



**Vapor de água na atmosfera:
do efeito estufa às
mudanças climáticas**

Henrique M. J. Barbosa

RESUMO

Uma molécula de água interage tanto com a radiação solar quanto com a radiação de onda longa emitida pela superfície do nosso planeta. Se não fosse por essa absorção, que responde por 2/3 do efeito estufa natural e mantém a atmosfera e a superfície aquecidas, o clima não seria como conhecemos hoje e possivelmente não haveria vida na Terra. A presença do vapor de água no sistema climático também possibilita um eficiente transporte vertical de energia da superfície para a troposfera, modificando o perfil de temperatura através das trocas de calor envolvidas nas mudanças de fase ao se formar uma nuvem. As nuvens, por sua vez, cobrem 2/3 do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário de 15% para 30%, mas ao mesmo tempo também absorvem radiação infravermelha que de outro modo seria perdida para o espaço. Neste artigo, iremos mostrar que, para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

Palavras-chave: vapor de água; efeito estufa; nuvens; balanço de radiação terrestre.

ABSTRACT

A water molecule interacts with both solar and longwave radiation emitted by Earth's surface. Were it not for such absorption, which accounts for 2/3 of the natural greenhouse effect and keeps the atmosphere and surface warm, climate would not be as we know it today and possible life would not be possible on Earth. The presence of water vapor in the climate system also allows for an efficient vertical transport of energy from the surface to the troposphere, modifying the vertical profile of temperature through the heat exchanges involved in the phase changes of water to form a cloud. On their turn, clouds cover 2/3 of the sky – and their interaction with solar radiation increases the planetary albedo from 15 to 30% – whereas they also trap infrared radiation that would otherwise be lost to space. In this article we will show that if we are to keep advancing our understanding of climate and climate change, we have to keep advancing our understanding of the roles water vapor and clouds play in our atmosphere.

Keywords: water vapor; greenhouse effect; clouds; Earth radiation budget.

A presença de vapor de água determina em grande parte as propriedades da atmosfera do nosso planeta. As características radiativas da água, em seus três estados de fase, determinam a magnitude do efeito estufa, do albedo planetário e, portanto, da temperatura da superfície da Terra. Essas e as propriedades térmicas da molécula H_2O determinam a intensidade do ciclo hidrológico e influenciam a estrutura termodinâmica da troposfera e a circulação dos ventos.

É surpreendente que a água tenha um papel tão importante na atmosfera já que ela representa apenas 0,25% da massa total. Isso é equivalente a uma camada fina de água líquida de apenas 2,5 cm de profundidade, distribuída na atmosfera na forma de vapor (99,5%) e de gotas ou cristais de gelo (0,5%), sendo que 99% estão contidos na troposfera, a camada mais baixa da atmosfera e que se estende de 8 a 16 km acima da superfície. Nos continentes, na forma de geleiras, lagos, rios, e embebida no solo, a quantidade de água é equivalente a uma camada líquida de 50 m a 75 m, dois mil a três mil vezes em maior quantidade do que na atmosfera. Os oceanos, obviamente, são

o maior reservatório. Se distribuíssemos a água presente neles sobre toda a superfície da Terra, a profundidade seria de 2,8 km, ou seja 118 mil vezes mais água do que temos na atmosfera.

Não importa como você olhe para a questão, a água em suspensão na atmosfera é o estado menos provável de se encontrar uma molécula de água no nosso planeta, ainda assim, essas moléculas fazem uma enorme diferença para o clima. Para entender como isso acontece, iremos precisar de alguns conceitos de termodinâmica, eletromagnetismo e da física quântica para explicar o que controla o delicado balanço de energia e, portanto, o clima do nosso planeta.

BALANÇO DE RADIAÇÃO

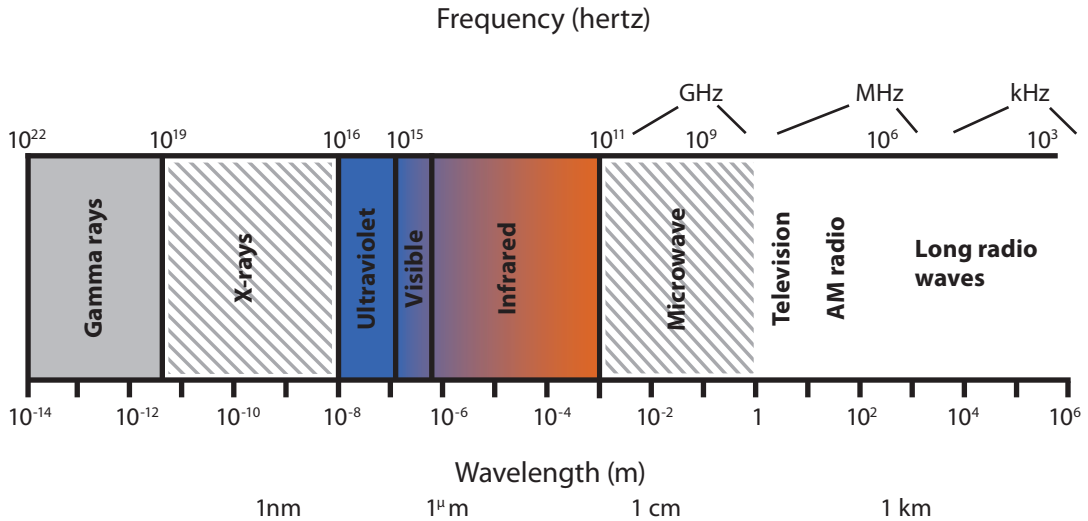
O Sol, a estrela no centro do nosso sistema solar, é um poderoso reator de fusão nuclear que transforma hidrogênio em hélio liberando uma enorme quantidade de energia no processo. Essa energia é enviada numa viagem sem volta pelo espaço na forma de radiação eletromagnética. Radiação eletromagnética é a propagação de energia na forma de ondas eletromagnéticas, que incluem raios X, raios ultravioleta, luz visível, calor, micro-ondas, ondas de TV e ondas de rádio (Figura 1). Não apenas o Sol, mas todos os corpos emitem radiação segundo a lei de radiação de Planck¹. O

1 A equação de Planck para a emissão de radiação por unidade de volume e por unidade de comprimento de onda é $S_\lambda = (8\pi hc/\lambda^5)/(e^{hc/\lambda kT} - 1)$, onde λ é o comprimento de onda, h é a constante de Planck, c é a velocidade da luz, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

HENRIQUE M. J. BARBOSA é professor do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.

