

Hugo Grossi Gallegos

Carlos Raaijik

RADIACIÓN SOLAR



MEDICIÓN Y MODELADO



ISBN 978-987-1896-88-2

9 789871896882





Radiación Solar Medición y Modelado

Hugo Grossi Gallegos y Carlos Raichijk

edUTecNe - Asades

Buenos Aires, 2018

y u v k

k Ing. Hector Eduardo Aiassa

Vicerrector: Ing. Haroldo Avetta

Secretaria Académica: Ing. Liliana Raquel Cuenca Pletsch

yu v - - - - y u v

Coordinador General a cargo: Fernando H. Cejas

Directora de edición a cargo: Patricia V. Cejas

Director Colección Energías Renovables, Uso Racional de Energía, Ambiente:

Dr. Jaime Moragues.

Área Publicación en Papel: Ing. Carlos Busqued

Asociación Argentina de Energías Renovables y Ambiente - ASADES

Presidente: Dr. Julio C. Durán

Secretario: Arq. Ismael Eyras



www.edutecne.utn.edu.ar



Prohibida la reproducción total o parcial de este
material sin permiso expreso de edUTecNe y/o ASADES

Grossi Gallegos, Hugo Osvaldo José
Radiación solar : mediación y modelado / Hugo Osvaldo José Grossi Gallegos ; Carlos Raichijk. - 1a ed. ilustrada. - Ciudad Autónoma de Buenos Aires : edUTecNe ; Ciudad Autónoma de Buenos Aires : ASADES, 2018.
296 p. ; 23 x 17 cm.

ISBN 978-987-1896-88-2

1. Economía de la Energía. 2. Energia Renovable. 3. Fuente de Energía Renovable. I. Raichijk, Carlos II. Título
CDD 333.794

A standard linear barcode representing the ISBN 978-987-1896-88-2. The barcode is oriented vertically and is positioned next to the ISBN number.

ISBN 978-987-1896-88-2

9 789871 896882

Revisor y Asesor de Edición: Ing. Eduardo Coso

Corrección de estilo y diagramación: Patricia V. Cejas

Diseño de tapa: Carlos Busqued - Fernando Cejas

Queda hecho el depósito que marca la Ley Nº 11.723

© edUTecNe, 2016

Sarmiento 440, Piso 6

(C1041AAJ) Buenos Aires, República Argentina

Impreso en Argentina – Printed in Argentina

INDICE

PREFACIO.....	1
1. ELEMENTOS BÁSICOS, DEFINICIONES Y TERMINOLOGÍA.....	3
1.1. Unidades y terminología.....	3
1.2. Radiación electromagnética.....	4
2. EL SOL.....	11
2.1. Características físicas.....	12
2.2. Interacción de la atmósfera terrestre con la radiación solar.....	20
3. EL SOL Y LA TIERRA, GEOMETRÍA Y TIEMPO.....	23
3.1. Latitud y longitud.....	24
3.2. Efectos de la rotación terrestre alrededor del Sol.....	25
3.3. Efectos de la rotación diaria de la Tierra sobre su eje.....	30
3.4. Relaciones entre los ángulos solares.....	33
3.5. Duración del día.....	34
3.6. Radiación solar extraterrestre.....	36
3.7. Acimut y altura solares. Aplicaciones en Arquitectura.....	36
4. INSTRUMENTACIÓN.....	39
4.1. Heliógrafos.....	39
4.2. Piranógrafos.....	43
4.3. Solarímetros.....	44
4.3.1. Radiómetros termoeléctricos (piranómetros).....	45
4.3.2. Radiómetros fotovoltaicos.....	49
4.3.3. Instalación de radiómetros.....	52
4.3.4. Mantenimiento de radiómetros.....	52
4.3.5. Calibración de radiómetros.....	53
4.3.6. Medición de la radiación difusa.....	54
4.3.7. Medición de la radiación global.....	55
4.3.8. Medición de la radiación fotosintéticamente activa.....	55
4.4. Pirhelímetros.....	56

5. TRAZABILIDAD.....	61
5.1. Pirheliómetros autocalibrables (ACR).....	61
5.2. Control de calidad del instrumental.....	63
5.3. Estandarización de instrumentos.....	65
5.4. Incerteza en las mediciones.....	68
5.4.1. Incerteza ampliada combinada en la calibración de un pirheliómetro Eppley modelo NIP.....	70
5.5. Incerteza introducida por la pérdida de datos.....	73
5.6. Caracterización de piranómetros.....	76
5.7. Control de calidad de los datos obtenidos.....	78
 6. VARIABILIDAD ESPACIAL.....	79
6.1. Variabilidad espacial de parámetros meteorológicos.....	79
6.2. Interpolación y extrapolación de valores medidos.....	83
 7. VARIABILIDAD TEMPORAL.....	87
7.1. Metodologías para la estimación del tiempo de convergencia.....	87
7.1.1. Algunas aplicaciones en Argentina.....	90
7.2. Variabilidad secular de parámetros meteorológicos.....	94
 8. REDES DE MEDICIÓN.....	97
8.1. Selección de lugares para la instalación de estaciones.....	97
8.2. Red Solarimétrica en Argentina.....	99
8.2.1. Historia.....	99
8.2.2. Actualización.....	102
8.3. Redes para la validación terrestre de estimaciones satelitales.....	104
 9. DISTRIBUCIÓN DE LA ENERGÍA SOLAR EN ARGENTINA.....	107
9.1. Metodología seguida para el trazado de las cartas de irradiación global.....	107
 MODELOS DE ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR.....	123
 10. MODELOS FÍSICOS.....	125
10.1. Ecuación de transferencia radiativa.....	125

10.2. Códigos computacionales.....	138
10.2.1. LOWTRAN.....	138
10.2.2. MODTRAN.....	144
10.2.3. LibRadtran.....	145
10.2.4. SBDART.....	146
10.2.5. TUV-Madronich.....	147
10.3. Estudios de validación.....	147
10.3.1. Indicadores estadísticos.....	148
10.3.1.1. Indicadores de dispersión.....	148
10.3.1.2. Indicadores de rendimiento general.....	149
10.3.1.3. Indicadores de distribución similar.....	149
10.3.2. Ejemplos de validación.....	150
 11. MODELOS PARAMETRIZADOS ESPECTRALES.....	161
11.1. Modelo SPCTRAL 2.....	161
11.1.1. Expresiones para las transmitancias monocromáticas.....	162
11.1.2 Irradiancia difusa monocromática sobre plano horizontal.....	167
11.2 Modelo SMARTS 2.....	169
11.2.1. Sensibilidad respecto de los datos de entrada.....	173
11.3. Ejemplos de validación.....	178
 12. MODELOS PARAMETRIZADOS DE BANDA ANCHA.....	183
12.1. Modelo de Bird y Hulstrom.....	183
12.1.1 Expresiones para las transmitancias parametrizadas.....	185
12.1.2. Sensibilidad respecto de los datos de entrada.....	188
12.2. Modelo ESRA.....	194
12.2.1. Cartas SoDa del índice de turbidez de Linke TL2.....	197
12.2.2. Sensibilidad respecto de TL2.....	198
12.3. Otros modelos de cielo claro.....	200
12.3.1. REST2.....	200
12.3.2. Modelo de Yang.....	202
12.4. Modelos híbridos.....	203
12.5. Ejemplos de validación.....	205

13. MODELOS EMPÍRICOS.....	211
13.1. Irradiación total en función de parámetros meteorológicos y/o geográficos/ Astronómicos.....	211
13.1.1. Modelos basados en la heliofanía efectiva.....	212
13.1.2. Modelos basados en la amplitud térmica.....	223
13.1.3. Irradiancia global de cielo claro en función del ángulo de incidencia.....	227
13.2. Irradiación global por bandas espectrales.....	228
13.3 Modelos de descomposición.....	234
13.3.1 En base horaria.....	235
13.3.2 En base diaria.....	239
13.4 Modelos de transposición.....	242
14. MODELOS SATELITALES.....	249
14.1 Modelos estadísticos.....	250
14.2 Modelos físicos.....	253
14.3 Modelos híbridos.....	255
Apéndice A: Unidades del Sistema Internacional (SI).....	259
Apéndice B: Glosario de símbolos.....	261
Referencias.....	267
Autores	291

PREFACIO

Teniendo en cuenta el continuo aumento de proyectos y propuestas de instalaciones para el aprovechamiento de la energía solar en los países de Iberoamérica, tanto para el calentamiento de agua como para la generación fotovoltaica (y por el momento, en menor cantidad, generación térmica de electricidad), se acentúa la necesidad de un conocimiento apropiado del recurso disponible y de su variabilidad, tanto espacial como temporal, para un correcto diseño de los sistemas. Es por ello que este texto presenta de manera conjunta en idioma castellano la medición (instrumental necesario y tratamiento de los datos) y el modelado de la radiación solar en la superficie terrestre.

En los primeros capítulos (1 a 9), a cargo de Hugo Grossi Gallegos, se presentan las nociones básicas relacionadas con la radiación electromagnética y la terminología asociada a su tratamiento y se describen las características físicas del Sol, sus dimensiones y estructuras de su atmósfera, las variaciones de su irradiancia y su interacción con la atmósfera terrestre. Se ubica un plano sobre la superficie terrestre y se lo relaciona con la posición del Sol en la bóveda celeste, teniendo en cuenta el movimiento relativo de ambos a través del tiempo; se introduce también el concepto de radiación extraterrestre (o al tope de la atmósfera). Se describen los diferentes instrumentos en uso para la medición (indirecta o directa) de las componentes de la radiación solar (global, difusa y directa) y de la radiación fotosintéticamente activa (PAR, del inglés Photosynthetically Active Radiation) y se presentan recomendaciones para su instalación, mantenimiento y calibración. Son discutidas también la necesidad de trazabilidad de las constantes de calibración, los patrones y procedimientos utilizados para lograrlo y la incertezza propagada en las cadenas de intercomparación. Se dedican luego dos capítulos a la variabilidad espacial y temporal de los valores obtenidos en las estaciones de medición y se discuten los pasos a seguir para la instalación y mantenimiento de redes solarimétricas. En el último capítulo de esta sección se presenta el estado de conocimiento de la distribución espacio-temporal de los promedios mensuales y anual de la energía solar en Argentina, describiendo el procedimiento seguido y acompañando las cartas elaboradas.

En los capítulos siguientes (10 a 14), escritos por Carlos Raichijk, se presentan en primer lugar los modelos físicos, se reseñan y detallan las principales características de algunos de los códigos computacionales rigurosos de estimación de la radiación solar incidente más frecuentemente utilizados y los estudios de validación de los mismos. Se desarrollan los modelos parametrizados espectrales; se describen dos de los modelos de cielo claro más sencillos y frecuentemente utilizados. Asimismo son tratados los modelos parametrizados de banda ancha, junto con la descripción

detallada de dos de ellos. Son discutidos los modelos de estimación de la radiación solar llamados empíricos o de regresión, que se basan en correlaciones estadísticas simples o múltiples establecidas entre bases de datos simultáneos de irradiación solar y de distintas variables atmosféricas, meteorológicas o geográficas/astronómicas asociadas. Se introducen y analizan diferentes modelos de regresión propuestos para cada uno de los cuatro grupos en que se los clasifica: modelos definidos para la estimación de la irradiación total, integrada a lo largo de todo el espectro solar; modelos definidos para la estimación de la irradiación global integrada en una determinada zona del espectro solar; modelos de descomposición o separación utilizados para la estimación de las componentes directa o difusa a partir de la irradiación global y modelos de transposición desarrollados para estimar la radiación incidente en planos inclinados a partir de datos disponibles de irradiación incidente sobre superficie horizontal. Finalmente, se describen los modelos satelitales, que se han transformado en las últimas décadas en una herramienta idónea para evaluar la variabilidad regional característica de la radiación solar incidente. Se presentan aquí los modelos estadísticos, los físicos y los híbridos.

ELEMENTOS BÁSICOS, DEFINICIONES Y TERMINOLOGÍA

1.1. Unidades y terminología

Las unidades a utilizar serán las del Sistema Internacional (SI) adoptado por Argentina el 11 de mayo de 1972 [1]; del mismo se extrajeron las de uso más frecuente y se incluyen en el Apéndice A. Cuando sea utilizada alguna otra unidad, basada en necesidades del uso tecnológico, se indicará la equivalencia (por ejemplo, kWh, unidad de energía equivalente a $3,6 \times 10^6$ joule).

Teniendo en cuenta que el tratamiento dado a este tema desde diferentes campos de la ciencia y de la técnica ha dado lugar a variadas denominaciones para los mismos, es conveniente presentar la terminología adoptada para este libro, que en este caso será en general la acordada en la Red Iberoamericana de Solarímetría [2]. Sin embargo, en algunos casos se indicarán las modificaciones adoptadas, sobre todo motivadas en el tema del modelado de la radiación.

Se presentan a continuación algunas definiciones formales de las cantidades más importantes que se manejan en el campo de la radiación (cabe aclarar que este acuerdo no es universal):

<i>Radiación</i>	Es la energía electromagnética emitida, transferida o recibida.
<i>Radiación Solar</i>	Término genérico para la energía radiante que emite el Sol.
<i>Irradiancia</i>	Potencia solar incidente en una superficie por unidad de área, I (W/m^2).
<i>Irradiación</i>	Energía solar incidente en una superficie por unidad de área. Es el resultado de integrar la irradiancia en un período de tiempo, H (J/m^2).

Cualquiera de los términos anteriores puede ser aplicado a todo rango de radiación espectral.

Otros términos que se manejan particularmente para flujos de radiación dentro de la atmósfera son:

<i>Radiación de onda corta (radiación solar)</i>	Radiación con longitudes de onda entre 0,2 y 4 μm , aproximadamente.
<i>Radiación de onda larga (radiación terrestre)</i>	Radiación con longitudes de onda entre 4 y 100 μm , aproximadamente.
<i>Radiación solar directa</i>	Radiación que se recibe del ángulo sólido del disco solar.
<i>Radiación solar difusa</i>	Radiación procedente de toda la bóveda celeste. Está originada por la dispersión de la radiación en la atmósfera.
<i>Radiación solar reflejada</i>	Fracción de la radiación directa y difusa que es reflejada por la superficie terrestre.
<i>Radiación solar global (o total)</i>	Suma de la radiación directa, difusa y reflejada (esta última, para el caso en que la superficie colectora la reciba directamente o por retrodispersión).

En cuanto a la simbología, cuando se haga referencia a la irradiancia se utilizará la letra *I* y cuando se refiera a irradiación la *H*. A todas las anteriores se les puede colocar subíndices para indicar radiación:

- b* directa
- d* difusa
- r* reflejada
- β en una superficie inclinada
- o* extraterrestre
- n* normal al plano que la recibe

Si no se coloca ningún subíndice se entenderá que se trata de radiación en una superficie horizontal. Para la global tampoco se colocará subíndice. Se puede hacer una combinación de los subíndices cuando así se requiera. Se incluye como Apéndice B un Glosario con la nomenclatura utilizada.

1.2. Radiación electromagnética

La energía generada en el Sol llega a la Tierra viajando millones de kilómetros a través del vacío, por lo que parece conveniente dedicar un breve espacio a la forma utilizada para propagarse.

Una configuración dada de cargas eléctricas en el espacio determina un *campo eléctrico*; se lo puede conocer midiendo la fuerza que actúa sobre la unidad de carga positiva. Por otra parte, un *campo magnético* es generado por cargas eléctricas en movimiento (corriente eléctrica), tanto a nivel macroscópico como microscópico.

Cuando una partícula cargada q se mueve con una velocidad \mathbf{v} en una región donde hay un campo eléctrico \mathbf{E} y uno magnético \mathbf{B} , la fuerza total que se ejerce sobre ella es la suma de las fuerzas eléctrica y magnética, esto es, la fuerza de Lorentz \mathbf{F} , colineal con el campo eléctrico y perpendicular al plano determinado por la velocidad y el campo magnético:

$$\mathbf{F} = q (\mathbf{E} + \mathbf{v}_x \mathbf{B}) \quad (1.1)$$

Aunque una carga en reposo produce únicamente un campo eléctrico estático, una en movimiento produce tanto un campo eléctrico como uno magnético. Estos campos son entonces simplemente dos aspectos de una propiedad fundamental de la materia, siendo más apropiado emplear el término *campo electromagnético* para describir la situación física que involucra cargas en movimiento. Podría resumirse este hecho en la llamada ley de Ampère-Maxwell: un campo eléctrico dependiente del tiempo implica la existencia de uno magnético en el mismo lugar.

Las cargas estacionarias, o las que se mueven con velocidad constante, no producen campos ondulatorios dependientes del tiempo. Para generar un campo ondulatorio las cargas deben acelerarse, siendo así fuente de *ondas electromagnéticas*.

La energía generada en un campo electromagnético variable en el tiempo es transportada a través del espacio por una onda con la velocidad de la luz c en una dirección perpendicular al plano determinado por los vectores eléctrico y magnético variables que la caracterizan, los que son perpendiculares entre sí (dicho de otra manera, un aspecto fundamental de las ecuaciones de Maxwell para el campo electromagnético es la existencia de soluciones consistentes en ondas progresivas transversales transportadoras de energía de un punto a otro). A esta propagación se la denomina *radiación electromagnética* y, como todo fenómeno ondulatorio, está caracterizada por la *longitud de onda* y por la *frecuencia*.

Se define como longitud de onda λ a la distancia entre dos planos consecutivos del tren de ondas que se encuentran en el mismo estado de perturbación. Por otra parte, se denomina frecuencia f al número de oscilaciones que tiene lugar por unidad de tiempo (el período τ se define como la inversa de la frecuencia, esto es, el tiempo que requiere la onda para recorrer la distancia de una longitud de onda). Las relaciones básicas que vinculan estas magnitudes son:

$$\lambda = c/f \quad \tau = 1/f = \lambda/c \quad (1.2)$$

(en el rango de frecuencias a las cuales es sensible el ojo humano una diferencia de frecuencia se percibe como diferencia de color).

Las unidades más utilizadas para medir la longitud de onda son:

$$1 \text{ } \mu\text{m} \text{ (micrón)} = 10^{-6} \text{ m}$$

$$1 \text{ nm} \text{ (nanómetro)} = 10^{-9} \text{ m}$$

$$1 \text{ \AA} \text{ (\text{\AA}ngstr\"om)} = 10^{-10} \text{ m}$$

mientras que el período se mide en segundos (s) y la frecuencia en Hertz ($\text{Hz} = 1/\text{s}$).

Todas las ondas electromagnéticas se propagan en el vacío con la misma velocidad, pero cuando atraviesan un medio material ésta cambia y puede depender de la frecuencia. Si esto último ocurre, el fenómeno es denominado *dispersión* (por ejemplo, al atravesar un prisma de vidrio la luz azul tiene menor velocidad que la roja y se desvía más).

El rango de frecuencias electromagnéticas es enorme y su distribución se muestra en la Figura 1.1. Para facilitar su estudio se la suele dividir en zonas o regiones (rayos gamma, X, ultravioleta o UV, visible, infrarrojo o IR, ondas cortas y largas de radio, etc.) y en subregiones. Por ejemplo, la zona del infrarrojo cubre las longitudes de onda entre 10^{-3} m y $7,8 \times 10^{-7}$ m; esta región puede dividirse en tres: el infrarrojo lejano de 10^{-3} m a 3×10^{-5} m, el medio de 3×10^{-5} m a 3×10^{-6} m, y el cercano de 3×10^{-6} m hasta alrededor de $7,8 \times 10^{-7}$ m.

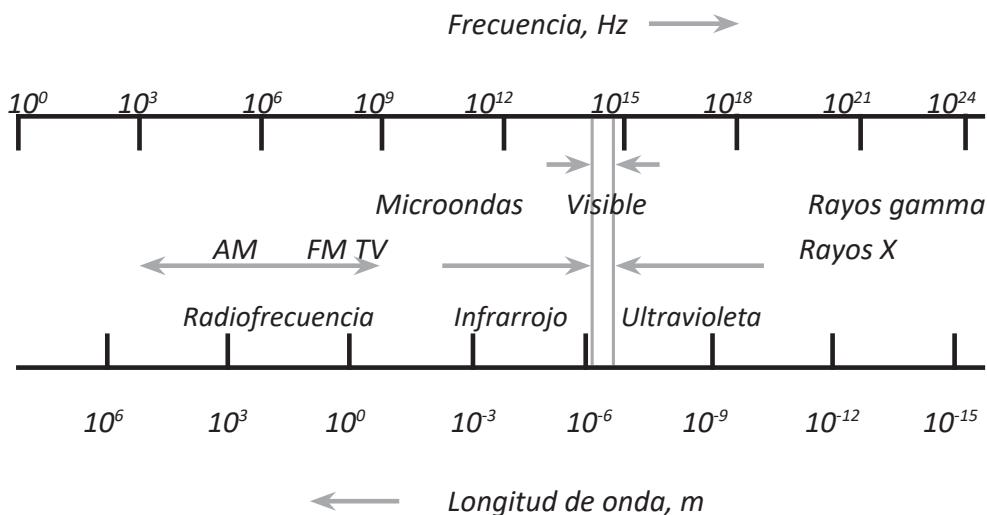


Fig. 1.1. Esquema del espectro electromagnético (escala logarítmica).

Dentro del ultravioleta suele diferenciarse la región UV-A (0,32 a 0,40 μm), la UV-B (0,28 a 0,32 μm) y la UV-C (0,20 a 0,28 μm).

Se denomina *radiación* a toda energía electromagnética emitida, transferida o re-

cibida. La cantidad transportada por radiación se denomina *energía radiante* dE , medida en Joule (J), el *flujo radiante* dE/dt , medido en Watt (W=J/s), es la energía radiante que en la unidad de tiempo (potencia) es emitida por una fuente, transportada por un haz o recibida por una superficie, e *irradiancia* $I=dE/dtdA$ [Wm^{-2}] se denomina al flujo radiante que incide sobre la unidad de área de una superficie (es denominada por algunos autores como *densidad de flujo radiante*). La *irradiación* H es el resultado de integrar la irradiancia en un intervalo de tiempo [J/m^2]. Finalmente, la *intensidad radiante* (o *intensidad específica de la radiación*) I_{Ω} se define como el flujo radiante por unidad de ángulo sólido (medido en estereorradián sr) en un punto de una superficie, por unidad de área proyectada normalmente [$\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}$]:

$$I_{\Omega} = dE / dt \cdot d\Omega \cdot dA_n \quad (1.3)$$

Cuando la energía emitida por un cuerpo sólo depende de su temperatura absoluta se denomina *radiación térmica*. Corresponde a la radiación electromagnética comprendida entre 0,2 μm (ultravioleta) y 100 μm (infrarrojo), conteniendo al visible (0,38 a 0,76 μm).

Son varias las leyes que relacionan la temperatura del cuerpo emisor con la cantidad de energía radiante que éste emite; las mismas se refieren a un cuerpo ideal al que se denomina *cuerpo negro*, capaz de absorber toda la radiación que recibe y emitir la máxima posible a una dada temperatura (en la naturaleza existen cuerpos "grises" que cumplen parcialmente estas propiedades, aunque para algunas longitudes de onda pueden realmente comportarse como negros).

La experiencia indica que cuando se aumenta la temperatura de un cuerpo incandescente, se observa que aumenta la cantidad de energía que irradia (se hace más brillante) y que varía además su matiz del rojo hacia el blanco. La Figura 1.2. ilustra lo dicho: cada curva corresponde a una temperatura del cuerpo negro; sobre las abscisas se representan las longitudes de onda λ (en este caso, medidas en nanómetros), mientras que en las ordenadas se ubica la densidad de flujo radiante que, por unidad de intervalo de longitud de onda, es transportado por una radiación de una dada λ . A esta magnitud se la denomina *irradiancia espectral* $e_{b\lambda}$ del cuerpo negro.

Para poder explicar los datos experimentales el físico alemán Max Planck introdujo el concepto de *cuanto* (la radiación consiste de un flujo de corpúsculos o *cuantos*), cada uno de ellos con una energía $E = hf$, donde h es la constante de Planck con un valor de $6,626176 \times 10^{-34}$ J.s (este concepto es particularmente útil para explicar la interacción de la radiación con la materia, mientras que la imagen ondulatoria se utiliza para explicar fenómenos tales como la reflexión, refracción, transmisión

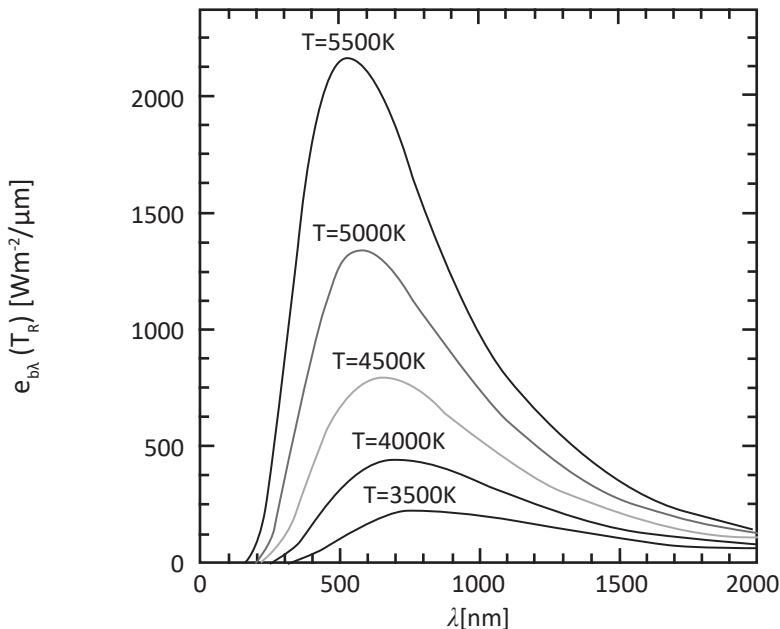


Fig. 1.2. Variación de la irradiancia espectral del cuerpo negro [$\text{W/m}^2/\mu\text{m}$] para varias temperaturas en función de la longitud de onda [nm].

e interferencia. De allí que se mencione la *dualidad onda-partícula* de la radiación electromagnética).

La expresión encontrada por Planck para describir la densidad de flujo monocromática del cuerpo negro es la siguiente:

$$e_{b\lambda}(T_R) = 2\pi hc^2 \lambda^{-5} [\exp(hc/\lambda kT_R) - 1]^{-1} = f(\lambda, T_R) \quad (1.4)$$

donde T_R , medida en grado Kelvin (K) es la temperatura absoluta del cuerpo negro (en equilibrio termodinámico con su ambiente) o temperatura de radiación, k es la constante de Boltzmann ($k = 1,380662 \times 10^{-23} \text{ J/K}$) y c es la velocidad de la luz en el vacío ($c = 2,99792458 \times 10^8 \text{ m/s}$).

Agrupando términos aparecen las denominadas *primera y segunda constantes de radiación*:

$$C_1 = 2\pi hc^2 = 3,741832 \times 10^{-16} \text{ W.m}^2 \quad (1.5)$$

$$C_2 = hc/k = 1,438786 \times 10^{-2} \text{ m.K} \quad (1.6)$$

lo que lleva a la expresión:

$$e_{b\lambda}(T_R) = C_1 / \lambda^5 [\exp(C_2 / \lambda T) - 1] \quad (1.7)$$

Los resultados obtenidos con esta fórmula están en perfecto acuerdo con las observaciones.

La *ley de Wien (o del desplazamiento)* relaciona numéricamente la temperatura del cuerpo negro con la longitud de onda a la que ocurre la máxima emisión λ_{max} , resultando ser inversamente proporcional a ésta.

$$T_R = 2897,79 / \lambda_{max} \quad (1.8)$$

en donde la constante numérica tiene dimensiones de longitud de onda por temperatura ($\mu\text{m.K}$). La Tierra es un cuerpo aproximadamente negro con una temperatura superficial de alrededor de 300 K, por lo que la longitud de onda a la que ocurre el máximo de emisión es de 9,66 μm y está localizada en el infrarrojo.

La *ley de Stefan-Boltzmann* relaciona numéricamente la temperatura del cuerpo negro con la energía total emitida bajo todas las longitudes de onda; resulta así proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta:

$$e_b = \int_0^{\infty} e_{b\lambda} d\lambda = \sigma \cdot T_R^4 \quad (1.9)$$

en donde $\sigma = 5,67032 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$ es conocida como la constante de Stefan.

Debido a esta dependencia en la cuarta potencia de la temperatura, la emisión de radiación por los cuerpos terrestres cambia considerablemente durante el día o a través de las estaciones. Por ejemplo, a 30 °C la radiación emitida por unidad de superficie es 52 % mayor que la emitida a 0 °C, a pesar de que el incremento en la temperatura absoluta fue sólo del 11 %.

Aprovechando lo visto, es posible definir la *temperatura efectiva* de una estrella como aquella correspondiente a un cuerpo negro que emite la misma densidad de flujo. En el caso del Sol la temperatura efectiva es de 5.784 K.

La Figura 1.2. resume gráficamente estas 3 leyes: la dependencia de la densidad de flujo con la temperatura, el desplazamiento del máximo con el aumento de ésta hacia longitudes de onda menores (mayores frecuencias) y el aumento de la emisión total con el aumento de la temperatura (aumento del área subtendida bajo la curva).

2

EL SOL

La energía solar mantiene a todos los organismos vivos conocidos; virtualmente provee casi todo el calor y la luz que recibe nuestro planeta. Así ha sido, y sigue siendo, el principal factor en moldear el curso de la evolución en la Tierra. Esto bastaría para generar curiosidad acerca de la naturaleza de esta fuente de vida; sin embargo, el propósito de este libro va algo más allá.

El Sol es una estrella, la más cercana al planeta Tierra (la que le sigue en proximidad dista 4 años luz, esto es, aproximadamente 37,8 billones de kilómetros). Su edad se estima en 4.500 millones de años y es representativa de muchas otras más distantes, pero el hecho de su proximidad permite la observación de detalles de su estructura.

Las teorías que se formulan sobre la estructura y la evolución estelar pueden ser verificadas usando al Sol como referencia; entendiendo éste y las estrellas se pueden comprender procesos que ocurren tanto en pequeña como en gran escala. Por lo tanto el Sol es utilizado como un gigantesco laboratorio de astrofísica; las condiciones imperantes de temperatura, densidad y grandes distancias proporcionan condiciones físicas que exceden en mucho las posibilidades de los laboratorios en tierra. Las características del ambiente terrestre son fuertemente dependientes del carácter de las emisiones radiativas del Sol. Biológicamente los seres vivos son muy sensibles a la radiación solar de alta energía y a sus emisiones de partículas. El entendimiento de la evolución de las especies terrestres, como así también la posibilidad de otras formas de vida en distintos lugares del sistema solar, requiere la comprensión de la historia pasada de las emisiones de alta energía del Sol.

Por otra parte, la exploración y utilización del espacio exterior requiere la predicción del momento de ocurrencia y del tipo de emisiones energéticas de las fulguraciones solares de manera de diseñar protecciones adecuadas para las tripulaciones de los vuelos a ser utilizadas en los momentos apropiados. También un diseño conveniente de las naves no tripuladas requiere que la emisión radiativa solar esté bien definida.

La capa muy fina de gases que protege a la Tierra (la atmósfera) es muy sensible a la

radiación solar y un mejor conocimiento de las características de la energía que ella recibe y de los procesos que sigue al atravesarla significará mejoras en el pronóstico del tiempo, en la química de la alta atmósfera, en el conocimiento del recurso solar a nivel del suelo y en la planificación de su aprovechamiento con diferentes fines.

2.1. Características físicas

Una propiedad esencial del Sol es su masividad: 2×10^{30} kg (unas 330.000 veces la masa de la Tierra). Bajo la acción de su propio campo gravitacional el plasma solar (gas altamente ionizado, constituido fundamentalmente por hidrógeno y helio) es comprimido de tal forma que en su centro la alta densidad y temperatura permiten que tengan lugar reacciones nucleares. Las mismas son la fuente de energía que continuamente es radiada al espacio y que controla la actividad solar.

Un núcleo central relativamente pequeño concentra el 40 % de su masa y es casi enteramente responsable de la luminosidad solar; dentro de esa esfera de aproximadamente un cuarto del radio solar ($0,23 R_{\odot}$) se genera el 90 % de la energía que emite. En el centro la temperatura alcanza los 15 millones de grados Kelvin y su presión es de aproximadamente 250 atmósferas. Aunque los núcleos de los átomos en su centro se encuentren más de mil veces compactados que los de cualquier metal, la alta temperatura los mantiene en estado gaseoso y los electrones y los núcleos se mueven rápidamente como partículas libres.

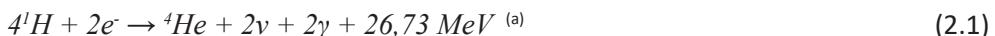
La energía generada en el centro es el resultado de la fusión de núcleos de hidrógeno para formar núcleos de helio ($4^1H \rightarrow ^4He$) y por cada gramo de hidrógeno que entra en la reacción, 0,007 g se convierten en energía. Por lo tanto, para generar continuamente la luminosidad observada (4×10^{23} kW), este horno nuclear devora masa a razón de 5 millones de toneladas por segundo.

La fusión nuclear puede ocurrir cuando dos partículas livianas (siendo una de ellas generalmente un protón) colisionan con suficiente energía como para vencer las fuerzas de repulsión electrostática y ubicarse lo suficientemente próximas como para interactuar en la escala nuclear. La masa total de las partículas producto de la colisión es menor que la total de las partículas que colisionaron, apareciendo este déficit de masa en forma de energía cinética de las partículas que dejan la colisión y de energía radiante de los fotones emitidos, los que se encuentran en el rango de los rayos gamma.

Inicialmente el Sol alcanzó una gran temperatura central a partir de la energía potencial lograda a través de la contracción gravitacional. Sin embargo, una vez crea-

das las condiciones para las reacciones nucleares (esto es, elevada temperatura y alta concentración de partículas), aquella se hizo despreciable con respecto a éstas como fuente primaria de energía del Sol.

Uno de los mecanismos propuestos para la producción de helio (He) a partir de hidrógeno (H) es el ciclo del carbón [3, 4, 5]. La misma sigue una serie de pasos en los que éste actúa como catalizador. El efecto neto es el siguiente:



La energía asociada a los rayos gamma generados es transferida hacia la superficie por radiación mientras que el resto es aprovechada como energía cinética de los componentes. Fuera del núcleo, la temperatura, la presión y la densidad decrecen rápidamente, como también lo hace la energía media de un fotón. Estos son absorbidos y re-emitidos muchas veces a medida que difunden hacia la superficie; de esta manera, la energía que fluye desde el núcleo en forma de rayos gamma de alta energía se cambia a radiación X, luego a rayos del extremo-ultravioleta (EUV), después ultravioletas (UV) y finalmente a luz visible de menor energía, que es más característico de la energía solar radiada libremente al espacio (sin embargo, no en todo el camino hacia la superficie la energía es transportada sólo por radiación: intervienen cerca de la superficie, desde una distancia de $0,86 R_\odot$ hasta el borde, fenómenos convectivos turbulentos).

La capa que envuelve lo ya descripto, llamada fotósfera, es la superficie visible del Sol y tiene un espesor de unos 500 km; en ella se distinguen las manchas solares que observara Galileo en 1610, y la granulación. Sobre la fotósfera se desarrolla la

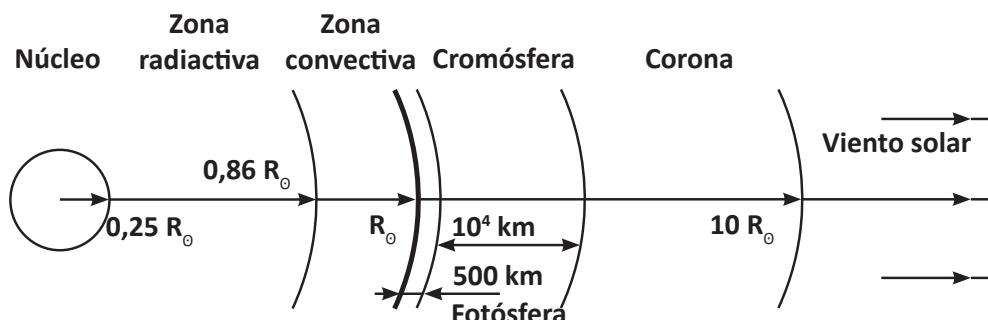


Fig. 2.1. Diagrama de la atmósfera solar (fuera de escala).

(a) ν = neutrino, γ = rayo gamma, eV = electrón volt: unidad de energía equivalente a $1,602176565 \times 10^{-19}$ joule

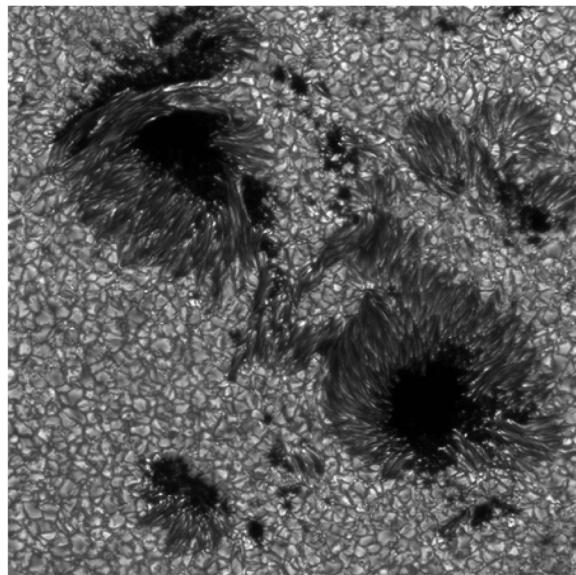


Fig. 2.2. Manchas solares y detalles de la fotósfera (SOHO/ESA & NASA).

cromósfera, de aproximadamente 10.000 km de espesor, a la que sigue la corona. En la Figura 2.1. se presenta un diagrama de las principales zonas en que se puede dividir la atmósfera del Sol.

Las manchas solares son áreas vistas como puntos oscuros, en contraste con sus alrededores en la fotosfera del Sol. Aparecen oscuras porque son más frías que su entorno. Las fáculas son regiones de la fotósfera que se ven iluminadas, raramente visibles excepto cerca del limbo solar. Se corresponden con la concentración de campos magnéticos que pueden predecir la formación de manchas.

La “granulación” son estructuras celulares de la fotósfera visibles con alta resolución espacial. Los gránulos individuales, que representan los topes de pequeñas celdas de convección, tienen de 200 a 2.000 km de diámetro y tiempos de vida de 8 a 10 minutos (Figura 2.2.).

El radio del Sol R_{\odot} es 109 veces el de la Tierra, esto es, $6,96 \times 10^8$ m y éste se encuentra ubicado a una distancia media de la Tierra de $1,496 \times 10^{11}$ m (se habla de distancia media pues la misma varía a lo largo del año; la media coincide aproximadamente con las correspondientes al 4 de abril y al 6 de octubre). Una imagen que permite apreciar estas dimensiones es la siguiente: si la Tierra tuviera el tamaño de una cabeza de alfiler (algo más de 1 milímetro), el Sol sería una esfera de 14 centímetros de diámetro ubicada a aproximadamente 15 metros de distancia.

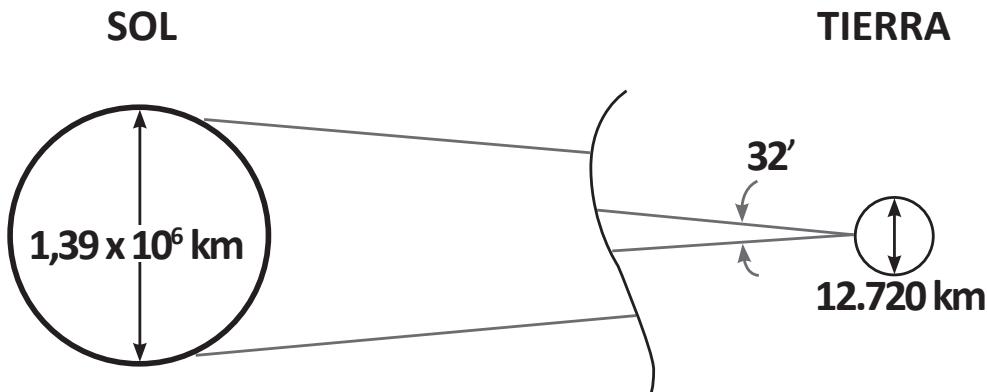


Fig. 2.3. Diagrama de la relación geométrica entre la Tierra y el Sol (fuera de escala).

Visto desde nuestro planeta (bajo un ángulo de $32'$ de arco) el Sol rota alrededor de su eje cada cuatro semanas (28 días), pero no lo hace como un cuerpo rígido sino que tiene una rotación diferencial: emplea 25 días en su ecuador y aproximadamente 36 días en los polos (Figura 2.3.).

La radiación en la superficie del Sol es de alrededor de 60.000 kW/m^2 , llegando al tope de la atmósfera terrestre sólo algo más de 1 kW/m^2 en los días más claros; este valor es conocido como *constante solar* I_{cs} (actualmente se la denomina *Irradiancia Solar Total*, I_{SP} o TSI, por sus iniciales en inglés, Total Solar Irradiance) y se lo define como la energía proveniente del Sol que, por unidad de tiempo, es recibida en la unidad de área por una superficie perpendicular a la radiación, ubicada en el espacio a la distancia media Sol-Tierra, y cuyo valor aceptado por la Organización Meteorológica Mundial [6] es $(1.367 \pm 7) \text{ W/m}^2$.

En realidad, la constancia de este valor no es tal ya que es afectado por la actividad solar y sigue sus variaciones, que se alternan de manera cíclica (ver Figura 2.7.), como lo demuestran las mediciones efectuadas con satélites desde 1978, las que han puesto en evidencia un aumento del 0,1 % durante los picos del año 1979 (ciclo solar N° 21) y de 1991 (ciclo solar N° 22) con respecto a los años del llamado Sol Quieto 1985/1986, como así también una modulación (variación con respecto a la media) sobre el ciclo del orden del 0,1 % en el flujo total de radiación solar. De todas maneras, el balance undecenal es prácticamente nulo. Los ciclos solares, que se los identifica con un número, son variaciones quasi-periódicas en el número de manchas solares (con un período de 11,1 años, en promedio, conocido como ciclo de Schwabe). El patrón de polaridad del campo magnético se invierte con cada ciclo. Vale la pena aclarar que como no existen registros directos de la actividad solar de

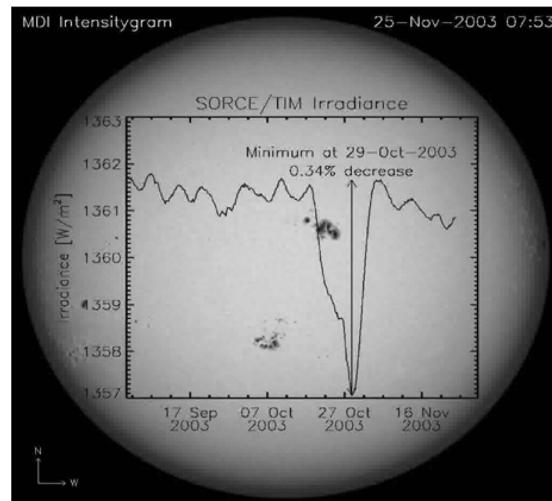


Fig. 2.4. Imagen elaborada por Greg Kopp de la Universidad de Colorado (Laboratory for Atmospheric and Space Physics) en base a los registros del radiómetro Total Irradiance Monitor (TIM) de la NASA (<http://www.nasa.gov/images/content/458094main>). Se representa la variación de la irradiancia en función del tiempo en el período correspondiente al mínimo observado el 29 de octubre de 2003, con una disminución de 0,34 % con respecto al valor medio del período.

larga data (salvo en el caso de las manchas solares que comenzaron a fotografiarse sistemáticamente en 1843), se ha recurrido a otros indicadores indirectos para conocer su evolución histórica, como es el caso del crecimiento de los anillos de los árboles o al estudio de los radionucleidos producidos por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera, como ^{10}Be o ^{14}C .

Uno de los hechos más destacables de la actividad solar fue la tendencia a su incremento desde el año 1700 hasta nuestros días, lo que podría indicar la existencia de un ciclo más extenso que el de los 11 años ya citado. Esta tendencia se interrumpió por períodos muy cortos alrededor de los años 1800 y 1900 (mínimo de Dalton). El mínimo de 1700, conocido como el de Maunder (ocurrido entre 1645 y 1715), (Figura 2.5.), se caracterizó por la casi completa ausencia de manchas solares (sólo se observaron aproximadamente 50 manchas en lugar de las entre 40.000 y 50.000 manchas típicas; durante el mismo, el clima terrestre fue inusualmente frío, lo que provocó enormes hambrunas en toda Europa).

Los cambios en la actividad solar afectan tanto al espectro electromagnético como al campo magnético interplanetario producido por el Sol que modula el ingreso de los rayos cósmicos originados en procesos estelares. Se ha observado que un

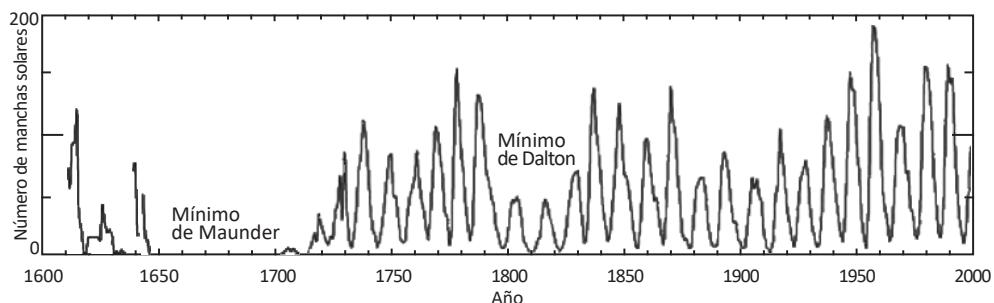


Fig. 2.5. Cuatrocientos años de observaciones de manchas solares a través de la evolución del Número de Manchas (número de Wolf). Imagen cortesía de NASA modificada por el equipo de Windows (<http://www.windows2universe.org/sun/atmosphere/sunspots.html&lang=sp>).

mínimo de actividad solar está asociado a un máximo del flujo de estos rayos. Al respecto, es interesante la relación que se ha establecido entre la actividad solar, los rayos cósmicos galácticos y la cobertura de nubes que afecta al balance energético terrestre. Estas últimas son probablemente el principal contribuyente a la incertidumbre sobre el Cambio Climático Global (CCG) dado que pequeñas modificaciones en su cantidad, distribución o propiedades tienen impactos significativos en la predictibilidad del clima. En cuanto al avance sobre los mecanismos físicos que explican esta interacción ha habido un gran progreso en los últimos años [7]. Por lo tanto es fundamental incorporar el análisis de la actividad solar en los estudios sobre el CCG. El número relativo diario de manchas solares (o número de Wolf o de Zürich), más recientemente denominado International Sunspot Number (ISN), se define como $R = K(10g + s)$, donde g es el número de grupos de manchas, s es el número total de manchas distinguibles y K es un factor de homologación específico de cada telescopio/observador empleado en el registro.

Los ciclos solares empezaron a numerarse a partir del que comenzó a principios de la década de 1750 (Figura 2.5.). A lo largo de los siguientes 100 años la mayor parte de las mediciones fueron producto de la observación visual. El ciclo 24 comenzó con cierto retraso y su evolución está siendo motivo de estudio ya que su máximo no ocurrió en la época esperada, observándose en cambio una disminución de la actividad (comparable con la de los ciclos 5 y 6) y la ocurrencia de un ciclo bimodal con un nuevo máximo durante el año 2014.

Los estudios llevados a cabo durante las dos últimas décadas con instrumental embarcado en satélites han mostrado variaciones rápidas, en escalas de minutos u horas, o algunas de días a meses. El descubrimiento más importante fue la variación

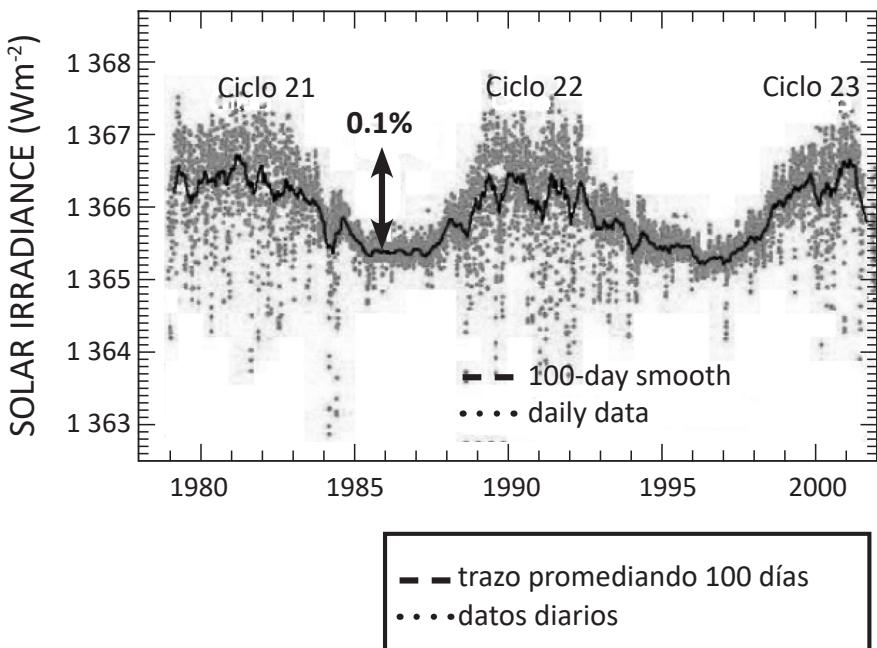


Fig. 2.6. Serie temporal de mediciones radiométricas mostrando las variaciones observadas en la Irradiancia Solar Total en el período entre 1978 y 2002 (compilación de C. Fröhlich y J. Lean en *Living With a Star: NEW OPPORTUNITIES IN SUN-CLIMATE RESEARCH. Report of the NASA LWS Sun-Climate Task Group, December 2003, 52 pp.*). Solar irradiance=Irradiancia solar.

de la irradiancia total a lo largo del ciclo dentro de 0,1 %, como ya fue citado antes y que se muestra en la Figura 2.6. La conclusión de los últimos trabajos fue que, dentro de los límites de la precisión y exactitud de las mediciones actuales, el mínimo nivel de la “constante solar” es aproximadamente el mismo para los ciclos 21 y 22. En base al análisis de estos datos, se recomendó para la Irradiancia Solar Total (IST) el uso del valor $(1.366,1 \pm 0,1) \text{ W/m}^2$ [6]. Sin embargo, el equipo TIM (Total Irradiance Monitor) del satélite SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment)/NASA (http://lasp.colorado.edu/sorce/data/tsi_data.htm), evaluando la constante solar desde abril de 2003 hasta diciembre de 2008, da como valor de la misma $(1.360,9 \pm 0,2) \text{ W/m}^2$. Las mediciones de la constante solar hechas por el TIM tienen una precisión absoluta estimada en 0,035 %. Pueden ser detectados cambios relativos en la irradiancia solar en valores de hasta $0,001 \% \text{ año}^{-1}$, permitiendo la determinación de posibles variaciones a largo plazo de la constante solar.

El TIM, junto con otros instrumentos del SORCE, dejó de funcionar el 30 de julio

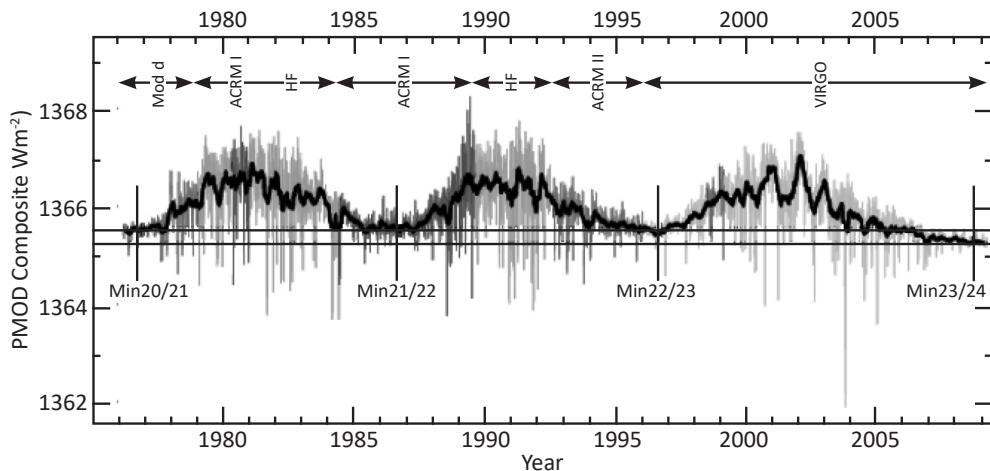


Fig. 2.7. Composición de los registros de observaciones satelitales de la Irradiancia Solar Total adoptada por el PMOD en función de la fecha (<http://lasp.colorado.edu/sorce/science/introduction.htm>).

de 2013 por una falla en una batería; pero el 19 de noviembre del mismo año fue puesto en órbita el TCTE (Total Solar Irradiance Calibration Transfer Experiment) que lleva un nuevo y refinado TIM a fin de dar continuidad adecuada a las mediciones (que se siguieron haciendo mediante una reprogramación de tareas dentro de las limitaciones energéticas).

Los registros de observaciones de la Irradiancia Solar Total desde 1978, tomados por 9 instrumentos independientes, no son coincidentes. Pero sí coinciden en el valor de la variación a lo largo de cada ciclo solar; los promedios difieren debido a las distintas escalas de calibración de los instrumentos. Estas diferencias están siendo menores a medida que los métodos de calibración mejoran.

Existe bastante controversia con respecto a la composición de todas las observaciones. El Observatorio Físico Meteorológico de Davos (PMOD) considera la composición de los valores diarios de IST (actualizada hasta fines de marzo de 2009) que se muestra en la Figura 2.7.; puede verse que las amplitudes de los tres ciclos decrecen primero y luego vuelven a crecer. Las dos líneas horizontales indican los valores medios de los mínimos de 1986 y 2008, y a partir de ellas puede notarse que el valor mínimo del año 2008 es $0,22 \text{ Wm}^{-2}$ más bajo que el anterior (ó un 22 % más bajo, expresado en términos de la amplitud del ciclo solar).

Por todo lo visto, y hasta que la Organización Meteorológica Mundial no adopte una decisión al respecto, el valor que se adoptará en este libro es el de $(1.367 \pm 7) \text{ W/m}^2$.

Esta energía proveniente del Sol se extiende desde longitudes de onda de 10^{-13} m hasta los 10 m, estando concentrada el 98 % de ella en la zona de longitudes de onda ubicada entre los 0,3 μm y los 4,0 μm , límites que casi coinciden con los de una de la “ventanas atmosféricas” (la atmósfera terrestre está compuesta por una mezcla de gases que absorbe y dispersa una gran proporción de la radiación total del espectro electromagnético; no obstante, es permeable a ciertas longitudes de onda en zonas conocidas como “ventanas”).

El máximo se encuentra alrededor de los 0,48 μm . A la radiación proveniente de esta zona del espectro solar se la llama en general radiación de “onda corta”, mientras que a la que se produce en el suelo o en la atmósfera, pero en el rango de 5 μm a 100 μm , se la denomina de “onda larga”. Antes de interactuar con la atmósfera terrestre [8] aproximadamente el 12,5 % de la energía solar está en la región ultravioleta (UV), el 48,2 % en la región del visible (VIS) y el 39,3 % restante en la región del infrarrojo (IR).

Históricamente es necesario mencionar que, como consecuencia de los resultados obtenidos en mediciones realizadas a gran altura, Thekaekara propuso el espectro que fuera adoptado por la NASA (conocido como estándar NASA) y que correspondía a un valor de (1.353 ± 25) W/m² para la constante solar que fuera utilizado por mucho tiempo [9].

2.2. Interacción de la atmósfera terrestre con la radiación solar

La radiación solar que llega a la atmósfera puede ser dispersada, reflejada o absorbida por sus componentes, es decir que la que llega a la superficie de la Tierra está atenuada en su intensidad por diversos procesos que se producen a lo largo de su recorrido a través de aquella. Estos procesos son la absorción selectiva por los gases y el vapor de agua, la dispersión molecular (o de Rayleigh) por los mismos componentes, la dispersión por aerosoles (o de Mie) y la absorción por estos últimos (Figura 2.8.).

Teniendo en cuenta la interacción con los gases que componen la atmósfera terrestre, el vapor de agua y los aerosoles presentes en la misma, este espectro se modifica. Estos procesos modifican las características de la radiación que inciden en superficie: una parte de la misma, procedente del Sol y de la zona circunsolar (aproximadamente 3°) mantiene la dirección y se conoce como radiación directa; la dispersada por el aire y las nubes pierde la dirección definida y llega al suelo desde todo el hemisferio superior, denominándose la radiación difusa (a ésta se le suma la que, luego de ser dispersada por el suelo hacia el espacio, es retrodispersada por la

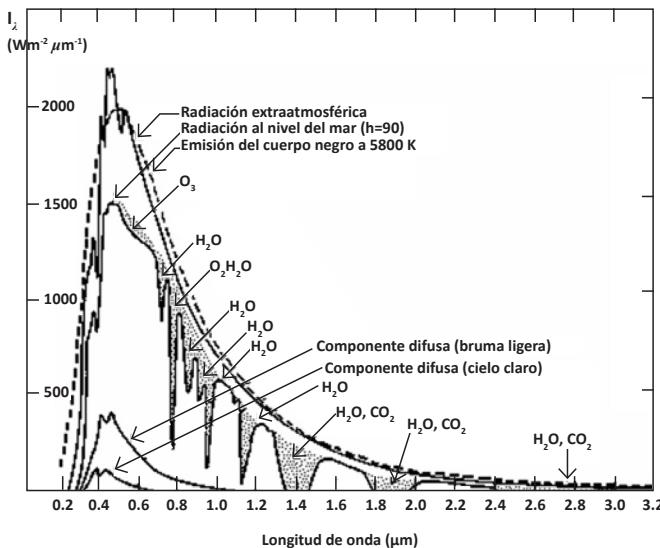


Fig. 2.8. Distribución espectral de la radiación solar que incide perpendicularmente sobre la atmósfera terrestre y su modificación por la interacción con sus componentes, ajustada a un valor de IST de 1.367 W/m^2 [10].

atmósfera nuevamente hacia el suelo). La radiación global (también llamada total) tiene en cuenta estas componentes más la reflejada difusamente por el suelo (en caso de tratarse de un plano inclinado), mientras que la radiación global sobre una superficie horizontal es exactamente igual a la suma de la radiación directa proyectada sobre el plano, más la difusa.

Es importante introducir el concepto de masa óptica relativa, dado el papel que juega en la estimación de la atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera. El aumento de la masa óptica produce una disminución más fuerte en la región ultravioleta y visible del espectro que en el infrarrojo, por esto el cielo aparece rojizo cuando el Sol está cerca del horizonte (la masa óptica relativa es el cociente entre la masa óptica para un ángulo cenital cualquiera θ_z y la correspondiente masa óptica vertical). Para calcular la atenuación es necesario conocer la masa óptica relativa de cada uno de los componentes atmosféricos que interactúan con la radiación.

Si se desprecia la curvatura de la Tierra y la refracción atmosférica, se obtiene que la masa relativa puede aproximarse, para todos los componentes atmosféricos, por medio de la siguiente expresión:

$$m = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (2.2)$$

donde el error cometido con esta aproximación es del 0,25 % para $\theta_z = 60^\circ$, llegando a ser del 10 % para $\theta_z = 85^\circ$.

Para estimar la masa de aire relativa es necesario conocer el perfil de su densidad en la atmósfera. Dichos valores, para diferentes alturas solares, se pueden aproximar [11] por medio de la ecuación:

$$m = [\cos \theta_z + 0,15 (93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (2.3)$$

Esta expresión, obtenida para la presión normal a nivel del mar de $1.013,25 \times 10^2$ Pa, tiene un error del 0,1 % para $\theta_z = 86^\circ$ y un error máximo de 1,25 % para $\theta_z = 89,5^\circ$. Para obtener la masa de aire relativa para cualquier presión p (expresada en hectopascales, 10^2 Pa) se utiliza la siguiente aproximación:

$$m' = m \frac{p}{1.013,25} \quad (2.4)$$

3

EL SOL Y LA TIERRA, GEOMETRÍA Y TIEMPO

La característica fundamental de una superficie captora es su orientación relativa al Sol, definida por una recta normal a ella. La orientación puede especificarse dando el *ángulo de inclinación* β y el *ángulo acimutal* γ (Figura 3.1.).

La inclinación β es medida desde la horizontal creciendo a medida que el extremo sur del plano se levanta hacia el Ecuador. De acuerdo a esta convención una pared vertical tendrá en consecuencia una inclinación de $\beta = \pm 90^\circ$, correspondiendo el signo positivo si se encuentra en el hemisferio Norte y el negativo, en el Sur.

El ángulo acimutal de la superficie γ (comprendido entre la normal a la superficie y el plano meridiano local) ubica su origen mirando hacia el Norte (Sur) en hemisferio Sur (Norte), contándose como positivo hacia el Este (sentido horario) y negativo hacia el Oeste (sentido anti-horario).

La cantidad de energía solar interceptada por una superficie cualquiera dependerá del ángulo formado entre su normal y la dirección de incidencia de la radiación al que se denomina *ángulo de incidencia* θ . Para el caso particular de tratarse de un

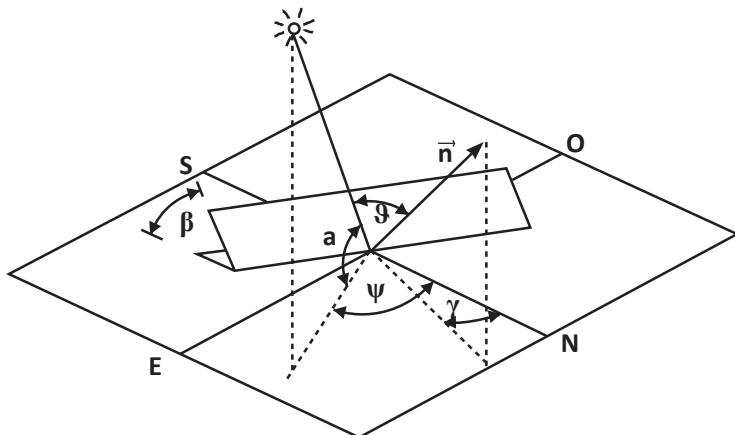


Fig. 3.1. Orientación de una superficie captora con respecto al Sol.

plano horizontal ($\beta = 0^\circ$) el ángulo de incidencia se denomina *ángulo cenital* (θ_z). En algunos casos se utiliza la *altura solar* α , que es el ángulo complementario del cenital ($\alpha + \theta_z = 90^\circ$).

3.1. Latitud y longitud

La Tierra rota cada 24 horas alrededor de su eje (que parece apuntar casi constantemente hacia la Estrella Polar), cuya intersección con la superficie define los dos polos, el Norte (del lado de la estrella Polar) y el Sur.

La intersección de cualquier plano que contenga al eje terrestre con la superficie de la Tierra define los *meridianos*. En una convención internacional se decidió elegir al meridiano que pasa por el Observatorio de Greenwich, en Inglaterra, como referencia (esto es, meridiano 0).

La distancia angular entre un meridiano y el de Greenwich es conocida como *longitud* (L) y está dada por un valor que varía de 0° a 180° hacia el Este (en algunas convenciones, positiva) o hacia el Oeste del mencionado meridiano (en algunas convenciones, negativa). En las expresiones matemáticas utilizadas en el libro la longitud se mide en el sentido horario a partir del meridiano de origen.

Para poder identificar la posición de cualquier localidad en la superficie de la Tierra es necesario definir otra coordenada. Considerando planos perpendiculares al eje terrestre, su intersección con la superficie define los *paralelos*, siendo denominado ecuador el círculo mayor de todos ellos que pasa por el centro de la Tierra; este círculo divide a la Tierra en dos hemisferios.

La distancia angular de una localidad en la superficie de la Tierra con respecto al ecuador, medida a lo largo del meridiano del lugar, es conocida como *latitud* (ϕ), la que se mide entre 0° y 90° para localidades ubicadas en el hemisferio Norte y entre 0° y -90° para localidades ubicadas en el Sur.

Se definen otros cuatro paralelos importantes en la evolución de Sol en su pasaje aparente por la bóveda terrestre, por razones que se verán más adelante: el *Trópico de Cáncer*, ubicado a una latitud de $23^\circ 27'$, el de *Capricornio*, ubicado a $-23^\circ 27'$ y los *Círculos Polares: Ártico*, a $66^\circ 33'$, y *Antártico*, a $-66^\circ 33'$.

El Sol brilla a diferentes ángulos para distintos lugares de la Tierra debido a la esfericidad de ésta. Dividiendo su superficie mediante una grilla se puede ubicar cualquier punto en base a su *latitud* ϕ y su *longitud* L .

Si a las semi-circunferencias que van de polo a polo se las denomina *meridianos de*

longitud y se fija un origen en uno de ellos (por ejemplo al que pasa por el Observatorio de Greenwich en Inglaterra), es posible ubicar los puntos hacia el Este del meridiano de Greenwich (para algunos, longitud negativa) y hacia el Oeste (en esa convención, longitud positiva), de manera que los valores de longitud no exceden de $\pm 180^\circ$.

De manera similar, tomando el Ecuador (círculo máximo) como origen de latitud, es posible ubicar los puntos hacia el Norte como positivos y hacia el Sur como negativos, alcanzando en los polos los valores máximos de $\pm 90^\circ$.

A medida que crece la latitud en valor absoluto, la curvatura de la Tierra tiene el efecto de inclinar al observador alejándolo de la dirección de incidencia de la radiación solar (ver lado a de la Figura 3.2.). Para compensar este efecto se levanta la superficie captora hacia el Ecuador con lo cual se logra el efecto de reducir la latitud en el ángulo de inclinación (ver lado b de la Figura 3.2.).

Queda aquí más claro el sentido de la elección del signo de la pendiente en cada hemisferio con el fin de reducir la latitud equivalente, definida positiva en el hemisferio Norte y negativa en el Sur.

3.2. Efectos de la rotación terrestre alrededor del Sol

En el movimiento de traslación la Tierra se desplaza alrededor del Sol, impulsada por la gravitación, en 365 días, 5 horas y 57 minutos, equivalente a 365,2422 días,

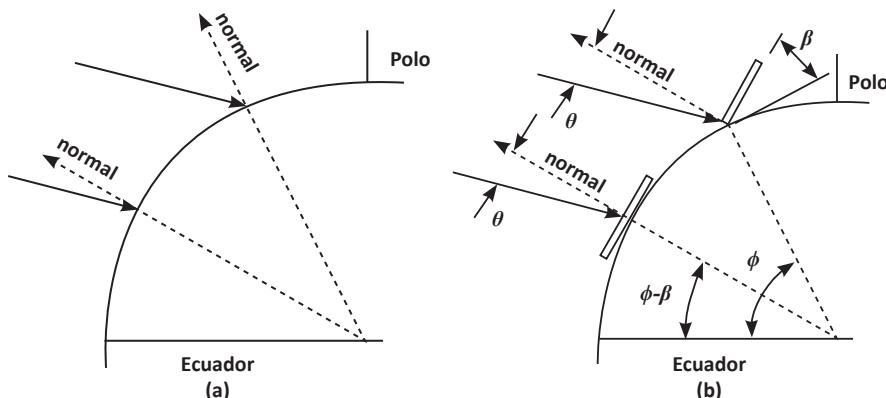


Fig. 3.2. Efecto de la inclinación del plano sobre la reducción del ángulo de incidencia, lo que puede considerarse equivalente a una reducción de la latitud.

que es la duración del año. Nuestro planeta describe una trayectoria elíptica (de baja excentricidad; su apartamiento actual con respecto a una circunferencia es sólo del 1,7 %; la excentricidad varía en un ciclo de unos 100.000 años) de 930 millones de kilómetros, a una distancia media del Sol de unos 150 millones de kilómetros (Figura 3.3). El Sol se encuentra en uno de los focos de la ellipse; la distancia media Sol-Tierra es 1 U.A. (Unidad Astronómica), que equivale a 149.675.000 km.

Durante su recorrido por ese larguísimo camino, la Tierra viaja a una velocidad promedio de 29,5 kilómetros por segundo, recorriendo en una hora 106.000 km, o 2.544.000 km al día.

El plano sobre el cual se desarrolla este movimiento se denomina *eclíptica*. La Tierra está más cerca del Sol en enero (*perihelio*) y más lejos en julio (*afelio*); la distancia Tierra-Sol en el perihelio es de 142.700.000 km y la distancia Tierra-Sol en el afelio es de 151.800.000 km. Este cambio en la distancia produce una variación de tipo sinusoidal en la intensidad de la radiación solar que alcanza la atmósfera terrestre, la que puede ser aproximada a partir de la expresión siguiente [12]:

$$\begin{aligned} I / I_{ST} = \varepsilon^2 = (r_o / r_D)^2 &= 1,000110 + 0,034221 \cos\Gamma + 0,001280 \sin\Gamma \\ &+ 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \end{aligned} \quad (3.1)$$

En esta ecuación r_o es la distancia media Sol-Tierra, r_D es la distancia real en el día D y Γ es llamado el *ángulo diario*, expresado en radianes. Se determina mediante la expresión:

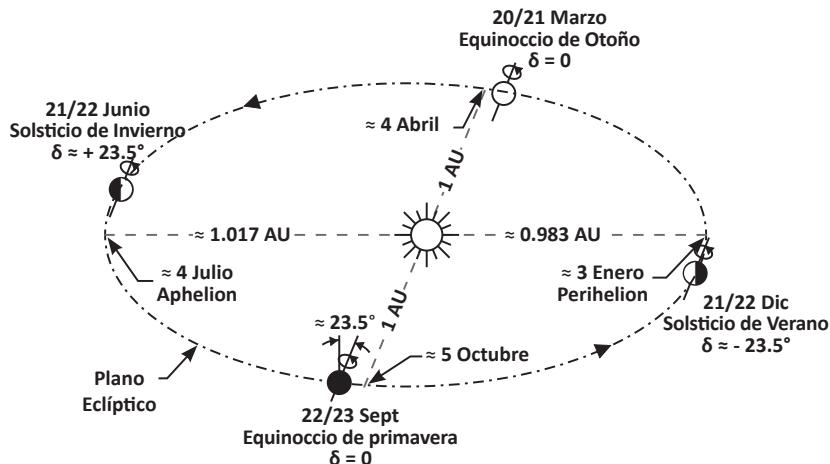


Fig. 3.3. Movimiento de la Tierra alrededor del Sol.

$$\Gamma = \frac{2\pi(D-1)}{365} \quad (3.2)$$

donde D es el ordinal del día o día juliano ($D = 1$ para el 1 de enero, $D=32$ para el 1 de febrero). Hay una pequeña diferencia para los años bisiestos. Para la mayoría de las aplicaciones técnicas o de ingeniería, sin embargo, se suele utilizar una expresión más sencilla recomendada por otros autores [13]:

$$I / I_{ST} = \varepsilon^2 = (r_o / r_D)^2 = 1 + 0,033 \cos [360^\circ (D-2) / 365] \quad (3.3)$$

En la Figura 3.4. se representa gráficamente esta variación.

En realidad el calendario juliano es un método para identificar el día actual a través de la cuenta del número de días que han pasado desde una fecha pasada y arbitraria. El número de días se llama **día juliano**, abreviado como DJ. El origen, $DJ=0$, es el 1 de enero de 4713 A.C. (o 1 de enero de -4712, ya que no hubo año 0). Los días julianos son muy útiles porque hacen que sea muy sencillo determinar su número

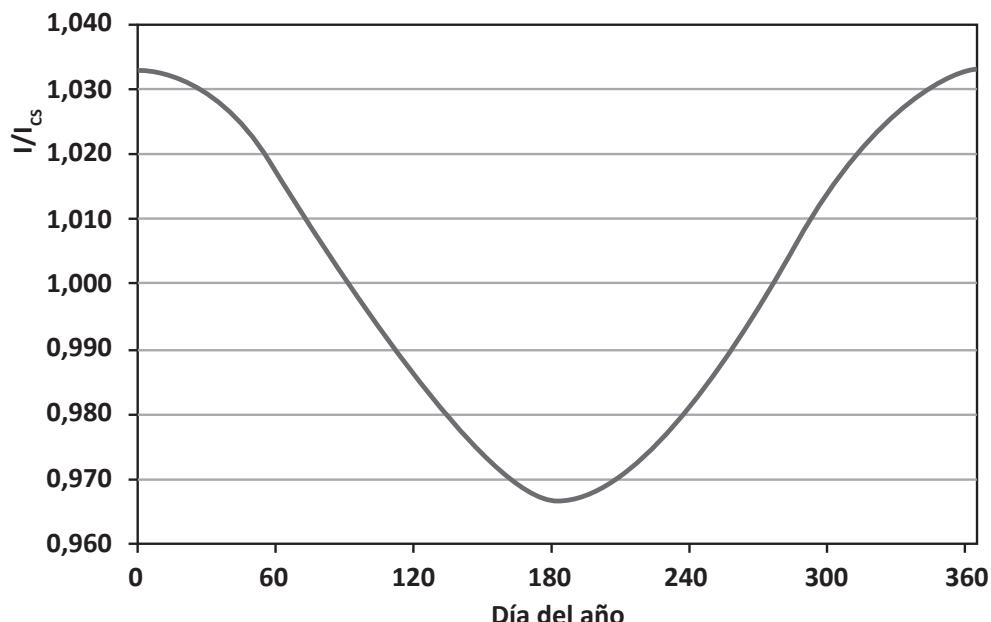


Fig. 3.4. Variación en la intensidad de la radiación solar (relativa a la constante solar) a lo largo del año por efecto de la excentricidad de la órbita.

entre dos eventos, sólo con restar los números de sus días julianos. Hacer ese cálculo con el calendario normal (gregoriano) es muy difícil, ya que los días se agrupan en meses, que contienen un número variable de éstos, complicado además por la presencia de los años bisiestos. El calendario habitualmente en uso se denomina gregoriano y fue introducido el 15 de octubre de 1582; en él, la duración del año es de 365,25 días, mientras que en el juliano es de 365,2425 (una diferencia de 0,002 %).

Los días julianos también sirven para indicar la hora, expresándose ésta como una fracción de un día entero, siendo las 12 del mediodía el punto cero. Así, las tres de la tarde del 1 de enero de 1970 es DJ 2440588,125 (ya son tres horas después de mediodía, y $3/24 = 0,125$ días). Se debe tener en cuenta que el día juliano viene siempre determinado por el tiempo universal y no por el local.

Los astrónomos utilizan ciertos días julianos como puntos de referencia importantes, llamados épocas. Una de las épocas más utilizadas se llama J2000, que es el día juliano correspondiente al 1 de enero de 2000, a las 12 del mediodía = DJ 2451545,0.

Cabe mencionar que las velocidades de traslación y de rotación disminuyen gradualmente a través del tiempo por interacciones con la Luna, entre otras cosas.

Por otra parte el eje de la Tierra está inclinado $23,45^\circ$ ($23^\circ27'$) con respecto al plano de la eclíptica. Esto produce una variación del ángulo formado entre la radiación solar y el plano del Ecuador, la que es conocida como *declinación* δ , (ver Figura 3.5.): se tienen así dos solsticios ($\delta = +23,45^\circ$, cuando los rayos solares inciden perpendicularmente a un paralelo denominado Trópico de Cáncer, y $\delta = -23,45^\circ$ cuando caen perpendiculares al Trópico de Capricornio) y dos equinoccios de primavera y de verano ($\delta = 0^\circ$, días en que los rayos solares caen perpendicularmente al eje terrestre; allí en todos los lugares de la tierra, a excepción de los polos, el Sol sale por el Este y se pone por el Oeste y el día tiene una duración de 12 horas, lo mismo que la noche). La máxima variación en 24 horas de la declinación ocurre en los equinoccios, siendo menor a 0,5 grados, por lo que se la suele considerar constante a lo largo del día para la mayoría de las aplicaciones.

Esta variación (en grados sexagesimales) puede ser aproximada con la fórmula propuesta en [12]:

$$\begin{aligned} \delta &= [0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \operatorname{sen} \Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma \\ &+ 0,000907 \operatorname{sen} 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,001480 \operatorname{sen} 3\Gamma] (180 / \pi) \end{aligned} \quad (3.4)$$

Esta ecuación permite estimar la declinación con un error máximo de 3 minutos o, si se suprimen los dos términos finales, de $12'$.

Existen expresiones más sencillas para calcular la declinación solar, como por ejem-

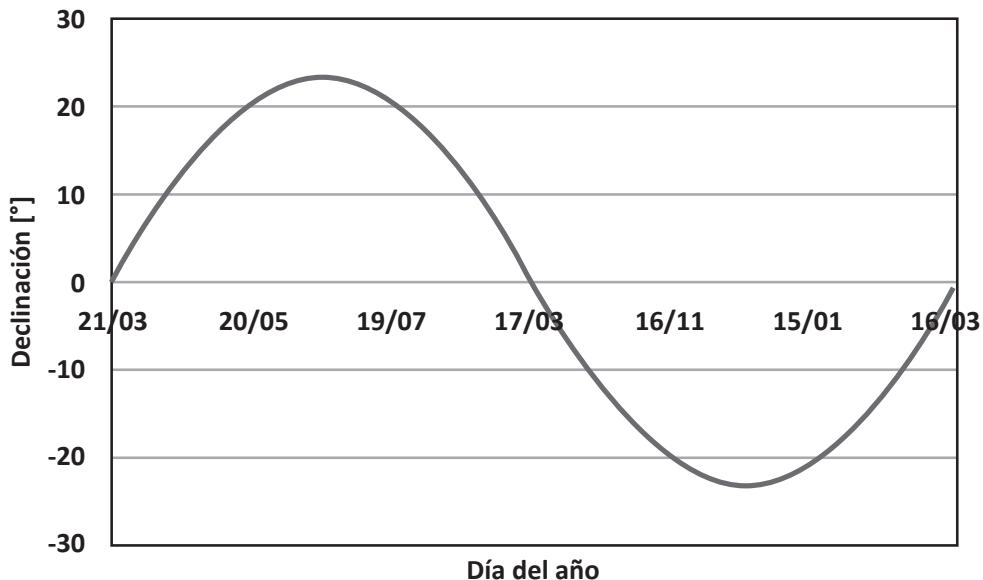


Fig. 3.5. Variación de la declinación en función del día del año.

plo la que sigue [14], con un error máximo de 1°:

$$\delta = 23.45^\circ \operatorname{sen} [360^\circ (D - 81) / 365] \quad (3.5)$$

o similares:

$$\delta = -23.45^\circ \cos [360^\circ (D + 10) / 365,25] \quad (3.6)$$

$$\delta = 23.45^\circ \operatorname{sen} [360^\circ (284 + D) / 365] \quad (3.7)$$

El eje de la Tierra en realidad no está fijo sino que describe un ciclo completo de precesión aproximadamente cada 26.000 años. Al mismo tiempo la órbita elíptica gira más lentamente. El efecto combinado de las dos precesiones lleva a un período de 21.000 años entre las estaciones astronómicas y la órbita. Además, el ángulo entre el eje de rotación de la Tierra y la normal al plano de su órbita oscila entre 22,1 y 24,5 grados en un ciclo de 41.000 años. Actualmente es 23,44 grados y está decreciendo.

Los equinoccios no son fijos porque el plano del ecuador gira en relación al plano de la eclíptica debido a la acción gravitacional de la Luna, el Sol y el resto de los planetas sobre el abultamiento ecuatorial de la Tierra. Completa un giro cada 25.868 años,

lo que provoca que aproximadamente cada 6.500 años los equinoccios sean solsticios y viceversa. Este movimiento en la eclíptica se llama “*precesión de los equinoccios*” y se efectúa en sentido inverso al de rotación.

Bajo la influencia de dichas atracciones, el eje va describiendo un doble cono de 47° de abertura, cuyo vértice está en el centro de la Tierra. Debido a la precesión de los equinoccios, la posición del polo celeste va cambiando a través de los siglos. Actualmente la estrella Polar no coincide exactamente con el Polo Norte Celeste.

Por su parte, la nutación es un leve balanceo que experimenta la Tierra a causa de la atracción gravitacional de la Luna. Como la Tierra no es esférica, la atracción de la Luna sobre el abultamiento ecuatorial de la Tierra provoca el fenómeno de nutación. Para hacerse una idea de este movimiento, hay que imaginarse que, mientras el eje de rotación describe el movimiento cónico de precesión, recorre a su vez una pequeña elipse o bucle en un periodo de 18,6 años. Este movimiento de la Tierra fue descubierto por el astrónomo británico James Bradley.

El *plano invariante*, que representa el momento angular del Sistema Solar, es aproximadamente el plano orbital de Júpiter.

Milutin Milankovic, durante la primera guerra mundial, teorizó matemáticamente que las variaciones de la excentricidad, la inclinación axial, y la precesión de la órbita de la Tierra determinan los patrones climáticos en la Tierra a través de un forzamiento orbital.

3.3. Efectos de la rotación diaria de la Tierra sobre su eje

A medida que la Tierra gira alrededor del Sol, rota también sobre su eje. El año se define como el tiempo empleado por la Tierra en completar una revolución alrededor del Sol, mientras que el día se define como el tiempo empleado en completar una rotación sobre su eje.

Como la Tierra se está moviendo alrededor del Sol al mismo tiempo que rota sobre su eje, la definición y longitud del día dependen del sistema de referencia del observador.

El tiempo sidéreo mide la rotación de la Tierra en el espacio tomando como referencia las estrellas fijas. En consecuencia, el *día sidéreo* es el tiempo transcurrido entre dos pasajes consecutivos de una de esas estrellas por el meridiano del lugar. La rotación diaria de la Tierra sobre su eje hace que el Sol parezca dar una vuelta a alrededor una vez por día, dando la base para lo que se denomina *tiempo solar aparente* (o tiempo solar verdadero), al que se denominará con la letra t_s .

Como consecuencia de ello, el *día solar* es el intervalo de tiempo (generalmente no exactamente igual a 24 horas) transcurrido entre dos pasajes sucesivos del Sol sobre un observador estacionario en la Tierra, siendo el *mediodía solar* ($t_s=12$ horas) el momento en el cual el Sol pasa por el plano meridiano de la localidad (esto es, el punto más alto en su trayectoria aparente). Como en una rotación completa, ejecutada en aproximadamente 24 horas, la Tierra gira un ángulo de 360° , cada hora el Sol parece rotar un ángulo de aproximadamente $360^\circ/24 = 15^\circ$ (o de 1° cada 4 minutos). De esta manera el tiempo puede ser medido en horas o en ángulos, lo que también se hace con la longitud.

Pero los días solares no son uniformes en longitud en virtud de que la distancia Sol-Tierra no es tan grande como las de las estrellas fijas y cambia la posición relativa de ambos cuerpos a lo largo del año. Además, se agrega el hecho de la elipticidad de la órbita terrestre; la velocidad de la Tierra crece levemente en el perihelio y disminuye de la misma manera en el afelio, cambiando el tiempo transcurrido entre dos medios-días consecutivos a lo largo del año.

El promedio anual del valor del día solar es llamado *día solar medio* y se divide en 24 horas iguales, resultando así 56 segundos más largo que el día sideral (esto obliga a que cada cuatro años se introduzca una corrección, agregando un día al fin del mes de febrero ya que la duración del año es de 365,25 días solares medios).

Históricamente, la posición del Sol ha sido utilizada para dar la hora; la diferencia entre el día solar aparente y el día solar medio es una función del día del año que debe ser tenida en cuenta para corregir la hora reloj y conocer la hora solar. Esta función es conocida como la *ecuación del tiempo E* (Figura 3.6.) y se la puede aproximar por diferentes fórmulas, entre las que se cuentan la propuesta en [12]:

$$E [\text{min}] = 229,18 (0,000075 + 0,001868 \cos\Gamma - 0,032077 \sin\Gamma - \\ - 0,014615 \cos 2\Gamma - 0,04089 \sin 2\Gamma) \quad (3.8)$$

o la utilizada en la elaboración del Atlas Europeo de Radiación Solar [15]:

$$E [h] = -0,128 \sin(D' - 0,04887) - 0,165 \sin(2D' + 0,34383) \quad (3.9)$$

con $D' = 2\pi D / 365,25$ (en esta expresión los ángulos están expresados en radianes).

Otra alternativa es utilizar los valores que se publican en los almanaques náuticos. Si se requiere mejor precisión (para sistemas con seguimiento o para ubicar al Sol con un pirhelímetro animado de movimiento en 2 ejes) son necesarias otras expresiones, como las que usa el proyecto europeo SoDa [16], la que presenta en [17] que ya incluye la ecuación del tiempo y que brinda una precisión de $0,01^\circ$ entre

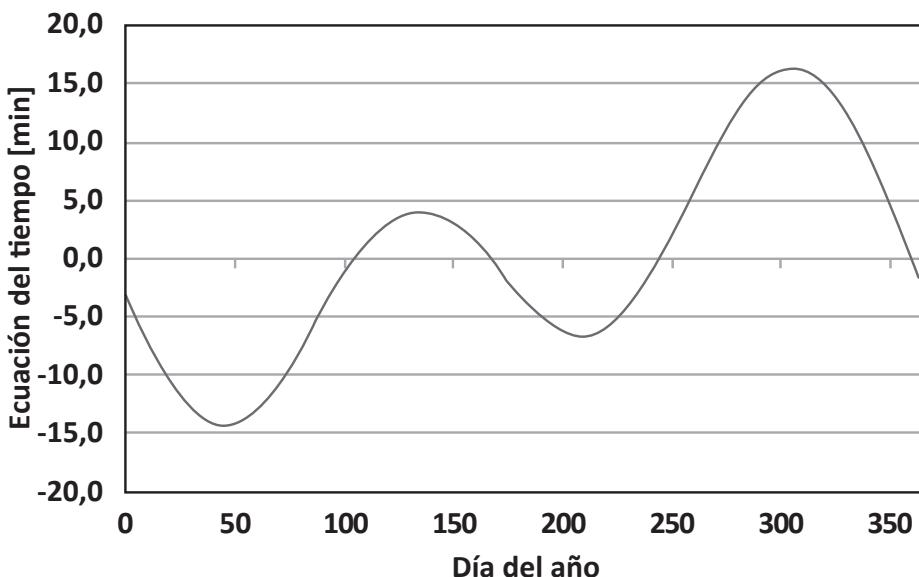


Fig. 3.6. Ecuación del tiempo en función del día del año.

1959 y 2050, o la planteada en la [18], con una incertezza de $0,0003^\circ$ para el período que va del año 2000 AC al 6000 DC.

En 1883 se decidió introducir el *tiempo estándar*, dividiendo para ello a la Tierra en 24 husos horarios (cada uno de 15°) para evitar múltiples horas locales; como la Tierra rota 360° cada 24 horas, 1° de diferencia en longitud provoca una diferencia de 4 minutos.

Para determinar la hora solar aparente t_s , son necesarias por lo menos dos correcciones: una debida a la ecuación del tiempo y otra provocada por la diferencia entre la longitud del observador (L_{obs}) y la longitud del huso oficial (L_{of}); una tercera corrección debe introducirse en aquellos países o estados que modifican su hora durante el año (Δ). Así, la hora solar aparente se calculará a partir de la hora oficial t_{of} , como:

$$t_s = t_{of} + \Delta + 4^{\text{min}} (L_{of} - L_{obs}) + E \quad (3.10)$$

Existe una variable angular asociada con el tiempo que se llama ángulo horario ω .

Toma el valor nulo al medio-día solar, siendo positivo (negativo) por la mañana en el hemisferio Sur (Norte) y negativo (positivo) por la tarde; están vinculados por la siguiente relación:

$$\omega = \pm 15^{\circ/h} (12 - t_s) \quad (3.11)$$

variando ω entre 0° y $\pm 180^\circ$ (el signo positivo corresponde al hemisferio Sur).

Geométricamente es el ángulo que forma el plano meridiano local con el plano acimutal solar (se lo puede considerar también como el ángulo que debe girar la Tierra para que sea el medio-día solar en el lugar y en el instante considerado).

El UTC (tiempo universal coordinado) se obtiene a partir del Tiempo Atómico Internacional, un estándar de tiempo calculado a partir de una media ponderada de las señales de los relojes atómicos, localizados en cerca de 70 laboratorios nacionales de todo el mundo. Debido a que la rotación de la Tierra es estable pero no constante y se retrasa con respecto al tiempo atómico, UTC se sincroniza con el tiempo medio de Greenwich (obtenido a partir de la duración del día solar), al que se le añade o quita un *segundo intercalar* tanto a finales de junio como de diciembre, cuando resulta necesario. La decisión sobre los segundos intercalares la determina el Servicio Internacional de Rotación de la Tierra, con base en sus mediciones de la rotación de la misma. Hora Zulu designa en usos militares, y en la navegación aérea, el Tiempo Universal Coordinado, con su origen 0 en el meridiano de Greenwich.

