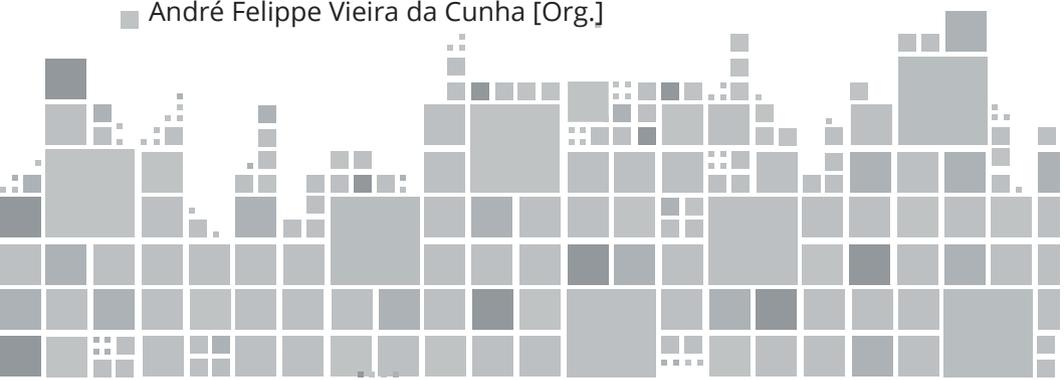


Conhecimentos sobre Engenharia Solar Térmica: Geometria Solar e Coletor Solar Plano



■ André Felipe Vieira da Cunha [Org.]



Série Livro-Texto



André Felipe Vieira da Cunha

Conhecimentos sobre Engenharia Solar Térmica: Geometria Solar e Coletor Solar Plano

Recife
2021



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Reitor: Alfredo Macedo Gomes

Vice-Reitor: Moacyr Cunha de Araújo Filho



Pró-Reitoria de Graduação

Pró-Reitora: Magna do Carmo Silva

Diretora: Fernanda Maria Ribeiro de Alencar

Editora UFPE

Diretor: Junot Cornélio Matos

Vice-Diretor: Diogo Cesar Fernandes

Editor: Artur Almeida de Ataíde

Comitê de avaliação

Adriana Soares de Moura Carneiro, Ana Célia Oliveira dos Santos, Andressa Suely Saturnino de Oliveira, Arquimedes José de Araújo Paschoal, Assis Leão da Silva, Ayalla Camila Bezerra dos Santos, Chiara Natercia Franca Araujo, Deyvylan Araujo Reis, Djailton Cunha, Flavio Santiago, Hyana Kamila Ferreira de Oliveira, Isabel Cristina Pereira de Oliveira, Jaqueline Moura da Silva, Jorge Correia Neto, Keyla Brandão Costa, Luciana Pimentel Fernandes de Melo, Márcia Lopes Reis, Márcio Campos Oliveira, Márcio Vilar França Lima, Maria Aparecida Silva Furtado, Maria da Conceição Andrade, Michela Caroline Macêdo, Rodrigo Gayger Amaro, Rosa Maria Oliveira Teixeira de Vasconcelos, Shirleide Pereira da Silva Cruz, Tânia Valéria de Oliveira Custódio, Waldireny Caldas Rocha

Editoração

Revisão de Texto: Ana Maria Costa de Araujo Lima

Projeto Gráfico: Diogo Cesar Fernandes | Gabriel Santana

Diagramação: Denise Simões

Catálogo na fonte

Bibliotecária Kalina Ligia França da Silva, CRB4-1408

C972c Cunha, André Felipe Vieira da.

Conhecimentos sobre engenharia solar térmica [recurso eletrônico] : geometria solar e coletor solar plano / André Felipe Vieira da Cunha. – Recife : Ed. UFPE, 2021.

(Série Livro-Texto)

Inclui referências.

ISBN 978-65-5962-094-4 (online)

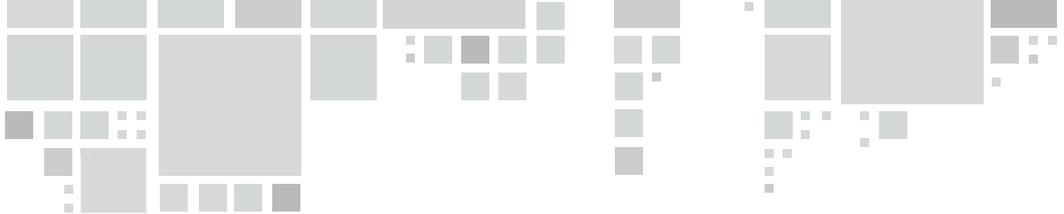
1. Energia solar. 2. Radiação solar. 3. Coletores solares. I. Título. II. Título da série.

621.47

CDD (23.ed.)

UFPE (BC2022-012)





SÉRIE LIVRO-TEXTO

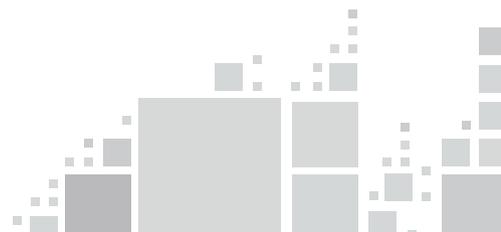
A Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), pautada pelos princípios da democracia, da transparência, da qualidade e do compromisso social, assume a Educação Superior como um bem público e um direito de todas e todos. Nesse sentido, estimula a melhoria das condições do trabalho docente, a inserção de metodologias de ensino inovadoras e a articulação dos conhecimentos teóricos e práticos nas diferentes áreas do saber como instrumentos de promoção de uma formação científica, humanística e artística que prepare nossos estudantes para a intervenção na realidade, segundo o compromisso com o desenvolvimento integral e sustentável, a equidade e a justiça social. Assim, a UFPE, por intermédio da Pró-Reitoria de Graduação e da Editora UFPE, oferta à comunidade acadêmica e à sociedade mais uma seleção da Série Livro-Texto, com o objetivo de contribuir para a formação da biblioteca básica do estudante de graduação e para a divulgação do conhecimento produzido pelos docentes desta Universidade. Os 34 livros selecionados para esta coleção, que contemplam diferentes áreas do saber, foram aprovados segundo as condições estabelecidas no Edital 14/2021 (Edital simplificado de incentivo à produção e publicação de livros digitais Prograd/ Editora UFPE) e representam o esforço de discentes (de graduação e pós-graduação) e servidores (docentes e técnicos) e da gestão da Universidade em prol da produção, sistematização e divulgação do conhecimento, um de seus principais objetivos.

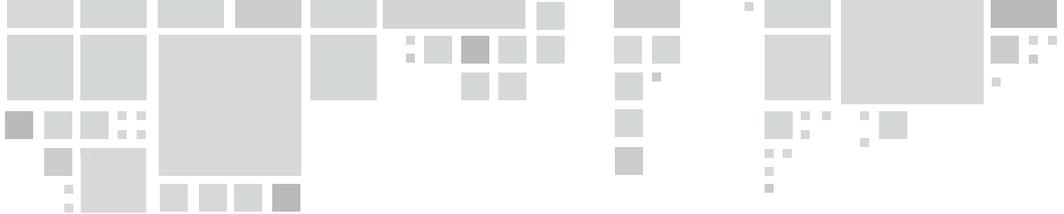
Alfredo Macedo Gomes – Reitor da UFPE

Moacyr Cunha Araújo Filho – Vice-Reitor da UFPE

Magna do Carmo Silva – Pró-Reitora de Graduação (Prograd)

Fernanda Maria Ribeiro de Alencar – Diretora da Prograd



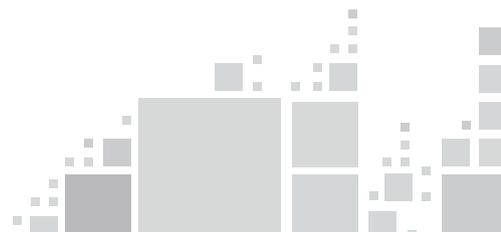


SUMÁRIO

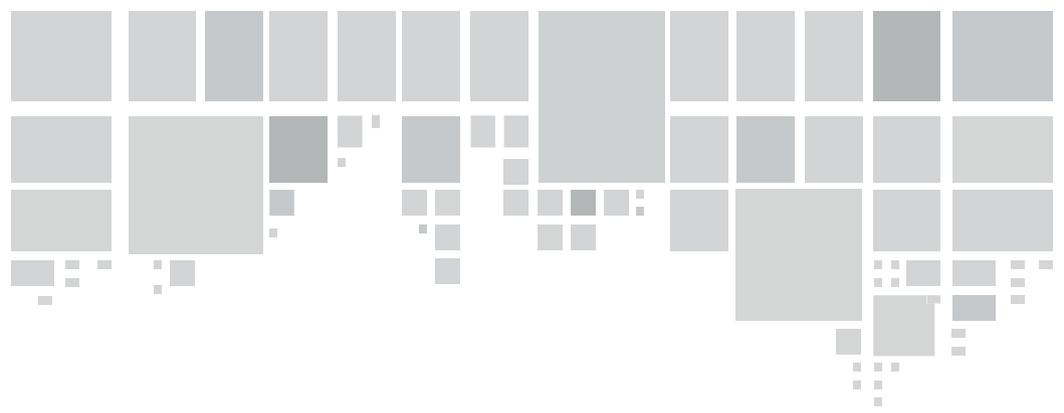
- 1 **Energia solar** 07
 - 1.1 O sol 07
 - 1.2 Constante solar I_0 09
 - 1.3 Temperatura terrestre 11
 - 1.4 Espectro eletromagnético e espectro solar 12
 - 1.5 Irradiância x insolação 17
 - 1.6 Interação da radiação eletromagnética com a matéria 19

 - 2 **Radiação na Superfície terrestre e influência da atmosfera** 19
 - 2.1 Massa de Ar Geométrica 23

 - 3 **Geometria solar** 26
 - 3.1 Norte Geográfico e Norte Magnético: Declinação Magnética 32
 - 3.2 Movimento Aparente do Sol, Declinação Solar e Ângulo Horário 33
 - 3.3 Ângulo Horário e Transformação HORA RELÓGIO para HORA SOLAR 35
 - 3.4 Ângulos de Elevação, Zenital e Azimutal 36
 - 3.5 Ângulo de Incidência Solar 41

 - 4 **Radiação solar** 44
 - 4.1 Definições e Componentes da Radiação Solar 44
 - 4.2 Radiação Extraterrestre Solar Diária (Plano Horizontal) 46
 - 4.3 Radiação Solar sobre Superfícies Horizontais e Índice de Claridade 49
- 

4.4	Radiação Solar Sobre Superfícies Inclinadas (Direta + Difusa + Albedo)	52
4.4.1	Passos de Determinação da Irradiância do Plano Horizontal para o Plano do Coletor	55
5	Coletores solares	57
5.1	Coletores Planos	59
5.2	Montagem dos Coletores	64
5.3	Tipos de Instalação dos Coletores Solares	66
6	Eficiência dos coletores planos	70
6.1	Eficiência Ótica	72
6.2	Eficiência dos Coletores Planos baseada na Temperatura Média do Fluido	74
6.3	Eficiência dos Coletores Planos baseada na Temperatura de Entrada	76
6.4	Modificadores do Ângulo de Incidência	77
7	Transferência de calor em coletores solares	79
7.1	Fluxo de Calor Convectivo	80
7.2	Fluxo de Calor por Radiação entre Céu-Solo ou Céu-Cobertura do Coletor	82
7.3	Coeficiente de Transferência de Calor Frontal para Projetos e Condições de Operação Diversas	83
7.4	Coeficiente de Transferência de Calor para Coletor Solar Plano Aberto (Coletor para Piscina)	84
7.5	Modelo de Tabor (1958) para Coletor Solar Plano	85
7.6	Exercício de Transferência de Calor em Coletores Solares	86
8	Referências Bibliográficas	89



1. ENERGIA SOLAR

1.1 O sol

O Sol é a estrela mais importante do sistema solar, pois é ele que nos fornece a luz do dia e boa parte da nossa energia. É uma esfera com aproximadamente 1.400.000 km de diâmetro que irradia uma energia fenomenal devido a reações nucleares em cadeia. Uma parte da energia serve para manter sua temperatura e a parte restante é irradiada para o espaço. Somente uma parte muito pequena dessa energia chega à superfície da Terra, na forma de ondas eletromagnéticas.

A temperatura aparente do Sol é de cerca de 6.000 K, sendo a temperatura na sua região central estimada entre 8×10^6 até 40×10^6 K. Sua densidade é estimada em 100 vezes a densidade da água (DUFFIE e BECKMAN, 1991). Quanto ao tamanho, ele é cerca de 10 vezes maior do que Júpiter e 110 vezes maior do que a Terra, e fica a uma distância média de 149.600.000 km de nosso planeta.

O Sol gira em torno do seu eixo aproximadamente uma vez a cada quatro semanas. Suas características são apresentadas na Tabela 1 (STINE e GEYER, 1986), abaixo.

TABELA 1 - Características do sol

Massa	1,989x10 ³⁰ kg
Raio equatorial	696.000 km
Densidade média	1,410 g/cm ³
Temperatura média à superfície	5.762 K
Principal composição química	<ul style="list-style-type: none">• Hidrogênio: 92,1%• Hélio: 7,8%• Oxigênio: 0,061%• Carbono: 0,030%• Nitrogênio: 0,0084%• Néon: 0,0076%• Ferro: 0,0037%• Silício: 0,0031%• Magnésio: 0,0024%• Enxofre: 0,0015%• Todos os restantes: 0,0015%

FONTE: O Autor

A Figura 1, abaixo, ilustra os componentes de que o Sol pode ser constituído.

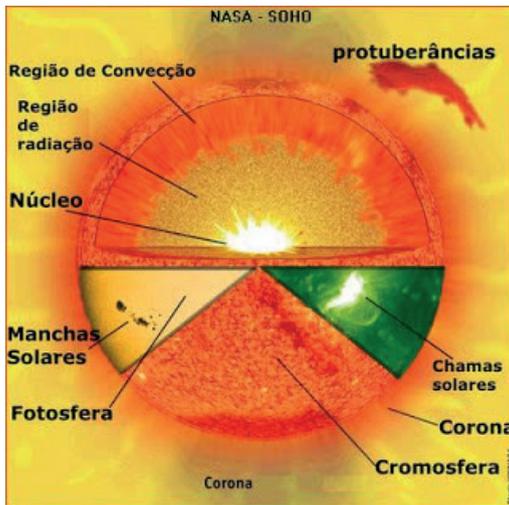


FIGURA 1: Componentes do Sol

FONTE: <https://sohowww.nascom.nasa.gov/classroom/classroom.html>

Como mostra a Figura 1, o Núcleo é a região mais interna do Sol e é onde ocorrem as reações termonucleares. O Núcleo tem diâmetro de 1.100.000 km e densidade de 135 g/cm^3 , que é 12 vezes a densidade do chumbo. A temperatura nessa região é estimada em 20 milhões de graus ($^{\circ}\text{C}$).

A Região de Convecção é responsável pelo transporte da energia gerada no Núcleo até a superfície do Sol, através de correntes de convecção. É formada por colunas de gases cuja espessura é da ordem de 150.000 km.

A região das Manchas Solares é onde ocorre uma redução da temperatura e da pressão das massas gasosas do sol.

A Fotosfera é um corpo gasoso bastante fino, de espessura aproximada de 300 km e temperatura de 5.500°C . Dessa região é lançada para o espaço a maior parte da radiação.

As Protuberâncias são um imenso jato de gás guiado pela linha de força do campo magnético.

A Cromosfera constitui-se de uma camada irregular que se estende por mais de 10 mil km acima da Fotosfera. E a Corona, parte mais exterior da Cromosfera, pode ser observada quando ocorre um eclipse solar.

1.2 Constante solar I_0

A constante solar (I_0) pode ser descrita como a densidade de energia que atinge a esfera de raio igual à distância Sol-Terra, ou seja, é a taxa da quantidade total da energia solar radiante (todo o espectro) que atinge uma área unitária normal ao raio do Sol localizado no topo da atmosfera terrestre e quando a distância Sol-Terra atinge o seu valor médio.

Essa constante pode ser obtida através da Lei do Inverso dos Quadrados, que é uma relação matemática muito simples, mas de grande importância em diversos campos da Física. Podemos observá-la nos estudos de Gravitação, de Intensidade Sonora e de Intensidade Luminosa, entre outros. A relação pode ser expressa mais simplesmente como: $1/d^2$ (um sobre o quadrado da distância).

Ela é consequência do fato de que a radiação emitida por um corpo (ou seja, sua energia) vai-se espalhando uniformemente no espaço à medida que se afasta da fonte. Isso faz com que haja um decréscimo no brilho do objeto à medida que a distância aumenta.

Assim, observamos a radiação emitida por uma fonte distante como sendo mais fraca porque a maior parte dela foi espalhada em direções que não serão registradas pelo observador, como se observa na Figura 2.

Para a luz e outras radiações eletromagnéticas, a intensidade luminosa é igual à potência dissipada sobre a área irradiada, ou seja:

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

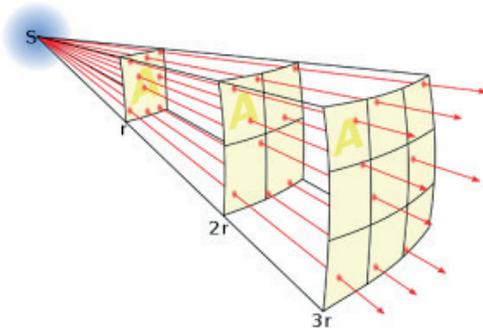


FIGURA 2: Lei do Inverso dos Quadrados

Segundo a Lei de Stefan e Boltzmann, a emissão de energia cresce com a temperatura, ou seja, o fluxo de energia emitido pelo Sol pode ser calculado como $E_s = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4$ onde R_s é o raio do Sol, $4\pi R_s^2$ é a área da superfície solar e T_s é a temperatura da superfície do Sol. Dessa forma, pode-se mostrar que:

$$I_0 = \frac{4\pi R_s^2 \sigma T_s^4}{4\pi R_{s-T}^2} = \frac{R_s^2}{R_{s-T}^2} \sigma T_s^4, \text{ onde } R_{s-T} \text{ é a distância média entre a}$$

Terra e o Sol.

Sabendo-se que $R_{s-T} = 1,49597 \times 10^{11}$ m, $R_s = 6,96 \times 10^8$ m, $T_s = 5762$ K e a constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ W/(m² K⁴), calcula-se o valor aproximado de $I_0 = 1355$ W/m².

Hickey *et al.* (1982) tinham obtido a média de $1372,7 \pm 1$ W/m²; Frohlich (1977) achou $I_0 = 1373$ W/m², com erro de 1% a 2%; e a NASA, em 1971, aceitou o valor $I_0 = 1353$ W/m² (RABL, 1985). O valor medido da constante solar I_0 é 1367 W/m² (valor da média de várias posições da Terra medido em torno do Sol (FRAIDENRAICH e LYRA, 1995).

A Figura 3 mostra esquematicamente a geometria das relações Sol-Terra. O ângulo de 32' caracteriza o tamanho que percebemos o Sol na superfície do planeta Terra, ou seja, o seu tamanho visto da Terra, que depende da distância entre o Sol e a Terra ($R_{S-T} \cong 1,49597 \times 10^{11}$ m). Assim, com o raio do Sol ($R_{Sol} = 695\,500$ km), podemos calcular esse ângulo através do triângulo retângulo entre centro e extremidade do Sol e a superfície da Terra, pela equação:

$$\alpha_{sólido} = \tan^{-1} \left(\frac{R_{Sol}}{R_{S-T}} \right) \cong 0,004649157 \text{ rad} = 31,96'$$

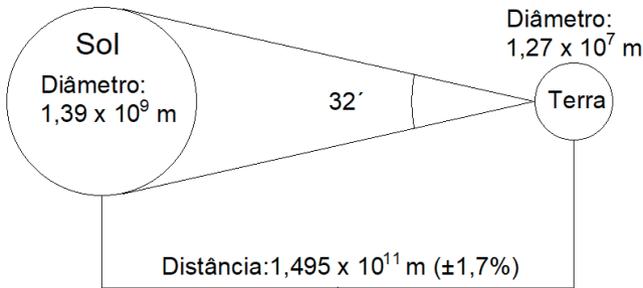


FIGURA 3: Relação entre Sol e Terra (DUFFIE e BECKMAN, 1991)

Assim, na distância média entre Sol e Terra, o Sol possui um ângulo de abertura observado na superfície da Terra de um valor médio de 32'. A Figura 3 também mostra que a excentricidade da órbita da Terra, ou seja, a variação da distância entre o Sol e a Terra varia em 1,7%, porém a radiação emitida pelo Sol e sua relação com a Terra resulta em uma intensidade quase fixa de radiação solar fora da atmosfera terrestre.

1.3 Temperatura terrestre

A potência solar (energia por unidade de tempo) incidente (E_i) sobre a Terra (como mostra a Figura 4) pode ser obtida através da seguinte equação:

$$E_i = I_0 A_c = I_0 \pi R_T^2$$

onde I_0 é a constante solar e aproximadamente igual a 1367 W/m^2 , A_c é a área da seção transversal da Terra e R_T o raio médio da Terra igual a 6.371 km .

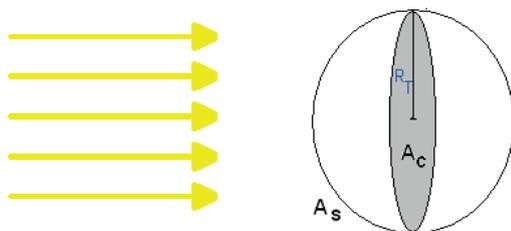


FIGURA 4: Radiação solar sobre a Terra

Essa energia recebida na Terra será irradiada através de sua superfície esférica. Considerando-se a Terra como um corpo negro que se encontra a uma temperatura igual a T_T , o fluxo de radiação emitida será igual a

$$E_e = 4\pi R_T^2 \sigma T_T^4$$

Se realizarmos um balanço de energia, no estado do equilíbrio temos que a potência solar incidente na superfície terrestre é igual à potência emitida por sua superfície, ou seja:

$$E_i = I_0 \pi R_T^2 = E_e = 4\pi R_T^2 \sigma T_T^4 \text{ encontrando-se } T_T = \left(\frac{I_0}{4\sigma} \right)^{1/4}$$

onde T_T = Temperatura terrestre, I_0 é a constante solar e aproximadamente igual a 1367 W/m^2 , R_T é o raio médio da Terra igual a $6,37 \times 10^6 \text{ m}$, e σ é a constante de Stefan-Boltzmann igual a $5,67 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2\text{K}^4)$. Dessa forma, calcula-se que $T_T = 279 \text{ K (6}^\circ\text{C)}$. Na prática, verifica-se que $T_T = 288 \text{ K (15}^\circ\text{C)}$.

1.4 Espectro eletromagnético e espectro solar

O espectro eletromagnético é o intervalo completo de todas as possíveis frequências da radiação eletromagnética. Esse espectro se estende desde as ondas de baixa frequência, ondas de rádio, até as de maior frequência, como as da radiação gama, conforme mostrado na Figura 5.

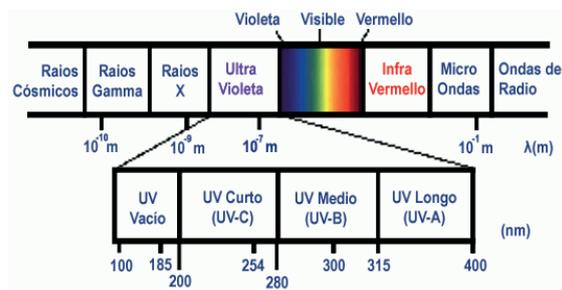


FIGURA 5: Espectro eletromagnético

A irradiação solar é uma sobreposição de ondas cujos comprimentos variam de $0,25 \mu\text{m}$ a $4 \mu\text{m}$. Quanto mais curto o comprimento de onda, mais energia tem a onda, daí o perigo dos raios ionizantes, cujo comprimento de onda é um milhão de vezes mais curto do que o da irradiação solar. A densidade média da irradiação solar que entra na atmosfera é cerca de 1350 W/m^2 a 1450 W/m^2 . A atmosfera dispersa parte dessa energia por difusão molecular, reflexão difusa sobre os aerossóis (poeiras, gotas finas etc.) e por absorção solar.

