

PREFÁCIO

Desde o descobrimento do novo mundo, acreditou-se que sua imensidão territorial era fonte inesgotável de recursos naturais. A agricultura, fonte primária do desenvolvimento econômico, pautou seu crescimento simplesmente pela substituição de florestas e campos por cultivos necessários ao atendimento das necessidades alimentares da nova população. Estima-se que, até o momento, mais de 90% da floresta atlântica, mais da metade dos cerrados, e mais de um sexto da floresta amazônica tenham sido utilizados em nome da produção de alimentos, energia, e fibras. Apesar de cinco séculos de exploração, a fronteira agrícola continua a se expandir pelas mesmas práticas, ou seja, derrubada, queimada, e implantação de monocultivos que, em muitas situações, são logo abandonados, deixando um rastro de degradação ambiental.

A agricultura é um sistema tecnológico criado pelo homem, e há necessidade de se entender sua perspectiva ecológica. É preciso reconhecer também que essa mesma tecnologia conseguiu reverter áreas naturalmente improdutivas em campos férteis, mas com enfoque apenas na produção, sem perspectiva conservacionista. Com a crescente tendência na tentativa de se minimizar os efeitos adversos da exploração agrícola sobre o ambiente, com os consumidores impondo restrições e especificando condições de produção de alimentos, o planejamento do uso da terra com base nos aspectos climáticos procura fornecer elementos para desenvolvimento da agricultura sustentável. Os conceitos aqui apresentados e discutidos são fundamentais para que o equilíbrio entre aumento da produção de alimentos, fibras, e energia, e preservação dos ecossistemas seja alcançado.

Este texto, originário de anotações de aula, e fruto de quase cinco décadas de estudos agrometeorológicos brasileiros, procura descrever tópicos meteorológicos e climatológicos, e suas aplicações às atividades agrícolas. Os primeiros capítulos são voltados para a descrição do meio físico e suas forçantes, sendo seguidos por capítulos em que se procurou descrever as interações dos elementos meteorológicos com meio biótico. O objetivo é fornecer conhecimentos básicos necessários para se analisar e entender as relações entre o ambiente e as atividades agrícolas, visando maximizar a exploração econômica dos recursos naturais, porém, consciente da necessidade de preservação do ambiente para gerações futuras. A intenção é que este texto seja utilizado como referência básica, principalmente em escolas de agricultura.

Um alerta! O leitor não encontrará aqui um discurso ecológico, mas apenas relatos das relações energéticas e suas conseqüências, numa interpretação física das respostas biológicas do sistema agrícola. Sendo a agricultura um sistema extremamente dinâmico, espera-se que o leitor encontre aqui estímulo para observar, analisar, e entender as nuances de cada situação particular, e pautar suas decisões em bases mais compatíveis com a realidade de cada ambiente. Não há nenhuma fórmula ou receita mágica.

Verão de 2007
Os autores

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO À AGROMETEOROLOGIA	1
1.1. Introdução	
1.2. Meio (Ambiente) e Sistema	
1.3. Condicionantes Climáticos / Meteorológicos da Produtividade Agrícola	
1.4. Objetivos e Atuação da Meteorologia Agrícola	
1.5. Perspectivas	
CAPÍTULO 2. DEFINIÇÕES E CONCEITOS	4
2.1. Clima e Tempo	
2.2. Elementos e Fatores Climáticos / Meteorológicos	
2.3. Escala Temporal dos Fenômenos Atmosféricos	
2.4. Escala Espacial dos Fenômenos Atmosféricos	
2.5. Estações do Ano	
CAPÍTULO 3. A ATMOSFERA TERRESTRE	10
3.1. Estrutura Vertical da Atmosfera	
3.2. Composição Básica da Atmosfera	
3.3. Efeitos da Atmosfera sobre o Balanço de Energia Radiante	
3.3.1. Absorção da Radiação Solar	
3.3.2. Difusão da Radiação Solar	
CAPÍTULO 4. MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS	15
4.1. Circulação Geral da Atmosfera / Ventos Predominantes	
4.2. Ciclones e Anticiclones	
4.3. Circulação na América do Sul	
4.4. El Niño e La Niña	
4.5. Estrutura Vertical dos Ventos	
4.6. Circulações e Ventos Locais	
4.6.1. Brisas Terra-Mar	
4.6.2. Brisa de Montanha e de Vale	
4.6.3. Vento Foehn ou Chinook	
4.7. Massas de Ar / Frentes	
4.7.1. Frentes	
CAPÍTULO 5. RADIAÇÃO SOLAR	24
5.1. Introdução	
5.2. Definições	
5.3. Leis da Radiação	
5.3.1. Lei de Stefan – Boltzmann	
5.3.2. Lei de Wien	
5.4. Distribuição da Energia Solar na Superfície Terrestre	
5.5. Projeção e Direção de Sombra de um Objeto	
5.6. Cálculo do Fotoperíodo	
5.7. Irradiância Solar em Superfícies Paralelas ao Plano do Horizonte	
5.7.1. Valores Diários Desconsiderando-se os Efeitos da Atmosfera	
5.7.2. Valores Diários Considerando-se os Efeitos da Atmosfera	
5.8. Radiação Solar Incidente numa Superfície Inclinada	
5.9. Medidas da Irradiância Solar Global	
5.10. Medidas de Irradiância Direta e Difusa	
5.11. Medida do Número de Horas de Brilho Solar	
5.12. Estimativa da Irradiância Solar Global Diária (Q _g)	
5.13. Radiação Fotossinteticamente Ativa	
5.14. Exercícios Propostos	

CAPÍTULO 6. TEMPERATURA	36
6.1. Introdução	
6.2. Temperatura do Solo	
6.2.1. Fatores Determinantes da Temperatura do Solo	
6.2.2. Variação Temporal da Temperatura do Solo	
6.3. Temperatura do ar	
6.3.1. Variação Temporal e Espacial da Temperatura do Ar	
6.4. Termometria	
6.5. Cálculo da Temperatura Média do Ar e do Solo	
6.6. Estimativa da Temperatura Média Mensal do Ar	
6.7. Estimativa da Temperatura do Solo em Função da Temperatura do Ar	
6.8. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 7. UMIDADE DO AR	46
7.1. Introdução	
7.2. Definições	
7.3. Equipamentos Utilizados na Determinação da Umidade Relativa do Ar	
7.4. Variação Temporal da Umidade do Ar	
7.5. Orvalho	
7.5.1. Medida do Orvalho e de sua Duração	
7.5.2. Estimativa da Duração do Período de Molhamento por Orvalho	
7.5. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 8. CHUVA	53
8.1. Introdução	
8.2. Condensação na Atmosfera	
8.3. Formação da Chuva	
8.4. Tipos de Chuva	
8.5. Medida da Chuva	
8.6. Probabilidade de Ocorrência de Chuva	
8.7. Período de Retorno	
8.8. Índice de Erosividade das Chuvas	
8.9. Interceptação da Chuva pela Vegetação	
8.9.1. Redistribuição da Chuva ao Interagir com a Vegetação	
8.9.2. Estimativa de Parm e da Pint	
8.10. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 9. VENTO	61
9.1. Introdução	
9.2. Escala Espacial de Formação dos Ventos	
9.3. Medida do Vento	
9.4. Direção Predominante dos Ventos	
9.5. Velocidade dos Ventos	
9.6. Escala de Velocidade dos Ventos	
9.7. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 10. BALANÇO DE ENERGIA	65
10.1. Introdução	
10.2. Balanço de Radiação	
10.3. Medida e Estimativa do Balanço de Radiação	
10.4. Balanço de Radiação em Ambiente Protegido	
10.5. Fundamentos do Balanço de Energia em Sistemas Vegetados	
10.6 Exercícios Propostos	

CAPÍTULO 11. REGIME RADIATIVO DE UMA VEGETAÇÃO	72
11.1. Introdução	
11.2. Interação com a vegetação	
11.3. Regime Radiativo Acima da Vegetação	
11.4. Regime Radiativo Dentro da Vegetação	
11.5. Balanço de Radiação Acima de uma Vegetação	
CAPÍTULO 12. EVAPO(TRANSP)IRAÇÃO	78
12.1. Introdução	
12.2. Definições	
12.3. Determinantes da ET	
12.3.1. Fatores Climáticos	
12.3.2. Fatores da Planta	
12.3.3. Fatores de Manejo e do Solo	
12.3.4. Interrelação Demanda Atmosférica - Suprimento de Água pelo Solo	
12.4. Medida da Evaporação e da Evapotranspiração	
12.4.1. Evaporação	
12.4.2. Evapotranspiração	
12.5. Estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETP ou ETo)	
12.6. Critério para Escolha de Método de Estimativa da ETP	
12.7. Evapo(transpi)ração no Interior de Estufas Plásticas	
12.8. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 13. BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO	92
13.1. Introdução	
13.2. Elaboração do Balanço Hídrico Climatológico	
13.2.1. Determinação da CAD	
13.2.2. Roteiro para a Elaboração do Balanço Hídrico Climatológico	
13.2.3. Inicialização do Balanço Hídrico Climatológico Normal	
13.2.4. Aferição dos Cálculos	
13.2.5. Representação Gráfica do Balanço Hídrico	
13.3. Aplicações do Balanço Hídrico Climatológico	
13.4. Balanço Hídrico Climatológico Seqüencial	
13.4.1. Aplicações do Balanço Hídrico Climatológico Seqüencial	
13.5. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 14. BALANÇO HÍDRICO DE CULTIVOS	102
14.1. Introdução	
14.2. Determinação da CAD	
14.3. Elaboração do Balanço Hídrico de Cultivo	
14.4. Balanço Hídrico para Controle da Irrigação	
14.4.1. Roteiro para Monitoramento da Irrigação	
14.5. Exercícios Propostos	
CAPÍTULO 15. CLIMATOLOGIA	111
15.1. Introdução	
15.2. Fatores do Clima	
15.2.1 Fatores do Macroclima	
15.2.2. Fatores do Topoclima	
15.2.3. Fatores do Microclima	
15.3. Climograma	
15.4. Classificação Climática	
15.4.1. Classificação de Köppen	
15.4. 2. Classificação de Thornthwaite	

15.5. Mudança, Variabilidade e Anomalias do Clima

15.5.1. Mudança e variabilidade do Clima

15.5.2. Anomalias Climáticas

CAPÍTULO 16. TEMPERATURA COMO FATOR AGRONÔMICO **126**

16.1. Introdução

16.2. Temperatura e Produtividade Animal

16.2.1. Conforto Térmico

16.2.2. Índices de Conforto Hígro-Térmico para Animais Homeotermos

16.3. Temperatura e Produtividade Vegetal

16.3.1. Temperatura e Dormência de Plantas de Clima Temperado

16.3.2. Temperatura do Ar e Desenvolvimento de Plantas

16.3.3. Determinação de Zonas de Maturação

16.3.4. Temperatura do Ar e Desenvolvimento de Insetos

16.3.5. Temperatura e Outros Processos nos Vegetais

16.4. Aplicação de Defensivos

16.5. Exercícios Propostos

CAPÍTULO 17. EFEITO COMBINADO TEMPERATURA - UMIDADE DO AR **139**

17.1. Introdução

17.2. Duração do Período de Molhamento e Doenças de Plantas

17.3. Interação Temperatura - Umidade e Fitossanidade

17.4. Influência de Práticas Agrícolas na Fitossanidade

17.5. Estações de Aviso Fitossanitário

17.6. Risco de Ocorrência de Incêndios

CAPÍTULO 18. IMPORTÂNCIA AGROECOLÓGICA DOS VENTOS **147**

18.1. Introdução

18.2. Efeitos dos Ventos

18.3. Práticas Preventivas Contra os Efeitos Desfavoráveis do Vento

18.4. Tipos de QV

18.5. Características Desejáveis dos QV Vegetais

18.6. Aspectos Agronômicos do Uso de QV Vegetais

18.7. Vantagens do Uso de QV Vegetais

CAPÍTULO 19. GEADA **153**

19.1. Introdução

19.2. Tipos de Geada

19.3. Fatores de Formação de Geadas no Brasil

19.3.1. Fatores Macroclimáticos

19.3.2. Fatores Topoclimáticos

19.3.3. Fatores Microclimáticos

19.4. Agravantes Naturais de Geadas

19.5. Efeitos da Geada nos Vegetais

19.6. Medidas para Minimização dos Efeitos da Geada

19.6.1. Medidas Topo e Microclimáticas

19.6.2. Uso de Produtos Químicos

19.6.3. Proteção Direta (no dia de ocorrência)

19.6.4. Uso de Coberturas Protetoras

19.7. Exercícios Propostos

CAPÍTULO 20. CONDICIONAMENTO CLIMÁTICO DA PRODUTIVIDADE POTENCIAL **165**

20.1. Introdução

20.2. Bioconversão de Energia Solar

20.3. Aspectos Fisiológicos da Produtividade

20.4. Efeitos do Ambiente na Bioconversão

- 20.5. Estimativa da Produtividade Potencial
- 20.6. Efeito da Deficiência Hídrica sobre a Produtividade
- 20.7. Exercícios Propostos

CAPÍTULO 21. ZONEAMENTO AGROCLIMÁTICO

173

- 21.1. Introdução
- 21.2. Metodologias para a Elaboração do Zoneamento Agroclimático
 - 21.2.1. Caracterização das Exigências Climáticas das Culturas
 - 21.2.2. Elaboração de Cartas Climáticas Básicas
 - 21.2.3. Elaboração de Cartas de Zoneamento
- 21.3. Considerações Finais

CAPÍTULO 22. INFORMAÇÕES (AGRO)METEOROLÓGICAS

177

- 22.1. Previsão do Tempo
- 22.2. Previsão do Tempo no Brasil
- 22.3. Observações Meteorológicas de Superfície
 - 22.3.1. Estações Meteorológicas
- 22.4. Sistemas de Informações Agrometeorológicas
 - 22.4.1. Benefícios das Informações Agrometeorológicas
 - 22.4.2. SIA's existentes no Brasil

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

184

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO À AGROMETEOROLOGIA

1.1. Introdução

Meteorologia é o ramo da ciência que se ocupa dos fenômenos físicos da atmosfera (*meteoros*). Seu campo de atuação abrange o estudo das condições atmosféricas em dado instante, ou seja, das condições do *tempo*. Tais condições resultam da movimentação atmosférica, que é originada pela variação espacial das forças atuantes na massa de ar. Portanto, a atmosfera é um sistema dinâmico, em contínua movimentação, embora se tenha, em algumas situações, a sensação de que o ar esteja "parado". Mas isso ocorre esporadicamente em alguns locais e apenas por alguns instantes, em virtude do equilíbrio dinâmico das forças atuantes naquele local. Um dos desafios da ciência é prever, com razoável antecedência, os resultados dessa movimentação e suas possíveis conseqüências. A isso se denomina *Previsão do Tempo*, e essa é a parte visível da meteorologia, e que ganha cada vez mais espaço na tomada de decisões operacionais, principalmente nas atividades agrícolas cotidianas.

Outro aspecto importante dessa movimentação atmosférica é sua descrição estatística, em termos de *valores médios* seqüenciais. Desse modo, faz-se uma descrição do ritmo anual mais provável de ocorrência dos fenômenos atmosféricos. É esse seqüenciamento médio que define o *clima* de um local, e que determina quais atividades são ali possíveis. Essa caracterização média define a *Climatologia*. Isto significa que a Meteorologia trabalha com *valores instantâneos* enquanto a Climatologia utiliza *valores médios* (de longo período).

Tendo como critério a influência das condições atmosféricas sobre as atividades humanas, a Meteorologia possui divisões especializadas com objetivos bem focados sendo uma delas a *Agrometeorologia* (ou *Meteorologia Agrícola*), voltada para as condições atmosféricas e suas conseqüências no ambiente rural.

As condições climatológicas *indicam* o tipo de atividade agrícola mais viável de um local, e as condições meteorológicas *determinam* o nível de produtividade para aquela atividade, num certo período, além de interferir na tomada de decisão com relação às diversas práticas agrícolas.

1.2. Meio (ambiente) e sistema

Do ponto de vista termodinâmico, (*meio ambiente*) é tudo que envolve e interage com um *sistema*. No caso da agricultura, a atmosfera, o solo, e a água fazem parte do ambiente, enquanto que as plantas, os animais, e os microrganismos são os sistemas. Do ponto de vista *ecológico*, costuma-se separá-los em *meio biótico* (plantas, animais e microrganismos) e *abiótico* (atmosfera, solo e água). A água faz parte tanto do meio biótico como do abiótico, sendo encontrada natural e simultaneamente nas três fases físicas (sólida, líquida, gasosa). A presença ou ausência da água afeta profundamente o balanço de energia do sistema. Havendo água em abundância, cerca de três quartos da energia solar disponível serão utilizados no processo de mudança de fase líquida para gasosa (*calor latente de evaporação*) com conseqüente amenização da temperatura (calor sensível).

O planeta Terra pode ser comparado a uma gigantesca *fábrica* que contém toda a matéria prima necessária para sua produção, e a energia para os diversos processos é provida diariamente pelo Sol. A captação da energia solar é feita pelas plantas e algas que, pela *fotosíntese*, transformam-na em produtos necessários à manutenção da vida na presente forma. Evidentemente, dentro desta "fábrica" existem inúmeros *departamentos*, que são os grandes sistemas ecológicos naturais. Cada departamento é constituído por diversas *seções*, que são agrupamentos de *indivíduos*, nem sempre da mesma espécie. Em geral, quanto mais próximo do equador terrestre, maior o número de espécies presentes, isto é, maior a *biodiversidade* natural, em função do ambiente.

1.3. Condicionantes climáticos/meteorológicos da produtividade agrícola

A agricultura é um sistema tecnológico artificial desenvolvido pelo homem com o objetivo de se obter alimento, fibra, e energia em quantidade suficiente para garantir sua subsistência por um certo período. As plantas foram gradativamente sendo domesticadas até permitir que extensas áreas fossem cobertas com indivíduos com mesma composição genética. Nessa condição, a interação com o ambiente depende do estágio de desenvolvimento das plantas visto que, num dado instante, todos os indivíduos daquela comunidade têm a mesma idade, com porte semelhante, e também com mesma suscetibilidade aos rigores impostos pelo meio. Quanto mais homogênea for a população de plantas, maior será sua suscetibilidade às condições ambientais.

O ritmo da disponibilidade de energia e de água de uma região determina o seu potencial de produtividade agrícola. A energia radiante, a temperatura, e a umidade afetam o *desenvolvimento* e o *crescimento* dos vegetais, dos insetos e dos microrganismos. A produção de biomassa está diretamente relacionada à disponibilidade energética no meio, que condiciona a *produtividade potencial* de cada cultura. A estimativa da potencialidade produtiva das culturas em uma região é feita com *modelos agroclimáticos*, que também podem servir de subsídio para a *previsão de safras*.

A duração das fases e do ciclo de desenvolvimento dos vegetais e dos insetos é condicionada pela *temperatura*, e pelo tempo que ela permanece dentro de limites específicos. Um índice bioclimático que tem sido usado para estudar essa relação é denominado de *graus-dias*, ou seja, quantos graus de temperatura ocorreram

durante um dia e que efetivamente contribuíram de maneira positiva com o metabolismo do organismo considerado. O efeito térmico é fundamental para a produção das frutíferas de clima temperado, que necessitam entrar em repouso durante o inverno, e para tal exigem certo *número de horas de frio*, para quebrar a dormência das gemas e retomarem o crescimento vegetativo e o desenvolvimento após o inverno. O *fotoperíodo* (número máximo possível de horas de brilho solar) é outro condicionante ambiental que exerce influência no desenvolvimento das plantas, pois algumas espécies só iniciam a fase reprodutiva quando da ocorrência de um valor crítico de fotoperíodo por elas exigido. O ritmo anual desses elementos permite a escolha de melhores épocas de semeadura, visando ajustar o ciclo das *culturas anuais* às melhores condições locais de clima, minimizando-se *riscos de adversidades meteorológicas*, para que expressem sua potencialidade produtiva.

O ciclo vital dos fitopatógenos é constituído por fases típicas, e no caso de fungos, por exemplo: pré-penetração, penetração, pós-invasão, e liberação/dispersão de esporos. Com exceção da pós-invasão, as outras fases, por ocorrerem fora da planta, são totalmente dependentes das condições ambientais, pois temperatura e duração do molhamento da parte aérea das plantas, por orvalho ou chuva, são essenciais para a germinação dos esporos e sua penetração nos tecidos vegetais. O vento e a chuva atuam como agentes de dispersão carregando esporos, além do vento causar lesões nas plantas, por atrito e agitação, e que favorecem a penetração de patógenos nos tecidos. Conhecendo-se os efeitos desses elementos condicionantes das infestações, pode-se inferir a existência de condições ambientais favoráveis ou não para ocorrência de pragas e de doenças, como base para seu controle e orientação quanto a esquemas de *alerta fitossanitários* eficientes, econômica e ambientalmente, e de aplicação de defensivos agrícolas.

A disponibilidade de água depende do balanço entre *chuva* e *evapotranspiração*, sendo esta última dependente das condições da superfície (tipo de cobertura, tipo de solo) e da *demanda atmosférica* (disponibilidade energética, umidade do ar, e velocidade do vento). A disponibilidade hídrica no solo pode ser quantificada pelo *balanço hídrico climatológico*, evidenciando as flutuações temporais de períodos com *excedente* e com *deficiência*, permitindo planejamento das atividades agrícolas, visando minimizar perdas. Também o teor de açúcares, a qualidade de bebida e de fibras, e o aspecto dos frutos são afetados pelas condições ambientais. As exigências hídricas das culturas e sua relação com as condições ambientais embasam o suporte ao planejamento e quantificação da irrigação.

As condições meteorológicas representam *fatores exógenos* que afetam a fecundidade, o período de gestação e, portanto, a eficiência reprodutiva dos animais. Durante sua vida, o animal responde diretamente às condições físicas do ambiente, que podem lhe causar *estresse físico* por excesso ou deficiência de chuvas, por temperaturas elevadas ou baixas, por ventos fortes e constantes. As condições de *conforto térmico* afetam diretamente seu ganho de massa corporal (produção de carne), bem como de outros produtos (leite e ovos), além da sua qualidade (lã). Há também efeitos indiretos, causados pelo clima, sobre o crescimento das pastagens e surtos de doenças.

1.4. Objetivos e Atuação da Agrometeorologia

Das atividades econômicas, a agricultura é sem dúvida aquela com maior dependência das condições do tempo e do clima. As condições atmosféricas afetam todas as etapas das atividades agrícolas, desde o preparo do solo para semeadura até a colheita, o transporte, o preparo, e o armazenamento dos produtos. As conseqüências de situações meteorológicas adversas levam constantemente a graves impactos sociais, e a enormes prejuízos econômicos, muitas vezes difíceis de serem quantificados. Mesmo em regiões com tecnologia avançada e com organização social suficiente para diminuir esses impactos, os rigores meteorológicos muitas vezes causam enormes prejuízos econômicos. Como as *condições adversas* do tempo são freqüentes e muitas vezes imprevisíveis a médio e longo prazo, a agricultura constitui-se em atividade de grande risco. Exemplos são as ocorrências de secas prolongadas, os *veranicos* (períodos secos dentro de uma estação úmida), as geadas, e os períodos de chuva excessiva muitas vezes acompanhadas de granizo.

Segundo Smith (1975), a “*Meteorologia Agrícola* tem por objetivo colocar a ciência da Meteorologia à serviço da *Agricultura* em todas suas formas e facetas, para melhorar o uso da terra, para ajudar a produzir o máximo de alimentos, e a evitar o abuso irreversível dos recursos da terra”. Tendo essa descrição em mente, o *objetivo* do presente texto é fornecer conhecimentos necessários para se analisar e entender as relações entre o ambiente e as atividades agrícolas, visando maximizar a exploração econômica dos recursos naturais, porém consciente da necessidade de preservação do ambiente para gerações futuras.

1.5. Perspectivas

Com a crescente tendência na tentativa de se minimizar os efeitos adversos da exploração agrícola sobre o ambiente, com os consumidores impondo restrições e especificando condições de produção de alimentos, o planejamento do uso da terra com base nos aspectos forçantes do clima procura fornecer elementos para desenvolvimento da agricultura sustentável. A delimitação da aptidão das regiões aos cultivos quanto ao fator clima resulta no *Zoneamento Agroclimático*. Essa delimitação climática, juntamente com a aptidão edáfica (solos),

compõem o *Zoneamento Agroecológico* (clima e solo), que se juntando ao levantamento das condições sócio-econômicas, definem o *Zoneamento Agrícola*, base para o planejamento racional do uso da terra.

Desde a semeadura até a colheita, os tratos culturais (aplicação de defensivos, irrigações, movimento de máquinas agrícolas, etc.) são condicionados pelas condições ambientais. Logo, a tomada de decisões e o planejamento de operações cotidianas dependem do conhecimento das condições meteorológicas prevalentes. O acompanhamento diário dessas condições e a utilização da previsão do tempo constitui-se em ferramenta fundamental para a operacionalização das atividades agrícolas. A esse monitoramento diário das condições ambientais existentes e à elaboração de informes específicos denomina-se de *Agrometeorologia Operacional*. Essa é uma atividade em que se procura estabelecer harmonia entre as condições reinantes, a previsão meteorológica, e as atividades necessárias para bom desempenho econômico. Essa é uma maneira prática de se reduzir o impacto agroambiental imposto pela exploração desenfreada dos recursos naturais, na tentativa de se prover alimentos, energia, e fibras para uma população crescente.

Resumindo, a *Agrometeorologia* tem sua principal aplicação no planejamento e na tomada de decisões numa propriedade agrícola, seja na produção animal ou vegetal, sendo ferramenta indispensável àqueles envolvidos no processo produtivo rural.

CAPÍTULO 2. DEFINIÇÕES E CONCEITOS

2.1. Clima e tempo

A atmosfera é uma massa em contínuo movimento e isto induz variações nas condições predominantes numa região. O estado da atmosfera pode ser descrito por variáveis que caracterizam sua condição energética. Para um local, essa descrição pode ser tanto em termos instantâneos, definindo sua condição atual, como em termos estatísticos, definindo uma condição média. Portanto, introduz-se uma escala temporal na descrição das condições atmosféricas. Denomina-se *tempo* à descrição instantânea, enquanto que a descrição média é denominada de *clima*. Logo, *tempo* é o *estado* da atmosfera num local e instante, sendo caracterizado pelas condições de temperatura, pressão, concentração de vapor, velocidade e direção do vento, precipitação; e *clima* é a *descrição média*, valor mais provável, das condições atmosféricas nesse mesmo local. Com a descrição climática sabe-se antecipadamente que condições de tempo são predominantes (mais prováveis) na região e, conseqüentemente, quais atividades agrícolas têm maior possibilidade de êxito.

Clima é uma descrição *estática* que expressa as condições médias (geralmente, mais de 30 anos) do seqüenciamento do tempo num local. O ritmo das variações sazonais de temperatura, chuva, umidade do ar, etc, caracteriza o clima de uma região. O período mínimo de 30 anos foi escolhido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) com base em princípios estatísticos de tendência do valor médio. Desse modo, inclui-se anos com desvios para mais e para menos em todos os elementos do clima. Ao valor médio de 30 anos chama-se *Normal Climatológica*.

A Figura 2.1 mostra a variação anual da temperatura do ar próximo da superfície ($\approx 1,5\text{m}$ acima do solo) e da chuva na região de Piracicaba, SP. É uma visualização do ritmo desses elementos climáticos ao longo do ano. Provavelmente, nunca ocorreu um ano igual ao *normal*, mas esta é a descrição do seqüenciamento das condições mais prováveis na região. Portanto, em termos médios, a temperatura da região varia entre o mínimo de 10 °C, em Julho, e o máximo de 30 °C, em Fevereiro. Com respeito à chuva, o período primavera-verão (Out - Mar) contribui com 78% do total anual. O período menos chuvoso corresponde aos meses mais frios. Portanto, o clima de Piracicaba, SP, apresenta verão chuvoso e quente, e inverno ameno e seco.

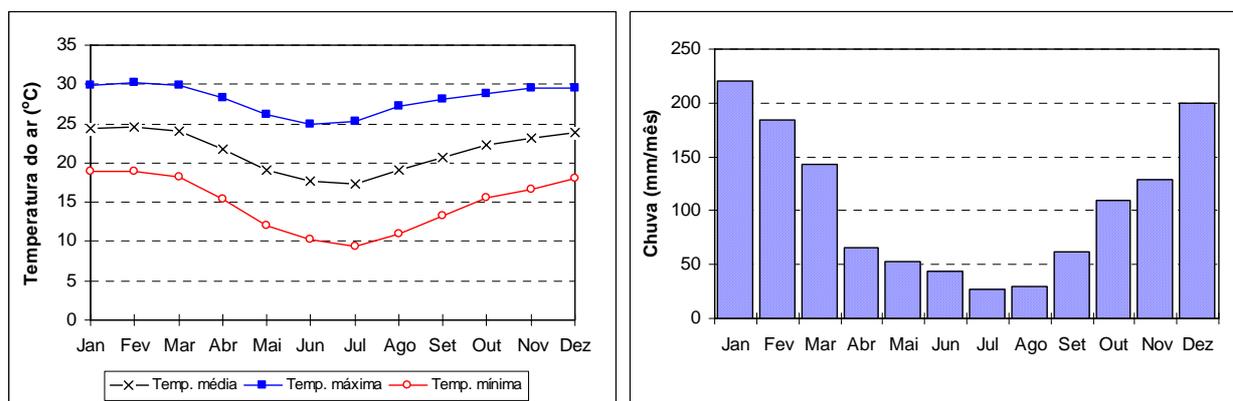


Figura 2.1. Seqüenciamento dos valores normais (1917 - 1999) de temperatura do ar e chuva em Piracicaba, SP.

2.2. Elementos e Fatores Climáticos / Meteorológicos

Elementos são grandezas (variáveis) que caracterizam o estado da atmosfera, ou seja: radiação solar, temperatura, umidade relativa, pressão, velocidade e direção do vento, precipitação. Esse conjunto de variáveis descrevem as condições atmosféricas num dado local e instante.

Fatores são agentes causais que condicionam os *elementos* climáticos. Fatores geográficos tais como latitude, altitude, continentalidade/oceanalidade, tipo de corrente oceânica, afetam os elementos. Por exemplo, quanto maior a altitude menor a temperatura e a pressão. A radiação solar pode ser tomada ou como *fator* condicionador ou como *elemento* dependente da latitude, altitude, e época do ano.

2.3. Escala Temporal dos Fenômenos Atmosféricos

A face da Terra voltada para o Sol (dia) está sempre mais quente que a face oposta (noite). Com o movimento de rotação da Terra, um local experimenta uma *variação diária* em suas condições meteorológicas (temperatura, pressão, nebulosidade, chuva, umidade relativa, etc). Essa variação diária ocorre em todos locais, com maior ou menor intensidade, e é um fenômeno natural. Em geral, quanto mais árido (seco) maior a variação diária da temperatura (calor sensível) e, conseqüentemente, da pressão. Portanto, essa é a *escala diária* de variação das condições meteorológicas.

Uma escala maior de variação das condições meteorológicas é a *anual*, que é devida ao posicionamento relativo entre a Terra e o Sol, gerando as *estações do ano*. As diferenças sazonais são mais intensas à medida que se afasta da linha do Equador. Na região equatorial, em função de uma certa constância de incidência da radiação solar ao longo do ano, as distinções entre as estações são menos intensas. À medida que se caminha em direção aos pólos, há acentuação nessa intensidade. Note-se que a radiação solar é o principal elemento controlador das variações tanto na escala diária como na anual. Essas são variações que ocorrem com uma periodicidade (ciclo) previsível.

Nesse ponto, é importante fazer distinção entre as variações que ocorrem rotineiramente e aquelas que indicam *mudanças no clima*. Quando se fala em *mudança climática*, fala-se de *tendências* que ocorrem nas condições regionais, num período razoavelmente longo de tempo (décadas, séculos), para uma grande região. Os causadores dessa mudança são os fenômenos naturais (vulcões, atividade solar), sem qualquer influência humana, e mais aqueles desencadeados realmente pelas atividades humanas (desmatamento, poluição, urbanização). Por exemplo, a necessidade de incorporar novas áreas na produção de alimentos pressiona o desmatamento e sua substituição por plantas de ciclo menor, com impacto sobre o clima local e regional.

A Figura 2.2 é uma representação da variação do total anual de chuvas ocorridas em Piracicaba, SP, desde 1917 até 1999. Percebe-se que períodos razoavelmente longos (15 a 25 anos) de tendência de aumento foram interrompidos por quedas bruscas nos totais de chuvas. Nota-se que, de 1917 até 1930 houve aumento significativo no total de chuva anual que passou de 1110mm para cerca de 1600mm. Embora tenha ocorrido uma flutuação muito grande, a tendência geral foi de aumento. Entre 1933 e 1948, houve tendência semelhante ao período anterior. Entre 1952 e 1965, e entre 1969 e 1975 a tendência de aumento se repetiu. De 1977 até 1982, houve um aumento brusco seguido de uma queda igualmente brusca. De 1983 até 1999, a flutuação esteve ao redor do valor médio. A tendência do século como um todo foi de leve aumento no total anual das chuvas. O pico de chuva de 1983 (2018mm) foi imediatamente após o episódio do El Niño mais intenso até então, e as chuvas de outono-inverno representaram 45% do total anual. Nota-se, por este exemplo, que a análise de períodos relativamente curtos (10 a 20 anos) invariavelmente conduz a conclusões inconsistentes.

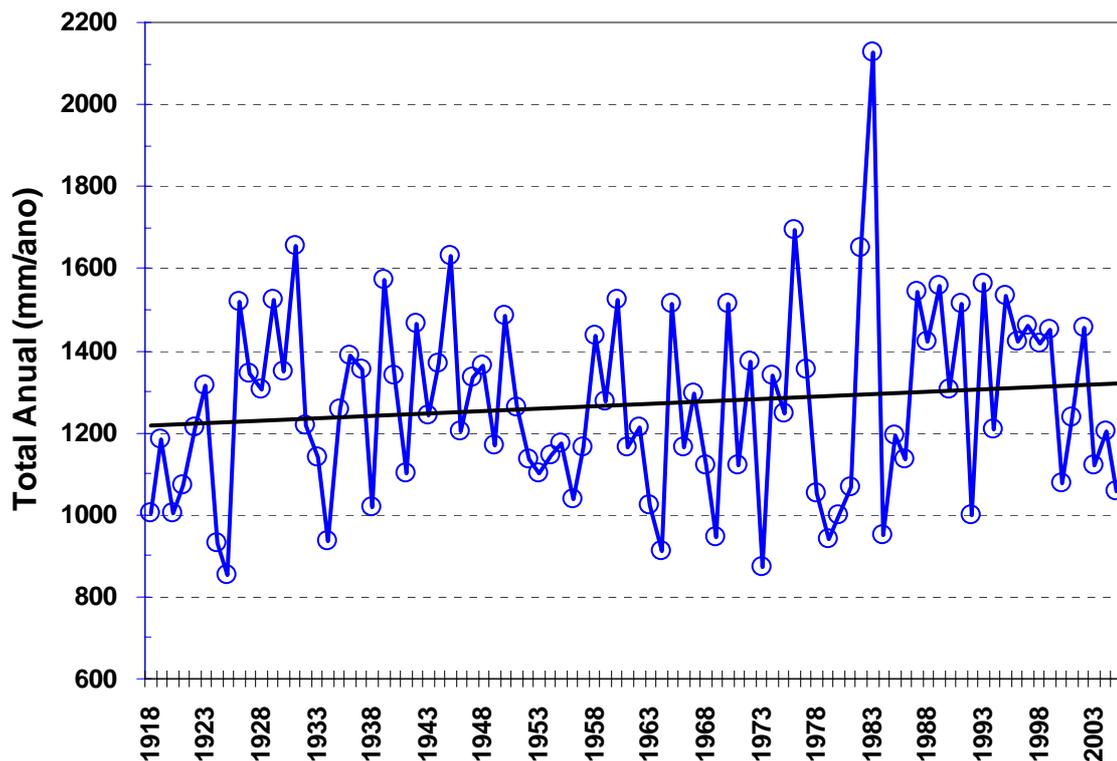


Figura 2.2. Seqüenciamento dos totais anuais de chuva em Piracicaba, SP.

Essa análise mostra que o total anual de chuvas em Piracicaba, SP teve pouco efeito da substituição da floresta nativa por cultivos agrícolas, principalmente pela cana-de-açúcar. Isso pode ser visto na Figura 2.3 que mostra a variação do total anual de chuvas em Campinas, SP, desde 1890 até 1992, e da porcentagem de cobertura florestal no Estado de São Paulo, que caiu de mais de 60%, no início do século, até cerca de 15% no final (Sentelhas et al., 1994). Comparando-se as Figuras 2.2 e 2.3, observa-se que o mesmo fato ocorreu em Piracicaba, onde as chuvas seguiram o mesmo ritmo encontrado em Campinas. No entanto, isso não é prova de que não haja tal

associação, mas apenas que a localização geográfica da região mascarou qualquer associação entre porcentagem de cobertura florestal e índices pluviométricos, nos dois locais.

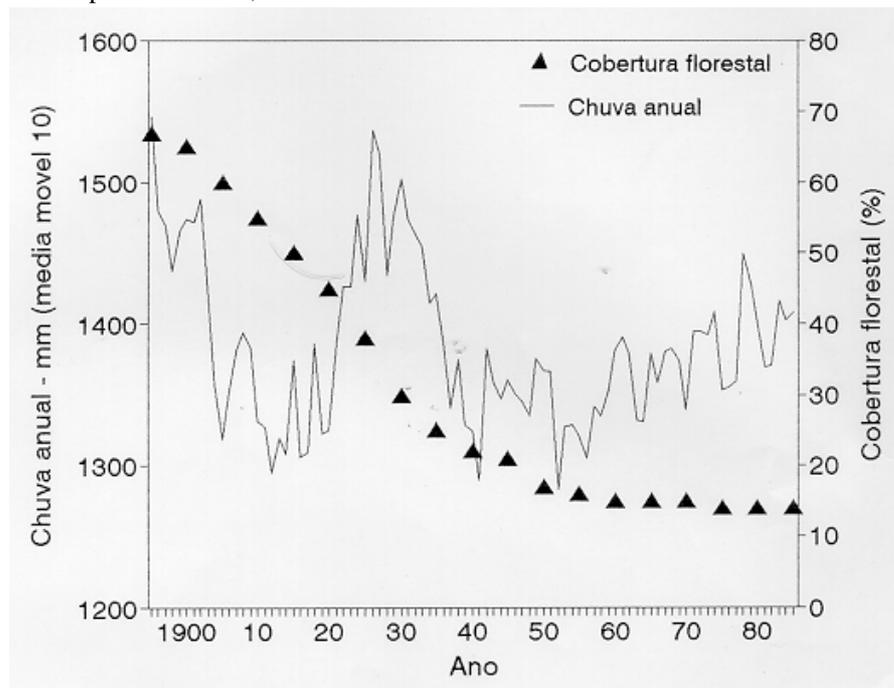


Figura 2.3. Média móvel (ordem 10) da chuva anual em Campinas, SP, e a porcentagem de cobertura florestal do Estado de São Paulo, desde 1890 até 1992. Adaptado de Sentelhas et al. (1994)

Análise semelhante deve ser feita com a temperatura do ar. É óbvio que tais tendências adquirem importância quando diversos locais mostram variações num mesmo sentido (aumento ou decréscimo). No entanto, é importante ter em mente que algumas tendências detectadas num local podem indicar que o fenômeno seja global, como é o caso do aumento da concentração de CO₂ atmosférico, no Havaí (ver Capítulo 3).

2.4. Escala Espacial dos Fenômenos Atmosféricos

Os fenômenos atmosféricos ocorrem de forma continuada, havendo influência de uma escala sobre outra. No entanto, visando a facilitar o entendimento de suas ocorrências e os efeitos possíveis da ação humana, pode-se separá-las em três grandes categorias, ou seja, *macro*, *meso*, e *micro*-escala, que são importantes para a previsão do tempo e para o manejo agrícola.

A *macro-escala* trata dos fenômenos em escala regional ou geográfica, que caracteriza o clima de grandes áreas pelos fatores geográficos (latitude, altitude, etc.). Nessa escala, descreve-se, por exemplo, o (*macro*)clima de uma região. Esta escala é o foco quando se fala em *mudança climática*.

A *meso-escala* se refere aos fenômenos em escala local, em que a *topografia* condiciona o (*topo* ou *meso*)clima pelas condições do relevo local. A exposição (N, S, E ou W), a configuração (vale, espigão, meia encosta), e o grau de inclinação do terreno determinam o clima local. Portanto, dentro do macroclima da região é possível que existam vários topoclimas. A configuração e a exposição do terreno podem modificar bastante os climas regionais, sendo de grande importância na agricultura, devendo ser levado em consideração no planejamento agrícola. Por exemplo, nas regiões S e SE do Brasil, os terrenos com face voltada para o Norte são mais ensolarados, mais secos e mais quentes. Os de face voltada para o Sul são menos ensolarados, mais úmidos e mais frios, sendo batidos pelos ventos SE predominantes na circulação geral da atmosfera. No inverno, terrenos à meia encosta ou convexos permitem boa drenagem do ar frio, ao passo que terrenos côncavos acumulam o ar frio, agravando os efeitos da geada em noites de intenso resfriamento. Logo, a meso-escala deve ser considerada no planejamento de implantação e manejo de um cultivo.

A *micro-escala* é aquela que condiciona o clima em pequena escala (*microclima*), sendo função do tipo de cobertura do terreno (solo nú, 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. Isso significa que dentro de um topoclima podem existir inúmeros microclimas, condição mais comum na natureza. Desse modo, enfatizando extremos, florestas não têm variações térmicas acentuadas no decorrer do dia, enquanto que culturas de menor porte e menos compactas ou cobertura morta intensificam a amplitude térmica.

2.5. Estações do Ano

A época do ano é caracterizada pela posição relativa Terra – Sol tomando-se o equador terrestre como referencial. Traçando-se um raio imaginário ligando o centro da Terra à posição do Sol, forma-se um ângulo em relação ao plano equatorial terrestre. A tal ângulo denomina-se de *declinação solar* (δ).

O Sol tem dois movimentos aparentes em torno da Terra, um no sentido E – W decorrente da *rotação* do planeta, e outro no sentido N – S devido ao movimento de *translação*. A declinação solar está relacionada ao movimento aparente no sentido N – S, sendo variável ao longo do ano entre os valores de $23^{\circ} 27' S$ (ou $-23,45^{\circ}$) e de $23^{\circ} 27' N$ (ou $+23,45^{\circ}$). Esses valores extremos são conseqüências da inclinação que o eixo terrestre faz com a linha normal ao plano de translação do planeta em torno do Sol (*plano da Eclíptica*), e determinam na Terra, respectivamente, os *Trópicos de Câncer e de Capricórnio*.

Em função da variação da posição relativa Terra - Sol ao longo do ano, algumas dessas posições foram adotadas como características, determinando as principais efemérides (comemoração de um fato) astronômicas que definem as *estações do ano*. Define-se *Equinócio* quando o Sol aparentemente se encontra sobre a linha do *Equador* terrestre ($\delta = 0^{\circ}$); e isto ocorre duas vezes por ano (ao redor de 21/03 e de 23/09). Logo, os equinócios indicam o início do *outono* e da *primavera*.

Solstício é quando o Sol atinge seu afastamento máximo da linha do equador, e isto ocorre também duas vezes por ano. Em torno de 22/06, o Sol está aparentemente sobre o *Trópico de Câncer* (Hemisfério Norte), e determina o início do *inverno* no hemisfério sul; mas em 22/12, quando ele está sobre o *Trópico de Capricórnio* (Hemisfério Sul), inicia-se o nosso *verão*.

Em seu movimento de *translação*, a Terra descreve uma elipse com excentricidade muito pequena (Figura 2.4). Logo, durante uma época do ano a Terra está mais próxima do Sol, enquanto que seis meses mais tarde ela estará mais longe. Define-se *Afélio* quando a Terra se encontra mais afastada do Sol ($\approx 1,52 \cdot 10^8$ km), e isto ocorre aproximadamente no dia 04/07 (no inverno). *Periélio* é quando a Terra se encontra mais próxima do Sol ($\approx 1,47 \cdot 10^8$ km), no início de Janeiro (cerca de 03/01). A distância média Terra - Sol ($1,496 \cdot 10^{11}$ m) é tomada como padrão de medida em Astronomia, sendo definida como *Unidade Astronômica* (UA).

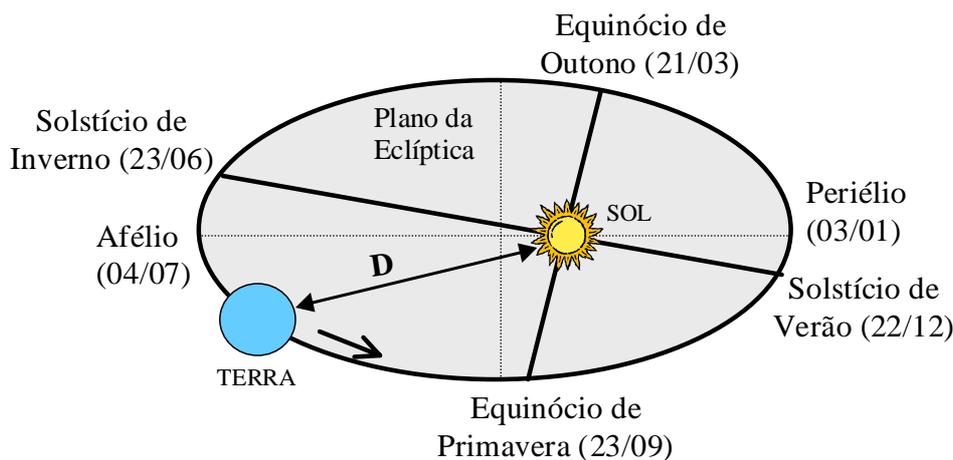


Figura 2.4. Representação esquemática do movimento de translação da Terra ao redor do Sol. Adaptado de Hartmann (1994).

No período de um ano, a Terra percorre aproximadamente $9,4 \cdot 10^8$ km ao redor do Sol, ou seja, ela possui velocidade média de ≈ 30 km/s. Pela Segunda lei de Kepler, que diz que uma linha ligando a Terra ao Sol descreve áreas iguais em tempos iguais, deduz-se que a velocidade é maior no periélio, quando a linha é menor, e menor no afélio, quando a linha é maior.

Os movimentos aparentes do Sol em torno da Terra originam, também, uma variação espacial (no sentido latitudinal) e temporal (durante o ano) da duração do período em que o Sol permanece acima do plano do horizonte em um ponto sobre a superfície da Terra (*Fotoperíodo*, ver Capítulo 5 – item 5.6, e Tabela 5.1). Esse fenômeno pode ser ilustrado pelo arco que o Sol descreve diariamente em torno do horizonte geográfico de um local, nas várias épocas do ano. A Figura 2.5 ilustra o efeito combinado do movimento de translação com a inclinação do eixo da Terra. A área clara do globo terrestre representa a área iluminada pelos raios solares. Verifica-se que durante os Solstícios, o Sol estando acima ou abaixo da linha do equador terrestre, as áreas iluminadas são diferentes nos dois hemisférios. No Solstício de verão para o hemisfério sul (22/12), este hemisfério fica iluminado por mais tempo que o hemisfério norte. Imaginando-se o movimento de rotação da Terra, percebe-se que naquela data a região do círculo polar sul fica iluminada continuamente, ou seja, o Sol não se põe abaixo do horizonte. Enquanto isso ocorre no sul, no círculo polar norte o Sol não aparece acima do horizonte. Seis meses depois, em 22/06, a situação se inverte com o Sol sempre brilhando no círculo polar norte, e sempre abaixo do horizonte no pólo sul.

Durante os Equinócios, quando o Sol está sobre a linha do equador, em todos os locais da Terra, a área iluminada terá a mesma duração, ou seja, cerca de 12 horas de fotoperíodo.

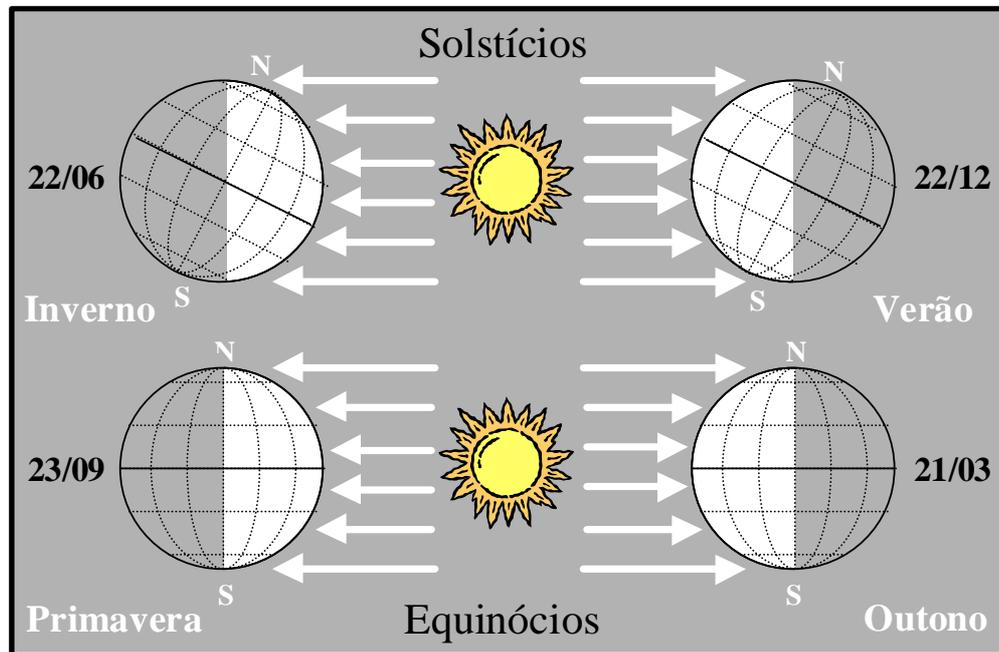


Figura 2.5. Variação anual do fotoperíodo em função do movimento de translação da Terra. Adaptado de Azevedo (1961).

A duração do fotoperíodo, além de sua importância em determinar o total diário de radiação solar incidente sobre um local na Terra (ver Capítulo 5 – Radiação Solar), é importante fator ecológico, pois grande número de espécies vegetais apresenta processo de desenvolvimento que responde a esse fator (fotoperiodismo). Por exemplo, plantas perenes adaptadas a climas frios respondem a estímulos do fotoperíodo, pois são frequentes as ocorrências de curtos períodos com elevação súbita da temperatura durante o inverno. Se essas plantas responderem apenas a estímulos de temperatura, elas sofrerão danos térmicos logo que a temperatura voltar ao normal do inverno. Portanto, o fotoperíodo funciona como um estímulo que a planta percebe tanto para iniciar seu período de repouso como para retornar ao período vegetativo.

A Figura 2.6, mostra como três observadores em três posições (latitudes) diferentes, sendo um no hemisfério norte (12° N) e dois no hemisfério sul (12° S e 30° S), vêem o Sol ao meio-dia, no transcorrer de seu caminhar aparente N – S ao longo do ano. Os observadores situados entre os trópicos terão o Sol passando a pino, sobre suas cabeças, duas vezes por ano (Figura 2.6a, b), enquanto que aquele situado ao sul do Trópico de Capricórnio nunca observará tal condição (Figura 2.6c). O plano do horizonte é imaginário e tangencia a superfície terrestre no ponto de observação, sendo perpendicular à linha do *Zênite* (linha imaginária que liga o centro da Terra e o ponto na superfície, prolongando-se ao espaço acima do observador). O ângulo formado pela linha vertical imaginária que passa pela cabeça do observador e os raios solares é chamado de *Ângulo Zenital* (Z). A Figura 2.6 ilustra os valores de Z ao meio-dia local, nas situações mais características das relações Terra – Sol, para os três observadores.

Com os movimentos da Terra, verifica-se que os raios solares atingem a superfície terrestre com diferentes ângulos zenitais, em diferentes horas e épocas do ano. Num instante qualquer, o ângulo zenital Z (Figura 2.7) determina a quantidade de energia solar que atinge a superfície terrestre. Tomando-se como referência uma área unitária (A_N) igual a 1 m^2 , quando os raios solares incidem perpendicularmente sobre ela, a quantidade de energia solar S se distribui sobre 1 m^2 , determinando uma intensidade $I_N = S / A_N$. Quando os raios solares se inclinam a mesma energia S se distribui sobre uma área maior (A_Z), resultando numa intensidade $I_Z = S / A_Z$. A relação $I_Z / I_N = A_N / A_Z = \cos Z$ define a *Lei do Cosseno de Lambert*. Desse modo, se $Z = 0^\circ$, I_Z é igual a I_N , pois $\cos 0^\circ = 1$. Quando $Z = 90^\circ$, condição observada no nascer e no pôr do sol, I_Z é igual a zero ($\cos 90^\circ = 0$). Essa lei possibilita o entendimento do porquê da variação diária e sazonal da intensidade da radiação solar.

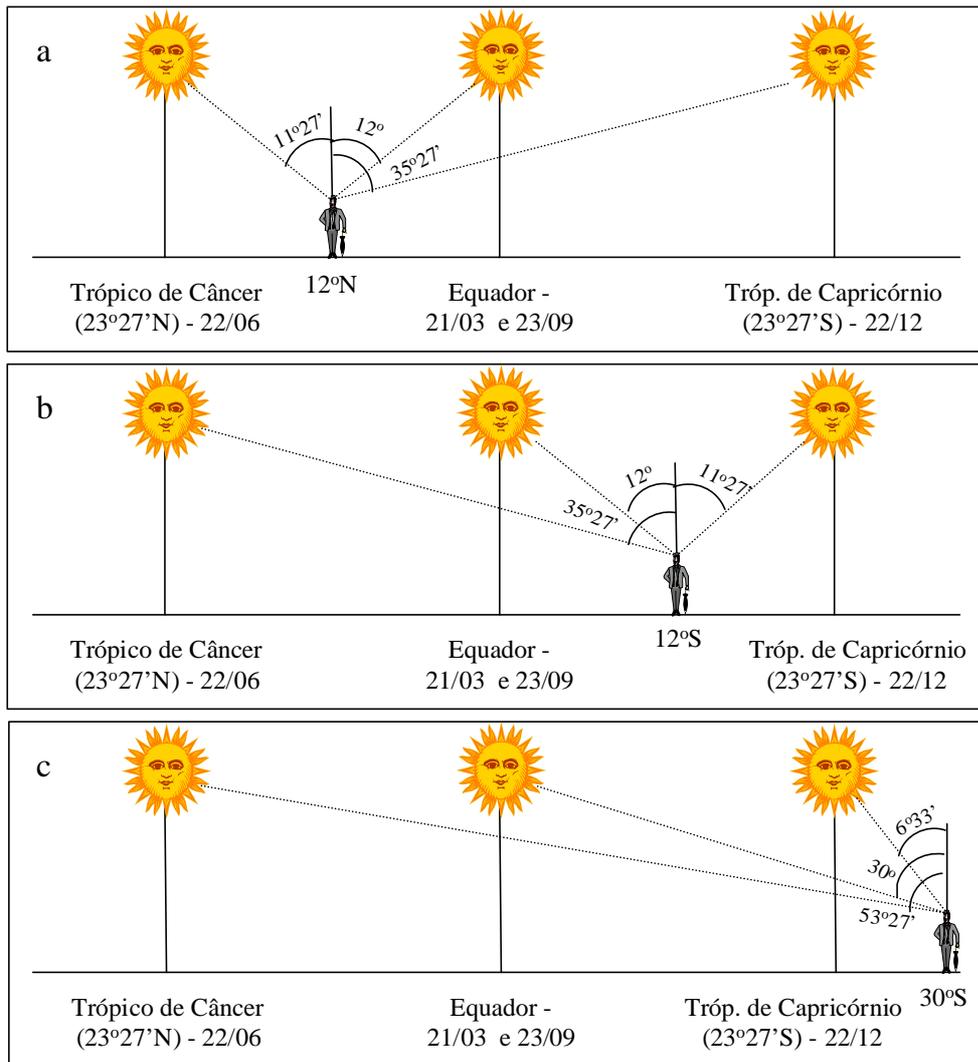


Figura 2.6. Como três observadores vêem o sol ao meio dia, estando em diferentes latitudes e épocas do ano.

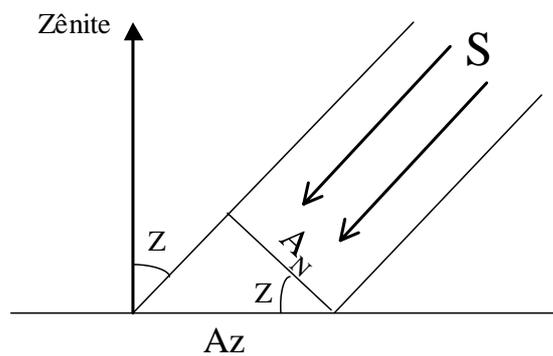


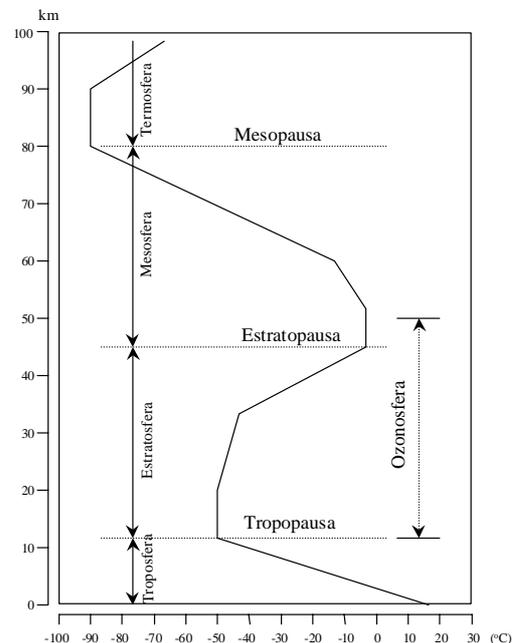
Figura 2.7. Ângulo zenital (Z).

CAPÍTULO 3. A ATMOSFERA TERRESTRE

3.1. Estrutura Vertical da Atmosfera

A atmosfera terrestre é o envelope gasoso, relativamente fino, que envolve o planeta sendo de fundamental importância à vida na Terra, pois atua como sede dos fenômenos meteorológicos e também como determinante da qualidade e da quantidade da radiação solar que atinge a superfície. A atmosfera pode ser dividida verticalmente em camadas em função de suas características físicas e químicas, por exemplo, temperatura, e concentração de gases. A atmosfera é subdividida nas seguintes camadas (Figura 3.1): *Troposfera* (camada onde ocorrem os fenômenos meteorológicos), *Tropopausa* (isotermia), *Estratosfera* (camada onde ocorre a absorção dos raios UV pelo O₃), *Estratopausa*, *Mesosfera*, *Mesopausa* e *Termosfera*.

Figura 3.1. Estrutura vertical idealizada da atmosfera terrestre e variação da temperatura Adaptado de Vianello & Alves (1991)



3.2. Composição Básica da Atmosfera

Basicamente, a atmosfera pode ser considerada como constituída majoritariamente por dois gases: *nitrogênio* (78% em volume) e *oxigênio* (21%). São também seus constituintes naturais os gases inertes: *argônio*, *criptônio*, *helio*, *neônio*, e *xenônio*. Esses sete gases formam a *matriz atmosférica*. Existe ainda na atmosfera outros gases de importância física, química, e biológica, se destacando o *dióxido de carbono* (CO₂), o *ozônio* (O₃), e o *vapor d'água*.

Os gases atmosféricos naturais fazem parte de ciclos geológicos, sempre com tendência ao equilíbrio dinâmico, em que os oceanos e florestas atuam, na maioria das vezes, como reservatórios, tanto para suprir deficiências como para absorver excessos. Grosseiramente, pode-se dizer que existem *sítios de produção* (fontes) e *sítios de consumo* (drenos) desses gases, havendo reciclagem natural. É importante notar que num determinado instante um sítio pode ser fonte e no momento seguinte atuar como dreno. A natureza é dinâmica, com mudanças contínuas, sempre à procura do equilíbrio. Por exemplo, uma floresta é primariamente fonte de oxigênio durante o período de brilho solar, quando predomina o processo de fotossíntese, e sabidamente um dreno para o mesmo oxigênio durante o período noturno, quando só há o processo respiratório. O balanço, ao fim de um período, é que vai determinar se a floresta é, na realidade, fonte ou dreno.

Portanto, em função dessa dinâmica, só se pode falar de uma *composição atmosférica média* que varia no tempo e no espaço. Um fator que afeta significativamente essa composição média são as *erupções vulcânicas*, que injetam grande quantidade de gases e partículas na atmosfera, num intervalo de tempo reduzido. Tais gases são muito quentes formando correntes verticais ascendentes intensas, que atingem altitudes elevadas, onde os ventos fluem a grande velocidade. Isso resulta em dispersão dos gases e partículas vulcânicas na escala global, afetando o ciclo natural dos gases atmosféricos não apenas no local de emissão. Felizmente, essas erupções são esporádicas e aparentemente não cíclicas.

Após a revolução industrial, as atividades antropogênicas resultaram em "*microerupções*" urbanas responsáveis pela injeção contínua de uma quantidade cada vez maior de gases e partículas. O agrupamento de fábricas em pólos industriais tem resultado em concentração de fontes poluidoras. São frequentes os episódios em que a poluição atinge níveis preocupantes. O caso de Bopal, na Índia, onde um vazamento de uma indústria química resultou na morte de centenas de pessoas, dramatizou os efeitos da poluição industrial. A procura incessante de novos processos e fontes de energia se justifica plenamente sob a ótica da sobrevivência e da manutenção do ambiente favorável aos seres vivos. Dispositivos redutores (filtros) de substâncias tóxicas são tentativas de se controlar os níveis dessas emissões. O aumento no número de veículos que circulam nos grandes centros urbanos é bastante preocupante, pois são *microfontes* de poluição. Há, nas megalópoles, consciência cada vez maior da necessidade de se controlar tais emissões com filtros e catalisadores de gases e partículas tóxicas.

As partículas suspensas (aerossóis) na atmosfera funcionam como *núcleos de condensação*, aumentando a formação de nuvens e de chuvas que as arrastam de volta à superfície, mas nem sempre no local de origem. Por exemplo, no caso do pólo industrial de Cubatão, SP, tanto as condições orográficas da região como a circulação atmosférica imposta pelo sistema terra-mar, resultaram em danos quase irreversíveis à natureza (destruição da mata na vertente atlântica na Serra do Mar, e manguezais nas baixadas).

As chuvas são responsáveis pela lavagem natural (limpeza) da atmosfera. Esse fenômeno pode ser apreciado logo após uma chuva intensa, principalmente nos grandes centros urbanos e industriais, quando o ar se

torna mais “respirável”. A remoção pelas chuvas (ácidas) não soluciona o problema, pois apenas muda o cenário da poluição do ar para o solo, lagos, e rios. A mortalidade de peixes em lagos urbanos é uma consequência desse fenômeno, principalmente em dias calmos e frios, quando as águas ficam mais estagnadas, com menor poder de mistura e oxigenação.

Os ventos funcionam como *agentes de dispersão* dos gases e partículas, diminuindo suas concentrações nas regiões de emissão (fontes) pela agitação constante da atmosfera. Em dias em que as condições atmosféricas não permitem essa dispersão, a concentração de poluentes próxima às fontes torna-se insuportável, resultando em perigo à saúde da população. Essa situação se agrava em dias que ocorre o fenômeno atmosférico denominado de “*inversão térmica*”, quando uma camada de ar mais frio (mais denso) junto à superfície é sobreposta por uma camada de ar mais quente (menos denso). A camada de ar quente estando acima, impede o desenvolvimento de movimentos verticais (convecção) da atmosfera, tornando-a estagnada e incapaz de dispersar os poluentes, aumentando sua concentração. A condição normal da atmosfera durante o dia é a camada de ar quente estar abaixo da camada fria. Desse modo, o ar quente sobe e se mistura com o ar frio, homogeneizando a atmosfera, dispersando os poluentes para uma camada muito maior. O nome “*inversão*” significa que está acontecendo justamente o inverso do normal. Inversão térmica ocorre frequentemente, mas sua intensidade é maior no período de inverno quando a camada mais fria é mais espessa. Para as formigas, por exemplo, a inversão térmica ocorre todos os dias. Para os humanos, sua ocorrência só é preocupante quando envolve grandes centros urbanos. Mesmo para cidades do porte de Campinas, SP não se ouve (ainda) falar em inversão térmica. Não que ela não aconteça; apenas que suas consequências ainda não atingiram níveis preocupantes.

Um constituinte da atmosfera que merece bastante atenção é o *ozônio* (O_3). O ozônio tem ciclo extremamente curto, sendo produzido principalmente na estratopausa (~50km de altitude), por reações fotoquímicas. Grosseiramente, pode-se dizer que uma molécula de oxigênio (O_2) é quebrada pela absorção da radiação ultravioleta (UV), liberando oxigênio atômico (O). Esse oxigênio atômico reage com uma molécula de oxigênio (O_2), resultando numa molécula de ozônio (O_3). A molécula de ozônio é altamente instável e, na presença de radiação infravermelho terrestre, reage com outro oxigênio atômico formando duas moléculas de oxigênio. Logo, o processo é reversível, sem ganho ou perda de oxigênio. Há, no entanto, *atenuação* da radiação UV que é absorvida e impedida de alcançar a superfície da Terra. Isso é altamente positivo e benéfico, pois a radiação UV é altamente energética, com alto poder de penetração e destruição das células, tanto animais como vegetais. Em locais montanhosos, com altitude elevada e atmosfera rarefeita, há estreita correlação entre os níveis de radiação UV incidente e a ocorrência de câncer de pele.

A estratosfera (região entre 10 e 40 km de altitude) é caracterizada por uma constante inversão térmica, quando comparada com a troposfera. Essa inversão é resultante da formação do ozônio, que absorve diretamente os raios solares, liberando essa energia no processo de reconstituição do oxigênio. Portanto, a estratopausa é muito mais quente que a tropopausa. Logo, o ozônio formado na estratopausa se difunde para a camada de baixo, e sua concentração atinge o ponto máximo entre os 15 e 30 km de altitude. Na troposfera (camada que vai da superfície até cerca de 10 km de altitude), a concentração de ozônio diminui significativamente. Isso é extremamente relevante, pois o ozônio tem alto poder oxidante, sendo danoso aos seres vivos, principalmente mucosas e tecidos tenros. No entanto, a queima incompleta de combustíveis fósseis injeta ozônio diretamente na *biosfera* (camada da troposfera que abriga os seres vivos). Essa fonte artificial aumenta sua concentração acima de limites suportáveis, tornando-o um poluente altamente perigoso.

Não é difícil imaginar que a concentração do ozônio natural é maior no lado ensolarado (dia) da Terra que no lado sombreado (noite), visto que sua formação depende de radiação UV e sua dissociação depende da radiação terrestre. Portanto, o ozônio tem efeito significativo no *balanço energético* da atmosfera e, por consequência, da superfície terrestre.

Recentemente, a dinâmica do ozônio ganhou um aspecto negativo pelo uso indiscriminado de Clorofluorcarbonetos (CFC) na sociedade moderna. Os CFCs são moléculas artificiais, bastante estáveis, não tóxicas, não inflamáveis, e utilizadas principalmente na refrigeração (gás refrigerante das geladeiras), nos sprays (aerossóis dispersantes pressurizados), em isolantes térmicos (isopor), e como solventes na indústria microeletrônica. Aparentemente, CFC é uma *maravilha química*, com número ilimitado de aplicações. No entanto, quando atingida por radiação UV, a molécula de CFC se dissocia liberando o cloro (Cl), que tem alta afinidade pelo ozônio. Estima-se que um átomo de cloro seja capaz de destruir dezenas de milhares de moléculas de ozônio. Portanto, o aumento no uso de CFCs resultou na redução da camada de ozônio. Portanto, uma molécula praticamente inerte torna-se altamente reativa na presença de raios solares. O *Protocolo de Montreal* (acordo internacional para redução de poluentes) prevê que a emissão de CFC deve ser severamente reduzida nos próximos anos. Tais ações foram impulsionadas pela detecção da existência de um *buraco de ozônio* sobre a Antártida, de tamanho duas vezes maior que o território dos Estados Unidos. Depois de muitos experimentos e análises, um painel de mais de 100 cientistas de 10 países, trabalhando por 16 meses, concluiu que os CFCs foram e são os maiores responsáveis pela destruição da camada de ozônio.

Outro constituinte atmosférico de importância vital para os seres vivos é o *dióxido de carbono* (CO_2), que é utilizado pelos vegetais no processo fotossintético. Os oceanos são os principais reservatórios de CO_2 . O processo de

fotosíntese representa um *dreno* para o CO₂, enquanto que a *respiração* (vegetal e animal) constitui-se em *fonte*. Portanto, o manejo de exploração do solo afeta o ciclo do CO₂. A concentração de CO₂ atmosférico tem aumentado significativamente desde o século passado, em função da *queima* de combustíveis fósseis, e do *desmatamento* e queima da biomassa. O monitoramento contínuo da concentração de CO₂ tem sido feito no Observatório de Mauna Loa, Havaí (meio do oceano Pacífico), isto é, uma área isolada das grandes fontes industriais. Portanto, a concentração ali encontrada é representativa da tendência global e não apenas resultante de um problema local. A Figura 3.2 mostra que em 1958 a concentração estava ao redor de 315 ppmv (partes por milhão em volume), com tendência crescente, estando atualmente com cerca de 365 ppmv. Mas se o CO₂ faz parte do metabolismo das plantas e animais, qual é então a preocupação com o aumento em sua concentração? Experimentos mostram que realmente a taxa de fotossíntese aumenta quando se aumenta a concentração de CO₂ no ambiente; logo, o aumento detectado no Havaí deve ser benéfico às plantas. Porém, a preocupação não é com a fotossíntese, mas com outra propriedade da molécula de CO₂. Ela é excelente *absorvedora* de radiação de ondas longas terrestre, e este fato traz preocupação pois aumento em sua concentração significa *balanço de energia atmosférico* mais positivo, com *temperatura ambiente* mais elevada. Esse é o *efeito estufa*; isto é, a energia entra na atmosfera mas tem dificuldade para sair.

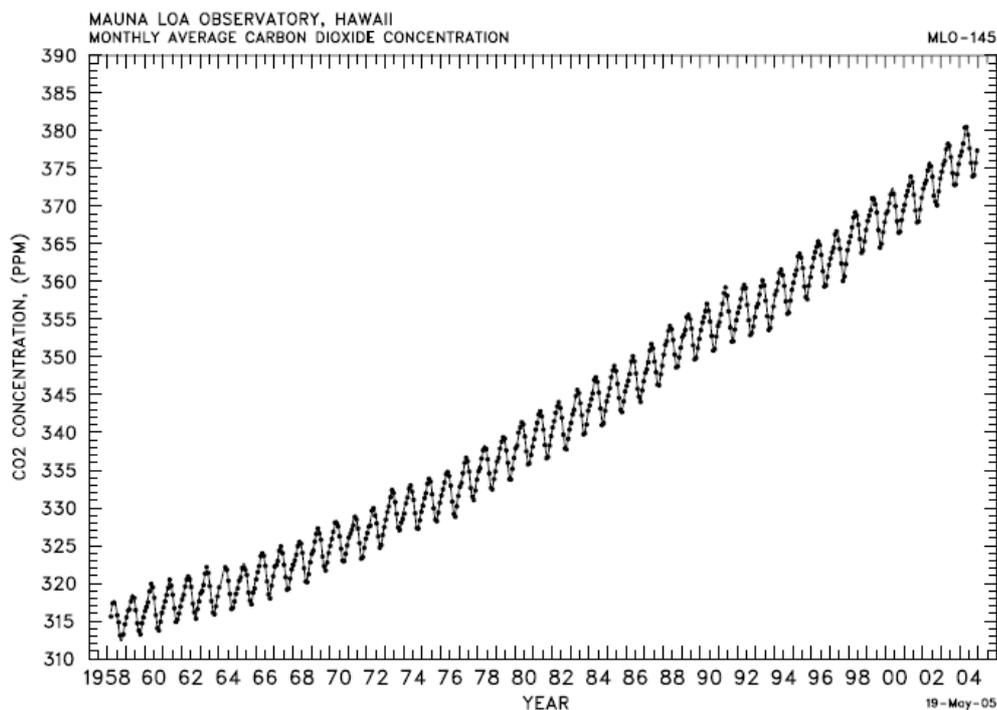


Figura 3.2. Concentração de CO₂ atmosférico em Mauna Loa, Havaí.
Fonte: Keeling & Worf (1999)

Um constituinte atmosférico de fundamental importância é o *vapor d'água*. A água é o único elemento que se encontra na natureza, nos três estados físicos (sólido, líquido, gasoso), simultaneamente. Mesmo na atmosfera não é incomum encontrar gelo, água, e vapor dentro de uma nuvem. A água funciona como *termorregulador*, evitando flutuações muito intensas da temperatura do ambiente. A distribuição da água na atmosfera varia tanto espacial como temporalmente. Nos desertos e nas regiões geladas, o teor de vapor d'água é extremamente baixo. Nas regiões tropicais, próximas de oceanos quentes, sua concentração é elevada. Regiões próximas a oceanos frios também apresentam baixa umidade atmosférica.

O *ciclo da água* é de vital importância na redistribuição de energia na escala global. Para se evaporar 1 kg de água são necessários 2,45 MJ de energia (*calor latente de evaporação*). Essa energia é provida pelo ambiente, o que causa uma redução na temperatura local. O vapor d'água resultante sobe na atmosfera até uma altura com condições de provocar sua *condensação* (liquefação). Ao condensar, há liberação daquela energia utilizada na evaporação, resultando em aquecimento da atmosfera naquele nível. A condensação da água na atmosfera provoca o aparecimento de nuvens, que são transportadas pelo sistema circulatório, levando consigo o calor liberado. Há, portanto, *transporte de energia* associado com o processo evaporativo. Por exemplo, a região amazônica é rica em água e em energia solar. O ciclo da água nesta região funciona como um exportador de calor e umidade em direção às regiões de maior latitude (em direção aos pólos).

3.3. Efeitos da atmosfera sobre o balanço de energia radiante

Ao atravessar a atmosfera a radiação solar interage com seus constituintes (naturais e artificiais) resultando em modificação na quantidade, na qualidade, e na direção dos raios solares que atingem a superfície terrestre. Essa interação ocorre de dois modos principais: *absorção* e *difusão (espalhamento)*. Esses modos de interação dependem do *comprimento de onda* (λ , nm) da radiação e do tamanho do constituinte atmosférico. Há, portanto, uma interação seletiva que depende das condições atmosféricas do local.

A radiação solar apresenta um espectro contínuo de comprimentos de onda curta que, do ponto de vista biológico, pode ser separado em três faixas (bandas) distintas:

- Radiação *ultravioleta* (UV) 10 nm < λ < 400 nm
- Radiação *visível* (VIS) 400 nm < λ < 700 nm
- Radiação *infravermelho próximo* (IVP) 700 nm < λ < 3000 nm.

A radiação visível é subdividida de acordo com as cores características que aparecem no arco íris. Em ordem crescente de λ tem-se as cores *violeta* (400 – 425 nm), *azul* (425 – 490 nm), *verde* (490 – 560 nm), *amarelo* (560 – 585 nm), *laranja* (585 – 640 nm), e *vermelho* (640 – 700 nm). A radiação visível é aquela utilizada pelas plantas no processo fotossintético, sendo denominada de *fotossinteticamente ativa* (RFA, ou PAR). Isto não significa que a radiação IVP não seja importante. Fitocromos e hormônios são (des)ativados por essa radiação, e afetam tanto o crescimento como o desenvolvimento das plantas. Os efeitos da radiação IVP são mais qualitativos do que quantitativos, como ocorre no fotoperiodismo.

3.3.1. Absorção da Radiação

Quanto ao *processo de absorção*, a radiação UV é absorvida pelo oxigênio/ozônio, sendo quase que totalmente eliminada da radiação solar que atinge a superfície da Terra. Essa radiação é altamente energética, com alto poder de penetração, e causa distúrbios nas células vivas, principalmente em microrganismos. Em regiões altas, com atmosfera rarefeita sua incidência é maior que em regiões situadas ao nível do mar.

A radiação visível passa quase que totalmente pela atmosfera, sem sofrer redução (absorção) em sua quantidade. Parte da radiação IVP é absorvida principalmente pelo vapor d'água; quanto maior o teor de umidade no ar maior será essa absorção. Dias nublados apresentam menor proporção de IVP ao nível do solo que dias com céu limpo. O CO₂ também absorve IVP. Tais absorções afetam tanto a quantidade como a qualidade da radiação solar ao nível da superfície (ver Capítulo 5).

A Figura 3.3 mostra a contribuição dos principais constituintes atmosféricos no espectro de absorção da radiação ao nível da superfície terrestre, e também o papel desses gases no efeito estufa devido à suas absorptâncias nos comprimentos de ondas longas ($\lambda > 3000$ nm). Verifica-se que há três faixas de λ em que a atmosfera apresenta baixa absorptância, ou seja, para λ entre 3500 e 4000 nm, entre 8000 e 9000 nm, e entre 10000 e 12000 nm. Diz-se que essas faixas formam a *janela atmosférica*, através da qual a superfície terrestre consegue perder parte de sua energia, mantendo a temperatura mais amena. Pela *lei de Wien* da radiação (ver Capítulo 5), verifica-se que λ da radiação emitida pelos corpos terrestres se ajusta perfeitamente ao intervalo da janela atmosférica.

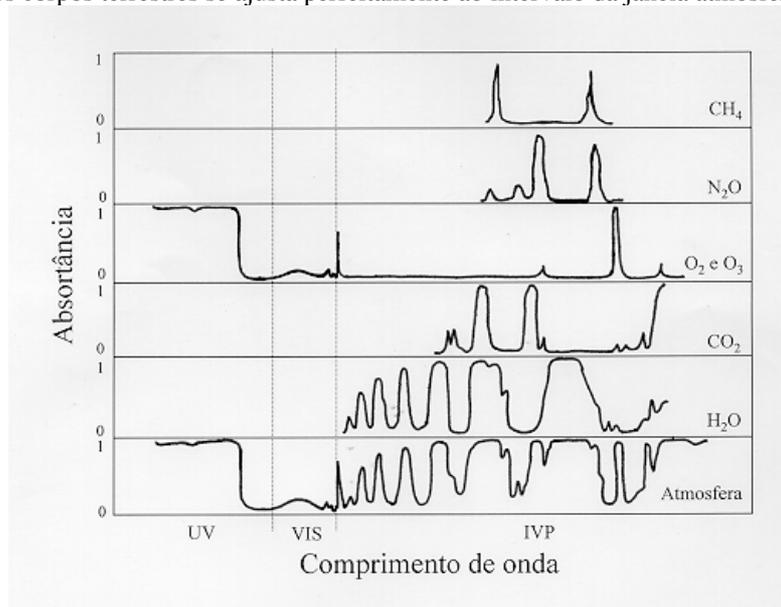


Figura 3.3. Espectro de absorção da radiação solar pelos constituintes da atmosfera. Adaptado de Vianello & Alves (1991).

3.3.2. Difusão da Radiação Solar

Quanto ao *processo de difusão* da radiação solar, o efeito dos constituintes atmosféricos apenas muda a direção dos raios solares. Evidentemente, esse processo também afeta a quantidade e a qualidade da radiação solar que atinge a superfície da Terra, pois parte desta radiação é difundida de volta para o espaço sideral, jamais incidindo sobre a superfície. Esse processo é mais facilmente percebido em dias nublados, e em dias com alto teor de poeira (fumaça e partículas suspensas no ar) quando a radiação solar tem mais dificuldade de atingir diretamente a superfície. Nota-se, nessas situações, que os raios solares vêm de todas as direções possíveis (multidirecional). Essa radiação, vindo igualmente de todas as direções, não projeta sombra dos objetos. Por esse motivo, essa parte da radiação solar é denominada de *difusa*.

Quanto mais limpa estiver a atmosfera, menor será a proporção da radiação solar que sofrerá o processo de difusão. Isso significa que maior proporção dos raios solares atingem *diretamente* a superfície. Essa radiação *direta* é que projeta sombra dos objetos. Ela tem sempre uma direção bem definida (unidirecional) e determinada pelo *ângulo zenital* (Z). Quanto maior o ângulo zenital, maior será a espessura da camada atmosférica a ser atravessada pelos raios solares. É por esse motivo que se consegue olhar o nascer/pôr do Sol sem proteção para os olhos. Tomando-se como padrão de medida a espessura (m) da atmosfera quando $Z = 0^\circ$, verifica-se que quando o Sol está próximo do horizonte ($Z > 80^\circ$) os raios solares atravessam uma espessura equivalente a mais de 30 vezes m .

Portanto, a radiação solar que atinge a superfície da Terra (*radiação global*, Q_g), interagindo com a atmosfera em seu caminho, tem uma parte devido à *radiação direta* (Q_d) e outra parte devido à *radiação difusa* (Q_c). A proporção de cada componente depende das condições atmosféricas do momento e do ângulo zenital. Por exemplo, utilizando-se de medidas feitas na Estação de Radiometria Solar, da UNESP, em Botucatu, SP, num dia de céu quase que completamente limpo (28/07/97), constata-se que a radiação direta representou quase que a totalidade da radiação solar global naquele dia (Figura 3.4). Observa-se que, sendo um dia de inverno, com atmosfera mais seca, a proporção Q_d / Q_g foi maior que 0,95 no início da manhã, decrescendo levemente até 0,7 no final da tarde, em função da elevação de umidade por movimentos convectivos. A contribuição da radiação difusa, nessas condições, foi inferior a 10% ($Q_c / Q_g < 0,1$) ao longo do dia, com leve incremento até 0,25 no final do dia.

Essa situação se modifica significativamente durante um dia nublado (24/8/97), quando a contribuição da radiação difusa foi maior que aquela da radiação direta. Observa-se, na Figura 3.4, que até as 13 horas, Q_c foi sempre maior que Q_d , sendo que Q_c representou mais de 60% de Q_g . A partir das 14h, as nuvens foram desaparecendo, e Q_d voltou a contribuir mais que Q_c , representando mais de 50% de Q_g .

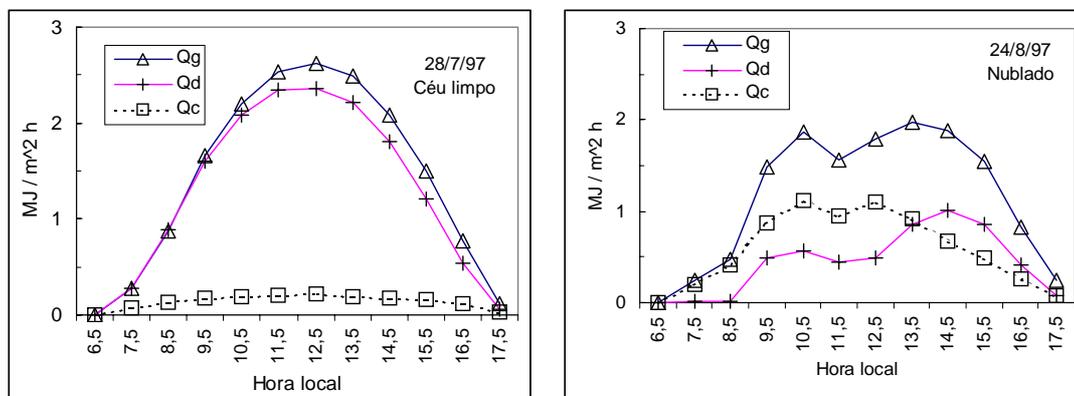


Figura 3.4. Variação horária da radiação solar global (Q_g), direta (Q_d), e difusa (Q_c), em condições de céu limpo e nublado, em Botucatu – SP. Fonte: Estação de Radiometria Solar, Unesp, Botucatu, SP. Cortesia do Prof. Dr. João F. Escobedo.

CAPÍTULO 4. MOVIMENTOS ATMOSFÉRICOS

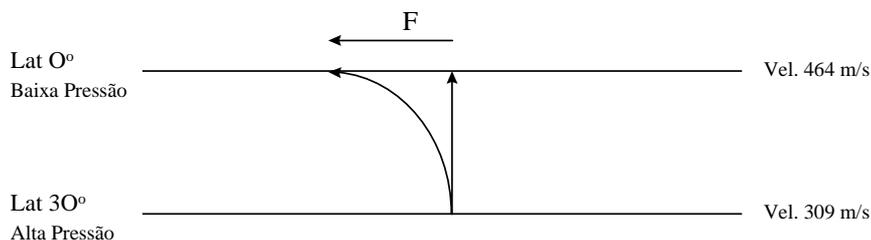
4.1. Circulação Geral da Atmosfera / Ventos Predominantes

A atmosfera se movimenta em resposta à diferença de pressão entre duas regiões. A causa principal do aparecimento de pressões diferentes é a incidência e absorção dos raios solares de maneira distinta nas duas regiões. Na *macroescala*, pela posição relativa entre a Terra e o Sol, os raios solares são mais intensos e mais absorvidos na região equatorial do que nos pólos. Essa diferença em disponibilidade de energia gera superfícies mais aquecidas nas regiões intertropicais. O ar é um fluido cujas características resultam em expansão volumétrica à medida que a temperatura aumenta. Isto significa que um volume de ar mais quente é menos denso que o mesmo volume de ar mais frio. Ar menos denso tende a subir, exercendo menor força sobre a superfície. A força vertical exercida pela atmosfera sobre a superfície terrestre é denominada de *pressão atmosférica*.

Pelo descrito acima pode-se inferir que a atmosfera é mais expandida no equador e mais contraída nos pólos. A parte ensolarada da Terra (dia) também tem atmosfera mais espessa que a parte escurecida (noite). A espessura da atmosfera varia continuamente ao redor da Terra. Portanto, a região equatorial sempre apresenta menor pressão atmosférica que os pólos. É por esse motivo que, na superfície, as massas frias (alta pressão) sempre avançam para as regiões mais aquecidas (baixa pressão). Em altitude, a circulação é no sentido contrário, formando uma célula. Essa movimentação redistribui a energia que “sobra” no equador para as regiões polares.

Pela descrição bem simples apresentada acima, deduz-se que uma parcela (volume de controle) de ar está sujeita a três forças: 1) da *gravidade*; 2) da *flutuação térmica*; e, 3) do *gradiente horizontal de pressão*. A força de atração gravitacional é sempre direcionada no sentido do centro da Terra, prendendo a atmosfera ao redor de sua superfície, sendo a principal responsável pela pressão. A força devido à flutuação térmica contribui significativamente para a variação da pressão local, e sua contribuição pode ser tanto no sentido de aumentar como de diminuir o valor da pressão. A contribuição é positiva quando a superfície está fria, pois o ar em contato com ela também está frio, e a força de flutuação térmica será direcionada para o centro da Terra, aumentando a pressão. Se a superfície estiver quente, o ar estará quente, e então essa força será direcionada para cima, diminuindo a pressão na superfície. A *força devido ao gradiente horizontal de pressão* é a responsável pela movimentação da atmosfera de uma região para outra.

Como essas três forças atuam sobre a parcela de ar em qualquer situação (repouso ou movimento), elas são denominadas de *forças primárias*. No entanto, no momento que a massa de ar começa a se movimentar aparecem duas outras forças denominadas de *secundárias*. Uma, é a *força devido ao atrito* com a superfície. Essa força é sempre contrária ao sentido de movimentação, sendo resultante da rugosidade da superfície; portanto, seu efeito é de desaceleração do movimento. Outra, é uma força aparente devido ao movimento de rotação da Terra, denominada de *força de Coriolis*. Essa força apenas muda a trajetória da massa de ar sem modificar sua velocidade. A força de Coriolis é sempre perpendicular à direção do movimento, e no hemisfério Sul desloca a trajetória para a esquerda de seu sentido original. No hemisfério norte o deslocamento é para a direita. Isso explica porque os redemoinhos giram em sentidos diferentes nos dois hemisférios. É a força de Coriolis que determina o movimento rotatório dos sistemas atmosféricos (ciclones, anticiclones, tornados, furacões). Para entender o efeito da força de Coriolis, imagine um avião voando, em linha reta, do pólo sul para um ponto situado no equador. Como a Terra gira de oeste para leste, a trajetória do avião será uma curva para a esquerda, pois o ponto de destino se desloca para a direita, com mostrado na ilustração abaixo. Essa trajetória pode ser vista quando se traça uma reta em um disco em movimento.



Na macro-escala, os ventos de superfície estão associados à circulação geral da atmosfera, sendo função dos gradientes horizontais de pressão. Embora os campos de pressão e de ventos variem continuamente ao longo do tempo sobre a superfície, é possível verificar uma certa tendência, com ocorrência de faixas de altas e de baixas pressões. Na região do Equador existe uma faixa de baixas pressões, cujo centro fica, em média no ano, um pouco acima do círculo equatorial. Em torno da latitude de 30°, nos dois hemisférios, existe uma faixa de altas pressões (latitude de Cavalos). Entre as latitudes de 60° e 70°, nos dois hemisférios, existe uma faixa de baixas pressões, e os Pólos constituem-se em centros de alta pressão (Figura 4.1). Entre as faixas de pressões descritas acima, formam-se células de circulação em macro-escala. Os ventos formam-se devido às diferenças de pressão entre dois pontos, indo no sentido de maior para o de menor pressão. Nas regiões de transição, o ar ou se eleva (baixa pressão) ou desce verticalmente (alta pressão), formando as células com ramo superior em sentido contrário ao da superfície.

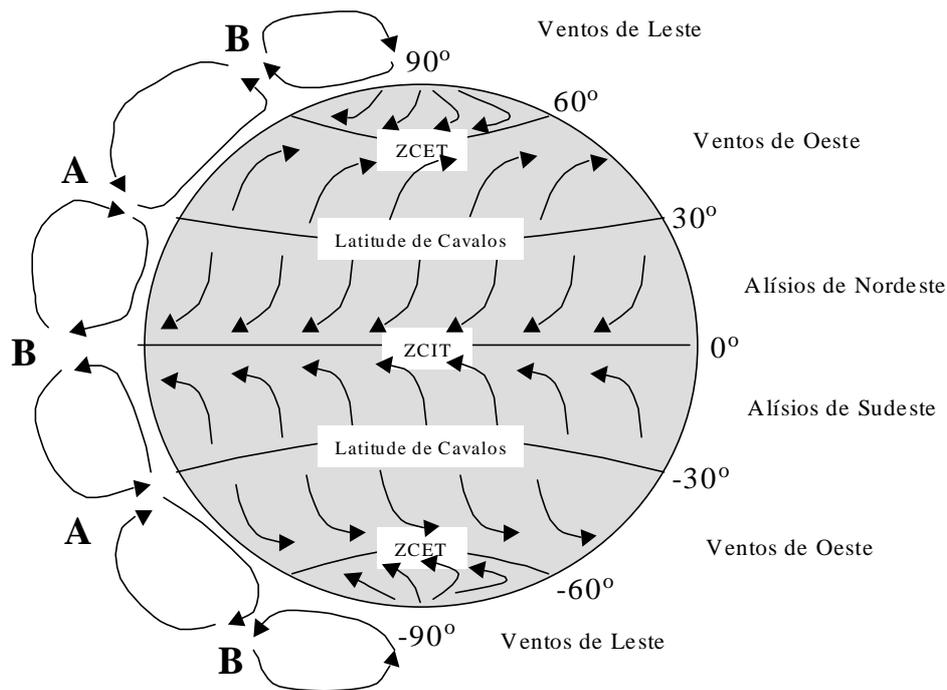


Figura 4.1. Representação esquemática simplificada da circulação geral da atmosfera e ventos predominantes. Adaptado de Vianello & Alves (1991).

Como a *força de Coriolis* (F) modifica o sentido dos ventos, defletindo-os para a esquerda no hemisfério Sul, e para a direita no hemisfério Norte, originam-se os ventos predominantes em cada faixa de latitude:

- Entre os Trópicos e o Equador ⇒ ALÍSIOS de NE (Hem.Norte) e de SE (Hem.Sul).
- Entre os Trópicos e as Regiões Sub-Polares ⇒ Ventos de OESTE
- Regiões Polares ⇒ Ventos de LESTE.

Nas regiões de transição das células de circulação, normalmente, ocorrem calmarias. Na região equatorial, onde os ventos Alísios dos dois hemisférios convergem, forma-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Há também a formação da Zona de Convergência Extratropical (ZCET), onde ocorre a convergência dos ventos de leste e de oeste.

ZCIT ⇒ elevação do ar quente e úmido, pouco vento, formação de um cinturão de nuvens e chuva convectiva

ZCET ⇒ encontro do ar frio e seco com ar quente e úmido, originando sistemas frontais (ciclones extratropicais) que afetam parte do Brasil.

4.2 Ciclones e Anticiclones

O centro de uma massa aquecida possui *baixa pressão*. À medida que se afasta do centro a pressão vai aumentando. Linhas que ligam locais com mesma pressão são denominadas de *isóbaras*. A tendência natural é do vento soprar em direção ao centro de baixa pressão; ou seja, um centro de baixa pressão é uma região de *convergência* de ventos. Em virtude da influência da força de Coriolis, que atua perpendicularmente à direção dos ventos puxando-os para a esquerda, a direção final dos ventos passa a ser oblíqua às isóbaras e no *sentido horário*, no hemisfério sul, caracterizando uma circulação *ciclônica*. Portanto, no hemisfério Sul, os *ciclones* (baixa pressão) têm circulação no sentido horário. Tornados e furacões têm circulação desse tipo. Os furacões, por suas dimensões avantajadas, aparecem nitidamente nas imagens dos satélites meteorológicos, mostrando o sentido de sua circulação, trajetória, e velocidade de deslocamento.

Um centro de *alta pressão*, ou seja, um centro *exportador* de vento, tem circulação *anti-horário*, no hemisfério sul, caracterizando um *anticiclone*. Nos anticiclones os gradientes de pressão não são tão elevados como nos ciclones, daí as menores velocidades de ventos associados aos anticiclones.

4.3. Circulação na América do Sul

Devido a um gradiente horizontal de pressão, as massas de origem polar se movimentam em direção ao equador, atraídas pelos centros de baixa pressão. A força de Coriolis muda a trajetória dessas massas para o oeste. A

presença de massas quentes situadas sobre o continente resistem a essa tentativa de avanço das massas frias, empurrando-as para o oceano Atlântico. Algumas vezes as massas frias avançam rapidamente pela Cordilheira dos Andes empurrando a massa continental quente para norte e mesmo leste, chegando até a amazônia ocidental. Esses avanços causam as chamadas *friagens* na Amazônia. Quando elas acontecem, significa que a massa de ar fria é muito forte, e geralmente provoca ocorrências de geadas na região sudeste.

Essa circulação sul - norte é influenciada pela presença de um caudal de ventos fortes situados a cerca de 10 km de altitude, e que flui continuamente de oeste para leste, serpenteando ao redor do globo. Esse caudal descreve uma senóide, sendo denominado de *corrente de jato* (*jet stream*). A posição do jet stream varia continuamente fazendo com que as frentes frias avancem mais ou menos pelo continente. Algumas vezes a posição da corrente de jato bloqueia o avanço da massa fria, tornando-a *estacionária* sobre uma região por alguns dias, causando excessos de chuvas na região do bloqueio, e de estiagem nas áreas imediatamente acima dessa região. Isso explica as enchentes ora no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, ora no Paraná e São Paulo, ora mais ao norte.

Essa circulação geral é extremamente modificada por uma série de fatores ao longo do ano (presença de oceanos e continentes, rugosidade da superfície, entre outros), tendo grande variação temporal e espacial. Um exemplo disso, são as modificações da circulação devido aos fenômenos EL NIÑO e LA NIÑA.

4.4. El Niño e La Niña

Um fenômeno de extrema importância não apenas meteorológico mas também econômico é o El Niño - Oscilação Sul (ENOS). Até a década de 1950, o fenômeno ENOS só despertava a atenção dos pescadores da costa do Perú, Equador, norte do Chile, e daqueles que sobreviviam da coleta de *guano*, rico fertilizante produzido por pássaros marítimos que habitam a costa daqueles países. Aquelas pessoas percebiam que a elevação do nível do mar e de sua temperatura reduzia a quantidade de peixes, e também a produção do fertilizante natural. Como esse fenômeno era mais intenso na época do Natal, os pescadores batizaram-no de El Niño, como referência ao nascimento do menino Jesus.

As águas do oceano Pacífico são “normalmente” mais quentes nas costas da Austrália e Indonésia que na costa do Equador, Perú e Chile. Essas regiões estão mais ou menos na mesma faixa de latitude no hemisfério Sul. A atmosfera em contacto com as águas aquecidas da Austrália torna-se menos densa, gerando um centro de baixa pressão; em cima das águas mais frias da América do Sul ela é mais densa (centro de alta pressão). Logo, ao nível do mar, no Pacífico Sul, os ventos sopram de leste para oeste. Devido ao atrito com a superfície eles arrastam as águas do oceano naquela direção. Como consequência, o Pacífico tem um desnível próximo de 0,5m entre a Austrália e a América do Sul. Esse arrasto de águas em direção à Austrália facilita o afloramento de águas mais profundas, frias, e também mais piscosas na América do Sul (Corrente marítima de Humboldt ou do Perú). Se ao nível do mar os ventos são de leste para oeste, em altitude (limite da troposfera) sua direção é de oeste para leste, formando uma célula latitudinal de circulação atmosférica (célula de Walker). A atmosfera que se eleva (por convecção) na costa da Austrália (com chuvas), tende a descer seca (sem chuvas) na costa do Perú. Esse padrão é tomado como “normal” para a circulação atmosférica naquela região.

Por razões ainda desconhecidas, de tempos em tempos, ocorre um aquecimento anômalo das águas na costa da América do Sul. A hipótese mais recente sugere que esse aquecimento seja devido a vulcões submarinos localizados na dorsal do Pacífico, que liberam grandes quantidades de calor. Esse aquecimento é suficiente para baixar a pressão atmosférica na região, enfraquecendo a circulação leste-oeste, e sem essa sustentação as águas que se acumulavam na costa da Austrália sofrem um refluxo em direção à América do Sul. Essas águas mais quentes, menos piscosas, aceleram o processo de enfraquecimento circulatório, chegando mesmo a reverter o sentido da célula de Walker. Em função do enorme volume de água envolvido, o fenômeno tem duração de muitos meses. Daí, a queda na produção pesqueira. Estando o oceano mais aquecido na costa da América do Sul, o processo convectivo torna-se mais intenso ali, favorecendo a ocorrência de chuvas, até torrenciais. Como consequência, diminuem as chuvas na Austrália.

Com o desenvolvimento e uso de satélites meteorológicos ficou mais fácil medir a temperatura dos oceanos, e acompanhar o deslocamento dos grandes sistemas circulatórios. Como decorrência, começou-se a associar a ocorrência do El Niño com anomalias meteorológicas em outras regiões do mundo (*teleconexões*). Em função da posição de ocorrência, o El Niño afeta diretamente a posição da *corrente de jato* (*jet stream*) e a ocorrência de inundações e secas, como descrito acima. Logo, para a região sudeste do Brasil, El Niño pode significar tanto excesso como falta de chuvas (Figura 4.2). Para outros locais, as influências podem ser mais marcantes e nem sempre desfavoráveis (Figura 4.3).

O fenômeno oposto ao El Niño é a La Niña, que se caracteriza pelo resfriamento além do normal das águas do oceano Pacífico. As consequências desse fenômeno no clima do Brasil é a intensificação das chuvas no Nordeste e secas no sul do país. No Estado de São Paulo, as consequências dos fenômenos El Niño e La Niña não são bem definidas, por estar a região Sudeste numa zona de transição, onde as consequências dos fenômenos são moduladas também pelas variações da temperatura do oceano Atlântico, de onde provêm os vapores d'água trazidos pelos ventos alísios de SE. Assim, quanto maior a temperatura do Atlântico maior a injeção de vapor no continente e conseqüentemente maior a possibilidade de chuva.

Analisando registros históricos desde 1913 até 1995 para o Rio Grande do Sul, Fontana & Berlatto (1997) verificaram que os totais de chuvas mensais de Outubro e Novembro foram cerca de 17% maiores durante anos de El Niño, e 23% menores em anos de La Niña. Para o rendimento da cultura do milho, esse excesso de chuvas de Outubro e Novembro mostrou-se benéfico; entretanto, chuvas excessivas no outono-inverno, prejudicam a colheita (Fontana & Berlatto, 1996).

No caso da cultura do trigo, o rendimento na região centro-sul do Brasil, no período de 1920 a 1997, foi prejudicado em 61% dos anos de El Niño, e favorecido em 73% dos anos de La Niña (Cunha et al., 1999).

EFEITOS DO FENÔMENO EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL (ENOS) NA AMÉRICA DO SUL



Figura 4.2. Efeitos do fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) na América do Sul.

Fonte: CPTEC/INPE.

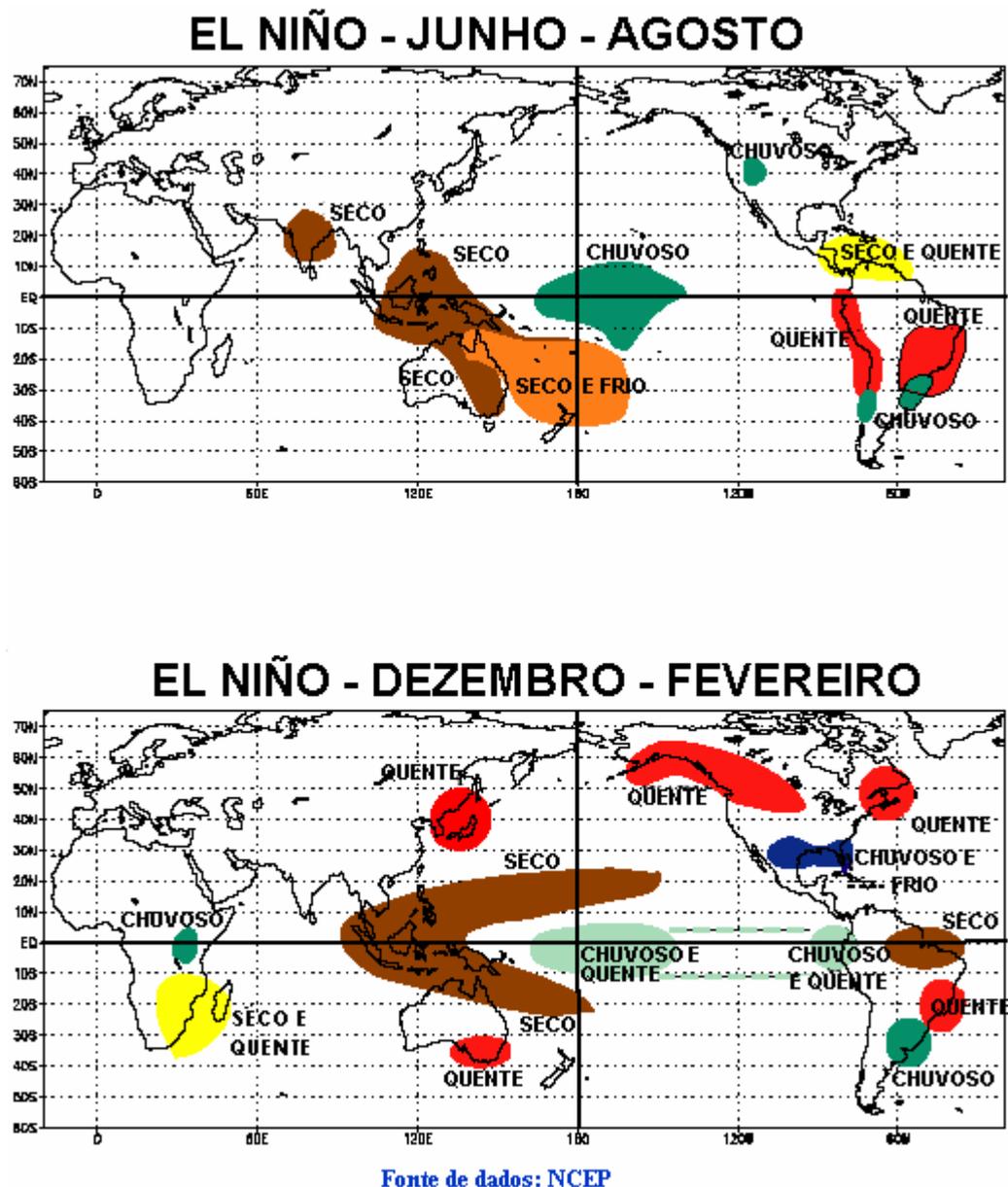


Figura 4.3. Esquema aproximado dos efeitos do El Niño nos diversos continentes. Fonte: CPTEC/INPE.

