

UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS



Departamento de Física Aplicada

**VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL
DE LA RADIACIÓN SOLAR**

TESIS DOCTORAL
Joaquín Tovar Pescador
Granada, 1996



UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR

TESIS DOCTORAL
Joaquín Tovar Pescador
Granada, 1996

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR

Memoria presentada para optar al grado de
DOCTOR EN CIENCIAS FÍSICAS

Visado en Granada, a 20 de Julio de 1996

Los directores de la memoria

Fdo: Lucas Alados-Arboledas
Profesor Titular del Departamento
de Física Aplicada de la
Universidad de Granada

El doctorando

Fdo: Francisco José Olmo Reyes
Dr. en Ciencias Físicas del Departamento
de Física Aplicada de la
Universidad de Granada

Fdo: Joaquín Tovar Pescador
Licenciado en Ciencias Físicas

AGRADECIMIENTOS

Probablemente el mejor fruto de un trabajo de investigación, junto a la pequeña o grande aportación que se pueda realizar al esclarecimiento de aspectos que configuran la realidad que nos rodea, sea el propio enriquecimiento humano adquirido en contacto con quienes comparten con uno la ilusión por la búsqueda de la verdad en el trabajo diario.

No cabe duda de que el esfuerzo y el apoyo de muchas personas hacen posible un trabajo como el presente. En el aspecto científico, la entrega generosa de personas que han sabido dedicar su tiempo y transmitir sus conocimientos. En el aspecto humano, la ayuda y el ánimo tan necesarios en momentos donde la tarea se hace más ardua.

A todos los que de una manera u otra han contribuido en alguno de estos aspectos quiero agradecerles su aportación. En primer lugar a Lucas Alados-Arboledas y Paco Pepe Olmo por su dedicación constante. A Paco Feito y Miguel Angel Cruz, por la inestimable colaboración en las tareas informáticas. A D. Gerardo Pardo y a Juan Ignacio que me brindaron la posibilidad de trabajar en el Departamento y comenzar esta labor de investigación, y a todas las personas del grupo de investigación que han hecho que la tarea haya sido siempre amable, en medio de los interminables viajes entre Jaén y Granada: Inma, Javier, Jerónimo, Yolanda, Fernando, M^a Jesús. Y a todos mis compañeros del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Jaén.

También quiero agradecer a mi familia -nunca supe que les interesara tanto el tema de la radiación solar- y a mis amigos: Willy, Manuel, Juan Ángel, Daniel..., el interés y el apoyo mostrado en todo momento. Por último, quiero dejar en estas líneas un recuerdo para Paco Romero y su familia, con quienes he compartido momentos de dolor y serenidad en los días anteriores a la culminación de esta tesis.

A mis padres y
hermanos

AGRADECIMIENTOS

Probablemente el mejor fruto de un trabajo de investigación, junto a la pequeña o grande aportación que se pueda realizar al esclarecimiento de aspectos que configuran la realidad que nos rodea, sea el propio enriquecimiento humano adquirido en contacto con quienes comparten con uno la ilusión por la búsqueda de la verdad en el trabajo diario.

No cabe duda de que el esfuerzo y el apoyo de muchas personas hacen posible un trabajo como el presente. En el aspecto científico, la entrega generosa de personas que han sabido dedicar su tiempo y transmitir sus conocimientos. En el aspecto humano, la ayuda y el ánimo tan necesarios en momentos donde la tarea se hace más ardua.

A todos los que de una manera u otra han contribuido en alguno de estos aspectos quiero agradecerles su aportación. En primer lugar a Lucas Alados-Arboledas y Paco Pepe Olmo por su dedicación constante. A Paco Feito y Miguel Angel Cruz, por la inestimable colaboración en las tareas informáticas. A D. Gerardo Pardo y a Juan Ignacio que me brindaron la posibilidad de trabajar en el Departamento y comenzar esta labor de investigación, y a todas las personas del grupo de investigación que han hecho que la tarea haya sido siempre amable, en medio de los interminables viajes entre Jaén y Granada: Inma, Javier, Jerónimo, Yolanda, Fernando, M^a Jesús. Y a todos mis compañeros del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Jaén.

También quiero agradecer a mi familia -nunca supe que les interesara tanto el tema de la radiación solar- y a mis amigos: Willy, Manuel, Juan Ángel, Daniel..., el interés y el apoyo mostrado en todo momento. Por último, quiero dejar en estas líneas un recuerdo para Paco Romero y su familia, con quienes he compartido momentos de dolor y serenidad en los días anteriores a la culminación de esta tesis.

A mis padres y
hermanos

ÍNDICE
DE
CONTENIDOS

...

...

...

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	11
CAPÍTULO II: NOCIONES FUNDAMENTALES DE LA RADIA- CIÓN SOLAR	15
2.1 La atmósfera.....	17
2.2 Relaciones geométricas Sol-Tierra.....	19
2.3 Definiciones de las principales magnitudes que intervienen en la radiación.....	23
2.4 Radiación en el límite superior de la atmósfera.....	25
2.5 Espectro de la radiación solar.....	28
2.6 Procesos de atenuación de la radiación solar en la atmósfera.....	30
2.7 Ecuación de transporte radiativo.....	32
2.8 Componentes directa y difusa de la irradiancia solar.....	40
2.9 Índice de claridad y otros coeficientes asociados a las componentes de la radiación.....	45
2.10 Principales factores que intervienen en la variabilidad de la radiación para una zona de mesoescala o de microescala.....	48
CAPITULO III: DISPOSITIVO EXPERIMENTAL	61
3.1. Introducción.....	63
3.2. Descripción de las estaciones radiométricas.....	65
3.3. Instrumentación.....	70
3.4. Obtención y tratamiento de los valores experimentales.....	76

3.5. Corrección de los valores de irradiancia difusa.	77
3.6. Corrección de la masa óptica relativa con la altura.	80

CAPITULO IV: CARACTERIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDIDA. 85

4.1 Introducción. Caracterización climática de la zona.	87
4.2 Características radiativas de la red de Sierra Nevada.	94
a) Distribución de frecuencias de k_t diarios.	94
b) Distribución de frecuencias de k_t horarios.	104
4.3 Características radiativas de la estación de Armilla.	109
a) Valores diarios de irradiación.	109
b) Patrón diario mensual de G, D, I.	109
b) Valores horarios: histogramas $k-k_t$; k_t-k_d ; $k-k_d$	111

CAPÍTULO V: VARIABILIDAD ESPACIAL 119

5.1 Introducción.	121
5.2 Coeficiente de variabilidad entre pares de estaciones.	124
5.3 Antecedentes.	129
5.4 Análisis de la variabilidad espacial entre estaciones.	137
5.4.1 Valores diarios.	137
5.4.2 Escalas temporales de 1 hora y de 10 minutos.	158
5.5 Variabilidad zonal.	164
5.6 Mapas de isolíneas de irradiación global diaria.	170

CAPITULO VI: VARIABILIDAD TEMPORAL DE LAS COMPONENTES GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA DE LA RADIACIÓN SOLAR.	185
6.1 Introducción.	187
6.2 Distribuciones de los valores de k_t horarios.	194
6.3 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_t	201
a) Condicionadas para valores de masa óptica.	201
b) Condicionadas para valores de \bar{k}_t^H	229
6.4 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_b	246
a) Condicionadas para valores de masa óptica.	246
b) Condicionadas para valores de \bar{k}_b^H	257
6.5 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_d	264
a) Condicionadas para valores de masa óptica.	264
b) Condicionadas para valores de \bar{k}_d^H	273
CAPITULO VII: CONCLUSIONES.	285
APÉNDICE I	
Índice de símbolos utilizados.	289
APÉNDICE II	
Gráficos con las características topográficas y estadísticas de los pares de estaciones.	297

APÉNDICE III

Funciones de distribución.....345

**ÍNDICE DE REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS POR ORDEN
ALFABÉTICO.359**

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

La radiación solar es objeto de interés desde distintas áreas y con diferentes orientaciones. El estudio del sistema terrestre, con el fin de realizar una modelización apropiada de los procesos de interacción Tierra-Atmósfera-Océano, es de vital importancia en un momento en el que el hombre ha vuelto sus ojos con ansiedad hacia el planeta en que vive. El conocimiento del clima terrestre y la contribución al mismo de los diferentes componentes del balance de energía, ha adquirido una importancia universalmente reconocida en la medida que el posible Cambio Climático, al que el propio hombre parece estar contribuyendo de un modo activo, es un hecho de efectos globales sobre los habitantes del planeta. La radiación solar, por ser la principal y prácticamente única fuente de energía externa al sistema terrestre, juega un papel fundamental en todos los procesos que gobiernan el “Clima Terrestre” en

general y los diferentes microclimas existentes, responsables en cierta medida de la denominada biodiversidad. De otro lado, con el fin de mantener un desarrollo sostenido que sea respetuoso con el medio ambiente, el hombre plantea nuevas estrategias energéticas, entre las que se incluye el uso de la energía solar a través de diversas técnicas. Por estos motivos se vienen realizando diferentes estudios del recurso solar con el fin de caracterizar apropiadamente esta fuente de energía, que es vital para el funcionamiento del sistema terrestre y vía fundamental en el desarrollo de estrategias energéticas que preserven dicho sistema. El trabajo que se presenta en esta Tesis Doctoral pretende contribuir al avance en la caracterización de la radiación solar. Partiendo del hecho de que se trata de una fuente de energía distribuida y no constante, hemos analizado aspectos de su variabilidad tanto espacial como temporal.

Determinados aspectos del trabajo de variabilidad espacial pueden considerarse útiles desde la óptica del aprovechamiento energético de la radiación solar. No obstante, consideramos que los resultados son más amplios. Así, el estudio de variabilidad espacial puede considerarse como un paso previo al diseño de los criterios que debemos emplear en la elaboración de algoritmos que, haciendo uso de la información proporcionada por satélites meteorológicos, permitan una estimación global y frecuente del recurso solar a un coste accesible. Este aspecto es vital si consideramos lo costoso que resultaría una red radiométrica que tuviera una cobertura apropiada con una calidad mantenida.

En otro orden de cosas, se ha abordado el estudio de la variabilidad temporal en escalas próximas a las que podríamos considerar instantáneas. Este estudio tiene un evidente interés en áreas de aprovechamiento energético de la radiación solar, ya que la respuesta de los sistemas de transformación energética, tales como los sistemas fotovoltaicos, está condicionada no sólo por los valores promedios diarios y horarios de la radiación solar, sino que se ve influida por la variabilidad instantánea del recurso. El estudio de la variabilidad temporal, en escalas del orden del minuto, resulta aplicable también en el

terreno del uso de la teledetección como herramienta en la evaluación del recurso solar. Para esta tarea hay que salvar el problema de que, en periodos regulares de tiempo, el satélite proporciona información instantánea acerca del campo de radiación de un área, asociada a la denominada unidad de imagen (pixel). De aquí surge la cuestión de cómo, a partir de esas medidas instantáneas, se puede obtener una estimación de la irradiación recibida en ese área de la tierra en el periodo de un día o una hora.

Para llevar a cabo este estudio de variabilidad espacial, se han utilizado los valores experimentales obtenidos en una red radiométrica en Sierra Nevada. Esta zona posee, desde un punto de vista topográfico, una gran diversidad, con gradientes de altura considerables. Así mismo, los lugares donde se sitúan los distintos elementos de la red radiométrica, tienen características distintas desde el punto de vista de su climatología, que son determinantes en la variabilidad de la radiación solar. Primeramente se ha caracterizado la zona desde el punto de vista radiativo para, posteriormente, abordar el problema de la variabilidad. El interrogante que nos hemos planteado es saber hasta qué punto se puede asignar el mismo valor de irradiancia a todos los puntos de una unidad de imagen (píxel), sobre todo si dentro de él se encuentran zonas que poseen características microclimáticas y topográficas muy distintas. La resolución de este problema tiene gran importancia desde el punto de vista energético y meteorológico. Además, surge la cuestión de si es posible asignar un coeficiente de variabilidad a toda una zona de modo que proporcione una idea del comportamiento global de toda la región y, también, las modificaciones a tener en cuenta cuando se utilizan mapas de radiación contruidos a partir de pocas estaciones de medida en zonas con orografía compleja.

El estudio de la variabilidad temporal se ha abordado utilizando los valores experimentales obtenidos en nuestra estación radiométrica de Armilla (Granada), donde se registran valores de diferentes componentes radiativas en intervalos de un minuto. Este análisis se ha realizado estudiando índices

adimensionales elaborados con las componentes global, directa y difusa de la radiación solar, mediante un proceso de normalización a la radiación disponible en el límite superior de la atmósfera. Para cada uno de los índices se han analizado dos tipos de distribuciones de frecuencias. Una de ellas condicionada a la masa óptica y la otra al valor promedio que adquiere ese índice en el intervalo horario correspondiente. Cada uno de estos análisis ha dado lugar a la elaboración de una modelización de las funciones de distribución de frecuencias, que pueden ser útiles en la evaluación de la denominada “utilizabilidad” instantánea, concepto usado en la evaluación del comportamiento de sistemas de aprovechamiento de la energía solar.

CAPÍTULO II

NOCIONES FUNDAMENTALES DE LA RADIACIÓN SOLAR.

- 2.1 La atmósfera.
- 2.2 Relaciones geométricas Sol-Tierra.
- 2.3 Definiciones de las principales magnitudes que intervienen en la radiación.
- 2.4 Radiación en el límite superior de la atmósfera.
- 2.5 Espectro de la radiación solar.
- 2.6 Procesos de atenuación de la radiación solar en la atmósfera.
- 2.7 Ecuación de transferencia radiativa.
- 2.8 Componentes directa y difusa de la irradiancia solar.
- 2.9 Índice de claridad y otros coeficientes asociados a las componentes de la radiación.
- 2.10 Principales factores que intervienen en la variabilidad de la radiación para una zona de mesoescala o de microescala.

NOCIONES FUNDAMENTALES DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.1. LA ATMÓSFERA

La atmósfera tiene un espesor de algunos cientos de kilómetros, si bien la mayor parte de su masa se encuentra en los primeros de ellos. A pesar de sus dimensiones, ciertamente pequeñas en comparación con el volumen total de la Tierra, la composición de esta capa y la serie de procesos físico-químicos que en ella se desarrollan (tales como la dispersión de la radiación recibida del Sol, procesos de convección, absorción y emisión de energía) son de trascendental importancia para la configuración de nuestro planeta, y para que en él pueda mantenerse la vida. La acción combinada de los efectos de los movimientos de la Tierra, las propiedades físicas de los componentes atmosféricos y la energía recibida del Sol, son los factores más importantes que determinan la gran variedad climática que observamos.

La atmósfera está compuesta por una serie de gases que mantienen una proporción muy estable. Para una atmósfera limpia y seca, sus constituyentes y sus respectivas proporciones, según la U.S. Standard Atmosphere¹ son los siguientes: Nitrógeno (78.1%), Oxígeno (21%), Argón (0.93%), Dióxido de carbono (0.036%), Neón (0.00182%) y en menor proporción Metano, Kriptón, Hidrógeno y Ozono. De estos componentes, algunos como el Dióxido de carbono y el Ozono juegan un papel muy importante en los procesos radiativos atmosféricos, a pesar de representar una fracción pequeña. Además, esta proporción es susceptible de ser alterada como consecuencia de la actividad humana, que de esta forma puede introducir de manera indirecta modificaciones en el clima. Una disminución, por ejemplo, del 1% en la concentración del ozono estratosférico, incrementa la radiación ultravioleta que se recibe en la superficie de la Tierra en un 2% (Lutgens², 1995). La National Academic of Sciences de EE.UU. cifraba, en el año 1982, el incremento de cánceres debido al aumento de la radiación ultravioleta entre un 2% y un 5%. El incremento de emisiones de CO₂ puede modificar la temperatura del planeta con efectos previsiblemente importantes.

La densidad de la atmósfera no es constante. Como consecuencia de los efectos gravitacionales, la mayor parte de su masa se encuentra cerca de la superficie. La disminución de la presión al aumentar la altura es muy grande. A 5 km por encima del nivel del mar, la presión se reduce aproximadamente a la mitad; a 50 km lo hace al 10% y a una distancia de 100 km es del orden de $3 \cdot 10^{-5}$ de la que había a nivel del mar. Richard Craig³ (1968) describe muy gráficamente estas variaciones de la atmósfera con la altura: “Por encima de algunos cientos de kilómetros, la atmósfera posee una densidad extremadamente pequeña. Cerca del nivel del mar, el número de átomos y moléculas en un centímetro cúbico es de $2 \cdot 10^{19}$; a 600 km es solamente de $2 \cdot 10^7$, un billón de veces menor. A nivel del mar, un átomo o molécula puede esperar, en promedio, moverse $7 \cdot 10^{-6}$ cm sin colisionar con

otra partícula. A 600 km el recorrido libre medio es de 10 km. Cerca del nivel del mar, para cada partícula se produce un promedio de 10^9 colisiones cada segundo. Cerca de los 600 km este número se reduce a 1 cada minuto.”

El Sol es la estrella más cercana a la Tierra. La distancia media del Sol a la Tierra es de $1.496 \cdot 10^{11}$ m (Unidad Astronómica, U.A.). Visto a esa distancia, el Sol subtende un ángulo de $31'59.3''$. A pesar de ello, más del 99.9% de la energía que llega a la Tierra proviene de él, constituyendo por tanto su principal y casi única fuente de energía. La composición del Sol es compleja. En su parte interna, que llega a alcanzar los $40 \cdot 10^6$ K, se desarrollan diversas reacciones de tipo nuclear, que generan la energía que irradia al exterior tras una serie de procesos radiativos y convectivos. La temperatura a la que irradia su superficie está próxima a los 6000 K.

2.2. RELACIONES GEOMÉTRICAS SOL-TIERRA

2.2.1 Movimientos de la Tierra.

La Tierra tiene dos movimientos principalmente: un movimiento de rotación alrededor de su eje, y un movimiento de traslación alrededor del Sol en una órbita elíptica -estando el Sol en uno de sus focos-, a una velocidad relativa cercana a 113.000 km/h. El día 3 de enero, aproximadamente, la Tierra se encuentra en su posición más próxima al Sol (perihelio) a 0.983 UA, y, sobre el 4 de julio, en el punto más lejano (afelio) a una distancia de 1.017 UA. La estimación precisa de la distancia Tierra-Sol es importante, ya que la radiación solar recibida es inversamente proporcional al cuadrado de esta distancia. El valor del factor de corrección de la excentricidad (E_0) a lo largo del año puede obtenerse mediante la expresión (Duffie-Beckmann⁴, 1980) :

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 = 1 + 0.033 \cos \frac{2\pi d_n}{365} \quad (2.1.)$$

siendo d_n el número del día, r_0 el valor medio de la distancia Sol-Tierra y r la distancia correspondiente a ese día. Mediante un desarrollo en series de Fourier, Spencer⁵ (1971) obtuvo otra aproximación para el cálculo de la distancia entre el Sol y la Tierra con un error menor del 0.01%. En términos del cuadrado del recíproco del factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre, dicha ecuación tiene la forma siguiente:

$$E_0 = (r_0 / r)^2 = 1.000110 + 0.034221 \cos \Phi + 0.001280 \sin \Phi + 0.000719 \cos 2\Phi + 0.000077 \sin 2\Phi \quad (2.2.)$$

donde Φ es el ángulo diario, en radianes, que se calcula mediante la expresión:

$$\Phi = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (2.3.)$$

siendo d_n el día juliano. El mes de febrero se considera siempre con 28 días. Esto supone que la precisión de la fórmula varía ligeramente a lo largo de un período de 4 años.

El plano en el que se encuentra la órbita de la Tierra en su movimiento alrededor del Sol, se denomina Eclíptica. La Tierra a su vez gira alrededor de su propio eje, que se encuentra inclinado con respecto a la normal al plano de la Eclíptica un ángulo de 23° 27'. La orientación del eje de la Tierra se mantiene prácticamente constante y dirigido aproximadamente a la estrella Polar. Debido a la inclinación del eje de la Tierra, la cantidad de radiación solar efectiva recibida durante un día, en un punto determinado de la Tierra, varía a lo largo del año, dando lugar a los cambios estacionales.

El ángulo que forma la línea que une los centros del Sol y de la Tierra con el plano ecuatorial terrestre se denomina declinación. Su valor cambia a lo largo del año desde $+23^{\circ} 27'$ en el solsticio de verano, hasta los $-23^{\circ} 27'$ en el solsticio de invierno, haciéndose cero en los equinoccios de Primavera y Otoño. El cálculo de la declinación ha sido realizado por diversos autores. Cooper⁶ (1969) sugiere para la obtención de la declinación la expresión

$$\delta = 23.45 \cdot \sin\left(2\pi \frac{284 + d_n}{365}\right) \quad (2.4.)$$

siendo d_n el número del día en el año. La ecuación propuesta por Spencer⁷ (1971) estima la declinación a lo largo del año con un error inferior a $3'$:

$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Phi + 0.070257 \sin \Phi - 0.006758 \cos 2\Phi + 0.000907 \sin 2\Phi - 0.002967 \cos 3\Phi + 0.00148 \sin 3\Phi) \cdot (180 / \pi) \quad (2.5.)$$

2.2.2 Posición del Sol respecto a un punto de la Tierra.

Para la determinación de la posición del Sol con respecto a un punto de la superficie terrestre, se suele tomar la Tierra, por convenio, como estacionaria en el centro de una esfera en la que se proyecta la posición del Sol. Se denomina cenit al punto de la esfera celeste situado en la vertical del observador, y nadir al situado en la posición diametralmente opuesta. La posición del Sol queda determinada por dos ángulos: el cenital, θ_z , que es el que forma la dirección de los rayos solares con el cenit del observador, y el ángulo azimutal, ψ , que es el que forma el plano del meridiano del observador y el círculo máximo que pasa por el Sol y el cenit. El ángulo horario, ω , es el que forma el meridiano local y el meridiano solar con respecto al polo Norte celeste. El valor de ω es igual a 0 en el mediodía solar, y aumenta 15°

por cada hora desde el mediodía, siendo positivo por la mañana y negativo por la tarde.

La altura solar, α , es el ángulo que forma la dirección de los rayos solares con la horizontal ($\alpha = 90 - \theta_z$). Sin tener en cuenta la refracción atmosférica, la posición del Sol para un punto con latitud, ϕ , viene dada por las siguientes ecuaciones:

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \sin \alpha \quad (2.6.)$$

$$\cos \psi = \frac{\sin \alpha \sin \phi - \sin \delta}{\cos \alpha \cos \phi} \quad (2.7.)$$

Se define el orto como la hora de salida del Sol, y el ocaso como la hora de puesta. Esto ocurre cuando el ángulo cenital, θ_z , es 90° . Con esta condición se cumple:

$$\cos \omega_s = \frac{-\sin \phi \cdot \sin \delta}{\cos \phi \cdot \cos \delta} \quad (2.8.)$$

$$\cos \omega_s = \cos^{-1}(\tan \phi \tan \delta) \quad (2.9.)$$

La duración del día solar, expresada en horas, viene dada por:

$$N_d = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (2.10.)$$

En la fig. 2.1 se señalan los ángulos definidos anteriormente. La fig. 2.2 muestra cómo varía la declinación con el día del año, y los valores de la duración del día solar en un punto de la zona central de la red radiométrica de Sierra Nevada.

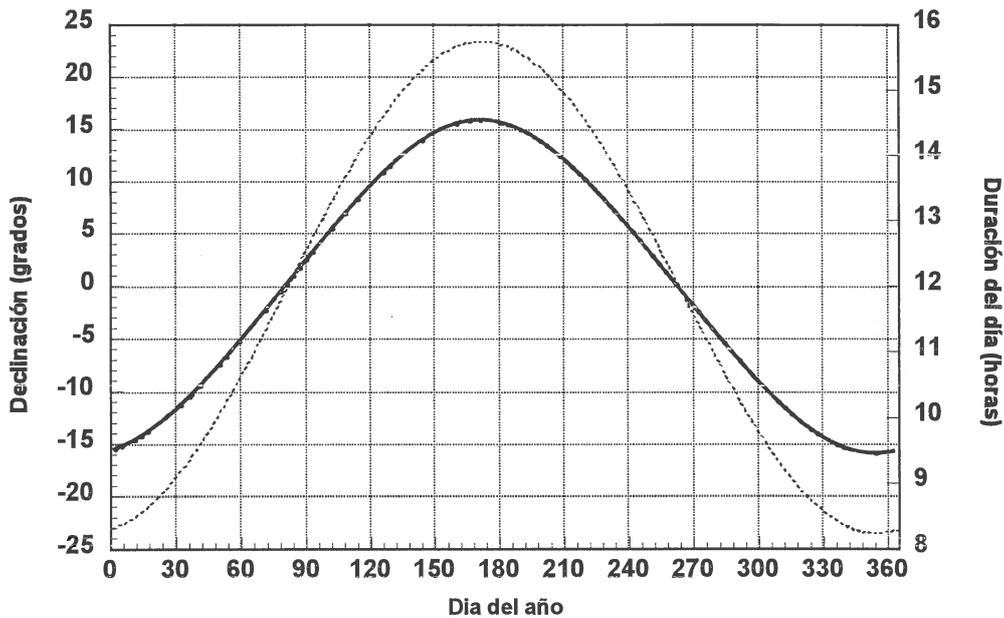


Fig. 2.2.- Valor de la declinación a lo largo del año (línea continua, escala de la izquierda) y duración del día solar (línea de puntos, escala de la derecha), para un punto central de la zona donde se ubica la red de medidas de Sierra Nevada.

Φ se mide en vatios (W). Esta magnitud no proporciona ninguna información acerca de la distribución de la radiación, ni de la dirección de la misma.

Se define la densidad de flujo radiante como el flujo que se recibe por unidad de superficie:

$$\Theta = \frac{d\Phi}{dS} = \frac{d^2E}{dSdt} \quad (2.12.)$$

Θ se mide en vatios por metro cuadrado ($W \cdot m^{-2}$). La densidad de flujo radiante se denomina irradiancia (I) cuando la radiación se recibe sobre una superficie y emitancia (M) cuando es emitida por una superficie.

Se define la intensidad radiante (B) como el flujo radiante que emite una fuente por unidad de ángulo sólido:

$$B = \frac{d\Phi}{d\omega} \quad (2.13.)$$

B se mide en vatios por estereoradián ($W \cdot sr^{-1}$). La intensidad se utiliza, casi exclusivamente, para caracterizar la emisión de fuentes puntuales.

Se define radiancia (L) como el flujo radiante por unidad de área en la dirección normal a la de propagación y por unidad de ángulo sólido para una dirección dada.

$$L = \frac{dB}{dS_n} = \frac{d^2\Phi}{d\omega dS_n} \quad (2.14.)$$

L se mide en vatios por metro cuadrado y por estereoradián ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$). La radiancia proporciona información acerca de la distribución angular de la radiación.

2.4 RADIACIÓN EN EL LÍMITE SUPERIOR DE LA ATMÓSFERA

La energía radiante que emite el Sol en todas las direcciones llega al límite superior de la atmósfera terrestre con un valor prácticamente constante. Se define la constante solar, I_{sc} , como la cantidad de energía solar radiante que se recibe en el límite superior de la atmósfera por unidad de tiempo y por unidad de superficie, dispuesta perpendicularmente a la dirección de propagación de la radiación, a la distancia media que hay entre el Sol y la Tierra.

El valor de la constante solar y su distribución espectral ha sido objeto de frecuentes estudios y revisiones para su precisa determinación.

Las primeras estimaciones se realizaron a partir de medidas terrestres de los valores de radiación en zonas de alta montaña, calculando su valor teniendo en cuenta la transmisión atmosférica según las longitudes de onda del espectro solar. La utilización de globos para realizar mediciones a distintas alturas por Jhonson⁸ (1954), Detwiler⁹ (1961) y Thekaekara^{10,11,12} (1968, 1970, 1973), entre otros, supuso un gran avance en su evaluación. Recientemente, se han utilizado las medidas de los valores de irradiancia solar realizadas desde plataformas espaciales. El programa ERB (Earth Radiation Budget), entre otros objetivos, incluía la determinación de esta constante a partir de los datos obtenidos por los satélites Nimbus VI y Nimbus VII, y el estudio de su variabilidad. El conjunto de sensores ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) de que se dotó a dos satélites polares NOAA con similares objetivos, fue lanzado en 1984, obteniendo valores de irradiancia solar cada dos semanas. Los datos obtenidos a partir de los sistemas de medición de satélites proporcionan valores entre 1364 W/m^2 y 1370.83 W/m^2 , dependiendo del satélite utilizado (Mecherikunnel¹³ et al., 1988). Conviene señalar además, que el valor de la constante solar muestra pequeñas fluctuaciones a lo largo del año. En el presente trabajo se ha utilizado el valor de 1367 W/m^2 , siguiendo la propuesta del World Radiation Center (WRC), que es el valor más comúnmente aceptado actualmente.

La energía que llega al límite superior de la atmósfera por unidad de superficie y tiempo (irradiancia solar extraterrestre) depende de la distancia Sol-Tierra. Teniendo en cuenta la corrección debida a la excentricidad de la órbita terrestre (ecuación 2.2) su valor es

$$I_{0n} = I_{sc} \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 = I_{sc} E_0 \quad (2.15.)$$

Para muchas aplicaciones se utiliza la componente horizontal de la irradiancia recibida, es decir, la proyección sobre el plano tangente a la su-

perficie de la Tierra. El valor de la irradiancia horizontal en el límite superior de la atmósfera es

$$I_0 = I_{0n} \cos \theta_z \quad (2.16.)$$

La energía recibida en cada unidad de superficie, en un intervalo de tiempo dt (irradiación), viene dada por

$$dH_0 = I_{sc} E_0 \cos \theta_z dt$$

$$dH_0 = I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) dt$$

donde el ángulo horario viene expresado en radianes. La irradiación para un intervalo de tiempo, viene dada por la integral de la irradiancia en dicho intervalo

$$H_0 = \int_{t_1}^{t_2} dH_0 = \int_{t_1}^{t_2} I_{sc} E_0 (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) dt \quad (2.17.)$$

El tiempo en horas puede convertirse en ángulo horario a través de la siguiente expresión:

$$dt = \frac{12}{\pi} d\omega \quad (2.18.)$$

Con cierta frecuencia se utiliza el valor de la irradiación horaria, centrada en el ángulo horario ω_i :

$$H_0 = \frac{12}{\pi} I_{sc} E_0 \int_{\omega_i - \pi/24}^{\omega_i + \pi/24} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) d\omega \quad (2.19.)$$

$$H_0 = I_{sc} E_0 \left(\sin \delta \sin \phi + \frac{24}{\pi} \sin(\pi/24) \cos \delta \cos \phi \cos \omega_i \right) \quad (2.20.)$$

Como

$$\frac{24}{\pi} \text{sen}(\pi / 24) = 0.9971 \approx 1 \quad (2.21.)$$

la expresión de la irradiación extraterrestre horaria en una superficie horizontal se puede aproximar por

$$H_0 = I_{sc} E_0 (\text{sen } \delta \text{ sen } \phi + \text{cos } \delta \text{ cos } \phi \text{ cos } \omega_i) \quad (2.22.)$$

La expresión contenida en el paréntesis representa el $\text{cos } \theta_z$ en el centro del intervalo horario.

2.5. ESPECTRO DE LA RADIACIÓN SOLAR

La fig. 2.3 muestra la curva espectral de la radiación solar extraterrestre a partir de las tablas proporcionadas por Fröhlich et al.¹⁴ (pertenecientes al WRC) y recomendadas por la comisión para la instrumentación y métodos de observación de la WMO en octubre de 1981 (espectro WRC). La distribución de la radiación extraterrestre se corresponde muy ajustadamente, excepto en la región del ultravioleta, con la distribución espectral de un cuerpo negro a 5777 K (línea de puntos de la fig. 2.3). Dentro del espectro electromagnético se denomina región ultravioleta (UV) a aquella parte cuyas longitudes de onda son menores de 400 nm. A su vez esta región se subdivide habitualmente tres zonas: la llamada UV-A que cubre el rango espectral 320-400 nm, la UV-B entre 280 y 320 nm, y que constituye la parte del espectro biológicamente activa, donde la influencia del ozono es grande, por situarse dos bandas de absorción en torno a los 300 nm, y la denominada UV-C que corresponde a valores de longitud de onda menores de 280 nm. El espectro visible -rango de frecuencias a las que es sensible el ojo humano-, es el correspondiente al intervalo de longitudes de

onda situado entre 400 y 750 nm. Las longitudes de onda $\lambda > 750$ nm corresponden a la región del infrarrojo (IR), que a su vez se subdivide en próximo ($0.75 < \lambda < 1.0 \mu\text{m}$), cercano ($1.0 < \lambda < 3.0 \mu\text{m}$), medio ($3.0 < \lambda < 15.0 \mu\text{m}$) y lejano $15 < \lambda < 1000 \mu\text{m}$. La parte inferior de la fig. 2.3 muestra ampliada la distribución espectral correspondiente al ultravioleta y al visible.

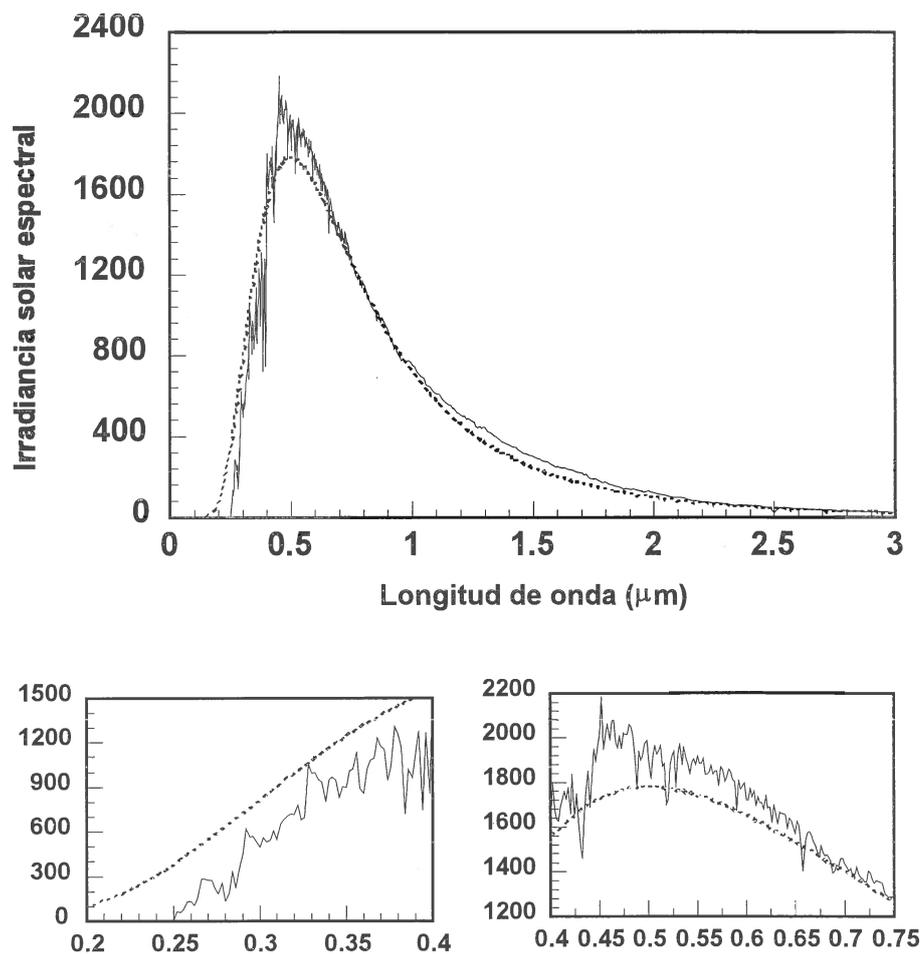


Fig. 2.3 Curva espectral de la radiación solar en el límite superior de la atmósfera. Los gráficos inferiores muestran en detalle, respectivamente, la región correspondiente al ultravioleta y al visible. Las curvas se han realizado en base a los datos proporcionados por la WRC.

2.6. PROCESOS DE ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN LA ATMÓSFERA

a) Absorción

Los constituyentes atmosféricos actúan sobre la radiación solar absorbiendo parte de su energía, de acuerdo con el espectro de absorción de cada uno de ellos. El N_2 , O_2 , O_3 , y el vapor de agua son los principales responsables de la absorción de la radiación solar en la atmósfera.

El Nitrógeno presenta una fuerte banda de absorción en torno a $0.1 \mu\text{m}$, y bandas más débiles entre $0.23 \mu\text{m}$ y $0.34 \mu\text{m}$ (Bandas de Vegard-Kaplan). El Oxígeno tiene fuertes bandas de absorción para λ algo menor de $0.1 \mu\text{m}$ (Banda de Runge), entre $0.12 \mu\text{m}$ y $0.20 \mu\text{m}$ (Banda de Schumann) y entre $0.20 \mu\text{m}$ y $0.26 \mu\text{m}$ (Banda de Hertzberg). Además de la absorción en el ultravioleta, el Oxígeno también absorbe radiación en el espectro visible en torno a $0.69 \mu\text{m}$, y entre $0.76 \mu\text{m}$ y $0.80 \mu\text{m}$. El Ozono presenta principalmente tres bandas de absorción que deben tenerse en cuenta en el cálculo de la atenuación de la radiación solar: las de Hartley, entre $0.21 \mu\text{m}$ y $0.30 \mu\text{m}$, Huggins, entre $0.30 \mu\text{m}$ y $0.34 \mu\text{m}$, y Chappuis, entre $0.44 \mu\text{m}$ y $0.64 \mu\text{m}$. También presenta tres bandas de absorción en el infrarrojo en $4.8 \mu\text{m}$, $9.6 \mu\text{m}$ y $14.2 \mu\text{m}$, aunque estas últimas afectan poco a los valores totales de la radiación solar.

El vapor de agua tiene tres fuertes bandas de absorción en el infrarrojo centradas en $1.0 \mu\text{m}$, $1.4 \mu\text{m}$ y $1.8 \mu\text{m}$. Por encima de $2.3 \mu\text{m}$ la energía contenida en el espectro solar es muy poca (menor que el 5 %), y la acción combinada de absorción por el H_2O y el CO_2 , hacen que la energía recibida en la superficie terrestre, para estas longitudes de onda, sea muy pequeña.

b) Dispersión ¹⁵.

La dispersión es el proceso por el cual una partícula interpuesta en el camino de una onda electromagnética sustrae energía de la radiación incidente, y la reemite en todas las direcciones. Las partículas con las que interacciona la radiación electromagnética pueden ser las moléculas que componen la atmósfera o los aerosoles, pequeñas partículas sólidas o líquidas que se mantienen suspendidas en la atmósfera. Los aerosoles están compuestos principalmente por polvo, partículas de humo, cristales de sal y núcleos de condensación. Su radio varía desde $10^{-3} \mu\text{m}$ a $10^2 \mu\text{m}$. La cantidad de aerosoles se especifica normalmente mediante el número de partículas por unidad de volumen.

El campo eléctrico de la onda incidente produce la oscilación de las cargas eléctricas de la partícula, las cuales constituyen uno o más dipolos eléctricos que irradian ondas esféricas. La oscilación de un dipolo eléctrico en una determinada dirección produce una onda electromagnética polarizada cuya amplitud, para un punto determinado, depende de su posición con respecto al dipolo, de la frecuencia de la radiación incidente, del tamaño de la partícula y de las propiedades eléctricas de las partículas dispersivas. Para partículas con dimensiones mucho menores a la longitud de onda de la radiación incidente, Rayleigh¹⁶ mostró que la radiancia de la onda dispersada es proporcional a

$$\frac{a^6 \text{sen} \theta}{r^2 \lambda^4} \left(\frac{n'^2 - 1}{n'^2 + 2} \right)^2$$

donde a representa el radio de la partícula que produce la dispersión, n' el índice de refracción del medio, θ el ángulo respecto a la normal de la dirección de la radiación incidente y λ la longitud de onda de la radiación incidente. Este es el caso de las moléculas que componen la atmósfera. Una at-

mósfera seca donde no hay presencia de aerosoles, se le denomina atmósfera Rayleigh, debido a que su comportamiento desde el punto de vista de la dispersión de la radiación, obedece a la teoría de Rayleigh.

Sin embargo, la atmósfera de la Tierra contiene nubes y aerosoles, cuyos tamaños son del mismo orden o mayores que la longitud de onda de la parte visible del espectro de radiación. Como consecuencia, el modelo de campo eléctrico creado por un dipolo, que sirve de base para el desarrollo de la teoría de Rayleigh, no se ajusta a estos casos, debiéndose utilizar el tratamiento de Mie¹⁷, que resuelve en parte las complejas soluciones para el caso de la dispersión de ondas electromagnéticas por una distribución isótropa de esferas homogéneas.¹⁸

2.7. ECUACIÓN DE TRANSPORTE RADIATIVO.

Consideremos un haz monocromático, $L_{n\lambda}$, que incide sobre un medio de densidad ρ . Al recorrer una distancia, ds , la atenuación que sufre $L_{n\lambda}$ viene expresada por $-dL_{n\lambda}$. Dicha atenuación es proporcional a la cantidad de masa atravesada y a la radiación incidente (fig. 2.4). Es decir

$$dL_{n\lambda} = -L_{n\lambda} k_{\lambda} \rho(s) ds \quad (2.23.)$$

siendo k_{λ} el coeficiente monocromático de extinción del medio.

El valor de la radiancia en una determinada dirección puede incrementarse debido a los procesos de emisión y dispersión que tienen lugar en el interior del medio. Para describir este fenómeno se utiliza un coeficiente denominado función fuente, j_{λ} , con un significado físico equivalente al de k_{λ} .

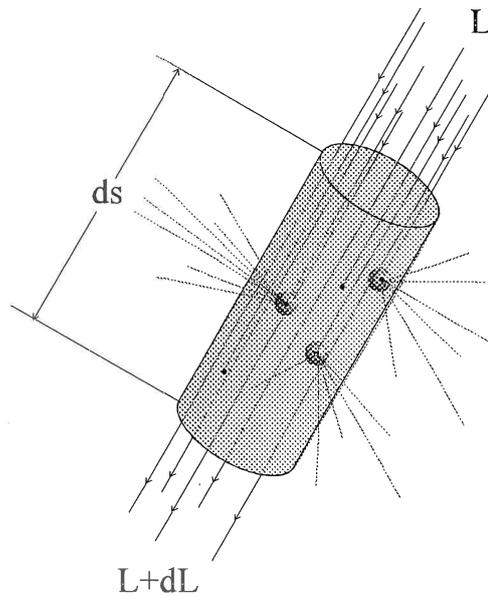


Fig. 2.4.- Esquema que representa los fenómenos de atenuación de la radiación en la atmósfera. Parte de la radiación incidente se absorbe por el medio y parte se dispersa como consecuencia de la interacción con las partículas de la atmósfera.

$$dL_{n\lambda} = j_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.24.)$$

Teniendo en cuenta las expresiones, 2.23 y 2.24, la variación de la radiancia, después de atravesar una distancia ds del medio, se puede expresar como:

$$dL_{n\lambda} = -L_{n\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds + j_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.25.)$$

Si definimos una función fuente general como:

$$J_{\lambda} = \frac{j_{\lambda}}{k_{\lambda}} \quad (2.26.)$$

combinando las ecuaciones 2.25 y 2.26, se obtiene la siguiente expresión:

$$dL_{n\lambda} = -k_{\lambda}\rho(s)L_{n\lambda}ds + J_{\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds$$

ó bien

$$\frac{dL_{n\lambda}}{k_{\lambda}\rho(s)ds} = -L_{n\lambda} + J_{\lambda} \quad (2.27.)$$

Esta igualdad representa la ecuación fundamental para cualquier proceso de transferencia radiativo. En ella aparecen dos términos: uno da cuenta de la pérdida debida a la absorción por el medio y a la dispersión, y el otro del aumento debido a la emisión radiativa del medio y a la contribución que aparece desde otras direcciones distintas a la del haz incidente, como consecuencia de los procesos de dispersión de la radiación que tienen lugar en otros puntos de la atmósfera. La emisión radiativa del medio viene regulada por la función de Plank, que proporciona la radiancia de emisión de un cuerpo negro. Su contribución para el caso de la atmósfera terrestre, es nula para longitudes de onda del espectro solar. La contribución debida a los procesos de dispersión se expresa mediante:

$$J_{\lambda} = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} P_{\lambda}(\theta, \phi, \theta', \phi') L_{\lambda}(\theta', \phi') \sin\theta' d\theta' d\phi'$$

donde contabilizamos la aportación por dispersión a una dirección dada desde el resto de las direcciones.

En una atmósfera en la que la contribución del término fuente y de la dispersión sea despreciable, la ecuación (2.27) se reduce a

$$\frac{dL_{n\lambda}}{k_{\lambda}\rho(s)ds} = -L_{n\lambda} \quad (2.28.)$$

Esta hipótesis es válida, por ejemplo, si consideramos la radiancia que atraviesa la atmósfera en la dirección de incidencia del haz solar. En este caso la magnitud de la radiancia en esa dirección es suficientemente grande para que se pueda considerar despreciable la contribución de la función fuente. Por tanto, si nos atenemos exclusivamente a la dirección de propagación, se puede aplicar con muy buena aproximación la ecuación (2.28).

En este caso particular, integrando sobre el espesor total del medio, la irradiancia emergente será:

$$L_{n\lambda} = L_{on\lambda} e^{-\int_0^s k_\lambda \rho(s) ds} \quad (2.29.)$$

El término

$$-\int_0^s k_\lambda \rho(s) ds \quad (2.30.)$$

se denomina espesor óptico monocromático del medio. Si el medio de propagación es homogéneo, k_λ es independiente de s , por lo que la ecuación

$$L_{n\lambda} = L_{on\lambda} e^{-\int_0^s k_\lambda \rho(s) ds}$$

queda como

$$L_{n\lambda} = L_{on\lambda} e^{-k_\lambda \int_0^s \rho(s) ds}$$

A la expresión

$$m = \int_0^s \rho(s) ds = \int_{\Gamma} \rho(s) ds \quad (2.31.)$$

se le denomina masa óptica del medio. Por consiguiente,

$$L_{n\lambda} = L_{on\lambda} e^{-k_{\lambda} m} \quad (2.32.)$$

El producto $k_{\lambda} m$ es, por tanto, el denominado espesor óptico monocromático. La expresión anterior se conoce con el nombre de Ley de Beer-Bourger-Lambert. Con dicha ley se puede estimar la radiancia en un punto -que se ve atenuada tanto por los procesos de absorción como de dispersión-, en función de la radiancia incidente, la masa óptica y el coeficiente de extinción del medio..

Si denominamos $I_{on\lambda}$ a la irradiancia solar monocromática extraterrestre, la irradiancia del haz en la dirección que incide en un plano normal, situado en la superficie terrestre, se puede expresar también como:

$$I_{n\lambda} = I_{on\lambda} e^{-k_{\lambda} m} \quad (2.33.)$$

En las expresiones anteriores se ha considerado que la atmósfera provoca una atenuación de la radiación incidente para cada longitud de onda. El proceso es algo más complejo ya que cada componente de la atmósfera posee un coeficiente de atenuación distinto para cada longitud de onda. Por tanto, suponiendo que la atmósfera sea homogénea, para el componente atmosférico i y la longitud de onda λ , la ecuación debería escribirse:

$$I_{in\lambda} = I_{on\lambda} e^{-k_{i\lambda} m_i} \quad (2.34.)$$

y la atenuación total para una determinada longitud de onda sería la atenuación correspondiente a la aportación de cada componente. Por tanto

$$I_{n\lambda} = I_{on\lambda} e^{-k_{1\lambda}m_1} e^{-k_{2\lambda}m_2} \dots e^{-k_{n\lambda}m_n} = I_{on\lambda} \prod_{i=1}^n e^{-k_{i\lambda}m_i} = I_{on\lambda} e^{-\sum_{i=1}^n k_{i\lambda}m_i} \quad (2.35.)$$

Si consideremos la atenuación total que producen todos los componentes de la atmósfera en una determinada longitud de onda, se puede escribir

$$k_{\lambda} m = \sum_{i=1}^{i=j} k_{i\lambda} m_i \quad (2.36.)$$

siendo

$k_{i\lambda}$ el coeficiente monocromático de atenuación para un determinado proceso.

m_i la masa óptica para un componente determinado.

Masa óptica relativa

En la ecuación (2.31), correspondiente a la masa óptica del medio, la integración se realiza a través de la trayectoria que sigue el haz desde el límite superior de la atmósfera hasta que alcanza la superficie de la Tierra. Esta expresión debe aplicarse a la radiación monocromática, ya que la refracción varía con la longitud de onda y por tanto, el camino óptico es distinto para cada una de las frecuencias del espectro de la radiación solar.

El menor valor de la masa óptica que debe atravesar un haz monocromático para alcanzar un punto de la Tierra corresponde a la situación en la que el Sol se encuentra en el cenit. En este caso la masa óptica vale

$$m_0 = \int_{\Gamma_z} \rho ds \quad (2.37.)$$

siendo Γ_z la trayectoria en la dirección del cenit.

Se define masa óptica relativa como el cociente entre la masa óptica correspondiente a cualquier camino óptico y la correspondiente a la dirección del cenit:

$$m_r = \frac{\int_{\Gamma} \rho ds}{\int_{\Gamma_z} \rho ds} \quad (2.38.)$$

Para resolver la ecuación (2.38) es necesario conocer la variación de la densidad de la atmósfera. Además se debe tener en cuenta la refracción de la atmósfera. La masa óptica depende de la distribución de densidades a través del camino que recorre la energía radiante. Esta información no se puede obtener fácilmente desde medidas experimentales debido, principalmente, a la dificultad de conocer la distribución vertical de aerosoles y el contenido de vapor de agua. La solución general obtenida por Kasten¹⁹ (1966) para dicha ecuación, en función de parámetros atmosféricos conocidos, viene expresada por

$$m_r = \frac{1}{\rho_0 z_0} \int_0^{\infty} \left[1 - \left(\frac{r_e}{r_e + z_0} \right)^2 \left(\frac{n_0}{n} \right)^2 \sin^2 \theta_z \right]^{-1/2} \rho dz \quad (2.39.)$$

siendo:

- ρ_0 densidad en el suelo
- z_0 espesor de la atmósfera supuesto que la densidad es homogénea (8.43 km en condiciones normales de presión y de temperatura).
- r_e radio medio de la Tierra
- n_0 índice de refracción a nivel de suelo
- n índice de refracción a la altura z
- θ_z ángulo cenital

Transmitancia atmosférica del haz directo

Un concepto frecuentemente utilizado en los trabajos acerca de la energía solar es el de transmitancia. Se define como el cociente entre el valor de la irradiancia emergente después de atravesar la atmósfera, y el valor de la irradiancia incidente. La transmitancia monocromática ($\tau_{i\lambda}$) debida al componente i es:

$$\tau_{i\lambda} = \frac{I_{in\lambda}}{I_{0n\lambda}} \quad (2.40.)$$

Si se considera globalmente la transmitancia de la atmósfera para una determinada longitud de onda, y para todos sus componentes, se puede escribir

$$\tau_{\lambda} = \frac{I_{n\lambda}}{I_{0n\lambda}} = \prod_{i=1}^{i=n} \tau_{i\lambda} \quad (2.41.)$$

Despejando de (2.41)

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \prod_{i=1}^{i=n} \tau_{i\lambda} = I_{0n\lambda} \tau_{\lambda} \quad (2.42.)$$

Relacionando las expresiones (2.34) y (2.40) se puede escribir

$$\tau_{i\lambda} = e^{-k_{i\lambda} m_i} \quad (2.43.)$$

En estas ecuaciones, $\tau_{i\lambda}$ es la transmitancia debida al proceso singular i , y τ_{λ} la transmitancia total obtenida teniendo en cuenta el conjunto de todos los procesos combinados de cada uno de los componentes. Conocida la transmitancia espectral, se puede evaluar la irradiancia directa recibida en la superficie de la Tierra a través de la ley de Beer, o bien integrando todos los procesos de atenuación de la radiación a partir de τ_{λ} . Como se ha

señalado, los coeficientes de atenuación $k_{i\lambda}$ se han considerado constantes a lo largo de toda la trayectoria de la energía radiante dentro de la atmósfera. Esto no es totalmente correcto. Se puede hacer un análisis más riguroso considerando la atmósfera dividida en capas, cada una de las cuales posee unos coeficientes específicos de extinción, como en el modelo de Curtis-Godson para atmósferas inhomogéneas²⁰.

2.8. COMPONENTES DIRECTA Y DIFUSA DE LA IRRADIANCIA.

La irradiancia que se recibe en un punto de la superficie terrestre procede de la dirección que une ese punto con el Sol, o de cualquier otra dirección. La primera se denomina componente directa, y alcanza la superficie terrestre después de sufrir los procesos de atenuación anteriormente mencionados. La radiación que alcanza ese punto como proveniente de cualquier otra dirección de la bóveda celeste, se denomina irradiancia difusa. La suma de ambas componentes constituye la irradiancia global.

Se entiende por irradiancia total el valor de la irradiancia para todo el espectro solar. Es decir, la integración para todas las longitudes de onda de los valores de irradiancia en cada una de las frecuencias del espectro. En adelante para referirnos a la irradiancia total hablaremos sin más de irradiancia, y la denominaremos irradiancia espectral cuando nos refiramos a valores de irradiancia de una determinada longitud de onda.

a) Componente directa

Para conocer, por tanto, el valor de la irradiancia directa en una parte o en todo el espectro de la radiación solar se debe integrar la irradiancia espectral directa para el correspondiente intervalo de longitudes de onda. La integración suele hacerse como una suma de los valores de la radiación

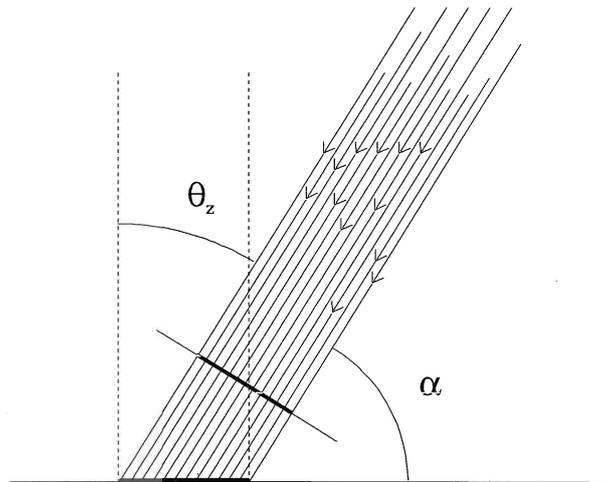


Fig. 2.5.- Proyección para obtener la componente horizontal de la irradiancia directa. El valor de la componente normal debe multiplicarse por el $\sin \alpha$ o por $\cos \theta_z$.

para intervalos de onda $\Delta\lambda$ suficientemente pequeños:

Entre dos valores λ_1 y λ_2 :

$$I_n = \sum_{\lambda=\lambda_1}^{\lambda=\lambda_2} I_{n\lambda} \Delta\lambda$$

y para todo el espectro ($\lambda_1=0$ y $\lambda_2=\infty$)

$$I_n = \sum_0^{\infty} I_{n\lambda} \Delta\lambda \quad (2.44.)$$

Expresando I_n en función del valor extraterrestre y de las transmitancias de cada uno de los componentes de la atmósfera:

$$I_n = \sum_0^{\infty} \left(I_{0n\lambda} \prod_{i=1}^{i=j} \tau_{i\lambda} \right) \Delta\lambda \quad (2.45.)$$

o bien, si utilizamos el concepto de transmitancia total para la longitud de onda λ ,

$$I_n = \sum_0^{\infty} (I_{0n\lambda} \tau_{\lambda}) \Delta\lambda \quad (2.46.)$$

Para determinar el valor de I_n se suman todas las contribuciones correspondientes a los intervalos de longitud de onda $\Delta\lambda$. La anchura de $\Delta\lambda$ se escoge en función de la precisión que se desee. En los casos en que se desee obtener el valor correspondiente a un intervalo espectral hay que sustituir 0 e ∞ por los correspondientes límites λ_1 y de λ_2 .

Si se desea obtener el valor de la irradiancia directa sobre una superficie horizontal (I_h), se debe proyectar sobre dicha superficie (fig. 2.5):

$$I_h = I_n \cos\theta_z = I_n \text{ sen } \alpha \quad (2.47.)$$

b) Componente difusa.

La irradiancia difusa tiene su origen en la dispersión atmosférica producida por las moléculas del aire y los aerosoles. Este fenómeno, del que se recogen algunas nociones fundamentales, reviste una gran complejidad y puede verse un estudio más detallado en la abundante bibliografía (Coulson²¹, 1988; Lenoble²², 1985; Kuo-Nan-Liou²³, 1980). Cuando la radiación incide sobre una partícula, dicha radiación se dispersa emergiendo en todas las direcciones (dispersión primaria). Tras sufrir la dispersión, la dirección de la energía emergente es muy variada, aunque la dirección preferente es la del haz incidente (dentro de esta dirección, y dependiendo del tipo de dispersión, la proporción entre un sentido y otro de la dirección es variable). La cantidad de energía dispersada en una determinada dirección, depende del tipo y tamaño de las partículas. En una atmósfera Rayleigh el

patrón de dispersión es simétrico, por lo que la energía dispersada en el mismo sentido de la energía incidente y en el sentido contrario son iguales. A su vez la energía ya dispersada, puede volver a sufrir una nueva dispersión, y así sucesivamente (dispersión múltiple). El conjunto de toda la radiación que, después de haber sufrido dispersión de cualquier orden que sea, alcanza la Tierra, constituye la irradiancia difusa (fig. 2.6).

La dispersión sufrida por la energía radiante es distinta para cada longitud de onda, configurando el carácter espectral de la irradiancia difusa $I_{d\lambda}$. Su valor puede considerarse fundamentalmente como la suma de tres contribuciones: la correspondiente a la dispersión de primer orden de una atmósfera Rayleigh, la correspondiente a la producida por los aerosoles, y la

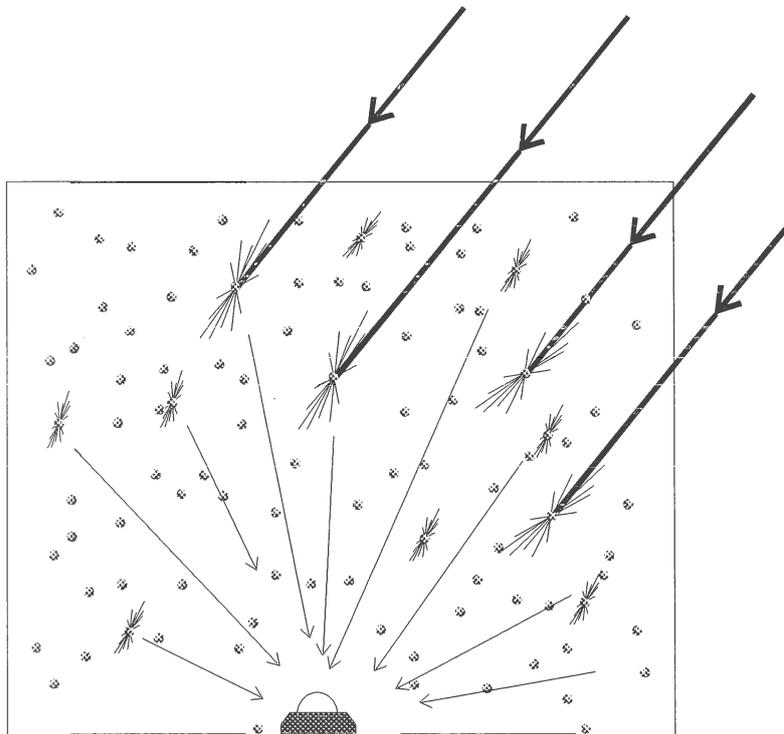


Fig. 2.6 La radiación difusa aparece como proveniente de todos los puntos del cielo. Posee carácter anisotrópico.

correspondiente a la producida por las múltiples reflexiones. Por tanto,

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda} \quad (2.48.)$$

El valor de la irradiancia difusa para todo el espectro viene dado por la contribución de todas las longitudes de onda

$$I_d = \sum_0^{\infty} I_{d\lambda} \Delta\lambda \quad (2.49.)$$

Si se desea conocer el valor total de la irradiancia difusa comprendido entre dos longitudes de onda determinadas, se consideran los límites λ_1 y λ_2 . La irradiancia difusa aparece como proveniente de todos los puntos del cielo. Su comportamiento es anisotrópico.

c) Irradiancia global.

El valor espectral de la irradiancia global que se recibe en un punto de la superficie terrestre es la suma de las contribuciones de la irradiancia directa y de la irradiancia difusa. Llamando I_g a la irradiancia global, el valor de ésta, en una superficie horizontal es:

$$I_{gh\lambda} = I_{h\lambda} + I_{d\lambda}$$

Los valores totales de la irradiancia global horizontal se obtienen sumando la contribución para todo el espectro de la directa y la difusa. Por tanto:

$$I_{gh} = \sum_0^{\infty} I_{h\lambda} \Delta\lambda + \sum_0^{\infty} I_{d\lambda} \Delta\lambda =$$

$$= \sum_0^{\infty} I_{n\lambda} \cos\theta_z \Delta\lambda + \sum_0^{\infty} I_{d\lambda} \Delta\lambda = I_n \cos\theta_z + I_d \quad (2.50.)$$

Habitualmente expresaremos el valor de la irradiancia global horizontal total por G , y el valor de la difusa total por D , por lo que la ecuación anterior puede expresarse como

$$G = I_n \cos\theta_z + D = I_n \sin\alpha + D \quad (2.51.)$$

Llamamos I_{0h} al valor de la irradiancia global extraterrestre horizontal. Lógicamente antes de entrar en la atmósfera, y por tanto de sufrir ningún proceso de atenuación, no hay componente difusa y coincide el valor de la irradiancia global con la irradiancia directa.

2.9. ÍNDICE DE CLARIDAD Y OTROS COEFICIENTES ASOCIADOS A LAS COMPONENTES DE LA IRRADIANCIA.

En la atmósfera, la absorción y la dispersión de la radiación varía con el instante temporal, conforme cambian las condiciones atmosféricas. Para diversas aplicaciones, resulta muy útil hacer una caracterización de la irradiancia, de manera que se pueda conocer la distribución de la irradiancia global en cada una de sus componentes, directa y difusa.

El efecto de atenuación atmosférica se puede caracterizar de modo sencillo mediante un índice, denominado índice de claridad (k_t), que se define como el cociente entre el valor de la irradiancia global recibida sobre una superficie horizontal y el valor de la irradiancia solar horizontal extraterrestre

$$k_t = \frac{G}{I_{0h}} \quad (2.52.)$$

Este índice se puede definir también para los valores de irradiancia integrados en un intervalo de tiempo. En este caso lo representamos por k_t con un superíndice indicando el periodo de integración. Se define como el cociente entre el valor de la irradiación global horizontal y el de la irradiación global extraterrestre en ese intervalo de tiempo:

$$k_t^{\Delta t} = \frac{\int_{\Delta t} G dt}{\int_{\Delta t} I_{0h} dt} = \frac{H}{H_0} \quad (2.53.)$$

El valor del periodo de integración proporciona la irradiación recibida en un punto en el tiempo Δt . Los periodos de integración más comunes son el día y la hora, dando lugar a un índice de claridad diario u horario. Para valores de Δt inferiores a 5-10 minutos se habla de un índice de claridad instantáneo. Para indicar el periodo de integración al que nos referimos hablaremos de k_t diario, horario, o instantáneo, o lo indicaremos con un superíndice: k_t^D para el diario y k_t^H para el horario. El índice de claridad proporciona el valor de energía global horizontal disponible en relación con la que hay en el límite superior de la atmósfera, al tiempo que da una idea de la transparencia atmosférica.

En otras ocasiones, se recurre a caracterizar la disponibilidad de irradiancia difusa en superficie respecto al valor de irradiancia existente en la superficie horizontal extraterrestre. Se define, para ello un coeficiente (k_d) que expresa la relación entre el valor de la irradiancia difusa y el valor de la irradiancia global extraterrestre. Por tanto,

$$k_d = \frac{D}{I_{0h}} \quad (2.54.)$$

De forma semejante, si utilizamos valores integrados, lo definimos como

$$k_d^{\Delta t} = \frac{\int_{\Delta t} D dt}{\int_{\Delta t} I_{0h} dt} \quad (2.55.)$$

k_d la designaremos como diaria (k_d^D), horaria (k_d^H) e instantánea, si el intervalo de integración es un día, una hora o es menor de 10 minutos

Vamos a definir también un coeficiente (k_b) que proporciona información acerca de la componente directa de la irradiancia. Se define como el cociente entre la componente horizontal de la irradiancia directa que se recibe en un punto y el valor de la irradiancia global horizontal extraterrestre:

$$k_b = \frac{I_n \sen \alpha}{I_{0h}} = \frac{I_n}{I_{0n}} \quad (2.56.)$$

Si hablamos de valores integrados en el tiempo lo definimos como:

$$k_b^{\Delta t} = \frac{\int_{\Delta t} I_n \sen \alpha dt}{\int_{\Delta t} I_{0h} dt} \quad (2.57.)$$

que puede ser diario (k_b^D), horario (k_b^H), e instantáneo, dependiendo del intervalo temporal de integración.

La componente difusa de la irradiancia global se caracteriza por la denominada fracción difusa (k) de la irradiancia global, definida como el cociente entre la irradiancia difusa y la irradiancia global que se reciben en un punto:

$$k = \frac{D}{G} \quad (2.58.)$$

Si se utilizan los valores integrados en un cierto tiempo, se define como

$$k^{\Delta t} = \frac{\int_{\Delta t} D dt}{\int_{\Delta t} G dt} \quad (2.59.)$$

que nos permite igualmente hablar de una k diaria, horaria e instantánea.

El estudio combinado de k_t , k_d , k_b y k proporciona una información adecuada para caracterizar de manera general el estado de la atmósfera y las disponibilidades energéticas en un punto de la superficie terrestre.

2.10 PRINCIPALES FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA VARIABILIDAD DE LA RADIACIÓN EN ZONAS DE MESOESCALA O DE MICROESCALA.

Entre los procesos que intervienen en la atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera, y que vienen regidos por las ecuaciones generales expuestas anteriormente de forma sucinta, algunos influyen más directamente en la variabilidad de la radiación recibida, tanto en su dimensión espacial como temporal. Vamos a clasificarlos en dos grandes grupos:

a) Factores asociados con la composición de la atmósfera.

La obtención de los valores de radiación que alcanzan la superficie de la Tierra a partir de las expresiones generales que manejan dichos procesos es muy compleja por la imposibilidad de conocer, en cada instante y

para cada punto, la composición vertical de la atmósfera. Una aproximación al conocimiento de los valores de irradiancia directa obtenidos en un punto puede obtenerse, como ya hemos visto, a partir de la ley de Beer-Bouguer-Lambert, suponiendo que para cada longitud de onda el conjunto de todos los procesos que se verifican en la atmósfera se adecuan a dicha ley.

En función de las transmitancias, vimos que:

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \prod_{i=1}^{i=j} \tau_{i\lambda} \quad (2.60.)$$

Los $\tau_{i\lambda}$ se corresponden con las siguientes transmitancias:

- $\tau_{R\lambda}$ transmitancia de una atmósfera Rayleigh.
- $\tau_{O\lambda}$ transmitancia del ozono.
- $\tau_{G\lambda}$ transmitancia de los gases .
- $\tau_{W\lambda}$ transmitancia del vapor de agua.
- $\tau_{A\lambda}$ transmitancia de los aerosoles.

La mayoría de estas transmitancias dependen del lugar y de las condiciones meteorológicas particulares. Las tres primeras, aunque varían para los distintos lugares del planeta, se pueden considerar constantes para una zona de mesoescala/microescala, mientras que las dos últimas pueden exhibir una concentración variable en zonas relativamente próximas.

Contribución del vapor de agua

La cantidad de vapor de agua en la atmósfera la podemos especificar utilizando la razón de mezcla (M_r), definida como el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco por unidad de volumen, o bien

con el contenido de agua precipitable, ω' (contenido de vapor de agua en la dirección vertical), que puede expresarse mediante:

$$\omega' = \frac{1}{g} \int_0^{\infty} M_r dp \quad (2.61.)$$

donde p es la presión atmosférica y g es la aceleración de la gravedad. Autores como Cole²⁴ (1976), Paltridge and Platt²⁵ (1976), Leckner²⁶ (1978), Garrison²⁷ (1985), han desarrollado correlaciones entre el contenido de agua precipitable y el valor en superficie de otras variables, como la presión parcial de vapor de agua, la temperatura de punto de rocío y/o la humedad relativa.

Contribución de los aerosoles.

Angström sugiere que la transmitancia debida a los aerosoles puede expresarse como una función dependiente de la masa óptica relativa de la forma genérica:

$$\tau_{A\lambda} = e^{-m_r f(\lambda)}$$

siendo $f(\lambda)$ una función que depende la longitud de onda.

La función que propone Angström es:

$$f(\lambda) = \frac{\beta}{\lambda^\alpha} \quad (2.62.)$$

conocida con el nombre de fórmula de turbiedad de Angström. En esta expresión λ es la longitud de onda de la radiación incidente en μm , y β es el coeficiente de turbiedad de Angström, que es función de la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical. El parámetro α

está relacionado con el tamaño de los aerosoles, y varía de 0 a 4. Los valores grandes de α corresponden a pequeñas partículas. Un valor promedio comúnmente empleado, cuando no se dispone de medidas, es 1.3. β puede moverse desde valores próximos a 0 (atmósferas muy limpias) hasta 0.4 (atmósferas muy turbias). A partir de la ecuación anterior se pueden calcular simultáneamente los valores de α y β , midiendo el espesor óptico normal de los aerosoles en dos longitudes de onda. Las longitudes de onda comúnmente utilizadas son 0.38 y 0.5 μm . A partir de la fórmula de turbiedad de Angström, la transmitancia debida a los aerosoles puede expresarse como

$$\tau_{A\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha}m_r) \quad (2.63.)$$

Como ejemplo, la fig. 2.7 muestra la distribución espectral simulada de la irradiancia global recibida en dos de las estaciones de la red de medidas de Sierra Nevada: Veleta (3398 m) y Orgiva (456 m). Estos valores teóricos espectrales de la irradiancia se han obtenido mediante simulación a partir del modelo de Bird y Riordan²⁸ (1986), con una resolución de 5 nm, para distintas condiciones atmosféricas de cielos despejados. En dicha figura se muestran los valores de la irradiancia global espectral estimada a partir de las condiciones reales de dos días, el 15 de Julio de 1988 a las 12.00 horas y el 15 de Noviembre de 1977 a las 9.00 horas. Las condiciones atmosféricas del 15 de Agosto fueron las siguientes: En Veleta la humedad relativa era del 35% y la temperatura de 18° C. El día fue muy despejado. Para la simulación se tomó un valor de 0.05 para la β de Angström. Las condiciones en Orgiva eran algo distintas: humedad relativa del 63%, temperatura de 29° C. Se supuso un valor de β igual a 0.15. Las distribuciones espectrales estimadas para el día 15 de Noviembre de 1987 corresponden a condiciones atmosféricas algo más dispares que las del día anterior: para Veleta la humedad relativa era del 35%, mientras que para Orgiva era del 72%; las temperaturas respectivas eran de 2° C y 16° C.

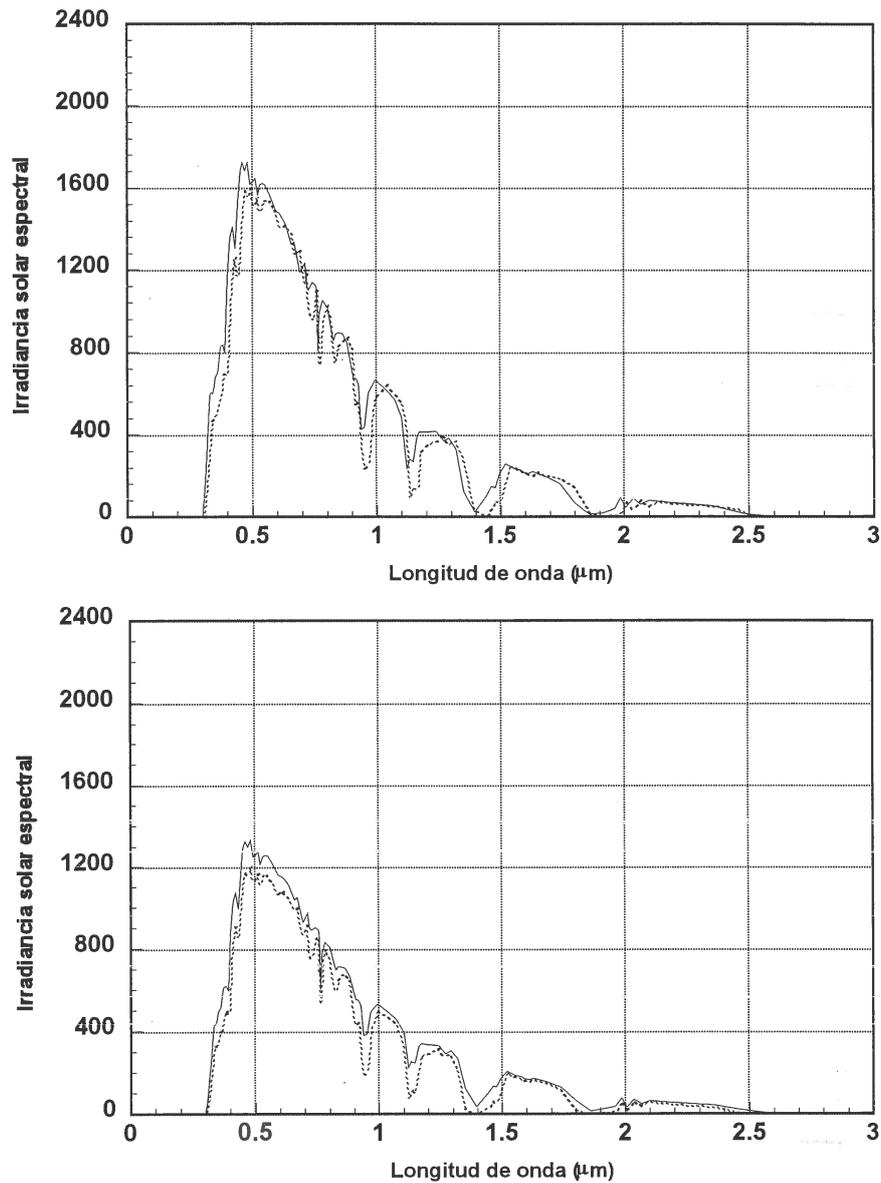


Fig. 2.7.- Simulación de la distribución espectral de la irradiancia global horizontal recibida en las estaciones de Veleta (línea continua) y Orgiva (línea discontinua) a) el día 15 de Julio de 1988 a las 12.00 GMT bajo diferentes condiciones de cielo: Veleta con humedad relativa del 35% y temperatura 18° C y Orgiva con 63% de humedad relativa y 29° C de temperatura. b) el día 15 de Noviembre de 1987 a las 12.00 GMT bajo las condiciones de cielo: Veleta con humedad relativa del 35% y temperatura 2° C y Orgiva con 72 % de humedad relativa y 16° C de temperatura. La β de Angström se consideró en ambos días de 0.015 para Veleta y 0.08 para Orgiva.

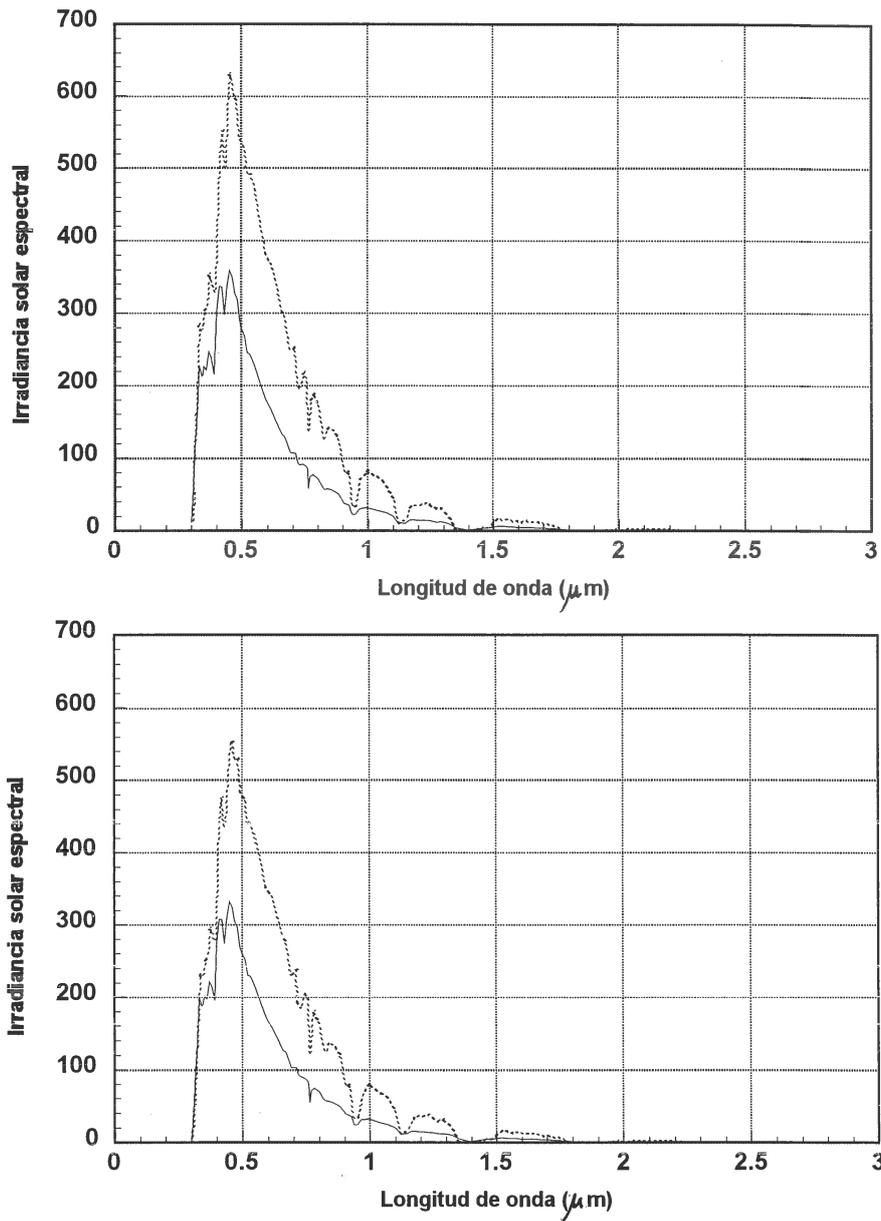


Fig. 2.8.- Simulación de la distribución espectral de la irradiancia difusa recibida en las estaciones de Veleta (línea continua) y Orgiva (línea discontinua) a) el día 15 de Julio de 1988 a las 12.00 GMT bajo diferentes condiciones de cielo: Veleta con humedad relativa del 35% y temperatura 18° C y Orgiva con 63% de humedad relativa y 29° C de temperatura. b) el día 15 de Noviembre de 1987 a las 12.00 GMT bajo diferentes condiciones de cielo: Veleta con humedad relativa del 35% y temperatura 2° C y Orgiva con 72 % de humedad relativa y 16° C de temperatura. La β de Angström se consideró en ambos días de 0.015 para Veleta y 0.08 para Orgiva.

respectivamente. Los valores asignados a β fueron 0.015 para Veleta y 0.08 para Orgiva.

Los valores de β que se han utilizado en la simulación corresponden a atmósferas “muy limpias” y “limpias” (Iqbal²⁹, 1983), y que se ajustan bien con las condiciones de cielo de las estaciones utilizadas. En la figura 2.8 a) y b) aparecen las correspondientes distribuciones espectrales de la irradiancia difusa. Se pueden apreciar las diferencias significativas de los valores obtenidos en las dos estaciones, que ponen de manifiesto la importancia de la altura sobre el nivel del mar, de los distintos valores de vapor de agua y del contenido de partículas de la atmósfera.

b) Factores asociados a las características geográficas

La latitud local condiciona fuertemente el valor de la radiación recibida en una región concreta, puesto que de partida limita la disponibilidad de energía máxima en el límite superior de la atmósfera. El valor de I_{0h} recibida es función de la elevación solar, que a su vez depende de la latitud mediante la ecuación (2.6).

Algunos autores (Soler³⁰, 1990; Skartveit³¹ et al., 1986) han puesto de manifiesto la dependencia de los valores mensuales de k y k_t con la latitud. A. Soler, en un estudio realizado sobre datos de 26 lugares distintos de Europa muestra que los parámetros c y d de la ecuación de Page³² (1961), que relaciona las fracción difusa y el índice de claridad:

$$\bar{H}_d / \bar{H} = c + d \cdot (\bar{H} / \bar{H}_0)$$

dependen de la latitud a través de las expresiones

$$c = 4.4838 - 0.1436 \cdot \phi + 0.0015 \cdot \phi^2$$

$$d = -8.1476 + 0.2942 \cdot \phi - 0.0030 \cdot \phi^2$$

Esta dependencia es confirmada por el mismo autor mediante la utilización del modelo E.C.S.R.M.³³ (European Community Solar Radiation Model). Raja³⁴ (1994) ha intentado también parametrizar esta dependencia para otras zonas de la Tierra.

Además de la latitud del lugar y de los cambios estacionales, la topografía del lugar desempeña un papel muy importante en los valores de la radiación recibida en la superficie. Las zonas montañosas propician situaciones de ocultamiento de laderas y de valles, que hacen que se produzcan diferencias apreciables entre los valores de las irradiancias recibidas simultáneamente en lugares relativamente próximos. Esta diversidad topográfica juega un papel muy importante desde el punto de vista microclimático, al modificar los balances de radiación de estos lugares. Esta diversidad debe incluirse en los modelos para explicar el distinto comportamiento que exhiben estas zonas respecto a otras, donde no aparecen este tipo de problemas asociados con la configuración del terreno.

Una dificultad añadida para caracterizar los flujos radiativos viene dada por la carencia de datos continuados en este tipo de zonas. Duguay³⁵ (1993) hace notar el desacuerdo entre los distintos modelos que expresan los balances de radiación en terrenos montañosos, al estar realizados para explicar las características particulares de lugares muy concretos. En todos ellos, sin embargo, se ponen de manifiesto la anisotropía del cielo y la gran influencia que tiene la topografía, al ver el distinto comportamiento respecto a otros lugares sin estas características.

Los modelos propuestos ponen de manifiesto que la altura sobre el nivel del mar y las situaciones de ocultamiento son las dos variables principales que, desde el punto de vista de la topografía, influyen en los valores

de radiación. La relación entre la valores de la radiación y la altura sobre el nivel del mar ha sido estudiada, entre otros autores por Reiter³⁶ (1982) y A. de la Casiniere³⁷ (1993). El papel que desempeña la topografía ha sido investigado por autores como Nunez³⁸ (1980), Ranzi and Rosso³⁹ (1993), Fu et al.⁴⁰ (1995), Olseth et al.⁴¹ (1995).

Los GIS (Geographical Information System) se ven como un instrumento de gran utilidad para modelizar los valores de radiación en este tipo de zonas, al permitir tratar simultáneamente las características de la topografía y las propiedades de los puntos que configuran esa zona (Dozier⁴², 1990).

Recientemente han sido también objeto de estudio otros factores asociados con las características topográficas, como la proximidad al mar de una determinada zona (Aguado⁴³, 1986).

Influencia de las nubes.

La presencia de nubes influye marcadamente en los flujos de radiación que se reciben en superficie. Los valores de irradiancia obtenidos, dependen del tipo de nubes presentes, de su tamaño, altura y evolución temporal. Por otro lado, en el estudio de la variabilidad de la radiación solar, las nubes de desarrollo vertical que se originan localmente, afectando sólo a una parte de la zona en estudio, poseen una particular importancia ya que provocan que puntos próximos estén recibiendo simultáneamente distintos valores de radiación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS DEL CAPÍTULO 2

- ¹ U.S. Standard Atmosphere, (1976). *NOAA, NASA, USAF*, Washington, D.C.
- ² Lutgens, F. and Tarbuck, E.J. (1995). *The Atmosphere. Prentice Hall*, London, 6^a ed.
- ³ Craig, R. (1968). *The Edge of Space: Exploring the Upper Atmosphere. Doubleday&Co.* New York pp.130 ss.
- ⁴ Duffie&Beckman, (1980). *Solar Engineering of Thermal Processes. Jhon Wiley&Sons.* New York.
- ⁵ Spencer, J.W. (1971). Fourier series representation of the position of the Sun. *Search*, 2, 172-173.
- ⁶ Cooper P.I.(1969) The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12, 3-8
- ⁷ Spencer, J.W. (1971). Fourier series representation of the position of the Sun. *Search*, 2, 172-173.
- ⁸ Jhonson, F. S. et al. (1954). Ultraviolet solar spectrum. Rocket exploration of the upper atmosphere. *Pergamon Press.* Oxford.
- ⁹ Detwiler, C.R. et al. (1961). The intensity distribution in the ultraviolet solar spectrum. *Ann. Geophys.*, 13, 3-10
- ¹⁰ Thekaekara, M.P. et al. (1968). The solar constant and the solar spectrum measured from a research aircraf at 38.000 feet. NASA, *Goddard Space Flight Center, Rep. X-322-68-304* (Greenbelt, Maryland)
- ¹¹ Thekaekara, M.P. (1970). The solar constant and the solar spectrum measured from a research aircraf. *NASA TR-R351*
- ¹² Thekaekara, M.P. (1973). Solar energy outside the earth's atmosphere. *Solar Energy* 14, 2, 109-127
- ¹³ Mecherikunnel et al. (1988). Intercomparison of solar total irradiance data from recent spacecraft measurements. *J. Geoph. Res.*, 93, 9503-9509

- ¹⁴ Fröhlich, C. and Brusa, R.W. (1981). Solar radiation and its variation in time. *Sol. Phys.*, 74, 209-215
- ¹⁵ Un desarrollo bastante completo puede encontrarse en Kuo-Nam-Liou. An introduction to atmospheric radiation. pp. 123-226 *Academic Press*. New York (1980). También puede consultarse el libro de Lenoble, J. Atmospheric Radiative Transfer. *A. Deepak Publ.* Hampton, Virginia. USA (1993)
- ¹⁶ Fleage, R.G. and Businger, J.A. (1980). An introduction to atmospheric physics. pp 337-338. *Academic Press*. New York.
- ¹⁷ Mie, G. (1908). Beitrage zur Optik trüber Medien speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*, 25, 377-445
- ¹⁸ Kuo-Nam-Liou. (1980). An introduction to atmospheric radiation. *Academic Press*. New York.. Para el scattering de Rayleigh ver las pp.66-84 y para el scattering de Mie y de algún tipo de partículas no esféricas las pp. 122-175.
- ¹⁹ Kasten, F. (1966). A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. b* 14, 206-223
- ²⁰ Lenoble, J. (1985). Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres. Standard computational procedures. pp. 207-244. *A. Deepak Publ.* Hampton. Virginia.
- ²¹ Coulson, K.L. (1988) Polarization and intensity of light in the atmosphere. *A. Deepak. Publ.* USA.
- ²² Lenoble, (1985). Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres. Standard computational procedures. *A. Deepak Publ.* Hampton. Virginia.
- ²³ Kuo-Nan-Liou (1980). An introduction to atmospheric radiation. *Academic Press*. New York.
- ²⁴ Cole, R.J. (1976). Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings. II development and relationships. *Build. Environ.* 11, 181-186.
- ²⁵ Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R. (1976). Radiative processes in meteorology and climatology. *Elsevier*. Amsterdam.

- ²⁶ Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface. Elements of a model. *Solar Energy*, 20, 143-150.
- ²⁷ Garrison, J.D. (1985). A study of the division of global solar irradiance into direct and diffuse irradiance at thirty three U.S. sites. *Solar Energy*, 35, 341-351.
- ²⁸ 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. Meteor.*, 25,86-97
- ²⁹ Iqbal, M. (1983) An introduction to solar radiation. *Academic Press*, New York.
- ³⁰ Soler, A. (1990) Dependence on latitude of the relation between the diffuse fraction of solar radiation and the ratio of global-to-extraterrestrial radiation for monthly average daily values. *Solar Energy*, 44, 297-302
- ³¹ Skartveit, O.A. and Olseth, J.A. (1986) Modelling slope irradiance at high latitudes. *Solar Energy*, 36, 333-344.
- ³² Page, J.K. (1961). The estimación of monthly mean values of daily total short wave radiation. *Proc. United Nations conference on new sources of energy*. Rome. 4, 378-390.
- ³³ Page, J.K. ed. (1986). Prediction of solar radiation on inclined surfaces. *D. Reidel Publishing Co.* Dordrecht, Holland.
- ³⁴ Raja, I.A. (1994). Insolation-sunshine relation with site elevation and latitude. *Solar Energy*, 53, 1, 53-56.
- ³⁵ Duguay, C.R. (1993) Radiation modeling in mountainous terrain. Review and status. Mountain research and development. *University of California Press*. pp. 340-357.
- ³⁶ Reiter, R. et al. (1982). Results of 5-years concurrent recordings of global diffuse and UV-radiation at three levels in the North Alps. *Arch. Met. Geoph. Bioklim.*, B.30,1-28.
- ³⁷ Casiniere, A. de la, (1993). Altitude effect on the clearness index in the French Alps. *Solar Energy*. 51, 93-100.

- ³⁸ Nunez, M. (1980). The calculation of solar and net radiation in mountainous terrain. *Journal of Biogeography*, 7, 173-186.
- ³⁹ Ranzi, R. and Rosso, R. (1993). A stokesian model of areal clear-sky direct radiation for mountainous terrain. *Geophysical Research Letters*, 20, 24, 2893-2896.
- ⁴⁰ Fu, H. et al. (1995). Topography and radiation exchange of a Mountainous Watershed. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 890-901.
- ⁴¹ Olseth J.A. et al. (1995). Spatially continuous mapping of solar resources in a complex high latitude topography. *Solar Energy*, 55,6, 475-485.
- ⁴² Dozier, J. and Frew, J. (1990). Rapide calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 963-969.
- ⁴³ Aguado, E. (1986) Local-Scale variability of daily solar Radiation-San Diego County, California. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. 25, 672-678.

CAPITULO III

DISPOSITIVO EXPERIMENTAL.

- 3.1. Introducción.
- 3.2. Descripción de las estaciones radiométricas.
- 3.3. Instrumentación.
- 3.4. Obtención y tratamiento de los valores experimentales.
- 3.5. Corrección de los valores de irradiancia difusa.
- 3.6. Corrección de la masa óptica relativa con la altura.

DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

3.1 INTRODUCCIÓN

En el año 1987 la Universidad de Granada participó, junto con otros grupos de investigación de siete universidades europeas y otros organismos, en un programa de investigación de tres años de duración, que se enmarcaba dentro de un proyecto de investigación y desarrollo de energía solar más general, denominado ECPSE¹ (European Community Programme of Solar Energy) y financiado por la Unión Europea, con los siguientes objetivos:

a) Estudio del recurso energético solar mediante el establecimiento de redes de radiación solar en diversas zonas de interés de la Unión Europea.

b) Recopilación y procesado de datos para mejorar el conocimiento de los microclimas mediterráneos mediante el estudio de las medidas de radiación para establecer las características radiativas de zonas de interés microclimática, el análisis de la variabilidad de la radiación solar mediante el examen comparativo de datos, la investigación de la influencia de la topografía en los valores de los flujos radiativos y la inclusión de todos los datos de las estaciones en la red general de datos de radiación de la UE.

c) Desarrollo de modelos para describir el comportamiento de la radiación global en áreas con similares características en Europa.

En el proyecto de investigación se delimitaron los siguientes objetivos específicos²:

a) proporcionar correlaciones entre las distintas variables meteorológicas y los valores de radiación solar obtenidos en un punto de la superficie terrestre.

b) determinar el efecto de la polución antropogénica con vistas a la utilización de la energía solar.

c) establecer modelos que incorporen las características topográficas y la influencia de costas para el análisis de la radiación solar en niveles de mesoescala y microescala para lugares de especial atención.

Para tal fin, la Universidad de Granada dispuso una red de 10 estaciones radiométricas en Sierra Nevada. Los datos obtenidos en esta red durante los tres años de duración del programa, se han utilizado para estudiar la distribución espacial de la radiación solar y el comportamiento de los valores de radiación con las coordenadas espaciales, particularmente con la altura.

Una segunda fuente utilizada para el presente trabajo han sido los datos obtenidos en la estación de Armilla (Granada), desde Diciembre de 1993 hasta Diciembre de 1995. La estación recoge datos con una alta frecuencia temporal: cada minuto se almacenan los valores proporcionados por sus sensores. Estos datos se han utilizado para el análisis de la variabilidad temporal de la radiación.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTACIONES RADIOMÉTRICAS.

A continuación se detallan las características de las estaciones receptoras y del instrumental utilizado para la adquisición de datos.

a) Red de Sierra Nevada.

La participación en el programa antes mencionado supuso el montaje de un dispositivo experimental, compuesto por 10 estaciones meteorológicas distribuidas a lo largo del macizo de Sierra Nevada, en puntos si-

Nº	ESTACIÓN	ELEVACIÓN	LATITUD	LONGITUD	CARA
1	VELETA	3398 m.s.l.	37° 03' 27''	03° 21' 56''	N-S
2	RIOSECO	3040 m.s.l.	37° 03' 00''	03° 20' 40''	Sur
3	OBSERVATORIO	2878 m.s.l.	37° 03' 48''	03° 23' 06''	Norte
4	BORREGUILES	2700 m.s.l.	37° 04' 19''	03° 23' 24''	Norte
5	ALBERGUE	2550 m.s.l.	37° 05' 46''	03° 23' 12''	Norte
6	PRADOLLANO	2100 m.s.l.	37° 05' 38''	03° 24' 00''	Norte
7	CORTIJO	1700 m.s.l.	36° 57' 17''	03° 25' 24''	Sur
8	PITRES	1249 m.s.l.	36° 56' 09''	03° 19' 30''	Sur
9	CAÑAR	1040 m.s.l.	36° 55' 34''	03° 25' 38''	Sur
10	ORGIVA	456 m.s.l.	36° 54' 21''	03° 21' 56''	Sur

Tabla 3.1. Datos topográficos de las estaciones de la red de Sierra Nevada.

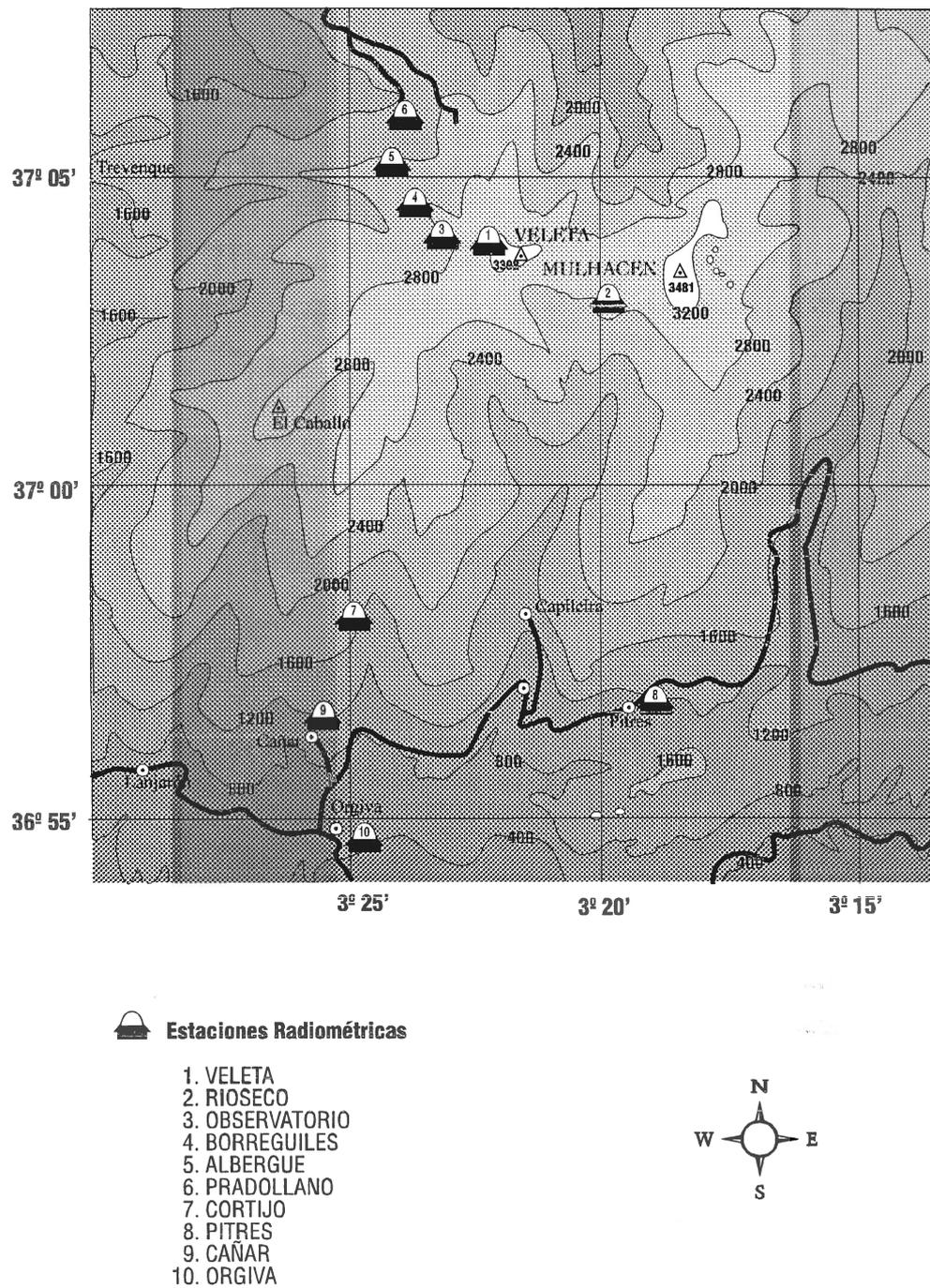


Fig. 3.1.- Situación de las estaciones de Sierra Nevada.

tuados a distintas alturas, tanto de la cara Norte (4 de ellas) como de la cara Sur (5 estaciones). La décima estación se localizó en la cumbre del Veleta, que separa ambas laderas. Todas ellas se encuentran en latitudes comprendidas entre $36^{\circ}50'$ y $37^{\circ}06'$ y longitudes entre $3^{\circ}19'$ y $3^{\circ}26'$. La localización de las estaciones se estableció teniendo en cuenta los objetivos que se perseguían, aunque con las limitaciones que imponían la posibilidad de acceso y la seguridad de las mismas. En la tabla 3.1 se recogen los datos de localización y topográficos de cada una de las estaciones de esta red, y en las figuras 3.1 y 3.2, los mapas de situación de las estaciones y un perfil norte-sur donde se puede apreciar la distribución de las estaciones y la diferencia en altura de las mismas. El área total en el que se distribuyeron las estaciones es del orden de 10×20 km, por lo que podemos considerarla una red adecuada para estudios de microescala. El diseño de la red se realizó de forma que se pudieran registrar datos a diversos niveles de alturas, y que las estaciones ocuparan lugares que tuvieran la mayor diversidad climática posible. El almacenamiento de los datos proporcionados por los sensores se hizo cada 10 minutos en soporte magnético, para su posterior procesado.

