

Radiação Solar e Terrestre. Balanço de Calor.

1. Introdução

O Sol é a fonte de energia que controla a circulação da atmosfera. O Sol emite energia em forma de radiação eletromagnética, da qual uma parte é interceptada pelo sistema Terra-atmosfera e convertida em outras formas de energia como, por exemplo, calor e energia cinética da circulação atmosférica. É importante notar que a energia pode ser convertida, mas não criada ou destruída. É a lei da conservação da energia.

A energia solar não é distribuída igualmente sobre a Terra. Esta distribuição desigual é responsável pelas correntes oceânicas e pelos ventos que, transportando calor dos trópicos para os pólos, procuram atingir um balanço de energia. Inicialmente vamos abordar as causas dessa distribuição desigual, temporal e espacial. Estas causas residem nos movimentos da Terra em relação ao Sol e também em variações na superfície da Terra. Depois, examinaremos as propriedades básicas da radiação eletromagnética, como a radiação interage com o sistema Terra-atmosfera e sua conversão em calor.

2. Movimentos da Terra e Estações

A Terra tem dois movimentos principais: rotação e translação. A rotação em torno de seu eixo é responsável pelo ciclo dia-noite. A translação se refere ao movimento da Terra em sua órbita elíptica em torno do Sol. A posição mais próxima ao Sol, o perihélio ($147 \times 10^6 \text{ km}$), é atingido aproximadamente em 3 de janeiro e o ponto mais distante, o afélio ($152 \times 10^6 \text{ km}$), em aproximadamente 4 de julho. As variações na radiação solar recebida devidas à variação da distância são pequenas.

As estações são causadas pela inclinação do eixo de rotação da Terra em relação à perpendicular ao plano definido pela órbita da Terra (plano da eclíptica) (Fig. 1).

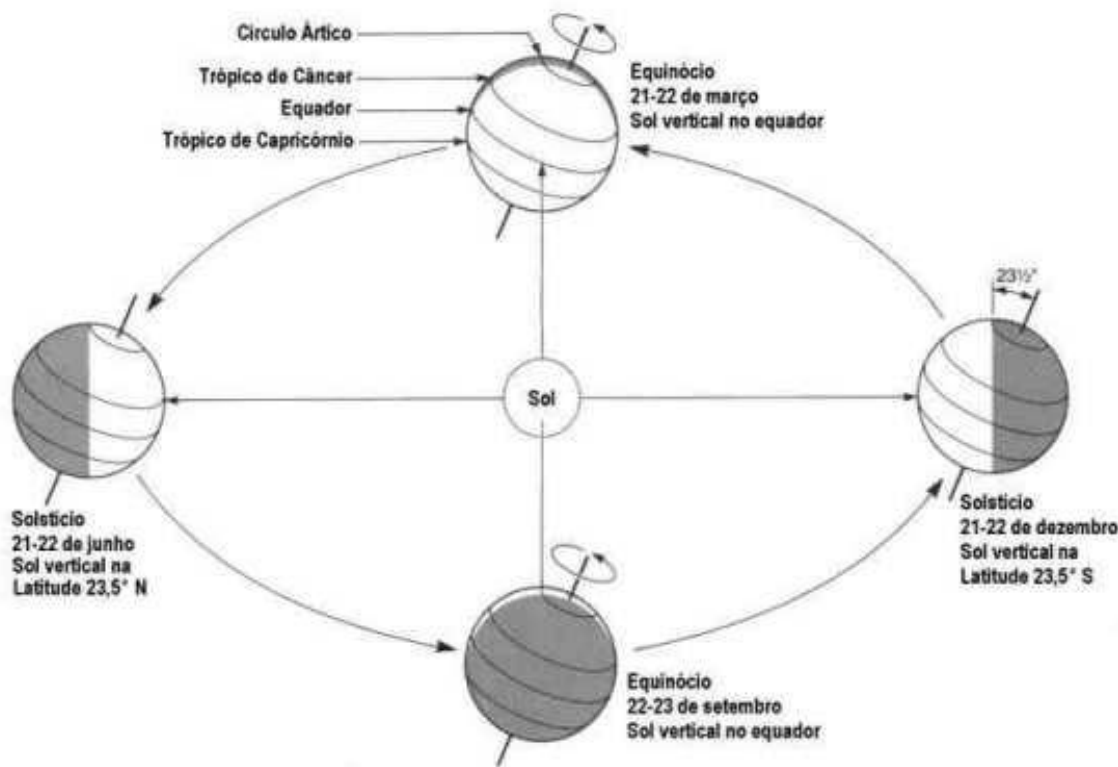


Fig. 1 - Relações entre o Sol e a Terra

Esta inclinação faz com que a orientação da Terra em relação ao Sol mude continuamente enquanto a Terra gira em torno do Sol. O Hemisfério Sul se inclina para longe do Sol durante o nosso inverno e em direção ao Sol durante o nosso verão. Isto significa que a altura do Sol, o ângulo de elevação do Sol acima do horizonte, (ver sistema de coordenadas horizontais na Fig. 2) para uma dada hora do dia (por exemplo, meio dia) varia no decorrer do ano. No hemisfério de verão as alturas do Sol são maiores, os dias mais longos e há mais radiação solar. No hemisfério de inverno as alturas do Sol são menores, os dias mais curtos e há menos radiação solar.

A quantidade total de radiação solar recebida depende não apenas da duração do dia como também da altura do Sol. Como a Terra é curva, a altura do Sol varia com a latitude (ver sistema de coordenadas geográficas na Fig. 3). Isto pode ser visto na Fig. 4. A altura do Sol influencia a intensidade de radiação solar, ou irradiância, que é a quantidade de energia que atinge uma área unitária por unidade de tempo (também chamada densidade de fluxo), de duas maneiras. Primeiro, quando os raios solares atingem a Terra verticalmente, eles são mais concentrados. Quanto menor a altura solar, mais espalhada e menos intensa a radiação (Fig. 5). Segundo, a altura do sol influencia a interação da radiação solar com atmosfera. Se a altura do sol decresce, o percurso dos raios solares através da atmosfera cresce (Fig. 4) e a radiação solar sofre maior absorção, reflexão ou espalhamento, o que reduz sua intensidade na superfície.

