

Radiación solar en la superficie terrestre

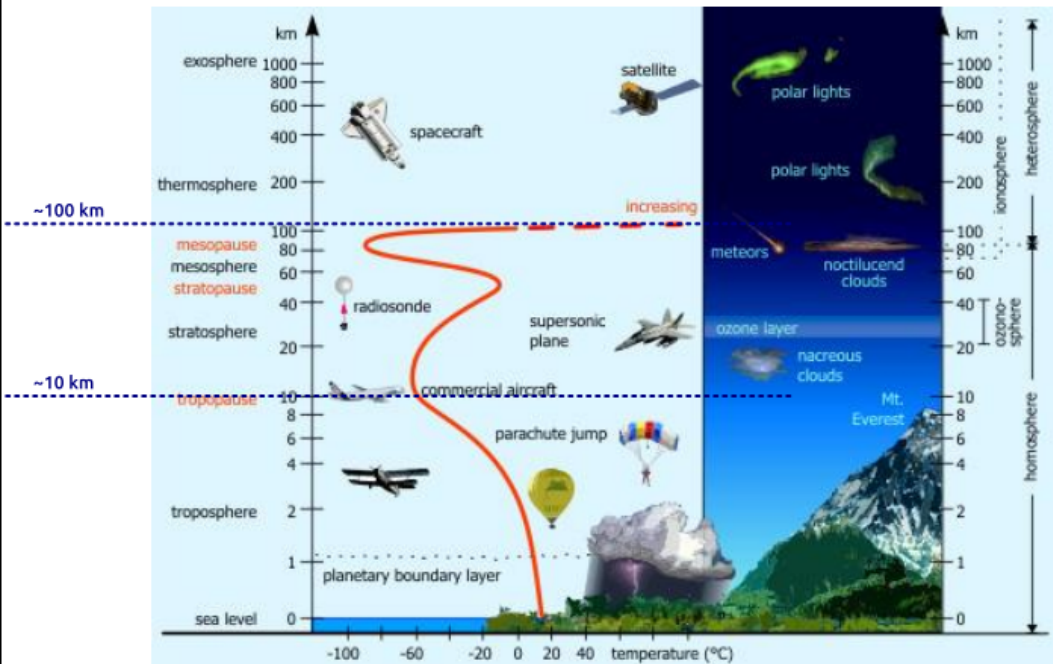


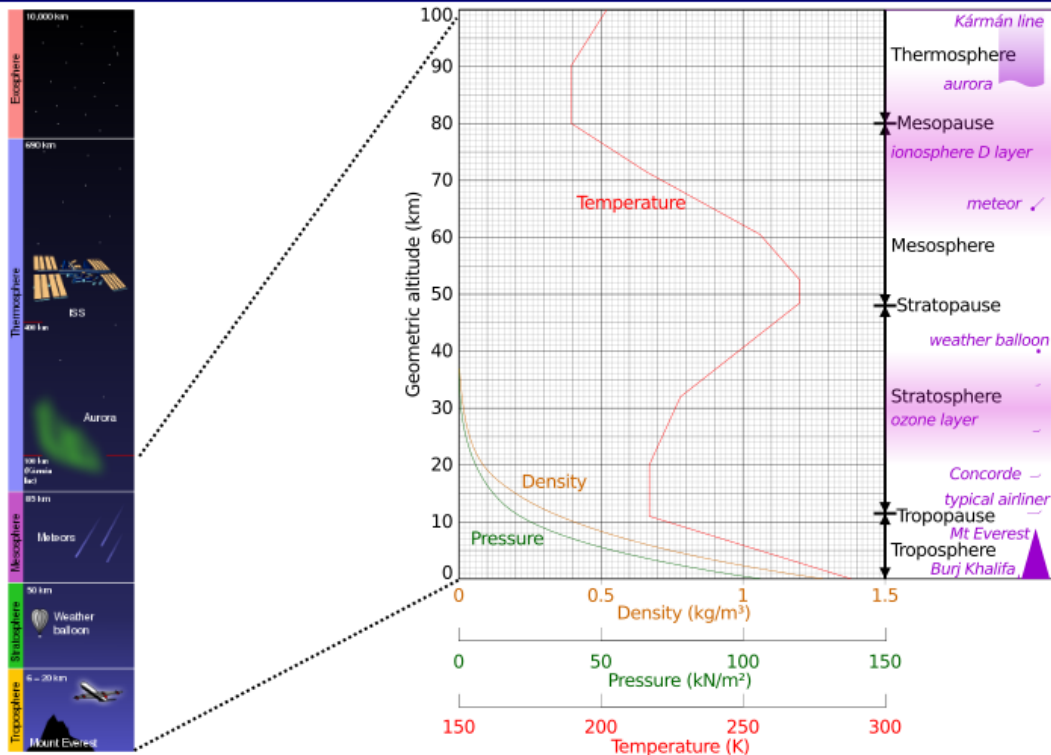
Fundamentos del Recurso Solar 2024

Laboratorio de Energía Solar
FING | CENUR-LN
Universidad de la República

Rodrigo Alonso-Suárez
r.alonso.suarez@gmail.com

CAPAS DE LA ATMÓSFERA





mezcla gaseosa de mas de 20 componentes

The Composition of the Atmosphere^a

Permanent constituents		Variable constituents	
Constituent	% by volume	Constituent	% by volume
Nitrogen (N ₂)	78.084	Water vapor (H ₂ O)	0–0.04
Oxygen (O ₂)	20.948	Ozone (O ₃)	0–12 × 10 ⁻⁴
Argon (Ar)	0.934	Sulfur dioxide (SO ₂) ^b	0.001 × 10 ⁻⁴