FIGURA 1

ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO MOSTRANDO DESDE RAIOS GAMA ATÉ ONDAS DE RÁDIO



A luz visível tem comprimentos de onda (escala inferior) entre 390 nm e 750 nm.
 Fonte: ©The COMET Program (http://www.met.ed.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_2.htm)

quanto é emitido de radiação em cada uma dessas faixas do espectro eletromagnético depende da temperatura do corpo emitindo a radiação. No caso do nosso Sol, sua temperatura é ~5780 K e temos parte da radiação solar² na forma de luz visível (44%), infravermelho próximo (37%) e ultravioleta (7%), como mostra a Figura 2. O máximo da curva de emissão está próximo ao verde (560 nm), que também corresponde ao máximo de eficiência dos nossos olhos, e muitos cientistas afirmam que nós evoluímos para enxergar as cores do nosso Sol (ver, por exemplo, a discussão em Soffer e Lynch, 1999). Já a superfície do nosso planeta, cuja temperatura média é de 14°C, emite primordialmente radiação no infravermelho distante (calor), que é invisível ao olho humano.

O total de energia radiante emitido pelo Sol pode ser obtido utilizando-se a equação de Planck e somando-se a contribuição de todos os comprimentos de onda possíveis. Ao fazer isso, obtemos

uma nova equação, que chamamos de lei de Stefan-Boltzmann³ e que nos diz que a energia (J – joules) eletromagnética emitida por segundo (J/s ou W – watts) e por unidade de área superficial (W/m²) depende da quarta potência da temperatura dessa superfície. Utilizando essa equação, encontramos que o Sol emite 6,3 x 10⁷ W/m². O raio do Sol é de ~700 mil km, assim o total de energia emitida por segundo é 3,85 x 10²⁶ W. Essa quantidade é tão grande que em 1 s seria suficiente para suprir o nosso consumo mundial de energia (~143.851 TWh por ano⁴) durante ~743 mil anos!

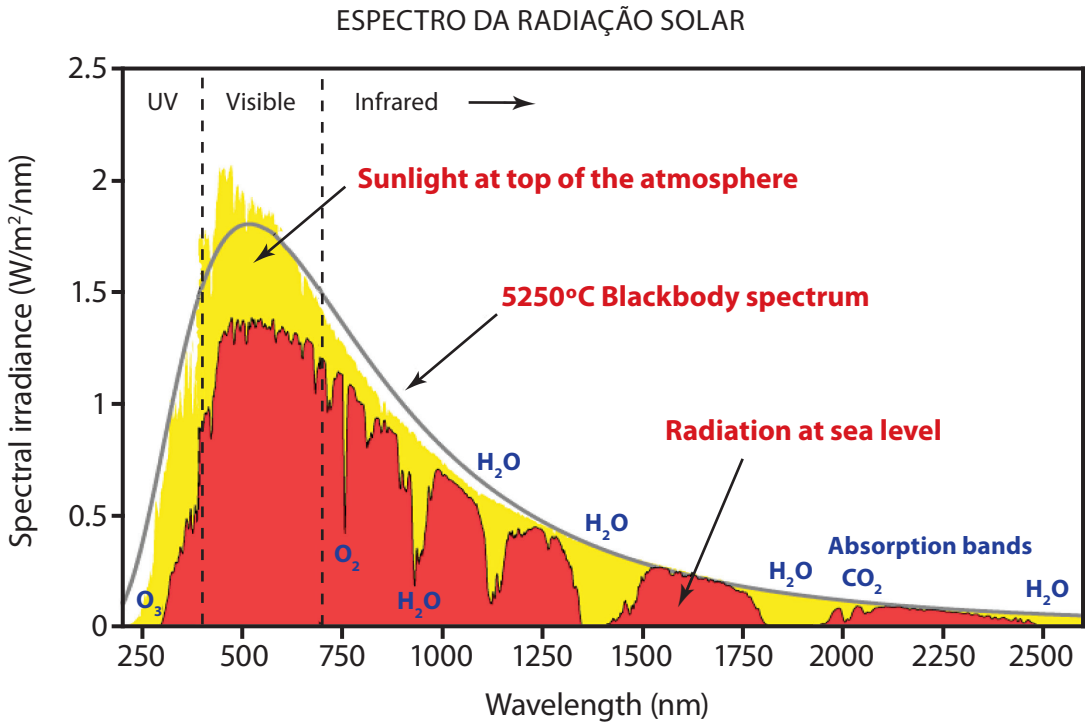
Entretanto, como a Terra está a 150 milhões de quilômetros de distância do Sol, apenas uma fração muito pequena da energia emitida chega até nós. A quantidade de energia solar que recebemos por segundo por metro quadrado no topo da atmosfera é de ~1.365 W/m². Considerando que apenas o lado iluminado da Terra recebe essa radiação e que

2 A radiação solar também é chamada de radiação de ondas curtas, pois seus comprimentos de onda são menores que aqueles na faixa do infravermelho distante, característicos da emissão da superfície.

3 A equação de Stefan-Boltzmann é $E = \sigma T^4$, onde E é a energia emitida por unidade de área, T é a temperatura, e σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

4 1 terawatt-hora (TWh) = 1 bilhão de quilowatts-hora (kWh) = 1.012 watts-hora.

FIGURA 2



No topo da atmosfera (amarelo) e na superfície (vermelho), segundo o espectro solar de referência (Kurucz, 1984). Este se ajusta aproximadamente a uma curva de emissão de um corpo negro, exceto pelas linhas de absorção de átomos mais pesados presentes na atmosfera do Sol. A diferença entre o espectro no topo e na superfície é devida ao espalhamento e absorção da radiação ao atravessar a nossa atmosfera.