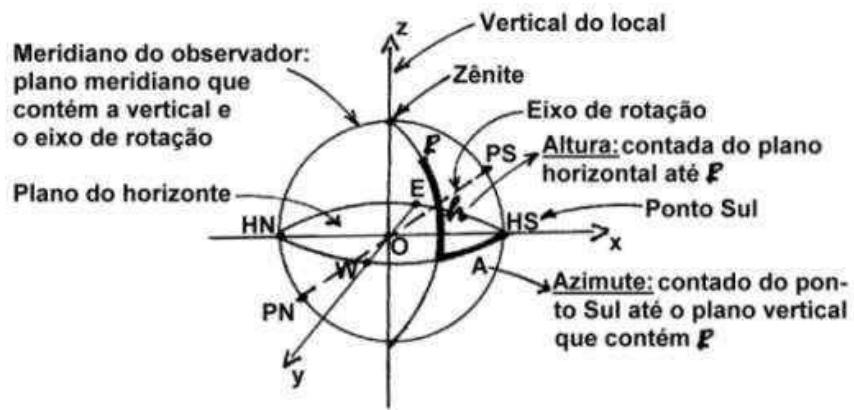


Fig. 2 - Coordenadas Horizontais

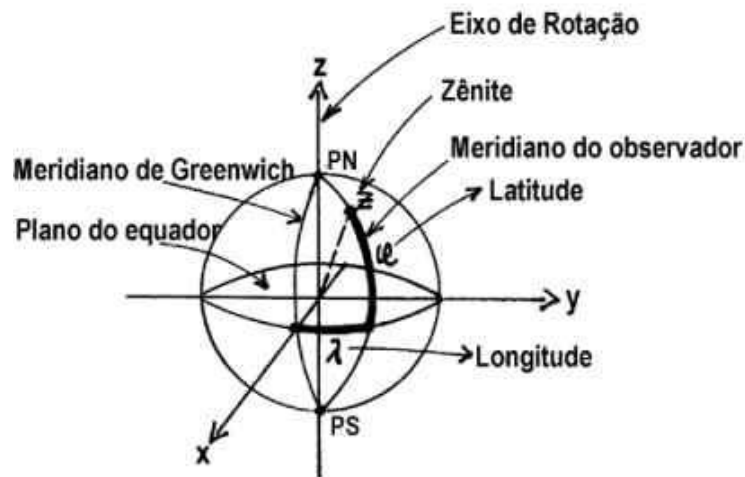


Fig. 3 - Coordenadas Geográficas

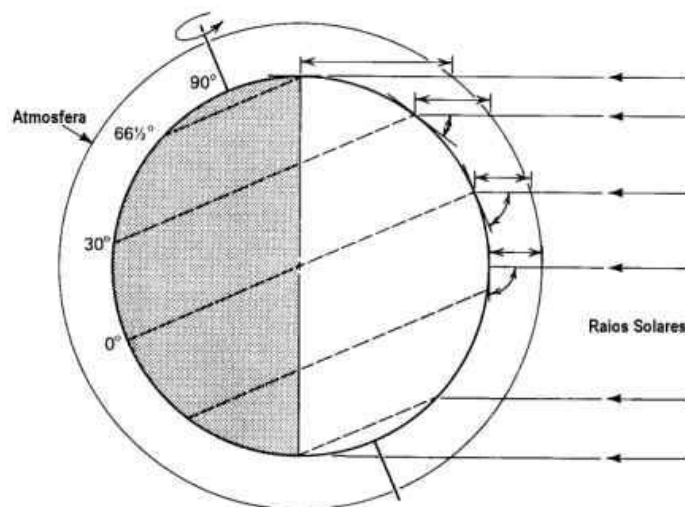


Fig. 4 - Variação da altura do Sol com a latitude. Se a altura do Sol é pequena, os raios que atingem a Terra percorrem distância maior na atmosfera.

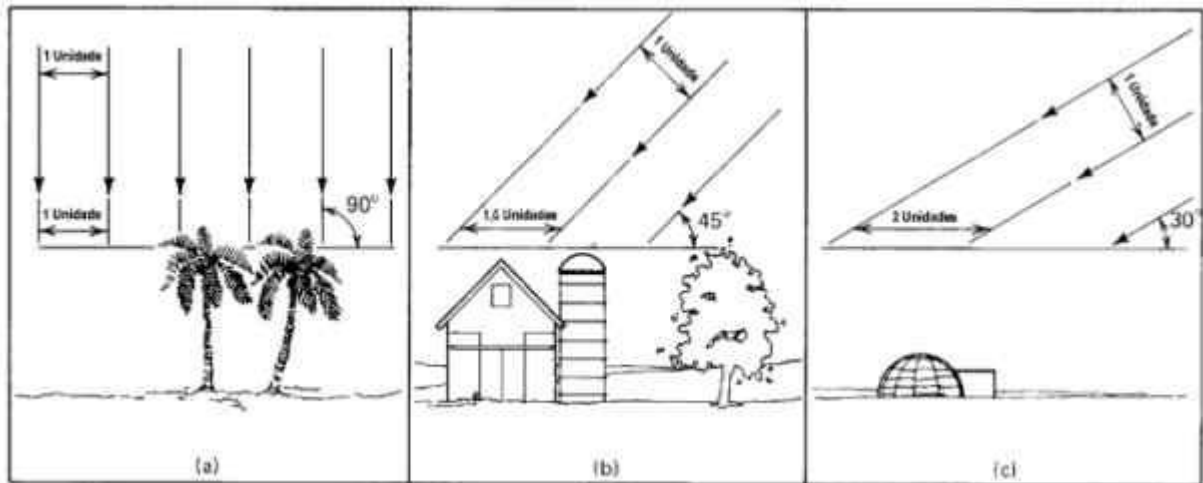


Fig. 5 - Variações na altura do Sol causam variações na quantidade de energia solar que atinge a Terra. Quanto maior a altura, maior a energia recebida.

Há 4 dias com especial significado na variação anual dos raios solares em relação à Terra. No dia 21 ou 22/12 os raios solares incidem verticalmente ($h=90^\circ$) em $23^\circ 27' S$ (Trópico de Capricórnio). Este é o solstício de verão para o Hemisfério Sul (HS). Em 21 ou 22/6 eles incidem verticalmente em $23^\circ 27' N$ (Trópico de Câncer). Este é o solstício de inverno para o HS. A meio caminho entre os solstícios ocorrem os equinócios (dias e noites de igual duração). Nestas datas os raios verticais do Sol atingem o equador (latitude = 0°). No HS o equinócio de primavera ocorre em 22 ou 23 de setembro e o de outono em 21 ou 22 de março. As direções relativas dos raios solares e a posição do círculo de iluminação para essas datas estão representadas na Fig. 6.