Carbon dioxide (CO ₂)	0.036	Nitrogen dioxide (NO ₂) ^b	0.001 × 10 ⁻⁴
Neon (Ne)	18.18 × 10 ⁻⁴	Ammonia (NH ₃) ^b	0.004 × 10 ⁻⁴
Helium (He)	5.24 × 10 ⁻⁴	Nitric oxide (NO) ^b	0.0005 × 10 ⁻⁴
Krypton (Kr)	1.14 × 10 ⁻⁴	Hydrogen sulfide (H ₂ S) ^b	0.00005 × 10 ⁻⁴
Xenon (Xe)	0.089 × 10 ⁻⁴	Nitric acid vapor (HNO ₃)	Trace
Hydrogen (H ₂)	0.5 × 10 ⁻⁴	Chlorofluorocarbons	Trace
Methane (CH ₄)	1.7 × 10 ⁻⁴	(CFCl ₃ , CF ₂ Cl ₂	
Nitrous oxide (N ₂ O) ^b	0.3 × 10 ⁻⁴	CH ₃ CCl ₃ , CCl ₄ , etc.)	
Carbon monoxide (CO) ^b	0.08 × 10 ⁻⁴	Aerosoles varios (material particulado)	

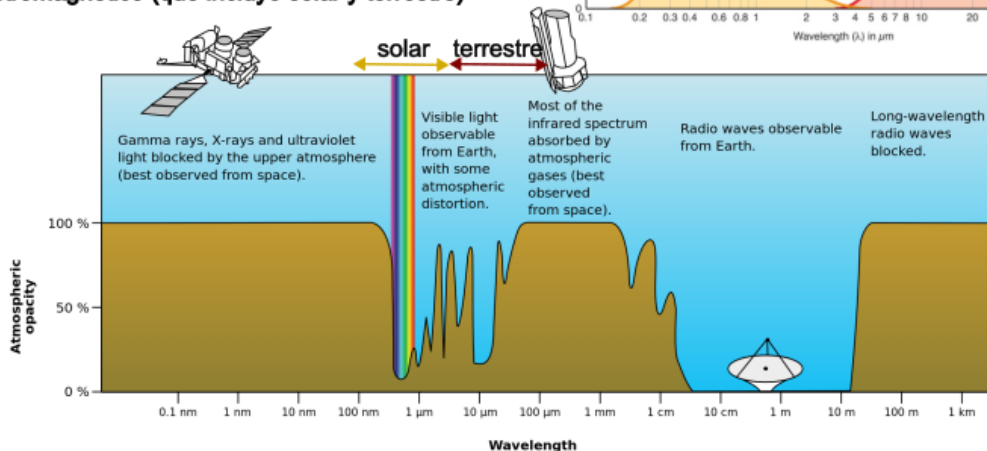
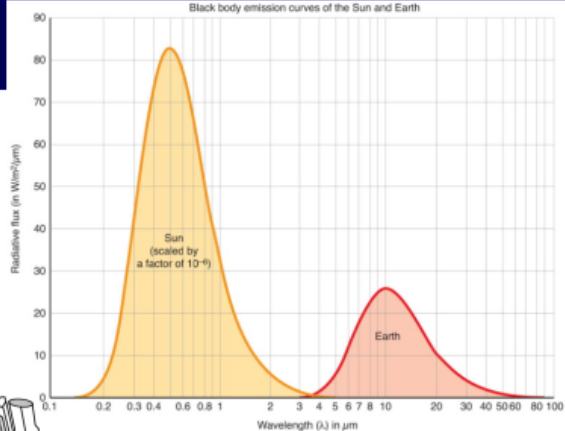
^a After the U.S. Standard Atmosphere (1976) with modifications.