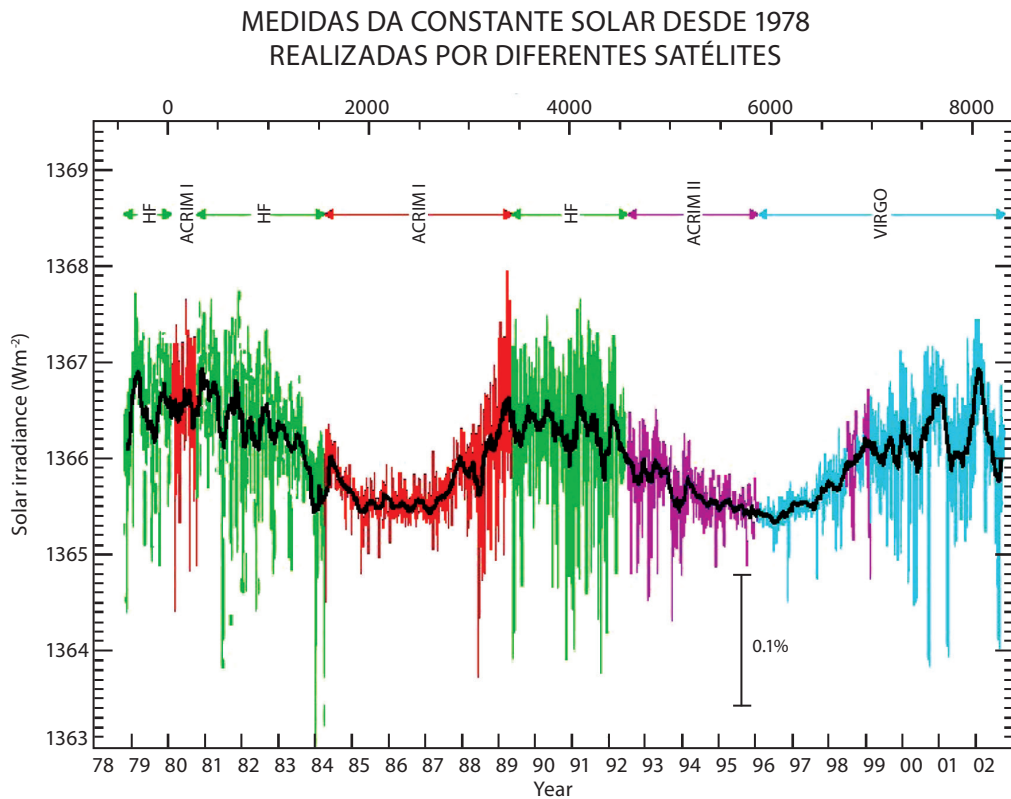
Fonte: commons.wikimedia.org/wiki/File:Solar_Spectrum.png

existe uma inclinação entre a superfície e a direção dos raios solares, pode-se calcular o valor médio global e anual da radiação solar incidente, que é bem menor, de apenas $340,2 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ (Stephens et al., 2012). Esse fluxo de energia que recebemos do Sol é praticamente constante ao longo do tempo se considerarmos uma média de longo prazo. As flutuações são controladas principalmente por processos periódicos como a variação da distância da Terra até o Sol e o ciclo de atividade solar, como mostra a Figura 3. A consequência dessa entrada constante de energia no sistema climático é um clima quase estacionário. Dizemos quase estacionário pois o balanço de energia e a respectiva temperatura média mudam lentamente, com as mudanças, por exemplo, na posição dos continentes, que levam centenas de milhões de anos (Wegener, 1922), na orientação do eixo de rotação, que levam dezenas a centenas de milhares de anos (Milankovitch, 1930), e na composição da atmosfera, entre as duas escalas de tempo, se não considerarmos a atividade humana (Feldman et al., 2015).

Essa energia média incidente no topo da atmosfera pode ser absorvida, refletida, ou espalhada pelos diferentes componentes do sistema climático, como as nuvens, por exemplo. Os gases atmosféricos, apesar de transparentes à luz visível, também absorvem e espalham parte da energia solar incidente. É por isso que o espectro solar medido ao nível do mar é menos intenso que o medido no topo da atmosfera. Como mostrado na Figura 2, os principais responsáveis por essa absorção são o ozônio, na faixa do ultravioleta, e o vapor de água, no infravermelho, e em menor parte o CO₂. Devemos lembrar que os gases são formados por moléculas, e que portanto são essas moléculas que estão absorvendo a radiação. Quando isso ocorre, a distribuição de energia das moléculas⁵ que

5 A área da física que explica o caráter microscópico da temperatura é a mecânica estatística. A distribuição de velocidades das moléculas em um gás a temperatura constante é descrita pela função distribuição de Maxwell-Boltzmann, $f(v) = (m/2\pi kT)^{3/2} 4\pi v^2 e^{-mv^2/2kT}$, onde m é a massa da molécula, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

FIGURA 3



O que parece ser ruído é variabilidade natural, causada por manchas solares que mudam de tamanho e posição. A variação da ordem de um ano é devida à posição da Terra em relação ao Sol, e a de 11 anos é devida ao ciclo de atividade solar.

Fonte: the Virgo/SOHO team (http://science.nasa.gov/media/medialibrary/2003/01/16/17jan_solcon_resources/stitch_big.jpg)

constituem o ar irá mudar para valores mais altos. Com mais energia, as moléculas se deslocam mais rapidamente, e esse aumento no grau de agitação molecular é o que macroscopicamente identificamos como aumento de temperatura.