A incidência de raios verticais do sol, portanto, ocorre entre $23^\circ 27' N$ e $23^\circ 27' S$. Todos os locais situados na mesma latitude tem idênticas alturas do Sol e duração do dia. Se os movimentos relativos Terra-Sol fossem os únicos controladores da temperatura, estes locais teriam temperaturas idênticas. Contudo, apesar da altura do Sol ser o principal controlador da temperatura, não é o único.

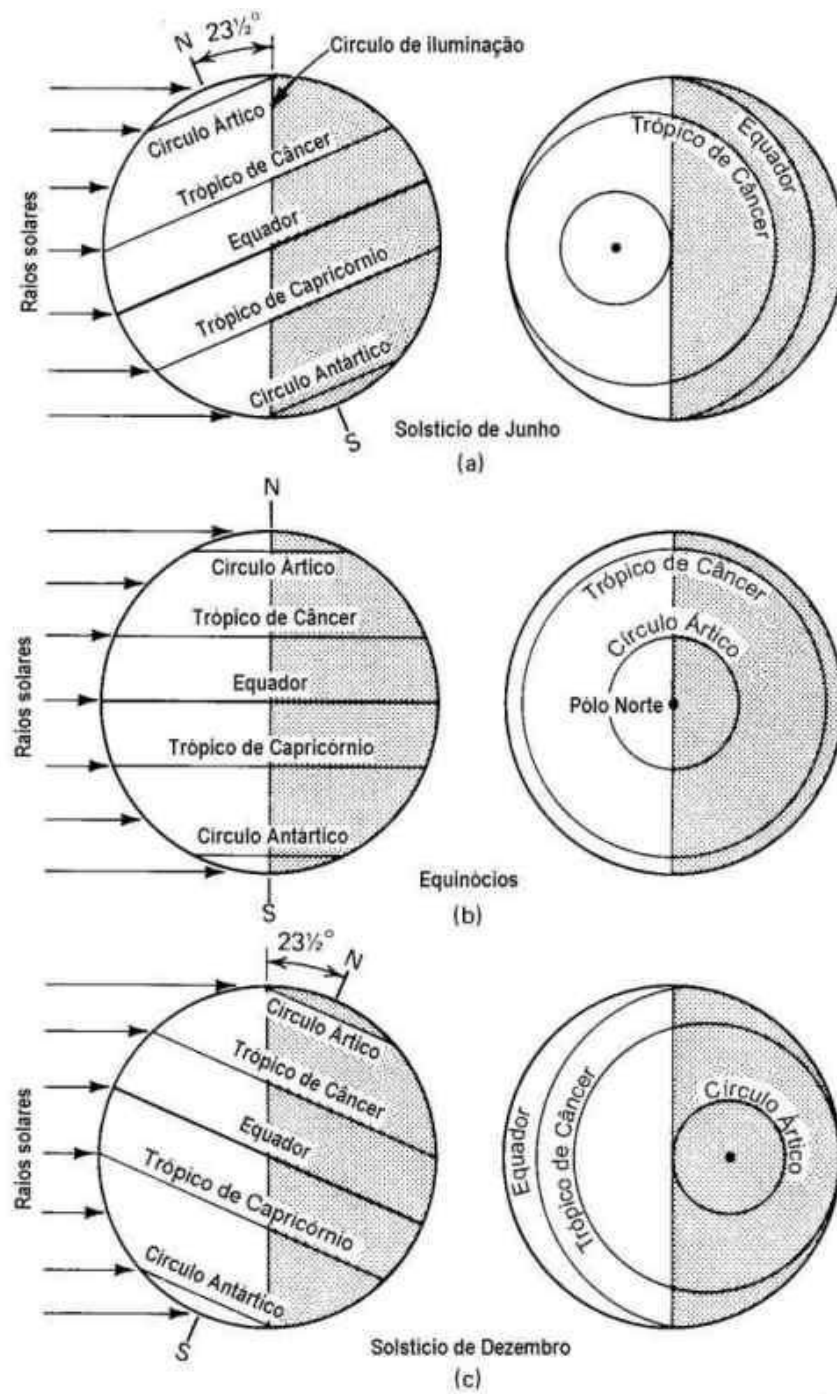


Fig. 6 - Características dos solstícios e equinócios

3. Radiação Eletromagnética

Praticamente toda a troca de energia entre a Terra e o resto do Universo ocorre por radiação, que é a única que pode atravessar o relativo vazio do espaço. O sistema Terra-atmosfera está constantemente absorvendo radiação solar e emitindo sua própria radiação para o espaço. Numa média de longo prazo, as taxas de absorção e emissão são aproximadamente iguais, de modo que o sistema está muito próximo ao equilíbrio radiativo. A radiação também tem papel importante na transferência de calor entre a superfície da Terra e a atmosfera e entre diferentes camadas da atmosfera.

A radiação eletromagnética pode ser considerada como um conjunto de ondas (elétricas e magnéticas) cuja velocidade no vácuo é ($c = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$). As várias formas de radiação, caracterizadas pelo seu comprimento de onda, compõem o espectro eletromagnético (Fig. 7).