4.5. Estrutura Vertical dos Ventos

Cerca de 85% da massa atmosférica está concentrada nos primeiros 10 km acima da superfície (*troposfera*). Portanto, os fenômenos meteorológicos mais importantes no dia-a-dia ocorrem nessa camada. Em altitude a atmosfera flui livremente, sem obstáculos, ou seja, a presença da superfície não é percebida, e os ventos têm grande velocidade (praticamente não há atrito). À medida que se aproxima da superfície, sua presença vai se tornando cada vez mais notória, e os ventos vão diminuindo rapidamente sua velocidade (atrito vai aumentando). Junto à superfície, o deslocamento da atmosfera é obstruído pela irregularidade do relevo, pela presença de árvores, plantações, cidades etc. Quanto mais rugosa for a composição da superfície, maior será sua influência sobre os ventos. A velocidade é menor junto à superfície, mas a presença dos obstáculos cria redemoinhos que são proporcionais ao seu tamanho. A ocorrência de redemoinhos caracteriza escoamento turbulento (caótico). Por exemplo, uma cidade cria mais turbulência com seus arranha-céus que uma floresta; mas esta cria mais turbulência que um canal, e assim sucessivamente. Essa turbulência é de *origem mecânica*.

Como visto anteriormente, à medida que o Sol vai aquecendo a superfície, aparece uma *força de flutuação térmica* que estimula o aparecimento de ventos. Esse deslocamento vertical interfere com o deslocamento horizontal da atmosfera aumentando o movimento caótico. Essa turbulência é de *origem térmica* e a atmosfera é dita *instável*. Acontece que nas horas mais frias do dia a *força de flutuação térmica* inibe o desenvolvimento vertical, suprimindo

a turbulência. Diz-se que nessas condições a atmosfera está *estável*. Portanto, a contribuição térmica pode ser tanto no sentido de aumentar (instável) como de reduzir (estável) a turbulência. Esse fato tem grande importância agrônoma, pois os *defensivos agrícolas* devem ser aplicados nas horas de menor turbulência possível para permitir que tais produtos se depositem sobre a área alvo. É por esse motivo que a *aplicação aérea* sempre é feita na madrugada, um pouco antes do Sol nascer (hora mais fria do dia). Desse modo, evita-se espalhamento de produto (tóxico) para fora da área de aplicação.

Outro aspecto interessante da estrutura dos ventos é que a direção muda à medida que se afasta da superfície. Esse fenômeno é devido ao decréscimo do atrito com a altura. Logo, a força de Coriolis vai mudando a direção do vento à medida que o atrito diminui. Plotando-se a direção do vento em cada altura obtém-se uma *espiral (de Eckman)*. Esse mesmo fenômeno ocorre com as correntes marítimas com velocidades maiores próximas à superfície e menores no fundo dos oceanos. Há, portanto, um acoplamento entre as correntes marítimas e a circulação atmosférica.

4.6. Circulações e Ventos Locais

A circulação geral da atmosfera, discutida no item anterior, modifica-se acentuadamente na escala de tempo e espaço, devido ao aquecimento diferenciado entre continentes e oceanos, configuração de encostas, sistemas orográficos e topografia. Assim, os ventos de superfície, que são função da circulação geral da atmosfera, podem ser modificados pelas circulações em menor escala, variando tanto diariamente como sazonalmente.

4.6.1. Brisas Terra-Mar

Ocorrem devido às diferenças de temperatura e pressão entre continente e o mar, na escala diária, formando uma célula de pequena circulação. Durante o período diurno ocorre a *brisa marítima*, sentido mar-continente, porque o mar, demorando mais para se aquecer, torna-se um centro de alta (relativa), e o continente ao se aquecer mais rapidamente torna-se um centro de baixa pressão, fazendo com que o vento sopra do mar para a terra (Figura 4.4a). Mas durante a noite, o sentido da brisa inverte-se (*brisa terrestre*), porque o continente se resfria mais rapidamente do que as águas do mar, invertendo os centros de alta e baixa pressão (Figura 4.4b).

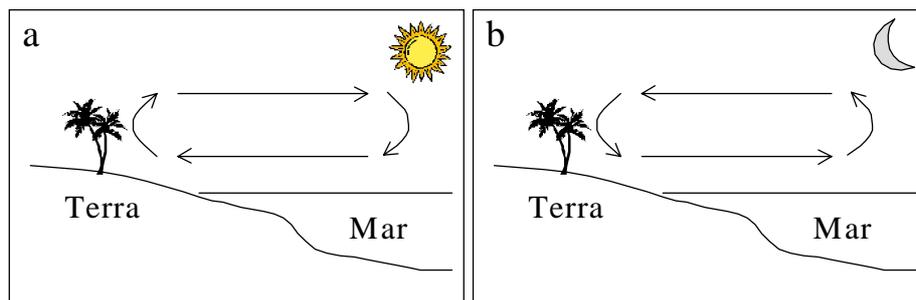


Figura 4.4. Representação esquemática das brisas marítima (a) e terrestre (b).

Esse mecanismo existe, também, em escala anual (sazonal) envolvendo oceano e continente, com circulação na superfície ocorrendo do oceano para o continente na estação quente, e o contrário na época fria, constituindo as *monções*. A influência das monções é maior sobre o regime de chuvas do que sobre o de ventos, pelo transporte de vapor d'água do oceano para o continente. Embora os sistemas monçônicos ocorram em várias regiões os mais conhecidos são os do subcontinente indiano até o sudeste asiático (oceano Índico), sendo que a agricultura dessa região depende da regularidade das chuvas, que têm efeito sazonal bem pronunciado.

4.6.2. Brisas de Montanha e de Vale

Ocorrem devido às diferenças de temperatura entre pontos em distintas situações de relevo. Durante o dia forma-se a *brisa de vale (anabática)*, porque em virtude do aquecimento a tendência do ar é subir (Figura 4.5a). Durante a noite forma-se a *brisa de montanha (catabática)*, em decorrência do escoamento do ar frio, mais denso, para as baixadas (Figura 4.5b).

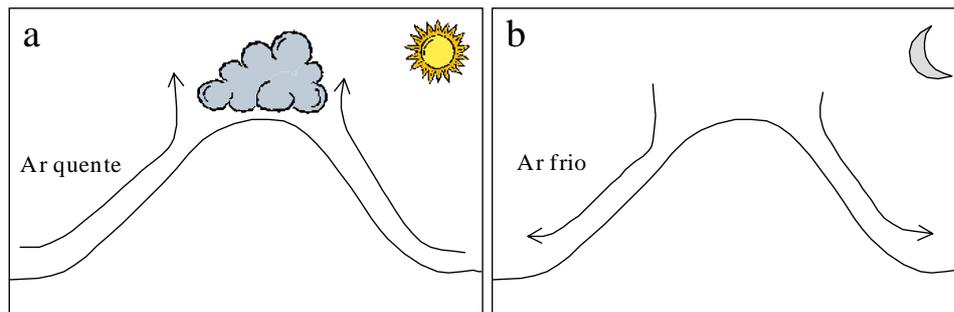


Figura 4.5. Representação esquemática das brisas: a) de vale, durante o dia; b), de montanha, durante a noite.

4.6.3. Vento Foehn ou Chinook

Esses são ventos fortes, quentes e secos, que se formam a sotavento das montanhas, soprando encosta abaixo (Figura 4.6). Esse fenômeno ocorre em regiões montanhosas, onde o ar quente e úmido sobe pela encosta, resfriando-se em decorrência da expansão adiabática, devido à diminuição de pressão com a altura. Acima de um determinado nível ocorre condensação, havendo formação de nuvens, com ocorrência de chuva. Após atingir o topo da montanha, o ar desce pela outra encosta (sotavento), com baixa umidade, o que provoca um aquecimento da corrente descendente, maior do que o resfriamento da subida. Esse processo resulta no fenômeno, chamado de *sombra de chuva*, pois a chuva ocorre com maior intensidade e quantidade a barlavento do que a sotavento.

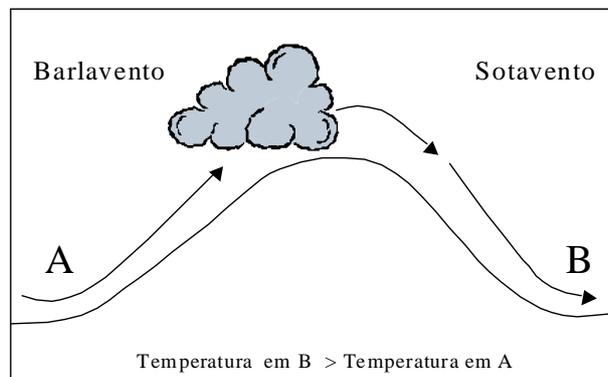


Figura 4.6. Ventos Foehn ou Chinook

4.7. Massas de Ar / Frentes

As massas de ar são grandes volumes que ao se deslocarem lentamente ou estacionarem sobre uma região adquirem as características térmicas e de umidade da região (Fedorova, 1999). São classificadas: a) quanto à região de origem: Antártica ou Ártica (A); Polar (P); Tropical (T); e Equatorial (E); b) quanto à superfície de origem: Marítima (m) e Continental (c).

Principais tipos de massas de ar sobre a América do Sul:

cE - equatorial continental - forma-se na região amazônica (quente e úmida), causando chuvas.

mE - equatorial marítima - forma-se sobre o oceano, causando chuvas.

cT - tropical continental - forma-se na região do Chaco (quente e seca), causa poucas chuvas.

mT - tropical marítima - forma-se sobre os oceanos e causa poucas chuvas.

mP - polar marítima - forma-se na região sub-antártica (fria e seca), causa chuvas frontais.

cA - antártica continental - forma-se na região Antártica durante todo o ano.

A Figura 4.7 apresenta o predomínio médio das massas de ar que atuam no Brasil, nas diferentes estações do ano, mostrando sua variação espacial, decorrente da associação de diversos fatores, dentre os quais a disponibilidade de energia na superfície.

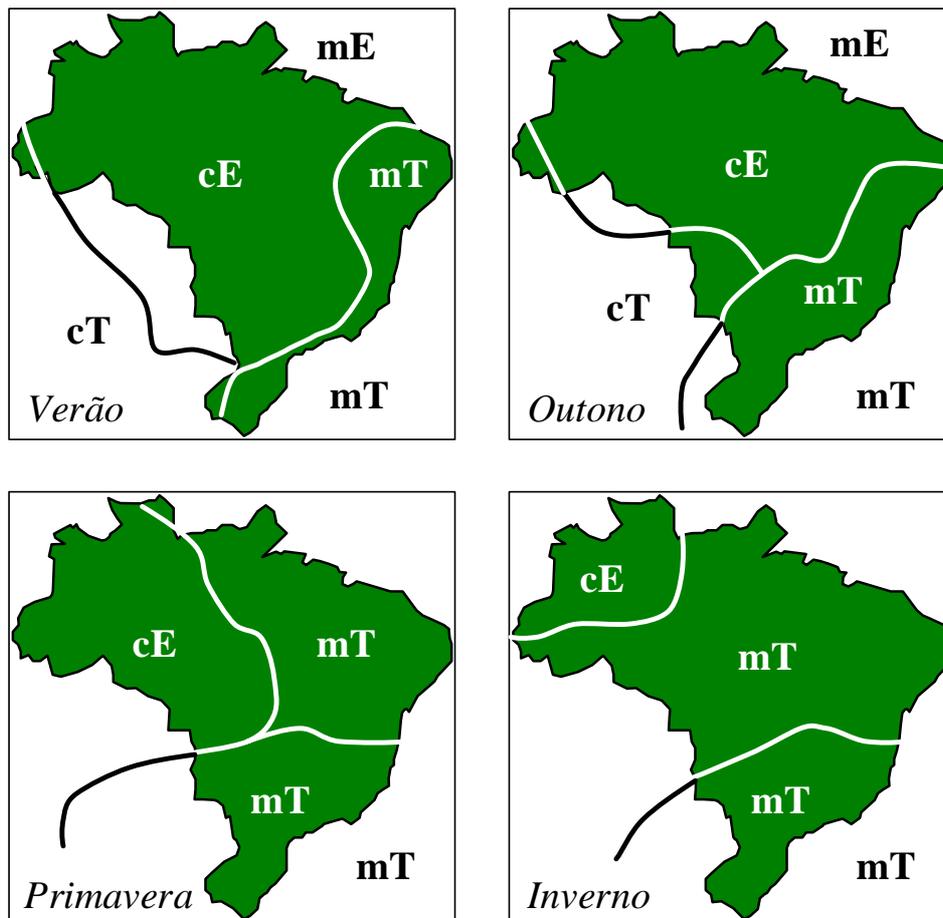


Figura 4.7. Principais massas de ar que atuam no território brasileiro, nas diversas estações do ano. Adaptado de Vianello & Alves (1991)

4.7.1. Frentes

Quando ocorre o encontro de duas massas de ar elas não se misturam imediatamente. A massa mais quente (menos densa) se sobrepõe à massa mais fria (mais densa), formando uma zona de transição entre elas, onde ocorrem variações bruscas nos campos de temperatura, vento e pressão. Essa zona de transição é denominada *frente*. Dependendo de qual tipo de massa que avança para a região do observador, a frente toma sua denominação: *fria* ou *quente*. Quando há a entrada de uma frente, há modificações nas condições do tempo no local, e na qualidade do ar.

Existem diferentes tipos de frentes, que dependem das condições físicas das massas (Vianello & Alves, 1991; Fedorova, 1999). A frente fria de deslocamento lento (Figura 4.8a), normalmente está associada a chuvas muito intensas com trovoadas antes, durante e após a passagem imediata da frente, pela formação de nuvens com forte desenvolvimento vertical, do tipo cumulonimbus (Cb). O prenúncio da aproximação de uma frente é marcado pelo aparecimento de nuvens altas e finas, do tipo cirrus e cirrostratus (Cs), que têm aspecto fibroso esbranquiçado. A chegada de uma frente fria causa sensível redução na pressão atmosférica local, aquecimento intenso e desconforto. A pressão sobe rapidamente, a temperatura cai, e os ventos mudam de direção, logo após a passagem da frente, caracterizando a entrada de uma nova massa de ar na região.

A frente fria de deslocamento rápido, geralmente forma chuvas pré-frontais, ou seja, antes da chegada da massa fria, e o tempo se torna bom durante a passagem da frente (Figura 4.8b). As nuvens pré-frontais assumem forma de coluna (Cb). Nessa situação, antes da ocorrência de chuvas observa-se elevação da temperatura, fenômeno conhecido como *aquecimento pré-frontal*, decorrente da elevação da massa de ar.

A frente quente, ao encontrar ar estável no local, forma chuvas leves e contínuas. Com ar instável, forma chuvas intensas com trovoadas, geralmente, 200 a 300 km antes da chegada da massa quente. As chuvas são causadas por nuvens de pouco desenvolvimento vertical, tipo altostratus (As) e nimbostratus (Ns), que cobrem totalmente o céu local. As nuvens, tipo cirrostratus (Cs), podem estender-se a centenas de km adiante da posição da cunha à superfície (Figura 4.8c).

O fenômeno de oclusão, ou frente oclusa, ocorre quando as frentes frias e quentes se alternam sucessivamente, formando chuvas leves e contínuas por vários dias no mesmo local (Figura 4.8d). Nessa situação atuam três massas de ar e a mais quente fica entre duas massas mais frias, podendo a frente oclusa ser quente ou fria

(Fedorova, 1999). No verão, ocorrem aguaceiros com trovoadas prolongadas, resultando em enchentes e desmoronamentos.

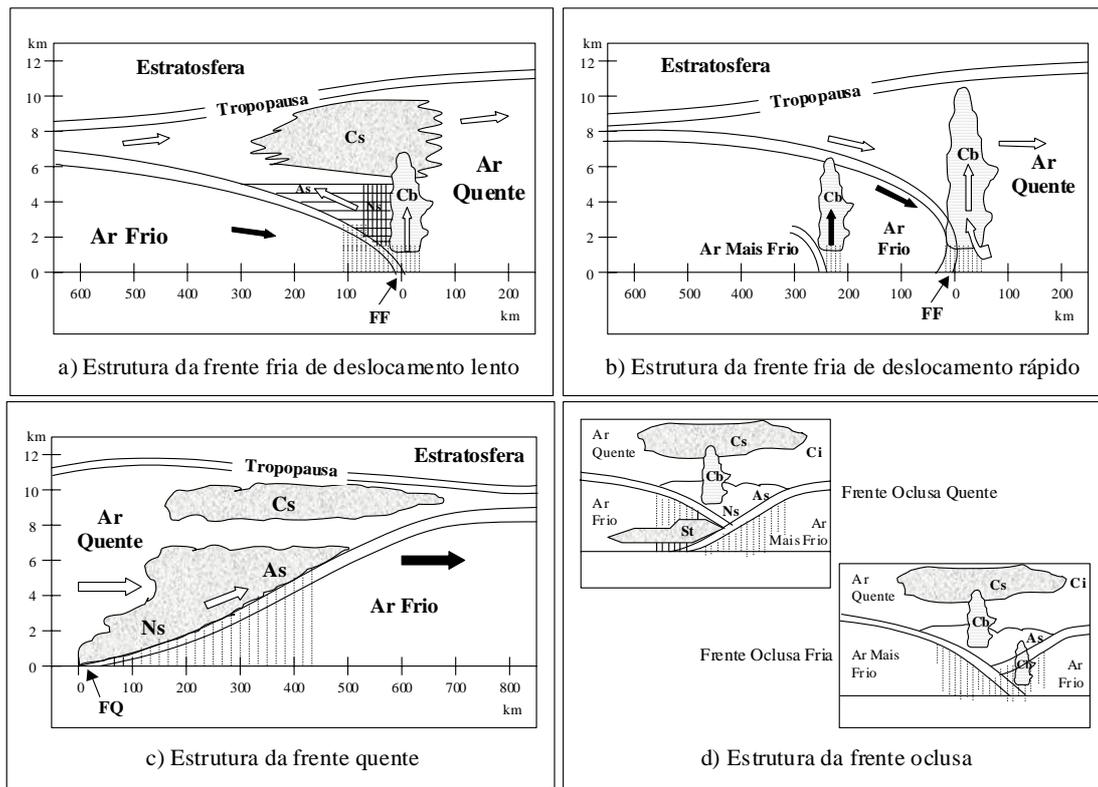


Figura 4.8. Perfil vertical idealizado de: a) frente fria de deslocamento lento; b) frente fria de deslocamento rápido; c) frente quente; d) frente oclusa. Adaptado de Fedorova (1999).

CAPÍTULO 5. RADIAÇÃO SOLAR

5.1. Introdução

A radiação solar é a maior fonte de energia para a Terra, sendo também o principal elemento meteorológico pois é ela que desencadeia todo o processo meteorológico afetando todos os outros elementos (temperatura, pressão, vento, chuva, umidade, etc). Trata-se, portanto, de um elemento primordial no entendimento da variação dos demais. A energia solar é a fonte primária de energia para todos processos terrestres, desde a fotossíntese, responsável pela produção vegetal e manutenção da vida na presente forma, até o desenvolvimento de furacões, tempestades, enfim, pela circulação geral da atmosfera e oceanos. Além da sua importância em Meteorologia, a energia radiante do Sol é um elemento fundamental em estudos ecológicos e de disponibilidade energética, pois a maior parte da energia disponível na Terra tem origem na radiação solar.

Assumindo-se que, até atingir a superfície da Terra, a luz solar percorre uma distância aproximada de 150 milhões de quilômetros ($1,5 \cdot 10^8 \text{ km} = 1,5 \cdot 10^{11} \text{ m}$) a uma velocidade de $300 \cdot 10^3 \text{ km/s}$ ($3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$), ela gasta cerca de 500s (8,3 min) nessa trajetória. Isto significa que todos os fenômenos solares, observados da superfície terrestre, já aconteceram há 8,3 min, no mínimo. Define-se *unidade astronômica* (UA) como sendo a distância média Terra - Sol ($1,496 \cdot 10^{11} \text{ m}$), descrita no Capítulo 2.

Embora o Sol tenha um raio aproximado de $6,96 \cdot 10^8 \text{ m}$, para efeitos de estudo da radiação solar na superfície da Terra admite-se que ele funciona como uma fonte pontual de energia. Ele emite radiações igualmente em todas as 4π direções. Portanto, se a intensidade luminosa num dado instante for igual a I , então o total de energia emitida naquele instante será igual a $4\pi I$. Nesse mesmo instante, a Terra se situa numa esfera cujo raio é igual à sua distância do Sol (D). Pelas restrições admitidas, o total de energia emitida ($4\pi I$) será igualmente distribuído na área $4\pi D^2$, resultando numa densidade de fluxo igual a I/D^2 , definida pela *lei do inverso do quadrado da distância*, ou seja, a energia recebida numa superfície é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a fonte e superfície receptora. Devido à distância Terra – Sol e à relação entre os volumes dos dois astros, apenas uma pequeníssima fração da energia emitida atinge a superfície da Terra na forma de um feixe de raios paralelos entre si.

5.2. Definições

A quantidade de radiação solar recebida por uma superfície de área unitária, na unidade de tempo é chamada de *densidade de fluxo radiativo*. A essa densidade de fluxo denomina-se *Irradiância solar* (Q), sendo que sua unidade de expressão é *energia por área e por tempo*, e no SI é dada em $\text{joule m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, ou em watt m^{-2} ($1 \text{ J s}^{-1} = 1 \text{ W}$). Outra forma comum de expressá-la é em $\text{caloria cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = \text{langley min}^{-1}$. Sendo $1 \text{ cal} \approx 4,18 \text{ J}$, resulta que $1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \approx 696,7 \text{ W m}^{-2}$.

Define-se *constante solar* (J_0) como a densidade de fluxo de radiação solar incidente numa superfície plana perpendicular aos raios solares, sem os efeitos atenuantes da atmosfera, e a uma distância equivalente a uma *unidade astronômica* (1 UA). Sem os efeitos da atmosfera significa que esse valor deve ser medido numa altitude onde os fenômenos atmosféricos sejam ausentes (topo da atmosfera). Atualmente, tais medições são feitas por satélites artificiais. O valor de J_0 varia ligeiramente em função da emitância do Sol, sendo adotado um valor médio igual a $1,97 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 1367 \text{ W m}^{-2}$. Como a distância (D) entre a Terra e o Sol varia continuamente entre o afélio e o periélio, a constante solar deve ser corrigida pelo fator $(d/D)^2$, sendo d a distância média (UA), para se obter o *máximo de irradiância solar* no topo da atmosfera. Essa correção se deve à lei do inverso do quadrado da distância entre a fonte luminosa e a superfície receptora. Portanto, para um certo dia o valor máximo da irradiância solar instantânea no topo da atmosfera será igual ao produto $J_0 (d/D)^2 = J_0'$.

Em seu movimento de translação ao redor do Sol a Terra está sempre recebendo radiação solar. Admitindo-se que a Terra seja uma esfera com raio médio (r) igual a $6,371 \cdot 10^6 \text{ m}$, ela apresenta sempre uma área (πr^2) de $1,27 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$ voltada para o Sol. Em função do movimento de rotação da Terra, a superfície exposta aos raios solares muda a cada instante. Essa área frontal intercepta ($\pi r^2 J_0$) $1,74 \cdot 10^{17} \text{ J s}^{-1}$ da radiação emitida pelo Sol, e que totaliza $1,5 \cdot 10^{22} \text{ J dia}^{-1}$, visto que $1 \text{ dia} = 86400 \text{ s}$. Para efeito de comparação, esse total diário de energia solar interceptada equivale àquela correspondente a 10^8 vezes a energia da bomba detonada em Nagasaki. Mesmo considerando que cerca de 30% da energia interceptada pela Terra seja refletida (albedo), se não fosse pelo movimento de rotação e pela emissão de radiação terrestre (Lei de Stefan – Boltzmann), essa quantidade de energia não permitiria que o planeta tivesse a presente forma e aspecto.

O movimento de rotação da Terra faz com que um local receba os raios solares com inclinação diferente ao longo do dia. O somatório dos valores instantâneos de irradiância solar no topo da atmosfera ao longo do dia é um valor teórico muito útil, pois representa o potencial de energia incidente na região. A esse total diário denomina-se de *irradiância solar global extraterrestre*, sendo representado por Q_0 . *Extraterrestre* significa a situação em que não se considera ainda o efeito atenuador da atmosfera. Esse total varia de acordo com a latitude (Φ) e com o dia do ano, fatores esses que afetam o ângulo de incidência dos raios solares. Quanto maior a latitude, maior a amplitude de Q_0 entre verão e inverno.

Quando a atmosfera entra em ação (Ver *Efeitos da atmosfera sobre a radiação solar - Capítulo 3*), situação normal, o total diário de energia solar que chega realmente à superfície terrestre é reduzido, sendo denominado de *irradiância solar global*, e representado por Q_g . Essa energia (Q_g) é composta pela *irradiância solar direta* (Q_d), e pela *irradiância solar difusa* (Q_c). Q_d é a radiação que não sofre desvio em sua trajetória, sendo responsável pela projeção de sombra dos objetos; enquanto que Q_c decorre do processo de difusão (espalhamento) e não projeta sombra. A proporção entre Q_d e Q_c varia ao longo do dia (ângulo de incidência dos raios solares), e também com as condições de nebulosidade. Quanto mais nublado, maior a proporção de Q_c , menor a porção de Q_d , e menor o valor de Q_g .

5.3. Leis da Radiação

Para se entender o regime radiativo de uma superfície é necessário conhecer algumas leis fundamentais da radiação, principalmente as leis de Stefan-Boltzmann e de Wien.

5.3.1. Lei de Stefan - Boltzmann

Todo corpo com temperatura acima de 0 K emite energia radiativa, e esta lei diz que a *densidade de fluxo de energia emitida* (E , em W/m^2) é *proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta* (T , em K), de acordo com a equação

$$E = \varepsilon \sigma T^4, \quad (5.1)$$

em que ε é o poder emissivo do corpo (emissividade); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \cdot 10^{-8} W/m^2 K^4 = 4,903 \cdot 10^{-9} MJ / m^2 d K^4$).

Para a maioria dos objetos naturais, o poder emissivo varia entre 0,95 e 1,0. Para fins agrometeorológicos, adota-se o valor unitário sem se incorrer em grandes erros, mesmo porque a temperatura do objeto é sempre um valor médio. No caso da atmosfera, como sua composição básica varia com o teor de umidade no ar, o valor de ε deverá ser estimado levando-se em consideração a quantidade de vapor d'água presente. Portanto, ε varia continuamente, dia após dia, e também ao longo do dia.

5.3.2. Lei de Wien

Esta lei estabelece que é *constante o produto da temperatura absoluta* (T , em K), *do objeto, pelo comprimento de onda* ($\lambda_{m\acute{a}x}$, em nm) *de máxima emissão energética, do próprio objeto*, isto é,

$$T \lambda_{m\acute{a}x} = \text{constante} = 2,898 \cdot 10^6 \text{ nm K}. \quad (5.2)$$

Essa lei é fundamental para se entender o balanço de radiação na superfície da Terra. A Terra é um corpo cuja temperatura média está ao redor de 300 K; enquanto que o Sol, o principal fornecedor de energia para a Terra, tem uma temperatura aproximada de 6000 K. Pela lei de Wien determina-se que a energia emitida pela Terra tem $\lambda_{m\acute{a}x} \approx 10\,000 \text{ nm}$ (radiação infravermelho), enquanto que a energia recebida do Sol tem $\lambda_{m\acute{a}x} \approx 500 \text{ nm}$ (radiação visível). (Obs.: $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$). Portanto, são duas ordens de magnitude de diferença entre $\lambda_{m\acute{a}x}$ do Sol e da Terra.

Em função do comprimento de onda da radiação emitida, diz-se que a radiação solar é de *ondas curtas* (OC), pois quase toda energia emitida está abaixo de 3000nm, enquanto que a radiação dos corpos terrestres é de *ondas longas* (OL). Portanto, o balanço geral de radiação (BGR) na superfície terrestre tem dois componentes: o balanço de ondas curtas (BOC) e o balanço de ondas longas (BOL), isto é (ver Capítulo 10),

$$\text{BGR} = \text{BOC} + \text{BOL}. \quad (5.3)$$

5.4. Distribuição da Energia Solar na Superfície Terrestre

No Capítulo 2 (ver item 2.5 - Estações do ano), mostrou-se que o ângulo de incidência dos raios solares (ângulo zenital, Z_h), em uma superfície horizontal, varia em função da latitude (Φ), da hora do dia (h), e da declinação solar (δ). A combinação desses fatores permite calcular Z_h em cada instante pela relação trigonométrica

$$\cos Z_h = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \cos h. \quad (5.4)$$

Portanto, num determinado instante (h), de um dia (δ), e num local (Φ), a energia solar que incide no *topo da atmosfera* terrestre é dada pela Lei de Lambert (ver item 2.5), corrigindo-se o valor de J_o (d/D)², ou seja,

$$I_h = J_o (d/D)^2 \cos Z_h. \quad (5.5)$$

Na eq.(5.4) h representa a hora do dia, expressa em ângulo (*ângulo horário*), que é formado pela posição do Sol e o *meridiano* local. A passagem do Sol pelo meridiano local divide o dia em duas partes simétricas. O período de rotação da Terra é de 24 horas, ou seja, este é o tempo entre duas passagens consecutivas do Sol pelo meridiano local. Isso significa que são percorridos 360° em 24h, correspondendo a 15° / hora. Como a *passagem meridiana* do Sol é o referencial, a *hora local verdadeira* (expressa em hora e décimos) pode ser convertida em ângulo pela relação

$$h = (\text{hora local} - 12) * 15^\circ / \text{hora.} \quad (5.6)$$

Consequentemente, quando o Sol passa pelo meridiano local tem-se $h = 0^\circ$. Portanto, em qualquer local, $h = 0^\circ$ ao meio-dia, e $\cos 0^\circ = 1$. Logo, o ângulo zenital ao meio-dia (Z_{12}) é dado por:

$$\cos Z_{12} = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \quad (5.7)$$

$$\cos Z_{12} = \cos (\delta - \Phi) \quad (5.8)$$

$$Z_{12} = \delta - \Phi. \quad (5.9)$$

O conhecimento da variação anual do ângulo zenital tem inúmeras aplicações práticas, principalmente na otimização de coletores solares e na projeção de sombras. Como a latitude do local (Φ) é constante, o ângulo zenital ao meio-dia (Z_{12}) será função apenas da declinação solar (δ). Por exemplo, para um local cuja latitude Φ seja igual a 20°S , nas principais efemérides, na passagem meridiana o ângulo zenital Z_{12} será:

- Solstício de Verão $\Rightarrow Z_{12} = -23,45^\circ - (-20^\circ) = -3,45^\circ$ (Sol estará ao Sul do local);
- Solstício de Inverno $\Rightarrow Z_{12} = 23,45^\circ - (-20^\circ) = 43,45^\circ$ (Sol estará ao Norte do local);
- Equinócios $\Rightarrow Z_{12} = 0^\circ - (-20^\circ) = 20^\circ$ (Sol estará ao Norte do local).

A declinação solar depende apenas da posição relativa entre a Terra e o Sol, e seu valor é dado por tabelas fornecidas pelos observatórios astronômicos. Para a maioria das aplicações ela pode ser admitida como constante durante um dia, podendo ser calculada pela equação

$$\delta = 23,45 \text{ sen } [360 (\text{NDA} - 80) / 365], \quad (5.10)$$

em que NDA é o *número do dia no ano*, ou seja, Janeiro 1 = 1; Fevereiro 1 = 32; Junho 31 = 181; etc. Valores positivos de δ significam que o Sol está no hemisfério norte, enquanto que valores negativos indicam que o Sol está no hemisfério sul. O sinal de δ é fundamental no cálculo da energia solar incidente, do *fotoperíodo* (N), e da projeção de sombra.

5.5. Projeção e Direção de Sombra de um Objeto

A direção da sombra é calculada sabendo-se o ângulo formado pela projeção da posição do Sol no plano do horizonte local e a linha Norte - Sul. Esse ângulo é denominado de *azimute solar* (α). No hemisfério sul é mais conveniente tomar o Sul como referência. No período da manhã o Sol está a leste do obstáculo, enquanto que à tarde está a oeste. Portanto, no período da manhã o azimute do Sol é contado a partir do Sul em direção a Leste, e à tarde é em direção a Oeste. O valor de α é dado pela equação

$$\alpha = \arccos [(\sin \Phi \cos Z_h - \sin \delta) / (\cos \Phi \sin Z_h)]. \quad (5.11)$$

Pela Figura 5.1 observa-se que, quando o Sol faz um ângulo zenital Z , um obstáculo de altura d tem uma projeção de sombra S . Pela trigonometria obtem-se

$$d = \text{sen } (90^\circ - Z) = \cos Z \quad (5.12)$$

$$S = \cos (90^\circ - Z) = \text{sen } Z \quad (5.13)$$

Logo,

$$S / d = \text{tg } (Z) \quad (5.14)$$

$$S = d \text{ tg } (Z). \quad (5.15)$$

Portanto, o comprimento da sombra S , de um objeto de altura d , é facilmente estimado sabendo-se o ângulo zenital no momento que se quer saber a projeção da sombra.

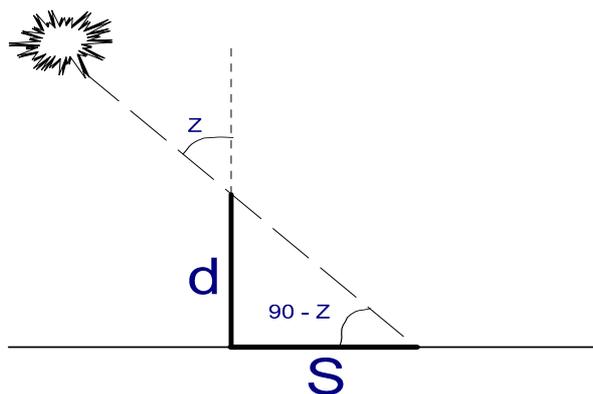


Figura 5.1. Estimativa da projeção da sombra S, de um objeto com altura d.

5.6. Cálculo do Fotoperíodo

Entende-se por *fotoperíodo* (N) ao intervalo entre o *nascer* e o *pôr do Sol* num dado dia, também denominado de *duração do dia*, ou seja,

$$N = \text{Hora do Pôr do Sol} - \text{Hora do Nascer.} \tag{5.16}$$

Em virtude da simetria da trajetória do Sol com ralação ao meio-dia, o fotoperíodo é igual ao dobro do ângulo horário na hora do Nascer do Sol (h_n), isto é,

$$N = 2 h_n / 15^\circ = 0,1333 h_n. \tag{5.17}$$

Tanto no *nascer* como no *pôr do Sol* $Z = 90^\circ$, e $\cos 90^\circ = 0$. Logo, pela eq.(5.4) obtem-se:

$$0 = \text{sen } \Phi \text{ sen } \delta + \text{cos } \Phi \text{ cos } \delta \text{ cos } h_n \tag{5.18}$$

$$\text{cos } h_n = - (\text{sen } \Phi \text{ sen } \delta) / (\text{cos } \Phi \text{ cos } \delta) = - \text{tg } \Phi \text{ tg } \delta \tag{5.19}$$

$$h_n = \arccos [- \text{tg } \Phi \text{ tg } \delta]. \tag{5.20}$$

A eq.(5.20) mostra que o fotoperíodo depende apenas da latitude e da declinação solar (i.e., dia do ano). Na época dos equinócios (21/3 e 23/9), quando $\delta = 0^\circ$, a eq.(5.20) mostra que $h_n = 90^\circ$, ou seja, $N = 12$ horas para todas as latitudes (Figura 5.2). Outra decorrência da eq.(5.20) é que na linha do equador, onde $\Phi = 0^\circ$, resulta em $h_n = 90^\circ$ durante o ano todo (Tabela 5.1).

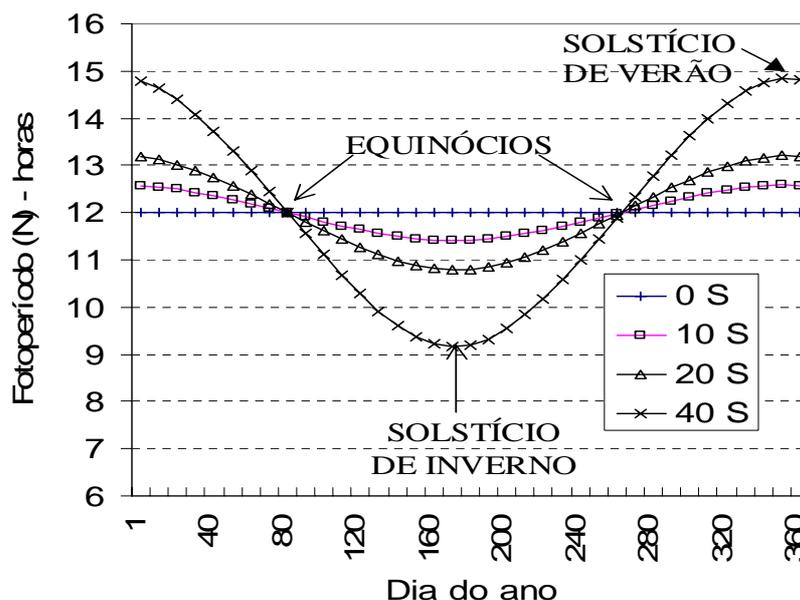


Figura 5.2. Variação anual do fotoperíodo em algumas latitudes do hemisfério sul.

Tabela 5.1. Duração máxima da insolação diária (FOTOPERÍODO - N), em horas, no 15º dia de cada mês, em latitudes compreendidas pelo território brasileiro.

LAT.(S)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Equador	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0
2º	12,1	12,1	12,0	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	12,0	12,0	12,1	12,1
4º	12,2	12,1	12,0	11,9	11,8	11,8	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,2
6º	12,3	12,2	12,0	11,9	11,7	11,6	11,7	11,8	12,0	12,1	12,3	12,3
8º	12,4	12,2	12,0	11,8	11,6	11,5	11,6	11,7	12,0	12,2	12,4	12,5
10º	12,5	12,3	12,1	11,8	11,5	11,4	11,5	11,7	12,0	12,2	12,5	12,6
12º	12,6	12,4	12,1	11,7	11,4	11,3	11,4	11,6	11,9	12,3	12,6	12,7
14º	12,7	12,4	12,1	11,7	11,3	11,2	11,2	11,5	11,9	12,3	12,7	12,8
16º	12,8	12,5	12,1	11,6	11,2	11,0	11,1	11,5	11,9	12,4	12,8	12,9
18º	13,0	12,6	12,1	11,6	11,1	10,9	11,0	11,4	11,9	12,4	12,9	13,1
20º	13,1	12,6	12,1	11,5	11,0	10,8	10,9	11,3	11,9	12,5	13,0	13,2
22º	13,2	12,7	12,1	11,5	10,9	10,7	10,8	11,2	11,9	12,5	13,1	13,3
24º	13,3	12,8	12,2	11,4	10,8	10,5	10,6	11,2	11,9	12,6	13,2	13,5
26º	13,5	12,9	12,2	11,4	10,7	10,4	10,5	11,1	11,8	12,6	13,3	13,6
28º	13,6	13,0	12,2	11,3	10,6	10,2	10,4	11,0	11,8	12,7	13,4	13,8
30º	13,7	13,0	12,2	11,3	10,5	10,1	10,2	10,9	11,8	12,7	13,5	13,9
35º	14,1	13,3	12,3	11,1	10,2	9,7	9,9	10,7	11,8	12,9	13,9	14,3

5.7. Irradiância Solar em Superfícies Paralelas ao Plano do Horizonte

5.7.1. Valores Diários Desconsiderando os Efeitos da Atmosfera

Integrando-se a eq.(5.5) entre o nascer e pôr do Sol, resulta no total diário (Qo) de radiação solar incidente numa superfície horizontal paralela ao plano do horizonte local, no topo da atmosfera, ou seja,

$$Q_o = \int_{t_n}^{t_p} I_h \cos(Z_h) dt = J_o (d / D)^2 \int_{t_n}^{t_p} \cos(Z_h) dt . \tag{5.21}$$

Para se efetuar a integração da eq.(5.21) é necessário transformar a variável **t** (horas) em ângulo horário correspondente (eq.5.6). A velocidade angular da Terra é $\omega = 2\pi \text{ rad} / \text{dia} = dh / dt$. Logo, $dt = dh / \omega$. A relação d / D representa a distância relativa entre a Terra e o Sol, sendo d a distância média, e D a distância no dia.

Substituindo-se na eq.(5.21) e fazendo-se $J_o (d / D)^2 / \omega = K$, obtem-se

$$Q_o = K \int_{h_n}^{h_p} \cos(Z_h) dh . \tag{5.22}$$

Substituindo-se a eq.(5.4) na eq.(5.22) resulta em:

$$Q_o = K \int_{h_n}^{h_p} (\sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \cosh) dh \tag{5.23}$$

$$Q_o = K \left[\int_{h_n}^{h_p} \sin \Phi \sin \delta dh + \int_{h_n}^{h_p} \cos \Phi \cos \delta \cosh dh \right] \tag{5.24}$$

$$Q_o = K \left[\sin \Phi \sin \delta \int_{h_n}^{h_p} dh + \cos \Phi \cos \delta \int_{h_n}^{h_p} \cosh dh \right] \tag{5.25}$$

$$Q_o = K [\sin \Phi \sin \delta (h_p - h_n) + \cos \Phi \cos \delta (\sen h_p - \sen h_n)] . \tag{5.26}$$

Pela eq.(5.6) observa-se que $h_n = - h_p$, ou seja, há simetria na trajetória diária do Sol com respeito ao meridiano local. Pela natureza da função seno tem-se que $\sen h_n = - \sen h_p$. Portanto, a eq.(5.26) pode ser escrita como

$$Q_o = 2 K [h_n \sen \Phi \sen \delta + \cos \Phi \cos \delta \sen h_n] \tag{5.27}$$

$$Q_o = [J_o (d / D)^2 / \pi] [(\pi / 180^\circ) h_n \sen \Phi \sen \delta + \cos \Phi \cos \delta \sen h_n], \tag{5.28}$$

sendo o fator $(\pi / 180^\circ)$ utilizado para converter hn de graus para radianos. Tomando-se $J_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ e convertendo-se a unidade de tempo de segundo para dia, a eq.(5.28) se reduz a

$$Q_0 = 37,6 (d / D)^2 [(\pi / 180^\circ) hn \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \sin hn], \quad (5.29)$$

$$(d / D)^2 = 1 + 0,033 \cos (NDA 360 / 365) \quad (5.30)$$

sendo Q_0 expresso em $\text{MJ} / \text{m}^2 \text{ dia}$. Portanto, o total diário de radiação solar que atinge uma superfície horizontal, no topo da atmosfera, é função da latitude e da época do ano (declinação solar), visto que o ângulo horário também é função dessas duas variáveis. Q_0 representa o máximo de energia solar que poderia incidir numa superfície paralela ao plano do horizonte local, se não houvesse influência da atmosfera.

A Tabela 5.2 mostra a dependência de Q_0 ($\text{MJ}/\text{m}^2 \text{ dia}$) com a latitude e a declinação solar, para o hemisfério sul. Nota-se que, na região equatorial ($\Phi = 0^\circ$), Q_0 varia muito pouco durante o ano. Para essa latitude, a eq.(5.20) mostra que o fotoperíodo tem 12 horas o ano todo, isto é, $hn = 90^\circ$; logo, a eq.(5.29) tem $\cos \delta$ como única variável, pois $\cos \Phi = \sin hn = 1$, e $\sin \Phi = 0$. Porém, à medida que Φ aumenta, também aumenta a variação em Q_0 , sendo maior no verão e menor no inverno. Entre Abril e Setembro, período em que o Sol está aparentemente no hemisfério norte, Q_0 diminui com aumento em Φ . Para $\Phi > 66^\circ \text{ S}$, o Sol não aparece acima do horizonte (noite polar), não havendo incidência dos raios solares diretamente sobre a superfície. Quando o Sol está no hemisfério sul (Outubro a Março), a combinação de Φ e δ faz o valor de Q_0 aumentar até a latitude de 35° S , decrescer daí até 66° S , e aumentar novamente até o pólo sul. Isso é causado pelo fotoperíodo (Tabela 5.1). Deve-se lembrar que, nesta época, acima de 66° S o Sol fica sempre acima do horizonte (dia polar). No círculo polar, embora Q_0 seja elevado, o ângulo de incidência dos raios solares também é elevado, e a superfície é coberta com neve e gelo resultando em alto coeficiente de reflexão.

Tabela 5.2. Valores de Q_0 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e da declinação solar (δ), para o 15º dia do mês.
(Adaptado de Vianello & Alves, 1991)

MÊS	δ (graus)	LATITUDE						
		0°	15°S	30°S	45°S	60°S	75°S	90°S
JAN	-21,35	36,32	40,87	43,04	42,89	41,05	41,84	43,32
FEV	-13,10	37,53	29,83	39,57	36,84	32,07	27,00	27,06
MAR	-2,23	37,90	37,14	33,85	28,28	20,83	12,09	5,49
ABR	9,83	36,95	32,99	27,08	19,45	10,75	2,29	0,00
MAI	18,82	34,78	28,92	21,42	12,91	4,47	0,00	0,00
JUN	23,18	33,50	26,76	18,68	10,02	2,15	0,00	0,00
JUL	21,57	33,89	27,57	19,76	11,19	3,07	0,00	0,00
AGO	14,13	35,56	30,89	24,29	16,28	7,66	0,61	0,00
SET	3,13	37,07	35,03	30,62	24,16	16,09	7,09	0,69
OUT	-8,43	37,34	38,42	36,95	33,07	27,16	20,19	17,86
NOV	-18,43	36,47	40,28	41,66	40,66	37,83	36,67	37,96
DEZ	-23,25	35,74	40,91	43,80	44,44	43,61	46,04	47,66

5.7.2. Valores Diários Considerando os Efeitos da Atmosfera

A absorção e a difusão da radiação solar pela atmosfera promovem perdas durante sua passagem pela atmosfera, de modo que a irradiância solar em uma superfície horizontal paralela ao plano do horizonte na Terra é menor que no topo da atmosfera (Q_0). Os valores instantâneos da irradiância solar global (Q_g), que representam a soma das componentes direta (Q_d) e difusa (Q_c), sofrem grandes variações temporais em função das condições atmosféricas, e da época do ano (Figura 5.3). A fração Q_g/Q_0 é denominada de *transmitância global* (T_g), ou seja, ela representa a quantidade de radiação solar que efetivamente chega até a superfície terrestre. Como a espessura da atmosfera a ser atravessada pelos raios solares é função do ângulo zenital, T_g varia ao longo do dia, com valores menores no nascer e no pôr do Sol, e maiores durante a passagem meridiana. No caso dos exemplos mostrados na Figura 5.3, T_g média do dia foi de 0,68 atingindo valores de pico entre 0,7 e 0,8. Situação semelhante é relatada por Souza (1997) para um dia de verão, em Maceió, AL. A Tabela 5.4 mostra valores potenciais de T_g para várias regiões do Brasil, representados pela soma dos coeficientes a e b. Por exemplo, para Piracicaba, SP, T_g é da ordem de 0,75 na primavera-verão, e de 0,79 no outono-inverno.

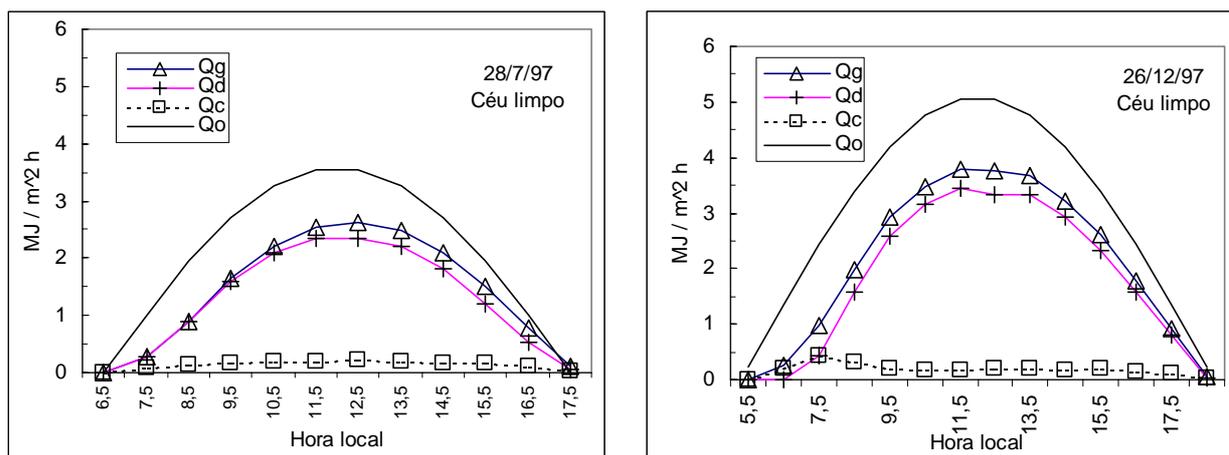


Figura 5.3. Curso diário da irradiância solar em superfície horizontal, em dia sem nuvens, no inverno (28/7/97), e no verão (26/12/97), em Botucatu, SP. Fonte: Escobedo, 2000.

Nas latitudes do território brasileiro (4° N a 30° S), em dias sem nebulosidade, valores instantâneos máximos de Q_g atingem $3,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ($\approx 1100 \text{ a } 1200 \text{ W m}^{-2}$), no verão; e $2,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ ($\approx 700 \text{ W m}^{-2}$), no inverno. Os valores de Q_g , integrados no dia, podem variar entre 4 e $35 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, ou seja, entre 10 e 80% de Q_o , em função da nebulosidade. Exemplos de valores médios de Q_g , para algumas regiões do Brasil, são mostrados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3. Valores médios mensais de Q_g ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) para algumas regiões brasileiras.

Local	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Pará	12,5	13,3	13,6	12,1	12,9	15,2	14,7	15,5	16,7	18,3	16,3	14,4
Minas Gerais	17,6	17,5	16,8	14,7	13,1	12,3	12,7	15,1	16,1	15,7	16,1	16,9
São Paulo	20,7	21,8	19,3	17,3	14,7	13,2	14,4	16,8	17,6	19,7	21,9	21,1
R.G Sul	21,3	19,5	15,7	12,5	9,7	8,3	9,0	11,1	13,0	16,4	20,2	22,1

Para se compreender o significado desses valores, pode-se ilustrar com o seguinte aspecto: para evaporar 1 litro de água a 20 °C é necessária a energia aproximada de 2,45 MJ. Portanto, se toda a radiação solar incidente em 1 m² fosse usada para evaporar água, isso corresponderia à evaporação de cerca de 9 litros/m² de terreno, em Novembro, no Estado de São Paulo.

5.8. Radiação Solar Incidente numa Superfície Inclinada

Com exceção de algumas regiões, entre as quais se incluem os oceanos, os grandes rios e lagos, e as chapadas, a superfície da Terra é formada por relevo irregular, com seqüências de morros e vales. Portanto, existem faces de terreno com exposições e inclinações submetidas a diferentes regimes de incidência de radiação solar. Essas nuances topográficas condicionam ambientes diferentes num mesmo local e época do ano. Para uma superfície inclinada, além da latitude e da declinação solar, a incidência dos raios solares é afetada pelo ângulo de inclinação (i), pela orientação da superfície, e pelo azimute do Sol (α , eq.5.11). A orientação da superfície é caracterizada pelo azimute (β) do plano vertical que contém a linha normal (perpendicular) à superfície. Tomando-se a linha normal à superfície como referencial, define-se um “novo” ângulo zenital (Z') que é dado pela equação

$$\cos Z' = \cos i \cos Z + \sin i \sin Z \cos (\beta - \alpha). \tag{5.31}$$

A combinação entre i e β provoca redução no período diário de incidência direta dos raios solares. Portanto, a eq.(5.31) só é válida para $Z' < 90^\circ$. Lembrando que o azimute foi definido tomando-se o Sul como referencial, $\beta = 0^\circ$ para uma superfície voltada para o sul; $\beta = 90^\circ$ tanto para uma superfície voltada para leste como para oeste; e, $\beta = 180^\circ$ para uma voltada para o norte.

Para uma superfície horizontal ($i = 0^\circ$), a eq. (5.31) se reduz a

$$\cos Z' = \cos Z, \tag{5.32}$$

que é definido pela eq.(5.4). Para uma parede ($i = 90^\circ$), resulta em

$$\cos Z' = \sin Z \cos (\beta - \alpha). \tag{5.33}$$

Portanto, num determinado instante h , a energia solar que incide numa superfície com inclinação i e azimute β pode ser calculada por

$$I_h = J_o (d / D)^2 \cos Z_h' \quad (5.34)$$

5.9. Medidas da Irradiância Solar Global

Genericamente, os aparelhos que medem radiação solar são denominados de solarímetros, piranômetros, pireliômetros, radiômetros, e actinógrafos. As medidas de Q_g são efetuadas por instrumentos que utilizam diversos princípios físicos, desde geração de uma corrente elétrica até dilatação de metais.

- **Actinógrafo de Robitzsch**

Esse tipo de aparelho foi elaborado por Robitzsch, em 1915. Nesse equipamento (Figura 5.4) os sensores são placas bimetálicas, parte delas negras e parte brancas. O aquecimento diferencial das placas brancas e pretas, causado pela absorção da radiação solar, cria uma diferença de dilatação entre elas que é proporcional à magnitude da densidade de fluxo radiativo incidente. Essa diferença de dilatação é transmitida por um sistema de alavancas a uma pena, que se desloca sobre o diagrama de registro, denominado *actinograma*. O diagrama se movimenta por meio de um mecanismo de relojoaria. Os sensores são protegidos das intempéries por uma cúpula de quartzo que também filtra as ondas longas terrestre, medindo apenas a radiação solar (ondas curtas). Esse instrumento é totalmente mecânico.

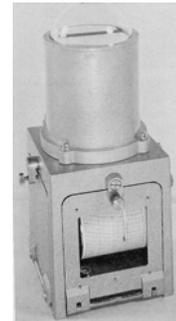


Figura 5.4. Actinógrafo de Robitzsch.

- **Piranômetro de Termopar**

Neste instrumento (Figura 5.5), o elemento sensor é uma placa com uma série de termopares (termopilha). Parte das junções é enegrecida (junções quentes) e parte é branca (junções frias). O aquecimento diferenciado das junções quentes e frias gera uma força eletromotriz (f.e.m.) por efeito Seebeck, cuja magnitude é proporcional ao valor da irradiância, que pode ser registrada num sistema de aquisição de dados, sendo os valores da *f.e.m.* convertidos em irradiância por uma constante de calibração. A placa sensora é protegida por uma cúpula de quartzo, que filtra as radiações de onda longa, sendo atingida apenas pela radiação solar (ondas curtas). Este instrumento é eletrônico sendo usado como padrão secundário de calibração dos outros tipos, permitindo o registro contínuo ou a aquisição do sinal para conversão em arquivos digitais de sistemas automatizados de medida.



Figura 5.5. Piranômetros de termopar, modelo Eppley (a e b), e de Moll-Gorczyński (c).

Uma variação desse modelo é manter as junções pretas (quentes) expostas à radiação solar e as junções frias em contacto com um bloco metálico escondido dos raios solares. Esse é o princípio do *piranômetro de Moll-Gorczyński* (Figura 5.5c).

• Piranômetro de Fotodiodo de Silício

O sensor é um fotodiodo de silício que responde à absorção de energia, gerando uma corrente elétrica proporcional à irradiância global. Também utiliza uma constante de calibração para conversão da corrente em irradiância (Figura 5.6). No instrumento aqui mostrado, o fotodiodo é protegido por uma placa difusora que filtra as ondas longas e também as ondas curtas acima de 1300 nm. O fator de calibração incorpora a energia solar de comprimento de onda maior que 1300nm fazendo uma compensação. A vantagem deste instrumento é seu custo reduzido, além de ser também eletrônico. Este instrumento não é padrão. Como no caso do piranômetro de termopar, permite também aquisição automatizada dos dados em arquivos digitais.

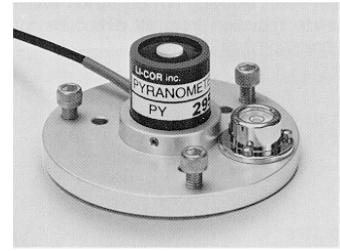


Figura 5.6. Piranômetro de fotodiodo de silício.

5.10. Medidas de Irradiância Direta e Difusa

Para se medir a radiação solar direta utiliza-se um pireliômetro, cujo sensor também é uma termopilha. O instrumento tem a forma de um tubo, sendo o sensor colocado no fundo. Na outra extremidade do tubo há uma abertura por onde os raios solares entram diretamente. Para assegurar que apenas a radiação direta está sendo medida, há uma série de anéis com diâmetros cada vez menores para se obter um feixe colimado de raios solares. Um filtro elimina a radiação difusa que vem do céu, e sem o filtro mede-se a radiação terrestre durante a noite. Um inconveniente é que se deve ajustar manualmente o aparelho na direção do Sol, mas para facilitar tal tarefa existe uma mira na parte externa (Figura 5.7a). Há também a possibilidade de se utilizar um rastreador solar.

A irradiância difusa, ou radiação do céu (Q_c), ou seja, aquela que é espalhada pela atmosfera, pode ser medida com piranômetros instalados sob uma banda metálica (anel sombreador) concêntrica à cúpula hemisférica do aparelho, a qual impede a incidência direta dos raios solares (Figura 5.7b). A irradiância direta (Q_d) é obtida pela diferença entre Q_g e Q_c . Há, portanto, necessidade de dois sensores, sendo um protegido pela banda opaca. Em função de a banda metálica obstruir uma área considerável do feixe de radiação, reduzindo a radiação solar difusa incidente sobre o sensor, há necessidade de se aplicar um fator teórico (F_c) para se corrigir o valor medido. Esse fator depende do raio (R) e da largura (L) da cinta, pois ele corrige a medida em função da fração de céu que o sensor não amostra, sendo dado pela equação de Drummond (1956), isto é,

$$F_c = \frac{1}{1 - \frac{2L}{\pi R} [hn \cdot \sin \Phi \cdot \sin \delta + \cos \Phi \cdot \cos \delta \cdot \sin hn]} \cos^3 \delta \quad (5.35)$$

Teoricamente, quanto maior o valor de R , menor será o valor de F_c . Quanto à largura L da cinta, ela deve ser adequada para permitir medidas por alguns dias sem necessidade de ajustes frequentes em seu alinhamento em função da variação diária de δ . Usando um anel de sombreamento com $R = 0,8$ m e $L = 0,1$ m, Ricieri et al. (1997) verificaram que F_c , dado pela eq. (5.35), subestimou o valor de Q_c dado pela diferença entre valores medidos de radiação global e direta. Para dia com céu limpo, o erro médio foi cerca de 4%, mas para dias nublados subiu para 12%.

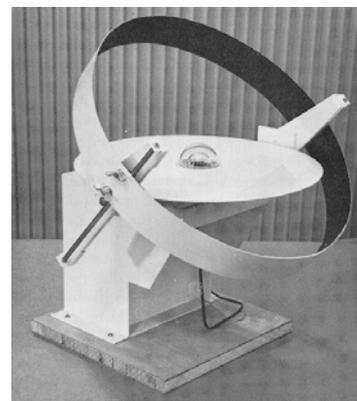


Figura 5.7. Sensores de radiação solar: a) direta; b) banda metálica para obtenção da radiação solar difusa.

5.11. Medida do Número de Horas de Brilho Solar

Apesar de não ser uma medida da irradiância solar, o *número de horas de brilho solar* (representado por n), também conhecido como *insolação*, permite estimar valores diários de Q_g . O equipamento utilizado é o *heliógrafo* tipo Campbell-Stokes (Figura 5.8a), constituído de uma esfera de cristal, ajustada sobre um suporte no qual uma tira de papelão é fixada. A convergência dos raios solares sobre a tira, quando há irradiância direta, produz sua queima, permitindo o registro do período de insolação. As tiras registradoras (Figura 5.8b) variam de acordo com a época do ano. Para o período de verão são utilizadas as tiras curvas longas; no inverno as curvas curtas; e na primavera e outono as retas. Esse equipamento deve ser instalado numa posição isenta de projeção de qualquer tipo de sombra ou obstrução dos raios solares. O equipamento necessita de dois ajustes: meridiano, para que o eixo da esfera se alinhe no sentido N-S; e latitude local, para que o eixo da esfera fique paralelo ao eixo da Terra. Em dias com chuva ou orvalho intenso, as tiras ficam molhadas e demoram a registrar a incidência dos raios solares.

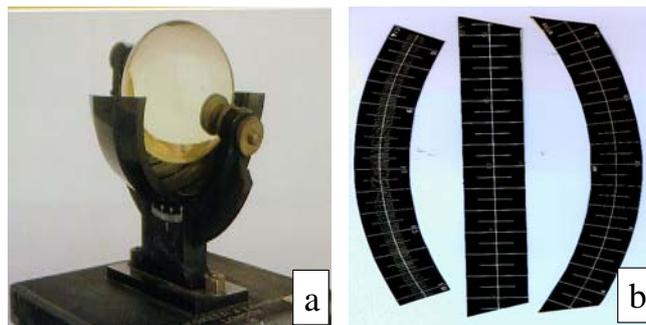


Figura 5.8. Heliógrafo tipo Campbell-Stokes (a) e fitas de papelão utilizadas (b).

5.12. Estimativa da Irradiância Solar Global Diária (Q_g)

Na falta de um equipamento como o piranômetro, o valor de Q_g pode ser estimado a partir de medidas da insolação diária (n), desde que se tenha, para o local, determinados os coeficientes da equação proposta por Angström-PreScott, e que relaciona os quocientes Q_g / Q_o e n / N , ou seja:

$$Q_g / Q_o = a + b n / N, \tag{5.36}$$

em que: Q_o é a irradiância solar global extraterrestre no dia desejado (Tabela 5.2); N é o fotoperíodo daquele dia, que representa o número máximo de horas com brilho solar naquele dia (Tabela 5.1); e a e b são os coeficientes da equação empírica, determinados por análise estatística de regressão, sendo específicos para o local. A fração Q_g/Q_o define a transmitância global da atmosfera local, e seu valor máximo (potencial) é dado pela soma ($a + b$).

Quando não há tais coeficientes para o local, Glover & McCulloch (1958) propuseram a seguinte aproximação:

$$Q_g / Q_o = 0,29 \cos \Phi + 0,52 n / N, \tag{5.37}$$

em que Φ é a latitude, expressa em graus e décimos.

Vários trabalhos apresentam valores de a e b para várias regiões brasileiras, e na Tabela 5.4 são apresentados valores para alguns locais. Para o Rio Grande do Sul, Fontana & Oliveira (1996) apresentam tais coeficientes médios anuais para 20 localidades, e também os coeficientes mensais para as 9 regiões ecoclimáticas do estado.

Tabela 5.4. Coeficientes a e b da Equação de Angström – Prescott, para algumas localidades brasileiras.

Localidade	Período	a	b
Botucatu - SP	Anual	0,24	0,45
Campinas - SP	Anual	0,23	0,56
Mococa - SP	Anual	0,40	0,41
Monte Alegre do Sul - SP	Anual	0,19	0,61
Piracicaba - SP	Outono-Inverno	0,28	0,51
Piracicaba - SP	Primavera-Verão	0,25	0,50
Pindamonhangaba - SP	Anual	0,28	0,51
Presidente Prudente - SP	Anual	0,19	0,39
Ribeirão Preto - SP	Anual	0,13	0,73
São Luiz - MA	Anual	0,26	0,33

Fortaleza - CE	Anual	0,27	0,36
Teresina - PI	Anual	0,31	0,37
João Pessoa - PB	Anual	0,28	0,36
Recife - PE	Anual	0,30	0,38
Petrolina - PE	Anual	0,32	0,37
Própria - SE	Anual	0,33	0,41
Paulo Afonso - BA	Anual	0,31	0,33
Irecê - BA	Anual	0,33	0,33
Salvador - BA	Anual	0,29	0,39
Manaus - AM	Anual	0,26	0,49
Viçosa - MG	Anual	0,23	0,38
Alegrete - RS	Anual	0,19	0,49
Cachoeirinha - RS	Anual	0,20	0,56
Cruz Alta - RS	Anual	0,20	0,53
Encruzilhada do Sul - RS	Anual	0,15	0,47
Erechim - RS	Anual	0,19	0,47
Farroupilha - RS	Anual	0,17	0,60
Eldorado do Sul - RS	Anual	0,15	0,47
Ijuí - RS	Anual	0,25	0,46
Júlio de Castilhos - RS	Anual	0,17	0,62
Osório - RS	Anual	0,17	0,50
Pelotas - RS	Anual	0,35	0,46
Quarai - RS	Anual	0,25	0,38
Rio Grande - RS	Anual	0,27	0,32
Santa Rosa - RS	Anual	0,15	0,55
Santo Augusto - RS	Anual	0,17	0,53
Soledade - RS	Anual	0,23	0,41
São Gabriel - RS	Anual	0,23	0,45
Taquari - RS	Anual	0,24	0,41
Uruguaiana - RS	Anual	0,24	0,41
Vacaria - RS	Anual	0,25	0,46
Veranópolis - RS	Anual	0,21	0,40

Fonte: Vianello & Alves (1991), Cervellini et al. (1966), Ometto (1981), Lunardi & Cataneo (1994) e Ribeiro et al. (1982), Fontana & Oliveira (1996).

5.13. Radiação Fotossinteticamente Ativa

A radiação solar com comprimentos de onda entre 400 e 700 nm corresponde à *Radiação Fotossinteticamente Ativa* (RFA ou PAR). Ela pode ser medida por piranômetros providos de um filtro que separa as outras bandas da radiação, ou por um sensor específico, denominado de *quântico*, em função da unidade em que tal radiação é expressa. Como a fotossíntese é um processo quântico, no qual importa a quantidade de fótons absorvidos nessa banda de radiação solar, é preferível usar a *Densidade de Fluxo de Fótons Fotossintéticos* (DFFF) expressa pelo número de moles de fótons por unidade de área e de tempo ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Um mol de fótons corresponde à energia associada a $6,02 \cdot 10^{23}$ fótons, em analogia ao *Número de Avogadro* usado para definir a massa molecular de uma substância. O sensor é um piranômetro de fotodiodo de silício provido de um filtro especial (Figura 5.9).



Figura 5.9. Sensor Quântico

Na falta de um sensor quântico, a DFFF pode ser estimada teoricamente sabendo-se que a energia associada a um fóton (E_λ , expressa em $J/\text{fóton}$) é dada pela relação

$$E_\lambda = h c / \lambda, \quad (5.38)$$

em que h é a constante de Planck ($\approx 6,6256 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$), c é a velocidade de propagação da radiação ($\approx 3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$), e λ é o comprimento de onda da radiação (expresso em m ; $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$).

No caso da DFFF, esse cálculo teria que ser feito para cada valor de λ entre 400 e 700 nm, somando-se todos os valores calculados, e obtendo-se um valor médio representativo dessa banda. Uma alternativa mais simples

é calcular-se a energia associada a um λ intermediário, no caso $\lambda = 555 \text{ nm}$, tomando-se tal valor como representativo da RFA, ou seja,

$$E_{555} = 6,6256 \cdot 10^{-34} \cdot 3 \cdot 10^8 / 555 \cdot 10^{-9} = 3,581 \cdot 10^{-19} \text{ [J foton}^{-1}\text{]}. \quad (5.39)$$

Se um fóton “médio” de RFA tem $3,581 \cdot 10^{-19} \text{ J}$, então um mol de $6,02 \cdot 10^{23}$ fótons tem energia equivalente a $21,56 \cdot 10^4 \text{ J}$. Para se converter a energia $X \text{ (J m}^{-2} \text{ s}^{-1}\text{)}$, medida por um piranômetro acoplado com filtro de radiação, para DFFF ($\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) basta multiplicar X pelo inverso da energia de 1 mol, isto é,

$$\text{DFFF} = 4,638 \cdot 10^{-6} X \quad [\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}]. \quad (5.40)$$

Como se trata de um número muito pequeno, é comum expressar-se a DFFF em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ eliminando-se o fator 10^{-6} da unidade. Por exemplo, se num instante mede-se $500 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de RFA, então se tem o equivalente a $4,638 \cdot 500 = 2319 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Essa é a ordem de grandeza de valores máximos de DFFF encontrados naturalmente.

No caso de não haver medida de RFA pode-se utilizar o valor da radiação solar global (Q_g) corrigido por um fator $p \approx 0,5$, isto é, $\text{RFA} = 0,5 Q_g$, procedendo-se do mesmo modo descrito acima para se estimar a DFFF.

5.14. Exercícios Propostos

1. Demonstrar que $1 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ é aproximadamente 697 W m^{-2} .
2. Estimar Q_g média diária, para Janeiro e Julho, com dados de heliógrafo para as seguintes localidades:
 - Piracicaba, SP (Lat. $22^\circ 43' \text{ S}$): $a = 0,26$ e $b = 0,51$
 Janeiro: $n = 6,4$ horas, $N = 13,3$ horas e $Q_o = 42,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 Julho: $n = 7,9$ horas, $N = 10,7$ horas e $Q_o = 23,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 - Salvador, BA (Lat. $13^\circ 00' \text{ S}$): $a = 0,29$ e $b = 0,39$
 Janeiro: $n = 7,9$ horas, $N = 12,7$ horas e $Q_o = 40,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 Julho: $n = 5,8$ horas, $N = 11,3$ horas e $Q_o = 28,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 - Pelotas, RS (Lat. $31^\circ 45' \text{ S}$): $a = 0,35$ e $b = 0,46$
 Janeiro: $n = 6,5$ horas, $N = 13,9$ horas e $Q_o = 43,1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 Julho: $n = 4,6$ horas, $N = 10,0$ horas e $Q_o = 18,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
3. Demonstrar que, não havendo interferência da atmosfera, uma superfície colocada perpendicularmente aos raios solares intercepta aproximadamente $J_o \text{ (d/D)}^2 \text{ W/m}^2$ da energia solar.
4. Admitindo que o raio médio da Terra seja igual a $6,371 \cdot 10^6 \text{ m}$, mostrar que ela intercepta cerca de $15,2 \cdot 10^{21} \text{ J/d}$ da energia emitida pelo Sol.
5. Calcular o ângulo zenital, no equinócio de outono (21/3), às 9:30 horas local, sendo a latitude igual a 20° S .
6. No equinócio de primavera (23/9), verificar o efeito da latitude sobre o ângulo zenital para localidades situadas no mesmo meridiano, quando o Sol passa pelo meridiano local.
7. Nas condições do exercício anterior, verificar a influência da latitude na distribuição da energia solar interceptada pela Terra. Admitir que nessa data a distância Terra - Sol seja igual a 1 UA.
8. Verificar que: a) nos equinócios, todas as localidades têm exatamente 12 horas de fotoperíodo, independentemente de suas latitudes; b) nos solstícios, o fotoperíodo aumenta/decrece com aumento da latitude.
9. Calcular a hora do nascer e do pôr do Sol, em Porto Alegre (latitude $\approx 30^\circ \text{ S}$): a) no solstício de verão b) no solstício de inverno.
10. Um edifício projeta uma sombra de 100m, às 9 horas, no solstício de inverno. Qual é a altura do edifício sabendo-se que a latitude local é igual a 15° S ? Qual é a direção da sombra?

CAPÍTULO 6. TEMPERATURA

6.1. Introdução

A energia radiante que atinge a superfície terrestre será destinada a alguns processos físicos principais, e dentre esses um (convecção) está relacionado ao aquecimento do ar e outro (condução) ao aquecimento do solo, portanto, responsáveis pelas variações de temperatura nesses meios. A temperatura é um índice que expressa a quantidade de calor sensível de um corpo.

6.2. Temperatura do solo

O regime térmico de um solo é determinado pelo aquecimento de sua superfície pela radiação solar e transporte de calor sensível ao seu interior, pelo processo de *condução*. Durante o dia, o aquecimento da superfície origina um fluxo que transporta calor da superfície para o interior do solo, aumentando o armazenamento de energia com conseqüente elevação da sua temperatura. À noite, o resfriamento da superfície, por emissão de radiação terrestre, diminui a temperatura nas camadas próximas à superfície, e isto inverte o sentido do fluxo de calor, que se torna ascendente, retornando o calor armazenado para a superfície. Esse processo tenta minimizar a queda da temperatura na superfície visto que o processo radiativo de perda de energia é muito mais eficiente.

A variação da temperatura do solo ao longo do dia e da profundidade pode ser estudada a partir da elaboração de perfis de variação da temperatura (*tautócronas*, Figura 6.1). Nesse exemplo, observa-se que houve isotermia a partir de 35 cm de profundidade, ou seja, a partir daí ocorreu amortecimento da onda diária de calor.

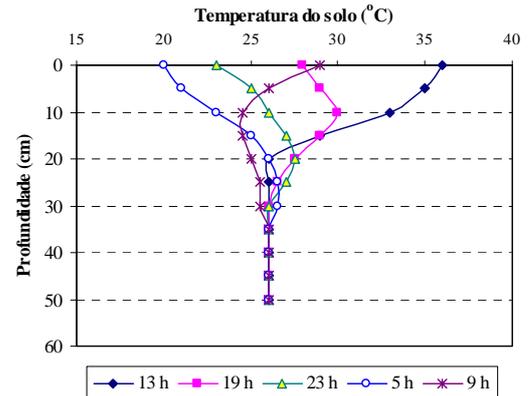


Figura 6.1. Tautócronas de temperatura de um latossolo desnudo.

6.2.1. Fatores determinantes da temperatura do solo

A variação temporal e espacial da temperatura de um solo depende de sua condutividade térmica, de seu calor específico, e de sua emissividade (poder emissor da superfície), os quais irão depender de sua textura, densidade e umidade. Além disso, essa variação é decorrente da inter-relação com uma série de fatores, entre os quais se destacam:

- **Fatores externos**

Os fatores externos estão relacionados aos elementos meteorológicos que afetam o balanço de energia na superfície, e também sua posterior partição (ver Capítulo 10- Balanço de Energia), ou seja, irradiância solar global, temperatura do ar, nebulosidade, vento, e a chuva. Nesse contexto, esses elementos meteorológicos passam a condicionar a temperatura do solo, tornando-se fatores.

- **Fatores intrínsecos**

Os fatores intrínsecos são aqueles determinados pelo tipo de cobertura da superfície, pelo relevo, e pela composição (tipo) do solo. O tipo de revestimento do solo é um *fator microclimático*. Solos desnudos ficam sujeitos a grandes variações térmicas diárias nas camadas mais superficiais, em dias de alta irradiância. A existência de cobertura com vegetação ou com resíduos vegetais (*mulch*) modifica o balanço de energia, pois a cobertura intercepta a radiação solar antes dela atingir o solo. Esse é um fator importante a ser considerado em cultivos em que as plantas são dispostas em linhas bem separadas, como é o caso de pomares. É comum deixar-se vegetação rasteira nas entrelinhas pois ela ameniza o regime térmico no solo. Porém, em regiões sujeitas a geadas, é importante que essa vegetação rasteira seja eliminada nos períodos críticos (inverno), pois assim o calor do Sol pode penetrar e ser armazenado no solo durante o dia, reduzindo o resfriamento noturno.

A Figura 6.2, extraída de Pezzopane et al. (1996), exemplifica o que acontece nas duas situações, ou seja, com solo nu, e com solo coberto com palha de café (material isolante térmico). Verifica-se que houve maior amplitude térmica no solo nu, e com a temperatura nas horas mais quentes atingindo mais de 45 °C a 2 cm de profundidade. Nota-se que, à medida que a quantidade de palha de café foi aumentando (maior espessura da camada isolante), a amplitude diária foi diminuindo.

O relevo é um fator intrínseco *topoclimático*, que condiciona o terreno a diferentes exposições à radiação solar direta. Em latitudes maiores que 10°S, as faces de terreno voltadas para o N tendem a apresentar maior temperatura do solo que as faces voltadas para o S. Numa mesma latitude, terrenos voltados para o E recebem os raios solares antes que aqueles com exposição para o W. Logo, o aquecimento será mais rápido na face E. No entanto, na face E, o resfriamento também se inicia antes, pois a face W estará recebendo os raios solares diretos até próximo ao pôr do Sol enquanto que a face E receberá mais radiação difusa do que direta. A configuração do terreno (côncavo ou convexo) também influi na sua temperatura.

O *tipo de solo* é outro fator intrínseco e está relacionado à textura, estrutura e composição do solo. Assim, desconsiderando-se os aspectos discutidos acima, os solos arenosos tendem a apresentar maior amplitude térmica diária nas camadas superficiais e menor profundidade de penetração das ondas de calor, em função de sua menor *condutividade térmica*. Fisicamente, a condutividade térmica (k , $J m^{-1} s^{-1} °C^{-1}$) representa a taxa de transporte de calor (G , $J m^{-2} s^{-1}$) através de uma área unitária ($1 m^2$), quando o gradiente de temperatura ($\Delta T/\Delta z$) é igual a $1 °C/m$, ou seja, $G = -k \Delta T/\Delta z$. A condutividade térmica expressa a facilidade/dificuldade com que um corpo transporta calor. Ela é maior em solos ricos em quartzo, e menor em solos orgânicos. A *porosidade do solo* também afeta sua condutividade térmica, pois quanto maior o volume total de poros, menor o contato entre as partículas. Logo, o teor de água também afeta a condutividade térmica, pois ela substitui o ar dos poros, aumentando o contacto entre as partículas. Solos barrentos a argilosos têm maior condutividade térmica, conduzindo calor a maiores profundidades, resultando em menor amplitude térmica nas camadas superiores (Figura 6.3).

A variação temporal da temperatura do solo depende também de sua *capacidade volumétrica de calor* (C , $MJ m^{-3} °C^{-1}$), que é dada pelo produto de sua *massa específica* (ρ , $kg m^{-3}$) pelo seu *calor específico* (c , $MJ kg^{-1} °C^{-1}$). A capacidade volumétrica de calor de um solo depende de sua composição e de seu teor de umidade, e de acordo com Sellers (1965, p.132), ela pode ser estimada pela relação

$$C = \rho c = 1,92 X_m + 2,51 X_o + 4,18 X_a, \tag{6.1}$$

sendo X_m , X_o , e X_a , respectivamente, as frações volumétricas das partículas minerais, da matéria orgânica, e da água retida no solo. Se, para um solo, a fração mineral é constante, e a fração orgânica varia muito pouco, então a capacidade térmica desse solo é uma função linear direta de seu teor de umidade. Isso significa que quanto mais úmido estiver o solo, mais energia será necessária para elevar sua temperatura de $1 °C$. Como a capacidade térmica do ar é várias ordens de magnitude menor que a da água, solo seco se aquece muito mais rapidamente que solo mais úmido.

6.2.2. Variação temporal da temperatura do solo

A variação diária da temperatura do solo segue aquela apresentada na Figura 6.1. Na camada superficial (2 cm), a temperatura atinge o valor máximo entre as 12h e as 14h; e em profundidades maiores, além da menor amplitude térmica, os horários em que ocorrem os valores máximos são diferentes.

Na escala anual, a variação corresponde à disponibilidade de energia na superfície, ou seja, valores máximos ocorrem no verão, e mínimos no inverno. No verão, a temperatura média mensal à superfície de um latossolo roxo desnudo é maior do que a 1m de profundidade; porém, no inverno, essa situação se inverte e a

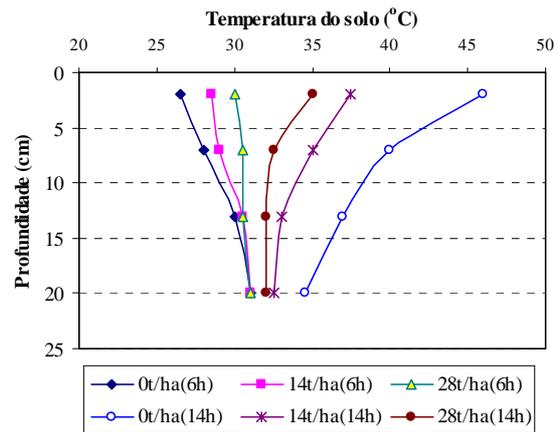


Figura 6.2. Amplitude térmica diária em solo com e sem cobertura com palha de café, em diferentes quantidades. Adaptado de Pezzopane et al. (1996)

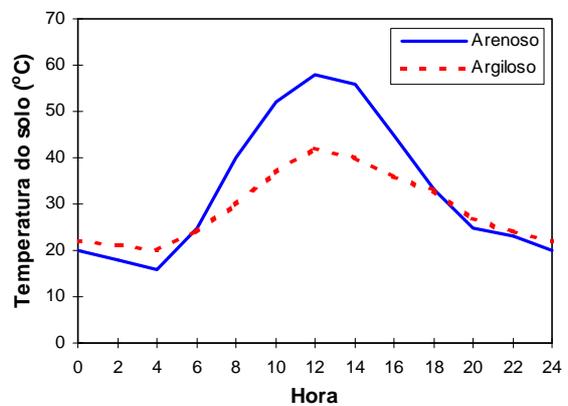


Figura 6.3. Variação diária da temperatura na camada superficial de um solo argiloso e um arenoso, sem cobertura vegetal.

temperatura média à superfície se torna menor do que a 1m de profundidade (Figura 6.4). Em função da distância a ser percorrida pela onda de calor, há defasagem de um mês no ciclo das duas curvas de temperatura.

6.3. Temperatura do ar

A temperatura do ar é um dos efeitos mais importantes da radiação solar. O aquecimento da atmosfera próxima à superfície terrestre ocorre principalmente por transporte de calor, a partir do aquecimento da superfície pelos raios solares. O transporte de calor sensível ocorre por dois processos:

- *Condução molecular*, que é processo lento de troca de calor sensível, pois se dá por contato direto entre “moléculas” de ar; logo, esse processo tem extensão espacial muito limitada, ficando restrito a uma fina camada de ar próxima à superfície aquecida (camada limite superficial);
- *Difusão turbulenta*, que é processo mais rápido de troca de energia, pois parcelas de ar aquecidas pela superfície entram em movimento convectivo desordenado transportando calor, vapor d’água, partículas de poeira, etc, para as camadas superiores.

6.3.1. Variação temporal e espacial da temperatura do ar

As variações temporal e espacial da temperatura do ar são condicionadas pelo balanço de energia na superfície. Assim, todos os fatores que afetam o balanço de energia na superfície influenciam também a temperatura do ar. Entre esses fatores destacam-se aqueles que ocorrem:

- na *escala macroclimática*, com predominância dos efeitos da irradiância solar, ventos, nebulosidade, transporte convectivo de calor, e concentração de vapor d’água na atmosfera;
- na *escala topoclimática*, em que a exposição e a configuração do terreno são os moduladores da temperatura do solo e do ar;
- na *escala microclimática*, em que o fator condicionante é a cobertura do terreno.

Para fins meteorológicos e climatológicos, a temperatura do ar é medida sob uma condição de referência (padrão), para que se permita comparação entre locais diferentes. A condição padrão para a medida da temperatura do ar é sobre área plana (topoclima) e gramada (microclima), sendo a temperatura registrada em diferentes locais consequência apenas do macroclima. A altura medida é entre 1,5 a 2,0 m acima da superfície, dentro de um abrigo meteorológico que permita a livre passagem do ar mas impeça a incidência de radiação solar nos equipamentos. Esse abrigo pode ser de paredes tipo venezianas, como nas Estações Meteorológicas Convencionais (Figura 6.5a), ou constituído de multi-placas, como nas Estações Meteorológicas Automáticas (Figura 6.5b).

Sobre essa condição de referência, o *padrão típico* de variação diária da temperatura do ar é bastante semelhante ao apresentado na Figura 6.6. Observa-se, que a temperatura máxima ocorre com uma defasagem de 2 a 3 horas em relação ao horário de maior irradiância solar (12h), enquanto que a temperatura mínima ocorre um pouco antes do nascer do sol, em função do resfriamento noturno. Esse padrão pode ser alterado em função das condições macroclimáticas vigentes, como por exemplo a entrada de uma frente fria, ocorrência de chuvas, nebulosidade intensa, ventos fortes e contínuos, etc.

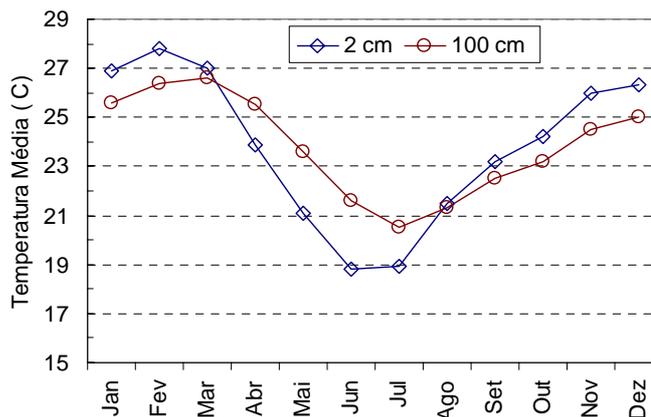


Figura 6.4. Variação anual da temperatura média mensal, em duas profundidades, de um latossolo roxo. Adaptado de Alfonsi (1979).

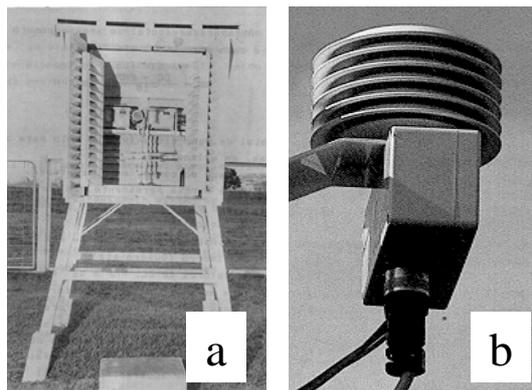


Figura 6.5. Abrigos meteorológicos utilizados em Estações Meteorológicas Convencionais (a) e Automáticas (b)

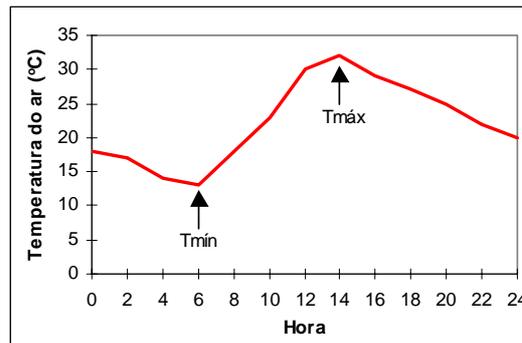


Figura 6.6. Variação diária da temperatura do ar.

6.4. Termometria

A temperatura é medida com termômetros, que podem ser divididos em 5 grupos, de acordo com o princípio físico utilizado pelo sensor de temperatura.

- *Dilatação de líquido*: os termômetros baseados neste princípio são os mais comuns, consistindo de um capilar de vidro, onde uma coluna de líquido (álcool ou mercúrio) se dilata/contrai com o aquecimento/resfriamento. Num posto agrometeorológico convencional, os termômetros de *máxima*, de *mínima*, *geotermômetros* e o *conjunto psicrométrico* são desse tipo.

O *termômetro de máxima* (Figura 6.7a), usa mercúrio como sensor, e tem uma constrição no capilar próximo à base da coluna para impedir que o mercúrio retorne para o bulbo quando a temperatura diminui. A coluna de mercúrio dilata-se quando há aumento da temperatura, até que a máxima seja atingida, e essa posição é mantida até a leitura ser feita, geralmente nas horas mais frias do dia seguinte. O retorno do mercúrio ao bulbo só é possível com aplicação de uma força, agitando-se manualmente o termômetro, nas horas em que a temperatura seja mínima, para permitir que ele seja preparado para a próxima observação. Para se evitar efeito da gravidade sobre a movimentação da coluna, esse termômetro deve ficar disposto horizontalmente.

O *termômetro de mínima* (Figura 6.7a), tem o álcool como líquido sensor, sendo seu bulbo em forma de U para permitir maior contato com a atmosfera. Dentro da coluna de álcool há um pequeno halter de material leve, que somente se movimenta quando a coluna retrocede em direção ao bulbo, ou seja, em condições de diminuição da temperatura. Esse movimento só é possível se o halter estiver colocado junto ao menisco que se forma na interface álcool – ar dentro do termômetro. Para que o termômetro esteja apto a medir a temperatura mínima, o halter deve ser ajustado com o menisco nas horas mais quentes do dia, após a leitura da mínima. A temperatura mínima corresponde à extremidade do halter voltada para o menisco, que é o indicador da temperatura em qualquer instante. Obviamente, esse termômetro também deve ficar disposto horizontalmente para evitar movimentação indevida do halter.

Quando não se necessita de maior precisão nas medidas, pode-se utilizar um *termômetro conjugado de máxima e mínima*, tipo Six (Figura 6.7b). É um sensor de baixo custo, mas menos preciso que os termômetros meteorológicos. Esse instrumento é colocado verticalmente, e tem forma de U, contendo mercúrio na parte de baixo do U e álcool acima, em cada lado. Portanto, há uma interface mercúrio-álcool em cada lado. Um lado marca a temperatura máxima, e o outro a mínima. Como os líquidos se movimentam livremente, são necessários dois indicadores, um para a temperatura máxima, e outro para a mínima. Os indicadores são ajustados aos capilares de tal modo que eles não se movimentam com a ação da gravidade. A variação de temperatura só os deslocam para cima. Esses indicadores são movimentados pelas colunas de mercúrio, mas ficam imersos no álcool, e são imantados para permitir seu deslocamento forçado após as observações, para o preparo do termômetro para a leitura seguinte.

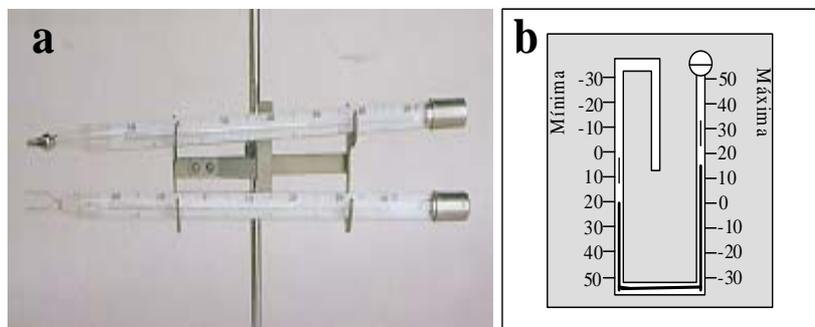


Figura 6.7. Termômetro de máxima e mínima: (a) padrão meteorológico, e (b) esquema do tipo Six.

O lado da máxima termina num reservatório parcialmente cheio com álcool, para permitir a dilatação dos líquidos. O lado da mínima termina num reservatório totalmente cheio com álcool. Quando há elevação da temperatura, há dilatação tanto do mercúrio como do álcool, e há movimentação em direção ao reservatório parcialmente vazio (único caminho possível). Com esse movimento, o indicador da temperatura máxima é levado também para cima (lado parcialmente cheio). Quando há resfriamento, tanto o mercúrio como o álcool se contraem, mas o álcool se contrai mais, e a movimentação das colunas agora é em direção ao reservatório totalmente cheio de álcool. Esse lado marca a temperatura mínima.

Para se medir a temperatura do solo são usados termômetros especiais, denominados de *geotermômetros* (Figura 6.8). Esses termômetros têm vários tamanhos, dependendo da profundidade de que se quer medir a temperatura. São termômetros normais de mercúrio, mas como o o bulbo sensor fica enterrado, a coluna contendo a escala de leitura é inclinada para facilitar a leitura. Para se minimizar a incidência dos raios solares diretos sobre a coluna de mercúrio, deve-se voltar a escala de leitura do termômetro para a face S. No caso de medidas acima de 50 cm de profundidade, usa-se um termômetro envolvido por uma haste de madeira, com contato mínimo entre o termômetro e a haste, que pode ser removido para se fazer a leitura.



Figura 6.8. Geotermômetros.

➤ *Dilatação de sólido*: instrumento desse tipo baseia-se no princípio de que um sólido ao se aquecer sofre dilatação proporcional ao aquecimento. O mais comum é o *termógrafo*, constituído de placa metálica em forma de anel, que ao se dilatar e se contrair, de acordo com as variações de temperatura do ar, aciona um sistema de alavancas ligado a uma pena sobre um diagrama colocado sobre um sistema de relojoaria, permitindo o registro contínuo (diário ou semanal) da temperatura do ar (Figura 6.9). São muito utilizados em postos agrometeorológicos convencionais.

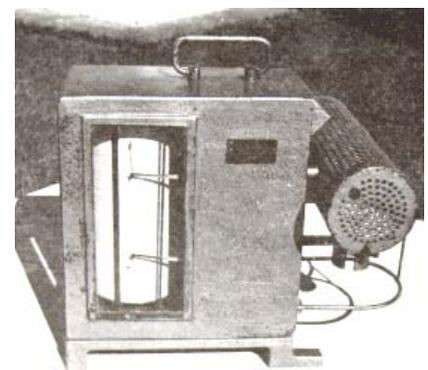


Figura 6.9. Termohigrógrafo.

➤ *Pares termoelétricos*: o princípio físico de um termopar é o mesmo utilizado nos sensores de radiação solar. No caso do termopar, uma das junções (união de dois metais diferentes) é colocada no abrigo meteorológico, enquanto outra junção (tomada como referência) é colocada num sistema cuja temperatura é conhecida (*temperatura de referência*, normalmente medida em gelo fundente ou com termistor). Essa diferença de temperatura entre as duas junções gera uma força eletromotriz (f.e.m.) proporcional a ela, permitindo ótima precisão e sensibilidade de medida. Com uma constante de calibração o valor da f.e.m. é transformado em temperatura. No caso apresentado, os metais são o cobre e o constantan (Figura 6.10). Uma vantagem desse tipo de termômetro é que eles geram sinais elétricos que podem ser registrados ou armazenados em sistemas automatizados de aquisição de dados; outra vantagem é permitir miniaturização.

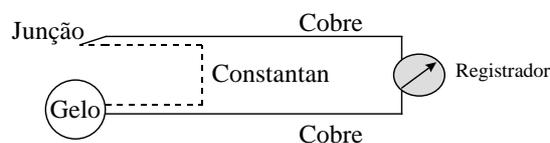


Figura 6.10. Termopar de cobre-constantan

- *Resistência elétrica*: os termômetros de resistência elétrica baseiam-se no princípio de que a resistência elétrica de materiais varia com a temperatura. Os metais utilizados para construção desses termômetros são o níquel, a platina, o tungstênio, e o cobre. Um caso especial são os termistores, constituídos de material semicondutor, com coeficiente térmico negativo, e que permitem acoplamento a sistemas automatizados de coleta de dados.
- *Radiação infravermelho*: baseia-se na detecção da radiação eletromagnética emitida pelos corpos terrestres (Lei de Stefan-Boltzmann). Esse instrumento é utilizado para detecção da temperatura da superfície de um corpo, sendo utilizado em satélites meteorológicos, mas são de pouca aplicação em postos agrometeorológicos.

Para se medir a temperatura do ar pode-se utilizar todos os tipos de termômetros, com exceção do infravermelho. Os de dilatação de líquido e de sólido são normalmente utilizados em postos agrometeorológicos convencionais, enquanto que os termopares e os termistores são utilizados em estações meteorológicas automáticas. A temperatura no interior do solo é medida com geotermômetros do tipo de dilatação de mercúrio. As observações devem ser feitas em solo gramado ou desnudo, numa área de 4x4m, nas profundidades de 2, 5, 10, 20, 40 e 100 cm. Os termopares e termistores também podem ser utilizados para a medida da temperatura do solo.

6.5. Cálculo da temperatura média do ar e do solo

Em climatologia e em agrometeorologia, as temperaturas do ar e do solo são expressas em valores médios (diários, mensais, e anuais), valores extremos (máxima e mínima), e amplitudes correspondentes. O cálculo da temperatura média ($T_{\text{méd}}$) é tanto mais exato quanto maior for o número de observações no período considerado. Inúmeras são as fórmulas para cálculo da temperatura média, mas serão apresentadas apenas as mais comuns. Algumas delas são adotadas por órgãos responsáveis por redes públicas de estações meteorológicas.

• Temperatura média do ar em condições padronizadas

A fórmula mais usada no território brasileiro é aquela usada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), do Ministério da Agricultura, que é o órgão responsável pela rede meteorológica brasileira. Sua fórmula baseia-se em duas medidas feitas em horários padronizados pela Organização Meteorológica Mundial, ou seja, às 9h da manhã (T_{9h}), e às 21 horas (T_{21h}), que correspondem às 12h e às 24h GMT (Hora do Meridiano de Greenwich, observatório próximo a Londres), completada por outras duas medidas correspondentes aos valores extremos do dia ($T_{\text{máx}}$ e $T_{\text{mín}}$), ou seja,

$$\text{➤ INMET : } \Rightarrow T_{\text{méd}} = (T_{9h} + T_{\text{máx}} + T_{\text{mín}} + 2.T_{21h}) / 5. \quad (6.2)$$

O Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), pertencente à Secretaria Estadual de Agricultura, mantém uma rede de estações agrometeorológicas em suas fazendas experimentais localizadas nas diversas regiões do Estado de São Paulo. Sua fórmula inclui uma medida que corresponde à temperatura mínima (T_{7h}), uma próxima da hora mais quente do dia (T_{14h}), e uma de um ponto intermediário (T_{21h}), isto é,

$$\text{➤ IAC (SA-SP): } \Rightarrow T_{\text{méd}} = (T_{7h} + T_{14h} + 2.T_{21h}) / 4. \quad (6.3)$$

Uma fórmula muito comum é aquela que utiliza apenas os valores observados nos termômetros de máxima ($T_{\text{máx}}$) e de mínima ($T_{\text{mín}}$), pois a temperatura média está neste intervalo. Inicialmente, a idéia era calibrar essa fórmula com aquelas mais completas e utilizar uma correção para que elas tivessem perfeito ajuste. No entanto, essa correção caiu em desuso por falta de calibração local onde só se dispõe dos valores extremos.

$$\text{➤ Valores Extremos: } \Rightarrow T_{\text{méd}} = (T_{\text{máx}} + T_{\text{mín}}) / 2. \quad (6.4)$$

Com o desenvolvimento da microeletrônica, apareceram os sensores de custo mais reduzido e com o atrativo de não se necessitar de observador, e com a possibilidade de acesso remoto às medidas em qualquer instante. Apareceram as estações automatizadas com a possibilidade de observações em intervalos bem reduzidos, aumentando a qualidade das medidas e das estimativas dos valores médios.

$$\text{➤ Estações Automáticas: } \Rightarrow T_{\text{méd}} = \Sigma T_{\text{ar}} / N_{\text{o}}, \quad (6.5)$$

sendo que N_{o} representa o número de observações feitas (depende da programação do sistema de aquisição de dados), e T_{ar} é a temperatura de cada observação. É importante notar que nesse caso, as observações são contadas entre as 0 e as 24 horas, em função da programação do sistema de aquisição automática dos dados.

A Tabela 6.1 apresenta comparação entre os três métodos de estimativa da $T_{\text{méd}}$ e aquela obtida por uma estação automática (EMA), para um dia de cada estação do ano, em Piracicaba, SP. A $T_{\text{méd}}$ da EMA foi calculada com 86400 valores obtidos a cada segundo, e por isso foi tomada como referência ($T_{\text{méd}}$ real) para comparação das fórmulas mais simples. Foram escolhidos dias com extremos de nebulosidade (n). Observa-se que, em geral, quanto maior o número de amostras para a obtenção da $T_{\text{méd}}$, menor a diferença em relação ao valor médio real. Dias com alta nebulosidade, isto é, com baixos valores de n , mostraram que todas as fórmulas funcionam adequadamente. No entanto, à medida que a nebulosidade vai diminuindo, as diferenças aumentam. Sentelhas et al. (1997a), analisando dados diários automatizados de 13 meses, obtidos em Piracicaba, SP, verificaram diferença média de $-1,2$ °C entre a média real (EMA) e a média dada por valores extremos ($T_{\text{méd}}$ Extremos).

Tabela 6.1. Comparação entre valores de temperatura média diária (T_{méd}, °C) estimada pelas diferentes fórmulas, e respectivas diferenças (Δ) em relação à EMA. Piracicaba, SP

DIA	Q _g MJ/m ² d	n (h)	T _{méd} EMA	T _{méd} IAC	T _{méd} INMET	T _{méd} Extremos	$\Delta 1^*$	$\Delta 2^*$	$\Delta 3^*$
06/01/99	3,0	0,0	20,8	20,5	20,7	20,8	-0,3	-0,1	0,0
20/01/99	30,0	10,2	27,5	27,2	27,2	28,2	-0,3	-0,3	+0,7
20/06/99	1,5	0,0	14,9	14,8	14,6	15,0	-0,1	-0,3	+0,1
14/10/99	23,3	8,8	24,4	23,9	23,7	25,3	-0,5	-0,7	+0,9

* $\Delta 1$ = IAC - EMA; $\Delta 2$ = INMET - EMA; $\Delta 3$ = Extremos - EMA.

• Temperatura média do ar no interior de estufas plásticas

Nesse caso, ainda não há consenso quanto ao tipo de fórmula a usar, sendo comum o uso de termógrafos ou de estações automatizadas. Pezzopane et al. (1995a) utilizaram a equação prescrita pelo INMET, verificando excelente ajuste com a T_{méd} obtida por um sistema automatizado, sendo o erro médio da ordem de 1%.

• Temperatura média do solo

No caso da temperatura do solo, também não há padronização e Alfonsi et al. (1981) utilizaram a seguinte fórmula:

$$T_{méd_s} = (T_{s_{7h}} + T_{s_{14h}} + T_{s_{21h}}) / 3. \quad (6.6)$$

6.6. Estimativa da temperatura média mensal do ar

Em muitas situações, principalmente quando se planeja uma atividade agrícola, é importante saber-se a temperatura média mensal de um local. A temperatura média mensal pode ser calculada a partir das temperaturas médias diárias. No entanto, nem todos locais dispõem de posto meteorológico, e na falta de tais observações, pode-se estimar um valor médio mensal *normal* (média de vários anos) pelas coordenadas geográficas. Esse procedimento baseia-se no fato de que a temperatura média do ar é função da *Latitude* (devido à relação entre esta e a irradiação global) e da *Altitude* (efeito da variação de pressão), sendo às vezes necessário introduzir a *Longitude* (efeito da localização próxima ao litoral ou no interior do continente). Tais equações são obtidas por análise estatística de regressão, sendo do tipo:

$$T_{méd} = a + b \text{ ALT} + c \text{ LAT} + d \text{ LONG} \quad (6.7)$$

em que: T_{méd} é a temperatura média do ar num dado mês, expressa em °C; ALT é a altitude do local, em metros; LAT é a latitude, e LONG a longitude, ambas dadas em minutos; e os parâmetros *a*, *b*, *c*, e *d* são determinados para a região como um todo. Os coeficientes para esse tipo de equação existem para vários estados brasileiros (Tabela 6.2), entre eles Bahia, Goiás, Minas Gerais, Paraná, Rio Grande do Sul, São Paulo e Santa Catarina.

Embora a eq.(6.7) seja empírica, a análise dos coeficientes apresentados na Tabela 6.2 permite algumas inferências. Por exemplo, o parâmetro *b* da altitude apresenta valores entre -0,0034 (Julho, no PR) e -0,0075 (Julho, na BA), ou seja, para cada 1000m de variação em altitude a temperatura média mensal sofrerá um decréscimo entre -3,4 °C e -7,5 °C. Essa variação bastante diferente para os dois estados se dá em função da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera. Em condições mais secas, a queda da temperatura é mais acentuada que em épocas mais úmidas. Portanto, meses com valores maiores de *b* (mais próximos de zero) devem ser mais úmidos (chuvosos). Teoricamente, se a atmosfera estiver totalmente seca, o limite para a queda da temperatura causada pela altitude é -9,8 °C/1000m, valor esse denominado de *Gradiente Adiabático Seco*. Se a atmosfera estiver saturada de vapor d'água, então o decréscimo de temperatura é acentuadamente menor e próximo de -4 °C/1000m (*Gradiente Adiabático Saturado*). Nota-se, que os valores empíricos de *b* se enquadram dentro dos limites teóricos.

Quanto ao parâmetro *d* da longitude, ele não apresentou efeito significativo na estimativa da temperatura média nos estados de Goiás, Tocantins, Paraná, Rio Grande do Sul, e São Paulo, talvez pela pequena variação deste fator nos limites geográficos dessas regiões. Por ser um estado bem estreito em seu interior, Santa Catarina não apresentou efeito da latitude sobre a temperatura, preponderando os efeitos da altitude e da longitude.

6.7. Estimativa da temperatura do solo em função da temperatura do ar

Apesar das medidas de temperatura do solo a várias profundidades serem rotineiras nos postos agrometeorológicos, muitas vezes, para estudos específicos, essas informações não estão disponíveis. Desse modo, pode-se lançar mão de estimativas da temperatura do solo a partir da temperatura do ar. Alfonsi & Sentelhas (1996) correlacionaram a temperatura média mensal de um *latossolo roxo desnudo* (TS), de Campinas, SP, com a temperatura média do ar (Tar) e obtiveram as seguintes equações de estimativa:

- Profundidade de 2cm: $\Rightarrow TS_2 = -4,56 + 1,38 \text{ Tar}$ (6.8a)
- Profundidade de 5cm: $\Rightarrow TS_5 = -3,61 + 1,33 \text{ Tar}$ (6.8b)
- Profundidade de 10cm: $\Rightarrow TS_{10} = -2,59 + 1,28 \text{ Tar}$ (6.8c)
- Profundidade de 20cm: $\Rightarrow TS_{20} = -1,70 + 1,22 \text{ Tar}$ (6.8d)
- Profundidade de 40cm: $\Rightarrow TS_{40} = 0,62 + 1,12 \text{ Tar}$ (6.8e)
- Profundidade de 100cm: $\Rightarrow TS_{100} = 7,27 + 0,81 \text{ Tar}$ (6.8f)

Essas equações são válidas para o latossolo roxo não revolvido por aração e gradeação, portanto devem ser usadas com cautela para outros tipos de solos, pois a penetração da onda de calor depende das características físicas de cada tipo de solo.