3.4. Relaciones entre los ángulos solares

Las diferentes magnitudes angulares que fueron mencionadas están relacionadas por la siguiente ecuación general:

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \operatorname{sen} \delta \operatorname{sen} \varphi \cos \beta - \operatorname{sen} \delta \cos \varphi \operatorname{sen} \beta \cos \gamma + \cos \delta \cos \varphi \cos \beta \cos \omega \\ & + \cos \delta \operatorname{sen} \varphi \operatorname{sen} \beta \cos \gamma \cos \omega + \cos \delta \operatorname{sen} \beta \operatorname{sen} \gamma \operatorname{sen} \omega \end{aligned} \quad (3.12)$$

En varios casos esta relación se simplifica. Si el plano mira hacia el Norte (Sur) en el hemisferio Sur (Norte) pero está inclinado un cierto ángulo β , se dijo antes que el efecto que se logra es modificar la latitud del lugar; como en ese caso $\gamma = 0$, se llega así a la fórmula:

$$\cos \theta = \cos (\varphi - \beta) \cos \delta \cos \omega + \operatorname{sen} (\varphi - \beta) \operatorname{sen} \delta \quad (3.13)$$

Para el caso de un plano horizontal ($\beta = 0^\circ$), se obtiene una expresión para el ángulo cenital:

$$\cos \theta_z = \operatorname{sen} \delta \operatorname{sen} \varphi + \cos \delta \cos \varphi \cos \omega = \operatorname{sen} \alpha \quad (3.14)$$

3.5. Duración del día

Cuando se desea calcular la duración del día esto se logra determinando el ángulo horario de salida del Sol, lo cual corresponde a un ángulo de incidencia de 90°.

Si se trata de un plano horizontal esa condición lleva a obtener la siguiente fórmula:

$$\cos \theta_z = \cos 90^\circ = 0 = \cos \varphi \cos \delta \cos \omega_s + \sin \varphi \sin \delta \quad (3.15)$$

$$\cos \omega_s = -(\sin \varphi \sin \delta) / (\cos \varphi \cos \delta) = -\tan \varphi \tan \delta \quad (3.16)$$

de donde

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (3.17)$$

La duración astronómica del día N se calcula entonces a partir del valor del ángulo horario de salida del Sol (los ángulos horarios de salida y puesta sólo difieren en el signo):

$$N = 2 \omega_s / 15^\circ = (2/15^\circ) \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (3.18)$$

Si el plano en cuestión está inclinado un ángulo β , mirando hacia el Norte, la aplicación de la condición de ángulo de incidencia de 90° lleva a la siguiente expresión:

$$\omega_\beta = \arccos[-\tan(\varphi - \beta) \tan \delta] \quad (3.19)$$

El sub-índice indica el ángulo horario de salida del Sol para el plano inclinado un ángulo β .

En los dos casos, los ángulos de salida y puesta del Sol sólo difieren en el signo (positivo el de salida y negativo el de puesta).

En el caso más general, que corresponde a acimut solar e inclinación diferentes de cero, las fórmulas son más complejas y pueden buscarse en la bibliografía clásica del tema. De acuerdo al valor del acimut solar habrá que analizar cuál de los valores determina la salida del Sol para el plano: si el calculado por esa fórmula o el astronómico (calculado por la fórmula correspondiente al plano horizontal).

Se podría tratar de cuantificar ahora el efecto de la inclinación del plano de colección. Si se define un factor R_b como el cociente entre la proyección de la radiación incidente sobre la normal a un plano inclinado un ángulo β (esto es, la componente

que será aprovechada, ya que la componente tangencial no lo será por un plano ideal sin rugosidad) y la proyectada sobre la normal a un plano horizontal, se obtendrá que la misma sólo depende del cociente de los cosenos de los ángulos de incidencia, esto es:

$$R_b = (I \cos \theta) / (I \cos \theta_z) = \cos \theta / \cos \theta_z \quad (3.20)$$

Reemplazando por las fórmulas ya vistas es posible calcular esta relación para todo instante.

Para planos orientados hacia el Norte en el Hemisferio Sur ($\gamma = 0$), que es el caso más habitual para los colectores planos para calentamiento de agua o paneles fotovoltaicos, la expresión de este cociente puede expresarse como:

$$R_b = [\cos(\varphi - \beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\varphi - \beta) \sin \delta] / [\cos \delta \cos \varphi \cos \omega + \sin \delta \sin \varphi] \quad (3.21)$$

Si se calcula el valor promedio esta expresión se transforma en:

$$\overline{R}_b = \left[\frac{\cos(\phi - \beta) \cos \bar{\delta} \sin \bar{\omega}_s' + (\pi/180) \bar{\omega}_s' \sin(\phi - \beta) \sin \bar{\delta}}{\cos \phi \cos \bar{\delta} \sin \bar{\omega}_s + (\pi/180) \bar{\omega}_s \sin \phi \sin \bar{\delta}} \right] \quad (3.22)$$

en donde la barra indica valores medios en el período considerado (generalmente un mes) y ω_s' es el ángulo horario de salida del Sol que ve el plano, determinado como el menor de los ángulos horarios correspondientes al plano horizontal y al plano inclinado:

$$\omega_s' = \begin{cases} \arccos(-\tan(\varphi - \beta) \tan \delta) \\ \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \end{cases} \quad (3.23)$$

expresiones a las que se volverá cuando se quiera evaluar la irradiación solar incidente sobre un plano inclinado a partir del conocimiento de un parámetro medido y de las características del ambiente.

Esta expresión fue generalizada [19] para calcular la radiación total recibida en promedio sobre un plano inclinado orientado en cualquier otra dirección (acimut distinto de cero).

3.6. Radiación solar extraterrestre

Como ya se vio, la energía que llega del Sol al tope de la atmósfera varía a lo largo del año debido a la excentricidad de la órbita de la Tierra. Teniendo en cuenta esta variación de la distancia se puede calcular la irradiancia solar que incide a tope de la atmósfera sobre una superficie horizontal paralela a la correspondiente a una latitud dada sobre la Tierra; para ello, se utiliza la fórmula:

$$I_{on} = I_{SR} (r_o / r_D)^2 \cos \theta_z \quad (3.24)$$

A menudo es necesario calcular la radiación solar a tope de atmósfera integrada sobre un determinado período de tiempo (día, hora), a lo que se denomina irradiación (diaria u horaria):

$$h_{1-2} = \int_{t_1}^{t_2} I_{on} dt = \int_{t_1}^{t_2} I \cos \theta_z dt \quad \text{recordando que } dt = - (24/2\pi) d\omega$$

Si se trata de conocer la irradiación solar media recibida en todo un día sobre una superficie a tope de la atmósfera se logra integrando la fórmula anterior entre los ángulos de salida y puesta del Sol, obteniéndose la expresión:

$$H_o [J/m^2] = (24/\pi) 3600 \times 1367 \times (r_o/r_D)^2 \times [\cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s + \omega_s (\pi/180^\circ) \sin \varphi \sin \delta] \quad (3.25)$$

Para calcular el promedio mensual habría que calcular todos los valores diarios y luego dividir por el número de valores (media aritmética) lo cual hoy en día, con un adecuado programa en la computadora, no ofrece dificultad. Sin embargo, vale la pena saber que existen procedimientos aproximados que ajustan muy bien los resultados utilizando valores determinados para el número del día central (y, en consecuencia, para la declinación). Los mismos se presentan en la Tabla 3.1 [19].

3.7. Acimut y altura solares. Aplicaciones en Arquitectura

Es útil en algunos casos, sobre todo en Arquitectura, poder determinar localmente la posición del Sol en el cielo en cada momento del año para cualquier latitud. Los ángulos utilizados para ello son el *acimut solar* ψ que mide el apartamiento de la dirección Norte (Sur) en el hemisferio Sur (Norte), considerándose positivo hacia el

Tabla 3.1. Valores sugeridos para calcular los promedios mensuales de radiación solar extraterrestre, según [19].

MES	D	$\delta [^\circ]$
Enero	17,1	- 20,9
Febrero	47,2	- 12,9
Marzo	76,0	- 2,0
Abril	105,5	+ 9,6
Mayo	134,6	+ 18,7
Junio	160,8	+ 23,0
Julio	197,9	+ 21,2
Agosto	226,9	+ 13,8
Septiembre	256,3	+ 2,9
Octubre	285,6	- 8,7
Noviembre	315,9	- 18,4
Diciembre	343,3	- 23,0

Este y negativo hacia el Oeste, y la *altura solar* α , ya definida (se recomienda tomar la misma convención de signos para el acimut solar y para el acimut de la superficie). La relación entre estos ángulos y los ya vistos es la siguiente:

$$\operatorname{sen} \psi = \pm (\operatorname{sen} \omega \cos \delta) / \operatorname{sen} \theta_z = \pm (\operatorname{sen} \omega \cos \delta) / \cos \alpha \quad (3.26)$$

correspondiendo el signo positivo al hemisferio Sur.

Una posible representación gráfica de las posiciones que va ocupando el Sol en su movimiento aparente sobre la semiesfera celeste es la que se presenta en la Figura 3.7., a la que se denomina *carta o diagrama solar*.

Esta carta representa esas posiciones para el día 21 de cada mes para una latitud de 36° sur, proyectadas sobre una superficie cilíndrica de generatrices verticales, perpendiculares al plano del horizonte y tangentes a la semiesfera celeste, y al posterior desarrollo del cilindro sobre un plano; se ubican en las ordenadas la altura solar y en las abscisas, su acimut. La Figura 3.7. es una adaptación (del autor) de la presentada en el texto *Arquitectura y Clima en Andalucía, Manual de Diseño*, publicado en 1997 por la Dirección General de Arquitectura y Vivienda de la Consejería de Obras Públicas y Transporte de la Junta de Andalucía, España.

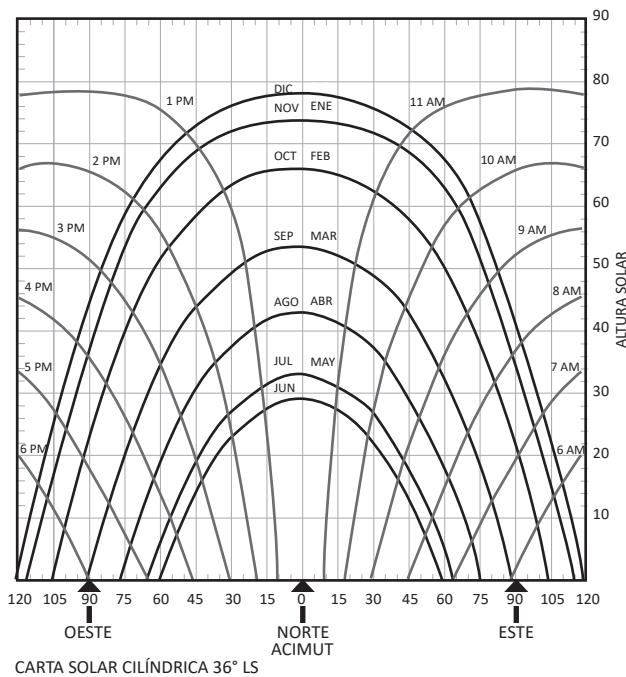


Fig. 3.7. Variación de la altura solar en función del ángulo acimutal (carta solar) para una latitud de 36°S.

Las obstrucciones a la radiación solar dependen de los obstáculos físicos que encuentra en su trayectoria, ya sea topográficos (montañas, árboles) o construidos por el hombre. Se constituyen así en un factor importantísimo en las estrategias del diseño solar de una vivienda pues determinan hasta qué punto es posible aprovechar el Sol como fuente de energía o cómo deberían ser ubicadas las protecciones para evitar un asoleamiento excesivo.

En las ciudades el obstáculo más común es el que proyectan unos edificios con respecto a otros. Los mismos se pueden representar en el diagrama solar de la localidad específica [20].

4

INSTRUMENTACIÓN

Históricamente, dentro del campo de la Meteorología, se le dio relativamente poca importancia a la precisión de las mediciones de la radiación solar, las que resultaban así afectadas por errores importantes y variables a través del tiempo debido al indebido mantenimiento que se prestaba al instrumental (si bien el disponible hace más de tres décadas no permitía una muy buena calidad de la información), a los que deben agregarse los introducidos en el procesamiento de los registros de papel utilizados.

Los equipos instalados inicialmente en Argentina con el fin de evaluar de alguna manera la radiación solar incidente diariamente (o semanalmente) sobre un plano horizontal fueron en general heliógrafos de Campbell-Stokes (destinados a medir las horas diarias de insolación o de brillo de sol, también conocidas como heliofanía), piranógrafos bimetálicos del tipo de Robitzsch o piranómetros esféricos de Bellani (también llamados lucímetros a destilación).

En este libro se hará mención a los heliógrafos, los piranógrafos y los solarímetros, que son los instrumentos que más se encuentran difundidos en la región para la medición de la radiación global (y difusa), y a los pirheliómetros, destinados a la medición de la radiación directa (no se describen equipos de calidad similar pero menos usados, como los fabricados por EKO Instruments Co. Ltd., de Japón, o por otras empresas europeas, norteamericanas o australianas).

4.1. Heliógrafos

Los *heliógrafos* (también conocidos en Argentina como heliofanógrafos) tienen por objeto medir la duración de la insolación (heliofanía efectiva). La Organización Meteorológica Mundial (OMM) se encargó de estudiar el principio de funcionamiento de este equipo, esencialmente la convergencia de los rayos solares sobre una faja de papel que provoca que ésta se queme (ver Figura 4.1.). Se encontró que esto ocurre cuando los valores de la radiación solar directa superan un cierto umbral que pre-

senta cierta variabilidad (de un 30 % para las fajas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina, según referencia [21]), dependiendo de la ubicación geográfica del instrumento, del clima y del tipo de faja utilizada. En promedio, ese valor se encontró que variaba de 100 a 200 W/m², conviniéndose posteriormente en que el mismo fuera de 120 W/m² cuando se usan las fajas fabricadas a tal efecto [22]; sin embargo, se han encontrado valores que van de 16 a 400 W/m² [23].

Cabe mencionar que el SMN, basado en razones económicas, dejó de utilizar estas bandas y usa otras aproximadamente similares (en los archivos se han encontrado fajas con colores de tinta muy diversos); todo esto lleva a asegurar que la incertezza de los promedios mensuales de heliofanía en Argentina es de 7,1 % [24].

El instrumento recomendado para la medición de la duración de la insolación es el heliógrafo del tipo Campbell-Stokes con las fajas especificadas por el Servicio Meteorológico de Francia, las que fueron diseñadas de conformidad con la OMM. Las mismas tienen impresa una escala con un paso de media hora, siendo posible apreciar por un observador experimentado hasta décimas de hora.

En la lectura manual de las fajas se introducen diversos tipos de errores que fueron estudiados detalladamente por distintos autores; en particular, los debidos al “sobrequemado” y a las interrupciones breves debida al paso de nubes tuvieron un tratamiento exhaustivo [25].



Fig. 4.1. Heliógrafo de Campbell-Stokes.

Este equipo (inventado por Campbell en 1853 y modificado por Stokes en 1879) consiste en una esfera sólida de vidrio pulido que se comporta como una lente convergente montada de tal manera que en su foco se aloja la faja de registro diario (Figura 4.1.). Las divisiones impresas en las fajas tienen poca separación, lo que aumenta las causas del error de lectura; con mucha experiencia puede llegar a estimarse 0,1 hora. Los primeros heliógrafos fueron instalados en Argentina a partir de 1886 en el Observatorio de Córdoba y en el de Buenos Aires, llegando a operar el SMN algo más de 200 unidades en su red meteorológica.

Las fajas de papel (de acuerdo con el modelo de instrumento) pueden tener un solo formato para todo el año o tres (para los equinoccios, para el solsticio de verano y para el solsticio de invierno). La impresión de fajas erróneas en este modelo trajo como consecuencia que el SMN de Argentina tomara la decisión de eliminar de sus estadísticas los registros correspondientes a los años 1991-1993. Sin embargo, el peso de estos errores sobre la media mensual es del orden o inferior al estimado para los promedios mensuales en la región, por lo que valdría la pena analizar nuevamente esta decisión [26].

Los recaudos a tomar en la instalación de un heliógrafo (además de que no existan obstáculos que proyecten sombras sobre él) son su correcta orientación hacia el norte (sur) geográfico en el hemisferio sur (norte), su nivelación horizontal y la inclinación del eje de la lente según la latitud local (paralelo al eje terrestre de rotación).

Generalmente se utilizan las horas relativas de insolación (heliofanía relativa), para lo cual se dividen las registradas (n) por las teóricas (N), las que se calculan, conociendo la latitud de la estación (φ) y la declinación del día (δ), por la fórmula:

$$N = (I / 7,5) \times \text{arc cos} (-\text{tg } \varphi \times \text{tg } \delta) \quad (4.1)$$

Teniendo en cuenta las características propias del heliógrafo de Campbell-Stokes (su sensibilidad cae significativamente cuando el Sol está por debajo de los 5 grados), se ha propuesto utilizar para el cálculo de las horas teóricas de insolación la siguiente fórmula [27]:

$$N' = (I / 7,5) \times \text{arc cos} [(\cos 85^\circ - \text{sen } \varphi \text{ sen } \delta) / \cos \varphi \cos \delta] \quad (4.2)$$

También se han desarrollado heliógrafos electrónicos basados en la diferencia detectada entre sensores iluminados y otros que no lo están, pero su principio de funcionamiento no permite rescatar los datos históricos de los anteriores dada la gradualidad del comienzo o cese del quemado de la banda de papel.

En los EE.UU. se han utilizado diferentes modelos a través del tiempo: el *registrator fotográfico de Jordan* de 1888 a 1907, luego el *registrator termométrico Maring-*

Marvin de 1893 a mediados de la década de 1960, y a partir de 1953 los heliógrafos denominados *llave termoeléctrica de Martin-Marvin*, lo que ha impedido utilizar en Canadá las correlaciones establecidas por Bennett [28, 29] pues allí medían la heliofanía con heliógrafos del tipo de Campbell-Stokes. Ambos países han dejado de utilizar heliógrafos debido a las incertezas y variabilidad de la respuesta.

La importancia de los registros de heliofanía relativa reside, primero, en la longitud temporal de los mismos (lo que permite que sean utilizados en los análisis de tendencias en el tiempo) y su amplia distribución geográfica; segundo, en la correlación encontrada entre sus promedios mensuales y los del índice de claridad k_t o transmitancia atmosférica (cociente entre el promedio de la radiación global medida en tierra y el de la radiación extraterrestre para el mismo lugar y la misma época del año H_o), a pesar de que las constantes de ajuste varían localmente y a lo largo del año; esta correlación fue establecida inicialmente en 1924 [30] y modificada posteriormente en 1940 [31] para facilitar su uso introduciendo como referencia el valor de la irradiación solar al tope de la atmósfera H_o .

Sin embargo, sólo puede ser establecida con mucha dispersión cuando se trata de valores diarios dada la diversidad de factores que inciden sobre la respuesta gráfica del heliógrafo como se ve en la Figura 4.2. Allí puede observarse la variabilidad de los valores del índice de claridad que pueden corresponder a un determinado valor diario de heliofanía relativa y además el elevado número de los mismos que corresponden a heliofanía cero (esto es, cuando la energía solar a lo largo del día no llega a superar el umbral de respuesta del sistema).

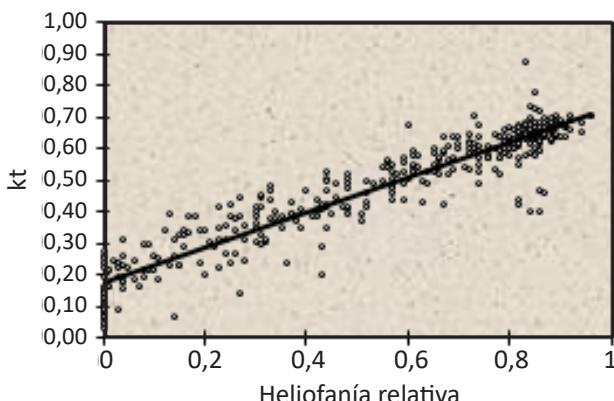


Fig. 4.2. Correlación establecida entre los valores del índice de claridad y la heliofanía relativa (obsérvese la acumulación de valores de heliofanía nula para diferentes valores del índice de claridad).

Al utilizar este tipo de correlaciones lineales para la estimación de los promedios de la irradiación global y evaluar la incerteza de esos valores, debe tenerse en cuenta la que surge de la variación estadística de las constantes de ajuste, que no suele ser despreciable frente a la de la determinación de la heliofanía. De no hacerlo, se puede llegar a expresiones en las que la incerteza de la estimación de la irradiación es inferior a la de la heliofanía relativa de la que se parte [32].

Sin embargo, este tipo de correlaciones locales fueron vastamente utilizadas para el trazado de las primeras cartas de radiación solar de muchos países, entre ellas las de Argentina [33], o para completar las bases de datos de irradiación global diaria utilizadas para el posterior trazado de las mismas [34,35]. Cabe recordar que con esta metodología fueron presentados en 1966 cuatro mapas mundiales de la distribución de la irradiación total diaria incidente sobre una superficie horizontal [36], elaborados a partir de datos medidos de radiación o de horas de insolación (heliofanía) en diferentes localidades (para el trazado de las líneas de igual valor se tuvieron en cuenta el peso estadístico de los promedios, la clasificación climática y la vegetación).

Recientemente se ha publicado un trabajo en el que se plantea una nueva correlación no lineal de tipo universal entre la radiación solar y las horas de insolación [37] que se suma a la larga lista existente [38].

4.2. Piranógrafos

El piranógrafo bimetálico, destinado a la medición de la radiación global sobre plano horizontal (razón por la cual el elemento receptor deberá estar nivelado horizontalmente), fue diseñado originalmente por Robitzsch en 1932 (por lo que también se lo conoce por el nombre del autor) y consiste esencialmente en una varilla bimetalica ennegrecida, sujetada por un extremo y libre por el otro.

Dicho par bimetálico al ser iluminado absorbe la radiación y se curva como consecuencia de los diferentes coeficientes de dilatación de los metales que lo componen (Figura 4.3.).

Este encorvamiento genera un movimiento del extremo libre que es transmitido mecánicamente a una pluma entintada que grafica un trazo sobre una faja de papel sujetada a un tambor, el que gira a una velocidad controlada por un sistema de relojería (una vez por día o por semana, a elección).

El hecho de no demandar alimentación eléctrica favoreció mucho su difusión, siendo utilizado para mediciones diarias o semanales de acuerdo al paso y papel de registro elegido.

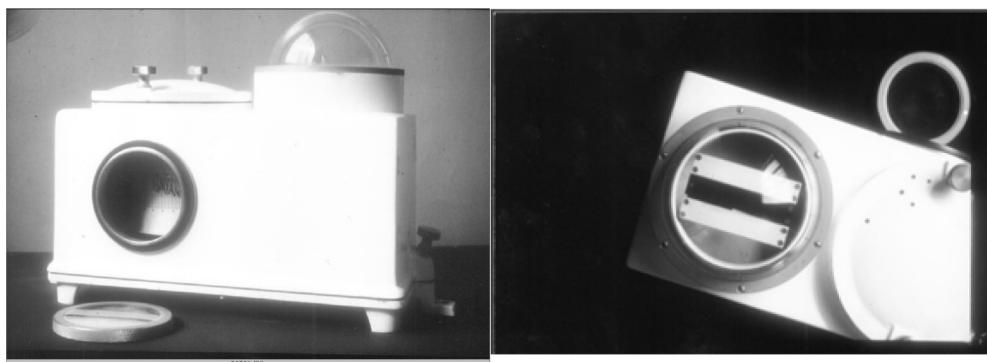


Fig. 4.3. Piranógrafo bimetálico del tipo Robitzsch.

Según los resultados de los ensayos de diferentes autores, las pérdidas en el mecanismo de transmisión provocan errores de hasta un 5 % en los puntos de calibración; para totales diarios estos no son inferiores al 10 % [39], aún con una calibración mensual, habiéndose encontrado errores de hasta un 15 % [40, 41]. Deben agregarse a todo esto los surgidos de la lectura de las fajas y del deterioro de la pintura que cubre las varillas. Por todo lo visto, ya no son recomendados por la Organización Meteorológica Mundial [42] por no ser absolutamente planos en su respuesta, por hallarse insuficientemente compensados por temperatura y ser su calibración teórica y poco estable (ya que su sensibilidad depende de la temperatura, de la altura y acimut solares y de la intensidad de la radiación).

Con algunas variantes en su diseño [43], se pueden encontrar aún en uso cinco tipos de piranógrafos: dos fabricados por Fuess de Alemania (modelos 58C y 58D), dos por Casella de Inglaterra (modelos Mk II y Mk III) y uno por SIAP de Italia (SO28).

4.3. Solarímetros

Los *solarímetros* (también llamados *radiómetros*) son instrumentos destinados a la medición de la radiación global en diferentes planos y de la radiación difusa mediante la respuesta eléctrica de un sensor protegido por una cúpula transparente. Este instrumento tiene una serie de características sobre las cuales debe prestarse especial atención a efectos de determinar la calidad del mismo:

- *Respuesta a la ley del coseno*, la que se encuentra condicionada por posibles errores debidos a la variación en la absorción de la superficie receptora con el ángulo

de incidencia, a desniveles y falta de homogeneidad de la misma y de la cobertura de vidrio.

- *Cambios en la salida eléctrica* como consecuencia de la degradación del elemento sensible o de las características ópticas de la cúpula protectora con el paso del tiempo.

- *Selectividad espectral* en el rango de las longitudes de onda que se desea medir (de 0,3 a 3 μm), lo cual depende de las características del sensor, de la pintura que recubre al receptor o de la transmitancia de la cúpula.

- *Tiempo de respuesta.*

- *Depresión o corrimiento del cero*, debido a la emisión nocturna.

- *Linealidad*, esto es, independencia del factor de calibración con la irradiancia.

- Respuesta a la influencia de fenómenos externos tales como cambios en la *temperatura* (en caso de no hallarse compensado), el viento, etc.

De acuerdo a cómo se comporten frente a estas exigencias los radiómetros se clasifican como de primera o segunda clase. Por otra parte, teniendo en cuenta el principio activo del receptor los radiómetros pueden ser *termoeléctricos* (denominados en general *piranómetros*) o *fotovoltaicos* (*cuánticos*).

4.3.1. Radiómetros termoeléctricos (piranómetros)

Los *piranómetros termoeléctricos* tienen como elemento sensible una termopila de Möll, denominándose así a un conjunto de pares termoeléctricos o termocuplas en serie. Vale la pena recordar que una termocupla es un par de metales determinados de manera tal que, al hallarse sus junturas a diferentes temperaturas, se genera una diferencia de potencial entre ellas que es proporcional al salto térmico. Esta termopila fue usada en 1924 por Gorczynski como base para un piranómetro y un pirheliómetro, los que fueron presentados a la empresa Kipp & Zonen de Holanda, la que comenzó a ofrecerlos en 1927 [44].

Dentro de los piranómetros termoeléctricos existen en uso esencialmente dos tipos, si bien durante muchos años se utilizó el denominado Eppley 180°. El primero de ellos presenta la superficie detectora totalmente ennegrecida, en contacto térmico con las junturas calientes, mientras que las soldaduras frías lo están con un bloque de metal de gran capacidad térmica, alojado internamente a resguardo de

la radiación solar. Estos sensores se caracterizan por contar con dos cúpulas semiesféricas concéntricas y con un plato dispuesto a nivel del detector con el objeto de sombrear la parte inferior del sensor en la que se encuentra el sumidero de calor.

Los más difundidos de este tipo son los fabricados en los Estados Unidos de Norteamérica por la Eppley o en Holanda por la Kipp & Zonen. Presentan buena estabilidad en su salida, pero debe tenerse en cuenta que su constante de calibración puede variar en general con el ángulo de operación.

El Eppley PSP (*Precision Spectral Pyranometer*), diseñado originalmente por H. Kimball y H. Hobb, posee una termopila de cobre plateado y constantán^(b) con sus junturas calientes pintadas con laca negra de uso óptico de Parson, caracterizada por alta absorbancia, protegida por dos hemisferios pulidos de precisión de vidrio Schott WG295 (Figura 4.4.).

Se encuentra además compensado por temperatura para evitar errores por el corrimiento de la referencia fría motivado por la temperatura ambiente; un ventilador opcional se ofrece para reducir el efecto del rocío, polvo, nieve y otros.

El modelo CM-6 de la Kipp & Zonen cuenta con una termopila muy simple, de 14 elementos de manganina^(c)-constantán en una configuración rectangular, no hallán-

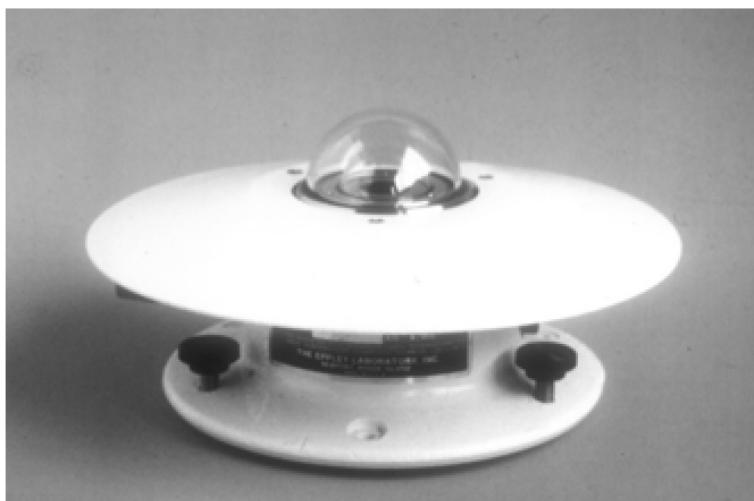


Fig. 4.4. Piranómetro termoeléctrico Eppley PSP (*Precision Spectral Pyranometer*).

^(b) **Constantán** es una aleación, generalmente formada por un 55 % de cobre y un 45 % de níquel (Cu55Ni45).

^(c) **Manganina** es una aleación de aproximadamente 82-86 % de cobre, 12-15 % de manganeso y 2-4 % de níquel.

dose compensado por temperatura; sus cúpulas están fabricadas en vidrio Schott K5 y su comportamiento a través del tiempo ha sido excelente. Existe un modelo mejorado, el CM-6B, que presenta una termopila de 64 elementos rotacionalmente simétrica. Uno de los modelos más difundidos de esta firma es el CMP-11, que puede ser utilizado como piranómetro de precisión (patrón secundario) y cuya termopila está constituida por cien termocuplas impresas en un substrato cerámico (Figura 4.5.); las junturas calientes están recubiertas con negro Velvet de 3M, siendo posible acoplarle un soplador/calentador de aire para impedir depósitos de hielo o nieve (los fabricantes aseguran que este modelo no muestra en su respuesta dependencia con el ángulo de operación).

El modelo CMP-21 (y el CMP-22) es una versión mejorada de este último, más recomendado para regiones frías y para casos en los que el cable de conexión debe ser largo (mayor que 100 m) ya que su baja impedancia lo pone a salvo de perturbaciones ambientales (ruido electromagnético).

El segundo tipo de piranómetros termoeléctricos, considerados como de segunda clase, presenta en general el detector pintado de negro y blanco alternativamente, en superficies dispuestas como coronas circulares concéntricas o como estrella o damero (este último caso es el del piranómetro de origen ruso fabricado por Yanishevsky M-80M, que no se encontraba compensado por temperatura, y el Yanishevsky-Savinov M115-M). En este tipo de solarímetros las junturas calientes se encuentran solidarias a las superficies negras y las frías a las blancas. Los piranóme-



Fig. 4.5. Piranómetro Kipp & Zonen CMP-11 (foto, cortesía Kipp & Zonen).

etros más difundidos dentro de este tipo son el modelo 8-48 "Black and White" de la Eppley (cuya imagen se muestra a la izquierda, en la Figura 4.6.), el CE-180 de la Cimel francesa y el "Star" de la Schenk austriaca. Tanto el austriaco como el norteamericano poseen un diseño del tipo estrella, estando este último compensado por temperatura como también el francés, que presenta una configuración en coronas. La estabilidad es algo menor y requieren en consecuencia mayor frecuencia de contrastación.

Existe en el mercado un nuevo piranómetro de este tipo denominado CMP-3, ofrecido por la Kipp & Zonen (cuya imagen puede verse en la Figura 4.6., a la derecha), que se ofrece a un precio muy conveniente.

Operando en una red acoplados a equipos electrónicos de integración, cumpliéndose con todos los recaudos de mantenimiento y con una calibración periódica, el error cuadrático medio de los valores diarios de los piranómetros de segunda clase difícilmente baja del 5 %.

Vale la pena mencionar que en estudios llevados a cabo de manera continua se han encontrado, dependiendo de la época del año y de las condiciones del cielo, apartamientos en las sumas diarias de hasta 3,0 % en un Eppley PSP, 2 % en un Kipp & Zonen CM-10, 5,7 % en un Kipp & Zonen CM-6 y 10,4 % en un Schenk Star [45].

Un error habitual en piranómetros termoeléctricos con señal nula (noche) ocurre

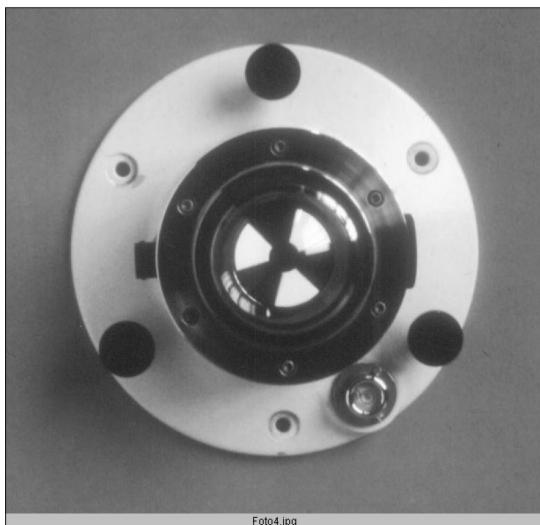


Fig. 4.6. Piranómetros Eppley 8-48 "Black and White" (izquierda) y Kipp & Zonen CMP-3 (derecha; foto, cortesía Kipp & Zonen).

cuando la cúpula interna tiene una temperatura distinta de las uniones frías del sensor. Éste es prácticamente siempre el caso cuando hay un cielo claro. Debido a la temperatura efectiva baja del cielo (menor a 0 °C) la superficie de la Tierra emite aproximadamente 100 W/m² como radiación infrarroja de onda larga hacia arriba. La cúpula de cristal externa de un piranómetro también tiene esta emisión y está varios grados por debajo de la temperatura del aire (la emisividad del vidrio para la región de esta longitud de onda particular es casi 1). El calor emitido es extraído del cuerpo (por la conducción en la cúpula), del aire (por el viento) y de la cúpula interna (por la radiación infrarroja). La cúpula interna también está más fría y extraerá calor del cuerpo por conducción y del sensor por radiación infrarroja neta. El último flujo de calor es opuesto al flujo del calor de la radiación solar absorbida y causa la depresión del cero bien conocida en la noche. Este corrimiento negativo del cero está también presente en un día claro, pero oculto en la señal de la radiación solar.

La buena ventilación de las cúpulas y del cuerpo es la solución para reducir las depresiones del cero. Kipp & Zonen aconseja el CV 2 para la óptima ventilación y la supresión del corrimiento del cero de este tipo, resultando así menor de 3 W/m².

4.3.2. Radiómetros fotovoltaicos

Estos radiómetros poseen como elemento sensible una oblea de silicio, en general de tipo monocristalino, que al recibir un flujo radiante genera una corriente de cortocircuito proporcional y, al pasar por una resistencia, una diferencia de potencial; esta respuesta no es plana sino selectiva, dependiendo de la longitud de onda, lo cual limita su uso a la determinación de valores diarios de la radiación global una vez que se ha comparado estadísticamente su comportamiento con el de un piranómetro termoeléctrico y determinado su constante media [46].

La reflectividad de las obleas puede solucionarse mediante la oxidación de su superficie o la cobertura con un elemento difusor, lo que asemeja su comportamiento al de los piranómetros termoeléctricos en lo que se refiere a su respuesta a la ley del coseno (Figura 4.7.).

Otro de los inconvenientes que presentan estos piranómetros es la dependencia de la respuesta eléctrica del semiconductor que hace las veces de elemento sensible con la temperatura, pero este problema se soluciona mediante la utilización de un circuito eléctrico compensador (esencialmente, un termistor).

De todos modos su bajo costo, su salida eléctrica elevada (un orden superior a la de los termoeléctricos) y su respuesta casi instantánea los hace particularmente útiles para integrar una red de bajo costo [47], como radiómetros secundarios para interpolar estaciones termoeléctricas o para la detección de pequeñas fluctuaciones rápidas.

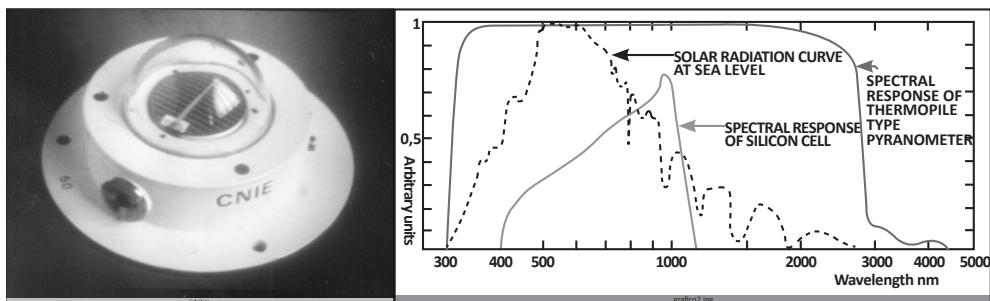


Fig. 4.7. Solarímetro fotovoltaico Rho-Sigma 1008, modificado (izquierda), y respuesta espectral comparativa (unidades arbitrarias) de un piranómetro a termopila y de una celda de silicio (derecha) en función de la longitud de onda. Se incluye como referencia la irradiancia espectral del Sol ubicado en el cenit a nivel de mar (según Kipp & Zonen).

Los errores determinados en las integrales diarias no serían menores al 5 o 6 % [48], pero su comportamiento a través del tiempo no ha sido suficientemente estudiado ni se ha establecido todavía ninguna dependencia del error con la época del año, el estado del cielo o algún otro parámetro.

Animados por los resultados del Yellot Solar Energy Laboratory y por su bajo precio hasta hace pocos años en comparación con los termoeléctricos, tuvo una gran difusión en las últimas dos décadas la utilización de un piranómetro fotovoltaico modelo LI-200SA fabricado por la empresa norteamericana LI-COR Inc.; la salida eléctrica de estos sensores es del orden de los 90 microamperes por cada 1000 watts recibidos por metro cuadrado (Figura 4.8.).

El fotodiodo de silicio hizo posible la construcción de estos radiómetros simples de



Fig. 4.8. Solarímetro fotovoltaico LI-COR modelo LI-200SA.

precisión razonable; si bien la respuesta espectral del sensor no es la ideal (esto es, no es la misma entre 280 nm y 2.800 nm), el fabricante del LI-200SA asegura que no causa errores mayores al 5 % si se usa sólo para irradiación solar y no bajo condiciones que modifiquen la distribución espectral (por ejemplo, iluminación artificial, bajo cubierta forestal o radiación reflejada). Los datos tomados a bajas alturas solares pueden presentar errores significativos porque se altera la distribución espectral con los cambios en la transmitancia atmosférica; pero como esto es una pequeña contribución al total, los errores observados usualmente tiene poco efecto en las integrales diarias.

La calibración en fábrica del LI-200SA está hecha en base a la comparación con datos instantáneos de un Eppley PSP, promediados cada diez minutos, a lo largo de 3 o 4 días. La información procesada permite obtener la constante de calibración que, según el folleto que acompaña al equipo, presenta una incertidumbre máxima del 5 % y típica del 3 %, asegurando una estabilidad mejor al 2 % a lo largo de un año. La respuesta a la ley del coseno se ha mejorado mediante el uso de un difusor de acrílico, pero no se da información acerca de la degradación del mismo por efectos de la exposición a la intemperie (fundamentalmente, a la radiación ultravioleta). De todas maneras, la empresa LI-COR recomienda que este modelo “debe ser retorna-do” a la fábrica cada dos años para su recalibración.

Con el fin de abaratar costos y facilitar la medición del recurso solar en Argentina

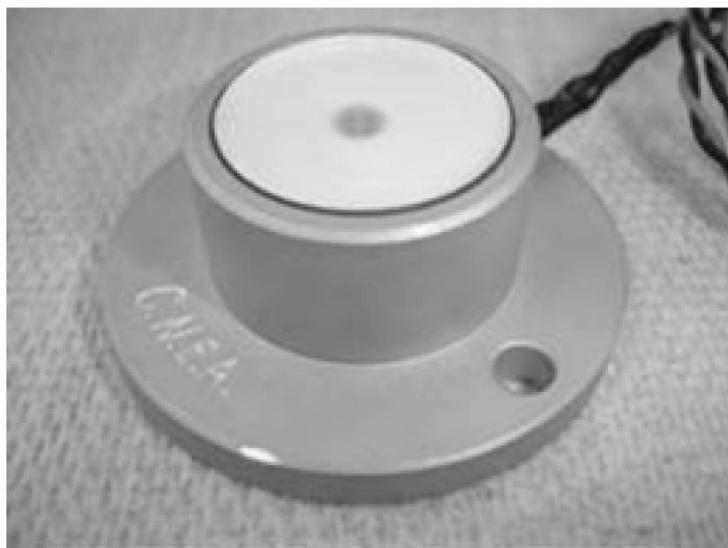


Fig. 4.9. Solarímetro fotovoltaico fabricado por la CNEA.

el Grupo de Energía Solar de la Comisión Nacional de Energía Atómica desarrolló un sensor fotovoltaico cuyo comportamiento fue ensayado estadísticamente con respecto a piranómetros termoeléctricos por la División Radiación Solar San Miguel del SMN, obteniendo para sus valores diarios errores que no superan el 5 % (Figura 4.9.). El elemento difusor utilizado fue un vidrio esmerilado, con lo cual se evita la degradación que sufre el equipo de LI-COR^[49].

4.3.3. Instalación de radiómetros

Teniendo en cuenta que la radiación global a medir proviene del hemisferio superior, el sitio elegido para la instalación de un radiómetro debería estar libre de toda obstrucción significativa por encima del horizonte (la ubicación del sensor debe ser tal que los obstáculos sobre el horizonte de visión del mismo no superen 1/10 de la distancia a ellos, es decir, del orden de los 5°). Como por razones prácticas esto no es siempre posible, debe enfatizarse el hecho de tratar de evitar obstrucciones al norte (yendo del este-sudeste al oeste-sudoeste), cuando se trata del hemisferio sur, y de manera simétrica cuando se trata del hemisferio norte.

Además no debe proyectarse ninguna sombra directa de origen solar sobre el sensor a lo largo de todo el día ni existir cerca paredes u objetos pintados de colores brillantes o pinturas reflectivas por encima de la altura del sensor, como así tampoco fuentes de luz artificiales que provean una emisión significativa.

El sitio de instalación deberá elegirse de manera tal de facilitar el acceso del observador y hallarse a una altura de alrededor de 2 metros por encima del lugar de paso a los efectos de minimizar las alteraciones que el trabajo de aquél pudiera producir. El radiómetro se montará firmemente (aunque permitiendo su correcta nivelación, a la que se prestará especial atención a efectos de evitar errores que invaliden la medición) a una estructura lo suficientemente sólida como para mantenerlo libre de vibraciones^[50].

La información concerniente al sitio de instalación debería documentarse cuidadosamente para facilitar futuras estimaciones del error debido a las obstrucciones cercanas, siempre que éstas se eleven por encima de los 5 grados por sobre el horizonte. Debería tomarse nota también de cualquier cambio que ocurriera en las cercanías, tales como nuevas construcciones o crecimiento de árboles.

4.3.4. Mantenimiento de radiómetros

Aquellos radiómetros que se encuentran en operación continua deberían ser inspeccionados diariamente. Suciedad y humedad exteriores a la cúpula deben ser removidas con algún cepillo o paño suaves, asegurándose de no rayar el vidrio; el

rocío, la escarcha u otros elementos sobre la cúpula invalidarán los datos obtenidos, por lo que hay que arbitrar los medios para liberar al sensor de estas interferencias.

Tal vez el equipo más satisfactorio para eliminar el rocío y la escarcha sea un “soplador” que descarga una corriente de aire sobre la cúpula; la temperatura del aire insuflado deberá ser ligeramente más alta que la ambiente con el objeto de no permitir el depósito del rocío o la escarcha y, al mismo tiempo, no producir errores por el calentamiento artificial del sensor. Algunos equipos que cuentan con este aditamento son usados en los Estados Unidos de Norteamérica, Canadá y algunos países europeos y es actualmente una recomendación general para las mediciones de precisión o de referencia.

Uno de los problemas más frecuentes es la condensación de humedad en el interior del instrumento (principalmente, piranómetros), producto del sellado del mismo con aire húmedo: el procedimiento puede impedir el ingreso de ésta pero no la condensación de la que se encuentre dentro.

La mencionada condensación se manifiesta en la formación de pequeñas gotas de agua en la cara interior de la cúpula, por lo que la señal que recibe el sensor no es la correcta; se corre además el riesgo de que éstas caigan sobre el elemento sensible y lo deterioren.

La manera de evitar estos problemas es el control del elemento higroscópico con que vienen equipados los radiómetros; se encuentra alojado en un dispositivo removible y que está diseñado de tal manera que pueda verse cuando pierde su efectividad (su color vira del azul/celeste al rosa/blanco). La solución a este problema es el cambio del producto disecante.

Si no alcanzara con este recambio será necesario desmontar muy cuidadosamente la cúpula (o cúpulas) y secarla, evitando tocar la superficie sensible para no dañarla. Si las gotas hubieran precipitado sobre ella se hará necesaria su reparación antes de volver a sellarlo, y luego calibrarlo nuevamente.

4.3.5. Calibración de radiómetros

Los radiómetros deben ser calibrados como mínimo una vez al año y con una frecuencia mayor si existieran razones que hicieran sospechar que su constante se ha modificado. La misma puede hacerse enviando el equipo a algún centro de calibraciones que disponga de un pirheliómetro patrón (con la consecuente pérdida de información si no tuviera substituto), utilizando el método de tapado-destapado, o comparando estadísticamente a lo largo de unas dos semanas en el mismo lugar con algún patrón secundario disponible, tratando de incluir cielos cubiertos y claros, como se verá en el Capítulo 5 al hablar de la trazabilidad de las mediciones.

Cuando el número de radiómetros a calibrar es elevado se utiliza en algunos lugares la comparación de sus respuestas frente a una lámpara de descarga gaseosa a alta presión, alimentada con tensión estabilizada, y se la compara estadísticamente con la de un patrón secundario. Este procedimiento se hace en lugar cerrado, bajo condiciones de temperatura y humedad controladas, por lo que no depende del estado del cielo [51].

4.3.6. Medición de la radiación difusa

Con el objeto de medir con un piranómetro la radiación recibida sobre una superficie debida a la dispersión atmosférica es necesario eliminar la componente directa que incide sobre él. Esto puede efectuarse por métodos diferentes: con una banda sombreadora, con un disco sombreador o con una banda rotante.

La forma más tradicional es la banda sombreadora, que consiste en un aro (o semiarco) colocado a una cierta distancia por sobre el sensor y paralelo a la eclíptica de manera de proteger al elemento sensible de la radiación directa a lo largo del desplazamiento diurno aparente del Sol por el hemisferio celeste (Figura 4.10.).

Esta banda es de bajo costo y se fija con relativa facilidad, requiriendo ajustes con la variación de la declinación; pero la desventaja que presenta es que, a la vez de ocultar el disco solar, impide que la radiación difusa proveniente de una banda de



Fig. 4.10. Banda sombreadora provista por Kipp & Zonen.

cielo sea registrada por el sensor. Por este motivo deben ser aplicadas correcciones a los datos medidos. Estas correcciones, para los datos diarios, dependen de las dimensiones geométricas de la banda (ancho y radio) y de la época del año [52]; en algunas fórmulas se incluye el albedo^(d) de las superficies vecinas y la reflectividad de la cara interna [53], mientras que para los datos horarios debe tenerse en cuenta la falta de homogeneidad de la distribución de la radiación difusa en el cielo. Sin ellas los errores experimentales hallados son por defecto y van del 1 % al 15 %. Le Baron B. A., Michalsky J. J. and Perez R. [54] proponen una técnica de corrección que tiene en cuenta todos los problemas antes mencionados.

Como dispositivo sombreador resulta mucho más satisfactorio un disco o una esfera sombreadora (véase Figura 4.13c.), que oculta al elemento sensor y subtende un ángulo sólido similar al de los pirheliómetros en uso. La dificultad que presenta es el seguimiento automático del Sol, lo cual no puede lograrse en cualquier lugar.

4.3.7. Medición de la radiación global

Con cualquiera de los radiómetros descriptos es posible medir la irradiancia global dependiendo de la precisión del tipo de sensor elegido y de los cuidados seguidos en la instalación y en mantenimiento.

Sin embargo, la recomendación de la “Red de Referencia para la Medición de la Radiación en Superficie” (Baseline Surface Radiation Network-BSRN) [55] para medir la irradiancia global con el menor error posible [56] no es hacerlo directamente sino mediante la suma de la irradiancia directa (medida con un pirheliómetro, ver Capítulo 4.5), proyectada sobre el plano horizontal (o sea, multiplicada por el coseño del ángulo cenital), y la difusa medida con un piranómetro tipo Black and White (ya que tiene menores pérdidas por infrarrojo), sombreado con una esfera sombreadora y provisto con un sistema de ventilación ($I = I_{bn} \cos \theta_z + I_d$).

4.3.8. Medición de la radiación fotosintéticamente activa

La radiación fotosintéticamente activa (PAR) es la proveniente de la región del espectro solar cuya longitud de onda está comprendida entre 0,40 y 0,70 μm . Los valores del PAR son importantes como parámetro de entrada de energía en diversos procesos biológicos y su evaluación temporal tiene particular interés en el seguimiento del crecimiento de cultivos. Debido a que las plantas realizan fotosíntesis y que el PAR es su fuente de energía, conocer la distribución espacial y temporal del mismo es fundamental para el análisis de los procesos biológicos asociados [57, 58, 59].

^(d) **Albedo** es el porcentaje de radiación que cualquier superficie refleja respecto a la radiación que incide sobre la misma.

Para la medición directa del PAR existen actualmente sensores desarrollados a tal efecto, como el LI-190SA fabricado por LI-COR, y el PAR Lite, de la empresa Kipp & Zonen. En ambos casos se utiliza como sensor un fotodiodo de silicio al que se modifica su respuesta y se le agrega un filtro para proporcionar una respuesta “cuántica” en el rango de longitudes de onda que van de 0,40 a 0,70 μm .

Con el mismo fin de abaratar costos y facilitar la medición de esta variable, tan importante a nivel agronómico, el Grupo de Energía Solar de la Comisión Nacional de Energía Atómica de la Argentina desarrolló un sensor fotovoltaico cuyo comportamiento fue ensayado estadísticamente con respecto a un sensor comercial fabricado por la empresa Kipp & Zonen; este ensayo estuvo a cargo del Grupo de Estudios de la Radiación Solar (GERSolar) de la Universidad Nacional de Lujan (UNLu), obteniendo para sus valores diarios errores que no superan el 5 %. El elemento difusor utilizado fue un vidrio esmerilado (con lo cual se evita la degradación que sufre los equipos similares de LI-COR y de Kipp & Zonen), cubierto con un filtro adecuado para este fin [60, 61].

4.4. Pirheliómetros

El instrumento utilizado para medir la radiación solar directa se denomina pirheliómetro y se caracteriza por poseer una pequeña abertura frontal (de unos pocos grados) con el fin de recibir la radiación proveniente sólo del disco solar y de una porción de la zona circunsolar. Esto permite que no sea necesario un ajuste continuo en aquellos equipos que no poseen seguimiento provisto por un montaje ecuatorial, pero obliga a efectuar correcciones para poder comparar mediciones de precisión realizadas con pirheliómetros de diferentes geometrías.

Uno de los primeros pirheliómetros termoeléctricos utilizados para hacer mediciones de turbidez atmosférica fue el equipo fabricado por la empresa Kipp & Zonen y conocido como actinómetro Linke-Feussner (Figura 4.11.). No tenía compensación por temperatura, por lo que venía equipado con un termómetro externo y una fórmula de corrección de la salida eléctrica, mientras que su ángulo de apertura era de 9,6 grados. Se lo proporcionaba montado sobre una base que permitía ajustar la altura y el acimut solar, pero no tenía seguimiento del Sol.

Dependiendo del tipo de instrumento, la influencia de la temperatura ambiente puede ser más o menos importante y las fluctuaciones provocadas por el viento deben ser tenidas en cuenta. Actualmente los pirheliómetros de uso más difundido son: los destinados a determinaciones rutinarias, llamados operacionales (en los cuales el sensor es una termopila diafragmada convenientemente) y los autocali-



Fig. 4.11. Actinómetro Linke-Feussner.

brables, reservados a efectuar calibraciones (patrones).

Uno de los primeros pirheliómetros operacionales en popularizarse fue el NIP (Normal Incidence Pirheliometer) fabricado en 1957 por la empresa Eppley, con un campo de visión de 5,7° para ser utilizado con un seguidor construido a tal efecto. Hoy en día compite favorablemente con este instrumento el pirheliómetro CH1 fabricado por la empresa Kipp & Zonen (Figura 4.12.).

La medición continua de la radiación solar directa demanda el uso de seguidores (“trackers”); los tradicionales compensan el movimiento diurno aparente del Sol con una montura ecuatorial (Figura 4.13.) controlada por un reloj sincrónico (a), y los más modernos lo hacen controlados por un programa de computadora (b) o con un GPS (c).

Una fuente de error recientemente registrada durante la calibración contra un radiómetro de cavidad (ver Pirheliómetros autocalibrables (ACR) Capítulo 5) por comparación directa en el mismo seguidor, fue que algunos pirheliómetros (tales como el NIP) exhiben rápidas fluctuaciones en su respuesta. Los puntos exhiben un incremento temporal de alrededor de 40 segundos y representan el tiempo de respuesta del NIP, calculada como la salida en voltaje de éste dividida por la irradiancia del ACR con una incertezza de $\pm 0.5\%$.

El comportamiento típico en forma de U de la respuesta del NIP a lo largo del día se atribuye a variaciones en gradientes de temperatura en el cuerpo del instrumento, causadas por la compleja interacción entre el calentamiento solar y el enfriamiento

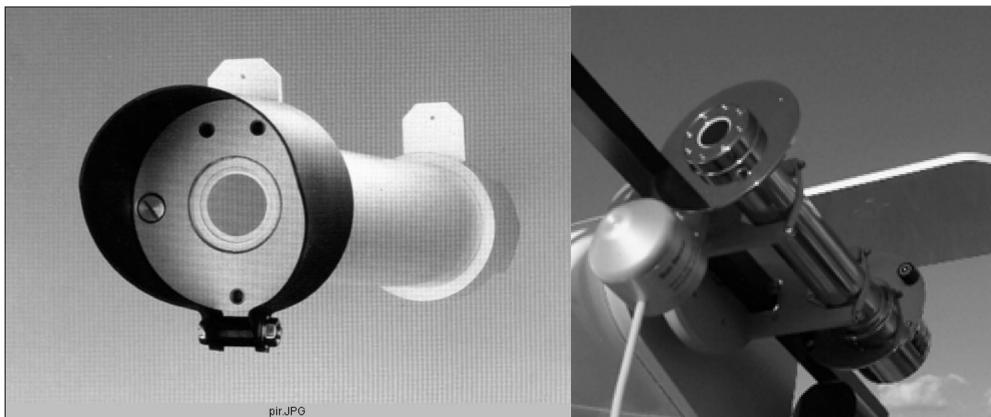


Fig. 4.12. Pirheliómetros operacionales Eppley NIP (izquierda), montado sobre un seguidor, y Kipp & Zonen CH1 (derecha).

del viento. Otros pirheliómetros (tales como el Kipp & Zonen CH1) no exhiben una respuesta tan marcada y tiene así una incertezza de calibración levemente menor [32].

Un pirheliómetro recientemente calibrado bajo condiciones ambientales ideales acumula errores de diferentes fuentes que le dan una incertezza de aproximadamente $\pm 2\%$, la que puede ser el doble bajo condiciones de calibración variables. Por otra parte, las mediciones rutinarias de la irradiancia directa normal incluyen la proveniente de la zona circunsolar (dentro de $2,5^\circ$ a $2,9^\circ$ del centro solar). Estos datos sobreestiman así levemente el verdadero valor que podría ser utilizado por los concentradores solares.

Pensando en la medición autónoma de la irradiancia directa comenzaron a diseñarse en 1975 los radiómetros de *banda rotativa* [62]. En la mayoría de las versiones utiliza un radiómetro fotovoltaico (LI-COR LI-200) pues es necesaria una rápida respuesta. Posee una banda que rota a velocidad constante y que sombra completamente el difusor del sensor cada 4 o 5 minutos. Cuando el sensor está descubierto mide la irradiancia solar global sobre el plano horizontal y cuando está cubierto por la sombra de la banda (bloqueando por supuesto parte del cielo, lo que puede ser corregido), la irradiancia difusa. La irradiancia normal directa puede ser calculada de la diferencia entre la global y la difusa (lo que daría la directa sobre el plano horizontal), dividida por el coseno del ángulo cenital (que se calcula de manera aproximada por un programa incorporado en el sistema de adquisición de datos comercial que acompaña al instrumento, lo que genera un error sistemático incorporado a los resultados). Además, la banda sombreadora tapa algo más que el tamaño del Sol

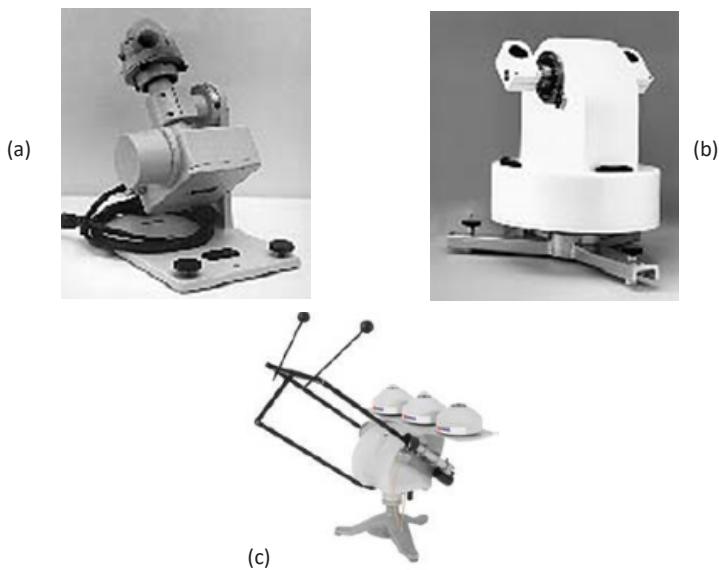


Fig. 4.13. Seguidores solares: (a) Eppley "GREEN", (b) Eppley SMT-3 (c) Kipp & Zonen SOLYS 2.

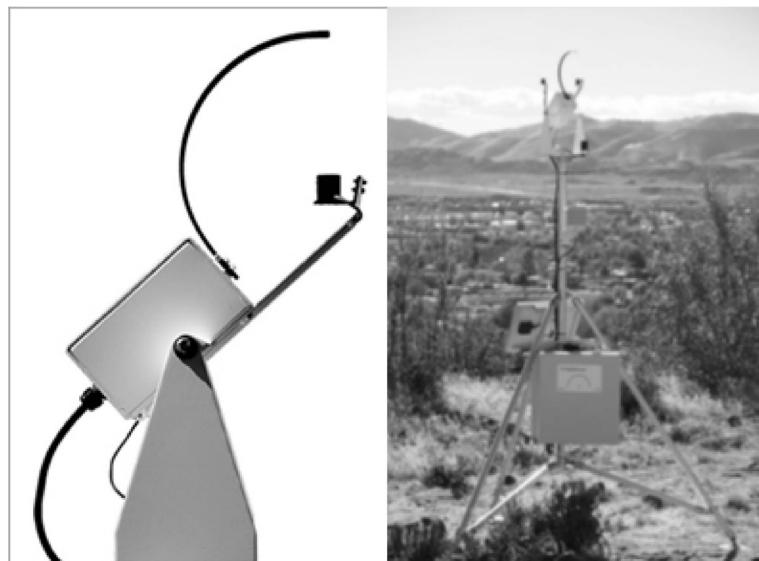


Fig. 4.14. RSR-2 fabricado por Irradiance, Inc.

cuento pasa frente al sensor fotovoltaico introduciendo otra fuente de error. Todos estos errores fueron estudiados exhaustivamente, más la respuesta a la ley del coseno, y se pueden corregir trabajosamente [44].

En la práctica, la precisión del RSR (Rotating Shadowband Radiometer) es solamente tan buena como la del piranómetro usado, y las incertezas en las irradiancias directas medida y calculada son mayores que las incertezas asociadas con las mediciones de la global. Los modelos más difundidos son los fabricados por Irradiance, Inc. y por Yankee Environmental Systems, Inc. (Figura 4.14.).

Series extensas de datos de irradiancia directa son cruciales para la selección de la ubicación de sistemas térmicos de generación por concentración de radiación solar (CSP en inglés), para producir vapor y de allí electricidad y de concentradores fotovoltaicos (CPV en inglés), para generar directamente electricidad.

5

TRAZABILIDAD

Se conoce como *trazabilidad* a la propiedad del resultado de una medición del valor de una magnitud que permite relacionarlo con referencias especificadas, generalmente patrones nacionales e internacionales, a través de una cadena ininterrumpida de comparaciones, todas con incertezas especificadas.

Como ya se mencionara en el Capítulo 4, los instrumentos destinados a la medición de las componentes de la radiación solar (piranómetros y pirheliómetros) deben ser calibrados como mínimo una vez al año, y con una frecuencia mayor si existieran razones que hicieran sospechar que su constante se ha modificado.

La misma puede hacerse enviando el equipo a algún centro de calibraciones que disponga de un pirheliómetro patrón o autocalibrable (con la consecuente pérdida de información si no tuviera sustituto) que llevará a cabo la tarea utilizando el método de tapado-destapado, o comparando estadísticamente a lo largo de unas dos semanas en el mismo lugar con algún patrón secundario disponible, tratando de incluir cielos cubiertos y claros.

5.1. Pirheliómetros autocalibrables (ACR)

A partir de la década del 60 se desarrollaron varios pirheliómetros autocalibrables que se asemejan entre sí por la cavidad ennegrecida destinada a la recepción de la radiación directa incidente (unida por una resistencia térmica a un sumidero de calor), generalmente de forma cónica, la que mejora notablemente la **absortividad**^(e) con respecto a una superficie plana; buena parte de ellos es consecuencia de equipos construidos para ser utilizados en vuelos espaciales, debiendo ser luego adaptados a las condiciones de uso a nivel del suelo.

Dos de estos radiómetros fueron desarrollados por J.M. Kendall: el Primary Abso-

^(e) Se denomina **absortividad** a la medida de la cantidad de luz absorbida por una disolución, definida como la unidad de absorbancia por unidad de concentración por unidad de longitud de la trayectoria de luz. De acuerdo con la Ley de Beer-Lambert, la **absortividad** es proporcional a la conductividad del soluto absorbente.



Fig. 5.1. Pirheliómetro autocalibrable de cavidad diseñado por J. Kendall y fabricado por TMI.

Iute Cavity Radiometer (PACRAD) y el Mk VI (fabricado por TMI), estando también difundidos el HF (diseñado por Hickey-Frieden y fabricado por la Eppley) y el PMO-6 (diseñado por el Centro Mundial de Radiación-WRC de Davos, Suiza, y fabricado por la Compagnie Industrielle Radioélectrique). Las incertezas asociadas con las determinaciones de la radiación directa efectuadas con estos equipos son del orden del 0,2 %. Dada la demanda limitada, algunas empresas están dejando de fabricarlos. A manera de ejemplo se describe a continuación el pirheliómetro autocalibrable Mk VI TMI [63].

Este pirheliómetro (Figura 5.1.) consiste en una cavidad cónica, con el vértice apuntado hacia la abertura, ennegrecida con negro de Parson, unida por un termistor térmico a un sumidero de calor y situada por debajo de un cilindro que tiene como finalidad diafragmar el campo visual del detector (junto con la apertura y tubo superior). La radiación solar incidente es absorbida por la cavidad receptora convirtiéndose en calor, que fluye a través del resistor hacia el sumidero de este, produciendo un salto de temperatura sobre las junturas de una termopila que genera una caída de tensión que es medida. La compensación por transferencias de calor no deseadas queda a cargo de la unidad de control, la que conoce la temperatura del radiómetro por una termorresistencia alojada en su cuerpo. La unidad electrónica de control efectúa el proceso de autocalibración y presenta la lectura de la radiación directa en términos de potencia recibida por unidad de área.

El campo de visión de este pirheliómetro es de 5° y el recubrimiento negro de la cavidad tiene una absorbancia de 0,98, que es mejorada por la propia geometría hasta

un valor de 0,998, presentando un comportamiento perfectamente lineal.

Un calentador eléctrico arrollado a la cavidad sirve como una fuente de calentamiento muy precisa y equivalente al calentamiento producido por la radiación incidente, proveyendo así un eficaz método de autocalibración; por medio de la medición de la corriente eléctrica circulante y la tensión sobre el calentador se conoce la potencia que se aplica a la cavidad, y la medida de la tensión provista por la termopila brinda una calibración segura del radiómetro.

Periódicamente estos pirheliómetros deben ser intercomparados, lo cual se lleva a cabo en los seis Centros Radiométricos Regionales (CRR) de la OMM, y cada cinco años en el Centro Mundial de Radiación (WRC)^(f) establecido por el Observatorio Físico-Meteorológico de Davos (PMOD)^(g) ubicado en Suiza (Figura 5.2.), el que mantiene el Grupo Estándar Mundial (WSG), actualmente integrado por seis instrumentos autocalibrables de cavidad muy bien caracterizados [64], que define la Referencia Radiométrica Mundial (WRR). La Asociación Regional III de la OMM tiene como miembros a los servicios meteorológicos o hidrometeorológicos nacionales de los países de América del Sur.

5.2. Control de calidad del instrumental

Si bien se han mencionado ya las principales características del instrumental utilizado en solarometría, es necesario estandarizar y controlar el cumplimiento de deter-



Fig. 5.2. Imagen del Grupo Estándar Mundial (WSG) ubicado en Davos, Suiza.

^(f) WRC: World Radiation Center.

^(g) PMOD: Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos.

minadas normas de calidad que, a través del tiempo y en parte motivadas por los adelantos tecnológicos, han ido cambiando.

Una de las exigencias demandadas de los instrumentos (o de las mediciones tomadas con ellos) para permitir la comparación de los valores adquiridos en diferentes ubicaciones y a través del tiempo con diferentes instrumentos es su *trazabilidad*; esto implica conocer la validez de la respuesta del sensor (es decir, el valor de la señal eléctrica ante una señal radiativa) y lleva implícita una cadena de calibraciones.

La referencia estándar para mediciones radiométricas solares fue introducida para asegurar una homogeneidad mundial en las mediciones de radiación solar. Esta referencia se establece en base a un promedio pesado^(h) de las mediciones de un grupo seleccionado y permanentemente controlado de Radiómetros Absolutos de Cavidad (el denominado “World Standard Group-WSG”); tiene un precisión estimada de 0,1%, una exactitud de 0,3 % y una estabilidad mejor que 0,01 % por año.

Cada 5 años se lleva a cabo allí una Intercomparación PIRheliométrica Internacional (IPC) a fin de transferir esta referencia a los radiómetros absolutos de cavidad (ACR) de los Centros Regionales de Radiación de las seis regiones de la OMM; ésta es la base de la *trazabilidad* de las mediciones solares. Una pequeña degradación de la incertezza (de 0,3 % a 0,35 %) tiene lugar en esta transferencia.

Los Centros Regionales deberían realizar intercomparaciones de las que participen los diferentes pirheliómetros de referencia (o piranómetros de *alta calidad*, en caso de no disponerse de ellos) de los países que integran la región de manera de contarse en cada uno de ellos con un patrón.

Sería deseable que los otros pirheliómetros o piranómetros de buena calidad que pudieran ser utilizados como *patrones secundarios* se calibraran con dicho patrón nacional.

Los pirheliómetros son calibrados por comparación directa con el radiómetro de cavidad absoluta (ACR) ya calibrado con la WRR, registrando un número razonable de comparaciones de las señales de ambos (a través de diferentes niveles de radiación - a partir de los 700 W/m² - y alturas solares) a fin de determinar estadísticamente la constante del equipo (*responsivity R_s*), expresada en unidades de $\mu\text{VW}^{-1}\text{m}^{-2}$, y su incertezza, tanto estadística como instrumental.

La calibración de un piranómetro de *alta calidad* (que podrá ser utilizado como *patrón secundario*) contra un pirheliómetro patrón se realiza por el método de tapado-destapado^[65] que permite comparar la radiación directa medida por el piranómetro con la determinada por el pirheliómetro de referencia (Figura 5.3.).

Este método consiste en medir la tensión que corresponde a la irradiancia global (V_g)

^(h) Valor adimensional que pondera la importancia relativa de un valor con respecto a los demás en el cálculo del promedio.

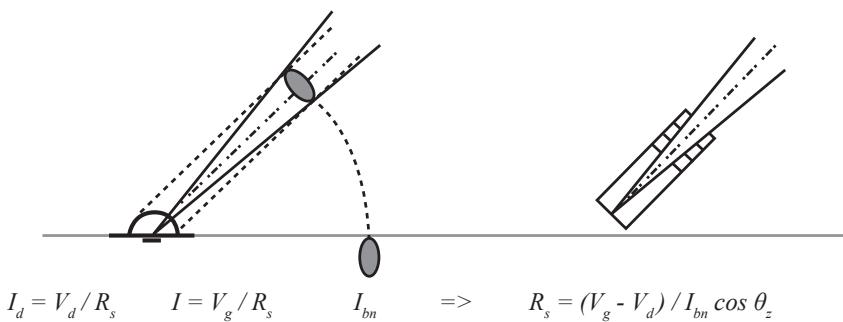


Fig. 5.3. Esquema del método de calibración de “tapado-destapado”.

con el piranómetro destapado y luego determinar la correspondiente a la difusa (V_d) con el piranómetro tapado con un círculo opaco ubicado a una distancia tal que obstruya un ángulo sólido similar al que observa el pirheliómetro; la diferencia entre esos dos valores permite determinar por diferencia la radiación directa recibida sobre el plano de operación que, en general, es horizontal. Proyectando sobre este plano la componente directa normal (I_{bn}) medida simultáneamente por el pirheliómetro patrón y comparando, se obtiene la constante del equipo R_s (su inversa es también conocida como constante de calibración):

$$R_s = (V_g - V_d) / I_{bn} \cos \theta_z \quad (5.1)$$

en donde θ_z es el ángulo comprendido entre la vertical del lugar y la dirección de incidencia de la radiación directa (ángulo cenital), que depende de la hora de la determinación. Repitiendo esta operación un número razonable de veces se determina un valor promedio de la constante con una incertezas muy baja.

5.3. Estandarización de instrumentos

Con el fin de uniformizar los controles de calidad de los instrumentos se han fijado a través del tiempo normas a ser cumplidas para ser calificados de determinada manera, normas que han ido cambiando a medida que se mejoraron los diseños.

Se habla así de equipos de primera y segunda clase, de patrones secundarios, de instrumentos de alta o buena calidad, denominaciones que responden al cumplimiento de estas normas. Tanto la Organización Internacional de Normas (ISO) como la Organización Meteorológica Mundial (OMM) han fijado niveles de exigencia para

pirheliómetros (Tabla 5.1.) y piranómetros (Tabla 5.2.) que difieren levemente entre sí [66, 67].

Tabla 5.1. Clasificación de los pirheliómetros operacionales de acuerdo con el cumplimiento de las especificaciones según las Normas ISO 9060/OMM.

Característica	Patrón secundario ISO 9060/ Alta calidad WMO	Primera clase ISO 9060/ Buena Calidad WMO	Segunda clase (sólo ISO 9060)
Tiempo de respuesta (tiempo para alcanzar 95% de la respuesta) ISO & WMO	< 15 s < 15 s	< 20 s < 30 s	< 30 s
Respuesta a un cambio de temperatura de 5 K/h ("zero offset") ISO & WMO	< 2 W/m ²	± 4 W/m ²	± 8 W/m ²
Resolución (menor cambio detectable) ISO & WMO	< 0,5 W/m ²	< 1 W/m ²	< 5 W/m ²
Apartamiento de la estabilidad (porcentaje de cambio anual en la cons- tante de calibración) ISO & WMO	< 0,5 % < 0,1 %	< 1 % < 0,5 %	< 2 %
Apartamiento de la linealidad (debido a cambios en la irradian- cia dentro del rango de 100 a 1000 W/m ²) ISO & WMO	< 0,2 %	< 0,5 %	< 2 %
Selectividad espectral ISO (0.35-1.5 μm) WMO (0.3-3 μm)	< 0,5 %	< 1 %	< 5 %
Respuesta a la tempe- ratura (error debido a un cambio de 50K en la temperatura ambiente) ISO & WMO	< 1 %	< 2 %	< 10 %
Respuesta a la inclina- ción (al pasar de 0° 90° con irradiancia de 1000 Wm ⁻²) ISO & WMO	< 0,2 %	< 0,5 %	< 2 %

Tabla 5.2. Clasificación de los piranómetros de acuerdo con el cumplimiento de las especificaciones (según ISO 9060 y OMM).

Característica	Patrón secundario ISO 9060/ Alta calidad WMO	Primera clase ISO 9060/ Buena Calidad WMO	Segunda clase ISO 9060/ Calidad Moderada WMO
Tiempo de respuesta (tiempo para alcanzar 95% de la respuesta). ISO & WMO	< 15 s	< 30 s	< 60 s
Corrimiento del cero (zero offset)			
Respuesta a una radiación térmica neta de 200 W/m ² . ISO & WMO	< 7 W/m ²	< 15 W/m ²	< 30 W/m ²
Respuesta a un cambio de 5 K/h en la temperatura ambiente. ISO & WMO	< 2 W/m ²	< 4 W/m ²	< 8 W/m ²
Apartamiento de la estabilidad (porcentaje de cambio anual en la constante de calibración). ISO & WMO	< 0,8 %	< 1,6/1,5 %	< 2,0/3,0 %
Apartamiento de la linealidad (debido a cambios en la irradiancia dentro del rango de 100 a 1000 W/m ²) ISO & WMO	< 0,2/0,5 %	< 0,5/1,0 %	< 2,0/3,0 %
Respuesta direccional (error debido a suponer que la respuesta a incidencia normal a 1000 W/m ² es válida para todas las direcciones) ISO & WMO	< 10 W/m ²	< 20 W/m ²	< 30 W/m ²
Selectividad espectral ISO (0,35-1,5 μm) WMO (0,3-3 μm)	< 2 % < 2 %	< 4 % < 5 %	< 8 % < 10 %
Respuesta a la temperatura (error debido a un cambio de 50K en la temperatura ambiente W/m ²). ISO & WMO	< 2 %	< 4 %	< 8 %
Respuesta a la inclinación (al pasar de 0° a 90° con irradiancia de 1000 Wm ⁻²). ISO & WMO	< 0,5 %	< 2 %	< 5 %
Incerteza alcanzable (NC 95 %)			
Total horarios WMO	3 %	8 %	20 %
Total diarios WMO	2 %	5 %	10 %

El tiempo de respuesta exigido por ambas normas ha dejado fuera de uso, como patrón secundario (o de alta calidad, según la OMM), al piranómetro Eppley modelo PSP ya que su tiempo de respuesta es mayor a 15 segundos, quedando relegado a un equipo de primera clase (o de buena calidad, según la OMM). Pueden ser utilizados como patrones los modelos CMP11, CMP21y CMP22 de la firma Kipp & Zonen, preferiblemente con ventilación.

5.4. Incertezas en las mediciones

Por muchos años han estado en claro, al menos en el idioma español, los conceptos de precisión y de exactitud, pero no ocurre lo mismo en el inglés, a juzgar por los comentarios encontrados en algunas publicaciones. Por ejemplo, puede leerse en [51] que “*no se recomienda más usar términos como ‘exactitud’ o ‘error’, excepto en el sentido más general, en la realización de una medición. Son términos pobemente definidos. El término ‘incerteza’ debería usarse cuando se considere apropiado*”.

El Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST, por sus iniciales en inglés) de los EE.UU. decidió basar su política de expresión de incertezas en las mediciones en una Guía preparada por varios especialistas designados por organismos internacionales de metrología. Para ello preparó su propia guía abreviada, uno de cuyos apéndices se dedica a clarificar la terminología utilizada [68].

En el apéndice define “*error de una medición*” al resultado de una medición menos el valor de la magnitud, “*error casual (random)*” al resultado de una medición menos la media que resultaría de un número infinito de mediciones de la magnitud realizado bajo las mismas condiciones de repetibilidad y “*error sistemático*” a la media que resultaría de un número infinito de mediciones de la misma magnitud llevada a cabo bajo las mismas condiciones de repetibilidad menos el valor de la magnitud (no aconseja usar como sinónimo el término “*bias*” ya que se define sólo en relación con un instrumento de medición).

Por otro lado, define “*accuracy*” como la proximidad del acuerdo entre el resultado de una medición y el valor de la magnitud medida; y aclara: “*accuracy*” es un concepto cualitativo; el término “*precision*” no debería usarse por “*accuracy*”. Y no da una definición para precisión debido a “la cantidad de definiciones que existen” (entre ellas, la Norma ISO 3534).

Puede decirse que, históricamente, los análisis de incertezas trataron la misma en términos de los tipos de fuentes *casuales* y *sistemáticas*. Las fuentes casuales de incertezas estaban cuantificadas por la desviación estándar o varianza de los conjuntos de datos medidos. Las sistemáticas eran estimaciones del apartamiento del “valor

verdadero". La incertezza total o combinada (U_c , por la inicial en inglés de "uncertainty") era calculada a partir de:

$$U_c^2 = \sum (2.\text{casuales})^2 + \sum (\text{sistemáticos})^2 \quad (5.2)$$

en donde el factor 2 en el término "casuales" era necesario para "incrementar" esa componente a fin de proveer un nivel de confidencia del 95 % para la incertezza combinada calculada (el valor 2 a ser utilizado en NIST es adoptado por convención, para ser consistente con prácticas internacionales habituales).

Vale la pena recordar que estos factores, que determinan el *intervalo de confianza*, resultan del valor de la variable estandarizada Z en la distribución normal: $|Z|=1$ determina un intervalo que abarca el 68,3 % de los casos, $|Z|=1,645$ del 90 %, $|Z|=1,96$ del 95 %, $|Z|=2$ del 95,45 % y $|Z|=3$ del 99,73 %.

La *Guía para la Incerteza de la Mediciones* (GUM, por sus iniciales en inglés *Guide to the Expression of Uncertainty in Measurements*) de la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (CIPM) es aceptada corrientemente para este tema. La GUM [69] define como incertezas de tipo A a los valores que derivan de métodos estadísticos, y de tipo B a los que provienen de otras fuentes evaluadas por "otros medios" como juicio científico, experiencia, especificaciones, comparaciones o calibraciones.

La GUM define el concepto de "incerteza estándar" para cada tipo; reemplaza el histórico factor 2 por un "factor de cobertura", k (dependiente de la distribución estadística supuesta o conocida, siendo 2 en el caso de una distribución normal), y la incertezza total (o combinada) como:

$$U_c^2 = \sum (k.\text{tipo } A)^2 + \sum (\text{tipo } B)^2 \quad (5.3)$$

Para muestras pequeñas ($n < 20$) de una distribución normal k puede ser seleccionado de la distribución t de Student; U es la "incerteza expandida" y k está usualmente en el rango de 2 a 3, para intervalos de confidencia de 95 % y 99 %, respectivamente.

En la Tabla 5.3. se muestran las relaciones entre la incerteza estándar para la distribución normal (también llamada *desvío estándar de la media*) y la incerteza expandida (o ampliada). Recomendaciones similares presenta en Inglaterra el UKAS (United Kingdom Accreditation Service norma 3003, año 2007, que aplica el factor k a la incertezza total).

También el Instituto Nacional de Tecnología Industrial-INTI de Argentina declaró [70] que "la metodología general para la evaluación y expresión de incertidumbres de medición en calibraciones deberá seguir los lineamientos de la *Guía ISO GUM*".

Tabla 5.3. Relaciones entre la incertezas estándar u y la incertezas ampliada U (según la GUM).

Distribución	Fuente	Incertezas estándar
Desvío estándar = σ Número de lecturas = n Incertezas expandida = U Factor de cobertura = 2	Estadística (tipo A)	$u = \sigma/\sqrt{n}$ ó $u = U/2$

5.4.1. Incertezas ampliadas combinadas en la calibración de un pirhelímetro Eppley modelo NIP

Siguiendo el procedimiento utilizado en el Laboratorio Nacional de Energía Renovable de los EE.UU. [10] se verá como ejemplo de aplicación de estos conceptos la calibración de un pirhelímetro Eppley modelo NIP por comparación directa con el pirhelímetro similar del GERSolar-UNLu usando el mismo trackeador; el pirhelímetro de referencia fue calibrado contra el TMI autocalibrable No. 67605 del de este Grupo y las señales de ambos NIP fueron tomadas con un data-logger Campbell CR10X, resultando ser del orden de 6,5 milivolts.

Tabla 5.4. Incertezas ampliadas de la CR10X (tipo B) de acuerdo con el fabricante.

Modelo	Rango	Resolución (diferencial)	Rango de temperatura	Offset	U_{95}
Campbell CR10X	± 25 mV	3,33 µV	0° to 40°C	1,5*resolución + 1.0 µV	0,06% de la lectura + offset

Entonces:

$$U_{95} = 6 * 10^{-4} * 6,5 * 10^{-3} V + 1,5 * 3,33 * 10^{-6} V + 1 * 10^{-6} V = 9,89 * 10^{-6} V$$

$$U_{95}(\%) = (9,89 * 10^{-6} V / 6,5 * 10^{-3} V) * 100 = 0,15 \%$$

El pirhelímetro TMI fue comparado en el mes de abril de 2012 con el pirhelímetro autocalibrable Eppley AHF No. 30112 del Servicio Meteorológico Nacional, que participó de la Intercomparación Pirheliométrica Internacional (IPC-XI) llevada a cabo en Davos en el año 2010. La incertezas resultante del TMI fue de 0,39 %.

La incertezas ampliada porcentual fue de 0,0036 %; la incertezas introducida por el *display* del multímetro fue de 0,078 % y por el *display* del pirheliómetro de referencia 0,06 % (estrictamente, estas incertezas tipo B, dada la característica de las respuestas rectangulares de los multímetros, deberían estar multiplicadas por $\sqrt{3}$ a fin de ampliar la cobertura; de todas maneras, el peso relativo de estas incertezas es bajo).

Es habitual utilizar la “suma en cuadratura” para adicionar las incertezas. Así, la incertezas ampliada combinada resulta entonces:

$$U_{c95\%} = (0,0036^2 + 0,078^2 + 0,06^2 + 0,39^2)^{1/2} = 0,4 \%$$

Si se tienen en cuenta además (Tabla 5.6.) las incertezas en la respuesta cenital (0,5 %), en la respuesta espectral (1,5 %), en la no linealidad (0,5 %), en la respuesta a la temperatura (1 %) y el envejecimiento anual (0,1 %) se obtiene:

$$U_{c95\%}^* = (0,4^2 + 0,5^2 + 1,5^2 + 0,52 + 1^2 + 0,1\%)^{1/2} = 1,98 \%$$

Incerteza estadística (tipo A) ampliada

Considerados 972 cocientes calculados entre las lecturas de los dos pirheliómetros NIP que superaban la irradiancia directa de 700 W/m², los resultados estadísticos obtenidos para el NIP en calibración fueron:

Tabla 5.5. Resultados estadísticos obtenidos para el NIP en la calibración del ejemplo.

Rs [μV/Wm ⁻²]	σ [μV/Wm ⁻²]	u = σ/Vn [μV/Wm ⁻²]	U ₉₅ = 2*u [μV/Wm ⁻²]	U ₉₅ [%]
8,14	0,00942	0,000302	0,000604	0,00742

La incertezas ampliada total (o combinada) resultó entonces:

$$U_{c95\%}^* = (0,15^2 + 1,98^2 + 2*0,00742^2)^{1/2} = 1,986 \%$$

Se consideraron 2 incertezas estadísticas por las lecturas de las 2 señales. Si se incluyeran otras fuentes de incertezas [71] que se presentan en la Tabla 5.4., tales como la respuesta cenital (0,5 %), la respuesta espectral (1,5 %), la no-linealidad (0,5 %), la respuesta a los cambios de temperatura (1 %) y el envejecimiento anual (0,1 %), el valor de la incertezas total se elevaría a 2,8 %.

Una variante a aplicar sería calcular en la fórmula utilizada los *factores de sensibilidad*.

vidad para los valores medidos aplicando derivadas parciales y sumando luego en cuadratura. Por ejemplo, si la fórmula utilizada para calcular el valor medio de la constante de calibración del sensor en ensayo ($(R_{ens})_m$) en función de la constante del equipo de referencia (R_{ref}) y del valor medio de los cocientes considerados (k_m) fuera:

$$(R_{ens})_m = k_m * R_{ref} \quad (5.4)$$

como:

$$\partial[(R_{ens})_m]/\partial(k_m) = R_{ref} \quad \partial[(R_{ens})_m]/\partial(R_{ref}) = k_m \quad (5.5)$$

entonces:

$$u_{cRens}^2 = [(R_{ref})(u_{ck})]^2 + [(k_m)(u_{cRef})]^2 \quad (5.6)$$

Tomando la raíz cuadrada de esta incerteza estándar se puede asegurar que el 68 % de los valores determinados de la constante del equipo se encuentran en el intervalo calculado.

Tabla 5.6. Valores medios de las fuentes de incerteza por instrumento, según [71].

Fuente de incerteza	Piranómetro a termopila	Piranómetro a semiconductor	Pirhelímetro a termopila	Pirhelímetro a semiconductor
Calibración	3 %	5 %	2 %	3 %
Respuesta cenital	2 %	2 %	0,5 %	1 %
Respuesta acimutal	1 %	1 %	0 %	0 %
Respuesta espectral	1 %	5 %	1,5 %	8 %
Inclinación	0,2 %	0,2 %	0 %	0 %
No linealidad	0,5 %	1 %	0,5 %	1 %
Respuesta a la temperatura	1 %	1 %	1 %	1 %
Envejecimiento por año	0,2 %	0,5 %	0,1 %	0,5 %
U total = Suma	8,9 %	15,7 %	5,6 %	14,5 %
U total* = Raíz cuadrada de suma de los cuadrados	4,1 %	8,0 %	2,7 %	8,9 %

De todas maneras, vale la pena mencionar las conclusiones de un trabajo [72] en el que sus autores afirman que las incertezas básicas en los mejores datos reales de radiación solar disponibles hoy “*son del orden de 3 % en radiación directa y 5 % en radiación global horizontal*”.

5.5. Incerteza introducida por la pérdida de datos

Un tema importante a considerar es la completitud de los registros en base a los cuales se calculan los valores medios. Ya en 1983 la Organización Meteorológica Mundial [73], en su Guía de Prácticas Climatológicas, recomendaba que no se calcularan valores mensuales de temperaturas, presión o heliofanía si faltaban más de 10 valores diarios dispersos, o 5 o más valores diarios consecutivos. Posteriormente, la misma entidad recomendó criterios más estrictos, estableciendo los límites a más de 5 días con datos ausentes o a más de 3 consecutivos, respectivamente [74].

Esta incerteza introducida por la pérdida de datos tendrá que adicionarse adecuadamente a la del instrumental utilizado (sumando en cuadratura):

$$U_{c\ total} [\%] = \{(U_c [\%])^2 + (U_{RPD} [\%])^2\}^{1/2} \quad (5.7)$$

en donde el segundo término indica la Incerteza Relativa por la Pérdida de Datos.

Para ejemplificar, se tomará un trabajo reciente realizado con los valores tomados por la Red Solarimétrica de Argentina [75]. Se utilizaron los valores diarios mensuales de los cuales se habían eliminado aquéllos que no cumplían con las exigencias planteadas en la consistencia. Se seleccionó un conjunto de estaciones que presentaban una estadística razonable y que cubrían una amplia gama de latitudes geográficas de Argentina.

El campo de radiación solar en Argentina presenta una notable homogeneidad, teniendo en cuenta la notable extensión de la zona en estudio: la mayor parte (~50 %) de la variación temporal de la radiación es común para toda la región. La otra mitad es específica y está asociada a factores locales-regionales (región NOA). Dejando de lado San Juan y Cerrillos, el índice de claridad medio para las otras estaciones es cercano a 0,50 y no presenta marcada variación a lo largo del año.

Como consecuencia de este análisis previo, se decidió estudiar detalladamente los efectos de la pérdida de datos en las series de irradiación global diarias en las estaciones ubicadas en Paraná, provincia de Entre Ríos (-31°50'S, 60°31'W; 110 msnm), que presenta baja variación entre los índices de claridad de cada período y una

extensión de 30 años, y en Cerrillos, provincia de Salta (-S; 65°29'W; 1250 msnm) con una extensión de 19 años. Ambas longitudes permiten asegurar que los promedios generales calculados no van a diferir de la media a largo plazo en más del error instrumental [76], si bien los tiempos de convergencia son mayores para la estación salteña, tanto para los promedios anuales como para los mensuales.

Se calcularon los promedios mensuales generales para los meses de enero, abril, julio y octubre, elegidos como centrales de cada uno de los valores significativos de la declinación (verano, otoño, invierno y primavera, para el Hemisferio Sur), los desvíos estándar, los coeficientes de Pearson para las series (desvío estándar DESV, normalizado por el promedio mensual general H_m) y los índices de claridad medios (K_i , cociente entre el promedio mensual general de la irradiación global diaria H_m , y el promedio mensual de la irradiación diaria al tope de la atmósfera sobre el lugar elegido H_o).

Se definió la bondad con la que cierto mes de un año representaba las condiciones históricas típicas del mismo comparando la Función de Distribución Acumulada (CDF, del inglés Cumulative Distribution Function) para ese mes del año considerado con la CDF para el mismo del total de la serie. Para ello, se utilizó el estadístico FS de Finkelstein-Schafer [77] para todos los sets de datos mensuales (metodología habitual utilizada para el cálculo del Año Meteorológico Típico).

