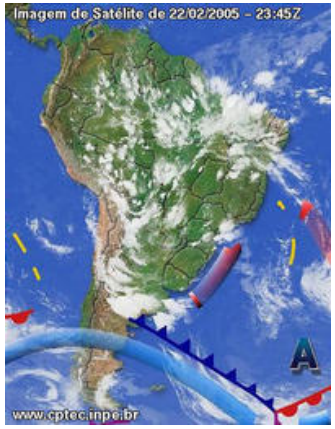
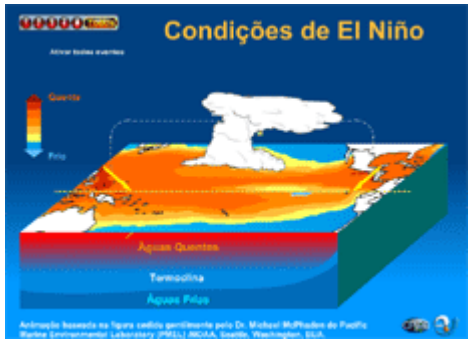


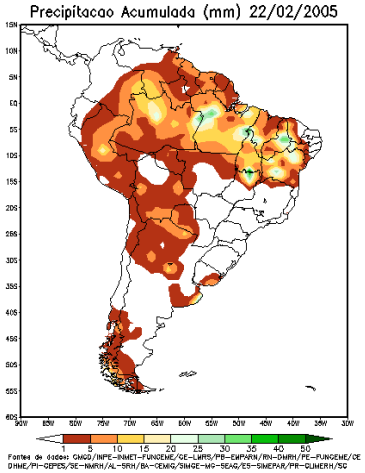
LCE 306 – Meteorologia Agrícola

Prof. Paulo Cesar Sentelhas
Prof. Luiz Roberto Angelocci

Aula # 5

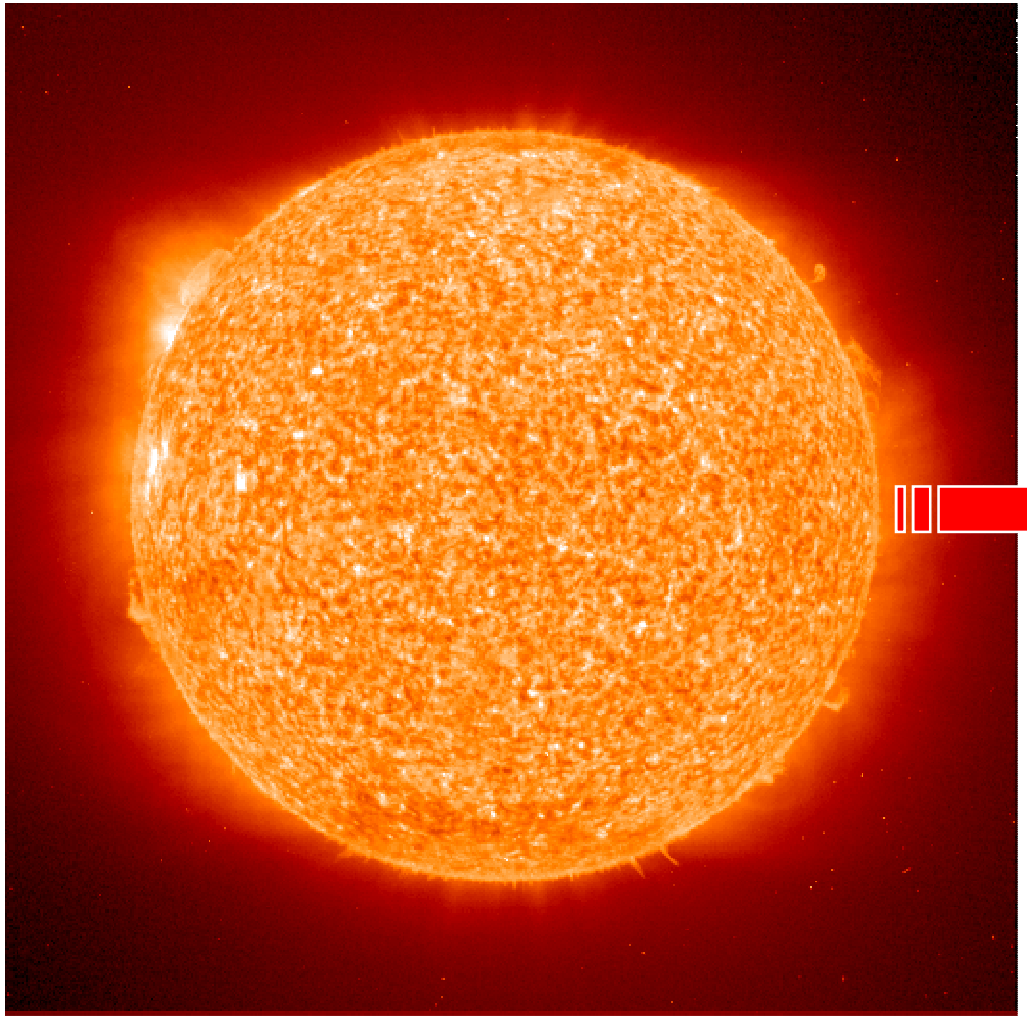
Radiação Solar
Balanço de Energia



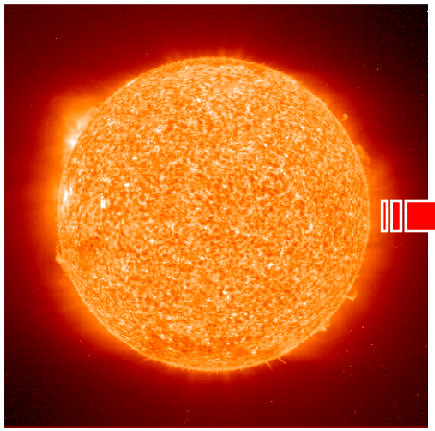


ESALQ/USP – 2009

Radiação Solar



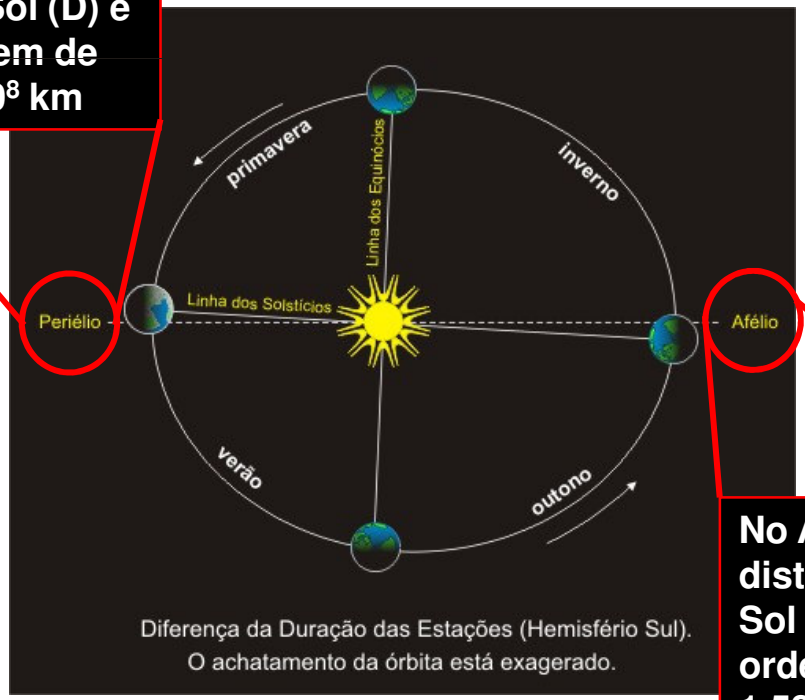
Radiação solar – maior fonte de energia para a Terra, principal elemento meteorológico e um dos fatores determinantes do tempo e do clima. Além disso, afeta diversos processos: físicos (aquecimento/evaporação), bio-físicos (transpiração) e biológicos (fotossíntese)



Para os estudos de energia radiante na Terra, o Sol pode ser considerado uma fonte pontual de energia, que emite radiação igualmente em todas as 4π direções. Portanto, se a intensidade luminosa for em um determinado instante igual a I, o total de energia emitida será $4\pi I$

Nesse mesmo instante, a Terra se situa numa esfera hipotética de raio igual à distância Terra-Sol (D), a qual estará interceptando a energia emitida ($4\pi I$).

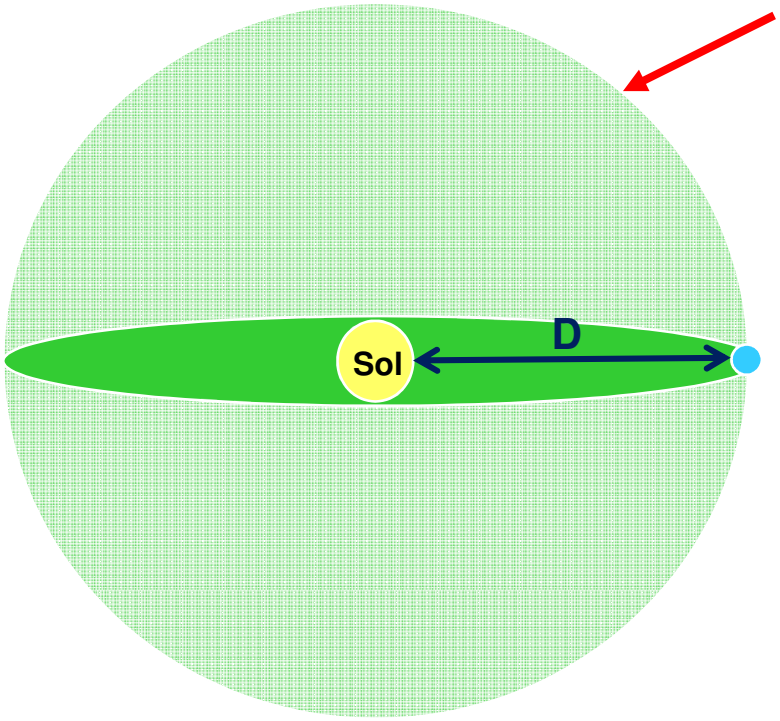
No Periélio, a distância Terra-Sol (D) é da ordem de $1,47*10^8$ km



Diferença da Duração das Estações (Hemisfério Sul).
O achatamento da órbita está exagerado.

No Afélio, a distância Terra-Sol (D) é da ordem de $1,52*10^8$ km

A distância média Terra-Sol (d) é denominada UNIDADE ASTRONÔMICA = $1,496*10^8$ km



Esfera, com área = $4\pi R^2$, que intercepta a energia emitida pelo Sol ($4\pi I$)

Como a área da esfera é $4\pi R^2$, ou seja, $4\pi D^2$, a densidade de fluxo de radiação solar (irradiância solar) na superfície esférica será:

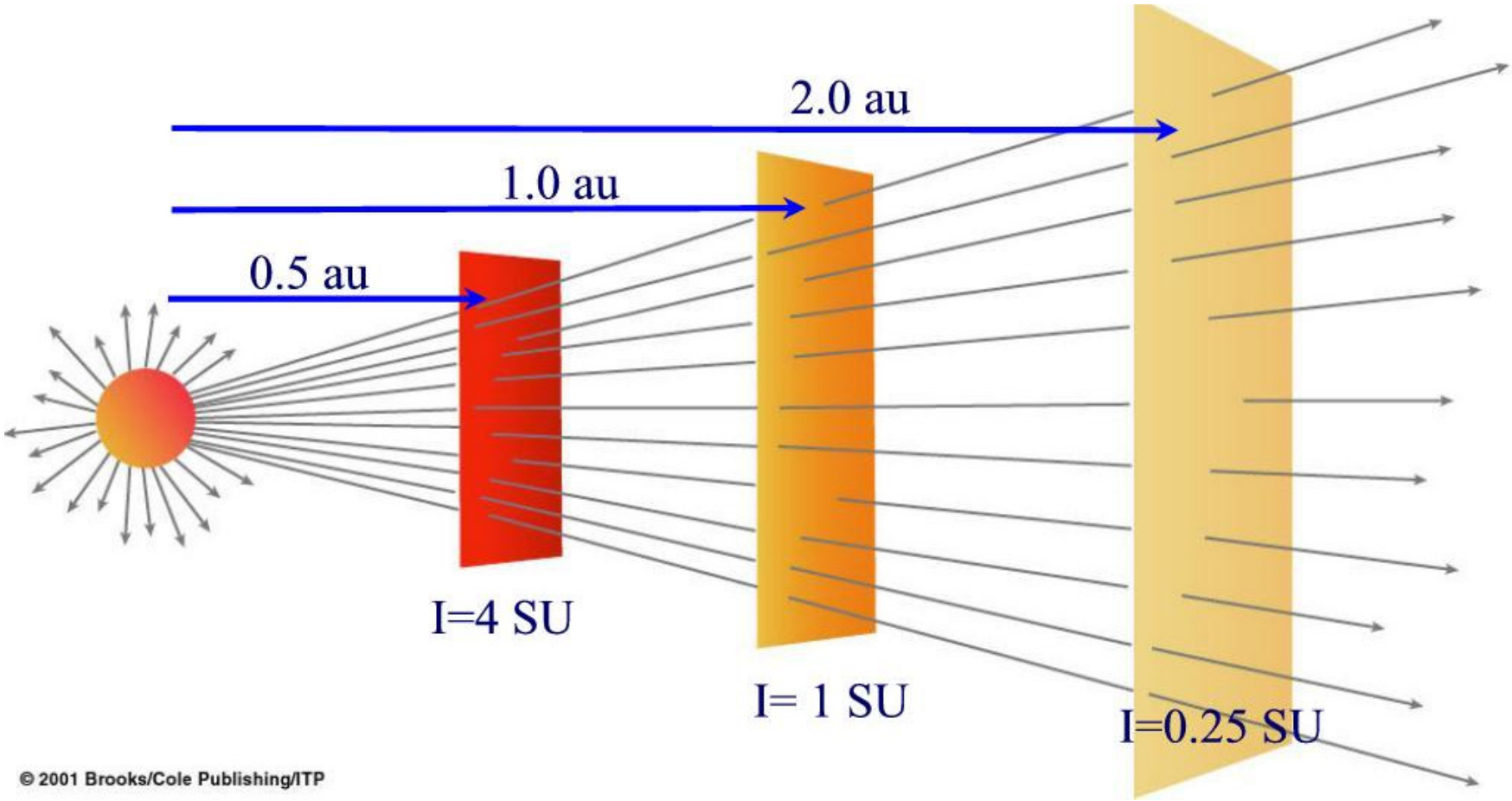
$4\pi I / 4\pi D^2 = I / D^2$

Energia / (Area.Tempo)

Isso define a *Lei do Inverso do Quadrado da Distância*, ou seja, a energia recebida em uma superfície é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a fonte emissora e a superfície receptora

Essa lei da radiação, nos ajuda a entender que a energia solar que chega à Terra está associada à distância entre nosso planeta e o Sol. Caso haja variação da distância Terra-Sol a irradiância solar também irá variar

Nessa figura podemos ter uma melhor idéia do porque ocorre redução da irradiância solar à medida que se afasta do sol. Observe que aumentando a distância de 0,5 para 2,0 a irradiância diminuiu de 4 para 0,25.