^b Concentration near the earth's surface.

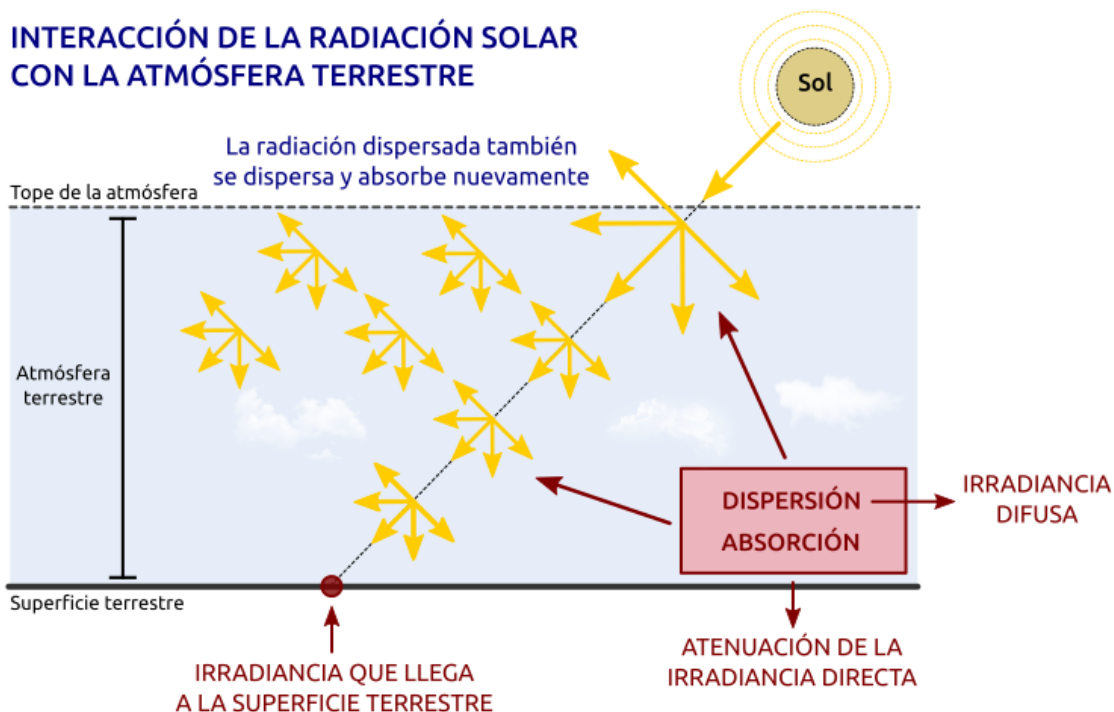
antropogénicos y
no antropogénicos

DISTRIBUCIÓN ESPECTRAL

- Espectro solar y terrestre (presentes en diferentes longitudes de onda)
- Selectividad espectral de la atmósfera (los componentes actúan diferente)
- Opacidad de la atmósfera en el espectro electromagnético (que incluye solar y terrestre)