Para evaluar la influencia de la pérdida de los valores diarios se calculó en cada caso el promedio resultante H_i , y se lo comparó con el valor del promedio mensual sin pérdida de datos H_m , (cercano, como ya se dijo, al promedio general), anotándose su valor relativo, al que se denominó Incerteza Relativa (porcentual) por Pérdida de Datos:

$$U_{RPD} (\%) = 100 * (H_i - H_m) / H_m \quad (5.8)$$

Un valor positivo corresponderá a una sobreestimación y uno negativo a una subestimación. Esto se repitió para cada una de las cuatro épocas del año seleccionadas y para cada una de las dos estaciones. El nivel de referencia a tener en cuenta fue que la incerteza instrumental de la Red Solarimétrica (U) era de 6 %. Siguiendo el trabajo de la OMM [78], se consideró la pérdida de valores consecutivos debido a la persistencia y a la significativa autocorrelación de orden 1 de las series analizadas [79] [80].

Para cada una de las incertezas calculadas con hasta una pérdida de 10 días, se anotaron los valores máximo y mínimo hallados para la incerteza (todos los otros hallados se encuentran comprendidos entre ese valor máximo y ese mínimo); se promediaron luego los resultados obtenidos, tanto para las máximas incertezas como para las mínimas, por separado para cada mes tipo.

Como era de suponer, la incidencia de la pérdida de datos diarios resultó más marcada en las estaciones y en los meses que presentan mayor variabilidad. En general, ya la pérdida de 3 o 4 valores diarios consecutivos puede producir incertezas que alcanzan o superan en sus valores máximos a la instrumental.

Si se calcula la amplitud completa (diferencia entre el valor máximo y el mínimo) de las incertezas relativas producidas por la pérdida de valores extremos para cada día faltante (unificando las dos estaciones consideradas) y se la grafica en función del coeficiente de variabilidad, se obtiene la curva que se muestra en la Figura 5.4 que evidencia la dependencia de los valores de la Incerteza Relativa por la Pérdida de Datos con este coeficiente (en una aproximación lineal), lo que era de suponer.

Para analizar la influencia que puede tener la pérdida de un dado número de meses en los valores medios a largo plazo se procedió a eliminar de las series de promedios mensuales primero un mes, cambiando progresivamente los años seleccionados, y calculando el promedio resultante; luego dos meses, cambiando también los años seleccionados, y calculando nuevamente el promedio resultante; y finalmente tres, procediendo de la misma manera.

Se compararon luego los promedios que habían resultado (con 1 a 3 faltantes) con los promedios sin faltantes en cada estación, determinando así el error relativo que

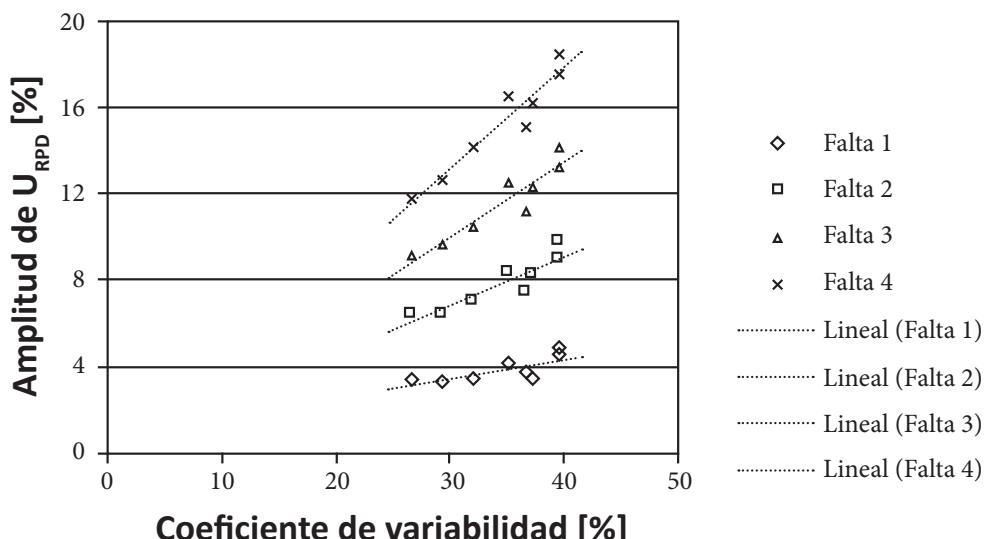


Fig. 5.4. Variación de la amplitud de incertezas relativas producidas por la pérdida de datos diarios en función del coeficiente de variabilidad (cada curva es una aproximación lineal que corresponde a diferentes números de días perdidos).

se generaría. Las incertezas medias introducidas por la pérdida de 1 a 3 meses de datos no alcanzan en general al 1 %, si bien se encuentra para algunos valores perdidos que esta incerteza puede alcanzar en algunos meses valores que no llegan al 2 % en Paraná y al 3,6 % en Cerrillos (como era de suponer, es menor el efecto en la serie más extensa). De todas maneras, resulta en todos los casos inferior a la incerteza instrumental.

En resumen, pudo verse en el trabajo mencionado que la incerteza que se introduce cuando faltan valores mensuales en las medias de un período extenso es inferior a la que se produce cuando faltan valores diarios en un promedio mensual, como ya lo había indicado la Organización Meteorológica Mundial al referirse a los faltantes en series climatológicas (con una longitud de 30 años) de temperatura diaria máxima, temperatura mínima, presión de vapor, presión media al nivel del mar y duración de la insolación [78]. Este hecho está asociado a los menores valores que toma el coeficiente de variabilidad de los promedios mensuales comparado con los de cada mes.

Cabe destacar entonces que los promedios mensuales calculados con pérdidas de más de 2 días en base a datos diarios de la Red Solarimétrica o similares pueden llegar a tener incertezas de hasta un 8 % procedentes de la suma en cuadratura de la Incerteza Instrumental y de la Incerteza Relativa por la Pérdida de Datos (Fórmula 5.7.). Sin embargo, si se tratan previamente estas pérdidas, completando los valores perdidos mediante su estimación a través de un método de regresión lineal con los datos diarios de heliofanía relativa (a nivel anual), estas incertezas no superan en general el 1 % (si se utilizara una regresión calculada a nivel mensual la incerteza introducida resultaría algo menor). Cabe aclarar que esta herramienta puede ser útil para el cálculo de los valores medios, pero se pierde información estadística de la estructura diaria de la serie temporal.

5.6. Caracterización de piranómetros

Estrictamente, cada instrumento tendría que ser *caracterizado* en su comportamiento para determinarlo en la situación en la que va a ser utilizado, fundamentalmente, la respuesta cenital.

Un trabajo que puede ser considerado como modelo es el llevado a cabo en el Laboratorio de Investigaciones en Radiación Solar (SRRL) del Laboratorio Nacional de Energía Renovable (NREL) de los EE.UU., ubicado en Golden, Colorado. Utilizando un radiómetro autocalibrable Eppley Hickey-Frieden (AHF) y un pirgeómetro ventilado (para medir el infrarrojo neto) ensayaron a lo largo de un año 13 instrumentos

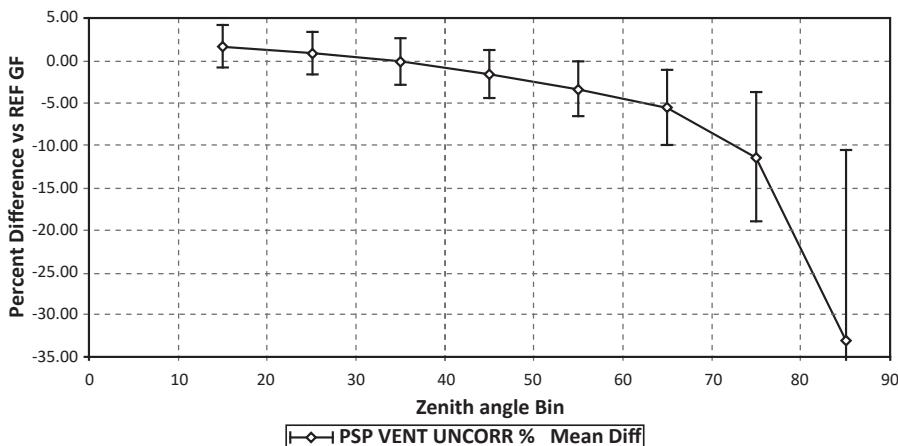


Fig. 5.5. Variación de la diferencia relativa porcentual media con respecto a la referencia global horizontal REF GH (directa proyectada más difusa) de la respuesta Rs del Eppley PSP 28402F3 con ventilación (no corregido por pérdidas por infrarrojo) para diferentes ángulos cenitales de 15° a 85°, según [82].

(piranómetros termoeléctricos o fotovoltaicos, con o sin ventilación, pirhelíometros y un RSR). Los datos fueron registrados cada minuto promediando lecturas tomadas cada 3 segundos (0,33 Hz, 20 muestras por minuto) utilizando equipos de adquisición Campbell CR23X, agrupándolos en conjuntos sub-horarios, medias horarias, totales diarios y promedios mensuales de los valores diarios. La irradiancia global fue calculada como la suma de la directa, proyectada sobre el plano horizontal, más la difusa.

En general, la respuesta de los piranómetros para ángulos de incidencia entre 60° y 70° comienza a mostrar apartamientos apreciables que para ángulos mayores de 80° exceden las especificaciones de fábrica. Sorprendentemente, un equipo Kipp and Zonen CMP6 y los LI-COR se comportaron a la par de un CMP22.

Como resumen de ese trabajo [81] se comunicó que, dependiendo de la estación del año y el destino de los datos solares, las incertezas pueden exceder en mucho las tolerancias ingenieriles; éste fue especialmente el caso del piranómetro PSP; subestimaciones instantáneas de hasta 40 % en la irradiancia difusa y hasta 15 % en la global fueron observadas sistemáticamente bajo cielos claros en invierno. En promedios mensuales en invierno subsistieron subestimaciones de hasta 15 % en la difusa y 10 % en la global.

Como un ejemplo de la respuesta ante diferentes ángulos cenitales obtenida para un piranómetro Eppley, con ventilación pero sin las correcciones por las pérdidas

por infrarrojo, se presenta la Figura 5.5. incluida en un informe técnico de NREL [83]. La denominada “constante de calibración” (o su inversa, denominada *responsivity* R_s) se expresa entonces para el ángulo medio de operación; por ejemplo: Eppley PSP No. de serie 28402F3, $R_s@45^\circ = 6,9276 \mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$ (con una incertezza de calibración de +2,37/-2,88 % para ángulos cenitales comprendidos entre 30° y 60°).

5.7. Control de calidad de los datos obtenidos

La calidad de los datos se establece generalmente cuando se toma la medida. Poco se puede hacer después para mejorarla. Por lo tanto, es fundamental atender cuidadosamente los procedimientos de calibración, inspección y mantenimiento discutidos anteriormente, junto con las hojas de registro y otros artículos que documentan el estado de la estación. También incluye una inspección crítica o valoración de los datos para ayudar a detectar problemas que no son evidentes a partir de la inspección física de los instrumentos.

Para mediciones de radiación solar el control de calidad consiste en general en la definición de una serie de filtros que imponen límites inferiores y superiores de aceptación a las distintas magnitudes obtenidas. Estos límites se definen tanto en base a consideraciones físicas para identificar valores imposibles de ser observados como a criterios estadísticos que posibilitan detectar datos anómalos o cuestionables [83]. Se volverá al tema al tratar las aplicaciones de los modelos.

6

VARIABILIDAD ESPACIAL

En el diseño de una red deberían tenerse en cuenta muy especialmente criterios económicos; una cobertura instrumental de alta densidad espacial implicará costos sumamente elevados, pero una cobertura insuficiente podría provocar pérdidas importantes debido al conocimiento inapropiado del parámetro que se pretende medir.

Es así que la realidad de nuestros países ha condicionado las posibilidades ideales para el diseño y operación de las redes Solarimétrica y Meteorológica; es por ello que en los Capítulos 7 y 8 se analiza la información producida en ellas para poder extender su cobertura dentro de ciertas limitaciones a establecer, tanto en el espacio cuanto en el tiempo.

6.1. Variabilidad espacial de parámetros meteorológicos

En lo que hace al análisis de la interpolación-extrapolación espacial de los valores obtenidos en las redes de medición suele seguirse un formalismo [84] basado en la aplicación de las características estadísticas de los campos aleatorios (comportamiento de las funciones de correlación y covarianza). Este método fue aplicado en una gran cantidad de trabajos llevados a cabo en diferentes países del hemisferio Norte [85-92].

Indicando con una línea sobre la magnitud el valor promedio de la misma se puede definir el desvío f' (anomalía) de una variable f con respecto a su valor medio, medidos ambos en el punto de coordenadas (x,y) , de la siguiente manera:

$$f'(x,y) = f(x,y) - \overline{f(x,y)} \quad (6.1)$$

(de acuerdo con esta definición, el valor medio de la anomalía será nulo).

Además, el valor cuadrático medio de la anomalía se denomina *varianza* $V_f(x,y)$ del parámetro f en el punto en cuestión, esto es:

$$V_f(x,y) = \overline{f'^2}(x,y) \quad (6.2)$$

Teniendo en cuenta la medición simultánea de la variable f en dos ubicaciones en el plano, caracterizadas por sus coordenadas espaciales (x_1, y_1) y (x_2, y_2) , se consideran dos funciones. La primera, denominada por algunos autores *cuadrado del desvío estándar de las diferencias diarias*, se calcula como la media cuadrática de las diferencias de las anomalías diarias en los dos puntos:

$$b_f(x_1, y_1, x_2, y_2) = \sqrt{[f'(x_1, y_1) - f'(x_2, y_2)]^2} \quad (6.3)$$

y es también conocida como *función estructura*.

La segunda función es la *covarianza* $COV(x_1, y_1, x_2, y_2)$ y se calcula como el promedio del producto de los valores de las anomalías en los dos puntos:

$$COV_f(x_1, y_1, x_2, y_2) = f'(x_1, y_1) \cdot f'(x_2, y_2) \quad (6.4)$$

(la varianza es un caso particular de la covarianza, calculada para dos puntos coincidentes en el espacio: $V(x,y) \equiv COV(x,y,x,y)$).

Estas funciones así definidas están vinculadas a través de la expresión:

$$b_f(x_1, y_1, x_2, y_2) = V_f(x_1, y_1) + V_f(x_2, y_2) - 2 COV_f(x_1, y_1, x_2, y_2) \quad (6.5)$$

Debe tenerse en cuenta que los errores aleatorios en la base de datos introducen un término adicional en los valores de estas funciones. La suposición más simple - y generalmente cierta - es que estos errores producidos en las diferentes ubicaciones no están correlacionados entre sí ni con los valores medidos, lo cual permite demostrar que la función estructura debe modificarse de la siguiente manera:

$$b_f'(x_1, y_1, x_2, y_2) = b_f(x_1, y_1, x_2, y_2) + \sigma_f^2(x_1, y_1) + \sigma_f^2(x_2, y_2) \quad (6.6)$$

Ya que este error es el mismo (del mismo orden) para las dos ubicaciones, podría estimárselo extrapolando la función estructura a distancia nula ya que, en ese caso:

$$b_f'(0, 0, 0, 0) = 2 \sigma_f^2 \quad (6.7)$$

En algunos trabajos suele analizarse la variación espacial de un coeficiente de variabilidad adimensional [89], definido de la siguiente manera:

$$C_v = \sqrt[2]{b_f} / [\sqrt{0,5} (\overline{f_1} + \overline{f_2})] \quad (6.8)$$

donde los valores en el denominador indican los promedios del parámetro en las localidades para las cuales se calcula la función estructura.

El primer paso en este tipo de estudios es suponer la homogeneidad e isotropía del campo a estudiar. La homogeneidad significa que el comportamiento del parámetro es el mismo en cualquier ubicación espacial y que sólo puede depender de la distancia entre estaciones; la isotropía implica que el comportamiento del parámetro no depende de la orientación de la distancia entre estaciones (no depende del vector sino sólo del módulo).

En este caso, la función estructura se trata como función de la distancia entre estaciones, la que se calcula - ya que son distancias relativamente pequeñas - por la fórmula pitagórica

$$d_{12} = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2} \quad (6.9)$$

sin tener en cuenta la curvatura de la superficie terrestre.

Como un ejemplo de lo dicho, se calculó para la región de la Pampa Húmeda de Argentina en primer lugar la función estructura en base diaria sobre todos los meses del año [93].

Los resultados mostraron que, aún para cortas distancias, los errores que se cometerían al extrapolar los valores diarios de radiación global serían muy altos. Esto pudo ser mejorado usando los promedios mensuales; pero al hacerlo se hizo evidente que la estación Paraná, ubicada en la orilla este del río del mismo nombre, se apartaba considerablemente (para cortas distancias) de la curva establecida, por lo que se concluyó que la suposición de la homogeneidad del campo no era válida, si bien se ajustaba a ella para distancias del orden de los 600 km.

Descartando entonces a esta estación se trazaron las curvas que se presentan en la Figura 6.1., en la que se grafica la raíz cuadrada de la función estructura, medida en MJ/m², en función de la distancia expresada en kilómetros.

Se puede ver que el error de extrapolación de los promedios mensuales en el rango de distancias considerado no excede en ningún caso la precisión del instrumental para un nivel de confidencia del 67 %, que es el que corresponde a la definición estadística hecha para la función estructura (para un error cuadrático medio del 6 % la diferencia esperada entre dos mediciones hechas en el mismo sitio es del 8,5 %; en este caso, este nivel es de 1,38 MJ/m² para la radiación media de la zona de 16,2 MJm⁻²).

Estrictamente, esto supone que las diferencias diarias para un par de estaciones estén normalmente distribuidas [90] pero se ha observado que este criterio no siempre se cumple [85, 91]; sin embargo se encontró que aproximadamente el 90 % de las observaciones caían en un intervalo limitado por 1,644 desvíos estándar del pro-

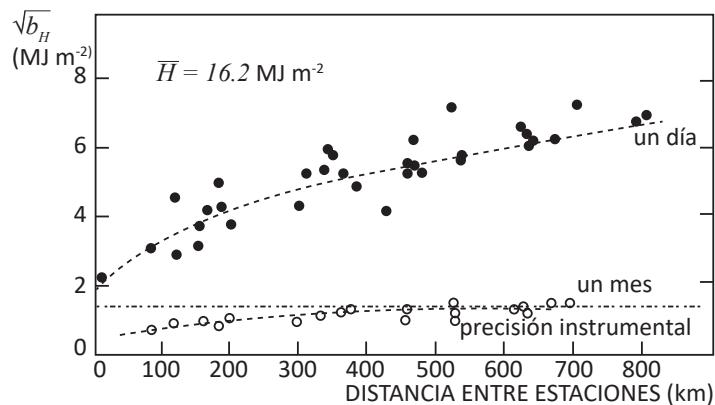


Fig.6.1. Variación de la desviación estándar de las diferencias diarias en la Pampa Húmeda como función de la distancia entre estaciones, para un nivel de confidencia del 67 % (con valores diarios y promediados sobre un mes, en base anual).

medio sugiriendo que, aunque no estén normalmente distribuidos, el uso de la desviación estándar puede ser permitido cuando las relaciones se convierten al 90 % de nivel de confidencia, lo cual se logra multiplicando los valores por un factor apropiado Z de 1,644 (un valor Z de 1,96 correspondería a un nivel de confidencia del 95 % y 2,58 a uno del 99 %).

Para un nivel de confidencia del 90 %, las nuevas curvas que se obtuvieron se muestran en la Figura 6.2.; puede verse en ese caso la extrapolación de los promedios mensuales podría extenderse hasta 150 km del sitio de medición sin exceder la precisión del instrumental, y hasta 225 km con un error menor del 10 %.

También se estudió la dependencia estacional de la funciones estructura y de correlación, siendo diferente en general la estadística de los equinoccios de la de los meses de invierno y de verano, difiriendo también estos dos entre ellos. Se pudo ver que la variabilidad espacial era menor en invierno y que tomaba valores intermedios en los equinoccios, lo que se debe no sólo a la reducción del flujo solar sino también a la mayor ocurrencia de cielos totalmente nublados [94].

Los resultados obtenidos son similares a los hallados en los trabajos del hemisferio Norte ya citados, por lo que pueden considerarse válidos para todas las regiones homogéneas de la Argentina.

Un trabajo similar fue hecho para evaluar el comportamiento espacial de la heliofánía en la misma región [95], obteniéndose comportamientos semejantes, si bien los errores de extrapolación son algo mayores (resultó que para los promedios mensuales, con un nivel de confidencia del 90 %, es posible su extrapolación hasta 150 km

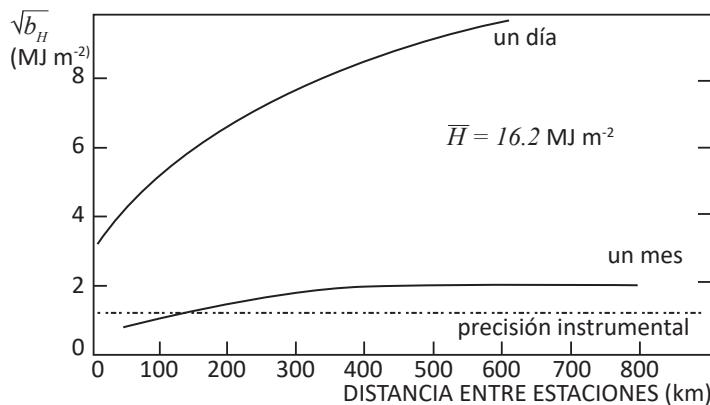


Fig. 6.2. Variación de la desviación estándar de las diferencias diarias en la Pampa Húmeda como función de la distancia entre estaciones, para un nivel de confidencia del 90 %, con valores diarios y promediados sobre un mes, en base anual.

sin exceder un error del 15 %).

La misma metodología para evaluar el comportamiento espacial de la heliofanía fue utilizada en la región que abarca la Pampa Húmeda argentina, Uruguay y sur del Brasil [96] [97].

6.2. Interpolación y extrapolación de valores medidos

Disponiendo de un número limitado de valores promedio diarios (mensuales o anuales) de irradiación solar global (o de heliofanía), lo que se pretende con ellos es poder trazar cartas que representen su distribución espacial dentro de cierta incertezza, dada tanto por el instrumental como por los métodos de interpolación/extrapolación utilizados.

Para las variables geofísicas en general, y en el caso de las relacionadas con la radiación solar en particular, la experiencia indica que existe una cierta continuidad de los valores en el espacio, una correlación espacial. Lugares próximos presentan valores de radiación semejantes. La radiación varía con la altitud, las obstrucciones del horizonte, la turbidez atmosférica, la nubosidad, y éstos son parámetros que varían con cierta suavidad de uno a otro punto del espacio.

Dado un conjunto de muestras de cierta variable f en n lugares del espacio, el problema que se plantea es cómo construir el mejor mapa de f en una cierta región.

O, de otra forma, cómo estimar los valores de f en los lugares en donde no hay muestras (por lo tanto, ¿cómo hacer la interpolación o extrapolación de datos?).

El estimador de f puede “pasar” o no por los “puntos experimentales”; aunque parezca que esta característica debiera ser buscada siempre, no siempre es deseable; como existen errores de medición el mejor valor estimado en un punto puede no ser el valor observado.

Cabe destacar que el problema de trazar isolíneas no es coincidente con el problema de la interpolación espacial. No obstante, si se pudiera definir el valor de f en una grilla de puntos bastante apretada, las alternativas para el dibujo de las isolíneas se reducen mucho.

Un primer estimador posible es la media simple; una variante “robusta” de este método, o sea, menos influenciada por valores observados espurios, es la mediana, esto es, el valor para el cual la mitad de los valores observados está por “encima” y la mitad, por “abajo”.

Es posible considerar un método en que los valores no contribuyen igualmente a la media, sino en relación con su distancia al punto a estimar, con diferentes “pesos”. En este caso para que el resultado no sea sistemáticamente sesgado, la sumatoria de los pesos debe ser uno, lo que se consigue fácilmente con cualquier peso dividiéndolo por la suma de todos ellos.

Un ejemplo de estas medias pesadas es el método “del inverso del cuadrado de la distancia”. Se pueden usar otras versiones, tales como la inversa de la distancia entre los puntos o de su raíz cuadrada.

Entre los métodos de interpolación lineal es muy utilizado uno denominado “geoestadístico”, también conocido como “kriging”. El nombre le fue dado por Matheron, importante pionero de estos temas [98-100] como homenaje a Krige, quien fuera uno de los primeros en intentar este tipo de abordaje [101]. El nombre “geoestadístico” está dado porque la difusión y sofisticación de estos métodos comenzó en el ámbito de la estadística minera [102] para la resolución de problemas de estimación de parámetros geofísicos tales como la distribución espacial de la riqueza de minerales en un yacimiento, a partir de un pequeño número de muestras de suelo.

La gran diferencia conceptual entre los otros métodos y el “geoestadístico” es que éste usa en la estimación espacial la información sobre las estructuras realmente existentes en el campo, tal como está disponible en los valores experimentales.

Las ecuaciones del sistema de “kriging” necesitan de la descripción de la variación espacial del campo de valores observados de f en términos de la covarianza (según las hipótesis del método, la covarianza sólo depende de la distancia entre dos puntos y no de su posición absoluta). Las ecuaciones del “kriging” pueden ser escritas de

forma ligeramente más general en términos de la “función estructura”).

El método se desarrolla en dos etapas: a) análisis y modelado de la covarianza espacial (relacionada, como vimos, con la función estructura) y b) estimación de los valores minimizando los errores cometidos en el procedimiento, por lo que se dice que este método geoestadístico de interpolación lineal es “optimal” ya que incorpora la estructura del campo del parámetro medido, proporcionando así una metodología objetiva para el trazado de cartas con la distribución espacial de cualquier variable meteorológica [102].

VARIABILIDAD TEMPORAL

Si bien para el estudio del comportamiento a largo plazo de sistemas solares a menudo se requiere sólo del conocimiento de los valores medios mensuales de la radiación solar disponible, es necesario conocer qué tan representativos del “valor verdadero” son dichos valores, los que fueron determinados a partir de muestras de distinta extensión y diversa variabilidad.

7.1. Metodologías para la estimación del tiempo de convergencia

Si se quiere estimar el valor medio o esperanza matemática $E(X)$ de una variable aleatoria X , cualquiera sea su función de probabilidad, la desigualdad de Tchebycheff^[101] permite afirmar que:

$$P(|\bar{X} - E(X)| \geq \Delta X) \leq \{\lceil \sigma^2(X) / n \rceil\} / (\Delta X)^2 \quad (7.1)$$

en donde \bar{X} es el estimador (calculado sobre una muestra de tamaño n), $\sigma^2(X)$ la varianza de la serie de valores y ΔX el nivel de incertezza fijado. Esta relación expresa que, al tomar al estimador como el valor medio de la población, el error que se comete converge a cero en probabilidad; por lo tanto, el estimador es tanto mejor cuanto mayor es el tamaño de la muestra.

Suponiendo que el valor medido cada día dentro de un determinado mes (o el promedio mensual, dentro de cada año) sea un elemento del espacio muestral que tiene una cierta probabilidad de ocurrencia; si el interés reside en determinar el valor medio que puede tomar dicha variable dentro de un determinado nivel de confidencia (o de confianza) NC una vez conocido el valor de la incertezza, el problema consiste entonces en calcular el tamaño de la muestra que verifique la desigualdad (el nivel de confidencia informa acerca del porcentaje de casos que cumplen con la condición). La expresión utilizada para ello será entonces:

$$n \geq \sigma^2(X) / [(I - NC) \cdot (\Delta X)^2] \quad (7.2)$$

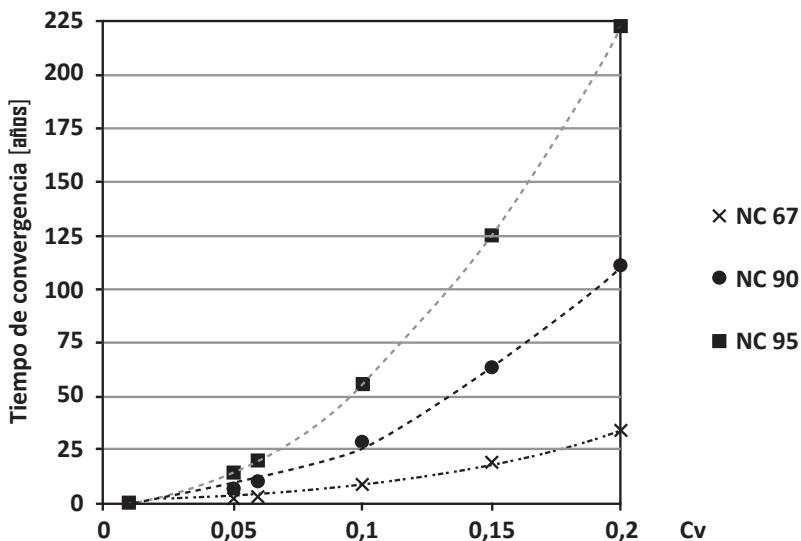


Fig. 7.1. Variación del tiempo de convergencia en función del coeficiente de variabilidad para diferentes niveles de confidencia NC habituales según ecuación (7.3) para una incertezza instrumental del 6 %, según Tchebycheff.

Suele denominarse tiempo de convergencia T_{conv} al valor entero superior de n que es necesario medir para asegurar que los promedios determinados a partir de dicho número difieren de la media a largo plazo (“valor verdadero”) en menos de la incertezza instrumental.

Teniendo en cuenta que se define el coeficiente de variabilidad C_v como el cociente entre el desvío estándar y el valor medio, y que la incertezza absoluta ΔX se calcula como el producto de la incertezza relativa de las mediciones por el valor medio, la expresión (7.2) puede escribirse de la siguiente manera:

$$n \geq [C_v / (I - NC) \cdot \varepsilon_r]^2 \quad (7.3)$$

que se grafica en la Figura 7.1, para 3 diferentes niveles de confidencia NC habituales.

Nótese la fuerte variación del tiempo de convergencia con unos pocos por cientos de aumento en el coeficiente de variabilidad, tanto más marcada con el aumento del nivel de confidencia requerido (para un valor del coeficiente de variabilidad del orden de la incertezza instrumental habitual los tiempos de convergencia pasan de 3 a 10 y 20 años cuando el nivel de confidencia lo hace de 67 % a 90 % y 95 %).

Si la función de probabilidad siguiera una distribución normal -lo que es aproxima-

damente válido para las medias mensuales- se podría suponer (de acuerdo con el teorema central del límite⁽ⁱ⁾ [103]) que se distribuyen alrededor del valor medio de la población de la siguiente manera:

$$-Z \sigma_x \leq X - E(X) \leq Z \sigma_x \quad (7.4)$$

con un nivel de confidencia que queda fijado por el coeficiente Z [104]: 1 para 67 %, 1,64 para 90 % y 1,96 para 95 %. Como el desvío estándar de la distribución de los promedios σ_x está vinculada con la de la muestra de tamaño n a través de la siguiente relación:

$$\sigma_x = \sigma / \sqrt{2n} \quad (7.5)$$

si se desea que el estimador difiera de la esperanza matemática en no más de ΔX la condición que se debe cumplir es:

$$|\Delta X| \leq Z \sigma / \sqrt{2n} \quad (7.6)$$

de donde:

$$n \geq (Z \sigma / \Delta X)^2 = [Z \sigma / (\epsilon_r X)]^2 = (Z C_v / \epsilon_r)^2 \quad (7.7)$$

expresión menos dura que la que surge de la desigualdad de Tchebycheff y que utilizaron varios autores [105, 106], permitiendo acortar así los plazos de medición (Figura 7.2.).

7.1.1. Algunas aplicaciones en Argentina

En Argentina se analizó el tema para las estaciones de la ex-Red Solarimétrica (de la que se habla en el Capítulo 8) estimando la longitud necesaria para obtener promedios que no difirieran del valor verdadero en más de una cierta cuantía, la que resultó en algunos casos elevada [107]; de acuerdo con la ubicación de la estación y de la época del año, variaba de 4 a 30 años para un nivel de confidencia del 90 % y 6 % de incertezza instrumental. Cabe acotar que no se consideró en dicho trabajo la característica de persistencia propia de estas series temporales (una serie temporal con

⁽ⁱ⁾ El **teorema del límite** indica que, en condiciones muy generales, si S_n es la suma de n variables aleatorias independientes y de varianza no nula pero finita, entonces la función de distribución de S_n «se aproxima bien» a una distribución normal (también llamada *distribución gaussiana, curva de Gauss o campana de Gauss*). Así pues, el teorema asegura que esto ocurre cuando la suma de estas variables aleatorias e independientes es lo suficientemente grande.

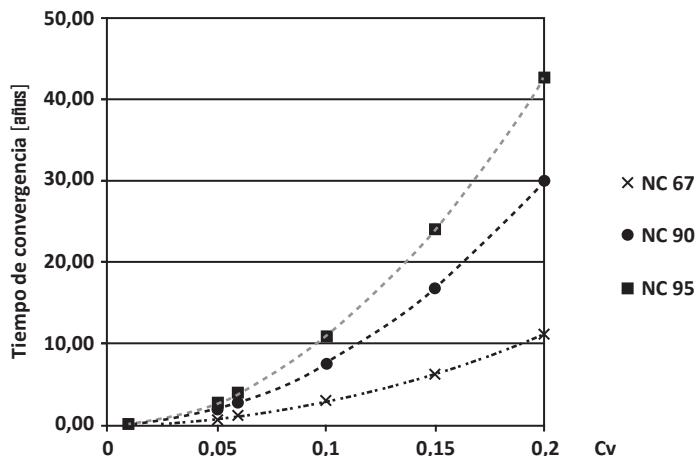


Fig. 7.2. Variación del tiempo de convergencia en función del coeficiente de variabilidad para diferentes niveles de confidencia NC habituales según ecuación (7.7) para una incertezza instrumental del 6 %, con aproximación gaussiana.

valores consecutivos persistentes no provee tanta información como lo hace una de valores consecutivos al azar, por lo que su efecto es aumentar la longitud necesaria de los registros para cumplir determinados niveles de confidencia y precisión).

Recientemente se realizó un trabajo metodológicamente similar, pero utilizando datos provistos por NASA para el período 1983-2005, los que fueron estimados a partir de información satelital [108]. Los resultados hallados fueron del mismo orden, dependiendo de la ubicación geográfica ya que la incertezza de estos datos es mayor en zonas con presencia de nieve (región cordillerana).

Reforzado por el interés en la instalación de plantas de generación de energía eléctrica de potencia con concentradores, este tema retomó actualidad, si bien el parámetro que más interesa es la componente directa de la radiación solar que incide normalmente a la superficie colectora para su concentración. Para el caso de colección plana para su utilización con paneles fotovoltaicos, lo que se necesita son valores de radiación global medidos en una base de tiempo menor a la diaria.

Los equipos a instalar y el tiempo de funcionamiento previsible influyen seriamente sobre los presupuestos a disponer (baste recordar que la Red Solarimétrica de Argentina dejó de operar por falta de un organismo que financiara su mantenimiento; la historia de esta red se presenta en el Capítulo 8).

Lamentablemente, no se dispone en Argentina de series extensas de valores de radiación solar global, excepto en Paraná (Entre Ríos). Allí la estación de medición,

que integrara la ex-Red Solarimétrica que comenzó a operar en el país en el año 1978, es la única que continuó funcionando hasta fines de 2012, generando valores diarios del parámetro con un sensor fotovoltaico acoplado a un integrador electrónico.

En una publicación relativamente reciente [109], motivados por el hecho de que la mayoría de los trabajos publicados en los Estados Unidos de Norteamérica se reducían al estudio de las características de la radiación global sobre plano horizontal, los autores se decidieron a encarar con una adecuada resolución espacial la problemática de la componente directa ya que sólo en 4 estaciones bien mantenidas y con calidad controlada de ese país se registraban datos de radiación global y directa con una extensión mayor de 25 años [110].

Según destacaron, un importante descubrimiento en la fase preliminar del estudio mostró que los promedios anuales a largo plazo (esto es, de carácter climatológico) de la radiación global sobre plano horizontal podían ser estimados dentro de una incertezza de $\pm 5\%$ con sólo 1 o 2 años de mediciones locales (lo cual tiene su riesgo ya que, si el recurso se desconoce, se puede llegar a medir en un año atípico y tomar su valor como valedero dentro de este valor de incertezza).

Siguiendo los trabajos citados, se analizó la serie de promedios anuales de la irradiación global diaria de la estación Paraná (1983-2010) y se calcularon el valor promedio anual H_m , el desvío estándar y el coeficiente de variabilidad en base a los primeros cinco años de registro regular (1983-1987), agregándose progresivamente 5 años en cada ciclo del proceso hasta llegar a completar 25 años [111].

Cabe recordar que el coeficiente de variabilidad estima con una probabilidad del 67 % que los promedios se encuentren dentro de la faja centrada en el valor promedio general (si se quisiera que esa probabilidad fuera del 90 % habría que multiplicar el intervalo por 1,64 y si se buscara el 95 %, por 1,96).

Podrían resumirse los resultados diciendo que las diferencias entre los promedios calculados sobre un número parcial de años de la muestra con respecto al valor medio general (expresados en porcentajes de este valor), están muy por debajo del error instrumental (que, en el caso de la ex-Red Solarimétrica, era del 6 %); el coeficiente de variabilidad (con un nivel de confidencia del 67 %) resultó inferior al error instrumental. Por supuesto, debe destacarse que la conclusión de este análisis se refiere al promedio anual y no es válida para una escala mensual.

Una forma interesante de visualizar los años de medición (i) necesarios para asegurar que el promedio determinado en base a ellos (H_i) no difiere de la media a largo plazo (H_M) en más del nivel de incertezza del instrumental con que fueron adquiridos los datos, es el análisis temporal de la anomalía relativa. Este parámetro puede definirse porcentualmente como sigue:

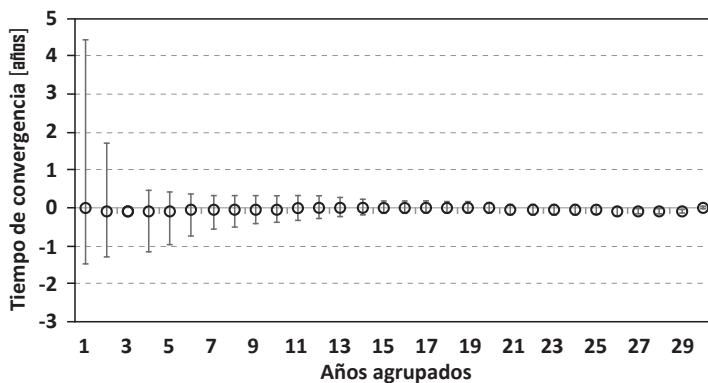


Fig. 7.3. Variación de la anomalía relativa porcentual de los promedios anuales de la irradiación global diaria en función del número de años consecutivos agrupados, acompañados por barras acotadas por los valores máximos y mínimos.

$$AR (\%) = 100 * (H_i - H_M) / H_M \quad (7.8)$$

Como un ensayo previo, y dado que la serie temporal de los promedios anuales no mostró tendencia, se decidió aplicar esta metodología a las series de promedios de irradiación solar global diaria colectados en la estación INTA Paraná entre enero de 1983 y diciembre de 2012 [112], reteniendo aquellos meses en los cuales no faltaban más de 3 datos diarios (completitud de 10 %).

Se pudo agrupar así dichos valores en número variable a partir de 2 hasta el máximo disponible desde cualquier año de la serie, siguiendo la secuencia en que fueron obtenidos. En este caso, se comenzó a calcularlos a partir del año 1983 y se continuó el procedimiento hasta el año 2012 inclusive. Luego se aumentó a agrupamientos de 3 años y así sucesivamente hasta agotar la serie.

En la Figura 7.3. se presentan los valores promedio de las anomalías relativas en función del número de años agrupados, acompañados por barras acotadas por los valores máximos y mínimos que encierran todos los valores posibles.

El resultado de este primer análisis fue que en Paraná ninguno de los valores de la irradiación global media anual, calculados en base a un solo año de datos, difiere en más de 6 % del promedio general calculado en base a los 30 años considerados. Se analizaron posteriormente otras estaciones [76] obteniendo resultados similares; 2 a 3 años de datos serían suficientes para cumplir con la condición planteada. Se recomendó a los posibles interesados en la determinación de los valores promedio de la radiación global utilizar (en el caso de que existieran valores ya medidos) o medir (en el caso de comenzar a hacerlo) no menos de 3 años completos

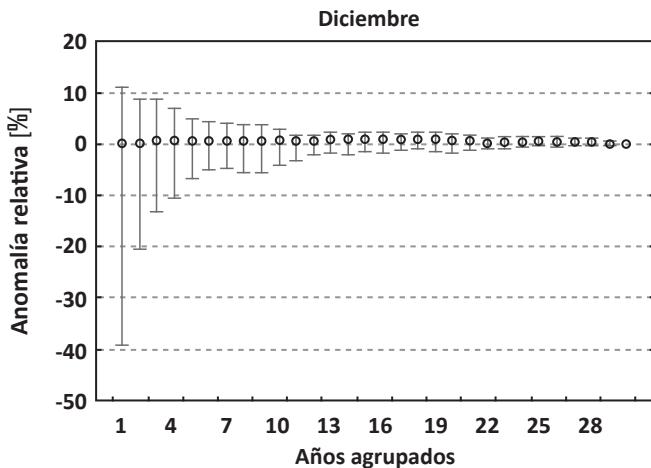


Fig. 7.4. Variación temporal de las anomalías relativas en función del número de años agrupados para la estación Paraná para el mes de diciembre.

para obtener promedios anuales de radiación global que no difieran en más del 6 % del valor a largo plazo, reduciendo así la posibilidad de que uno de los años no fuera típico (por ejemplo, grandes precipitaciones, Niño-Niña, erupción de algún volcán o incendio importante).

Esta conclusión permite considerar los promedios obtenidos por la ex-Red Solarímetrica de la Argentina, utilizados para la preparación del Atlas de energía solar de la República Argentina [113], como indicadores de los totales anuales de irradiación solar global diaria recibida sobre un plano horizontal o para estimar a partir de ellos la energía colectada anualmente sobre un plano inclinado y dimensionar adecuadamente la superficie colectora.

Para poder aplicar el mismo procedimiento a las series de valores de irradiación global diaria media mensual es necesario en primer lugar analizar el comportamiento de las mismas ya que, de no existir tendencia, permitiría aplicar la promediación agrupada en cualquier tramo de la serie, sin perder representatividad. Para ello, se utilizó el test de Mann-Kendall reformulado en referencia [114] y que fuera usado anteriormente en trabajos locales similares [115].

Se pudo notar (Figura 7.4.) una marcada convergencia de las barras acotadas que dan cuenta de los posibles valores que pueden tomar los promedios mensuales agrupados al cabo de pocos años para ser inferiores al 6 % (incertezas instrumentales); sin embargo, se pudieron observar valores muy elevados en las anomalías de los primeros años (hasta 40 % en diciembre).

Con los promedios mensuales de esta variable, se puede decir que es necesario medir un plazo, generalizable a 7 años, para asegurar que los valores calculados no van a diferir de la media a largo plazo en más del error de instrumentación (si el instrumental a utilizar fuera de mejor calidad podría ser necesario medir unos 10 años para asegurarse dicha condición).

La situación cambia para la medición de los promedios de radiación directa. Analizando las anomalías relativas de los valores anuales de la estación Eugene, de Oregon, EE.UU. [116] se pudo ver que el tiempo de convergencia para los promedios anuales de la radiación directa resultó de 13 años: es altamente variable y mucho más sensible a las variaciones meteorológicas atmosféricas.

7.2. Variabilidad secular de parámetros meteorológicos

En los últimos años se ha constituido en un tema de creciente interés el estudio del Cambio Climático Global, esto es, la variación del Sistema Climático Terrestre (SCT) que podría tener impacto sobre la sociedad humana y los ecosistemas naturales. El mismo se encuentra condicionado por forzantes exteriores, tanto naturales (variaciones en la radiación solar, cambios en la composición química de la atmósfera debidos al vulcanismo, alteraciones de la superficie terrestre, etc.) cuanto antropogénicos (alteraciones de la superficie terrestre, cambios en la composición química de la atmósfera que alteren el efecto invernadero natural y la capa de ozono, aumento de la concentración atmosférica de contaminantes sólidos y líquidos, etc.), que actúan en todas las escalas temporales, desde años a milenios.

En una escala de tiempo corta uno de los forzantes de mayor actualidad es el aumento de la concentración de CO₂ y otros gases inducidos por el hombre, lo que podría llevar a un calentamiento global debido a una disminución de las pérdidas de calor de la Tierra por radiación de onda larga, si bien esta disminución traería aparejada modificaciones que podrían compensar o acentuar el efecto anotado. Existe bastante incertezza acerca de la realimentación del calentamiento global a causa de la variación en la extensión y en la transmisividad de la cobertura de nubes que provocaría un posible aumento del contenido de agua de la atmósfera debido al mencionado calentamiento.

Dado que el Sol provee la energía que conduce el SCT, posibles variaciones en su irradiancia serían obviamente un mecanismo potencial para incidir en el cambio global. Pero la cuantificación de este rol se hace difícil porque recién a fines de la década del 70 comenzaron a hacerse observaciones precisas de la “constante solar” desde satélites, las que podrían ser utilizadas para estimar cambios seculares ha-

ciendo uso de relaciones establecidas con otros indicadores de la variabilidad solar más fácilmente observables desde la superficie terrestre, como es el caso de los grupos de manchas solares que se extiende al siglo XVII.

Al margen de su posible influencia climática, los efectos directos de posibles cambios en la cantidad de radiación global recibida en la superficie de la Tierra son de considerable importancia ya que el Sol provee la energía para la fotosíntesis y la evaporación, por lo que cualquier cambio significativo en su régimen podría influenciar las fuentes de alimentos y de agua del hombre.

Un gran número de comparaciones hechas entre los valores anuales de la radiación global medida con piranómetros termoeléctricos en las estaciones de la Red Mundial de Radiación (World Radiation Network, WRN) en 1958, 1965, 1975 y 1985 mostraron reducciones estadísticamente significativas que superan la incertezas esperada en las mediciones [117].

Sobre la superficie del planeta cubierta por tierra esta reducción entre 1958 y 1985 alcanzó en promedio al 5,3 %. En este estudio la mayor reducción fue registrada en la zona de latitudes intermedias del hemisferio norte (entre 30° y 45°N). Vale la pena acotar que no se incluyó ninguna estación ubicada en América del Sur y sólo 10 del hemisferio sur, todas ubicadas al este del meridiano de Greenwich.

Posteriormente se conocieron los resultados de un análisis sobre la posible variación secular de la radiación global medida en Australia, el que no mostró cambios significativos [118]. Esta ausencia quedó confirmada por resultados similares obtenidos en base al estudio de los datos de horas de insolación y de nubosidad. Trabajos similares se llevaron a cabo en Argentina, obteniendo resultados no significativos o enmascarados por la incertezas del instrumental [119-121].

Sin embargo, algunos cambios observados en diferentes lugares y con diferentes variables asociadas con la radiación solar dieron lugar al uso de los términos “solar dimming” y “solar brightening”, asociados respectivamente a la aparente disminución observada hasta las dos últimas décadas del siglo anterior y al aumento detectado recientemente, si bien pareciera tener un carácter regional. Las referencias son más que abundantes, pero puede decirse que se detonaron y potenciaron a partir de los trabajos publicados en el año 2009 [122, 123] y que desembocaron en un proyecto de compilación de series de heliofanía y cobertura de nubes a nivel mundial [124].

En Argentina comenzó un trabajo de análisis sistemático de las series temporales de promedios anuales de horas de insolación (heliofanía efectiva) cuyo resumen metodológico puede encontrarse en la referencia [125]. Sus resultados finales, tras analizar 93 estaciones del SMN entre 1953 y 2003 (restando solamente 42 luego de una depuración), dan cuenta que sólo 8 presentaban pendiente positiva de valor muy

bajo, y de ellas, sólo 3 resultan significativas. Del resto, 15 mostraron una tendencia decreciente significativa al 5 % y 24 presentaron un comportamiento variable, por lo que puede aceptarse como válida la hipótesis de pendiente nula. Si además se tiene en cuenta la incertezza de las horas de insolación, el número de estaciones con pendiente no nula significativa se reduce aún más.

Por otra parte, se analizaron en Sudamérica datos de heliofanía de 237 estaciones^[125] distribuidas en Argentina (20), Bolivia (2), Brasil (190), Paraguay (11), Perú (3) y Uruguay (11), agrupándolas en 5 regiones climáticas. Pudieron encontrarse así tendencias significativas, primero decrecientes entre 1961 y 1990, y luego crecientes a partir de 1990 (excepto en la región centro-sur del Brasil y en la contigua de Paraguay, Uruguay y Argentina).

Como comentario final cabe resaltar la advertencia formulada acerca de que las tendencias encontradas son sólo de unos pocos por ciento en décadas, y que muchas veces son menores que las incertezas en las mediciones debidas a la degradación, pérdida de datos, cambios en instrumentación o métodos de calibración, procedimientos de control de calidad, etc. [32].

REDES DE MEDICIÓN

8.1. Selección de lugares para la instalación de estaciones

Dada la importancia de contar con información fidedigna y comparable en una región (necesidad cuya toma de conciencia constituye la primera etapa en el camino a recorrer), es necesario discutir y acordar una metodología para el diseño y explotación de las redes de medición de la radiación solar global y directa [126].

En el diseño de una red deben tenerse en cuenta muy especialmente criterios económicos: una cobertura instrumental de alta densidad espacial implicará costos sumamente elevados, pero una cobertura insuficiente podría provocar pérdidas importantes debido a la utilización de diseños inadecuados para su aprovechamiento o de pronósticos de cosecha erróneos basados en el conocimiento inapropiado del parámetro que se pretende medir. Por lo tanto, y teniendo en cuenta sobre todo la realidad económico-social de los países de la región, la economía de medios no debe perderse de vista.

Acordada entonces la *necesidad de contar con información solar* es necesario decidir primero cuál será el destino a dar a la misma: modelos acerca del sistema climático, modelos de evapotranspiración, estudios de utilización de la energía solar, validación terrestre de datos satelitales (que será tratado en un párrafo aparte en este mismo capítulo), modelos de pronóstico de cosecha, duración del brillo solar, etc., y el tiempo durante el cual se medirá (una semana, un año, un siglo, sin límite). Esto determinará el nivel de *calidad de la información* (lo que implica la instalación de una red de determinadas características).

Sería aconsejable lograr como paso siguiente la *coordinación de las actividades* de los grupos interesados en participar del proyecto para evitar así la dispersión o duplicación de esfuerzos.

Ya con vistas a determinar la distribución de las estaciones se deberían cumplir antes dos etapas: una, el *estudio de la diversidad climática y fitogeográfica*; la otra, el *análisis de la información meteorológica existente*. La primera de ellas tiende a inferir una diferenciación preliminar de regiones en las cuales sería necesario medir,

teniendo en cuenta las relaciones existentes entre la radiación recibida, la vegetación y el clima. La segunda también apunta al mismo objetivo, pero teniendo en cuenta la relación existente entre la radiación solar recibida y las horas de insolación, la nubosidad o las precipitaciones. Fue así que, en un trabajo reciente [127] llevado a cabo frente a la posibilidad concreta de montar en Argentina una nueva red de aproximadamente 40 estaciones destinadas a medir la radiación solar global y directa con fines de aprovechamiento energético [128], se tuvieron en cuenta además las *cartas del coeficiente de variabilidad de la amplitud térmica*, las de *radiación solar estimadas por el modelo de Hargreaves y otros* (establecido entre el índice de claridad y la raíz cuadrada de la amplitud térmica) y las *redes troncales de distribución de energía eléctrica*.

Podría tenerse en cuenta también la información existente en países vecinos y la obtenida por técnicas satelitales.

Este primer análisis tendría que permitir la *determinación de la distribución espacial de las estaciones de medición* en toda la extensión del país o de la región, si bien la misma podrá tener carácter preliminar y no definitivo. Surgirán de aquí las dificultades logísticas de tal red: problemas de alimentación eléctrica, falta de asistencia técnica en el lugar, aislamiento de la región, etc.

El paso siguiente es la *selección del instrumental a utilizar*, tanto en lo que se refiere al tipo de sensor cuanto al equipo de adquisición de la información, sin olvidar las posibles limitaciones presupuestarias vinculadas con la compra y, sobre todo, la explotación y mantenimiento del mismo, lo que está también vinculado con el párrafo anterior.

El destino de los datos a obtener determina ya de cierta manera el nivel de precisión de los sensores y el intervalo de integración utilizado durante el día; y esto, a su vez, el tipo de equipo de adquisición. Esta etapa puede hacer necesario el estudio comparado del comportamiento de diferentes sensores de radiación.

Si el fin perseguido es el conocimiento de la disponibilidad del recurso para su aprovechamiento energético (ya sea para la generación eléctrica, el calentamiento o la destilación de agua, el secado o almacenamiento de productos agrícolas, el acondicionamiento de viviendas o el pronóstico de cosechas), el elemento básico a disponer ya no es el valor diario de la irradiación solar global recibida sobre un plano horizontal sino también la directa, y en una base temporal menor (por ejemplo, horaria).

Para que esta red pueda operar de manera reconocida y comparable sus equipos deben ser controlados periódicamente, lo cual obliga a la *evaluación de las necesidades de instrumental de calibración*, ya se trate de un pirhelímetro absoluto o de uno o varios patrones secundarios. Y para finalizar la evaluación del costo del pro-

yecto deben tenerse en cuenta las *necesidades de procesamiento y almacenamiento de la información* en una sede central, esto es, el personal y el equipo de cómputo necesarios.

Las siguientes etapas, que son a veces las más difíciles de superar, son la *búsqueda de financiación* y, en caso de obtenerla, la *instalación, operación y mantenimiento de la red en funcionamiento*; aquí podrán combinarse fuentes internacionales y nacionales, siendo estas últimas fundamentales a la hora de atender la continuidad de la red en operación.

Antes de proceder a la instalación es fundamental la *verificación del funcionamiento* de todos los equipos a distribuir, tanto en lo que hace a los sensores cuanto a los sistemas de registro y almacenamiento.

Debe ponerse especial cuidado en el *entrenamiento de los operadores* acerca de la importancia de su tarea y del cabal cumplimiento de la operatoria del instrumental. En lo posible deberá dejarse la misma por escrito detallando las tareas de mantenimiento diarias, semanales, etc., y las posibles dificultades a presentarse.

Suponiendo ya la red instalada y en operación, comenzará a producirse información acerca de los valores de la irradiación diaria (u horaria) recibida en diferentes estaciones; cuando la estadística lo permita se debería *estudiar su variabilidad espacial y temporal*. La primera debe ser estudiada para poder determinar de qué manera varía el error de extrapolación (o de interpolación) a medida que se modifica la distancia a una estación (o entre estaciones), mientras que la segunda determinará el tiempo que será necesario medir en un dado lugar para poder conocer el valor medio de la radiación con un nivel de incertezza a fijar, tiempo que dependerá de éste, de la precisión del instrumental y de las características locales del campo de radiación. Por supuesto, del estudio de esta variabilidad pueden extraerse conclusiones que obliguen a la modificación de la distribución espacial inicialmente determinada.

Como la cobertura de una red de tierra no puede brindar toda la deseada (por razones económicas u operativas) es necesario complementar los datos de la misma con estimaciones obtenidas a partir de otros parámetros meteorológicos medidos en tierra (horas de insolación, solas o combinadas con otros valores) o de estimaciones satelitales (a las cuales se podría ajustar en base a estos datos). De esta manera, se podrían acortar los *tiempos de convergencia* sobre los que se habló.

8.2. Red Solarimétrica en Argentina.

8.2.1. Historia

Durante 10 años, a partir de 1923, se realizaron mediciones de la constante solar

desde el Observatorio Heliofísico de La Quiaca, Jujuy, ubicado a una altura de 3.462 metros, con instrumental similar al de la Smithsonian Institution que operaba en Chile.

En la década del 40 se comienza a realizar en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) la medición de la irradiación solar aproximadamente en veinte estaciones con piranógrafos bimetálicos fabricados por la casa Fuess, incluyendo la del Observatorio Central de Buenos Aires que operaba desde el año 1938.

Alrededor de 1963 se creó la Red Nacional de Estaciones Agrometeorológicas en el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), instalándose aproximadamente 30 piranógrafos bimetálicos (Fuess y SIAP) y veinte piranómetros de Bellani; la información adquirida era enviada al SMN. En 1964 esta institución instala y comienza a operar en seis estaciones piranómetros Kipp & Zonen modelo CM5 acoplados a registradores potenciométricos.

En la reunión llevada a cabo en Vaquerías, Córdoba, en diciembre de 1975 (reunión que puede considerarse como la primera de la Asociación Argentina de Energía Solar - ASADES) personal del Departamento de Radiación Solar y Meteorología de la ex-Comisión Nacional de Estudios Geo-Heliofísicos (CNEGH) informó acerca de la idea de montar una Red de Relevamiento, equipada con instrumental confiable y de bajo costo, que redujera la intervención humana en la adquisición y el procesamiento de los datos. Presentada la solicitud a la Organización de los Estados Americanos (OEA) bajo el título “Aprovechamiento de la energía solar: Relevamiento Solarímetro”, ésta aprobó un subsidio para el período que iba del 1º de julio de 1976 al 1º de julio de 1977, lo que permitió comenzar a dar los primeros pasos en la dirección planteada (cabe acotar que esta Organización apoyó al Proyecto a lo largo de 10 años).

Teniendo en cuenta el uso previsto para la información a adquirir, esto es, aprovechamiento de la energía solar ya sea para calentamiento de agua o aire, acondicionamiento de ambientes, secado de productos agrícolas, diseño arquitectónico, etc., quedó determinado un nivel de precisión necesario para el instrumental a utilizar, que era del orden del 7 al 8 %. Como consecuencia de esta decisión, el trabajo de dividió inicialmente en dos direcciones:

1. Elección de los lugares de instalación de las estaciones.
2. Estudio y elección del instrumental a utilizar.

Se adoptaron dos criterios básicos para seleccionar los lugares de instalación; el primero de ellos fue la densidad demográfica de los lugares a estudiar, ya que se pretendía que los dispositivos para el aprovechamiento de la energía solar tuvieran la posibilidad de uso masivo (teniéndose en cuenta este criterio se ubicaron

estaciones en las cercanías de centros poblados a fin de disponer de datos para ser utilizados por ingenieros, arquitectos e industriales).

El segundo criterio fue el de la homogeneidad fitogeográfica y climática de las regiones seleccionadas. Partiendo del hecho conocido de la relación existente entre las características climáticas, la vegetación natural y el número de horas de insolación, se analizaron distintas clasificaciones realizadas por diferentes autores argentinos y la climática de Koeppen [129,130]. De la superposición de los mapas y del ajuste de los límites de cada una de las regiones se obtuvo una clasificación en diecinueve zonas [131].

Respetando ambos criterios de selección, se ubicaron dos o tres estaciones por región, según la extensión y características de las mismas, con una separación no mayor de 3 grados.

Como primera etapa de las tareas planteadas en la segunda dirección, se realizó un estudio técnico-económico de los posibles equipos a integrar la Red Solarimétrica, teniendo en cuenta los siguientes condicionantes:

1. Presupuesto limitado.
2. Distancia entre las estaciones y la central de procesamiento de hasta 2.500 km.
3. Versatilidad ante diferencias climáticas.
4. Necesidad de asegurar un período prolongado de correcto funcionamiento.
5. Cota de error por debajo del 7 %.

Se estudiaron distintos detectores de radiación solar, preferentemente aquéllos de bajo costo, teniendo como referencia el comportamiento de los sensores a termopila. De entre los existentes en ese momento se eligió finalmente un sensor fotovoltaico de fabricación en serie en los Estados Unidos de Norteamérica, marca Rho Sigma.

En cuanto al diseño de la Red se trató inicialmente que, unido al bajo costo por estación, se dieran condiciones de sencillez en los equipos a fin de minimizar la intervención, ya sea por operación normal o por reparaciones. Es por eso que se buscó que los equipos de lectura de señal e integración diaria (mínimo parámetro necesario para poder diseñar equipos de aprovechamiento energético) reunieran la posibilidad de almacenamiento de datos, sencillez en la interpretación de la lectura, solidez y dimensiones reducidas y facilidad de intercambio, reparación y mantenimiento. Se analizaron también varias opciones, decidiéndose adoptar un integrador diario por conteo de pulsos que funcionaba como un conversor analógico-digital, a fabricar en el país.

Tanto los lugares de emplazamiento cuanto el instrumental que integró las estaciones (piranómetros fotovoltaicos acoplados a totalizadores diarios) fueron someti-

dos a cuidadosos estudios y el resultado de los mismos comunicado oportunamente a la comunidad científica [132-136].

En noviembre de 1978, y contando ya también con el apoyo de la entonces Secretaría de Estado de Ciencia y Tecnología de la Nación, comenzaron a instalarse las primeras estaciones de medición en el noroeste argentino, publicándose en julio de 1979 el primer número de un Boletín con datos de 5 estaciones de las 12 que estaban operando para ese entonces (llegaron a publicarse 13 Boletines semestrales con la información diaria de la radiación global y de otros parámetros de interés).

Por entonces la ex-Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (CNIE), receptora del proyecto de la OEA, decidió la compra de 50 piranómetros termoeléctricos marca Eppley modelo 8-48 “Black and White”, lo que obligó a la construcción de otros modelos de integradores aptos para una salida del orden de los 10 milivolt.

En el año 1985 estaban instaladas en Argentina 41 estaciones de medición diaria de la radiación solar global, a las que debían agregarse otras 3 operando en Bolivia en calidad de préstamo como parte de un convenio de cooperación (al poco tiempo se instalaron otras 2 en el Paraguay). Dificultades de diferente tipo (restricción de fondos por parte de la CNIE, cese del apoyo de la SECYT, falta de pago de Argentina de su cuota a la OEA produciendo el abandono del proyecto y, finalmente, disolución de la CNIE) llevaron a que el número de estaciones solarimétricas en operación se viera drásticamente reducido, hasta contabilizarse sólo 5 en el año 2001, y solamente 1 en 2013, en Paraná.

8.2.2. Actualización

Ante esta realidad, el GERSolar presentó en el año 2009 a la UNLu un proyecto para instalación de una red solarimétrica regional en la zona pampeana integrada por 10 estaciones destinadas a la medición de la irradiación solar global sobre plano horizontal.

Los solarímetros usados son piranómetros termoeléctricos Eppley (modelo 8-48 “Black & White) y Kipp&Zonen (modelos CM5 y CM3) y la mayoría utiliza integradores NOVUS, de dos canales, que permiten almacenar las integrales cada diez minutos [128]. Los equipos se encuentran ubicados en estaciones meteorológicas pertenecientes al INTA (Paraná, Pergamino, Balcarce, Anguil, Marcos Juárez, General Villegas y Barrow), la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (Azul) y Universidad Tecnológica Nacional (Concepción del Uruguay). Cabe acotar que la operación simultánea durante un año en Paraná de la estación de esta nueva red y de la restante de la ex-Red Solarimétrica permitió verificar la calibración del antiguo instrumental y validar así una serie de valores diarios de irradiación so-

lar global que va de enero de 1983 y diciembre de 2012.

Posteriormente, este mismo Grupo ha elaborado un proyecto denominado ENAR-SOL (“Sistema Nacional de Evaluación de Energía Solar” [137]) estableciendo un consorcio con el INTA e Y-TEC (es una empresa de tecnología creada en 2012 por YPF y el CONICET) que obtuvo financiación por la línea de crédito FONARSEC (Fondo Argentino Sectorial) de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, dependiente del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva, lo que permitiría dotar al país de 32 estaciones de medición de las diferentes componentes de la radiación solar (global, directa y difusa). La información que se adquiera con esta red se complementará con algoritmos de estimación de la radiación solar basados en imágenes satelitales con el objetivo de evaluar el recurso en el país entero. Las metas prioritarias establecidas se relacionan con el uso energético de esta fuente.

El seguidor de estas estaciones es un Kipp & Zonen SOLYS 2 con receptor GPS integrado; al instalar el instrumento, éste configura la ubicación y la hora de forma automática (gracias a él, no sufre desviaciones de reloj interno, ya que la hora se actualiza de forma regular). Lleva montado un pirheliómetro de la misma empresa modelo CHP1 y un piranómetro Eppley “Black and White”, oscurecido por una esfera sombreadora montada sobre el seguidor con un dispositivo ad-hoc.

La radiación solar global sobre el plano horizontal, de acuerdo a las recomendaciones de la BSRN, se mide como resultado de la suma de la proyección de la radiación directa sobre el plano mencionado más la difusa (ver capítulo 4.4.7.). Un adquisidor de datos fabricado por personal del INTA grabará las señales que provienen de los diferentes sensores y los trasmitirá a una red de procesamiento centralizada mediante el uso de tecnología celular.

Para decidir la ubicación de las estaciones se siguió un proceso similar al de la primera red: análisis de zonas fitogeográficas y climáticas, de atlas existentes de radiación solar y de heliofanía, de cartas de coeficientes de variabilidad de la amplitud térmica y de radiación solar estimadas por el modelo de Hargreaves.y, finalmente, del mapa de redes troncales de distribución de energía eléctrica [127].

Para mantener la trazabilidad de los instrumentos del Grupo su pirheliómetro absoluto de cavidad Mk VI (fabricado por TMI) fue contrastado en Davos en la IPC-XII llevada a cabo entre el 28 de septiembre y el 16 de octubre de 2015. Con él se calibran los patrones secundarios Kipp & Zonen CMP 21 y CMP 22 contra los cuales se comparan rutinariamente los piranómetros de la red.

Con el fin de independizar la calibración del instrumental de las excelentes condiciones atmosféricas requeridas para utilizar el TMI para este procedimiento y teniendo

en cuenta la demanda futura que representará la operación de la red ENARSOL (que medirá los niveles de radiación solar en las 32 estaciones diseminadas en el territorio nacional, lo cual implicará la calibración periódica de 64 radiómetros) el GERSolar ha construido un laboratorio interno (“indoor”) para la calibración de piranómetros. El mismo ha sido diseñado para dar una rápida respuesta a las necesidades de calibración de dicha red y de otros actores interesados en el uso adecuado de la información que brindan los sensores piranométricos [138].

8.3. Redes para la validación terrestre de estimaciones satelitales

El Comité Científico Conjunto del Programa Mundial de Investigación del Clima (WCRP) – del que participan la Organización Meteorológica Mundial, el Consejo Internacional de Uniones Científicas y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental - propuso en 1990 el establecimiento de un vasta red mundial de estaciones para la medición continua de los más importantes flujos radiativos que alcanzan la superficie terrestre, a la que finalmente se llamó “Red de Referencia para la Medición de la Radiación en Superficie” (*Baseline Surface Radiation Network – BSRN*), la que formalmente comenzó a operar el 1 de enero de 1992 [139].

El objetivo de la BSRN es proveer, con la más alta calidad posible, datos con un alto grado de muestreo de los flujos de radiación superficial de onda corta y larga en un pequeño número de estaciones seleccionadas en zonas climáticamente bien diferenciadas, junto con otras informaciones meteorológicas de superficie y alta atmósfera. Estas mediciones uniformes y consistentes a través de esta red sería usadas para:

- 1) monitorear las componentes radiativas de onda corta y onda larga menos influenciadas por las actividades humanas y analizar sus cambios con los mejores métodos disponibles,
- 2) proveer datos para la calibración de estimaciones basadas en los flujos radiativos de la superficie terrestre, y
- 3) producir datos observacionales de alta calidad para ser usados a fin de validar el cómputo teórico de flujos radiativos a través de modelos (ver Capítulo 14).

Se seleccionaron así las magnitudes a ser medidas, el instrumental apropiado y los sitios de medición, se hicieron recomendaciones para los mejores métodos de instalación, se definieron los procedimientos de calibración, se formularon sugerencias para el mejor mantenimiento de los instrumentos, y se estableció en 1992 un Centro de Datos (al que se llamó *Centro Mundial de Monitoreo de Radiación* –

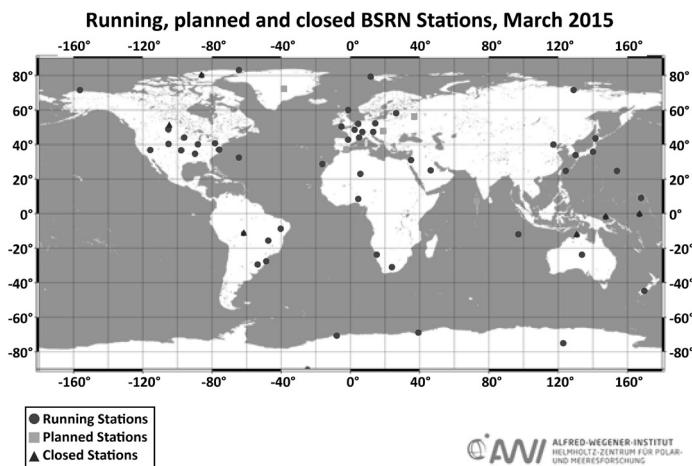


Fig. 8.1. Mapa de las estaciones de la BSRN en operación, planificadas y cerradas a marzo de 2015.

WRMC) y la forma de transferencia de los mismos entre las estaciones y el Centro y entre éste y los usuarios [139, 140].

Si bien se postularon inicialmente unas treinta estaciones, actualmente están operacionales algo menos de 60 (figura 8.1). La primera en estas condiciones en Iberoamérica está ubicada en Florianópolis, Brasil, y pertenece al Laboratorio Solar de la Facultad de Ingeniería Mecánica de la Universidad Federal de Santa Catarina (comenzó a registrar datos en 1994), a la que se han agregado posteriormente otras en el mismo país.

DISTRIBUCIÓN DE LA ENERGÍA SOLAR EN ARGENTINA

En Argentina las primeras cartas con la distribución de la radiación solar global fueron elaboradas en 1972 [33] en base a correlaciones establecidas en 5 estaciones entre la heliofanía y los datos de irradiación global medidos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). A partir de la instalación de las primeras estaciones de la Red Solarimétrica en 1978 aumentó significativamente el número de localidades con mediciones piranométricas, lo que permitió encarar el trazado de cartas con la distribución de la radiación solar global con menor incertezza.

9.1. Metodología seguida para el trazado de las cartas de irradiación global

Estudiadas las condiciones de la variabilidad espacial de la radiación global y de la heliofanía relativa, establecido el nivel de confidencia de los promedios mensuales de la irradiación solar global diaria, verificada la estabilidad del comportamiento de los sensores utilizados y descartada la variabilidad secular de los parámetros de interés, las constantes de la regresión establecida entre el índice de claridad y la heliofanía relativa se pudieron utilizar para calcular, en base a los promedios de heliofanía de los últimos 20 o 30 años, los promedios mensuales de irradiación global en esas zonas, de manera de completar el banco de datos a utilizar para la construcción de las cartas destinadas a describir la distribución de la irradiación solar global en la República Argentina [34, 35].

Sobre los mapas nacionales preparados a tal efecto en papel transparente, similares a los utilizados por el Servicio Meteorológico Nacional en una escala de 1:7.500.000 (en proyección cónica conforme Lambert, con meridiano central 60°W y conos secantes de -30° y -60°) se volcó la información de los promedios mensuales del valor diario que integraban la base de datos, diferenciando los que fueron obtenidos con piranómetros de la Red Solarimétrica de los que lo fueron con piranómetros del SMN o de alguna otra institución a fines de la década del 60, y dentro de ellos, los registros que presentaban mayor extensión temporal.

En segundo lugar, se consideraron las condiciones de variabilidad espacial de los

promedios mensuales provenientes de mediciones piranométricas diarias en regiones homogéneas (suponiendo isotropía), lo que permitió extrapolar sus valores hasta aproximadamente 200 km sin exceder un error del 10 % dentro de un nivel de confidencia del 90 %.

A los valores procedentes de estimaciones calculadas a partir de las horas de insolación con modelos del tipo de Ångström se les asignó un segundo nivel de confiabilidad teniendo en cuenta su mayor incertezza, la que no supera sin embargo el 10 %. Los valores fueron estimados utilizando las constantes apropiadas que fueron determinadas para cada región.

En tercer lugar, se tuvieron en cuenta los valores promedio de la radiación global obtenidos en las zonas fronterizas de países vecinos y los trabajos similares llevados a cabo en ellos. Como apoyo complementario se utilizaron las cartas pluviométricas del Atlas Climatológico de América del Sur [141] y la de cobertura de vegetación.

Cada uno de los 13 mapas transparentes fueron superpuestos al de hipsometría de Argentina preparado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) (por entonces, Instituto Geográfico Militar-IGM), con altitudes de 0 a 500 m, 500 a 1.000 m, 1.000 a 3.000 m y de más de 3.000 m, para tener en cuenta las discontinuidades que pueden introducir los cambios de altura.

Los valores de los promedios de la irradiación solar global diaria se expresaron en kWh/m²-día teniendo en cuenta la demanda habitual de los diseñadores de sistemas de conversión fotovoltaica (lo que constituye uno de los temas de aplicación que más ha crecido en los últimos años) y los valores numéricos correspondientes a las isolíneas trazadas en los mapas se ubicaron del lado creciente de las mismas. Como consecuencia de las anteriores consideraciones se estableció como espacioamiento adecuado entre las isolíneas sucesivas el valor 0,5 kWh/m² para que no se produjera superposición de las cotas de error en los meses de máxima radiación.

En la Figura 9.1. se presenta la carta con la distribución anual del promedio de la irradiación solar global acumulada sobre una superficie horizontal.

Se puede ver que aparecen cada mes regiones claramente diferenciadas, que pueden relacionarse razonablemente con las condiciones pluviométricas imperantes y con las horas de insolación, siendo posible su integración en los trabajos similares que puedan ser llevados a cabo en países vecinos.

Una importante singularidad presente en casi todos los meses la constituye el fuerte gradiente existente entre la Puna y la selva tucumano-oranense en el faldeo oriental de los Andes, determinado por el alto nivel de precipitaciones localizado en esta última región (valores medios máximos mensuales de 150 a 200 mm) caracterizada por los mínimos de radiación global media mensual de la región norte del país, siendo un mínimo absoluto para todo el país en los meses de enero, noviembre y diciembre.

ciembre; esta marcada diferenciación sólo desaparece en los meses de junio y julio, reapareciendo en el mes de agosto y acentuándose a partir de octubre asociada nuevamente al aumento de la precipitación.

La disminución de las precipitaciones siguiendo la línea de 50 mm mensuales a lo largo del país determina una región de alta radiación en la región occidental que alcanza valores máximos comprendidos entre 7 y 7,5 kWh/m²-día en el límite con Chile durante el verano, extendiéndose la zona de mayor densidad de energía diaria hasta latitudes tan bajas como los 42°S en el mes de enero (los valores medios para el Alto Valle del Río Negro y la región de Cuyo llegan a ser tan altos como los alcanzados en la Puna).

Para una latitud de 35°S, por ejemplo, pueden observarse gradientes longitudinales del 10 % en 10° en el índice de claridad K_T , mientras que para 70°W el gradiente latitudinal hacia el Sur es también del mismo orden.

Por otra parte, los gradientes entre el faldeo occidental y el oriental en la Patagonia pueden ser mayores que los representados, pero los datos que se dispone en la zona son muy escasos y, a la vez, poco confiables (esta región constituye realmente la parte más endeble de las cartas). Pese a ello, se puede aún apreciar la diferencia que se debe al marcado efecto orográfico de los Andes patagónicos sobre los parámetros de la humedad y la nubosidad.

La amplitud de la variación del parámetro a lo largo del año es máxima para estaciones ubicadas a elevadas latitudes y en regiones de atmósfera limpida, compensando la mayor inclinación de los rayos solares con el aumento de horas de insolación en verano (por ejemplo, Bariloche, Trelew y Ushuaia, con amplitudes de 6,1 kWh/m²-día y 5,8 y 5,1 kWh/m²-día). Las amplitudes mínimas corresponden a estaciones ubicadas en la zona tropical (Abra Pampa, Cerrillos y Colonia Santa Rosa, con valores de 2,3 kWh/m²-día, 2,5 y 2,5 kWh/m²-día).

En las Figuras 9.2. a 9.13. se presentan las cartas correspondientes a la distribución espacial de los promedios mensuales de la irradiación solar global diaria.

Estas cartas de Argentina se reunieron con las de distribución de los promedios mensuales de horas de brillo solar (heliofanía efectiva) [142] para así disponer de información unificada en un Atlas de Energía Solar de la República Argentina [113].

La metodología descripta fue utilizada también para el trazado de las isolíneas de los promedios de irradiación solar global en Brasil [143, 144], tanto en base anual como mensual.

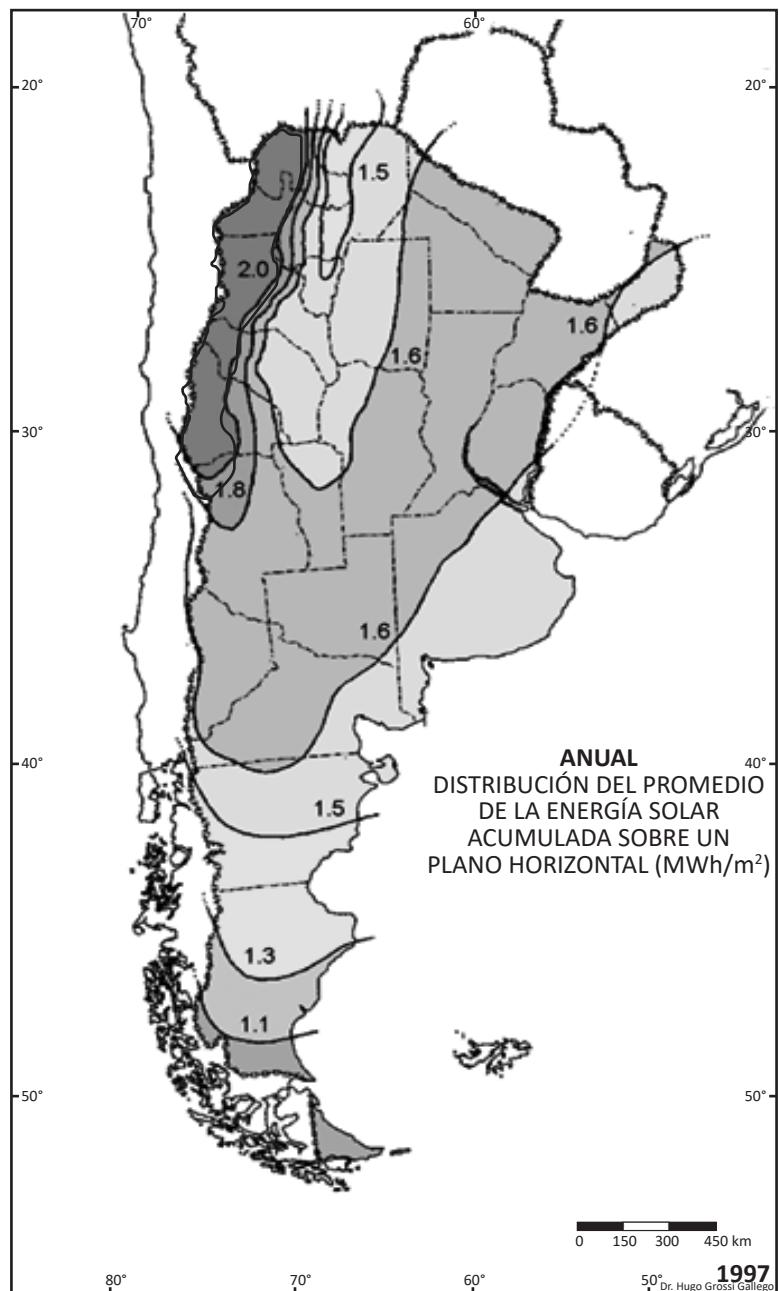


Fig. 9.1. Distribución del promedio de la energía solar acumulada anualmente sobre un plano horizontal, MWh/m²; adaptada de [35].

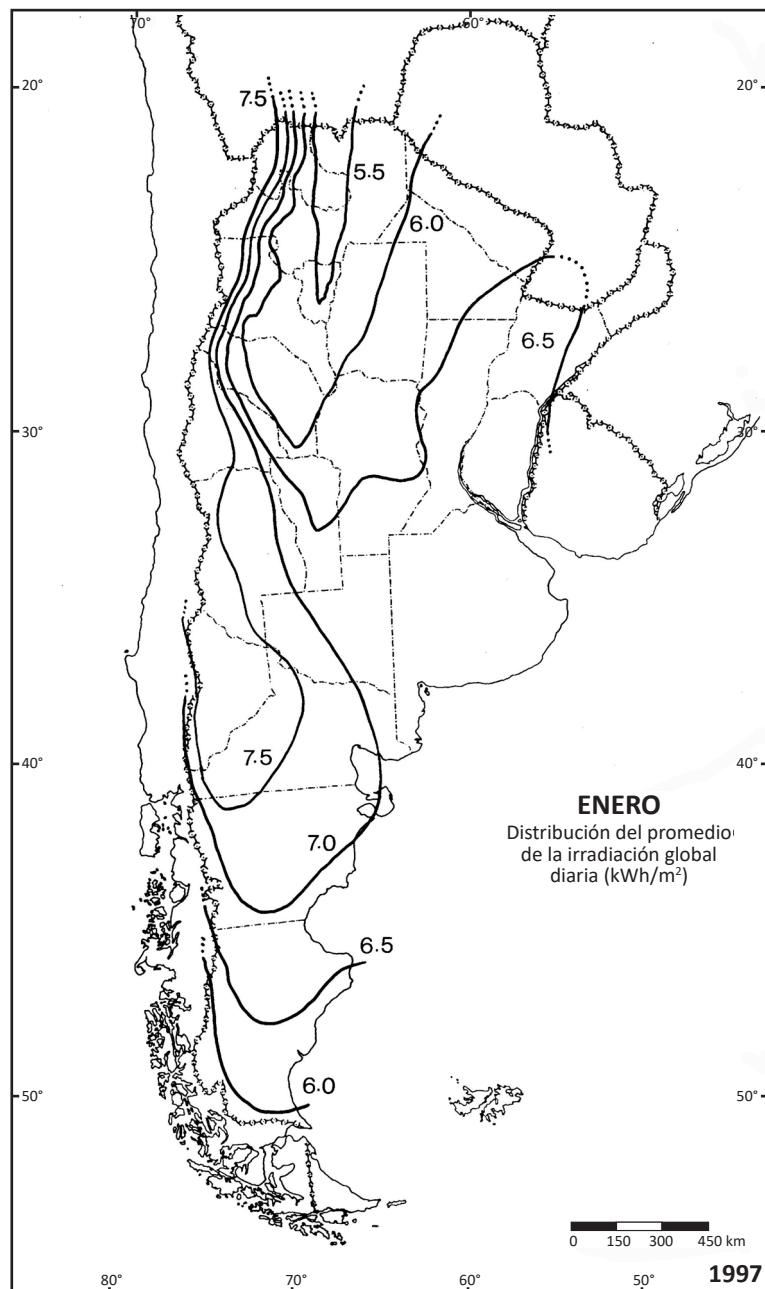


Fig. 9.2. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de enero, kWh/m² [35].

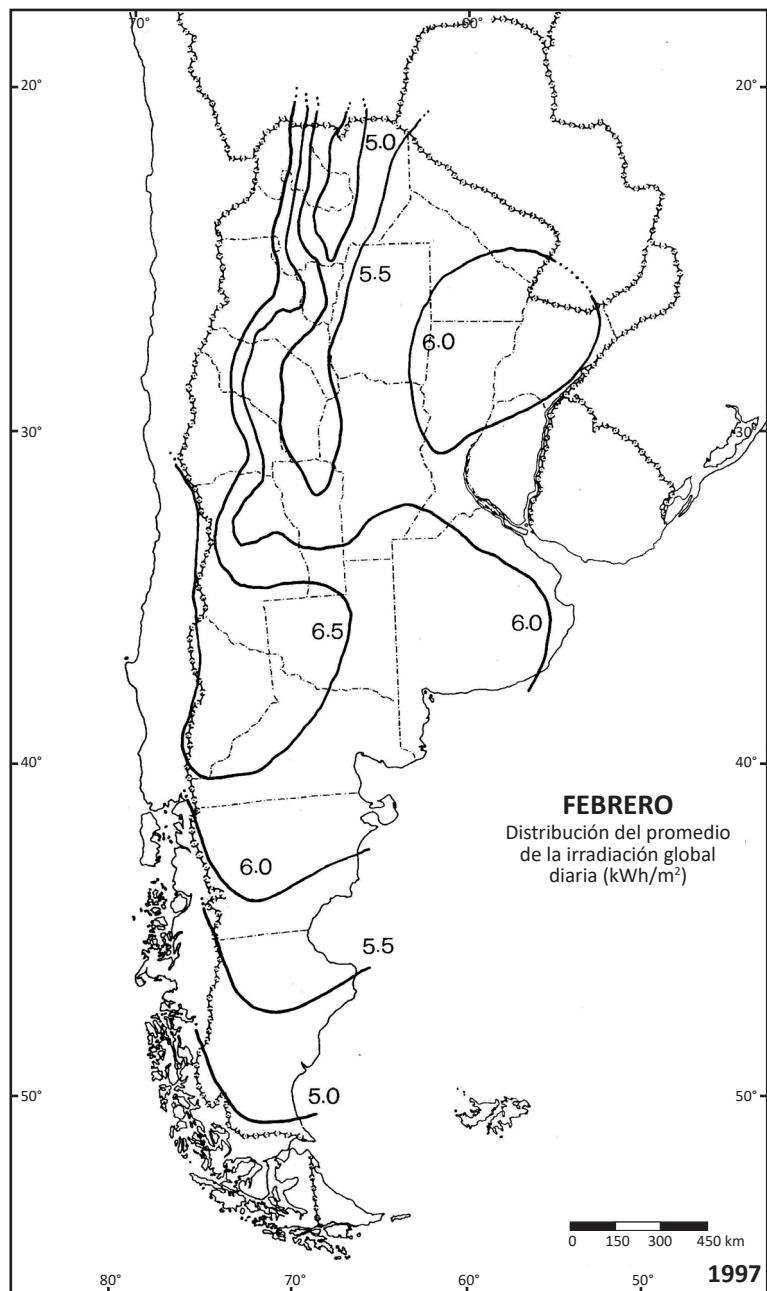


Fig. 9.3. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de febrero, kWh/m^2 [35].

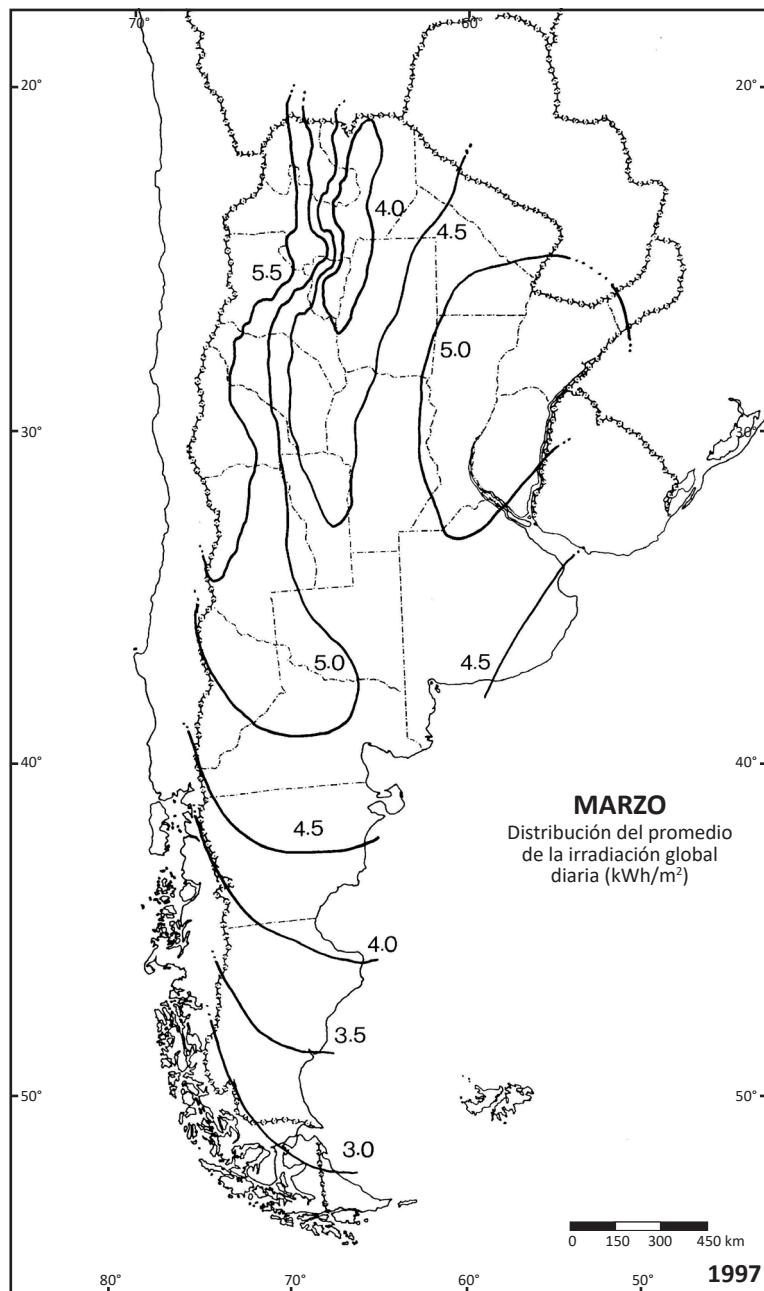


Fig. 9.4. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de marzo, kWh/m^2 [35].