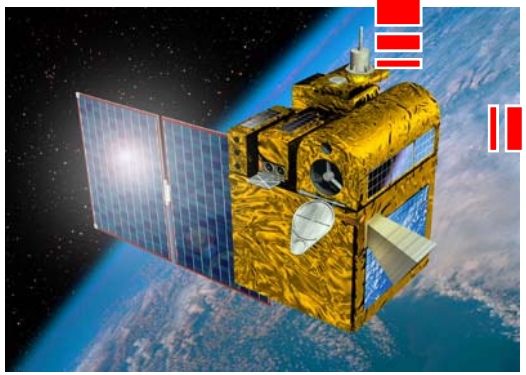


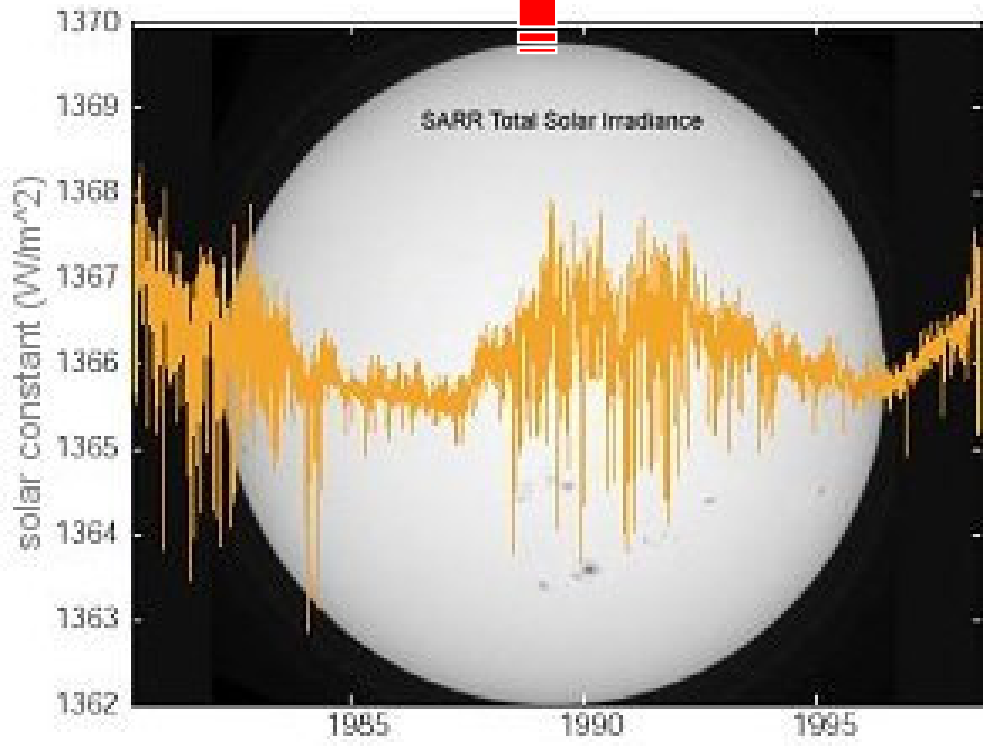
Considerando-se que a distância Terra-Sol varia continuamente ao longo do ano, a irradiância solar extraterrestre também irá variar.

Constante Solar (Jo): irradiância solar numa superfície plana e perpendicular aos raios solares, sem os efeitos atenuantes da atmosfera e a uma distância Terra-Sol média

Jo ≈ 1.367 W/m^2

Variação da irradiância solar extraterrestre, cuja média nos fornece o valor de Jo





Caso a Terra esteja a uma distância do Sol diferente da distância média, a irradiância solar extraterrestre irá aumentar, se ela estiver mais perto, ou diminuir, se estiver mais longe, de acordo com a Lei do Inverso do Quadrado da Distância (Obviamente, neste contexto não estamos levando em consideração a variação da atividade solar):

$$Jo' = Jo\ (d/D)^2$$

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

NDA = número de dia do ano (1 a 365)

Para o Afélio (04/07 – NDA = 185)

$(d/D)^2 = 0{,}967$

$Jo' = 1.322\ W/m^2$

Para o Periélio (03/01 – NDA = 4)

$(d/D)^2 = 1{,}033$

$Jo' = 1.412\ W/m^2$

OBS: Apesar da variação da distância Terra-Sol promover variação na irradiância solar extraterrestre ao longo do ano, essa variação é muito pequena, da ordem de ± 3,3% e essa variação NÃO é a responsável pela formação das estações do ano.

Unidades de Irradiância Solar

Valores instantâneos

- SI → $W/m^2 = J/m^2s$
- CGS → cal/cm^2min

$1\ cal = 4{,}18\ J$ ou $1\ J = 0{,}239\ cal \Rightarrow 1\ cal/cm^2min = 696{,}67\ W/m^2$

Valores diários

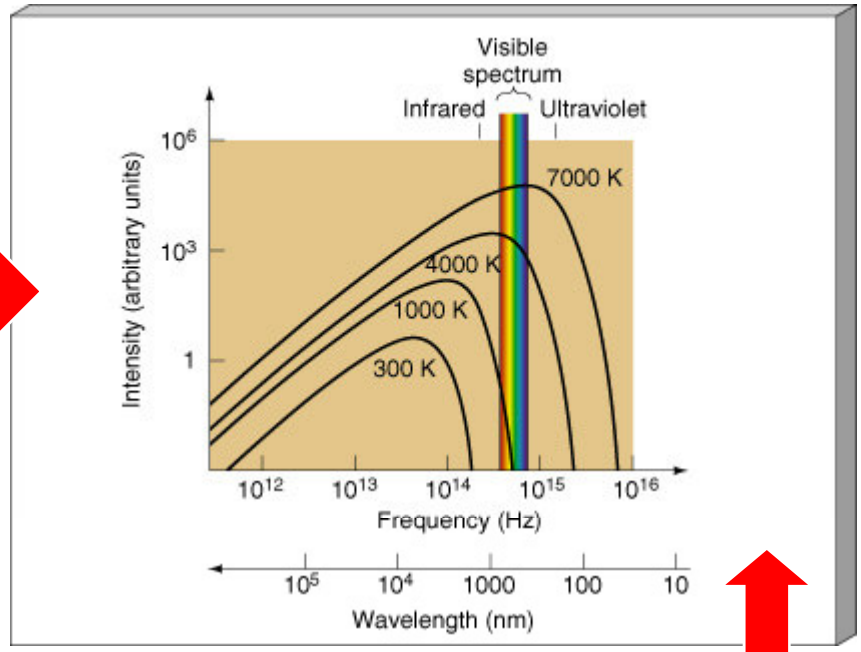
- SI → MJ/m^2dia
- CGS → cal/cm^2dia

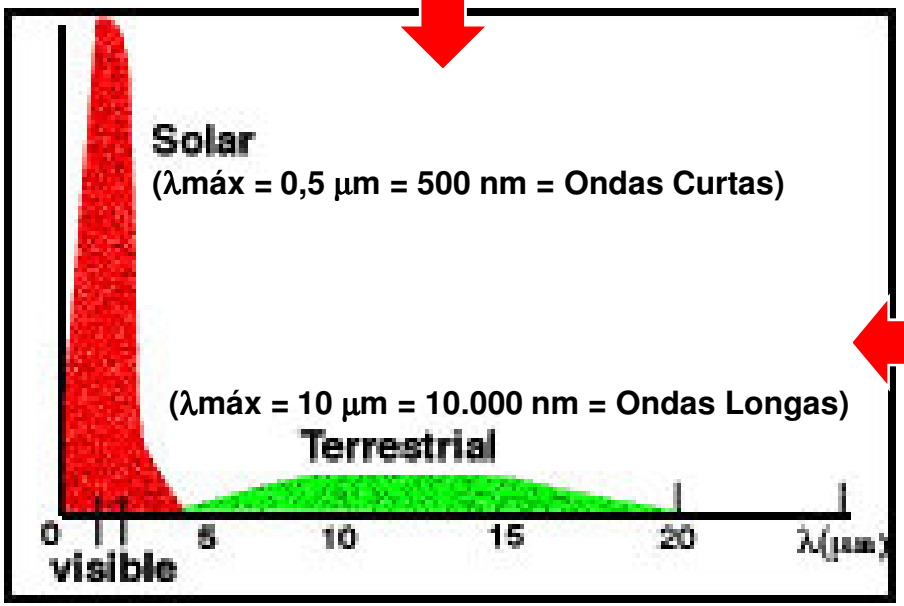
$1\ MJ/m^2dia = 23{,}923\ cal/cm^2dia$ ou $1\ cal/cm^2dia = 0{,}0418\ MJ/m^2dia$

Leis da Radiação

Essa lei estabelece que o produto entre a temperatura absoluta de um corpo e o comprimento de onda de máxima emissão energética é uma constante

$$T\,\lambda_{máx} = 2{,}898 * 10^6 nmK$$





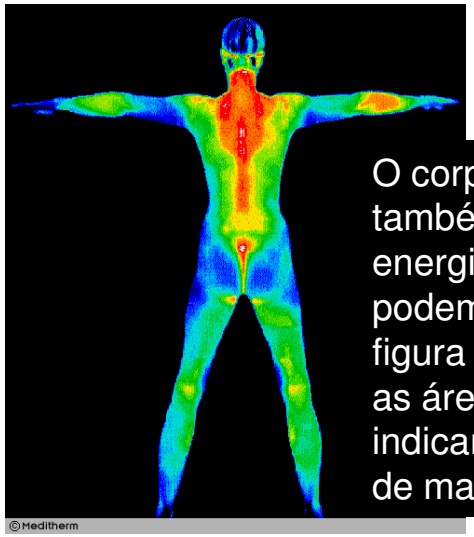
As figuras apresentadas exemplificam essa lei. Observe na fig. acima que quanto menor a temperatura, maior o comprimento de onda de máxima emissão (atenção para a escala, que está invertida). Isso resulta em que os comprimentos de onda emitidos pela Terra (T = 300K) sejam considerados “ondas longas”, enquanto que os comprimentos de onda emitidos pelo Sol (T = 6000K) sejam considerados “ondas curtas”, como observa-se na figura ao lado

Lei de Stefan-Boltzman

Essa lei estabelece que todo corpo acima de 0K emite energia radiativa e que a densidade de fluxo dessa energia emitida é porporcional à quarta potencia da temperatura absoluta desse corpo

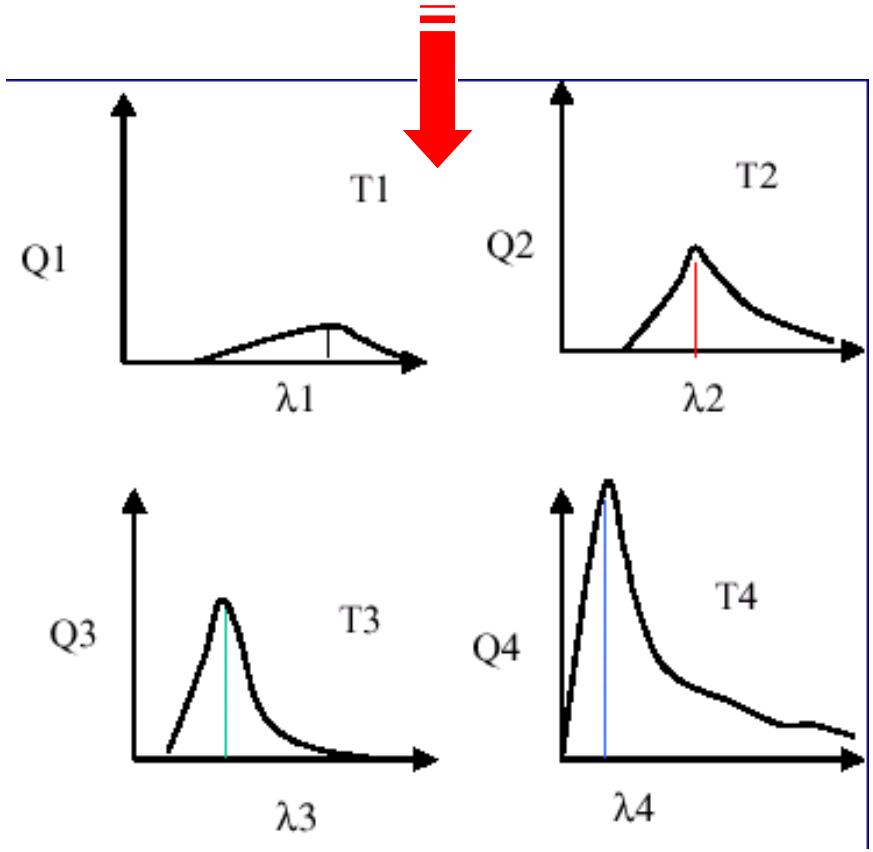
$$E = \varepsilon \sigma T^4$$

ε = poder emissivo do corpo (0,95 a 1,00)
σ = constante de Stefan-Boltzman $\sigma = 5{,}67*10^{-8}$ W/m^{2}K^4 = $4{,}903*10^{-9}$ MJ/m^{2}dk^4