Toda la zona se puede considerar de escasa contaminación de carácter antropogénico. En la cara Norte se encuentra una estación de esquí operativa durante la época invernal. La cara sur posee algunos núcleos urbanos de nula actividad industrial, con muy poca densidad de población y orientados a labores del campo. Los núcleos de población se encuentran bastantes diseminados, ocupando sobre todo la parte más baja de la región de estudio. Las zonas más altas están despobladas.

Las estaciones se situaron, siempre que fue posible, en lugares de fácil acceso para tener la posibilidad de seguir con frecuencia la marcha de las medidas. Este es el caso de las estaciones Albergue (situada en el Albergue Universitario, perteneciente a la Universidad de Granada), Obser-

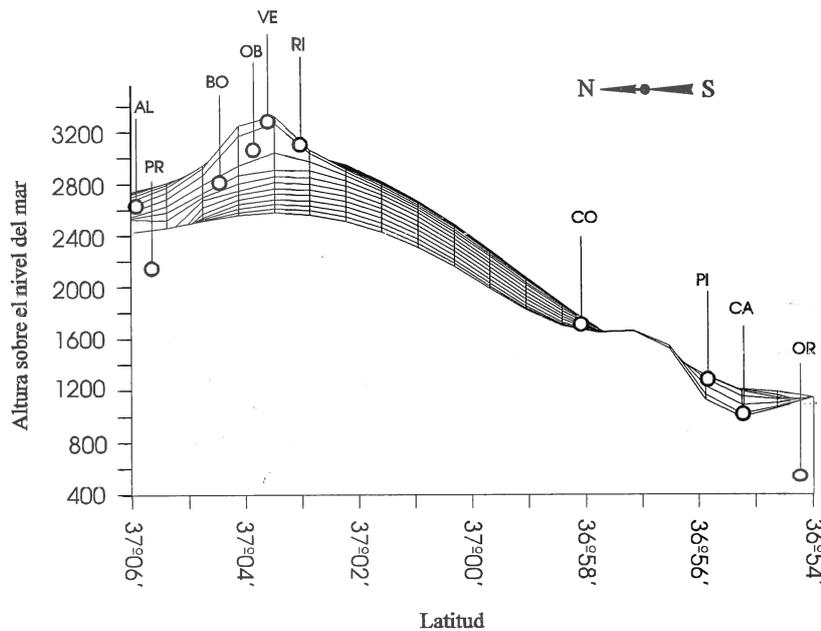


Fig. 3.2.- Corte según la dirección Norte-Sur mostrando la altura sobre el nivel del mar de las estaciones de medida de la red de Sierra Nevada.

vatorio (en el Observatorio del Instituto Andaluz de Astrofísica), Orgiva, Pitres y Cañar (en las respectivas localidades) y Pradollano (en instalaciones cercanas a la estación de esquí). Las otras estaciones se situaron en zonas aisladas con posibilidad de abastecimiento energético o autoalimentadas con paneles solares. El instrumental situado en cada una de las estaciones se detalla en la tabla 3.2.

El tipo de estaciones que se utilizaron fueron METEODATA-1300, dotadas de un reloj interno con calendario que soporta el sistema y que sirve como temporizador de las actuaciones que realiza. La estación lee los datos de los sensores cada 5 segundos. Al cumplirse el periodo de registro de 10 minutos, que se seleccionó previamente, el programa calcula los promedios correspondientes a ese periodo y, posteriormente, realiza un volcado de datos al soporte magnético. De manera similar al cumplirse 24 horas se registran los datos promediados correspondientes a ese día.

DISPOSITIVO EXPERIMENTAL

ESTACIÓN	PIRANO- METRO	T (1.5m)	T (5m)	ANEMO- METRO	BARO- METRO	HIGRO- METRO
VELETA	SI	SI	NO	NO	SI	SI
RIOSECO	SI	SI	NO	NO	SI	SI
OBSERVATORIO	SI	SI	NO	NO	SI	SI
BORREGUILES	SI	SI	NO	NO	SI	SI
ALBERGUE	SI	SI	NO	NO	SI	SI
PRADOLLANO	SI	SI	NO	NO	SI	SI
CORTIJO	SI	SI	SI	SI	SI	SI
PITRES	SI	SI	NO	SI	SI	SI
CAÑAR	SI	SI	SI	SI	SI	SI
ORGIVA	SI	SI	NO	SI	SI	SI

Tabla 3.2.- Instrumental de las estaciones de Sierra Nevada

b) Estación radiométrica de Armilla

La estación está situada en Armilla, a 670 m sobre el nivel del mar, y en las coordenadas 37° 08' 30" de latitud y 3° 37' 30" de longitud. Es una estación del tipo METEODATA 1256³, cuyo muestreo posee una resolución de 13 bits en modo secuencial. Los valores que proporcionan los sensores pueden registrarse instantáneamente y calcular los valores mínimos, máximos, medios y acumulados periódicamente a intervalos de tiempo programables. Los datos pueden visualizarse y registrarse en soporte magnético a través de una interfase RS232C. Los datos, registrados por los sensores cada 5 segundos, se promedian cada minuto y se almacenan en soporte magnético, junto con su desviación típica. Para el estudio de la variabilidad temporal se han utilizado los datos almacenados cada minuto.

Los sensores de la estación registran valores de temperatura, humedad relativa (sonda tipo PT-100), irradiancia global, irradiancia difusa,

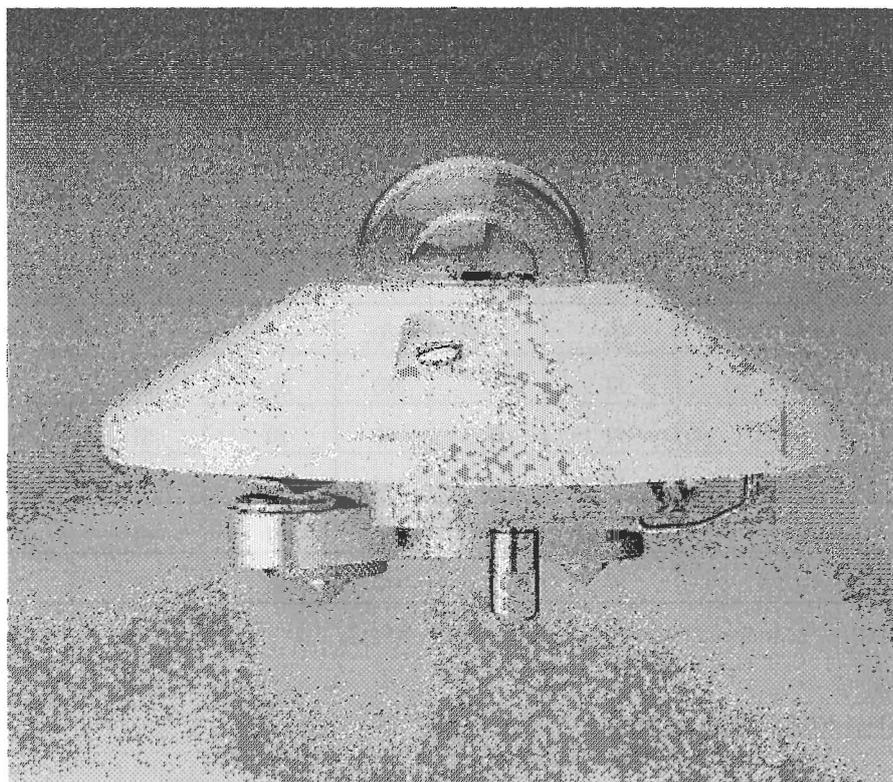


Fig 3.3. Piranómetro KIPP-ZONEN, modelo CM-11.

irradiancia reflejada, irradiancia global fotosintéticamente activa, irradiancia difusa fotosintéticamente activa e irradiancia ultravioleta. La medida de la irradiancia global y difusa se realiza con piranómetros KIPP & ZONEN CM-11, uno de los cuales lleva acoplada una banda de sombra tipo Eppley.

3.3. CARACTERÍSTICAS DEL INSTRUMENTAL DE MEDIDAS DE LAS ESTACIONES.

a) Piranómetros KIPP & ZONEN CM-11⁴

La medición de la irradiancia global se realizó mediante piranómetros KIPP & ZONEN CM-11 (fig.3.3), recomendados por la IEA para la

obtención de valores de radiación solar. Es un radiómetro de clase II (según clasificación de la OMM) que utiliza un sensor termoeléctrico. Incorpora 100 sensores termopares dispuestos de forma rotacional simétrica. Su rango espectral de medidas es 0.3-2.8 μm . Su elemento sensible es un disco cerámico (Al_2O_3) pintado de negro. Está protegido exteriormente por una cúpula doble de cristal, que no suprime más del 1.6% de la radiación incidente sobre el aparato. Esta disminución de energía se puede compensar en la calibración del piranómetro, de manera que para el uso normal de los sensores, los errores derivados de esta protección pueden considerarse despreciables. La fig. 3.4 muestra la respuesta del piranómetro para las distintas longitudes de onda.

tipo de sensor	termoeléctrico.
rango espectral	305-2800 nm.
sensibilidad	4-6.5 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.
	No cambia con la inclinación.
impedancia	1100-1700 Ω .
tiempo de respuesta	4-5 s (99%).

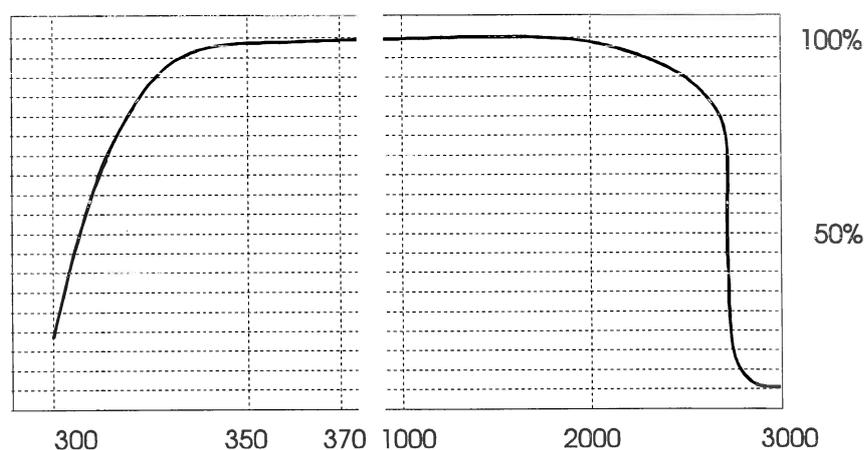


Fig. 3.4.- Respuesta del piranómetro CM-11 para las distintas longitudes de onda. Las unidades del eje de abscisas están expresadas en nm.

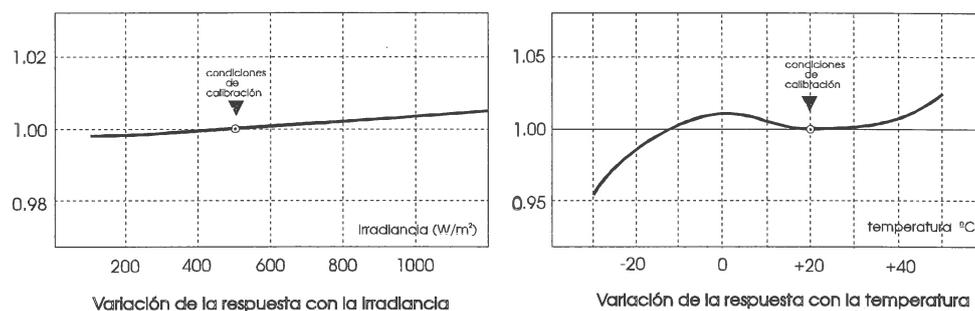


Fig. 3.5. Curvas de calibración para la respuesta de los piranómetros CM-11. a) Dependencia con el valor de la irradiancia. b) Dependencia con la temperatura. En ambas se señalan los valores utilizados para la calibración del instrumento.

no linealidad	0.0% para el rango 100-500 W/m ² ± 0.7% (para <100 W/m ² y para >500 W/m ²).
respuesta coseno	< ± 3% a 10° de altitud solar.
irradiancia máxima	4000 W/m ² .
temperatura de operación	-40 a 80° C.
sensibilidad con T	± 1% (-10 a +40%).
resolución	1 W/m ² .
dimensiones	92 mm; φ 150 mm.
peso	830 g.
estabilidad	1% al año (cambio de sensibilidad con t).

La fig. 3.5 muestra la desviación de la respuesta con los valores de irradiancia y con la temperatura, y los puntos utilizados de irradiancia y de temperatura para el calibrado del piranómetro.

Se dispuso también de un piranómetro sub-estándar para el recalibrado de los radiómetros de las estaciones, habida cuenta de las necesidades y condiciones de trabajo de las mismas. Este piranómetro posee un calibrado especial, realizado y acreditado en Carpentras. La comprobación

del calibrado se ha realizado con la regularidad requerida por cada estación para asegurar la fiabilidad de los datos. Algunas estaciones sometidas a condiciones meteorológicas más adversas, como Veleta y Rioseco, necesitaron un seguimiento más continuo para el correcto funcionamiento de los sensores.

b) Otros instrumentos de medida.

Además de los radiómetros, las estaciones están dotadas de otro tipo de instrumental para la medida de otras variables meteorológicas, principalmente presión, temperatura y humedad relativa. Indicamos sus características generales sin entrar en su descripción detallada, que puede encontrarse en los correspondientes manuales técnicos. Los valores proporcionados por estos sensores se han utilizado en la obtención de las variables en las que intervienen estos parámetros.

- Sensor de temperatura y humedad relativa MP-100

La medida de humedad se realiza mediante un sensor capacitivo, y la de temperatura mediante un sensor de platino tipo PT-100. Sus características técnicas son la siguientes:

Sensor de Humedad

Tipo de sensor	Capacitivo.
Rango de medida	0-100% (lineal).
Exactitud a 25°C	± 1%
Constante de tiempo a 25°	< 10 segundos.

Sensor de temperatura

Tipo de sensor	De platino tipo PT-100.
Rango de medidas	-30°C a +150°C.

Precisión	0.1°C.
Constante de tiempo	10 segundos.
Puntos de calibración	0°C y 100°C.

- Sensor electrónico de humedad relativa SHR-210

Es un sensor de tipo capacitivo, prácticamente insensible a la temperatura. Utiliza como sensor un pequeño condensador que posee un dieléctrico -un polímero higroscópico-, con un valor muy alto de constante dieléctrica ($\epsilon_r=80$). La mayor o menor cantidad de agua absorbida por el polímero, que depende de la humedad relativa del aire, provoca una fuerte variación de la capacidad. Sus características son:

Sensor	capacitivo.
Rango	0-100 % humedad relativa.
Tiempo de respuesta	5s a 20° C.
Temperatura funcionamiento	-20° C a 50° C.
Compensación de temperatura	en todo el rango de medida .
Precisión	$\pm 2\%$
Señal de salida	0-1 V de c.c. para el rango 0-100%

- Anemocinómetro modelo ACG 24/04

Consiste en 3 cazoletas en forma de cono, calibradas en túnel aerodinámico, de forma que una vuelta completa corresponde a un metro de recorrido del viento. En el extremo del eje posee una placa circular ranurada, que actúa como interruptor de una luz infrarroja emitida y recibida por un conjunto optoelectrónico de pequeño tamaño. De esta forma se generan los impulsos que, debidamente tratados, proporcionan los valores de la velocidad del viento.

Especificaciones técnicas:

Unidad de medida	m/s.
Sensibilidad umbral:	0.2 m/s.
Sensibilidad en movimiento	0.1 m/s.
Margen de error absoluto debido a la electrónica	$\pm 0.1\%$
Sistema de medida	pulsos optoelectrónicos.
Rango de medidas	0-65 m/s.

- Sensor de dirección del viento

Es una veleta acoplada a un codificador óptico cuya salida va a una tarjeta amplificadora que proporciona una corriente suficientemente grande para que el interfaz reciba la señal. Los indicadores de dirección pueden registrarse cada 0.2 s. Sus características son:

Tipo de codificador	óptico de 8 bits código Gray.
Resolución	1° 24'
Sensibilidad	0.1 m/s.
Temperatura funcionamiento	-20°C a 50°C.

- Sensor de presión atmosférica SPA-101

Utiliza un sensor de presión electrónico de estado sólido, con un rango de funcionamiento comprendido entre 600 mb y 1400 mb, cubriendo las necesidades de variación en presión por la altura. El sensor posee un compensador de temperatura interno. La precisión global, incluyendo los efectos de histéresis, temperatura y alinealidad, es de 0.1%

Especificaciones:

Tipo de sensor	Electrónico de estado sólido.
Rango:	600 mb a 1400 mb.
Factor de escala	0.1 % de fondo de escala.
Margen de temperatura	-10 °C a + 50°C.

- Banda de sombra tipo Eppley

Es una banda Eppley de tipo polar, que va montada sobre un piranómetro Kipp-Zonen CM-11. Se instala paralelamente al plano ecuatorial, inclinándose desde la horizontal un ángulo igual a la latitud. Diariamente hay que ajustar la banda para tener en cuenta el cambio de declinación. La anchura de la banda utilizada es de 7,2 cm.

3. 4 OBTENCIÓN Y TRATAMIENTO DE LOS DATOS.

Las condiciones meteorológicas a que se encontraron sometidas algunas estaciones obligó a un seguimiento muy cercano del instrumental, para asegurar su correcto funcionamiento, verificando su calibración cuando ha sido preciso y cada vez que alguna avería obligó a la sustitución de algunos de sus componentes o se presentó algún tipo de anomalía.

La dificultad de acceso ha supuesto un inconveniente para la recogida de los datos en la estación Veleta, de la que se poseen datos correspondientes a fechas en que era accesible (Mayo-Diciembre). En ésta y alguna otra de las estaciones de la cara Norte ha sido necesario sustituir algunos sensores a lo largo del tiempo de la campaña. Por este motivo, las estaciones de Borreguiles y Observatorio estuvieron un tiempo sin funcionar para reparación y posterior recalibración de las mismas, lo que ha motivado la no obtención y/o no utilización de aproximadamente un tercio de los

datos posibles de estas dos estaciones en el tiempo de funcionamiento de la red. Las estaciones de la cara Sur han proporcionado datos de forma ininterrumpida.

Los datos obtenidos en las estación de Armilla han tenido un control diario. Su seguimiento ha sido realizado por personal especializado. El almacenamiento de los datos se realiza tras la depuración de los mismos. Desde su puesta a punto, la estación ha funcionado con regularidad.

Tras la retirada de los datos de los sistemas de almacenamiento proporcionados por las estaciones, estos se han depurado. A los datos se le han añadido los datos topográficos y los correspondientes a la geometría solar, almacenándose en bases de datos para su posterior tratamiento.

3.5 CORRECCIÓN DE LOS VALORES DE IRRADIANCIA DIFUSA.

Los valores obtenidos de la irradiancia difusa mediante un piranómetro que lleva acoplada una banda de sombra, necesitan ser corregidos como consecuencia de la obstrucción que dicha banda realiza de una parte del cielo. Debido a la anisotropía del cielo esta corrección no es sencilla. Sin embargo la exactitud de esta corrección es importante para calcular la irradiancia directa a partir de las medidas de irradiancia global y difusa. De entre los muchos modelos posibles (Drummond⁵, 1956; Kasten⁶, 1983; LeBaron⁷, 1990; Kudish⁸ et al., 1993; Batlles et al.⁹, 1995) hemos escogido el modelo B propuesto por este último. Depende del factor geométrico (χ) evaluado por Drummond mediante

$$\chi = \frac{2b}{\pi r} \cos^3 \delta \left[\left(\frac{\pi}{180} \Psi_0 \right) \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \Psi_0 \right] \quad (3.1.)$$

siendo

b = anchura de la banda de sombra.

r = radio de la banda.

Ψ_0 = ángulo acimutal solar de orto (grados).

ϕ = latitud (en grados).

δ = declinación (grados).

y de una adecuada parametrización de las condiciones de anisotropía del cielo. Para la corrección se tienen cuenta los siguientes factores: ángulo cenital solar (y por consiguiente la masa óptica), la claridad del cielo (ϵ), el índice de brillo del cielo (Δ), y el factor geométrico (χ). Los parámetros ϵ y Δ miden la anisotropía del cielo, el primero en función de la nubosidad y el segundo depende del espesor de nubes y de la concentración de aerosoles. Estos parámetros (Perez¹⁰ et al., 1990) se estiman a partir de los valores medidos de irradiancia global y difusa mediante las expresiones :

$$\epsilon = \frac{D_u + I_{nu}}{D_u} \quad \text{y} \quad \Delta = \frac{D_u \cdot m}{I_0} \quad (3.2.)$$

siendo:

D_u irradiancia difusa sin corregir.

m masa óptica.

I_{0n} irradiancia extraterrestre.

I_{nu} irradiancia directa normal sin corregir.

Como han mostrado Batlles¹¹ et al. (1995) el parámetro más importante en la corrección es el índice de claridad del cielo (ϵ). Por este motivo, desarrollan un modelo de regresión lineal múltiple donde se calcula la corrección a introducir para cada intervalo de ϵ . El coeficiente de corrección C_t viene dado por:

$$\begin{aligned} \epsilon \leq 3.5 & \quad C_t = 1.178 C_i + 0.207 \log \Delta + 0.122 e^{-1/\cos \theta_z} \\ 3.5 < \epsilon \leq 8 & \quad C_t = 1.454 C_i + 0.655 \log \Delta + 0.475 e^{-1/\cos \theta_z} \end{aligned}$$

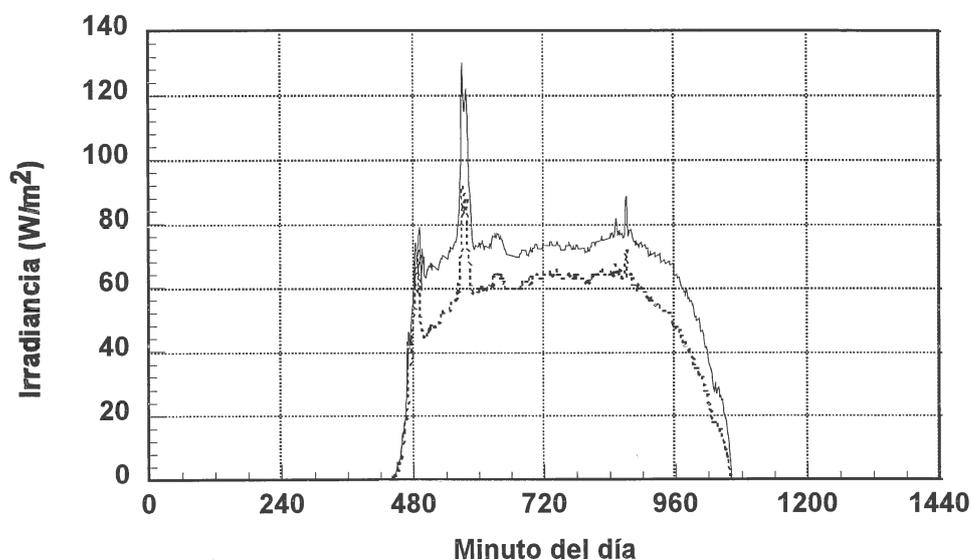


Fig. 3.6.- Ejemplo donde se muestran los valores de la irradiancia difusa, antes de ser corregidos (línea de puntos) y después de ser corregidos mediante el modelo de Batlles (línea continua). Corresponde al día 18 de marzo de 1995.

$$8 < \varepsilon \leq 11 \quad C_t = 1.486 C_i + 0.495 \log \Delta$$

$$\varepsilon > 11 \quad C_t = 1.384 C_i + 0.363 \log \Delta$$

siendo

$$C_i = \frac{1}{1 - \chi}$$

De este modo, la irradiancia difusa corregida es:

$$G_d = C_t \cdot G_{dn} \quad (3.3.)$$

En la fig. 3.6 se muestran los valores de la irradiancia difusa sin corregir y la corregida, según el modelo de Batlles, para un día del mes de marzo de 1995 en la estación de Armilla.

3.6. CORRECCIÓN DE LA MASA ÓPTICA RELATIVA CON LA ALTURA.

La solución general para obtener la masa óptica en función de parámetros atmosféricos conocidos, viene expresada, tal como se indicó en el capítulo anterior, por la ecuación

$$m_r = \frac{1}{\rho_0 z_0} \int_0^\infty \left[1 - \left(\frac{r_e}{r_e + z_0} \right)^2 \left(\frac{n_0}{n} \right)^2 \sin^2 \theta_z \right]^{-1/2} \rho dz \quad (3.4.)$$

Esta ecuación fue ajustada empíricamente por Kasten teniendo en cuenta el perfil de densidades del aire, y utilizando como índice de refracción el correspondiente a la longitud de onda de 0.7 μm , obteniendo la expresión

$$m_r = \left[\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253} \right]^{-1} \quad (3.5.)$$

La ecuación asegura una desviación menor del 0.1% para ángulos inferiores a 86°. El valor máximo de error para ángulos próximos a 90° es del 1.25%.

Si no se tiene en cuenta la curvatura de la Tierra, despreciando los efectos de refracción y considerando una atmósfera homogénea, la masa óptica relativa para todos los constituyentes de la atmósfera se puede aproximar mediante:

$$m_r = \sec \theta_z \quad (3.6.)$$

A pesar de las restricciones impuestas a esta ecuación, el error cometido no es muy grande: del orden del 0.25% para $\theta_z = 60^\circ$ y del 10% cuando el ángulo es de 85°. La fig. 3.7 muestra la variación de m_r con θ_z , de

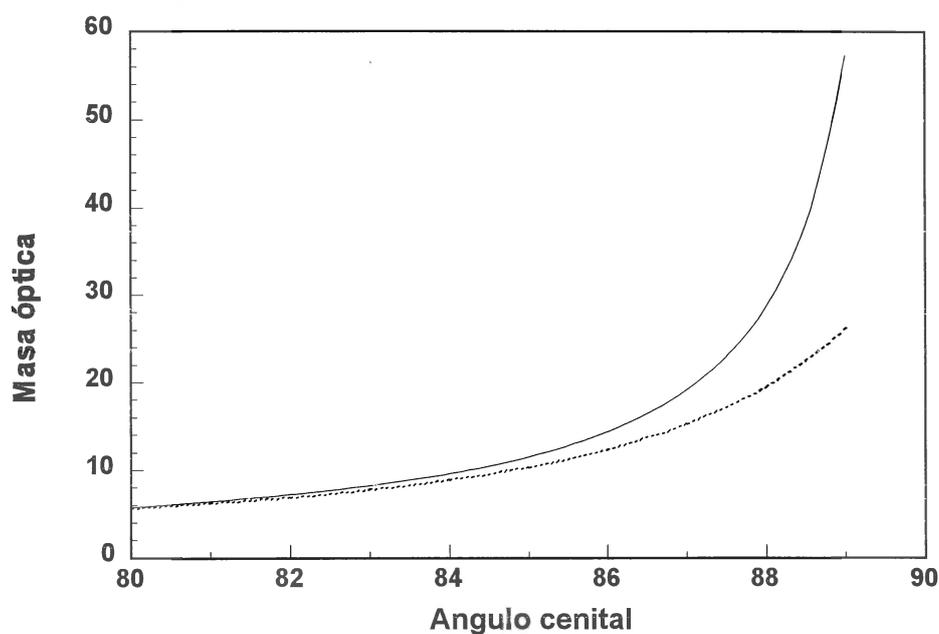


Fig. 3.7.- Comparación de la estimación de la masa óptica relativa a partir de las expresiones de las ecuaciones 3.5 (línea discontinua) y de la ecuación 3.6 (línea continua), donde se puede apreciar la sensible diferencia para ángulos cenitales próximos a 90°.

acuerdo con las ecuaciones (3.5) y (3.6), entre los 80° y los 90° de ángulo cenital, pudiéndose observar las marcadas diferencias entre ambas ecuaciones para este intervalo.

Las ecuaciones (3.5) y (3.6) son aplicables para presiones estándar de 1013.25 mb a nivel de mar. Para otras presiones deben corregirse. Tal modificación suele hacerse mediante la expresión

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{1013.25} \right) \quad (3.7.)$$

siendo p la presión local en milibares. Esta ecuación obliga a que se conozca el valor de la presión en el punto determinado en el que se quiera determinar

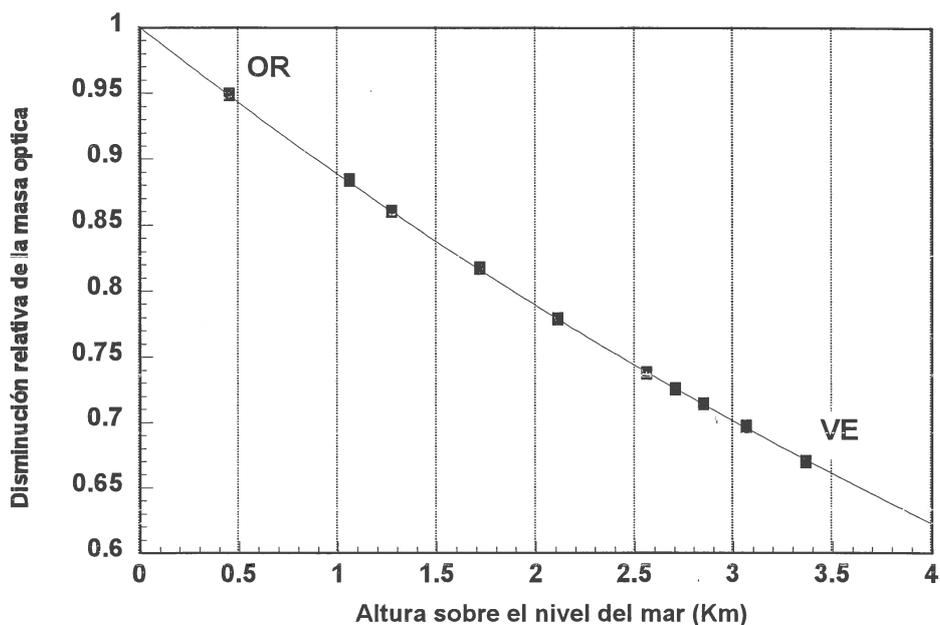


Fig. 3.8.- Disminución de la masa óptica relativa con la altura sobre el nivel del mar según la ecuación 3.8 propuesta por Kasten. Los puntos señalan la situación de las distintas estaciones de la red radiométrica de Sierra Nevada.

el valor de la masa óptica. Si no se posee el valor de la presión para el lugar en cuestión ésta puede obtenerse, supuesto que esté situado a una altura z sobre el nivel del mar, mediante la expresión sugerida por Kasten¹²

$$\frac{p}{p_0} = e^{-0.0001184z} \quad (3.8.)$$

siendo z la altura en metros sobre el nivel del mar. La fig. 3.8 representa la disminución relativa de la masa óptica con el aumento de altura, en el rango de altitudes de las estaciones de la red radiométrica de Sierra Nevada.

Otros autores han propuesto diversas expresiones para calcular la masa óptica y las correcciones en presión¹³. Por ejemplo, la Unión Europea¹⁴ en los estudios de radiación solar utiliza la ecuación:

$$p / p_0 = 1.0 - (z / 10.000) \quad (3.9.)$$

para lugares situados a alturas menores de 4000 m sobre el nivel del mar.

En el trabajo se han utilizado fundamentalmente las ecuaciones (3.5), (3.7) y (3.8) para el cálculo y corrección de la masa óptica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS DEL CAPÍTULO 3

- ¹ European Solar Microclimates. (1990) K-Scharmer. CEC report nº EN3S-0049-D(B): EUR13855.
- ² Dogniaux, R. (1994) Prediction of solar radiation in aereas with a specific microclimates. Commision of the European Communities. *Kluwer Ac. Publ.* Dordrecht.
- ³ Manuales de la estación Meteodata/Hidrodata -1256. Geonica, S.A. (1993).
- ⁴ Instruction manual pyranometer CM 11 part. nº 0305-201 (8810).
- ⁵ Drummond, A.J. (1956) On the measurements of sky radiation. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim*, 7,413-416.
- ⁶ Kasten, M.D. (1983) Improvement of measurements of diffuse solar radiation. *Solar Radiation Data, series F, 2ª de. D. Reidel*, Dordrecht.
- ⁷ LeBaron, B.A. et al. (1990) A simple procedure for correcting shawband data for all sky conditions. *Solar Energy*, 44, 249-256.

⁸ Kudish A.I. et al. (1993) Analysis of diffuse radiation data for Beer Sheva. Measured (shadow ring) versus calculated (global horizontal beam) values. *Solar Energy*, 51, 495-504.

⁹ Batlles, J. (1995) Caracterización y modelización de la irradiancia solar difusa. *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada.

¹⁰ Perez, R.; Ineichen, P.; Seals, R.; Michalsky, JJ. and Stewart, R. (1990) Modelling daylight availability and irradiance components from direct and global irradiance. *Solar Energy*, 44, 271-289.

¹¹ Batlles, J.; Olmo, F.J.; Alados-Arboledas, L. (1995) On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements. *Solar Energy*, 54, 105-114.

¹² Lunde, P.J. (1980) *Solar Termal Engineering*. Wiley. New York.

¹³ Kondratiev, K.Y.(1969) Radiation in the atmosphere. pp 160 y ss. *Academic Press*. New York.

¹⁴ Page, J.K. (1986) Prediction of solar radiation on inclined surfaces. pp.17 ss. Series F. *Solar Radiation Data*. Vol 3. Reidel Publ. Co, Dordrecht.

CAPITULO IV

CARACTERIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDIDA.

- 4.1 Introducción. Caracterización climática de la zona.
- 4.2 Características radiativas de la red de Sierra Nevada..
 - a) Distribución de frecuencias de k_t diarios.
 - b) Distribución de frecuencias de k_t horarios.
- 4.3 Características radiativas de la estación de Armilla.
 - a) Valores diarios de irradiación.
 - b) Patrón diario mensual de G, D, I.
 - b) Valores horarios: histogramas $k-k_t$; k_t-k_d ; $k-k_d$.

CARACTERIZACIÓN DE LAS ESTACIONES DE MEDIDA

4.1 INTRODUCCIÓN. CARACTERIZACION CLIMÁTICA DE LA ZONA.

Como se ha indicado anteriormente, la zona donde se encuentra la red de medidas de Sierra Nevada posee, desde el punto de vista topográfico, gran diversidad, con gradientes de altura considerables. Las estaciones están enclavadas en puntos cuya diferencia de altura, y consecuentemente de masa óptica, hacen previsible un comportamiento variado en los valores de irradiancia para cada una de las estaciones. Además, los lugares donde se sitúan los distintos elementos de la red radiométrica, tienen características distintas desde el punto de vista de su climatología, que son determinantes en la variabilidad de la radiación solar. Rodríguez y Martín-Vivaldi¹ (1996), al presentar la tipología climática de Sierra Nevada, distinguen tres dominios o "ambientes climáticos", dentro de los cuales se contemplan distintas zonas

con subcaracterizaciones climáticas marcadas por características altitudinales y de laderas.

En el primer dominio, que ocupa el área occidental de la Sierra, se encuentran las 10 estaciones de medidas radiométricas utilizadas en nuestro trabajo (fig. 4.1). En esta zona hay un influjo preponderante de los mecanismos de origen atlántico, que condicionan esencialmente el volumen y reparto de las precipitaciones, y son responsables, en buena medida, de las características térmicas de la región. Las precipitaciones están ligadas en su inmensa mayoría a la circulación ciclónica del oeste y del sudoeste, siendo una u otra la dominante y subdominante respectivamente. Este hecho no excluye, sin embargo, la existencia de la sequía estival típica de los climas mediterráneos, a la cual es imputable igualmente un origen atlántico. Los tipos ciclónicos del oeste son predominantes durante toda la época fría, y provocan una abundante nubosidad y gran efectividad pluviométrica; sin embargo, el volumen de precipitaciones no supera los 800 mm más que en las zonas de alta montaña. En la región más meridional de este dominio climático predominan las situaciones ciclónicas del suroeste. Lo más característico de las precipitaciones en la región más meridional es el aumento de su ocasionalidad y torrencialidad, que denotan una mayor proximidad al Mediterráneo. Los totales pluviométricos que se alcanzan en el conjunto del área se encuentran, en la mayor parte de los años, por encima de los 500 mm al año, pudiendo superar los 1000 mm en las zonas más elevadas. Se trata de un dominio muy continentalizado.

La distinta altitud de la región supone modificaciones en las condiciones climáticas, que permiten hablar, dentro de este dominio, de tres subregiones con características propias.

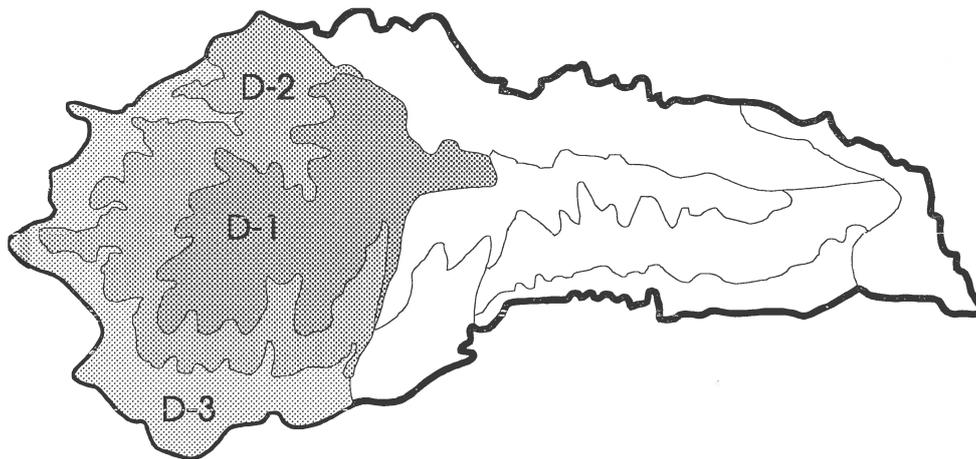


Fig. 4.1. La zona sombreada representa el dominio climático donde se encuentra la red de medidas utilizada en el trabajo. Dentro de este dominio se encuentran tres subdominios: D-1, región de alta montaña; D-2, región de media montaña y D-3, región de baja montaña.

a) Región climática de la Alta Montaña.

Esta región ocupa el espacio situado por encima de los 2000 m de altitud, dentro del que se encuentran las cumbres más altas de Sierra Nevada. Dentro de esta zona se sitúan seis de nuestras estaciones, ocupando cuatro la cara norte (Albergue, Borreguiles, Observatorio y Pradollano), una la cara sur (Rioseco) y la última en la cumbre del Veleta. El comportamiento en este subdominio no es constante, debido a que el tipo climático de alta montaña desciende algo más en la vertiente norte, donde la continentalidad es más acusada.

La gran elevación sobre el nivel del mar da lugar a que la densidad del aire sea menor, con bajo contenido en vapor de agua y poca concentración de aerosoles. Debido a este hecho, la atenuación de la radiación solar, como consecuencia de la interacción con la atmósfera, es proporcionalmente menor en estas capas que en las zonas más bajas. Los valores medios anuales de temperatura se sitúan en torno a los 3.3° C a 2500 m de altitud, encontrándose en estas localidades ambientes de riguroso frío. Durante el periodo

de operación de la red de estaciones se han llegado a registrar para algunos días promedios de temperatura por debajo de -11°C en el mes de febrero. La disminución de temperatura en esta región se sitúa en torno a los $6.2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Roldán², 1996). Según Castillo Requena³ (1989) estos mínimos están asociados a situaciones ciclónicas con fuertes gradientes térmicos verticales y con circulaciones del nordeste, norte y noroeste ligadas a masas de aire ártico y polar. Debido a esto, el riesgo de heladas persiste durante todo el año, siendo frecuente registrar temperaturas bajo cero aún en el verano.

La nubosidad de la región procede de la confluencia de los efectos ciclónicos atlánticos, mediterráneos e híbridos, predominando unos sobre otros en función de la orientación local (Castillo Requena⁴, 1981), provocando valores altos de la precipitación. Toda la región está incluida dentro de la isoyeta de los 700 mm, aunque el volumen de precipitación se ve incrementado hasta alcanzar la cifra de 1624 mm a 2900 m de altitud. En la estación Albergue Universitario, a 2500 m de altitud, se observa una precipitación media anual de 926 mm. De este total, el 45,5% se registra en invierno, mientras que en primavera y en otoño aparecen con un 26,3% y un 20,8% respectivamente. El verano se muestra extremadamente seco. En la época invernal (Rodríguez Martínez⁵, 1985), por encima de 1500 m no menos del 30% de la precipitación de la Sierra es nivosa, y por encima de los 2500 este porcentaje se incrementa hasta alcanzar el 95%. El albedo, en algunas épocas del año es elevado.

b) Región climática de la Media Montaña.

Ocupa un área bastante extensa cuyo límite superior se sitúa alrededor de la cota de los 2000 m, estando el inferior próximo a los 1200 m en la vertiente sur, y algo más bajo en la norte. Dentro de esta zona, y en la cara sur, se encuentran dos de nuestras estaciones radiométricas: Cortijo y Pitres.

En esta franja altitudinal las condiciones climáticas, especialmente las térmicas, varían sensiblemente respecto a las de la región anterior. Además, presentan una mayor riqueza de matices en relación con las distintas condiciones de exposición y continentalidad de cada una de las áreas que componen esta región climática. También la variación del grado de inclinación de las pendientes y la fragmentación de las laderas en dorsales y vaguadas sucesivas, contribuyen a multiplicar la diversidad microclimática.

La gran altura de las cumbres y los distintos gradientes de alturas que aparecen, provocan unas grandes diferencias en los valores de radiación recibidos en las dos laderas norte y sur, e incluso dentro de la misma vertiente, donde aparecen valles y elementos topográficos que originan muy diversos horizontes locales. Existe en consecuencia una disimetría térmica en las dos caras, que ha sido estimada por Rodríguez Martínez⁶ (1981). Mientras en la cara sur la temperatura disminuye del orden de $0,61^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m de altura, en la norte lo hace únicamente en $0,48^{\circ}\text{C}$. La temperatura media anual para los límites superior e inferior de esta unidad son respectivamente $8,5^{\circ}\text{C}$ y $12,9^{\circ}\text{C}$. Las heladas pueden producirse hasta mayo, por lo que puede hablarse de una vertiente climática de carácter frío. Otro dato importante referente a las temperaturas es el importante contraste térmico que éstas áreas registran diariamente. Esto se debe a la influencia que sobre ellas ejerce el núcleo superior, extremadamente frío. Especialmente con situaciones anticiclónicas se desarrollan mecanismos catabáticos que hacen que el aire de las zonas más altas se desplome y caiga sobre las laderas.

Pluviométricamente la región podría clasificarse de subhúmeda, pues la práctica totalidad de la misma se encuentra englobada dentro de la isoyeta de los 600 mm. Si atendemos a los distintos mecanismos de la precipitación, así como al volumen total de la misma y a su reparto estacional, es posible diferenciar con claridad la cara norte y la cara sur dentro de esta

región climática. El mayor volumen pluviométrico de la zona norte está ligado a un predominio de los tipos ciclónicos atlánticos que originan lluvias continuas que se concentran en su mayor parte en la estación invernal, registrándose un mínimo de verano-otoño. Sólo en verano, finales de primavera y principios de otoño, los tipos ciclónicos mediterráneos originan algunos chubascos de tipo tormentoso. Los máximos pluviométricos también se registran aquí en invierno con tipos ciclónicos del oeste. El otoño es la segunda estación más lluviosa, y en ella se observan con mayor frecuencia las situaciones del suroeste.

c) Región de baja Montaña.

En esta zona se situaron las estaciones radiométricas Cañar y Orgiva de nuestra red de medidas. Se extiende por el borde occidental y suroccidental de la Sierra ocupando el tramo altitudinal comprendido entre los 1200 m, aproximadamente, y el límite inferior del macizo que se sitúa a 400 m. Se diferencia de la región anterior por constituir una zona mucho más cálida, así como por registrar un descenso importante de las precipitaciones. Se trata de un clima templado cuya temperatura media anual se sitúa en torno a los 14° C ó 15° C. Los meses del verano alcanzan una media siempre superior a los 22° C, mientras que la media del mes más frío de invierno no desciende por debajo de los 5° C. El riesgo de heladas desciende sensiblemente en relación con las regiones anteriores. La escasez de temperaturas bajo cero durante la noche viene determinada por las menores cotas altitudinales y por la mayor lejanía del núcleo central extremadamente frío, así como por una posición más abierta respecto a las masas de aire marítimas. Las temperaturas de esta región no registran valores extremos, con valores templados de hasta 18° C que se registran como máximas medias de invierno. A pesar de que no hay tantas diferencias térmicas como en la zona anterior, el clima de estas regiones acusa rasgos de continentalidad. Las precipitaciones sólo superan ocasionalmente los 650 mm y pueden descender hasta los 460 mm en

el valle de Lecrín y en las proximidades de Orgiva. En general los máximos pluviométricos se registran en Diciembre y Marzo, correspondiendo a los meses de invierno aproximadamente el 60% de las lluvias de todo el año. La primavera es la segunda estación más lluviosa en casi todos los lugares. Sólo el verano, respondiendo a las características más típicas de los climas mediterráneos, se muestra extremadamente seco.

La variedad climática de la región donde se sitúa la red radiométrica anteriormente expuesta provoca, entre otras cosas, la aparición de distintos tipos de nubes, según los mecanismos que intervienen en cada caso. Dependiendo de cada una de ellas, su influencia alcanza a toda o parte de la zona. Además, la altura sobre el nivel del mar que alcanzan las cumbres influye en la dinámica de las nubes. Esta diversidad de factores es de esperar que tengan una marcada influencia en los niveles de irradiancia global obtenidos en los distintos puntos de la red, que manifiesta, como veremos más adelante, una gran variabilidad, a pesar de que la zona en estudio se puede considerar de pequeña escala.

La estación de Armilla no presenta la complejidad climatológica de Sierra Nevada. Sus características de continentalidad hacen que los inviernos registren temperaturas bajas, con un promedio de casi 40 días de heladas al año. La nubosidad no es alta, y la media de los registros de precipitaciones de los últimos 50 años es de 402.2 mm anuales, siendo primavera e invierno las estaciones que registran mayor nubosidad (Roldan⁷, 1988). La estación estival es muy seca. Los años utilizados en nuestro estudio registraron menor nubosidad y valores de precipitación más bajos que la media.

4.2 CARACTERÍSTICAS RADIATIVAS DE LA RED DE SIERRA NEVADA

Para caracterizar la zona desde el punto de vista radiativo se ha acudido al estudio del índice de claridad k_t , que aporta una información importante acerca del comportamiento de las estaciones. Tanto de la red de Sierra Nevada como de la estación de Armilla se han consignado las características estadísticas de los valores de k_t y los promedios de los flujos radiativos utilizados en nuestra investigación.

a) Distribución de frecuencias de k_t diarias (\bar{k}_t^D)

En las figuras 4.2 a 4.4 se han representado los distintos histogramas de frecuencias relativas de los valores diarios de k_t obtenidos durante todo el periodo de funcionamiento de la red -con una clasificación de orden 20 conforme a la partición (0|0.05|1)-, en cada una de las estaciones que la componen. Las distribuciones que aparecen presentan sus valores máximos en torno a los valores mayores de \bar{k}_t^D . Estos máximos se sitúan por encima de 0.7, lo que indica el predominio de cielos despejados en toda la zona. Las curvas no corresponden al comportamiento de una distribución gaussiana. Para la mayor parte de la estaciones las distribuciones son de tipo unimodal, con un máximo en torno a los valores superiores de \bar{k}_t^D . En algunas estaciones se observa un segundo máximo relativo, aunque no es muy marcado. Las distribuciones poseen, por tanto, una débil bimodalidad, que es más manifiesta en el caso de Borreguiles y en las estaciones más elevadas, como Veleta y Rioseco. En el resto de las estaciones es menos apreciable. Esta cierta bimodalidad de las distribuciones se encuentra asociada frecuentemente a procesos nubosos, y concuerda con la mayor cobertura de nubes que registran las cumbres y la cara norte. En cualquier caso, como se indicó en el capítulo II, la recogida de datos en la estación de Borreguiles se vio afectada por problemas en el instrumental de medidas.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

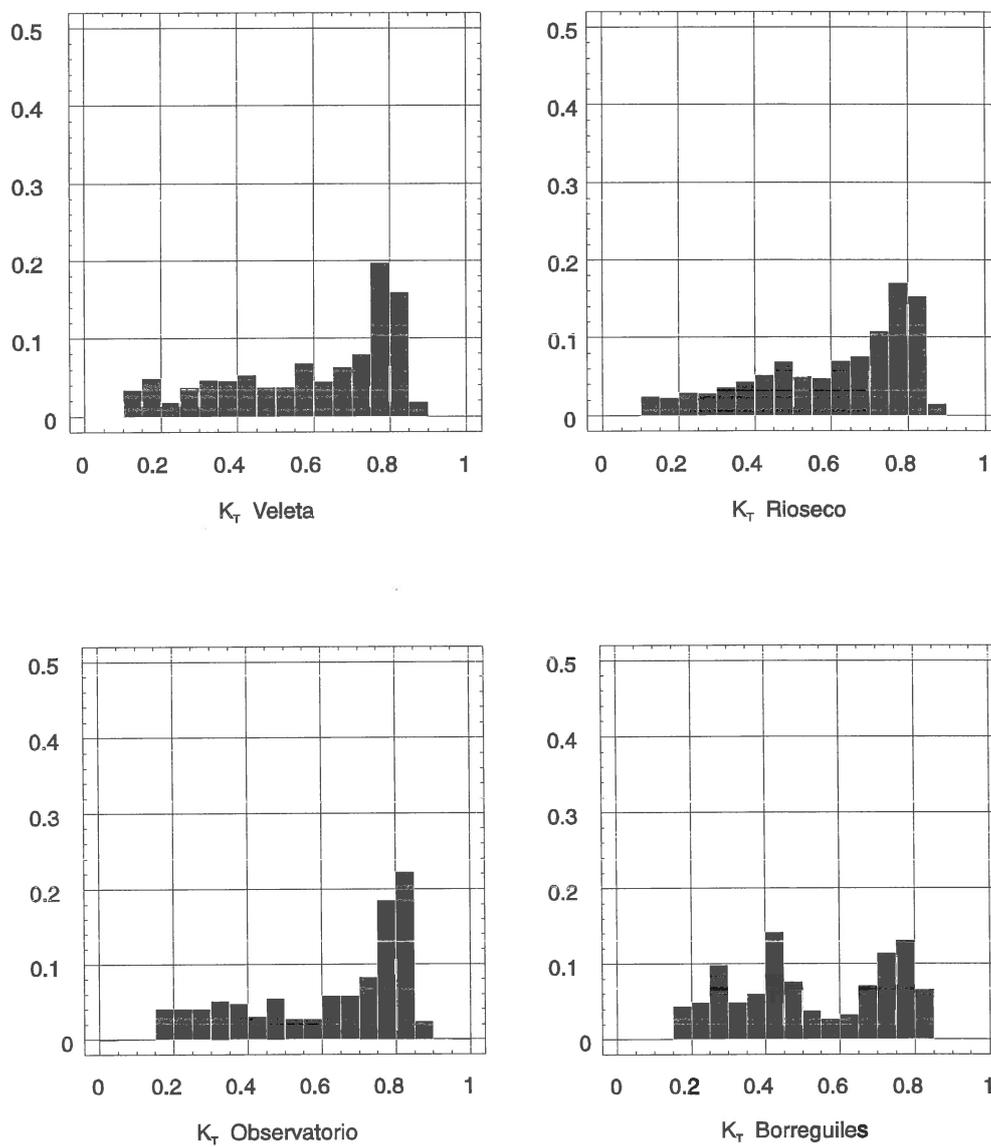


Fig. 4.2.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario, correspondientes a las estaciones de Veleta, Rioseco, Observatorio y Borreguiles.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

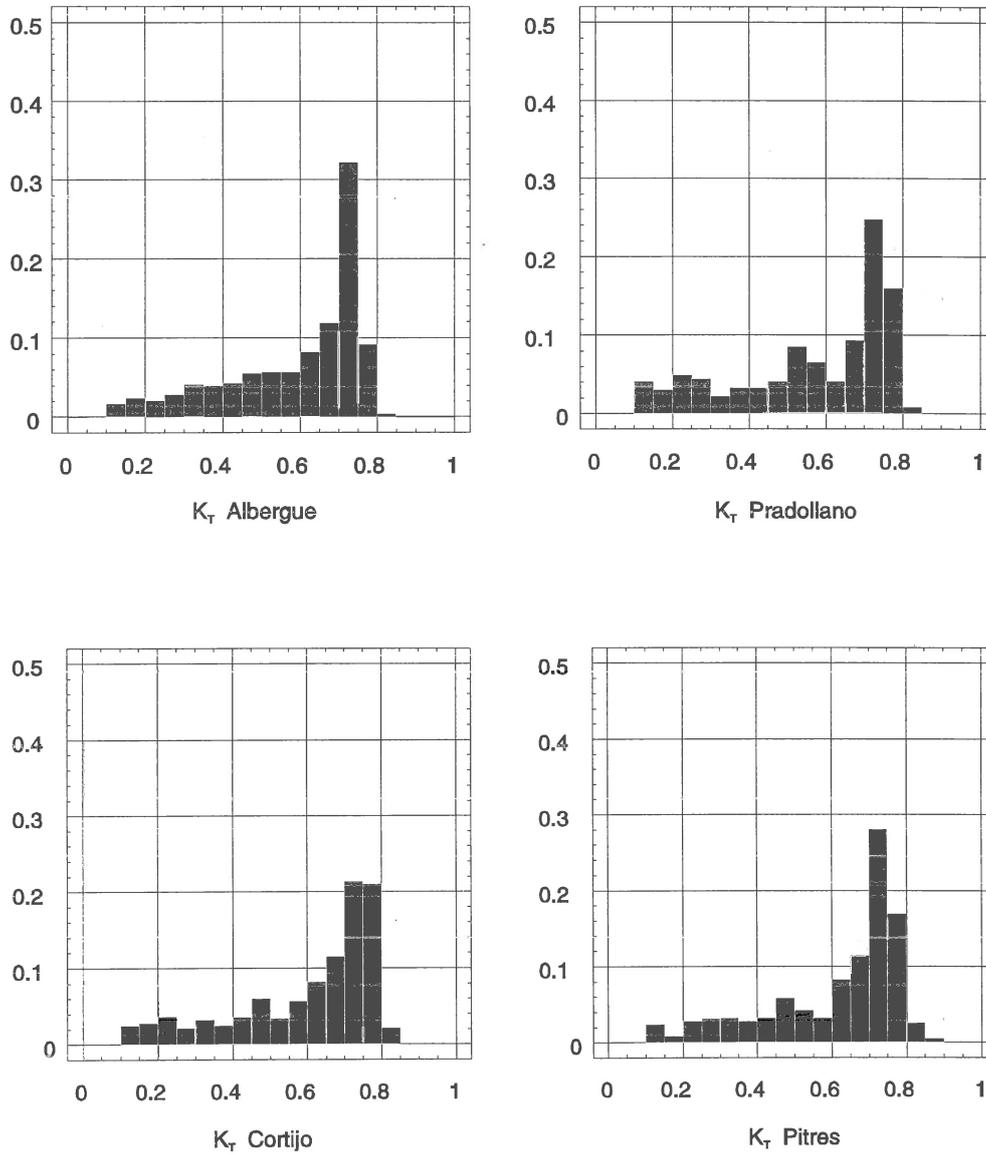


Fig. 4.3.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_T diario, correspondientes a las estaciones de Albergue, Pradollano, Cortijo y Pitres.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

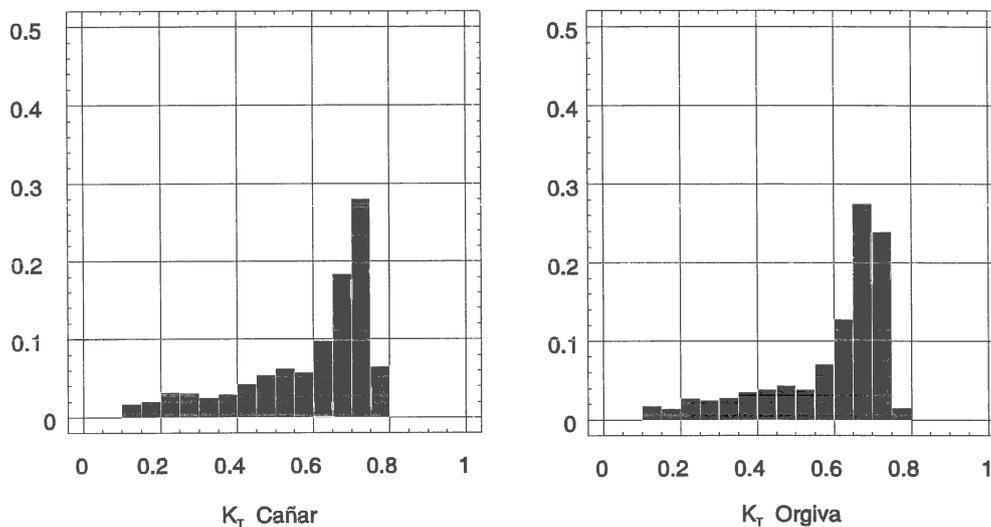


Fig. 4.4.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario correspondientes a las estaciones de Cañar y Orgiva.

Parte de las anomalías que muestra su distribución pueden estar motivadas por esta circunstancia, al ser la estación en la que disponemos de un menor número de datos.

Al aumentar la altura de las estaciones, los valores máximos de \bar{k}_t^D se desplazan hacia la derecha de la distribución, es decir, hacia valores mayores del índice de claridad. En las más bajas (Orgiva, 456 m, Cañar, 1040 m) se sitúa en torno a 0.7, llegando a alcanzar el valor de 0.8 en las de Veleto y Rioseco. Valores del índice de claridad superiores a 0.85 sólo aparecen en las estaciones más altas. A ello contribuye, fundamentalmente la menor masa óptica y la menor carga de aerosoles.

Los valores de la curtosis de las distribuciones se recogen en la tabla 4.1. Se aprecia que las estaciones más elevadas poseen un grado de curtosis negativa, y ésta va aumentando al disminuir la altura de las estaciones, para pasar a ser positiva en las estaciones situadas a menor altura. Este estadístico confirma que en las estaciones más bajas hay mayor predominio de días despejados que en las estaciones más altas. En éstas últimas, la distribución posee un máximo menos agudo, lo que supone un desplazamiento de los valores mayores de \bar{k}_t^D hacia otros de menor valor. Este desplazamiento se debe a la mayor frecuencia de sucesos nubosos, que tienden a originar un segundo máximo relativo, adquiriendo la distribución un carácter bimodal. Todas las distribuciones poseen una marcada asimetría con el máximo principal en torno a los valores máximos de k_t .

ESTACION	VE	RI	OB	BO	AL	PR	CO	PI	CA	OR
PROMEDIO	0.589	0.594	0.582	0.562	0.577	0.551	0.565	0.570	0.564	0.564
MEDIANA	0.630	0.627	0.671	0.625	0.631	0.608	0.651	0.665	0.631	0.628
MODA	0.702	0.715	0.740	0.685	0.702	0.695	0.709	0.726	0.712	0.677
DESV STD	0.232	0.203	0.217	0.202	0.174	0.202	0.187	0.179	0.169	0.158
MINIMO	0.102	0.101	0.15	0.151	0.11	0.102	0.113	0.101	0.103	0.103
MAXIMO	0.847	0.875	0.871	0.841	0.848	0.851	0.829	0.895	0.808	0.784
RANGO V	0.744	0.774	0.721	0.69	0.738	0.749	0.716	0.794	0.705	0.681
Q25	0.344	0.462	0.44	0.363	0.484	0.444	0.483	0.506	0.499	0.519
Q75	0.784	0.782	0.8	0.754	0.727	0.732	0.748	0.741	0.716	0.7
RANGO INT	0.44	0.319	0.36	0.351	0.243	0.289	0.265	0.235	0.217	0.181
ASIMETRIA	-0.433	-0.738	-0.718	-0.01	-1.05	-0.855	-1.08	-1.154	-1.166	-1.342
CURTOSIS	-1.261	-0.574	-0.925	-1.37	-0.006	-0.551	0.005	0.269	0.319	0.817

Tabla 4.1 Estadística de los valores de k_t diarios de las estaciones de Sierra Nevada

La tabla 4.1 muestra los resultados estadísticos correspondientes a los valores de \bar{k}_t^D de las estaciones de Sierra Nevada. Los valores promedios de la distribución tienden a disminuir conforme disminuye la altura de las estaciones. La mayor diferencia entre estaciones, exceptuada Borreguiles, es 0.06. La mediana mantiene unos valores semejantes para todas las estaciones, siendo la mayor diferencia entre ellas -con la misma salvedad para la estación de Borreguiles-, de 0.03.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

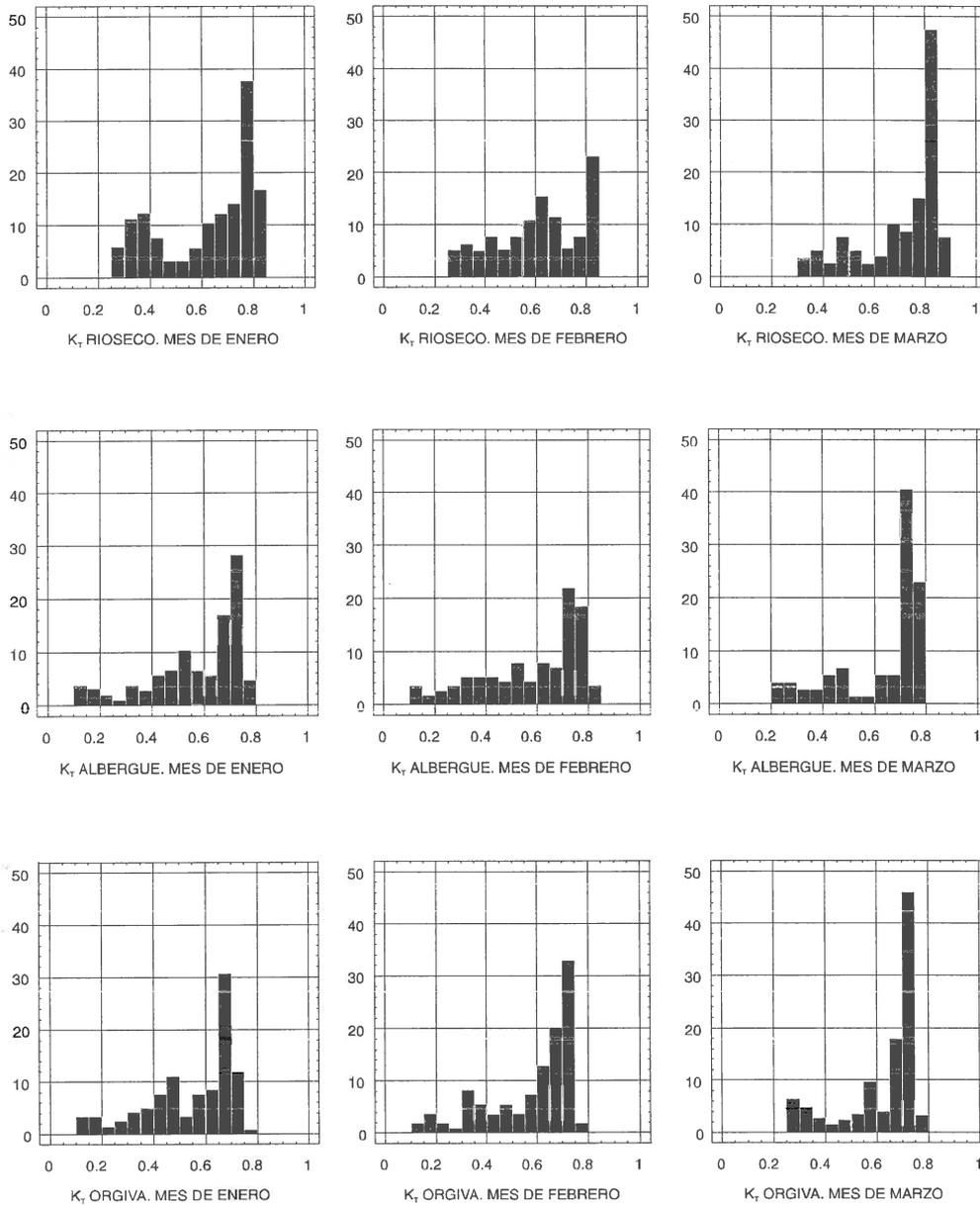


Fig. 4.5.- Histogramas de frecuencias relativas para cada mes del año, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario, de las estaciones de Rioseco, Albergue y Orgiva.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

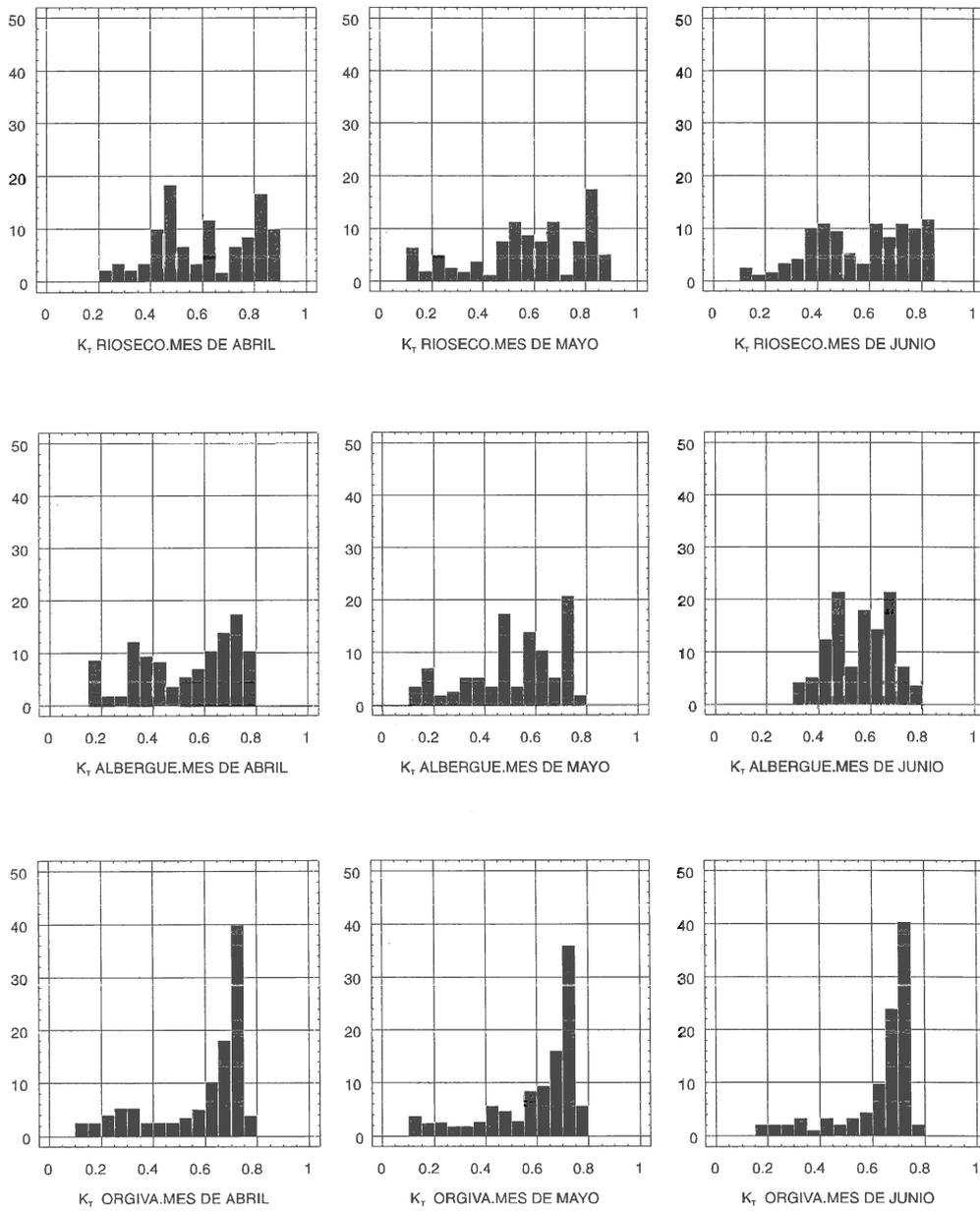


Fig. 4.6.- Histogramas de frecuencias relativas para cada mes del año, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario, de las estaciones de Rioseco, Albergue y Orgiva.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

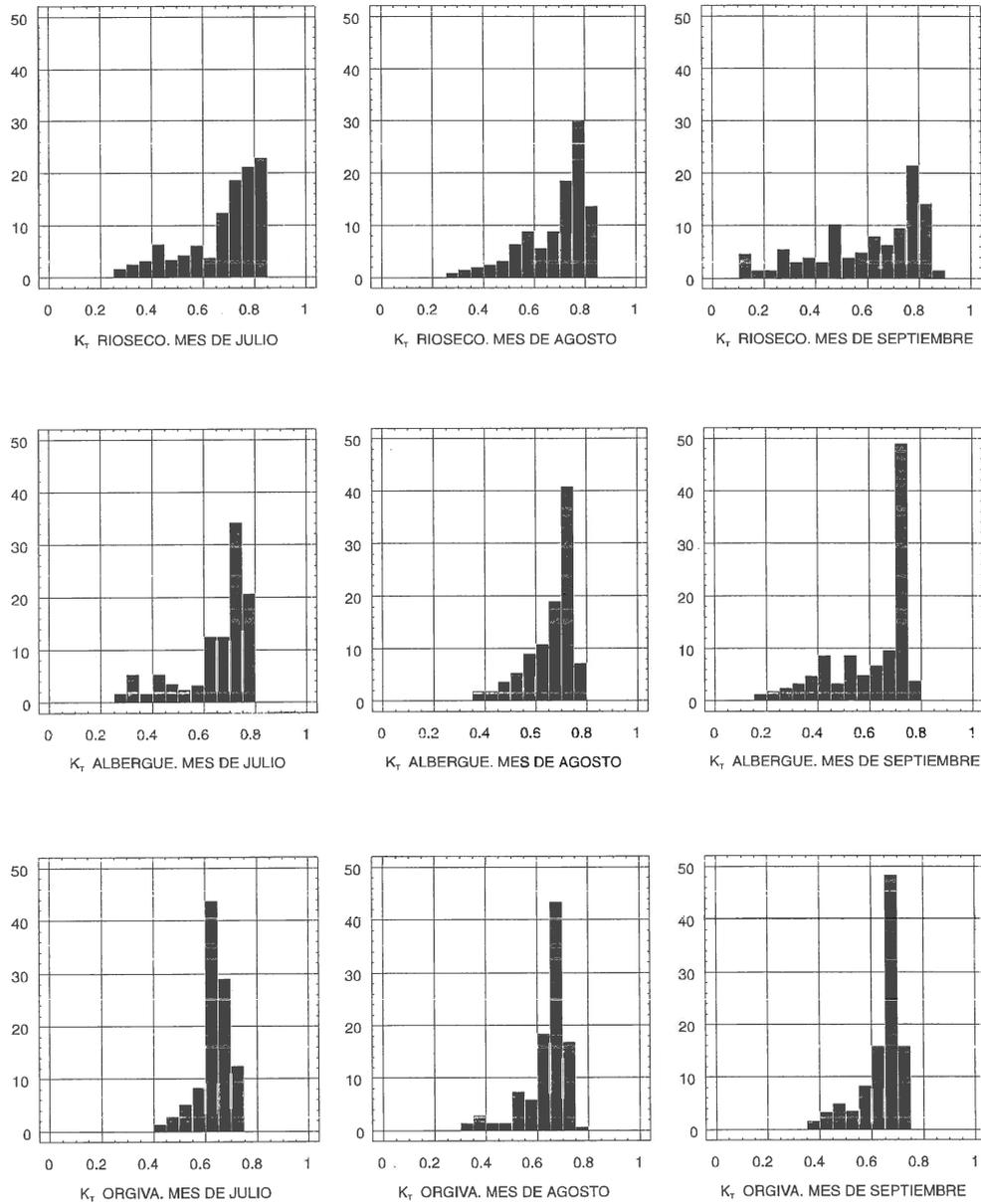


Fig. 4.7.- Histogramas de frecuencias relativas para cada mes del año, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario, de las estaciones de Rioseco, Albergue y Orgiva.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

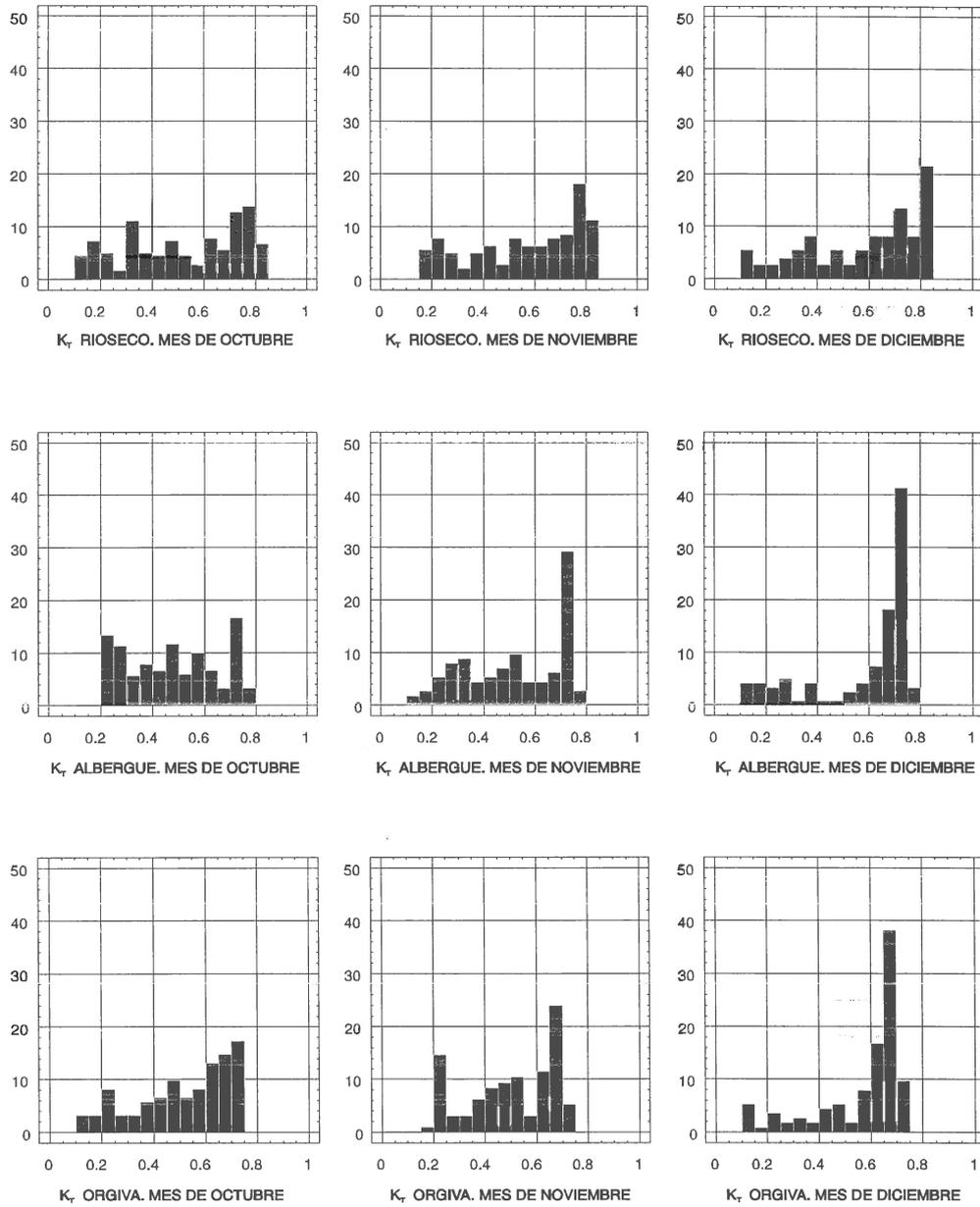


Fig. 4.8.- Histogramas de frecuencias relativas para cada mes del año, con una partición (0|0.05|1) de los valores de k_t diario, de las estaciones de Rioseco, Albergue y Orgiva.

Se han analizado también las características estacionales de cada una de las estaciones de la red. En las figuras 4.5 a 4.8 se muestran las distribuciones de \bar{k}_t^D para cada uno de los meses del año en tres estaciones. Se han escogido éstas, debido a que corresponden a las zonas más diferenciadas de la red: Orgiva, en la cara sur, a una altura de 456 m sobre el nivel del mar, es la más baja de esta ladera. Rioseco se encuentra en la zona de más altura (3040 m); se ha escogido esta estación y no Veleta, que podría ser la más interesante por situarse en el punto más alto que separa ambas vertientes, debido a la mayor cantidad de datos que tenemos de Rioseco. La tercera estación, Albergue, se encuentra en la cara norte, a 2550 m sobre el nivel del mar. Como se puede comprobar en las fig. 4.5 a 4.8, sus distribuciones mensuales presentan características muy diferenciadas.

	RIOSECO	ALBERGUE	ORGIVA
Nº de días	735	727	818
Promedio	464,3	448,4	435,0
Mediana	474,6	453,5	452,4
Moda	479,9	351,9	517,2
Desviación estándar (σ)	181,5	158,6	153,3
Mínimo	63,4	60,9	58,6
Máximo	801,6	749,9	761,9
Intercuartil Q25	339,9	320,5	324,6
Intercuartil Q75	611,6	552,6	560,3
Rango intercuartil	271,7	232,1	235,7
Asimetría	-0,261	-0,231	-0,362
Curtosis	-0,782	-0,711	-0,649

Tabla 4.2. Estadística de los valores de irradiación global diarios para tres estaciones de la red de Sierra Nevada.

Es llamativo el alto grado de curtosis que aparece en Orgiva, en casi todos los meses, excepto en los meses de la época invernal, donde disminuye, a pesar de seguir manifestándose esta característica. Su climatología, en la que predominan los cielos despejados durante todo el año, queda re-

flejada en los histogramas. La altura alcanzada en el mes de Noviembre para la partición (0.2,0.3) puede deberse a la característica climatológica, ya señalada anteriormente, de aparición, en determinadas épocas del año, de cielos muy cubiertos en esta zona. La estación de Albergue muestra en algunos meses, como Agosto y Septiembre, un grado de curtosis mayor que Orgiva. Los valores del máximo están desplazados hacia valores mas altos de \bar{k}_t^D , como cabría esperar del hecho de situarse en un punto donde la masa óptica se reduce considerablemente respecto a Orgiva, al estar casi 1000 m por encima de ella. Este desplazamiento también se observa al comparar la estación de Rioseco con la de Albergue, como consecuencia de la diferencia de altura entre estaciones. Conviene señalar que el grado de curtosis de la estación de Rioseco es menor siempre, salvo el mes de marzo, que en las otras estaciones, confirmando la experiencia de aparición de nubes en las zonas altas del macizo incluso en épocas de verano. La tabla 4.2 muestra una estadística de los valores de irradiación diaria recibida en estas tres estaciones.

b) Distribución de frecuencias de k_t horario (\bar{k}_t^H).

Las fig. 4.9 a 4.11 corresponden a los histogramas de frecuencias relativas de los valores de k_t horarios para todo tiempo de funcionamiento de la red. Aparecen todas las estaciones de Sierra Nevada en orden decreciente de altura.

La primera inspección visual muestra una marcada diferencia con las distribuciones de los valores diarios: en todas las estaciones, sin ninguna excepción, aparece claramente una distribución bimodal. Se observa que los valores de \bar{k}_t^H son más altos que los encontrados en las distribuciones diarias, y que se registran más valores en torno a valores bajos de \bar{k}_t^H . Es manifiesto, por tanto, que los promedios diarios enmascaran el comportamiento que se observa en este intervalo temporal, al promediar valores de

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

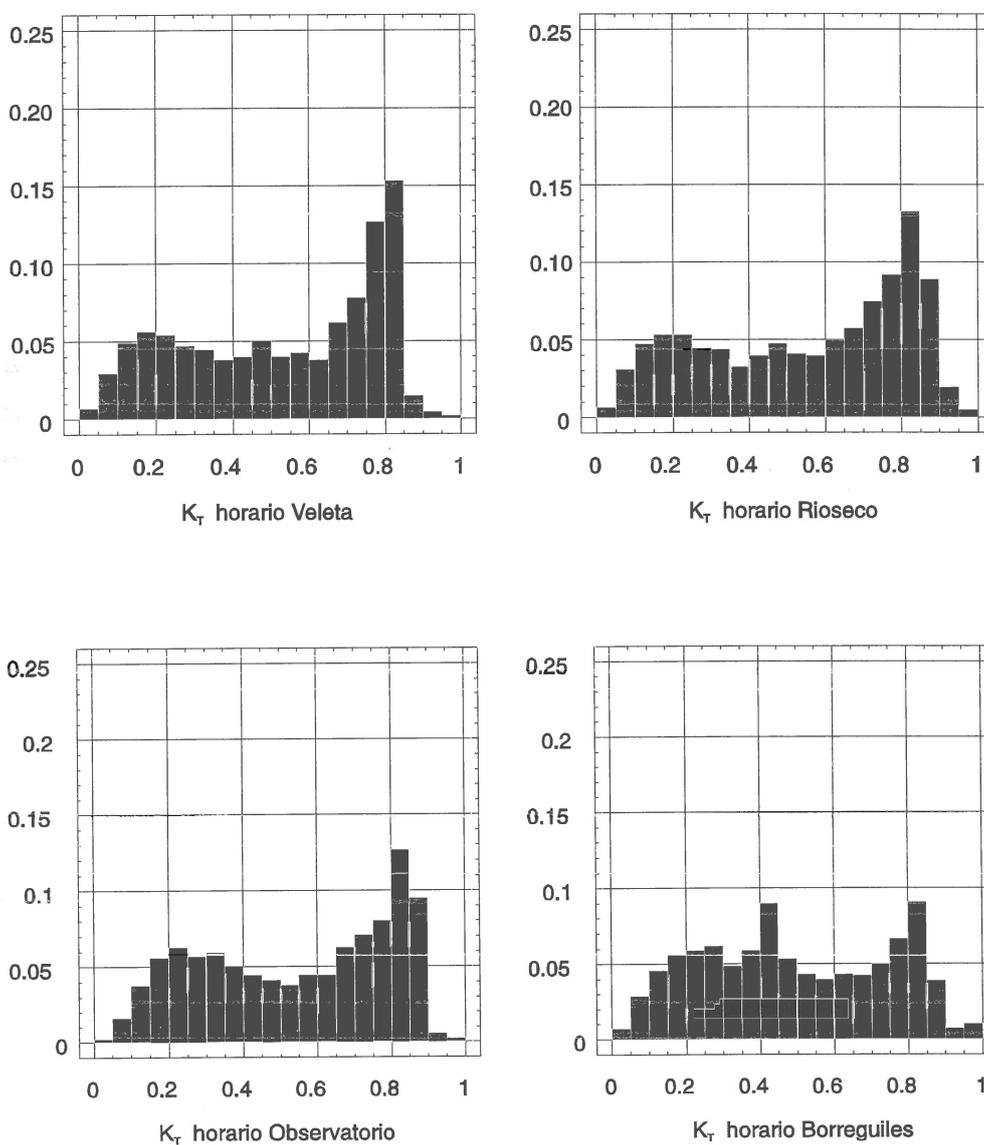


Fig. 4.9.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores horarios de k_t , correspondientes a las estaciones de Veleta, Rioseco, Observatorio y Borreguiles.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

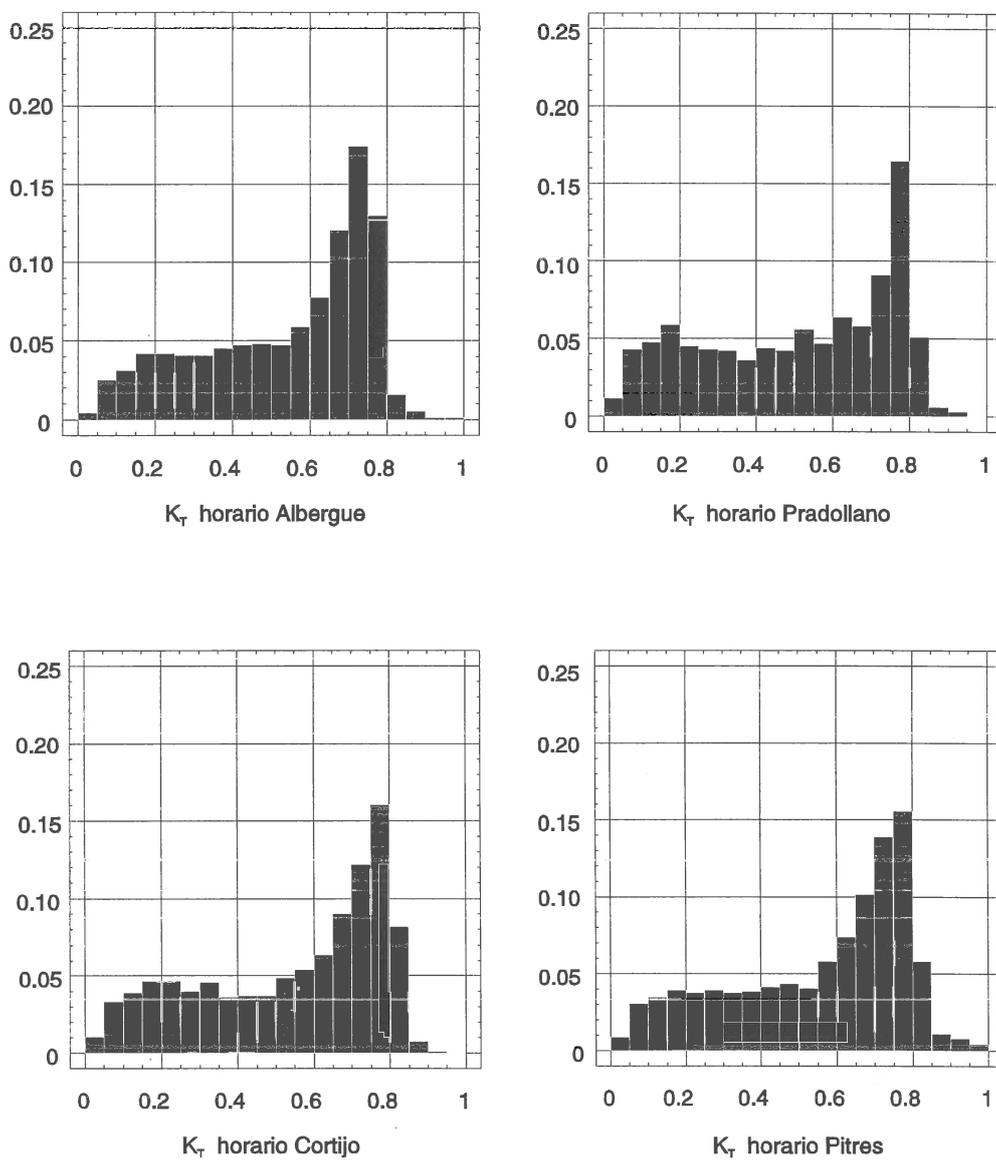


Fig. 4.10.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores horarios de k_t , correspondientes a las estaciones de Albergue, Pradollano, Cortijo y Pitres.

HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

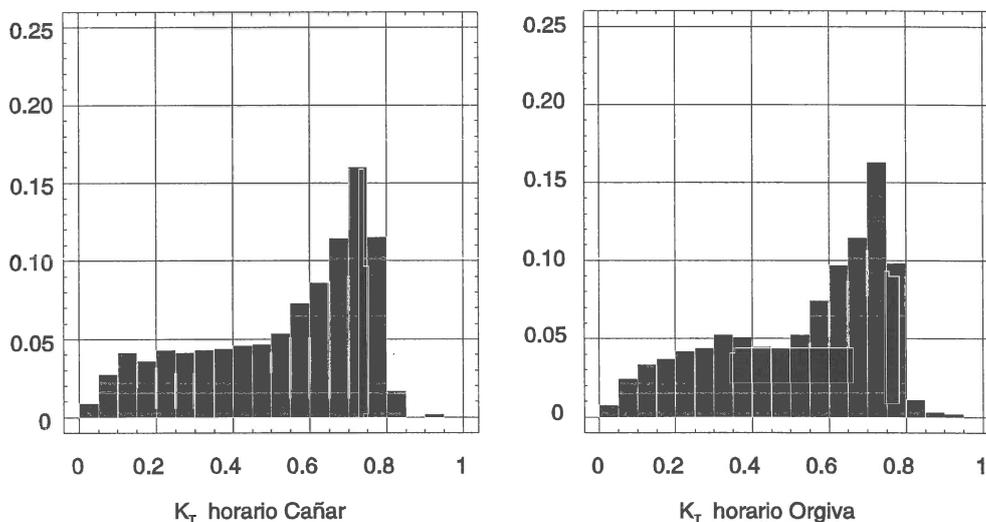


Fig. 4.11.- Histogramas de frecuencias relativas, con una partición (0|0.05|1) de los valores horarios de k_t , correspondientes a las estaciones de Cañar y Orgiva.

\bar{k}_t^H altos correspondientes a determinadas horas con otros de cielos cubiertos o parcialmente cubiertos, modificándose de esta manera la forma de la distribución. En algunas aplicaciones, como las que utilizan elementos fotovoltaicos, de rápida respuesta que, además, depende de valores umbrales, los cálculos realizados a partir de una u otra distribución pueden diferir notablemente a la hora de predecir rendimientos (Gordon and Reddy⁸, 1988; Suehrcke and McCormick⁹, 1989; Gansler¹⁰ et al., 1995). El grado de bimodalidad de las curvas es más notable en las estaciones más cercanas a las cumbres, mientras que en las más bajas, como Pitres o Cañar, este efecto es menos manifiesto. Algunos valores residuales de \bar{k}_t^H en el intervalo próximo a 1, pueden corresponderse con efectos asociados a valores elevados del albedo o a reflexiones producidas por nubes.

Es apreciable que la disminución del periodo de integración en los valores de irradiación conlleva un aumento de la bimodalidad de las curvas de distribución. Esto supone que las distribuciones correspondientes a valores de irradiación horaria aportan una información adicional a las funciones de distribución realizadas para periodos de tiempo de integración mayores. Como se ha indicado anteriormente, estas diferencias llevan consigo que el tipo de distribución que se utilice influya en el diseño de sistemas de conversión energética fotovoltaica.

La tabla 4.3 muestra la estadística de los valores horarios de \bar{k}_t^H , donde se observa el incremento en el rango de valores que toma este coeficiente. Se observa que la asimetría de las distribuciones de \bar{k}_t^H presenta valores más concordantes para todas las estaciones que en las distribuciones correspondiente a los valores de k_t diario. Lo mismo se puede indicar de la curtosis de la curvas, que pasan a ser todas negativas en vez de los valores crecientes con la altura que tenían los k_t diarios. Las distribuciones horarias, además de aportar información acerca de la nubosidad de la estación, ponen de manifiesto que, aunque las distribuciones de cada estación son distintas, presentan mayor homogeneidad entre ellas que las diarias, debido en parte a la mayor cantidad de valores que se utilizan para cada categoría.

ESTACION	VE	RI	OB	BO	AL	PR	CO	PI	CA	OR
PROMEDIO	0.589	0.594	0.582	0.512	0.577	0.531	0.570	0.585	0.564	0.564
MEDIANA	0.625	0.642	0.613	0.474	0.646	0.578	0.601	0.630	0.597	0.594
MODA	0.614	0.639	0.645	0.453	0.636	0.578	0.612	0.620	0.597	0.593
DESV STD	0.261	0.263	0.254	0.25	0.217	0.256	0.230	0.232	0.218	0.213
MAXIMO	0.977	0.987	0.983	0.992	0.95	0.934	0.928	0.996	0.935	0.968
RANGO V	0.977	0.987	0.983	0.992	0.95	0.934	0.928	0.996	0.935	0.968
Q25	0.28	0.314	0.31	0.254	0.375	0.246	0.322	0.378	0.358	0.356
Q75	0.773	0.798	0.788	0.695	0.726	0.739	0.725	0.746	0.715	0.71
RANGO INT	0.493	0.484	0.478	0.44	0.35	0.493	0.403	0.368	0.357	0.353
ASIMETRIA	-0.347	-0.385	-0.258	0.199	-0.673	-0.297	-0.45	-0.667	-0.649	-0.616
CURTOSIS	-1.314	-1.235	-1.331	-1.14	-0.788	-1.356	-0.91	-0.758	-0.81	-0.799

Tabla 4.3 Estadística de los valores de k_t horarios de las estaciones de Sierra Nevada.

4.2 CARACTERÍSTICAS RADIATIVAS DE LA ESTACIÓN DE ARMILLA.

a) Valores diarios de irradiación.

La evolución de los valores de irradiación obtenidos en la estación -tanto de irradiación global horizontal como de irradiación directa y de difusa-, se encuentran en los diagramas de la fig. 4.12, donde se han representado los 360 primeros días del año, correspondiendo el valor de 0° al día 1. Dentro del ciclo anual, los mayores valores corresponden a los días del estío. Las componentes directa y difusa de la irradiación se muestran en los diagramas inferiores, que marcan el comportamiento a través de las diferentes periodos estacionales. Se observa que los meses correspondientes a invierno y primavera viene afectados de mayor variabilidad.

b) Patrón diario mensual de G, D, I.

Hemos obtenido el día patrón para cada mes del año, promediando, para cada uno de los meses, los valores de irradiancia que corresponden al mismo instante temporal de cada día. La fig. 4.13 muestra el resultado para este tipo de día, donde se muestran superpuestos los valores correspondientes a la irradiancia global extraterrestre, la irradiancia global horizontal y la irradiancia difusa. La tabla 4.4 recoge los valores máximos para cada mes de la irradiancia global horizontal y de la difusa para cada día tipo de cada mes. Puede apreciarse implícitamente el patrón anual de variación tanto de los valores de global como de difusa. El mes de mayo proporciona un valor en torno al mediodía algo menor de lo que cabría esperar, a la vista de la tendencia del resto de los meses. Los valores de difusa también muestran este comportamiento homogéneo, aunque cabe destacar los puntos de mínimos relativos que aparecen en torno a los valores de máxima elevación solar para alguno de los meses (Abril, Mayo, Junio, Julio, Agosto).

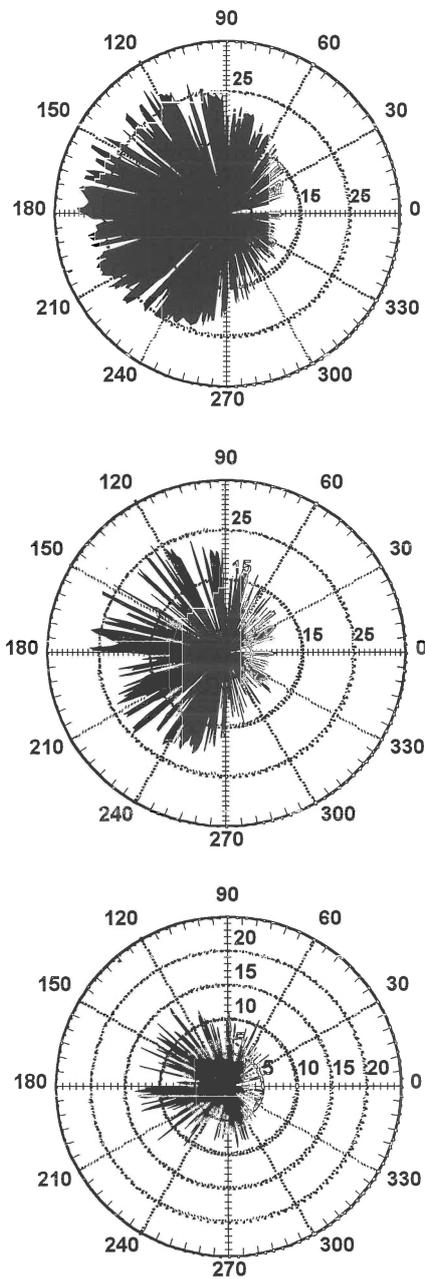


Fig. 4.12.- Diagramas polares que muestran los valores de irradiancia global horizontal (superior), irradiancia directa (intermedio) e irradiancia difusa (inferior) para el año 1990 en la estación de Armilla. Las etiquetas exteriores corresponden a los días del año, y los ejes expresan el valor de la irradiación diaria en MJ/m².

c) Valores horarios. Histogramas $k-k_t$; k_t-k_d ; $k-k_d$

Las isopletras correspondientes a los valores de la irradiancia global horaria se representan en la fig. 4.14. Las isolíneas de irradiancia global (fig. 4.14.a.) muestran una disposición muy simétrica, con valores máximos durante los meses de Junio, Julio y Agosto. El máximo corresponde al mediodía de los meses de Junio y Julio, donde se alcanza un valor superior a 900 W/m^2 . Los valores mínimos corresponden a los meses de Enero y Diciembre.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul.	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
G_{\max}	490	552	708	789	804	902	901	853	738	590	505	439
D_{\max}	119	158	188	202	229	201	211	164	165	181	126	123
$\langle k_t \rangle$	0.540	0.448	0.548	0.557	0.541	0.574	0.583	0.562	0.541	0.492	0.470	0.513
$\langle k_d \rangle$	0.190	0.182	0.221	0.215	0.228	0.238	0.228	0.195	0.174	0.222	0.182	0.195

Tabla 4.4. Valores de G_{\max} , D_{\max} y promedios de k_t y k_d diarios para los días tipo de cada mes correspondiente a la estación de Armilla.

La gráfica que representa las isopletras de la irradiancia difusa (fig. 4.14.b.) muestra que los mayores valores de esta componente de la radiación corresponden a los meses de Abril, Mayo y Junio, en los que la irradiancia global horizontal presenta valores elevados. Estos meses están asociados a mayor inestabilidad meteorológica, con gran cantidad de sucesos nubosos. El máximo absoluto es de 229 W/m^2 , y tiene lugar durante el mes de Mayo. La marcada asimetría correspondiente a los meses de primavera, indica un aumento de la componente difusa durante la tarde, que concuerda con la evolución de la nubosidad diurna de esta zona. El segundo máximo relativo, que se produce en otoño, se debe a la mayor frecuencia de nubosidad en esta estación del año.

