

## Clima e vegetação

Valério De Patta Pillar  
Departamento de Botânica, UFRGS

O clima, considerado em diferentes escalas, é o fator mais importante de variação da vegetação. O clima é influenciado em grande medida pelo balanço da radiação solar. Os efeitos da radiação solar sobre condições de luminosidade, temperatura e disponibilidade de água para os vegetais são mediados por estratégias de adaptação.

### *Introdução*

A estreita relação entre clima e vegetação evidencia-se pela coincidência entre zonas climáticas e biomas. A variação do clima no espaço geográfico e no tempo é determinada em grande medida pela variação da intensidade da radiação solar. A radiação solar afeta o balanço de radiação das superfícies, que por sua vez influencia as condições de temperatura, movimentação do ar e disponibilidade hídrica para as plantas. Além de ser fator determinante do clima, a luz do sol, usada diretamente pelas plantas verdes na síntese de compostos orgânicos, é praticamente a única fonte de toda a energia que circula através dos organismos em ecossistemas. Também, a radiação solar estimula processos de diferenciação de tecidos e órgãos. Há também uma estreita relação entre clima e solo, pois os processos de formação dos solos, como intemperismo da rocha matriz e transporte de partículas e nutrientes são em grande parte determinados pelo clima.

Os fatores climáticos podem ser estudados em diferentes escalas (Stoutjesdijk & Barkman 1992). O *macroclima* se refere à situação média de longo prazo que ocorre independentemente da topografia, tipo de solo e vegetação. O *mesoclima* é uma variante local do macroclima resultado da topografia, da vegetação ou da ação antrópica. São variações mesoclimáticas os "brejos" da Caatinga, a diferença de umidade resultado do tipo de exposição solar em encostas, as "ilhas de calor" em cidades, etc. O *microclima* se refere a variações devidas a proximidade da superfície do solo (entre aproximadamente 2m acima e 1 m dentro do solo), superfície de folhas, fissuras em rochas, etc..

### *O espectro solar*

A energia emitida pelo Sol está na forma de ondas eletromagnéticas, quase a totalidade na faixa de 290 a 3000 nanômetros (nm). A atmosfera terrestre atenua a radiação solar via (1) espalhamento causado por cristais, impurezas e moléculas de gases; (2) absorção seletiva por constituintes atmosféricos, sendo que O<sub>2</sub> e O<sub>3</sub> (ozônio) absorvem grande parte da radiação ultravioleta (comprimentos de onda < 380 nm), e vapor d'água e CO<sub>2</sub> mostram várias faixas de absorção no infravermelho (> 780 nm); e (3) reflexão e absorção pelas nuvens. A intensidade da radiação solar que atinge a superfície terrestre é variável de acordo com as condições atmosféricas, mas cerca de metade da radiação está na região espectral de 380 a 780 nm que os humanos percebem como *luz visível*. Como aponta Daubenmire (1974:211), as plantas verdes evoluíram de forma a utilizar essa fonte abundante de energia

através de pigmentos (clorofila, carotenóides, etc., principalmente na faixa de 380 a 710 nm) e os animais evoluíram de forma a percebê-la através dos olhos. Outros organismos, como as bactérias purpúreas autotróficas absorvem energia na faixa do vermelho-longo.

No espectro da luz visível, para os olhos humanos normais a faixa de 380-435 nm é violeta, de 435-490 é azul, de 490-574 é verde, de 574-595 é amarelo, de 595-626 é laranja e de 626-780 nm é vermelho. A fotossíntese é ativa na faixa de 380 a 710 nm (radiação fotossinteticamente ativa), mas amarelo e verde são pouco utilizados (justamente os comprimentos de onda refletidos pela clorofila e carotenoides), e as faixas do azul-violeta e do laranja-vermelho são as mais absorvidas. O fototropismo é controlado por caroteno e riboflavina, receptores na faixa do azul-violeta. Processos como germinação e fotoperiodismo são regulados pelo fitocromo, pigmento fotoconversível, em que a proporção entre as formas P-660 (absorve vermelho) e P-730 (absorve vermelho-longo) é determinada pela proporção de vermelho e vermelho-longo na luz.