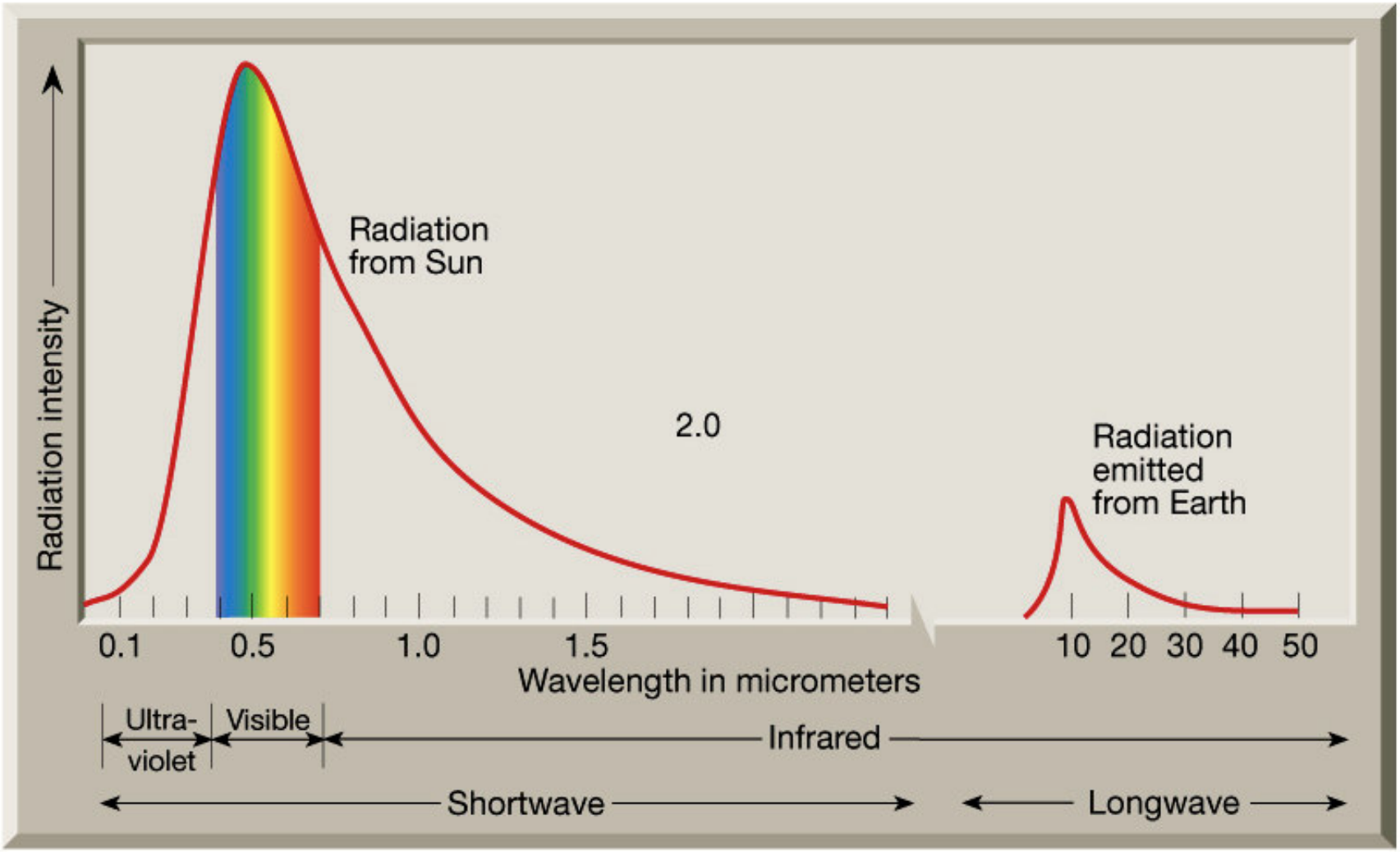


O corpo humano também emite energia, como podemos ver na figura ao lado, onde as áreas vermelhas indicam as regiões de maior emissão

A figura abaixo ilustra graficamente as leis de Stefan-Boltzman e Wien. Nesta figura, 4 corpos com temperaturas crescentes (T1 < T2 < T3 < T4) apresentam potência emitida crescente (Q1 < Q2 < Q3 < Q4) e comprimento de onda de máxima emissão decrescente ($\lambda 1 > \lambda 2 > \lambda 3 > \lambda 4$)

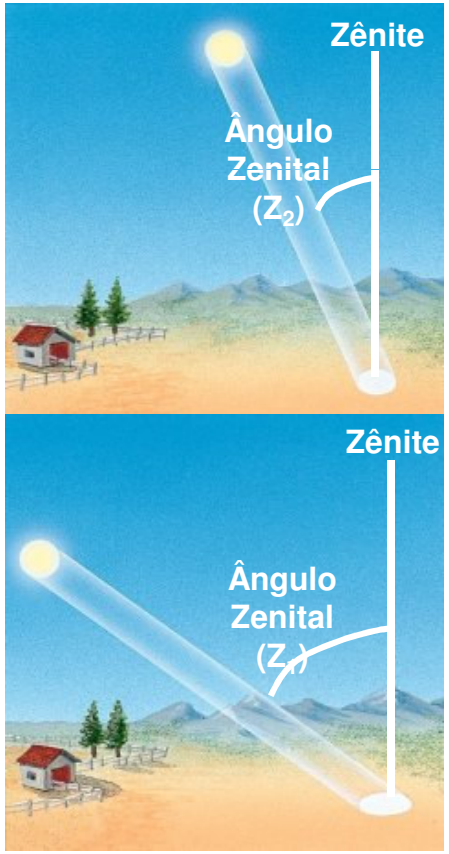


Associando-se as leis de Wien e de Stefan-Boltzman entende-se as diferenças entre as radiações emitidas pelo Sol e pela superfície terrestre. O Sol emite ondas curtas com maior emissão em torno de 500nm e a Terra emite ondas longas com maior emissão em torno de 10000nm.



Distribuição da Radiação Solar na Superfície Terrestre

Como já vimos na aula de Definições e Conceitos, a irradiância solar varia de acordo com o ângulo de incidência dos raios solares. Esse ângulo formado entre o Zênite local e os raios solares, denomina-se ÂNGULO ZENITAL (Z). Quanto maior Z, menor a irradiância solar. A lei do Cosseno de Lambert mostra essa relação entre a Irradiância solar e Z da seguinte forma:



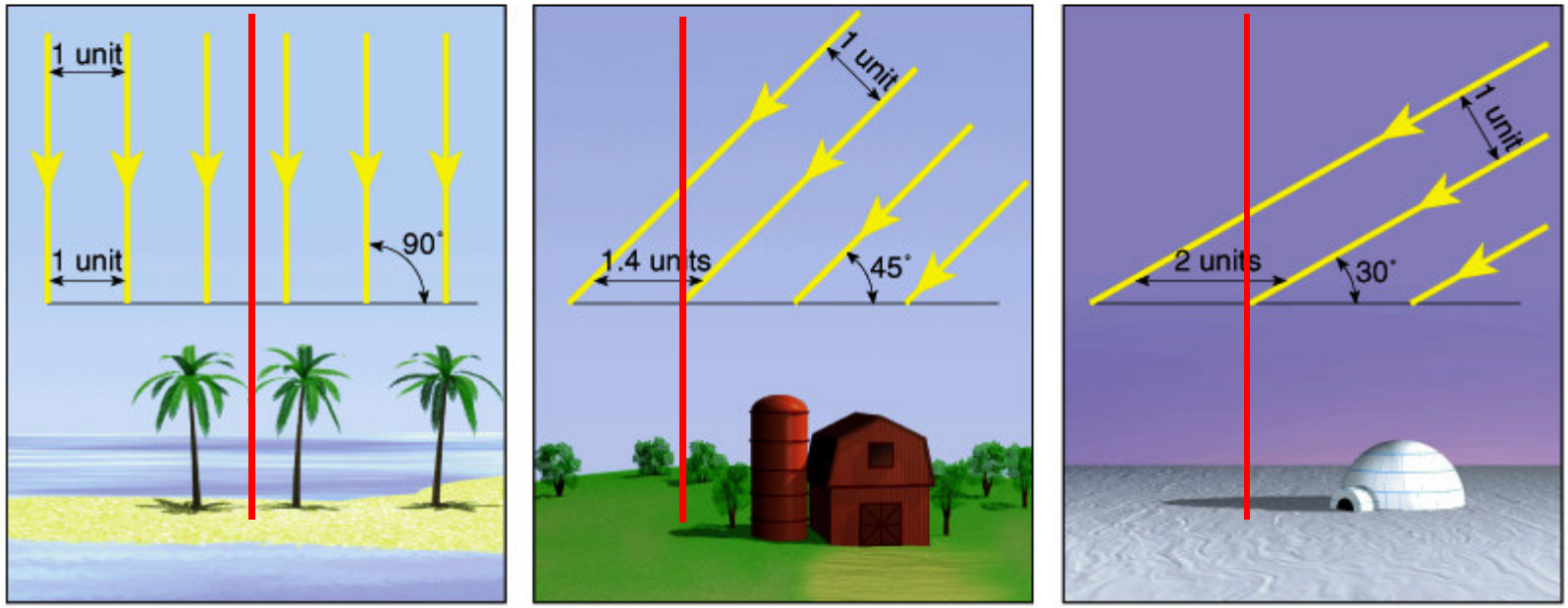
$$I_z = I_n \cos Z_h$$

I_n = Jo = constante solar
Z_h = ângulo zenital em dado instante

$$\cos Z_h = \text{sen } \phi \text{ sen } \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h$$

ϕ = latitude (0 a ±90º)
δ = declinação solar (0 a ±23,45º)
δ = 23,45 sen [(360/365).(NDA – 80)]
h = ângulo horário = [(Hora local – 12).15]

Variação da elevação solar e, conseqüentemente, do ângulo zenital (Z) em diferentes latitudes, considerando-se o dia de Equinócio e às 12h (passagem meridiana do Sol)



Z = 0º
Para ϕ = 0º

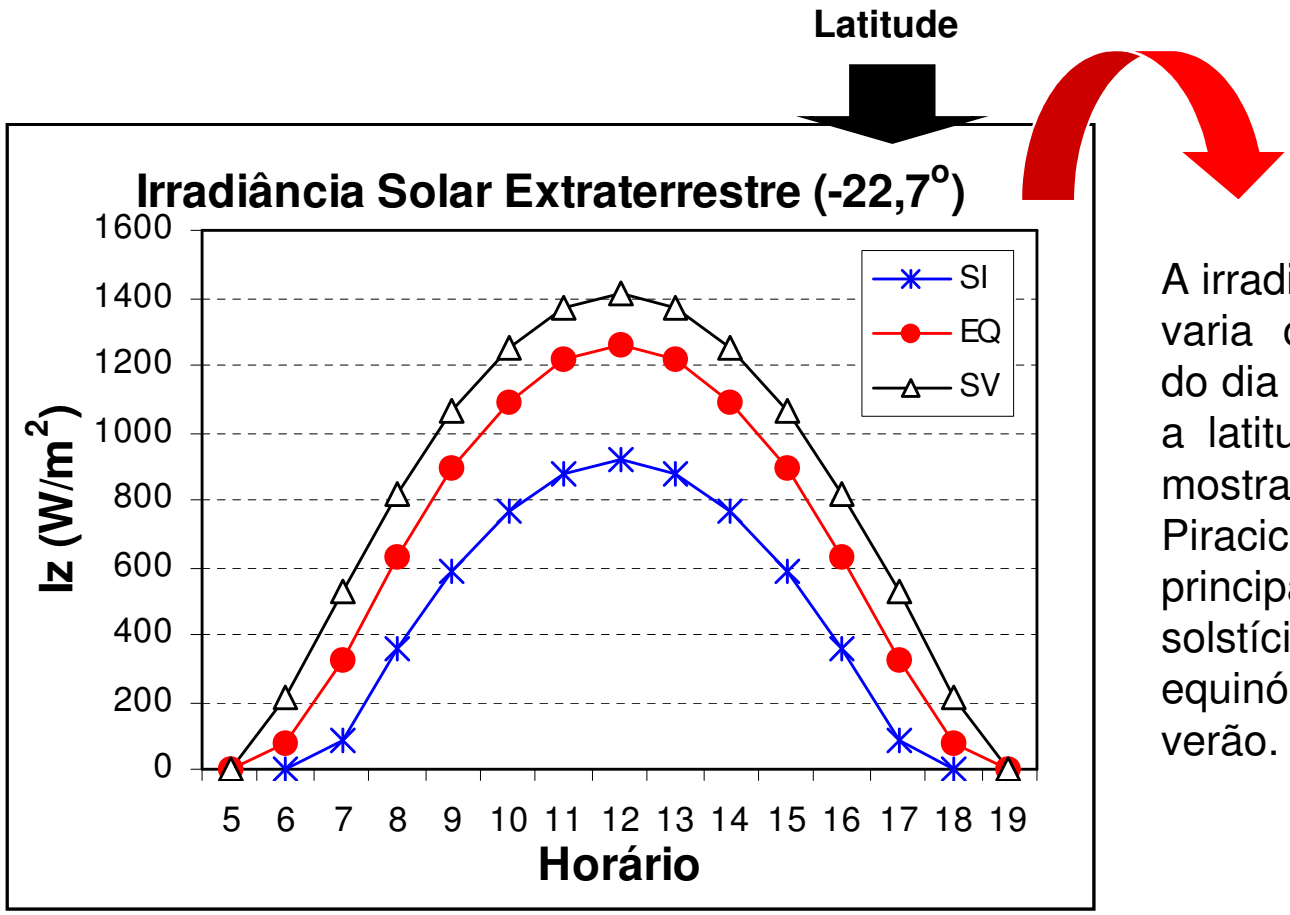
Z = 45º
Para ϕ = ±45º

Z = 60º
Para ϕ = ±60º

A linha vermelha indica o zênite do local

Como a distância Terra-Sol varia continuamente, para obtermos o valor real de I_z há necessidade de se aplicar a correção $(d/D)^2$ a Jo e multiplicar ambos por cos Z_h:

$$I_z = Jo\ (d/D)^2 \cos Z_h$$



A irradiância solar extraterrestre varia continuamente ao longo do dia e do ano, e também com a latitude. O exemplo ao lado mostra a variação de Iz para Piracicaba, considerando-se as principais efemérides (SI = solstício de inverno, EQ = equinócios e SV = solstício de verão.

Integrando-se os valores instantâneos de Iz, determina-se a irradiância solar extraterrestre diária (Qo). Essa é a energia disponível em um dia em dada latitude, sem se considerar os efeitos atenuantes da atmosfera. Os valores de Qo serão bastante úteis neste curso, sendo empregados em métodos de estimativa da irradiância solar global na superfície terrestre, na estimativa da evapotranspiração e em métodos de estimativa da produtividade potencial.

Integrando-se então Iz, tem-se que:

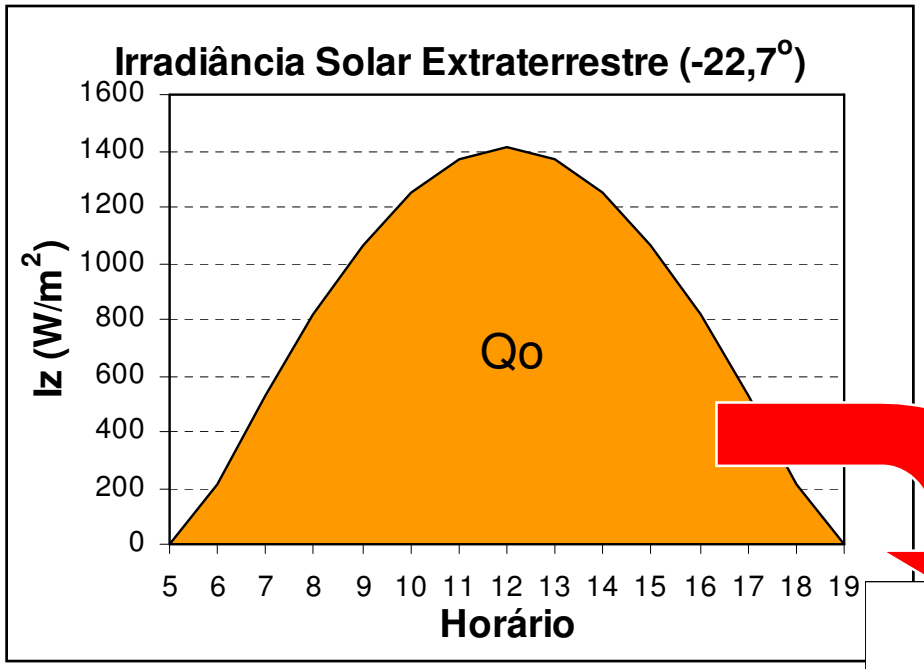
$$Qo = \int Iz \, dh = \int Jo \, (d/D)^2 \cos Zh \, dh$$

Desenvolvendo-se a integral acima, têm-se que Qo é uma função da latitude e da época do ano (declinação solar). A equação de estimativa de Qo será:

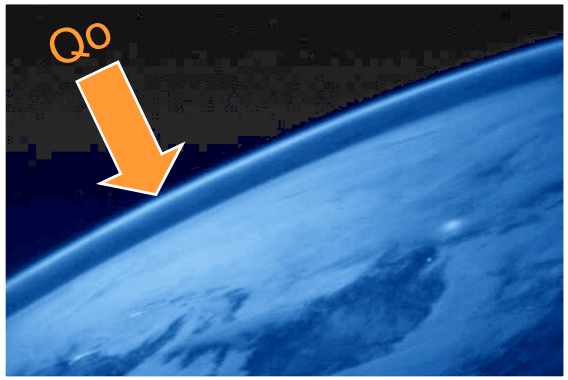
$$Qo = 37{,}6 \, (d/D)^2 \, [\pi/180 \, hn \, \text{sen} \, \phi \, \text{sen} \, \delta + \cos \phi \cos \delta \, \text{sen} \, hn]$$

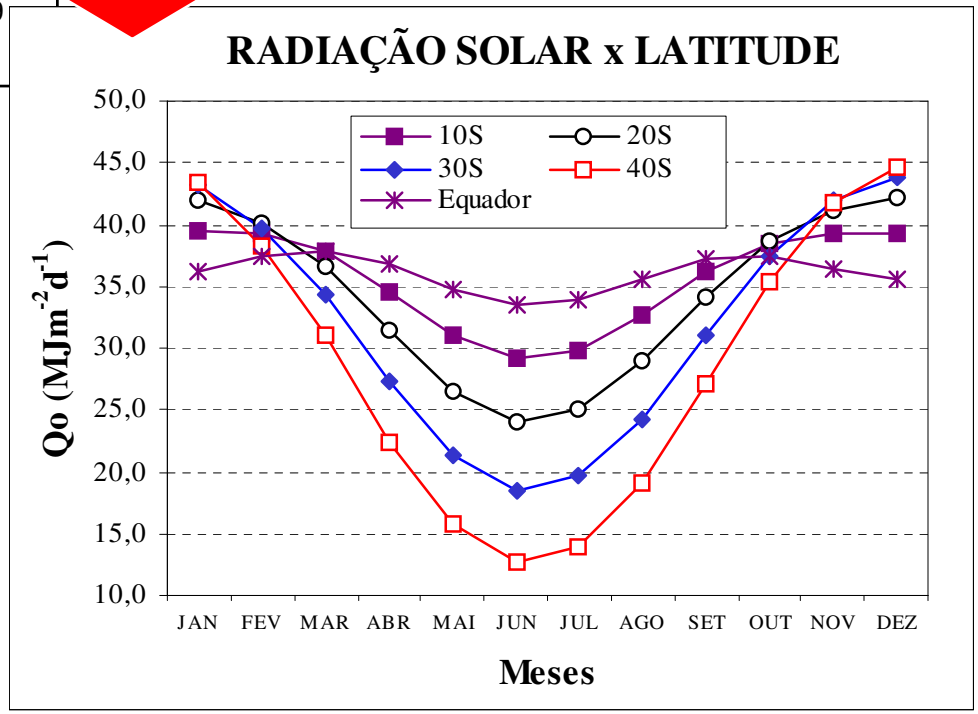
hn = ângulo horário do nascer do sol, dado por:

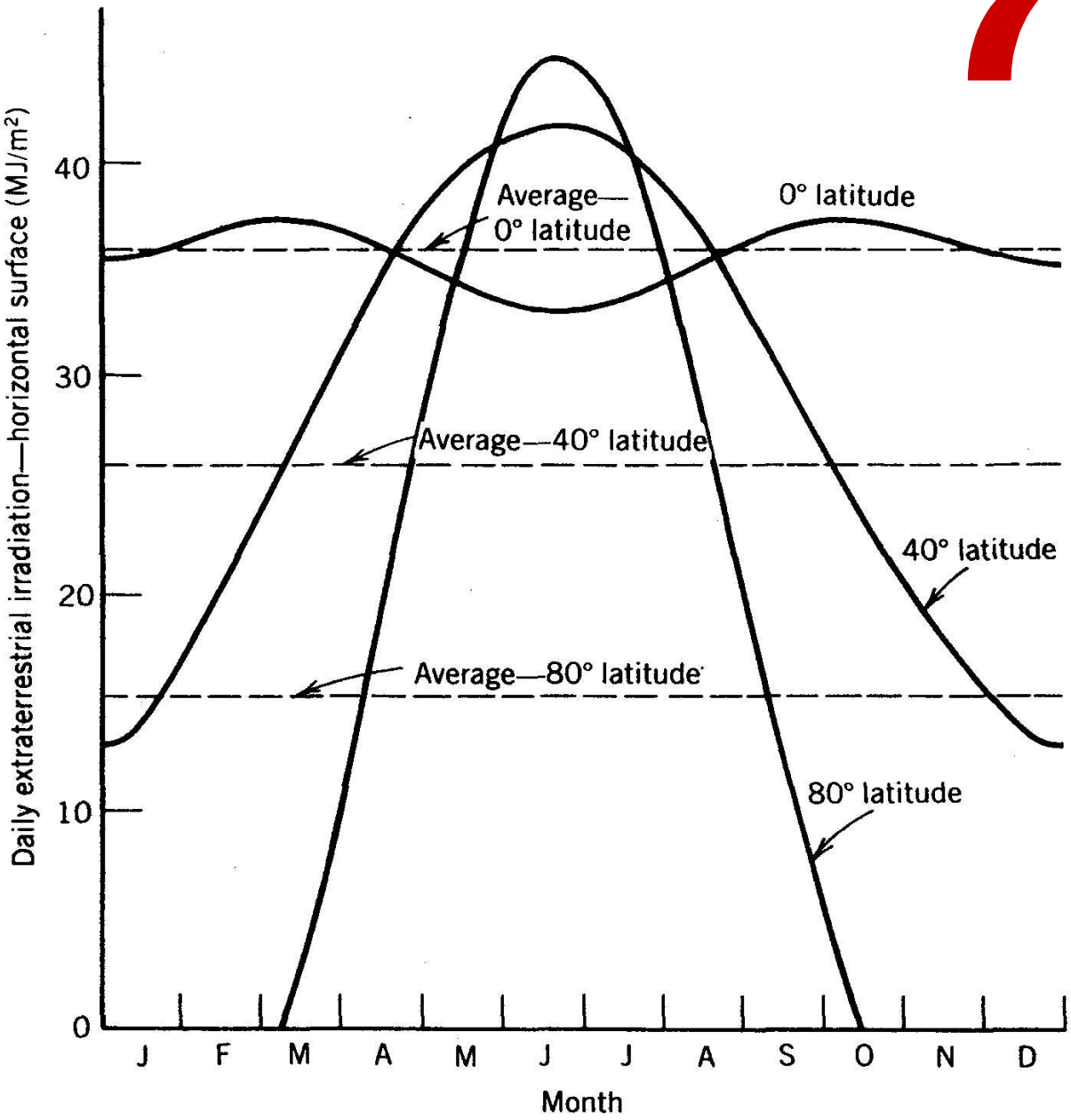
$$hn = \arccos [-\tan \phi \tan \delta]$$



Os valores de Qo variam ao longo do ano para uma mesma latitude. Até mesmo na linha do Equador ocorre variação de Qo, já que δ também varia. Quanto maior a latitude maior a variação de Qo ao longo do ano



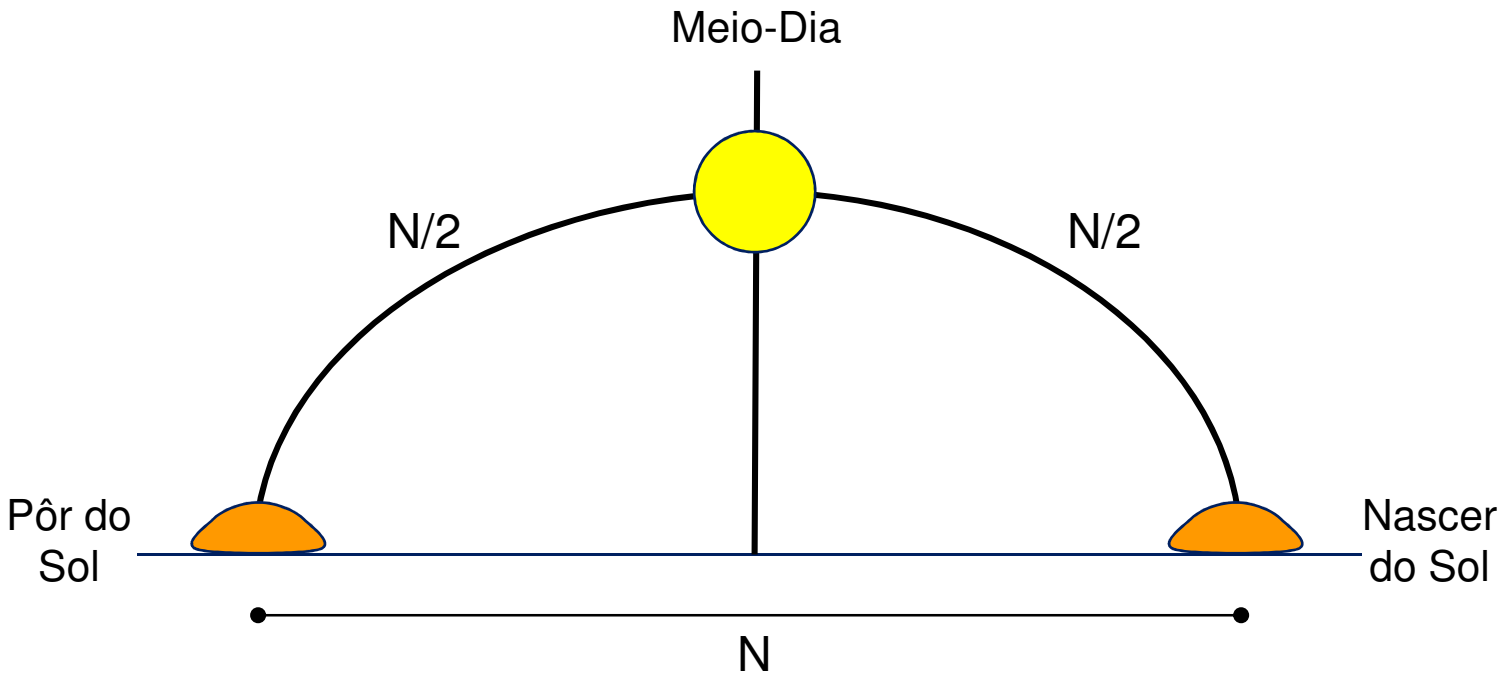




A figura ao lado mostra exatamente o que observamos anterior-mente na figura de valores de Qo, porém agora para o Hemisfério Norte, ou seja, latitudes positivas. Observe que quanto maior a latitude maiores são as variações de Qo (amplitude) ao longo do ano. Veja que em função do fotoperíodo muito longo no verão, as altas latitudes (40º e 80º) apresentam valores de Qo maiores do que no Equador, porém na média do ano, Qo é bem maior no Equador (≈36MJ/m^{2}d) do que nas latitudes de +40º (≈26MJ/m2d) e de +80º (≈15MJ/m^{2}d).

Determinação do Fotoperíodo

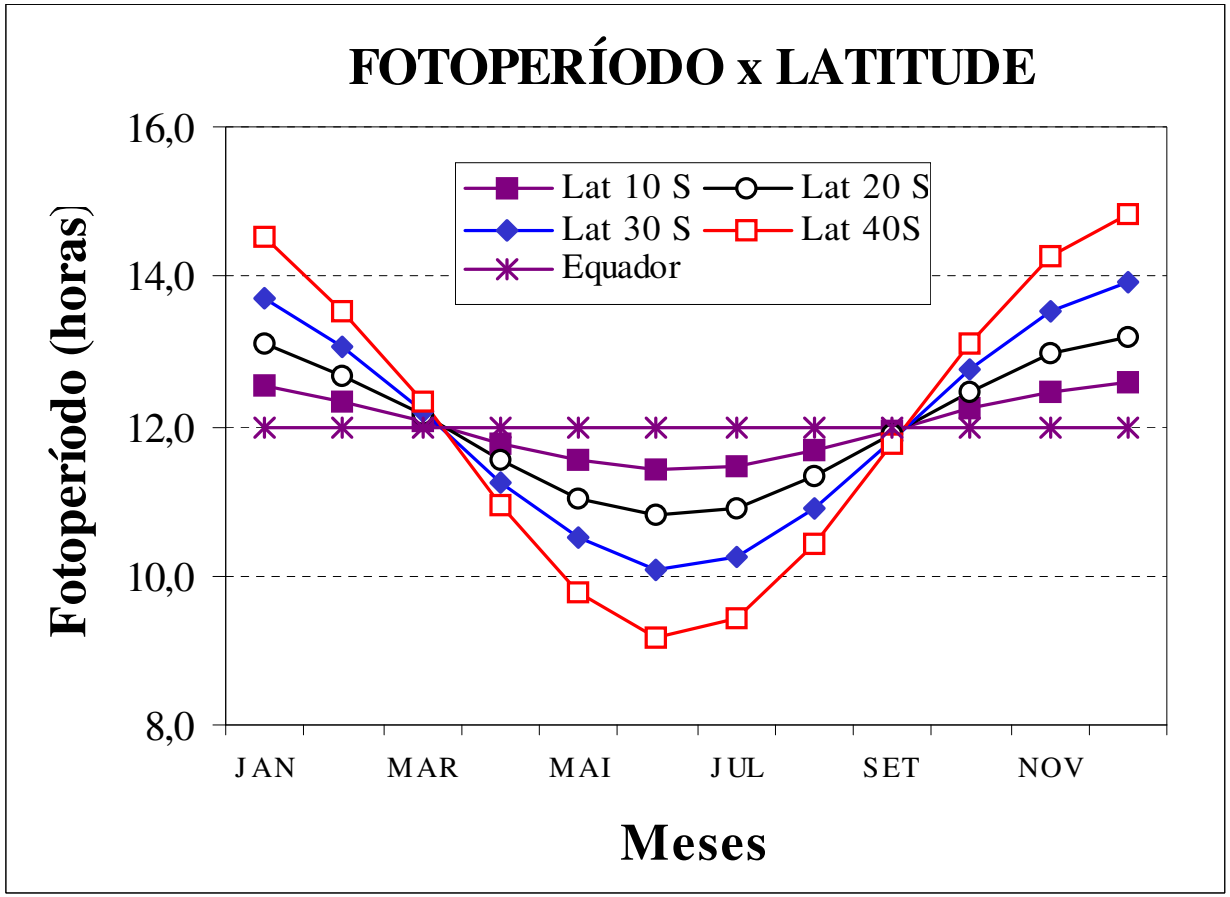
Assim como Qo, o fotoperíodo (N) também pode ser calculado, considerando-se as relações astronômicas TERRA-SOL. Como o fotoperíodo é a duração do dia desde o nascer até o pôr do Sol, temos que na sua trajetória aparente o Sol descreve um arco simétrico em relação ao meio-dia. Pode-se dizer, então, que N é o dobro do ângulo horário ao nascer do Sol (hn), e função da latitude e da declinação solar



N = 2*hn / 15 = 0,1333 hn

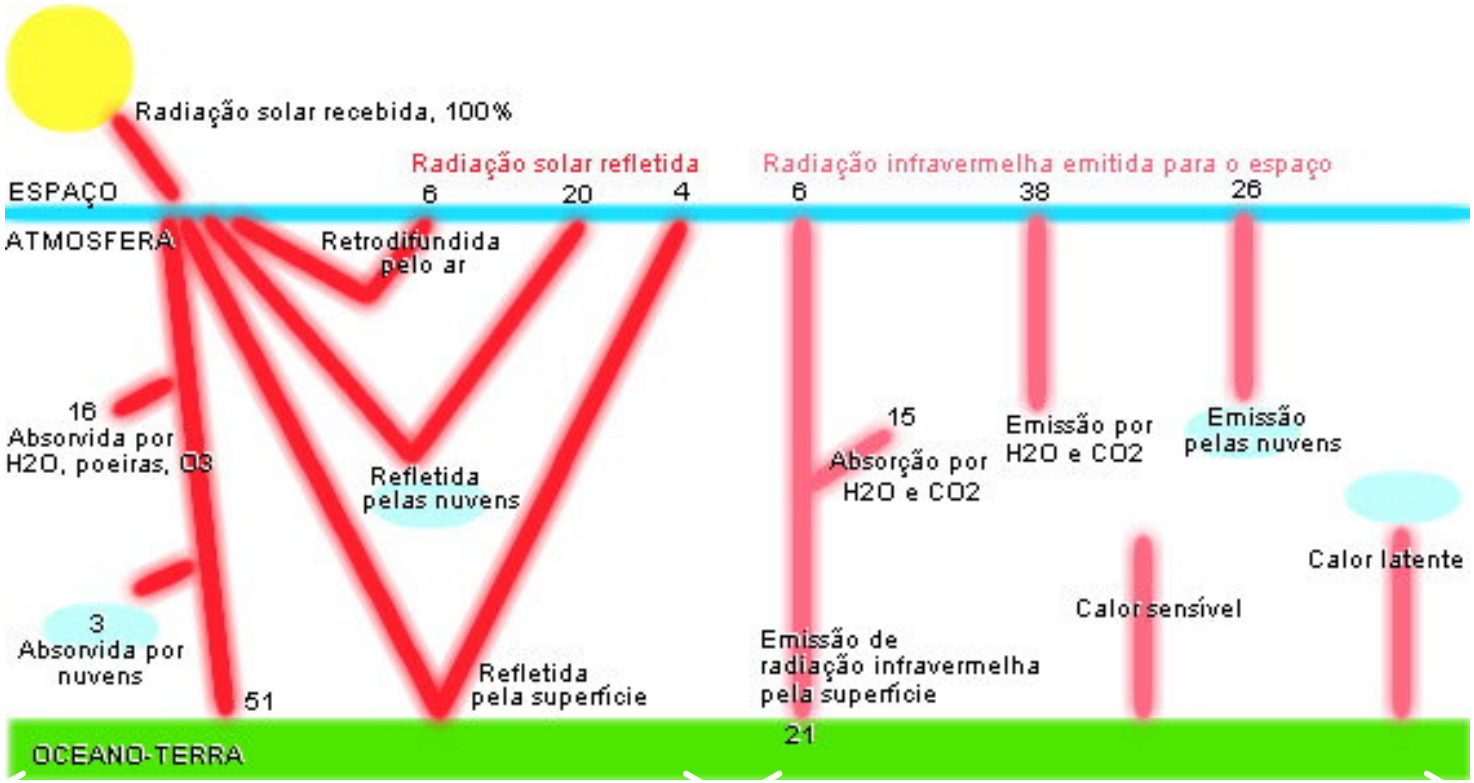
Nascer do Sol = 12 – N/2

Pôr do Sol = 12 + N/2

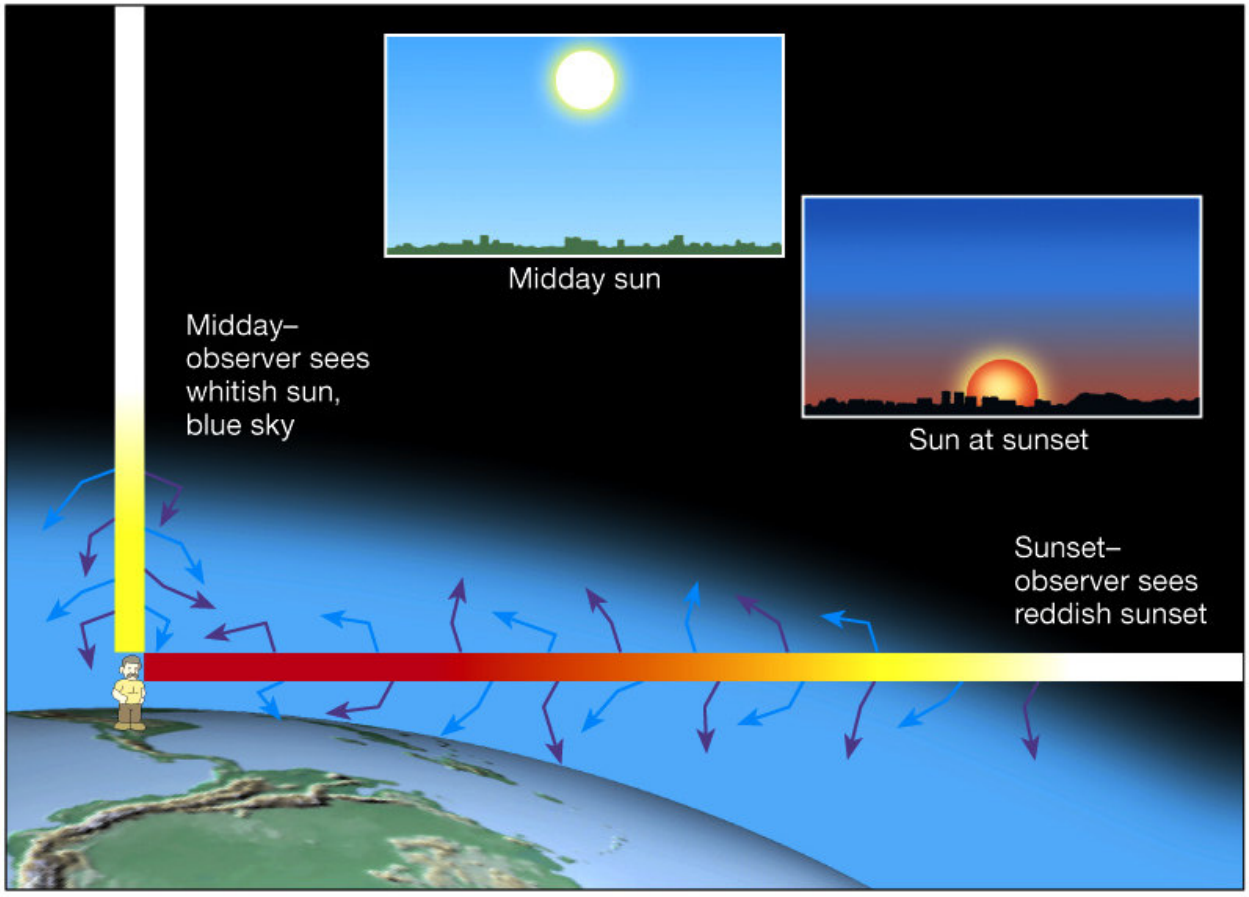


Irradiância Solar na Superfície Terrestre após os efeitos atenuantes da Atmosfera

Os processos de absorção e difusão da radiação solar pela atmosfera promovem atenuação da irradiância solar que atinge a superfície terrestre (denominada de global) em relação aos valores observados no topo da atmosfera.



Os valores instantâneos da irradiância solar global (Ig) na superfície, que representa a soma dos componentes direta (Id) e difusa (Ic), sofrem grandes variações temporais e espaciais em função das condições atmosféricas, especialmente umidade e nebulosidade, e também da época do ano e hora do dia, pois ocorre variação da camada da atmosfera a ser atravessada pela radiação solar.



À razão entre a irradiância solar global e a extraterrestre denomina-se *Transmitância Global* (Tg), ou seja, representa a proporção da radiação solar determinada no limite extremo da atmosfera que efetivamente atinge a superfície terrestre. Como ao longo do dia a espessura da atmosfera varia em função do ângulo zenital, Tg também varia:

Tg < ao nascer e pôr do sol

Tg > ao meio dia

A nebulosidade tem papel fundamental na transmitância da atmosfera:

> Nebulosidade (< insolação) < Tg

< Nebulosidade (> insolação) > Tg

0,7 < Tg < 0,8

Tg médio = 0,50

Qg = 0,50 Qo

0,2 < Tg < 0,3

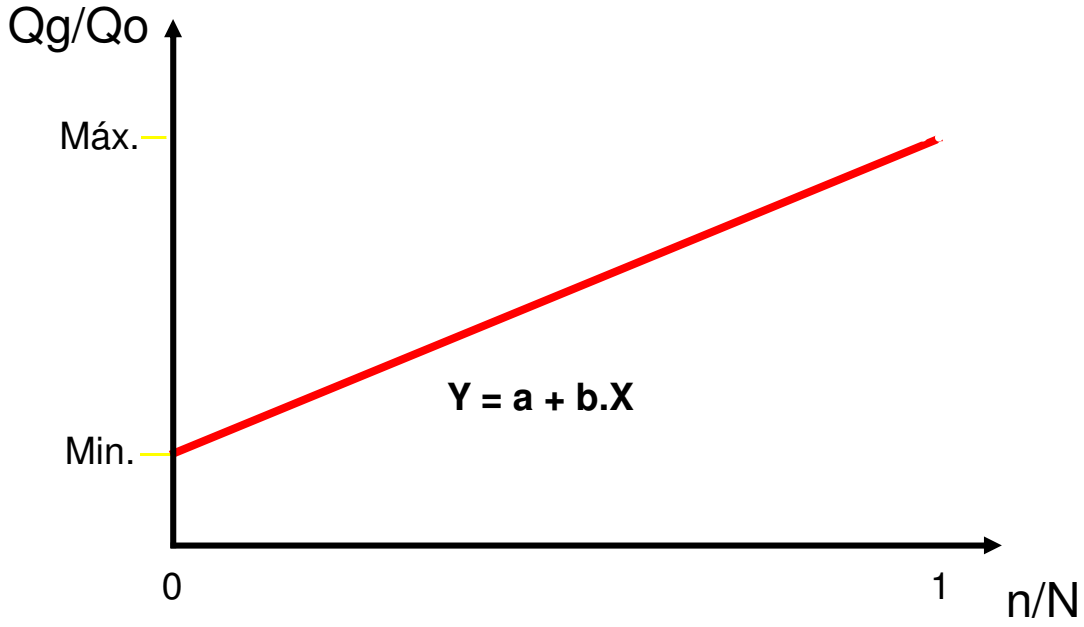
Uma outra forma de entendermos melhor a relação entre Qg, Qo, nebulosidade e os processos de absorção e difusão exercidos pela atmosfera é relacionando as seguintes variáveis em termos diários:

Qo = irradiância solar extraterrestre diária = *f* (latitude e declinação solar)

Qg = irradiância solar global diária = *f* (Qo, absorção, difusão, insolação)

n = insolação ou número efetivo de horas de brilho solar = *f* (N e nebulosidade)

N = fotoperíodo = *f* (latitude e declinação solar)



Y = Qg/Qo

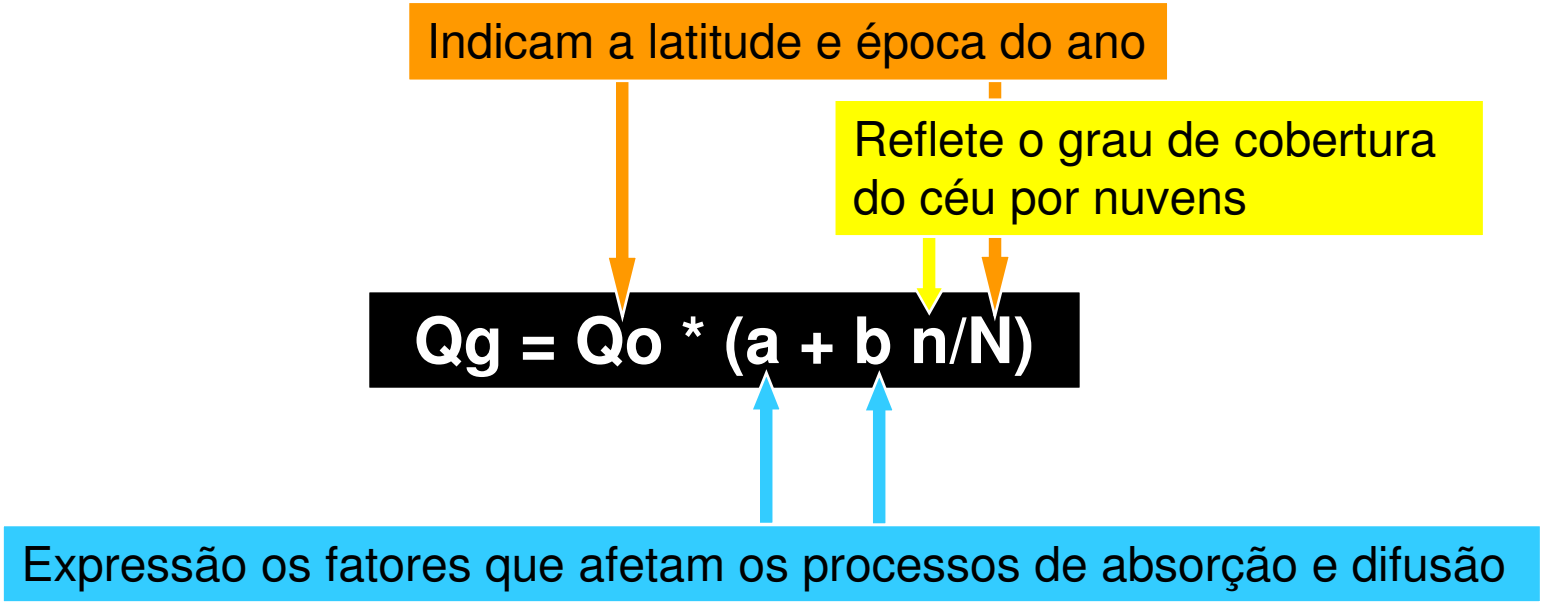
X = n/N

a = Min.

b = Máx. – Mir

Qg/Qo = a + b n/N

Qg = Qo * (a + b n/N)



Os valores de a e b variam de acordo com a localidade, sendo ambos dependentes da composição atmosférica de cada local e em cada época do ano. Locais ou épocas com maior umidade no ar terão valores menores de a e b. Um exemplo disso é observado nos valores de a e b para Piracicaba:

Prim/Verão $\Rightarrow$ a = 0,25 e b = 0,50

Out/Inverno $\Rightarrow$ a = 0,28 e b = 0,51

Utilizando esses coeficientes, podemos ver como a Tg (Qg/Qo) da atmosfera varia com a época do ano e também qual o efeito da nebulosidade ou insolação na Tg:

Época do ano

n = N

PV → Tg = 0,25 + 0,50*1 = 0,75

OI → Tg = 0,28 + 0,51*1 = 0,79

Época do ano

n = 0

PV → Tg = 0,25 + 0,50*0 = 0,25

OI → Tg = 0,28 + 0,51*0 = 0,28

Essa é uma das formas de se determinar a irradiância solar global quando não se dispõe de equipamentos específicos para sua medida. Caso a e b não estejam disponíveis para determinado local, é possível o emprego da seguinte aproximação:

$$a = 0{,}29 * \cos \phi$$

$$b = 0{,}52$$

Exemplo:

Latitude = -20º

Equinócio $\Rightarrow$ Qo = 35,54 MJ/m²d

N = 12h

n = 8,5h

a = 0,29 cos -20 = 0,273

b = 0,52

Qg = 35,54 (0,273 + 0,52 8,5/12)

Qg = 35,54 * 0,641

Qg = 22,80 MJ/m²d

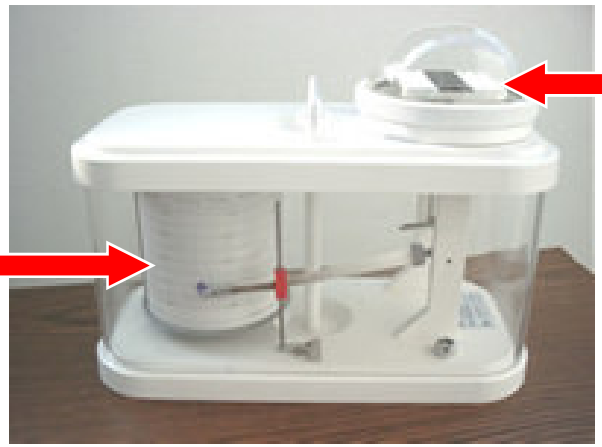
Medida da Irradiância Solar na Superfície Terrestre

Os equipamentos que medem a irradiância solar recebem várias denominações, o que basicamente difere em função do tipo de equipamento, do princípio de funcionamento e do tipo de irradiância a ser medida

Medida da Irradiância solar global

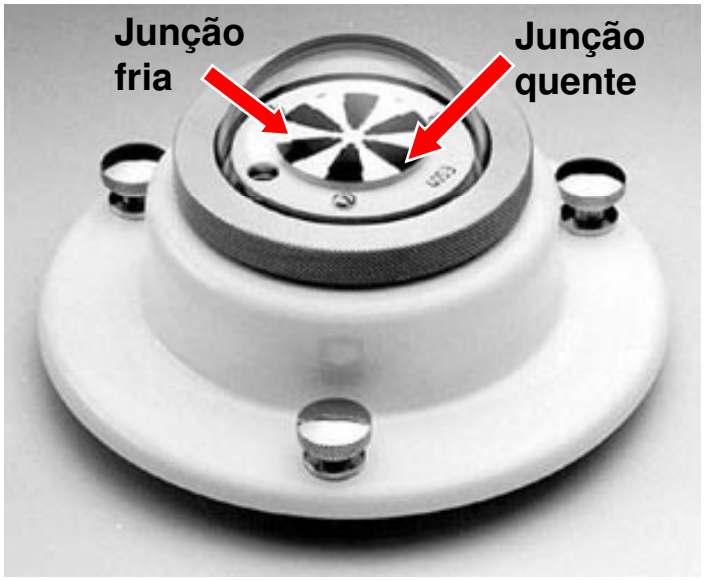
- Actinógrafo: o sensor é constituído de placas bimetálicas (negras e brancas) que absorvem radiação solar, dilatando-se diferentemente. A diferença de dilatação é proporcional à irradiância solar e registrada continuamente por uma pena sobre um diagrama (actinograma).

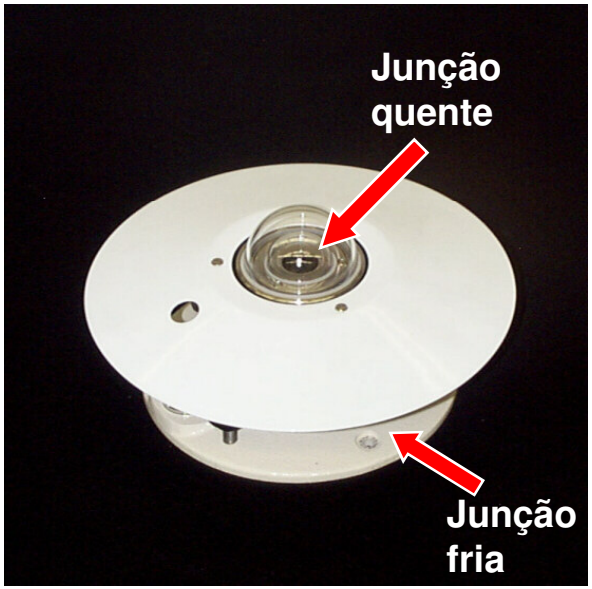
Sistema de registro mecânico



Placas bimetálicas, cobertas por uma cúpula de vidro ou quartzo, que impede que as ondas longas atinjam as placas

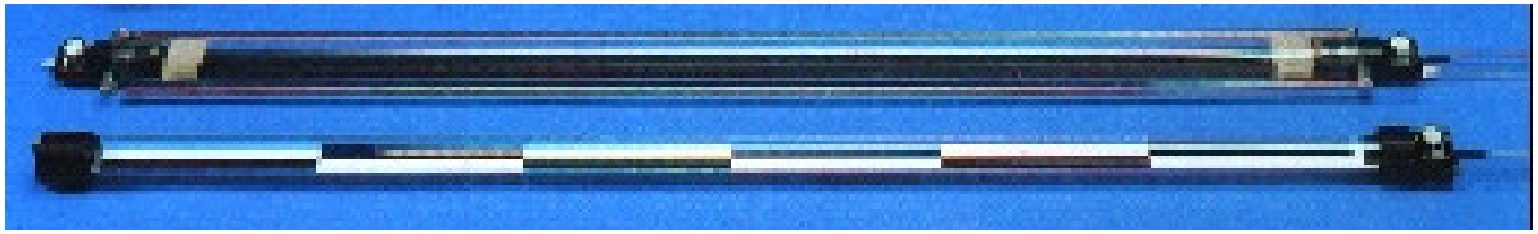
- Piranômetro de termopar: o elemento sensor é uma placa com uma série de termopares (“termopilhas”), sendo que parte é enegrecida (junções “quentes”) e parte é branca (junções “frias”). O aquecimento diferencial entre as junções “frias” e “quentes” gera uma força eletromotriz proporcional à irradiânica. O sinal gerado é captado por um sistema automático de aquisição de dados.





Na figura da esquerda vemos um piranômetro “branco e preto” com as junções “frias” e “quentes” expostas. Na figura da direita, o piranômetro tem as junções “quentes” expostas diretamente à radiação solar, enquanto que as frias encontram-se no interior do bloco do sensor. A cúpula de quartzo é para barrar as ondas longas provenientes da atmosfera.

- Tubo solarímetro: usa o mesmo princípio dos piranômetros, porém com as termopilhas instaladas numa placa retangular e longa, permitindo uma melhor amostragem espacial. O sinal gerado é captado por um sistema automático de aquisição de dados.



- Piranômetro de fotodiodo de silício: o sensor é o fotodiodo de silício, que responde à absorção de energia, gerando uma corrente elétrica proporcional à irradiância solar. O sinal gerado é medido da mesma forma que nos piranômetros.

Medida da Irradiância solar fotossinteticamente ativa

- Sensor qüântico: o sensor é o fotodiodo de silício, o qual é protegido por um filtro que permite apenas a passagem da radiação solar na banda do visível, ou especificamente, na banda da radiação fotossinteticamente ativa, expressa em mol de fotons por unidade de área e tempo (fluxo de fótons fotossintéticos).

Medida da Irradiância solar direta

- Emprega os piranômetros acoplados a um sistema específico que permite apenas a incidência da radiação direta no elemento sensor. Esse tipo de equipamento é denominado Pireliômetro

Medida da Irradiância solar difusa

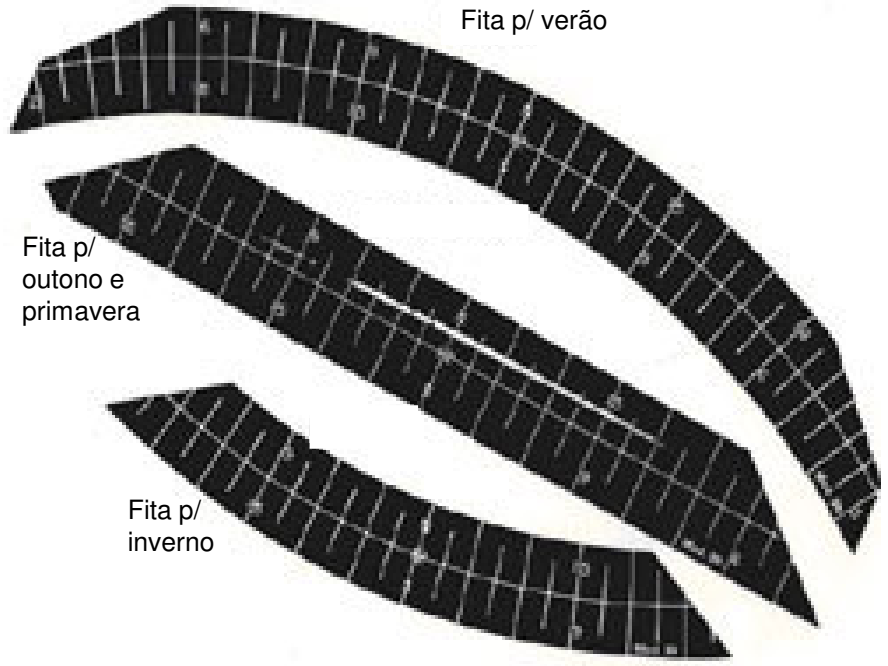
- Emprega os piranômetros com o sensor parcialmente protegido por um sistema específico (arco metálico) que permite apenas a incidência da radiação difusa no elemento sensor.

Medida da Irradiância infra-vermelha

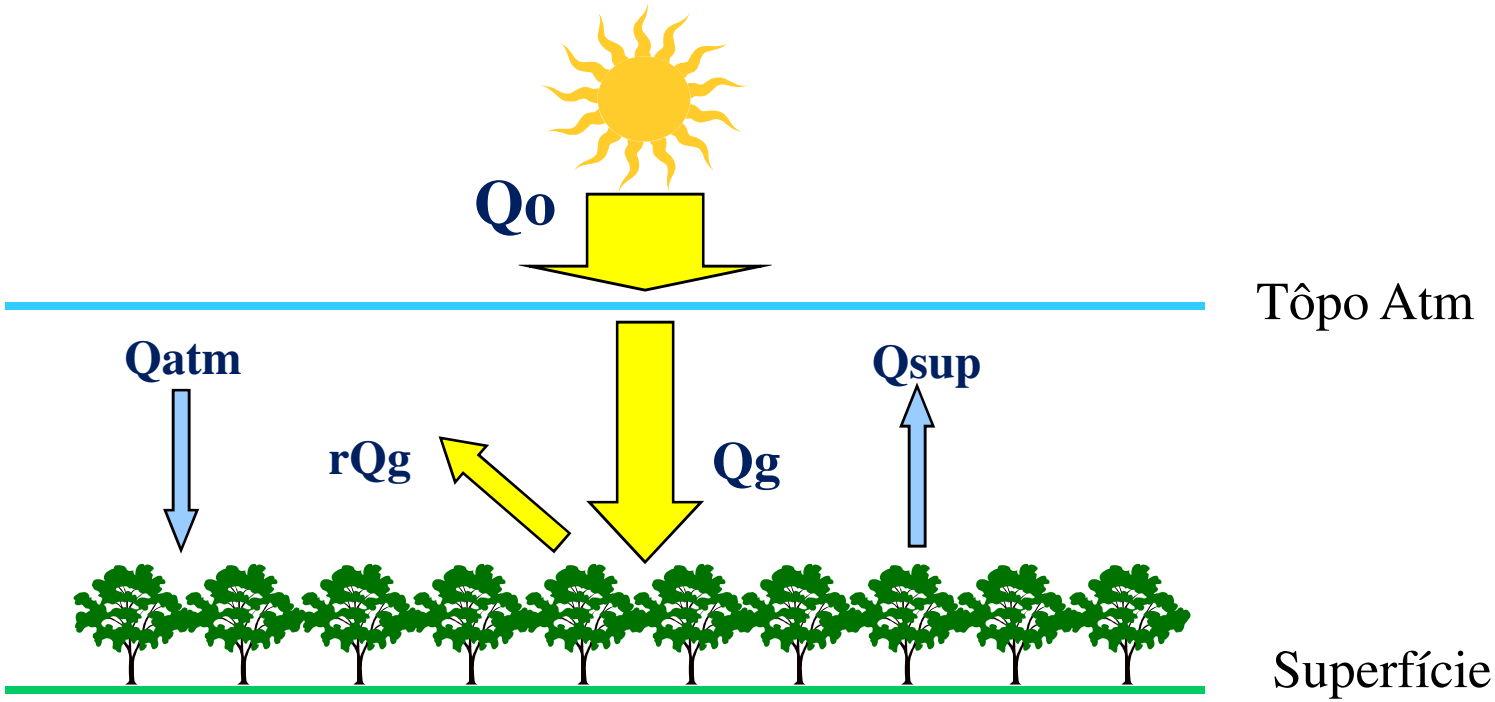
- Emprega os piranômetros com uma cúpula específica que reflete as ondas curtas e permite a passagem das ondas longas. Esses sensores contêm um termistor para medida da sua temperatura, possibilitando assim se conhecer a sua emissão de IV e consequentemente se calcular a densidade de fluxo do ondas longas incidente.

Medida do número efetivo de horas de brilho solar (insolação)

- Heliógrafo: o sensor é uma esfera de cristal que promove a convergência dos raios solares sobre uma fita de papelão instalada sobre um base curva abaixo da esfera. Quando há irradiância solar direta, há queima da fita. A parte queimada da fita indica o tempo em que houve ocorrência de radiação solar direta. Esse equipamento fornece a insolação (n), usada para estimar a irradiância solar global diária, juntamente com dados de Qo e N, como já discutido.



Balanço de Radiação em Superfícies Vegetadas



Qo = radiação solar no topo da atmosfera, Qg = radiação solar na superfície, rQg = parcela da RS refletida pela superfície (r = albedo), Qatm = radiação emitida pela atmosfera, Qsup = radiação emitida pela superfície

Rn = Saldo de Radiação na Superfície = é o balanço entre as entradas e saídas de radiação de ondas curtas (Qg e rQg) e longas (Qatm e Qsup) na superfície

Balanço de ondas curtas

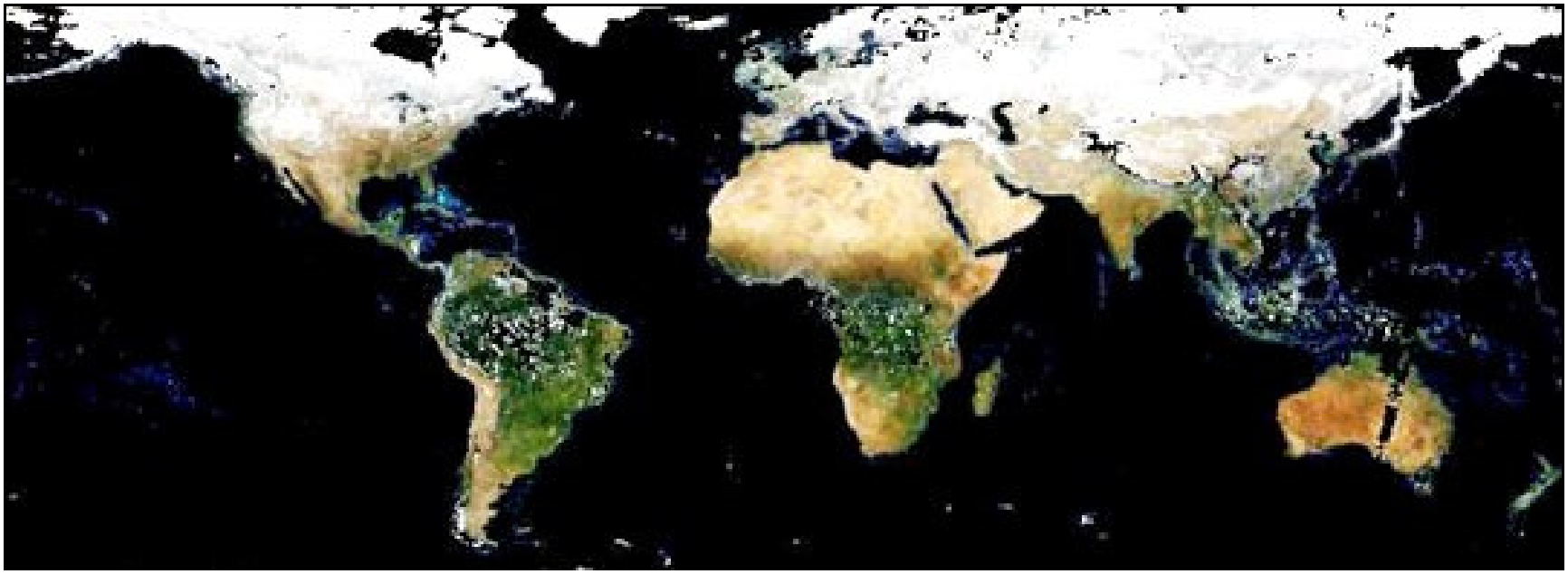
$$BOC = Qg - rQg = Qg\,(1 - r)$$

Balanço de ondas longas

$$BOL = Qatm - Qsup$$

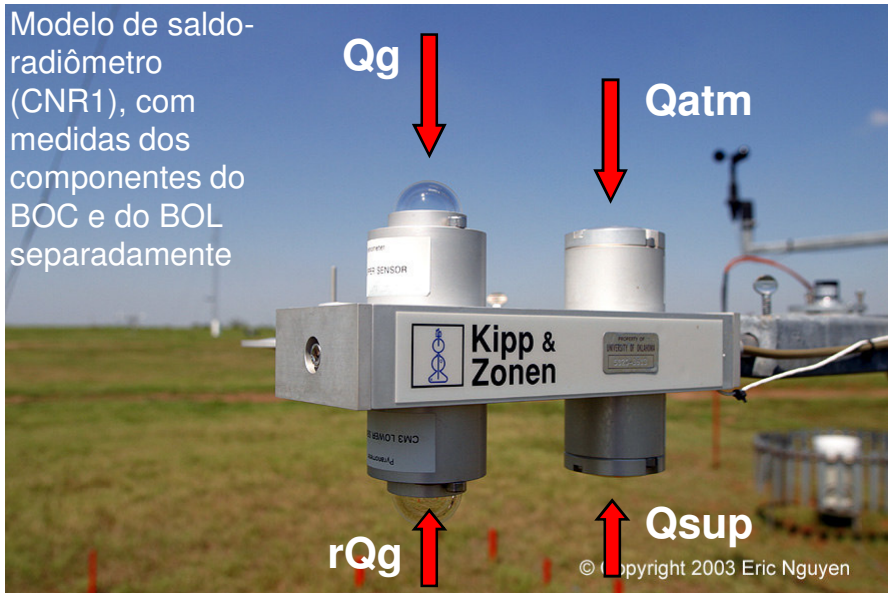
Saldo de radiação

$$Rn = BOC + BOL = Qg - rQg + Qatm - Qsup$$



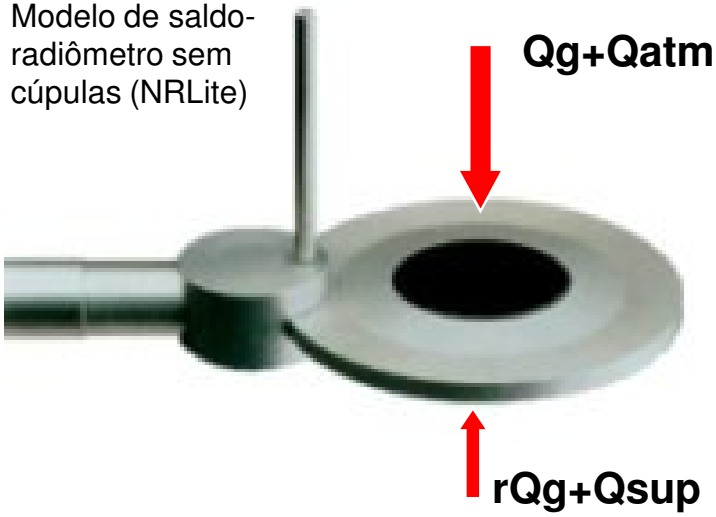
r é denominado de albedo ou coeficiente de reflexão da superfície. O valor do albedo varia com as características ópticas da superfície; água (r = 5%) e florestas (r = 10 a 15%) tem um albedo baixo, enquanto que as culturas tem albedo mais elevado (r ≈ 20%). Neve e areia tem os maiores albedos (entre 40 e 90%) - veja na figura acima as áreas de desertos e as geleiras.

Medida do saldo de radiação (Rn)



Modelo de saldo-radiômetro (CNR1), com medidas dos componentes do BOC e do BOL separadamente

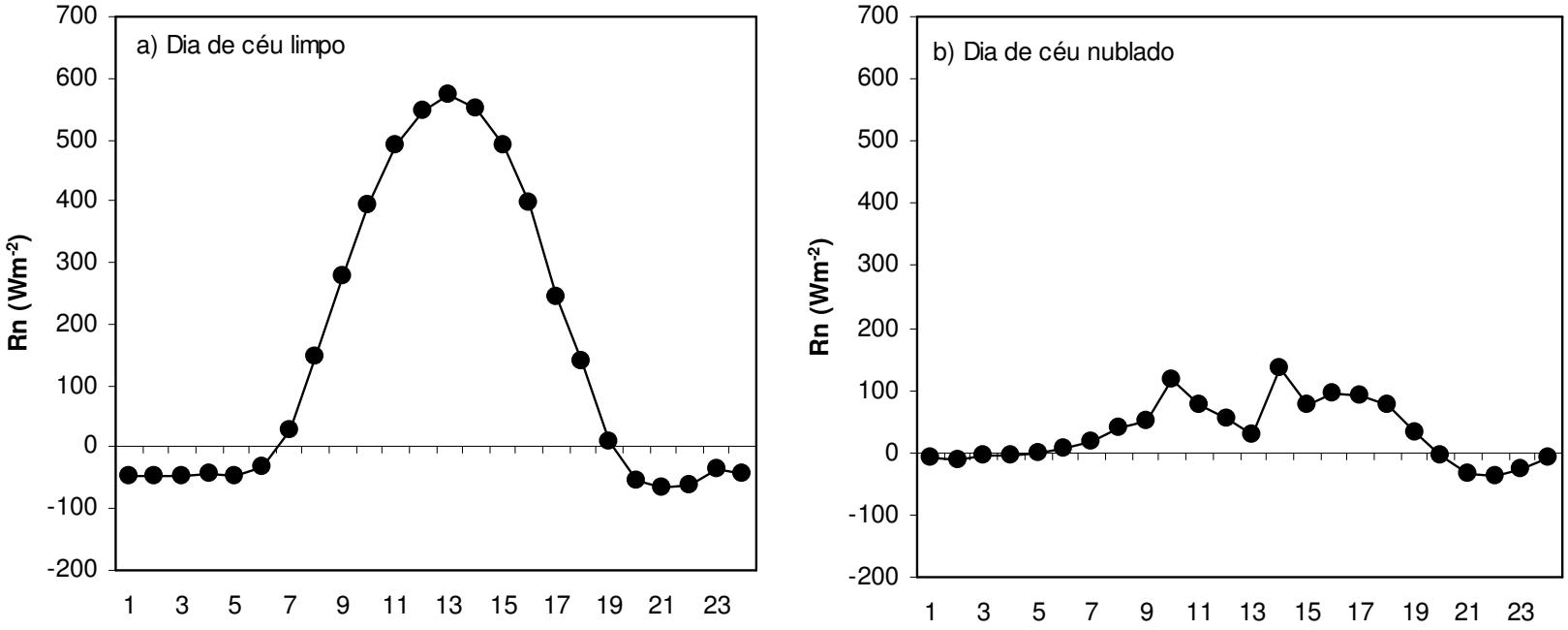
O saldo de radiação é medido com equipamentos denominados saldo-radiômetros. As fotos apresentadas mostram diferentes tipos de saldo-radiômetros utilizados em estações meteorológicas automáticas. Todos eles utilizam o mesmo princípio empregado nos piranômetros de termopar, porém medindo OC e OL.