Em 1701, Newton usou um prisma e decompôs pela primeira vez a luz solar em cores. Pode-se decompor qualquer luz com um prisma ou com uma rede de difração, e o resultado obtido é seu espectro, como ilustrado no espectro solar da Figura 6, abaixo. (ALDABÓ, 2002)

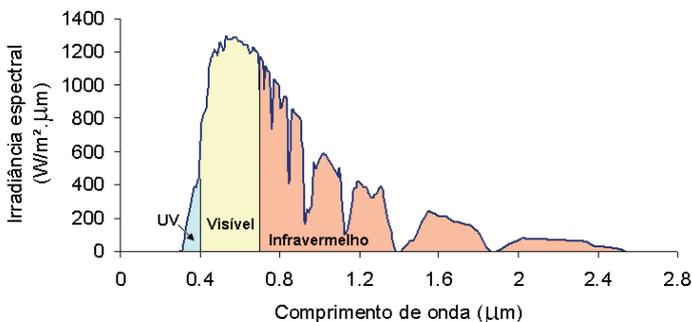


FIGURA 6: Espectro solar

Duffie e Beckman (1991) estimam que, fora da atmosfera, a região ultravioleta tenha comprimento de onda de até $38 \mu\text{m}$, a região visível entre $0,38 \mu\text{m}$ e $0,78 \mu\text{m}$, e a região ultravioleta acima de $0,78 \mu\text{m}$.

Quanto mais baixo o sol está no horizonte, maior é a camada de ar atravessada pelos raios e menos energia atinge o solo. Quando o ângulo feito com o plano horizontal do lugar com os raios for inferior a 15°, é inútil tentar captar esses raios. A espessura de ar atravessada absorveu quase toda a energia. No solo, a composição espectral e as frações de energia da irradiação solar são, aproximadamente, as seguintes:

Comprimento de onda [μm]	Porcentagem de energia total	Natureza da irradiação
0,25 a 0,4	1 a 3	Ultravioleta
0,4 a 0,75	40 a 42	Visível
0,75 a 2,5	55 a 59	Infravermelho

As fontes de luz podem ser modeladas como emissores de corpo negro. Um corpo negro absorve toda a radiação incidente em sua superfície e emite radiação de acordo com sua temperatura. A irradiação espectral (ou monocromática) (F [$\text{Wm}^{-2}\text{m}^{-1}$]) emitida por um corpo negro, de acordo com a Lei de Planck, é dada como:

$$F(\lambda) = \frac{2 \cdot \pi \cdot h \cdot c^2}{\lambda_o^5 \left(\exp\left(\frac{h \cdot c}{k \cdot \lambda_o \cdot T}\right) - 1 \right)}$$

onde λ_o [m] é o comprimento de onda; T é a temperatura em [K]; h é a Constante de Planck e igual a $6,626 \times 10^{-27}$ erg.s ou $6,626 \times 10^{-34}$ joule.s, c é a velocidade da luz no vácuo e igual a $2,998 \times 10^8$ m/s, e k é a Constante de Boltzmann e igual a $1,38065 \times 10^{-16}$ erg/K ou $1,38065 \times 10^{-23}$ joule/K.

A densidade de potência total é determinada integrando-se $F(\lambda_o)$ de $-\infty < \lambda_o < +\infty$, resultando em $H = \sigma T^4$, onde σ é a Constante de Stefan-Boltzmann e igual a $5,67 \times 10^{-8}$ J/m²s.K⁴.

O espectro da luz solar no espaço próximo da Terra, fora da atmosfera, foi padronizado como AM0 pela norma 2000 ASTM Standard Extraterrestrial Spectrum Reference E-490-00, como mostrado na Figura 7, a seguir. A área sob a curva é de 1367 W/m².

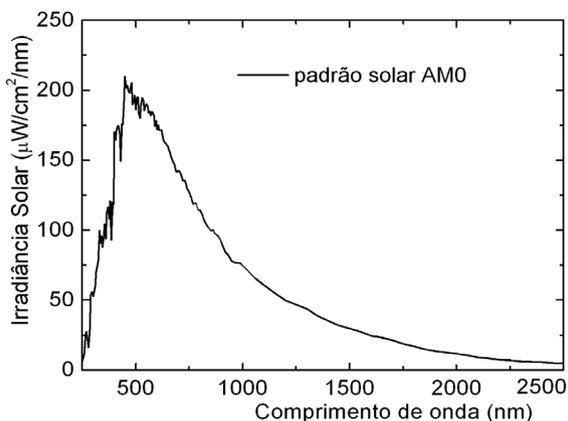


FIGURA 7: Espectro solar padrão AM0

O comprimento de onda equivalente ao valor de irradiância espectral máxima de um corpo negro é determinado derivando-se a irradiância espectral e igualando a derivada da equação da irradiância espectral a zero. O resultado, expresso abaixo, é conhecido como Lei de Wien:

$$\lambda_{\max}(\mu m) = \frac{2897,8}{T}$$

onde λ_{\max} é o comprimento de onda de máxima irradiância espectral e T , a temperatura dada em [K].

Quando a temperatura de um corpo negro aumenta, a distribuição espectral muda. Por exemplo, na temperatura ambiente um corpo negro emite baixa potência radiativa a comprimentos de onda da ordem de 10 μm , fora do campo visual de um observador humano. A distribuição espectral da radiação solar apresenta um máximo em torno de 0,5 μm , enquanto um corpo a uma temperatura de 350 K, típica dos coletores solares, apresenta um máximo ao redor de 8 μm , conforme ilustrado na Figura 8.

Nessa Figura, as intensidades estão normalizadas para o valor máximo igual a 1 e pode-se observar o deslocamento espectral em função da temperatura.

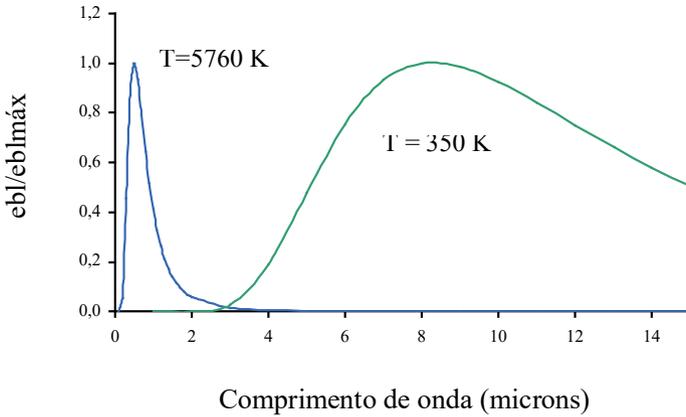


FIGURA 8: Espectro solar de corpos com duas temperaturas diferentes

A intensidade de radiação ou irradiância é obtida pela integração da irradiância espectral solar entre dois comprimentos de onda, ou seja:

$$I = \int_{\lambda_{o1}}^{\lambda_{o2}} F(\lambda_o) d\lambda_o$$

A fração da radiação (f) em cada região da radiação solar é obtida pela integração da região do comprimento de onda desejado dividida pela integração total.

Exercícios:

- 1) Qual a fração da potência irradiada por um corpo negro a 5770 K nos espectros UV, Visível e Infravermelho?
- 2) Se um vidro transparente transmite 90% da radiação solar incidente de comprimentos de onda entre 0,35 a 2,7 μm e é opaco para outros comprimentos de onda, qual a fração da radiação transmitida pelo vidro?

1.5 Irradiância x insolação

A irradiância, também chamada de irradiação, é uma grandeza que mensura a potência da radiação solar em uma determinada área através da unidade W/m^2 (Watt por metro quadrado). Considera-se potência como a grandeza que expressa a energia transportada durante um certo intervalo de tempo. Assim, quanto maior a potência da radiação solar, maior é a quantidade de energia transportada em um dado instante de tempo.

A irradiância é medida através de sensores de radiação solar. Sabe-se que na superfície da Terra registram-se cerca de 1000 W/m^2 de potência – valor adotado como padrão na indústria fotovoltaica –, entretanto no espaço sideral, entre o Sol e a Terra, estima-se que a irradiância solar seja de, aproximadamente, 1.353 W/m^2 . O cálculo da irradiância em W/m^2 configura-se como uma importante ferramenta na avaliação da eficiência dos dispositivos e sistemas fotovoltaicos, servindo, ainda, de parâmetro de teste da qualidade das células e módulos fotovoltaicos fornecidos pelos fabricantes. Por meio de um sensor de armazenamento, obtém-se a irradiância de um dia, dado que permite calcular a quantidade diária de energia que uma área recebe do Sol. Com esse dado, computa-se a energia solar recebida ao longo de uma semana, um mês ou um ano.

Denomina-se insolação (ou radiação [J/m^2]) a medida expressa em unidade de Wh/m^2 (watt-hora por metro quadrado), referente à energia solar que incide sobre uma área de superfície plana num dado intervalo de tempo. Os dados práticos de insolação são utilizados no dimensionamento dos sistemas fotovoltaicos e estão disponibilizados em mapas de insolação ou através de ferramentas como a calculadora solar. O mapa de insolação contém o valor da energia do Sol, recebida diariamente por metro quadrado nas diversas regiões brasileiras.

1.6 Interação da radiação eletromagnética com a matéria

A emissividade monocromática de um corpo não negro é o quociente da sua potência emitida pelo corpo negro para mesmo comprimento de onda, ou seja:

$$\varepsilon(T) = \frac{E(T)}{\sigma T^4},$$

onde $E(T)$ é a radiação do corpo não negro.

Segundo a Lei de Kirchhoff, um corpo a uma temperatura T de equilíbrio emite a mesma fração de radiação que absorve, ou seja, a Emitância (ε_{λ_o}) = Absortância (α_{λ_o}). Para um corpo negro, tem-se que $\varepsilon_{\lambda_o} = \alpha_{\lambda_o} = 1$.

A radiação eletromagnética incidente sobre a matéria pode ser transmitida (índice t), refletida (índice r) ou absorvida (índice a), ou seja:

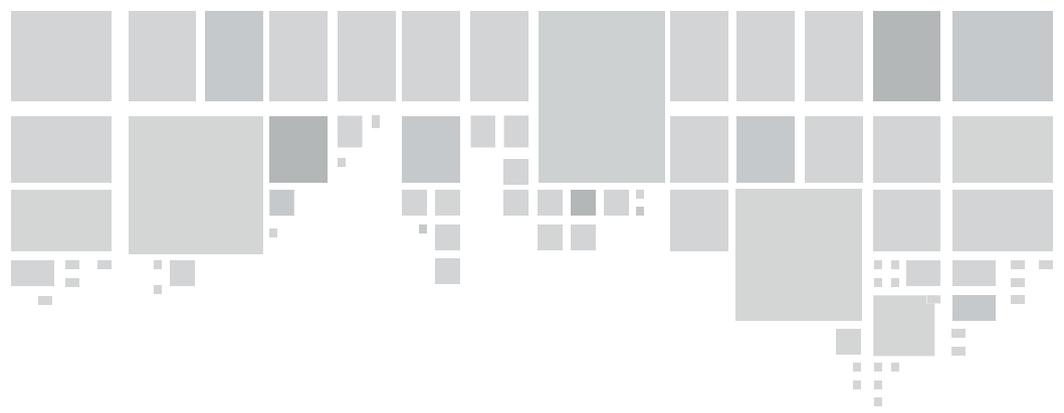
$$I_{\lambda_o} = I_{\lambda_o t} + I_{\lambda_o r} + I_{\lambda_o a}, \text{ então } \frac{I_{\lambda_o}}{I_{\lambda_o}} = \frac{I_{\lambda_o t}}{I_{\lambda_o}} + \frac{I_{\lambda_o r}}{I_{\lambda_o}} + \frac{I_{\lambda_o a}}{I_{\lambda_o}} = \tau_{\lambda_o} + \rho_{\lambda_o} +$$

$\alpha_{\lambda_o} = 1$, onde τ_{λ_o} é transmitância, ρ_{λ_o} é a refletância e α_{λ_o} é a absortância.

No corpo branco: $\rho_{\lambda_o} = 1, \tau_{\lambda_o} + \alpha_{\lambda_o} = 0$

No corpo negro: $\tau_{\lambda_o} + \rho_{\lambda_o} = 0$ e $\alpha_{\lambda_o} = 1$

No corpo opaco: $\rho_{\lambda_o} + \alpha_{\lambda_o} = 1$ e $\tau_{\lambda_o} = 0$



2. RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE TERRESTRE E INFLUÊNCIA DA ATMOSFERA

Antes de atingir a superfície da Terra, a radiação solar atravessa a sua atmosfera. A atmosfera terrestre é uma camada de gases que envolve a Terra e é retida pela força da gravidade. Essa camada de gases protege a vida na Terra, absorvendo a radiação ultravioleta solar, aquecendo a superfície por meio da retenção de calor (efeito estufa) e reduzindo os extremos de temperatura entre o dia e a noite.

Visto do espaço, o planeta Terra aparece como uma esfera de coloração azul brilhante. Esse efeito cromático é produzido pela dispersão da luz solar sobre a atmosfera, que existe também em outros planetas do sistema solar dotados de atmosfera.

A irradiação solar global que atinge a superfície é formada por duas parcelas: irradiação direta e irradiação difusa. A irradiação solar difusa é a radiação solar que alcança a Terra após os raios solares terem sido dispersados por moléculas em suspensão na atmosfera.

Em média, a radiação solar incidente na atmosfera terrestre sofre as seguintes perdas: 19% são perdas por absorção pelas moléculas de oxigênio e ozônio da radiação ultravioleta (de alta energia) na estratosfera (onde a temperatura cresce com a altitude); 6% são perdas por difusão dos raios solares de menor comprimento de onda (azuis e violetas), o que faz com que o céu seja azul; 24% são perdas

por reflexão (20% nas nuvens e 4% na superfície). Sendo assim, 51% são absorvidas pela superfície terrestre (ver desenho ilustrativo na Figura 9).

De forma geral, a porcentagem de energia refletida, absorvida pela atmosfera e pelas nuvens, e que atinge a superfície terrestre é fracionada, aproximadamente, da seguinte forma (GALLEGOS, 2002):

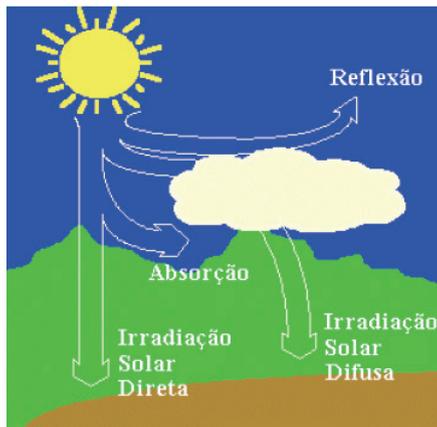
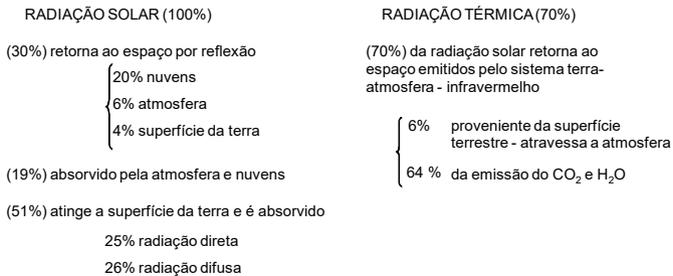


FIGURA 9: Parcelas da radiação solar

A atmosfera terrestre é composta principalmente de ar seco. O ar seco contém, em volume, cerca de 78,09% de nitrogênio, 20,95% de oxigênio, 0,93% de argônio, 0,039% de gás carbônico e pequenas quantidades de outros gases. O ar contém, ainda, uma quantidade variável de vapor de água, em média 1%.

Os gases restantes da atmosfera são muitas vezes referidos como “gases traços”, entre os quais estão incluídos os gases do efeito estufa, como o vapor de água, o dióxido de carbono, o metano, o óxido nitroso e o ozônio. O ar filtrado pode conter vestígios de

muitos outros compostos químicos. Muitas substâncias naturais podem estar presentes em quantidades ínfimas em uma amostra de ar não purificada, incluindo poeira, pólen e esporos, gotículas de água líquida, cinzas vulcânicas e meteoroides. Vários poluentes industriais também podem estar presentes, tais como o cloro (elementar ou em compostos), compostos de flúor, mercúrio elementar e compostos de enxofre, tais como dióxido de enxofre (SO_2), que pode causar a chuva ácida.

A atmosfera terrestre é formada pelas seguintes camadas: Termosfera, Mesosfera, Estratosfera e Troposfera, conforme ilustrado na Figura 10.

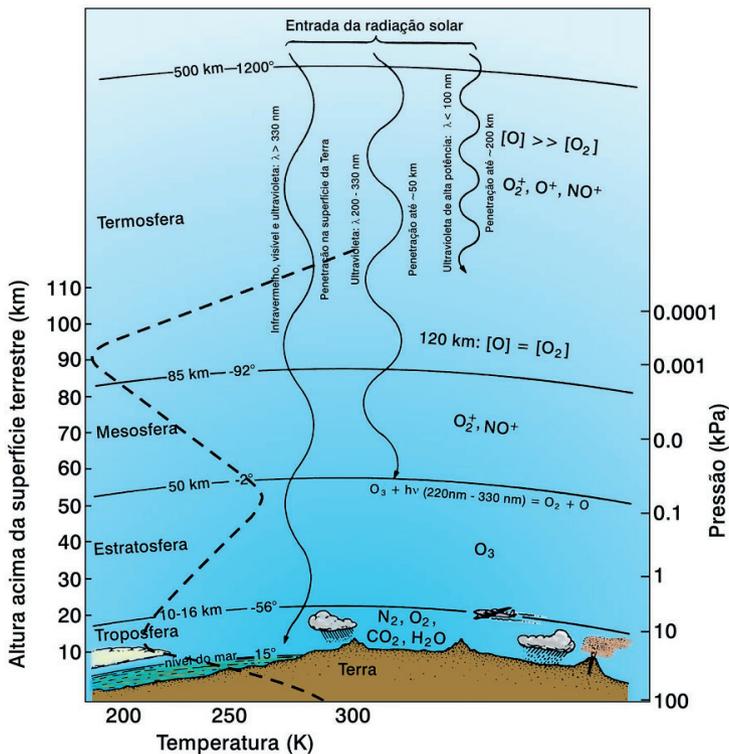


FIGURA 10: Camadas da atmosfera terrestre

A TERMOSFERA é a zona onde se destrói a maioria dos meteoritos que entram na atmosfera terrestre. Nesta camada, assim como na mesosfera, aparecem espécies iônicas e atômicas e, devido à

absorção de radiação de alta energia, de comprimento de onda de cerca de 200nm, a temperatura chega a cerca de 1200°C.

A MESOSFERA contém uma camada de pó procedente da destruição de meteoritos. Devido à diminuição de espécies que absorvem energia, especialmente o ozônio, há uma queda de temperatura. Nesta camada aparecem espécies iônicas e atômicas.

A ESTRATOSFERA fica a cerca de 50 km de altura e é nela que se encontra a camada de ozônio. Devido à presença desse gás, há um aumento da temperatura com a altitude, atingindo o seu máximo (-2°C). Esse gás é o responsável pela absorção de energia UV.

A TROPOSFERA se estende até 16 Km da superfície da Terra. Contém o ar que respiramos e é onde se produz a chuva e a neve. Essa camada caracteriza-se por quedas de temperatura à medida que a altitude se eleva.

É nessas camadas da atmosfera que ocorrem os processos de atenuação atmosférica, através de: (a) absorção seletiva por gases e vapor de água; (b) dispersão molecular pelos mesmos componentes; e (c) dispersão e absorção por aerossóis.

A Figura 11, a seguir, mostra a absorptividade de alguns gases existentes na atmosfera terrestre, de acordo com o comprimento de onda da radiação solar incidente.

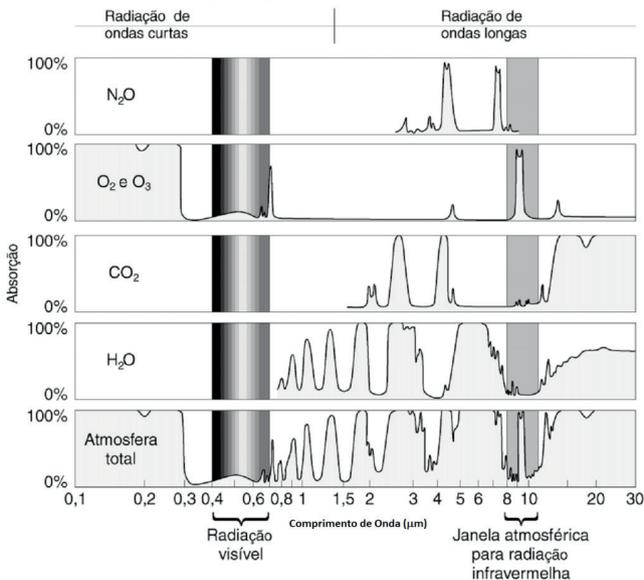


FIGURA 11: Absortividade de alguns gases

A Figura 12, a seguir, faz uma comparação entre o espectro solar no topo da atmosfera terrestre, chamada radiação solar extraterrestre, a radiação solar em uma superfície ao nível do mar e a radiação solar de um corpo negro a 5.900 K. Observa-se que as regiões indicadas pelos gases representam a fração de energia absorvida por esses gases.

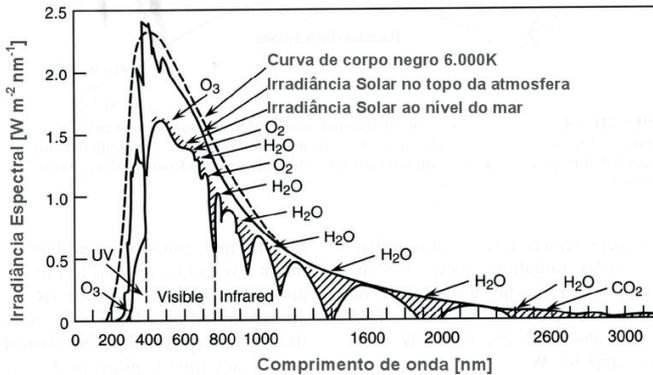


FIGURA 12: Comparação dos espectros solares

2.1 Massa de ar geométrica

Antes de a radiação solar atingir o solo, suas características (intensidade, distribuição espectral e angular) são afetadas por interações com a atmosfera, devido aos efeitos de absorção e espalhamento. Essas modificações são dependentes da espessura da camada atmosférica, também identificada por um coeficiente denominado "Massa de Ar" (AM) e, portanto, do ângulo zenital do Sol, da distância Terra-Sol e das condições atmosféricas e meteorológicas.

Quando a radiação solar que atravessa a atmosfera sofre diversas alterações ocasionadas pela composição da atmosfera (tais como vapor de água, ar, partículas em suspensão, sujeira, dentre outros fatores), ela pode ser refletida, absorvida ou espalhada. Deste modo, ao incidir na atmosfera terrestre, a radiação solar pode percorrer um percurso maior ou menor, dependendo da massa de ar (AM). O trajeto será determinado pelo ângulo em relação à linha do zênite, ou seja, pelo ângulo zenital. A massa de ar (AM) pode ser a geométrica ou a corrigida, a depender de outros fatores além do ângulo zenital.

A espessura da massa de ar geométrica (AM) atravessada pelos raios solares na atmosfera depende do ângulo zenital do Sol, ou seja, o cálculo da massa de ar geométrica é dado pela fórmula: $AM = 1 / \cos(\theta_z) = 1 / \sin(\alpha)$, onde α é a altitude solar ($\alpha + \theta_z = 90^\circ$), conforme mostrado na Figura 13, abaixo.