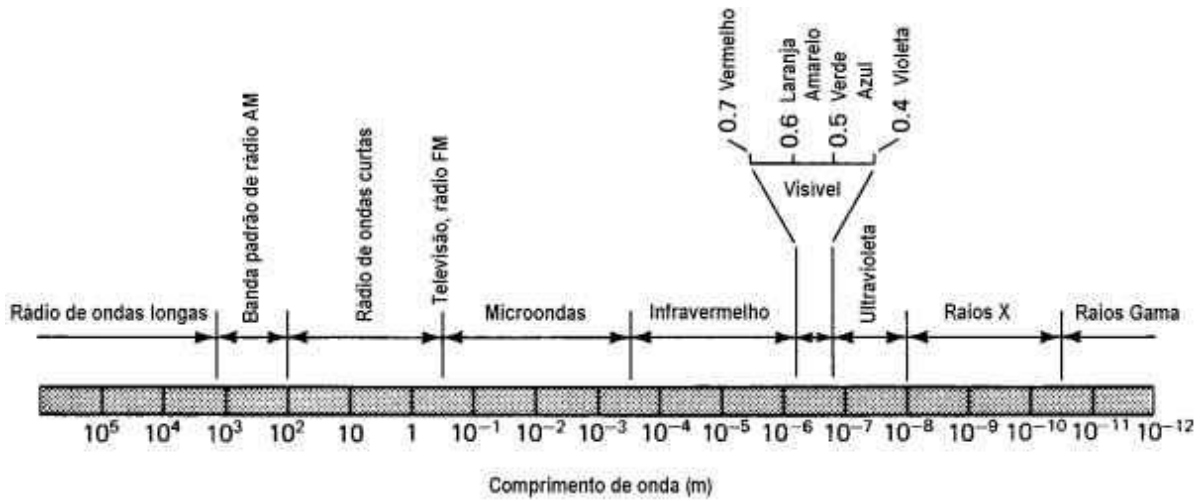


Fig. 7 - Espectro eletromagnético

O comprimento de onda (λ) é a distância entre cristas (ou cavados) sucessivos (Fig. 8); a freqüência de onda (ν) é o número de ondas completas (1 ciclo) que passa por um dado ponto por unidade de tempo (s). A relação entre λ , ν e a velocidade c é

$$c = \lambda \nu$$



Fig. 8 - Caraterísticas de uma onda

Embora o espectro eletromagnético seja contínuo, nomes diferentes são atribuídos a diferentes intervalos porque seus efeitos, geração, medida e uso são diferentes. Por exemplo, as células da retina do olho humano são sensíveis a uma radiação num estreito intervalo chamado luz visível, com λ entre $0,7 \times 10^{-6} \text{ m}$ e $0,4 \times 10^{-6} \text{ m}$. Dentro desse intervalo, a vista humana consegue diferenciar as seguintes cores:

Cores	Faixa de comprimento de onda (μ)
Violeta	0,36 a 0,42
Lilás	0,42 a 0,44
Azul	0,44 a 0,49
Verde	0,49 a 0,54
Amarelo	0,54 a 0,59
Laranja	0,59 a 0,65
Vermelho	0,65 a 0,74

As radiações com comprimento de onda superior a 0,74 μ , por apresentarem frequência menor que a da luz vermelha, são ditas infravermelhas. Por outro lado, aquelas com frequência superior a da luz violeta chamam-se ultravioletas. O espectro eletromagnético fica, assim, subdividido em três regiões: ultravioleta, visível e infravermelho.

A maior parte da energia radiante do sol está concentrada nas partes visível e próximo do visível do espectro. A luz visível corresponde a ~43% do total emitido, 49% estão no infravermelho próximo e 7% no ultravioleta. Menos de 1% da radiação solar é emitida como raios X, raios gama e ondas de rádio.

Apesar da divisão do espectro em intervalos, todas as formas de radiação são basicamente iguais. Quando qualquer forma de energia radiante é absorvida por um objeto, o resultado é um crescimento do movimento molecular e um correspondente crescimento da temperatura.

4. Absorção de Energia na Atmosfera

A Fig. 9 fornece a absorvidade dos principais gases atmosféricos em vários comprimentos de onda. O Nitrogênio, o mais abundante constituinte da atmosfera é um fraco absorvedor da radiação solar incidente, que se concentra principalmente nos comprimentos de onda entre 0,2 μ e 2 μ .

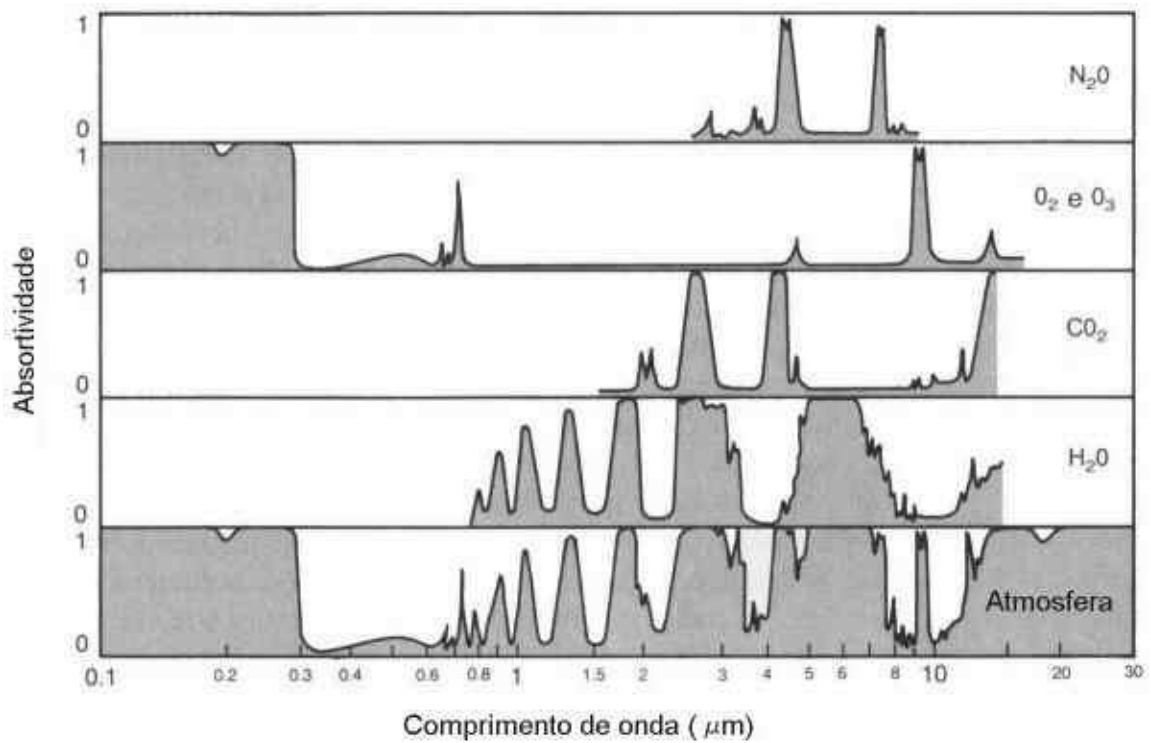


Fig. 9 - Absortividade de alguns gases da atmosfera e da atmosfera como um todo.