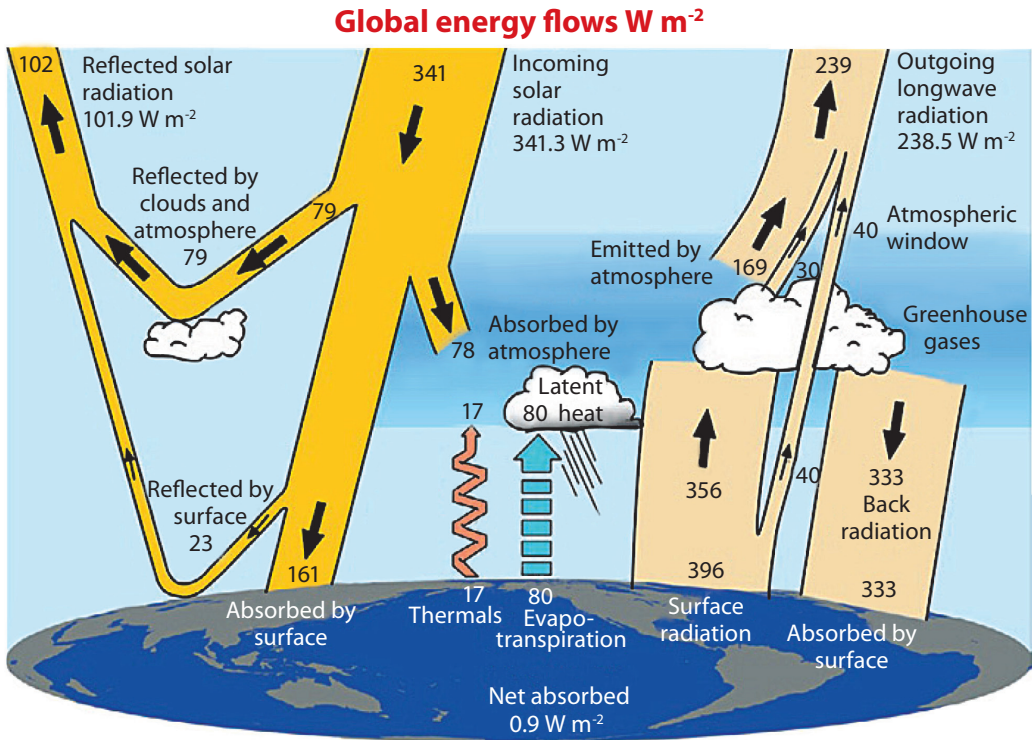
A radiação solar, entretanto, não é a única radiação se propagando na atmosfera e que pode ser absorvida pelas moléculas do ar causando aumento de temperatura. Todos os componentes do sistema climático emitem radiação eletromagnética, de acordo com as equações de Planck e de Stefan-Boltzmann. Para as temperaturas tipicamente encontradas na atmosfera, a emissão se dá primordialmente no infravermelho, e acabamos de ver, por exemplo, que H₂O e CO₂ absorvem nessa faixa espectral. Mais do que isso, as próprias moléculas do ar também emitem radiação, o que diminui o nível de energia dessas moléculas e diminui a temperatura do ar. Assim, para saber se a temperatura do ar irá aumentar ou diminuir, devemos calcular se as

moléculas estão absorvendo mais energia do que perdendo, ou vice-versa respectivamente. Esse aumento de temperatura devido ao aumento do nível de energia das moléculas (saldo positivo no balanço de radiação) é um conceito simples mas fundamental e que explica toda a ciência do efeito estufa e das mudanças climáticas.

A Figura 4 mostra como é a repartição de energia no sistema climático e resume décadas de medidas experimentais tanto no solo quanto com instrumentos a bordo de satélites. Esses dados experimentais mostram que o sistema climático está em equilíbrio, uma vez que a radiação solar absorvida é igual ao total de radiação de onda longa emitida pela Terra para espaço. Isso significa que a quantidade de energia média armazenada no sistema climático é constante, e que portanto a temperatura média é constante. Fazer a conta de qual será a temperatura média do planeta para um certo nível de energia acumulado no sistema climático é mais complicado, por isso consideraremos apenas

FIGURA 4

MÉDIA GLOBAL E ANUAL DO BALANÇO DE ENERGIA DA TERRA ENTRE MARÇO DE 2000 E MAIO DE 2004



As setas largas indicam esquematicamente o fluxo de energia na proporção de sua importância.
 Fonte: ©American Meteorological Society. Used with permission (Trenberth et al., 2009, p. 314)

dois casos simples: 1) sem atmosfera ou 2) apenas uma camada homogênea.

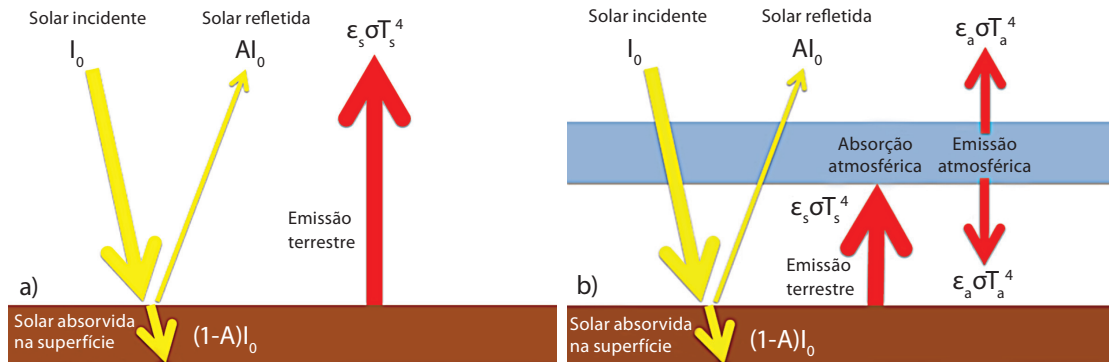
Inicialmente, é importante fazer uma correção na equação de Stefan-Boltzmann e considerar que nem todas as superfícies têm a mesma eficiência para emitir radiação, ou, usando o jargão científico, a mesma emissividade. A emissividade, ϵ , de uma superfície é uma grandeza adimensional que varia entre 0 e 1 e multiplica a equação de Stefan-Boltzmann. Devemos também considerar a lei de Kirchhoff, que diz que, em equilíbrio termodinâmico, a emissividade de uma superfície deve ser igual à absorvidade. Um corpo ideal com emissividade $\epsilon = 1$ e em equilíbrio, portanto, absorve toda a radiação incidente sobre sua superfície, por isso é chamado de corpo negro. No caso não ideal, tem-se $0 < \epsilon < 1$ e, portanto, o corpo não absorve toda a radiação incidente, mas também emite uma quantidade menor, o que significa que ele será parcialmente transparente e por isso chamamos de corpo cinza. Para encontrar a temperatura de equi-

líbrio, basta então considerar que o sistema está em equilíbrio e que portanto sua temperatura deve ser tal que a emissão de energia calculada pela lei de Stefan-Boltzmann é igual à absorção de energia.

No caso sem atmosfera, as únicas componentes do balanço de radiação seriam a radiação solar incidente, a refletida e a perda de calor pela superfície (Figura 5a). Utilizando a equação de Stefan-Boltzmann com $\epsilon = 0,95$ e assumindo que a superfície reflete 30% da radiação solar incidente, a temperatura de equilíbrio da superfície seria $-15^{\circ}C$. Na presença de uma camada homogênea, alguns componentes irão absorver parte da radiação de onda longa emitida pela superfície, e a própria atmosfera irá emitir radiação de onda longa, correspondendo a sua temperatura, para cima e para baixo (Figura 5b). Assumindo que a emissividade da atmosfera vale $\epsilon = 0,75$, a temperatura de equilíbrio da superfície seria de $+14^{\circ}C$. A presença de gases na atmosfera que absorvem a radiação infravermelha, portanto, aquece a super-

FIGURA 5

DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS COM AS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NOS CASOS DO PLANETA TERRA



a) sem atmosfera e b) com uma atmosfera simples de uma camada com temperatura constante

fície. Esse mecanismo é chamado de efeito estufa natural e permite a existência de água líquida e vida no planeta. Ainda que esses cálculos sejam bastante simplificados, os valores que obtemos são bem próximos dos valores exatos.