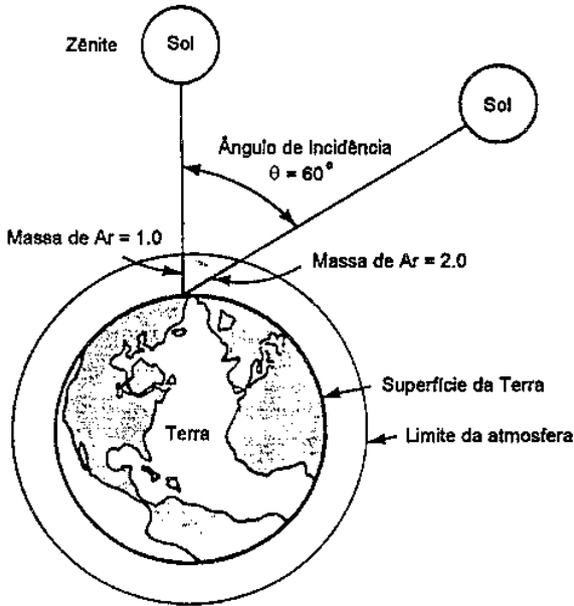


FIGURA 13: Radiação solar atravessando a atmosfera terrestre

Sabe-se que fatores como localização geográfica, hora do dia, dia do ano, condições climáticas, composição da atmosfera, altitude e outros interferem na distribuição da energia do espectro de radiação. Sendo assim, cada região do planeta apresenta um perfil diferente de radiação, quando esta atravessa a atmosfera. Países situados na zona tropical, entre os Trópicos de Câncer e Capricórnio, sofrem interferências reduzidas das massas de ar, já que os raios solares incidem com ângulos azimutais menores. Isso explica o fato de as regiões tropicais serem mais iluminadas e quentes que as demais partes do planeta.

A distribuição espectral AM1,5 refere-se ao comportamento médio anual da radiação solar em países localizados entre os Trópicos de Câncer e o Círculo Ártico. Por ter surgido em países

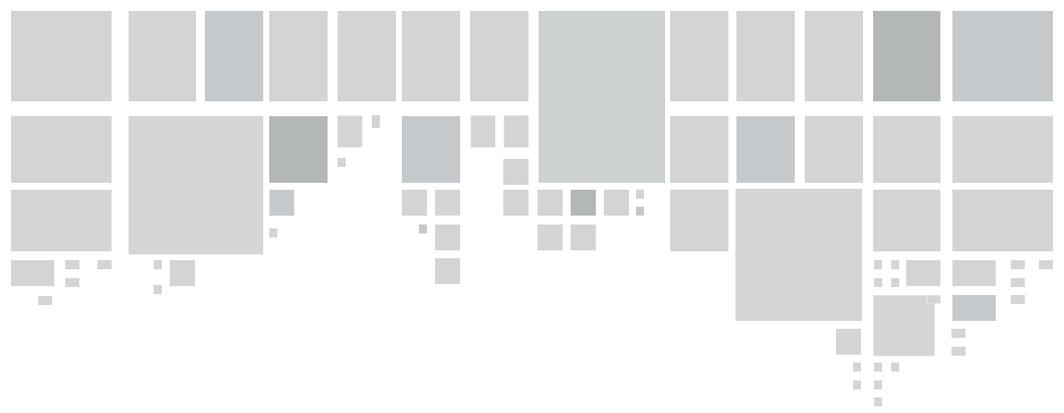
temperados, a tecnologia fotovoltaica tem como referência a massa de ar AM1,5, valor este encontrado na maioria dos catálogos de fabricantes de células e módulos fotovoltaicos. AM0 é a massa de ar no topo da atmosfera.

Na Tabela 2, apresentada a seguir, estão simuladas diversas composições da atmosfera e sua influência sobre a intensidade da radiação solar e da composição espectral.

TABELA 2: Fração de energia absorvida em função da massa de ar

Massa de ar	Ângulo zenital (°)	Radiação total (W/m ²)	Fração da constante solar	Fração de energia total		
				Ultravioleta $\lambda < 0,4$	Visível $0,4 < \lambda < 0,72$	Infravermelho $\lambda > 0,72$
0	0	1367	100	8,7	40,1	51,1
1	0	956	70,7	4,8	46,9	48,3
4	75,5	595	44,0	1,2	44,2	54,5
7	81,8	413	30,6	0,35	39,4	60,3
10	84,3	302	22,4	0,10	34,7	65,2

FONTE: O Autor



3. GEOMETRIA SOLAR

O ano tem 365 dias e 6 horas, que é aproximadamente o tempo que a Terra demora para dar uma volta completa em torno do Sol (translação de 365,25 dias). Por isso, no nosso calendário existem anos com 365 dias e anos com 366 dias, sendo estes últimos chamados de anos bissextos. Sabendo que o ano de 1996 teve 366 dias e o de 1997 teve 365 dias, podemos prever a lista dos seguintes anos com 366 dias: 2000, 2004, 2008, 2012, 2016, 2020...

A Terra gira em torno de um eixo imaginário que liga o Polo Norte ao Polo Sul, e ao fim de 24 horas dá uma volta completa sobre si mesma. Assim, de 24 em 24 horas completa-se um dia e uma noite. Durante o movimento de rotação da Terra em torno do Sol, o eixo Polo Norte-Polo Sul mantém-se apontando na mesma direção. Se fizéssemos uma viagem espacial para longe da Terra, do Sol e da Lua, veríamos, ao longo de um ano, a Terra movimentar-se conforme a Figura 14, abaixo.

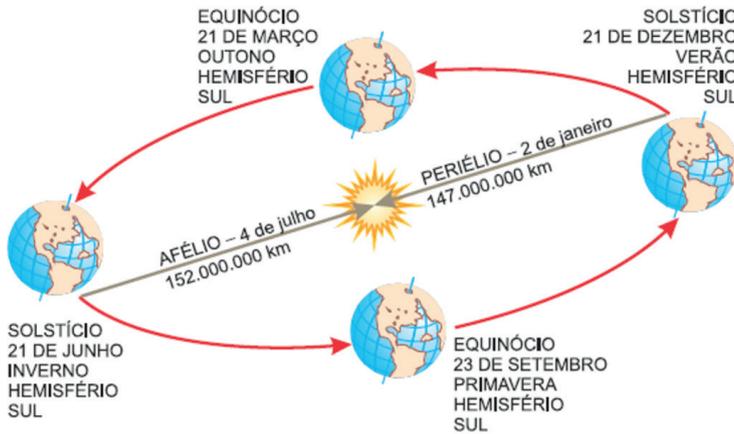


FIGURA 14: Movimento da Terra em torno do Sol

O solstício é caracterizado pelo dia mais longo do ano (no verão) e o mais curto (no inverno). O solstício é de inverno em 21 de junho, quando a radiação solar incide 90° sobre o Trópico de Câncer, e de verão em 21 de dezembro, quando a radiação solar incide 90° sobre o Trópico de Capricórnio, no Hemisfério Sul. No Hemisfério Norte é o inverso: solstício de verão em 21 de junho e de inverno em 21 de dezembro.

Equinócios são os dias do ano em que a duração do dia e a da noite são iguais, sendo o equinócio de outono em 21 de março e o de primavera em 23 de setembro no Hemisfério Sul. Nos equinócios, a radiação solar está paralela ao plano do Equador, fazendo um ângulo de 90° com essa linha.

Afélio é a maior distância do Sol em relação à Terra, cujo valor aproximado é de 152.000.000 km e ocorre próximo do dia 4 de julho. Periélio é a menor distância do Sol em relação à Terra, cujo valor aproximado é de 147.000.000 km e ocorre por volta de 02 a 04 de janeiro, considerando-se o movimento elíptico de translação da Terra em torno do Sol.

Afélio e periélio não têm a ver com as estações do ano. O fato de o verão ser mais quente no Hemisfério Norte do que no Hemisfério Sul é devido ao calor específico. A área terrestre no Hemisfério Norte, sendo maior que a do Hemisfério Sul, aquece mais e esfria mais.

O eixo Norte-Sul está inclinado $23^\circ 30'$ (sendo a inclinação do eixo da Terra de $23,45^\circ$) do plano da órbita da Terra, sempre na mesma direção, quando da translação da Terra em torno do Sol. Observa-se

na Figura 15 que existe uma região ao longo da órbita da Terra em que o Polo Norte não está iluminado pela luz do Sol, enquanto o Polo Sul está sempre iluminado pela luz solar (inverno no Hemisfério Norte e verão no Hemisfério Sul).

A translação da Terra em torno do Sol e o fato de a Terra ter seu eixo inclinado em relação ao plano da órbita da Terra provocam a existência das estações do ano: verão, outono, inverno e primavera, nas regiões acima e abaixo dos Trópicos de Câncer e Capricórnio (ver Figura 15). Na região equatorial, as diferenças entre as estações do ano são menos acentuadas.

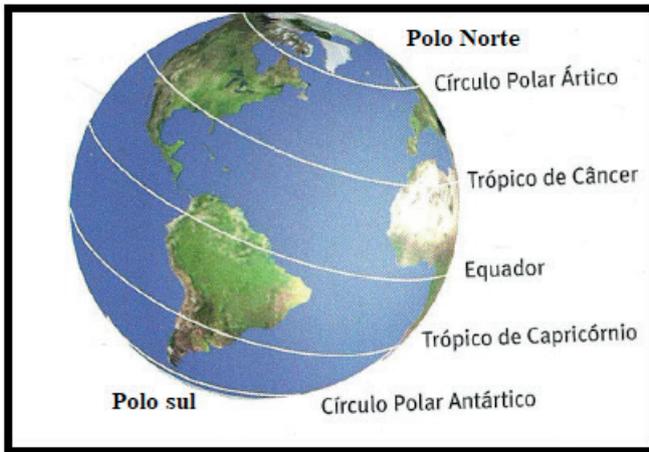


FIGURA 15: Principais paralelos da Terra

Considerando a translação elíptica que a Terra faz em torno do Sol, a irradiância solar que atinge a atmosfera terrestre (I_{0eff}) varia ao longo do ano, numa faixa entre $\pm 3,3\%$, e é dada pela seguinte expressão (DUFFIE e BECKMAN,1991):

$$I_{0eff} = I_0 \left(1 + 0,033 \cos \left(\frac{360n}{365} \right) \right)$$

Spencer (1971, *apud* DUFFIE e BECKMAN, 1991), fornece-nos uma equação mais precisa ($\pm 0,01\%$):

$$I_{0eff} = I_0 (1,000110 + 0,034221 \cos B + 0,001280 \sen B + 0,000719 \cos 2B + 0,000077 \sen 2B)$$

onde I_0 é a constante solar, n é o Dia Juliano e $B = 360.(n - 1)/365$. Para a dedução dessa equação, considera-se o movimento elíptico da Terra em torno do Sol, conforme a Figura 16, em que o Sol está localizado em um dos focos.

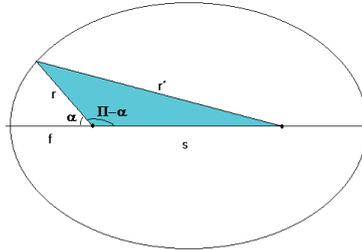


FIGURA 16: Movimento elíptico da Terra em torno do Sol

Dessa forma, considerando:

(I) Lei dos cossenos: $r'^2 = r^2 + s^2 - 2rs \cos(\pi - \alpha) = r^2 + s^2 + 2rs \cos(\alpha)$
para o triângulo em azul e

(II) Propriedades da elipse: $r + r' = 2f + s$ e $\varepsilon = s / (2f + s) \cong 0,0167 \cong 0,017$, onde ε é a excentricidade da elipse, faz-se uma substituição de (II) em (I):

$$r + \sqrt{r^2 + s^2 + 2rs \cos(\alpha)} = 2f + s \rightarrow r^2 + s^2 + 2rs \cos(\alpha) = (2f + s - r)^2 ;$$

$$r^2 + s^2 + 2rs \cos(\alpha) = (2f + s)^2 - 2r(2f + s) + r^2 \rightarrow r^2 + s^2 + 2rs \cos(\alpha) = 4f^2 + 4fs + s^2 - 4fr - 2rs + r^2 ;$$

$$2rs \cos(\alpha) = 4f^2 + 4fs - 4fr - 2rs \rightarrow rs \cos(\alpha) = 2f^2 + 2fs - 2fr - rs ;$$

$$2fr + rs + rs \cos(\alpha) = 2f^2 + 2fs \rightarrow r (2f + s + s \cos(\alpha)) = 2f^2 + 2fs \rightarrow$$

$$r = \frac{2f^2 + 2fs}{2f + s + s \cos(\alpha)}$$

$$r = \frac{f(2f+2s)/(2f+s)}{(2f+s+s \cos(\alpha))/(2f+s)} = \frac{f\left(1+\frac{s}{2f+s}\right)}{1+\frac{s}{2f+s} \cos(\alpha)} = \frac{f(1+\varepsilon)}{1+\varepsilon \cos(\alpha)}$$

Nas várias posições de translação da Terra, tem-se:

$$\text{Para } \alpha = 0 \rightarrow r = f$$

$$\text{Para } \alpha = 90 \rightarrow r = f(1+\varepsilon)$$

$$\text{Para } \alpha = 180 \rightarrow r = \frac{f(1+\varepsilon)}{1-\varepsilon} \cdot \frac{(1+\varepsilon)}{(1+\varepsilon)}, \text{ considerando } \varepsilon^2 = 0 \rightarrow r = f(1+\varepsilon)$$

$$\text{Para } \alpha = 270 \rightarrow r = f(1+\varepsilon)$$

Fazendo-se uma média de r nesses quatro ângulos:

$$\bar{r} = \frac{f+f(1+\varepsilon)+f(1+2\varepsilon)+f(1+\varepsilon)}{4} = \frac{4f + 4f\varepsilon}{4} = f(1 + \varepsilon)$$

Sabendo-se que

$$I_0 = \frac{4\pi R_s^2 \sigma T_s^4}{4\pi R_s^2 r} = \frac{R_s^2}{R_s^2 r} \sigma T_s^4$$

então:

$$\begin{aligned} I_{0eff} &= \frac{R_s^2}{R_{ST}^2(\alpha)} \cdot \sigma T^4 = \frac{R_s^2}{\left(\frac{f(1+\varepsilon)}{1+\varepsilon \cos(\alpha)}\right)^2} \sigma T^4 \\ &= R_s^2 \sigma T^4 \frac{(1 + \varepsilon \cos(\alpha))^2}{[f(1 + \varepsilon)]^2} \\ &= R_s^2 \sigma T^4 \frac{1 + 2\varepsilon \cos(\alpha) + \varepsilon^2 (\cos \alpha)^2}{\bar{r}^2} \end{aligned}$$

Considerando

$$\varepsilon^2 = 0 \rightarrow I_{0eff} = R_s^2 \sigma T^4 \frac{1+2\varepsilon \cos(\alpha)}{\bar{r}^2} = I_0 (1 + 2\varepsilon \cos(\alpha))$$

Sabendo-se

$$\alpha = \omega.t = (360^\circ/365).n \rightarrow I_{0eff} = I_0 \left(1 + 2\varepsilon \cos\left(\frac{360^\circ n}{365}\right)\right)$$

onde n é o Dia Juliano e $\varepsilon = 0,01671022 \cong 0,017$ (excentricidade).

3.1 Norte geográfico e norte magnético: declinação magnética

Durante muito tempo imaginou-se que o Norte Geográfico e o Norte Magnético eram iguais. Porém, em 1831, o explorador inglês James Ross verificou que não eram iguais, ao chegar ao Ártico e ver que a bússola apontava para o chão, indicando que as linhas de força do local eram verticais e a única posição em que a agulha aquietava era na vertical. Este seria o Norte Magnético.

Terra, enquanto o Norte Magnético resulta do campo magnético gerado pelo movimento do metal fundido do núcleo externo em torno do núcleo metálico sólido da Terra, como mostrado na Figura 17.

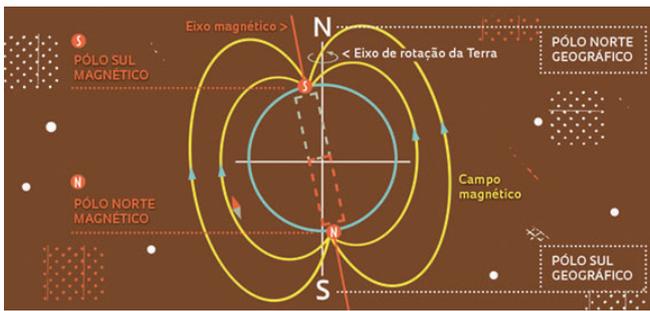


FIGURA 17: Eixo magnético e eixo de rotação da Terra

O Norte Geográfico é definido pela direção dos meridianos geográficos e o Norte Magnético é definido pela direção da agulha da bússola (instrumento com um ímã em forma de agulha que gira em torno dos pontos cardeais: Norte, Nordeste, Noroeste, Sul, Sudeste, Sudoeste, Leste, Oeste).

Ao ângulo formado entre os vetores do Norte Magnético e os do Norte Geográfico chamamos de “declinação magnética”, que varia geralmente de 20 a 30 graus. O Norte Magnético pode ser medido por meio de uma bússola. É importante ressaltar que o Norte Magnético sofre perturbações, é impreciso, sofre variação com os anos e com o local. As melhores bússolas fornecem medidas com erro de, pelo menos, meio grau, portanto as bússolas só se prestam para orientações aproximadas. Como o campo magnético varia com o tempo, atualmente em São Paulo e Recife a diferença entre os dois nortes é de aproximadamente 23 graus.

3.2 Movimento aparente do sol, declinação solar e ângulo horário

O movimento diurno do Sol é de Leste para Oeste, pois é reflexo do movimento de rotação da Terra (que é de Oeste para Leste). O ponto do Leste em que o Sol nasce e o ponto do Oeste em que ele se põe, assim como a inclinação do seu círculo diurno com o horizonte, dependem da declinação do Sol e da latitude do lugar. A Figura 18 mostra o movimento aparente do Sol com o observador em três posições diferentes: numa latitude qualquer λ , na latitude 0° e na latitude 90° .

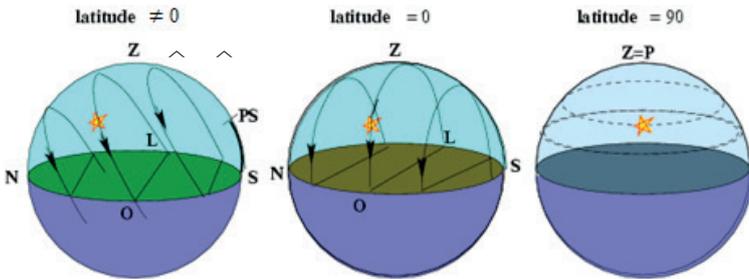


FIGURA 18: Movimento aparente do Sol em três posições de latitudes

A latitude λ é o ângulo entre o plano do Equador e a superfície de referência. Mede-se a latitude para Norte e para Sul do Equador, entre 90° sul, no Polo Sul e 90° Norte, no Polo Norte. A latitude também pode ser definida como a distância ao Equador, medida ao longo do Meridiano de Greenwich. É medida em graus, podendo variar entre 0° (no Equador) e 90° , para Norte ou para Sul. Na referência de Duffie e Beckman (1991), a latitude é positiva para o Norte e negativa para o Sul.

Declinação Solar (δ) é a distância angular do plano equatorial (do Equador) ao plano solar (do Sol), que é um plano do movimento de translação da Terra. Também pode ser definida como o ângulo da radiação incidente no meio-dia solar com o plano do Equador. Pode ser Norte ou Sul, consoante o Sol esteja acima ou abaixo do Equador. A Declinação Solar pode também ser definida como o ângulo entre a linha que liga o centro do Sol ao centro da Terra e o plano do Equador.

A Declinação Solar varia entre $-23,45^\circ$ (em 21 de dezembro) a $+23,45^\circ$ (em 21 de junho). Quando a radiação solar atinge o Sul do Plano do Equador, a declinação é negativa; e é positiva, quando atinge o Norte do Plano do Equador. A equação para a Declinação

Solar é dada por (cálculo satisfatório da Declinação, para a maioria dos engenheiros):

$$\delta = 23,45^\circ \sin \left[\frac{360(284 + n)}{365} \right]$$

ou

$$\text{sen}(\delta) = -\text{sen}(23,45) \cos \left[\left(\frac{360}{365,25} \right) (n + 10) \right]$$

Para a dedução dessa equação (Declinação Solar), observemos a Figura 19, na qual ω é o ângulo horário definido como o ângulo entre a projeção do raio do Sol no Plano do Equador e o meridiano local; \hat{n}_e e \hat{n}_p são vetores unitários na direção do eixo Terra-Sol e normal ao Plano do Equador. Para o ângulo horário, cada 15 graus corresponde a 1 hora. Este é zero ao meio-dia solar, positivo após meio-dia e negativo antes do meio-dia, ou seja, $\omega = 360^\circ$ (hora solar - 12/24).

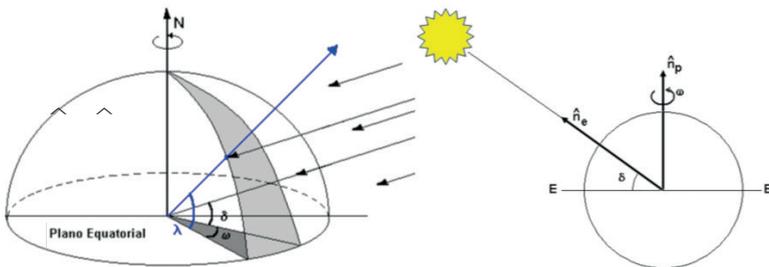


FIGURA 19: Ângulos solares λ , ω e δ

Sabe-se, então, que o produto escalar desses dois vetores é dado por:

$$\hat{n}_p \cdot \hat{n}_e = \cos(90 - \delta) = \text{sen}(\delta)$$

Observando a Figura 20, temos:

$$\hat{n}_p = (\text{sen } 23,45^\circ; 0; \cos 23,45^\circ)$$

$$\hat{n}_e = (-\cos \Omega, -\text{sen} \Omega, 0) ; \Omega = \frac{360^\circ}{365,25} (n + 10)$$

onde Ω é o ângulo de translação da Terra em torno do Sol. Dessa forma, o produto escalar: $\hat{n}_p \cdot \hat{n}_e = -\text{sen } 23,45 \cdot \cos(\Omega) = \text{sen} \delta$

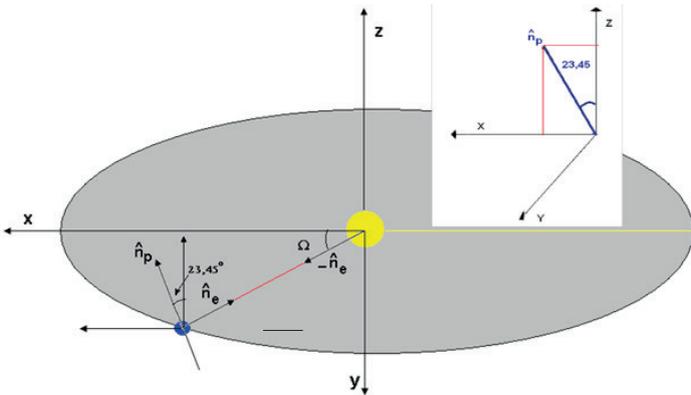


FIGURA 20: Vetores n_e e n_p na coordenada solar xyz

3.3 Ângulo horário e transformação HORA RELÓGIO para HORA SOLAR

O ângulo horário (ω) é o ângulo do deslocamento do Sol de Leste ao Oeste, ao longo do dia no meridiano local. Seu valor é negativo pela manhã e positivo à tarde. Ao meio-dia solar, seu valor é zero, dividindo a duração do dia em iguais períodos de tempo, ou seja, o período de tempo da manhã é igual ao período da tarde. Devido à rotação da Terra, cada deslocamento angular de 15° na rotação da Terra em torno de seu eixo equivale a uma hora solar, pois a cada 24 horas a Terra gira 360° . Com isto, temos que:

$$\omega = (hora\ solar - 12) \cdot 15$$

A hora solar é baseada no movimento aparente angular do Sol. Ao meio-dia solar, o Sol cruza o meridiano do observador e, neste ponto, o ângulo horário (ω) é zero. A hora solar é o tempo usado em todas as relações ângulo-Sol e não coincide com a hora local. É necessário converter a hora padrão em hora solar, aplicando duas correções:

- 1) diferença de longitudes entre o meridiano do observador e o meridiano no qual a hora padrão está baseada;
- 2) equação do tempo: diferença resultante da combinação do efeito da excentricidade da órbita terrestre (elíptica em torno do Sol) com a inclinação do eixo de rotação da Terra. Em termos

práticos, a equação do tempo reflete a diferença entre a hora marcada por um relógio solar (tempo solar aparente) e a hora civil (determinada pelo tempo solar médio). No relógio de Sol, através da projeção da sombra de um objeto adequado (o gnomo) sobre uma escala construída com base na observação diária do Sol, é possível determinar com alguma exatidão a hora (tempo solar aparente).