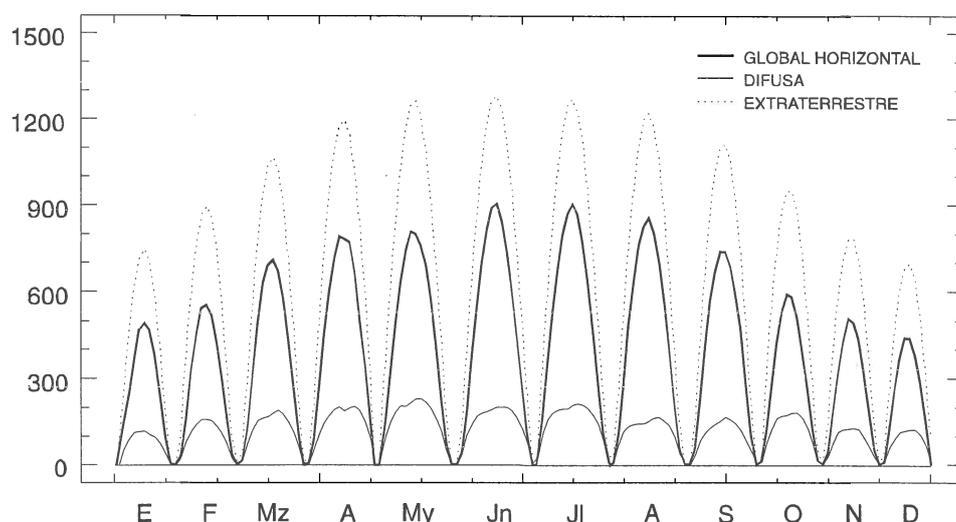


Fig. 4.13.- Patrón de comportamiento de los días promedio de cada mes de Armilla.

Las isólineas correspondientes a k_t horario muestran un valor máximo de este parámetro en el mes de Julio en torno a las 12 del mediodía. Las isólineas de la fracción difusa muestran valores cuyo mínimo se alcanza en los meses del verano. Los valores mínimos son relativamente pequeños, mostrando poca nubosidad en la estación, particularmente durante el estío.

En la tabla 4.5 se muestra una estadística de los valores horarios de la irradiación global horizontal y de irradiación difusa para los dos años de datos. Las figuras 4.15, 4.16 y 4.17 muestran las distribuciones de frecuencias de los valores horarios de k_t (G/I_{0n}), k_d (D/I_{0n}) y k (D/G) que informan de los efectos de extinción de la atmósfera sobre la radiación solar y de la eficacia del fenómeno de dispersión. Una turbiedad alta se corresponde con valores altos de la fracción difusa k , como consecuencia de la gran cantidad de energía dispersada. Un cielo limpio se corresponde con valores pequeños de energía dispersada y por tanto menores valores de k .

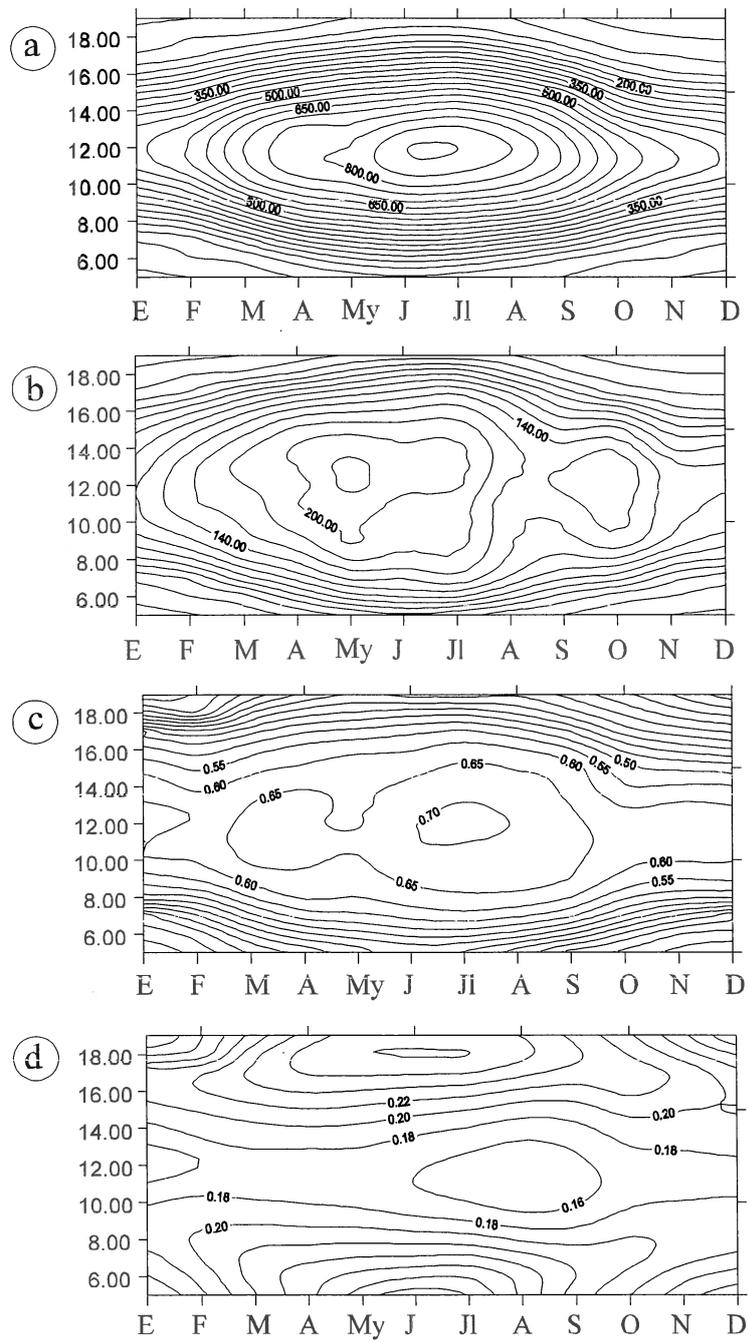


Fig. 4.14. Isopletas de promedios de 1 minuto. a) Irradiancia global. b) Irradiancia difusa. c) Indice de claridad k_t . d) Fracción difusa

La representación en el espacio $k-k_t$ muestra dos zonas donde la distribución posee valores más elevados. Una aparece para valores altos de k_t y bajos de k , que se corresponde con cielos despejados y que son predominantes en la distribución. La segunda zona aparece para valores altos de k y bajos de k_t . Más del 90% de los valores de $k > 0.93$ corresponden con elevaciones solares menores de 15° , donde prácticamente toda la irradiación corresponde a la fracción difusa. Esto se observa claramente al analizar conjuntamente este diagrama con el correspondiente al espacio $k-k_d$. En este último diagrama, las situaciones donde el valor de la global es igual al de la difusa vienen representados por $k > 0.95$, que como se observa suponen un amplio rango de valores de k_d .

	GLOBAL	DIFUSA
Nº de datos	8088	8088
Promedio	428,7	129,3
Mediana	414,1	99,8
Varianza	83718,90	8502,12
Desviación estándar (σ)	289,34	92,21
Mínimo	0,06	0,06
Máximo	1235	555
Intercuartil Q25	161,0	66,8
Intercuartil Q75	670,3	175,5
Rango intercuartil	509,3	108,7
Asimetría	0,182	1,211
Curtosis	-1,200	1,201

Tabla 4.5.- Estadística correspondiente a los valores horarios de la irradiancia global horizontal y de la irradiancia difusa de la estación de Armilla para los dos años de datos

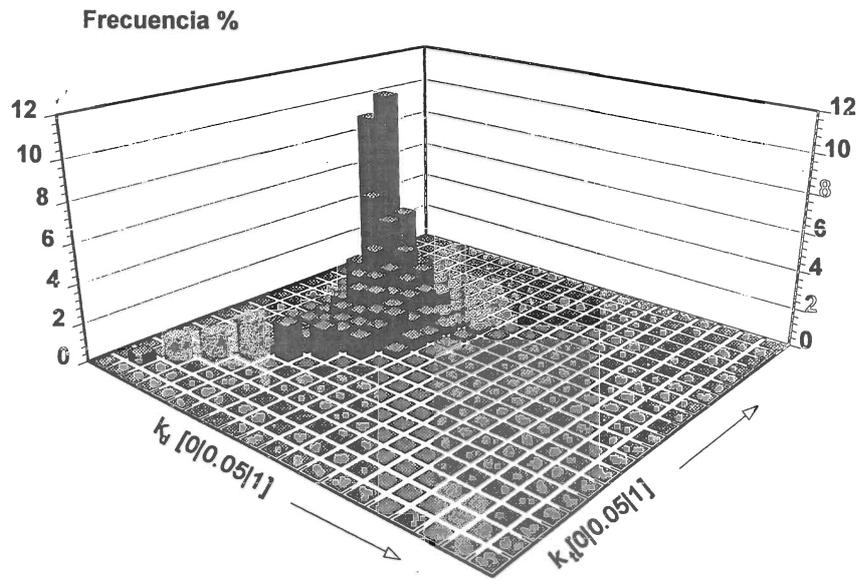


Fig 4.15. - Distribución de frecuencias de valores horarios $k_t - k_d$.

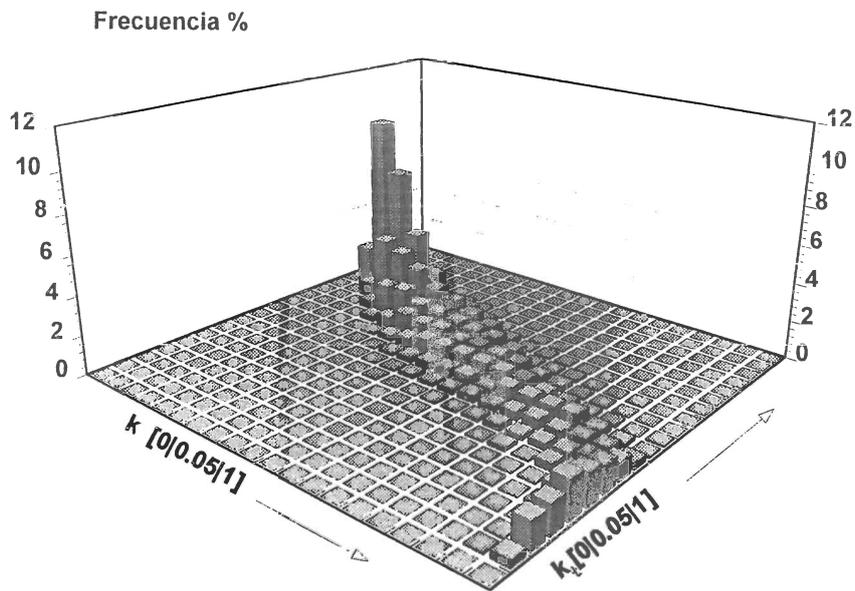


Fig 4.16. - Distribución de frecuencias de valores horarios $k_t - k$

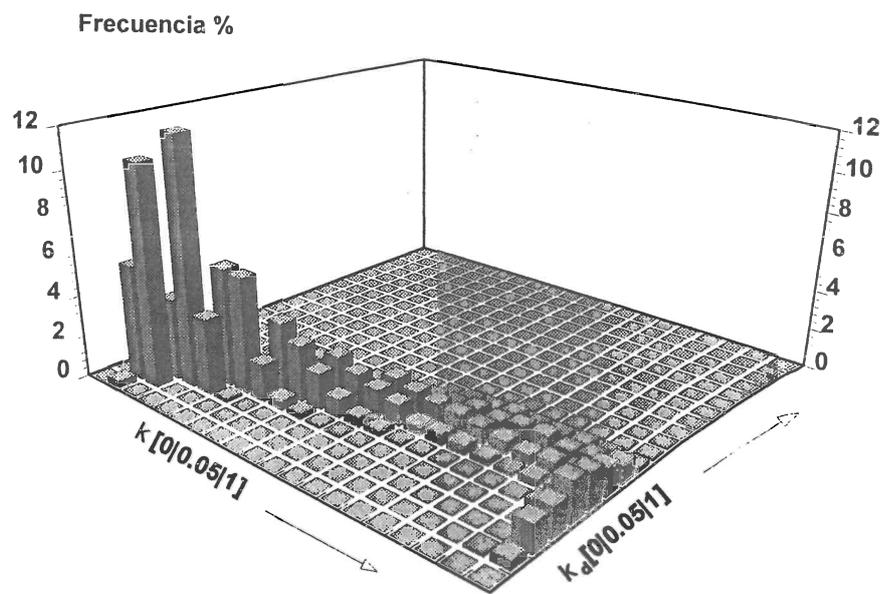


Fig 4.17.- Distribución de frecuencias de valores horarios $k-k_d$

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS DEL CAPÍTULO 4

- ¹ Rodríguez Martínez F., y Martín-Vivaldi Caballero, M.E., (1996). Hacia un modelo geográfico del clima de Sierra Nevada: estado de la cuestión y perspectivas de investigación. *1ª Conferencia Internacional "Sierra Nevada. Conservación y Desarrollo sostenible"* Granada, 20-22 de marzo, T.1, 27-39.
- ² Roldan, C. et al. (1996) Contribución al estudio del régimen térmico en la zona esquiable de Sierra Nevada. *1ª Conferencia Internacional "Sierra Nevada: Conservación y desarrollo sostenible"*, Granada, 20-22 de marzo, T.1, 55-70
- ³ Castillo Requena, J.M. (1989) . El clima de Andalucía: clasificación y análisis regional con los tipos de tiempo. *Instituto de Estudios Almeriense. Colección Geografía y Ordenación del Territorio*, n. 11 y n. 13. Almería.
- ⁴ Castillo Requena, J.M. (1981) . Mecanismos de la precipitación en Sierra Nevada. *Cuadernos Geográficos*, 11, pp. 127-152. Granada.
- ⁵ Rodríguez Martínez, F. (1985). Medio físico y desarrollo. *Instituto de Desarrollo Regional*. Universidad de Granada. 239 pp. Granada.
- ⁶ Rodríguez Martínez, F. et al. (1981) Esquema evolutivo y problemática actual de los estudios climatológicos sobre Sierra Nevada. *VIII Coloquio de Geografía*, pp. 117-121. Pampiona.
- ⁷ Roldán Fernández, A. (1988) Notas para una climatología de Granada. *Instituto Nacional de Meteorología. Publicación K-35*. Madrid.
- ⁸ Gordon, J.M. and Reddy, T.A. (1988) Time series analysis of hourly global horizontal solar radiation. *Solar Energy*, 41, 423-429.
- ⁹ Suehrcke, H and McCormick, P.G. (1989) Solar radiation utilizability. *Solar Energy*, 43, 339-345
- ¹⁰ Gansler, R.A., Klein, S.A. and Beckman, W.A. (1995) Investigation of minute solar radiation data. *Solar Energy*, 55, 21-27.

CAPÍTULO V

VARIABILIDAD ESPACIAL

- 5.1 Introducción.
- 5.2 Coeficiente de variabilidad entre pares de estaciones.
- 5.3 Antecedentes.
- 5.4 Análisis de la variabilidad espacial entre estaciones.
 - 5.4.1 Valores diarios.
 - 5.4.2 Escalas temporales de 1 hora y de 10 minutos.
- 5.5 Variabilidad zonal.
- 5.6 Mapas de isolíneas de irradiación global diaria.

VARIABILIDAD ESPACIAL

5.1 INTRODUCCIÓN

En algunos campos, como la evaluación de sistemas de energía solar, el estudio de los balances de radiación, la obtención de modelos para aplicaciones agrometeorológicas, o la confección de mapas de radiación solar, se hace necesario evaluar la irradiancia solar en determinados puntos. Salvo raras excepciones, estos datos no están disponibles para los sitios en que se requieren. Para determinar los valores que presumiblemente se obtendrían en esos puntos se suele acudir, como única alternativa, a la interpolación o extrapolación de datos obtenidos en otros lugares lo más cercanos posible. Excepto en algunas regiones de la Tierra, las redes de medidas de irradiancia no tienen la suficiente densidad. Pocas de ellas, además, están establecidas en regiones de mesoescala o menores, debido

fundamentalmente a imperativos económicos. En ambos casos, el estudio de la variabilidad espacial de la irradiancia influye decisivamente en el tratamiento adecuado de los datos, ya que el análisis de la variabilidad determina las distancias máximas para una correcta interpolación o extrapolación de los mismos.

Como una alternativa a los métodos de interpolación-extrapolación a partir de datos de redes de tierra, el tratamiento de datos a partir de las imágenes proporcionadas por los satélites, proporciona un instrumento de primera magnitud para la obtención de los valores de irradiancia que puedan ser utilizados para las aplicaciones anteriormente citadas.

Para la correcta determinación de los valores de irradiancia a partir de la información que suministran los satélites meteorológicos, es necesario, previamente, estimar la resolución espacial que se necesita y la frecuencia de recepción de imágenes. La resolución espacial de los satélites viene dado por el elemento más pequeño que puede distinguirse en una imagen (pixel). Para cada una de estas unidades de información elementales el satélite proporciona un único valor de la variable correspondiente, que se obtiene promediando el valor de dicha variable para todos los puntos que contiene el pixel. Por consiguiente, el valor asignado al pixel es el valor que se adjudica, sin distinción, a cada uno de los puntos que contiene. La elección de la adecuada resolución espacial es particularmente importante en lugares con una gran heterogeneidad, debido a que muestran una alta variación espacial en los valores de irradiancia. Los sensores óptico-electrónicos utilizan el concepto de campo de visión instantáneo o IFOV (instantaneous field of view), definido como la sección angular, medida en radianes, que es observada en un momento determinado. Este ángulo, y por tanto la correspondiente zona de la Tierra que subtiende, determina la mínima unidad de información que se incluye en la imagen. La resolución de cada satélite depende de múltiples factores tales como la altura orbital,

velocidad de exploración, número y tipo de detectores y apertura del sistema. Dicha resolución presenta un rango muy amplio. El sensor del SPOT-HRV alcanza un nivel de discriminación de 10 x 10 m; el LANDSAT-TM de 120 m x 120 m. Otros satélites más orientados al estudio de fenómenos meteorológicos, como los satélites METEOSAT y GOES -ambos geoestacionarios-, y el NOAA-AVHRR, poseen menor grado de discernimiento. Los primeros trabajando en la más alta resolución, llegan a proporcionar píxels en torno a 2.5 km en el canal visible y 5 km en los demás, mientras que el NOAA-AVHRR posee una resolución de 1.1 km en el Nadir. En trabajos sobre grandes áreas puede emplearse un formato AVHRR de baja resolución, denominado GAC (Global Area Coverage), que incrementa el tamaño del píxel a 4 km.

Como se ha señalado anteriormente, con la información proporcionada por el satélite, no es posible conocer el valor de la irradiancia de cada uno de los puntos interiores al píxel: los valores que se obtienen son valores promedio para toda la zona incluida en él. Surge el interrogante de saber hasta qué punto se puede asignar el mismo valor de irradiancia a todos los puntos del píxel, sobre todo si dentro de él se encuentran zonas que poseen características microclimáticas y topográficas muy distintas. Si los valores de irradiancia dentro de cada unidad de información son muy variables, asignar un único valor a esa área puede suponer una pérdida de información importante. Por otro lado, el gran volumen de información que supone una resolución espacial muy alta, obliga a medios de almacenamiento de gran magnitud, y el tratamiento informático de ellos requiere sistemas más potentes, a la vez que un tiempo mayor en el procesamiento de la información. Encontrar el adecuado equilibrio supone un estudio previo acerca de la variabilidad espacial. Perez¹ et al. (1994) han estudiado los errores que se introducen en la estimación de los valores de irradiancia global, mediante utilización de imágenes de los satélites GOES y METEOSAT, con vistas a la aplicación a sistemas fotovoltaicos. Algunos autores

(Zelenka² et al., 1992; D'Agostino³ et al., 1992) han planteado la posibilidad de integrar los datos de Tierra con los obtenidos por satélites, para mejorar de esta forma la calidad de los resultados.

5.2 COEFICIENTE DE VARIABILIDAD ENTRE PARES DE ESTACIONES

Para el estudio de la variabilidad de la radiación (tanto en términos de irradiancia como de irradiación recibida en un periodo determinado) se suele acudir a dos tipos de tratamiento:

a) Analizar la desviación típica relativa de las diferencias de irradiación entre pares de estaciones en función de la distancia entre ellas (coeficiente de variabilidad) o estimar el error cuadrático medio relativo entre los valores obtenidos simultáneamente en dichas estaciones (Perez et al.⁴,1993; Hay y Wardle⁵,1982; Aguado⁶,1985; Zelenka y Lazic⁷,1989; Tovar et al.⁸,1995; etc.).

b) Estudiar la correlación entre los valores de irradiación medidos en dos estaciones concretas separadas una cierta distancia. (Baker y Skagg⁹, 1984; Hay y Hanson¹⁰,1985; Glasbey¹¹, 1992, etc.).

La medida de la variabilidad de un conjunto de datos está relacionada, desde el punto de vista estadístico, con la desviación típica del conjunto de valores. Se define la desviación típica o desviación estándar de una muestra como

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (X_j - \bar{X})^2}{N - 1}} \quad (5.1.)$$

siendo X_j el valor j de un conjunto de N valores.
 \bar{X} el valor medio del conjunto de valores.
 N número de datos de la muestra

El cuadrado de la desviación típica σ es la varianza (σ^2). El valor de σ proporciona una estimación de la dispersión de los datos en términos absolutos. Para dar una valoración relativa de la dispersión, se define el coeficiente de variación por

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (5.2.)$$

donde \bar{X} es el valor medio de los datos. Este coeficiente proporciona información de la dispersión relativa, en tanto por uno, de la población.

Estos conceptos han sido utilizados por bastantes de los autores mencionados (Baker y Skagg⁹, 1984; Perez⁴ et al.,1993; Hay y Wardle⁵,1982; Aguado⁶,1985; Zelenka y Lazic⁷,1989; Tovar⁸ et al.,1995), para estudiar la variabilidad de la irradiación global obtenida en puntos de una región, investigando, habitualmente, las diferencias diarias de irradiación global entre estaciones y su dependencia con la distancia horizontal entre las mismas.

Para investigar la variabilidad espacial a partir de los datos proporcionados por una red de medidas, se consideran las estaciones de dos en dos, y se estudia la relación entre los valores de irradiancia/irradiación que registran simultáneamente y la distancia que separa a ambas estaciones. La distancia entre estaciones puede obtenerse a través de los datos geográficos de las mismas. De forma genérica, supongamos una red de medida constituida por un número de estaciones E . Emparejando dichas estaciones dos a dos se puede obtener un conjunto de $E(E-1)/2$ parejas distintas de estaciones. Si las coordenadas de latitud y longitud, expresadas en radianes, de

una estación E_i vienen dadas por el par (λ_i, θ_i) , la distancia horizontal entre cada pareja de estaciones (E_i, E_j) es

$$d_{ij} = k(\lambda) \sqrt{(\lambda_i - \lambda_j)^2 + (\theta_i - \theta_j)^2} = k(\lambda) \sqrt{\Delta_{\lambda ij}^2 + \Delta_{\theta ij}^2} \quad (5.3.)$$

siendo $k(\lambda)$ un factor de proporcionalidad que, debido a la esfericidad de la Tierra, depende de la latitud y transforma el valor en radianes a unidades lineales de longitud. Podemos considerar que, en una región de mesoescala o menor -en nuestro caso, las distancias son inferiores a 20 km-, dicha constante permanece inalterable. Lógicamente $d_{ij} = d_{ji}$.

Para estudiar la variabilidad, definimos una matriz de distancias horizontales, donde cada elemento d_{ij} expresa la distancia entre la estación E_i y la estación E_j . Esta matriz es simétrica y viene dada por:

$$[D] = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \cdot & \cdot & d_{1n} \\ d_{21} & d_{22} & \cdot & \cdot & d_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ d_{n1} & d_{n2} & \cdot & \cdot & d_{nn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & d_{12} & \cdot & \cdot & d_{1n} \\ d_{21} & 0 & \cdot & \cdot & d_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ d_{n1} & d_{n2} & \cdot & \cdot & 0 \end{bmatrix} \quad (5.4.)$$

Los términos que integran la diagonal de la matriz d_{ii} son 0, ya que representan la distancia que hay desde una estación a sí misma.

De forma semejante a como se ha definido la matriz de distancias, definimos una matriz de diferencia de alturas entre parejas de estaciones. En este caso, si la estación E_i está a más altura que E_j , la diferencia de altura entre ambas estaciones h_{ij} es positiva, mientras que si ocurre al contrario, el signo de la diferencia de altura es negativo. Se cumple, por tanto, que $h_{ij} = -h_{ji}$. La matriz que proporciona las diferencias de altura entre estaciones viene dada por:

$$[H] = \begin{bmatrix} h_{11} & h_{12} & \dots & h_{1n} \\ h_{21} & h_{22} & \dots & h_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ h_{n1} & h_{n2} & \dots & h_{nn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & h_{12} & \dots & h_{1n} \\ h_{21} & 0 & \dots & h_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ h_{n1} & h_{n2} & \dots & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & h_{12} & \dots & h_{1n} \\ -h_{12} & 0 & \dots & h_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ -h_{1n} & -h_{2n} & \dots & 0 \end{bmatrix}$$

Irradiación obtenida en cada estación

Si G_i es la irradiancia global horizontal recibida en una estación E_i de un punto de la Tierra, la irradiación global en un intervalo temporal determinado viene dada por

$$H_i = \int_{t_1}^{t_2} G_i dt \quad (5.5.)$$

Para un mismo período de tiempo, la diferencia de irradiación entre dos estaciones es

$$H_i - H_j = \int_{t_1}^{t_2} G_i dt - \int_{t_1}^{t_2} G_j dt = \int_{t_1}^{t_2} (G_i - G_j) dt \quad (5.6.)$$

La desviación típica de las diferencias $H_i - H_j$ proporciona una descripción adecuada de la dispersión de los datos de la pareja de estaciones (E_i, E_j). Para el par de estaciones (E_i, E_j), la desviación típica de las diferencias de irradiación global diaria viene expresada por:

$$\sigma_{i,j} = \sqrt{\frac{\sum_{m=1}^{m=T} [(H_i^{(t)} - H_j^{(t)})_m - (\overline{H_i^{(t)} - H_j^{(t)}})]^2}{T}} \quad (5.7.)$$

En esta ecuación, t indica el periodo de integración de G , mientras que T se ha utilizado para expresar el número de medidas, en intervalos de

tiempo t, de las diferencias de irradiación entre estaciones. La ecuación (5.7) proporciona el valor de la desviación típica para cada pareja de estaciones. Los valores de σ pueden agruparse en una matriz simétrica que podemos escribir como:

$$[\Omega] = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \cdot & \cdot & \sigma_{1n} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \cdot & \cdot & \sigma_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \sigma_{n1} & \sigma_{n2} & \cdot & \cdot & \sigma_{nn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \sigma_{12} & \cdot & \cdot & \sigma_{1n} \\ \sigma_{21} & 0 & \cdot & \cdot & \sigma_{2n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \sigma_{n1} & \sigma_{n2} & \cdot & \cdot & 0 \end{bmatrix} \quad (5.8.)$$

Para conocer las variaciones relativas de σ , conviene acudir al concepto de coeficiente de variabilidad antes señalado. Este coeficiente de variabilidad lo definimos como:

$$C_{v(i,j)} = \frac{\sigma_{ij}}{\frac{1}{2}(\overline{H_i^{(t)}} + \overline{H_j^{(t)}})} \times 100 \quad (5.9.)$$

siendo:

$C_{v(i,j)}$ el coeficiente de variabilidad del par de estaciones (E_i, E_j)
 σ_{ij} la desviación típica de las diferencias $H_i^{(t)} - H_j^{(t)}$ sobre el conjunto de los T datos disponibles.

$\overline{H_i^{(t)}} = \frac{\sum_{m=1}^T (H_i^{(t)})_m}{T}$ el valor medio de H de la estación E_i en el periodo estudiado

$\overline{H_j^{(t)}} = \frac{\sum_{m=1}^T (H_j^{(t)})_m}{T}$ el valor medio de H de la estación E_j en el periodo estudiado

Por tanto, para obtener $C_{v(i,j)}$ se ha normalizado la desviación estándar respecto al valor medio de H de las estaciones que se comparan. Los coeficientes de variabilidad se pueden agrupar en una matriz que viene expresada por:

$$[C] = \begin{bmatrix} C_{v11} & C_{v12} & \dots & C_{v1n} \\ C_{v21} & C_{v22} & \dots & C_{v2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{vn1} & C_{vn2} & \dots & C_{vnn} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & C_{v12} & \dots & C_{v1n} \\ C_{v21} & 0 & \dots & C_{v2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{vn1} & C_{vn2} & \dots & 0 \end{bmatrix} \quad (5.10.)$$

donde cada término proporciona la variabilidad para cada pareja de estaciones. Los tratamientos habituales utilizan t igual a 1 día. T representa el número total de días sobre los que se estudia la variabilidad. Habitualmente el periodo estudiado es como mínimo un año, para que queden incluidos los 4 periodos estacionales. Se puede, no obstante, escoger periodos más pequeños para estudios estacionales del coeficiente de variabilidad.

La ecuación (5.9) posee la suficiente generalidad para estudiar la variabilidad según distintos rangos de integración y para distintos periodos de tiempo, dependiendo de los valores de t sobre los que se ha obtenido H y del periodo considerado para los T datos.

5.3 ANTECEDENTES

Diversos autores han estudiado la correlación entre los valores de irradiación que se reciben en distintos puntos de la Tierra y la distancia que los separa: Wilson y Pelzold¹² (1972), y Suckling y Hay¹³ (1976) posteriormente, encontraron que, al aumentar la distancia entre estaciones, se incrementaba de forma logarítmica la desviación típica de las diferencias de

irradiación diaria entre dichas estaciones. Estos autores obtienen una buena correlación entre C_v (definido según la ecuación 5.9) y el logaritmo de la distancia. Muestran que, para la región estudiada de Canadá, es previsible una variación en los valores diarios de H de hasta el 30% si la distancia entre estaciones es del orden de 300 km. En un estudio posterior, Suckling¹⁴ (1982) parametriza sus observaciones mediante la ecuación

$$C_v = -17.5 + 8.73 \ln d \quad (5.11.)$$

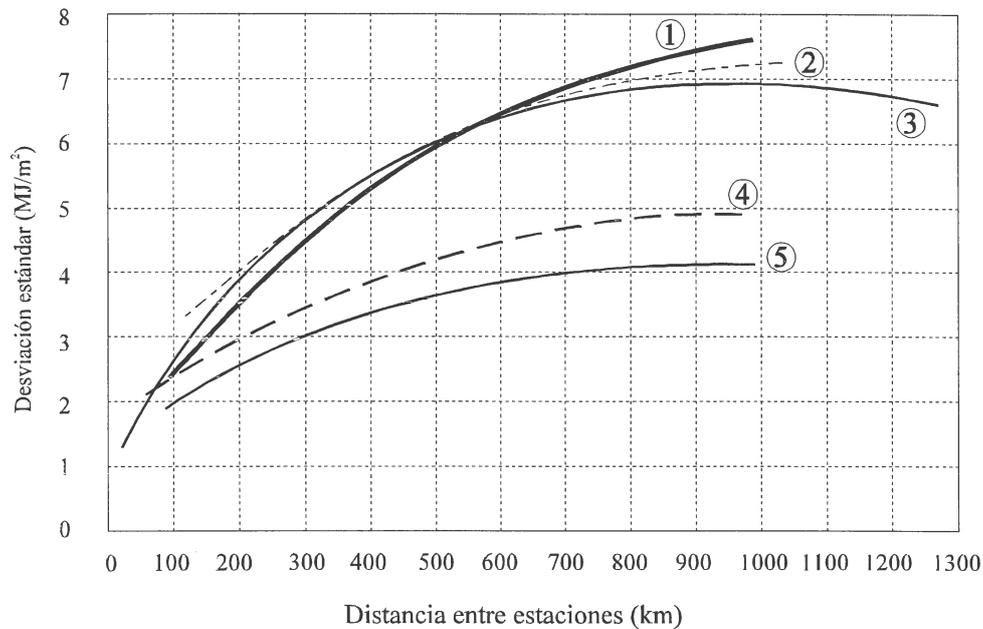
que relaciona el coeficiente de variabilidad con la distancia. En trabajos posteriores hace extensiva esta ecuación a otras zonas (sur de Arizona y Valle de Tennessee, USA), aunque los coeficientes que aparecen en la ecuación de correlación 5.11 son distintos para cada lugar.

Las relaciones variabilidad-distancia han sido también examinadas para periodos distintos de un día. Wilson¹⁵ (1980) y Suckling¹⁶ (1982) utilizan el teorema del límite central:

$$\sigma_n = \frac{\sigma}{n^{1/2}}$$

para obtener la variabilidad de agrupamientos de n días a partir de los datos de irradiación diaria. Conviene señalar que dicho teorema sólo es válido para distribuciones normales. Desgraciadamente las diferencias de irradiación entre estaciones no presentan una distribución normal (al menos en nuestros datos), por lo que no parece adecuado este tratamiento. Como se verá más adelante, estas diferencias de irradiación se alejan mucho del comportamiento de tipo normal.

La investigación acerca de la correlación de los valores de irradiación para pares de estaciones y la distancia, realizada por Atwater y Ball¹⁷



- | | | |
|------------------------------|-----------------------------|-------------------|
| 1. Atwater and Ball (1978) | 3. Pinker and Laszlo (1990) | 5. Granger (1980) |
| 2. Wilson and Petzold (1972) | 4. Suckling and Hay (1976) | |

Fig. 5.1.- Gráficas que muestran la desviación estándar relativa de los valores de irradiación entre estaciones con la distancia que las separa. En ninguna de los estudios se contemplan las correlaciones entre estaciones que están a distancias inferiores a 50 km. Figura adaptada del trabajo de Pinker y Laszlo (1991).

(1978) para la zona este de Estados Unidos, muestra en esta escala unos resultados análogos.

La distancia entre las estaciones utilizadas por Suckling y Hay variaban entre 55 y 1180 km, mientras que las de Atwater y Ball lo hacían entre 100 y 2400 km. Baker y Skaggs¹⁸ (1984), en un estudio similar, trabajan en un intervalo de distancias entre 60 y 550 km. Dugas y Heuer¹⁹ (1985), para una región cuya distancia entre estaciones alcanza los 1000 km, encuentra unas curvas semejantes a las de los autores mencionados, aunque propone una normalización para mejorar el ajuste y utilizar promedios de 5 días, en vez de los diarios, para que disminuya significativa-

mente la desviación típica entre las medidas de irradiancia frente a la distancia. En la fig. 5.1 se presentan las curvas obtenidas por alguno de los autores mencionados, donde se representa la desviación estándar frente a la distancia en km. Todas ellas presentan la misma tendencia. Sin embargo, como señala Pinker y Laszlo²⁰ (1991), en ningún caso se trabaja con redes cuya distancia entre estaciones sea inferior a 50 km, por lo que los valores que se obtendrían por debajo de este intervalo serían el resultado de extrapolar las curvas mencionadas.

Los estudios de variabilidad en escalas inferiores ($<10^5$ m) son mucho menos frecuentes. Las extrapolaciones para estas distancias, a partir de los modelos a escalas mayores, llevan a predecir unos valores del coeficiente de variabilidad que están por debajo o son del orden de los errores instrumentales. Efectivamente, algunos trabajos en esta escala, no muestran una gran variabilidad en los valores de irradiación. Pinker y Militana²¹ (1981), al analizar los datos obtenidos durante tres años en tres estaciones cuya distancia máxima es de 50 km, incluyendo una parte rural y otra urbana, muestran que las diferencias en los valores de irradiación diarios entre estaciones es del orden 3% en los días despejados; para días con todo tipo de condiciones el promedio es del 4%. En días particulares las diferencias no exceden el 10%. Tan sólo un 25% de los datos presentan valores que difieren más del 6% entre estaciones. Long y Ackerman²² (1995), utilizando una red de 11 estaciones en una región de 75 x 75 km, que no presenta gran complejidad desde el punto de vista de su topografía, encuentran que, mediante extrapolación, se pueden obtener los valores promedios diarios de irradiación a una distancia de 75 km, con una desviación típica que oscila entre un 6% y un 9% de la irradiación que corresponde a un día despejado. Observan también que la correlación disminuye con la distancia entre estaciones. Además, ésta aumenta si se amplían los intervalos temporales para el cálculo de la irradiación. Los autores sugieren que, para promedios diarios, semanales o mayores, una distancia de 150 km entre esta-

estaciones de una red permite realizar operaciones de interpolación que suministren valores adecuados de irradiación en los puntos que estén dentro de la misma.

Esta suposición, sin embargo, no parece cumplirse cuando las zonas poseen una gran variedad microclimática o topográfica. Hay²³ (1982) pone de manifiesto, para una zona de mesoescala de Canadá, caracterizada por su diversidad orográfica y que incluye lugares con diferencias significativas de presencia de nubes, que los valores de irradiancia obtenidos en distintos puntos de la red, a lo largo de dos años y medio, varían apreciablemente de unos puntos a otros. En el mismo sentido, Aguado²⁴ (1986) investiga la variabilidad en una zona de San Diego mediante una red de medidas, cuya distancia máxima entre estaciones era 62 km, y se encontraban situadas en alturas que variaban desde el nivel del mar hasta 625 m. Dicha región está en la costa, y registra abundante nubosidad. El coeficiente de variabilidad, C_v , llega a ser del orden del 20% en una distancia de 60 km (fig. 5.2). En su trabajo, el autor concluye que no se puede establecer ninguna función que relacione la variabilidad con la distancia, aunque se aprecia una tendencia a que crezca el coeficiente de variabilidad conforme aumenta ésta.

El estudio de Weber²⁵ (1990) sobre 54 estaciones de la República Federal de Alemania, señala que la topografía y las condiciones microclimáticas son factores que influyen marcadamente en los valores de irradiancia obtenida en las distintas estaciones.

En los últimos años, gran parte de la investigación acerca la variabilidad espacial ha venido motivada por la creciente utilización de los satélites meteorológicos, con el fin de determinar el adecuado nivel de resolución de las imágenes que debería utilizarse en cada estudio.

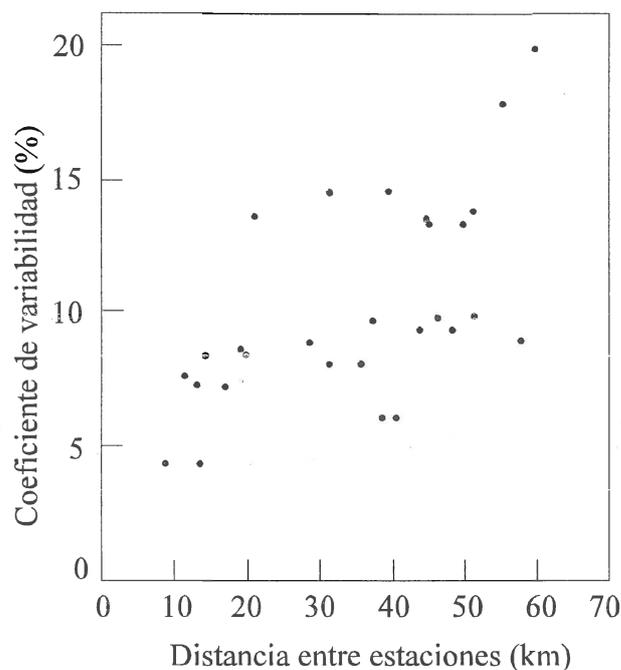


Fig. 5.2.- Coeficiente de variabilidad entre estaciones situadas en una zona costera. La máxima distancia entre estaciones es de 70 km y la diferencia de alturas, 625 m. (Figura adaptada de Aguado, 1994).

Gautier²⁶ (1982) proporciona un modelo de estimación para datos de satélites geoestacionarios que aplica al canal visible del GOES-E, con una resolución espacial de 8 km. Los resultados, que obtiene sobre valores de 90 días, los compara con los datos de tres estaciones piranométricas del sur de Canadá. Encuentra una diferencia del 8% entre los valores diarios de irradiación obtenidos con medidas de tierra y los valores estimados a partir de imágenes horarias. Muestra también que la variabilidad espacial disminuye cuando aumenta la escala temporal, y deja constancia de la influencia que tiene la topografía en los valores de la variabilidad de una parte de la zona donde sea asienta la red (zona norte del estado de New York y del lago Ontario). El coeficiente de variabilidad es mayor en los meses de primavera y alcanza valores de hasta el 50% para la zona de mesoescala en estudio.

Benchimol y Hay²⁷ (1986) investigan la variabilidad en mesoescala a partir de datos proporcionados por satélites geoestacionarios. Para ello, analizan la posible anisotropía que introduce la nubosidad provocada por la topografía del lugar, y los posibles errores de interpolación que se pueden cometer. Para contrastar las medidas, utilizan una red de 12 piranómetros. Los análisis de correlación que obtienen, muestran que las estimaciones desde satélites se ajustan bien a los valores que proporciona la red. Sin embargo, los resultados obtenidos a partir de las imágenes no ponen de manifiesto la anisotropía de la radiación, provocada por una región montañosa dentro del área en estudio, y que es claramente apreciable con las medidas de Tierra.

Varios trabajos encaminados a facilitar el tratamiento de imágenes de satélites, han investigado la posibilidad de trabajar con unidades de información de mayores dimensiones que las que originariamente suministra el satélite, constituidas por un conjunto de los pixels originales. Este tipo de estudios tiene como finalidad ahorrar costes y tiempo en el almacenamiento y procesado informático de las imágenes. Esto supone degradar la imagen original, bien sea promediando pixels o asignando a un conjunto de ellos el valor de uno de los pixels que lo integran. La mayor parte de los autores concluyen que es factible hacerlo sin que se pierda información apreciable, aunque se mantienen diversas opiniones acerca del tamaño de pixel que debería utilizarse.

El trabajo de Gautier²⁸ (1984) con imágenes del satélite GOES, para el estudio de la variabilidad espacial, sugiere promediar entre 8 y 64 pixels, sin que ello suponga una pérdida apreciable de información en los valores diarios de insolación. La divergencia entre los valores estimados al degradar la imagen de esta manera y los obtenidos mediante piranómetros no supera el 12% lo que, para un número considerable de aplicaciones, es suficiente. Se consigue así un ahorro en los sistemas de almacenamiento de

información. Para otras aplicaciones, como las relacionadas con respuestas de sistemas fotovoltaicos, no parece aceptable este error. Para la latitud de 40° propone que la resolución adecuada de las imágenes sea de 14 km.

Pinker y Laszlo²⁹ (1991) estudian la correlación entre la desviación típica de las diferencias diarias de irradiación entre estaciones y la distancia entre ellas, como un paso previo al establecimiento de criterios en el tamaño de los pixels de satélites, que mejor respondan al compromiso entre la densidad espacial y la densidad temporal de información. Para áreas donde la topografía es uniforme, concluyen que la variabilidad de los valores de radiación permite trabajar con tamaños de pixel de hasta 50 km sin introducir apreciables divergencias en los resultados. Los valores de radiación obtenidos a partir de estos pixels promediados no se separan más del 8-9% de los valores de radiación que se obtienen cuando se utilizan tamaños de pixels de 8 km de lado. En esta línea se mueven las conclusiones de Beyer³⁰ et al. (1995) en su investigación orientada a conocer el límite permisible en la degradación de imágenes de satélites para distintas aplicaciones, como la confección de mapas de radiación.

Estos trabajos, representativos del estado de la cuestión hasta el momento actual, mantienen dos incógnitas principales: por un lado, muy pocos de ellos dan cuenta de la variabilidad en el intervalo de distancias cortas, y los que lo hacen mantienen soluciones diversas. Algunos como Pinker y Militana²¹ (1981) y Suckling¹⁴ (1982) concluyen que la variabilidad está dentro de los límites razonables que se obtendrían extrapolando a esas distancias los resultados de escalas mayores, mientras que los pocos que trabajan en zonas con gran diversidad topográfica o microclimática (Hay y Wardle⁵, 1982; Aguado⁶, 1985) mantienen que la variabilidad en los valores de irradiancia para esos lugares no permite dicha extrapolación. Al comparar los valores obtenidos mediante teledetección para distintos puntos, y los que se obtendrían a partir de extrapolaciones hechas desde

datos obtenidos en redes de Tierra, Perez³¹ et al. (1994) ponen de manifiesto que se introducen menos errores en el primer caso, siempre que las extrapolaciones se realicen a distancias superiores a 50 km de las estaciones de medida. Los intentos por obtener los niveles de mínima resolución aceptable con imágenes de satélites, llevan a algunos autores a postular que se puede trabajar con pixels de hasta 50 km de lado, sin que se pierda información sustancial de los valores de irradiancia que se obtendrían con unidades de 8 km. Sin embargo, al tratar de zonas con características microclimáticas complejas, se ve que pixels de 5 km de resolución pueden no recoger peculiaridades radiativas importantes (Benchimol y Hay²⁷, 1986).

Dando un paso más, podemos preguntarnos si la variabilidad que puede haber dentro de la zona que engloba un pixel, hace aconsejable aumentar, en algunos casos, la resolución de algunos sistemas de teledetección. Las investigaciones rara vez consideran si los datos que proporcionan los pixels de mayor resolución son adecuados. Para regiones donde la variabilidad de la irradiancia es elevada, podría ocurrir que dentro del propio pixel haya tal diversidad de valores promediados, que aconsejen incrementar la resolución espacial para que no haya una pérdida estimable de información.

5.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ENTRE ESTACIONES

5.4.1 Valores diarios

Hemos comenzado nuestro trabajo analizando la variabilidad de los valores de irradiación diaria obtenida en los distintos puntos de nuestra red. Al asociar, dos a dos, las 10 estaciones radiométricas, se obtienen 45 posibles combinaciones de parejas, con las correspondientes distancias entre ellas. Para cada estación se ha obtenido el valor de la irradiación diaria mediante integración de los registros de irradiancia de 10 minutos. Poste-

VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR

PAR	N/S	d (m)	dλ (m)	dθ (m)	Δz (m)	H	σ	Cv
01-03	NS	18907.0	18390.7	4388.5	1360	14.45	3.09	21.42
01-04	NS	15797.7	15291.5	3967	700	15.24	3.84	25.17
01-06	NS	20941.8	20585	3849.2	1944	15.53	3.04	19.56
01-07	NS	18575.6	17337	6669.5	1151	15.47	3.27	21.15
01-08	NN	1464.3	241.7	1444.2	300	14.90	1.10	7.41
02-01	NN	2640.3	2615.7	359.5	300	14.72	3.49	23.74
02-03	NS	16281.4	15775	4029	1660	14.46	3.45	23.9
02-04	NS	13179.1	12675.8	3607.5	1000	14.45	4.97	34.42
02-06	NS	18305	17969.2	3489.7	2244	14.36	3.83	26.7
02-07	NS	16313.3	14721.3	7029	1451	14.26	3.06	21.48
02-08	NN	2610.1	2374	1084.7	600	14.12	2.35	16.66
03-06	SS	2259.5	2194.2	539.3	584	14.39	1.48	10.32
04-03	SS	3127.7	3099.2	421.5	660	14.44	1.97	13.64
04-06	SS	5294.8	5293.5	117.8	1244	14.68	2.79	19.03
04-07	SS	10831.4	2045.5	10636.5	451	14.71	2.27	15.46
05-01	NN	3550.1	3545.5	179.8	478	14.60	2.17	14.87
05-02	NN	1074.8	929.8	539.3	178	14.51	3.07	21.15
05-03	NS	15532.2	14845.2	4568.2	1838	14.39	2.62	18.2
05-04	NS	12456.5	11746	4146.8	1178	14.35	3.35	23.36
05-06	NS	17509.3	17039.5	4029	2422	14.31	2.57	17.96
05-07	NS	15242.1	13791.5	6489.8	1629	14.29	3.75	26.24
05-08	NN	3681.3	3303.8	1624	778	14.23	2.69	18.93
07-03	SS	11108.1	1053.7	11058	209	14.36	2.24	15.6
07-06	SS	11008.8	3248	10518.7	793	14.61	2.39	16.34
08-03	NS	18386.3	18149	2944.2	1060	14.46	1.85	12.82
08-04	NS	15259.8	15049.8	2522.8	400	14.36	2.22	15.44
08-06	NS	20484.9	20343.2	2405	1644	14.23	2.07	14.59
08-07	NS	18923	17095.3	8113.7	851	14.14	2.78	19.69
09-01	SN	6765.1	4989.7	4568.2	640	14.21	3.67	25.83
09-02	SN	5469.8	2374	4927.8	340	14.17	5.954	42.02
09-03	SS	16118.6	13401	8956.7	2000	14.42	4.59	31.85
09-04	SS	13378.2	10301.8	8535.2	1340	14.52	4.87	33.53
09-05	SN	4620	1444.2	4388.5	162	14.48	3.67	25.36
09-06	SS	17721.9	15595.2	8417.5	2584	14.66	4.33	29.54
09-07	SS	12524.8	12347.3	2101.3	1791	14.84	4.92	33.13
09-08	SN	7661.2	4748	6012.5	940	14.80	3.56	24.07
10-01	NN	4759.9	4177.7	2281	998	14.79	3.22	21.75
10-02	NN	3067.9	1563	2640.5	698	14.75	4.62	31.35
10-03	NS	15700.1	14213	6669.5	2358	14.75	3.88	26.35
10-04	NS	12749.7	11113.8	6248	1698	14.77	4.37	29.64
10-05	NN	2194.3	632.2	2101.3	520	14.73	2.50	17.01
10-06	NS	17515.1	16407.2	6130.2	2942	14.73	3.64	24.73
10-07	NS	13871.7	13159.3	4388.5	2149	14.74	4.09	27.79
10-08	NN	5419.4	3936	3725.3	1298	14.71	3.03	20.62
10-09	NS	2427.1	812	2287.2	358	14.72	3.56	24.2

Tabla 5.1 Estadística de las parejas de estaciones

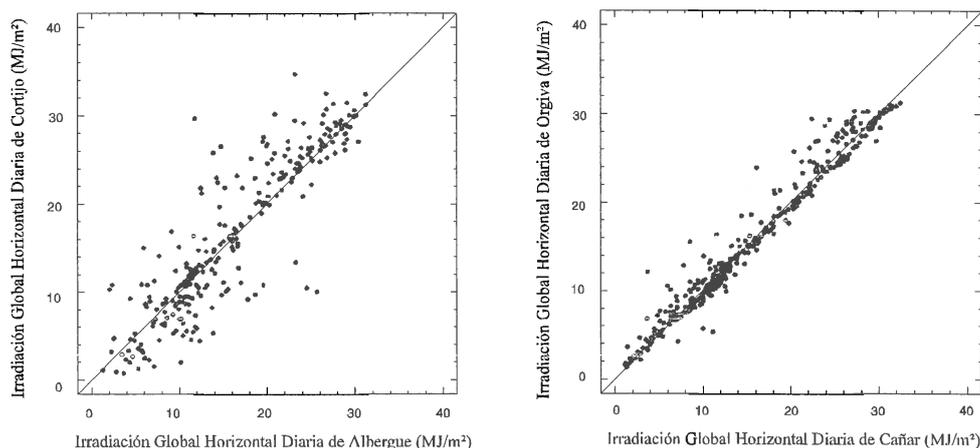


Fig. 5.3. Comparación entre los valores de irradiación diaria recibida simultáneamente en dos pares de estaciones. Se aprecia la distinta dispersión de los puntos asociada a cada pareja.

rriormente, para cada par de estaciones, se han seleccionado los días en que se tienen medidas en ambas estaciones, y a partir de las diferencias entre los valores diarios de irradiación, se ha calculado el coeficiente de variabilidad de acuerdo con la ecuación (5.9). La tabla 5.1 muestra los datos correspondientes a las matrices anteriormente definidas. En ella aparecen, para cada pareja de estaciones, los promedios de las diferencias de irradiación global horizontal diaria expresada en MJ/m^2 , la desviación típica de los valores diarios y el coeficiente de variabilidad obtenido. También se recogen las características geográficas de la red: distancia entre estaciones, proyección de esta distancia según las direcciones norte-sur y oeste-este, y diferencia de altura entre las estaciones de cada pareja. En el apéndice II se muestran los cortes topográficos entre cada par de estaciones.

La fig. 5.3 muestra las gráficas correspondientes a los valores comparados de irradiación global diaria entre dos estaciones. La figura 5.3.a) corresponde a los valores de Albergue frente a los de Cortijo. Ambas estaciones se encuentran situadas en distintas caras del macizo montañoso, con

una distancia horizontal entre ellas de 15.79 km, y una diferencia de altura de 700 m. La figura 5.3.b) corresponde a los valores de Orgiva frente a los de Cañar. Las dos estaciones se encuentran situadas en la cara sur de Sierra Nevada, a una distancia horizontal de 2.26 km, y con una diferencia de altura entre ellas de 584 m. Se aprecia una dispersión menor en este segundo caso. El análisis de datos de todas las parejas de estaciones muestra que, en general, la dispersión de los mismos es menor cuando las dos estaciones que se están comparando pertenecen a la vertiente sur. Los mayores valores de dispersión se registran cuando las estaciones comparadas se encuentran una en la cara norte y otra en la cara sur. Cuando se comparan dos estaciones de la ladera norte aparece, en general, un comportamiento intermedio a los anteriores. En el apéndice II se muestran las gráficas de los valores de H diaria de todas las estaciones comparadas entre sí.

Un análisis más detallado de la distribución de datos, hace patente que los valores de σ mayores corresponden a las parejas de estaciones que se encuentran asociadas con Veleta y Rioseco. Este hecho es sintomático de que las características microclimáticas de estas zonas, que se encuentran por encima de los 3000 m sobre el nivel del mar, es distinta de las que ocupan el resto de las estaciones.

La fig. 5.4 representa el histograma de las diferencias de irradiación global (H) entre todos los posibles pares de estaciones. Estas diferencias se han hecho siempre restando los valores de irradiación diaria de la estación que se encuentra a más altura sobre el nivel del mar menos el de la que se encuentra a menor altura. Los datos obtenidos al comparar entre sí los valores simultáneos entre estaciones son de 17306. Se observa que la distribución no es normal. Se aprecia fácilmente que la media y la mediana se encuentran por encima de 0. Los valores se agrupan en torno a un valor positivo de incremento de irradiancia: la mediana se sitúa en 0.86 MJ/m^2 y la media de los valores de incremento de irradiancia es de 1.32 MJ/m^2 .

Histograma de frecuencias

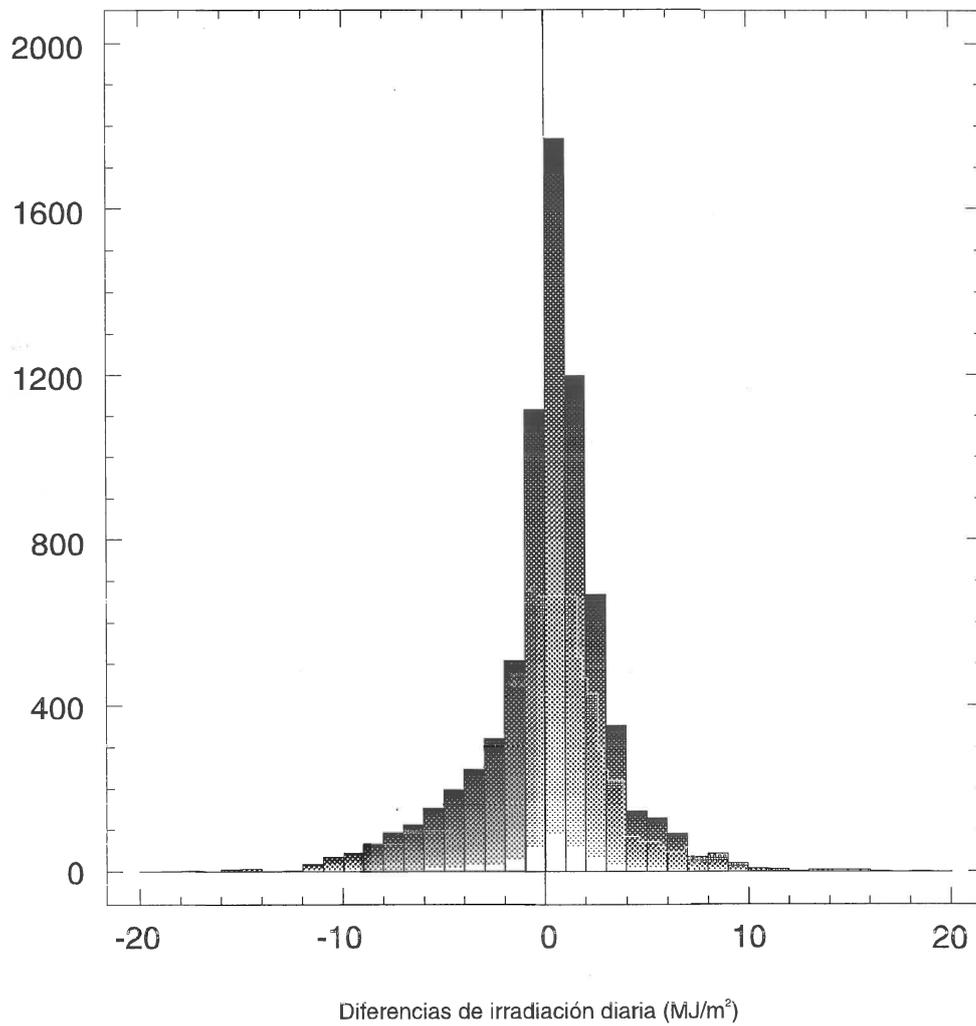


Fig. 5.4.- Histograma de frecuencias absolutas correspondiente a las diferencias de irradiación diaria entre pares de estaciones. Están representados los 17306 valores de las 45 parejas que se generan en la red.

Esto indica que, en el contexto global de toda la región, es mayor la irradiación recibida en los puntos más elevados que en los más bajos. En los días sin nubes se aprecia claramente esta diferencia. En el resto de las situaciones, donde aparecen frecuentes sucesos nubosos de carácter local que afectan en muchos casos sólo a una parte de la región, las diferencias entre los valores de irradiación diaria no siguen siempre la pauta anterior. En algunas ocasiones son las zonas más bajas quienes registran valores más altos de irradiación si las nubes afectan a las cumbres, como sucede con cierta frecuencia. El promedio para todos los días atenúa estas diferencias entre los valores diarios, situándose en 1.32 MJ/m^2 , que representa un 8.9 % sobre el valor promedio anual de todas las estaciones.

Como se ha indicado, el estudio de este histograma de diferencias de irradiancia entre parejas de estaciones muestra que la distribución de datos no es una distribución normal. En un intervalo de $\pm 1.86 \text{ MJ/m}^2$, en torno a la mediana, se agrupan el 50% de los valores estudiados. Por tanto, aunque hay diferencias tan altas como 17 MJ/m^2 en la irradiación recibida en algún día entre dos estaciones, el agrupamiento es muy alto, como indica el alto grado de curtosis (58.04) que presenta la distribución de datos. La mayor parte de las distribuciones correspondientes a cada pareja de estaciones muestra también un comportamiento análogo (confrontar el Apéndice II).

Al comparar las estaciones por parejas, la distribución de datos da lugar a histogramas con características estadísticas muy diversas. El grado de curtosis varía mucho dependiendo de la pareja de estaciones considerada. Las distribuciones más leptocúrticas corresponden a la pareja Cañar-Orgiva, y Cañar-Cortijo, mientras que la más platicúrtica corresponde a la pareja Rioseco-Borreguiles y Veleta- Borreguiles (fig. 5.5).

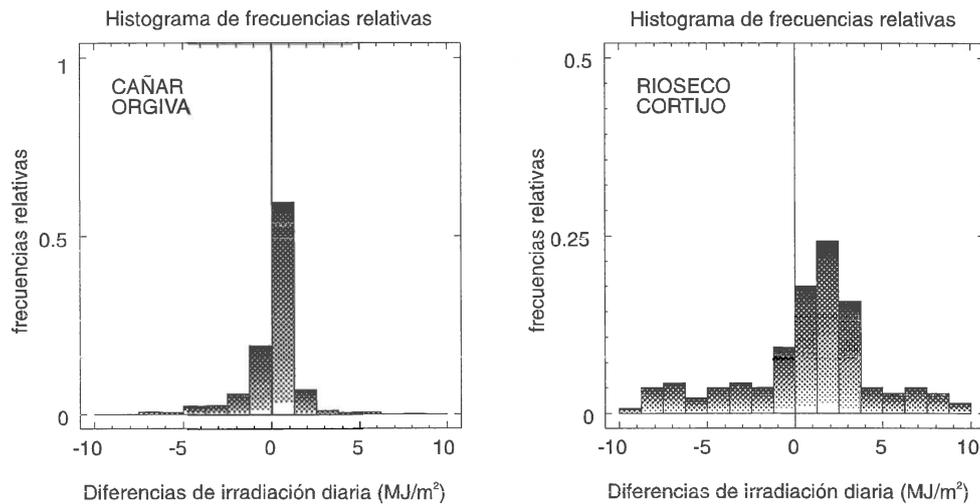


Fig. 5.5.- Histogramas de diferencias de irradiación diaria correspondientes a dos parejas de estaciones, donde se puede apreciar las distintas distribuciones que aparecen (las escalas de frecuencias relativas son distintas).

En general, todas las estaciones que se comparan con Veleta tienden a presentar un aspecto más platicúrtico, lo que nos indica una fuerte variabilidad de la irradiancia global de este punto con sus alrededores. El sesgo de curvas tiende a ser positivo. Los valores mayores de sesgo corresponden a las parejas de estaciones Borreguiles-Orgiva, Albergue-Orgiva, Albergue-Pitres y Rioseco-Orgiva. La tendencia de sesgo positiva es mayor en las estaciones con mayor diferencia de altura.

En la distribución de datos presentados para las 45 parejas de estaciones, la diferencia entre la media y la mediana es muy pequeña, siempre con valores algo superiores a 0. Teniendo en cuenta que hemos tomado siempre las parejas de estaciones en orden decreciente de alturas, podemos afirmar que en el cómputo total anual, incluyendo días nublados, la irradiancia es mayor en aquellos lugares que están a mayor altura sobre el nivel del mar, confirmándose la hipótesis que se deducía del histograma total.

a) Coeficiente de variabilidad frente a la distancia

Al representar el coeficiente de variabilidad frente a la distancia que hay entre las estaciones (fig. 5.6), se observa que la distribución de puntos no sigue un comportamiento que pueda ser descrito por una función. Los intentos de ajuste mediante ecuaciones funcionales de tipo lineal o potencial, no proporcionan valores de correlación aceptables (tabla 5.2 y tabla 5.3). Este resultado es similar al encontrado por Aguado²⁴ (1986) en su estudio de la variabilidad de una región montañosa de California. Sin embargo, al separar las parejas de estaciones que se encuentran en cada una de las laderas del macizo, puede observarse que, tanto en la cara norte como en la sur, el comportamiento del coeficiente de variabilidad muestra una tendencia sistemática a crecer con la distancia. En las figuras 5.7 y 5.8 se aprecia además, que el crecimiento de Cv en ambos diagramas de puntos es del mismo orden. En las tablas 5.2 y 5.3 se muestran los coeficientes de correlación para estas curvas con las dos funciones de ajuste probadas. Los valores de correlación son algo mejores para el modelo de tipo potencial: 0.84 frente a 0.81 para la cara norte y 0.82 frente a 0.74 para la cara sur.

Un análisis atento de la fig. 5.7, que representa Cv frente a la distancia, revela la presencia de tres puntos que quedan fuera de la curva que ajustaría el resto de las estaciones de la cara sur. Estas tres parejas de estaciones corresponden a las combinaciones de Orgiva, Cañar y Pitres. Las tres presentan un valor de la latitud semejante, y sus alturas sobre el nivel del mar son, aproximadamente, del mismo orden. La representación del coeficiente de variabilidad frente a la proyección de la distancia según las direcciones que marcan la latitud y longitud se muestra en las figura 5.8 y 5.9. Se observa que en la dirección norte-sur, que coincide con el mayor gradiente de altura de la cadena montañosa, los coeficientes de variabilidad de las estaciones muestran un patrón de comportamiento más regular,

VARIABILIDAD ESPACIAL

mientras que en el análisis en la dirección este-oeste se aprecia una gran irregularidad en la distribución de puntos.

Lineal frente a la distancia	A (m ⁻¹)	B	r ²	σ
TODAS LAS ESTACIONES	0.17E-3	20.37	0.16	6.10
ESTACIONES CARA NORTE	2.77E-3	7.39	0.81	2.99
ESTACIONES CARA SUR	1.38E-3	7.19	0.74	4.36

Tabla 5.2. Coeficientes de la ecuación lineal de ajuste $C_v = Ad+B$, siendo d la distancia horizontal entre estaciones en m.

	ln A	B	r ²	σ
TODAS LAS ESTACIONES	2.788	0.124	0.31	0.32
ESTACIONES CARA NORTE	2.010	0.670	0.84	0.21
ESTACIONES CARA SUR	1.957	0.484	0.82	0.23

Tabla 5. 3. Coeficientes del ajuste de los puntos con una ecuación del tipo $\ln C_v = \ln A + B \cdot \ln d$. La distancia d viene expresada en m.

La gráfica que representa el coeficiente de variabilidad frente a la distancia entre estaciones en la dirección norte-sur (d_λ), evidencia una tendencia inicial a que la variabilidad crezca al aumentar d_λ alcanzando un valor máximo y posteriormente disminuyendo hasta alcanzar valores similares del coeficiente de variabilidad a los obtenidos para estaciones que están próximas entre sí (línea discontinua de la fig. 5.8.a). Esto hace suponer que las diferencias de irradiación diaria son menores entre estaciones que se encuentran muy próximas, ocupando la misma ladera, o en laderas contrarias cuando las distancias entre parejas de estaciones son las mayores.

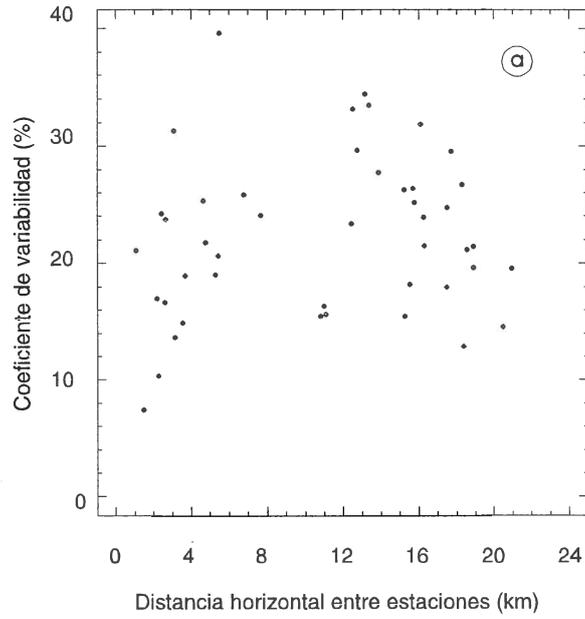


Fig. 5.6 Coeficiente de variabilidad frente a la distancia entre estaciones.

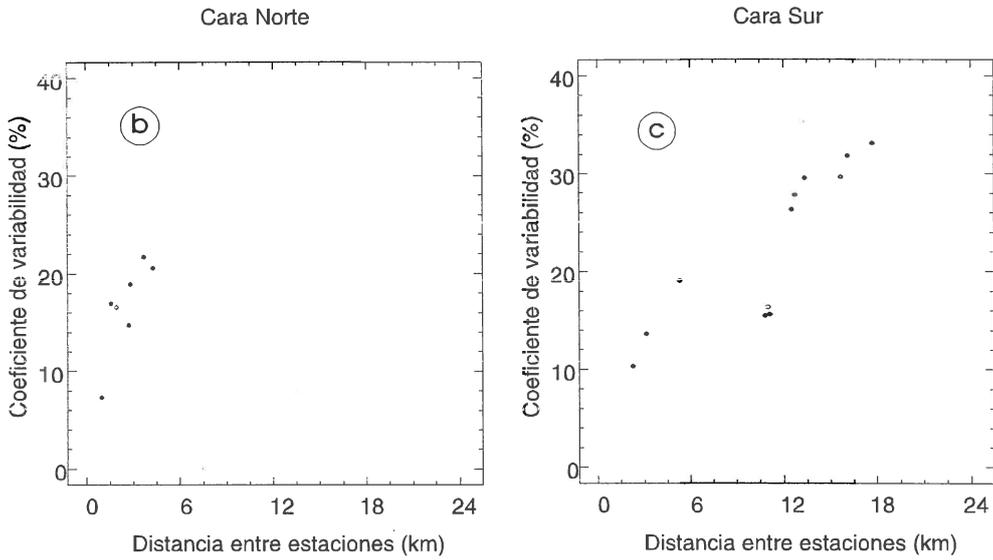


Fig. 5.7 Diferenciación de la dependencia del coeficiente de variabilidad con la distancia horizontal entre las parejas que pertenecen a las caras norte y sur.

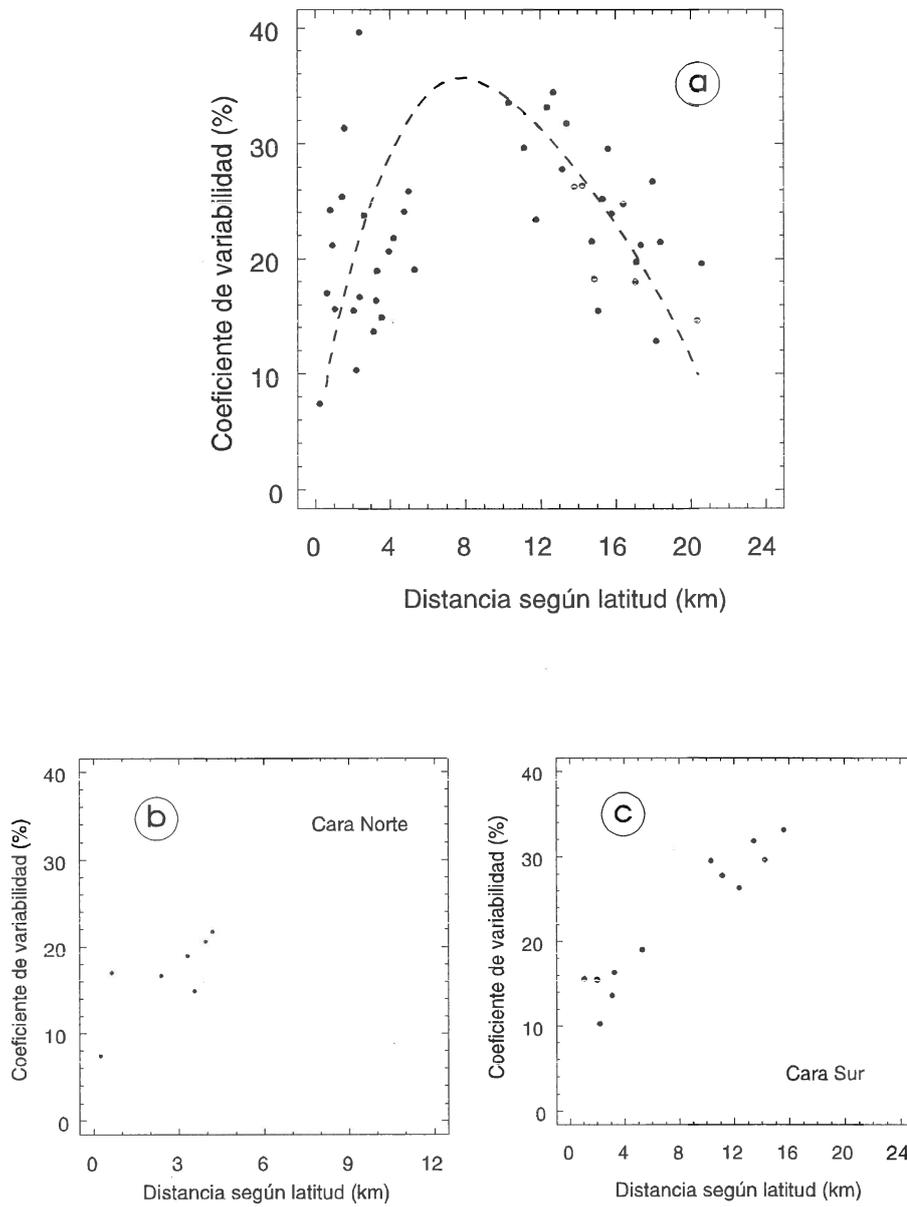


Fig. 5.8.- Coeficiente de variabilidad frente a la distancia según la latitud. Parte superior: para todas las estaciones. Parte inferior: parejas de la cara norte y sur.

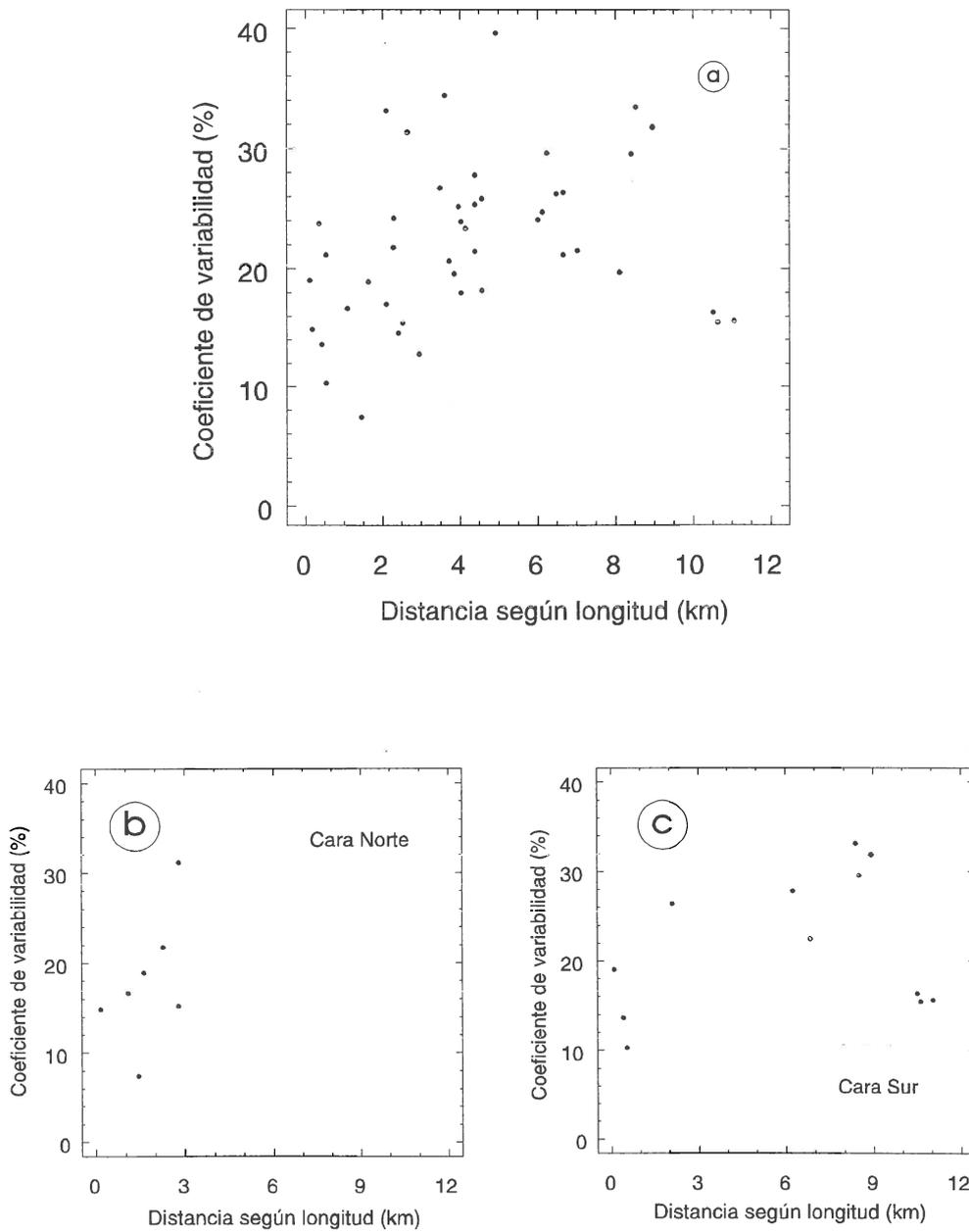


Fig. 5.9.- Coeficiente de variabilidad frente a la distancia según la longitud. Parte superior: para todas las estaciones. Parte inferior: parejas de la cara norte y sur.

b) Coeficiente de variabilidad frente a la altura

Lo expuesto anteriormente nos lleva a analizar la influencia de la diferencia de altura entre estaciones sobre los valores del coeficiente de variabilidad. En fig. 5.10 se representa C_v frente a la diferencia de altura para todas las estaciones. La variabilidad de cada pareja de estaciones frente a las diferencias de alturas que hay entre ellas, exhibe un comportamiento análogo que frente a la distancia. Es notorio también que el conjunto de las 45 parejas de estaciones no muestra ningún patrón de comportamiento. Sin embargo, al separar las estaciones según la cara en que se encuentran, se observa una tendencia a que se incremente la variabilidad con la mayor diferencia de alturas, y de forma mas regular en la cara sur que en la norte. Al discriminar las estaciones de ambas laderas, también se aprecia un comportamiento más coherente y que exhibe una funcionalidad, como se puede observar en la fig. 5.11.

Los puntos correspondientes a las estaciones de Orgiva, Cañar y Pitres, se sitúan en la gráfica de forma que su comportamiento corresponde a las pautas del resto de las parejas de estaciones. Una ecuación del tipo $C_v = A \cdot \Delta z^B$, siendo Δz la diferencia de altura entre las estaciones, proporciona mejores resultados que un ajuste de tipo lineal (tabla 5.4 y tabla 5.5).

Para el modelo lineal:

Diferencia de altura (lineal)	A (m^{-1})	B	r^2	σ
TODAS LAS ESTACIONES	2.86E-3	18.96	0.30	6.59
ESTACIONES CARA NORTE	12.0E-3	8.58	0.82	2.91
ESTACIONES CARA SUR	9.37E-3	10.12	0.82	3.53

Tabla 5. 4. Coeficientes para un ajuste de los puntos con una ecuación del tipo $C_v = A \cdot \Delta z + B$, siendo Δz la diferencia de altura entre estaciones expresada en m.

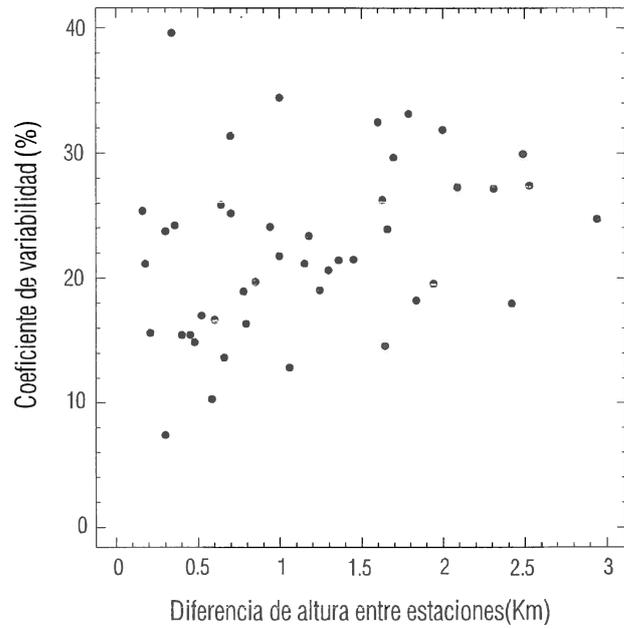


Fig.5.10.- Coeficiente de variabilidad frente a la diferencia de altura para todas las estaciones.

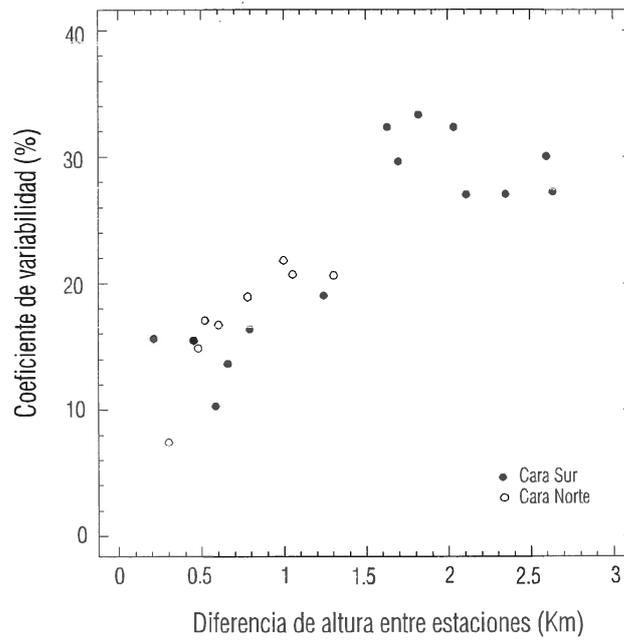


Fig. 5.11.- Coeficiente de variabilidad de estaciones de la cara norte y cara sur.

Para el modelo potencial:

Diferencia de altura (potencial)	ln A	B	r ²	σ
TODAS LAS ESTACIONES	2.12	0.138	0.31	3.2
ESTACIONES CARA NORTE	-1.43	0.650	0.88	1.8
ESTACIONES CARA SUR	0.121	0.420	0.87	2.3

Tabla 5.5. Coeficientes para un ajuste de los puntos con una ecuación del tipo $\ln C_v = \ln A + B \cdot \ln \Delta z$. La diferencia de altura Δz viene expresada en m.

La figura 5.12 muestra la curva de ajuste correspondiente a la nube de puntos de C_v , frente a la diferencia de altura entre estaciones, que responde a la ecuación $\ln C_v = 0.185 + 0.46 \cdot \ln \Delta z$, con $r^2 = 0.82$, estando la diferencia de alturas en m. El valor del 10%, que algunos autores consideran como el máximo permisible para los errores cometidos en la predicción de H desde otro punto cercano a él, se alcanza cuando la diferencia de

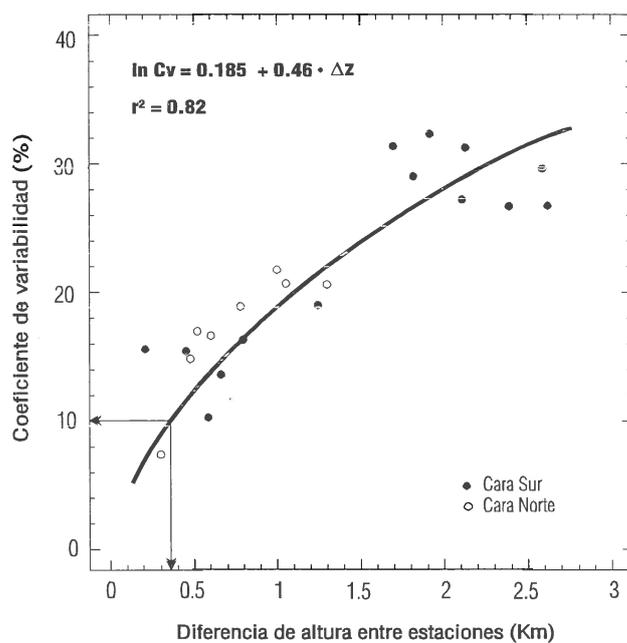


Fig. 5.12.- Ajuste de una curva de tipo $A \cdot \Delta z^B$ para el coeficiente de variabilidad frente a la diferencia de altura entre estaciones.

altura es del orden de 370 m. Este valor se corresponde con una distancia lineal, para el gradiente de alturas de nuestro sistema montañoso de, aproximadamente, 3.5-4 km.

Para la investigación a partir de imágenes obtenidas por satélites meteorológicos, este resultado tiene una aplicación práctica. Esta conclusión nos lleva a mantener que, en zonas que presenten una orografía semejante a la estudiada, no parece conveniente utilizar imágenes cuyo nivel de resolución sea inferior a esa distancia; es decir con un tamaño de pixel superior a 7 u 8 km. En este sentido, y para aplicaciones donde se estudien parámetros que no manifiestan gran dinamismo, como puede ser el albedo de la superficie terrestre, parece preferible utilizar las imágenes proporcionadas por el satélite NOAA, o la máxima resolución que proporciona el satélite METEOSAT, que llega a 2.5 km en el canal visible. Para determinadas aplicaciones, la resolución temporal es el condicionante principal que debe tenerse en cuenta. En cualquier caso parece importante saber que la resolución espacial debe estar dentro de los límites anteriormente indicados, que son mas restringidos que los señalados por algunos de los autores, anteriormente citados, para otros lugares.

c) Estudio de la correlación entre los valores de irradiancia y la distancia entre estaciones.

El segundo punto de vista para estudiar la variabilidad que suele utilizarse, consiste en analizar la coherencia de datos obtenidos simultáneamente en dos estaciones y compararla con la distancia que separa a las estaciones, analizando la ecuación de regresión y la desviación típica entre los datos de ambas series de medida. En los estudios de mesoescala, la relación que aparece entre ambas variables, es de tipo lineal (Baker y Skaggs⁹, 1984) o logarítmico (Zelenka² et al., 1992). Las correlaciones que se han obtenido en los distintos trabajos, se han realizado para estaciones

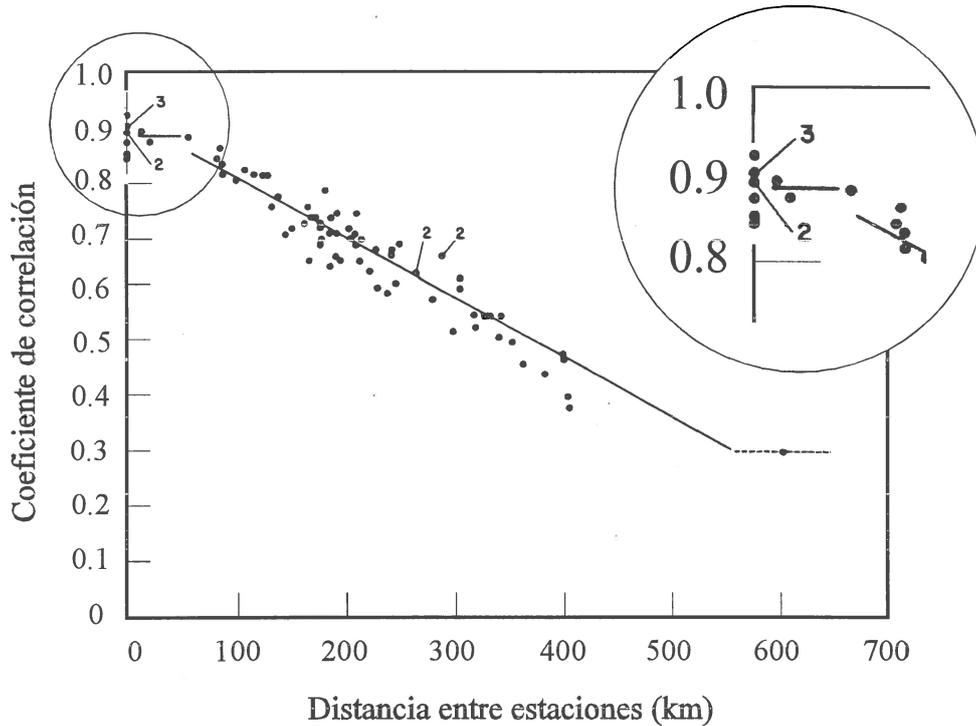


Fig. 5.13.- Disminución del coeficiente de correlación entre valores de irradiación entre estaciones con la distancia que las separa. La zona ampliada muestra la zona de indiferencia de la que habla Baker y Skaggs (1984). Figura adaptada del trabajo mencionado de estos autores.

cuyas distancias son superiores a 60 km. Para valores inferiores a esta separación, no se puede apreciar esta misma relación funcional. Baker y Skaggs, por ejemplo, hablan de una zona de indiferencia para el intervalo comprendido entre 0 y 60 km, indicando de esta forma la imposibilidad de obtener un ajuste en estas escalas (fig. 5.13).

Al considerar todas las estaciones de nuestra red de medidas, tampoco aparece una función definida entre los coeficientes de correlación y la diferencia de altura entre estaciones. Pero diferenciando las dos laderas N y S del macizo montañoso, se obtiene un buen ajuste lineal para cada una de las laderas. La correlación entre los valores de H de las estaciones disminuye con el aumento de la diferencia de altura entre los lugares. La figura

5.14 muestra la recta de regresión obtenida al representa r frente a la diferencia de altura entre estaciones para las parejas situadas en la cara sur del Pico Veleta.

Podemos afirmar, por tanto, que la separación entre laderas con características microclimáticas distintas permite establecer comportamientos más homogéneos en la variabilidad de las estaciones, cosa que no puede hacerse considerando estaciones que ocupan ambas caras de un sistema montañoso como el nuestro.

En la tabla 5.6 se han consignado los valores obtenidos de r^2 al comparar los datos obtenidos simultáneamente en dos estaciones.

Comparando la pérdida de correlación con la distancia con los resultados de Long y Ackerman²² (1995), Hay²³ (1982) y Pinker²⁹ et al. (1991)

DIFERENCIA DE ALTURA	DISTANCIA ENTRE ESTACIONES	coeficiente de regresión (r^2)
584	2259,54	0,96
660	3127,75	0,95
1244	5294,77	0,89
451	10831,40	0,91
793	11008,80	0,92
209	11108,10	0,90
1698	12749,70	0,80
2149	13871,70	0,74
2358	15700,10	0,79
2000	16188,60	0,75
2584	17721,90	0,73

Tabla 5.6. Valores de r^2

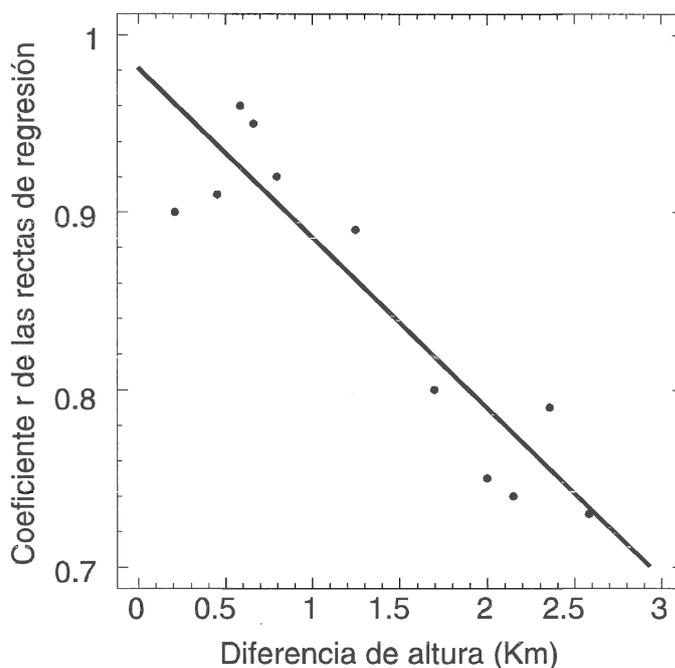


Fig. 5.14.- Gráfica que muestra como disminuye la correlación entre los valores de irradiación recibidos en las estaciones, al aumentar la diferencia de altura entre estas (Cara sur).

puede verse que en nuestro caso la pérdida de correlación con el aumento de la distancia es mucho mayor, desempeñando la altura de las estaciones sobre el nivel del mar, y por tanto la topografía del lugar, un papel fundamental.

La fig. 5.15 muestra cómo se comporta la pendiente de las rectas de regresión entre los valores de irradiación global diaria para las estaciones de la cara sur, frente a la diferencia de altura. Poseen un comportamiento lineal con pendiente negativa: al aumentar la diferencia de altura se produce una disminución de la pendiente. El estudio de los términos independientes de las rectas de regresión entre los valores de irradiación global de todas las estaciones de esta cara se recoge en la fig. 5.16, donde se aprecia que también dichos términos guardan una relación lineal con la diferencia

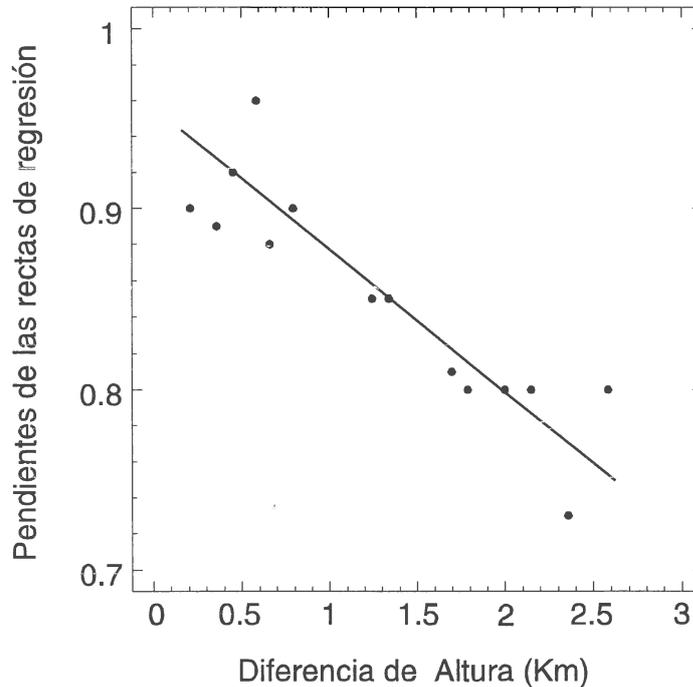


Fig. 5.15.- Decaimiento de la pendiente de las rectas de regresión entre los valores de irradiación de las estaciones, al disminuir la diferencia de altura. Estaciones de la cara sur.

de altura entre estaciones. Al aumentar la diferencia de altura entre estaciones, aumenta la ordenada en el origen.

El hecho de que las pendientes de las rectas de regresión disminuya con la diferencia de altura entre estaciones y aumente la ordenada en el origen, indica que hay menos diferencia en los comportamientos entre estaciones situadas a alturas semejantes, que entre estaciones con mayores diferencias de altura entre ellas. En las figuras del Apéndice II puede observarse cómo los puntos correspondientes a valores altos de irradiación se encuentran por debajo de la pendiente 1:1, lo que indica que la estación mas alta está recibiendo mayor radiación. En cambio, en el rango bajo de valores de H, la tendencia es la contraria. De todos modos, para valores

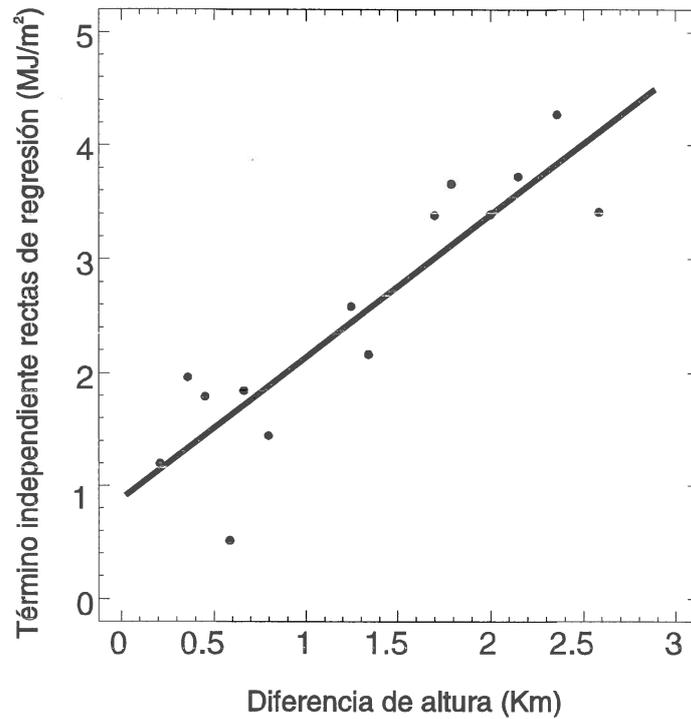


Fig 5.16.- Variación del término independiente de las rectas de regresión con la diferencia de altura entre las estaciones. Cara sur.

pequeños de irradiación la dispersión se hace mayor y los puntos se sitúan a ambos lados de la pendiente 1:1 (cfr. Apéndice II) lo que implica que, dependiendo de las diversas condiciones meteorológicas, cualquiera de las dos estaciones puede estar recibiendo mayor irradiación. Los puntos que se encuentran muy alejados de la recta de pendiente 1, que implica que en una estación se está recibiendo valores altos de irradiación y bajos en la otra, se corresponden con situaciones de cielos cubiertos que afectan parcialmente a la región. Esta situación se da frecuentemente en las parejas donde aparecen Veleta y Rioseco.

5.4.2 VARIABILIDAD ESPACIAL EN LAS ESCALAS TEMPORALES DE 1 HORA Y DE 10 MINUTOS.

La composición de la estructura vertical de la atmósfera depende del momento considerado, y llega a ser muy variable si la meteorología del lugar también lo es. La red de Sierra Nevada está situada en una zona que presenta una microclimatología variada, y está caracterizada por abundantes fluctuaciones, muchas de las cuales están asociadas a momentos concretos del día: aparición de nieblas matinales en algunas partes de la región, formación de nubes de desarrollo vertical, posicionamiento de nubes en las altas cumbres que afectan, por su posición relativa al Sol, fundamentalmente a la cara norte, etc. De esta forma la variabilidad espacial puede estar condicionada por el instante temporal considerado.

Para ver hasta que punto el coeficiente de variabilidad, C_v , presenta una variación intradiaria, se ha investigado la variabilidad para diferentes horas del día: desde las 06.00 hasta las 18.00 GMT.

Por otra parte, es conocido que cuando se aumenta el intervalo temporal de integración para obtener valores de irradiación, se produce un suavizado de la variabilidad del flujo radiativo, producida por fenómenos transitorios. Este suavizado afecta también a las diferencias de irradiación entre dos estaciones próximas. Por ello, sería interesante, una vez analizada la escala diaria, investigar la variabilidad espacial de la irradiación en otras escalas temporales, como la horaria y de 10 minutos.

