

¿CÓMO SE OBTIENE EL IUUV Y EL TIEMPO DE EXPOSICIÓN?

Los periodos de exposición de la piel al sol toman en cuenta las dosis de radiación UV-B que los diferentes tipos de piel soportan antes de sufrir un enrojecimiento mínimo (eritema).

Los efectos biológicos de la radiación, dentro del intervalo espectral ultravioleta, presentan una drástica dependencia con la longitud de onda de la radiación. En 1932, el Comité Internationale de Lumiere (CIE) presentó una división para esta zona del espectro distinguiendo tres regiones A, B y C por los distintos efectos biológicos que presentan.

La radiación de tipo A (UV-A) es la región espectral ultravioleta más próxima al espectro visible y comprende el intervalo de longitudes de onda desde $\lambda=0.4 \mu\text{m}$ hasta $\lambda=0.32 \mu\text{m}$. A pesar de ser muy poco absorbida por la atmósfera, presenta menor peligro por ser menos energética. Su efecto biológico principal provoca el oscurecimiento de la piel.

La radiación de tipo B (UV-B) es la región intermedia del espectro ultravioleta extendiéndose entre $\lambda=0.32 \mu\text{m}$ hasta $\lambda=0.28 \mu\text{m}$. Esta radiación mantiene un delicado equilibrio sobre los efectos biológicos considerados como normales. Pequeños incrementos en las dosis recibidas provocan importantes daños sobre la piel y los ojos ya que no es fuertemente absorbida por la atmósfera y sus efectos se encuentran en el límite de permisividad biológica. Las quemaduras que provoca son muy frecuentes por lo que se la conoce también como radiación de quemadura solar.

La radiación de tipo C (UV-C) se trata de una radiación muy energética y con efectos negativos muy intensos como cánceres de piel y afecciones oculares de gran importancia. Abarca la zona del espectro comprendida entre $\lambda=0.280 \mu\text{m}$ y $\lambda=0.200 \mu\text{m}$, por lo que se denomina ultravioleta lejana ó radiación germicida. Esta radiación prácticamente es absorbida por el ozono estratosférico.

En el análisis de la relación entre la irradiancia ultravioleta y los efectos biológicos producidos, el intervalo espectral corresponde a la longitud de onda $\lambda = [0.280 \mu\text{m}, 0.400 \mu\text{m}]$, ya que longitudes de onda inferiores son absorbidas. Sin embargo, la influencia de la radiación en este intervalo esta modulada por el coeficiente denominado coeficiente de acción eritemática que fue establecido por McKinlay and Diffey (1987). Este coeficiente espectral $\varepsilon(\lambda)$, que caracteriza el efecto de eritema, es máximo a partir de las $0.28 \mu\text{m}$ y va decreciendo a medida que aumenta la longitud de onda. Así, el poder eritemático total de la radiación se define mediante la integral de irradiancia espectral total ponderada por el coeficiente de acción eritemático, expresada como:

$$E_{\text{eritem}} = \int I_{(\lambda)} \varepsilon(\lambda) d\lambda$$

donde E_{eritem} es la irradiancia eritemática y $I_{(\lambda)}$ es la irradiancia solar a la longitud de onda λ a nivel de la superficie.

Los valores del coeficiente de acción eritemática $\varepsilon(\lambda)$ vienen dados por Madronich et al., 1977.

$$\begin{aligned} \lambda < 0,298 \mu\text{m} & \quad \varepsilon(\lambda) = 1 \\ 0,328 \mu\text{m} < \lambda < 0,298 \mu\text{m} & \quad \varepsilon(\lambda) = 10^{0,094 \cdot (298 - \lambda \cdot 1000)} \\ 0,400 \mu\text{m} < \lambda < 0,328 \mu\text{m} & \quad \varepsilon(\lambda) = 10^{0,015 \cdot (139 - \lambda \cdot 1000)} \end{aligned}$$

La irradiancia eritémica es aún incompleta para determinar efectos nocivos en los individuos ya que se hace referencia a una magnitud de radiación instantánea con unidades de potencia por unidad de superficie. Dado que los efectos producidos por la radiación solar se manifiestan con posterioridad a la exposición tienen un efecto acumulativo, por lo que hay que introducir el tiempo de exposición, (necesario para determinar la dosis eritémica mínima). Para ello, se define la MED (Dosis Eritémica Mínima) como la mínima irradiancia necesaria para producir enrojecimiento en la piel, tras un determinado tiempo de exposición a la radiación. A pesar de que el enrojecimiento se produce antes en personas con escasa pigmentación en la piel que en otras más oscura (o sea depende del fototipo del individuo), se toma como unidad de referencia individuos con piel blanca ligeramente pigmentada. Para este fototipo la dosis eritémica mínima de exposición de 10 minutos tiene el valor de:

$$1 \text{ MED} = 210 \text{ J/m}^2$$

Formulación del modelo

La expresión que determina el cálculo de la irradiancia solar $I(\lambda)$ que llega a la tierra tras sufrir los procesos de absorción y dispersión es la siguiente

$$I(\lambda) = I_{0,\lambda} * F * T_{aer,\lambda} * T_{mol} * T_{O_3} * \cos(\theta)$$

donde $I_{0,\lambda}$ es la irradiancia solar espectral extraterrestre a la distancia media Tierra-Sol, F es el factor de corrección de la distancia Tierra-Sol para la época considerada, $T_{aer,\lambda}, T_{mol}, T_{O_3}$ son las transmitancias debido al efecto de dispersión de los aerosoles, dispersión molecular y a la absorción por parte del ozono como principal gas absorbente en el espectro ultravioleta, θ es el ángulo cenital solar.