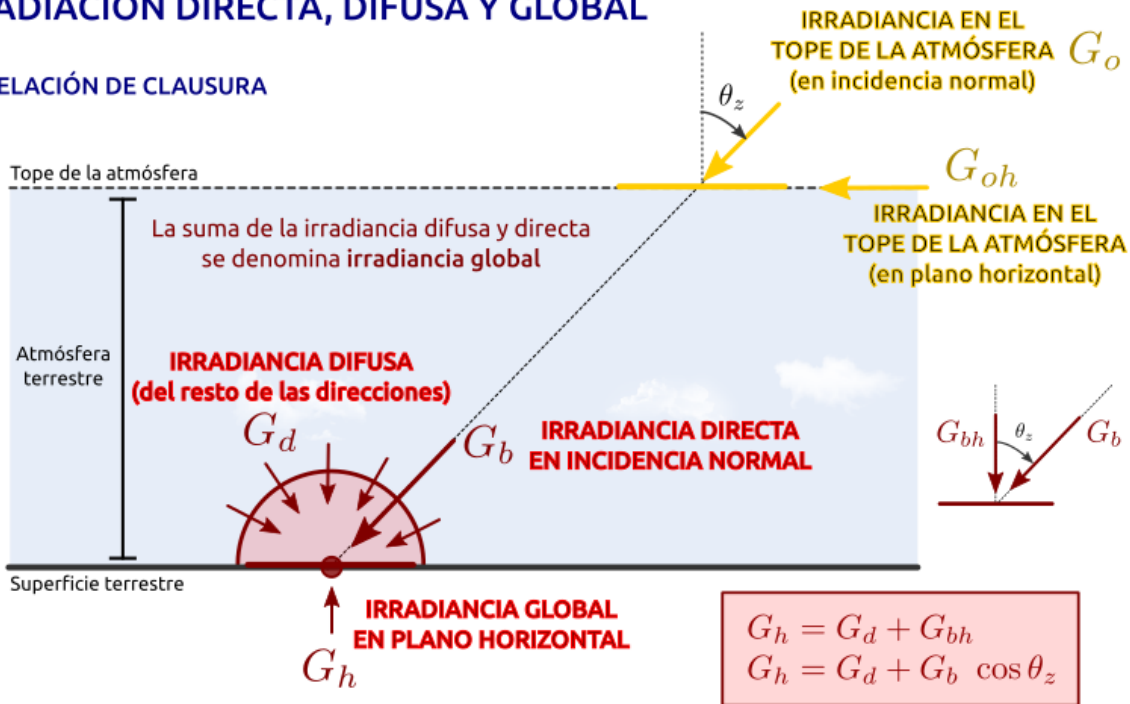


INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR CON LA ATMÓSFERA TERRESTRE



RADIACIÓN DIRECTA, DIFUSA Y GLOBAL

- RELACIÓN DE CLAUSURA



ATENUACIÓN = DISPERSIÓN + ABSORCIÓN

Atenuación por retrodispersión
 Aumento de la contribución difusa
 en superficie (dispersión hacia adelante)

dispersión molecular (aire)
 (scatering de Rayleigh)

dispersión por aerosoles
 pequeños/medianos y vapor de agua
 (scatering de Mie)

dispersión por partículas grandes
 (aerosoles grandes y gotículas de agua)
 (scatering no selectivo)

vapor de agua

aerosoles

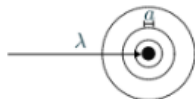
ozono

otros gases
 (dióxido de carbono)
 (oxígeno diatómico)
 (óxido nitroso)
 (metano)

Teoría de scattering (solución de la ecuación de Onda)

El tipo de dispersión depende de la relación entre la longitud de onda y los centros dispersores. Es un fenómeno espectralmente selectivo.

$$x = 2\pi a/\lambda$$



irradiancia solar
300 < λ < 3000 nm

$x \ll 1$: Rayleigh	moléculas de aire. Intensidad prop. a (cielo azul)	$\lambda^{-\gamma}$ $\gamma \simeq 4$
$x \sim 1$: Lorenz-Mie	aerosoles y vapor de agua (atardeceres)	Prob. $\simeq \frac{1}{\lambda}$
$x \gg 1$: dispersión no selectiva	partículas grandes en atm. baja, nubes, aerosoles (nubes blancas, bruma, niebla)	

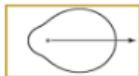
patrones de dispersión

moléculas
(N_2 , O_2 , otras)

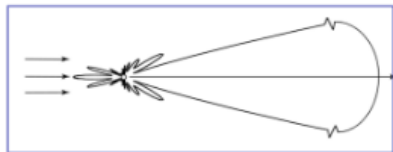


haz incidente (para haz de 500 nm)

aerosoles, vapor, etc



gotas de agua,
hielo



la radiación difusa es en gran parte la dispersada por las moléculas individuales de aire (Rayleigh)

Esto explica el color azul/celeste del cielo despejado.