É importante ressaltar que esse conceito de balanço de energia entre a radiação solar absorvida e a emissão de radiação de onda longa no topo da atmosfera só faz sentido se for considerada a média global de longo prazo. Como sabemos, as regiões tropicais recebem mais energia do Sol e por isso também são mais quentes do que as regiões polares. A diferença de temperatura significa que uma quantidade diferente de radiação de onda longa é perdida para o espaço nas duas regiões, mas isso não é suficiente para compensar o excesso de radiação solar absorvido. Assim, sempre há uma desigualdade regional entre as duas componentes do balanço de radiação: saldo positivo nos trópicos e negativo nas regiões polares. Essa diferença na distribuição espacial da radiação solar é mostrada na Figura 6. Como os trópicos não estão esquentando indefinidamente, deve existir outro mecanismo de redistribuição de energia no sistema climático. De fato, a distribuição irregular de energia na superfície do planeta induz gradientes horizontais de temperatura e, conseqüentemente, gradientes de pressão que empurram os ventos na troposfera. Os ventos, por sua vez, empurram a água na superfície do oceano, produzindo correntes oceânicas. São esses mesmos ventos e correntes oceânicas

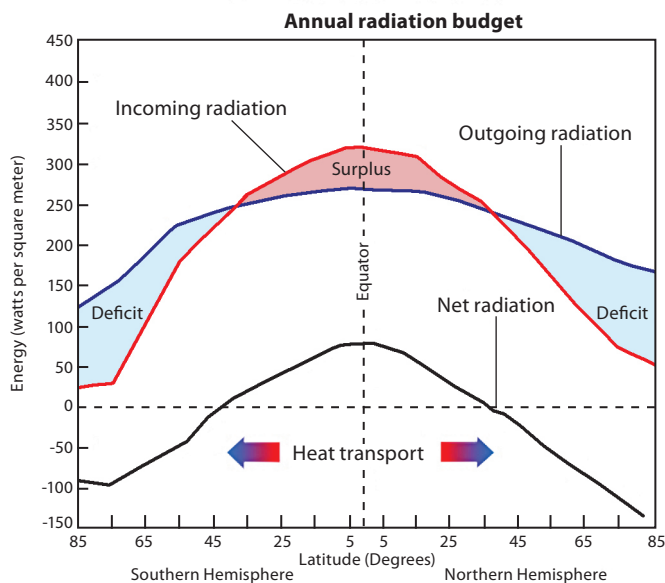
que transportam o excesso de energia dos trópicos para as regiões polares.

O PAPEL RADIATIVO DO VAPOR DE ÁGUA

Os principais gases de efeito estufa na nossa atmosfera são vapor de água, dióxido de carbono, ozônio, metano e óxido nítrico. A Tabela 1 mostra qual o efeito radiativo de cada um. A água se sobressai por suas propriedades físicas e radiativas. Como mostra a Figura 7, a molécula de vapor de água absorve radiação principalmente na faixa infravermelha do espectro eletromagnético. O formato da molécula de água, com três momentos de inércia diferentes, produz uma infinidade de modos de vibração e rotação cuja combinação responde pelas linhas de absorção indicadas na figura. São tantas linhas, tão próximas, que formam um contínuo de absorção. Essa absorção em grandes faixas do espectro EM faz do vapor de água o principal absorvedor da radiação solar e terrestre, com 51 W/m², enquanto o CO₂ absorve menos da metade, 24 W/m², e todos os outros gases juntos absorvem outros 11 W/m². Alguns gases, como o vapor de água e o ozônio, também absorvem parte da radiação solar incidente, aquecendo a atmosfera mas esfriando a superfície. Esse efeito, entretanto, é menor que o de aquecimento, e por isso o efeito estufa aquece a superfície.

FIGURA 6

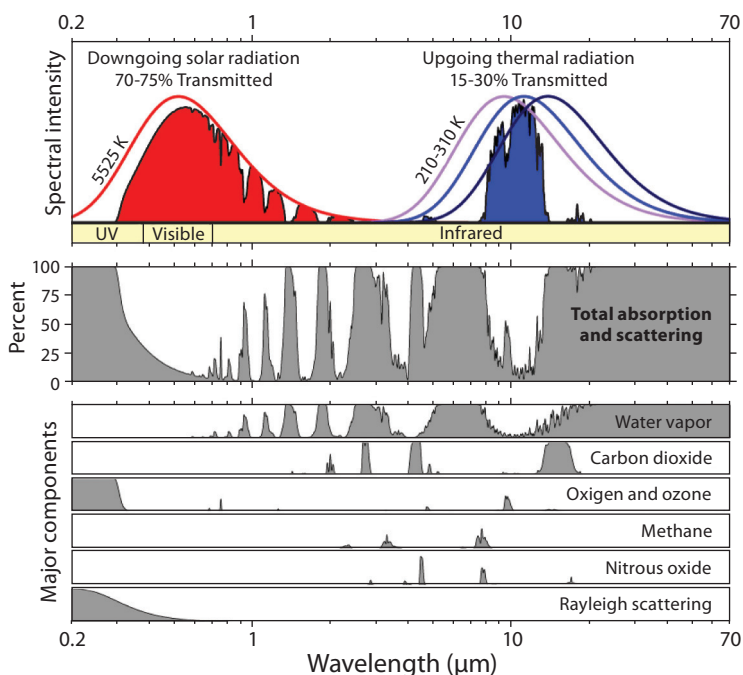
MÉDIA ZONAL DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE E DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE NO TOPO DA ATMOSFERA



A região tropical recebe mais energia do que perde. A circulação atmosférica e as correntes oceânicas são responsáveis por transportar esse excedente.
 Fonte: ©The COMET Program (http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_1.htm)

FIGURA 7

RADIAÇÃO TRANSMITIDA PELA ATMOSFERA



Os gases têm um padrão característico de absorção. Enquanto são transparentes para alguns comprimentos de onda, interagem fortemente com outros, absorvendo-os totalmente. Para os comprimentos de onda da radiação solar, os principais absorvedores são H₂O e O₃, enquanto, para a radiação terrestre, são H₂O e CO₂.
 Fonte: imagem criada por Robert A. Rohde/Global Warming Art