A Fig. 10 mostra o espectro da radiação solar que atinge a superfície da Terra para o caso do Sol no zênite (altura = 90°) (curva inferior), juntamente com o espectro da radiação solar incidente no topo da atmosfera (curva superior). A área entre as duas curvas representa a diminuição da radiação devido a: 1) retroespalhamento e absorção por nuvens e aerossóis e retroespalhamento por moléculas do ar (área entre as curvas) e 2) absorção por moléculas do ar (sombreada).

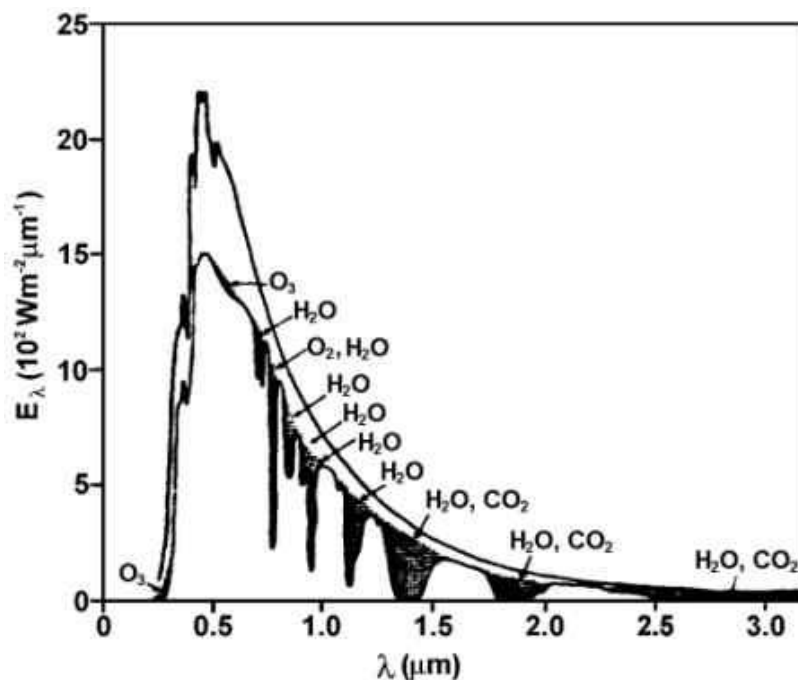


Fig. 10 - Espectro da radiação solar no topo da atmosfera (curva superior) e no nível do mar (curva inferior), para atmosfera média e sol no zênite.

5. Radiação Terrestre

Aproximadamente 51% da energia solar que chega ao topo da atmosfera atinge a superfície da Terra. A maior parte desta energia é reirradiada para a atmosfera. Como a Terra tem uma temperatura superficial bem menor que a do Sol, a radiação terrestre tem comprimentos de onda maiores que a radiação solar, situados no intervalo infravermelho, entre $1\mu\text{m}$ e $30\mu\text{m}$. Da Fig. 9 conclui-se que a atmosfera é um absorvedor eficiente de radiação entre $1\mu\text{m}$ e $30\mu\text{m}$. O vapor d'água e o dióxido de carbono são os principais gases absorvedores neste intervalo. O vapor d'água absorve aproximadamente 5 vezes mais radiação terrestre que todos os outros gases combinados e responde pelas temperaturas mais altas na baixa troposfera, onde está mais concentrado. Como a atmosfera é bastante transparente à radiação solar (ondas curtas) e mais absorvente para radiação terrestre (ondas longas), a Terra é a maior fonte de calor para a atmosfera. A atmosfera, portanto, é aquecida a partir da superfície, o que é evidente no perfil vertical médio de temperatura na troposfera, que mostra um decréscimo ($\sim 6,5^\circ\text{C}/\text{km}$) de temperatura com a altitude.

É interessante notar que a radiação terrestre pode atravessar a atmosfera em 2 janelas estreitas próximas a $10\mu\text{m}$ (Fig. 9).

Quando a atmosfera absorve radiação terrestre ela se aquece e eventualmente irradia esta energia, para cima e para baixo, onde é novamente absorvida pela Terra. Portanto, a superfície da Terra é continuamente suprida com radiação da atmosfera e do Sol. Esta energia será novamente emitida pela superfície da Terra e uma parte retornará à atmosfera que, por sua vez, reirradiará uma parte para a Terra e assim por diante. Este jogo entre a superfície da Terra e a atmosfera torna a temperatura média da Terra $\sim 33^\circ\text{C}$ mais alta do que seria (-18°C). Sem os gases absorvedores da nossa atmosfera, a Terra não seria adequada para a vida humana e muitas outras formas de vida.

Este fenômeno extremamente importante tem sido denominado efeito estufa, porque pensava-se que as estufas fossem aquecidas da mesma forma. O vidro em uma estufa permite a entrada de radiação de onda curta, que é absorvida pelos objetos no interior. Estes objetos reirradiam, mas em ondas longas, para as quais o vidro é quase opaco. O calor, portanto, é retido na estufa. A retenção da radiação infravermelha pelo vidro, contudo, é apenas parte da razão pela qual uma estufa retém calor interno. Já foi demonstrado que as estufas atingem altas temperaturas porque o vidro protege do vento, restringindo as perdas de calor por convecção e advecção.

A importância do vapor d'água e dióxido de carbono em manter a atmosfera aquecida é bem conhecida em regiões montanhosas. Topos de montanhas recebem mais radiação que os vales durante o dia, porque há menos atmosfera a atravessar. Durante a noite, porém, a atmosfera menos densa também permite maior perda de calor. Este fator mais que compensa a radiação extra recebida e, como resultado, os vales permanecem mais quentes que as montanhas adjacentes, mesmo recebendo menos radiação.

As nuvens, assim como o vapor d'água e o CO_2 , são bons absorvedores de radiação infravermelha (terrestre) e tem papel importante em manter a superfície da Terra aquecida, especialmente à noite. Uma grossa camada de nuvens pode absorver a maior parte da radiação terrestre e reirradiá-la de volta. Isto explica porque em noites secas e claras a superfície se resfria bem mais que em noites úmidas ou com nuvens. Mesmo uma cobertura fina, através da qual a lua é visível, pode elevar a temperatura noturna em torno de 5°C .

