

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Departamento de Física Aplicada

**DETERMINACION Y ESTUDIO DE LAS
CARACTERISTICAS DE LA RADIACION SOLAR.
UNA CONTRIBUCION A SU PREDICCION
CLIMATOLOGICA MEDIANTE MODELOS.**

YOLANDA CASTRO DIEZ
TESIS DOCTORAL



01533611

15/18

R. 32.813

Esta Tesis Doctoral corresponde a la defendida por D^a Yolanda Castro Díez, para optar al grado de Doctor en Físicas, el día 20 de Diciembre de 1986, juzgada por el Tribunal constituido por:

Presidente: Prof. D. Vicente García Gomar.
Catedrático de Física Aplicada.
Dpto. Termología. Universidad de Valencia.

Vocales: Prof. D. Jesús Biel Gayé.
Catedrático de Física Aplicada.
Dpto. Física Aplicada. Universidad de Granada.
Prof. D. Enrique Hita Villaverde.
Catedrático de Física Aplicada.
Dpto. Física Aplicada. Universidad de Granada.
Prof. D. Eduardo Battaner López.
Prof. Titular de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica.
Dpto. Física Moderna. Universidad de Granada.

Secretario: Prof. D. Demetrio Segarra Gomar.
Prof. Titular de Física Aplicada.
Dpto. Termología. Universidad de Valencia.

y que obtuvo la calificación de "Apto cum laude".



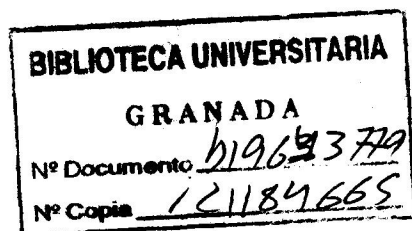
UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA APLICADA

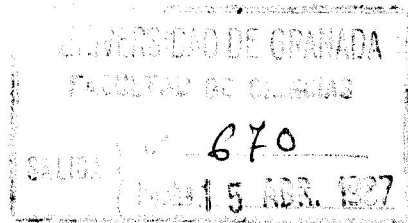
T
13
10

DETERMINACION Y ESTUDIO DE LAS CARACTERISTICAS
DE LA RADIACION SOLAR. UNA CONTRIBUCION A SU
PREDICCION CLIMATOLOGICA MEDIANTE MODELOS

YOLANDA CASTRO DIEZ

TESIS DOCTORAL





DETERMINACION Y ESTUDIO DE LAS CARACTERISTICAS
DE LA RADIACION SOLAR. UNA CONTRIBUCION A SU
PREDICCION CLIMATOLOGICA MEDIANTE MODELOS.

Memoria para optar al grado de
Doctor en Ciencias Físicas.

DIRECTOR DE LA TESIS

Juan I. Jiménez Jiménez
Prof. Titular de
Física Aplicada

DOCTORANDA

Yolanda Castro Díez
Prof. Ayudante
Física Aplicada

Granada a veinte de Noviembre de 1986.

a Antonio.

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento, por su dirección, estímulo y apoyo, al Prof. Juan Ignacio Jiménez Jiménez, quien como director de este trabajo no se ha limitado a la proposición del tema, sino que con sus continuos consejos y orientaciones ha colaborado enormemente en la resolución de los problemas planteados.

También deseo manifestar mi agradecimiento al Prof. Gerardo Pardo Sánchez, que como Director del Departamento de Física Aplicada, me acogió en él y facilitó la elaboración de este trabajo.

Desde aquí doy las gracias a los miembros del equipo de investigación del que formo parte por su ayuda en la realización de experiencias, así como a los demás compañeros de Departamento, en especial a Miguel Cabrerizo Vilchez, por su colaboración en aspectos que aunque no hayan estado directamente relacionados con la labor de investigación, no por ello son menos estimables.

Por último mi especial agradecimiento a mi antiguo compañero Guillermo Ballester Valor, por la elaboración de programas de dibujo.

INDICE

INTRODUCCION.	3
I. RADIACION SOLAR. GENERALIDADES.	
I.1.- EL SOL COMO FUENTE DE ENERGIA.	11
I.2.- CONSTANTE SOLAR Y ESPECTRO SOLAR.	15
I.3.- VARIACION DE LA RADIACION EXTRATERRESTRE.	18
I.3.1.- Cálculo de la declinación solar y de la distancia Tierra-Sol.	27
I.3.2.- Fuentes de error en el cálculo de la irradiación extraterrestre diaria.	29
I.4.- ATENUACION DE LA RADIACION SOLAR.	49
I.4.1.- Composición y papel de la atmósfera.	49
I.4.2.- Transmisión por la atmósfera.	53
I.5.- BALANCE DE RADIACION SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL.	59
I.5.1.- Términos del balance.	64
I.5.2.- Albedo.	65
II. RADIACION SOLAR GLOBAL SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL.	
II.1.- INTRODUCCION.	71
II.2.- SISTEMAS DE MEDIDA DE LA RADIACION SOLAR.	72

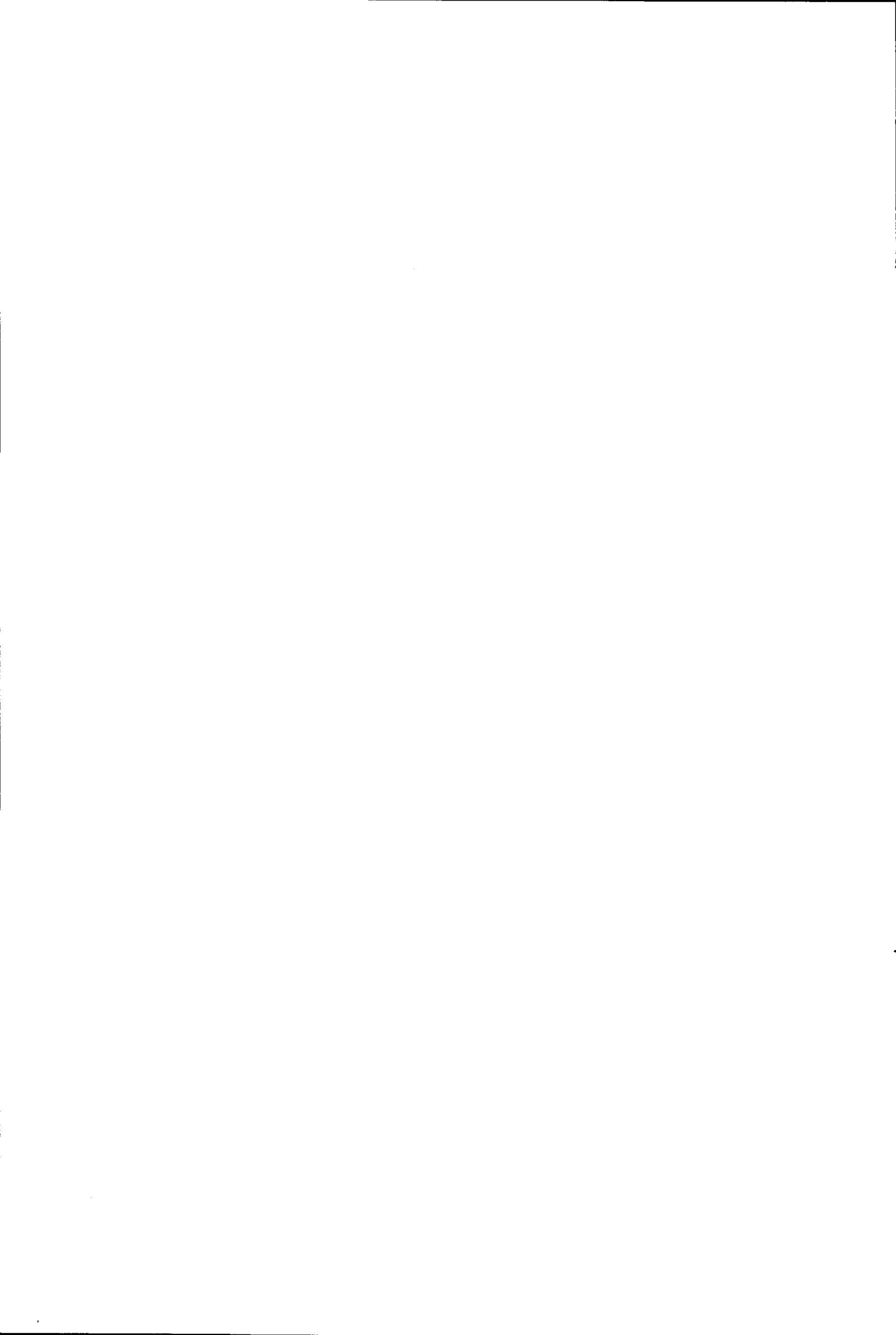
II.2.1.- Instrumentos de medida.	72
II.2.2.- Organos de detección y registro.	73
II.3.- CONDICIONES EXPERIMENTALES.	75
II.3.1.- Características del instrumental.	76
II.4.- DISCUSION DE RESULTADOS Y COMPARACION CON OTRAS LOCALIDADES.	80
II.4.1.- Análisis de valores medios horarios.	82
II.4.1.1.- Promedios decenales.	82
II.4.1.2.- Promedios mensuales.	90
II.4.2.- Análisis de valores medios diarios.	100
II.4.2.1.- Promedios decenales y mensuales por años.	100
II.4.2.2.- Promedios decenales y mensuales para todo el periodo.	115
II.4.2.3.- Características estadísticas elementales.	124
II.4.2.4.- Estudio de valores umbrales.	131
II.4.3.- Relación entre valores horarios y diarios.	162
III. RADIACION SOLAR Y SU RELACION CON OTROS PARAMETROS.	
III.1.- INTRODUCCION.	181
III.2.- MODELIZACION FENOMENOLOGICA DE LA RADIACION SOLAR CON EL DIA DEL AÑO.	186
III.3.- RADIACION SOLAR E INSOLACION.	219

III.3.1.- Sistemas de medida de la insolación.	220
III.3.2.- Datos de insolación.	223
III.3.3.- Cálculo de los niveles de radiación solar a partir de la insolación.	227
III.3.4.- Comparación de resultados.	235
III.4.- MODELO DE PREDICCIÓN PARA VALORES HORARIOS Y DIARIOS.	240
III.4.1.- Cálculos de σ . Distribución diaria.	246
III.4.2.- Distribución anual.	258
IV. MODELO PROPUESTO PARA EL CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR GLOBAL, DIFUSA Y DIRECTA EN UNA SUPERFICIE HORIZONTAL A PARTIR DE LA RADIACIÓN EXTRATERRESTRE.	
IV.1.- INTRODUCCIÓN.	269
IV.2.- FORMULACIÓN DEL MODELO.	272
IV.3.- OBTENCIÓN DE LAS ECUACIONES.	275
IV.4.- NUEVAS ECUACIONES PROPUESTAS.	278
IV.5.- COMPROBACIÓN DEL MODELO.	283

V. ESTUDIO EXPERIMENTAL DE LA DISTRIBUCION
ANGULAR DE LA RADIACION SOLAR GLOBAL Y
DIFUSA.

V.1.- INTRODUCCION.	307
V.2.- CONSIDERACIONES TEORICAS.	309
V.2.1.- Radiación directa.	310
V.2.2.- Radiación difusa.	319
V.2.3.- Radiación reflejada por el suelo.	323
V.3.- DESCRIPCION DE LOS MODELOS.	326
V.3.1.- Modelo de Temps y Coulson.	327
V.3.2.- Modelo de Klucher.	329
V.3.3.- Modelo de Hay.	330
V.3.4.- Modelo de Willmot.	332
V.4.- PARTE EXPERIMENTAL.	333
V.4.1.- Materiales y método.	333
V.4.2.- Resultados experimentales.	337
V.4.2.1.- Análisis de experiencias individuales.	337
V.4.2.2.- Análisis de experiencias agrupadas en categorías.	345
V.5.- RESULTADOS OBTENIDOS CON LOS MODELOS.	360
V.6.- RECONSTRUCCION DE LA VARIACION DIARIA.	392
CONCLUSIONES.	413
BIBLIOGRAFIA.	423

INTRODUCCION



INTRODUCCION

Durante los últimos años los problemas relacionados con la predicción del tiempo y los cambios climáticos han llegado a ser tópicos que trascienden el interés meramente científico, como una consecuencia natural de que el hombre está sujeto a las incertidumbres del tiempo y es vulnerable a ellas y, por otra parte, al hecho de que las actividades humanas pueden cambiar el clima. Teniendo en cuenta que el Sol, mediante la radiación solar, es una de las causas principales, por no decir la principal, de la circulación atmosférica y de las corrientes marinas, parece evidente que la comprensión de los problemas arriba mencionados implica un conocimiento detallado del balance y de los procesos radiativos del sistema Tierra-atmósfera.

A este problema son sensibles todas las instituciones que se relacionan con la meteorología o el medio ambiente en todos los países y así las redes radiométricas van extendiéndose continuamente, incluyéndose en ellas nuevas estaciones en las que se realizan medidas, al menos, de la radiación solar global sobre una superficie horizontal. De todas maneras, esta red no es suficientemente completa y densa para que las medidas que se obtienen permitan un conocimiento detallado de la radiación solar global. El interés que despierta este estudio en nuestro país se ve avalado por la continua mejora que va experimentando con el tiempo la Red Radiométrica Nacional, provista cada vez más de piranómetros termoeléctricos que van sustituyendo a los bimetalicos que habitualmente se utilizaban.

Pero este interés no sólo se manifiesta en programas nacionales, sino que a nivel internacional la Comisión de la Comunidades Europeas (CEC) inició en 1975 un ambicioso programa de estudio de la radiación solar global en Europa cuyo resultado más tangible son los dos tomos del Atlas Europeo de Radiación Solar, en su segunda edición. En este programa cabe destacar la conclusión que las estaciones de medida de la radiación solar deben distar como máximo unos 100 Km y que la densidad de estaciones es esencial para un buen conocimiento del campo de radiación. Justificamos, pues, de esta forma uno de los objetivos de este trabajo que es, precisamente, el disponer de una estación de medida, fiable y precisa, que se añada a las que actualmente existen.

Otro punto, que consideramos particularmente importante en la justificación del interés de este traba-

jo, se deriva del hecho de que, como continuación del programa de la CEC ya mencionado, existe otra acción concertada con una duración de tres años, que centra su interés en el hecho de que la distribución geográfica de la radiación global es una ilustración directa de las diferentes zonas climáticas y de que otro de los factores de mayor importancia que influye en la distribución de la radiación global es la topografía del lugar. Esta acción se lleva a cabo a través de proyectos para la medida de la radiación solar global, en lugares en los que la influencia de la topografía y el microclima sea evidente. En esta acción participa nuestro grupo de investigación a través de uno de los mencionados proyectos localizado en la zona de Sierra Nevada.

Por otra parte, la creciente demanda de energía en todo el mundo, fruto de la gran industrialización que provocó las dos crisis del petróleo de 1973 y 1979 (que actualmente parece bastante superada), junto con el enorme interés por el medio ambiente, ha desembocado en un manifiesto interés en el desarrollo de nuevas fuentes de energía. De todas las posibles fuentes de energía alternativa es la procedente del Sol la más interesante y prometedora. Aunque las bases científicas para el aprovechamiento de la energía solar fueron establecidas hace bastantes años, aún hoy es difícil su utilización en media y gran escala.

La manifestación más directa de la interacción del Sol con el sistema Tierra-atmósfera es, como ya se ha dicho, la radiación solar. De cara a la utilización energética de la misma, es muy interesante el estudio en profundidad no sólo de la radiación que alcanza el suelo directamente desde el Sol, sino también, de cuál

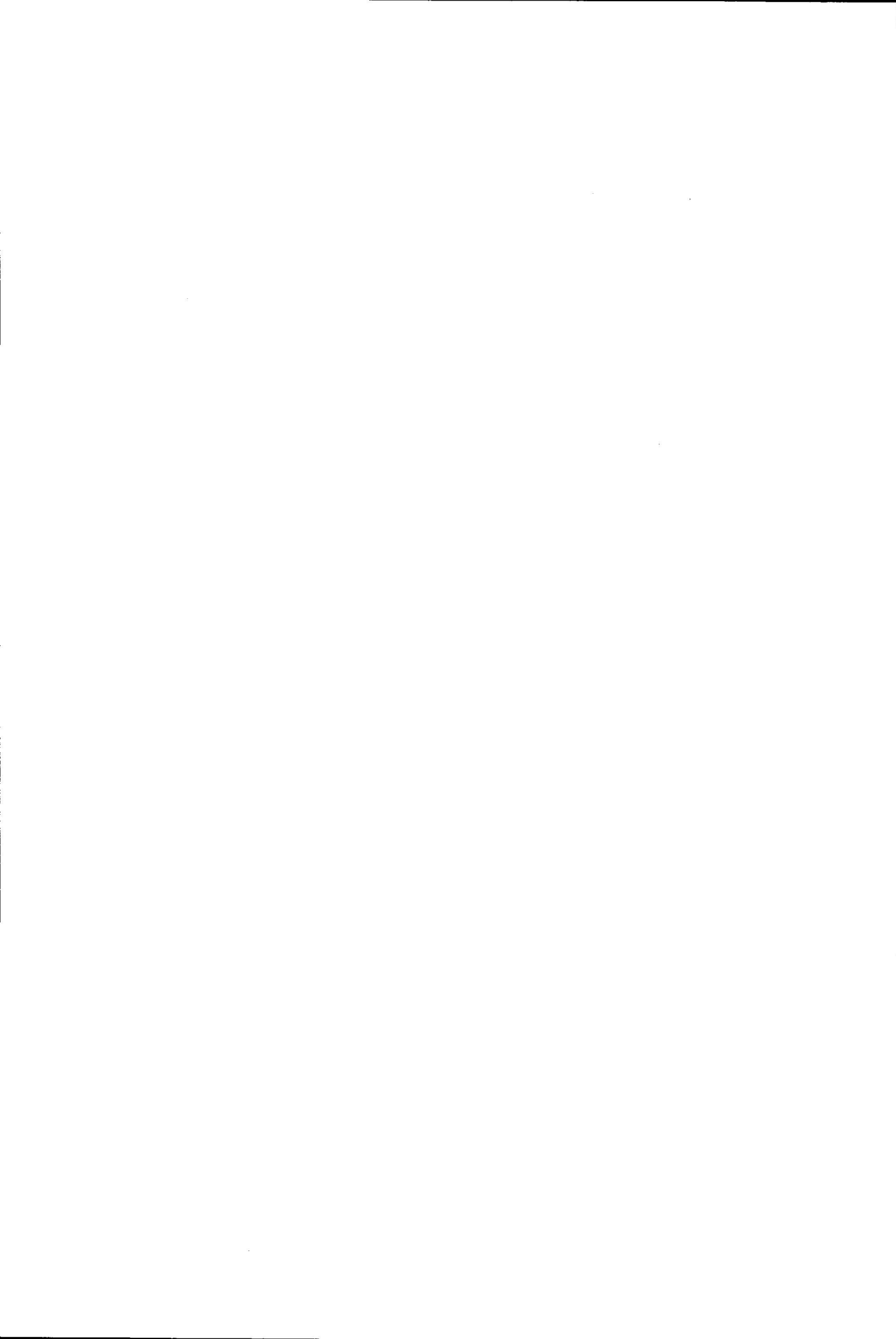
es la disponibilidad máxima fuera de la atmósfera, así como de cuáles son los procesos que sufre en la atmósfera y cómo influyen en la radiación incidente sobre la superficie. Además, las características de la propia superficie también influyen en las posibilidades de aprovechamiento. Así, es muy importante el albedo de la superficie y no menos importantes son las características geométricas, orientación e inclinación. Desde el punto de vista energético, existen también diversos puntos de interés que justifican, otra vez, el profundizar en el estudio de la radiación solar de manera local. En efecto, dentro del programa de la CEC antes mencionado, el volumen II del Atlas Europeo de Radiación Solar, se dedica íntegramente a la radiación sobre superficies inclinadas, y se alude en sus primeras páginas a la práctica inexistencia de medidas, continuas o no, de radiación sobre este tipo de superficies.

En este trabajo se intenta cubrir, cuando menos parcialmente, todos los objetivos que se han ido enunciando más arriba. A partir de datos de radiación solar global obtenidos por nosotros desde 1980 en Granada, y de otros datos de otros emplazamientos, procedentes de la Red Radiométrica del Instituto Nacional de Meteorología, se ha realizado un estudio climatológico de la radiación solar, prestando especial atención a la búsqueda de respuestas de máxima generalidad a las preguntas primarias de cuánto vale, como varía a lo largo del día y cuáles son las oscilaciones que pueden esperarse en los valores de la radiación solar global sobre una superficie horizontal (Cap. II). Ahora bien, a lo largo de los capítulos que siguen, se abordan también otros problemas relacionados con el cálculo y los

errores que en él se cometen, de la radiación en el límite de la atmósfera (Cap. I). La relación de la radiación global con otros parámetros (astronómicos, geográficos, geométricos, físicos y meteorológicos) que se estudia en el capítulo III y que nos ha permitido proponer una modelización sin complicaciones para la obtención de valores diarios y horarios de radiación solar global.

En el capítulo IV se desarrolla una teoría con hipótesis de partida muy simples que se ha revelado potente y práctica y que nos ha permitido justificar, desde el punto de vista teórico, expresiones empíricas largamente utilizadas en la bibliografía, con el atractivo adicional de que todas las constantes que aparecen en las ecuaciones son funciones sencillas de tres parámetros básicos, lo que da una gran unidad y coherencia al modelo propuesto.

Finalmente, en el capítulo V se aborda el estudio experimental de la distribución angular de la radiación solar global y de la radiación difusa sobre superficies con distintas inclinaciones y orientaciones. Con el soporte del gran número de experiencias realizadas se obtienen conclusiones acerca del comportamiento de ambos flujos, poniendo de manifiesto que la anisotropía de la radiación difusa, no cambia el comportamiento general de la radiación global. Después de realizar una selección de los modelos propuestos en la bibliografía para el cálculo de estos flujos, se hace la comparación de los resultados experimentales y calculados y se dan algunas directrices de cara al diseño de sistemas de aprovechamiento mediante colectores planos.



I. RADIACION SOLAR. GENERALIDADES.



I.1.- EL SOL COMO FUENTE DE ENERGIA.

El Sol, formado hace unos 4600 millones de años, es una estrella de masa más o menos igual a la media entre los billones de estrellas existentes en el universo, aunque en cuanto a tamaño está por debajo de la media. Su única particularidad en relación a la Tierra es que está unas 300000 veces más cercana a nosotros que la estrella más próxima. La distancia media entre la Tierra y el Sol es de unos 1.5×10^8 Km y prácticamente, toda la energía que recibe la Tierra a través de la atmósfera terrestre procede del Sol.

El Sol es una esfera cuya masa es aproximadamente 1.99×10^{32} Kg y cuyo radio es de unos 6.96×10^5 Km. El hidrógeno constituye el 75% de su masa y el 25%

restante está formado principalmente por helio, más una pequeña cantidad de elementos pesados como hierro, silicio, neon y carbono. Su densidad media es de 1.4 g/cm^3 , aunque decrece fuertemente con la distancia al centro; la densidad central es de unos 150 g/cm^3 , mientras que en la superficie es de alrededor de 10^{-7} g/cm^3 . Aproximadamente, el 90% de la masa solar se encuentra contenida en la mitad interior de la esfera. La temperatura también decrece desde el valor en el centro, que es de unos $5 \times 10^6 \text{ K}$, hasta el valor en la superficie, que es de alrededor de 5800 K .

La fuente de energía proviene de los continuos procesos de fusión que tienen lugar en el interior del Sol a temperaturas de varios millones de grados. La energía emitida a causa de estas fusiones nucleares en forma de fotones puede pasar a través de la parte interior del Sol sin ser absorbida por los electrones. Sin embargo, al llegar a la zona más externa, (capa que va desde unos 150000 Km hasta la superficie, también llamada zona de convección), la temperatura decrece y parte del flujo de fotones es absorbido por los átomos más pesados; así, en esta capa, la energía es transferida parcialmente por convección y parcialmente por radiación electromagnética. Por encima de la superficie, de nuevo, la energía es transmitida por radiación electromagnética.

Considerando el Sol fijo, el movimiento de la Tierra respecto al Sol, puede describirse, de acuerdo con la primera ley de Kepler, diciendo que la Tierra gira en torno al Sol a lo largo de una órbita elíptica, con el Sol situado en uno de sus focos. El eje mayor de la elipse se llama línea de ápsides, siendo sus extre-

mos el perihelio o punto más cercano al Sol y el afelio o punto más lejano. La distancia mínima de la Tierra al Sol es de unos 147.1×10^6 Km y la máxima es de 152.1×10^6 Km aproximadamente. La suma es de 299.2×10^6 Km que es la longitud del eje mayor, siendo por tanto el semieje mayor, o distancia media de la Tierra al Sol igual a 149.6×10^6 Km. El plano que contiene a la órbita de la Tierra se llama plano de la eclíptica. La Tierra describe esta órbita elíptica alrededor del Sol moviéndose de oeste a este, en un periodo de aproximadamente 365 días. La excentricidad media de la elipse, es decir, la relación entre la distancia del centro de la elipse al foco, y el semieje mayor es igual a 0.017.

Por otra parte, la Tierra realiza un movimiento de rotación en torno a un eje que pasa por los polos, en dirección oeste-este, con un periodo de 24 horas. Este eje no es perpendicular al plano de la eclíptica y, por consiguiente, el plano del ecuador está inclinado respecto al de la eclíptica. Esta inclinación se denomina oblicuidad de la eclíptica, su valor es de 23.5° y es la que origina las estaciones del año, debidas a la distinta inclinación con que inciden los rayos solares sobre las distintas latitudes terrestres, produciendo un calentamiento desigual de las mismas.

En el solsticio de verano, que ocurre hacia el día 21 de Junio, el Sol ilumina más directamente el hemisferio norte de la Tierra; los rayos solares inciden con una elevación de 23.5° al norte del ecuador y, por tanto, el Sol pasa ese día por el cenit de aquellos lugares de la Tierra con 23.5° de latitud norte, los cuales forman el paralelo denominado Trópico de Cán-

cer. En esta situación, el polo norte está iluminado, mientras el polo sur está en sombra; dentro de un casquete polar hasta una latitud distante 23.5° del polo norte, el Sol está sobre el horizonte las 24 horas del día (Sol de medianoche), y en el polo sur es de noche durante todo el día en un casquete de iguales dimensiones. Los paralelos que limitan estos casquetes polares de latitudes 66.5° N y 66.5° S, respectivamente, se llaman círculo polar ártico y círculo polar antártico. En esta fecha la Tierra se encuentra en el afelio, comenzando el verano en el hemisferio norte y el invierno en el hemisferio sur.

En el solsticio de invierno que ocurre seis meses más tarde, hacia el 22 de Diciembre, la situación se invierte, siendo en el círculo polar ártico donde es de noche las 24 horas del día, mientras que en el círculo polar antártico luce el Sol de medianoche. El Sol pasa por el cenit en los lugares situados al sur del ecuador en el paralelo de 23.5° S, llamado trópico de Capricornio. La Tierra se encuentra entonces en el perihelio, comenzando el invierno en el hemisferio norte y el verano en el hemisferio sur.

Cuando el Sol pasa por el plano del ecuador, en todos los lugares de la Tierra, el día natural de luz es igual a la noche (12 horas). Por esta razón, los dos puntos en los que el Sol cruza el ecuador se llaman equinoccios. El Sol atraviesa el ecuador de norte a sur en el equinoccio de otoño (22 de Septiembre), y de sur a norte en el de primavera (21 de Marzo).

I.2.- CONSTANTE SOLAR Y ESPECTRO SOLAR.

Las características del Sol y su relación espacial con la Tierra, tienen como resultado una radiación solar de intensidad casi fija fuera de la atmósfera. La constante solar se define como el flujo de energía solar (energía por unidad de tiempo) que atraviesa una superficie de área unidad, normal a la dirección de la radiación solar y a la distancia media entre la Tierra y el Sol. Esta es una cantidad física muy importante ya que la radiación solar es la fuente fundamental de energía que dirige la circulación general de la atmósfera y los océanos. La luz del Sol que alcanza la superficie de la Tierra, hace posibles los procesos de fotosíntesis en las plantas, sin los cuales no podría existir vida en la Tierra. En resumen, la radiación solar está relacionada, directa o indirectamente, con la mayor parte de los procesos que tienen lugar en el sistema Tierra-atmósfera.

Cada centímetro cuadrado del Sol emite energía a razón de 6.2 Kw o 9.0×10^4 cal min^{-1} . Sólo una fracción igual a $1/2 \times 10^9$ de la energía emitida por el Sol alcanza la Tierra, pero esta pequeña parte constituye un valor de 1.60×10^{14} Kw para la Tierra en total, y para dar una idea de la magnitud de esta cifra, digamos que comparada con el ritmo de producción de electricidad en los Estados Unidos, es 500000 veces mayor.

Hasta hace poco tiempo, las estimaciones de la constante solar se hacían por métodos basados en medidas realizadas en la superficie de la Tierra y, por tan-

to, cuando la radiación solar ya había sufrido absorción y reflexión por los componentes atmosféricos. A partir de estimaciones de la transmisión atmosférica en varias porciones del espectro solar, se hicieron extrapolaciones de las medidas obtenidas en altas montañas. En este sentido, los primeros estudios se deben a Abbot et al. que proponían un valor de 1322 W m^{-2} . Posteriores medidas realizadas por Johnson, condujeron al valor de 1395 W m^{-2} .

Más recientemente, la disponibilidad de aviones, globos y satélites, han permitido realizar medidas directas de la radiación solar fuera de la atmósfera, o de gran parte de ella, con las que se ha podido establecer un nuevo valor standard de la constante solar: 1353 W m^{-2} , propuesto por Thekaekara y Drummond (1971).

Además del valor de esta magnitud es necesario el conocimiento del espectro solar o distribución de la radiación electromagnética emitida por el Sol incidente en el tope de la atmósfera como función de la longitud de onda. Las variaciones del valor aceptado para la constante solar, han ido influyendo en la determinación del espectro a lo largo de los años. Damos aquí la curva standard propuesta por la NASA (1971) compilada a partir de medidas realizadas a gran altura, Figura I.2.1. El espectro electromagnético varía entre límites muy amplios, extendiéndose desde centésimas de nm hasta centenares de metros, por lo que se divide en varias regiones. La región espectral correspondiente a las longitudes de onda $\lambda < 0.4 \mu\text{m}$ se llama ultravioleta (UV), corrientemente subdividida en cercano (0.4 a $0.3 \mu\text{m}$), lejano (0.3 a $0.2 \mu\text{m}$) y vacío (0.2 a $0.001 \mu\text{m}$). La parte entre 0.4 y $0.75 \mu\text{m}$ se llama espectro visible,

pues la retina del ojo humano es sensible a estas longitudes de onda. Las ondas más largas ($\lambda > 0.75 \mu\text{m}$), corresponden a la región infrarroja (IR), a su vez subdividida en cercana (0.75 a $25 \mu\text{m}$) y lejana (25 a $1000 \mu\text{m}$)

Como puede observarse en la Figura I.2.1, la mayor parte de la energía está comprendida entre 0.3 y $3 \mu\text{m}$; aproximadamente el 50% corresponde a longitudes de onda mayores que las del visible, un 40% a la región del visible y un 10% a longitudes de onda más cortas.

En la figura se observa también la curva de emisión del cuerpo negro a 6000 K . Excepto en la región ultravioleta, en la que existen discrepancias significativas, procedentes del hecho de que gran parte del ultravioleta emitido por la superficie solar es reabsorbido por la atmósfera del astro, en las demás regiones

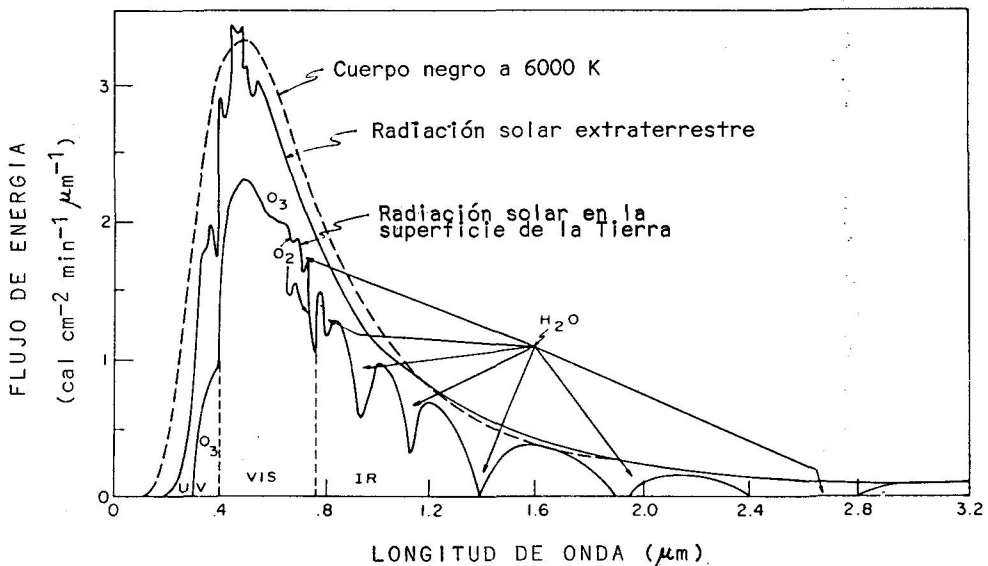


Figura I.2.1.- Distribución espectral de la radiación solar.

ambas curvas son similares en forma y magnitud. Los distintos procesos atmosféricos, que comentaremos después, producen cambios en la distribución espectral de la radiación que atraviesa la atmósfera, como puede observarse en la tercera de las curvas representadas en la figura, que corresponde a la radiación solar en la superficie de la Tierra, al nivel del mar.

I.3.- VARIACION DE LA RADIACION EXTRATERRESTRE

La energía solar recibida por unidad de área y unidad de tiempo sobre una superficie perpendicular a la dirección de propagación de los rayos solares situada inmediatamente fuera de la atmósfera, o radiación extraterrestre, se encuentra realmente sometida a dos fuentes de variación. Por un lado, a partir del análisis de datos se observa que el espectro solar está sujeto a fluctuaciones continuas debidas a la actividad solar, encontrándose variaciones en la radiación total emitida del orden de $\pm 1.5\%$ (Moon, 1940; Thekaekara, 1965). Pero para aplicaciones prácticas, puede considerarse que la energía emitida por el Sol es constante ya que la amplitud de las variaciones no excede la precisión de las determinaciones experimentales.

Por otro lado, las variaciones en la distancia Tierra-Sol son otra fuente de variación de la radiación extraterrestre que no es ya despreciable. Como la órbita de la Tierra alrededor del Sol es elíptica, la distancia Tierra-Sol varía a lo largo del año produciendo una variación de la cantidad de energía proce-

dente del Sol que alcanza la Tierra. Aunque la excentricidad de la órbita es pequeña (sólo 0.01673), hay alrededor de un 7% de diferencia en el flujo energético en el tope de la atmósfera entre el perihelio y el afelio, disminuyendo pues, desde Enero hasta Julio y volviendo luego a aumentar. La Figura I.3.1 nos muestra esta variación de la radiación extraterrestre a lo largo del año, y en la Tabla I.3.1 pueden observarse los valores relativos de los flujos de radiación solar que alcanzan el tope de la atmósfera para el primer día de cada mes del año, es decir, el cociente entre el flujo correspondiente a ese día y el valor medio del mismo a lo largo del año.

Podemos expresar la radiación extraterrestre en función de su distribución espectral en la forma:

$$I'_0 = \int I'_{0\lambda} d\lambda \quad (I.3.1)$$

Si la potencia emitida por el Sol la designamos por F_0 , y llamamos R a la distancia Tierra-Sol, tendremos:

$$I'_0 = F_0 / 4\pi R^2 \quad (I.3.2)$$

Como la constante solar (I_{sc}) se define, según hemos dicho, para un valor medio de la distancia Tierra-Sol, podemos expresarla en la forma:

$$I_{sc} = F_0 / 4\pi R_0^2 \quad (I.3.3)$$

siendo R_0 ese valor medio de la distancia Tierra-Sol. Puesto que la potencia emitida por el Sol la consideramos constante, tendremos:

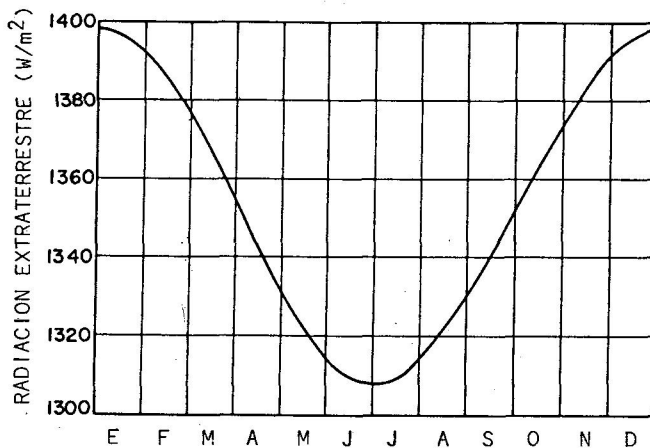


Figura I.3.1.- Variación de la radiación solar extraterrestre a lo largo del año.

FECHA		FECHA		FECHA	
ENE 1	1.0335	MAY 1	0.9841	SEP 1	0.9828
FEB 1	1.0288	JUN 1	0.9714	OCT 1	0.9995
MAR 1	1.0173	JUL 1	0.9666	NOV 1	1.0164
ABR 1	1.0009	AGO 1	0.9709	DIC 1	1.0288

Tabla I.3.1.- Valores relativos de los flujos de radiación en el tope de la atmósfera.

$$I_{sc} R_o^2 = I'_o R^2 \quad (I.3.4)$$

es decir:

$$I'_o = r I_{sc} \quad (I.3.5)$$

siendo:

$$r = R_o^2 / R^2 \quad (I.3.6)$$

valor en el que se tiene en cuenta las variaciones de la radiación extraterrestre a lo largo del año.

Para una superficie horizontal que forma un ángulo ϑ_z con la dirección de propagación de los rayos solares, tal como se muestra en la Figura I.3.2, el flujo recibido por unidad de área o irradiancia extraterrestre sobre una superficie horizontal será:

$$I_o = I'_o \cos \vartheta_z = I'_o \sin \alpha \quad (I.3.7)$$

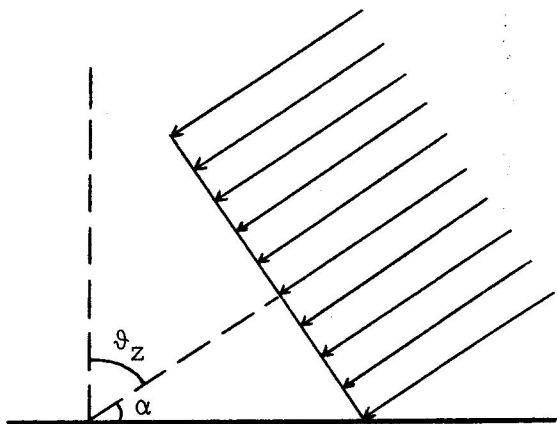


Figura I.3.2.- Superficie horizontal cuya normal forma un ángulo ϑ_z con la dirección de propagación de los rayos solares.

Aclaremos que cuando nos referimos a una superficie receptora, hablamos de irradiancia como energía recibida por unidad de tiempo (o flujo recibido) y unidad de superficie y se mide en $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$ ó ly/min y en el S.I., que es el que usaremos nosotros en W/m^2 . La integral respecto al tiempo de la irradiancia se denomina irradiación y sus unidades S.I. son J/m^2 .

En adelante la terminología que usaremos en cuanto a los ángulos que relacionan la posición del Sol con un plano relativo a la Tierra, será la siguiente:

* ϑ_z = ángulo cenital solar o ángulo entre la dirección de propagación de los rayos solares y la vertical.

* α = altura solar o ángulo entre la dirección de propagación de los rayos solares y la horizontal, ($\alpha = 90^\circ - \vartheta_z$).

* ϕ = latitud, (norte positivo).

* δ = declinación solar o posición angular del Sol en el mediodía solar con respecto al plano del ecuador.

* ω = ángulo horario, igual a cero en mediodía solar y aumentando 15° por cada hora desde el mediodía, (positivo para la mañana y negativo para la tarde).

La Figura I.3.3 muestra estos ángulos y su relación. A partir de relaciones de trigonometría esférica, se puede calcular la altura solar α en función de la latitud del lugar ϕ , de la declinación solar δ y del ángulo horario ω . Esta bien conocida relación (Benford

Esta relación permite calcular la irradiancia solar extraterrestre como una función de las coordenadas geográficas (latitud ϕ), día del año (declinación, δ) y hora del día (ángulo horario ω).

En este cálculo ha de tenerse en cuenta que los valores máximo y mínimo del ángulo horario son los que hacen $I_0 = 0$, es decir, $\sin \alpha = 0$, que corresponde a:

$$\omega_s = \arccos (-\tan \phi \tan \delta) \quad (I.3.10)$$

Evidentemente, para todos los valores de tiempo fuera del intervalo ($\omega_s, -\omega_s$), es decir, fuera del intervalo entre orto y ocaso, hay que tomar $I = 0$ ya que no tiene sentido un flujo negativo, pues significa que el Sol está bajo el horizonte. Como es fácilmente deducible de la anterior ecuación, el número de horas de Sol en un día, o longitud del día en horas, vendrá dado por:

$$N = (2/15) \arccos (-\tan \phi \tan \delta) \quad (I.3.11)$$

Podemos también obtener de (I.3.9) las condiciones para que se dé el máximo de irradiancia solar extraterrestre, que serán satisfechas cuando se cumpla simultáneamente:

$$\cos \omega = 1$$

$$\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta = \cos (\phi - \delta) = 1 \quad (I.3.12)$$

Por tanto, el máximo de irradiancia tiene lugar cuando $\omega = 0$ y $\phi = \delta$, o sea al mediodía solar del día

en el que la declinación solar coincide con la latitud del lugar.

Es también muy importante, pues frecuentemente se necesita para diversas aplicaciones de energía solar, estudiar el valor de la irradiación extraterrestre total diaria sobre una superficie horizontal, es decir, la energía solar diaria recibida en una superficie horizontal de área unidad en el tope de la atmósfera. Esta se obtiene fácilmente sin más que integrar (I.3.9) sobre el periodo de tiempo comprendido entre el orto y el ocaso, es decir:

$$G_o = \int_{\text{Orto}}^{\text{Ocaso}} I_{SC} r (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega_T t) dt \quad (\text{I.3.13})$$

obteniéndose:

$$G_o = \frac{24 \cdot 3600}{\pi} I_{SC} r \left(\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + \frac{\pi \omega_s}{180} \sin \phi \sin \delta \right) \quad (\text{I.3.14})$$

donde ω_s (ángulo de orto u ocaso) está en grados, y si la constante solar está en W/m^2 , G_o vendrá dada en J/m^2 .

La ecuación (I.3.14) permite calcular la distribución de la irradiación extraterrestre diaria como una función de la latitud y el día del año, (List, 1958), que se muestra en la Figura I.3.4. Obsérvese que la distribución es ligeramente asimétrica debido a que el Sol está más cerca de la Tierra en Enero, explicándose así que el máximo de radiación recibida en el hemisferio sur sea mayor que el del hemisferio norte. El máximo se obtiene en el solsticio de verano o in-

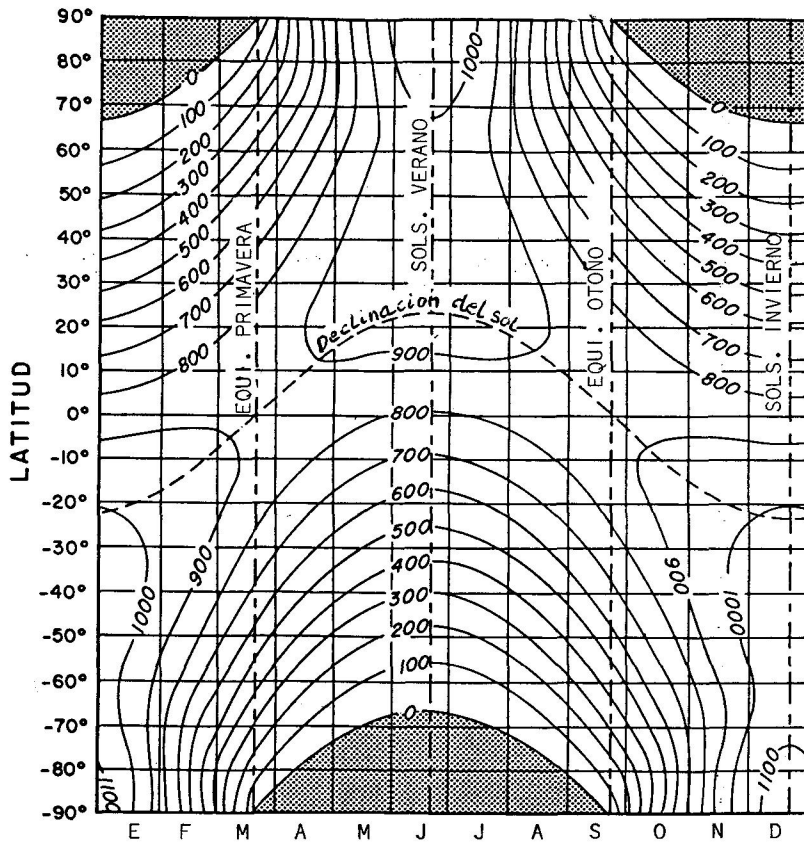


Figura I.3.4.- Variación de la irradiación extraterrestre diaria en función de la latitud y del día del año. (List, 1958). (cal/cm² día).

vierno (para el polo norte o sur, respectivamente) debido a la longitud del día solar (24 horas). Si la ecuación (I.3.9) se integrase para un periodo de un año, obtendríamos igual irradiación extraterrestre anual para iguales latitudes, ya fueran norte o sur.

I.3.1.- Cálculo de la declinación solar y de la distancia Tierra-Sol.

La cuestión que se plantea, tanto en el cálculo de la irradiancia solar extraterrestre, I_0 ó en el de la irradiación extraterrestre diaria G_0 , como en el del número de horas de Sol N , es la forma de obtener los valores de r (cociente entre la distancia media Tierra-Sol y la distancia Tierra-Sol para el día en cuestión, al cuadrado) y δ (declinación solar para el día del que se trate), de manera que sea sencilla y a la vez lo mas exacta posible, sobre todo cuando se trata de calcular las medias mensuales de estas magnitudes, que son cantidades muy frecuentemente necesitadas para cálculos prácticos de aplicación de la energía solar. La aproximación más usada para el cálculo de δ viene dada por la ecuación de Cooper (1969), cuya expresión es:

$$\delta = 23.45 \text{ sen } (360 (284 + D)/365) \quad (\text{I.3.15})$$

donde D es el día del año.

En cuanto al cálculo de r la gran mayoría de los autores utilizan la conocida fórmula, (Klein 1977):

$$r = 1 + 0.033 \cos (360 D/365) \quad (I.3.16)$$

Lokmanhekim (1967), propuso para el cálculo de δ una serie en la forma:

$$\begin{aligned} \delta = & 0.302 - 22.93 \cos (x) - 0.229 \cos (2x) - \\ & 0.243 \cos (3x) + 3.851 \operatorname{sen} (x) + \\ & 0.002 \operatorname{sen} (2x) - 0.055 \operatorname{sen} (3x) \end{aligned} \quad (I.3.17)$$

donde $x = 2\pi D/365$

A su vez Cousins (1969) presenta otra serie que puede escribirse como sigue:

$$\begin{aligned} \delta = & 0.386470 - 0.792624 \cos (T) + 0.377853 \cos (2T) \\ & + 0.30124 \cos (3T) + 23.259526 \operatorname{sen} (T) \\ & + 0.131544 \operatorname{sen} (2T) - 0.167013 \operatorname{sen} (3T) \end{aligned} \quad (I.3.18)$$

donde $T = 2\pi(D-80)/365$

Jiménez et al. (1985) han desarrollado un método que llamaremos "exacto", pues está basado en expresiones más precisas utilizadas en Astronomía, obteniéndose para δ y r las siguientes expresiones:

$$\operatorname{sen} \delta = \operatorname{sen} \epsilon \operatorname{sen} L_v \quad (I.3.19)$$

donde ϵ es la oblicuidad de la eclíptica y L_v su longitud aparente.

$$r = ((1 + e \cos v)/(1 - e^2))^2 \quad (I.3.20)$$

donde e es la excentricidad de la órbita terrestre y v la anomalía real.

La Tabla I.3.2 muestra los valores de la declinación para los días 1, 11 y 21 de cada mes, calculados por cada uno de los métodos citados. La Tabla I.3.3 presenta los valores de r para los mismos días calculados mediante la fórmula de Klein (I.3.16) y por el método exacto (I.3.20).

Evidentemente el uso del método exacto para el cálculo de estos parámetros astronómicos, conlleva una mayor complejidad de cálculo y uno se plantea si ésto es necesario, dado que en la mayor parte de las aplicaciones energéticas de la radiación solar no es imprescindible una gran precisión en los cálculos, y que se dispone de métodos aproximados mucho más sencillos. Sin embargo, hemos de tener en cuenta que la combinación de muchos errores, aunque cada uno de ellos sea pequeño, puede conducir a resultados equivocados. Por esto analizamos a continuación las causas de error en el cálculo de la irradiación extraterrestre diaria.

I.3.2.- Fuentes de error en el cálculo de la irradiación extraterrestre diaria.

La constante solar I_{SC} constituye una fuente inevitable de error en el cálculo de la irradiación extraterrestre diaria G_0 . El valor que hemos tomado es el valor que se acepta generalmente, $I_{SC} = 1353 \text{ W/m}^2$.

Pretendemos evaluar ahora el error cometido en G_0 cuando se utilizan expresiones aproximadas para

DIA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Declinación por la aproximación de COOPER.												
1	-23.01	-17.52	-8.29	4.02	14.90	22.04	23.12	17.91	7.72	-4.22	-15.36	-22.11
11	-21.90	-14.59	-4.41	7.91	17.78	23.09	22.11	15.06	3.82	-8.10	-18.17	-23.12
21	-20.14	-11.23	-.40	11.58	20.14	23.45	20.44	11.75	-.20	-11.75	-20.44	-23.45
Declinación por la serie de LOKMANHEKIM.												
1	-23.03	-17.36	-7.79	4.34	14.77	21.90	23.28	18.15	8.06	-3.47	-14.40	-21.61
11	-21.94	-14.28	-3.89	8.08	17.58	23.05	22.32	15.30	4.26	-7.22	-17.30	-22.84
21	-20.12	-10.79	.06	11.58	19.94	23.52	20.68	12.02	.39	-10.79	-19.73	-23.35
Declinación por la serie de COUSINS.												
1	-23.07	-17.34	-7.84	4.32	14.90	21.97	23.15	18.17	8.49	-2.94	-14.24	-21.71
11	-21.94	-14.28	-3.96	8.11	17.73	23.04	22.19	15.44	4.79	-6.78	-17.26	-22.95
21	-20.10	-10.82	.00	11.67	20.06	23.44	20.59	12.31	.95	-10.48	-19.79	-23.44
Declinación por el método exacto.												
1	-23.00	-17.11	-7.60	4.53	15.07	22.05	23.11	18.03	8.30	-3.17	-14.42	-21.80
11	-21.81	-14.03	-3.73	8.30	17.87	23.08	22.11	15.28	4.58	-7.01	-17.41	-23.00
21	-19.91	-10.57	.22	11.85	20.18	23.44	20.48	12.13	.72	-10.68	-19.91	-23.44

Tabla I.3.2.- Declinación por la ecuación de Cooper, series de Lokmanhekim y Cousins y método exacto. (°)

DIA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Valores diarios de r (método exacto)												
1	1.0170	1.0148	1.0092	1.0006	.9924	.9861	.9836	.9853	.9909	.9989	1.0076	1.0142
11	1.0168	1.0131	1.0066	.9978	.9900	.9848	.9837	.9867	.9934	1.0018	1.0101	1.0156
21	1.0161	1.0110	1.0038	.9950	.9880	.9840	.9842	.9886	.9961	1.0046	1.0123	1.0165
Valores diarios de r (método aproximado)												
1	1.0330	1.0281	1.0169	1.0001	.9838	.9714	.9670	.9714	.9838	1.0001	1.0169	1.0287
11	1.0324	1.0247	1.0118	.9945	.9791	.9690	.9674	.9747	.9890	1.0058	1.0215	1.0311
21	1.0309	1.0206	1.0064	.9890	.9751	.9675	.9688	.9787	.9945	1.0113	1.0255	1.0325

Tabla I.3.3.- Valores de r por la ecuación de Klein y por el método exacto.

su cálculo. La Tabla I.3.4 muestra los resultados obtenidos para la irradiación extraterrestre diaria media mensual y para el número de horas de Sol, utilizando el método exacto. En ella se presentan tabulados estos valores para latitudes entre 60°N y 60°S con intervalos de 5° . Su uso evita la necesidad de repetir estos cálculos nada simples, para los que se ha desarrollado un programa especial de cálculo en el ordenador de esta Facultad, cada vez que éstos se requieran, pues los valores correspondientes a latitudes intermedias pueden obtenerse de los tabulados por interpolación, con un error de aproximadamente un 1% en los casos más desfavorables.

En la Tabla I.3.5 presentamos los porcentajes de error cometidos en G_0 cuando se utilizan las fórmulas aproximadas. Observamos que estos errores aumentan con la latitud y se hacen considerablemente grandes a altas latitudes en la segunda mitad del año, particularmente de Septiembre a Noviembre, llegándose a superar el 10% en algunos casos. Este resultado justifica por completo el uso del método exacto para la obtención de G_0 , aunque implique una mayor complejidad de cálculo, sobre todo en aplicaciones que requieran cierta precisión.

La Tabla I.3.6 muestra el porcentaje de la diferencia entre los valores de r calculados mediante la ecuación (I.3.16) y (I.3.20) que presentábamos en la Tabla I.3.3. Observamos que este porcentaje nunca excede de 0.25%, lo que indica que el uso de la fórmula aproximada de Klein para el cálculo de r conduce a errores muy pequeños.

LAT.		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
60	Go	3.56	8.94	17.31	27.65	36.38	40.59	38.42	30.87	20.96	11.46	4.85	2.30
	N	6.39	9.16	11.81	14.64	17.55	19.58	18.55	15.72	12.89	10.11	7.27	5.34
55	Go	6.26	11.95	20.13	29.66	37.32	40.87	39.02	32.46	23.49	14.43	7.67	4.82
	N	7.55	9.69	11.86	14.17	16.43	17.83	17.14	15.03	12.74	10.46	8.21	6.80
50	Go	9.18	14.96	22.80	31.49	38.17	41.15	39.57	33.91	25.86	17.33	10.62	7.64
	N	8.38	10.10	11.89	13.81	15.64	16.71	16.19	14.52	12.63	10.73	8.90	7.79
45	Go	12.20	17.91	25.30	33.12	38.87	41.33	39.99	35.16	28.03	20.13	13.62	10.61
	N	9.01	10.42	11.92	13.53	15.03	15.89	15.47	14.11	12.54	10.95	9.44	8.54
40	Go	15.24	20.76	27.61	34.53	39.36	41.33	40.22	36.19	29.99	22.80	16.61	13.66
	N	9.53	10.70	11.95	13.29	14.54	15.24	14.90	13.78	12.47	11.14	9.88	9.15
35	Go	18.26	23.49	29.72	35.69	39.62	41.14	40.24	36.98	31.73	25.31	19.55	16.72
	N	9.97	10.93	11.97	13.09	14.12	14.69	14.42	13.50	12.40	11.29	10.25	9.66
30	Go	21.22	26.07	31.60	36.60	39.64	40.71	40.03	37.53	33.23	27.65	22.40	19.75
	N	10.35	11.14	11.99	12.92	13.76	14.23	14.00	13.25	12.35	11.44	10.58	10.10
25	Go	24.08	28.47	33.24	37.25	39.41	40.05	39.57	37.81	34.48	29.79	25.12	22.70
	N	10.69	11.32	12.01	12.76	13.44	13.81	13.63	13.03	12.30	11.56	10.88	10.49
20	Go	26.81	30.67	34.63	37.62	38.92	39.15	38.86	37.83	35.47	31.71	27.70	25.55
	N	11.01	11.50	12.03	12.62	13.15	13.44	13.30	12.82	12.26	11.68	11.15	10.85

Tabla I.3.4.- Valores medios mensuales de G_o (MJ/m^2) y N (horas), para latitudes comprendidas entre -60° y 60° , a intervalos de 5° .

LAT.		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY
15	Go	29.38	32.66	35.76	37.72	38.18
	N	11.30	11.66	12.05	12.48	12.87
10	Go	31.78	34.42	36.62	37.54	37.17
	N	11.58	11.81	12.07	12.36	12.62
5	Go	33.97	35.93	37.20	37.09	35.92
	N	11.86	11.97	12.09	12.23	12.37
0	Go	35.94	37.18	37.50	36.36	34.42
	N	12.13	12.12	12.11	12.11	12.12
-5	Go	37.68	38.16	37.52	35.37	32.70
	N	12.40	12.27	12.13	12.00	11.88
-10	Go	39.18	38.87	37.25	34.11	30.75
	N	12.67	12.42	12.15	11.88	11.64
-15	Go	40.41	39.29	36.70	32.61	28.61
	N	12.96	12.58	12.18	11.76	11.39
-20	Go	41.39	39.44	35.87	30.86	26.28
	N	13.27	12.75	12.20	11.63	11.12

Tabla I.3.4

JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
38.01	37.91	37.58	36.20	33.40	30.10	28.26
13.09	12.98	12.64	12.22	11.80	11.41	11.19
36.63	36.71	37.07	36.65	34.84	32.31	30.82
12.76	12.69	12.46	12.18	11.90	11.65	11.51
35.02	35.27	36.28	36.82	36.03	34.30	33.18
12.44	12.41	12.29	12.15	12.01	11.89	11.82
33.18	33.60	35.24	36.71	36.95	36.07	35.35
12.13	12.13	12.12	12.11	12.11	12.12	12.13
31.14	31.71	33.95	36.32	37.59	37.59	37.29
11.82	11.85	11.95	12.08	12.22	12.36	12.44
28.92	29.62	32.42	35.66	37.96	38.85	39.00
11.51	11.57	11.78	12.05	12.33	12.60	12.76
26.52	27.35	30.65	34.74	38.05	39.86	40.47
11.19	11.28	11.61	12.01	12.44	12.85	13.08
23.96	24.91	28.67	33.54	37.86	40.59	41.68
10.85	10.98	11.43	11.98	12.56	13.11	13.43

.- (Continuación).

LAT.		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY
-25	Go	42.09	39.30	34.78	28.90	23.79
	N	13.59	12.94	12.23	11.50	10.84
-30	Go	42.53	38.88	33.41	26.72	21.16
	N	13.95	13.14	12.26	11.35	10.53
-35	Go	42.71	38.19	31.80	24.36	18.42
	N	14.36	13.36	12.30	11.19	10.19
-40	Go	42.64	37.23	29.94	21.83	15.60
	N	14.82	13.62	12.34	11.01	9.81
-45	Go	42.33	36.03	27.87	19.15	12.73
	N	15.38	13.92	12.39	10.80	9.35
-50	Go	41.83	34.59	25.58	16.35	9.86
	N	16.08	14.28	12.46	10.55	8.79
-55	Go	41.18	32.95	23.10	13.47	7.05
	N	16.99	14.74	12.53	10.25	8.08
-60	Go	40.47	31.14	20.46	10.53	4.37
	N	18.34	15.35	12.64	9.85	7.10

Tabla I.3.4

JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
21.29	22.33	26.50	32.10	37.38	41.05	42.63
10.49	10.66	11.24	11.95	12.69	13.40	13.81
18.51	19.63	24.14	30.41	36.64	41.25	43.33
10.09	10.30	11.03	11.91	12.83	13.71	14.22
15.67	16.84	21.62	28.49	35.62	41.17	43.77
9.65	9.91	10.80	11.87	12.99	14.06	14.68
12.79	14.00	18.97	26.36	34.35	40.85	43.97
9.14	9.46	10.54	11.83	13.17	14.46	15.22
9.93	11.14	16.22	24.04	32.84	40.28	43.96
8.53	8.92	10.23	11.78	13.38	14.94	15.87
7.14	8.32	13.39	21.53	31.10	39.50	43.76
7.78	8.27	9.87	11.72	13.63	15.53	16.70
4.49	5.60	10.52	18.87	29.15	38.55	43.45
6.78	7.42	9.41	11.65	13.95	16.29	17.81
2.13	3.09	7.67	16.07	27.02	37.50	43.14
5.31	6.20	8.81	11.56	14.37	17.36	19.54

.- (Continuación).

LATITUD	ENE	FEB	MAR	ABR
60	-3.0	-5.2	.5	1.2
55	-1.9	-4.0	.4	.9
50	-1.4	-3.2	.3	.8
45	-1.1	-2.6	.2	.6
40	-.9	-2.2	.1	.5
35	-.8	-1.8	.1	.4
30	-.7	-1.5	.0	.2
25	-.6	-1.3	-.0	.1
20	-.5	-1.1	-.1	.0
15	-.4	-.9	-.1	-.1
10	-.4	-.7	-.2	-.2
5	-.3	-.5	-.2	-.2
0	-.3	-.4	-.2	-.3
-5	-.2	-.2	-.3	-.4
-10	-.2	-.1	-.3	-.5
-15	-.1	.1	-.3	-.6
-20	-.1	.2	-.4	-.8
-25	-.0	.4	-.4	-.9
-30	-.0	.5	-.5	-1.0
-35	.0	.7	-.5	-1.2
-40	.1	.9	-.6	-1.4
-45	.1	1.1	-.6	-1.6
-50	.2	1.3	-.7	-1.9
-55	.3	1.6	-.8	-2.3
-60	.3	1.9	-.9	-2.9

Tabla I.3.5.- Porcentajes de error

MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
.9	.1	-1.0	-2.9	-6.6	-11.5	-13.5	-3.1
.8	.1	-.8	-2.4	-5.5	-9.1	-9.3	-1.8
.6	.0	-.7	-2.1	-4.6	-7.3	-6.9	-1.2
.5	.0	-.6	-1.7	-3.8	-6.0	-5.4	-.9
.4	-.0	-.5	-1.4	-3.2	-5.0	-4.3	-.7
.3	-.0	-.4	-1.1	-2.6	-4.1	-3.5	-.6
.2	-.1	-.3	-.8	-2.1	-3.3	-2.8	-.5
.1	-.1	-.2	-.6	-1.6	-2.7	-2.3	-.4
-.0	-.1	-.1	-.4	-1.2	-2.1	-1.8	-.3
-.1	-.1	-.0	-.1	-.8	-1.6	-1.5	-.3
-.2	-.1	.1	.1	-.4	-1.1	-1.1	-.2
-.3	-.1	.2	.3	.0	-.7	-.8	-.2
-.4	-.2	.3	.6	.4	-.2	-.5	-.1
-.5	-.2	.4	.8	.8	.2	-.2	-.1
-.6	-.2	.5	1.1	1.2	.7	.1	-.1
-.8	-.2	.6	1.4	1.6	1.1	.4	-.0
-.9	-.3	.8	1.7	2.1	1.5	.6	.0
-1.1	-.3	.9	2.1	2.6	2.0	.9	.0
-1.2	-.3	1.1	2.5	3.1	2.5	1.2	.1
-1.5	-.4	1.4	3.0	3.7	3.0	1.5	.1
-1.8	-.4	1.7	3.6	4.4	3.6	1.8	.2
-2.2	-.5	2.2	4.3	5.1	4.2	2.1	.2
-2.7	-.7	2.9	5.3	6.1	4.9	2.5	.2
-3.6	-1.0	4.0	6.8	7.3	5.8	2.9	.3
-5.2	-1.6	6.4	9.0	9.0	6.8	3.4	.4

en G_0 cuando se utilizan fórmulas aproximadas.

DIA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	-0.12	-0.17	-0.16	-0.12	-0.11	-0.10	-0.04	0.07	0.20	0.24	0.17	0.02
11	-0.15	-0.17	-0.14	-0.12	-0.11	-0.09	-0.01	0.12	0.22	0.23	0.12	-0.04
21	-0.17	-0.16	-0.13	-0.11	-0.11	-0.07	0.03	0.16	0.24	0.21	0.07	-0.08

Tabla I.3.6.- Porcentajes de error en r cuando se utiliza la fórmula aproximada.

No ocurre lo mismo en cuanto a los errores derivados del cálculo de la declinación. Para comprobar esto, vamos a estudiar el cambio en G_o debido a un pequeño cambio en δ , que obtendremos sin más que diferenciar la ecuación (I.3.14), teniendo en cuenta que la dependencia de G_o con δ es directa y a través de ω_s , obteniéndose así:

$$\frac{dG_o}{d\delta} = \frac{\partial G_o}{\partial \delta} + \frac{\partial G_o}{\partial \omega_s} \frac{\partial \omega_s}{\partial \delta} \quad (I.3.21)$$

que teniendo en cuenta la ecuación (I.3.10) será:

$$\frac{dG_o}{d\delta} = \frac{24 \cdot 3600}{\pi} I_{sc} r \left[(-\cos \phi \sin \delta \sin \omega_s + \frac{\pi \omega_s}{180} \sin \phi \cos \delta) + (\cos \phi \cos \delta \cos \omega_s + \sin \phi \sin \delta) (\tan \phi \sec^2 \delta / \sqrt{1 - \tan^2 \delta \tan^2 \phi}) \right] \quad (I.3.22)$$

y considerando que:

$$\frac{\Delta G_o}{G_o} = \frac{d G_o}{d \delta} \frac{\Delta \delta}{G_o}$$

entonces el porcentaje de error en G_o debido al cambio de un grado sex-agesimal en la declinación es:

$$100 \frac{\pi}{180} [(\cos \phi \cos \delta \cos \omega_s + \sin \phi \sin \delta) (\tan \phi \sec^2 \delta / \sqrt{1 - \tan^2 \delta \tan^2 \phi}) + \frac{\pi \omega_s}{180} \sin \phi \cos \delta - \cos \phi \sin \delta \sin \omega_s] / [\frac{\pi \omega_s}{180} \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s]$$

(I.3.23)

Se han calculado estos valores para latitudes entre 60°N y 60°S con intervalos de 5° y para distintas declinaciones solares, obteniéndose el resultado que se muestra en la Tabla I.3.7, donde sólo presentamos valores positivos de la declinación ya que para valores negativos de la declinación y latitudes positivas, los resultados se obtienen de los tabulados para declinaciones positivas y latitudes negativas cambiando el signo, y de igual forma para declinaciones y latitudes negativas los resultados son los tabulados para declinaciones y latitudes positivas cambiando el signo.

Destacamos en primer lugar, como se puede ver en esta tabla, que el error aumenta con la latitud y que para altas declinaciones positivas y altas latitudes negativas, así como para altas declinaciones negativas y altas latitudes positivas el error crece enormemente, llegándose a sobrepasar el 20% en algunos casos, por lo que se requerirá un alto grado de exactitud en el cálculo de δ en zonas de altas latitudes tanto N como S.

	DEC.	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	23.43
LAT.														
60	4.75	4.44	4.17	3.93	3.72	3.53	3.37	3.22	3.09	2.97	2.88	2.80	2.80	2.75
55	3.92	3.69	3.48	3.30	3.13	2.98	2.84	2.72	2.61	2.51	2.42	2.34	2.34	2.30
50	3.27	3.09	2.93	2.78	2.64	2.52	2.41	2.30	2.21	2.12	2.04	1.97	1.97	1.92
45	2.74	2.60	2.47	2.34	2.23	2.13	2.03	1.94	1.86	1.78	1.71	1.64	1.64	1.60
40	2.30	2.18	2.07	1.97	1.87	1.78	1.70	1.62	1.54	1.47	1.41	1.35	1.35	1.31
35	1.92	1.82	1.72	1.63	1.55	1.47	1.39	1.32	1.26	1.19	1.13	1.07	1.07	1.03
30	1.58	1.49	1.41	1.33	1.26	1.18	1.12	1.05	0.99	0.93	0.87	0.81	0.81	0.78
25	1.28	1.20	1.12	1.05	0.98	0.92	0.85	0.79	0.73	0.67	0.62	0.56	0.56	0.53
20	1.00	0.93	0.86	0.79	0.73	0.66	0.60	0.54	0.48	0.43	0.37	0.32	0.32	0.28
15	0.73	0.67	0.60	0.54	0.48	0.42	0.36	0.30	0.24	0.18	0.13	0.07	0.07	0.03
10	0.48	0.42	0.36	0.30	0.24	0.18	0.12	0.06	0.00	-0.06	-0.12	-0.18	-0.18	-0.22
5	0.24	0.18	0.12	0.06	0.00	-0.06	-0.12	-0.19	-0.25	-0.31	-0.37	-0.44	-0.44	-0.48
0	0.00	-0.06	-0.12	-0.18	-0.25	-0.31	-0.37	-0.44	-0.50	-0.57	-0.64	-0.71	-0.71	-0.76
-5	-0.24	-0.30	-0.36	-0.43	-0.49	-0.56	-0.63	-0.70	-0.77	-0.84	-0.92	-0.99	-0.99	-1.05
-10	-0.48	-0.55	-0.61	-0.68	-0.75	-0.82	-0.89	-0.97	-1.05	-1.13	-1.22	-1.31	-1.31	-1.38
-15	-0.37	-0.80	-0.87	-0.95	-1.02	-1.10	-1.18	-1.27	-1.36	-1.45	-1.55	-1.66	-1.66	-1.74
-20	-1.00	-1.07	-1.15	-1.23	-1.31	-1.40	-1.50	-1.59	-1.70	-1.81	-1.93	-2.05	-2.05	-2.15
-25	-1.28	-1.36	-1.45	-1.54	-1.63	-1.74	-1.84	-1.96	-2.08	-2.22	-2.36	-2.52	-2.52	-2.64
-30	-1.58	-1.68	-1.78	-1.88	-1.99	-2.11	-2.24	-2.38	-2.53	-2.70	-2.88	-3.07	-3.07	-3.23
-35	-1.92	-2.03	-2.14	-2.27	-2.40	-2.55	-2.71	-2.88	-3.07	-3.28	-3.51	-3.77	-3.77	-3.97
-40	-2.30	-2.43	-2.57	-2.72	-2.89	-3.07	-3.27	-3.49	-3.73	-4.01	-4.32	-4.68	-4.68	-4.96
-45	-2.74	-2.90	-3.07	-3.26	-3.47	-3.70	-3.96	-4.26	-4.59	-4.97	-5.42	-5.94	-5.94	-6.37
-50	-3.27	-3.47	-3.68	-3.93	-4.21	-4.52	-4.88	-5.29	-5.77	-6.34	-7.02	-7.85	-7.85	-8.57
-55	-3.92	-4.17	-4.47	-4.80	-5.18	-5.62	-6.14	-6.76	-7.51	-8.44	-9.62	-11.15	-11.15	-12.59
-60	-4.75	-5.10	-5.51	-5.99	-6.55	-7.23	-8.06	-9.10	-10.44	-12.22	-14.72	-18.47	-18.47	-22.58

Tabla I.3.7.- Porcentajes de error en Go por grado de variación en la declinación.

especialmente a mediados de año así como a principios y finales del mismo. Para latitudes medias, un error de un grado en la determinación de δ , representa un error en G_0 del orden del 2%.

Para dar una idea del orden de aproximación de cada uno de los métodos citados y poder estimar el error que se comete en el cálculo de G_0 debido a la inexactitud en el cálculo de δ , hemos obtenido las diferencias en los valores de δ calculados por la aproximación de Cooper y las series de Lokmanhekin y Cousins con respecto a los calculados por el método exacto, para los días 1, 11 y 21 de cada mes, que mostramos en la Tabla I.3.8. En ella observamos que el método de Cooper, en general, subestima el valor de la declinación a lo largo de todo el año; la diferencia máxima, igual a -1.0994° , corresponde a un valor de la declinación igual a -7.01° , lo que implica según la Tabla I.3.7 un error en G_0 de 2.57% para latitudes medias en el hemisferio norte, más concretamente para $\phi = 35^\circ$, convirtiéndose en -4.20% para $\phi = -60^\circ$ y alcanzando un error de 6.89% para $\phi = 60^\circ$.

La serie de Lokmanhekin presenta una diferencia máxima en los valores de δ respecto al método exacto de -0.3348° , que corresponde a una $\delta = 0.72^\circ$, lo que representa un error en G_0 de 0.63% para $\phi = 35^\circ$, 1.55% para $\phi = 60^\circ$ y -1.63% para $\phi = -60^\circ$.

A su vez la serie de Cousins proporciona una diferencia máxima de -0.2515° para un valor de $\delta = -10.57^\circ$ y de nuevo según la Tabla I.3.7 esto producirá un error en G_0 de 0.65% para $\phi = 35^\circ$, 1.88% para $\phi = 60^\circ$ y -0.88% para $\phi = -60^\circ$.

DIA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Diferencias Cooper-exacta.												
1	-.0069	-.4092	-.6955	-.5097	-.1642	-.0092	.0081	-.1160	-.5720	-1.0453	-.9464	-.3104
11	-.0903	-.5552	-.6875	-.3869	-.0879	.0035	-.0048	-.2271	-.7572	-1.0994	-.7605	-.1244
21	-.2306	-.6569	-.6242	-.2666	-.0386	.0090	-.0397	-.3764	-.9237	-1.0720	-.5358	-.0103
Diferencias Lokmanhekim-exacta.												
1	-.0279	-.2498	-.1905	-.1851	-.2934	-.1468	.1644	.1258	-.2392	-.3003	.0154	.1889
11	-.1315	-.2469	-.1644	-.2259	-.2867	-.0369	.2106	.0143	-.3137	-.2195	.1117	.1585
21	-.2091	-.2186	-.1603	-.2681	-.2404	.0748	.2008	-.1134	-.3348	-.1105	.1729	.0903
Diferencias Cousins-exacta.												
1	-.0701	-.2317	-.2451	-.2052	-.1636	-.0772	.0403	.1380	.1971	.2271	.1790	.0843
11	-.1351	-.2497	-.2323	-.1936	-.1415	-.0396	.0772	.1594	.2124	.2213	.1498	.0464
21	-.1901	-.2515	-.2187	-.1804	-.1138	.0004	.1092	.1782	.2234	.2055	.1182	.0030

Tabla I.3.8.- Errores absolutos en la declinación ($^{\circ}$), respecto al método exacto, cuando se usan las fórmulas aproximadas de Cooper, Lokmanhekim y Cousins.

A partir de estos resultados y en función de la exactitud requerida en los cálculos, puede emplearse uno u otro método, siempre teniendo presente que según la época del año y la latitud de la localidad en cuestión, la aproximación de Cooper puede llegar a introducir errores en G_0 del orden del 7%, por lo que si no se utiliza el método exacto porque no se disponga de las tablas que aquí presentamos y su cálculo resulte engorroso, recomendamos el uso de la serie de Lokmanhekin o de Cousins para el cálculo de la declinación, cuyo empleo introduce errores bastante menores y su cálculo resulta bastante sencillo.

Otra fuente de error en el cálculo de la irradiación extraterrestre diaria proviene del hecho de que en realidad las coordenadas eclípticas no son constantes para una determinada fecha o día del año, tal como se supone al escribir las ecuaciones (I.3.10) para el cálculo de ω_s y (I.3.14) para G_0 . Una forma sencilla de aproximar este problema es considerar que el error cometido tiene un límite igual a la variación de G_0 entre dos días consecutivos. Así, en la Figura I.3.5, se representa el porcentaje de variación en G_0 entre el día indicado y el siguiente. Debemos tener presente que la extraordinaria variación registrada a altas latitudes en las estaciones frías se debe principalmente a la circunstancia de que esos valores son bastante pequeños comparados con sus variaciones absolutas. Podemos observar que estos valores aumentan con la latitud, pero el error nunca sobrepasa el 7%, manteniéndose alrededor del 3% para latitudes de aproximadamente 60° y alrededor de 0.5% para unos 20° de latitud.

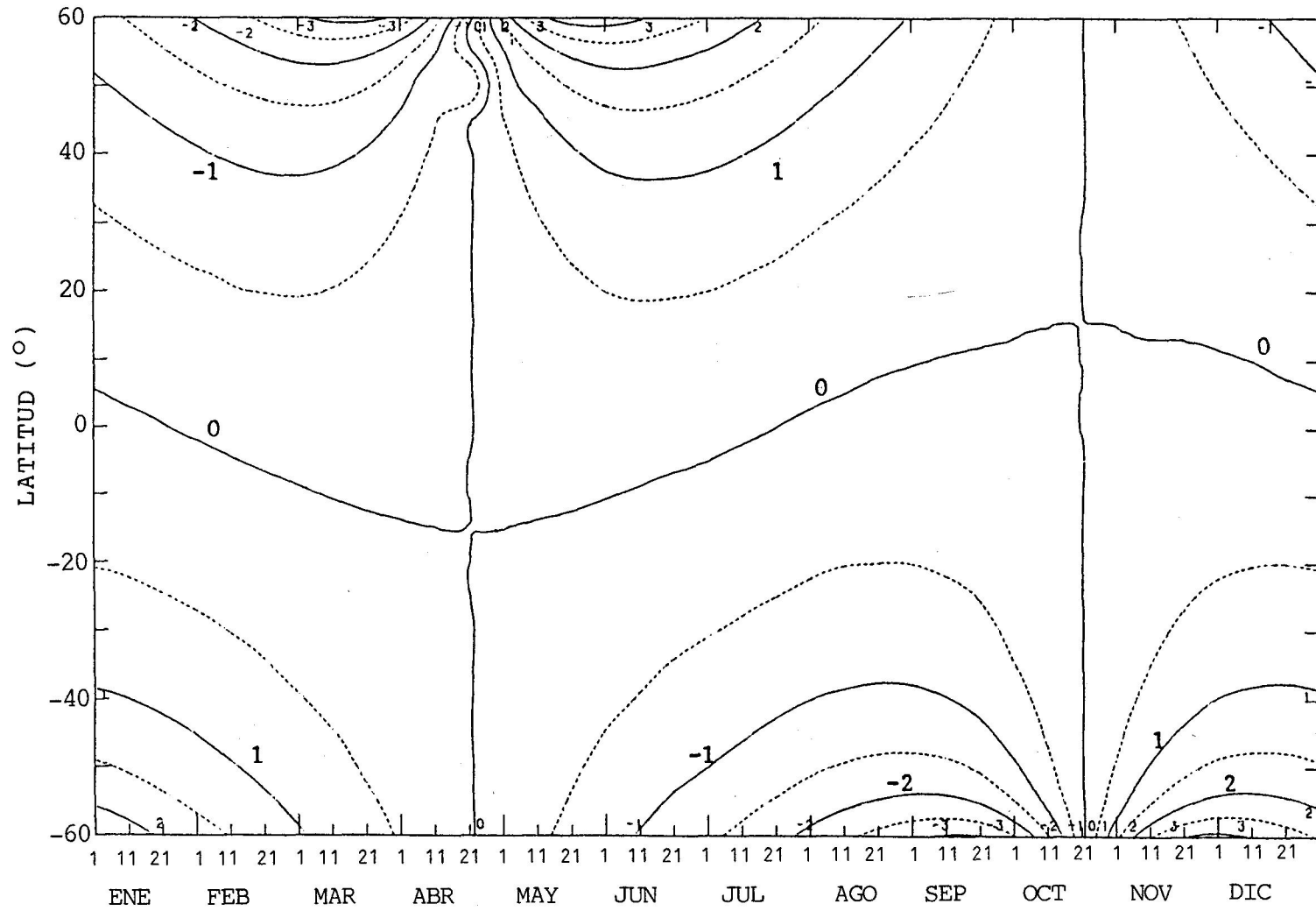


Figura I.3.5.- Isopletas del porcentaje de variación en G_0 entre el día indicado y el siguiente.

Basándonos en que algunos autores (Klein, 1977) recomiendan el uso de un determinado día en cada mes para el cálculo de los valores medios mensuales de G_o , hemos calculado el día del año para cada mes, considerándolo como una variable continua, en el que la irradiación extraterrestre diaria, calculada mediante las fórmulas (I.3.15) y (I.3.16) para δ y r , iguala el valor medio mensual de G_o calculado por el método exacto.

Los resultados se muestran en la Tabla I.3.9 y permiten, conocido el valor de D para el día en cuestión, calcular la media mensual de G_o con un sólo cálculo, mediante el uso de la ecuación (I.3.14) junto con las (I.3.10), (I.3.15) y (I.3.16), sin necesidad de interpolar en la Tabla I.3.4 para el valor deseado de la latitud. Como es fácilmente deducible de lo dicho antes, el posible error cometido al equivocarse en un día, aparece representado en la Figura I.3.5.

Concretamente para Granada, hemos calculado las medias decenales de irradiancia solar extraterrestre horaria utilizando el método exacto, a partir de las cuales hemos construido las correspondientes isopletas que mostramos en la Figura I.3.6. Estos valores de la radiación solar extraterrestre horaria tienen gran interés en estudios de atenuación por aerosoles, así como para un mejor conocimiento del campo de radiación.

También hemos calculado los valores diarios, medias decenales y medias mensuales de la irradiación extraterrestre diaria, mediante el método exacto, cuyo resultado presentamos en la Tabla I.3.10. Así mismo, hemos representado en la Figura I.3.7, la marcha anual

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
LAT.												
60	17.7	47.2	77.2	107.3	137.1	162.4	200.2	230.3	260.4	290.4	320.2	345.3
55	17.5	47.1	77.1	107.2	137.0	162.4	200.2	230.4	260.4	290.5	320.3	345.2
50	17.5	47.0	77.1	107.2	137.0	162.2	200.3	230.4	260.5	290.5	320.4	345.2
45	17.4	47.0	77.0	107.1	136.9	162.2	200.4	230.5	260.6	290.6	320.5	345.2
40	17.4	46.9	77.0	107.0	136.8	162.1	200.4	230.5	260.6	290.7	320.5	345.3
35	17.3	46.9	76.9	107.0	136.8	161.6	200.4	230.7	260.7	290.7	320.5	345.0
30	17.3	46.8	76.8	106.8	136.7	161.1	200.5	230.8	260.8	290.8	320.6	344.9
25	17.3	46.7	76.7	106.7	136.5	160.2	200.6	230.9	260.9	290.9	320.6	345.1
20	17.2	46.6	76.6	106.4	135.6	152.9	201.0	231.1	261.1	291.0	320.7	344.8
15	17.2	46.5	76.3	105.7	143.1	166.5	202.9	232.0	261.3	291.1	320.7	344.7
10	17.1	46.4	75.8	100.5	138.2	165.0	199.9	223.9	261.9	291.3	320.7	344.5
5	17.1	46.1	74.0	108.9	137.5	163.9	200.1	229.0	265.5	291.7	320.7	344.0
0	16.9	45.6	81.3	108.0	137.4	163.8	200.1	229.7	258.2	292.9	321.1	343.7
-5	16.3	40.6	78.5	107.8	137.2	163.5	200.1	230.0	259.6	286.4	321.3	341.4
-10	13.0	48.8	77.8	107.6	137.2	163.3	200.2	230.2	260.0	289.4	318.6	354.1
-15	18.9	47.7	77.5	107.4	137.2	163.2	200.2	230.2	260.1	290.0	320.1	348.9
-20	18.0	47.4	77.4	107.4	137.1	163.3	200.3	230.3	260.3	290.2	320.2	347.0
-25	17.8	47.3	77.3	107.3	137.0	163.1	200.3	230.4	260.4	290.4	320.4	346.6
-30	17.6	47.2	77.2	107.2	137.0	163.1	200.3	230.4	260.4	290.5	320.4	346.3
-35	17.5	47.1	77.2	107.2	137.0	163.1	200.4	230.5	260.5	290.5	320.4	346.1
-40	17.5	47.0	77.1	107.2	137.0	163.1	200.4	230.5	260.5	290.6	320.5	346.0
-45	17.4	47.0	77.0	107.1	136.9	163.0	200.5	230.5	260.6	290.7	320.6	345.9
-50	17.4	46.9	77.0	107.0	136.8	162.8	200.5	230.6	260.6	290.7	320.6	345.9
-55	17.4	46.8	76.9	107.0	136.8	162.8	200.6	230.7	260.7	290.8	320.6	345.9
-60	17.3	46.8	76.8	106.9	136.6	162.7	200.7	230.8	260.8	290.8	320.6	345.7

Tabla I.3.9.- Días recomendados para el cálculo de Go.

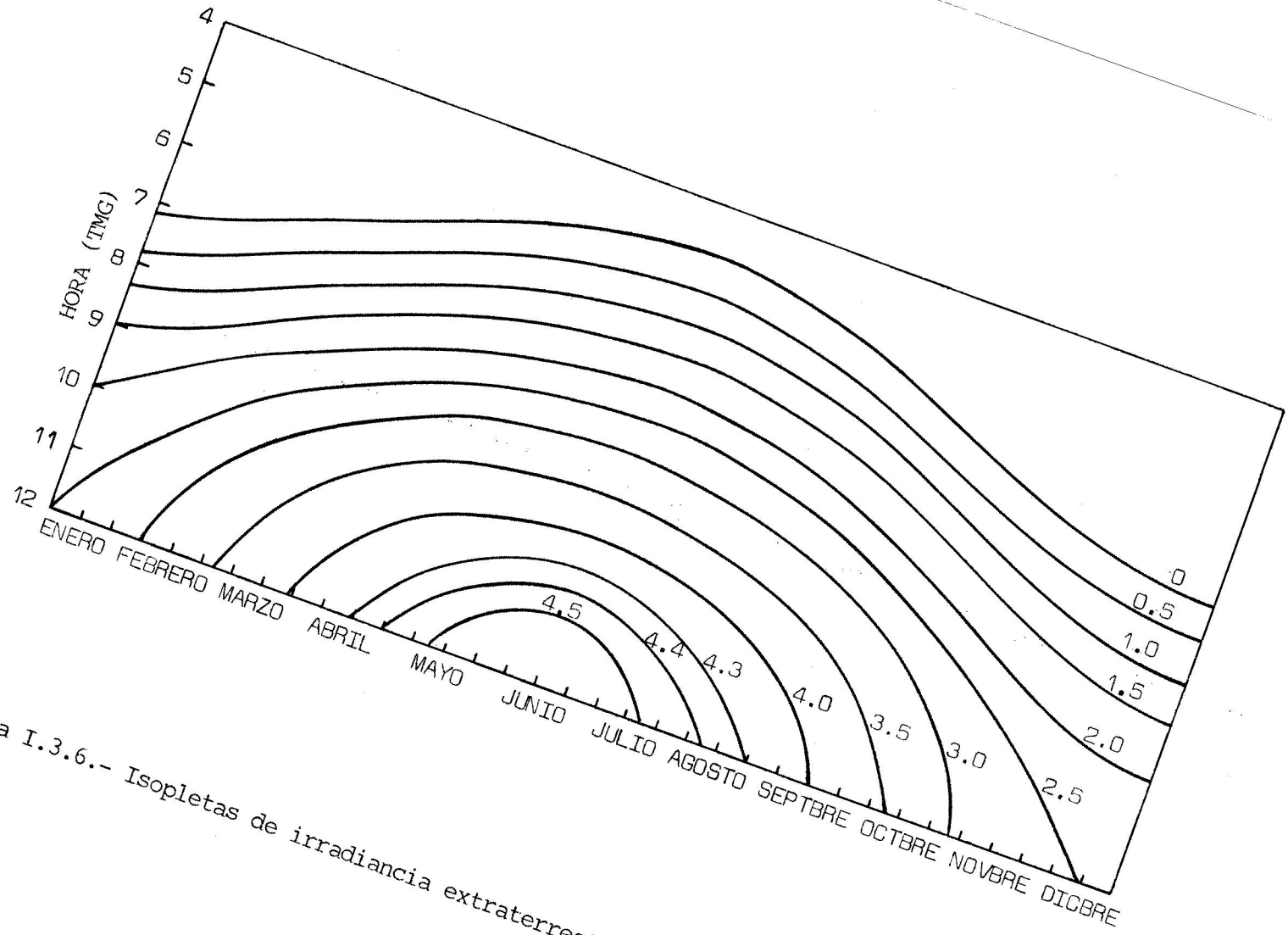


Figura I.3.6.- Isopletas de irradiancia extraterrestre horaria para Granada (MJ/m²hora).

DIA	ENE	FEB	MAR	AER	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1	15.47	19.33	25.36	32.46	37.84	40.88	41.18	38.82	34.01	27.65	20.82	16.18
2	15.53	19.51	25.60	32.67	37.98	40.93	41.15	38.71	33.82	27.42	20.63	16.09
3	15.59	19.70	25.83	32.88	38.11	40.98	41.11	38.58	33.63	27.20	20.43	16.00
4	15.66	19.89	26.07	33.09	38.25	41.03	41.07	38.46	33.43	26.97	20.23	15.91
5	15.73	20.09	26.31	33.29	38.38	41.07	41.03	38.33	33.24	26.74	20.04	15.83
6	15.81	20.28	26.54	33.50	38.51	41.11	40.98	38.20	33.04	26.51	19.85	15.75
7	15.89	20.48	26.78	33.70	38.64	41.15	40.93	38.07	32.84	26.28	19.67	15.68
8	15.98	20.69	27.01	33.90	38.76	41.19	40.88	37.94	32.64	26.06	19.48	15.61
9	16.07	20.89	27.25	34.09	38.88	41.22	40.83	37.80	32.44	25.83	19.30	15.55
10	16.16	21.10	27.48	34.29	39.00	41.25	40.77	37.66	32.23	25.60	19.12	15.49
11	16.26	21.31	27.72	34.48	39.12	41.27	40.71	37.52	32.02	25.37	18.95	15.44
12	16.37	21.52	27.95	34.67	39.23	41.30	40.65	37.38	31.82	25.15	18.78	15.39
13	16.48	21.73	28.19	34.86	39.34	41.32	40.58	37.23	31.61	24.92	18.61	15.34
14	16.59	21.95	28.42	35.05	39.45	41.33	40.52	37.08	31.40	24.70	18.44	15.31
15	16.71	22.17	28.66	35.23	39.55	41.35	40.44	36.93	31.19	24.47	18.28	15.27
16	16.83	22.39	28.89	35.41	39.65	41.36	40.37	36.77	30.97	24.25	18.12	15.24
17	16.96	22.61	29.12	35.59	39.75	41.37	40.29	36.62	30.76	24.02	17.96	15.22
18	17.09	22.83	29.35	35.77	39.85	41.37	40.21	36.46	30.54	23.80	17.81	15.20
19	17.22	23.06	29.58	35.94	39.94	41.38	40.13	36.30	30.32	23.58	17.66	15.18
20	17.36	23.28	29.81	36.11	40.03	41.38	40.05	36.14	30.11	23.36	17.52	15.18
21	17.50	23.51	30.04	36.28	40.12	41.37	39.96	35.97	29.89	23.14	17.38	15.17
22	17.65	23.74	30.27	36.45	40.20	41.37	39.87	35.80	29.67	22.92	17.24	15.17
23	17.80	23.97	30.49	36.61	40.28	41.36	39.78	35.63	29.45	22.70	17.10	15.18
24	17.96	24.20	30.72	36.78	40.36	41.35	39.68	35.46	29.22	22.49	16.97	15.19
25	18.12	24.43	30.94	36.94	40.44	41.33	39.58	35.29	29.00	22.27	16.85	15.21
26	18.28	24.66	31.16	37.09	40.51	41.31	39.48	35.11	28.78	22.06	16.73	15.23
27	18.44	24.90	31.38	37.25	40.58	41.29	39.38	34.93	28.55	21.85	16.61	15.25
28	18.61	25.13	31.60	37.40	40.64	41.27	39.27	34.75	28.33	21.64	16.50	15.28
29	18.79	00.00	31.82	37.55	40.71	41.25	39.17	34.57	28.10	21.43	16.39	15.32
30	18.96	00.00	32.04	37.69	40.77	41.22	39.05	34.38	27.88	21.23	16.28	15.36
31	19.14	00.00	32.25	00.00	40.83	00.00	38.94	34.20	00.00	21.03	00.00	15.41
DEC.												
1	15.79	20.20	26.42	33.39	38.43	41.08	40.99	38.26	33.13	26.63	19.96	15.81
2	16.79	22.28	28.77	35.31	39.59	41.34	40.40	36.84	31.07	24.36	18.21	15.28
3	18.30	24.32	31.16	37.00	40.49	41.31	39.47	35.10	28.89	22.07	16.81	15.25
MES												
	17.00	22.12	28.86	35.23	39.54	41.25	40.26	36.68	31.03	24.28	18.33	15.44

Tabla I.3.10.- Valores medios diarios, decenales y mensuales de Go (MJ/m²) para Granada.

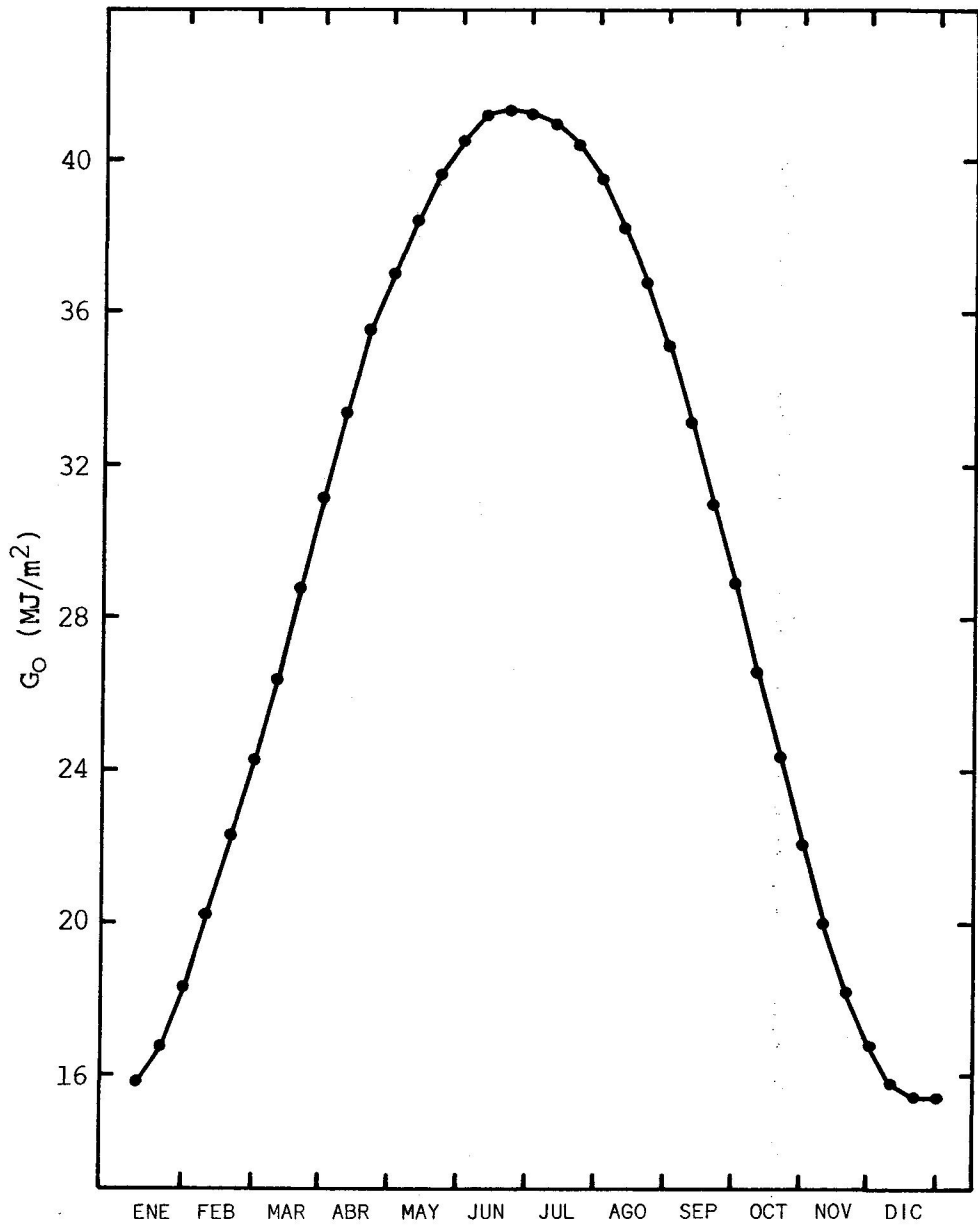


Figura I.3.7.- Marcha anual de los promedios decenales de irradiación extraterrestre diaria para Granada.

de los promedios decenales de G_0 para Granada.

El máximo de irradiación solar extraterrestre diaria se presenta en las proximidades del solsticio de verano (segunda-tercera decena de Junio) y el mínimo en el solsticio de invierno (segunda decena de Diciembre). Resultado que, como sabemos, es de aplicación totalmente general.

I.4.- ATENUACION DE LA RADIACION SOLAR.

I.4.1.- Composición y papel de la atmósfera.

La energía radiante del Sol en su paso a través de la atmósfera sufre complicadas modificaciones. En su camino desde los límites de la atmósfera hasta la superficie de la Tierra, tienen lugar procesos de absorción y difusión.

Para describir la interacción de la atmósfera terrestre con la radiación solar es esencial conocer su composición. La atmósfera está compuesta por un grupo de gases cuya concentración es variable y por otro que es casi constante. Además la atmósfera contiene también partículas sólidas y líquidas como aerosoles, gotas de agua y cristales de hielo, cuya concentración varía enormemente tanto en el espacio como en el tiempo. Sus principales constituyentes son: (U.S. Standar Atmosphere, 1976) N_2 78.084%, O_2 20.948%, Ar 0.934%, CO_2 0.033% y otros gases, pero en mucha menor pro-

porción, entre ellos el ozono y el vapor de agua. Obsérvese que sólo con el N_2 , O_2 y Ar se cubre más del 99.9% del total. En cuanto al CO_2 debe añadirse que su concentración varía como resultado por ejemplo, de la combustión de fuel, absorción y emisión por el oceano y fotosíntesis.

La mitad de la masa gaseosa está comprendida entre 0 y 5 Km, a cuya altura la presión es aproximadamente la mitad de la que existe a nivel del mar. Una fracción de 9/10 de la atmósfera se encuentra por debajo de los 15 Km (100 mb).

El vapor de agua está concentrado especialmente en las proximidades de su fuente, es decir del suelo. Entre 0 y 5 Km se encuentra contenido aproximadamente el 95% del vapor que existe en toda la atmósfera, y la capa por debajo de los 2 Km contiene ya alrededor del 50%. Por encima de los 20 Km el contenido de vapor de agua en la atmósfera es muy bajo aunque todavía existen nubes, pudiéndose admitir que su desaparición es total por encima de los 70 Km. Su concentración evidentemente, depende mucho de las condiciones atmosféricas y es extremadamente importante en los procesos radiativos de absorción y emisión.

La concentración de ozono también varía con respecto al espacio y al tiempo, situándose principalmente entre 15 y 30 Km de altura, donde se produce y extingue debido a reacciones fotoquímicas. El ozono absorbe la mayor parte de la radiación ultravioleta y se comporta así como una pantalla filtrante dejando pasar aquellas radiaciones solares necesarias para la vida en la superficie terrestre y eliminando las que

ejercen una acción nociva sobre los microorganismos y los vegetales.

Al entrar en la atmósfera, la radiación solar se modifica en intensidad y polarización debido al scattering (por moléculas de aire, gotas de agua, polvo y aerosoles). Todo esto hace que la distribución espectral de la radiación solar extraterrestre se modifique apreciablemente, como se puede comprobar en la Figura I.2.1, comparando la curva correspondiente a la radiación solar en la superficie de la Tierra y la correspondiente a la radiación solar extraterrestre.

En el proceso de absorción, parte de la energía incidente que atraviesa la atmósfera, se transmite a ella convirtiéndose en otra forma de energía y produciendo así cambios físicos en la misma, como son cambios en la temperatura y en la energía interna. Los principales responsables de la absorción en la atmósfera son el ozono (en el ultravioleta) y el vapor de agua (en distintas bandas de infrarrojo). Para longitudes de onda muy cortas, $\lambda < 0.29 \mu\text{m}$, hay una casi completa absorción de la radiación por el ozono a elevadas altitudes (téngase en cuenta que la concentración máxima de O_3 se sitúa hacia los 20 Km de altura). La absorción por ozono disminuye al aumentar la longitud de onda entre 0.29 y 0.35 μm , donde ya no hay absorción; existe sin embargo, otra débil banda de absorción para $\lambda = 0.6 \mu\text{m}$. Así el visible está relativamente poco absorbido y aquí la atenuación de la radiación solar extraterrestre resulta sobre todo consecuencia de la difusión. El vapor de agua produce fuertes bandas de absorción en el infrarrojo, centradas en 1.0, 1.4 y 1.8 μm . Por encima de 2.3 μm la energía contenida en el es-

pectro es muy poca (menor que el 5% del total) 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.

Como sabemos, el scattering es un proceso físico asociado con la luz y su interacción con la materia. Una partícula en el camino de una onda electromagnética absorbe energía de la onda incidente y reemite en todas direcciones. En la atmósfera las partículas responsables del scattering cubren tamaños desde 10^{-8} cm hasta 1 cm. La intensidad relativa del scattering depende fuertemente de la razón tamaño de partícula a longitud de onda incidente. Para partículas pequeñas el scattering suele ser isotrópico, cuando el tamaño de partícula aumenta, deja de serlo, presentando generalmente mayor concentración en la parte anterior.

Las moléculas de aire son muy pequeñas comparadas con la longitud de onda de la radiación incidente y la teoría de Rayleigh se puede aplicar al scattering por moléculas de aire, indicándonos que el coeficiente de scattering varía de forma inversa a la cuarta potencia de la longitud de onda de la radiación incidente. El scattering por aerosoles y partículas de polvo, que son mucho mayores que las moléculas de aire y que varían en tamaño y concentración con el tiempo y de un lugar a otro de acuerdo con la altura, es más difícil de evaluar y la teoría aplicable en este caso es la del scattering de Mie.

I.4.2.- Transmisión por la atmósfera.

La radiación solar incidente en la atmósfera se transmite de acuerdo con la ley de Bouguer-Lambert, que para una atmósfera plano-paralela horizontal y homogénea puede escribirse en la forma:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_z) \quad (\text{I.4.1})$$

donde $I_{0\lambda}$ e I_{λ} son las intensidades monocromáticas de la radiación incidente y transmitida respectivamente; τ_{λ} es el espesor óptico de la atmósfera, medido en la dirección del cenit local, y ϑ_z es el ángulo cenital solar. Por definición, el espesor óptico de la atmósfera por encima de una altura arbitraria z es:

$$\tau(\lambda, z) = \int_z^{\infty} B(\lambda, z) dz \quad (\text{I.4.2})$$

donde B es el coeficiente de atenuación, que es función de la longitud de onda λ y de la altura z .

En general la extinción o atenuación de un haz de radiación que atraviesa un medio es el resultado de los procesos de scattering y absorción, así pues, podemos escribir:

$$B = B_s + B_a \quad \text{y} \quad \tau = \tau_s + \tau_a \quad (\text{I.4.3})$$

donde el subíndice s indica scattering y el a absorción.

Aunque en la atmósfera los procesos de scattering y absorción no son separables, por sencillez es

conveniente estudiarlos por separado. Consideremos pues un medio no absorbente en el que las partículas responsables del scattering son todas de tamaño mucho menor que la longitud de onda de la radiación incidente, en este caso de atmósfera Rayleigh, el coeficiente de scattering viene dado por:

$$B^R(\lambda) = \frac{32 \pi^3 (n-1)^2}{3 \lambda^4 N} \quad (\text{I.4.4})$$

donde n es el índice relativo de refracción y N la densidad de partículas.

La ecuación (I.4.4) nos indica una importante consecuencia y es que la intensidad del scattering depende de la longitud de onda en la forma λ^{-4} , es decir, las longitudes de onda cortas se difunden mucho más que las largas. Este hecho explica, teniendo en cuenta la sensibilidad espectral del ojo humano, el color azul del cielo en un día claro.

Conociendo la distribución en altura de los gases en la atmósfera, podemos obtener $B^R(\lambda)$ como una función de la altura y se puede calcular τ^R a partir de la ecuación (I.4.2) para cualquier altura seleccionada. Sustituyendo el valor de τ^R en la ecuación (I.4.1) puede calcularse la atenuación de la radiación solar producida por la atmósfera Rayleigh por encima del nivel seleccionado. Evidentemente si tomamos $z = 0$, estaremos considerando la atmósfera entera. La Tabla I.4.1 muestra los valores de τ^R al nivel del mar, es decir para $z=0$, para varias longitudes de onda, en la que podemos observar la fuerte dependencia con la longi-

$\lambda(\mu\text{m})$	τ^R	$\lambda(\mu\text{m})$	τ^R	$\lambda(\mu\text{m})$	τ^R
0.25	2.740	0.55	0.1010	0.85	0.0173
0.30	1.250	0.60	0.0708	0.90	0.0138
0.35	0.650	0.65	0.0512	0.95	0.0111
0.40	0.373	0.70	0.0379	1.00	0.0090
0.45	0.229	0.75	0.0287		
0.50	0.149	0.80	0.0221		

Tabla I.4.1.- Valores del espesor óptico de Rayleigh τ^R al nivel del mar ($z = 0$) para varias longitudes de onda.

tud de onda, pues mientras λ disminuye a la cuarta parte (de 1.00 a 0.25 m), τ^R se hace 300 veces mayor.

En la atmósfera existen también numerosas partículas que producen importantes efectos radiativos no explicables por la teoría de Rayleigh. Las medidas experimentales (Eddy, 1961; Waldram, 1945) y los modelos que tienen en cuenta el contenido real de aerosoles (Fraser, 1959) demuestran que la absorción y el scattering por aerosoles es más efectivo, es decir presentan una mayor atenuación de la radiación, que el scattering por partículas Rayleigh, sobre todo para longitudes de onda $\lambda > 0.5 \mu\text{m}$. La diferencia es menor para longitudes de onda cortas, ya que el scattering por aerosoles depende mucho menos de la longitud de onda que el Rayleigh.

Existen varios modelos que teniendo en cuenta los efectos radiativos de los aerosoles, gases absorbentes y otros constituyentes atmosféricos, usan la atenuación atmosférica de la radiación solar como índice de la

turbiedad atmosférica.

Linke (1922, 1929) define el factor de turbiedad T como el número de atmósferas Rayleigh que producen un determinado valor de la atenuación.

El flujo de energía que alcanza la superficie terrestre viene dado por la ley de Bouguer-Lambert por:

$$F = r \int_0^{\infty} F_0(\lambda) e^{-\tau(\lambda, m) m} d\lambda \quad (\text{I.4.5})$$

donde r es el factor distancia Tierra-Sol como lo definimos en (I.3.6), $F_0(\lambda)$ es el flujo espectral de radiación solar en el tope de la atmósfera y m es la masa de aire que, como hemos considerado en (I.4.1), para una atmósfera plano paralela puede tomarse como $m = \sec \vartheta_z$ con un error menor del 2% para ϑ_z menores de 78° .

El factor exponencial $\tau(m)$ tiene en cuenta el espesor optico debido al scattering de Rayleigh $\tau^R(\lambda)$, a la atenuación por aerosoles $\tau^A(\lambda)$ y a la absorción por vapor de agua $\tau^W(\lambda)$.

El factor de turbiedad de Linke se define mediante la relación:

$$F = r F_0 e^{-(T \bar{\tau}^R(m) m)} \quad (\text{I.4.6})$$

donde $\bar{\tau}^R(m)$ es el valor de τ^R integrado sobre todas las longitudes de onda.

Así pues, el factor de turbiedad de Linke puede escribirse en la forma:

$$T = P(m) (\log F_0 - \log F + \log r) \quad (\text{I.4.7})$$

donde:

$$P(m) = (\bar{\tau}^R(m) m \log e)^{-1} \quad (\text{I.4.8})$$

A través de $\bar{\tau}^R(m)$ es posible obtener $P(m)$ en función de los valores de m y junto con los valores calculados para F_0 y r y los medidos de F , se puede calcular el valor de T mediante la ecuación (I.4.7).

Las medidas experimentales muestran que T varía con m incluso bajo las mismas condiciones atmosféricas, obteniéndose entonces mediante este método una variación diurna ficticia de la turbiedad. El motivo de esto es que la dependencia de la absorción por vapor de agua y la atenuación por aerosoles con la longitud de onda difiere bastante de la del scattering de Rayleigh.

Teniendo en cuenta esta diferencia en las características de transmisión entre aerosoles y partículas Rayleigh, Angstrom (1929, 1930, 1961) expresa el espesor óptico debido a aerosoles $\tau^A(\lambda)$ en función del coeficiente de turbiedad β y de la longitud de onda afectada por un exponente α , en la forma:

$$\tau^A(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (\text{I.4.9})$$

Así la ecuación (I.4.5) tomaría la forma:

$$F = r \int F_0(\lambda) \exp\{-[\tau^R(\lambda, m) + \tau^A(\lambda, m)] m\} d\lambda \quad (\text{I.4.10})$$

donde no se incluye la absorción por vapor de agua y ozono. Mediante la ecuación (I.4.10) a través de los valores de F medidos y los calculados de r , $F_0(\lambda)$ y $\tau^R(\lambda, m)$, se puede determinar $\tau^A(\lambda, m)$ y si α tiene un valor conocido puede entonces determinarse el coeficiente de turbiedad β mediante (I.4.9). Teóricamente varía entre 4 (para partículas muy pequeñas) y 0 (para partículas muy grandes). Angstrom (1961) muestra que el valor a tomar para α en la atmósfera es $\alpha = 1.3 \pm 0.2$

El problema del espesor óptico $\tau^W(\lambda, m)$ debido a la absorción de la radiación por vapor de agua, puede evitarse midiendo la energía correspondiente solamente al ultravioleta y al visible, ya que las bandas más fuertes de absorción del vapor de agua se encuentran en el infrarrojo.

La absorción por ozono puede tenerse en cuenta aumentando τ^R apropiadamente para un contenido medio de ozono. Los errores debidos a esta aproximación por la diferencia entre la cantidad real y media de ozono son poco significativos.

Así pues, conocida la distribución espectral de radiación solar extraterrestre y considerando α constante, la ecuación (I.4.10) permite calcular la energía transmitida a través de la atmósfera, para varios valores del coeficiente de turbiedad β y de la masa de aire m .

Hasta ahora no hemos tenido en cuenta la presencia de nubes o niebla en la atmósfera. El scattering múltiple de la radiación incidente en las gotas de agua atenúa fuertemente la radiación transmitida. El

coeficiente de atenuación por nubes puede calcularse a través de la teoría de scattering de Mie. Para gotas de radio r y concentración N , el coeficiente de atenuación para la nube viene dado por:

$$B^C = N r^2 f(\lambda/r) \quad (I.4.11)$$

donde $f(\lambda/r)$ tiene un valor casi constante, aproximadamente igual a 2 para la luz visible y un radio típico de las gotas en las nubes. Diversos autores (Deirmendjian, 1969; Waldram, 1945; Aufm Kampe, 1950) presentan medidas del coeficiente de atenuación en distintos tipos de nubes y calculan la fracción de energía transmitida mediante la ley de Bouguer-Lambert. Según las medidas de Aufm Kampe se necesita un espesor de 170 m de un estrato para producir una atenuación de un 99% mientras que si se trata de un cúmulo, sólo son necesarios 25 m.

I.5.- BALANCE DE RADIACION SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL.

Como ya hemos dicho la radiación solar sufre un conjunto de complicadas modificaciones cuando atraviesa la atmósfera. Ahora bien, en orden a la simplificación del análisis de la radiación solar vamos a distinguir dos tipos de radiación: de onda corta y de onda larga.

Radiación de onda corta: la de longitudes de onda comprendidas entre 0.3 y 4 μm aproximadamente; dentro de ella diferenciaremos:

* Radiación directa I: recibida del Sol sin cambio de dirección.

* Radiación difusa D: procedente de toda la bóveda celeste después de sufrir reflexión y difusión en la atmósfera.

* Radiación reflejada R: devuelta por el suelo en la misma longitud de onda.

Radiación de onda larga: la de longitudes de onda mayores de $4 \mu\text{m}$; está compuesta por dos términos esencialmente:

* Radiación atmosférica o contrarradiación C: procede fundamentalmente de la emisión, de acuerdo con la ley de Kirchoff del ozono, dióxido de carbono y fundamentalmente vapor de agua. Se llama así porque en cierto modo contrarresta la pérdida de calor por radiación térmica.

* Radiación térmica σT^4 : procede de la emisión del suelo, actuando como cuerpo negro, siendo T la temperatura de la superficie. Aunque en la realidad esto no se cumple exactamente, pues la radiación emitida disminuye de acuerdo con la ley de Kirchoff y al mismo tiempo la radiación de onda larga reflejada puede aumentar, sin que se pueda distinguir instrumentalmente de la radiación terrestre.

Todas y cada una de las clases de radiación definidas afectan a las condiciones meteorológicas por su poder de transmitir energía a la atmósfera en forma de

calor, por esto el conocimiento del balance de los flujos de radiación en una superficie horizontal es de gran interés. Dado que el conjunto Tierra-atmósfera no gana ni pierde calor, la cantidad de radiación solar absorbida ha de estar equilibrada con la radiación emitida. Los detalles de este balance han sido estudiados en muchos trabajos. Bauer et al. (1935) establecieron un balance que, modificado posteriormente por Moller (1936) establece que alrededor del 43% de la radiación solar recibida corresponde a radiación de onda corta (27% de directa y 16% de difusa) Otro 42% se pierde en el espacio por reflexión. El 15% restante se absorbe en la atmósfera. Así un 57% será reemitido como radiación de onda larga si el balance se mantiene.

Durante el día la radiación solar directa se suma a la difusa y a la radiación propia de la atmósfera y constituyen la parte positiva del balance. La energía que se refleja en el suelo y en las nubes, así como las pérdidas por radiación terrestre son la parte negativa.

El balance radiativo es la suma de estas diferentes magnitudes, resultando positivo hasta el comienzo de la tarde y haciendo pues, que el suelo se caliente. La temperatura del aire próximo al suelo, continúa elevándose hasta un poco después, ya que la radiación solar se suma al efecto de la radiación terrestre (que es entonces positiva). Durante la noche, la pérdida de calor debida a la radiación terrestre no es compensada por la contrarradiación atmosférica, resultando entonces el balance negativo y dando lugar al enfriamiento del suelo, que será tanto mayor cuanto más seca sea la atmósfera.

Además de los términos mencionados es preciso tener en cuenta los intercambios de energía por conducción y convección, así como el ciclo de condensación- evaporación del vapor de agua, de forma que el balance puede escribirse en la forma:

$$Q_n + B + L + V = 0 \quad (I.5.1)$$

donde Q_n es el término que expresa la radiación neta, B el flujo de calor de la tierra a la superficie o en dirección inversa por conducción, L el transporte por mezcla turbulenta y V el efecto de evaporación.

La Figura I.5.1 muestra la magnitud de estos factores de 12:00 a 13:00 horas en un día de verano, y de 24:00 a 1:00 en la noche siguiente, según medidas realizadas por Fleischer y Grafe (1956) y Frankenberger (1955). Para dar una idea de la dirección del flujo de calor, se ha indicado cada factor con una flecha de grosor proporcional a la magnitud del mismo. En esta figura se observa por un lado, la gran importancia de la radiación en el balance total de calor recibido sobre una superficie horizontal, y por otro, la análoga contribución de los dos tipos de radiación (onda corta y onda larga). La radiación de onda corta es muy intensa pero de corta duración, mientras que la radiación térmica, de onda larga, es menos intensa pero permanece durante las 24 horas del día.

El flujo nocturno difiere bastante del diurno pues desaparecen los términos de onda corta (I+D y R), haciéndose el flujo total negativo, es decir, hay un flujo de calor de la tierra a la atmósfera.

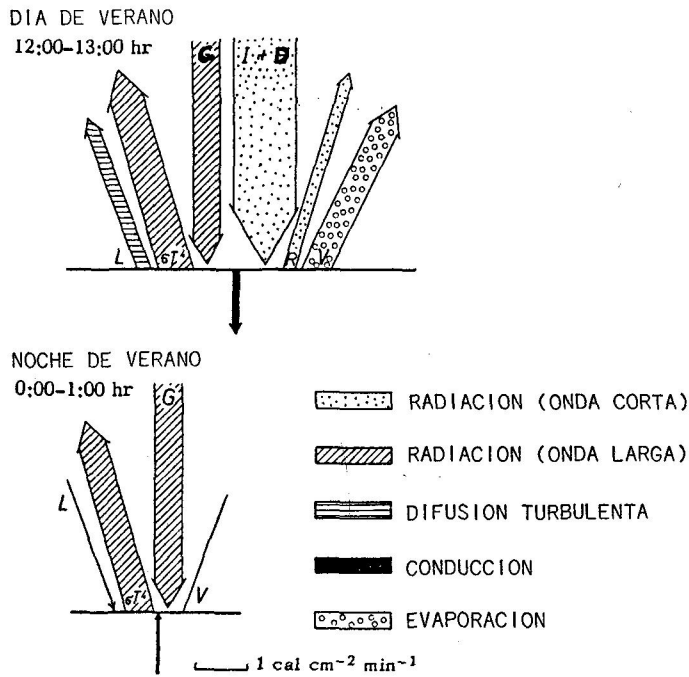


Figura I.5.1.- Importancia de la radiación comparada con los restantes factores en el balance de calor (Geiger, 1966).

De todos los términos que intervienen en el balance de calor sobre una superficie horizontal, la radiación neta Q_n es, como se deduce de lo anterior, el de mayor importancia.

La radiación neta o balance de radiación sobre una superficie horizontal puede escribirse en la forma:

$$Q_n = I + D - R + C - \sigma T^4 \quad (I.5.2)$$

donde los términos I , D y C son independientes de la naturaleza de la superficie, mientras que R y σT^4 dependen de ésta.

I.5.1.- Términos del balance.

En la ecuación (I.5.2) que expresa el balance de radiación sobre una superficie horizontal, hay que distinguir, en cuanto a su facilidad de medida, dos conjuntos de términos: los de onda corta y los de onda larga.

Los términos I, D y R corresponden a radiación de onda corta. La radiación directa más la difusa (I+D), constituyen la radiación global, designada por G, que se mide por medio de piranómetros. De igual forma, el término R de radiación de onda corta reflejada por la superficie, puede medirse con un piranómetro orientado hacia la superficie. Así, estos tres términos resultan de fácil medida y pueden por tanto, ser objeto de estudios sistemáticos.

Los restantes términos, es decir, el de radiación atmosférica o contrarradiación C y el de radiación térmica σT^4 , correspondientes a onda larga, no son objeto de una medida tan fácil y directa como los anteriores y los datos sobre ellos son más difíciles de obtener. Aunque existen distintos tipos de radiómetros que permiten obtener estas medidas (Funk, 1959; Fritschen, 1963; Idso, 1971), son muy pocos los laboratorios que disponen de medidas sistemáticas, por lo que se han desarrollado diversas fórmulas empíricas o teóricas. En su estudio hay que tener en cuenta que el papel jugado por el vapor de agua presente en la atmósfera es muy importante, debido a que absorbe selectivamente sobre casi todo el espectro; de igual forma, es importante el contenido en dióxido de carbono y ozono, ya que la contrarradiación atmosférica procede de

la absorción y posterior reemisión de estos componentes.

I.5.2.- Albedo.

El término R de radiación de onda corta reflejada por la superficie que aparece en la ecuación (I.5.2) de balance de radiación sobre una superficie horizontal, depende en gran manera de la naturaleza de la superficie que se trate, más concretamente, depende del albedo.

El albedo de una superficie se define como el cociente entre la radiación reflejada por la misma y la radiación global incidente en ella. A veces se expresa en tanto por ciento.

A partir de medidas realizadas con piranómetros orientados hacia la superficie, es posible determinar el albedo ρ , en función del cual, la ecuación (I.5.2) puede expresarse en la forma (Linacre, 1967):

$$\begin{aligned} Q_n &= I + D + C - \sigma T^4 - \rho(I+D) \\ &= (1-\rho)(I+D) + C - \sigma T^4 \end{aligned} \quad (I.5.3)$$

El albedo integral queda definido por la expresión:

$$\rho_m = \frac{\int \rho_\lambda (I_{\lambda m} + D_{\lambda m}) d\lambda}{\int (I_{\lambda m} + D_{\lambda m}) d\lambda} \quad (I.5.4)$$

donde ρ_λ es el albedo espectral y $(I_{\lambda m} + D_{\lambda m})$ el flujo monocromático de radiación global que incide sobre una superficie horizontal siendo m la masa atmosférica.

La mayor parte de las medidas de albedo se realizan con piranómetros termoeléctricos cuya sensibilidad espectral abarca de 0.2 a 4 μm , por lo que las medidas de albedo integral deben considerarse restringidas a esta región espectral.

La forma de determinación más usual, es realizar medidas a varias horas del día, tomando como valor del albedo la media de ellas. Kondratyev (1972) cita este sistema como el más empleado en las estaciones meteorológicas de Rusia.

Para medidas más precisas, la forma de determinación consiste en realizar una medida continua del flujo de radiación reflejada por la superficie y con el valor medio del flujo reflejado y el de la radiación global, calcular luego ρ . Los resultados así obtenidos no coinciden con los del método anterior por lo que se induce una variación diurna del albedo; esta variación depende de la rugosidad de la superficie y de las condiciones de irradiación, como son la altura solar, la relación entre radiación global y difusa y la variación de la composición espectral de la radiación incidente.

La Figura I.5.2 muestra la variación del albedo, expresado en tanto por ciento, con la altura solar (Tooming, 1960). Esta variación, correspondiente a superficies cubiertas de vegetación y en condiciones de at-

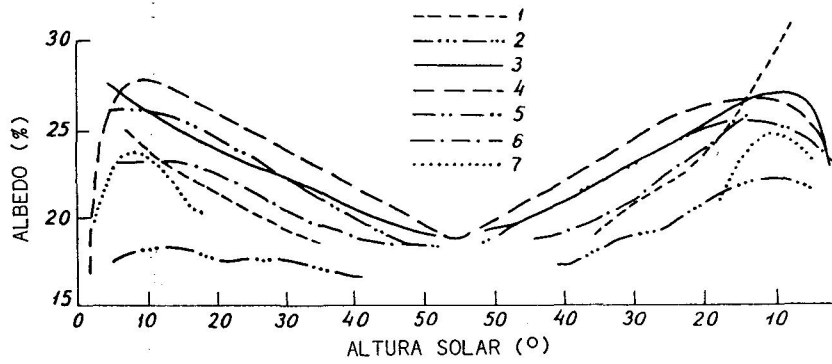


Figura I.5.2.- Dependencia del albedo con la altura solar. 1 = Césped seco del año anterior. 2 = Césped húmedo del año anterior. 3 = Césped nuevo. 4 = Césped media de 12 días de Junio. 5 = Césped media de 7 días de Julio. 6 = Césped media de 7 días de Agosto. 7 = Césped viejo. (Tooming, 1960).

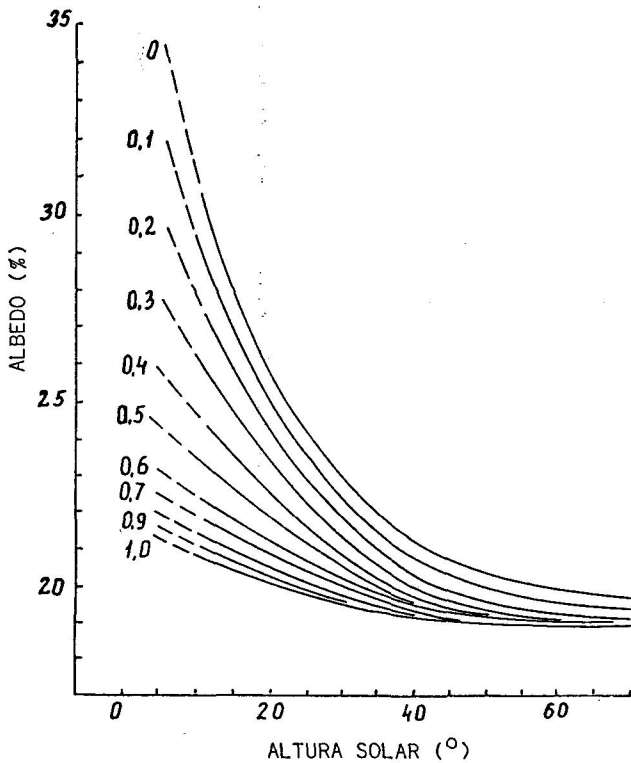
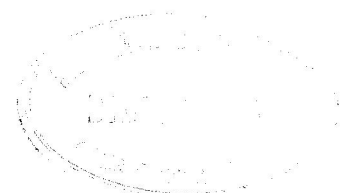


Figura I.5.3.- Dependencia del albedo (césped) con la altura solar para diferentes valores de la razón entre radiación difusa y global. (Goissa, 1962).



mósfera clara, presenta un mínimo en el mediodía y aumenta al decrecer la altura solar. Las curvas no son absolutamente simétricas debido en gran parte a las propiedades fisiológicas de las plantas.

La Figura I.5.3 representa la variación del albedo con la altura solar para diferentes valores del cociente entre radiación difusa y global $(G/D)^{-1}$ estudiada por Goissa (1960). La curva superior, obtenida por extrapolación, correspondiente al cociente $D/G=0$, representa la variación del albedo con la radiación directa. Para una altura solar dada, el albedo resulta mayor cuanto menor sea la proporción de radiación difusa en el flujo global. Angstrom, en medidas muy anteriores (1928), proponía una fórmula para la dependencia del albedo con la nubosidad n en octavas, en la forma:

$$\rho = 0.70 + 0.17 (1-n) \quad (\text{I.5.5})$$

indicándonos así, que el 70% de la radiación de onda corta se refleja hacia el espacio cuando $n=1$, es decir, en condiciones de cielo completamente cubierto. Los valores medios mensuales, estacionales o anuales del albedo, se calculan siguiendo el mismo procedimiento que para los valores medios diarios. Uno de los métodos más exactos, es el propuesto por Voloshina (1966):

$$\rho = (\rho_1 G_1 + \rho_2 G_2 + \rho_3 G_3) / G_T \quad (\text{I.5.6})$$

siendo G_1 , G_2 y G_3 , los flujos de radiación observados durante un cierto período de tiempo con valor del albedo constante, sumados para todo ese período de tiempo, G_T la suma de ellos, y ρ_1 , ρ_2 y ρ_3 los valores del albedo durante esos periodos.

**II. RADIACION SOLAR GLOBAL
SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL
METODO EXPERIMENTAL Y RESULTADOS**



II.- RADIACION SOLAR GLOBAL SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL. METODO EXPERIMENTAL Y RESULTADOS.

II.1.- INTRODUCCION.

Trataremos en este capítulo del estudio de los datos de radiación solar global sobre una superficie horizontal. En orden a este objetivo, describiremos previamente los sistemas de medida, dedicando especial atención a los empleados en este trabajo. Después de explicar los sistemas, especificando su disposición y el calibrado a que han sido sometidos, se analizarán en detalle los datos de radiación solar global obtenidos.

II.2.- SISTEMAS DE MEDIDA DE LA RADIACION SOLAR.

Vamos a mencionar en este apartado los distintos dispositivos de medida y registro, tanto en lo que se refiere a aparatos, como a los órganos de detección.

II.2.1.- Instrumentos de medida.

Hay múltiples tipos de aparatos que se denominan de forma general radiómetros, sin que se haga ninguna precisión sobre el tipo de radiación medida. Dentro de ellos se puede hacer una distinción general: medidores de incidencia normal y medidores de incidencia cualquiera con un ángulo de apertura de 2π .

* Medidores de incidencia normal: en ellos la superficie receptora es siempre perpendicular al haz incidente; son aparatos pirheliométricos. Dentro de ellos los aparatos de referencia se llaman pirheliómetros, mientras que los aparatos corrientes, utilizados frecuentemente como patrones secundarios, reciben el nombre de actinómetros.

* Medidores de incidencia cualquiera con ángulo de apertura 2π : son los instrumentos piranométricos; en ellos el receptor recibe toda la radiación que procede de un hemisferio, independientemente del ángulo de incidencia y del acimut de la radiación incidente. Su denominación exacta es piranómetro o piranógrafo aunque a menudo, se les llama solarímetros. Así pues, con es-

tos aparatos, es posible obtener medidas de la radiación solar global, pero también pueden obtenerse medidas de radiación difusa, sin más que dotar a estos aparatos de un dispositivo adicional como es un disco parasol o una banda parasol que al proyectar su sombra sobre el elemento sensor, elimina en la medida la contribución de la radiación directa, obteniéndose por tanto medidas de la radiación difusa.

Todo esto corresponde únicamente a aparatos de medida de radiación de onda corta, directa, global o difusa. Pero también reciben nombres distintos según la gama de longitudes de onda a que son sensibles. Los aparatos de medida de la radiación total, es decir, en toda longitud de onda, reciben el nombre de pirradiómetros. Cuando la medida corresponde solamente a longitudes de onda larga se designan con el nombre de pirgeómetros. Finalmente cuando se realizan medidas de los flujos incidente y emergente, o sea del balance de radiación total, el nombre más utilizado es el de balancímetros o pirradiómetros diferenciales.

II.2.2.- Organos de detección y registro.

La radiación solar (energética) se absorbe y se transforma en calor, pudiendo, por tanto, detectarse con las técnicas habituales de termometría. Hay diversos métodos para hacerlo: dilataciones de líquidos, sólidos o gases, resistencias o termopilas. Todos estos sistemas se basan en el aprovechamiento de una propiedad (variación del volumen con la temperatura, variación