Em outras palavras, a hora solar é a hora do meridiano local, cujo meio-dia solar seja o momento em que o Sol tem maior altitude solar, ou seja, está mais alto em relação ao plano horizontal local. Para transformação de hora solar para hora relógio, pode-se utilizar a seguinte equação dada em minutos (DUFFIE e BECKMAN, 1991):

$$\text{Hora Solar} - \text{Hora Padrão (meridiano padrão)} = [4 \cdot (Lst - Lloc) + E] \text{ [em minutos]},$$

onde Lst é a longitude padrão [graus] e $Lloc$ é a longitude do local, dada em graus [°]. A referência para a longitude nesta equação é ser positiva para o sentido Oeste, variando de 0° a 360°. Dessa forma, a longitude de Recife para a equação tem valor de 34°55', positivo. E é a equação do tempo, que pode ser expresso por [em minutos]:

- Segundo Rabl (1985):

$$E = 9,87 \cdot \text{sen}(2 \cdot B_{Rabl}) - 7,53 \cdot \text{cos}(B_{Rabl}) - 1,5 \cdot \text{sen}(B_{Rabl}), \text{ onde } B_{Rabl} = 360^\circ(n-81)/364$$

- Segundo Duffie e Beckman (1991):

$$E = 229,2 \cdot (0,000075 + 0,001868 \cdot \text{cos}(B_{Duffie}) - 0,032077 \cdot \text{sen}(B_{Duffie}) - 0,014615 \cdot \text{cos}(2 \cdot B_{Duffie}) - 0,04089 \cdot \text{sen}(2 \cdot B_{Duffie})), \text{ onde } B_{Duffie} = (n-1) \cdot 360^\circ/365 \text{ para } 1 \geq n \leq 365 \text{ (} n \text{ é o número de dias contados a partir de 1º de janeiro).}$$

- Segundo Spencer (1971) a hora solar pode ser dada por:

Hora solar = Hora local + 4*(Longitude Padrão – Longitude Local)/60 + 12 ET/π, onde ET é a equação do tempo com erro máximo de 35 seg (0,0025), dado por:

$$ET = 0,0000075 + 0,001868 \cdot \text{cos}(j) - 0,032077 \cdot \text{sen}(B_{spencer}) - 0,014615 \cdot \text{cos}(j) - 0,040849 \cdot \text{sen}(j) \text{ [em minutos]}, \text{ onde } j \text{ é o ângulo do dia dado por } j = 360 (n-1)/365, \text{ em graus, onde "n" é o número de dias.}$$

3.4 Ângulos de elevação, zenital e azimutal

O ângulo de elevação (α) é definido como o ângulo entre o raio do Sol e o plano horizontal; o ângulo zenital (θ_z) é o ângulo entre a vertical local e o Sol, ou seja, é o ângulo formado entre as linhas normal do local e a que liga o centro do Sol ou do satélite ao local.

Observando a Figura 21, nota-se que o ângulo zenital é complementar ao ângulo de elevação, ou seja:

$$\theta_z + \alpha = \frac{\pi}{2} \rightarrow \cos(\theta_z) = \sin(\alpha)$$

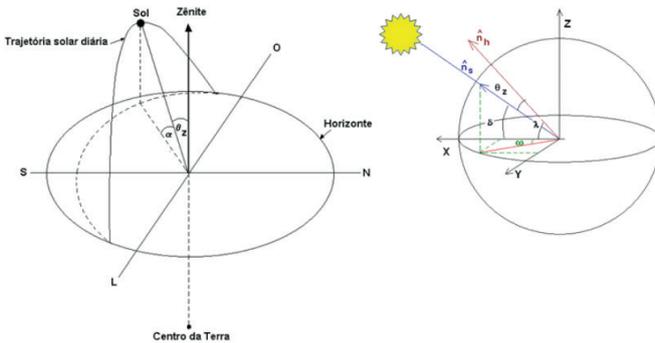


FIGURA 21: Ângulos Zenital, de Elevação e dos Vetores \hat{n}_s e \hat{n}_h

Na Figura 21, observam-se os vetores \hat{n}_s e \hat{n}_h , que são os vetores unitários na direção eixo Terra-Sol e normal ao plano horizontal, e são representados da seguinte maneira:

$$\hat{n}_s = (\cos\delta \cdot \cos\omega, -\cos\delta \cdot \sin\omega, \sin\delta)$$

$$\hat{n}_h = (\cos\lambda, 0, \sin\lambda)$$

Observa-se que o componente “y” do vetor \hat{n}_s tem um sinal negativo para que a referência xyz do plano equatorial da Terra seja obedecida, ou seja, eixo “x” positivo no meio-dia solar ou $\omega = 0$.

Explicação: A Terra gira em torno do seu eixo de rotação no sentido Oeste-Leste, fazendo girar o sistema de coordenadas xyz do Plano do Equador. Quando a Terra gira, usa-se a referência de que no período da manhã o valor de ω é negativo, mas o componente “y” do vetor deve ter um valor positivo. Então, coloca-se o sinal negativo, pois $\sin(-a) = -\sin(a)$. Se $90^\circ < \omega < 180^\circ$, o valor do componente

"y" desse vetor deve ser negativo, pois atinge a parte negativa do eixo "y", o que não deixa de ser verdade, pois o valor do seno é positivo e, com o sinal de negativo na frente, torna-se negativo.

Para efeito de integração, considera-se o valor de ω como sendo $\omega = 360^\circ \cdot t / \tau_{dia}$, onde $\tau_{dia} = 24$ horas = 86.400 segundos e t é o tempo solar a partir do meio-dia solar, ou seja, cada 15° equivale a uma hora solar. Dessa forma, o produto escalar desses dois vetores é igual ao cosseno do ângulo zenital, ou seja:

$$\cos\theta_z = \hat{n}_s \cdot \hat{n}_h = \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda$$

O pôr do sol ocorre quando $\theta_z = 90^\circ$ e, dessa forma, podemos encontrar que $\cos\omega_s = -\tan\lambda \cdot \tan\delta$ e assim determinar o número de horas do dia, calculado como:

$$n^\circ \text{ de horas do dia} = \frac{2 \cdot \omega_s}{15}$$

Segundo Rabl (1985), o tempo para o pôr do sol, a partir do meio-dia solar, é:

$$t_s = \frac{\tau_{day} \cdot \omega_s}{360^\circ}; \text{ sendo } \tau_{day} = 24h$$

Com isso, podemos expressar o ângulo zenital em função do ângulo horário no pôr do sol. Nesse momento, $\omega = \omega_s$. Assim:

$$\cos\theta_z = \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda$$

$$\cos\theta_z = \cos\delta \cdot \cos\lambda \cdot \cos\omega + \frac{\text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda}{\cos\delta \cdot \cos\lambda} \cdot \cos\delta \cdot \cos\lambda$$

$$\cos\theta_z = \cos\delta \cdot \cos\lambda \cdot (\cos\omega - \cos\omega_s)$$

Quando o número de horas do dia é igual ao número de horas da noite, tem-se que:

$$\omega_s = 90^\circ \Rightarrow \cos\omega_s = 0$$

$$\rightarrow \cos\omega_s = -\tan\lambda \cdot \tan\delta = 0$$

$$\rightarrow \tan\delta = 0$$

$$\rightarrow \text{sen}(\delta) = \text{sen}(23,45) \cos[\Omega] = 0$$

$$\text{e então: } [\Omega] = 90^\circ$$

Existem dois ângulos azimutais (ou azimutes): o ângulo azimutal solar (γ_s) e o ângulo azimutal superficial (γ), conforme ilustrado na Figura 22. O ângulo azimutal solar, juntamente com o ângulo zenital, permite determinar a posição do Sol num instante em relação ao referencial local. Este é definido como o ângulo compreendido entre a projeção do vetor posição do Sol sobre o plano do horizonte (plano horizontal) e o sentido Sul verdadeiro. O azimute solar é considerado positivo no sentido Oeste (iniciando no eixo Sul da Terra), ou seja, no mesmo sentido dos ponteiros de um relógio, e negativo no sentido contrário.

O ângulo azimutal superficial é definido como o ângulo compreendido entre a projeção do vetor normal do plano sobre o plano horizontal e o sentido Sul verdadeiro. O azimute superficial é considerado positivo no sentido Oeste (iniciando no eixo Sul da Terra), ou seja, no mesmo sentido dos ponteiros de um relógio, e negativo no sentido contrário.

Para o ângulo de elevação máximo (α_{max}), tem-se que θ_z é mínimo e $\omega=0$, então, partido da equação vista anteriormente:

$$\cos(\theta_z) = \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda, \text{ então:}$$

$$\cos(\theta_{z (min)}) = \cos\delta \cdot 1 \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda = \cos\delta \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda = \cos(\delta - \lambda), \text{ consequentemente: } \theta_{z (min)} = \text{Min}|\delta - \lambda|, \text{ em um dia específico.}$$

Ou seja, durante o ano, quando $\lambda < -23,45^\circ$ ou $\lambda > 23,45^\circ$, será $\theta_{z (min)} = \delta - \lambda$ quando $\delta = 23,45^\circ$ no Hemisfério Norte, ou $\delta = -23,45^\circ$ no Hemisfério Sul.

Por exemplo, ao longo do ano, há em Recife um dia em que $\delta = 8,05^\circ$ e, como $\lambda = -8,05^\circ$, então $\theta_{z (min)} = 0$ e $\alpha_{(max)} = 90^\circ$ (quando $-23,45^\circ < \lambda < 23,45^\circ$).

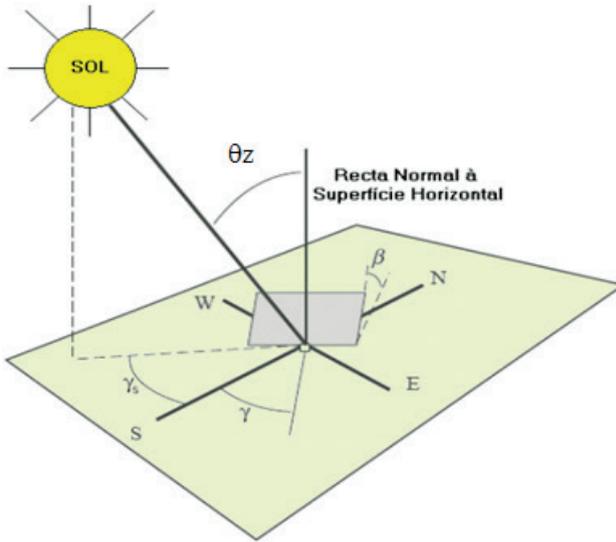


FIGURA 22: Ângulos azimutais

O ângulo de azimute solar pode ser dado pela seguinte expressão (RABL, 1985):

$$\text{sen}(\gamma_s) = \frac{\text{sen}(\omega) \cdot \cos(\delta)}{\cos(\alpha)} = \frac{\text{sen}(\omega) \cdot \cos(\delta)}{\text{sen}(\theta_z)}$$

Também, a fórmula abaixo pode ser usada para aproximar o ângulo de azimute solar. Essa fórmula utiliza o cosseno, de modo que o ângulo de azimute solar (γ_s) será sempre positivo e deve ser interpretado como o ângulo entre 0 e 180 graus, quando o ângulo horário (ω) é negativo (manhã); e como ângulo entre 180 e 360 graus, quando o ângulo horário (ω) é positivo (tarde). A referência dessa equação é o eixo Norte, com valor positivo para o Leste e no sentido horário.

$$\cos(\gamma_s) = \frac{\text{sen}(\delta) - \cos(\theta_z) \cdot \text{sen}(\lambda)}{\text{sen}(\theta_z) \cdot \cos(\lambda)}$$

Segundo Duffie e Beckman (1991), o ângulo de azimute solar tem valores na faixa entre 180° e -180°. Para latitudes Norte ou Sul entre 23,45° e 66,45°, estará entre 90° e -90° para dias com menos de 12 horas de sol; caso contrário, para dias com mais do que 12 horas (entre nascer e pôr do sol), será maior que 90° ou menor do que -90° de manhã ou à tarde, no dia. Para latitudes tropicais, pode ter

qualquer valor quando $(\delta-\lambda)$ é positivo no Hemisfério Norte ou negativo no Hemisfério Sul.

Deve-se saber em qual quadrante o γ_s está localizado. Isso será determinado pela relação do ângulo horário ω e o ângulo horário λ . Braun e Mitchell (1983) desenvolveram uma formulação geral conforme abaixo, onde γ_s é um pseudoazimute solar no primeiro ou quarto quadrante, para o Hemisfério Norte entre $23,45^\circ$ e $66,45^\circ$:

$$\gamma_s = C_1 C_2 \gamma'_s + C_3 \left(\frac{1-C_1 C_2}{2} \right) 180, \text{ onde}$$

$$\tan(\gamma'_s) = \frac{\text{sen}(\omega)}{\text{sen}(\delta) \cos(\omega) - \cos(\lambda) \tan(\delta)}$$

$$\text{sen}(\gamma'_s) = \frac{\text{sen}(\omega) \cos(\delta)}{\text{sen}(\theta_z)}$$

$$C_1 = \begin{cases} 1 & \text{se } |\omega| \leq \omega_{ew} \\ -1 & \text{se } |\omega| > \omega_{ew} \end{cases}$$

$$C_2 = \begin{cases} 1 & \text{se } (\lambda - \delta) \geq 0 \\ -1 & \text{se } (\lambda - \delta) < 0 \end{cases}$$

$$C_3 = \begin{cases} 1 & \text{se } \omega \geq 0 \\ -1 & \text{se } \omega < 0 \end{cases}$$

$$\cos(\omega_{ew}) = \frac{\tan(\delta)}{\tan(\lambda)}$$

Exercício:

- Calcule o ângulo zenital e o azimute solar para $\lambda = 43^\circ$, às:

a) 9:30 AM do dia 13/02

b) 5:30 do dia 01/06

Respostas:

a) $\theta_z = 66^\circ$ e $\gamma_s = -40,3^\circ$

b) $\theta_z = 79,6^\circ$ e $\gamma_s = -112^\circ$

O padrão adotado pelo European Committee for Standardization (CEN) define o Sul como origem e sentido horário para Hemisfério Norte; e define Norte como origem e sentido anti-horário para

Hemisfério Sul. Já o Deutsches Institut für Normung (DIN) define o Norte como origem e sentido anti-horário para qualquer latitude, seguindo a seguinte equação (QUASCHINING, 2005):

$$\gamma_s = \begin{cases} 180^\circ - \cos^{-1} \left[\frac{(\text{sen}(\alpha)\text{sen}(\lambda) - \text{sen}(\delta))}{\cos(\alpha) \cos(\lambda)} \right] & \text{se } w \geq 0 \\ 180^\circ + \cos^{-1} \left[\frac{(\text{sen}(\alpha)\text{sen}(\lambda) - \text{sen}(\delta))}{\cos(\alpha) \cos(\lambda)} \right] & \text{se } w < 0 \end{cases}$$

3.5 Ângulo de incidência solar

O ângulo de incidência solar (θ) é uma medida de desvio de um ângulo formado entre o feixe de luz que incide sobre o objeto e a normal da superfície inclinada de valor igual a β , conforme mostra a Figura 23, a seguir.

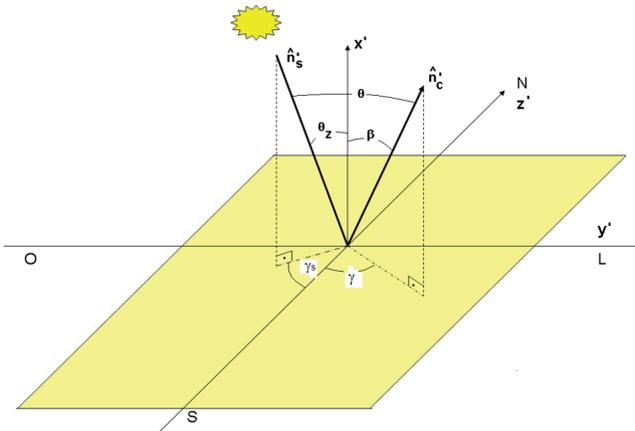


FIGURA 23: Ângulos de incidência no eixo $x'y'z'$ do plano horizontal da superfície terrestre

Para dedução do ângulo de incidência (θ), vamos usar os vetores unitários \hat{n}_s (vetor unitário do raio solar incidente) e \hat{n}_c (vetor unitário da normal da superfície). O vetor \hat{n}_h mostrado na Figura 23 mudando é o vetor unitário da normal ao plano horizontal da superfície. O valor n_c de no sistema de coordenadas $x'y'z'$ é:

$$\hat{n}_c = (\cos\beta, -\text{sen}\beta \cdot \text{sen}\gamma, -\text{sen}\beta \cdot \cos\gamma)$$

Na coordenada xyz do plano equatorial da Figura 23, vista anteriormente, temos:

$$n_s = (\cos\delta \cdot \cos\omega, -\cos\delta \cdot \text{sen}\omega, \text{sen}\delta)$$

Um novo sistema de coordenadas dado por $x'y'z'$ é formado, como mostrado na Figura 24, que é o sistema de coordenadas da superfície horizontal de uma latitude qualquer. O sistema de coordenadas xyz é o sistema de coordenadas no Plano do Equador da Terra (Plano que passa pelo centro da Terra).

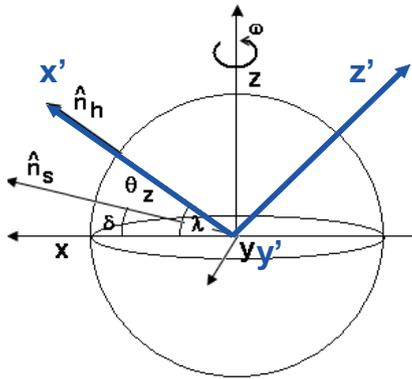


FIGURA 24: Ângulo zenital no eixo $x'y'z'$ do plano horizontal da superfície terrestre

De acordo com o sistema de coordenadas xyz do plano equatorial, deduz-se que o novo sistema de coordenadas $x'y'z'$ do plano horizontal da superfície de latitude qualquer (Figura 24) é dado por:

$$\begin{cases} x' = x \cos\lambda + z \cdot \text{sen}\lambda \\ y' = y \\ z' = -x \text{sen}\lambda + z \cos\lambda \end{cases}$$

Para o sistema de coordenada equatorial xyz , tem-se para o vetor n_s que $x = \cos\delta \cdot \cos\omega$, $y = -\cos\delta \cdot \text{sen}\omega$ e $z = \text{sen}\delta$ (Figura 24). Assim, observando-se que a coordenada y e y' coincidem, o vetor com o novo sistema de coordenadas $x'y'z'$, mostrado na Figura 24, é:

$$\hat{n}'_s = (x', y', z') = (\cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda, -\cos\delta \cdot \text{sen}\omega, -\cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \text{sen}\lambda + \text{sen}\delta \cdot \cos\lambda)$$

Observa-se que os componentes “y” e “z” do vetor têm um sinal negativo, de tal modo que se enquadrem na referência adotada: o valor de γ é negativo a Leste do eixo Sul e positivo no sentido contrário. Então o vetor \hat{n}_c se projeta no lado negativo da coordenada “y” quando o valor de γ é positivo, sendo necessária a colocação do sinal negativo e vice-versa. Da mesma forma, ocorre com a coordenada “z”: quando $-90^\circ < \gamma < 90^\circ$, o componente do vetor \hat{n}_c está na região negativa de “z” e o cosseno neste caso é positivo. Assim, deve-se colocar o sinal negativo na frente do produto (ver Figura 23).

Pelo produto escalar, tem-se: $\hat{n}_c \cdot \hat{n}_s = \cos(\theta)$ e obtém-se:

$$\begin{aligned} \cos\theta &= \cos\beta \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda \\ &\quad + \cos\beta \cdot \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda \\ &\quad + \text{sen}\beta \cdot \text{sen}\gamma \cdot \cos\delta \cdot \text{sen}\omega \\ &\quad + \text{sen}\beta \cdot \cos\gamma \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \text{sen}\lambda \\ &\quad - \text{sen}\beta \cdot \cos\gamma \cdot \text{sen}\delta \cdot \cos\lambda \end{aligned}$$

onde λ é a latitude, γ é o azimute do coletor e ω é o ângulo solar (15° por hora. No meio-dia solar, $\omega=0$; antes de meio-dia é negativo; e depois de meio-dia é positivo).

Caso I: $\gamma = 0$

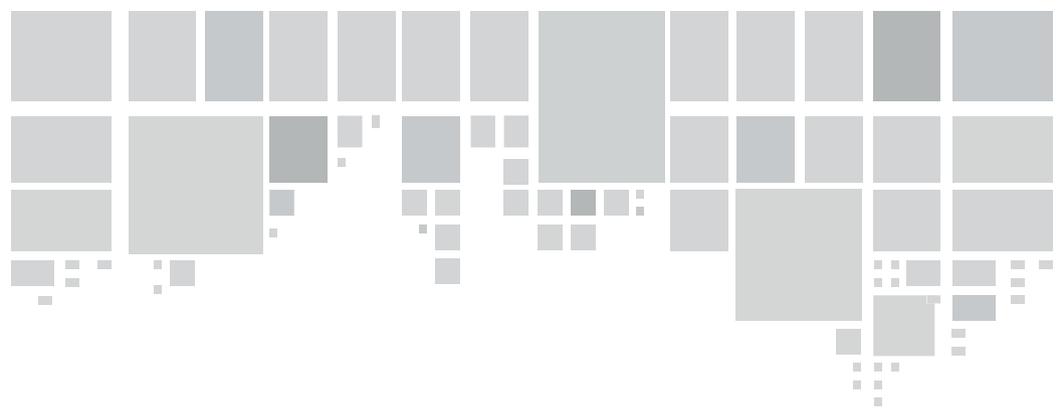
$$\begin{aligned} \cos\theta &= \cos\beta \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda \\ &\quad + \cos\beta \cdot \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda \\ &\quad + \text{sen}\beta \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \text{sen}\lambda \\ &\quad - \text{sen}\beta \cdot \text{sen}\delta \cdot \cos\lambda \end{aligned}$$

Caso II: $\beta = 0$ e $\gamma = 0$

$$\cos\theta = \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \cos\lambda + \text{sen}\delta \cdot \text{sen}\lambda = \cos\theta_z$$

Caso III: $\beta = 90$ e $\gamma = 0$

$$\cos\theta = \cos\delta \cdot \cos\omega \cdot \text{sen}\lambda - \text{sen}\delta \cdot \cos\lambda$$



4. RADIAÇÃO SOLAR

4.1 Definições e componentes da radiação solar

A atmosfera não só absorve a radiação solar, mas também a espalha. Portanto, é necessário distinguir entre radiação direta (que provém do disco solar) e radiação difusa ou hemisférica, proveniente da abóbada celeste, em todas as direções.

Designamos I_b como a radiação direta, aquela não espalhada pela atmosfera e medida por um pireliômetro; I_d como a radiação difusa, medida no plano horizontal, que é a radiação espalhada pela atmosfera, e I_h como a radiação global ou hemisférica, medida no plano horizontal.

A radiação global deve ser calculada como:

$$I_h = I_b \cdot \cos\theta_z + I_d$$

Para facilitar nosso entendimento, listamos, a seguir, a definição de alguns termos muito empregados em Energia Solar:

- radiação solar direta: radiação solar interceptada por uma superfície com mudança desprezível de direção em relação à atmosfera;
- radiação solar difusa: radiação solar espalhada pelos

aerossóis, por poeira e pelos constituintes da atmosfera. A radiação difusa é direcional;

- radiação total: a soma da componente direta e difusa;
- irradiância: a taxa da energia radiante incidente sobre uma área unitária (W/m^2);
- irradiação: energia incidente sobre uma superfície por unidade de área. É obtida pela integração da irradiância de um intervalo temporal específico (hora, dia, mês ou ano) (J/m^2);
- albedo: radiação espalhada pelo solo.

Quanto à nomenclatura, geralmente H denota radiação solar diária e I denota a radiação instantânea ou horária. Para diferenciar componentes da radiação, são empregados como subscritos:

- b para componente direta
- d para componente difusa
- t ou g para componente total (ou quando omitido). Então:
- H , H_t ou H_g = radiação solar total diária
- I , I_t ou I_g = radiação solar total horária
- H_b = radiação solar direta diária
- I_b = radiação solar direta horária
- H_d = radiação solar difusa diária
- I_d = radiação solar difusa horária

Em relação à orientação da superfície:

- subíndice " h " ou omissão desse subíndice indica radiação na superfície horizontal;
- subíndice " c " indica radiação no plano do coletor com orientação qualquer;

Em muitos estudos, é conveniente usar valores mensais ou outras escalas temporais (hora). Isso é representado por uma barra acima do parâmetro, a exemplo de:

- \bar{H} = radiação solar diária total, média mensal
- \bar{I} = radiação solar total, média mensal
- \bar{H}_i = radiação solar diária direta ($i = b$) ou difusa ($i = d$) ou no plano do coletor ($i = c$), média mensal
- \bar{I}_j = radiação solar horária direta ($j = b$) ou difusa ($j = d$) ou no plano do coletor ($j = c$), média mensal

O valor médio mensal (por exemplo, da radiação diária global em um plano horizontal) pode ser calculado como o valor médio de todos os dias ou usando o dia médio do mês.

O dia médio do mês é o dia cuja declinação é mais próxima da declinação média do mês (ver Tabela 3). O dia médio também tem a irradiação solar extraterrestre mais aproximada da irradiação solar extraterrestre, média mensal.

TABELA 3: Dia médio do mês

Mês	Dia do mês	Número de dias do ano	Declinação
Janeiro	17	17	-20,9°
Fevereiro	16	47	-13,0°
Março	16	75	-2,4°
Abril	15	105	9,4°
Mai	15	135	18,8°
Junho	11	162	23,1°
Julho	17	198	21,2°
Agosto	16	228	13,5°
Setembro	15	258	2,2°
Outubro	15	288	-9,6°
Novembro	14	318	-18,9°
Dezembro	10	344	-23,0°

FONTE: Klein, 1977.

4.2 Radiação extraterrestre solar diária (plano horizontal)

O valor médio da energia coletada diariamente por um plano horizontal (Figura 25) localizado no topo da atmosfera é denominada radiação extraterrestre (H_o) e pode ser calculada a partir da constante solar (I_o), do ângulo de incidência da radiação solar no plano horizontal (θ_z) e da hora de nascer (ts) e do pôr do Sol (tp), dada pela expressão:

$$H_o = \int_{ts}^{tp} I_{o,eff} \cdot \cos\theta_z \cdot dt$$

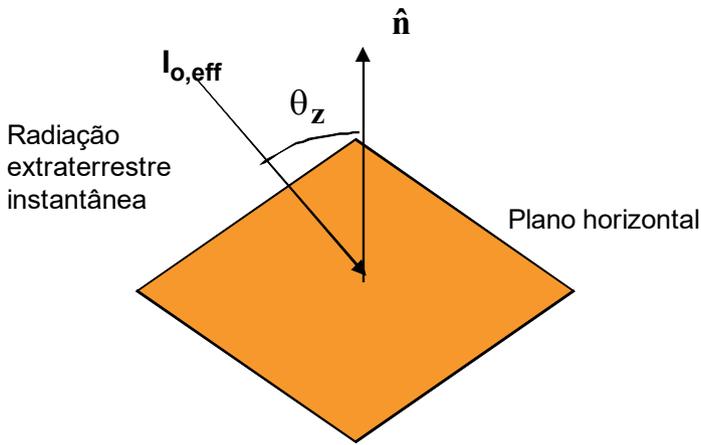


FIGURA 25: Plano horizontal no globo terrestre

No caso da radiação média mensal, devemos somar todas as radiações diárias e dividir pelo número de dias do respectivo mês, ou seja:

$$\overline{H_o} = \frac{\sum_{i=1}^N \int_{ts}^{tp} I_{o,eff} \cdot \cos\theta_z \cdot dt}{N}$$

Substituindo a expressão para $\cos(\theta_z)$ e $I_{o,eff}$ e fazendo $\omega = 360^\circ \cdot t / \tau_{dia}$ (usado para integração), obtemos as seguintes expressões integrando-se de $\omega = 0^\circ$ (meio-dia solar) até ω_s (pôr do Sol) e multiplicando-se por dois (2x), pois integramos apenas em um período do dia. Dessa forma, obtemos:

$$H_o = \frac{\tau_{dia}}{\pi} I_{o,eff} \cos\delta \cos\lambda \left(\text{sen}\omega_s - \frac{\pi}{180^\circ} \omega_s \cdot \cos\omega_s \right) \text{ [Wh/m}^2\text{.dia]} \quad (\text{RABL, 1985})$$

ou

$$H_o = \frac{\tau_{dia}}{\pi} I_{o,eff} \left(\cos\lambda \cos\delta \text{sen}\omega_s + \frac{\pi\omega_s}{180^\circ} \text{sen}\lambda \text{sen}\delta \right) \text{ [Wh/m}^2\text{.dia]} \quad (\text{DUFFIE e BECKMAN, 1991})$$

onde $\tau_{dia} = 24$ horas

Exemplos:

1) Recife, em 17/01: tem-se $H_o = 10.824,976 \text{ Wh/m}^2.\text{dia} = 38.969.913,6 \text{ J/m}^2 \text{ dia} \cong 38,97 \text{ MJ/m}^2.\text{dia}$

2) No dia 17/01, em um local onde $\lambda = \delta$, temos então: $H_o = 11.650,67 \text{ Wh/m}^2.\text{dia} = 41.942.412 \text{ J/m}^2.\text{dia} \cong 41,94 \text{ MJ/m}^2.\text{dia}$ (primeira equação) e $H_o = 11.650,567 \text{ Wh/m}^2.\text{dia}$ (segunda equação).

A Tabela 4, assim como a Figura 26 mostram os valores obtidos para a radiação solar diária extraterrestre [$\text{MJ/m}^2.\text{dia}$], média mensal, em cada mês e a sua média anual.

Tabela 4: Radiação solar extraterrestre para cidade de Recife, média mensal

Ho (MJ/m ²)												Ano
Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	
39,1	39,2	38,0	35,3	32,0	30,1	30,8	33,6	36,6	38,5	38,9	38,8	35,9

FONTE: O Autor

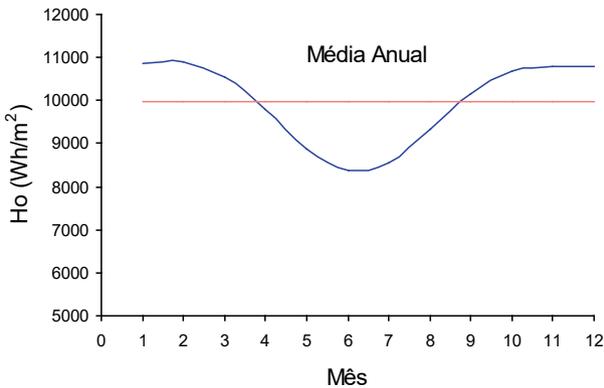


FIGURA 26: Radiação solar diária extraterrestre, média mensal e média anual. Valores para a cidade de Recife

Exemplo:

Calcular a irradiação solar diária extraterrestre no plano horizontal de uma localidade situada no Equador.

Como está localizada no Equador, $\lambda = 0^\circ$ e $\omega_s = \pi/2$, então:

$$H_o = \frac{\tau_{dia}}{\pi} I_{0,eff} \cos\delta \text{ [Wh/m}^2\text{.dia]}$$

A irradiação solar extraterrestre horária no plano horizontal é obtida mediante a integração da expressão entre dois intervalos sucessivos de ângulos horários ω_1 e ω_2 :

$$I_o = \int_{\text{Hora Solar 1}}^{\text{Hora Solar 2}} I_{0,eff} \cdot \cos\delta(\theta_z) dt$$

Obtém-se: $(\tau_{dia}/(2\pi)) = 24\text{h}/(2\pi) = 12 \times 3600\text{seg} / \pi$ pois $\tau_{dia} = 24\text{h}$:

$$I_{oh} = \frac{12 \times 3600}{\pi} I_{0,eff} \left(\frac{\pi}{180^\circ} (\omega_2 - \omega_1) \sin\lambda \sin\delta + \cos\lambda \cos\delta (\sin\omega_2 - \sin\omega_1) \right) \text{ [J/m}^2\text{]}$$

obs: 1 hora = 3.600seg

Exemplo:

Recife, em 17/01, de 11hs às 12hs ($h_s = \text{Hora Solar}$): $I_{oh} = 4.746.721,575 \text{ J/m}^2$

4.3 Radiação solar sobre superfícies horizontais e índice de claridade

O Índice de Claridade ou Índice de Transmitância Atmosférica (k_t) é definido como a razão entre a irradiação solar total na superfície da Terra e a irradiação solar extraterrestre, ambas referenciadas ao plano horizontal. Então:

- para uma hora particular, temos $k_t = I_h / (I_{0,eff} \cdot \cos(\theta_z))$
- para um valor horário médio mensal, temos $\bar{k}_t = \bar{I}_h / (\bar{I}_{0,eff} \cdot \cos(\theta_z))$
- para um dia particular, temos $k_t = H/H_o$ (Plano Horizontal)
- para um valor diário médio mensal, temos $\bar{k}_t = \bar{H}/\bar{H}_o$ (Plano

Horizontal). Geralmente k_t varia entre 0,3 a 0,8. Em particular no Brasil o seu valor máximo atinge 0,65.

A predição da irradiação solar diária, média mensal, pode ser dada através de horas de brilhos de Sol pela seguinte expressão:

$$\bar{H}/\bar{H}_0 = a + b \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right),$$

onde \bar{n} é o valor diário médio mensal de horas de brilho solar (horas), \bar{N} é o valor diário médio mensal da duração do dia e o termo "a" representa transmitância de um céu muito claro.

Erbs *et al.* (1982) propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar diária difusa, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total:

Para $\omega_s < 81,4^\circ$

$$\begin{cases} \frac{H_d}{H} = 1,0 - 0,272K_t + 2,4495K_t^2 - 11,9514K_t^3 + 9,3879K_t^4 & \text{para } K_t < 0,715 \\ \frac{H_d}{H} = 0,143 & \text{para } K_t \geq 0,715 \end{cases}$$

Para $\omega_s > 81,4^\circ$

$$\begin{cases} \frac{H_d}{H} = 1,0 + 0,2832K_t - 2,5557K_t^2 + 0,8448K_t^3 & \text{para } K_t < 0,722 \\ \frac{H_d}{H} = 0,175 & \text{para } K_t \geq 0,722 \end{cases}$$

Collares Pereira e Rabl (1979) propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar diária difusa, média mensal, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total:

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0,775 + 0,347(\omega_s - 90^\circ) \frac{\pi}{180^\circ} - [0,505 + 0,261(\omega_s - 90^\circ) \frac{\pi}{180^\circ}] \cos [360^\circ(\bar{k}_t - 0,9)/\pi]$$

Collares Pereira e Rabl (1979) propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar diária difusa, média mensal, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total:

$$\frac{H_d}{H_h} = \begin{cases} 0,99 & \rightarrow K_t \leq 0,17 \\ 1,188 - 2,272K_t + 9,473K_t^2 & \rightarrow 0,17 < K_t \leq 0,8 \\ 0,2 & \rightarrow K_t > 0,8 \end{cases}$$

Collares Pereira e Rabl (1979) também propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar total horária, média mensal, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total:

$$\frac{\bar{I}}{\bar{H}} = \frac{\pi}{24} (a + b \cos(\omega_s)) \frac{\sin(\omega) - \cos(\omega_s)}{\sin(\omega_s) - \frac{\pi}{180} \omega_s \cos(\omega_s)},$$

onde $a = 0,409 + 0,5016 \sin(\omega_s - 60^\circ)$ e $b = 0,6609 + 0,4767 \sin(\omega_s - 60^\circ)$

Liu e Jordan (1960) propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar difusa horária, média mensal, no plano horizontal, a partir da irradiação solar difusa, média mensal:

$$\frac{\bar{I}_d}{\bar{H}_d} = \frac{\pi}{24} \frac{\cos(\omega) - \cos(\omega_s)}{\sin(\omega_s) - \frac{\pi}{180} \omega_s \cos(\omega_s)}$$

Erbs *et al.* (1982) propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar difusa horária, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total horária:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{I_d}{I_h} = 1,0 - 0,09k_t \text{ para } k_t \leq 0,22 \\ \frac{I_d}{I_h} = 0,9511 - 0,1604k_t + 4,388k_t^2 - 16,638k_t^3 + 12,336k_t^4 \text{ para } 0,22 < k_t \leq 0,8 \\ \frac{I_d}{I_h} = 0,165 \text{ para } k_t > 0,80 \end{array} \right.$$

Erbs *et al.* (1982) também propuseram a seguinte expressão para predição da irradiação solar difusa, média mensal, a partir da irradiação solar total, no plano horizontal:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{H_d}{H} = 1,391 - 3,56k_t + 4,189(k_t)^2 - 2,137(k_t)^3 \text{ para } \omega_s \leq 81,4^\circ \\ \frac{H_d}{H} = 1,311 - 3,022k_t + 3,42(k_t)^2 - 1,821137(k_t)^3 \text{ para } \omega_s > 81,4^\circ \end{array} \right.$$

4.4 Radiação solar sobre superfícies inclinadas (direta + difusa + albedo)

A conversão da radiação direta em superfícies horizontais para superfícies inclinadas pode ser realizada multiplicando-se a radiação direta incidente no plano horizontal por um valor de R_B , conforme mostrado abaixo. De acordo com a Figura 27 (a) e (b), temos que:

$$I_{b\beta} = I_{bn} \cdot \cos(\theta) \text{ e } I_{bh} = I_{bn} \cdot \cos(\theta_z) \text{ e, assim, obtém-se que } I_{b\beta} = I_{bh} \cdot R_B$$

onde $I_{b\beta}$ é a componente da radiação direta instantânea sobre o plano inclinado, I_{bh} é a componente da radiação direta instantânea sobre o plano horizontal, I_{bn} é a radiação direta instantânea e R_B é o termo de conversão da radiação direta horizontal para radiação sobre o plano inclinado, dado por:

$$R_B = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z}$$

Quando a superfície é virada para o Sul, no Hemisfério Norte ($\gamma=0$):

$$R_B = \frac{[\cos(\lambda - \beta) \cos \delta \cos \omega + \text{sen}(\lambda - \beta) \text{sen} \delta]}{[\cos \lambda \cos \delta \cos \omega + \text{sen} \lambda \text{sen} \delta]}$$

Quando a superfície é virada para o Norte, no Hemisfério Sul ($\gamma=180^\circ$):

$$R_B = \frac{[\cos(\lambda + \beta) \cos \delta \cos \omega + \text{sen}(\lambda + \beta) \text{sen} \delta]}{[\cos \lambda \cos \delta \cos \omega + \text{sen} \lambda \text{sen} \delta]}$$

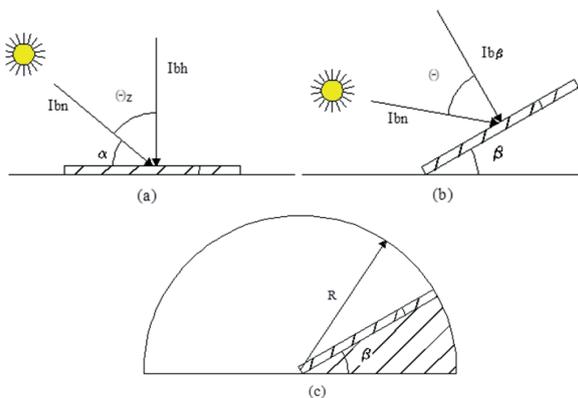


FIGURA 27: Radiação solar direta em superfície horizontal e inclinada. Fração visível da superfície inclinada

A conversão da componente difusa da radiação no plano horizontal para um plano inclinado β pode ser obtida seguindo-se a seguinte analogia: considerando um céu isotópico (modelo difuso isotópico), imagine uma meia esfera sobre o plano horizontal através da qual a radiação difusa atravessa, conforme mostrado na Figura 27 (c). Então a área encoberta pela superfície inclinada será dada (em coordenadas esféricas) por:

$$dA_e = R \cdot \cos \beta \cdot d\varphi \cdot R \cdot d\beta$$

Então

$$A_e = R^2 \int_0^\pi d\varphi \int_{(\pi/2-\beta)}^{\pi/2} \cos \beta d\beta = \pi R^2 (1 - \cos \beta),$$

onde φ é o ângulo em relação ao eixo x (formado do centro do círculo até sua extremidade), no sentido perpendicular ao plano do desenho da Figura 28.

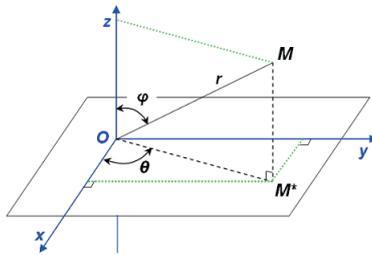


FIGURA 28: Eixo de coordenadas esféricas

A fração do céu não vista por essa superfície inclinada (f_{nv}) é, então, dada por:

$$f_{nv} = \frac{A_e}{A(\text{meia esfera})} = \frac{\pi R^2 (1 - \cos \beta)}{2\pi R^2} = \frac{(1 - \cos \beta)}{2}$$

Consequentemente, a área vista é: $f_v = 1 - f_{nv} = \frac{(1 + \cos \beta)}{2}$, logo a componente difusa no plano β é dada por:

$$I_{d\beta} = I_{dh} \frac{(1 + \cos \beta)}{2}$$

O albedo recebido pela superfície inclinada β é:

$$I_{albedo,\beta} = (I_{bh} + I_{dh}) \frac{(1 - \cos \beta)}{2}$$

Dessa forma, a irradiação solar na superfície inclinada beta será:
 $I_{t,\beta} = I_{b,\beta} + I_{d,\beta} + I_{albedo,\beta} \cdot \rho_{solo}$, onde ρ_{solo} é a refletividade do solo que varia $0,2 < \rho_{solo} < 0,7$. Também:

$$I_{t,\beta} = I_{b,h} R_B + I_{d,h} \frac{(1 + \cos \beta)}{2} + (I_{b,h} + I_{d,h}) \cdot \rho_{solo} \frac{(1 - \cos \beta)}{2}$$

Dividindo a expressão anterior pela radiação solar instantânea no plano horizontal $I_{t,h} = I_{b,h} + I_{d,h}$ temos:

$$\frac{I_{t,\beta}}{I_{t,h}} = \left(1 - \frac{I_{d,h}}{I_{t,h}}\right) R_B + \left(\frac{I_{d,h}}{I_{t,h}}\right) \frac{(1 + \cos \beta)}{2} + \rho_{solo} \frac{(1 - \cos \beta)}{2}$$

De maneira similar, podemos deduzir, para valores diários, médias mensais:

$$\frac{\bar{H}_{t,\beta}}{\bar{H}_{t,h}} = \left(1 - \frac{\bar{H}_{d,h}}{\bar{H}_{t,h}}\right) \bar{R}_B + \left(\frac{\bar{H}_{d,h}}{\bar{H}_{t,h}}\right) \frac{(1 + \cos \beta)}{2} + \rho_{solo} \frac{(1 - \cos \beta)}{2}$$

$$\text{onde } \bar{R}_B = \frac{[\cos(\lambda - \beta) \cos \delta \sin \omega'_s + (\pi/180) \omega'_s \sin(\lambda - \beta) \sin \delta]}{[\cos \lambda \cos \delta \cos \omega_s + (\pi/180) \omega_s \sin \lambda \sin \delta]} \text{ e}$$

$$\omega'_s = \text{mínimo entre } [\omega_s = \cos^{-1}(-\tan(\lambda) \cdot \tan(\delta))] \text{ e } \arcsin(-\text{tg}(\lambda - \beta) \cdot \text{tg}(\delta))$$

onde a inclinação β possui valor positivo quando o plano é inclinado para o Sul, localizado no Hemisfério Norte e o azimute superficial é zero ($\gamma = 0^\circ$), referenciado com o eixo Sul.

Para superfícies no Hemisfério Sul, com a superfície inclinada para o Norte ($\gamma = 180^\circ$), a equação será:

$$\bar{R}_B = \frac{[\cos(\lambda + \beta) \cos \delta \sin \omega'_s + (\pi/180) \omega'_s \sin(\lambda + \beta) \sin \delta]}{[\cos \lambda \cos \delta \cos \omega_s + (\pi/180) \omega_s \sin \lambda \sin \delta]}$$

onde

$$\omega'_s = \text{mínimo entre } [\omega_s = \cos^{-1}(-\tan(\lambda) \cdot \tan(\delta))] \text{ e } \arcsin(-\text{tg}(\lambda - \beta) \cdot \text{tg}(\delta))$$

O valor de β , neste caso, é considerado positivo.

4.4.1 Passos de determinação da irradiância do plano horizontal para o plano do coletor

O primeiro passo é obter o valor medido da radiação global no plano horizontal (I_h): $I_h = I_b \cdot \cos(\theta_z) + I_d$, onde I_b = radiação direta medida (coletada) por um pireliômetro e I_d é a radiação difusa medida no plano horizontal.

Segundo Rabl (1985), o fluxo de energia que chega à superfície do coletor pode ser:

- para um coletor de alta razão de concentração $C \geq 10$, então

$$I = I_b \cdot \cos\theta$$

- para coletores de baixa concentração: $I = I_b \cdot \cos\theta + I_d/C$

- para coletores planos e inclinados β com a horizontal:

$$I = I_b \cdot \cos(\theta) + I_d (1 + \cos \beta)/2 + I_h \cdot \rho_{solo} \cdot (1 - \cos(\beta))/2$$

(o último termo é a refletividade do solo que atinge o plano do coletor = albedo), onde ρ_{solo} = refletividade do solo, que possui valor 0,2 para locais sem neve e 0,7 para locais com neve. I_b é a radiação direta medida (coletada) por um pireliômetro e I_d é a radiação difusa medida no plano horizontal.

Caso tenhamos a radiação direta medida no plano horizontal (I_{bh}), teríamos que $I_b = I_{bh}/\cos(\theta_z)$. Então o termo $I_b \cdot \cos(\theta_z)$ é a radiação direta medida no plano do coletor. (ver Figura 29)

Se tivermos um plano vertical, ou $\beta = 90^\circ$, o plano só enxergaria a metade do céu, ou seja, teríamos $I_d/2$.

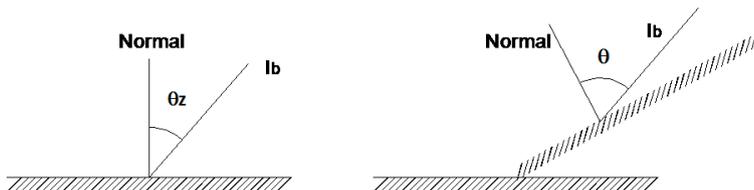


FIGURA 29: Radiação direta (I_b) sobre plano horizontal e inclinado

Para se achar I_d através do I_h , primeiramente deve-se encontrar o Índice de Claridade horária $kt = \frac{I_h}{I_{0eff} \cos(\theta_z)}$, onde I_{0eff} é a radiação efetiva que atinge o topo da atmosfera, para depois determinar a radiação difusa em equações da literatura, como a Equação de Erbs *et al.* (1982). Segundo esses autores (*apud* RABL, 1985), temos

o seguinte modelo de predição da irradiação solar difusa horária, no plano horizontal, a partir da irradiação solar total horária:

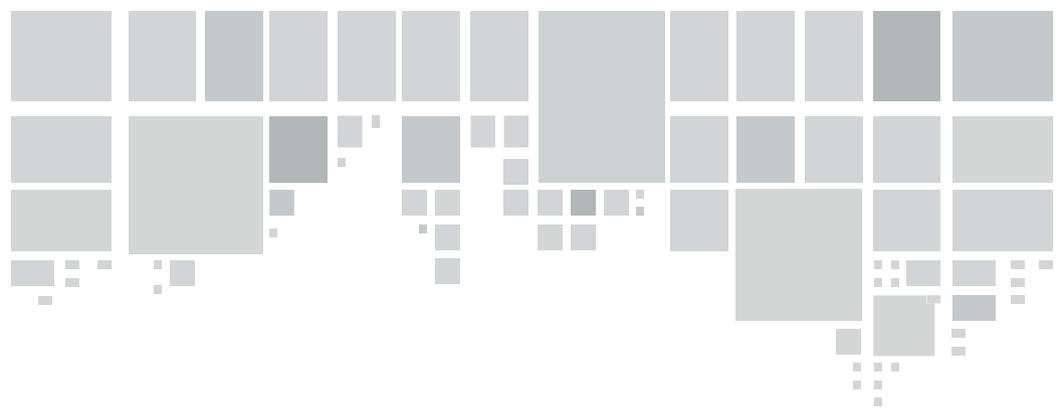
$$\begin{cases} \frac{I_d}{I_h} = 1,0 - 0,09k_t \text{ para } k_t \leq 0,22 \\ \frac{I_d}{I_h} = 0,9511 - 0,1604k_t + 4,388k_t^2 - 16,638k_t^3 + 12,336k_t^4 \text{ para } 0,22 < k_t \leq 0,8 \\ \frac{I_d}{I_h} = 0,165 \text{ para } k_t > 0,80 \end{cases}$$

Exercício:

- A irradiância global no plano horizontal (I_h) foi medida por um piranômetro em 10/01, às 11h (solar), na localidade de Recife (longitude -34,87 e latitude -8,04), com valor de 800 W/m². Considerando um coletor inclinado em 10° para o Norte, calcule a irradiância no plano do coletor. (Considere $I_o = 1367$ W/m²)

Resposta:

($\omega = -15^\circ$; $\delta \cong 20,12^\circ$; $I_{\text{oeff}} \cong 1411,415$ W/m²; $\lambda = -8,04^\circ$, $\theta_z \cong 20,12^\circ$; $k_t \cong 0,604$; $I_d/I_h \cong 0,43$ (Eq. Erbs); $I_d \cong 344$ W/m²; $I_b \cong 485,64$ W/m²; $\gamma = -180^\circ$, $\cos(\theta) \cong 0,88$; $\theta \cong 28,12^\circ$; $I \cong 769,96$ W/m²)



5. COLETORES SOLARES

O coletor solar é um equipamento que recebe a energia proveniente do Sol, concentra-a e transforma-a em energia térmica, permitindo assim aquecer a água que circula no seu interior.

Há três processos de transmissão de calor: condução, convecção e radiação. A energia solar que incide por radiação é absorvida pelas placas coletoras, que transmitem a parcela absorvida dessa energia para um fluido, geralmente a água (que circula no interior de suas tubulações, geralmente de cobre para coletores planos).

A eficiência do coletor é dada pela proporção dessas três parcelas de energia (absorvida, transmitida e refletida) em relação à quantidade total de energia incidente. Consequentemente, o coletor será mais eficiente quanto maior for a quantidade de energia transmitida para o fluido (que pode ser a água para coletores planos).

Dessa forma, podemos entender que os coletores solares são dispositivos que transformam a radiação solar em calor, ou seja, o coletor capta a radiação solar e a converte em calor, transferindo para um fluido, que pode ser ar, água ou um óleo.

Esses coletores podem ser classificados como não concentradores ou concentradores, e ainda em estacionários ou com rastreamento (com um ou dois eixos). A concentração (C) é definida como a razão entre a área de abertura pela área do absorvedor do coletor (área de captação solar). A Tabela 5, a Tabela 6 e a Figura 30 mostram algumas das classificações dos coletores.

Os coletores não concentradores possuem a mesma área de abertura (área para interceptação e absorção da radiação) e são aplicáveis para sistemas que necessitem de baixa temperatura. Em aplicações que demandem temperaturas mais elevadas, são mais adequados os concentradores solares, que possuem em geral uma superfície refletora (em alguns modelos são utilizadas lentes) que direciona a radiação direta a um foco, no qual há um receptor pelo qual escoo o fluido absorvedor de calor.

TABELA 5: Classificação dos coletores solares por grau de rastreamento

Motor	Coletor	Receptor	Taxa de concentração	Faixa de temperatura (°C)
Estacionário	Solar plano	Plano	1	30 a 80
	Tubular a vácuo	Plano	1	50 a 200
	Parabólico composto	Tubular	1 – 5 5 – 15	60 a 240 60 a 300
Rastreamento em 1 eixo	Refletor linear Fresnel	Tubular	10 – 40	60 a 250
	Cilíndrico parabólico	Tubular	10 – 85	60 a 400
Rastreamento em 2 eixos	Disco parabólico	Pontual	600 – 2000	100 a 1500
	Heliostato (torre central)	Pontual	300 – 1500	150 a 2000

FONTE: Cresesb, consulta em 01/2015.

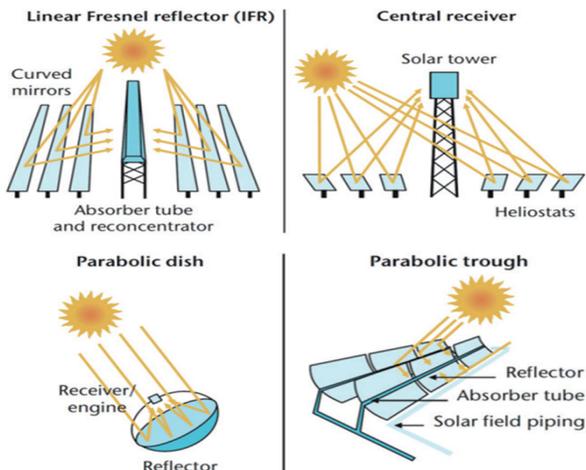


FIGURA 30: Tipos de coletores solares

TABELA 6: Características de diferentes tecnologias CSP

Tecnologia	Faixa de capacidade indicada (MW)	Taxa de concentração	Eficiência solar-elétrica (%)	Área requerida (m²/kW)*
Parabólico	10-200	70-80	10-15	18
Fresnel	10-200	25-100	9-11	-
Torre	10-150	300-1000	8-10	21
Disco	0,01-0,4	1000-3000	16-18	20

FONTE: Cresesb, consulta em 01/2015

Com relação à faixa de operação dos coletores térmicos solares, podem-se classificar como coletores de baixa temperatura os que operam entre 30°C e 80°C (geralmente coletores planos), de média temperatura os que operam entre 80°C e 250°C, e de alta temperatura os que operam acima de 250°C (KALOGIROU, 2009).

Dentre as principais aplicações de coletores térmicos, podemos ter: aquecimento de água, aquecimento de ar, produção de eletricidade, refrigeração solar, dessalinização, calor de processo industrial, forno solar e termoquímica solar, dentre outras.

5.1 Coletores planos

Os coletores de placa plana ou coletores planos utilizados na captação da radiação solar são constituídos de uma caixa isolada na sua parte inferior, contendo esta caixa uma chapa metálica pintada de preto fosco, sobre a qual pode ou não haver uma tubulação, a depender de seu projeto: aquecimento de água ou de ar (Ver Figura 31).

A parte superior do coletor está fechada por um ou dois vidros planos transparentes, dependendo do nível de temperatura desejado para o fluido de trabalho. Aumentando-se o número de vidros diante da superfície absorvente, diminui-se a transferência global da cobertura transparente. A vidraça, por exemplo, tem um fator de transparência de cerca de 0,87, o que quer dizer que somente 87% da irradiação solar a atravessa. Se pusermos dois vidros, a transparência global dos dois vidros será $0,87 \times 0,87 = 0,757$.

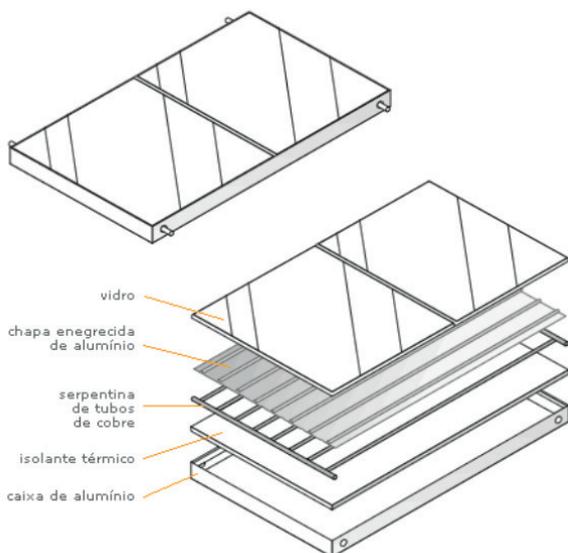


FIGURA 31: Componentes do coletor solar plano

O vidro e alguns outros materiais são transparentes para o espectro de radiação solar (0,4 mm a 2,5 mm) e opacos para o infravermelho próximo (2,5 mm a 40,0 mm). A Tabela 7, abaixo, mostra essas propriedades.

TABELA 7: Propriedades de alguns materiais

Material	Índice de refração	Transmitância no espectro solar (0,4-2,5 mm)	Transmitância no infravermelho (2,5 a 40,0 mm)	Espessura (mm)
Vidro branco. Baixo teor de oxido de ferro	1,52	0,84	0,01	3,175
Poliéster reforçado com fibra de vidro	1,54	0,87	0,076	0,635
Acrílico	1,49	0,90	0,02	3,175

FONTE: O Autor

A cobertura transparente é utilizada pelas seguintes razões:

- Isolamento – se não houvesse cobertura, o ar exterior encostaria no absorvedor e não lhe permitiria aquecer muito. O vidro limita as perdas por convecção. O espaço ótimo entre o vidro e a superfície absorvedora é entre 25 mm a 40 mm.
- Efeito estufa – a cobertura transparente deve produzir o efeito estufa, quer dizer, deve deixar passar a irradiação solar e recuperar o máximo possível a irradiação emitida absorvente.

Um coletor solar tem de ser absolutamente estanque porque a água que penetrar na caixa (chuva, umidade do ar etc.) diminuirá o rendimento de três maneiras diferentes:

- a) durante o funcionamento do coletor para baixa temperatura, a umidade do ar vai condensar-se na face interna do vidro, tornando-o menos transparente, e a irradiação, em vez de atravessar o vidro, será absorvida. No início do funcionamento, as condensações persistirão até que o vidro fique suficientemente quente para evaporá-las. Nesse momento, a irradiação solar deverá atravessar o vidro e aquecer o elemento absorvente. À noite, as condensações se formarão mais cedo e pararão mais cedo, em comparação com o mesmo sistema com ar interior seco;
- b) se o coletor não for estanque, as poeiras e outras sujidades entrarão nele e ficarão depositadas, com as condensações, sobre o vidro, que ficará rapidamente sujo e a sua transparência diminuirá proporcionalmente;
- c) há risco de a água molhar o isolante e aumentar a sua condutividade térmica, como é o caso da lã de vidro. Alguns isolantes são sensíveis à umidade, aumentando a condução de calor por ela.

O funcionamento baseia-se na absorção da radiação pela chapa preta, a qual é transformada em calor, que por sua vez é transferido ao fluido. Esses coletores podem ser montados na vertical, o que não é muito frequente, ou em posição inclinada, que é a maneira normalmente usada. A inclinação é a latitude do local instalado. Ambas as montagens são fixadas, podendo, no entanto, o coletor inclinado ser móvel, o que não é muito frequente em virtude do custo de instalação, ainda que o custo energético com o sistema móvel não seja muito maior que o obtido com o sistema estacionário.

Os coletores de um vidro permitem obter temperaturas entre 70°C e 80°C. Usando-se dois vidros, a temperatura do coletor pode atingir mais de 100°C, até um limite máximo de 200°C, porém a pintura da chapa preta é substituída por uma pintura seletiva e também um melhor isolamento térmico é necessário.

O coletor plano pode ser empregado para aquecimento de água residencial, secagem de frutos, carnes, peixes, grãos, climatização, destilação de água salobra ou salgada, secagem de argilas e outros materiais, acionamento de bombas, máquinas térmicas, aquecimento industrial.

A forma geométrica empregada é geralmente retangular, mas nada impede que se empreguem outras formas, como circular, quadrada, trapezoidal etc. Um coletor plano para aquecimento de água é constituído, em geral, por: (a) uma cobertura transparente; (b) uma placa absorvedora e a da radiação; (c) uma camada de material isolante; (d) uma caixa metálica de base.

Devido à falta, no mercado nacional, de polímeros que possam substituir com eficiência o vidro plano empregado na cobertura transparente dos coletores, este item pesa consideravelmente no custo de fabricação do coletor plano. A espessura desse vidro é geralmente compreendida entre 3 e 4 mm e ele tem a finalidade de reduzir as perdas térmicas, devido ao efeito convectivo, e provocar o efeito estufa.

O isolamento térmico é importante para reduzir ao máximo as perdas térmicas, já que, em se tratando de sistemas que funcionam a temperaturas superiores à temperatura ambiente, é importante evitar as respectivas trocas de calor. Isso é obtido com o emprego de materiais isolantes, de baixa condutividade térmica, sendo a lâmina de vidro o material mais empregado (geralmente, usa-se a de 5 cm de espessura para baixa temperatura). Um baixo valor de condutividade térmica não é suficiente para definir um bom isolamento térmico. Este tem que satisfazer, ainda, os seguintes requisitos: (a) custo baixo; (b) resistência às temperaturas a que será submetido; (c) boa resistência mecânica; (d) resistência à ação das intempéries.

O melhor isolante térmico é o ar, com condutividade térmica de 0,02. Sendo a maioria dos isolantes térmicos de constituição fibrosa ou porosa, eles serão tão mais isolantes quanto maior for a quantidade de ar neles aprisionado, pois torna a condutividade térmica desses materiais mais próximo do ar. Apesar disso, a porosidade dos isolantes deve obedecer às dimensões determinadas, pois o aumento da porosidade pode ocasionar movimentos convectivos do ar aprisionado, aumentando a troca de calor e provocando perda das propriedades isolantes.

A caixa do coletor é o elemento estrutural do sistema de aquecimento, podendo-se usar nesse elemento os mais diversos materiais, como: fibra de vidro, chapa de ferro galvanizado, plástico rígido, fibrocimento, chapa de alumínio, alvenaria de cimento e madeira. A madeira poderia ser a solução mais indicada, por possuir uma baixa condutividade térmica e ser facilmente trabalhável, mas apresenta a desvantagem de ter uma vida útil reduzida quando exposta a intempéries, tornando-se o elemento não mais econômico. A escolha do material é uma questão de custo e disponibilidade no mercado. O alumínio, apesar de ser um bom condutor de calor, tem sido usado com frequência.

Com exceção do alumínio, a caixa do coletor deverá receber um acabamento externo com tinta clara brilhante ou na tonalidade do alumínio. Também se deve ter o cuidado de deixar a superfície superior da caixa o mais regular possível, para facilitar a colocação da cobertura transparente, assim como a vedação com silicone ou outro material de mesma característica.

A eficiência do coletor é inversamente proporcional à diferença entre a temperatura do coletor (T_{col}) e a temperatura ambiente (T_{amb}). Quanto maior essa diferença de temperatura (ΔT), menor a eficiência do coletor. Esse, no entanto, não é o único fator a ser considerado no cálculo da eficiência. Outros fatores, como o tipo de superfície absorvedora, o número de coberturas transparentes, a intensidade da radiação, o isolamento térmico empregado etc. exercem influência sobre a eficiência do coletor. A Figura 32 mostra a influência desses elementos na eficiência do coletor e as curvas característica do coletor.

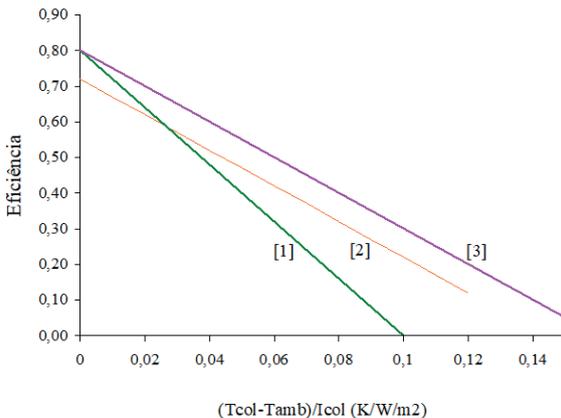


FIGURA 32: Curvas características de coletores com simples cobertura [1], dupla cobertura [2] e superfície seletiva [3]

5.2 Montagem dos coletores

Para o aquecimento de grandes volumes de água, há necessidade de grandes áreas de captação da radiação solar, já que esta é por natureza uma energia diluída. Normalmente, as dimensões dos coletores para aquecimento de água estão compreendidas entre 1,6 e 2,0 metros quadrados, muito embora isso não signifique que não possam ser construídos módulos de maiores dimensões.

Sistemas de aquecimento de água em grandes volumes exigem a instalação de vários coletores. Nesses casos, costuma-se dispor de módulos de três maneiras distintas, dependendo do tipo de circulação de água do sistema: (a) montagem em paralelo; (b) montagem em série; (c) montagem mista (em série-paralelo).

Na montagem em paralelo (Figura 33), a água circula no interior através dos coletores, da mesma maneira que circula com um único coletor, não se verificando aumento da temperatura da água de um módulo de coletor para o seguinte (módulos de mesmas características). A vazão que sai do reservatório de água é dividida para os coletores em paralelo.

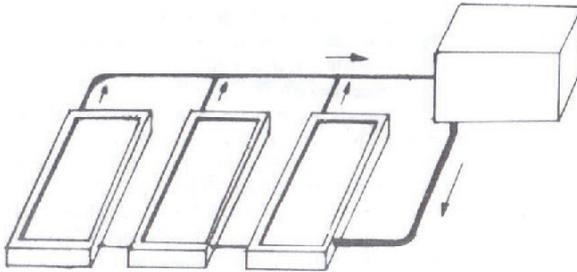


FIGURA 33: Montagem de coletores planos em paralelo

Na montagem em série (Figura 34), as características são bem diferentes da montagem em paralelo, já que à medida que a água vai circulando pelos coletores, a sua temperatura vai sendo gradativamente elevada, de tal modo que, ao chegar ao último coletor da série, a temperatura atingida pela água é bem maior que no módulo inicial da série. Isso significa dizer que os coletores trabalham a temperaturas diferentes e sempre em ordem crescente segundo a direção do fluxo.

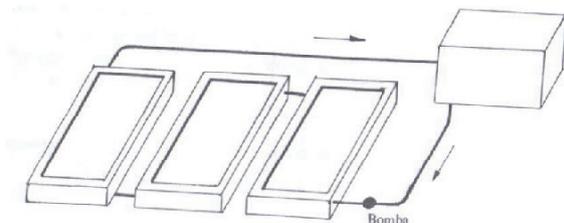


FIGURA 34: Montagem dos coletores planos em série

Sendo a eficiência do coletor inversamente proporcional à sua temperatura, conclui-se que os últimos coletores da montagem em série apresentam eficiência menor. Quando a temperatura é muito elevada, costuma-se melhorar o isolamento térmico dos últimos coletores da série e, sempre que possível, usar cobertura dupla de vidro. Na montagem em série utiliza-se a circulação forçada por meio de uma bomba, já que o aumento da pressão no circuito do coletor dificultará o processo natural de termossifão, em decorrência de um aumento de resistência à passagem de água.

Outro modo de dispor os coletores é fazendo uma associação das montagens em série e em paralelo, uma montagem mista (em série-paralelo), como mostrado na Figura 35. Nesse tipo de montagem, a circulação da água nos coletores é feita por meio de uma bomba (circulação forçada). As montagens mistas são geralmente utilizadas quando se necessita de grandes volumes de água e, neste caso, deve-se estudar cuidadosamente o local de instalação.

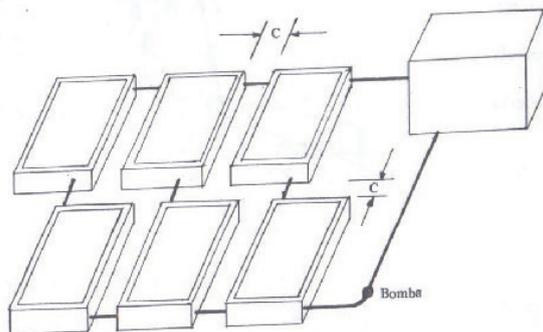


FIGURA 35: Montagem mista de coletores: série e paralelo

No Hemisfério Sul (caso do Brasil), os coletores serão orientados para o Norte verdadeiro e inclinados de um ângulo igual à latitude. No caso de instalações com circulação natural, o coletor deverá incluir 10° além da latitude, facilitando o início do processo de circulação e ainda com a finalidade de compensar a variação anual da declinação solar, de modo que a radiação incidente durante todo o ano seja a mais perpendicular possível. Para sistemas com circulação forçada, a inclinação do coletor deverá ser igual à latitude do lugar (Figura 36).

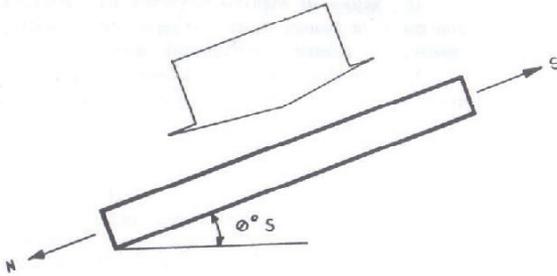


FIGURA 36: Inclinação do coletor solar plano no Hemisfério Sul

5.3 Tipos de instalação dos coletores solares

Basicamente, os tipos de instalação de coletores solares para aquecimento de água são: (a) circulação natural em circuito aberto; (b) circulação natural em circuito fechado; (c) circulação forçada em circuito aberto; (d) circulação forçada em circuito fechado; (e) sistema misto com aporte elétrico (circuito aberto ou fechado).

Na instalação com circulação em circuito aberto, a água utilizada no consumo circula no interior do coletor. Nesse caso, o coletor deverá ter uma inclinação de 10° acima da latitude, para facilitar o processo de circulação da água, promovido pela diferença de densidade do sistema. Quando a intensidade de radiação não for suficiente para manter a temperatura da água a níveis diferentes, ou quando for alcançado o equilíbrio térmico entre o coletor e o tanque de estocagem de água quente, o processo é interrompido.

Os coletores de alumínio não devem ser utilizados em circuito aberto, principalmente quando se trata de água clorada, pois o cloro ataca rapidamente o alumínio, danificando o coletor. Para esse tipo de instalação, recomendam-se coletores de ferro galvanizado ou

cobre, sendo o último material o mais recomendado. Entre o nível inferior do reservatório e a saída de água quente do coletor deverá existir um desnível de pelo menos 60 cm, para que o fluido circule nesse sistema (Figura 37).

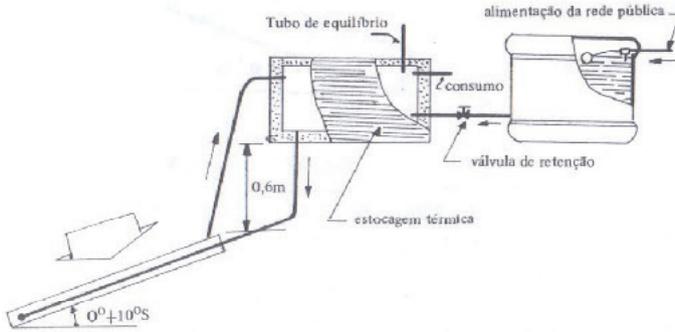


FIGURA 37: Instalação do coletor em circuito aberto, circulação natural

A diferença fundamental entre as instalações de circulação natural de circuito aberto e as de circuito fechado é que nas de circuito fechado há a introdução de um trocador de calor no circuito do coletor, localizado no interior do reservatório de água quente. Neste caso, os coletores de alumínio podem ser utilizados, já que o fluido de trabalho poderá ser óleo fino ou mesmo água destilada. A água quente para consumo troca calor com o trocador instalado no interior do reservatório de água quente, sem que tenha que passar pela tubulação da grade do coletor. (Figura 38)

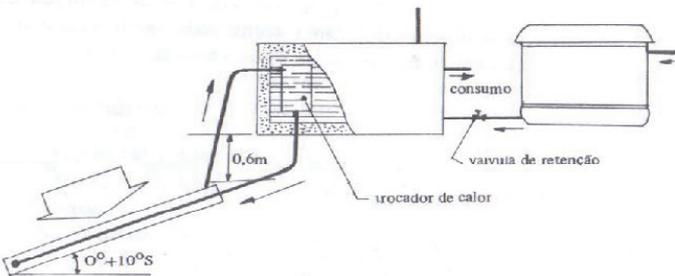


FIGURA 38: Instalação do coletor em circuito fechado, circulação natural

A circulação forçada em circuito aberto (Figura 39) tem as mesmas características da instalação de circulação natural em circuito aberto, diferenciando-se apenas pelo uso de uma bomba no circuito do coletor. A introdução da bomba de circulação para circulação da água permite variar a posição do tanque de estocagem de água quente, podendo este ser instalado abaixo do coletor.

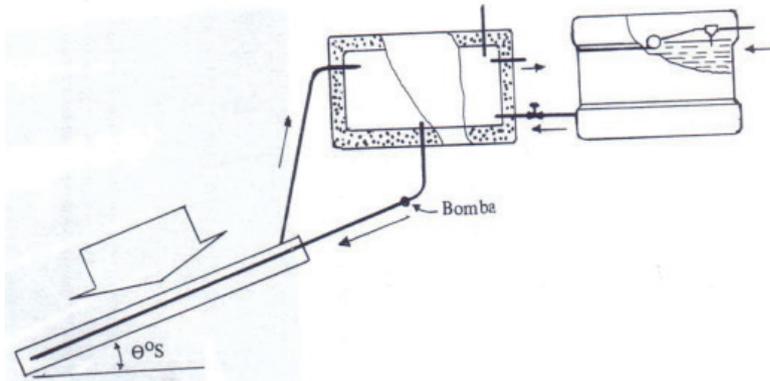


FIGURA 39: Instalação do coletor em circuito aberto, circulação forçada

A instalação de circulação forçada em circuito fechado é semelhante à instalação de circulação natural em circuito fechado, adicionando-se ao sistema uma bomba para a circulação da água no sistema de aquecimento. (Figura 40Figura)

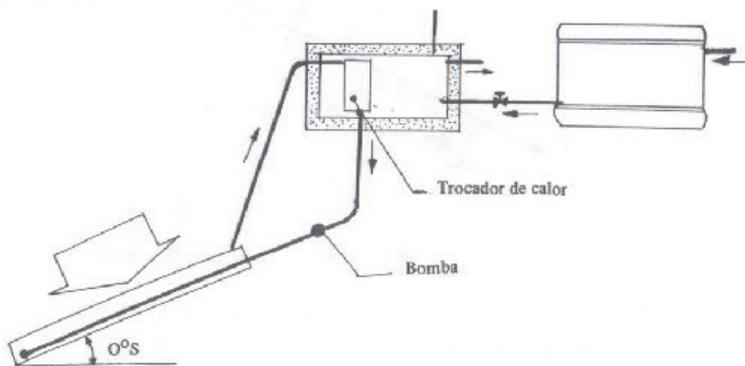


FIGURA 40: Instalação do coletor em circuito fechado, circulação forçada

O sistema de instalação misto com aporte elétrico pode ser formado por qualquer um dos tipos de instalação já descritos, ao qual

se adiciona um aquecedor elétrico comandado por um termostato. Sempre que não houver radiação suficiente para manter o nível de temperatura desejado para a água, o termostato é ativado e aciona uma resistência elétrica que irá manter a água na temperatura desejada. O mesmo termostato será regulado para desativar a resistência tão logo a água atinja a temperatura desejada. (Figura 41)

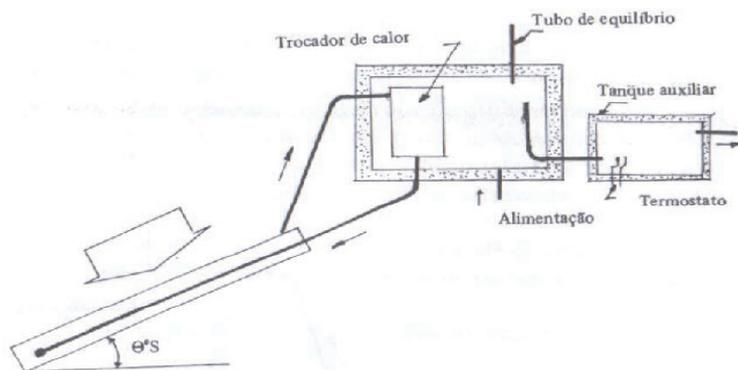


FIGURA 41: Instalação do coletor em circuito fechado, com aquecedor elétrico

6. EFICIÊNCIA DOS COLETORES PLANOS

A eficiência instantânea de coletores é a razão entre a energia útil [w] por unidade de área da abertura "A" e a insolação [W/m²] que incide sobre a abertura:

$$\eta = \frac{Q_{abs}}{AI} = \frac{q''}{I},$$

onde a energia útil é a energia térmica que a água absorve, que pode ser calculada por $Q_{abs} = \dot{m} c_p (T_{saída} - T_{entrada})$, \dot{m} [kg/s] é a vazão do fluido que passa pelo coletor e c_p [J/kg.K] é o calor específico do fluido na temperatura média do fluido no coletor.

Essa eficiência depende de muitos fatores: temperatura do coletor, temperatura ambiente, insolação, fluxo de massa e ângulo de incidência. É razoável basear a eficiência do coletor inclinado sobre a irradiância $I_{in,c} = I_b + \frac{1}{C} I_d$, onde C = concentração geométrica do coletor, I_b é a irradiância direta e I_d a irradiância difusa. A concentração geométrica é dada pela razão entre a área de abertura e a área de absorção. No caso de um coletor plano, esse valor é igual a 1,0.

Se $C \geq 10$, a contribuição da radiação difusa (I_d) é desprezada; se $C < 2$ " η " é baseado em I_h e se $C > 2$ " η " é baseado em I_b . (RABL, 1985)

Se a eficiência do coletor é reportada com respeito a um piranômetro (ver Figura 42), é dada como $\eta_h = \frac{q''}{I_h}$



FIGURA 42: Piranômetros: (a) Eppley; (b) LICOR

Se a eficiência do coletor é reportada com respeito a um pireliômetro (ver Figura 43), (eficiência relativa à irradiância direta): $\rightarrow \eta_b = \frac{\dot{q}''}{I_b}$



FIGURA 43: Pireliômetro

Com isso, $\eta_b = \frac{I_h}{I_b} \cdot \eta_h$. Ainda supondo que I_b é no máximo 90% de I_h , a eficiência em coletor inclinado de concentração C pode ser dada por:

$$\eta_{in,c} = \frac{\dot{q}''}{I_{in,c}} = \frac{(I_b + I_d)\eta_h}{I_b + (1/C)I_d}$$

Exercício:

- Conhecendo η_b (eficiência relativa à irradiância direta) para $C = 1,5$, como seria a eficiência baseada em I_h e $I_{in,c}$, $I_d = 150\text{W/m}^2$ se $I_b = 850\text{W/m}^2$?

Solução:

$$\eta_h = \frac{I_b}{I_h} \cdot \eta_b = \frac{850}{850+150} \cdot \eta_b = 0,85 \cdot \eta_b$$

$$\eta_{in,c} = \frac{850+150}{850+150/1,5} \cdot \eta_h = 1,053 \cdot \eta_h = 0,895 \cdot \eta_b$$

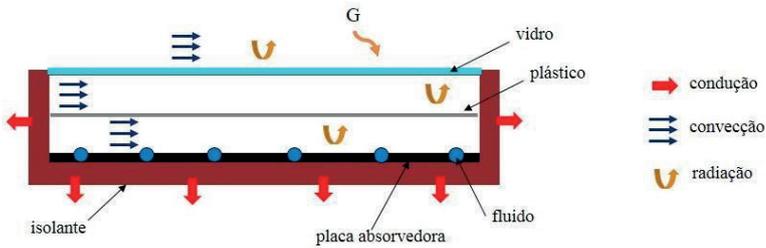
6.1 Eficiência ótica

A eficiência ótica η_o é definida como a fração da radiação solar I que atinge o receptor e é absorvida:

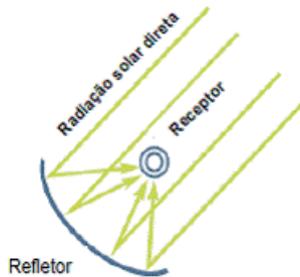
$$\eta_o = \frac{q''_{abs}}{I}$$

Para coletor plano (Figura 44 a) em cobertura simples: $\eta_o \cong \tau \cdot \alpha$ (relativo a I_h). Dessa forma, a energia absorvida pela placa absorvedora $Ea = I_{col} \cdot A_{col} \cdot \tau \alpha$, onde A_{col} = área de coleção; τ = transmitância da cobertura e α = absorptância da placa absorvedora.

Para coletor parabólico (Figura 44 b): $\eta_o = \rho \cdot \tau \cdot \alpha$ (relativo a I_b), onde ρ = refletividade, τ = transmissividade e α = absorptividade.



(a)



(b)

FIGURA 44: (a) coletor plano e (b) coletor cilindro parabólico

Quando a temperatura do receptor é maior que a do ambiente, a eficiência se reduz a: $\eta = \eta_o - \frac{q''_{perda}}{I}$, onde q''_{perda} é o fluxo de perda de

calor [w/m²], $q''_{perda} = U(T_{abs} - T_{amb})$; T_{abs} é a temperatura superficial do absorvedor; T_{amb} é a temperatura ambiente e U = coeficiente global de perda de calor do coletor.

O valor de U não é constante, mas depende da temperatura do receptor, da temperatura do ar e do céu, da velocidade do vento e da inclinação do coletor.

Pode-se expandir U como:

$$U = U_o + U_1(T_{abs} - T_{amb}); U = U_o(T_{abs} - T_{amb})^P \quad \text{ou até}$$

$$U = U_o + U_1 \frac{(T_{abs} - T_{amb})}{I}$$

A energia líquida é dada, então, por:

$E_{liq} = I_{col} \cdot A_{col} \cdot \tau\alpha - A_p \cdot U \cdot (T_{abs} - T_{amb})$, sendo A_p = área de perda térmica.

A energia líquida aumenta com o nível de radiação. É necessário um nível mínimo de radiação, tanto maior quanto maior a temperatura de operação do coletor, para que o sistema apresente um balanço positivo, ou seja, tenha um ganho de potência. Através da curva característica do coletor, podemos obter a eficiência ótica, como ilustrado na Figura 45, a seguir.

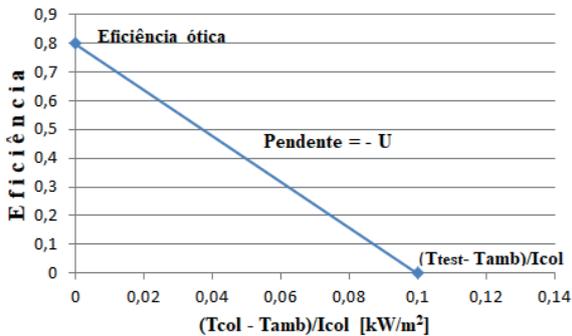


FIGURA 45: Curva característica do coletor

O aumento da temperatura de operação está relacionado com a redução das perdas dos coletores. Os recursos existentes para isso são: (a) dupla cobertura de vidro (redução de perdas convectivas); (b) superfícies seletivas (redução de perdas radiativas, baixa

emissividade na região do comprimento de onda infravermelho); (c) vácuo (redução de perdas convectivas) e (d) concentração (redução de perdas por redução da superfície absorvedora).

Com a dupla cobertura de vidro, temos:

- aumento do isolamento térmico da placa absorvedora com relação ao meio ambiente;
- estabelecimento de um gradiente de temperatura entre placa e ambiente mais suave;
- diminuição dos efeitos da ventilação externa, devido à circulação de ar (vento), na região do absorvedor.

Em coletores com uma cobertura de vidro, o U é da ordem de 7 a 8 $W/m^2/K$; com duas coberturas, podem-se conseguir coeficientes U na faixa de 4 a 6 $W/m^2/K$.

Sendo a irradiância (I) em função da abertura do coletor, então se a concentração é igual a 2, teremos que o fluxo de calor das perdas será $q''_{perda} = \frac{\dot{Q}}{A} = \frac{U(A/2)(T_{abs}-T_{amb})}{A} = \frac{U(T_{abs}-T_{amb})}{2}$, onde A é a área de abertura do coletor.

De forma geral, a eficiência de um coletor é dada por:

$$\eta = \left[\eta_o - \frac{U}{C} \cdot \frac{(T_m - T_{amb})}{I} \right],$$

onde η_o é a eficiência ótica e C é a relação entre a área de abertura (A_{col}) e a área da região absorvedora (A_{abs}), ou seja, $C = A_{col}/A_{abs}$. Para coletores planos, usa-se $C = 1$; para outros coletores, usa-se $C > 1$, pois neste caso há redução de área, $A_{col} > A_{abs}$. A eficiência ótica é dada por $\eta_o = \tau \eta_c \alpha$, onde η_c é a eficiência ótica da cavidade de concentração da radiação, α é a absorvância e τ é a transmitância.

6.2 Eficiência dos coletores planos baseada na temperatura média do fluido

Na prática, é mais fácil medir a temperatura do fluido do que a temperatura da superfície do absorvedor. Assim, a eficiência do coletor pode ser dada por (Figura 46):

$$\eta = F_m \left[\eta_o - U \cdot \frac{(T_m - T_{amb})}{I} \right],$$

onde $T_m = \frac{T_{entrada} + T_{saida}}{2}$ = Temperatura média do fluido;
 F_m = Fator de eficiência do coletor ou fator de transferência de calor,

que leva em conta a transferência de calor da superfície do absorvedor para o fluido e depende da construção do coletor.

Valores típicos para :

- 0,8 a 0,9 para coletores não evacuados a ar
- 0,9 a 0,95 para coletores não evacuados a líquido
- 0,95 a 1,0 para coletores evacuados

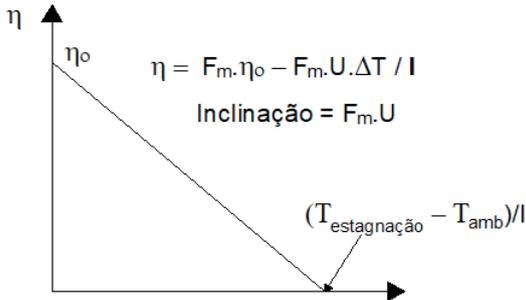


FIGURA 46: Curva característica do coletor usando T_m

Exemplo:

- Um coletor plano de abertura $A = 2 \text{ m}^2$ é testado. A vazão mássica de água através do coletor é $m = 0,03 \text{ Kg/s}$. Uma insolação $I = 950 \text{ W/m}^2$ é medida por um piranômetro. As temperaturas do ar ambiente, de entrada e saída do coletor são $T_a = 10^\circ\text{C}$; $T_{\text{ent}} = 10^\circ\text{C}$ e $T_{\text{saída}} = 20^\circ\text{C}$. O teste é repetido nas mesmas condições ambientais com $T_{\text{ent}} = 60^\circ\text{C}$ e $T_{\text{saída}} = 65^\circ\text{C}$. Assim:

(a) Qual é a eficiência à $T_{\text{ent}} = 10^\circ\text{C}$?

(b) Para $T_{\text{ent}} = 60^\circ\text{C}$, quais os parâmetros do coletor $F_m \eta_0$ e $F_m U$ se a curva de eficiência é linear? Qual temperatura pode o coletor atingir quando nenhum calor é extraído?

Solução:

a) temos que $c_{P_{H_2O}} = 4,18 \text{ J/g}^\circ\text{C}$, então $\dot{Q} = \dot{m}c_p(T_s - T_e) = 30 \cdot 4,18 \cdot (20 - 10) = 1254 \text{ W}$. Assim:

$$\eta = \frac{\dot{Q}}{AI} = \frac{1254}{2 \cdot 950} = 66\% \quad \text{para} \quad T_m = \frac{T_e + T_s}{2} = 15^\circ\text{C}$$

$$b) Q \doteq \dot{m}c_p(T_s - T_e) = 30 \cdot 4,18 \cdot (65-60) = 627W$$

Assim: $\eta = 33\%$, temos $T_m = 62,5\%C$

$$\text{Temos que : } \frac{\Delta T}{I} = \frac{(T_m - T_{amb})}{I}$$

$$\text{Para } T_e = 10^\circ C \quad \frac{\Delta T}{I} = \frac{5}{950} = 0,0053 \text{ } ^\circ C m^2/w$$

$$\text{Para } T_e = 60^\circ C \quad \frac{\Delta T}{I} = 0,0553 \text{ } ^\circ C m^2/w$$

A equação da eficiência linear baseada em T_m é:

$$\eta = F_m \eta_o - F_m U \cdot \frac{\Delta T}{I} \quad \begin{cases} 0,66 = F_m \eta_o - F_m U \cdot 0,0053 \\ 0,33 = F_m \eta_o - F_m U \cdot 0,0553 \end{cases}$$

Com o sistema de equação

$$F_m \eta_o = 0,695 \text{ e } F_m U = 6,6W/m^2 \cdot ^\circ C$$

A temperatura de estagnação (T_{est}) corresponde ao pico de insolação $I_{max} = 1000W/m^2$ nos dias mais quentes $T_{amb} \cong 40^\circ C$ e $\eta = 0$:

$$T_{est} = 40^\circ C + \frac{0,695 \cdot 1000}{6,6} = 145^\circ C$$

6.3 Eficiência dos coletores planos baseada na temperatura de entrada

Em algumas aplicações, é mais conveniente a eficiência ser função de T_e (entrada) do que T_m :

$$\eta = F_e \cdot \left[\eta_o - U \cdot \frac{(T_e - T_{amb})}{I} \right]$$

onde F_e é o fator de remoção de calor dado por:

$$F_e = \frac{\dot{m} \cdot c_p}{U \cdot A} \left[1 - \exp \left(\frac{-F_m U \cdot A}{\dot{m} \cdot c_p} \right) \right], \text{ (RABL, 1985)}$$

De modo geral, temos a equação da eficiência como:

$$\eta = F \cdot \left[\eta_o - U \cdot \frac{(T_{col} - T_{amb})}{I} \right]; \quad T_{col} = \text{Temp. Coletor},$$

onde o fator de transferência de calor F será:

$$F = \begin{cases} 1 & \text{se } T_{col} = T_{abs} \\ F_m & \text{se } T_{col} = (T_e + T_s)/2, \text{ sendo que } F_e \text{ deve ser menor que } F_m \\ F_e & \text{se } T_{col} = T_e \end{cases}$$

Exemplo:

- Um coletor plano com os parâmetros $F_e \eta_0 = 0,726$ e $F_e U = 3,62 \text{ w/m}^2\text{°C}$ tem área $A = 1,4 \text{ m}^2$. A vazão mássica e o calor específico do fluxo durante o teste é $m = 2,8 \cdot 10^{-2} \text{ Kg/s}$ e $C_p = 4,18 \text{ kJ/kg°C}$. Converter os dados para temperatura média do fluido.

Solução:

$$\frac{\dot{m}c_p}{A} = \frac{2,8 \cdot 10^{-2} \cdot 4,18 \cdot 10^3}{1,4} = 83,6 \text{ W/m}^2\text{°C}$$

Como $F_e = \frac{\dot{m}c_p}{U \cdot A} \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-F_m U \cdot A}{\dot{m}c_p}\right) \right]$, então

$$F_m U = -\frac{\dot{m}c_p}{A} \cdot \ln\left[1 - \frac{F_e U \cdot A}{\dot{m}c_p}\right] = -83,6 \cdot \ln\left[\frac{-3,62}{83,6} + 1\right] = 3,70 \text{ W/m}^2\text{°C}$$

$$\text{Temos } F_m \eta_o = F_e \eta_o \cdot \left(\frac{F_m U}{F_e U}\right) = 3,7 \cdot \frac{0,726}{3,62} = 0,742$$

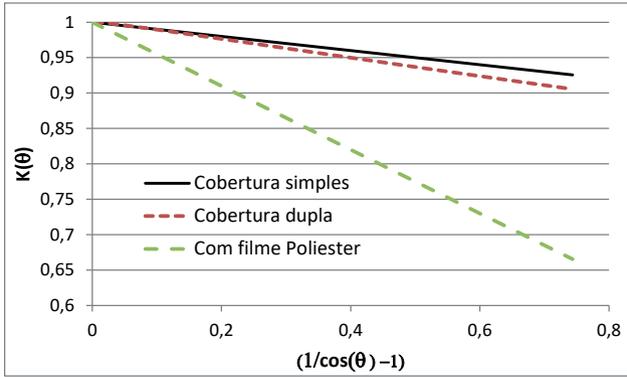
6.4 Modificadores do ângulo de incidência

Na maioria dos coletores, a eficiência ótica (η_o) muda com o ângulo de incidência θ . Por exemplo, a eficiência ótica de coletores de placa plana diminui quando o ângulo de incidência aumenta, por causa das perdas por reflexão na cobertura e no absorvedor. O ângulo de incidência afeta somente a eficiência ótica, dessa forma a eficiência instantânea de um coletor térmico é:

$$\eta = F[\eta_o K(\theta) - U(T_{col} - T_{amb})/I],$$

onde $K(\theta)$ é o modificador do ângulo de incidência. Para coletores de placa plana, $K(\theta)$ pode ser uma linha reta num gráfico $K(\theta) \times (1/\cos \theta - 1)$, dado por:

$$K(\theta) = 1 + b_o \left(\frac{1}{\cos \theta} - 1\right)$$



onde $b_o = -0,1$ para uma cobertura de vidro, $b_o = -0,17$, para cobertura placa dupla de vidro e $b_o = -0,45$ com filme de poliéster (Mylar) tipo favo de mel.

Para calhas parabólicas, a eficiência instantânea do coletor é dada por:

$$\eta = F [\eta_o k(\theta) \Gamma(\theta) - U(T_{abs} - T_{amb})/I],$$

onde $\Gamma(\theta)$ é o fator de perda final. Se o tubo receptor tem o mesmo comprimento da calha e é simétrico, então:

$$\Gamma(\theta) = 1 - \frac{f}{l} \left(1 + \frac{w^2}{48 f^2} \right) \cdot \tan \theta$$

onde f é o comprimento focal, l é o comprimento e w a largura da calha.

7. TRANSFERÊNCIA DE CALOR EM COLETORES SOLARES

A figura abaixo ilustra um modelo de resistências térmicas para um coletor solar de placa plana com duas coberturas. O modelo não considera que as coberturas de vidro não absorvem radiação e são opacas para radiação infravermelha.

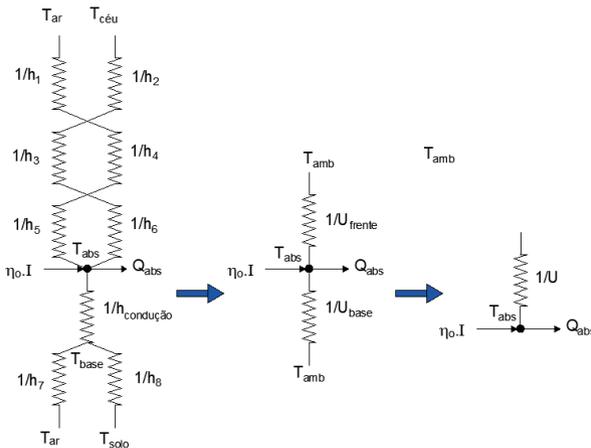


FIGURA 47: Modelo de resistências térmicas

Os coeficientes de transferência de calor mostrados na Figura 47 são:

- $h_1 \rightarrow$ convecção ar-cobertura
- $h_2 \rightarrow$ adiação céu-cobertura
- $h_3 \rightarrow$ convecção entre coberturas
- $h_4 \rightarrow$ radiação entre coberturas
- $h_5 \rightarrow$ convecção cobertura-absorvedor
- $h_6 \rightarrow$ radiação cobertura-absorvedor
- $h_7 \rightarrow$ convecção base-ar
- $h_8 \rightarrow$ radiação base-ar

Pode-se fazer uma analogia entre as resistências térmicas e as resistências elétricas. Assim sendo, a resultante das resistências em série é dada pela soma dessas resistências, enquanto na resultante das resistências em paralelo o seu inverso é dado pela soma dos inversos (ver Figura 48).