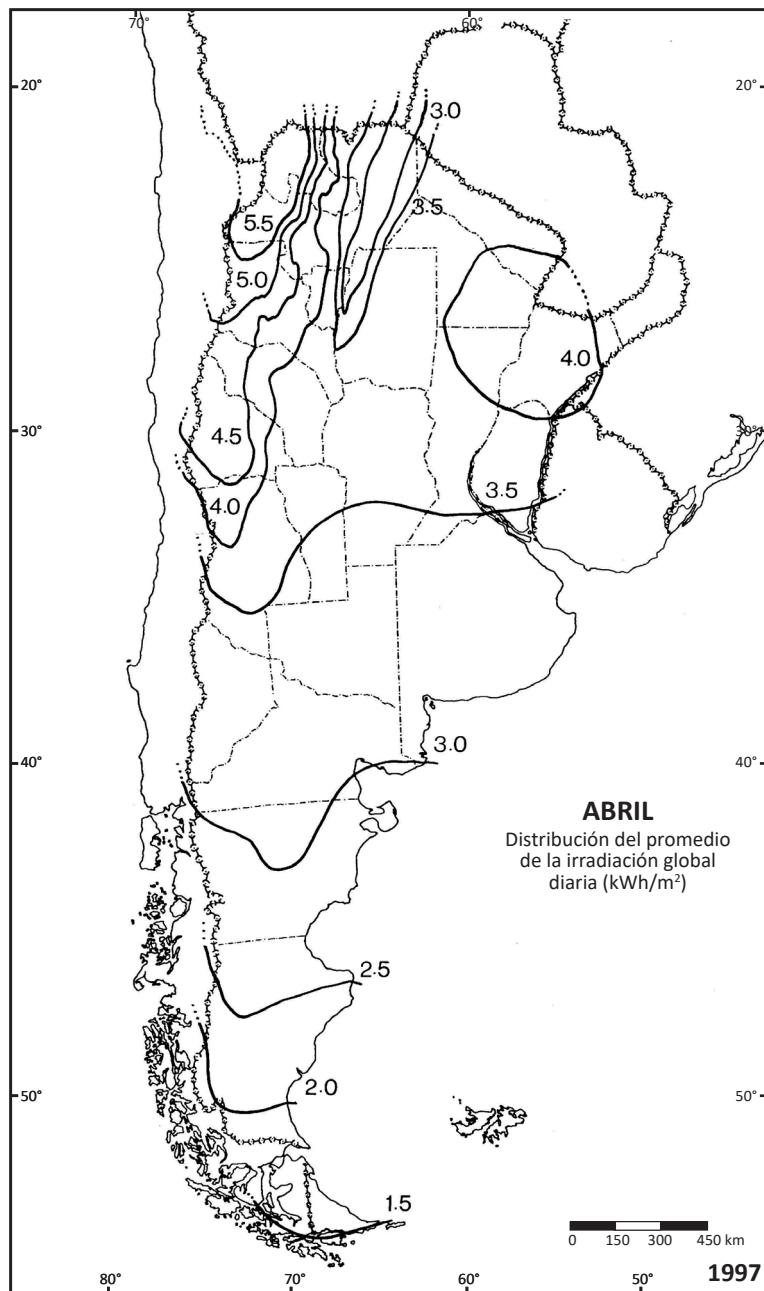


Fig. 9.5. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de abril, kWh/m^2 [35].

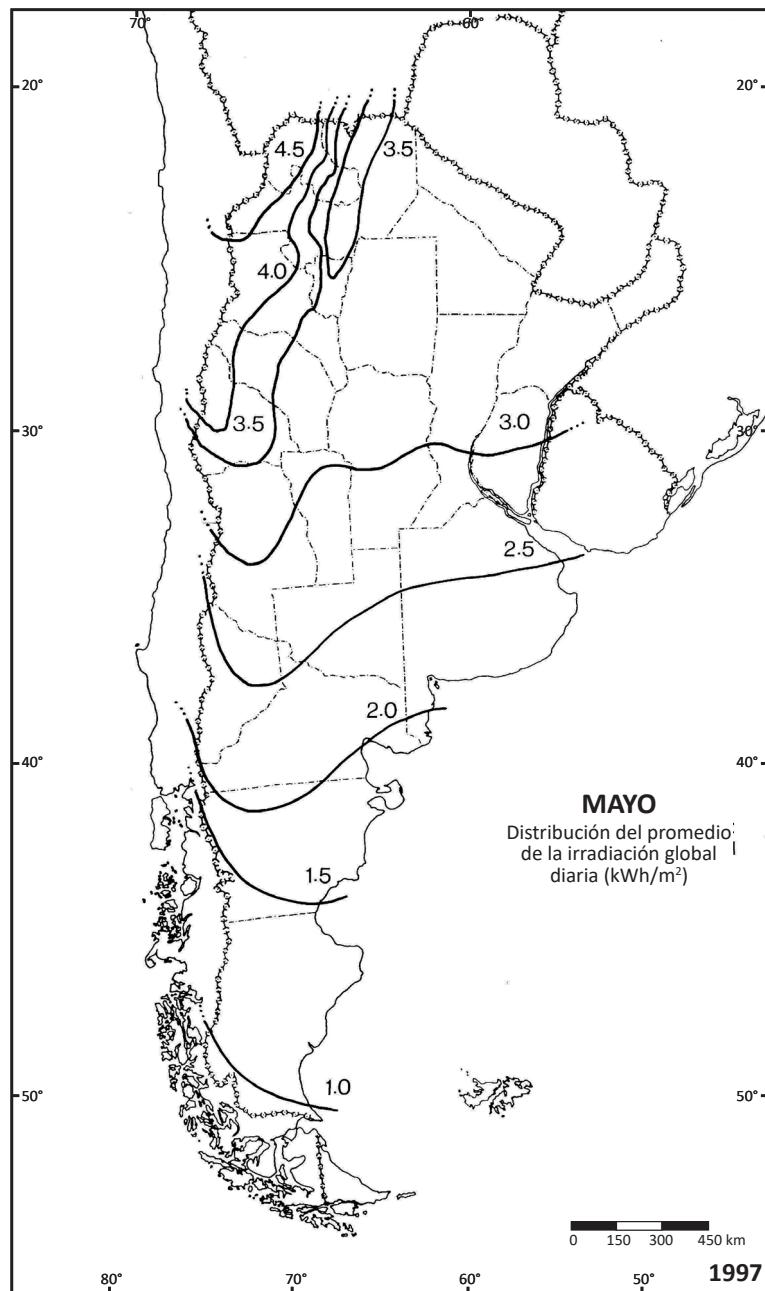


Fig. 9.6. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de mayo, kWh/m^2 [35].

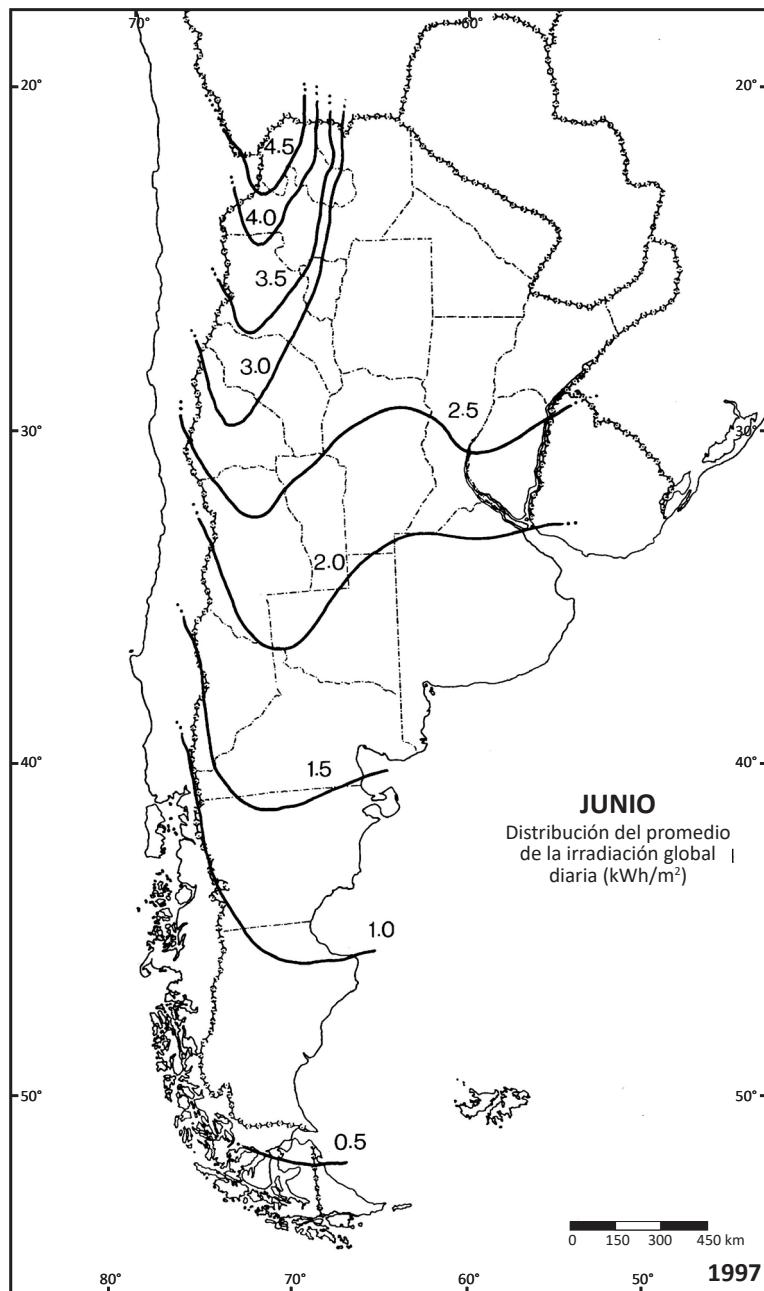


Fig. 9.7. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de junio, kWh/m^2 [35].

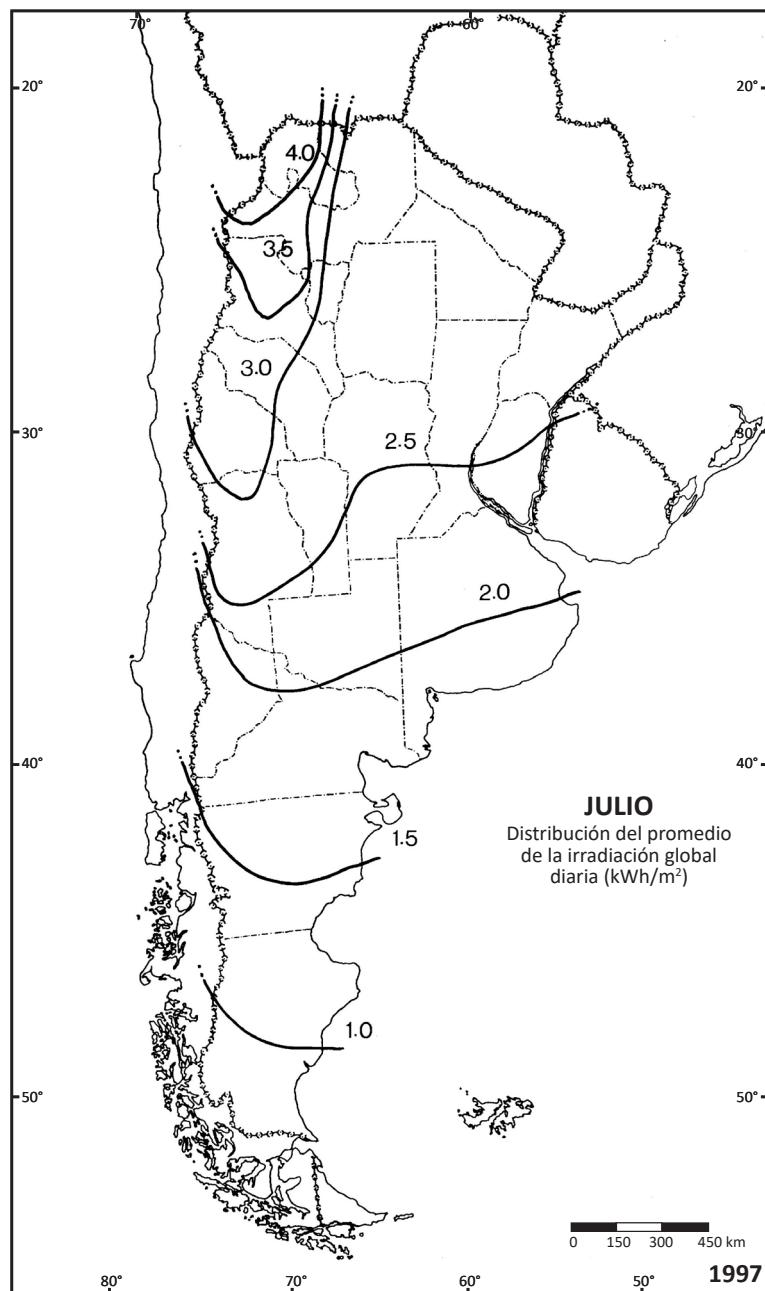


Fig. 9.8. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de julio, kWh/m^2 [35].

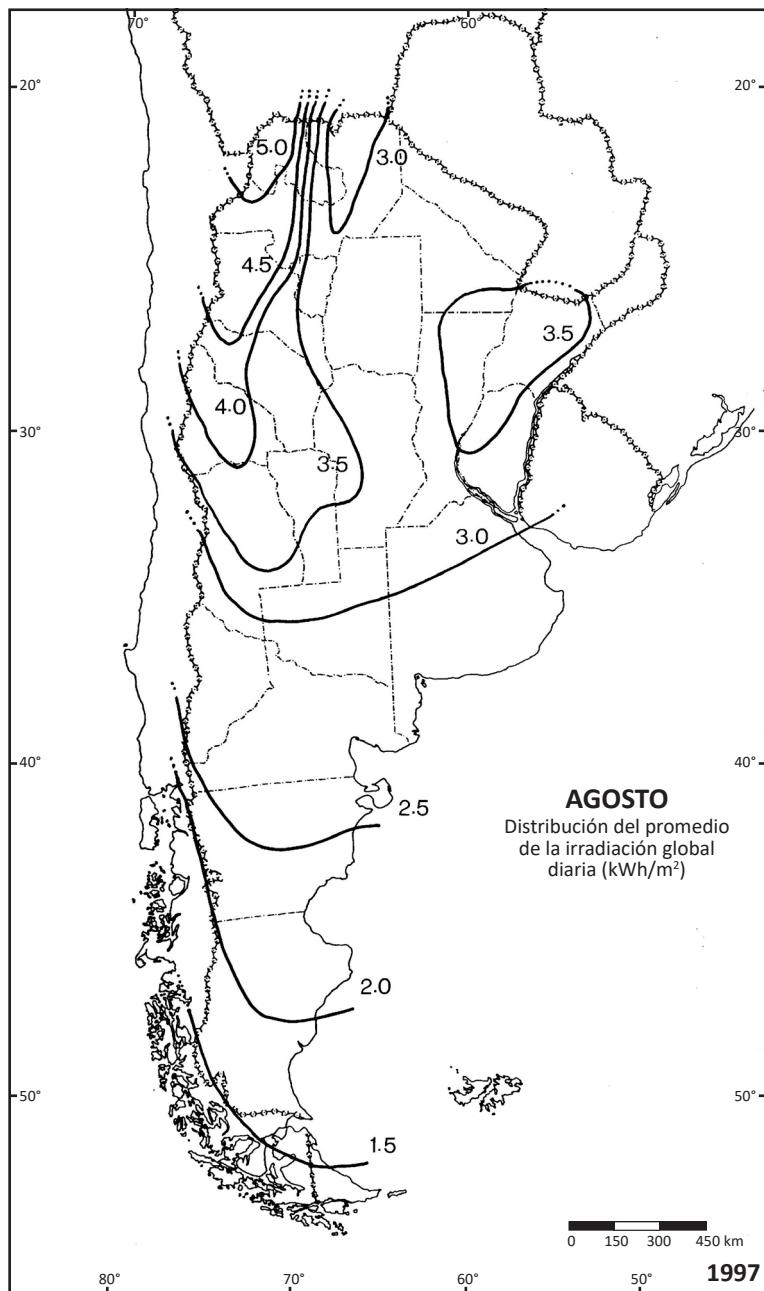


Fig. 9.9. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de agosto, kWh/m^2 [35].

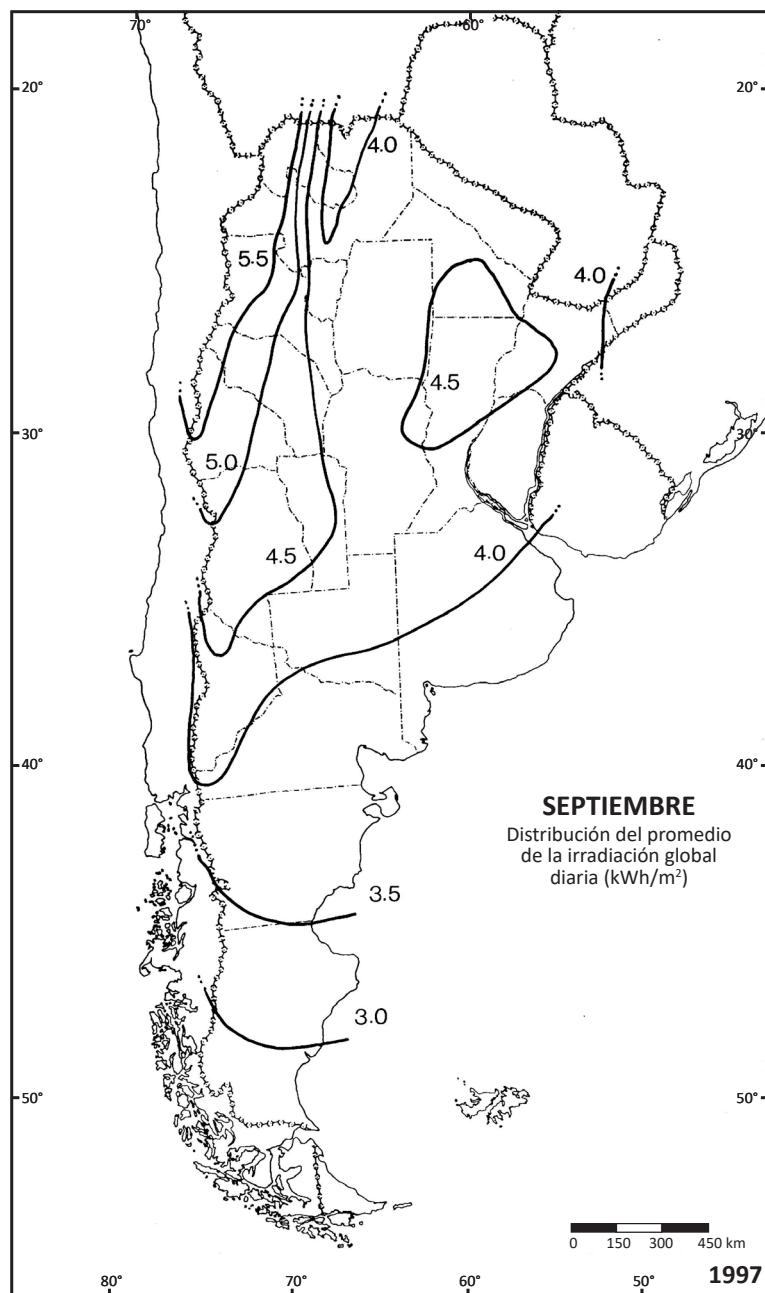


Fig. 9.10. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de septiembre, kWh/m² [35].

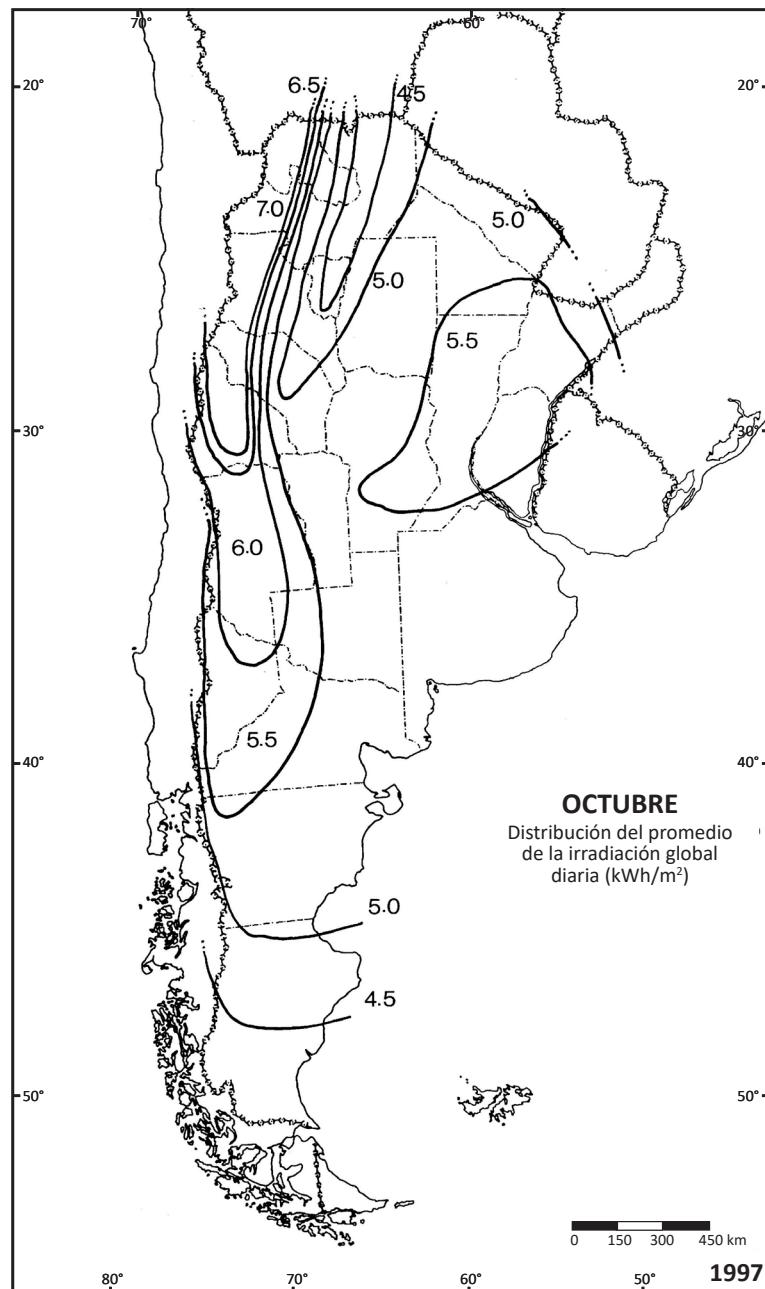


Fig. 9.11. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de octubre, kWh/m^2 [35].

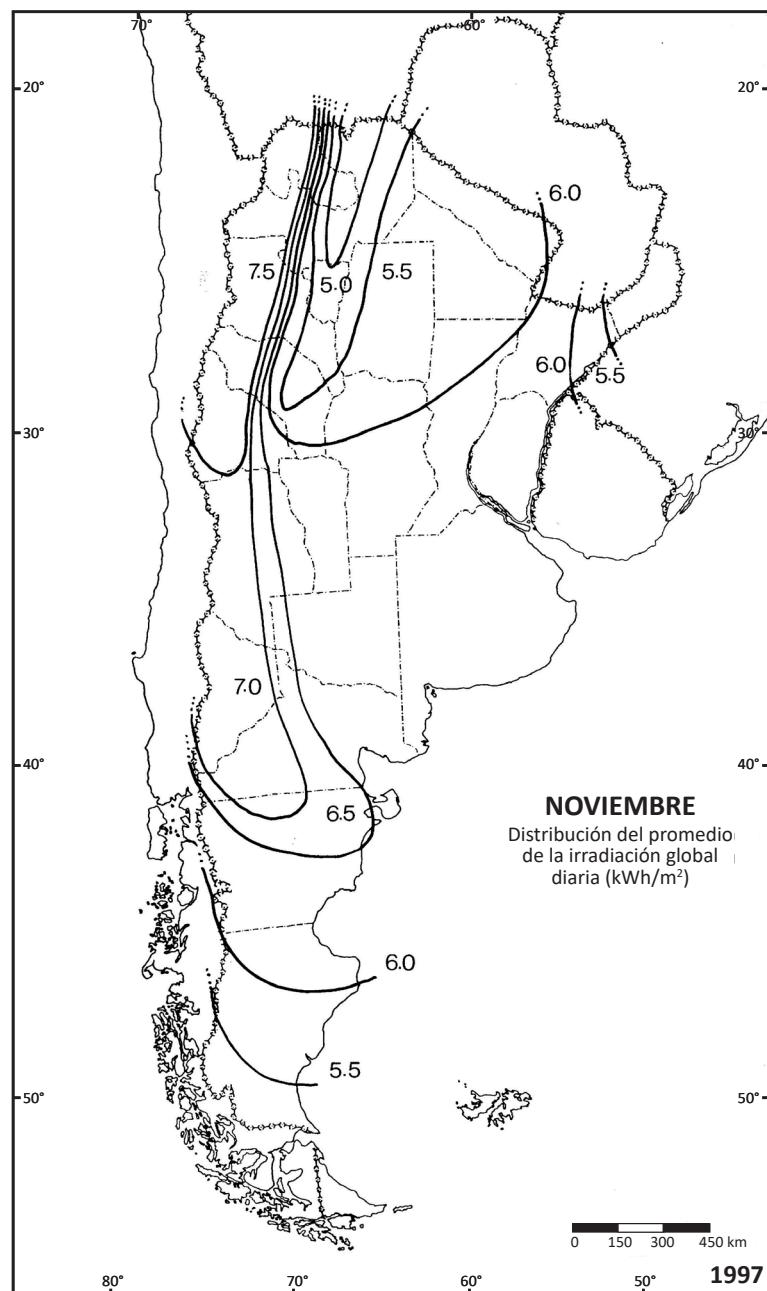


Fig. 9.12. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de noviembre, kWh/m^2 [35].

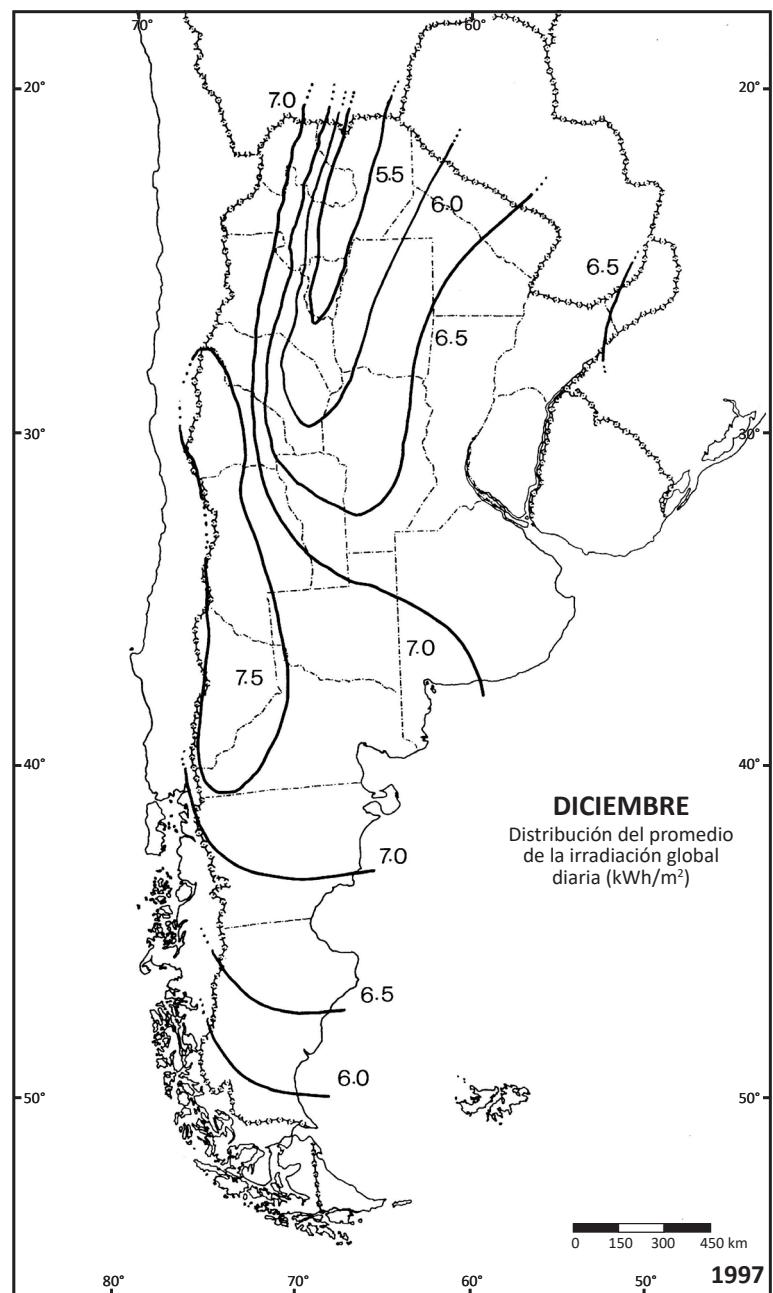


Fig. 9.13. Distribución espacial del promedio de la irradiación solar global diaria sobre una superficie horizontal en el mes de diciembre, kWh/m^2 [35].

MODELOS DE ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Por modelos de estimación se entienden los distintos procedimientos desarrollados para calcular, en nuestro caso, la radiación solar incidente en cualquier superficie receptora, momento y lugar.

Estos modelos posibilitan por lo tanto obtener valores estimados del recurso solar allí donde no se cuenta con datos medidos, pero sí con información complementaria relacionada con el medio de propagación de la radiación solar incidente. Estos datos, que llamaremos de entrada de los modelos de estimación, pueden ser de tipo atmosférico, meteorológico o geográfico.

Los datos de entrada atmosféricos definen las propiedades radiativas de los principales constituyentes de la atmósfera, permanentes y no permanentes como ozono, vapor de agua, nubes y aerosoles. Mientras que los meteorológicos permiten caracterizar el estado físico y de composición de la atmósfera en un determinado momento y lugar. Los datos de entrada pueden referirse tanto a mediciones realizadas en condiciones controladas en laboratorio, en estaciones meteorológicas o en campañas de medición intensiva *in situ* como, en muchos casos, a valores a su vez calculados mediante modelos propios de estimación.

En el caso de disponer de datos medidos de radiación solar los modelos de estimación son empleados en distintas técnicas de procesamiento de la información obtenida. Por ejemplo, en la definición de filtros físicos que permitan depurar la base de datos disponible, para completar series temporales con datos faltantes o en estudios de predicción.

También, mediante procedimientos denominados de inversión de los modelos de estimación, a partir de datos confiables de radiación solar incidente, es posible caracterizar el estado de composición y las propiedades radiativas de los distintos constituyentes atmosféricos.

Teniendo en cuenta el marco teórico físico-matemático y la metodología de cálculo empleada, los diferentes modelos de estimación de la radiación solar propuestos serán clasificados en:

- Físicos: mediante la resolución de la ecuación general de transferencia radiativa

permiten estimar la radiación solar, directa y difusa, incidente en toda superficie receptora y para cualquier estado de composición atmosférica.

- Parametrizados espectrales y de banda ancha: basados en la ley de atenuación atmosférica de la radiación solar incidente. Se han desarrollado con el objeto de estimar la radiación solar directa normal en superficie terrestre en condiciones de cielo claro.
- Empíricos: basados en correlaciones estadísticas establecidas entre bases de datos simultáneos de radiación solar y de parámetros meteorológicos y/o geográficos asociados. En función de los datos correlacionados estos modelos permiten estimar localmente y para todo tipo de cielo: la radiación solar global total, la global integrada en distintas regiones del espectro solar a partir de la total, las componentes directa o difusa en función de la global o la radiación incidente en una superficie inclinada empleando información obtenida en superficie horizontal.
- Satelitales: empleando modelos físicos o parametrizados de cielo claro y datos de entrada de origen satelital posibilitan evaluar la radiación solar incidente en superficie a nivel regional.

10

MODELOS FÍSICOS

Los modelos físicos, también llamados códigos computacionales de transferencia radiativa o espectrales rigurosos, permiten mediante la aplicación de distintos métodos numéricos de resolución de la ecuación de transferencia radiativa estimar la irradiancia solar monocromática I_λ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) incidente en cualquier punto de la atmósfera para cualquier estado de composición de la misma y condición de la superficie.

Los códigos computacionales son en general de libre distribución y se ofrecen en versiones revisadas y actualizadas de manera continua por parte de sus autores. La precisión en la estimación de la radiación solar incidente depende del método numérico empleado y, con una incidencia mayor, de la caracterización física y radiativa considerada de un medio de propagación heterogéneo y variable como es el medio atmosférico. Una representación precisa de la atmósfera puede requerir de un número elevado de datos de entrada, no siempre disponibles, de mediciones directas en el lugar; es por ello que estos modelos se muestran poco prácticos para cálculos relacionados con aplicaciones de ingeniería solar, donde se necesita evaluar la disponibilidad del recurso en superficie para las distintas épocas del año. Sin embargo son muy eficientes en estudios atmosféricos y climáticos. Por ejemplo, a partir de mediciones confiables en tierra de irradiancias directas normales monocromáticas en regiones bien caracterizadas del espectro se podrá, mediante técnicas de inversión de los modelos, obtener información acerca del estado de composición de la atmósfera y de las propiedades ópticas de sus principales constituyentes. En el caso de teledetección satelital multi-espectral los modelos de transferencia radiativa se emplean en el diseño de algoritmos de corrección atmosférica de imágenes satelitales para, a partir de ellas, poder inferir propiedades físicas de la superficie terrestre como su temperatura o coeficiente de reflexión.

10.1. Ecuación de transferencia radiativa

La ecuación de transferencia radiativa describe la propagación de una radiación electromagnética a través de un medio material semi-transparente. Cuando una radia-

ción electromagnética caracterizada por una intensidad monocromática I_λ atraviesa un elemento de volumen de un medio material, definido por un espesor dl y una unidad de sección transversal, puede modificarse en una cantidad dI_λ según la siguiente ley [145]:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho dl} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (10.1)$$

donde k_λ ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$) es el coeficiente de atenuación másico monocromático, ρ (kg m^{-3}) la densidad de masa del medio material y J_λ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) la llamada función fuente. Esta es la ecuación de transferencia radiativa en su forma más general sin ningún sistema de coordenadas definido.

La atenuación de la radiación incidente, caracterizada por el término negativo del lado derecho de la ecuación (10.1), es producto de la interacción con el medio y se debe básicamente a procesos de absorción y dispersión. Por lo tanto k_λ puede definirse por la suma:

$$k_\lambda = k_{a\lambda} + k_{s\lambda} \quad (10.2)$$

siendo $k_{a\lambda}$ ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$) y $k_{s\lambda}$ ($\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$) los coeficientes de absorción y dispersión másicos monocromáticos respectivamente.

El producto $k_\lambda \rho$ (m^{-1}) se denomina coeficiente de atenuación lineal monocromático y al resolver la ecuación general (10.1) debe ser definido para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación considerado.

La función fuente J_λ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$), con signo positivo en (10.1), evalúa la cantidad de radiación que puede sumarse en la dirección de propagación debida tanto a procesos de dispersión como de emisión térmica del medio.

Para las temperaturas medias de las distintas capas atmosféricas la emisión en equilibrio termodinámico se da en el rango del Infrarrojo (IR) medio y lejano con picos hacia los $\sim 11 \mu\text{m}$, por lo tanto su contribución en la zona del espectro solar puede ser despreciada.

Si se considera una atmósfera plana paralela, un medio donde la intensidad de la radiación incidente así como todos los parámetros físicos y radiativos varían sólo en la dirección vertical z , resulta conveniente reemplazar en la ecuación (10.1) $k_\lambda \rho dl = k_\lambda \rho dz / \cos\theta_z = -d\tau_\lambda / \cos\theta_z$, donde el coeficiente adimensional τ_λ :

$$\tau_\lambda = -\int_z^\infty k_\lambda \rho(z) dz \quad (10.3)$$

se denomina profundidad óptica monocromática y caracteriza la atenuación de la radiación para una incidencia vertical. La integración se realiza desde tope de atmósfera ($z = \infty; \tau_\lambda = 0$) en sentido descendente hasta una altura z . La función $\rho(z)$ representa el perfil vertical de densidad de un determinado constituyente atmosférico.

Otra posibilidad en la definición del coeficiente de atenuación lineal $k_\lambda \rho$ es emplear el producto $\sigma_\lambda n$ donde σ_λ (m^2) es la sección eficaz monocromática de interacción de una partícula y n (m^{-3}) la concentración volumétrica de partículas en el medio, que también en una representación atmosférica plana paralela debe ser definida en la ecuación (10.3) como $n(z)$.

Considerando la expresión (10.3) se puede reescribir la ecuación general de transferencia radiativa (10.1) en una atmósfera plana paralela para $I_\lambda(\tau_\lambda; \mu, \gamma)$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), la irradiancia monocromática por unidad de ángulo sólido a lo largo de una dirección ($\mu = \cos\theta_z, \gamma$) a una altura z y espesor óptico τ_λ , de la siguiente manera:

$$\mu \frac{dI_\lambda(\tau_\lambda; \mu, \gamma)}{d\tau_\lambda} = I_\lambda(\tau_\lambda; \mu, \gamma) - J_\lambda(\tau_\lambda; \mu, \gamma) \quad (10.4)$$

Una representación esquemática de propagación de una radiación incidente de intensidad $I_\lambda(0; \mu, \gamma)$ en una atmósfera plana paralela finita se muestra en la Figura 10.1.

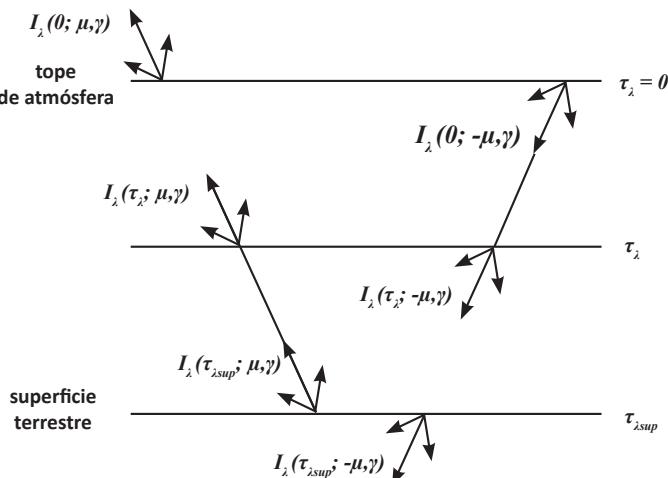


Fig. 10.1. Irradiancias descendente $I_\lambda(-\mu)$ y ascendente $I_\lambda(\mu)$ a tope de atmósfera ($\tau_\lambda = 0$), a un nivel dado τ_λ y en superficie terrestre ($\tau_{\lambda\text{sup}}$) en una atmósfera plana paralela finita.

La aproximación geométrica plana paralela resulta inadecuada para ángulos de incidencia solar cercanos al horizonte, donde para estimaciones más precisas deberá ser tenida en cuenta la esfericidad del sistema atmosférico.

La función fuente J_λ que caracteriza el aporte debido a procesos de dispersión múltiple de todas las direcciones posibles de incidencia a una de observación (μ, γ) , se define mediante la expresión:

$$J_\lambda(\mu, \gamma) = \frac{\omega_{o\lambda}}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\gamma' \int_{-1}^1 I_\lambda(\mu', \gamma') P_\lambda(\mu, \gamma; \mu', \gamma') d\mu' \quad (10.5)$$

donde $P_\lambda(\mu, \gamma; \mu', \gamma')$ es la función de fase y $\omega_{o\lambda}$ el albedo de dispersión simple monocromáticos, ambos adimensionales.

La función de fase $P_\lambda(\mu, \gamma; \mu', \gamma')$ describe la distribución angular de la energía dispersada, es decir, la probabilidad de dispersión de una dirección de incidencia (μ', γ') a la de observación (μ, γ) . Esta función debe satisfacer la siguiente condición de normalización:

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\gamma' \int_{-1}^1 P_\lambda(\mu, \gamma; \mu', \gamma') d\mu' = 1 \quad (10.6)$$

En el caso de una dispersión isotrópica $P_\lambda(\mu, \gamma; \mu', \gamma') = 1$.

Para centros dispersores esféricos se define el parámetro de tamaño adimensional, $\chi = 2\pi r / \lambda$, donde r es el radio de la partícula y λ la longitud de onda de la radiación incidente. Si $\chi < 0,6/n'$, donde n' es el índice de refracción, por ejemplo para las moléculas atmosféricas ($r \sim 10^{-4}$ μm), la dispersión es de tipo Rayleigh; si $0,6/n' < \chi < 5$, para partículas con $r > 10^{-3}$ μm como los aerosoles atmosféricos, es de tipo Mie y si χ es mayor a 5 la dispersión responde a las leyes de la óptica geométrica [146]. En general las partículas pequeñas tienden a dispersar en iguales cantidades hacia delante y atrás, y en la medida que aumenta su tamaño crece la energía dispersada hacia delante con distribuciones angulares cada vez más complejas [147].

La función de fase característica de la dispersión de Rayleigh es:

$$P(\cos \Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \Theta) \quad (10.7)$$

donde Θ (°) es el ángulo de dispersión, entre la dirección de incidencia y la de observación, que en un sistema de coordenadas esféricas con origen en el centro dispersor se define como:

$$\cos \Theta = \cos \theta_z \cos \theta_z' + \sin \theta_z \sin \theta_z' \cos(\gamma - \gamma') \quad (10.8)$$

En la dispersión tipo Mie, debido a la gran variedad de formas y tamaños de aerosoles presentes en la atmósfera y la complejidad de los cálculos asociados, se recurre a parámetros radiativos aproximados dentro del marco de los denominados modelos de aerosoles [148].

Una de las aproximaciones más utilizadas para la función de fase de la dispersión de Mie es la función de Henyey-Greenstein [149]:

$$P(\cos \Theta, g) = \frac{1-g^2}{(1+g^2-2g \cos \Theta)^{3/2}} \quad (10.9)$$

donde g se denomina factor de asimetría, $-1 \leq g \leq 1$, y representa la fracción de dispersión hacia delante respecto de la dispersión total; valores de g iguales a -1 y 1 corresponden a casos de dispersión completa hacia atrás y hacia delante respectivamente. Para partículas de nubes, con $3 \mu\text{m} \leq r \leq 30 \mu\text{m}$, los valores de g varían entre 0,8 y 0,9 y para $r \sim 1 \mu\text{m}$ se aplican valores de g entre 0,6 y 0,7.

El albedo de dispersión simple $\omega_{o\lambda}$ en la ecuación (10.5) describe cuánto de la atenuación observada se debe sólo a procesos de dispersión:

$$\omega_{o\lambda} = \frac{k_{s\lambda}}{k_{a\lambda} + k_{s\lambda}} = \frac{\sigma_{s\lambda}}{\sigma_{a\lambda} + \sigma_{s\lambda}} \quad (10.10)$$

Por lo tanto $\omega_{o\lambda} = 1$ corresponde a un proceso de dispersión pura.

Es muy frecuente en los modelos físicos de estimación de la radiación solar monocromática incidente resolver la ecuación general (10.4) por separado para sus componentes directa normal en la dirección de incidencia del sol ($-\mu_o, \gamma_o$), $I_{bn\lambda}(\tau_\lambda; -\mu_o, \gamma_o)$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), y difusa por unidad de ángulo sólido en una dirección de observación (μ, γ) producto de procesos de dispersión, $I_{d\lambda}(\tau_\lambda; \mu, \gamma)$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$). A partir de aquí se omitirá el subíndice λ , entendiendo que en todo el desarrollo posterior tanto las intensidades de radiación como todos los parámetros radiativos de atenuación se definen como funciones de la longitud de onda.

Para la componente directa normal de la radiación solar no se consideran los aportes por dispersión, por lo que la ecuación (10.4) adopta la siguiente forma:

$$\mu_o \frac{dI_{bn}(\tau; -\mu_o, \gamma_o)}{d\tau} = -I_{bn}(\tau; -\mu_o, \gamma_o) \quad (10.11)$$

La ecuación diferencial (10.11) tiene por solución general la expresión:

$$I_{bn}(\tau; -\mu_o, \gamma_o) = I_{on}(-\mu_o, \gamma_o) e^{-\tau/\mu_o} \quad (10.12)$$

donde $I_{on}(-\mu_o, \gamma_o) = I_{on}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) es la irradiancia normal a tope de atmósfera, también llamada extraterrestre normal, en la dirección de incidencia $(-\mu_o, \gamma_o)$. La ecuación (10.12) muestra el decrecimiento exponencial de la intensidad de propagación en un medio material y se denomina ley de atenuación de Beer-Lambert-Bouguer. La función exponencial $e^{-\tau/\mu_o}$ define la transmitancia total atmosférica donde el coeficiente τ , el espesor óptico total o efectivo, debe ser entendido como la suma de los espesores ópticos definidos para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación considerado.

Por su parte, para la componente difusa de la radiación solar se tiene que tomar en cuenta tanto los procesos de dispersión múltiple como de dispersión simple de la dirección de incidencia del sol $(-\mu_o, \gamma_o)$ a una de observación (μ, γ) . De este modo la ecuación general (10.4) para la componente difusa se expresa como:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI_d(\tau; \mu, \gamma)}{d\tau} &= I_d(\tau; \mu, \gamma) - \\ &\frac{\omega_o}{4\pi} \left(\int_0^{2\pi} d\gamma' \int_{-1}^1 I_d(\tau; \mu', \gamma') P(\mu, \gamma; \mu', \gamma') d\mu' + \right. \\ &\left. I_{on} P(\mu, \gamma; -\mu_o, \gamma_o) e^{-\tau/\mu_o} \right) \end{aligned} \quad (10.13)$$

La ecuación (10.13) para la componente difusa de la radiación solar incidente es ya de tipo integro-diferencial. En Lenoble (1985) [150], uno de los textos de referencia en la materia, se detallan y describen los diferentes métodos de resolución de la ecuación de transferencia radiativa integro-diferencial. Según este autor estos métodos pueden clasificarse en: analíticos exactos, computacionales/numéricos y aproximados. La principal dificultad de las soluciones analíticas exactas es su aplicación a casos atmosféricos reales. Por lo tanto se han desarrollado para estas aplicaciones distintos métodos que permiten obtener soluciones aproximadas a la ecuación (10.13).

Uno de los métodos aproximados más utilizados para la solución de la ecuación de transferencia radiativa atmosférica integro-diferencial es el llamado Método de Ordenadas Discretas desarrollado originalmente por Chandrasekhar (1960) [145], donde la dependencia angular de la ecuación se discretiza y las soluciones consisten en un conjunto de ecuaciones diferenciales de primer orden. Introduciremos los principales conceptos empleados en dicho método.

Considerando que la función de fase depende sólo del ángulo de dispersión $\Theta, P(\cos\Theta)$ se expande en una serie de $2M$ polinomios de Legendre P_j :

$$P(\cos \Theta) = \sum_{l=0}^{2M-1} (2l+1) g_l P_l(\cos \Theta) \quad (10.14)$$

donde los coeficientes de expansión g_l están dados por:

$$g_l = \frac{1}{2} \int_{-1}^{+1} P_l(\cos \Theta) P(\cos \Theta) d(\cos \Theta) \quad (10.15)$$

siendo para $l = 1$, $g_1 = g$ el factor de asimetría antes mencionado. Los polinomios de Legendre $P_l(\cos \Theta)$ constituyen una base de funciones ortogonales en el dominio $-1 \leq \cos \Theta \leq 1$. Por ejemplo, los tres primeros términos de la serie para un argumento x se definen como:

$$P_0(x) = 1; \quad P_1(x) = x; \quad P_2(x) = \frac{1}{2} (3x^2 - 1) \quad (10.16)$$

El número $2M$ de términos en la ecuación (10.14) necesarios para una representación lo más precisa de la función de fase $P(\cos \Theta)$ dependerá del grado de asimetría de la misma. Para una dispersión isotrópica $P(\cos \Theta) = 1$, con un solo término basta: $P_0 = 1$ y $g_0 = 1$; pero cuanto más asimétrica sea la dispersión se requerirá de más términos. En la Figura 10.2. se ilustra a modo de ejemplo el número de términos necesarios para ajustar la función de fase de Henyey-Greenstein (10.9), típica para la dispersión de Mie de aerosoles, para dos valores distintos de g [151].

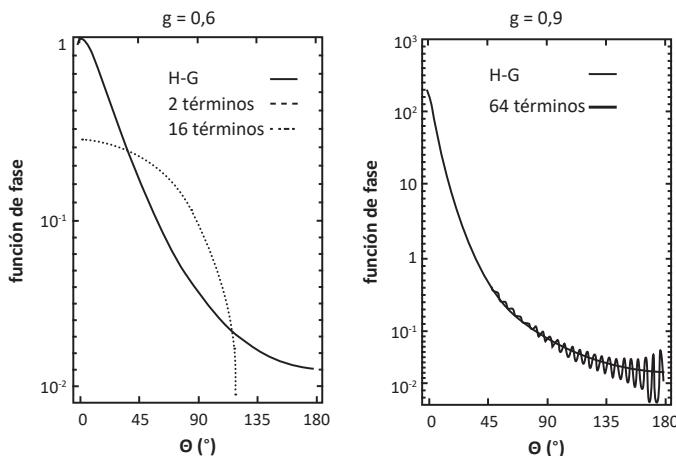


Fig. 10.2. Ajuste de la función de fase de Henyey-Greenstein (H-G) por medio de una serie de polinomios de Legendre para dos valores distintos de g . A mayor valor de g mayor número de términos necesarios en la expansión de la función. De Thomas y Stamnes (1999) [151].

Por el teorema de adición de armónicos esféricos tenemos [152]:

$$P(\cos \Theta) = P(\mu, \gamma; \mu', \gamma') = \sum_{l=0}^{2M-1} (2l+1) g_l \left\{ P_l(\mu) P_l(\mu') + 2 \sum_{m=1}^l \Lambda_l^m(\mu) \Lambda_l^m(\mu') \cos m(\gamma - \gamma') \right\} \quad (10.17a)$$

Siendo aquí $\Lambda_l^m(\mu)$ los polinomios asociados de Legendre normalizados:

$$\Lambda_l^m(\mu) = \sqrt{\frac{(1-m)!}{(1+m)!}} P_l^m(\mu) \quad (10.17b)$$

donde $P_l^m(\mu)$ son los polinomios asociados de Legendre usuales que también son ortogonales entre sí y tienen a su vez las siguientes propiedades: $P_l^m(x) = 0$ si $m > l$; $P_l^0(x) = P_l(x)$ y $P_l^m(-x) = (-1)^{l+m} P_l^m(x)$. En la ecuación (10.17a) puede verse que en la función de fase de dispersión la dependencia (μ, μ') ha sido separada de la (γ, γ') y ya que (10.17a) es básicamente una serie de Fourier de cosenos se busca entonces expresar de igual modo la intensidad $I(\tau; \mu, \gamma)$:

$$I(\tau; \mu, \gamma) = \sum_{m=0}^{2M-1} I^m(\tau; \mu) \cos m(\gamma_o - \gamma) \quad (10.18)$$

Si se sustituyen las expresiones (10.17a) y (10.18) en (10.13), luego de una serie de sencillas manipulaciones [153], la ecuación original, omitiendo de aquí en más el subíndice d , se transforma en un conjunto de $2M$ ecuaciones integro-diferenciales independientes definidas para cada componente acimutal de la intensidad I^m :

$$\mu \frac{dI^m(\tau; \mu)}{d\tau} = I^m(\tau; \mu) - J^m(\tau; \mu) \quad (m = 0, 1, \dots, 2M-1) \quad (10.19)$$

donde las funciones fuente J^m para cada componente acimutal m están dadas por:

$$J^m(\tau; \mu) = \int_{-1}^1 D^m(\mu, \mu') I^m(\tau; \mu') d\mu' + I_{on} X_o^m(\mu, -\mu_o) e^{-\tau/\mu_o} \quad (10.20a)$$

siendo

$$D^m(\mu, \mu') = \frac{\omega_o}{2} \sum_{l=m}^{2M-1} (2l+1) g_l \Lambda_l^m(\mu) \Lambda_l^m(\mu') \quad (10.20b)$$

$$X_o^m(\mu, -\mu_o) = \frac{\omega_o}{4\pi} (2 - \delta_{mo}) \sum_{l=m}^{2M-1} (2l+1) g_l \Lambda_l^m(\mu) \Lambda_l^m(-\mu_o) \quad (10.20c)$$

$$\delta_{mo} = \begin{cases} 1 & \text{si } m = 0 \\ 0 & \text{si } m \neq 0 \end{cases} \quad (10.20d)$$

De este modo en la ecuación (10.19) definida para cada I^m se ha logrado eliminar la dependencia acimutal (γ).

Es habitual buscar soluciones a la ecuación (10.19) para valores medios de la irradiancia difusa integrados por separado en las semi-esferas superior e inferior. Las integrales definidas en los dominios $0 \leq \mu \leq 1$ y $-1 \leq \mu \leq 0$ para las intensidades medias como así también las integrales $\int_{-1}^1 \dots d\mu'$ en (10.20a) se aproximan mediante métodos numéricos de integración. En este caso lo más conveniente es utilizar la regla de cuadratura de Gauss-Legendre, dividiendo el intervalo $(-1, 1)$ en $(-1, 0)$ y $(0, 1)$ [147, 151, 153]:

$$\int_{-1}^1 f(\mu) d\mu = \int_{-1}^0 f(\mu) d\mu + \int_0^1 f(\mu) d\mu \approx \sum_{i=-N}^N w_i f(\mu_i) \quad (i = \pm 1, \pm 2, \dots, \pm N) \quad (10.21)$$

siendo w_i los pesos gaussianos y μ_i los puntos de cuadratura que se definen como los ceros o raíces del polinomio $P_{2N}(\mu)$. Si por ejemplo en la ecuación (10.21) se toma $N = 1$, los valores tabulados de los dos pesos son $w_1 = w_{-1} = 1$ y de los dos puntos de cuadratura $\mu_1 = -\mu_{-1} = 1/\sqrt{3}$, ya que $P_2(\mu) = 1/2(3\mu^2 - 1)$.

Entonces la ecuación (10.19) pueden expresarse como:

$$\mu_i \frac{dI^m(\tau; \mu_i)}{d\tau} = I^m(\tau; \mu_i) - J^m(\tau; \mu_i) \quad (i = \pm 1, \pm 2, \dots, \pm N) \quad (10.22)$$

un conjunto de $2N$ ecuaciones diferenciales lineales, donde las funciones fuente J^m se aproximan por la siguiente suma:

$$J^m(\tau; \mu_i) = \sum_{j=-N}^N w_j D^m(\mu_i, \mu_j) I^m(\tau; \mu_j) + I_{on} X_o^m(\mu_i, \mu_o) e^{-\tau/\mu_o} \quad (j = \pm 1, \pm 2, \dots, \pm N) \quad (10.23)$$

Cada μ_i en (10.22) se denomina un “stream” o flujo y el conjunto de soluciones al sistema de ecuaciones una aproximación “ $2N$ -stream”.

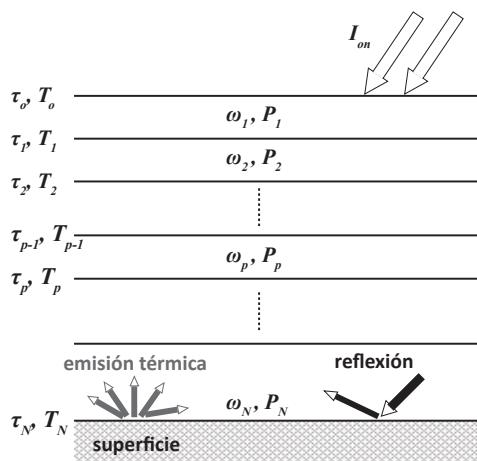


Fig. 10.3. Medio óptico multicapa con la distribución vertical de temperatura y de los parámetros radiativos necesarios para la estimación de la radiación incidente.

DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer Code) [154] es un algoritmo numérico utilizado por numerosos códigos computacionales de estimación de la radiación solar incidente. Resuelve la ecuación general de transferencia radiativa integro-diferencial para la componente difusa (10.13) empleando el método de ordenadas discretas antes mencionado. Para ello considera una atmósfera plana paralela, verticalmente inhomogénea, constituida por un número finito de capas adyacentes homogéneas horizontalmente infinitas e isotrópicas. En cada capa se definen el albedo de dispersión simple y la función de fase que se consideran constantes en esta. A su vez se introduce un perfil vertical de temperaturas, ya que el algoritmo permite considerar el término de emisión térmica en la función fuente, y una función de distribución de reflectancia bidireccional (Bidirectional Reflectance Distribution Function BRDF) como condición de contorno inferior en superficies no lambertianas [155]. Por otro lado, y como es común a todos los códigos computacionales de estimación de la radiación solar, se deben considerar perfiles verticales de concentración o densidad de cada constituyente atmosférico más sus respectivos coeficientes de atenuación a fin de poder definir en cada capa el espesor óptico efectivo τ . En la Figura 10.3. se muestra una representación esquemática de un medio óptico multicapa con la distribución vertical de los parámetros físicos y radiativos necesarios para la estimación de la radiación incidente.

El algoritmo DISORT permite encontrar soluciones a la ecuación (10.22) para valores medios hemisféricos de irradiancias difusas ascendente $I^+(\tau)$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) y descendente $I^-(\tau)$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$), integrados en las semi-esferas superior e inferior res-

pectivamente. En la aproximación llamada “two-stream”, N en la ecuación (10.22) se toma igual a 1, en la “four-stream” N = 2.

Veamos las expresiones para la aproximación más sencilla “two-stream”. Teniendo en cuenta la isotropía acimutal considerada en cada capa y la expansión en serie de Fourier de cosenos para las intensidades (10.18) se verifica que:

$$I^\pm(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} d\gamma \int_0^1 I(\tau; \pm\mu, \gamma) d\mu = \int_0^1 I^0(\tau; \pm\mu) d\mu \quad (10.24)$$

Es decir que sólo sobrevive la componente acimutal de la intensidad I^0 para $m = 0$ denominada intensidad media acimutal. El número de términos en la expansión (10.17a) para la función de fase, que debe ser igual para la intensidad en (10.18), puede ser muy elevado como vimos anteriormente si se quiere ajustar con precisión una función de fase con marcada asimetría. Pero en la práctica, siguiendo la recomendación de Chandrasekhar [145, 154], se toma en las expansiones (10.17a) y (10.18) el mismo número de términos que puntos de cuadratura considerados. Por ejemplo, para una aproximación “two-stream” se consideran 2 términos y para una “four-stream” 4 términos.

En la aproximación “two-stream”, para N = 1, se toman dos puntos de cuadratura $\mu_1 = -\mu_{-1} = 1/\sqrt{3}$, con dos pesos gaussianos $w_1 = w_{-1} = 1$; entonces para $I^\pm(\tau) = I^0(\tau; \pm\mu_1)$, eliminando el supra-índice $m = 0$, el sistema de ecuaciones (10.22) adopta la siguiente forma simplificada:

$$\begin{aligned} \mu_1 \frac{dI^+(\tau)}{d\tau} &= I^+(\tau) - D(\mu_1, -\mu_1) I^-(\tau) - D(\mu_1, \mu_1) I^+(\tau) \\ &- I_{on} X_o(\mu_1, -\mu_o) e^{-\tau/\mu_o} \end{aligned} \quad (10.25a)$$

$$\begin{aligned} -\mu_1 \frac{dI^-(\tau)}{d\tau} &= I^-(\tau) - D(-\mu_1, -\mu_1) I^-(\tau) - D(-\mu_1, \mu_1) I^+(\tau) \\ &- I_{on} X_o(-\mu_1, -\mu_o) e^{-\tau/\mu_o} \end{aligned} \quad (10.25b)$$

donde, recordando que $\Lambda_o^o(\mu) = P_o^o(\mu) = P_o(\mu) = 1, g_o = 1$ y $\Lambda_1^o(\mu) = P_1^o(\mu) = P_1(\mu) = \mu, g_1 = g$ a partir de (10.20b) y (10.20c):

$$D(\mu_1, -\mu_1) = D(-\mu_1, \mu_1) = \frac{\omega_o}{2} (1 - 3g\mu_1^2) \equiv \omega_o \eta \quad (10.26a)$$

$$D(\mu_1, \mu_1) = D(-\mu_1, -\mu_1) = \frac{\omega_o}{2} (1 + 3g \mu_1^2) \equiv \omega_o (1 - \eta) \quad (10.26b)$$

$$X_o (\pm \mu_1, -\mu_o) = \frac{\omega_o}{2} (1 \mp 3g \mu_1 \mu_o) \quad (10.26c)$$

Los parámetros η y $(1 - \eta)$ en las ecuaciones (10.26a) y (10.26b) pueden ser interpretados como las fracciones integradas de energía dispersadas hacia atrás y delante respectivamente [147].

La llamada aproximación de Eddington es similar a la “two-stream”. Análogamente a la expansión de la función de fase (10.14), la intensidad se expande en polinomios de Legendre:

$$I(\tau; \mu) = \sum_{l=0}^{2M-1} I_l(\tau) P_l(\mu) \quad (10.27)$$

tomando en esta aproximación $M = l$, las expansiones (10.14) y (10.27) para una capa con simetría acimutal se igualan a:

$$P(\mu, \mu') = 1 + 3g \mu \mu' \quad (10.28)$$

$$I(\tau, \mu) = I_o(\tau) + I_l(\tau) \mu \quad (-1 \leq \mu \leq 1) \quad (10.29)$$

Entonces la ecuación integro-diferencial para la componente difusa en (10.13) puede ser reducida a un sistema de 2 ecuaciones diferenciales acopladas [147, 151, 153]:

$$\frac{dI_1}{d\tau} = 3(1 - \omega_o) I_o - \frac{3\omega_o}{4\pi} I_{extr} e^{-\tau/\mu_o} \quad (10.30a)$$

$$\frac{dI_o}{d\tau} = (1 - \omega_o g) I_1 + \frac{3\omega_o}{4\pi} g \mu_o I_{extr} e^{-\tau/\mu_o} \quad (10.30b)$$

donde la notación de la irradiancia normal a tope de atmósfera en (10.12) se modificó por I_{extr} para no confundirla con la componente $l = 0$ en (10.29).

Una de las dificultades que surgen ante la presencia de aerosoles y nubes en la atmósfera es que sus funciones de fase de dispersión muestran picos muy pronunciados en la dirección de incidencia hacia delante $\Theta = 0^\circ$. En nubes, como puede

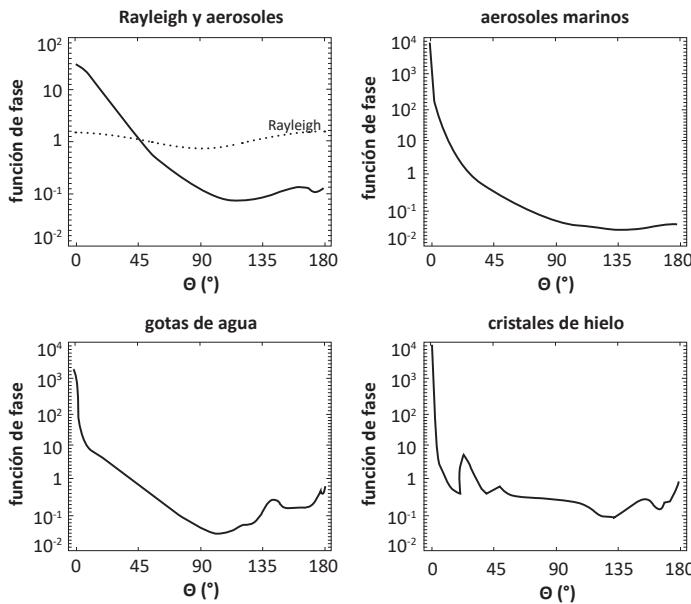


Fig. 10.4. Funciones de fase de dispersión de: Rayleigh y aerosoles (arriba izq.), aerosoles marinos (arriba der.), gotas de agua (abajo izq.) y cristales de hielo (abajo der.). De Thomas y Stamnes (1999) [151].

verse en la Figura 10.4., la energía dispersada dentro de un ángulo de 5° alrededor de la dirección de incidencia hacia delante llega a ser de 4 a 5 órdenes de magnitud mayor que la dispersada lateralmente o hacia atrás [147, 151, 153].

Para evitar tener que considerar un número elevado de términos en las expansiones de Legendre de estas funciones de fase se realiza una transformación de escala empleando la función delta de Dirac $\delta(\mu - \mu')$ [147, 151, 153]; entonces para el caso de simetría acimutal se define:

$$P(\mu, \mu') = 2f\delta(\mu - \mu') + (1-f)\sum_{l=0}^{2M-1} (2l+1)g_l^* P_l(\mu) P_l(\mu') \quad (10.31)$$

donde f representa la fracción de energía dispersada en la dirección de incidencia hacia delante. Considerando la expresión (10.31) para la función de fase, la ecuación general de transferencia radiativa (10.4) permanecerá invariante si se realizan los siguientes reemplazos [147, 151, 153]:

$$\tau^* = (1 - f\omega) \tau \quad (10.32)$$

$$\omega_o^* = \frac{(1-f)\omega_o}{1-f\omega_o} \quad (10.33)$$

Siguiendo el criterio antes mencionado, en las aproximaciones ahora denominadas δ -“two-stream” o δ -Eddington, el remanente en la transformación de escala de la función de fase (10.31) se expande en sólo 2 términos tomando $M = 1$. En tal caso se verifica que: $g_1^* = g^* = \frac{g-f}{1-f}$ siendo $f = g_2$, donde g y g_2 son los coeficientes para $l = 1$ y $l = 2$ de la expansión de la función de fase no transformada (10.14) [147, 151, 153].

10.2. Códigos computacionales

A continuación se reseñan y detallan las principales características de algunos de los códigos computacionales rigurosos de estimación de la radiación solar incidente más frecuentemente utilizados.

10.2.1. LOWTRAN

LOWTRAN (Low Resolution Transmission Code) es una serie de códigos computacionales FORTRAN desarrollados por el Laboratorio de Geofísica de la Fuerza Aérea de EE. UU. (Air Force Geophysics Laboratory-AFGL) que permiten estimar la transmitancia atmosférica y las radiaciones térmicas atmosférica y de superficie monocromáticas para una trayectoria determinada con una resolución espectral de 20 cm^{-1} en pasos de 5 cm^{-1} en el rango $350-40.000 \text{ cm}^{-1}$, $0,25-28,5 \mu\text{m}$. Una resolución de 20 cm^{-1} corresponde a una de $0,2 \text{ nm}$ a 300 nm y de 32 nm a $4 \mu\text{m}$. La primera versión data del año 1972 [156] y la última ampliada y mejorada LOWTRAN 7, de 1988 [157]. Estos modelos se basan en los siguientes supuestos:

- Se considera una atmósfera plana paralela dividida en 33 capas, con 1 km de espesor desde 0 a 25 km, 5 km de 25 a 50 km y por último dos capas, una hasta los 70 km de altura y otra hasta los 100 km. Cada representación atmosférica debe contener los siguientes datos definidos en cada capa: presión, temperatura y concentraciones de H_2O , O_3 , gases uniformemente mezclados (CO_2 , N_2O , CH_4 , CO , O_2 y N_2) y también de ácido nítrico (HNO_3).
- Se incluyen efectos de refracción y curvatura terrestre para trayectorias con ángulos cenitales altos.
- La transmitancia media debida a la absorción molecular para cada intervalo de 20 cm^{-1} se representa, en el marco de un modelo de absorción de bandas, por una

función ajustada empíricamente de un parámetro. El argumento de la función de transmitancia media, el espesor óptico efectivo, es el producto del coeficiente de absorción másico monocromático medio obtenido de una base propia de datos espectroscópicos [158], la llamada “densidad de absorción equivalente” definida en función de la temperatura, presión y densidad de cada uno de los 4 componentes atmosféricos considerados: H_2O , O_3 , HNO_3 y gases uniformemente mezclados y la trayectoria atmosférica [158, 159].

- La transmitancia total para el número de onda medio de cada intervalo de 20 cm^{-1} es el producto de las transmitancias medias debidas a la absorción molecular y las correspondientes a procesos de: dispersión molecular, atenuación por aerosoles y absorción de continuo para vapor de agua en el IR.
- Se asume cada capa en equilibrio térmico.
- El código LOWTRAN 7 incorpora:
 - un tratamiento individual en el modelo de absorción de bandas para cada gas del grupo de gases uniformemente mezclados y para 4 gases traza: NO , NO_2 , NH_3 y SO_2 [160].
 - el cálculo de irradiancias debidas a procesos de dispersión múltiple solar y térmica empleando la aproximación “two-stream”. Cálculos precisos de dispersión múltiple requieren un tratamiento “cuasi-monocromático” de las transmitancias. Con ese objetivo, en este modelo de absorción de bandas de baja resolución, a partir de la transmitancia media obtenida en cada intervalo espectral se definen transmitancias exponenciales en función de valores monocromáticos del coeficiente de absorción másico empleando aproximaciones, llamadas métodos k-correlacionados, que utilizan funciones de distribución de probabilidad normalizadas del coeficiente de absorción másico $f(k)$, definidas en cada banda espectral para diferentes presiones y temperaturas.

Los métodos k-correlacionados se basan en que, para un medio homogéneo a presión y temperatura constante, en un intervalo espectral relativamente ancho, la fracción de la transmitancia media expresada en función de un valor monocromático del coeficiente de absorción másico está asociada a la frecuencia de ocurrencia de ese valor en el intervalo espectral considerado. Las funciones de distribución $f(k)$ se determinan de espectros de absorción construidos en base a datos espectroscópicos de laboratorio disponibles [147, 151, 153].

Estos códigos incluyen varios modelos de atmósferas de referencia más modelos de aerosoles, nubes, niebla y lluvia, permitiendo la posibilidad de sustituirlos por modelos propios en base a valores teóricos o medidos proporcionados por el usuario.

Las atmósferas de referencia incluidas son 6:

- Atmósfera Estándar de EE. UU.(1976) (STD EU)
- Tropical, 15° N
- Latitudes Medias en Verano (LM ver.), 45° N - Julio
- Latitudes Medias en Invierno (LM inv.), 45° N - Enero
- Sub-ártica en Verano (SA ver.), 60° N - Julio
- Sub-ártica en Invierno (SA inv.), 60° N – Enero

En la Figura 10.5. se muestran los perfiles verticales de: temperatura (K), presión (mb) y densidades (gr m^{-3}) de O_3 , H_2O y gases uniformemente mezclados para las 6 atmósferas de referencia incluidas en los códigos LOWTRAN [159].

Los diferentes modelos de aerosoles se clasifican por regiones geográficas relacionadas con las distintas fuentes de emisión de aerosoles atmosféricos. Las fuentes de emisión son representativas de ámbitos rurales, urbanos, desérticos y marítimos; también se consideran aerosoles de origen volcánico. A partir de LOWTRAN 5 los perfiles verticales de aerosoles se estructuran de la siguiente forma:

- De la capa límite (0 - 2 km)
- De la troposfera alta (2 - 10 km)
- De la baja estratosfera (10 - 30 km)
- De las capas altas (30 - 100 km)

En la capa límite, la más sujeta a la influencia de la superficie, los modelos de aerosoles considerados difieren en la función de distribución de tamaños, normalizada para una partícula por unidad de volumen y por lo general logarítmico-normal, y en el índice de refracción monocromático. Se consideran ambos constantes en la capa límite. Siendo la mayoría de las especies de aerosoles atmosféricos de carácter higroscópico, el radio medio de cada una de las “modas” (clasificación por tamaño y proceso de formación) presentes en los diferentes modelos se definen en función de la humedad relativa [159, 161].

En el marco de la teoría de dispersión de Mie [147, 153], a partir de la función de distribución de tamaños y del índice de refracción monocromático, es posible definir en cada modelo para una población de aerosoles los diferentes parámetros radiativos monocromáticos: las secciones eficaces de atenuación $\sigma_{aa\lambda}$ y de dispersión $\sigma_{sa\lambda}$ y a partir de ellas el albedo de dispersión simple $\omega_{oa\lambda}$ y el factor de asimetría g_λ .

Por otro lado, los perfiles verticales de concentración de partículas son modelados para diferentes “rangos meteorológicos o visibilidades” entre 2 y 50 km. Para condiciones de cielo claro o muy claro, con visibilidades de 23 a 50 km, se considera una variación vertical exponencial de la concentración. Mientras que para cielos turbios,

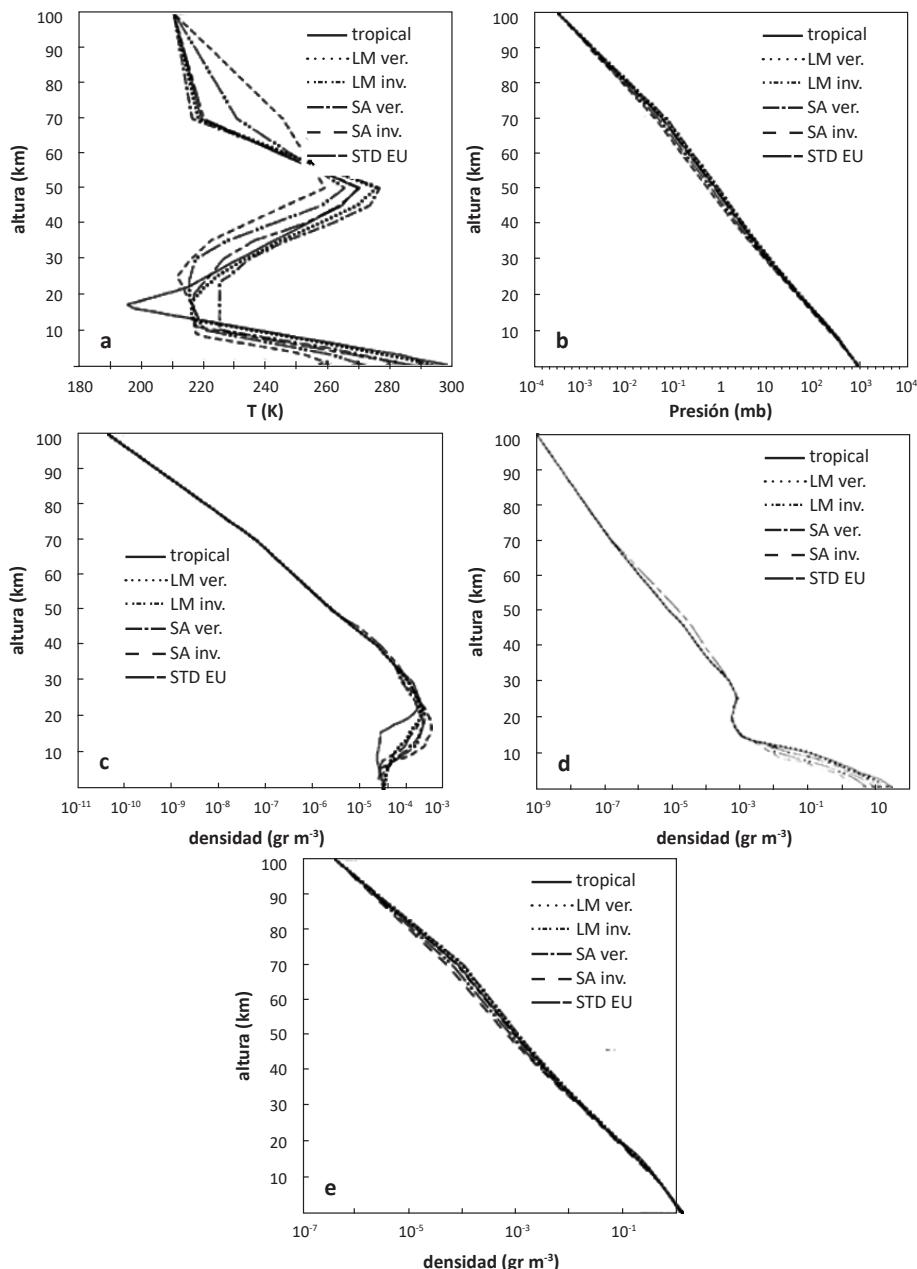


Fig. 10.5. Perfiles verticales de: temperatura en K (a); presión en mb (b) y densidades en gr m^{-3} de: O_3 (c), H_2O (d) y gases uniformemente mezclados (e) para las 6 atmósferas de referencia incluidas en los códigos LOWTRAN. De Fenn et al. (1985) [159].

con visibilidades de 2 a 10 km, el coeficiente de atenuación lineal de aerosoles en la capa límite se toma independiente de la altura hasta 1 km con un decrecimiento pronunciado por encima de la misma. En las capas superiores las propiedades radiativas de los aerosoles se muestran menos sensibles a las condiciones meteorológicas y geográficas. A esas alturas los cambios son más producto de variaciones estacionales.

Se introduce un coeficiente de atenuación lineal de aerosoles dependiente de la altura z y de la longitud de onda $\kappa_{aten}(z, \lambda)$:

$$\kappa_{aten}(z, \lambda) = s(z) \kappa'_{\lambda} \quad (10.34)$$

donde $s(z)$ (km^{-1}) es un factor de escala dependiente de la altura y se define como el coeficiente de atenuación lineal para $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ y $\kappa'_{\lambda} = \kappa_{\lambda} / \kappa_{0,55}$ el coeficiente de atenuación lineal adimensional normalizado en $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$. El factor de escala en superficie se relaciona con la visibilidad VIS (km):

$$s(0) = \frac{3,912}{VIS} - \kappa_{Rayleigh} \quad (10.35)$$

siendo $\kappa_{Rayleigh} = 0,01159 \text{ km}^{-1}$ el coeficiente de dispersión lineal de Rayleigh del aire en superficie para $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$.

La Figura 10.6. muestra la variación vertical del factor de escala $s(z)$ definido en cada uno de los diferentes modelos de aerosoles. Entre los 2 y 30 km se aprecia la dependencia estacional; las condiciones de primavera-verano se indican con líneas sólidas y las de otoño-invierno con punteadas.

Por último el código LOWTRAN 7 incorpora un espectro solar extraterrestre mejorado que combina los espectros de VanHoosier y Brueckner (1987) [162], Neckel y Labs (1984) [163], Wehrli (1985) [164] y Thekaekara (1974) [165] de manera de cubrir toda la región del espectro solar con una resolución compatible con la resolución de los coeficientes de absorción molecular del modelo.

En este sentido cabe mencionar el trabajo de Gueymard (2006) [166] donde se analiza la evolución histórica de los espectros solares extraterrestres propuestos desde sus primeras versiones hasta la actualidad. Se detallan las principales características, rango y resoluciones espectrales y constante solar asociada, de 16 espectros solares de referencia obtenidos completa o mayoritariamente a partir de mediciones directas.

Hoppel (1976) [167] empleando salidas integradas en todo el espectro solar de una

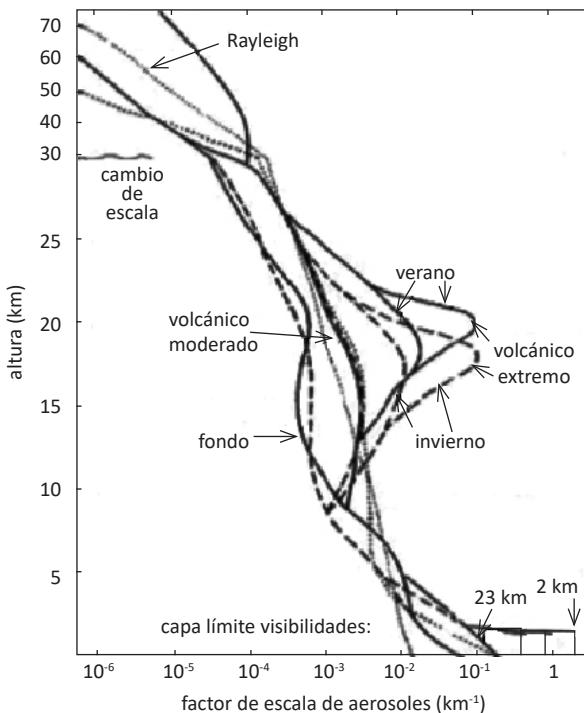


Fig. 10.6. Variación vertical del factor de escala de aerosoles $s(z)$ (km^{-1}) para diferentes modelos. De Fenn et al. (1985) [159].

versión temprana del código LOWTRAN 2 [156], parametrizó la transmitancia total atmosférica para la irradiancia directa normal en la condición particular de cielo claro o despejado sin nubes $T_{bc} = I_{bnc} / I_{on}$ en función del ángulo de incidencia cenital θ_z y de la altura del lugar A (km):

$$T_{bc} = a_o + a_1 e^{-a_2/\cos \theta_z} \quad (10.36)$$

Los coeficientes a_o , a_1 y a_2 se definen en primera instancia en función de la altura del lugar, hasta valores menores a 2,5 km, para una Atmósfera Estándar de EE.UU. (1962) y dos condiciones extremas de presencia de aerosoles; para cielos claros con una visibilidad de 23 km y cielos turbios con una de 5 km. Luego se introducen factores correctivos a los tres coeficientes para 4 atmósferas de referencia disponibles en el código: Tropical, Latitudes Medias en Verano e Invierno y Sub-ártico en Verano.

10.2.2. MODTRAN

MODTRAN (Moderate Resolution Transmission Code) es una serie de códigos computacionales FORTRAN también diseñados por el Laboratorio de Geofísica de la Fuerza Aérea de EE. UU. en sustitución de la serie LOWTRAN. La primera versión mantiene todo el desarrollo alcanzado en LOWTRAN 7 y data del año 1989 [168]; la última, MODTRAN 5 del 2008 [169]. Los códigos MODTRAN incorporan las siguientes mejoras y desarrollos:

- Se aumenta la resolución espectral de 20 a 2 cm^{-1} (ancho de línea completo a la mitad del máximo) en pasos de 1 cm^{-1} en el rango 50-50.000 cm^{-1} , desde 0,2 μm a 200 μm . Una resolución de 2 cm^{-1} corresponde a una de 0,02 nm a 300 nm y de 3 nm a 4 μm . Ofrece una opción para variar la resolución espectral entre 2 y 50 cm^{-1} .
- La transmitancia media debida a la absorción molecular para cada intervalo de 1 cm^{-1} se modela en función de 3 parámetros medios dependientes de la temperatura para una trayectoria atmosférica dada: el coeficiente de absorción efectivo, el ancho de línea y la densidad de línea [151].
- Los parámetros del modelo de absorción de bandas son calculados en base al atlas de líneas HITRAN (HHigh-resolution TRANsmision molecular absorption database), <https://www.cfa.harvard.edu/HITRAN>, que contiene todas las líneas de absorción molecular atmosférica en el rango 0 - 23.000 cm^{-1} . Para la región entre 23.000 y 50.000 cm^{-1} se utiliza por defecto los parámetros de absorción de LOWTRAN 7. Estos parámetros se determinan a partir del perfil de Voigt de la línea equivalente integrado en el intervalo de 1 cm^{-1} . Si el intervalo contiene más de una línea por especie se asume que están distribuidas aleatoriamente con un solapamiento estadístico. Las contribuciones de centros de líneas ubicados dentro de los $\pm 25 \text{ cm}^{-1}$ del intervalo considerado se evalúan integrando sus perfiles de Lorentz [147, 151].
- Se considera una geometría atmosférica esférica refractiva, asumiendo un perfil continuo para el índice de refracción que varía exponencialmente entre dos capas.
- MODTRAN 2/3 incorpora espectros solares basados en el trabajo de Kurucz (1994) [170] y un algoritmo DISORT adaptado para el cálculo de irradiancias debidas a procesos de dispersión múltiple solar y térmica [171].
- Los pasos de 1 cm^{-1} se consideran compatibles con la exigencia “cuasi-monocromática” en los cálculos de dispersión múltiple.
- MODTRAN 5 aumenta la resolución espectral a 0,2 cm^{-1} incorporando espectros solares con una resolución espectral compatible. Ofrece cálculos de transmitancias medias debidas a la absorción molecular de todas las especies presentes en el atlas HITRAN, proporcionando sus perfiles de concentración y sus parámetros radiativos

espectrales. Incluye como opción introducir las propiedades radiativas de aerosoles de acuerdo a la ley de Ångström.

Para evaluar la precisión del modelo de absorción de bandas utilizado en los códigos MODTRAN, en Acharya et al. (1999) [172] se compararon las transmitancias totales atmosféricas obtenidas mediante los códigos MODTRAN 4 y FASCODE 3 con una resolución de 5 cm^{-1} entre 1,6 y 2,5 μm , observándose desvíos máximos de 0,03 unidades. FASCODE (Fast Atmospheric Signature Code) [173] es un código basado en un modelo de absorción selectiva línea por línea que reconstruye el perfil de Voigt para un número de onda dado a temperatura y presión constantes calculado directamente del atlas HITRAN. FASCODE ha sido validado con mediciones directas y muestra una precisión de 1 % en cálculos del espesor óptico efectivo.

10.2.3. LibRadtran

LibRadtran (Library of Radiative transfer, <http://www.libradtran.org/>) [174] es una librería de códigos computacionales escritos en lenguaje C y FORTRAN que han sido desarrollados a partir del modelo UVSPEC^[175] originalmente diseñado para el cálculo de irradiancias directa normal y difusa en el rango UV-visible, de 176 nm a 850 nm con una resolución de 1 nm.

El cambio más significativo fue la extensión desde el UV hasta el rango completo solar y térmico. Para la resolución de la ecuación de transferencia radiativa esta librería ofrece, en su versión libre, 7 métodos numéricos distintos para diferentes aproximaciones geométricas de la atmósfera. Estas opciones se detallan en la Tabla 10.1. [174].

La geometría plana paralela PP, comúnmente utilizada, es una buena aproximación cuando se consideran ángulos cenitales menores a 70° ; para ángulos mayores se recomienda emplear la aproximación pseudo-esférica PS en la que se considera una geometría esférica para la componente directa normal y una plana paralela para los procesos de dispersión múltiple [178].

La resolución espectral puede ser tratada de diferentes maneras: empleando modelos de absorción línea por línea más precisos, pero costosos computacionalmente, o parametrizados de absorción de bandas que proporcionan un compromiso entre velocidad y precisión. Dentro de este último grupo los más precisos son los que emplean aproximaciones k-correlacionadas. Se incluyen como opción 4 parametrizaciones de aquel tipo más la empleada en LOWTRAN 7. Se ofrecen espectros solares de diferentes rangos y resoluciones espectrales, incluidos los propuestos por Kurucz [170] y por Gueymard, analizado en [166]. A su vez se deben especificar: las propiedades físicas y radiativas de la atmósfera relacionadas con la dispersión de Rayleigh y la absorción molecular, los modelos de aerosoles y nubes de agua o hielo más el albedo superficial.

Tabla 10.1. Métodos numéricos de resolución de la ecuación de transferencia radiativa disponibles en el modelo LibRadtran para geometrías atmosféricas plana paralela, PP, y pseudo-esférica, PS.

Método numérico	Geometría	Referencias
DISORT 1.3 y 2.0	PP	Stamnes et al. (2000) [154]
POLRADTRAN	PP	Evans y Stephens (1991) [176]
Twostr	PS	Killing et al. (1995) [177]
Twostrpp	PP	Killing et al. (1995) [177]
Sdisort y Spdisort	PS	Dahlback y Stamnes (1991) [178]

10.2.4. SBDART

SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer Code) [179] es un código computacional FORTRAN desarrollado por la Universidad de California con el objetivo de mejorar el tratamiento que da el código LOWTRAN 7 a atmósferas con cobertura nubosa. Para resolver la ecuación de transferencia radiativa emplea el algoritmo DISORT [154], en aproximaciones de hasta “20-stream”, para atmósferas de hasta 50 capas con geometría pseudo-esférica. No se incluyen efectos de polarización. Tomando la superficie terrestre como lambertiana, el modelo permite seleccionar entre 5 tipos de superficies básicas: agua de océano, de lago, vegetación, nieve, arena y cualquier combinación de estas que pueda definir el usuario. Considera el modelo de absorción de bandas de LOWTRAN 7. Se asume que las transmitancias deben responder a la ley de atenuación de Beer-Lambert-Bouguer, ecuación (10.12), por lo tanto las transmitancias medias por absorción para cada intervalo espectral se expresan como sumas ponderadas de transmitancias exponenciales monocromáticas de tres términos, cada uno de los cuales es una solución aproximada mediante las k-distribuciones utilizadas en LOWTRAN 7. Los modelos de aerosoles son los provistos por los códigos 5S [180] y LOWTRAN 7. Contiene una base propia de datos de los parámetros radiativos, eficiencia de dispersión, albedo de dispersión simple y factor de asimetría para nubes compuestas por gotas esféricas de agua o hielo que se calculó con un código de dispersión de Mie y cubre un rango de tamaño de partícula de radio efectivo de 2 a 128 μm . Se ofrecen como opción a elegir 3 espectros solares, uno simulado con el código computacional 5S y los utilizados en los códigos LOWTRAN 7 y MODTRAN 3.