Tabela 6.2. Valores dos coeficientes a, b, c e d da equação de estimativa da $T_{méd}$ para vários estados brasileiros.

Coef.	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Estado da Bahia (1)												
a	26,94	28,10	27,21	22,57	20,77	22,77	17,52	19,36	15,52	9,84	17,21	24,04
b	-0,0056	-0,0055	-0,0054	-0,0059	-0,0069	-0,0065	-0,0075	-0,0060	-0,0067	-0,0067	-0,0064	-0,0061
c	-0,0032	-0,0025	-0,0027	-0,0036	-0,0055	-0,0050	-0,0027	-0,0043	-0,0078	-0,0073	-0,0054	-0,0044
d	0,0010	0,0003	0,0006	0,0027	0,0036	0,0021	0,0019	0,0030	0,0063	0,0092	0,0055	0,0024
Estado de Goiás & Tocantins (2)												
a	27,09	26,48	27,22	30,03	32,21	32,13	31,83	31,65	33,07	30,73	27,70	26,92
b	-0,0043	-0,0046	-0,0048	-0,0049	-0,0050	-0,0043	-0,0049	-0,0061	-0,0051	-0,0048	-0,0055	-0,0056
c	-0,0012	-0,0002	-0,0010	-0,0043	-0,0080	-0,0096	-0,0090	-0,0057	-0,0060	-0,0037	-0,0007	-0,0002
d	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Estado de Minas Gerais (3)												
a	25,49	26,51	24,57	23,81	22,87	23,62	19,10	12,51	15,10	18,80	19,95	22,83
b	-0,0056	-0,0055	-0,0054	-0,0051	-0,0047	-0,0048	-0,0051	-0,0049	-0,0051	-0,0055	-0,0054	-0,0055
c	-0,0031	-0,0039	-0,0044	-0,0077	-0,0092	-0,0105	-0,0107	-0,0105	-0,0115	-0,0104	-0,0065	-0,0041
d	0,0019	0,0015	0,0026	0,0037	0,0038	0,0036	0,0053	0,0082	0,0085	0,0072	0,0051	0,0031
Estado do Paraná (4)												
a	37,00	38,70	40,50	47,20	46,60	46,50	49,50	54,00	54,30	48,30	46,40	37,80
b	-0,0056	-0,0055	-0,0053	-0,0046	-0,0038	-0,0036	-0,0034	-0,0037	-0,0038	-0,0052	-0,0055	-0,0060
c	-0,0072	-0,0084	-0,0105	-0,0170	-0,0190	-0,0199	-0,0220	-0,0238	-0,0229	-0,0172	-0,0148	-0,0081
d	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Estado do Piauí (8)												
a	46,49	40,51	34,57	30,45	32,88	39,84	36,23	40,62	35,96	40,60	61,51	52,24
b	-0,0055	-0,0053	-0,0055	-0,0061	-0,0081	-0,0103	-0,0105	-0,0129	-0,0116	-0,0090	-0,0096	-0,0053
c	0,0009	0,0020	0,0035	0,0032	0,0048	0,0060	0,0041	0,0084	0,0091	0,0067	0,0059	0,0006
d	-0,0077	-0,0057	-0,0035	-0,0018	-0,0028	-0,0055	-0,0037	-0,0055	-0,0034	-0,0050	-0,0133	-0,0094
Estado do Rio Grande do Sul (5)												
a	44,11	42,46	41,80	34,80	31,85	34,32	37,705	43,76	47,73	50,49	49,24	48,42
b	-0,0067	-0,0065	-0,0061	-0,0050	-0,0045	-0,0041	-0,0040	-0,0041	-0,0047	-0,0054	-0,0058	-0,0060
c	-0,0104	-0,0098	-0,0103	-0,0085	-0,0085	-0,0112	-0,0130	-0,0157	-0,0169	-0,0173	-0,0151	-0,0134
d	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Estado de São Paulo (6)												
a	33,03	32,62	35,10	36,11	36,49	36,61	39,31	42,35	50,19	47,39	42,03	34,93
b	-0,0063	-0,0060	-0,0061	-0,0058	-0,0056	-0,0051	-0,0053	-0,0055	-0,0054	-0,0059	-0,0064	-0,0063
c	-0,0045	-0,0044	-0,0066	-0,0088	-0,0110	-0,0124	-0,0148	-0,0156	-0,0201	-0,0169	-0,0120	-0,0064
d	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Estado de Santa Catarina (7)												
a	14,23	17,24	24,28	33,93	34,38	29,49	32,04	22,78	14,94	11,29	5,69	6,70
b	-0,0053	-0,0052	-0,0053	-0,0052	-0,0054	-0,0053	-0,0048	-0,0043	-0,0044	-0,0047	-0,0048	-0,0051
c	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
d	0,0035	0,0024	-0,0002	-0,0052	-0,0054	-0,0043	-0,0055	-0,0021	0,0010	0,0047	0,0053	0,0056

Fontes: (1) Monteiro & Tarifa (1975); (2) Alfonsi et al. (1974); (3) Coelho et al. (1973); (4) Pinto & Alfonsi (1974); (5) Ferreira et al. (1971); (6) Pinto et al. (1972); (7) Tubelis & Nascimento (1980); (8) Lima & Ribeiro (1998).

6.8. Exercícios Propostos

1. A partir dos dados horários de um termo-higrograma do dia 02/02/94 (Quadro 6.1), do posto agrometeorológico da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP (Lat. 22°43'S; Long.: 47°25'W e Alt.: 580m), determinar:

- a) As temperaturas máxima e mínima do dia escolhido;
- b) A temperatura média diária real (24h) e a média estimada pelos métodos apresentados (INEMET, IAC, Valores extremos).

Comparar e discutir os resultados.

Quadro 6.1. Dados de temperatura do ar no dia 03/02/94 em Piracicaba, SP.

Hora	Tar (°C)						
1	23,0	7	24,0	13	34,5	19	28,5
2	23,0	8	26,5	14	35,0	20	27,0
3	22,5	9	29,0	15	36,0	21	26,0
4	22,0	10	31,0	16	36,0	22	25,0
5	22,0	11	33,0	17	35,0	23	24,5
6	21,0	12	33,5	18	32,0	24	23,5

2. Utilizando a equação de estimativa da temperatura: $T_{\text{méd}} = a + b \text{ Alt} + c \text{ Lat}$ (em que a Alt é em metros e a Lat é em minutos, $1^\circ = 60'$, Quadro 6.2), calcular as temperaturas médias mensais e a média anual para Gália, SP (Lat.: $22^\circ 18'S$; Long: $49^\circ 33' W$; e Alt.: 522m). Compare os resultados estimados com os dados observados (Quadro 6.3) e discuta-os.

Quadro 6.2. Valores dos coeficientes a, b e c da equação de estimativa da $T_{\text{méd}}$ para o Estado de São Paulo.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
a	33.03	32.62	35.10	36.11	36.49	36.61	39.31	42.35	50.19	47.39	42.03	34.93	38.98
b	-0.00632	-0.00598	-0.00612	-0.00583	-0.00559	-0.00514	-0.00532	-0.00547	-0.00541	-0.00594	-0.00641	-0.00626	-0.00578
c	-0.00455	-0.00440	-0.00658	-0.00875	-0.01103	-0.01237	-0.01483	-0.01565	-0.02013	-0.01695	-0.01199	-0.00636	-0.01125

Quadro 6.3. Temperatura média normal, período 1961-1990, em Gália, SP

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
$T_{\text{méd}}$	23,9	23,9	23,2	21,5	18,5	16,30	16,4	17,9	19,3	21,8	23,3	23,5	20,8

3. Sabendo-se que o cafeeiro arábica exige, para seu bom desenvolvimento, temperatura média anual entre $18^\circ C$ e $22^\circ C$, entre quais altitudes ocorreriam condições térmicas ideais para seu cultivo no Estado de São Paulo, que se situa entre as latitudes de $20^\circ S$ e $24^\circ S$.

4. Você foi contratado para assessorar uma fazenda no oeste do Estado de São Paulo (Lat. $21^\circ 05'S$; Long. $51^\circ 00'W$ e Alt. 680m), num município onde não existem informações climáticas. O dono da fazenda requisita um projeto de viabilidade do cultivo econômico do pessegueiro. No levantamento bibliográfico você verifica que para se desenvolver bem essa planta necessita de temperatura média mensal inferior a $17^\circ C$ durante pelo menos três meses consecutivos por ano. A cultura é ou não é recomendável para essa região?

5. Você foi requisitado para a instalação de um posto agrometeorológico numa propriedade agrícola. Em que condições você recomendaria a instalação dos termômetros para medir temperatura do ar e do solo?

6. As sementes de tomate necessitam de temperatura no solo (0 a 10cm) de aproximadamente $30^\circ C$ para germinarem adequadamente (4 dias), caso contrário a germinação pode se prolongar até 16 dias, prejudicando o desenvolvimento das plantas (Quadro 6.4). Utilizando o modelo de estimativa da temperatura do solo a partir da temperatura do ar (Alfonsi & Sentelhas, 1996), verifique o tempo médio de germinação nas regiões abaixo, nos plantios de Outubro e Maio:

$$\text{Modelo: } T_{\text{solo}} = -3,61 + 1,33.T_{\text{ar}}$$

- a) Monte Mór, SP \Rightarrow Outubro: $T_{\text{ar}} = 23,0^\circ C$ e Maio: $T_{\text{ar}} = 19,0^\circ C$
 b) Mococa, SP \Rightarrow Outubro: $T_{\text{ar}} = 23,9^\circ C$ e Maio: $T_{\text{ar}} = 20,0^\circ C$
 c) Capão Bonito, SP \Rightarrow Outubro: $T_{\text{ar}} = 20,4^\circ C$ e Maio: $T_{\text{ar}} = 17,5^\circ C$

Quadro 6.4. Temperatura do solo e germinação de semente de tomate

$T_{\text{solo}}(^\circ C)$	12	15	18	21	24	27	30	33
Tempo (dias)	16	13	10	9	7	6	4	4

CAPÍTULO 7. UMIDADE DO AR

7.1. Introdução

A existência de água na atmosfera e suas mudanças de fase desempenham papel importantíssimo em vários processos físicos naturais, como o transporte e a distribuição de calor na atmosfera, a evaporação e evapotranspiração, a absorção de diversos comprimentos de onda da radiação solar e terrestre, etc. A presença de vapor d'água na atmosfera é igualmente importante como condicionante de ocorrência e controle de pragas/moléstias vegetais e animais, e também como determinante da qualidade, do armazenamento, da conservação dos produtos agrícolas, bem como do conforto animal.

7.2. Definições

O teor de vapor d'água na atmosfera varia desde valores quase nulos, em regiões desérticas e polares, até valores de 4% (em volume de ar úmido) nas regiões quentes e úmidas. O ar atmosférico é composto de uma mistura de gases e vapores. De acordo com a *Lei de Dalton das pressões parciais*, cada constituinte atmosférico exerce pressão sobre a superfície independente da presença dos outros, de tal modo que a pressão total (atmosférica) é igual à soma das pressões de cada gás ou vapor. Como no presente caso o objetivo é estudar a pressão exercida pelo vapor d'água, pode-se considerar a pressão atmosférica (P_{atm}) como sendo composta pela pressão exercida por todos os constituintes atmosféricos exceto o vapor d'água ($P_{ar\ seco}$) mais a pressão exercida pelo vapor d'água (e_a), ou seja,

$$P_{atm} = P_{ar\ seco} + e_a. \quad (7.1)$$

UNIDADES DE PRESSÃO

$$1atm = 760\ mmHg = 1013,3\ mb = 1013,3\ hPa = 101,33\ kPa = 0,10133\ MPa$$

O símbolo e_a foi convencionado para representar a pressão exercida pela massa atual de vapor d'água existente na atmosfera. A pressão parcial de vapor (e_a) varia desde zero, para o ar totalmente seco, até um valor máximo denominado de *pressão de saturação* de vapor d'água (e_s).

Pela *Lei dos gases ideais*, verifica-se que em condição de pressão constante, o volume de uma massa de ar é diretamente proporcional à sua temperatura ($V = n R T / P$). Portanto, o volume de ar se contrai ou expande com a variação de T . Essa variação de volume impõe um limite à quantidade de vapor d'água que pode ser retida pelo volume. Quanto maior T , maior essa quantidade. Logo, a quantidade máxima (saturante) de vapor d'água pode ser descrita por uma função da temperatura ambiente. A pressão exercida pelo teor saturante de vapor d'água é representada por e_s , e sua dependência da T pode ser descrita pela *equação de Tetens*, isto é,

$$e_s = 0,6108\ 10^{\frac{7,5T_{AR}}{237,3+T_{AR}}} \quad (\text{kPa}) \quad (7.2)$$

em que T_{AR} é a temperatura do ar, em °C, e e_s expressa em kPa.

A Figura 7.1 mostra uma representação gráfica da equação de Tetens, denominada *Gráfico Psicrométrico*.

O *déficit de saturação* de vapor do ar (Δe) é obtido pela diferença entre e_s e e_a , que é representado pela barra vertical na Figura 7.1, ou seja,

$$\Delta e = e_s - e_a. \quad (7.3)$$

A quantificação da umidade atmosférica (vapor d'água contido na atmosfera) é dada pela relação entre a massa de vapor pelo volume de ar ($g\ H_2O.m^{-3}$ de ar), denominada *massa específica* (ou *Umidade Absoluta*, UA), que pode ser calculada a partir da equação de estado dos gases ideais:

$$P V = n R T. \quad (7.4)$$

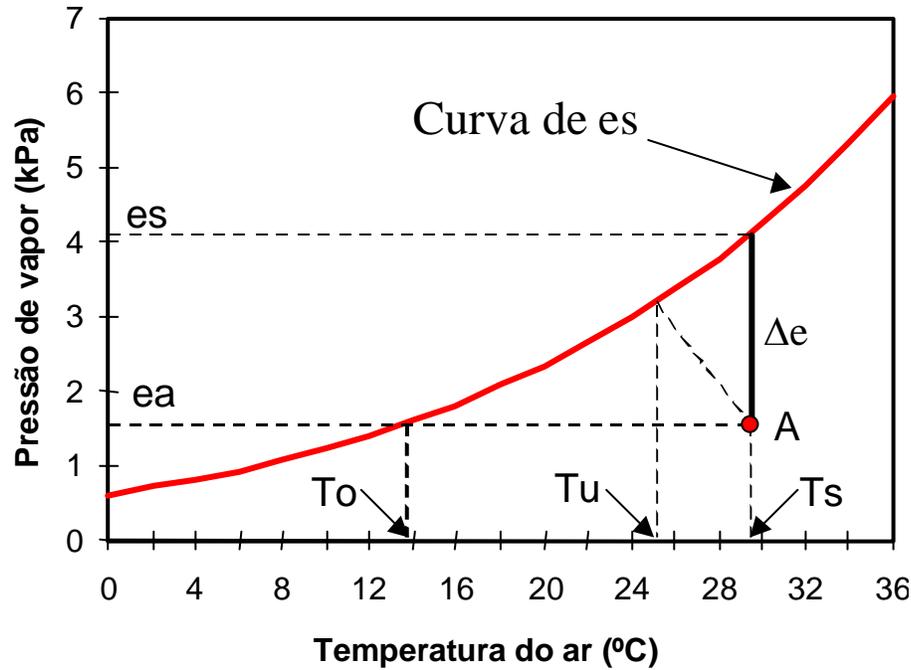


Figura 7.1. Gráfico Psicométrico.

Essa equação, aplicada ao vapor d'água no ar, torna-se

$$e_a V = (m_v / M_v) R T, \tag{7.5}$$

sendo e_a em kPa; $M_v = 18,015 \text{ g mol}^{-1}$; e $R = 8,31 \cdot 10^{-3} \text{ kPa m}^3 \text{ mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, T em K, tem-se:

$$m_v / V = (M_v / R) (e_a / T) \tag{7.6}$$

$$M_v / R = 18,015 / 8,31 \cdot 10^{-3} = 2168 \text{ g K kPa}^{-1} \text{ m}^{-3} \tag{7.7}$$

$$UA = 2168 e_a / T \quad [\text{g H}_2\text{O m}^{-3} \text{ de ar}]. \tag{7.8}$$

No caso da unidade utilizada de e_a ser em mmHg, o quociente $M_v / R \approx 289 \text{ g K mmHg}^{-1} \text{ m}^{-3}$.

A *umidade de saturação* (US) pode ser obtida da mesma forma inserindo-se e_s no lugar de e_a , ou seja:

$$US = 2168 e_s / T \quad [\text{g H}_2\text{O m}^{-3} \text{ de ar}]. \tag{7.9}$$

A *umidade relativa* do ar (UR%) é definida pela razão entre a umidade atual e a umidade de saturação, que equivale à relação entre e_a e e_s , conforme mostrado abaixo:

$$\text{UR}\% = \frac{UA}{US} 100 = \frac{2168 e_a / T}{2168 e_s / T} 100 = \frac{e_a}{e_s} 100. \tag{7.10}$$

A temperatura na qual uma parcela de ar atinge a saturação apenas por resfriamento é denominada de *temperatura do ponto de orvalho* (T_o). Graficamente, T_o pode ser observada na Figura 7.1 traçando-se uma linha horizontal desde o ponto A até interceptar a curva de e_s , traçando-se daí uma linha vertical desse ponto até a escala de temperatura. Analiticamente, T_o é dada pela seguinte expressão:

$$T_o = \frac{237,3 \text{ Log}\left[\frac{e_a}{0,6108}\right]}{7,5 - \text{Log}\left[\frac{e_a}{0,6108}\right]} \quad (7.11)$$

sendo T_o em °C, e_a em kPa, e Log representa o logaritmo decimal do quociente dentro do colchete. Essa equação é a de Tetens escrita de modo a se ter T_o como incógnita.

7.3. Equipamentos utilizados na determinação da Umidade do ar

Para a determinação da umidade relativa do ar utilizam-se equipamentos que têm alguma propriedade associada ao teor de vapor d'água contido na atmosfera. Alguns são extremamente simples, não necessitando mais que um par de termômetros. Os principais instrumentos utilizados são descritos abaixo.

• Psicrômetro

É constituído de dois termômetros (Figura 7.2), sendo um com o bulbo seco que mede a temperatura real do ar, e outro com o bulbo envolto em uma gaze sempre umedecida, que perde água a uma taxa dependente da concentração de vapor no ar; quanto menor for e_a , menor será a temperatura desse termômetro em relação àquela do bulbo seco. Quanto maior a diferença entre essas temperaturas, maior o poder evaporante do ar, indicando que a concentração de vapor d'água na atmosfera está distante do valor saturante, isto é, que a UR é baixa. Quando as temperaturas desses termômetros se aproximam significa que o teor atual de vapor d'água está próximo do valor de saturação, ou seja, que a UR é alta.

Com a temperatura do bulbo seco (T_s) determina-se o valor de e_s pela equação de Tetens (eq. 7.2), fazendo-se $T_{ar} = T_s$. Similarmente, com a temperatura do bulbo molhado (T_u), determina-se e_{su} também pela equação de Tetens, fazendo-se $T_{ar} = T_u$. A pressão atual de vapor e_a é determinada pela equação psicrométrica (eq.7.12):

$$e_a = e_{su} - A P (T_s - T_u) \quad (\text{kPa}) \quad (7.12)$$

sendo P a pressão atmosférica local, em kPa; e A é um *coeficiente psicrométrico*.

Ao produto $A P$, da eq.(7.12), denomina-se de *constante psicrométrica* (γ). Para psicrômetros com ventilação forçada, isto é, com um sistema de aspiração que força o ar a passar pelos termômetros, tem-se $A = 0,00067 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$; para psicrômetros não ventilados (em abrigo meteorológico com ventilação natural), $A = 0,00080 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. É comum adotar-se um valor médio para $P \approx 93 \text{ kPa}$, resultando em valores de $\gamma = 0,062 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros ventilados, e $\gamma = 0,074 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros não ventilados. Na prática agrometeorológica, $\gamma = 0,062 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ tem sido usado sem se considerar o tipo de psicrômetro.

Esse equipamento faz parte das estações meteorológicas convencionais sendo instalado dentro do abrigo termométrico e não necessita de calibração pois a equação psicrométrica é uma solução analítica do balanço de energia aplicado ao conjunto psicrométrico. Dentro do abrigo meteorológico convencional (com paredes tipo veneziana), utiliza-se comumente psicrômetro do tipo não-ventilado (Figura 7.2a).

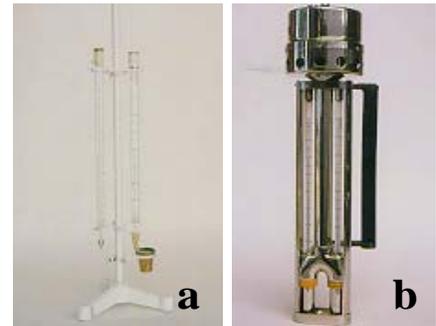


Figura 7.2. Psicrômetro de ventilação natural (a) e de ventilação forçada (b).

➤ EXEMPLO

A partir das medidas psicrométricas (T_s e T_u) é possível calcular todas as variáveis caracterizadoras da umidade do ar, descritas acima. Por exemplo, numa hora qualquer, quando $P = 95,2 \text{ kPa}$, um psicrômetro não-ventilado, instalado num abrigo meteorológico, mostrou as seguintes temperaturas: $T_s = 25,3 \text{ } ^\circ\text{C}$ e $T_u = 19,8 \text{ } ^\circ\text{C}$. Aplicando-se as equações apresentadas resulta em:

$$\begin{aligned} \text{Eq.(7.2):} & \quad e_s = 0,6108 \cdot 10^{\left[\frac{7,5 \cdot 25,3}{237,3 + 25,3}\right]} = 3,22 \text{ kPa} \\ \text{Eq.(7.2):} & \quad e_{su} = 0,6108 \cdot 10^{\left[\frac{7,5 \cdot 19,8}{237,3 + 19,8}\right]} = 2,31 \text{ kPa} \\ \text{Eq.(7.12):} & \quad e_a = e_{su} - A P (T_s - T_u) = 2,31 - 0,0008 \cdot 95,2 (25,3 - 19,8) = 1,89 \text{ kPa} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Eq.(7.3):} & \quad \Delta e = e_s - e_a = 3,22 - 1,89 = 1,33 \text{ kPa} \\ \text{Eq.(7.8):} & \quad UA = 2168 e_a/T = 2168 * 1,89/(273 + 25,3) = 13,74 \text{ g H}_2\text{O/m}^3 \text{ de ar} \\ \text{Eq.(7.8):} & \quad US = 2168 e_s/T = 2168 * 3,22/(273 + 25,3) = 23,40 \text{ g H}_2\text{O/m}^3 \text{ de ar} \\ \text{Eq.(7.10):} & \quad UR\% = 100 UA/US = 100 * 13,74/23,40 = 58,7\% \approx 59\% \\ \text{Eq.(7.11):} & \quad To = [237,3 \text{ Log}(e_a/0,6108)]/[7,5 - \text{Log}(e_a/0,6108)] \\ & \quad To = [237,3 * \text{Log}(1,89/0,6108)]/[7,5 - \text{Log}(1,89/0,6108)] = 16,6 \text{ }^\circ\text{C} \end{aligned}$$

Observação: Se a pressão atmosférica não fosse dada, usando-se o coeficiente psicrométrico igual a 0,062 kPa/°C resultaria em $e_a = 1,97$ kPa, UR = 61%, e $To = 17,3$ °C, que para a prática agrometeorológica, não são desvios muito importantes.

• Higrógrafo de Cabelo

É um aparelho mecânico que se baseia no princípio de modificação das dimensões (contração/expansão) de uma mecha de cabelo humano arranjado em forma de harpa, com a variação da umidade do ar. A modificação do comprimento da harpa aciona um sistema de alavancas, que movimenta uma pena sobre um diagrama (papel registrador), o qual está fixado sobre um mecanismo de relojoaria, permitindo o registro contínuo da umidade do ar. Esse instrumento deve ser instalado da mesma forma do psicrômetro dentro de um abrigo meteorológico. A desvantagem deste instrumento é que ele precisa de calibração freqüente, principalmente, pela perda de elasticidade dos fios de cabelo, e necessita também de limpeza de poeira que se fixa nos fios de cabelo. É utilizado em estações meteorológicas convencionais.

Como esse aparelho só mede a umidade relativa do ar, há necessidade de se medir também a temperatura para se ter um referencial da quantidade de vapor presente no ar. Sem a temperatura, a umidade relativa tem pouco significado prático, pois valores iguais de UR significam valores diferentes de e_a , UA, e To , em condições de temperaturas diferentes. Daí, a construção de instrumentos conjugando sensores para temperatura e umidade do ar, isto é, termo-higrógrafos.

• Sensores Capacitivos

Sensores capacitivos são utilizados em estações meteorológicas automáticas. O sensor constitui-se de um filme de polímero, que absorve vapor d'água do ar alterando a capacitância de um circuito ativo. Esse sensor deve ser instalado juntamente com o sensor de temperatura, num abrigo do tipo multi-placa. É recomendável fazer calibrações periódicas e limpeza, principalmente em períodos muito secos.

7.4. Variação Temporal da Umidade do ar

Para fins climatológicos, a umidade do ar é medida em condições padronizadas, dentro de abrigo meteorológico instalado sobre superfície gramada, distando 1,5m da superfície. Nessas condições, a tendência de variação diária de umidade relativa do ar está relacionada ao fato de que a pressão parcial de vapor (e_a) varia pouco durante o dia, mas a pressão de saturação de vapor (e_s) varia exponencialmente com a temperatura do ar (eq.7.2). Assim, a UR terá tendência de evolução inversa à da temperatura, desde que o ar não esteja saturado de vapor d'água. Essa relação entre T e UR pode ser vista na Figura 7.3, em que nas horas mais quentes do dia a UR atingiu seu valor mínimo. Quando T tende ao valor mínimo, a UR tende à saturação (100%). Em condições naturais de campo, quando a UR ultrapassa 95%, no abrigo meteorológico, pode ocorrer deposição de orvalho na superfície.

Em condições normais de tempo, a pressão atual de vapor (e_a) varia muito pouco durante o dia. Em período de estiagem prolongada de chuvas (02/09/1999), observa-se que e_a permaneceu próxima a 1kPa, enquanto que e_s atingiu 5 kPa nas horas mais quentes do dia. Naquele dia, a UR não passou de 80%, atingindo um mínimo próximo de 20%, mostrando déficit de saturação o dia todo. Na época mais úmida (14/02/2000), e_a foi comparativamente maior e próxima de 2,7 kPa, enquanto que e_s atingiu 4,5 kPa, em função da menor temperatura máxima. Nesse dia, a atmosfera esteve saturada até as 8 horas.

Essas informações foram obtidas por estação automatizada, com leituras dos sensores a cada segundo, executando-se um valor médio a cada 15 min. Assim, foi possível verificar que e_a varia ligeiramente ao longo do dia. No início do período de brilho solar, o valor de e_a atingiu valores máximos, decrescendo posteriormente. O pequeno aumento no início do dia está associado principalmente à evaporação, aumentando a concentração de vapor d'água no ar próximo à superfície. Logo depois, com a intensificação dos movimentos convectivos, parte desse vapor é levado para camadas mais altas da atmosfera, resultando em ligeiro decréscimo da concentração próximo à superfície. Com o resfriamento noturno, o vapor d'água disperso se acama, aumentando novamente a concentração na altura das medidas.

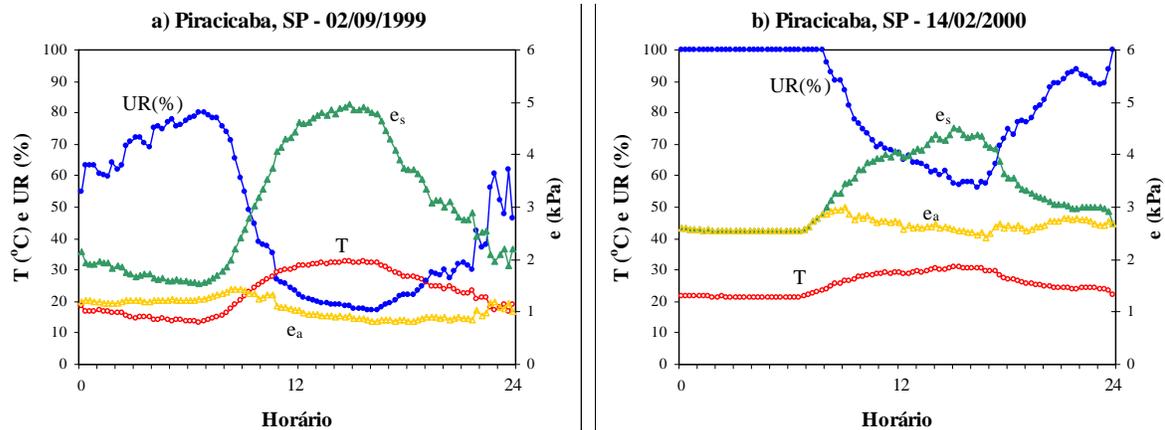


Figura 7.3. Variação horária de temperatura (T), umidade relativa (UR), e pressão de vapor (e_a e e_s), durante um dia de período seco (02/09/1999) e de período úmido (14/02/2000).

7.5. Orvalho

O orvalho é definido como a água condensada sobre uma superfície, quando a temperatura atinge o ponto de condensação (*Ponto de Orvalho*, T_o). O orvalho pode ser proveniente da condensação do vapor d'água do ar adjacente à superfície, imediatamente superior, no processo conhecido como *precipitação de orvalho* ou de uma superfície evaporante inferior, no processo denominado de *destilação de orvalho*, sendo este último insignificante quando comparado ao primeiro (Rosenberg et al., 1983).

A formação do orvalho é resultado da perda radiativa de calor das superfícies, e transferência de vapor d'água do ar para elas. Além desse fator, a quantidade e a duração do orvalho sobre as folhas de uma planta dependem da estrutura da planta, do estágio de desenvolvimento, da posição da folha na planta, do ângulo de inserção, da geometria da folha e de seu tamanho, e também de suas propriedades térmicas e das condições meteorológicas (temperatura, umidade e velocidade do vento), os quais interferirão no balanço de radiação (Sutton et al., 1984).

As condições meteorológicas requeridas para a formação de orvalho são aquelas que favorecem a intensa emissão de energia pela superfície durante o período noturno, ou seja: atmosfera limpa e calma, com baixa umidade para permitir suficiente perda de radiação de ondas longas e resfriamento da superfície; e alta umidade relativa nas camadas de ar próximas à superfície para permitir condensação. Nessas condições, a formação de orvalho se inicia, em média, duas a três horas após o pôr do sol, continuando até uma a duas horas após o nascer do sol. Essa duração, no entanto, poderá ser alterada em função do vento, da cultura, do uso de irrigação e da cobertura do solo com palha ou plástico (Baier, 1966).

Segundo Marlatt (1971), as pesquisas com a ocorrência de orvalho concentram-se na medida, efeito sobre o desenvolvimento de pragas e doenças, estimativa e previsão, sendo muito pouco estudado sob o ponto de vista climatológico.

Muitos autores discordam quanto à importância do orvalho como fonte de água no ciclo hidrológico, porém, todos são categóricos quanto à sua importância na agricultura e na ecologia das áreas áridas e semi-áridas, onde chega a representar entre 15 e 20% da água consumida pela vegetação (Fritschen & Doraiswamy, 1973). De acordo com Monteith (1973), a contribuição do orvalho no balanço de água da vegetação é pequena, pois as quantidades são de magnitude muito menor que as taxas de *evapotranspiração potencial* (ver Capítulo 12). No entanto, a duração do período no qual o orvalho permanece sobre as plantas torna-se elemento importante na agricultura, podendo afetar uma série de atividades, entre elas as colheitas e as pulverizações. Influencia também na ocorrência de doenças fúngicas, sendo, nesse aspecto, muito mais importante o número de horas com orvalho sobre as plantas do que a sua *quantidade*. Nesse contexto, vários são os trabalhos que evidenciam a importância do orvalho no estabelecimento e desenvolvimento de doenças fúngicas, propiciando a água necessária aos processos de germinação e de penetração do fungo nas plantas (Pedro Jr., 1989).

7.5.1. Medida do orvalho e de sua duração

Apesar de existirem diversos equipamentos, não há um método padronizado de medida e registro do orvalho, talvez por não ser esse elemento medido rotineiramente nos postos meteorológicos, e por sua importância se restringir quase que especificamente à agricultura. No entanto, a Organização Mundial de Meteorologia (OMM) divide esses

instrumentos em quatro grupos. O Grupo 1 se refere aos equipamentos que registram o orvalho e sua duração pela mudança de comprimento do elemento sensor devido ao molhamento, sendo o *aspergígrafo*, que utiliza fios de cânhamo, o mais utilizado (Figura 7.4a). No Grupo 2, o elemento sensor (grafite) se dissolve com o orvalho e registra a sua duração em um prato de cristal, sendo pouco utilizado. Os aparelhos do Grupo 3 são aqueles que registram a presença de orvalho por pesagem da água condensada, depositada num recipiente coletor, sendo denominados de *orvalhógrafo* (Figura 7.4b). Finalmente, os equipamentos do Grupo 4 são aqueles que medem a formação de orvalho pela mudança na condutividade elétrica de superfícies de folhas naturais ou artificiais (Figura 7.5).

Cada um desses equipamentos apresenta suas vantagens e desvantagens, sendo os dos três primeiros grupos utilizados em estações meteorológicas convencionais e os do último grupo em estações automatizadas. No caso do aspergígrafo e do orvalhógrafo, os maiores problemas estão na cotação dos dados, em razão desses equipamentos, especialmente o último, sofrerem interferência do vento, sendo, em muitos casos, necessário o uso de mecanismos de proteção, o que, no entanto, acaba interferindo na medida, pois o vento atua diretamente na formação do orvalho. No caso dos sensores automatizados, as medidas são bastante confiáveis, possibilitando o registro contínuo sem interferência do vento. Amador (1987), comparando medidas feitas em três tipos de equipamentos de determinação da duração do período de molhamento por orvalho com observações visuais, concluiu que o de sensor eletrônico foi o que proporcionou menores erros (9,7%), sendo esses bem inferiores aos erros médios apresentados pelo aspergígrafo (17,5%) e pelo orvalhógrafo (34,0%), nas condições do trabalho.

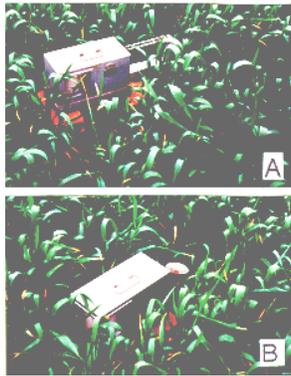


Figura 7.4. Equipamento para a medida do orvalho e de sua duração: aspergígrafo (A) e orvalhógrafo (B).



Figura 7.5. Sensor automático utilizado para a medida do orvalho e de sua duração.

7.5.2. Estimativa da Duração do Período de Molhamento por Orvalho (DPM)

Sendo o orvalho dificilmente medido em estações meteorológicas, e sendo a *duração do período de molhamento* (DPM) das folhas de grande importância para o estudo da relação patógeno (doença) - hospedeiro (planta), a estimativa da DPM torna-se importante. Vários são os métodos para tal estimativa, podendo-se utilizar equações de regressões lineares simples e múltiplas, em função de temperatura mínima, velocidade do vento no período noturno, umidade relativa, temperatura do ponto de orvalho às 21h, até métodos mais complexos que envolvem o balanço de energia da cultura.

Um dos métodos mais simples, é considerar a DPM igual ao número de horas com umidade relativa do ar, medida no abrigo meteorológico, acima de um determinado valor, normalmente 85% ($NHUR \geq 85\%$), 90% ($NHUR \geq 90\%$) e 95% ($NHUR \geq 95\%$), condições essas em que já pode ocorrer condensação na superfície exposta ao relento. Essa informação pode ser obtida por meio dos diagramas do higrógrafo ou termohigrógrafo (Figura 7.6). No caso de culturas, é comum o uso de equações de regressão linear tipo " $DPM = a + b NHUR \geq 90\%$ ", como obtido por Amador (1987), para o feijoeiro, por Pedro Jr. et al. (1991), para a videira, e por Sentelhas et al. (1993), para a cultura do trigo.

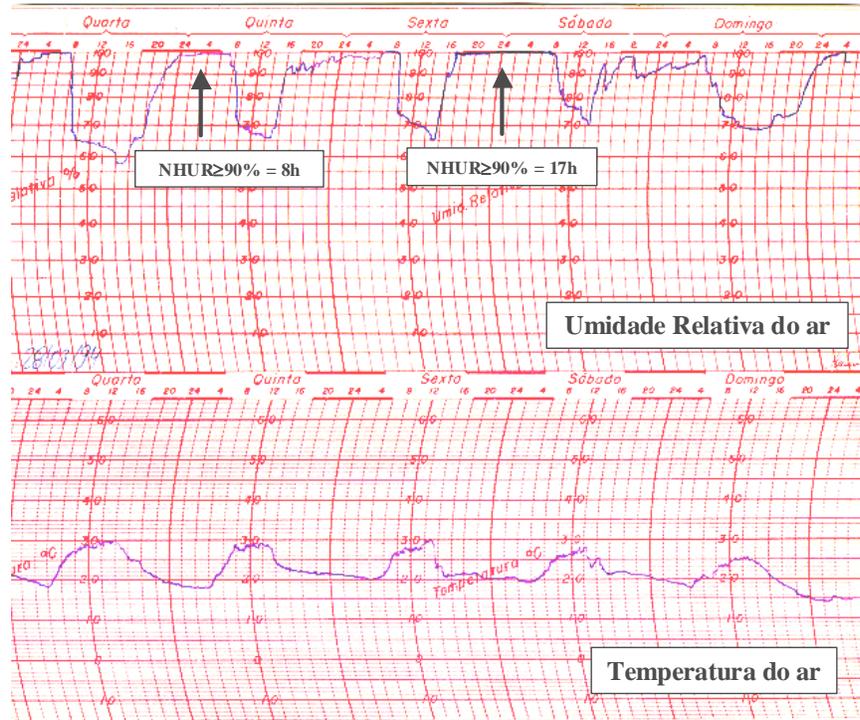


Figura 7.6. Diagrama de um termohigrógrafo com a indicação do número de horas com umidade relativa acima de 90% (NHUR \geq 90%) em dois dias, em Piracicaba, SP.

7.6. Exercícios Propostos

1. Para o mesmo dia escolhido para temperatura, 03/02/94, determine a umidade relativa média (24 horas), a pressão parcial de vapor (e_a) e de saturação (e_s) e o déficit de saturação para as 7h e 14h, a partir dos dados dos Quadros 7.1 e 6.1.

Quadro 7.1. Dados de umidade relativa do ar no dia 03/02/94 em Piracicaba, SP.

Hora	UR (%)						
1	92	7	97	13	53	19	64
2	95	8	83	14	50	20	65
3	94	9	72	15	50	21	72
4	95	10	66	16	48	22	74
5	97	11	62	17	49	23	77
6	100	12	58	18	55	24	80

2. A partir dos dados do psicrômetro ($T_s = 29,2 \text{ }^\circ\text{C}$; $T_u = 25,7 \text{ }^\circ\text{C}$), que se encontra a uma pressão média de 100kPa, determine: a) Pressão de saturação de vapor d'água; b) Pressão atual de vapor d'água; c) Temperatura do ponto de orvalho; d) Déficit de saturação; e) Umidade atual e umidade de saturação; f) Umidade relativa.

CAPÍTULO 8. CHUVA

8.1. Introdução

Nas regiões tropicais, a chuva, ou precipitação pluvial, é a forma principal pela qual a água retorna da atmosfera para a superfície terrestre após os processos de evaporação e condensação, completando, assim, o *ciclo hidrológico*. A quantidade e a distribuição de chuvas que ocorrem anualmente numa região determinam o tipo de vegetação natural e também o tipo de exploração agrícola possível.

8.2. Condensação na Atmosfera

Para que haja condensação do vapor d'água na atmosfera é necessária a presença de *núcleos de condensação*, em torno dos quais são formadas as gotículas que constituirão as nuvens. Os núcleos de condensação são partículas higroscópicas, entre as quais o NaCl, de origem marítima, é o mais abundante, visto que dois terços da superfície terrestre é coberta por oceanos. Além da presença de núcleos de condensação, o vapor d'água na atmosfera condensa-se quando as condições tendem à saturação, o que pode ocorrer de duas maneiras: a) pelo aumento da pressão de vapor d'água devido à evaporação e à transpiração; e b) por resfriamento do ar. Na realidade esses dois processos podem ocorrer simultaneamente, mas na natureza, o segundo é bastante efetivo em promover a formação de orvalho e de nuvens. No caso dessas últimas, a formação ocorre quando parcelas de ar úmido sobem e se resfriam adiabaticamente, devido à expansão interna causada pela diminuição da pressão atmosférica.

A taxa de decréscimo da temperatura da parcela com a elevação em altura recebe o nome de *Gradiente Adiabático*, sendo representado pelo símbolo Γ . No processo adiabático, a variação de temperatura ocorre somente pelo efeito de variação da pressão, sem que ocorram trocas de energia com o ambiente externo à parcela. Os valores de Γ variam em função da umidade presente na parcela de ar, assumindo extremos de cerca de $-0,98$ °C/100m, no caso de ar seco, e $-0,4$ °C/100m, quando o ar está saturado.

O gradiente térmico da atmosfera como um todo (*Gradiente Real Observado*, GRO) é variável, situando-se em torno de $-0,6$ °C/100m. Dependendo do gradiente adiabático das parcelas que sobem, em comparação ao GRO, os movimentos convectivos térmicos são favorecidos (*atmosfera instável*) ou não (*atmosfera neutra ou estável*). No primeiro caso, pode ocorrer formação de nuvens quando, ao se elevar, a parcela úmida atinge a temperatura do ponto de orvalho (nível de saturação da parcela). Outra forma de ocorrer condensação é quando uma parcela de ar úmido é forçada a se elevar devido ao relevo (*efeito orográfico*), ou devido ao encontro com outra massa de ar mais fria (*efeito de frentes frias*).

8.3. Formação da Chuva

O processo de condensação por si só não é capaz de promover a precipitação, pois são formadas gotículas muito pequenas, denominadas *elementos de nuvem*, que permanecem em suspensão sustentada pela força de flutuação térmica. Para que haja precipitação, deve haver a formação de gotas maiores (*elementos de precipitação*), e isto ocorre por coalescência das pequenas gotas, de forma que a ação da gravidade supere a força de sustentação promovendo a precipitação. A coalescência é resultado de diferenças de temperatura, tamanho, cargas elétricas, e de movimentos turbulentos dentro da nuvem. Quanto mais intensa for a movimentação dentro da nuvem, maior será a probabilidade de choque entre as gotas, resultando em gotas sempre maiores, até o limite da tensão superficial.

8.4. Tipos de chuva

Os tipos de chuvas se caracterizam pela sua origem. Assim, existem chuvas geradas por passagem de frentes, por convecção local, e por efeitos orográficos (montanhas).

- **Chuvas Frontais**

São originárias de nuvens formadas a partir do encontro de massas de ar frio e quente. A massa quente e úmida (mais leve) tende a se elevar, resfriando-se adiabaticamente, isto é, sem troca de calor com o meio adjacente. Nesse processo forçado de subida da massa úmida ocorre a condensação. As chuvas frontais caracterizam-se por: intensidade moderada a fraca, longa duração (dias), e sem horário predominante para sua ocorrência. A Figura 8.1 mostra a distribuição horária das chuvas de Julho, em Campinas, SP, época em que predominam as chuvas frontais. Nota-se que não há um horário predominante para ocorrência das chuvas, e que sua intensidade é baixa, não passando de 5 a 6 mm/hora, em média.

• **Chuvas Convectivas**

Originam-se de nuvens formadas a partir de correntes convectivas (*térmicas*) que se resfriam adiabaticamente ao se elevarem, resultando em nuvens de grande desenvolvimento vertical (cumuliformes). As chuvas convectivas se caracterizam por forte intensidade, mas curta duração, podendo ocorrer descargas elétricas, trovoadas, ventos fortes, e granizo, predominando no período da tarde e à noite, quando a força gravitacional supera a força de sustentação térmica. A Figura 8.2 mostra a distribuição horária das chuvas de verão, predominantemente de origem convectiva, na região de Campinas, SP, em Janeiro, e observa-se a maior intensidade e frequência no período da tarde e à noite.

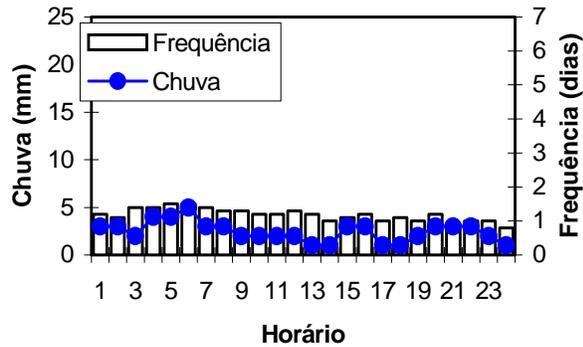


Figura 8.1. Variação do total e da frequência da chuva horária em Campinas, SP, Julho. Pezzopane et al. (1995b)

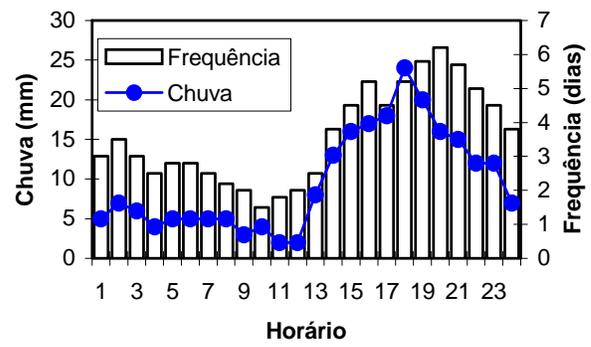


Figura 8.2. Variação do total e da frequência da chuva horária em Campinas, SP, Janeiro. Pezzopane et al. (1995b)

As chuvas convectivas, também conhecidas como *chuvas de verão*, por terem maior intensidade, apresentam grande potencial de danos, especialmente no aspecto de conservação do solo, visto que muitas vezes sua intensidade supera a velocidade de infiltração da água no solo. Isso gera escoamento superficial (enxurrada), que ganhando momento (quantidade de movimento), poderá causar erosão do solo, desde que outros fatores como cobertura do solo, umidade, e declividade também contribuam para isso. A Figura 8.3 apresenta os principais tipos de distribuição de chuvas intensas em períodos de 4 horas, na região de Piracicaba, SP, sendo o caso 1 da Figura 8.3a predominante de outubro a março (Sentelhas et al., 1998).

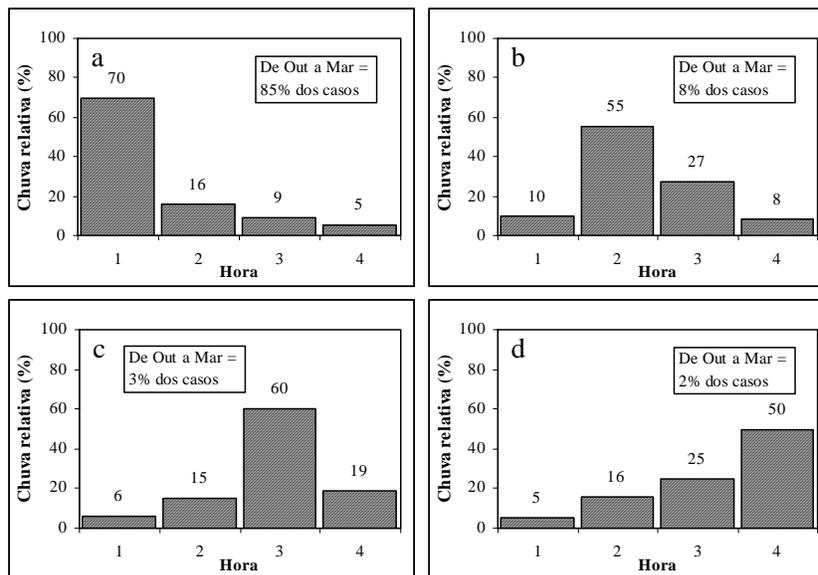


Figura 8.3. Principais tipos de distribuição horária das chuvas convectivas. Fonte: Sentelhas et al. (1998)

• **Chuvas Orográficas**

Chuvas orográficas ocorrem em regiões montanhosas, onde o relevo força a subida da massa de ar úmido. Essa subida forçada é equivalente ao processo de convecção livre, resultando nos mesmos fenômenos atmosféricos. Devido aos ventos, o ar sobe pela encosta resfriando-se adiabaticamente, com condensação e formação de nuvens tanto

cumuliformes como estratiformes. Nessa situação, um lado da montanha, geralmente, é mais chuvoso que o outro resultando na chamada *Sombra de Chuva* (Capítulo 15 - Climatologia).

8.5. Medida da Chuva

Um índice de medida da chuva é a altura pluviométrica, ou seja, é a altura acumulada de água precipitada, expressa em milímetros (*mm*). Essa altura pluviométrica (*h*) é definida como sendo o volume precipitado por unidade de área horizontal do terreno, ou seja:

$$h = \frac{1 \text{ litro de água}}{1 \text{ m}^2 \text{ de terreno}} = \frac{1000 \text{ cm}^3}{10000 \text{ cm}^2} = 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm de chuva.} \quad (8.1)$$

Outro índice de expressão da chuva é a sua intensidade (*i*), definida como a altura pluviométrica por unidade de tempo:

$$i = \text{mm / hora} \quad (8.2)$$

podendo “*i*” ser expresso também em mm/min. Esse índice tem aplicação em dimensionamento de sistemas de drenagem e conservação do solo, tanto para a agricultura como para a construção civil.

O equipamento básico de medição da chuva é o *pluviômetro* (Figura 8.4a e b), que é constituído de uma área de captação ($\geq 100 \text{ cm}^2$) e de um reservatório onde a água da chuva é armazenada até o momento da leitura. Se o pluviômetro tiver um sistema de registro contínuo da quantidade e da hora de ocorrência das chuvas, então ele é denominado *pluviógrafo* (Figura 8.4c). No pluviógrafo tipo Heilman há um reservatório com uma bóia que armazena a água coletada durante a chuva. Uma haste com uma caneta é fixada à bóia, e esta ao se elevar com a entrada de água no reservatório registra sobre um diagrama denominando *pluviograma* (Figura 8.5). A cada 10mm de chuva, o depósito é esgotado automaticamente por um sifão, gerando um traço vertical brusco. O total de chuva é contabilizado contando-se apenas os traços descritos no movimento de subida da pena. As sifonadas apenas preparam o aparelho para continuar medindo chuva maior que 10mm.

A instalação desse equipamento é a 1,5m de altura, devendo a área de captação (boca do aparelho) estar bem nivelada. A coleta dos dados, normalmente, é feita todos os dias às 7 horas, no posto agrometeorológico convencional. Nas estações automáticas o registro é contínuo obtendo-se valores de intensidade e altura total diária das 0 às 24h. Nesse caso, o pluviômetro é dotado de um sensor eletrônico em forma de balsa (Figura 8.4d), que possibilita resolução de 0,1mm.

Uma preocupação é saber qual será a área representada pela coleta das chuvas por um pluviômetro. Reichardt et al. (1995) coletou chuvas diárias durante um ano, em 9 pluviômetros distribuídos ao redor do Posto Agrometeorológico, da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, em Piracicaba, SP, que foi tomado como padrão. O pluviômetro mais perto do padrão distava cerca de 990 m, o mais distante estava a cerca de 2500 m, e os 10 pluviômetros amostravam uma área aproximada de 1000 ha. Enfatizando o caráter aleatório e descontínuo das chuvas, os resultados mostraram que as medidas coletadas num pluviômetro não foram representativas de nenhum outro, na escala diária e até mesmo quando se acumulou as chuvas durante um trimestre. No entanto, no total anual, todos os pluviômetros mostraram resultados bem próximos do padrão, com coeficiente de variação de 3%, indicando que qualquer um deles pode ser tomado como representativo da área amostrada, nessa escala de tempo.

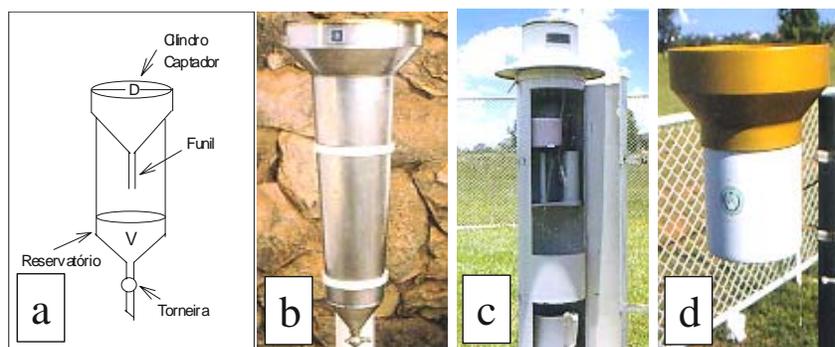
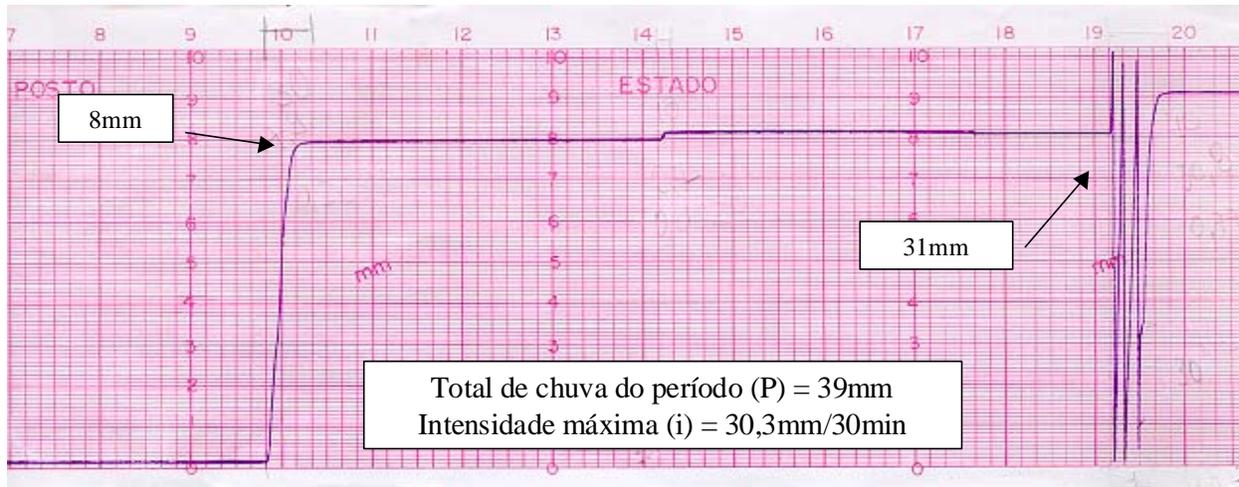


Figura 8.4. Representação esquemática do pluviômetro (a); pluviômetro Ville de Paris (b); pluviógrafo convencional (c) e eletrônico (d).



A construção de um pluviômetro é simples, podendo ser feito com um garrafão (ou qualquer reservatório de água) e um funil coletor. É fundamental que a boca do funil esteja nivelada horizontalmente para que sua área efetiva de coleta coincida com a área da boca. Conhecendo-se a área de captação do funil e o volume coletado a cada chuva, em cm^3 , determina-se a altura pluviométrica (h) pela relação:

$$h = \text{Volume coletado} / \text{Área da boca do funil.} \quad (8.3)$$

É importante que o volume do reservatório seja adequado para conter o total de chuva possível na região.

8.6. Probabilidade de Ocorrência de Chuva

Em algumas situações, como em projetos de irrigação, dimensionamento de sistemas de escoamento de água, é importante saber a probabilidade de chover mais ou menos que um certo valor. Para tanto, é preciso ter-se uma série de dados de chuva no local (ou região). Um método simples de calcular probabilidade de ocorrência de chuva a partir de uma seqüência de valores medidos baseia-se na ordenação crescente ou decrescente dos valores. Se a ordenação for crescente, a probabilidade corresponderá a um valor igual ou menor que o limite escolhido; se for decrescente, estima-se o inverso.

Com a ordenação dos dados obtém-se uma *distribuição cumulativa empírica* [$m / (n + 1)$] em que m é o número de ordem do valor escolhido na seqüência ordenada, e n é o número de dados da série. A divisão por $(n + 1)$ dá melhor estimativa da probabilidade, especialmente para valores no final da seqüência (Thom, 1966). O Quadro 8.1 mostra um exemplo de aplicação usando os totais de chuva de Março, em Piracicaba, SP, de 1917 a 1930. A primeira linha mostra o ano de ocorrência, e a segunda, o total de chuva. Para se obter a distribuição cumulativa os dados são primeiro ordenados. A terceira linha mostra o número de ordem (m) da seqüência. A quarta linha mostra a seqüência ordenada em valores crescentes. A quinta linha dá a probabilidade acumulada de ocorrência de um total de chuva menor que o indicado na coluna correspondente. Multiplicando-se o valor da quinta linha por 100, obtém-se a probabilidade em porcentagem. Por exemplo, a probabilidade de chover menos que 30 mm em Março, em Piracicaba, SP, é igual a 20%; de chover menos que 189 mm é de 80%. Como é óbvio, à medida que se aumenta o total de chuva, aumenta também a probabilidade de ocorrer um valor menor que ele. (Se a ordenação fosse decrescente, a probabilidade seria de chover um valor maior que o indicado na respectiva coluna). Note-se que a probabilidade de chover mais que 30 mm naquele mês é dado pelo complemento do valor obtido no exemplo, isto é, 80% (= 100 - 20).

Quadro 8.1. Sequência de totais mensais de chuva de Março, em Piracicaba, SP, de 1917 a 1930; ordenamento crescente (m); e probabilidade acumulada (P) de ocorrência de chuva menor que o valor indicado.

Ano	1917	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
mm	62	152	30	164	17	117	311	139	84	214	189	155	32	23
m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	17	23	30	32	62	84	117	139	152	155	164	189	214	311
P	0,067	0,133	0,200	0,267	0,333	0,4	0,467	0,533	0,60	0,667	0,733	0,80	0,867	0,933

Portanto, para se saber a probabilidade de ocorrência (P) de um valor maior ou menor que um valor crítico, deve-se ordenar a seqüência de dados em ordem decrescente ou crescente, respectivamente, e dividir o número de ordem (m) correspondente à posição do valor crítico pelo número total de dados (n) mais 1, isto é,

$$P = \frac{m}{n+1} * 100. \quad (8.4)$$

Se na seqüência de dados houver ocorrência de valores nulos (ausência de chuva), eles são descartados, anotando-se quantas vezes isto ocorreu (No), fazendo-se depois a ordenação dos valores restantes. Nesse caso, a probabilidade de ocorrência (P) de um valor crítico será dada pela seguinte relação:

$$P = \left(1 - \frac{No}{n}\right) \left(\frac{m}{n+1 - No}\right) * 100. \quad (8.5)$$

sendo **n** o número total de dados (inclusive os valores nulos). A probabilidade de não chover é dada por No / n .

Esse é o caso do total mensal de chuva durante Julho, em Piracicaba - SP. O Quadro 8.2 mostra que, entre 1951 e 1964, não ocorreu chuva, nesse mês, em 4 anos na região. Portanto, a probabilidade de não chover no mês é igual a 28,6% ($= 4/14 * 100$).

Ordenando-se os valores em ordem crescente, as quatro colunas iniciais são preenchidas com zeros, e da quinta coluna em diante aparecem os valores diferentes de zero. Note-se que o total de 8 mm ocorreu duas vezes; logo eles ocupam duas colunas adjacentes. Aplicando-se a fórmula acima, verifica-se que a probabilidade de chover menos que 8 mm é igual a 45,5%. Logo, a probabilidade de chover mais que 8 mm é igual a 54,5% ($= 100 - 45,5$).

Quadro 8.2. Sequência de totais mensais de chuva de Julho, em Piracicaba, SP, de 1951 a 1964; ordenamento crescente (m); e probabilidade acumulada (P) de ocorrência de chuva menor que o valor indicado.

Ano	1951	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
mm	8	4	14	8	10	53	90	15	0	0	0	20	0	77
m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	0	0	0	0	4	8	8	10	14	15	20	53	77	90
P					0,325	0,390	0,455	0,519	0,584	0,649	0,714	0,779	0,844	0,909

8.7. Período de Retorno

Uma informação importante quando se trabalha com probabilidade de ocorrência de um elemento meteorológico é o *período de retorno* ou *intervalo médio de recorrência*, que é representado pelo símbolo t . Interpreta-se período de retorno como sendo o tempo provável esperado que aquele fenômeno ocorra novamente. Geralmente, calcula-se o período de retorno para valores extremos que podem causar algum impacto econômico e social, e não para aqueles valores que ocorrem normalmente. Para que a estimativa de t seja a melhor possível, é necessário que se disponha de uma série longa de valores medidos, pois t depende da probabilidade de ocorrência (P) do fenômeno. Quanto mais frequente o valor, menor será o período de retorno.

Se a ordenação da seqüência for crescente, o valor de t é dado pela expressão

$$t = 1 / (1 - P). \quad (8.6)$$

No entanto, se a ordenação for decrescente,

$$t = 1 / P. \quad (8.7)$$

Por exemplo, qual seria o tempo médio de recorrência, para Março, com total de chuva maior que 311 mm, em Piracicaba – SP? Se os 14 anos de dados mostrados acima forem representativos de um período mais longo, o período de retorno será $t = 1 / (1 - 0.933) = 14,9$ anos, ou seja, pode chover mais que 311 mm durante Março, em Piracicaba, SP, em média, uma vez a cada 15 anos.

8.8. Índices de Erosividade das Chuvas

O solo é um recurso natural intensamente utilizado nas atividades agrícolas. A sustentabilidade da produção agrícola depende da aplicação de técnicas conservacionistas que minimizem a tendência erosiva das chuvas. O potencial erosivo das chuvas pode ser avaliado por índices empíricos que expressam os efeitos do impacto das gotas e da enxurrada que se forma quando a permeabilidade do solo não permite infiltração das águas.

Um índice prático utilizado universalmente foi desenvolvido por Wischmeier & Smith (1978), denominado EI_{30} . Esse índice representa o produto da energia cinética (E) associada à chuva pelo valor da intensidade máxima em 30 minutos consecutivos (I_{30} , em mm/h), ou seja,

$$EI_{30} = E * I_{30}. \quad (8.8)$$

A energia cinética da chuva pode ser estimada pela relação

$$E = 0,119 + 0,0873 \log (I), \quad (8.9)$$

sendo I expressa em mm/h, e E em $MJ \text{ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$.

O potencial erosivo das chuvas num local pode ser estimado calculando-se os valores de EI_{30} para cada chuva ocorrida, obtendo-se totais mensais e anuais, que são utilizados no delineamento das práticas de manejo e conservação dos solos. A obtenção desse índice necessita de medidas de chuvas obtidas por pluviógrafos, sendo poucos os locais com tal medição.

8.9. Interceptação da Chuva pela Vegetação

A parcela da água da chuva que é interceptada pela vegetação é componente importante no ciclo hidrológico (Franken et al., 1992) e também no balanço hídrico de uma área (Sá et al., 1999). No caso das culturas anuais, a interceptação da chuva é dependente da espécie e do estágio de desenvolvimento em que elas se encontram, ou seja, da quantidade de vegetação que está cobrindo o terreno. A cobertura do terreno está intimamente ligada à área foliar, tendo menor influência a quantidade de chuva (Leopoldo et al., 1981).

Em áreas de reflorestamento, ou seja, em florestas homogêneas constituídas artificialmente, a interceptação da chuva é dependente não somente da espécie, mas também da idade e do espaçamento utilizado (Franken et al., 1992). No caso de florestas naturais, onde predomina a heterogeneidade quer seja pela biodiversidade, como nas florestas tropicais e equatoriais, quer seja pela diferença de idade de algumas poucas espécies predominantes, como nas florestas temperadas, a interceptação da chuva pela vegetação é bastante variável, oscilando desde 7 até mais de 50%, em função de diversos fatores (Huber & Oyarzún, 1992).

8.9.1. Redistribuição da Chuva ao Interagir com a Vegetação

A chuva, ao interagir com a vegetação, é redistribuída em diferentes tipos de precipitação (Figura 8.6). A parte da chuva que fica retida pelas folhas, ramos e tronco, denomina-se de *precipitação armazenada pela vegetação* (P_{ARM}). Ao restante, ou seja, a parte da chuva total que atinge a superfície do solo, denomina-se de *precipitação interna* (P_{INT}).

A P_{INT} é composta por três componetes:

- *Precipitação direta* (P_{DIR}) \Rightarrow que atinge a superfície sem sofrer interação com a vegetação;
- *Precipitação indireta* (P_{IND}) \Rightarrow que é interceptada pelas folhas e escoada para a superfície;
- *Precipitação escoada pelo caule ou tronco* (P_{CAULE}) \Rightarrow que é interceptada pela vegetação e chega à superfície escoada pelo caule ou tronco.

A Figura 8.6 mostra esquematicamente cada um desses termos. Assim, matematicamente, tem-se que:

$$P_{\text{TOT}} = P_{\text{INT}} + P_{\text{ARM}} \quad (8.10)$$

$$P_{\text{INT}} = P_{\text{DIR}} + P_{\text{IND}} + P_{\text{CAULE}} \quad (8.11)$$

$$P_{TOT} = P_{DIR} + P_{IND} + P_{CAULE} + P_{ARM}. \quad (8.12)$$

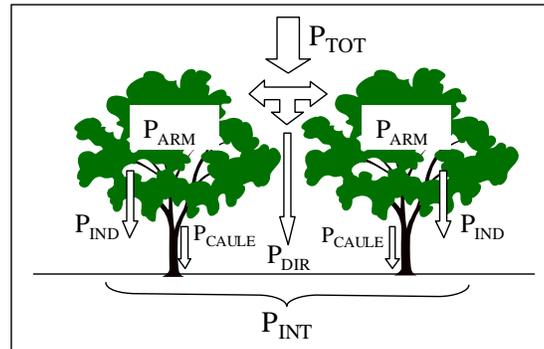


Figura 8.6. Representação esquemática da interceptação da chuva pela vegetação e de sua redistribuição até atingir o solo.

A P_{ARM} depende de uma série de fatores, que podem ser resumidamente representados por um *coeficiente de armazenamento* (C), sendo então:

$$P_{ARM} = C P_{TOT}. \quad (8.13)$$

Substituindo-se as equações (8.13) e (8.11) na (8.10) e rearranjando-se os termos, tem-se que:

$$C = [P_{TOT} - (P_{DIR} + P_{IND} + P_{CAULE})] / P_{TOT}. \quad (8.14)$$

A eq.(8.14) mostra que o armazenamento da água proveniente das chuvas pela vegetação depende da quantidade e intensidade da precipitação (P_{TOT}), do espaçamento entre plantas, do índice de área foliar e tamanho das folhas (P_{INT}), além de outros fatores como: características da folha e da copa (pilosidade, cerosidade, forma, rugosidade), chuvas antecedentes (água já retida pela vegetação), velocidade do vento, e temperatura (viscosidade da água). Esse coeficiente representa a fração da chuva que efetivamente fica retida na folhagem.

Pandit et al. (1991) encontraram $C = 0,213$ para floresta tropical na Índia, enquanto que Sinum et al. (1992) encontraram $C = 0,173$ em floresta também tropical na Malásia. No caso de florestas temperadas, o valor de C também é variável, sendo encontrado 0,314 para as condições da Polônia (Wojcik, 1991) e de 0,176 para as condições da Índia (Himalaia). Para condições brasileiras, na Floresta Amazônica, Lloyd et al. (1988) encontraram $C = 0,089$, ao passo que Franken et al. (1992) obtiveram C ao redor de 0,20. Tais variações, como já descrito, dependem de diversos fatores, inclusive do local estudado, condições gerais da área e do ano em que as medidas foram realizadas. Isso pode ser visualizado pelos dados apresentados por Sá et al. (1999), que estudando vegetação de capoeira no nordeste do Pará, obtiveram, em média, $C = 0,303$, porém, observando ao longo do tempo (6 anos) aumento nesse valor em alguns casos e redução em outros, em função das alterações florísticas que ocorrem em vegetação dessa natureza. Na área em que houve aumento de C , de 0,215 para 0,424, observou-se redução de componentes herbáceos e aumento de espécies lenhosas. No outro caso, em que C diminuiu, de 0,642 para 0,323, houve redução na densidade de algumas espécies, decorrente do secamento das plantas.

8.9.2. Estimativa da P_{ARM} e da P_{INT}

Para estimar a interceptação da chuva pela vegetação (P_{ARM}), ou a precipitação interna (P_{INT}), especialmente no caso de florestas, existem diversos métodos, e entre eles os mais precisos são o método numérico de Rutter et al. (1975) e o analítico de Gash (1979). No entanto, esses dois métodos exigem conhecimento de uma série de variáveis como capacidade de armazenamento da vegetação na saturação, coeficiente de chuva livre, porção da chuva interceptada por galhos e ramos, e taxa de evaporação durante a ocorrência da chuva, que não são comumente disponíveis. Resultados de Lloyd et al. (1988), para a Floresta Amazônica, mostraram haver pouca diferença entre eles.

De modo mais simples, Nívar & Bryan (1994) mostraram que P_{ARM} e P_{INT} podem também ser estimados apenas com dados de P_{TOT} , por meio de regressões lineares simples. Essa abordagem foi utilizada por Leyton et al. (1967) e por Loshali & Singh (1992) para florestas temperadas, por Franken et al. (1992) para a Floresta Amazônica, e por Huber & Oyarzún (1992) para condições de bosque perenes do sul do Chile. A Figura 8.7 mostra as relações de P_{INT} e P_{TOT} obtida por Leyton et al. (1967), para uma floresta temperada, e de P_{ARM} e P_{TOT} obtida por Nívar & Bryan (1994),

para três espécies de clima semi-árido mexicano, observando-se a relação linear existente entre elas. Verifica-se que, para a estimativa da P_{INT} (Figura 8.7a), houve menor dispersão ($R^2 = 0,95$), enquanto que para a estimativa de P_{ARM} (Figura 8.7b) a dispersão foi maior ($R^2 = 0,70$), o que se deve à influência dos diversos fatores que condicionam o coeficiente de armazenamento de água pela vegetação (C). Pode-se dizer que o valor médio de C , para a vegetação em questão, foi de 0,262, ou seja, em média a vegetação reteve 26,2% da P_{TOT} . É importante notar que essa água não fará parte do balanço hídrico, retornando à atmosfera por evaporação, mas fazendo parte do ciclo hidrológico da região.

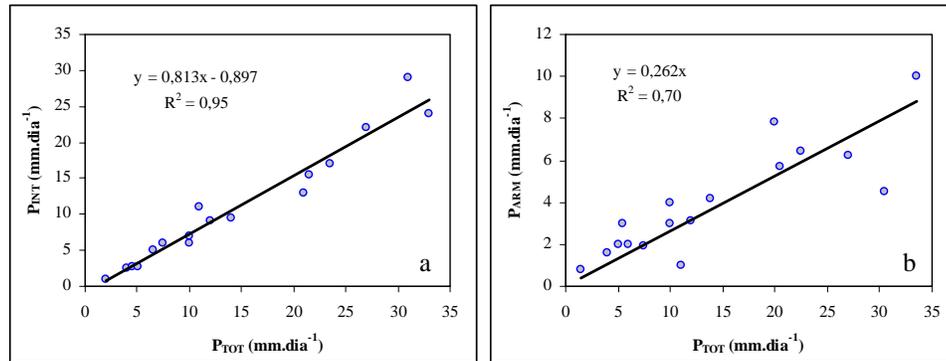


Figura 8.7. Relação entre P_{INT} e P_{TOT} (a) para floresta temperada (Leyton et al., 1967), e (b) entre P_{ARM} e P_{TOT} para condição de vegetação semi-árida do México (Návar & Bryan, 1994).

8.10. Exercícios Propostos

- Um pluviômetro com 250cm^2 de área de captação coleta 682cm^3 durante uma chuva de 1h e 20 min. Qual foi a altura pluviométrica (mm) e a intensidade média da chuva em mm / h?
- Você resolveu construir um pluviômetro. Para tanto utilizou um funil com 325cm^2 de área de captação. Analisando cartas climatológicas você verifica que a chuva máxima diária para sua região é de 150mm. Qual deve ser o volume mínimo do reservatório para se coletar esse volume de chuva, sem que haja transbordamento da água?
- Você está avaliando a eficiência de um novo aspersor para irrigação que tem capacidade de aplicar 15mm / h. Para isso você necessita verificar sua distribuição de água e será necessária a instalação de coletores (mini pluviômetros). Qual deve ser o volume desse coletor se sua área de captação é de 227cm^2 ? O tempo de avaliação será de 60 min.
- Com os dados de chuvas mensais em Piracicaba, SP, no período de 1965 a 1994 (30 anos), de Janeiro e Agosto (Quadro 8.3), calcule:
 - a) a probabilidade e o tempo de recorrência de chover mais do que 300mm em janeiro.
 - b) a probabilidade de não chover em Agosto
 - c) a probabilidade da chuva de Agosto ser maior ou igual a 50mm.
 - d) o valor médio normal de chuva para Janeiro e Agosto e a probabilidade de chover acima da média nesses meses.

Quadro 8.3. Chuva média mensal, em mm, em Janeiro e Agosto, em Piracicaba, SP, entre 1965 e 1994.

Ano	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
Jan	326	252	272	322	126	263	180	171	201	91	168	295	322	112	122
Ago	3	27	0	36	31	98	29	51	29	5	0	61	19	4	81

Ano	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
Jan	147	290	260	207	91	132	143	313	185	371	271	367	99	180	135
Ago	22	4	45	2	112	22	133	6	0	32	41	5	11	52	0

CAPÍTULO 9. VENTO

9.1. Introdução

Os ventos são deslocamentos de ar no sentido horizontal, originários de gradientes de pressão. A intensidade e a direção dos ventos são determinadas pela variação espacial e temporal do balanço de energia na superfície terrestre, que causa variações no campo de pressão atmosférica, gerando os ventos. O vento se desloca de áreas de maior pressão (áreas mais frias) para aquelas de menor pressão (áreas mais quentes), e quanto maior a diferença entre as pressões dessas áreas, maior será a velocidade de deslocamento.

A velocidade do vento é afetada, também, pela rugosidade da superfície criada pelos obstáculos (vegetação, construções, relevo montanhoso, etc.), e pela distância vertical acima da superfície em que ela é medida. Quanto mais próximo da superfície, maior o efeito do atrito com o terreno, desacelerando o movimento e diminuindo a velocidade de deslocamento do ar. Esse bloqueio imposto pela superfície faz com que *bolhas de ar* de maior velocidade se desloquem para baixo, gerando um impulso repentino no ar próximo ao chão. A esse aumento brusco na velocidade do vento denomina-se de *rajada*.

A direção dos ventos é resultante da composição das forças atuantes (gradiente de pressão, atrito, força de Coriolis), mas o relevo predominante na região também afeta a direção próximo à superfície (ver Capítulo 4).

9.2. Escala Espacial de Formação dos Ventos

Vento é um fenômeno atmosférico que ocorre simultaneamente nas três escalas características das condições do tempo: macro, meso e microescala.

• Macroescala

Nessa escala, em que está envolvida a movimentação de grandes massas de ar, os ventos são associados à circulação geral da atmosfera, sendo função dos gradientes de pressão entre grandes regiões. Apesar da variação temporal e espacial dos ventos, é possível verificar certa tendência em suas direções, conforme discutido no Capítulo 4:

- ❖ entre os Trópicos e o Equador ⇒ Alísios de NE (Hemisfério Norte) e Alísios de SE (Hemisfério Sul).
- ❖ entre os Trópicos e as regiões Sub-Polares ⇒ Ventos de Oeste
- ❖ regiões Polares ⇒ Ventos de Leste

• Mesoescala

Os ventos oriundos da circulação geral modificam-se acentuadamente na escala de tempo e de espaço devido ao aquecimento diferenciado, e conseqüente diferença de pressão entre áreas próximas. Contrastes nas interfaces entre continente e oceano, entre grandes lagos ou rios e as terras circundantes, originam ventos locais. Outro forte condicionante local é a configuração da bacia hidrográfica, que pelo sistema orográfico e a topografia, impõe uma circulação atmosférica local. Na mesoescala, há variação diária e sazonal na direção e na velocidade dos ventos, sendo que os principais tipos são:

- ❖ Brisa Terrestre (durante a noite) e Brisa Marítima (durante o dia)
- ❖ Brisa de Montanha ou Catabática (durante a noite) e Brisa de Vale ou Anabática (durante o dia)
- ❖ Ventos Foehn ou Chinook.

• Microescala

Nessa escala, o processo é semelhante ao da mesoescala, porém, com menor magnitude do fenômeno. Exemplos desse tipo de contraste são: áreas ensolaradas e sombreadas; objetos com diferentes coeficientes de absorção de radiação solar; áreas irrigadas e não irrigadas, áreas cultivadas circundadas por terrenos sem vegetação, etc.

9.3. Medida do vento

O regime de ventos é expresso por sua *velocidade e direção*. A velocidade é dada pela componente horizontal em m/s ou km/h, sendo que 1 m/s = 3,6 km/h. A direção dos ventos é definida pelo seu ponto de origem, com 8 direções fundamentais: N, NE, NO, S, SE, SO, E e O. Nos sensores digitais a direção é dada em graus, ou seja: os pontos cardeais são: N = 0° = 360°; NE = 45°; E = 90°; SE = 135°; S = 180°; SW = 225°; W = 270°; NW = 315°.

Os equipamentos medidores da velocidade do vento são os *anemômetros* (Figura 9.1). A velocidade é dada por um conjunto de três canecas (ou de hélices). O número de giros das canecas (ou hélices), sendo proporcional à

velocidade, é transformado em *deslocamento* (espaço percorrido) por um sistema tipo *odômetro*, nos equipamentos mecânicos. O espaço percorrido dividido pelo tempo fornece a *velocidade média*. Nos equipamentos digitais, cada rotação gera um pulso elétrico que é captado por um sistema eletrônico de aquisição de dados. Como cada pulso corresponde à distância de um giro, contando-se o número de pulsos num intervalo de tempo tem-se a distância supostamente percorrida pelo ar. Com a distância e o tempo de medida calcula-se a velocidade média.

A direção é dada por *biruta* ou *catavento*. Em sistemas convencionais, a direção é obtida por observação visual. Esse equipamento pode ser visto em pequenos aeroportos, onde ele é utilizado para permitir visualização por pilotos nos instantes de pouso ou decolagem. Em postos agrometeorológicos, também é comum o uso de cataventos, sendo as direções do vento anotadas apenas nos horários padronizados de observações. Esse procedimento permite apenas observações em períodos muito pequenos e esparsos durante o dia, não sendo adequado para se determinar bem o regime de ventos de uma região. Em sistemas automatizados, a direção também é indicada por sensores eletrônicos, sendo expressa diretamente em graus, e continuamente registrada.

Em postos agrometeorológicos convencionais de primeira classe, o equipamento mecânico utilizado é o *anemógrafo universal* que permite o registro contínuo da *velocidade acumulada*, *velocidade instantânea*, e *direção do vento*, gerando um *anemograma* (Figura 9.2).



Figura 9.1. Anemógrafo utilizado em estações meteorológicas automáticas.

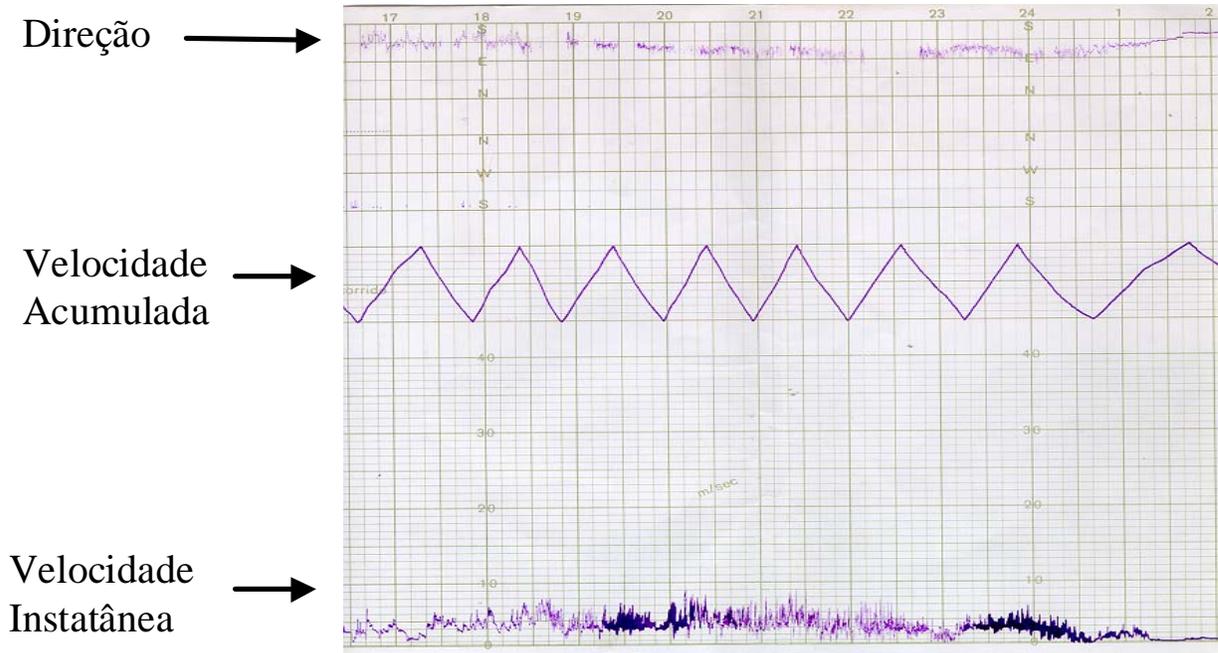


Figura 9.2. Anemograma.

9.4. Direção Predominante dos Ventos

Quando se dispõe de medidas contínuas de direção dos ventos (anemogramas) por um período relativamente longo (alguns anos), pode-se elaborar uma tabela contendo a direção, em cada hora do dia, e calcular a frequência relativa dos ventos em cada direção, determinando-se a predominância da circulação atmosférica no local. A visualização dos resultados fica mais evidente quando se usa um sistema gráfico. A representação gráfica mais comum é por um sistema de quatro eixos que se cruzam num mesmo ponto, com um ângulo de 45° entre dois eixos adjacentes, sendo denominada de *rosa dos ventos* (Figura 9.3). Em cada ponta dos eixos marca-se uma direção, sendo que o N vai na ponta superior do eixo vertical, e o S na ponta oposta. No eixo horizontal marca-se E à direita, e W à esquerda. Os eixos diagonais representam as direções intermediárias (NW, NE, SW, SE). A escala de frequência é marcada igualmente em todas as direções.

Marcando-se a frequência relativa em cada direção, e unindo-se sequencialmente os pontos marcados obtém-se um polígono característico para a região e período analisado. Se não houver direção predominante, o polígono se aproxima de um octógono regular, mas esta é uma condição apenas hipotética. A situação mais comum é aquela mostrada na Figura 9.3. Desse modo, fica mais evidente a condição de cada mês. É apresentada também a porcentagem de ocorrência de calmarias (C).

Na Figura 9.3 mostrou-se a situação no período diurno. Durante o dia, devido ao aquecimento irregular da superfície local e regional, em função do balanço de energia diferenciado das diferentes condições de terreno, a frequência relativa mostra predominância dos ventos nas micro e meso-escalas. Se, no entanto, for elaborada uma figura da situação noturna, quando os efeitos do aquecimento são minimizados, a rosa dos ventos poderá mostrar a predominância dos ventos da macro-escala (Figura 9.4). É importante notar que, nessas duas figuras, as escalas variam a cada mês, e a visualização dos resultados precisa levar isto em consideração.

9.5. Velocidade dos Ventos

Como visto no anemograma (Figura 9.2), a linha intermediária, com formato de dentes de um serrrote, representa a velocidade acumulada ou distância percorrida pelo vento durante o dia. Cada subida ou descida representa 10 km percorridos. Portanto, é possível saber o total percorrido (km/dia), e a *velocidade média* (km/h ou m/s) do dia. Pode-se calcular também a velocidade média de cada hora ou período desejado. Quanto mais rápida for a subida ou descida, maior será a velocidade média, ou seja, 10 km percorridos em menor tempo.

Em algumas aplicações agrometeorológicas (ex., evapotranspiração), é necessário diferenciar as velocidades médias dos períodos diurno e noturno. Essa informação é pouco relatada na literatura, mas no caso de Piracicaba, SP, a relação entre vento diurno (7 às 19 h) e noturno (19 às 7 h), em uma série de 5 anos, apresentou a seguinte variação média mensal:

JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	ANO
1,21	1,27	1,11	1,23	1,09	1,07	1,08	1,11	1,16	1,31	1,27	1,37	1,19

Mais uma vez fica evidenciado a influência do aquecimento diurno sobre os ventos. Observa-se que: a) nos meses mais quentes (Outubro a Fevereiro), os ventos diurnos suplantaram os noturnos entre 21% e 37%; nos meses mais frios, os ventos diurnos ainda são de 7 a 16% mais intensos que os noturnos. Note-se que, foi considerado sempre o mesmo número de horas para o cálculo nos dois períodos, ou seja, adotou-se como período diurno aquele entre as 7 e as 19 h, e como noturno o período complementar. Portanto, as relações acima não são devidas à variação nos fotoperíodos. Em regiões com fotoperíodos mais diferenciados esse critério pode não ser adequado, e talvez seja mais conveniente adotar períodos distintos ao longo do ano.

A linha inferior do anemograma (Figura 9.2), mostra a *velocidade instantânea* com os picos representando *rajadas*, expressas em m/s. Na região de Piracicaba, SP, rajadas intensas estão associadas a passagem de nuvens tipo cumulonimbus, de grande desenvolvimento vertical e chuvas intensas e rápidas, normalmente chuvas de verão.

9.6. Escala de Velocidade dos Ventos

A *força do vento* pode ser categorizada de acordo com a interação com objetos naturais, gerando uma escala de percepção que se tem da movimentação atmosférica. É uma categorização empírica associando-se a velocidade registrada com eventos característicos. A escala apresentada na Tabela 9.1 é uma adaptação daquela proposta por Beaufort.

Tabela 9.1. Escala adaptada de Beaufort para a velocidade do vento.

Escala	Categoria	Velocidade (km/h)
0	Calmo; fumaça vertical	< 2
1	Quase calmo; fumaça desviada	2 a 5
2	Brisa amena; agitação das folhas	6 a 10
3	Vento leve; agitação de bandeiras	11 a 20
4	Vento moderado; poeira no ar	21 a 30
5	Vento forte; ondas em lagos e rios largos	31 a 40
6	Vento muito forte;	41 a 50
7	Vento fortíssimo; fios assobiam	51 a 60
8	Ventania; impossível caminhar	61 a 75
9	Vendaval; danos em edificações	76 a 100
10	Tornado, furacão; danos generalizados	> 100

9.7. Exercícios Propostos

1. Utilizando o anemograma da Figura 9.2 determine para o período apresentado:
a) direção predominante do vento; b) a velocidade acumulada (km/h); c) a rajada máxima do vento (m/s)
2. Considerando-se os ventos predominantes originados da circulação geral da atmosfera, na latitude de 20°S e 20°N, qual seria a direção da implantação de um quebra-vento nessas latitudes, para se minimizar a ação prejudicial dos ventos de forte intensidade? Faça um esquema para demonstração.
3. Uma cultura de milho foi afetada por um forte vendaval que provocou o acamamento das plantas, inviabilizando a colheita mecânica. A cultura estava segurada, porém o Banco Weinhanóis só pagará o seguro se a rajada de vento tiver sido superior a 80 km/h. No laudo fornecido a velocidade foi de 28,5m/s. Será que o prejuízo será coberto pela seguradora?

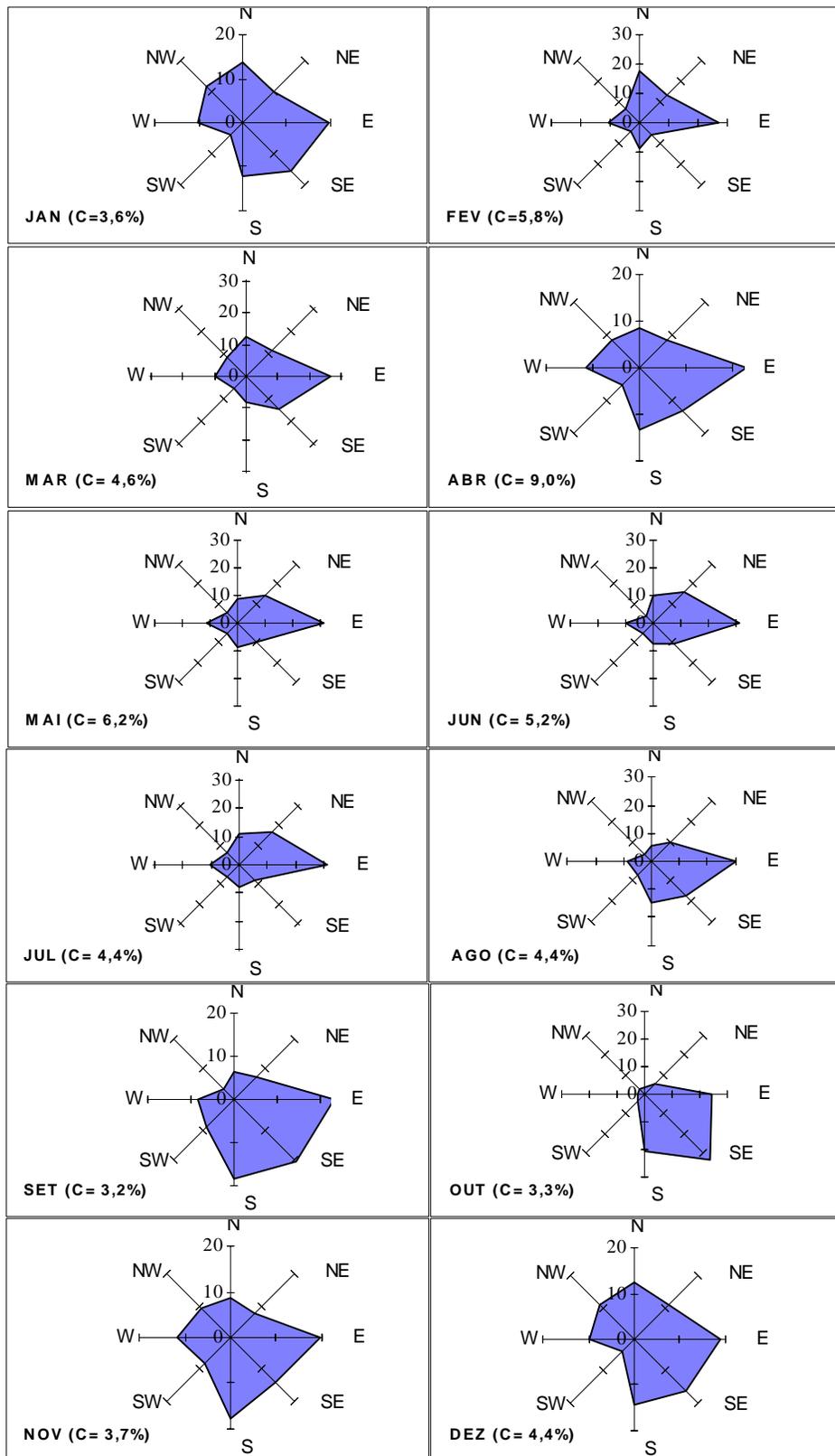


Figura 9.3. Freqüência relativa da direção mensal dos ventos, no período diurno, em Piracicaba, SP.
 Fonte: Wiendl & Angelocci (1995)

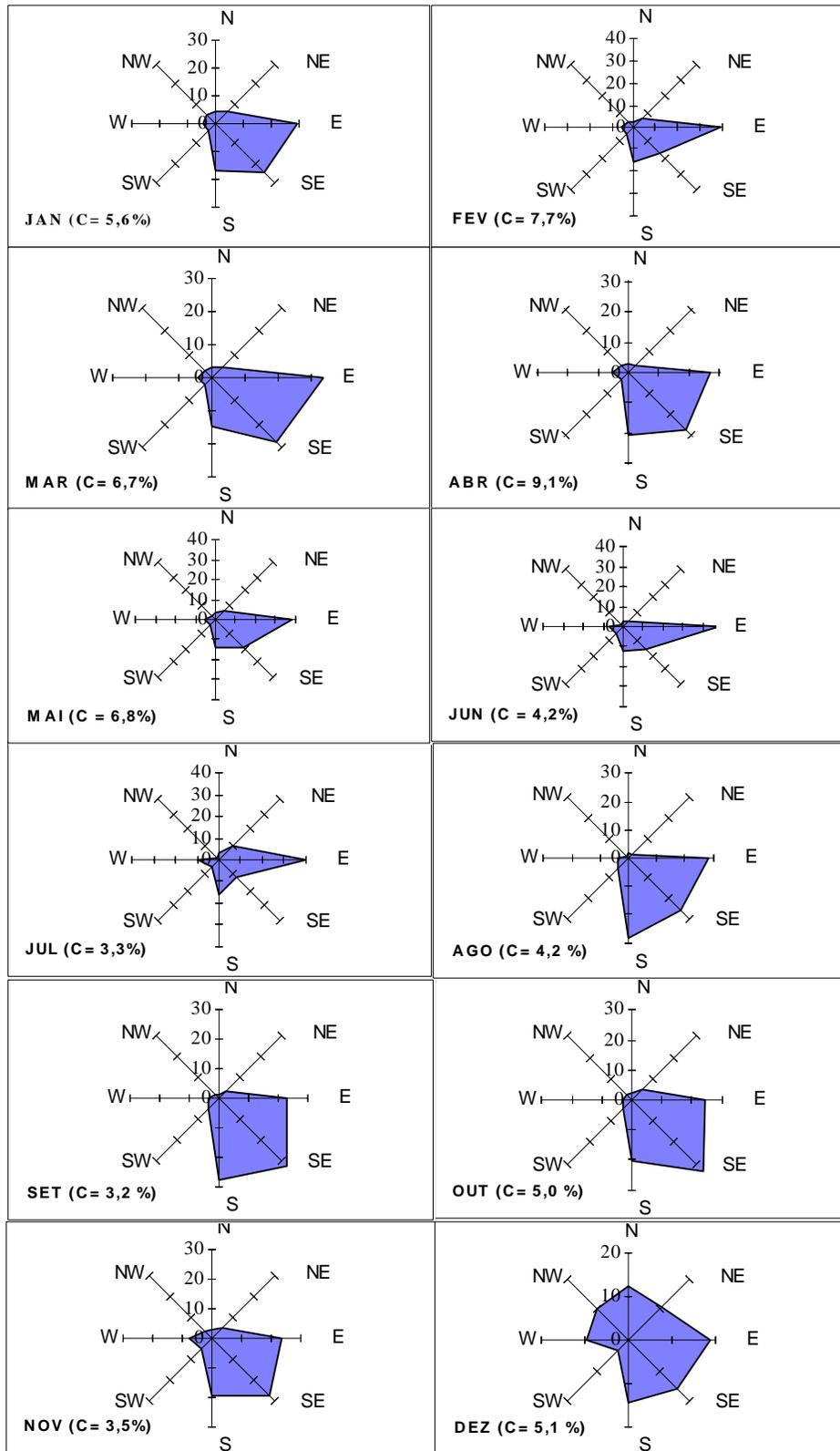


Figura 9.4. Freqüência relativa da direção mensal dos ventos, no período noturno, em Piracicaba, SP.
 Fonte: Wiendl & Angelocci (1995)

CAPÍTULO 10. BALANÇO DE ENERGIA

10.1. Introdução

O espectro de distribuição da radiação solar que chega na superfície terrestre é constituído predominantemente de *ondas curtas* (comprimentos menores que 3.000 nm) e a distribuição espacial e estacional dessa radiação é a grande causa dos fenômenos meteorológicos. A radiação solar atua diretamente sobre o desenvolvimento e o crescimento das plantas, e indiretamente pelos efeitos no regime térmico de qualquer sistema terrestre, assim como sobre a evaporação de água pelas superfícies naturais.

A radiação de onda curta, ao interagir com a atmosfera e a superfície, sofre processos de atenuação (absorção, difusão e reflexão), sendo que uma parte do que chega no limite externo da atmosfera (Q_0) atinge a superfície, onde outra parte sofre também reflexão. Isto estabelece um *balanço de radiação de ondas curtas* (ganhos e perdas). A Figura 10.1 mostra um esquema desse balanço para o sistema atmosfera - superfície terrestre, com valores percentuais *médios* anuais e globais. A soma da radiação direta (23%) mais a difusa (29%) compõe a radiação global que chega à superfície (Q_g), representando, em média, 52% da radiação solar no topo da atmosfera (Q_0). Uma fração é refletida pela superfície (em média 4%), determinando que o balanço de ondas curtas (na atmosfera + superfície) represente, em média, 48 % do valor de Q_0 . Portanto, o *albedo* (coeficiente de reflexão) terrestre é cerca de 31%.

Entretanto, para uma superfície terrestre qualquer, seja uma cobertura vegetada, uma superfície líquida, uma construção, um animal, etc., a energia disponível para os processos biológicos e/ou físicos que neles ocorrem depende não somente desse balanço de ondas curtas, visto que todos os corpos terrestres são também emissores de energia radiante, mas com um espectro (distribuição) de comprimento de *ondas longas* (comprimentos de onda acima de 3.000 nm). A caracterização do espectro quanto a ser predominantemente de ondas curtas ou de ondas longas é dada pelo comprimento de onda de maior emissão (λ_{max}), tendo uma relação com a temperatura de emissão desse corpo, dada pela *lei de Wien* (ver Capítulo 5 – item 5.3, onde se exemplifica porque a radiação solar é de ondas curtas e a terrestre de ondas longas). A quantidade de energia, expressa por unidade de área e de tempo, está também relacionada à temperatura de emissão do corpo, pela lei de Stefan-Boltzmann (ver Capítulo 5 - Leis da radiação)

Para cada instante haverá um balanço de radiação que é característico da superfície (solo coberto por vegetação ou por qualquer material, solo nú, superfície líquida, animal, etc.). Esse balanço de radiação R_n (chamado também de *saldo de radiação* ou *radiação líquida*) é composto do balanço de onda curtas (BOC) e do balanço de ondas longas (BOL), podendo ser representado por:

$$R_n = BOC + BOL. \tag{10.1}$$

10.2. Balanço de Radiação

Os princípios envolvidos na determinação do balanço de energia radiante são mostrados na Figura 10.2, exemplificando-se um caso de superfície natural plana e horizontal. Os princípios podem ser aplicados para qualquer tipo de superfície.

À esquerda da Figura 10.2, tem-se a representação do BOC; note-se que essa parte nada mais é do que uma simplificação da Figura 10.1, mostrando no final que a superfície recebe uma irradiância solar global Q_g (radiação direta + difusa) e reflete rQ_g , sendo r o coeficiente de reflexão da superfície (para superfícies naturais r é conhecido também como *albedo*), sendo seus valores médios, para alguns tipos de superfície, dados na Tabela 10.1.

À direita, representa-se o BOL, composto por:

- $Q_a \Rightarrow$ fluxo de energia radiante emitida pela atmosfera em direção à superfície, também denominada de *contra-radiação*

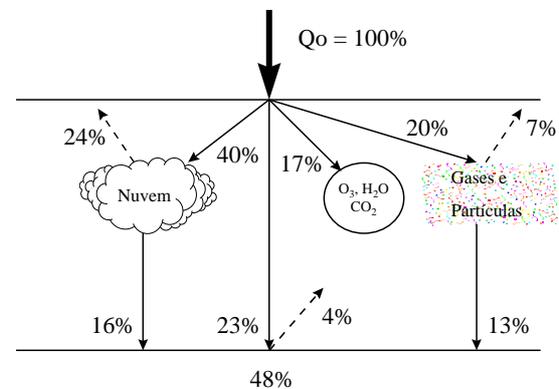


Figura 10.1. Representação esquemática do balanço médio de radiação de ondas curtas, na superfície terrestre.

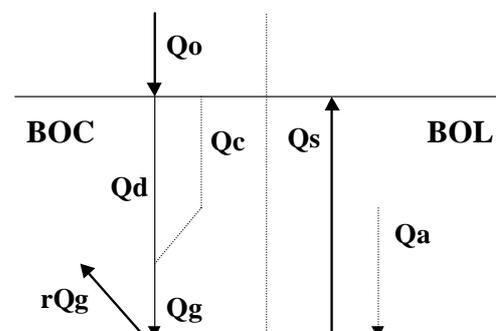


Figura 10.2. Balanço global de radiação na superfície terrestre (superfície plana e horizontal).

atmosférica, que depende da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água nela presente (pois o vapor absorve ondas longas) e da cobertura de nuvens;

- $Q_s \Rightarrow$ fluxo de energia radiante emitida pela superfície em direção à atmosfera, denominada de *emitância radiante* da superfície, que depende da sua temperatura e da sua *emissividade* ou *poder emissor da superfície* (ϵ).

Adotando-se como positivo o sentido dos fluxos que entram no sistema, e negativo o dos que saem, verifica-se que:

$$BOC = Q_g - r Q_g = Q_g (1 - r) \tag{10.2}$$

$$BOL = Q_a - Q_s \tag{10.3}$$

$$R_n = BOC + BOL = Q_g (1 - r) + Q_a - Q_s \tag{10.4}$$

Tabela 10.1. Coeficientes de reflexão (r) para algumas superfícies. Adaptado de Rosenberg et al. (1983) e de Vianello & Alves (1991).

Superfície	Coef. de Reflexão (r, %)	Superfície	Coef. de Reflexão (r, %)
Água	5	Trigo	24
Areia seca	35 a 45	Feijão	24
Areia úmida	20 a 30	Tomate	23
Solo claro seco	25 a 45	Abacaxi	15
Solo cinza	10 a 20	Sorgo	20
Solo escuro	5 a 15	Videira	18
Gramado	20 a 30	Floresta	10 a 15
Algodão	20 a 22	Nuvens	50 a 90
Alface	22	Animal de pelo preto	10
Milho	16 a 23	Animal de pelo vermelho	18
Arroz	12	Animal de pelo amarelo	40
Batata	20	Animal de pelo branco	50

Em função dos valores de cada um desses fluxos, R_n poderá ter valor positivo ou negativo. Durante o período diurno, o BOC é *positivo*, sendo *nulo* à noite. O sinal do BOL depende dos valores de Q_a e Q_s . Normalmente, o valor diário do BOL em uma superfície natural é *negativo*. Isso faz com que nas superfícies naturais, o valor diurno do BOC (maior do que o do BOL) torne R_n positivo nesse período do dia (a superfície tem ganho líquido de energia) enquanto que à noite, sendo $BOC = 0$ e o BOL negativo, tem-se R_n negativo (a superfície tem perda de energia). Esse é um modo da superfície eliminar parte da energia solar absorvida e que se transformou em calor sensível.

10.3. Medida e Estimativa do Balanço de Radiação

O balanço de radiação de uma superfície (R_n) pode ser medido por um *saldo-radiômetro* (Figura 10.3), constituído de duas placas sensoras com pares termoeletrônicos, uma voltada para cima e outra para baixo, captando as energias de ondas curtas e de ondas longas direcionadas para dentro e para fora do sistema, sendo que o aquecimento diferencial das placas gera uma força eletromotriz (f.e.m.) nos termopares, que é registrada e transformada em energia por um coeficiente de calibração, proporcional ao saldo de radiação. Sobre cada placa sensora há uma cúpula de polietileno, para protegê-las das intempéries.



Figura 10.3. Saldo Radiômetro.

Na falta de um saldo-radiômetro, pode-se estimar R_n , medindo-se ou estimando Q_g (ver Capítulo 5) e usando-se o valor adequado de r para a superfície de trabalho, aplicando-se esses valores na expressão $BOC = Q_g (1 - r)$. O balanço de ondas longas diário pode ser estimado a partir de medidas meteorológicas feitas em uma estação, por equações empíricas, como a de Brunt adaptada por Doorenbos & Pruitt (1975), isto é,

- Para clima úmido:

$$BOL = - [4,903 \cdot 10^{-9} T_{AR}^4 (0,56 - 0,25 \sqrt{e_a}) (0,1 + 0,9 n / N)] \tag{10.5}$$
 (MJ m⁻² d⁻¹)
- Para clima seco:

$$BOL = - [4,903 \cdot 10^{-9} T_{AR}^4 (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) (0,1 + 0,9 n / N)] \quad (MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}) \quad (10.6)$$

sendo T_{AR} a temperatura média diária do ar (K), e_a a pressão parcial de vapor d'água da atmosfera (kPa), n a insolação (número de horas de brilho solar) e N o fotoperíodo (horas, ver Capítulo 5 - Tabela 5.1). O critério para discriminar clima seco de úmido não foi estabelecido por Doorenbos & Pruitt (1975), e talvez essas equações sejam igualmente aplicáveis numa mesma região tanto para meses (dias) úmidos como para meses (dias) secos.