A radiação *ultravioleta* (comprimentos de onda < 380 nm), representa 2% da radiação que atinge a superfície terrestre. Com a redução da camada de ozônio essa proporção aumenta. As plantas não necessitam de radiação nessa faixa para crescer, mas plantas inferiores podem ser afetadas negativamente. A radiação solar absorvida pelos corpos (geo e biosfera) é reirradiada na forma de *radiação de onda longa* (> 3000 nm), sendo esta a que produz o aquecimento do ambiente.

#### *Variação espacial e temporal na radiação solar*

A intensidade da radiação recebida no topo da atmosfera de um dado local depende da declinação do Sol, sendo esta uma função do dia, hora e latitude do local (veja Tubelis & Nascimento 1980:19-29). Da mesma forma, a duração do dia é função da latitude e dia do ano. Conseqüentemente, para um dado local há um ciclo diário (noite, dia) e anual (estações) na intensidade e duração da radiação solar, os quais são determinados fundamentalmente pela latitude. A intensidade da radiação solar e a duração do dia na região inter-tropical varia menos ao longo do ano. A partir dos trópicos em direção aos polos se reduz a intensidade da radiação e aumenta a variação da duração do dia entre estações do ano.

O clima do planeta também tem apresentado variações cíclicas de milhares de anos (períodos glaciais e inter-glaciais), resultado da variação de parâmetros orbitais (Milankovitch 1941, Pielou 1991). O ciclo presente iniciou-se há 18 mil anos e terminará em 3 mil anos. Nesse ciclo, a época do ano em que o planeta encontra-se mais próximo do Sol cada vez se atrasa mais nas estações do ano, causando alterações na distribuição da radiação solar entre inverno e verão. No período do ciclo em que coincide a Terra estar longe do Sol durante o verão do hemisfério norte ocorre acúmulo de gelo (era glacial) devido à redução do contraste térmico entre verão e inverno (verões e invernos amenos).

Além dos fatores atmosféricos já referidos, a intensidade e, em menor grau, a qualidade da radiação solar é afetada pela topografia, altura no dossel em comunidades terrestres, e profundidade e turbidez da água em comunidades aquáticas. A topografia

(inclinação e exposição solar do local) é mais relevante para a temperatura do que para a luminosidade.

A maior parte da luz que penetra através do dossel de uma comunidade terrestre é representada por raios diretos ou luz difusa, e a menor parte é representada pela luz transmitida pelas folhas. Folhas em geral transmitem de 10-20% da luz incidente, sendo a luz absorvida seletivamente, o que pode determinar um leve predomínio da radiação vermelha e verde sob o dossel (Larcher 1986).

#### *Avaliação da intensidade luminosa*

Como uma medida absoluta da radiação é muito variável devido aos fatores já mencionados, do ponto de vista ecológico é suficiente ter-se uma medida relativa da radiação solar nos diferentes estratos verticais de uma comunidade. Para tanto, podem ser usadas células fotoelétricas (medem intensidade de luz visível), ou radiômetros (medem na forma de calor a radiação nos diferentes comprimentos de onda) (ver Stoutjesdijk & Barkman 1987:184-186). Para cada estrato vertical da comunidade vegetal toma-se em um tempo curto uma série de medidas ao longo de uma transecção horizontal, as quais são comparadas em relação à medida tomada em local aberto completamente iluminado. Deve-se repetir as medidas várias vezes durante o dia e calcular a média para cada estrato vertical. Para evitar variações de luminosidade em períodos curtos em dias parcialmente encobertos, deve-se escolher um dia completamente descoberto ou completamente encoberto.

#### *Balanco de radiação*

A radiação solar direta e difusa que atinge a superfície do solo e da vegetação é refletida ou absorvida. A radiação absorvida determina o aquecimento dos corpos os quais passam a emitir radiação de onda longa. A atmosfera ( $\text{CO}_2$ , água) absorve a radiação de onda longa e a irradia em direção à superfície. O balanço ou saldo de radiação é a diferença entre o total de radiação incidente e a soma da radiação refletida e irradiada, representando o total de radiação que é absorvido pelo solo e vegetação.