10.2.5. TUV-Madronich

TUV-Madronich (Tropospheric Ultraviolet and Visible Code), <https://www2.acd.ucar.edu/>, es un código computacional FORTRAN desarrollado por S. Madronich del NCAR (National Centre of Atmospheric Research, Boulder, Colorado-USA) [181]. Permite realizar cálculos de irradiancias directa normal y difusa en el rango de longitudes de onda de 121 a 750 nm. Para resolver la ecuación de transferencia radiativa emplea el algoritmo DISORT [154] con geometría pseudo-esférica en dos posibles esquemas: “two-stream” donde por defecto se utilizan coeficientes de la aproximación δ -Eddington y “N-stream”, mucho más preciso pero costoso computacionalmente. Se recomienda utilizar la aproximación “8-stream”. Se puede elegir una grilla de longitudes de onda y número de capas atmosféricas. Los albedos se consideran lambertianos. El modelo trabaja por defecto con el perfil de temperaturas de la Atmósfera Estándar de EE. UU. (1976) dividida en 50 capas. A su vez se deben definir perfiles verticales de densidad de aire, O₃, SO₂ y NO₂. Ofrece la posibilidad de introducir valores de columna total de ozono y, para caracterizar la atenuación de aerosoles basándose en la ley de Ångström, de un espesor óptico de aerosoles monocromático junto al exponente α_A del mismo autor. Otros datos de entrada a especificar son: espectro solar, dispersión molecular de Rayleigh, secciones eficaces de absorción, presión a nivel del mar, albedo de superficie y albedo de dispersión simple y factor de asimetría de aerosoles.

10.3. Estudios de validación

Un modo directo de evaluar la precisión en la estimación de la radiación solar incidente es a partir de estudios de validación en los cuales se coteja valores calculados con mediciones en tierra tomadas en las mismas condiciones supuestas en la estimación.

Estos estudios de validación o evaluación del rendimiento de un modelo de estimación se cuantifican empleando distintos estimadores o indicadores estadísticos. Según Gueymard (2014) [182] los indicadores estadísticos cuantitativos pueden clasificarse en tres clases:

- Clase A: indicadores de la dispersión o error de los puntos individuales, su valor sería 0 para un modelo perfecto.
- Clase B: indicadores del rendimiento general, su valor máximo es 1.
- Clase C: indicadores de una distribución similar.

10.3.1. Indicadores estadísticos

En las expresiones que se muestran a continuación se emplea la siguiente nomenclatura: X_{med} y X_{est} para los valores medidos y estimados respectivamente, \bar{X}_{med} y \bar{X}_{est} para sus valores medios y N para el número de casos analizados. Los estimadores en términos absolutos se expresan en las mismas unidades que el parámetro analizado. Cuando más adelante se haga referencia a un estimador en términos relativos siempre se considera el cociente porcentual entre el valor absoluto del estimador y el valor medio medido \bar{X}_{med} .

10.3.1.1. Indicadores de dispersión

Estos son los indicadores más comúnmente utilizados:

- Desvío o error cuadrático medio (Root Mean Square Error or Difference), RMSE o RMSD:

$$RMSE = \left[\sum_{i=1}^N \frac{(X_{est\ i} - X_{med\ i})^2}{N} \right]^{1/2} \quad (10.37)$$

- Sesgo medio (Mean Bias Error or Difference), MBE o MBD:

$$MBE = \sum_{i=1}^N \frac{X_{est\ i} - X_{med\ i}}{N} \quad (10.38)$$

- Sesgo absoluto medio (Mean Absolute Bias Error or Difference), MABE o MABD:

$$MABE = \sum_{i=1}^N \frac{|X_{est\ i} - X_{med\ i}|}{N} \quad (10.39)$$

- Coeficiente de determinación R^2 , al evaluar una correlación lineal entre los conjuntos de valores X_{est} y X_{med} , e igual a 1 en un caso ideal:

$$R^2 = \left[\left[\sum_{i=1}^N (X_{est\ i} - \bar{X}_{est})(X_{med\ i} - \bar{X}_{med}) \right] / \left[\sum_{i=1}^N (X_{est\ i} - \bar{X}_{est})^2 (X_{med\ i} - \bar{X}_{med})^2 \right] \right]^2 \quad (10.40)$$

- Estadístico-t de Stone, Stone (1993) [183]:

$$t = [(N-1) MBE^2 / (RMSE^2 - MBE^2)]^{1/2} \quad (10.41)$$

10.3.1.2. Indicadores de rendimiento general

Dentro de esta clase se puede mencionar un indicador estadístico adoptado recientemente en numerosos trabajos, el llamado índice “ d ” de concordancia de Willmott con $0 \leq d \leq 1$, Willmott (1981) [184]:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_{est\ i} - X_{med\ i})^2}{\sum_{i=1}^N \left(|X_{est\ i} - \bar{X}_{med}| + |X_{med\ i} - \bar{X}_{med}| \right)^2} \quad (10.42)$$

Otro estimador similar, mencionado en [182], es el coeficiente de eficiencia CE propuesto por Legates y McCabe (2013) [185] con $0 \leq CE \leq 1$:

$$CE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |X_{est\ i} - X_{med\ i}|}{\sum_{i=1}^N |X_{med\ i} - \bar{X}_{med}|} \quad (10.43)$$

10.3.1.3 Indicadores de distribución similar

Estos estimadores se basan en comparar las funciones de distribución acumulada de los valores estimados y medidos. En la prueba no paramétrica de Kolmogorov-Smirnov, por ejemplo, se introduce el estadístico D_n como la diferencia entre la función de distribución acumulada de la población a comprobar, en este caso los valores estimados, y la de los valores medidos como población de referencia, estableciéndose un valor umbral o crítico D_c como máxima diferencia admisible para considerar ambas distribuciones estadísticamente similares. Espinar et al. (2009) [186] propusieron dos estimadores basados en este test:

El integral del test de Kolmogorov-Smirnov porcentual KSI %:

$$KSI\% = \frac{100\%}{A_c} \int_{X_{min}}^{X_{máx}} D_n dX \quad (10.44)$$

donde $A_c = D_c (X_{máx} - X_{min})$. El valor crítico D_c es función del tamaño de las poblaciones que se comparan, N , y se tomó para un nivel de confidencia de 99 % igual a

$I,63 / N^{1/2}$ con $N \geq 35$.

Y el estimador OVER %:

$$OVER\% = \frac{100\%}{A_C} \int_{X_{min}}^{X_{max}} \max(D_n - D_C; 0) dX \quad (10.45)$$

que describe en términos porcentuales cuánto excede la distribución normalizada de los valores estimados, el límite crítico que la haría estadísticamente indistinguible de la distribución de los valores medidos.

10.3.2. Ejemplos de validación

A continuación se reseñan resultados obtenidos en validaciones realizadas en distintos lugares y condiciones atmosféricas y empleando datos de entrada de distinto origen.

Weihns y Webb (1997) [187] evaluaron en estimaciones de irradiancias globales en el UV mediante el empleo del modelo DISORT [154] la propagación de errores a partir de las incertezas asociadas a los datos de entrada utilizados. Se consideraron incertezas derivadas del método de determinación de los siguientes datos de entrada: espesor óptico de aerosoles τ_a de mediciones con radiómetros espectrales; albedo de dispersión simple de aerosoles ω_{oa} y factor de asimetría g , tomados de diferentes modelos de aerosoles y albedo de superficie ρ_{sup} de datos satelitales con una baja resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$. Para el cálculo de propagación de errores, asumiendo un error relativo en el dato de entrada x igual a $err(x)\%$ se utilizó la siguiente expresión:

$$err(UV)\% = \{UV(x - err(x)\%x) - UV(x + err(x)\%x)\} / (2 UV(x)) * 100\% \quad (10.46)$$

donde $UV(x)$ es el valor de la irradiancia global UV estimada cuando el dato de entrada es igual a x y $UV(x \pm err(x)\%x)$ cuando el dato de entrada se toma igual a $x \pm err(x)\%x$.

El espesor óptico τ_a puede ser obtenido de mediciones en tierra de irradiancias directas normales invirtiendo la ley de atenuación de Beer-Lambert-Bouguer. Considerando una precisión de 1 % en mediciones de un radiómetro solar calibrado, el error relativo para un valor de $\tau_a = 0,2$ se tomó igual a 2,6 %. Para el albedo de dispersión simple de aerosoles ω_{oa} se consideraron dos valores: 0,6 propio de un modelo urbano y 0,9 característico de regiones con cielos muy claros, ambos con un error de 7 %. El error relativo del factor de asimetría se fijó en 8 % para un valor

de 0,6 teniendo en cuenta la variación posible desde este número en un modelo urbano a 0,65 en uno rural o continental. El albedo de superficie ρ_{sup} influye más significativamente en el cálculo de irradiancias en el UV debido al incremento de la dispersión para longitudes de onda corta. Se asumió un error de 50 % para un valor de $\rho_{sup} = 0,05$, lo que representa posibles desvíos entre 0,025 y 0,075 que se corresponden con el rango de valores empíricos observados para diferentes tipos de superficie exceptuando salinas o presencia de nieve. En la Tabla 10.2. se consignan los errores relativos simulados de estimación, para una irradiancia global de 380 nm en condición de cielo claro, derivados de las incertezas de cada dato de entrada del modelo empleado. El error total se tomó como la suma de los errores relativos debidos a cada dato de entrada y evalúa la máxima desviación posible en la estimación realizada. En el código DISORT se utilizó una aproximación “8-stream” con 20 capas atmosféricas y el espectro solar de VanHoosier y Brueckner (1987) [162]. Se estimó para ángulos cenitales de 0°, 50° y 80°.

Tabla 10.2. Errores relativos porcentuales simulados en la estimación de una irradiancia global de 380 nm de cielo claro empleando el modelo DISORT. De Weihs y Webb (1997) [187].

dato de entrada	valor	error relativo asociado%	error relativo% de estimación		
			0°	50°	80°
τ_a	0,2	2,6	0,38	0,53	0,62
ω_{oa}	0,6	7	4	5,35	6,26
ω_{oa}	0,9	7	6,17	7,6	8,75
g	0,6	8	0,72	1,16	1,08
ρ_{sup}	0,05	50	0,4	0,4	0,4
espectro solar			1	1	1
	error relativo% total con $\omega_{oa} = 0,6$		6,5	8,44	9,36
	error relativo% total con $\omega_{oa} = 0,9$		8,67	10,69	11,85

Los resultados muestran una mayor sensibilidad del modelo DISORT a variaciones del albedo de dispersión simple de aerosoles ω_{oa} , y en segundo lugar del factor de asimetría g . Esto indica la necesidad de una correcta caracterización del tipo y cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera, ya que los aerosoles son el principal factor de atenuación de la radiación solar incidente en condiciones de cielo claro.

A su vez puede observarse un aumento en la incertezza de estimación para ángulos cenitales mayores que se corresponde con la limitación propia de la geometría plana paralela considerada.

Li et al. (2010) [188] reportaron una muy buena correlación entre mediciones en tierra en condiciones de cielo claro de irradiancia global total o de banda ancha (broadband), integrada en todo el espectro solar, y valores estimados mediante el código SBDART [179]. Los datos de tierra analizados fueron adquiridos en la estación Xianghe (116,9° E; 39,7°N), China, mediante piranómetros CM11 y CM21 Kipp and Zonen durante el periodo 2004-2010. Para los cálculos mediante el código SBDART se utilizaron los siguientes datos de entrada:

- concentración de O₃ de la base de datos OMI (Ozone Monitoring Instrument), <https://wdc.dlr.de/sensors/omi/>. OMI es un sensor multi-espectral en el rango 270-500 nm montado en la plataforma satelital Aura del Sistema de Observación de la Tierra de la NASA (NASA's Earth Observing System-EOS) lanzada en 2004. Permite proporcionar, entre otros productos, perfiles de concentración de O₃ con una resolución espacial de 36 x 48 km.
- perfiles atmosféricos de la base de datos del NCEP/NCAR Reanalysis Project, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html.NCEP/> NCAR proporciona perfiles atmosféricos en grillas globales con una resolución espacial de 2,5° x 2,5° para 17 niveles verticales de presión y 28 niveles-sigma.
- caracterización de aerosoles con datos suministrados por una estación AERONET ubicada en la misma localidad. AERONET (Aerosol Robotic Network), <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, es una red global de estaciones que ofrece, entre otros productos, valores con distintos niveles de precisión y control de calidad de diferentes parámetros físicos y radiativos de aerosoles como: distribución de tamaños e índice de refracción, espesor óptico y exponente α_A de Ångström, albedo de dispersión simple, función de fase para 83 ángulos de dispersión y factor de asimetría para cada función de fase. Para ello se emplean distintos algoritmos de inversión y mediciones obtenidas con un radiómetro espectral CIMEL de irradiancias directas normales en 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1020 nm e irradiancias globales en 440, 670, 870 y 1020 nm.
- albedo de superficie con una resolución espacial de 500 m x 500 m de la base de datos MODIS, <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/>. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un sensor multi-espectral de 36 canales en el rango 0,405-14,385 μm montado en las plataformas EOS-Terra y EOS-Aqua operativas desde los años 2000 y 2002 respectivamente. Su resolución espacial varía entre 250 m y 1 km en dependencia del canal espectral.

En la Figura 10.7. se muestran los resultados obtenidos del estudio de validación en un gráfico de valores medidos en función de los estimados.

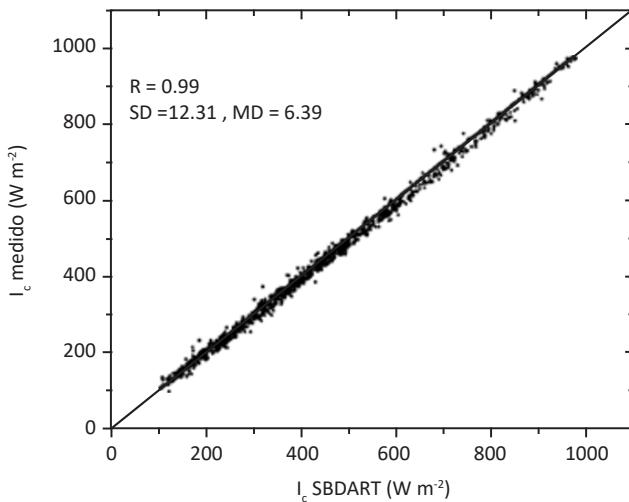


Fig. 10.7. Resultados del estudio de validación en Xianghe, China, de valores de irradiancia global total de cielo claro estimados mediante SBDART. Donde R es el coeficiente de correlación lineal, SD y MD el desvío estándar y las diferencias medias absolutas respectivamente (W m^{-2}). De Li et al. (2010) [188].

Por su parte, Román et al. (2014a) [189] compararon datos medios horarios de irradiancia global de banda ancha de cielo claro obtenidos en 9 estaciones radiométricas de España con valores simulados mediante el código UVSPEC/LibRadtran [174]. Los datos en tierra se registraron con piranómetros CM21 y CMP11 Kipp and Zonen durante períodos de diferente extensión: máxima, entre 1973 y 2012, en Madrid ($40^{\circ}27' \text{N}$; $3^{\circ}43' \text{W}$; 664 msnm) con 167.748 datos horarios y mínima, entre 2001 y 2011, en Villalba ($41^{\circ}48' \text{N}$; $4^{\circ}55' \text{W}$; 840 msnm) con 48.561 valores horarios. Los datos más antiguos se obtuvieron con sensores CM6B de la misma marca. El código UVSPEC/LibRadtran se corrió con el algoritmo Twostr [177] con una distribución-k pseudo-espectral del código SBDART [179]. Se consideraron el espectro solar de Kurucz [170] y perfiles atmosféricos y de aerosoles estándares para distintas épocas del año. A su vez se utilizaron valores diarios de:

- columna total de O_3 , U_o (cm), de diferentes fuentes satelitales: TOMS/OMI, TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/acdisc/TOMS>, multi-espectrómetro en el rango UV, mide en seis canales entre 309 y 360 nm, resolución espacial de $1^\circ \times 1.25^\circ$, operativo desde 1978 a bordo de diferentes plataformas satelitales; GOME/GOME2, GOME (Global Ozone Monitoring Experiment), <http://wdc.dlr.de/sensors/gome/>, multi-espectrómetro en el rango 240-790 nm a bordo del satélite europeo ERS-2 (European Remote Sensing Satellite) lanzado en

1995, máxima resolución espacial 320 km x 40 km; GOME2 operativo desde el año 2006, su resolución espacial es de 80 km x 40 km.

- τ_a para 443 nm y 670 nm de la base de datos MISR, <https://www-misr.jpl.nasa.gov/>. El sensor MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer) a bordo de la EOS-Terra mide en 4 bandas espectrales con centros en: 446, 558, 670 y 867 nm con una resolución espacial máxima de 270 m x 270 m.

- exponente α_A de Ångström derivado de $\tau_{a, 0,443}$ y $\tau_{a, 0,67}$.
- columna total de agua precipitable, U_w (cm), y ρ_{sup} en 7 bandas espectrales (459-479 nm, 545-565 nm, 620-670 nm, 841-876 nm, 1.230-1.250 nm, 1.628-1.652 nm y 2.105-2.155 nm) de la base de datos MODIS.
- ω_{oa} para 500 nm de la base de datos OMI.

Se estimaron en primer lugar valores medios mensuales para diferentes ángulos cenitales, de 5° a 85° en pasos de 5° y para 89°, con el objeto de realizar un estudio de sensibilidad del modelo de estimación respecto de las incertezas del conjunto de datos de entrada utilizados. Se calcularon las diferencias entre los valores estimados con los datos de entrada medios mensuales y los estimados remplazando, uno por vez, cada uno de estos por su valor más/menos su incerteza. En la Figura 10.8. se muestran las diferencias relativas simuladas máximas promediadas en las 9 estaciones para valores estimados de irradiancias de banda ancha de cielo claro global, directa y difusa (todos sobre plano horizontal) para 6 meses del año.

Los valores estimados de la componente directa, pero sobre todo de la difusa,

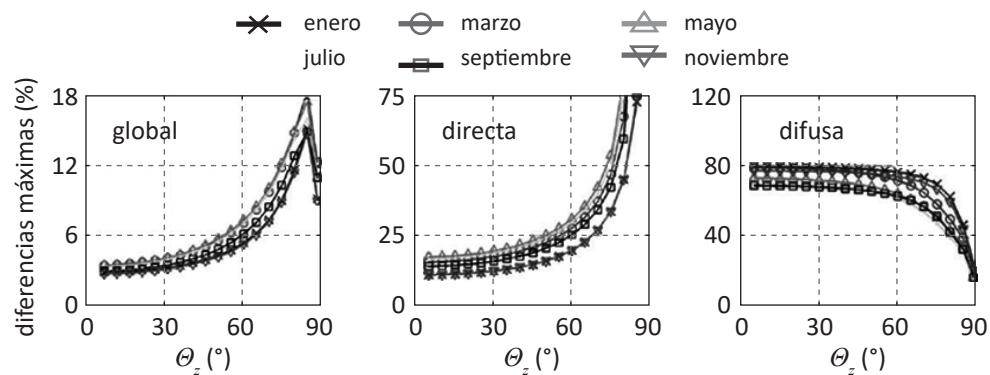


Fig. 10.8. Diferencias relativas simuladas máximas para valores medios mensuales de irradiancias de banda ancha de cielo claro global, directa y difusa estimados mediante UVSPEC/LibRadtran. De Román et al. (2014a) [189].

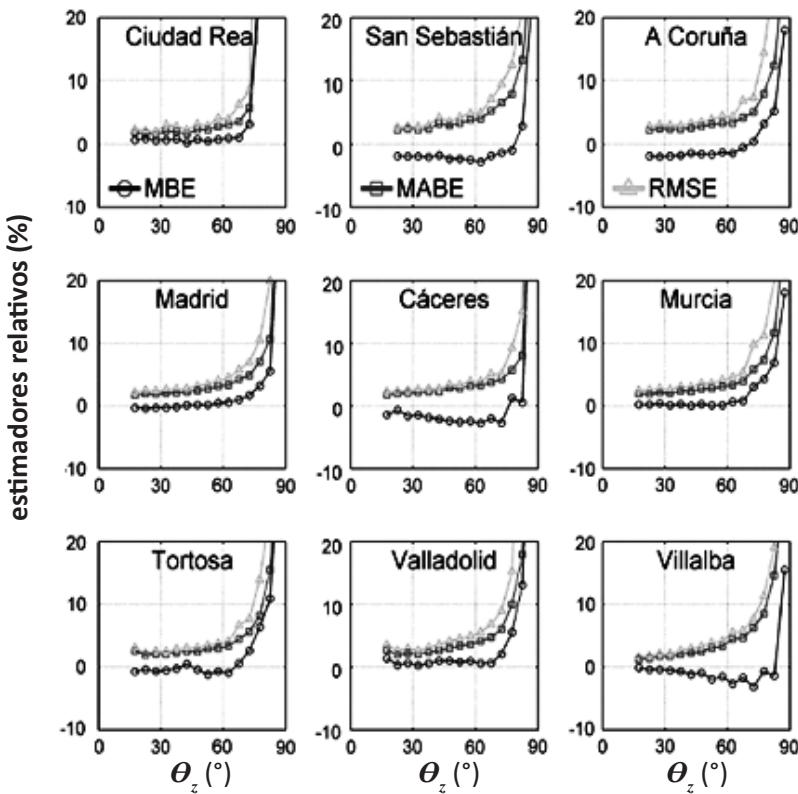


Fig. 10.9. Resultados del estudio de validación en 9 estaciones radiométricas de España de valores medios horarios de irradiancia global de banda ancha de cielo claro estimados mediante UVSPEC/LibRadtran. Donde RMSE% es el desvío cuadrático medio relativo, MBE% el sesgo medio relativo y MABE% el sesgo absoluto medio relativo. De Román et al. (2014a) [189].

muestran una muy fuerte dependencia de la incertezza de los datos de entrada, particularmente de τ_a y ω_{oa} en el caso de la segunda componente. Los valores de irradiancia global en cambio podrán ser estimados con una incertezza máxima menor a 12 % para ángulos cenitales menores a 75° y menor a 6 % para $\theta_z < 60^\circ$.

La Figura 10.9. muestra los resultados del estudio de validación obtenidos en cada estación analizada al cotejar mediciones medias horarias de irradiancia global total de cielo claro con valores estimados por el código UVSPEC/LibRadtran. Se estimó para ángulos cenitales mayores a 15° , en pasos de 5° , utilizando datos de entrada diarios en vez de medios mensuales.

Todos los estimadores estadísticos aumentan con el ángulo cenital con un incre-

mento muy pronunciado a partir de 70° , indicando en todos los casos una sobreestimación por parte del modelo. Los valores obtenidos de RMSE% se muestran menores a 3 % para ángulos bajos, menores a 4 % para $\theta_z < 45^\circ$ y a 5 % para $\theta_z < 60^\circ$ en todas las estaciones. A su vez se observa una subestimación del modelo en un 2 % para ángulos bajos en tres estaciones: San Sebastián, A Coruña y Cáceres.

Los mismos autores en otro trabajo, Román et al. (2014b) [190], compararon valores diarios de columna total de agua precipitable U_w y espesores ópticos de aerosoles $\tau_{a;0,443}$ y $\tau_{a;0,675}$ obtenidos de bases de datos de origen satelital con valores suministrados por 6 estaciones de la red AERONET de España. Los valores de U_w de origen satelital fueron obtenidos de la base de datos MODIS y los de $\tau_{a;0,443}$ y $\tau_{a;0,675}$ de datos MISR. Para las medias diarias de los datos AERONET se consideraron sólo las mediciones en tierra tomadas en el lapso de tiempo en que la plataforma satelital EOS-Terra sobrevuela la Península Ibérica. Como los datos de los espesores ópticos MISR están definidos para longitudes de onda distintas a los datos AERONET, 0,440 y 0,675 μm , mediante la ley de Ångström y el exponente α_A de AERONET se reestimaron en las mismas longitudes de onda que los datos AERONET.

En las comparaciones se observaron en la estación de Cáceres, donde se consignan medias anuales, para la columna total de agua precipitable un desvío cuadrático medio absoluto RMSE de 0,43 cm con un sesgo medio absoluto MBE de 0,20 cm para una media anual de 1,6 cm. Para $\tau_{a;0,440}$ se constató un RMSE de 0,05 con un MBE de 0,02 para una media anual de 0,15.

También se cotejaron valores del exponente α_A de Ångström estimados a partir del par de valores de espesores ópticos de aerosoles monocromáticos disponibles empleando la ley de Ångström como se explicará en el capítulo siguiente. En Cáceres se obtuvo un RMSE de 0,48 con un MBE de -0,29 para una media anual de 1,16.

En la Figura 10.10. se grafican valores de U_w , $\tau_{a;0,440}$ y $\tau_{a;0,675}$ de bases de datos satelitales en función de valores AERONET para el conjunto de las 6 estaciones AERONET de España.

Michalsky et al. (2006) [191] compararon valores de irradiancias directa normal y difusa de banda ancha de cielo claro estimados mediante 6 modelos diferentes, entre los que se incluyen MODTRAN 4.9 y SBDART 2.4, con datos obtenidos durante una campaña de medición y observación intensiva de aerosoles realizada en marzo de 2003 en las grandes planicies del centro norte de Oklahoma ($36,6^\circ \text{N}$; $97,5^\circ \text{W}$). Las mediciones en tierra de irradiancia directa normal se tomaron con un radiómetro de cavidad absoluta con una incertezza de 0,4 % y un pirhelíometro NIP-Eppley con una precisión de 1-1,5 % y de difusa con piranómetros sombreados Eppley 8-48 y CM22 Kipp and Zonen. Los distintos datos de entrada de los modelos considerados fueron determinados de la siguiente manera:

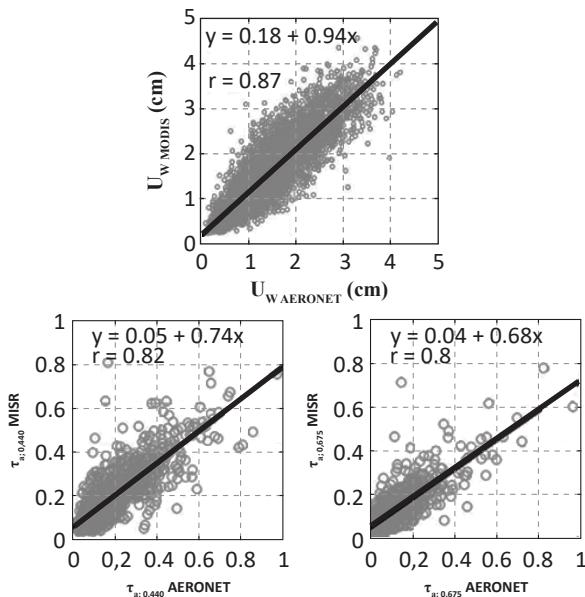


Fig. 10.10. Valores diarios de: U_w (arriba), $\tau_{a;0,440}$ (abajo izq.) y $\tau_{a;0,675}$ (abajo der.) obtenidos de bases de datos satelitales vs. valores suministrados por 6 estaciones AERONET de España. De Román et al. (2014b) [190].

- espesor óptico de aerosoles τ_a , a partir de mediciones de un radiómetro multi-filtro de incidencia normal (NIMFR) en 415, 500, 615, 673 y 870 nm.
- albedo de dispersión simple ω_{oa} y factor de asimetría g de datos obtenidos con un sistema de observación de aerosoles, AOS, que consiste en un conjunto de instrumentos cuyas mediciones permiten estimar las propiedades radiativas de aerosoles con diámetros menores a 10 μm y 1 μm . La muestra de aire se calienta para lograr una humedad relativa menor a 40 % y evitar los efectos de aumento higroscópico en las propiedades radiativas de los aerosoles. La sección eficaz de absorción σ_a se determinó de mediciones en 565 nm de un fotómetro de absorción (PSAP). De datos en tres longitudes de onda de un nefelómetro TSI a baja humedad relativa se infirieron las secciones eficaces de dispersión σ_s y de retro-dispersión σ_{bs} . Un segundo nefelómetro, a distintas humedades relativas, se usó para ajustes por crecimiento higroscópico. A partir de σ_a y σ_s se definió $\omega_{oa} = \sigma_s / (\sigma_a + \sigma_s)$ con una incertezza asociada entre 0,036 y 0,049. Para g se utilizaron correlaciones empíricas con la fracción de retro-dispersión σ_{bs} / σ_s .
- columna total de agua precipitable U_w de mediciones de un radiómetro de micro-ondas con una incertezza de $\pm 0,05$ cm.

- columna total de ozono U_o de la base de datos TOMS.
- valores espetrales de ρ_{sup} parametrizados de mediciones en 6 longitudes de onda de dos radiómetros multi-filtro orientados hacia abajo ubicados a 10 m sobre un suelo con pasturas y a 25 m sobre un campo de trigo, siendo estos los dos tipos de cobertura característicos de la región.

En los diferentes modelos se utilizó el espectro solar de Gueymard [166]. El modelo MODTRAN 4.9 se corrió con una resolución de 5 cm^{-1} y el SBDART 2.4 con una resolución espectral variable, mayor a longitudes de onda menores. En ambos modelos se empleó una aproximación “8-stream” DISORT. En la Figura 10.11. se muestran los resultados de las comparaciones de valores medios medidos y estimados de irradiancias directa normal y difusa de banda ancha para 13 casos de cielo claro observados durante la campaña de medición. Los ángulos cenitales en estos 13 casos variaron entre un mínimo de 12° y un máximo de 75° .

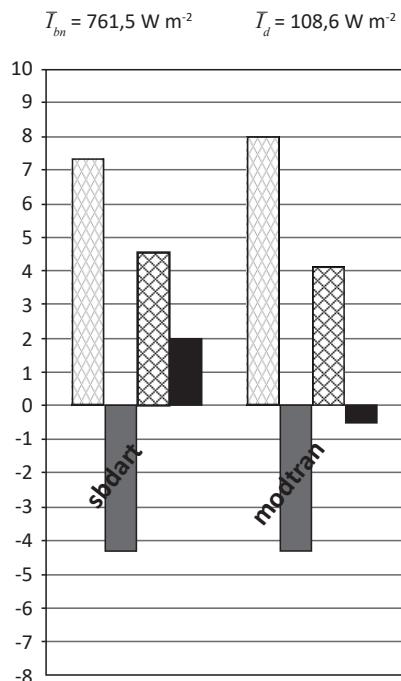


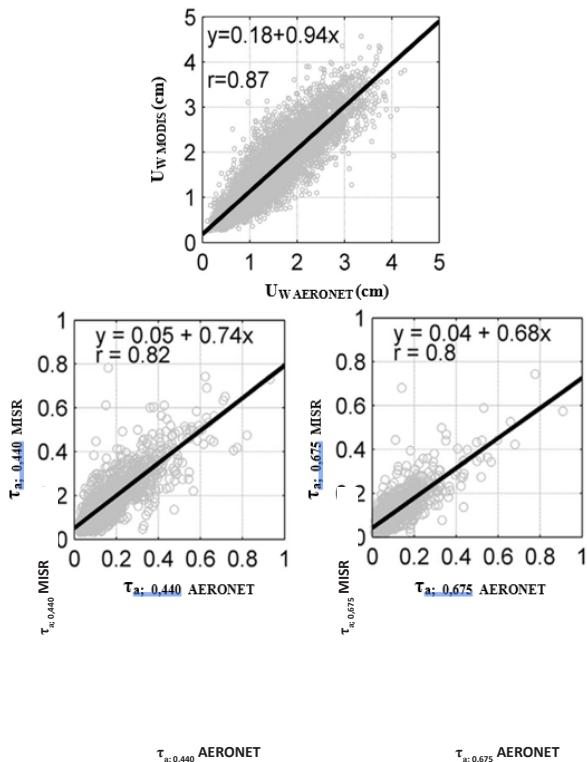
Fig. 10.11. Resultados del estudio de validación de valores estimados de irradiancias de banda ancha de cielo claro directa normal I_{bn} (en gris) y difusa I_d (en negro). Donde las columnas entrampadas se refieren a valores de RMSE absoluto (W m^{-2}) y las sólidas de MBE absoluto (W m^{-2}). Se consignan valores medios medidos de irradiancias directa normal \bar{I}_{bn} y difusa \bar{I}_d . De Michalsky et al. (2006) [191].

Los modelos muestran una precisión de aproximadamente 1 % para la estimación de la irradiancia directa normal y menores a 4 % para la difusa. Ambos subestiman en un 0,5 % la directa normal mientras que SBDART sobreestima en menos de 2 % la difusa.

En resumen, la precisión en la estimación mediante códigos computacionales rigurosos depende fuertemente de la incerteza de los datos de entrada a utilizar. En este sentido, en condiciones de cielo claro, la información más relevante es: espesor óptico de aerosoles para la directa normal y albedo de dispersión simple y factor de asimetría de aerosoles para la difusa, todos dependientes de la longitud de onda; luego en orden decreciente columna total de agua precipitable, albedo de superficie espectral y columna total de O_3 .

Se mostraron resultados de estudios de validación de valores estimados por estos códigos sobre superficie terrestre en condiciones de cielo claro para tres casos donde se emplearon parámetros radiativos de aerosoles derivados de distintas fuentes de información:

- de mediciones en tierra de irradiancias directa normal y global en diferentes longitudes de onda como los suministrados por la red global de estaciones AERONET [188].
- de imágenes provistas por sensores multi-espectrales a bordo de plataformas satelitales [189].
- de datos específicos de máxima precisión tomados en condiciones controladas durante una campaña de medición y observación intensiva de aerosoles [191].



11

MODELOS PARAMETRIZADOS ESPECTRALES

Los modelos parametrizados se han desarrollado para estimar, rápida y eficazmente, irradiancias solares directas normales en superficie bajo condiciones de cielo claro. También proponen, a partir de las transmitancias definidas para la componente directa normal, estimar la irradiancia difusa hemisférica en superficie pero, como veremos más adelante, con un nivel menor de precisión.

La principal simplificación que estos modelos hacen en relación a los códigos computacionales rigurosos es considerar una atmósfera plana y homogénea de una única capa. En los modelos parametrizados espectrales, empleando las salidas de códigos computacionales de estimación para diferentes ángulos de incidencia y estados de composición atmosférica en condición de cielo claro, distintos autores han parametrizado las transmitancias en función de la longitud de onda incidente, la masa de aire relativa para una trayectoria atmosférica dada y parámetros físicos y radiativos para cada constituyente atmosférico y proceso de attenuación asociado. A continuación se presentan dos de los modelos parametrizados espectrales de cielo claro más sencillos y frecuentemente utilizados: el modelo SPCTRAL 2 de Bird y Riordan y el modelo SMARTS 2 desarrollado por Gueymard.

11.1. Modelo SPCTRAL 2

El modelo SPCTRAL 2 propuesto por Bird y Riordan (1986) [192] permite estimar en superficie horizontal y sobre planos inclinados irradiancias solares directa normal y difusa hemisférica en condiciones de cielo claro para 122 longitudes de onda irregularmente espaciadas entre 300 nm y 4 μm . Una implementación en planilla de cálculo Excel de SPCTRAL 2, diseñada por D. Myers, se encuentra disponible libremente en: <http://rredc.nrel.gov/solar/models/spectral/SPCTRAL2/>.

Bird y Riordan se basaron en modelos parametrizados semi-empíricos de transmitancias previamente formulados por Leckner (1978) [193] y Brine e Iqbal (1983) [194], en los cuales la irradiancia directa normal monocromática de cielo claro inci-

dente en superficie $I_{bnc\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$), respondiendo a la ley de atenuación de Beer, se expresó de la siguiente manera:

$$I_{bnc\lambda} = \varepsilon I_{on\lambda} T_{R\lambda} T_{o\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{a\lambda} \quad (11.1)$$

donde ε es el factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol; $I_{on\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) la irradiancia directa normal monocromática a tope de atmósfera; $T_{R\lambda}$ la transmitancia monocromática debida a la dispersión molecular de Rayleigh; $T_{o\lambda}$, $T_{g\lambda}$ y $T_{w\lambda}$ las transmitancias monocromáticas debidas a la absorción de ozono, gases uniformemente mezclados y vapor de agua respectivamente y $T_{a\lambda}$ la transmitancia monocromática debida a la atenuación de aerosoles. En Bird y Riordan (1986) [192] se utilizó una versión temprana del espectro solar de Neckel y Labs (1981) [195], en la hoja de cálculo diseñada por Myers el de Wehrli (1985) [164], para definir los valores de $I_{on\lambda}$ en cada una de las 122 longitudes de onda consideradas en el modelo.

11.1.1. Expresiones para las transmitancias monocromáticas

A continuación se muestran las expresiones obtenidas por Bird y Riordan (1986) [192] para las transmitancias monocromáticas de cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación empleadas en el modelo.

La expresión para la transmitancia monocromática debida a la dispersión molecular de Rayleigh $T_{R\lambda}$ se obtuvo empleando el código LOWTRAN 5 [196]:

$$T_{R\lambda} = \exp \left\{ -m' / [\lambda^4 (115,6406 - 1,335 \lambda^2)] \right\} \quad (11.2)$$

donde m' es la masa de aire relativa corregida por presión:

$$m' = m \frac{p}{p_o} \quad (11.3)$$

siendo m la masa de aire relativa, p (mb) la presión atmosférica en superficie y $p_o = 1.013$ mb. La primera se define por el cociente $m = m_\theta / m_{vertical}$ donde m_θ (kg m^{-2}) y $m_{vertical}$ (kg m^{-2}) representan las masas por unidad de superficie de un determinado constituyente atmosférico que atraviesa la radiación propagándose con un ángulo cenital de incidencia θ_z y en la dirección vertical respectivamente. Por lo tanto para una incidencia vertical $m = 1$. En una atmósfera homogénea no refractiva una buena aproximación sería considerar $m = \cos^{-1} \theta_z$, pero esto no es válido para ángulos centinales mayores a 80° . Esta imprecisión se corrige ajustando empíricamente expresiones parametrizadas de m en función del ángulo cenital para cada constituyente

atmosférico. Para la masa de aire relativa en la ecuación (11.3) se consideró la parametrización propuesta por Kasten (1966) [197]:

$$m = [\cos \theta_z + 0,15 (93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (11.4)$$

En la Figura 11.1. se grafica m en función del ángulo cenital para $m = \cos^{-1} \theta_z$ y considerando la expresión (11.4).

Puede verse que para $\theta_z < 80^\circ$ las aproximaciones no se diferencian y que la propuesta por Kasten adopta un valor finito para $\theta_z = 90^\circ$ de 36,5. Este sería el número de columnas de aire verticales equivalentes para una incidencia horizontal.

Para las transmitancias monocromáticas debidas a la absorción de gases uniformemente mezclados $T_{g\lambda}$, de ozono $T_{o\lambda}$ y de vapor de agua $T_{w\lambda}$ se utilizaron las expresiones propuestas por Leckner [193]:

$$T_{g\lambda} = \exp \{ -1,41 a_{g\lambda} m' / (1 + 118,93 a_{g\lambda} m')^{0,45} \} \quad (11.5)$$

$$T_{o\lambda} = \exp \{ -a_{o\lambda} U_o m_o \} \quad (11.6a)$$

con m_o , masa de aire relativa para el O₃,

$$m_o = (1 + h_o / 6370) / [\cos^2 \theta_z + 2 h_o / 6370]^{0,5} \quad (11.6b)$$

y

$$T_{w\lambda} = \exp \{ -0,2385 a_{w\lambda} U_w m / (1 + 20,07 a_{w\lambda} U_w m)^{0,45} \} \quad (11.7)$$

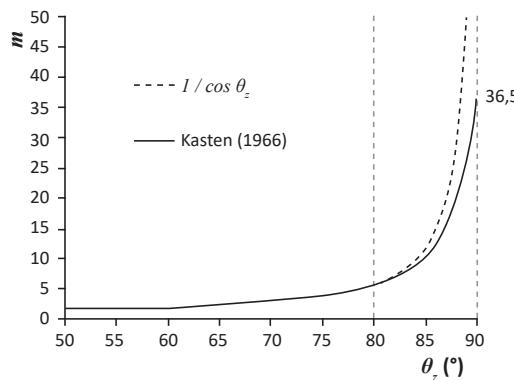


Fig. 11.1. Masa de aire relativa en función del ángulo de incidencia cenital.

donde $a_{g\lambda}$ (cm^{-1}), $a_{o\lambda}$ (cm^{-1}) y $a_{w\lambda}$ (cm^{-1}) son los coeficientes de absorción lineal monocromáticos para gases uniformemente mezclados, O_3 y vapor de agua respectivamente definidos para cada una de las 122 longitudes de onda consideradas en el modelo; U_o (cm) y U_w (cm), datos de entrada del modelo, son las columnas totales de O_3 y agua precipitable respectivamente y h_o en la ecuación (11.6b) la altura de máxima concentración de ozono igual a 22 km.

La columna total de ozono U_o se define como la cantidad total de este gas que se encuentra en una columna vertical de aire de 1 cm^2 de base y con una altura que va desde la superficie hasta la parte superior de la atmósfera. U_o se expresa generalmente en Unidades Dobson (UD), mil UD equivalen a una columna uniforme de ozono de un centímetro de espesor en condiciones normales de presión y temperatura.

Datos de U_o pueden obtenerse de mediciones en tierra con espectrofotómetros Dobson o Brewer. El método de estimación es similar en ambos casos: la columna total de ozono se calcula a partir de la relación entre mediciones de irradiancias directas normales en el rango UV de longitudes de onda en las que el ozono absorbe fuertemente y aquellas longitudes donde el efecto del ozono es menor. De esta forma se evita trabajar con medidas de irradiancia absoluta, siempre difíciles de calibrar en el UV.

El espectrofotómetro Dobson trabaja en diferentes pares de longitud de onda; los dos de referencia son el par A: 305,5-325,4 nm y el par D: 317,6-339,8 nm, donde la absorción por O_3 es más significativa en la longitud de onda más corta de cada par de valores. Con el objeto de eliminar los efectos por dispersión de aerosoles se evalúa la relación entre los pares A y D. El espectrofotómetro Brewer en cambio mide simultáneamente en 5 longitudes de onda lo que permite eliminar la interferencia del SO_2 : 306,3; 310,1; 313,5; 316,8 y 320,1 nm. La primera de ellas, 306,3 nm, está cerca del máximo de absorción de SO_2 mientras que en 316,8 y 320,1 nm el efecto es mínimo.

Como se mencionó en el Capítulo 10, también es posible acceder a valores de U_o de diferentes fuentes satelitales. La base de datos OMI, por ejemplo, iniciada en el año 2004 continúa la serie TOMS con registros desde 1978. Los valores OMI de U_o se determinan empleando dos algoritmos de inversión diferentes: el NASA TOMS V8 original y el DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy). El algoritmo OMI/TOMS utiliza mediciones en 4 longitudes de onda de 1 nm de ancho centradas en: 313, 318, 331 y 360 nm como las proporcionadas por el sensor TOMS. El OMI/DOAS aprovecha la característica multi-espectral del sensor OMI utilizando 25 mediciones entre 331,1 y 336,6 nm lo que le permite remover efectos de aerosoles, SO_2 de origen volcánico y nubes.

En Kroon et al. (2008)^[198] se compararon valores de U_o de la base de datos OMI esti-

mados por ambos algoritmos, encontrando diferencias medias máximas de 9 UD (3%). Una de las primeras validaciones exhaustivas de datos OMI de U_o se realizó en Balis et al. (2007) [199] donde se cotejaron con valores obtenidos en tierra con espectrofotómetros Dobson en 47 estaciones y Brewer en 29 estaciones de la red global de Vigilancia Atmosférica WMO/GAW administrados por el Centro de Datos WOUDC de Toronto, Canadá (<http://www.woudc.org/>). Se pudo observar una muy buena concordancia media global de 1 % para valores OMI/TOMS y de 2 % para OMI/DOAS.

La columna total de agua precipitable U_w , por su parte, es la cantidad total líquida que se produciría si todo el vapor de agua contenido en una columna vertical de aire de 1 cm² de base se condensara a presión normal y una temperatura dada en superficie. Valores entre 2 y 4 cm pueden observarse en atmósferas con humedades relativas de 50 % y temperaturas entre 20 y 30 °C [200]. Si se cuenta en el lugar con datos de temperatura T (K) y humedad relativa HR_{fr} (en fracciones de uno) resulta práctico utilizar la expresión propuesta por Leckner [193]:

$$U_w = 0,493 (HR_{fr} / T) \exp \{26,23 - 5416 / T\} \quad (11.8)$$

Las estaciones de la red global AERONET ofrecen valores de U_w estimados a partir de mediciones de irradiancias directas normales en 940 nm. Perez-Ramirez et al. (2014) [201] observaron desvíos de 12-15 % cuando compararon valores de U_w suministrados por 3 estaciones AERONET del Programa de Medición de Radiación Atmosférica de EE. UU. (ARM) con datos de radio-sondas o valores obtenidos mediante otras técnicas de inversión a partir de mediciones en tierra.

Otra posibilidad es recurrir a bases de datos de origen satelital como la base MODIS cuyo algoritmo de inversión, Gao y Kaufman (2003) [202], emplea valores de 5 canales del IR cercano entre 0,8 y 1,3 μm; 3 canales de fuerte absorción de vapor de agua: 905, 936 y 940 nm y 2 con mínima absorción: 865 y 1.240 nm. Se reportaron desvíos cuadráticos medios absolutos entre 1,9 y 3,4 mm al compararlos con distintas bases de datos obtenidos de mediciones en tierra.

A través del portal Giovanni de NASA, <http://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, se puede acceder de manera rápida y eficiente a diferentes bases de datos de origen satelital para numerosos parámetros atmosféricos y radiativos. Se ofrecen valores diarios y medios mensuales con una resolución espacial de 1° x 1° y en algunos casos de 0,5° x 0,5°.

Por último la transmitancia monocromática debida a la atenuación de aerosoles $T_{a\lambda}$ se definió como:

$$T_{a\lambda} = \exp \{-\tau_{a\lambda} m\} \quad (11.9)$$

donde $\tau_{a\lambda}$ es el espesor óptico monocromático de aerosoles para el cual se empleó la expresión propuesta por Ångström (1929) [203]:

$$\tau_{a\lambda} = \beta_A \lambda^{-\alpha_A} \quad (11.10)$$

Los coeficientes α_A y β_A en (11.10) se denominan exponente y coeficiente de turbidez de Ångström respectivamente; la longitud de onda λ se expresa en μm .

El coeficiente de turbidez de Ångström β_A caracteriza la atenuación debida a la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical y como indica la ecuación (11.10) coincide con el espesor óptico de aerosoles para $\lambda = 1 \mu\text{m}$. Su valor varía entre 0 (atmósfera libre de aerosoles) y 0,5 (atmósfera muy turbia) y en una buena aproximación se puede considerar independiente de la longitud de onda incidente.

El exponente α_A está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles, si su valor es próximo a 0 es mayor el número de partículas gruesas mientras que la proporción de partículas finas aumenta cuanto más se aleje de 1. Por lo general α_A varía entre 0,5 y 2,5; un valor de α_A igual a $1,3 \pm 0,5$ es un buen valor medio para la mayoría de las atmósferas naturales [146].

Un método robusto y preciso de determinación de los coeficientes α_A y β_A es a partir de valores del espesor óptico de aerosoles $\tau_{a\lambda}$ en tres o más longitudes de onda, como se ofrece en las estaciones de la red AERONET. En tal situación, la expresión linearizada de la ley de Ångström (11.10):

$$\ln \tau_{a\lambda} = \ln \beta_A - \alpha_A \ln \lambda \quad (11.11)$$

se podrá ajustar en un plano $\ln \tau_{a\lambda}$ vs. $\ln \lambda$ considerando los valores de $\tau_{a\lambda}$ para las distintas longitudes de onda disponibles.

En la planilla de cálculo SPCTRAL 2 diseñada por Myers, basándose en la ecuación (11.10), se utiliza la siguiente expresión para $\tau_{a\lambda}$:

$$\tau_{a\lambda} = \tau_{a;0,5} \left(\frac{\lambda}{0,5} \right)^{-\alpha_A} \quad (11.12)$$

lo que implica que el exponente α_A y el espesor óptico de aerosoles $\tau_{a;0,5}$ para una longitud de onda de $0,5 \mu\text{m}$ son datos de entrada requeridos por el modelo.

A través del portal Giovanni se puede acceder a valores diarios y medios mensuales de $\tau_{a\lambda}$ y α_A definidos en distintas longitudes de onda y con resoluciones espaciales de $0,5$ y 1° .

11.1.2 Irradiancia difusa monocromática sobre plano horizontal

La irradiancia difusa hemisférica monocromática de cielo claro sobre plano horizontal $I_{dc\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) se expresó en Bird y Riordan (1986) [192] como la suma de tres términos:

$$I_{dc\lambda} = I_{dRc\lambda} + I_{dac\lambda} + I_{dmc\lambda} \quad (11.13)$$

donde $I_{dRc\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) y $I_{dac\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) son las irradiancias difusas monocromáticas de cielo claro debidas a las dispersiones molecular de Rayleigh y en aerosoles respectivamente tras un primer paso a través de la atmósfera y $I_{dmc\lambda}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) la irradiancia difusa monocromática de cielo claro incidente en superficie luego de una reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera.

Para las expresiones de $I_{dRc\lambda}$ e $I_{dac\lambda}$ se consideró una idea originalmente propuesta por Leckner [193]: la irradiancia difusa hemisférica de cielo claro debida a procesos de dispersión puede ser aproximada mediante la diferencia entre una irradiancia directa normal “ficticia” para una atmósfera sólo absorbiva y la irradiancia directa normal incluyendo los procesos de dispersión. Esta diferencia debe ser afectada por un factor que tenga en cuenta la fracción de energía dispersada hacia delante en la dirección de propagación para cada proceso analizado. Luego de comparar valores estimados con salidas del código riguroso BRITE [204] se introdujeron ajustes manteniendo la forma general de las expresiones originales:

$$I_{dRc\lambda} = \varepsilon I_{on\lambda} \cos\theta_z T_{o\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} (1 - T_{R\lambda}^{0.95}) 0,5 \quad (11.14)$$

$$I_{dac\lambda} = \varepsilon I_{on\lambda} \cos\theta_z T_{o\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} T_{R\lambda}^{1.5} (1 - T_{as\lambda}) F_s \quad (11.15)$$

donde $T_{aa\lambda}$ y $T_{as\lambda}$ son las transmitancias monocromáticas debidas a procesos de absorción y dispersión en aerosoles respectivamente y F_s la fracción dispersada hacia delante por los aerosoles. Estas magnitudes fueron definidas como:

$$T_{aa\lambda} = \exp \{ -(1 - \omega_{o\lambda}) \tau_{a\lambda} m \} \quad (11.16)$$

$$T_{as\lambda} = \exp \{ -\omega_{o\lambda} \tau_{a\lambda} m \} \quad (11.17)$$

con un albedo de dispersión simple de aerosoles monocromático, $\omega_{o\lambda}$,

$$\omega_{o\lambda} = 0,945 \exp \{ -0,095 [\ln (\lambda / 0,4)]^2 \} \quad (11.18)$$

y

$$F_s = 1 - 0,5 \exp \{ (-1,8336 + 0,17599 \cos\theta_z) \cos\theta_z \} \quad (11.19)$$

En la expresión (11.14) se consideró que en la dispersión de Rayleigh la mitad de la energía es dispersada hacia delante. Los ajustes antes mencionados en la nueva versión del modelo se realizaron en las ecuaciones (11.14) y (11.15) sobre la transimitancia de Rayleigh $T_{R\lambda}$.

El término $I_{dmc\lambda}$ producto de la reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera se definió como:

$$I_{dmc\lambda} = (I_{bnc\lambda} \cos\theta_z + I_{dRc\lambda} + I_{dac\lambda}) \rho_{sup\lambda} \rho_{c\lambda} / (1 - \rho_{sup\lambda} \rho_{c\lambda}) \quad (11.20)$$

donde $\rho_{sup\lambda}$ y $\rho_{c\lambda}$ son los albedos monocromáticos de superficie, dato de entrada del modelo, y atmosférico respectivamente. Para $\rho_{c\lambda}$ se consideró:

$$\rho_{c\lambda} = T'_{o\lambda} T'_{w\lambda} T'_{aa\lambda} [0,5 (1 - T'_{R\lambda}) + 0,1906 T'_{R\lambda} (1 - T'_{as\lambda})] \quad (11.21)$$

Las transmitancias con signo prima T' en la ecuación (11.21) son las definidas para la irradiancia directa normal estimadas para $m = 1,8$. En la ecuación (11.18) se consideró un valor fijo de $\omega_{oa;0,4} = 0,945$ y en las ecuaciones (11.19) y (11.21) un valor del factor de asimetría de aerosoles rurales g de 0,65.

El factor $\rho_{sup\lambda} \rho_{c\lambda} / (1 - \rho_{sup\lambda} \rho_{c\lambda})$ en la ecuación (11.20) surge de considerar la propagación de una radiación incidente luego de una reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera como se muestra en la Figura 11.2.

Entonces, siendo el producto $\rho_{sup\lambda} \rho_{c\lambda} < 1$, la irradiancia total monocromática incidente en superficie luego de una reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera puede expresarse como:

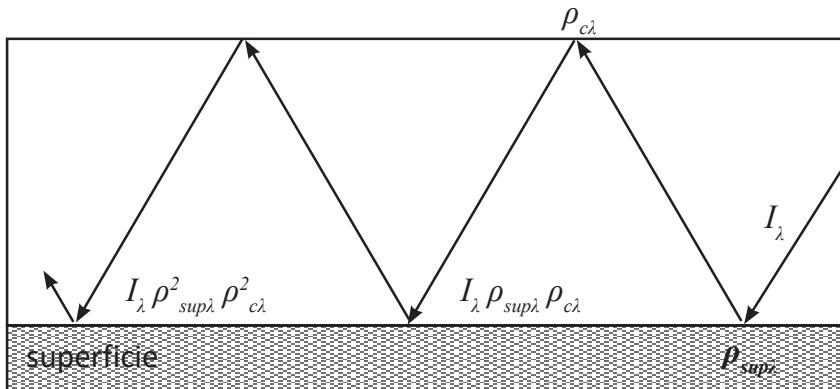


Fig. 11.2. Reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera.

$$\begin{aligned} I_{\lambda \text{reflejada}} &= I_{\lambda} \left(\rho_{\text{sup}\lambda} \rho_{c\lambda} + \rho_{\text{sup}\lambda}^2 \rho_{c\lambda}^2 + \dots + \rho_{\text{sup}\lambda}^n \rho_{c\lambda}^n \right) = \\ &= I_{\lambda} \rho_{\text{sup}\lambda} \rho_c / (1 - \rho_{\text{sup}\lambda} \rho_{c\lambda}) \end{aligned} \quad (11.22)$$

Finalmente se agregó un factor de corrección C_s para $I_{dc\lambda}$ en (11.13):

$$C_s = \begin{cases} (\lambda + 0,55)^{1,8} & \text{para } \lambda \leq 0,45 \text{ }\mu\text{m} \\ 1 & \text{para } \lambda > 0,45 \text{ }\mu\text{m} \end{cases} \quad (11.23)$$

11.2 Modelo SMARTS 2

El modelo SMARTS 2 (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine) desarrollado por C. Gueymard (1995, 2001) [205, 206] permite realizar estimaciones en superficie horizontal y sobre planos inclinados de irradiancias directa normal y difusa hemisférica monocromáticas de cielo claro en intervalos de 1 nm entre 280 y 1.700 nm y de 5 nm entre 1.705 y 4.000 nm, más en una longitud de onda de transición de 1702 nm. Se encuentra disponible libremente una interfaz gráfica en planilla de cálculo Excel desarrollada por el NREL (National Renewable Energy Laboratory), <http://www.nrel.gov/rredc/smarts/>. Las principales modificaciones y mejoras respecto de los modelos anteriores son:

- Utiliza un espectro solar extraterrestre $I_{on\lambda}$ adaptado a la resolución espectral antes mencionada de 1.881 líneas. En la versión SMARTS 2.9.5 se ofrecen 8 espectros solares distintos.
- Para la estimación de la componente directa normal $I_{bn\lambda}$ incorpora en la ecuación (11.1) la transmitancia monocromática $T_{n\lambda}$ debida a la absorción de dióxido de nitrógeno (NO_2).
- En las funciones de transmitancia monocromáticas se consideran valores de masas de aire relativas definidos para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación empleando la forma general de la parametrización de m en función del ángulo cenital de incidencia propuesta por Kasten [197]:

$$m_i = \left[\cos \theta_z + a_{i1} \theta_z^{a_{i2}} (a_{i3} - \theta_z)^{a_{i4}} \right]^{-1} \quad (11.24)$$

donde los 4 coeficientes a_{ij} se definen para las transmitancias de Rayleigh, de absorción molecular de O_3 , vapor de H_2O , gases uniformemente mezclados y NO_2 y de atenuación de aerosoles.

- La transmitancia monocromática por dispersión molecular de Rayleigh $T_{R\lambda}$ se modifica a partir de nuevas mediciones del índice de refracción y del factor de despolarización logrando desvíos de 0,01 % respecto de su valor teórico a lo largo de todo el espectro.
- Los coeficientes de absorción lineal monocromáticos de vapor de agua $a_{w\lambda}$ y de gases uniformemente mezclados $a_{g\lambda}$ se obtienen utilizando salidas del modelo MODTRAN 2. El coeficiente $a_{o\lambda}$ de absorción lineal de O₃ y el $a_{n\lambda}$ de NO₂ se parametrizan respecto de la temperatura a partir de nuevas bases de datos espectroscópicos.
- Se ofrecen 10 atmósferas estándares para ser utilizadas por defecto, las 6 atmósferas de referencia de las familias LOWTRAN y MODTRAN más otras 4: Sub-tropical en Verano (STS), 30°N - Julio; Sub-tropical en Invierno (STW), 30°N - Enero; Ártica en Verano (AS), 75°N - Julio y Ártica en Invierno (AW), 75°N - Enero. A partir de los perfiles verticales de los constituyentes atmosféricos intervenientes en los procesos de absorción molecular se puede estimar en cada modelo atmosférico sus columnas totales. Incluye la posibilidad de introducir valores definidos por el usuario. En el caso de la columna total de agua precipitable U_w se agrega como alternativa definirla a partir de datos de temperatura y humedad relativa.
- El espesor óptico de aerosoles monocromático responde también a la ley de Ångström (11.10). Se distinguen dos regiones para definir el exponente α_A , α_{A1} para $\lambda < 0,5 \mu\text{m}$ y α_{A2} para $\lambda \geq 0,5 \mu\text{m}$.
- Se ofrecen 11 modelos de aerosoles para ser utilizados por defecto: los modelos de referencia de las series LOWTRAN y MODTRAN dependientes de la humedad relativa: rural, urbano, marítimo y troposférico definidos por Shettle y Fenn (1979) [161]; modelos estándares continental, urbano y marítimo del antiguo IAMAP hoy IAMAS (International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences, <http://www.iamas.org/>); 2 modelos propuestos por Braslav y Dave (1973) [207], aerosoles tipo C y L, y 2 modelos para condiciones desérticas. En cada modelo se definen α_{A1} y α_{A2} , el albedo de dispersión simple monocromático $\omega_{o\lambda}$ y el factor de asimetría monocromático g_λ . Incluye la posibilidad de introducir valores medios definidos por el usuario.
- Para el albedo de superficie monocromático se ofrecen valores para numerosas coberturas diferentes, con la posibilidad de introducir valores medios propios.
- La irradiancia difusa hemisférica monocromática $I_{dec\lambda}$ se estima siguiendo el mismo procedimiento que en el modelo SPCTRAL 2. Se introducen numerosas modificaciones:
 - En las ecuaciones (11.14) para $I_{dRc\lambda}$ y (11.15) para $I_{dac\lambda}$ se incorpora la transmisión por absorción de NO₂ y se redefine $T_{o\lambda}$ a partir de valores de la suma $I_{dRc\lambda} + I_{dac\lambda}$ simulados mediante códigos espectrales rigurosos.

- En la expresión (11.14) el exponente de $T_{R\lambda}$ se reemplaza por 0,9 y se agrega un factor de corrección por efectos de dispersión múltiple en moléculas de aire.
- En la ecuación (11.15) el exponente de $T_{R\lambda}$ se iguala a 1, se introduce un factor de corrección por efectos de dispersión múltiple en aerosoles y para F_s se utilizan las mismas expresiones que en el modelo SPCTRAL 2 en función del factor de asimetría g , considerando la dependencia de éste respecto de la longitud de onda incidente [192].
- Se modifica la ecuación (11.18) para ω_{oai} en función de λ y se considera su dependencia respecto de la humedad relativa en los modelos de aerosoles de referencia de Shettle y Fenn.
- En la ecuación (11.20) para I_{dmcl} se diferencian un albedo de superficie para la componente directa normal $I_{bnc\lambda}$ y otro para los términos por dispersión de Rayleigh y en aerosoles. A su vez se modificó la expresión (11.21) para ρ_{cl} .

Teniendo en cuenta que los aerosoles, como se mencionó antes, son el principal factor de atenuación en condición de cielo claro, se detallan a continuación valores de los 4 parámetros radiativos que caracterizan a los aerosoles en SMARTS 2: los exponentes α_{A1} y α_{A2} , el albedo de dispersión simple monocromático ω_{oai} y el factor de asimetría monocromático g_λ .

En la Tabla 11.1. se consignan los rangos de valores posibles de los exponentes α_{A1} y α_{A2} en los 4 modelos de referencia de Shettle y Fenn [161]. Los valores máximos corresponden a una atmósfera seca, 0 % de humedad relativa, y los mínimos a una con 99 % de humedad relativa, donde tienen lugar efectos higroscópicos de aumento de tamaño de partícula.

Tabla 11.1. Valores máximos y mínimos de los exponentes α_{A1} y α_{A2} en los modelos de aerosoles de referencia de Shettle y Fenn [161].

humedad relativa	α_{A1}		α_{A2}	
	0%	99%	0%	99%
	máx.	mín.	máx.	mín.
rural	0,933	0,659	1,444	1,134
urbano	0,822	0,492	1,167	1,127
marítimo	0,468	0,107	0,626	0,053
troposférico	1,010	0,736	2,389	1,881

En las Figuras 11.3. y 11.4. se muestra la variación en función de la humedad relativa de ω_{oai} y g_λ respectivamente en un modelo urbano de referencia.

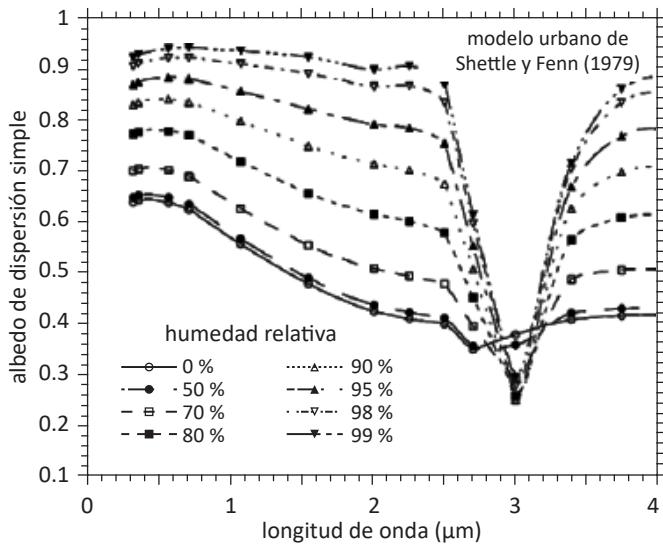


Fig. 11.3. Albedo de dispersión simple de aerosoles monocromático, ω_{oai} , en función de la humedad relativa en un modelo de referencia urbano. De Gueymard (1995) [205].

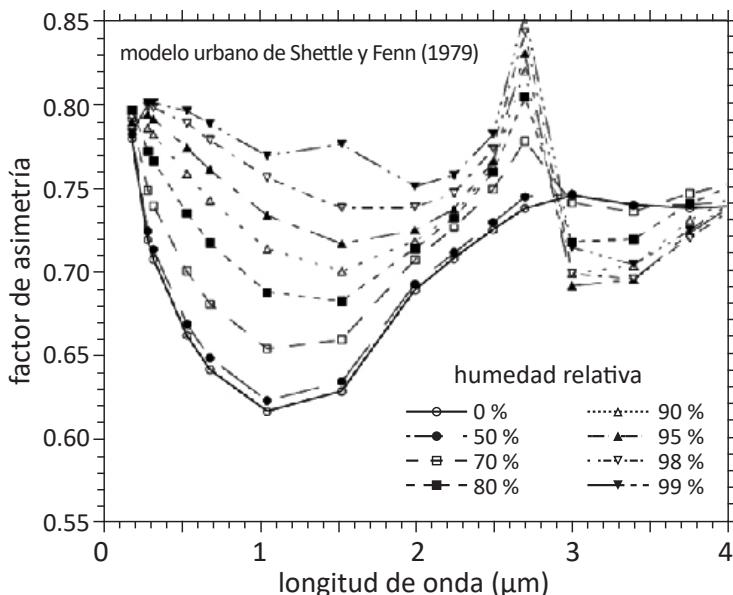


Fig. 11.4. Factor de asimetría monocromático, g_i , en función de la humedad relativa en un modelo de referencia urbano. De Gueymard (1995) [205].

En Gueymard (2008) [208] se compararon valores estimados por el modelo SMARTS 2.9.5 con salidas de los códigos computacionales MODTRAN 4, LibRadtran 1.01 y SBDART 2.4. Se utilizó en todos los casos el espectro solar de Gueymard (2004) [209]. Los valores de irradiancia directa normal $I_{bnc\lambda}$ y difusa hemisférica $I_{dc\lambda}$ fueron estimados para las siguientes condiciones atmosféricas:

- Atmósfera Estándar de EE. UU (US STD) dividida en 33 capas
- $m = 1,5; \theta_z = 48,24^\circ$
- $p_o = 1013,25 \text{ hPa}$
- $U_o = 0,3438 \text{ atm-cm}$
- $U_w = 1,416 \text{ cm}$
- $\tau_{a;0,5} = 0,084$
- modelo rural de aerosoles
- $\rho_{sup\lambda} = 0,2$

Estas son las mismas condiciones atmosféricas establecidas por la ASTM (American Society for Testing and Materials) para definir el llamado Espectro Terrestre de Referencia ASTM G173 sobre un plano inclinado a 37° para una potencia total de 1.000 W m^{-2} (<http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/>) utilizado para evaluar rendimientos de celdas y módulos fotovoltaicos. La única diferencia es que en la norma ASTM G173 el $\rho_{sup\lambda}$ se define de la base de datos de reflectancia espectral ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) a bordo de la plataforma EOS-Terra.

Se observaron diferencias menores a 5 % para valores de irradiancia directa normal $I_{bnc\lambda}$ y menores a 10 % para la difusa hemisférica $I_{dc\lambda}$ prácticamente en todo el espectro salvo en bandas de absorción fuerte de O_2 , alrededor de 760 nm, y de vapor de agua, alrededor de 940 nm, y si bien las diferencias pueden ser significativas en estas bandas espectrales se relacionan con niveles muy bajos de irradiancias incidentes en superficie.

11.2.1. Sensibilidad respecto de los datos de entrada

Se analiza aquí la dependencia de los valores de irradiancias directa normal y difusa hemisférica estimados mediante SMARTS 2.9.5 con relación a distintos datos de entrada requeridos por el modelo. Las condiciones atmosféricas de base en todos los casos se tomaron iguales a las consideradas en la definición de la norma ASTM G173 antes mencionada, con un factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol, $\varepsilon = 1$. En primer lugar en la Figura 11.5. se muestran valores de $I_{bnc\lambda}$ estimados para distintas masas de aire relativas.

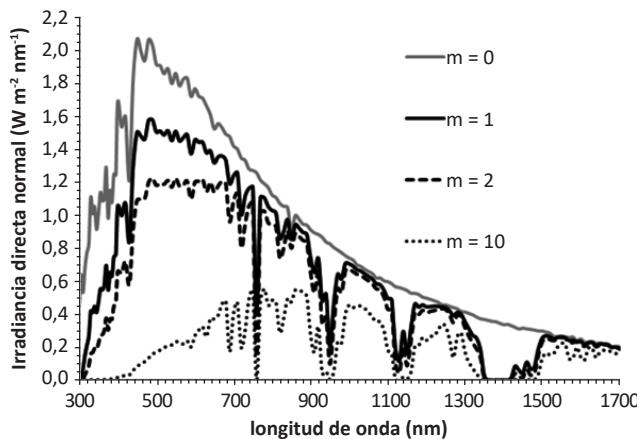


Fig. 11.5. Irradiancias directas normales estimadas mediante SMARTS 2.9.5 para masas de aire relativas crecientes utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173. La masa de aire relativa igual a cero corresponde al espectro extraterrestre empleado.

Puede observarse el decrecimiento significativo de los valores de $I_{bnc\lambda}$ incidentes en superficie para trayectorias atmosféricas crecientes.

En las Figuras 11.6.a y 11.6.b se grafican valores estimados de $I_{bnc\lambda}$ y $I_{dc\lambda}$ respectivamente para distintos valores del coeficiente de turbidez de Ångström β_A relacionado con la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera. El modelo de aerosoles se fijó utilizando los siguientes valores medios del modelo rural de Shettle y Fenn [161] dependiente de la humedad relativa:

- $\bar{\alpha}_{A1} = 0,93$
- $\bar{\alpha}_{A2} = 1,43$
- $\bar{\omega}_{oa} = 0,6$
- $\bar{g} = 0,68$

Los valores estimados de irradiancia directa normal disminuyen con el aumento de β_A ya que la atenuación crece, mientras que los valores de la difusa aumentan debido al aumento de la energía dispersada. Sin embargo para la difusa esta tendencia es válida a partir de $\lambda = 350$ nm en dependencia del incremento en el valor de β_A , para las longitudes de onda más cortas el aporte de $I_{dRc\lambda} + I_{dac\lambda}$ es mayor a valores más bajos de β_A con una baja contribución de $I_{dmc\lambda}$ debido a que $\rho_{c\lambda}$ comienza a crecer desde valores muy bajos con el aumento de β_A . Para longitudes de onda mayores esta relación se invierte y a mayores valores de β_A se observan mayores valores de los tres términos de $I_{dc\lambda}$ en la ecuación (11.13).

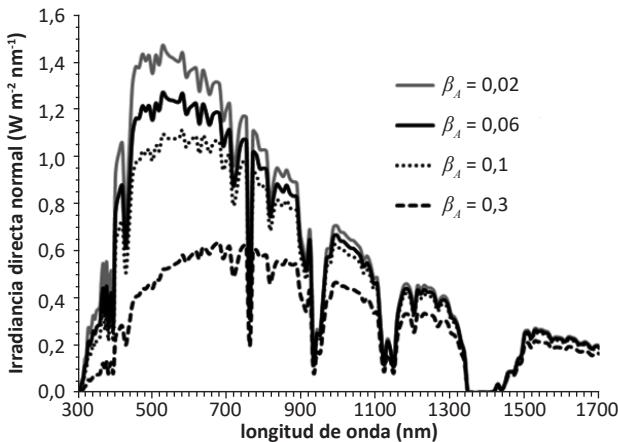


Fig. 11.6.a Irradiancia directa normal estimada mediante SMARTS 2.9.5 para distintos valores de β_A utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de α_{A1} , α_{A2} , ω_{oa} y g del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa.

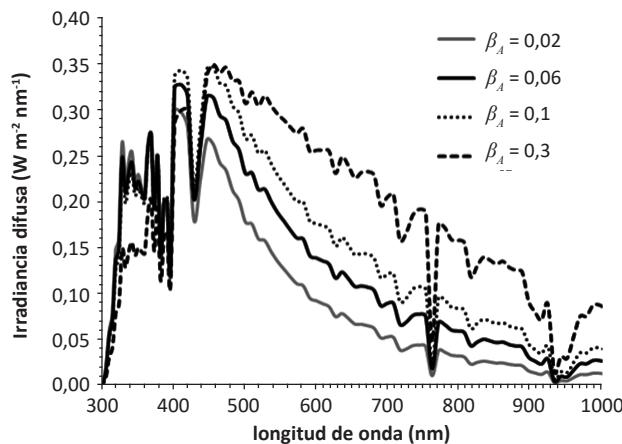


Fig. 11.6.b Irradiancia difusa estimada mediante SMARTS 2.9.5 para distintos valores de β_A utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de α_{A1} , α_{A2} , ω_{oa} y g del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa.

En las Figuras 11.7.a y 11.7.b se muestran valores estimados de $I_{bnc\lambda}$ e $I_{dc\lambda}$ respectivamente para distintos valores de los exponentes α_{A1} y α_{A2} de Ångström relacionados con el tamaño medio de aerosoles presentes en la atmósfera. Se consideraron los valores máximos y mínimos de α_{A1} y α_{A2} del modelo rural de Shettle y Fenn que se

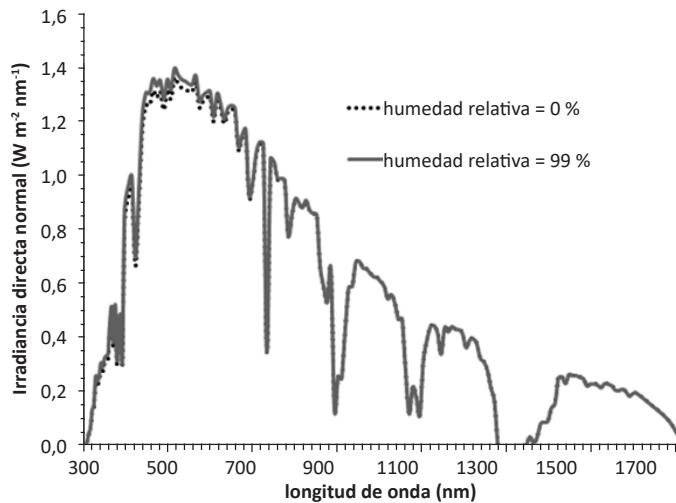


Fig. 11.7.a Irradiancia directa normal estimada mediante SMARTS 2.9.5 para valores máximos y mínimos de α_{A1} y α_{A2} del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de ω_{oo} y g .

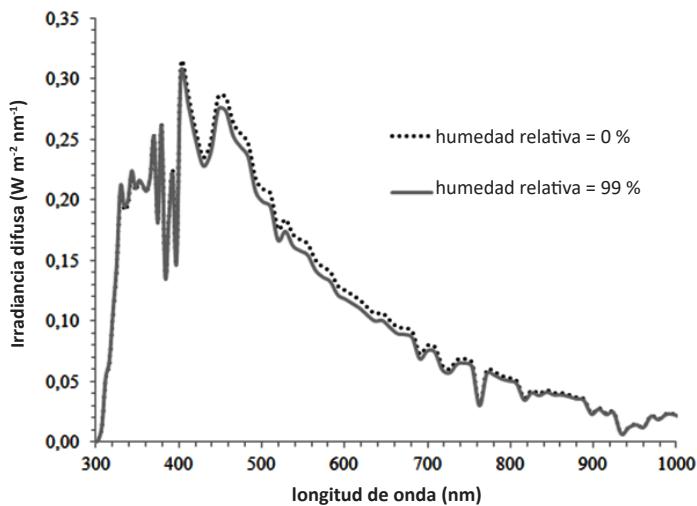


Fig. 11.7.b Irradiancia difusa estimada mediante SMARTS 2.9.5 para valores máximos y mínimos de α_{A1} y α_{A2} del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de ω_{oo} y g .

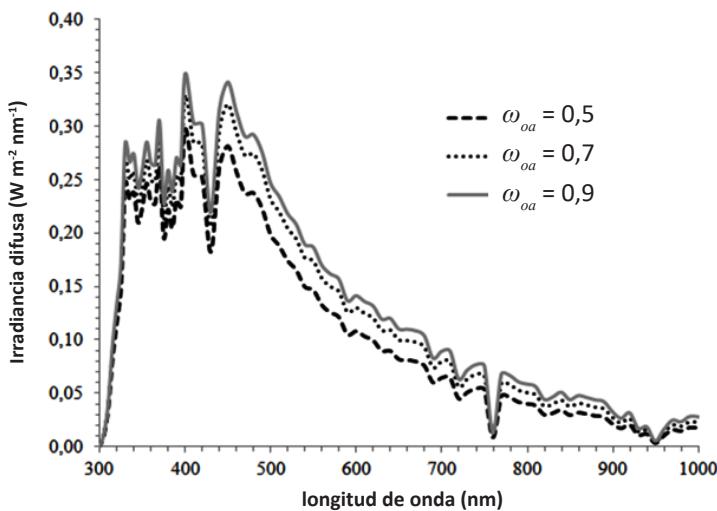


Fig. 11.8. Irradiancia difusa estimada mediante SMARTS 2.9.5 para distintos valores medios del albedo de dispersión simple de aerosoles ω_{oa} utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de α_{A1} , α_{A2} y g del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa.

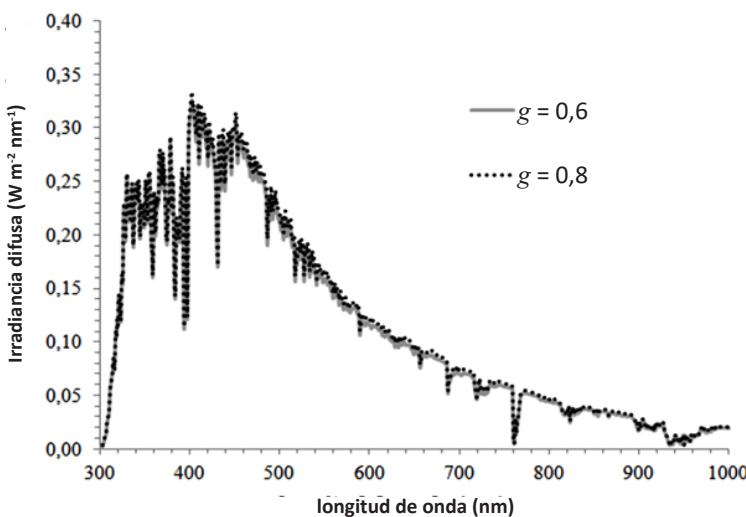


Fig. 11.9. Irradiancia difusa estimada mediante SMARTS 2.9.5 para distintos valores medios del factor de asimetría g utilizando las condiciones atmosféricas ASTM G173 y valores medios de α_{A1} , α_{A2} y ω_{oa} del modelo rural de Shettle y Fenn dependiente de la humedad relativa.

consignan en la Tabla 11.1., correspondientes a humedades relativas de 0 y 99 %, con los mismos valores medios de ω_{oa} y g del caso anterior.

Como se discutió antes, a mayor humedad relativa aumenta el tamaño medio de las partículas por efecto higroscópico, el exponente α_A de Ångström adopta valores más bajos disminuyendo la atenuación de la componente directa, ya que el valor del espesor óptico τ_a según la ley de Ångström (11.10) disminuye para $\lambda < 1 \mu\text{m}$, en cambio para $\lambda \geq 1 \mu\text{m}$ los valores de $I_{bnc\lambda}$ son levemente mayores para partículas más pequeñas sin que pueda apreciarse en el gráfico. La irradiancia difusa $I_{dc\lambda}$ es mayor para partículas más pequeñas debido a que aumentan los procesos de dispersión. Tanto para $I_{bnc\lambda}$ como para $I_{dc\lambda}$ la dependencia respecto del exponente α_A es mucho menos significativa que respecto de β_A .

Por último se analiza la dependencia de la irradiancia difusa respecto de valores medios del albedo de dispersión simple de aerosoles ω_{oa} en la Figura 11.8. y del factor de asimetría g en la Figura 11.9. En estos casos también se consideraron las condiciones atmosféricas ASTM G173 utilizando valores medios de α_{A1} y α_{A2} del modelo rural de Shettle y Fenn antes mencionados.

Valores altos de ω_{oa} implican mayor cantidad de energía dispersada; por lo tanto valores crecientes de $I_{dc\lambda}$. La misma relación respecto de g , ya que a mayores valores de éste aumenta la energía dispersada en la dirección de propagación hacia adelante, pero en este caso la variación de la irradiancia difusa es menos significativa.

11.3. Ejemplos de validación

Utrillas et al. (1998) [210] compararon valores de irradiancia directa normal monocromática de cielo claro $I_{bnc\lambda}$ estimados mediante los modelos SPCTRAL 2 y SMARTS 2 con mediciones obtenidas en Valencia, España. Los datos se tomaron con un espectro-radiómetro Li-cor 1800 con una resoluciónpectral de 6 nm en el rango 300-1.100 nm en el periodo enero-marzo de 1997. Se utilizó como dato de entrada en ambos modelos valores de $\tau_{a;0,5}$ estimados a partir de mediciones de irradiancia directa normal en el lugar invirtiendo la ley de atenuación de Beer. Para ello del dato medido $I_{bnc;0,5}$ se obtuvo:

$$\tau_{total;0,5} = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I_{on;0,5}}{I_{bnc;0,5}} \right) \quad (11.25)$$

donde $\tau_{total;0,5}$ es el espesor óptico total e $I_{on;0,5}$ la irradiancia normal a tope de at-

mósfera, ambos definidos para $\lambda = 0,5 \text{ }\mu\text{m}$. Luego de $\tau_{total; 0,5}$ se pudo definir:

$$\tau_{a; 0,5} = \tau_{total; 0,5} - \tau_{R; 0,5} - \tau_{o; 0,5} - \tau_{g; 0,5} - \tau_{w; 0,5} - \tau_{n; 0,5} \quad (11.26)$$

Los espesores ópticos de los diferentes constituyentes atmosféricos en la ecuación (11.26) se obtuvieron a partir de las expresiones de sus transmitancias monocromáticas de SMARTS 2 [205] para $\lambda = 0,5 \text{ }\mu\text{m}$ con: U_o de mediciones en Madrid con un espectrofotómetro Brewer, U_w de datos locales de temperatura y humedad relativa y U_n del modelo atmosférico para latitudes medias en invierno del código LOWTRAN 7.

Como no se tenía información del tipo de aerosoles presentes en la atmósfera las estimaciones de $I_{bnc\lambda}$ las realizaron considerando diferentes modelos de aerosoles. Los 9 que permite utilizar SMARTS 2 y 5 propuestos por los autores para SPCTRAL 2: marítimo-rural claro (MRC), rural medio (MR), rural-urbano (RU), urbano medio (MU) y urbano polucionado (PU). Los valores de los diferentes parámetros radiativos de aerosoles requeridos por SPCTRAL 2 para cada uno de estos 5 modelos propuestos en [210] se especifican en la Tabla 11.2.

Tabla 11.2. Valores de los parámetros radiativos de aerosoles de los 5 modelos propuestos en [210] para ser utilizados en SPCTRAL 2.

Modelos de aerosoles	α_A	$\omega_{oa; 0,4}$	g
MRC	1,4	0,96	0,60
MR	1,3	0,95	0,65
RU	1,3	0,64	0,70
MU	1,2	0,64	0,70
PU	1,1	0,74	0,75

Los resultados del estudio de validación no variaron significativamente para los 5 modelos de aerosoles analizados con SPCTRAL 2, ya que para la estimación de $I_{bnc\lambda}$ sólo interviene el exponente α_A y sus valores como se ve en la Tabla 11.2. son muy similares. Se obtuvieron desvíos cuadráticos medios relativos, RMSE%, entre 9,5 y 9,8 % con sesgos medios relativos, MBE%, de alrededor de -2 % indicando una subestimación por parte de los modelos analizados. En cambio sí se observaron diferencias para los 9 modelos de aerosoles de SMARTS 2, el que mejor se ajustó a los datos experimentales fue el modelo estándar urbano con un RMSE% de 5,4 % y un MBE% de -0,8 %. En la Figura 11.10. se grafican valores estimados en [210] de $I_{bnc\lambda}$.

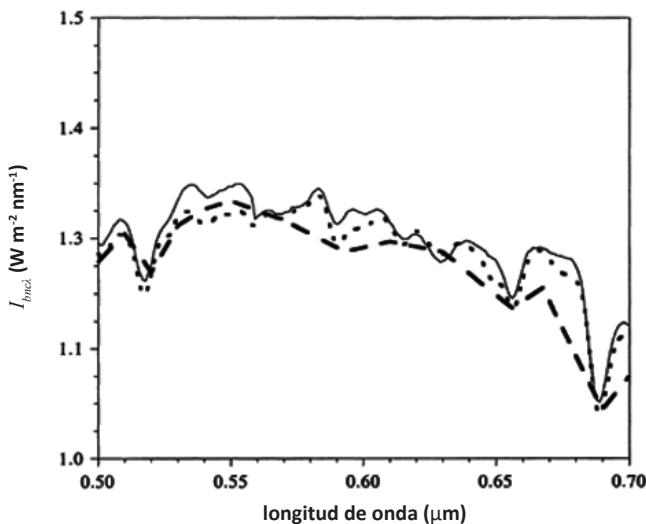


Fig. 11.10. Valores de I_{bnci} de cielo claro medidos (línea sólida) y estimados mediante SPCTRAL 2 (línea segmentada) y SMARTS 2 (línea punteada) en Valencia, España. De Utrillas et al. (1998) [210].

por SPCTRAL 2, con un modelo urbano polucionado, y SMARTS 2, con un modelo estándar urbano, junto a mediciones espectrales de cielo claro en el rango 0,5-0,7 μm para una masa de aire relativa $m = 1,4$.

Un estudio similar fue realizado por Foyo-Moreno et al. (2000) [211] en Granada, España. En esa oportunidad se cotejaron valores medios horarios de irradiancia global de banda ancha de cielo claro en el UV, 290-385 nm, medidos con un piranómetro Eppley TUVR durante los años 1994-1995 con valores estimados mediante los modelos SPCTRAL 2 y SMARTS 2. Empleando las expresiones originales de SPCTRAL 2 [192], con valores fijos de los parámetros radiativos de aerosoles: $\alpha_A = 1,14$, $\omega_{oa;0,4} = 0,945$ y $g = 0,65$, más un $\rho_{sup} = 0,15$, se obtuvieron un RMSE% de 6,7 % con un MBE% de 0,5 %. En la Figura 11.11. se grafican valores estimados en función de los medidas.

También consideraron los 5 modelos de aerosoles propuestos en referencia [210] obteniendo peores resultados; el modelo que mejor se ajustó a los datos experimentales fue el marítimo-rural claro (MRC) con un RMSE% de 8,9 % y un MBE% de -4,1 % indicando, al igual que se menciona en la misma, una fuerte subestimación por parte del modelo. Cuando se analizaron los 9 modelos de aerosoles de SMARTS 2 el que más se ajustó a los datos experimentales fue el modelo estándar urbano con un RMSE% de 12,2 % y un MBE% de 2,3 %. En la Figura 11.12. se grafican valores estimados en función de los medidas.

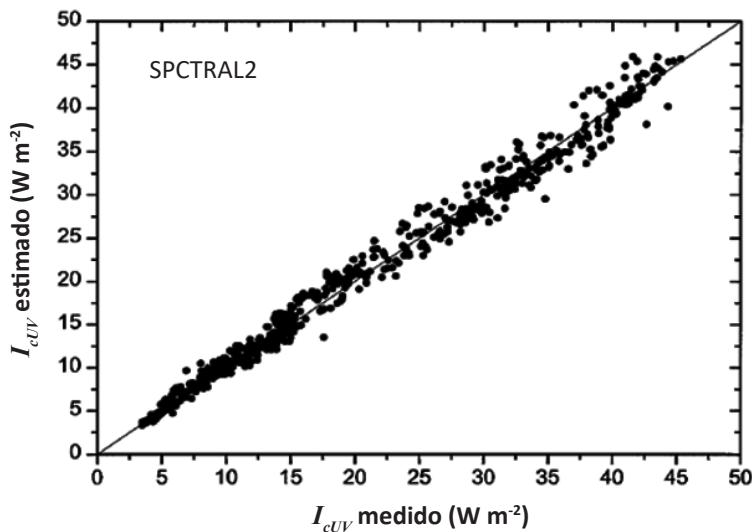


Fig. 11.11. Gráfico de valores medios horarios de irradiancia global de banda ancha de cielo claro UV estimados mediante SPCTRAL 2 en su versión original en función de medidos obtenidos en Granada, España. De Foyo-Moreno et al. (2000) [211].

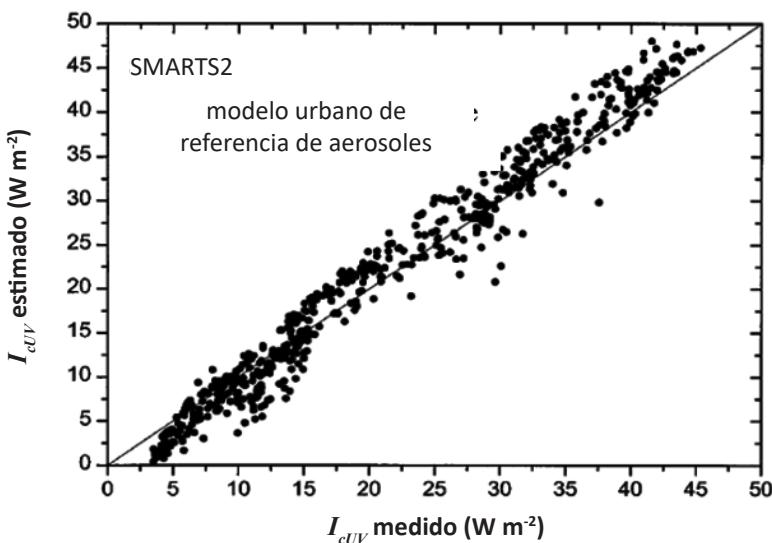


Fig. 11.12. Gráfico de valores medios horarios de irradiancia global de banda ancha de cielo claro UV estimados mediante SMARTS 2 vs. medidos obtenidos en Granada, España. De Foyo-Moreno et al. (2000) [211].

Por último cabe mencionar que en el trabajo de Michalsky et al. (2006) [191] comentado en el Capítulo 10 también se cotejaron valores de irradiancias directa normal y difusa de banda ancha de cielo claro estimados mediante SMARTS 2.9.5 con mediciones en tierra obtenidas durante una campaña de medición y observación intensa de aerosoles realizada en marzo de 2003 en las grandes planicies del centro norte de Oklahoma ($36,6^{\circ}$ N; $97,5^{\circ}$ W). Se observaron un RMSE% de 0,8 % con un MBE% de menos de -0,2 % para la irradiancia directa normal y un RMSE% de 3,2 % con un MBE% de 1,4 % para la difusa.