La ley de atenuación exponencial del rayo monocromático en su pasaje a través de un medio homogéneo debe ser atribuida siempre a Bouguer y no a Lambert o a Beer como usualmente es citado en la literatura; según Middleton (1960) y Molineaux et al. (1995).

La aplicación de la transmitancia o transmisión atmosférica de la ley de Bouguer puede escribirse como:

$$\tau_{i\lambda} = \exp(-k_{i\lambda} m_i)$$

donde $k_{i\lambda}$ es el coeficiente de atenuación dependiente de la longitud de onda debido un proceso simple i , e integrado sobre una columna vertical a través de la atmósfera. m_i es la masa de aire óptica relativa para un proceso simple i , definido como el cociente entre la longitud de la trayectoria real y la longitud de la trayectoria en la dirección vertical.

Radiación difusa UV espectral en el suelo

La radiación difusa al llegar al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera conjuntamente con la radiación directa es en parte reflejada por el suelo. Esta radiación reflejada por el suelo hacia el espacio, posteriormente, es parcialmente reflejada nuevamente hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa indefinidamente. Esta reflexión múltiple entre el suelo y la atmósfera se agrega a la radiación difusa que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera. La irradiancia difusa espectral $I_{dr\lambda}$ esta compuesta por las siguientes tres partes:

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda}$$

donde: $I_{dr\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producido por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera; $I_{da\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producido por los aerosoles que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera. $I_{dm\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producido por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

Irradiancia global UV en el suelo

La irradiancia global es la suma de las irradiancias directa y difusa en una superficie horizontal. Sea I_λ la irradiancia global espectral en una superficie horizontal entonces

$$I_\lambda = I_{n\lambda} \cos \theta + I_{d\lambda}$$

solamente se considerará modelos enfocados en la atmósfera real en condiciones de cielos despejados, y en el cálculo de la irradiancia solar UV en una superficie horizontal. Para de cubrir el rango espectral del radiómetro 295-385 nm, se incluirá los datos espectrales necesitados. Los datos de entrada

requeridos son las coordenadas geográficas locales, temperatura ambiente, humedad relativa, presión atmosférica, contenido vertical de ozono, agua precipitable e información aerosólica. El modelo calcula separadamente las componentes de la radiación directa y difusa en una superficie horizontal, para finalmente obtener la radiación UV global sobre una superficie horizontal, que se obtiene por la apropiada suma de estas dos componentes.

El índice ultravioleta UVI es formulado utilizando el espectro de acción eritemática inducido por radiación UV sobre la piel humana, de la CIE (Comisión Internationale de l'Eclairage). Se trata, en definitiva, de un parámetro adimensional que da cuenta de la radiación UV relevante para las personas, su ecuación es dada a continuación:

$$UVI = k_{er} \int_{0,28}^{0,4} I(\lambda) \varepsilon(\lambda) d\lambda$$

donde $I(\lambda)$ la irradiancia solar espectral ultravioleta expresada en $W/(m^2 \cdot \mu m)$ a la longitud de onda λ , $\varepsilon(\lambda)$ es el espectro de acción eritemática desarrollado por la CIE y k_{er} es una constante igual a $40 m^2/W$.

La integral tiene como límite inferior 290 nm, por debajo del cual toda la radiación es absorbida antes de llegar a la superficie de la Tierra, y el límite superior (400 nm) constituye la longitud de onda frontera entre el UV-A y el espectro visible.

La determinación de UVI se hará mediante modelos atmosféricos utilizando como datos de entrada la altura solar, el ozono y los aerosoles.

Un MED (Dosis Eritemática Mínima) se define como la unidad de energía radiante UV-B ponderada que produce un eritema apenas perceptible en la piel tipo 2 (piel clara) y es equivalente a 210 Joules por metro cuadrado (J/m^2). 1 MED/hora se define como la razón (irradiancia propiamente dicho) con la que incide la radiación UV-B sobre alguna superficie.

En las tablas siguientes se presenta el equivalente en MED/hora para los 15 valores de Índice UV y el equivalente de MED a unidades de energía radiante para cada tipo de piel en Joules por metro cuadrado (J/m^2).