Rayleigh



Mie + Rayleigh



Dispersión no selectiva



Aerosoles de origen antropogénico (principalmente quema de Carbón)

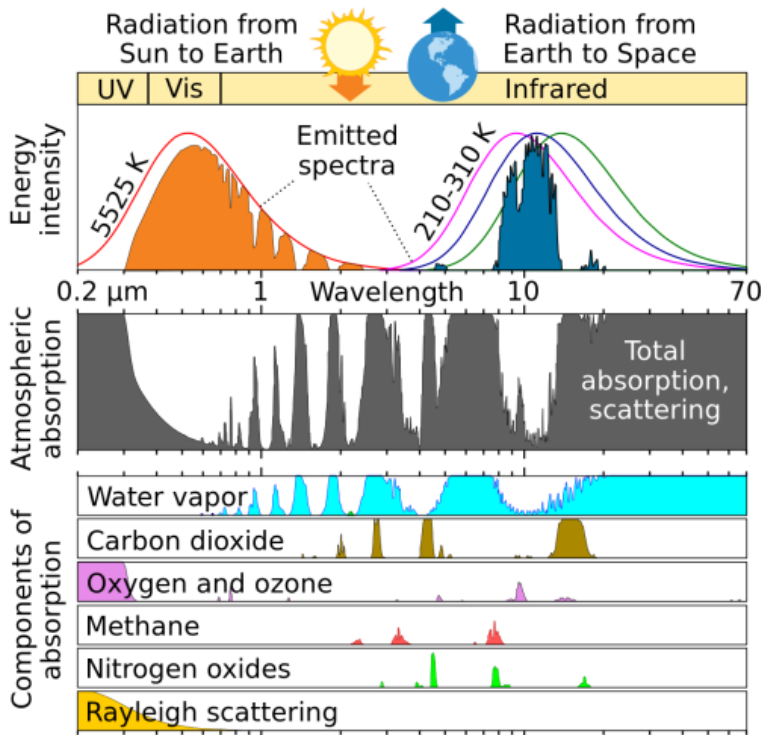
Beijing, China,
invierno



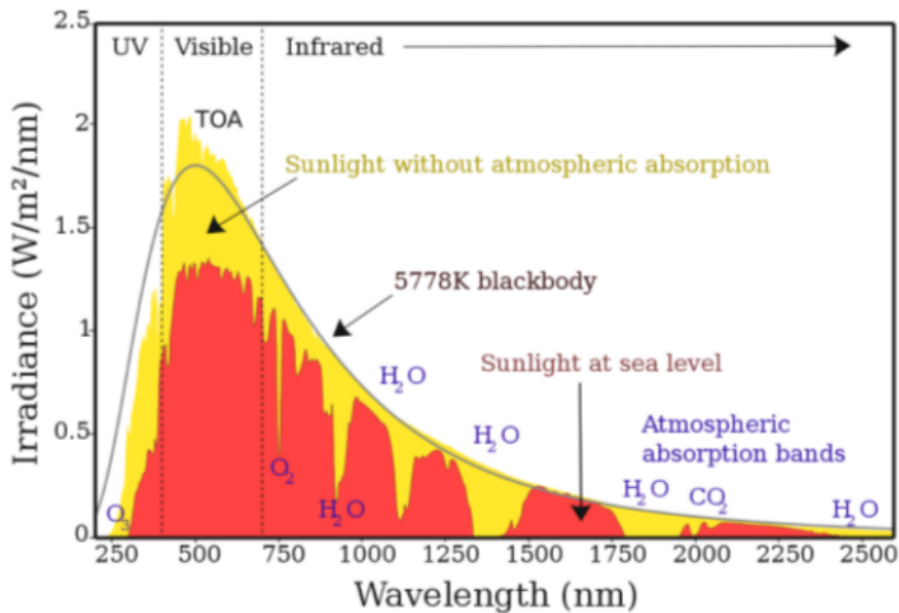
Aerosoles de origen natural (volcanes, tormentas de polvo, incendios forestales).