12

MODELOS PARAMETRIZADOS DE BANDA ANCHA

Los modelos parametrizados de banda ancha permiten estimar irradiancias solares directas normales integradas en todo el espectro en superficie bajo condiciones de cielo claro I_{bnc} (W m^{-2}). Las distintas transmitancias o espesores ópticos para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación se definen como funciones de la masa de aire relativa para una trayectoria atmosférica dada y parámetros físicos y radiativos asociados. Al igual que los modelos parametrizados espetrales proponen estimar a partir de las transmitancias definidas para la componente directa normal la irradiancia difusa hemisférica en superficie I_{dc} (W m^{-2}) también con un nivel menor de precisión.

Los modelos de banda ancha de cielo claro se emplean a su vez en la formulación de modelos híbridos para, mediante transmitancias de nubes definidas respecto de la heliofanía relativa o imágenes satelitales de los canales visible y/o infrarrojo, estimar en superficie, local o regionalmente, la radiación solar incidente total para todo tipo de cielo.

A continuación se presentan dos modelos parametrizados de banda ancha en condiciones de cielo claro: el modelo de Bird y Hulstrom y el modelo ESRA (European Solar Radiation Atlas).

12.1. Modelo de Bird y Hulstrom

El modelo de Bird y Hulstrom (1980, 1981) [212, 213], que en Iqbal (1983) [146] figura como modelo parametrizado C, es un modelo parametrizado de banda ancha de cielo claro que ha recibido mucha atención en la literatura en las últimas tres décadas y que fue tomado como base para formulaciones de nuevos modelos como el meteorológico/estadístico METSTAT, Maxwell (1998) [214].

Bird y Hulstrom definieron las distintas transmitancias parametrizadas para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación ajustando por cuadrados mínimos, respecto de la masa de aire relativa y parámetros físicos y radiativos asocia-

dos, salidas integradas en todo el espectro solar obtenidas de distintos códigos espe-ctrales rigurosos para diferentes ángulos de incidencia y estados de composición atmosférica en condición de cielo claro. Los códigos espe-ctrales utilizados para el cálculo de las energías transmitidas fueron los modelos LOWTRAN 3/4 [215, 216] para la componente directa normal y el BRITE/Monte Carlo [217] y el de Armónicos Esféricos de Dave y Braslav [218] para la difusa.

Una vez definidas las distintas transmitancias parametrizadas para cada constituyente atmosférico y proceso de atenuación, en base a modelos previamente formulados por otros autores, Bird y Hulstrom evaluaron 4 expresiones posibles para la irradiancia directa normal de banda ancha de cielo claro I_{bnc} :

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} 0,9662 T_R T_o T_g T_w T_a \quad (12.1a)$$

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} 0,9662 (T_R T_o T_g - a_w) T_a \quad (12.1b)$$

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} 0,9662 (T_R T_o - a_w - a_g) T_a \quad (12.1c)$$

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} 0,9662 (T_M - a_w) T_a \quad (12.1d)$$

donde I_{cs} es la constante solar, 1.367 W m^{-2} (originalmente se tomó la constante de Thekaekara [165] igual a 1.353 W m^{-2}); ε la corrección a la distancia media Tierra-Sol; T_R la transmitancia de banda ancha debida a la dispersión molecular de Rayleigh; T_o , T_g y T_w las transmitancias de banda ancha debidas a la absorción de ozono, gases uniformemente mezclados y vapor de agua respectivamente; T_a la transmitancia de banda ancha debida a la atenuación de aerosoles; T_M la transmitancia de banda ancha debida a la absorción molecular de todos los constituyentes atmosféricos menos el vapor de agua y a_w y a_g los coeficientes medios de absorción lineal de vapor de agua y gases uniformemente mezclados respectivamente. El coeficiente 0,9662 se debe a que la fracción del espectro que se considera en los códigos LOWTRAN, $0,25 - 3,125 \mu\text{m}$, representa el 96,62 % de la energía solar extraterrestre incidente; en el modelo parametrizado C de Iqbal se utilizó un coeficiente igual a 0,9751.

Los autores reportaron que la expresión (12.1a) era la que mejor ajustaba los valores de salida de los códigos rigurosos empleados, indicando que en una buena aproximación los distintos constituyentes atmosféricos atenúan la radiación solar directa normal incidente de manera independiente; por lo que la transmitancia total puede ser considerada como el producto de las transmitancias de los distintos constituyentes y procesos de atenuación considerados.

La irradiancia difusa de cielo claro I_{dc} con un comportamiento isotrópico se definió en superficie como la suma de tres contribuciones diferentes:

$$I_{dc} = I_{dRc} + I_{dac} + I_{dmc} \quad (12.2)$$

siendo I_{dRc} (W m^{-2}) la irradiancia difusa debida a la dispersión molecular de Rayleigh luego de un primer paso a través de la atmósfera que se expresó como:

$$I_{dRc} = \varepsilon I_{cs} 0,79 \cos \theta_z T_o T_g T_w T_{aa} 0,5 (I - T_R) / (I - m + m^{1,02}) \quad (12.3)$$

donde T_{aa} es la transmitancia de banda ancha debida a la absorción de aerosoles, θ_z ($^{\circ}$) el ángulo cenital y m la masa de aire relativa; I_{dac} (W m^{-2}) la irradiancia difusa debida a la dispersión en aerosoles luego de un primer paso por la atmósfera:

$$I_{dac} = \varepsilon I_{cs} 0,79 \cos \theta_z T_o T_g T_w T_{aa} F_s (I - T_{as}) / (I - m + m^{1,02}) \quad (12.4)$$

donde T_{as} es la transmitancia de banda ancha debida a la dispersión de aerosoles y F_s la razón de dispersión hacia delante, los autores recomendaron un valor de $F_s = 0,84$ si no hay información disponible del tipo de aerosoles presentes en la atmósfera. En el modelo parametrizado C de Iqbal en las expresiones (12.3) y (12.4) m se reemplazó por m' , la masa de aire relativa corregida por presión.

Finalmente en (12.2) I_{dmc} (W m^{-2}) es la irradiancia difusa debida a la reflexión múltiple entre la superficie terrestre y la atmósfera:

$$I_{dmc} = (I_{bnc} \cos \theta_z + I_{dRc} + I_{dac}) \rho_{sup} \rho_c / (I - \rho_{sup} \rho_c) \quad (12.5)$$

donde ρ_{sup} es el albedo terrestre y ρ_c el albedo atmosférico:

$$\rho_c = 0,0685 + (I - F_s) (I - T_{as}) \quad (12.6)$$

La irradiancia global de cielo claro sobre superficie horizontal I_c (W m^{-2}) se expresa entonces como la suma de sus componentes directa y difusa definidas por (12.1a) y (12.2) respectivamente:

$$I_c = I_{bnc} \cos \theta_z + I_{dc} \quad (12.7)$$

12.1.1 Expresiones para las transmitancias parametrizadas

Se consignan las expresiones para las transmitancias parametrizadas del modelo de Bird y Hulstrom presentes en la ecuación (12.1a) para la irradiancia directa normal I_{bnc} y en la ecuación (12.2) para la irradiancia difusa I_{dc} .

Transmitancia debida a la dispersión molecular de Rayleigh T_R :

$$T_R = \exp \{-0,0903 m^{0,84} (I + m' - m'^{1,01})\} \quad (12.8)$$

donde $m' = m p/p_o$ es la masa de aire relativa corregida por presión, siendo p (mb) la presión en superficie y p_o la presión normal a nivel del mar (1.013 mb). Si no se conoce la presión en superficie el cociente p/p_o puede definirse en función de la altura del lugar z (m) mediante la expresión $p/p_o = \exp (-z / 8435,2)$ [219]. Para la masa de aire relativa a nivel del mar m se consideró la expresión corregida de Kasten (11.4) [197].

Transmitancia debida a la absorción de ozono T_o :

$$T_o = I - 0,1611 X_o (I + 139,48 X_o)^{-0,3035} - 0,002715 X_o (I + 0,044 X_o + 0,0003 X_o^2)^{-1} \quad (12.9)$$

donde $X_o = U_o m$, siendo U_o (cm) la columna total de ozono.

Transmitancia debida a la absorción de gases uniformemente mezclados T_g :

$$T_g = \exp \{-0,0127 m^{0,26}\} \quad (12.10)$$

Transmitancia debida a la absorción de vapor de agua T_w :

$$T_w = I - 2,4959 X_w [(I + 79,034 X_w)^{0,6828} + 6,385 X_w]^{-1} \quad (12.11)$$

donde $X_w = U_w m$, siendo U_w (cm) la columna total de agua precipitable. Iqbal en el modelo parametrizado C sugirió estimar U_w a partir de datos de temperatura y humedad relativa empleando, por ejemplo, correlaciones empíricas como la propuesta por Leckner ecuación (11.8) [193].

Transmitancia debida a la atenuación de aerosoles T_a :

$$T_a = \exp \{-\tau_a^{0,873} (I + \tau_a - \tau_a^{0,7088}) m^{0,9108}\} \quad (12.12)$$

donde el espesor óptico de aerosoles τ_a se definió de la siguiente manera:

$$\tau_a = 0,2758 \tau_{a; 0,38} + 0,35 \tau_{a; 0,5} \quad (12.13)$$

siendo $\tau_{a; 0,38}$ y $\tau_{a; 0,5}$ los espesores ópticos de aerosoles para las longitudes de onda 0,38 y 0,5 μm respectivamente. En la ecuación (12.12) m se reemplazó por m' en el modelo parametrizado C.

Transmitancia debida a la absorción de aerosoles T_{aa} :

$$T_{aa} = I - K_l (I - m + m^{1,06}) (I - T_a) \quad (12.14)$$

donde K_a es un coeficiente relacionado con la absorbancia de los aerosoles que puede ser considerado igual a $I - \omega_{aa}$, siendo ω_{aa} el albedo de dispersión simple de aerosoles. Los autores recomendaron para K_a un valor de 0,1 si no hay información más precisa disponible. Iqbal propuso también utilizar la masa de aire relativa corregida por presión m' en la ecuación (12.14). Transmitancia debida a la dispersión de aerosoles T_{as} :

$$T_{as} = \frac{T_a}{T_{aa}} \quad (12.15)$$

Louche et al. (1987) [220] propusieron un método para estimar el coeficiente de turbidez de Ångström β_A a partir de mediciones en tierra de irradiancia directa normal de cielo claro I_{bnc} . Para ello consideraron la expresión para la transmitancia de banda ancha de aerosoles T_a sugerida por Mächler e Iqbal (1985) [221] y que fuera utilizada en el modelo parametrizado A de Iqbal [146]:

$$T_a = 0,12445 \alpha_A - 0,0162 + (1,003 - 0,125 \alpha_A) \exp \{-\beta_A m' (1,089 \alpha_A + 0,5123)\} \quad (12.16)$$

De las ecuaciones (12.1a) y (12.16) se obtuvo la siguiente expresión para β_A :

$$\beta_A = \frac{1}{m' D} \ln \left(\frac{C}{A - B} \right) \quad (12.17a)$$

donde

$$A = I_{bnc} / (0,975 \varepsilon I_{cs} T_R T_o T_g T_w) \quad (12.17b)$$

$$B = 0,12445 \alpha_A - 0,0162 \quad (12.17c)$$

$$C = 1,003 - 0,125 \alpha_A \quad (12.17d)$$

y

$$D = 1,089 \alpha_A + 0,5123 \quad (12.17e)$$

Se utilizaron las ecuaciones (12.8), (12.9), (12.10) y (12.11) para T_R , T_o , T_g y T_w respectivamente, la correlación de Leckner (11.8) para determinar U_w y un valor medio de $\alpha_A = 1,3$.

12.1.2. Sensibilidad respecto de los datos de entrada

Se muestran distintas gráficas donde se consignan valores diarios de irradiaciones directa sobre plano horizontal H_{bc} (MJ m^{-2}), difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) y global H_c (MJ m^{-2}) de cielo claro estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom a lo largo del año para una localidad ubicada a 30° de latitud S y a nivel del mar en función de β_A , α_A y U_w . En todos los casos se fijaron valores para los demás datos de entrada que se muestran en las respectivas tablas.

- respecto de β_A :

Tabla 12.1. Datos de entrada utilizados para un estudio de sensibilidad respecto de β_A .

latitud (°)	altura (m)	U_o (cm)	U_w (cm)	α_A	ρ_{sup}
30 S	0	0,3	2	1,3	0,2

Se puede ver en las Figuras 12.1. y 12.2. la fuerte dependencia de los valores diarios modelados de irradiaciones directa sobre plano horizontal y difusa de cielo claro respecto de β_A . La directa decrece con el aumento de la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera ya que la atenuación es mayor.

Para la difusa si aumenta β_A crece τ_a , ley de Ångström (11.10), y para una masa de aire relativa m dada disminuyen T_a , T_{aa} y T_{as} , ecuaciones (12.12), (12.14) y (12.15) respectivamente, pero aumentan el producto $T_{aa}(1 - T_{as})$ en la (12.4) y ρ_c en la (12.6) por lo tanto aumentan las contribuciones de I_{dac} y I_{dmc} por sobre la disminución de I_{drC} en la suma de la ecuación (12.2) para I_{dc} .

En cambio para la global la dependencia es menos pronunciada, Figura 12.3.

- respecto de α_A :

Tabla 12.2. Datos de entrada utilizados para un estudio de sensibilidad respecto de α_A .

latitud (°)	altura (m)	U_o (cm)	U_w (cm)	β_A	ρ_{sup}
30 S	0	0,3	2	0,08	0,2

La dependencia de los valores diarios estimados de irradiaciones directa sobre plano horizontal y difusa de cielo claro respecto de α_A es menos pronunciada, como se

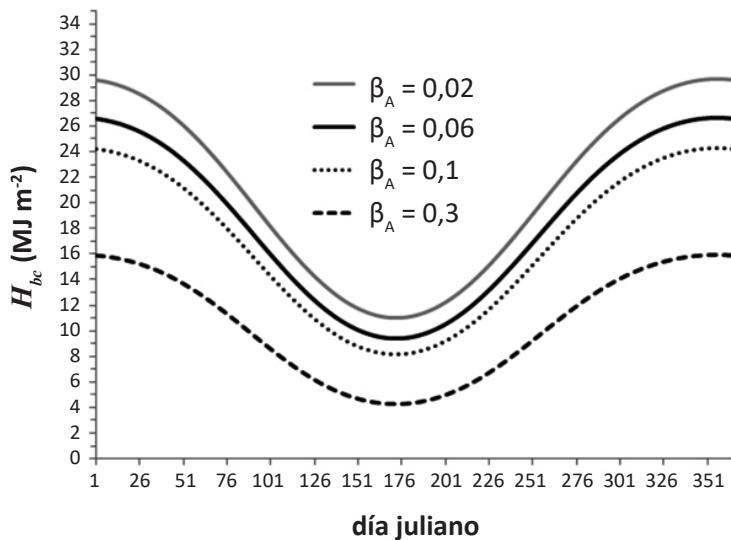


Fig. 12.1. Valores diarios de radiación directa sobre plano horizontal H_{bc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de β_A .

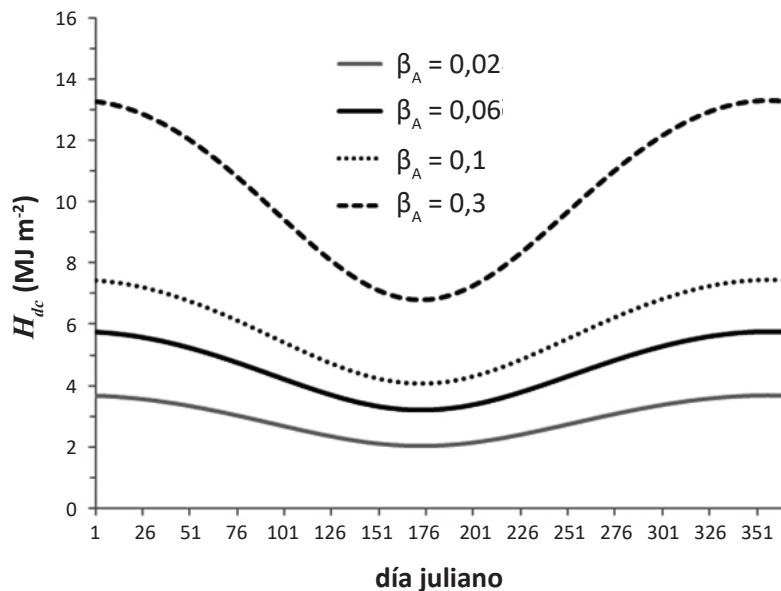


Fig. 12.2. Valores diarios de radiación difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de β_A .

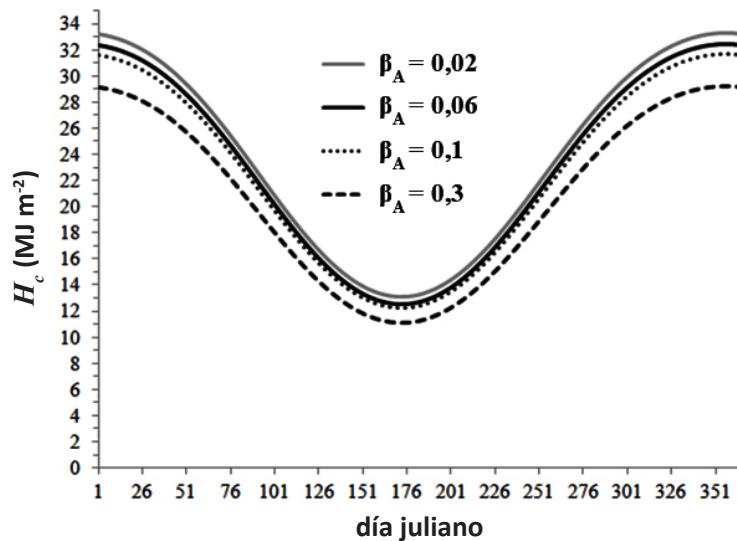


Fig. 12.3. Valores diarios de radiación global H_c ($MJ\ m^{-2}$) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de β_A .

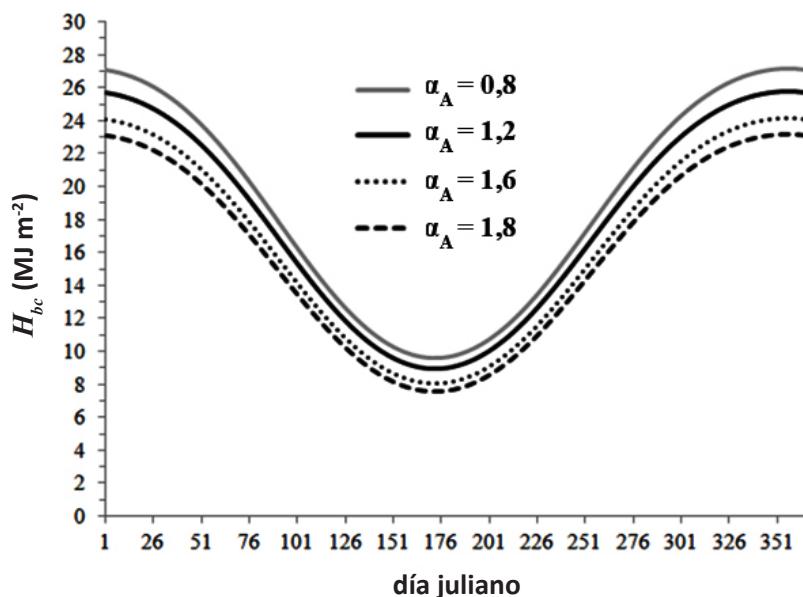


Fig. 12.4. Valores diarios de radiación directa sobre plano horizontal H_{bc} ($MJ\ m^{-2}$) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de α_A .

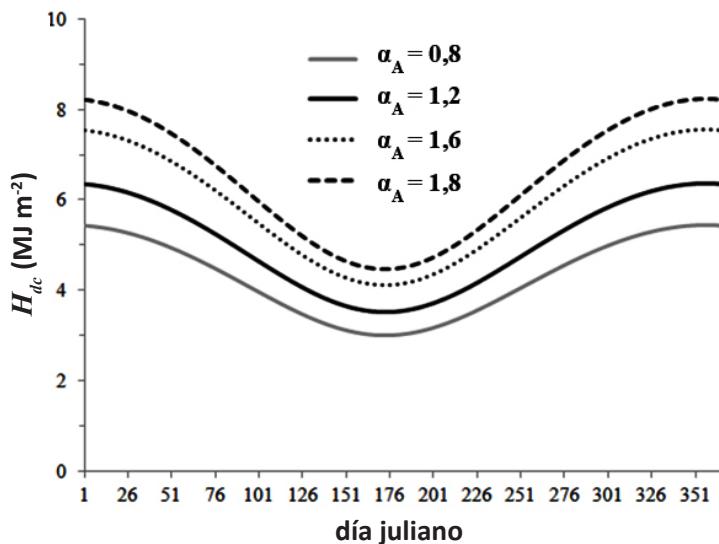


Fig. 12.5. Valores diarios de radiación difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de α_A .

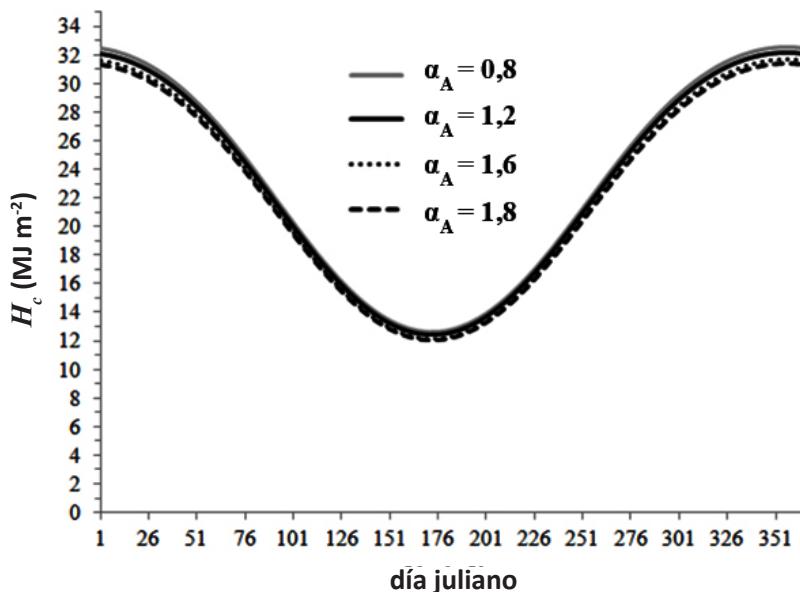


Fig. 12.6. Valores diarios de radiación global H_c (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de α_A .

muestran en las Figuras 12.4. y 12.5. La directa decrece para valores más altos de α_A , es decir para una distribución de partículas más pequeñas, y la difusa crece ya que a partículas más pequeñas aumenta la energía dispersada.

La global no muestra una dependencia significativa respecto de α_A , Figura 12.6.

- respecto de U_w :

Tabla 12.3. Datos de entrada utilizados para un estudio de sensibilidad respecto de U_w .

latitud (°)	altura (m)	U_o (cm)	α_A	β_A	ρ_{sup}
30 S	0	0,3	1,3	0,08	0,2

En las Figuras 12.7., 12.8. y 12.9 se evidencian una dependencia poco significativa de valores diarios modelados de irradiaciones directa sobre plano horizontal, difusa y por lo tanto global de cielo claro respecto de la columna total de agua precipitable. A valores mayores de U_w en todos los casos menor radiación incidente en superficie. El caso con $U_w = 0$, una atmósfera completamente seca, se diferencia claramente del resto mostrando valores siempre más altos de radiación.

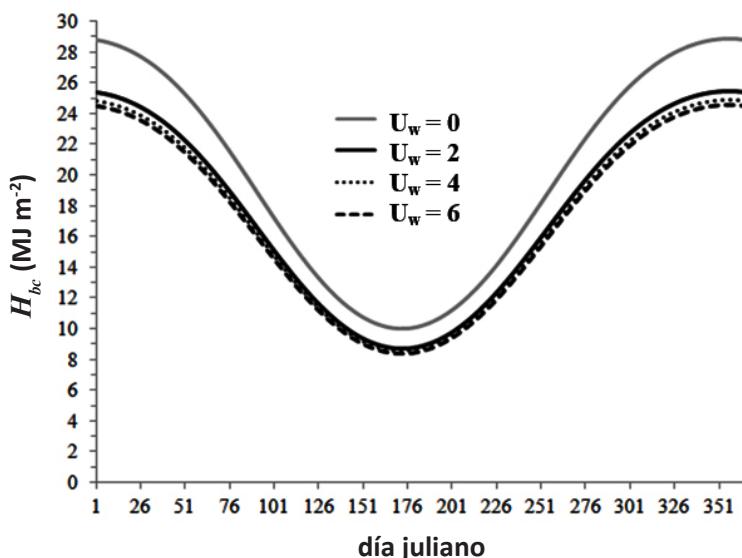


Fig. 12.7. Valores diarios de radiación directa sobre terreno horizontal H_{bc} ($MJ\ m^{-2}$) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de U_w .

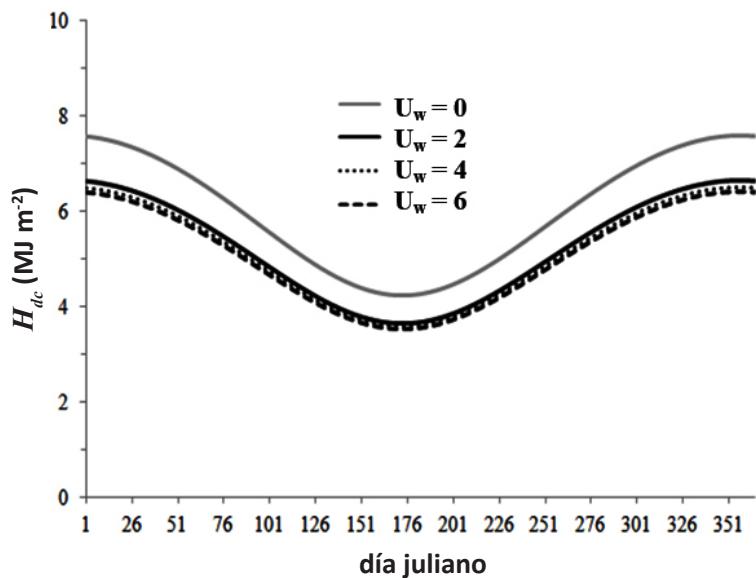


Fig. 12.8. Valores diarios de radiación difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de U_w .

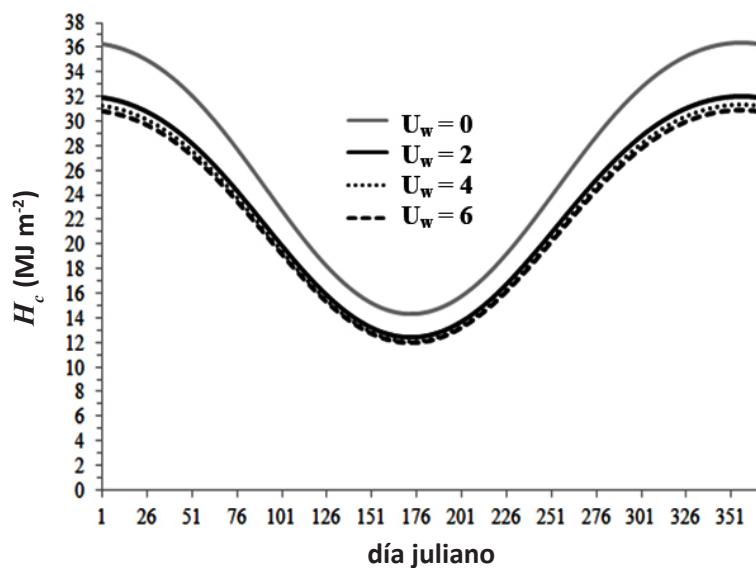


Fig. 12.9. Valores diarios de radiación global H_c (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo de Bird y Hulstrom en función de U_w .

12.2. Modelo ESRA

El modelo ESRA (European Solar Radiation Atlas), Rigollier et al. (2000) [219], Remund et al. (2003) [222], es un modelo parametrizado de banda ancha de cielo claro simple, ya que se define respecto de un único parámetro que es el llamado índice de turbidez de Linke T_L para una masa de aire relativa igual a 2.

Este modelo ha sido utilizado para la confección de las últimas versiones del Atlas de Radiación Solar Europeo y sirve de base para la serie de modelos físico/estadísticos satelitales Heliosat, como por ejemplo su versión II, Rigollier et al. (2004) [223], donde la atenuación debida a la presencia de nubes se caracteriza mediante un índice normalizado de nubes estimado a partir de imágenes de alta resolución espacial del canal visible proporcionadas por el satélite geoestacionario METEOSAT.

El modelo ESRA continua la propuesta original de Linke (1922) [224] donde para I_{bnc} se utilizó la siguiente expresión:

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} \exp \{-m T_L \tau_R\} \quad (12.18)$$

τ_R se denomina espesor óptico de Rayleigh y T_L índice de turbidez de Linke.

Linke definió a τ_R como el espesor óptico integrado para una atmósfera libre de nubes, vapor de agua y aerosoles, y lo expresó como τ_{RL} :

$$\tau_{RL} = 0,128 - 0,054 \log(m) \quad (12.19)$$

Por lo tanto el índice de turbidez T_L representa el número de atmósferas ideales de Rayleigh, limpias y secas, requeridas para producir la misma atenuación observada en un determinado momento y lugar. Obviamente el valor mínimo de T_L es igual a 1.

Kasten (1980) [225] en un desarrollo posterior propuso para τ_R lo que pasó a denominarse fórmula pirheliométrica de Kasten τ_{RK} :

$$\tau_{RK} = (9,4 + 0,9 m)^{-1} \quad (12.20)$$

Pero luego distintos autores, Louche et al. (1986) [226], Grenier et al. (1995) [227] y el propio Kasten (1996) [228] advirtieron que en la ecuación (12.20) no se incluía la absorción por parte de gases atmosféricos permanentes como CO_2 , O_2 , N_2O , CO y en base a nuevos datos espectrales sugirieron ajustes de cuarto orden respecto de la masa de aire relativa para τ_R como por ejemplo la propuesta en [227] τ_{RG} :

$$\tau_{RG} = (5,4729 + 3,0312 m - 0,6329 m^2 + 0,091 m^3 - 0,00512 m^4)^{-1} \quad (12.21)$$

En el modelo ESRA la irradiancia directa normal de banda ancha de cielo claro I_{bnc} se definió como [219]:

$$I_{bnc} = \varepsilon I_{cs} \exp \{-0,8662 T_{L2} m' \tau_{RESRA}\} \quad (12.22)$$

donde $m' = mp/p_o$ es la masa de aire relativa corregida por presión con el cociente p/p_o definido respecto a la altura del lugar $z(m)$ mediante la expresión $p/p_o = \exp(-z/8435,2)$ y el factor corrector 0,8662 permite introducir el índice de turbidez de Linke normalizado T_{L2} para una masa de aire relativa igual a 2.

El espesor óptico de Rayleigh τ_{RESRA} en la ecuación (12.22) a su vez también se corrigió por presión [222]:

$$\tau_{RESRA} = [p_c (6,625928 + 1,92969 m - 0,170073 m^2 + 0,011517 m^3 - 0,000285 m^4)]^{-1} \quad (12.23)$$

donde el factor p_c se definió como función de p/p_o y m y se parametrizó para $p/p_o = 0,5$ y $p/p_o = 0,75$:

$$p_c(p/p_o, m) = a_o(p/p_o) + a_1(p/p_o)m + a_2(p/p_o)m^2 \quad (12.24)$$

siendo $a_o(1) = 1$, $a_1(1) = a_2(1) = 0$; $a_o(0,75) = 1,248274$, $a_1(0,75) = -0,011997$, $a_2(0,75) = 0,00037$ y $a_o(0,5) = 1,68219$, $a_1(0,5) = -0,03059$ y $a_2(0,5) = 0,00089$. Para valores intermedios de p/p_o el factor p_c se interpola linealmente.

Para la masa de aire relativa a nivel del mar m aquí se consideró la expresión corregida de Kasten y Young (1989) [229] con la altura solar α en grados:

$$m = \frac{1}{\left[\operatorname{seno} \alpha + 0,50572 (\alpha + 6,07995)^{-1,6364} \right]} \quad (12.25)$$

La irradiancia difusa de cielo claro I_{dc} se definió mediante la expresión:

$$I_{dc} = \varepsilon I_{cs} T_{rd}(T_{L2}) F_d(\theta_Z, T_{L2}) \quad (12.26)$$

donde T_{rd} representa la transmitancia de la irradiancia difusa para una incidencia cenital y depende sólo de T_{L2} :

$$T_{rd}(T_{L2}) = -0,015843 + 0,030543 T_{L2} + 0,0003797 T_{L2}^2 \quad (12.27)$$

y F_d es una función de corrección angular para la cual se utilizó la siguiente parametrización:

$$F_d(\theta_z, T_{L2}) = A_0 + A_1 \cos\theta_z + A_2 \cos^2\theta_z \quad (12.28)$$

Los coeficientes A_0 , A_1 y A_2 son adimensionales y se definieron en función de T_{L2} :

$$A_0 = 2,6463 \cdot 10^{-1} - 6,1581 \cdot 10^{-2} T_{L2} + 3,1408 \cdot 10^{-3} T_{L2}^2 \quad (12.29)$$

$$\text{si } A_o T_{rd} < 2 \cdot 10^{-3} \text{ entonces } A_o = 2 \cdot 10^{-3} / T_{rd}$$

$$A_1 = 2,0402 + 1,8945 \cdot 10^{-2} T_{L2} - 1,1161 \cdot 10^{-2} T_{L2}^2 \quad (12.30)$$

$$A_2 = -1,3025 + 3,9231 \cdot 10^{-2} T_{L2} + 8,5079 \cdot 10^{-3} T_{L2}^2 \quad (12.31)$$

A partir de las expresiones (12.22) y (12.26) se podrá estimar la irradiancia global de cielo claro sobre superficie I_c al igual que en la ecuación (12.7):

$$I_c = I_{bnc} \cos\theta_z + I_{dc} \quad (12.32)$$

En el trabajo de Rigollier et al. (2000) [219] a su vez se introdujeron algoritmos para estimar valores integrados temporalmente tanto para la componente directa sobre plano horizontal como para la difusa. Para la directa se definieron, análogamente a las ecuaciones (12.27) y (12.28), $T_{rb}(T_{L2})$ una transmitancia de la irradiancia directa para una incidencia cenital y $F_b(\theta_z, T_{L2})$ una función de corrección angular.

Entonces los valores diarios de radiaciones directa sobre superficie horizontal H_{bc} (MJ m^{-2}) y difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) de cielo claro estimados por el modelo ESRA se obtienen mediante las siguientes expresiones:

$$H_{bc}(\omega_{salida}, \omega_{puesta}) = \varepsilon I_{cs} \left(\frac{Dl}{2\pi} \right) T_{rb}(T_{L2}) [B_0 \omega + B_1 \operatorname{seno}\omega + B_2 \operatorname{seno}2\omega] \Bigg|_{\begin{array}{l} \omega_{puesta} \\ \omega_{salida} \end{array}} \quad (12.33)$$

donde Dl es la duración del día, 24 hs o 86.400 s; ω_{salida} y ω_{puesta} los ángulos horarios de salida y puesta del sol y B_0 , B_1 y B_2 son coeficientes parametrizados respecto de

T_{L2} , la latitud del lugar y la declinación y se definieron mediante las expresiones (24) de [219].

De manera similar:

$$H_{dc}(\omega_{salida}, \omega_{puesta}) = \varepsilon I_{cs} \left(\frac{Dl}{2\pi} \right) T_{rd}(T_{L2}) [D_0 \omega + D_1 \operatorname{seno} \omega + D_2 \operatorname{seno} 2\omega] \Bigg| \begin{matrix} \omega_{puesta} \\ \omega_{salida} \end{matrix} \quad (12.34)$$

donde D_0 , D_1 y D_2 son funciones de A_o , A_1 , A_2 , la latitud y la declinación y fueron determinadas mediante las expresiones (27) de [219].

El valor diario estimado de la irradiación global de cielo claro H_c (MJ m^{-2}) es la suma de las ecuaciones (12.33) y (12.34).

12.2.1. Cartas SoDa del índice de turbidez de Linke T_{L2}

Una de las principales fuentes de información del índice de turbidez de Linke T_{L2} para una masa de aire relativa igual a 2 son las cartas globales del parámetro con una resolución espacial de $5' \times 5'$ de latitud y longitud suministradas a través del portal SoDa (Solar Radiation data), <http://www.soda-is.com/eng/index.html>, donde para acceder a valores locales se debe introducir la latitud, longitud y altura en metros del lugar seleccionado.

Estas cartas corresponden a valores medios mensuales históricos de T_{L2} para el periodo 1983-1999. Los detalles constructivos de dichas cartas se exponen en el trabajo de Remund et al. (2003) [222]. Se fusionó en esa oportunidad, por una técnica de interpolación residual, una grilla base de valores de T_{L2} estimados a partir de datos satelitales de irradiación global de cielo claro H_c de la base de datos GEWEX/SRB (Solar Radiation Budget Project) Release 2.0 de NASA con valores estimados a partir de información específica de distintas localidades. Para ello previamente modificaron la resolución espacial inicial de $160' \times 160'$, definida por los datos de H_c de NASA, a $20' \times 20'$ mediante correlaciones con otros valores satelitales de mayor resolución y relacionados con el índice de turbidez como contenido de vapor de agua de la base de datos NVAP (NASA Water Vapor Project) o alturas topográficas del modelo digital de elevación TerrainBase construido por el NOAA- National Geophysical Data Center.

Para la estimación de los T_{L2} locales se emplearon 3 bases distintas de datos de tierra: mediciones horarias de irradiación directa normal y datos diarios de irradiación

global, seleccionando previamente valores correspondientes a días de cielo claro, y datos de columna total de agua precipitable U_w y coeficiente β_A de Ångström suministrados por estaciones pertenecientes a la red AERONET. Para este último caso se utilizó la siguiente expresión:

$$T_{L2} = (1,8494 + 0,2425U_w - 0,0203U_w^2) + (15,427 + 0,3153U_w - 0,0254U_w^2)\beta_A \quad (12.35)$$

En la referencia [222] se evaluaron los valores medios mensuales finales fusionados de T_{L2} mediante una validación cruzada obteniendo para todo el mundo desvíos cuadráticos medios absolutos para los distintos meses que varían entre 0,63 y 0,89. Hemos determinado, Raichijk (2009) [230], siguiendo el procedimiento recomendado en [222], valores medios mensuales del índice de turbidez T_{L2} en 10 localidades de la República Argentina a partir de bases de datos diarios de radiación solar global correspondientes al período 1978-2003. Al comparar valores de T_{L2} estimados en ese trabajo con valores publicados por el proyecto SoDa se observaron para localidades ubicadas en zonas planas y climáticamente homogéneas desvíos cuadráticos medios anuales absolutos que varían entre 0,36 y 0,82, mientras que en zonas de montaña como Famaillá y Rama Caída los desvíos absolutos fueron de 1,33 y 1,69 respectivamente. Teniendo en cuenta que en las cartas mundiales de T_{L2} confeccionadas por el proyecto SoDA para el territorio nacional sólo se utilizaron datos de tierra de las estaciones AERONET Córdoba-CETT y Buenos Aires-Ceilap los resultados observados por nosotros [230] están indicando que para zonas de montaña y de mayor heterogeneidad climática los valores de T_{L2} estimados a partir de información satelital llevan un grado mucho mayor de imprecisión.

12.2.2. Sensibilidad respecto de T_{L2}

Se analiza aquí la dependencia de valores estimados por el modelo ESRA respecto del único dato de entrada del mismo T_{L2} ; para ello se muestran las Figuras 12.10., 12.11. y 12.12. donde se consignan valores diarios de radiaciones directa sobre plano horizontal H_{bc} (MJ m^{-2}), difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) y global H_c (MJ m^{-2}) de cielo claro estimados a lo largo del año para una localidad ubicada a 30° S de latitud y a nivel del mar en función de T_{L2} .

Se puede ver en las Figuras siguientes la fuerte dependencia de los valores diarios modelados de radiaciones directa sobre plano horizontal y difusa de cielo claro respecto de T_{L2} , la directa decrece con el aumento del índice de turbidez de Linke y la difusa crece ya que un aumento de T_{L2} está asociado a un aumento de la cantidad de aerosoles y vapor de agua presentes en la atmósfera. En cambio para la global la dependencia es menos pronunciada.

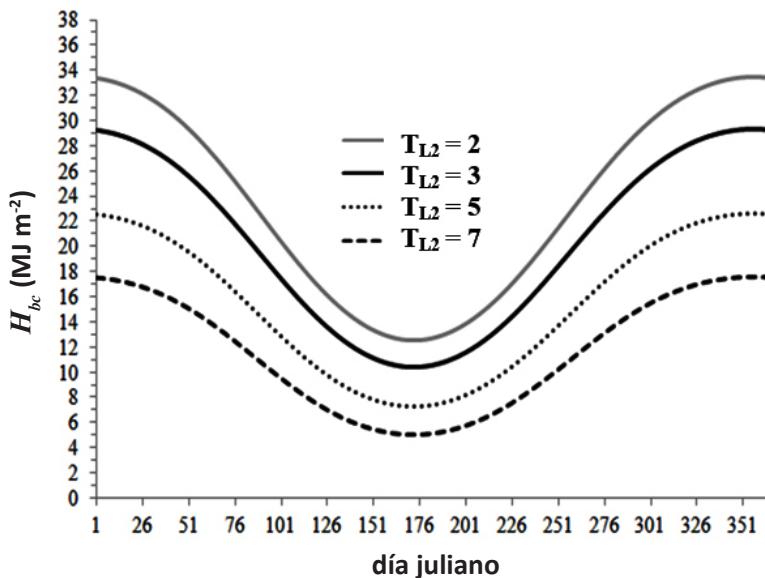


Fig. 12.10. Valores diarios de radiación directa sobre plano horizontal H_{bc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo ESRA en función de T_{L2} .

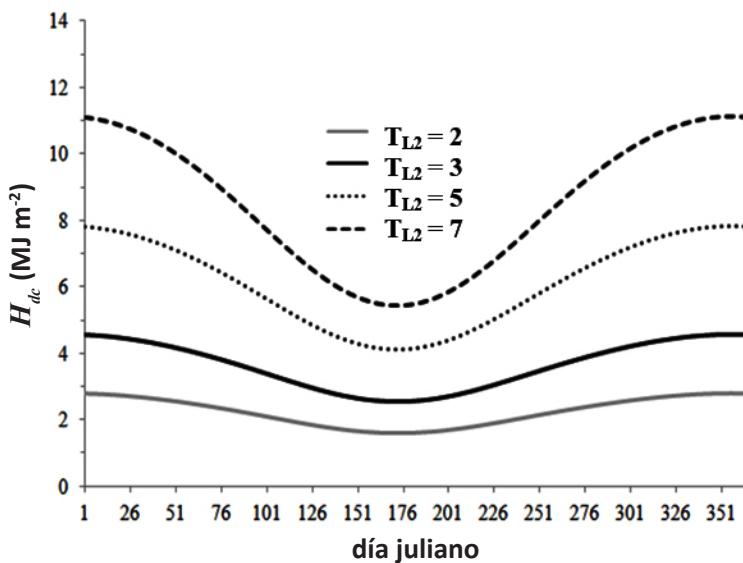


Fig. 12.11. Valores diarios de radiación difusa H_{dc} (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo ESRA en función de T_{L2} .

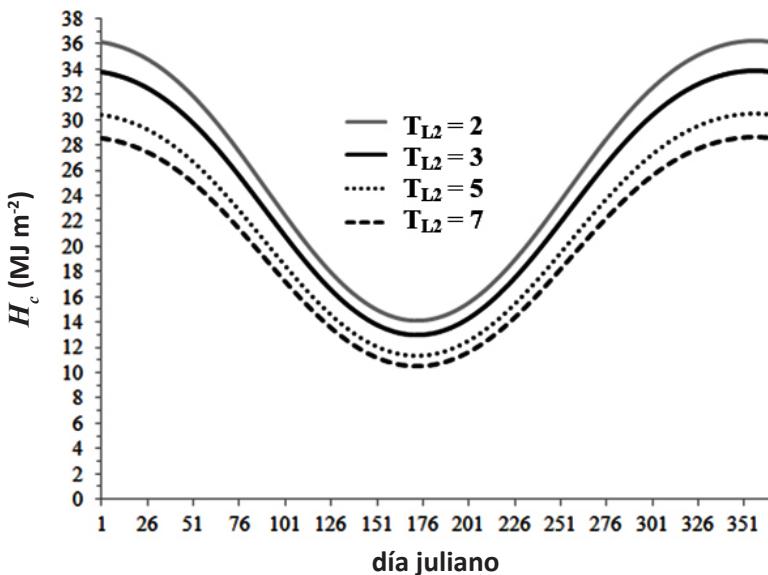


Fig. 12.12. Valores diarios de radiación global H_c (MJ m^{-2}) estimados mediante el modelo ESRA en función de T_{L2} .

12.3. Otros modelos de cielo claro

Se detallan las principales características de otros dos modelos parametrizados de banda ancha de cielo claro que, como se muestra más adelante, evidencian una muy buena correlación con mediciones en tierra de alta calidad.

12.3.1. REST2

El modelo REST2 (Reference Evaluation of Solar Transmittance) desarrollado por Gueymard (2008) [231] es una continuación del modelo de dos bandas propuesto por el mismo autor previamente, CPCR2 (Gueymard, 1989) [232]. Se propuso en ambos modelos estimar las irradiancias directa normal I_{bnc} y difusa I_{dc} de cielo claro en dos bandas espectrales: banda 1 en el UV-visible, $0,29 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0,7 \mu\text{m}$, caracterizada por una fuerte absorción de O_3 en el UV y una fuerte dispersión molecular y de aerosoles en toda la banda y banda 2 en el IR, $0,7 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 4 \mu\text{m}$, con una muy marcada absorción de vapor de agua y CO_2 sumada a una dispersión limitada. A partir del espectro solar de Gueymard (2004) [209] se definieron las respectivas constantes solares: $I_{cs1} = 635,4 \text{ W m}^{-2}$ y $I_{cs2} = 709,7 \text{ W m}^{-2}$.

En la estimación de I_{bnc} se incorporó una transmitancia de banda ancha T_n debida a la absorción de NO₂. Entonces

$$I_{bnci} = \varepsilon I_{csi} T_{Ri} T_{oi} T_{gi} T_{wi} T_{ni} T_{ai} \quad (12.36)$$

donde i denota las dos bandas espectrales consideradas. Para la definición de las expresiones de las distintas transmitancias de banda ancha se emplearon salidas integradas en las dos bandas espectrales del modelo SMARTS 2.9.5. Al igual que en SMARTS 2 se definieron masas de aire relativas para los diferentes constituyentes atmosféricos y procesos de atenuación. El espesor óptico de aerosoles medio para cada banda espectral τ_{ai} responde a la ley espectral de Ångström (11.10) y se determinó para una longitud de onda efectiva parametrizada respecto de α_{Ai} , β_{Ai} y m_a . Las expresiones de las distintas transmitancias se encuentran definidas en el Apéndice 1 de la referencia [231]. La irradiancia directa normal total se tomó como la suma de $I_{bnc1} + I_{bnc2}$.

Para la difusa en superficie se utilizó una expresión similar a la ecuación (12.2) donde para la suma de los dos primeros términos $I_{dRc} + I_{dac}$ se consideró la siguiente expresión:

$$I_{dci} = \varepsilon I_{csi} T_{oi} T_{gi} T_{ni} T_{wi} \left[B_{Ri} (1 - T_{Ri}) T_{ai}^{0.25} + B_a F_i T_{Ri} (1 - T_{asi}^{0.25}) \right] \quad (12.37)$$

las transmitancias con signo prima están definidas para una masa de aire relativa $m = 1,66$; F_i son funciones de corrección por efectos de dispersión múltiple; B_{Ri} las fracciones de dispersión hacia delante para la atenuación de Rayleigh, que en la banda 2 debido a la poca incidencia de procesos de dispersión múltiple B_{R2} se tomó igual a 0,5 mientras que en la banda 1 B_{R1} se parametrizó respecto de m_R y B_a el factor de dispersión hacia delante de aerosoles que se definió en función del ángulo cenital θ_z . Para el término I_{dmc} por reflexión múltiple entre la superficie y la atmósfera se consideró un ρ_{ci} dependiente de α_{Ai} y β_{Ai} . La irradiancia difusa total es la suma $I_{dc1} + I_{dc2}$.

En Gueymard (2011) [233] se analizó como influye la variabilidad temporal del espesor óptico de aerosoles τ_a en la estimación de I_{bnc} empleando el modelo REST2. En primer lugar con datos de τ_a de 80 estaciones de la red global AERONET se definió el llamado índice de variabilidad de aerosoles diario medio anual, AVI_d :

$$AVI_d = \sum_{M=1}^{12} \sum_{i=1}^N \left| \beta_{Ai} - \bar{\beta}_{AM} \right| / N \quad (12.38)$$

donde β_{Ai} es el τ_a para $\lambda = 1 \mu\text{m}$ durante el día i del mes M , $\bar{\beta}_{AM}$ el valor diario medio mensual de β_A y N el número de días en el mes M .

A modo de ejemplo en la Figura 12.13. se muestra la variabilidad observada por el autor en valores diarios de H_{bnc} estimados mediante REST2 con respecto a la variación del coeficiente de turbidez de Ångström β_A en la estación Sede Boker ($30^{\circ}51' \text{N}$, $34^{\circ}45' \text{E}$) de Israel para el periodo 2000-2009, con un AVI_d moderado de 0,065, donde por anomalía diaria de β_A se entendió la diferencia entre el valor diario y el medio mensual $\beta_{Ai} - \bar{\beta}_{AM}$.

Anomalías diarias en β_A muy marcadas, mayores a 1, inducen anomalías opuestas del orden de 80% en la estimación de H_{bnc} .

12.3.2. Modelo de Yang

Yang et al. (2001) [234] al introducir su modelo híbrido propusieron uno parametrizado de cielo claro. Las transmitancias para la componente directa normal fueron obtenidas integrando en todo el espectro las expresiones del modelo espectral de Leckner (1978) [193]. En un trabajo posterior, Yang et al. (2006) [235], corrigieron las expresiones originales donde las transmitancias totales de banda ancha de cielo

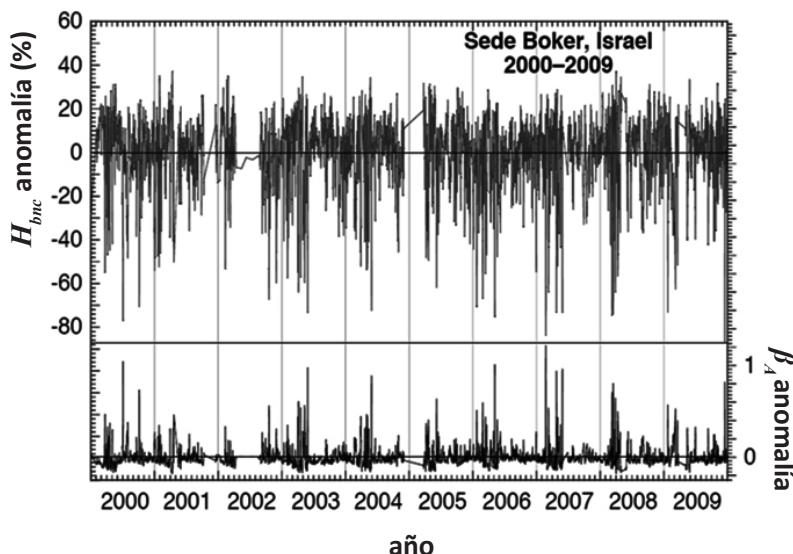


Fig. 12.13. Anomalías diarias de β_A observadas en la estación AERONET Sede Boker de Israel y anomalías diarias porcentuales relacionadas en valores de H_{bnc} estimados mediante REST2. De Gueymard (2011) [233].

claro para la directa normal T_{bc} y para la difusa T_{dc} se definieron como:

$$T_{bc} = \max \{0; T_R T_o T_g T_w T_a - 0,013\} \quad (12.39)$$

$$T_{dc} = \max \{0; 0,5 [T_o T_g T_w (1 - T_a T_R) + 0,013]\} \quad (12.40)$$

con

$$T_R = \exp \{-0,008735 m' (0,547 + 0,014 m' - 0,00038 m'^2 + 4,6 \cdot 10^{-6} m'^3)^{-4,08}\} \quad (12.41a)$$

$$T_g = \exp \{-0,0117 m'^{0,3139}\} \quad (12.41b)$$

$$T_w = \min \{1 ; 0,909 - 0,036 \ln (m U_w)\} \quad (12.41c)$$

$$T_o = \exp \{-0,0365 (m U_o)^{0,7136}\} \quad (12.41d)$$

y

$$T_a = \exp \{-m \beta_A [0,6777 + 0,1464 m \beta_A - 0,00626 (m \beta_A)^2]^{-1,3}\} \quad (12.41e)$$

donde m' es la masa de aire relativa corregida por presión y para m se consideró la expresión corregida de Kasten (1966) [197].

12.4. Modelos híbridos

Los llamados modelos híbridos permiten, introduciendo en los modelos parametrizados de banda ancha de cielo claro transmitancias de nubes o factores relacionados con la cobertura nubosa, estimar en superficie valores de radiación solar incidente para todo tipo de cielo. El modelo meteorológico/estadístico METSTAT fue desarrollado por Maxwell (1998) [214] con el objetivo de completar la base de datos de radiación solar de EE. UU. El modelo se utilizó para estimar valores horarios medios mensuales de irradianciones directa normal, difusa y global en aquellos lugares y momentos en los que no se contaba con datos medidos. Para la estimación de valores de irradiancia directa normal de cielo claro se utilizó las mismas transmitancias del modelo parametrizado C de Iqbal modificando sólo T_w y T_a por:

$$T_w = I - 1,668 U_w [(I + 54,6 U_w)^{0,637} + 4,042 U_w]^{-1} \quad (12.42)$$

$$T_a = \exp \{-\tau_a m\} \quad (12.43)$$

donde en la ecuación (12.43) se consideró la m corregida de Kasten y Young (1989) [229].

Entonces para estimar valores de irradiancia directa normal para todo tipo de cielo I_{bn} (W m^{-2}) se consideró la siguiente expresión:

$$I_{bn} = \varepsilon I_{cs} 0,9751 T_R T_o T_g T_w T_a T_{opq} T_{tn} \quad (12.44)$$

donde T_{opq} y T_{tn} son las transmitancias para nubes opacas y translúcidas respectivamente. Para su definición se utilizaron datos de cobertura nubosa total y opaca.

Estas expresiones se emplearon de modo determinístico para estimar valores horarios medios mensuales de irradianciones directas normales cuando todos los datos de entrada requeridos se encontraban disponibles. En caso contrario utilizando series plurianuales de datos de 29 estaciones de EE.UU. se definieron algoritmos estadísticos que simulaban los efectos sobre la irradiación en superficie de cambios aleatorios hora a hora en la posición de nubes y día a día en valores de τ_a de manera tal que, a partir de datos medios mensuales de cobertura nubosa y espesor óptico de aerosoles, se pudiera estimar con precisión la distribución de valores horarios de irradiación directa normal.

En Yang et al. (2001) [234] y Yang et al. (2006) [235] se propuso un modelo híbrido donde la irradiación global diaria para todo tipo de cielo H (MJ m^{-2}) se definió como:

$$H = T_{nubes} H_c \quad (12.45)$$

siendo T_{nubes} la transmitancia de nubes que se parametrizó en función de la heliofanía relativa. Para determinar los valores diarios de irradiación global de cielo claro H_c se utilizaron las integrales:

$$H_c = \varepsilon I_{cs} \int_{\text{salida del sol}}^{\text{puesta del sol}} \left(\overline{T_{bc}} + \overline{T_{dc}} \right) \cos \theta_z dt \quad (12.46)$$

donde para $\overline{T_{bc}}$ y $\overline{T_{dc}}$ se emplearon las ecuaciones (12.39) y (12.40) respectivamente considerando valores medios diarios de los datos de entrada requeridos por el modelo si se estima valores diarios H_c y diarios medios mensuales si se quiere estimar valores medios mensuales \overline{H}_c , en tal caso la integración se realizó para el día medio de cada mes.

En la referencia [235] para definir T_{nubes} en función de la heliofanía relativa se utilizaron datos simultáneos del año 1995 de temperatura, humedad relativa, heliofanía efectiva e irradiación solar global disponibles en 67 estaciones de Japón además de valores satelitales de columna total de ozono y espesor óptico de aerosoles $\tau_{a;0,5}$.

Se ajustaron funciones polinómicas de segundo grado respecto de la heliofanía relativa para valores diarios y diarios medios mensuales:

$$T_{nubes} = 0,2505 + 1,1468 n/N_c - 0,3974 (n/N_c)^2 \quad (12.47)$$

$$T_{nubes} = 0,2777 + 0,8636 \bar{n}/\bar{N}_c - 0,1413 (\bar{n}/\bar{N}_c)^2 \quad (12.48)$$

donde n es la heliofanía efectiva u horas de sol registradas por un heliógrafo Campbell-Stokes y N_c el número máximo posible de horas de sol registrables estimado para un día de cielo claro. De acuerdo con la definición de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) N_c es el periodo de tiempo en el cual la irradiancia directa normal de cielo claro I_{bnc} supera el umbral de quemado de la faja del heliógrafo que se fija en 120 W m^{-2} .

12.5. Ejemplos de validación

En la bibliografía se pueden encontrar varios trabajos en los que se evalúa la respuesta de diversos modelos parametrizados de banda ancha de cielo claro con datos experimentales de probada calidad: Gueymard (2003a) [236] y (2003b) [237], Ineichen (2006) [238], Madkour et al. (2006) [239].

Aquí tomaremos como referencia un trabajo más reciente de Gueymard (2012) [240] donde se validaron 18 modelos parametrizados de banda ancha de cielo claro, incluidos los modelos de Bird y Hulstrom, ESRA, REST2, METSTAT y Yang, utilizando bases de datos de 5 localidades situadas en diferentes climas. Los valores modelados se compararon con mediciones realizadas en cada estación y que responden, según las palabras del autor, a las más exigentes rutinas de calibración, mantenimiento y control de calidad. Se consideró que las incertezas instrumentales totales asociadas a estas mediciones son de un 3 % para la irradiancia directa normal y 5 % para las irradiancias difusa y global.

Los sitios analizados fueron: ARM-SGP situado cerca de Lamont, Oklahoma (EE. UU.), a una latitud media en una zona rural; Bondville, Illinois (EE. UU.), latitud media, baja altura, clima continental; Golden, Colorado (EE. UU.), latitud media, zona de altura, 1.830 msnm, en las estribaciones de las Montañas Rocallosas; Mauna Loa, Hawaii, situado en el trópico a una altura de 3.400 msnm, con muy buenas condiciones de cielo claro y Solar Village, Arabia Saudita, latitud tropical, localizado en un ámbito desértico.

En las Figuras 12.14. a 12.19. se muestran los resultados obtenidos del estudio de

validación para valores estimados de irradiancias directa normal, difusa y global. En los gráficos con valores de RMSE% se consigna una línea punteada de referencia para valores asociados a la incertezas instrumentales y con valores de MBE% a $\pm 1\%$ en la estimación de I_{bnc} y a $\pm 2\%$ para I_{dc} e I_c .

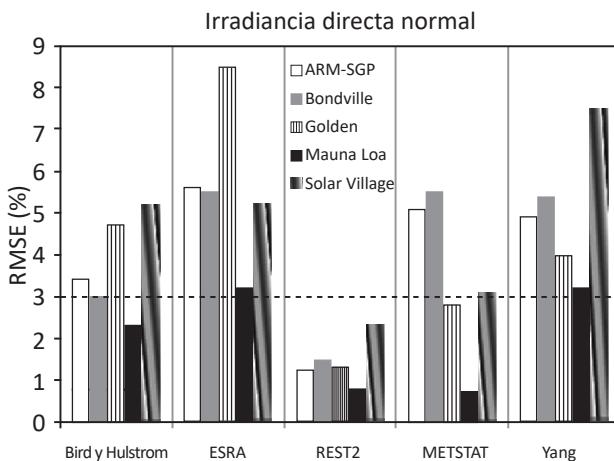


Fig. 12.14. Desvíos cuadráticos medios relativos RMSE% observados para valores modelados de irradiancia directa normal de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

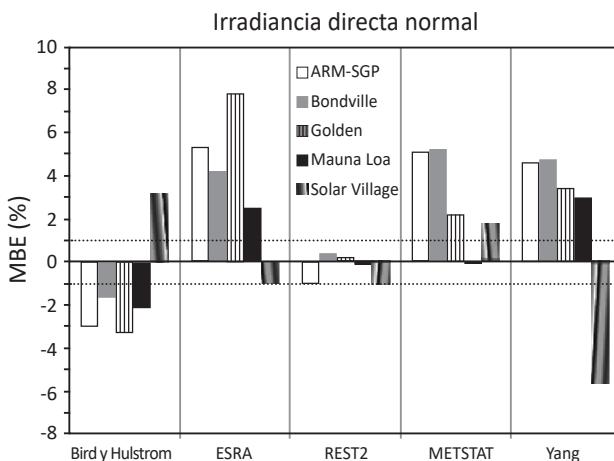


Fig. 12.15. Sesgos medios relativos MBE% observados para valores modelados de irradiancia directa normal de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

Irradiancia difusa

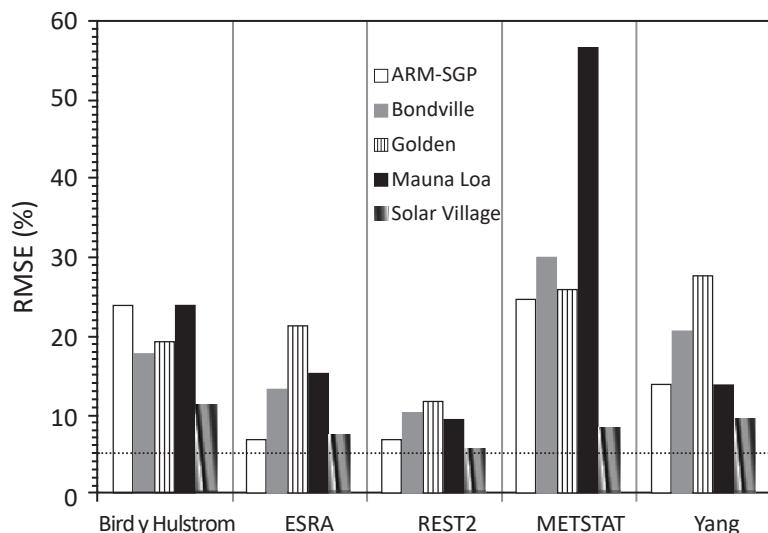


Fig. 12.16. Desvíos cuadráticos medios relativos RMSE% observados para valores modelados de irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

Irradiancia difusa

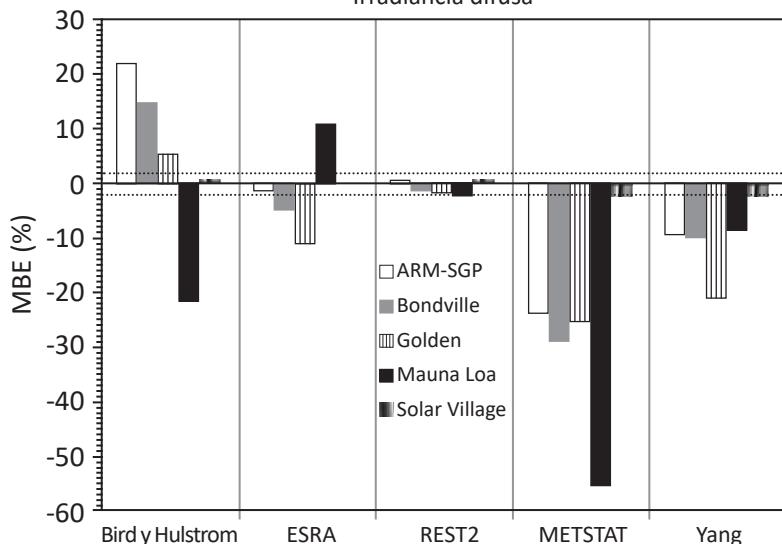


Fig. 12.17. Sesgos medios relativos MBE% observados para valores modelados de irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

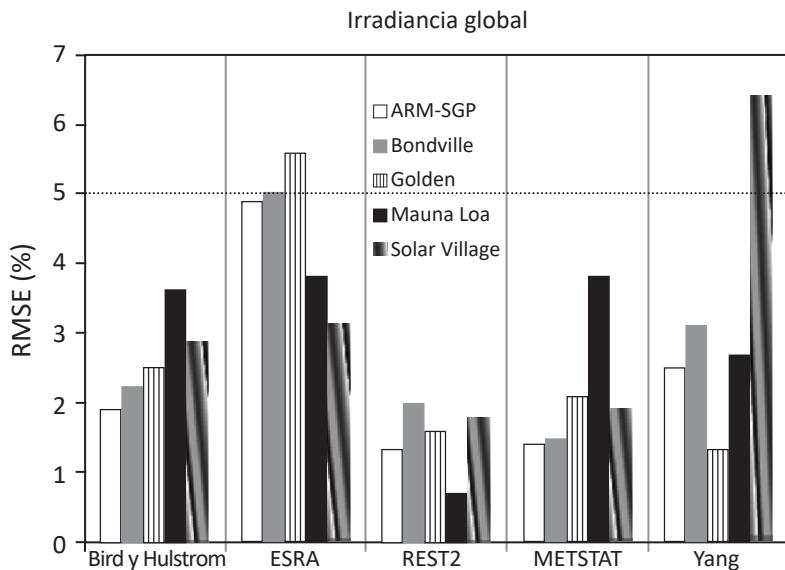


Fig. 12.18. Desvíos cuadráticos medios relativos RMSE% observados para valores modelados de irradiancia global de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

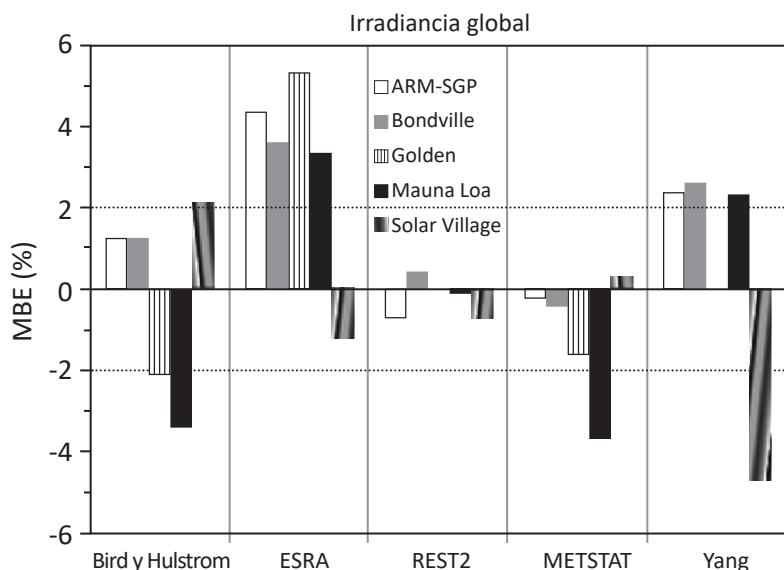


Fig. 12.19. Sesgos medios relativos MBE% observados para valores modelados de irradiancia global de banda ancha de cielo claro. De Gueymard (2012) [240].

De las Figuras anteriores puede observarse que en general los modelos parametrizados de banda ancha de cielo claro estiman con una muy buena precisión, dependiendo de la calidad de los datos de entrada, las irradiancias directa normal y global pero no así la difusa.

En particular se obtuvieron en las 5 estaciones estudiadas RMSE% entre: 11,2 y 24 % al validar valores estimados de irradiancia difusa mediante el modelo de Bird y Hulstrom; 6,8 y 21,3 % mediante ESRA; 5,6 y 11,9 % mediante REST2; 8,3 y 56,6 % mediante METSTAT y entre 9,6 y 27,6 % mediante el modelo de Yang.

Tang et al. (2010) [241] validaron el modelo híbrido de Yang [235] en 97 estaciones de China con datos correspondientes al periodo 1993-2000. Se emplearon valores de irradiación global tomados con piranómetros termoeléctricos DFY-4, temperatura, humedad relativa, heliofanía efectiva, espesor óptico de aerosoles τ_a de la base de datos GADS (Global Aerosol Date Set 2.2a, Koepke et al. (1997) [242]) y columna total de O_3 / TOMS. En la Figura 12.20. se consignan los resultados obtenidos para el conjunto de estaciones tanto para valores diarios de irradiación global H , como diarios medios mensuales \bar{H} .

Por su parte el autor ha validado (Raaijik (2011) [243]) el mismo modelo híbrido empleando datos diarios para el periodo de enero 2007 a julio 2008 de irradiación glo-

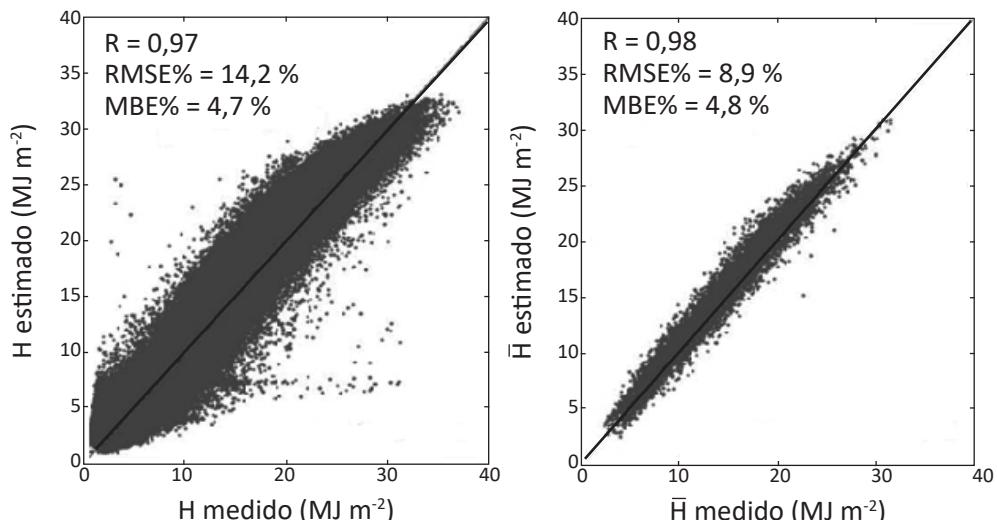


Fig. 12.20. Validación del modelo híbrido de Yang en 97 estaciones de China para valores diarios de irradiación global H (izq.) y diarios medios mensuales \bar{H} (der.). De Tang et al. (2010) [241].

bal y espesor óptico de aerosoles $\tau_{a, 0,5}$ suministrados por la estación Ceilap-Bs.As. ($34,57^{\circ}$ S; $58,30^{\circ}$ W; 10 msnm) de la red AERONET y datos diarios simultáneos de temperatura, humedad relativa y heliofanía efectiva proporcionados por la estación Villa Ortúzar ($34,58^{\circ}$ S; $58,48^{\circ}$ W; 25 msnm) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) ubicada a menos de 2 km de distancia. Para valores diarios medios mensuales de irradiación global \bar{H} se obtuvieron un RMSE% de 6,9 % con un MBE% de 5,9 %. Estos resultados juntos a los obtenidos en la referencia [241] están indicando que el modelo híbrido de Yang, ajustado con datos de 67 estaciones de Japón, se presenta como una alternativa válida de estimación de la irradiación solar global en distintas regiones climáticas.

13

MODELOS EMPÍRICOS

Los modelos de estimación de la radiación solar llamados empíricos o de regresión se basan en correlaciones estadísticas simples o múltiples establecidas entre bases de datos simultáneos de irradiación solar y de distintas variables atmosféricas, meteorológicas o geográficas/astronómicas asociadas. Los coeficientes de regresión obtenidos para cada modelo propuesto tienen validez local y dependen fuertemente de la calidad de los datos considerados.

Por lo tanto los modelos empíricos permiten estimar localmente la irradiación solar incidente en superficie para todo tipo de cielo.

Estos pueden clasificarse en 4 grandes grupos:

- Modelos definidos para la estimación de la irradiación total, integrada a lo largo de todo el espectro solar.
- Modelos definidos para la estimación de la irradiación global integrada en una determinada zona del espectro solar, por ejemplo, en el rango UV, visible/PAR o IR.
- Modelos de descomposición o separación: utilizados para la estimación de las componentes directa o difusa a partir de la irradiación global.
- Modelos de transposición: desarrollados para estimar la radiación incidente en planos inclinados a partir de datos disponibles de ésta sobre superficie horizontal.

A continuación se introducen y analizan diferentes modelos de regresión propuestos para cada uno de los grupos de esta clasificación.

13.1. Irradiación total en función de parámetros meteorológicos y/o geográficos/ astronómicos

A lo largo de las últimas 6 décadas se han propuesto una gran cantidad de modelos de estimación de la irradiación solar total, por lo general global y en algunos casos sus componentes directa o difusa, en base a correlaciones simples o múltiples con las siguientes variables meteorológicas y/o geográficas/astronómicas asociadas:

horas de brillo solar o heliofanía efectiva, temperatura media, temperaturas máxima y mínima, temperatura de suelo, humedad relativa, precipitación, cobertura nubosa, visibilidad, evapotranspiración, presión atmosférica en superficie, altura, latitud, declinación, duración del día y número de día juliano. Como prueba de ello en un trabajo reciente, Sonmete et al. (2011) [244], se evalúan y comparan en Ankara, Turquía, 147 distintos modelos empíricos de estimación de la irradiación global total presentes en la literatura.

Dos de los parámetros meteorológicos más utilizados en modelos de regresión son la heliofanía efectiva y la temperatura ambiente por ser de las variables asociadas a la radiación solar incidente las de mayor disponibilidad.

13.1.1. Modelos basados en la heliofanía efectiva

La heliofanía efectiva u horas de brillo solar o insolación n (h) se define como las horas quemadas por el sol en la faja de papel de los heliógrafos tipo Campbell-Stokes. Es una de las variables meteorológicas directamente relacionadas con la radiación solar incidente de más frecuente y extensa medición en el mundo con registros en algunos casos de más de 100 años de antigüedad.

En 1924 Ångström [245] propuso una relación lineal entre la irradiación global total diaria media mensual \bar{H} (MJ m^{-2}) y la heliofanía efectiva media mensual \bar{n} :

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_c} = [\alpha' + (1 - \alpha') \bar{n}/\bar{N}] \quad (13.1)$$

donde α' es una constante empírica (Ångström obtuvo $\alpha' = 0,25$ para Estocolmo); \bar{H}_c (MJ m^{-2}) la irradiación global total diaria media mensual de cielo claro y \bar{n}/\bar{N} la llamada heliofanía relativa media mensual, es decir las horas de brillo solar normalizadas respecto del número astronómico de horas del día N (h), en este caso del día medio mensual.

Dado que en su momento no había un método confiable de estimación de la irradiación global incidente en condiciones de cielo claro, la correlación (13.1) no podía aplicarse en sitios donde no se contara con datos de irradiación. En 1940 Prescott [246] redefinió la correlación de Ångström de la siguiente manera:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = a + b \bar{n}/\bar{N} \quad (13.2)$$

donde a y b son dos constantes empíricas (Prescott propuso $a = 0,22$ y $b = 0,54$) y \bar{H}_o (MJ m^{-2}) la irradiación global total diaria media mensual a tope de atmósfera.

El cociente $\bar{K}_t = \bar{H} / \bar{H}_o$ a su vez define la transmitancia global atmosférica o el llamado índice de claridad \bar{K}_t , en este caso diario medio mensual.

La ecuación (13.2) pasó a denominarse correlación de Ångström-Prescott y se transformó desde entonces en uno de los modelos más difundidos de estimación de la irradiación solar global. Martinez-Lozano et al. (1984) [247] reportaron más de 100 trabajos donde se ajustaron empíricamente los coeficientes de la correlación (13.2). Estos estudios demuestran que estos coeficientes son muy dependientes de la latitud, elevación y clima local.

En Righini et al. (2004) [248] y (2005) [249] se trazaron cartas mensuales de irradiación solar global para la Argentina mediante el empleo de la correlación de Ångström-Prescott (13.2) utilizando datos de heliofanía efectiva con más de 10 años de extensión de 131 estaciones del país y 46 de países limítrofes. Para ello previamente en 22 estaciones con datos diarios simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva se determinaron para cada mes del año las constantes a y b de la correlación (13.2). En las Tablas 13.1.a y 13.1.b se consignan los valores de a y b con sus respectivos errores obtenidos en cada estación considerada para los meses de enero y julio.

Tabla 13.1.a Valores de las constantes a y b de la correlación de Ångström-Prescott con sus respectivos errores para el mes de enero determinados en 22 estaciones del país a partir de datos diarios simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva [248, 249].

Estaciones	Enero			
	a	b	error a	error b
Rama Caída	0,20	0,58	0,04	0,06
Rafaela	0,20	0,55	0,02	0,03
Río Cuarto	0,13	0,62	0,04	0,07
Marcos Juarez	0,18	0,56	0,03	0,05
Mercedes	0,25	0,52	0,03	0,05
Paraná	0,23	0,49	0,02	0,03
R.Frontera	0,16	0,56	0,04	0,09
R. S. Peña	0,20	0,50	0,04	0,07
Ushuaia	0,25	0,54	0,02	0,06
Trelew	0,33	0,46	0,01	0,02
San Miguel	0,20	0,52	0,01	0,01
San Juan	0,26	0,56	0,01	0,01

Estaciones	Enero			
	a	b	error a	error b
Anguil	0,19	0,60	0,01	0,02
Abra Pampa	0,32	0,45	0,03	0,04
Alto Valle	0,15	0,62	0,03	0,03
Cerro Azul	0,15	0,53	0,01	0,01
Balcarce	0,27	0,51	0,02	0,04
Cerrillos	0,23	0,49	0,01	0,01
Sombrerito	0,19	0,56	0,01	0,01
Famaillá	0,10	0,57	0,01	0,01
La Rioja	0,23	0,44	0,03	0,04
Villa Mercedes	0,19	0,57	0,01	0,02

Tabla 13.1.b Valores de las constantes *a* y *b* de la correlación de Ångström-Prescott con sus respectivos errores para el mes de julio determinados en 22 estaciones del país a partir de datos diarios simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva [248, 249].

Estaciones	Julio			
	a	b	error a	error b
Rama Caída	0,24	0,55	0,03	0,06
Rafaela	0,19	0,59	0,01	0,02
Río Cuarto	0,19	0,54	0,03	0,06
Marcos Juarez	0,28	0,77	0,02	0,03
Mercedes	0,28	0,50	0,04	0,06
Paraná	0,21	0,55	0,01	0,03
R. Frontera	0,15	0,55	0,04	0,07
R. S. Peña	0,17	0,60	0,02	0,04
Ushuaia	0,23	0,55	0,01	0,04
Trelew	0,27	0,54	0,01	0,02
San Miguel	0,18	0,53	0,01	0,01
San Juan	0,25	0,64	0,01	0,02
Anguil	0,17	0,59	0,01	0,02
Abra Pampa	0,15	0,68	0,04	0,05

Estaciones	Julio			
	<i>a</i>	<i>b</i>	error <i>a</i>	error <i>b</i>
Alto Valle	0,20	0,59	0,01	0,01
Cerro Azul	0,16	0,56	0,01	0,01
Balcarce	0,22	0,54	0,01	0,02
Cerrillos	0,19	0,54	0,01	0,01
Sombrerito	0,18	0,64	0,01	0,01
Famaiillá	0,17	0,59	0,01	0,01
La Rioja	0,21	0,56	0,02	0,03
Villa Mercedes	0,20	0,55	0,02	0,03

Se observa la dependencia local de los valores de las constantes en las 22 estaciones analizadas; para *a* se encuentran valores entre 0,13 y 0,33 en enero y entre 0,15 y 0,28 en julio y para *b* entre 0,44 y 0,62 en enero y entre 0,53 y 0,77 en julio.

Distintos autores buscaron definir las constantes de regresión *a* y *b* en la ecuación (13.2) en función de parámetros locales:

- Glover y MacCulloch (1958) [250] incluyeron un factor latitudinal y sugirieron definir la constante *a* como:

$$a = a_1 \cos \phi \quad (13.3)$$

donde ϕ ($^{\circ}$) es la latitud del lugar.

- Rietveld (1978) [251] propuso considerar las constantes *a* y *b* en la ecuación (13.2) como funciones lineales de \bar{n}/\bar{N} :

$$a = a_1 + a_2 \bar{n}/\bar{N} \quad (13.4a)$$

$$b = b_1 + b_2 \bar{n}/\bar{N} \quad (13.4b)$$

- Gopinathan (1988) [252] definió regresiones múltiples para *a* y *b* incluyendo la latitud ϕ y la altura sobre el nivel del mar *z* (m):

$$a = a_1 + a_2 \cos \phi + a_3 z + a_4 \bar{n}/\bar{N} \quad (13.5a)$$

$$b = b_1 + b_2 \cos \phi + b_3 z + b_4 \bar{n}/\bar{N} \quad (13.5b)$$

A su vez han sido evaluadas correlaciones no lineales respecto de la heliofanía relativa de segundo grado, entre otros Ögelman et al. (1984) [253]:

$$\overline{H}/\overline{H}_o = a + b \bar{n}/\bar{N} + c (\bar{n}/\bar{N})^2 \quad (13.6)$$

y de tercer grado, por ejemplo Bahel et al. (1987) [254]:

$$\overline{H}/\overline{H}_o = a + b n/\bar{N} + c (\bar{n}/\bar{N})^2 + d (\bar{n}/\bar{N})^3 \quad (13.7)$$

En Akinoglu (2008) [255] se discute el significado físico de las constantes a y b de la correlación (13.2) considerando dos casos extremos: $n/N = 0$ y $n/N = 1$; para $n/N = 0$ la constante a representaría el índice de claridad para un cielo completamente cubierto y la suma $a + b$, cuando $n/N = 1$, el de un cielo claro ideal.

En este sentido cabe recordar, como se mencionó en el Capítulo 12, que de acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial (OMM) las horas de brillo solar o heliofanía efectiva se definen como la duración de tiempo en que la irradiancia directa normal incidente I_{bn} (W m^{-2}) supera el umbral de quemado de las fajas de papel del heliógrafo fijado en 120 W m^{-2} . Por lo tanto la heliofanía relativa n/N nunca podrá tomar un valor igual a 1 por más que todo el día se presente con cielo completamente despejado y limpio, ya que habrá un lapso de tiempo en el amanecer y atardecer en que la irradiación directa normal no supere el umbral de quemado de las fajas.

En Yang et al. (2006) [235] se propuso volver a la relación original de Ångström entre la irradiación global y la heliofanía relativa medias mensuales planteando:

$$\overline{H}/\overline{H}_c = a + b \bar{n}/\bar{N}_c + c (\bar{n}/\bar{N}_c)^2 \quad (13.8)$$

donde \overline{H}_c se calculó integrando a lo largo del día medio del mes las irradiancias directa sobre plano horizontal y difusa definidas por el modelo parametrizado de cielo claro propuesto en Yang et al. (2001) [234] y \bar{N}_c es el número de horas con una irradiancia directa normal superior a 120 W/m^2 , es decir el número máximo posible de horas de brillo de sol para las condiciones atmosféricas locales, estimado también mediante el modelo de cielo claro propuesto. De esta manera la heliofanía relativa normalizada respecto de N_c sí puede adoptar un valor igual a 1 en condiciones de cielo claro. En dicho trabajo a partir de datos simultáneos del año 1995 de temperatura, humedad relativa, heliofanía efectiva e irradiación solar global disponibles en

67 estaciones de Japón además de valores satelitales de columna total de ozono y espesor óptico de aerosoles para una longitud de onda $\lambda = 0,5 \mu\text{m}$, $\tau_{a, 0,5}$, se ajustaron los coeficientes de regresión a , b y c de la ecuación (13.8) exigiendo que $a + b + c = 1$, es decir que para valores de $\bar{n}/\bar{N}_c = 1$ se cumpla que $\bar{H} = \bar{H}_c$.

Debido al carácter fuertemente local de las constantes de regresión a y b de la correlación de Ångström-Prescott cabría preguntarse hasta qué distancia, dentro de una misma región climática y orográfica, es posible considerar como válidas las constantes estimadas en una determinada estación.

A modo de ejemplo, se presenta un estudio de validación cruzada a partir de información disponible de series de más de 20 años de datos simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva en las estaciones de Paraná ($31^{\circ}50' \text{S}$, $60^{\circ}31' \text{W}$, 110 msnm) y San Miguel ($34^{\circ}33' \text{S}$, $58^{\circ}40' \text{W}$, 26 msnm). Ambas localidades se encuentran dentro de la región climática Templado Húmedo, Cfa según la clasificación de Köppen-Geiger, y orográficamente plana a una distancia de 300 km.

En primer lugar a partir de valores diarios medios mensuales simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva correspondientes al periodo 1979-2000 se determinaron en cada estación las constantes a y b de la ecuación (13.2); sus valores, el número de casos analizados y el coeficiente de determinación R^2 del ajuste lineal se consignan en los gráficos \bar{K}_t en función de \bar{n}/\bar{N} de las Figuras 13.1. y 13.2. para Paraná y San Miguel respectivamente.

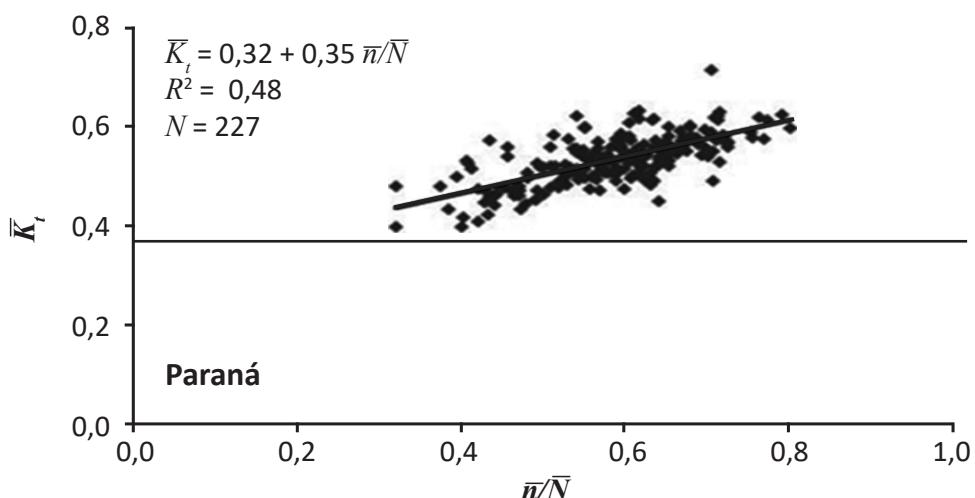


Fig. 13.1. Cálculo por ajuste lineal de las constantes de regresión del modelo de Ångström-Prescott para la estación de Paraná.

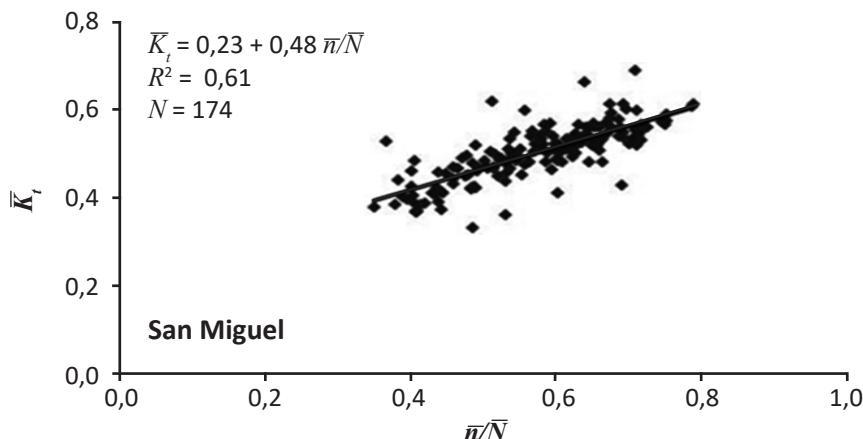


Fig. 13.2. Cálculo por ajuste lineal de las constantes de regresión del modelo de Ångström-Prescott para la estación de San Miguel.

Luego con el modelo ajustado en una estación se procedió a estimar la irradiación global en la otra, para finalmente cotejar los valores estimados con datos observados en el lugar. Los resultados de este estudio de validación cruzada se consignan en los gráficos $\bar{H}_{estimado}$ en función de \bar{H}_{medido} de las Figuras 13.3. y 13.4. donde se muestran valores del desvío cuadrático medio relativo RMSE%, sesgo medio relativo MBE%, coeficiente de determinación R^2 y pendiente para una correlación lineal obtenidos en Paraná y San Miguel respectivamente.