6. Mecanismos de Transferência de Calor

Há três mecanismos conhecidos para transferência de calor: radiação, condução e convecção (Fig. 11).

Como vimos, a radiação consiste de ondas eletromagnéticas viajando com a velocidade da luz. Como a radiação é a única que pode ocorrer no espaço vazio, esta é a principal forma pela qual o sistema Terra-Atmosfera recebe energia do Sol e libera energia para o espaço.

A condução ocorre dentro de uma substância ou entre substâncias que estão em contato físico direto. Na condução a energia cinética dos átomos e moléculas (isto é, o calor) é transferida por colisões entre átomos e moléculas vizinhas. O calor flui das temperaturas mais altas (moléculas com maior energia cinética) para as temperaturas mais baixas (moléculas com menor energia cinética). A capacidade das substâncias para conduzir calor (condutividade) varia consideravelmente. Via de regra, sólidos são melhores condutores que líquidos e líquidos são melhores condutores que gases. Num extremo, metais são excelentes condutores de calor e no outro extremo, o ar é um péssimo condutor de calor. Conseqüentemente, a condução só é importante entre a superfície da Terra e o ar diretamente em contato com a superfície. Como meio de transferência de calor para a atmosfera como um todo a condução é o menos significativo e pode ser omitido na maioria dos fenômenos meteorológicos.

A convecção somente ocorre em líquidos e gases. Consiste na transferência de calor dentro de um fluido através de movimentos do próprio fluido. O calor ganho na camada mais baixa da atmosfera através de radiação ou condução é mais freqüentemente transferido por convecção. A convecção ocorre como conseqüência de diferenças na densidade do ar. Quando o calor é conduzido da superfície relativamente quente para o ar sobrejacente, este ar torna-se mais quente que o ar vizinho. Ar quente é menos denso que o ar frio de modo que o ar frio e denso desce e força o ar mais quente e menos denso a subir. O ar mais frio é então aquecido pela superfície e o processo é repetido.

Desta forma, a circulação convectiva do ar transporta calor verticalmente da superfície da Terra para a troposfera, sendo responsável pela redistribuição de calor das regiões equatoriais para os pólos. O calor é também transportado horizontalmente na atmosfera, por movimentos convectivos horizontais, conhecidos por advecção. O termo convecção é usualmente restrito à transferência vertical de calor na atmosfera.

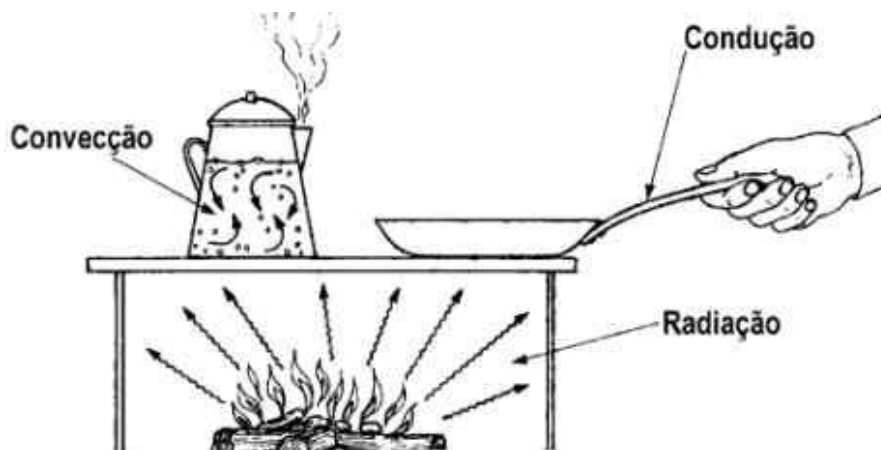


Fig. 11 - Mecanismos de Transferência de Calor

Na atmosfera, o aquecimento envolve os três processos, radiação, condução e convecção, que ocorrem simultaneamente. O calor transportado pelos processos combinados de condução e convecção é denominado calor sensível.

7. Balanço Global de Calor

Existe um balanço quase perfeito entre a quantidade de radiação solar incidente e a quantidade de radiação terrestre (sistema Terra-atmosfera) retornada para o espaço; caso contrário, o sistema Terra-atmosfera estaria progressivamente se aquecendo ou resfriando. Vamos examinar este balanço na Fig. 12, usando 100 unidades para representar a radiação solar interceptada no topo da atmosfera.

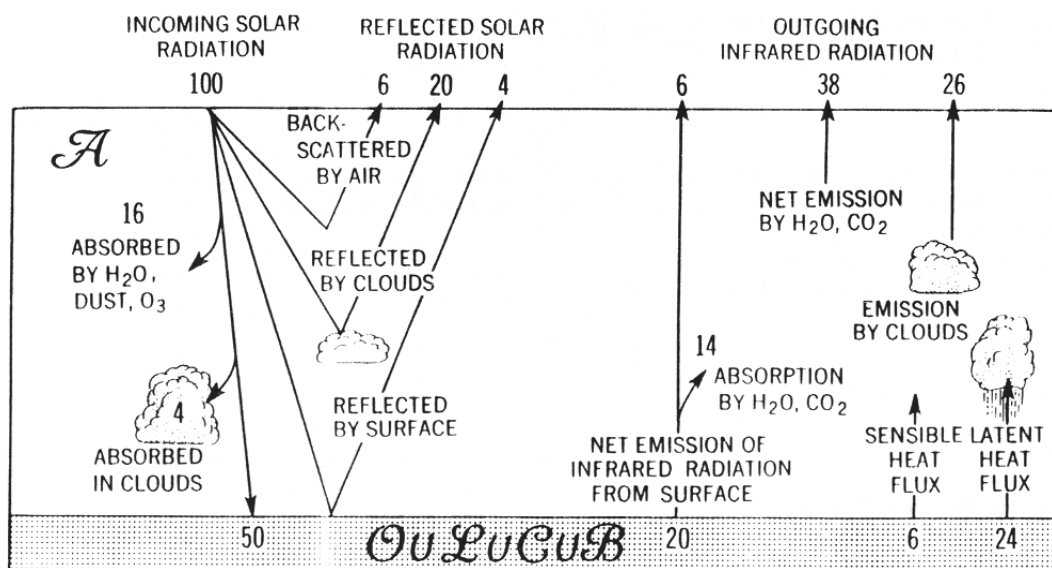


Fig. 12 - Balanço de Calor da Terra e atmosfera

Das 100 unidades de radiação solar incidente mostrada no lado esquerdo da figura Fig. 12, 16 unidades são absorvidas pelo ozônio estratosférico, vapor d'água troposférico e aerossóis, 4 unidades pelas nuvens, e 50 unidades pela superfície da Terra. As 30 unidades restantes de radiação solar são espalhadas para o espaço pelo ar (6 unidades), refletidas pelas nuvens (20 unidades), e refletidas pela superfície da Terra (4 unidades). Essas 30 unidades não participam nos processos físicos e químicos que ocorrem no sistema climático.