Para fins práticos, a R_n de um gramado também pode ser estimada em função da radiação solar global (Q_g), visto que há estreita relação entre elas. Para Piracicaba, SP, essa relação é apresentada na Figura 10.4, em que observa-se que

$$R_n = 0,574 Q_g = 0,574 Q_o (a + b n / N) \quad (10.7)$$

Analogamente, Ometto (1981, p65) sugere uma relação empírica semelhante à equação de Angström-Prescott (eq. 5.36), para estimativa de R_n em locais onde se dispõe somente de medidas de horas de brilho solar (n), ou seja:

$$R_n = Q_o (a_n + b_n n / N). \quad (10.8)$$

Para Piracicaba, SP, Ometto sugere que seja usado $a_n = 0,17$ e $b_n = 0,22$ durante o período compreendido entre Outubro e Março; e $a_n = 0,15$ e $b_n = 0,12$ entre Abril e Setembro.

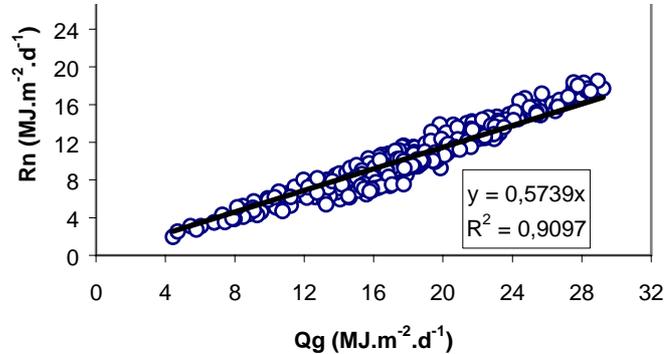


Figura 10.4. Relação entre a radiação líquida (R_n) medida sobre grama e a radiação solar global (Q_g) medida, em Piracicaba, SP. Fonte: Pereira et al. (1998).

❖ Exemplo de Estimativa da Radiação Líquida sobre Gramado

Local: Ribeirão Preto (SP) Latitude = 21,18° S Data: 15/01/96 r (do gramado) = 0,25 (Tabela 10.1)
Tmed: 28,1°C = 301,1 K UR = 45% n = 9,3 horas N = 13,2 horas (Tabela A1)

$$a = 0,29 \cos (21,18^\circ) = 0,27 \quad b = 0,52 \quad Q_o = 41,74 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ (Tabela A2)}$$

$$Q_g = Q_o (a + b n/N) = 41,74 * (0,27 + 0,52 * 9,3/13,2) = 26,56 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$BOC = Q_g (1 - r) = 26,56 * (1 - 0,25) = 19,92 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$e_s = 0,6108 * 10^{[(7,5 * 28,1) / (237,3 + 28,1)]} = 3,80 \text{ kPa} \quad e_a = e_s \text{ UR}\% = 3,80 * 0,45 = 1,71 \text{ kPa}$$

$$BOL = - [4,903 \cdot 10^{-9} T_{AR}^4 (0,56 - 0,25 \sqrt{e_a}) (0,1 + 0,9 n / N)]$$

$$BOL = - [4,903 \cdot 10^{-9} * 301,1^4 (0,56 - 0,25 \sqrt{1,71}) (0,1 + 0,9 * 9,3 / 13,2)] = - 6,90 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$R_n = BOC - BOL = 19,92 - 6,90 = 13,02 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

Pela eq.(10.7): $R_n = 0,574 Q_g = 0,574 * 26,56 = 15,25 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

Pela fórmula de Ometto (eq 10.8): $R_n = Q_o (0,17 + 0,22 n / N)$
 $R_n = 41,74 (0,17 + 0,22 * 9,3 / 13,2) = 13,57 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

10.4. Balanço de Radiação em Ambiente Protegido

O conhecimento dos princípios do balanço de radiação ajuda a entender fenômenos como *efeito estufa*, formação de *geadas de radiação* (ver Capítulo 19), e ajuda também a utilizá-los na busca de alternativas que minimizem seus efeitos desfavoráveis. Um exemplo, na prática agrícola, é a alteração do balanço de radiação para proteção contra geadas. Outro, é o uso de coberturas plásticas, ou de outro tipo, sobre o solo para modificar sua temperatura quanto à diferentes aspectos, como a solarização (método físico para desinfestação do solo próximo à superfície), promover temperaturas adequadas ao sistema radicular ou à própria parte aérea.

Um exemplo do uso desses princípios é o de cultivos protegidos, realizados sob coberturas, especialmente plásticas. Nesse caso, o balanço natural de radiação sofre alterações, pois o plástico absorve e reflete parte da radiação incidente, sendo o restante transmitido para dentro do ambiente. Dentro do ambiente, há novamente absorção e reflexão pela superfície protegida, e assim sucessivamente até que os processos de reflexão e absorção pela cobertura e pela superfície do terreno tornem-se desprezíveis (Figura 10.5).

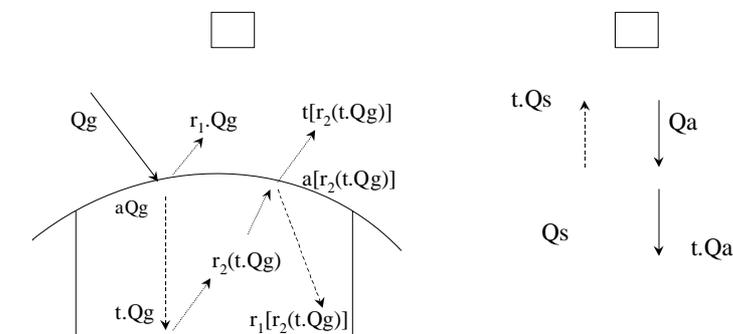


Figura 10.5. Balanço de radiação de ondas curtas (a) e longas (b) dentro de estufas plásticas.

Definindo-se, para a cobertura, r_1 como coeficiente de reflexão, e t como coeficiente de transmissão; e r_2 como coeficiente de reflexão das plantas, o balanço de ondas curtas dentro do ambiente protegido (Figura 10.5) terá a seguinte descrição:

- 1) a entrada principal de ondas curtas é aquela transmitida pela cobertura, isto é, $t \cdot Q_g$;
- 2) a energia incidente sobre as plantas sofre uma primeira reflexão, que resulta em $r_2 \cdot t \cdot Q_g$, representando uma saída de ondas curtas da vegetação;
- 3) essa energia refletida internamente atinge a face interna da cobertura sofrendo uma segunda reflexão, isto é, $r_1 \cdot r_2 \cdot t \cdot Q_g$, e que representa uma entrada secundária de ondas curtas para as plantas;
- 4) novamente, essa energia incidente sobre as plantas sofre mais uma reflexão, que é representada por $r_2 \cdot r_1 \cdot r_2 \cdot t \cdot Q_g$, indicando nova saída de ondas curtas das plantas.

Esse é um processo de múltiplas reflexões, em que a quantidade de energia refletida vai diminuindo rapidamente. Considerando-se apenas os termos descritos nos itens 1 a 4 acima, tem-se o seguinte balanço de ondas curtas (BOC):

$$BOC = t \cdot Q_g - r_2 \cdot t \cdot Q_g + r_1 \cdot r_2 \cdot t \cdot Q_g - r_1 \cdot r_2^2 \cdot t \cdot Q_g \quad (10.9)$$

$$BOC = t \cdot Q_g (1 - r_2 + r_1 \cdot r_2 - r_1 \cdot r_2^2). \quad (10.10)$$

Para a maioria das plantas r_2 varia entre 0,2 e 0,3. Os valores de t e r_1 dependem do tipo de cobertura. Quando o objetivo é captar energia solar (épocas frias), utiliza-se uma cobertura plástica com t de valor grande e r_1 de valor pequeno, e nessas condições os termos $r_1 \cdot r_2$ e $r_1 \cdot r_2^2$ são desprezíveis quantitativamente. Por exemplo, se $r_1 = 0,15$ e $r_2 = 0,25$ esses dois termos representam menos de 3% de erro se desprezados nos cálculos.

Quando o objetivo é proteger as plantas do excesso de radiação solar, como é o caso em viveiros de preparo de mudas, a cobertura deve ter baixa transmissividade (t pequeno) e alto poder refletor (r_1 grande). Por exemplo, se $t = 0,40$ e $r_1 = 0,55$, então $r_1 \cdot r_2 - r_1 \cdot r_2^2 = 0,06$ ou 6% do total.

Logo, para fins práticos, o balanço de ondas curtas pode ser reduzido a

$$BOC = t \cdot Q_g (1 - r_2), \quad (10.11)$$

com erro inferior a 10%.

No caso do balanço de ondas longas (BOL) é preciso levar em consideração o fato de *um corpo emissor de ondas longas ser também um ótimo absorvedor de ondas longas (Lei de Kirchhoff das radiações)*. Isso significa que os corpos terrestres, sendo emissores de radiação de ondas longas são excelentes absorvedores dessa radiação. Portanto, o balanço de ondas longas dentro de um ambiente protegido artificialmente depende fundamentalmente da diferença de temperatura das plantas (T_p) e da cobertura (T_c). No caso de cobertura plástica, um fator que afeta significativamente o balanço de ondas longas é a espessura do plástico. Resultados experimentais de Pezzopane et al. (1995), obtidos com coberturas plásticas de polietileno de baixa densidade (PEBD) com espessura de 0,1 mm, indicam que o BOL interno representa uma fração do BOL externo, ou seja, as perdas radiativas internas são menos acentuadas que as externas. No caso em questão, essa fração foi igual a 0,5 para noite com céu sem nuvem, e 0,6 para noite nublada. No período diurno, resultados da Tabela 10.2 indicam que, no caso do PEBD, o saldo de

radiação interno (R_n) correspondeu a 77% do R_n externo. Essas diferenças devem estar ligadas à umidade no ambiente interno. Se houver condensação de vapor d'água sobre o plástico, então o efeito atenuante sobre as perdas será ainda maior. Alguns autores (Farias et al., 1993) indicam que esse tipo de plástico transmite até 80% das ondas longas.

Portanto, o BOL interno é uma fração f do BOL externo, ou seja,

$$BOL_{int} = f BOL_{ext} \quad (10.12)$$

mas ainda não se tem uma formulação prática para a estimativa de f .

O balanço global de radiação, ou seja, a radiação líquida dentro do ambiente protegido será:

$$R_n = t Q_g (1 - r_2) + f BOL_{ext} \quad (10.13)$$

Na Tabela 10.2 são apresentados os valores médios de atenuação (*absorção + reflexão*) provocada por diferentes tipos de cobertura utilizados em estufas e viveiros (Sentelhas et al., 1997). Verifica-se que o material que menos atenua a radiação solar e a luminosidade é o polietileno de baixa densidade (PEBD), plástico comumente utilizado em estufas comerciais, com média geral de 20%, seguido pela tela branca com 24%, do PVC com 33%, da tela verde e da manta com 40%, e da tela preta com mais de 50%.

Tabela 10.2. Atenuações médias, em %, da radiação global (Q_g), radiação fotossinteticamente ativa (RFA), da radiação líquida (R_n) e da iluminância (IL), provocadas por diferentes tipos de cobertura, em mini-estufas, em Piracicaba, SP. (Fonte: Sentelhas et al., 1997).

Cobertura	Q_g	RFA	R_n	IL	Média Geral
Manta	37,4	39,6	41,5	41,3	40,0
PEBD	20,3	13,3	22,6	23,4	19,9
PVC	35,0	29,9	39,6	26,7	32,8
Tela Branca (50%)	26,6	18,6	24,6	25,1	23,7
Tela Verde (50%)	41,2	38,8	43,5	36,1	39,9
Tela Preta (50%)	55,4	48,8	49,7	52,3	51,6

Um aspecto importante a ser considerado no caso de coberturas plásticas é o efeito difusor sobre a radiação solar transmitida. A radiação difusa, por não ter direção predominante, penetra melhor entre as plantas aumentando sua captação. De fato, resultados obtidos por Assis & Escobedo (1997) numa cultura de alface, variedade Elisa, cultivada dentro de estufa de polietileno, tipo túnel, mostrou significativa redução no albedo quando comparado com o cultivo externo, no verão. O aumento na radiação difusa interna compensa em parte a atenuação imposta pelo plástico (Farias et al., 1993).

❖ Exemplo de Estimativa da Radiação Líquida em Ambiente Protegido

Aplicando-se os conceitos ao Exemplo 10.3, calcular o saldo de radiação para uma cultura de alface ($r_2 = 0,22$ - Tabela 10.1), numa estufa de PEBD ($t = 0,8$ e $f = 0,8$) quando se tinha $BOL_{ext} = -6,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para um gramado com $r = 0,23$.

$$Q_g = 26,56 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ (do Exemplo 10.3)}$$

$$R_n = t Q_g (1 - r_2) + f BOL_{ext} = 0,8 * 26,56 * (1 - 0,22) + 0,8 * (-6,8) = 11,13 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} .$$

Verifica-se que o saldo de radiação interno é menor que aquele nas condições externas ($13,55 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), cerca de 18%.

10.5. Fundamentos do Balanço de Energia em Sistemas Vegetados

A essência do conceito de Balanço de Energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele. Nos sistemas vegetados, essa energia captada pode ser utilizada no aquecimento do ar e das plantas (H , *calor sensível*), no aquecimento do solo (G), na evapotranspiração (LE , *calor latente*), e nos processos de sínteses biológicas (F).

A quantidade de energia que chega à superfície é determinada pela radiação solar incidente e pela radiação atmosférica, porém, a energia armazenada no sistema será determinada pelo tipo de cobertura, variando com o coeficiente de refletividade, que é função da coloração e da rugosidade.

Para que se possa estudar um sistema sob qualquer ponto de vista, é necessário caracterizá-lo bem. No caso em questão, o sistema a ser estudado é um volume de controle localizado numa área de altura z , comprimento x e largura y , contendo no seu interior ar atmosférico e uma população de plantas. A parte externa que interage com esse sistema é denominada de *meio*. Nestas condições, as principais trocas de energia entre o sistema e o meio, e os armazenamentos decorrentes são caracterizados na Figura 10.6:

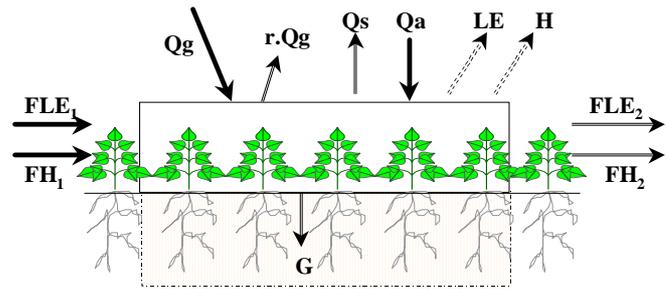


Figura 10.6. Esquema do balanço de energia de um sistema vegetado, no período de um dia.

em que: Q_g é a irradiância solar global; $r.Q_g$ a irradiância solar refletida; Q_s a emissão de radiação pela superfície; Q_a a emissão de radiação pela atmosfera; H o fluxo convectivo calor sensível; LE o fluxo convectivo de calor latente; G o fluxo por condução de calor no solo; FH o fluxo advectivo de calor sensível; FLE o fluxo advectivo de calor latente; ΔH o armazenamento de calor sensível; ΔLE o armazenamento de calor latente; e ΔF a energia fixada em sínteses biológicas (Fotossíntese). Fluxos advectivos referem-se às trocas laterais (no sentido horizontal predominante dos ventos).

Adotando-se valores *positivos* para a energia que entra e *negativos* para a energia que sai do sistema, a equação do balanço de energia pode ser escrita da seguinte forma:

$$Q_g - r.Q_g - Q_s + Q_a - H - LE + (FLE_1 - FLE_2) + (FH_1 - FH_2) - G + \Delta H + \Delta LE + \Delta F = 0. \quad (10.14)$$

Nas situações em que se pode considerar desprezível a variação de fluxos advectivos e de armazenamento de calor, isto é, área com extensa bordadura, e sabendo-se que a fração percentual de R_n usada na fotossíntese (ΔF) é menor que 3%, tem-se que:

- $FLE_1 - FLE_2 \approx 0$
- $FH_1 - FH_2 \approx 0$
- ΔH e $\Delta LE \approx 0$
- $\Delta F \leq$ a 3% da $R_n \approx 0$.

Sendo $Q_g - r.Q_g - Q_s + Q_a = R_n$, a equação básica do Balanço de Energia se reduzirá a:

$$R_n - H - LE - G \approx 0 \quad (10.15)$$

$$R_n \approx H + LE + G \quad (10.16)$$

ou seja, a energia disponível ao sistema é distribuída entre os processos de aquecimento do ar e das plantas (H), de aquecimento do solo (G) e de evapotranspiração (LE).

Na evapotranspiração, parte da energia radiante é transformada em calor latente de vaporização.

EVAPORAÇÃO DE 1kg DE ÁGUA A 20°C REQUER 2,45 MJ

Portanto, toda vez que a superfície estiver bem umedecida, a maior parte da energia disponível será utilizada na evapotranspiração, o que representa aproximadamente 70% a 80% da R_n . O restante da energia disponível será utilizada no aquecimento das plantas, do ar e do solo. Para condições de boa disponibilidade de água no solo, resultados experimentais mostram que a relação LE/R_n se mantém nos níveis indicados acima, desde que não haja advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes. A seguir são apresentados alguns resultados para condições brasileiras:

VEGETAÇÃO	LE/Rn (%)	H/Rn (%)	G/Rn (%)	FONTE
Milho	80	14	6	Cunha et al. (1996)
Alfafa	86	9	5	Cunha & Bergamaschi (1994)
Videira Italia	82	13	5	Teixeira et al. (1997)

Para condições onde há advecção de calor sensível, a relação LE/R_n passa de 100%. Essa situação foi observada em cultura de melão por Alves et al. (1998), em que LE/R_n chegou a 182%.

Se a superfície não estiver bem suprida de água, a fração de R_n destinada a LE diminui, aumentando a fração para $H + G$.

Assim, se uma superfície estiver com deficiência hídrica, então a evapotranspiração será restringida e a maior parte da energia disponível será utilizada no aquecimento do ar, das plantas e do solo, resultando em elevação brusca da temperatura. Por exemplo, em floresta tropical, na Tailândia, resultados de Pinker et al. (1980) indicam que em média:

- a) Mês úmido (chuva = 122mm): $R_n = 11,92 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 $LE = 8,21 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} = 3,3 \text{ mm/dia}$ (Obs: $1 \text{ mm/dia} = 2,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
 $H = 3,72 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
- b) Mês seco (Chuva = 11mm) : $R_n = 11,40 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
 $LE = 1,47 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} = 0,6 \text{ mm/dia}$
 $H = 9,94 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

verifica-se que a R_n não variou ao longo do ano, porém, a variação na chuva foi significativa, o que acabou por alterar significativamente o balanço de energia. No mês mais úmido $LE/R_n = 0,69$ e $H/R_n = 0,31$, isto é, 69% da energia disponível foi utilizada na conversão de calor latente, e 31% convertida em aquecimento (calor sensível). No mês mais seco, a situação inverteu-se com $LE/R_n = 0,13$ e $H/R_n = 0,87$, ou seja, somente 13% de R_n foi utilizado no processo evapotranspirativo, enquanto que 87% de R_n foi convertido em calor sensível (aumento de temperatura).

10.6. Exercícios Propostos

- Calcule a radiação líquida sobre um gramado no dia 15/06/97, com dados observados na Estação Meteorológica Convencional:
 Local: Piracicaba, SP (Lat: 22° 42'S, Long: 47° 38'W e Alt: 546m), $a = 0,28$ e $b = 0,51$
 a) $T_{med} = 18,1^\circ\text{C}$ b) $n = 9,5\text{h}$ e $N = 10,8\text{h}$ c) $r \text{ grama} = 0,25$ d) $UR = 55\%$
- Com os resultados do exercício anterior, determine a partição desta energia sabendo-se que o solo se encontra em capacidade de campo e que o fluxo de calor no solo representa 5% da radiação líquida. Converta o fluxo de calor latente para mm (para evaporar 1mm de água são necessários $2,45 \text{ MJ m}^{-2}$).

CAPÍTULO 11. REGIME RADIATIVO DE UMA VEGETAÇÃO

11.1. Introdução

Observando-se um *arco-íris*, nota-se que a luz solar (branca ou incolor) é composta por raios de diversas cores, e cada cor está associada a um *comprimento de onda* (λ). Esse fenômeno foi descrito detalhadamente por Isaac Newton, no século XVII, quando fez um feixe de luz solar atravessar um prisma cristalino, demonstrando essa natureza policromática. Logo, a radiação solar apresenta um espectro contínuo de comprimentos de onda. Mas, como visto no Capítulo 3, do ponto de vista agrônomo, esse espectro pode ser condensado em três faixas principais, que englobam as *radiações ultravioleta* (UV), com $\lambda < 400$ nm, e de alto poder biocida; as *radiações visíveis*, com $400 \text{ nm} < \lambda < 700$ nm, e também denominadas de *fotosinteticamente ativas* (RFA) pelo seu poder fotossintetizante; e, as *radiações infravermelho próximo* (IVP), com $700 \text{ nm} < \lambda < 3000$ nm, e utilizadas nos processos morfogênicos das plantas. Na literatura é comum referir-se à RFA como PAR, que é abreviação da expressão inglesa *Photosynthetically Active Radiation*.

Tomando-se essas três bandas, a radiação solar tem a seguinte composição relativa (frações) antes de interagir com a atmosfera: UV = 9%; RFA = 40%; IVP = 51%. Após atravessar a atmosfera, a composição da radiação solar muda consideravelmente. A fração UV é quase totalmente absorvida pelo oxigênio / ozônio. A fração IVP também sofre absorção significativa pelos constituintes atmosféricos, principalmente por vapor d'água e dióxido de carbono. A fração RFA é a que menos sofre absorção pela atmosfera. Portanto, é de se esperar que a composição da luz solar que incide sobre a vegetação varie tanto ao longo do dia como de um dia para outro. E de fato, a Figura 11.1, adaptada de Assunção (1994), mostra que, mesmo num dia praticamente sem nuvens, a fração RFA variou continuamente; logo, a fração IVP também variou. A fração RFA foi menor ao redor do meio-dia, quando o efeito atmosférico foi menor, e foi maior nas horas próximas ao nascer e pôr do Sol. Esse ritmo de variação é imposto pela variação no *ângulo zenital* do Sol, com conseqüente aumento na espessura da camada da atmosfera a ser atravessada. Naquele dia, em Piracicaba - SP, a variação esteve entre 41 e 55%. É importante notar que o enriquecimento dessa fração se dá nas horas com menor intensidade de radiação. A média diária da RFA foi igual a 45%. Isso significa que, no período entre as 8 e 16 horas (período de maior intensidade de radiação solar), a fração RFA/Qg foi sempre menor que o valor médio diário.

Para um dia totalmente nublado, também em Piracicaba, SP, quando o pico de radiação solar incidente foi cerca de quatro vezes menor que num dia sem nuvens, verificou-se que o ritmo de variação da fração RFA foi semelhante àquele de um dia sem nuvens. No entanto, em função do maior teor de umidade no ar, o enriquecimento dessa fração foi muito maior no dia nublado. A variação foi entre 52% e 66% de Qg, sendo o valor médio diário igual a 56%. Pode-se concluir que, num dia nublado, o total de radiação solar incidente na superfície é significativamente menor, porém mais rico em RFA, em função da absorção da fração IVP pela água das nuvens. Esses resultados obtidos em Piracicaba, SP substanciam aqueles obtidos em outras regiões que relatam valores de RFA variando de 46% a 70% (McCree, 1966; Szeicz, 1974; Stanhill & Fuchs, 1977; Stigter & Musabilha, 1982; Weiss & Norman, 1985).

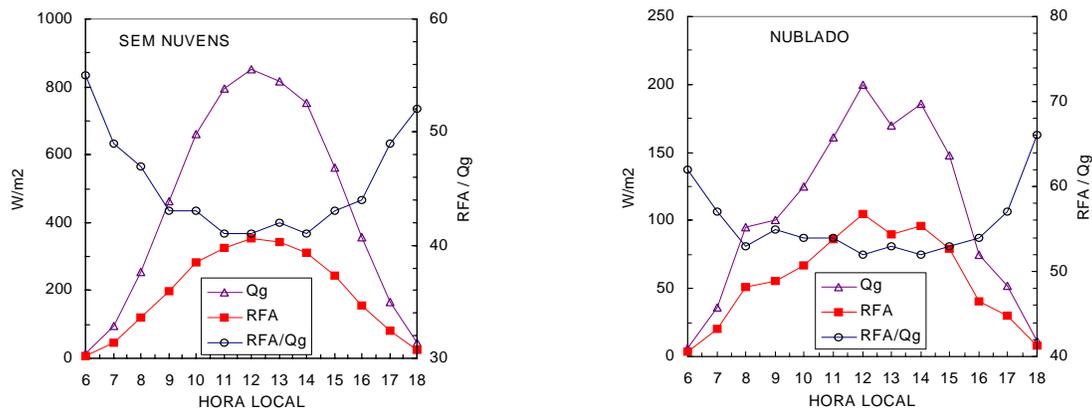


Figura 11.1. Variação horária da radiação solar incidente (Qg), da RFA, e da fração RFA / Qg, em Piracicaba – SP, para um dia sem nuvens e um nublado. Adaptado de Assunção (1994).

11.2. Interação com a vegetação

A produtividade biológica de uma vegetação é determinada por sua habilidade em capturar e transformar a radiação solar. Essa *captura radiativa* é um fenômeno físico determinado por vários *fatores físicos e biológicos*, entre os quais se destacam:

- o *tamanho* e a *geometria* das plantas;
- a maneira com que as plantas ocupam o terreno disponível, isto é, a *distribuição horizontal* na área;
- a *cor*, o *tamanho*, a *orientação*, e a *idade* das folhas;
- a *arquitetura* da planta, isto é, a *distribuição vertical* da folhagem no espaço disponível; e,
- o *ângulo de incidência* dos raios solares.

Deve-se lembrar que as plantas possuem certa *plasticidade morfológica*, ou seja, que elas são capazes de se adaptar aos estímulos e estresses impostos pelo ambiente com mudanças em suas características físicas externas. Ao ser interceptada pela cobertura vegetal (dossel), a radiação solar pode ser *absorvida*, *transmitida*, e *refletida* em proporções variáveis, dependendo dos fatores acima citados. A radiação refletida não participa dos processos biológicos, portanto, as frações absorvida e transmitida são aquelas efetivamente disponíveis para tais processos em um dossel vegetativo.

É importante enfatizar que cada elemento constituinte das plantas tem um *espectro de interação* com a radiação incidente, e que o conjunto dessas interações representa o espectro da vegetação (comunidade). De modo geral, esses espectros são bastante semelhantes, e na faixa da RFA a absorção pela vegetação é maior que 80%; mas na faixa de IVP, a absorção cai abruptamente para cerca de 20%. Isso significa que a vegetação maximiza a absorção de RFA, e minimiza a IVP (Billings & Morris, 1951).

11.3. Regime Radiativo Acima da Vegetação

Um modo bastante comum de expressar a *eficiência* de captura da radiação é pelo *coeficiente de reflexão* (r). Como visto, a *radiação solar incidente* (I) pode ser decomposta em seus componentes mais expressivos, ou seja, radiação *ultravioleta* (*IUV*), *fotossinteticamente ativa* (*IRFA*) e *infravermelho próximo* (*IIVP*). Pelo princípio de conservação de energia tem-se:

$$I = IUV + IRFA + IIVP. \quad (11.1)$$

As relações $p = IRFA / I$ e $q = IIVP / I$ definem, respectivamente, as frações RFA e IVP, da radiação incidente. Desprezando-se a radiação ultravioleta (*IUV*), que representa menos de 3% do total incidente na superfície da Terra (ROSS, 1975), resulta em $p + q = 1$. Resultados experimentais mostrados acima indicam que p e q variam constantemente tanto com as condições atmosféricas como com o ângulo zenital do Sol, mas que em termos médios diários pode-se admitir que $p = 0,46$ e $q = 0,54$ (Pereira et al., 1982). Para dias sem nuvens, e nas horas em que o ângulo zenital é menor que 60° (horas com maior intensidade solar), é comum admitir-se que $p = q = 0,50$ (Allen et al., 1964; Gates, 1965; Newton & Blackman, 1970; Monteith, 1973; Szeicz, 1974; Stanhill & Fuchs, 1977).

Similarmente, a radiação refletida pela vegetação pode ser decomposta em RRFA e RIVP. Logo, os respectivos coeficientes de reflexão são definidos pelas razões

$$r\{RFA\} = RRFA / IRFA, \quad (11.2)$$

$$r\{IVP\} = RIVP / IIVP. \quad (11.3)$$

O coeficiente de reflexão global (r) é dado pela média ponderada de $r\{RFA\}$ e $r\{IVP\}$, isto é:

$$r = p r\{RFA\} + q r\{IVP\}. \quad (11.4)$$

A Figura 11.2 mostra que realmente a fração IVP (NIR, do inglês Near Infrared Radiation) é muito mais refletida pela vegetação (mandioca, no caso) que a fração RFA. Como $p \approx q = 0,5$ e $r\{RFA\} \ll r\{IVP\}$, a eq.(11.4) pode ser reduzida a

$$r = 0,5 r\{IVP\}. \quad (11.5)$$

É importante observar que, à medida que o ângulo zenital ($Z = 90^\circ - \beta$) aumenta acima de um valor crítico ($\approx 60^\circ$, no exemplo), o coeficiente de reflexão também tende a aumentar rapidamente (β é *altitude* ou *elevação solar*, que é ângulo entre o plano do horizonte e a posição do Sol). Esse aspecto é característico de *reflexão difusa*, isto é, sem direção predominante, que é imposta por uma superfície rugosa formada por elementos com diferentes orientações. Segundo Lemeur & Rosenberg (1975), a variação de r com Z pode ser explicada em função do ângulo de inserção das folhas (K). Quando $Z < K$, a reflexão é preferencialmente para baixo, aumentando a captação da radiação solar; mas quando $Z > K$, maior parte da reflexão é para cima, com conseqüente aumento em r . Numa cultura, em que as plantas procuram ocupar da melhor maneira possível o espaço disponível, existe uma gama de valores de K que pode explicar a constância de r para $Z < 60^\circ$. No caso da Figura 11.2, esse ponto foi escolhido subjetivamente. Conseqüentemente, o coeficiente de reflexão é maior próximo do nascer e do pôr do Sol, com um valor mínimo ao redor do meio-dia (10 as 14 horas).

Para a Reserva Florestal Ducke (Manaus, AM, $2^\circ 57' S$; $59^\circ 57' W$), onde as árvores tinham altura média de 35m, e algumas ultrapassando 40m, Shuttleworth et al. (1984) descreveu a variação diária do coeficiente de reflexão pela função:

$$r = 15,09 - 0,136 \beta + 0,00123 \beta^2, \quad (11.6)$$

sendo β a elevação solar, em graus, e o valor médio diário foi 12,25% com desvio padrão de 0,2%. Resultados semelhantes foram obtidos por Leitão (1994) também em Manaus, com valor médio de 11,3% e desvio padrão de 0,8%. Para uma floresta tropical úmida, na Nigéria ($6^\circ 33' N$; $3^\circ 50' E$), Oguntoyimbo (1970) encontrou 12% como valor médio representativo das 9h às 15h. Para efeito de comparação, o coeficiente de reflexão médio de um gramado está entre 20% e 25%. Portanto, nas mesmas condições meteorológicas, uma floresta capturará mais energia que um gramado.

Leitão (1994) mediu também os coeficientes de reflexão para as frações RFA e IVP na floresta amazônica, e estes foram descritos pelas seguintes funções:

$$r\{RFA\} = 3,19 - 0,0262 \beta, \quad (11.7)$$

$$r\{IVP\} = 27,76 - 0,255 \beta + 0,00173 \beta^2, \quad (11.8)$$

mostrando que $r\{RFA\}$ é uma função muito fraca de β .

Um aspecto importante para se apreciar é que muitas vezes, durante um dia sem chuva, ocorre uma assimetria nos valores de r , ou seja, os valores do período da manhã são menores que os valores da tarde. Vários fatores contribuem para esse fenômeno, sendo um deles a ocorrência de *orvalho* sobre as folhas. A água pura tem poder refletor ao redor de 5%; logo, uma superfície umedecida sempre apresenta r menor do que quando seca. À medida que o ar vai se aquecendo, o orvalho vai se evaporando, e a folhagem volta a apresentar seu poder refletor normal.

O *vento* é outro fator que também afeta significativamente o coeficiente de reflexão, pois a agitação da folhagem muda sua exposição aos raios solares. Evidentemente, todos fatores atmosféricos que afetam a composição da radiação solar certamente influenciam o coeficiente de reflexão [eq (11.4)].

Por definição, o coeficiente de reflexão é o coeficiente angular de regressão (inclinação da reta) entre as radiações refletidas (R) e incidente (I). Coeficientes elevados são sempre associados a baixa densidade de fluxo, isto é, ocorrem quando o Sol se aproxima do horizonte. No caso presente (Figura 11.3), em que as medidas, em sua maioria, foram executadas nas horas de maior incidência solar, o coeficiente de regressão representa o valor assintótico do coeficiente de reflexão da cultura. Para o caso da mandioca, foram encontrados os seguintes valores (Pereira et al.,

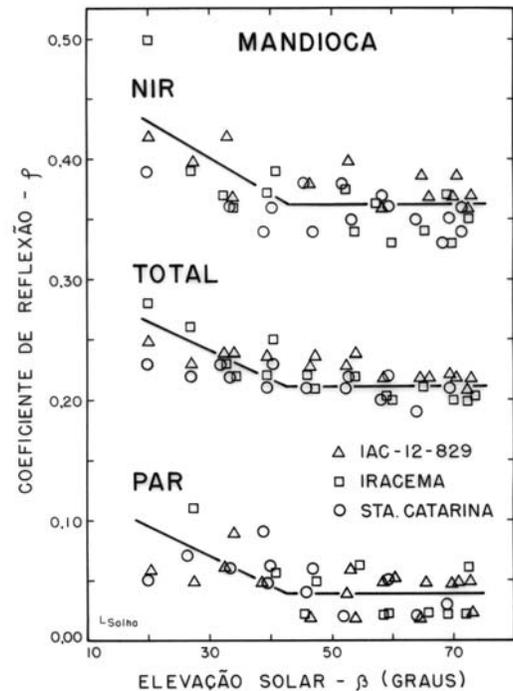


Figura 11.2. Variação horária dos coeficientes de reflexão de uma cultura de mandioca. Adaptado de Pereira et al. (1982).

1982): $r\{RFA\} = 0,03$; $r\{IVP\} = 0,36$; $r = 0,21$. Em geral, 64% da radiação IVP, e 97% da RFA ficou disponível à cultura.

A radiação solar disponível (D) à cultura, em cada fração considerada, é dada por

$$DRFA = IRFA - RRFA = p I [1 - r\{RFA\}], \quad (11.9)$$

$$DIVP = IIVP - RIVP = q I [1 - r\{IVP\}], \quad (11.10)$$

e no presente exemplo (mandioca), $DRFA = 1,29$ $DIVP$.

Parte da radiação disponível é *transmitida* para o interior da vegetação (TRFA, TIVP) e parte é *absorvida* pelas plantas (ARFA, AIVP).

Experimentalmente, é mais conveniente medir-se a radiação transmitida e estimar a parte absorvida por diferença, visto que,

$$DRFA = TRFA + ARFA, \quad (11.11)$$

$$DIVP = TIVP + AIVP. \quad (11.12)$$

Desse modo, determina-se também os *coeficientes de transmissão* (t) e *de absorção* (a) para cada fração, ou seja,

$$t\{RFA\} = TRFA / IRFA, \quad (11.13)$$

$$t\{IVP\} = TIVP / IIVP. \quad (11.14)$$

Pelo princípio de conservação de energia, tem-se que:

$$r\{RFA\} + t\{RFA\} + a\{RFA\} = 1 \quad (11.15)$$

$$r\{IVP\} + t\{IVP\} + a\{IVP\} = 1. \quad (11.16)$$

11.4. Regime Radiativo Dentro da Vegetação

A caracterização do regime radiativo dentro da cobertura vegetal é extremamente complexo, principalmente pela distribuição espacial da folhagem, e pela variação contínua da posição do Sol. Isso faz com que as sombras sejam itinerantes dentro da vegetação, impondo dificuldades ao processo de amostragem. Quanto mais esparsa for a vegetação, maior será esse efeito. Por exemplo, dentro da floresta amazônica Leitão (1994) encontrou que as manchas de incidência direta dos raios solares duram, em média, entre 2 e 4 min. A quantidade de energia nessas manchas pode atingir até 25% do valor incidente no topo da vegetação, e pode representar entre 30% e 70% do total diário de radiação dentro da vegetação (Ashton, 1992). Portanto, é fácil imaginar que um único sensor não é suficiente para descrever as condições radiativas nessas condições. Em algumas situações, utiliza-se um sensor que se movimenta continuamente sobre trilhos, ou suspensos em cabos, fazendo uma varredura horizontal ao longo de um transecto (Reifsnnyder et al., 1971). As principais dificuldades operacionais desse sistema são a manutenção do sensor nivelado, obstáculos ao longo da trajetória do sensor, e a necessidade de energia externa para manter o sistema em movimentação.

Uma alternativa é utilizar apenas um sensor, mas movimentá-lo, ao acaso, para posições diferentes, em dias consecutivos, e esta foi a técnica utilizada por Shuttleworth et al. (1984), na floresta amazônica (Reserva Ducke, Manaus, AM). Outra alternativa, é utilizar-se simultaneamente diversos sensores fixos, distribuídos ao acaso, para se evitar viés (tendência) na amostragem. Essa técnica foi utilizada por Januário et al. (1992), em Tucuruí, PA, com três sensores. No entanto, esse procedimento nem sempre é seguido, sendo comum distribuir-se os sensores segundo um padrão pré-estabelecido. A dificuldade principal desse último método é que não se sabe a priori quantos sensores são necessários para uma amostragem adequada. Por exemplo, na floresta amazônica, encontrou-se que são necessários, no

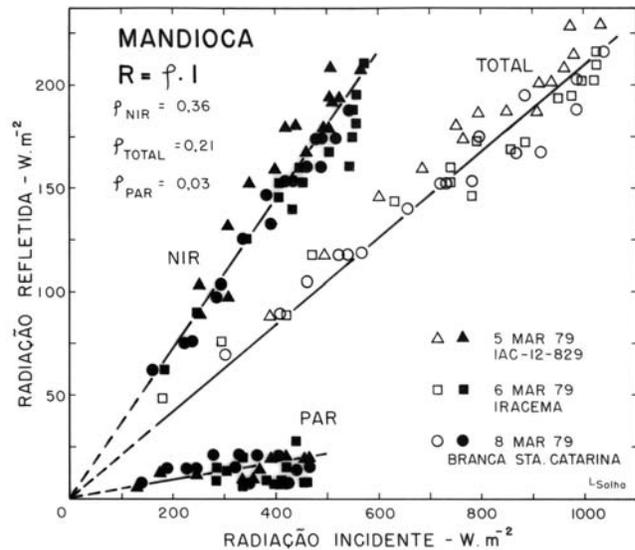


Figura 11.3. Relação entre radiação refletida e incidente sobre uma cultura de mandioca. Adaptada de Pereira et al. (1992).

mínimo, 12 sensores distribuídos em arranjo quadrado de 5m x 5m para se descrever a condição média diária dentro da mata (Leitão, 1994). Pode-se perceber que qualquer que seja o arranjo a amostragem será sempre imperfeita. No caso de culturas anuais, com vegetação mais esparsa, esse problema é ainda mais complexo.

É preciso lembrar que, no caso de se utilizar diversos sensores, é importante registrar os sinais individualizados de cada um, com pequeno tempo de amostragem, pois as flutuações de cada ponto têm implicações ecológicas muito importantes, visto que as manchas de incidência direta dos raios solares favorecem a fotossíntese naquele ponto. Óbvio, a composição média dos sensores “amacia” tais flutuações. Por exemplo, em Tucuruí, tomando-se média de 10 min, observou-se picos de até 40 W/m², com uma observação chegando a 80 W/m². Na Reserva Ducke, tomando-se média horária, os picos atingiram apenas 10 W/m². Tais diferenças talvez sejam devidas ao período considerado para se obter o valor médio, e isto traz mais um aspecto a ser considerado no problema.

Resultados de Leitão (1994) mostram a influência do número de sensores no valor médio, onde os valores de pico (média de 1 min) foram os seguintes: 68 W/m² com 4 sensores; 46 W/m² com 8; 38 W/m² com 12; e 35 W/m² com 16. Evidentemente, os objetivos dos estudos é que vão caracterizar qual desses valores é o mais adequado.

Tendo em mente tais imperfeições amostrais, resultados experimentais têm mostrado que, em média, menos de 10% da radiação solar incidente sobre a copa das árvores de florestas tropicais úmidas atingem os níveis mais baixos dentro da floresta (Pinker et al., 1980; Shuttleworth et al., 1984; Januário et al., 1992; Leitão, 1994). Evidentemente, esse percentual dependerá da metodologia utilizada, e no caso descrito por Leitão (1994) há variação desde 4%, com 16 sensores, até 8%, com 4.

Outro aspecto importante a ser considerado é a qualidade (composição) da luz dentro da vegetação, visto que as plantas maximizam a captura da fração RFA. Isso significa que a radiação que atinge a parte mais baixa de uma vegetação é mais rica na fração IVP. Resultados dos experimentos relatados acima indicam que dentro da floresta amazônica a radiação transmitida é composta, em geral, por 25% de RFA e 75% de IVP. Em termos quantitativos, a fração visível representa menos de 3% da quantidade visível incidente no topo da floresta (Ashton, 1992; Rich et al., 1993; Leitão, 1994).

No caso de uma cultura anual de porte menor e menos densa que uma floresta, obviamente a quantidade de radiação solar que atinge a superfície do solo é significativamente maior. Nessas condições, quanto maior for a elevação solar (β), maior será a penetração de radiação solar dentro da vegetação. Portanto, deve-se esperar que o *coeficiente de transmissão*, independente da faixa espectral considerada, tenha variação inversa daquela apresentada pelo coeficiente de reflexão. A Figura 11.4 corresponde a uma cultura de mandioca (Pereira et al., 1982). Os pontos cheios correspondem à RFA, e os abertos à IVP. Quando o Sol se aproxima da linha do horizonte ($\beta = 0^\circ$) a penetração dos raios solares tende a zero. Em termos médios, os coeficientes de transmissão tiveram os seguintes valores: $t\{RFA\} = 0,13$; $t\{IVP\} = 0,22$. Pelo princípio de conservação de energia deduz-se que a cultura da mandioca teve os seguintes coeficientes de absorção: $a\{RFA\} = 0,84$; $a\{IVP\} = 0,42$, que indica que durante o período de observação a cultura da mandioca absorveu duas vezes mais energia na faixa do visível que naquela do infravermelho próximo. Esses valores são bem próximos daqueles relatados por YOCUM et al. (1964) para uma cultura de milho. Para uma cultura de cana-de-açúcar, que forma uma cobertura mais fechada que o milho, Machado et al. (1985) relatam $a\{RFA\} = 0,92$, ou seja, um valor levemente superior àquele encontrado para o milharal. Relembrando, para a Reserva Florestal Ducke, $a\{RFA\} = 0,97$. Fica evidente o efeito do porte da cobertura vegetal na absorção da energia solar.

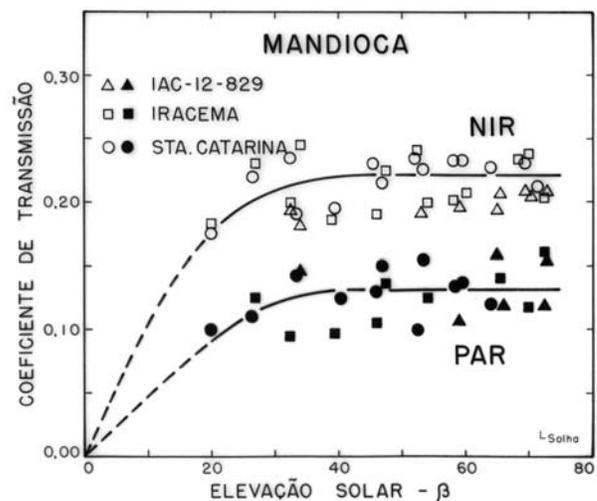


Figura 11.4. Variação horária do coeficiente de transmissão radiativa de uma cultura de mandioca. Adaptado de Pereira et al. (1982).

11.5. Balanço de Radiação Acima de uma Vegetação

Para se ter idéia da magnitude das trocas energéticas de uma superfície vegetada, no período de 24 horas, serão apresentados resultados obtidos acima de florestas tropicais úmidas, visto que tais áreas são responsáveis pela exportação de energia para outras regiões da Terra. O balanço (ou saldo) de radiação (Q^* ou R_n) inclui as ondas curtas

vinda do Sol ($K\downarrow$), a radiação solar refletida pela vegetação ($K\uparrow$), e as ondas longas emitidas pela atmosfera ($L\downarrow$) e pela superfície ($L\uparrow$), ou seja,

$$Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow. \quad (17)$$

Para uma floresta natural na Tailândia (Reserva Florestal de Sakaerat, 14° 31' N; 101° 55' E), Pinker et al. (1980) observou os seguintes valores médios:

- Entrada de energia :
 $K\downarrow = 17,6 \text{ MJ/m}^2 \text{ d}$
 $L\downarrow = 34,2 \text{ MJ/m}^2 \text{ d}$
TOTAL = 51,8 MJ/m² d.
- Saída de energia :
 $K\uparrow = 2,1 \text{ MJ/m}^2 \text{ d}$
 $L\uparrow = 38,9 \text{ MJ/m}^2 \text{ d}$
TOTAL = 41,0 MJ/m² d.
- Saldo de energia :
 $Q^* = 10,8 \text{ MJ/m}^2 \text{ d}.$

Esse saldo de energia (Q^*) será dissipado principalmente nos processos de fotossíntese, evapotranspiração, e aquecimento, sendo então transportada para outras regiões menos aquecidas. Obviamente, existe uma variação desses valores ao longo do ano, em função da posição das posições relativas entre a Terra e o Sol. Outra fonte de variação desse balanço é a ocorrência de nuvens, e André et al. (1988) encontrou a seguinte variação de Q^* com a razão de insolação (n/N) para a floresta amazônica: 5,7 MJ/m² d, para a estação chuvosa ($n/N = 0,2$); e 16,5 MJ/m² d, para a época seca ($n/N = 0,9$). Para uma floresta úmida no Panamá, Read (1977) verificou que Q^* variou entre 3,5 MJ/m² d, num mês chuvoso, e 17,7 MJ/m² d, num mês seco.

CAPÍTULO 12. EVAPO(TRANSPIRAÇÃO)

12.1. Introdução

A grafia do título deste capítulo é um modo simplificado de expressar os processos isolados de *evaporação* e de *transpiração*, e da *evapotranspiração*, que foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar os processos conjuntos de evaporação e de transpiração que ocorrem naturalmente numa superfície vegetada. Como enfatizado por Stanhill (1973), existem situações em que é necessário utilizar o termo específico para expressar o fenômeno que se quer descrever. Portanto, a grafia do título será usada sempre que houver referência indiscriminada ao tipo de fenômeno em discussão.

12.2. Definições

- **Evaporação (E)**

É o processo físico pelo qual um líquido passa para o estado gasoso. A evaporação de água na atmosfera ocorre de oceanos, lagos, rios, do solo, e da vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada).

- **Transpiração (T)**

É a perda de água na forma de vapor pelas plantas, predominantemente através das folhas, embora em plantas lenhosas possa também ocorrer pequena perda pelas lenticelas da casca do tronco. Nas folhas, a evaporação ocorre a partir das paredes celulares em direção aos espaços intercelulares de ar, ocorrendo então difusão, através dos estômatos, para a atmosfera. O estômato atua como regulador fundamental da taxa de transpiração, juntamente com a camada de ar adjacente à folha. Um caminho alternativo aos estômatos é a cutícula foliar, mas em boas condições de disponibilidade hídrica, a via preferencial é a estomática.

A manutenção da transpiração é conseguida pela reposição da água perdida, na fase de vapor, pela água da corrente transpiratória, que ocorre através do sistema condutor desde as raízes até as folhas, pelo estabelecimento de um *gradiente de potencial da água*, desde o solo (Ψ_{solo}) até o ar (Ψ_{atm}), mostrado na Figura 12.1. A atmosfera, com seu potencial da água (Ψ_{atm}) altamente negativo, atua como um *dreno* para vapor d'água. Quanto mais seco estiver o ar (baixa umidade relativa), maior (mais negativa) será a força desse dreno.

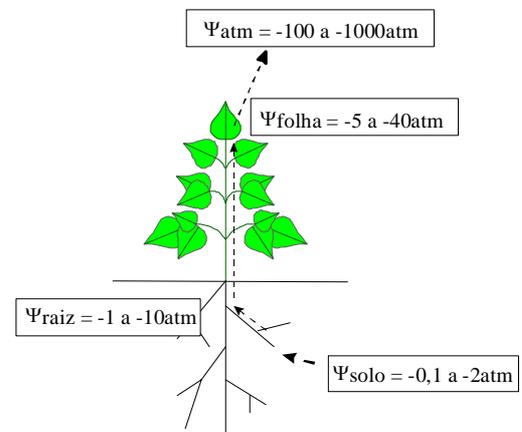


Figura 12.1. Representação esquemática do movimento de água no sistema solo-planta-atmosfera, em condições ótimas de desenvolvimento. Adaptado de Reichardt (1985).

- **Evapotranspiração (ET)**

É o processo simultâneo de transferência de água para a atmosfera por evaporação da água do solo e por transpiração das plantas. Dependendo das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada, e do suprimento de água pelo solo, define-se situações bem características, tais como, *potencial, real, de oásis, e de cultura*. Essas condições são descritas a seguir.

- **Evapotranspiração Potencial (ETP) ou de Referência (ET_o)**

Evapotranspiração potencial é a quantidade de água que seria utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, com altura entre 8 e 15 cm, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo, e sem restrição hídrica. Conceitualmente, a ETP é limitada apenas pelo balanço vertical de energia, ou seja, pelas condições do ambiente local, podendo ser estimada por fórmulas teórico-empíricas desenvolvidas e testadas para várias condições climáticas. A evapotranspiração nessas condições é tomada como *referência* quando se quer conhecer a evapotranspiração de uma cultura, em condições não-padrão. Logo, a ETP é um valor indicativo da *demanda evapotranspirativa* da atmosfera de um local, num período. Sabe-se que um gramado, nas condições definidas para ETP, possui *índice de área foliar* próximo de 3 (m² folha / m² de terreno) e *coeficiente de reflexão* (albedo) da radiação solar ao redor de 23%.

➤ Evapotranspiração Real (ETR)

Define-se *evapotranspiração real* como sendo a quantidade de água realmente utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, porém, com ou sem restrição hídrica. Quando não há restrição hídrica, $ETR = ETP$; portanto,

$$ETR \leq ETP. \quad (12.1)$$

Nesse ponto, é importante enfatizar que, por definição, os conceitos de ETP e ETR se aplicam exclusivamente a uma superfície gramada. Isso significa que não faz sentido referir-se à evapotranspiração potencial de uma cultura.

➤ Evapotranspiração de Oásis (ETO)

Evapotranspiração de oásis é a quantidade de água utilizada por uma pequena área vegetada (irrigada) que é circundada por uma extensa área seca, de onde provém energia por advecção (transporte lateral de calor por deslocamento da massa de ar), aumentando a quantidade de energia disponível. Logo, por definição,

$$ETO > ETP. \quad (12.2)$$

A Figura 12.2 indica a *área tampão* ou *bordadura* necessária para que haja minimização do transporte lateral de energia da área seca para a área úmida (irrigada). Nessa área tampão, a ET que ocorre é a de oásis, e o tamanho dessa área depende do clima da região e do porte da vegetação. Vegetação de maior porte, por interagir mais eficientemente com a atmosfera, necessita de maior área tampão que um gramado. As plantas que estão próximas da linha de transição (seco/irrigado) recebem uma quantidade extra de energia que vem da área seca, aumentando seu consumo de água. As plantas mais distantes da transição são menos influenciadas pelas áreas secas e usam menos água no mesmo período. No caso de irrigação, deve-se delinear a de maneira a levar em conta essa variação ao longo da área irrigada. No caso de pivô central, a área tampão é circular. Logo, a quantidade de água a ser aplicada tem que ser calculada adequadamente para atender as diferentes demandas ao longo do pivô.

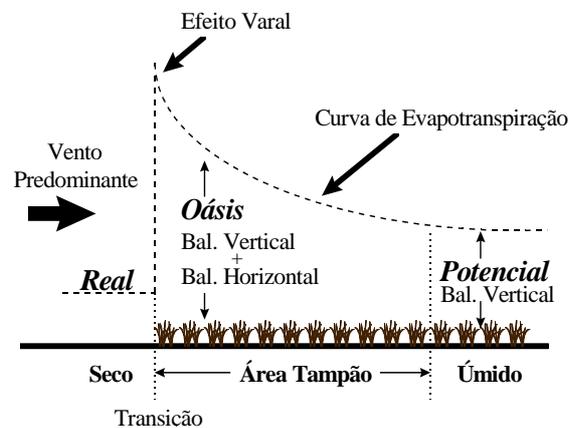


Figura 12.2. Representação esquemática da ETO e ETP. Adaptado de Camargo & Pereira (1990).

➤ Evapotranspiração de Cultura (ETc)

É a quantidade de água utilizada por uma cultura, em qualquer fase de seu desenvolvimento, desde o plantio/semeadura até a colheita, quando não houver restrição hídrica, e por este motivo ela é também chamada *evapotranspiração máxima de cultura*. A ET_c é função da área foliar (superfície transpirante), pois quanto maior a área foliar maior será a ET_c para a mesma demanda atmosférica. O índice que expressa o tamanho da área foliar em relação à área do terreno ocupada por uma planta é denominado *Índice de Área Foliar* (IAF, área de um lado da folha/área de terreno ocupado pela planta). A ET_c pode ser obtida a partir da ETP pela relação:

$$ET_c = K_c ETP \quad (12.3)$$

em que K_c é o *coeficiente de cultura* (ver Capítulo 14 – Tabelas 14.1 e 14.2). O valor de K_c varia com as fases fenológicas, e também entre espécies e variedades (cultivares), sendo função do IAF. Na Figura 12.3, verifica-se a influência da área foliar sobre o consumo de água pelas plantas, e a variação do K_c com o crescimento/desenvolvimento de culturas (hipotéticas) anuais e perenes.

Em culturas anuais, à medida que a planta se desenvolve o IAF cresce até atingir um valor máximo, decrescendo posteriormente no período de senescência das folhas. O sub-período I representa o estabelecimento da cultura (semeadura à germinação); sub-período II caracteriza desenvolvimento vegetativo (germinação ao florescimento); sub-período III é o período reprodutivo (florescimento ao final do enchimento dos grãos); e sub-período IV é a maturação.

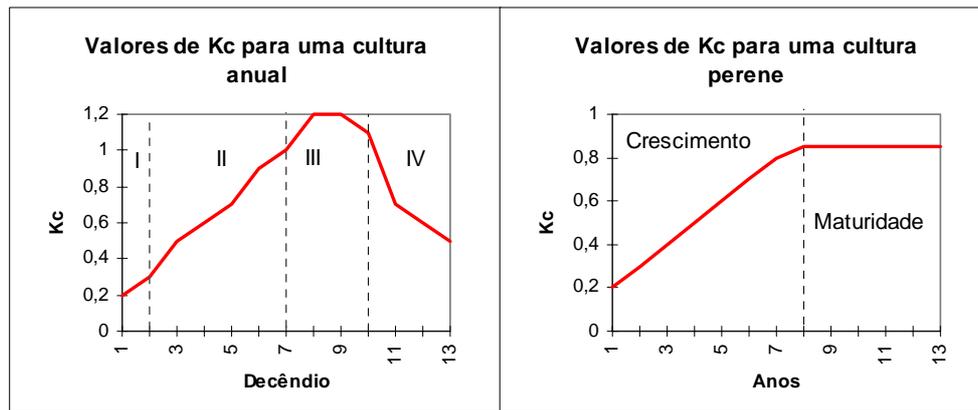


Figura 12.3. Relação entre sub-períodos fenológicos e Kc para cultura anual, e entre idade e Kc para cultura perene.

Em culturas perenes, em função do contínuo crescimento das plantas, o valor de Kc é crescente durante os anos que precedem a maturidade, e daí em diante torna-se praticamente constante, com pequenas variações sazonais, função da variação do IAF. Um exemplo é a seringueira, que perde as folhas no outono, e também o cafeeiro, que devido à colheita e ao período de repouso invernal tem seu IAF reduzido.

O valor de Kc varia de 0 a 1,2 e, de acordo com Camargo & Pereira (1990), seu valor pode ser estimado em função da cobertura do terreno pela seguinte relação empírica:

$$Kc = 1,2 (\% \text{ Cobertura do Terreno} / 100). \quad (12.4)$$

Por exemplo, se uma cultura mais o mato das entrelinhas cobrirem 90% do terreno, o $Kc = 1,2 * (90/100) = 1,08$. Essa equação não se aplica a um gramado onde 100% de cobertura do terreno corresponde a $Kc = 1$. Valor de $Kc > 1$ significa que a cultura é mais eficiente na utilização da energia do ambiente do que um gramado. Isso se dá principalmente em função da maior altura da cultura, que resulta em maior interação aerodinâmica com a atmosfera.

12.3. Determinantes da ET

Segundo Shuttleworth (1991), desde os primórdios da civilização o homem percebeu haver estreita relação entre secamento de uma superfície molhada e as condições do ambiente. Sabia-se que em dias ensolarados, com ar seco, a velocidade de secamento é maior, mas atualmente tem-se melhor visão do processo e de seus determinantes principais. Alguns desses fatores podem ser categorizados, para facilitar sua descrição, e serão aqui apresentados.

12.3.1. Fatores Climáticos

- **Radiação Líquida (Rn):** Esta é a principal fonte de energia para o processo de evapotranspiração, e ela depende da radiação solar incidente e do albedo da vegetação. Vegetação mais escura absorve mais radiação solar (ver Capítulo 10).
- **Temperatura:** Ao longo de um dia, o aumento da temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação, tornando maior a demanda evaporativa do ar (ver Capítulo 7).
- **Umidade Relativa do Ar:** A umidade relativa do ar atua em conjunto com a temperatura. Quanto maior a UR, menor a demanda evaporativa e, portanto, menor a ET.
- **Vento (Advecção Regional de Energia):** Advecção representa o transporte horizontal de energia de uma área mais seca para outra mais úmida, e esta energia adicional é utilizada no processo de ET. O vento também ajuda a remover vapor d'água do ar próximo às plantas para outras regiões.

O efeito combinado de temperatura, umidade relativa, e velocidade do vento definem a *demanda atmosférica* por vapor d'água.

12.3.2. Fatores da Planta

- **Espécie:** Este fator está relacionado à arquitetura foliar (distribuição espacial da folhagem), à resistência interna da planta ao transporte de água, e a outros aspectos morfológicos (número, tamanho, e distribuição de estômatos, etc.), que exercem influência direta na ET.

- **Coefficiente de Reflexão (albedo):** A reflexão influencia diretamente na disponibilidade de R_n para o processo de ET. Quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares incidentes e maior será R_n (ver Capítulo 11).
- **Estádio de Desenvolvimento (IAF):** Este fator está diretamente relacionado ao tamanho da superfície foliar transpirante, pois quanto maior for a área foliar, maior será a superfície transpirante, e maior será o potencial para o uso de água.
- **Altura da Planta:** Plantas mais altas, mais rugosas interagem mais eficientemente com a atmosfera em movimento, extraíndo mais energia do ar, aumentando a ET.
- **Profundidade do Sistema Radicular:** Está diretamente relacionada ao volume de solo explorado pelas raízes, visando o atendimento da demanda hídrica atmosférica. Sistema radicular superficial, por explorar volume menor de solo, deixa a cultura mais suscetível em períodos de estiagem.

12.3.3. Fatores de Manejo e do Solo

- **Espaçamento/Densidade de Plantio:** Este fator determina a competição intra-específica, isto é, entre plantas da mesma espécie. Espaçamento menor resulta em competição intensa pela água, e isto causa aprofundamento do sistema radicular para aumentar o volume de água disponível. Espaçamento maior permite um sistema radicular mais superficial, mas permite também mais aquecimento do solo e das plantas, e circulação mais livre do vento entre as plantas, tendo como consequência o aumento da ET.
- **Orientação do plantio:** Culturas orientadas perpendicularmente aos ventos predominantes tendem a extrair mais energia do ar do que aquelas orientadas paralelamente. Para regiões de ventos constantes, uma solução seria o uso de quebraventos (ver Capítulo 18).
- **Capacidade de Armazenamento de Água:** Solos argilosos têm maior capacidade de armazenamento de água do que os arenosos, e são capazes de manter uma taxa de ET por período mais longo. No entanto, em solos arenosos o sistema radicular tende a ser mais profundo, compensando a menor retenção de água.
- **Impedimentos Físicos/Químicos:** Impedimentos limitam o desenvolvimento do sistema radicular, fazendo com que as plantas explorem volume menor do solo, resultando em efeitos negativos tanto no período chuvoso como no seco. No período chuvoso, solos com impedimento físico ficam encharcados asfixiando as raízes; no período seco, o volume de água disponível às raízes fica reduzido, não permitindo que elas se aprofundem em busca de água.

12.3.4. Interrelação Demanda Atmosférica - Suprimento de Água pelo Solo

O solo é um reservatório ativo que, dentro de certos limites, controla a taxa de uso de água pelas plantas, sempre em associação com a demanda hídrica da atmosfera. A demanda atmosférica depende da disponibilidade energética, da umidade do ar, e da velocidade do vento. A Figura 12.4 exemplifica a interrelação entre a água disponível no solo (%), a demanda atmosférica, indicada pela evaporação do tanque Classe A (ECA), e a *evapotranspiração relativa* (ETR/ETc) de plantas de milho. Na situação A, com $ECA < 5$ mm/d, em virtude da baixa demanda, a planta conseguiu extrair água do solo em níveis potenciais ($ETR/ETc \approx 1$) até cerca de 60% da água disponível no solo. Na situação C, em que $ECA > 7,5$ mm/d (alta demanda), mesmo com bastante umidade no solo, a planta não conseguiu extraí-la numa taxa compatível com suas necessidades, resultando em fechamento temporário dos estômatos para evitar secamento das folhas. Essa condição ocorre nas horas mais quentes do dia.

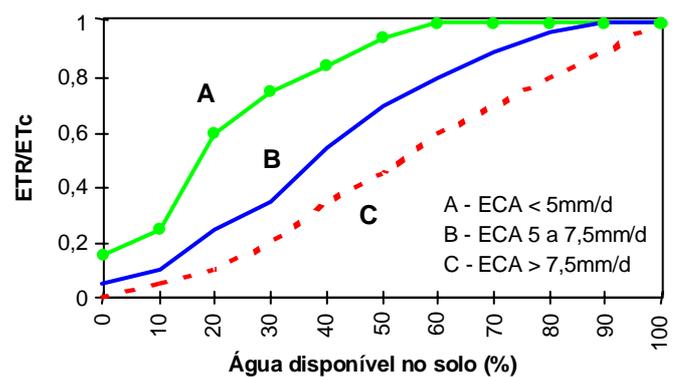


Figura 12.4. Interrelação da evapotranspiração relativa de plantas de milho (ETR/ETc) com a água disponível no solo, e a demanda atmosférica, expressa por ECA. Adaptado de Denmead & Shaw (1962).

12.4. Medida da Evaporação e da Evapotranspiração

12.4.1. Evaporação

A medida direta da evaporação exige a utilização de um reservatório (tanque) onde o nível de água possa ser medido com precisão. A diferença das alturas dos níveis da água em dias consecutivos indica o total evaporado no período. Devido à facilidade dessas medidas em tanques, estas tem sido utilizadas para estimar a evaporação de lagos e até mesmo de culturas, admitindo-se que existe correlação positiva entre a evaporação da água do tanque com aquela de um lago ou de uma superfície vegetada.

Os principais tipos de tanques utilizados para a medida da evaporação são os seguintes:

- **Classe A:** Desenvolvido nos EUA., sendo de uso generalizado também no Brasil. É um tanque cilíndrico de chapa de ferro galvanizado ou inox nº.22, com 121cm de diâmetro (1,15 m² de área evaporante), e 25,5cm de profundidade. Deve ser instalado a 15cm do solo sobre um estrado de madeira em área gramada. A leitura no nível da água é feita num poço tranquilizador de 25cm de altura e 10cm de diâmetro, com um parafuso micrométrico de gancho com capacidade para medir variações de 0,01mm. Atualmente existem sensores eletrônicos para medida do nível do tanque, possibilitando a automatização da coleta de dados, desde que ligado a um sistema de aquisição de dados. A água dentro do tanque deve ser mantida entre 5 e 7,5cm abaixo da borda (Figura 12.5).

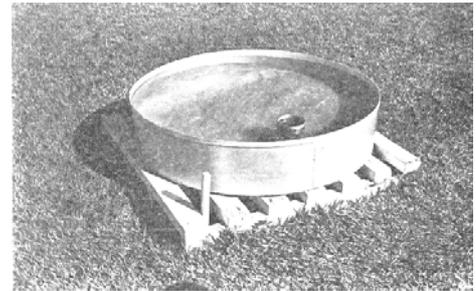


Figura 12.5. Tanque Classe A com tanque tranquilizador instalado em área gramada sobre estrado de madeira.

- **GGI-3000:** Desenvolvido na antiga União Soviética e de pouco uso no Brasil. É um tanque cilíndrico, de fundo cônico, com 61,8 cm de diâmetro (3000 cm² de área evaporante), 60 cm de profundidade na borda e 68,5 cm no centro. Este tipo de tanque é enterrado no solo, com borda a 7,5 cm da superfície do solo. A leitura é feita num frasco volumétrico instalado num cano fixo no centro do tanque. O tanque deve ser pintado de branco e mantido com água no mesmo nível do solo.
- **Tanque de 20m²:** É um tanque cilíndrico, com 5m de diâmetro (20m² de área evaporante) e 2m de profundidade. O fundo é plano, construído de chapa de ferro de ¼" de espessura e a parede lateral de 3/16". O tanque deve ser enterrado no solo, deixando a borda a 7,5 cm da superfície do solo, sendo pintado internamente de branco. A leitura do nível da água é feita num poço tranquilizador idêntico ao do tanque Classe A, podendo-se utilizar tanto o parafuso micrométrico como o copo volumétrico, ou sensor eletrônico.

A relação entre a evaporação que ocorre num lago (E_{LAGO}), de aproximadamente 1 ha, e aquela que ocorre nos tanques foi determinada por Oliveira (1971), sendo a seguinte (média anual) para Piracicaba, SP:

$$E_{LAGO} = E_{20m^2} = 0,76 ECA = 0,95 E_{GGI} \quad (12.5)$$

Essa relação indica que a evaporação do tanque de 20 m² (E_{20m^2}) é equivalente àquela de um lago. No entanto, a evaporação dos outros tanques, por apresentarem área evaporante menor, precisam de um fator de ajuste para reduzir suas medidas àquela equivalente ao lago. Embora a área evaporante do tanque GGI-3000 seja quase 4 vezes menor que aquela do tanque Classe A (ECA), observa-se que a evaporação do GGI (E_{GGI}) está mais próxima daquela do lago que a do Classe A. Isso se deve ao fato do GGI ser enterrado, em equilíbrio térmico com o solo, e do Classe A ser super-exposto à radiação solar pelos lados, e também ao vento.

12.4.2. Evapotranspiração

A medida direta da evapotranspiração é difícil e onerosa, justificando sua utilização apenas em condições experimentais. Os equipamentos mais utilizados para esse fim são os lisímetros. *Lisímetro* ou *evapotranspirômetro* é um equipamento que consiste de uma caixa impermeável, contendo um volume de solo que possibilita conhecer com detalhe alguns termos do balanço hídrico do volume amostrado.

Os lisímetros mais empregados são:

- **Lisímetro de Drenagem:** esse tipo de lisímetro funciona adequadamente em períodos longos de observação (\pm 10 dias). Baseia-se no princípio de conservação de massa para a água num volume de solo (Camargo, 1962):

$$\Delta \text{ARM} = P + I - ET + AC - DP. \quad (12.6)$$

Considerando que a chuva (P) e a irrigação (I) sejam facilmente medidas, que a variação de armazenamento (ΔARM) seja praticamente nula, que a ascensão capilar (AC) seja desprezível, e que a drenagem profunda (DP) seja medida, pode-se obter o evapotranspiração (ET) como resíduo desta equação (ver Capítulo 13 – Balanço Hídrico, e Camargo, 1962).

- *Lisímetro de lençol freático constante*: esse tipo de lisímetro adota um sistema automático de alimentação e registro da água repostada de modo a manter o nível do lençol freático constante, sendo a evapotranspiração igual ao volume de água que sai do sistema de alimentação (Assis, 1978).
- *Lisímetro de pesagem*: esse tipo de lisímetro utiliza a medida automatizada de células de carga instaladas sob uma caixa impermeável, medindo a variação de peso desta. Desse modo, havendo consumo de água pelas plantas do lisímetro ocorre uma diminuição do peso do volume de controle, a qual é proporcional à evapotranspiração (Gomide et al., 1996; Bergamaschi et al., 1997; Silva et al., 1999).

12.5. Estimativa da Evapotranspiração Potencial (ETP ou ETo)

Os valores de ETP podem ser estimados a partir de elementos medidos na estação agrometeorológica, existindo vários métodos para tal estimativa. Aquí serão tratados apenas alguns que apresentam maior potencial de aplicação prática, dependendo das informações meteorológicas disponíveis no local. De modo geral, todos os métodos são empíricos, pois para sua plena aplicação são necessárias algumas parametrizações empíricas. Entre os métodos destacam-se:

• Método de Thornthwaite

Este foi um dos primeiros métodos desenvolvidos exclusivamente para se estimar a *evapotranspiração potencial* mensal (Thornthwaite, 1948). Inicialmente, calcula-se a *evapotranspiração potencial padrão* (ET_p , mm/mês) pela fórmula empírica

$$ET_p = 16 (10 T_n / I)^a \quad 0 \leq T_n \leq 26,0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (12.7)$$

sendo T_n a temperatura média do mês n , em $^\circ\text{C}$; e I um índice que expressa o nível de calor disponível na região. O subscrito n representa o mês, ou seja, $n = 1$ é Janeiro; $n = 2$ é Fevereiro; etc. No caso de $T_n > 26,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ a ET_p será dada pela equação de Willmott et al. (1985), que substitui a Tabela de Thornthwaite (1948), ou seja:

$$ET_p = -415,85 + 32,24 T_n - 0,43 T_n^2 \quad T_n > 26,0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (12.8)$$

O valor de I depende do ritmo anual da temperatura (preferencialmente com valores normais), integrando o efeito térmico de cada mês, e é calculado pela seguinte fórmula

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0,2 T_n)^{1,514} . \quad (12.9)$$

O expoente a , da eq.(12.7), sendo função de I , também é um índice térmico regional, e é calculado pela função polinomial

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} I + 0,49239. \quad (12.10)$$

Esses coeficientes I e a , calculados com as normais climatológicas, são característicos da região e tornam-se constantes, sendo independentes do ano de estimativa de ET_p .

O valor de ET_p calculado, por definição, representa o *total mensal de evapotranspiração que ocorreria naquelas condições térmicas, mas para um mês padrão de 30 dias, em que cada dia teria 12 horas de fotoperíodo* (Thornthwaite, 1948). Portanto, para se obter a ETP do mês correspondente, esse valor de ET_p deve ser corrigido em função do número real de dias e do fotoperíodo do mês, ou seja,

$$ETP = ET_p \text{ Cor} \quad (12.11)$$

$$\text{Cor} = (ND/30) (N/12) \quad (12.12)$$

sendo ND o número de dias do mês em questão, e N é o fotoperíodo médio daquele mês. Em geral, as tabelas consideram o fotoperíodo do dia 15 como representativo do valor médio de N para o mês (ver Capítulo 5 - Tabela 5.1), mas seu exato valor pode ser calculado para cada dia (ver Capítulo 5 - item 5.6). O valor médio mensal de Cor é dado na Tabela 12.1.

Em muitas situações, como em manejo de irrigações, é conveniente que o cálculo da ETP seja na escala diária, ou de alguns dias. Nesses casos, a metodologia de Thornthwaite também pode ser utilizada, bastando conhecer os valores de I e a do local, e a temperatura média do dia ou dos dias específicos. Como, por definição, os resultados da eq.(12.11) são em mm/mês de 30 dias, eles devem ser divididos por 30 para se obter ETP em mm/dia. Se o período for de mais de um dia, multiplica-se pelo número de dias do período.

Quando o local não dispõe de medidas de temperatura, uma alternativa é a utilização de estimativas em função das coordenadas geográficas (altitude, latitude, longitude), descritas no Capítulo 6 (item 6.6). Como no território brasileiro, mesmo nas localidades de montanhas, as temperaturas médias mensais são positivas ($T_n > 0$), o índice I pode ser bem estimado por $12 (0,2 T_a)^{1,514}$, em que T_a é a média anual; logo, basta estimar-se a T_a pelas equações estaduais.

➤ EXEMPLO 1

Determinar a ETP mensal para Viçosa, MG (20° 45' S; 42° 51' W; 690 m), sendo a temperatura média mensal dada no quadro abaixo.

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
T _n	22,1	22,3	21,8	20,0	17,7	16,0	15,4	16,9	18,3	20,2	20,2	21,3
ET _p	93,1	94,8	90,5	75,8	59,0	48,0	44,4	53,7	63,2	77,4	77,4	85,4
Cor	1,14	1,00	1,05	0,97	0,95	0,90	0,94	0,99	1,00	1,09	1,10	1,16
ETP	106,1	94,8	95,0	73,5	56,1	43,2	41,7	53,2	63,2	84,4	85,1	99,1

PASSO 1 Calcular I pela Eq.(12.9):

$$I = (0,2 * 22,1)^{1,514} + (0,2 * 22,3)^{1,514} + \dots + (0,2 * 21,3)^{1,514} = 93,63$$

PASSO 2 Calcular a pela Eq.(12.10):

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} * 93,63^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} * 93,63^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} * 93,63 + 0,49239 \approx 2,05$$

PASSO 3 Calcular a evapotranspiração potencial padrão ET_p pela eq.(12.7):

$$ET_p = 16 (10 T_n / 93,63)^{2,05}$$

$$n = 1: ET_p = 16 (10 * 22,1 / 93,63)^{2,05} = 93,1 \text{ mm mês}^{-1}$$

$$n = 2: ET_p = 16 (10 * 22,3 / 93,63)^{2,05} = 94,8 \text{ mm mês}^{-1}$$

etc.

PASSO 4 Calcular a correção mensal pela Eq.(12.12), ou pela Tabela 12.1 (aproximando-se a latitude)

$$n = 1: Cor = 1,14$$

$$n = 2: Cor = 1,00$$

etc.

PASSO 5 Calcular a ETP mensal: $ETP = ET_p \cdot Cor$

$$n = 1: ETP = 93,1 * 1,14 = 106,1 \text{ mm mês}^{-1} \approx 106 \text{ mm mês}^{-1}$$

$$n = 2: ETP = 94,8 * 1,00 = 94,8 \text{ mm mês}^{-1} \approx 95 \text{ mm mês}^{-1}$$

etc.

(Observação: Na escala mensal é conveniente eliminar-se os décimos de milímetro no resultado final)

➤ EXEMPLO 2

Com as coordenadas geográficas de Viçosa, MG (Exemplo 1), e com os coeficientes médios extraídos da Tabela 6.2 (Capítulo 6), a temperatura média anual pode ser estimada por:

$$T_a = 21,18 - 0,0052 * 690 - 0,0077 * 1245 + 0,0047 * 2571 \approx 20,1 \text{ °C}$$

$$I = 12 (0,2 * 21,1)^{1,514} = 98,62$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} * 98,62^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} * 98,62^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} * 98,62 + 0,49239 \approx 2,15$$

Para efeito de comparação de resultados, calculando-se a ETP para Janeiro (Quadro de dados acima):

$n = 1$: $ET_p = 16 (10 * 22,1 / 98,62)^{2,15} \approx 91 \text{ mm mês}^{-1} \Rightarrow$ Valor bem próximo de $93,1 \text{ mm mês}^{-1}$ calculado no PASSO 3 do Exemplo 1.

➤ **EXEMPLO 3**

No caso do Exemplo 2, se a temperatura ($22,1 \text{ }^\circ\text{C}$) fosse:

- ◆ a média de um dia ($ND = 1$), então a ETP do dia seria
 $ETP = ET_p \text{ Cor } ND/30 = 91 * 1,14 * 1 / 30 \approx 3,45 \text{ mm/dia}$
- ◆ a média de 5 dias ($ND = 5$), então a ETP do período seria
 $ETP = ET_p \text{ Cor } ND/30 = 91 * 1,14 * 5 / 30 \approx 17,3 \text{ mm/5 dias}$

❖ **Simplificação de Camargo**

Para simplificar a utilização do método de Thornthwaite, Camargo (1962) elaborou a Tabela 12.2, que fornece a *evapotranspiração potencial diária* (ET_T , mm d^{-1}) em função das temperaturas média anual (T_a) e mensal (T_m), evitando-se os cálculos de I e a . Nessa tabela, obtem-se $ET_T = ET_p/30$; portanto, além da correção anterior (Cor, Tabela 12.1) há necessidade de se multiplicar o valor de ET_T por 30 para se chegar ao valor de ETP mensal. Logo,

$$ETP = 30 ET_T \text{ Cor.} \quad (12.13)$$

Em virtude do valor de ET_T ser apresentado com apenas uma casa decimal na Tabela 12.2, é inevitável a ocorrência de pequenas discordâncias entre os valores de ETP calculados, respectivamente, pelas eq.(12.13) e (12.11).

Como discutido na metodologia original de Thornthwaite, se a intenção for estimar ETP em base diária, ou de um período de ND dias, então, o fator 30 é simplesmente substituído por ND .

➤ **EXEMPLO 1**

Temperatura média anual (T_a) = 21°C
Temperatura média de Janeiro (T_m) = 24°C
Latitude de $22^\circ 00' \text{ S}$

Pela Tabela 12.2 $\Rightarrow ET_T = 3,6 \text{ mm/dia}$
Pela Tabela 12.1 $\Rightarrow \text{Cor} = 1,14$
 $ETP = 30 ET_T \text{ Cor} = 30 * 3,6 * 1,14 = 123,1 \text{ mm mês}^{-1} \approx 123 \text{ mm mês}^{-1}$

➤ **EXEMPLO 2**

Temperatura média anual (T_a) = $16,3^\circ\text{C}$
Temperatura média de Maio (T_m) = $20,2^\circ\text{C}$
Latitude de $26^\circ 30' \text{ S}$

Pela Tabela 12.2 $\Rightarrow ET_T = 2,8 \text{ mm/dia}$
Pela Tabela 12.1 $\Rightarrow \text{Cor} = 0,94$
 $ETP = 30 ET_T \text{ Cor} = 30 * 2,8 * 0,94 = 78,96 \text{ mm mês}^{-1} \approx 79 \text{ mm mês}^{-1}$

➤ **EXEMPLO 3**

Temperatura média anual (T_a) = $23,5^\circ\text{C}$
Temperatura média de Fevereiro (T_m) = $27,5^\circ\text{C}$
Latitude de $10^\circ 15' \text{ S}$

Pela Tabela 12.2 $\Rightarrow ET_T = 4,8 \text{ mm/dia}$
Pela Tabela 12.1 $\Rightarrow \text{Cor} = 0,97$
 $ETP = 30 ET_T \text{ Cor} = 30 * 4,8 * 0,97 = 139,68 \text{ mm mês}^{-1} \approx 140 \text{ mm mês}^{-1}$
Observação: Pela eq.(12.8) $ET_p = 145,56 \text{ mm mês}^{-1}$; portanto, $ETP = 145,56 * 0,97 \approx 141 \text{ mm mês}^{-1}$

➤ **EXEMPLO 4**

No Exemplo 2, se a temperatura ($20,2 \text{ }^\circ\text{C}$) fosse:

- ◆ a média de um dia ($ND = 1$), então a ETP do dia seria
 $ETP = ET_T \text{ Cor } ND = 2,8 * 0,94 * 1 \approx 2,63 \text{ mm/dia}$

♦ a média de 5 dias (ND = 5), então a ETP do período seria

$$ETP = ET_T \text{ Cor ND} = 2,8 * 0,94 * 5 \approx 13,2 \text{ mm/5 dias}$$

Tabela 12.1. Fator de Correção (Cor) da evapotranspiração em função do fotoperíodo e do número de dias do mês.

Fonte: Thornthwaite (1948) e Camargo (1964).

Lat S	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
0	1,04	0,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
5	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

Tabela 12.2. Evapotranspiração potencial diária (ET_T, mm/dia), em função das temperaturas médias anual (Ta) e mensal (Tm) ou diária (Td). Fonte: Camargo (1962).

Tm, °C (Td)	Temperatura média anual (Ta, °C)												
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
14	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,2	1,1	1,0	0,9	0,7	0,6	0,5	0,4
15	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,3	1,2	1,1	1,0	0,8	0,7	0,6
16	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,4	1,3	1,2	1,0	0,9	0,8
17	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,5	1,3	1,2	1,0	0,9
18	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,6	1,5	1,3	1,1
19	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5	2,4	2,3	2,1	1,9	1,8	1,7	1,5	1,4
20	3,0	3,0	2,8	2,8	2,8	2,6	2,5	2,3	2,2	2,1	2,0	1,9	1,7
21	3,3	3,2	3,1	3,0	3,0	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4	2,3	2,2	2,1
22	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,7	2,6	2,5	2,4
23	3,7	3,6	3,6	3,6	3,6	3,5	3,4	3,3	3,2	3,1	3,0	2,9	2,8
24	3,9	3,9	3,9	3,8	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2
25	4,1	4,1	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	3,9	3,9	3,8	3,8	3,8	3,7
26	4,4	4,4	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0

Para Tm ou Td ≥ 26,0°C, a ET_T (mm/dia) é:

Tm ou Td	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
,0	4,3	4,6	4,9	5,2	5,4	5,6	5,8	5,9	6,0	6,1
,5	4,5	4,8	5,1	5,3	5,5	5,7	5,8	6,0	6,1	6,1

• **Método de Camargo**

Para simplificar mais a estimativa de ETP, Camargo (1971) propôs a seguinte fórmula:

$$ETP = 0,01 Q_0 T \text{ ND} \tag{12.14}$$

em que: Q₀ é a irradiância solar global extraterrestre, expressa em mm de evaporação equivalente por dia (Tabela 12.3); T a temperatura média do ar (°C), no período considerado; e ND o número de dias do período considerado.

Essa fórmula facilita a estimativa de ETP pois não há necessidade de se conhecer a temperatura média anual (normal), e ela reproduz bem os valores estimados pela fórmula de Thornthwaite.

Tabela 12.3. Radiação solar global extraterrestre (Q_0 , expressa em mm de evaporação equivalente por dia), no 15º dia do mês correspondente, para o hemisfério Sul (Fonte: Camargo & Camargo, 1983).

Lat S	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
0	14,5	15,0	15,2	14,7	13,9	13,4	13,5	14,2	14,9	14,9	14,6	14,3
2	14,8	15,2	15,2	14,5	13,6	13,0	13,2	14,0	14,8	15,0	14,8	14,6
4	15,0	15,3	15,1	14,3	13,3	12,7	12,8	13,7	14,7	15,1	15,0	14,9
6	15,3	15,4	15,1	14,1	13,0	12,6	12,5	13,5	14,6	15,1	15,2	15,1
8	15,6	15,6	15,0	14,0	12,7	12,0	12,2	13,2	14,5	15,2	15,4	15,4
10	15,9	15,7	15,0	13,8	12,4	11,6	11,9	13,0	14,4	15,3	15,7	15,7
12	16,1	15,8	14,9	13,5	12,0	11,2	11,5	12,7	14,2	15,3	15,8	16,0
14	16,3	15,8	14,9	13,2	11,6	10,8	11,1	12,4	14,0	15,3	15,9	16,2
16	16,5	15,9	14,8	13,0	11,3	10,4	10,8	12,1	13,8	15,3	16,1	16,4
18	16,7	15,9	14,7	12,7	10,9	10,0	10,4	11,8	13,7	15,3	16,2	16,7
20	16,7	16,0	14,5	12,4	10,6	9,6	10,0	11,5	13,5	15,3	16,2	16,8
22	16,9	16,0	14,3	12,0	10,2	9,1	9,6	11,1	13,1	15,2	16,4	17,0
24	16,9	15,9	14,1	11,7	9,8	8,6	9,1	10,7	13,1	15,1	16,5	17,1
26	17,0	15,9	13,9	11,4	9,4	8,1	8,7	10,4	12,8	15,0	16,5	17,3
28	17,1	15,8	13,7	11,1	9,0	7,8	8,3	10,0	12,6	14,9	16,6	17,5
30	17,2	15,7	13,5	10,8	8,5	7,4	7,8	9,6	12,2	14,7	16,7	17,6

➤ **EXEMPLO 1**

Temperatura média do ar no dia = 26,5 °C Latitude de 22° 00' S

Pela Tabela 12.3: ⇒ $Q_0 = 16,9$ mm/dia

ETP = 0,01 Q_0 T ND = 0,01 * 16,9 * 26,5 * 1 = 4,5 mm.d⁻¹.

➤ **EXEMPLO 2**

No caso de Viçosa, MG, para Janeiro com T = 22,1 °C

Pela Tabela 12.3: ⇒ $Q_0 = 16,8$ mm/dia

ETP = 0,01 * 16,8 * 22,1 * 31 = 115 mm/mês ⇒ Valor próximo dos 106 mm/mês dado pelo método de Thornthwaite.

• **Método do Tanque Classe A**

O método do Tanque Classe A para estimativa da evapotranspiração de referência foi desenvolvido para ser uma forma prática de estimativa de ET_0 , aplicada no manejo da irrigação. O tanque é de pequena dimensão, com as paredes laterais expostas diretamente à radiação solar, e a água no tanque não oferece impedimento ao processo evaporativo, estando sempre disponível, mesmo durante os períodos secos. Portanto, o valor da evaporação obtido no tanque é exagerado em relação à perda efetiva de uma cultura, mesmo estando ela em condições ótimas de suprimento de água no solo (ver item 12.3). Logo, o valor diário do tanque (ECA, mm/dia) precisa ser corrigido por um fator de ajuste, denominado *coeficiente de tanque* (K_p), para se ter a ET_0 correspondente, ou seja,

$$ET_0 = K_p ECA. \quad (12.15)$$

O valor de K_p , sempre menor que 1, é função da velocidade do vento e da umidade relativa do ar (advecção de calor sensível), e do tamanho da bordadura, vegetada ou não, circunvizinha ao tanque. Esse método é um dos recomendados pela FAO (Doorenbos & Kassam, 1994), sendo K_p fornecido pela Tabela 12.4.

Para facilitar a interpolação dos valores de K_p na Tabela 12.4 e a determinação da ETP em sistemas informatizados, Snyder (1992) obteve a seguinte equação de regressão linear múltipla:

$$K_p = 0,482 + 0,024 \ln(B) - 0,000376 U + 0,0045 UR \quad (12.16)$$

em que: B é a bordadura (em metros); U a velocidade do vento (km d⁻¹); e UR a umidade relativa média diária, em %.

É comum a adoção de um valor fixo de K_p quando dados de UR e U não são disponíveis. Nesse caso, resultados experimentais mostram que $K_p = 0,72$ é o valor que proporciona menores erros para condições de clima úmido, como observado em Piracicaba, SP por Sentelhas et al. (1999).

Tabela 12.4. Coeficiente para Tanque Classe A (Kp), para diferentes bordaduras de vegetação baixa ao redor do tanque, e níveis de umidade relativa e velocidade do vento em 24 horas. Fonte: Doorenbos & Kassam (1994).

Vento (km/dia)	Bordadura (m)	Umidade Relativa do Ar		
		< 40%	40% a 70%	> 70%
Leve < 175	1	0,55	0,65	0,75
	10	0,65	0,75	0,85
	100	0,70	0,80	0,85
	1000	0,75	0,85	0,85
Moderado 175 a 425	1	0,50	0,60	0,65
	10	0,60	0,70	0,75
	100	0,65	0,75	0,80
	1000	0,70	0,80	0,80
Forte 425 a 700	1	0,45	0,50	0,60
	10	0,55	0,60	0,65
	100	0,60	0,65	0,70
	1000	0,65	0,70	0,75
Muito Forte > 700	1	0,40	0,45	0,50
	10	0,45	0,55	0,60
	100	0,50	0,60	0,65
	1000	0,55	0,60	0,65

➤ **EXEMPLO**

Bordadura = 10m Vento = $2,2 \text{ m s}^{-1} * 86,4 \approx 190 \text{ km d}^{-1}$ UR = 60% ECA = $8,3 \text{ mm d}^{-1}$
 Pela Tabela 12.2: Kp = 0,70
 ETP = $8,3 * 0,70 \approx 5,8 \text{ mm d}^{-1}$

Pela Eq.(12.16): Kp = $0,482 + 0,024 \text{ Ln}(10) - 0,000376 * 190 + 0,0045 * 60 = 0,736$
 ETP = $8,3 * 0,736 \approx 6,1 \text{ mm d}^{-1}$

Pelo Critério prático: ETP = $8,3 * 0,72 \approx 6,0 \text{ mm d}^{-1}$

• **Método de Hargreaves & Samani**

Este método foi desenvolvido por Hargreaves & Samani (1985) para as condições semi-áridas da Califórnia (Davis) a partir de evapotranspiração obtida em lisímetro de pesagem cultivado com grama. Sua fórmula é a seguinte:

$$ETP = 0,0023 Q_0 (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} (T_{\text{med}} + 17,8) \quad (12.17)$$

em que: Q₀ é a irradiância solar extraterrestre, expressa em mm de evaporação equivalente (Tabela 12.3); T_{max} a temperatura máxima do ar (°C); T_{min} a temperatura mínima do ar (°C); e T_{med} a temperatura média do ar (°C), no período considerado. Esse método é semelhante ao proposto por Camargo (1971).

➤ **EXEMPLO**

Calcular a ETP, num dia de Janeiro, num local com latitude de 22° S, em que:

T_{med} = 26,5°C T_{max} = 32,0°C T_{min} = 21,0°C

Pela Tabela 12.3 ⇒ Q₀ = 16,9 mm/d

ETP = $0,0023 Q_0 (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} (T_{\text{med}} + 17,8) = 0,0023 * 16,9 * (32 - 21)^{0,5} * (26,5 + 17,8) = 5,7 \text{ mm d}^{-1}$

• **Método de Priestley-Taylor**

Se no local houver medida do saldo de radiação (R_n), pode-se utilizar a fórmula de Priestley & Taylor (1972) para estimar a ETP (mm d⁻¹), ou seja,

$$ETP = 1,26 W (R_n - G) / 2,45 \quad (12.18)$$

em que: R_n é a radiação líquida total diária ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G é o fluxo total diário de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); a constante $2,45$ (MJ L^{-1}) converte a estimativa para mm ; W é um fator de ponderação dependente da temperatura e do coeficiente psicrométrico, sendo calculado pelas seguintes equações (Pereira et al., 1997):

$$W = 0,407 + 0,0145 T \quad (0^\circ\text{C} < T < 16^\circ\text{C}) \quad (12.19)$$

$$W = 0,483 + 0,01 T \quad (16,1^\circ\text{C} < T < 32^\circ\text{C}). \quad (12.20)$$

No caso de G não ser medido (situação mais comum), adota-se uma fração de R_n como representativa desse fluxo, ou seja, $G = f R_n$, sendo $0 \leq f \leq 0,1$ para gramado (condição de ETP). É comum adotar-se $f = 0$, mas Wright & Jensen (1972) propuseram que G seja calculado em função da temperatura do ar pela equação:

$$G = 0,38 (T_d - T_{-3d}) \quad (12.21)$$

em que: T_d é a temperatura média do ar do dia em questão, e T_{-3d} é a temperatura média do ar dos 3 dias anteriores.

No caso de estimativas mensais, admitindo-se variação da temperatura até a profundidade de 1 m para efeito de armazenamento de calor no solo, a equação será:

$$G = 0,14 (T_m - T_{-m}) \quad (12.22)$$

em que: T_m é a temperatura média do ar do mês, e T_{-m} é a temperatura média do ar do mês anterior.

➤ EXEMPLO

Calcular ETP, sabendo-se que: $T = 24^\circ\text{C}$ $R_n = 10,8 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ $G = 0$

Pela eq.(12.20): $\Rightarrow W = 0,483 + 0,01 * 24 = 0,723$

ETP = $1,26 * W * (R_n - G) / 2,45 = 1,26 * 0,723 * 10,8 / 2,45 = 4,0 \text{ mm.d}^{-1}$

• Método de Penman-Monteith (Padrão FAO - 1991)

Este é um método micrometeorológico, descrito por Monteith (1965), que foi adaptado por Allen et al. (1989) para estimativa da evapotranspiração de referência na escala diária. Atualmente, este é o método padrão da FAO (Allen et al., 1994), sendo ETP (mm d^{-1}) dada pela seguinte fórmula:

$$\text{ETP} = \frac{0,408 s (R_n - G) + \frac{\gamma 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 275}}{s + \gamma (1 + 0,34 U_2)} \quad (12.23)$$

em que: R_n é a radiação líquida total diária ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$, as mesmas considerações sobre G feitas no método anterior são também válidas aqui); $\gamma = 0,063 \text{ kPa }^\circ\text{C}^{-1}$ é a constante psicrométrica; T é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento a 2m (m s^{-1}), sendo cerca de 75% do valor da velocidade medida a 10m de altura em posto meteorológico; e_s é a pressão de saturação de vapor (kPa); e_a é a pressão parcial de vapor (kPa); e s é a declividade da curva de pressão de vapor (ver Figura 3.12) na temperatura do ar, em $\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$, sendo dado por:

$$s = \frac{4098 e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (12.24)$$

$$e_s = 0,6108 10^{(7,5T/237,3+T)} \quad (12.25)$$

$$e_a = (e_s \text{ UR}) / 100 \quad (12.26)$$

➤ EXEMPLO

Calcular a ETP sob as seguintes condições atmosféricas:

$T = 23^\circ\text{C}$ $\text{UR} = 70\%$ $U_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$ $R_n = 7,90 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ $G = 0$

Pela eq.(12.25): $\Rightarrow e_s = 0,6108 10^{(7,5 * 23/237,3+23)} = 2,81 \text{ kPa}$

Pela eq.(12.26): $\Rightarrow e_a = (70 * 2,81) / 100 = 1,97 \text{ kPa}$

Pela eq.(12.24): $\Rightarrow s = 4098 * 2,81 / (23 + 237,3)^2 = 0,17 \text{ kPa }^\circ\text{C}^{-1}$

$$ETP = \frac{0,408 * 0,17 * 7,90 + \frac{0,063 * 900 * 2 * (2,81 - 1,97)}{23 + 275}}{0,17 + 0,063(1 + 0,34 * 2)} = \frac{0,5479 + 0,3197}{0,2758} = 3,15 \text{ mm d}^{-1}$$

12.6. Critério para Escolha de Método de Estimativa da ETP

A escolha de um método de estimativa da evapotranspiração potencial depende de uma série de fatores. O primeiro fator é a disponibilidade de dados meteorológicos, pois métodos complexos, que exigem grande número de variáveis, somente terão aplicabilidade quando houver disponibilidade de todos os dados necessários. O método de Penman - Monteith não poderá ser empregado em local que só disponha de dados de temperatura do ar.

O segundo fator é a escala de tempo requerida. Normalmente, métodos empíricos, como os de Thornthwaite e de Camargo, estimam bem a ETP na escala mensal, ao passo que os métodos que envolvem o saldo de radiação apresentam boas estimativas também na escala diária.

Por fim, no caso dos métodos empíricos, é necessário que se conheça as condições climáticas para as quais foram desenvolvidos, pois normalmente não são de aplicação universal. Desse modo, métodos como os de Thornthwaite e de Camargo aplicam-se a regiões de clima úmido, não apresentando boas estimativas para regiões de clima seco (semi-árido), onde eles tendem a subestimativas. Nessa situação, o método de Hargreaves & Samani adapta-se melhor, pois foi desenvolvido para esse tipo de clima.

12.7. Evapo(transpi)ração no interior de estufas plásticas

A cobertura plástica utilizada em estufas é responsável por alteração significativa no balanço de radiação que ocorre em seu interior, em relação ao ambiente externo, devido à atenuação (absorção e reflexão) da radiação solar incidente pela cobertura, o que acaba resultando em redução no saldo de radiação interno (ver Capítulo 10 - item 10.4) e, conseqüentemente, na evapo(transpi)ração. Assim, no interior de estufas, a evapo(transpi)ração é, geralmente, menor do que aquela que ocorre no ambiente externo, atribuindo-se isso não somente à redução no saldo de radiação interno, mas também à menor ventilação interna (Farias, 1992; Farias et al., 1994; Sentelhas & Santos, 1995) e à maior umidade do ar interno (Stanghellini, 1993).

No interior de estufas, a evapo(transpi)ração é, em média, 60 a 80% daquela que ocorre no ambiente externo (Rosenberg et al., 1989). Resultados obtidos por Farias et al. (1994), no Rio Grande do Sul, durante a primavera-verão (1989/90), mostraram que a evapo(transpi)ração no interior de estufas ficou entre 45 e 77% da verificada externamente, utilizando para isso estimativas. Comparando a evaporação medida em tanque Classe A e em mini-tanques (diâmetro de 0,6m e altura de 0,25m), também no período primavera-verão (1996/97) em Piracicaba, SP, Medeiros et al. (1997) observaram que a evaporação interna foi, em média, 47% da evaporação externa, independente do tipo de tanque utilizado. A relação evaporação interna e externa variou de 20 a 70%, sendo essa larga amplitude atribuída à ação dos ventos somente no ambiente externo, fazendo com que em dias de alta velocidade do vento a relação seja baixa, enquanto que nos dias de baixa velocidade do vento a relação tende a valores máximos.

Como no ambiente protegido não há reposição natural de água pelas chuvas, a irrigação assume papel fundamental nesse sistema de cultivo, sendo a estimativa da evapo(transpi)ração indispensável para o manejo de água da cultura (Farias, 1992). Nesse sentido, Farias et al. (1994) propuseram as seguintes equações de estimativa da ET_{o_i} a partir da externa, para a escala quinçidial (5dias):

- Método de Penman: $ET_{o_i} = 2,897 + 0,613 ET_{o_e}$ ($R^2 = 0,95$) ($ET_{o_e} > 8 \text{ mm/5dias}$)
- Método do Tanque Classe A: $ET_{o_i} = 4,397 + 0,248 ET_{o_e}$ ($R^2 = 0,53$) ($ET_{o_e} > 6 \text{ mm/5dias}$)

sendo ET_{o_i} a evapotranspiração de referência interna, e ET_{o_e} a externa, ambas em mm/5dias. Desse modo, para um quinçidial com $ET_{o_e} = 25\text{mm}$ a ET_{o_i} será de 18,2mm (73% da ET_{o_e}).

Outra maneira de se estimar a ET_{o_i} é pelo uso da evaporação que ocorre de um mini-tanque (E_{MT}), adotando-se o valor do coeficiente do tanque (K_p) igual a 1 (Prados, 1986), o que resulta em:

$$ET_{o_i} = E_{MT}. \quad (12.27)$$

Resultados obtidos por Farias et al. (1994) e por Medeiros et al. (1997) mostraram elevada relação entre as medidas da evaporação do tanque Classe A e do mini-tanque no interior de estufas, havendo tendência dos valores obtidos no mini-tanque serem 15% maiores que aqueles do tanque Classe A. Desse modo, caso se decida pelo uso de tanque de evaporação em estufas, recomenda-se o uso do mini-tanque pelas seguintes vantagens: ocupar menor área; contribuir menos para elevação da umidade do ambiente, ser mais prático; e ter menor custo.

Outras maneiras de se estimar a evapotranspiração no interior de estufas são relatadas na literatura, sendo as mais comuns aquelas que utilizam a regressão linear entre ET_{o_i} e elementos meteorológicos no interior do

ambiente, como a radiação solar incidente (Kirda et al., 1994; Folegatti et al., 1997), a umidade relativa (Abou-Hadid & El-Beltagy, 1992), ou, ainda, a combinação de ambos em regressões lineares múltiplas (Boulard & Jemaa, 1993). Sendo relações empíricas, os coeficientes estatísticos devem ser obtidos localmente, não sendo de aplicação geral.

12.8. Exercícios Propostos

1. Utilizando os dados abaixo, estime a ETo pelos métodos de: Thornthwaite, Camargo, Classe A, Hargreaves & Samani, Priestley & Taylor, e Penman-Monteith, comparando graficamente os resultados obtidos com os valores medidos no lisímetro de pesagem (ETPlis).

Observações:

- Tmed anual normal para Piracicaba, igual a 21,1°C
- Admitir bordadura da área do tanque Classe A igual a 10m
- Admitir $G = 0$.

Local: Piracicaba, SP (Lat.: 22° 42' S; Long.: 47° 38' W; Alt.: 570m) - Ano: 1996

Data	Tmed (°C)	Tmax (°C)	Tmin (°C)	UR (%)	U _{2m} (m/s)	ECA (mm)	Rn (MJ.m ⁻² .d ⁻¹)	ETPlis (mm.d ⁻¹)
25/01	27,8	35,0	21,3	71	1,5	4,1	18,13	5,6
26/01	27,2	34,8	20,6	73	1,7	7,5	16,61	4,6
05/02	25,0	31,0	21,0	85	1,7	4,2	11,44	3,3
17/03	23,2	27,9	19,0	90	1,3	3,1	8,78	2,5
25/03	24,4	30,3	20,1	81	1,6	6,4	14,26	4,1
26/03	25,4	33,2	18,0	79	1,4	5,8	14,18	4,2
26/04	20,0	27,0	15,4	81	2,5	6,4	8,19	2,1
27/04	20,0	25,9	15,4	74	3,1	4,6	8,31	2,2
18/10	25,0	32,6	17,4	70	1,9	6,6	14,79	6,3
19/10	25,0	32,5	19,6	70	2,5	7,3	12,02	4,7
30/11	21,1	25,7	18,1	83	1,4	2,1	5,31	2,2
05/12	24,6	30,9	19,4	78	2,0	6,5	17,2	5,8
06/12	25,0	31,9	20,0	80	1,9	8,5	16,35	5,7
08/12	23,8	30,2	19,2	88	1,3	3,8	11,54	3,9
09/12	25,9	32,8	18,4	64	1,7	9,3	18,55	7,0

CAPÍTULO 13. BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO

13.1. Introdução

O balanço hídrico é a contabilização da água do solo, resultante da aplicação do *Princípio de Conservação de Massa* num volume de solo vegetado. A variação de armazenamento de água no volume considerado (ΔARM), por intervalo de tempo, representa o balanço entre o que entrou e o que saiu de água do *volume de controle*. Como a chuva é expressa em milímetro, isto é, em litro (ou quilograma) de água por metro quadrado de superfície, para facilitar a portabilidade do balanço hídrico, adota-se também uma área superficial de 1 m² para o volume de controle. Portanto, o volume de controle torna-se uma função apenas da profundidade do sistema radicular das plantas. Admite-se que esse volume de controle seja representativo de toda a área em estudo, e no caso do *balanço hídrico climatológico*, essa área é aquela representada pelo ponto de medida dos elementos climáticos, principalmente a chuva.

Genericamente, o balanço hídrico de uma área vegetada (Figura 13.1) pode ser representado por:

❖ ENTRADAS:

- P = Precipitação
- I = Irrigação
- O = Orvalho
- Ri = Escorrimento superficial (Run in)
- DLi = Drenagem lateral
- AC = Ascensão Capilar.

❖ SAÍDAS:

- ET = Evapo(transpi)ração
- Ro = Escorrimento superficial (Run off)
- DLo = Drenagem lateral;
- DP = Drenagem profunda.

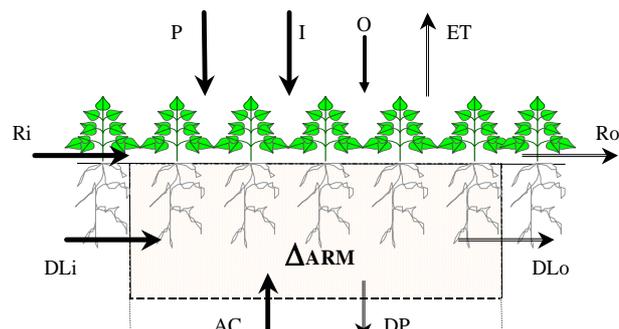


Figura 13.1. Representação esquemática dos fluxos do balanço hídrico.

Chuva e orvalho dependem do clima da região, enquanto que as demais entradas dependem do tipo de solo e de relevo da região. A irrigação, utilizada para manter o armazenamento em nível adequado às necessidades das plantas, é função do próprio balanço hídrico, integrando os efeitos do clima, do solo, e do tipo de planta (ver Capítulo 14). A força motriz do sistema é o clima.

O orvalho representa uma contribuição máxima de 0,5 mm/dia (1 mm = 1 litro/m²) em locais úmidos, sendo uma ordem de magnitude menor que o consumo diário de uma vegetação mesófito em crescimento ativo. Nessas condições, sua contribuição é mais importante no aspecto ecológico. No entanto, em regiões ou épocas secas sua contribuição é desprezível em termos de suprimento de água para a cultura.

As entradas e saídas do escoamento superficial e drenagem lateral tendem a se compensar, desde que a superfície externa do volume de controle não seja muito grande. Drenagem profunda e ascensão capilar representam, respectivamente, saída e entrada de água pela área inferior do volume de controle. A drenagem profunda expressa o excesso de água que penetrou no volume pelas chuvas ou irrigação. Quanto mais profundo o volume de controle, menor a drenagem profunda e maior a ascensão capilar.

Assim, o balanço hídrico do volume de controle pode ser expresso da seguinte forma (ver Capítulo 12, item 12.4.2.):

$$\pm\Delta\text{ARM} = P + I - ET + AC - DP. \quad (13.1)$$

A precipitação (P) e a irrigação (I) podem ser medidas mais facilmente. A ascensão capilar (AC), que ocorre em períodos secos, e a drenagem profunda (DP), que ocorre em períodos extremamente chuvosos, podem ser determinadas utilizando-se conhecimentos de física de solos (ver Reichardt, 1990). Assim, falta determinar a evapotranspiração (ET) para que se possa conhecer a disponibilidade hídrica do solo, ou seja, o seu armazenamento (ARM).

O volume de controle é determinado pelo conjunto *solo-planta-clima*. Se o solo é profundo e a demanda atmosférica é alta, as raízes se aprofundam na procura de mais água para atender à demanda. Nessa situação, as plantas investem na formação do sistema radicular como modo de garantir sua sobrevivência. No entanto, se a demanda atmosférica for baixa, um volume menor de solo será suficiente para atendê-la. Em solos argilosos, com maior capacidade de retenção de água, as raízes não necessitam se aprofundar tanto quanto em solos arenosos, que retêm menor quantidade de água. Há compensação natural pelo crescimento do sistema radicular para manter certa quantidade de água disponível às plantas.

Alguns solos apresentam uma camada adensada que impede tanto a penetração das raízes como a drenagem profunda, e na época chuvosa o solo fica encharcado, asfixiando as raízes mais profundas, reduzindo o volume efetivo de solo disponível. Nessa situação, as plantas são incapazes de atender à uma demanda elevada por muito tempo. Se o terreno for inclinado a drenagem lateral ameniza o problema pela eliminação do excesso de água. Na época seca, o pequeno volume disponível não é capaz de suprir as necessidades das plantas resultando em estresse por deficiência hídrica. Logo, solos com impedimento físico são prejudiciais tanto na época das chuvas como na seca.

Muitos solos são fisicamente profundos mas agronomicamente rasos pelo acúmulo de elementos tóxicos numa certa profundidade, que interferem no crescimento das raízes. Nesse caso, na época das chuvas não há asfixia das raízes pois não há impedimento à drenagem profunda. Impedimento químico pode ser corrigido por correção química (calagem etc), ou pela utilização de plantas e variedades tolerantes a elementos tóxicos.

Para culturas anuais, a profundidade de solo explorado pelas raízes varia com o estágio de desenvolvimento das plantas. Uma vez definida a profundidade das raízes, tem-se o volume de controle.

13.2. Elaboração do Balanço Hídrico Climatológico

No caso do balanço hídrico climatológico desenvolvido por Thornthwaite & Mather (1955), a eq.(13.1) é retomada com o objetivo de se determinar a variação do armazenamento de água no solo, sem irrigação ($I = 0$). Outra simplificação, para fins práticos, é considerar desprezível a ascensão capilar ($AC = 0$). Desse modo, torna-se possível estimar a variação do armazenamento, denominada de *alteração do armazenamento* (ALT), a *evapotranspiração real* (ETR), e a drenagem profunda, agora denominada de *excedente hídrico* (EXC), resultando na seguinte equação:

$$\pm ALT = P - ETR - EXC. \quad (13.2)$$

Além de ALT e de EXC, a determinação de ETP e ETR permite estimar o *déficit hídrico* (DEF), definido como:

$$DEF = ETP - ETR. \quad (13.3)$$

A Figura 13.2 mostra de forma esquemática, com valores hipotéticos, as cinco situações possíveis das relações entre ALT (= $ARM_f - ARM_i$), ETP, ETR, DEF, e EXC, para uma Capacidade de Água Disponível (CAD) igual a 100 mm. O armazenamento é calculado pela eq. (13.4). Essa contabilização pode ser feita tanto na escala diária como em escalas maiores como a mensal, utilizando-se valores médios de vários anos (*normal climatológica*, ver Capítulo 2 – item 2.1).

O balanço hídrico calculado com valores normais (*balanço hídrico normal*), torna-se um indicador climatológico da disponibilidade hídrica na região. Essa metodologia também se aplica quando se quer fazer o acompanhamento da disponibilidade hídrica regional, em tempo real, calculando-se o balanço em períodos seqüenciais ao longo do ano ou dos anos, e não mais com valores normais. Nessa situação, o balanço hídrico é dito *seqüencial* ou *seriado*.

13.2.1. Determinação da CAD

Na elaboração do balanço hídrico climatológico, o primeiro passo é a seleção da CAD, ou seja, a lâmina de água correspondente ao intervalo de umidade do solo entre a *capacidade de campo* (CC%) e o *ponto de murcha permanente* (PMP%). Como o balanço hídrico, segundo Thornthwaite & Mather (1955), é mais utilizado para fins de caracterização da disponibilidade hídrica de uma região em bases climatológicas e comparativas, a seleção da CAD é feita mais em função do tipo de cultura ao qual se quer aplicá-lo do que do tipo de solo. Justifica-se isso comparando-se um solo arenoso e um argiloso: se no primeiro o valor de (CC% - PMP%) é menor, a profundidade efetiva do sistema radicular (Z) para uma cultura é maior, de maneira que há uma compensação, tornando a CAD aproximadamente igual para os dois tipos de solo. Assim, independentemente do tipo de solo, pode-se adotar valores de CAD entre 25 e 50mm, para hortaliças; entre 75 e 100mm, para culturas anuais; entre 100 a 125mm, para culturas perenes; e entre 150 e 300mm, para espécies florestais.

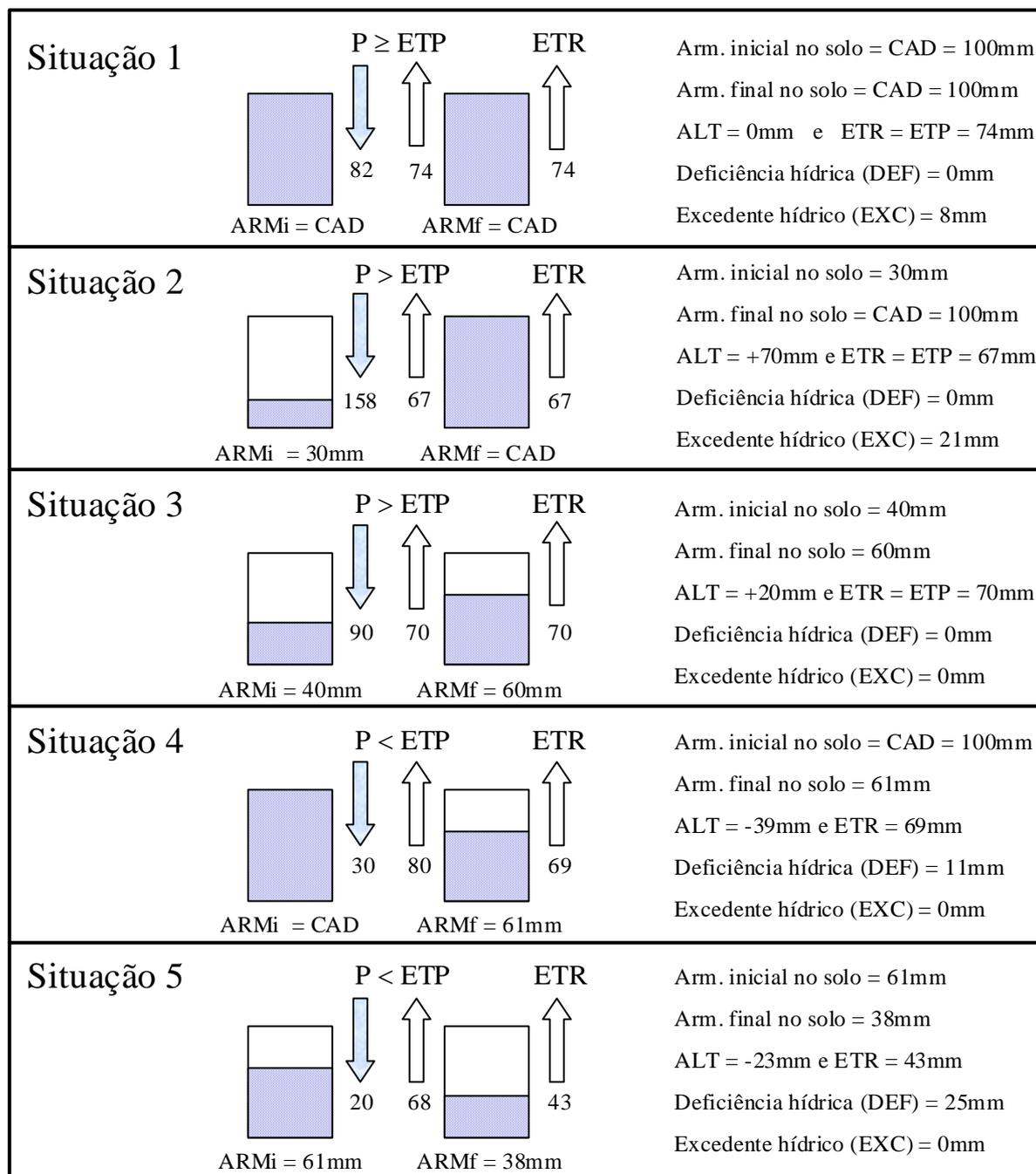


Figura 13.2. Representação das situações possíveis de variação do armazenamento, e sua relação com ETR, DEF, e EXC do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather (1955), com valores hipotéticos de P, ETP, e CAD.

13.2.2. Roteiro para Elaboração do Balanço Hídrico Climatológico

Este roteiro foi proposto por Thornthwaite & Mather (1955), e difundido no Brasil por Camargo (1962). Tomando-se como exemplo os dados médios de 1961 a 1990 (Normais) para Ribeirão Preto, SP, será apresentado como o quadro abaixo foi preenchido, usando-se o método de Thornthwaite, simplificado por Camargo, para estimativa da ETP (Capítulo 12 - item 12.5).

Embora o exemplo seja com ETP calculado pelo método de Thornthwaite, é importante saber que este roteiro pode ser utilizado com ETP (ou ETo) estimada por qualquer método. É óbvio que se for outro método então serão inutilizadas as colunas da planilha correspondentes à estimativa pelo método de Thornthwaite. A vantagem do método de Thornthwaite é que são necessários apenas dados de temperatura do ar, e as coordenadas geográficas do local (ver Capítulo 12). Como a temperatura média mensal normal pode ser razoavelmente estimada pelas

coordenadas geográficas do local (ver Capítulo 6– item 6.6), então, para se fazer o balanço hídrico climatológico normal, basta a medida da chuva, que representa a principal entrada de água no solo, em condições naturais.

• **PREENCHIMENTO E CÁLCULOS POR COLUNAS**

- ❑ $T(^{\circ}\text{C})$ → Preencher com a temperatura média do ar do local, nos meses correspondentes.
- ❑ ET_T → Determinar mensalmente a evapotranspiração tabular diária não corrigida pelo método de Thornthwaite simplificado por Camargo (Tabela 12.2).
- ❑ Cor → Preencher com os valores da Correção de ET_T (Tabela 12.1) para cada mês, em função da latitude local.

OBSERVAÇÃO

A PARTIR DESTA COLUNA, USAR NÚMEROS INTEIROS FAZENDO APROXIMAÇÕES NOS CÁLCULOS

- ❑ ETP → Calcular mensalmente a evapotranspiração potencial (ou seja, $ETP = 30 ET_T \text{ Cor}$). Representa a perda potencial de água por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo e sem falta de água.
- ❑ P → Preencher com alturas pluviométricas (chuva) de cada mês.
- ❑ P - ETP → Diferença entre as colunas P e ETP, mantendo-se o sinal positivo ou negativo. Valor positivo indica chuva em excesso, e valor negativo representa perda potencial de água nos meses secos quando o solo apresenta armazenamento restrito de água. A situação mais comum quando se utiliza os valores normais do local é a ocorrência de um conjunto de valores positivos seguido por um conjunto de valores negativos de P - ETP; isso, porém, é variável de acordo com o clima local, podendo aparecer somente valores ou positivos ou negativos.
- ❑ NEG.ACUM** (ver chamada abaixo) → Denomina-se NEGativo ACUMulado ao somatório da seqüência de valores negativos de P - ETP.
- ❑ ARM** (ver chamada abaixo) → Representa o ARMazenamento de água do solo.

** Essas duas colunas (NEG.ACUM e ARM) devem ser preenchidas simultaneamente. Inicia-se o preenchimento da coluna NEG.ACUM *no primeiro mês* em que aparecer o valor negativo de P-ETP, *após um período de valores positivos* de P-ETP. Nesse primeiro mês o NEG.ACUM será igual a P-ETP. Com esse valor calcula-se o valor da coluna ARM pela equação 13,4: (ver Seção 13.2.3.)

$$ARM = CAD e^{\left[\frac{NEG \ ACUM}{CAD} \right]} \quad (13.4)$$

Se o próximo mês também apresentar valor negativo de P-ETP, acumula-se este com o valor do mês anterior e utiliza-se esse valor para o cálculo de ARM. Isso prossegue enquanto P-ETP for negativo.

Quando aparecer um mês com P-ETP *positivo*, após uma seqüência de P-ETP negativos, procede-se da seguinte forma:

- soma-se o valor positivo de P-ETP ao ARM do mês anterior, obtendo-se o ARM do mês em questão, que não deve ultrapassar o valor da CAD;
- com esse valor de ARM obtém-se o NEG.ACUM do mês pela inversão da eq. (13.4), ou seja:

$$NEG \ ACUM = CAD \text{Ln} \left[\frac{ARM}{CAD} \right] \quad (13.5)$$

Após o preenchimento dessas duas colunas, prossegue-se com as outras, uma de cada vez.

- ALT → representa a ALTeração no armazenamento. É obtida pela diferença entre o ARM do mês em questão e o ARM do mês anterior.
- ETR → representa a evapotranspiração real, aquela que realmente ocorre em função da disponibilidade de água no solo. Existem duas situações distintas para seu cálculo:
 - quando $P - ETP \geq 0 \Rightarrow ETR = ETP$.
 - quando $ALT \leq 0 \Rightarrow ETR = P + |ALT|$.
- DEF → representa a DEFiciência hídrica, ou seja, a falta de água no solo, sendo calculada por:

$$DEF = ETP - ETR.$$

- EXC → representa o EXCedente hídrico, ou seja, a quantidade de água que sobra no período chuvoso e se perde do volume de controle por percolação (drenagem profunda) e/ou escoamento superficial. Existem duas situações:

$$1^a) \text{ quando } ARM < CAD \Rightarrow EXC = 0,$$

$$2^a) \text{ quando } ARM = CAD \Rightarrow EXC = (P - ETP) - ALT.$$

- **EXEMPLO** - Local: Ribeirão Preto (SP) Latitude: 21° 11'S Período: 1961-1990 CAD = 100mm

Mês	T(°C)	ET _T mm	Cor	ETP mm	P mm	P-ETP	NEG. ACUM	ARM mm	ALT mm	ETR mm	DEF mm	EXC mm
Jan	23,6	3,5	1,14	120	268	+148	0	100	0	120	0	148
Fev	23,6	3,5	1,00	105	218	+113	0	100	0	105	0	113
Mar	23,4	3,2	1,05	101	159	+58	0	100	0	101	0	58
Abr	22,0	2,9	0,97	84	81	-3	-3	97	-3	84	0	0
Mai	19,7	2,2	0,95	63	55	-8	-11	90	-7	62	1	0
Jun	18,7	1,9	0,90	51	31	-20	-31	73	-17	48	3	0
Jul	18,7	1,9	0,94	54	28	-26	-57	57	-16	44	10	0
Ago	20,9	2,6	0,99	77	25	-52	-109	34	-23	48	29	0
Set	22,5	3,2	1,00	96	58	-38	-147	23	-11	69	27	0
Out	23,3	3,2	1,09	104	139	+35	-54	58	+35	104	0	0
Nov	23,5	3,5	1,10	116	174	+58	0	100	+42	116	0	16
Dez	23,3	3,2	1,16	111	298	+187	0	100	0	111	0	187
Ano	21,9	--	--	1082	1534	452	--	--	0	1012	70	522

13.2.3. Inicialização do Balanço Hídrico Climatológico Normal

Existem várias maneiras de se inicializar o balanço hídrico climatológico normal. O critério proposto por Thornthwaite & Mather (1955) assume que o solo se encontra na capacidade máxima de armazenamento (CAD) no final do período úmido, ou seja, após a seqüência de valores mensais de P-ETP positivos (NEG.ACUM = 0 e ARM = CAD). Caso isso não aconteça e $\Sigma ALT \neq 0$, faz-se novamente os cálculos do balanço hídrico com o último valor encontrado para o ARM no final do período úmido e assim sucessivamente até que a ΣALT seja igual a zero na aferição final. Esse critério é facilmente aplicável em regiões de clima úmido ou super-úmido, onde as chuvas no período úmido são suficientemente elevadas para reabastecer completamente o armazenamento de água no solo. No entanto, em regiões de clima semi-árido e árido onde isso não ocorre, esse critério torna-se um processo repetitivo demandando tempo e dificultando sua informatização.

Outro critério de inicialização do balanço hídrico é o proposto por Mendonça (1958), o qual é válido no caso da região ter uma estação úmida e uma estação seca. Esse critério possibilita determinar os valores corretos de ARM e NEG.ACUM dispensando os cálculos iterativos originalmente propostos por Thornthwaite & Mather (1955). O critério parte da soma dos valores de P - ETP da estação seca (N), negativos, e da soma dos valores de P - ETP da estação úmida (M), positivos, resultando em dois casos:

- ❖ **Caso 1:** Aqui a soma anual de $P - ETP \geq 0$. Neste caso, $|M| \geq |N|$ e assim no final do período chuvoso o solo está plenamente abastecido de água ($ARM = CAD$);
- ❖ **Caso 2:** Aqui a soma anual de $P - ETP < 0$. Neste caso, $|M| < |N|$. Nesta situação, se foi adotada $CAD \leq M$, o balanço hídrico funciona como se a soma anual de $P - ETP \geq 0$ (Caso 1). Mas, se $CAD > M$, o ARM nunca será igual à CAD, sendo assim desconhecidos os valores iniciais de ARM e NEG.ACUM. A solução proposta por Mendonça (1958) é a seguinte:

$$\frac{NEG.ACUM}{CAD} = \text{Ln} \left[\frac{M/CAD}{1 - e^{-\frac{N}{CAD}}} \right]. \quad (13.6)$$

Essa equação somente se aplica quando $M / CAD < [1 - \exp(N / CAD)]$, isto é, quando $M < CAD$.

- **EXEMPLO:** Supondo que:

$$M = \sum (P - ETP)_{POS} = 50$$

$$N = \sum (P - ETP)_{NEG} = -380$$

$$CAD = 100\text{mm}$$

$$\frac{NEG.ACUM}{CAD} = \text{Ln} \left[\frac{\frac{50/100}{-380}}{1 - e^{-\frac{100}{100}}} \right] = -0,67$$

Logo, $ARM = CAD \exp(NEG.ACUM / CAD) = 100 \exp(-0,67) = 51\text{mm} \Rightarrow ARM$ do último mês do período de $P - ETP > 0$.

13.2.4. Aferição Dos Cálculos

Depois de terminado o Balanço Hídrico Normal é conveniente verificar a exatidão dos cálculos, pelas seguintes relações:

- $P = \sum ETP + \sum (P - ETP)$
- $P = \sum ETR + \sum EXC$
- $ETP = \sum ETR + \sum DEF$
- $ALT = 0$

- **EXEMPLO:** utilizando-se os dados do Balanço Hídrico de Ribeirão Preto pode-se exemplificar a aferição:

$$\begin{array}{ll} \sum P = \sum ETP + \sum (P - ETP) & 1534 = 1082 + 452 = 1534 \\ \sum P = \sum ETR + \sum EXC & 1534 = 1012 + 522 = 1534 \\ \sum ETP = \sum ETR + \sum DEF & 1082 = 1012 + 70 = 1082 \\ \sum ALT = 0 & -77 + 77 = 0 \end{array}$$

13.2.5. Representação Gráfica do Balanço Hídrico

A representação gráfica do balanço hídrico tem por finalidade permitir visualização do ritmo anual dos elementos básicos e facilitar sua interpretação quanto à determinação de épocas com excedentes ou com deficiências de água no solo para atendimento das necessidades agrícolas. Essa representação pode ser completa ou simplificada.

- ❖ **Completa:** Plota-se os dados mensais de Precipitação (P), ETP e ETR, aparecendo uma linha para cada variável. Pelas áreas formadas por essas linhas obtêm-se EXC, DEF e ALT, como mostrado na Figura 13.3. O período com EXC indica que as chuvas (P) foram maiores que a ETP. Nessa situação $ETR = ETP$, pois não há restrição de água no solo. No início do período seco, o solo ainda tem água suficiente para atender a demanda atmosférica por alguns dias, mas depois, as chuvas sendo inferiores a ETP, resultam em período com restrição hídrica (DEF), em que $ETR < ETP$. No início do período chuvoso, as primeiras chuvas são usadas para repor a água no solo e na ETR, até que o solo esteja plenamente abastecido, quando então aparece EXC.

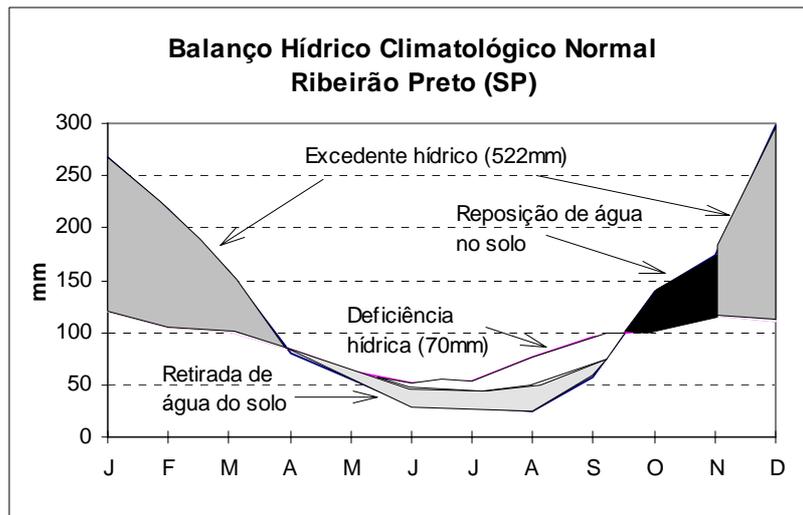


Figura 13.3. Representação gráfica completa do BH Climático

- ❖ **Simplificada:** Também denominada de *extrato do balanço hídrico*, essa representação gráfica foi proposta por Camargo & Camargo (1993), e utiliza apenas a plotagem dos valores de EXC (valores positivos) e DEF (valores negativos), permitindo visualização do ritmo dessas variáveis ao longo do ano (Figura 13.4).

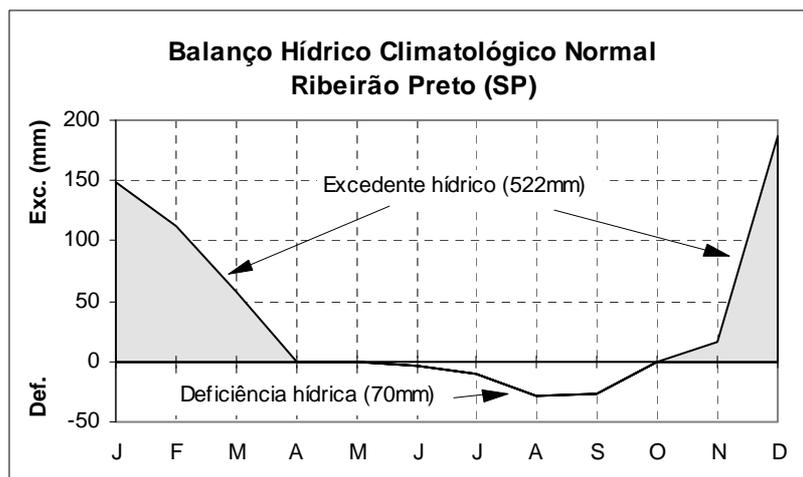


Figura 13.4. Representação gráfica simplificada do BH climático (extrato).

13.3. Aplicações do Balanço Hídrico Climatológico

O balanço hídrico climatológico tem várias aplicações, entre as quais destacam-se:

- **Disponibilidade Hídrica Regional:** Uma aplicação do BHC é a caracterização e a comparação climática regional quanto à disponibilidade hídrica média no solo.
- **Caracterização de Secas:** Os cálculos do BHC são úteis na caracterização de períodos de secas e de seus efeitos na agricultura, como redução da produção.
- **Zoneamento Agroclimático:** O BHC serve de base para o estudo climático regional pois, em função das exigências térmicas e hídricas de um determinado cultivo, a região é classificada como apta, marginal, ou inapta (ver Capítulo 21).
- **Determinação das Melhores Épocas de Semeadura:** Simulações de semeadura/plantio em várias épocas indicam qual delas é menos sujeita a restrições hídricas para a cultura em questão.

Pelas Figuras 13.3 e 13.4, constata-se que, na região de Ribeirão Preto, SP, em média, a melhor época de cultivo para plantas de ciclo anual sem irrigação é o período que se inicia em Outubro/Novembro e termina em Março/Abril. Cultivos fora desse período só serão possíveis desde que se disponha de suporte de irrigação para corrigir a deficiência hídrica regional. Dentro do período chuvoso, há plenas condições para aparecimento de doenças e pragas pelo excesso de umidade regional.

13.4. Balanço Hídrico Climatológico Sequencial

O balanço hídrico climatológico é mais freqüentemente apresentado na escala mensal e para um ano médio (normal), ou seja, *Balanço Hídrico Normal (Cíclico)*. No entanto, Thornthwaite & Mather (1955) descrevem que o balanço hídrico também pode ser utilizado para o acompanhamento do armazenamento de água no solo em tempo real, isto é, no momento ou até mesmo num determinado período. Esse tipo de balanço hídrico climatológico recebe o nome de *Balanço Hídrico Sequencial* ou *Seriado* e pode ser feito em várias escalas de tempo: diária, quinidial (5 dias), semanal (7 dias), decendial (10 dias), ou mensal. A escala de tempo a ser empregada deve ser compatível com o objetivo da utilização do balanço hídrico.

Para se iniciar o sequenciamento do balanço deve-se partir de um período em que o armazenamento seja pleno, isto é, ARM = CAD, pois pelo fato deste balanço não ser cíclico, não se aplicam os critérios de inicialização propostos por Thornthwaite & Mather (1955) e de Mendonça (1958). Os cálculos do balanço hídrico sequencial seguem a mesma orientação utilizada no caso do balanço hídrico cíclico (normal).

• EXEMPLO 1: Balanço Hídrico Sequencial Decendial

Local: Piracicaba (SP)		Lat: 22°42'S		Long: 47°38'W		Alt.: 546m.							
Período: Jan. a Abr./1997		Escala: Decendial		CAD = 100mm		Tanual = 21°C							
Mês/Dec	Tar (°C)	ET (mm)	Cor	ETP (mm)	P (mm)	P-ETP	NEG ACU	ARM (mm)	ALT	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)	
Jan	1	23,9	3,6	1,15	40	220	+180	0	100	0	40	0	180
	2	26,2	4,1	1,15	46	94	+48	0	100	0	46	0	48
	3	27,0	4,1	1,15	51	1	-50	-50	61	-39	40	11	0
Fev	1	26,5	4,1	1,00	44	70	+26	-14	87	+26	44	0	0
	2	25,5	4,1	1,00	44	35	-9	-23	79	-8	43	1	0
	3	26,0	4,1	1,00	39	154	+115	0	100	+21	39	0	94
Mar	1	24,5	3,9	1,05	40	80	+40	0	100	0	40	0	40
	2	24,6	3,9	1,05	40	44	+4	0	100	0	40	0	4
	3	25,7	4,1	1,05	46	23	-23	-23	79	-21	44	2	0
Abr	1	26,0	4,1	0,97	40	0	-40	-63	53	-26	26	14	0
	2												
	3												

13.4.1. Aplicações do Balanço Hídrico Sequencial

Esse tipo de balanço hídrico possibilita o acompanhamento em tempo real da disponibilidade de água no solo. No EXEMPLO 1, pode-se verificar que até o dia 10 de abril de 1997, o armazenamento de água no solo em Piracicaba era de 53mm, considerando-se CAD = 100mm, o que possibilita a tomada de decisão quanto a práticas de manejo do solo e semeadura/plantio.

Além disso, o balanço hídrico sequencial possibilita, como mostra o EXEMPLO 2, o acompanhamento da disponibilidade de água no solo ao longo de vários anos e sua comparação com um ano médio (normal). Isso também permite a quantificação de danos provocados às culturas, devido à alta correlação entre a evapotranspiração relativa (ETR/ETP) e a produtividade das culturas.

Na Figura 13.5, são apresentadas as representações gráficas dos balanços hídricos dos anos de 1985 e 1986 e de um ano normal, para Piracicaba, SP, na escala mensal. Observa-se que o ano de 1985 foi extremamente seco, com as deficiências hídricas persistindo desde maio até dezembro, continuando inclusive durante o mês de janeiro de 1986. A produção de grãos no Estado de São Paulo durante aquela safra foi severamente reduzida devido aos efeitos da seca.

• **EXEMPLO 2: Balanço Hídrico Sequêncial Mensal**

Local: Piracicaba (SP) **Lat:** 22°42'S **Long:** 47°38'W **Alt.:** 546m.
Período: Jan./1985 a Dez./1986 **Escala:** Mensal **CAD = 100mm** **Tanual = 21°C**

Ano	Mês	Tar (oC)	ET (mm)	Cor	ETP (mm)	P (mm)	P-ETP	NEG ACU	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
1985	Jan	23,8	3,6	1,15	125	132	+7	0	100	0	125	0	7
	Fev	25,6	4,1	1,00	123	119	-4	-4	96	-4	123	0	0
	Mar	25,6	4,1	1,05	130	203	+73	0	100	+4	130	0	69
	Abr	23,3	3,3	0,97	96	134	+38	0	100	0	96	0	38
	Mai	19,0	2,1	0,95	60	43	-17	-17	84	-16	59	1	0
	Jun	16,2	1,4	0,89	38	22	-16	-33	72	-12	34	4	0
	Jul	16,1	1,4	0,94	39	2	-37	-70	50	-22	24	15	0
	Ago	22,6	3,3	0,98	97	22	-75	-145	23	-27	49	48	0
	Set	21,1	2,7	1,00	81	76	-5	-150	22	-1	77	4	0
	Out	23,8	3,6	1,09	117	11	-106	-256	8	-14	25	92	0
	Nov	24,7	3,9	1,10	129	134	+5	-204	13	+5	129	0	0
	Dez	24,7	3,9	1,17	135	72	-63	-267	7	-6	78	57	0
1986	Jan	25,8	4,1	1,15	142	143	+1	-253	8	+1	142	0	0
	Fev	25,0	3,9	1,00	117	96	-21	-274	6	-2	98	19	0
	Mar	24,5	3,9	1,05	123	321	+198	0	100	+94	123	0	104
	Abr	23,4	3,3	0,97	96	48	-48	-48	62	-38	86	10	0
	Mai	20,9	2,7	0,95	77	89	+12	-30	74	+12	77	0	0
	Jun	17,6	1,9	0,89	51	0	-51	-81	44	-30	30	21	0
	Jul	17,4	1,7	0,94	48	11	-37	-118	31	-13	24	24	0
	Ago	19,4	2,1	0,98	62	133	+71	0	100	+69	62	0	2
	Set	20,9	2,7	1,00	81	37	-44	-44	64	-36	73	8	0
	Out	22,9	3,3	1,09	107	53	-54	-98	38	-26	79	28	0
	Nov	24,5	3,9	1,10	129	110	-19	-117	31	-7	117	12	0
	Dez	24,2	3,6	1,17	125	282	+157	0	100	+69	125	0	88

13.5. Exercícios Propostos

1. Calcular os balanços hídricos normais, na escala mensal, das localidades indicadas. Aferir os cálculos e fazer a representação gráfica completa e a simplificada de cada balanço.

LOCAL: Capão Bonito (SP)

Fonte: IAC

LATITUDE: 24°02'S

PERÍODO: 1960 - 1990

CAD = 100mm

Mês	T (°C)	ET (mm)	Cor	ETP (mm)	P (mm)	P-ETP (mm)	NEG. ACUM.	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
Jan	23,2				178							
Fev	23,7				146							
Mar	22,8				123							
Abr	20,8				68							
Mai	18,0				70							
Jun	16,0				66							
Jul	16,2				57							
Ago	17,3				48							
Set	18,2				83							
Out	20,4				116							
Nov	21,8				107							
Dez	22,5				158							
Ano	20,1				1220							

LOCAL: Petrolina (PE)

Fonte: INMET

LATITUDE: 9º14'S

PERÍODO: 1960 - 1990

CAD = 100mm

Mês	T (oC)	ET (mm)	Cor	ETP (mm)	P (mm)	P-ETP (mm)	NEG. ACUM.	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
Jan	26,9				72							
Fev	27,0				90							
Mar	26,6				148							
Abr	25,8				82							
Mai	25,4				29							
Jun	24,5				10							
Jul	24,7				13							
Ago	24,8				4							
Set	26,2				6							
Out	27,8				21							
Nov	28,2				50							
Dez	27,1				84							
Ano	26,3				609							

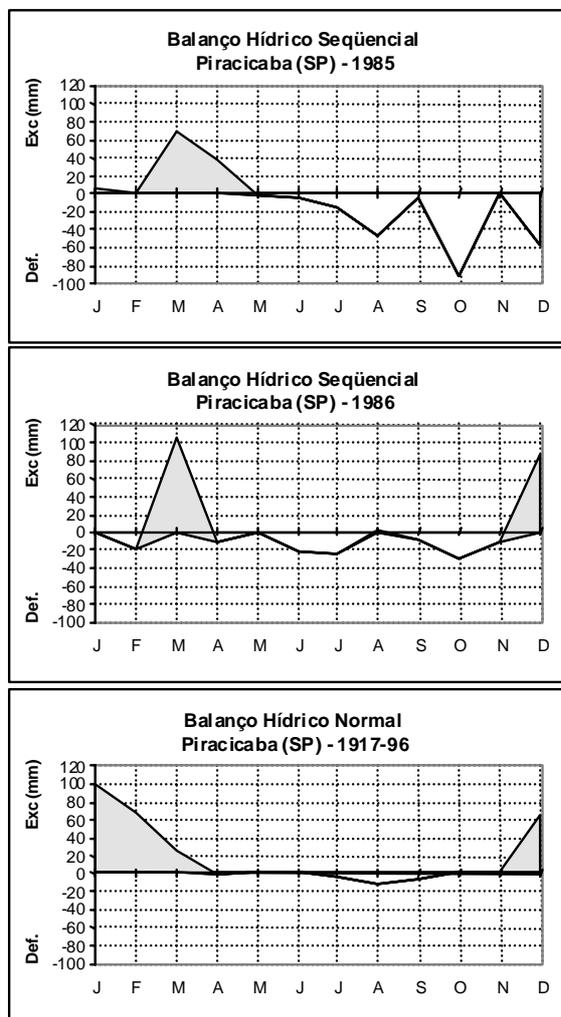


Figura 13.5. Extrato do BH Climatológico Seriado para 1985 e 1986, e comparação com o BH normal, para Piracicaba, SP.

CAPÍTULO 14. BALANÇO HÍDRICO DE CULTIVOS

14.1. Introdução

O balanço hídrico descrito no Capítulo 13, denominado climatológico, visa ao conhecimento das condições do balanço de água no solo coberto por uma vegetação padrão (gramado), visto que a *evapotranspiração potencial* ou *de referência* (ETP ou ETo) e a *evapotranspiração real* (ETR) são, por definição, características de uma extensa área gramada, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, com altura entre 8 e 15 cm, respectivamente, sem e com restrição hídrica (ver Capítulo 12- item 12.2).

No caso do balanço hídrico específico de uma cultura, visa-se calcular o armazenamento de água no solo levando-se em consideração tanto o tipo de vegetação como sua fase de crescimento e desenvolvimento. Nessa situação, a planta nem sempre cobre totalmente o terreno e sua área foliar (superfície transpirante) varia com a idade (dias após o plantio ou emergência). Nessa condição, quando não há déficit hídrico, a evapotranspiração difere da potencial, sendo denominada de *evapotranspiração máxima de cultura*, ou, simplesmente, *evapotranspiração de cultura* (ETc). Desse modo, essa evapotranspiração é que será considerada no *balanço hídrico da cultura*. Pela dificuldade de se medir a *evapotranspiração de cultura*, é mais conveniente calculá-la em função da ETo, seguindo a proposição de Jensen (1968), como segue:

$$ETc = Kc ETo. \quad (14.1)$$

Portanto, a estimativa de ETc depende de um coeficiente de ajuste (Kc), denominado *coeficiente de cultura*. Este, por sua vez, é função do *índice de área foliar* (IAF) da cultura, que varia com o seu crescimento e desenvolvimento (ver Capítulo 12). Valores médios de Kc para diferentes tipos de cultura, nas diferentes fases fenológicas são apresentados na Tabela 14.1, e conhecidos como Kc-FAO. Nas culturas anuais, observa-se aumento gradual nos valores de Kc até a fase do florescimento, que coincide com a época de máxima área foliar, decrescendo a partir do final da frutificação e início da maturação, em função da senescência das folhas. Alguns estudos realizados no Brasil com a cana-de-açúcar (Peres et al., 1992) e com a batata (Bezerra et al., 1996), mostram que o valor de Kc depende também do método de estimativa de ETo.

Para a maioria das culturas Kc varia de 0,3 na fase de estabelecimento da cultura, até 1,2 na fase de florescimento e frutificação. Variação bem diferenciada é aquela que se observa nas culturas perenes (ver Capítulo 12 - Figura 12.3), como é o caso do cafeeiro, dos citros, da oliveira, e da seringueira, que após terem atingido a maturidade (fase produtiva), os valores de Kc variam apenas em função da desfolha que ocorre no período de repouso vegetativo, mas somente entre 0,65 e 0,9 (Tabela 14.1). Para algumas culturas anuais exploradas no Brasil, os valores médios de Kc são apresentados para períodos de 10 dias após a emergência (Tabela 14.2). Observa-se que os valores máximos de Kc não ultrapassam 1,2.

Caso não haja informações detalhadas dos valores de Kc para uma determinada cultura, eles podem ser obtidos de um modo prático pela relação (Camargo & Pereira, 1990):

$$Kc = 1,2 (\% \text{ Cobertura do terreno} / 100). \quad (14.2)$$

A porcentagem de cobertura do terreno pode ser estimada visualmente pela proporção de sombra projetada no solo por volta do meio-dia, quando o Sol está a pino. É importante lembrar que, no caso de se manter o mato das entrelinhas, deve-se considerá-lo também como cobertura do terreno para efeito de consumo de água, pois todas as plantas a utilizam. Se o mato não for considerado, haverá falta de água para a cultura pois as ervas invasoras são mais eficientes na utilização dos recursos naturais que as plantas cultivadas.

14.2. Determinação da CAD

A capacidade de água disponível no solo (CAD, em mm) deve ser determinada de acordo com as propriedades físico-hídricas do solo (CC%, capacidade de campo; PMP%, ponto de murcha permanente; e D, densidade do volume de solo) e com a profundidade efetiva (Z) do sistema radicular das plantas sob cultivo, isto é:

$$CAD = 0,01 (CC\% - PMP\%) D Z, \quad (14.3)$$

e a constante 0,01 transforma os valores de porcentagem em fracionários.

Como profundidade efetiva entende-se aquela em que se concentra cerca de 80% das raízes, expressa em mm, visto que os demais termos da equação não têm unidade. Essa profundidade depende não só do tipo de solo, mas também da cultura, do regime hídrico e nutricional a que o solo está submetido.

Valores médios de profundidade efetiva do sistema radicular (Z), de alguns cultivos no Estado de São Paulo (Alfonsi et al., 1990), são apresentados abaixo:

CULTIVO	Profundidade efetiva das raízes (mm)
Hortaliças	100 a 200
arroz, batata e feijão	200 a 300
Trigo	300 a 400
milho e soja	400 a 500
Amendoim	500 a 600

No caso de culturas perenes como cafeeiro, cana-de-açúcar, citros e outras frutíferas, pode-se adotar Z entre 700 e 1000 mm. Para essências florestais, pode-se adotar Z entre 1500 e 2500mm.

As propriedades físico-hídricas dependem da textura e da estrutura do solo, e são bastante variáveis. Para os solos agrícolas do Estado de São Paulo, tem-se a CAD por unidade de profundidade variando desde 50 até 200mm/m de profundidade, sendo 130 mm/m um valor médio prático. Devido a essas variações, o ideal é que o cálculo da CAD seja feito para as condições locais de solo e de cultura, inclusive considerando-se a variação da profundidade do sistema radicular com o estágio de crescimento da cultura. No caso de haver variação acentuada das propriedades físico-hídricas com a profundidade, deve-se calcular a CAD de cada camada de solo, sendo a CAD total da profundidade efetiva dada pelo somatório das CAD das camadas.

Na impossibilidade de se ter dados locais, pode-se utilizar critérios aproximados (práticos), e Doorenbos & Kassam (1994) recomendam a seguinte regra prática:

- Solo de textura pesada: 200 mm/m
- Solo de textura média: 140 mm/m
- Solo de textura grossa: 60 mm/m.

- **EXEMPLO:** CAD para uma cultura de milho (Z = 500mm no quadro acima) nas seguintes condições:

$$\text{Solo 1} \Rightarrow \text{CC\%} = 32\% \quad \text{PM\%} = 20\% \quad D = 1,3$$

$$\text{CAD}_1 = 0,01 * (32 - 20) * 1,3 * 500 = 78\text{mm}$$

$$\text{Solo 2} \Rightarrow \text{CC\%} = 25\% \quad \text{PM\%} = 17\% \quad D = 1,2$$

$$\text{CAD}_2 = 0,01 * (25 - 17) * 1,2 * 500 = 48\text{mm}$$

$$\text{Solo 3} \Rightarrow \text{CC\%} = ? \quad \text{PM\%} = ? \quad D = ? \quad \text{Textura Média}$$

$$\text{CAD}_3 = 140 \text{ mm/m} * 0,5 \text{ m} = 70\text{mm}$$

$$\text{Solo 4} \Rightarrow \text{Camada 1: CC\%} = 26\% \quad \text{PM\%} = 19\% \quad D = 1,12 \quad Z = 200\text{mm}$$

$$\text{Camada 2: CC\%} = 30\% \quad \text{PM\%} = 21\% \quad D = 1,21 \quad Z = 300\text{mm}$$

$$\text{CAD}_1 = 0,01 * (26 - 19) * 1,12 * 200 = 15,68\text{mm} \approx 16\text{mm}$$

$$\text{CAD}_2 = 0,01 * (30 - 21) * 1,21 * 300 = 32,67\text{mm} \approx 33\text{mm}$$

$$\text{CAD} = \text{CAD}_1 + \text{CAD}_2 = 16 + 33 = 49\text{mm}$$

14.3. Elaboração do Balanço Hídrico de Cultivo

Conhecendo-se ETc e CAD pode-se fazer o balanço hídrico de cultivo seguindo-se o mesmo procedimento do balanço hídrico climatológico seqüencial (Capítulo 13), podendo ser feito nas diferentes escalas de tempo (mensal, quinzenal, decendial, quinquidial ou diária). É importante notar que, no caso de período quinzenal, as quinzenas podem ter 13 ou 14 dias, em Fevereiro, e 15 ou 16 dias, nos outros meses. No caso de decêndios, Fevereiro pode ter 8 ou 9 dias, e nos demais meses 10 ou 11 dias.

No Exemplo 1, é apresentado o balanço hídrico de uma cultura de café, na escala mensal, e para apenas um ano, mas o balanço é seqüencial. Como Janeiro é mês de excedente hídrico na região do exemplo, então desde o primeiro mês o ARMazenamento é pleno e igual à CAD. Se não houvesse EXcedente hídrico naquele mês, então o início da contabilidade teria que retroceder até um mês em que, seguramente o armazenamento fosse total (ARM = CAD).

No Exemplo 2, é apresentado o balanço hídrico de uma cultura de milho, na escala decendial, para duas épocas de semeadura (safrinha superprecoce em 01/03/85, e normal das águas em 01/10/85), e aqui também o balanço é seqüencial. Note-se que o primeiro plantio coincidiu com um período de muita chuva garantindo que o ARM fosse igual à CAD naquela data. O segundo plantio (01/10/85) foi feito em período também de chuvas, quando o ARM ainda não era total, mas já era suficiente para atender a demanda da época. No intervalo entre a maturação da primeira safra (Julho) e o segundo plantio (Outubro), o mato tomou conta do campo, e neste caso, o Kc do período foi tomado como igual a 1, simulando uma situação de maior consumo possível de água do solo.

Nesses exemplos, apenas por facilidade de apresentação, a planilha inicia-se com a ETP já determinada, enfatizando que ela pode ser estimada por qualquer método (ver Capítulo 12).

Tabela 14.1. Coeficientes de cultura (Kc) para alguns cultivos. Fonte: Doorenbos & Kassam (1994).

Cultura	Fases de Desenvolvimento da Cultura				
	Estabelecimento	Desenv. Veget.	Florescimento	Frutificação	Maturação
Alfafa	0,3 - 0,4	- -	- -	- -	1,05 - 1,2
Algodão	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	1,05 - 1,25	0,8 - 0,9	0,65 - 0,7
Amendoim	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	0,95 - 1,1	0,75 - 0,85	0,55 - 0,6
Arroz	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	0,9 - 1,2	0,8 - 0,9	0,5 - 0,6
Banana Tropical	0,4 - 0,5	0,7 - 0,85	1,0 - 1,1	0,9 - 1,0	0,75 - 0,85
Banana Subtropical	0,5 - 0,65	0,8 - 0,9	1,0 - 1,2	1,0 - 1,15	1,0 - 1,15
Batata	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	1,05 - 1,2	0,85 - 0,95	0,7 - 0,75
Beterraba açucareira	0,4 - 0,5	0,75 - 0,85	1,05 - 1,2	0,9 - 1,0	0,6 - 0,7
Cana - de - açúcar	0,4 - 0,5	0,7 - 1,0	1,0 - 1,3	0,75 - 0,8	0,5 - 0,6
Cebola seca	0,4 - 0,6	0,7 - 0,8	0,95 - 1,1	0,85 - 0,9	0,75 - 0,85
Cebola verde	0,4 - 0,6	0,6 - 0,75	0,95 - 1,05	0,95 - 1,05	0,95 - 1,05
Café c/ trato			0,65 - 0,8		
Café s/ trato			0,85 - 0,9		
Citros c/ trato			0,65 - 0,75		
Citros s/ trato			0,85 - 0,9		
Ervilha	0,4 - 0,5	0,7 - 0,85	1,05 - 1,2	1,0 - 1,15	0,95 - 1,1
Feijão verde	0,3 - 0,4	0,65 - 0,75	0,95 - 1,05	0,9 - 0,95	0,85 - 0,95
Feijão seco	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,05 - 1,2	0,65 - 0,75	0,25 - 0,3
Girassol	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,05 - 1,2	0,7 - 0,8	0,35 - 0,45
Melancia	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	0,95 - 1,05	0,8 - 0,9	0,65 - 0,75
Milho doce	0,3 - 0,5	0,7 - 0,9	1,05 - 1,2	1,0 - 1,15	0,9 - 1,1
Milho grão	0,3 - 0,5	0,7 - 0,85	1,05 - 1,2	0,8 - 0,95	0,55 - 0,6
Oliveira			0,4 - 0,6		
Pimentão verde	0,3 - 0,4	0,6 - 0,75	0,95 - 1,1	0,85 - 1,0	0,8 - 0,9
Repolho	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	0,95 - 1,1	0,9 - 1,0	0,8 - 0,95
Seringueira			0,7 - 1,2		
Soja	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,0 - 1,15	0,7 - 0,8	0,4 - 0,5
Sorgo	0,3 - 0,4	0,7 - 0,75	1,0 - 1,15	0,75 - 0,8	0,5 - 0,55
Tabaco	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,0 - 1,2	0,9 - 1,0	0,75 - 0,85
Tomate	0,4 - 0,5	0,7 - 0,8	1,05 - 1,25	0,8 - 0,95	0,6 - 0,65
Trigo	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,05 - 1,2	0,65 - 0,75	0,2 - 0,25
Uva	0,35 - 0,55	0,6 - 0,8	0,7 - 0,9	0,6 - 0,8	0,55 - 0,7

Primeiro valor: com umidade elevada (UR min > 70%) e vento fraco (U < 5 m/s)

Segundo valor: com umidade baixa (UR min < 70%) e vento forte (U > 5m/s)

Tabela 14.2. Valores de Kc por decêndio após a emergência, para alguns cultivos anuais. (Fonte: Alfonsi et al., 1990).

Dec.*	Soja			Trigo	Feijão	Arroz	Algo dão	Batata	Amen- doim	Milho		
	precoce	média	tardia							precoce	normal	inv.
1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,4
3	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,5	0,5	0,5
4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	0,6	0,6	0,6
5	0,9	0,8	0,8	0,8	1,0	1,0	0,8	1,0	1,0	0,7	0,7	0,7
6	1,1	1,0	0,9	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,1	0,9	0,8	0,7
7	1,2	1,1	1,0	1,2	1,1	1,2	1,1	1,2	1,2	1,0	0,9	0,8
8	1,1	1,2	1,1	1,2	0,8	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,0	0,9
9	1,0	1,1	1,2	1,1	0,4	1,1	1,2	0,9	1,1	1,2	1,2	1,0
10	0,8	1,0	1,1	0,8		1,0	1,1	0,7	1,0	1,0	1,2	1,1
11	0,7	0,8	1,0	0,7		0,6	1,1		0,8	0,9	1,1	1,2
12	0,5	0,7	0,9	0,6			1,0		0,6	0,8	1,0	1,0
13		0,5	0,8	0,3			0,9			0,5	0,8	1,0
14			0,7				0,7				0,5	
15			0,5				0,5					

* Dec. = decêndios após a semeadura.

• **EXEMPLO 1:** Balanço Hídrico de Cultura - CAFEIRO

Local: Ituverava (SP) (Lat.: 20°16'S; Long.: 47°48'W; Alt.: 550m) Cultura: CAFÉ Var.: Catuaí Idade: 5 anos Ano: 1985
 Espaçamento: 3,5 x 1,0m CAD = 130mm (Z = 1m e CAD = 130 mm/m). Adaptado de Camargo & Pereira (1990)

Mes	ETP (mm)	Kc	ETc (mm)	P (mm)	P - ETc	NEG ACU	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
JAN	134	0,80	107	474	+367	0	130	0	107	0	367
FEV	105	0,81	85	141	+56	0	130	0	85	0	56
MAR	101	0,82	83	306	+223	0	130	0	83	0	223
ABR	93	0,64	60	30	- 30	- 30	103	- 27	57	3	0
MAI	75	0,64	48	17	- 31	- 61	81	- 22	39	9	0
JUN	49	0,64	31	0	- 31	- 92	64	- 17	17	14	0
JUL	54	0,64	34	0	- 34	- 126	49	- 15	15	19	0
AGO	77	0,64	49	29	- 20	- 146	42	- 7	36	13	0
SET	87	0,65	57	17	- 40	- 186	31	- 11	28	29	0
OUT	104	0,86	89	66	- 23	- 209	26	- 5	71	18	0
NOV	114	0,87	99	244	+145	0	130	+104	99	0	41
DEZ	120	0,88	106	210	+104	0	130	0	106	0	104
ANO			848	1534				0	743	105	791

• **EXEMPLO 2:** Balanço Hídrico de Cultura - MILHARAL

Local: Ituverava (SP) (Lat.: 20°16'S; Long.: 47°48'W; Alt.: 550m) Cultura: MILHO Var.: Precoce Ano: 1985/1986
 Semeadura: 01/03 e 01/10/85 CC% = 32% PM% = 20% D = 1,3 Z = 500mm CAD = 78mm

Mes/Dec,	ETP (mm)	Kc	ETc (mm)	P (mm)	P - ETc	NEG ACU	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)	ETR/ ETc
Jan 1	42	1,0	42	127	+85	0	78	0	42	0	85	
Jan 2	41	1,0	41	158	+117	0	78	0	41	0	117	
Jan 3	44	1,0	44	189	+145	0	78	0	44	0	145	
Fev 1	39	1,0	39	60	+21	0	78	0	39	0	21	
Fev 2	38	1,0	38	41	+3	0	78	0	38	0	3	
Fev 3	29	1,0	29	40	+11	0	78	0	29	0	11	
Mar 1	36	0,3	11	133	+122	0	78	0	11	0	122	1
Mar 2	34	0,4	14	102	+88	0	78	0	14	0	88	1
Mar 3	34	0,5	17	71	+54	0	78	0	17	0	54	1
Abr 1	30	0,6	18	25	+7	0	78	0	18	0	7	1
Abr 2	28	0,7	20	14	- 6	- 6	72	- 6	20	0	0	1
Abr 3	26	0,9	23	17	- 6	- 12	67	- 5	22	1	0	0,95
Mai 1	24	1,0	24	7	- 17	- 29	54	- 13	20	4	0	0,83
Mai 2	22	1,2	26	2	- 24	- 53	40	- 14	16	10	0	0,61
Mai 3	23	1,2	28	8	- 20	- 73	31	- 9	17	11	0	0,61
Jun 1	19	1,0	19	0	- 19	- 92	24	- 7	7	12	0	0,37
Jun 2	17	0,9	15	0	- 15	- 107	20	- 4	4	11	0	0,27
Jun 3	17	0,8	14	0	- 14	- 121	17	- 3	3	11	0	0,21
Jul 1	18	0,5	9	0	- 9	- 130	15	- 2	2	7	0	0,22
Jul 2	19	1,0	19	0	- 19	- 149	12	- 3	3	16	0	
Jul 3	23	1,0	23	0	- 23	- 172	9	- 3	3	20	0	
Ago 1	23	1,0	23	6	- 17	- 189	7	- 2	8	15	0	
Ago 2	24	1,0	24	10	- 14	- 203	6	- 1	11	13	0	
Ago 3	29	1,0	29	13	- 16	- 219	5	- 1	14	15	0	
Set 1	28	1,0	28	0	- 28	- 247	3	- 2	2	26	0	
Set 2	30	1,0	30	9	- 21	- 268	2	- 1	10	20	0	
Set 3	32	1,0	32	8	- 24	- 292	2	0	8	24	0	
Out 1	34	0,3	10	70	+60	- 53	62	+60	10	0	0	1
Out 2	36	0,4	14	25	+11	- 36	73	+11	14	0	0	1
Out 3	40	0,5	20	31	+11	- 22	78	+5	20	0	6	1
Nov 1	38	0,6	23	120	+97	0	78	0	23	0	97	1
Nov 2	39	0,7	27	86	+59	0	78	0	27	0	59	1
Nov 3	40	0,9	36	38	+2	0	78	0	36	0	2	1
Dez 1	40	1,0	40	53	+13	0	78	0	40	0	13	1
Dez 2	41	1,2	49	70	+21	0	78	0	49	0	21	1
Dez 3	45	1,2	54	87	+33	0	78	0	54	0	33	1
Jan 1	42	1,0	42	84	+42	0	78	0	42	0	42	1
Jan 2	41	0,9	37	132	+95	0	78	0	37	0	95	1
Jan 3	44	0,8	35	115	+80	0	78	0	35	0	80	1
Fev 1	39	0,5	20	11	- 9	- 9	69	- 9	20	0	0	1

ETR/ETc médio do milho safrinha = 0,70

ETR/ETc médio do milho das águas = 1,00

14.4. Balanço Hídrico para Controle de Irrigação

A irrigação é uma operação agrícola para atendimento das necessidades de água das culturas, sendo fundamental nos sistemas de produção de regiões com ocorrência de secas regulares. Nesse caso, ela é uma operação fundamental, tão importante quanto a fertilização, o controle de pragas e doenças, e os tratamentos culturais. A irrigação provê um importante grau de estabilidade para a produção de alimentos, visto que as adversidades meteorológicas são minimizadas.

A possibilidade de estimar corretamente a evapotranspiração e dessas estimativas determinar a quantidade de água a ser suprida ao solo é de considerável importância para o monitoramento das irrigações, pois tanto sub-irrigações como irrigações excessivas resultam em baixas produções. As irrigações excessivas gastam combustível ou energia elétrica, degradam a qualidade do solo, causam lixiviação de nutrientes essenciais às plantas, e podem reduzir a produtividade. Além disso, o custo cada vez maior de energia de bombeamento e a limitação dos recursos hídricos têm levado à busca de alternativas que racionalizem o manejo da água, visando redução nos custos da irrigação.

O balanço hídrico para controle de irrigação é uma adaptação do balanço hídrico climatológico seqüencial visando facilitar sua aplicação em condições de campo, sem necessidade de recursos computacionais sofisticados, medindo-se apenas a chuva e os elementos meteorológicos exigidos no método escolhido para estimar a evapotranspiração de referência (ET_o). Aplica-se principalmente para irrigação não localizada.

Antes de se iniciar um projeto de irrigação é preciso conhecer-se alguns aspectos fundamentais como:

- **Fenologia da Cultura**

A necessidade hídrica de uma cultura varia de acordo com suas fases fenológicas, que pode ser relacionada basicamente ao Kc. Culturas perenes muitas vezes necessitam de um período de repouso vegetativo durante o ano, normalmente no inverno. Obviamente nesse período de repouso a cultura não necessitará de irrigação. Uma cultura anual quase sempre não necessita de irrigações na fase de maturação.

- **Demanda Hídrica da Cultura**

Além das fases fenológicas, a demanda ou necessidade hídrica de uma cultura varia de acordo com as condições meteorológicas, principalmente a radiação líquida disponível e a demanda atmosférica. A evapotranspiração da cultura (ET_c) pode ser convenientemente estimada em função da ET_o.

- **Características Físicas do Perfil do Solo**

Essas características são necessárias para se determinar o volume de água disponível às raízes. Se o solo for profundo, sem impedimento à infiltração da água e ao desenvolvimento natural das raízes, a quantidade de água de uma aplicação poderá ser maior pois esse solo desempenhará bem suas funções de armazenador de água. Se, no entanto, o solo for raso ou com impedimento físico ou químico (toxidez), numa certa profundidade, a quantidade de água armazenada será menor, condicionando regas menores e mais freqüentes para atender melhor à demanda atmosférica.

DIFERENÇA ENTRE IRRIGAR E MOLHAR:

Irrigar implica em conhecer as necessidades hídricas das plantas, as características do solo, e fornecer água em quantidade adequada no momento certo

14.4.1. Roteiro para Monitoramento da Irrigação

O monitoramento da necessidade de irrigação por balanço hídrico climatológico exige que se pré-determine a *dotação de rega* (DR) ou *lâmina de irrigação*, que corresponde à quantidade de água a ser aplicada em cada irrigação, expressa em mm ou em L/planta. A dotação de rega pode ser *fixa*, isto é, sempre se utiliza o mesmo valor em cada irrigação, ou *variável*. No primeiro caso, a lâmina de irrigação é pré-fixada (DR Fixa), variando entre um valor mínimo da *Água Facilmente Disponível* (0,25 AFD) e um máximo (0,50 AFD). No segundo caso, a lâmina de irrigação é variável (DR Variável), buscando sempre elevar o armazenamento de água no solo à capacidade de campo. Portanto, o que diferencia os dois critérios é o modo de cálculo do volume de água a ser aplicado no momento da irrigação. As Figuras 14.1 e 14.2 apresentam o monitoramento da irrigação para uma cultura hipotética levando-se em consideração os dois critérios discutidos acima. Pode-se observar que, para as mesmas condições de P e ET_c, na DR Fixa a freqüência de irrigação é maior, porém, com lâminas menores do que no critério da DR Variável, que apresenta um menor número de irrigações, no entanto, com lâminas maiores de modo a restabelecer o armazenamento hídrico do solo à capacidade de campo.

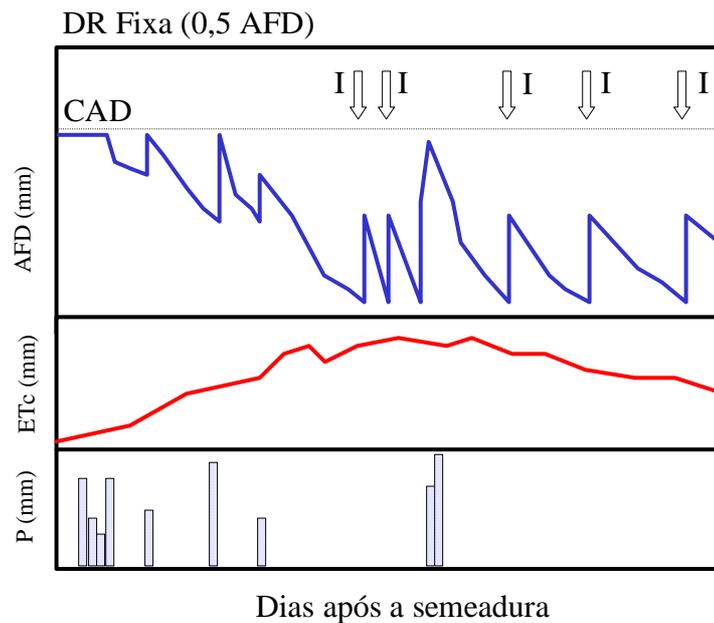


Figura 14.1. Representação esquemática do monitoramento de irrigação de uma cultura hipotética, considerando-se a dotação de rega fixa (DR Fixa).

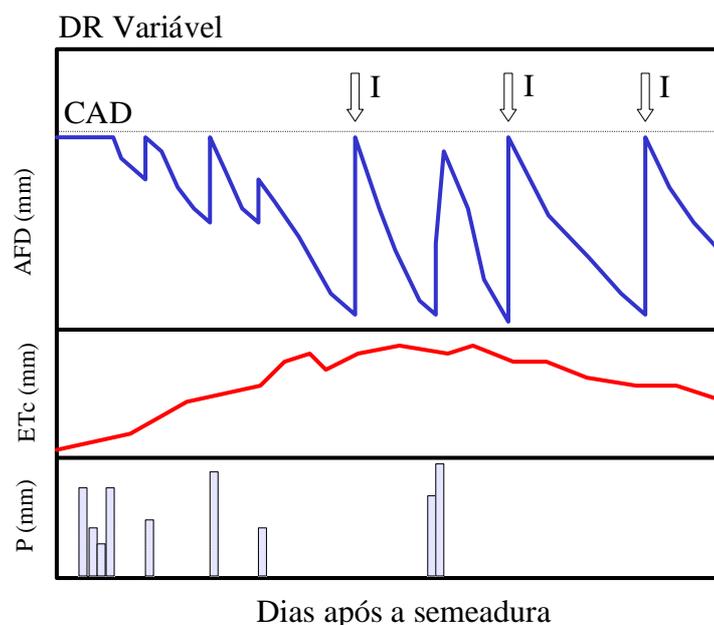


Figura 14.2. Representação esquemática do monitoramento de irrigação de uma cultura hipotética, considerando-se a dotação de rega variável (DR Variável).

A seguir são apresentados os passos para monitoramento da irrigação pelo balanço hídrico climático.

- **Passo 1 ⇒ Determinação da CAD**

De acordo com o item 14.2.

- **Passo 2 ⇒ Determinação da Água Facilmente Disponível (AFD)**

Quando se dispõe de sistema de irrigação, não se deve esperar até que as plantas mostrem sintomas externos da falta de água para se irrigar. Se isso acontecer, a produção já estará afetada. Assim, deve-se iniciar a irrigação antes das plantas atingirem esse ponto. Na prática, esse ponto representa uma fração (percentual p) da CAD, denominada de *Água Facilmente Disponível* (AFD), ou seja, aquela que pode ser extraída do solo a partir do armazenamento máximo, sem que ocorra déficit hídrico na cultura. AFD é representada por:

$$AFD = p \text{ CAD.} \quad (14.4)$$

A fração p é determinada experimentalmente, sendo função do tipo de cultura e do consumo máximo de água nos diferentes estádios fenológicos (Tabela 14.3). Isso faz com que se tenha valor diferente de AFD durante o ciclo da cultura, o que dificulta o cálculo do balanço hídrico. Para fins práticos, normalmente, adota-se $p = 0,35$ para culturas dos grupos 1 e 2, e $p = 0,50$ para culturas dos grupos 3 e 4.

Tabela 14.3. Fração p para grupos de cultura e ETc. Fonte: Doorenbos & Kassam (1994).

Culturas	Grupo	ETc (mm d ⁻¹)									
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Cebola, Pimentão, Batata	1	0,50	0,43	0,35	0,30	0,25	0,23	0,20	0,20	0,18	
Banana, Repolho, Uva, Ervilha, Tomate	2	0,68	0,58	0,48	0,40	0,35	0,33	0,28	0,25	0,23	
Alfafa, Feijão, Citros, Amendoim, Girassol, Trigo	3	0,80	0,70	0,60	0,50	0,45	0,43	0,38	0,35	0,30	
Algodão, Milho, Sorgo, Soja, Cana-de-acúcar	4	0,88	0,80	0,70	0,60	0,55	0,50	0,45	0,43	0,40	

❖ **OBSERVAÇÃO:** A adoção dessa fração p facilita o balanço hídrico, não havendo necessidade de se utilizar o *Negativo Acumulado* do balanço climatológico clássico, porque nesse intervalo de umidade armazenada o processo de extração de água pelas raízes é praticamente linear, não sendo preciso utilizar a função exponencial de cálculo de ARM, como no balanço hídrico climatológico.

• **Passo 3 ⇒ Determinação da Evapotranspiração da Cultura (ETc)**

A ETc é determinada de acordo com item 14.1 e Capítulo 12.

• **Passo 4 ⇒ Precipitação (P)**

Este é o valor total observado das chuvas (mm), no período considerado. É importante medi-la na gleba a ser irrigada pois trata-se de um elemento meteorológico com muita variabilidade espacial e descontinuidade (ver Capítulo 8).

• **Passo 5 ⇒ Irrigação (I)**

Irrigação significa a lâmina de água a ser aplicada, sendo efetuada no início do período em questão, e sempre que a AFD no final do período (AFDf) anterior tenha chegado próximo ao limite crítico, ou seja, $AFD \approx 0$. A quantidade de água da irrigação depende do critério adotado (DR fixa ou variável):

- Para DR fixa ⇒ lâmina de irrigação igual a um valor mínimo (0,25 AFD) ou máximo (0,50 AFD);
- Para DR variável ⇒ lâmina igual a diferença entre a AFD adotada (eq. 14.4) e a AFD do final do período anterior. Pelo exemplo apresentado a seguir, para a AFDf do período 25-29/5 igual a 2,6 mm, e com a AFD adotada de 19 mm, tem-se $I = 19 - 2,6 = 16,4$ mm.

• **Passo 6 ⇒ Água Facilmente Disponível inicial (AFDi)**

É a AFD no início do período considerado.

- Quando não houver irrigação ⇒ $AFDi$ do período = AFDf do período anterior
- Quando houver irrigação com DR fixa ⇒ $AFDi$ do período = $I + AFDf$ do período anterior
- Quando houver irrigação com DR variável ⇒ $AFDi$ do período = AFDf do período anterior.

• **Passo 7 ⇒ Água Facilmente Disponível final (AFDf)**

É a AFD no final do período, resultante do seguinte balanço:

- Para DR fixa ⇒ $AFDf = AFDi + (P - ETc)$
- Para DR variável ⇒ $AFDf = AFDi + (I + P - ETc)$.

• **EXEMPLO PARA DR FIXA**

ETo calculada pelo método de Camargo (Capítulo 12).

Local: Votuporanga, SP (Lat.: 20°S), **Cultura:** Feijão, **CAD** = 40mm, **AFD** = 20mm, **DR** = 10mm, **Semead:** 01/06

Período	Qo (mm/dia)	Tar (°C)	ETo (mm)	Kc	ETc (mm)	P (mm)	I (mm)	AFDi (mm)	AFDf (mm)
1-5/6	9,6	20,5	9,8	0,1	1,0	42,0		20,0	20,0
6-10/6	9,6	19,6	9,4	0,2	1,9	0		20,0	18,1
11-15/6	9,6	20,0	9,6	0,3	2,9	0		18,1	15,2
16-20/6	9,6	21,3	10,2	0,4	4,1	0		15,2	11,1
21-25/6	9,6	18,7	8,9	0,5	4,5	0		11,1	6,6
26/30/6	9,6	18,1	8,7	0,6	5,2	1,2		6,6	2,6
1-5/7	10,0	17,3	8,7	0,7	6,1	3,0		2,6	0,0
6-10/7	10,0	19,0	9,5	0,8	7,6	0	10,0	10,0	2,4
11-15/7	10,0	18,1	9,1	0,9	8,2	0	10,0	12,4	4,2
16-20/7	10,0	16,0	8,0	1,0	8,0	0	10,0	14,2	6,2
21-25/7	10,0	15,0	7,5	1,1	8,3	15,0		6,2	12,9
26-31/7	10,0	16,2	9,7	1,1	10,7	0		12,9	2,2
1-5/8	11,5	17,3	9,9	1,1	10,9	0	10,0	12,2	1,3
6-10/8	11,5	18,4	10,6	1,1	11,7	0	10,0	11,3	0,0
11-15/8	11,5	18,9	10,9	0,9	9,8	0	10,0	10,0	0,2
16-20/8	11,5	19,1	11,0	0,8	8,8	8	10,0	10,2	9,4
21-25/8	11,5	19,0	10,9	0,6	6,5	0		9,4	2,9
26-31/8	11,5	21,6	12,4	0,4	5,0	0		2,9	0,0

• **EXEMPLO PARA DR VARIÁVEL**

Local: Campinas, SP (Lat.: 22°53'S), **Cultura:** Trigo, **CAD** = 38mm, **AFD** = 19mm, **Semeadura:** 11/05

Período	ETP (mm)	Kc	ETc (mm)	P (mm)	I+P-ETc	AFDi (mm)	AFDf (mm)	I (mm)
11-15/5	10	0,3	3	26,1	+23,1	19,0	19,0	
16-20/5	10	0,3	3	19,4	+16,4	19,0	19,0	
21-25/5	10	0,4	4	29,3	+25,3	19,0	19,0	
26-30/5	9	0,4	4	20,9	+16,9	19,0	19,0	
31-04/6	6	0,6	4	22,2	+18,2	19,0	19,0	
05-09/6	8	0,6	5	1,0	-4,0	19,0	15,0	
10-14/6	8	0,7	6	8,2	+2,2	15,0	17,2	
15-19/6	7	0,7	5	2,0	-3,0	17,2	14,2	
20-24/6	9	0,8	7	1,0	-6,0	14,2	8,2	
25-29/6	9	0,8	7	1,4	-5,6	8,2	2,6	
30-04/7	9	1,1	10	0	+6,4	2,6	9,0	16,4
05-09/7	9	1,1	10	0	-10,0	9,0	0,0	
10-14/7	6	1,2	7	0	+12,0	0,0	12,0	19,0
15-19/7	7	1,2	8	0	-8,0	12,0	4,0	
20-24/7	9	1,2	11	0	+4,0	4,0	8,0	15,0
25-29/7	7	1,2	8	0	-8,0	8,0	0,0	
30-03/8	8	1,1	9	12,1	+22,1	0,0	19,0	19,0
04-08/8	10	1,1	11	0	-11,0	19,0	8,0	
09-13/8	10	0,8	8	0	-8,0	8,0	0,0	
14-18/8	11	0,8	9	0	+10,0	0,0	10,0	19,0
19-23/8	13	0,7	9	0	-9,0	10,0	1,0	
24-28/8	14	0,7	10	0	+8,0	1,0	9,0	18,0
29-02/9	14	0,6	8	0	-8,0	9,0	1,0	
03-07/9	12	0,6	7	5	+16	1,0	17,0	18,0*

* OBS: Apesar de no último quinquídio haver indicação de necessidade de irrigação, esta será descartada em função da cultura já se encontrar em fase de maturação, período em que falta da água torna-se até benéfica.

14.5. Exercícios Propostos

1. Determine as lâminas de irrigação necessárias para um cafezal, nas seguintes condições:

Local: Ituverava, SP (Lat: 20° 16'S; Long: 47° 48'W; Alt.: 550m) - Escala Quinzenal - Variedade Catuaí

Mês/Quinzena	Tmed (°C)	Chuva (mm)	Mês/Quinzena	Tmed (°C)	Chuva (mm)
Jan/1	24,5	190	Jul/1	19,4	0
Jan/2	24,5	284	Jul/2	19,4	0
Fev/1	23,5	90	Ago/1	21,3	9
Fev/2	23,5	51	Ago/2	21,3	29
Mar/1	23,1	200	Set/1	22,2	5
Mar/2	23,1	106	Set/2	22,2	12
Abr/1	22,6	30	Out/1	23,2	20
Abr/2	22,6	26	Out/2	23,2	46
Mai/1	21,0	10	Nov/1	23,8	180
Mai/2	21,0	7	Nov/2	23,8	64
Jun/1	18,4	0	Dez/1	24,2	80
Jun/2	18,4	0	Dez/2	24,2	130

2. Determine as lâminas de irrigação necessárias para uma cultura de feijão, nas seguintes condições:

Local: Ituverava, SP (Lat: 20° 16'S; Long: 47° 48'W; Alt.: 550m)

Escala Quinquidial Ciclo de 90 dias

Plantio em 15/05

Bordadura = 10m

Período	ECA (mm.d ⁻¹)	UR (%)	Vento (m/s)	Chuva (mm)
16-20/5	4,2	75	2,2	28
21-25/5	3,5	80	2,0	0
26-30/5	3,2	78	1,8	0
31-04/6	3,0	73	2,6	0
05-09/6	3,4	70	2,2	13
10-14/6	2,1	69	1,6	0
15-19/6	1,9	66	1,9	0
20-24/6	1,8	70	1,7	5
25-29/6	1,9	75	2,3	0
30-04/7	2,2	66	2,5	0
05-09/7	2,5	68	2,2	12
10-14/7	2,8	60	2,6	0
15-19/7	2,4	65	2,7	5
20-24/7	3,1	69	2,0	2
25-29/7	3,3	60	1,9	1
30-03/8	2,9	63	2,1	0
04-08/8	4,1	55	2,0	0
09-13/8	3,9	58	2,6	0

CAPÍTULO 15. CLIMATOLOGIA

15.1. Introdução

No Capítulo 2, definiu-se *clima* com sendo uma descrição estatística que expressa as condições médias do *seqüenciamento do tempo*, ou seja, o seqüenciamento das condições instantâneas da atmosfera num local. Isso significa que, primeiro observa-se as condições da atmosfera num local, por um certo período (alguns anos), e depois estima-se qual deve ser o seqüenciamento mais provável. Essa definição pode ser expressa de várias maneiras, e algumas são clássicas. Por exemplo, para Sorre “*clima é a série de estados da atmosfera em um lugar, em sua sucessão habitual*”, enquanto que Köppen define-o como sendo “*o somatório das condições atmosféricas que fazem um local ser mais ou menos habitável para seres vivos*”. Para Poncelet “*clima é o conjunto habitual de elementos físicos, químicos e biológicos que caracterizam a atmosfera de um local e influem nos seres que nele se encontram*”.

Na definição de clima fica implícito que o desempenho dos seres vivos é imposto pelas condições climáticas. Sendo assim, deve-se concentrar esforços para melhor entendê-las, e usá-las para resolver problemas econômicos e sociais. Impactos das atividades humanas sobre o ambiente devem ser continuamente avaliados e utilizados em programas de desenvolvimento regional, viabilizando a exploração racional e sustentada dos recursos naturais. Nesse contexto, os estudos sistematizados sobre clima são domínio da *Climatologia*, e como tal se iniciaram na *Geografia*.

15.2. Fatores do Clima

No Capítulo 2, definiu-se *fatores do clima* como agentes causais que condicionam os *elementos climáticos*. Os fatores podem ser classificados de acordo com a escala de estudo, ou seja, com efeitos no macro, topo ou microclima.

15.2.1 Fatores do macroclima

Fatores são condicionantes dos elementos climáticos, e podem ser classificados como:

- *Permanentes* ⇒ destacando-se latitude, altitude/relevo, oceanidade/continentalidade, distribuição de oceanos e continentes, movimentos da Terra;
- *Variáveis* (no espaço e no tempo) ⇒ incluindo-se as correntes oceânicas, os centros de alta e baixa pressões semi-permanentes e as grandes massas de ar, e as variações da composição atmosférica.

• Latitude

Os efeitos deste fator permanente estão ligados às relações Terra-Sol, que envolvem o movimento aparente do Sol ao longo do ano. Como consequência do movimento de translação da Terra, e também da inclinação do eixo terrestre em relação ao Plano da Eclíptica, há variação espacial e temporal do ângulo de incidência dos raios solares na superfície e do fotoperíodo (ver Capítulo 2 - 2.5. Estações do Ano). Em função disso, os valores diários de irradiância solar global variam de acordo com a latitude e com o dia do ano (ver Capítulo 5), sendo também afetados pelos processos de atenuação na atmosfera. (ver Capítulo 3 – itens 3.3.1 e 3.3.2). Isto torna a latitude um grande fator condicionador do balanço de energia radiante, com tendência de diminuição da temperatura média quando se vai das regiões equatoriais para as polares.

• Altitude/Relevo

Mantidos invariáveis os outros fatores climáticos, um aumento em altitude ocasiona diminuição da temperatura, em consequência da rarefação do ar e diminuição da pressão atmosférica. Em média, há decréscimo de 0,6 °C a cada 100 m de elevação, embora esse valor seja modificado pela concentração de vapor d'água na atmosfera (ver Capítulo 8).

A associação da altitude de um local na superfície terrestre, com o relevo pode condicionar variações no regime de chuvas e de ventos do local. Em certos casos, de encostas e montanhas batidas por ventos carregados de umidade, ocorre aumento da precipitação no lado a barlavento (*chuvas orográficas*, provocadas pelo relevo) e diminuição no lado a sotavento, com formação de correntes descendentes secas e diminuição da altura pluviométrica anual no segundo lado (*sombra de chuva*; Capítulo 4 – item 4.6).

A Tabela 15.1 quantifica o efeito do relevo sobre o total de chuvas ao longo de um transecto na Serra do Mar, no Estado de São Paulo. Partindo-se do nível do mar em Santos, SP (Ponta da Praia), em direção à serra verifica-se que o total de chuvas aumenta tanto na estação chuvosa (Out - Mar) como na época menos chuvosa (Abr - Set). Esse efeito é devido à circulação atmosférica local, sendo que os ventos originados no oceano Atlântico vêm em direção à serra carregados de umidade. A elevação da massa de ar provocada pelo relevo induz a condensação do vapor d'água e sua precipitação. Observa-se que acima de 350 m de altitude, na vertente voltada para o oceano (*barlavento*), o total de chuvas ultrapassa 3000 mm anuais. Ao ultrapassar o cume da serra a massa de ar, com parte de sua umidade retirada nas chuvas, atinge São Caetano do Sul, SP (@ 740 m), localizada na vertente continental (*sotavento*), resultando num total

anual de chuvas de 1289 mm. Esse total é inferior àquele observado ao nível do mar. Essa é uma situação típica de *sombra de chuva*, ou seja, na mesma altitude chove mais no lado batido pelos ventos.

Tabela 15.1. Distribuição sazonal das chuvas (em mm) ao longo de um transecto na Serra do Mar, no Estado de São Paulo (Fonte: DAEE, 1972).

ÉPOCA	Santos	Cubatão	@ 350 m	@ 500 m	@ 850 m	S. C. do Sul
OUT - MAR	1505	1783	2169	2316	2570	1005
ABR - SET	648	747	982	1071	1304	284
TOTAL ANO	2153	2530	3151	3387	3874	1289

Outro exemplo, também do estado de São Paulo, é verificado nas médias anuais de chuva e de temperatura de três localidades, não muito distantes entre si, mas com situações de relevo e altitudes diferentes (Tabela 15.2). Nem todas as diferenças no regime pluviométrico e no térmico dessas localidades podem ser explicadas apenas por altitude e relevo, mesmo porque Ubatuba está também sujeita ao fator oceanidade (ver item seguinte). Entretanto, a maior parte dessas diferenças de temperatura e precipitação estão associadas ao relevo e à altitude.

Tabela 15.2. Média anual de chuva (P) e de temperatura do ar (T), em três localidades do Estado de São Paulo. Fonte: IAC e INMET (1992).

Local	Lat.	Long.	Alt.	Situação	P(mm)	T (°C)
Ubatuba	23° 05' S	45° 03' W	8 m	Litoral, sopé Serra do Mar	2348	20,6
Pindamonhangaba	22° 55' S	45° 30' W	560 m	Vale do Paraíba	1215	20,9
Campos do Jordão	22° 44' S	45° 34' W	1594 m	Serra da Mantiqueira	1666	13,3

O relevo também afeta a direção dos ventos. No vale do Rio Paraíba, SP, as direções predominantes são SW - NE, devido à disposição da Serra do Mar e da Mantiqueira (Camargo, 1972). Do mesmo modo, a conformação do litoral, e as posições dos vales dos rios Paraíba e Tietê, canalizam correntes aéreas vindas de qualquer direção para o alto dessas serras, ao ascenderem, provocam chuvas tornando aquela região numa das mais úmidas do país.

• Oceanidade/continentalidade

Os termos *oceanidade* e *continentalidade* referem-se, respectivamente, à condição de um local situado próximo ao mar ou oceano, e no interior do continente, com efeitos decorrentes dessa condição. Devido ao maior calor específico da água em relação aos solos, vegetados ou não, mares e oceanos são *moderadores térmicos*, isto é, sua flutuação térmica é menor ao longo do dia e do ano. Essa característica é transmitida à atmosfera de localidades litorâneas, onde a amplitude térmica do ar é menor do que a das localidades situadas no interior do continente.

A Tabela 15.3, com dados normais, enfatiza os efeitos desse fator sobre o regime térmico de duas localidades, Cuiabá (MT) e Salvador (BA). Cuiabá, no interior do continente, apresenta médias de temperatura máxima mais elevadas, e de mínima menores que Salvador, que está situada no litoral banhado por águas quentes. A amplitude térmica, tanto mensal como anual, é sempre maior em Cuiabá. A diferença em latitude das duas localidades é muito pequena, e a diferença em altitude é desprezível; portanto, os efeitos são predominantemente devidos à oceanidade/continentalidade.

Numa escala geográfica maior, o poder moderador dos oceanos e mares também explica o porquê das amplitudes térmicas anuais (Verão – Inverno) serem menores no Hemisfério Sul (HS) que no hemisfério norte (HN). A relação terra / oceano é muito maior no HN do que no HS, onde há mais oceano do que terra. Assim, comparativamente, no HS ocorrem temperaturas menores no verão e maiores no inverno, com menor amplitude térmica anual.

Tabela 15.3. Efeito de oceanidade/continentalidade na temperatura do ar em Cuiabá (MT) e Salvador (BA). Fonte: INMET (1992).

Mês	Cuiabá (MT) (15° 33'S)			Salvador (BA) (13° 01'S)		
	Tmáx (°C)	Tmín (°C)	Amplitude (°C)	Tmáx (°C)	Tmin (°C)	Amplitude (°C)
Janeiro	32,6	23,2	9,4	29,9	23,7	6,2
Fevereiro	32,6	22,9	9,7	30,0	23,9	6,1
Março	32,9	22,9	10,0	30,0	24,1	5,9
Abril	32,7	22,0	12,7	28,6	22,9	5,7
Mai	31,6	19,7	11,9	27,7	23,0	4,7
Junho	30,7	17,5	13,2	26,5	22,1	3,4
Julho	31,8	16,6	15,2	26,2	21,4	4,8
Agosto	34,1	18,3	15,8	26,4	21,3	5,1
Setembro	34,1	22,1	12,0	27,2	21,8	5,4
Outubro	34,0	17,1	16,9	28,1	22,5	5,6
Novembro	31,1	22,9	8,2	28,9	22,9	6,0
Dezembro	32,5	23,0	9,5	29,0	23,2	5,8
Amp. anual	3,4	6,4		3,8	2,8	

Correntes Oceânicas

A movimentação contínua das águas oceânicas em função de diferenças de densidade, causada por diferenças de temperatura e de salinidade, e da rotação da Terra, resulta em correntes que se movem de maneira organizada, mantendo características físicas diferentes do restante das águas adjacentes (Figura 15.1). O contorno dos continentes impõe direção à movimentação das correntes oceânicas. As correntes que circulam no sentido dos pólos para o equador são frias, enquanto que aquelas que navegam no sentido contrário são aquecidas, e essa movimentação ajuda a redistribuir a energia solar captada pelos oceanos.

A atmosfera em contato com grandes massas de água entra em equilíbrio térmico com a superfície, visto que a capacidade calorífica do ar é muito pequena. Por isso, as correntes marítimas têm grande efeito sobre o regime térmico e hídrico na costa dos continentes, ao longo de seu percurso. Correntes frias condicionam climas mais secos, enquanto as correntes quentes promovem climas mais úmidos. A Figura 15.1 ilustra as principais correntes marítimas. Por exemplo, a corrente quente do Golfo do México, que banha a costa leste dos Estados Unidos, a partir da Florida toma rumo NE, banhando também as costas da Irlanda, Escócia, e Noruega, induzindo ali maiores temperaturas e precipitações, possibilitando a prática agrícola em parte do ano. Do outro lado do Atlântico Norte, na península do Labrador (Canadá) e na Groenlândia, que são banhadas por águas frias, embora nas mesmas latitudes da Noruega, têm temperatura muito mais baixa e as chuvas são escassas.

A América Latina é banhada por duas correntes frias (Humboldt ou do Perú, e das Malvinas), no sentido Sul – Norte, e pela corrente quente do Brasil, que desce da região equatorial. Portanto, a costa do oceano Pacífico é mais fria e seca do que a costa atlântica, que é mais quente e úmida. Um exemplo desse fato, pode ser ilustrado com os dados de precipitação e temperatura de duas localidades litorâneas quase na mesma latitude e altitude:

- Salvador (BA) ⇒ com temperatura média anual de 24,9 °C, e precipitação anual de 2000 mm;
- Lima (Perú) ⇒ com temperatura média anual de 19,4 °C, e chuva anual de 40 mm.

Esses efeitos opostos são reforçados pela disposição geográfica da costa, nos dois lados, em relação aos ventos de grande circulação, que nessas latitudes tem direções predominantes no quadrante leste. Assim, na altura do Brasil, a costa é batida pelos ventos de grande circulação, com transporte de vapor do oceano para o continente. Nas mesmas latitudes, no litoral Pacífico, a direção predominante de tais ventos desfavorece a circulação de vapor do mar para o continente, tornando essa região mais seca. Essa situação se altera profundamente em anos com ocorrência de El Niño, quando o litoral do Pacífico fica bem mais aquecido, provocando chuvas abundantes até mesmo no deserto de Atacama, no norte do Chile, enfatizando o acoplamento oceano/atmosfera.

Outro exemplo do efeito das correntes oceânicas no clima ocorre na costa atlântica, no litoral brasileiro, na região de Cabo Frio, RJ, onde há afloramento de águas mais frias (daí o nome do local) com efeito sobre o regime de chuvas. Naquele ponto do litoral as chuvas oscilam entre 36 e 101mm ao mês, totalizando apenas 771mm no ano

(Tabela 15.4). Um pouco mais ao sul, em Angra dos Reis, RJ, situada numa baía, onde a corrente oceânica é quente, as chuvas mensais variam de 76 a 276mm, totalizando 1977mm no ano.

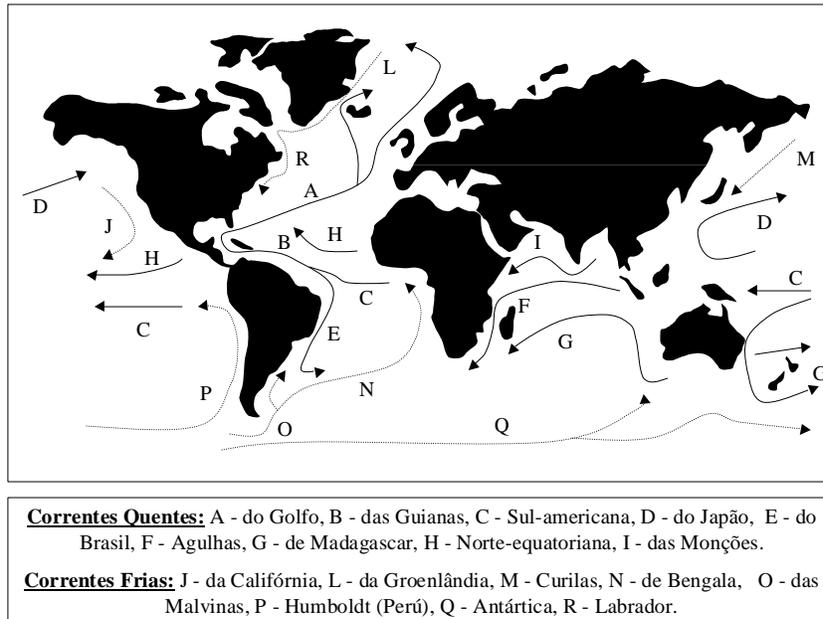


Figura 15.1. Representação esquemática das principais correntes oceânicas no mundo.

Tabela 15.4. Efeito de correntes oceânicas sobre a ocorrência de chuvas em Angra dos Reis (RJ) e Cabro Frio (RJ).
Fonte: INMET (1992)

Mês	Angra dos Reis (RJ) Chuva (mm)	Cabro Frio (RJ) Chuva (mm)
Jan	276	78
Fev	240	44
Mar	237	53
Abr	190	78
Mai	109	69
Jun	78	44
Jul	76	45
Ago	78	36
Set	116	61
Out	144	81
Nov	167	81
Dez	265	101
Total	1977	771

• **Anticiclones semi-permanentes e circulação geral**

No Capítulo 4, descreveu-se a formação das células de circulação nos hemisférios N e S, a partir do desenvolvimento de faixas de alta e de baixa pressões na superfície terrestre. A representação esquemática então mostrada (Figura 4.1) é uma versão simplificada, média, e idealizada desses centros, das células de circulação, e dos ventos associados, pois não leva em conta as variações espaciais e temporais ao longo de um ano. Devido às irregularidades da superfície terrestre, à distribuição de oceanos e continentes, e à variação do balanço de energia durante o ano, há modificações sensíveis no campo de pressões ao longo do ano. A Figura 15.2, é um exemplo para Janeiro (A) e Junho (B), meses bem opostos quanto a esses aspectos.

Regiões de alta pressão, nas latitudes próximas aos trópicos, ocorrem quase permanentemente sobre os oceanos, constituindo os *anticiclones*, dos quais o do Atlântico Sul exerce influência sobre o clima no Brasil; o Anticiclone do Pacífico

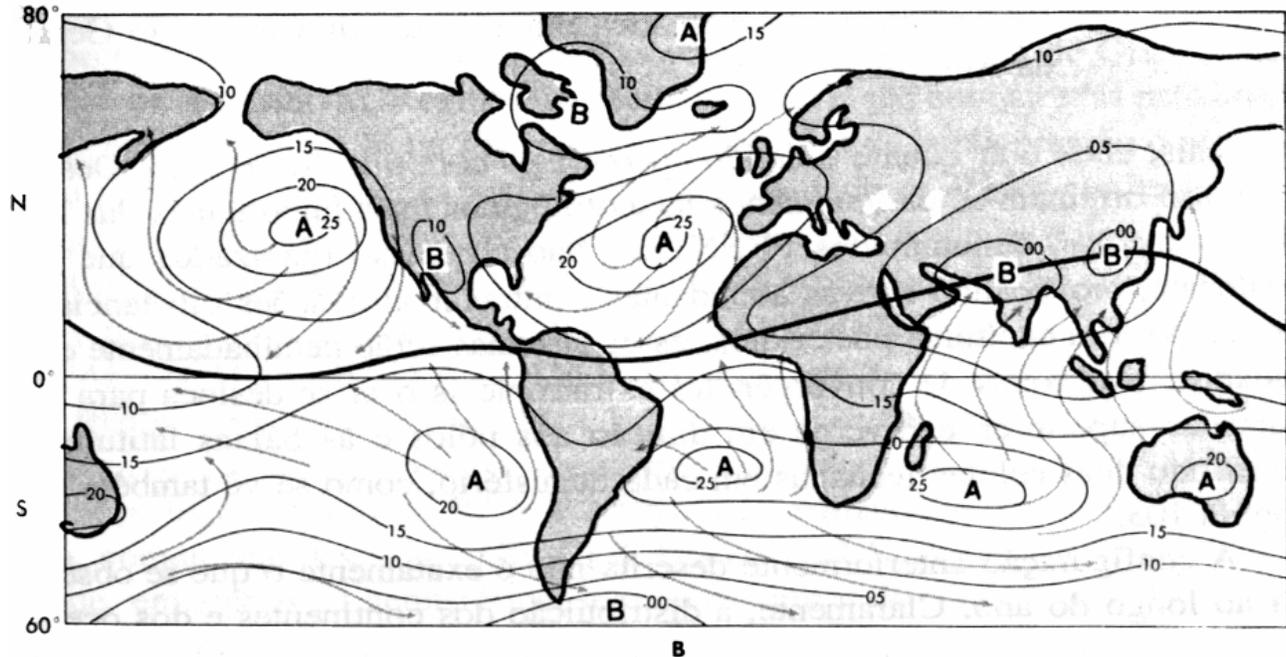


Figura 15.2. Centros de pressão e ventos médios ao nível do mar, para Janeiro (A) e Julho (B). As linhas finas são isóbaras em hPa, em excesso a 1000 hPa. Fonte: Vianello & Alves (1991).

15.2.2. Fatores do topoclima

Esses fatores dependem da configuração e exposição do terreno, sendo de grande importância para a prática agrícola e florestal. Nas regiões S e SE do Brasil, terrenos com faces N são, em média, mais ensolarados, mais secos, e mais quentes, enquanto que aqueles com face S são menos ensolarados, mais úmidos, mais frios, e batidos pelos ventos SE da circulação geral de inverno.

A configuração do terreno (convexo, côncavo, plano) é importante fator, principalmente à noite, quando a convexidade permite boa drenagem de ar frio e a concavidade força seu acúmulo, agravando o efeito de geada na região sul e sudeste do país.

15.2.3. Fatores do microclima

Fatores microclimáticos são agentes que modificam o clima em microescala, sendo representados pelo tipo de cobertura do terreno; logo, podem ser modificados pelo homem, e isto vem acontecendo ao longo dos tempos. A cobertura do terreno pode ser *artificial*, como em casas-de-vegetação, em viveiros, etc., ou *natural*, como lagos, vegetação, solos desnudos, etc. Quanto à cobertura vegetal, ela pode-se ser: a) *cobertura viva* e de diferentes portes, como mata, cultivos, gramados; b) *cobertura morta (mulch)*, como restos de cultivos.

Em função do balanço de energia local, cada tipo de cobertura tem influência diferente no microclima. Florestas diminuem as variações térmicas acentuadas durante o dia, enquanto que vegetação baixa e cobertura morta intensificam o efeito microclimático, tanto no aquecimento diurno como no resfriamento noturno. Superfícies de água têm efeito moderador também no microclima. Portanto, os fatores microclimáticos devem ser considerados na prática agrícola e florestal, pois o macroclima resulta do somatório dos microclimas.

15.3. Climograma

Climograma é uma representação simultânea de dois elementos climáticos num gráfico de dispersão de pontos, visando entender o efeito conjugado desses dois elementos ao longo do ano. No exemplo da Figura 15.3, os elementos escolhidos foram a evapotranspiração potencial mensal (ETP) e o total de chuva mensal (Camargo, 1966). Nesse tipo de representação não se procura uma relação de causa-efeito; portanto, é indiferente a escolha do eixo para cada elemento. Verifica-se nesta representação gráfica, que as duas localidades escolhidas têm climas bem distintos. O critério empírico de separação das zonas definindo as condições hídricas tomou a linha de proporção 1:1, entre chuva e

ETP, como divisória entre as zonas *Úmido* e *Sub-úmido*; entre *Úmido* e *Super-úmido* ela foi de 2:1; entre *Sub-úmido* e *Seco* foi de 1:2; e assim sucessivamente.

A delimitação das zonas térmicas seguiu o critério de Thornthwaite, no qual a evapotranspiração é determinada pela temperatura média do período. Definiu-se as seguintes condições: *hipertérmica*, quando a ETP foi maior que 170 mm mensais, que corresponde a 31 °C de temperatura média mensal; *mesotérmica* para ETP mensal entre 80 e 170 mm, ou entre 15,5 °C e 31 °C; *hipotérmica* se ETP fica entre 50 e 80 mm, ou de 10 °C a 15,5 °C; e *microtérmica* no caso de ETP menor que 50 mm mensais, ou temperatura abaixo de 10 °C.

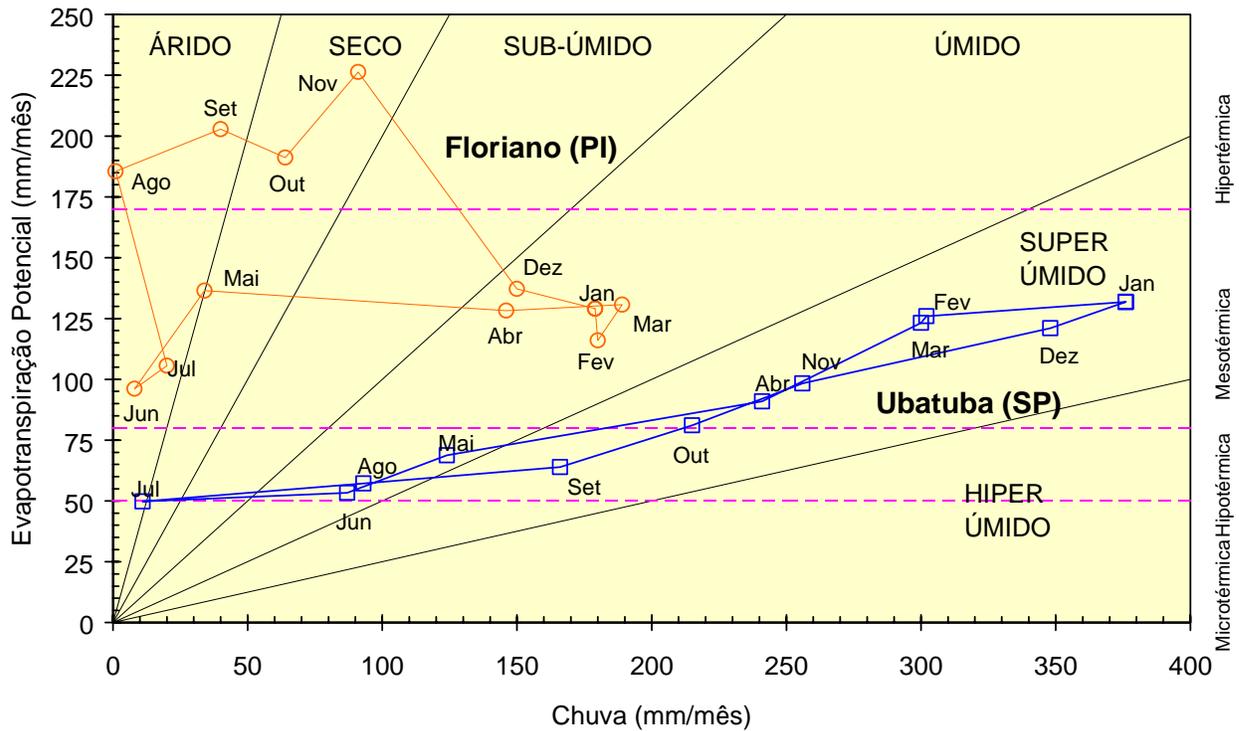


Figura 15.3. Climograma relacionando evapotranspiração potencial e chuva, na escala mensal. Adaptado de Camargo (1966).

No Capítulo 16, são mostrados outros exemplos de climogramas, usados na determinação do potencial climático de uma região para infestação de pragas de plantas cultivadas. Naqueles casos, utilizou-se como elementos temperatura e umidade relativa do ar. Em classificação climática é comum combinar chuva com temperatura.

15.4. Classificação climática

A classificação climática *objetiva* caracterizar em uma grande área ou região, zonas com características climáticas e biogeográficas relativamente homogêneas. Essa caracterização pode ser feita com base em diversos critérios, que dependem dos objetivos do classificador. A classificação climática pode ser feita com base na *paisagem natural*, ou por *índices climáticos*. No primeiro caso, considera-se a ocorrência ou não de vegetação, e o tipo de vegetação predominante. Na *literatura geobotânica*, tal unidade é denominada de *vegetação zonal*. Esse critério baseia-se no fato da vegetação ser um integrador dos estímulos do ambiente. Assim, existem regiões: a) permanentemente cobertas por gelo, e sem vegetação; b) temporariamente cobertas com neve, e permanentemente cobertas com florestas decíduas; c) com florestas decíduas, mas com verão quente e chuvoso; d) com florestas tropicais; e) equatoriais com vegetação luxuriante; f) de savanas; g) desérticas; etc.

No caso de classificação por índices climáticos, o clima é caracterizado pelos elementos meteorológicos e suas combinações. Índices mais simples usam valores médios de períodos específicos (e.g., mês mais quente ou mais frio), totais sazonais, eventualmente com uso dos desvios em torno das médias. Utilizando-se a *Climatologia Estatística*, é possível avançar para estudos de probabilidade de ocorrência de eventos adversos extremos, tais como secas, chuvas intensas, temperaturas extremas, ventos extremos, etc.

Em geral, os limites dos índices climáticos são estabelecidos de modo a permitir concordância com as delimitações impostas pela distribuição da vegetação zonal (Henning, 1989). A utilização de limites rígidos, para o traçado de contornos divisionários, dá a idéia de transições abruptas, mas na natureza ocorrem gradações. No uso das classificações climáticas deve-se considerar que tais aproximações, e a falta de dados suficientes em grandes áreas do mundo, tornam flexíveis os limites das zonas climáticas estabelecidas.

No presente texto, serão apresentadas apenas as classificações de Köppen e de Thornthwaite, ambas baseadas em índices.

15.4.1. Classificação de Köppen

W. Köppen é autor de uma das mais conhecidas classificações de clima. Nela são definidos cinco *grandes tipos* ou *grupos*, identificados pelas letras maiúsculas A, B, C, D, E. Clima tipo B identifica áreas *secas* ou de *vegetação xerófila*, enquanto que os tipos A, C e D identificam climas *úmidos*. Os climas úmidos são definidos em função da temperatura média mensal, isto é:

- A ⇒ megatérmico (*tropical úmido*) com temperatura média do mês mais frio acima de 18°C;
- C ⇒ mesotérmico (*temperado quente*) com temperatura do mês mais frio entre -3° e 18°C;
- D ⇒ microtérmico (*temperado frio ou boreal*) com temperatura do mês mais frio menor que -3°C e do mês mais quente maior que 10°C;
- E ⇒ *polar*, onde todos os meses têm temperaturas médias abaixo de 10°C.

Quanto aos climas secos, tipo B, eles são definidos em função tanto do total anual de chuvas (P, em cm), como de sua distribuição nas estações do ano, e de sua relação com a temperatura média anual (T). São dois tipos básicos: BS que é típico de estepes; e BW, que é característico de desertos. Esses dois tipos são diferenciados por três situações possíveis:

- Onde as chuvas são predominantemente de inverno, e
se $P < T \Rightarrow$ Tipo BW
se $T < P < 2T \Rightarrow$ Tipo BS
- Onde não há predominância de chuvas em uma estação definida, e
se $P < T + 7 \Rightarrow$ Tipo BW
se $T + 7 < P < 2(T + 7) \Rightarrow$ Tipo BS
- Onde as chuvas predominam no verão, e
se $P < T + 14 \Rightarrow$ Tipo BW
se $T + 14 < P < 2(T + 14) \Rightarrow$ Tipo BS

A classificação de Köppen introduz também *subtipos* e *variedades*, expressos por letras minúsculas, para levar em conta a amplitude térmica anual e a distribuição sazonal das chuvas. Essas letras são incorporadas àquela do tipo ou grupo, para constituírem a *fórmula climática*. Detalhes de cada subtipo e variedade são apresentados em Vianello & Alves (1991).

Em função da faixa de latitudes em que se encontra e do relevo com altitudes pouco pronunciadas, o território brasileiro apresenta macroclimas do tipo A, B e C (Figura 15.4) nessa classificação. O tipo B é representado por BSh, clima *semi-árido quente* (h significa temperatura média anual acima de 18°C), do sertão nordestino, com a maior parte do ano seco.

Os *climas megatérmicos* prevalecem em grande parte do território brasileiro (Figura 15.4), com os seguintes subtipos definidos pela distribuição de chuvas no ano:

- Af ⇒ com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, e ausência de estação seca, como na Amazônia ocidental e parte do litoral sudeste;
- Am ⇒ com pequena estação seca, sob influência de monções; ocorre em boa parte da Amazônia oriental;
- Aw ⇒ denominado *clima de savanas*, com inverno (*winter*) seco e chuvas máximas de verão, presente nas regiões norte, centro-oeste e parte do sudeste;
- Aw' ⇒ idêntico ao anterior, mas com precipitação máxima no outono;
- As ⇒ precipitações de outono e inverno (estação seca do verão até outono); ocorre em parte do litoral do nordeste.

Os climas mesotérmicos ocorrem em parte do sudeste e do sul do Brasil, apresentando as seguintes variedades:

- Cwa ⇒ *tropical de altitude*, com inverno seco e temperatura do mês mais quente maior que 22°C
- Cwb ⇒ *tropical de altitude*, com temperatura do mês mais quente inferior a 22°C;
- Csa ⇒ *tropical de altitude*, estiagem de verão (representado em pequena região do nordeste);
- Cfa ⇒ *subtropical*, sem estação seca e temperatura do mês mais quente maior que 22°C;
- Cfb ⇒ idem ao anterior, mas com temperatura do mês mais quente inferior a 22°C.

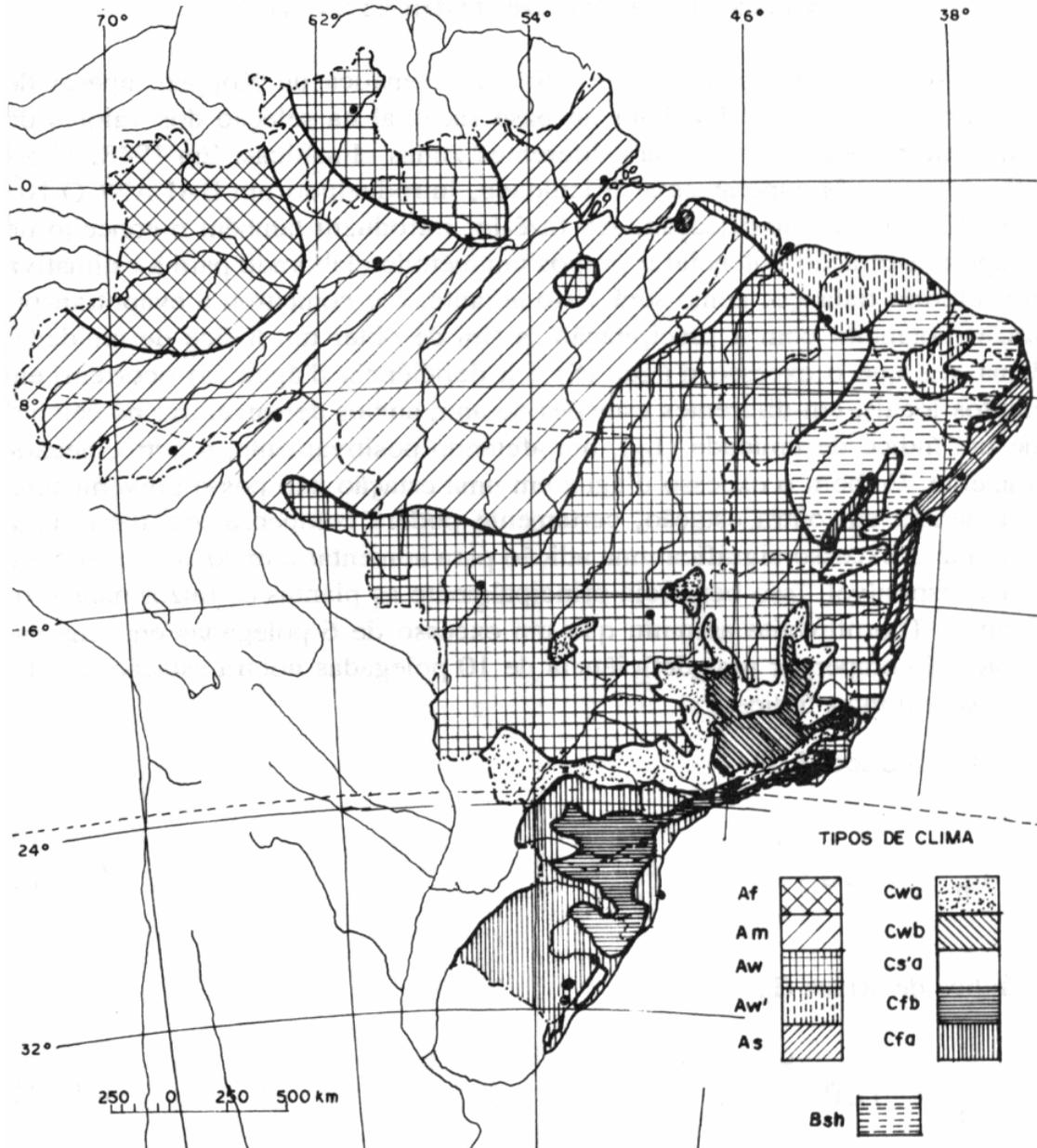


Figura 15.4. Macroclimas do Brasil pela classificação de Köppen. Fonte: Vianello & Alves (1991).

15.4.2 Classificação de Thornthwaite

Uma ferramenta útil e simples dos estudos climáticos é a elaboração do *balanço hídrico climatológico normal* de um local ou região (ver Capítulo 13). O balanço hídrico climático segundo Thornthwaite e Mather (1955), fornece informações da disponibilidade hídrica ao longo do ano, pelo cálculo de *excedente* (EXC), *deficiência* (DEF), *retirada e reposição* (ALT) hídrica no solo. Tem-se também uma visão da disponibilidade térmica, pela evapotranspiração potencial ou de referência (ETP). A execução desse tipo de balanço hídrico climático exige, na sua estimativa mais simples, tão somente a temperatura do ar e a altura pluviométrica. Por esse motivo, esse método tem ampla aplicação em agro-climatologia, e em estudos geográficos.

A Figura 15.5 mostra exemplos de gráficos simplificados (extratos) de balanços hídricos climatológicos normais para três localidades, representativos das diferentes condições climáticas que ocorrem no Brasil. Verifica-se balanços extremos com ocorrência de excedente hídrico ao longo de todo o ano, típicos de regiões do sul e de parte do litoral brasileiro, bem como da Amazônia, ou com ocorrência de deficiência hídrica em todos ou na grande maioria dos meses, sem ocorrência de reposição hídrica completa no solo, típicos de localidades do semi-árido do NE. Outros balanços apresentados mostram situações intermediárias, com períodos mais ou menos longos de deficiência e de excedente, de retirada e de reposição hídrica no solo, podendo-se verificar a variação, entre localidades, dos meses do ano em que essas variáveis ocorrem.

A classificação climática de Thornthwaite, utiliza índices calculados com base no balanço hídrico climatológico normal. A partir dos *valores anuais* são definidos os seguintes índices ligados à disponibilidade hídrica:

- Índice hídrico $I_h = (EXC / ETP) 100$
- Índice de aridez $I_a = (DEF / ETP) 100$
- Índice de umidade $I_u = I_h - 0,6 I_a$

Com base no índice de umidade, Thornthwaite definiu os *tipos climáticos* (Tabela 15.5), e com os índices de aridez e hídrico determina-se os *subtipos* (Tabela 15.6).

Tabela 15.5. Tipos climáticos, segundo Thornthwaite, com base em índice de umidade

TIPO DE CLIMA	I_u
A → superúmido	$I_u \geq 100$
B ₄ → úmido	$80 \leq I_u < 100$
B ₃ → úmido	$60 \leq I_u < 80$
B ₂ → úmido	$40 \leq I_u < 60$
B ₁ → úmido	$20 \leq I_u < 40$
C ₂ → subúmido	$0 \leq I_u < 20$
C ₁ → subúmido seco	$-20 \leq I_u < 0$
D → semi-árido	$-40 \leq I_u < -20$
E → árido	$-60 \leq I_u < -40$

Tabela 15.6. Subtipos climáticos, segundo Thornthwaite, com base nos índices de aridez e hídrico

Climas úmidos (A, B, C ₂)	Índice de aridez I_a
r → sem ou com pequena deficiência hídrica	$0 \leq I_a < 16,7$
s → deficiência hídrica moderada no verão	$16,7 \leq I_a < 33,3$
w → deficiência hídrica moderada no inverno	$16,7 \leq I_a < 33,3$
s ₂ → grande deficiência hídrica no verão	$I_a \geq 33,3$
w ₂ → grande deficiência hídrica no inverno	$I_a \geq 33,3$
Climas secos (C ₁ , D, E)	Índice hídrico I_h
d → excedente hídrico pequeno ou nulo	$0 \leq I_h < 10$
s → excedente hídrico moderado no verão	$10 \leq I_h < 20$
w → excedente hídrico moderado no inverno	$10 \leq I_h < 20$
s ₂ → grande excedente hídrico no verão	$I_h \geq 33,3$
w ₂ → grande excedente hídrico no inverno	$I_h \geq 33,3$

Os 10 tipos climáticos quanto ao fator térmico foram definidos com base na *evapotranspiração potencial anual*, e os 8 subtipos dependem da relação percentual ETP no verão/ETP anual (Tabela 15.7). Utilizou-se a ETP porque ela depende diretamente da temperatura (Método de Thornthwaite, Capítulo 12).

Tabela 15.7. Tipos e subtipos climáticos segundo Thornthwaite, com base no índice térmico (ETP anual)

Tipos	ETP anual (mm)	Subtipos	(ETP no verão/ETP anual)*100
A' → megatérmico	ETP ≥ 1140	a'	menor que 48,0%
B' ₄ → mesotérmico	1140 > ETP ≥ 997	b' ₄	entre 48,0% e menos que 51,9%
B' ₃ → mesotérmico	997 > ETP ≥ 885	b' ₃	entre 51,9% e menos que 56,3%
B' ₂ → mesotérmico	885 > ETP ≥ 712	b' ₂	entre 56,3% e menos que 61,6%
B' ₁ → mesotérmico	712 > ETP ≥ 570	b' ₁	entre 61,6% e menos que 68,0%
C' ₂ → microtérmico	570 > ETP ≥ 427	c' ₂	entre 68,0% e menos que 76,3%
C' ₁ → microtérmico	427 > ETP ≥ 285	c' ₁	entre 76,3% e menos que 88,0%
E' → gelo perpétuo	ETP < 997	d'	igual ou maior que 88,0%
D' → tundra	287 > ETP ≥ 142		
E' → gelo perpétuo	ETP < 142		

- ❖ **EXEMPLO:** Com os dados do balanço hídrico normal, com CAD = 100 mm, de Ribeirão Preto, SP (exemplo do Capítulo 13 - Balanço Hídrico), classificar o clima dessa localidade segundo Thornthwaite.

$$\text{DEF} = 70 \text{ mm} \quad \text{EXC} = 522 \text{ mm} \quad \text{ETP} = 1082 \text{ mm} \quad \text{ETP}_{\text{verão}} = 336 \text{ mm}$$

$$I_h = (\text{EXC} / \text{ETP}) 100 = (522/1082) * 100 = 48,2$$

$$I_a = (\text{DEF} / \text{ETP}) 100 = (70/1082) * 100 = 6,5$$

$$I_u = I_h - 0,6 I_a = 48,2 - 0,6 * 6,5 = 44,3$$

Pela Tabela 15.5, com $I_u = 44,3 \Rightarrow$ Tipo B₂ clima úmido.

Pela Tabela 15.6, com $I_a = 6,5 \Rightarrow$ Subtipo r, pequena deficiência hídrica.

Pela Tabela 15.7, com ETP = 1082 mm \Rightarrow Tipo B'₄, Tipo mesotérmico.

Pela Tabela 15.7, com ETP de verão/ETP anual * 100 = 31 % \Rightarrow Subtipo a'.

Em resumo, a fórmula climática é:

B₂ r B'₄ a' \Rightarrow Tipo Mesotérmico Úmido, com pequena deficiência hídrica.

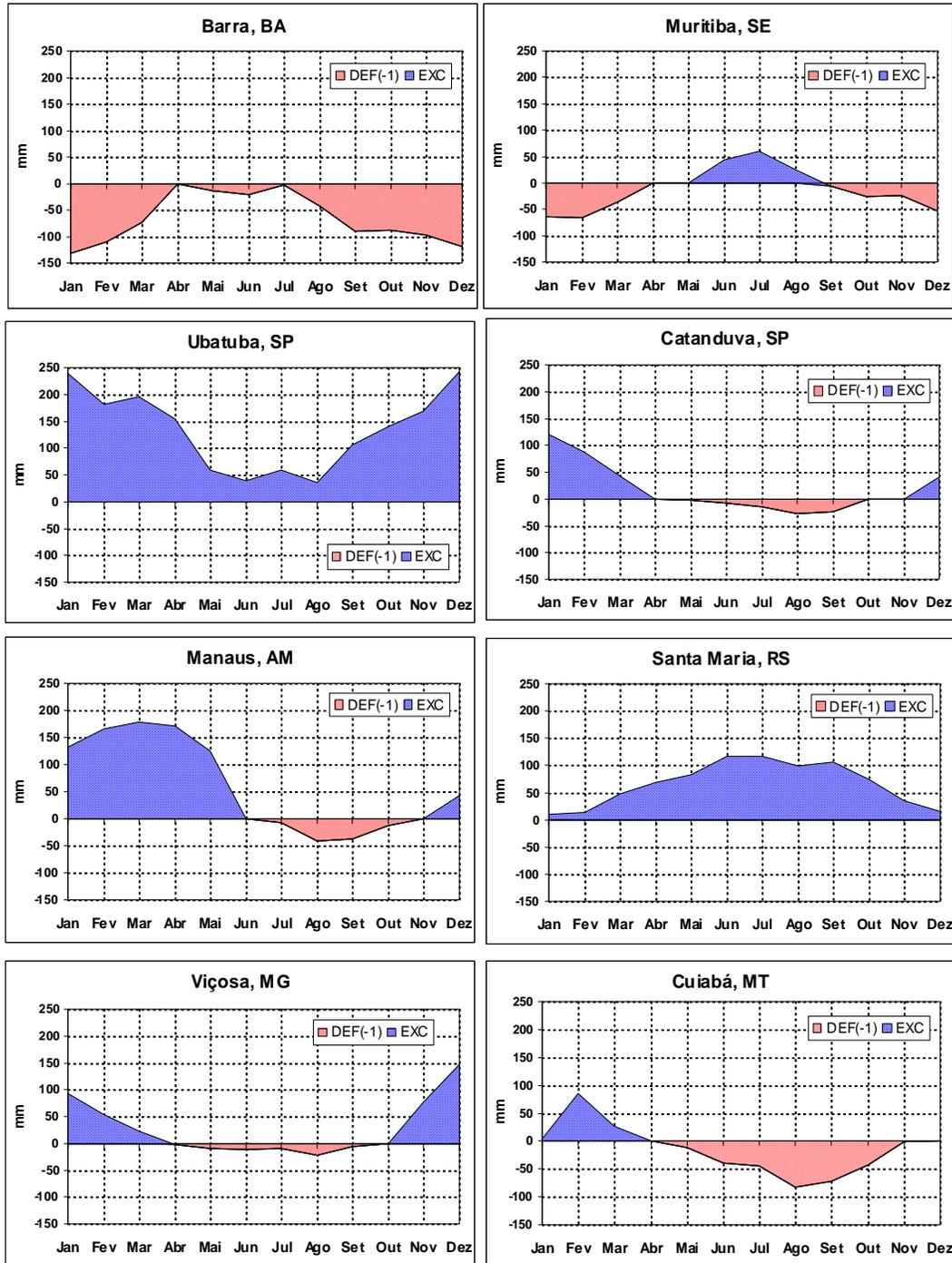


Figura 15.5. Exemplos de gráficos de balanços hídricos no Brasil, para CAD=100 mm. Fonte: Sentelhas et al. (1999).

15.5. Mudança, Variabilidade e Anomalias do Clima

15.5.1. Mudança e Variabilidade do Clima

As condições climáticas na Terra sofrem flutuações contínuas. Dependendo da escala de tempo em que se trabalha é possível visualizar essa variabilidade e definir o que são mudanças climáticas. *Mudança climática* refere-se à alteração global das condições climáticas médias, incluindo-se não somente modificações atmosféricas, mas também de outros componentes do sistema climático, como a hidrosfera, a litosfera e a criosfera. *Variabilidade climática* refere-se às flutuações em torno da média de longo período. Entretanto, não há uma distinção absoluta entre esses termos (Rosenzweig e Hillel, 1998). Por exemplo, o possível aquecimento atual da Terra por *efeito estufa* pode ser tomado como uma mudança climática na escala de séculos ou décadas, mas poderia ser considerado apenas um desvio da média de temperatura caso se trabalhe na escala de dezenas de milhares de anos, ou na escala de eras geológicas. Mesmo que fosse considerado como um desvio da média em uma escala de milhares de anos, isso não significa que o aquecimento global não seja preocupante pelas conseqüências que pode trazer à vida neste planeta.

Antes da história registrada da Terra, ocorreram flutuações climáticas de grande magnitude, que podem ser inferidas por estudos *paleoclimatológicos*, fundamentados em evidência geológica e paleobiológica. As variações climáticas podem ser conhecidas pelo estudo de fontes ligadas à Antropologia e à Arqueologia, além de técnicas especiais (por exemplo, estudo de anéis de crescimento de certas árvores, *dendroclimatologia*). A cerca de dois séculos, há registros relativamente confiáveis das condições atmosféricas. É possível inferir que ao longo do último milhão de anos as flutuações da *temperatura global* da Terra foram grandes (Figura 15.6), com ciclos de milhares de anos. Na maior parte do tempo ela teria estado abaixo (até 3°C) e na menor parte ela teria estado acima (até 1°C) da temperatura global do início do século XX.

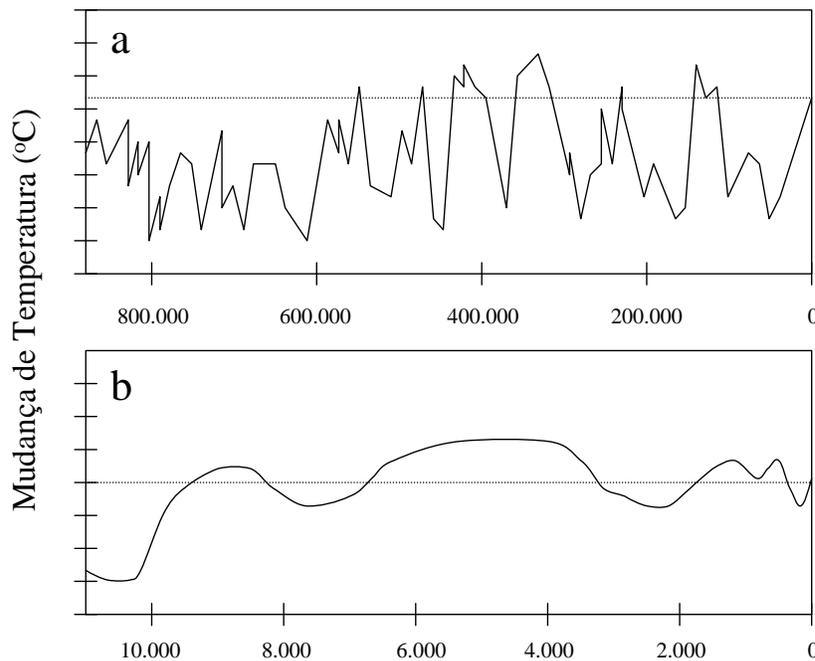


Figura 15.6. Variação da temperatura global da Terra no último milhão de ano e nos últimos 10.000 anos. Adaptado de IPCC (1990).

Na escala de *eras geológicas*, muitos fatores concorrem para as flutuações do clima, podendo ser classificados como de origem:

- *Terrestre* ⇒ modificações da composição da atmosfera e da distribuição dos oceanos e continentes, da topografia dos continentes; vulcanismo com lançamento de aerossóis na atmosfera; a variação na cobertura de neve e gelo altera o balanço energético do planeta espacial e temporalmente;
- *Astronômica* ⇒ as variações da excentricidade da órbita terrestre, a precessão dos equinócios (movimento cíclico, com modificação temporal dos pontos que definem o início das estações do ano, em períodos de 22.000 a 26.000

anos) e variações da inclinação do eixo terrestre em relação ao plano da Eclíptica (de 21,5° a 24,5° em períodos de 41.000 anos), decorrentes da atração gravitacional entre os corpos celestes;

- *Extraterrestres* ⇒ variação da emissão de energia do Sol.

Quando se estuda a variação da temperatura global da Terra nos últimos 10.000 anos (Figura 15.4), infere-se que na maior parte do tempo ela esteve acima daquela observada no início deste século, passando por um máximo (cerca de 1,5° acima), no Holoceno (cerca de 5000 anos atrás), e valores abaixo (menor que 1° C), em torno de 8.000 e 3.000 anos atrás. Com essas flutuações, ocorreram avanços e retrocessos das camadas de gelo continental, com ocorrência de períodos glaciais e interglaciais. O último período excepcionalmente frio ocorreu entre 1550 e 1850 (*pequena idade do gelo*), com aumento das glaciações principalmente na Europa. Nessa escala, assume-se que a Terra atravessa no momento um período interglacial, com aumento da temperatura global.

A flutuação da temperatura global da superfície terrestre com base em observações desde 1880 é vista na Figura 15.7, notando-se com mais detalhes essa tendência de aquecimento. Devido ao fato da Terra estar num período de interglaciação, com aumento natural da temperatura, é difícil separar quanto do aquecimento é devido à variabilidade natural e quanto é decorrente, por exemplo, do *efeito estufa* originário de causas antropogênicas (desmatamento, liberação de *gases estufa*) ou quanto houve de efeito contrário por atenuação da radiação solar por aerossóis de origem industrial ou natural, como por exemplo, após a erupção do vulcão Pinatubo nas Filipinas em 1991, que parece ter sido uma das causas da queda de temperatura observada em 1992.

É difícil confirmar se atualmente está começando a ocorrer uma mudança climática para as próximas décadas, por vários motivos:

- dificuldade em se ponderar o efeito da variabilidade natural no processo de aquecimento;
- problemas devido às modificações de técnicas de medida de temperatura ao longo dos últimos 100 anos, à distribuição inadequada dos pontos de medida e à urbanização intensa;
- dificuldade de se modelar o clima, sendo a modelagem físico-matemática a forma de estudo disponível para tal previsão, pela impossibilidade de se fazer experimentos controlados na atmosfera.

Apesar das incertezas, há uma série de evidências de que há um reforço do aquecimento global devido à ação do Homem, com conseqüências difíceis de serem previstas. Os efeitos dos *gases estufa* (Capítulo 3) na modificação do clima são estudados por *modelos climáticos globais*. Tem-se tentado estudar o efeito do aumento da concentração dos gases estufa na atmosfera, simulando o que ocorreria com a temperatura global do planeta se duplicasse, por exemplo, a concentração de CO₂. Devido à complexidade e ao conhecimento incompleto do sistema climático, os resultados indicam valores discrepantes (entre 1,9 e 5,2 °C) para o valor do aquecimento nos próximos 100 anos, quando se simula uma duplicação brusca da concentração CO₂, e aumento da precipitação global anual de 3 a 15%. Assume-se, entretanto, que a melhor estimativa para o aumento de temperatura global, mantidas as tendências atuais, seria de 1 °C a 3,5 °C, em 2100. Ocorreriam diferenças espaciais nessas tendências: as latitudes elevadas no Hemisfério Norte tenderiam a se aquecer principalmente no inverno; no interior dos continentes, em latitudes médias, haveria seca no verão e os continentes se aqueceriam mais rapidamente do que os oceanos.

Uma simulação da mudança em um ritmo gradual é mais difícil de ser feita, embora mais realista. Prevê-se que para essa taxa de aumento de CO₂ de 1% ao ano, ocorreria aquecimento de 0,3°C/década, atingindo entre 1,3 a 2,3°C quando a concentração de CO₂ fosse o dobro da atual. O Atlântico, no HN, e próximo à Antártida, no HS, se aqueceria menos, e o HS se aqueceria mais lentamente que o HN.

Rosenzweig & Hillel (1998) explicam que com aumento da temperatura boa parte do globo sofrerá impactos de eventos extremos (como secas, inundações), modificações do regime hidrológico e de chuvas entre as regiões, variação dos níveis dos mares. Especula-se quanto aos efeitos sobre a produção das culturas pelo aumento da concentração de CO₂ e da elevação da temperatura, bem como da modificação do regime termo-pluviométrico das regiões e dos efeitos sobre pragas e doenças de plantas.

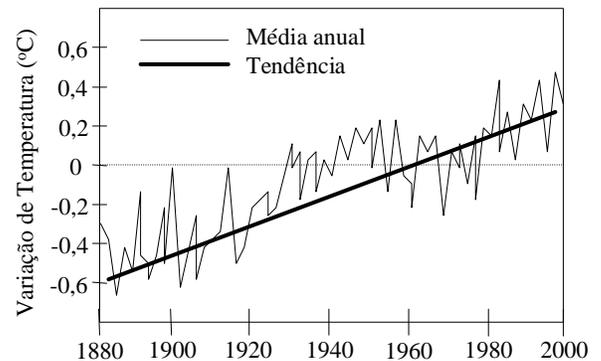


Figura 15.7. Variação da temperatura global da Terra desde 1880.

Adaptado de Rosenzweig & Hillel (1998).

15.5.2. Anomalias climáticas

Eventos meteorológicos e climatológicos com desvios muito grandes em relação à média podem ser considerados como *anomalias*, citando-se entre eles secas e inundações anormais, ondas de calor, aumento do número de furacões, etc. Tem-se tentado explicar parte dessas anomalias, por fenômenos que ocorrem nos oceanos e que afetam a atmosfera (como por exemplo, o El Niño), podendo refletir-se no sistema climático global (*teleconexões atmosféricas*).

Oscilações na temperatura da superfície oceânica alteram as circulações atmosféricas em grandes regiões do globo. Conhece-se, por exemplo, a importância do aquecimento da água dos oceanos nas regiões equatoriais como um fator importante na formação de tormentas tropicais, que podem evoluir para ciclones devastadores (*furacões e tufões*). As variações no campo de pressão atmosférica nos oceanos e continentes, que originam as *monções*, podem resultar em irregularidades nesse tipo de circulação, com efeitos sobre o regime de chuvas nas regiões em que elas atuam.

A variação cíclica da temperatura da superfície do oceano Pacífico ao sul do Círculo Equatorial causa variações do campo de pressão, em um fenômeno conhecido como *El-Niño-Oscilação Sul* (ENOS) e interfere com a circulação atmosférica em larga escala, afetando regiões distantes da ocorrência do fenômeno (ver Capítulo 4).

CAPÍTULO 16. TEMPERATURA COMO FATOR AGRONÔMICO

16.1. Introdução

Para seu crescimento e desenvolvimento os seres vivos, tanto animais como vegetais, necessitam de condições climáticas adequadas para que os processos fisiológicos transcorram dentro de sua normalidade. Mesmo estando as condições de luz e umidade favoráveis a esses processos, eles sofrem alteração se a temperatura estiver fora dos limites considerados ideais àquela espécie. Basicamente, existem dois limites, sendo um inferior e outro superior, e entre eles há uma zona ótima, em que a temperatura é ideal e sua variação não provoca alterações consideráveis nas taxas de crescimento e desenvolvimento. Dessa forma, as condições térmicas do ambiente são de extrema importância na produtividade animal e vegetal.

16.2. Temperatura e Produtividade Animal

Para se manterem saudáveis, produtivos e com maior longevidade, os *animais homeotérmicos* (de sangue quente), necessitam que a temperatura do ar e, conseqüentemente, a temperatura corporal do animal esteja entre certos limites para que os processos fisiológicos não sejam afetados. Portanto, antes de se introduzir uma raça numa região, ou de se construir um abrigo zootécnico para uma determinada exploração animal, deve-se considerar as necessidades fisiológicas do animal com relação às condições ambientais. A Tabela 16.1 mostra um exemplo da influência da temperatura ambiente no desempenho e produção de leite de vacas holandesas. Verifica-se que houve estresse dos animais na temperatura ambiente de 30 °C, com aumento exagerado na taxa de respiração (3 vezes mais), no consumo de água (+30%), resultando em queda de 15% na produtividade de leite, embora a temperatura retal tenha aumentado apenas 1,3 °C.

Tabela 16.1. Desempenho de vacas leiteiras em diferentes condições térmicas. Fonte: Müller (1989)

Comportamento / Produção	Temperatura Ambiente (°C)	
	18	30
Temperatura retal (°C)	38,6	39,9
Temperatura pele (°C)	33,3	37,9
Respirações por minuto	32,0	94,0
Consumo de água (l/dia)	58,0	75,0
Produção de leite (kg/dia)	18,4	15,7

O mesmo tipo de queda de produtividade pode ser observado em suínos, em que o ganho de peso por dia é reduzido em ambientes com temperatura elevada, chegando a perder peso em condições extremas (38°C), como se pode observar na Tabela 16.2. Nota-se, que o peso do animal foi fator determinante na reação ao estímulo térmico.

Tabela 16.2. Ganho/perda de peso (kg/dia), em suínos submetidos a diferentes condições térmicas ambientais. Adaptado de Müller (1989)

Peso do animal (kg)	Temperatura ambiente (°C)			
	21	27	32	38
45	0,91	0,89	0,64	0,18
90	1,01	0,76	0,40	-0,35
160	0,90	0,55	0,15	-0,15

16.2.1. Conforto Térmico

Para permitir a dissipação da energia (calor) gerada pelo metabolismo e pelo trabalho físico, a temperatura ambiente deve ser menor que a temperatura corporal. Na maioria das espécies, a temperatura corporal começa a aumentar quando a temperatura ambiente atinge 28°C. Geralmente, espécies que suam resistem melhor às condições de excesso de calor que aqueles que se refrigeram pela respiração.

A Figura 16.1 mostra as diversas zonas de temperatura e o que acontece com a temperatura corporal e com o metabolismo dos animais homeotermos. A seguir são descritas as zonas delimitadas pela Figura 15.1.

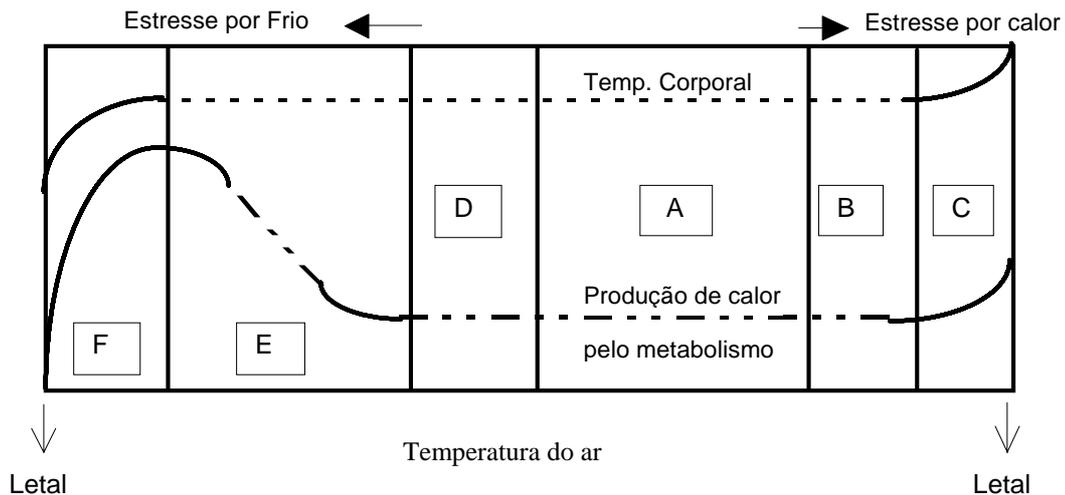


Figura 16.1. Temperatura do ar ambiente e sua relação com a temperatura corporal e metabolismo em animais homeotermos. Adaptado de Müller (1989).

- **A** ⇒ *Zona de conforto térmico*: Condições ambientais ideais para produção máxima.
- **B** ⇒ *Zona sub-ótima por excesso de calor*: Nesta zona, pela temperatura ambiental estar acima do limite superior de conforto, ocorre vaso-dilatação para aumentar a circulação sanguínea periférica, com conseqüente aumento da frequência respiratória e do consumo de água, para se eliminar calor mais facilmente. Há, também, diminuição no consumo de alimentos para reduzir a combustão interna geradora de calor. Em ambiente aberto, os animais procuram sombra, lugares molhados, com mais ventilação, que são condições mais favoráveis à troca de calor. Os animais evitam ficar próximos uns dos outros para evitar aquecimento indesejado.
- **C** ⇒ *Zonal Fatal (Hipertermia)*: Nesta zona a perda de calor é menor que a produção metabólica de calor resultando em aumento exagerado da temperatura corporal com conseqüente coma e morte, se essas condições perdurarem por muito tempo. Os animais param de se movimentar para minimizar a produção interna de calor.
- **D** ⇒ *Zona sub-ótima por falta de calor*: Nesta zona, pela temperatura ser menor que o limite inferior de conforto, ocorre vaso-constricção para restringir a circulação sanguínea periférica e reduzir a perda de calor corporal. Ocorre aumento na ingestão de alimento e diminuição no consumo de água. Em ambiente aberto, os animais procuram lugares secos e ensolarados, sem vento. Os animais aumentam sua movimentação na tentativa de gerar calor interno, e procuram se agrupar para reduzir a perda de calor.
- **E** ⇒ *Zona de deficiência térmica*: Nessa condição térmica, ocorre aumento de calor metabólico, com tremor e contração muscular involuntária, com piloereção visando formar uma camada isolante ao redor do corpo.
- **F** ⇒ *Zona Fatal (Hipotermia)*: Nesta zona térmica, mesmo com o aumento da produção metabólica de calor, o animal não consegue manter constante sua temperatura corporal, resultando em coma e morte, se as condições permanecerem por tempo suficientemente longo.

16.2.2. Índices de Conforto Hígro-Térmico para Animais Homeotermos

A importância da adequação climática das instalações para a criação de animais reside em sua estreita ligação com a produtividade do empreendimento. O desempenho orgânico dos animais depende de sua relação com o ambiente, e variações ambientais bruscas provocam desconforto, comprometendo a saúde e a produtividade dos animais.

Os elementos climáticos que intervêm nas condições de conforto animal são: temperatura, umidade, radiação solar, ventos, nebulosidade e precipitação, pois interferem diretamente no balanço de energia do animal (Figura 16.2).

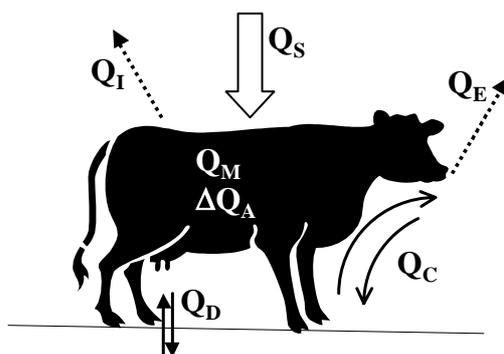


Figura 16.2. Balanço de energia de um animal homeotermo. Em que: Q_s é a radiação incidente; Q_i o calor emitido; Q_e o calor perdido pela transpiração/respiração; Q_c a troca térmica por convecção; Q_d a troca térmica por condução; Q_m o calor metabólico; e ΔQ_A é a variação efetiva do calor armazenado no corpo. Adaptado de Assis (1995).

Com relação à construção de edificações para abrigo animal, a temperatura e a umidade do ambiente são os elementos mais importantes, sendo considerados nos índices de conforto higrotérmico. Um índice de conforto higrotérmico utilizado é o THI (Temperature-Humidity Index), sendo útil para avaliação de ambientes quanto ao estresse animal (Rosenberg et al., 1983), e é dado por:

$$THI = T_{ar} + 0,36 T_o + 41,5 \tag{16.1}$$

em que: T_{ar} é a temperatura média do ar no ambiente, em °C; e T_o é a temperatura do ponto de orvalho, em °C, função da pressão parcial do vapor d'água (ver Capítulo 7). Portanto, para se determinar THI é necessário ter-se a temperatura e a umidade relativa do ambiente. Esse índice deve ser qualificado para cada espécie animal. No caso de vacas leiteiras, o THI deve ser menor ou igual a 70. Valores acima de 72 prejudicam a produção de leite e a alimentação; e valores superiores a 90, por tempo prolongado, podem levar os animais à morte.

Resultados extraídos de Titto (1998), mostram a relação entre o índice THI e a produção de leite para três raças de vacas (Tabela 16.3). Observa-se que, até o índice THI próximo de 72, a produção de leite não foi afetada. No entanto, houve queda acentuada na produção à medida que o THI foi aumentando acima de 72.

Tabela 16.3. Efeito do ambiente, expresso pelo índice THI, na produção de leite. Adaptado de Titto (1998).

Tar (°C)	UR (%)	THI	Produção Relativa (%)		
			Holandesa	Jersey	Pardo - Suíça
24	38	68	100	100	100
24	76	72	96	99	99
34	46	82	63	68	84
34	80	86	41	56	71

Quando o ambiente no abrigo zootécnico se encontra sob condições estressantes para os animais, duas técnicas podem ser empregadas para diminuir o THI:

- 1) *ventilação forçada* do ambiente com ventiladores / exaustores;
- 2) *pulverização de água* sobre os animais e no ambiente, para diminuir a temperatura, com conversão de calor sensível do ar em calor latente (Figura 16.3).

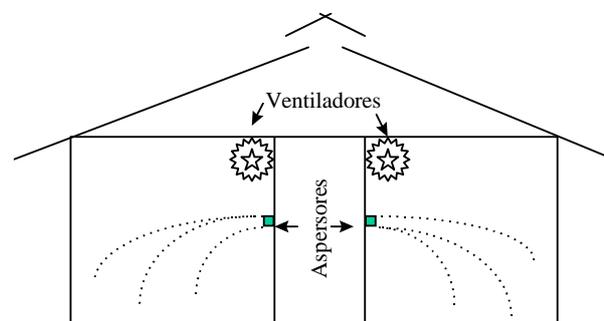


Figura 16.3. Esquema da instalação de aspersores e ventiladores em abrigos zootécnicos. Adaptado de Head (1995).

- **EXEMPLO:** Num ambiente com Tar = 28 °C e UR = 65 %, calcular THI. Conhecendo-se Tar e UR%, calcula-se primeiro To. Do Capítulo 7 (Umidade do ar) tem-se que (eq 8.11):

$$T_o = \frac{237,3 \text{ Log} \left[\frac{e_a}{0,6108} \right]}{7,5 - \text{Log} \left[\frac{e_a}{0,6108} \right]}$$

Pela definição de UR = 100 e_a / e_s, calcula-se e_a = e_s UR%/100, sabendo-se que pela equação de Tetens (eq. 7.2) tem-se

$$e_s = 0,6108 * 10^{[7,5*28/(237,3 + 28)]} = 3,78 \text{ kPa.}$$

Logo, e_a = e_s * UR% / 100 = 3,78 * 65 / 100 = 2,46 kPa.

Portanto, T_o = [237,3 * Log (2,46 / 0,6108)] / [7,5 - Log (2,46 / 0,6108)] = 20,8°C.

$$\text{THI} = 28 + 0,36 * 20,8 + 41,5 = 77,0 \quad \Rightarrow \text{[Condição de estresse com queda de produtividade].}$$

16.3. Temperatura e Produtividade Vegetal

A temperatura do ar exerce influência sobre vários aspectos da produtividade vegetal, estando relacionada com o crescimento e desenvolvimento das plantas, devido ao seu efeito na velocidade das reações químicas e dos processos internos de transporte. Esses processos ocorrem de forma adequada somente entre certos limites térmicos. A tolerância aos níveis de temperatura é variável entre espécies e variedades. Plantas de clima tropical são sensíveis a baixa temperatura, enquanto plantas de clima temperado necessitam, no período de repouso, de temperaturas baixas para produzirem bem.

16.3.1. Temperatura e Dormência de Plantas de Clima Temperado

Espécies frutíferas de clima temperado de folhas caducas (Criófilas ou Caducifólias) apresentam um período de repouso invernal, durante o qual as plantas não apresentam crescimento vegetativo visível. Esse repouso é condicionado pelas condições climáticas, que atuam sobre os reguladores de crescimento. A temperatura do ar é o fator reconhecidamente importante nesse balanço hormonal que condiciona a fase de repouso ou dormência. Um novo ciclo vegetativo será iniciado após as plantas sofrerem a ação das baixas temperaturas, sendo que a quantidade de frio requerida para o término do repouso é conhecida como Número de Horas de Frio (NHF).

O NHF é definido como o número de horas em que a temperatura do ar permanece abaixo de determinada temperatura crítica durante certo período. Essa temperatura crítica normalmente é considerada igual a 7 °C por ser aplicável à maioria das espécies criófilas, mais exigentes em frio. Para as espécies menos exigentes considera-se a temperatura-base de 13 °C (Figura 16.4). O NHF varia entre espécies e variedades, e quanto mais exigente for a espécie maior o valor de NHF, como se pode observar no quadro abaixo:

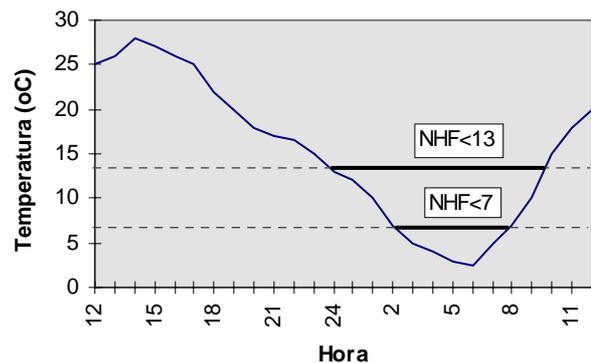


Figura 16.4. Esquema de determinação diária do NHF.

Espécie	NHF < 7 °C	
	Precoce	Tardia
Macieira	600	800
Pessegueiro e Nectarina	100	500
Kiwi	400	600

Por exemplo, no caso da macieira, uma variedade precoce necessita de 600 horas de temperatura abaixo de 7 °C durante o inverno. Caso o inverno tenha NHF insuficiente (valor menor que o mínimo) para atender as exigências térmicas de uma espécie, poderão ocorrer as seguintes anomalias nas plantas: a) queda de gemas frutíferas; b) atraso e irregularidade na brotação e floração; e c) ocorrência de florescimento irregular e prolongado. O resultado dessas anomalias é a redução dos rendimentos e da longevidade da cultura.

O conhecimento do NHF médio (normal) de uma localidade ou região possibilita avaliar se o cultivo de uma frutífera de clima temperado é ou não viável ou, então, qual a variedade que melhor se adapta de acordo com sua exigência em frio. O acompanhamento do NHF ao longo do inverno, permite avaliar se as condições estão sendo favoráveis ou não à quebra da dormência, possibilitando tomar medidas para se promover essa quebra por via química.

De acordo com Pedro Jr. et al. (1979), para o Estado de São Paulo, o NHF médio de um local pode ser determinado pelas seguintes relações estatísticas, que estimam o NHF total a partir apenas da temperatura média de Julho (T_{julho}), mês mais frio na região:

- ❖ NHF com temperatura abaixo de 7 °C ($\text{NHF} < 7$):

$$\text{NHF} < 7 = 401,9 - 21,5 T_{\text{julho}} \quad (16.2)$$

- ❖ NHF com temperatura abaixo de 13 °C ($\text{NHF} < 13$):

$$\text{NHF} < 13 = 4482,9 - 231,2 T_{\text{julho}} \quad (16.3)$$

- **EXEMPLO:** Avaliar a possibilidade de plantio de pessegueiro (var. precoce $\text{NHF} < 7 = 100$, e tardia $\text{NHF} < 7 = 500$) nos locais abaixo:

- Piracicaba (SP) : $T_{\text{julho}} = 17,3$ °C $\Rightarrow \text{NHF} < 7 = 401,9 - 21,5 * 17,3 = \text{NHF} < 7 = 29,8$ horas
- Votuporanga (SP) : $T_{\text{julho}} = 18,6$ °C $\Rightarrow \text{NHF} < 7 = 401,9 - 21,5 * 18,6 = \text{NHF} < 7 = 1,8$ horas
- Campos do Jordão (SP) : $T_{\text{julho}} = 8,2$ °C $\Rightarrow \text{NHF} < 7 = 401,9 - 21,5 * 8,2 = \text{NHF} < 7 = 225,5$ horas

Verifica-se que o cultivo de pessegueiro somente será recomendável em Campos do Jordão ($\text{NHF} < 7 = 226$ horas) e apenas para variedades precoces. O planalto paulista realmente não apresenta clima adequado à exploração econômica de frutíferas de clima temperado.

O acompanhamento da variação do NHF, ao longo do ano, pode ser feito pela determinação diária do número de horas em que a temperatura do ar, em abrigo meteorológico, permanece abaixo do valor crítico adotado. Isso pode ser feito a partir de termogramas, com acompanhamento diário (ver Capítulo 6). Uma alternativa, é o uso de equações de estimativa de NHF diário em função das temperaturas extremas (máxima e mínima), e também às 21 horas local (Angelocci et al., 1979), ou somente com as temperaturas extremas (Pola & Angelocci, 1993). Nas estações automatizadas essa determinação fica mais fácil em função de uma programação de um sistema de aquisição de dados que vai acumulando o tempo em que a temperatura fica abaixo de um valor crítico.

16.3.2. Temperatura do Ar e Desenvolvimento de Plantas

Um dos primeiros estudos relacionando clima e plantas foi realizado por Reaumur, na França, por volta 1735. Ele observou que o somatório das temperaturas do ar durante o ciclo de várias espécies era praticamente constante, em diferentes anos. Ele assumiu que esse somatório térmico, ou *constante térmica*, expressa a quantidade de energia que uma espécie vegetal necessita para atingir um certo grau de maturidade. Reaumur foi o precursor do *sistema de unidades térmicas* ou *graus-dia*, usado atualmente para a previsão da duração do ciclo fenológico de vários vegetais.

O conceito de graus-dia (GD) baseia-se no fato de que a taxa de desenvolvimento de uma espécie vegetal está relacionada à temperatura do meio. Esse conceito pressupõe a existência de temperaturas basais (inferior, T_b ; e superior, T_B) aquém ou além das quais a planta não se desenvolve, e se o fizer, será a taxas muito reduzidas. Assume-se, na prática, que entre T_b e a temperatura ótima, a relação entre temperatura do ar e desenvolvimento é praticamente linear (Figura 16.5).

Cada espécie vegetal ou variedade possui suas temperaturas basais, as quais podem variar ainda em função da idade ou fase fenológica da planta, sendo tanto as temperaturas diurnas como as noturnas consideradas igualmente importantes no desenvolvimento vegetal. Deve-se atentar para o fato de que o conceito de graus-dia leva

em conta somente o fator térmico, não se considerando o efeito de outros fatores ambientais sobre o crescimento vegetal.

Normalmente, nas condições do centro-sul do Brasil, as temperaturas médias não chegam a atingir níveis tão elevados que ultrapassem a temperatura-base superior (TB), considerando-se somente a inferior (Tb). Nessa situação, o cálculo de GD fica bastante simplificado, se a temperatura mínima (Tmín) for maior que Tb, e o valor diário (GD_i) será dado pela relação:

$$GD_i = T_{méd_i} - T_b \tag{16.4}$$

em que T_{méd_i} é a temperatura média do ar, em °C, no dia *i*. Essa é a situação mais comumente encontrada.

Caso Tb seja igual ou maior que T_{mín}, e menor que a temperatura máxima (T_{máx}), então GD_i será dado por (Villa Nova et al., 1972):

$$GD_i = \frac{(T_{máx_i} - T_b)^2}{2(T_{máx_i} - T_{mín_i})} \tag{16.5}$$

Na eventualidade de Tb ser maior que T_{máx}, então GD_i = 0. Fica implícito que a cada grau de temperatura acima da Tb tem-se um GD. Para que a cultura atinja uma fase fenológica ou a maturação é necessário que se acumule a constante térmica, que será dada pelo total de GD_i acumulados (GDA) ao longo da fase ou ciclo (sendo n o número de dias da fase ou ciclo):

$$\text{Constante Térmica} = GDA = \sum_{i=1}^n GD_i \tag{16.6}$$

Na Tabela 16.4, são apresentados valores da constante térmica (GDA) e da temperatura base (Tb) para algumas espécies e variedades. Essas informações são bastante úteis, possibilitando o planejamento de plantio/semeadura, de colheitas, a escolha de variedades, e o acompanhamento em tempo real do desenvolvimento da cultura. Além disso, a indicação da exigência, em graus-dia, para se cumprir um determinado estágio de desenvolvimento, é mais útil do que o tempo cronológico (idade em dias), pois GDA representa um índice estável e geral, válido para qualquer região.

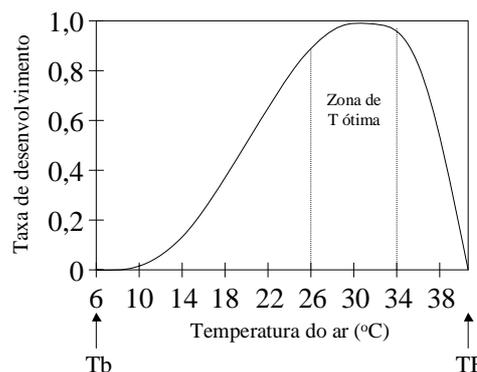


Figura 16.5. Taxa de desenvolvimento relativo e temperatura base inferior (Tb) e superior (TB) para o desenvolvimento vegetal.

Tabela 16.4. Valores de constante térmica (GDA) e temperatura base inferior (Tb) para diversas culturas.

Cultura	Variedade/Cultivar	Período/Sub-Período	Tb (°C)	GDA (°C.dia)
Arroz	IAC-4440 ¹	Semeadura-Maturação	11,8	1985
		Semeadura-Emergência	18,8	70
		Emergência-Floração	12,8	1246
		Floração-Maturação	12,5	402
	METICA-1 ²	Emergência-Floração	10,0	1220
		Emergência - Maturação	10,0	1800
	CICA-8 ²	Emergência-Floração	10,0	1290
		Emergência - Maturação	10,0	1860
	IAC-47 ³	Semeadura-Floração	10,0	1555
		Semeadura-Maturação	10,0	1957
	IAC-165 ³	Semeadura-Floração	10,0	1210
		Semeadura-Maturação	10,0	1611
	CNA 5206 ⁴	Semeadura-Floração	10,0	1310
		Semeadura-Maturação	10,0	1894
Caiapó / Rio Paranaíba ⁵	Semeadura-Floração	10,0	1440	
	Semeadura-Maturação	10,0	1855	
Abacate ⁶	Raça Antilhana	Floração-Maturação	10,0	2800
	Raça Guatemalense	Floração-Maturação	10,0	3500
	Híbridos	Floração-Maturação	10,0	4200
Abacaxi ⁷	Rondon	Floração-Maturação	5,0	2300
	Cayenne	Floração-Maturação	9,0	2020

Ervilha⁸	Super-Precoce	Semeadura-Maturação	6,0	1225-1525
	Precoce	Semeadura-Maturação	6,0	1526-1725
	Semi-precoce	Semeadura-Maturação	6,0	1726-2000
	Tardia	Semeadura-Maturação	6,0	2000-2275
Feijão⁹	Carioca 80	Emergência-Floração	3,0	813
	Rio Tibagi	Emergência-Floração	-2,0	1005
Girassol	Contisol-621 ¹⁰	Semeadura-Maturação	4,0	1715
	IAC-Anhandy ¹⁰	Semeadura-Maturação	5,0	1740
	VNIIMK ¹⁰	Semeadura-Maturação	4,0	1850
	Cargill33 ¹¹	Emergência-Floração	8,0	947
		Floração-Maturação	7,0	1223
		Emergência-Maturação	2,0	2212
	IAC-Anhandy ¹¹	Emergência-Floração	9,0	823
		Floração-Maturação	6,0	1232
		Emergência-Maturação	0,0	2419
		Emergência-Floração	5,0	925
	Issank ¹¹	Floração-Maturação	2,0	852
Emergência-Maturação		4,0	1776	
Milho Irrigado¹²	AG510	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	800
	DINA766	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	800
	BR201	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	834
	C505	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	834
	ICI8501	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	851
	BR106	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	851
	XL578	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	884
	DINA170	Semeadura-50%Flor.Masculino	10,0	884
Soja¹³	UFV-1	Semeadura-Maturação	14	1340
	Santa Rosa	Semeadura-Maturação	14	1275
	Viçoja	Semeadura-Maturação	14	1230
	Paraná	Semeadura-Maturação	14	1030
Pepino¹⁴	Ginga	Semeadura-Maturação	8	710
Uva	Niagara Rosada ¹⁵	Poda-Maturação	10	1550
	Vitis vinífera (Vinho) ¹⁶	Poda-Maturação	12	1350
	Itália/Rubi ¹⁷	Poda-Maturação	10	1990

¹Alves et al. (1997); ²Vieira & Cury Lunardi (1997); ³Souza (1989); ⁴Souza et al. (1991); ⁵Oliveira et al. (1998); ⁶Luchesi et al. (1977); ⁷Alfonsi et al. (1994); ⁸Mota (1981); ⁹Massignam et al. (1998); ¹⁰Sentelhas et al. 1994); ¹¹Massignam & Angelocci (1993); ¹²Cardoso et al. (1997); ¹³Camargo (1984); ¹⁴Vieira et al. (1992); ¹⁵Pedro Jr. et al. (1994); ¹⁶Mandelli (1982); ¹⁷Boliani & Pereira (1996).

- **EXEMPLO:** Utilização do conceito GDA para planejamento de cultivos anuais. Conhecendo-se as condições térmicas normais da região, é possível comparar-se a duração do ciclo de cultivo, planejar épocas mais favoráveis de plantio/semeadura e de colheita.

Local: Gália (SP): Dados Normais de Temperatura média do ar (°C)

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Tmed	23,9	23,9	23,2	21,5	18,5	16,3	16,4	17,9	19,3	21,8	23,3	23,5

a) Se a semeadura da soja (cv. Viçoja) ocorrer em 14 de Novembro, qual será a data média prevista em que ocorrerá a maturação, se para isso são necessários 1230 °C.d (Tabela 16.4).

Soja Viçoja ⇒ Tb = 14 °C e GDA = 1230 °C.d

Mês	Tmed (°C)	GDi (°C.d)	n (dias)	GDA mês (°C.d)	GDA ciclo (°C.d)
Nov	23,3	23,3 - 14 = 9,3	16	148,8	148,8
Dez	23,5	23,5 - 14 = 9,5	31	294,5	443,3
Jan	23,9	23,9 - 14 = 9,9	31	306,9	750,2
Fev	23,9	23,9 - 14 = 9,9	28	277,2	1027,4
Mar	23,2	23,2 - 14 = 9,2			

É importante observar que, em condições normais, cada dia dos meses do período de cultivo contribui com cerca de 9 a 10 GD, e até o dia 28 de fevereiro acumula-se 1027,4 °C.d. Portanto, faltam $1230 - 1027,4 = 202,6$ °C.d, para que a soja atinja o ponto de maturação. Como cada dia de Março contribui com 9,2 GD, reparte-se o total que falta (202,6 °C.d) em função dessa contribuição média diária, prevendo-se que a maturação será por volta do dia 22 ($202,6 / 9,2 = 22$).

b) Se, para uma indústria de conservas de ervilha, é desejável colher a partir de 15 de Março, qual deverá ser a data de semeadura para que a cultura chegue à maturação naquela data?

Pela Tabela 16.4, sabe-se que para a Ervilha semi-precoce $\Rightarrow T_b = 6$ °C e GDA = 1300 °C.d. Nesse caso, os cálculos são feitos partindo-se da data desejada de colheita e retrocedendo-se até a data prevista de plantio.

Mês	Tmed (°C)	GDi (°C.d)	n (dias)	GDA mes (°C.d)	GDA ciclo (°C.d)
Mar	23,2	$23,2 - 6 = 17,2$	15	258,0	258,0
Fev	23,9	$23,9 - 6 = 17,9$	28	501,2	759,2
Jan	23,9	$23,9 - 6 = 17,9$			

Novamente, verifica-se que os 15 dias de Março, mais Fevereiro todo, representam acúmulo de 759,2 °C.d; portanto, para completar os GDA necessários faltam $1300 - 759,2 = 540,8$ °C.d. Logo, há necessidade de mais 30 dias ($540,8 / 17,9 = 30,2$) em Janeiro. Logo, a data média do plantio deverá ser de 01 de Janeiro para frente. Como a T_b da ervilha (6 °C) é menor que a da Soja (14 °C), cada dia do período de cultivo contribui, em média, com 17 a 18 GD.

c) Sabendo-se que os híbridos de milho AG510 e Dina-170 necessitam, respectivamente, de 800 °C.d e 884 °C.d para atingirem o florescimento ($T_b = 10$ °C), e que o tempo ideal para o florescimento é de 60 dias, qual deles é o melhor híbrido a ser semeado em 01/11 (safra de verão), em Gália, SP?

\Rightarrow Para o híbrido AG510 (800 °C.d)

Mês	Tmed (°C)	GDi (°C.d)	n (dias)	GDA (°C.d)	GDA (°C.d)
Nov	23,3	$23,3 - 10 = 13,3$	30	399	399
Dez	23,5	$23,5 - 10 = 13,5$			

Cada dia contribui, em média, com 13 a 14 GD. Portanto, em Novembro acumula-se 399 °C.d; logo, restam $800 - 399 = 401$ °C.d, o que será atingido em Dezembro, no dia 30 ($29,7 = 401/13,5$), totalizando 60 dias até o florescimento.

\Rightarrow Para o híbrido Dina-170 (884 °C.d)

Mês	Tmed (°C)	Gdi (°C.d)	n (dias)	Σ GD (°C.d)	Σ GDac (°C.d)
Nov	23,3	$23,3 - 10 = 13,3$	30	399	399
Dez	23,5	$23,5 - 10 = 13,5$			

Sendo T_b a mesma, Novembro contribui também com 399 °C.d. Mas, como este híbrido exige maior GDA para completar a mesma fase fenológica, restam $884 - 399 = 485$ °C.d, o que será atingido até 5 de Janeiro ($35,9 = 485/13,5$), totalizando 66 dias até o florescimento.

Nesse caso, o melhor híbrido é o AG510, com 60 dias para atingir o florescimento. Se a região fosse um pouco mais quente, a situação se inverteria visto que o AG510 atingiria o florescimento em menor período.

16.3.3. Determinação de Zonas de Maturação

Uma informação importante na produção de frutíferas é o conhecimento de zonas climáticas de maturação de frutos, visando a escolha de melhores áreas para colheita em períodos de melhor preço. Isso pode ser feito sabendo-se quantos graus-dia são necessários entre o período em que ocorre o florescimento da planta e a data de colheita do fruto. Nesse contexto, o conceito do GD possibilita também a estimativa da duração média do período entre o florescimento e a maturação de frutos (DFM), visto que a temperatura média (Tmed) de um local é determinada por suas coordenada geográficas, isto é, latitude (Lat), altitude (Alt), e longitude (Long) (ver Capítulo 6 - Item 6.6). Logo, é possível estimar-se DFM pelas seguintes relações:

$$DFM = f(GD) = f(Tmed) = f(Lat, Alt, Long) \quad (16.7)$$

$$DFM = a + b \text{ Lat} + c \text{ Alt} + d \text{ Long} \quad (16.8)$$

em que os coeficientes a , b , c , e d são determinados estatisticamente, variando com a espécie e com a cultivar. A seguir são apresentados alguns exemplos de aplicação desse modelo.

ABACATE: São Paulo (Sentelhas et al. 1996) - para florescimento a partir de Setembro.

- ❖ Precoce: \Rightarrow $DFM = -83,48 + 8,59 \text{ Lat} + 0,18 \text{ Alt}$
- ❖ Meia-estação: \Rightarrow $DFM = -225,16 + 15,61 \text{ Lat} + 0,28 \text{ Alt}$
- ❖ Tardia: \Rightarrow $DFM = -261,22 + 19,58 \text{ Lat} + 0,31 \text{ Alt}$

LARANJA: São Paulo (Sentelhas et al., 1996) - para florescimento a partir de Setembro

- ❖ Precoce: \Rightarrow $DFM = -614,65 + 28,26 \text{ Lat} + 0,41 \text{ Alt}$
- ❖ Meia-estação: \Rightarrow $DFM = -579,64 + 26,55 \text{ Lat} + 0,58 \text{ Alt}$
- ❖ Tardia: \Rightarrow $DFM = -451,17 + 22,30 \text{ Lat} + 0,63 \text{ Alt}$

UVA: São Paulo (Sentelhas & Pereira, 1997)

- ❖ Niágara Rosada:

Poda Agosto	\Rightarrow	$DFM = -44,47 + 6,02 \text{ Lat} + 0,078 \text{ Alt}$
Poda Setembro	\Rightarrow	$DFM = -3,97 + 3,77 \text{ Lat} + 0,078 \text{ Alt}$
- ❖ Itália/Rubi:

Poda Março	\Rightarrow	$DFM = -91,19 + 10,09 \text{ Lat} + 0,117 \text{ Alt}$
Poda Maio	\Rightarrow	$DFM = -46,25 + 8,89 \text{ Lat} + 0,091 \text{ Alt}$

em que: Lat é a latitude, expressa em graus e décimos; e Alt a altitude, dada em metros.

Com a mesma técnica, é possível determinar as melhores épocas de indução floral para a lima ácida 'Tahiti', com as equações desenvolvidas para:

- ❖ Bahia (Coelho Filho & Sentelhas, 1997)

Para colheita em 15/09	\Rightarrow	$DFM = 349,95 + 4,35 \text{ Lat} + 0,099 \text{ Alt} - 7,64 \text{ Long}$
Para colheita em 15/10	\Rightarrow	$DFM = 417,64 + 4,96 \text{ Lat} + 0,111 \text{ Alt} - 9,75 \text{ Long}$

em que Lat é a latitude, em graus e décimos; e Alt a altitude, em metros; Long é a longitude, em graus e décimos.

- ❖ São Paulo (Sentelhas et al., 1997)

Para colheita em 15/10	\Rightarrow	$DFM = -318,13 + 19,55 \text{ Lat} + 0,112 \text{ Alt}$
Para colheita em 15/11	\Rightarrow	$DFM = -414,65 + 23,59 \text{ Lat} + 0,107 \text{ Alt}$

➤ **EXEMPLO:** Considerando-se Piracicaba, SP (Lat: 22°42'S e Alt: 546m) para a produção de Lima Ácida 'Tahiti', caso o produtor queira colher na entressafra (entre 15/10 e 15/11) para obter melhores preços, o florescimento deverá ser induzido cerca de 180 a 190 dias antes, ou seja:

$$\begin{aligned} \text{Para colheita em 15/10} &\Rightarrow DFM = -318,13 + 19,55 * 22,7 + 0,112 * 546 = 187 \text{ dias} \\ \text{Para colheita em 15/11} &\Rightarrow DFM = -414,65 + 23,59 * 22,7 + 0,107 * 546 = 179 \text{ dias} \end{aligned}$$

ou seja, o florescimento tem que ocorrer entre 11/04 e 20/05.

O conceito do GD possibilita também a previsão da data provável de colheita pelo acompanhamento em tempo real do acúmulo de GD. Abaixo segue uma regra prática para previsão da data de colheita da uva Niágara Rosada (Pedro Júnior et al, 1994):

$$\text{Data de Colheita da Uva} = \sum 1000 \text{ }^\circ\text{C.d (após a poda)} + 42 \text{ dias} \quad (\text{emédio de } \pm 4 \text{ dias})$$

ou seja, se o acúmulo de 1000 °C.d ocorrer em 01 de Dezembro, a colheita deverá acontecer após 12 de Janeiro. Se o ano for mais frio, e o acúmulo de 1000 °C.d ocorrer em 30 de Dezembro, a colheita deverá ser a partir de 12 de Fevereiro.

16.3.4. Temperatura do Ar e Desenvolvimento de Insetos

A temperatura do ar afeta direta e indiretamente os insetos. Diretamente, influenciando no seu desenvolvimento e no seu comportamento, e indiretamente, influenciando no crescimento vegetal, ou seja, na sua alimentação. A temperatura ótima de desenvolvimento para a maioria dos insetos é entre 25 e 30 °C, correspondendo ao intervalo de desenvolvimento mais acelerado e de maior número de descendentes (Figura 16.6). A 38 °C tem-se o limiar máximo (TB), e a 15 °C o limiar mínimo (Tb).

O conceito de graus-dia também pode ser aplicado ao desenvolvimento de insetos, visto que observações mostram que eles completam seu desenvolvimento mais rapidamente durante períodos quentes do que em períodos mais frios. Essas informações são importantes na adoção de estratégias de controle de pragas, especialmente no manejo integrado de pragas (MIP), situação em que o sistema de unidades térmicas (graus-dia) se aplica tanto às pragas como aos inimigos naturais. Um exemplo é o do *Catolaccus grandis*, parasitóide do bicudo-do-algodoeiro, cuja exigência térmica para completar o ciclo é de 250 °C.dia (Tb = 7 °C) para os machos, e de 312 °C.dia (Tb = 2,5 °C) para as fêmeas (Wanderley & Ramalho, 1996).

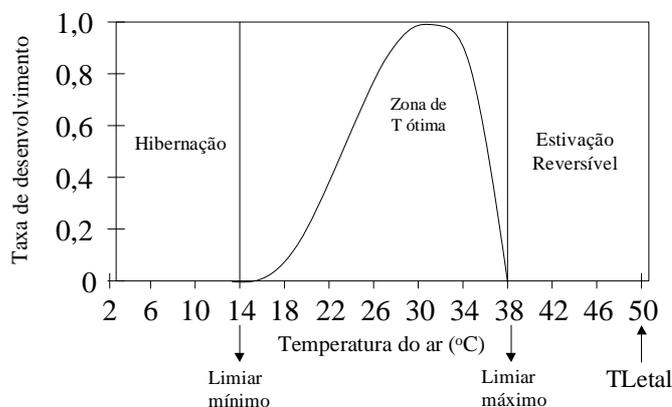


Figura 16.6. Relação temperatura e taxa de desenvolvimento de insetos.

Na Tabela 16.5 são apresentados alguns exemplos do efeito da temperatura do ar no ciclo de algumas pragas.

Tabela 16.5. Influência da temperatura do ar no ciclo de algumas pragas agrícolas. Fonte: Silveira Neto et al. (1976)

Cochonilha		Broca-do-Café		Mosca-das-frutas	
Temp.(°C)	Ciclo (dias)	Temp. (°C)	Ciclo (dias)	Temp. (°C)	Ciclo (dias)
30	25	27	21	26	20
25	35	22	32	19	41
20	60	19	67		
15	210				

Aplicando-se o conceito dos graus-dia pode-se determinar o número de gerações de uma determinada praga, pela seguinte relação:

$$GDA = \sum_{i=1}^n GD_i = (T_{med} - T_b) C \tag{16.9}$$

em que C é a duração, em dias, do ciclo da praga. Na Tabela 16.6 são apresentados valores de Tb e exigência térmica das pragas citadas na Tabela 16.5.

Tabela 16.6. Temperatura-base (Tb) e exigência térmica (GDA) de algumas pragas agrícolas. Fonte: Silveira Neto et al. (1976)

Cochonilha	Tb = 13,0°C	GDA = ΣGD = 420 °C.d
Broca-do-Café	Tb = 15,0°C	GDA = ΣGD = 240 °C.d
Mosca-das-Frutas	Tb = 13,5°C	GDA = ΣGD = 250 °C.d

➤ **EXEMPLO:** Aplicação do conceito de GD para insetos:

➤ Gália, SP ⇒ Aqui a Tmed = 23,5 °C, entre Janeiro e Março; portanto, a mosca-das-frutas terá o seguinte número de gerações:

C = GDA / (Tmed - Tb) = 250 / (23,5 - 13,5) = 25 dias, ou seja 3,6 (= 90 / 25) gerações no período Janeiro-Março

➤ Itararé, SP ⇒ Aqui a Tmed = 19,0°C, entre Janeiro e Março; Logo, a mosca-das-frutas terá o seguinte número de gerações:

C = GDA / (Tmed - Tb) = 250 / (19 - 13,5) = 45 dias, ou seja 2 (= 90 / 45) gerações no período.

Portanto, é de se esperar que o grau de infestação por essa praga seja maior em Gália do que em Itararé.

16.3.5. Temperatura e Outros Processos nos Vegetais

Além do desenvolvimento de plantas e de insetos, a temperatura do ambiente afeta outros processos nos vegetais, tais como: germinação, florescimento, produção de tubérculos, teor de óleo em sementes. Afeta também algumas atividades agrícolas, como a aplicação de defensivos.

• **Germinação**

A temperatura no solo onde são depositadas as sementes influi no tempo de germinação, pois afeta a velocidade das reações bioquímicas. A temperatura ótima para esse processo é variável entre as espécies, mas, situa-se por volta dos 30 °C para tomate, soja, e cana-de-açúcar.

Tabela 16.7. Efeito da temperatura no tempo de germinação de sementes de tomate.

Tmed	13°C	18°C	24°C	29°C	35°C
Dias Após Plantio	14	9	7	4	4

• **Florescimento**

Do ponto-de-vista da produção, o florescimento da cana-de-açúcar é indesejável pois transforma açúcares do colmo em inflorescência. Portanto, florescimento da cana-de-açúcar significa perda de produtividade (chochamento do colmo). A cana floresce quando o fotoperíodo está entre 12 e 12,5 horas. Em São Paulo, este fotoperíodo ocorre entre 25/02 e 20/03. No entanto, a indução ao florescimento só ocorre, nessa condição de fotoperíodo, se a temperatura do ar for menor que 31 °C ou maior que 18 °C. Esse efeito é cumulativo, ou seja, há necessidade de que essa condição ocorra durante um número mínimo de dias. Isso explica porque existem anos com e anos sem florescimento da cana.

Pereira et al. (1983) desenvolveram uma equação para se prever, em tempo real, se a cana-de-açúcar teve ou não indução para o florescimento. No período de fotoperíodo favorável à indução, deve-se saber o número de dias com temperatura mínima igual ou maior que 18 °C (X₁) e o número de dias com temperatura máxima igual ou menor que 31 °C (X₂). Essas informações são usadas na seguinte equação discriminante:

$$L = 1,212 - 0,07508 X_1 - 0,01463 X_2 \quad (16.10)$$

concluindo-se que a cana-de-açúcar irá florescer se $L < 0$; e não irá florescer se $L > 0$. Se $L = 0$, então há 50% de probabilidade da cana florescer (Figura 16.7).

Por exemplo, dadas as condições de X₁ e X₂, verificar se houve indução da cana-de-açúcar ao florescimento:

- ❖ X₁ = 15 e X₂ = 1 ⇒ L = 1,212 - 0,07508*15 - 0,01463*1 = 0,07117
(Não ocorreu indução ao florescimento)
- ❖ X₁ = 10 e X₂ = 8 ⇒ L = 1,212 - 0,07508*10 - 0,01463*8 = 0,34416
(Não ocorreu indução ao florescimento)
- ❖ X₁ = 18 e X₂ = 20 ⇒ L = 1,212 - 0,07508*18 - 0,01463*20 = -0,432
(Ocorreu indução ao florescimento).

• **Produção de Tubérculos**

A temperatura do ar é fundamental à indução para formação de tubérculos na cultura da batata inglesa, que somente inicia sua produção de tubérculos quando a temperatura noturna (mínima) for inferior a 15 °C. Portanto, em locais onde as temperaturas mínimas não atingem 15 °C a produção de batatinha se torna menos viável do que nas regiões onde isso ocorre com frequência.

• **Conteúdo de Óleo em Sementes**

Culturas destinadas à produção de óleo, como o girassol, a soja, o amendoim, tem seu teor de óleo nas sementes influenciado principalmente pela temperatura mínima. No caso do girassol, o máximo teor de óleo em

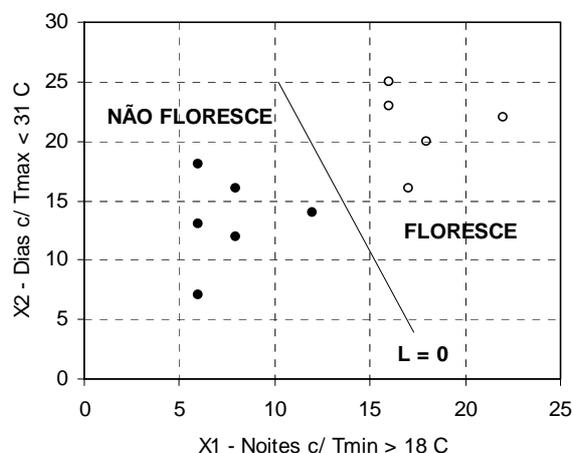


Figura 16.7. Representação gráfica da equação discriminante do florescimento em cana-de-açúcar. Adaptado de Pereira et al. (1983)

sementes se dá quando as temperaturas mínimas no período entre o florescimento e a colheita atingem entre 10 e 12 °C (Ungaro et al., 1997).

16.4. Aplicação de Defensivos

A condição ideal para aplicação de defensivos é quando a atmosfera está *estável*, isto é, quando os movimentos convectivos estão ausentes. Essa condição pode ser detectada pela dispersão da fumaça (Figura 16.8).

Se a tendência da fumaça for de permanecer no mesmo nível em que ela foi lançada na atmosfera, então a atmosfera está ESTÁVEL. Essa condição permite a deposição do produto sobre a área plantada não havendo dispersão pelos ventos. Tal condição ocorre, principalmente, antes do nascer do sol e nas primeiras horas da manhã quando a superfície ainda não está muito aquecida. Ocorre também no fim da tarde, próximo ao pôr do sol.

Se a tendência da fumaça for de subir, a atmosfera está INSTÁVEL, e se for feita aplicação de defensivos estes serão levados pelo vento para outras partes do campo.

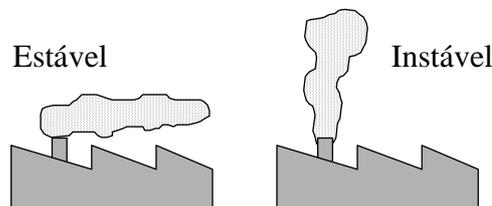


Figura 16.8. Representação esquemática de condição atmosférica estável e instável.

16.5. Exercícios Propostos

1. Em uma fazenda foram instalados três abrigos zootécnicos para vacas leiteiras (holandesas). O abrigo A está na condição topográfica de face sul e apresenta, em média, temperatura igual a 21,6 °C e umidade relativa de 78 %. O abrigo B está numa face norte com temperatura média de 25,8 °C e umidade relativa de 65 %. E o abrigo C está numa chapada com temperatura de 24,5 °C e umidade relativa de 70 %. O produtor observa que a produtividade das vacas (litros de leite/dia) varia entre os diferentes abrigos. Em qual dos abrigos a produtividade foi menor? Qual seria a solução para o problema encontrado?

2. Calcule o número de horas de frio para as regiões abaixo e depois determine para cada uma delas a possibilidade de cultivo das fruteiras de clima temperado:

Quadro 16.1. Regiões e Temperatura média do mês de julho.

Região	Temp. média de julho (°C)
Valinhos,	17,2
São Roque	15,6
S.Miguel Arcanjo	14,0
Pindorama	19,2

Quadro 16.2. Frutífera de Clima Temperado e NHF necessárias

Frutífera	NHF < 7°C	NHF < 13°C
Maçã	700	--
Uva	--	650
Figo	--	500
Caqui	100	--

3. Uma fábrica de produtos em conserva firmou um contrato com sua fazenda para que você produza milho verde. O fornecimento do produto deve ser constante ao longo do ano, com entregas a cada 30 dias, de preferência no início do mês. O processo de colheita e entrega (transporte) não pode passar de 5 dias, portanto, o ponto de milho verde deve se dar por volta do dia 25 de cada mês. Faça o planejamento das datas de semeadura do milho para a obtenção da colheita nas datas desejadas.

Dados:

Cultura: Milho Verde - Cultivar XYZ (Total de graus-dia até grão leitoso = 1200 °C.d⁻¹ e Tb = 8 °C)

Local: São Carlos, SP

Quadro 16.3. Temperatura média normal de São Carlos, SP. (Fonte: INMET)

Mês	Tmed (°C)	Mês	Tmed (°C)
Janeiro	22,9	Julho	16,9
Fevereiro	23,0	Agosto	18,6
Março	22,5	Setembro	20,3
Abril	20,5	Outubro	21,3
Mai	18,3	Novembro	21,8
Junho	17,0	Dezembro	22,3

4. Você foi contratado para fazer um projeto de implantação de um pomar de abacateiros para consumo in natura. Qual será a variedade mais indicada para a região de maneira a maximizar os lucros, visto que a curva estacional de preços do abacate no mercado interno é bem estável (Tabela abaixo).

Local: Franca, SP (Latitude: 20°33'S; Longitude: 47° 25'W e Altitude: 995m)

Cultura: Abacate (Florescimento em setembro)

Variedade Precoce : Geada (CT = 2800°C.d e Tb = 10°C)

Variedade de Meia-estação : Fuerte (CT = 3500°C.d e Tb = 10°C)

Variedade Tardia : Margarida (CT = 4200°C.d e Tb = 10°C)

Quadro 16.4. Curva Estacional de Preços do Abacate (Fonte: CEAGESP, SP)

Mês	US\$/Cx22kg	Mês	US\$/Cx22kg
Janeiro	4,22	Julho	5,57
Fevereiro	2,98	Agosto	7,45
Março	2,71	Setembro	9,80
Abril	2,64	Outubro	16,02
Maiο	2,65	Novembro	20,38
Junho	3,81	Dezembro	19,29

5. Para as localidades abaixo, determine a época mais adequada para a indução floral da lima ácida 'Tahiti', para a obtenção da maturação dos frutos na entressafra (de 15/09 a 15/10 na Bahia; e de 15/10 e 15/11 em São Paulo). Considere o tempo de 7 dias entre a indução floral e o florescimento, utilizando a técnica da derriça.

a) Vitória da Conquista, BA (Lat.: 15°34'S; Long.: 40° 32'W; e Alt.: 839m)

b) Alagoinhas, BA (Lat.: 12°10'S; Long.: 38° 21'W; e Alt.: 131m)

c) Catanduva, SP (Lat.: 21°05'S; Long.: 48° 35'W; e Alt.: 536m)

d) Itapeva, SP (Lat.: 23°34'S; Long.: 48° 32'W; e Alt.: 647m)

6. Para os locais abaixo, determine qual deles é potencialmente mais favorável ao desenvolvimento da Mosca das Frutas, sabendo-se que tem uma exigência térmica de 250 °C.d e Tb = 13,5 °C:

a) Ribeirão Preto, SP Tmed = 22,4°C

b) Capão Bonito, SP Tmed = 20,1°C

c) Aimorés, MG Tmed = 24,6°C

d) Maringá, PR Tmed = 16,4°C

e) Barra, BA Tmed = 25,5°C

7. Determine a frequência relativa com que a Cana-de-açúcar pode florescer na localidade de Canalândia.

Quadro 16.5. Número de dias com temperatura abaixo de 31°C e acima 18°C, no período de 25/02 a 20/03.

Ano	Dias c/ T≤31° C	Dias c/ T≥18° C	L	Floresc.	Ano	Dias c/ T≤31° C	Dias c/ T≥18° C	L	Floresc.
1	15	3			16	3	15		
2	10	8			17	2	12		
3	3	12			18	12	12		
4	5	6			19	13	15		
5	12	5			20	5	10		
6	20	14			21	0	9		
7	8	20			22	3	3		
8	7	21			23	8	2		
9	6	18			24	1	7		
10	5	6			25	20	19		
11	12	15			26	21	13		
12	15	14			27	13	1		
13	20	18			28	15	23		
14	10	21			29	6	3		
15	5	23			30	5	2		

Obs: Frequência relativa = (n°. anos c/ L < 0 / n°. total de anos) 100.

apresentaram problemas graves com a doença.

Na região de Ubatuba, Pezzopane et al (1996) detectaram diferença no número de horas com umidade relativa igual ou superior a 90% no interior de dois seringais, sendo um próximo à praia (800 m) e outro distante 5 km. Em função da brisa terra-mar (circulação atmosférica local), no seringal próximo à praia o número de dias com condições favoráveis à ocorrência de doenças foi, em média, 50% menor. Próximo à praia, a ventilação dentro do seringal foi maior, renovando o ar, impedindo a condensação, com redução no número de dias favoráveis à doença. A mesma situação ocorre às margens de grandes rios como o Tapajós, na região amazônica (Bastos & Diniz, 1980). Foi observado que, nas margens do rio, apenas 13 dias foram favoráveis à ocorrência do mal-das-folhas nos seringais, no período analisado; mas, nos seringais mais distantes das margens cerca de 290 dias foram propícios ao desenvolvimento da doença. Essa diferença é imposta pela circulação atmosférica local, condicionada pela interface água – floresta (ver Capítulo 4).

Assim, nota-se que a ocorrência e duração do molhamento por orvalho são determinadas *por fatores topoclimáticos* (exposição e configuração do terreno) e também *microclimáticos* (cobertura do terreno). Além de favorecer a ocorrência de doenças em plantas, a presença do orvalho influe também na eficiência dos fungicidas e nos esquemas de aplicação de defensivos.

A *chuva* é outro elemento meteorológico bastante importante com relação à ocorrência e desenvolvimento de doenças em plantas (Figura 17.1). Além de elevar a umidade do ar e proporcionar o molhamento das folhas e frutos, a chuva tem efeito favorável na dispersão e disseminação dos esporos, e desfavorável no controle das doenças, pois atua lavando os defensivos aplicados na lavoura. Na Figura 17.3, verifica-se que a taxa com que a mancha de *Alternaria helianthi* se desenvolve em uma cultura de girassol é diretamente relacionada à quantidade de chuva no seu ciclo (Sentelhas et al., 1996).

Pezzopane et al. (1996) também observou estreita relação entre número de dias com chuvas maiores que 2,5mm e severidade de ataque da *mancha preta* do amendoim.

17.3. Interação Temperatura-Umidade e Fitossanidade

Apesar da temperatura do ar ser um fator menos limitante do que a umidade no desenvolvimento de doenças e pragas, é a combinação temperatura - umidade que irá condicionar o sucesso do processo infeccioso da doença ou a incidência de ataque de uma praga. A temperatura atua como agente moderador/amplificador nessa combinação.

Avaliando o efeito combinado temperatura-umidade sobre o *mal-das-folhas* da seringueira causado pelo fungo *Microcyclus ulei*, Gasparotto (1988) verificou que:

- se a temperatura for de 24 °C, heverá infecção com apenas 6 horas de DPM;
- se a temperatura for de 20 °C, haverá infecção se houver de 8 a 10 horas de DPM;
- se a temperatura for de 16 °C , não haverá manifestação da doença.

A combinação que proporcionou a infestação mais intensa foi 24°C e DPM de 16 horas, ou seja, temperatura amena e alta umidade.

Outro exemplo da influência da combinação temperatura-umidade sobre doenças de plantas é o caso da *Cercosporiose* (*Cercospora arachidicola*) em cultura de amendoim. Para identificar o nível de desenvolvimento da doença, Jensen & Boyle (1966) desenvolveram um sistema simples baseado na temperatura mínima do ar e no número de horas com UR ≥ 95% (Figura 17.4). Nota-se que, a uma temperatura qualquer, o potencial de infestação aumenta com o aumento no DPM; que abaixo de 17 °C, o potencial é bastante reduzido, mesmo com alta DPM; e que acima de 24 °C, o potencial é muito elevado, mesmo com DPM < 10 horas.

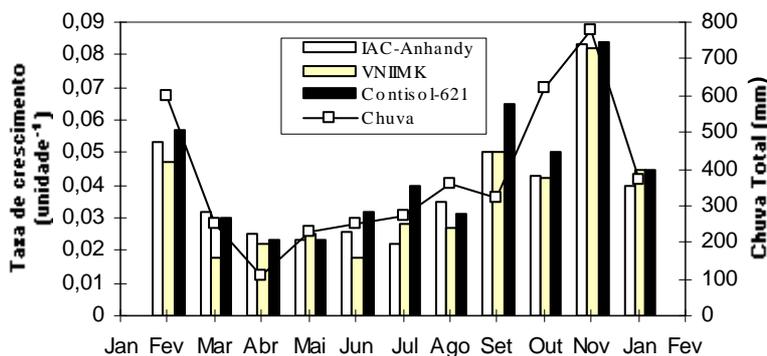


Figura 17.3. Relação entre a chuva total no ciclo da cultura do girassol e a taxa de crescimento da mancha de *Alternaria helianthi*, em diferentes épocas de semeadura. Fonte: Sentelhas et al.(1996).

Algumas pragas também só se desenvolvem entre certos limites de temperatura e umidade. Por exemplo, a *Orthezia praelonga*, praga dos citros, somente ocorre de forma prejudicial para a citricultura quando as condições ambientais são: temperatura média maior que 21°C e umidade relativa média maior que 70% (Figura 17.5). Isso explica porque, em Seropédica, RJ, a praga se manifesta durante o ano todo, mas, em Cordeirópolis, SP, ela se torna problema somente de Outubro a Março, como mostra o climograma da Figura 17.5.

No caso da *mosca-das-frutas*, a Figura 17.6 mostra que a *combinação ótima* é a representada pela área delimitada pela temperatura entre 16 e 32°C, e UR% entre 75 e 85%. O intervalo de temperatura é bastante amplo, mas o de UR% é estreito. Como num pomar existem inúmeros *microambientes*, esses insetos sempre migram para o microclima mais favorável ao seu desenvolvimento. Pode-se notar, ainda, que a *combinação favorável* é dada por limites mais amplos de temperatura (10 a 35°C) e UR% (60 a 90%). Isso explica porque essa praga se encontra presente na maioria dos pomares, e o controle rígido em aeroportos, onde não se permite a entrada de frutos *in natura*.

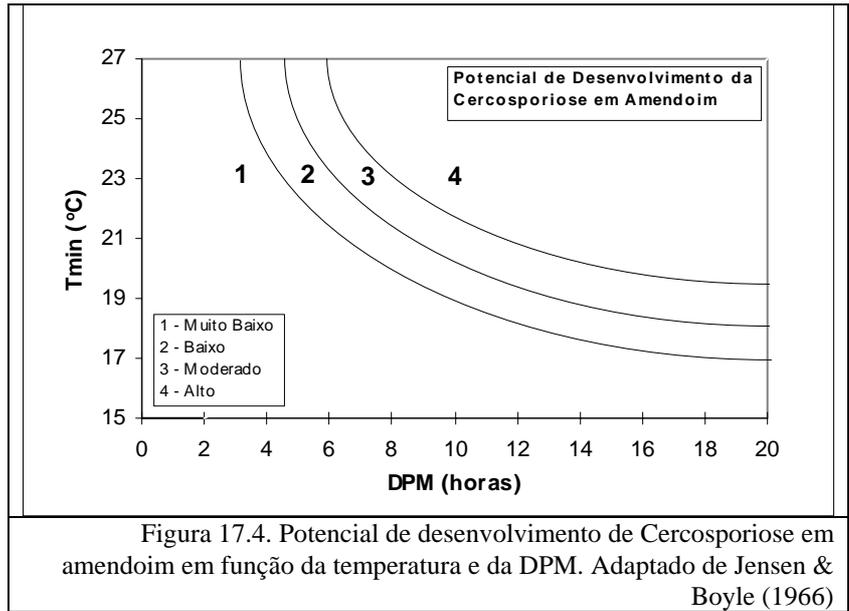


Figura 17.4. Potencial de desenvolvimento de Cercosporiose em amendoim em função da temperatura e da DPM. Adaptado de Jensen & Boyle (1966)

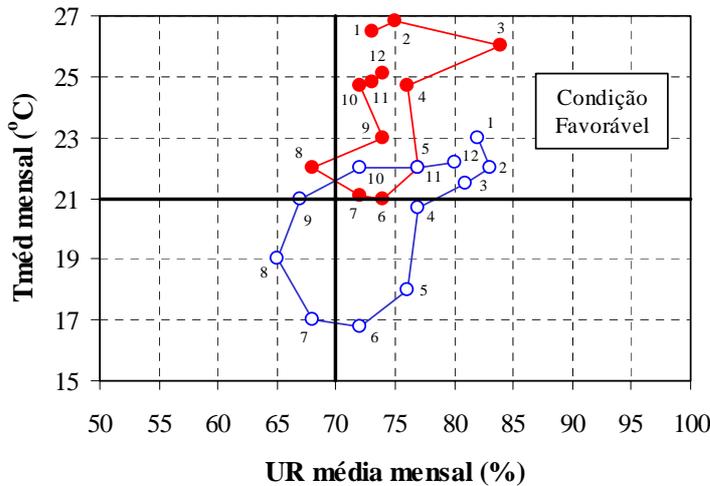


Figura 17.5 – Climograma de dois locais:

Seropédica, RJ (●) e Cordeirópolis, SP (○). As linhas cheias indicam os limites acima dos quais as condições são favoráveis à ocorrência de *Orthezia praelonga* em citros, e os números indicam os meses (1 = Janeiro; 2 = Fevereiro; etc). Adaptado de Puzzi & Camargo (1963).

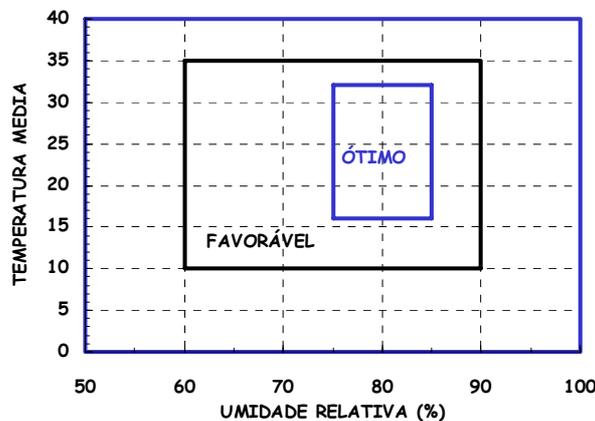


Figura 17.6. Combinação temperatura-umidade para ocorrência de mosca das frutas. Adaptado de Silveira Neto et al. (1976).

17.4. Influência de práticas agrícolas na fitossanidade

A ocorrência de pragas e doenças em plantas é determinada pelo macro e topoclima de uma região, seguido pelo microclima. O uso de práticas agrícolas pode provocar alterações no microclima de uma cultura, fazendo com que a região passe de pouco favorável para altamente favorável às pragas e doenças. Entre as práticas agrícolas que provocam alterações acentuadas no microclima incluem-se:

- **Irrigação**

A irrigação muda tanto as inter-relações da cultura com o ambiente como também tem efeito marcante no desenvolvimento de doenças e pragas. O tipo de irrigação é fundamental nessa interação, sendo que aquela feita por aspersão é a que traz maiores problemas por modificar a combinação temperatura - umidade do ar. Essa alteração pode resultar em perdas de qualidade e produtividade causadas principalmente por doenças fúngicas, pois pode aumentar a duração do período de molhamento (DPM) e reduzir a temperatura do ar. A Tabela 17.1 mostra como os diferentes tipos de irrigação influem na ocorrência de doenças.

Tabela 17.1. Influência dos diferentes tipos de irrigação no microclima e na ocorrência de doenças. Fonte: Rotem & Palti (1969).

Fator	Sulco	Inundação	Gotejo	Aspersão
Porcentagem do solo umedecido	20	90	30	100
Aumento da DPM em folhas e frutos	Não	Não	Não	Sim
Diminuição da temperatura das plantas	Não	Não	Não	Sim
Efeito sobre os fungicidas	Não	Não	Não	Lavagem

Com relação ao aspecto microclimático, a irrigação terá maiores efeitos em regiões onde o macroclima é úmido e sub-úmido e menores nas regiões super úmidas e secas. Além disso, alguns fatores relacionados à cultura, como a densidade de plantio, interagem acentuando os efeitos da irrigação e, conseqüentemente, a severidade do ataque das doenças. O esquema da Figura 17.7 mostra como funcionam essas inter-relações.

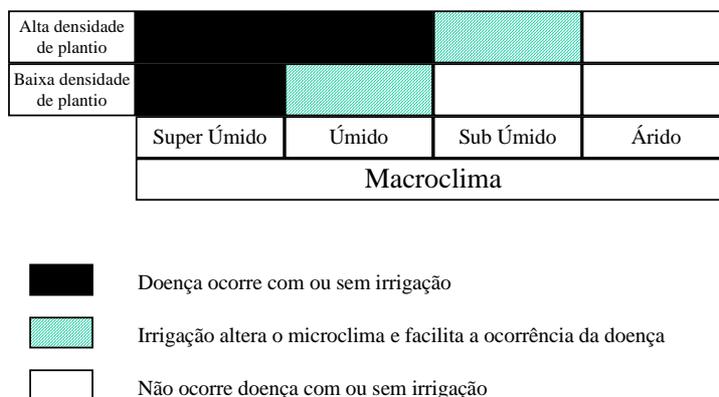


Figura 17.7. Relação macroclima - irrigação - densidade de plantio e ocorrência de doenças. Fonte: Rotem & Palti (1969).

- **Estufas com Cobertura Plástica**

Apesar de proporcionar modificações microclimáticas favoráveis aos cultivos, o uso de estufas plásticas pode provocar também condições desfavoráveis, exigindo manejo adequado. Uma das condições desfavoráveis é a acentuada elevação da umidade do ar no seu interior, o que proporciona aumento considerável na DPM sobre folhas e frutos, favorecendo a proliferação de doenças.

Na Figura 17.8 nota-se a variação da DPM dentro e fora de uma estufa coberta com PEBD. Apesar do manejo diário das cortinas laterais, a DPM dentro da estufa sempre foi maior ou igual à observada ao ar livre, com valores sempre superiores a 14 horas, enquanto que no exterior ocorreram apenas 30 dias com DPM maior ou igual a 10 horas.

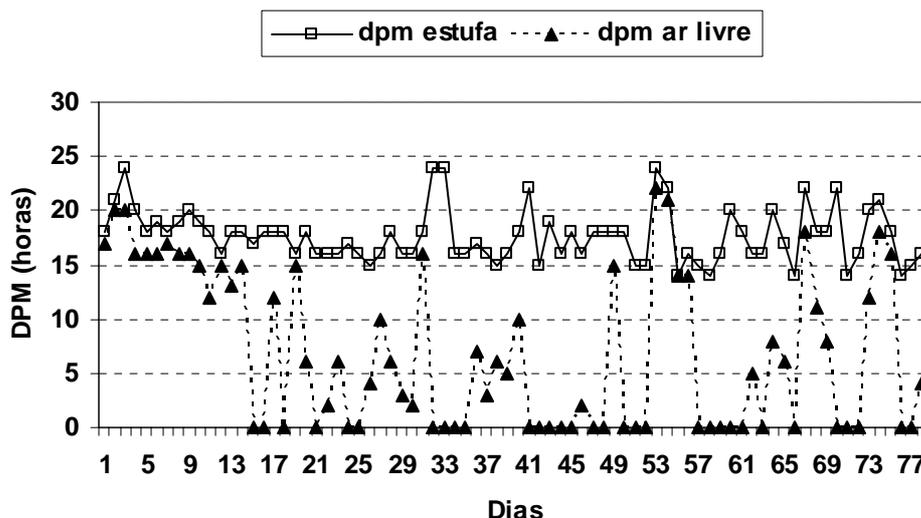


Figura 17.8. DPM dentro e fora de estufas plásticas. Fonte: Pezzopane et al. (1995c)

- **Quebra-ventos**

Os quebra-ventos (QV, ver Capítulo 17) reduzem a velocidade do vento, que é um importante fator na demanda evaporativa do ar. Assim, o orvalho formado na área protegida pelo QV permanecerá durante mais tempo sobre a cultura, devido à evaporação mais lenta. Esse efeito é ainda mais grave na área sombreada pelo QV. Isso não significa que os QV devam ser evitados, principalmente em regiões com ventos fortes e contínuos, mas que o manejo da cultura deve ser diferente das situações em que não há QV.

- **Cobertura morta (Mulch)**

O uso de cobertura morta (capim e palha) sobre o solo, faz com que à noite o resfriamento da superfície seja mais rápido e intenso (ver Capítulo 6), atingindo-se mais cedo a temperatura de condensação (ponto de orvalho), resultando em DPM mais prolongada. Portanto, essa prática, especialmente no sistema de plantio direto, pode resultar em intensificação da ocorrência de doenças.

17.5. Estações de Aviso Fitossanitário

Estação de aviso fitossanitário é um sistema de previsão da ocorrência e/ou desenvolvimento de uma determinada doença numa cultura, baseado em dados meteorológicos, em função da grande interdependência clima-planta-patógeno. Tal sistema visa determinar o momento mais adequado para a aplicação de medidas de controle na região, concorrendo diretamente para a racionalização do uso de defensivos, para a preservação do ambiente, e para a maximização da produção agrícola.

Como ilustração, alguns desses sistemas são apresentados a seguir, retirados de Zahler et al. (1989). É conveniente lembrar que um sistema desse tipo antes de ser utilizado deve ser testado para cada região e cultura, pois o melhoramento genético está sempre produzindo variedades de plantas mais resistentes, e o sistema de cultivo adotado altera significativamente o microclima.

- **Sarna da Macieira**

Para o caso da sarna da macieira (*Venturia inaequalis*), utiliza-se o sistema desenvolvido por Mills (1944), que leva em consideração a temperatura média no período noturno, a DPM, e a presença de ascósporos (Tabela 17.2). Esse sistema é utilizado na região macieira de Santa Catarina (Berton & Melzer, 1984). Por exemplo, a 15°C são necessárias 21 horas semanais de DPM para que a infecção seja forte, mas DPM de apenas 13 horas/semana já é suficiente para causar infestação moderada.

Portanto, com medidas de um termo-higrógrafo, monitora-se as condições ambientais para controle eficiente da doença. As pulverizações serão sempre preventivas e feitas quando são satisfeitas as condições da tabela de Mills, que indicam que o clima está favorável ao patógeno.

Tabela 17.2. Sistema de Mills adaptado para a sarna da macieira no Estado de Santa Catarina.

Temperatura média semanal no período da DPM (°C)	Intensidade da infecção		
	LEVE	MODERADA	FORTE
	DPM (horas/semana)		
6	30	40	60
10	14	19	29
15	10	13	21
20	9	12	18
25	11	14	21

• Podridão Parda do Pessegueiro e Sarna da Nogueira Pecan

Para a podridão parda do pessegueiro (*Monilinia fructicola*) e para a sarna da nogueira pecan (*Cladosporium carygenum*) o sistema é fenológico-climatológico, que também segue o princípio da tabela de Mills. O nível de infecção é dado pelo produto Tmed noturna x DPM (Tabela 17.3). As pulverizações são recomendadas da seguinte forma:

- *Preventivas* ⇒ uma em Julho, uma no início do florescimento, e uma no final do florescimento;
- *Curativas* ⇒ sempre que o produto (Tmed * DPM) for maior que 140.

Tabela 17.3. Sistema fenológico-climatológico para controle da Podridão Parda do Pessegueiro e Sarna da Nogueira Pecan.

Nível de infecção	Tmed noturna x DPM
Leve	140
Moderado	200
Forte	300

• Podridão da Batatinha

Para a podridão da batatinha (*Phytophthora infestans*), o sistema também se baseia na tabela de Mills, sendo muito utilizado na Holanda e na Inglaterra. Considera-se, além da temperatura e da DPM, também a chuva (Tabela 17.4 e 17.5). Primeiro, utiliza-se a Tabela 17.4, na qual determina-se o grau de severidade durante sete dias, acumulando-os. Depois, de posse dos valores acumulados do grau de severidade e da chuva durante sete dias, determina-se, na Tabela 17.5, o código de mensagem. Se o código de mensagem for igual a:

- -1 ⇒ NÃO HÁ NECESSIDADE DE PULVERIZAR
- 0 ⇒ FICAR ALERTA
- 1 ⇒ PULVERIZAR EM 7 DIAS
- 2 ⇒ PULVERIZAR EM 5 DIAS.

Tabela 17.4. Escala do grau de severidade para a Podridão da Batatinha.

T noturna (°C)	Grau de Severidade				
	0	1	2	3	4
	DPM (horas)				
7 a 12	15	16-18	19-21	22-24	25
12 a 15	12	13-15	16-18	19-21	22
15 a 27	9	10-12	13-15	16-18	19

Tabela 17.5. Código de mensagem para o controle da Podridão da batatinha.

Núm. de dias com chuva em 7 dias	Severidade Acumulada em 7 dias					
	< 3	3	4	5	6	> 6
	Código de mensagem					
< 5	-1	-1	0	1	1	2
> 4	-1	0	1	2	2	2

- **Míldio do Feijoeiro**

Para o míldio do feijoeiro (*Phytophthora phaseoli*) a pulverização é recomendada sempre que houver dois dias seguidos com: $T_{med} < 26^{\circ}\text{C}$, $T_{mín} > 7^{\circ}\text{C}$, e com chuva.

- **Míldio da Videira**

Para o míldio da videira (*Plasmopara viticola*) o sistema é fenológico-climatológico, com pulverizações:

- *Preventivas* ⇒ na brotação, florescimento e formação do cacho;
- *Curativas* ⇒ quando $T_{mín} > 10^{\circ}\text{C}$ e dois dias seguidos com chuva superando 10mm.

- **Pinta Preta do Tomate**

Para a pinta preta do tomate (*Alternaria solani*) utiliza-se a tabela de Mills, acumulando-se a severidade (S) num período de 7 dias (Tabela 17.6). As pulverizações são recomendadas quando o valor de S acumulado em 7 dias supera 14.

Tabela 17.6. Escala para determinação da severidade da Pinta Preta em Tomate.

Tmed no período noturno (°C)	Severidade (S)				
	0	1	2	3	4
	DPM (horas)				
13 a 17	0 a 6	7 a 15	16 a 20	≥ 21	-
17 a 20	0 a 3	4 a 8	9 a 15	16 a 22	≥ 23
20 a 25	0 a 2	3 a 5	6 a 12	13 a 20	≥ 21
25 a 29	0 a 3	4 a 8	9 a 15	16 a 22	≥ 23

- **Requeima do Tomate**

Para a requeima do tomate (*Phytophthora infestans*) utiliza-se uma relação empírica entre o grau de infecção (Y), número de dias com chuva em 10 dias (X_1), e número de dias com $T_{min} \geq 10^{\circ}\text{C}$ nos 10 dias (X_2), ou seja:

$$Y = -0,08671 + 0,0209 (X_1 * X_2). \quad (17.1)$$

Quando $Y > 0$, recomenda-se a pulverização (Maschio & Sampaio, 1982).

- **Mancha preta do Amendoim**

Para controle da mancha preta do amendoim causada por *Cercospora arachidicola* e *C. personatum*, Pezzopane (1997) sugere o seguinte sistema pluviométrico:

- Pulverizar sempre que ocorrer 4 dias consecutivos ou não com chuvas diárias maiores que 2,5mm, devendo-se respeitar a carência do produto aplicado antes de se iniciar de novo o monitoramento.

- **Antracnose e Mancha das folhas da Videira**

No caso da antracnose dos ramos, folhas e cachos (*Sphaceloma ampelinum*), e das manchas das folhas causadas por *Isariopsis clavispora* em videira Niagara rosada, Pedro Jr. et al. (1999) sugere um sistema pluviométrico para previsão das épocas de pulverização, que consiste de:

- Pulverizar sempre após a ocorrência de chuvas acumuladas de 20mm, devendo-se respeitar a carência de 7 a 10 dias para iniciar de novo o monitoramento.

Esse sistema de pulverização possibilitou, em média, redução de 40% no número de aplicações sem afetar a produtividade, na região de Jundiá, SP.

17.6. Risco de Ocorrência de Incêndios

Durante os períodos secos do ano, a baixa umidade do ar e as poucas chuvas fazem com que a ocorrência de incêndios em matas, pastos e florestas seja facilitada, o que, além dos danos materiais, põe em risco o equilíbrio do ambiente. Por meio de métodos agrometeorológicos, pode-se determinar o grau de risco de ocorrência de

incêndios nas áreas rurais, sendo útil para propriedades produtoras de madeira e resina (reflorestamentos), e também em áreas de preservação ambiental. Esse sistema de alerta possibilita tomada das devidas providências para a prevenção e estratégias de controle do fogo.

Os métodos são divididos em *não-cumulativos* e *cumulativos*. Métodos *não-cumulativos* são aqueles que se baseiam somente nas condições do tempo vigentes no dia. Nesse tipo enquadra-se o:

• Fator de Risco de Angström

O fator de risco de Angström (FRA) é um índice empírico usado na Suécia, e que utiliza a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e a umidade relativa do ar às 13h ($\text{UR}_{13\text{h}}\%$), que é o horário próximo do valor máximo da temperatura e do mínimo da umidade relativa do dia, sendo expresso por:

$$\text{FRA} = 0,05 \text{UR}_{13\text{h}}\% - 0,1 (\text{T}_{13\text{h}} - 27). \quad (17.2)$$

Sempre que FRA for menor que 2,5 é dado o alerta de risco de incêndio.

➤ **EXEMPLO:** Se num dia, às 13 horas, ocorrer as seguintes condições: $\text{UR}_{13\text{h}} = 30\%$ e $\text{T}_{13\text{h}} = 35^{\circ}\text{C}$

$$\text{FRA} = 0,05 * 30 - 0,1 * (35 - 27) = 0,7 \Rightarrow \text{FRA} < 2,5 \Rightarrow \text{ALERTA: RISCO DE INCÊNDIO}$$

Métodos *cumulativos* são aqueles que levam em consideração as condições climáticas de uma sucessão de dias. Dentre eles destaca-se a:

• Fórmula de Monte Alegre

A fórmula de Monte Alegre (FMA) é um índice utilizado no Brasil, e que leva em consideração a UR% às 13h, e a chuva, em mm, isto é:

$$\text{FMA} = 100 / \text{UR}_{13\text{h}}$$

$$\text{FMA}_{\text{acumulado}} = (f * \text{FMA}_{\text{ontem}}) + \text{FMA}_{\text{hoje}}$$

em que f é um fator que varia com a chuva da seguinte forma:

Chuva (mm)	Valor de f
> 2,4	1,0
2,5 a 4,9	0,7
5,0 a 9,9	0,4
10,0 a 12,9	0,2
> 13	0,0

O grau de risco de incêndio é dado pela Tabela 17.7.

Tabela 17.7. Grau de risco de incêndios florestais dado pela Fórmula de Monte Alegre.

$\text{FMA}_{\text{acumulado}}$	$\leq 1,0$	1,1 a 3,0	3,1 a 8,0	8,1 a 20,0	$> 20,0$
Grau de risco	NULO	PEQUENO	MÉDIO	ALTO	MUITO ALTO

➤ EXEMPLO:

Dia 1 \Rightarrow UR = 30% e Chuva = 4,0mm $f = 0,7$ $\text{FMA}_{\text{ontem}} = 3,5$ (Valor admitido para exemplo)
 $\text{FMA}_{\text{acumulado}} = 0,7 * 3,5 + 100 / 30 = 5,8$ (médio)

Dia 2 \Rightarrow UR = 35% e Chuva = 0mm $f = 1,0$ $\text{FMA}_{\text{ontem}} = 5,8$
 $\text{FMA}_{\text{acumulado}} = 5,8 * 1 + 100 / 35 = 8,7$ (alto)

CAPÍTULO 18. IMPORTÂNCIA AGROECOLÓGICA DOS VENTOS

18.1. Introdução

O ambiente em que as plantas e animais crescem nem sempre é o ideal ou ótimo para sua produção. Várias são as condições adversas do clima que interferem no seu crescimento e desenvolvimento. A manipulação do solo, a irrigação e o uso de ambientes parcialmente protegidos são algumas das técnicas utilizadas com a finalidade de alterar o microclima de um local, proporcionando melhores condições para a produção.

O vento é um elemento do clima que influi diretamente no microclima de uma área, interferindo no crescimento de culturas e animais, tendo tanto efeitos favoráveis como desfavoráveis. Ventos excessivos e contínuos representam um grande problema nas áreas rurais, sendo necessário a proteção das culturas, principalmente, com utilização de quebra-ventos, sejam eles naturais ou artificiais, para que as atividades agrícolas sejam viáveis.

18.2. Efeitos dos Ventos

Tanto agrônômica como ecologicamente, o vento tem efeitos favoráveis e desfavoráveis, dependendo da circunstância de sua ocorrência. Sem dúvida, de modo geral, os efeitos favoráveis compensam os efeitos adversos.

• Efeitos Favoráveis

Entre os efeitos favoráveis destaca-se a atuação do vento como agente de transporte de algumas propriedades, tais como:

- calor de regiões mais quentes para as mais frias, com conseqüente redistribuição do calor;
- vapor d'água de regiões mais úmidas para as mais secas;
- dispersão de gases e partículas suspensas no ar diminuindo suas concentrações, sendo muito importante no inverno;
- remoção de calor de plantas e animais durante períodos quentes;
- remoção (renovação) de ar próximo às plantas mantendo o suprimento de CO₂ para as folhas durante a fotossíntese;
- dispersão de esporos, sementes, pólen, facilitando a diversificação das espécies;
- remoção de vapor d'água próximo às plantas, interferindo na taxa de transpiração.

• Efeitos Desfavoráveis

Ventos intensos e contínuos resultam em danos mecânicos, anatômicos, e fisiológicos, pois causam:

- erosão eólica e deformação da paisagem;
- eliminação de insetos polinizadores;
- desconforto animal devido à remoção excessiva de calor, fazendo com que o metabolismo fique acelerado para produzir calor e manter a temperatura corporal constante, resultando em diminuição do ganho de peso;
- deformação de plantas;
- abrasão de partículas do solo danificando tecidos vegetais;
- fissura dos tecidos vegetais pela agitação contínua, permitindo a penetração de microrganismos fitopatogênicos;
- desfolha por efeito mecânico do vento, reduzindo a área foliar fotossintetizante;
- aumento da transpiração, e caso as raízes não extraiam água do solo, na mesma taxa da transpiração, haverá fechamento dos estômatos quando o desequilíbrio entre os dois processos for acentuado;
- fechamento dos estômatos resultando em queda na taxa de fotossíntese;
- para manter as taxas de transpiração e fotossíntese, a planta desenvolve sistema radicular profundo, o que resulta em redução do crescimento da parte aérea (nanismo);
- para minimizar a perda de água por transpiração a planta reduz a área foliar (folhas pequenas e em menor número), o que resulta em redução na taxa de fotossíntese;
- parte da energia armazenada (produzida) pela fotossíntese é destinada aos processos de reconstrução dos tecidos danificados, diminuindo, assim, a energia disponível para crescimento e desenvolvimento;
- a agitação pelo vento acelera o metabolismo (respiração), reduzindo ainda mais a fotossíntese líquida.

Em conseqüência do efeito desfavorável, em geral, plantas submetidas continuamente a ventos de 10 km/h ou mais, apresentam (Figura 18.1):

- redução no crescimento e atraso no desenvolvimento;
- internódios menores e em menor número;

- nanismo da parte aérea;
- menor número de folhas;
- folhas menores e mais grossas;
- menor número de estômatos por área foliar e estômatos menores;
- menor produtividade.

Essas conseqüências desfavoráveis do vento excessivo sobre as plantas podem ser visualizadas na Figura 18.1. A planta à esquerda foi submetida a condições naturais, enquanto que a planta central e a da direita foram submetidas a velocidades do vento gradativamente maiores. Observa-se que, no caso extremo (planta da direita), ocorreu visível nanismo da parte aérea. Esse efeito só se torna visível quando se compara o crescimento/desenvolvimento de plantas cultivadas em condições controladas, como é o presente caso.

Caramori (1981), estudando os efeitos da velocidade do vento em mudas de café, verificou que ventos com velocidade média a partir de 2 m s^{-1} ($7,6 \text{ km h}^{-1}$) induziram as mudas à acentuada redução nos incrementos de altura, área foliar, comprimento dos internódios, peso total de matéria seca, além de reduzir também a taxa de assimilação líquida (variação temporal da fitomassa/índice de área foliar, $\text{kg d}^{-1} \text{ m}^2 \text{ folha m}^{-2} \text{ terreno}$) e a taxa de crescimento relativo (variação temporal da fitomassa/fitomassa já existente, $\text{kg kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$), caracterizando o efeito prejudicial do vento com velocidade excessiva.

Houve também aumento no diâmetro do caule, em resposta aos danos mecânicos provocados pela agitação contínua pelo vento. A transpiração aumentou nas mudas submetidas até 2 m s^{-1} , e para velocidades maiores houve redução acentuada resultante da elevada demanda evaporativa e conseqüente fechamento dos estômatos, associado ainda à redução da área foliar. Na Figura 18.2, observa-se que vento com velocidade de 3 m s^{-1} ($10,8 \text{ km h}^{-1}$) foi suficiente para induzir redução significativa na área foliar, em relação àquelas plantas em condição protegida (Figura 18.2a). Os danos mecânicos em folhas provocados pelos ventos excessivos são mostrados na Figura 18.2b.

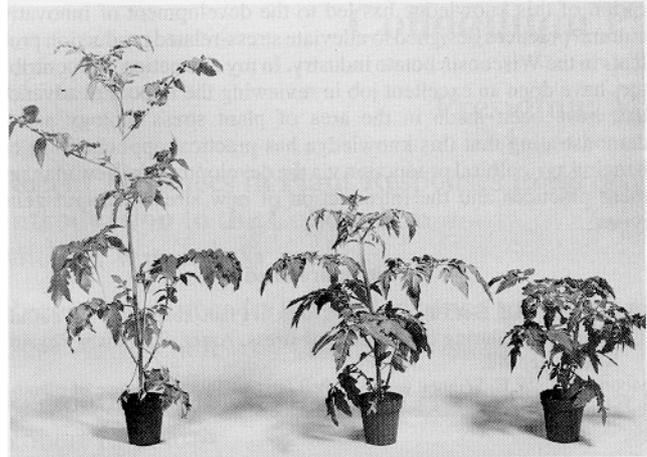


Figura 18.1. Efeito do vento sobre plantas de tomate.

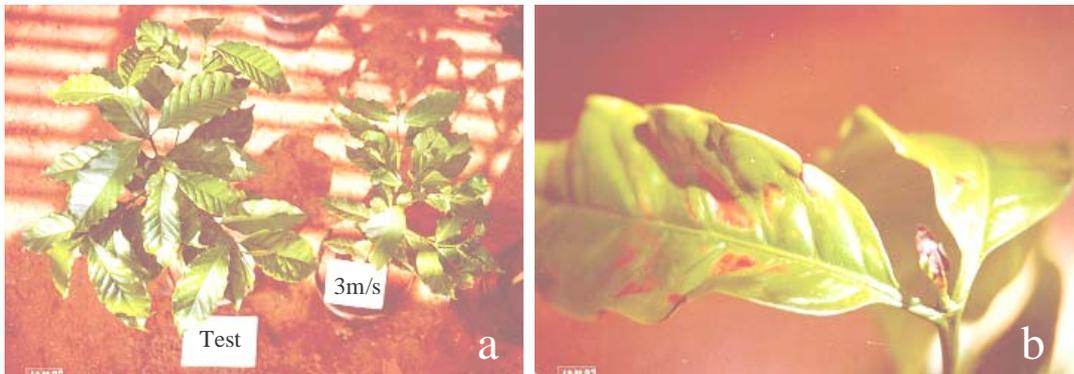


Figura 18.2. Efeito do vento em mudas de café: a) área foliar e porte; b) dano mecânico. Fonte: Caramori (1981).

18.3. Práticas Preventivas Contra Efeitos Desfavoráveis do Vento

• Escolha de Local

Ao se instalar uma cultura, ou atividade agropecuária, dentro de uma propriedade agrícola, deve-se escolher, se possível, as áreas da propriedade que sejam menos sujeitas aos ventos frios, contínuos e intensos. Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, deve-se evitar os terrenos com faces voltadas para o sul, sudeste e sudoestes, que são as faces freqüentemente batidas pelos ventos predominantes de sudeste e também pelos ventos frios provenientes da entrada de frentes frias. No caso de abrigos zootécnicos, não se deve ter portas ou janelas voltadas para o sul. Essas recomendações podem mudar em função da topografia do local.

- **Uso de Quebra-ventos**

Os quebra-ventos (QV) são estruturas físicas, altas, naturais ou artificiais, que servem para reduzir a velocidade do vento a níveis suportáveis e adequados ao bom desempenho dos seres vivos. Utiliza-se como QV plantas de porte maior do que aquelas que se quer proteger. Outras estruturas como telados (sombrite) e ripados também são utilizadas. Os QV servem tanto na proteção vegetal como animal, ajudando também na contenção de dunas, minimizando o processo de desertificação, principalmente em regiões planas. QV vegetal tem a vantagem de absorver parte da energia disponível, fazendo fotossíntese, transpirando, consumindo calor sensível do ar, ou seja, o ambiente protegido torna-se mais ameno e menos estressante.

18.4. Tipos de QV

Os QV podem ser formados de vegetais ou de materiais artificiais (Figura 18.3).

- **Vegetais:** utilizados para grandes áreas cultivadas ou com exploração extensiva de animais
 - **Temporário** ⇒ plantas anuais ou semi-perenes. Ex: milho, sorgo, cana-de-açúcar, bananeira, capim.
 - **Permanente** ⇒ árvores. Ex: grevillea, eucalipto, pinus, seringueira.
 - **Misto** ⇒ combinação de árvores e plantas anuais. Ex: grevillea e milho.
- **Artificiais:** utilizados para proteção de plantas de pequeno porte em cultivo intensivo e com alto valor econômico:
 - **Temporário** ⇒ depende da durabilidade do produto empregado. Ex: sombrite e ripados.

Resultados experimentais de Pedro Jr. et al. (1998) mostram que foi eficiente o uso de sombrite (malha de 50% de porosidade), com altura de 4m e comprimento de 40m, como QV para proteção da cultura da videira, em Jundiá, SP. Houve redução na velocidade dos ventos em cerca de 50% a 4m do QV; 40% a 8m do QV; e 30% a 16m do QV. Como consequência favorável, houve aumento de 22% na área foliar, e de 15 a 30% na produtividade da cultura, quando comparada com videira em área não protegida.

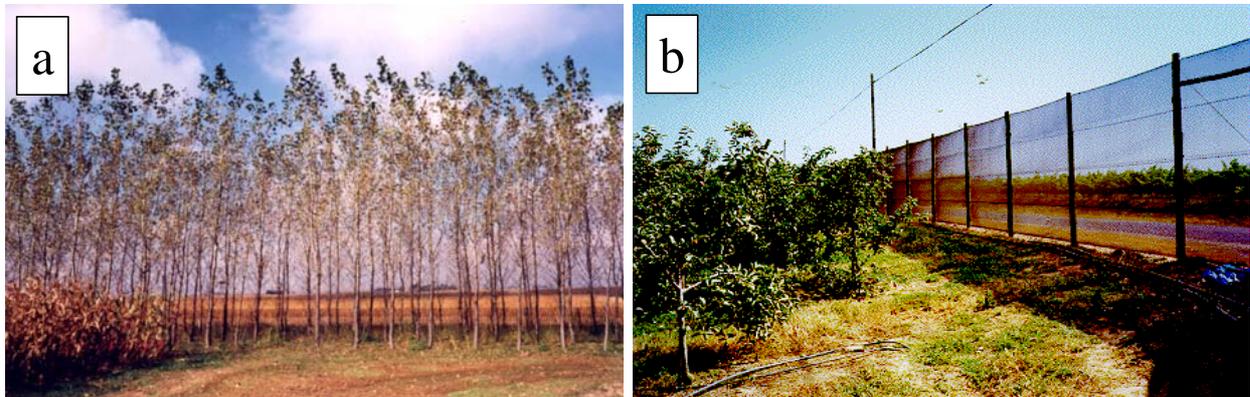


Figura 18.3. Tipos de quebra-ventos: a) vegetal; b) artificial (sombrite).

18.5. Características Desejáveis dos QV Vegetais

As plantas utilizadas como QV devem ter características desejáveis para que sua eficiência seja a maior possível em condições naturais. Entre as características a serem consideradas destacam-se:

- **Hábito de crescimento**
 - **Altura** ⇒ quanto mais alta for a planta protetora, maior será a área por ela protegida;
 - **Postura Ereta** ⇒ crescimento vertical, sem galhos em sua parte mais baixa para permitir que o vento próximo ao solo, que tem menor velocidade, penetre na área a ser protegida evitando o turbilhonamento atrás do QV, que é prejudicial às plantas a serem protegidas;
 - **Crescimento rápido** ⇒ crescendo rapidamente, a área protegida também aumenta, pois esta é um múltiplo da altura da proteção;

- **Raízes pivotantes e profundas** ⇒ sistema radicular profundo tende a minimizar a concorrência por água e nutrientes com a cultura a ser protegida, dando ainda boa sustentação mecânica para suportar a força dos ventos;
- **Folhas perenes** ⇒ permanecendo sempre ativas, as folhas contribuem tanto para reduzir a velocidade dos ventos como para proteger inclusive da geada durante o inverno (ver Capítulo 19).

• **Flexibilidade**

Planta flexível absorve melhor o impacto do vento reduzindo a sua velocidade. Plantas rígidas favorecem os turbilhões que danificam as plantas a serem protegidas.

• **Permeabilidade**

O ideal de permeabilidade, determinado em túnel de vento, está entre 40 e 50%, ou seja, olhando-se frontalmente à linha de QV deve-se notar que a folhagem ocupa no máximo 50% do espaço. Essa condição depende do tipo de planta e do espaçamento entre elas. Os QV de fileiras simples de árvores são mais eficientes (Figura 18.4a). Caso não haja permeabilidade, ocorrerá turbilhonamento logo após o QV (Figura 18.4b), o que é muito prejudicial à cultura a ser protegida. Uma noção desse efeito é ser mostrada nas Figura 18.5, em que se observa aumento da distância protegida com redução da densidade do QV. Nessas figuras as distâncias horizontais são expressas como múltiplos da altura (h ou H) da planta protetora usada como QV. Isso facilita a apresentação, pois as distâncias se tornam relativas. Portanto, quanto mais alta for a planta protetora, maior será a distância de sua influência.

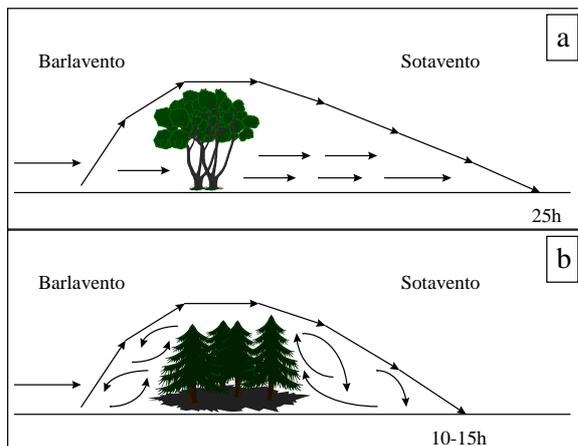


Figura 18.4. Efeito de QV com boa permeabilidade (a) e sem permeabilidade (b) na distância protegida por ele. Adaptado de Rosenberg et al. (1983).

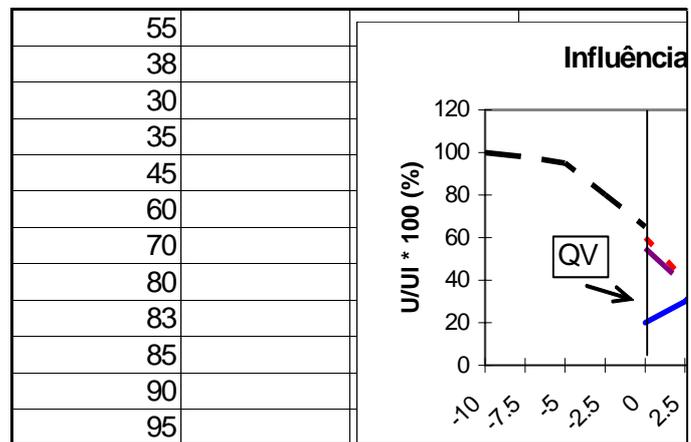


Figura 18.5. Influência da densidade do QV na relação entre a velocidade do vento depois do QV (U) e do vento livre (UI), indicando a distância protegida. Adaptado de Rosenberg et al. (1983).

• **Orientação**

O QV deve ser o mais perpendicular possível à direção predominante dos ventos. QV ideal deve ser disposto em rede retangular, cercando toda a área a ser protegida. Desse modo, aumenta-se a eficiência na redução da força do vento em todas as direções.

• **Distância entre fileiras de QV**

O QV pode ser disposto tanto em linhas paralelas como em rede retangular.

- **Paralelas e separadas** ⇒ Nesse caso, a distância entre as fileiras deve ser igual a 15 a 20 vezes a altura (h ou H) da árvore adulta de QV. Por exemplo, se a árvore do QV tiver 5m de altura, as linhas paralelas devem distar entre si de 75 a 100m.
- **Rede retangular** ⇒ Nessa configuração de QV, a distância entre as linhas aumenta para 30 vezes H, ou seja, passa dos 75 a 100m para 150m.

A Figura 18.6 apresenta as duas disposições de QV discutidas acima, paralela artificial (Figura 18.6a) e retangular vegetal (Figura 18.6b, vista aérea).

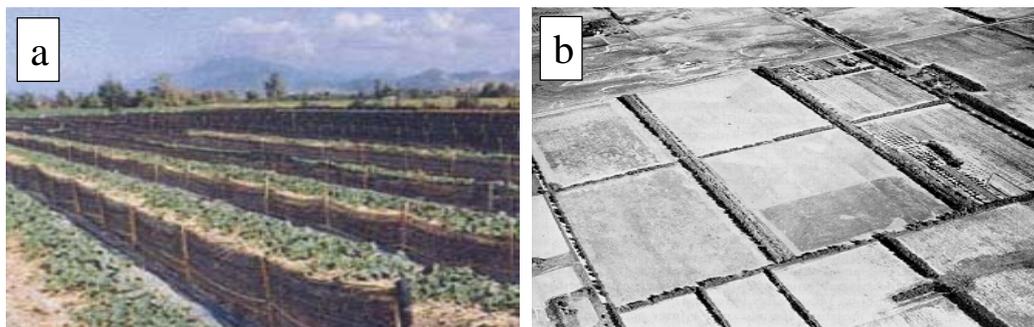


Figura 18.6. Disposição de quebra-ventos: a) paralelo (artificial); e b) retangular (vegetal).

Adaptado de Rosenberg et al. (1983).

18.6. Aspectos Agronômicos do Uso de QV vegetais

O uso de QV modifica significativamente o microclima da área a ser protegida. O objetivo é melhorar as condições da área protegida de modo a permitir maior e melhor produção, devido à redução dos efeitos desfavoráveis do vento. Além dos efeitos favoráveis, o uso de QV apresenta algumas conseqüências que devem ser levadas em consideração:

- QV (árvores ou culturas) compete, com a cultura a ser protegida, por recursos naturais, como: luz, água e nutrientes, e isto deve ser considerado no manejo da cultura; essa competição diminui à medida que se afasta do QV;
- QV sombreia a cultura por algumas horas, o que pode resultar em diminuição da taxa de fotossíntese;
- QV reduz a área destinada à cultura.

Para se minimizar tais limitações deve-se tomar algumas medidas preventivas:

- Usar árvores que projetem pouca sombra sobre a cultura, devendo-se, ainda, levar em consideração a trajetória do Sol no planejamento do QV, para reduzir a projeção de sombra sobre a cultura;
- Utilizar árvores com sistema radicular pivotante e profundo, para reduzir a competição com a cultura por água e nutrientes. Aração profunda próxima ao QV também pode ser utilizada para eliminar suas raízes superficiais;
- Adubar também o QV, para evitar competição mais acentuada com a cultura por nutrientes, devendo-se adotar a mesma conduta com relação à irrigação;
- Para se evitar a redução da área pelo uso de QV deve-se projetar os caminhos e estradas ao longo das linhas de QV.

O QV, ao reduzir a movimentação atmosférica, provoca alterações microclimáticas na área protegida. A Tabela 18.1 apresenta um resumo geral de valores médios observados em áreas cultivadas com beterraba, com e sem proteção de QV, em Nebraska, EUA. Houve aumento na temperatura média (T_{med}), na pressão atual de vapor (e_a), e na umidade relativa do ar (UR). Embora tenha havido aumento na T_{med} (+1,7 °C), os aumentos da pressão atual de vapor (e_a), e da UR tornaram o ambiente menos estressante, pois houve redução na demanda atmosférica por vapor d'água, reduzindo a taxa transpiratória das plantas. Esse aumento na temperatura é efeito favorável em situações onde ocorrem geadas.

Tabela 18.1 – Influência de QV no microclima de uma cultura de beterraba, em Nebraska, EUA. (Adaptado de Rosenberg et al., 1983)

Ambiente	T_{med} (°C)	e_a (kPa)	UR (%)
com QV	24,3	2,28	74,0
sem QV	22,6	1,90	68,7
Diferença	+1,7	+0,38	+5,3

A redução na velocidade de ventos excessivos também contribui para o desenvolvimento mais rápido das plantas, em razão delas não sofrerem efeitos estressantes causados pela agitação contínua. Por exemplo, em Israel

(WMO, 1971), os primeiros 25% da produção de tomate foram colhidos cerca de 5 dias antes daqueles cultivados sem proteção.

O efeito de QV sobre a produtividade de pomares de citros, cultivados em regiões de clima semi-árido da Califórnia, EUA, pode ser observado na Tabela 18.2. Verifica-se que a presença do QV foi benéfica nos três locais: Fontana, Yorba Linda, e Orange County. Os menores ganhos em produtividade foram obtidos em Orange County e em Fontana, representando um adicional de mais de 20%. Em Yorba Linda a produtividade triplicou, provavelmente por ser local com ventos mais intensos.

Tabela 18.2 – Influência de QV na produtividade de citros, em três locais da Califórnia, EUA.
(Adaptado de WMO, 1971).

Ambiente	Produtividade Relativa (%)		
	Fontana	Yorba Linda	Orange County
com QV	124	311	122
sem QV	100	100	100

18.7. Vantagens do Uso de QV vegetais

Além de reduzir os efeitos estressantes dos ventos, os QV apresentam também outras vantagens:

- QV altera o microclima, reduzindo a luminosidade e o vento, aumentando a temperatura e a umidade relativa. Por consequência, tende a reduzir a evapotranspiração da cultura protegida. Isso significa que a cultura vive num ambiente menos estressante, com menor demanda atmosférica por água, o que permite que ela aproveite melhor a água disponível no solo. Desse modo, os estômatos permanecem mais tempo abertos facilitando também a fotossíntese e o crescimento. Há menor investimento em crescimento de raízes.
- QV também serve para proteger pastagens e animais. A redução da velocidade do vento promove ambiente mais agradável aos animais, repercutindo produtividade mais alta tanto da pastagem como dos animais.
- As árvores utilizadas como QV servem também como abrigo para a fauna, contribuindo para a manutenção do equilíbrio ecológico da área. Para melhorar esse, pode-se utilizar mais de uma espécie na linha de QV, promovendo uma certa diversidade biológica.
- As árvores do QV favorecem a manutenção de insetos polinizadores e de pássaros, inimigos naturais de alguns insetos predadores da cultura. Isso contribui para a redução de aplicação de defensivos, reduzindo custos, interferindo menos no ambiente.

CAPÍTULO 19. GEADA

19.1. Introdução

Na Meteorologia, define-se a ocorrência de *geada* quando há deposição de gelo sobre plantas e objetos expostos ao relento. Isso ocorre sempre que a temperatura atinja 0°C e a atmosfera tenha umidade. No entanto, mesmo com formação de gelo sobre as plantas pode não haver morte dos tecidos vegetais, por elas estarem em repouso vegetativo. Em Agronomia, entende-se *geada* como o fenômeno atmosférico que provoca a morte das plantas ou de suas partes (folhas, caule, frutos, ramos), em função da baixa temperatura do ar, que acarreta congelamento dos tecidos vegetais, havendo ou não formação de gelo sobre as plantas. A morte pode ser causada tanto por ventos muito frios soprando por muitas horas, como pelo resfriamento radiativo com o ar muito seco.

A suscetibilidade das culturas agrícolas às geadas varia com a espécie, e com o estágio fenológico das plantas no momento da ocorrência (Camargo et al., 1993). Mota (1981) considera que -2°C seja a *temperatura crítica mínima* da folha abaixo da qual se iniciam os danos nas plantas de espécies menos resistentes, como a bananeira, o mamoeiro, e o arroz. Para espécies mais resistentes, como o cafeeiro, a cana-de-açúcar, e os citros, o limite é de -4°C. Os danos serão mais graves e extensos quanto maior for a queda de temperatura abaixo desses limites.

Em locais situados a médias e altas latitudes a agricultura torna-se atividade de risco durante o inverno, devido à ocorrência de temperaturas baixas. A proteção de plantas contra os efeitos letais causados pela geada é problema considerável na agricultura, especialmente para as lavouras de alta rentabilidade, entre as quais estão as frutíferas de clima tropical, o cafeeiro, a seringueira, entre outras (Rosenberg et al., 1983).

No Brasil, a geada é um fenômeno freqüente nas latitudes acima do paralelo 19° S, englobando os Estados de Minas Gerais (Triângulo Mineiro e região sul), São Paulo, Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina, e Rio Grande do Sul, onde sua ocorrência resulta em graves prejuízos econômicos, principalmente quando ocorrem precocemente no outono, ou tardiamente na primavera.

19.2. Tipos de geada

Segundo Camargo (1972), os *tipos de geada* são definidos quanto à sua *gênese* (origem) ou pelos *efeitos visuais* (aspecto das plantas) que elas produzem. As geadas podem ocorrer em função de dois fenômenos meteorológicos: *advecção de ar frio*, e *perda de radiação terrestre* (Valli, 1972).

- **Quanto à gênese**

- **Geada de advecção ou de vento frio**

São aquelas provocadas por ocorrência de ventos fortes, constantes, com temperaturas muito baixas, por muitas horas seguidas. O ar frio resseca a folhagem causando sua morte. Portanto, os ventos são os causadores do dano à planta. Em algumas situações, esse tipo de geada fica bem caracterizado por haver dano apenas em um lado da planta (aquele voltado para os ventos predominantes).

A advecção de ar frio resulta da entrada de massas de ar frio, provenientes da região polar, e que atingem as regiões sub-tropicais. No seu deslocamento em direção ao equador, elas trazem ventos frios causando maiores danos durante o inverno, principalmente na face sul do relevo (*geada de vento*). Os danos causados por esse tipo de geada são tanto pelas baixas temperaturas (*queima das folhas*) como pela injúria mecânica provocada pela agitação contínua das plantas.

- **Geada de radiação**

Geada de radiação ocorre quando há resfriamento intenso da superfície por perda de energia durante as noites de céu limpo, sem vento, e sob domínio de um anticiclone estacionário, de alta pressão (massa de ar polar fria), com baixa concentração de vapor d'água (seca). A perda radiativa da superfície faz com que o ar adjacente a ela também se esfrie. Logo, o agente causador é a perda radiativa intensa. Essa situação ocorre freqüentemente em regiões de clima árido, em que a falta de vapor d'água atmosférico reduz o *efeito estufa* local (ver Capítulo 3).

Nessa situação, durante o dia, a temperatura na superfície se mantém acima do ponto de congelamento. Porém, após o pôr-do-sol, durante à noite, a perda de energia da superfície por emissão de radiação de ondas longas (lei de Stefan-Boltzmann - Capítulo 5) se acentua, provocando queda rápida da temperatura do ar próximo à superfície, resultando no que se denomina *inversão térmica* (Figura 19.1), ou seja, a temperatura aumenta com a altura, nos primeiros metros, ao invés de diminuir (situação normal).

- **Geada mista**

É a situação em que ocorrem os dois processos sucessivamente, ou seja, entrada de massa fria e seca, e subsequente estagnação sobre a região permitindo intensa perda radiativa noturna.

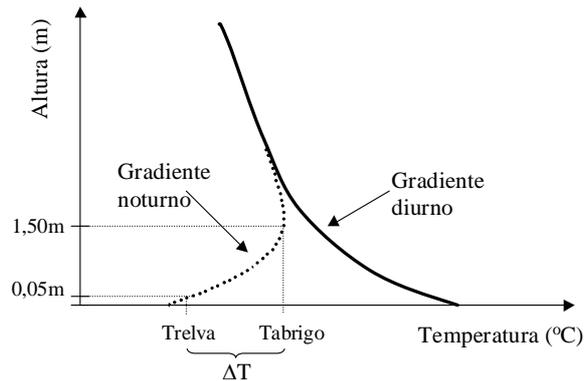


Figura 19.1. Gradiente térmico diurno e noturno em noite de geadas, indicando a inversão térmica, temperatura no abrigo (Tabrigo) e na relva (Trelva), e diferença de temperatura entre ambas (ΔT).

- **Quanto ao aspecto visual**

- **Geadas negras**

Geadas negras ocorrem quando a atmosfera tem baixa concentração de vapor d'água e a perda radiativa é intensa, causando resfriamento acentuado da vegetação, chegando à temperatura letal. Em função do baixo teor de umidade no ar, não há deposição de gelo, por falta de água. Esse tipo de geada é mais severo, pois a baixa umidade do ar permite ocorrência de temperaturas bem menores.

- **Geadas brancas**

Geadas brancas é aquela que ocorre quando o intenso resfriamento noturno produz condensação de vapor d'água e seu congelamento sobre as plantas. Nesse caso, a concentração de vapor d'água na atmosfera adjacente à superfície é mais elevada que na geada negra. Quando há mais umidade no ar, primeiro ocorre a condensação com liberação do calor latente, fato que ajuda a reduzir a queda da temperatura. Portanto, a geada branca é menos severa que a negra.

19.3. Fatores de formação de geadas no Brasil

Normalmente, vento calmo, céu limpo, e ar seco favorecem a ocorrência de geadas de radiação, visto que sob essas condições a perda radiativa (de ondas longas) pela superfície terrestre é mais intensa. Esse resfriamento intenso faz com que a superfície atinja a temperatura do ponto de orvalho permitindo que a pequena concentração de umidade do ar adjacente à superfície se condense e congele (*geada branca*). Nesse processo, há liberação de calor latente de condensação (2450 kJ/kg de água condensada), diminuindo, assim, a velocidade de perda radiante. Quando não há vapor d'água, não ocorre condensação e congelamento, resultando assim na *geada negra* de radiação (neste caso o resfriamento é mais intenso).

Dentro desse quadro, inúmeros são os fatores que favorecem a ocorrência de geadas, e eles serão apresentados de acordo com sua escala de atuação.

19.3.1. Fatores Macroclimáticos

São aqueles relacionados ao macroclima, ou seja, relacionados à escala regional ou geográfica do clima, que dependem das nuances climáticas impostas pelos macrofatores latitude, altitude, continentalidade, e circulação (atmosférica e oceânica) global.

- **Latitude**

Quanto maior a latitude, maior a ocorrência de geadas, mas Camargo (1972) relata que:

- Ao nível do mar, as geadas ocorrem somente em latitudes maiores que 23° S;
- Entre 23° S e 27° S, ocorrem geadas somente no inverno, e elas danificam apenas as culturas tropicais perenes, por exemplo: cafeeiro, citrus, e bananeira;
- Em latitudes maiores que 27° S, ocorrem *geadas precoces* no outono, *geadas normais* no inverno, e *geadas tardias* na primavera. Geadas de inverno (normais) não afetam as culturas de clima temperado, pois nessa época essas plantas estão dormentes, mas as geadas precoces e as tardias afetam também tais culturas. Na primavera, as geadas afetam a floração, e no outono, a frutificação.

- **Altitude**

Quanto maior a altitude, menor a temperatura, e maior a ocorrência de geadas. Entre 20° S e 23° S, a frequência de geadas aumenta com a altitude (Camargo, 1972). Esse é o caso do Estado de São Paulo, onde ao nível do mar não ocorre geada. Por exemplo:

- Ubatuba (Lat.: 22° 26' S; Alt.: 5m) ⇒ *livre de geadas*. Nesse caso, concorre para isso também o efeito de oceanidade, pois ali o oceano Atlântico é uma fonte de calor;
- Campos do Jordão (Lat.: 22° 44' S; Alt.: 1600m) ⇒ *geadas freqüentes todos os anos*.

- **Continentalidade/Oceanidade**

O oceano, por ser uma enorme massa de água, com alto poder calorífico, tem efeito moderador nas variações da temperatura. No interior do continente, a variação da temperatura é maior, podendo atingir valores muito baixos, com injúria aos tecidos vegetais.

- **Massa de ar polar**

Pela configuração do continente sul-americano, em forma de cone, invasões de massas polares (frias), que atingem a região sudeste, via continente, com ventos que transpõem os Andes, soprando de oeste e sudoeste, abaixam repentinamente a temperatura local. Essa transposição dos Andes resulta em massa fria e seca, pois o pouco de umidade inicial é retirado em forma de neve, na cordilheira. A rota continental também não permite que a massa fria ganhe umidade, pois o continente, nessa época, não é fonte significativa de vapor d'água. O ar frio e seco favorece a perda de energia por radiação durante à noite e, conseqüentemente, a ocorrência de geadas de radiação. Quando o efeito é conjugado (radiação e vento frio) os danos são mais intensos.

Se a massa polar penetra via oceano Atlântico, ela ganha um pouco de umidade em sua trajetória, com os ventos soprando de sul e sudeste. Essa umidade permite uma certa *tropicalização* da massa polar, pois sempre há condensação do vapor d'água, liberando seu calor latente, aquecendo-a. Portanto, as geadas mais severas são aquelas associadas a invasões de massa polar soprando de oeste-sudoeste.

19.3.2. Fatores Topoclimáticos

São aqueles relacionados à topografia do terreno, ou seja, sua configuração e exposição, afetando o acúmulo de ar frio. Deve-se observar tanto o relevo regional como o local. Muitas vezes a situação local é agravada pelo relevo da região como um todo. Em geral, vale de rio é o caminho natural também do ar frio mais denso, sendo as regiões de chapadas mais elevadas as fontes do ar frio. Em situação de geada de radiação os locais mais baixos são os que estão sujeitos a maiores danos (Figura 19.2).

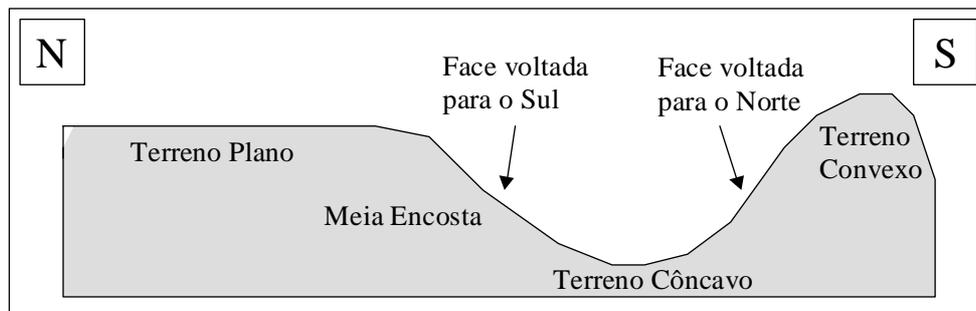


Figura 19.2. Condições de configuração e exposição do terreno.

Terreno plano está sujeito à estagnação de ar frio, pois não há para onde escorrer, favorecendo a ocorrência de geada. Essas áreas devem ser reservadas para culturas anuais durante o verão, ou aquelas resistentes ao frio. Pode-se utilizar também culturas que permitam arborização. No entanto, se o terreno plano estiver situado numa chapada, ou seja, numa posição mais elevada que seu entorno, então essa área deve ser mantida com vegetação arbórea para minimizar o resfriamento noturno e reduzir a produção de ar frio para as áreas mais baixas (Figura 19.3).

No caso do terreno ser côncavo sua configuração em forma de bacia facilita o acúmulo de ar frio, o que torna freqüente a ocorrência de geadas (*ninho de geada*). Tal configuração deve ser reservada para cultivos anuais de verão ou para florestamento. Terreno convexo geralmente tem menor frequência de geadas, desde que não esteja circundado por terrenos mais elevados. Essa configuração facilita o escoamento do ar frio para outras áreas.

A meia-encosta favorece o escoamento do ar frio formando a *brisa catabática* (ar mais denso que escorre morro abaixo), que pode afetar o caule das plantas (*geada de canela*) durante sua passagem rente ao chão, dependendo da intensidade do resfriamento e da densidade de plantio.

Terrenos com exposição voltada para a face sul recebem menos energia solar durante o inverno, sendo naturalmente mais frios, e também mais sujeitos aos efeitos dos ventos predominantes de SE (frios). De modo geral, a face norte é naturalmente mais quente, pois recebe mais energia durante o inverno, sendo também menos sujeita aos ventos frios, e às geadas no hemisfério sul.

19.3.3. Fatores Microclimáticos

São aqueles ligados à cobertura do terreno, pois cobertura com mato, “mulch” (resto de vegetação já colhida, ou de capina) ou outro tipo de cobertura funciona como *isolante térmico*, impedindo a entrada no solo de calor dos raios solares. O solo descoberto funciona como *armazenador de calor* durante o dia, absorvendo radiação solar, e atuando como fonte de calor durante a noite, que aquece a superfície. Portanto, o solo nú funciona como moderador da temperatura do ar durante o inverno. Essa propriedade do solo está ligada ao grau de compactação, sendo que solos mais compactos conduzem melhor calor do que solos afogados e arenosos (ver Capítulo 6).

19.4 Agravantes naturais das geadas

Agravantes naturais são aspectos gerais da área que facilitam a formação e o acúmulo de ar frio, entre os quais destacam-se a existência de mata fechando a saída da bacia hidrográfica, e presença de vegetação de baixo porte em locais planos (chapadas) acima da área cultivada.

- **Mata em garganta à jusante (abaixo)**

A existência de qualquer impedimento físico ao escoamento do ar frio numa microbacia facilita o acúmulo de ar com baixa temperatura, sendo danoso às plantas durante o inverno. Portanto, nessa situação o plantio de culturas perenes susceptíveis deve ser feito acima da cota (nível) onde o ar frio se acumula (lago de neblina). Desse modo, evita-se os danos à cultura durante o inverno. Nos níveis atingidos pelo acúmulo de ar frio deve-se utilizar cultivos de verão ou pastagem. Para minimizar o problema, deve-se *ralear* o sub-bosque (mata ciliar quando na beira de rio) para permitir a drenagem do ar frio por entre as árvores. Não há necessidade de se eliminar a mata ciliar sob o pretexto de se controlar geada.

- **Vegetação de porte baixo à montante (acima)**

A presença de vegetação de porte baixo na parte alta da encosta ou chapada funciona como fonte de ar frio pois se resfria rapidamente. Para se evitar esse derramamento de ar frio sobre a encosta e a baixada, deve-se deixar um renque de árvores e arbustos nas beiradas do campo.

A disposição ideal de culturas, nas diferentes configurações de terreno, é apresentada na Figura 19.3a, e as situações a serem evitadas estão na Figura 19.3b.

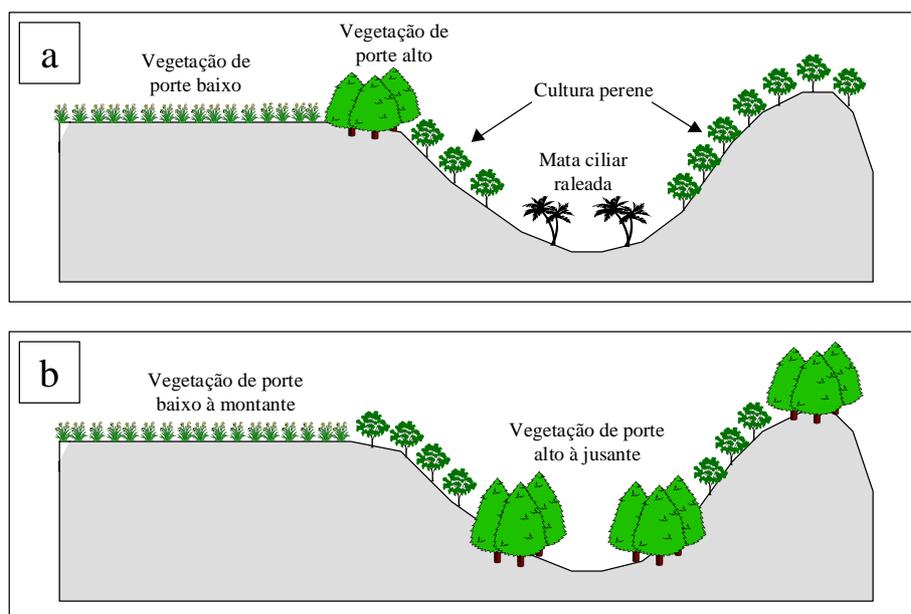


Figura 19.3. Dispositivo das culturas e vegetação nas diferentes configurações do terreno: a) disposição ideal e b) disposição a ser evitada.

19.5. Efeitos da geada nos vegetais

A morte do tecido vegetal por frio é um processo físico-químico. De acordo com Heber & Santarius (1973), o processo se inicia assim que a *temperatura letal* da planta é atingida, havendo o congelamento da solução extracelular, que resulta em desequilíbrio do potencial químico da água da solução intracelular em relação ao potencial químico da solução extracelular, parcialmente congelada. Isso gera um processo contínuo de perda de água no sentido intra para extracelular, até que o equilíbrio seja reestabelecido, provocando a desidratação da célula ou o congelamento da solução intracelular. Os primeiros sinais resultantes desse processo são: desidratação da célula; perda do potencial de turgescência; aumento na concentração de solutos; redução do volume celular; ruptura da membrana plasmática.

Segundo Camargo et al. (1993), a suscetibilidade das culturas agrícolas às baixas temperaturas varia muito de acordo com a espécie e o estágio de desenvolvimento fenológico. Nas Tabelas 19.1 e 19.2, são apresentados alguns exemplos de temperatura letal, ao nível das folhas, para diversas culturas. No entanto, normalmente dispõe-se apenas de dados de temperatura mínima absoluta obtida no abrigo termométrico. A diferença existente entre a temperatura mínima que ocorre na *relva* (que caracteriza a condição de uma folha exposta) e no abrigo meteorológico (Figura 19.1), em média, é de -4°C para as condições do Estado de São Paulo (Sentelhas et al., 1995a). Isso permite avaliar com dados obtidos no posto meteorológico os danos ocorridos devido às geadas.

Tabela 19.1. Temperatura letal (°C) de culturas anuais em diferentes estádios fenológicos.

(Fonte: Ventskevich, 1958, citado por Rosenberg et al., 1983).

Resistência	Cultura	Germinação		Florescimento		Frutificação	
		Folha	Abrigo	Folha	Abrigo	Folha	Abrigo
Muito alta	Trigo	-9	-5	-2	2	-4	0
	Aveia	-8	-4	-2	2	-4	0
Alta	Feijão	-5	-1	-3	1	-4	0
	Girassol	-5	-1	-3	1	-3	1
Média	Soja	-3	1	-3	1	-3	1
Baixa	Milho	-2	2	-2	2	-3	1
	Sorgo	-2	2	-2	2	-3	1
Muito baixa	Algodão	-1	3	-2	2	-3	1
	Arroz	-0.5	3.5	-1	3	-1	3

Tabela 19.2. Temperatura letal (°C) de algumas culturas perenes.

Cultura - Variedade	Temperatura letal		Fonte	
	Folha	Abrigo		
Maça - cv. Jonathan	-2,5	1,5	Whiteman (1957) citado por Rosenberg et al. (1983)	
Abacate - cv Pollock	-1,0	3,0		
Banana - cv Guatemala	-1,1	2,9		
Manga - cv Keitt	-2,0	2,0		
Laranja - cv Jaffa	-3,2	0,8		
Anona - cv Cherimóia	-6,0	- 2,0	Sentelhas et al. (1996)	
Anona - cv Condessa	-4,0	0,0		
Goiaba	-4,0	0,0		
Acerola	-4,0	0,0		
Maracujá	-5,0	-1,0		
Abacate - cv Geada	-4,0	0,0		
Café - cv Catuaí	-4,0	0,0		Sentelhas et al. (1995b)
Café - cv Mundo Novo	-4,0	0,0		
Café - cv Icatú Vermelho	-4,0	0,0		
Café - Coffea brevipes	-2,0	2,0		
Café - C. racemosa	-5,0	-1,0		

O conhecimento das temperaturas letais das diferentes espécies cultivadas é importante na identificação da aptidão de uma determinada espécie em uma região, servindo ainda como subsídio ao desenvolvimento de novas variedades, mais tolerantes.

19.6. Medidas para minimizar os efeitos da geada

• Planejamento de plantio/semeadura

Por meio de modelos probabilísticos adequados (distribuição dos valores extremos), pode-se estimar os níveis de risco de ocorrência de temperaturas mínimas absolutas e das geadas, em diferentes locais e períodos do ano, com base em séries históricas dessas informações. O resultado deste tipo de análise possibilita a escolha dos locais e épocas de plantio/semeadura de modo a se evitar os mais críticos com relação à ocorrência de geadas.

Para o Estado de São Paulo, Camargo et al. (1993) determinou a probabilidade de ocorrência de temperaturas mínimas do ar (no abrigo meteorológico), indicadoras da ocorrência de geadas, em várias localidades (Tabela 19.3). As maiores probabilidades de ocorrência das baixas temperaturas são para Junho, Julho e Agosto, havendo, ainda, diferença entre os níveis de probabilidade em função da região. No litoral do estado, a probabilidade é muito baixa em todos os meses. Na região de Barretos, a probabilidade é de até 5% no mês de Julho; em Campinas chega a 12%; e em Capão Bonito e Mandurí ultrapassa a 50%.

Tabela 19.3. Probabilidade (%) de ocorrência mensal de temperaturas mínimas do ar indicadoras de ocorrência de geadas no Estado de São Paulo. Adaptado de Camargo et al. (1993).

Mês	Capão Bonito	Mandurí	Campinas	Barretos
Maio	10	23	1	1
Junho	59	56	6	2
Julho	45	50	12	5
Agosto	43	38	4	1
Setembro	0	3	2	0

No Estado do Paraná, Grozki et al. (1996) verificaram haver, em relação a São Paulo, maior risco de geada, mas há variação entre as diferentes regiões do Estado. Na região norte (Londrina, Cambará e Paranavaí) e oeste (Cascavel), as geadas são freqüentes entre Maio e Setembro, enquanto que nas regiões centro-sul e sul, as geadas ocorrem desde Abril até Novembro, restando somente quatro a cinco meses livres de geadas.

Em Santa Catarina, Massignam & Dittrich (1998) determinaram o número médio e a probabilidade mensal de geadas concluindo que ambos se devem principalmente à altitude. Foi verificado também que o maior número e a maior probabilidade de geada se dá em Junho e Julho. Em média, ocorrem 2 geadas por mês nas regiões com 400 m de altitude, e 4 geadas por mês nos locais com 800m. A probabilidade de gear, pelo menos uma vez no ano, é da ordem de 60% a 400 m, subindo para 90% a 800 m.

Para o Rio Grande do Sul, Oliveira et al. (1997) verificaram que as probabilidades de ocorrência de geada atingem seus maiores valores no segundo decênio de de Julho, variando de 13% em Torres, no litoral, a 83% em Vacaria, na serra. Nesse estado, a probabilidade de ocorrência de geadas tardias é maior do que das precoces.

Na Figura 19.4 é apresentado um histograma mostrando a ocorrência de $T_{min} \leq 2^\circ\text{C}$, entre Abril e Outubro, em Piracicaba, SP. Observa-se que a maior freqüência de geadas é em Junho e Julho, com cerca de 41 eventos, representando cerca de 74% das geadas observadas entre os anos de 1917 e 1999.

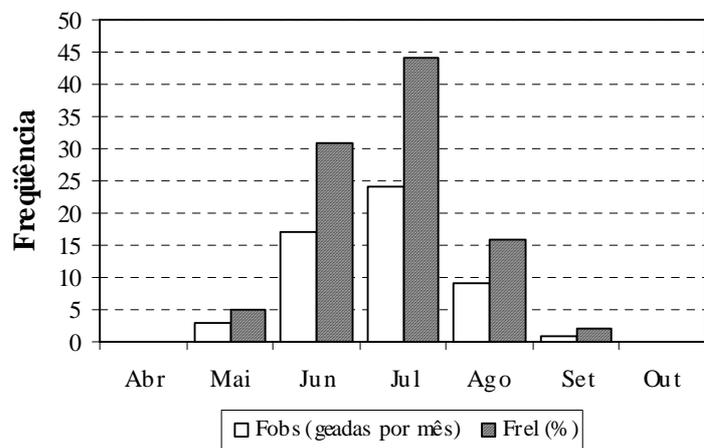


Figura 19.4. Frequência observada (FObs, eventos por mês) e frequência relativa (FRel, %) de ocorrência de $T_{mín} \leq 2^\circ\text{C}$, entre Abril e Outubro, em Piracicaba, SP.

• Utilização de variedades resistentes

O conhecimento das temperaturas letais para as diferentes espécies cultivadas, tanto anuais como perenes, possibilita a escolha daquelas mais adequadas para cada região, em função do nível de tolerância às baixas temperaturas. Por exemplo, ao se implantar um pomar de abacate na região sul do estado de São Paulo, onde a probabilidade anual de gear é maior do que 60%, deve-se escolher a variedade Geada que tolera até -4°C , ao invés da Pollock que resiste somente até -1°C .

19.6.1. Medidas topo e microclimáticas

As medidas *topoclimáticas* têm por base a localização correta dos cultivos na bacia hidrográfica (encostas, espigões, e terrenos convexos). Basicamente, deve-se evitar as baixadas onde o ar se acumula. Quando os plantios forem a meia-encosta, deve-se evitar que matas e culturas de porte alto estejam abaixo, servindo como barreiras ao escoamento do ar frio. Vegetação de porte maior deve ficar nas cabeceiras, diminuindo o fornecimento de ar frio para a bacia. No caso da mata ciliar, deve-se *ralear* o sub-bosque para permitir o escoamento do ar frio.

Ainda, em regiões muito sujeita às geadas, pode-se optar pela implantação das culturas próximas a grandes massas de água (lagos, rios, açudes, etc), pois devido ao efeito termo-regulador da água, os efeitos da baixa temperatura são reduzidos nas suas proximidades.

As medidas *microclimáticas* são também muito importantes, e podem ser de *curto* ou *longo prazo*. As medidas de *curto prazo* são:

- em espaçamentos maiores, deve-se manter o solo desnudo nas entrelinhas, no período sujeito a geadas, de Maio a Setembro (mato e palha seca resfriam mais o ar do que o solo nú, funcionando como isolante térmico);
- eliminar todo obstáculo ao escoamento de ar frio noturno para as baixadas (brisa catabática), para não haver represamento de ar frio próximo à cultura;
- chegamento de terra (ou cobertura total, no caso de mudas) junto aos troncos das plantas, para se evitar a geada de canela.

As medidas *de longo prazo*, são aquelas tomadas logo no plantio. São utilizadas, principalmente, em culturas perenes, como o cafeeiro, e consiste da *arborização* ou *sombreamento* das áreas (Figura 19.7). A arborização é feita de modo a sombrear cerca de 20 a 30% da área, utilizando-se espécies como a *Grevillea robusta*, *Minomosa scrabella*, seringueira, pinus, etc., que além de minimizarem os efeitos do vento frio, também reduzem a perda de energia radiante (ondas longas) pela cultura (Caramori et al., 1995). Em experimentos realizados no Paraná, Caramori (1997) identificou que o espaçamento mais indicado para a utilização de *Grevillea* na arborização de cafezais, em Terra Boa, PR, foi de 10x14m, correspondente a 71 árvores/ha, mantendo a produtividade obtida no cultivo a pleno sol, e ao mesmo tempo propiciando boa proteção contra geadas, sendo as temperaturas mínimas sempre 2 a 4°C mais elevadas em relação ao cafezal sem arborização (Tabela 19.4).

Tabela 19.4. Produtividade de cafezais arborizados com *Grevillea robusta* a diferentes espaçamentos, em Terra Boa, PR. Fonte: Caramori (1997).

Espaçamento das árvores (m)	Árvores / ha	Prod. café beneficiado kg / ha
8 x 10,5	119	7440
10 X 14	71	8849
12 X 17,5	48	9554
14 X 21	34	9233
16 X 24,5	26	8519
Pleno Sol	0	8744

Na Tabela 19.5 são apresentados os dados obtidos por Caramori (1997) de produtividade acumulada em cafezais arborizados com *Mimosa scrabella*, durante o período de 1986 a 1994, quando ocorreram 5 geadas moderadas e 4 severas, em Londrina, PR. Foi nítido o efeito da arborização no balanço de radiação, minimizando o resfriamento e conseqüentemente os danos na cultura.

Tabela 19.5. Produtividade acumulada de cafezais arborizados com *Mimosa scrabella* submetidos a geadas de 1986 a 1994, em Londrina, PR. Fonte: Caramori (1997).

Densidade de Arborização (árvores/ha)	Prod. café beneficiado (kg/ha)
Sem Arborização	4340
50	6584
83	6641
250	7229

19.6.2. Uso de produtos químicos

O uso de produtos químicos para combater geadas baseia-se no princípio de que elevando-se a concentração de solutos na planta, o ponto de congelamento deve cair, aumentando-se a tolerância dessas plantas às baixas temperaturas. Os produtos utilizados, ainda em fase experimental, têm por base adubos minerais (cálcio e potássio). A aplicação desses produtos deve ser feita com antecedência de alguns meses, e parceladamente. Porém, resultados a campo que comprovem a eficiência desse método são ainda inexistentes.

19.6.3. Proteção direta (no dia de ocorrência)

São aquelas realizadas no momento da ocorrência da geadas e devem ser antecipadamente planejadas, porque sua utilização requer grande disponibilidade de mão de obra e treinamento, para que seja rápida e eficiente. Entre essas medidas estão:

• Nebulização artificial da atmosfera

Consiste na aplicação de uma neblina artificial sobre a cultura alterando o balanço de radiação de ondas longas e o gradiente de temperatura (Figura 19.7). Essa neblina pode ser de dois tipos, aquosa e oleosa (Camargo, 1997). A primeira, é produzida pela injeção na atmosfera de núcleos de condensação (partículas higroscópicas), como o ácido clorídrico (Brita Geadas); a segunda, é produzida em termo-nebulizadores, normalmente por mistura de óleo diesel com serragem salitrada (Camargo, 1963). Os nebulizadores devem ser localizados no alto do terreno, próximo à cabeceira da bacia hidrográfica. Deve-se iniciar a neblina quando um termômetro colocado na parte mais baixa do terreno acusar 2°C.

➤ Neblina artificial (tipo IBC)

Misturar, peneirar, e guardar em sacos plásticos dentro de tambores de 100 litros, até o dia da aplicação (Camargo & Costas, 1983):

- ❖ 100 litros de serragem seca (duratex/eucatex)
- ❖ 10 kg de nitrato de amônio ou 12 kg de nitrocálcio
- ❖ 6 litros de óleo diesel queimado.

Para que a aplicação da neblina seja eficiente deve haver um *planejamento antecipado*, que consiste de:

- ❖ Numa carta geográfica que mostre as linhas de altitude da região, identificar se a bacia hidrográfica local é nebulizável, com garganta estreita. Essas cartas são publicadas pelo IBGE na escala 1:50.000. Deve-se atentar para que a neblina não afete rodovias, aeroportos, áreas residenciais, e granjas.
- ❖ Determinar o número de nebulizadores necessários (tambor de 100 litros). Pode-se adotar a seguinte regra geral: 1 nebulizador para cada 50 ha de bacia (sendo uma bateria de 10 tambores por ponto).

Se houver condições *macroclimáticas* para a ocorrência de geadas, no final da tarde e início da noite prevista deve-se proceder da seguinte maneira:

- ❖ com algumas horas de antecedência (ao pôr-do-sol), com um psicrômetro (ver Capítulo 7), verificar se as condições atmosféricas são propícias para a ocorrência de geadas no local (Figura 19.5).
- ❖ havendo condição para geadas, colocar um termômetro na parte mais baixa da bacia a ser nebulizada, a 50cm acima do solo. Fazer leitura da temperatura a cada hora, e preparar um gráfico, como no exemplo (Figura 19.6). Após algumas horas, projetar a reta para verificar em que horário a temperatura atingirá 2°C. São três as situações possíveis:
 - ❑ Se a previsão de $T = 2^{\circ}\text{C}$ for após as 5 h da manhã, então *não há necessidade de nebulizar*
 - ❑ Se $T = 2^{\circ}\text{C}$ for ocorrer entre as 3 e 5 h, então se deve *acender apenas metade dos nebulizadores*
 - ❑ se $T = 2^{\circ}\text{C}$ ocorrer antes das 3 h, a *geada é iminente*, e deve-se acender 1 nebulizador de cada bateria a cada 30 min.

Deve-se saber que a nebulização difere da queima de pneus ou materiais similares, cujo efeito é unicamente o aquecimento do ar próximo às plantas, não tendo a *fumaça* o mesmo efeito da *neblina*. A fumaça, além de não barrar a perda de calor por emissão de radiação de ondas longas pela superfície, também impede a passagem dos raios solares nas primeiras horas da manhã.

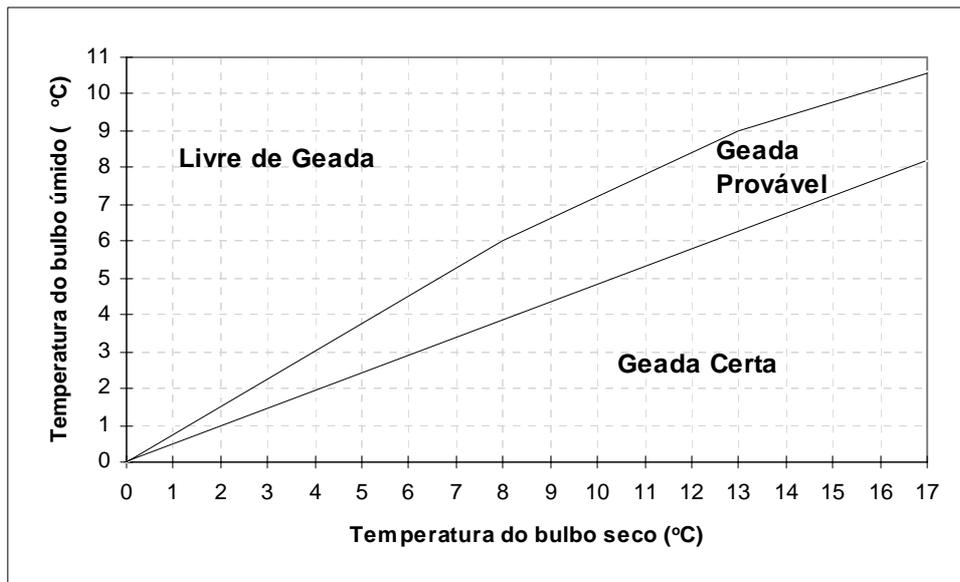


Figura 19.5. Escala de Belfort de Matos para previsão de geada. Fonte: Camargo (1963)

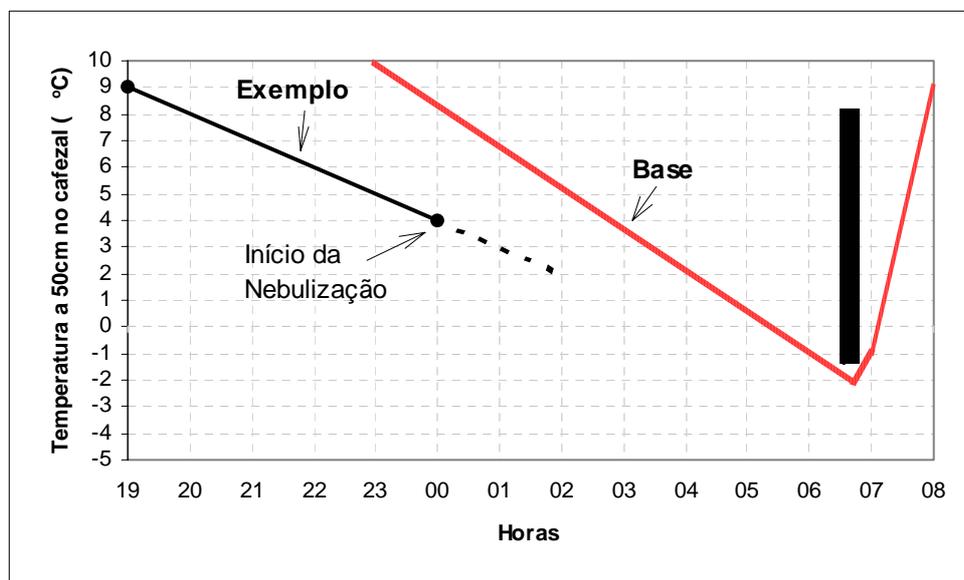


Figura 19.6. Exemplo de aplicação do método de nebulização. Fonte: Camargo (1963)

Aquecimento artificial

O aquecimento artificial consiste na utilização de vários aparelhos de aquecimento ou pequenas fogueiras, queimando-se óleo ou gás. A finalidade é a adição de calor às camadas mais baixas da atmosfera que envolve as plantas. É um método eficiente em condições de forte inversão térmica e pouco vento, em regiões de relevo plano. Um dos problemas é que a produção de fumaça impede a passagem dos raios solares nas primeiras horas da manhã, devendo-se prosseguir com o aquecimento mesmo após o nascer do sol. Seu uso deve ocorrer somente em locais com geadas freqüentes e com culturas altamente rentáveis, pois o custo de implantação do sistema e do combustível é elevado.

- **Ventilação forçada**

Nas noites de inverno, ocorre a inversão térmica (Figura 19.1) com a superfície sendo mais fria que as camadas de ar mais altas. Esse método consiste em promover mistura do ar mais quente (acima) com o ar mais frio (abaixo), e para isso instala-se grandes ventiladores acima da cultura ($\pm 12m$). É método aplicável somente em pequenas áreas planas, e em culturas de alto valor econômico, sendo viável apenas em regiões com geadas freqüentes (Figura 19.7).

• Irrigação

Utiliza-se da aplicação de água por aspersão, na cultura durante a noite da geadas, com uma taxa de 1 a 2 mm/hora. Como, ao congelar, cada kg de água aplicada libera 0,334 MJ para o ar adjacente em contato com a superfície, há uma redução no resfriamento do ar, mantendo-se a temperatura próxima dos 0°C, se a inversão térmica não for acentuada. Deve-se lembrar que o equipamento para aspersão de água no controle de geadas é específico, diferindo daqueles utilizados para o processo convencional de irrigação.

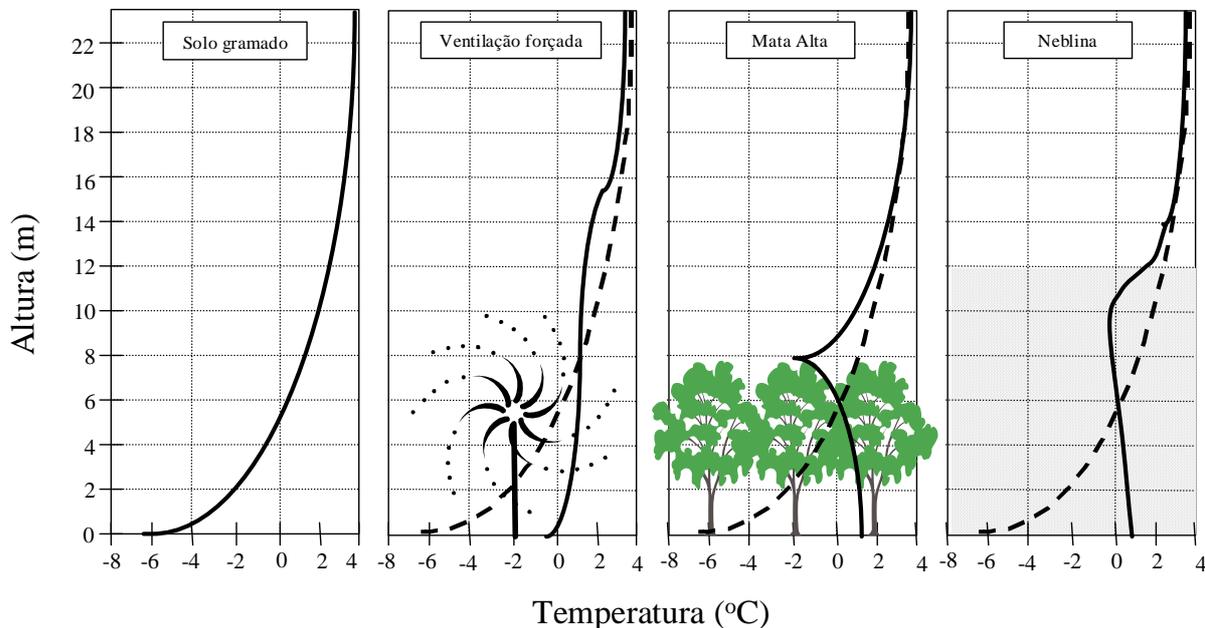


Figura 19.7. Distribuição vertical da temperatura do ar, em noites de geadas, em condições naturais de solo gramado, sob ventilação forçada, com proteção de árvores, e sob neblina. Fonte: Camargo (1963).

19.6.4. Uso de coberturas protetoras

A plasticultura vem crescendo acentuadamente em todo o Brasil. Além de propiciar condições adequadas para os cultivos e épocas não recomendadas, essa técnica serve também como eficiente método de controle de geadas, principalmente quando se utiliza filme plástico aditivados (EVA Acetato de vinil etileno).

A Tabela 19.6 mostra resultados obtidos em Santa Maria (RS), em noites de geadas, com efetivo controle da temperatura mínima. Observa-se que apesar da temperatura, dentro da estufa, atingir valores baixos, ela sempre ficou acima de 0°C, e bem acima da temperatura externa, tanto aquela do abrigo meteorológico como da relva. Isso se deve, basicamente, à redução na perda de energia radiante em razão da parcial absorção e contra-emissão dela pela cobertura plástica e também ao significativo ganho de temperatura (armazenamento de calor sensível) dentro do ambiente protegido durante o dia.

Tabela 19.6. Temperatura mínima absoluta, sob três diferentes coberturas plásticas. Fonte: Heldwein et al.(1995).

Noite	N*	Tmin (°C)				
		PEBD	EVA adit	EVA	Relva	Abriço
Fria	35	0,3	0,5	0,5	-7,3	-2,4
Geadas	17	0,3	0,5	0,4	-8,1	-2,6
Geadas Forte	7	0,2	0,6	0,4	-9,3	-3,2

* N = número de eventos com geadas.

Outros materiais como vidro picado, saco de cimento, ripados (viveiros) e espuma também podem ser utilizados, porém, são aplicáveis em pequenas áreas e com culturas de alto valor comercial. Um exemplo pode ser visto na Figura 19.8, onde uma cobertura de espuma está sendo aplicada em hortaliças de porte baixo para se evitar queima da folhagem pela baixa temperatura. A espuma funciona como agente isolante permitindo proteção por alguns dias. Ela deve ser estável e inerte biologicamente, de fácil aplicação, e de baixo custo. Não há ainda um produto específico disponível no mercado.



Figura 19.8. Aplicação de espuma sobre hortaliça para proteção contra geada.
Fonte: Bartholic & Braud (1979)

19.7. Exercícios Propostos

1. Faça um esquema indicando várias condições topográficas e qual o grau de suscetibilidade dessas condições à ocorrência de geadas, ou seja, onde não é aconselhável instalar culturas perenes e anuais.
2. Comente o princípio físico da medida microclimática de longo prazo de minimização dos efeitos da geada. Faça um desenho para auxiliar seu comentário.
3. Numa noite de inverno, às 19h são observadas as seguintes temperaturas: $T_{\text{seco}} = 10^{\circ}\text{C}$ e $T_{\text{úmido}} = 6^{\circ}\text{C}$. Mais tarde, num cafezal de 200 ha, situado numa bacia de garganta estreita, a 50cm acima do solo, foram observadas as seguintes temperaturas:

Hora	T ($^{\circ}\text{C}$)
20	8,0
21	7,1
22	6,4
23	5,7
24	4,9

Determine:

- a) Se há possibilidade de gear nesta noite
 - b) A que horas a temperatura deverá atingir 2°C
 - c) O número de nebulizadores a serem acesos
 - d) Comente sobre essa medida preventiva. Você acredita que ela possa funcionar adequadamente? Destaque seus pontos positivos e negativos. Se ao invés de neblina você queimasse pneus o efeito seria o mesmo? Explique fisicamente estes processos (neblina e fumaça).
4. Com os dados de temperatura mínima absoluta de Campinas, SP (Fonte: IAC), do período de 1890 a 1994, determine a frequência relativa anual de ocorrência de geada ($T_{\text{min}} \leq 2^{\circ}\text{C}$) entre Abril e Setembro. Faça um histograma mostrando como as geadas se distribuem ao longo dos meses.

Quadro 19.1. Temperatura mínima absoluta em Campinas, SP, de 1890 a 1994. Fonte: IAC.

Ano	Mês	Tmin Abs (°C)									
1890	8	2,3	1916	7	5,4	1942	7	-0,2	1968	5	3,8
1891	8	3,1	1917	7	3,2	1943	9	2,0	1969	6	2,4
1892	7	0,2	1918	6	-1,5	1944	7	6,9	1970	7	6,0
1893	5	2,9	1919	8	3,8	1945	7	6,2	1971	4	3,8
1894	7	1,0	1920	5	4,0	1946	7	4,8	1972	7	1,6
1895	6	1,0	1921	7	3,5	1947	7	5,4	1973	6	4,0
1896	5	3,3	1922	7	3,5	1948	8	4,2	1974	5	5,9
1897	7	3,3	1923	7	2,0	1949	5	5,8	1975	7	0,6
1898	7	2,4	1924	8	5,4	1950	9	7,0	1976	6	7,0
1899	6	1,6	1925	7	2,0	1951	8	5,6	1977	5	6,8
1900	8	4,0	1926	-	-	1952	6	2,8	1978	8	2,6
1901	6	3,1	1927	-	-	1953	7	1,2	1979	5	0,2
1902	8	0,2	1928	-	-	1954	8	7,8	1980	6	7,0
1903	7	6,6	1929	6	6,0	1955	8	2,0	1981	7	0,2
1904	8	1,5	1930	7	5,0	1956	7	4,7	1982	7	9,0
1905	8	2,9	1931	6	2,0	1957	7	1,2	1983	8	5,1
1906	7	6,0	1932	8	5,9	1958	6	6,4	1984	8	4,6
1907	7	4,5	1933	7	1,4	1959	6	3,7	1985	6	1,4
1908	8	4,5	1934	7	6,4	1960	6	6,7	1986	6	7,2
1909	-	-	1935	7	5,0	1961	7	8,5	1987	8	2,8
1910	7	2,1	1936	8	4,1	1962	7	2,0	1988	6	1,8
1911	6	2,2	1937	5	5,9	1963	6	2,6	1989	5	5,2
1912	9	1,8	1938	7	5,8	1964	7	2,4	1990	7	2,0
1913	8	4,0	1939	7	3,6	1965	8	0,6	1992	7	6,6
1914	8	4,0	1940	8	3,7	1966	9	5,4	1993	8	3,2
1915	7	5,5	1941	9	3,8	1967	6	4,6	1994	6	0,3

Obs: Freqüência relativa (%) = (nº. de eventos no mês/nº. total de eventos) 100.

CAPÍTULO 20. CONDICIONAMENTO CLIMÁTICO DA PRODUTIVIDADE VEGETAL

20.1. Introdução

O nível de *produtividade potencial* ou *rendimento máximo* de uma cultura é determinado, principalmente, por suas características genéticas e grau de adaptação ao ambiente. As exigências ambientais de clima, solo e água para crescimento e rendimento ótimos diferem de cultura para cultura e entre as variedades. É de fundamental importância a seleção da cultura e variedade melhor adaptada ao ambiente para se obter produção elevada.

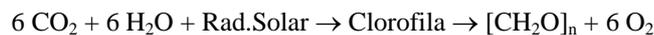
Define-se como *produtividade potencial* ou *rendimento máximo* de uma cultura aquela obtida de uma variedade altamente produtiva e bem adaptada ao ambiente de crescimento, em condições que não haja limitações de fatores, tais como: água, nutrientes, pragas e doenças, durante todo o ciclo até a maturação (Doorenbos & Kassam, 1994).

Os elementos climáticos que determinam a produtividade potencial são a temperatura do ar, a radiação solar e a duração do período total de crescimento, além de necessidades específicas para o desenvolvimento da cultura quanto ao fotoperíodo. A temperatura do ar, geralmente, determina a taxa de desenvolvimento da cultura e, conseqüentemente, influi na duração do período total de crescimento necessário à formação da colheita. Por exemplo, uma variedade de milho que necessita de 100 dias para alcançar seu amadurecimento a 25 °C / 30 °C, pode levar 150 dias a 20 °C, ou até 250 dias a 15 °C, para alcançar a mesma fase. Algumas culturas têm necessidades específicas de temperatura e/ou fotoperíodo para iniciar certa fase de crescimento, como a batata que exige temperaturas noturnas inferiores a 15 °C para iniciar a formação de tubérculos, e algumas variedades de sorgo que exigem dias curtos para florescer.

O rendimento máximo de uma cultura (PP) em uma região irá, portanto, depender das condições climáticas. Apesar disso, a PP pode ser calculada com boa confiabilidade, para diferentes condições climáticas, por meio de relações que expressam a eficiência da cultura em converter energia solar em produção de matéria seca e, finalmente, em produção comercializável. Isso permite a quantificação do potencial produtivo de diferentes áreas (Campelo Jr. et al., 1990), indicando as mais apropriadas para a produção de determinada cultura, servindo também para estimativa da produtividade real (Pedro Jr. et al., 1983) e da quebra de rendimento (Marin et al., 2000).

20.2. Bioconversão de Energia Solar

A produtividade potencial de um cultivo é dependente da energia disponível no ambiente, associada a outras variáveis climáticas como a temperatura e o fotoperíodo. A produção de biomassa começa com o processo fotossintético, no qual o CO₂ atmosférico é reduzido a carboidrato, com a participação da água e da radiação solar, conforme a equação clássica:



Por trás dessa equação simples, encontra-se um complexo processo de *bioconversão de energia* eletromagnética, da radiação solar, em energia química armazenada no carboidrato. Há uma combinação de processo biofísico de excitação e migração energética, em pigmentos (clorofila), com o processo de assimilação de carbono atmosférico. A radiação solar é o fator desencadeador da fotossíntese, mas os passos bioquímicos são afetados também pela temperatura. Nos aspectos biofísicos do transporte do CO₂ até os cloroplastos, também o vento e a umidade relativa do ar estão envolvidos e afetam as condutâncias, do ar e dos estômatos à difusão do CO₂.

20.3. Aspectos Fisiológicos da Produtividade

Para melhor se entender o processo de bioconversão, será reproduzido aqui o modelo teórico apresentado por Thornley (1970), e descrito por Pereira (1988), que ajuda a visualizar os *aspectos fisiológicos da produtividade*. A fotossíntese produz [CH₂O]_n que é o *substrato fotossintetizado* (S). À quantidade de substrato (ΔS) formado por determinada área foliar, num intervalo de tempo (Δt), denomina-se *taxa de fotossíntese bruta* (Fb), isto é:

$$Fb = \Delta S / \Delta t. \quad (20.1)$$

Essa equação tem dimensões de massa/(área tempo), sendo que a massa pode ser expressa tanto em termos de carboidrato formado como de CO₂ utilizado, pois 44g de CO₂ resulta em 30g de [CH₂O]_n.

Pressupõe-se, neste modelo, que o substrato fotossintetizado deva ser utilizado, no mesmo dia, nos processos de *crescimento* (ΔSc) e de *manutenção* da fitomassa existente (ΔSm), assim:

$$\Delta S = \Delta Sc + \Delta Sm. \quad (20.2)$$

Crescimento significa incorporação de nova fitomassa, ou seja, aumento em tamanho, e *manutenção* é o processo de reposição de compostos degradados nos processos fisiológicos, enfim, trata-se de recomposição dos tecidos. Como se vê, nem todo o substrato fotossintetizado está disponível para produzir nova fitomassa, assim ΔS_c representa a *taxa de fotossíntese líquida*, e ΔS_m representa a quantidade de carboidrato que é convertido em energia pela *respiração de manutenção*. ΔS_m expressa o custo energético para manter a planta, sem que haja crescimento. Esse custo é proporcional ao tamanho da planta. Considerando-se a fitomassa existente (W) como representativa do tamanho, foi verificado que:

$$\Delta S_m = M W \Delta t \quad (20.3)$$

em que: M é o coeficiente de manutenção. A equação (20.3) representa a respiração de manutenção. M varia com a temperatura (maior temperatura, maior atividade metabólica), e também com a idade do tecido (maior idade, menor atividade metabólica).

Além da respiração de manutenção, outro processo que consome carboidratos fotossintetizados é o processo de *conversão do substrato* disponível para crescimento (ΔS_c) em nova fitomassa (ΔW). A única fonte de energia para esse processo é a *respiração de crescimento* (ΔS_r). Desse modo, a equação (20.2) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\Delta S = \Delta W + \Delta S_r + \Delta S_m. \quad (20.4)$$

Define-se a *eficiência* (Y) do processo de conversão de fotossintetizados pela relação entre o incremento de fitomassa (ΔW) e a quantidade de substrato disponível para o crescimento (ΔS_c):

$$Y = \Delta W / \Delta S_c = \Delta W / (\Delta W + \Delta S_r). \quad (20.5)$$

Das equações (20.1), (20.3) e (20.5), teremos:

$$\Delta S = F_b \Delta t \quad (20.6)$$

$$\Delta S_m = M W \Delta t \quad (20.7)$$

$$\Delta S_r = (\Delta W / Y) - \Delta W \quad (20.8)$$

e substituindo-as na equação (20.4), teremos:

$$\Delta W / \Delta t = Y (F_b - M W), \quad (20.9)$$

em que: $\Delta W / \Delta t$ é a *taxa de crescimento* da planta, resultante do balanço entre as taxas de fotossíntese e de respiração de manutenção.

A taxa de fotossíntese varia entre plantas com metabolismo tipo C4, C3, e CAM de fixação do carbono. As plantas C4 são mais eficientes fotossinteticamente, dentre as quais se destacam: milho, cana-de-açúcar, sorgo, capins, etc. As plantas C3, menos eficientes, incluem: arroz, feijão, beterraba, trigo, soja, algodão, amendoim, batata, mandioca, e árvores. Entre as do tipo CAM (absorvem gás carbônico durante a noite) de importância econômica estão o abacaxi e o sisal.

20.4. Efeitos do Ambiente na Bioconversão

Os elementos do ambiente têm efeito combinado sobre a eficiência da bioconversão, sendo fundamental o componente biótico nesse processo. A Figura 20.1 ilustra esse efeito em plantas com diferentes metabolismos, C3 (beterraba) e C4 (milho). À medida que aumenta a incidência de radiação solar, a taxa de fotossíntese (absorção de CO₂) também aumenta. Inicialmente, o aumento é linear, mas à medida que a radiação solar aumenta, a taxa de fotossíntese tende a um valor assintótico. No milho, o valor assintótico é cerca de 3 vezes maior do que na beterraba. Assim, o milho tem potencial de produção de fitomassa maior do que a beterraba. No entanto, sob o ponto de vista de produção de órgãos de interesse econômico, a beterraba minimiza essa diferença potencial por se colher um órgão vegetativo enquanto que no milho se colhe um órgão reprodutivo que é muito menos eficiente no acúmulo de matéria e de menor teor de carboidratos.

A temperatura é outro elemento do ambiente que afeta a taxa de fotossíntese. A curva de resposta em função da radiação solar é modulada pela temperatura do ambiente. Se a temperatura for desfavorável, a curva de resposta de uma planta C4 pode se aproximar daquela de uma planta C3. As Figuras 20.2a e 20.2b mostram como a temperatura interfere na taxa de fotossíntese de uma planta C4.

Na Figura 20.2a, verifica-se que a faixa de temperatura ideal para o milho situa-se entre 30 e 35 °C. Na Figura 20.2b, tomando-se o valor máximo de fotossíntese para cada faixa de temperatura, observa-se que a 10 °C a taxa de fotossíntese é praticamente nula; e que entre 10 e 30 °C o aumento é linear. Entre 30 e 35 °C há um pequeno decréscimo, e acima de 35 °C há rápido decréscimo. A temperatura também afeta a taxa de respiração das plantas (maior temperatura, maior respiração), de modo que a taxa de fotossíntese líquida, que reflete os ganhos e perdas de carbono, também é regulada pela temperatura (Figura 20.3).

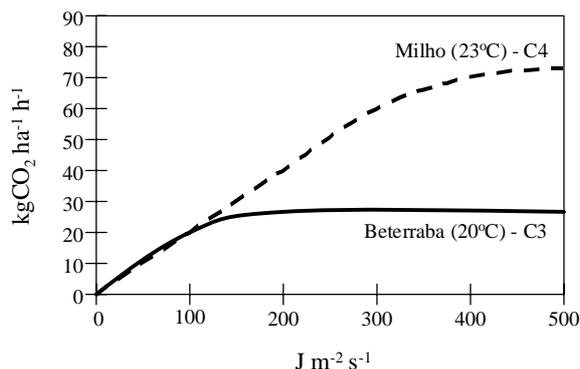


Figura 20.1. Eficiência fotossintética de plantas de metabolismo C3 e C4 sob diferentes intensidades de radiação solar.

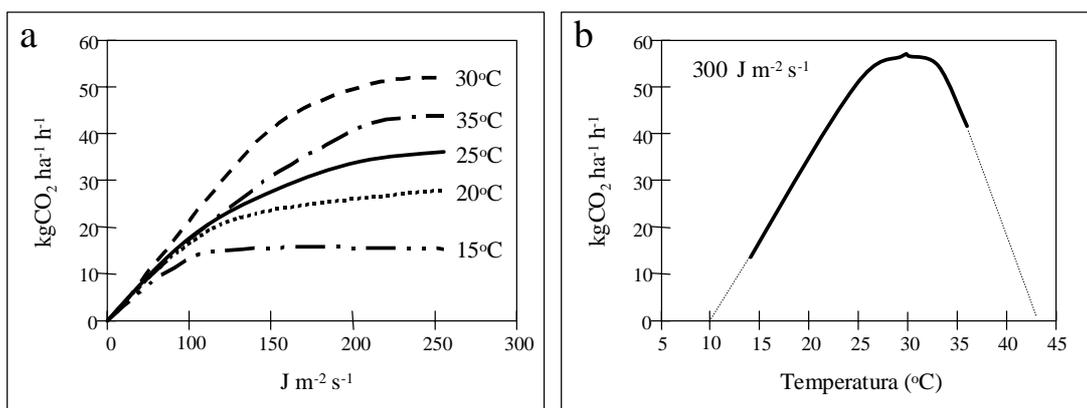


Figura 20.2. Resposta da taxa de fotossíntese de uma planta de milho; a) submetidas a diferentes temperaturas e radiação solar; b) sob diferentes temperaturas com radiação solar máxima.

20.5. Estimativa da Produtividade Potencial

Será apresentado apenas o método da *zona agroecológica* (Modelo FAO), descrito por Doorenbos & Kassam (1994), para estimativa do rendimento máximo (produtividade potencial) de uma cultura. Entende-se por *rendimento máximo* como sendo aquele obtido por uma variedade altamente produtiva e bem adaptada ao ambiente de crescimento, em condições sem limitações impostas nem por falta de água e de nutrientes, e nem por ocorrência de pragas e moléstias (Doorenbos & Kassam, 1994). Esse método tem por base a proposição de De Wit (1965) para estimativa da *produtividade bruta* de matéria seca por uma *cultura padrão*, que hipoteticamente cobre todo o terreno, utilizando-se a radiação solar local como único fator de restrição. Quando adaptado a culturas agrícolas, torna-se necessário introduzir correções para os processos de crescimento específico, que estão sob controle genético, e que dependem também de outros elementos do clima. A metodologia aqui descrita utiliza também as adaptações de Barbieri & Tuon (1992), que simplificam os cálculos, convertendo tabelas em equações, permitindo interpolações das tabelas originais.

A equação básica de estimativa da produtividade potencial da cultura padrão, para um período de *n* dias, considera a produção potencial bruta de matéria seca da cultura padrão (PPB_P), que é limitada apenas pela disponibilidade de radiação solar. Essa produção bruta hipotética deve ser corrigida por fatores deflacionários adimensionais relativos à situação da cultura real. Por exemplo, pode haver potencialidade energética de produção, mas se não houver área foliar adequada, ou havendo variação da área foliar ao longo do ciclo, como realmente ocorre nas culturas, essa potencialidade energética sofre redução compatível com a realidade. Fica evidente a necessidade de considerar um fator de correção para o efeito do índice de área foliar, definido como C_{IAF}. Como

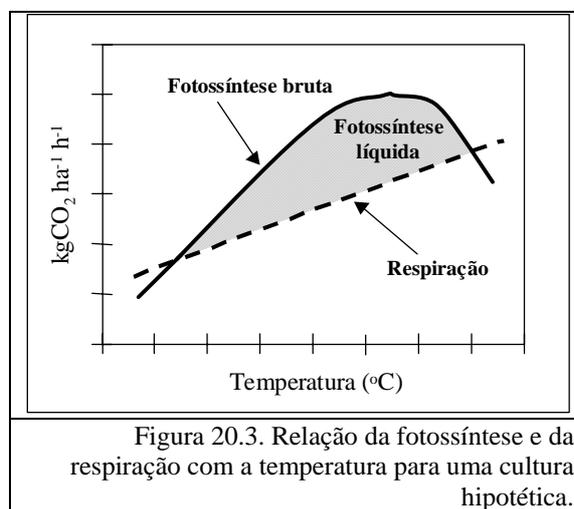


Figura 20.3. Relação da fotossíntese e da respiração com a temperatura para uma cultura hipotética.

discutido no item 20.3, parte da matéria bruta é utilizada na respiração (perda de massa para manutenção e conversão), havendo necessidade também de introduzir um fator corretivo que leve isso em consideração; daí, a introdução de um coeficiente C_R . Finalmente, para se ter a produção de matéria seca no produto de interesse agrônomo, há necessidade de uma correção que considere a fração da massa da planta representada pela parte realmente colhida (Índice de Colheita, C_C).

Matematicamente, a produtividade potencial da cultura real (PP_R) resulta em:

$$PP_R = PPB_P C_{IAF} C_R C_C ND \quad [kg \text{ ha}^{-1}] \quad (20.10)$$

em que PPB_P é a produção bruta de matéria seca de uma cultura padrão, expressa em $kg \text{ MS ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$; e ND é o número de dias do período considerado.

a) Determinação da Produção Bruta de Matéria Seca

A produção bruta de matéria seca (PPB_P) leva em consideração a presença ou ausência de nuvens, pois elas alteram a quantidade e a qualidade da radiação solar incidente (ver Capítulos 3, 5 e 11), pois a eficiência de aproveitamento da energia radiante pelas folhas é diferente nessas duas situações. Como durante um dia quase sempre ocorre nebulosidade, a PPB_P será composta por um componente devido ao período nublado (PPB_n), mais outro devido ao período de céu claro (PPB_c), ou seja:

$$PPB_P = PPB_n + PPB_c \quad [kg \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}]. \quad (20.11)$$

Por esse motivo, é fundamental conhecer o número de horas de brilho solar (n) durante o período de estimativa (ver Capítulo 5). O método define PPB_n e PPB_c com as seguintes relações:

$$PPB_n = (31,7 + 0,219 Q_o) cTn (1 - n/N) \quad [kg \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}] \quad (20.12)$$

$$PPB_c = (107,2 + 0,36 Q_o) cTc n/N \quad [kg \text{ ha}^{-1} \text{ d}^{-1}] \quad (20.13)$$

em que: Q_o é a irradiância solar global extraterrestre, em $cal \text{ cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Tabela 20.1); cTn a correção devido à temperatura, para cada grupo de cultura (eficiência fotossintética), relativa ao período nublado; cTc a correção devido à temperatura relativa ao período sem nuvens; e N o fotoperíodo (ver Capítulo 5 - Tabela 5.1).

Tabela 20.1. Valores de Q_o ($cal \text{ cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$) para diversas latitudes do Hemisfério Sul, no dia 15 de cada mês.

LAT S	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0	883	916	927	898	867	816	825	866	904	922	873	870
2	901	927	929	890	850	796	807	853	901	929	889	890
4	919	937	929	880	833	776	787	839	896	934	903	909
6	935	946	928	869	814	754	767	825	891	939	917	927
8	951	953	926	857	795	732	747	810	884	942	929	944
10	965	960	924	844	775	710	725	793	876	945	940	961
12	979	966	919	830	754	686	703	776	868	946	951	976
14	991	970	914	815	732	662	680	758	858	946	960	990
16	1003	973	908	799	710	638	656	739	847	945	968	1004
18	1013	975	901	782	687	613	632	719	835	942	976	1016
20	1023	976	892	764	663	587	607	698	822	939	982	1027
22	1031	976	882	746	638	561	582	677	808	935	987	1038
24	1039	975	872	726	613	534	556	655	793	929	991	1047
26	1045	973	860	706	588	507	530	632	777	922	994	1055
28	1050	969	847	684	561	480	503	609	760	914	996	1063

• Determinação de cTc e cTn

A produção bruta de matéria seca varia com a espécie, pelo tipo de mecanismo de fixação de carbono, e com a temperatura ambiente, em função de sua adaptação climática. Os fatores de correção cTn e cTc , originalmente dados em tabelas, com valores discretos de temperatura, a intervalos de 5°C , foram convertidos em polinômios por Barbieri & Tuon (1992). Esses ajustes, descritos abaixo, permitem interpolações, facilitando as estimativas em planilhas de cálculo. Para simplificar a estimativa, as espécies de interesse agrícola foram agrupadas, de forma genérica, em grandes grupos quanto a esses aspectos, definindo-se os seguintes agrupamentos básicos:

- GRUPO I \Rightarrow Plantas C3 de inverno (alfafa, feijão, trigo, ervilha, batata, repolho, etc.)

$$\Rightarrow \text{ Para } T \text{ entre } 15 \text{ e } 20^\circ\text{C} \Rightarrow cTn = 0,7 + 0,035 T - 0,001 T^2 \quad (20.14a)$$

$$\Rightarrow cTc = 0,25 + 0,0875 T - 0,0025 T^2 \quad (20.14b)$$

➤ Para $T < 15^{\circ}\text{C}$ ou $T > 20^{\circ}\text{C}$ \Rightarrow $cT_n = 0,25 + 0,0875 \cdot T - 0,0025 T^2$ (20.14c)
 \Rightarrow $cT_c = -0,5 + 0,175 T - 0,005 T^2$ (20.14d)

- GRUPO II \Rightarrow Plantas C3 de verão (algodão, amendoim, arroz, girassol, tomate, soja, citrus, etc.)

➤ Para T entre $16,5$ e 37°C \Rightarrow $cT_n = 0,583 + 0,014 T + 0,0013 T^2 - 0,000037 T^3$ (20.15a)
 \Rightarrow $cT_c = -0,0425 + 0,035 T + 0,00325 T^2 - 0,0000925 T^3$ (20.15b)

➤ Para $T < 16,5^{\circ}\text{C}$ ou $T > 37^{\circ}\text{C}$ \Rightarrow $cT_n = -0,0425 + 0,035 T + 0,00325 T^2 - 0,0000925 T^3$ (20.15c)
 \Rightarrow $cT_c = -1,085 + 0,07 T + 0,0065 T^2 - 0,000185 T^3$ (20.15d)

- GRUPO III \Rightarrow Plantas C4 (milho, sorgo, cana-de-açúcar, capins, etc.)

➤ Para $T \geq 16,5^{\circ}\text{C}$ \Rightarrow $cT_n = -1,064 + 0,173 T - 0,0029 T^2$ (20.16a)
 \Rightarrow $cT_c = -4,16 + 0,4325 T - 0,00725 T^2$ (20.16b)

➤ Para $T < 16,5^{\circ}\text{C}$ \Rightarrow $cT_n = -4,16 + 0,4325 T - 0,00725 T^2$ (20.16c)
 \Rightarrow $cT_c = -9,32 + 0,865 T - 0,0145 T^2$ (20.16d)

b) Correção para o Índice de Área Foliar (C_{IAF})

Para a cultura hipotética padrão, De Wit (1965) considerou $IAF = 5$, isto é, com cobertura total do terreno e máxima captação de radiação solar, durante todo o ciclo. Nessa situação hipotética, não há necessidade de correção para IAF e o $C_{IAF} = 1$. Numa cultura real, em que o IAF varia continuamente desde a sementeira até a maturação, esse fato é considerado atribuindo-se uma correção, que varia em função do IAF máximo atingido durante o cultivo. Os valores de C_{IAF} são dados pela relação:

$$C_{IAF} = 0,0093 + 0,185 IAF - 0,0175 IAF^2 \quad (IAF \geq 5, C_{IAF} = 0,5) \quad (20.17)$$

c) Correção para a Respiração (C_R)

Durante a fotossíntese e o crescimento, parte dos carboidratos são consumidos no processo de fotorrespiração, e parte na manutenção dos tecidos (respiração de manutenção). Esse consumo é fortemente dependente da temperatura ambiente, havendo relação direta entre temperatura e respiração. Assim, é necessário considerar-se esse efeito na estimativa, introduzindo-se o fator de correção C_R , com os seguintes valores:

$$C_R = 0,6 \quad \text{para } T < 20^{\circ}\text{C} \quad (20.18a)$$

$$C_R = 0,5 \quad \text{para } T \geq 20^{\circ}\text{C} \quad (20.18b)$$

em que T é a temperatura média durante o período considerado. Quanto maior for a temperatura, maior será a perda respiratória, e menor será o valor de C_R .

d) Correção para a Parte Colhida (C_C)

Em geral, apenas parte da matéria seca total é colhida, seja na forma de grão, fibra, fruto ou açúcar. A relação entre matéria seca comercial e o rendimento obtido é dada pelo índice de colheita (C_C), apresentado na Tabela 20.2.

Tabela 20.2. Índice de colheita (C_C) e teor de umidade (U%) de variedades altamente produtivas sob condições irrigadas. Fonte: Doorenbos & Kassam (1994) e Barbieri & Tuon (1992)

Cultura	Produto	C_C	U%	Cultura	Produto	C_C	U(%)
Abacaxi	Fruto	0,50 - 0,60	80 - 85	Ervilha	Grão	0,30 - 0,40	10
Alfafa (1)	Feno	0,40 - 0,50	10 - 15	Feijão	Grão	0,25 - 0,35	10
Alfafa (2)	Feno	0,80 - 0,90	10 - 15	Girassol	Semente	0,20 - 0,30	10 - 15
Algodão	Fibra	0,08 - 0,12	-	Milho	Grão	0,35 - 0,45	10 - 13
Amendoim	Grão	0,25 - 0,35	15	Pimentão	Fruto	0,20 - 0,40	90
Arroz	Grão	0,40 - 0,50	15 - 20	Repolho	Cabeça	0,60 - 0,70	90
Batata	Tubérculo	0,55 - 0,65	70 - 75	Soja	Grão	0,30 - 0,40	6 - 10
Beterraba aç.	Açúcar	0,35 - 0,45	80 - 85	Sorgo	Grão	0,30 - 0,40	12 - 15
Cana-de-aç.	Açúcar	0,70 - 0,80	80	Tomate	Fruto	0,25 - 0,35	80 - 90
Cebola	Bulbo	0,20 - 0,30	85 - 90	Trigo	Grão	0,35 - 0,45	12 - 15

(1) primeiro corte; (2) segundo corte

Ao se obter a PP_R (matéria seca da parte colhida) deve-se acrescentar a umidade residual (U%) que normalmente fica retida no produto (Tabela 20.2), chegando-se assim ao valor da produtividade potencial final (PP_F). Para essa correção, aplica-se a seguinte relação:

$$PP_F = PP_R / (1 - 0,01 U\%) \quad (20.19)$$

O exemplo a seguir ilustra o procedimento de cálculo da PP_F para a cultura da soja.

➤ EXEMPLO - ESTIMATIVA DA PRODUTIVIDADE POTENCIAL

Cultura: Soja Local: Minha Soja, SP (23° S) Ciclo: 130 dias (01/11 a 10/03)
IAF máximo = 3 Tmed = 24,5 °C n/N = 0,65

Interpolando valores da Tabela 20.1, obtem-se o valor de Q_0 médio para o ciclo:

$$Q_0 = [989 * 30 + 1043 * 31 + 1035 * 31 + 976 * 28 + 877 * 10] / 130 = 1001 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

a) Determinação de PPB_p (Soja → Grupo II):

$$\text{Eq. (20.15a): } cT_n = 0,583 + 0,014 * 24,5 + 0,0013 * 24,5^2 - 0,000037 * 24,5^3 = 1,162$$

$$\text{Eq. (20.15b): } cT_c = -0,0425 + 0,035 * 24,5 + 0,00325 * 24,5^2 - 0,0000925 * 24,5^3 = 1,405$$

$$\text{Eq. (20.12): } PPB_n = (31,7 + 0,219 * 1001) * 1,162 * (1 - 0,65) = 102 \text{ kg ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$$

$$\text{Eq. (20.13): } PPB_c = (107,2 + 0,36 * 1001) * 1,405 * 0,65 = 427 \text{ kg ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$$

$$PPB_p = 102 + 427 = 529 \text{ kg ha}^{-1} \text{ d}^{-1}$$

b) Determinação de C_{IAF}

$$\text{Eq. (20.17): } C_{IAF} = 0,0093 + 0,185 * 3 - 0,0175 * 3^2 = 0,407$$

c) Determinação de C_R

$$\text{Eq. (20.18b): } T = 24,5^\circ\text{C, ou seja, } T > 20^\circ\text{C, } \Rightarrow C_R = 0,5$$

d) Determinação de C_C

Tabela 20.2: Soja - $C_C = 0,35$ (valor intermediário da Tabela)

e) Determinação de PP :

$$\text{Eq. (20.10): } PP_R = PPB_p * C_{IAF} * C_R * C_C * ND = 529 * 0,407 * 0,5 * 0,35 * 130$$

$$PP_R = 4898 \text{ kg ha}^{-1}$$

f) Correção para o teor de umidade:

$$\text{Tabela 20.3: } U = 8\% \quad PP_F = 4898 / (1 - 0,01 * 8) = 5324 \text{ kg ha}^{-1}$$

20.6. Efeito da Deficiência Hídrica sobre a Produtividade

Na estimativa da produtividade potencial, descrita acima, não se considerou qualquer efeito de deficiência hídrica. No entanto, é fato conhecido que a deficiência hídrica induz adaptações fisiológicas e morfológicas, com fechamento parcial ou total dos estômatos, reduzindo a fotossíntese, afetando adversamente o crescimento da cultura e sua produtividade. O balanço hídrico (ver Capítulos 13 e 14) é um modo prático de quantificar a deficiência hídrica e a época de sua ocorrência. A deficiência hídrica fica caracterizada sempre que a evapotranspiração real (ETR) for menor que a evapotranspiração da cultura (ETc). Portanto, toda vez que a relação $ETR/ETc < 1$ há deficiência hídrica, e quanto menor for essa relação, maior será a deficiência e seu efeito sobre a produtividade.

Em geral, as culturas são mais sensíveis ao déficit hídrico durante a emergência, a floração, e a fase inicial de formação da colheita (frutificação), do que durante o período de crescimento vegetativo e a maturação. Para muitas espécies, uma deficiência hídrica durante a maturação favorece a qualidade do produto, sendo até desejado que isso aconteça. Esse fato explica a introdução de fator corretivo (ky) com valores diferentes para ocorrência de deficiências em épocas distintas (Tabela 20.3), sendo denominado de *fator de resposta da cultura*.

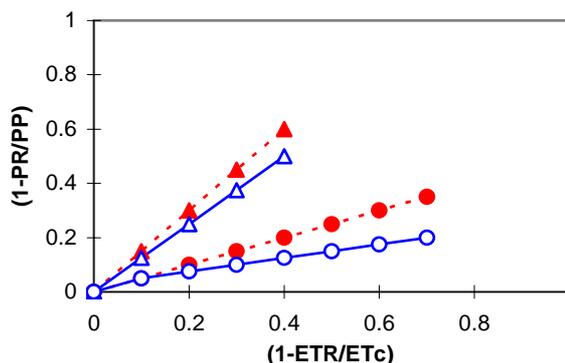
O modelo FAO, proposto por Doorenbos & Kassam (1994), relaciona a queda relativa de rendimento ($1 - PR/PP_F$) com o déficit relativo de evapotranspiração ($1 - ETR/ET_c$), sendo PR a produtividade real a ser estimada. O efeito do déficit hídrico sobre o rendimento de uma cultura hipotética é ilustrado na Figura 20.4, para quatro fases fenológicas. No desenvolvimento vegetativo (1) e na maturação (4), a queda de rendimento devido ao déficit hídrico é relativamente pequena se comparada às fases de floração (2) e frutificação (3).

Assim, conhecendo-se a relação ETR/ET_c , PP_F e k_y pode-se determinar a produtividade real (PR) de uma cultura, com a seguinte relação:

$$(1 - PR/PP_F) = k_y (1 - ETR/ET_c) \quad (20.20)$$

Como o interesse é pela estimativa da produtividade real (PR), da equação acima obtém-se:

$$PR = [1 - k_y (1 - ETR/ET_c)] PP_F \quad (20.21)$$



---●--- Des. Vegetativo (1) ---▲--- Florescimento (2)
 ---△--- Frutificação (3) ---○--- Maturação (4)

Figura 20.4. Relação entre produtividade relativa e evapotranspiração relativa de uma cultura hipotética.