- Resistências em série: $R_{eq} = R_1 + R_2$

- Resistências em paralelo: $\frac{1}{R_{eq}} = \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4}$

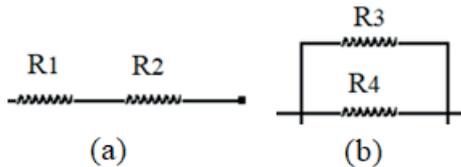


FIGURA 48: (a) Resistências em série e (b) Resistências em paralelo

7.1 Fluxo de calor convectivo

O fluxo de calor por convecção é dado por:

$$\dot{q}_{conv} = h_{conv}(T_2 - T_1) \text{ [W/m}^2\text{]},$$

onde h_{conv} é o coeficiente de convecção que pode ser equacionado em função do número de Nusselt (N_u), do número de Prandtl (P_r), do número de Reynolds (Re) e do número de Grashoff (G_r):

$$N_u = \frac{h \cdot L}{k} \text{ ou } N_u = \frac{h \cdot D_i}{k}; P_r = \frac{C_p \cdot \mu}{k}; Re = \frac{\rho \cdot V \cdot D_i}{\mu} \text{ (no interior de)}$$

tubos) ou $Re = \frac{LV}{\nu}$ em placa plana) e $G_r = \frac{g\beta_r L^3 \Delta T}{\nu^2}$, onde V é a velocidade do vento sobre a superfície plana ou no interior dos tubos, L é o comprimento característico da placa plana, D_i é o diâmetro interno, C_p é o calor específico, μ é a viscosidade absoluta, ν é a viscosidade cinemática (μ/ρ), ρ é a densidade e k a condutividade térmica, g é a aceleração da gravidade, β_r é o coeficiente de expansão térmica (para o ar pode assumir $\beta_r = 1/T$ onde T é dado em graus Kelvin [K]).

O Coeficiente de transferência de calor convectivo de escoamento interno **laminar** em tubos pode ser dado por:

- Para tubos longos (RABL, 1985) ($Re.Pr.D_h > 10$):

$$N_u = 1,86 \cdot \left(Re_{Dh} Pr \frac{D_h}{L} \right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{\mu_b}{\mu_w} \right)^{\frac{1}{4}},$$

onde μ_b é a viscosidade absoluta na temperatura média entre a parede interna e o fluido interno e μ_w entre a temperatura externa da parede e o fluido externo. D_h é o diâmetro hidráulico dado por $4 \times$ área da seção transversal do fluxo ($\pi.r^2$) dividido pelo perímetro molhado ($2.\pi.r$).

- Para tubos curtos (RABL, 1985) ($Re.Pr.D_h > 100$):

$$N_u = \frac{Re_{Dh} Pr D_h}{4L} \cdot In \left[\frac{1}{1 - \frac{2,654}{Pr^{0,167} (Re_{Dh} Pr D_h / L)^{1/2}}} \right]$$

O Coeficiente de transferência de calor convectivo de escoamento interno **turbulento** em tubos pode ser dado por:

- Equação de Colburn (INCROPERA, 1998):

$$N_{uD} = 0,023 \cdot Re_{eD}^{4/5} \cdot Pr_r^{1/3}$$

- Equação de Sieder e Tate (INCROPERA, 1998):

$$N_{uD} = 0,027 \cdot Re_{eD}^{4/5} \cdot Pr_r^{1/3} \left(\frac{\mu}{\mu_s} \right)^{0,14} \text{ para } 0,7 \leq Pr \leq 16.700, Re_{eD} \geq 10.000 \text{ e } L/D \geq 10$$

O Coeficiente de transferência por convecção de calor entre placas paralelas pode ser dado por:

- Planos horizontais (RABL, 1985):

$$N_u = 0,168 \cdot (Gr.Pr_r)^{0,281} \text{ para } Gr \text{ de } 10^4 \text{ a } 10^7.$$

- Planos inclinados 45° (RABL, 1985):

$$N_u = 0,102 \cdot (G_r P_r)^{0,310} \text{ para } Gr \text{ de } 10^4 \text{ a } 10^7.$$

- Planos verticais (RABL, 1985):

$$N_u = 0,0685 \cdot (G_r P_r)^{0,327} \text{ para } Gr \text{ de } 1,5 \times 10^5 \text{ a } 10^7.$$

$$N_u = 0,0369 \cdot (G_r P_r)^{0,381} \text{ para } Gr \text{ de } 1,5 \times 10^4 \text{ a } 1,5 \times 10^5.$$

7.2 Fluxo de calor por radiação entre céu-solo ou céu-cobertura do coletor

Se considerarmos $T_{ceu} \neq T_{solo}$ em um coletor plano, assumindo céu e solo como corpo negro, a taxa de transferência de calor [W] é igual a:

$$Q_{cob-amb, rad} = A \varepsilon \sigma \left[\frac{1 + \cos \beta}{2} (T_{cob}^4 - T_{ceu}^4) + \frac{1 - \cos \beta}{2} (T_{cob}^4 - T_{solo}^4) \right]$$

onde β = inclinação do coletor, σ é a constante de Stefan-Boltzmann = $5,67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$ e ε é a emissividade (segundo Tabor (1961), a emissividade do vidro pode ser 0,88).

A temperatura do céu pode ser expressa, segundo Duffie e Beckman (1991), por:

$T_{ceu} = T_{ar} \left[0,8 + \frac{T_{dp} - 273}{250} \right]$, onde T_{dp} = Temperatura do ponto de orvalho em Kelvin [K], ou, segundo Berdahl e Martin (1984), por:

$$T_{ceu} = T_a \cdot [0,711 + 0,0056 \cdot T_{dp} + 0,000073 \cdot T_{dp}^2 + 0,013 \cdot \cos(15t)]^{1/4}$$

onde T_{ceu} é a temperatura do céu em Kelvin [K], T_a é a temperatura de bulbo seco em Kelvin [K], T_{dp} é a temperatura do ponto de orvalho em graus Celsius [°C] e t é o tempo em horas a partir de meia-noite.

Em condições úmidas e em céu nublado, a pode ser próxima da T_{ceu} , mas quando a umidade é baixa e o céu está claro, T_{ar} pode ser 30°C ou mais abaixo de T_a . Para tempo quente, pode-se considerar $(T_{ar} - T_{ceu}) \cong 10^\circ\text{C}$ e para tempo seco e frio, pode-se considerar $(T_{ar} - T_{ceu}) \cong 30^\circ\text{C}$

7.3 Coeficiente de transferência de calor frontal para projetos e condições de operação diversas

De acordo com Duffie e Beckman (1991), o coeficiente de transferência de calor global para a região superior de um coletor solar plano pode ser expresso por:

$$U_{frente} = \left\{ \frac{N}{\frac{C}{T_{abs}} \left[\frac{(T_{abs} - T_{amb})}{(N + f)} \right]^e} + \frac{1}{h_{vento}} \right\}^{-1} + \frac{\sigma(T_{abs} + T_{amb})(T_{abs}^2 + T_{amb}^2)}{\left(\frac{1}{\varepsilon_{abs} + 0,00591 \cdot N \cdot h_{vento}} \right) + \left(\frac{2 \cdot N + f - 1 + 0,133 \cdot \varepsilon_{abs} - N}{\varepsilon_{cob}} \right)}$$

onde N = número de coberturas, ε_{abs} e ε_{cob} são emissividade da cobertura (vidro) e do tubo absorvedor, β é a inclinação do coletor,

$$f = (1 + 0,089 \cdot h_{vento} - 0,1166 \cdot h_{vento} \cdot \varepsilon_{abs})(1 + 0,07866 \cdot N)$$

$$C = 520(1 - 0,000051 \cdot \beta^2)$$

Para $0^\circ < \beta < 70^\circ$, para $\beta > 70^\circ$ usar $\beta = 70^\circ$

$$e = 0,43 \cdot (1 - 100/T_{abs})$$

Exercício:

- Determine o coeficiente de perda de calor do topo do coletor plano com uma única cobertura de vidro com as seguintes especificações:

- espaço entre o vidro e a superfície coletora: 25 mm
- emitância da superfície coletora: 0,95
- temperatura ambiente: 10°C
- temperatura média da superfície coletora: 100°C
- inclinação do coletor: 45°
- coeficiente de transferência de calor do vento: 10 W/m²C

Solução:

$$f = (1 + 0,089 \cdot 10 - 0,1166 \cdot 10 \cdot 0,95)(1 + 0,07866 \cdot 1) = 0,846$$

$$C = 520(1 - 0,000051 \cdot 45^2) = 466$$

$$e = 0,43 \cdot (1 - 100/373) = 0,315$$

$$U_{frente} = \left\{ \frac{1}{\frac{466 \left[\frac{(373 - 283)}{(1 + 0,846)} \right]^{0,315} + 10}{373}} \right\}^{-1} + \frac{5,67 \cdot 10^{-8} \cdot (373 + 283)(373^2 + 283^2)}{\left(\frac{1}{0,95 + 0,00591 \cdot 1 \cdot 10} \right) + \left(\frac{2 \cdot 1 + 0,846 - 1 + 0,133 \cdot 0,95}{0,88} - 1 \right)}$$

$$= 2,98 + 3,65 = 6,6 \text{ W}/(m^2C)$$

7.4 Coeficiente de transferência de calor para coletor solar plano aberto (coletor para piscina)



FIGURA 49: Coletor solar para aquecimento de piscina

Para um coletor plano sem vidro utilizado em aquecimento de piscina (Figura 49), o coeficiente global da perda de calor é:

$$U_{frente} = h_{vento} + h_{rad, abs-amb}$$

onde h_{vento} é função do número de Reynolds e Prandtl. Encontram-se na literatura correlações para coeficiente de transferência de calor por convecção em placa plana, tais como:

- Sparrou *et al.* (1979): $Nu = 0,86 R_e^{\frac{1}{2}} P_r^{\frac{1}{3}}$ para $20000 < Re < 100000$
- Kreith (1973): Fluxo turbulento. $Nu = 0,036 \cdot P_r^{\frac{1}{3}} (R_R^{0,8} - 23200)$ para $Re > 5 \cdot 10^5$

7.5 Modelo de tabor (1958) para coletor solar plano

Segundo Tabor (1958), as perdas de calor lateral em coletores típicos não devem ser desprezadas. Por isso, ele criou um modelo considerando que o coletor plano fosse formado por isolamento na parte da frente (superior), na lateral e na base (inferior), como ilustrado na Figura 50, abaixo.

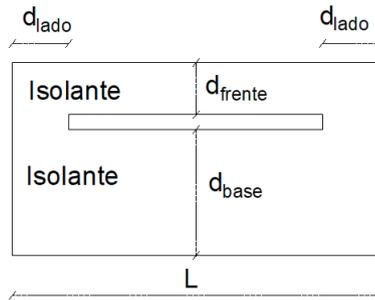


FIGURA 50: Modelo para coletor solar plano (Tabor, 1958)

A perda total é as perdas na base e na frente do coletor:

$\dot{Q} = \dot{Q}_{base} + \dot{Q}_{frente}$, nas quais as seguintes equações são válidas:

a) $\dot{Q}_{frente} = L_1 L_2 \frac{k}{d_{frente}} \Delta T$ onde $\Delta T = (T_{abs} - T_{cob})$ transformado por

Tabor (1958) para: $\dot{Q} = L_1 L_2 K \left(\frac{1}{d_{frente}} + \frac{1}{d_{base}} \right) \left(1 + S \frac{d_{base}}{L} \right) \Delta T$,

onde $L = \text{Largura característica} = \left(\frac{1}{L_1} + \frac{1}{L_2} \right)^{-1}$ e S o coeficiente de borda dado pela Tabela 8.

b) $\dot{Q}_{base} = L_1 L_2 U_{base} \Delta T$

onde $U_{base} = \frac{K}{d_{base}} \left[1 + S' \frac{d_{base}}{L} \right]$ e $S' = S \left(1 + \frac{d_{base}}{d_{frente}} \right)$ S' é o coeficiente de borda modificado, dado pela Tabela 8.

TABELA 8: Valores de S e S' (Tabor,1958) (Rabl, 1985)

d_{frente}/d_{base}	$d_{frente}/d_{base} = \infty$	2	1,5	1	1/2	1/4	1/8
2	S = 1,22	1,24	1,28	1,43	1,92	2,67	3,52
	S' = 1,83	1,86	1,92	2,15	2,88	4,0	5,3
1	S = 0,882	0,882	0,893	0,938	1,179	1,65	2,35
	S' = 1,76	1,77	1,79	1,88	2,36	3,3	4,7
1/2	S = 0,611	0,615	0,616	0,62	0,71	0,96	1,33
	S' = 1,83	1,84	1,85	1,86	2,13	2,88	4,0

Exercício:

- Um coletor de placa plana tem área de absorvedor 1m x 2m e o coeficiente de perda frontal $U_{frente} = 5 \text{ W/m}^2\text{.K}$. Ele é isolado com fibra de vidro de condutividade $k = 0,05 \text{ w/m.K}$. A espessura de isolamento da base e lados é $d_{base} = d_{lados} = 8 \text{ cm}$. Encontre o coeficiente global U de condutividade para perdas através da base e laterais.

Solução:

$$L = \left(\frac{1}{1} + \frac{1}{2} \right)^{-1} \cong 0,67 \text{ m}$$

Sabendo que $\dot{Q}_{frente} = L_1 L_2 \frac{K}{d_{frente}} \Delta T = L_1 L_2 U_{frente} \Delta T$ encontramos:

$$d_{frente} = \frac{K}{U_{frente}} = \frac{0,05}{5} = 0,01 \text{ m}$$

para ser utilizado para encontrar S'.

$$U_{base} = \frac{0,05}{0,08} \left[1 + S' \frac{0,08}{0,67} \right] \text{ onde } S' = 1,86 \text{ (Tabela), assim:}$$

$$U_{base} = 0,76 \text{ W/m}^2\text{K}$$

e finalmente: $U = U_{frente} + U_{base} = 5,76 \text{ W/m}^2\text{K}$

7.6 Exercício de transferência de calor em coletores solares

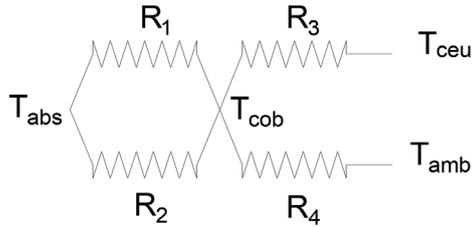
- Calcule o coeficiente de perdas frontal para um coletor de placa plana com uma única cobertura de vidro. Considere os seguintes parâmetros:

- espaço entre cobertura e absorvedor = 2,5cm
- emissividade do absorvedor = 0,95
- temperatura do ar e do céu = $T_{amb} = 10^\circ\text{C}$
- coef. transf. calor do vento $h_{vento} = 10 \text{ W/m}^2\text{K}$

- temperatura do absorvedor $T_{abs} = 50^{\circ}\text{C}$
- inclinação do coletor = 45°C
- emitância da cobertura $\varepsilon_{cob} = 0,88$

Solução:

Cálculo da resistência térmica frontal



$$R_1 = \text{Convecção absorvedor-cobertura} = 1/(Ah_1)$$

$$R_2 = \text{Radiação absorvedor-cobertura} = 1/(A \cdot h_2)$$

$$R_3 = \text{Radiação cobertura-ambiente} = 1/(A \cdot h_3)$$

$$R_4 = \text{Convecção cobertura-ambiente} = 1/(A \cdot h_4)$$

$$\frac{1}{A \cdot U_{frente}} = R_{frente} = \frac{1}{A} \cdot \left[\left(\frac{1}{h_1 + h_2} \right) + \left(\frac{1}{h_3 + h_4} \right) \right]$$

Chutando: $T_{cob} = 20^{\circ}\text{C}$

$$h_1 = h_{abs-cob,rad} = \varepsilon_{eff} \cdot \sigma (T_{abs}^2 + T_{cob}^2) (T_{abs} + T_{cob}) = 5,59 \text{ W/m}^2\text{K}$$

$$\varepsilon_{eff} = \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon_{abs}} + \frac{1}{\varepsilon_{cob}} - 1} = 0,841$$

$$h_3 = \varepsilon_{cob} \cdot \sigma (T_{cob}^2 + T_{céu}^2) (T_{cob} + T_{céu}) = 4,78 \text{ W/m}^2\text{K}$$

($T_{céu} = 10^{\circ}\text{C}$)

$$h_2 = h_{abs-cob,conv}$$

$$= 1 + 1,44 \left[1 - \frac{1708}{R_a \cos \beta} \right] \left(1 - \frac{(\text{sen}1,8\beta)^{1,6} \cdot 1708}{R_a \cos \beta} \right) + \left[\left(\frac{R_a \cos \beta}{5830} \right)^{1/3} - 1 \right]$$

Onde:

$$R_a = \text{número de Rayleigh} = G_r \cdot P_r = \frac{g \cdot \beta_T \cdot L^3 \cdot \Delta T}{\nu^2} \cdot \frac{\nu}{\alpha}$$

β = inclinação do coletor

$$\nu = \frac{\mu}{e} ; \alpha = \frac{K}{e_{cp}} ; \beta_T = \frac{1}{T[K]}$$

Calculando $h_2 \cong 3,22 \text{ W/m}^2\text{K}$

$$h_4 = h_{\text{vento}} = 10 \text{ W/m}^2\text{K}$$

Dessa forma $U_{\text{frente}} = 5,52 \text{ W/m}^2\text{K}$

Checando $T_{\text{cob}} = 20^\circ\text{C}$.

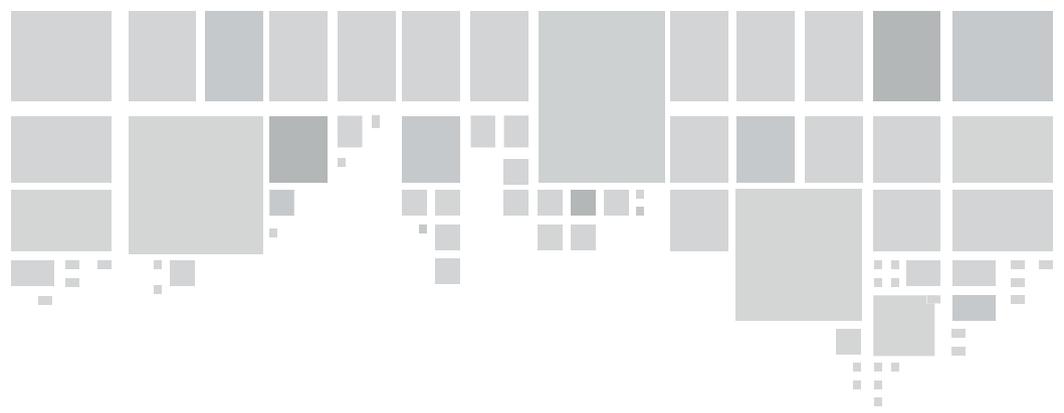
A quantidade de calor por unidade de área atravessa tanto o tubo absorvedor quanto a região superior do coletor até o ambiente. Como essas perdas são de radiação e convecção da cobertura de vidro para o ambiente, chega-se à expressão:

$$U_{\text{cob-amb}} \cdot A = 1/R_3 + 1/R_4 = 1/(1/[A \cdot h_3]) + 1/(1/[A \cdot h_4]) \\ = A \cdot (h_3 + h_4)$$

Realizando uma “regra de três” inversamente proporcional, temos:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Regra de três} \\ U_{\text{frente}} \leftrightarrow (T_{\text{abs}} - T_{\text{amb}}) \\ h_3 + h_4 \leftrightarrow (T_{\text{cob}} - T_{\text{amb}}) \end{array} \right\} \rightarrow T_{\text{cob}} = T_{\text{amb}} + (T_{\text{abs}} - T_{\text{amb}}) \frac{U_{\text{frente}}}{h_3 + h_4} = 24,8^\circ\text{C}$$

Refazendo os cálculos, temos que: $U_{\text{frente}} = 5,51 \text{ W/m}^2\text{K}$



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDABÓ, R. 2002. *Energia solar*. São Paulo: Artliber.
- BRAUN, J. E. e MITCHELL, J. C. 1983. Solar geometry for fixed and tracking surfaces. *Solar Energy*, V. 31, Issue 5, pp.439-444.
- COLLARES-PEREIRA, M. e RABL, A. 1979. The average distribution of solar radiation – correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar Energy*, V.22, pp.155-164.
- DUFFIE, J. A. e BECKMAN, W. A. 1991. *Solar energy thermal process*. Hoboken, New Jersey: John Wiley and Sons.
- ERBS, D. G.; KLEIN, S.A.; DUFFIE, J. A. 1982. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, V.28, pp.293-302.
- FRAIDENRAICH, N. e LYRA, F. J. M. 1995. *Energia solar: Fundamentos e tecnologias de conversão heliotermodielétrica e fotovoltaica*. Recife: Editora da UFPE.
- FROHLICH, C. 1977. *The solar output and its variation*. White Ed, Univ. of Colorado Press, Boulder, Colo, p. 73.
- GALLEGOS, H. G. 2002. *Notas sobre radiación solar*. Luján, Argentina: Universidad Nacional de Luján, Comité Editorial.

- HICKEY, J. R. et alii. 1982. Extraterrestrial solar irradiance variability: two and one-half years of measurements from nimbus 7, J. *Solar Energy*, V.29, pp. 125.
- INCROPERA, F. P. e DEWIT, D. P. 1980. *Fundamentos de transferência de calor e de massa*. Editora LTC.
- KALOGIROU, S. 2009. *Solar energy engineering: processes and systems*. Academic Press, Elsevier Science.
- KLEIN, S. A. 1977. Calculation of monthly average insulations on tilted surfaces. *Solar Energy*, V. 19, pp. 325-329.
- KREITH, F. 1973. *Principles of heat transfer*. 3rd Edition, New York, pp. 607-608.
- LIU, B.Y.H. e JORDAN, R. C. 1960. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, V. 4, pp.1-19.
- QUASCHINING, V. 2005. *Understanding renewable energy system*. Londres: Earthscan.
- RABL, A. 1985. *Active solar collectors and their applications*. New York: Oxford University Press.
- SPARROW, E. M.; RAMSEY, J. W.; E. A. 1979. Effect of finite width on heat transfer and fluid flow about an inclined rectangular plate. Mass, Trans. ASME J. Heat Transfer, v. 101, Issue 2.
- SPENCER, J. W. 1971. *Fourier series representation of the position of the sun*. Melbourne: CSIRO Division of Building Research.
- STINE, W. e GEYER, M. 1986. *Power from the sun*. New Jersey: John Wiley and Sons.
- TABOR, H. 1961. Solar collectors, selective surfaces and heat engines. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 47, p.1271-1278.
- TABOR, H. 1958. Solar energy research: program in the New Desert Research Institute in Beersheba. *Solar Energy*, V. 2, Issue 1.

Título Conhecimentos sobre Engenharia Solar Térmica:
Geometria Solar e Coletor Solar Plano

Organização André Felipe Vieira da Cunha

Formato E-book

Tipografia Open Sans

Desenvolvimento Editora UFPE



Rua Acadêmico Hélio Ramos, 20 | Várzea, Recife-PE
CEP: 50740-530 | Fone: (81) 2126.8397
E-mail: editora@ufpe.br | Site: www.editora.ufpe.br



PROGRAD
PRÓ-REITORIA DE GRADUAÇÃO