Das 50 unidades de radiação solar absorvida pela superfície, nota-se no lado direito da figura Fig. 12 que 20 unidades são emitidas como radiação de onda longa para a atmosfera e 30 unidades são transferidas para a atmosfera através de processos turbulentos e convectivos na forma de calor sensível (6 unidades) e calor latente (24 unidades). Das 20 unidades de radiação de onda longa emitida, 14 unidades são absorvidas na atmosfera principalmente por vapor d'água e dióxido de carbono e 6 unidades são emitidas diretamente para o espaço.

Considerando apenas a atmosfera, ela absorve 20 unidades de radiação solar mais 44 unidades de energia emitida pela superfície. Essa quantidade total de 64 unidades absorvidas é então balanceada pela emissão para o espaço de radiação infravermelha pelo vapor d'água e dióxido de carbono (38 unidades) e pelas nuvens (26 unidades). Somando as 6 unidades de radiação emitidas pela superfície e que passam diretamente pela atmosfera, a perda total na

forma de radiação de onda longa no topo da atmosfera é de 70 unidades. Essas são necessárias para balancear as 70 unidades de radiação solar de onda curta absorvidas.

Para manter o equilíbrio, a energia solar incidente que é absorvida pelo sistema Terra-atmosfera deve ser balanceada por uma quantidade igual de energia radiante que sai do sistema. Se fosse calculada a energia solar total absorvida pelo sistema Terra-atmosfera e, se isso fosse igualado a radiação infravermelha escapando da Terra, então é possível determinar a temperatura de equilíbrio radiativo do planeta através da Lei de Stefan-Boltzmann, que relaciona o fluxo radiante de energia à temperatura. A partir de observações feitas do espaço, a temperatura de equilíbrio radiativo da Terra é de -18°C , enquanto que a temperatura média observada à superfície é de 15°C .

Essa diferença de 33°C entre os dois valores de temperatura é devida a presença da atmosfera da Terra. Isso porque alguns gases, principalmente vapor d'água, dióxido de carbono, metano e ozônio, absorvem e reemitem a radiação infravermelha em bandas seletivas do espectro infravermelho (Trenberth, 1992). As nuvens e as partículas também afetam a radiação infravermelha, com as nuvens (exceto as nuvens cirrus) absorvendo quase toda a radiação infravermelha que recebem, e as partículas absorvendo ou espalhando relativamente pouco da radiação infravermelha, dependendo das características do material particulado. Esses constituintes da atmosfera reemitem a radiação infravermelha tanto para o espaço quanto para a superfície, sendo que este último caso contribui para a redução da perda de calor pela superfície. Esse fenômeno é frequentemente chamado de efeito estufa. Vale lembrar que esse fenômeno é natural e já acontece na Terra há bilhões de anos.

Caso aumentasse a concentração na atmosfera de gases absorvedores de radiação infravermelha (gases de efeito estufa), uma maior fração de energia infravermelha emitida pela superfície seria interceptada. Dessa forma, o fluxo de radiação infravermelha para o espaço seria reduzido já que uma parte dessa radiação foi absorvida na atmosfera. Além disso, como pode ser visto no lado direito da figura Fig. 12, o fluxo de radiação infravermelha para baixo também aumentaria, causando um aquecimento na superfície, ou seja, o resultado final do efeito estufa seria uma elevação da temperatura à superfície. De fato, o mais complicado é saber em quantos graus esse efeito estufa causado pela ação do homem elevaria a temperatura à superfície, já que isso envolve muitos processos de retroalimentação dentro do sistema climático.

8. Balanço de Calor Latitudinal

O balanço de calor global, que vale para o sistema Terra-atmosfera, mantendo sua temperatura média aproximadamente constante, não é obedecido para cada latitude. Em latitudes mais altas, a irradiância da radiação solar incidente é menor que em latitudes mais baixas. Por outro lado, a saída de radiação infravermelha varia pouco com a latitude. Conseqüentemente, em altas latitudes (além de $\sim 30^{\circ}$), a taxa de resfriamento por radiação infravermelha excede a taxa de aquecimento por absorção de radiação solar. Em latitudes mais baixas (entre $\sim 30^{\circ}$) a taxa de aquecimento por radiação solar é maior que a taxa de resfriamento por radiação infravermelha. Como os trópicos não estão se tornando mais quentes, nem os pólos mais frios, calor deve estar sendo transportado dos trópicos para as médias e altas latitudes. Este desequilíbrio de calor é que produz os ventos e as correntes oceânicas.

O transporte de calor para os pólos é realizado principalmente pela troca de massas de ar. Massas de ar quentes de baixas latitudes deslocam-se para os pólos e são substituídas por massas de ar frio que se deslocam de altas latitudes para os trópicos. Desta forma, calor sensível é transportado para os pólos.

Trocas de massas de ar respondem por quase metade do transporte de calor para os pólos. O restante deve-se à liberação de calor latente em tempestades (~ 30%) e às correntes oceânicas (~ 20%). A água evaporada na superfície mais quente dos oceanos nos trópicos é levada pela circulação para os pólos. Parte do vapor d'água se condensa em nuvens, liberando calor latente. Além disso, correntes oceânicas frias se dirigem para os trópicos e as quentes se dirigem para os pólos.

9. Medida de Radiação

9.1 Piranômetro

O piranômetro é o instrumento padrão para medida de intensidade da radiação solar que atinge uma superfície horizontal. O instrumento consiste de um sensor encerrado num hemisfério transparente que transmite a insolação total (direta mais difusa) em onda curta ($< 3,5\mu\text{m}$). O sensor é um disco que consiste de setores alternados brancos e pretos. Os setores pretos são altamente absorvedores e os setores brancos altamente refletivos da radiação solar. Diferenças na absortividade e albedo significam que as temperaturas dos setores brancos e pretos do sensor respondem de forma diferente a mesma intensidade de radiação solar. O contraste de temperatura entre os segmentos branco e preto é calibrado em termos de irradiância. Um piranômetro pode ser ligado eletronicamente a um traçador de gráfico que registra continuamente a insolação, ou a saída pode ser gravada sobre uma fita magnética.

Um equipamento muito difundido é o Piranômetro Eppley, cujo elemento sensível é composto por uma série de junções de cobre (termopares) dispostas radialmente. As junções quentes são pintadas com tinta negra e as frias recebem um revestimento de sulfato de bário (cor branca). Quando expostas à radiação solar, essas junções produzem corrente elétrica, que são registradas em unidades apropriadas.



Piranômetro Eppley

No Brasil, o mais difundido dos piranômetros é o actinógrafo bimetalico do tipo Robitzsch, totalmente mecânico. O elemento sensível é constituído por uma lâmina bimetalica enegrecida, exposta à radiação solar e por mais duas outras, pintadas de branco e mantidas à sombra. A deformação resultante, apenas devido à radiação, é transmitida a uma pena registradora sob a qual se move um diagrama (actinograma), preso a um tambor rotativo.

222

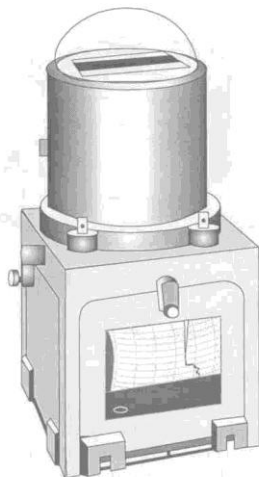


Fig. V.13 - Actinógrafo bimetalico de Robitzsch.

Actinógrafo bimetalico do tipo Robitzsch

9.2 Pireliômetro

Os pireliômetros são instrumentos destinados a medir a irradiância correspondente à radiação solar direta, perpendicular à direção de sua propagação. O mais conhecido é o Pireliômetro de Compensação de Angstrom, cujo sensor é constituído de duas placas, umas das quais é aquecida devido à absorção da energia solar direta.

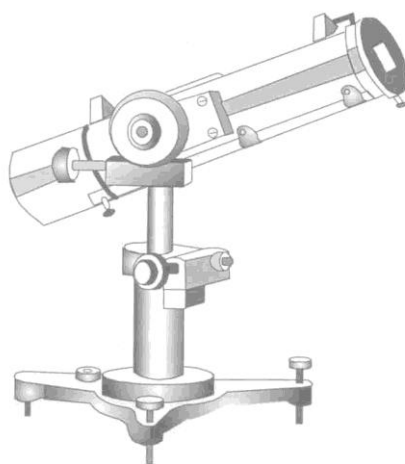
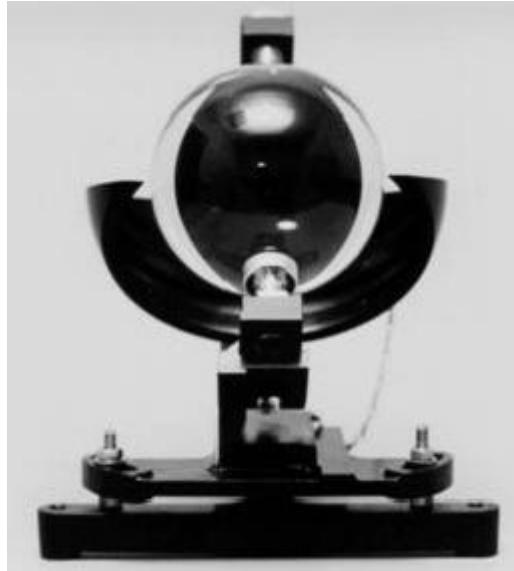


Fig. V.11 - Pireliômetro de Ångstrom.

Pireliômetro de Angstrom

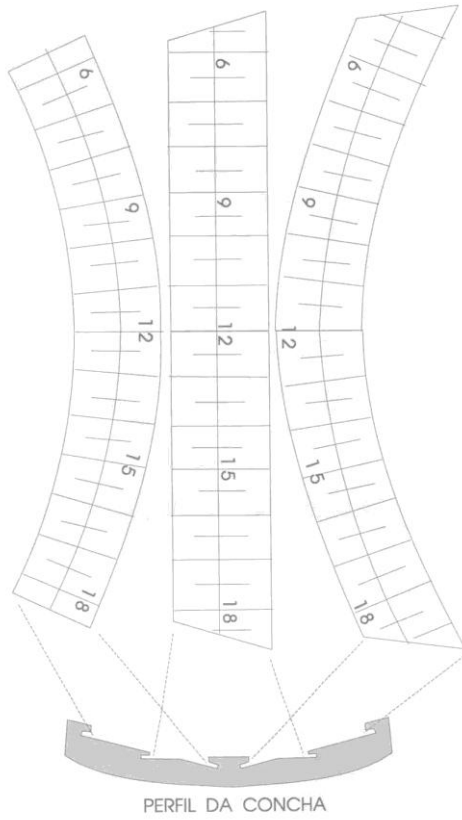
9.3 Heliógrafo

Os heliógrafos destinam-se medir a insolação, que representa o intervalo de tempo em que o disco solar permanece visível, entre o nascimento e o ocaso do Sol. O heliógrafo mais difundido no Brasil é o de Campbell-Stokes, formado por uma esfera de vidro transparente, montada num eixo inclinável, cujo suporte contém uma calha, disposta transversalmente e orientada no sentido leste-oeste.



Heliógrafo de Campbell-Stokes

Nesta calha é colocada diariamente uma tira de papel especial, chamada heliograma, onde está impressa uma escala horária. O princípio de funcionamento é extremamente simples: o foco luminoso, devido à radiação direta, queima o heliograma em um ponto, que avança com o movimento aparente diário do Sol. Quando uma nuvem oculta o disco solar, a queima é interrompida. No Brasil, usam-se heliogramas de três formas diferentes: curvos longos, de meados de outubro ao final de fevereiro, curvos curtos, entre meados de abril e o final de agosto, e retos, no restante do ano.



Heliograma