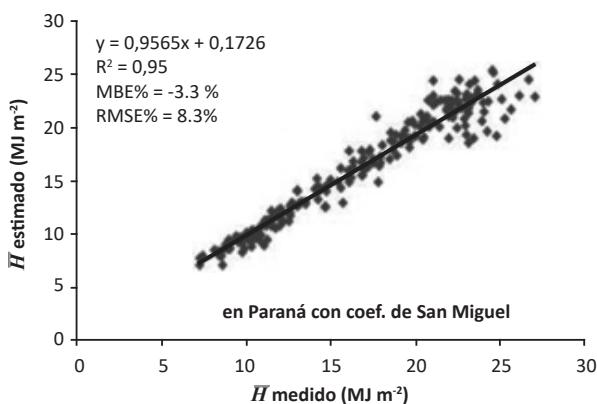


Fig. 13.3. Estudio de validación de valores de irradiación global diaria media mensual estimados en Paraná mediante el modelo de Ångström-Prescott ajustado en San Miguel.

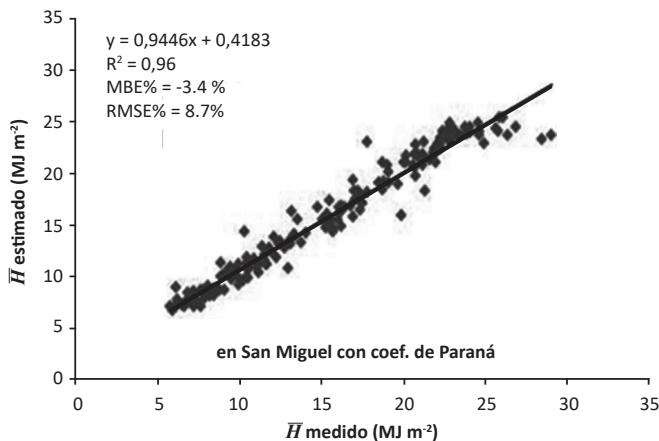


Fig. 13.4. Estudio de validación de valores de irradiación global diaria media mensual estimados en San Miguel mediante el modelo de Ångström-Prescott ajustado en Paraná.

Estos resultados están indicando que, en una misma región climática y orográfica y hasta una distancia de 300 km, es posible mediante el modelo de Ångström-Prescott estimar la irradiación global media mensual con una precisión menor al 9 %.

Suehrcke (2000) [256] propuso una relación no lineal entre la irradiación global y la heliofanía relativa. Su formulación se basó en la siguiente igualdad:

$$\frac{\bar{H}_b}{\bar{H}_{bc}} = \bar{n}/\bar{N} \quad (13.9)$$

donde \bar{H}_b (MJ m^{-2}) es la irradiación directa diaria media mensual sobre superficie horizontal y \bar{H}_{bc} (MJ m^{-2}) la irradiación directa diaria media mensual sobre superficie horizontal de cielo claro. La ecuación (13.9) indica que la heliofanía relativa define lo que el autor denominó fracción de cielo claro f_{clear} , que puede igualarse al cociente entre la irradiación directa sobre plano horizontal y la que se observaría para un día de cielo en esa condición; la misma relación sería válida, como se analiza más adelante, para la irradiación directa normal \bar{H}_{bn} (MJ m^{-2}).

Con el fin de relacionar \bar{H}_b con \bar{H} Suehrcke utilizó la correlación para la fracción difusa diaria media mensual propuesta por Page (1961) [257]:

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1 - const \bar{K}_t \quad (13.10)$$

donde \bar{H}_d (MJ m^{-2}) es la irradiación difusa diaria media mensual. Page obtuvo un valor de 1,13 para la constante en la ecuación (13.10). Teniendo en cuenta que

$$\bar{H} = \bar{H}_b + \bar{H}_d \quad (13.11)$$

de las ecuaciones (13.10) y (13.11) puede expresarse lo siguiente:

$$\bar{H}_b = \text{const } \bar{H}_o \bar{K}_t^2 \quad (13.12)$$

siendo la misma relación válida para \bar{H}_{bc} :

$$\bar{H}_{bc} = \text{const } \bar{H}_o \bar{K}_c^2 \quad (13.13)$$

donde $\bar{K}_c = \bar{H}_c / \bar{H}_o$ es el índice de claridad diario medio mensual de cielo claro. Finalmente de las ecuaciones (13.12) y (13.13) considerando la expresión (13.9) Suehrcke obtuvo:

$$\frac{\bar{K}_t^2}{\bar{K}_c^2} = \bar{n}/\bar{N} \quad (13.14)$$

que puede ser reescrito como:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_c} = (\bar{n}/\bar{N})^{1/2} \quad (13.15)$$

Uno de los principales logros del modelo propuesto mediante las ecuaciones (13.14) o (13.15) es que no depende de constantes de regresión empíricas y de validez local. De acuerdo a Suehrcke [256] \bar{K}_c , que sí es dependiente de las condiciones atmosféricas locales, varía entre 0,65 y 0,75.

Este modelo fue ensayado a escala mundial por Driesse y Thevenard (2002) [258] utilizando mediciones de 700 estaciones compiladas por el World Radiation Data Centre (<http://wrdc-mgo.nrel.gov/>) con más de 70.000 datos simultáneos de irradiación global y heliofanía efectiva.

En la gráfica \bar{K}_t en función de \bar{n}/\bar{N} de la Figura 13.5. se muestra la nube de puntos experimentales y los valores estimados mediante (13.14) considerando un valor fijo de $K_c = 0,70$.

Se observa una gran dispersión para la nube de puntos experimentales; los autores obtuvieron un RMSE% de 12 % para valores estimados mediante la ecuación (13.14)

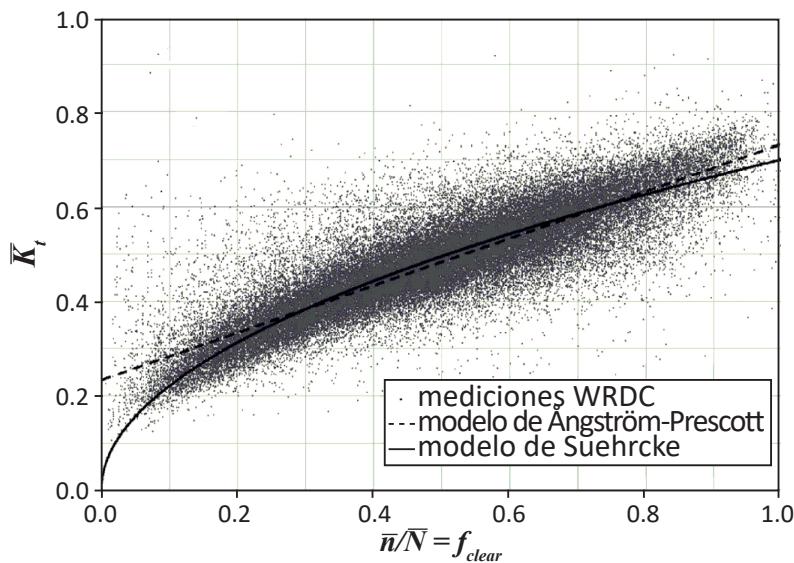


Fig. 13.5. Evaluación con datos globales de la correlación de Suehrcke.
De Suehrcke et al. (2013) [259].

con $\bar{K}_c = 0,70$. Luego con la misma base de datos se ajustaron las constantes de regresión a y b “globales” del modelo de Ångström-Prescott, obteniéndose para $a = 0,2336$ y para $b = 0,4987$ con el mismo nivel de precisión antes observado.

A propósito de la ecuación (13.9) sobre la cual se basa la formulación del modelo de Suehrcke [256], Louche et al. (1991) [260] a partir de información obtenida en Ajaccio (Francia) y Power (2001) [261] utilizando datos de Uccle (Bélgica), Albany (EE. UU.) y Vancouver (Canadá), estudiaron la siguiente correlación:

$$\frac{\bar{H}_{bn}}{\bar{H}_{bnc}} = a + b \frac{n}{N} \quad (13.16)$$

donde \bar{H}_{bn} (MJ m^{-2}) es la irradiación directa normal diaria media mensual y \bar{H}_{bnc} (MJ m^{-2}) la irradiación directa normal diaria media mensual potencial de cielo claro estimada mediante el empleo de modelos parametrizados de cielo claro. En ambos trabajos los coeficientes a obtenidos en la ecuación (13.16) son cercanos a cero (Ajaccio = 0,006; Uccle = -0,037; Albany = 0,076 y Vancouver = 0,09) y b a 1 (Ajaccio = 0,991; Uccle = 1,002; Albany = 0,867 y Vancouver = 0,828) lo que ratifica la propuesta de Suehrcke en (13.9).

Por otro lado en Raichijk y Grossi Gallegos (2010) [262] a partir de datos medios mensuales simultáneos de irradiación directa normal y heliofanía efectiva en Ushuaia ($54,80^{\circ}$ S, $68,27^{\circ}$ W, 18 msnm), Argentina, y Botucatu ($22,85^{\circ}$ S, $48,45^{\circ}$ W, 786 msnm), en el estado de San Pablo, Brasil, se evaluaron las siguientes correlaciones:

$$\frac{\bar{H}_{bn}}{\bar{H}_{on}} = a + b \bar{n}/\bar{N} \quad (13.17a)$$

$$\bar{H}_{bn} = a + b \bar{n} \quad (13.17b)$$

donde \bar{H}_{on} (MJ m^{-2}) es la irradiación media mensual de incidencia normal a tope de atmósfera. El cociente $\bar{H}_{bn}/\bar{H}_{on}$ puede interpretarse como la transmitancia atmosférica media mensual para la componente directa normal.

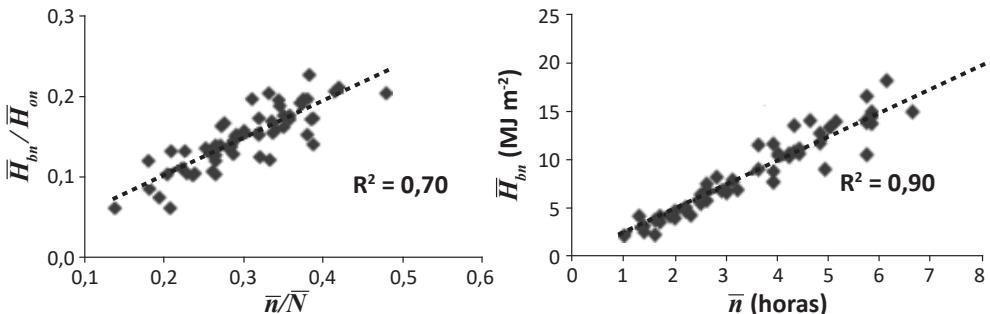


Fig. 13.6. Gráficos $\bar{H}_{bn}/\bar{H}_{on}$ vs. \bar{n}/\bar{N} y \bar{H}_{bn} vs. \bar{n} obtenidos en Ushuaia [262].

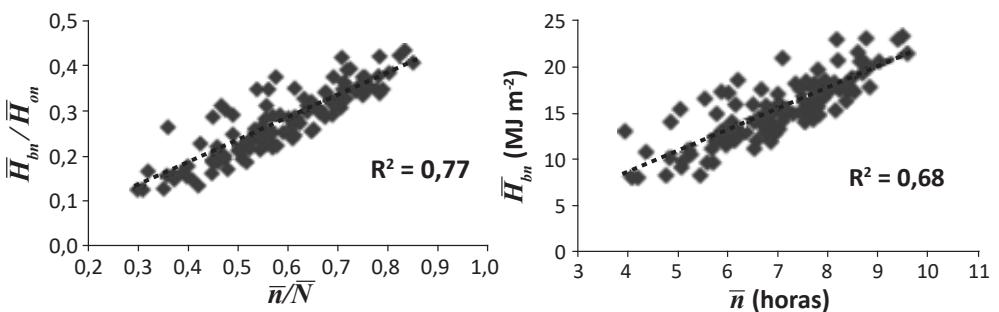


Fig. 13.7. Gráficos $\bar{H}_{bn}/\bar{H}_{on}$ vs. \bar{n}/\bar{N} y \bar{H}_{bn} vs. \bar{n} obtenidos en Botucatu, Brasil [262].

En los gráficos $\bar{H}_{bn}/\bar{H}_{on}$ en función de \bar{n}/\bar{N} y \bar{H}_{bn} en función de \bar{n} de las Figuras 13.6. y 13.7. se muestran las nubes de puntos experimentales y los R^2 de los ajustes lineales obtenidos en Ushuaia y Botucatu respectivamente.

Los coeficientes a en la ecuación (13.17a) obtenidos tanto en Ushuaia como en Botucatu también son cercanos a cero (Ushuaia = $0,008 \pm 0,013$, Botucatu = $-0,034 \pm 0,016$) con b similares en ambas estaciones (Ushuaia = $0,47 \pm 0,04$, Botucatu = $0,52 \pm 0,03$) y R^2 bajos en ambas estaciones (Ushuaia = 0,70, Botucatu = 0,77).

En la ecuación (13.17b) se obtuvieron coeficientes independientes a negativos (Ushuaia = $-0,27 \pm 0,46$, Botucatu = $-0,30 \pm 1,04$) y pendientes b iguales a $2,53 \pm 0,11$ en Ushuaia y a $2,3 \pm 0,15$ en Botucatu con R^2 dispares: 0,90 en Ushuaia y 0,68 en Botucatu.

Stanhill (1998) [263] analizó la ecuación (13.17b) en Bet Dagan (Israel) y Valentia (Irlanda) obteniendo coeficientes independientes a también negativos (Bet Dagan = -0,58, Valentia = -3,33) y pendientes b similares a las halladas en Ushuaia y Botucatu (Bet Dagan = 2,15, Valentia = 2,46) con buenos R^2 (Bet Dagan = 0,96, Valentia = 0,91).

En El-Sebaii y Trabea (2003) [264] y Ulgen y Hepbasli (2009) [265] se evaluaron correlaciones lineales de segundo y de tercer grado tanto de la fracción difusa diaria media mensual $\bar{K}_d = \bar{H}_d / \bar{H}$ como de la transmitancia difusa diaria media mensual \bar{H}_d / \bar{H}_o respecto de la heliofanía relativa diaria media mensual \bar{n}/\bar{N} .

En Gopinathan y Soler (1995) [266] junto a la correlación lineal de \bar{K}_d en función de \bar{n}/\bar{N} se consideraron las siguientes correlaciones múltiples para la fracción difusa diaria media mensual:

$$\bar{K}_d = a + b \bar{K}_t + c \bar{n}/\bar{N} + d \cos \delta \quad (13.18a)$$

$$\bar{K}_d = a + b \bar{K}_t + c \bar{n}/\bar{N} + d \cos \delta + e \cos \phi \quad (13.18b)$$

donde ϕ es la latitud y δ ($^{\circ}$) la declinación.

13.1.2. Modelos basados en la amplitud térmica

La temperatura ambiente al igual que la heliofanía efectiva es una de las variables meteorológicas relacionadas con la radiación solar incidente de más amplia y extensa medición en el mundo. Se han propuesto numerosos modelos de estimación de la irradiación global en función de la amplitud térmica; dos de las más frecuentes correlaciones analizadas en la literatura son el modelo de Hargreaves et al. (1985) [267]:

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = a + b \Delta T^{1/2} \quad (13.19)$$

y la correlación de Bristow y Campbell (1984) [268]:

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = a \left\{ 1 - \exp[-b \Delta T^c] \right\} \quad (13.20)$$

donde $\Delta T = \bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min}$ es la amplitud térmica y \bar{T}_{\max} ($^{\circ}\text{C}$) y \bar{T}_{\min} ($^{\circ}\text{C}$) las temperaturas máxima y mínima, todas diarias medias mensuales; los coeficientes empíricos en las ecuaciones (13.19) y (13.20), como en las correlaciones antes mencionadas, tienen validez local y dependen de la calidad de las bases de datos simultáneos considerados.

En Raichijk et al. (2005) [269] se evaluó un método alternativo de trazado de cartas mensuales de radiación solar global para la Argentina mediante el empleo de la correlación de Hargreaves (13.19) utilizando datos de temperatura con más de 30 años de extensión de 106 estaciones del país. Al igual que en Righini et al. (2004) [248] y (2005) [249] previamente en 13 estaciones con datos diarios medios mensuales simultáneos de radiación global y temperaturas máximas y mínimas se determinaron las constantes a y b de la ecuación (13.19). En la Tabla 13.2. se consignan los valores de a y b obtenidos en cada estación considerada con sus respectivos coeficientes de determinación lineal R^2 .

Se observa la fuerte dependencia local de las constantes de regresión y los bajos valores de R^2 de algunos de los ajustes lineales realizados.

Más recientemente en Raichijk y Lanson (2011) [270] se analizaron 11 diferentes modelos de estimación de la radiación solar global media mensual a partir de datos de temperatura ambiente. Los modelos se ajustaron en San Miguel y Paraná donde se cuenta con datos simultáneos de radiación global y temperatura de más de 30 años de extensión (1979-2010). Los distintos modelos fueron validados para el periodo 2002-2010 en la estación de Luján ($34^{\circ}36' \text{S}, 59^{\circ}04' \text{W}, 28 \text{ msnm}$) ubicada en la misma región climática y orográfica a unos 335 km de Paraná y 40 km de San Miguel. Los resultados del estudio de validación en Luján para las correlaciones de Hargreaves (13.19) y de Bristow y Campbell (13.20) ajustadas en Paraná se consignan en los gráficos $\bar{H}_{\text{estimado}}$ en función de \bar{H}_{medido} de las Figuras 13.8.a y 13.8.b respectivamente donde se muestran valores obtenidos del desvío cuadrático medio relativo RMSE%, sesgo medio relativo MBE% y coeficiente de determinación R^2 y pendiente para una correlación lineal.

Estos resultados están indicando, al igual que para la correlación de Ångström-Pres-

cott, que en una misma región climática y orográfica y hasta una distancia de 300 km es posible mediante los modelos de Hargreaves et al. (1985) [267] y de Bristow y Campbell (1984) [268] estimar la irradiación global media mensual con una precisión menor al 10 %.

Tabla 13.2. Valores de las constantes a y b de la correlación de Hargreaves y de R^2 del ajuste lineal determinados en 13 estaciones del país con datos diarios simultáneos de irradiación global y temperatura ambiente [269].

Estaciones	a	b	R^2
Balcarce	-0,21	0,21	0,64
Alto Valle	-0,28	0,21	0,58
Cerrillos	0,13	0,09	0,35
Paraná	0,09	0,14	0,31
Rafaela	-0,09	0,18	0,60
Bariloche	0,08	0,14	0,72
Famaillá	0,09	0,11	0,42
Marcos Juárez	-0,17	0,19	0,56
R. Sáenz Peña	0,004	0,14	0,46
Trelew	-0,19	0,20	0,62
Ushuaia	0,21	0,07	0,25
El Sombrerito	0,09	0,13	0,27
Cerro Azul	0,10	0,12	0,18

Otros dos modelos que en [270] evidenciaron una precisión similar fueron el modelo propuesto por Chen et al. (2004) [271]:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = a + b \ln \Delta T \quad (13.21)$$

con un RMSE% de 9,3 % y un MBE% de 2,8 % y un modelo lineal respecto de la amplitud térmica:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = a + b \Delta T \quad (13.22)$$

con un RMSE% de 9,1 % y un MBE% de 3,2 % al validarse en Luján con coeficientes ajustados en Paraná.

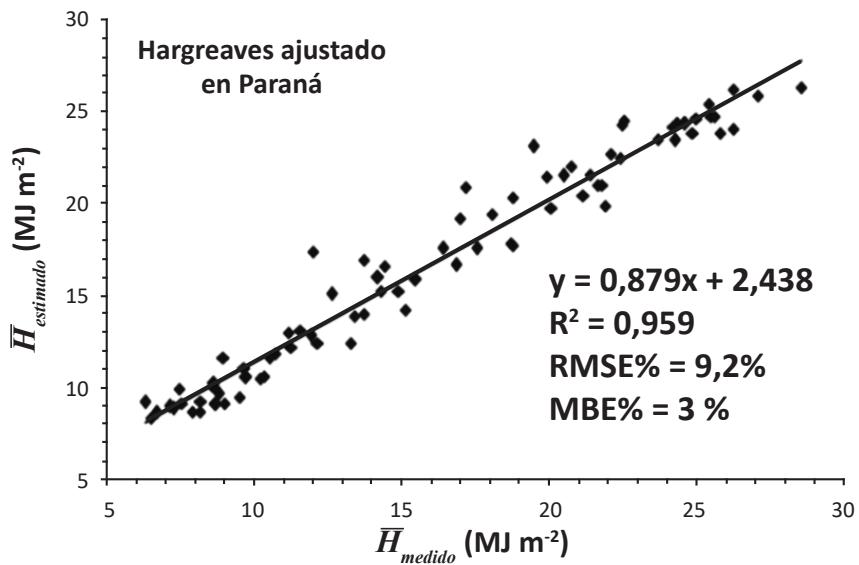


Fig. 13.8.a Estudio de validación de valores de radiación global diaria media mensual estimados en Luján mediante el modelo de Hargreaves ajustado en Paraná [270].

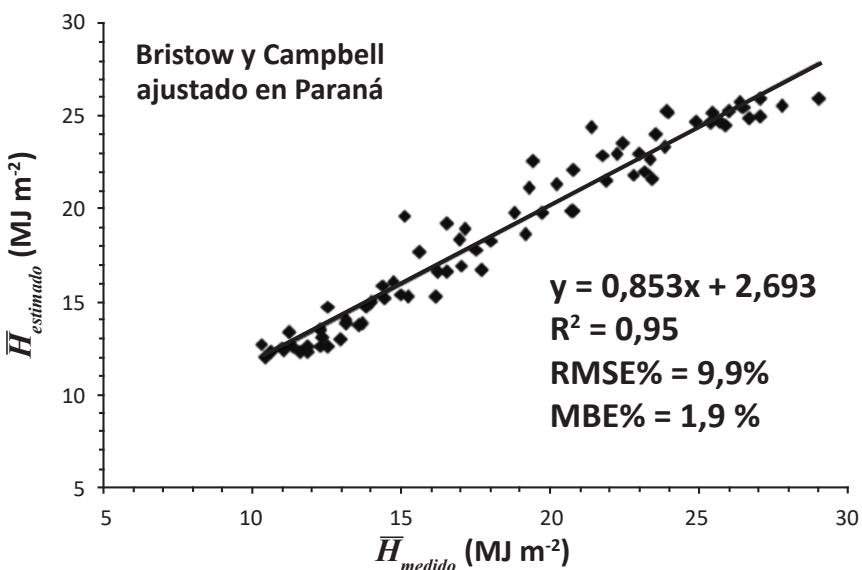


Fig. 13.8.b Estudio de validación de valores de radiación global diaria media mensual estimados en Luján mediante el modelo de Bristow y Campbell ajustado en Paraná [270].

13.1.3. Irradiancia global de cielo claro en función del ángulo de incidencia

En Ianetz y Kudish (2008) [272] se reseñan distintos modelos de estimación de la irradiancia global de cielo claro I_c (W m^{-2}) ajustados empíricamente en función del ángulo cenital θ_z ($^\circ$). Entre los más recientes se mencionan las correlaciones de:

- Adnot-Bourges-Campana-Gicquel (1979) [en [272]] y Badescu (1997) [273]:

$$I_c = a \cos^b \theta_z \quad (13.23)$$

- Kasten y Czeplak (1980) [274]:

$$I_c = a + b \cos \theta_z \quad (13.24)$$

- Robledo y Soler (2000) [275]:

$$I_c = a \cos^b \theta_z e^{-c(90^\circ - \theta_z)} \quad (13.25)$$

más la ensayada en Ianetz y Kudish (2008) [272]:

$$I_c = I_{cs} \cos \theta_z / (1 + a \sec \theta_z) \quad (13.26)$$

En Janjai et al. (2011) [276] se propuso una correlación múltiple:

$$I_c = a e^{-b m} \quad (13.27)$$

donde m es la masa de aire relativa y

$$a = a_1 \varepsilon I_{cs} \cos^{a_2} \theta_z \quad (13.28a)$$

$$b = b_1 + b_2 \beta_A + b_3 \alpha_A + b_4 U_w + b_5 U_o \quad (13.28b)$$

siendo ε el factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol, α_A y β_A el exponente y coeficiente de turbidez de Ångström, U_w y U_o las columnas totales de agua precipitable y ozono respectivamente. Se utilizaron valores de α_A , β_A y U_w suministrados por una estación AERONET y valores de U_o de origen satelital.

A su vez en dos trabajos que se mencionan en la sección siguiente, Wang et al. (2015) [289] y Mateos et al. (2010) [292], se consideró para valores de irradiación global horaria de cielo claro h_c :

$$h_c = a + \frac{b}{m} + \frac{c}{m^2} \quad (13.29)$$

donde para la masa de aire relativa m en ambos trabajos se utilizó la expresión corregida de Kasten y Young (1989) [229].

13.2. Irradiación global por bandas espectrales

Se establecen correlaciones entre valores de irradiación global integradas en distintas zonas del espectro solar en función, por lo general, de la total.

Escobedo et al. (2009) [277] a partir de mediciones directas de irradiancias global total y en las franjas UV e IR del espectro solar obtenidas en la estación de Botucatu, San Pablo- Brasil, en el periodo 2001-2005 determinaron las fracciones horarias y diarias para cada una de las distintas bandas espectrales. Por fracciónpectral se entiende el cociente entre la irradiación global integrada en una determinada bandapectral y la correspondiente total.

Los datos de irradiancia global total I_{total} (W m^{-2}) se tomaron con un piranómetro Eppley-PSP (0,3-3 μm). La porción ultra violeta I_{UV} (W m^{-2}) con un piranómetro Kipp-Zonen CUV-3 (0,29 -0,39 μm) y la infrarroja I_{IR} (W m^{-2}) mediante un Eppley-PSP con un filtro que permitió transmitir la radiación solar incidente en la franja 0,7-3 μm . Los valores en la franja PAR (radiación fotosintéticamente activa) I_{PAR} (W m^{-2}) se obtuvieron por diferencia: $I_{PAR} = I_{total} - I_{UV} - I_{IR}$.

Los valores de las distintas fracciones espectrales son dependientes de las condiciones atmosféricas locales. Por ejemplo, procesos de dispersión molecular de Rayleigh y en aerosoles afectan más a I_{UV} que a I_{total} , lo que implicaría que la fracción I_{UV}/I_{total} adopte valores más bajos. Por otro lado la presencia de nubes, asociada a altos contenidos de vapor de agua, tendería a aumentar el valor tanto de la fracción I_{UV}/I_{total} como de la I_{PAR}/I_{total} ya que la absorción en vapor de agua se da mayoritariamente en el IR. Debido a ello en la referencia [277] las fracciones espectrales se determinaron para distintas condiciones atmosféricas caracterizadas por el índice de claridad horario $k_t = h_{total}/h_o$, donde h_{total} (MJ m^{-2}) es la irradiación global total horaria en superficie y h_o (MJ m^{-2}) la irradiación global total horaria a tope de atmósfera. Se consideraron las siguientes condiciones atmosféricas:

- $k_t \leq 0,35$ para cielos completamente cubiertos sin incidencia de la componente directa.
- $0,35 < k_t \leq 0,55$ para cielos parcialmente cubiertos con predominancia de la componente difusa sobre la directa.
- $0,55 < k_t \leq 0,65$ para cielos parcialmente cubiertos con predominancia de la componente directa sobre la difusa.
- $k_t > 0,65$ para cielos claros con baja incidencia de la componente difusa.

En el gráfico h en función de k_t de la Figura 13.9., obtenido a partir de mediciones continuas en el periodo 1995-2003, se puede apreciar la relación entre las distintas

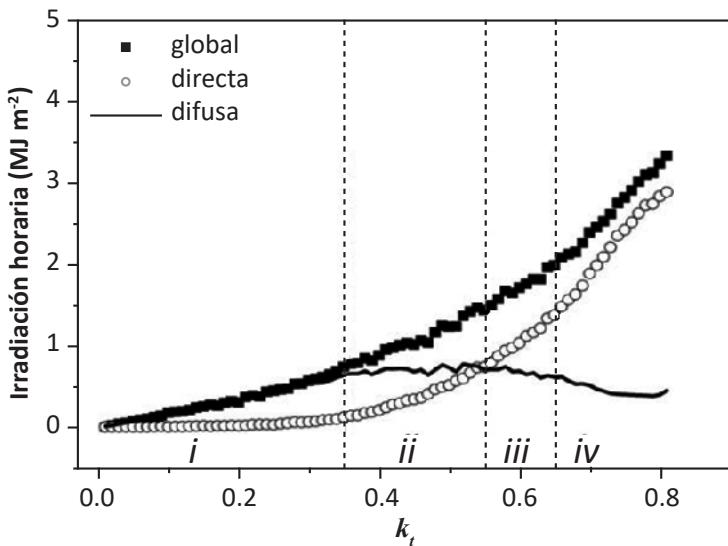


Fig. 13.9. Valores de irradiaciones horarias global, directa y difusa para distintas condiciones atmosféricas: *i* $k_t \leq 0,35$; *ii* $0,35 < k_t \leq 0,55$; *iii* $0,55 < k_t \leq 0,65$ y *iv* $k_t > 0,65$. De Escobedo et al. (2009) [277].

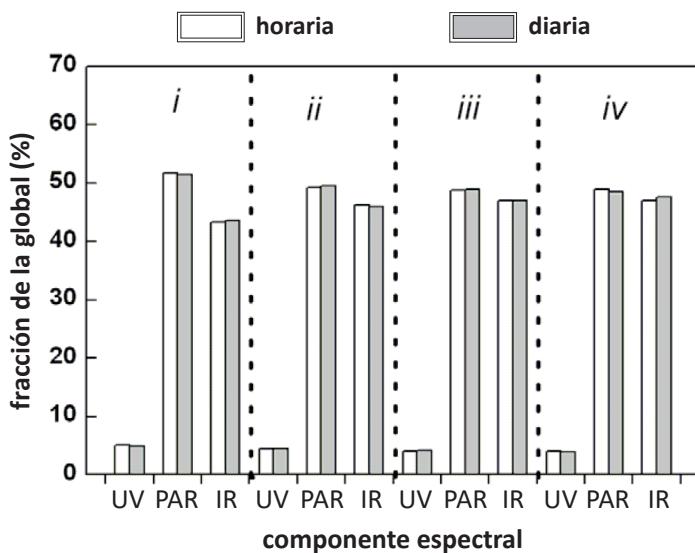


Fig. 13.10. Fracciones espectrales porcentuales (%) obtenidas para distintas condiciones atmosféricas en Botucatu, Brasil. De Escobedo et al. (2009) [277].

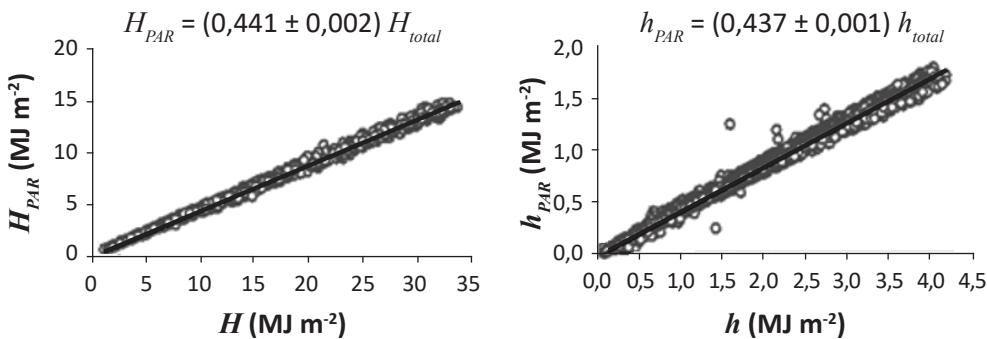


Fig. 13.11. Irradiación global PAR en función de la irradiación global total y fracciones PAR obtenidas en Luján para: valores diarios (izq.) y horarios (der.). De Denegri (2011) [278].

componentes de la irradiación horaria para las diferentes condiciones atmosféricas propuestas.

En la Figura 13.10. se muestran los valores obtenidos de las distintas fracciones espetrales horarias y diarias en términos porcentuales.

Se observó una disminución de la fracción UV con el aumento de k_t : de un máximo de 5,03 % para $k_t \leq 0,35$ a un mínimo de 4,04 % para $k_t > 0,65$ para valores horarios y de 4,86 % a 3,95 % para diarios. Lo mismo para la fracción PAR: de 51,74 % a 49 % para valores horarios y de 51,48 % a 48,49 % para diarios. En cambio para la fracción IR se constató un aumento a medida que crece el k_t : de un mínimo de 43,23 % a un máximo de 46,96 % para valores horarios y de 43,66 % a 47,56 % para diarios.

En Denegri (2011) [278] se determinaron las fracciones PAR horarias y diarias empleando mediciones directas de irradiancias global total con un piranómetro Cimel CE-180 y de radiación fotosintéticamente activa con un sensor PAR-Lite de la firma Kipp and Zonen durante el periodo marzo 2006 - febrero 2009 en la estación radiométrica de Luján. En la Figura 13.11. se muestran los gráficos para valores diarios H_{PAR} en función de H_{total} y para valores horarios h_{PAR} en función de h_{total} junto a las correspondientes fracciones PAR obtenidas.

La Tabla 13.3. muestra las fracciones PAR horarias y diarias obtenidas en Luján para distintas condiciones atmosféricas definidas mediante los índices de claridad horario k_t y diario K_t respectivamente junto a los R^2 del ajuste lineal empleado y el número de casos considerado.

Se pudo observar tanto para valores horarios como para diarios una disminución del 6 % en las fracciones PAR en función del incremento en los valores del índice de claridad, pasando del 46,3 % en condiciones de cielo cubierto al 43,5 % en días con cielo claro.

En la Tabla 13.4. se consignan fracciones PAR horarias y diarias obtenidas en distintas localidades y regiones climáticas a partir de mediciones directas de radiación PAR.

En Pérez et al. (1990) [282] a partir de mediciones directas de irradiancias globales PAR I_{PAR} y total I_{total} y de difusa total I_{dtotal} se ensayó la siguiente correlación múltiple para la radiación PAR horaria h_{PAR} :

$$h_{PAR} = h_{total} [a + b U_w + c \cos \theta_z + d \ln \Delta] \quad (13.30)$$

donde U_w (cm) es la columna total de agua precipitable y Δ el índice de brillo de cielo

$$\Delta = h_d / (h_{on} \cos \theta_z) \quad (13.31)$$

Tabla 13.3. Fracciones PAR horarias y diarias obtenidas en Luján para distintas condiciones atmosféricas. De Denegri (2011) [278].

índice de claridad	fracciones PAR	R^2	N horas/días
$k_t < 0,3$	$h_{PAR} = (0,463 \pm 0,002) h_{total}$	0,993	2724
$K_t < 0,3$	$H_{PAR} = (0,463 \pm 0,006) H_{total}$	0,994	162
$0,3 \leq k_t < 0,7$	$h_{PAR} = (0,446 \pm 0,001) h_{total}$	0,994	6628
$0,3 \leq K_t < 0,7$	$H_{PAR} = (0,444 \pm 0,003) H_{total}$	0,993	686
$k_t \geq 0,7$	$h_{PAR} = (0,435 \pm 0,002) h_{total}$	0,988	2636
$K_t \geq 0,7$	$H_{PAR} = (0,435 \pm 0,008) H_{total}$	0,985	161

Tabla 13.4. Fracciones PAR horarias y diarias obtenidas en distintas localidades y regiones climáticas.

Referencias	Localidad	Uso de suelo	fracciones PAR (%)	
			diarias	horarias
Udo y Aro (1999) [279]	Ilorin, Nigeria	Rural	46,0	
Jacovides et al. (2003) [280]	Athalassa, Chipre	Semi Rural	45,4	
Jacovides et al. (2007) [281]	Atenas, Grecia	Urbano		43,7
Denegri (2011) [278]	Luján, Argentina	Rural	44,1	43,7

siendo h_d y h_{on} las irradiaciones horarias totales difusa y normal a tope de atmósfera respectivamente.

Alados et al. (1996) [283] propusieron entre otras correlaciones:

$$h_{PAR} = h_{total} [a + b \ln \varepsilon' + c \cos^2 \theta_z + d \ln \Delta] \quad (13.32)$$

y

$$h_{PAR} = h_{total} [a + b \ln k_t + c \cos \theta_z] \quad (13.33)$$

donde el llamado índice de transparencia atmosférica ε' se define como:

$$\varepsilon' = (h_d + h_b)/h_d \quad (13.34)$$

siendo h_b la irradiación horaria directa sobre plano horizontal total $h_b = h - h_d$.

Estimaciones de la fracción UV han sido reportadas en numerosos trabajos en los últimos años. Por ejemplo:

- Martinez-Lozano et al. (1999) [284] en Valencia (39,5° N, 0,42° E, 40 msnm), España, de mediciones con un piranómetro Kipp and Zonen CM-11 para I_{total} y un Eppley TUVR para I_{UV} en el periodo 1991-1996 obtuvieron fracciones UV medias mensuales horarias entre 2,9 y 3,5 % y diarias entre 2,8 y 3,4 %.
- Hu et al. (2010) [285] de mediciones con piranómetros Kipp and Zonen CM11 para I_{total} y CUV-3 para I_{UV} obtenidas durante los años 2004 y 2005 determinaron las fracciones UV en 19 localidades de China pertenecientes a seis distintas sub-regiones climáticas. Para tres casos extremos se obtuvieron las siguientes fracciones UV horarias medias mensuales: en la estación de Sanya (18°13' N, 109°28', 3 msnm) ubicada en una región tropical marítima entre 4,2 y 4,8 %; en Shapotou (37°27', 104°57', 1357 msnm) en una zona desértica entre 2,9 y 4 % y en Lhasa (29°40' N, 91°20' E, 3668 msnm), Tibet, entre 3,9 y 4,6 %.

A su vez se han evaluado diferentes tipos de modelos empíricos de estimación de la irradiación UV. Los modelos pueden clasificarse en los siguientes grupos:

- Índice de claridad horario UV, $k_{tUV} = h_{uv} / h_{oUV}$, en función del índice de claridad horario k_t . Se ensayaron relaciones:

- lineales

$$k_{tUV} = a k_t \quad (13.35)$$

por ejemplo en Martinez-Lozano et al. (1999) [284], Hu et al. (2010) [285], Foyo-Moreno et al. (1999) [286] y Wang et al. (2014) [287].

- polinómicas de segundo grado

$$k_{tUV} = a + b k_t + c k_t^2 \quad (13.36)$$

en Pedrós et al. (1997) [288].

- polinómicas de tercer grado

$$k_{tUV} = a + b k_t + c k_t^2 + d k_t^3 \quad (13.37)$$

en Wang et al. (2015) [289] y Peng et al. (2014) [290]

- exponenciales

$$k_{tUV} = \exp \{a + b \ln (k_t)\} \quad (13.38)$$

donde los coeficientes a y b dependen de la masa de aire relativa m , en Foyo-Moreno et al. (1999) [286] se propuso:

$$a = a_1 + a_2 e^{-(m+a_3)/a_4} + a_5 e^{-(m+a_3)/a_6} \quad (13.39a)$$

$$b = b_1 + b_2 e^{-(m+b_3)/b_4} + b_5 e^{-(m+b_3)/b_6} \quad (13.39b)$$

en Murillo et al. (2003) [291]:

$$a = a_1 + a_2 \ln (m) \quad (13.40a)$$

$$b = b_1 + b_2 \ln (m) \quad (13.40b)$$

esta última variante también se consideró en Mateos et al. (2010) [292] y ambas propuestas en Wang et al. (2015) [289].

- potenciales

$$k_{tUV} = a k_t^b m^c \quad (13.41)$$

en Barbero et al. (2006) [293], Wang et al. (2015) [289] y Mateos et al. (2010) [292].

- Irradiación UV horaria de cielo claro, h_{UVc} (MJ m⁻²) en función de la masa de aire relativa m :

$$k_{UVc} = a + \frac{b}{m} + \frac{c}{m^2} \quad (13.42)$$

en Wang et al. (2015) [289] y Mateos et al. (2010) [292].

$$k_{UVc} = a + b e^{-m/c} + d e^{-m^2/f} \quad (13.43)$$

en Wang et al. (2015) [289].

A su vez, en Huang et al. (2011) [294] se evaluó la siguiente correlación múltiple:

$$k_{UVc} = a + \frac{b}{m} + \frac{c}{m^2} + \frac{d}{SOC} + \frac{e}{SOC^2} \quad (13.44)$$

donde SOC es la columna total de O_3 horaria para un determinado ángulo de incidencia, θ_z ,

$$SOC = U_o / \cos \theta_z \quad (13.45)$$

- Basados en los llamados factores de modificación de nubes para el UV, $CMF_{UV} = h_{UV} / h_{UVc}$ y para la irradiación total $CMF_{total} = h / h_c$:

$$CMF_{UV} = a CMF_{total}^b \quad (13.46)$$

$$CMF_{UV} = a (1 + b e^{-c CMF_{total}}) \quad (13.47)$$

la expresión (13.47) propuesta en Foyo-Moreno et al. (2003) [295] y (13.46) y (13.47) analizadas en Wang et al. (2015) [289] y Mateos et al. (2010) [292].

13.3 Modelos de descomposición

Las correlaciones empíricas de descomposición, o también llamadas de separación, permiten estimar las componentes directa o difusa a partir de valores de irradiación global. Al año 2001 en De Miguel et al. (2001) [296] se reportaron 250 modelos empíricos de descomposición que continúan el trabajo pionero de Liu y Jordan (1960) [297].

En la mayoría de los casos las distintas correlaciones empíricas de descomposición fueron definidas para la fracción difusa en función del índice de claridad. A continuación se detallan algunas de las correlaciones empíricas de descomposición más frecuentemente mencionadas en la literatura determinadas en distintas bases temporales.

13.3.1 En base horaria

- Orgill y Hollands (1977) [298] a partir de información obtenida en Toronto, Canadá, propusieron el siguiente modelo lineal para la fracción difusa horaria $k_d = h_d / h$ en función del índice de claridad horario $k_t = h / h_o$:

$$k_d = \begin{cases} 1 - 0,249 k_t & \text{para } k_t < 0,35 \\ 1,557 - 1,84 k_t & \text{para } 0,35 \leq k_t \leq 0,75 \\ 0,177 & \text{para } k_t > 0,75 \end{cases} \quad (13.48)$$

- Erbs et al. (1982) [299] utilizando datos de 4 estaciones de Estados Unidos y una de Australia obtuvieron:

$$k_d = \begin{cases} 1 - 0,09 k_t & \text{para } k_t \leq 0,22 \\ 0,9511 - 0,1604 k_t + 4,388 k_t^2 - 16,638 k_t^3 + 12,336 k_t^4 & \text{para } 0,22 < k_t \leq 0,8 \\ 0,165 & \text{para } k_t > 0,8 \end{cases} \quad (13.49)$$

- Reindl et al. (1990) [300] con una base de datos de 5 estaciones de Estados Unidos y Europa establecieron dos modelos diferentes.

Uno definido sólo respecto al k_t :

$$k_d = \begin{cases} 1,02 - 0,248 k_t & \text{para } k_t \leq 0,3 \\ 1,45 - 1,67 k_t & \text{para } 0,3 < k_t < 0,78 \\ 0,147 & \text{para } k_t \geq 0,78 \end{cases} \quad (13.50)$$

y otro donde se introdujo a su vez la altura solar α ($^{\circ}$) como variable:

$$k_d = \begin{cases} 1,02 - 0,254 k_t + 0,0123 \operatorname{sen} \alpha & \text{para } k_t \leq 0,3 \\ 1,4 - 1,749 k_t + 0,177 \operatorname{sen} \alpha & \text{para } 0,3 < k_t < 0,78 \\ 0,486 k_t - 0,182 \operatorname{sen} \alpha & \text{para } k_t \geq 0,78 \end{cases} \quad (13.51)$$

- Skartveit y Olseth (1987) [301] con datos horarios de 32 años de extensión obtenidos en Bergen, Noruega, propusieron un modelo más complejo donde incluyeron la altura solar α como variable:

$$k_d = 1 \quad \text{para } k_t < 0,2 \quad (13.52a)$$

$$k_d = I - (I - d_I) [0,27 K^{1/2} + (I - 0,27) K^2] \quad \text{para } 0,2 \leq k_t \leq 1,09 k_t \quad (13.52b)$$

$$k_d = I - 1,09 k_t (I - \xi) / k_t \quad \text{para } k_t > 1,09 k_t \quad (13.52c)$$

donde

$$k_t = 0,87 - 0,56 \exp \{-0,06 \alpha\} \quad (13.52d)$$

$$d_I = 0,15 + 0,43 \exp \{-0,06 \alpha\} \quad (13.52e)$$

$$K = 0,5 \{I + \operatorname{seno} [\pi (k_t - 0,2) / (k_t - 0,2) - \pi/2]\} \quad (13.52f)$$

$$\xi = I - (I - d_I) [0,27 K'^{1/2} + (I - 0,27) K'^2] \quad (13.52g)$$

$$K' = 0,5 \{I + \operatorname{seno} [\pi (1,09 k_t - 0,2) / (k_t - 0,2) - \pi/2]\} \quad (13.52h)$$

- Boland et al. (2001) [302] con datos de una estación de Victoria, Australia, definieron una correlación utilizando una función logística respecto al k_t :

$$k_d = I / [1 + \exp (-5,0033 + 8,6025 k_t)] \quad (13.53)$$

- Ridley et al. (2010) [303] con datos de 3 estaciones del Hemisferio Sur y 4 del Hemisferio Norte generalizaron el modelo anterior introduciendo otras variables como la altura solar α , la hora solar aparente AST (h) y un factor de persistencia ψ definido mediante el k_t .

$$\psi = \begin{cases} (k_{t-1} + k_{t+1}) / 2 & \text{para amanecer} < t < atardecer \\ k_{t+1} & \text{para } t = \text{amanecer} \\ k_{t-1} & \text{para } t = \text{atardecer} \end{cases} \quad (13.54)$$

llamándolo modelo BRL:

$$k_d = I / [1 + \exp (-5,38 + 6,63 k_t + 0,006 AST - 0,007 \alpha + 1,75 K_t + 1,31 \psi)] \quad (13.55)$$

donde K_t es el índice de claridad diario.

- Ruiz Arias et al. (2010) [304] con datos horarios recolectados durante el periodo 1981-1990 en 2 estaciones europeas y 5 de EE.UU. propusieron las siguientes correlaciones para la fracción difusa empleando una función sigmoidea respecto del k_t :

$$k_d = 0,952 - 1,041 e^{-\exp \{2,3 - 4,702 k_t\}} \quad (13.56)$$

y respecto del k_t y la masa de aire relativa m :

$$k_d = 0,944 - 1,538 e^{-\exp \{2,808 - 4,759 k_t + 2,276 k_t^2 + 0,125 m + 0,013 m^2\}} \quad (13.57)$$

- Louche et al. (1991) [260] a partir de datos simultáneos de irradiación normal directa y global obtenidos en Ajaccio, Córcega, Francia, definieron para la transmitancia horaria de la componente directa sobre plano horizontal $k_{bo} = h_b / h_o$ la siguiente correlación en función de k_t :

$$k_{bo} = 0,002 - 0,059 k_t + 0,994 k_t^2 - 5,205 k_t^3 + 15,307 k_t^4 - 10,627 k_t^5 \quad (13.58)$$

- Posadillo y López Luque (2009) [305] con 10 años de datos horarios obtenidos en Córdoba, España, pudieron establecer 3 correlaciones para la transmitancia horaria de la componente difusa $k_{do} = h_d / h_o$ en función de k_t y de la altura solar media horaria $\bar{\alpha}$ siendo la de mejor rendimiento:

$$k_{do} = (-0,0017 + 1,0042 k_t)(1 - F) + F(1,0318 k_t - 1,4752 k_t^2 + 0,0032 \bar{\alpha}) \quad (13.59)$$

donde $F = 0$ para $k_t < 0,15$ y $F = 1$ para $0,15 \leq k_t < 0,84$.

- Maxwell (1987) [306] desarrolló un modelo “cuasi-físico” para estimar la irradiación directa normal horaria, h_{bn} , a partir de datos de irradiación global. El modelo, llamado DISC, combina un modelo físico de cielo claro y ajustes empíricos para otras condiciones climáticas. Se utilizaron datos de 4 estaciones de Estados Unidos considerando como variables el k_t y la masa de aire relativa m para la cual se consideró la expresión corregida (12.25) de Kasten y Young (1989) [229]:

$$h_{bn} = h_{on} \{K_{nc} - [A + B \exp(m C)]\} \quad (13.60a)$$

donde

$$K_{nc} = 0,866 - 0,122 m + 0,0121 m^2 - 0,000653 m^3 + 0,000014 m^4 \quad (13.60b)$$

y los coeficientes A, B y C son funciones de k_t , para $k_t \leq 0,6$:

$$A = 0,512 - 1,56k_t + 2,286k_t^2 - 2,222k_t^3 \quad (13.60c)$$

$$B = 0,37 + 0,962 k_t \quad (13.60d)$$

$$C = -0,28 + 0,923k_t - 2,048k_t^2 \quad (13.60e)$$

y para $k_t > 0,6$

$$A = -5,743 + 21,77k_t - 27,49k_t^2 + 11,56k_t^3 \quad (13.60f)$$

$$B = 41,4 - 118,5k_t + 66,05k_t^2 + 31,9k_t^3 \quad (13.60g)$$

$$C = -47,01 + 184,2k_t - 222k_t^2 + 73,81k_t^3 \quad (13.60h)$$

- Perez et al. (1992) [307] con datos de 18 estaciones de Estados Unidos y Europa propusieron una corrección al modelo DISC a través de una categorización multidimensional de las condiciones de insolación. Para ello se consideran las siguientes variables: el ángulo cenital θ_z , el índice de claridad independiente de la posición del sol $k'_t = k_t / [1,031 \exp(-1,4/(0,9 + 9,4/m)) + 0,1]$ y un índice de estabilidad $\Delta k'_t$ definido en función de k'_t :

$$\Delta k'_t = 0,5 (|k'_{ti} - k'_{ti+1}| + |k'_{ti} - k'_{ti-1}|) \quad (13.61a)$$

o $\Delta k'_t = |k'_{ti} - k'_{ti\pm1}|$ si el dato anterior o posterior no existiese. Los subíndices i , $i + 1$ e $i - 1$ se refieren al registro de la hora corriente, siguiente y anterior respectivamente.

Entonces,

$$h_{bn} = h_{bnDISC} X(k'_t; \theta_z; \Delta k'_t) \quad (13.61b)$$

donde $X(k'_t; \theta_z; \Delta k'_t)$ es una matriz de 6x6x7 coeficientes que se obtienen por ajuste con valores medidos para las distintas categorías de insolación en que se divide dicho espacio 3D. El modelo se denomina DirInt. Los autores establecieron para el caso de contar en una categoría de insolación con menos de 5 datos no estimar el coeficiente correspondiente por ajuste sino interpolarlo con valores acordados de categorías cercanas.

En Raichijk y Taddei (2012) [308] a partir de una base de datos horarios simultáneos de irradiación global sobre plano horizontal h (MJ m^{-2}) e irradiación directa normal h_{bn} (MJ m^{-2}) obtenida en la Estación Solarimétrica de la Universidad Nacional de Luján ($34^{\circ}36' S$, $59^{\circ}04' W$, 28 msnm) durante el periodo enero 2011 - junio de 2012 se validaron 12 modelos empíricos de descomposición en base horaria considerando las expresiones originales propuestas por sus respectivos autores. Para medir h_{bn} se empleó un pirhelímetro Eppley NIP montado en un seguidor solar Kipp and Zonen SOLYS 2 controlado por GPS y para h un piranómetro Kipp and Zonen CMP11. En la Tabla 13.5. se muestran los valores de RMSE%, MBE% y R^2 de los 6 modelos con mejor rendimiento observado en el estudio de validación.

Tabla 13.5. Resultados del estudio de validación de 6 modelos de descomposición en base horaria obtenidos en Luján. En * se consideraron las formulas (13.50) [308].

Modelos	RMSE%	MBE%	R^2
Ridley et al. (2010)	11,60	-0,75	0,9797
Boland et al. (2001)	12,93	0,38	0,9749
Skartveit et al. (1998)	12,46	-0,83	0,9768
Erbs et al. (1982)	13,30	-0,45	0,9735
Reindl et al. (1990)*	13,63	0,33	0,9725
Orgill y Hollands (1977)	13,52	2,48	0,9744

En la Figura 13.12. se muestran en un gráfico k_d vs. k_t la nube característica de puntos experimentales obtenidos en Luján y las curvas de distintas correlaciones en base horaria antes mencionadas.

13.3.2 En base diaria

- Ruth y Chant (1976) [309] con datos de 4 estaciones de Canadá obtuvieron la siguiente correlación para la fracción difusa diaria $K_d = H_d / H$ respecto del índice de claridad diario $K_t = H / H_o$:

$$K_d = \begin{cases} 0,98 & \text{para } K_t \leq 0,1 \\ 0,91 + 1,154 K_t - 4,936 K_t^2 + 2,848 K_t^3 & \text{para } 0,1 < K_t \leq 0,7 \end{cases} \quad (13.62)$$

- Collares-Pereira y Rabl (1979) [310] a partir de datos de 4 estaciones de Estados Unidos propusieron:

$$K_d = \begin{cases} 0,99 & \text{para } K_t \leq 0,17 \\ 1,188 - 2,272 K_t + 9,473 K_t^2 - 21,865 K_t^3 + 14,648 K_t^4 & \text{para } 0,17 < K_t \leq 0,75 \\ -0,54 K_t + 0,632 & \text{para } 0,75 < K_t < 0,8 \\ 0,2 & \text{para } K_t \geq 0,8 \end{cases} \quad (13.63)$$

- Erbs et al. (1982) [299] sobre la misma base de datos, agrupándolos estacionalmente en función del ángulo horario de salida del sol ω_s ($^\circ$), obtuvieron para $\omega_s < 81,4^\circ$:

$$K_d = \begin{cases} 1 - 0,2727 K_t + 2,4495 K_t^2 - 11,9514 K_t^3 + 9,3879 K_t^4 & \text{para } K_t < 0,715 \\ 0,143 & \text{para } K_t \geq 0,715 \end{cases} \quad (13.64a)$$

y para $\omega_s \geq 81,4^\circ$:

$$K_d = \begin{cases} 1 + 0,2832 K_t - 2,5557 K_t^2 + 0,8448 K_t^3 & \text{para } K_t < 0,722 \\ 0,175 & \text{para } K_t \geq 0,722 \end{cases} \quad (13.64b)$$

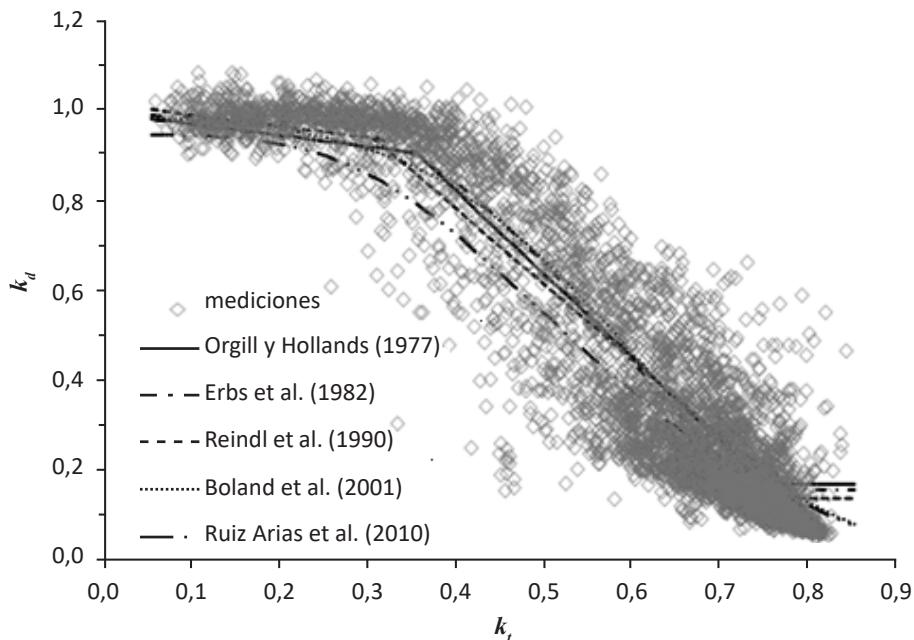


Fig. 13.12. Gráfico k_d vs. k_t con nube de puntos experimentales obtenidos en Luján y curvas de distintos modelos de descomposición en base horaria en sus versiones originales.

A su vez se han analizado correlaciones para valores diarios medios mensuales de la fracción difusa $\bar{K}_d = \bar{H}_d / \bar{H}$ en función del índice de claridad diario medio mensual $\bar{K}_t = \bar{H} / \bar{H}_o$:

- Liu y Jordan (1960) [297] analizando información para un amplio rango de latitudes, sin corregir los datos de irradiación difusa por efecto de banda sombreadora:

$$\bar{K}_d = 1,39 - 4,027\bar{K}_t + 5,531\bar{K}_t^2 - 3,108\bar{K}_t^3 \quad \text{para } 0,3 < \bar{K}_t < 0,7 \quad (13.65)$$

- Page (1961) [257], como se mencionó antes, utilizando datos de 10 estaciones distribuidas entre los 40° N y S:

$$\bar{K}_d = 1 - 1,13\bar{K}_t \quad (13.66)$$

- Collares-Pereira y Rabl (1979) [310]:

$$\bar{K}_d = 0,775 + 0,00606(\omega_s - 90) - [0,505 + 0,00455(\omega_s - 90)] \cos(115\bar{K}_t - 103) \quad (13.67)$$

con valores fijos de ω_s para diferentes épocas del año: 90° para los meses de febrero a abril y de agosto a octubre, 100° de mayo a julio y 80° de noviembre a enero.

- Erbs et al. (1982) [299]:

$$\bar{K}_d = 1,391 - 3,56\bar{K}_t + 4,189\bar{K}_t^2 - 2,137\bar{K}_t^3 \quad \text{para } \omega_s \leq 81,4^\circ \text{ y } 0,3 \leq \bar{K}_t \leq 0,8 \quad (13.68a)$$

$$\bar{K}_d = 1,311 - 3,022\bar{K}_t + 3,427\bar{K}_t^2 - 1,821\bar{K}_t^3 \quad \text{para } \omega_s > 81,4^\circ \text{ y } 0,3 \leq \bar{K}_t \leq 0,8 \quad (13.68b)$$

En Raichijk et al. (2009) [311] se validaron en la ciudad de San Luis (33,27° S; 66,35° O; 730 msnm) las correlaciones de descomposición en base diaria arriba mencionadas. Se consideraron datos horarios simultáneos de irradiaciones global y directa normal obtenidos durante el periodo 2000-2004 mediante un piranómetro Eppley (PSP) y un pirhelímetro de incidencia normal (NIP) de la misma marca respectivamente. Se observaron para valores diarios un RMSE% medio anual mínimo de 29,1 % con un MBE% de -13,1 % para la correlación de Erbs et al. (1982) y un RMSE% medio anual máximo de 33,7 % con un MBE% de -21,3 % para la correlación de Ruth y Chant (1976). Mientras que para valores diarios medios mensuales los diferentes modelos mostraron RMSE% medios anuales entre 12,2 y 17,8 % y MBE% entre -10,9 y 9,3 %. En la Figura 13.13. se muestran en un gráfico K_d vs. K_t la nube de puntos obtenidos en San Luis y las curvas de las distintas correlaciones en base diaria antes mencionadas.

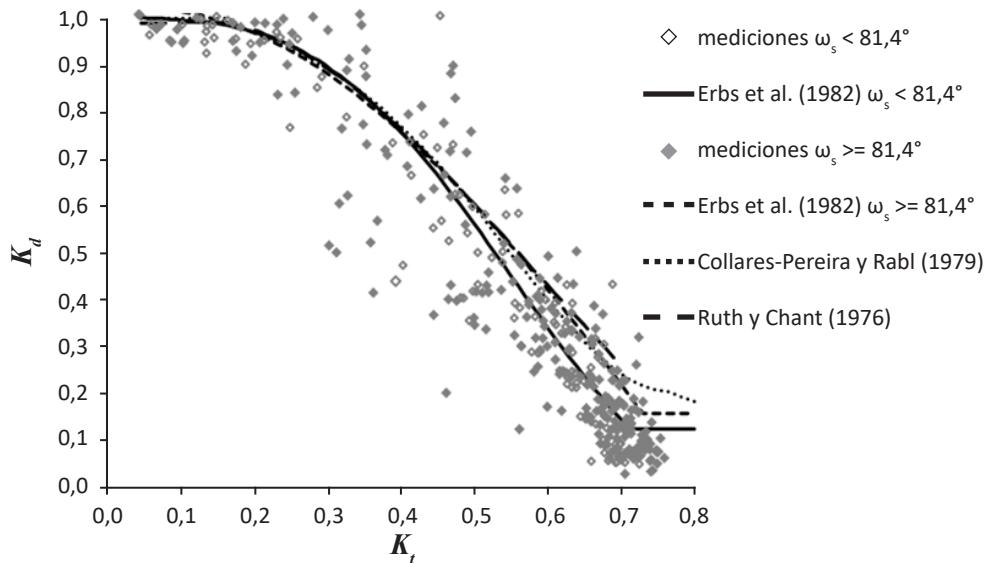


Fig. 13.13. Gráfico K_d vs. K_t con nube de puntos experimentales obtenidos en San Luis y curvas de distintos modelos de descomposición en base diaria en sus versiones originales [311].

13.4 Modelos de transposición

Por modelos de transposición se entienden las expresiones que posibilitan estimar la radiación solar incidente en un plano inclinado a partir de valores disponibles sobre plano horizontal. En general se considera que la radiación global incidente sobre un plano inclinado en un ángulo β ($^{\circ}$) respecto a la superficie se divide en tres componentes, que por ejemplo para valores de irradiancia global I_{β} se expresa:

$$I_{\beta} = I_{b\beta} + I_{d\beta} + I_{r\beta} \quad (13.69)$$

donde $I_{b\beta}$, $I_{d\beta}$ e $I_{r\beta}$ son las irradiancias directa, difusa y reflejada por el suelo incidentes sobre el plano inclinado respectivamente y que a su vez pueden definirse como:

$$I_{b\beta} = R_b I_b \quad (13.70a)$$

$$I_{d\beta} = R_d I_d \quad (13.70b)$$

$$I_{r\beta} = R_r I \quad (13.70c)$$

siendo I_b , I_d e I las irradiancias directa, difusa y global sobre plano horizontal respectivamente.

El cociente R_b es un factor geométrico, teniendo en cuenta las expresiones solari-métricas para un plano orientado hacia el Norte, $\gamma = 0^\circ$:

$$R_b = \frac{\cos \theta_{\text{plano}}}{\cos \theta_z} = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \delta \cos \omega + \operatorname{seno}(\phi - \beta) \operatorname{seno} \delta}{\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \operatorname{seno} \phi \operatorname{seno} \delta} \quad (13.71)$$

donde ϕ , δ y ω ($^\circ$) son la latitud, declinación y ángulo horario respectivamente. Para valores diarios medios mensuales el cociente \bar{R}_b se determina mediante:

$$\bar{R}_b = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \delta \operatorname{seno} \omega'_s + \frac{\pi}{180^\circ} \omega'_s \operatorname{seno}(\phi - \beta) \operatorname{seno} \delta}{\cos \phi \cos \delta \operatorname{seno} \omega_s + \frac{\pi}{180^\circ} \omega_s \operatorname{seno} \phi \operatorname{seno} \delta} \quad (13.72)$$

donde ω'_s es el ángulo de salida del sol sobre el plano inclinado:

$$\omega'_s = \min [\omega_s; \arccos(-\operatorname{tg}(\phi - \beta) \operatorname{tg} \delta)] \quad (13.73)$$

con δ y ω_s calculados para el día medio del mes.

Por su parte el cociente R_r depende del albedo de superficie ρ_{sup} y de lo que se denomina factor de visión del suelo y que para una distribución isotrópica de la radiación reflejada se puede expresar como:

$$R_r = \rho_{\text{sup}} \frac{1 - \cos \beta}{2} \quad (13.74)$$

Entonces los distintos modelos de transposición se diferencian en la definición del cociente R_d para la componente difusa. Se han propuesto modelos isotrópicos que consideran una distribución homogénea de fondo de la radiación difusa incidente y modelos anisotrópicos que incorporan una segunda componente circunsolar alrededor del disco solar y en algunos casos una tercera componente denominada brillo de horizonte, más o menos intensa que la radiación difusa de fondo, debida a efectos de la masa de aire.

El modelo isotrópico más difundido es el propuesto por Liu y Jordan (1962) [312] donde R_d se definió geométricamente como el factor de visión del cielo:

$$R_d = \frac{1 + \cos \beta}{2} \quad (13.75)$$

El modelo anisotrópico de Klucher (1979) [313] incorporó a la ecuación (13.75) un factor de corrección circunsolar $I + F \cos^2 \theta_{\text{plano}} \operatorname{seno}^3 \theta_z$ y otro de brillo de horizonte $I + F \operatorname{seno}^3 (\beta/2)$ con una función moduladora $F = 1 - (I_d / I)^2$ que simula las condiciones de cielos parcialmente cubiertos. Para $F = 0$ la expresión se reduce al modelo isotrópico de Liu y Jordan (1962):

$$R_d = \frac{1 + \cos \beta}{2} \left(1 + F \cos^2 \theta_{\text{plano}} \operatorname{seno}^3 \theta_z \right) \left(1 + F \operatorname{seno}^3 (\beta/2) \right) \quad (13.76)$$

Gueymard (1987, 1988) [314, 315] consideró que la condición de cielo parcialmente cubierto puede expresarse como una combinación lineal de un factor correspondiente a cielo claro R_{do} y otro a cielo totalmente cubierto R_{dl} :

$$R_d = (1 - N_G) R_{do} + N_G R_{dl} \quad (13.77a)$$

donde N_G es un modulador de la nubosidad:

$$N_G = \max [\min (Y; 1); 0] \quad (13.77b)$$

con

$$Y = \begin{cases} 6,6667 \frac{I_d}{I} - 1,4167 & \text{para } \frac{I_d}{I} \leq 0,227 \\ 1,2121 \frac{I_d}{I} - 0,1758 & \text{para } \frac{I_d}{I} > 0,227 \end{cases} \quad (13.77c)$$

El coeficiente de cielo claro R_{do} se definió como la suma de una componente circunsolar y de un factor hemisférico:

$$R_{do} = \exp \{a_o + a_1 \cos \theta_{\text{plano}} + a_2 \cos^2 \theta_{\text{plano}} + a_3 \cos^3 \theta_{\text{plano}}\} + F(\beta) G(\alpha) \quad (13.77d)$$

siendo

$$a_o = -0,897 - 3,364 \alpha' + 3,96 \alpha'^2 - 1,909 \alpha'^3 \quad (13.77e)$$

$$a_1 = 4,448 - 12,962 \alpha' + 34,601 \alpha'^2 - 48,784 \alpha'^3 + 27,511 \alpha'^4 \quad (13.77f)$$

$$a_2 = -2,77 + 9,164 \alpha' - 18,876 \alpha'^2 + 23,776 \alpha'^3 - 13,014 \alpha'^4 \quad (13.77g)$$

$$a_3 = 0,312 - 0,217 \alpha' - 0,805 \alpha'^2 + 0,318 \alpha'^3 \quad (13.77h)$$

$$F(\beta) = \frac{1 - 0,2249 \operatorname{seno}^2 \beta + 0,1231 \operatorname{seno} 2\beta - 0,0342 \operatorname{seno} 4\beta}{1 - 0,2249} \quad (13.77i)$$

$$G(\alpha) = 0,408 - 0,323 \alpha' + 0,384 \alpha'^2 - 0,17 \alpha'^3 \quad (13.77j)$$

con $\alpha' = 0,01 \alpha$, siendo α la altura solar en grados.

El coeficiente de cielo cubierto R_{dl} sólo depende del ángulo de inclinación del plano β y de un factor de corrección b ($1 \leq b \leq 2$) y está dado por:

$$R_{dl} = \frac{1 + \cos \beta}{2} - \frac{\pi}{2} \left(\frac{1}{2} (\beta \cos \beta - \operatorname{seno} \beta) + \frac{1}{2} (1 - \cos \beta) \right) \frac{1 + \frac{3}{2b}}{1 + \frac{3}{2b}} \quad (13.77k)$$

con β en radianes. El autor recomendó tomar un valor medio de $b = 1,5$.

En el modelo anisotrópico de Perez et al. (1990) [282], uno de los modelos más utilizados, se consideró para la componente difusa el aporte de la zona circunsolar, del horizonte y de la irradiancia isotrópica del resto del cielo. La contribuciones circunsolar y de horizonte fueron determinadas por dos coeficientes derivados empíricamente: F_1 y F_2 , llamados coeficientes de reducción de brillo, y que son funciones del ángulo cenital θ_z y de los parámetros de claridad ε y brillo de cielo Δ . Si $F_1 = F_2 = 0$, el modelo se reduce al de Liu y Jordan (1962) [312]:

$$R_d = F_1 \frac{a}{b} + (1 - F_1) \frac{1 + \cos \beta}{2} + F_2 \operatorname{seno} \beta \quad (13.78a)$$

donde

$$F_1 = \max \left[0; f_{11} + f_{12} \Delta + f_{13} \frac{\pi}{180^\circ} \theta_z \right] \quad (13.78b)$$

$$F_2 = f_{21} + f_{22} \Delta + f_{23} \frac{\pi}{180^\circ} \theta_z \quad (13.78c)$$

$$a = \max [0; \cos \theta_{plano}] \quad (13.78d)$$

$$b = \max [\cos 85^\circ; \cos \theta_z] \quad (13.78e)$$

$$\Delta = \frac{I_d}{I_{on} \cos \theta_z} \quad (13.78f)$$

siendo I_{on} la irradiancia normal a tope de atmósfera.

Los coeficientes f_{ij} se determinaron en función del parámetro de claridad ε :

$$\varepsilon = \frac{\frac{I_d + I_{bn}}{I_d} + 5,535 \cdot 10^{-6} \theta_z^3}{1 + 5,535 \cdot 10^{-6} \theta_z^3} \quad (13.78g)$$

con θ_z en grados. En la Tabla 13.6. se muestran los valores de los coeficientes f_{ij} definidos en Perez et al. (1990) [282].

Tabla 13.6. Coeficientes fijos de reducción de brillo para cielos anisotrópicos definidos en Perez et al. (1990) [282].

Rango de ε	f_{11}	f_{12}	f_{13}	f_{21}	f_{22}	f_{23}
1,000-1,065	-0,008	0,588	-0,062	-0,060	0,072	-0,022
1,065-1,230	0,130	0,683	-0,151	-0,019	0,066	-0,029
1,230-1,500	0,330	0,487	-0,221	0,055	-0,064	-0,026
1,500-1,950	0,568	0,187	-0,295	0,109	-0,152	0,014
1,950-2,800	0,873	-0,392	-0,362	0,226	-0,462	0,001
2,800-4,500	1,132	-1,237	-0,412	0,288	-0,823	0,056
4,500-6,200	1,060	-1,600	-0,359	0,264	-1,127	0,131
> 6,200	0,678	-0,327	-0,250	0,156	-1,377	0,251

Los modelos de transposición han sido evaluados en diferentes lugares para diferentes ángulos de inclinación y orientación y empleando datos determinados en distintas bases temporales.

En Gueymard y Myers (2009) [316] con datos obtenidos en la estación NREL en Gol-

den, CO-USA, entre septiembre 2006 y marzo 2007 de irradiancias directa normal y difusa, estos últimos medidos con un piranómetro sombreado sobre un seguidor y luego corregidos térmicamente, más mediciones de irradiancia global sobre planos orientados al S inclinados a 45° y 90° se validaron en condiciones de cielo claro entre otros los modelos de transposición isotrópico y anisotrópicos de Gueymard (1987, 1988) y Perez et al. (1990). La irradiancia global sobre plano horizontal se tomó como la suma de las irradiancias directa normal proyectada sobre plano horizontal y difusa. En la Tabla 13.7. se consignan los resultados del estudio de validación obtenidos en [316].

Tabla 13.7. Resultados del estudio de validación de distintos modelos de transposición obtenidos en la estación NREL en Golden, CO-USA. De Gueymard y Myers (2009) [316].

Modelos de transposición			
Plano	Isotrópico	Gueymard (1987, 1988)	Perez et al. (1990)
40° al S			
MBE%	-4,2	-0,5	-0,2
RMSE%	5,2	2,4	2,4
90° al S			
MBE%	-5,7	0,0	0,0
RMSE%	7,6	3,6	3,7

Tabla 13.8. Valores medios de irradiación difusa horaria h_{dp} ($MJ\ m^{-2}$) medidos y estimados en Botucatu, Brasil, para distintas condiciones atmosféricas sobre planos orientados al N inclinados a: 12,85° (a); 22,85° (b) y 32,85° (c). De Souza y Escobedo (2013) [317].

(a)	$\beta = 12,85^\circ$			
	$k_t > 0,65$	$0,55 < k_t \leq 0,65$	$0,35 < k_t \leq 0,55$	$k_t \leq 0,35$
medidos	0,731	0,867	0,931	0,401
Klucher (1977)	0,706	0,889	0,932	0,398
Gueymard (1987-88)	0,359	0,424	0,589	0,348
Perez et al, (1990)	0,620	0,749	0,819	0,367

(b)	$\beta = 22,85^\circ$			
	$k_t > 0,65$	$0,55 < k_t \leq 0,65$	$0,35 < k_t \leq 0,55$	$k_t \leq 0,35$
medidos	0,642	0,761	0,812	0,397
Klucher (1977)	0,701	0,784	0,822	0,408
Gueymard (1987-88)	0,376	0,336	0,536	0,415
Perez et al, (1990)	0,559	0,643	0,700	0,364

(c)	$\beta = 32,85^\circ$			
	$k_t > 0,65$	$0,55 < k_t \leq 0,65$	$0,35 < k_t \leq 0,55$	$k_t \leq 0,35$
medidos	0,474	0,612	0,717	0,333
Klucher (1977)	0,641	0,762	0,831	0,384
Gueymard (1987-88)	0,339	0,370	0,560	0,385
Perez et al, (1990)	0,475	0,665	0,746	0,356

En Souza y Escobedo (2013) [317] con datos obtenidos en Botucatu, San Pablo-Brasil, de irradiaciones horarias directa normal y global sobre plano horizontal y de global sobre planos orientados al N inclinados a $12,85^\circ$ (latitud – 10°); $22,85^\circ$ (latitud) y $32,85^\circ$ (latitud + 10°) se validaron 12 modelos de transposición para diferentes condiciones de cielo. Los valores de radiación difusa horaria sobre plano horizontal se calcularon como la diferencia entre las irradiaciones horarias global y directa normal proyectada sobre plano horizontal. Las condiciones de cielo se fijaron en función del índice de claridad horario k_t siguiendo el mismo criterio adoptado en Escobedo et al. (2009) [277]. En la Tabla 13.8. se consignan valores medios de radiación difusa horaria $h_{d\beta}$ (MJ m^{-2}) medidos y estimados mediante los modelos anisotrópicos de Klucher (1977), Gueymard (1987, 1988) y Perez et al. (1990) sobre planos inclinados a $12,85^\circ$ (a); $22,85^\circ$ (b) y $32,85^\circ$ (c) respectivamente para las distintas condiciones atmosféricas consideradas. Se observaron diferencias muy significativas para valores estimados por el modelo de Gueymard (1987, 1988), con diferencias relativas máximas de aproximadamente 50 % en planos a $12,85^\circ$ y $22,85^\circ$ para cielos claros $k_t > 0,65$ y parcialmente claros $0,55 < k_t \leq 0,65$.

MODELOS SATELITALES

Los modelos satelitales permiten caracterizar el recurso solar disponible en superficie a nivel regional. Si bien la disponibilidad de datos de calidad obtenidos en estaciones solarimétricas muestra un continuo crecimiento, su densidad espacial es aún muy baja. En consecuencia el empleo de imágenes proporcionadas por satélites meteorológicos se ha transformado en las últimas décadas en una herramienta idónea para evaluar la variabilidad regional característica de la radiación solar incidente. Zelenka et al. (1999) [318] mostraron que a partir de imágenes satelitales pueden estimarse valores de irradiación global horaria con una precisión mayor que por interpolación o extrapolación de datos medidos en estaciones ubicadas a una distancia de 25 km.

Los satélites meteorológicos se dividen en relación a su órbita en polares y geoestacionarios. A pesar que los primeros pueden ofrecer información más precisa, ya que orbitan a una distancia de 850 km, las imágenes suministradas por sensores a bordo de plataformas geoestacionarias orbitando a 36.000 km son las más adecuadas para la estimación de la radiación solar incidente, dado que mantienen permanentemente su campo de visión sobre la misma zona de la tierra con una frecuencia de varias imágenes por hora y una resolución espacial en algunos casos mayor a 1 km. Noia et al. (1993a) [319] y (1993b) [320] clasificaron los modelos satelitales en dos grandes grupos: estadísticos y físicos. Los modelos estadísticos se basan en ajustes empíricos de expresiones que relacionan las cuentas digitales medidas por el radiómetro del satélite y valores simultáneos de irradiación solar obtenidos en tierra dentro del área de captación del sensor satelital. Los modelos físicos emplean códigos de transferencia radiativa para caracterizar la radiación solar incidente en su propagación a través de la atmósfera.

En la actualidad se tiende a recurrir a modelos de carácter híbrido. Mediante modelos parametrizados de banda ancha se caracteriza la radiación solar incidente en condiciones de cielo claro y a partir de imágenes satelitales del canal visible, más en algunos casos del IR, la posible presencia de nubes.

14.1 Modelos estadísticos

La principal ventaja de los modelos estadísticos es su sencillez y, por lo tanto, su eficacia operativa. Sin embargo, requieren de una buena base de datos experimentales en tierra y suelen tener, como todos los modelos empíricos, una validez local.

Al relacionar datos satelitales con mediciones en tierra surgen imprecisiones asociadas a la ubicación de las estaciones solarimétricas en la imagen satelital y a que el dato satelital es un valor instantáneo tomado sobre un pequeño ángulo sólido de visión, mientras que las mediciones en tierra son valores de irradiación, por lo general horaria, y en un ángulo sólido de 2π . La solución propuesta por distintos autores es considerar para cada estación un área blanco, un área asociada en la imagen satelital que la incluya y esté constituida por un número mayor de píxeles.

El modelo de Tarpley (1979) [321] aplicado a la región de las Grandes Planicies en EE.UU. fue uno de los primeros modelos satelitales estadísticos propuestos. Se utilizaron datos de 22 estaciones radiométricas e imágenes del canal visible GOES con una resolución espacial de 8 km. Para estimar la irradiación global horaria se definieron tres expresiones diferentes en función de la nubosidad de áreas blanco de 7×6 píxeles. En el caso de cielos despejados se incluyó un término dependiente de la transmitancia atmosférica en el rango visible teniendo en cuenta la atenuación debida a procesos de dispersión molecular de Rayleigh y de absorción por vapor de agua.

Para caracterizar la presencia de nubes es necesario conocer cuando cada pixel se encuentra libre de nubes. Para ello Tarpley definió un valor medio de brillo despejado B_o utilizando la siguiente expresión:

$$B_o = a + b \cos \theta_z + c \operatorname{seno} \theta_z \cos \gamma_s + d \operatorname{seno} \theta_z \cos^2 \gamma_s \quad (14.1)$$

donde γ_s ($^{\circ}$) es el ángulo acimutal entre el sol y el satélite.

Tomando por brillo el valor de la cuenta digital registrada por el sensor a bordo del satélite se determinaron los valores medios de brillo B_m y sus desvíos estándares para cada día y área blanco. Los coeficientes a , b , c y d en la ecuación (14.1) se obtuvieron empíricamente aplicando un procedimiento iterativo con el objeto de excluir valores con presencia de nubes. En primer lugar se eliminaron de la base de datos valores correspondientes a $\theta_z > 85^{\circ}$ y con desvíos estándares demasiado grandes, obteniéndose un primer juego de coeficientes. Luego los datos con brillo mayor al B_o correspondiente estimado en primera instancia fueron a su vez eliminados y con la nueva base de datos se recalcularon nuevos coeficientes. Finalmente, después de

tres ciclos de realizar los últimos dos pasos, se pudo arribar a un conjunto de datos libres de nubes y a unos coeficientes de regresión confiables.

El modelo de Justus et al. (1986) [322], llamado modelo JPT, es uno de los modelos estadísticos más utilizados. Es una simplificación del modelo de Tarpley (1979) ya que emplea solamente una ecuación de regresión válida para todas las condiciones de nubosidad y no necesita datos meteorológicos suplementarios, tales como columna total de agua precipitable.

En el modelo JPT se estimó la irradiación global horaria h (KJ m⁻²) mediante:

$$h = h_{sc} \varepsilon \cos \theta_z (a + b \cos \theta_z + c \cos^2 \theta_z) + d (B_m^2 - B_o^2) \quad (14.2)$$

donde $h_{sc} = 4921$ KJ m⁻² es la integral horaria de la constante solar, ε el factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol, B_m el brillo medio observado del área blanco y B_o el brillo medio despejado determinado previamente.

El último término en (14.2) corresponde a la corrección por nubosidad.

Con el objeto de definir el brillo medio despejado B_o se empleó la denominada técnica de brillo mínimo. Se consideró que, para un momento determinado del día y para cada área blanco, se conocen el brillo bajo condiciones de cielo claro B_o^* y B_m . Se establecieron a su vez dos valores umbrales $B_{máx}$ y $B_{mín}$ para indicar la posible presencia de nubes $B_m > B_{máx}$ o valores de brillo muy bajos como para estimar la irradiación incidente $B_m < B_{mín}$.

Entonces B_o se determinó empleando las siguientes relaciones:

$$B_o = B_o^* \quad \text{si } B_m \geq B_{máx} \quad (14.3a)$$

$$B_o = w_1 B_o^* + (1 - w_1) B_m \quad \text{si } B_o^* < B_m < B_{máx} \quad (14.3b)$$

$$B_o = B_m \quad \text{si } B_o^* - 2 < B_m \leq B_o^* - 2 \quad (14.3c)$$

$$B_o = w_2 B_o^* + (1 - w_2) B_m \quad \text{si } B_{mín} < B_m < B_o^* - 2 \quad (14.3d)$$

$$B_o = B_o^* \quad (14.3e)$$

Los autores propusieron para $w_1 = 0,99$ y $w_2 = 0,9$. El valor 2 en (14.3c) y (14.3d) está relacionado con la resolución espectral en el rango visible del detector embarcado en el satélite.

En el trabajo original [322] para obtener las constantes de regresión en la ecuación (14.2) se utilizaron 7.200 datos simultáneos de irradiación global horaria e imágenes del canal visible GOES sobre las Grandes Planicies en EE.UU. correspondientes al periodo agosto-diciembre 1980. Se reportaron en estudios de validación desvíos cuadráticos medios relativos RMSE% de 16,2 % para valores horarios y de 10,8 % para valores de irradiación global estimados en base diaria.

Frulla et al. (1988) [323] empleando el modelo JPT con las constantes determinadas en la referencia [322] observaron un RMSE% de 19,6 % al cotejar 5.322 datos de irradiación global diaria de 13 estaciones del país para el periodo 1982-1983 y en Frulla et al. (1990) [324], en un estudio similar, de 20,3 % al comparar 4.404 datos de irradiación global diaria de 9 estaciones de Brasil para el mismo periodo.

Por su parte Righini y Barrera (2008) [325] definieron las constantes del modelo JPT con datos de 5 estaciones del país. Cuando los ajustes se realizaron agrupando la base datos de todas las estaciones en función del índice de claridad horario k_t se pudo observar un RMSE% de 17,3 % al cotejar 715 datos de irradiación global diaria y de 8,9 % para valores diarios medios mensuales.

Más recientemente Alonso Suárez et al. (2012) [326] empleando imágenes del canal visible GOES 13 para el periodo mayo 2010 - diciembre 2011 con una resolución espacial de 2 km y datos de irradiación global horaria de 3 estaciones de Uruguay ajustaron las constantes del modelo JPT.

Al comparar valores estimados con datos de otras 4 estaciones no utilizadas en el ajuste se observaron un RMSE% de 18,6 % para valores horarios y de 12,8 % para diarios. Luego se pudo verificar que si la base de datos utilizada para la obtención de las constantes de regresión del modelo se agrupa en función del valor de brillo medio del área blanco B_m los desvíos medios relativos se reducen a 14 % para valores horarios y a 7,1 % en base diaria. Se determinaron dos juegos de constantes: empleando datos con $B_m \leq \bar{B}_m$ correspondientes a horas con cielos mayoritariamente claros y con $B_m > \bar{B}_m$ para cielos nublados; siendo \bar{B}_m el valor medio para el conjunto total de datos considerados.

En un trabajo posterior Alonso Suárez et al. (2014) [327] con datos horarios de irradiación global de las mismas tres estaciones de entrenamiento pero para un periodo mayor, con una extensión máxima de enero 2010 a diciembre de 2012, e imágenes simultáneas del canal visible GOES emplearon el mismo procedimiento de ajuste del modelo JPT para luego con una base de imágenes de 13 años generar cartas con valores diarios medios mensuales de irradiación global para todo el territorio de Uruguay con una resolución espacial de 20 km. Las cartas se validaron con bases de datos independientes de 3 estaciones, observando un RMSE% medio anual de 3,2 % con un sesgo medio relativo MBE% de 0,7 % para estas tres estaciones.

14.2 Modelos físicos

La base de datos NASA/GEWEX/SRB (Global Energy and Water Cycle Experiment/Surface Radiation Budget) versión 3.0, <http://gewex-srb.larc.nasa.gov/>, proporciona valores estimados de radiación global de onda corta 0,28-4 μm y onda larga $> 4 \mu\text{m}$ a tope de atmósfera y en superficie para el periodo 1983-2007, disponibles a nivel mundial con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Todos los productos se computaron inicialmente en una base temporal de 3 horas, para luego a partir de estos valores estimar los diarios, medios mensuales de 3 horas y diarios medios mensuales.

Para el cálculo de los flujos radiativos de onda corta SW se empleó el modelo físico de Pinker y Laszlo (1992) [328]. Este modelo se basa en la definición de la transmittancia atmosférica de banda ancha T - relación entre las irradiancias en superficie y a tope de atmósfera, como función de la reflectividad atmosférica de banda ancha R - relación entre las irradiancias reflejada e incidente a tope de atmósfera.

La función $T = f(R)$ se estableció para distintas condiciones atmosféricas y de superficie caracterizadas por el albedo de superficie, las columnas totales de gases absorbentes y los parámetros radiativos de dispersión molecular, en aerosoles y nubes. Las irradiancias descendente en superficie y ascendente a tope de atmósfera se estimaron empleando una aproximación δ -Eddington/"two-stream" para una atmósfera plana-paralela en 5 intervalos espectrales: 0,2-0,4; 0,4-0,5; 0,5-0,6; 0,6-0,7 y 0,7-4 μm . Con el dato satelital se definió la reflectividad a tope de atmósfera y de la relación $T = f(R)$ establecida previamente para la misma condición atmosférica y de superficie existente cuando se tomó el dato satelital, se determinó la irradiancia incidente en superficie.

Los valores estimados de radiación global de la base de datos GEWEX/SRB se validaron cotejándolos con mediciones en tierra obtenidas en estaciones de la red BSRN. En las Figuras 14.1. se muestran las gráficas de valores estimados en función de medidos en base diaria H y diaria media mensual \bar{H} , correspondientes al periodo enero 1992 - junio 2005 publicadas en: http://power.larc.nasa.gov/documents/SSE_Methodology.pdf. Se consignan valores de RMSE%, MBE%, coeficiente de correlación lineal, R , y número de casos analizados para datos entre los 60° de latitud Sur y Norte.

En Raichijk (2009) [329] se compararon valores diarios medios mensuales de radiación global de la base datos GEWEX/SRB con mediciones de 5 estaciones del país con registros de más de 10 años de extensión en el periodo 1983-2007. Para valores correspondientes a zonas planas y homogéneas climáticamente, Rafaela, se observaron RMSE% que varían para los distintos meses del año entre 5,3 y 7,2 %; en áreas planas pero con una mayor inhomogeneidad climática se hallaron desvíos entre 6

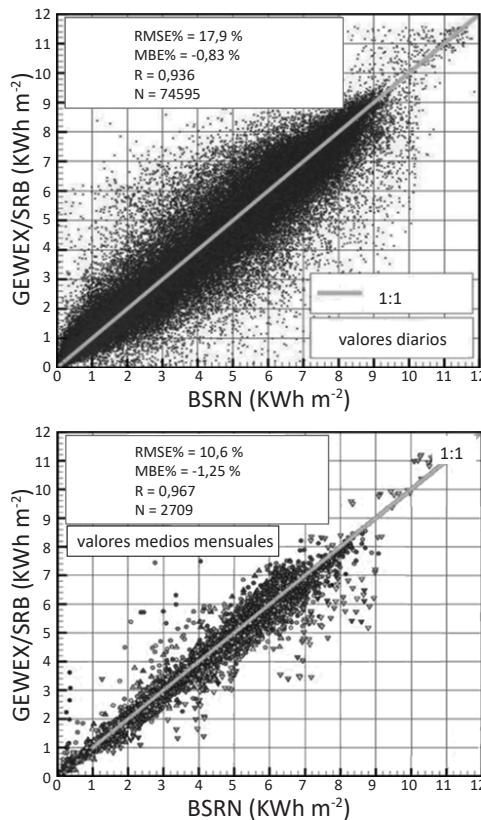


Fig. 14.1. Gráficas de valores de radiación global estimados GEWEX/SRB vs. medidas en estaciones de la red BSRN en base: diaria (arriba) y diaria media mensual (abajo). Junto a resultados del estudio de validación para datos entre los 60° de latitud Sur y Norte.

y 18,1 %, San Miguel, y entre 8,2 y 15,4 %, Cerro Azul. Mientras que en zonas de montañas, Cerrillos, los desvíos hallados fueron significativamente mayores, entre 10,4 y 24,4 %.