Tamaños y propiedades ópticas muy variables:
entre 20 nm y 20 micras



Irradiancia en incidencia normal



Cuantifica el recorrido óptico de la luz por la atmósfera. **Cada componente** tiene un perfil vertical de densidad que afecta la masa de aire

masa de aire absoluta:

cantidad de masa (componente X) encontrada por el haz por unidad de área transversal (kg/cm²)

$$m_a = \int_0^{s_0} \rho(s) ds$$

$$m_{a,v} = \int_0^{z_0} \rho(z) dz$$

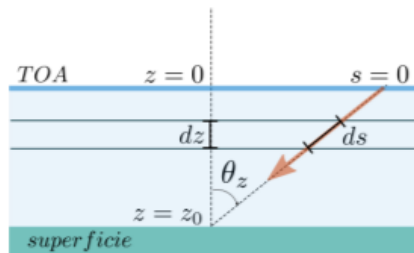
recorrido en la vertical

masa de aire relativa:

cociente entre la masa de aire real y la que tendría un recorrido vertical

$$m = \frac{m_a}{m_{a,v}} = \frac{\int_0^{s_0} \rho(s) ds}{\int_0^{z_0} \rho(z) dz} \approx \frac{1}{\cos \theta_z}$$

si $\rho = \text{cte.}$



$$\frac{ds}{dz} = \frac{1}{\cos \theta_z}$$

a esto nos referimos como "masa de aire" en este curso

MASA DE AIRE SIMPLIFICADA

- Las simplificaciones empiezan a afectar cuando el Sol está a una baja altura (amanecer y atardecer, altura solar $< 10^\circ$)

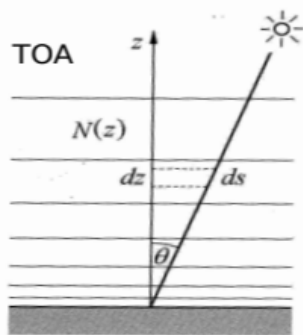
La **masa de aire geométrica** es el cociente entre el recorrido real y el recorrido vertical

$$m = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (\theta_z < 70^\circ)$$

Puede interpretarse como la cantidad de atmósferas equivalentes si fueran recorridas en forma vertical.

expresión aproximada:

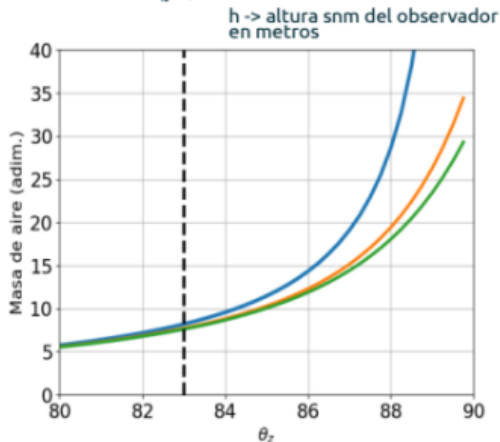
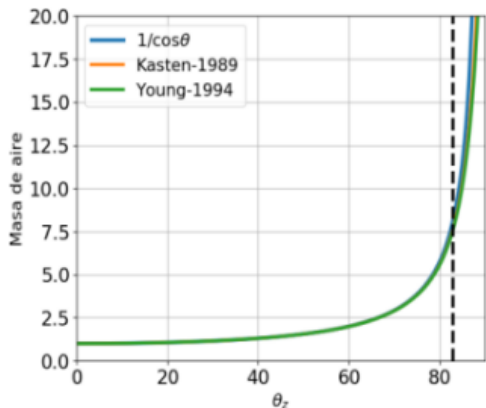
- no tiene en cuenta efectos de la curvatura terrestre
- no tiene en cuenta efectos de refracción con el Sol bajo (evita la divergencia a 90°)
- no tiene en cuenta que la distribución vertical de los diferentes gases es diferente.