O balanço de radiação é variável ao longo do dia e do ano. A variação diária é função da trajetória do sol. A variação anual é função da declinação solar. Durante o dia o balanço de radiação é positivo e ocorre o aquecimento do solo e vegetação. O calor da superfície do solo e vegetação será dissipado por (1) emissão de radiação de onda longa, como já visto, (2) aquecimento por condução da camada de ar próxima às superfícies e transferência de calor por convecção, (3) fluxo de calor para camadas mais profundas do solo, (4) fluxo de calor latente através da evaporação e evapotranspiração (585 cal/g de água a 20°C, ou 1 cal  $\text{cm}^{-2} \text{min}^{-1}$  são gastos para evaporar aproximadamente 1 mm de água a 20 °C por hora). A energia absorvida pelas plantas através da fotossíntese é geralmente insignificante (1%) em relação ao total da radiação incidente, sendo desprezada do balanço de radiação.

Durante a noite o balanço de radiação é negativo; a emissão de radiação de onda longa pelas superfícies supera a contrarradiação de origem atmosférica. A perda de calor para

o espaço é maior em noites com céu descoberto do que em noites nubladas. As superfícies do solo e vegetação se esfriam, retirando calor da camada de ar em contato, invertendo o perfil vertical da temperatura do ar. No solo, o fluxo de calor passa a ser das camadas mais profundas para as mais superficiais. O balanço de radiação é o que determina flutuações na temperatura do solo, da vegetação e do ar, originando os fenômenos meteorológicos (movimentação do ar, evapotranspiração, precipitação, geadas, etc.).

Prevê-se que o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, resultado da queima de reservas de carvão, petróleo, gás e de florestas, afetará o balanço de radiação, causando uma elevação da temperatura no planeta. A análise de bolhas de ar em geleiras (Nefitel *et al.* 1985) detectou que a partir de 1800 a concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera aumentou de 280 ppm para 330 ppm atualmente. O modelo de Manabe et al. (1990) prevê para o ano 2060 um incremento de 2.5°C na temperatura média global, baseado na tendência de que a concentração equivalente de CO<sub>2</sub> de "gases do efeito estufa" (CO<sub>2</sub>, metano, óxido nitroso, ozônio e clorofluorcarbonos) continue aumentando e dobre até o ano 2060 em relação aos níveis atuais. Outros modelos (ver Mason 1990) mostram tendências semelhantes. Segundo Orłóci (1994), tal incremento na temperatura média global causará em latitudes altas do hemisfério norte um incremento de até 12°C na temperatura média anual, o que provavelmente determinará o colapso de formações vegetais como a Tundra e a Floresta Boreal.

### *Temperatura do solo*

A temperatura do solo afeta a evaporação e indiretamente afeta as condições hídricas. A medição da temperatura do solo é feita por geotermômetros, geotermógrafos (registram o curso diário ou semanal da temperatura) ou termopares enterrados a diferentes profundidades.

A cor do solo afeta a quantidade de radiação absorvida. Solos de cor clara absorvem menos do que solos escuros. Pelo mesmo motivo, superfícies recém queimadas absorvem mais radiação solar. O fluxo de calor no solo se dá por condução. Por ser um fluxo lento, com o aumento da profundidade do solo há um retardamento progressivo dos momentos de ocorrência de temperaturas extremas. Fatores como textura, conteúdo de água e de matéria orgânica afetam as propriedades térmicas do solo. Quanto mais úmido o solo, mais lento é o fluxo de calor, porque o calor específico da água é maior do que o dos minerais do solo. Solos arenosos, por terem menor capacidade calorífica, menor condutividade térmica e menor resfriamento por evaporação, se aquecem mais numa tarde de verão do que os solos argilosos.

Em latitudes altas a inclinação e exposição das encostas é fator ecológico importante devido ao efeito térmico. No hemisfério sul, as encostas voltadas para o norte recebem mais radiação direta do que as encostas voltadas para o sul.

### *Temperatura do ar*

O aquecimento e resfriamento do ar é determinado pelo balanço de radiação da superfície do solo e vegetação. As trocas de calor do ar com as superfícies se dão por

condução e convecção, gerando movimentos turbulentos do ar (vento). Junto com o calor, o vento transfere vapor d'água, energia cinética, gás carbônico e poluentes. O movimento de massas de ar em escala continental determina em grande parte o clima regional. Latitude, altitude e distância de grandes corpos d'água (continentalidade) são os fatores mais importantes que afetam a variação geográfica da temperatura. A temperatura de um corpo d'água se altera mais lentamente do que a superfície terrestre porque a água reflete mais radiação, perde calor por evaporação, tem um calor específico alto, e redistribui o calor através de convecção. Assim, as variações diárias e anuais de temperatura são maiores em locais mais distantes do mar. O efeito da continentalidade é maior no hemisfério norte. O clima também é afetado por correntes marinhas. Correntes quentes transferem calor de latitudes mais baixas para latitudes mais altas; correntes frias fazem o inverso.

A temperatura do ar é medida através de termômetros comuns de mercúrio, termômetros de máxima e de mínima, ou termógrafos (registrador de temperatura que funciona pela variação da dilatação do elemento sensível com registro contínuo sobre papel em um tambor movido por mecanismo de relojoaria). Nas estações meteorológicas as temperaturas do ar são medidas dentro do abrigo meteorológico (janelas venezianas) na altura de 1,5m.

A variação da temperatura do ar segue a variação do balanço de radiação. A temperatura máxima do ar próximo do solo ocorre simultaneamente com a temperatura máxima da superfície do solo; mas a medida que se afasta do solo há um retardamento do momento de máxima temperatura do ar (a 2 metros de altura ocorre 2 horas após). Normalmente há um gradiente de temperatura decrescente com a altura e altitude (0,5 °C/100m), porque o ar se resfria ao expandir-se durante a sua ascensão. Em noites com céu descoberto, devido ao resfriamento das superfícies e conseqüente resfriamento do ar das camadas inferiores, ocorre uma inversão desse gradiente térmico. Quando o ar das camadas inferiores atinge a temperatura de 0 °C ocorre geada, podendo ou não dar origem à formação de gelo sobre as superfícies expostas (dependendo da umidade do ar). Vegetação densa influencia o perfil da inversão térmica porque a superfície ativa de irradiação passa a ser o topo do dossel.

#### *Temperatura das plantas e a economia d'água*

A radiação absorvida pela planta e que não é usada na fotossíntese é dissipada através da emissão de reirradiação de onda longa, da transpiração e da convecção. Se não houvesse dissipação de calor a temperatura das folhas atingiria níveis muito elevados para as suas funções normais. A temperatura mínima, a máxima e a ótima, que constituem o que se chama de temperaturas cardiais dos processos fisiológicos, variam para a mesma função em diferentes plantas. Assim, por exemplo, a temperatura mínima, ótima e máxima da folha para o crescimento do tomate é 6, 35 e 47 °C, enquanto *Opuntia* pode crescer com os tecidos a 56,5 °C. Certas algas marinhas do ártico e algas que se desenvolvem na neve podem completar o ciclo de vida em temperaturas próximas de 0 °C, enquanto algas de fontes

termais podem viver em temperaturas de até 93 °C. A temperatura ótima para a fotossíntese é geralmente mais baixa do que a temperatura ótima para a respiração; como o crescimento depende do acúmulo mais rápido do que a oxidação de compostos orgânicos, as temperaturas ótimas para fotossíntese e respiração, e a relação entre temperatura diurna (quando ocorre fotossíntese e respiração) e noturna (só respiração) são importantes na determinação dos limites geográficos de ocorrência de grupos de plantas.

Contrário ao que acontece com a parte aérea, onde devido à evapotranspiração a temperatura das folhas pode estar alguns graus abaixo da temperatura do ar, a temperatura das raízes é quase idêntica à do solo. Por isso, a temperatura do solo pode ser mais crítica do que a temperatura do ar para a sobrevivência de alguns organismos. A temperatura do solo influi na germinação de sementes e atividade de raízes.

Através da transpiração a água das folhas é transformada em vapor d'água que passa para a atmosfera adjacente. A transpiração consome energia, portanto resfria a folha. Experiências demonstraram que a transpiração permite manter a temperatura da folha até 20 °C a menos do que a temperatura do ar. A abertura dos estômatos regula o fluxo de ar entre o interior da folha e a atmosfera, controlando a perda d'água. Normalmente os estômatos estão fechados durante a noite e abertos durante o dia. Os estômatos se fecham também em resposta a um déficit hídrico; a temperatura da folha tenderia a aumentar, mas a murcha pode produzir uma modificação no ângulo de incidência da radiação solar, reduzindo a absorção de radiação. A transpiração aumenta diretamente com a magnitude da diferença de temperatura entre a superfície foliar e a camada adjacente de ar. A temperatura também modifica a relação entre transpiração cuticular e estomática. Quanto maior a temperatura maior é a transpiração cuticular.

Assim, a temperatura da folha afeta diretamente a economia d'água da planta. Quanto maior for o balanço de radiação da folha, e para manter a temperatura da folha em níveis ótimos, mais água a planta deverá transportar do solo às folhas. Isso implica em maior gasto de energia com estruturas necessárias para sua absorção e transporte (raízes, xilema).

### *Estratégias de adaptação*

A habilidade do indivíduo em competir em condições de maior ou menor luminosidade depende de estruturas morfológicas e fisiológicas (estratégias adaptativas). Por exemplo, já que altura da planta em relação a altura da comunidade determina em grande parte a quantidade de luz recebida, ramos lenhosos permitem o desenvolvimento em altura e a obtenção de mais luz, mas essas estruturas usam energia e nutrientes que são limitados e poderiam ser alocados pela planta a outras estruturas. Com efeito, se observa que a taxa de crescimento diminui no sentido algas-ervas-arbustos-árvores (Tilman 1988). Pelo mesmo motivo, algas podem sobreviver com muito menos luz (*ponto de compensação* mais baixo) do que plantas terrestres porque apresentam menor proporção de tecidos não fotossintetizantes (Daubenmire 1974). Também, sementes de árvores são em geral mais pesadas do que as de ervas, pois quando há menos luz as plântulas têm que dispor de mais

reservas (Tilman 1988). Outro exemplo, em condições de luminosidade baixa plantas C<sub>3</sub> são mais competitivas do que as C<sub>4</sub> e vice-versa (Ferri 1979:157-162, Pillar, Boldrini & Lange 1992).

Plantas são classificadas ecologicamente de acordo com seus requerimentos relativos de luz e sombra. São heliófitas as que crescem melhor em locais bem iluminados e umbrícolas as que crescem melhor com menor intensidade luminosa. Heliófitas ou umbrícolas são *facultativas* quando apesar de preferirem as condições que lhes caracterizam toleram condições não ideais, e são *obrigatórias* quando não toleram condições de luz diferentes das ideais.

Na verdade, em condições naturais, o fato de uma planta preferir condições de maior ou menor luminosidade não pode ser isolado de outros fatores, como temperatura, umidade do solo, vento etc., que variam concomitantemente com a radiação solar. Com efeito, tem sido observado que alguns caracteres morfológicos e anatômicos associados a heliofitismo também estão associados a xeromorfismo (ver Daubenmire 1974:228). Assim, folhas tendem a ser menores e mais espessas com o aumento da intensidade de luz através do dossel (Schimper 1898:8, Cain *et al.* 1951, Parkhurst & Loucks 1972, Lausi & Nimis 1986, Bongers & Popma 1988), folhas compostas são mais comuns em plantas que invadem espaços iluminados deixados por árvores mortas (Givnish 1978, Stowe & Brown 1981), as folhas são mais inclinadas e tendem a apresentar células menores e isodiamétricas em plantas mais altas em vegetação desértica (Lausi & Nimis 1986), a densidade de estômatos é maior em heliófitas e xerófitas (Lausi *et al.* 1989), e folhas com estômatos em ambas as faces da folha são mais freqüentes em plantas que crescem em sítios ensolarados ou mais secos (Wood 1934, Lausi *et al.* 1989).

A duração do fotoperíodo funciona como um regulador de processos de diferenciação nas plantas. O estímulo é percebido pelo pigmento fitocromo nas gemas ou folhas e transmitido a outras partes da planta. Durante o ano, na medida em que o fotoperíodo se modifica diferentes processos na planta são ativados ou desativados quando a duração do dia, indicando a estação, se torna adequada. Pelo processo de seleção natural as plantas tendem a ajustar-se aos ciclos climáticos anuais de tal forma que pelo menos alguns de seus processos são controlados pelo ciclo anual de fotoperíodos. Assim, por exemplo, espécies com florescimento determinado pelo fotoperíodo têm ocorrência restrita a latitudes onde podem manter uma disseminação eficiente. Quanto à duração do dia, *plantas de dias curtos* apresentam resposta (*e.g.*, florescimento) quando o período de iluminação passa a ser inferior a um certo número de horas por dia, e *plantas de dias longos* apresentam resposta quando o período de iluminação passa a ser superior a um certo número de horas por dia.

A convecção atua através da camada limite, a camada de ar calmo adjacente à superfície foliar. Quanto maior a superfície contínua da folha, mais espessa é a camada limite porque é mais difícil o fluxo livre do ar ao redor da folha. Portanto, folhas grandes têm menor perda por convecção do que folhas pequenas ou folhas compostas, e tendem a aquecer mais

quando expostas a sol. Folhas pequenas ou folhas compostas trocam calor mais rapidamente, e assim mantêm-se em temperaturas mais baixas (Givnish 1979).

Givnish (1979) explica o valor adaptativo da variação do tamanho de folha considerando o seu efeito na temperatura da folha e na taxa de respiração. A camada mais fina de ar associada à superfície de folhas menores permite que troquem calor mais rapidamente do que folhas maiores, evitando portanto um aumento excessivo de temperatura e os custos adicionais em tecido improdutivo (não fotossintético) como raízes e xilema associados com o aumento da transpiração decorrente do aumento da temperatura. Portanto, folhas menores são mais eficientes quando a umidade do solo é limitante (veja também Horn 1971:55).

Seguindo a mesma linha de raciocínio, Ehleringer & Werk (1986) explicam a vantagem funcional, em condições áridas, das modificações de superfície (cerosidade, pubescência), porque aumentam a refletividade da folha. Por exemplo, é um fato que folhas pubescentes de *Encelia farinosa* transpiram menos que folhas não pubescentes, e podem permanecer fotossinteticamente ativas por um período de tempo mais longo, o que compensa o custo extra para crescer os pelos. Também, alguns padrões de inclinação são vantajosos, como as folhas de *Larrea divaricata* orientadas na direção N-S no deserto do Monte na Argentina, porque reduzem a absorção de radiação ao meio dia, permitindo máxima taxa fotossintética quando a evapotranspiração potencial é mais baixa. Horn (1971:53) também explica com base na temperatura da folha as vantagens em condições de solo mais seco de se ter um arranjo de folhas em várias camadas ao invés de em apenas uma camada. O arranjo em várias camadas tem uma menor carga de calor.

### *O ciclo hidrológico*

A evaporação e a transpiração são componentes do ciclo hidrológico pelas quais a água, precipitada pelas chuvas e pela neve, retorna à atmosfera. A evaporação é o processo pelo qual a água passa ao estado gasoso a uma temperatura inferior à da ebulição. A taxa evaporativa é função do balanço de radiação (suprimento de energia à superfície evaporante) e da intensidade da advecção (remoção das moléculas de água junto da superfície evaporante). A evaporação é medida através de evaporímetros e de atmômetros. Os primeiros são tanques contendo água diretamente exposta à evaporação, os segundos fazem uso de uma superfície porosa através da qual ocorre a evaporação.

A evapotranspiração é o processo conjugado de transpiração e evaporação. A transpiração ocorre através dos estômatos e da cutícula, envolvendo a água absorvida pela planta. A evaporação é a perda da água depositada na superfície vegetal e no solo. A evapotranspiração é afetada pelos mesmos fatores que afetam a evaporação mais os fatores estritamente determinados pela planta, como a abertura e fechamento dos estômatos. A evapotranspiração potencial (ETP) é a máxima perda de água na forma de vapor para atmosfera que ocorre com uma vegetação em crescimento, que cobre totalmente uma superfície horizontal de solo e é completamente exposta às condições atmosféricas, sem