Tabla. Equivalentes en MED/hora los 15 valores del IUUV

Índice UV	MED/Hr
0	0
1	0.43
2	0.86
3	1.29
4	1.72
5	2.14
6	2.57
7	3
8	3.43
9	3.86
10	4.29
11	4.72
12	5.15
13	5.57
14	6
15	6.43

Tabla		
La energía MED necesaria para producir eritematema de acuerdo con el tipo de piel		
Tipos de Piel	MED	J/m ²
Piel muy clara (extrasensitiva)	0.8	168
Piel clara (sensitiva)	1	210
Piel morena	1.25	262.5
Piel morena oscura (normal)	1.56	328.1
Piel oscura	1.95	410.2
Piel muy oscura (insensitiva)	2.44	512.7

BIBLIOGRAFIA

Ångström A. 1929. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. Geografiska Annual 2, 156 – 166.

Atwater M. A. and Ball J. T. 1978. A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations. Solar Energy 21: 163-170.

Bird R. E.; R. E. Hulstrom. 1980. Direct insolation models. SERI/TR-335-344. Golden, CO: Solar Energy Research Institute; 1980.

Bird R. E. and C. Riordan. 1986. Simple spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. J. Climate Appl. Meteor. 25, 87-97.

Böer K. W. 1977. The solar Spectrum at typical clear weather days. Solar Energy 19:525-537.

Cañada J., J. M. Pizarro J. V. Bosca.. 1993. Determination of Angstrom's turbidity turbidity coefficient at Valencia. Renew. Energy 3, 621-626.

Calle A, M. Pérez y J. L. Casanova. 1998. Estudio y análisis de la irradiancia eritmética a partir de datos de ozono TOMS. Revista de Teledetección, pp.1-7.

Davies J. A. and J. E. Hay. 1979. Calculation of the solar radiation incident on a horizontal surface. Proceeding, First Canadian Solar Radiation Data Workshop. April 17-19. Canadian Atmospheric Service.

Diffey B. L. 1991. Solar ultraviolet effects on biological systems. Phys. Med. Biol. 36, 229-328.

El – Wakil, S. A., M. El – Metwally, C. Gueymard. 2001. Atmospheric turbidity of urban and desert areas of the Nile Basin in aftermath of Mt. Pinatubo's eruption. Theor. Appl. Climatology 68, 89-108.

Fröhlich C. and C. Wehrli. 1981. Spectral distribution of solar irradiance from 25000 nm to 250 nm. World Radiation Center, Davos, Switzerland, private communication.

Guzzi R., G. Lo Vecchio, R. Rizzi and G. Scalabrin. 1983. Experimental validation of a spectral direct solar radiation model. Solar Energy, Vol. 31, No.4, pp. 359-363.

Gueymard C. 1998. Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. J. Appl. Meteorol. 37, 414-435.

- Gueymard C.A., J. D. Garrison. 1998. Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy* 62, 291-307.
- Gueymard C. 2003a. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy* 74: 355-370.
- Gueymard C. 2003b. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: validation with high-quality measurements. *Solar Energy* 74: 381-395.
- Hoyt D. V. 1978. A model for the calculation of solar global insolation. *Solar Energy* 21: 27-35.
- Iqbal, M. 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto.
- Kasten F. A. 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., Ser. B14*, 206-223.
- Middleton W. E. K. 1960. Random reflections in the history of atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.* 50, 97-100.
- McKinlay A.F. y B.L. Diffey. 1987. A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE J.* 6 17-22.
- Molineaux B., P Ineichen., J. J. Delaunay. 1995. Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity – Improving model performance, *Solar Energy* 55, 125-137.
- Leckner B. 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth surface – elements of a model. *Solar Energy* 20(2):143-150.
- Louche A. , M. Maurel., G. Simonnot., G. Peri., M. Iqbal. 1987. Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy* 38, 89-96.
- Louche A. , G. Simonnot. and M. Iqbal . 1988. Experimental verification of some clear sky insolation models. *Solar Energy* 41, 273-279.
- Madronich, S. and S. Flocke. 1997. Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface *Solar Ultraviolet Radiation*. Springer pp. 23-48.
- Spencer J. W. 1971. Fourier series representation of the position of the Sun. *Search* 2(5), 172.
- Pendrof R. 1957. Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.* 47(2), 176-182.
- Pedrós R., M. P. Utrillas, J. A. Martínez-Lozano, F. Tena. 1999. Values of broad band turbidity coefficients in a Mediterranean Coastal Site. *Solar Energy* 66, 11-20.
- Robinson N. (ed.). 1966. *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.
- Schanaid F. 1938. Berechnung der relativen Schichtdicken des Wasserdampfes in der Atmosphäre. *Meteorol. Z.* 55, 296-299.
- Spencer J. W. 1971. Fourier series representation of the position of the Sun. *Search* 2(5), 172.
- Vigroux E. 1953. Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Ann. Phys.* 8, 709-762.
- Wright J. 1990. Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters a and b in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350. *The heliograph* nr. 2:1990, p. 16-23. Royal Institute of Technology, Stockholm.
- Wright, J. y H. Marengo 1992. Mediciones experimentales de la radiación ultravioleta en el rango 295 nm a 385 nm en Costa Rica. *Revista GEOFISICA* No.36, pp.135-150. México, D.F.