Modelo de saldo-radiômetro sem cúpulas (NRLite)

Modelo de saldo-radiômetro (REBS) com cúpulas de poli-etileno especial (permite transmissão de OC e OL)

Medida do saldo de radiação (Rn)



As figuras acima apresentam as medidas do saldo de radiação (Rn) sobre um gramado, obtidas com o sensor CNR1, durante um dia de céu limpo e outro de céu nublado. Observe que a variação diária do Rn é afetada pela presença das nuvens, não só durante o dia, devido à atenuação da radiação solar global (ondas curtas), como também à noite pela diminuição do balanço negativo de ondas longas.

Estimativa do saldo de radiação (Rn)

Na falta de um saldo-radiômetro, pode-se estimar os valores diários de Rn medindo-se ou estimando Qg e usando-se o valor adequado de r para a superfície de trabalho, aplicando-se esses valores na expressão de BOC. O BOL pode ser estimado por equações empíricas, como a de Brunt, que envolve a lei de Stefan-Boltzman corrigida para condições de umidade(ea) e nebulosidade (n):

Para clima úmido $\Rightarrow$ $BOL = - [4{,}903*10^{-9}*T^4*(0{,}56 - 0{,}25 \sqrt{ea})*(0{,}1 + 0{,}9\ n/N)$

Para clima seco $\Rightarrow$ $BOL = - [4{,}903*10^{-9}*T^4*(0{,}34 - 0{,}14 \sqrt{ea})*(0{,}1 + 0{,}9\ n/N)$

BOL em MJ/m²d

T em Kelvin = 273 + T em °C

ea = pressão parcial de vapor do ar (kPa)
ea = [0,611*10(7,5*T/(237,3+T)]*UR%/100

n = insolação (h)

N = fotoperíodo (h)

$Rn = BOC + BOL = [Qg*(1 - r)] + \{- [4{,}903*10^{-9}*T^4*(0{,}56 - 0{,}25 \sqrt{ea})*(0{,}1 + 0{,}9\ n/N)\}$

Rn = BOC + BOL = [Qg*(1 – r)] + {- [4,903*10-9*T4*(0,34 – 0,14 √ ea)*(0,1 + 0,9 n/N)}

Estimativa do saldo de radiação (Rn)

Exemplo de estimativa do Rn diário para Piracicaba em um dia de céu limpo

Dia: 01/01/2002

T = 25,3°C $\Rightarrow$ es = 3,22 kPa

UR = 76,9% $\Rightarrow$ ea = 2,48 kPa

Qg = 27,0 $MJm^{-2}d^{-1}$

n = 11,4 h e N = 13,3 h

r = 0,23

$$BOC = [27*(1 - 0,23)] = 20,79\ MJm^{-2}d^{-1}$$

$$BOL = -[\ 4,903*10^{-9}*(273+25,3)^4*(0,56 - 0,25\ \sqrt{2,48})*(0,1 + 0,9*11,4/13,3)] = -5,62\ MJm^{-2}d^{-1}$$

$$\mathbf{Rn = 20,79 - 5,62 = 15,17\ MJm^{-2}d^{-1}}$$

Estimativa do saldo de radiação (Rn)

Exemplo de estimativa do Rn diário para Piracicaba em um dia de céu nublado

Dia: 13/01/2002

T = 21,5°C $\Rightarrow$ es = 2,56 kPa

UR = 100,0% $\Rightarrow$ ea = 2,56 kPa

Qg = 7,4 $MJm^{-2}d^{-1}$

n = 2,0 h e N = 13,3 h

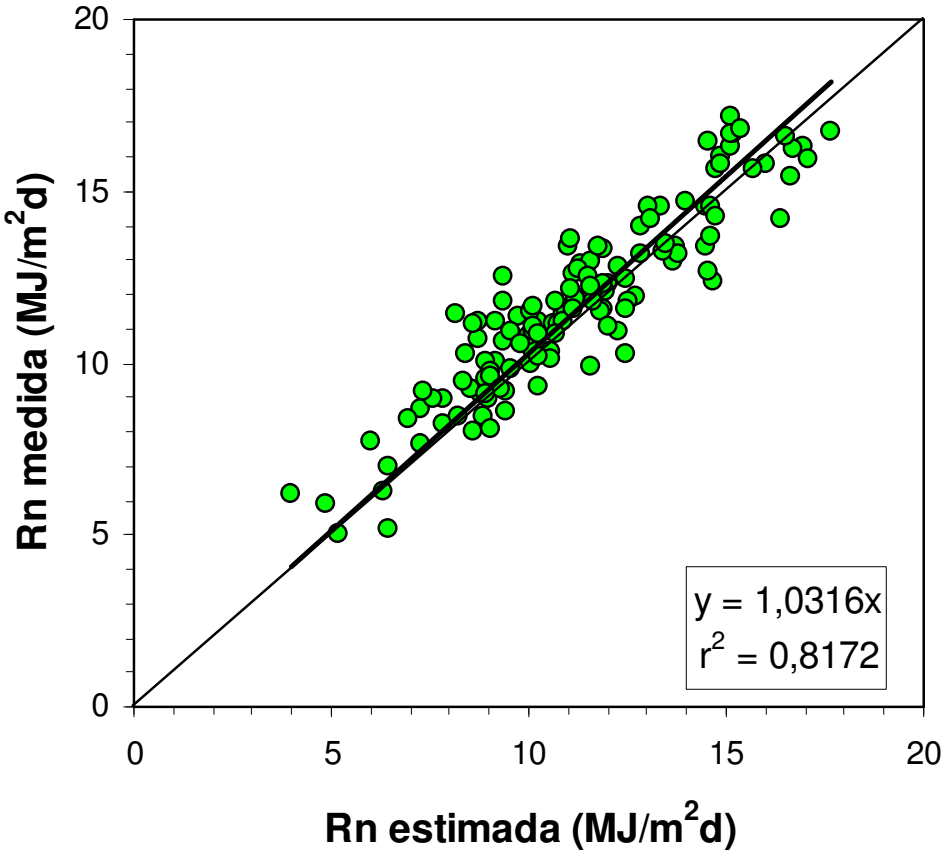
r = 0,23

$$BOC = [7,4*(1 - 0,23)] = 6,63\ MJm^{-2}d^{-1}$$

$$BOL = -[\ 4,903*10^{-9}*(273+21,5)^4*(0,56 - 0,25\ \sqrt{2,56})*(0,1 + 0,9*2/13,3)] = -1,38\ MJm^{-2}d^{-1}$$

$$\mathbf{Rn = 6,63 - 1,38 = 5,25\ MJm^{-2}d^{-1}}$$

Estimativa do saldo de radiação (Rn)



Comparação entre o Rn diário estimado pelo método de Brunt e medido por um sensor REBS em Piracicaba, SP

A partição do saldo de radiação (Rn)

O saldo de radiação é repartido em diferentes processos:
- Físicos: aquecimento do ar (H) e do solo (G) e evaporação (LE)
- Bio-Físico: transpiração (LE)
- Bio-Químico: fotossíntese (F)

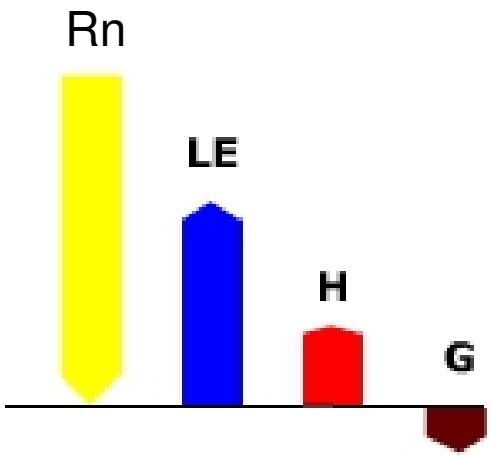
$$Rn = H + G + LE + F$$ → **Balanço de Energia**

Considerando-se que o aproveitamento energético na fotossíntese é menor que 3% de Rn e que a evaporação e a transpiração (evapotranspiração) ocorrem simultâneamente e são indistingüiveis, a equação acima pode ser aproximada para:

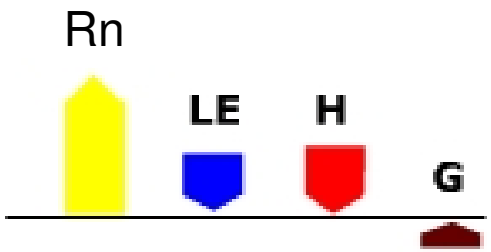
$$Rn = H + G + LE$$

Ou seja, o saldo de radiação é repartido entre os três principais processos: aquecimento do ar, aquecimento do solo e evapotranspiração. A proporção entre esses três processos irá depender a disponibilidade hídrica da superfície.

Superfície úmida - dia

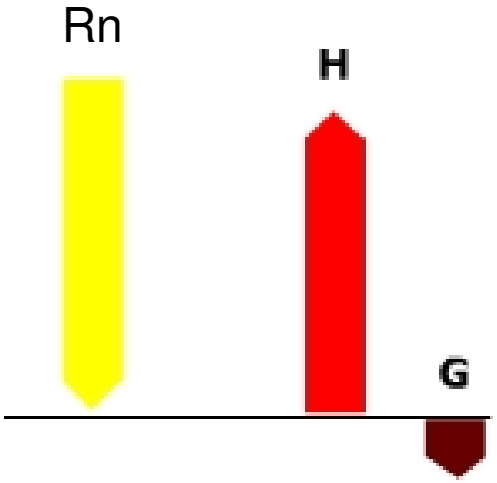


Superfície úmida - noite

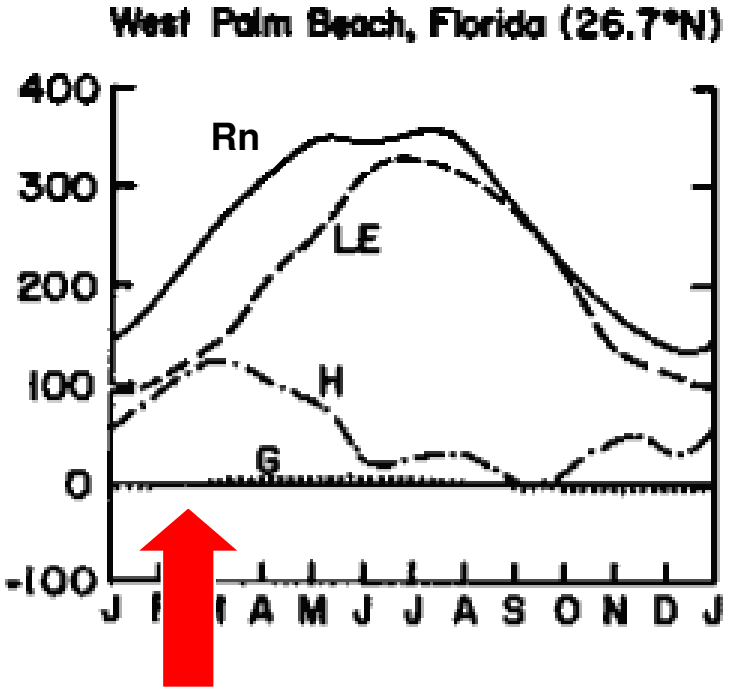


Superfície seca - dia

Normalmente, quando a superfície está úmida LE predomina, consumindo cerca de 70 a 80% de Rn



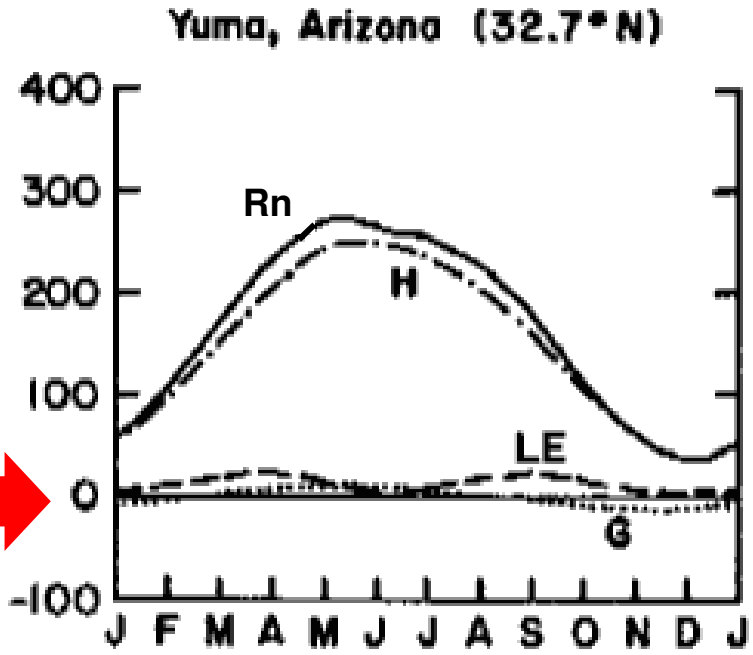
Sob condição de superfície seca, o processo de aquecimento do ar predomina



LE/Rn ≈ 0,75
H/Rn ≈ 0,20
G ≈ 0,05

Os gráficos mostram a partição do saldo de radiação em dois ambientes diferentes ao longo do ano : um seco (deserto do Arizona) e outro úmido (Palm Beach). Observe as diferenças na proporção entre LE e H. No deserto, praticamente toda a energia disponível é destinada ao aquecimento do ar (H). Por outro lado, no ambiente mais úmido LE predomina.

LE/Rn ≈ 0,10
H/Rn ≈ 0,85
G ≈ 0,05



Teste rápido #5

1) Cite as 3 leis da radiação apresentadas nesta aula e discuta como elas interferem na quantidade e qualidade da irradiância recebida e emitida pela Terra.

2) Calcule o fotoperíodo para a latitude de -37º nas três efemérides do ano (solstícios e equinócio).

3) Calcule o valor de Qo para a latitude de -37º nas três efemérides do ano (solstícios de verão e de inverno e equinócios). Posteriormente, calcule Qg, considerando a insolação de 60% do fotoperíodo. (a e b devem ser determinados pela regra básica apresentada no slide 26).

4) Qual a diferença entre balanço de radiação e balanço de energia? Neste último, o que interfere na repartição de energia?