ocorrer restrição de água no solo. Nessas condições é portanto função das condições atmosféricas reinantes. A evapotranspiração real (ETR) é a evapotranspiração que ocorre nas mesmas condições que a ETP mas sob determinada condição de restrição de água no solo. Em condições de boa disponibilidade de água no solo (próximo à capacidade de campo) a ETR é igual à ETP; em tensões superiores (solo mais seco), a ETR é sempre menor do que a ETP. A evapotranspiração é medida através de lisímetros, que medem a ETP, e que são recipientes enterrados e cheios com o mesmo solo do local e com superfície gramada; a umidade do solo do recipiente e arredores é mantida na capacidade de campo; a ETP é a quantidade de água usada pela vegetação em um dia determinada pela diferença entre a irrigação mais precipitação e a água percolada. A ETP pode também ser estimada através de (a) métodos analíticos (e.g., Penman, que exige várias medidas meteorológicas), (b) equações empíricas (e.g., Thornthwaite-Camargo, que permite a determinação da ETP a partir da temperatura média mensal e da temperatura média anual do ar) e (c) através de medidas de evaporação em tanques aplicando-se um fator de conversão dependente da velocidade do vento e da umidade do ar do dia em questão. Os métodos (b) e (c) são os mais usados. A variação anual da ETP acompanha a variação anual do balanço de radiação.

O conteúdo de vapor d'água no ar é expresso pela umidade relativa, que é a porcentagem do total de vapor d'água que o ar pode conter na temperatura considerada. Uma diminuição da temperatura do ar causa um aumento da sua umidade relativa; quando atingir U.R. = 100% qualquer redução de temperatura causará a condensação do vapor em gotículas de água. Da mesma forma, o aquecimento do ar diminui sua umidade relativa. A umidade relativa é medida através do psicrômetro, um par de termômetros, sendo um com o bulbo coberto por gaze umedecida; devido à evaporação e perda de calor resultante, quanto mais baixa a umidade relativa maior será a diferença de temperatura entre os termômetros. A umidade relativa pode também ser medida através de higrômetros e higrógrafos, que se baseiam na variação do comprimento do cabelo humano que acontece com a variação de umidade do ar. A variação diária da umidade do ar apresenta um curso inverso ao da temperatura do ar. A variação anual da umidade relativa do ar acompanha a curva anual de precipitação. No Brasil, a umidade relativa é maior no litoral e na Amazônia.

O vapor d'água atmosférico pode passar para a fase líquida pelo processo de condensação, dando origem às nuvens, nevoeiros e orvalho. O vapor d'água condensado nas nuvens pode originar precipitações. O resfriamento por expansão do ar que se eleva na atmosfera é o principal responsável pela formação das nuvens. A precipitação, na forma de chuva, neve e granizo, é o principal mecanismo natural de restabelecimento dos recursos hídricos da superfície terrestre. A distribuição temporal das precipitações condiciona o clima regional. As precipitações podem ser orográficas (em regiões com grandes variações de altitude), convectivas (em épocas de grande intensidade de radiação) e frontais (devido à penetração massas de ar polares). A medida da precipitação é feita por pluviômetros ou por pluviógrafos, e consiste em determinar a espessura da camada de água líquida que se depositaria sobre a superfície como resultado da precipitação sem haver escoamento,

evaporação e infiltração; essa camada é determinada através do recolhimento da precipitação ocorrida sobre uma superfície de área conhecida.

O balanço hídrico é um método para se calcular a disponibilidade de água no solo para as comunidades vegetais. Considera a precipitação, a ETP e a capacidade de armazenamento de água no solo. Locais com a mesma precipitação podem não ter a mesma disponibilidade de água no solo devido aos fatores ETP e capacidade de armazenamento de água no solo serem diferentes.

#### *Bibliografia básica*

- Daubenmire, R.F. 1974. *Plants and Environment*. 3 ed. Wiley, New York. 422 p.
- Ferri, M. G. 1979. *Fisiologia Vegetal*. Vol. 1. EDUSP, São Paulo. 350 p.
- Larcher, W. 1986. *Ecofisiologia Vegetal*. E.P.U., São Paulo. 319 p.
- Stoutjesdijk, P. & Barkman, J. J. 1987. *Microclimate, Vegetation and Fauna*. Opulus, Uppsala. 216 p.
- Tubelis, A. & Nascimento, F. J. L. do. 1980. *Meteorologia Descritiva*. Nobel, São Paulo. 374p.
- Walter, H. 1984. *Vegetação e Zonas Climáticas*. EPU, São Paulo, 1986.326p.

#### *Bibliografia adicional citada*

- Bongers, F. & J. Popma. 1988. Is exposure-related variation in leaf characteristics of tropical rain forest species adaptive? In: Werger, M. J. A., P. J. M. van der Aart, H. J. During and J. T. A. Verhoeven (eds.). *Plant Form and Vegetation Structure*. p. 191-200. SPB Academic Publishing, The Hague. 356 p.
- Cain, S. A., G. M. de O. Castro, J. M. Pires & N. T. da Silva. 1956. Application of some phytosociological techniques to Brazilian rain forest. *American Journal of Botany* 43: 911-941.
- Ehleringer, J. R. & K. S. Werk. 1986. Modification of solar-radiation absorption patterns and implications for carbon gain at the leaf level. In: Givnish, T. J. (ed.). *On the Economy of Plant Form and Function*. p. 57-82. Cambridge University Press, Cambridge. 717 pp.
- Givnish, T. J. 1978. On the adaptive significance of compound leaves, with particular reference to tropical trees. In: Tomlinson, P. B. and M. H. Zimmermann (eds.). *Tropical Trees as Living Systems*. p. 351-380. Cambridge University Press, Cambridge.
- Givnish, T. J. 1979. On the adaptive significance of leaf form. In: Solbrig, O. T., P. H. Raven, S. Jain & G. B. Johnson (eds.). *Topics in Plant Population Biology*, pp. 375-407. Columbia Univ. Press, New York.
- Horn, H. S. 1971. *The Adaptive Geometry of Trees*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 144 pp.
- Lausi, D. & P. L. Nimis. 1986. Leaf and canopy adaptations in a high-elevation desert on Tenerife, Canary Islands. *Vegetatio* 68: 19-31.
- Lausi, D., P. L. Nimis & M. Tretiach. 1989. Adaptive leaf structures in a *Myrica-Erica* stand on Tenerife (Canary Islands). *Vegetatio* 79: 133-142.
- Manabe, S., K. Bryan & M.J. Spelman. 1990. Transient response of a global ocean-atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide. *Journal of Physical Oceanography* 20:722-749.
- Mason, J. 1990. *The greenhouse effect and global warming*. Information Office, British Coal, C.R.E. Stoke Orchard, Cheltenham, Gloucestershire, U.K. GL52 4RZ.
- Milankovitch, M. M. 1941. Canon of isolation and the Ice Age problem. *Royal Serb Acad. Spec. Publ.* 133. (Apud Orlóci 1994)
- Neftel, A., E. Moor, H. Oeschger & B. Stauffer. 1985. The increase of atmospheric CO<sub>2</sub> in the last two centuries. Evidence from polar ice cores. *Nature* 315(6014):45-47.

- Orlóci, L. 1994. Global warming: the process and its anticipated phytoclimatic effects in temperate and cold zone. *Coenoses* 9: 69-74.
- Parkhurst, D. F. & O. L. Loucks. 1972. Optimal leaf size in relation to environment. *Journal of Ecology* 60: 505-537.
- Pielou, E.C. 1991. *After the Ice Age*. Univ. Chicago Press, Chicago. (Apud Orlóci 1994)
- Pillar, V. D. P., Boldrini, I. I. & Lange, O. 1992. Padrões de variação da vegetação campestre sob eucalipto. UFRGS, Departamento de Plantas Forrageiras e Agrometeorologia. (não publicado)
- Schimper, A. F. W. 1898. *Plant Geography upon a Physiological Basis*. Clarendon Press, Oxford, 1903. 839 p.
- Stowe, L. G. & J. L. Brown. 1981. A geographic perspective on the ecology of compound leaves. *Evolution* 35: 818-821.
- Tilman, D. 1988. *Plant Strategies and the Dynamics and Structure of Plant Communities*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 362 p.
- Wood, J. G. 1934. The physiology of xerophytism in Australian plants. The stomatal frequencies, transpiration and osmotic pressures of sclerophyllous and tomentose-succulent leaved plants. *Journal of Ecology* 22: 69-87.