Es previsible que la variabilidad espacial de la irradiancia global horaria presente una dependencia estacional, ya que la presencia de nubes influye fuertemente en dicha variabilidad (Hay²³, 1982). En nuestro caso, después de considerar los distintos meses del año, se han analizado más detalladamente dos meses con un comportamiento marcadamente distinto:

VARIABILIDAD ESPACIAL

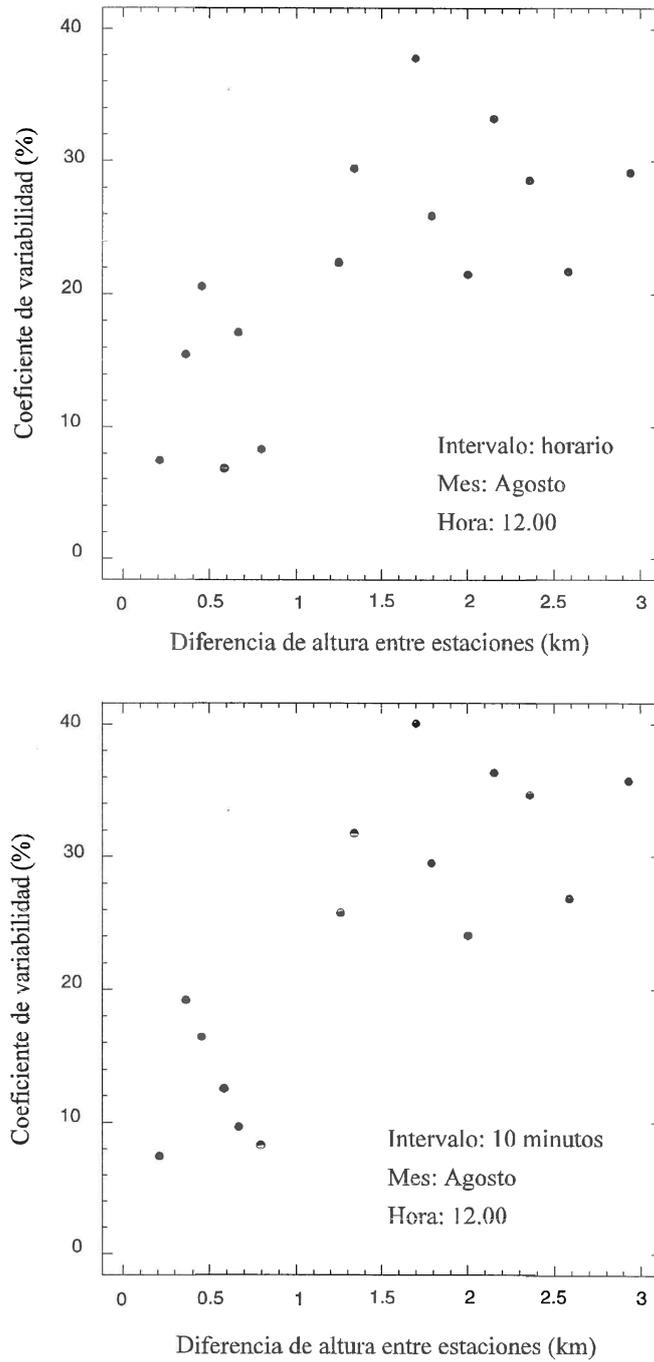


Fig. 5.17.- Coeficiente de variabilidad para la escala horaria y de 10 minutos.

Agosto, caracterizado por la persistencia de cielos despejados, y Diciembre, que presenta una gran cantidad de días nublados. Durante el mes de Diciembre predominan las condiciones de cielos muy cubiertos, como reflejan las observaciones realizadas y los datos proporcionados por la Oficina Meteorológica de la base Aérea de Armilla. En el mes considerado, solamente 5 días correspondieron a cielos despejados, mientras que 15 días fueron de cielos cubiertos, con predominio de nubes bajas o medias.

Para el mes de Agosto se han analizado los valores horarios de irradiación a las 06.00, 09.00, 12.00, 15.00 y 18.00 GMT, considerando en la integración el intervalo de 30 minutos anterior y posterior al valor nominal de la hora. Para el mes de Diciembre se han utilizado las horas 09.00, 12.00 y 15.00 GMT. Para el intervalo de 10 minutos, los valores son los que proporcionan los piranómetros, que recogen el promedio integrado de los diez minutos anteriores a la hora señalada. Este estudio se ha particularizado a las estaciones de la ladera sur.

La fig 5.17 muestra el comportamiento de las estaciones en la escala de una hora y de 10 minutos a las 12.00 GMT para las estaciones de la cara sur. Puede apreciarse que la distribución de los puntos se asemeja a la que se obtuvo para los valores diarios, aunque la dispersión de los puntos es algo mayor. Tras un análisis gráfico y usando los mismos tipos de ecuaciones (ec. 5.7 y 5.9) que para los valores diarios, hemos analizado el coeficiente de variabilidad para las escalas y horas que se han indicado anteriormente. En las tablas 5.7 a 5.10 aparecen los resultados de los valores que adquieren los parámetros que intervienen en la curva, el coeficiente de correlación y la desviación estándar, al ajustar los puntos a una ecuación de tipo potencial $C_v = A \cdot \Delta z^B$.

VARIABILIDAD ESPACIAL

HORA	CORTE CON EL EJE (ln A)	PENDIENTE (B)	r^2	σ
06	0.415	0.32	0.41	0.35
09	0.176	0.28	0.59	0.43
12	0.362	0.31	0.73	0.36
15	0.447	0.32	0.70	0.37
18	0.463	0.40	0.61	0.40

Tabla 5.7.- Ajuste de tipo potencial de Cv para cada una de las horas del día. Mes de Agosto

HORA	CORTE CON EL EJE (ln A)	PENDIENTE (B)	r^2	σ
09	0.580	0.27	0.33	0.23
12	0.663	0.29	0.51	0.12
15	0.597	0.35	0.30	0.14

Tabla 5.8. Ajuste de tipo potencial de Cv para cada una de las horas del día. Mes de Diciembre

HORA	CORTE CON EL EJE (ln A)	PENDIENTE (B)	r^2	σ
06	1.87	0.22	0.21	0.14
09	0.51	0.38	0.55	0.09
12	0.35	0.45	0.72	0.08
15	0.34	0.49	0.70	0.07
18	0.48	0.52	0.39	0.16

Tabla 5.9.- Ajuste de tipo potencial de Cv para el intervalo de 10'. Mes de Agosto.

HORA	CORTE CON EL EJE (ln A)	PENDIENTE (B)	r^2	σ
09	1.96	0.15	0.17	0.99
12	3.25	0.29	0.4	0.87
15	1.14	0.35	0.6	0.45

Tabla 5.10.- Ajuste de tipo potencial de Cv para el intervalo de 10'. Mes de Diciembre

Para la escala horaria se puede comprobar que el coeficiente de correlación es menor en todos los casos que el obtenido para los valores de irradiación diaria ($r^2=0.82$). Para el mes de Agosto, la correlación presenta valores aceptables ($r^2=0.73$) para las horas en torno al mediodía solar, disminuyendo al aumentar el ángulo horario. En torno a las 06.00 y 18.00, ésta disminuye hasta valores de 0.41 y 0.61. La desviación estándar está en relación inversa, aumentando progresivamente al desplazarse desde las 12.00 GMT. Para el mes de Diciembre, el análisis muestra el mismo resultado, si bien los coeficientes de correlación son marcadamente inferiores que para el mes de Agosto. Para las 12.00 GMT -donde se alcanzan los mayores valores en la correlación-, en Agosto $r^2=0.73$, mientras que en Diciembre $r^2=0.51$. Los valores de la desviación estándar crecen más rápidamente con el ángulo horario en Diciembre.

En la escala de 10 minutos, se observa que el coeficiente de correlación también es menor en todos los casos que el obtenido para los valores de irradiación diaria. A su vez es inferior que los obtenidos en la escala de 1 hora, aunque para el mes de Agosto y para las horas en torno al mediodía solar los valores del coeficiente de correlación son prácticamente iguales en ambos intervalos. Para las 12.00 GMT, en la escala horaria $r^2=0.73$, mientras que en la escala de 10 minutos $r^2=0.72$. Al alejarnos de esta hora también disminuyen los valores en el coeficiente de correlación, como ocurría en la escala horaria, pero más pronunciadamente. Para la escala horaria, en los límites del intervalo estudiado (06.00 GMT y 18.00 GMT) los valores del r^2 valen 0.41 y 0.61, respectivamente, mientras que en el de 10 minutos son 0.21 y 0.39, respectivamente, valores que no hacen aceptable la correlación.

La desviación estándar está en relación inversa: pequeña en torno a las 12.00 GMT, y aumentando progresivamente al desplazarse desde esta hora. Para el mes de Diciembre, el análisis muestra semejantes resultados,

si bien los coeficientes de correlación son marcadamente inferiores que para el mes de Agosto. Para las 12.00 GMT -donde se alcanzan los mayores valores en la correlación-, en Agosto $r^2=0.72$, mientras que en Diciembre $r^2=0.4$. Los valores de la desviación estándar crecen más rápidamente que en la escala horaria, al desplazarnos de las 12.00. En el mes de Agosto el aumento relativo de σ está entre un 50% y un 100% para las distintas horas.

El estudio de cada uno de los puntos de las gráficas confirma que las parejas de estaciones donde están involucradas Rioseco y Veleta alcanzan valores del coeficiente de variabilidad altos, de manera que la variabilidad se reduce y los ajustes, en general, mejoran el coeficiente de regresión cuando no se tienen en cuenta los puntos correspondientes a estas dos estaciones. La estación de Veleta influye más marcadamente que la de Rioseco, y este fenómeno es mucho más notorio para el mes de Diciembre. Como ejemplo, se muestra la curva correspondiente a las 12.00 de la escala horaria del mes de Diciembre, donde se han señalado los puntos correspondientes a la estación de Veleta (fig 5.18).

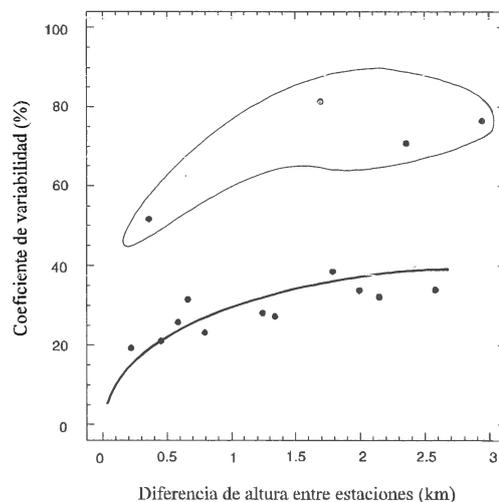


Fig. 5.18. Variabilidad en escala horaria a las 12.00 del mes de Diciembre. Los cuatro puntos señalados corresponden a los pares de estaciones donde interviene Veleta.

Resumiendo lo dicho anteriormente, se pueden indicar las siguientes pautas de comportamiento del coeficiente de variabilidad en distintas escalas temporales: a) El coeficiente de variabilidad depende de la hora solar, aumentando, en general, al disminuir la elevación del Sol. b) El coeficiente de variabilidad depende del mes considerado, aumentando si el mes posee mayor variabilidad meteorológica. Las diferencias en el coeficiente de variabilidad entre los meses de Agosto y Diciembre pueden explicarse en parte por las diferentes elevaciones solares que se alcanzan en cada mes. c) El coeficiente de variabilidad depende del intervalo temporal sobre el que se mide H, aumentando al disminuir este intervalo. A partir de cierto rango temporal (en torno a intervalos de integración temporal de 1 hora) se observa que la pérdida de correlación es muy acusada.

5.7. VARIABILIDAD ZONAL

De manera semejante al coeficiente de variabilidad definido para comparar la irradiación global obtenida en pares de estaciones, se puede asignar un coeficiente de variabilidad a toda la zona donde se asienta la red radiométrica, que proporcione una idea del comportamiento global de toda la región en estudio. En consonancia con la definición que se hizo para el coeficiente de variabilidad de las estaciones vamos a definir un *coeficiente de variabilidad zonal* como la desviación estándar de las diferencias de irradiación correspondientes a todas las parejas de estaciones, dividido entre el valor medio de irradiación de todas las estaciones. El valor de este coeficiente es, por tanto

$$C_{vz} = \frac{\sigma_z}{\bar{H}} \times 100 \quad (6.12.)$$

siendo:

C_{vz} el coeficiente de variabilidad zonal.

- \bar{H} Valor promedio de irradiación de todas las estaciones.
 σ_z la desviación estándar de todas las diferencias $H_i^{(t)} - H_j^{(t)}$ diarias para todas las parejas de estaciones, dada por

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum_1^n [\Delta H_i^{(t)} - \overline{\Delta H^{(t)}}]^2}{n}} \quad (6.13.)$$

siendo:

$\Delta H_i^{(t)}$ diferencias de irradiación desde la estación más alta a la más baja para todas las parejas de estaciones

$\overline{\Delta H^{(t)}}$ promedio correspondiente a a las diferencias de irradiación desde la estación más alta a la más baja para todas las parejas de estaciones

n número total de valores

Teniendo en cuenta las propiedades del estadístico σ , la varianza correspondiente a la variabilidad zonal (σ_z^2) es la media ponderada de las varianzas de cada una de las parejas de estaciones. Además, el coeficiente de variabilidad zonal posee un valor que se encuentra entre el valor máximo y el valor mínimo de los coeficientes de variabilidad de las parejas de estaciones de la zona. La desviación estándar correspondiente a todos los valores posee, para nuestra zona, un valor de 3.26 MJ/m².

Este coeficiente de variabilidad zonal se puede aplicar a toda la región o a subregiones de ella. La aplicación a subregiones nos permite distinguir en el territorio en el que se asienta la red radiométrica zonas con mayor variabilidad. La tabla 5.11 proporciona los datos de la dispersión obtenida cuando se consideran todas las estaciones radiométricas de la re-

gión, cuyo valor, antes mencionado es de 3.26 MJ/m². Al dividir la zona en dos subregiones en las que se han incluido únicamente las estaciones de la cara sur, o las estaciones de la cara norte, sin incluir en ninguno de los casos la estación de Veleta, se aprecia que disminuye apreciablemente el valor de la desviación estándar de las diferencias de irradiación entre pares de estaciones de cada una de estas subregiones (2.19 MJ/m² para la cara sur y 2.74 MJ/m², para la cara norte) con respecto a la de toda la región. La cuarta columna de la tabla muestra los valores de la desviación estándar que se obtiene entre las parejas de estaciones en las que aparecen implicadas las dos estaciones más elevadas de la red, Veleta y Rioseco, situadas en las cumbres. Su valor es significativamente mayor y sugiere que estas estaciones son las que aportan una mayor variabilidad en la zona. Los promedios de las diferencias de irradiación entre las parejas de estaciones para cada una de las dos subregiones muestran valores muy distintos: 0.84 MJ/m² para la cara sur y 2.67 MJ/m² para la cara norte. Una posible explicación a la gran diferencia entre ambas caras puede deberse a que en la cara norte, los distintos horizontes naturales de sus estaciones afectan más marcadamente a las estaciones más bajas. Como consecuencia aparece una mayor diferencia sistemática de los valores de irradiación entre ellas.

	CARA-N CARA-S	CARA-S CARA-S	CARA-N CARA- N	VE / RI RESTO
σ	3.26 MJ/m ²	2.19 MJ/m ²	2.80 MJ/m ²	4.07 MJ/m ²
$\overline{H_1 - H_2}$	1.32 MJ/m ²	0.84 MJ/m ²	2.67 MJ/m ²	1.78 MJ/m ²

Tabla 5.11 . Datos estadísticos referentes a la agrupación del conjunto de estaciones en cuatro bloques y que son indicativos de la variabilidad existente entre ellas. Se presentan los valores medios de la desviación típica, la diferencia de irradiación diaria.

La posibilidad de utilizar este coeficiente zonal para delimitar subzonas, en función de los márgenes de variabilidad que admitamos, de manera que cada una de ellas exhiba un comportamiento homogéneo frente a la radiación solar, posibilita también acotar aquellas otras donde puede

ser mas problemático algunos tratamientos de la radiación debido a su gran variabilidad, como puede ser cuando se trabaja con interpolaciones.

Sería interesante analizar la contribución a la variabilidad zonal de las distintas parejas de estaciones analizando la relación entre el coeficiente de cada estación y el coeficiente de variabilidad zonal, según

$$\frac{C_v}{C_{vz}} = \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_z}$$

Los pares de estaciones, en los que la relación σ_{ij}/σ_z es superior a 1 poseen una variabilidad mayor que el valor medio de la zona. Se puede ver que casi todas las estaciones que están asociadas con las de las cumbres, Rioseco y Veleta, tienen valores mayores que 1, confirmándose las predicciones hechas mediante el estudio de los histogramas de frecuencias. Sólomente las parejas Veleta-Observatorio y Veleta-Pradollano poseen un σ_{ij}/σ_z menor que uno. Los menores valores de este cociente corresponden con parejas de estaciones que están próximas y situadas en la misma vertiente: Albergue-Pradollano, con un valor de 0.338 y Cañar-Orgiva con 0.454 son las que presentan menor variabilidad entre ellas. En la cara sur, los pares de estaciones Cortijo-Cañar, Cortijo-Pitres y Pitres- Cañar y Pitres-Orgiva también muestran valores bajos de variabilidad; y en la cara norte, Observatorio-Albergue. La pareja de estaciones para la que el cociente σ_{ij}/σ_z está más próxima a 1 corresponde a la pareja de estaciones cuyo comportamiento es más próximo al comportamiento de toda la zona, de manera que se podría decir que esa pareja de estaciones representa la variabilidad de la zona.

En la tabla 5.12 se señala los cocientes correspondientes a las variaciones anuales de las 45 parejas de estaciones de medida. La tabla muestra la razón σ_{ij}/σ_z para cada pareja de estaciones.

VARIABILIDAD ESPACIO TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR

PAREJA	CARA	σ_{ij}/σ_z
AL-CA	NS	0.947
AL-CO	NS	1.173
AL-OR	NS	0.929
AL-PI	NS	1.001
AL-PR	NN	0.338
BO-AL	NN	1.069
BO-CA	NS	1.057
BO-CO	NS	1.522
BO-OR	NS	1.173
BO-PI	NS	0.937
BO-PR	NN	0.719
CA-OR	SS	0.454
CO-CA	SS	0.602
CO-OR	SS	0.854
CO-PI	SS	0.695
OB-AL	NN	0.664
OB-BO	NN	0.938
OB-CA	NS	0.801
OB-CO	NS	1.025
OB-OR	NS	0.786
OB-PI	NN	0.984
OB-PR	NN	0.824
PI-CA	SS	0.685
PI-OR	SS	0.730
PR-CA	NS	0.567
PR-CO	NS	0.678
PR-OR	NS	0.635
PR-PI	NS	0.850
RI-AL	SN	1.123
RI-BO	SN	1.821
RI-CA	SS	1.405
RI-CO	SS	1.489
RI-OB	SN	1.123
RI-OR	SS	1.325
RI-PI	SS	1.504
RI-PR	SN	1.09
VE-AL	NS	1.147
VE-BO	NN	1.415
VE-CA	NS	1.189
VE-CO	NS	1.339
VE-OB	NN	0.766
VE-OR	NS	1.114
VE-PI	NS	1.253
VE-PR	NN	0.928
VE-RI	NS	1.089

Tabla 5.12.- Relación entre el coeficiente de variabilidad de las parejas de estaciones y el coeficiente de variabilidad zonal. Las casillas sombreadas corresponden a las parejas cuyos cocientes σ_{ij}/σ_z son los más próximos a 1, y que podemos considerarlas representativas de la variabilidad de la zona. Los nombres de las estaciones se corresponden con: AL:Albergue; BO:Borreguiles; CA:Cañar; CO:Cortijo; OB:Observatorio; OR:Orgiva; PI:Pitres; PR:Pradollano; RI:Rioseco; VE:Veleta.

En la tabla se han sombreado aquellas parejas de estaciones cuyo cociente entre la variabilidad de las estaciones y zonal es más cercano a uno. Corresponden a las parejas Albergue-Pitres, Observatorio-Cortijo, Veleta-Albergue, Albergue-Cañar y Borreguiles-Cañar. Si se visualizan en el mapa de la zona donde se asienta la red (fig. 5.19) se observa que el conjunto de todas las parejas se encuentra en puntos que están ocupando zonas intermedias dentro de la región, y que la diferencia de alturas entre

estaciones de cada pareja vienen a ser del orden de la mitad entre las máximas y mínimas de cada región. Además, el valor medio de las alturas de cada pareja está en torno al valor medio de la altura de toda la región.

Podemos pensar, por tanto, que una pareja de estaciones centrada tanto en altura como en distancia horizontal dentro de una zona, representa bien la variabilidad de la misma. En el apéndice II se muestra gráficamente el coeficiente de variabilidad de cada pareja en relación con el coeficiente de variabilidad zonal. El coeficiente de variabilidad zonal puede servir, por tanto, para establecer las coordenadas, dentro de cada una de las zonas estudiadas, donde habría que situar una pareja de estaciones para representar la variabilidad de la zona.

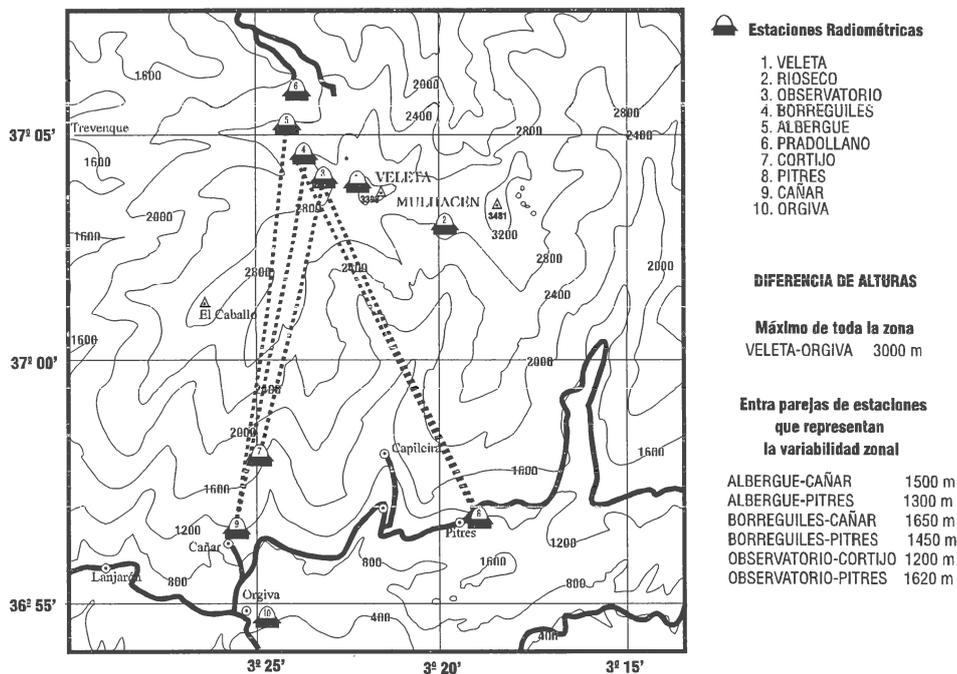


Fig. 5.19.- Pares de estaciones en las que la relación entre el coeficiente de variabilidad de las parejas de estaciones y el coeficiente de variabilidad zonal es más próximo a 1

5. 6. MAPAS DE ISOLÍNEAS DE VALORES DE IRRADIACIÓN GLOBAL DIARIA MENSUAL.

La variabilidad que se ha puesto de manifiesto, permite afirmar que debemos tenerla en cuenta en la confección de mapas de radiación. En la actualidad hay dos obras de carácter general que contienen los datos de irradiación diaria mensual que afectan a nuestro territorio: el Atlas de radiación solar europeo publicado por la Comunidad Económica Europea³², y al Atlas de Radiación Solar en España, de Font Tullot³³ (1984). Ambas publicaciones tienen algunas limitaciones. El primero de ellos, la poca densidad de estaciones utilizadas para la confección del atlas. Tan sólo cuatro estaciones meteorológicas de las utilizadas para su realización se encuentran situadas en el sur de España (Sevilla, Málaga, Almería y Murcia). Por otro lado, los datos de estas estaciones no se han obtenido mediante medidas piranométricas, sino que se estiman a partir de registros de insolación. El mapa de radiación de España editado por Font, utiliza una densidad de estaciones mayor. En este trabajo, para Andalucía se utilizan valores de irradiancia global medidos por piranómetros bimetalicos en Almería (5 años), Córdoba (2 años), Granada (5 años), Huelva (4 años), Málaga (6 años) y Sevilla (5 años y 6 años en dos estaciones distintas). El resto de los datos corresponden a datos de insolación. El periodo de medidas es muy reducido para gran parte de las estaciones; en otras ocasiones no son concordantes unos periodos con otros. Como expone el autor en la introducción de dicha publicación, la variedad de las fuentes supone una serie de problemas que hace muy compleja la tarea de reducir los datos a valores homogéneos: “La práctica corriente en algunos casos de suplir la carencia de datos directos con los deducidos a partir de la insolación, mediante correlaciones, tampoco ha dado los resultados apetecidos, debido a la fuerte complejidad de la Península con los consecuentes fuertes contrastes en la distribución de los distintos parámetros que influyen en la intensidad de la radiación solar que llega al suelo...”. Por ello, “...es importante hacer notar

que la pluralidad de climas locales no se manifiesta debidamente en el Atlas. Esto es especialmente cierto respecto a la radiación global, cuyas particularidades locales, principalmente en las regiones montañosas, no pueden deducirse a partir de los mapas correspondientes; para ellos haría falta una red de estaciones de medida suficientemente densas, que permitiera elaborar mapas detallados a una escala notablemente mayor³⁴.

Estas limitaciones han llevado a la confección de mapas de regiones determinadas. Con posterioridad a los dos Atlas señalados se ha publicado el Atlas de radiación solar de Cataluña (Baldasano³⁵ et al., 1992), Paz González³⁶ (1994) publica un estudio de los valores estimados de la radiación solar en Galicia; de igual forma Turégano et al.³⁷ (1994) han estimado estos valores de la radiación solar para Aragón.

El análisis de la variabilidad realizado hasta ahora, nos permite afirmar que la red de Sierra Nevada tiene la suficiente densidad de estaciones de medida para permitir realizar las interpolaciones con errores pequeños. Aunque no podemos hablar propiamente de mapas de radiación, debido a que sólo tenemos tres años de datos, hemos afrontado la obtención de las isolíneas de radiación de la región, con el fin de estudiar si los valores que se obtienen con una red densa se adecúan a los que se pueden deducir a partir de los mapas de radiación mediante interpolación de los valores que proporcionan. Este análisis puede servir para aplicaciones prácticas, donde se necesite hacer una evaluación de los recursos energéticos de esta zona.

Elaboración de las isolíneas de radiación solar.

La determinación de las isolíneas para la confección de un mapa de radiación depende en gran medida del número de puntos conocidos y de la distribución de los mismos. El método adecuado depende de este factor. Como consecuencia es importante el número de estaciones que se encuen-

tran dentro del territorio a cubrir por las líneas. También deben tenerse en cuenta algunos parámetros conocidos a priori, como pueden ser direcciones privilegiadas en la dirección de las isolíneas o la propia topografía de la zona sobre la que debe realizarse la interpolación. Un último factor que determina la forma de las líneas son las condiciones de contorno impuestas a la zona geográfica en cuestión. En el caso de las estaciones de Sierra Nevada hay suficiente densidad de puntos para la zona en particular que avallen una aproximación correcta de los valores interpolados. La mayor dificultad para asegurar la forma de las isolíneas viene dada por la disposición de las estaciones que recorren la cadena montañosa en la dirección preferente norte-sur. Como los sistemas de interpolación tienden a cerrar las líneas sin tener en cuenta los puntos externos a los propios datos sobre los que se realiza la interpolación, es importante señalar adecuadamente las condiciones de contorno.

El método utilizado para obtener las isolíneas de radiación no es propiamente un método de interpolación. En efecto, los métodos de interpolación obligan a pasar a las superficies a través de los puntos que configuran la base de datos inicial sobre la que se realiza la interpolación. Desde el punto de vista computacional, esto supone muchas complicaciones y, dependiendo del método utilizado, en ocasiones la imposibilidad real de solución, si el número de datos es muy grande. Propiamente hablando los métodos de ajuste de curvas en tres dimensiones -en nuestro caso, las coordenadas geográficas latitud y longitud, y el valor de la irradiación asignada a ese punto-, son métodos de aproximación. Entre las diversas posibilidades³⁸⁻³⁹, hemos utilizado el método de Kriging. Este método genera una superficie de aproximación interpolante mediante la construcción de una rejilla regularmente espaciada a partir de los datos originales. Se considera que la radiación es una variable regionalizada que muestra un comportamiento aleatorio. Los valores de irradiación $H(x,y)$ corresponden a valores concretos de una función aleatoria $H^*(x,y)$. A partir de ellos se genera una rejilla

regularmente espaciada, donde cada uno de los nudos se obtiene evaluando los puntos más cercanos, que tienen influencia sobre ese punto, de manera que la varianza sea mínima.

El estimador $H^*(x_0, y_0)$ que proporciona los valores para cada punto concreto (x_0, y_0) se obtiene en función de los valores que toman los puntos adyacentes a (x_0, y_0) y tiene la expresión genérica

$$H^*(x_0, y_0) = \sum_i \omega(x_0, y_0; x_i, y_i) \cdot H(x_i, y_i) \quad (5.14.)$$

La función $\omega(x_0, y_0; x_i, y_i)$ es una función que permite dar un peso a los puntos adyacentes al que se está calculando según direcciones preferentes, y escoger entre diversos métodos de interpolación para elegir el más adecuado (Zelenka⁴⁰, 1989; Jacquet⁴¹, 1991; D'Agostino⁴², 1992).

Es posible, por tanto, que en el proceso de interpolación se pueda tener en cuenta cierta anisotropía. En nuestro caso, la disposición de las estaciones según la dirección preferente N-S correspondiente obliga a tener en cuenta un factor corrector de anisotropía para compensarlo.

Los paquetes informáticos utilizados permiten obtener rejillas con cierto grado de suavizamiento. Si se utilizan interpoladores exactos (es decir que pasen por los puntos generados en la rejilla) no existe este suavizamiento. Sin embargo, se puede permitir que la superficie generada, en vez de pasar exactamente por los nodos de la rejilla, pueda hacerlo en un intervalo próximo a cada punto generado (microvarianza) que produce mayor suavizamiento conforme es mayor el margen permitido. Esta microvarianza permitida ha de estar de acuerdo con la bondad de los datos experimentales. Los mapas confeccionados se han realizado permitiendo una microvarianza del 2%. El suavizamiento también se puede realizar a poste-

riori de la generación de la rejilla, pero en este caso no es controlable la varianza introducida en los puntos.

Las condiciones de contorno impuestas al trazado de las isolíneas se han obtenido del mapa de radiación solar de España, considerando que fuera del ámbito de Sierra Nevada los valores de las isolíneas son las indicadas en los mapas mencionados.

Las figuras 5.20 a 5.23 muestran los mapas de isolíneas de los valores medios de radiación solar diaria para cada uno de los meses en la zona geográfica en estudio, en MJ/m^2 . Puede observarse que en la mayor parte de los meses, el valor máximo de radiación se sitúa en torno a los valores máximos de alturas geográficas. Corresponden a esta situación los meses de Enero, Febrero, Marzo, Abril, Mayo, Julio, Agosto, y Noviembre. En los meses de Octubre y Noviembre, la distribución de radiación no manifiesta unos valores máximos claros. Teniendo en cuenta la distribución de las estaciones, se puede afirmar que en estos dos meses no hay una diferencia apreciable de los valores de radiación solar en la zona en estudio. En los dos meses restantes, Junio y Septiembre, los valores de radiación de las zonas más altas son menores a los de las zonas más bajas. Aunque sería conveniente disponer de más años de datos para establecer una generalidad en este comportamiento, a la vista de los resultados se puede conjeturar que los valores de radiación recibidos en las cumbres de las zonas montañosas son superiores a los correspondientes a las zonas inferiores. Las formaciones nubosas en las zonas más elevadas, sin embargo, provocan la disminución de estos valores de irradiación frente a los lugares situados en cotas menores, particularmente en la cara sur.

Conviene también destacar las diferencias apuntadas anteriormente con los valores proporcionados por otras fuentes respecto a los valores de radiación solar asignados a la zona donde se sitúa la red de medidas. En la

VARIABILIDAD ESPACIAL

tabla 5.14 se muestran los valores proporcionados por el Atlas de radiación europea, los que asigna el mapa de radiación de España y los valores obtenidos en dos estaciones de medidas de la red de Sierra Nevada: una correspondiente a la más alta de la cara sur, Rioseco, y la otra correspondiente a la estación más baja de la red, Orgiva. Las unidades de los valores de irradiación se han expresado en kWh/m².

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Año
Atlas de la CEE	2.5	3.3	4.35	5.35	6.55	7.1	7.35	6.55	5.25	3.9	2.75	2.35	4.86
Atlas de España	2.7	3.4	4.6	5.4	6.6	7.3	7.2	6.8	5.5	3.8	3.0	2.3	4.80
Estación de Rioseco	2.59	3.88	5.56	6.05	6.22	6.39	7.15	7.05	4.87	3.48	2.67	2.49	5.02
Estación de Orgiva	2.65	3.44	5.04	5.23	6.34	7.04	6.67	6.42	5.44	3.49	2.45	2.45	4.82

Tabla 5.14. Valores comparados de los promedios de irradiación global diaria para cada mes, proporcionados por el Atlas de Radiación Solar de la CEE, el atlas de radiación solar de España y los valores obtenidos en dos estaciones de la red de Sierra Nevada.

Comparando los datos obtenidos con los de los mapas señalados, se observa que las mayores divergencias aparecen en los valores de las zonas altas. Así, la estación de Rioseco en el mes de Marzo proporciona un valor que excede en un 28% al que señala el atlas de la CEE, y en un 20% al atlas de España. Orgiva, en este mes, también muestra discrepancias bastante significativas respecto a los dos atlas. Algo menores, pero también amplias son las diferencias correspondientes a los meses de febrero, abril, junio, y agosto. En estos meses, los valores son superiores a que se obtendrían de los atlas nombrados, con diferencias relativamente apreciables en los dos niveles de la Sierra. En octubre y noviembre se invierten estas ten-

dencias, siendo los valores obtenidos en la red inferiores a los previstos por interpolación en los mapas. También es significativo que en ambos niveles de la Sierra aparecen, en la mayor parte de los meses, diferencias muy apreciables de los valores radiativos, que no pueden ser estimados a partir de los atlas de radiación debido a la poca densidad de sus líneas. Los valores promedios anuales publicados hasta ahora son ligeramente inferiores. Se aprecia, por tanto, una variabilidad que depende del nivel considerado y que está fuertemente influido por las características microclimáticas de la zona.

Conviene precisar, que a pesar de las apreciables diferencias observadas entre nuestras medidas y las que se obtendrían por interpolación de los referidos atlas, los valores de las isolíneas que se han obtenido no recogen toda la variabilidad de la zona, ya que los valores promediados para cada uno de los meses tienden a suavizar mucho las posibles discrepancias. Aun así, los promedios anuales de estos atlas y los valores obtenidos para la zona más alta de Sierra Nevada presentan unas diferencias que son del orden del 7 %. Los mapas de alta resolución elaborados a partir de redes más densas proporcionan una información adicional, que deberá ser tenida en cuenta en la elaboración de futuros mapas más generales, y que puedan proporcionar una verdad de tierra a los cada vez más frecuentes mapas de radiación elaborados a partir de los datos proporcionados por los satélites meteorológicos.

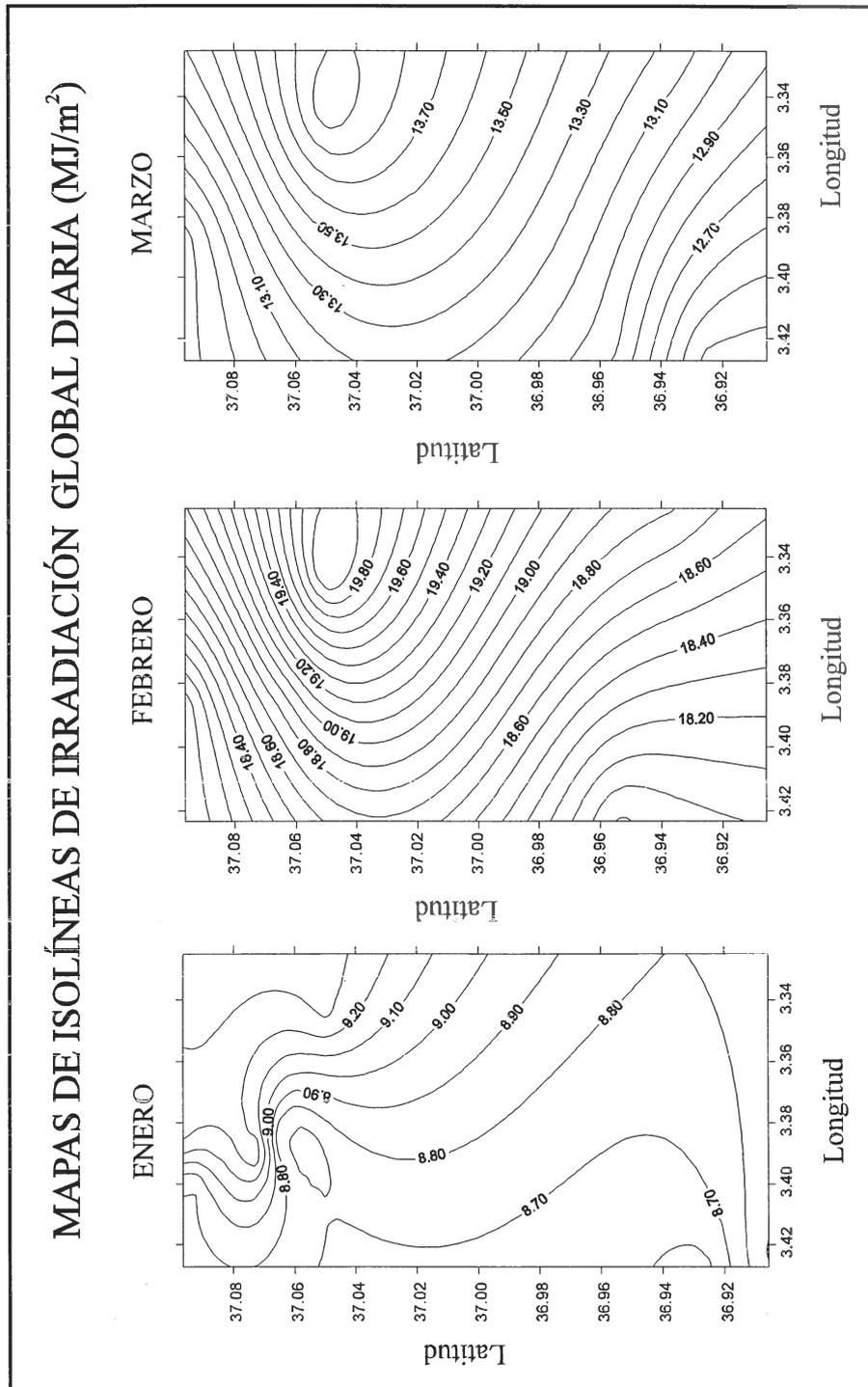


Fig. 5.20.- Isolíneas de irradiación de los meses enero-marzo

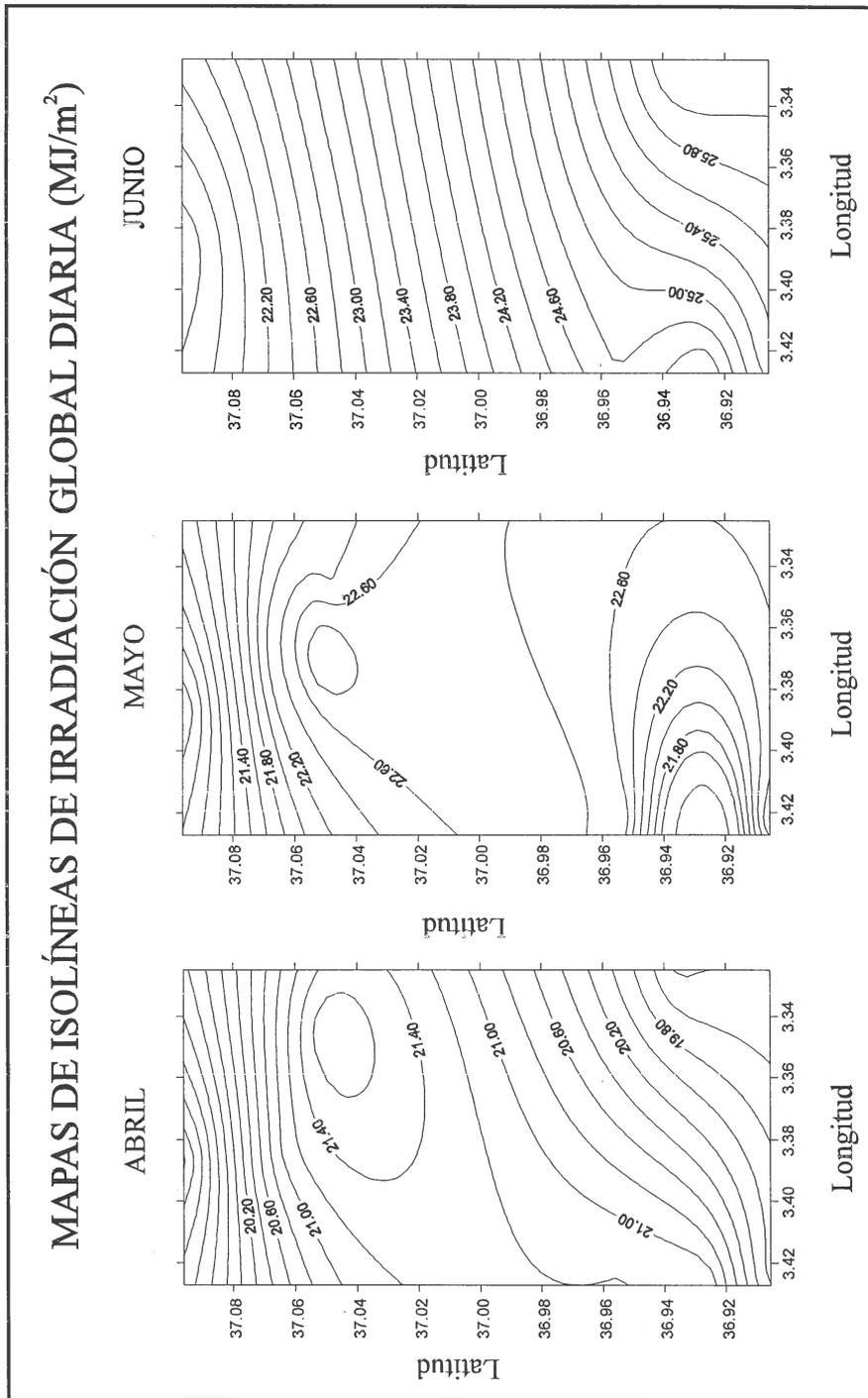


Fig. 5.21.- Isolíneas de irradiación de los meses abril-junio.

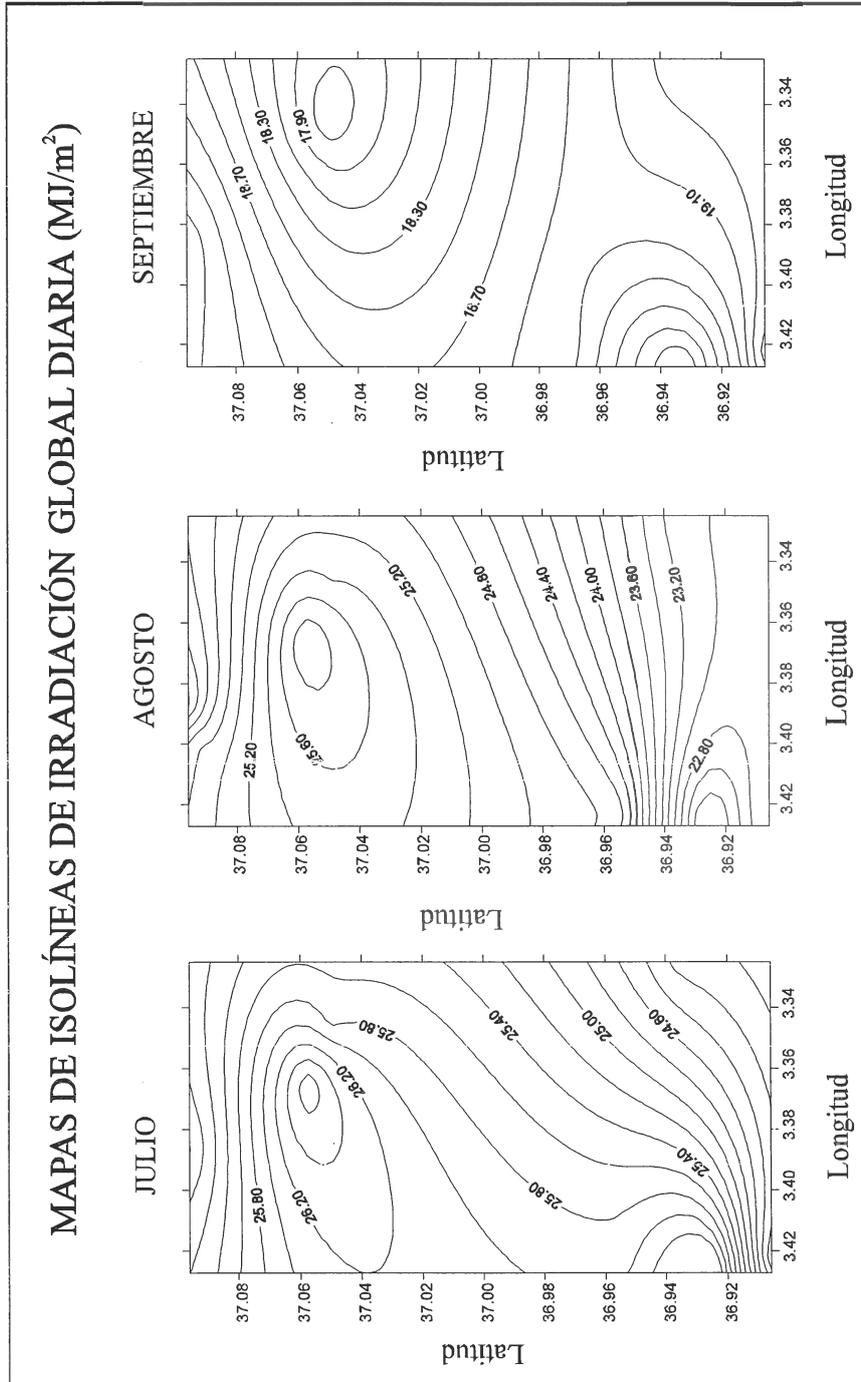


Fig. 5.22.- Isolíneas de irradiación de los meses julio-septiembre.

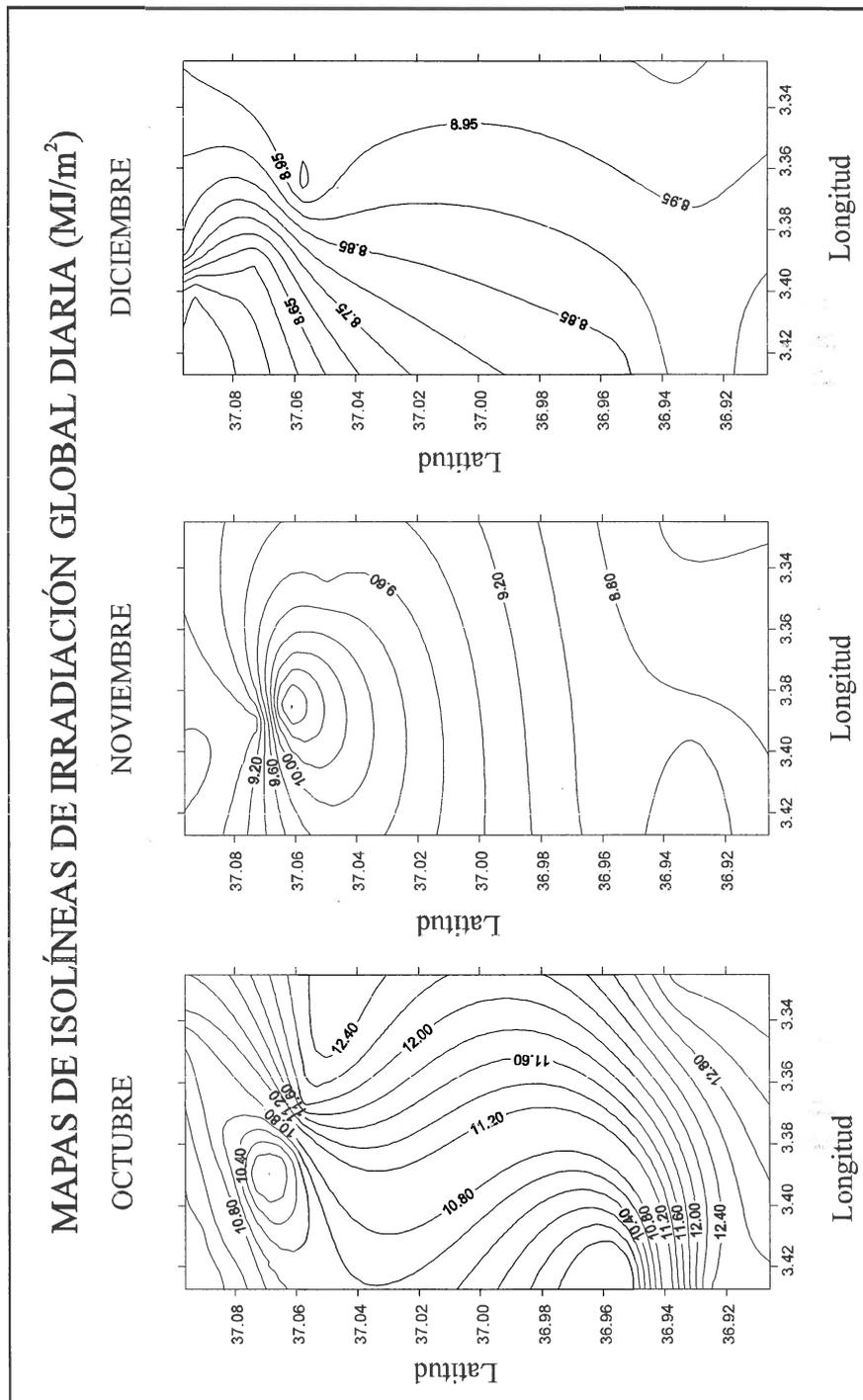


Fig. 5.23.- Isolíneas de irradiación de los meses octubre-diciembre.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS DEL CAPÍTULO 5

- ¹ Perez, R., Seals, R., Stewart, R.; Zelenka, A.; Estrada-Cajigal, V.; (1994) Using satellite-derived insolation data for the site/time specific simulation of solar energy systems. *Solar Energy*, Vol. 53, pp. 491-495.
- ² Zelenka, A.; Czeplak, G.; D'Agostino, V.; Josselson, W.; Maxwell, E.; Perez, R. (1992) Techniques for supplementing solar radiation network data. *Final report of International Energy Agency Solar Heating and Cooling Program, Task 9, Subtask 9d*, Paris, Francia.
- ³ D'Agostino, V.; Zelenka, A. (1992) Supplementing solar radiation network data by co-kriging with satellite images. *International Journal of Climatology*, Vol. 12 pp. 749-761.
- ⁴ Perez, R., Seals, R., Stewart, R.; Zelenka, A.; Estrada-Cajigal, V.; (1993) Using satellite-derived insolation data to evaluate the utility load matching capability of photovoltaics. *ISES Congress 1993*. Libro de actas pp.185-189.
- ⁵ Hay, J.E. and Wardle, D.I. (1982) An assessment of the uncertainty in measurements of solar radiation. *Solar Energy*, Vol. 29, N° 4, pp. 271-278.
- ⁶ Aguado, E. (1985) Local-Scale variability of daily solar Radiation-San Diego County, California. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. Vol. 25, pp. 672-678.
- ⁷ Zelenka, A. Lazic, D. (1989) Solar resource assessment with geostatistical tools. Clean and Safe Energy Forever, Proceedings, *1989 Biennial Congress ISES*, Vol. 3, Pergamon, 2077-2081
- ⁸ Tovar, J. ; Olmo, F.J.; Alados-Arboledas, L. (1995) Incertidumbre de los valores estimados de radiación solar en zonas con fuerte diversidad topográfica. *XXV Reunión Bienal de la R.S.E.F.* Actas del Congreso, A3-5, pp.17-18.
- ⁹ Baker, D.G. and Skagg, R.H. (1984) The distance factor in the relationships between solar radiation and sunshine. *Journal of Climatology*, Vol. 4, pp. 123-132.

- ¹⁰ Hay, J.E. and Hanson, K.J. (1985) Evaluating the solar resource: A review of problems resulting from temporal, spatial, and angular variations. *Solar Energy*, Vol.34, N° 2, pp. 151-161.
- ¹¹ Glasbey, C. A. (1992) A reduced rank regression model for local variation in solar radiation. *Appl. Statist.*, 41, N°2, pp. 381-387.
- ¹² Wilson, R.G. and Petzold, D.E. (1972) Daily solar radiation differences between stations in southern Canada: A preliminary analysis. *Climatol. Bull.* 11, 15-22.
- ¹³ Suckling, P. W., and Hay, J.E. (1976) The spatial variability of daily values of solar radiation for British Columbia and Alberta, Canada. *Climatol. Bull.* 20, 1-7.
- ¹⁴ Suckling, P.W. (1982) An assessment of the adequacy of the solar radiation data network for the contiguous United States. *Phys. Geogr.*, 3, 49-57.
- ¹⁵ Wilson, R.G. (1980) Radiation network assessment and design. *Proc. First Canadian Solar Radiation Workshop*, J.E. Hay and T.K. Won, Eds. Toronto, Ontario, 105-117.
- ¹⁶ Suckling, P.W. (1982) An assessment of the adequacy of the solar radiation data network for the contiguous United States. *Phys. Geogr.*, 3, 49-57.
- ¹⁷ Atwater, M.A. and Ball, J.T. (1978) Intraregional variations of solar radiation in the eastern United States. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1116-1125.
- ¹⁸ Baker, D.G. and Skagg, R.H. (1984) The distance factor in the relationships between solar radiation and sunshine. *J. Climatol.*, 4, 123-132.
- ¹⁹ Dugas, W.A. and Heuer, M.L. (1985) Relationships between measured and satellite-estimated solar irradiance in Texas. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24, 751-757.
- ²⁰ Pinker, R.T. and Laszlo, I. (1991) Effects of spatial sampling of satellite data on derived surface solar irradiance. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 96-107.
- ²¹ Pinker, R.T. and Militana, L.M. (1981) Small scale variability in the global solar radiation in the Washington, D.C. area. *Solar Energy*, 26, 473-478.

- ²² Long, C. N. and Ackerman, T.P. (1995) Surface Measurements of solar irradiance: A study of the spatial correlation between simultaneous measurements at separate sites. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34, pp 1039-1046.
- ²³ Hay, J. (1982) An assessment of the mesoscales variability of solar radiation at the Earth's surface. *Solar Energy*, 32, 425-434.
- ²⁴ Aguado, E. (1986) Local-scale variability of daily solar radiation-San Diego County, California. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 672-678.
- ²⁵ Weber, G.R. (1990) Spatial and temporal variation of sunshine in the Federal Republic of Germany. *Theor. Appl. Climatol.* 41, 1-9
- ²⁶ Gautier, C. (1982) Mesoscale insolation variability derived from satellite data. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 51-58.
- ²⁷ Benchimol, N. and Hay, J.E. (1986) An assessment of the ability of a geostationary satellite-based model to characterize the mesoscale variability of solar irradiance over the lower Fraser Valley. *Atmos.-Ocean.*, 24, 128-144.
- ²⁸ Gautier, C et al. (1984) An investigation of the effects of spatially averaging satellite brightness measurements on the calculation of insolation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. 23, 1380-1386.
- ²⁹ Pinker, R.T. and Laszlo, I. (1991) Effects of spatial sampling of satellite data on derived surface solar irradiance. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 96-107.
- ³⁰ Beyer, H.G.; Costanzo, C.; Heineman, D.; Luther, J.; Reise, C. (1995) Multi-resolution analysis of satellite-derived irradiance maps- An evolution of a new tool for the spatial characterization of hourly irradiance fields. *Solar Energy*, 55, 9-20.
- ³¹ Perez, R., Seals, R., Stewart, R.; Zelenka, A.; Estrada-Cajigal, V.; (1994) Using satellite-derived insolation data for the site/time specific simulation of solar energy systems. *Solar Energy*, Vol. 53, pp. 491-495.
- ³² European Solar Radiation Atlas. Volume I y II. W. Grösschen Verlag (1984).
- ³³ Font Tullot, I. (1984) Atlas de Radiación Solar en España. Editado por *el Instituto Nacional de Metereología*. Madrid.

- ³⁴ Font Tullot, I. (1984) op.cit. p. 6
- ³⁵ Baldasano, J.M. et al. (1992) Atlas de Radiació Solar a Catalunya. *Universitat Politècnica de Catalunya*. Barcelona.
- ³⁶ Paz Gonzalez, A. et al. (1994) Previsión de la radiación solar incidente en Galicia y su distribución espacial. *VII Congreso Ibérico de Energía Solar*. Actas, Vol. I, pp.125-131, Vigo.
- ³⁷ Turégano, J.A. et al. (1994) Análisis de la radiación solar en la región aragonesa: estimaciones estadísticas y mapas de isolíneas. *VII Congreso Ibérico de Energía Solar*. Actas del Congreso, Vol. I, pp. 111-119. Vigo.
- ³⁸ cfr. Lancaster, P. (1986) Curve and surface fitting. An introduction. *Academic Press*, Londres.
- ³⁹ Olea, R.A. (1975) Optimum mapping techniques using regionalized variable theory. *Kansas Geological Survey*, Lawrence, Kansas.
- ⁴⁰ Zelenka et al. (1989) Solar resources assessment with geostatistical tools. Clean and Safe Energy Forever. *Proceedings, 1989 Biennial Congress ISES*, Kobe, Vol. 3 Pergamon, Oxford, pp 2077-2081.
- ⁴¹ Jacquet, O. (1991) Etude géostatistique de l'insolation énergétique mesurée par le réseau météorologique Suisse. *Science de la Terre, Série Inf.*, Nancy, 30, 57-70.
- ⁴² D'Agostino, V. et al. (1992). Supplementing solar radiation network data by co-kriging with satellite images.

CAPITULO VI

VARIABILIDAD TEMPORAL DE LAS COMPONENTES GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA DE LA RADIACIÓN SOLAR.

6.1 Introducción.

6.2 Distribuciones de los valores de k_t horarios.

6.3 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_t .

a) Condicionadas para valores de masa óptica.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_t^H .

6.4 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_b .

a) Condicionadas para valores de masa óptica.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_b^H .

6.5 Distribuciones de los valores de 1 minuto de k_d .

a) Condicionadas para valores de masa óptica.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_d^H .

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA RADIACIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN

Entre otras aplicaciones, el conocimiento de la variabilidad temporal, tiene importancia para el estudio de la utilizabilidad de los sistemas de aprovechamiento de la energía solar, tanto en procesos térmicos como fotovoltaicos. Además, puede aportar información para optimizar los métodos de estimación de los valores de irradiancia a partir de las radiancias medidas desde satélites. Estos métodos se basan en el procesado de información instantánea, adquirida en intervalos de tiempo regulares, con el fin de generar promedios diarios u horarios del recurso solar. Por esta razón, es importante conocer la relación entre los valores instantáneos y los promedios correspondientes a intervalos temporales más amplios.

La variabilidad de la irradiancia solar tiene un impacto significativo en la eficiencia de los sistemas de conversión de energía solar, en especial en aquellos, como los fotovoltaicos, caracterizados por tener una respuesta no lineal a la irradiancia solar incidente. La predicción de la eficiencia promedio se dificulta además, debido a que los datos utilizables de radiación solar son, habitualmente, de periodos de tiempo de una hora o mayores (Skartveit y Olseth¹, 1992). La presencia de formaciones nubosas modifican sustancialmente los valores de irradiancia global que se registran en un punto. Si estos procesos nubosos son muy dinámicos, se produce una gran variabilidad de los valores instantáneos. Los promedios horarios, sin embargo, tienden a suavizar fuertemente el comportamiento instantáneo. Diversos autores (Suehrcke y McCormick², 1989; Suehrcke y McCormick³, 1992; Gansler⁴, 1995) han puesto de manifiesto que las diferencias entre las funciones de distribución horarias y las de 1 minuto de los valores de k_t , afectan a la utilizabilidad de los sistemas fotovoltaicos.

El concepto de utilizabilidad es una de las herramientas utilizadas para estimar la eficiencia de un colector solar y se fundamenta en el conocimiento de la radiación incidente sobre el colector. Fue introducido inicialmente por Hottel y Whillier (1958) y posteriormente generalizado, mediante la utilización de las funciones de distribución características de los valores de irradiación, por Liu y Jordan⁵ (1963). La estimación de la respuesta del sistema de conversión energética depende de un coeficiente que viene dado por

$$\bar{\phi} = \int_0^1 \frac{(I_T(f) - I_{T,crit})^+}{\bar{I}_T} df \quad (6.1.)$$

donde $I_T(f)$ es la función de distribución acumulada sobre una superficie inclinada de los valores de irradiación que inciden sobre la superficie del colector. Puede obtenerse a partir de la función de distribución acumulada $I(f)$ de los valores de irradiación que inciden sobre una superficie horizontal.

$I_{T,crit}$ es el valor umbral de funcionamiento del sistema. La utilizabilidad representa la fracción de la energía incidente sobre el colector que, trabajando con un valor umbral $I_{T,crit}$, puede ser transformada. En la expresión (6.1.) se utilizan habitualmente las funciones de distribución horarias o diarias y el coeficiente se denomina utilizabilidad horaria o diaria. Ambas distribuciones son prácticamente equivalentes (Klein⁶, 1978 ; Collares-Pereira y Rabl⁷, 1979).

La estimación de los valores de irradiancia que se reciben se hace habitualmente utilizando el índice de claridad promedio horario o diario que, como es conocido, representa la proporción entre la irradiación global recibida en un punto y la irradiación solar extraterrestre horizontal en ese intervalo de tiempo. En aquellos sistemas caracterizados por respuestas no lineales a los valores de radiación solar, el comportamiento no es totalmente predecible cuando se utilizan valores promediados de irradiación solar, al no quedar reflejadas sus fluctuaciones naturales.

El correcto dimensionamiento de los sistemas fotovoltaicos de aprovechamiento de energía solar, mediante el concepto de utilizabilidad, se fundamenta, por tanto, en el conocimiento de las curvas de distribución obtenidas a partir de valores diarios u horarios de irradiación solar. La conveniencia de utilización de estos intervalos, diarios u horarios, ha sido puesto en duda por algunos trabajos recientes. El primer trabajo que cuestiona este aspecto es el de Suehrcke y McCormick¹⁹ en 1987. El motivo es que la estimación del rendimiento de los sistemas puede ser distinto, si se evalúa a partir de las distribuciones diarias u horarias o si se hace con la que se obtiene a partir de valores de 1 minuto. Tiene interés, por tanto, conocer las funciones de distribución obtenidas a partir de los valores de 1 minuto que posibiliten el mejor diseño de los sistemas de conversión de energía fotovoltaica. Un primer objetivo de nuestro trabajo ha sido la comprobación de las diferencias entre estos tipos de distribución, y la obtención de funcio-

nes que den cuenta del comportamiento estadístico de estos valores de 1 minuto. En la búsqueda de estas funciones hemos tenido en cuenta el criterio de sencillez de las mismas. Como paso previo a la investigación de las distribuciones de valores de 1 minuto, se ha analizado si las distribuciones horarias obtenidas por nosotros se adecuan a alguna de las relaciones funcionales ya establecidas en la literatura.

Suerhrcke y McCormick² (1989) definen la utilizabilidad instantánea, de manera análoga a la ecuación 6.1, como

$$\phi = \int_0^1 \frac{(G_T(f, m) - G_{T,crit})^+}{\bar{G}_T(m)} df \quad (6.2.)$$

donde $G_T(f, m)$ es la función de distribución acumulada sobre una superficie inclinada de los valores instantáneos de irradiación para una determinada masa óptica, y $\bar{G}_T(m)$ el promedio de los valores instantáneos de la radiación sobre la superficie inclinada para esa masa óptica. $G_T(f, m)$ y $\bar{G}_T(m)$ se pueden obtener a partir de las funciones de distribución instantánea sobre una superficie horizontal condicionadas a m_a . Para obtener la relación entre los valores de irradiación sobre una superficie horizontal y sobre una superficie inclinada se necesita conocer, o al menos estimar, la componente difusa de la radiación.

El uso de la teledetección para la obtención de la irradiancia solar en superficie aparece en la actualidad como una alternativa válida, cada día más utilizada. No obstante, la obtención de valores de irradiación en escalas horarias o diarias se basa en el procesado de medias instantáneas proporcionadas a intervalos regulares por el satélite. Surge entonces la necesidad de determinar el número de observaciones que proporcionen, con unos costes de tiempo asequibles, valores de irradiación fiables. Actualmente, por ejemplo, se puede disponer de imágenes METEOSAT cada 30 minutos,

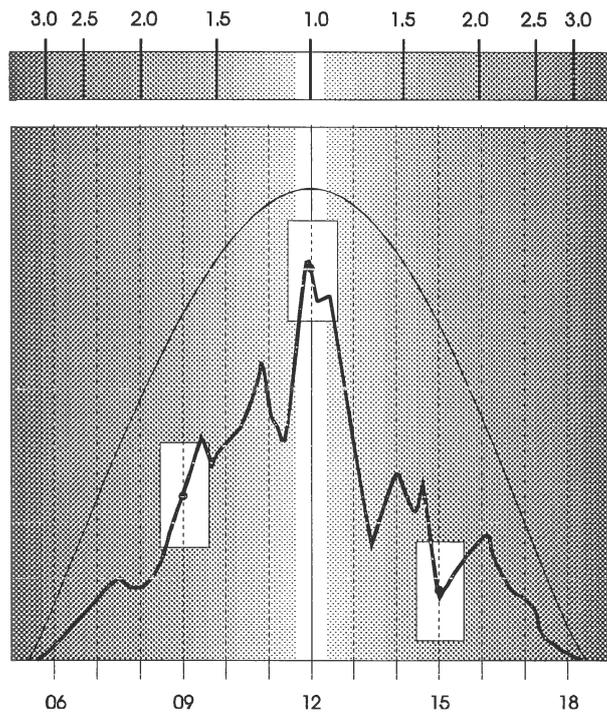


Fig. 6.1. Ejemplo donde se señalan los instantes en que se reciben imágenes de satélite, a partir de las cuales conviene estimar el valor de la irradiación global diaria. La línea gruesa señala los valores de irradiancia a lo largo del día. En la parte superior se indica los valores de masa óptica correspondientes a los distintos intervalos horarios.

mientras que en la nueva generación del sistema METEOSAT (MSG) el intervalo entre imágenes será de 15 minutos. Con estos límites máximos, se trataría de seleccionar en cada situación, el número mínimo de imágenes que proporcionen resultados adecuados.

Actualmente, algunos programas como el HELIOSAT^{8,9} o el sistema GISTEL¹⁰ proporcionan valores de irradiación diaria usando imágenes de METEOSAT adquiridas a las 9.00, 12.00 y 15.00 GMT. La fig. 6.1. visualiza un posible caso de marcha de la irradiancia solar en un día. En ella se han indicado los valores instantáneos que se estimarían a partir de la información proporcionada por el satélite. Parece lógico plantearse hasta que punto esta información es suficiente para una adecuada estimación de la irradiación diaria. En esta misma línea nos planteamos si se puede estable-

cer algún criterio que permita determinar el número mínimo de observaciones para una adecuada estimación de la irradiación diaria. Este mismo planteamiento surge cuando se plantea la estimación de la irradiación horaria. La respuesta a estas preguntas pasa por el estudio de la variabilidad de los valores instantáneos de la irradiancia, que en nuestro caso aproximamos mediante el análisis de los valores de irradiación obtenidos en periodos de un minuto.

Conviene destacar, que a pesar del creciente interés que ha despertado el estudio de las distribuciones de valores de irradiación en intervalos temporales cortos, son pocos los trabajos publicados dada la inexistencia de bases de datos apropiadas. En nuestro caso disponemos de dos años de medidas de un minuto con calidad contrastada. Estas medidas incluyen valores de las componentes global y difusa de la radiación, que tratadas de forma adecuada nos permite también la obtención de la componente directa.

El análisis de los valores de irradiancia se ha realizado a través de los índices k_t , k_b y k_d , con el fin de separar, en la medida de lo posible, la componente aleatoria de la irradiancia: al normalizar respecto a la irradiancia extraterrestre, se eliminan, en gran medida, las tendencias sistemáticas de los valores de irradiancia que determinan los patrones de comportamiento diarios y anuales de la radiación.

El comportamiento de las variables aleatoria que vamos a estudiar (k_t , k_b y k_d), lo hemos caracterizado por su función de distribución acumulada, es decir la función que representa la probabilidad de que el suceso $x(t)$ en el instante t , sea menor que el numero dado x_0 .

$$F(x, t) = P(x(t) \leq x) \quad (6.3.)$$

siendo x y t valores reales. Al estar trabajando con secuencias estocásticas, también se interpreta como la fracción de tiempo en que la variable aleatoria es inferior a un valor dado. Esta segunda interpretación es más apropiada en nuestro caso. El número mínimo de particiones que deben realizarse, para obtener el correspondiente histograma de frecuencias, depende del número de datos disponibles. En nuestro caso, aunque la cantidad de datos utilizados para obtener cada distribución posibilitaba la obtención de particiones más pequeñas, hemos dividido el posible rango de los valores de los distintos índices estudiados, en 50 intervalos según particiones del tipo $(0|0.02|1)$. Las cantidades dentro del paréntesis indican el comienzo del primer intervalo, la anchura de cada partición y el valor final del intervalo. Hemos caracterizado también las distribuciones por la función densidad $f(x,t)$ que, como es conocido, viene dada por

$$f(x,t) = \frac{\partial F(x,t)}{\partial x} \quad (6.4.)$$

y se construye de forma que el área comprendida bajo la curva sea igual a 1, cuando se calcula para el rango de x en el que está definida $f(x,t)$. Si el rango es finito, se puede extender a todo el conjunto de números reales haciendo $f(x,t)$ igual a 0 para los puntos en que no esté definida $f(x,t)$. En el estudio de k_t , k_d y k_b , el rango de variación posible lo hemos considerado entre 0 y 1. De esta forma las ecuaciones obtenidas normalizadas cumplen la condición

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x,t) dx = \int_0^1 f(x,t) dx = 1 \quad (6.5.)$$

Las distribuciones simples de los valores de k_t , k_b y k_d , proporcionan una información estadística de la frecuencia de estos valores. Sin embargo, tiene más interés el análisis de la distribución de probabilidad de ocurrencia simultáneas de estos parámetros cuando se cumplen ciertas condi-

ciones. Las distribuciones condicionadas, que representaremos $f(y|x)$, proporcionan análisis más finos. En particular, y por el interés que poseen este tipo de distribuciones para estimar a partir de ellas los rendimientos de los sistemas fotovoltaicos, hemos analizado las distribuciones condicionadas de k_t , k_b y k_d para determinados valores de masas ópticas: $f(k_t|m_a)$, $f(k_b|m_a)$ y $f(k_d|m_a)$ y las distribuciones intrahorarias de estos mismos índices para los distintos promedio de irradiación diaria, $f(k_t|\bar{k}_t^H)$, $f(k_b|\bar{k}_b^H)$ y $f(k_d|\bar{k}_d^H)$. Si nos referimos a las funciones de distribución acumuladas condicionadas las representaremos por $F(y|x)$.

6.2 DISTRIBUCIONES DE LOS VALORES DE k_t HORARIOS.

Aunque nuestro objetivo es el estudio de las funciones de distribución de los valores de 1 minuto de la irradiación, hemos creído conveniente hacer una revisión de los resultados obtenidos por otros autores para periodos de integración mayores. De paso, hemos comprobado la conveniencia de las modelizaciones propuestas por algunos autores con nuestros datos.

Los primeros estudios de distribuciones de frecuencias de irradiación solar, relacionan los valores de irradiación diaria con el número de horas de insolación. En estos trabajos se pone de relieve la bimodalidad, o cuando falta ésta, una marcada asimetría respecto a la media, como indican diversos autores: Bennet¹¹ (1965,1967), Klink¹² (1974), Andretta¹³ et al. (1982), Barbaro¹⁴ et al. (1983), etc. Las distribuciones obtenidas por Goussebaile¹⁵ et al. (1979) se ajustan a polinomios de tercer grado.

El estudio de las distribuciones de los valores de irradiación global diaria más conocido, y del que arrancan como punto de referencia todos los estudios posteriores, se debe a Liu y Jordan¹⁶ (1963). El estudio de esta variable lo realizan normalizando respecto al valor medio diario de la irradia-

ción solar extraterrestre en cada uno de los meses (H/\bar{H}_0). Utilizan 5 años de datos diarios de 27 localidades de Estados Unidos comprendidas entre 19° y 55° de latitud Norte, a partir de los cuales obtienen las funciones de distribución acumuladas de los valores diarios de k_t , (\bar{k}_t^D), correspondientes a un valor promedio mensual diario de k_t , (\bar{k}_t^M). Estos autores ponen de manifiesto que las curvas de las funciones de distribución acumuladas de \bar{k}_t^D no varían significativamente con el mes ni con la localidad, sino que dependen fundamentalmente del promedio mensual diario \bar{k}_t^M para cada mes considerado. Las distribuciones acumuladas $F = F(x|\bar{x})$ que obtienen están generadas con particiones de $x = (0.04|0.04|1.00)$ y para valores de $\bar{x} = (0.3|0.1|0.7)$, siendo $x = \bar{k}_t^D$ y \bar{x} el valor promedio mensual diario. Los autores establecen la hipótesis de la validez universal de las curvas obtenidas, aunque no presentan ninguna función matemática de ajuste de las distribuciones.

Los trabajos posteriores, siempre hacen referencia al trabajo de Liu y Jordan. Una propiedad interesante que constatan todos ellos, es la marcada “no normalidad” de las distribuciones de frecuencias. Por ejemplo, Graham¹⁷ (1988) muestra que el coeficiente de asimetría y la excesiva kurtosis de las distribuciones de k_t hacen imposible que se ajusten a una distribución normal.

En 1981 Bendt¹⁸ et al. repiten el análisis realizado en 1960 por Liu y Jordan, utilizando datos de 90 estaciones durante 20 años de observaciones para confirmar los resultados de estos autores. Consideran alrededor de 21600 distribuciones de frecuencias singulares, de las que extraen las funciones de densidad de \bar{k}_t^D para los distintos meses del año, considerando una partición $\bar{k}_t^M(0.3|0.1|0.7)$. Todas las distribuciones revelan un buen ajuste con las curvas de Liu y Jordan, excepto para valores altos del índice de claridad. Esta anomalía se explica debido a que Liu y Jordan normaliza utilizando el valor medio de los valores de irradiación diaria de cada mes.

Bendt¹⁸ et al. (1981) estudian las distintas distribuciones de frecuencias, a partir de las cuales pueden generarse secuencias puramente aleatorias de valores diarios de k_t , con la única restricción de que el valor final \bar{k}_t^M tenga un valor específico. Proponen para la función densidad la expresión

$$f(x|\bar{x}) = \frac{\gamma \exp(\gamma x)}{\exp(\gamma x_{\max}) - \exp(\gamma x_{\min})} \quad (6.6.)$$

con $x = \bar{k}_t^D$ y $\bar{x} = \bar{k}_t^M$

en el rango $x_{\min} \leq x \leq x_{\max}$

siendo $x_{\min} = 0.05$ y x_{\max} se escoge apropiadamente para cada mes. El valor de γ se obtiene de forma implícita a partir de la ecuación

$$\bar{x} = \frac{\left(x_{\min} - \frac{1}{\gamma}\right) \exp(\gamma x_{\min}) - \left(x_{\max} - \frac{1}{\gamma}\right) \exp(\gamma x_{\max})}{\exp(\gamma x_{\min}) - \exp(\gamma x_{\max})} \quad (6.7.)$$

Las correspondientes funciones de distribución acumulada vienen dadas por

$$F(x|\bar{x}) = \frac{\gamma \exp(\gamma x) - \exp(\gamma x_{\min})}{\exp(\gamma x_{\max}) - \exp(\gamma x_{\min})} \quad (6.8.)$$

Por la dificultad que supone obtener γ en la ecuación 6.6, en 1987 Suehrcke y McCormick¹⁹ proponen una ecuación para obtener los valores de γ de forma explícita mediante la expresión

$$\gamma = A \cdot \operatorname{tg} \left(\pi \frac{\bar{x} - (x_{\max} - x_{\min})/2}{x_{\max} - x_{\min}} \right) \quad (6.9.)$$

con $x_{\min} = 0.05$ y

$$A = 15.51 - 20.63x_{\max} + 9.0x_{\max}^2$$

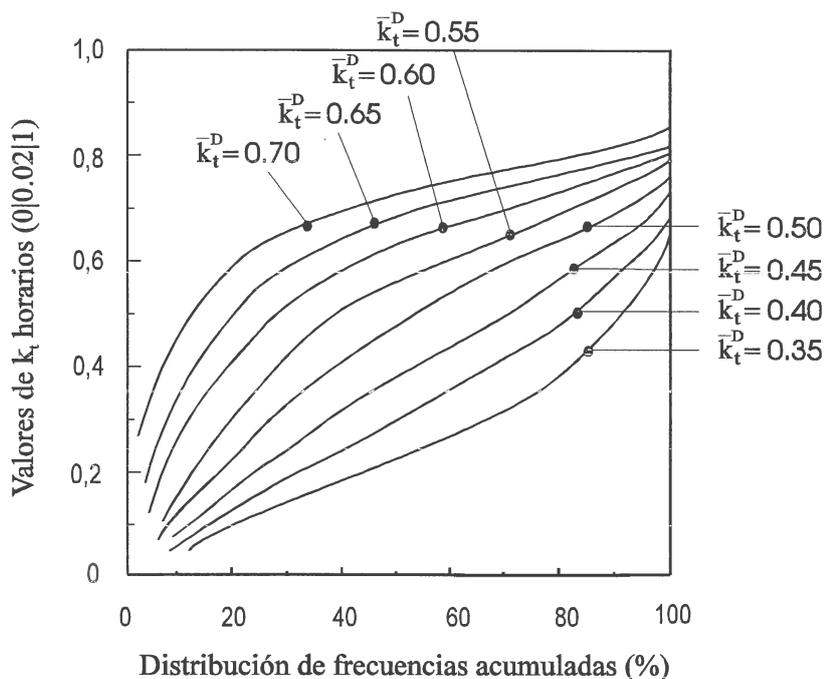


Fig. 6.2.- Distribución de frecuencias acumuladas de valores horarios de irradiación, obtenidos mediante integración de los datos experimentales de 1 minuto de la estación de Armilla.

En base a esta distribución, Reddy²⁰ (1985), ha sugerido que el valor máximo de la distribución de Bendt puede obtenerse a partir de la ecuación

$$x_{\max} = 0.362 + 0.597\bar{x} \quad (6.10.)$$

Las distribuciones horarias han sido analizadas por diversos autores: En muchos de esos trabajos se pone de manifiesto que este tipo de distribuciones son muy semejante a las distribuciones horarias. Así lo propone, por ejemplo, Exell²¹ (1981). Engels²² et al. (1981) también muestran que las distribuciones horarias son equivalentes a las distribuciones diarias propuestas por Bennet¹¹ (1967) o por Baker y Klink²³ (1975). Esta apreciación es confirmada por Olseth y Skarveit²⁴ (1987) que proponen para la distribución horaria el mismo tipo de expresiones que Bendt obtiene para las distri-

buciones de valores diarios. Aguiar²⁵ et al. (1992) han analizado las propiedades estadísticas de los valores horarios de la radiación ajustando su comportamiento mediante suma de expresiones gaussianas.

En la fig. 6.2 se muestran las curvas de distribución horarias que obtenemos a partir de los datos recogidos en la estación de Armilla. Para ello se han integrado los valores de 1 minuto, considerando el intervalo de 30 minutos anterior y posterior al valor nominal de la hora. Dichas curvas de distribución se han realizado condicionadas al promedio diario. Se han obtenido las curvas correspondientes a los promedios \bar{k}_t^D (0.35|0.05|0.75). Cada curva de distribución acumulada se ha generado según una partición (0|0.02|1). El análisis de las mismas muestra que no se ajustan con precisión a las propuestas por Liu y Jordan⁵ (1963), sobre todo en las particiones correspondientes a valores altos de los k_t horarios. En el caso de Liu y Jordan, aparecen valores altos de k_t para casi todas las distribuciones (fig. 6.3). Esto supone, que si nuestros datos siguieran el patrón propuesto por Liu y Jordan, aparecerían valores horarios de k_t cercanos a 1, incluso para valores bajos de \bar{k}_t^D . En nuestras distribuciones no aparece esta posibilidad, sino que dependiendo del promedio diario, la función de distribución acumulada alcanza un valor máximo distinto, que en nuestro caso no supera el valor 0.8. Este resultado está más de acuerdo con el modelo de Bendt¹⁸ (1981), que propone distribuciones que dependen de unos valores mínimos y máximos posibles de \bar{k}_t^D . Para todas las distribuciones Bendt propone un valor mínimo igual a 0.05 mientras que el valor máximo depende de cada valor medio mediante la expresión (6.9). La fig. 6.4 recoge las curvas de distribución acumulada propuestas por Bendt para \bar{k}_t^M (0.3|0.1|0.7), que se comparan con nuestros resultados (fig. 6.4.b). Las mayores diferencias aparecen cuando la variable condicionante es inferior a 0.45.

La expresión sugerida por Reddy (ecuación 6.11) muestra algunas diferencias con nuestras distribuciones diarias. Según esta expresión, para

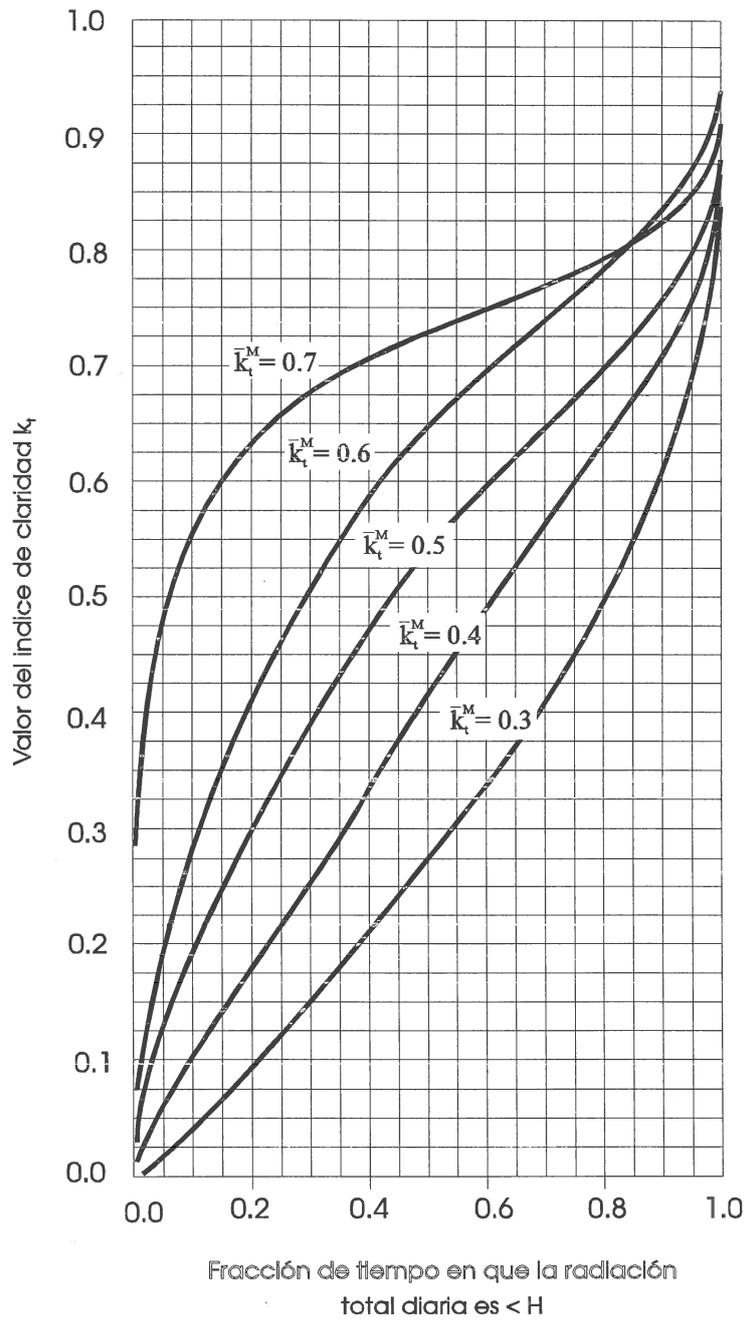


Fig. 6.3.- Curvas que representan las funciones de distribución acumuladas diarias de irradiación obtenidas por Liu y Jordan (1961). Figura adaptada del trabajo mencionado .

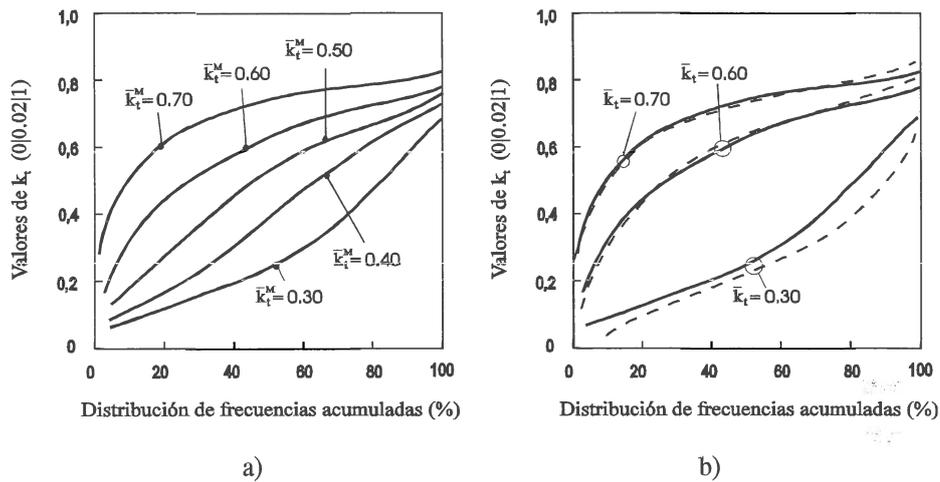


Fig. 6.4.- a) Distribuciones acumuladas de valores diarios de k_t obtenidas por Bendt
 b) Comparación con las distribuciones obtenidas a partir de los valores experimentales obtenidos por nosotros (líneas de puntos).

$\bar{k}_t^D=0.35$ el valor máximo de \bar{k}_t^H debería ser 0.571, mientras en nuestra distribución es 0.56. Para la distribución de $\bar{k}_t^D=0.75$ el valor máximo previsto por Reddy es de 0.809, mientras en nuestro caso alcanza el valor de 0.793.

Olseth y Skarveit²⁶ (1984) utilizan otro tipo de normalización usando un índice que depende de los valores máximos y mínimos de irradiación en el punto de la Tierra considerado, conforme a la expresión:

$$\phi = \frac{x - x_{\min}}{x_{\max} - x_{\min}} \quad (6.11.)$$

con particiones $\phi = (0.0|0.1|1.0)$ y $x = \bar{k}_t^D$ y ajustan las curvas que obtienen mediante la suma de dos distribuciones gamma debido a la bimodalidad que exhiben las distribuciones de frecuencias de la forma

$$f(\phi|\bar{\phi}) = \omega G(\phi, \lambda_1) + (1 - \omega)G(\phi, \lambda_2) \quad (6.12.)$$

Los estudios acerca de la distribución en estas escalas temporales de la irradiancia directa y difusa son menos frecuentes. Pueden mencionarse los de Bois²⁷ et al. (1979), Skartveit y Olseth²⁸ (1987), Stuart²⁹ (1987) y Graham y Hollands³⁰ (1990). El trabajo de Skartveit y Olseth²⁸ (1987), muestra que los valores de k_d están fuertemente relacionados con el índice de claridad, y proponen además introducir en su modelo la elevación solar como un parámetro explícito. Graham y Hollands³⁰ (1990), como paso previo a la obtención de series sintéticas de datos de k_t , ven necesario el estudio de las componentes directas y difusa para remover las tendencias sistemáticas y aislar la componente aleatoria de k_t .

6.3 DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIAS DE LOS VALORES DE 1 MINUTO DE k_t

a) Condicionadas para valores de la masa óptica

La rapidez y la no linealidad de la respuesta de los dispositivos fotovoltaicos ha conducido en los últimos años al estudio de las distribuciones de frecuencia de la irradiación solar para intervalos de tiempo de 5 minutos o inferiores. El objetivo era observar si tales distribuciones mantenían la forma de las distribuciones diarias o si se encontraban cambios significativos que podrían afectar a los cálculos de utilizabilidad de la energía solar.

Para el estudio de las distribuciones de 1 minuto de k_t se han clasificado los valores de k_t según categorías de masa óptica y según categorías de valores promedios horarios \bar{k}_t^H . Posteriormente se han obtenido las funciones de distribución condicionales conjuntas para cada masa óptica y promedio horario. Las fig. 6.5 a 6.9 muestran la densidad de distribución, $f(k_t|m_a)$, y las distribuciones acumuladas, $F(k_t|m_a)$, de los valores de k_t

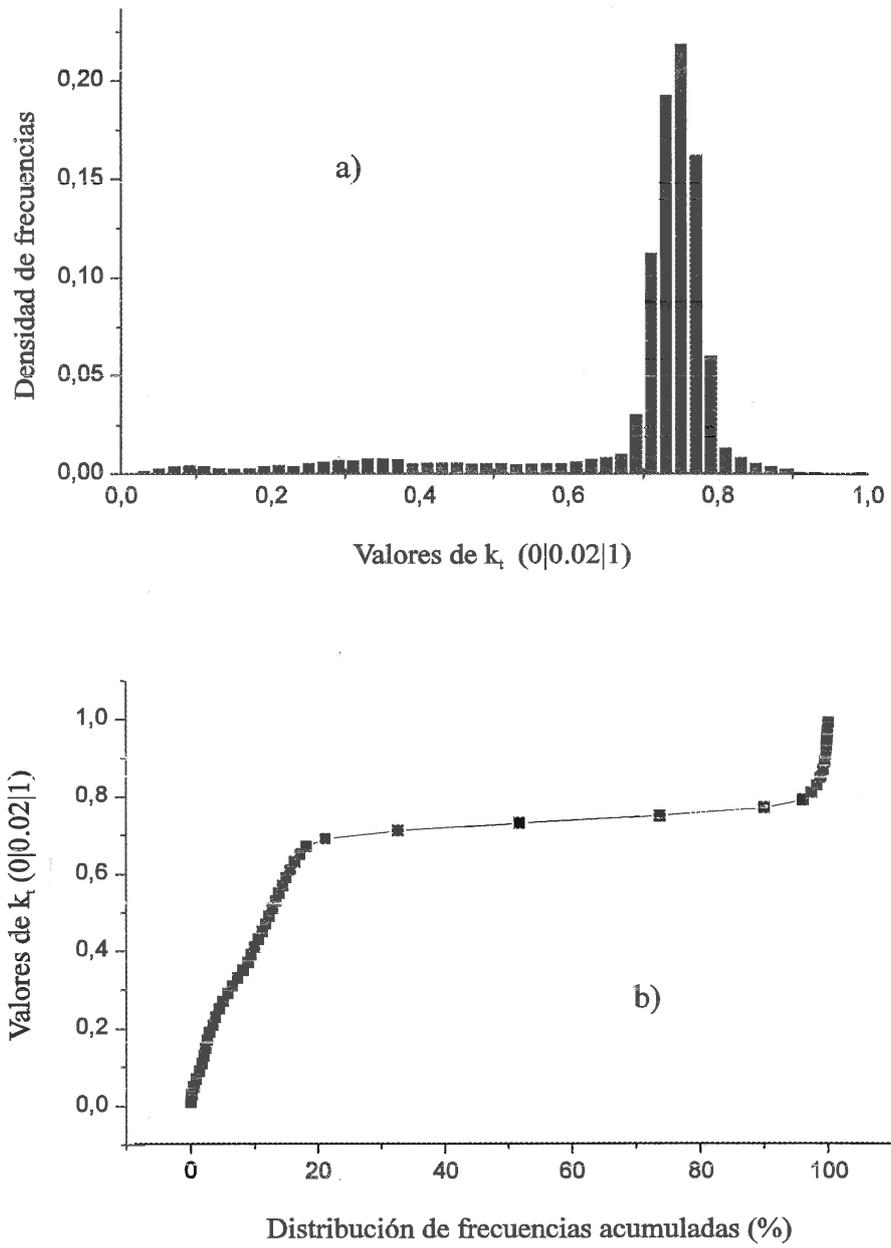


Fig. 6.5.- Función densidad y función de distribución de frecuencias acumuladas de los valores de k_t para la masa óptica $m_a=1.0$

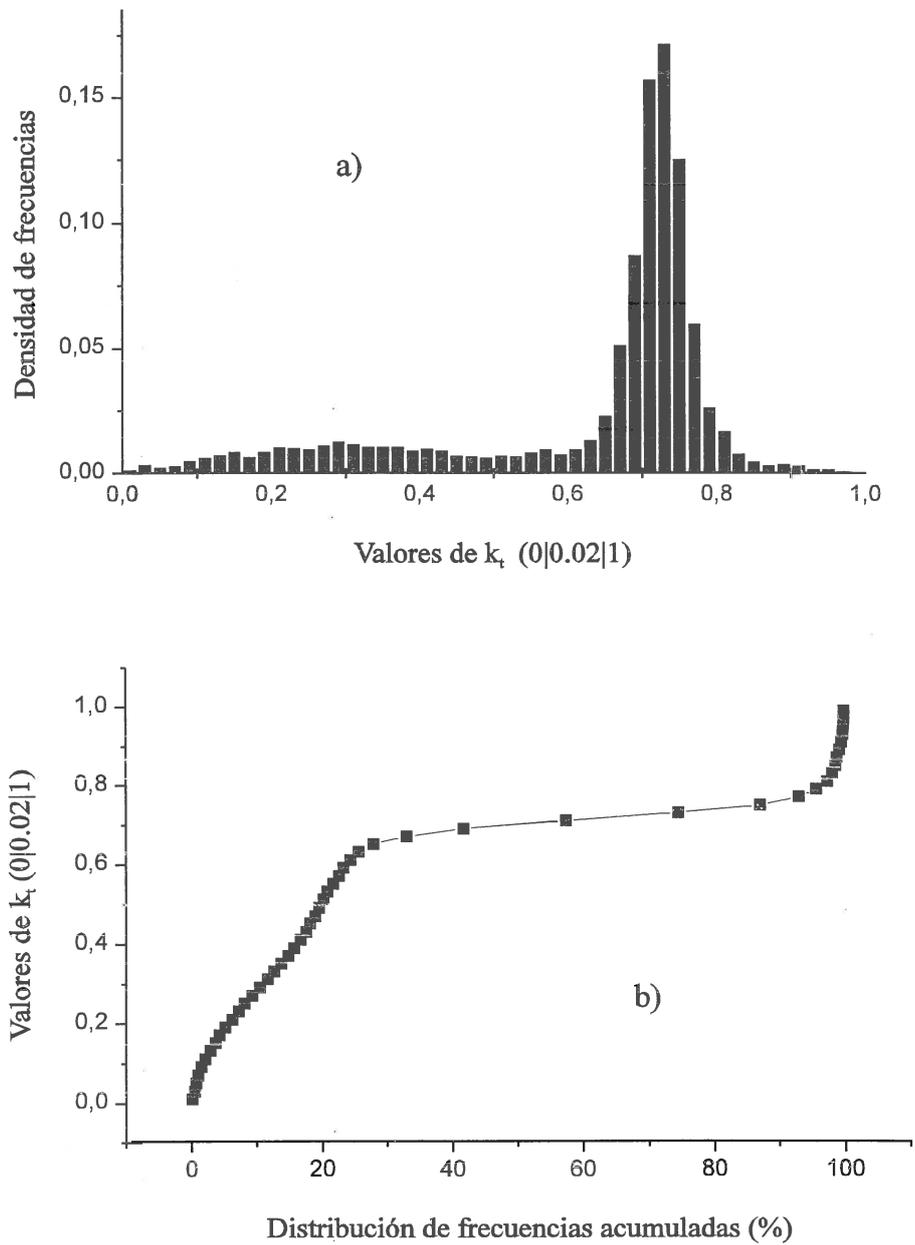


Fig. 6.6.- Función densidad y función de distribución de frecuencias acumuladas de los valores de k_t para la masa óptica $m_a=1.5$

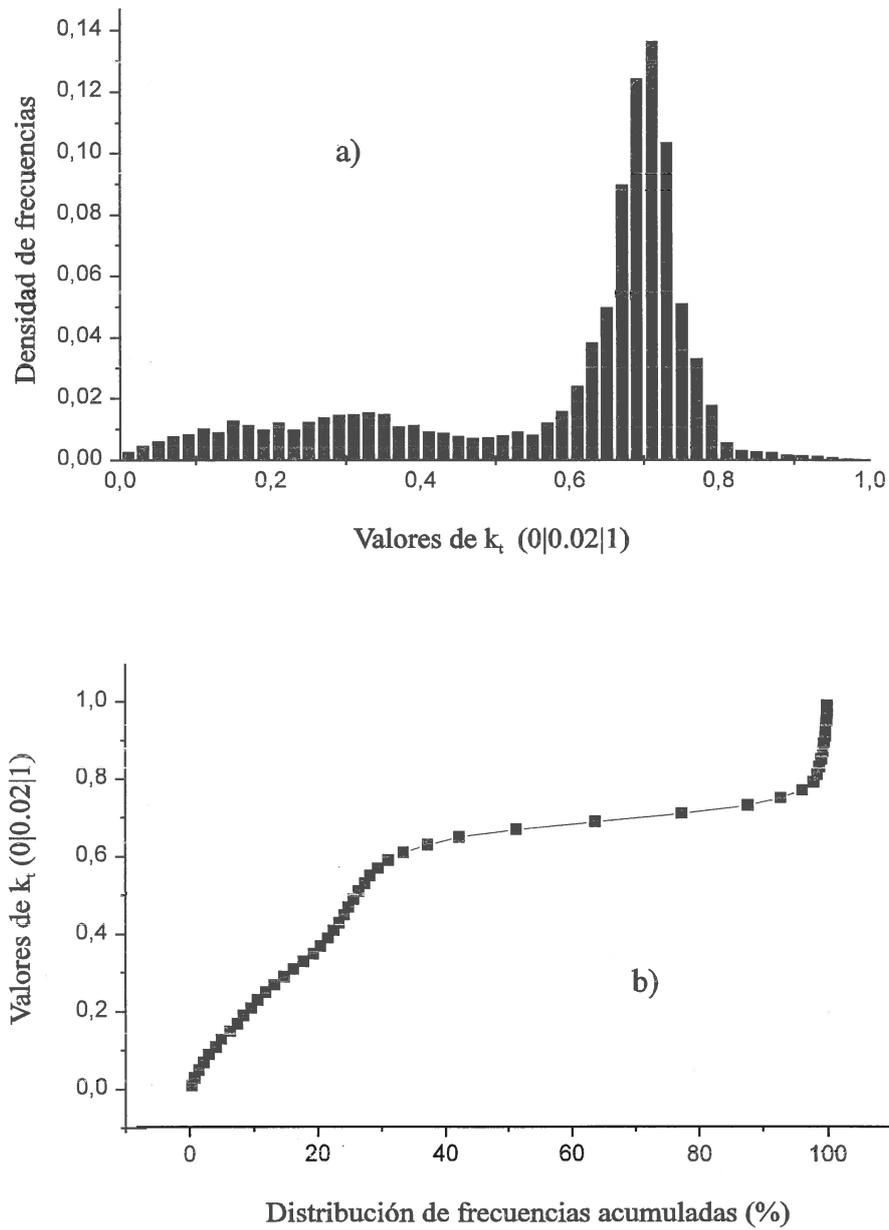


Fig. 6.7.- Función densidad y función de distribución de frecuencias acumuladas de los valores de k_t para la masa óptica $m_a=2.0$

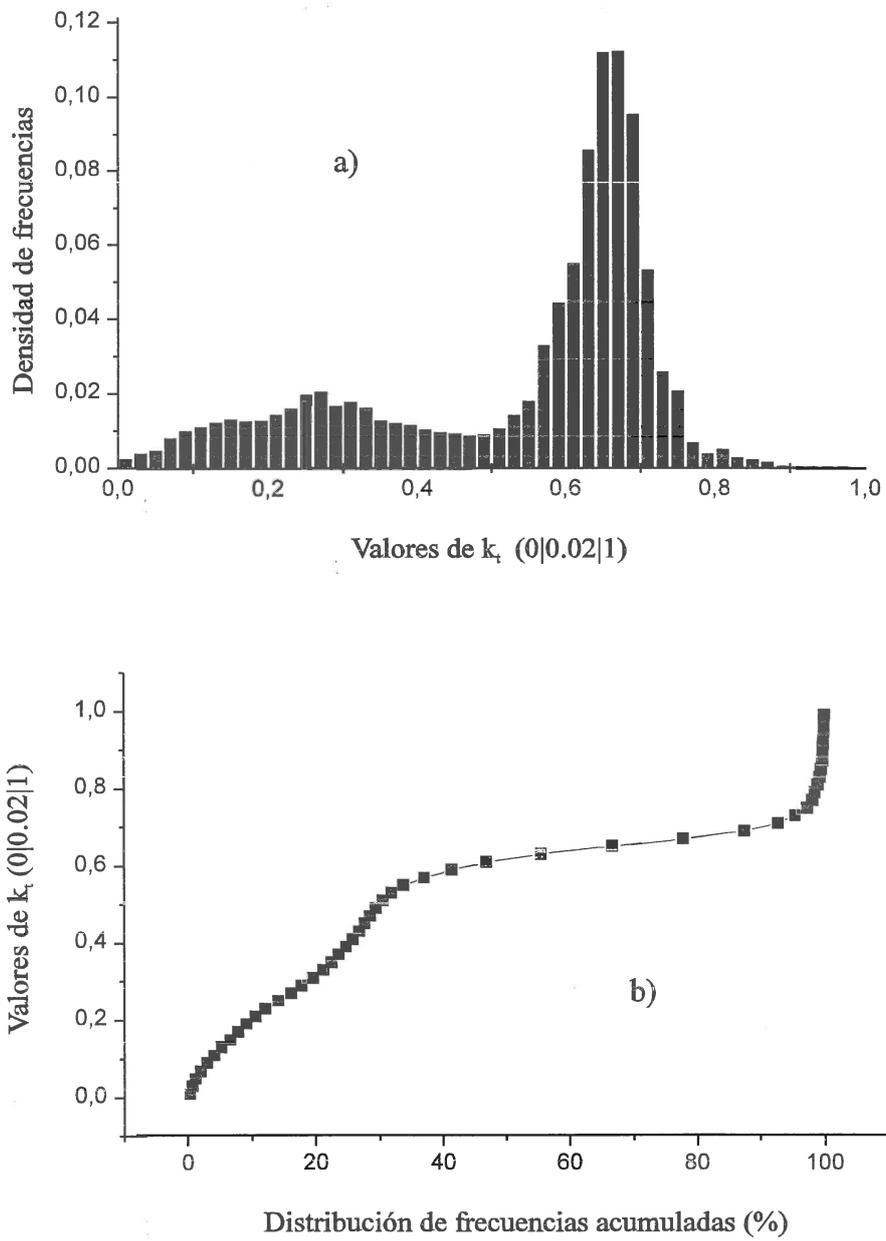


Fig. 6.8.- Función densidad y función de distribución de frecuencias acumuladas de los valores de k_t para la masa óptica $m_a=2.5$

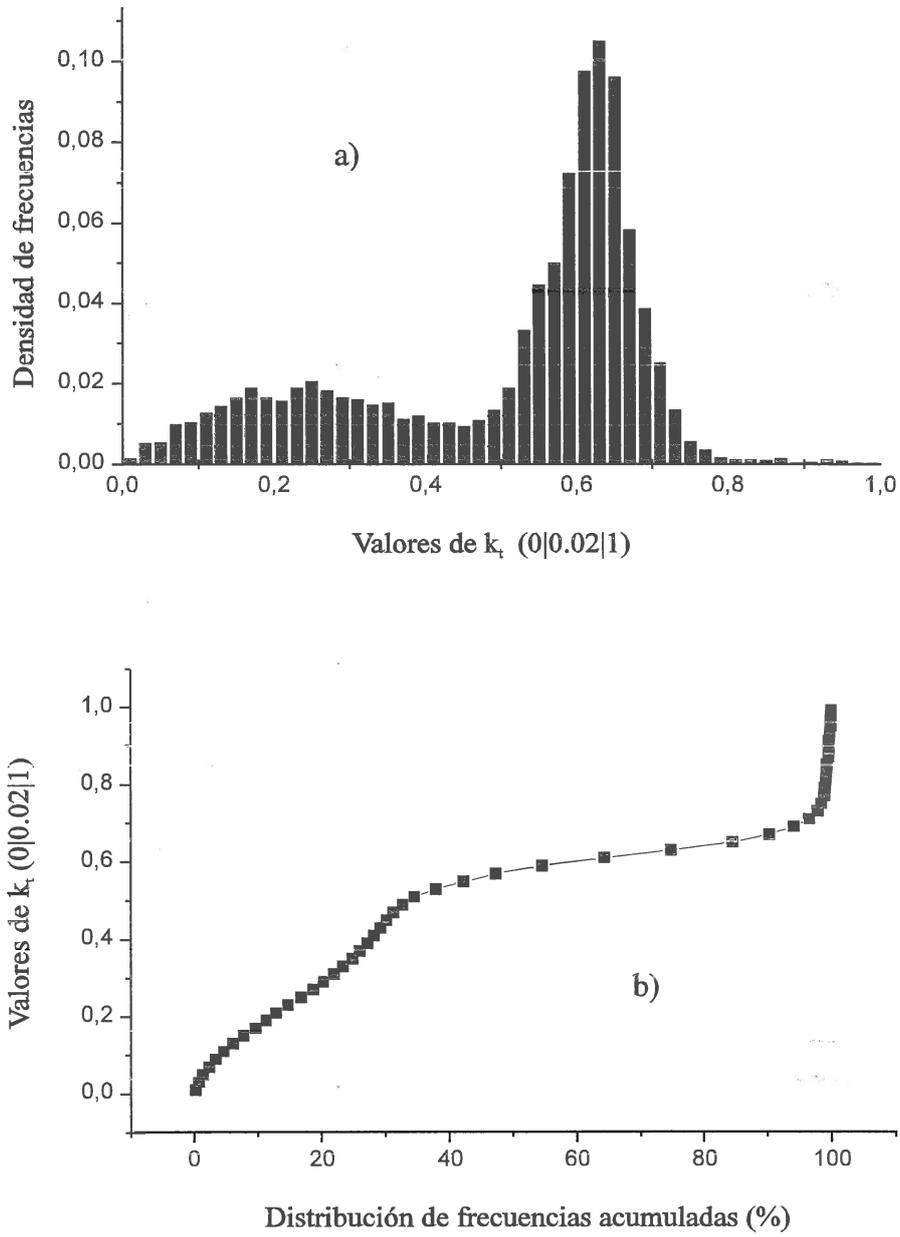


Fig. 6.9.- Función densidad y función de distribución de frecuencias acumuladas de los valores de k_t para la masa óptica $m_a=3.0$

(0|0.02|1) para distintas masas ópticas (1|0.5|3) escogidas de la siguiente manera:

- masa 1.0 recoge el intervalo entre 1.0 y 1.2
- masa 1.5 recoge el intervalo entre 1.4 y 1.6
- masa 2.0 recoge el intervalo entre 1.8 y 2.2
- masa 2.5 recoge el intervalo entre 2.3 y 2.7
- masa 3.0 recoge el intervalo entre 2.75 y 3.25

siguiendo un criterio similar al utilizado por otros autores (Suehrcke y McCormick³¹, 1988; Jain³², 1991; Jurado³³ et al., 1995; Gansler⁴ et al., 1995). En la tabla 6.1 aparece la estadística de los datos utilizados para generar cada una de las distribuciones.

	n° datos de k_t de 1 minuto	promedio de k_t (\bar{k}_t)	desviación típica (σ)	error estándar	partición para el primer máximo	partición para el segundo máximo
$m_a=1.0$	36376	0.684	0.161	8.4E-4	0.33	0.75
$m_a=1.5$	23813	0.633	0.188	1.0E-3	0.29	0.73
$m_a=2.0$	31848	0.583	0.204	1.01E-3	0.36	0.71
$m_a=2.5$	18763	0.540	0.195	1.4E-3	0.29	0.66
$m_a=3.0$	17749	0.507	0.191	1.4E-3	0.32	0.63

Tabla 6.1.- Estadística de las distribuciones $f(k_t|m_a)$

Puede observarse que la forma de las curvas difieren notablemente de las que se obtuvieron para los valores horarios. En las figuras es apreciable la bimodalidad que aparece en todas las distribuciones y que se va haciendo más marcada conforme aumenta el valor de la masa óptica. La fig. 6.10 muestra superpuestas las funciones de distribución acumuladas para las distintas masas ópticas. El análisis de estas curvas de distribución acumula-

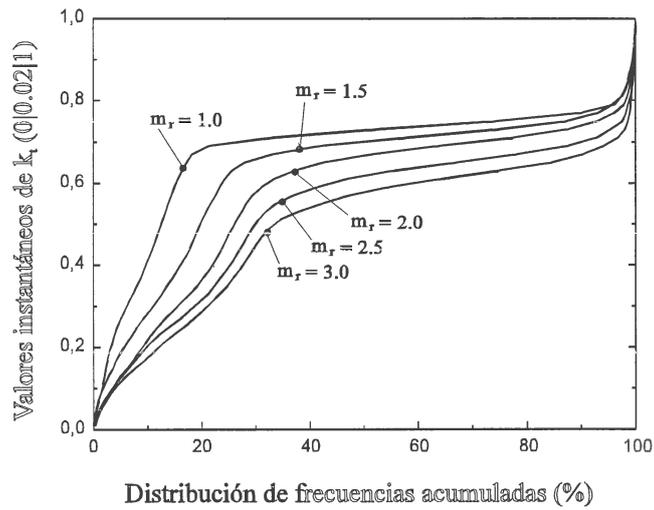


Fig. 6.10. Distribución de frecuencia acumuladas de los valores de k_t de 1 minuto, obtenidas para distintos valores de masa óptica.

da, evidencia que la posibilidad de encontrar un índice de claridad intermedio es pequeña. La gráfica de la fig. 6.11 (distribución correspondiente a $m_a=1.0$) muestra, por ejemplo, que la probabilidad de encontrar un valor de k_t entre 0.4 y 0.6 es aproximadamente del 7%.

La baja probabilidad de obtener valores intermedios de k_t lleva a

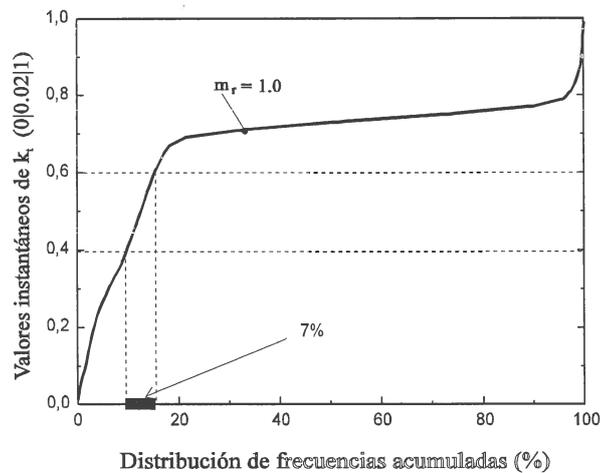


Fig.- 6.11.- Gráfico que muestra la probabilidad de encontrar valores entre 0.4 y 0.6.

pensar que es posible asociarla con dos niveles de radiación en la atmósfera dentro de cada valor de masa óptica: uno para valores altos de k_t , que corresponden a cielos despejados, y el segundo, que aparece para valores bajos de k_t y que corresponde a condiciones de cielo cubiertos. El crecimiento de la bimodalidad con el aumento de la masa óptica se explica porque, al aumentar ésta, tienden a disminuir los valores más altos de k_t y su frecuencia, incrementándose de esta manera las particiones inferiores. El valor de k_t aumenta cuando disminuye la masa óptica. Una posible explicación sugerida por Suehrcke y McCormick³¹ (1988), es que para masas ópticas próximas a 1 el efecto de la reflexión de la luz en las nubes es mayor que para masas ópticas mayores (fig. 6.12). De esta forma, los fenómenos de reflexión múltiple, contribuyen a que, para masas ópticas menores, la moda que aparece en los valores más altos de k_t esté más desplazada a la derecha, y tenga un aspecto más leptocúrtico. El resto de los posibles niveles de radiación puede considerarse como una combinación de estos dos niveles. El efecto de atenuación de la radiación solar por las nubes contribuye a los valores algo inferiores al máximo principal. Los valores algo superiores de este máximo, incluidos aquellos valores en que k_t es mayor que 1, pueden explicarse también por el efecto de la reflexión múltiple en las nubes, que contribuye al incremento de la irradiancia difusa. En las distribuciones horarias no se observan valores de k_t mayores de 1 como consecuencia del promediado.

El segundo máximo que aparece sufre también un desplazamiento hacia valores inferiores de k_t cuando se incrementa la masa óptica. Este comportamiento puede explicarse porque para ángulos cenitales pequeños, las nubes ocultan proporcionalmente menos superficie de la tierra que para ángulos mayores (fig. 6.13). De esta forma, para valores más altos de la masa óptica, se acrecienta el efecto de las nubes sobre el punto considerado, aumentando la bimodalidad.

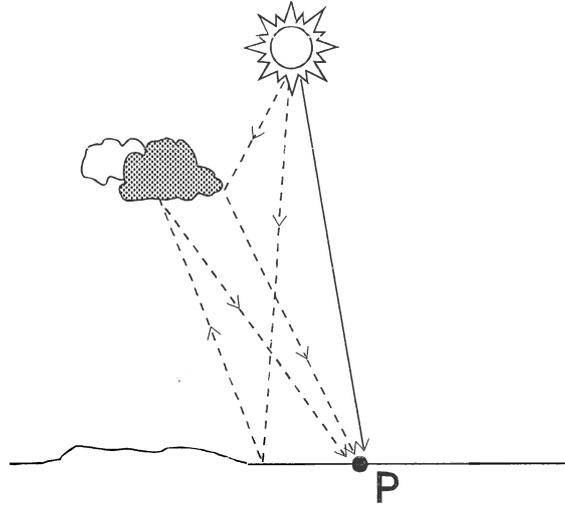


Fig. 6.12.- Efecto de reflexión múltiple producida en las nubes. Este efecto es más pronunciado para ángulos de elevación mayores.

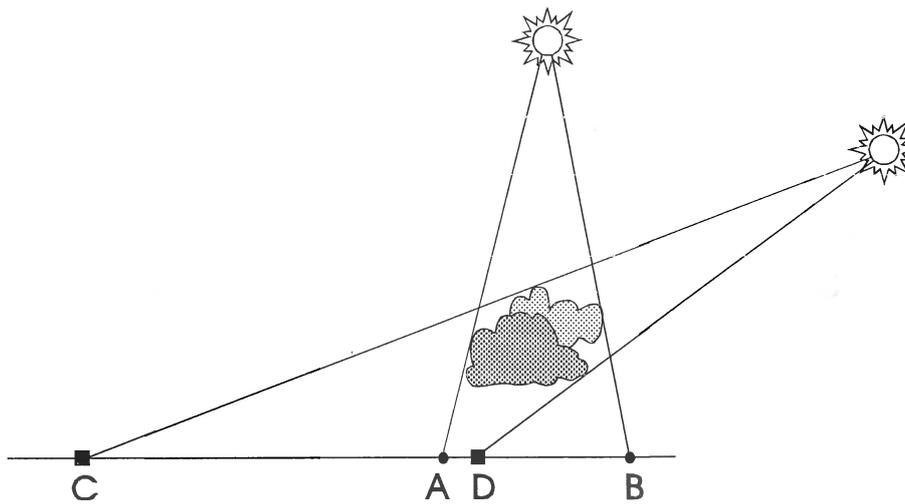


Fig. 6.13. Efecto de apantallamiento producido por las nubes. Este efecto es más pronunciado para ángulos de elevación pequeños.

La clara bimodalidad que manifiestan las distribuciones hacen pensar que pueden describirse mediante la suma de dos funciones, cada una de las cuales explique el comportamiento de las modas que aparecen. Los valores intermedios pueden obtenerse como la suma de los valores que aparecen en torno a cada máximo. Algunos autores (Jurado³³ et al., 1995) utilizan la suma de dos funciones para explicar las distintas distribuciones que obtienen. Suehrcke y McCormick³¹ (1988) piensan, sin embargo, que esta simplificación no es suficiente para explicar el carácter bimodal de las distribuciones. Por este motivo, estos autores establecen un tercer nivel de radiación, que lleva consigo la introducción de una tercera función para ajustar el comportamiento bimodal de las distribuciones. Este tercer nivel correspondería a los valores intermedios de irradiación que aparecen entre los dos máximos de la distribución.

El intervalo de integración temporal tiene también una influencia determinante en la bimodalidad de las curvas. La fig. 6.14 muestra comparativamente la distribución de frecuencias de 1 minuto $f(k_t|m_a)$ frente a la de frecuencias horarias $\bar{f}(\bar{k}_t^H|m_a)$ para un mismo valor de la masa óptica ($m=3.0$). Se aprecia como la curva de distribución correspondiente a los k_t de 1 minuto, presenta una bimodalidad más acusada que la correspondiente a los k_t horarios. Esta dependencia del carácter bimodal de las distribuciones con el intervalo de integración fue puesta de manifiesto por Suehrcke y McCormick³¹ (1988) y comprobada en trabajos posteriores (Jurado³³ et al., 1995; Gansler⁴ et al., 1995). El trabajo de Suehrcke y McCormick, al analizar los valores promediados del índice de claridad, sugiere que para periodos de tiempo superiores a 60 minutos se puede aplicar la propuesta que hace Bendt para las distribuciones diarias, que no son bimodales. En nuestros datos se observa una tendencia a que desaparezca la bimodalidad, aunque para los valores horarios de k_t no llega a desaparecer totalmente, especialmente para las distribuciones de masas ópticas elevadas. Para otras categorías de masa óptica inferiores, apenas se manifiesta la bimodalidad, por lo

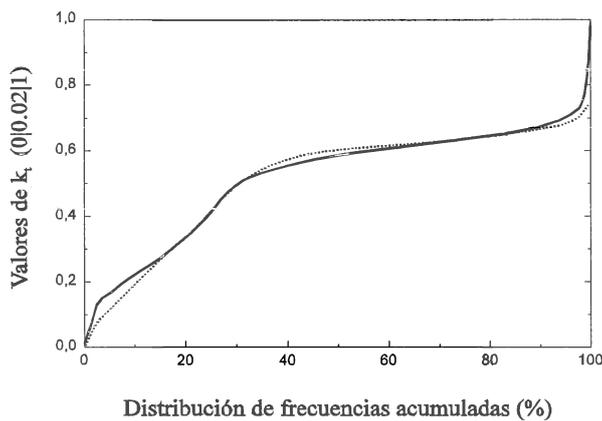
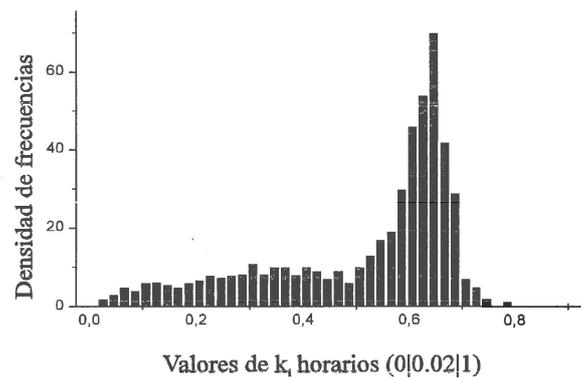
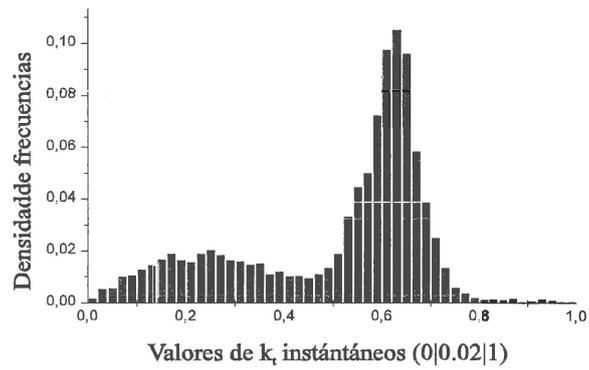


Fig. 6.14.- Comparación entre las distribuciones de frecuencia de valores “instantáneos” de k_t y de los valores horarios integrados a partir de los valores de 1 minuto para $m_a=3.0$. En la parte inferior se muestran las curvas de distribución acumuladas de ambas distribuciones. La línea continua corresponde a la de valores de 1 minuto.

que nuestros resultados se aproximan más a los indicados por Suehrcke y McCormick en estas categorías. En cualquier caso, conviene destacar la comprobación de que hay una pérdida del carácter bimodal con el aumento del intervalo temporal. Las medidas de los valores de 1 minuto de irradiación evidencian, por tanto, que el efecto de la masa óptica debe ser considerado.

Para explicar el comportamiento bimodal de las distribuciones se han probado distintas estadísticas de las que se han seleccionado tres: las de Gauss, Lorentz y Boltzmann (cfr. Apéndice III) que proporcionan buenos ajustes de las curvas.

En todos los casos, las distribuciones se han ajustado como suma de dos curvas del mismo tipo:

$$f(x|m_a) = \alpha f_1(x) + \beta f_2(x) \quad (6.13.)$$

siendo $x=k_b$, de forma que se cumpla además la condición de normalización:

$$\int_0^{\infty} [\alpha f_1(x) + \beta f_2(x)] dx = 1 \quad (6.14.)$$

Las correspondientes funciones de densidad de estas tres distribuciones son (cfr. el Apéndice III para una exposición más detallada)

Gauss:
$$f(x) = \frac{A}{\omega \sqrt{\pi}} e^{-(x-x_c)^2/\omega^2} \quad (6.15.)$$

siendo $\omega = \sigma\sqrt{2}$

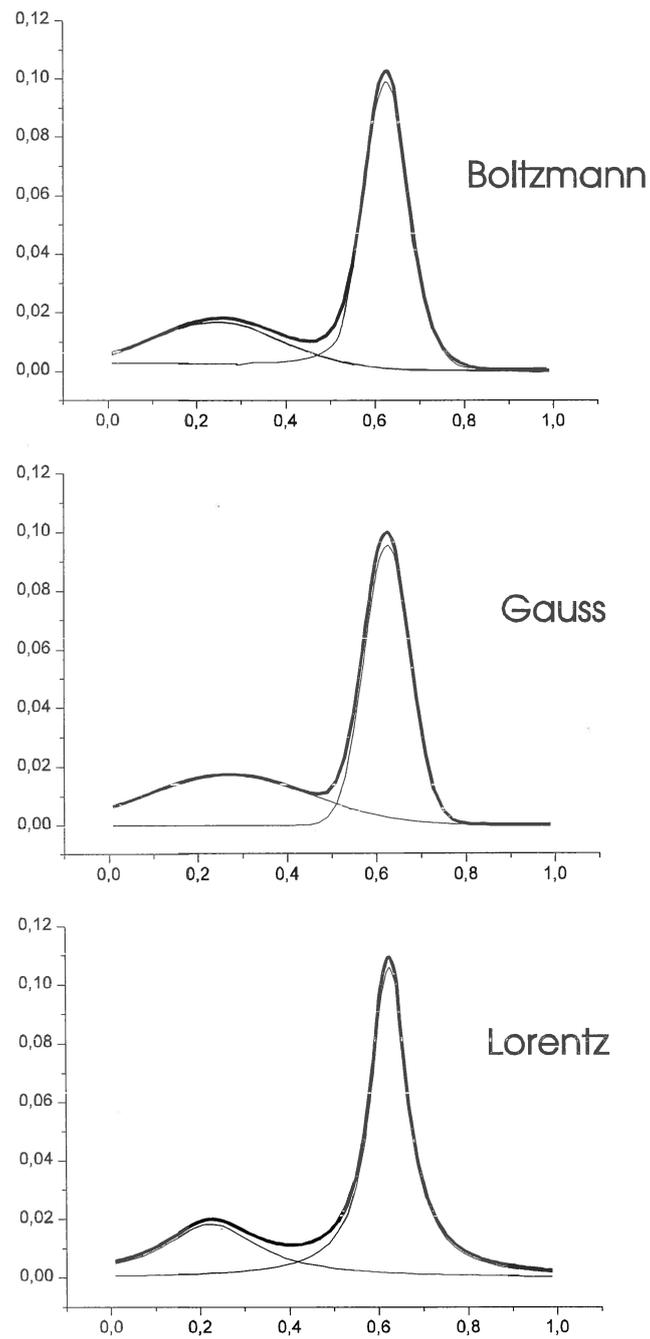


Fig. 6. 15. Comportamiento de las distintas curvas utilizadas para ajustar las funciones de distribución. Las líneas delgadas corresponden a cada una de las dos funciones y la gruesa a la suma de ambas.

$$\text{Boltzmann:} \quad f(x) = A \frac{e^{(x-x_c)\lambda}}{[1 + e^{(x-x_c)\lambda}]^2} \quad (6.16.)$$

$$\text{Lorentz:} \quad f(x) = \frac{2A}{\pi} \frac{\omega}{4(x-x_c)^2 + \omega^2} \quad (6.17.)$$

La fig. 6.15 muestra como contribuyen cada una de las dos funciones según las distribuciones que se utilicen. Corresponden al ajuste realizado para a los valores de k_t correspondientes a la masa óptica 3.0. Las líneas delgadas corresponden a cada una de las dos funciones, y la línea gruesa a la suma de ambas funciones.

Al ajustar las curvas de distribución correspondientes a nuestros datos para los distintos valores de la masa óptica se obtienen los parámetros que se recogen en la tabla 6.2.

Puede observarse en la estadística y se comprueba en las figuras 6.16 a 6.20, donde se han representado las curvas correspondientes a $m_a = 1.0, 2.0$ y 3.0 , que los ajustes son muy buenos con un χ^2 muy bajo en todos los casos. La estadística de Boltzmann proporciona, no obstante, los mejores ajustes, seguida de la de Gauss. La de Lorentz proporciona un ajuste ligeramente peor. La correlación (r^2) entre los valores reales y los proporcionados por cada una de las curvas de Boltzmann es superior, en todos los casos, a 0.995. Los coeficientes para cada una de las tres estadísticas presentan una dependencia funcional con la masa óptica y el valor promedio de k_t .

Los coeficientes correspondientes a la estadística de Boltzmann se han ajustado según las siguientes expresiones que se relacionan a continua-

	Boltzmann	Gauss	Lorentz
$m_a=1.0$	Chi² = 0.00001 xc1 0.745 λ_1 55.47 A1 0.918 xc2 0.369 λ_2 7.674 A2 0.028	Chi² = 7.0314E-6 xc1 0.745 w1 0.056 A1 0.015 xc2 0.441 w2 0.587 A2 0.0048	Chi² = 0.00008 xc1 0.745 w1 0.055 A1 0.021 xc2 0.313 w2 0.161 A2 0.0019
$m_a=1.5$	Chi² = 4.692E-6 xc1 0.724 λ_1 49.46 A1 0.686 xc2 0.367 λ_2 5.679 A2 0.040	Chi² = 9.285E-6 xc1 0.724 w1 0.062 A1 0.013 xc2 0.438 w2 0.646 A2 0.0081	Chi² = 0.00002 xc1 0.724 w1 0.062 A1 0.018 xc2 0.280 w2 0.253 A2 0.0045
$m_a=2.0$	Chi² = 8.9006E-6 xc1 0.702 λ_1 41.25 A1 0.525 xc2 0.317 λ_2 6.069 A2 0.051	Chi² = 0.00001 xc1 0.702 w1 0.075 A1 0.011 xc2 0.361 w2 0.603 A2 0.0095	Chi² = 0.00002 xc1 0.702 w1 0.074 A1 0.016 xc2 0.262 w2 0.312 A2 0.0067
$m_a=2.5$	Chi² = 0.00001 xc1 0.659 λ_1 34.91 A1 0.450 xc2 0.283 λ_2 8.526 A2 0.066	Chi² = 0.00002 xc1 0.659 w1 0.087 A1 0.011 xc2 0.319 w2 0.471 A2 0.0089	Chi² = 0.00002 xc1 0.659 w1 0.086 A1 0.016 xc2 0.252 w2 0.247 A2 0.0067
$m_a=3.0$	Chi² = 0.00001 xc1 0.624 λ_1 31.41 A1 0.404 xc2 0.254 λ_2 9.346 A2 0.073	Chi² = 0.00001 xc1 0.624 w1 0.101 A1 0.012 xc2 0.269 w2 0.368 A2 0.0081	Chi² = 0.00002 xc1 0.624 w1 0.095 A1 0.016 xc2 0.224 w2 0.256 A2 0.0074

Tabla 6.2.- Parámetros de ajuste de las curvas $f(k_i|m_a)$ según los modelos de Boltzmann, Gauss y Lorentz

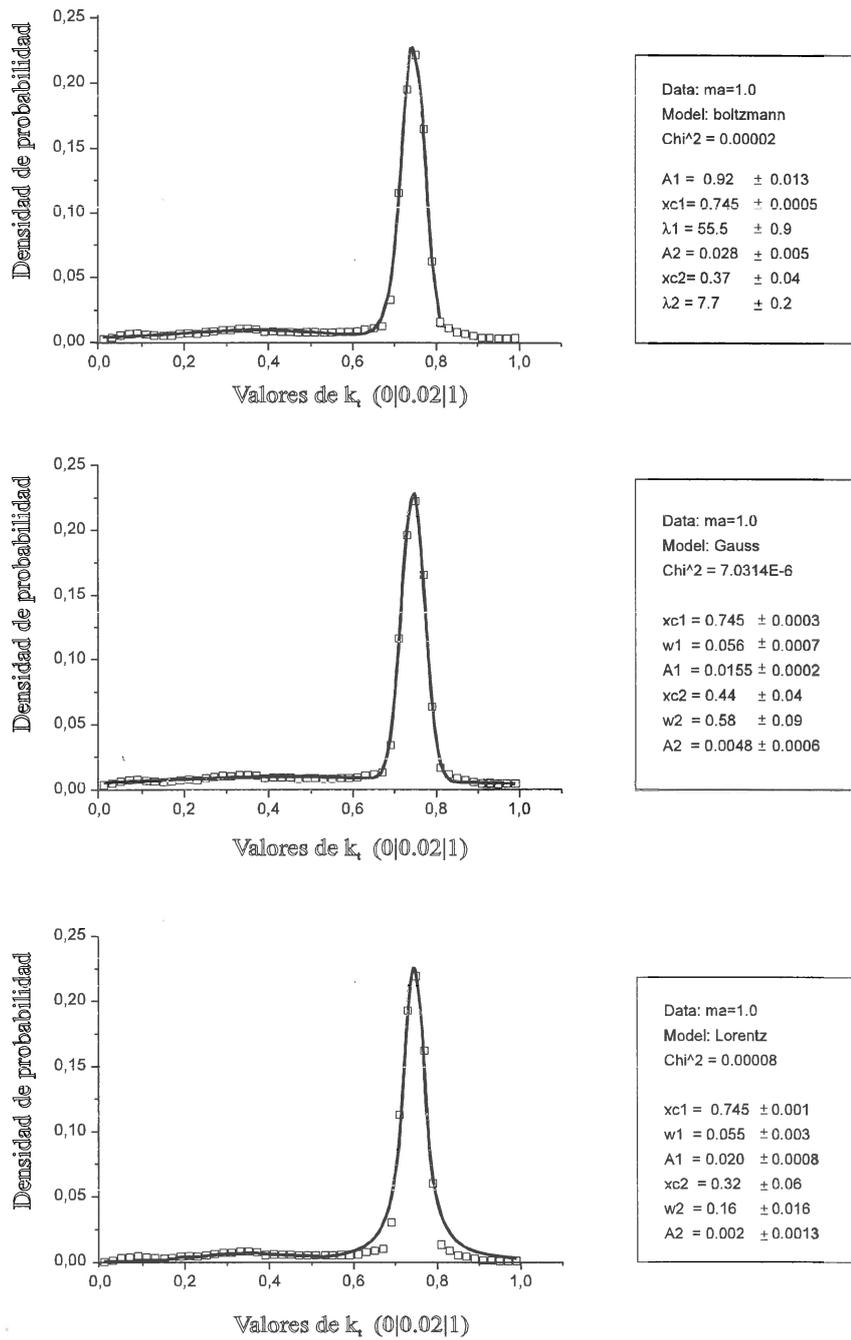


Fig. 6.16.- Ajustes con las tres funciones -Boltzmann, Gauss y Lorentz-, de las distribuciones de k_t para la masa óptica 1.0

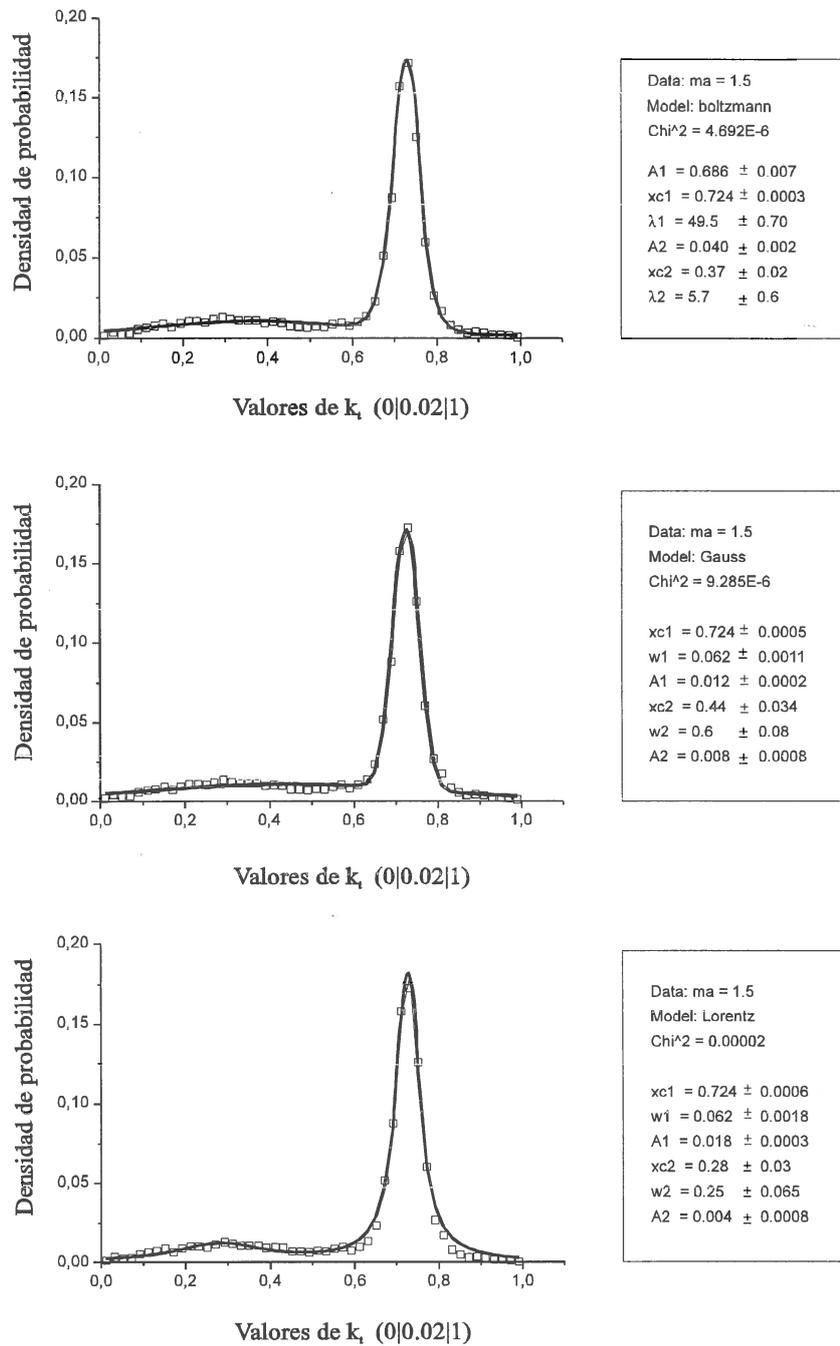


Fig. 6.17.- Ajustes con las tres funciones -Boltzmann, Gauss y Lorentz-, de las distribuciones de k_t para la masa óptica 1.5.

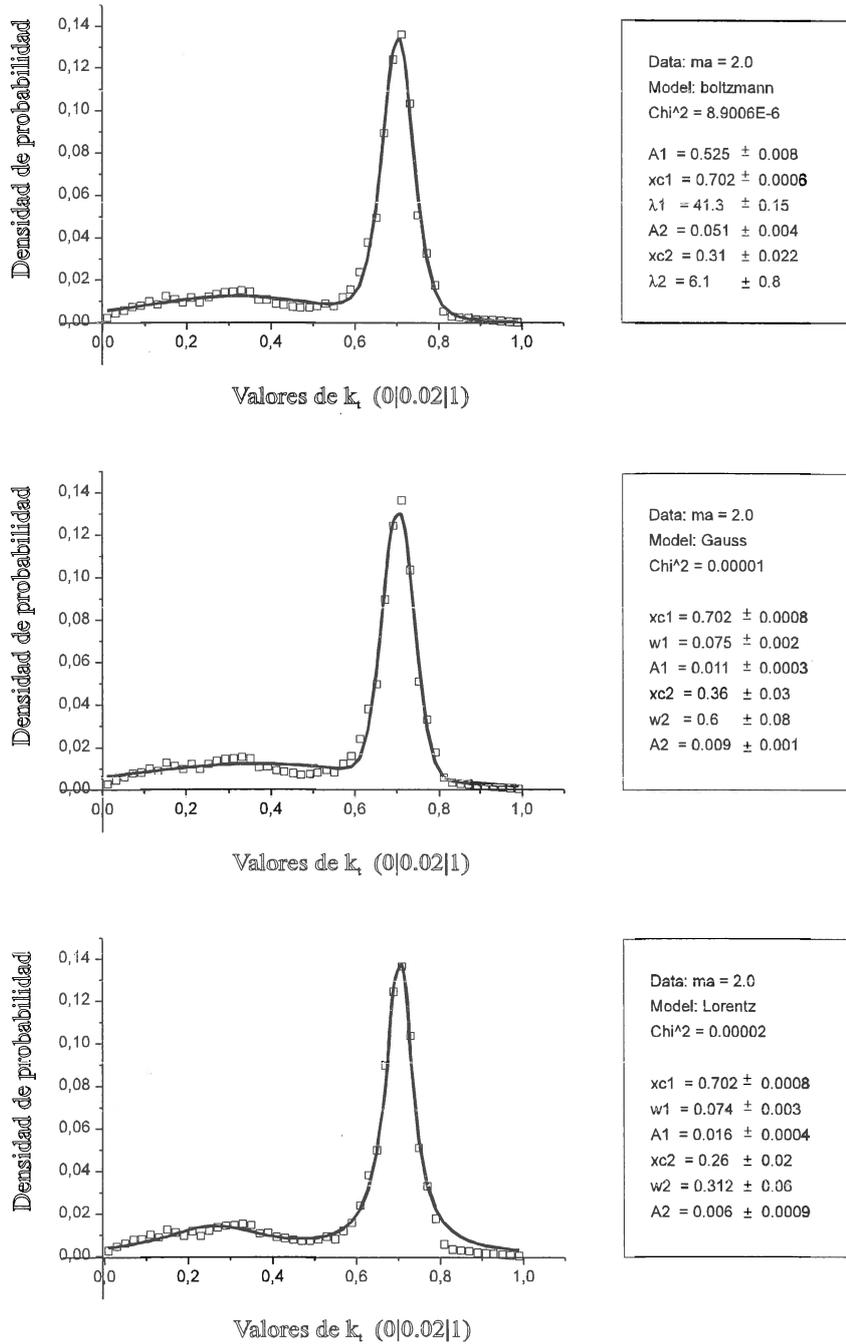


Fig. 6.18.- Ajustes con las tres funciones -Boltzmann, Gauss y Lorentz-, de las distribuciones de k_i para la masa óptica 2.0

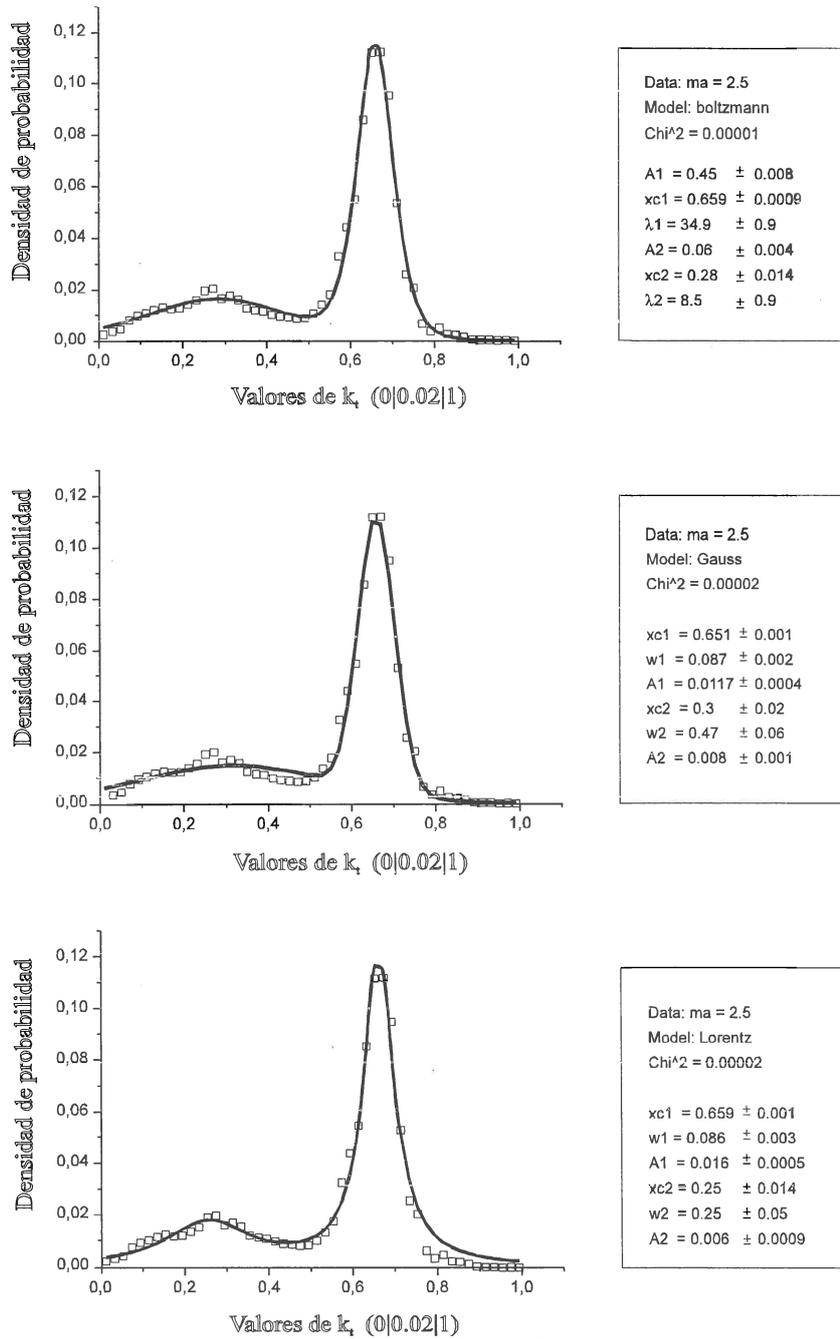


Fig. 6.19.- Ajustes con las tres funciones -Boltzmann, Gauss y Lorentz-, de las distribuciones de k_t para la masa óptica 2.5.

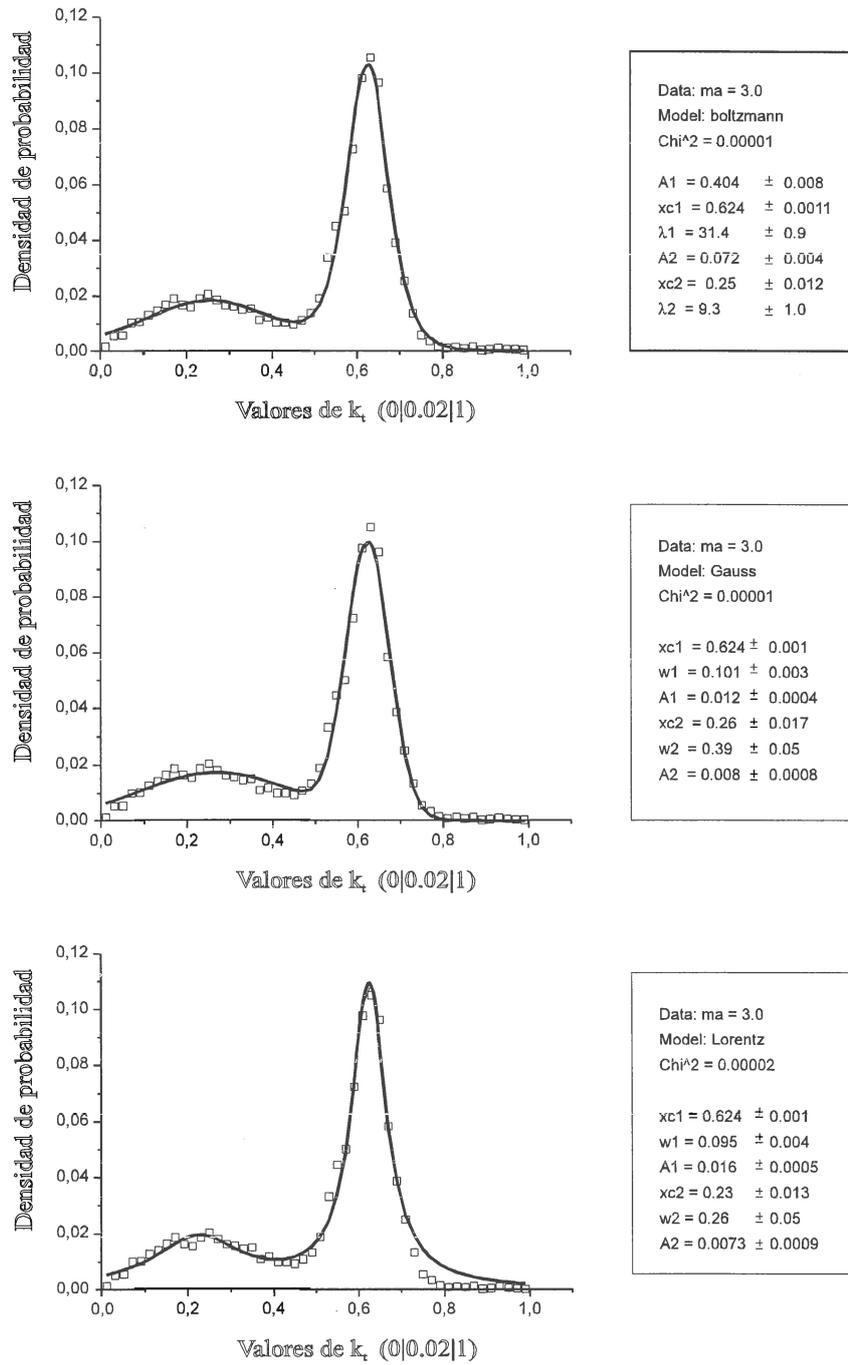


Fig. 6.20.- Ajustes con las tres funciones -Boltzmann, Gauss y Lorentz-, de las distribuciones de k_r para la masa óptica 3.0

ción. El valor de los máximos de la distribución x_{c1} y x_{c2} responden a las ecuaciones

$$x_{c1} = 0.731 - 0.14418m_r^2 + 0.042477\bar{k}_t \quad (6.18.)$$

$$x_{c2} = 0.2542 - 0.01143m_r^2 + 0.1961\bar{k}_t \quad (6.19.)$$

con coeficientes de correlación respectivos: $R^2(x_{c1}) = 0.996$ y $R^2(x_{c2}) = 0.965$

Los valores de los parámetros que controlan la dispersión de los datos respecto a cada uno de los máximos, se pueden expresar también en función de la masa óptica y del valor promedio de k_t según:

$$\lambda_1 = -73.6116 + 3.898m_r + 183.8161\bar{k}_t \quad (6.20.)$$

$$\lambda_2 = -28.9654 - 1.446m_r + 50.7539\bar{k}_t \quad (6.21.)$$

con coeficientes de correlación respectivos: $R^2(\lambda_1) = 0.997$ y $R^2(\lambda_2) = 0.879$

Las constantes A_1 y A_2 se obtiene de forma que

$$\int_0^1 f(x)dx = A_1 \int_0^1 \frac{e^{(x-x_{c1})\lambda_1}}{[1 + e^{(x-x_{c1})\lambda_1}]^2} + A_2 \int_0^1 \frac{e^{(x-x_{c2})\lambda_2}}{[1 + e^{(x-x_{c2})\lambda_2}]^2} = 1 \quad (6.22.)$$

y cumplen la condición

$$\frac{A_1}{A_2} = 1.39 - 3.5144\bar{k}_t + 2.2294\bar{k}_t^2 \quad (6.23.)$$

que, para nuestros datos, se ajustan con $R^2(\lambda_1) = 0.998$

La función de Gauss, que en nuestro caso da resultados menos satisfactorios, ha sido utilizada por Jurado³³ et al. (1995). Estos autores parametrizan los coeficientes de la función de distribución con el ángulo horario (ω) en vez de la masa óptica. Su trabajo utiliza datos de 5 minutos obtenidos con un piranómetro CM5 en Sevilla (latitud 37.4° N) entre los años 1983 y 1991. La densidad de distribución del índice de claridad la construyen como suma de dos funciones de variables aleatorias de tipo gaussiana de forma que se cumpla:

$$f(k_t) = \tau f_1(k_t) + (1 - \tau) f_2(k_t) \quad (6.24.)$$

siendo las $f_i(k_t)$ las funciones de Gauss y τ un parámetro de mezcla.

El factor de mezcla depende de los valores centrales de la distribución, de la distancia entre ambos y del promedio horario de k_t .

Los x_C de cada una de las distribuciones vienen dados por:

$$x_{c1} = -0.0149 + 0.4571 \bar{k}_t^H + 0.0533 \cos \omega \quad (6.25.)$$

$$x_{c2} = 0.3479 + 0.3786 \bar{k}_t^H + 0.1377 \cos \omega \quad (6.26.)$$

los valores de σ valen:

$$\sigma_1 = 0.0627 + 0.0740 \cos \omega \quad (6.27.)$$

$$\sigma_1 = 0.1109 - 0.0533 \cos \omega \quad (6.28.)$$

El modelo de Jurado³³ et al. (1995) responde de forma semejante al de Gauss que hemos utilizado en función de la masa óptica, aunque no ajusta bien a nuestros valores experimentales. Los mejores ajustes corres-

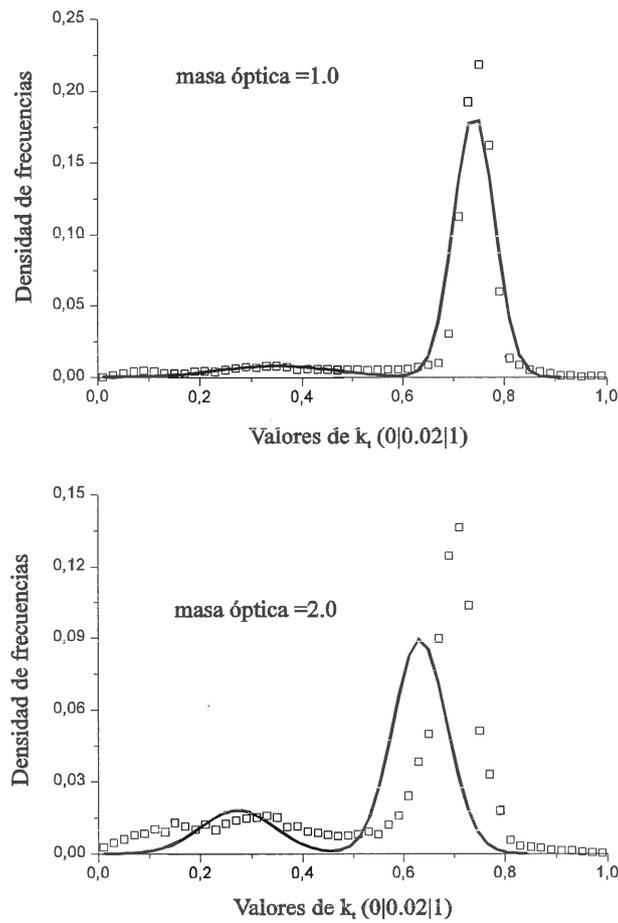


Fig. 6.21.- Curvas de ajuste proporcionadas por el modelo de Jurado et al. (1995). Los cuadrados corresponden a los puntos experimentales y las líneas a las curvas del modelo.

ponden a masas ópticas pequeñas ($r^2=0.92$ para $m_a=1.0$) y a masas ópticas grandes ($r^2=0.85$ para $m_a=3.0$) mientras que aparecen mayores diferencias para valores intermedios ($r^2=0.5$ para $m_a=2.0$), probablemente debido a que para estos valores aparecen más cantidad de fenómenos transitorios locales que afectan de distinta forma a ambos lugares, y que hace que las constantes tengan una cierta dependencia local. La fig. 6.21 muestra las curvas obtenidas con el modelo sin modificar las constantes. Se puede observar el notorio desajuste que aparece. Las discrepancias son mayores para ángulos horarios entre 45° y 60° .

El modelo desarrollado por Suehrcke y McCormick³¹ (1988) es la suma de tres funciones, de manera que la integral de cada una de ellas describe una parte de la gráfica de la curva de distribución acumulada. Cada una de las funciones está asociada con un nivel de radiación, y consecuentemente con unos valores de k_t . No se tienen en cuenta los valores de k_t superiores a 1 para la modelización.

$$\begin{aligned} q(k) &= q_1 && \text{para } k_{\min} \leq k \leq k' \\ q(k) &= q_2 && \text{para } k' \leq k \leq k'' \\ q(k) &= q_3 && \text{para } k'' \leq k \leq k_{\max} \end{aligned}$$

Para cada uno de estos intervalos se propone una distribución del tipo

$$P(k) = C q(k) \exp(\gamma k) \quad (6.29.)$$

de forma que para toda la curva

$$\int_{k_{\min}}^{k_{\max}} P(k) dk = C \left[q_1 \int_{k_{\min}}^{k'} \exp(\gamma k) dk + q_2 \int_{k'}^{k''} \exp(\gamma k) dk + q_3 \int_{k''}^{k_{\max}} \exp(\gamma k) dk \right] =$$

C es una constante de normalización que vale:

$$C = \frac{\gamma}{\sum_{i=1}^3 q_i [\exp(\gamma q_i) - \exp(\gamma q_{i-1})]} \quad (6.30.)$$

siendo

$$\begin{aligned} k_0 &= k_{\min} && k_1 &= k' \\ k_2 &= k'' && k_3 &= k_{\max} \end{aligned}$$

La función de distribución acumulada viene dada entonces por

$$f(k) = \int_{k_{\min}}^k P(k)dk \quad (6.31.)$$

Sustituyendo la ecuación 6.28 y 6.29 en 6.30 e integrando

$$f(k) = \frac{C}{\gamma} \sum_{i=1}^n q_i [\exp(\gamma k_i) - \exp(\gamma k_{i-1})] \quad (6.32.)$$

donde el valor de n para cada uno de los sumandos viene dado por

$$\begin{aligned} n=1 & \quad \text{para} \quad k_{\min} \leq k \leq k' \\ n=2 & \quad \text{para} \quad k' \leq k \leq k'' \\ n=3 & \quad \text{para} \quad k'' \leq k \leq k_{\max} \end{aligned}$$

y $k_n = k$.

γ se obtiene a partir de

$$\bar{k} = \int_{k_{\min}}^{k_{\max}} k P(k)dk$$

La integral proporciona el valor implícito de γ :

$$\bar{k} = \frac{C}{\gamma} \sum_{i=1}^3 q_i [(k_i - 1/\gamma) \exp(\gamma k_i) - (k_{i-1} - 1/\gamma) \exp(\gamma k_{i-1})] \quad (6.33.)$$

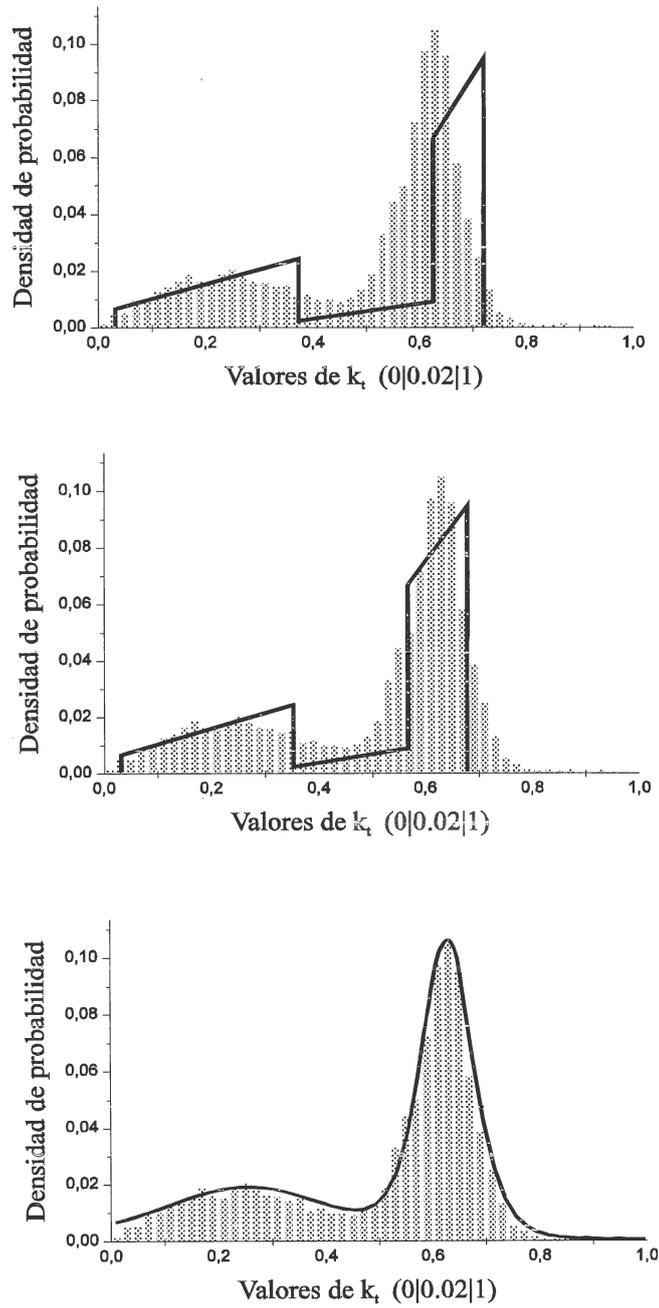


Fig. 6.22.- a) Ajuste proporcionado por el modelo de Suehrcke y McCormick (1988). b) Modificación de los parámetros para su mejor ajuste. c) Ajuste proporcionado por dos ecuaciones de Boltzmann.

Un obstáculo para la utilización del modelo es que requiere obtener γ de forma iterativa a partir de la ecuación anterior. La solución de dicha ecuación se puede aproximar ajustadamente por:

$$\gamma = \frac{(\bar{k} - k_{\text{mid}}) [6.6\bar{k}^2 + (0.39m - 3.79)\bar{k} - 2.4]}{(\bar{k} - k_{\text{min}})(\bar{k} - k_{\text{max}})} \quad (6.34.)$$

siendo k_{mid} el valor de k cuando γ es igual a 0 en la solución exacta:

$$k_{\text{mid}} = \frac{C_0}{2} \sum_{i=1}^3 q_i (k_i^2 - k_{i-1}^2) \quad (6.35.)$$

y C_0 es el valor de C que corresponde a $\gamma = 0$:

$$C_0 = \frac{1}{q_1(k' - k_{\text{min}}) + q_2(k'' - k') + q_1(k_{\text{max}} - k'')} \quad (6.36.)$$

La utilización de este modelo a nuestros datos proporciona peores resultados que los obtenidos mediante la utilización de las dos funciones de Boltzmann. La fig. 6.22 muestra, para la masa óptica $m=3.0$, la distribución de los datos correspondientes a Armilla y los ajustes realizados mediante el modelo de Suehrcke y el modelo que se propone en el presente trabajo. El primero de los tres gráficos que componen la figura se ha realizado con los coeficientes que proporciona el mismo autor; el segundo modificando los valores de k_{min} , k' , k'' y k_{max} para obtener una mejor correlación. El tercer gráfico corresponde al ajuste de la función de Boltzmann que proponemos nosotros. A la vista de nuestros resultados, no parece adecuado, por tanto, la introducción del tercer nivel que propone este autor, dada la complejidad que adquiere la modelización y que proporciona resultados menos ajustados

a los datos reales, que las funciones de Boltzmann que proponemos nosotros.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_t^H

De cara a la generación de series de valores instantáneos de irradiancia a partir del conocimiento de series de valores horarios de irradiación es necesario conocer las funciones de distribución condicionadas $f(k_t | \bar{k}_t^H)$.

Para el estudio se han hecho las particiones k_t (0|0.02|1) para los diversos valores \bar{k}_t^H según (0.30|0.05|0.75). Para seleccionar los datos se han escogido aquellos valores horarios que estaban en el entorno ± 0.01 del valor nominal de \bar{k}_t^H . De esta forma, la distribución $f(k_t|0.5)$ representa la densidad de probabilidad de todos los valores instantáneos de k_t que se encuentran en horas cuyo valor promedio es 0.50 ± 0.01 .

Las fig. 6.23 a 6.32 muestran la densidad de probabilidad de las distribuciones en que \bar{k}_t^H es (0.30|0.05|0.7) y sus correspondientes funciones de distribución acumuladas. El análisis de las curvas muestra que desaparece la bimodalidad característica de las distribuciones condicionadas a la masa óptica. Esto es debido a que al fijar el valor de \bar{k}_t^H , los valores de 1 minuto cuyo promedio es \bar{k}_t^H tienden a moverse en un rango limitado en torno a ese valor medio. Las funciones de distribución condicionadas a m_a , cuyo conocimiento es interesante en relación con la obtención de valores de irradiación a partir de medidas desde satélites, presenta una mayor bimodalidad que estas distribuciones por el propio criterio condicional. En el caso de $f(k_t|m_a)$ la distribución viene condicionada casi exclusivamente por la posición relativa del Sol, siendo posible por tanto distintas coberturas de nubes para cada valor de masa óptica.

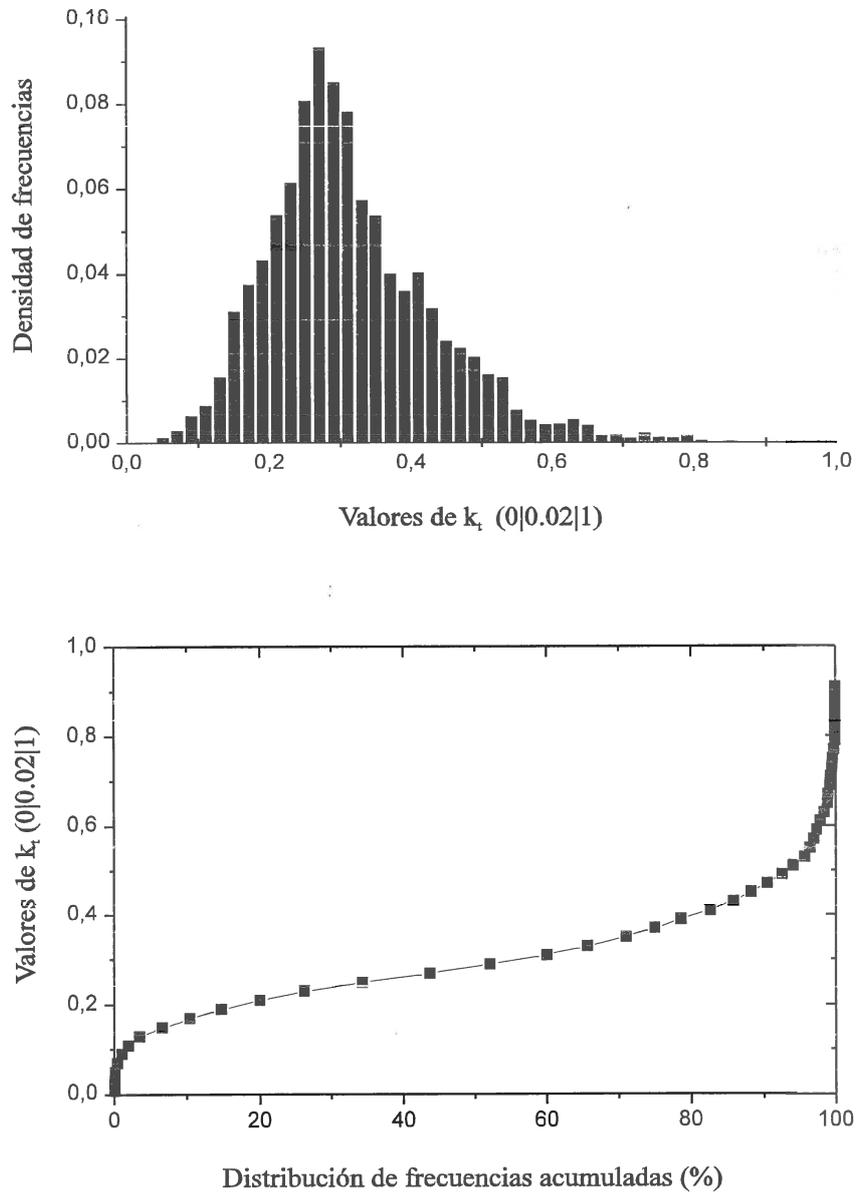


Fig. 6.23.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.30.

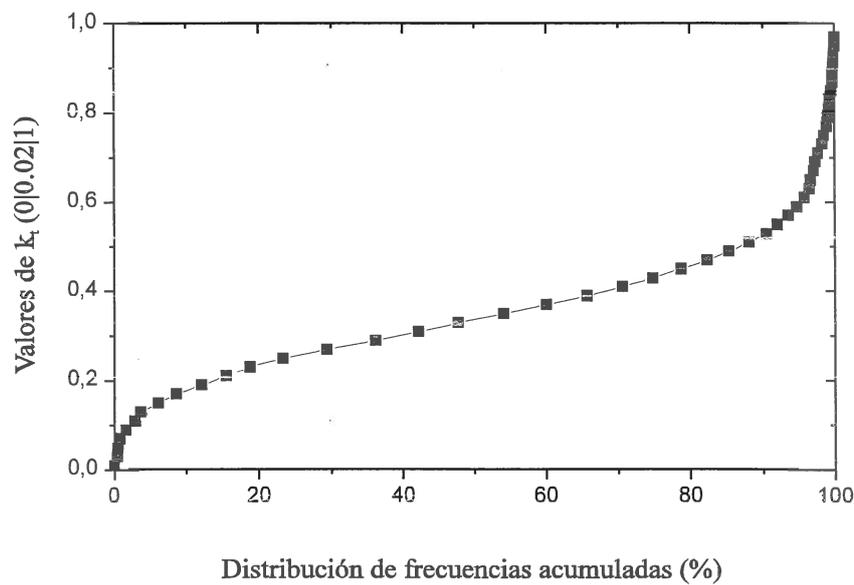
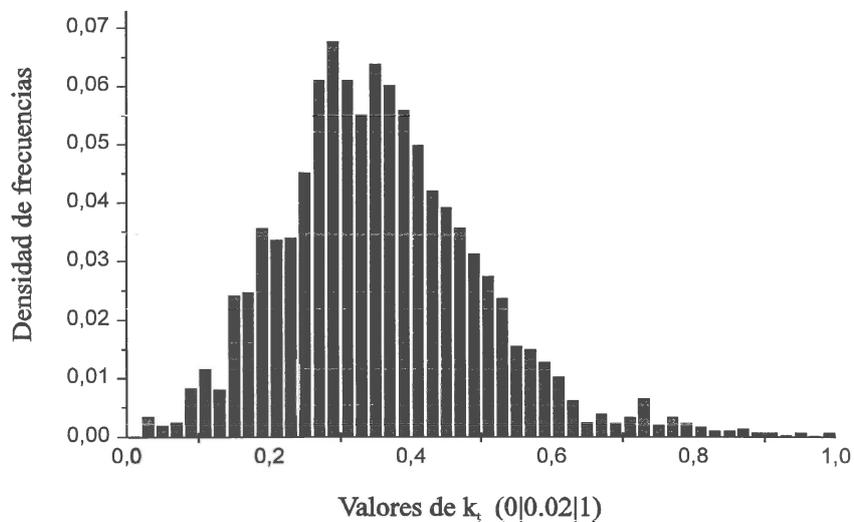


Fig. 6.24.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.35.

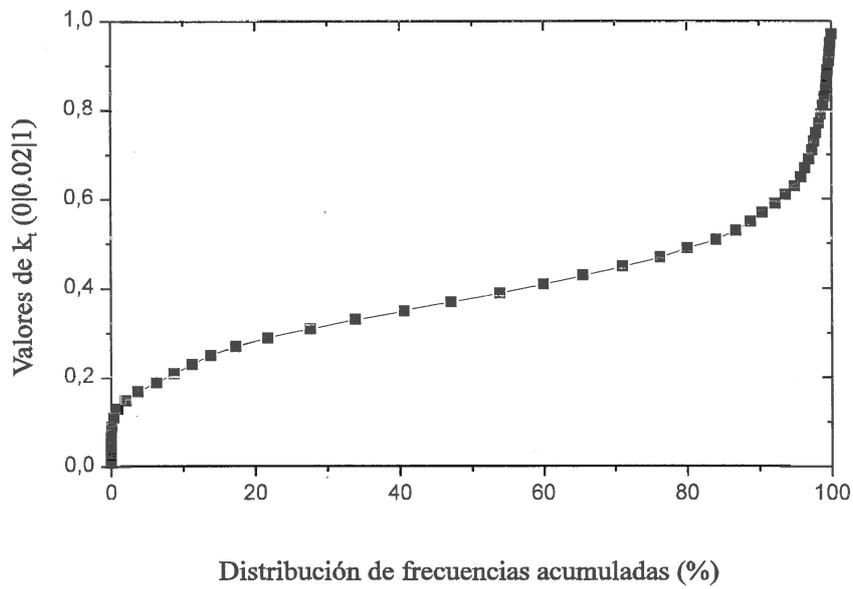
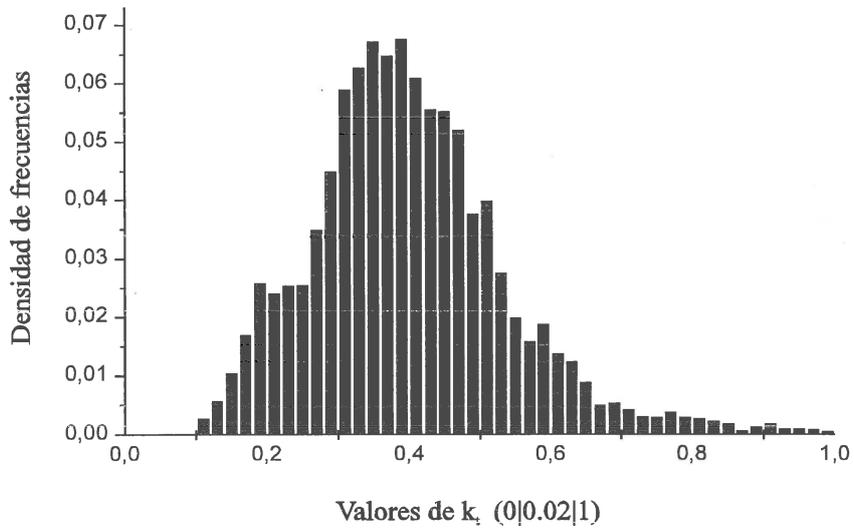


Fig. 6.25.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.40.

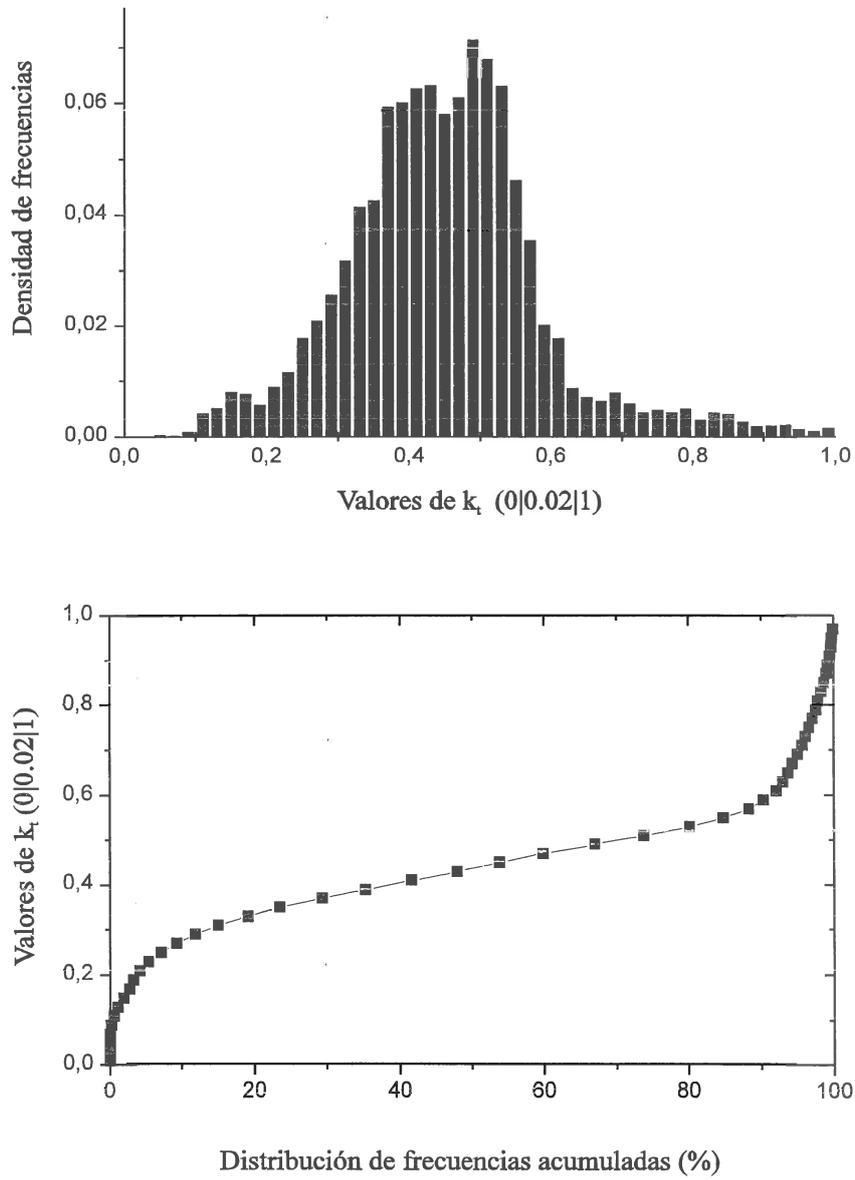


Fig. 6.26.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.45.

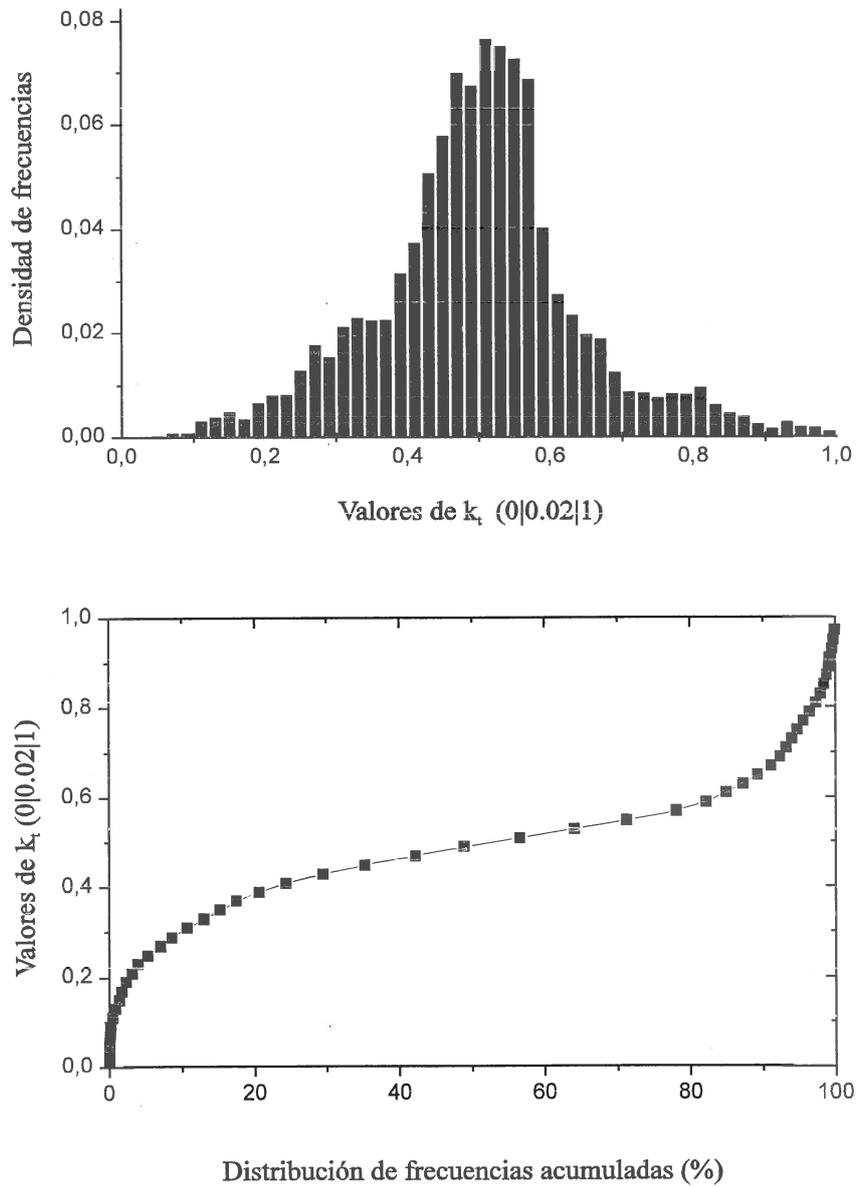


Fig. 6.27.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.50.

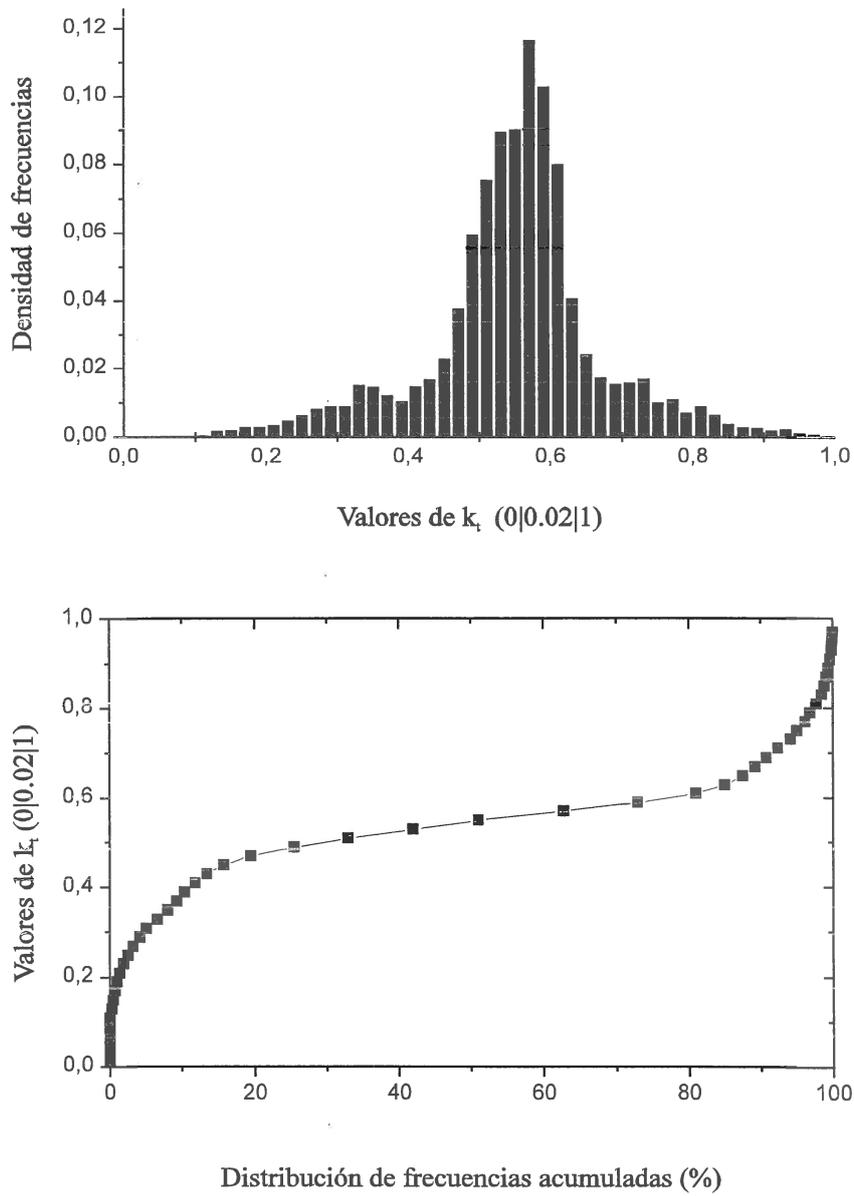


Fig. 6.28.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.55.

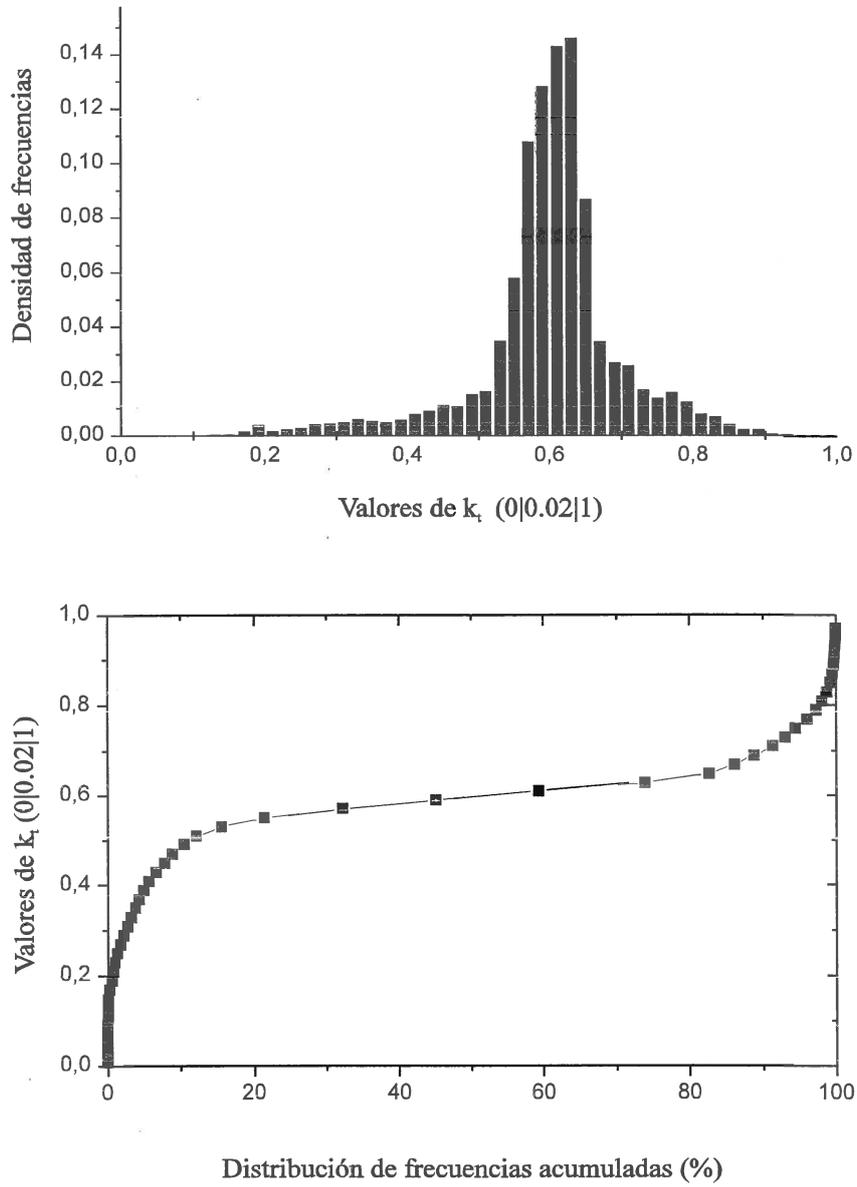


Fig. 6.29.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.60.

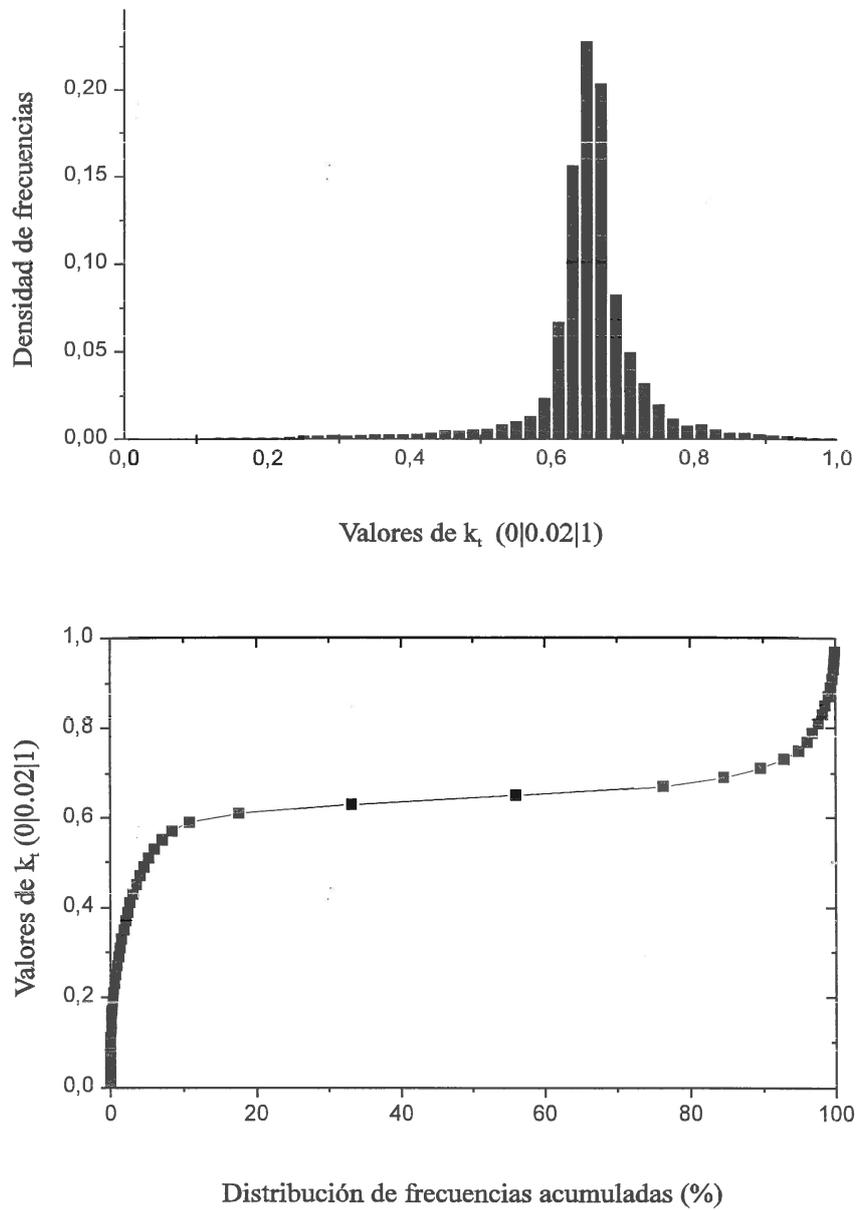


Fig. 6.30.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.65.

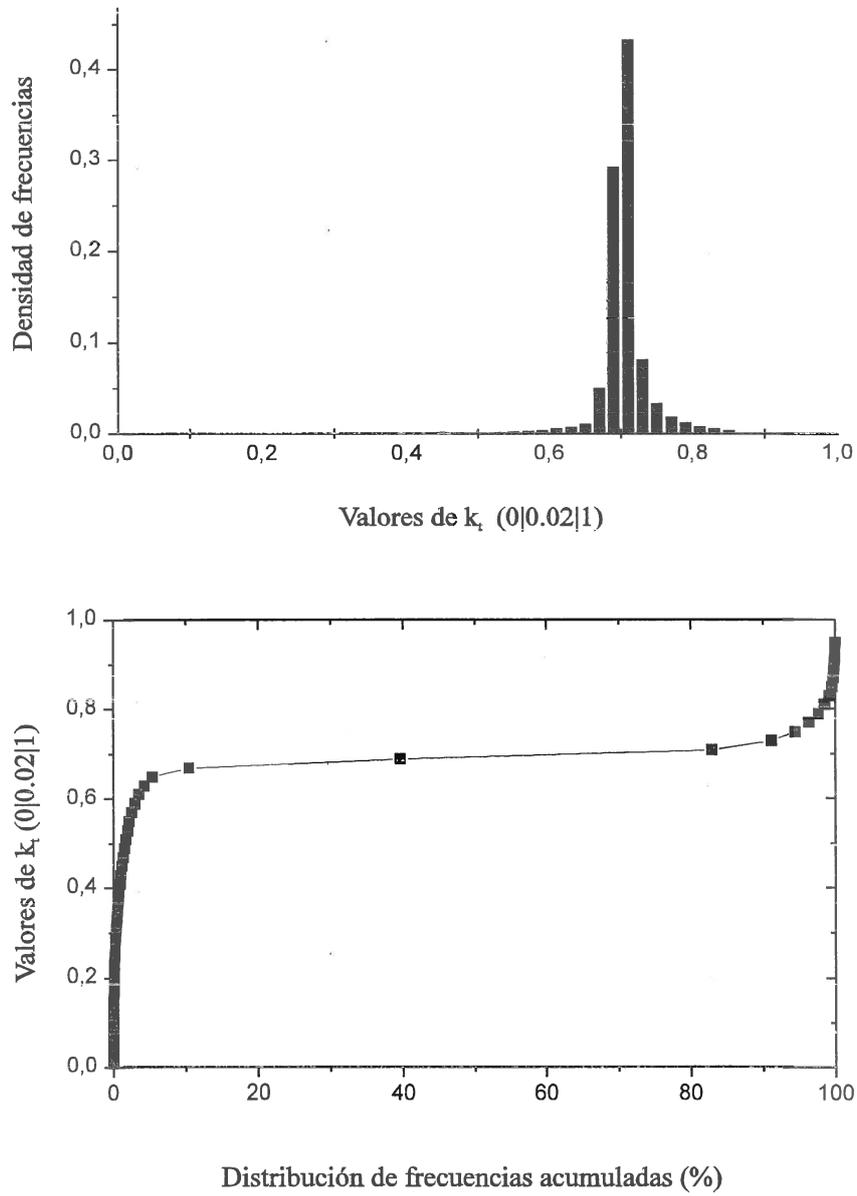


Fig. 6.31.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.70.

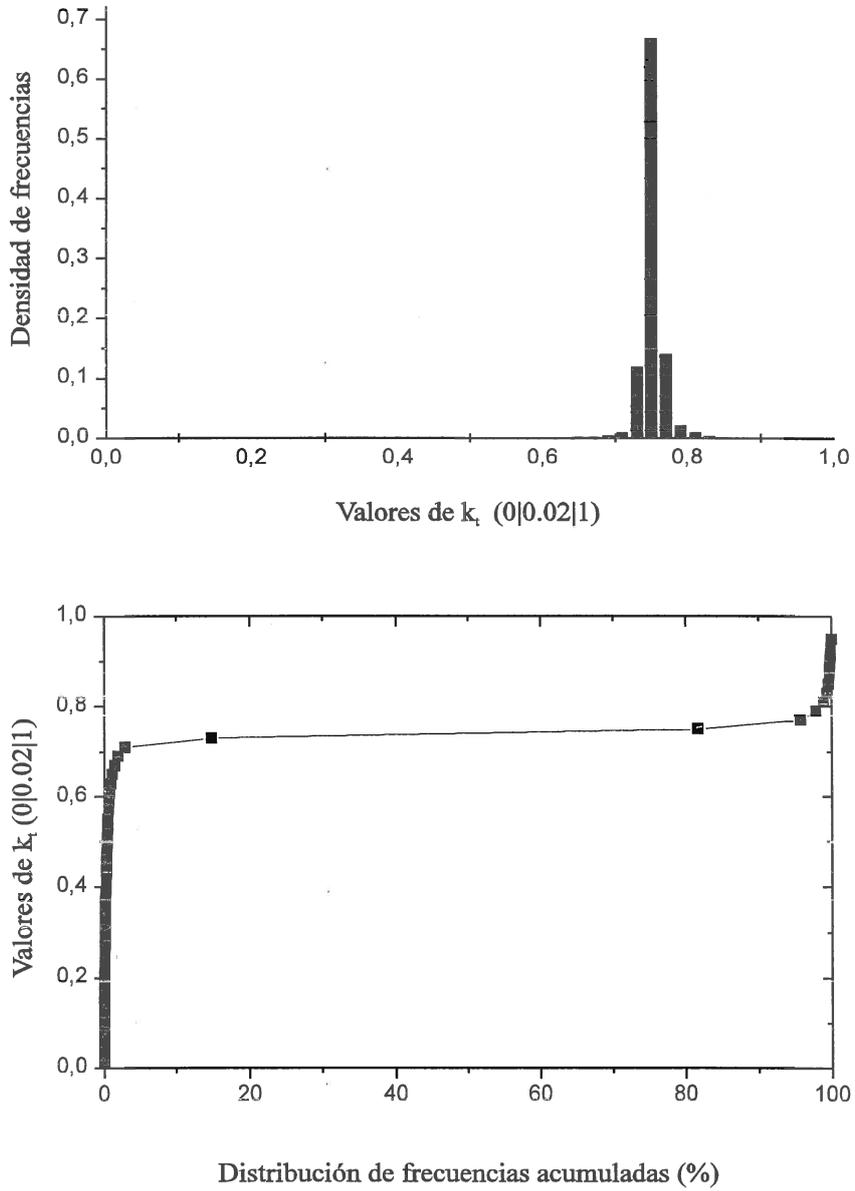


Fig. 6.32.- Histograma de frecuencias y función de distribución acumulada de k_t para \bar{k}_t^H igual a 0.75.

Se puede observar también, en la mayor parte de las distribuciones, una marcada simetría de las curvas en torno a un máximo centrado que corresponde con el valor de \bar{k}_t^H . Este aspecto, es especialmente marcado para valores de \bar{k}_t^H en torno a valores medios (entre 0.45 y 0.65) mientras que las particiones más extremas muestran ya una cierta asimetría, más acentuada para las distribuciones que corresponden a valores inferiores de \bar{k}_t^H . Las distribuciones que corresponden a \bar{k}_t^H bajos, presentan valores en todo el rango de la distribución, siendo la anchura de la curva mayor. Las distribuciones que corresponden a \bar{k}_t^H altos son, sin embargo, muy leptocúrticas, mostrando una dispersión de los valores de k_t mucho más pequeña. Conforme van aumentando los valores de \bar{k}_t^H se va acentuando el carácter simétrico de la distribución. Los valores de \bar{k}_t^H en el rango superior sólo pueden ser el resultado de valores de k_t muy altos. Esto queda reflejado en el carácter más leptocúrtico de estas distribuciones, con una gran concentración de valores de k_t próximos a \bar{k}_t^H .

En las distribuciones correspondientes a valores intermedios de \bar{k}_t^H , que están asociadas a cielos parcialmente nubosos, son más abundantes los sucesos de k_t muy elevados que en las distribuciones de \bar{k}_t^H superiores e inferiores. Este hecho ayuda a confirmar la hipótesis de que los valores altos que aparecen en todas las distribuciones, se deben a las reflexiones múltiples que se producen en las nubes. Este tipo de condiciones de cielo favorece el efecto de reflexiones de la irradiancia en la atmósfera, y se traduce en un incremento de la componente difusa (fig. 6.12.)

La ausencia de bimodalidad nos ha llevado a intentar ajustar las curvas mediante una sola función del tipo de las utilizadas anteriormente para modelizar las distribuciones $f(k_t|m_a)$. Los resultados obtenidos muestran que la función de Gauss se ajusta mejor en las distribuciones correspondientes a $\bar{k}_t^H > 0.65$. Las distribuciones intermedias, $0.45 < \bar{k}_t^H < 0.60$, muestran mejor ajuste con la función de Lorentz. La función de Boltzmann muestra

un comportamiento intermedio en ambos intervalos, y se ajusta mejor que las otras dos a los valores mas pequeños de \bar{k}_t^H . Con el fin de obtener un modelo homogéneo para todo tipo de distribuciones, y a la vista de los resultados anteriormente citados, hemos optado por modelizar también este tipo de distribuciones con la función Boltzmann. Hemos analizado también la posibilidad de modificar esta función, con el fin de que diera cuenta de la asimetría que se observa en algunas de las distribuciones. Para ello se ha introducido un cuarto parámetro en la ecuación (β) que mejora notablemente los ajustes en aquellas distribuciones que son asimétricas. La ecuación modificada responde a la expresión:

$$f(x) = A \frac{e^{(x-x_c)\lambda}}{\left[1 + e^{(x-x_c)\lambda+\beta}\right]^2} \quad (6.37.)$$

La fig. 6.33 muestra la secuencia de funciones Boltzmann para distintos parámetros β , que ponen en evidencia como este parámetro puede llegar a proporcionar un índice de asimetría elevado, tanto a la derecha como a la izquierda de la función. Como ejemplo (fig. 6.33, e, f), se muestra las diferencias en los ajustes que proporciona esta ecuación con respecto a la que no incorpora el parámetro β , en la distribución $f(k_t|\bar{k}_t^H)$ para $\bar{k}_t^H=0.30$, que es débilmente sesgada. El mayor grado de asimetría depende de la relación entre β y λ . El signo de β determina si la asimetría está dirigida hacia la derecha o hacia la izquierda del eje de coordenadas.

Las distribuciones con \bar{k}_t^H (0.3|0.1|0.7) las hemos utilizado para obtener un modelo, que hemos comprobado con las distribuciones \bar{k}_t^H (0.35|0.1|0.75) para estimar la validez del mismo. Las fig. 6.34 muestra los ajustes de las distribuciones con la función de Boltzmann modificada (ec. 6.36).

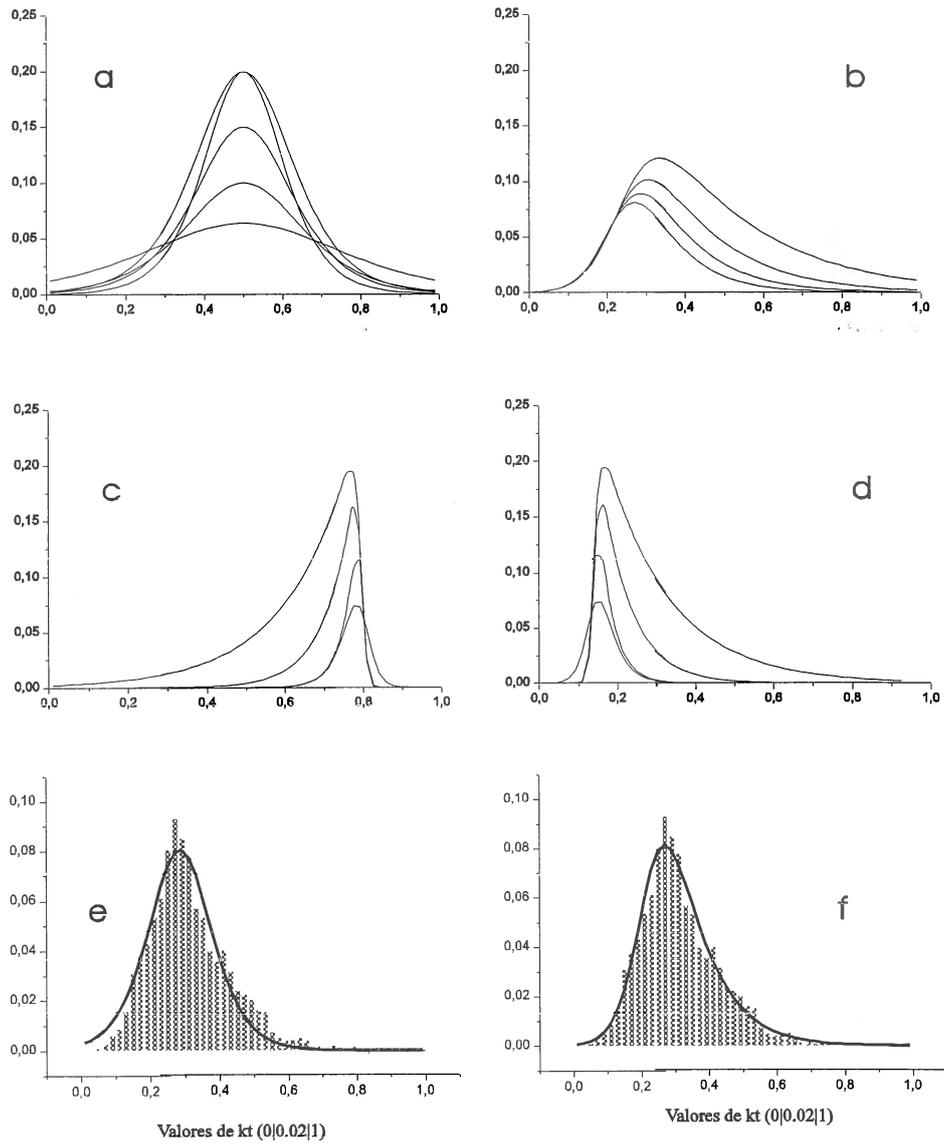


Fig. 6.33 .- La secuencia de gráficas muestra el comportamiento de la ecuación de Boltzmann con el parámetro adicional (β) que se ha introducido. a) Ecuaciones con $\beta = 0$. Son todas simétricas. b) Ecuaciones con distintos valores de $\beta < 0$, sin modificar el resto de los parámetros. c) Ecuaciones con $\beta > 0$, variando también otros parámetros. d) Ecuaciones con $\beta < 0$, variando también otros parámetros. e) Ajuste de una distribución asimétrica sin el parámetro β . f) Ajuste de la misma curva teniendo en cuenta el parámetro β .

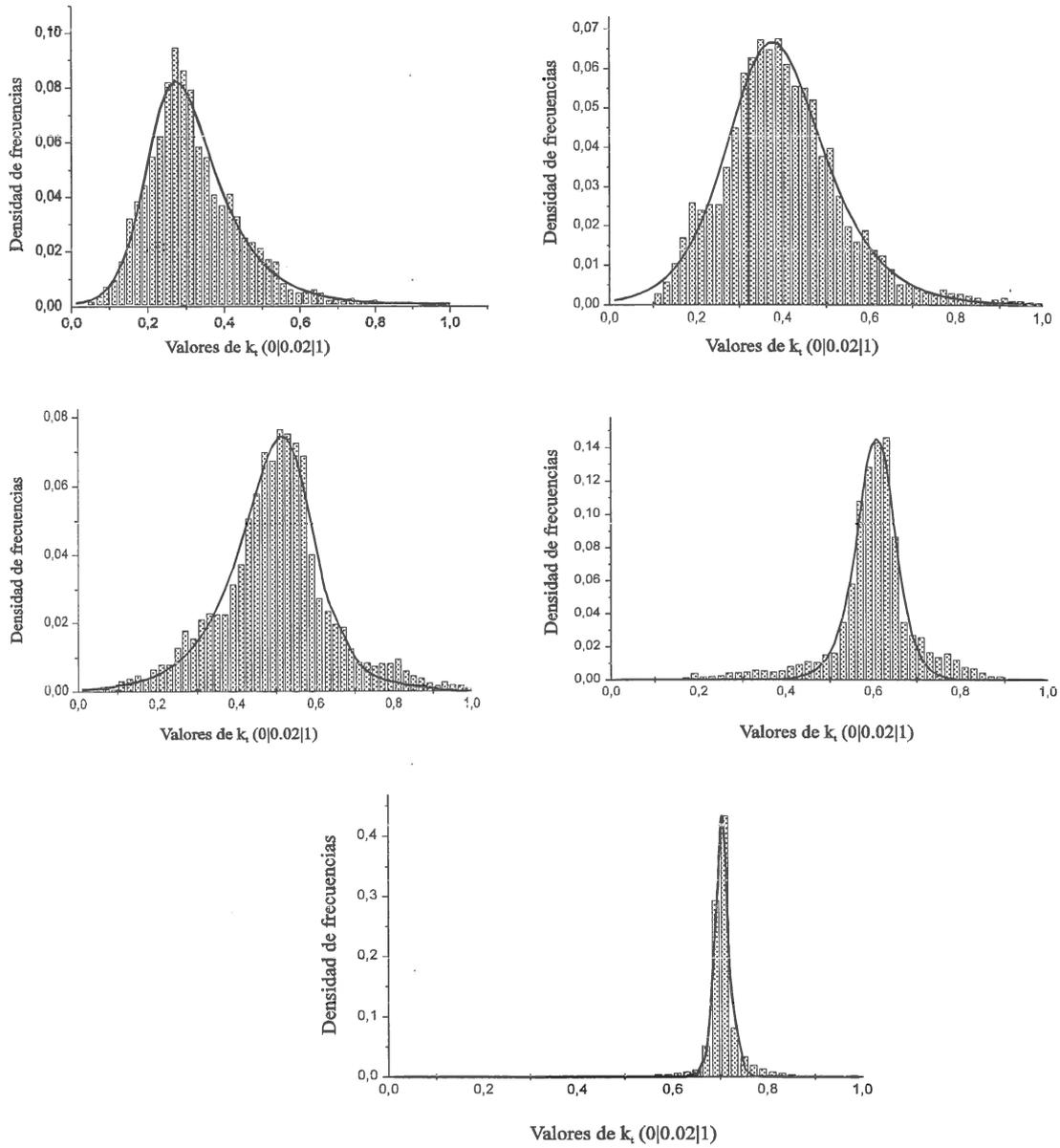


Fig. 6.34.- Ajuste de las distribuciones ($k_i|k_i^H$) mediante la ecuación de Boltzmann.

La dependencia de los coeficientes con \bar{k}_t^H , puede establecerse mediante ajustes polinómicos de segundo orden del tipo $y=A+Bx+Cx^2$, y de tipo exponencial $y=y_0+Ae^{Bx}$. Las ecuaciones que relacionan cada uno de los parámetros que intervienen en el modelo con el valor de \bar{k}_t^H son:

$$A = 0.2701 + 5.109E - 9 \cdot \exp(28.048 \bar{k}_t^H) \quad (6.38.)$$

$$x_c = -0.656 + 3.565 \cdot \bar{k}_t^H - 2.338 \cdot (\bar{k}_t^H)^2 \quad (6.39.)$$

$$\lambda = 15.17 + 1.01E - 10 \cdot \exp(39.63 \bar{k}_t^H) \quad (6.40.)$$

$$\beta = -49.60 + 195.73 \cdot \bar{k}_t^H - 173.89 \cdot (\bar{k}_t^H)^2 \quad (6.41.)$$

Los coeficientes de regresión para cada uno de los parámetros que intervienen en el modelo son:

$$r^2(A) = 0.93 \quad r^2(x_c) = 0.98 \quad r^2(\lambda) = 0.95 \quad r^2(\beta) = 0.90$$

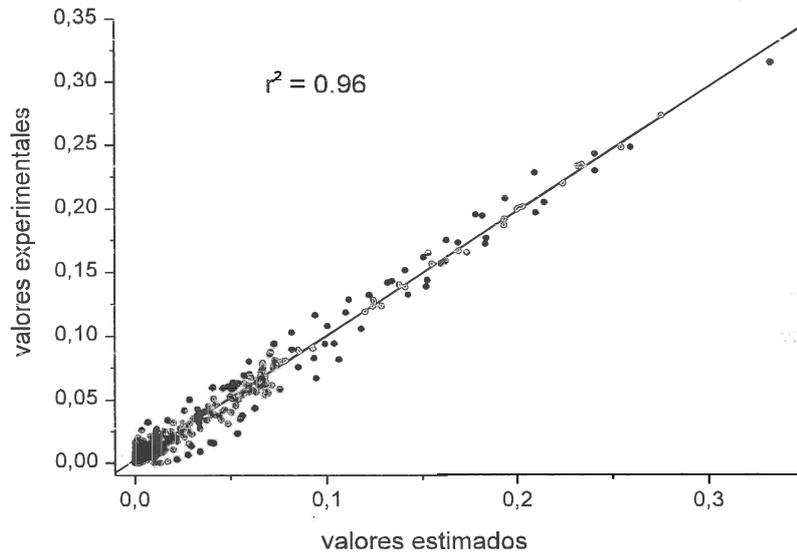


Fig. 6.35.- Recta de regresión de los valores experimentales frente a los valores estimados por el modelo propuesto, para explicar el comportamiento de las distribuciones de k_t condicionadas al valor promedio de la hora.

La estimación del modelo, teniendo en cuenta las distribuciones (0.35|0.1|0.75), mediante análisis de regresión lineal entre los valores obtenidos experimentalmente y los valores estimados por el modelo proporciona los siguientes resultados:

Número de puntos	450
Ordenada en el origen	0.0022
Pendiente	0.978
Coefficiente de regresión	0.980
r^2	0.96
Desviación típica	0.0075
Prob > F	0.0001

La fig. 6.35 recoge el conjunto de todos los valores estimados por el modelo frente a los reales.

El estudio de Gansler⁴ (1995) acerca del comportamiento de los valores de radiación de 1 minuto obtenidos durante 1 año en tres localidades de EE.UU., investiga también la bimodalidad aparecida en anteriores investigaciones. Sus resultados muestran, contrariamente a los encontrados por nosotros y por los autores antes mencionados (Suehrcke y McCormick², 1989; Suehrcke y McCormick³, 1992; Jurado³³ et al., 1995) que la bimodalidad es más acusada para valores bajos de masa óptica, decreciendo este efecto cuando se incrementa ésta. No queda parametrizada esta dependencia con la masa óptica. Las distribuciones $f(k_t, \bar{k}_t^H)$ las ajusta mediante una distribución de Weibull, basándose en la similitud de las curvas de distribución acumuladas que obtiene con las curvas sobre humedad relativa que muestra Erbs³⁴ (1984). La expresión que propone

$$f(x|\bar{x}) = \frac{1 - \exp\left[-(x/\theta_1)^{\theta_2}\right]}{1 - \exp\left[-(1/\theta_1)^{\theta_2}\right]} \quad (6.42.)$$

siendo $x = k_t$ y $\bar{x} = \bar{k}_t^H$

y con

$$\begin{aligned} \theta_1 &= 0.223 + 2.21\bar{x} - 1.211\bar{x}^2 \\ \theta_2 &= 5.948 \cdot 10^{-9} e^{30.054\bar{x}} + 1.587e^{1.815\bar{x}} \end{aligned}$$

muestra para nuestros datos ajustes con un coeficiente de regresión donde r^2 es inferior a 0.82 en todos los casos.

6.4 DISTRIBUCIONES DE LOS VALORES DE 1 MINUTO DE k_b .

Mientras las distribuciones “instantáneas” de k_t han sido objeto de estudio en los últimos años por parte de diferentes autores, que hemos reseñado anteriormente, la literatura acerca de la componente directa de la irradiancia es muy escasa. Con vista a la generación de series sintéticas, Skarveit y Olseth¹ (1992) analiza los valores de k_t y k_b , aunque en vez de normalizar los valores de irradiancia global y directa respecto a la irradiancia solar extraterrestre, lo hace respecto a los valores de global y directa de una atmósfera de cielo despejado. Para ello utilizan los datos obtenidos durante un año, con un intervalo de 5 minutos, en tres lugares de EE.UU.

Nuestro análisis lo hemos realizado según dos distribuciones condicionadas: para la masa óptica y para el valor promedio horario.

a) Condicionadas para valores de masa óptica.

Las figuras 6.36 a 6.40 muestran las distribuciones correspondientes a k_b para distintos valores de la masa óptica según las particiones señaladas anteriormente ($k_b|m_a$).

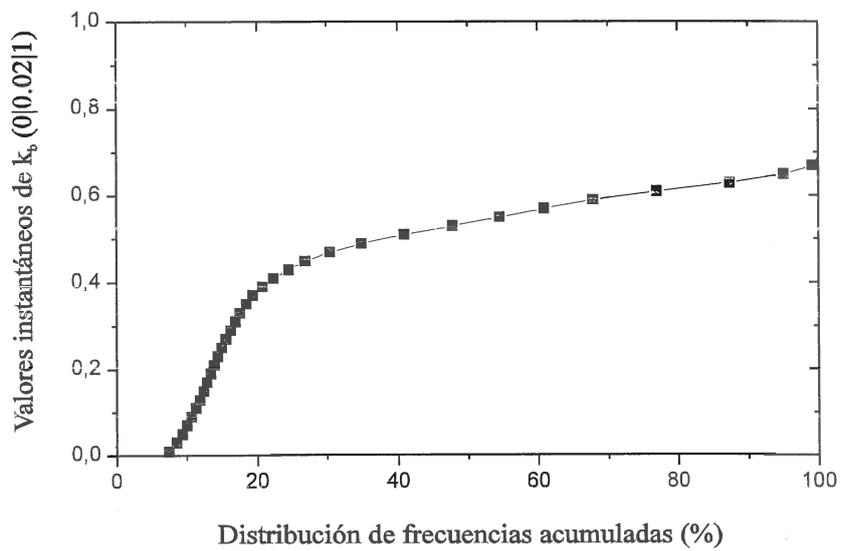
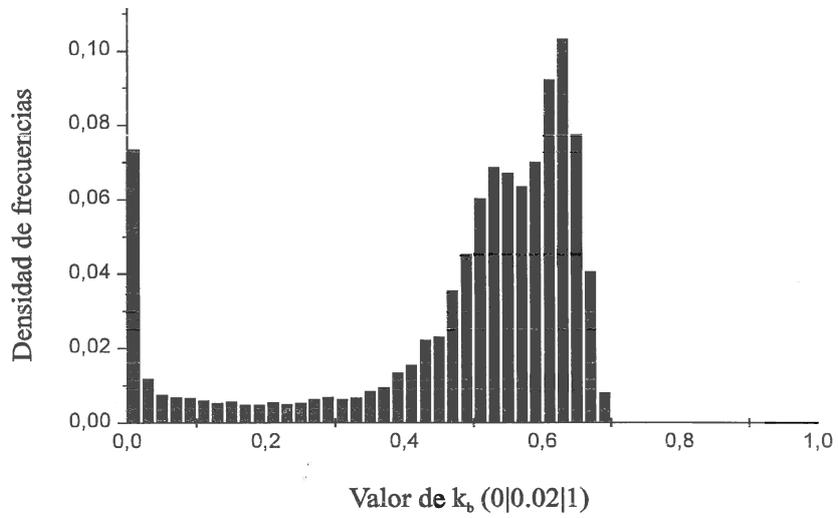


Fig. 6.36.- Distribucion de k_b para la masa óptica 1.0.

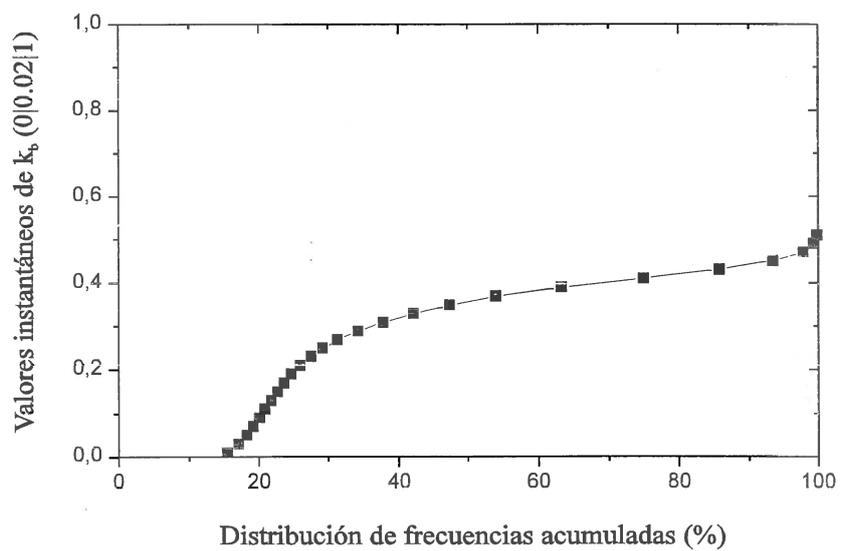
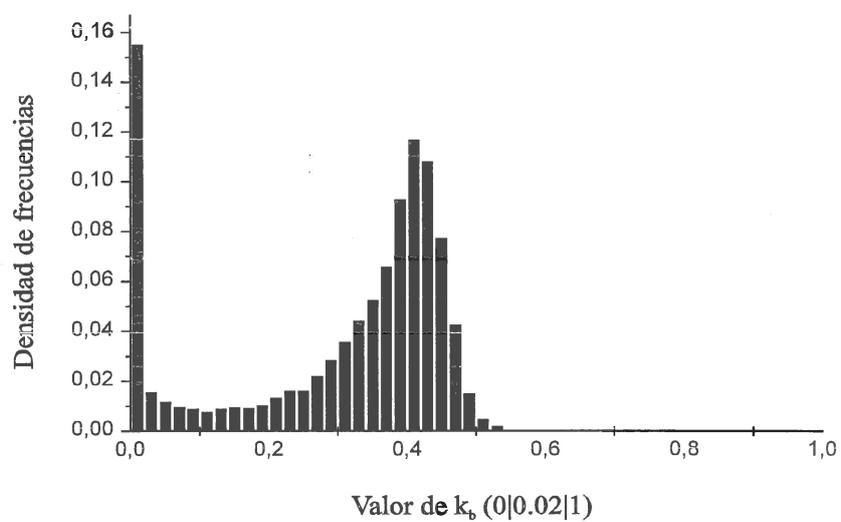


Fig. 6.37.- Distribucion de k_b para la masa óptica 1.5.

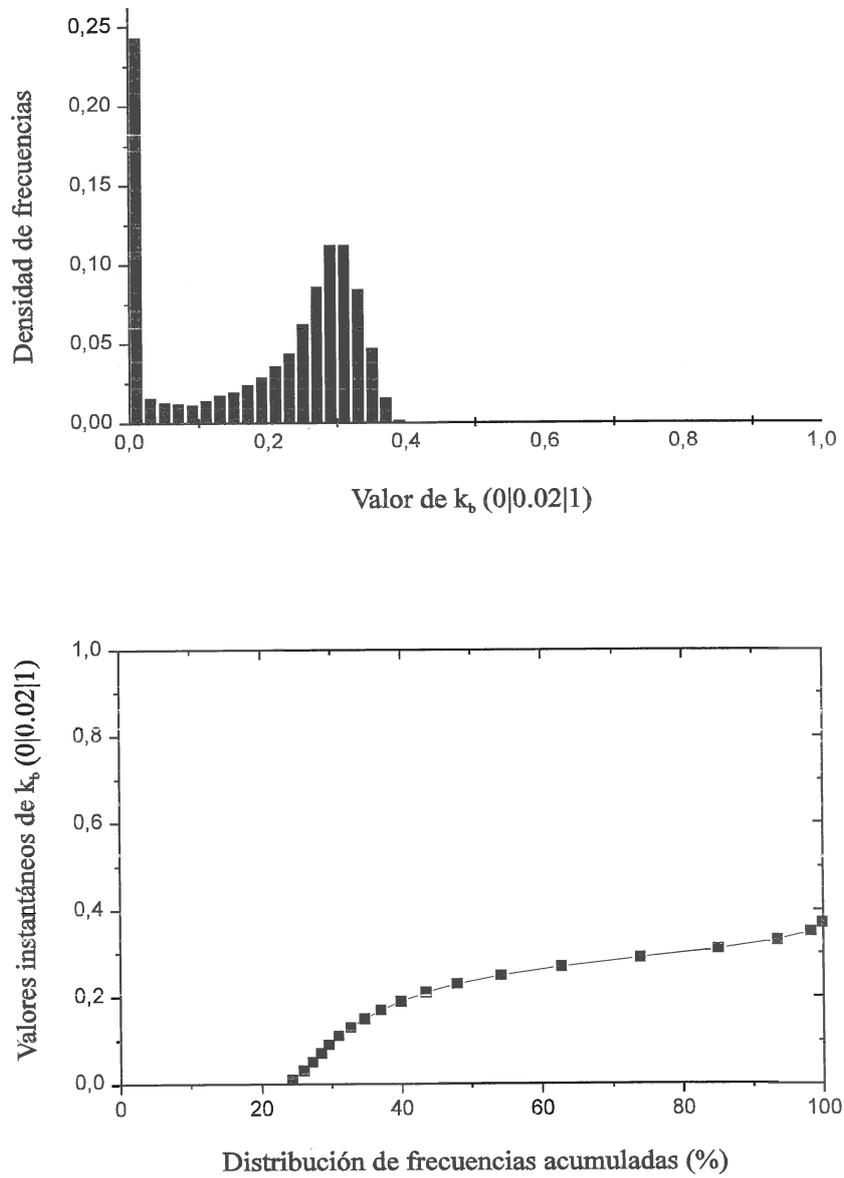


Fig. 6.38.- Distribucion de k_b para la masa óptica 2.0.

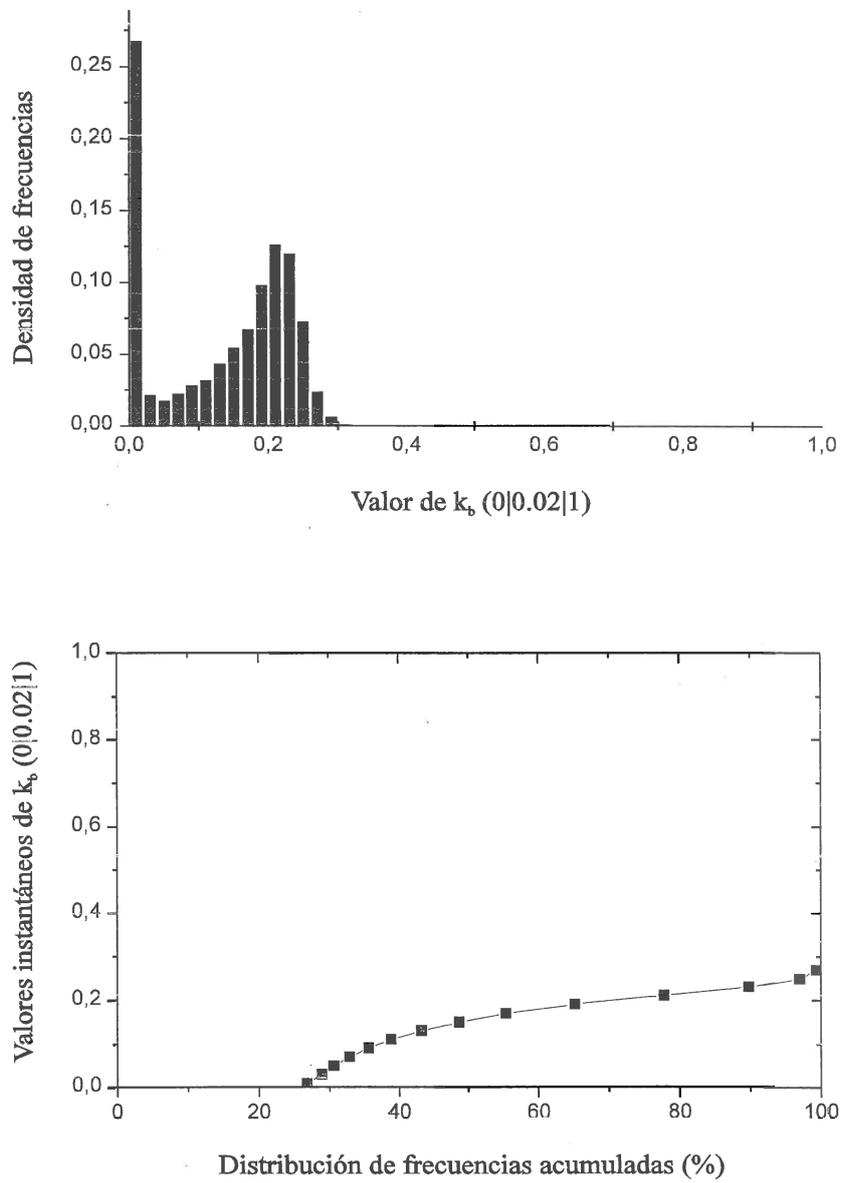


Fig. 6.39.- Distribucion de k_b para la masa óptica 2.5.

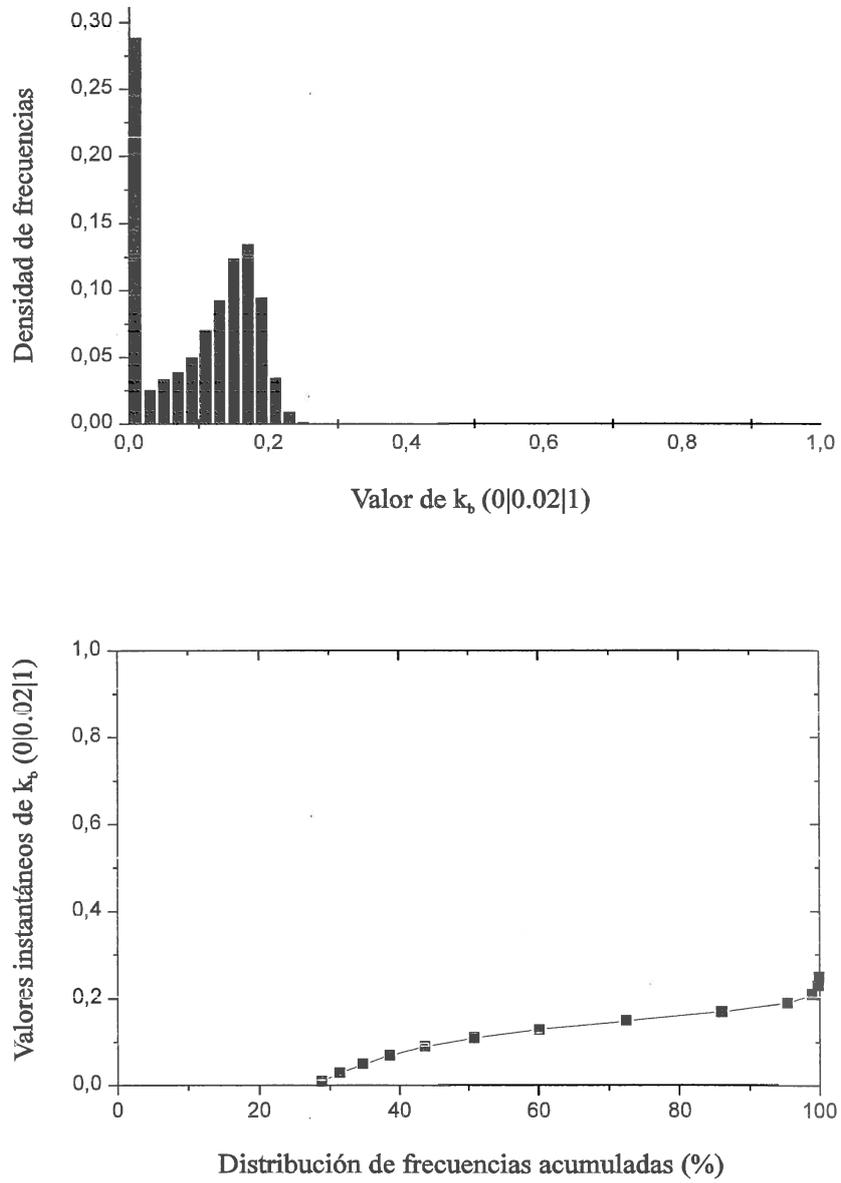


Fig. 6.40.- Distribucion de k_b para la masa óptica 3.0.

Todas las curvas presentan un aspecto bimodal con dos máximos bien definidos. El primero se encuentra en la partición (0,0.02) y corresponde con todos los valores donde esta componente es 0, es decir, aquellos momentos en los que sólo se está recibiendo radiación difusa. Los valores de la partición (0, 0.02), donde se manifiesta la ausencia de componente directa, pueden ser debidos a cielos completamente cubiertos o a cielos parcialmente cubiertos. En este segundo caso se tratará de situaciones transitorias en las que las nubes ocultan al Sol. Esta situación se presentará con más frecuencia para masas ópticas grandes.

El análisis de esta partición indica el tanto por ciento sobre el total de valores en que se cumple esta condición de ausencia de componente directa. Para las masas indicadas, la tabla 6.3 y la figura 6.41 recogen el porcentaje de estos sucesos.

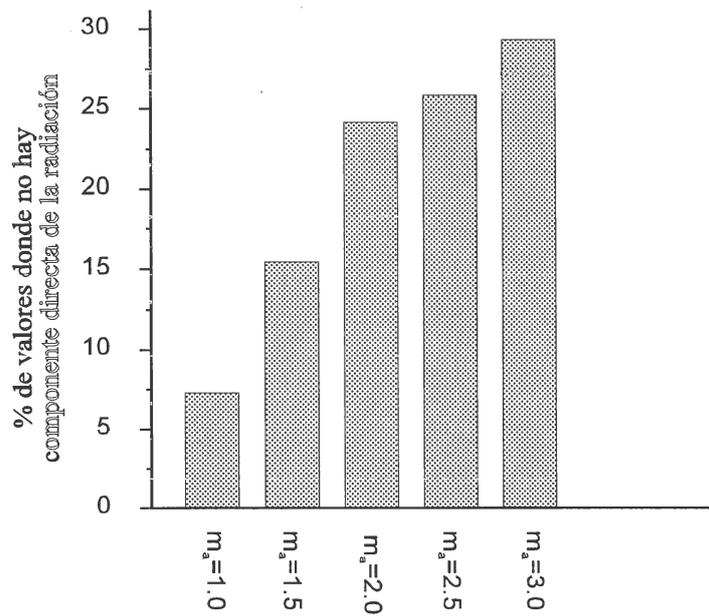


Fig. 6.41.- Porcentaje de valores, extraídos de las correspondientes distribuciones de k_b , en donde no hay componente directa de la radiación.

	$m_a=1.0$	$m_a=1.5$	$m_a=2.0$	$m_a=2.5$	$m_a=3.0$
fracción temporal durante la que no hay componente directa de la radiación	7.35%	15.49%	24.32%	26.79%	28.87%

Tabla 6.3.- Tanto por ciento de valores donde no hay componente directa de la radiación.

El apreciable incremento de valores en donde no hay componente directa con el aumento de la masa óptica ha sido puesto de manifiesto por Skartveit y Olseth¹ (1992), que muestra en sus distribuciones una evolución semejante a la encontrada por nosotros. El segundo máximo de las distribuciones se sitúa en torno a valores altos de k_b , donde la frecuencia de sucesos

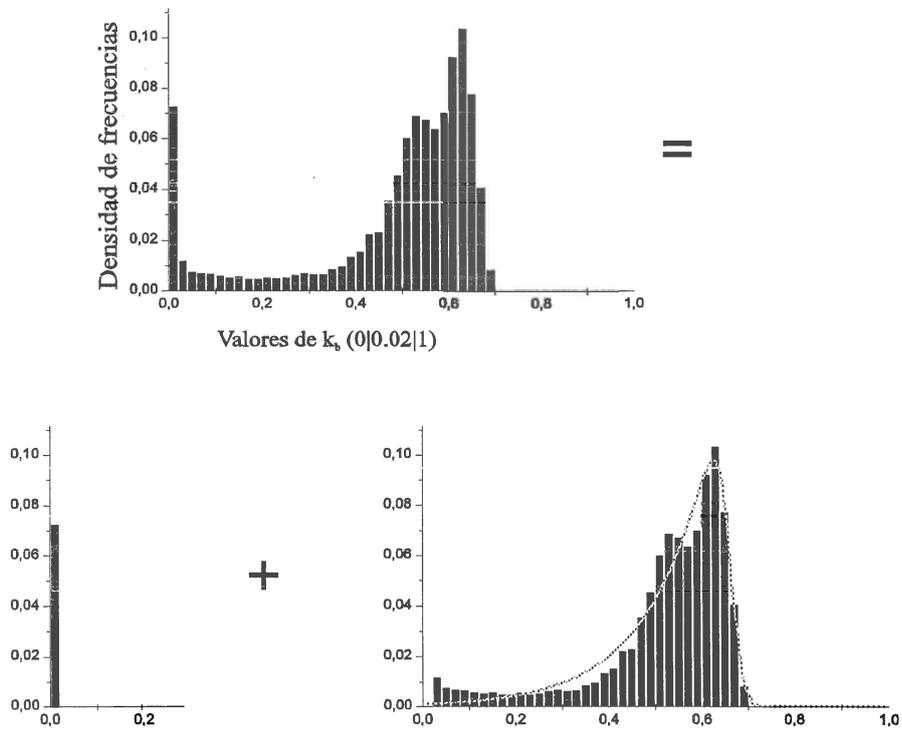


Fig. 6.42. Separación de la partición (0,0.02) para explicar el comportamiento de la componente directa mediante la ecuación de Boltzmann modificada

es muy elevada. Los valores intermedios entre ambos máximos registran una frecuencia pequeña de sucesos.

Al incrementarse la masa óptica, el máximo de la segunda moda se va desplazando a valores menores, como cabría esperar de la aplicación del aumento de la extinción de la componente directa de la irradiancia a medida que aumenta la masa óptica. La forma de las particiones en torno al valor máximo de k_b , muestran una fuerte asimetría hacia la izquierda de la distribución, que va unida además a la bimodalidad antes señalada.

La forma de la distribución sugiere una distribución de Gompertz. Esta distribución, de tipo bimodal, prevé una cantidad de sucesos muy grandes al inicio de la distribución, y un segundo máximo al final de la misma. Skartveit y Olseth¹ (1992) han utilizado una distribución beta. Sin embargo, en nuestro caso, no responde bien en el máximo que aparece en la partición (0,0.02). Para modelizar nuestros datos, hemos separado este máximo, de forma que la distribución completa puede obtenerse como suma de dos distribuciones (fig. 6.42). Una que puede expresarse como una delta de Dirac multiplicada por un factor que depende de la masa óptica de acuerdo con los resultados de la tabla 6.3. La segunda, correspondiente al resto de las particiones, puede ajustarse mediante funciones que reproduzcan la asimetría que se observa. La ecuación de Boltzmann modificada (ec. 6.37) mediante el parámetro β responde adecuadamente a los valores experimentales. De esta forma se mantiene la coherencia con las funciones obtenidas para las distribuciones de k_t . La tabla 6.4 muestra los parámetros y el valor de χ^2 obtenidos mediante este sistema para cada una de las distribuciones.

El parámetro x_c , relacionado con el valor donde se sitúa el máximo de la función de distribución, muestra como ésta se va desplazando hacia valores inferiores de k_t cuando aumenta la masa óptica. La relación entre β y λ evidencia que la asimetría de las distribuciones también va disminuyen-

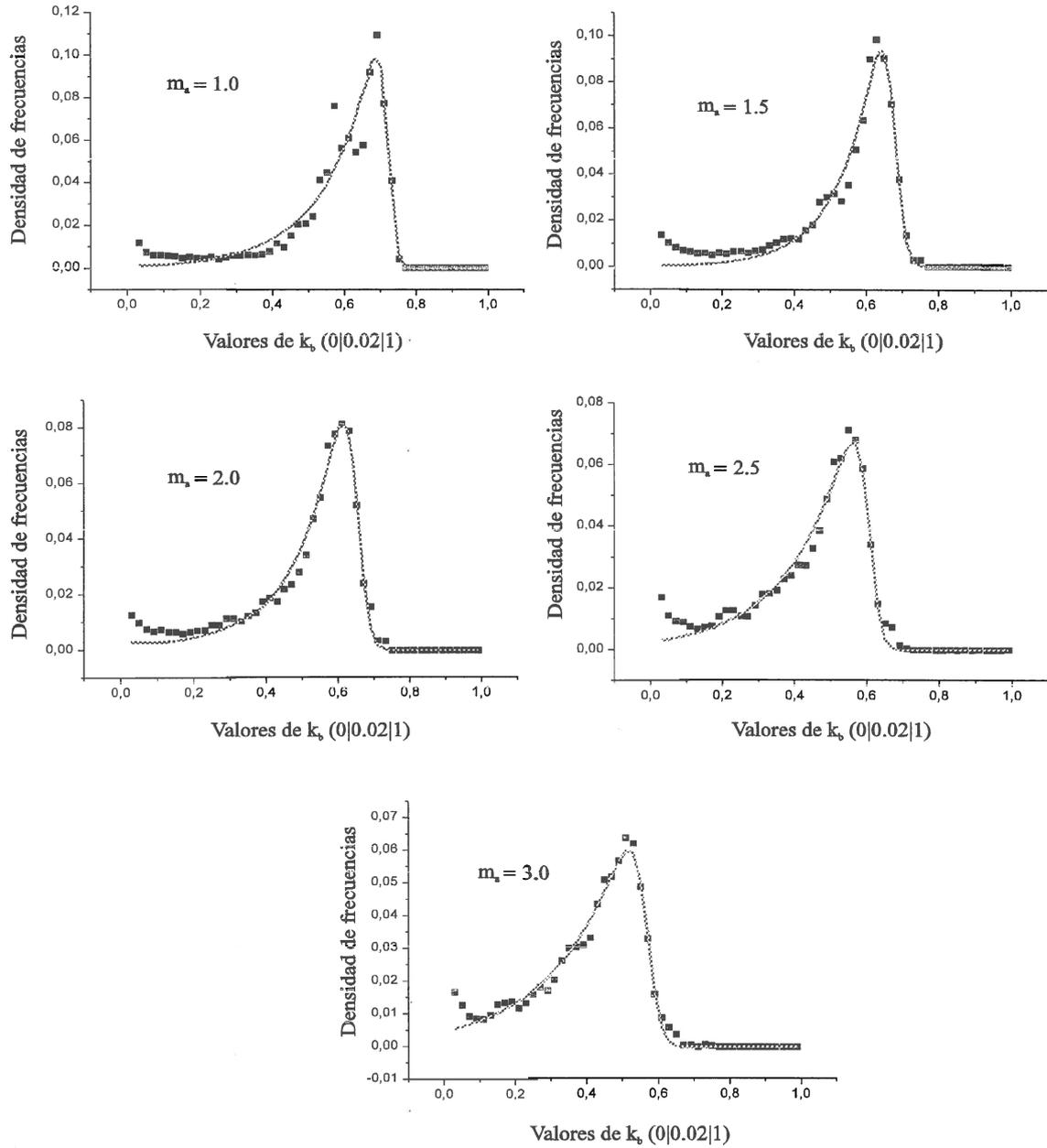


Fig. 6.43.- Ajustes mediante la ecuación de Boltzmann de las distribuciones de k_b para las distintas masas ópticas.

do con m_a . Los ajustes mediante la función de Boltzmann modificada están representados en la fig. 6.43 y la función de distribución acumulada de todas las distribuciones se muestran en la fig. 6.44. El inicio de las curvas en $x \neq 0$, reflejan los valores de la primera partición. Se observa que el máximo de k_b es inferior a 0.7 y disminuye a medida que aumenta la masa óptica, como se puede esperar del aumento de extinción del haz directo al aumentar m_a .

	A	x_c	λ	β	χ^2
$m_a=1.0$	0.137	0.731	6.92	72.19	$5 \cdot 10^{-5}$
$m_a=1.5$	0.169	0.687	9.34	44.06	$2 \cdot 10^{-5}$
$m_a=2.0$	0.107	0.619	6.03	44.58	$2 \cdot 10^{-5}$
$m_a=2.5$	0.105	0.617	6.01	44.52	$1 \cdot 10^{-5}$
$m_a=3.0$	0.095	0.582	5.15	37.76	$8 \cdot 10^{-6}$

Tabla 6.4 Parámetros de ajuste de las distribuciones ($k_b|m_a$)

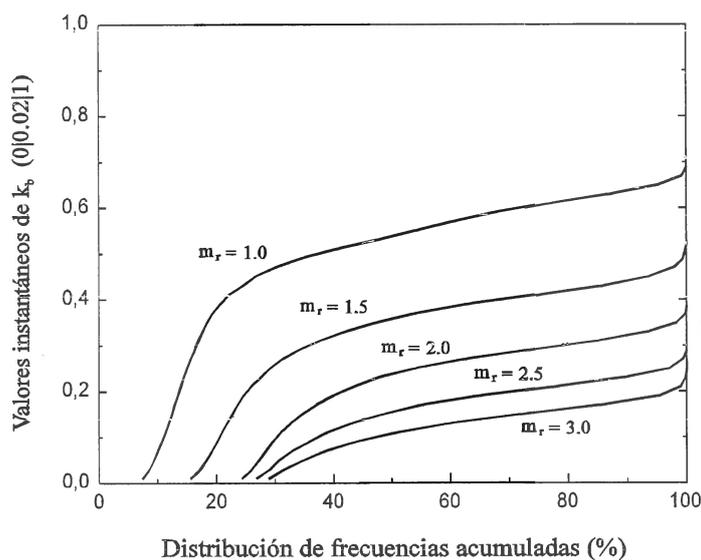


Fig. 6.44.- Curvas de distribución acumuladas correspondientes a las distribuciones de la componente directa, para distintas masas ópticas.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_b^H .

Las figuras 6.45 a 6.49 representan las distribuciones de los valores intrahorarios de k_b para cada valor \bar{k}_b^H y sus correspondientes curvas de distribución acumuladas. Es notoria la simetría que poseen las distribuciones, que son todas unimodales. La tabla 6.5 muestra los coeficientes obtenidos para cada una de curvas de Boltzmann modificadas que ajustan a las distribuciones, y en la fig. 6.50 la representación correspondiente.

	A	x_c	λ	β	χ^2
$\bar{k}_b^H=0.30$	0.343	0.329	17.47	1.75	$1 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_b^H=0.40$	0.419	0.431	21.26	2.97	$1 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_b^H=0.50$	0.797	0.500	51.90	-6.60	$2 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_b^H=0.60$	1.694	0.609	76.19	8.31	$1 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_b^H=0.70$	3.427	0.698	170.71	-6.42	$1.3 \cdot 10^{-6}$

Tabla 6.5 Parámetros de ajuste de las distribuciones ($k_b | \bar{k}_b^H$)

El valor del parámetro A indica que al crecer el valor medio de \bar{k}_b^H la curva tiende a ser más leptocúrtica, agrupándose los valores en torno al valor medio de la hora, y creciendo, por consiguiente, la altura de la distribución en torno a ese punto conforme se hace mayor dicho promedio. Las variaciones intrahorarias de los valores de k_b son menores, por tanto, cuanto mayor es el promedio horario. Las curvas son unimodales, y el valor del máximo de cada una de las distribuciones se sitúa muy centrado en el valor medio de la hora, como indica el coeficiente x_c . La asimetría es muy débil en todas las distribuciones, como puede observarse en las figuras y se desprende de la relación entre β y λ , que nos muestra que son prácticamente simétricas. La mayor simetría de estas curvas con respecto a la de las distribuciones $f(k_t | \bar{k}_t^H)$ evidencia la influencia que tienen las aportaciones de difusa en los valores de k_b , principalmente debido a las múltiples reflexiones de las nubes. El hecho de que la asimetría sea muy pequeña induce a pensar

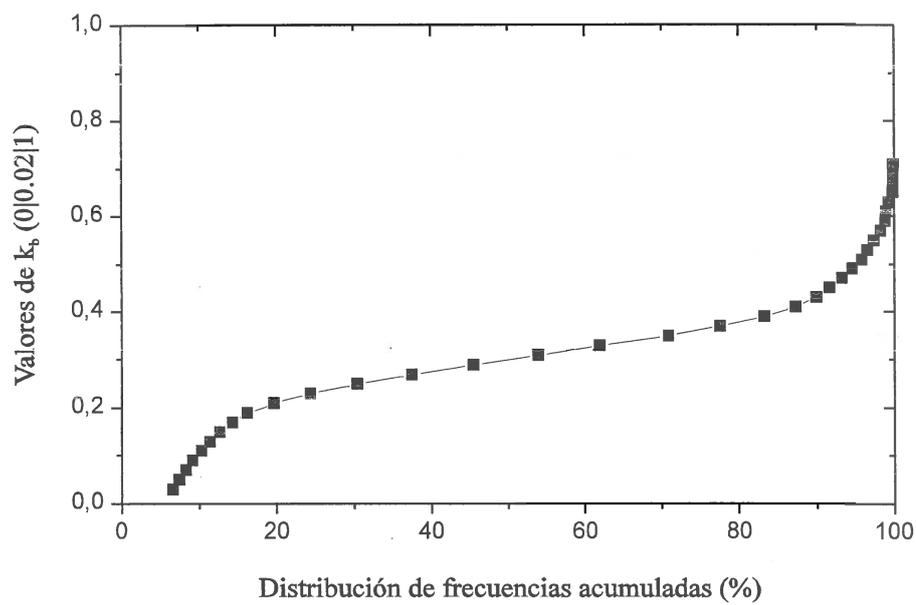
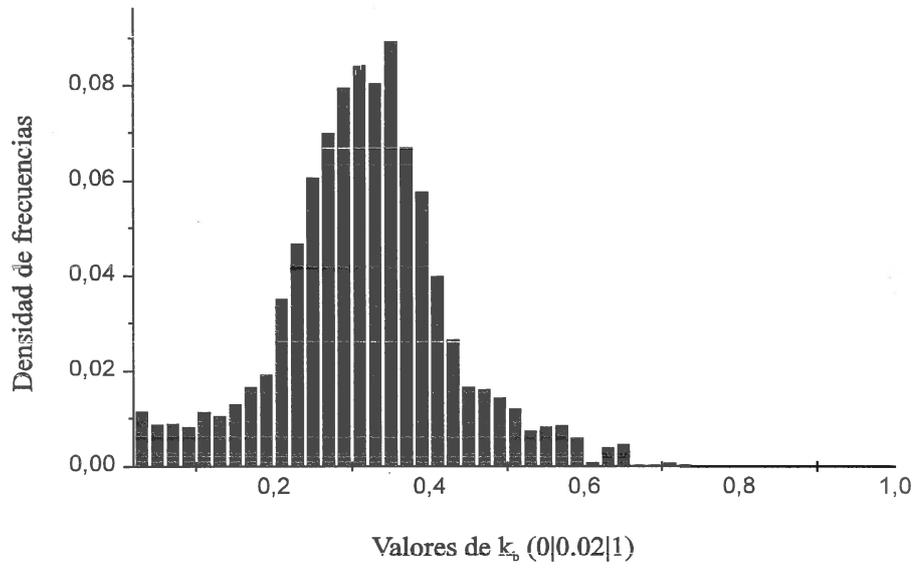


Fig. 6.45.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_b para $\bar{k}_b^H = 0.3$

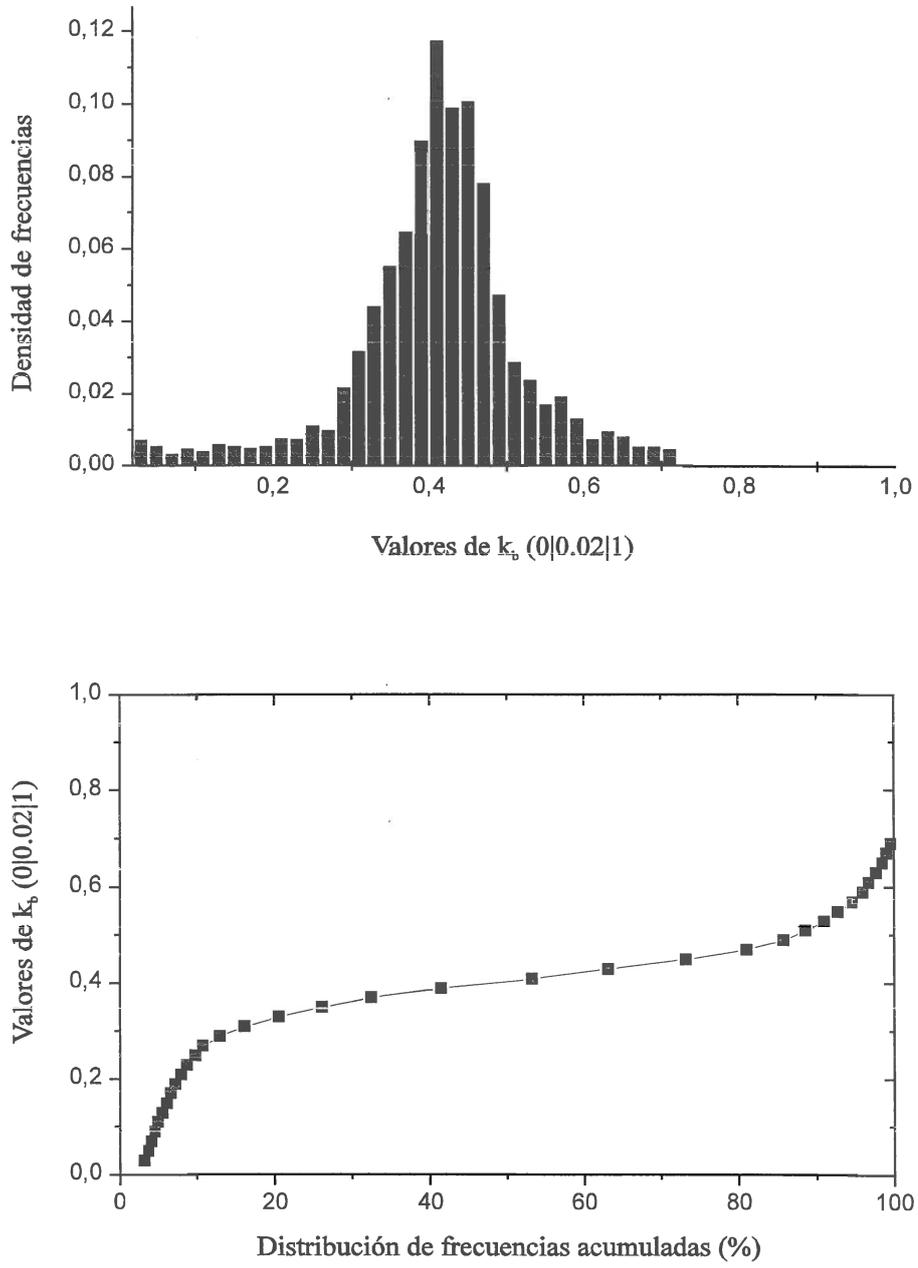


Fig. 6.46.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_b para $\bar{k}_b^H = 0.4$

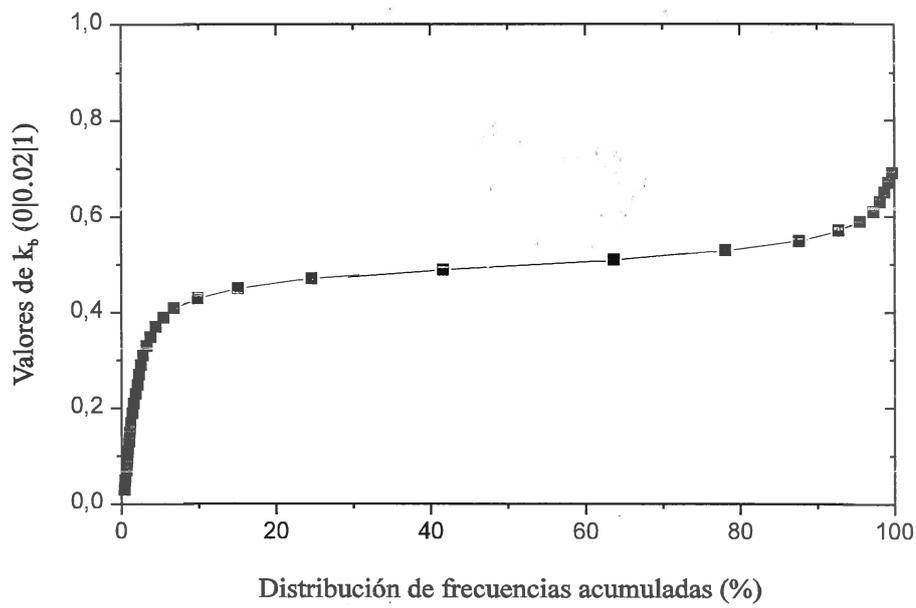
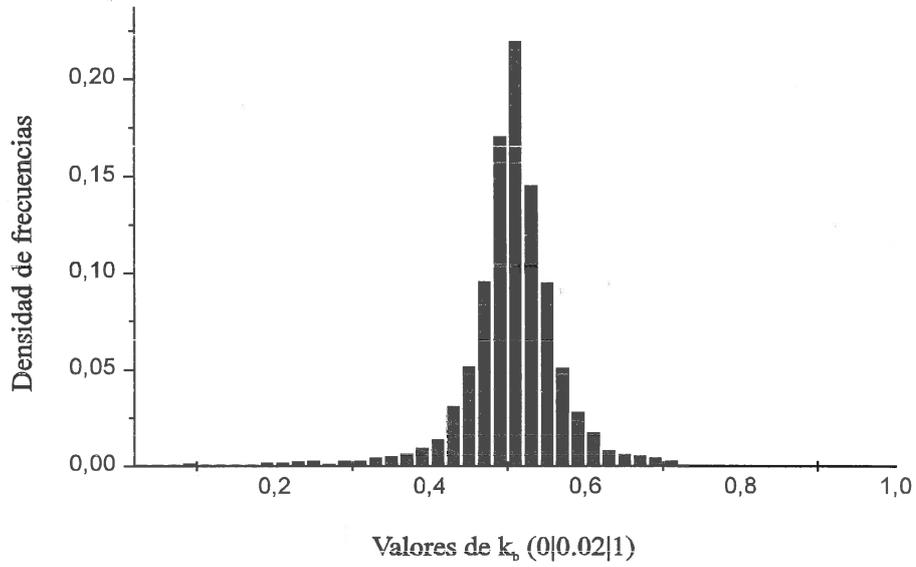


Fig. 6.47.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_b para $\bar{k}_b^H = 0.5$

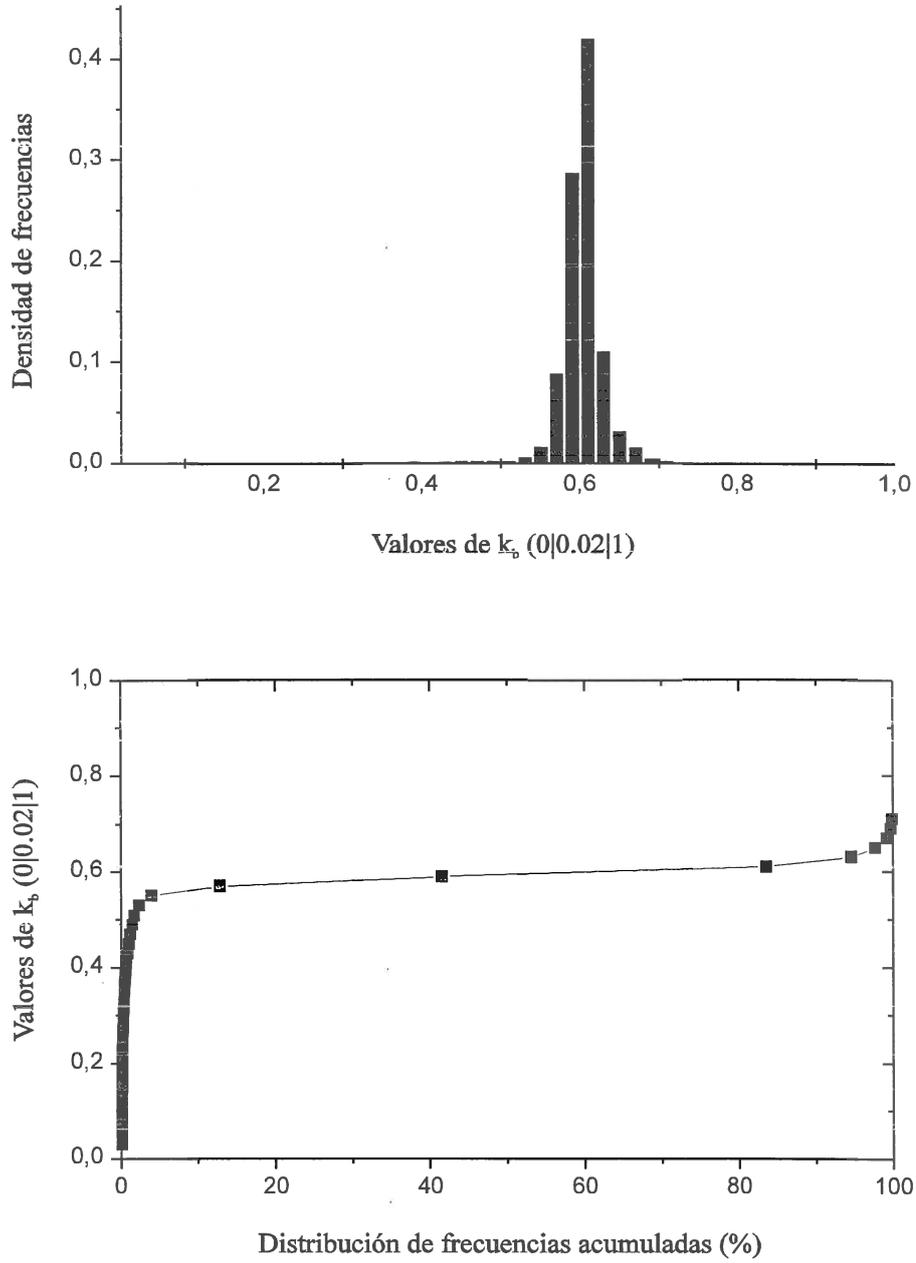


Fig. 6.48.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_b para $\bar{k}_b^H = 0.6$

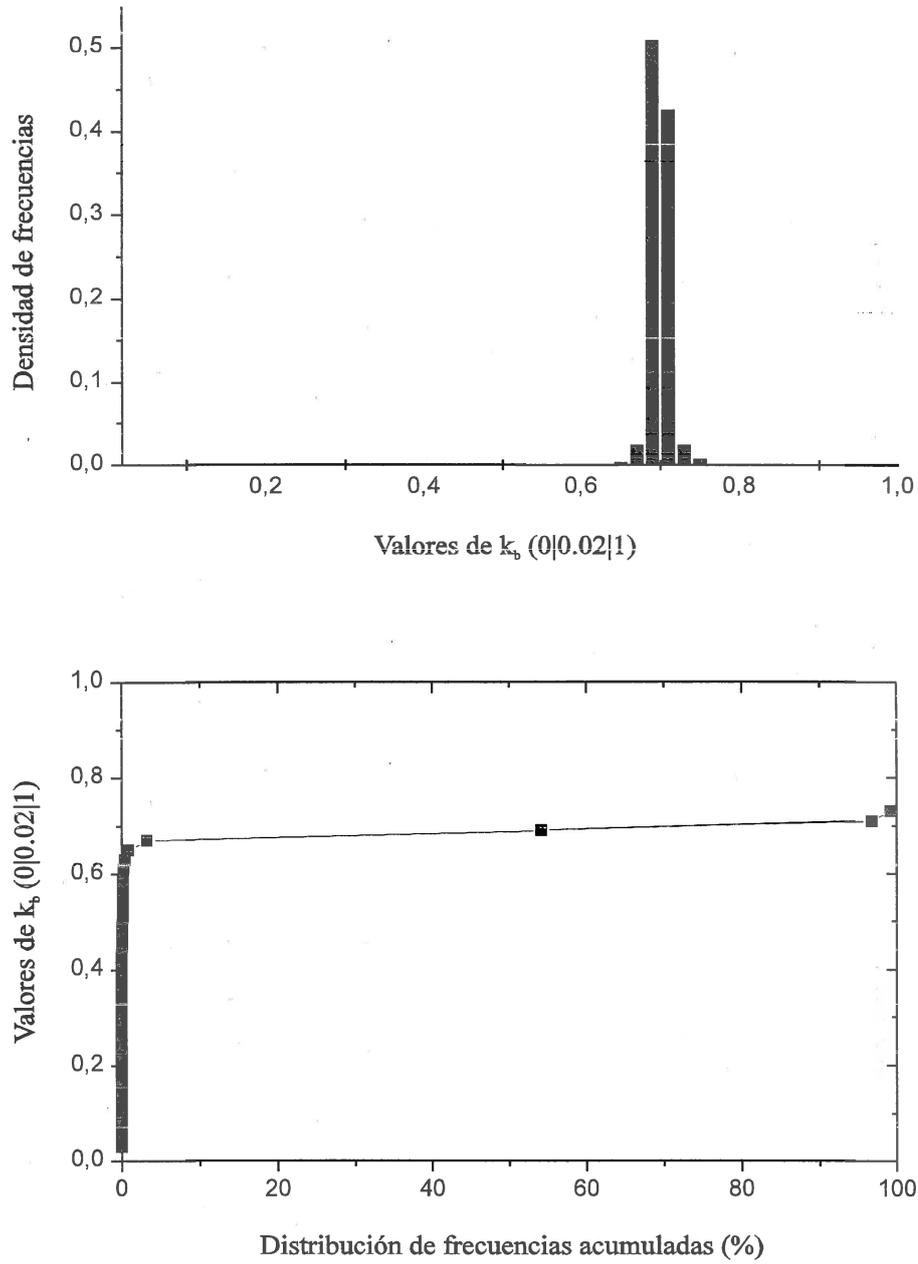


Fig. 6.49.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_b para $\bar{k}_b^H = 0.7$

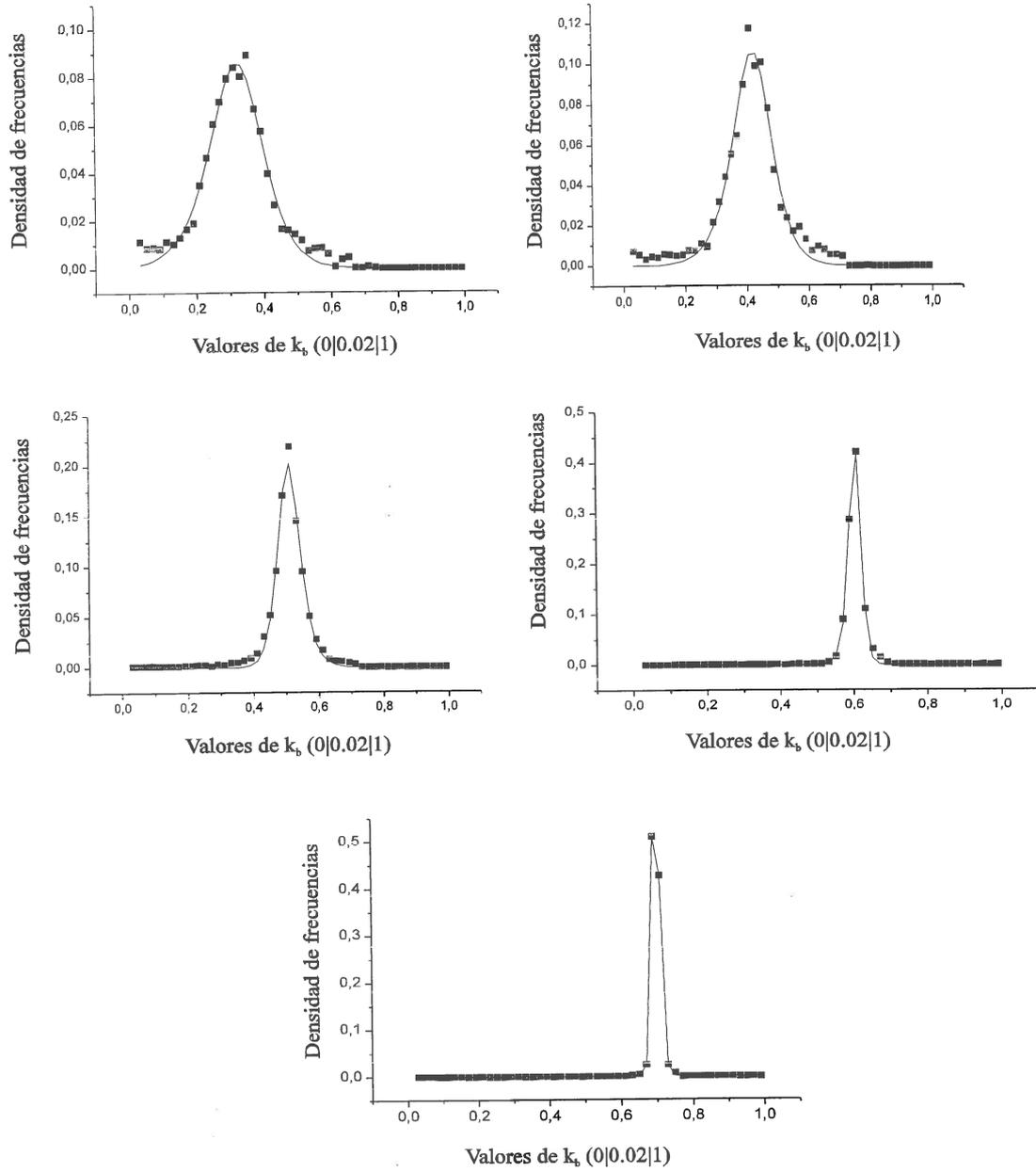


Fig. 6.50.- Ajustes mediante la ecuación de Boltzmann de las distribuciones de k_b para los distintos valores de k_b horario.

que se pueden generar las distribuciones sin tener en cuenta el parámetro β , con la ventaja que supone a la hora de invertir la función para generar series aleatorias de valores de k_b .

El bajo valor de χ^2 indica muy buen ajuste de las curvas, mejor cuanto mayor es el valor promedio de la hora.

6.5 DISTRIBUCIONES DE LOS VALORES DE 1 MINUTO DE k_d

La estimación de la fracción difusa ha sido objeto de algunos estudios. Gansler⁴ et al. revelan que la radiación estimada sobre una superficie horizontal a partir de los valores horarios es mayor que la estimada a partir de medidas de 1 minuto. Estas diferencias, aunque no son muy grandes, pueden afectar al cálculo de la eficiencia de sistemas de conversión de energía solar. Para la obtención de series sintéticas de datos algunos autores (Graham³⁶ 1985; Graham y Hollands³⁷, 1990) estiman la componente difusa como paso previo, mediante el análisis de su distribución.

El análisis de las distribuciones de esta componente se ha realizado siguiendo el mismo esquema de trabajo que para k_t y k_d .

a) Condicionadas para valores de masa óptica.

La componente difusa se ha analizado a través del coeficiente k_d , cuyas distribuciones para cada una de las masa ópticas ($k_d|m_a$) se recogen en las fig. 6.51 a 6.55. Las curvas son unimodales con un valor máximo relativamente cercano para todas las distribuciones, aunque hay un corto desplazamiento hacia valores más altos cuando aumenta la masa óptica. En cualquier caso este desplazamiento es mucho menor que para k_t y k_b . No aparecen valores de k_d por encima de 0.5, aunque todas ellas recogen valores

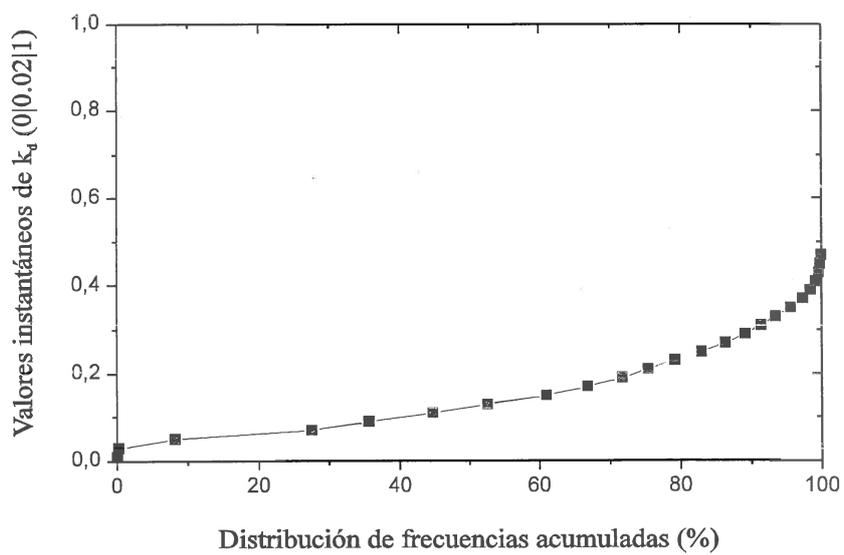
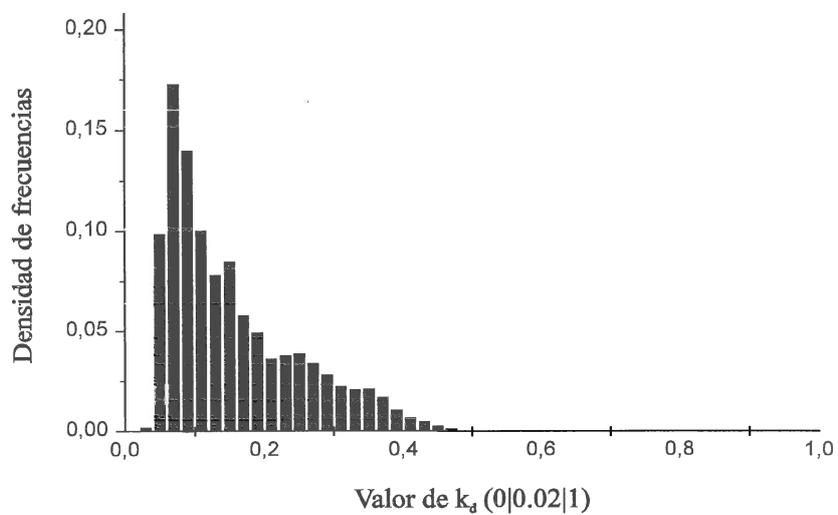


Fig. 6.51.- Distribucion de k_d para la masa óptica 1.0.

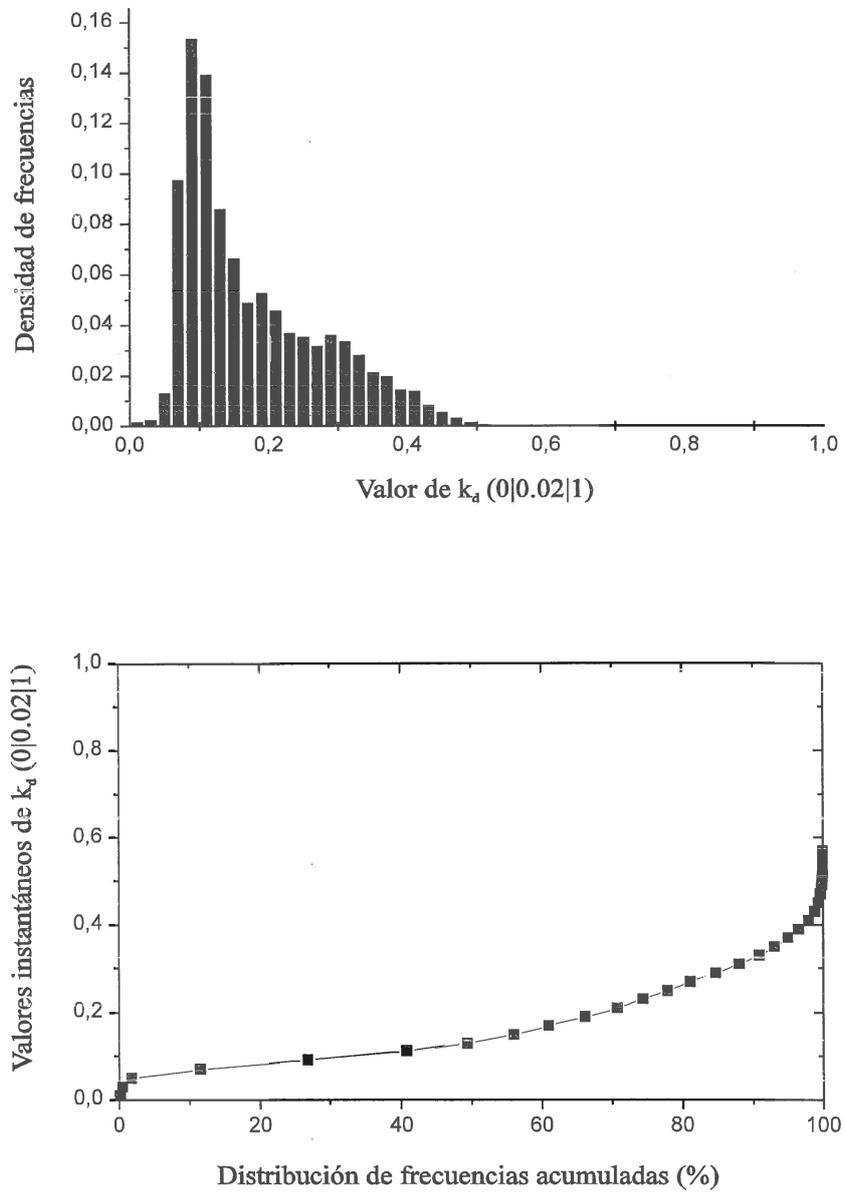


Fig. 6.52.- Distribucion de k_d para la masa óptica 1.5.

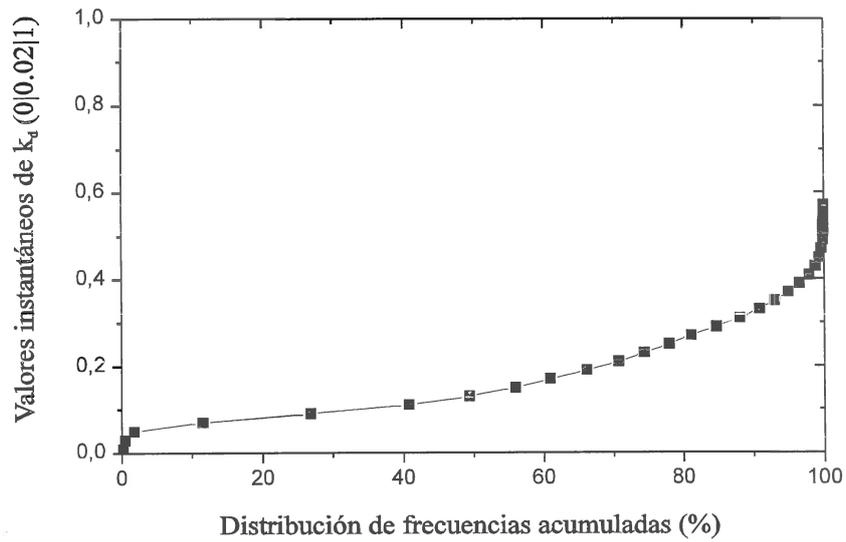
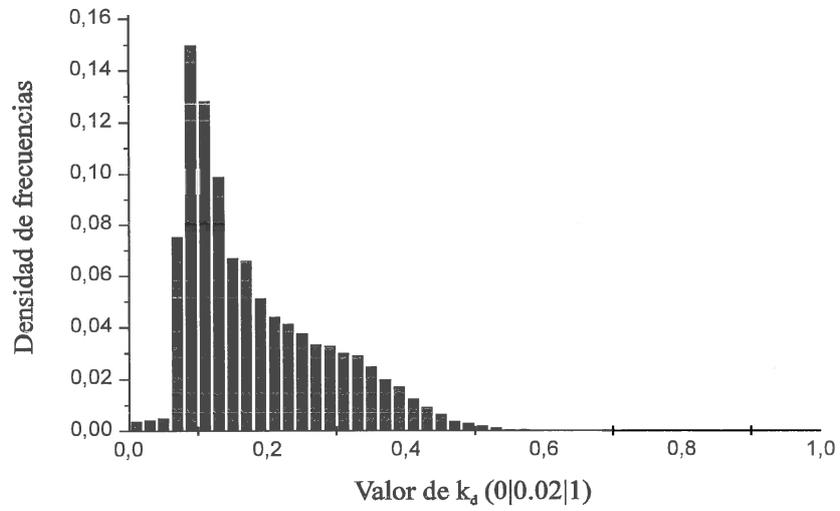


Fig. 6.53.- Distribucion de k_b para la masa óptica 2.0.

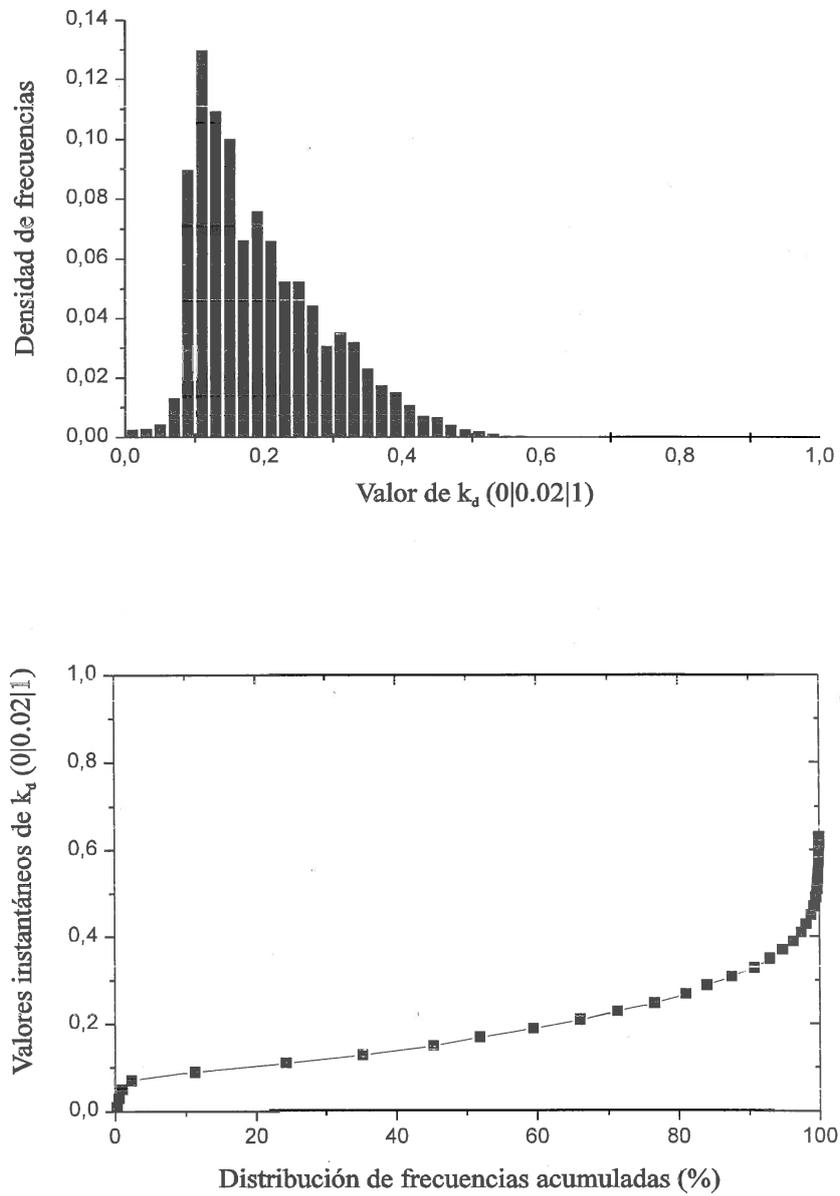


Fig. 6.54.- Distribucion de k_d para la masa óptica 2.5.

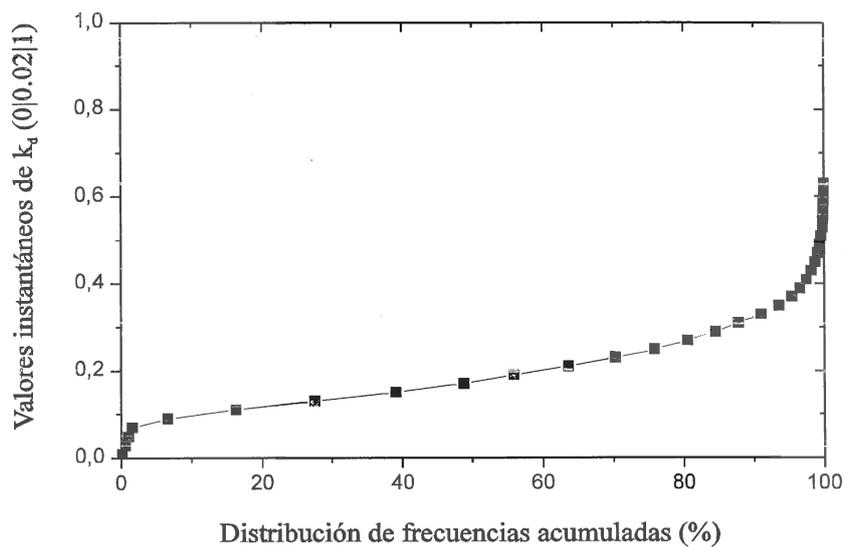
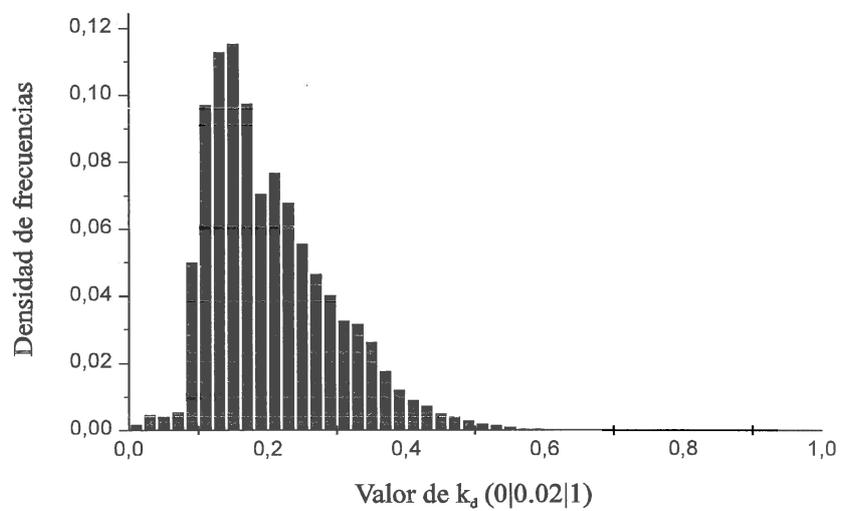


Fig. 6.55.- Distribucion de k_d para la masa óptica 3.0.

instantáneos en torno a este valor. El valor máximo de la distribución aparece en todas ellas entre 0.1 y 0.2, desplazándose ligeramente hacia el valor más alto cuando crece la masa óptica. Este desplazamiento es, sin embargo, pequeño, lo que implica que el valor de la masa óptica influye relativamente poco en las formas de las curvas de distribución. Las curvas de distribución acumuladas se muestran en la fig. 6.56, que manifiestan la poca diferencia entre ellas para los distintos valores de masa óptica, siendo el rango 0.1-0.2 donde es más acusada.

	A	x_c	λ	β	χ^2
$m_a=1.0$	0.187	0.0483	768.9	-379.8	$1.1 \cdot 10^{-4}$
$m_a=1.5$	0.183	0.067	770.12	-380.3	$5 \cdot 10^{-5}$
$m_a=2.0$	0.173	0.068	770.43	-380.8	$3 \cdot 10^{-5}$
$m_a=2.5$	0.168	0.079	211.52	-101.9	$2 \cdot 10^{-5}$
$m_a=3.0$	0.194	0.090	110.64	-51.14	$1 \cdot 10^{-5}$

Tabla 6.6 Parámetros de ajuste de las distribuciones ($k_d|m_a$)

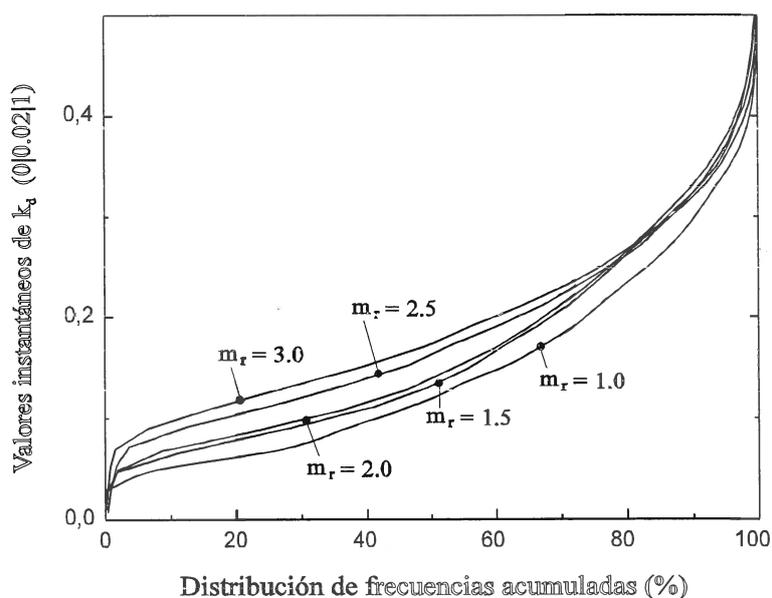


Fig. 6.56. Funciones de distribución acumuladas de k_d para distintas masas ópticas.

Hemos empleado la misma distribución de Boltzmann modificada, que se ha utilizado anteriormente. La fig. 6.57 muestra el ajuste mediante la función de Boltzmann modificada de las distintas distribuciones de k_d . La tabla 6.6 muestra los coeficientes obtenidos para cada una de ellas.

Como aspectos más destacables conviene resaltar que todas las distribuciones presentan un valor muy semejante de x_c , que se mueve en un rango de valores inferior a 0.05 (entre 0.048 y 0.09). Además el valor de A presenta también valores semejantes para todas las distribuciones. La similitud de ambos parámetros, que gobiernan respectivamente donde se sitúa el máximo de la distribución y la altura que alcanza, son responsables de la gran similitud que presentan todas ellas. Esta circunstancia pensamos que puede ser debida a la suma de dos efectos. Por un lado, cuando disminuye el valor de la masa óptica, la proporción de difusa en relación con la global crece como consecuencia del efecto de apantallamiento de las nubes anteriormente descrito, y del incremento del proceso de dispersión con el aumento de la masa óptica. Por otra parte, este proceso de atenuación, junto con la absorción, hacen que el valor total de radiación global que alcanza un punto de la Tierra se vea sensiblemente disminuido con el incremento de la masa óptica. De esta manera, aunque la proporción de difusa/global se incrementa con la masa óptica, la disminución de la global hace que la fracción de difusa frente a la irradiancia extraterrestre (k_d) permanezca prácticamente igual e independiente de los distintos valores de masa óptica.

Los valores de λ y de β , sin embargo muestran unas diferencias más señaladas. El primero indica que aunque las curvas sean muy semejantes, para masas ópticas pequeñas, los valores están más dispersos que para masas ópticas mayores. Aunque el parámetro β crece sensiblemente con el aumento de masa óptica la relación entre λ y β es muy semejante en todas las distribuciones, por lo que se puede afirmar que, aunque las curvas son

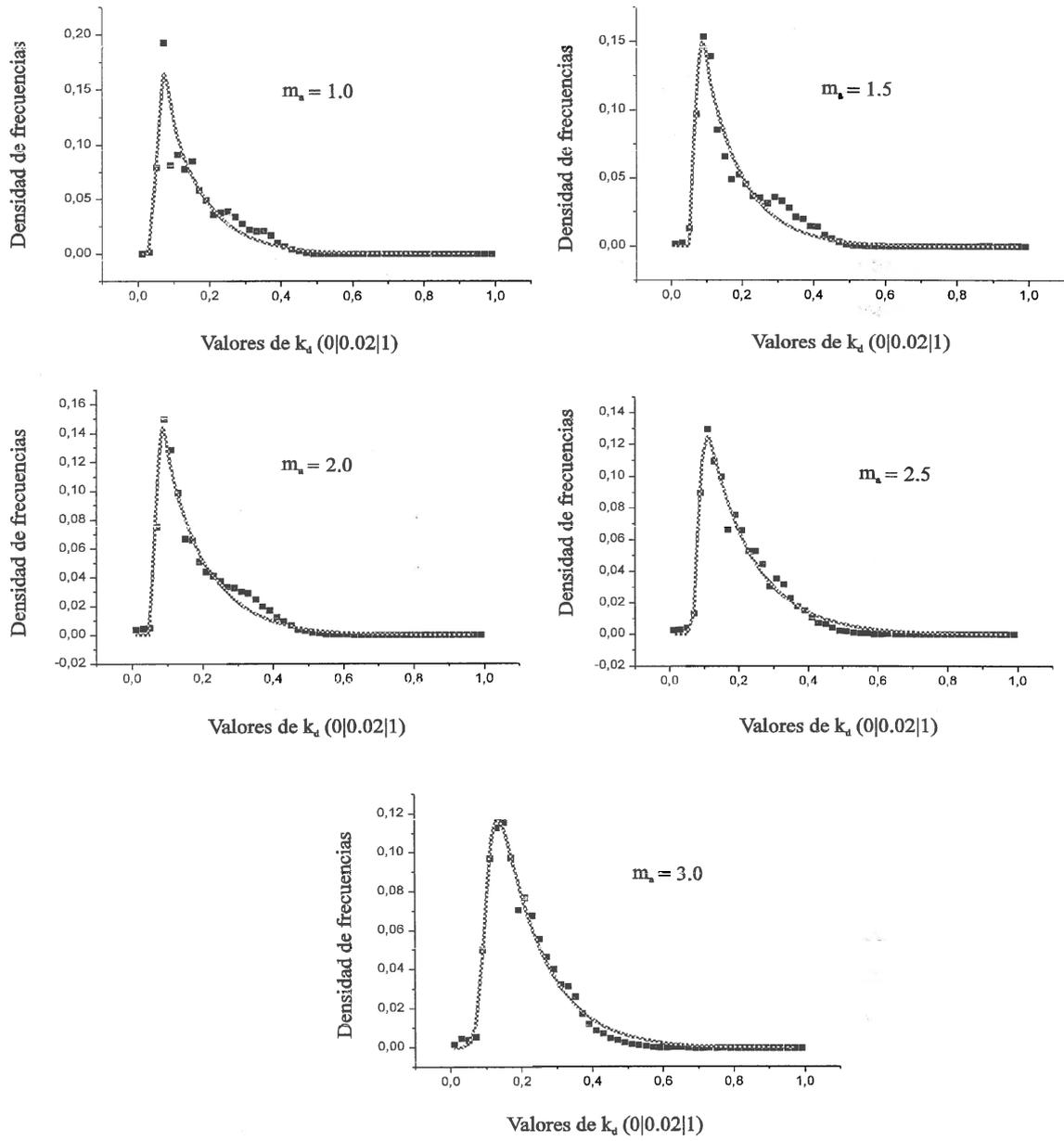


Fig. 6.57.- Ajustes mediante la ecuación de Boltzmann de las distribuciones de k_d para las distintas masas ópticas.

muy asimétricas, el valor de la asimetría también permanece muy semejante para todas las distribuciones.

b) Condicionadas para valores de \bar{k}_d^H

Las figuras 6.58 a 6.62 representan las distribuciones de los valores intrahorarios de k_d para cada valor \bar{k}_d^H . Es también notoria la simetría que poseen las distribuciones, que son todas unimodales. La tabla 6.5 muestra los coeficientes obtenidos para cada una de las distribuciones Boltzmann.

	A	x_c	λ	β	χ^2
$\bar{k}_d^H=0.05$	2.501	0.056	138.39	40.53	$1 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_d^H=0.10$	2.646	0.097	168.27	-22.81	$2 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_d^H=0.20$	1.151	0.199	50	2.23	$4 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_d^H=0.30$	0.773	0.302	35.27	2.75	$5 \cdot 10^{-5}$
$\bar{k}_d^H=0.40$	0.626	0.407	29.81	1.67	$1.6 \cdot 10^{-6}$

Tabla 6.7.- Parámetros de ajuste de las distribuciones ($k_d|\bar{k}_d^H$)

El desplazamiento del máximo de la curva muestra una marcada diferencia con las distribuciones de este índice condicionadas a m_a , donde apenas había variación con los distintos valores de masa óptica. Al aumentar el valor de \bar{k}_d^H disminuye el valor del máximo. Las agrupaciones de valores son más cerradas, por tanto, para valores pequeños de \bar{k}_d^H , mostrando las curvas mayor índice de curtosis en estos valores bajos. En este tipo de distribución los valores de 1 minuto se encuentran, a semejanza de las distribuciones de k_t y k_d , fuertemente centradas en torno a \bar{k}_d^H . La asimetría también es pequeña, como muestra la relación entre los parámetros que controlan esta característica. La 6.63 corresponde a las curvas ajustadas para cada una de las distribuciones.

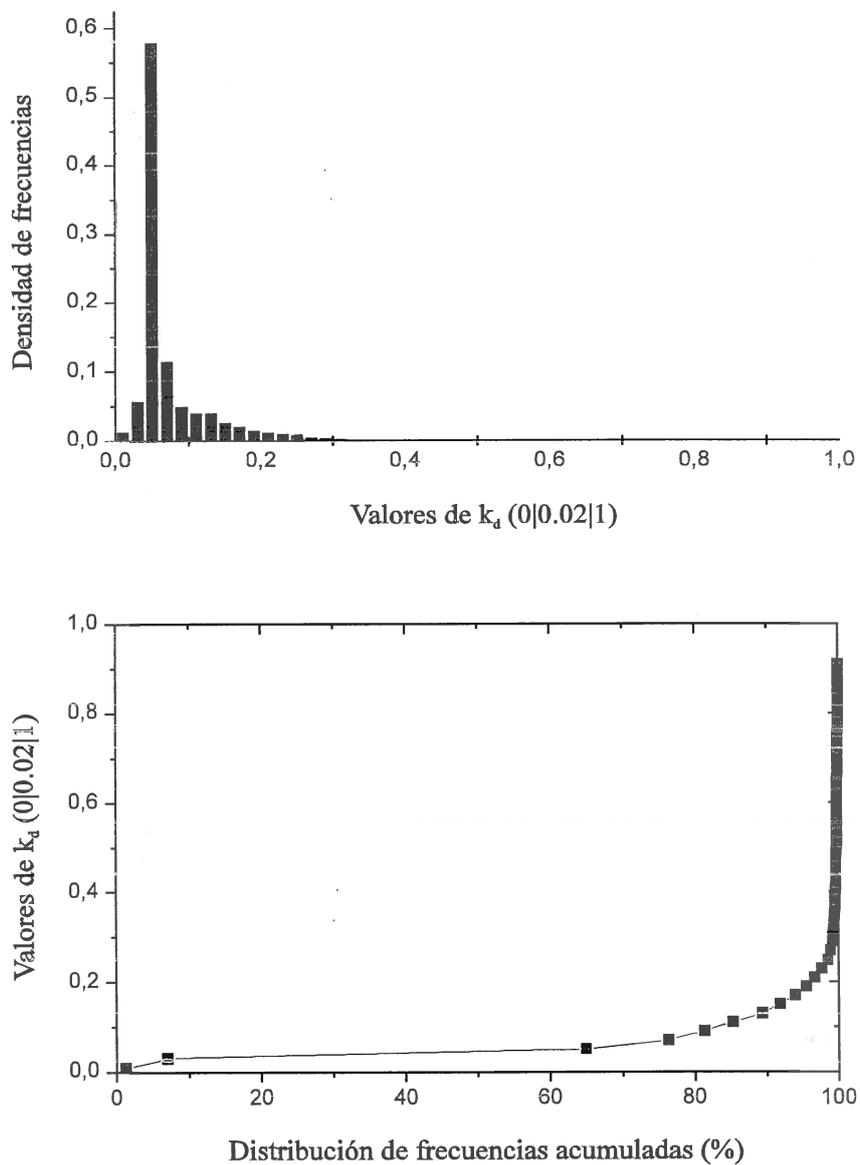


Fig. 6.58.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_d para $\bar{k}_d^H = 0.05$

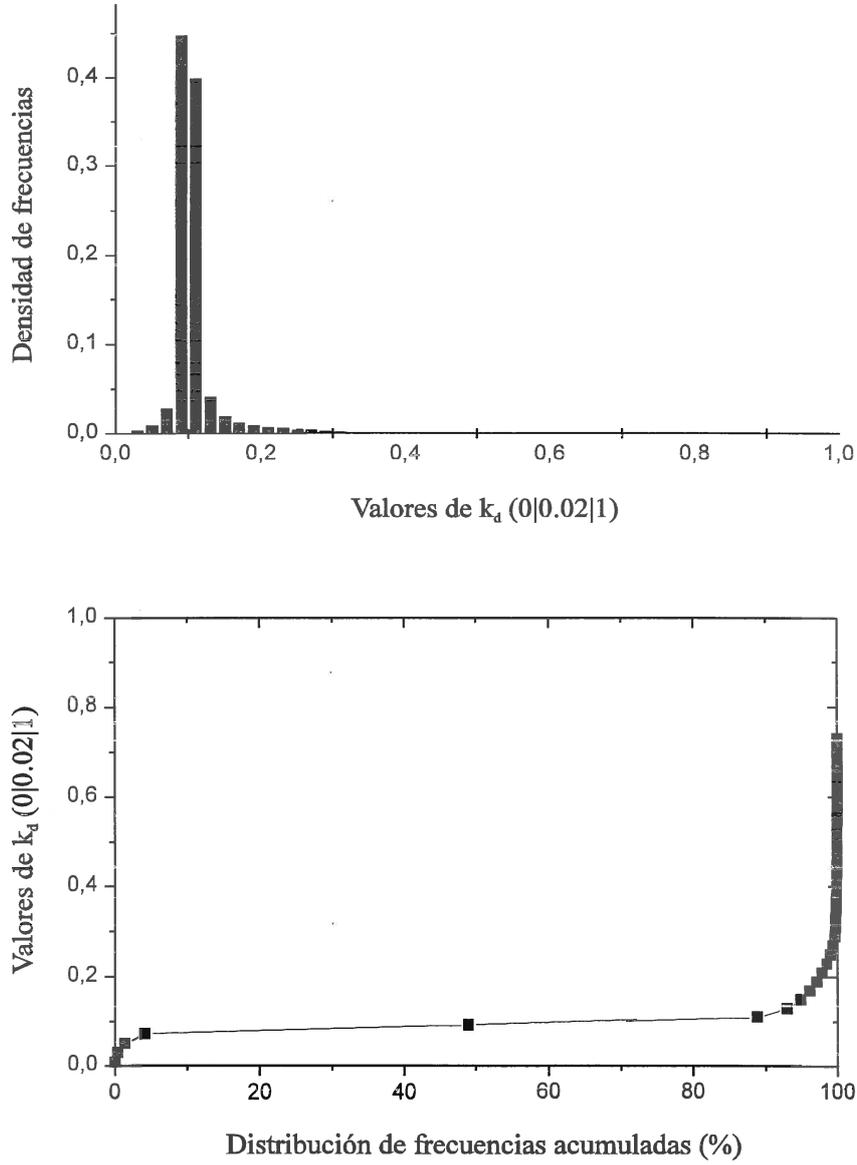


Fig. 6.59.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_d para $\bar{k}_d^H = 0.1$

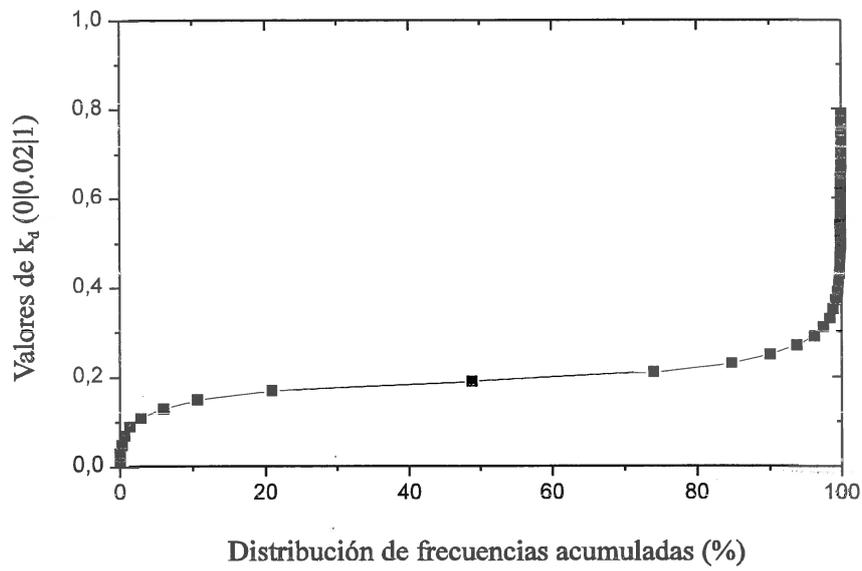
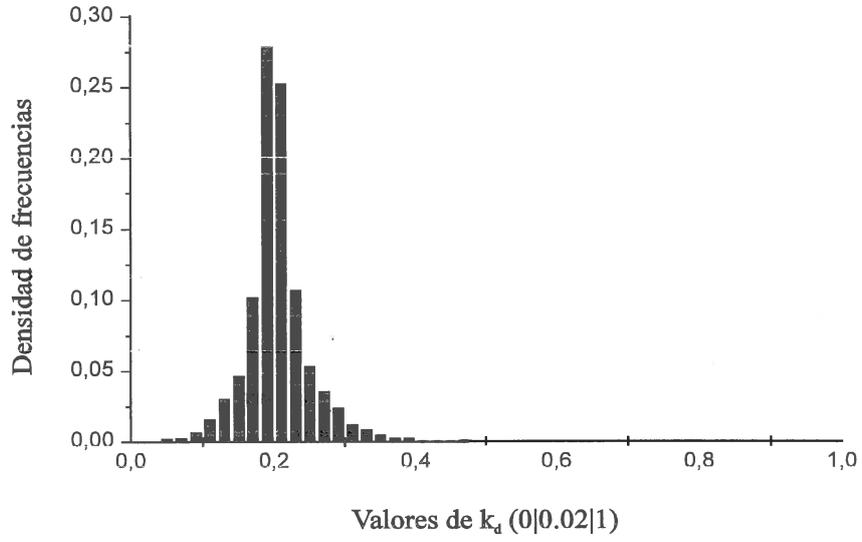


Fig. 6.60.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_d para $\bar{k}_d^H = 0.2$

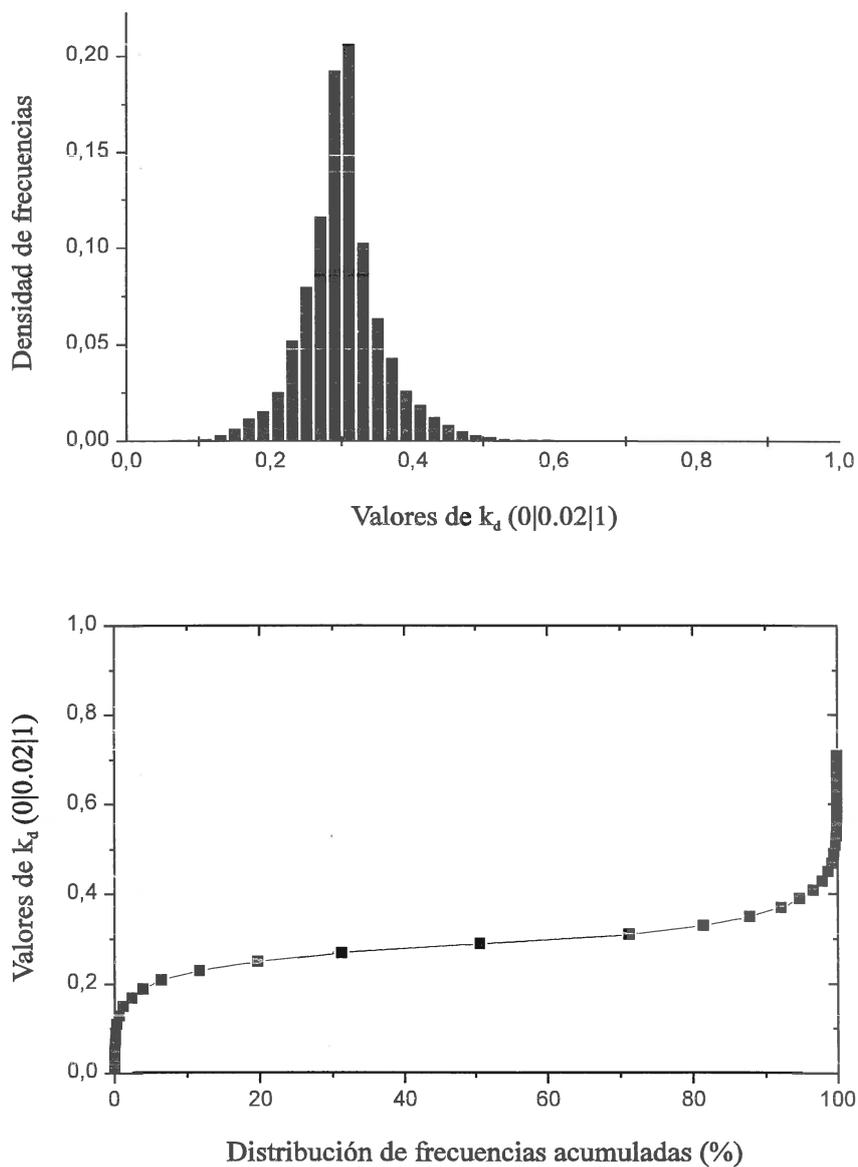


Fig. 6.61.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_d para $\bar{k}_d^H = 0.3$

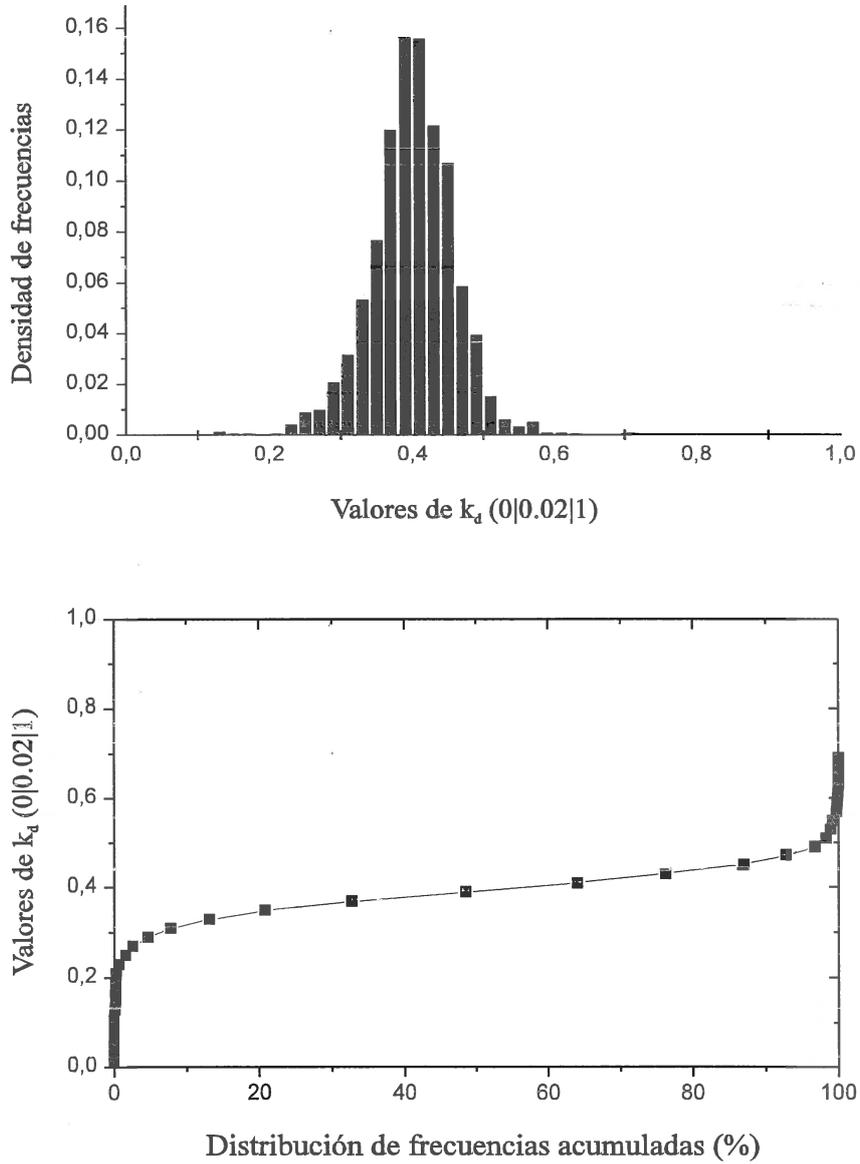


Fig. 6.62.- Histograma de frecuencias y curva de distribución acumulada de k_d para $\bar{k}_d^H = 0.4$

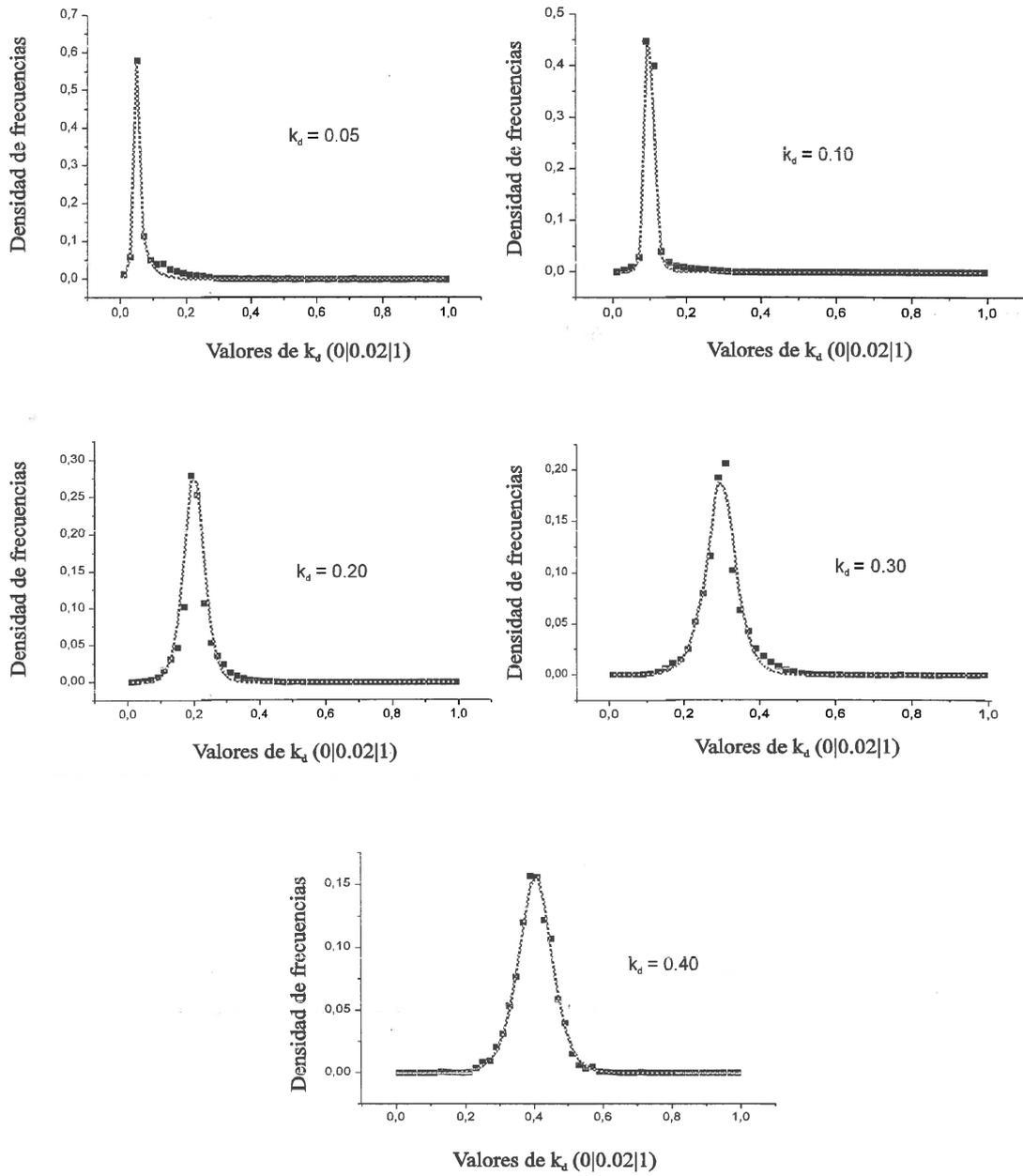


Fig. 6.63.- Ajustes mediante la ecuación de Boltzmann de las distribuciones de k_d para los distintos valores de k_d horario.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS DEL CAPÍTULO 6

- ¹ Skartveit, A. and Olseth, J.A. (1992) The probability density and autocorrelation of short-term global and beam irradiance. *Solar Energy*, 49, 477-487.
- ² Suehrcke, H. and McCormick, P.G. (1989) Solar radiation utilizability. *Solar Energy*, 43, 339-345.
- ³ Suehrcke, H. and McCormick, P.G. (1992) A performance prediction method for solar energy systems. *Solar Energy*, 48, 169-175.
- ⁴ Gansler, R.A., Klein, S.A. and Beckman, W.A. (1995) Investigation of minute solar radiation data. *Solar Energy*, 55, 21-27.
- ⁵ Liu, B.Y.H. and Jordan, R.C. (1963) A rational procedure for predicting the long term average performance of flat-plate energy collectors. *Solar Energy*, 40, 53-70.
- ⁶ Klein, S.A. (1978) Calculation of flat-plate collector utilizability. *Solar Energy*, 21, 393-402.
- ⁷ Collares y Pereira, M. and Rabl, A. (1979) Simple procedure for predicting long-term average performance of nonconcentrating and of concentrating solar collectors. *Solar Energy*, 23, 233-234.
- ⁸ Cano, D.; Monglet, J.M.; Albuissou, M.; Guillard, H. (1986) A method for determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37, 31-39.
- ⁹ Beyer, H.G.; Costanzo, C.; Heineman, D. (1996) Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images. *Solar Energy*, 56, 207-213.
- ¹⁰ Delorme, C., Gallo, A., Olivieri, J. (1992) Quick use of wefax images from Meteosat to determine daily solar radiation in France. *Solar Energy*, 49, 191-197.
- ¹¹ Bennet, I. (1967) Frequency of daily insolation in Anglo North America during June and December. *Solar Energy*, 11, 41-55

- ¹² Klink, S.A. (1974) Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 19, 325-329.
- ¹³ Andretta, A, et al. (1982) Global solar radiation estimation from relatives sunshine hours in Italy. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 1377-1384
- ¹⁴ Barbaro, S. et al. (1983) Monthly reference distribution of daily relative sunshine values. *Solar Energy*, 31, 63-67
- ¹⁵ Goussebaile, M.J. et al. (1979) Critique et analyse de donnes journalieres d'insolation et de rayonnement. C.N.R.S. Paris
- ¹⁶ Liu, B.Y.H. y Jordan, R.C. (1963) The interrelationship and the characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4,1-19.
- ¹⁷ Graham, V.A. et al. (1988) A time series model for kt, with applications to global synthetic weather generation. *Solar Energy*, 40, 83-92.
- ¹⁸ Bendt, P.; Collares-Pereira, M.; Rabl, A. (1981) The frequency distribution of daily insolation values. *Solar Energy*, 27, 1-5.
- ¹⁹ Suerhrcke, H. y McCormick, P.G. (1987) An aproximation for γ of the fractional time distribution of daily clearness index. *Solar Energy*, 39, 369-370.
- ²⁰ Reddy, T.A. et al. (1985) Review of solar radiation analysis thecniques for prediction long-term thermal colector performace. *Renewable Energy Review J.*, 7,56.
- ²¹ Exell, R.H.B. (1981) A mathematical model for solar radiation in South-East Asia (Thailand). *Solar Energy*, 26, 161-168
- ²² Engels, J.D.; Pollock, S.M. and Clark, J.A. (1981) Observation on the statistical nature of terrestrial irradiation. *Solar Energy*, 26, 91-92.
- ²³ Baker, D.G. and Klink, J.C. (1975) Solar radiation reception, probabilities, and area distribution in the north-central region. *Agricultural Speriment Station. University of Minnesota. North Central Reg. Publ.*
- ²⁴ Olseth, J.A. and Skarveit, A. (1987) A probability density model for hourly total and beam irradiance on arbitrarily orientated planes. *Solar Energy*, 39, 343-351.

- ²⁵ Aguiar, R. and Collares Pereira, M. (1992) Statistical properties of hourly global radiation. *Solar Energy*, 48, 157-167.
- ²⁶ Olseth, J.A. and Skartveit.A. (1984) A probability density function for daily insolation within the temperature storm belts. *Solar Energy*, 33,533-542.
- ²⁷ Bois, Ph and Mejon, M.J. (1979) Analyse du gain d'information en fonction du pas de temps de mesure de rayonnement directe. Lestienne, editor. *Analise Statistique des Processus Meteorologiques appliqués a l'energie solaire*. pp 145-157. C.N.R.S. Paris.
- ²⁸ Skarveit, A. y Olseth, J.A. (1987) A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy*. 38, 271-274.
- ²⁹ Stuart, R.W. and Hollands K.G.T. (1987) A probability density function for the beam transmittance. *Solar Energy*, 39, 369-370.
- ³⁰ Graham, V.A. and Hollands, R.G.T. (1990). A method to generate synthetic hourly radiation globally. *Solar Energy*, 44,333-341.
- ³¹ Suehreckle H. and McCormick, P.G. (1988) The frequency distribution of instantaneous insolation values. *Solar Energy*. 40, 413-422.
- ³² Jain, P.C. (1991) Estimation of hourly global and diffuse irradiation over southern african locations using the beta distributions model. *ISES Congress 1991*.
- ³³ Jurado, M., Caridad, J.M., Ruiz, V. (1995) Statistical distribution of the clearness index with radiation data integrated over five minute intervals. *Solar Energy*, 55, 469-473.
- ³⁴ Erbs, d. (1984) Models and application for water statistics related to building heating and cooling loads. *Ph.D. thesis. Mechanical Engineering Department, Univ. of Wisconsin-Madison, Madison*.
- ³⁵ Graham, V.A. (1985) Stochastic synthesis of the solar atmospheric transmittance. Ph.D. Thesis. University of Waterloo, Ontario, Canada.
- ³⁶ Graham, V.A. and Hollands, R.G.T. (1990). A method to generate synthetic hourly radiation globally. *Solar Energy*, 44,333-341.

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

A continuación pasamos a presentar las principales conclusiones que han sido puestas en evidencia en este trabajo:

- Se ha realizado un análisis detallado de la campaña de medidas que durante tres años se desarrolló en el Macizo de Sierra Nevada. En una primera fase se ha caracterizado radiométricamente la zona. Hay que destacar los altos valores de insolación que se alcanzan en todas las estaciones, que en un total de diez, se distribuyen en una región de 10 x 20 km, cubriendo en ambas laderas un amplio rango de elevaciones sobre el nivel del mar.
- La gran densidad de estaciones ha permitido abordar el estudio de la variabilidad espacial en una zona de gran complejidad orográfica, en la que se encuentran diversidad de microclimas. El análisis de variabilidad espacial en estas escalas es poco frecuente y con resultados muy diferentes de un estudio a otro. En nuestro caso observamos que no hay una clara

dependencia del coeficiente de variabilidad entre parejas de estaciones con la distancia de separación entre ellas.

- El análisis por separado del comportamiento en las laderas norte y sur muestra una dependencia funcional del coeficiente de variabilidad con la diferencia de altura entre estaciones. En cualquier caso, es evidente que en zonas de orografía compleja, la adecuada valoración de la irradiancia solar requiere redes radiométricas densas o el recurso a técnicas de teledetección. En lo concerniente a este segundo método de caracterización radiométrica resulta necesario, como se desprende de nuestro estudio, recurrir a una resolución espacial nunca inferior a pixels de 5 x 5 km. Así, el uso de imágenes METEOSAT en formato HRPT sin ninguna degradación en la resolución nominal, es imprescindible.
- La alta variabilidad encontrada en la región de Sierra Nevada nos lleva a proponer que en la confección de mapas de radiación de zonas afectadas por una topografía compleja, se deban emplear redes más densas, ya que los actuales mapas de radiación no dan cuenta de esta variabilidad de la irradiación global. Las isóneas de irradiación global de algunos meses muestran variaciones superiores al 20% de los valores previstos por los mapas de irradiación solar disponibles en la actualidad. Una alternativa es el recurso a técnicas de teledetección siempre que su resolución sea adecuada.
- Para caracterizar la variabilidad de una zona se han buscado las condiciones espaciales que deberían tener una pareja de estaciones, de forma que la variabilidad que registren pueda considerarse representativa de la que hay en esa región. Para tal fin se ha definido un coeficiente de variabilidad zonal.

CONCLUSIONES

- En el estudio de la variabilidad temporal de la irradiación solar hemos puesto en evidencia el carácter bimodal de las distribuciones de k_t en diferentes escalas de tiempo, destacándose una acentuación del fenómeno al reducir la escala de integración temporal.
- Cuando se analiza la distribución de frecuencias de valores de un minuto de k_t condicionadas al valor de la masa óptica, se observa que la bimodalidad aumenta con el aumento de masa óptica, como resultado de la variación de la influencia de las nubes con la posición del sol .
- Se han modelizado las distribuciones de frecuencias de k_t de un minuto condicionadas a la masa óptica usando dos funciones tipo Boltzmann. Esta modelización resulta más conveniente que el uso combinado de dos funciones tipo Gauss o dos funciones tipo Lorentz. Los coeficientes de estas funciones de distribución se parametrizan de modo apropiado con la masa óptica y el valor promedio de k_t de un minuto. De este modo se obtiene una modelización apropiada de las funciones de distribución que deberá ser objeto de comprobación con datos obtenidos en otras localidades.
- El estudio de $f(k_t|\bar{k}_t^H)$ revela el carácter unimodal de esta distribución, cuya utilidad fundamental está en la generación de series sintéticas de valores de un minuto a partir del conocimiento de las series de valores horarios. Con el fin de modelizar estas funciones, que presentan una asimetría destacada en el rango de valores bajos e intermedios de \bar{k}_t^H , se ha usado la función de Boltzmann, que se ha modificado incluyendo un parámetro adicional que controla la asimetría.
- Se han analizado las funciones de distribución de k_b condicionadas tanto a la masa óptica como al k_b horario. En el primer caso se ha obtenido una distribución bimodal, con un máximo local en la clase (0,0.02), asociado a situaciones en las que toda la irradiancia incidente en superficie es difusa.

Este máximo crece con la masa óptica, debido al aumento de la eficacia del apantallamiento de las nubes con el aumento del ángulo cenital solar. Con el fin de modelar esta función de distribución, se ha combinando una función delta de Dirac, afectada de un término que depende de la masa óptica, con una función de Boltzmann modificada de acuerdo con el esquema aplicado al caso de k_t . Para el caso de la función de distribución condicionada al k_b horario, se obtienen distribuciones de una gran simetría, con un aumento del carácter leptocúrtico a medida que aumenta el k_b medio de la hora.

- El análisis de las distribuciones de los valores de 1 minuto de k_d con la masa óptica, muestra un tipo de distribución unimodal que apenas varía para las distintas masas ópticas, con un ligero desplazamiento del máximo de la distribución hacia valores más altos cuando crece la masa óptica. Estas semejanzas en las distribuciones se explican por los efectos combinados de la disminución de la irradiancia global y el aumento de la fracción difusa cuando aumenta la masa óptica. Las curvas de distribución muestran una marcada asimetría. Las distribuciones $f(k_d|\bar{k}_d^H)$ presentan curvas de tipo unimodal con una gran simetría en torno a los máximos de la distribución, que coinciden con el valor de \bar{k}_d^H . Tanto las $f(k_d|m_a)$ como las $f(k_d|\bar{k}_d^H)$ se explican satisfactoriamente con las funciones de Boltzmann que se proponen.

APÉNDICE I

**SIMBOLOS
UTILIZADOS**

Significado de los símbolos utilizados

α	ángulo de elevación solar (también llamado en ocasiones altura solar).
α	coeficiente de la ecuación de Angström relacionado con el tamaño de los aerosoles.
β	coeficiente de la ecuación de Angström relacionado con la densidad de aerosoles.
β	parámetro de la ecuación de Boltzmann relacionado con la asimetría de la función
ϕ	latitud del lugar.
$\bar{\phi}$	coeficiente de utilizabilidad horaria y diaria.
ϕ	coeficiente utilizabilidad instantánea.
σ	desviación típica.
ω	ángulo horario.
ω_s	ángulo horario correspondiente al orto y al ocaso.
ε	claridad del cielo.
θ	ángulo de dispersión.
δ	declinación.
ρ	densidad del aire.
χ	factor geométrico de corrección para la irradiancia difusa según el modelo de Drummond.
λ	longitud de onda de la radiación electromagnética.
λ	parámetro de la ecuación de Boltzmann.
τ	transmitancia.
Φ	ángulo diario.
Γ	camino óptico.
ψ	ángulo acimutal.
Δ	índice de brillo del cielo.
$\Delta\lambda$	intervalo entre dos longitudes de onda ($\lambda_2-\lambda_1$).
ω'	contenido de agua precipitable.

$\tau_{A\lambda}$	transmitancia espectral de los aerosoles.
$\tau_{G\lambda}$	transmitancia espectral de los gases.
$\tau_{i\lambda}$	transmitancia espectral del componente atmosférico i.
$\tau_{O\lambda}$	transmitancia espectral del Ozono.
$\tau_{R\lambda}$	transmitancia espectral de una atmósfera Rayleigh.
$\tau_{W\lambda}$	transmitancia espectral del vapor de agua.
θ_z	ángulo cenital.
A	parámetro de la ecuación de Boltzmann.
b	anchura de la banda de sombra.
C_t	factor de corrección para la obtención de la irradiancia difusa.
C_v	coeficiente de variabilidad entre pares de estaciones.
C_{vz}	coeficiente de variabilidad zonal.
D	irradiancia difusa total.
d_n	día del año según el calendario juliano.
E_0	corrección de la distancia Sol-Tierra.
g	aceleración de la gravedad.
G	irradiancia global horizontal.
G_0	irradiancia global extraterrestre.
H	irradiación global. Integral de G en un intervalo de tiempo.
H_0	irradiación global extraterrestre. Suele referirse a un día.
I	irradiancia (W/m^2).
I_{0h}	irradiancia solar extraterrestre.
I_{0n}	irradiancia solar extraterrestre en la dirección que une el sol y la Tierra.
$I_{0n\lambda}$	irradiancia solar extraterrestre monocromática.
$I_{d\lambda}$	irradiancia difusa monocromática.
$I_{da\lambda}$	componente de $I_{d\lambda}$ correspondiente a la contribución producida por los aerosoles
$I_{dm\lambda}$	componente de $I_{d\lambda}$ correspondiente a la contribución producida por las reflexiones múltiples.

$I_{dr\lambda}$	componente de $I_{d\lambda}$ correspondiente a la contribución producida por la dispersión de Rayleigh.
I_h	irradiancia directa total horizontal en un punto.
I_n	irradiancia directa total normal en un punto.
$I_{n\lambda}$	irradiancia solar normal monocromática.
I_{sc}	valor de la constante solar.
k	fracción de difusa. Cociente entre D y G .
k_λ	coeficiente monocromático de atenuación del medio.
$k_{\lambda m}$	espesor óptico monocromático.
k_b	cociente entre I_n e I_{0h}
k_d	cociente entre D e I_{0h} .
$k_{i\lambda}$	coeficiente monocromático de atenuación del medio correspondiente al componente atmosférico i.
k_t	coeficiente de claridad. Cociente en la G y I_{0h} para un lugar determinado.
L	radiancia ($W/m^2 \cdot sr$)
m	masa óptica.
m_0	masa óptica en la dirección del cenit.
m_a	masa óptica relativa corregida en altura.
m_r	masa óptica relativa.
n	índice de refracción de la atmósfera.
N_d	duración del día solar.
p	presión atmosférica.
p_0	presión atmosférica a nivel del mar.
r	distancia actual Sol-Tierra
r_0	distancia media Sol-Tierra
x_c	parámetro de la ecuación de Boltzmann
z	altura sobre el nivel del mar.

Superíndices

Habitualmente hacen referencia a intervalos de tiempo:

- D diarios.
- H horarios
- I instantáneos. Normalmente hacen referencia a 1 minuto.

Subíndices

Habitualmente hacen referencia a componentes de la radiación:

- λ carácter espectral.
- b directa.
- d difusa.
- h horizontal.
- n normal.

Distribuciones estadísticas

- $f(x)$ función densidad de distribución
- $F(x)$ función de distribución acumulada. También llamada por algunos autores distribución fraccional de tiempo.
- $f(x|y)$ función densidad de una distribución condicional. Representa la distribución de la variable x manteniendo fijo el valor de y .
- $F(x|y)$ función de distribución acumulada de una distribución condicional. Representa la distribución de la variable x manteniendo fijo el valor de y .
- $f(x,y)$ distribución conjunta correspondiente a las variables x e y .
- $F(x,y)$ función de distribución acumulada conjunta correspondiente a las variables x e y

(0|0.02|1) partición realizada para obtener la correspondiente distribución. El primer valor representa el origen de la distribución (en este caso el valor 0); el valor encerrado entre barras corresponde a la anchura de cada una de las barras del correspondiente histograma de frecuencias y el último valor representa el valor final de la distribución. El número de intervalos generados se obtiene hallando la diferencia entre los valores final e inicial, dividiéndola entre la anchura de cada intervalo de la partición. En este ejemplo es 50.

APÉNDICE II

GRÁFICOS CON LAS CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS Y ESTADÍSTICAS DE LOS PARES DE ESTACIONES

PAREJA DE ESTACIONES: ALBERGUE-CAÑAR

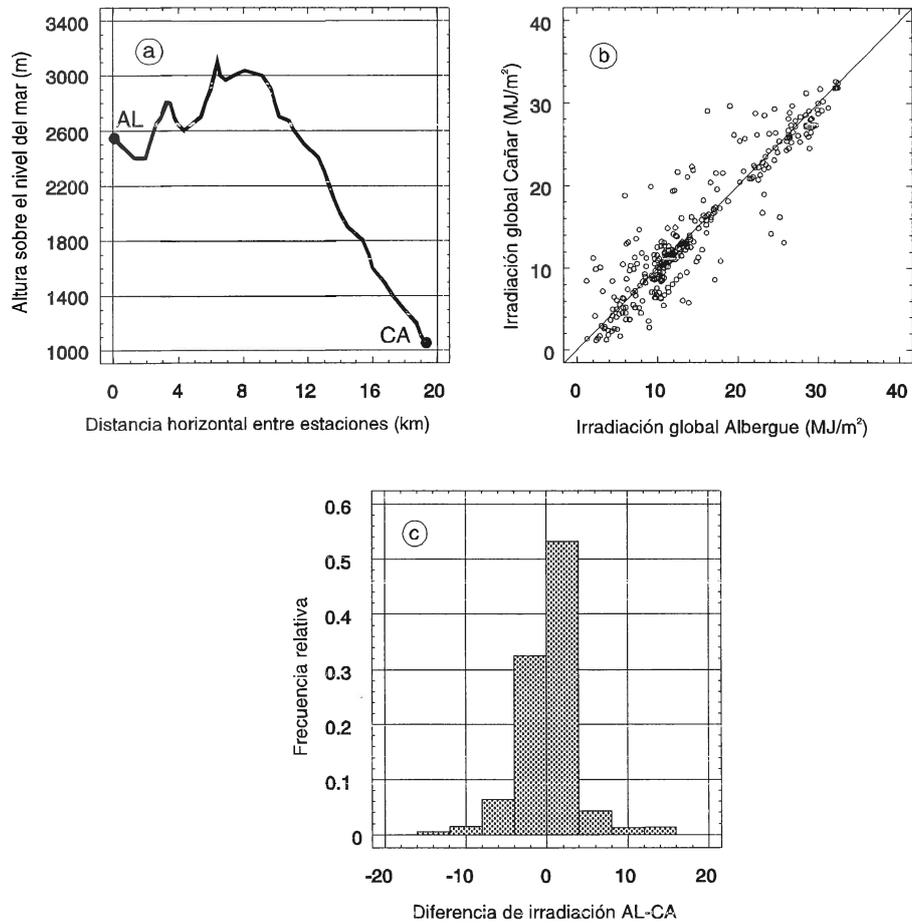


Fig. A.II.1.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Albergue-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 18907 m; diferencia de alturas: 1360 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Albergue frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: ALBERGUE-CORTIJO

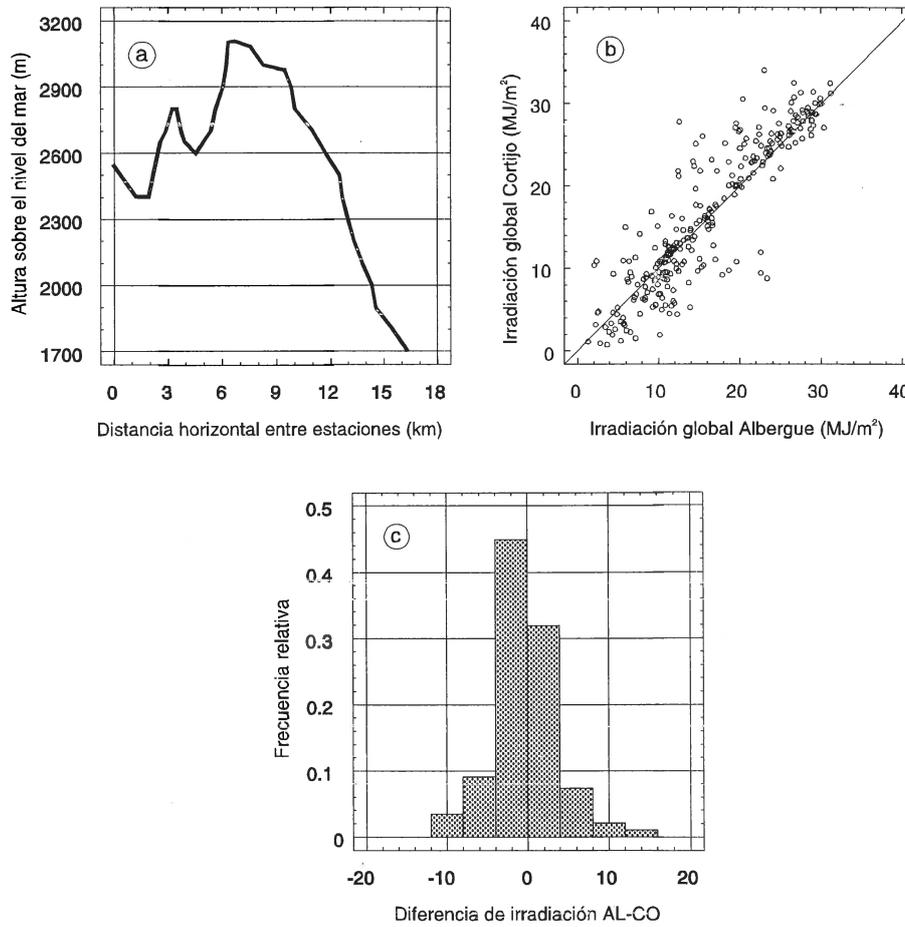


Fig. A.II.2.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Albergue-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 15798 m; diferencia de alturas: 700 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Albergue frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: ALBERGUE-ORGIVA

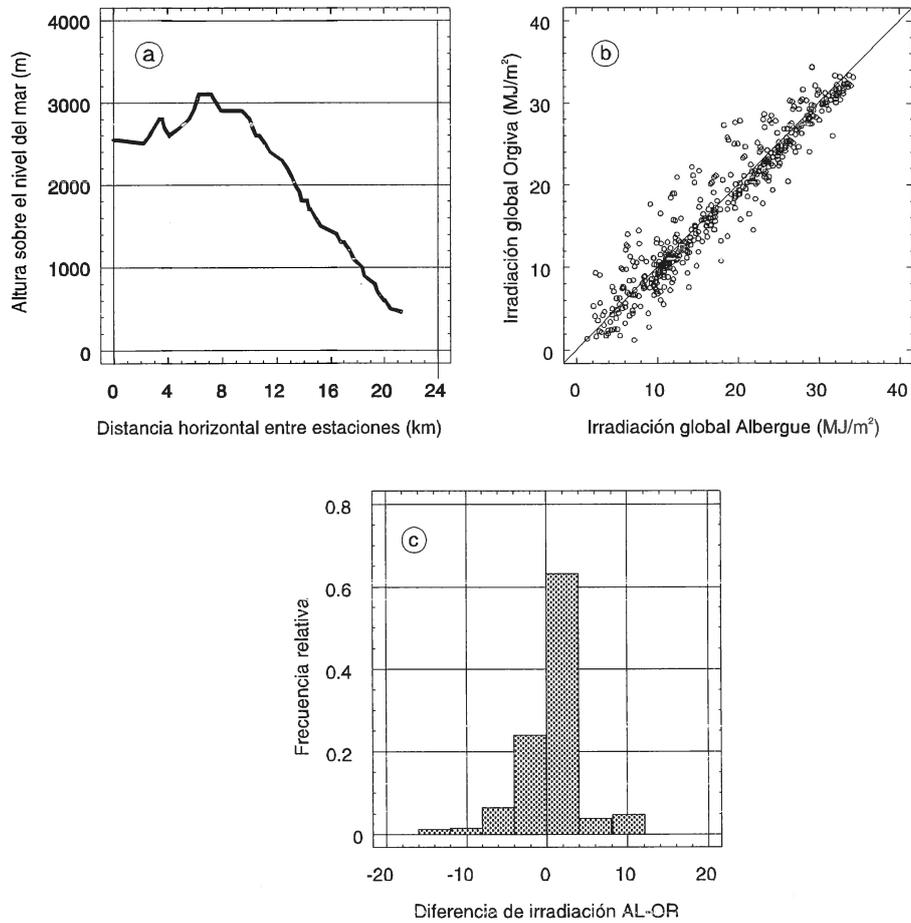


Fig. A.II.3.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Albergue-Órgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 20942 m; diferencia de alturas: 1944 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Albergue frente a los de Órgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: ALBERGUE-PITRES

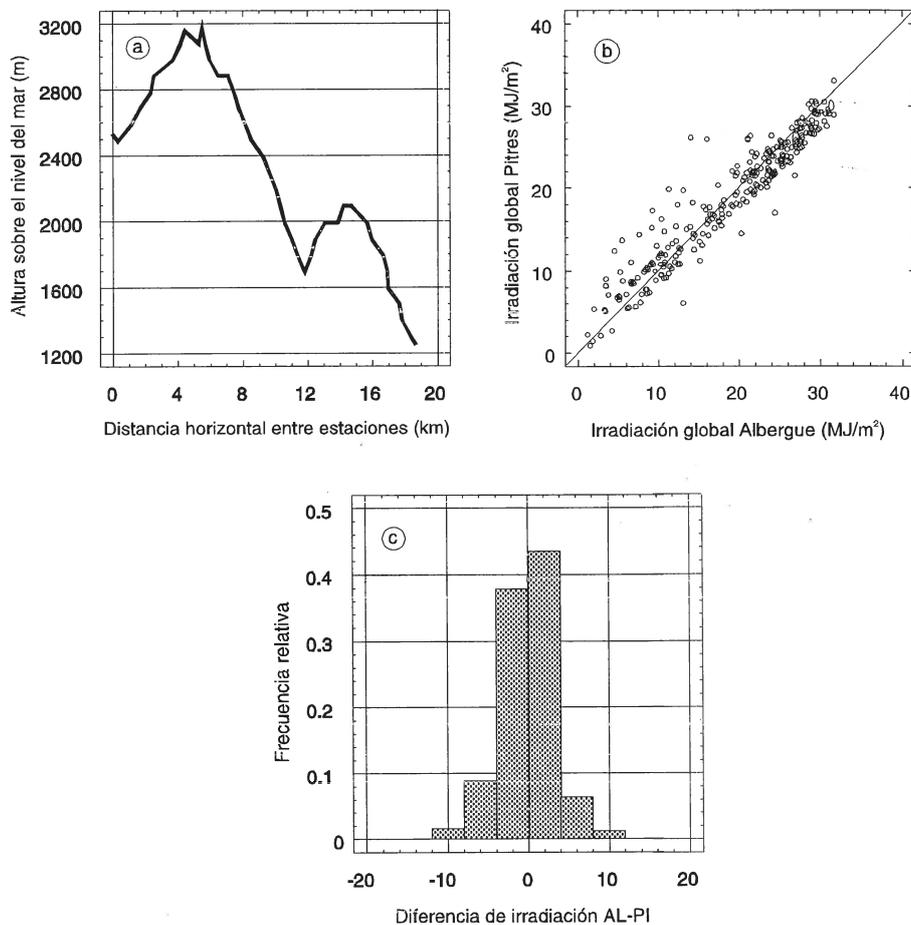


Fig. A.II.4.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Albergue-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 18576 m; diferencia de alturas: 1151 m. Cada estación pertenece a una cara. b) Datos de irradiación global diaria de Albergue frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: ALBERGUE-PRADOLLANO

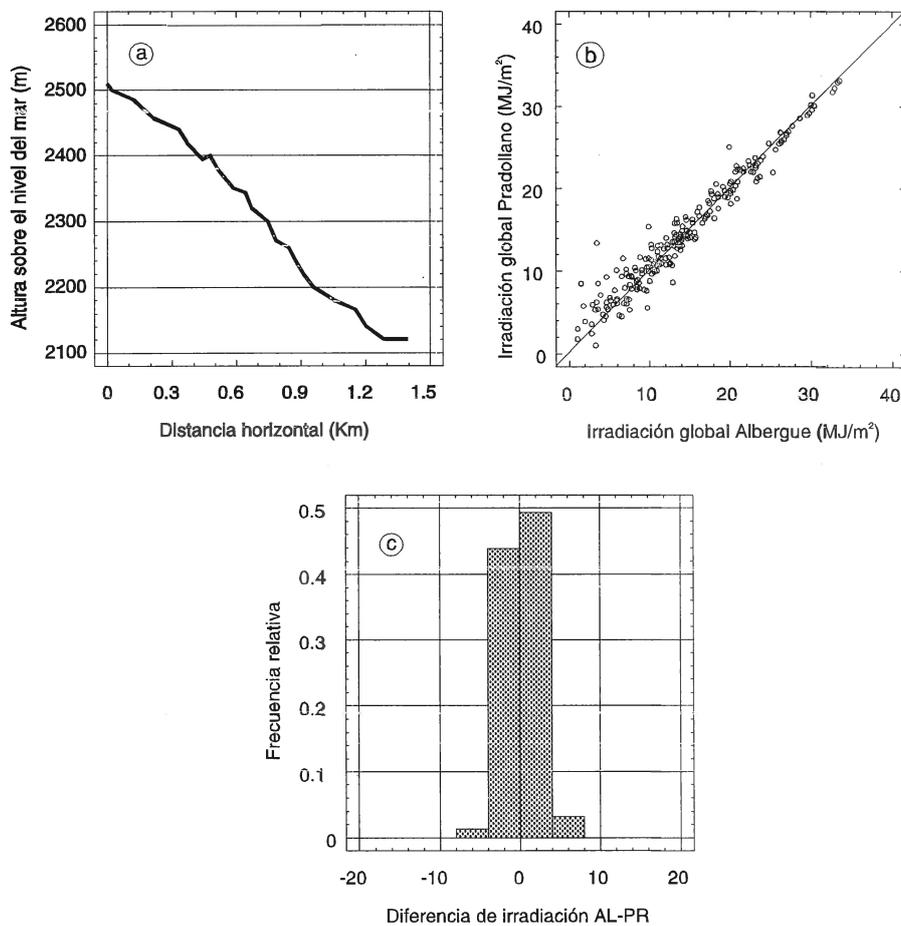


Fig. A.II.5.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Albergue-Pradollano. Distancia horizontal entre estaciones: 1464 m; diferencia de alturas: 300 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Albergue frente a los de Pradollano. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-ALBERGUE

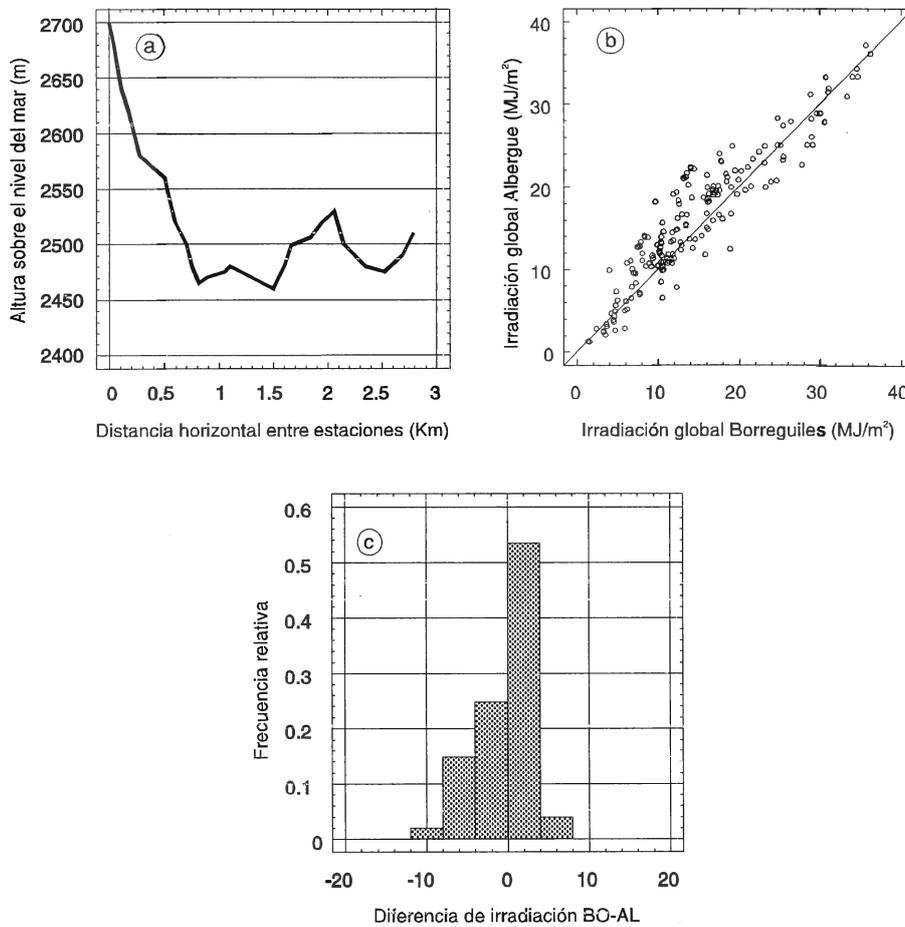


Fig. A.II.6.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Albergue. Distancia horizontal entre estaciones: 2640 m; diferencia de alturas: 300 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Borreguiles frente a los de Albergue. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-CAÑAR

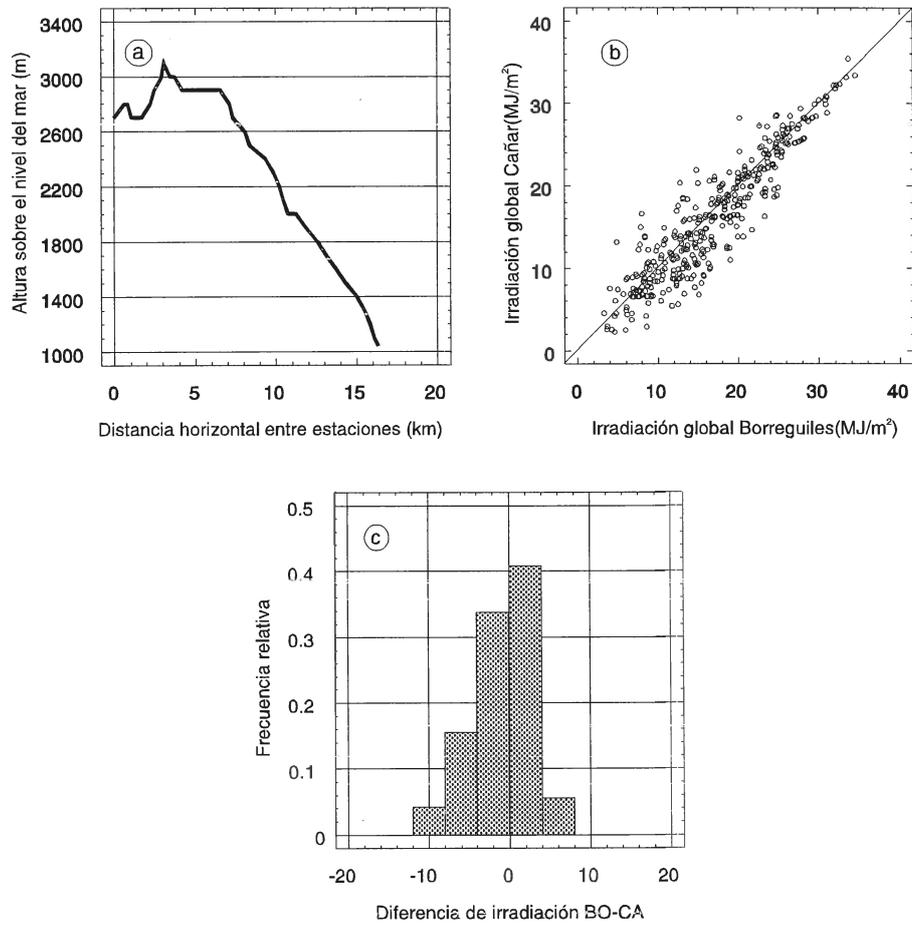


Fig. A.II.7.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 16241 m; diferencia de alturas: 1660 m. Cada estación pertenece a una cara . b) Datos de irradiación global diaria de Borreguiles frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-CORTIJO

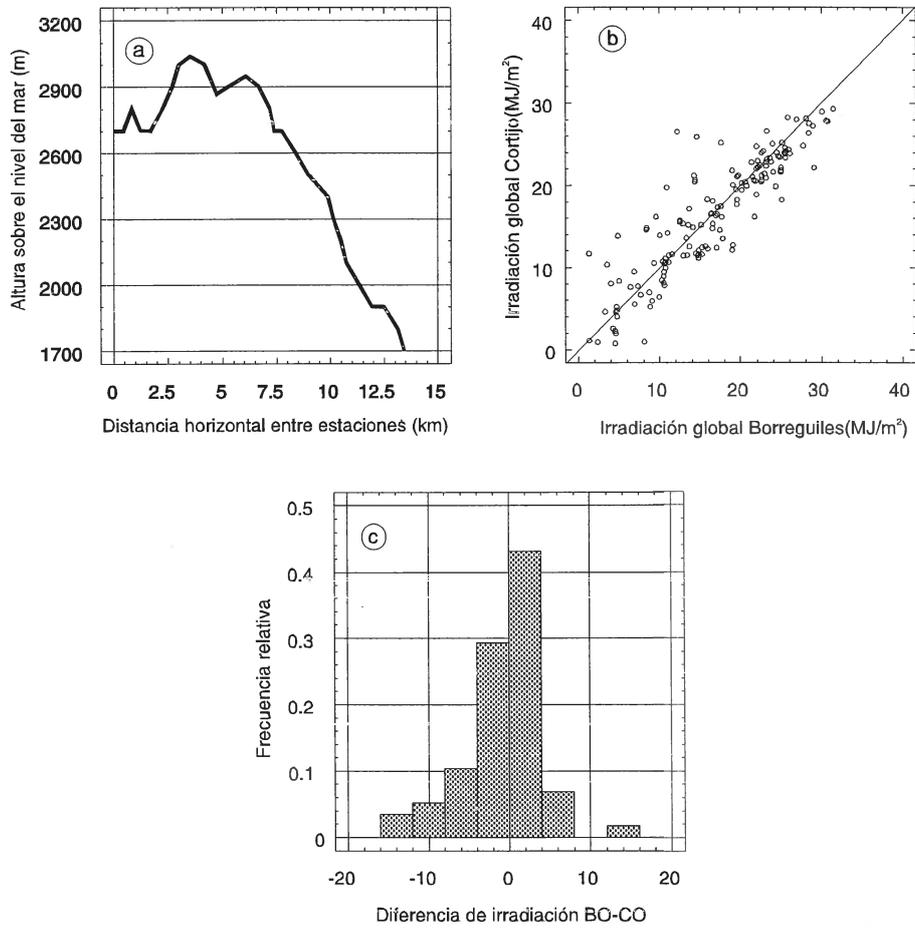


Fig. A.II.8.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 13179 m; diferencia de alturas: 1000 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Boreguiles frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-ORGIVA

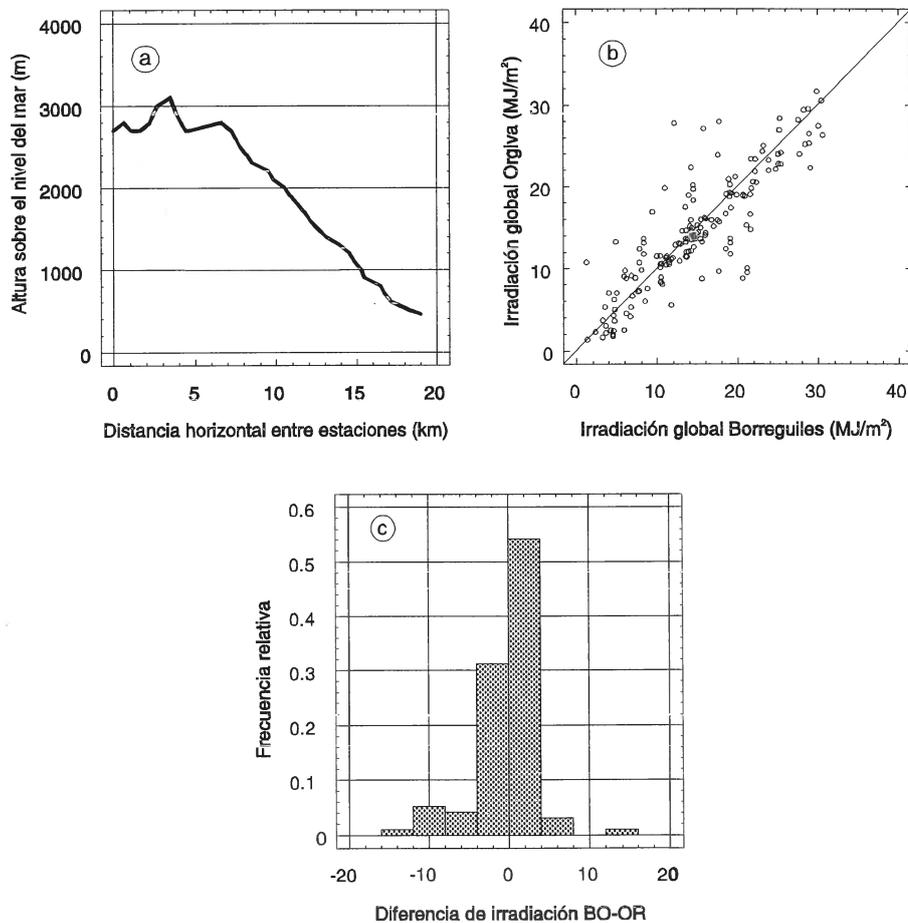


Fig. A.II.9.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 18305 m; diferencia de alturas: 2244 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Borreguiles frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-PITRES

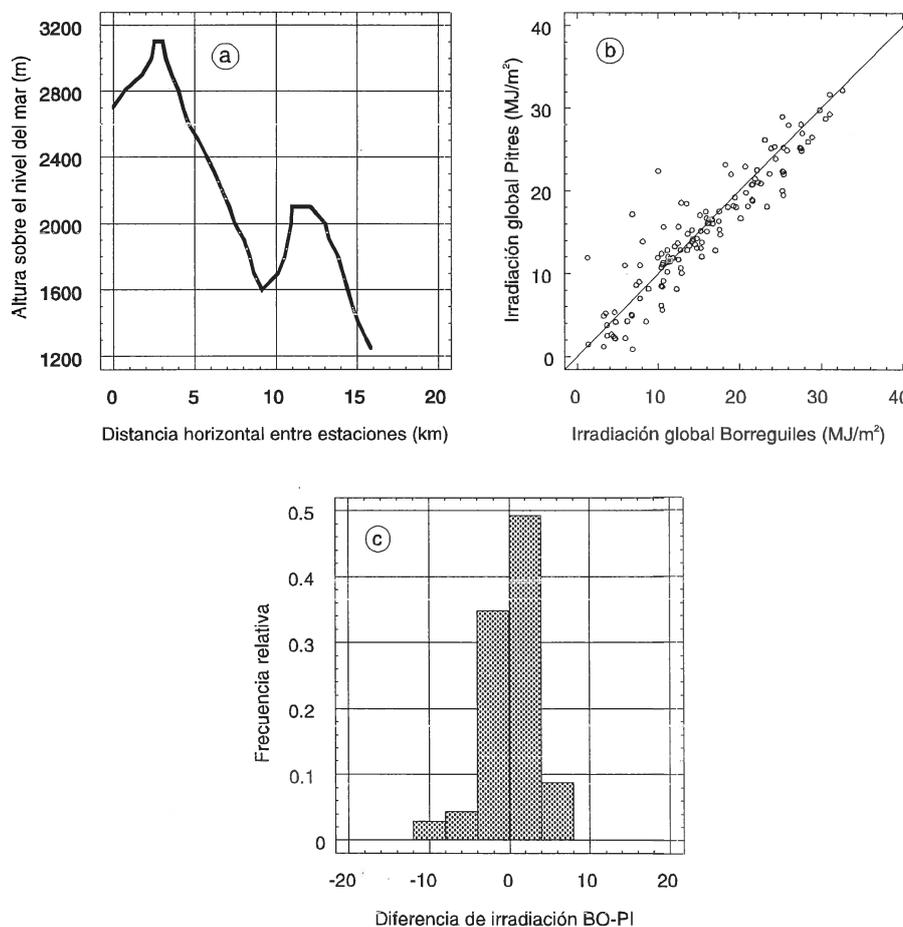


Fig. A.II.10.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 16313 m; diferencia de alturas: 1451 m. Cada estación pertenece a una cara. b) Datos de irradiación global diaria de Borreguiles frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: BORREGUILES-PRADOLLANO

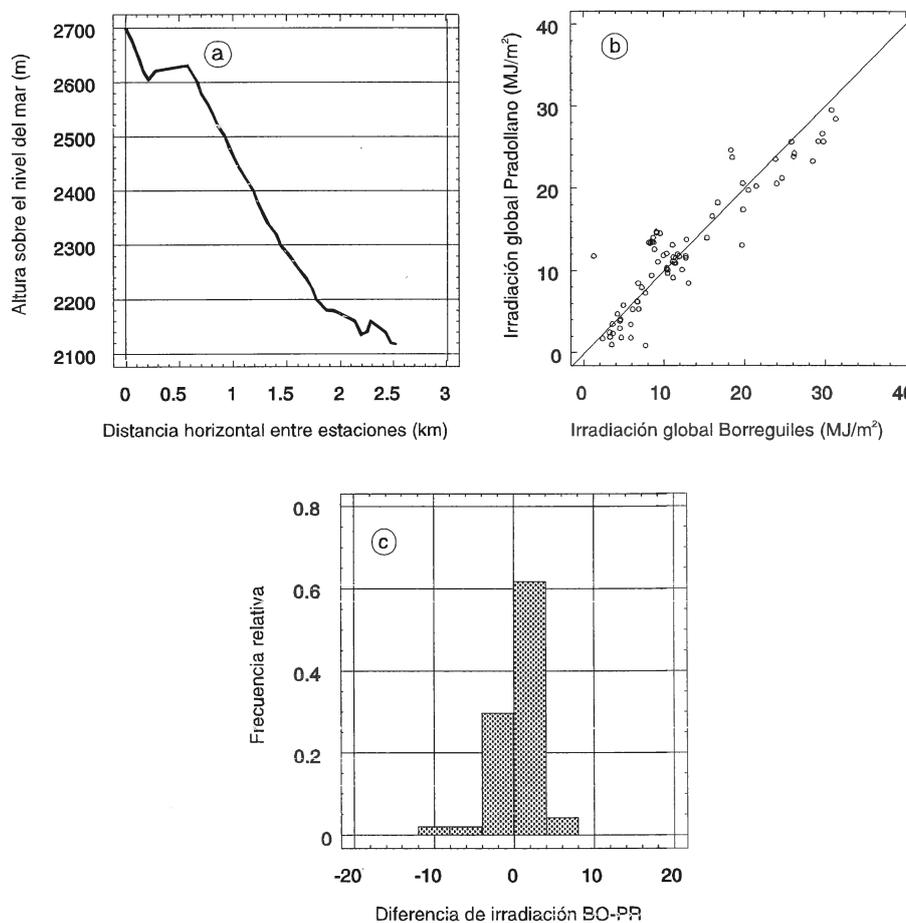


Fig. A.II.11.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Borreguiles-Pradollano. Distancia horizontal entre estaciones: 2610 m; diferencia de alturas: 600 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Borreguiles frente a los de Pradollano. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: CAÑAR-ORGIVA

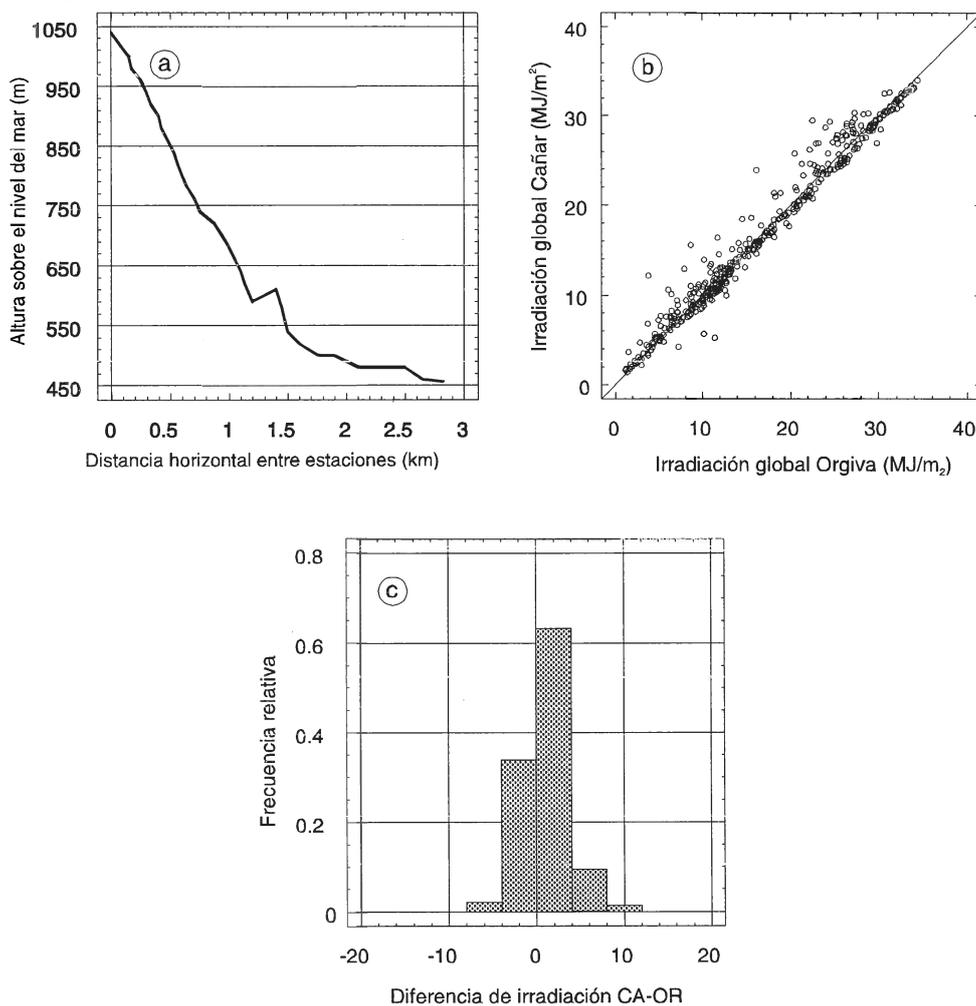


Fig. A.II.12.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Cañar-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 2260 m; diferencia de alturas: 584 m. Las estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Cañar frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: CORTIJO-CAÑAR

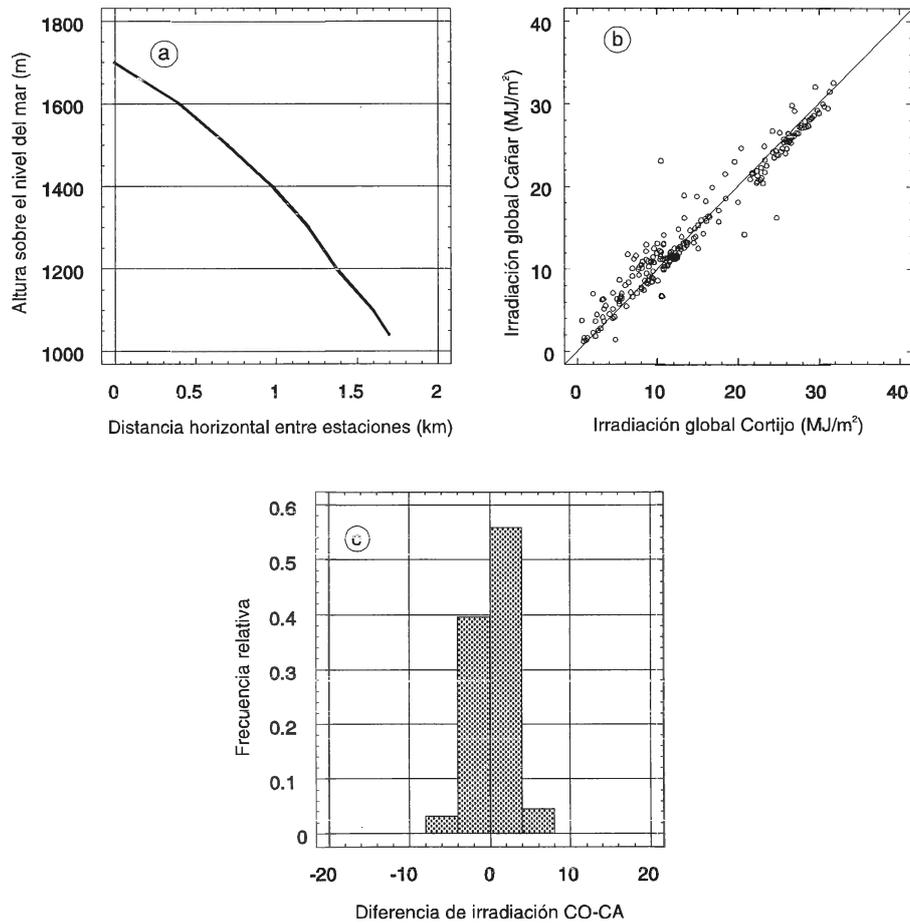


Fig. A.II.13.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Cortijo-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 3128 m; diferencia de alturas: 660 m. Las estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Cortijo frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: CORTIJO-ORGIVA

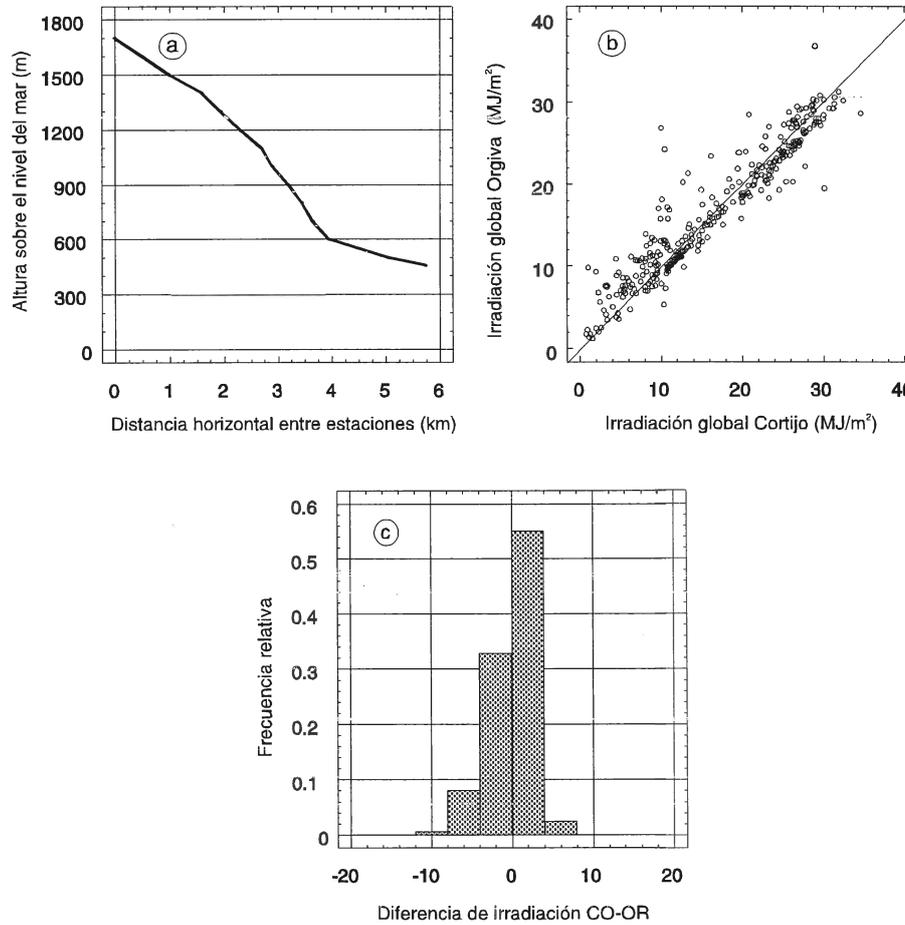


Fig. A.II.14.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Cortijo-Órgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 5295 m; diferencia de alturas: 1244 m. Las estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Cortijo frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: CORTIJO-PITRES

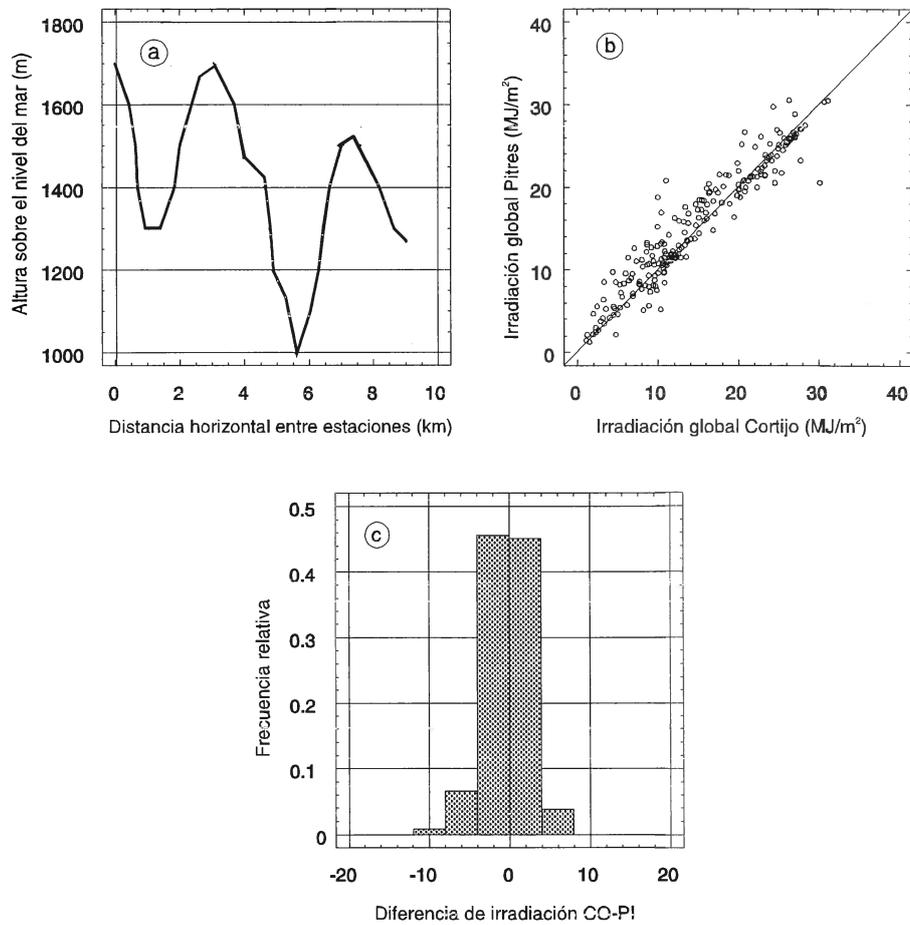


Fig. A.II.15.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Cortijo-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 10831 m; diferencia de alturas: 451 m. Las estaciones pertenecen a una cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Cortijo frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-ALBERGUE

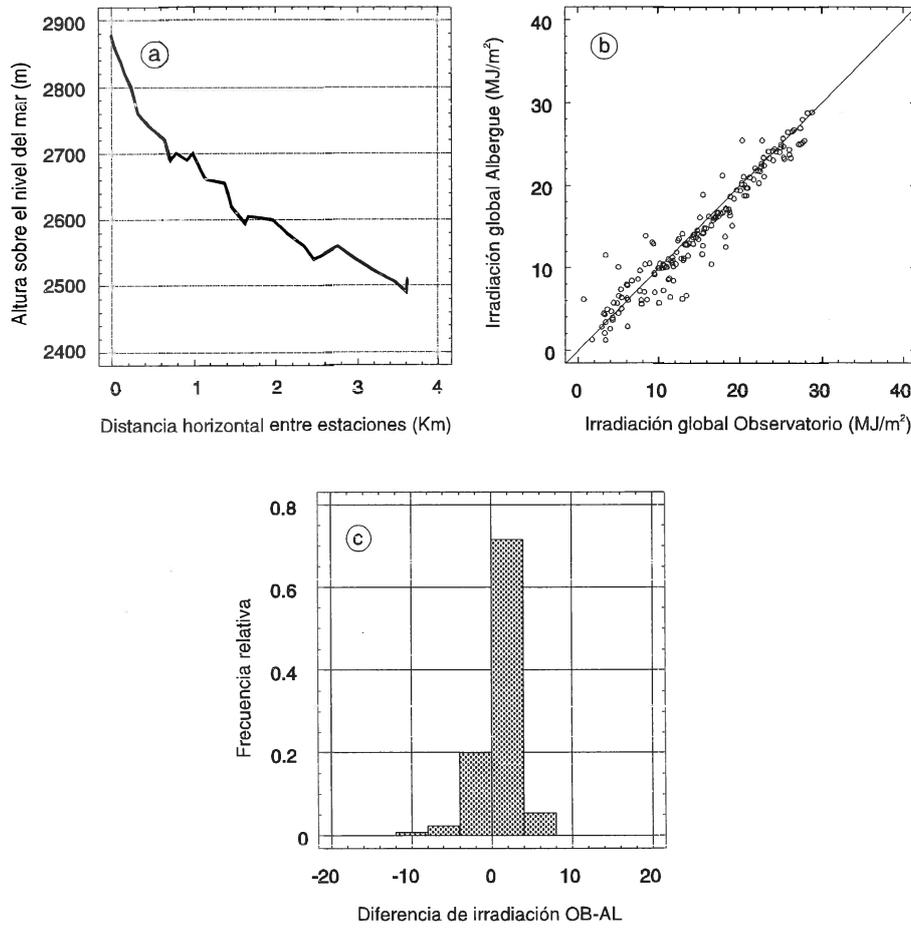


Fig. A.II.16.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Albergue. Distancia horizontal entre estaciones: 3550 m; diferencia de alturas: 478 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Albergue. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-BORREGUILES

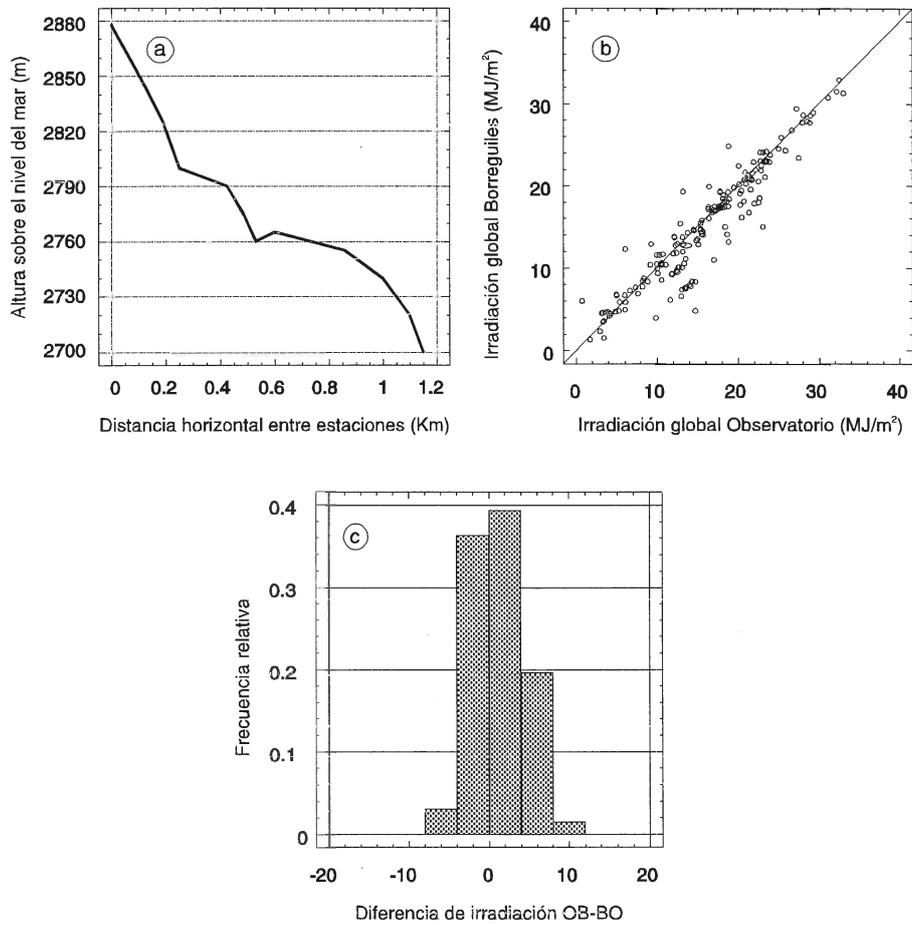


Fig. A.II.17.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Borreguiles. Distancia horizontal entre estaciones: 1075 m; diferencia de alturas: 178 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Borreguiles. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-CAÑAR

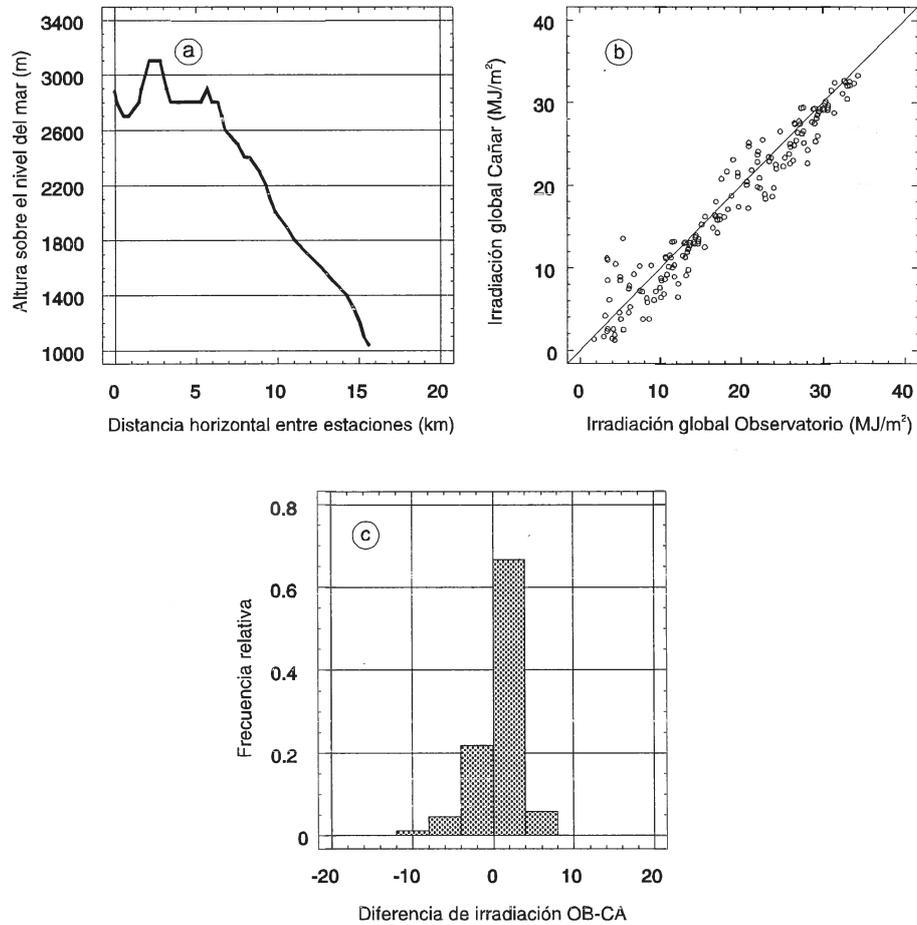


Fig. A.II.18.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 15532 m; diferencia de alturas: 1838 m. Cada estación pertenece a una cara. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-CORTIJO

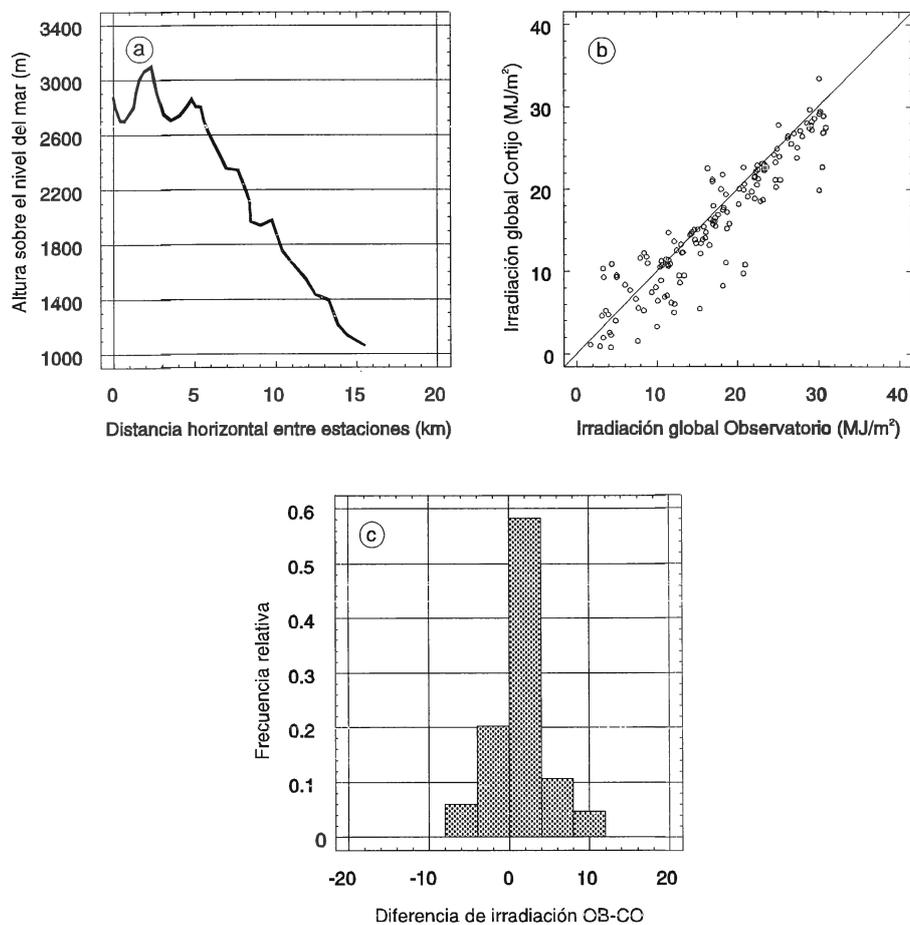


Fig. A.II.19.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 12456 m; diferencia de alturas: 1178 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-ORGIVA

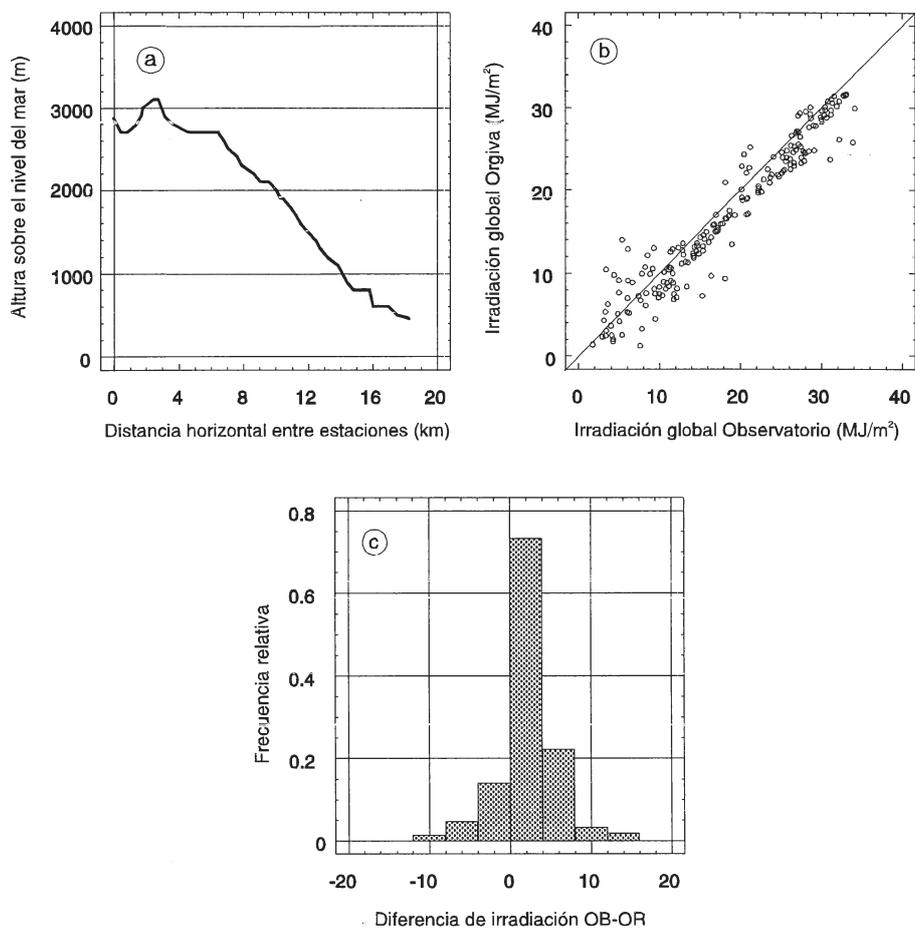


Fig. A.II.20.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 17509 m; diferencia de alturas: 2422 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-PITRES

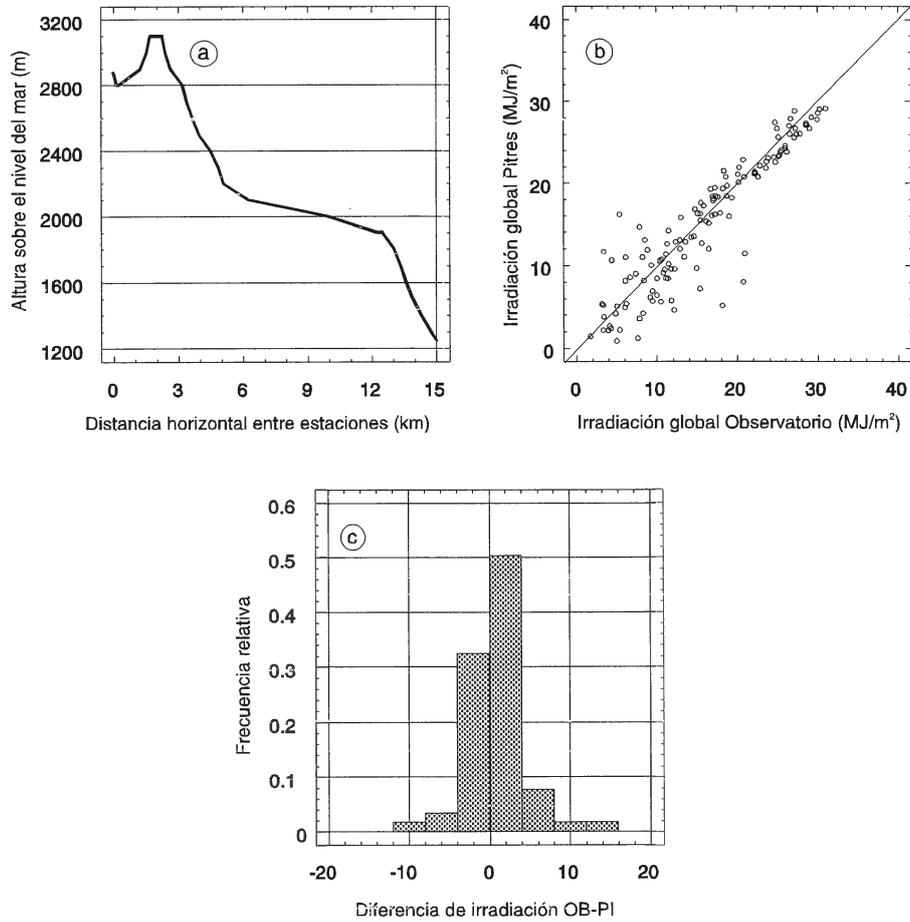


Fig. A.II.21.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 15242 m; diferencia de alturas: 1629 m. Cada estación pertenece a una cara. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: OBSERVATORIO-PRADOLLANO

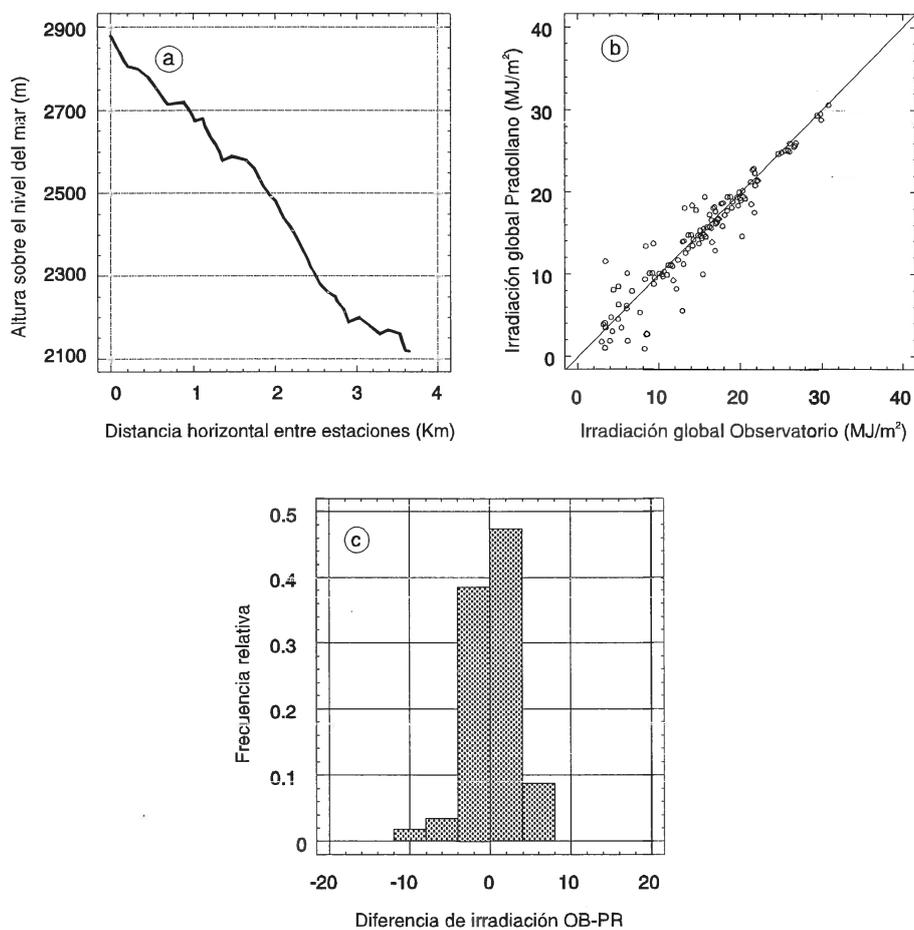


Fig. A.II.22.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Observatorio-Pradollano. Distancia horizontal entre estaciones: 3681 m; diferencia de alturas: 778 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Observatorio frente a los de Pradollano. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PITRES-CAÑAR

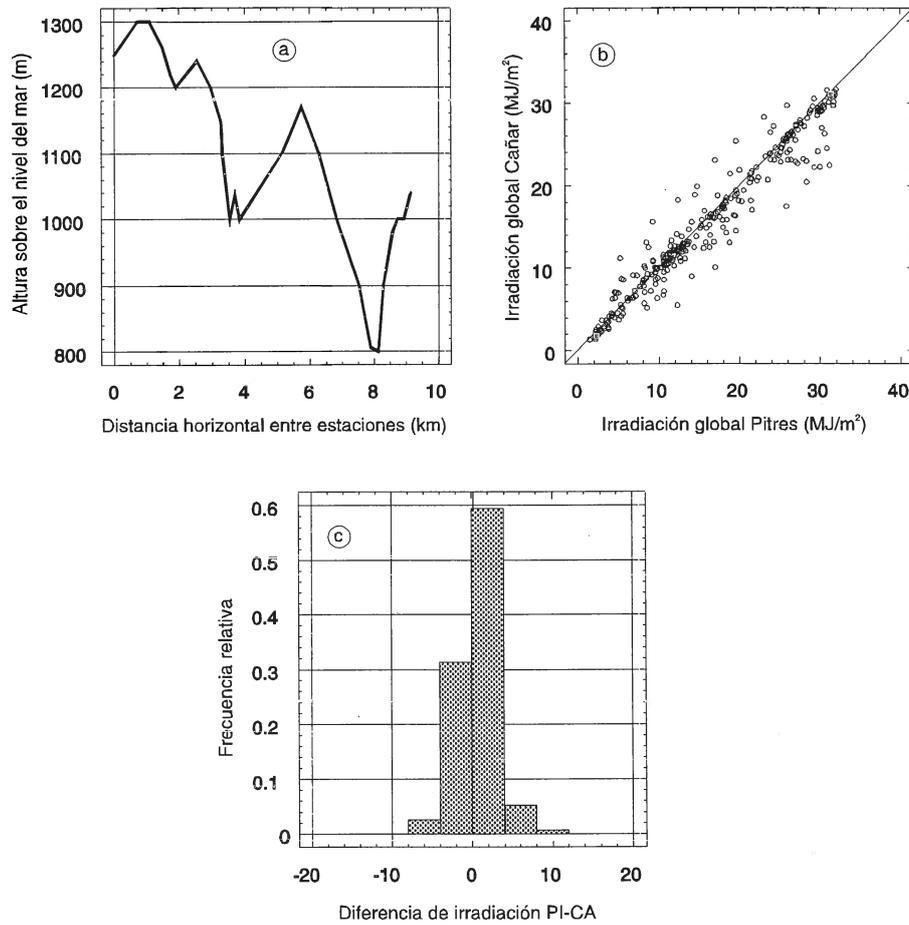


Fig. A.II.23.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pitres-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 11108 m; diferencia de alturas: 209 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Pitres frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PITRES-ORGIVA

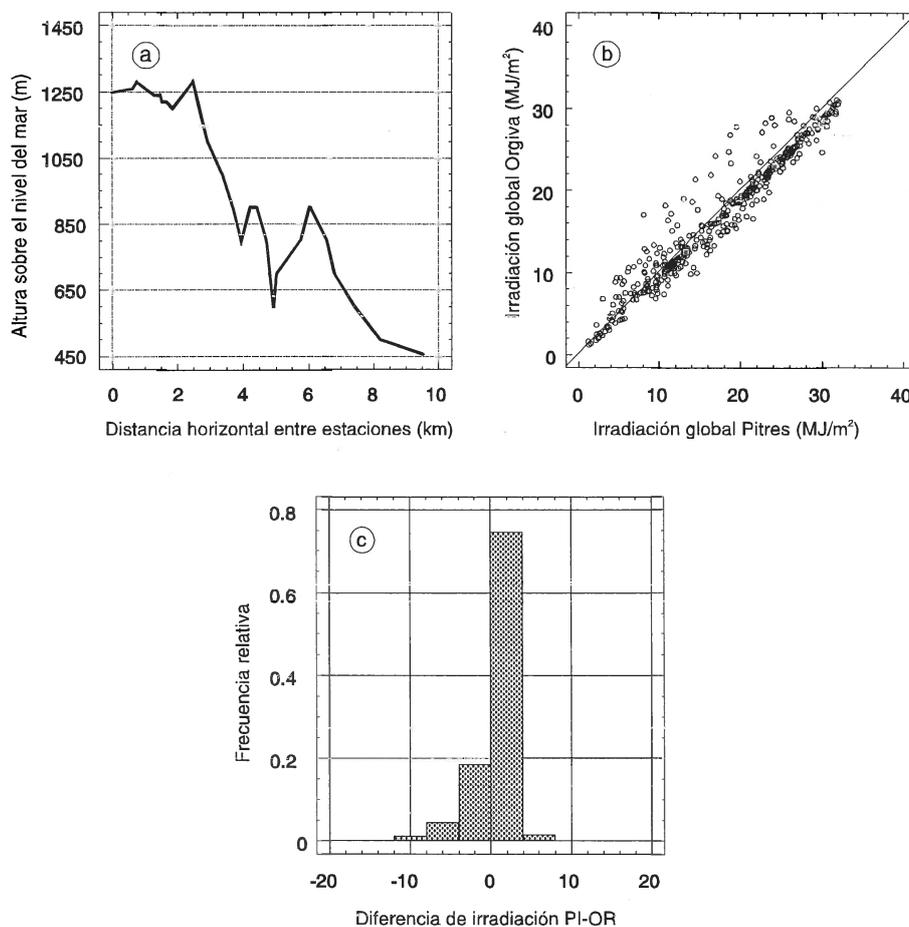


Fig. A.II.24.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pitres-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 11008 m; diferencia de alturas: 793 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Pitres frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PRADOLLANO-CAÑAR

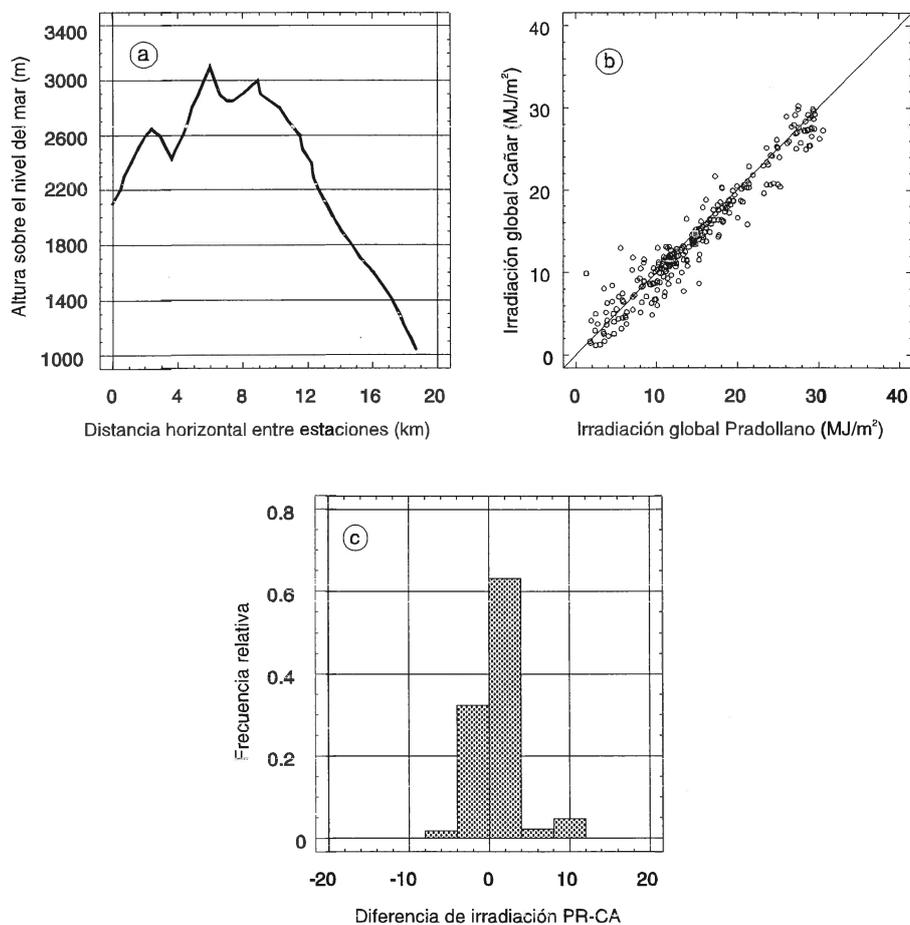


Fig. A.II.25.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pradollano-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 18386 m; diferencia de alturas: 1060 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Pradollano frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PRADOLLANO-CORTIJO

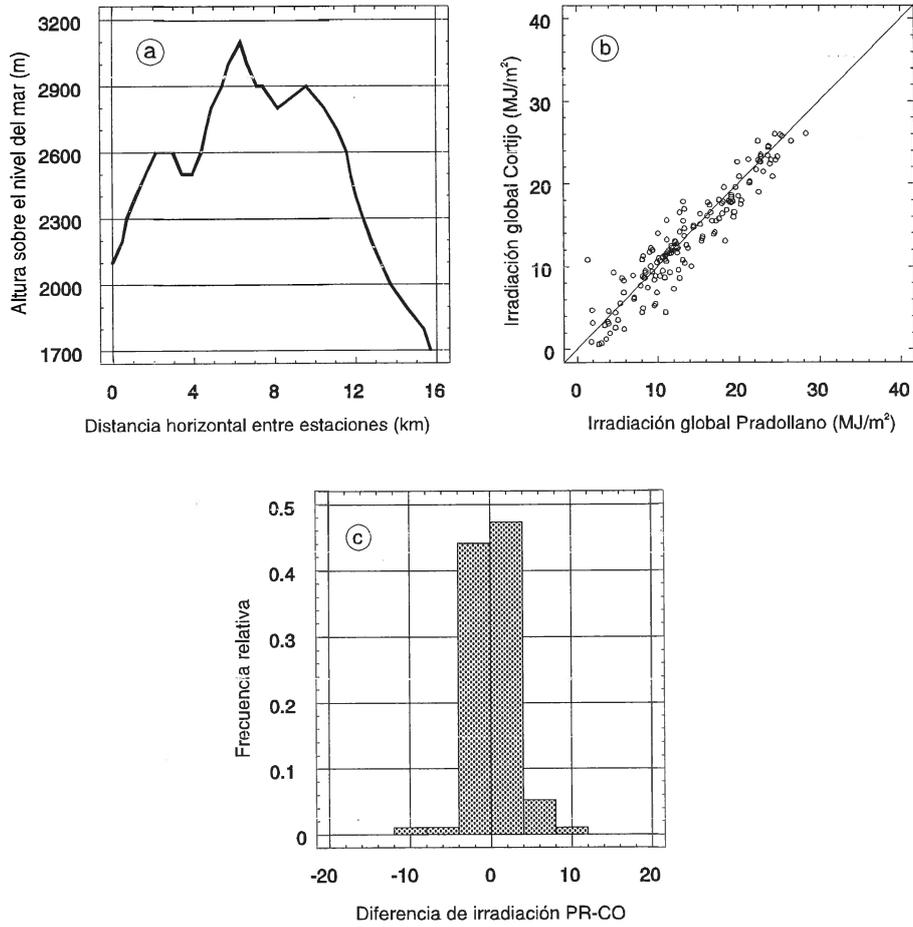


Fig. A.II.26.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pradollano-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 15260 m; diferencia de alturas: 400 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Pradollano frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PRADOLLANO-ORGIVA

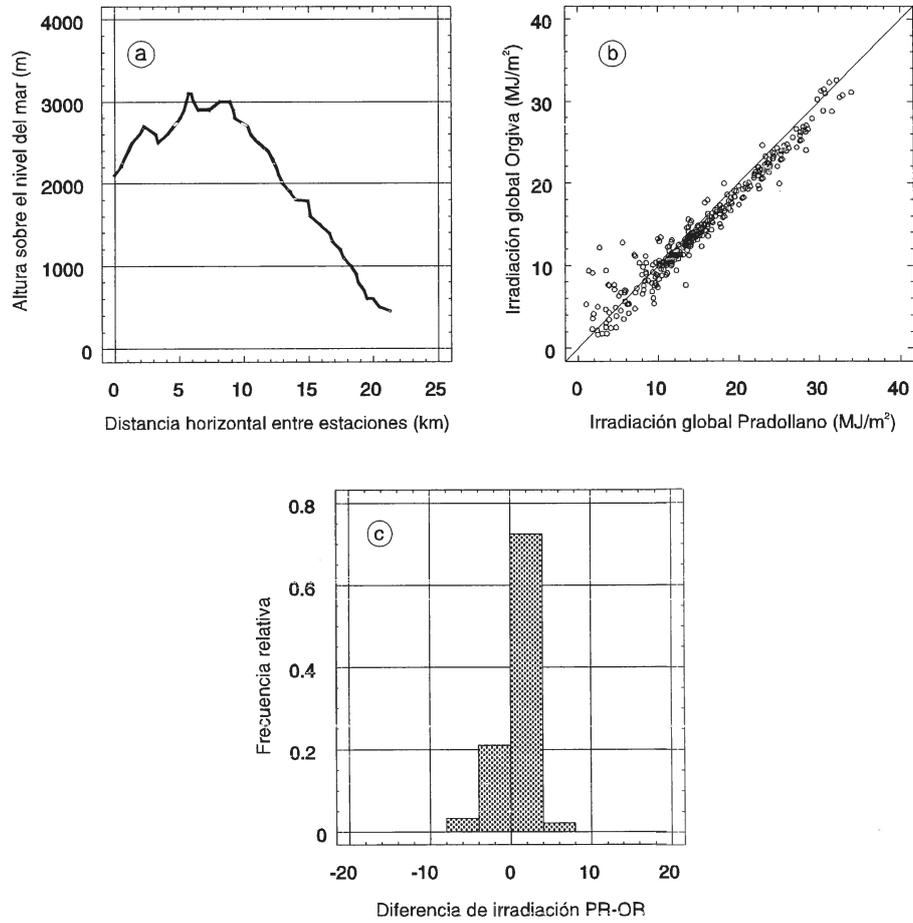


Fig. A.II.27.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pradollano-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 20485 m; diferencia de alturas: 1644 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Pradollano frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: PRADOLLANO-PITRES

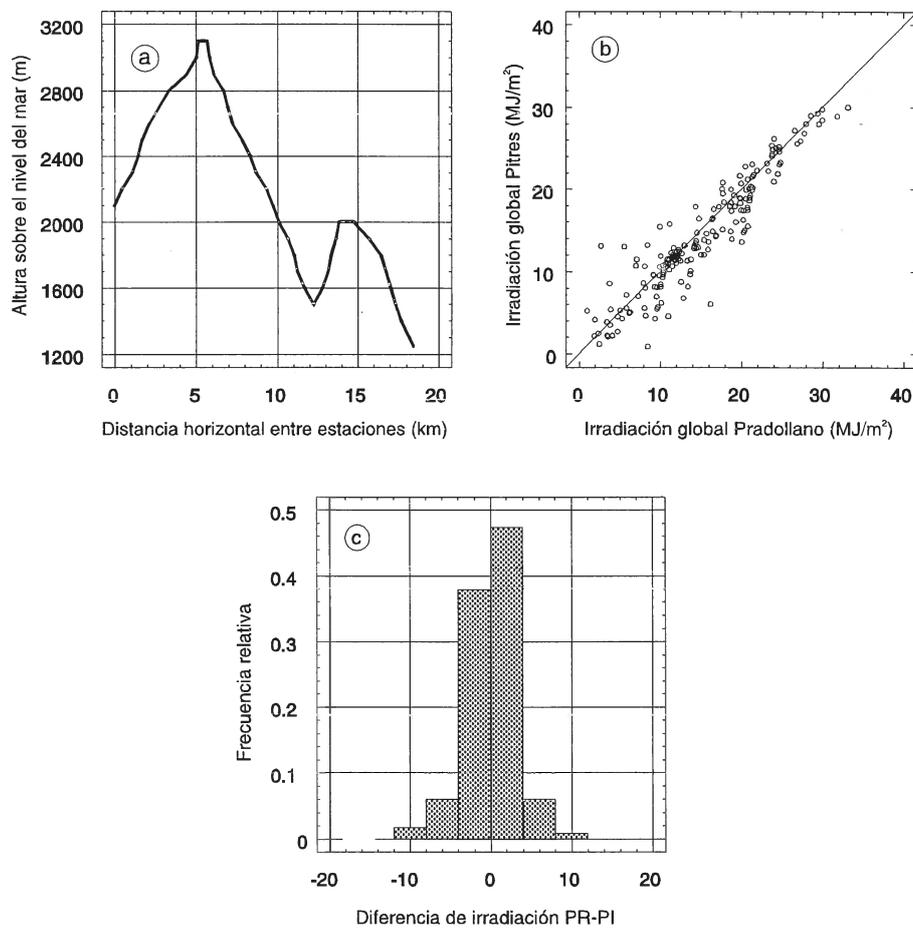


Fig. A.II.28.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Pradollano-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 18923 m; diferencia de alturas: 851 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Pradollano frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-ALBERGUE

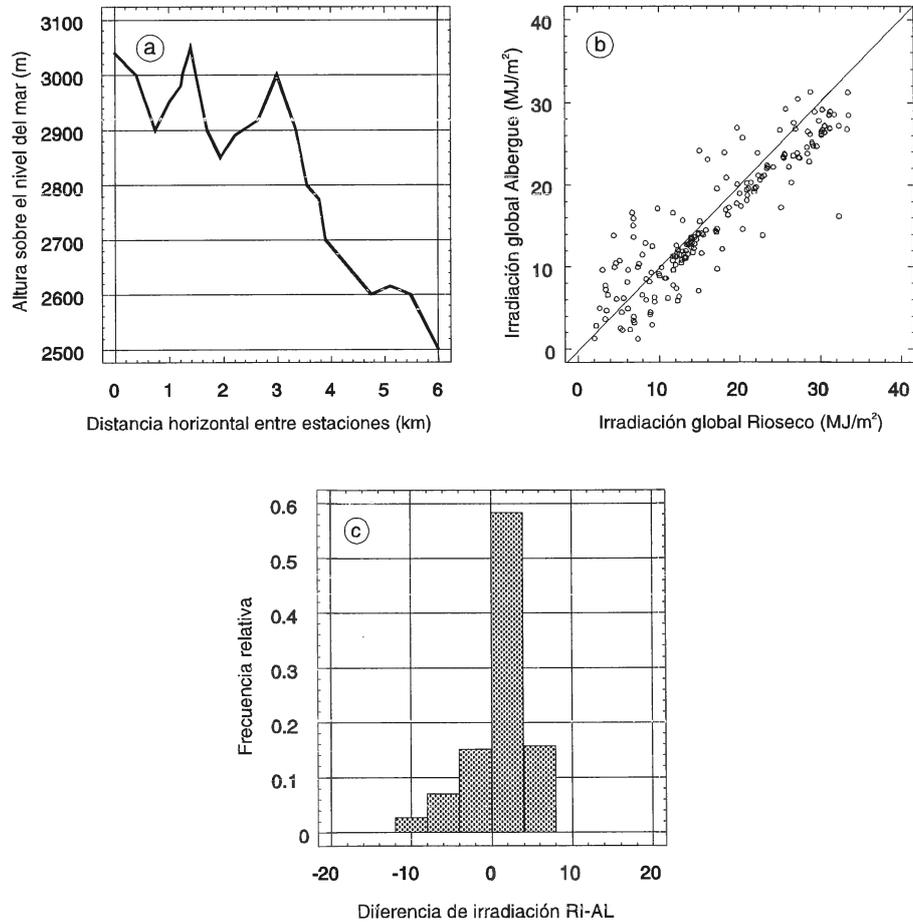


Fig. A.II.29.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Albergue. Distancia horizontal entre estaciones: 6765 m; diferencia de alturas: 640 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Albergue. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-BORREGUILES

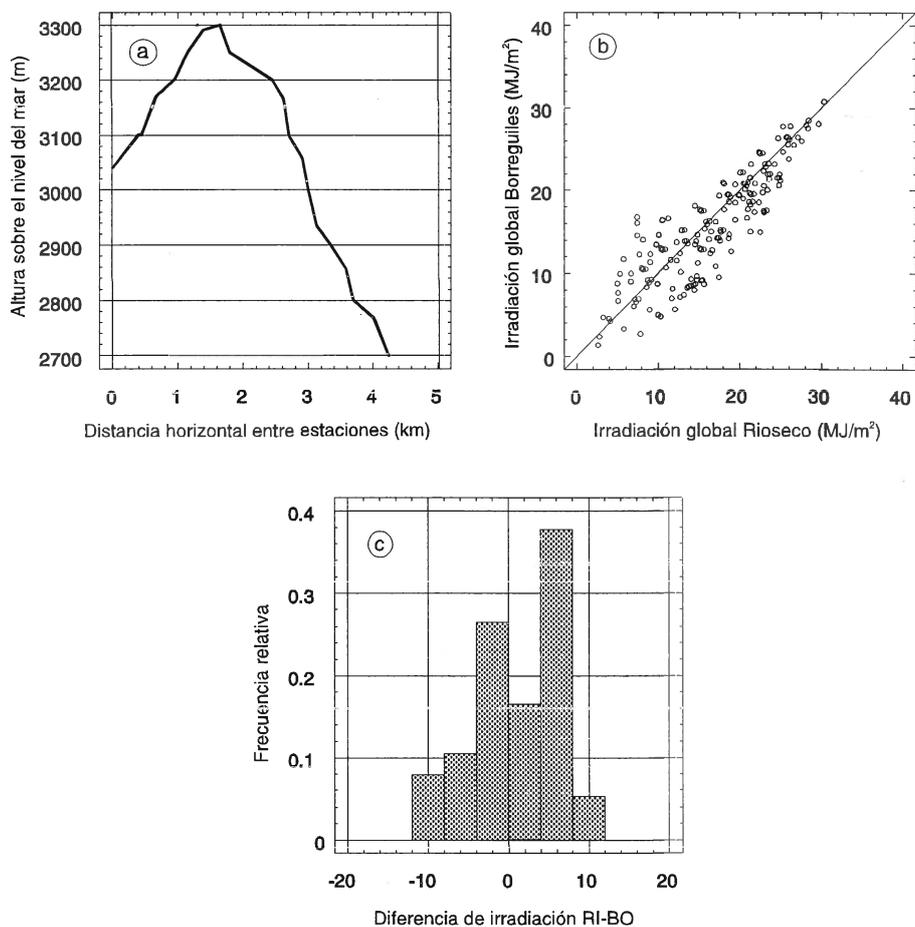


Fig. A.II.30.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Borreguiles. Distancia horizontal entre estaciones: 5470 m; diferencia de alturas: 340 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Borreguiles. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-CAÑAR

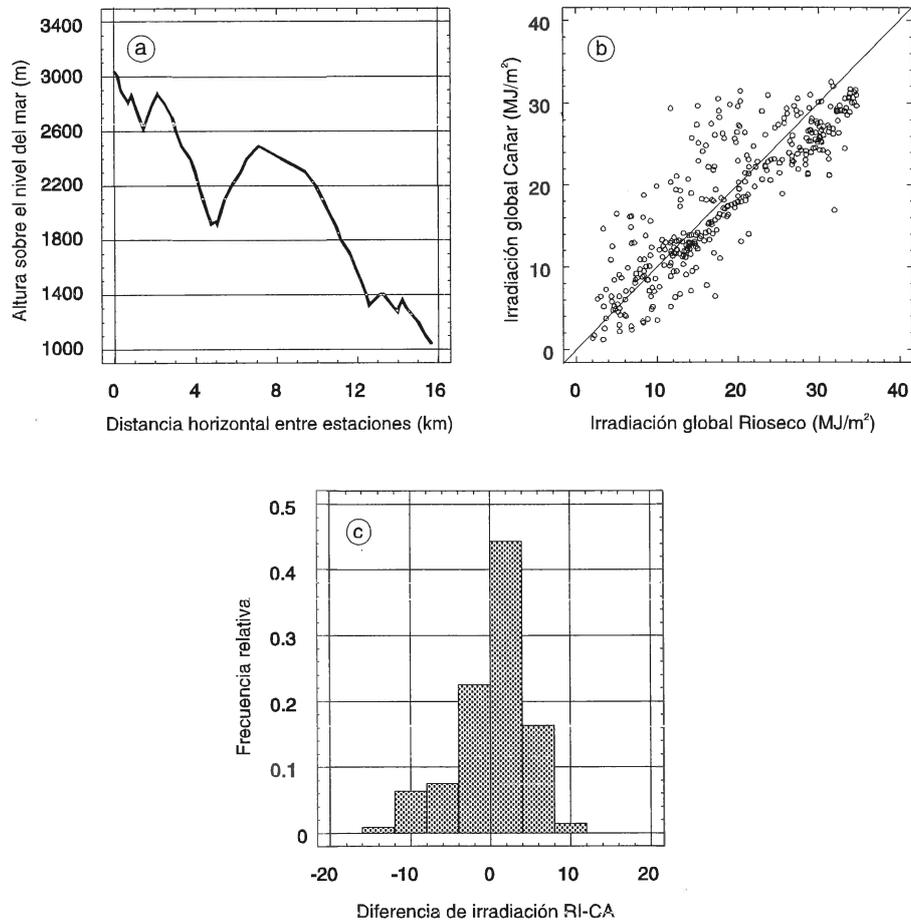


Fig. A.II.31.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 16118 m; diferencia de alturas: 2000 m. Las estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-CORTIJO

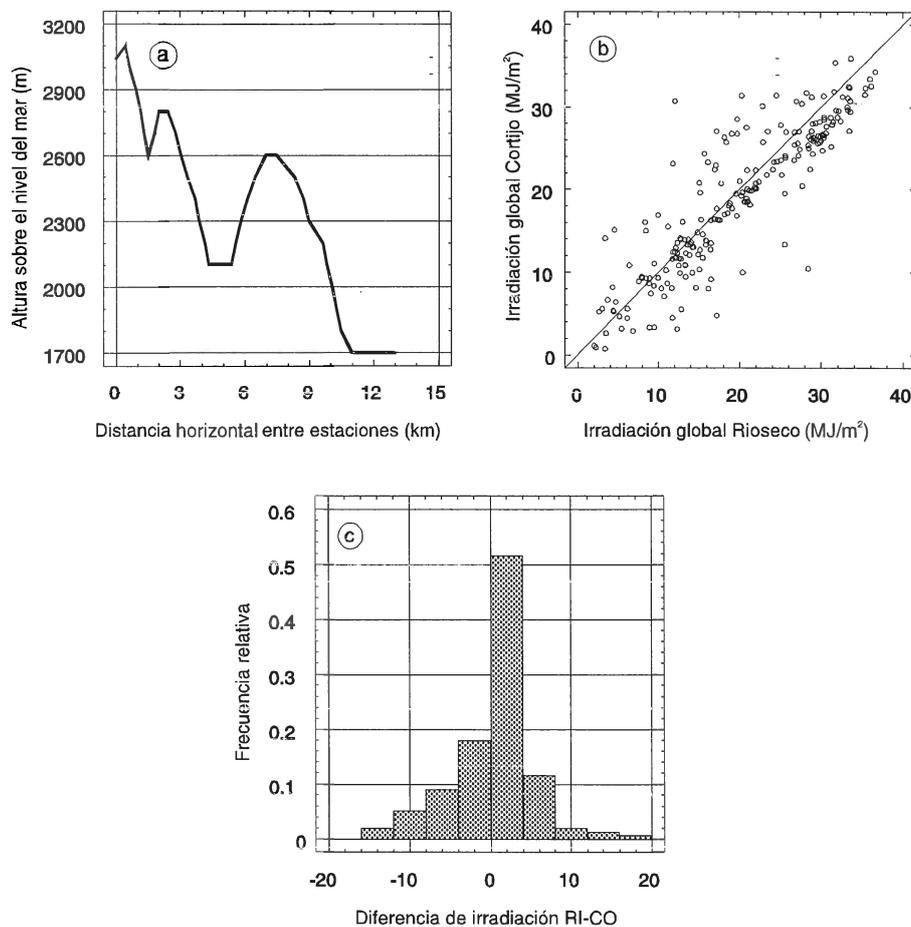


Fig. A.II.32.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 13378 m; diferencia de alturas: 1340 m. Las estaciones pertenecen a una cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-OBSERVATORIO

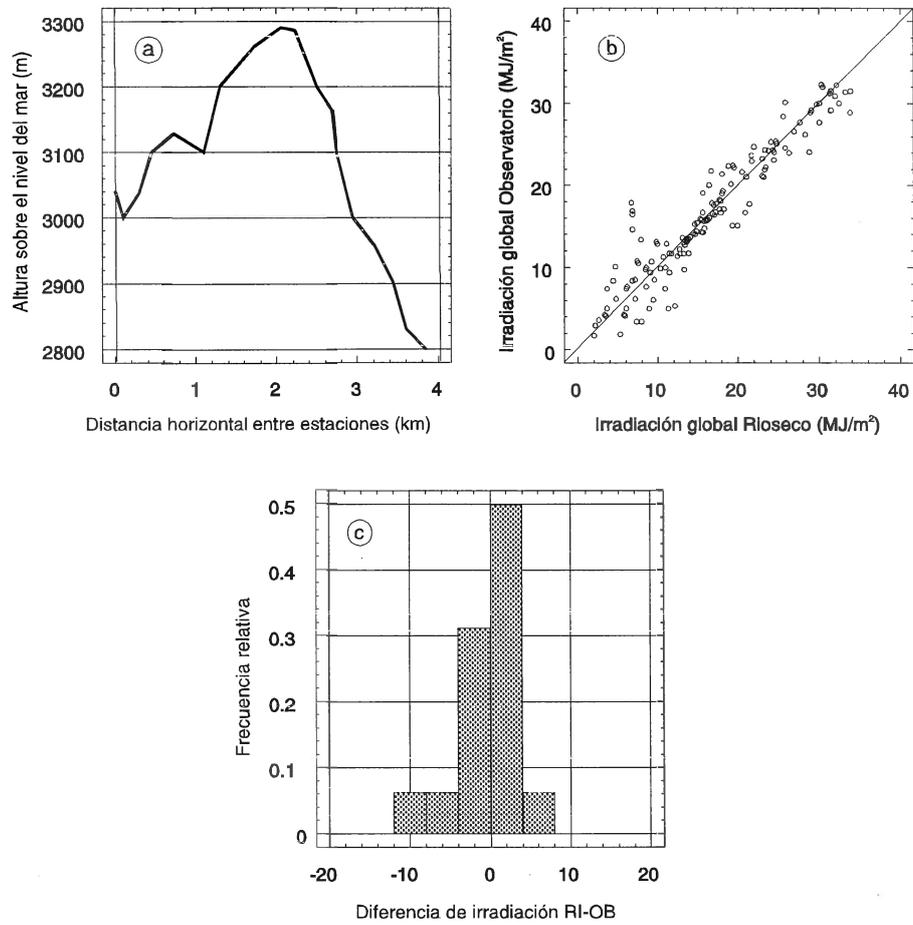


Fig. A.II.33.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Observatorio. Distancia horizontal entre estaciones: 4620 m; diferencia de alturas: 162 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Observatorio. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-ORGIVA

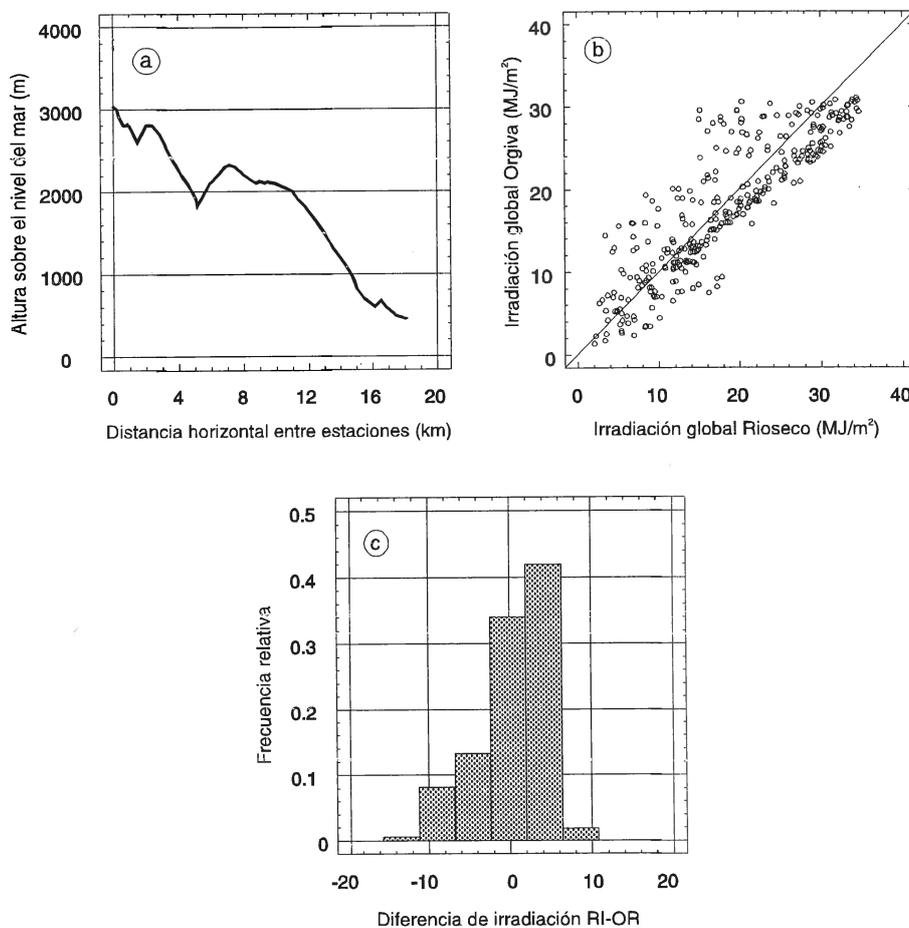


Fig. A.II.34.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 17722 m; diferencia de alturas: 2584 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-PITRES

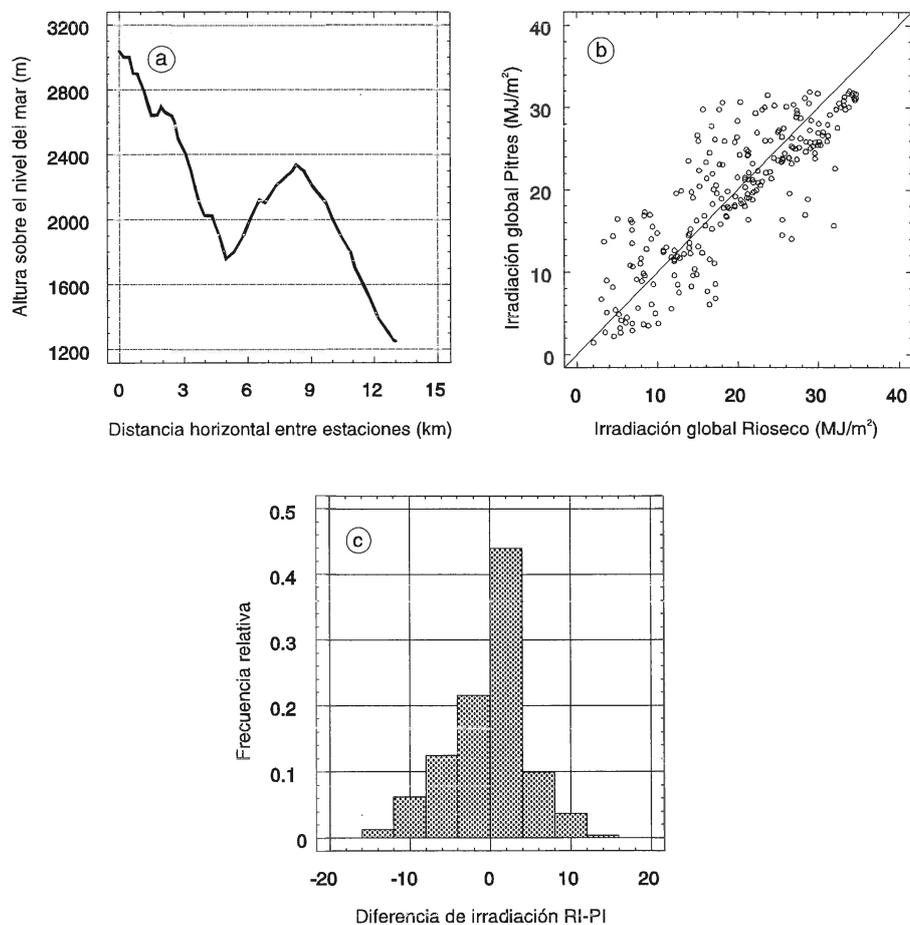


Fig. A.II.35.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 12525 m; diferencia de alturas: 1791 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: RIOSECO-PRADOLLANO

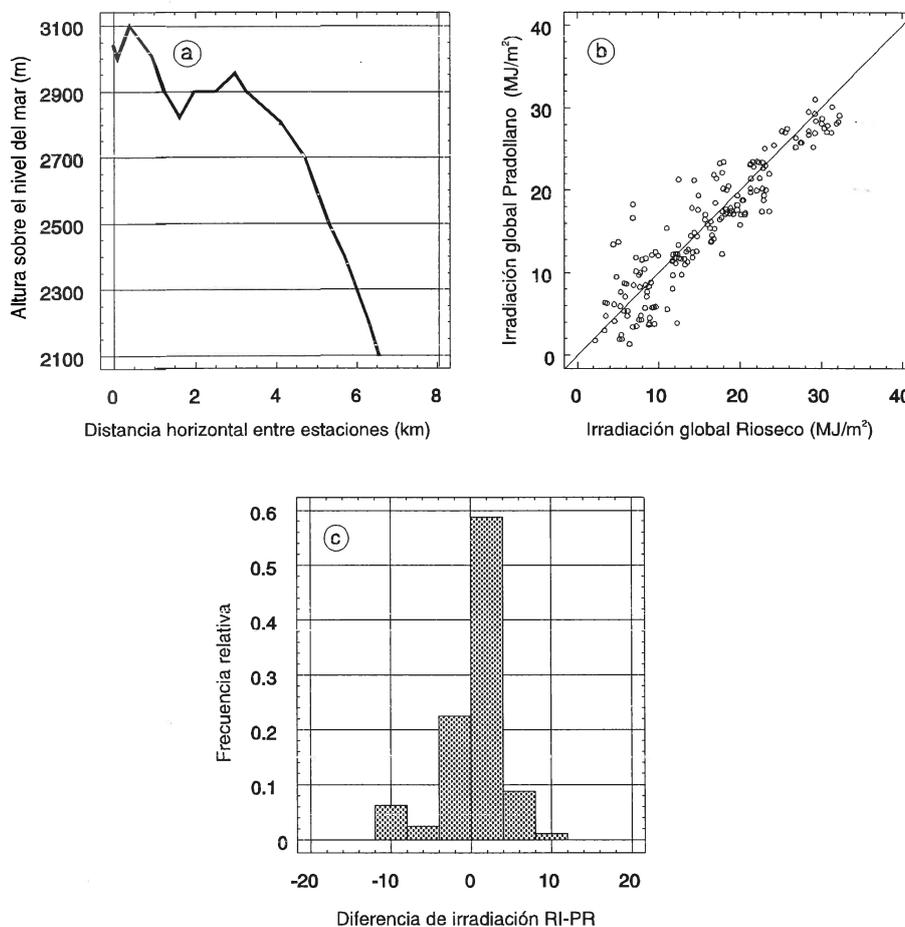


Fig. A.II.36.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Rioseco-Pradollano. Distancia horizontal entre estaciones: 7661 m; diferencia de alturas: 940 m. Cada estación pertenece a una ladera. b) Datos de irradiación global diaria de Rioseco frente a los de Pradollano. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-ALBERGUE

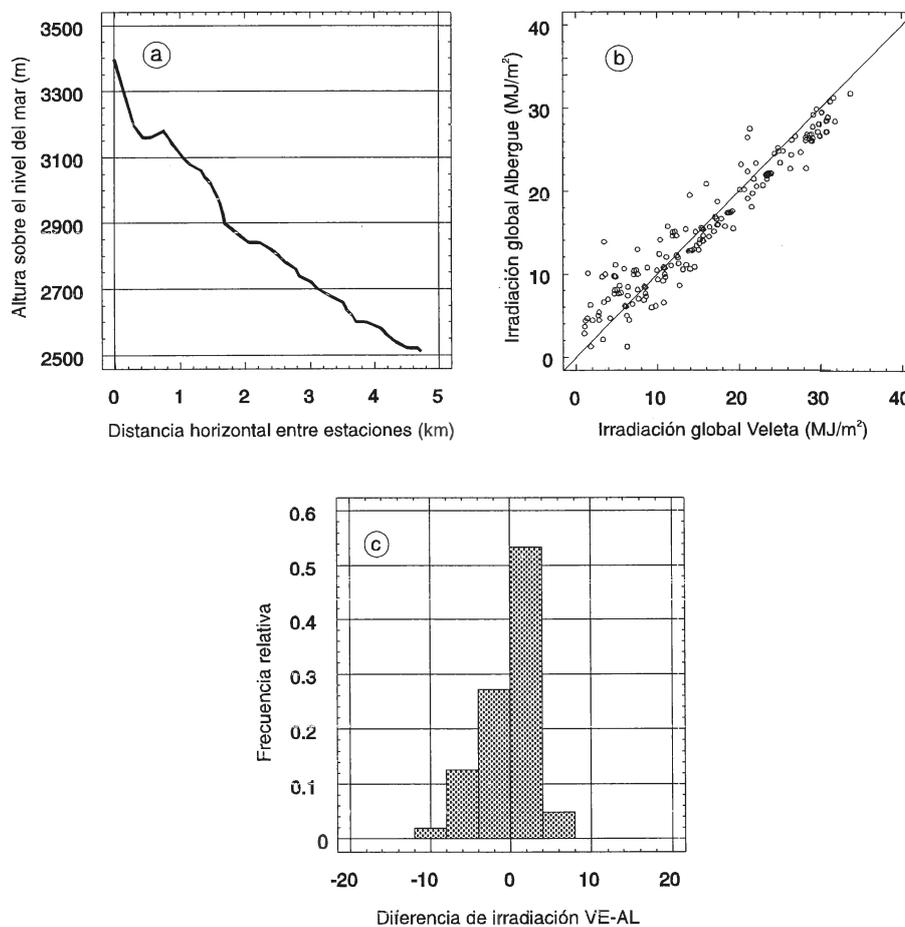


Fig. A.II.37.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Albergue. Distancia horizontal entre estaciones: 4760 m; diferencia de alturas: 998 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Albergue. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-BORREGUILES

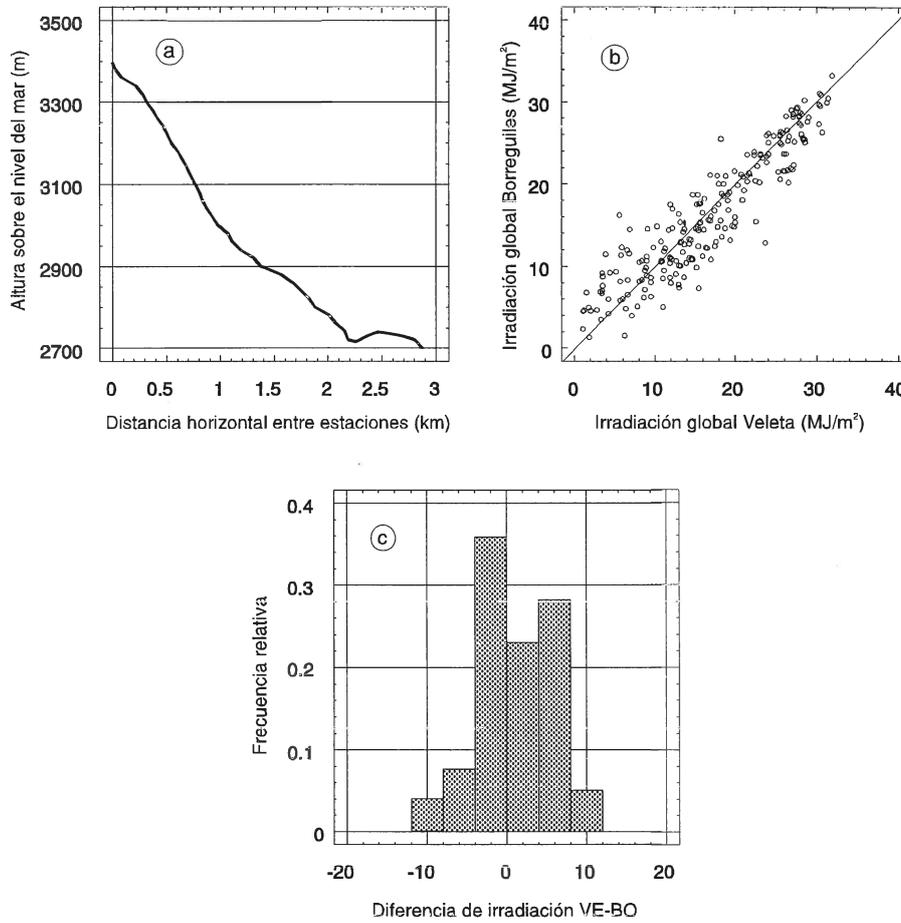


Fig. A.II.38.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Borreguiles. Distancia horizontal entre estaciones: 3068 m; diferencia de alturas: 698 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Borreguiles. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-CAÑAR

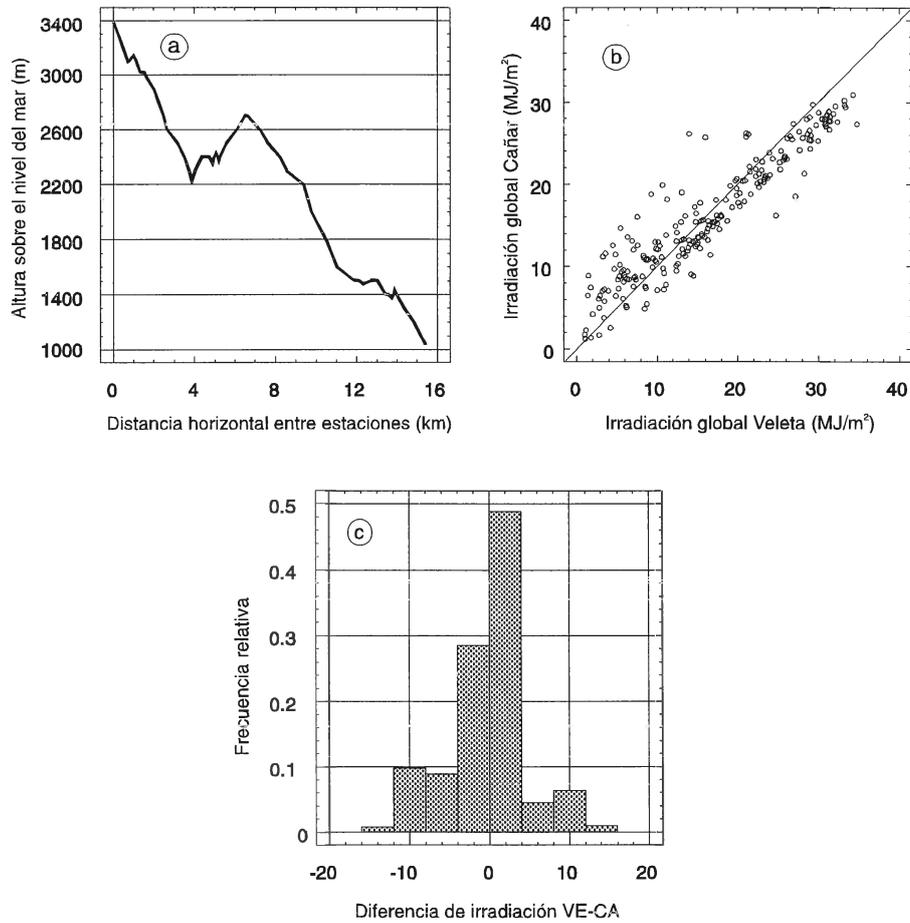


Fig. A.II.39.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Cañar. Distancia horizontal entre estaciones: 15700 m; diferencia de alturas: 2358 m. Las estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Cañar. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-CORTIJO

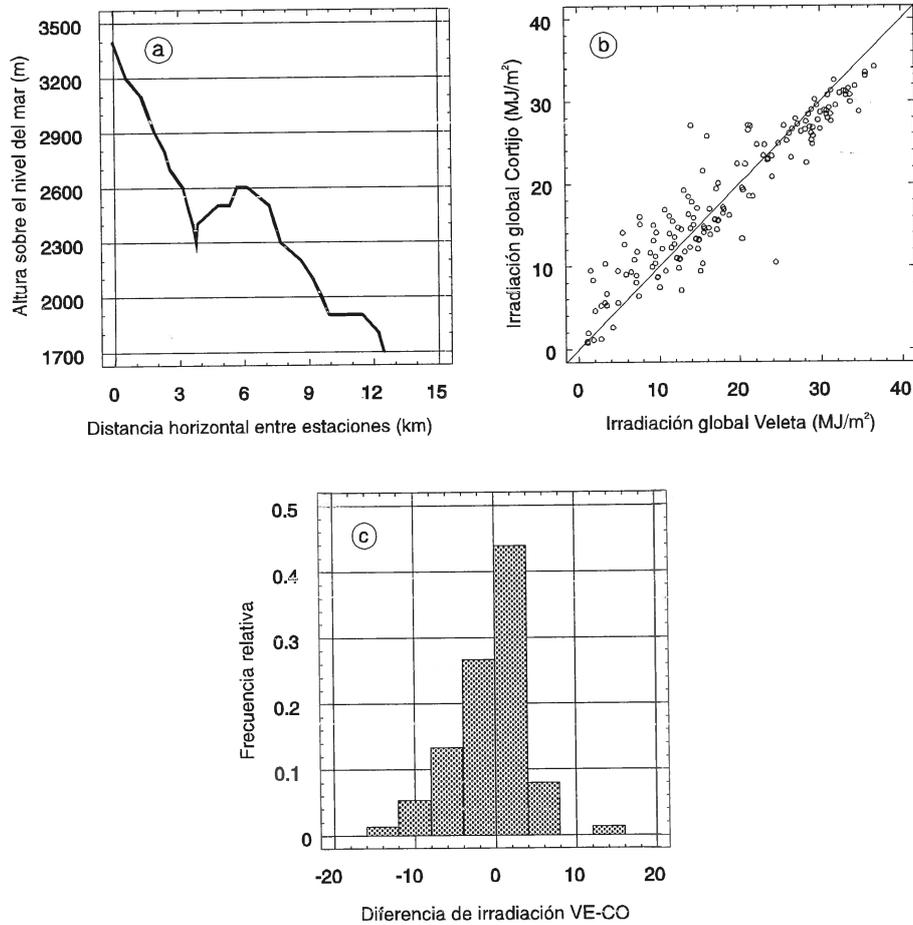


Fig. A.II.40.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Cortijo. Distancia horizontal entre estaciones: 12749 m; diferencia de alturas: 1698 m. Las estaciones pertenecen a una cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Cortijo. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-OBSERVATORIO

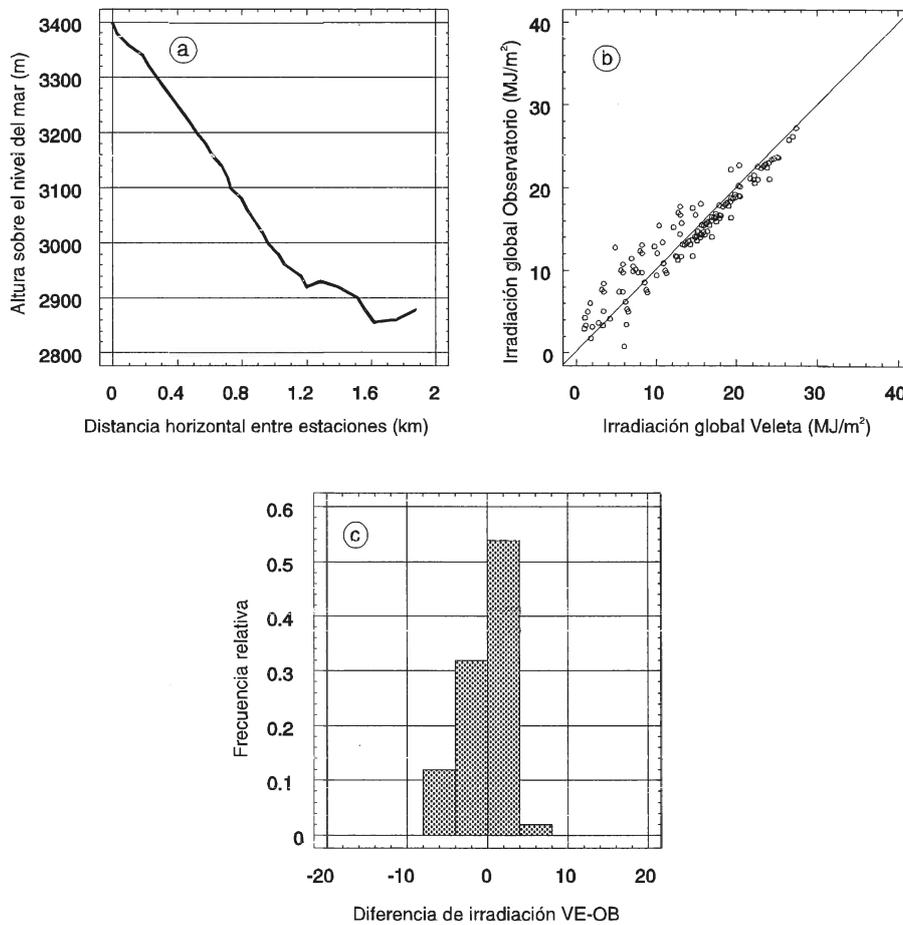


Fig. A.II.41.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Observatorio. Distancia horizontal entre estaciones: 2194 m; diferencia de alturas: 520 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Observatorio. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-ORGIVA

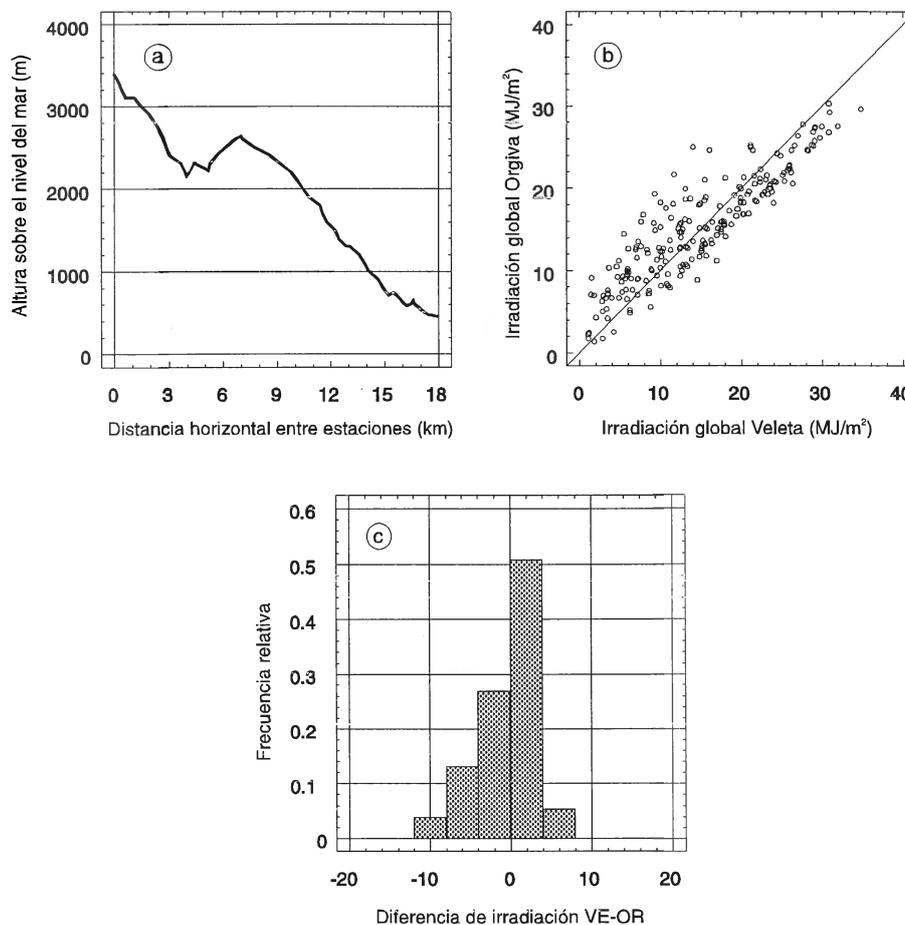


Fig. A.II.42.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Orgiva. Distancia horizontal entre estaciones: 17515 m; diferencia de alturas: 2942 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Orgiva. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-PITRES

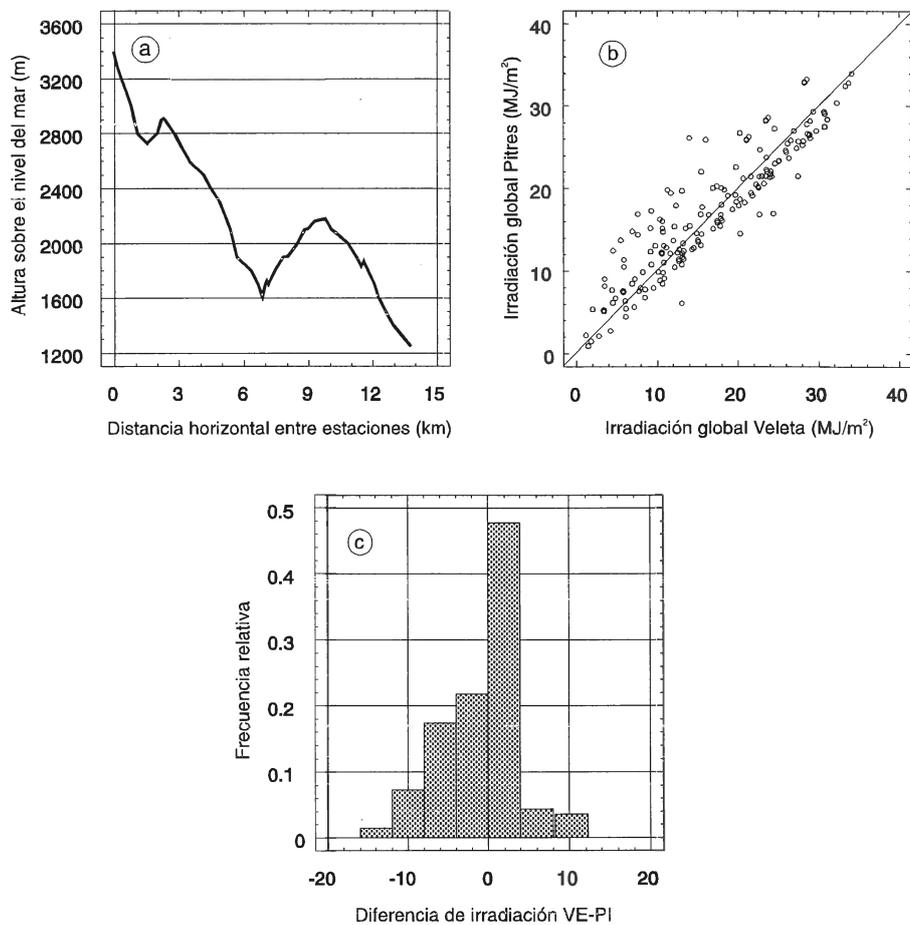


Fig. A.II.43.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Pitres. Distancia horizontal entre estaciones: 13871 m; diferencia de alturas: 2149 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Pitres. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-PRADOLLANO

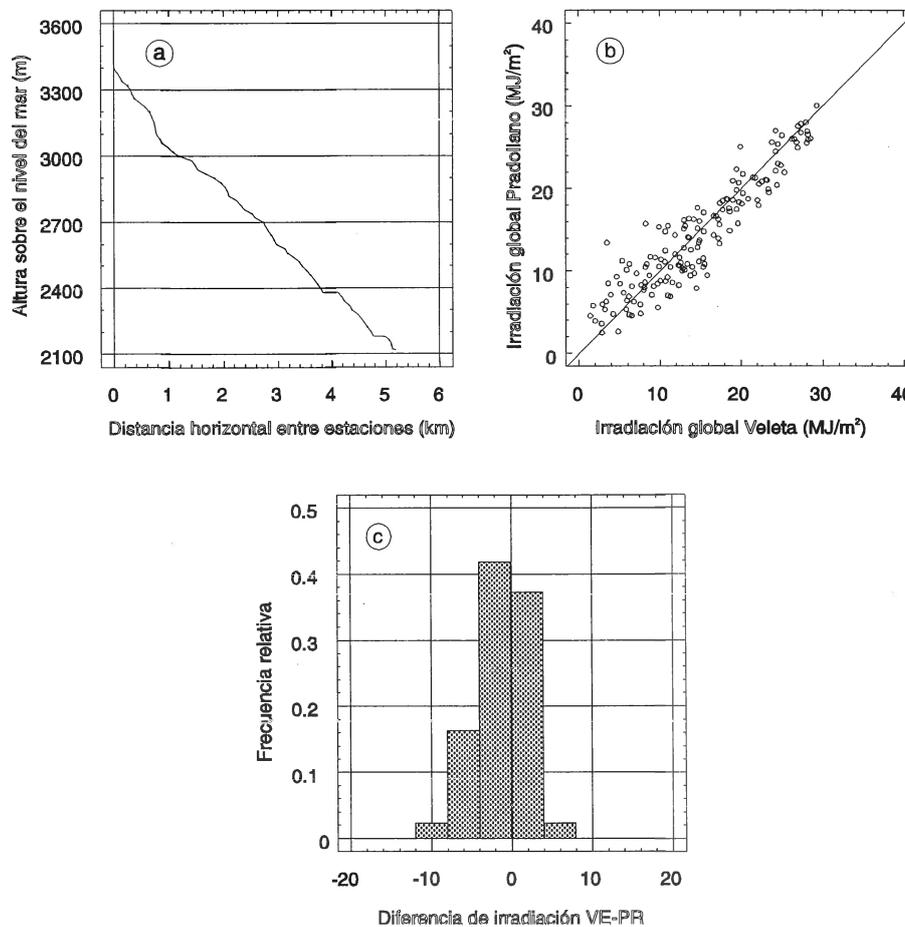


Fig. A.II.44.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Pradollano. Distancia horizontal entre estaciones: 5419 m; diferencia de alturas: 1298 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Norte. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Pradollano. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

PAREJA DE ESTACIONES: VELETA-RIOSECO

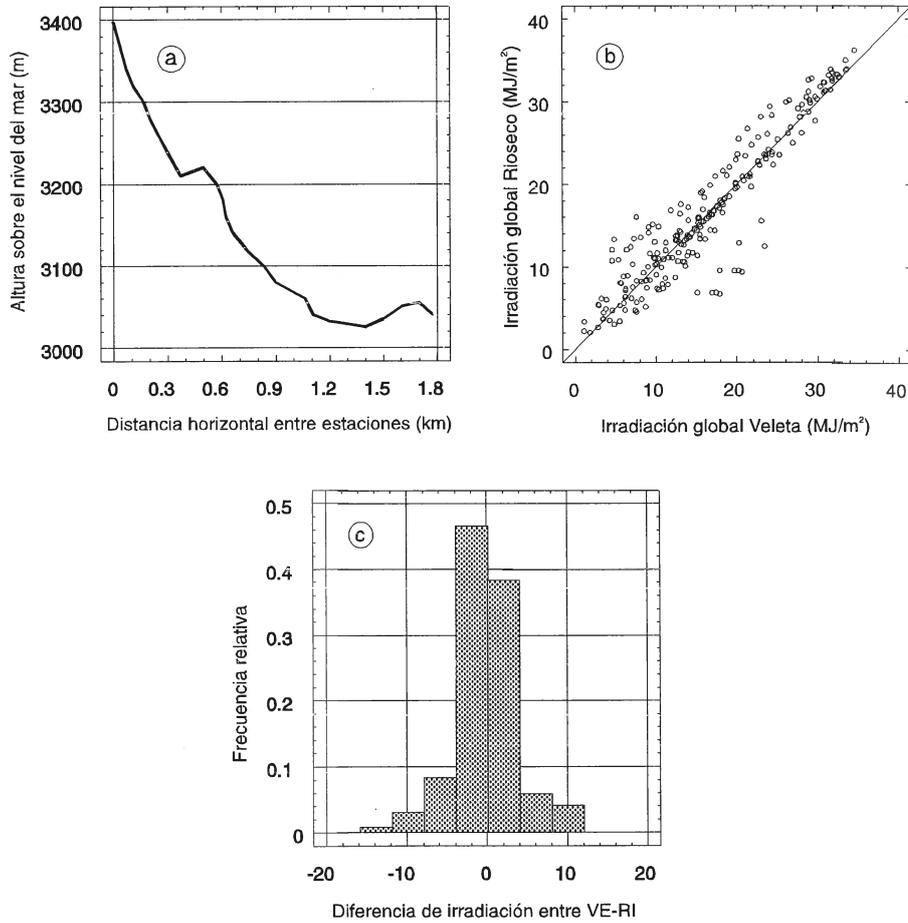


Fig. A.II.45.- a) Levantamiento topográfico del terreno según la línea que une las estaciones Veleta-Rioseco. Distancia horizontal entre estaciones: 2427 m; diferencia de alturas: 358 m. Ambas estaciones pertenecen a la cara Sur. b) Datos de irradiación global diaria de Veleta frente a los de Rioseco. c) Histograma de diferencias de irradiación diaria.

APÉNDICE III

FUNCIONES DE DISTRIBUCIÓN

1. FUNCIONES GAMMA Y BETA.

Función gamma

Se denomina función gamma y se representa por $\Gamma(n)$ a la integral

$$\int_0^{\infty} x^{n-1} e^{-x} dx \quad \text{con } n > 0$$

El valor de esta integral depende del valor de n y es una cantidad finita para valores de $n > 0$. Una forma equivalente de la función $\Gamma(n)$ se obtiene al hacer el cambio de variable $x = y^2$ en la expresión anterior, de forma que

$$\Gamma(n) = 2 \int_0^{\infty} y^{2n-1} e^{-y^2} dy$$

Esta función aparece en la distribución gamma.

Salvo cuando n es entero positivo el valor de $\Gamma(n)$ se tiene que obtener mediante un desarrollo en serie o por integración numérica. Sabiendo el valor de $\Gamma(n)$ entre 1 y 2 se puede obtener el resto de los valores mediante recurrencia: Integrando por partes $\Gamma(n)$

$$\Gamma(n) = \int_0^{\infty} x^{n-1} e^{-x} dx = \left[-x^{n-1} e^{-x} \right]_0^{\infty} + (n-1) \int_0^{\infty} x^{n-2} e^{-x} dx = (n-1) \Gamma(n-1)$$

Si n es entero positivo, la función gamma de n se reduce al factorial de $n-1$, ya que

$$\Gamma(1) = \int_0^{\infty} e^{-x} dx = 1$$

Utilizando la fórmula de recurrencia anterior

$$\Gamma(n) = (n-1)(n-2)\dots 3 \cdot 2 \cdot 1 = (n-1)!$$

Función beta

Se define esta función dependiente de dos parámetros m y n como

$$\beta(m, n) = \int_0^1 x^{m-1} (1-x)^{n-1} dx \quad \text{siendo} \quad m > 0, n > 0$$

Mediante el cambio de variable $x = \text{sen}^2 \varphi$ se obtiene la expresión equivalente

$$\beta(m, n) = 2 \int_0^{\pi/2} (\text{sen } \varphi)^{2m-1} (\text{cos } \varphi)^{2n-1} d\varphi \quad \text{con} \quad m > 0, n > 0$$

La integral diverge si los valores de m y n no son positivos.

La función beta y la función gamma están relacionadas mediante

$$\Gamma(m)\Gamma(n) = \beta(m, n)\Gamma(m+n)$$

y por lo tanto

$$\beta(m, n) = \frac{\Gamma(m)\Gamma(n)}{\Gamma(m+n)}$$

de donde se deduce que la función beta es simétrica respecto a los parámetros m y n

$$\beta(m, n) = \beta(n, m)$$

2. DISTRIBUCIÓN GAMMA

La forma usual de una distribución gamma se refiere a una variable aleatoria continua x que puede tomar cualquier valor no negativo. Su función densidad viene definida por:

$$f(x) = \frac{1}{b^{\alpha+1}\Gamma(\alpha+1)} x^{\alpha} e^{-x/b}$$

con $\alpha > -1$; $b > 0$; $0 \leq x < \infty$

Esta distribución es asimétrica, disminuyendo la asimetría al aumentar el valor de α . El parámetro b opera fundamentalmente como un factor de escala, mientras que α produce efectos cualitativamente distintos dependiendo de su magnitud. El caso especial en que $\alpha=0$ da lugar a la distribución exponencial, que se puede considerar como un caso particular de la distribución gamma.

Haciendo en la distribución gamma $k=1/b^{\alpha+1}\Gamma(\alpha+1)$ las derivadas de esta función son

$$f'(x) = \frac{k}{b} x^{\alpha-1} e^{-x/b} (\alpha b - x) \quad \text{con raíz} \quad x = \alpha b$$

$$f''(x) = \frac{k}{b^2} x^{\alpha-2} e^{-x/b} [\alpha(\alpha-1)b^2 - 2\alpha b x + x^2] \quad \text{con raíces} \quad x = b(\alpha \pm \sqrt{\alpha})$$

El análisis de las ecuaciones anteriores suponen que la curva siempre se aproxima asintóticamente al eje X para valores grandes de x . Si α tiene un valor negativo comprendido entre 0 y -1, la ordenada de la curva aumenta al disminuir x , teniendo como asíntota el eje vertical Y . Si $\alpha=0$, la curva toma su valor máximo $1/b$, en $x=0$. Si $\alpha>0$, la curva empieza en el

origen, alcanza un máximo para el valor $x=\alpha b$, disminuyendo posteriormente hasta anularse. Por tanto en este caso la curva es unimodal, situándose el máximo en αb . Este punto corresponde al valor de densidad mayor o, en el caso discreto, al punto de máxima probabilidad.

Una forma modificada de la distribución gamma con valor mínimo arbitrario A en lugar de 0 es:

$$f(x) = \frac{1}{b^{\alpha+1}\Gamma(\alpha+1)}(x-A)^{\alpha}e^{-(x-A)/b}$$

con $A \leq x < \infty$.

Esta forma es aplicable cuando se excluyen valores de x menores de un valor determinado A.

La función de distribución acumulada de la distribución gamma se puede obtener exactamente mediante la integración de la función densidad si α es entero. Su expresión viene dada por:

$$F(x) = \frac{1}{b^{\alpha+1}\Gamma(\alpha+1)} \int_0^x x^{\alpha} e^{-x/b} dx$$

3. DISTRIBUCIÓN BETA

La distribución beta se aplica a una variable aleatoria continua cuyos valores admisibles están comprendidos entre 0 y 1. Su función densidad de probabilidad viene dada por la expresión:

$$f(x) = \frac{1}{\beta(\alpha + 1, \lambda + 1)} x^\alpha (1 - x)^\lambda$$

con $\alpha, \lambda > -1$; $0 \leq x \leq 1$.

La curva adopta formas diversas dependiendo de los parámetros α y λ . Cuando los dos parámetros tienen el mismo signo, y este es positivo, la curva tiene presente un aspecto unimodal, situándose la moda en $x = \alpha / (\alpha + \lambda)$. Si los parámetros son ambos negativos este punto corresponde al mínimo de la curva. La curva presenta puntos de inflexión si alguno de los parámetros son iguales a la unidad.

La curva es simétrica si $\alpha = \lambda$, deformada a la derecha si $\alpha < \lambda$ y deformada a la izquierda si $\alpha > \lambda$. Si se mantiene fijo el punto donde se presenta el máximo, la función crece al aumentar los parámetros. Al intercambiar un parámetro por otro se obtiene una curva simétrica de la anterior.

La función de distribución acumulada viene dada por

$$F(x) = \int_0^x \frac{1}{\beta(\alpha + 1, \lambda + 1)} x^\alpha (1 - x)^\lambda dx$$

Una distribución beta modificada con límites arbitrarios A y B se puede expresar mediante:

$$f(x) = \frac{1}{(B - A)^{\alpha + \lambda + 1} \beta(\alpha + 1, \lambda + 1)} (x - A)^\alpha (B - x)^\lambda$$

4. DISTRIBUCIÓN NORMAL O DE GAUSS

Una variable aleatoria está distribuida normalmente si su función densidad $f(x)$ responde a la expresión:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2}$$

con $-\infty < x < \infty$.

μ puede ser cualquier número real y σ cualquier número real mayor que 0. La distribución es unimodal, situándose el máximo en $x=\mu$. Hay dos puntos de inflexión situados a una distancia σ a cada lado del máximo. La curva es simétrica respecto al punto en que $x=\mu$. La función decae rápidamente desde el valor máximo. La disminución de σ se traduce en un estrechamiento de la curva en torno al máximo, mientras que valores más altos conducen a curvas donde el máximo está más suavizado.

La función de distribución acumulada,

$$F(x) = \int_0^x \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2} dx$$

no posee una expresión analítica y debe ser tabulada para valores determinados de los extremos de la integral.

Una distribución normal con $\mu=0$ y $\sigma=1$ se denomina distribución normal unitaria o normalizada. Los momentos de la distribución son

$$E(x) = \mu \quad \text{y} \quad \text{var}(x) = \sigma^2$$

5. DISTRIBUCIÓN DE WEIBULL

En esta distribución la función densidad viene caracterizada por la expresión

$$f(x) = kx^{c-1}e^{-(h/c)x^c}$$

siendo h, k y c parámetros de la función.

Equivale a una distribución exponencial modulada por una función $g(x) = kx^{c-1}$. El valor de c determina la forma de la curva resultante. Es de tipo unimodal. Una mezcla de la distribución Weibull con la distribución exponencial da lugar a la distribución de Gompertz

$$f(x) = kx^{c-1} \exp\left\{-\frac{k}{b}e^{bx} + \frac{k}{b}\right\}$$

6. DISTRIBUCIÓN DE BOLTZMANN

Esta distribución, basada en la estadística de Boltzman, responde a la expresión

$$F(x) = \frac{A_1 - A_2}{1 + e^{(x-x_0)\lambda}} + A_2$$

Esta expresión proporciona una curva de tipo sigmoideal, que se utiliza con buenos resultados para ajustes de curvas de distribución acumuladas. Depende de cuatro parámetros, y posee una variable independiente. Estos parámetros son:

A_1 : valor inicial

A_2 : valor final

x_0 : centro de la distribución

λ : parámetro inverso de la denominada constante de paso: $\lambda = 1/\tau$.

Los parámetros son fácilmente manejables. La función densidad, obtenida mediante derivación de la función de distribución acumulada, es

$$f(x) = \frac{d}{dx} F(x) = \frac{d}{dx} \left(\frac{A_1 - A_2}{1 + e^{(x-x_0)\lambda}} + A_2 \right)$$

y proporciona una curva de tipo unimodal cuya expresión es

$$f(x) = (A_1 - A_2) \frac{\lambda e^{(x-x_0)\lambda}}{[1 + e^{(x-x_0)\lambda}]^2} = k \frac{e^{(x-x_0)\lambda}}{[1 + e^{(x-x_0)\lambda}]^2}$$

La posibilidad de obtener expresiones analíticas tanto de la función densidad como de la función de distribución acumulada, unido al fácil manejo de los coeficientes, hace que esta función haya sido muy utilizada en varios trabajos.

7. DISTRIBUCIÓN DE LORENTZ

Su función densidad viene expresada mediante:

$$f(x) = \frac{2A}{\pi} \frac{\omega}{4(x - x_0)^2 + \omega^2}$$

que depende de tres parámetros, que intervienen en la forma de la curva de la siguiente manera:

- x_0 : corresponde al centro de la distribución
- ω : está relacionado con la anchura de la curva, que es más o menos leptocurtica dependiendo de este parámetro
- A: valor del área encerrada en la curva.

Corresponde a una distribución unimodal. Una ventaja de esta distribución es que sus parámetros también son muy controlables.

La función de distribución acumulada

$$F(x) = \int_0^x \frac{2A}{\pi} \frac{\omega}{4(x-x_0)^2 + \omega^2} dx$$

puede evaluarse analíticamente a través de su integral indefinida:

$$F(x) = \int_0^x \frac{2A}{\pi} \frac{\omega}{4(x-x_0)^2 + \omega^2} dx = \frac{2A\omega}{\pi} \int_0^x \frac{dx}{4(x-x_0)^2 + \omega^2}$$

haciendo $x - x_0 = z$; $dx = dz$

$$F(z) = \frac{2A\omega}{\pi} \int \frac{dz}{4z^2 + \omega^2} = \frac{2A\omega}{\pi} \frac{1}{2} \arctg \frac{\omega}{z} + C = \frac{A\omega}{\pi} \arctg \frac{\omega}{z} + C$$

por lo que

$$F(x) = \frac{A\omega}{\pi} \arctg \frac{\omega}{(x-x_0)} + C$$

Esta expresión permite obtener fácilmente $F^{-1}(x)$, lo que supone una ventaja para la generación sintética de datos a partir de las curvas de distribución.

8. FUNCIONES POLINOMIALES.

En algunos casos para explicar el comportamiento de las funciones de distribución acumuladas se han utilizado funciones polinomiales de tercer orden. La forma general de una función polinomial es:

$$F(x) = \sum_{i=1}^n a_i x^i$$

siendo n un entero no negativo y los coeficientes a_i números reales. Los ajustes de curvas mediante funciones polinomiales de orden superior a tres no suelen ser adecuadas. De esta forma las curvas que presentan más de una moda no se deben ajustar mediante este tipo de funciones.

9. AJUSTE DE CURVAS BIMODALES.

Para explicar el comportamiento bimodal de algunas distribuciones, es frecuente que se utilicen sumas de varias curvas unimodales, tales como la distribución gamma, distribuciones de Gauss o distribución de Boltzman. En estos casos los valores máximos de las funciones densidad se sitúan en dos puntos distintos, de forma que la reproduzcan el carácter bimodal. Si las funciones densidad utilizadas son $f_i(x)$, las distribuciones acumuladas responden a la expresión general

$$F(x) = \int_0^x f(x) dx = C \sum_i k_i \int_a^b f_i(x) dx$$

Las constantes se eligen de forma que la expresión esté normalizada:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x)dx = 1$$

En algunos casos los límites de integración de las distintas funciones densidad coinciden, mientras que en otros cada función densidad se define para intervalos distintos.

**ÍNDICE DE
REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS
POR ORDEN
ALFABÉTICO**

- Aguado, E. (1986) Local-Scale variability of daily solar Radiation-San Diego County, California. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 672-678.
- Aguiar, R. and Collares Pereira, M. (1992) Statistical properties of hourly global radiation. *Solar Energy*, 48, 157-167.
- Andretta, A, et al. (1982) Global solar radiation estimation from relatives sunshine hours in Italy. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 1377-1384
- Atwater, M.A. and Ball, J.T. (1978) Intraregional variations of solar radiation in the eastern United States. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1116-1125.
- Baker, D.G. and Klink, J.C. (1975) Solar radiation reception, probabilities, and area distribution in the north-central region. *Agricultural Speriment Station. University of Minnesota. North Central Reg. Publ.*
- Baker, D.G. and Skagg, R.H. (1984) The distance factor in the relationships between solar radiation and sunshine. *J. Climatol.*, 4, 123-132.
- Baldasano, J.M. et al. (1992) Atlas de Radiació Solar a Catalunya. *Universitat Politecnica de Catalunya. Barcelona.*
- Barbaro, S. et al. (1983) Monthly reference distribution of daily relative sunshine values. *Solar Energy*, 31, 63-67
- Batlles, J. (1995) Caracterización y modelización de la irradiancia solar difusa. *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*
- Batlles, F.J.; Olmop, F.J., Alados-Arboledas, L. (1995) On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements. *Solar Energy*, 54, 105-114
- Benchimol, N. and Hay, J.E. (1986) An assessment of the ability of a geostationary satellite-based model to characterize the mesoscale variability of solar irradiance over the lower Fraser Valley. *Atmos.-Ocean.*, 24, 128-144.
- Bendt, P.; Collares-Pereira, M.; Rabl, A. (1981) The frequency distribution of daily insolation values. *Solar Energy*, 27, 1-5.

Bennet, I. (1967) Frequency of daily insolation in Anglo North America during June and Decembre. *Solar Energy*, 11, 41-55

Beyer, H.G.; Costanzo, C.; Heineman, D. (1996) Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images. *Solar Energy*, 56, 207-213.

Beyer, H.G.; Costanzo, C.; Heineman, D.; Luther, J.; Reise, C. (1995) Multiresolution analysis of satellite-derived irradiance maps- An evolution of a new tool for the spatial characterization of hourly irradiance fields. *Solar Energy*, 55, 9-20.

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. Meteor.*, 25,86-97

Boes E.C. et al. (1976) Distribution of direct and total solar radiation availabilities for the U.S.A. Sandia Report.

Bois, Ph and Mejon, M.J. (1979) Analyse du gain d'information en fonction du pas de temps de mesure de rayonnement directe. Exemple de saint-Chamas a l'échelle de la minute. Lestienne, editor. *Analise Statistique des Proccesses Meteorologiques appliqués a l'energie solaire*. pp 145-157. C.N.R.S. Paris.

Bourgues B. and Lasnier, F. (1982) Statistical distribution of solar radiation: Cumulative frequency curves. *EC Contractor's Meeting*, pp. 177-181. Brussels.

Braun, J.E., Klein, S.A. and Pearson, K.A. (1983) An improved design method for solar hot water systems. *Solar Energy*, 31, 597-603.

Cano, D.; Monglet, J.M.; Albuisson, M.; Guillard, H. (1986) A method for determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy*, 37, 31-39.

Casiniere, A. de la, (1993). Altitude effect on the clearness index in the French Alps. *Solar Energy*. 51, 93-100.

Castillo Requena, J.M. (1981) . Mecanismos de la precipitación en Sierra Nevada. *Cuadernos Geográficos*, 11, pp. 127-152. Granada.

Castillo Requena, J.M. (1989) . El clima de Andalucía: clasificación y análisis regional con los tipos de tiempo. *Instituto de Estudios Almeriense. Colección Geografía y Ordenación del Territorio*, n. 11 y n. 13. Almería.

Cole, R.J. (1976). Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings. II development and relationships. *Build. Environ.* 11, 181-186.

Collares y Pereira, M. and Rabl, A. (1979) Simple procedure for predicting long-term average performance of nonconcentrating and of concentrating solar collectors. *Solar Energy*, 23, 233-234.

Cooper P.I.(1969) The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12, 3-8

Coulson, K.L. (1988) Polarization and intensity of light in the atmosphere. A. Deepak. Publ. USA.

Craig, R. (1968). The Edge of Space: Exploring the Upper Atmosphere. *Doubleday&Co.* New York pp.130 ss.

D'Agostino, V. et al. Supplementing solar radiation network data by co-kriging with satellite images.

D'Agostino, V.; Zelenka, A. (1992) Supplementing solar radiation network data by co-kriging with satellite images. *International Journal of Climatology*, Vol. 12 pp. 749-761.

Delorme, C., Gallo,A., Olivieri, J. (1992) Quick use of wefax images from Meteosat to determine daily solar radiation in France. *Solar Energy*, 49, 191-197.

Detwiler, C.R. et al. (1961). The intensity distribution in the ultraviolet solar spectrum. *Ann. Geophys.*, 13, 3-10

Dogniaux, R. (1994) Prediction of solar radiation in areas with a specific microclimates. Commission of the European Communities. *Kluwer Ac. Publ.* Dordrecht

Dozier, J. and Frew, J. (1990). Rapide calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 963-969.

Drummond, A.J. (1956) On the measurements of sky radiation. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim*, 7, 413-416.

Duffie&Beckman, (1980). Solar Engineering of Thermal Processes. *Jhon Wiley&Sons*. New York.

Dugas, W.A. and Heuer, M.L. (1985) Relationships between measured and satellite-estimated solar irradiance in Texas. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24, 751-757.

Duguay, C.R. (1993) Radiation modeling in mountainous terrain. Review and status. Mountain research and development. *University of California Press*. pp. 340-357.

Engels, J.D.; Pollock, S.M. and Clark, J.A. (1981) Observation on the statistical nature of terrestrial irradiation. *Solar Energy*, 26, 91-92.

Erbs, D. (1984) Models and application for water statistics related to building heating and cooling loads. *Ph. D. Thesis. Univ of Wisconsin-Madison*. Madison.

European Solar Microclimates. (1990) K-Scharmer. CEC report n° EN3S-0049-D(B): EUR13855

European Solar Radiation Atlas. Volume I y II. W. Grösschen Verlag (1984).

Exell, R.H.B. (1981) A mathematical model for solar radiation in South-East Asia (Thailand). *Solar Energy*, 26, 161-168

- Fleage, R.G. and Businger, J.A. (1980). An introduction to atmospheric physics. pp 337-338. *Academic Press*. New York.
- Font Tullot, I. (1984) Atlas de Radiación Solar en España. Editado por *el Instituto Nacional de Meteorología*. Madrid.
- Fröhlich, C. and Brusa, R.W. (1981). Solar radiation and its variation in time. *Sol. Phys.*, 74, 209-215
- Fu, H. et al. (1995). Topography and radiation exchange of a Mountainous Watershed. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 890-901.
- Graham, V.A. (1985) Stochastic synthesis of the solar atmospheric transmittance. *Ph.D. Thesis. University of Waterloo*, Ontario, Canada.
- Graham, V.A. and Hollands, R.G.T. (1990). A method to generate synthetic hourly radiation globally. *Solar Energy*, 44,333-341.
- Gansler, R.A., Klein, S.A. and Beckman, W.A. (1995) Investigation of minute solar radiation data. *Solar Energy*, 55, 21-27.
- Garrison, J.D. (1985). A study of the división of global solar irradiance into direct and diffuse irradiance at thirty three U.S. sites. *Solar Energy*, 35, 341-351.
- Gautier, C et al. (1984) An investigation of the effects of spatially averaging satellite brightness measurements on the calculation of insolation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. 23, 1380-1386.
- Gautier, C. (1982) Mesoscale insolation variability derived from satellite data. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 51-58.
- Gicquel, R. (1978) Cumulated frequencies diagramans. *Solar Energy conversion and applications*. In C. Chassangue, Dupuy and Levy, editors. Cargese.
- Glasbey, C. A. (1992) A reduced rank regression model for local variation in solar radiation. *Appl. Statist.*, 41, N°2, pp. 381-387.

Gordon, J.M. and Reddy, T.A. (1988) Time series analysis of daily horizontal solar radiation. *Solar Energy*, 41, 215-226.

Gordon, J.M. and Reddy, T.A. (1988) Time series analysis of hourly global horizontal solar radiation. *Solar Energy*, 41, 423-429.

Gordon, J.M. and Zarmi, Y. (1983) The utilizability function, I y II. *Solar Energy*, 31, 529ss.

Goussebaile, M.J. et al. (1979) Critique et analyse de donnes journalieres d'insolation et de rayonnement. *C.N.R.S. Paris*

Graham, V.A. et al. (1988) A time series model for kt, with applications to global synthetic weather generation. *Solar Energy*, 40, 83-92.

Hay, J. (1982) An assessment of the mesoscales variability of solar radiation at the Earth's surface. *Solar Energy*, 32, 425-434.

Hay, J.E. and Wardle, D.I. (1982) An assessment of the uncertainty in measurements of solar radiation. *Solar Energy*, Vol. 29, N° 4, pp. 271-278.

Hay, J.E. and Hanson, K.J. (1985) Evaluating the solar resource: A review of problems resulting from temporal, spatial, and angular variations. *Solar Energy*, Vol.34, N° 2, pp. 151-161.

Instruction manual pyranometer CM 11 part. n° 0305-201 (8810)

Iqbal, M. (1983) An introduction to solar radiation. *Academic Press*, New York.

Jacquet, O. (1991) Etude géostatistique de l'insolation énergétique mesurée par le réseau météorologique Suisse. *Science de la Terre, Série Inf.*, Nancy, 30, 57-70.

Jain, P.C. (1991) Estimation of hourly global and diffuse irradiation over southern African locations using the beta-distribution model. *ISES Congress 1991*. Actas, 987-992.

- Jhonson, F. S. et al. (1954). Ultraviolet solar spectrum. Rocket exploration of the upper atmosphere. *Pergamon Press*. Oxford.
- Jurado, M., Caridad, J.M., Ruiz, V. (1995) Statistical distribution of the clearness index with radiation data integrated over five minute intervals. *Solar Energy*, 55, 469-473.
- Kasten, F. (1966). A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. b* 14, 206-223
- Kasten, M.D. (1983) Improvement of measurements of diffuse solar radiation. *Solar Radiation Data, series F, 2^a de. D. Reidel*, Dordrecht.
- Klein, S.A.(1978) Calculation of flat-plate collector utilizability. *Solar Energy*, 21, 393-402.
- Klink, S.A. (1974) Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 19, 325-329.
- Kondratiev, K.Y. (1969). Radiation in the atmosphere. *Academic Press*. New York. pp. 252 ss
- Kudish A.I. et al. (1993) Analysis of diffuse radiation data for Beer Sheva. Measured (shadow ring) versus calculated (global horizontal beam) values. *Solar Energy*, 51, 495-504.
- Kuo-Nan-Liou. (1980). An introduction to atmospheric radiation. *Academic Press*. New York.. Para el scattering de Rayleigh ver las pp.66-84 y para el scattering de Mie y de algún tipo de partículas no esféricas las pp. 122-175.
- Lancaster, P. (1986) Curve and surface fitting. An introduction. *Academic Press*, Londres.
- LeBaron, B.A. et al. (1990) A simple procedure for correcting shawband data for all sky conditions. *Solar Energy*, 44, 249-256.
- Leckner, B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface. Elements of a model. *Solar Energy*, 20, 143-150.

- Lenoble, J. (1985). Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres. Standard computational procedures. pp. 207-244. *A. Deepak Publ.* Hampton. Virginia.
- Liu, B.Y.H. y Jordan, R.C. (1961) The interrelationship and the characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4,1-19.
- Liu, B.Y.H. and Jordan, R.C. (1978) A rational procedure for predicting the long term average performance of flat-plate solar-energy collectors. *Solar Energy*, 7, 53-71.
- Long, C. N. and Ackerman, T.P. (1995) Surface Measurements of solar irradiance: A study of the spatial correlation between simultaneous measurements at separate sites. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34, pp 1039-1046.
- Lunde, P.J. (1980) Solar Thermal Engineering. *Wiley*. New York.
- Lutgens, F. and Tarbuck, E.J. (1995). The Atmosphere. *Prentice Hall*, London, 6^a ed
- Manuales de la estación Meteodata/Hidrodata -1256. Geonica, S.A. (1993)
- Mecherikunnel et al. (1988). Intercomparison of solar total irradiance data from recent spacecraft measurements. *J. Geoph. Res.*, 93, 9503-9509
- Mie, G. (1908). Beitrage zur Optik trüber Medien speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*,25,377-445
- Nunez, M. (1980). The calculation of solar and net radiation in mountainous terrain. *Journal of Biogeography*, 7, 173-186.
- Olea, R.A. (1975) Optimum mapping techniques using regionalized variable theory. *Kansas Geological Survey*, Lawrence, Kansas.
- Olseth J.A. et al. (1995). Spatially continuous mapping of solar resources in a complex high latitude topography. *Solar Energy*, 55,6, 475-485.

- Olseth, J.A. and Skartveit.A. (1984) A probability density function for daily insolation within the temperature storm belts. *Solar Energy*, 33,533-542.
- Olseth, J.A. and Skartveit.A. (1993) Characteristics of hourly global irradiance modelled from cloud data.. *Solar Energy*, 51,197-204
- Olseth, J.A. and Skarveit, A. (1987) A probability density model for hourly total and beam irradiance on arbitrarily orientated planes. *Solar Energy*, 39, 343-351.
- Page, J.K. (1961). The estimación of monthly mean values of daily total short wave radiation. *Proc. United Nations conference on new sources of energy*. Rome. 4, 378-390.
- Page, J.K. (1986) Prediction of solar radiation on inclined surfaces. pp.17 ss. Series F. *Solar Radiation Data*. Vol 3. Reidel Publ. Co, Dordrecht.
- Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R. (1976). Radiative processes in meteorology and climatology. *Elsevier*. Amsterdam.
- Papoulis, A. Probabilidad, variables aleatorias y procesos estocásticos. pp. 322-323. *Ed. Universidad de Barcelona*. Barcelona, (1980).
- Paz Gonzalez, A. et al. (1994) Previsión de la radiación solar incidente en Galicia y su distribución espacial. *VII Congreso Ibérico de Energía Solar*. Actas, Vol. I, pp.125-131, Vigo.
- Perez, R., Seals, R., Stewart,R.; Zelenka, A.; Estrada-Cajigal, V.; (1994) Using satellite-derived insolation data for the site/time specific simulation of solar energy systems. *Solar Energy*, Vol. 53, pp. 491-495.
- Perez, R., Seals, R., Stewart,R.; Zelenka, A.; Estrada-Cajigal, V.; (1993) Using satellite-derived insolation data to evaluate the utility load matching capability of photovoltaics. *ISES Congress 1993*. Libro de actas pp.185-189.
- Perez, R.; Ineichen, P.; Seals, R.; Michalsky, JJ. and Stewart, R. (1990) Modelling daylight availability and irradiance components from direct and global irradiance. *Solar Energy*, 44, 271-289

Pinker, R.T. and Laszlo, I. (1991) Effects of spatial sampling of satellite data on derived surface solar irradiance. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 96-107.

Pinker, R.T. and Militana, L.M. (1981) Small scale variability in the global solar radiation in the Washington, D.C. area. *Solar Energy*, 26, 473-478.

Raja, I.A. (1994). Insolation-sunshine relation with site elevation and latitude. *Solar Energy*, 53, 1, 53-56.

Ranzi, R. and Rosso, R. (1993). A stokesian model of areal clear-sky direct radiation for mountainous terrain. *Geophysical Research Letters*, 20, 24, 2893-2896.

Reddy, T.A. et al. (1985) Review of solar radiation analysis techniques for prediction long-term thermal collector performance. *Renewable Energy Review J.*, 7,56.

Reindl, D.T., Beckman;W.A. and Duffie, J.A. (1990) Evaluation of hourly tilted surface radiation models. *Solar Energy*, 45, 9-17.

Reiter, R. et al. (1982). Results of 5-years concurrent recordings of global diffuse and UV-radiation at three levels in the North Alps. *Arch. Met. Geoph. Bioklim.*, B.30,1-28.

Rodríguez Martínez F., y Martín-Vivaldi Caballero, M.E., (1996) hacia un modelo geográfico del clima de Sierra Nevada: estado de la cuestión y perspectivas de investigación. *1ª Conferencia Internacional "Sierra Nevada. Conservación y Desarrollo sostenible"* Granada, 20-22 de marzo, T.1, 27-39.

Rodríguez Martínez, F. (1985). Granada. Medio físico y desarrollo. *Instituto de Desarrollo Regional*. Universidad de Granada. 239 pp. Granada.

Rodríguez Martínez, F. et al. (1981) Esquema evolutivo y problemática actual de los estudios climatológicos sobre Sierra Nevada. *VIII Coloquio de Geografía*, pp. 117-121. Pamplona.

Roldán Fernández, A. (1988) Notas para una climatología de Granada. *Instituto Nacional de Meteorología. Publicación K-35*. Madrid.

Roldan, C. et al. (1996) Contribución al estudio del régimen térmico en la zona esquiable de Sierra Nevada. *1ª Conferencia Internacional "Sierra Nevada: Conservación y desarrollo sostenible"*, Granada, 20-22 de marzo, T.1, 55-70

Saunier, G.Y. et al. (1987) A monthly probability distribution function of daily global irradiation values appropriate for both tropical and temperature locations. *Solar Energy*, 38, 169-177.

Skarveit, A. y Olseth, J.A. (1987) A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy*. 38, 271-274.

Skartveit, A. and Olseth, J.A. (1992) The probability density and autocorrelation of short-term global and beam irradiance. *Solar Energy*, 49, 477-487.

Skartveit, O.A. and Olseth, J.A. (1986) Modelling slope irradiance at high latitudes. *Solar Energy*, 36, 333-344.

Soler, A. (1990) Dependence on latitude of the relation between the diffuse fraction of solar radiation and the ratio of global-to-extraterrestrial radiation for monthly average daily values. *Solar Energy*, 44, 297-302

Spencer, J.W. (1971). Fourier series representation of the position of the Sun. *Search*, 2, 172-173.

Stuart, R.W. and Hollands K.G.T. (1987) A probability density function for the beam transmittance. *Solar Energy*, 39, 369-370.

Suckling, P. W., and Hay, J.E. (1976) The spatial variability of daily values of solar radiation for British Columbia and Alberta, Canada. *Climatol. Bull.* 20, 1-7.

Suckling, P.W. (1982) An assessment of the adequacy of the solar radiation data network for the contiguous United States. *Phys. Geogr.*, 3, 49-57.

Suehrcke, H and McCormick, P.G. (1989) Solar radiation utilizability. *Solar Energy*, 43, 339-345

Suehrcke, H. and McCormick, P.G. (1989) Solar radiation utilizability. *Solar Energy*, 43, 339-345.

Suehrcke, H. and McCormick, P.G. (1992) A performance prediction method for solar energy systems. *Solar Energy*, 48, 169-175.

Suehrcke H. and McCormick, P.G. (1988) The diffuse fraction of instantaneous solar radiation. *Solar Energy*, 40, 423-430.

Suehrcke H. and McCormick, P.G. (1988) The frequency distribution of instantaneous insolation values. *Solar Energy*. 40, 413-422.

Suehrcke, H. y McCormick, P.G. (1987) An approximation for g of the fractional time distribution of daily clearness index. *Solar Energy*, 39, 369-370.

Thekaekara, M.P. (1970). The solar constant and the solar spectrum measured from a research aircraft. *NASA TR-R351*

Thekaekara, M.P. (1973). Solar energy outside the earth's atmosphere. *Solar Energy* 14, 2, 109-127

Thekaekara, M.P. et al. (1968). The solar constant and the solar spectrum measured from a research aircraft at 38.000 feet. NASA, *Goddard Space Flight Center, Rep. X-322-68-304* (Greenbelt, Maryland)

Tovar, J. ; Olmo, F.J.; Alados-Arboledas, L. (1995) Incertidumbre de los valores estimados de radiación solar en zonas con fuerte diversidad topográfica. *XXV Reunión Bienal de la R.S.E.F.* Actas del Congreso, A3-5, pp.17-18.

Turégano, J.A. et al. (1994) Análisis de la radiación solar en la región aragonesa: estimaciones estadísticas y mapas de isóneas. *VII Congreso Ibérico de Energía Solar.* Actas del Congreso, Vol. I, pp. 111-119. Vigo.

U.S. Standard Atmosphere, (1976). *NOAA, NASA, USAF*, Washington, D.C.

Weber, G.R. (1990) Spatial and temporal variation of sunshine in the Federal Republic of Germany. *Theor. Appl. Climatol.* 41, 1-9

Wilson, R.G. (1980) Radiation network assessment and design. *Proc. First Canadian Solar Radiation Workshop*, J.E. Hay and T.K. Won, Eds. Toronto, Ontario, 105-117.

Wilson, R.G. and Petzold, D.E. (1972) Daily solar radiation differences between stations in southern Canada: A preliminary analysis. *Climatol. Bull.* 11, 15-22.

Zelenka, A. Lazic, D. (1989) Solar resource assessment with geostatistical tools. Clean and Safe Energy Forever, Proceedings, 1989 Biennial Congress ISES, Vol. 3, Pergamon, 2077-2081

Zelenka, A.; Czeplak, G.; D'Agostino, V.; Jossefsson, W.; Maxwell, E.; Perez, R. (1992) Techniques for supplementing solar radiation network data. *Final report of International Energy Agency Solar Heating and Cooling Program, Task 9, Subtask 9d*, Paris, Francia.