TABELA 1

EFICIÊNCIA RADIATIVA, CONCENTRAÇÃO, EFEITO ESTUFA E FORÇANTE RADIATIVA DOS PRINCIPAIS GASES NA ATMOSFERA

	Eficiência radiativa (W m ⁻² /ppb)	Concentração pré-industrial	Efeito estufa natural (W m ⁻²)		Concentração no ano de 2011	Forçante antrop. (W m ⁻²)
H ₂ O			75	51		
CO ₂	1,37 · 10 ⁻⁵	278 ± 2 ppm	32	24	390,4 ± 0,2 ppm	1,82
O ₃			10	7		0,35
CH ₄	3,63 · 10 ⁻⁴	722 ± 25 ppb	8	4	1.803,2 ± 1,2 ppb	0,48
N ₂ O	3,03 · 10 ⁻³	270 ± 7 ppb			324,3 ± 0,1 ppb	0,17
CF ₄	0,1	34,7 ± 0,2 ppt			79,0 ± 0,1 ppt	0,0041
Outros						0,01
Total			125	86		2,83

A eficiência radiativa e as concentrações em 1750 (pré-industrial) e em 2011 são as indicadas em Hartmann et al. (2013). As concentrações não são informadas para o H₂O e o O₃ porque variam muito espacial e temporalmente. O efeito estufa natural foi estimado por Kiehl et al. (1997) para a condição de céu limpo (em preto) e céu com nuvens (em azul). A forçante radiativa antropogênica foi estimada por Myhre et al. (2013), e não foi incluída porque é considerada como retroalimentação.

A Tabela 1 também mostra qual a eficiência radiativa dos gases de efeito estufa de vida longa, ou seja, quantos W/m² extras são retidos no sistema climático para cada 1 ppb extra na concentração. A forçante antropogênica (última coluna) é obtida multiplicando-se a diferença entre a concentração atual e a pré-industrial pela eficiência radiativa. O leitor atento deve ter percebido que a coluna do efeito estufa natural não foi calculada da mesma maneira: por exemplo, a forçante natural de 278 ppm de CO₂ vale 32 W/m² mas não é dada pelo produto dessa concentração pela eficiência radiativa. Isso acontece porque a concentração é muito alta e diversos comprimentos de onda são totalmente absorvidos por essa quantidade de CO₂, ou seja, algumas bandas estão saturadas e por isso a eficiência radiativa é baixa. Ao variar a concentração entre zero e o valor pré-industrial, entretanto, isso não acontece.

Diferentemente dos outros gases indicados na Tabela 1, o vapor de água não é emitido em quantidades significativas por atividades humanas, ou produzido como subproduto de reações químicas a partir de precursores antropogênicos. A quan-

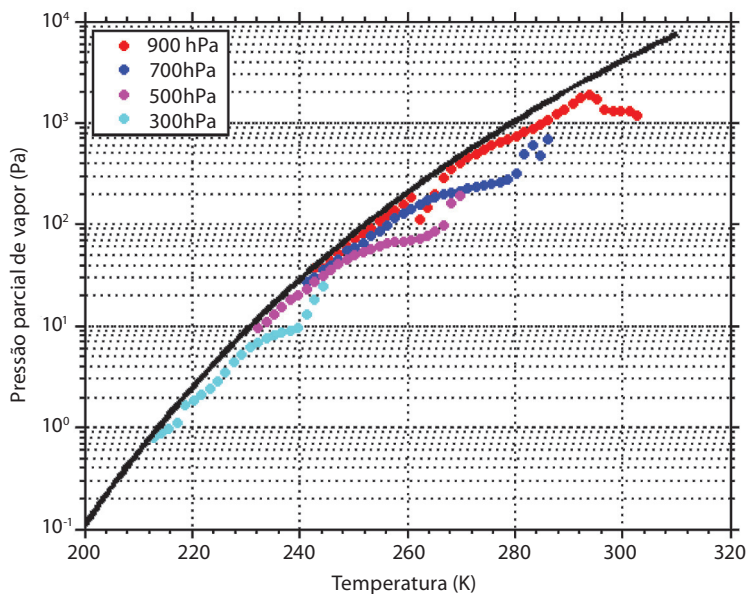
tidade de água na atmosfera é limitada pelas leis da termodinâmica. De acordo com a equação de Clausius-Clapeyron⁶, a pressão de vapor de saturação, que corresponde à maior quantidade de água possível na forma de vapor, depende não linearmente da temperatura. Assim, a distribuição espacial e vertical do vapor de água na atmosfera é limitada pela distribuição de temperaturas devido à segunda lei da termodinâmica.

Esse forte vínculo entre água e temperatura fica evidente na Figura 8, que mostra que a quantidade de vapor de água na atmosfera tem um limite superior dado exatamente pela pressão de vapor de saturação. Porque a água está tão intimamente ligada à temperatura, e o sistema climático está em equilíbrio radiativo-convectivo, a água tem um grande potencial para amplificar os efeitos das mudanças climáticas. A razão é que, ao aumentar a concentração de CO₂, aumenta-

6 A equação de Clausius-Clapeyron pode ser escrita como $d \ln(e_s) = L_v d \ln(T) / R_v T$, onde e_s é a pressão de vapor de saturação, T é a temperatura do ar, e L_v é o calor latente de vaporização, e R_v é a constante dos gases para o vapor de água.

FIGURA 8

MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1980 A 2009 DA PRESSÃO PARCIAL DO VAPOR DE ÁGUA EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA NA ATMOSFERA



Os valores são limitados pela pressão de vapor de saturação (linha sólida). Cada ponto corresponde a uma posição no globo, e as cores indicam diferentes níveis de pressão.

Fonte: dados são da reanálise ERA Interim fornecidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

-se a absorção de radiação infravermelha, o que aumenta a temperatura e a pressão de vapor de saturação exponencialmente (Figura 8). Aumentar a pressão de vapor de saturação, por sua vez, permite reter uma maior quantidade de vapor de água na atmosfera, o que vai aumentar ainda mais a absorção de radiação infravermelha, um mecanismo de retroalimentação positivo.

Esse mecanismo de retroalimentação já foi quantificado através de simulações com modelos climáticos (Schneider et al., 1998). Dobrando a concentração de CO₂ mas mantendo a umidade e as nuvens constantes, encontra-se um aumento global de temperatura da superfície de apenas 1,08 K. Ao permitir que a concentração do vapor de água aumente, mas ainda mantendo as nuvens constantes, o aquecimento é de 1,8 K. Finalmente, permitindo que tanto o vapor de água quanto as nuvens produzidas por esse vapor respondam ao aquecimento do CO₂, a temperatura da superfície aumenta 2,3 K.

A amplificação da forçante radiativa não é a única consequência da presença do vapor de água na atmosfera. As mudanças de fase do vapor de

água, com a liberação ou absorção de calor latente, determinam o perfil termodinâmico da atmosfera. As nuvens que se formam a partir da condensação do vapor interagem diretamente com a radiação solar e terrestre, modulando o clima. O ciclo hidrológico também pode mudar em resposta a essas forçantes externas. Trataremos desses tópicos na próxima seção.

O PAPEL DAS NUVENS NO BALANÇO RADIATIVO E NO PERFIL TERMODINÂMICO

Quando uma parcela de ar próxima da superfície é aquecida, ela sobe, em um movimento que chamamos de convecção. Devido à redução da pressão, ela se expande e esfria, o que reduz a pressão de vapor de saturação. Como a quantidade de água na parcela ainda é a mesma, vai se chegar a um ponto em que a pressão parcial do vapor será igual à pressão de saturação. Continuando o movimento ascendente, a pressão de vapor ultrapassaria o valor

máximo permitido. O que acontece, entretanto, é que a água muda de fase, e todo o excesso de vapor se converte em pequenas gotas, formando uma nuvem e, eventualmente, chuva. Como vimos que quase toda a energia que recebemos do Sol é absorvida na superfície, esse mecanismo de formação de nuvem é bastante comum, e podemos dizer que a troposfera, principalmente na região tropical, é caracterizada por movimentos convectivos.

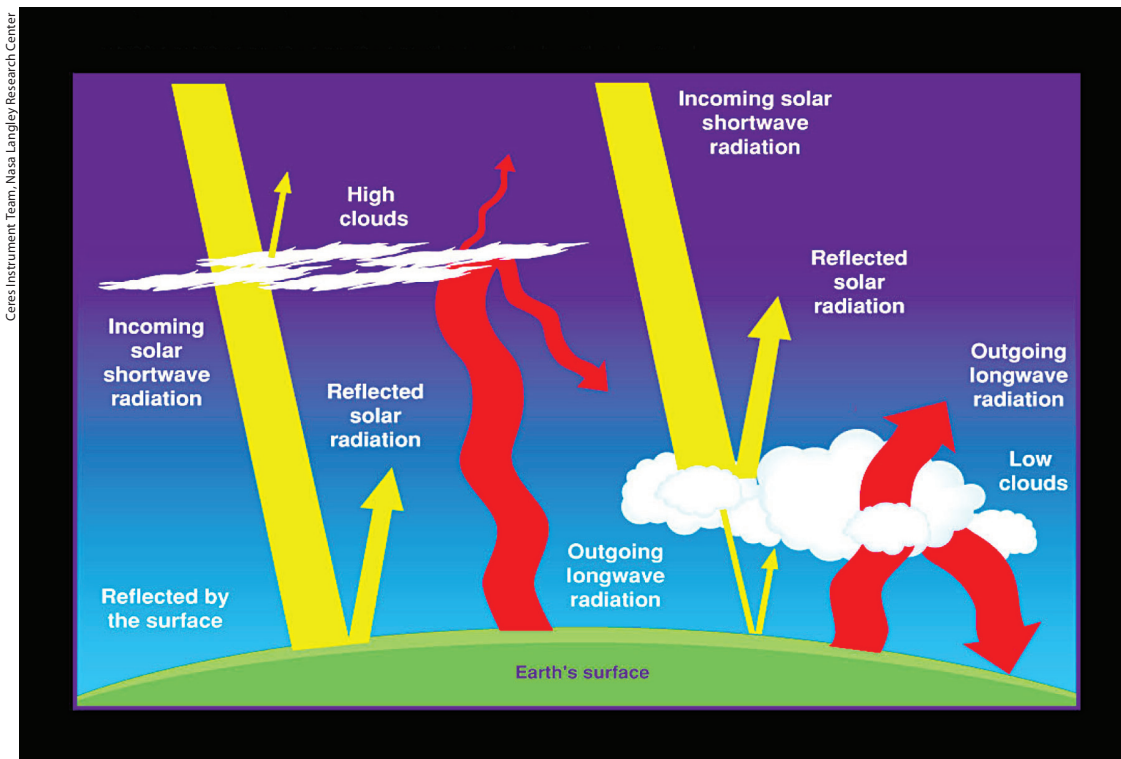
A água condensada, que chamamos coletivamente de hidrometeoros, pode assumir várias formas, como por exemplo cristais, gotículas, flocos de neve, gotas de chuva e granizo. A sua interação com a radiação eletromagnética depende do seu índice de refração e do seu tamanho em relação ao comprimento de onda da radiação. Como os tamanhos típicos das gotículas de nuvem (5-30 μm) e dos cristais de gelo (30-100 μm) estão próximos aos comprimentos de onda do IR próximo, as nuvens são eficientes absorvedores de radiação terrestre. Na

faixa da radiação visível, de comprimento de onda bem menor que o tamanho dos hidrometeoros, a radiação eletromagnética será primordialmente espalhada. O consenso científico hoje é de que as nuvens baixas, com bastante água líquida, esfriam o planeta, mas nuvens altas e de gelo, como os cirrus, funcionam como cobertores, aquecendo o planeta (Figura 9). Apesar de conterem apenas 0,5% da água da atmosfera, as nuvens provocam um grande efeito radiativo: de esfriamento do planeta, pela reflexão de 50 W/m^2 de ondas curtas⁷, e de aquecimento, pelo aprisionamento de 25 W/m^2 de ondas longas. O efeito combinado é de esfriamento de 25 W/m^2 , contrabalançando o efeito estufa natural do CO_2 de aquecimento (Tabela 1). É por esse motivo que se

⁷ As nuvens cobrem em média 64% do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário médio, isto é, quanto da radiação incidente é refletido, de 15% para 30%.

FIGURA 9

EFEITO DAS NUVENS NO BALANÇO DE RADIAÇÃO



Nuvens baixas refletem muita radiação solar, mas têm pouco efeito na emissão de radiação de onda longa. Nuvens altas, por outro lado, não refletem tanta radiação solar, mas têm um grande efeito na emissão de ondas longas.

Fonte: <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=54219>

acredita que uma pequena alteração na cobertura de nuvens poderia ser suficiente para mitigar a forçante radiativa antropogênica (Slingo, 1990)

Além dessa interação direta da nuvem com o campo de radiação, a água em seu interior também libera (e absorve) energia ao mudar de fase de vapor para líquido (de líquido para vapor). Assim, as nuvens transportam calor da superfície, onde há evaporação, para a troposfera, onde há condensação. Além disso, o próprio vapor de água também está sendo transportado pelo movimento convectivo. No topo da nuvem, onde as gotas estão evaporando, há umedecimento do ar. A quantidade de energia transportada verticalmente pelas nuvens é tão grande que afeta o perfil vertical de temperatura. Na troposfera, a temperatura decresce quase linearmente, e a taxa de esfriamento pode ser obtida combinando-se a equação hidrostática⁸ e a equação dos gases ideais⁹, e vale $-9,8$ K/km. Esse valor é bem diferente do valor observado na natureza, que em média é de $-6,5$ K/km. Essa diferença é justamente porque não consideramos a transformação de fase do vapor de água nas nuvens. No longo termo, o que acontece então é que esse aquecimento pela liberação de calor latente na condensação do vapor equilibra o esfriamento radiativo da atmosfera, tornando a troposfera mais estável (isto é, reduzindo o gradiente vertical de temperatura). Isso significa que a intensidade de ciclo hidrológico, isto é, a taxa de liberação de calor latente, é controlada pelo esfriamento radiativo da atmosfera. É por isso também que dizemos que a troposfera está em um estado de equilíbrio

8 A equação hidrostática descreve o equilíbrio entre o gradiente vertical de pressão e o peso da atmosfera. Ela é dada por $dp = -\rho g dz$, onde ρ é a densidade do ar, g é a aceleração da gravidade, e dp e dz são as variações de pressão e altitude, respectivamente.

9 A equação dos gases ideais é $p = \rho RT$, onde p é a pressão, T é a temperatura, e R é a constante universal dos gases dividida pela massa molar média do ar.

radiativo-convectivo (Manabe & Wetherald, 1967). Esse grande efeito das nuvens ajuda inclusive a definir a estrutura vertical e os padrões horizontais da circulação de grande escala (Slingo et al., 1988).

O VAPOR DE ÁGUA, AS NUVENS E O FUTURO CLIMÁTICO DE NOSSO PLANETA

Como discutimos, temos bastante segurança para observar que o vapor de água é responsável por mais da metade do aquecimento provocado pela emissão antrópica de gases de efeito estufa. Entretanto, uma estimativa precisa de quanto será esse aquecimento, ou mesmo da sensibilidade climática, ainda é muito difícil de fazer. Os modelos climáticos em geral não reproduzem adequadamente os padrões regionais da distribuição da precipitação, o que significa que eles não representam corretamente os processos que discutimos e que são importantes para a regulação do clima. Mais importante, nós ainda entendemos muito pouco sobre como as nuvens irão responder às mudanças climáticas, e como essas modificações nas nuvens irão afetar a circulação da atmosfera. Nas últimas décadas, à medida que essas questões foram ficando mais evidentes, mais pesquisadores se aprofundaram no assunto e avançaram nossa fronteira do conhecimento. Por exemplo, hoje já entendemos como diferentes maneiras de tratar as nuvens nos modelos climáticos podem levar a projeções diferentes para o clima futuro (Bony et al., 2006). Também já compreendemos que as nuvens regulam a resposta da atmosfera a uma forçante climática em escalas de tempo tão rápidas quanto algumas horas (Gregory & Webb, 2008). Para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

BIBLIOGRAFIA

- BONY, S. et al. "How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?", in *J. Climate*, 19, 2006, p. 3.445.
- FELDMAN, D. R. et al. "Observational Determination of Surface Radiative Forcing by CO₂ from 2000 to 2010", in *Nature*, 519, 2015, pp. 339-43.
- GREGORY, J.; WEBB, M. "Tropospheric Adjustment Induces a Cloud Component in CO₂ Forcing", in *J. Climate*, 21, 2008, pp. 58-71.
- HARTMANN, D. L. et al. "Observations: Atmosphere and Surface", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/ United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- KIEHL, J. T.; TRENBERTH, Kevin E. "Earth's Annual Global Mean Energy Budget", in *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 78, n. 2, 1997, pp. 197-208.
- KURUCZ, R. L. et al. *Solar Flux Atlas from 296 to 1300nm*. National Solar Observatory, Sunspot, New Mexico, 1984, 240 pp.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T. "The Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity", in *J. Atmos. Sci.*, 24, 1967, pp. 241.
- MILANKOVITCH, M. "Mathematische Klimalehre Und Astronomische Theorie Der Kilimaschwankungen", in *Handbuch Der Klimatologie*. Edited by W. Köppen and R. Geiger. Vol. 1, Pt. A. Berlin, Borntraeger, 1930, pp. 1-176.
- MYHRE, G. et al. "Anthropogenic and Natural Radiative Forcing", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/ United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- SCHNEIDER, E. K.; KIRTMAN, B. P.; LINDZEN, R. S. "Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity", in *J. Atmos. Sci.*, 56, 1999, pp. 1.649-58.
- SLINGO, A.; SLINGO, J. M. "The Response of a General Circulation Model to Cloud Longwave Radiative Forcing. I: Introduction and Initial Experiments", in *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 1988, p. 1.027.
- SLINGO, A. "Sensitivity of the Earth's Radiation Budget to Changes in Low Clouds", in *Nature*, 343, 1990, pp. 49-51.
- SOFFER, B. H.; LYNCH, D. K. "Some Paradoxes, Errors, and Resolutions Concerning the Spectral Optimization of Human Vision", in *Am. J. Phys.*, 67 (11), 1999, pp. 946-53.
- STEPHENS, G. L. et al. "An Update on Earth's Energy Balance in Light of the Latest Global Observations", in *Nature Geoscience*, 5, 2012, pp. 691-6.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. "Earth's Global Energy Budget", in *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 2009, pp. 311-23.
- WEGENER, A. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane [The Origin of Continents and Oceans]* (in German), 1922.