El modelo BRASIL-SR, Pereira et al. (2000) [330], producto de una mejora y adaptación del modelo de Möser y Raschke (1983) [331], estima la radiación global horaria como:

$$h = h_o [CI T_{nubes} + (1 - CI) T_c] \quad (14.4)$$

donde h_o es la radiación horaria sobre plano horizontal a tope de atmósfera; T_{nubes}

y T_c las transmitancias atmosféricas para condiciones de cielos nublado y claro respectivamente y CI el llamado índice de nubes (Cloud Index) definido por:

$$CI = \frac{B - B_{\min}}{B_{\max} - B_{\min}} \quad (14.5)$$

siendo B el dato satelital del canal visible, B_{\max} y B_{\min} los valores satelitales máximos y mínimos correspondientes a condiciones de cielos nublado y claro respectivamente.

Las transmitancias T_{nubes} y T_c se determinaron empleando un código de transferencia radiativa en una aproximación “two-stream” para una atmósfera plana-paralela de 30 capas y 135 longitudes de onda en el rango 0,3-3 μm .

Mediante el empleo del modelo BRASIL-SR, en el marco proyecto SWERA (Solar and Wind Energy Resource Assessment) bajo el auspicio de UNEP (United Nations Environment Programme), Martins et al. (2007) [332] han generado cartas con valores medios mensuales de irradiación global y directa normal para Brasil para el periodo 1995-2002 con una resolución espacial de 10 km. Se han utilizado imágenes del canal visible GOES y datos de temperatura, humedad relativa, albedo de superficie, visibilidad y propiedades de nubes. En la referencia [332] a su vez se cotejaron valores diarios de irradiación global estimados por el modelo BRASIL-SR con datos suministrados por 8 estaciones de la red SONDA, <http://sonda.ccst.inpe.br/>, correspondientes al periodo 2004-2005 observándose un RMSE% de 11,4 % con un MBE% de 0,2 %.

14.3 Modelos híbridos

En el NREL se han evaluado distintos modelos híbridos con el propósito de actualizar la Base Nacional de Datos de Radiación Solar de EE. UU. (NSRDB). Entre los modelos seleccionados se consideraron el modelo meteorológico/estadístico METSTAT de Maxwell (1998) [214] empleando datos de origen satelital de ozono, vapor de agua, espesor óptico de aerosoles y cobertura nubosa y el modelo desarrollado por la Universidad de Albany-Nueva York, llamado modelo SUNY (Perez et al. (2002) [333]).

El modelo SUNY propone estimar la irradiación global horaria h mediante el índice de nubes CI determinado a partir de imágenes del canal visible GOES y la irradiación global horaria de cielo claro h_c por medio de la siguiente expresión:

$$h = h_c f(CI) [0,0001 h_c f(CI) + 0,9] \quad (14.6)$$

donde

$$f(CI) = 2,36 CI^5 - 6,2 CI^4 + 6,22 CI^3 - 2,63 CI^2 - 0,58 CI + 1 \quad (14.7)$$

En la determinación de CI se consideraron valores de cuentas digitales normalizadas por el coseno del ángulo cenital empleando ventanas temporales móviles corregidas estacionalmente para definir B_{min} . La irradiación global horaria de cielo claro h_c se definió mediante el modelo parametrizado de banda ancha simple propuesto por Ineichen y Perez (2002) [334]:

$$h_c = a_1 \varepsilon I_{cs} \cos \theta_z \exp \{-a_2 m (f_{h1} + f_{h2} - (T_L - 1))\} \quad (14.8)$$

con

$$a_1 = 5,09 \cdot 10^{-5} z + 0,868 \quad (14.9a)$$

$$a_2 = 3,92 \cdot 10^{-5} z + 0,0387 \quad (14.9b)$$

$$f_{h1} = e^{-z/8000} \quad (14.9c)$$

$$f_{h2} = e^{-z/1250} \quad (14.9d)$$

siendo T_L el índice de turbidez de Linke y z (m) la altura del lugar.

Myers et al. (2005) [335] evaluaron estos 2 modelos satelitales híbridos con datos de 31 estaciones de referencia de EE.UU., reportando para valores diarios medios mensuales de irradiación global y directa normal estimados mediante el modelo METSTAT: RMSE% de 8 % y 15,7 % con MBE% de 1,73 % y -4 % respectivamente y para valores estimados por el modelo SUNY: RMSE% de 5 % y 13,7 % con MBE% de -0,06 % y -0,4 % respectivamente.

El modelo satelital Heliosat 2 (Rigollier et al. (2004) [223]) emplea el modelo parametrizado de banda ancha simple ESRA (Rigollier et al. (2000) [219]) para estimar la irradiación global horaria de cielo claro h_c y para corregir el índice de nubes CI .

Para el índice de nubes se consideró:

$$CI = \frac{\rho - \rho_{sup}}{\rho_{nubes} - \rho_{sup}} \quad (14.10)$$

donde ρ es la reflectancia o albedo aparente que se define por el cociente:

$\rho = \pi L / I_{csVIS} \varepsilon \cos \theta_z$ siendo L ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$) la radiancia recibida por el satélite procedente de un determinado píxel, en este caso derivada de imágenes del canal visible proporcionadas por el satélite geoestacionario METEOSAT, e I_{csVIS} la fracción visible de la constante solar en el rango de respuesta del sensor satelital. Por su parte ρ_{nubes} y ρ_{sup} son los albedos aparentes de nubes y de superficie bajo condiciones de cielo claro que se corrigen mediante las transmitancias globales atmosféricas incidente T_{down} y ascendente en la dirección del satélite T_{up} estimadas por el modelo ESRA:

$$\rho_{nubes} = \frac{\rho_{eff} - \rho_{atm}}{T_{down} T_{up}} \quad (14.11)$$

$$\rho_{sup} = \frac{\rho - \rho_{atm}}{T_{down} T_{up}} \quad (14.12)$$

donde ρ_{atm} es la reflectancia atmosférica intrínseca que puede ser estimada a partir de la irradiancia difusa de cielo claro y el albedo efectivo de nubes ρ_{eff} se determina mediante:

$$\rho_{eff} = 0,78 - 0,13 [1 - \exp \{-4 \cos^5 \theta_z\}] \quad (14.13)$$

Finalmente el índice de claridad horario de cielo claro $k_c = h / h_c$ se relacionó con el índice de nubes, CI , utilizando las siguientes expresiones empíricas:

$$k_c = 1,2 \quad \text{si } CI < -0,2 \quad (14.14a)$$

$$k_c = 1 - CI \quad \text{si } -0,2 \leq CI < 0,8 \quad (14.14b)$$

$$k_c = 2,0667 - 3,6667 CI + 1,6667 CI^2 \quad \text{si } 0,8 \leq CI < 1,1 \quad (14.14c)$$

$$k_c = 0,05 \quad \text{si } CI \geq 1,1 \quad (14.14d)$$

En Rigollier et al. (2004) [223] se validaron valores estimados por el modelo Heliosat 2 respecto de datos de 35 estaciones europeas sólo para tres meses: julio 1994, enero 1995 y abril 1995. Se obtuvieron RMSE% que varían entre 10 y 20 % para valores diarios de irradiación global.

Por último en Zarzalejo et al. (2009) [336] con datos de irradiación global horaria de

28 estaciones de España para el periodo enero 1994 - diciembre 2004 se evaluaron 4 correlaciones empíricas de k_c en función de CI , alternativas a las ecuaciones (14.14a-d) del modelo Heliosat 2:

$$k_c = a CI + b CI_{50} + c \quad (14.15a)$$

$$k_c = a CI + b CI_{50} + c m + d \quad (14.15b)$$

$$k_c = a CI + b CI_{50} + c CI_{25} + d CI_{75} + e \quad (14.15c)$$

$$k_c = a CI + b CI_{50} + c CI_{25} + d CI_{75} + e m + f \quad (14.15d)$$

donde CI_{50} es la mediana, CI_{25} y CI_{75} valores del índice de nubes para el primer cuartil y tercer cuartil respectivamente y m la masa de aire relativa estimada mediante la corrección propuesta por Kasten y Young (1989) [229]. En un estudio de validación, para el cual se reservaron el 20 % de los datos disponibles, se pudo observar una reducción del RMSE% de 21 % a 17 % respecto de valores de radiación global horaria estimados utilizando las correlaciones originales (14.14a-d).

Apéndice A: Unidades del Sistema Internacional (SI)

MAGNITUD	UNIDAD
ACELERACIÓN	m/s ²
ÁNGULO PLANO	rad (radián)
ÁNGULO SÓLIDO	str (estereorradián)
CAPACIDAD	l (litro)
CAPACIDAD TÉRMICA	kJ/(kg.K)
CAUDAL	m ³ /s
CAUDAL MÁSICO	kg/s
CONDUCTANCIA TÉRMICA	W/(m ² .K)
DENSIDAD	kg/m ³
FUERZA	N (newton)
INTERVALO DE TEMPERATURA	K (kelvin)
LONGITUD	m (metro)
MASA	kg (kilogramo)
MOMENTO	N.m
PRESIÓN	Pa = N/m ² (pascal)
POTENCIA	W (watt)
SUPERFICIE	m ²
TEMPERATURA	°C (t °C = TK – 273,15) (grado Celsius)
TIEMPO	s (segundo)
TRABAJO, ENERGÍA	J = N.m (joule)
VELOCIDAD	m/s
VOLUMEN	m ³

Apéndice B: Glosario de símbolos

$a_{g\lambda}$	coeficiente de absorción lineal monocromático de gases uniformemente mezclados	cm^{-1}
$a_{n\lambda}$	coeficiente de absorción lineal monocromático de NO_2	cm^{-1}
$a_{o\lambda}$	coeficiente de absorción lineal monocromático de O_3	cm^{-1}
$a_{w\lambda}$	coeficiente de absorción lineal monocromático de vapor de agua	cm^{-1}
B	brillo relativo o cuenta digital registrada por un sensor satelital	
B_o	brillo de cielo despejado	
CI	índice de nubes	
D	número de día del año juliano	
$D^m(\mu, \mu')$	denominador en la solución “two-stream”	
f	fracción de energía dispersada hacia delante	
$f(k)$	función de distribución del coeficiente de absorción másico	kg m^{-2}
F_s	fracción dispersada hacia delante por aerosoles en SPCTRAL2 y modelo de banda ancha de Bird y Hulstrom	
g	factor de asimetría	
g_l	coeficiente de expansión de la función de fase	
g_λ	factor de asimetría monocromático	
h	irradiación global horaria	MJ m^{-2}
h_o	irradiación horaria a tope de atmósfera incidente en una superficie horizontal	MJ m^{-2}
h_b	irradiación directa horaria sobre plano horizontal	MJ m^{-2}
h_{bn}	irradiación directa normal horaria	MJ m^{-2}
h_d	irradiación difusa horaria	MJ m^{-2}
h_{PAR}	irradiación global horaria PAR	MJ m^{-2}
h_{UV}	irradiación global horaria UV	MJ m^{-2}
H	irradiación global diaria	MJ m^{-2}

H_o	irradiación diaria a tope de atmósfera incidente en una superficie horizontal	MJ m^{-2}
H_b	irradiación directa diaria sobre plano horizontal	MJ m^{-2}
H_{bc}	irradiación directa diaria sobre plano horizontal de cielo claro	MJ m^{-2}
H_d	irradiación difusa diaria	MJ m^{-2}
H_{dc}	irradiación difusa diaria de cielo claro	MJ m^{-2}
H_c	irradiación global diaria de cielo claro	MJ m^{-2}
I	irradiancia global de banda ancha	W m^{-2}
I_{on}	irradiancia normal a tope de atmósfera de banda ancha	W m^{-2}
$I_{on\lambda}$	irradiancia normal a tope de atmósfera monocromática	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_{bn}	irradiancia directa normal de banda ancha	W m^{-2}
$I_{bn\lambda}(-\mu_o, \gamma_o)$	irradiancia directa normal monocromática	$\text{W m}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
I_{bnc}	irradiancia directa normal de banda ancha de cielo claro	W m^{-2}
$I_{bnc\lambda}$	irradiancia directa normal monocromática de cielo claro	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_c	irradiancia global de banda ancha de cielo claro	W m^{-2}
I_{cs}	constante solar	W m^{-2}
$I_{d\lambda}(\mu, \gamma)$	irradiancia difusa monocromática por ángulo sólido	$\text{W m}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
I_{dc}	irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro	W m^{-2}
$I_{dc\lambda}$	irradiancia difusa monocromática de cielo claro	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_{dac}	irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro por dispersión de aerosoles	W m^{-2}
$I_{dac\lambda}$	irradiancia difusa monocromática de cielo claro por dispersión de aerosoles	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_{dmc}	irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro por múltiple reflexión entre superficie y atmósfera	W m^{-2}
$I_{dmc\lambda}$	irradiancia difusa monocromática de cielo claro por múltiple reflexión entre superficie y atmósfera	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_{dRc}	irradiancia difusa de banda ancha de cielo claro por dispersión de Rayleigh	W m^{-2}
$I_{dRc\lambda}$	irradiancia difusa monocromática de cielo claro por dispersión de Rayleigh	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I_β	irradiancia sobre plano inclinado	W m^{-2}
I_λ	irradiancia monocromática	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
$I_\lambda(\mu, \gamma)$	irradiancia monocromática por ángulo sólido	$\text{W m}^2 \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
I_λ^+	irradiancia difusa monocromática media hemisférica ascendente	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$

I_{λ}^-	irradiancia difusa monocromática media hemisférica descendente	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$
I^m	término m en el desarrollo de I_{λ}	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
J_{λ}	función fuente monocromática	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
J^m	término m en el desarrollo de J_{λ}	$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$
k_{bo}	transmitancia horaria para la componente directa sobre plano horizontal	
k_d	fracción difusa horaria	
K_d	fracción difusa diaria	
k_{do}	transmitancia horaria para la componente difusa	
k_t	índice de claridad horario	
K_t	índice de claridad diario	
k_{tUV}	índice de claridad horario UV	
k_{λ}	coeficiente de atenuación másico monocromático	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
$k_{a\lambda}$	coeficiente de absorción másico monocromático	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
$k_{s\lambda}$	coeficiente de dispersión másico monocromático	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
L	radiancia registrada por un sensor satelital	$\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$
L_{obs}	longitud geográfica del observador	°
L_{of}	longitud geográfica del uso horario oficial del país	°
m	masa de aire relativa a presión estándar	
m'	masa de aire relativa a presión p	
n	heliofanía efectiva	horas
n'	índice de refracción	
N	número astronómico de horas de sol	horas
N_c	número máximo posible de horas de sol registrables en un día claro por un heliógrafo Campbell-Stokes	horas
p	presión atmosférica en superficie	$\text{Pa}=\text{N/m}^2$
$P(\cos\Theta)$	función de fase de dispersión	
P_l	polinomio de Legendre	
P_1^m	polinomio asociado de Legendre	
n	concentración volumétrica de partículas	m^{-3}
r	radio de partícula	m
r_D	distancia real entre la Tierra y el Sol	m
r_o	distancia media entre la Tierra y el Sol	m

t_s	hora solar aparente	hora, min, seg
t_{of}	hora oficial	
T_a	transmitancia de banda ancha por atenuación de aerosoles	
$T_{a\lambda}$	transmitancia monocromática por atenuación de aerosoles	
T_g	transmitancia de banda ancha por absorción de gases uniformemente mezclados	
$T_{g\lambda}$	transmitancia monocromática por absorción de gases uniformemente mezclados	
T_L	índice de turbidez de Linke	
T_{L2}	índice de turbidez de Linke para una masa de aire relativa igual a 2	
T_n	transmitancia de banda ancha por absorción de NO_2	
$T_{n\lambda}$	transmitancia monocromática por absorción de NO_2	
T_o	transmitancia de banda ancha por absorción de O_3	
$T_{o\lambda}$	transmitancia monocromática por absorción de O_3	
T_R	transmitancia de banda ancha por dispersión de Rayleigh	
$T_{R\lambda}$	transmitancia monocromática por dispersión de Rayleigh	
T_w	transmitancia de banda ancha por absorción de vapor de agua	
$T_{w\lambda}$	transmitancia monocromática por absorción de vapor de agua	
T_{aa}	transmitancia de banda ancha por absorción de aerosoles	
$T_{aa\lambda}$	transmitancia monocromática por absorción de aerosoles	
T_{as}	transmitancia de banda ancha por dispersión de aerosoles	
$T_{as\lambda}$	transmitancia monocromática por dispersión de aerosoles	
U	incerteza	
U_o	columna total de O_3	cm
U_w	columna total de agua precipitable	cm
w_i	pesos gaussianos	
$X_o^m(\mu - \mu_o)$	denominador en la solución “two-stream”	
α_A	exponente de Ångström	
β_A	coeficiente de Ångström	
α	ángulo de altitud o altura solar	°
β	ángulo de inclinación del plano o superficie receptora	°
γ	ángulo acimutal del plano receptor	°
δ	declinación solar	°
$\delta(\mu - \mu')$	función δ -Dirac	

Δ	corrección horaria legal	horas
ε	factor de corrección a la distancia media Tierra-Sol	
θ	ángulo de incidencia (ángulo entre la normal al plano y una línea dirigida hacia el Sol)	°
θ_z	ángulo cenital (ángulo entre una línea vertical al cenit y una línea dirigida hacia el Sol)	°
Θ	ángulo de dispersión	°
λ	longitud de onda	μm
$\Lambda_1^m(\mu)$	polinomio asociado de Legendre normalizado	
μ, μ_o	$\mu = \cos\theta, \mu_o = \cos\theta_o$	
μ_i	puntos de cuadratura gaussianos	
ρ	densidad másica	kg m^{-3}
ρ_c	albedo atmosférico	
$\rho_{c\lambda}$	albedo atmosférico monocromático	
ρ_{sup}	albedo de superficie	
$\rho_{sup\lambda}$	albedo de superficie monocromático	
σ_λ	sección eficaz de atenuación monocromática	m^2
$\sigma_{a\lambda}$	sección eficaz de absorción monocromática	m^2
$\sigma_{s\lambda}$	sección eficaz de dispersión monocromática	m^2
τ	espesor óptico	
τ^*	espesor óptico δ -transformado	
τ_a	espesor óptico de aerosoles de banda ancha	
$\tau_{a\lambda}$	espesor óptico de aerosoles monocromático	
τ_R	espesor óptico de Rayleigh para una atmósfera limpia y seca	
Φ	latitud geográfica de la localidad	°
χ	parámetro de tamaño	
ψ	ángulo acimutal solar	°
ω	ángulo horario	°
ω_s	ángulo horario al ocaso o al alba (- , +)	°
$\omega_{o\lambda}$	albedo de dispersión simple monocromático	
$\omega_{o\lambda}^*$	albedo de dispersión simple monocromático δ -transformado	
ω_{oa}	albedo de dispersión simple de aerosoles	
$\omega_{oa\lambda}$	albedo de dispersión simple monocromático de aerosoles	

Referencias

- [1] INTI (1981) SIMELA: Sistema Métrico Legal Argentino. Tablas de Equivalencias, 18 pp. Buenos Aires, Argentina, abril de 1981.
- [2] RISOL (1999) Red Temática del Subprograma VI (Nuevas Fuentes y Uso Racional de la Energía del Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo - CYTED), II Reunión General de Coordinación, Santiago de Cuba, diciembre de 1999.
- [3] Bethe H. A. (1939) "Energy production in stars", Physical Review vol. 55, pages 434-456.
- [4] von Weizsäcker C. F. (1937) "Über Elementumwandlungen im Innern der Sterne. I" (On transformations of elements in the interiors of stars. I), Physikalische Zeitschrift (Physics Journal) vol. 38, pages 176-191.
- [5] von Weizsäcker C. F. (1938) "Über Elementumwandlungen im Innern der Sterne. II" (On transformations of elements in the interiors of stars. II), Physikalische Zeitschrift vol. 39, pages 633-646.
- [6] O.M.M. (1982) Informe Final Abreviado de la Octava Reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, OMM.
- [7] Agosta E. A. (2004) Variaciones del Clima Terrestre y Rayos Cósmicos Galácticos durante el Ciclo Solar de 11 años. Revisión teórica. Meteorológica vol. 29, Nº 1-2, pp. 47-62.
- [8] Guemard C. A. (2004) The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. Solar Energy vol. 76, No. 4, 423-453.
- [9] Drummond A.J. and Thekaekara M.P. (Eds.) (1973) The Extraterrestrial Solar Spectrum. Institute of Environmental Sciences, Mount Prospect Illinois, USA.– No. 590, Anexo II. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza.
- [10] Chassériaux J. M. (1990) Conversión térmica de la radiación solar. Librería Agropecuaria S. A., primera edición, 306 páginas, Buenos Aires, Argentina.
- [11] Kasten F. (1965) A new table and approximation formula for relative optical air mass. Arch. Meteorol. Geoph. Biol. B14, pp. 206-223.

- [12] Spencer J. W. (1971) Fourier series representation of the position of the Sun. Search vol. 2, Nº 5, 172.
- [13] Duffie, J.A. and Beckman, W.A. (2006) Solar Engineering of Thermal Processes, third edition, Wiley Interscience, New York/Toronto.
- [14] Cooper P.I. (1969) The absorption of solar radiation in solar stills. Solar Energy vol. 12 No. 3, pp. 333-346.
- [15] European Solar Radiation Atlas – ESRA (2000). Les Presses de l’Ecole de Mines.
- [16] SoDa-Integration and exploitation of networked Solar radiation Databases for environment monitoring. WP 5.2b: Chain of algorithms: short- and longwave radiation with associated temperature prediction resources, version 2 (2002), J. Remund and J. Page, authors.
- [17] Michalsky J. (1988) The Astronomical Almanac’s Algorithm for approximate solar position (1950-2050). Solar Energy vol. 40 (3), 227-235.
- [18] Reda I., Andreas A. (2004) Solar position algorithm for solar radiation applications. Solar Energy vol. 76, 577-589.
- [19] Klein J. (1977) Calculation of Monthly Average Insolation on Tilted Surfaces, Solar Energy vol. 19, pp. 325.
- [20] Grossi Gallegos H. (2002) Notas sobre radiación solar. Publicado por el Departamento de Ciencias Básicas de la UNLu, Buenos Aires, Argentina, 225 páginas (ISBN 987-9285-19-0).
- [21] Roldán A., Righini R. y Grossi Gallegos H. (2005) Análisis preliminar de las fajas de heliógrafos utilizados en Argentina. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 9 N° 2, pp. 11.09 -11.13.
- [22] Organización Meteorológica Mundial (1982) Informe final abreviado de la Octava Reunión, Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación, 19-30 de octubre de 1981, México. OMM - N° 590, O.M.M., Ginebra, Suiza.
- [23] Gueymard C. (1993) Analysis of monthly average solar radiation and bright sunshine for different thresholds at Cape Canaveral, Florida. Solar Energy vol. 51, 139-145.
- [24] Raichijk C., Grossi Gallegos H. y Righini R. (2006) Variabilidad espacial de la heliofanía (duración de la insolación) en la Pampa Húmeda argentina, Uruguay y sur del Brasil. Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 19, pp. 33-37.
- [25] Bider M. (1958) Über die Genauigkeit der Registrierungen das Sonnescheinautographen Campbell-Stokes. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Issue 2, pp. 199-230.
- [26] Grossi Gallegos H. y Spreafichi M. I. (2011) Análisis del clima solar de Paraná, Entre Ríos (Argentina). Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 27, pp. 23-30.
- [27] Hay E. (1979) Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces. Solar Energy vol. 23 (4), 301-307.

- [28] Bennett J. (1965) Monthly maps of mean daily insolation for the United States. *Solar Energy* vol. 9, pp. 145-152.
- [29] Bennett J. (1966) Frequency of daily insolation in Anglo North America during June and December. *Solar Energy* vol. 11 (1), pp. 41-55.
- [30] Ångström A. (1924) Solar and terrestrial radiation. Report to the International Commission for Solar Research on Actinometric Investigations of solar and atmospheric radiation (presented at the Meeting at Utrecht, Sept. 4-6, 1923). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* vol. 50, pp. 121-125.
- [31] Prescott J.A. (1940) Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. R. Soc. Sci. Aust.* vol. 64, pp. 114-125.
- [32] Gueymard C., Myers D. (2009) Evaluation of conventional and high- performance routine solar radiation measurements for improved solar resource, climatological trends, and radiative modeling. *Solar Energy* vol. 83, 171-185.
- [33] Crivelli E. y Pedregal M. A. (1972) Cartas de radiación solar global de la República Argentina. *Meteorológica* vol. III, Nº 1, 2, 2, pp. 80-97.
- [34] Grossi Gallegos H. (1998a) Distribución de la radiación solar global en la República Argentina. I. Análisis de la información. *Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 4, pp.119-123.
- [35] Grossi Gallegos H. (1998b) Distribución de la radiación solar global en la República Argentina. II. Cartas de radiación. *Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 5, pp. 33-42.
- [36] Löf G., Duffie J. and Smith C. (1966) World Distribution of Solar Radiation. *Solar Energy* vol. 10 (1), pp.27-37.
- [37] Suehrcke H., Bowden R. S., Hollands K. G. T. (2013) Relationship between sunshine duration and solar radiation. *Solar Energy* vol. 92, pp. 160-171.
- [38] Martínez-Lozano J. A., Tena F., Onrubia J. E. and De la Rubia J. (1984) The historical evalution of the Ångström formula and its modifications: review and bibliography. *Agricultural and Forest Meteorology* vol. 33, pp. 109-128.
- [39] Lopardo R. y Fernández R. (1978) Estudio técnico-económico del instrumental necesario para la Red Solarimétrica en Argentina. En *Atas do II Congresso Latino-americano de Energia Solar*, João Pessoa, Brasil, vol. I, pp. 113-120.
- [40] Estol R., Gross S. y Renzini G. (1976) Calibración del instrumental de medición de radiación solar en Argentina. En *Atas do 2º Congresso Latino-American de Energia Solar* vol. I, pp. 31-42, João Pessoa, Paraíba, Brasil.
- [41] Esteves A. and De Rosa C. (1989) A simple method for correcting the solar radiation readings of a Robitzsch-type pyranometer. *Solar Energy* vol. 42 (1), 9-13.
- [42] World Meteorological Organization (1981) Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. Technical Note No. 172, WMO-No. 557, pp. 59-81, Geneva, Switzerland.

- [43] Robinson N. (Ed) (1966) Solar radiation, pp. 222-315. Elsevier Publishing Company, Amsterdam/London/New York.
- [44] Vignola F. (2006) Removing systematic errors from rotating shadowband pyranometer data. In Proceedings of the 35th ASES annual conference, Denver, CO, USA.
- [45] Flowers E. C. (1984) Long-term behaviours of pyranometers. En Proceedings IEA Meeting, Norrköpping, Sweeden; citado en el Cap. 4, p. 68, del Revised instruction manual on radiation instruments and measurements, WMO 1986.
- [46] Lopardo R., García M. y Atienza G. (1979) Comportamiento de un detector fotovoltaico en distintas condiciones. En Actas de la 15a. Reunión de Trabajo de la ASADES vol. I, pp. 5-11, La Plata, Argentina.
- [47] Klein W. (1981) Rapporteur's Report from Solar Resource Session. En Proceedings of the ISES Congress, Hall, D. and Morton, J. (Eds.), vol. 3, pp. 2311-2312, Pergamon Press, Brighton, Inglaterra.
- [48] Grossi Gallegos H., Lopardo R. and Atienza G. (1981), Solar radiation network. En Proceedings of the ISES Congress, Hall, D. and Morton, J. (Eds.), vol. 3, pp. 2456-2460, Pergamon Press, Brighton, Inglaterra.
- [49] Bolzi C. G., Durán J. C., Dursi O., Renzini G. y Grossi Gallegos H. (1999) Construcción y ensayo de piranómetros fotovoltaicos de bajo costo desarrollados en la CNEA. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 3 N° 1, pp. 04.29-04.32.
- [50] World Meteorological Organization (1986) Revised instruction manual on radiation instruments and measurements. Fröhlich C. and London J. (Eds.), pp. 49-91, WRCP Publications Series No. 7, WMO/TD - No. 149, Davos, Switzerland.
- [51] Rösemann, R. (2011) A Guide to Solar Radiation Measurement: from sensor to application. Second Edition, Netherlands.
- [52] Drummond A.J. (1956) On the measurement of sky radiation. Arch. Meteor. Geophys. and Bioklim. vol. 7, p. 413.
- [53] Le Baron J. A., Peterson W. A. and Dirmhirn I. (1980) Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands. Solar Energy vol. 25 (1), 1-13.
- [54] Le Baron B. A., Michalsky J. J. and Perez R. (1990) A simple procedure for correcting shadowband data for all sky conditions. Solar Energy vol. 44 (5), 249-256.
- [55] Ohmura A., Dutton E., Forgan B., Fröhlich C., Gilgen H., Hegner H., Heimo A., König-Langlo G., McArthur B., Müller G., Philipona R., Pinker R., Whitlock C., Dehne K., and Wild M. (1998) Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. Bulletin of the American Meteorological Society vol.79 (10) 2115-2136.
- [56] Michalsky J., Dutton E., Rubes M., Nelson D., Stoffel T., Wesley M., Plitt M. and DeLuisi J. (1999), Optimal Measurement of Surface Shortwave Irradiance Using Current Instrumentation. J. Atmos. Ocean. Technol. vol. 16, pp. 55-69.
- [57] Grossi Gallegos H. (2004) Distribución espacial de la radiación fotosintéticamente activa (PAR) en Argentina. Meteorológica vol. 29 (1 y 2), pp. 27-36.

- [58] Grossi Gallegos H., Righini R. y Dursi O. (2004) Primeras mediciones de la radiación fotosintéticamente activa en San Miguel, Provincia de Buenos Aires. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 8 (2), pp. 11.13-11.17.
- [59] Righini R. y Grossi Gallegos H. (2005) Análisis de la correlación entre la radiación fotosintéticamente activa y la radiación solar global en San Miguel, Provincia de Buenos Aires. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 9 (2), pp. 11.01-11.
- [60] Righini R., Grossi Gallegos H., Bolzi C.G., Martínez Bogado M. G. y Tamasi M.J.L. (2009) Comportamiento de un radiómetro PAR fabricado por CNEA respecto a un radiómetro PAR comercial Kipp & Zonen. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 13, pp. 09.07 - 09.11.
- [61] Denegri M. J., Righini R., Grossi Gallegos H., Bolzi C. G., Martínez Bogado M. G. y Tamasi M.J.L. (2009), Estudio comparativo de un radiómetro PAR fabricado por CNEA respecto a uno comercial. Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 24, pp. 1-6, publicado en 2010.
- [62] Vignola F., Michalsky J., Stoffel Th. (2012) Solar and Infrared Radiation Measurements, 394 p. CRC Press Taylor & Francis Group, FL, USA.
- [63] Kendall J. M. (1969) Primary absolute cavity radiometer. NASA Technical Report 32-1396, 29 p.
- [64] Vignola F., Michalsky J. and Stoffel T. (2012) Solar and Infrared Radiation Measurements. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, FL, USA.
- [65] Kasten F. (1988) Field instruments for solar radiation measurements. En Physical Climatology for Solar and Wind Energy, Guzzi, R. and Justus, C. (Eds.), pp. 438-477, World Scientific, Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore.
- [66] ISO (1990) International Standard 9060, Solar Energy – Specification and classification of instruments for measuring hemispherical solar and direct solar radiation. International Organization for Standardization, first edition, Geneve, Switzerland.
- [67] WMO (2008) OMM No. 8. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Seventh Edition, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneve, Switzerland. ISBN-978-92-63-100085 (Chapter 7, I7-12).
- [68] NIST (1994) Technical Note 1297, Guidelines for Evaluating and Expressing the Uncertainty of NIST Measurements Results. B. Taylos and C. Kuyatt.
- [69] GUM (BIPM, IEC, IFCC, ISO, IUPAC, IUPAP, OIML) Guide to the Expression of Uncertainty in Measurements. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. ISBN 92-67-10188-9, First Edition 1993.
- [70] INTI (1993) Guía para la expresión de incertidumbres de medición [segunda impresión, INTI, 2000], traducción INTI-CEFIS de “Guide to the expression of uncertainty in measurements” BIPM, IEC, IFCC, ISO, IUPAC, IUPAP, OIML.

- [71] Reda I. (2011) Method to Calculate Uncertainties in Measuring Shortwave Solar Irradiance Using Thermopile and Semiconductor Solar Radiometers. NREL/TP-3B10-52194, July 2011.
- [72] Gueymard C.A. and Myers, D.R. (2008) Solar Radiation Measurement: Progress in Radiometry for Improved Modelling. In Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface (Ed. V. Badescu), Springer.
- [73] Organización Meteorológica Mundial (1983) Guía de prácticas climatológicas (2^a edición), OMM, Ginebra.
- [74] Organización Meteorológica Mundial (1989) Cálculo de las normales estándar mensuales y anuales de 30 años. Preparado por una Reunión de Expertos, Washington, D.C., EE.UU., marzo de 1989. Organización Meteorológica Mundial, WCDP Nº. 10, OMM, Ginebra.
- [75] Grossi Gallegos H. y Coquet E. (2016) Influencia de la pérdida de datos sobre los promedios de radiación solar global. En Acta de la XXXIX Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente Vol. 4, pp. 011.53-11.61, 2016. Impreso en la Argentina. ISBN 978-987-29873-0-5.
- [76] Grossi Gallegos H., Coquet E. y Spreafichi M. I. (2014) Análisis de las series temporales de radiación solar global en vista de la utilización del sol como una fuente de energía. Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 33, pp. 7-14.
- [77] Finkelstein J. M. y Schafer R. E. (1971). Improved goodness-of-fit tests. Biometrika Vol 58 (3), pp. 641-645.
- [78] Organización Meteorológica Mundial (2007) Función de las normales climatológicas en un clima cambiante, Organización Meteorológica Mundial, WCDMP Nº. 61, OMM-TD Nº. 1377, OMM Ginebra, marzo de 2007.
- [79] Amato U., Andreta A., Bartoli B., Coluzzi B., Cuomo V., Fontana F., Serio C. (1986) Markov processes and Fourier analysis as a tool to describe and simulate daily solar irradiance. Solar Energy vol. 37 (3), pp. 179-194.
- [80] Brinkworth B. J. (1979). Autocorrelation and stochastic modelling of insolation sequences. Solar Energy vol.19, pp. 343-347.
- [81] Wilcox S. and Myers D. (2009) Evaluation of conventional and high-performance routine solar radiation measurements for improved solar resource, climatological trends, and radiative models. Solar Energy vol. 83, 171-185.
- [82] Wilcox S. and Myers D. (2008) Evaluation of Radiometers in Full-Time Use at the National Renewable Energy Laboratory Solar Radiation Research Laboratory. Technical Report NREL/TP-550-44627.
- [83] Raaijik C. (2012) Control de calidad de mediciones de radiación solar. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente, vol. 16, pp. 11.17-11.22.
- [84] Gandin L. S. (1970) The planning of meteorological station networks. Tech. Note No. 111, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WMO No. 265. TP.149, 135 p.

- [85] Wilson R. G. and Petzold D. E. (1972) Daily solar radiation differences between stations in Southern Canada: A preliminary analysis. Climatological Bulletin No. 11, pp. 15-22, McGill University, Canada.
- [86] Suckling Ph. and Hay J. E. (1976) The spatial variability of daily values of solar radiation for British Columbia and Alberta, Canada. Climatological Bulletin No. 20, pp. 1-7, McGill University, Canada.
- [87] Pivovarova Z. Y. (1977) Radiation characteristics of the climate of the U.S.S.R., Gidrometeoizdat, Leningrad, 335 p. Resultados publicados en Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source, Tech. Note No. 172, World Meteorological Organization (1981), Geneva, Switzerland, WMO-No. 557, pp. 192-193.
- [88] Atwater M. A, and Ball J. T. (1978). Intra regional variations of solar radiation in the Eastern United States. *J. Appl. Meteor.* vol. 17, pp. 1116-1125.
- [89] Hay J. and Suckling Ph. (1979). An assessment of the networks for measuring and modelling solar radiation in British Columbia and adjacents areas of Western Canada. *Canad. Geographer Vol. XXIII No. 3*, pp. 223-237.
- [90] Wilson R. G. (1980) Radiation assessment and design. En Proc. 1st Canadian Solar Radiation Data Workshop, J. Hay and T. Won, (Eds.), Canadian Atmospheric Environment Service, Downsview, Canada, pp. 105-117.
- [91] Suckling Ph. (1983) Extrapolation of solar radiation measurements: Mesoscale analysis from Arizona and Tennessee Valley Authority regions. *J. Clim. And Appl. Meteor.* vol. 22, pp. 448-494.
- [92] Suckling Ph. (1985). Estimating solar radiation values in selected midlatitude regions by extrapolating measurements from nearby stations. *Solar Energy* vol. 35 (6), pp. 491-495.
- [93] Grossi Gallegos H. and Lopardo R. (1988) Spatial variability of the global solar radiation obtained by the Solarimetric Network in the argentine Pampa Humeda. *Solar Energy* vol. 40 (5), pp. 397- 404.
- [94] Hay J. E. (1984) Mesoscale variability of solar radiation at the Earth's surface. *Solar Energy* vol. 32 (3), pp. 425-434.
- [95] Grossi Gallegos H. y Atienza G. (1992) Análisis del comportamiento espacial de los datos de radiación solar en la Pampa Húmeda. En Memoria del IV Congreso Interamericano y I Iberoamericano de Meteorología, Cáceres y Salamanca, España, pp. 216-220 (1992).
- [96] Raichijk C., Grossi Gallegos H. y Righini, R. (2006) Variabilidad espacial de la heliofanía (duración de la insolación) en la Pampa Húmeda argentina, Uruguay y sur del Brasil. *Energías Renovables y Medio Ambiente*, vol. 19, pp. 33-37.
- [97] Grossi Gallegos H., Raichijk C. y Righini R. (2010) Algunos aspectos de la climatología solar del Uruguay. *Revista Brasileira de Meteorología* vol. 54 (4), pp. 479-486.

- [98] Matheron G. (1962) *Traité de Geoestatistique Apliqueé*, Tome I. Memoires du Bureau de Recherches Geológiques et Minières, vol. 14, Editions Technip, Paris.
- [99] Matheron G. (1963a) *Traité de Geoestatistique Apliqueé*, Tome II: Le Krigeage. Memoires du Bureau de Recherches Geológiques et Minières, vol. 24, Editions Bureau de Recherches Geológiques et Minières, Paris.
- [100] Matheron G. (1963b) Principles of Geoestatistics. *Economic Geology*, vol. 58, pp. 1246-1266.
- [101] Krige D. (1951). A statistical problem to some basic mining valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of the South Africavol.* 52, pp. 119-139.
- [102] Aguiar R. (1999) *Cartografía de la Radiación Solar por Métodos Geoestadísticos*, 39 p., Red Iberoamericana de Solarimetría (RISOL), Buenos Aires, Argentina.
- [103] Santaló L. (1980) Probabilidad e inferencia estadística. *Monografía No. 11, Serie de matemáticas*, OEA, PRDCYT, Washington DC, EEUU, 137 p., 3ra. Edición.
- [104] García R. M. (2004) Inferencia estadística y diseño de experimentos. EUDEBA, Buenos Aires, Argentina, 736 p.
- [105] Hay J. (1977) An analysis of solar radiation data for selected locations in Canada. *Climatological Studies No. 32, Atmospheric Environment*, Downsview, Canada, 158 p.
- [106] Black, J. N. (1981) Some aspects of the climatology of solar radiation. En Proc. U. N. Conference in New Sources of Energy, Paper E/CONF. 35/513, Rome, Italy, pp. 311-316.
- [107] Grossi Gallegos, H. y Atienza, G. (1988) Acerca de la representatividad temporal de los valores de radiación solar global medidos por la Red Solarimétrica. En *Actas de la 12a. Reunión de Trabajo de la ASADES* vol. 1, pp. 101-106, Salta, Argentina.
- [108] Righini R., Aristegui R. y Roldán A. (2014) Determinación de la cantidad de años de medición necesarios para la evaluación de la radiación solar global a nivel de superficie en Argentina. En *Acta de la XXXVI Reunión de Trabajo de la ASADES* vol. 2, pp. 11.17-11.25. Oberá, Misiones, Argentina.
- [109] Gueymard C. A. and Wilcox S. M. (2009) Spatial and Temporal Variability in the Solar Resource: Assessing the Value of Short-Term Measurement at Potential Solar Power Plant Sites, in *Solar 2009 ASES Conf.*, Buffalo, NY.
- [110] Gueymard C. A. and Wilcox S. M. (2011) Assessment of spatial and temporal variability in the US solar resource from radiometric measurements and prediction from models using ground-based or satellite data. *Solar Energy* vol. 85, pp. 1068-1084.
- [111] Grossi Gallegos H. y Righini R. (2011) Acerca de la representatividad de los valores de radiación solar global medidos por la red solarimétrica en la Pampa Húmeda. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 15, pp. 11.33-11.40.

- [112] Grossi Gallegos H., Coquet E., Spreafichi M. I. (2013) Acerca de la longitud de las series temporales de irradiación solar global con vistas a su aprovechamiento energético. Acta de la XXXVI Reunión de Trabajo de la ASADES vol. 1, pp. 11.85-11.92.
- [113] Grossi Gallegos H. y Righini R. (2007) Atlas de energía solar de la República Argentina. Publicado por la Universidad Nacional de Luján y la Secretaría de Ciencia y Tecnología, Buenos Aires, Argentina, 74 páginas + 1 CD-ROM.
- [114] Kendall M.G. and Stuart A. (1961) The advanced theory of statistics, vol. 2, fourth edition. C. Griffin and Co. Ltd, London, England.
- [115] Grossi Gallegos H. y Spreafichi M. I. (2010) Análisis de las series de los promedios anuales de heliofanía efectiva en Argentina. Meteorológica vol. 32 (2007) y vol. 33 (1 y 2) pp. 5-17, publicado en abril de 2010.
- [116] Gueymard C. A. (2010) Solar Resource Assessment for CSP and CPV, Pt. 2. <http://www.slideshare.net/sustenergy/csp-training-series-solar-resource-assessment-22>.
- [117] Stanhill G. and Moreshet S. (1992) Global radiation climate changes: the World Network. Climatic Change vol. 2, pp. 57-75.
- [118] Stanhill G. and Karma J. (1994) Secular variation of global irradiance in Australia. Aust. Met. Mag. vol. 43, pp. 81-86.
- [119] Grossi Gallegos H. y Atienza G. (1995) Variación secular de la radiación global en la Argentina. Primeros resultados. En Actas de la XVIII Reunión de Trabajo de la ASADES tomo I, pp. 04.15-04.21, San Luis, Argentina.
- [120] Grossi Gallegos H. y Blázquez M. L. (1996) Estudio de variables meteorológicas en la Estación San Miguel, provincia de Buenos Aires. Informe de avance. En Actas de la XIX Reunión de Trabajo de la ASADES tomo I, pp. 04.1-04.4, Mar del Plata, Argentina.
- [121] Blázquez M. L. y Grossi Gallegos H. (1997) Resultados del estudio del comportamiento estadístico de la radiación solar y otras variables meteorológicas asociadas. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 1 N° 1, pp. 185-188.
- [122] Wild M. (2009) Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res. vol. 114, D00D16, doi: 10.1029/2008JD011470.
- [123] Wild M., Trüssel B., Ohmura A., Long C., König-Langlo G., Dutton E. and Tsvetkov A. (2009) Global dimming and brightening: An update beyond 2000. J. Geophys. Res. vol. 114, D00D13, doi:10.1029/2008JD011382.
- [124] Sanchez-Lorenzo A., Brunetti M., Calbo J. and Martin-Vide J. (2007) Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set. J. Geophys. Res., vol. 112, D201215, doi:10.1029/2007JD008677.
- [125] Raaijijk C. (2011) Observed trends in sunshine duration over South America. Int. J. Climatol. DOI: 10.1002/joc.2296.

- [126] Grossi Gallegos H. (1995) Methodological proposal for the design and installation of a network for measuring global solar radiation. In Proceedings of III the International Congress in Energy, Environment and Technological Innovation, Caracas, Venezuela, vol. 2, pp. 467-470.
- [127] Aristegui R. y Righini R. (2012) Discusión sobre el proceso de selección de sitios apropiados para la ubicación de estaciones de una futura red solarimétrica nacional. Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente vol. 16, pp. 11.39-11.46.
- [128] Righini R., Roldán A., Grossi Gallegos H., Aristegui R., Raichijk C. (2010) Nueva red de estaciones de medición de la radiación solar. En Comunicaciones del XXXIII Congreso de ASADES, pp. 11.01-11.05, versión CD-ROM.
- [129] Koeppen W. (1948) Climatología. Fondo de Cultura Económica, México, 477 pp.
- [130] Peel M., Finlayson B. y McMahon T. (2007) Update world map of Köppen-Geiger climate classification. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., vol 4, 439-473.
- [131] García M. y Fernández, R. (1978) Red de mediciones solarimétricas en Argentina. En Atas do 2º Congresso Latino-Americano de Energia Solar, João Pessoa, Brasil, vol. I, pp. 43-59.
- [132] Lopardo R., García M. y Atienza G. (1978). Aspectos técnicos de la Red Solarimétrica. En Actas de la 4ta. Reunión de Trabajo de la ASADES, La Plata, Argentina, pp. 365-374.
- [133] Lopardo R., García M. y Atienza G. (1979). Comportamiento de un detector fotovoltaico en distintas condiciones. En Actas de la 5ta. Reunión de Trabajo de la ASADES, Córdoba, Argentina, vol. I, pp. 5-12.
- [134] Grossi Gallegos H., Lopardo R. and Atienza G. (1980a). Solar radiation network in Argentina. In Proc. ISES, vol. 3, pp. 2456-2460, Brighton, England.
- [135] Grossi Gallegos H., Lopardo R. y Atienza G. (1980b). Estudio comparativo de la respuesta de sensores de radiación en diferentes ángulos. En Actas de la 6ta. Reunión de Trabajo de la ASADES, pp. 227-239, Catamarca, Argentina.
- [136] Grossi Gallegos H., Lopardo R. y Atienza G. (1981). Ensayo y calibración del instrumental de la Red Solarimétrica de la República Argentina. En Actas de la 3ra. Reunión Latinoamericana de Energía Solar, pp.14-18, Guadalajara, México.
- [137] Righini R., Roldán A., Aristegui R., Benítez E. (2012) Estado actual de la red de medición de la radiación solar de GERSolar. En Comunicaciones del XXXV Congreso de la ASADES, pp. 11.09-11.11, versión CD-ROM.
- [138] Righini R. y Aristegui R. (2015) Caracterización del nuevo laboratorio de calibración del GERSolar. En Acta de la XXXVIII Reunión de Trabajo de la Asociación Argentina de Energías Renovables y Medio Ambiente, Vol. 3, pp. 11.01-11.09.
- [139] WMO (1991) Workshop on Implementation of the Baseline Surface Radiation Network. WMO/TD-No. 406, March 1991, 8 p. y 3 apéndices.

- [140] Ohmura A., E. Dutton, B. Forgan, C. Fröhlich, H. Gilgen, H. Hegner, A. Heimo, G. König-Langlo, B. McArthur, G. Müller, R. Philipona, R. Pinker, C. Whitlock, K. Dehne, and M. Wild (1998) Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 vol. 10, pp. 2115-2136.
- [141] Organización Meteorológica Mundial (1975). *Atlas Climático de América del Sur*, vol. I (J. Hoffmann, Ponente). O.M.M., UNESCO, Cartographia, Budapest, Hungría, 28 cartas.
- [142] Righini R. y Grossi Gallegos H. (2005) Distribución de la heliofanía en Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Agrometeorología (RADA)* volúmenes 3-4, años 2003-2004, pp. 1-7.
- [143] Tiba C., Grossi Gallegos H., Fraidenraich N., Lyra F.J.M. (1999) On the development of spatial/temporal solar radiation maps: a Brazilian case study. *Renewable Energy* vol. 18, pp. 393-408.
- [144] Tiba C., Fraidenraich N., Grossi Gallegos H., Lyra F.J.M. (2002) Solar energy assessment – Brazil. *Renewable Energy* vol. 27, pp. 383-400.
- [145] Chandrasekhar S. (1960) *Radiative Transfer*. Dover Publications, New York.
- [146] Iqbal M. (1983) *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, New York.
- [147] Liou K.N. (2002) *An Introduction to Atmospheric Radiation*, 2nd Edition. Academic Press, San Diego, CA-USA.
- [148] Melnikova I. and Vasilyev A. (2005) *Short-Wave Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. Calculation, Observation, Interpretation*. Springer, Berlin.
- [149] Henyey L. and Greenstein J. (1941) Diffuse radiation in Galaxy. *Astrophys. J.* vol. 93, pp. 70-83.
- [150] Lenoble J. (1985) *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures*. A. Deepak Publishing, Hampton-USA.
- [151] Thomas G.E. and Stamnes K. (1999) *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press.
- [152] Arfken G. and Weber H. (1995) *Mathematical Methods for Physicists*, 4th Edition. Academic Press.
- [153] Zdunkowski W., Trautmann T., Bott A. (2007) *Radiation in the Atmosphere: A course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press.
- [154] Stamnes K., Tsay S.C., Wiscombe W.J. and Laszlo I. (2000) DISORT: A general-purpose Fortran program for discrete ordinate-method radiative transfer in scattering and emitting layered media: documentation of methodology, NASA Report. Disponible en: ftp://climate1.gsfc.nasa.gov/ridgway/Multiple_Scatt/DISORTReport1.1.pdf.

- [155] Laszlo I., Stamnes K., Wiscombe W.J. and Tsay S.-C. (2010) Towards generalized boundary conditions in DISORT. Proceedings of 13th Conference on Atmospheric Radiation, 27 de junio 2010. Disponible en: <https://ams.confex.com/ams/pdffiles/171283.pdf>.
- [156] Selby J.F.A. and McClatchey R.A. (1972) Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 μm : Compute Code LOWTRAN 2, AFCRL Environmental Research Paper No. 427, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Mass-USA.
- [157] Kneizys F. X., Shettle E.P., Gallery W. O., Chetwynd Jr. J. H., Abreu L. W., Selby J. E. A., Anderson G.P and Clough S.A. (1988) Users Guide to LOWTRAN 7. AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysics Laboratory, Bedford, Mass-USA. Disponible en: www.dtic.mil/cgi-bin/GetTRDoc?AD=ADA206773.
- [158] McClatchey R. A., Fenn R. W., Selby J. A. Volz, F. E. and Garing J. S. (1972) Optical properties of the atmosphere. AFCRL-72-0497, Air Force Geophysics Laboratory, Bedford, Mass-USA. Disponible en: <http://www.dtic.mil/get-tr-doc/pdf?AD=AD0753075>.
- [159] Fenn W. R., Clough S. A., Gallery W. O., Good R. E., Kneizys F. X., Mill JD., Rothman L. S., Shettle E. P. and Volz F. E. (1985) Optical and Infrared Properties of the Atmosphere, Handbook of Geophysics and the Space Environment, Chapter 18, A. S. Jursa Editor, Air Force Geophysics Laboratory, Bedford, Mass-USA.
- [160] Pierluissi J. H. and Tsai S. C. (1987) New LOWTRAN models for the uniformly mixed gases. Applied Optics vol. 26, N° 4, pp. 616-618.
- [161] Shettle E. P. and Fenn R. W. (1979) Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties, Air Force Geophysics Laboratory Technical Report AFG-TR-79-0214.
- [162] VanHoosier M. E. and Brueckner G. E. (1987) Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor (SUSIM): Calibration Results from Spacelab 2. Proceedings of 8th Workshop on Vacuum Ultraviolet Radiometric Calibration of Space Experiments, 19 March 1987.
- [163] Neckel H. and Labs D. (1984) The Solar Radiation Between 3300 and 12500 Ångström. Solar Physics vol. 90, pp. 205-258.
- [164] Wehrli C. H. (1985) Extra-terrestrial Solar Spectrum, Publication No. 615, Physikalisches Meteorologisches Observatorium and World Radiation Center, Davos, Switzerland.
- [165] Thekaekara M. P. (1974) Extra-terrestrial Solar Spectrum, 3000-6100 Å at 1 Å Intervals. Applied Optics vol. 13, pp. 518-522.
- [166] Gueymard C. A. (2006) Reference solar spectra: Their evolution, standardization issues, and comparison to recent measurements. Advances in Space Research vol. 37, pp. 323-340.
- [167] Hottel H. C. (1976) A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmosphere. Solar Energy vol. 18, pp. 129-134.

- [168] Berk A., Bernstein L. S. and Robertson D. C. (1989) MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, GL-TR-89-0122.
- [169] Berk A., Anderson G. P., Acharya P. K., Shettle E. P. (2008) MODTRAN 5.2.0.0 User's Manual, Spectral Sciences, Inc., Burlington, MA and AFRL, Space Vehicles Directorate, Hanscom AFB, Mass-USA.
- [170] Kurucz R. L. (1994) The Solar Irradiance by Computation. Proceedings of the 17th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, 7 June 1994, Geophysics Directorate/Phillips Laboratory, Bedford, Mass-USA.
- [171] Michael Yeh H. Y. and Stamnes K. (1994) Upgrade of FASCODE and MODTRAN to Full Solar Capability Including Multiple Scattering and Spherical Geometry, Geophysics Directorate/Phillips Laboratory, Bedford, Mass-USA.
- [172] Acharya P. K., Berk A., Anderson G. P., Larsen N. F., Tsay S.-C., and Stamnes K. H. (1999) MODTRAN 4: Multiple Scattering and Bi-Directional Reflectance Distribution Function (BRDF) Upgrades to MODTRAN. Proc. of SPIE, Optical Spectroscopy Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research, 19-21 July 1999.
- [173] Smith H. J. P., Dube D. J., Gardner M. E., Clough S. A., Kneizys F. X. and Rothman L. S. (1978) FASCODE - Fast Atmospheric Signature Code (Spectral Transmittance and Radiance). Report AFGL-TR-78-0081, Hanscom AFB, Mass-USA.
- [174] Mayer B. and Kylling A. (2005) Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* vol. 5, pp. 1855-1877.
- [175] Mayer B., Seckmeyer S. and Kylling A. (1997) Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modelling results. *J. Geophys. Res.* vol. 102, N° 7, pp. 8755-8767.
- [176] Evans K. F. and Stephens G. L. (1991) A new polarized atmospheric radiative transfer model. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* vol. 46, pp. 413-423.
- [177] Kylling A., Stamnes K. and Tsay S.-C. (1995) A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: documentation of accuracy in realistic layered media. *J. Atmos. Chem.* vol. 21, pp. 115-150.
- [178] Dahlback A. and Stamnes K. (1991) A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight. *Planet. Space Sci.* vol. 39, pp. 671-683.
- [179] Ricchiazzi P., Yang S., Gautier C. and Sowle D. (1998) SBDART: A research and Teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere, *Bulletin of the American Meteorological Society* vol. 79, pp. 2101-2114.
- [180] Tanre D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcette J.J., Prebos J. and Deschamps P.Y. (1990) A description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing* vol. 11, N° 4, pp. 659-668.

- [181] Madronich S. (1993) UV radiation in the natural and perturbed atmosphere en Environmental effects of ultraviolet radiation, Ed. M. Tevini, pp. 17-69. Lewis Publishers, Boca Ratón. FL-USA.
- [182] Gueymard C. A. (2014) A review of validation methodologies and statistical performance indicators for modeled solar radiation data: Towards a better bankability of solar projects. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* vol. 39, pp. 1024-1034.
- [183] Stone R. J. (1993) Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. *Solar Energy* vol. 51, pp. 289-291.
- [184] Willmott C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography* vol. 2, pp. 184-194.
- [185] Legates D. R. and McCabe G. J. (2013) A refined index of model performance: a rejoinder. *Int. J. Climatol.* vol. 33, pp. 1053-1056.
- [186] Espinar B., Ramirez L., Drews A., Beyer H. G., Zarzalejo L. F., Polo J., Martín L. (2009) Analysis of different comparison parameters applied to solar radiation data from satellite and German radiometric stations. *Solar Energy* vol. 83, N°1, pp. 118-125.
- [187] Weihs P. and Weeb A. R. (1997) Accuracy of spectral UV model calculations: 1. Consideration of uncertainties in input parameters. *Journal of Geophysical Research* vol. 102, N° 1, pp. 1541-1550.
- [188] Li Z., Lee K. H., Wang Y., Xin J. and Hao W. M. (2010) First observation-based estimates of cloud-free aerosol radiative forcing across China. *J. Geophys. Res.* vol. 115, D00K18, doi:10.1029/2009JD013306.
- [189] Román R., Bilbao J. and de Miguel A. (2014a) Solar radiation simulations in the Iberian Peninsula: Accuracy and sensitivity to uncertainties in inputs of a radiative transfer model. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* vol. 145, pp. 95-109.
- [190] Román R., Bilbao J. and de Miguel A. (2014b) Uncertainty and variability in satellite-based water vapor column, aerosol optical depth and Angström exponent, and its effect on radiative transfer simulations in the Iberian Peninsula. *Atmospheric Environment*, vol. 89, pp. 556-569.
- [191] Michalsky J., Anderson G., Barnard J., Delamere J., et al. (2006) Shortwave radiative closure studies for clear skies during the Atmospheric Radiation Measurement 2003 Aerosol Intensive Observational Period. *J. Geophys. Res.* vol. 111, D14S90, doi:10.1029/2005JD006341.
- [192] Bird R. E. and Riordan C. (1986) Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres. *J. Clim. Appl. Meteorol.* vol. 25, pp. 87-97.
- [193] Leckner B. (1978) The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface-elements of a model. *Solar Energy* vol. 20, pp. 143-150.

- [194] Brine D. T. and Iqbal M. (1983) Diffuse and Global Solar Spectral irradiance under cloudless skies. *Solar Energy* vol. 30, N° 5, pp. 447-453.
- [195] Neckel H. and Labs D. (1981) Improved data of solar spectral irradiance from 0,33 to 1,25 μm . *Solar Physics* vol. 74, pp. 231-249.
- [196] Kneizys F. X., Shettle E. P., Gallery W. O., Chetwynd, Jr. J. H., Abreu L. W., Selby J. E. A., Fenn R. W. and McClatchey R. A. (1980) Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 5, AFGL-TR-80-0067, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Mass-USA.
- [197] Kasten F. (1966) A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Arch. Met. Geophys. Biokl.* vol. B 14, pp. 206-223.
- [198] Kroon M., Veefkind J. P., Sneep M., McPeters R. D., Bhartia P. K. and Levelt P. F. (2008) Comparing OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column data. *J. Geophys. Res.* vol. 113, D16S28, doi:10.1029/2007JD008798.
- [199] Balis D., Kroon M., Koukouli M. E., Brinksma E. J., Labow G., Veefkind J. P. and McPeters R.D. (2007) Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations. *J. Geophys. Res.* vol. 112, D24S46, doi:10.1029/2007JD008796.
- [200] Tamasi M. J. L., Martínez Bogado M. G., Bruno C. J. (2011) Cálculo del vapor de agua precipitable y evaluación de su incertidumbre. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 15, pp. 11.65-11.70.
- [201] Pérez-Ramírez D., Whiteman D. N., Smirnov A., Lyamani H., Holben B. N., Pinker R., Andrade M. and Alados-Arboledas L. (2014) Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* vol. 119, N° 15, pp. 9596-9613.
- [202] Gao B. C. and Kaufman Y. J. (2003) Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *J. Geophys. Res.* vol. 108, D13, 4389, doi:10.1029/2002JD003023.
- [203] Ångström A. K. (1929) On the atmospheric transmission of Sun radiation and on the dust on the air. *Geogr. Ann.* vol. 12, pp. 130-159.
- [204] Bird R. E (1983) Terrestrial solar spectral modeling. *Solar Cells* vol. 7, pp. 107-118.
- [205] Gueymard C. A. (1995) SMARTS2, A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine. Florida Solar Energy Center, FSEC-PF-270-95. Disponible en: http://rredc.nrel.gov/solar/models/smarts/relatedrefs/smarts2_report.pdf.
- [206] Gueymard C. A. (2001) Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy* vol. 71, N° 5, pp. 325-346.
- [207] Braslav N. and Dave J. V. (1973) Effects of aerosol on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. *J. Appl. Meteorol.* vol. 12, pp. 601-619.
- [208] Gueymard C. A. (2008) Prediction and validation of cloudless shortwave solar spectra incident on horizontal, tilted, or tracking surfaces. *Solar Energy* vol. 82, pp. 260-271.

- [209] Gueymard C. A. (2004) The Sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. *Solar Energy* vol. 76, pp. 423-452.
- [210] Utrillas M. P., Bosca J. V., Martínez-Lozano J. A., Cañada J., Tena F. and Pinazo J. M. (1998) A comparative study of SPCTRAL2 and SMARTS2 parameterised models based on spectral irradiance measurements at Valencia, Spain. *Solar Energy* vol. 63, N° 3, pp. 161-171.
- [211] Foyo-Moreno I., Vida J., Olmo F. J., Alados-Arboledas L. (2000) Estimating solar ultraviolet irradiance (290–385nm) by means of the spectral parametric models: SPCTRAL2 and SMARTS2. *Ann. Geophys.* vol. 18, pp. 1382-1389.
- [212] Bird R. E. and Hulstrom R. L. (1980) Direct Insolation Models. SERI / TR-335-344, Solar Energy Research Institute (SERI/NREL). Disponible en: <http://www.nrel.gov/docs/legosti/old/344.pdf>.
- [213] Bird R. E. and Hulstrom R. L. (1981) A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Technical Report SERI/TR-642-761, Solar Research Institute (SERI/NREL). Disponible en: <http://www.nrel.gov/rredc/pdfs/761.pdf>.
- [214] Maxwell E. (1998) METSTAT-The solar radiation model used in the production of the NSRDB. *Solar Energy* vol. 62, N° 4, pp. 263-279.
- [215] Selby J. E. A. and McClatchey R. A. (1975) Atmospheric Transmittance from 0,25 to 28,5 μm : Computer code LOWTRAN 3. AFCRL-TR-75-0255.
- [216] Selby J. E. A., Kneizys F. X., Chetwynd J. H., McClatchey R. A. (1978) Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 4, AFGL-TR-78-0053.
- [217] Bird R. E. and Hulstrom R. L. (1979) Application of Monte Carlo technique to insolation characterization and prediction. US SERI Tech. Report RR-36-306.
- [218] Dave J. V. (1978) Extensive Datasets of the Diffuse Radiation in Realistic Atmospheric Models with Aerosols and Common Absorbing Gases. *Solar Energy* vol. 21, pp. 361-369.
- [219] Rigollier C., Bauer O., Wald L. (2000) On the clear sky model of the ESRA-European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method. *Solar Energy* vol. 68, N° 1, pp. 33-48.
- [220] Louche A., Maurel M., Simonnot G., Peri G. and Iqbal M. (1987) Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy* vol. 38, N° 2, pp. 89-96.
- [221] Mächler M. A. and Iqbal M. (1985) A modification of the ASHRAE clear sky irradiation model. *Trans ASHRAE* vol. 91A, pp.106-15.
- [222] Remund J., Wald L., Lefèvre M., Ranchin T., Page J. (2003) Worldwide Linke turbidity information. Proceedings of ISES-Solar World Forum Congress, 16-19 June 2003, Göteborg, Sweden.
Disponible en: hal.archives-ouvertes.fr/hal-00465791/file/isesh2003_linke.pdf.

- [223] Rigollier C., Lefèvre M., Wald L. (2004) The method heliosat-2 for deriving short-wave solar radiation from satellite images. *Solar Energy* vol. 77, N° 2, pp. 159-169.
- [224] Linke F. (1922) Transmissions-Koeffizient und Trübungsfaktor. *Beitr. Phys. fr. Atmos.* vol. 10, pp. 91-103.
- [225] Kasten F. (1980) A simple parameterization of the pyrheliometric formula for determining the Linke turbidity factor. *Meteor. Rundschau* vol. 33, pp. 124-127.
- [226] Louche A., Peri G. and Iqbal M. (1986) An analysis of Linke turbidity factor. *Solar Energy* vol. 37, pp. 393-396.
- [227] Grenier J. C., De La Casiniere A. and Cabot T. (1995) Atmospheric turbidity analyzed by means of standardized Linke's turbidity factor. *J. Appl. Meteo.* vol. 34, pp. 1449-1458.
- [228] Kasten F. (1996) The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy* vol. 56, N° 3, pp. 239-244.
- [229] Kasten F. and Young A. T. (1989) Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics* vol. 28, N° 22, pp. 4735-4738.
- [230] Raichijk C. (2009) Estimación del índice de turbidez de Linke para distintas localidades de Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 13, pp. 11.11-11.16.
- [231] Gueymard C. A. (2008) REST2: High performance solar radiation model for cloudless-sky irradiance, illuminance and photosynthetically active radiation-Validation with a benchmark dataset. *Solar Energy* vol. 82, pp. 272-285.
- [232] Gueymard C. A. (1989) A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the Earth's surface. *Solar Energy* vol. 43, pp. 253-265.
- [233] Gueymard C. A. (2011) Irradiance variability and its dependence on aerosols. *Proceedings of the SolarPACES Conference, 20-23 de septiembre, Granada, España.* Disponible en: http://www.solarconsultingservices.com/Gueymard-Aerosol_variability-SolarPACES2011.pdf.
- [234] Yang K., Huang G. W., Tamai N. (2001) A hybrid model for estimating global solar radiation. *Solar Energy* vol. 70, pp. 13-22.
- [235] Yang K., Koike T., Ye B. (2006) Improving estimation of hourly, daily, and monthly solar radiation by importing global data sets. *Agricultural and Forest Meteorology* vol. 137, pp. 43-55.
- [236] Gueymard C. A. (2003a) Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Pt 1: Detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy* vol. 74, pp. 355-379.
- [237] Gueymard C. A. (2003b) Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: Validation with high-quality measurements. *Solar Energy* vol. 74, pp. 381-395.

- [238] Ineichen P. (2006) Comparison of eight clear sky broadband models against 16 independent data banks. *Solar Energy* vol. 80, pp. 468-478..
- [239] Madkour M. A., El-Metwally M., Hamed A. B. (2006) Comparative study on different models for estimation of direct normal irradiance (DNI) over Egypt atmosphere. *Renewable Energy* vol. 31, pp. 361-382..
- [240] Gueymard C. A. (2012) Clear-sky irradiance predictions for solar resource mapping and large-scale applications: Improved validation methodology and detailed performance analysis of 18 broadband radiative models. *Solar Energy* vol. 86, pp. 2145-2169..
- [241] Tang W., Yang K., He J., Qin J. (2010) Quality control and estimation of global solar radiation in China. *Solar Energy* vol. 84, pp. 466-475.
- [242] Koepke P., Hess M., Schult I. and Shettle E. P. (1997) Global Aerosol Data Set. Report No 243, Max-Planck Institut für Meteorologie. Hamburg, Germany. Disponible en: http://rascin.net/sites/default/files/downloads/MPI-Report_243.pdf.
- [243] Raichijk C. (2011) Modelo parametrizado de Yang: estudio de validación. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 15, pp. 11.01-11.08.
- [244] Sonmete M., Ertekin C., Menges H., Haciseferogullari H., Evrendilek F. (2011) Assessing monthly average solar radiation models: a comparative case study in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment* vol. 175, N° 1-4, pp. 251-277.
- [245] Ångström A. (1924) Solar and terrestrial radiation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* vol. 50, pp. 121-125.
- [246] Prescott J. A. (1940) Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Tran. R. Soc. S. Austr.* vol. 64, pp. 114-118.
- [247] Martínez-Lozano J. A., Tena F., Onrubia J. E., De La Rubia J. (1984) The historical evolution of the Ångström formula and its modifications: Review and bibliography. *Agricultural and Forest Meteorology* vol. 33, N° 2-3, pp. 109-128.
- [248] Righini R., Grossi Gallegos H., Raichijk C. (2004) Trazado de nuevas cartas de irradiación solar global para Argentina a partir de horas de brillo solar (heliofanía). *Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 14, pp. 23-31.
- [249] Righini R., Grossi Gallegos H., Raichijk C. (2005) Approach to drawing new global solar irradiation contour maps for Argentina. *Renewable Energy* vol. 30, N° 8, pp. 1143-1308.
- [250] Glover J. and Mc-Culloch F. (1958) The empirical relationship between solar radiation and hours of sunshine. *Q.J.R. Met. Soc.* vol. 84, N° 359, pp. 172-175.
- [251] Rietveld M. R. (1978) A new method for estimating the regression coefficients in the formula relating solar radiation to sunshine. *Agricultural Meteorology* vol. 19, pp. 243-252.
- [252] Gopinathan K. K. (1988) A simple method for predicting global solar radiation on a horizontal surface. *Solar and Wind Technology* vol. 5, pp. 581-583.

- [253] Ögelman H., Ecevit A., Tasdemiroglu E. (1984) A new method for estimating solar radiation from bright sunshine data. *Solar Energy* vol. 33, N° 6, pp. 619-625.
- [254] Bahel V., Bakhsh H., Srinivasan R. (1987) A correlation for estimation of global solar radiation. *Energy* vol. 12, N° 2, pp. 131-135.
- [255] Akinoglu B. G. (2008) Recent advances in the relations between bright sunshine hours and solar irradiation, Capítulo 5 en *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface: Recent Advances*, Badescu V., Springer.
- [256] Suehrcke H. (2000) On the relationship between duration of sunshine and solar radiation on the earth's surface: Ångström's equation revisited. *Solar Energy* vol. 68, N° 5, pp. 417-425.
- [257] Page J. (1961) The estimation of monthly mean values of daily total shortwave radiation on vertical and inclined surfaces from sunshine records for latitude 401N–401S. Proceedings of the UN conference on new sources of energy. Paper N° S98, 4, pp. 378-390.
- [258] Driesse A. and Thevenard D. (2002) A test of Suehrcke's sunshine-radiation relationship using global data set. *Solar Energy* vol. 72, N° 2, pp. 167-175.
- [259] Suehrcke H., Bowden R. S. and Hollands K. G. T. (2013) Relationship between sunshine duration and solar radiation. *Solar Energy* vol. 92, pp. 160-171.
- [260] Louche A., Notton G., Poggi P. and Simonnot G. (1991) Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on a French Mediterranean site. *Solar Energy* vol. 46, N° 4, pp. 261-266.
- [261] Power H. C. (2001) Estimating clear-sky beam irradiation from sunshine duration. *Solar Energy* vol. 71, N° 4, pp. 217-224.
- [262] Raaijijk C. y Grossi Gallegos H. (2010) Correlaciones empíricas de la irradiación solar normal directa con la heliofanía efectiva. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 14, pp. 11.17-11.22.
- [263] Stanhill G. (1998) Estimation of direct solar beam irradiance from measurements of the duration of bright sunshine. *Internat. J. of Climatology* vol. 18, N° 3, pp. 347-354.
- [264] El-Sebaii A. A. and Trabea A. A. (2003) Estimation of horizontal diffuse solar radiation in Egypt. *Energy Convers. Manage.* vol. 44, pp. 2471-2482.
- [265] Ulgen K. and Hepbasli A. (2009) Diffuse solar radiation estimation models for Turkey's big cities. *Energy Convers. Manage.* vol. 50, pp. 149-156.
- [266] Gopinathan K. and Soler A. (1995) Diffuse radiation models and monthly-average, daily, diffuse data for a wide latitude range. *Energy* vol. 20, N° 7, pp. 657-667.
- [267] Hargreaves G. L., Hargreaves G. H., Riley P. (1985) Irrigation water requirement for the Senegal river basin. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE* 111, pp. 265-275.
- [268] Bristow K. L. and Campbell G. S. (1984) On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agric. For. Meteorol.* vol. 31, pp. 159-166.

- [269] Raichijk C., Grossi Gallegos H., Righini R. (2005) Evaluación de un método alternativo para la estimación de valores medios mensuales de irradiación global en Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 9, 11.05-11.08.
- [270] Raichijk C. y Lanson A. (2011) Evaluación de distintos modelos de estimación de la radiación solar global basados en datos de temperatura. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 15, pp. 11.09-11.14.
- [271] Chen R., Ersi K., Yang J., Lu S., Zhao W. (2004) Validation of five global radiation models with measured daily data in China. *Energ. Convers. Manage.* vol. 45, pp. 1759-1769.
- [272] Lanetz A. and Kudish A. (2008) A method for determining the solar global and defining the diffuse and beam irradiation on a clear day, Capítulo 4 en *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface: Recent Advances*, Badescu V., Springer.
- [273] Badescu V. (1997) Verification of some very simple clear and cloudy sky models to evaluate global solar irradiance. *Solar Energy* vol. 61, N° 4, pp. 251-264.
- [274] Kasten F. and Czeplak G. (1980) Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of clouds. *Solar Energy* vol. 24, pp. 177-189.
- [275] Robledo L. and Soler A. (2000) Luminous efficacy of global solar radiation for clear skies. *Energy Convers. Manage.* vol. 41, pp. 1769-1779.
- [276] Janjai S., Sricharoen K., Pattaranapitchai S. (2011) Semi-empirical models for the estimation of clear sky solar global and direct normal irradiances in the tropics. *Applied Energy* vol. 88, pp. 4749-4755.
- [277] Escobedo J. F., Gomes E. N., Oliveira A. P., Soares J. (2009) Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. *Applied Energy* vol. 86, pp. 299-309.
- [278] Denegri M. J. (2011) Relación entre la radiación fotosintéticamente activa y la radiación solar global en Luján, Buenos Aires, Argentina. XIV Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Setúbal, Portugal, pp. 258-263.
- [279] Udo S. O. and Aro T. O. (1999) Global PAR related to global solar radiation for central Nigeria. *Agricultural and Forest Meteorology* vol. 97, pp. 21-31.
- [280] Jacovides C.P., Tymvios F.S., Asimakopoulos D.N., Theofilou K.M., Pashiardes S. (2003) Global photosynthetically active radiation and its relationship with global solar radiation in the Eastern Mediterranean basin. *Theor. Appl. Climatol.* vol. 74, pp. 227-233.
- [281] Jacovides C. P., Tymvios F. S., Assimakopoulos V. D., Kaltsounides N. A. (2007) The dependence of global and diffuse PAR radiation components on sky conditions at Athens, Greece. *Agricultural and Forest Meteorology* vol. 143, pp. 277-287.
- [282] Perez R., Ineichen P., Seals R., Michalsky J. and Stewart R. (1990). Modeling daylight availability and irradiance components from direct, and global irradiance. *Solar Energy* vol. 44, N° 5, pp. 271-289.

- [283] Alados I., Foyo-Moreno I. and Alados-Arboledas L. (1996) Photosynthetically active radiation: measurements and modelling. Agricultural and Forest Meteorology vol. 78, N° 1-2, pp. 121-131.
- [284] Martinez-Lozano J. A., Tena F. and Utrillas M. P. (1999) Ratio of UV to global broadband irradiation in Valencia, Spain. Int. J. Climatol. vol. 19, pp. 903-911.
- [285] Hu B., Wang Y. S., Liu G. R. (2010) Properties of ultraviolet radiation and the relationship between ultraviolet radiation and aerosol optical depth in China. Atmos. Res. vol. 98, pp. 297-308.
- [286] Foyo-Moreno I., Vida J., Alados-Arboledas L. (1999) A simple all weather model to estimate ultraviolet solar radiation (290-385nm). Journal of Applied Meteorology vol. 38, pp. 1020-1026.
- [287] Wang L. C., Gong W., Lin A. W., Hu B. (2014) Measurements and cloudiness influence on UV radiation in Central China. Int. J. Climatol. vol. 34, N° 12, pp. 3417-3425.
- [288] Pedrós G., López-Luque R. and López Pinto, A. (1997) Generación de series largas de radiación ultravioleta (290–385 nm) global sobre una superficie horizontal, en de Oliveira Fernandes E. (ed.), VIII Congreso Ibérico de Energía Solar, Porto, Portugal, p. 159.
- [289] Wang L.C., Gong W., Luo M., Wang W., Hu B., Zhang M. (2015) Comparison of different UV models for cloud effect study. Energy vol. 80, pp. 695-705.
- [290] Peng S. M., Du Q. Y., Wang L. C., Lin A. W., Hu B. (2014) Long-term variations of ultraviolet radiation in Tibetan Plateau from observation and estimation. Int. J. Climatol., doi: 10.1002/joc.4051.
- [291] Murillo W., Cañada J., Pedrós G. (2003) Correlation between global ultraviolet (290-385 nm) and global irradiation in Valencia and Cordoba (Spain). Renewable Energy vol. 28, pp. 409-418.
- [292] Mateos Villán D., de Miguel Castrillo A. and Bilbao Santos J. (2010) Empirical models of UV total radiation and cloud effect study. Int. J. Climatol., vol. 30, pp. 1407-1415.
- [293] Barbero F. J., López G., Batlles F. J. (2006) Determination of daily solar ultraviolet radiation using statistical models and artificial neural networks. Annales Geophysicae vol. 24, pp. 2105-2114.
- [294] Huang M., Jiang H., Ju W. and Xiao Z. (2011) Ultraviolet Radiation over Two Lakes in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River, China: An Innovative Model for UV Estimation. Terr. Atmos. Ocean. Sci. vol. 22, N° 5, pp. 491-506.
- [295] Foyo-Moreno I., Alados I., Olmo F. J., Alados-Arboledas L. (2003) The influence of cloudiness on UV global irradiance (295-385nm). Agricultural and Forest Meteorology vol. 120, pp. 101-111.
- [296] De Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H., Negro E. (2001) Diffuse solar irradiation model evaluation in the North Mediterranean belt area. Solar Energy vol. 70, pp. 143-153.

- [297] Liu B. Y. H. and Jordan R. C. (1960) The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* vol. 4, N° 3, pp. 1-19.
- [298] Orgill J. and Hollands G. (1977) Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy* vol. 19, N° 4, pp. 357-359.
- [299] Erbs D., Klein S., Duffie J. (1982) Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly average global radiation. *Solar Energy* vol. 28, N° 4, pp. 293-302.
- [300] Reindl D., Beckman A., Duffie J. (1990) Diffuse fraction correlations. *Solar Energy* vol. 45, N° 1, pp. 1-7.
- [301] Skartveit A. and Olseth J. A. (1987) A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy* vol. 38, N° 4, pp. 271-274.
- [302] Boland J., Scott L., Luther M. (2001) Modeling the diffuse fraction of global solar radiation on a horizontal surface. *Environmetrics* vol. 12, pp. 103-16.
- [303] Ridley B., Boland J., Lauret P. (2010) Modeling of diffuse solar fraction with multiple predictors. *Renewable Energy* vol. 35, pp. 478-483.
- [304] Ruiz-Arias J. A., Alsamamra H., Tovar-Pescador J., Pozo-Vázquez D. (2010) Proposal of a regressive model for the hourly diffuse solar radiation under all sky conditions. *Energy Conversion and Management* vol. 51, pp. 881-893.
- [305] Posadillo R. and López Luque R. (2009) Hourly distributions of the diffuse fraction of global solar irradiation in Córdoba (Spain). *Energy Conversion and Management* vol. 50, pp. 223-231.
- [306] Maxwell E.L. (1987) A quasi-physical model for converting hourly global horizontal to direct normal insolation. Report SERI/TR-215-3087, Solar Energy Research Institute, Golden, CO-USA.
- [307] Perez R., Ineichen P., Maxwell E., Seals R., Zelenka A. (1992) Dynamic global-to-direct irradiance conversion models. *ASHRAE Trans Res* vol. 98, pp. 354-369.
- [308] Raichijk C. y Taddei F. (2012) Estudio comparativo de modelos empíricos de estimación de la radiación solar directa horaria. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, vol. 16, pp. 11.23-11.29.
- [309] Ruth D. and Chant R. (1976) The relationship of diffuse radiation to total radiation in Canada. *Solar Energy* vol. 18, N° 2, pp. 153-154.
- [310] Collares-Pereira M. and Rabl A. (1979) The average distribution of solar radiation correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar Energy* vol. 22, N° 2, pp. 155-164.
- [311] Raichijk C., Fasulo A., Grossi Gallegos H. (2009) Estudio de validación de las correlaciones para la fracción difusa de la radiación solar en San Luis. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, vol. 13, pp. 11.17-11.24.
- [312] Liu B.Y.H. and Jordan R.C. (1962) Daily insolation on surfaces tilted towards the equator. *Transactions of the ASHRAE* vol. 67, pp. 526-541.

- [313] Klucher T.M. (1979) Evaluation of models to predict insolation on tilted surface. *Solar Energy* vol. 23, pp. 111-114.
- [314] Gueymard C. (1987) An anisotropic solar irradiance model for tilted surfaces and its comparison with selected engineering algorithms. *Solar Energy* vol. 38, N° 5, pp. 367-386.
- [315] Gueymard C. (1988) Erratum to “An anisotropic solar irradiance model for tilted surfaces and its comparison with selected engineering algorithms”. *Solar Energy* vol. 40, N° 2, p. 175.
- [316] Gueymard C.A. and Myers D.R. (2009) Evaluation of conventional and high-performance routine solar radiation measurements for improved solar resource, climatological trends, and radiative modeling. *Solar Energy* vol. 83, N° 2, pp. 171-185.
- [317] Souza A.P. and Escobedo J. F. (2013) Estimates of hourly diffuse radiation on tilted surfaces in Southeast of Brazil. *International Journal of Renewable Energy Research* vol. 3, N° 1, pp. 207-221.
- [318] Zelenka A., Perez R., Seals R. and Renne D. (1999) Effective accuracy of satellite derived hourly irradiances. *Theoretical and Applied Climatology* vol. 62, pp. 199-207.
- [319] Noia M., Ratto C.F. and Festa R. (1993a) Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: I. Statistical models. *Solar Energy* vol. 51, pp. 449-456.
- [320] Noia M., Ratto C.F. and Festa R. (1993b) Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: II. Physical models. *Solar Energy* vol. 51, pp. 457-465.
- [321] Tarpley J.D. (1979) Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteorol.* vol. 18, pp. 1172-1188.
- [322] Justus C., Paris M., Tarpley J., (1986) Satellite-measured insolation in the United States, Mexico, and South America. *Remote Sensing of Environment* vol. 20, pp. 57-83.
- [323] Frulla L., Gagliardini A., Grossi Gallegos H., Lopardo R. (1988) Incident solar radiation on Argentina from the geostationary satellite GOES: comparison with ground measurements. *Solar Energy* vol. 41, pp. 61-69.
- [324] Frulla L., Grossi Gallegos H., Gagliardini D., Atienza G. (1990) Analysis of satellite-measured insolation in Brazil. *Solar & Wind Technology* vol. 7, pp. 501-509.
- [325] Righini R. y Barrera D. (2008) Empleo del modelo de Tarpley para la estimación de la radiación solar global mediante imágenes satelitales GOES en Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 12, pp. 11.09-11.15.
- [326] Alonso Suárez R., Abal G., Siri R., Musé P. (2012) Brightness-dependent Tarpley model for global solar radiation estimation using GOES satellite images: Application to Uruguay. *Solar Energy* vol. 86, N° 11, pp. 3205-3215.
- [327] Alonso Suárez R., Abal G., Musé P., Siri R. (2014) Satellite-derived Solar Irradiation Map for Uruguay. *Energy Procedia* vol. 57, pp. 1237-1246.
- [328] Pinker R. and Laszlo I. (1992) Modeling Surface Solar Irradiance for Satellite Applications on a Global Scale. *J. Appl. Meteor.* vol. 31, pp. 194-211.

- [329] Raaijijk C. (2009) Comparación de valores satelitales de irradiación solar global con datos de tierra en la República Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* vol. 13, pp. 11.07-11.10.
- [330] Pereira E.B., Martins F.R., Abreu S.L., Couto P., Stuhlmann R., Colle S. (2000) Effects of burning of biomass on satellite estimations of solar irradiation in Brazil. *Solar Energy* vol. 68, N° 1, pp. 91–107.
- [331] Möser W. and Raschke E. (1983) Mapping of global radiation and cloudiness from Meteosat image data - Theory and ground truth comparisons. *Meteorol. Rdsch.* vol. 36, pp. 33-41.
- [332] Martins F.R., Pereira E.B., Abreu S.L. (2007) Satellite-derived solar resource maps for Brazil under SWERA Project. *Solar Energy* vol. 81, pp. 517-528.
- [333] Perez R., Ineichen P., Moore K., Kmiecik M., Chain C., George R. and Vignola F. (2002) A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Solar Energy* vol. 73, N° 5, pp. 307-317.
- [334] Ineichen P. and Perez R. (2002) A new airmass independent formulation for the Linke turbidity coefficient. *Solar Energy* vol. 73, N° 3, pp. 151-157.
- [335] Myers D., Wilcox S., Marion W., George R., Anderberg M. (2005) Broadband Model Performance for an Updated National Solar Radiation Database in the United States of America. Proceedings of the ISES-2005 Solar World Congress, 6-12 agosto, Orlando, Florida-USA. Disponible en: <http://www.nrel.gov/docs/fy05osti/37699.pdf>.
- [336] Zarzalejo L.F., Polo J., Martín L., Ramírez L., Espinar B. (2009) A new statistical approach for deriving global solar radiation from satellite images. *Solar Energy* vol. 83, N° 4, pp. 480-484.

Autores

Hugo Grossi Gallegos.

Licenciado en Ciencias Físicas por la Universidad de Buenos Aires. Doctor en Ciencias Aplicadas de la Universidad Nacional de Luján (UNLu).

Profesor Extraordinario Emérito en el Departamento de Ciencias Básicas de la UNLu. Creador y Director del Grupo de Estudios de la Radiación Solar de la UNLu, 2002-2011, Director del Instituto de Ecología y Desarrollo Sustentable (INEDES-UNLu), 2009-2011, y Director del Doctorado de la UNLu en la Orientación Ciencias Aplicadas, 2006-2008.

Actuó como Investigador del CONICET, 1983-2009.

Autor de las “Cartas de Radiación Solar de la República Argentina” (1997), incorporadas al “Atlas de Energía Solar de la República Argentina” (2007), y Consultor Técnico del “Atlas Solarimétrico del Brasil” (2000).

Dirigió proyectos de investigación financiados por diferentes organismos. Docente en cursos de perfeccionamiento profesional en el país y en el exterior. Es autor de más de 150 trabajos publicados en revistas o proceedings nacionales o internacionales.

Carlos Raaijik.

Master en Ciencias Físico-Matemáticas, título otorgado por la Facultad de Física de la Universidad Estatal de Moscú, con reválida de la Facultad de Ciencias Exactas-UBA. Docente Investigador Categoría IV del Programa de Incentivos de Universidades Nacionales. Profesor Adjunto Ordinario de la División Física del Departamento de Ciencias Básicas - Universidad Nacional de Luján (UNLu). Integrante del Grupo de Estudios de la Radiación Solar GERSolar-UNLu.

Ha dictado cursos de posgrado y participado en distintos proyectos de investigación relacionados con la evaluación, modelado y aprovechamiento energético de la radiación solar. Autor de más de 40 trabajos sobre temas de su especialidad publicados en revistas o proceedings nacionales o internacionales.

Dado el continuo aumento de instalaciones para el aprovechamiento de la energía solar, se hace necesario un conocimiento apropiado del recurso disponible y de su variabilidad, tanto espacial como temporal, para un correcto diseño de los sistemas. El presente libro presenta de manera conjunta la medición (instrumental necesario y tratamiento de los datos) y el modelado de la radiación solar en la superficie terrestre.

Se presentan las nociones básicas de la radiación electromagnética y la terminología asociada a su tratamiento y se describen las características físicas del Sol, sus dimensiones y estructuras de su atmósfera, las variaciones de su irradiancia y su interacción con la atmósfera terrestre, introduciéndose el concepto de radiación extraterrestre (o al tope de la atmósfera). Se describen los diferentes instrumentos para la medición (indirecta o directa) de las componentes de la radiación solar (global, difusa y directa) y de la radiación fotosintéticamente activa, así como recomendaciones para su instalación, mantenimiento y calibración. Son discutidas la necesidad de trazabilidad de las constantes de calibración, los patrones y procedimientos utilizados para lograrlo y la incertezza propagada en las cadenas de intercomparación. Se analiza la variabilidad espacial y temporal de los valores obtenidos en las estaciones de medición y se discuten la instalación y mantenimiento de redes solaramétricas. Se presenta la distribución espacio-temporal de los promedios anuales y mensuales de la energía solar en Argentina, describiendo el procedimiento seguido para su obtención, acompañando las cartas elaboradas.

En referente a la modelización se presentan los modelos físicos, las principales características de algunos de los códigos computacionales rigurosos de estimación de la radiación solar incidente más frecuentemente utilizados y los estudios de validación de los mismos. Se desarrollan los modelos parametrizados espectrales, describiéndose dos de los de cielo claro más sencillos y frecuentemente utilizados. Asimismo son tratados los modelos parametrizados de banda ancha, con la descripción detallada de dos de ellos y los modelos de estimación de la radiación solar llamados empíricos o de regresión, que se basan en correlaciones estadísticas simples o múltiples establecidas entre bases de datos simultáneos de irradiación solar y de distintas variables atmosféricas, meteorológicas o geográficas/astronómicas asociadas. Se analizan diferentes modelos de regresión: aquellos definidos para la estimación de la irradiación total, integrada a lo largo de todo el espectro solar; modelos definidos para la estimación de la irradiación global integrada en una determinada zona del espectro solar; de descomposición o separación utilizados para la estimación de las componentes directa o difusa a partir de la irradiación global y modelos de transposición desarrollados para estimar la radiación incidente en planos inclinados a partir de datos disponibles de irradiación incidente sobre superficie horizontal. Finalmente, se describen los modelos satelitales, que se han transformado en las últimas décadas en una herramienta idónea para evaluar la variabilidad regional característica de la radiación solar incidente. Se presentan los modelos estadísticos, los físicos y los híbridos.

eduTecNe



Libro
Universitario
Argentino