Tabela 20.3. Valores de k_y para diferentes culturas agrícolas. Fonte: Doorenbos & Kassam (1994).

Cultura	Desen. Vegetat.	Floração	Frutificação	Maturação	Ciclo total
Alfafa	-	-	-	0	0,7 a 1,1
Algodão	0,20	0,50	-	0,25	0,85
Amendoim	0,20	0,80	0,60	0,20	0,70
Banana	-	-	-	-	1,2 a 1,35
Batata	0,60	-	0,70*	0,20	1,10
Beterraba	-	-	-	-	0,6 a 1,1
Cana-de-Açúcar	0,75	-	0,50	0,10	1,20
Cebola	0,45	-	0,80	0,30	1,10
Citros	-	-	-	-	0,8 a 1,1
Ervilha	0,20	0,90	0,70	0,20	1,15
Feijão	0,20	1,10	0,75	0,20	1,15
Girassol	0,25	0,50	1,00	0,80	0,95
Milho	0,40	1,50	0,50	0,20	1,25
Soja	0,20	0,80	1,00	-	0,85
Sorgo	0,20	0,55	0,45	0,20	0,90
Tomate	0,40	1,10	0,80	0,40	1,05
Trigo	0,20	0,60	0,50	-	1,00

* Tubерização e enchimento dos tubérculos.

➤ **EXEMPLO: CÁLCULO DA PRODUTIVIDADE REAL (PR)**

Cultura: Soja	Local: Minha Soja, SP (23°S)	Ciclo: 130 dias	PP = 5324 kg.ha ⁻¹
Fase Fenológica	Duração (dias)	ETR/ETc	Ky
Estabelecimento	10	-	-
Des. Vegetativo	40	0,90	0,2
Floração	30	0,64	0,8
Frutificação	35	0,71	1,0
Maturação	15	-	-

Aplicando-se a Eq. (20.21), tem-se:

$$PR_{DV} = [(1 - 0,2 * (1 - 0,9))] * 5324 = 5217 \text{ kg.ha}^{-1}$$

$$PR_{FL} = [(1 - 0,8 * (1 - 0,64))] * 5217 = 3714 \text{ kg.ha}^{-1}$$

$$PR_{FR} = [(1 - 1,0 * (1 - 0,71))] * 3714 = 2637 \text{ kg.ha}^{-1}$$

OBSERVAÇÃO

A PR de uma fase será a PP da fase seguinte.

Portanto, a quebra estimada de produtividade foi: $(1 - PR/PP_F) = (1 - 2637 / 5324) = 0,495$, ou seja, aproximadamente 50% (limite de validade deste método)

20.7. Exercício Proposto

1. Determine a produtividade potencial do milho (Ciclo: 130 dias) nas semeaduras de 01/04 (safrinha) e de 01/11 (safra das águas), e também as quebras de produtividade, de acordo com o Modelo da FAO, utilizando o balanço hídrico seqüencial da cultura. Piracicaba, SP (Lat: 22°42'S, Long: 47°38'W, e Alt.: 546m),

Decêndio	ETP (mm)	Chuva (mm)	Decêndio	ETP (mm)	Chuva (mm)	Decêndio	ETP (mm)	Chuva (mm)
Jan/96 1	44	120	Jul/96 1	19	0	Jan/97 1	47	135
2	42	130	2	20	0	2	44	77
3	45	55	3	25	0	3	45	55
Fev/96 1	40	60	Ago/96 1	25	10	Fev/97 1	42	49
2	39	75	2	26	11	2	40	86
3	32	20	3	27	0	3	35	13
Mar/96 1	37	101	Set/96 1	28	2	Mar/97 1	40	45
2	35	25	2	30	17	2	39	12
3	33	30	3	32	44	3	33	0
Abr/96 1	29	50	Out/96 1	34	0	Abr/97 1	30	0
2	28	12	2	38	55	2	30	15
3	24	4	3	41	29	3	25	66
Mai/96 1	24	7	Nov/96 1	39	84	Mai/97 1	26	21
2	24	5	2	42	28	2	22	14
3	25	11	3	44	102	3	21	8
Jun/96 1	20	0	Dez/96 1	42	77	Jun/97 1	20	0
2	19	0	2	43	55	2	18	0
3	18	0	3	46	112	3	17	0

Dados necessários para o cálculo da produtividade potencial:

IAF do milho = 3 para as duas épocas

Temperatura média no ciclo: 01/04 \Rightarrow Tmed = 18,2°C;
01/11 \Rightarrow Tmed = 23,8°C

Insolação média no ciclo: 01/04 \Rightarrow n = 7,0h;
01/11 \Rightarrow n = 6,4h

Fotoperíodo médio no ciclo: 01/04 \Rightarrow N = 11,1h;
01/11 \Rightarrow N = 13,2h

Radiação Solar Extraterrestre média no ciclo: 01/04 \Rightarrow Qo = 634 cal.cm⁻².d⁻¹;
01/11 \Rightarrow Qo = 999 cal.cm⁻².d⁻¹.

CAPÍTULO 21. ZONEAMENTO AGROCLIMATOLÓGICO

21.1. Introdução

Nesta terra em se plantando tudo dá! Esta foi a primeira avaliação do potencial agrícola do Brasil e foi feita imediatamente após a chegada de Cabral em nossas terras. Embora essa afirmativa seja uma realidade, sabe-se que não se pode plantar indiscriminadamente qualquer espécie em qualquer lugar. Algumas regiões têm potencial maior que outras. Escassez de energia e alimentos continua sendo um dos principais problemas contemporâneos. Com o aumento da demanda por energia, alimento, e fibras, cada vez mais é prioritário a utilização eficiente dos recursos naturais. A agricultura é o segmento mais importante da cadeia produtiva e é aquele mais dependente das condições ambientais. O ambiente, basicamente clima e solo, controla o crescimento e o desenvolvimento das plantas. Conseqüentemente, as condições ambientais devem ser adequadamente avaliadas antes de se implantar uma atividade agrícola. O primeiro e mais decisivo passo em qualquer planejamento deve ser a identificação de áreas com alto potencial de produção, isto é, áreas onde o clima e o solo sejam adequados para a cultura.

O conhecimento do ambiente é decisivo para o desenvolvimento da agricultura produtiva, rentável, e socio-economicamente viável. Das condições do ambiente depende a distribuição da vegetação natural, das culturas e das diferentes atividades agrícolas. Quanto melhor for o conhecimento que se tem das condições ambientais prevalentes numa região, mais apto se estará para a seleção das culturas mais adequadas, das melhores épocas de plantio/semeadura, das melhores variedades, dos sistemas de cultivo mais racionais, objetivando uma agricultura mais produtiva. Portanto, as condições ambientais devem ser adequadamente levantadas antes de se implantar uma atividade agrícola.

Com relação ao clima, para se alcançar produtividade econômica cada cultura necessita de condições favoráveis durante todo o seu ciclo vegetativo, isto é, exigem determinados limites de temperatura nas várias fases do ciclo, de uma quantidade mínima de água, e de um período seco nas fases de maturação e colheita. O atendimento dessas exigências é que fará de uma determinada região ser considerada apta para uma dada cultura.

A determinação da aptidão climática de áreas para o cultivo de espécies de interesse agrícola é um dos objetivos mais aplicados da Agrometeorologia, constituindo o *zoneamento agroclimático*. Como o solo é o outro componente do meio físico que é mais utilizado na agricultura, pode-se fazer a delimitação da aptidão de áreas sob o aspecto edáfico e juntá-la à climática, formando o *zoneamento edafoclimático* ou *zoneamento ecológico* das culturas. O denominado *zoneamento agrícola* envolve o zoneamento ecológico e o levantamento das condições sócio-econômicas das regiões, para delimitar a vocação agrícola das terras.

Seria ideal que um zoneamento agroclimático produzisse mapas não somente da aptidão climática das regiões, mas também das épocas mais adequadas de semeadura das espécies anuais. Esse tipo de enfoque já vem sendo utilizado no Brasil, embora a maioria dos zoneamentos agroclimáticos realizados no país tenham se restringido ao mapeamento de aptidão climática, trabalhando com valores médios dos elementos e de índices climáticos, sem levarem em consideração estudos probabilísticos dos mesmos. Outro aspecto é a elaboração do zoneamento, na maioria das vezes, ao nível de espécie, muito mais do que de cultivar/variedade. Apesar dessas restrições, os zoneamentos constituem-se em ferramenta de grande utilidade no planejamento de uso das terras, principalmente em escala regional.

21.2. Metodologias para a elaboração do zoneamento agroclimático

O *zoneamento climatológico*, numa primeira aproximação, se preocupa com o *macroclima*, isto é, com o clima do município, que é determinado pelas observações obtidas em postos meteorológicos padronizados. Tais observações, por serem feitas em condições padronizadas, permitem a comparação de climas de diferentes regiões. Obviamente, a cultura cria seu próprio *microclima*, que resulta da interação das plantas com o macroclima. Mesma cultivar plantada em espaçamentos diferentes cria microclimas diferentes, que resultarão em problemas e manejos diferentes.

O macroclima não pode ser mudado para se adequar às necessidades do cultivo. No entanto, dentro do clima regional o agricultor pode escolher as nuances do relevo (*topoclima*) que melhor acomoda uma dada cultura. Isto envolve planejamento da propriedade agrícola e deve ser feito localmente, por especialista daquela cultura. O zoneamento *macroclimático* não entra em detalhes *topoclimáticos*; pois esta é uma função do agrônomo regional e do produtor rural, e depende de análise das condições de cada fazenda.

O zoneamento climatológico é, em geral, o primeiro a se considerar. O clima talvez seja o fator mais importante na determinação do potencial agrícola de uma região. O macroclima de uma região pode ser considerado praticamente invariável e característico no decorrer de algumas décadas. Uma determinada espécie encontra aptidão climática, para cultura comercial, em uma região, em função das condições normais do clima. O agricultor, eventualmente, pode corrigir certas deficiências, como a falta de água, ou se utilizar de recursos para reduzir os *efeitos de elementos adversos* (geadas, granizos, ventos fortes), mas não consegue cultivar economicamente espécies não adaptadas ao clima.

Os passos para a elaboração do zoneamento agroclimático de uma grande região envolvem a definição dos objetivos, a escala geográfica do estudo, a caracterização das exigências climáticas das culturas a serem zoneadas, o

levantamento climático da região estudada com confecção de cartas climáticas básicas e o preparo das cartas finais do zoneamento. Os três últimos passos são discutidos a seguir.

21.2.1. Caracterização das Exigências Climáticas das Culturas

Disponibilidade energética e de água são os dois fatores físicos de ordem edafoclimática a determinar o crescimento e o desenvolvimento das plantas, e portanto a sua produtividade. O estudo das relações entre esses fatores e os processos biofísicos que ocorrem no sistema solo-planta, e entre esses processos e os de crescimento/desenvolvimento vegetal é o objetivo de inúmeras pesquisas em microclimatologia e de modelagem matemática e fisiológica do crescimento de plantas. Entretanto, a aplicação desses resultados no zoneamento agroclimático não é feita por esse não tratar da escala microclimática. Torna-se mais prático caracterizar as exigências climáticas a partir de índices que utilizam os elementos meteorológicos como a temperatura do ar, a insolação e a precipitação, ou por variáveis obtidas do balanço hídrico no solo.

Na caracterização através de índices biometeorológicos, pode-se utilizar o índice térmico (*graus-dia*), o índice biofototérmico de Robertson (1968), que emprega temperatura do ar e fotoperíodo, o índice de Primault (1969), que utiliza graus-dia, insolação e precipitação, o número de horas de frio para as frutíferas de clima temperado, entre outros. Esses índices têm sido empregados para a delimitação de áreas climaticamente aptas às culturas. Por exemplo, o uso de grau-dia para determinar as áreas mais adaptadas para o cultivo do milho assim como para determinar as épocas de semeadura mais adequadas foi utilizado no Canadá (Robertson, 1968). O índice de Primault foi usado na Suíça para regionalizar as áreas aptas à cultura do trigo (Primault, 1969), e o índice fototérmico para regionalizar áreas mais indicadas às culturas de soja na Argentina (Pascale et al., 1973).

Os zoneamentos agroclimáticos realizados no Brasil têm utilizado principalmente a temperatura do ar e as variáveis resultantes do balanço hídrico climatológico normal (evapotranspiração potencial e real, deficiência hídrica, excedente hídrico), embora índices bioclimáticos às vezes tenham sido usados, como número de horas de frio para o zoneamento de frutíferas de clima temperado em Santa Catarina (Ide et al., 1978). No estabelecimento dessas exigências, consulta-se a bibliografia referente às relações do crescimento/desenvolvimento da cultura e essas variáveis. O conhecimento da fenologia e características da cultura, como época de crescimento, duração do ciclo e das fases fenológicas e os períodos críticos, mais susceptíveis às condições adversas do clima, são muito importante. Outra providência é verificar as condições climáticas da região de origem da cultura, que indicam as suas exigências, assim como das regiões onde a cultura encontra-se adaptada. Informações pessoais de especialistas na cultura são importantes, pois podem indicar a resposta da mesma frente a situações extremas de temperatura e de deficiência hídrica.

Com esse levantamento, é possível estabelecer critérios que definem os limites de exigência climática da cultura. Tomar-se-á como exemplo os critérios de exigências quanto a temperatura do ar e variáveis do balanço hídrico utilizados no zoneamento agroclimático da cana-de-açúcar por Camargo et al. (1977). Essa cultura é originária da Ásia, mas tem cultivo comercial em regiões dos Estados Unidos e da Argentina, nas Antilhas e no Brasil. O caso dos dois primeiros países é interessante, porque o cultivo é feito em áreas características que talvez apresentem condições climáticas limitantes ao crescimento satisfatório da cultura. Análises do balanço hídrico e das condições térmicas dessas regiões indicaram que a cana-de-açúcar exige temperaturas elevadas e período sem restrição hídrica durante o crescimento vegetativo, enquanto que no período de maturação o repouso fisiológico, causado por seca e temperatura amena, favorece o aumento de teor de sacarose.

Em função disso, Camargo et al. (1977) estabeleceram no zoneamento agroclimático da cana-de-açúcar para o Brasil (Figura 21.1) que as zonas *aptas* (A) são aquelas com temperatura média anual entre 20 e 24°C, com deficiência hídrica anual menor que 200 mm, pois essas condições nos meses mais quentes são satisfatórias para o crescimento vegetativo, sem ocorrência de temperaturas excessivamente baixas no período de repouso. Nas zonas com temperaturas médias anuais entre 18 e 20°C e do mês de julho menor que 18°C, com deficiência hídrica anual menor que 200 mm, foram consideradas *marginais* (B) por restrição térmica, o mesmo acontecendo com aquelas com deficiência hídrica anual entre 200 e 400 mm, por restrição hídrica (C). A região noroeste do Amazonas, com temperatura média anual acima de 24°C e sem deficiência hídrica foi considerada *marginal a inapta*, por falta de estação de repouso (D). As regiões com deficiência hídrica anual maior que 400 mm, e aquelas com temperaturas média anual menor que 18°C ou menor que 14°C no mês de julho, foram consideradas *inaptas*, respectivamente por deficiência hídrica excessiva (E) e por insuficiência térmicas e geadas severas (F).

21.2.2. Elaboração de Cartas Climáticas Básicas

Com base em séries climáticas confiáveis, são elaboradas as cartas climáticas básicas das variáveis a serem empregadas, sejam de índices bioclimáticos, sejam de elementos como a temperatura do ar (cartas de isotermas anuais, mensais, etc.), de umidade relativa ou de variáveis do balanço hídrico (Figuras 21.2). Essas cartas podem ser confeccionadas por *interpolação* com auxílio de sistema de informações geográficas ou, no caso de temperatura do ar, pelo uso das equações que relacionam esse elemento com as coordenadas geográficas (ver Capítulo 6) e de uma carta hipsométrica (linhas de altitude). O refinamento final dessas cartas pelo climatologista é fundamental, pois a

interpolação é aproximada, muitas vezes necessitando de um ajuste que somente o especialista pode realizar em função dos seus conhecimentos.

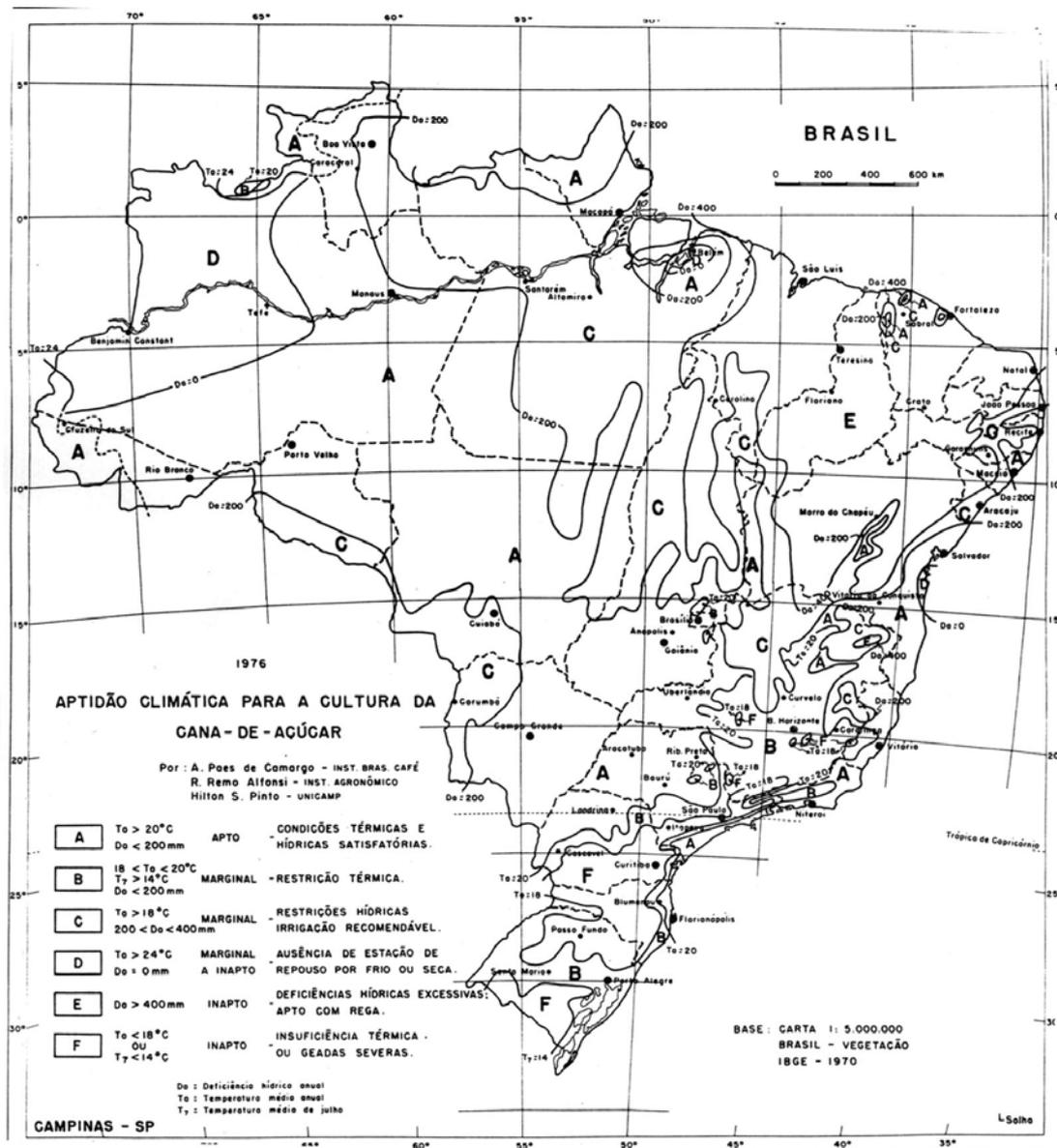


Figura 21.1. Zoneamento agroclimático da cultura da cana-de-açúcar. Fonte: Camargo et al. (1977)

21.2.3. Elaboração das Cartas de Zoneamento

Com a sobreposição das cartas climáticas básicas e o conhecimento das exigências da cultura a ser zoneada, são elaboradas as cartas de aptidão climática, definindo-se: a) áreas *aptas*, sem restrição térmica ou hídrica; b) *inaptas* (sem atendimento das exigências térmicas ou hídricas); c) *marginais*, onde as restrições não são totalmente limitantes ao cultivo, podendo ser utilizadas se os solos forem profundos ou se a irrigação for economicamente viável, no caso de deficiência hídrica, ou se houver variedades resistentes ou adaptadas nos casos da limitação ser térmica ou hídrica. As cartas podem sofrer diferentes tratamentos gráficos.

Mapas envolvendo restrições devido à ocorrência de condições ecológicas favoráveis às doenças também podem ser elaborados de forma suplementar; como, por exemplo, para o cancro cítrico no estado de São Paulo (Camargo et al., 1974) e para o mal-das-folhas da seringueira no Brasil (Ortolani et al., 1986). Outra possibilidade é o estudo probabilístico das melhores datas de semeadura obtidas a partir de modelos agrometeorológicos (ver Capítulo 20) para as áreas consideradas aptas, como mostra Figura 21.3 extraída de Wrege et al. (1997).

21.3. Considerações Finais

As condições ambientais são fundamentais ao sucesso das atividades agrícolas e, portanto, devem ser adequadamente acessadas.

O zoneamento agroclimático se preocupa com o macroclima, isto é, com o clima do município, que é determinado pelas observações obtidas em postos meteorológicos padronizados. No entanto, dentro do clima regional estão os topoclimas e os microclimas, que são estabelecidos, pelo relevo local e pela cobertura do terreno. O zoneamento agroclimático feito a nível macroclimático não entra em detalhes topo e microclimáticos. Considerar essas duas escalas do clima é, nesse caso, função do agrônomo e do agricultor, pois depende da análise da condição da fazenda.

O zoneamento agroecológico é um instrumento de orientação e suporte técnico, devendo ser simples e de fácil compreensão para ser de utilidade. Deve ficar claro quais são os impedimentos das áreas marginais e inaptas, pois, com o melhoramento genético podem surgir variedades resistentes/tolerantes, sendo possível a sua utilização em áreas marginais. Portanto, o zoneamento agroecológico não é definitivo, sendo passível de mudanças e revisões com o tempo.

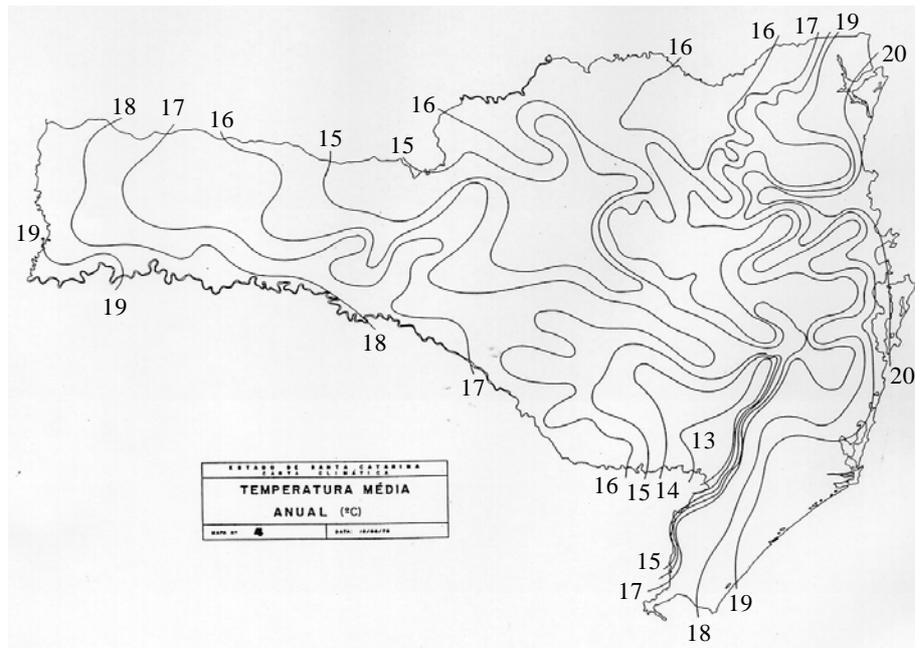


Figura 21.2. Isotermas do Estado de Santa Catarina. Fonte: Ide et al. (1978)

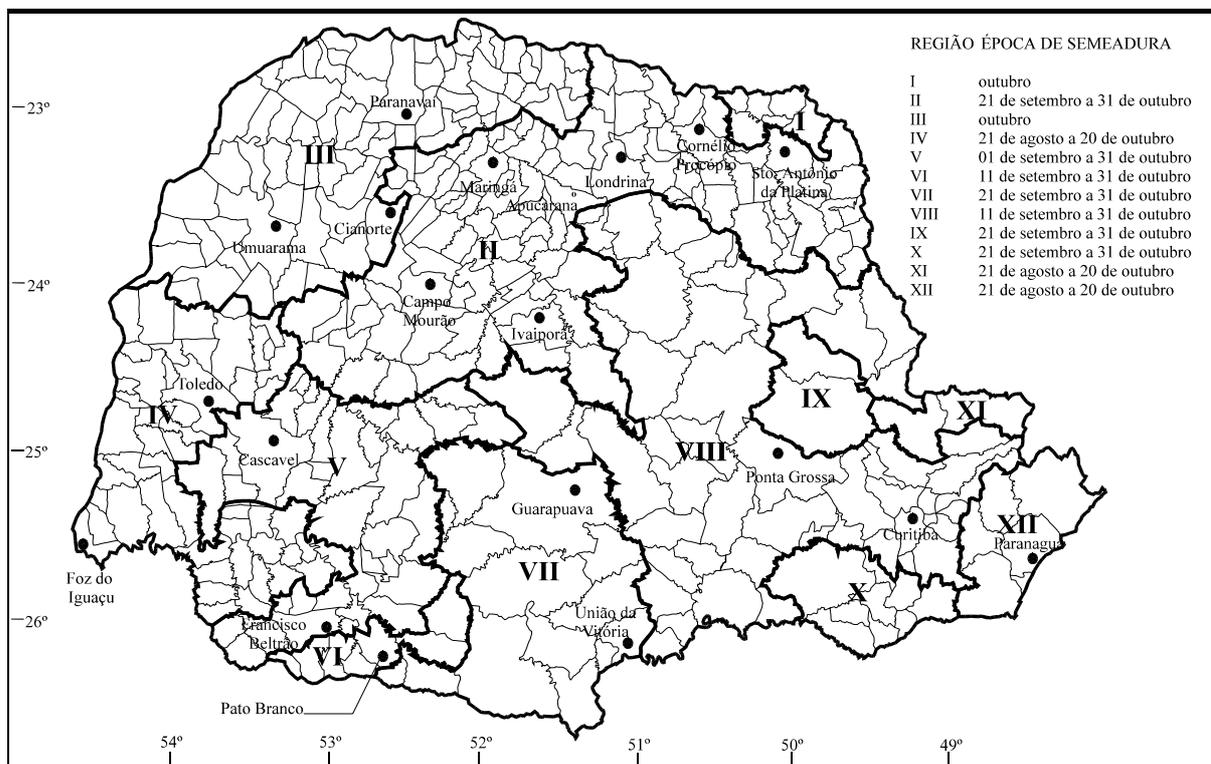


Figura 21.3. Zoneamento por épocas de semeadura do milho no Estado do Paraná. (Fonte: Wrege et al., 1997).

CAPÍTULO 22. INFORMAÇÕES (AGRO)METEOROLÓGICAS

22.1. Previsão do Tempo

O prognóstico do tempo, em bases científicas, teve impulso no início do século XIX, após os avanços alcançados nos dois séculos anteriores, na construção de equipamentos de meteorológicos, e nos conhecimentos sobre os fenômenos atmosféricos. Durante a primeira metade do século XIX, iniciou-se na Europa a confecção de cartas sinópticas precárias representando mais uma análise retrospectiva do tempo, com dados do passado, do que propriamente um prognóstico. Na segunda metade daquele século a evolução do conhecimento de dinâmica da atmosfera, o aumento das redes de observações na Europa e nos Estados Unidos, o uso do telégrafo para transmissão de dados, e o intercâmbio de informações permitiram a elaboração de cartas sinópticas associando isóbaras e condições do tempo (chuva, cobertura do céu e ventos). Tais cartas foram aperfeiçoadas ao longo das décadas finais do século. A constatação de que a melhoria das previsões passava por uma colaboração entre os países fez com que, em 1873, fosse criada, em Viena, a Organização Meteorológica Internacional, hoje transformada em Organização Meteorológica Mundial (OMM), uma agência da ONU.

Nas primeiras décadas do século XX, houve grande impulso nas previsões, principalmente por estudos comandados por V. Bjerknes, na Noruega, sobre dinâmica da atmosfera, formação de frentes e de massas de ar, de ciclones e anticiclones, e sua migração. Ficou evidente que, além das medidas de superfície, eram necessárias observações em altura na atmosfera. Elas se tornaram possíveis com o uso do balão piloto (medindo velocidade e direção do vento), da radiossonda (medindo pressão, temperatura e umidade do ar, transmitidas por ondas de rádio à estação base), e de aviões instrumentados. Na Inglaterra, Richardson iniciou estudos sobre o processo numérico de previsão de tempo, pelo qual é possível um prognóstico determinístico do estado da atmosfera em um instante futuro, a partir do conhecimento do seu estado atual, usando leis da mecânica de fluidos e da termodinâmica, para o que contribuíram também os estudos do sueco Rossby, nas décadas de 1930/40. Como a previsão numérica exige cálculos extensos, sendo bastante dependente do número e qualidade das observações meteorológicas, ela somente pôde evoluir com a construção dos supercomputadores.

A previsão moderna, principalmente a de curto prazo (até alguns dias de antecedência), alia os prognósticos sinópticos, nos quais se serve de cartas isobáricas de superfície (nível de 1000 mb), com indicação de frentes de massas de ar, cartas de vento (na superfície e em altitude), de temperatura, de divergência de umidade, diagramas adiabáticos da atmosfera e outras, com a previsão numérica. O uso dos dois tipos de previsão soma vantagens de ambos; o numérico permite maior antecedência na previsão e é menos subjetivo do que o sinóptico, enquanto este último permite corrigir, pela sensibilidade do predictor, os diagnósticos do modelo numérico em pontos onde as estimativas são menos precisas, por imperfeições do próprio método ou por erros ou insuficiência de observações.

Ao lado do uso de supercomputadores, outras técnicas têm contribuído para auxiliar a previsão do tempo à curto prazo. O desenvolvimento de sensores meteorológicos, com sistemas automáticos de aquisição de dados, tem permitido melhorar a qualidade e a distribuição espacial das observações de superfície, com possibilidade de aumentar a densidade de pontos sobre os oceanos e locais inóspitos. Os radares permitem monitorar as precipitações e os eventos meteorológicos adversos (tornados, tempestades, granizo, etc.), com informações a muito curto prazo (horas) sobre sua extensão e progressão espaço-temporal. Os satélites meteorológicos de órbita quase polar (à centenas de quilômetros de altitude) medem a distribuição vertical da temperatura e umidade atmosférica, temperatura da superfície dos oceanos, concentração de ozônio e cobertura de gelo; os geo-estacionários (órbita equatorial à 36000 km de altitude e velocidade angular igual à da Terra), fornecem imagens periódicas durante o dia, na faixa do infravermelho e do visível, permitindo informações sobre nebulosidade, massas de ar, temperatura, radiação solar, chuvas, tufões e furacões em grande área do globo, auxiliando nas previsões à curto prazo. Deve-se ressaltar que os satélites de comunicação desempenham papel importante no intercâmbio de informações básicas para a previsão, bem como na distribuição de seus produtos.

Em países com tecnologia mais adiantada o estado atual da técnica e da arte de previsão do tempo tem permitido prognósticos com pequena margem de erro para 24 - 36 horas de antecedência e com detalhamento até em escala regional. Previsões para até 10 dias de antecedência, nas quais pesa bastante o prognóstico numérico, também são feitas, com bom grau de acerto, evidentemente menor conforme aumenta o número de dias de antecedência. As previsões feitas em centros mundiais e nacionais de meteorologia são colocadas à disposição do mundo todo, como prognósticos para até 10 dias para o hemisfério norte e 5 dias para o hemisfério sul, com maior ou menor grau de detalhamento espacial e de quantidade de informações, que interferem em sua exatidão.

Os modelos numéricos de previsão permitem aumentar a antecedência com que se obtém os prognósticos do tempo, mas há um limite para isso. Estima-se que o limite teórico seja de 3 semanas, mas na prática, as fontes de erro, que incluem densidade inadequada de pontos e a qualidade das observações, reduzem esse limite; estima-se que no hemisfério norte, onde essas fontes de erro são menores, o limite prático chegaria a 14 dias. Para previsões acima desses limites, tem-se feito uso de análise estatística de séries temporais de dados, para se detectar, por exemplo, a periodicidade de fenômenos adversos como secas, veranicos, inundações, etc. Outra modalidade usada para previsão de médio e longo-prazo baseia-se na conexão de fenômenos físicos da atmosfera em regiões diferentes, e que ocorrem de forma defasada no tempo. Evoluíram muito os modelos baseados em teleconexões

atmosféricas e seus efeitos sobre o clima. Um exemplo são os efeitos do fenômeno El Niño. Com tais modelos, denominados de canônicos ou de previsão climatológica, é possível fazer prognóstico para cada estação do ano, principalmente quanto à situação do regime hídrico ou térmico em relação às médias históricas. Atualmente, se faz prognósticos a partir desses modelos, com até 15 meses de antecedência, mas ainda estão em fase experimental.

22.2. Previsão de Tempo no Brasil

A OMM desenvolve um programa mundial voltado para o intercâmbio de informações meteorológicas entre os países e à previsão de tempo, composto de três sistemas: a) *Sistema Mundial de Observações*, que utiliza estações de superfície, navios mercantes, aviões comerciais, plataformas automáticas, satélites e radares; b) *Sistema Mundial de Preparação de Dados*, com centros nacionais, regionais nos continentes, e mundiais (Washington, Moscou e Melbourne), para tratamento de dados e elaboração de previsões; c) *Sistema Mundial de Telecomunicações*, também com centros nacionais e regionais. Há grande intercâmbio entre os países dentro desses sistemas, constituindo um dos mais notáveis exemplos de colaboração internacional.

O Brasil participa desse programa tendo como executor o **Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)** com sede em Brasília, onde se encontra o Centro Regional para a América do Sul, do Sistema Mundial de Telecomunicações. O INMET é responsável pela coleta de dados de cerca de 400 estações, pela coordenação de 10 Distritos Meteorológicos (DISME) com sede em Manaus, Belém, Recife, Salvador, Belo Horizonte, Rio de Janeiro, São Paulo, Porto Alegre, Cuiabá e Goiânia. O INMET elabora previsões e prognósticos do tempo, divulgados na Internet (<http://www.inmet.gov.br>), com previsões diárias válidas para até 96 horas para cada região geográfica e para 24 horas para os estados e várias capitais. São elaborados prognósticos de chuvas a cada 12 horas (para os períodos da 9 às 21 horas das 21 às 9 horas) para até 132 horas a frente, para a América do Sul, para o Brasil como um todo e para as regiões geográficas do país. Estão disponíveis também, no "site": alertas especiais, condições do tempo, dados climatológicos, dados de excedente e deficiência hídrica de várias localidades, e produtos de satélites.

Outras instituições brasileiras estão envolvidas com a previsão de tempo, como:

- **Centro de Previsão de Tempo e Pesquisas Meteorológicas - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE)** - disponibiliza atualmente na Internet: a) boletins do tempo, para até 3 dias de antecedência de previsão, para as regiões geográficas do Brasil, Vale do Paraíba, Serra e Litoral Norte de São Paulo; b) prognósticos, na forma gráfica (mapas), de chuva acumulada para o Brasil e América do Sul, para períodos de 6 horas, com antecedência de até 60 horas no modelo denominado Regional (resolução de 40 X 40 km) e para períodos diários e antecedência de até 7 dias no modelo Global (resolução 200 X 200 km); a partir de cada modelo, são elaborados, também, os respectivos meteogramas (evolução prevista ao longo das horas de pressão à superfície, precipitação, temperatura à superfície, umidade relativa, velocidade e direção do vento à superfície, cobertura do céu por nuvens) com os limites máximos de antecedência acima, para localidades do Brasil, da América do Sul, do mundo e para a base brasileira na Antártida; c) campos de ventos na América do Sul, para 3 níveis na atmosfera, para dois horários; c) informações sobre geadas; d) tendências climáticas para o trimestre nas regiões do Brasil, em estágio experimental (site: <http://cptec.inpe.br>).
- **Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet - UNESP)**: opera dois radares meteorológicos no Estado de São Paulo, sendo um em Bauru e outro em Presidente Prudente. As informações dos radares auxiliam na elaboração de previsões de tempo de curto prazo, que são divulgadas duas vezes por dia para períodos de 12 e 24h. As informações de previsão do tempo assim como as imagens do radar de Bauru estão disponíveis na Internet (<http://www.ipmet.unesp.br>).
- **Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME)**: elabora previsões de tempo para a região Nordeste, divulgando suas informações pela Internet (<http://www.funceme.br>) e outros meios de comunicação.
- **Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR)**: O Sistema Meteorológico do Paraná (Simepar – Copel/IAPAR) divulga informações meteorológicas, imagens de radar e de satélite, e previsão do tempo para o Estado do Paraná. Essas informações são disponibilizadas pela Internet (<http://www.simepar.br>).
- **Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídricos de Santa Catarina (CLIMERH)**: O Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídricos de Santa Catarina (Climerh-SC) divulga informações meteorológicas e de recursos hídricos, assim como imagens de satélite e previsão do tempo para o Estado de Santa Catarina (<http://www.climerh.rct-sc.br>).

22.3. Observações Meteorológicas de Superfície

Apesar das evoluções técnicas de tele-deteção e de medições em altura na atmosfera citadas no item "Previsão do Tempo", que permitem a determinação das condições meteorológicas tanto de superfície como da estrutura vertical da atmosfera, as observações de superfície, principalmente as realizadas no continente, continuam indispensáveis para as mais diferentes aplicações da meteorologia. Nos últimos anos, elas foram favorecidas pela evolução técnica dos sensores e pela possibilidade de automação da coleta de dados.

A observação meteorológica de superfície, realizada nas estações meteorológicas, consiste da coleta rotineira de dados referentes aos diversos elementos meteorológicos, que caracterizam o estado da atmosfera, ou seja, o tempo. Essa coleta de dados, exige normas com relação à localização, tipo e instalação dos equipamentos, e padronização dos horários de observação e dos procedimentos operacionais, como calibração e aferição dos equipamentos, o que permite comparação dos dados coletados em diferentes estações meteorológicas, cuja diferença deve ser creditada unicamente à variação do macroclima.

A superfície padrão sobre a qual são feitas as medidas é o gramado, que deve ser mantido bem aparado e em boas condições de crescimento. As dimensões da área gramada da estação meteorológica devem ser suficientes para acomodar adequadamente os equipamentos, principalmente nas estações convencionais. Essa área deve ser cercada para evitar acesso de animais, e sua forma mais comum é retangular ou quadrada mas isto não é o aspecto mais importante.

22.3.1. Estações Meteorológicas

As estações meteorológicas de superfície podem ser classificadas de acordo com sua finalidade e pelo sistema de coleta dos dados. Elas são também classificadas de acordo com a sua complexidade em termos do número de elementos meteorológicos observados. Os principais tipos estão descritos abaixo.

• Quanto à finalidade das observações

Existem vários tipos de estações meteorológicas de superfície, dependendo da sua finalidade. Entre elas tem-se:

- **Estações Sinópticas:** são ligadas ao sistema nacional e mundial de previsão de tempo, destinadas a essa finalidade com observações em horários convencionados de leitura (0:00, 6:00, 12:00, 18:00h - GMT), com envio rápido dos dados para os órgãos responsáveis pela previsão.
- **Estações Climatológicas:** elas têm o objetivo de caracterizar o clima de uma região. A estação sinóptica também é uma estação climatológica.
- **Estações Aeronáuticas:** são destinadas à coleta de informações necessárias à segurança do transporte aeronáutico. Normalmente instaladas em aeroportos.
- **Estações Agrometeorológicas:** objetivam coletar dados meteorológicos de interesse às atividades agrícolas e que por isso realizam algumas observações não encontradas em outros tipos de estação, como temperatura do solo e evaporação.
- **Postos pluviométricos:** são destinados à coleta de chuvas para manejo de recursos hídricos.

• Quanto ao sistema de coleta de dados

- **Estações Meteorológicas Convencionais (EMC):** a EMC é o tipo de estação que exige a presença diária do observador meteorológico para coleta dos dados. Os equipamentos que constam de uma EMC são normalmente de leitura direta, como os termômetros, ou com sistema mecânico de registro, como o termohigrógrafo, o pluviógrafo, o anemógrafo e o actinógrafo.
- **Estação Meteorológica Automática (EMA):** a EMA é o tipo de estação que tem a coleta de dados totalmente automatizada. Nela os sensores operam com princípios que permitem a emissão de sinais elétricos, que são captados por um sistema de aquisição de dados (datalogger), possibilitando o armazenamento e o processamento informatizado dos dados. Apresenta como principal vantagem o registro contínuo de todos os elementos, com aquisição e saída dos dados em intervalos que o usuário pode programar (por exemplo, aquisição a cada segundo e armazenamento das médias a cada 15 min.).

• Quanto ao número de elementos observados

- **Primeira Classe:** são aquelas que possuem instrumentos para medida de todos os elementos meteorológicos, possibilitando caracterização detalhada das condições meteorológicas do local (Figura 22.1).

- **Segunda Classe:** são aquelas que não medem a pressão atmosférica (barômetro ou barógrafo), a velocidade e a direção dos ventos (anemômetro ou anemógrafo), e a irradiância solar global (actinógrafo ou radiômetro); porém, possibilitam caracterização dos principais elementos para fins agrometeorológicos (Figura 22.2).
- **Terceira Classe:** também conhecida como estações termo-pluviométricas, por medir apenas a temperatura do ar (máxima e mínima) e a chuva. É normalmente utilizada em propriedades agrícolas, com a finalidade de monitorar o balanço hídrico do solo (Figura 22.3).

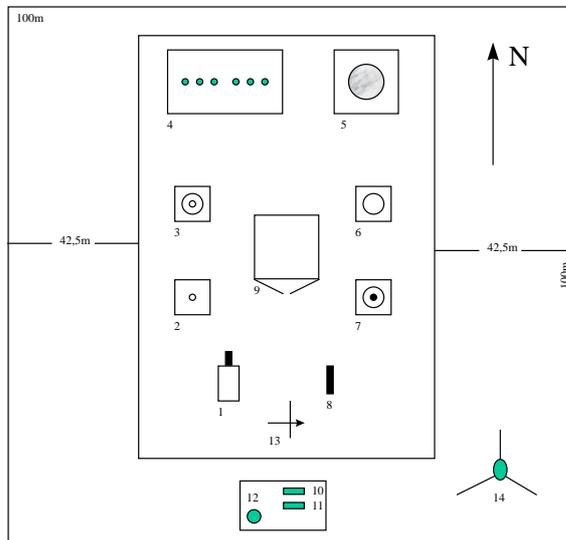


Figura 22.1. Esquema do posto agrometeorológico de primeira classe. Adaptado de Pedro Jr. et al. (1987). (1 - Aspergígrafo; 2 - Pluviômetro; 3 - Actinógrafo; 4 - Geotermômetros; 5 - Tanque Classe A; 6 - Heliógrafo; 7 - Pluviógrafo; 8 - Termômetro de mínima de relva; 9 - Abrigo termométrico (termômetros de máxima, mínima, seco e úmido, termohigrógrafo e evaporímetro de Piche); 10 - Barógrafo; 11 - Barômetro; 12 - Anemógrafo; 13 - Catavento; 14 - Pára-raios).

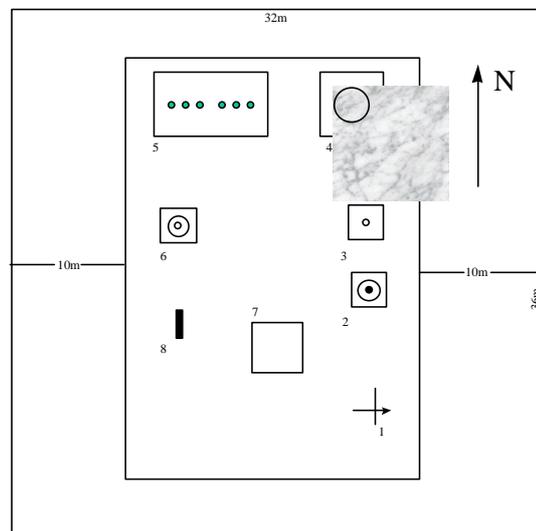


Figura 22.2. Esquema do posto agrometeorológico de segunda classe. Adaptado de Pedro Jr. et al. (1987). (1 - Catavento; 2 - Pluviógrafo; 3 - Pluviômetro; 4 - Tanque Classe A; 5 - Geotermômetros; 6 - Heliógrafo; 7 - Abrigo termométrico (termômetros de máxima, mínima, seco e úmido, termohigrógrafo e evaporímetro de Piche); 8 - Termômetro de mínima de relva).

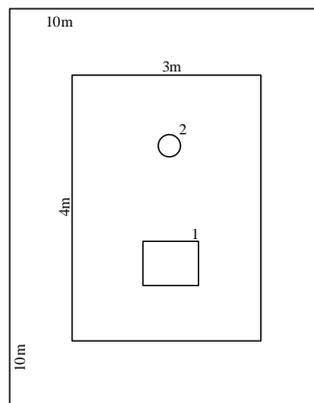


Figura 22.3. Esquema do posto agrometeorológico de terceira classe. Adaptado de Pedro Jr. et al. (1987). (1 - Abrigo termométrico (termômetros de máxima, mínima); 2 - Pluviômetro).

• Localização e instalação de estações meteorológicas

O local escolhido para instalação da estação meteorológica, seja ela convencional ou automática, deve ser representativo da área para onde as observações serão destinadas. Normalmente, tomam-se as seguintes precauções ao escolher a área (Pedro Jr. et al., 1987):

- evitar condições extremas de relevo;
- a área deve ser bem exposta, tendo longos horizontes, especialmente no sentido leste-oeste;
- evitar proximidade de maciços florestais, árvores isoladas e construções de alvenaria, que possam projetar sombra na área da estação ou interferir nas condições atmosféricas locais;
- área deve ser plana e de fácil acesso;

Principalmente nas EMC's, que utilizam abrigo meteorológico e equipamentos de maior tamanho, deve-se dispor de ampla área. Essa área deve ser gramada e os equipamentos devem ser instalados de modo que não ocorra interferência de um sobre o outro. Por exemplo, os instrumentos de radiação solar devem ficar, no hemisfério sul, ao norte de outros instrumentos e do abrigo meteorológico, para que não haja projeção de sombra sobre eles. No caso do abrigo meteorológico, onde são instalados os termômetros e o termo-higrógrafo, sua porta deve estar voltada para o sul, de modo que não ocorra incidência de radiação solar sobre os sensores na hora da medida.

A densidade de estações meteorológicas recomendada pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) é de uma distância máxima de 150 km entre duas estações sinópticas. Para estações climatológicas, essa distância irá depender das condições geográficas da região, ou seja, da homogeneidade do macroclima. Para fins agrometeorológicos, a distância entre dois pontos de medida deve ser menor em razão da elevada variabilidade espacial dos elementos meteorológicos, como a chuva e o vento, e pela escala temporal e espacial de interesse nas aplicações agrícolas.

• Redes de estações meteorológicas existentes no Brasil

O Brasil por suas dimensões continentais ainda não apresenta uma rede de estações meteorológicas suficientemente grande para atender às suas necessidades. É comum a maior concentração de pontos de medidas em áreas economicamente mais desenvolvidas mas pouquíssimos nas áreas mais remotas, como nos Estado do Pará e Amazonas. Atualmente, com a crescente importância dada ao ambiente e aos impactos gerados nele pelo homem, houve aumento no número de pontos de observação meteorológica, especialmente nas áreas mais afastadas, onde as estações automáticas monitoradas por telemetria têm assumido papel fundamental. Atualmente, o Brasil conta com diversas redes de estações meteorológicas, sendo a mais importante a coordenada pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia, do Ministério da Agricultura), que conta com mais de 400 estações meteorológicas espalhadas por todos os estados. Além das estações operadas pelo INMET, cuja finalidade é a observação sinóptica, mas servindo também para fins climatológicos e agrometeorológicos, há também as redes coordenadas por instituições estaduais, como o Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) e o Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR) juntamente com o Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), ambos com mais de 30 estações espalhadas nos estados de São Paulo e Paraná; o Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídricos de Santa Catarina (CLIMERH), entre outras. Algumas empresas também coordenam rede de estações meteorológicas podendo-se destacar a EMBRAPA, a CESP, a CODEVASF, além daquelas de empresas privadas. O Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica (DNAEE) e similares estaduais (DAEE), possuem uma ampla rede de estações pluviométricas, abrangendo grande parte do território brasileiro. No Estado de São Paulo o DAEE/SP coordena mais de 1.500 postos pluviométricos; que somados aos postos pluviométricos da Coordenadoria de Assistência Técnica Integral (CATI), DNAEE, SABESP, CPFL e outros, chega-se a mais de 1.900 pontos de coleta, sendo pelo menos um em cada município.

22.4. Sistemas de Informações Agrometeorológicas

Um Sistema de Informações Agrometeorológicas (SIA) consiste da operacionalização de técnicas desenvolvidas pela pesquisa em Agrometeorologia, visando gerar informações que auxiliem no planejamento das atividades agrícolas e, principalmente, na tomada de decisões com relação às práticas essenciais, tais como: semeadura/plantio, manejo do solo, irrigação, colheita, aplicação de defensivos, etc. Os tópicos apresentados nos capítulos anteriores fundamentam o desenvolvimento de um SIA. Sendo o Brasil um país de dimensões continentais, é inviável pensar-se em um SIA gerenciado por uma única instituição. As diversidades agrícolas e climáticas regionais impõem a necessidade de SIAs específicos, gerenciados localmente. Um SIA deve ser fundamentado em três bases principais:

- **Meteorológica:** contendo informações obtidas diariamente em estações meteorológicas com coleta regular e contínua de temperatura e umidade do ar, chuva, velocidade do vento, radiação solar, ou, alternativamente, nas estações termo-pluviométricas com apenas temperatura e chuva;
- **Agro-biológica:** com informações fundamentais referentes às necessidades bioclimáticas específicas de cada cultura, ao calendário agrícola regional, e às inter-relações das culturas com suas pragas e doenças;
- **Previsão do tempo:** com informações básicas geradas por agências, oficiais ou não, sobre as condições do tempo para os próximos dias, permitindo inferências sobre o desempenho dos cultivos e as ações corretivas necessárias.

Para a integração dessas informações, em tempo real, é necessária a utilização de modelos e técnicas agrometeorológicas, que geram produtos auxiliares à tomada de decisão, por especialistas da área agrícola. A informação agrometeorológica gerada é também uma ferramenta auxiliar para entidades relacionadas ao financiamento, comércio, e seguro dos empreendimentos agrícolas. A Figura 22.4 mostra o esquema básico de funcionamento de um SIA.

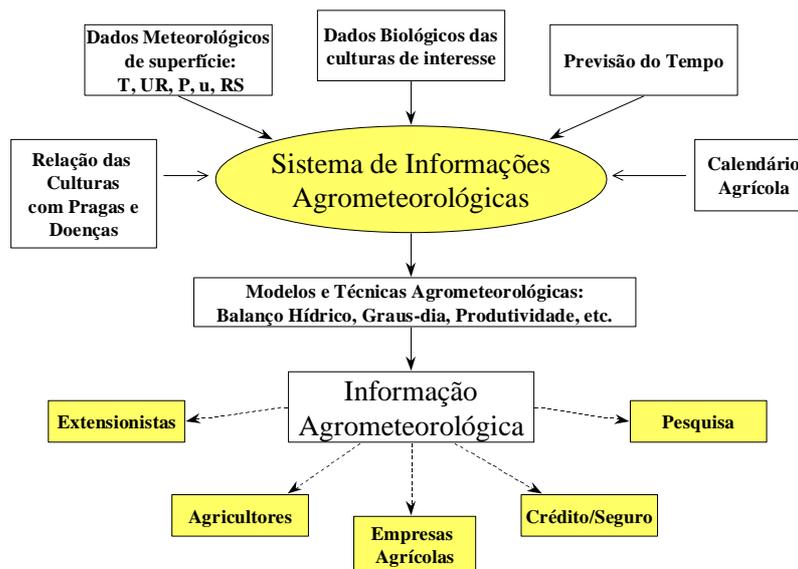


Figura 22.4. Esquema básico de um Sistema de Informações Agrometeorológicas.

22.4.1. Benefícios de Informações Agrometeorológicas

Praticamente, todas atividades agrícolas a campo dependem das condições meteorológicas, e se beneficiam das informações agrometeorológicas para sua realização com êxito. Dentre elas destacam-se aquelas voltadas para:

- **Manejo do solo**

Práticas de manejo do solo, como aração e gradeação, exigem um nível crítico de umidade no solo para que possam ser realizadas de maneira eficiente, sem causar danos irreversíveis ao solo, tornando-o suscetível à *erosão* (no caso de pouca umidade) ou à *compactação* (no caso de excesso de umidade). Por meio do balanço hídrico climatológico (ver Capítulo 13), é possível o aconselhamento para tais atividades.

- **Semeadura**

A semeadura de cultivos anuais depende da água disponível no solo, sem a qual a germinação das sementes pode ser prejudicada. Também pelo balanço hídrico climatológico pode-se quantificar o nível do armazenamento de água no solo, e a previsão de ocorrência ou não de chuvas nos próximos dias, determinam se o período é ou não adequado à semeadura.

- **Irrigação**

A irrigação é imprescindível em áreas onde o clima árido limita a produção de alimentos devido à escassez de chuva em relação à demanda hídrica, e onde a sazonalidade das chuvas impossibilita a agricultura em certas épocas do ano. Desse modo, a quantidade de água suplementar a ser aplicada, e o momento adequado para sua aplicação é fundamental para que o rendimento seja maximizado. Técnicas que permitem a quantificação da demanda hídrica da cultura e da água disponível no solo, são descritas no Capítulo 14. Essas informações auxiliam na tomada de decisão de quando e com quanto irrigar. A previsão do tempo é também de grande importância, podendo evitar irrigação próxima a períodos de chuva.

- **Fitossanidade**

Pragas e doenças somente se proliferam sob condições ambientais que lhes sejam favoráveis (ver Capítulos 16 e 17). Caso tais condições não sejam satisfeitas, o controle por defensivos torna-se desnecessário, implicando em redução no custo de produção e melhora na qualidade dos produtos. Quando o controle artificial se torna necessário, especialmente via pulverização com produtos químicos, este somente deverá ser realizado após consulta à previsão do tempo, pois chuva após pulverização provocará lavagem do produto aplicado, implicando em baixa eficiência de controle e contaminação do solo e mananciais de água.

- **Colheita**

A colheita da maioria dos produtos agrícolas é influenciada pelas condições de tempo, pois dele depende a umidade do produto a ser colhido, especialmente no caso dos grãos colhidos mecanicamente. As condições do

tempo e hídricas do solo também afetam a trafegabilidade das máquinas no campo, podendo causar compactação do solo em caso dessa atividade ser realizada sob condições de excedente hídrico. Com o balanço hídrico e a previsão do tempo é possível determinar se as condições são adequadas à realização eficiente e segura dessa atividade.

- **Previsão de rendimento**

O rendimento dos cultivos agrícolas é fortemente influenciado pelas condições adversas do tempo, especialmente com relação às condições hídricas do solo e de temperatura. Modelos agrometeorológicos permitem a quantificação da redução na produtividade em função das condições ambientais a que a cultura foi submetida durante o seu ciclo (ver Capítulo 20). Isso subsidia previsões do rendimento.

- **Risco de incêndios**

Por meio de técnicas simples que utilizam dados meteorológicos, é possível monitorar o grau de inflamabilidade de matas e florestas, ou seja, o risco de ocorrer incêndio (ver Capítulo 17). Com isso pode-se evitar atividades problemáticas, como o uso de queimadas, ou se realizar práticas para minimizar o alastramento do fogo, como os aceiros (isolamento das áreas de risco).

22.4.2. SIAs existente no Brasil

Apesar de no Brasil ainda se enfrentar uma série de problemas com relação à coleta e transmissão de dados meteorológicos, com uma rede de estações ainda deficiente para suas dimensões continentais, existem vários serviços de divulgação de dados meteorológicos, de previsão de tempo, e de aconselhamento agrometeorológico.

São vários os exemplos de SIAs já existentes no Brasil, e esta amostra não pretende, nem consegue ser completa dada às dimensões territoriais do país, e às diversidades de agências e instituições brasileiras e estrangeiras que atuam, muitas vezes com consultoria específica para um setor agropecuário. Com a popularização das estações meteorológicas automatizadas, e do sistema de disseminação de informações em tempo real, essa é uma área de prestação de serviços com elevado potencial de crescimento. Alguns exemplos podem ser listados a título apenas de ilustração prática do que foi exposto acima.

- **Tosquia de carneiros**

No Rio Grande do Sul, o sistema de alerta meteorológico emite boletins diários informando aos produtores de lã sobre a possibilidade da entrada de frente fria, e portanto, se há condições para a realização da tosquia dos animais. No caso da previsão de entrada de um sistema frontal, a tosquia é desaconselhada, o que acaba evitando a morte de animais pelo frio. Os alertas são divulgados por rádio e pela cooperativa dos produtores de lã.

- **Alerta Fitossanitário para macieira**

Em Santa Catarina, o sistema de alerta fitossanitário, da EPAGRI (Empresa de Pesquisa Agropecuária de Santa Catarina), emite avisos para o controle fitossanitário da sarna da macieira (*Phytophthora infestans*). Esse sistema baseia-se nas condições meteorológicas e na presença de inoculo do patógeno para a emissão dos alertas, que muitas vezes evitam pulverizações desnecessárias (ver Capítulo 17). Os alertas são divulgados por rádio e pela cooperativa dos produtores de maçã.

- **EMBRAPA/NMA**

A Embrapa-Monitoramento por Satélite possui um sistema de monitoramento do balanço hídrico de cerca de 200 locais de 11 estados da região centro-sul do Brasil, com aconselhamento agrometeorológico. Esse sistema é operado conjuntamente com a Agência Estado. Além disso, o NMA divulga informações de monitoramento orbital de queimadas. Todas essas informações podem ser obtidas pela Internet (<http://www.nma.embrapa.br>).

- **CIAGRO/IAC**

O Centro de Integrado de Informações Agrometeorológicas (CIAGRO), pertencente ao Instituto Agrônomo de Campinas, divulga boletins semanais sobre as condições hídricas dos solos de várias regiões do Estado de São Paulo e suas implicações no crescimento e desenvolvimento das principais culturas do Estado de São Paulo. As informações são fornecidas via fax e pela Internet, através do CEPAGRI/UNICAMP.

- **CEPAGRI/UNICAMP**

O Centro de Ensino e Pesquisa na Agricultura, da Universidade Estadual de Campinas, divulga, via Internet (<http://orion.cpa.unicamp.br>), zoneamento agroclimático para várias culturas e informações de aconselhamento agroclimático, além de repassar previsão de tempo com ênfase para Campinas e região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abou-Hadid, A.F.; El Beltagy, A.S. Water balance under plastic house conditions in Egypt. *Acta Horticulturae*, 303:61-72, 1992.
- Amador, P.A. Duração do período de molhamento por orvalho: estimativa baseada em parâmetros meteorológicos e comparação do desempenho de instrumentos de medida. Piracicaba: ESALQ/USP, 1987. 69p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia).
- Alfonsi, R.R. Flutuação estacional da temperatura e da difusividade térmica para o solo da região de Campinas, SP. Piracicaba: ESALQ/USP, 1979. 82p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas).
- Alfonsi, R.R.; Pedro Jr.; M.J., Arruda, F.B.; et al. Métodos agrometeorológicos para o controle da irrigação. *Boletim Técnico* n.133, 1990, IAC/PRONI. 62p.
- Alfonsi, R.R.; Pedro Jr., M.J.; Camargo, M.B.P.; et al. Zoneamento agroclimático e probabilidade de atendimento hídrico para as culturas de soja, milho, arroz de sequeiro e feijão no Estado de São Paulo. Campinas, IAC, 1995. 8p. (*Boletim Científico*, 37).
- Alfonsi, R.R.; Pedro Jr., M.J.; Villa Nova, N.A.; Pereira, A.R. Estimativa da temperatura média diária do solo, através de observações convencionais em posto meteorológico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 5:150-152, 1981.
- Alfonsi, R.R.; Pinto, H.S.; Pedro Jr., M.J. Estimativa das normais de temperaturas médias mensal e anual do Estado de Goiás (BR) em função de altitude e latitude. São Paulo, USP - Instituto de Geografia, 1974. 32p. (*Caderno de Ciências da Terra*, 45).
- Alfonsi, R.R.; Sentelhas, P.C. Estimativa da temperatura do solo através da temperatura do ar em abrigo meteorológico. *Revista Bras. de Agrometeorologia*, 4(2):57-61, 1996.
- Alfonsi, R.R.; Sentelhas, P.C.; Espironelo, A. Temperatura-base e graus-dia para duas variedades de abacaxizeiro em São Paulo. In: *Cong. Bras. Fruticultura*, 13, Resumos, 1994, p.51-52.
- Allen, L.H.; Yocum, C.S.; Lemon, E.R. Photosynthesis under field conditions. VII - Radiant energy exchanges within a corn crop canopy and implications in water use efficiency. *Agron. J.*,56:253-258, 1964.
- Allen, R.G.; Jensen, M.E.; Wright, J.L.; Burman, R.D. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal* 81:650-662, 1989.
- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D., Smith, M. Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. FAO, Roma, Irrigation and Drainage Paper 56, 300p. 1998.
- Allen, R.G.; Smith, M.; Pereira, L.S.; Perrier, A. An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin* 43(2), 1994.
- Alves, A.V.; Azevedo, P.V.; Silva, B.B. Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão. *Revista Bras. de Agrometeorologia*, 6(2):139-146, 1998.
- Alves, V.C.; Pedro Jr., M.J.; Sentelhas, P.C.; Azzini, L.E. Exigências térmicas do arroz IAC4440 irrigado. In: *Reunión Argentina y Latinoamericana de Agrometeorologia*, 7/1, Actas, 1997, SI, p.59-60.
- André, R.G.B.; Silva Fo., V.P.; Molion, L.C.B.; Nobre, C.A. Balanço de radiação solar sobre a floresta amazônica (estações seca e úmida). *Rev. Bras. Meteorol.*,3:269-274,1988.
- Angelocci, L.R.; Camargo, M.B.P.; Pedro Jr., M.J. et al. Estimativa do total de horas abaixo de determinada temperatura base através das medidas diárias da temperatura do ar. *Bragantia*, 38 (4):27-36, 1979.
- Ashton, P.M.S. Some measurements of the microclimate within a Sri Lankan tropical forest. *Agric. For. Meteorol.*,59:217-235,1992.
- Assis, E.S. Bases para a adequação climática de construções e instalações rurais para a criação de animais. In: *Cong. Bras. de Bioclimatologia*, 1, Jaboticabal, p.261-273, 1995.
- Assis, F.N. O uso do evapotranspirômetro no estudo de algumas relações entre a evapotranspiração medida e estimada. Piracicaba: ESALQ/USP, 1978. 73p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia).
- Assis, S.V.; Escobedo, J.F. Influência do ângulo de elevação solar no albedo da cultura de alface (*Lactuca sativa* L.) medido em estufa de polietileno tipo tunel e externamente. In: *Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, 10, Piracicaba, 1997. p.476-478.
- Assunção, H.F. Relações entre a radiação fotossinteticamente ativa e a radiação global em Piracicaba – SP. Piracicaba: ESALQ/USP, 1994. 41p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia).
- Azevedo, A. Geografia Física. 45ªEd. São Paulo: Cia Editora Nacional, 1961. 398p.
- Baier, W. Studies on dew formation under semi-arid conditions. *Agricultural Meteorology*, 3:103-112, 1966.
- Barbieri, V.; Tuon, R.L. Metodologia para estimativa da produção potencial de algumas culturas. DFM/ESALQ/USP, 1992. 17p.

- Bastos, T.X.; Diniz, T.D.A.S. Microclima ribeirinho; um controle de *Microcyclus ulei* em seringueira. EMBRAPA-CPATU, 1980. 11p. (Boletim de Pesquisa, 13).
- Bergamaschi, H.; Berlato, M.A.; Fontana, D.C.; et al. Agrometeorologia aplicada à irrigação. Porto Alegre: Ed. Universitária/UFRGS, 1992, 125p.
- Bergamaschi, H.; Rosa, L.M.G.; Santos, A.O.; et al. Automação de um lisímetro de pesagem através de estação meteorológica, a campo. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997. p.222-224.
- Berton, O.; Melzer, R. Controle da sarna da macieira pelo sistema de Mills. *Pesq. Agrop. Brasileira*, 19(10):1211-1217, 1984.
- Bezerra, F.M.L.; Angelocci, L.R.; Minami, K. Coeficiente de cultura da batata em diferentes fases fenológicas nas condições edafoclimáticas de Piracicaba, SP. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, 16 (2):65-76, 1996.
- Billings, W.D.; Morris, R.J. Reflection of visible and infrared radiation from leaves of different ecological groups. *Amer. J. Bot.*, 38:327-331, 1951.
- Boliani, A.C.; Pereira, F.M. Avaliação fenológica e exigência térmica de videiras *Vitis vinifera* L. cv. Itália e Rubi para poda de produção na região oeste do Estado de São Paulo. In: Cong. Bras. Fruticultura, 14, Resumos, 1996, p.401.
- Boulard, T.; Jemaa, R. Greenhouse tomato crop transpiration model application to irrigation control. *Acta Horticulturae*, 335:381-387, 1993.
- Camargo, A.P. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Bragantia*, 21:163-213, 1962.
- Camargo, A.P. Viabilidade e limitações climáticas para a cultura do milho no Brasil. In: Instituto Brasileiro de Potassa. *Cultura e Adubação do Milho*. São Paulo. 541p. 1966. P.225-247.
- Camargo, A.P. Instruções para o combate à geada em cafezais. Campinas, IAC, 1963. 18p. (Boletim Técnico 130).
- Camargo, A.P. Comportamento e ecologia do “mal-das-folhas” da seringueira nas condições climáticas do Planalto Paulista. *Bragantia*, 26(1):1-18, 1967.
- Camargo, A.P. Balanço hídrico no Estado de São Paulo. *Boletim Técnico* n.116, 1971, IAC. 24p.
- Camargo, A.P. Apontamentos de agrometeorologia. Apostila da FAZMCG, Esp. Sto. do Pinhal, 1972.
- Camargo, A.P. Geada, o “remédio” é prevenir. Campinas, CATI, 1997. 10p. (Bol. Técnico 227).
- Camargo, A.P.; Camargo, M.B.P. Teste de uma equação simples da evapotranspiração potencial baseada na radiação solar extraterrestre e na temperatura média do ar. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 3. Campinas, p.229-244, 1983.
- Camargo, A.P.; Alfonsi, R.R.; Pinto, H.S.; Chiarini, J.V. Zoneamento da aptidão climática para culturas comerciais em zonas de cerrado. In: Simpósio sobre o cerrado, 6. São Paulo, Ed. da USP, 1977. P.89-105.
- Camargo, A.P.; Costas, R.C.S.M. Geada. In: Telecurso Rural, CECOR-DEXTRU/CATI, 17p., 1983.
- Camargo, A.P.; Pereira, A.R. Prescrição de rega por método climatológico. *Fund. Cargill*. 27p. 1990.
- Camargo, A.P.; Pinto, H.S.; Pedro Jr., M.J.; et al. Aptidão climática de culturas agrícolas. In: São Paulo, Secretaria da Agricultura. *Zoneamento Agrícola do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1974. V.1, p.109-149.
- Camargo, M.B.P. Exigências bioclimáticas e estimativa da produtividade para quatro cultivares de soja no Estado de São Paulo. Piracicaba: ESALQ/USP, 1984. 96p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia).
- Camargo, M.B.P.; Camargo, A.P. Representação gráfica informatizada do extrato do balanço hídrico de Thornthwaite & Mather. *Bragantia*, 52:169-172, 1993.
- Camargo, M.B.P.; Pedro Júnior, M.J.; Alfonsi, R.R. et al. Probabilidade de ocorrência de temperaturas mínimas absolutas mensais e anuais no Estado de São Paulo. *Bragantia* 52(2):161-168, 1993.
- Campelo Júnior, J.H.; Caseiro, F.T.; Herbster, O.F. Zoneamento do potencial de produção de grãos em Mato Grosso. Cuiabá, UFMT, 1990. 30p.
- Caramori, P.H. Caracterização dos efeitos do vento sobre mudas de cafeeiro (*Coffea arabica* L.) cv. Mundo Novo e Catuaí Vermelho. Piracicaba: ESALQ/USP, 1981. 81p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia).
- Caramori, P.H. Arborização dos cafezais para proteção contra geadas na região sul do Brasil. In: Reunión Argentina y Latinoamericana de Agrometeorologia, 7/1, Buenos Aires, 1997. P.17-18.
- Caramori, P.H.; Andricioli Filho, A.; Faria, R.T et al. Arborização do cafezal para proteção contra geadas no Estado do Paraná. In: Cong. Bras. Agrometeorologia, 9. Anais, 1995, p.191-192.
- Cardoso, M.J.; Bastos, E.A.; Andrade Jr., A.S.; Rodrigues, B.H.N. Uso da exigência térmica para a determinação do ciclo de cultivares de milho sob irrigação. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Anais, 1997, p.23-25.
- Cervellini, A.; Salati, E.; Godoy, H. Estimativa da distribuição da energia solar no Estado de São Paulo. *Bragantia*, 25(3):31-40, 1966.
- Coelho, D.T.; Sediyaama, G.C.; Vieira, M. Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais no Estado de Minas Gerais. *Revista Ceres*, 20(112):455-459, 1973.

- Coelho Filho, M.A.; Sentelhas, P.C. Melhores épocas de florescimento para o limão 'Tahiti' no Estado da Bahia. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, p.44-46, 1997.
- Costa, A.O.L.; Godoy, H. Contribuição para o conhecimento do clima do solo de Ribeirão Preto. *Bragantia*, 21:689-742, 1962.
- Cunha, G.R.; Bergamaschi, H. Balanço de energia em alfafa. *Revista Bras. de Agrometeorologia*, 2:9-16, 1994.
- Cunha, G.R.; Bergamaschi, H.; Berlato, M.A.; Matzanauer, R. Balanço de energia em cultura de milho. *Revista Bras. de Agrometeorologia*, 4(1):1-14, 1996.
- Cunha, G.R.; Hass, J.C.; Assad, E.D. Zoneamento de riscos climáticos para a cultura do trigo no Estado do Rio Grande do Sul. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.372-373.
- Cunha, G.R.; Dalmago, G.A.; Estefanel, V. ENSO influences on wheat crop in Brazil. *Revista Bras. de Agrometeorologia*, 7(1):127-138, 1999.
- Denmead, O.T.; Shaw, R.H. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agronomy Journal* 45:385-390, 1962.
- Doorenbos, J.; Kassam, A.H. Efeito da água no rendimento das culturas. *Estudos FAO - Irrigação e Drenagem* n.33, 1994. 306p. (Traduzido por Gheyi, H.R. et al. - UFPB).
- DAEE. Atlas pluviométrico do Estado de São Paulo (Período 1941-70). São Paulo, 1972. 84p.
- de Wit, C.T. Photosynthesis of leaf canopies. Wageningen, Pudoc, 1965. 57p (Agricultural Research Report 663)
- Doorenbos, J.; Pruitt, W.O. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Rome, 179p. 1975.
- Farias, J.R.B. Manejo da irrigação associado ao uso de coberturas plásticas. In: Bergamaschi, H.; Berlato, M.A.; Fontana, D.C.; et al. *Agrometeorologia aplicada à irrigação*. Porto Alegre: Ed. Universitária/UFRGS, 125p, 1992, p.109-115.
- Farias, J.R.B.; Bergamaschi, H.; Martins, S.R.; Berlato, M.A.; Oliveira, A.C.B. Alterações na temperatura e umidade relativa do ar provocadas pelo uso de estufa plástica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 1:51-62, 1993.
- Farias, J.R.B.; Bergamaschi, H.; Martins, S.R.; Berlato, M.A. Efeito da cobertura plástica de estufa sobre a radiação solar. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 1:31-32, 1993.
- Farias, J.R.B.; Bergamaschi, H.; Martins, S.R. Evapotranspiração no interior de estufas plásticas. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 2:17-22, 1994.
- Fedorova, N. *Meteorologia Sinótica*. Vol. 1. Editora e Gráfica Universitária – UFPel, Pelotas, RS. 1999.259p.
- Ferreira, M.; Buriol, G.A.; Estefanel, V.; Pinto, H.S. Estimativa das temperaturas médias mensais e anuais do Estado do Rio Grande do Sul. *Revista do Centro de Ciências Rurais*, 1(4):21-51, 1971.
- Folegatti, M.V.; Scatolini, M.E.; Paz, V.P.S.; Pereira, A.R.; Frizzone, J.A. Efeito da cobertura plástica sobre os elementos meteorológicos e evapotranspiração da cultura do crisântemo em estufa. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 5(2):155-163, 1997.
- Fontana, D.C.; Berlato, M.A. Relação entre El Niño oscilação sul (ENOS), precipitação e rendimento de milho no Estado do Rio Grande do Sul. *Pesquisa Agropecuária Gaúcha*, 2(1):39-46, 1996.
- Fontana, D.C.; Berlato, M.A. Influência do El Niño oscilação sul sobre a precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 5(1):127-132, 1997.
- Franken, W.; Leopoldo, P.R.; Matsui, E.; Ribeiro, M.N.G. Estudo da interceptação da água da chuva em cobertura florestal amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazônica*, 12(2):327-331, 1992.
- Fritschen, L.J.; Doraiswamy, P. Dew: na addition to the hydrologic balance of Douglas Fir. *Water Resource Research*, 9(4):891-894, 1973.
- Gasparotto, L. Epidemiologia do mal das folhas (*Microcyclus ulei* (P.Henn) v. Arx) da seringueira (*Hevea* spp.) Viçosa, 1988, 124p. (Tese de Doutorado).
- Gash, J.H.C. An analytical model of rainfall interception by forests. *Quart. Journal Royal Meteorol. Soc.*, 105:43-55, 1979.
- Gates, D.M. Radiant energy, its receipt and disposal. *Meteorol. Monogr.*, 6:1-26, 1965.
- Glover, J.; McCulloch, J.S.G. The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quart. Journal Royal Meteorol. Soc.*, 84:172-175, 1958.
- Gomide, R.L.; Oliveira, C.S.G.; Faccioli, G.G. Protótipo de um lisímetro de pesagem automático para estudos em casa de vegetação. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997. p 225-227.
- Grodzki, L.; Caramori, P.H.; Bootsma, A.; et al. Risco de ocorrência de geada no Estado do Paraná. *Rev Bras. de Agrometeorologia*, v.4, n.1, p.93-99, 1996.
- Hargreaves, G.H.; Samani, Z.A. Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. Chicago, Amer. Soc. Agric. Eng. Meeting (Paper 85-2517), 1985.
- Hartmann, D.L. *Global Physical Climatology*. New York: Academic Press, 1994. 411p.

- Head, H.H. Management of dairy cattle in tropical and subtropical environments. In: Cong. Bras. de Bioclimatologia, 1, Jaboticabal, p.26-68, 1995.
- Heber, U.; Santariurs, K.A. Cell death by cold and heat and resistance to extreme temperatures mechanisms of hardening and dehardening. In: Precht, H. et al. Temperature and Life. Berlin: Springer-Verlag, 1973, Cap.C, p.232-292.
- Heldwein, A.B.; Streck, N.A.; Buriol, G.A.; et al. Efeito da cobertura de estufa plástica sobre a temperatura mínima do ar. In: Cong. Bras. Agrometeorologia, 9. Campina Grande, 1995, p.304-306.
- Henning, I. Climate and vegetation - a contribution to the classification of climates. Applied Geography and Developments, 33:22-51, 1989.
- Huber, A.M.; Oyarzún, C.E. Redistribución de las precipitaciones en un bosque siempreverde del sur de Chile. Turrialba, 42(2):192-199, 1992.
- Ide, B.Y.; Althoff, D.A.; Thomé, V.R.M.; Vizzoto, V.J. Zoneamento agroclimático do Estado de Santa Catarina; 2ª Etapa. Florianópolis, EMPASC, 1980. 106p.
- INMET. Normais Climatológicas (1961 - 1990). Brasília, 84p. 1992.
- Januário, M.; Viswanadham, Y.; Senna, R.C. Radiação solar total dentro e fora da floresta tropical úmida de terra firme (Tucuruí, Pará). Acta Amazônica, 22:335-340, 1992.
- Jensen, M.E. Water consumption by agricultural plants. In: Kozlowski, T.T., Water deficits and plant growth, vol. 2, Academic Press, New York, 1968.
- Jensen, R.B.; Boyle, L.W.. A technique for forecasting leafspot on peanuts. Plant Dis. Rep., 50(11):810-814, 1966.
- Kirda, C.; Çevik, B.; Tülüçü, K. A simple method to estimate the irrigation water requirement of greenhouse grown tomato. Acta Horticulturae, 366:373-380, 1994.
- Leitão, M.V.B.R. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta amazônica: campina, campinarana e mata densa. (Tese de Doutorado), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais -INPE, São José dos Campos, 135p.
- Lemur, R.; Rosenberg, N.J. Reflectant induced modification of soybean canopy radiation balance II - A quantitative and qualitative analysis of radiation reflected from a green soybean canopy. Agron. J., 67: 301-306, 1975.
- Leopoldo, P.R.; Sousa, A.P.; Tuacek Filho, S. Interceptação da água da chuva em cultura de cana-de-açúcar. Brasil Açucareiro, 98(6):9-16, 1981.
- Leyton, L.; Reynolds, E.R.C.; Thompson, F.B. Rainfall interception in a forest and moorland. In: International Symposium on Forest Hydrology, Pergamon Press, Toronto, p.163-178, 1967.
- Lloyd, C.R.; Gash, J.H.C.; Shuttleworth, W.J. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest. Agricultural and Forest Meteorology, 43:277-294, 1988.
- Loshali, D.C.; Singh, R.P. Partitioning of rainfall by three Central Himalayan forests. Forest Ecology and Management, 53:99-105, 1992.
- Luchesi, A.A.; Montenegro, H.W.S.; Villa Nova, N.A.; et al. Estimativa de graus-dia acumulados no ciclo de frutificação de cultivares de abacateiros (*Persea americana*, Miller). Anais da ESALQ, 34(1):317-325, 1977.
- Lunardi, D.M.C.; Cataneo, O.A. Estimativa da radiação solar global diária para Botucatu, SP. Científica, 22(1):117-121, 1994
- Machado, E.C.; Pereira, A.R.; Camargo, M.B.P.; Fahl, J.I. Relações radiométricas de uma cultura de cana-de-açúcar. Bragantia, 44:229-238, 1985.
- Mandelli, F. Comportamento fenológico das principais cultivares de *Vitis vinifera* L. para a região de Bento Gonçalves, RS. Piracicaba: ESALQ/USP, 1982. 125p. Dissertação (Mestre em Agrometeorologia).
- Marin, F.R.; Sentelhas, P.C.; Ungaro, M.R.G. Perda de rendimento potencial da cultura do girassol por deficiência hídrica, no Estado de São Paulo. Scientia Agricola, 57(1):1-6, 2000.
- Marlatt, W.E. A note on the variation of dew amount with elevation. Agricultural Meteorology, 8:151-154, 1971.
- Martins, S.R. A agrometeorologia e os desafios da agricultura sustentável. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997. p739-744.
- Maschio, L.M.A.; Sampaio, I.B.M. Epifitologia e controle de *Phytophthora infestans*, agente da requeima do tomateiro. PAB, 17(5):715-719, 1982.
- Massignam, A.M.; Angelocci, L.R. Determinação da temperatura-base e de graus-dia na estimativa da duração dos sub-períodos de desenvolvimento de três cultivares de girassol. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 1:71-79, 1993.
- Massignam, A.M.; Vieira, H.J.; Flesch, R.D.; Hemp, S. Ecofisiologia do feijoeiro. III - Influência de variáveis bioclimáticas na duração de sub-períodos fenológicos e determinação de temperatura-base e graus-dia. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 6(1):47-54, 1998.
- Massignam, A.M.; Dittrich, R.C. Estimativa do número médio e da probabilidade mensal de ocorrência de geadas para o Estado de Santa Catarina. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 6(2):213-220, 1998.
- McCree, K.J. A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation. Agric. Meteorol., 3:353-363, 1966.

- Medeiros, J.F.; Pereira, F.A.P.; Folegatti, M.V.; Pereira, A.R.; Villa Nova, N.A. Comparação entre a evaporação em tanque Classe A e em minitanque, instalados em estufa e estação meteorológica. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.228-230.
- Meireles, E.J.L.; Silva, S.C.; Assad, E.D.; Xavier, L.S. Caracterização do risco climático na cultura do feijoeiro no Estado do Mato Grosso. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.351-353.
- Mendonça, P.V. Sobre o novo método de balanço hídrico de Thornthwaite & Mather. In: Cong. Luso-Espanhol para o Prog. das Ciências, 24. P.271-282, 1958.
- Monteith, J.L. Principles of environment physics. Elsevier, New York, 241p., 1973.
- Mota, F.S. Meteorologia agrícola. São Paulo: Nobel. 1981, 376p.
- Müller, P.B. Bioclimatologia aplicada aos animais domésticos. Porto Alegre, Editora Sulina, 3a. ed., 262p. 1989.
- Návar, J.; Bryan, R.B. Fitting the analytical model of rainfall interception of Gash to individual shrubs of semi-arid vegetation in northeastern México. Agricultural and Forest Meteorology, 68:133-143, 1994.
- Newton, J.E.; Blackman, G.E. The penetration of solar radiation through leaf canopies of different structure. Ann. Bot.,34:329-348, 1970.
- Oguntoyimbo J.S. Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surfaces in Nigeria. Quart. J. Royal Meteorol. Soc., 96:430-441, 1970.
- Oliveira, A.D.; Costa, J.M.N.; Leite, R.A.; Soares, P.C.; Soares, A.A. Caracterização do período plantio-floração de 7 cultivares de arroz de sequeiro no Estado de Minas Gerais. In: Cong. Bras. de Meteorologia, 11, 1999 (CD-ROM)
- Oliveira, A.S. Estudos comparativos da evaporação potencial estimada por tanques e pelo método de Penman. ESALQ/USP. 113p. (Tese de Livre Docência) 1971.
- Oliveira, H.T.; Berlato, M.A.; Fontana, D.C. Probabilidade de ocorrência de geada no Estado do Rio Grande do Sul. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.77-79.
- Ometto, J.C. Bioclimatologia Vegetal. São Paulo: Ed. Ceres, 1981. 440p.
- Ortolani, A.A. Agroclimatologia e o cultivo da seringueira. In: Simpósio sobre a Cultura da Seringueira no Estado de São Paulo, 1. Campinas, Fundação Cargill, 1986. p.11-32.
- Pandit, A.; et al. Indian Journal of Forestry, 14(4):287-289, 1991 (Abstracts).
- Pascale, A.J.; Villegas, J.A.; Medina, L.F. Aptitud agroclimática del Noroeste Argentino para el cultivo de la soja. Rev. Agron. Noroeste Argentino, 10(3/4):173-202, 1973.
- Pedro Jr., M.J.; Ortolani, A.A.; Regitano, O.; et al. Estimativa de horas de frio abaixo de 7°C e 13°C para a regionalização da fruticultura de clima temperado no Estado de São Paulo. Bragantia, 38(13):123-130, 1979.
- Pedro Jr., M.J.; Camargo, M.B.P.; Miranda, M.A.C. et al. Teste de modelo agrometeorológico para estimativa da produtividade potencial da cultura da soja de ciclo precoce. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 3, Anais, Campinas, 1983, p.11-17.
- Pedro Jr., M.J.; Camargo, M.B.P.; Macedo, L.A. Guia para o observador dos postos agrometeorológicos do Instituto Agrônomo. Boletim Técnico n.116, 1987. 59p.
- Pedro Jr., M.J. Aspectos microclimáticos e epidemiologia. In: Curso Prático Internacional de Agrometeorologia para a Otimização da Irrigação, 3. Campinas, IAC, 1989. 13p.
- Pedro Jr., M.J.; Alcântara, P.B.; Rocha, G.L.; et al. Aptidão climática para plantas forrageiras no Estado de São Paulo. Campinas, IAC, 1990. 13p. (Boletim Técnico, 139).
- Pedro Jr., M.J.; Pezzopane, J.E.M.; Alfonsi, R.R.; Martins, F.P. Duração do período de molhamento em videira. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 7, Resumos, Viçosa, p.151-153,1991.
- Pedro Jr., M.J.; Sentelhas, P.C.; Pommer, C.V.; et al. Determinação da temperatura-base, graus-dia e índice biometeorológico para a videira 'Niagara rosada'. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 2:51-56, 1994.
- Pedro Jr., M.J.; Sentelhas, P.C.; Martins, F.P. Previsão agrometeorológica da data de colheita para a videira 'Niagara rosada'. Bragantia, 53(1):113-119, 1994.
- Pedro Jr., M.J.; Pezzopane, J.R.M.; Martins, F.P.; Pommer, C.V.; Moraes, A.V. Efeito do uso de quebra-ventos na produtividade da videira 'Niagara rosada'. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 6(1):75-79, 1998.
- Pedro Jr., M.J.; Pezzopane, J.R.M.; Martins, F.P. Uso da precipitação pluvial para previsão de épocas de pulverização visando controle de doenças fungicas na videira 'Niagara rosada'. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 7(1):107-111, 1999.
- Pereira, A.B.; Sentelhas, P.C.; Villa Nova, N.A. Estimativa do balanço de energia radiante em função de elementos climáticos. Rev. Bras. de Agrometeorologia, 6(2):201-206, 1998.
- Pereira, A.R. Aspectos fisiológicos da produtividade vegetal. Rev. Brasileira de Fisiologia Vegetal, 1995. 38p.
- Pereira, A.R.; Machado, E.C.; Camargo, M.B.P. Solar radiation regime in three cassava (*Manihot esculenta* Crantz) canopies. Agric. Meteorol.,26:1-10,1982.

- Pereira, A.R.; Villa Nova, N.A.; Barbieri, V. Condicionamento climático da indução ao florescimento em cana-de-açúcar. *Boletim Técnico Planalsucar*, 2(3):1-34, 1983.
- Pereira, A.R.; Villa Nova, N.A.; Sedyama, G.C. Evapo(transpi)ração. FEALQ. 1997. 183p.
- Peres, J.G.; Scárdua, R.; Villa Nova, N.A. Coeficiente de cultura (Kc) para cana-de-açúcar: ciclo de cana - soca. *Álcool & Açúcar* 62:34-42, 1992.
- Pezzopane, J.E.M. O uso de estufa com cobertura plástica e de quebra-ventos na produção de porta-enxertos de seringueira, na região de Campinas, SP. Piracicaba: ESALQ/USP, 1994. 87p. (Dissertação de Mestrado).
- Pezzopane, J.E.M.; Ortolani, A.O.; Godoy Jr, G.; Pezzopane, J.R.M. Influência da brisa terra-mar no período de saturação da umidade do ar no interior de dois seringais de cultivo em Ubatuba (SP). *Bragantia*, 55(1):201-205, 1996.
- Pezzopane, J.E.M.; Pedro Jr., M.J.; Pezzopane, J.R.M.; Ortolani, A.A.; Sentelhas, P.C. Estimativa da temperatura média em estufas com cobertura plástica. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 9, Campina Grande, PB, p.58-60, 1995a.
- Pezzopane, J.E.M.; Sentelhas, P.C.; Ortolani, A.A.; Moraes, A.V.C. Caracterização da chuva horária em três locais do Estado de São Paulo: um subsídio ao planejamento de operações agrícolas de campo. *Scientia Agrícola*, 52(1):70-77, 1995b.
- Pezzopane, J.E.M.; Pezzopane, J.R.M.; Sentelhas, P.C.; Pedro Jr., M.J.; Ortolani, A.A. Duração do período de molhamento foliar no interior de estufas plásticas. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 9, Campina Grande, PB, p.316-318, 1995c.
- Pezzopane, J.E.M.; Pedro Jr., M.J.; Ortolani, A.A.; Meyer, N. Radiação líquida e temperatura de folha no interior de estufa com cobertura plástica, durante o período noturno. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 3:1-4, 1995d.
- Pezzopane, J.E.M.; Cunha, G.M.; Arnshoiz, E.; Costalonga Jr., M. Temperatura do solo em função da cobertura morta por palha de café. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 4(2):7-10, 1996.
- Pezzopane, J.R.M.; Pedro Jr., M.J.; Sentelhas, P.C.; Moraes, S.A.; Godoy, I.J. Precipitação pluviométrica e intensidade da mancha preta em amendoim. *Fitopatologia Brasileira*, 21(4):426-430, 1996.
- Pezzopane, J.R.M. Precipitação pluvial e épocas de pulverização para controle das manchas foliares (*Cercospora arachidicola* e *Cercosporidium personatum*) do amendoim. Piracicaba: ESALQ/USP, 1997. 74p. (Dissertação de Mestrado).
- Pinker, R.T.; Thompson, O.E.; Eck, T.F. The albedo of a tropical evergreen forest. *Quart. Journal of the Royal Met. Soc.*, 106:551-558, 1980.
- Pinto, H.S.; Alfonsi, R.R. Estimativa das temperaturas médias, máximas e mínimas mensais no Estado do Paraná, em função de altitude e latitude. São Paulo, USP - Instituto de Geografia, 1974. 28p. (Caderno de Ciências da Terra, 52).
- Pinto, H.S.; Ortolani, A.A.; Alfonsi, R.R. Estimativa das temperaturas médias mensais no Estado de São Paulo, em função de altitude e latitude. São Paulo, USP - Instituto de Geografia, 1972. 20p. (Caderno de Ciências da Terra, 23).
- Pola, A.C.; Angelocci, L.R. Avaliação de modelos de estimativa do número diário de horas de frio para o Estado de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 1:105-116, 1993.
- Prados, N.C. Contribución al estudio de los cultivos enarenados en Almeria: necesidades hídricas y extracción del nutrientes del cultivo de tomate de crecimiento indeterminado en abrigo de polietileno. Almeria, 1986. 195p. (Tesis Doctoral).
- Priestley, C.H.B.; Taylor, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Rev.* 100:81-92, 1972.
- Primault, B. D'une application pratique des indices biométéorologiques. *Agricultural Meteorology*, 6(2):71-96, 1969.
- Puzzi, D.; Camargo, A.P. Estudo sobre a possibilidade de adaptação climática da *Orthezia praelonga* Douglas, nos pomares de cítricos do Estado de São Paulo. *O Biológico*, 29(5):81-85, 1963.
- Read, R.G. Microclimate as background environment for ecological studies of insects in a tropical forest. *J Applied Meteorol.*, 16:1282-1291, 1977.
- Reichardt, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4ª edição. Campinas, Fundação Cargill, 1985.466p.
- Reichardt, K. A água em sistemas agrícolas. 2ª Edição. São Paulo: Ed. Manole, 1990. 188p.
- Reichardt, K.; Angelocci, L.R.; Bacchi, O.O.; Pilotto, J.E. Daily rainfall variability at a local scale (1000ha), in Piracicaba, SP, Brazil, and its implications on soil water recharge. *Scientia Agrícola*, 52(1):43-49, 1995.
- Reifsnnyder, W.E.; Furnival, G.M.; Horowitz, J.L. Spatial and temporal distribution of solar radiation beneath forest canopies. *Agric. Meteorol.*, 9:21-37, 1971.
- Ribeiro, M.N.G.; Salati, E.; Villa Nova, N.A.; Demétrio, C.G.B. Radiação solar disponível em Manaus (AM) e sua relação com a duração do brilho solar. *Acta Amazônica*, 12(2):339-346, 1982.
- Rich, P.M.; Clark, D.B.; Clark, D.A.; Oberbauer, S.F. Long-term study of solar radiation regimes in a tropical wet forest using quantum sensors and hemispherical photography. *Agric. For. Meteorol.*, 65:107-127, 1993.

- Rijks, D.; Ciesla, W.M. Meteorologie et incendies de forêts. WMO/FAO, 1992, 433p.
- Robertson, G.W. A biometeorological time scale for a cereal crop involving day and night temperatures and photoperiod. *Int. Journal Biometeor.*, 12:191-223, 1968.
- Robinson, N. Solar radiation. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 347p. 1966.
- Rosenberg, N.J.; Blad, B.L.; Verma, S.B. Microclimate - The biological environment. New York: John Wiley & Sons, Inc. 1983, 495p.
- Rosenberg, N.J.; McKenney, M.S.; Martin, P. Evapotranspiration in a greenhouse - warmed world: a review and simulation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 47:303-320, 1989.
- Rosenzweig, C.; Hillel, D. Climate Change and the Global Harvest: Potential Impacts of the Greenhouse Effect on Agriculture. Oxford Univ. Press. 324p. 1998.
- Ross, J. Radiative transfer in plant communities. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*, Vol.1. Principles. Academic Press, New York, 278pp. 1975.
- Rotem, J.; Palti, J. Irrigation and plant diseases. *Annual Review of Phytopathology*, 7:267-288, 1969.
- Rutter, A.J.; Morton, D.J.; Robins, P.C. A predictive model of rainfall interception by forests. II. Generalizations of the model and comparisons with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 12: 367-380, 1975.
- Sá, T.D.A.; Araújo, A.C.; Müller, M.R.F.; Hölscher, D.; Bastos, T.B. Chuva sob dossel ao longo de sucessões vegetais: capoeiras do nordeste do Pará. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 11, Florianópolis, CR-ROM, 1999.
- Sans, L.M.A. Riscos Climáticos para a cultura do milho nos Estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.357-359.
- Sellers, W.D. Physical Climatology. Univ. of Chicago Press, Chicago. 1965. 272p.
- Sentelhas, P.C.; Pedro Jr., M.J.; Felício, J.C. Estimativa da duração do período de molhamento para o trigo. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 1:117-122, 1993.
- Sentelhas, P.C.; Camargo, A.P.; Camargo, M.B.P.; Alfonsi, R.R. Um século de desmatamento: efeitos no regime térmico, pluvial e no balanço hídrico em Campinas, SP. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 2:99-103, 1994.
- Sentelhas, P.C.; Nogueira, S.S.S.; Pedro Jr., M.J.; Santos, R.R. Temperatura-base e graus-dia para cultivares de girassol. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 2:43-49, 1994.
- Sentelhas, P.C.; Santos, A.O. Cultivo protegido: aspectos microclimáticos. *Revista Bras. de Horticultura Ornamental*, 1(2):108-115, 1995.
- Sentelhas, P.C.; Ortolani, A.A.; Pezzopane, J.R.M. Estimativa da temperatura mínima de relva e da diferença de temperatura entre o abrigo e a relva, em noites de geada. *Bragantia* 54(2):437-445, 1995a.
- Sentelhas, P.C.; Fazuoli, L.C.; Pezzopane, J.R.M. Temperatura letal de diferentes espécies e derivados de híbrido interespecífico de café. In: Cong. Bras. de Pesq. Cafeeiras, 21. Resumos. 1995b.
- Sentelhas, P.C.; Pezzopane, J.R.M.; Ungaro, M.R.; et al. Aspectos climáticos relacionados à ocorrência da mancha de *Alternaria* em cultivares de girassol. *Fitop. Bras.*, 21(4):464-469, 1996.
- Sentelhas, P.C.; Pereira, A.R.; Marin, F.R.; Marchi, J.L. Agroclimatic method to determine maturity zones of avocado and citrus in the state of São Paulo, Brazil. In: Reunião Interam. Hort. Trop., 42, Curitiba, 1996. p.449.
- Sentelhas, P.C.; Piza Júnior, C.T.; Sigristi, J.M.M.; et al. Temperatura letal de diferentes plantas frutíferas tropicais. *Bragantia*. 55(2):231-235, 1996.
- Sentelhas, P.C.; Coelho Filho, M.A.; Pereira, A.R. Método agrometeorológico de estimativa da época mais adequada para a indução floral do limão 'Tahiti' no Estado de São Paulo. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, p.41-43, 1997.
- Sentelhas, P.C.; Pereira, A.R. Zonas agroclimáticas de maturação para a produção de uvas de mesa no Estado de São Paulo, Brasil. In: Reunión Argentina y Latinoamericana de Agrometeorologia, 7/1, Actas, 1997, SI, p.17-18.
- Sentelhas, P.C.; Moraes, S.O.; Piedade, S.M.S.; Pereira, A.R.; Angelocci, L.R.; Marin, F.R. Análise comparativa de dados meteorológicos obtidos por estações convencional e automática. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 5(2):215-221, 1997.
- Sentelhas, P.C.; Villa Nova, N.A.; Angelocci, L.R. Efeito de diferentes tipos de cobertura, em mini-estufas, na atenuação da radiação solar e da luminosidade. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997. p.479-481.
- Sentelhas, P.C.; Cruciani, D.E.; Pereira, A.S.; Villa Nova, N.A. Distribuição horária de chuvas intensas de curta duração: um subsídio ao dimensionamento de projetos de drenagem superficial. *Rev. Brasileira de Meteorologia*, 13(1):45-52, 1998.
- Sentelhas, P.C.; Coelho Filho, M.A.; Villa Nova, N.A.; Pereira, A.R.; Folegatti, M.V. Coeficiente do tanque classe A (Kp) para a estimativa diária da evapotranspiração de referência. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 11, Florianópolis, CD-ROM, 1999.

- Sentelhas, P.C.; Pereira, A.R.; Marin, F.R. et al. Balanços Hídricos Climatológicos do Brasil. DCE/ESALQ/USP, 1999. CD-ROM.
- Shuttleworth, J.W. Evaporation models in Hydrology. p93-120. In: T.J. Schmugge and J.C. André, Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization. 1991.
- Shuttleworth, W.J.; Gash, J.H.C.; Lloyd, C.R.; et al. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 110:1163-1169, 1984.
- Silva, F.C.; Folegatti, M.V.; Maggiotto, S.R. Análise do funcionamento de um lisímetro de pesagem com célula de carga. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 7(1):53-58, 1999.
- Silveira Neto, S.; Nakano, O.; Barbin, D.; Villa Nova, N.A. Manual de ecologia dos insetos. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1976. 419p.
- Sinun, W.; Meng, W.W.; Douglas, I.; Spencer, T. Throughfall, stemflow, overland flow and throughflow in the Ulu Segama rain forest, Sabah, Malaysia. *Phil. Transc. Royal Soc. London*, 335(1275):389-395, 1992.
- Smith, L.P. *Methods in Agricultural Meteorology*, 1975.
- Smith M. Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. Rome, FAO, 45p. 1991.
- Thom HCS. Some methods of climatological analysis. World Meteorological Organization Note 81. Geneva, 53p. 1966.
- Snyder, R.L. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions. *Journal Irrig. And Drainage Eng.* 118: 977-980, 1992.
- Souza, A. Avaliação agroclimática para o manejo da cultura do arroz, para as microregiões do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Viçosa: UFV, 1989. 91p. Dissertação (Mestre em Meteorologia Agrícola).
- Souza, A.; Oliveira, C.R.; Laretto, M. Análise de um calendário de cultivo do arroz irrigado em Dourados, MS. In: *Cong. Bras. de Agrometeorologia*, 7, 1991, Viçosa, p.46.
- Souza, J.L. Irradiância solar no litoral do nordeste: avaliação preliminar. In: *Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, 10, Piracicaba, 1997. p.457-459.
- Stanghellini, C. Evapotranspiration in greenhouse with special reference to Mediterranean conditions. *Acta Horticulturae*, 335:295-304, 1993.
- Stanhill, G. Evaporation, Transpiration and Evapotranspiration: a case for Ockham's razor. In: A. Hadas, D. Swartzendruber, P.E. Rijtema, M. Fuchs, and B. Yaron, *Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystems*. Springer-Verlag, Berlin, 460p. 1973.
- Stanhill, G.; Fuchs, M. The relative flux density of photosynthetically active radiation. *J. Appl. Ecol.*, 14:317-322, 1977.
- Stigter, C.J.; Musabilha, V.M.M. The conservative ratio of photosynthetically active to total radiation in the tropics. *J Applied Ecol.*, 14:853-858, 1982.
- Sutton, J.C.; Gillespie, T.J.; Hildebrand, P.D. Monitoring weather factors in relation to plant disease. *Plant Disease*, 68(1):78-84, 1984.
- Szeicz, G. Solar radiation for plant growth. *J. Appl. Ecol.*, 11:617-636, 1974.
- Teixeira, A.H.C.; Azevedo, P.V.; Silva, B.B.; Soares, J.M. Balanço de energia na cultura da videira, cv. Itália. *Rev. Brasileira de Agrometeorologia*, 5(2):143-146, 1997.
- Thom, H.C.S. Some methods of climatological analysis. Roma, FAO, 1966. 50p. (FAO. Technical Notes 81).
- Thomé, V.M.R.; Zampieri, S.L.; Braga, H.J.; et al. Zoneamento para as culturas do feijão, arroz irrigado, soja, milho em Santa Catarina. In: *Cong. Bras. de Agrometeorologia*, 10, Piracicaba, 1997, p.324-335.
- Thornley, J.H.M. Respiration, growth and maintenance in plants. *Nature*, 227:304-305, 1970.
- Thornthwaite, C.W. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Review* 38:55-94, 1948.
- Thornthwaite, C.W.; Mather, J.R. *The water balance*. Publications in Climatology, New Jersey, Drexel Inst. of Technology, 104p. 1955.
- Tito, E.A.L. Clima: Influência na produção de leite. In: *Simpósio Brasileiro de Ambiência na Produção de Leite*, 1. Piracicaba, 1998, p.10-23.
- Tubelis, A.; Nascimento, F.L. *Meteorologia Descritiva*. Ed. Nobel, 1980. 374p.
- Ungaro, M.R.G.; Sentelhas, P.C.; Turati, J.M.; Soave, D. Influência da temperatura do ar na composição de aquênios de girassol. *Pesq. Agrop. Brasileira*, 32(4):351-356, 1997.
- Valli, V.S. Princípios básicos relativos à ocorrência de geadas e sua prevenção. Rio de Janeiro, M.A. - Depto. Nac. Meteorologia. 1972, 22p.
- Vianello, R.L.; Alves, A.R. *Meteorologia Básica e Aplicações*. UFV, 1991. 449p.
- Vieira, A.R.R., et al. Determinação da temperatura basal e somas térmicas em pepino para conserva, cultivar Ginga. *Pesq. Agrop. Brasileira*, 27(6):857-864, 1992.
- Vieira, V.C.B.; Cury Lunardi, D.M. Graus-dia na cultura do arroz. In: *Cong. Bras. de Agrometeorologia*, 10, 1997, Piracicaba, p.47-49.

- Villa Nova, N.A.; Ometto, J.C.; Salati, E. Aspectos termodinâmicos da atmosfera. Boletim Didático CENA, 1972. 25p.
- Villa Nova, N.A.; Pedro Jr., M.J.; Pereira, A.R.; Ometto, J.C. Estimativa de graus-dia acumulados acima de qualquer temperatura base, em função das temperaturas máxima e mínima. Caderno de Ciências da Terra, 30:1-8, 1972.
- Yocum, C.S.; Allen, L.H.; Lemon, E.R. Photosynthesis under field conditions. II - Solar radiation balance and photosynthesis efficiency. Agron. J., 56:249-253, 1964.
- Wanderley, P.A.; Ramalho, F.S. Biologia e exigências térmicas de *Catolaccus grandis* (Burks) (Hymenoptera: pteromalidae), parasitóide do bicudo-do-algodoeiro. Pesq. Agropec. Bras., 31(4):237-247, 1996.
- Weiss, A.; Norman, J.N. Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. Agric. For. Meteorol., 34:205-213, 1985.
- Wiendl, F.; Angelocci, L.R. Regime de ventos na região de Piracicaba, SP - Análises da direção, da relação de velocidades na vertical e de ventos diurno e noturno. Relatório FAPESP. 1995, 60p.
- Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. Journal of Climatology, 5:589-606, 1985.
- Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. Washington, U.S. Dept. Agric., 1978, 58p. (Agriculture Handbook No. 537).
- WMO. Protection of plants against adverse weather. Technical Note No.18. 1971. 64p.
- Wojcik, W. Acta Universitatis Nicolai Copernici, 76:65-80, 1991 (Abstracts).
- Wrege, M.S.; Gonçalves, S.L.; Caramori, P.H.; et al. Regionalização e épocas de semeadura das culturas do feijão, milho, e algodão no Estado do Paraná. In: Cong. Bras. de Agrometeorologia, 10, Piracicaba, 1997, p.306-323.
- Zahler, P.M. et al. Previsão agrometeorológica no controle de doenças e pragas dos vegetais. MARA, 55p., 1989.