masa de aire

Corrección de Young (hay otras) para la masa de aire relativa: corrige por curvatura terrestre, refracción y altura del observador (en m snm)

$$m = \frac{e^{-h/8434.5} (1.002432 \cos^2 \theta_z + 0.148386 \cos \theta_z + 0.0096467)}{\cos^3 \theta_z + 0.149864 \cos^2 \theta_z + 0.0102963 \cos \theta_z + 0.000303978}$$



Hasta $\theta_z \approx 60^\circ$ se puede usar la expresión simple $m = \frac{1}{\cos \theta_z}$
diferencias <0.25%

MÁS EXPRESIONES PARA LA MASA DE AIRE

Rozenberg (1966) suggested

$$X = (\cos z + 0.025e^{-11 \cos z})^{-1},$$

which gives reasonable results for high zenith angles, with a horizon air mass of 40.

Kasten & Young (1989) developed^[3]

$$X = \frac{1}{\cos z + 0.50572 (6.07995^\circ + 90^\circ - z)^{-1.6364}},$$

which gives reasonable results for zenith angles of up to 90° , with an air mass of approximately 38 at the horizon. Here the second z term is in *degrees*.

Young (1994) developed

$$X = \frac{1.002432 \cos^2 z_t + 0.148386 \cos z_t + 0.0096467}{\cos^3 z_t + 0.149864 \cos^2 z_t + 0.0102963 \cos z_t + 0.000303978}$$

in terms of the true zenith angle z_t , for which he claimed a maximum error (at the horizon) of 0.0037 air mass.

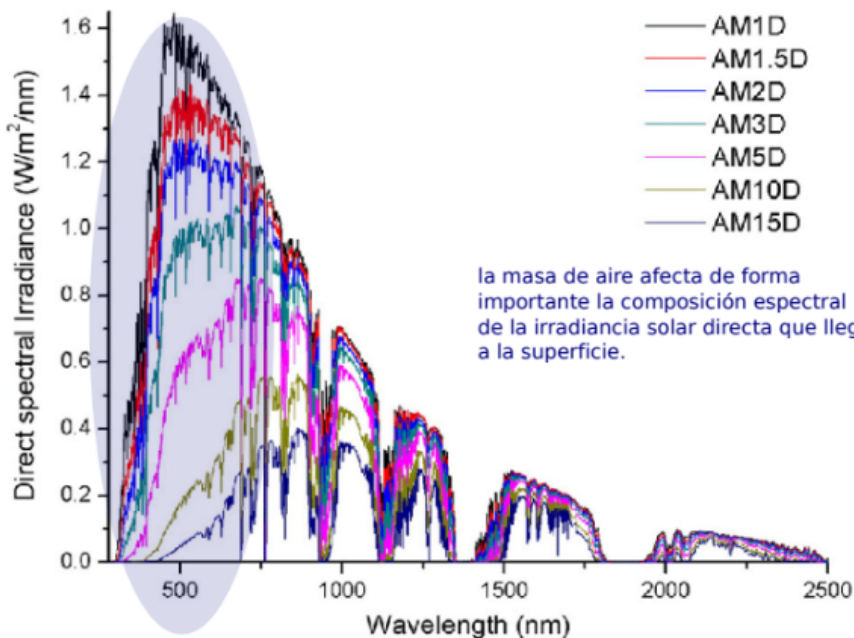
Pickering (2002) developed

$$X = \frac{1}{\sin(h + 244/(165 + 47h^{1.1}))},$$

where h is apparent altitude ($90^\circ - z$) in degrees. Pickering claimed his equation to have a tenth the error of Schaefer (1998) near the horizon.^[4]

[https://en.wikipedia.org/wiki/Air_mass_\(astronomy\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Air_mass_(astronomy))

EFFECTO DE LA MASA DE AIRE SOBRE EL ESPECTRO SOLAR



ATENCIÓN DE LA DIRECTA: LEY DE LAMBERT-BEER-BOUGUER

Ley de Lambert, Beer, Bouguer

La atenuación espectral de un haz es proporcional a la intensidad del haz, a la densidad del medio y al recorrido

$$dG_{\lambda} = -\sigma_{\lambda} G_{\lambda} \rho(s) ds$$

σ_{λ} constante (m^2/kg) que depende de los procesos de dispersión o absorción

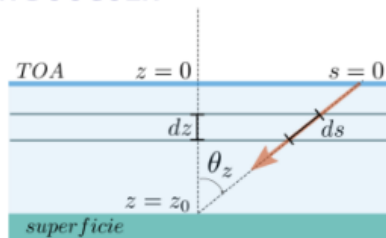
Integrando en el recorrido resulta una atenuación exponencial, **por cada componente considerado**:

$$\int_{G_{\lambda}(s=0)}^{G_{\lambda}(s=s_g)} \frac{dG_{\lambda}}{G_{\lambda}} = -\sigma_{\lambda} \int_{s=0}^{s_g} \rho(s) ds,$$

$$\ln \left(\frac{G_{\lambda}}{G_{\lambda,0}} \right) = -\sigma_{\lambda} \times m \int_{z=0}^{z_g} \rho(z) dz = -mk_{\lambda},$$

coeficiente de atenuación monocromático $k_{\lambda} \equiv \sigma_{\lambda} \int_{z=0}^{z_g} \rho(z) dz$

para aerosoles $\rightarrow k = \text{AOD}$



Atenuación = dispersión + absorción

$$G_{\lambda} = G_{0\lambda} e^{-mk_{\lambda}}$$

transmitancia **espectral** directa, debida a un **componente** atmosférico:

$$\tau_{\lambda} = \frac{G_{\lambda}}{G_{0\lambda}} = e^{-mk_{\lambda}}$$

ATENUACIÓN DE LA DIRECTA: LEY DE LAMBERT-BEER-BOUGUER

La transmitancia directa es la porción de la irradiancia TOA incidente que llega a la superficie:

$$\tau_b = \frac{G_b}{G_0} = \frac{\int_0^\infty G_{0\lambda} \tau_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty G_{0\lambda} d\lambda}$$

G_b = DNI = irradiancia directa en la superficie

$G_0 = G_s F_n$ = irradiancia TOA

es el promedio de la transmitancia espectral, ponderado por el espectro TOA

La transmitancia espectral debe combinar los varios componentes atenuadores:

$$\tau_\lambda = \tau_{r\lambda} \times \tau_{w\lambda} \times \tau_{a\lambda} \times \tau_{o\lambda} \times \tau_{g\lambda} = e^{-\sum_i m_i k_{i,\lambda}}$$

vapor de agua
aerosoles

|
/

Rayleigh
Ozono
otros gases

Se asume que los procesos de atenuación a nivel espectral son independientes entre si...

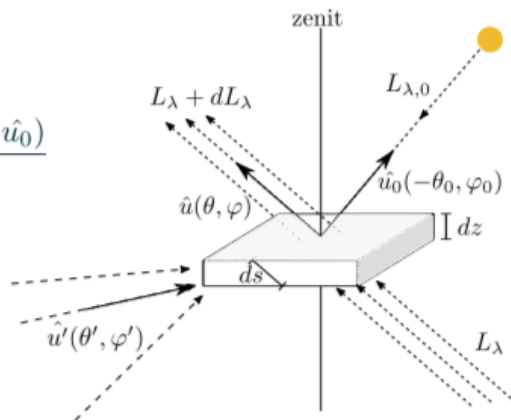
Parametrizando los coeficientes de atenuación de cada proceso importante es posible obtener un **modelo de cielo claro físico para DNI**.

MODELADO FÍSICO DE LA DIFUSA: MUCHO MÁS COMPLICADO!

¿Qué pasa con los procesos relacionados con la **irradiancia difusa**?

$$\mu \frac{\partial L(\tau, \hat{u})}{\partial \tau} = L(\tau, \hat{u}) - \omega(\tau) L_0 e^{-\tau/\mu_0} \frac{P(\hat{u}, -\hat{u}_0)}{4\pi} - \omega(\tau) \int_{4\pi} L(\tau, \hat{u}') \frac{P(\hat{u}, \hat{u}')}{4\pi} d\Omega'$$

$$\begin{aligned} \tau &\rightarrow z \\ \mu &= \cos \theta \\ \omega &= \beta_s / \beta_e \end{aligned}$$



PRÓXIMA CLASE ... MODELOS DE CIELO CLARO

Rodrigo Alonso-Suárez

r.alonso.suarez@gmail.com

<http://les.edu.uy/>



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



LABORATORIO DE
ENERGÍA SOLAR
UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA