

**UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA
ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA**

**MODELIZACIÓN DE LA
RADIACIÓN ULTRAVIOLETA
SOLAR**

Marta M. VARO MARTÍNEZ

Córdoba 2006

MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

**Memoria de Tesis para optar al grado de DOCTOR por la
UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA**

AUTOR:

Marta M. VARO MARTÍNEZ

DIRECTORES DE TESIS:

D. Gerardo PEDRÓS PÉREZ

D^a. Pilar MARTÍNEZ JIMÉNEZ

Córdoba 2006

AUTORIZACIÓN DE LOS DIRECTORES:

D. GERARDO PEDRÓS PÉREZ Y D^a. PILAR MARTÍNEZ JIMÉNEZ, DOCTORES Y CATEDRÁTICOS DE ESCUELA DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA, EN LA ESCUELA POLITÉCNICA SUPERIOR DE LA UNIVERSIDAD DE CÓRDOBA,

INFORMAN QUE:

La presente memoria de Tesis Doctoral **"MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR"**, ha sido realizada por **D^a. Marta M. Varo Martínez**, bajo su dirección y supervisión. Por tanto, autorizan su presentación según la normativa vigente de admisión a trámite de lectura de Tesis Doctorales.

D. Gerardo PEDRÓS PÉREZ

D^a. Pilar MARTÍNEZ JIMÉNEZ

A mis Padres

AGRADECIMIENTOS:

Al comenzar esta memoria deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que han contribuido, ya sea de forma directa o indirecta, al desarrollo de este trabajo de investigación. En particular, quiero mostrar mi agradecimiento y gratitud a:

Al Dr. Gerardo Pedrós Pérez y a la Dra. Pilar Martínez Jiménez, por su constante dedicación y su acertada labor de dirección.

Al Profesor Manuel Nuñez, por todo lo aprendido durante mi estancia en la Universidad de Tasmania.

A todos los miembros del departamento de Física Aplicada de la Universidad de Córdoba y, en especial, a Paqui, a Josefina, a Nieves y a la Profesora M^a del Carmen García, por vuestro interés y vuestra continua disposición a prestarme ayuda.

A Juan y a mi familia, por vuestro apoyo incondicional y por vuestra paciencia, comprensión y ánimo durante las épocas de más trabajo.

Y, en especial, a mis padres, por haber hecho posible que hoy esté escribiendo estas palabras de gratitud como colofón de toda una carrera de formación que vosotros me habéis facilitado, porque vuestra ayuda no se limita a unos años sino que se extiende a toda una vida.

A todos ellos, mi más sincera gratitud.

ÍNDICE

Capítulo 1.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1.- INTRODUCCIÓN.....	1
1.2.- OBJETIVOS.....	2
1.3.- GRADO DE INNOVACIÓN PREVISTO.....	3
1.4.- ESTRUCTURA DEL ESTUDIO.....	4

Capítulo 2.- ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

2.1.- EL SOL COMO FUENTE ENERGÉTICA.....	7
2.1.1.- LA CONSTANTE SOLAR Y EL ESPECTRO SOLAR	11
2.2.- GEOMETRÍA SOL-TIERRA. POSICIÓN SOLAR.....	11
2.2.1.- DISTANCIA TIERRA-SOL.....	11
2.2.2.- DECLINACIÓN.....	13
2.2.3.- ECUACIÓN DEL TIEMPO.....	15
2.2.4.- POSICIÓN DEL SOL.....	16
2.3.- CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL.....	19
2.4.- LA RADIACIÓN SOLAR A SU PASO POR LA ATMÓSFERA.....	21
2.4.1.- LA ATMÓSFERA.....	21
2.4.1.1.- ESTRUCTURA DE LA ATMÓSFERA.....	21
2.4.1.2.- COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA.....	23
2.4.2.- ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR	25
2.4.2.1.- ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR.	30
2.4.2.2.- DISPERSIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR.	32
2.5.- COMPONENTES ESPECTRALES DE LA RADIACIÓN SOLAR INCIDENTE.....	36
2.5.1.- RADIACIÓN VISIBLE.....	37
2.5.2.- RADIACIÓN FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA	38
2.6.- RADIACIÓN ULTRAVIOLETA	38
2.6.1.- INFLUENCIA DE LA ATMÓSFERA EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA.....	40
2.6.2.- INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA	42
2.6.3.- INFLUENCIA DE LA ALTITUD EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA	43
2.6.4.- INFLUENCIA DEL ALBEDO EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA	45
2.6.4.- INFLUENCIA DE LA ELEVACIÓN SOLAR EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA	47
2.6.5.- FLUCTUACIONES NATURALES	48

Capítulo 3.- SISTEMA DE MEDIDA

3.1.- INSTRUMENTOS DE MEDIDA DE VARIABLES METEOROLÓGICAS.....	49
3.1.1.- MEDIDAS DE RADIACIÓN.....	49
3.1.1.1.- PIRHELÍOMETROS.....	50
3.1.1.2.- PIRANÓMETROS.....	52
3.1.2.- MEDIDAS DE VARIABLES METEOROLÓGICAS.....	55

3.2.- DESCRIPCIÓN DE LA ESTACIÓN RADIOMÉTRICA DE CÓRDOBA.....	56
3.2.1.- SENSORES.....	57
3.2.1.1.- SENSORES PARA RADIACIÓN TOTAL.....	57
3.2.1.2.- SENSORES PARA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA.....	59
3.2.1.3.- SENSORES PARA VARIABLES METEOROLÓGICAS.....	61
3.2.2.- INSTRUMENTOS DE CONTROL.....	61
3.2.3.- ESQUEMA DE LA ESTACIÓN DE MEDIDA.....	62
3.3.- PROCESO DE ALMACENAMIENTO UTILIZADO Y MEDIDAS REALIZADAS.....	63
3.4.- OPERATIVIDAD Y MANTENIMIENTO DEL SISTEMA DE MEDIDA.....	64
3.4.1.- VALIDACIÓN Y CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS DE RADIACIÓN.....	65
3.4.2.- OPERACIONES DE MANTENIMIENTO DEL SISTEMA.....	67
3.5.- BASE DE DATOS.....	69

Capítulo 4.- MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

4.1.- ÍNDICE DE CLARIDAD.....	71
4.1.1.- DEFINICIÓN Y JUSTIFICACIÓN.....	71
4.1.2.- DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIA DEL ÍNDICE DE CLARIDAD.....	74
4.2.- METODOLOGÍA.....	79
4.3.- MODELADO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	83
4.3.1.- ESTUDIO COMPARATIVO DE LAS FUNCIONES DE PROBABILIDAD RELATIVA	83
4.3.2.- ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA FUNCIÓN DE PROBABILIDAD RELATIVA $f_{rel}^{exp}(k_{iUV})$	94
4.3.3.- MODELOS MATEMÁTICOS PARA $f_{rel}^{exp}(k_{iUV})$	99
4.4.- CONCLUSIONES.....	106

Capítulo 5.- MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

5.1.- FRACCIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA FRENTE A LA RADIACIÓN TOTAL.....	109
5.2.- MODELOS PARA LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN TOTAL.....	115
5.3.- METODOLOGÍA.....	123
5.4.- RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA DIARIA.....	126
5.4.1.- EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA DIARIA.....	126
5.4.2.- PORCENTAJE DE RADIACIÓN DIARIA ULTRAVIOLETA FRENTE A TOTAL	129
5.4.3.- ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL DIARIA Y SU COMPONENTE ULTRAVIOLETA.....	131
5.4.4.- VALORES MEDIOS, MÁXIMOS Y MÍNIMOS DE RADIACIÓN DIARIA.....	139
5.4.5.- DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS ACUMULADAS	144
5.4.6.- CORRELACIONES ENTRE MEDIDAS DIARIAS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA Y TOTAL	147

5.4.7.- CORRELACIONES ENTRE MEDIDAS DIARIAS DE RADIACIÓN SOLAR TOTAL, DIFUSA Y ULTRAVIOLETA	157
5.5.- RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA HORARIA	159
5.5.1.- EVOLUCIÓN DIARIA DE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL HORARIA Y SU COMPONENTE ULTRAVIOLETA PARA DÍAS CLAROS.....	160
5.5.2.- ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR HORARIA TOTAL Y ULTRAVIOLETA.....	173
5.5.3.- CORRELACIONES ENTRE LA RADIACIÓN HORARIA ULTRAVIOLETA Y TOTAL.....	192
5.5.4.- ESTUDIO COMPARATIVO ENTRE LAS LOCALIDADES DE CÓRDOBA Y VALENCIA.....	195
5.5.5.- INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD.....	217
5.6.- CONCLUSIONES.....	224

Capítulo 6.- MODELO PARA EL CÁLCULO DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO

6.1.- OZONO: PROBLEMÁTICA MEDIOAMBIENTAL.....	227
6.1.1.- PROCESOS DE FORMACIÓN Y DESTRUCCIÓN DE OZONO.....	229
6.1.1.1.- OZONO ESTRATOSFÉRICO.....	229
6.1.1.2.- OZONO TROPOSFÉRICO.....	233
6.1.2.- OZONO Y CAMBIO CLIMÁTICO.....	235
6.2.- RED MUNDIAL DE MEDIDA.....	237
6.3.- LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN ACTUALES.....	240
6.4.- MEDIDAS EXPERIMENTALES Y METODOLOGÍA.....	243
6.5.- MODELO MATEMÁTICO DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO	249
6.4.- CONCLUSIONES.....	269

Capítulo 7.- CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS DE TRABAJO

7.1.- CONCLUSIONES.....	271
7.1.1.- MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA.....	272
7.1.2.- MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR.....	273
7.1.3.- MODELO PARA EL CÁLCULO DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO.....	274
7.2.- PERSPECTIVAS DE TRABAJO.....	275

REFERENCIAS.....277

NOMENCLATURA ESPECÍFICA.....305

ANEXO: COMUNICACIONES CIENTÍFICAS.....309

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1.: Movimiento de la Tierra alrededor del Sol	11
Figura 2.2.: Evolución anual del factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre de acuerdo con la expresión de Spencer (1971).....	12
Figura 2.3.: Orientación relativa del eje de la Tierra en su movimiento alrededor del Sol	13
Figura 2.4.: Esfera celeste, movimiento aparente del Sol y variación anual del ángulo de declinación solar	14
Figura 2.5.: Evolución anual de la ecuación del tiempo según Spencer (1971).....	15
Figura 2.6.: Esfera celestial y coordenadas del Sol relativas a un observador ubicado sobre la Tierra en el punto O.....	17
Figura 2.7.: Definición del ángulo cenital solar, la altura solar y el azimut.....	18
Figura 2.8.: Distribución vertical generalizada de la temperatura y la presión hasta 110 km aproximadamente.....	22
Figura 2.9.: Componentes de la radiación global incidente sobre una superficie inclinada.....	26
Figura 2.10.: Capacidad absorbente de los diversos gases de la atmósfera para radiación de distintas longitudes de onda.....	31
Figura 2.11.:Difusión de la radiación solar.....	34
Figura 2.12.: Distribución espectral de la radiación solar.....	37
Figura 2.13.: Curva de eficiencia luminosa o de respuesta espectral.....	38
Figura 2.14.: Transmitancia espectral para diferentes modelos de atmósferas.....	40
Figura 2.15: Razón de la transmisión de la radiación ultravioleta a la total para diferentes espesores de las nubes (τ_c)	43
Figura 2.16.: Dependencia de la Radiación Ultravioleta directa con respecto a la altitud.....	44
Figura 2.17.: Dependencia de la Radiación Ultravioleta difusa con respecto a la altitud.....	45
Figura 2.18.: Efecto del albedo sobre la radiación eritemática para cielos despejados.....	47
Figura 2.19.: Distribución espectral en superficie para cielos claros, sin aerosoles y albedo superficial de 0.1.....	47
Figura 3.1.: Geometría básica de un pirheliómetro.....	51
Figura 3.2.:Esquema de un piranómetro Eppley PSP.....	53
Figura 3.3.:Piranómetros con distintos dispositivos de sombra para medida de la radiación difusa.....	53
Figura 3.4.: Piranómetro.....	57
Figura 3.5.: Termopila.....	57
Figura 3.6.: Piranómetro Middleton modelo EP-07.....	58

Figura 3.7.: Sensor Eppley TUVR para radiación ultravioleta.....	61
Figura 3.8.: Esquema de la Estación de Medida.....	62
Figura 3.9.: Filosofía del procesamiento de datos.....	68
Figura 4.1.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.0, 1.2]$	83
Figura 4.2.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.4, 1.6]$	84
Figura 4.3.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.8, 2.2]$	85
Figura 4.4.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [2.3, 2.7]$	86
Figura 4.5.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [2.75, 3.25]$	87
Figura 4.6.: Influencia del ángulo cenital solar en el efecto de las nubes sobre la radiación.....	88
Figura 4.7.: Confinamiento de la radiación solar debido al efecto de las nubes.....	89
Figura 4.8.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$	90
Figura 4.9.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$	91
Figura 4.10.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$	91
Figura 4.11.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$	92
Figura 4.12.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$	92
Figura 4.13.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$	94
Figura 4.14.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$	95
Figura 4.15.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV}	

medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$	95
Figura 4.16.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$	96
Figura 4.17.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$	96
Figura 4.18.: Distribución de Frecuencias Relativas Acumuladas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r	98
Figura 4.19.: Prueba gráfica de normalidad para $k_{UV} \in [0.45, 0.69]$ y $m_r \in [1.0, 1.2]$	100
Figura 4.20.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$	102
Figura 4.21.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$	103
Figura 4.22.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$	103
Figura 4.23.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$	104
Figura 4.24.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{UV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$	104
Figura 5.1.: Dependencia de la radiación solar total respecto a las nubes.....	112
Figura 5.2.: Dependencia de la radiación solar ultravioleta respecto a las nubes.....	112
Figura 5.3.: Dependencia del cociente entre la radiación solar ultravioleta y total respecto a las nubes.....	113
Figura 5.4.: Radiación solar ultravioleta y total y cociente entre ambas para días con distintas condiciones de nubosidad en Estambul.....	114
Figura 5.5.: Variación de la radiación total diaria y de la ultravioleta diaria en Corvallis, Oregón	115
Figura 5.6.: Porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total frente a k_t	120
Figura 5.7.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1996 en Córdoba.....	126
Figura 5.8.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1997 en Córdoba.....	127
Figura 5.9.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1999 en Córdoba.....	127

Figura 5.10.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 2000 en Córdoba.....	128
Figura 5.11.: Variación anual de la radiación solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , para los datos diarios promediados desde 1995 hasta 2001.....	129
Figura 5.12.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de enero en Córdoba.....	131
Figura 5.13.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de febrero en Córdoba.....	131
Figura 5.14.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de marzo en Córdoba.....	132
Figura 5.15.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de abril en Córdoba.....	132
Figura 5.16.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de mayo en Córdoba.....	132
Figura 5.17.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de junio en Córdoba.....	133
Figura 5.18.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de julio en Córdoba.....	133
Figura 5.19.: Distribución de frecuencias de la radiación solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de agosto en Córdoba.....	133
Figura 5.20.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de septiembre en Córdoba.....	134
Figura 5.21.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de octubre en Córdoba.....	134
Figura 5.22.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de noviembre en Córdoba.....	134
Figura 5.23.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de diciembre en Córdoba.....	135
Figura 5.24.: Máximos de radiación solar ultravioleta diaria mensual, H_{UV}^d , para Valencia (Martínez-Lozano et al., 1996) y Córdoba.....	142

Figura 5.25.: Máximos, mínimos y promedios de radiación ultravioleta diaria mensual (H_{UV}^d) en Córdoba.....	143
Figura 5.26.: Máximos, mínimos y promedios de radiación total diaria mensual (H_G^d) en Córdoba para los datos registrados desde 1995 hasta 2001.....	143
Figura 5.27.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1996.....	144
Figura 5.28.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1997.....	144
Figura 5.29.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1999.....	145
Figura 5.30.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d y ultravioleta, H_{UV}^d , de 2000.....	145
Figura 5.31.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , para los datos promediados desde 1995 hasta 2001.....	146
Figura 5.32.: Radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , acumuladas en cada mes del año	147
Figura 5.33.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para enero a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	147
Figura 5.34.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para febrero a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	148
Figura 5.35.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para marzo a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	148
Figura 5.36.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para abril a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	149
Figura 5.37.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para mayo a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	149

Figura 5.38.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para junio a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	150
Figura 5.39.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para julio a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	150
Figura 5.40.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para agosto a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	151
Figura 5.41.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para septiembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	151
Figura 5.42.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para octubre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	152
Figura 5.43.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para noviembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	152
Figura 5.44.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para diciembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001.....	153
Figura 5.45.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 1998.....	155
Figura 5.46.: Comparación de la variación anual de la radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , experimental y estimada.....	156
Figura 5.47.: Razón entre la radiación diaria ultravioleta y la radiación solar total diaria, H_{UV}^d / H_G^d , frente a la radiación solar total diaria, H_G^d	157
Figura 5.48.: Dependencia del cociente adimensional entre la radiación solar ultravioleta y la difusa, H_{UV}^d / H_D^d , y el cociente entre la radiación difusa y la solar total H_D^d / H_G^d	158
Figura 5.49.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en enero en Córdoba.....	160
Figura 5.50.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en febrero en Córdoba.....	161

Figura 5.51.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en marzo en Córdoba.....	161
Figura 5.52.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en abril en Córdoba.....	162
Figura 5.53.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en mayo en Córdoba.....	162
Figura 5.54.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en junio en Córdoba.....	163
Figura 5.55.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en julio en Córdoba.....	163
Figura 5.56.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en agosto en Córdoba.....	164
Figura 5.57.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en septiembre en Córdoba.....	164
Figura 5.58.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en octubre en Córdoba.....	165
Figura 5.59.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en noviembre en Córdoba.....	165
Figura 5.60.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en diciembre en Córdoba.....	166
Figura 5.61.: Variación anual de la radiación solar ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , a primera hora de la mañana, al mediodía y a última hora de la tarde.....	167
Figura 5.62.: Variación anual de la radiación solar total horaria media, H_G^h , a primera hora de la mañana, al mediodía y a última hora de la tarde.....	167
Figura 5.63.: Cociente entre la radiación solar, tanto total, H_G^h , como ultravioleta, H_{UV}^h , registradas al mediodía y a primera hora de la mañana.....	168
Figura 5.64.: Cociente entre la radiación solar, tanto total, H_G^h , como ultravioleta, H_{UV}^h , registradas al mediodía y a última hora de la tarde.....	168
Figura 5.65.: Dependencia de la radiación solar total horaria media, H_G^h , respecto a la masa óptica de aire, m_r	169
Figura 5.66.: Dependencia de la radiación solar ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , respecto a la masa óptica de aire, m_r	170

Figura 5.67.: Dependencia del cociente entre la radiación solar ultravioleta horaria, H_{UV}^h , y la total, H_G^h , respecto a la masa óptica de aire, m_r	171
Figura 5.68.: Variabilidad diurna del cociente entre la radiación solar ultravioleta horaria, H_{UV}^h , y la total, H_G^h , para el mes de junio.....	171
Figura 5.69.: Radiación solar total y ultravioleta acumulada al día cada mes del año.	172
Figura 5.70.: Variación diurna del coeficiente de asimetría para la radiación solar total horaria de los meses de marzo, junio, julio y noviembre.....	189
Figura 5.71.: Variación diurna del coeficiente de asimetría para la radiación solar ultravioleta horaria de los meses de marzo, junio, julio y noviembre	190
Figura 5.72.: Variación diurna del coeficiente de curtosis para la radiación solar total y ultravioleta horaria de los meses de julio y septiembre.....	190
Figura 5.73.: Variación diurna de la desviación estándar para la radiación solar total y ultravioleta horaria de los meses de abril y julio.....	191
Figura 5.74.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de febrero en Córdoba.....	192
Figura 5.75.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de junio en Córdoba.....	193
Figura 5.76.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de septiembre en Córdoba	193
Figura 5.77.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de diciembre en Córdoba.....	194
Figura 5.78.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en enero.....	196
Figura 5.79.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en febrero.....	196
Figura 5.80.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en marzo.....	197
Figura 5.81.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en abril.....	197
Figura 5.82.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en mayo.....	198
Figura 5.83.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en junio.....	198
Figura 5.84.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en julio.....	199
Figura 5.85.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en agosto.....	199
Figura 5.86.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en septiembre.....	200

Figura 5.87.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en octubre.....	200
Figura 5.88.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en noviembre.....	201
Figura 5.89.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en diciembre.....	201
Figura 5.90.: Comparación de los cocientes entre la radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia para en día del mes de mayo.....	215
Figura 5.91.: Comparación de los niveles de radiación solar total para días con y sin nubes.....	214
Figura 5.92.: Comparación de los niveles de radiación solar ultravioleta para días con y sin nubes.....	217
Figura 5.93.: Variabilidad del cociente H_{UV}^h / H_G^h ante diferentes condiciones de nubosidad.....	218
Figura 5.94.: Dependencia de la radiación total horaria, H_G^h , respecto al índice de claridad total, k_t	220
Figura 5.95.: Dependencia de la radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , respecto al índice de claridad total, k_t	221
Figura 5.96.: Dependencia del cociente H_{UV}^h / H_G^h respecto al índice de claridad total, k_t	221
Figura 6.1.: Variaciones de temperatura y concentraciones de O ₃ en las principales capas atmosféricas	228
Figura 6.2.: "Mini-agujero de ozono" registrado en la Península Ibérica durante los días 9 y 10 de enero de 2004.	237
Figura 6.3.: Espectrofotómetro Dobson	237
Figura 6.4.: Estaciones Brewer en Europa.....	238
Figura 6.5.: Esquema del dispositivo óptico para la medición de ozono total en el interior de los satélites del programa total Ozono Mapping Spectrometer (TOMS) de la NASA.....	239
Figura 6.6.: Red de observación y vigilancia de ozono y radiación ultravioleta del INM en España.....	240
Figura 6.7.: UV-Biometer 501, Solar Light Co.....	243
Figura 6.8.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 28/12/2003.....	249
Figura 6.9.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 22/10/2004.....	250
Figura 6.10.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 30/03/2005.....	251
Figure 6.11.: R_{UV} frente a TCO para $19^\circ \leq \text{sza} < 25^\circ$	253

Figure 6.12.: R_{UV} frente a TCO para $25^{\circ} \leq s_{za} < 30^{\circ}$	253
Figure 6.13.: R_{UV} frente a TCO para $30^{\circ} \leq s_{za} < 35^{\circ}$	254
Figure 6.14.: R_{UV} frente a TCO para $35^{\circ} \leq s_{za} < 40^{\circ}$	254
Figure 6.15.: R_{UV} frente a TCO para $40^{\circ} \leq s_{za} < 45^{\circ}$	255
Figure 6.16.: R_{UV} frente a TCO para $45^{\circ} \leq s_{za} < 50^{\circ}$	255
Figure 6.17.: R_{UV} frente a TCO para $50^{\circ} \leq s_{za} < 55^{\circ}$	256
Figure 6.18.: R_{UV} frente a TCO para $55^{\circ} \leq s_{za} < 60^{\circ}$	256
Figure 6.19.: R_{UV} frente a TCO para $60^{\circ} \leq s_{za} < 65^{\circ}$	257
Figure 6.20.: R_{UV} frente a TCO para $65^{\circ} \leq s_{za} < 70^{\circ}$	257
Figura 6.21.: R_{UV} frente a TCO para $70^{\circ} \leq s_{za} < 75^{\circ}$	258
Figura 6.22.: Ajuste de R_{UV0} respecto al ángulo cenital solar.....	258
Figura 6.23.: Ajuste de TCO respecto a R_{Oz}	259
Figura 6.24.: Representación de los valores de TCO modelados, O_3^{model} , respecto de los experimentales, $O_3^{experimental}$	260
Figura 6.25.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 01/12/2005.....	262
Figura 6.26.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 06/12/2005.....	262
Figura 6.27.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 12/12/2005.....	263
Figura 6.28.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 13/12/2005.....	263
Figura 6.29.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 15/12/2005.....	264
Figura 6.30.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 20/12/2005.....	264
Figura 6.31.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 29/12/2005.....	265
Figura 6.32.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 30/12/2005.....	265
Figura 6.33.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 01/03/2006.....	266
Figura 6.34.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 02/03/2006.....	266
Figura 6.35.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 30/12/2005.....	267
Figura 6.36.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 01/03/2006.....	268
Figura 6.37.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 02/03/2006.....	268

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1.: Propiedades principales del Sol.....	8
Tabla 2.2.: Albedo ultravioleta de algunas superficies.....	46
Tabla 3.1. Características de los pirheliómetros operacionales.....	52
Tabla 3.2.:Características de los piránómetros operacionales.....	54
Tabla 3.3.: Piránómetros para la medida de radiación total.....	58
Tabla 3.4.: Piránómetros para recalibración.....	58
Tabla 3.5.: Pirheliómetro para la medida de radiación directa.....	59
Tabla 3.6.: Piránómetros para la medida de radiación ultravioleta.....	60
Tabla 3.7.: Formato de los ficheros de medidas.....	64
Tabla 4.1.: Parámetros del ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de las Distribución de Frecuencias Relativas de k_t en Córdoba para distintos intervalos de m_r	93
Tabla 4.2.: Aplicabilidad del modelo de Tovar et al. (1998) para la localidad de Córdoba.....	93
Tabla 4.3.: Estadísticos más significativos de las Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r	97
Tabla 4.4.: Parámetros del ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r	102
Tabla 4.5.: Pruebas de aplicabilidad del modelo de simulación.....	105
Tabla 5.1.: Razón entre la radiación ultravioleta y la radiación total, $(H_{UV} / H_G)_m$, desviación estándar, σ , y número de medidas, n , el para el agrupamiento estacional en Corvalis, Oregon, USA	110
Tabla 5.2.: Razón entre la radiación ultravioleta y la radiación total para el agrupamiento basado en las condiciones de cielo en Corvalis, Oregon, USA	113
Tabla 5.3: Modelos lineales de la radiación solar ultravioleta en función de la radiación solar total.....	116
Tabla 5.4.: Correlaciones entre la radiación ultravioleta y diferentes parámetros climatológicos.....	117
Tabla 5.5.: Coeficientes de la correlación obtenidos por Sadler (1992) para medidas diarias.....	119
Tabla 5.6.: Media mensual de la radiación diaria solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , y porcentajes de H_{UV}^d / H_G^d en Córdoba.....	130
Tabla 5.7.: Porcentajes de radiación diaria ultravioleta H_{UV}^d respecto a la radiación diaria total H_G^d para diferentes localidades.....	130
Tabla 5.8.: Estudio estadístico de la radiación solar total diaria	136
Tabla 5.9.: Estudio estadístico de la radiación ultravioleta diaria	137

Tabla 5.10.: Media mensual de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , valores máximos y mínimos de la radiación solar total, $(H_G^d)_{\max}$ y $(H_G^d)_{\min}$, y ultravioleta, $(H_{UV}^d)_{\max}$ y $(H_{UV}^d)_{\min}$, para cada mes y porcentajes entre cada pareja de variables.....	140
Tabla 5.11.: Ajuste de la radiación ultravioleta diaria, H_{UV}^d , en función de la radiación solar total, H_G^d , de acuerdo con la expresión matemática 5.23	154
Tabla 5.12.: Ajuste de la radiación ultravioleta diaria (H_{UV}^d) en función de la radiación solar total (H_G^d) de acuerdo con la expresión matemática 5.24.....	154
Tabla 5.13.: Discusión de modelos matemáticos entre el cociente adimensional de la radiación solar ultravioleta y la radiación difusa, H_{UV}^d/H_D^d , y el cociente de la radiación difusa y la radiación solar total, H_D^d/H_G^d	159
Tabla 5.14.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de enero en Córdoba	174
Tabla 5.15.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de febrero en Córdoba	175
Tabla 5.16.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de marzo en Córdoba	176
Tabla 5.17.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de abril en Córdoba	177
Tabla 5.18.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de mayo en Córdoba	178
Tabla 5.19.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de junio en Córdoba	179
Tabla 5.20.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de julio en Córdoba	180
Tabla 5.21.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de agosto en Córdoba	181
Tabla 5.22.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de septiembre en Córdoba	182
Tabla 5.23.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de octubre en Córdoba	183
Tabla 5.24.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de noviembre en Córdoba	184
Tabla 5.25.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de diciembre en Córdoba.....	185
Tabla 5.26.: Valores medios de Radiación Solar Total Horaria	186
Tabla 5.27.: Valores medios de Radiación Solar Ultravioleta Horaria	186
Tabla 5.28.: Valores máximos de Radiación Solar Total Horaria	187
Tabla 5.29.: Valores máximos de Radiación Solar Ultravioleta Horaria	187
Tabla 5.30.: Valores mínimos de Radiación Solar Total Horaria	188

Tabla 5.31.: Valores mínimos de Radiación Solar Ultravioleta Horaria	188
Tabla 5.32.: Ajuste de los datos experimentales a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$	194
Tabla 5.33.: Ajuste de los datos experimentales a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h$	195
Tabla 5.34.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de enero en Valencia.....	202
Tabla 5.35.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de febrero en Valencia.....	203
Tabla 5.36.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de marzo en Valencia.....	204
Tabla 5.37.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de abril en Valencia.....	205
Tabla 5.38.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de mayo en Valencia.....	206
Tabla 5.39.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de junio en Valencia.....	207
Tabla 5.40.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de julio en Valencia.....	208
Tabla 5.41.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de agosto en Valencia.....	209
Tabla 5.42.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de septiembre en Valencia.....	210
Tabla 5.43.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de octubre en Valencia.....	211
Tabla 5.44.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de noviembre en Valencia.....	212
Tabla 5.45.: Estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta horaria de diciembre en Valencia.....	213
Tabla 5.46.: Radiación Acumulada total y ultravioleta en Valencia y Córdoba.....	215
Tabla 5.47.: Ajuste de los datos experimentales de Valencia a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$	216
Tabla 5.48.: Ajuste de los datos experimentales de Valencia a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h$	217
Tabla 5.49.: Atenuación de la radiación solar total y ultravioleta por el efecto de la nubosidad.....	219
Tabla 5.50.: Influencia de la nubosidad en el cociente H_{UV}^h / H_G^h	220
Tabla 5.51.: Valor medio del cociente H_{UV}^h / H_G^h para distintos intervalos del índice de claridad total k_t	223
Tabla 5.52.: Ajuste de los datos experimentales de Córdoba a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$ para distintos intervalos del índice de claridad total k_t	223

Tabla 6.1: Días seleccionados, número de datos de radiación ultravioleta eritemática (UV-B) y solar total (H_G) y columna total de ozono (TCO) para cada día y diferencia relativa entre las medidas de TCO del TOMS y las experimentales del Brewer de la estación radiométrica de la Universidad de Tasmania, $\Delta[O_3(\%)]$	248
Tabla 6.2: Intervalos de ángulo cenital solar (sza) considerados y número de casos (N), media (M), desviación estándar (SD), mínimo (mn) y máximo (Mx) de R_{UV} para cada intervalo.....	252
Tabla 6.4: Validación del modelo para la TCO.....	261

CAPÍTULO 1:
INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1.- INTRODUCCIÓN

La radiación solar es un factor natural importante para la vida terrestre, ya que moldea el clima de la Tierra y ejerce una influencia significativa sobre el medio ambiente. De esta forma, la existencia de la vida en la Tierra depende de un modo fundamental de la radiación solar y, en particular, de la cantidad de radiación ultravioleta (UV) que incide sobre los organismos vivos. Esta componente, aunque contribuye con relativamente poca energía al espectro solar, al representar sólo un 8.3% del espectro solar extraterrestre (Stamnes, 1993) y un 5% de la radiación que llega a la superficie de la Tierra, juega un papel muy importante en varios procesos de la biosfera pues, es biológicamente muy activa y posee, no sólo varios efectos beneficiosos, sino que, si se exceden ciertos límites de seguridad, también puede resultar muy perjudicial para animales, plantas y seres humanos (Grant and Heisler, 1997).

Así, por ejemplo, por lo que a los seres vivos respecta, si la cantidad de radiación ultravioleta es elevada, se agotan los mecanismos de autoprotección de algunas especies biológicas y sus organismos pueden resultar seriamente dañados. Concretamente, en el caso del ser humano, la exposición continuada a altos valores de radiación ultravioleta puede derivar en envejecimiento prematuro de la piel, aparición de arrugas y aumento de la probabilidad de padecer enfermedades relacionadas con la depresión del sistema inmunológico, cataratas oculares y cáncer de piel (Córdoba et al., 1997), que es la manifestación extrema de la acción destructiva de la radiación solar en el hombre. Por otra parte, los materiales utilizados en la construcción, las pinturas, los envases y muchas otras sustancias son degradados por la radiación ultravioleta, siendo los plásticos utilizados al aire libre los más afectados.

Todas estas razones justifican la creciente demanda de investigación sobre la radiación ultravioleta por parte de diferentes sectores de nuestra sociedad. De esta forma, el conocimiento claro de su disponibilidad y de su variación, tanto temporal como espacial, incide de forma muy importante en múltiples áreas de investigación:

- Desarrollo y modificación de ecosistemas (Bothwell, 1994; Häder, 1997).

- Formación y descomposición de contaminantes urbanos e industriales fotosensibles (Nader, 1969; Shettle, 1972; Riordan et al., 1990; Vidal et al., 1994).
- Incidencia en cánceres de piel y en cataratas (Ellison et al., 1981; Pérez López et al., 1993).
- Fotodescomposición de herbicidas empleados usualmente (Vidal et al., 1994).
- Fotodegradación de plásticos, colorantes, pinturas y fibras naturales y sintéticas (Davis et al., 1983; Yamasaki, 1983; De Francisco and Castillo, 1985; Gerlock and Bauer, 1995).
- Funcionamiento correcto de los simuladores solares usados en estudios de degradaciones aceleradas en función de distintos comportamientos climáticos de la radiación (Crommelynck and Joukoff, 1990; Delre and Willer, 1995).
- Influencia en el cambio climático mundial (Heath, 1988; Toumi et al., 1994; Bojkov, 1997).

1.2.- OBJETIVOS

A pesar de su importancia en tantos campos científicos y tecnológicos y del problema de la reducción de la concentración estratosférica de ozono, la red mundial de medidas de radiación ultravioleta está muy poco extendida (Kudish and Evseev, 2000), lo que puede ser parcialmente justificado por el relativamente alto coste de la instrumentación requerida para monitorizar la radiación ultravioleta terrestre (Gardiner, 1997). Por otra parte, la naturaleza fluctuante de la radiación solar no permite predecir fácilmente el comportamiento de su componente ultravioleta ante variaciones de determinados factores climáticos y antropogénicos.

En base a lo anterior, resulta de gran importancia, interés y originalidad caracterizar el comportamiento de la radiación ultravioleta total y su componente espectral UV-B, modelando la variabilidad de estas medidas respecto a diferentes condiciones atmosféricas, meteorológicas y geográficas. De esta forma, en esta Tesis Doctoral se presenta un estudio pormenorizado del comportamiento de la componente ultravioleta de la radiación solar, centrándose en los siguientes objetivos:

- Modelar las distribuciones del índice de claridad total y ultravioleta en función de la masa de aire atravesada.
- Modelar la radiación ultravioleta en función de la radiación total.
 - Modelar la dependencia entre la radiación ultravioleta horaria y la radiación total horaria.
 - Modelar la dependencia entre la radiación ultravioleta diaria y la radiación total diaria.
- Modelar la dependencia de la razón entre la radiación UV-B eritemática y la total con respecto a la columna total de ozono.

1.3.- GRADO DE INNOVACIÓN PREVISTO

Como se ha argumentado antes, el conocimiento de la disponibilidad y de la variación, tanto temporal como espacial, de la radiación ultravioleta solar es importante en muchas áreas científicas y tecnológicas. A pesar de estar creciendo el número de estaciones que registran medidas en banda ancha de ultravioleta y UV-B (estas últimas en bastante menor número), la mayoría de ellas han sido establecidas recientemente y, hasta la fecha, se han publicado pocos resultados que cubran largos periodos de tiempo. Por el contrario, hay abundancia de series largas de radiación global total sobre superficie horizontal en numerosas estaciones. Por tanto, existe un gran interés en determinar modelos entre las diferentes componentes espectrales y la radiación solar total.

Por otra parte, las nubes se presentan como uno de los principales factores que afectan a la radiación solar que alcanza la superficie terrestre (Spihirne et al., 1978; Wright, 2000). Sin embargo, debido a su naturaleza fluctuante y a la diversidad de tipos de nubes y componentes de las mismas, entre otros factores, la nubosidad es muy difícil de parametrizar y, consecuentemente, resulta complicado determinar su influencia (Zavodska and Reichrt, 1985). Por ello, también existe un gran interés en determinar la transmitancia de la irradiancia total y ultravioleta para diferentes condiciones atmosféricas y climáticas, en términos de sus respectivos índices de claridad, k_t y k_{tUV} , pues, el empleo de parámetros adimensionales en los modelos garantiza la posibilidad de comparar con otras localidades.

Asimismo, ante la disminución de la capa de ozono y el consecuente incremento de la radiación solar ultravioleta que alcanza la superficie terrestre, la sociedad demanda información e investigación en torno a esta problemática, así como medidas preventivas basadas en los resultados de estos estudios. De esta forma, se ha establecido una red mundial de medida de columna total de ozono y resultan de gran utilidad aquellos modelos que, como el que se presenta en esta Tesis, permitan determinar la cantidad de ozono en la atmósfera a partir de variables geográficas, radiométricas o meteorológicas comunes.

Por último, la influencia que la radiación ultravioleta ejerce sobre la vida terrestre es particularmente notable en el área mediterránea, donde, debido al elevado número de horas de sol que se registran a lo largo del año, los efectos de la radiación ultravioleta sobre la salud de sus habitantes son muy importantes y la aplicación de las tecnologías solares basadas en este tipo de radiación (desarrolladas, por ejemplo, en la Plataforma Solar de Almería) puede tener un gran desarrollo e implantación (Pedrós et al., 1995). De esta forma, el estudio que se presenta permite avanzar en la caracterización de la radiación solar ultravioleta, no sólo en el entorno de Córdoba sino también en el área mediterránea española.

1.4.- ESTRUCTURA DEL ESTUDIO

De acuerdo con los objetivos planteados, la presente memoria se ha estructurado en los apartados que se describen a continuación.

En primer lugar, el Capítulo 2 está dedicado a introducir el fenómeno de la radiación solar. Si bien, este capítulo no trata de presentar todos los estudios e investigaciones desarrollados en este campo de conocimiento, con él se pretende exponer de forma breve los aspectos más generales de este fenómeno para, a continuación, centrarse en la componente ultravioleta, aspecto central de esta Tesis Doctoral. De esta forma, se exponen sus principales características y los factores que la condicionan.

La realización de este trabajo de investigación se basa principalmente en las medidas experimentales de radiación total y ultravioleta que, desde 1990 y 1993, respectivamente, se vienen registrando en el Departamento de Física Aplicada en la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Córdoba. En el Capítulo 3 se muestra el dispositivo experimental para la adquisición de medidas, es decir, la descripción del tipo de medidas y de los aparatos que han servido para desarrollar este trabajo, así como la filosofía empleada para el procesamiento de los datos obtenidos.

No obstante, como veremos posteriormente, no todos los estudios que se presentan en esta memoria se basan únicamente en datos del referido emplazamiento. Por el contrario, se han utilizado medidas experimentales de otros lugares tanto del territorio nacional (Valencia) como de otros puntos del mundo (Hobart, Australia). Sin embargo, para mayor simplicidad, se ha considerado oportuno explicar los correspondientes dispositivos experimentales en cada uno de los capítulos en que se presentan los resultados obtenidos a partir de los datos registrados por los mismos.

El capítulo 4 está dedicado al análisis de las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta (k_t y k_{tUV}). De esta forma, tras una breve revisión bibliográfica de los distintos trabajos de investigación en torno a este campo de trabajo en concreto, se presentan los resultados del estudio estadístico de tales distribuciones, así como del ajuste matemático de las correspondientes curvas experimentales.

A continuación, en el capítulo 5 se muestra el estado actual de la línea de investigación en torno a la relación entre la radiación solar ultravioleta y total. De acuerdo con estos estudios previos, se ha desarrollado un análisis comparativo entre ambas componentes a partir de series largas de medidas experimentales registradas en Córdoba, tanto en intervalos diarios como horarios. Para este último caso, se ha desarrollado un estudio comparativo con los datos registrados en otro emplazamiento

del área del Mediterráneo, concretamente Valencia, tal y como se presenta en la segunda parte de este capítulo.

Por último, en el capítulo 6, se expone la situación actual de la problemática en torno a las variaciones en los niveles de ozono en las distintas capas de la atmósfera. Asimismo, se presenta un modelo desarrollado a partir de datos experimentales registrados en Hobart (Australia) para determinar los niveles de la columna total de ozono a partir de medidas experimentales de radiación solar total y UV-B eritemática.

Todos estos trabajos de investigación, parten de un proceso previo de documentación y revisión bibliográfica, del cual se incluye un breve resumen en cada uno de los capítulos. Para ello, se ha recurrido a las numerosas revistas electrónicas de que dispone las bibliotecas universitarias de la UCO y de Tasmania (Australia), así como a los fondos del Departamento de Física Aplicada y de la Hemeroteca de la Granja del Estado.

Finalmente, se presentan las principales conclusiones que se derivan del trabajo realizado, la situación de la línea de investigación y las perspectivas de trabajo. En el anexo final se adjuntan las comunicaciones aceptadas en revistas científicas, tanto de carácter nacional como internacional, estas últimas indexadas, así como en diferentes eventos y congresos de carácter científico en los que se han presentado parte de los resultados obtenidos.

CAPÍTULO 2:

ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

RESUMEN

En este capítulo se presenta el marco teórico en el que se encuadra el presente trabajo de investigación. De esta forma, se exponen brevemente los principios básicos en torno al fenómeno físico de la radiación solar. Concretamente, se citan las principales características de la fuente de energía de la que procede esta radiación, esto es, el Sol, y los principales aspectos de la geometría del sistema Sol-Tierra, que determina en gran medida la cantidad de radiación que se recibe en dicho planeta. Por otra parte, se resumen los principales procesos a los que la radiación solar se ve sometida en su paso a través de la atmósfera, envoltura gaseosa que protege a la Tierra y que también resulta determinante en el fenómeno físico que nos ocupa. Por último, revisaremos la influencia que todos estos aspectos ejercen en particular sobre la componente ultravioleta de la radiación solar, aspecto central de esta Tesis Doctoral.

2.1.- EL SOL COMO FUENTE ENERGÉTICA.

Recibe el nombre genérico de **radiación solar** la energía aportada a la superficie terrestre en forma de radiación electromagnética procedente del Sol (Batlles et al., 1998), fuente de energía más abundante y limpia de que disponemos los seres vivos que habitamos el planeta Tierra. Sin embargo, la dispersión y discontinuidad de este tipo de energía dificultan notablemente su aprovechamiento, lo que la sitúa en desventaja en relación a otros tipos de fuentes energéticas. Y es que, como veremos a continuación, la radiación solar se ve afectada por diferentes factores (localización geográfica, efecto de la atmósfera, presencia o no de nubosidad, etc.) que van a determinar su naturaleza (directa o difusa) y el valor finalmente observado. Asimismo, se trata de un fenómeno dinámico en el que, no sólo se pueden distinguir ciertas pautas deterministas (ciclos estacionales y diarios) que pueden ser representadas de forma elemental por relaciones astronómicas, sino que también presenta comportamientos de tipo aleatorio, que dificultan su estimación mediante modelos u otros procedimientos indirectos.

La fuente de esta energía, esto es, el Sol, es una estrella enana poco evolucionada, a pesar de que se le calcula una edad de unos 5000 millones de años, y que puede ser tratada como una esfera de materia gaseosa no homogénea. La tabla 2.1.

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

presenta las principales características de este astro de $1.392 \cdot 10^6$ km de diámetro, $1.99 \cdot 10^{30}$ kg de masa y que se encuentra a una distancia media de la Tierra de unos $1.5 \cdot 10^8$ km. En cuanto a su composición química, el Hidrogeno constituye el 74 % de su masa, el Helio el 25 % y el 1 % restante está formado por una pequeña cantidad de elementos pesados como Hierro, Silicio, Neón y Carbono.

Tabla 2.1.: Propiedades principales del Sol

Masa:	1.99×10^{30} kg
Diámetro:	1.392×10^9 m
Superficie:	6.087×10^{18} m²
Volumen:	1.412×10^{27} m³
Densidad media:	1.41×10^3 kg/m³
Diámetro angular (desde la Tierra):	31 m 59.3 s
Distancia media Tierra-Sol:	1.496×10^{11} m
Temperatura efectiva:	5777 K
Potencia:	3.86×10^{26} W

En su interior, esto es, en el *núcleo*, que se extiende hasta unos 0.7 radios solares desde el centro y presenta una densidad de 90 g/cm^3 , se alcanzan temperaturas de $15 \cdot 10^6$ K. Con estos niveles de temperatura, se dan las condiciones para que se produzcan reacciones nucleares de fusión que mantienen al núcleo en estado incandescente. Concretamente, en dichos procesos de fusión nuclear, de tipo protón-protón, cuatro protones de Hidrógeno se convierten en uno de Helio, produciéndose un defecto de masa que se transforma en energía. Esta energía que se libera en el interior del Sol, se transfiere por procesos de convección y radiación a la superficie y desde allí, se emite al espacio exterior.

De esta forma, podemos considerar al Sol como un gran reactor de fusión en el que cada segundo 700 millones de toneladas de hidrógeno son transformadas en helio de acuerdo con la reacción 2.1:



Como consecuencia de dichas reacciones, se alcanzan temperaturas muy elevadas y se liberan enormes cantidades de energía en forma de radiación electromagnética, de acuerdo con la Ley de Prevost que establece que todo cuerpo a temperatura superior a 0K, es decir, todos los cuerpos, emiten radiación electromagnética como consecuencia del movimiento acelerado de las partículas cargadas que los constituyen. Como cualquier otra radiación del espectro electromagnético, la radiación solar puede ser analizada desde un doble aspecto:

- ATENDIENDO A SU NATURALEZA ONDULATORIA: De acuerdo con este aspecto, la radiación solar se propaga por el espacio como las ondas electromagnéticas planas en el espacio libre. Por lo que se pueden aplicar las ecuaciones de Maxwell a partir de las cuales se obtiene que la velocidad de propagación c de cualquier onda electromagnética en un medio de permitividad $\epsilon = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$ y permeabilidad $\mu = 4\pi \cdot 10^{-10} \text{ H/m}$, como es el caso del espacio libre, tiene valor

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} = 2.99 \cdot 10^8 \text{ m/s} \quad (2.2)$$

- ATENDIENDO A SU NATURALEZA CORPUSCULAR: Desde el punto de vista corpuscular, la radiación solar puede ser considerada de acuerdo a la teoría de los fotones o de los "cuantos de energía", como un conjunto formado por un elevadísimo número de "agrupamientos" energéticos discretos denominados *fotones* o *cuantos* (unidades naturales de transporte de energía), que únicamente se diferencian entre sí por el valor de su longitud de onda. Así, la energía de la radiación será igual a la suma de la energía de los fotones de distinta longitud de onda que la forman dada por la ecuación 2.3.:

$$E = hf = h \frac{c}{\lambda} \quad (2.3)$$

donde f es la frecuencia, h la constante de Plank y c la velocidad de la luz.

A continuación del núcleo, la zona comprendida entre 0.7 y 1 radio solar, cuyo límite exterior recibe el nombre de Fotosfera, es una zona convectiva de unos 300 a 400 km de espesor, con temperatura y densidad del orden de 6000 K y 10^{-8} g/cm^3 respectivamente. La Fotosfera se puede considerar como la superficie del Sol y se dice que se comporta como un cuerpo negro ya que emite toda la radiación que le llega del núcleo.

Por encima de esta capa, encontramos la *Cromosfera*, de unos 10000 km y temperatura más elevada y baja densidad. Tras esta, existe una región de transición muy estrecha, en la que las propiedades varían bruscamente y, finalmente, la *Corona Solar*, cuya temperatura alcanza los 10^6 K, pero con muy baja densidad, lo que hace que su poder emisor sea muy débil.

En términos de la energía radiante emitida, el Sol puede considerarse como un cuerpo negro, de temperatura efectiva superior a 5700 K que nos hace llegar $1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en forma de radiación electromagnética. Bajo esta consideración de radiador

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

integral (cuerpo negro), la radiación solar seguiría las siguientes leyes:

- *LEY DE PLANCK:* El poder emisor monocromático de un cuerpo negro depende exclusivamente de la longitud de onda, λ , y de su temperatura absoluta, T . Esto se traduce en la siguiente ecuación:

$$M_{\lambda} = C_1 \frac{\lambda^{-5}}{e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1} \quad (2.4)$$

donde M_{λ} se conoce como **poder emisor espectral** y las constantes C_1 y C_2 vienen expresadas en las ecuaciones:

$$C_1 = 2\pi c_0^2 h = 3.7427 \cdot 10^8 \text{ Wm}^4 \text{ m}^{-2} \quad (2.5)$$

$$C_2 = \frac{c_0 h}{k} = 1.4388 \cdot 10^4 \text{ mK} \quad (2.6)$$

- *LEY DE WIEN.* A partir de la ley de Planck (derivando ésta con respecto a λ e igualando a cero), se obtiene la conocida ley de Wien, que indica que *el valor máximo de la distribución espectral de la energía radiada se desplaza hacia longitudes de onda más cortas al aumentar la temperatura*. Esto se expresa mediante la siguiente expresión:

$$\lambda_m \cdot T = 2897.8 \mu\text{mK} \quad (2.7)$$

- *LEY DE STEFAN-BOLTZMAN.* Integrando la ley de Planck en toda la banda de longitudes de onda, se obtiene el **poder emisor total** del cuerpo negro, que se expresa como:

$$M = \int_0^{\infty} M_{\lambda} d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.8)$$

donde:

$$\sigma = 5.6697 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \quad (2.9)$$

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

2.1.1.- LA CONSTANTE SOLAR Y EL ESPECTRO SOLAR

El flujo de energía radiante que el Sol emite en todas las direcciones llega al límite superior de la atmósfera terrestre con un valor prácticamente constante. De esta forma, se define la constante solar, I_{sc} , como la potencia recibida por unidad de superficie normal a la dirección de propagación de la radiación, a la distancia media del Sol a la Tierra, si bien, en realidad esta distancia no es constante y su valor presenta un intervalo de variación anual próximo al 3%.

La determinación experimental de la constante solar se hizo, en un principio, midiendo la radiación que llega a la superficie terrestre después de atravesar la atmósfera, tras ser parcialmente absorbida y dispersada por los constituyentes atmosféricos. Las extrapolaciones a partir de las medidas terrestres realizadas en alta montaña tenían que basarse en cálculos aproximados de la transmisión atmosférica según las longitudes de onda del espectro solar. En este sentido los primeros estudios se deben a Johnson (1954) que proponía un valor de $1395 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Posteriormente, medidas realizadas por Abbot condujeron al valor de $1322 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Actualmente las dos medidas consideradas mas precisas de la constante solar han sido realizadas por la NASA, obtenidas en el periodo 1968-1971 desde un avión volando a gran altitud para minimizar los efectos atmosféricos, y por el World Radiation Center (WRC) en Davos (Suiza). Las dos medidas dieron resultados ligeramente diferentes; el valor obtenido por la NASA fue $1353 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, frente al de $1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ obtenido por el WRC, siendo éste segundo valor el más aceptado actualmente.

2.2.- GEOMETRÍA SOL-TIERRA. POSICIÓN SOLAR

2.2.1.- DISTANCIA TIERRA-SOL

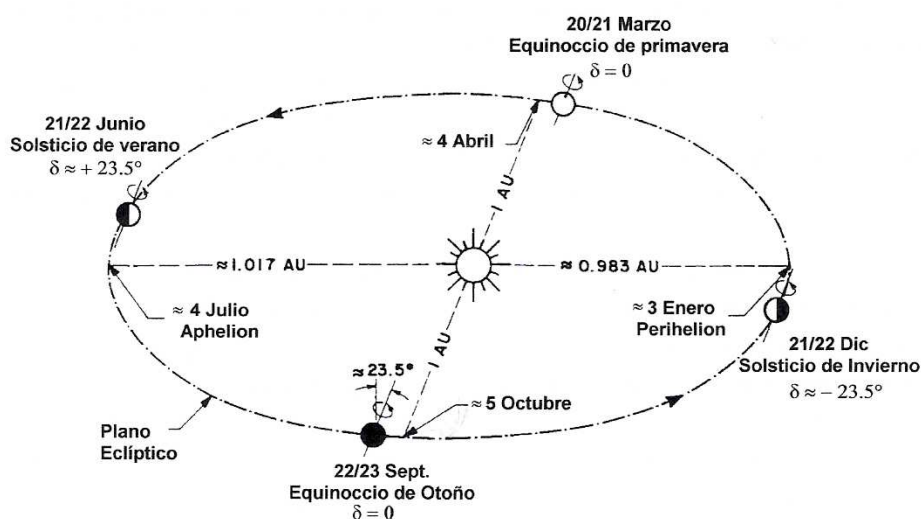


Figura 2.1: Movimiento de la Tierra alrededor del Sol (Iqbal, 1983)

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

La Tierra, al igual que el resto de los planetas y de acuerdo con la primera ley de Kepler, gira alrededor del Sol en una órbita elíptica con el Sol en uno de sus focos (Figura 2.1). La distancia media de la Tierra al Sol, r_0 , define una unidad de longitud denominada *unidad astronómica*, UA, cuyo valor es

$$r_0 = 1.495979 \cdot 10^8 \text{ km} = 1UA \quad (2.10)$$

No obstante, a lo largo del año, la distancia Tierra-Sol, r , varía apreciablemente entre un valor mínimo de 0.983 UA en el paso por el punto de la órbita terrestre más próximo al Sol, denominado perihelio (aproximadamente el día 3 de enero), y un valor máximo de 1.017 UA en el paso por el afelio, punto de la órbita terrestre más alejado del Sol (aproximadamente el 4 de julio). Estas variaciones originan una oscilación anual de un $\pm 3\%$ en la cantidad de radiación solar recibida por la Tierra. Y es que, la cantidad de radiación solar que llega a la Tierra es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al Sol, por lo que es muy importante determinar con precisión el valor preciso de la distancia Tierra-Sol.

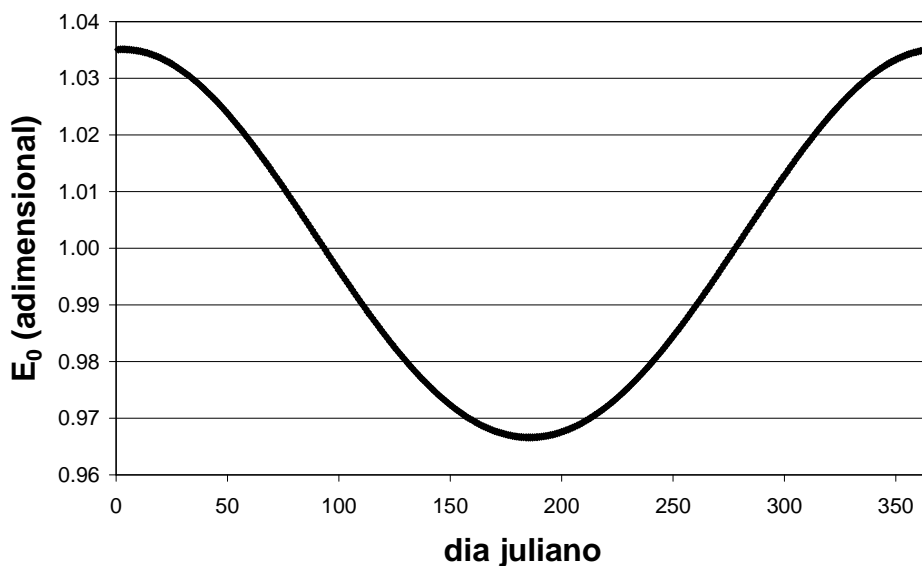


Figura 2.2.: Evolución anual del factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre de acuerdo con la aproximación de Spencer (1971)

Ante estas circunstancias se han desarrollado una serie de expresiones matemáticas de diversa complejidad que permiten determinar la distancia Tierra-Sol de forma simple. Concretamente, Spencer (1971) desarrolló una ecuación para el cálculo de la distancia media Tierra-Sol con un error menor del 0.01 %, mediante una serie de Fourier. En términos del cuadrado del recíproco del factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre (r/r_0), siendo r la distancia Tierra-Sol y r_0 el valor

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

medio de esa distancia, dicha ecuación tiene la forma siguiente:

$$E_0 = \left(\frac{r}{r_0}\right)^2 = 1.000110 + 0.034221\cos(\Gamma) + 0.001280\text{sen}(\Gamma) + 0.000719\cos(2\Gamma) + 0.000077\text{sen}(2\Gamma) \quad (2.11)$$

En esta ecuación, cuya representación gráfica se presenta en la figura 2.2., Γ , dado en radianes, se denomina ángulo diario, y puede calcularse a partir de la ecuación 2.12

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (2.12)$$

donde d_n corresponde al número del día juliano del año ($1 \leq d_n \leq 365$), variando desde 1 para el 1 de enero, hasta 365 para el 31 de diciembre. Asimismo, para muchas aplicaciones tanto en tecnología como en ingeniería se puede aplicar una expresión más simple (Duffie y Beckman, 1980):

$$E_0 = \left(\frac{r}{r_0}\right)^2 = \left[1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi d_n}{365}\right)\right]^{-1} \quad (2.13)$$

2.2.2.- DECLINACIÓN

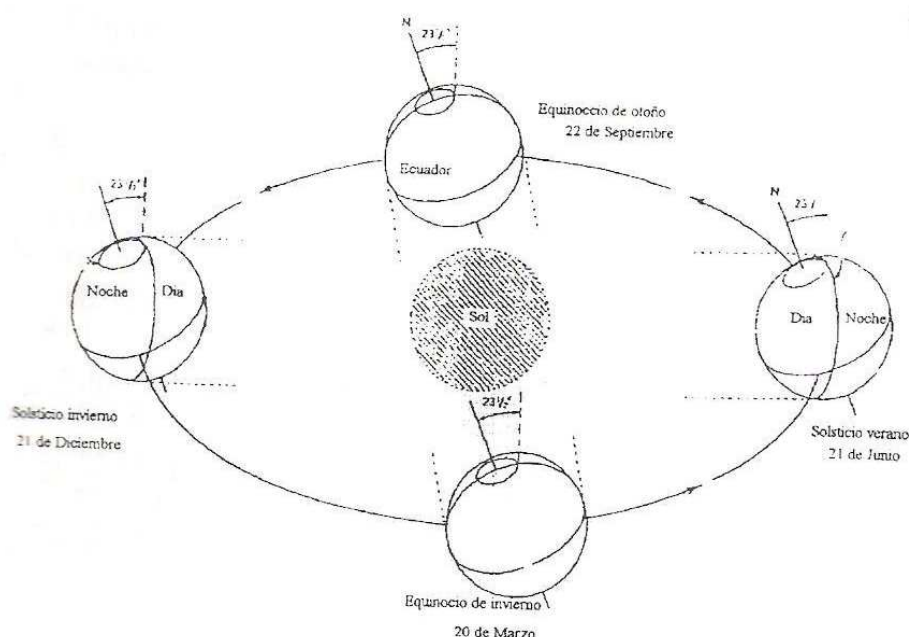


Figura 2.3.: Orientación relativa del eje de la Tierra en su movimiento alrededor del Sol (Strahler, 1971)

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

El plano de revolución de la Tierra alrededor del Sol se denomina Eclíptica. La Tierra, a su vez, gira alrededor de su propio eje, el cual se encuentra inclinado con respecto a la normal al plano de la Eclíptica con un ángulo constante de $23^{\circ}27'$. Debido a esta inclinación del eje de la Tierra, la cantidad de radiación solar recibida durante un día en un punto determinado de la Tierra varía a lo largo del año, dando lugar a los cambios estacionales (Figura 2.3).

El ángulo entre el eje polar y la normal al plano eclíptico permanece invariable, al igual que el formado entre el plano ecuatorial de la Tierra y el plano eclíptico. Sin embargo, el ángulo que forma la línea que une los centros del Sol y la Tierra con el plano ecuatorial terrestre, denominado declinación, varía a lo largo del año desde $+23^{\circ}27'$ en el solsticio de verano hasta los $-23^{\circ}27'$ en el solsticio de invierno, haciéndose cero en los equinoccios de primavera y otoño (figura 2.4). Al igual que para la distancia Tierra-Sol, diversos autores han estudiado técnicas para el cálculo de la declinación, siendo la más común de ellas la de Spencer (1971) que estima la declinación (en sexagesimal) a lo largo del año con un error inferior equivalente a $3'$.

$$\delta = [0.006918 - 0.399912 \cos(\Gamma) + 0.070257 \operatorname{sen}(\Gamma) - 0.006758 \cos(2\Gamma) + 0.000907 \operatorname{sen}(2\Gamma) - 0.002697 \cos(3\Gamma) + 0.00148 \operatorname{sen}(3\Gamma)] \cdot \left(\frac{180}{\pi}\right) \quad (2.14)$$

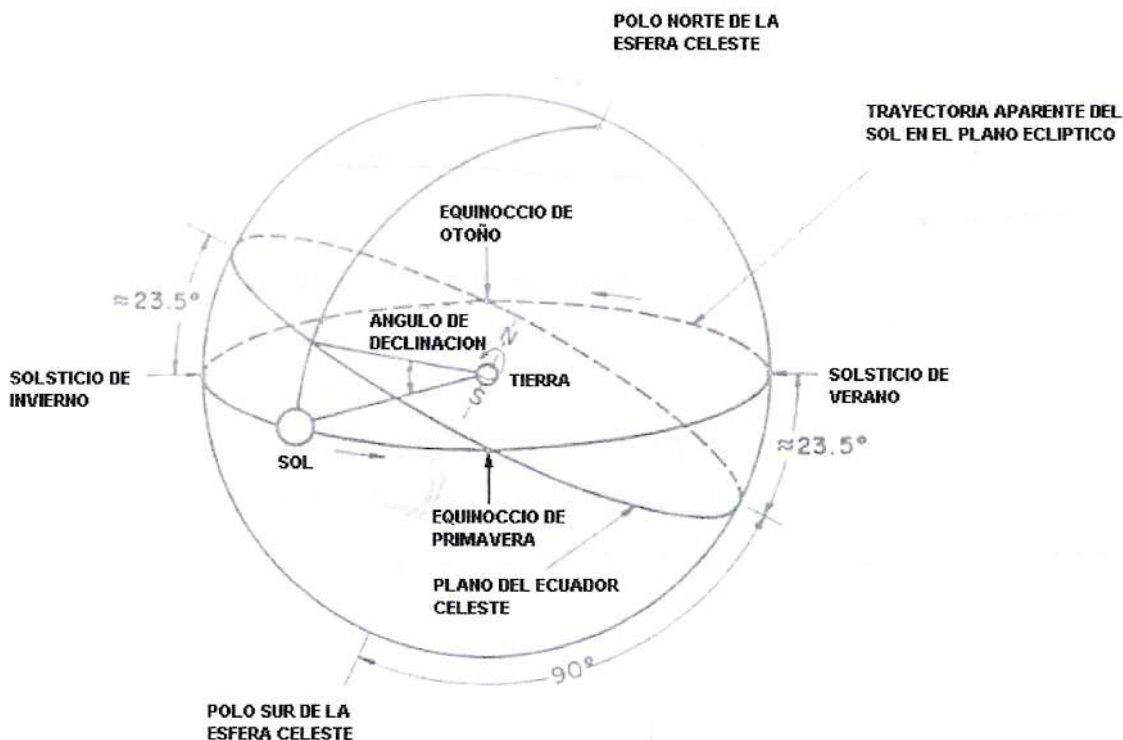


Figura 2.4.: Esfera celeste, movimiento aparente del Sol y variación anual del ángulo de declinación solar (Iqbal, 1983)

2.2.3.- ECUACIÓN DEL TIEMPO

El tiempo solar verdadero está basado en el movimiento de rotación de la Tierra sobre su eje polar y el movimiento de traslación alrededor del sol. Un día solar es el intervalo de tiempo en el que el Sol completa un ciclo alrededor de un observador estacionario en la Tierra. La duración de este día solar no es necesariamente 24 horas. De hecho, como la Tierra gira alrededor del Sol verificándose la ley de las áreas, la velocidad de la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol varía a lo largo del año y, en consecuencia, el día solar no es uniforme.

Para superar esta dificultad se acuerda tomar una esfera terrestre ficticia que posee un movimiento de rotación uniforme alrededor del Sol (órbita circular y ecuador paralelo a la Eclíptica), de manera tal que describe una vuelta completa exactamente en el mismo tiempo que emplea la Tierra en describir un giro alrededor del Sol, dando origen al tiempo solar medio.

La diferencia que existe entre el tiempo solar verdadero y el tiempo solar medio es lo que se denomina ecuación del tiempo, la cual varía de un lugar a otro a lo largo del año. De esta forma, la ecuación del tiempo, E_t , representa la suma algebraica de todas las correcciones que es preciso deducir del tiempo solar verdadero para despejarlo de todas sus irregularidades. Para la determinación de la ecuación del tiempo la literatura ofrece una gran cantidad de referencias, partiendo del uso de gráficas (Whillier, 1965) y fórmulas sencillas (Spencer, 1971; Lamm, 1981), hasta la aplicación de algoritmos complejos (Michalsky, 1988; Blanco-Muriel et al., 2001). Spencer (1971), utilizando de nuevo el método de desarrollo en serie de Fourier, propone la expresión 2.15 para calcular la ecuación del tiempo (en minutos):

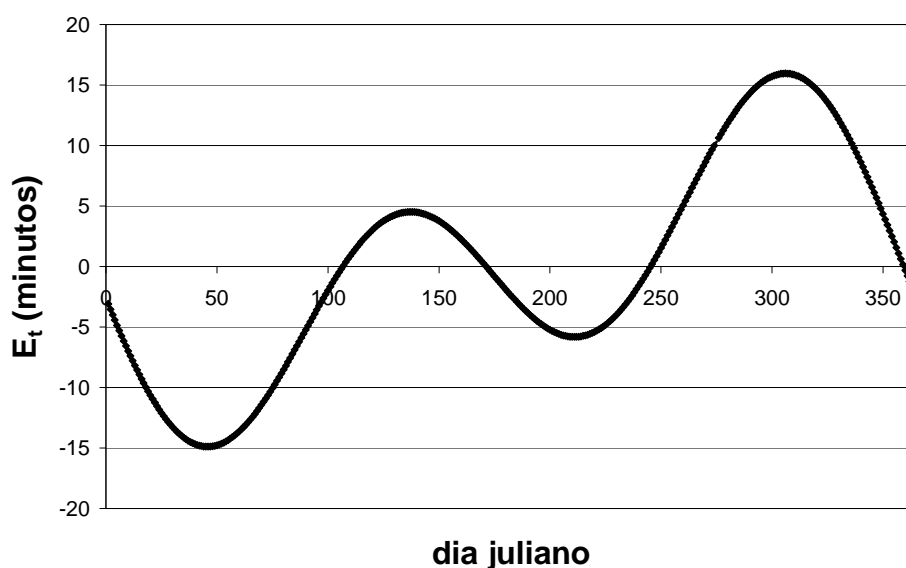


Figura 2.5.: Evolución anual de la ecuación del tiempo según Spencer (1971)

$$E_t = 229.18 \cdot [0.000075 + 0.001868 \cos \Gamma + 0.032077 \operatorname{sen} \Gamma - 0.014615 \cos(2\Gamma) - 0.04089 \operatorname{sen}(2\Gamma)] \quad (2.15)$$

Tal y como se observa en la figura 2.5 en la que se representa gráficamente la ecuación del tiempo a lo largo del año, se puede decir que aproximadamente la ecuación del tiempo alcanza un máximo de 16 minutos y 24 segundos el día 4 de noviembre, un valor mínimo de -14 minutos y 22 segundos el día 11 de febrero y se anula cuatro veces al año, los días 16 de abril, 15 de junio, 2 de septiembre y 25 de diciembre.

Por último, la hora local aparente u hora solar verdadera es la que se expresa haciendo que las doce del mediodía coincida con el paso del Sol por el meridiano del observador. Para pasar de hora standard (TSS) a hora solar verdadera tendremos que realizar dos correcciones: la primera es necesaria para corregir la diferencia entre la longitud del meridiano del observador y la del meridiano de referencia del huso horario correspondiente, mientras que la segunda es la corrección dada por la ecuación del tiempo. Por tanto la hora solar verdadera (TSV) la podemos obtener como:

$$TSV = TSS + 4(L_s - L_e) + E_t \quad (2.16)$$

donde:

- La hora local standard es la hora local menos las horas de adelanto o de retraso. En el caso de España estas son 1 hora de adelanto en invierno y 2 en verano, debidas estrictamente a causas de ahorro energético.
- L_s es la longitud del meridiano de referencia. En España (Península y Baleares) y Portugal el meridiano central del huso horario es el meridiano 0° ó de Greenwich.
- L_e es la longitud del lugar.

La utilidad de este tiempo solar verdadero se basa en el hecho de que los datos de irradiación solar y algunos datos meteorológicos son generalmente registrados en base al mismo, haciendo necesario convertir el tiempo local estándar a tiempo local aparente.

2.2.4.- POSICIÓN DEL SOL

Para calcular la irradiación solar que llega a una superficie horizontal sobre la superficie de la Tierra, es necesario escribir las relaciones trigonométricas entre la posición del Sol en el cielo y las coordenadas (ecuatoriales) sobre la Tierra. Para ello, se

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

suele tomar la Tierra, por convenio, como estacionaria en el centro de una esfera en la que se proyecta la posición del Sol y que se denomina esfera celeste. En cualquier momento, un observador sobre la superficie de la Tierra tiene una posición correspondiente en la esfera celeste llamada el cenit del observador que es el punto de intersección con la esfera celeste de una normal a la superficie de la Tierra en la posición del observador. El punto diagonalmente opuesto al cenit local es llamado nadir. El horizonte del observador es un gran círculo dentro de la esfera celeste en cuyo centro está la Tierra y que es atravesado normalmente por la línea que une el centro de ésta y el cenit del observador.

De esta forma, tal y como se aprecia en la figura 2.6., la posición del Sol queda determinada por dos ángulos: el cenital, sza , que es el que forma la dirección de los rayos solares con el Cenit del observador, y el ángulo azimutal, ψ , que es el que forma el plano del meridiano del observador y el círculo máximo que pasa por el Sol y el Cenit. El ángulo horario, ω , es el que forma con respecto al polo Norte celeste, el meridiano local y el meridiano solar. Por tanto, ω es igual a 0 en el mediodía solar, y aumenta 15° por cada hora desde el mediodía, siendo positivo por la mañana y negativo por la tarde. Por último, se define la altura solar o elevación solar, α , como el ángulo que forma la dirección de los rayos solares con la horizontal comprobándose que es el ángulo complementario del ángulo cenital ($\alpha = 90 - sza$). Al igual que este último la altura solar varía entre 0 y 90° mientras que el ángulo azimutal varía entre 0 y $\pm 180^\circ$, con valores positivos hacia el este y negativos hacia el oeste.

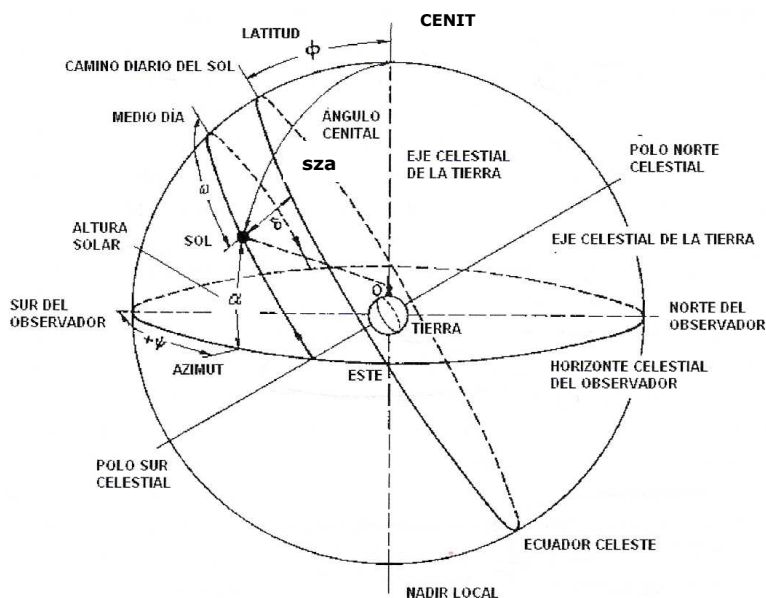


Figura 2.6.: Esfera celeste y coordenadas del Sol relativas a un observador ubicado sobre la Tierra en el punto O.

Para una posición geográfica dada, en ausencia de la atmósfera de la Tierra, la

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

relación trigonométrica entre el Sol y una superficie horizontal viene dada por las siguientes ecuaciones:

$$\cos sza = \text{sen } \delta \text{sen } \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega = \text{sen } \alpha \quad (2.17)$$

$$\cos \psi = \frac{\text{sen } \alpha \text{sen } \phi - \text{sen } \delta}{\cos \alpha - \cos \phi} \quad (2.18)$$

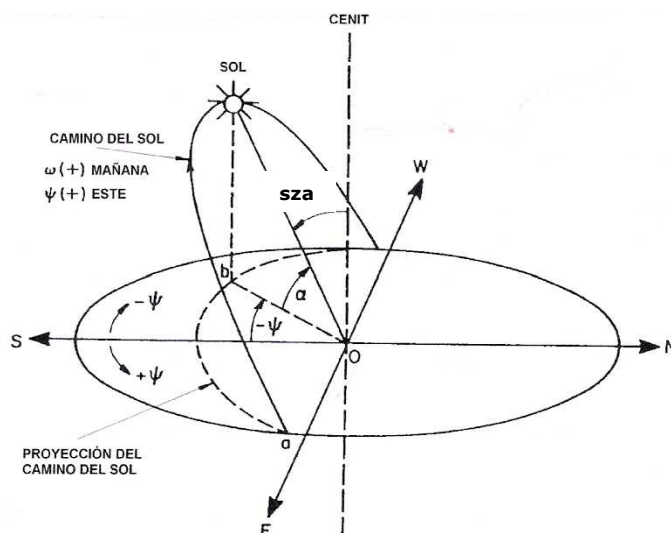


Figura 2.7.: Definición del ángulo cenital solar, la altura solar y el azimut

A partir de estas expresiones, resolviendo la ecuación 2.17 para la hora de salida del sol, esto es el orto, que tiene lugar cuando el ángulo cenital, sza , es 90° , se obtiene que

$$\cos \omega_s = \frac{-\text{sen } \phi \text{sen } \delta}{\cos \phi \cos \delta} \quad (2.19)$$

o lo que es lo mismo

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (2.20)$$

Es importante tener en cuenta que a la puesta del Sol, esto es, al ocaso, el ángulo horario es igual al orto salvo en el signo. Por último, de la ecuación 2.20, y teniendo en cuenta que la duración del día solar es doble de ω_s , se deduce que la duración del día solar expresada en horas es:

$$N_d = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (2.21)$$

2.3.- CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE SOBRE UNA SUPERFICIE HORIZONTAL

La radiación solar extraterrestre es la radiación solar diaria que se recibe sobre una superficie horizontal situada en el límite superior de la atmósfera. Por tanto, para su cálculo no se tiene en cuenta la atenuación atmosférica que, como veremos posteriormente, puede reducir considerablemente la energía recibida. De esta forma, la radiación solar extraterrestre, representa un valor máximo teórico de la energía solar disponible en un lugar determinado, por lo que es ampliamente utilizada como referencia en el estudio de la radiación solar.

Como patrón básico se toma la **constante solar**, que como se ha visto anteriormente, se define como la cantidad total de energía procedente del Sol, en todas las longitudes de onda, por unidad de tiempo y por unidad de superficie normal a los rayos solares y a la distancia media entre la Tierra y el Sol. Este valor se corrige en función de la distancia relativa Sol-Tierra, de forma que, la radiación que se recibe sobre una superficie perpendicular a los rayos solares situada en el límite exterior de la atmósfera será:

$$I_0 = I_{CS} E_0 \quad (2.22)$$

donde, como vimos anteriormente,

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \quad (2.23)$$

Por otra parte, la constante solar se refiere a la radiación solar sobre una superficie perpendicular, de forma que, para pasar a la radiación sobre una superficie horizontal, es necesario tener en cuenta la altura solar. De acuerdo con esto, la **irradiancia extraterrestre** incidente sobre una superficie cualquiera en un instante dado, viene establecida por:

$$I_0 = I_{CS} E_0 \cos(sza) \quad (2.24)$$

donde sza es el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie y E_0 el factor de corrección de la distancia Tierra-Sol debido a la excentricidad de la órbita terrestre, como se ha visto anteriormente. Expresando la posición solar en coordenadas horarias (ángulo horario ω y declinación δ), resulta

$$I_0 = I_{CS} E_0 (\sen\delta \sen\phi + \cos\delta \cos\phi \cos\omega) \quad (2.25)$$

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

La irradiación, o cantidad total de energía recibida durante un determinado período de tiempo $[t_1, t_2]$, se obtiene integrando la irradiancia para ese período. Para ello se tomarán únicamente intervalos de integración dentro de un determinado día del año. De esta forma, tanto δ como E_0 pueden suponerse constantes durante el período $[t_1, t_2]$ y, por consiguiente, I_0 depende únicamente del ángulo horario ω . En este caso

$$H_0 = \int_{t_1}^{t_2} I_0 dt = \frac{12}{\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} I_0 d\omega \quad (2.26)$$

ya que ángulo horario, en radianes, y tiempo solar verdadero, en horas, están relacionados por

$$t = \frac{24}{2\pi} \omega = \frac{12}{\pi} \omega \quad (2.27)$$

Sustituyendo e integrando, resulta

$$H_0 = \frac{12}{\pi} I_{CS} E_0 [(\omega_2 - \omega_1) \text{sen} \phi \text{sen} \delta + \cos \phi \cos \delta (\text{sen} \omega_2 - \text{sen} \omega_1)] \quad (2.28)$$

donde los ángulos horarios inicial ω_1 y ω_2 del intervalo considerado están expresados en radianes. Esta expresión permite calcular la irradiación extraterrestre sobre una superficie horizontal para un determinado día del año n , caracterizado por δ y E_0 , y para un determinado período de tiempo $[t_1, t_2]$ en ese día.

De acuerdo con esto, la *irradiación extraterrestre horizontal horaria* se obtiene integrando sobre un período de una hora. Así pues, si ω_i es el ángulo horario a mitad de dicho período, haciendo $\omega_2 = \omega_i + \frac{\pi}{24}$ y $\omega_1 = \omega_i - \frac{\pi}{24}$ y sustituyendo se obtiene que

$$H_0^h = I_{CS} E_0 \left[\text{sen} \delta \text{sen} \phi + \frac{24}{\pi} \text{sen} \left(\frac{\pi}{24} \right) \cos \delta \cos \phi \cos \omega_i \right] \quad (2.29)$$

Como $\frac{24}{\pi} \text{sen} \left(\frac{\pi}{24} \right) = 0.9972 \approx 1$ la expresión 2.29 se puede aproximar obteniendo

$$H_0^h = I_{CS} E_0 (\text{sen} \delta \text{sen} \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega_i) \quad (2.30)$$

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

La expresión contenida en el paréntesis representa el $\cos(sza)$, en el centro del intervalo horario. Por tanto, el valor máximo de la irradiancia extraterrestre horaria para una latitud determinada ocurre en los solsticios de verano o invierno, al mediodía solar.

Análogamente, la **irradiancia extraterrestre horizontal diaria** se obtiene integrando para todo el día, entre el orto y el ocaso solar. Así pues, haciendo $\omega_2 = \omega_s$ y $\omega_1 = -\omega_s$ resulta

$$H_0^d = \frac{24}{\pi} I_{CS} E_0 \cos \delta \cos \phi \left(\operatorname{sen} \omega_s - \frac{\pi \omega_s}{180} \cos \omega_s \right) \quad (2.31)$$

2.4.- LA RADIACIÓN SOLAR A SU PASO POR LA ATMÓSFERA

2.4.1.- LA ATMÓSFERA

La Tierra posee una envoltura gaseosa, la atmósfera, que produce diversos efectos sobre la radiación solar extraterrestre antes de que ésta incida sobre la superficie. De esta forma, antes de alcanzar cualquier punto de la Tierra, la radiación solar ha de atravesar la atmósfera terrestre, en la que se ve sometida a un proceso de atenuación dependiente de la longitud del camino recorrido y, consecuentemente, de la altura y posición del sol, y también con notable influencia de las variaciones de la composición atmosférica.

En los siguientes dos apartados, antes de estudiar estos procesos de atenuación de la radiación, estudiaremos la estructura y composición de la atmósfera.

2.4.1.1.- ESTRUCTURA DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera está constituida por aire, mezcla de gases y vapor y también por materias sólidas en suspensión finamente divididas, así como iones y partículas nucleares en sus regiones más alejadas de la superficie terrestre. La densidad del aire disminuye con la altitud y está ligada a la presión, a la temperatura y en menor grado a la humedad.

Consideramos la atmósfera estructurada en diversas capas concéntricas desde la superficie hacia el espacio exterior (figura 2.8).

En la **troposfera**, región de la atmósfera que se halla en contacto con el suelo, los factores citados suelen disminuir en magnitud con la altitud sobre el nivel del mar, produciéndose esta disminución con una cierta regularidad para la presión y la

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

densidad, con menor regularidad para la temperatura y muy irregularmente en lo que respecta a la humedad, que se encuentra contenida casi por completo en la troposfera. El límite superior de ésta, la *tropopausa*, se halla por término medio a unos 12 km sobre el nivel del mar, pudiendo oscilar entre los 6 y los 18 km. Estas variaciones se deben a que parece ser que la altura de la tropopausa en cualquier punto está correlacionada con la temperatura y la presión al nivel del mar, que, a su vez, están relacionadas con la latitud, estación del año y cambios diarios en la presión de superficie (Barry and Chorley, 1998).

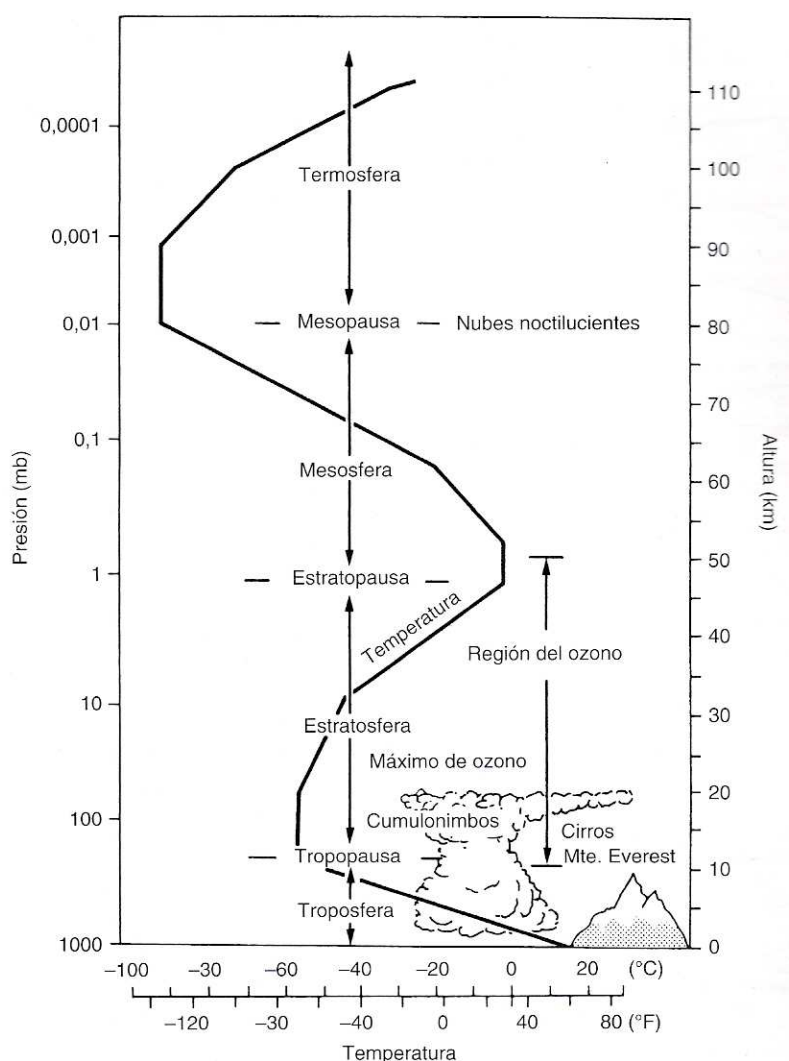


Figura 2.8.: Distribución vertical generalizada de la temperatura y la presión hasta 110 km aproximadamente

Por encima de la anterior región aparece la **estratosfera**, que, en oposición a la troposfera muestra escaso movimiento de las masas de aire que la forman, si bien es necesario para mantener cierta homogeneidad en su composición. La temperatura permanece estacionaria en sus capas inferiores, pero aumenta bruscamente en su límite superior o *estratopausa*, donde puede llegar a sobrepasar los 0°C como

consecuencia de la absorción de la radiación ultravioleta por parte del ozono.

La humedad relativa es tan escasa en esta región que, raramente, se producen nubes y, cuando aparecen, lo hacen a altitud bastante elevada y caracterizadas por un muy lento recorrido horizontal, siendo conocidas con el nombre de nubes nacaradas o irisadas por el color de sus bordes. La radiación solar disocia allí las escasas moléculas de vapor de agua. Como veremos en el capítulo 6, en esta capa se encuentra prácticamente la totalidad del ozono atmosférico.

A continuación se encuentra la **mesosfera**, zona de transición como su nombre indica. La presión, al llegar a los 50 km de altitud, se reduce a la milésima parte de la registrada a nivel del mar. Por su parte, la temperatura, que alcanza su máximo valor en la estratopausa, desciende a -100°C en la **mesopausa**, límite superior de esta región y situado hacia los 85 km de altitud media.

La región siguiente es la **termosfera**, cuya temperatura crece gradualmente, hasta alcanzar los 1500°C a los 300 km de altura. Desde el punto de vista de otros fenómenos físicos que se desarrollan en ella, recibe también el nombre de **ionosfera**, por existir en ella ciertas capas o niveles donde se acumulan partículas cargadas de electricidad.

En la parte inferior de la termosfera se desarrollan las nubes noctilucentes, masas de partículas finamente divididas, en suspensión, y que proceden de las erupciones volcánicas o del espacio extraterrestre. También en esta región se localizan las auroras polares, que se desarrollan entre los 100 y los 1200 km de altitud, y cuya parte superior alcanza el dominio de la **exosfera**. En esta última región, que se considera como el límite superior de la atmósfera, las partículas materiales están en tan ínfimo número que pueden efectuar largos recorridos, a veces de más de 100 km, sin chocar unas con otras. La fuerza expansiva de los gases hacia los 500 km de altura se encuentra en equilibrio con la fuerza de la gravedad, cuya intensidad va disminuyendo proporcionalmente con el cuadrado de la distancia al centro de la Tierra.

Más allá de este límite, hasta los 1200 km, la aparición de auroras polares y la inflexión de las ondas electromagnéticas permiten comprobar la existencia todavía de partículas materiales, aunque en un grado de extremado enrarecimiento. Recientemente, los satélites artificiales han demostrado la existencia de una envoltura toroidal, la **magnetosfera**.

2.4.1.2.- COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera está compuesta por un grupo de gases cuya concentración es variable y por otro de concentración casi constante. Además, la atmósfera contiene también partículas sólidas y líquidas, como aerosoles, gotas de agua y cristales de

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

hielo, cuya concentración varía enormemente tanto en el espacio como en el tiempo. La composición de la atmósfera terrestre, ha sido descrita desde comienzos de este siglo a través del concepto de atmósfera estándar, si bien, en realidad, esta composición normal varía de forma importante tanto en tiempo como en espacio en lo que respecta a algunos de sus componentes (vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, monóxido de carbono y metano). Sus principales constituyentes son (U.S. Standar Atmosphere): N_2 (78.048%), O_2 (20.948%), Ar (0.934%), CO_2 (0.033%) y otros gases, pero en mucha menos proporción, entre ellos el ozono y el vapor de agua. A continuación, hacemos un breve repaso de los más influyentes desde el punto de vista de la atenuación de la radiación solar.

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 al nivel del mar de forma que una fracción de aproximadamente 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, el suelo. De hecho, entre 0 y 5 km se encuentra contenido el 95% del vapor que existe en toda la atmósfera y la capa por debajo de los 2 km contiene 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. Aunque varía según el lugar y la época del año, su efecto en la atenuación de radiación solar es, sin embargo, poco variable, aunque muy importante porque absorbe la mayor parte de la radiación ultravioleta que es la de mayor intensidad energética. De esta forma, se comporta 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. Como veremos más adelante, se trata de un componente sensible a la presencia, en las capas altas de la atmósfera, de moléculas halogenadas originadas en la actividad humana.

Por último, los aerosoles son pequeñas partículas sólidas o líquidas suspendidas en el aire cuyos tamaños están comprendidos entre 10^{-3} y 10^2 micrómetros de radio. Los aerosoles se encuentran en la troposfera, y su concentración disminuye con la altura y con el alejamiento de las zonas pobladas, llegando a oscilar en varios órdenes de magnitud en tiempo y espacio. Son muy diversos en volumen, tamaño, composición

y procedencia, siendo, por ejemplo, aerosoles de origen terrestre: el humo industrial, el polen, las cenizas de erupciones volcánicas e incendios forestales, las tormentas de arena, etc., y de origen marítimo: los cristales de sal y las condensaciones de agua en pequeños cristales.

Estas partículas desempeñan importantes y variados papeles en la naturaleza, que van, desde producir la condensación de vapor de agua y la formación de cristales de hielo, a participar en procesos químicos y también el de atenuar la radiación solar o influir en aspectos como la visibilidad y en las propiedades eléctricas de la atmósfera. Su presencia en grandes cantidades puede ser dañina para la salud.

Una atmósfera que contenga aerosoles es calificada de turbia y a los efectos que éstos producen sobre la radiación solar en general se le denomina "turbiedad". De esta forma, la turbiedad atmosférica de un lugar, así como todo lo que ésta altera (visibilidad, niveles de irradiancia directa y difusa del lugar, etc.), es un índice del contenido de aerosoles de la atmósfera del lugar y va variando a lo largo del tiempo como consecuencia de factores climáticos y/o ambientales propios de la zona observada. En definitiva puede decirse que el estudio de la turbiedad atmosférica es importante en Meteorología, en Climatología, y para monitorizar la polución atmosférica. Asimismo, la visibilidad horizontal se puede utilizar como una medida aproximada de la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera.

2.4.2.- ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

En general, los fenómenos de interacción de la radiación con la atmósfera se pueden esquematizar de acuerdo con la figura 2.9,. En ella se observa que, a un determinado lugar de la superficie terrestre, la radiación solar llega, tanto en forma de **radiación directa**, que no ha sufrido modificación en su dirección desde el Sol, como de **radiación difusa**, procedente de todas las direcciones de la semiesfera celeste por encima del plano horizontal, así como de la reflexión de la radiación por el suelo.

La radiación solar que llega a la superficie, en sus componentes directa y difusa y, consecuentemente, la proporción entre las mismas, no se mantienen constante sino que varía según las condiciones geográficas y climáticas, y, en particular, de las nubes de forma que en días nublados la radiación directa puede, incluso, llegar a anularse.

Desde muchos puntos de vista es importante predecir en función del tiempo, la cantidad global de radiación solar, descompuesta en sus componentes directa y difusa, que alcanza un lugar de la superficie terrestre. Este cálculo, que resultaría fácil de realizar si no existiese atmósfera, resulta prácticamente imposible debido en gran parte a la variabilidad en la composición de la atmósfera terrestre.

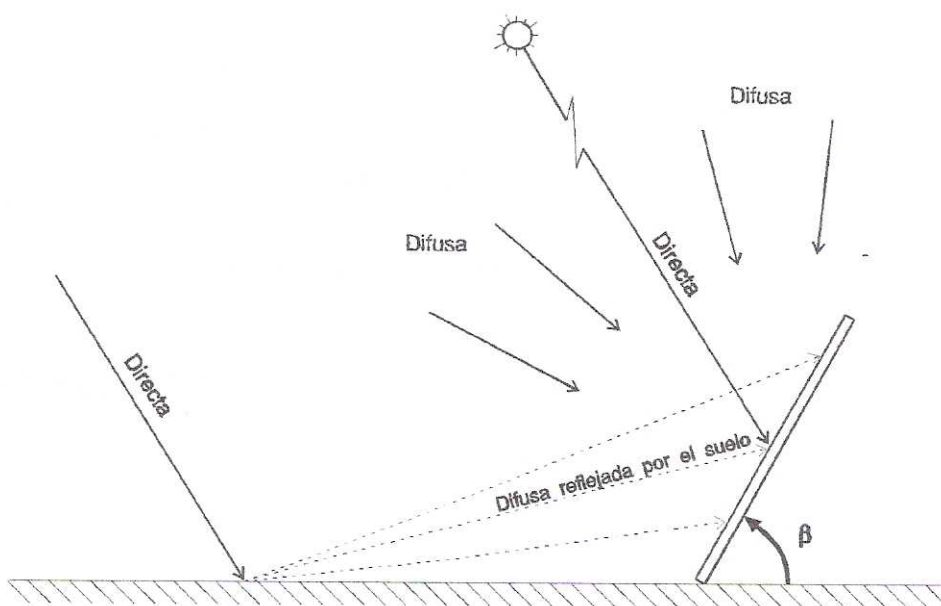


Figura 2.9.: Componentes de la radiación global incidente sobre una superficie inclinada

Consideremos una radiancia monocromática, $L_{n\lambda}$, que incide sobre un medio de densidad ρ . Al recorrer una distancia ds , su valor será $dL_{n\lambda}$

$$dL_{n\lambda} = -L_{n\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.32)$$

donde k_{λ} es el coeficiente monocromático de atenuación del medio.

Por otra parte, la radiación en una determinada dirección puede ser incrementada debido a los procesos de emisión y dispersión múltiple, que tienen lugar en el interior del medio. Para describir este fenómeno utilizamos un coeficiente que se denomina *función fuente*, j_{λ} , con un significado físico equivalente al de k_{λ}

$$dL_{n\lambda} = j_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.33)$$

Teniendo en cuenta las expresiones anteriores, la radiación al atravesar un espesor ds se puede expresar como:

$$dL_{n\lambda} = -L_{n\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds + j_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.34)$$

En estos términos suele definirse la *función fuente general* como:

$$J_{\lambda} = \frac{j_{\lambda}}{k_{\lambda}} \quad (2.35)$$

Combinando las ecuaciones anteriores obtenemos la ecuación de Schwarzschild (2.36 o 2.37) que representa la ecuación fundamental para cualquier proceso de transferencia radiativa. En ella tenemos dos contribuciones: una pérdida debida a la absorción por el medio y a la dispersión, y un aumento debido a la emisión por el medio y a los procesos de dispersión de radiación desde otras direcciones.

$$dL_{n\lambda} = -L_{n\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds + J_{\lambda}k_{\lambda}\rho(s)ds \quad (2.36)$$

$$\frac{dL_{n\lambda}}{k_{\lambda}\rho(s)ds} = -L_{n\lambda} + J_{\lambda} \quad (2.37)$$

Despreciando el aumento debido a la dispersión y la emisión que tienen lugar en el medio y considerando únicamente la atenuación de la radiación solar, la ecuación anterior se reduce a

$$\frac{dL_{n\lambda}}{k_{\lambda}\rho(s)ds} = -L_{n\lambda} \quad (2.38)$$

de forma que si integramos sobre el espesor total del medio, la radiancia emergente será:

$$L_{n\lambda} = L_{0n\lambda}e^{-\int_0^s k_{\lambda}\rho(s)ds} \quad (2.39)$$

Para medios homogéneos, k_{λ} es independiente de s , por lo que

$$L_{n\lambda} = L_{0n\lambda}e^{-k_{\lambda}\int_0^s \rho(s)ds} \quad (2.40)$$

En este punto, resulta interesante introducir el concepto de masa óptica. Y es que, puesto que la influencia que ejercen sobre la radiancia las distintas sustancias depende de la cantidad de las mismas que la radiancia encuentra en su camino, es necesario introducir un parámetro que la cuantifique. En este sentido, se define la masa óptica de un componente atmosférico, m , como la magnitud que expresa la masa de esta sustancia, por unidad de sección recta considerada, que se encuentran los rayos solares en su camino (ecuación 2.41).

$$m = \int_0^s \rho(s) ds \quad (2.41)$$

De acuerdo con esta definición, se obtiene la ley de Beer-Bourger-Lambert (ecuación 2.42) que permite estimar la radiancia en una determinada dirección en función de la radiancia incidente, la masa óptica y el coeficiente de extinción del medio y en la que al término $k_\lambda m$ se le denomina espesor óptico monocromático.

$$L_{n\lambda} = L_{0n\lambda} e^{-k_\lambda m} \quad (2.42)$$

De esta forma, si denominamos $I_{0n\lambda}$ a la irradiancia solar extraterrestre, la irradiancia monocromática que incide en un plano normal al haz solar situado en la superficie terrestre tras ser atenuada tanto por los procesos de absorción como de dispersión, se puede expresar como:

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} e^{-k_\lambda m} \quad (2.43)$$

Considerando que los procesos que atenúan la radiación solar son independientes unos de otros, el espesor óptico monocromático lo podemos expresar como:

$$k_\lambda m = \sum_{i=1}^{i=j} k_{i\lambda} m_i \quad (2.44)$$

donde

$k_{i\lambda}$ es el coeficiente monocromático de atenuación para el proceso i

m_i es la masa óptica para el proceso i

Un concepto importante para estimar la atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera es la masa óptica relativa, m_r , definida como el cociente entre las masas ópticas para un determinado ángulo cenital sza y para un ángulo cenital cero. Es una magnitud adimensional y valdrá la unidad si el Sol se encuentra en el cenit. Si la atmósfera se puede suponer plana, homogénea en sus diferentes capas horizontales y no refractiva, esto es, con un índice de refracción igual a la unidad, la masa óptica relativa se puede aproximar por la expresión 2.45. en la que se representa en función del ángulo cenital del sol, sza , siendo el error cometido en esta aproximación del 0.25% para $sza = 60^\circ$ y del 10% para $sza = 85^\circ$.

$$m_r = \frac{m}{m_v} = \frac{1}{\cos(sza)} = \sec(sza) \quad (2.45)$$

Como las condiciones mencionadas son ideales y no se cumplen en su totalidad en la atmósfera, se han elaborado una serie de expresiones para determinar, en función del ángulo cenital, la masa óptica relativa del aire (Kasten, 1966; Kasten, 1989), del vapor de agua (Schnaidt, 1938), del ozono (Robinson, 1966) u otros, que de manera abreviada se suelen denominar, masa de aire, masa de vapor, de ozono, etc.

Concretamente, en el caso de la masa óptica relativa del aire, m_r , necesitamos conocer el perfil de la densidad del aire en la atmósfera. A partir del mismo, Kasten (1966) estima m_r para diferentes alturas solares, obteniendo que la masa óptica de aire se puede aproximar por medio de la ecuación 2.46 con un error inferior al 0.1%, para ángulos cenitales menores que 86° mientras que el máximo error, 1.25%, tiene lugar para $sza = 89.5^\circ$.

$$m_r = \left[\cos(sza) + 0.15(93.885 - sza)^{-1.253} \right]^{-1} \quad (2.46)$$

La expresión anterior se utiliza cuando la presión es 1013.25 mb. Para presiones distintas a la estándar, la expresión de m_r tiene una forma mas compleja. En estos casos, para calcular la masa óptica relativa del aire en una determinada localidad, m_a , podemos utilizar con bastante éxito la aproximación dada por la ecuación 2.47

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{1013.25} \right) \quad (2.47)$$

donde p es la presión en milibares (mb). De esta forma, en términos de la masa óptica relativa el espesor óptico se puede expresar como $d_\lambda \cdot m_r$, donde d_λ representa el espesor óptico normal.

Para simplificar el cálculo de la irradiancia directa se utiliza la transmitancia o coeficiente de transmisión, definido como el cociente entre la radiación incidente y transmitida.

$$\tau_\lambda = \frac{I_{n\lambda}}{I_{0n\lambda}} = \prod_{i=1}^{i=j} \tau_{i\lambda} \quad (2.48)$$

donde $\tau_{i\lambda}$ representa la transmitancia para un determinado proceso i , y τ_λ la

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

transmitancia de la combinación de todos los procesos que sufre la radiación directa a su paso por la atmósfera. La transmitancia debida a un proceso determinado la estimaremos como:

$$\tau_{i\lambda} = e^{-k_{i\lambda}m_i} \quad (2.49)$$

En resumen, la irradiancia directa contenida en todo el espectro electromagnético es la suma de las irradiancias contenidas en cada una de sus bandas, y la podemos calcular por medio de la expresión 2.50, en la que se observa que la estimación de la irradiancia directa sobre la superficie terrestre requiere el cálculo de las transmitancias, $\tau_{i\lambda}$, para cada uno de los diferentes procesos atmosféricos que atenúan la radiación solar a su paso por la atmósfera.

$$I_n = E_0 \sum_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} \left(I_{0n\lambda} \prod_{i=1}^{i=j} \tau_{i\lambda} \right) \Delta\lambda \quad (2.50)$$

2.4.2.1.- ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR.

La energía solar al atravesar la atmósfera es parcialmente absorbida por los constituyentes atmosféricos, aumentando la energía interna de los mismos, y, por consiguiente, su temperatura. No obstante, estos procesos de absorción por los diferentes componentes, son procesos selectivos, función de la longitud de onda. Es decir, cada sustancia sólo absorbe aquel fotón cuya energía y, por tanto, frecuencia, coincide con el incremento energético necesario para producir la transición del electrón de un nivel energético otro.

Las sustancias que absorben radiación en la atmósfera son todos los gases y partículas que contiene el aire. En la figura 2.10 se muestran las bandas de absorción de los diferentes constituyentes atmosféricos que desarrollan un papel importante en el fenómeno de la absorción de la radiación solar y que estudiamos a continuación.

Para la atmósfera total ningún gas es un efectivo absorbedor de radiación en longitudes de onda entre 300 y 700 nm, por lo que se tiene un vacío en la región de luz visible, que corresponde a una gran fracción de la radiación solar. Esto explica por qué la radiación visible llega a la Tierra y se dice que la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante.

El vapor de agua, que se encuentra presente en proporciones variables, y es el componente atmosférico de mayor poder absorbente para la radiación total solar, posee un gran número de bandas de absorción a lo largo del espectro (Iqbal, 1983), siendo las más importantes las que se encuentran en la zona del infrarrojo próximo, para

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

longitudes de onda superiores a 700 nm. Concretamente, presenta tres fuertes bandas de absorción en el infrarrojo centradas en 1000, 1400 y 1800 nm. Asimismo, hay bandas de fuerte absorción en el ultravioleta lejano, para longitudes de onda menores que 200 nm, pero éstas han sido totalmente absorbidas en la atmósfera superior por lo que no tienen interés para la radiación solar en la troposfera.

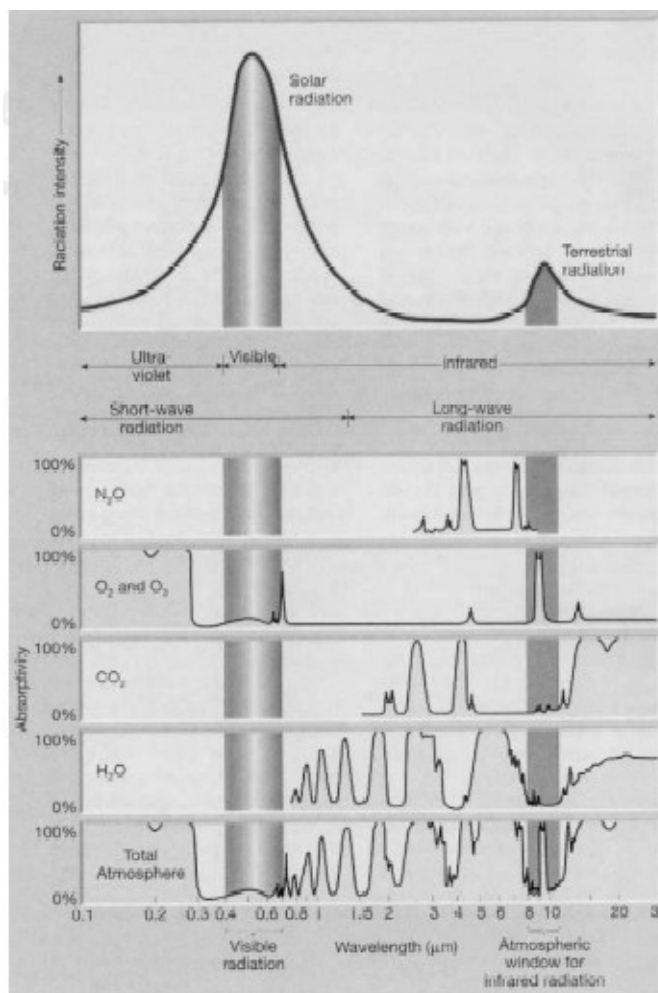


Figura 2.10.: Capacidad absorbente de los diversos gases de la atmósfera para radiación de distintas longitudes de onda.

Por su parte, la capa de ozono actúa como un buen absorbente de radiación, principalmente, ultravioleta. En este sentido, en 1921, Fabry y Buisson demostraron cuantitativamente que el ozono contenido en la atmósfera es el único responsable de la brusca discontinuidad observada en la distribución espectral de la radiación solar ultravioleta recibida en la Tierra. Y es que, presenta tres bandas de absorción a tener en cuenta en el cálculo de la atenuación de la radiación solar: las de Hartley, entre 210 y 300 nm, Huggins, entre 300 y 340 nm, y Chappuis, entre 440 y 640 nm. Asimismo, presenta bandas de absorción en el infrarrojo en 4800, 9600 y 14200 nm; sin embargo la absorción en estas bandas es insignificante para el cálculo de la atenuación de la radiación solar, ya que la cantidad de radiación solar para estas longitudes de onda es

muy pequeña.

Otras sustancias que producen absorción de la radiación son los aerosoles. De hecho, de todos los factores que atenúan la radiación total solar directa, el segundo en importancia, después de la presencia de las nubes, es la presencia de aerosoles, con sus efectos de absorción y de dispersión de la energía. De esta forma, los aerosoles producen un importante efecto absorbente sobre la radiación de las diferentes partes del espectro, si bien lo hacen de una forma menos selectiva.

Aparte de los componentes atmosféricos mencionados, el llamado "aire seco" está constituido por el resto de los gases que ocupan la atmósfera y, entre ellos, los que más destacan por su efecto absorbente de la radiación serían CO_2 , N_2O , CO , O_2 , CH_4 y N_2 . También hay óxidos de Nitrógeno, combinaciones de hidrocarburos y el H_2S , si bien estos últimos presentan un efecto absorbente despreciable.

Dentro de este último grupo, es interesante destacar el Nitrógeno y el Oxígeno puesto que son los gases de mayor presencia, con mucha diferencia, respecto a los demás en cuanto al porcentaje en volumen que ocupan. El Nitrógeno molecular (ya que el N_2 resulta difícil de disociar y en forma atómica aparece en muy poca cantidad y sólo para elevadas altitudes), ocupa el 78% del volumen del aire y aproximadamente un 21% lo ocupa el oxígeno. A grandes altitudes ambos comienzan a aparecer disociados.

No obstante, en cuanto a la absorción, su papel está limitado a una pequeña franja del espectro electromagnético. Concretamente, por lo que respecta al nitrógeno, presenta una fuerte banda de absorción en el ultravioleta, cerca de 100 nm, y bandas más débiles entre 230 y 340 nm (Bandas de Vegard-Kaplan), si bien la radiación absorbida por el nitrógeno en estas bandas representa un porcentaje mínimo de la radiación incidente. Por su parte, el oxígeno tiene fuertes bandas de absorción en el ultravioleta para longitudes de onda por debajo de 100 nm (Banda de Runge), entre 120 y 200 nm (Banda de Schumann) y entre 200 y 260 nm (Banda de Hertzberg). De esta forma, puesto que el oxígeno y el nitrógeno tanto en su forma molecular como atómica son suficientemente abundantes, esta parte del espectro solar queda totalmente eliminada en su camino a la superficie terrestre. Asimismo, además de la absorción en el ultravioleta el oxígeno también absorbe radiación en el espectro visible, entre 760 y 800 nm y cerca de 690 nm, aunque en estas bandas la absorción representa un porcentaje mínimo de la radiación incidente (Kondratyev, 1969).

2.4.2.2. - DISPERSIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR.

La radiación solar viaja en línea recta, pero los gases y partículas en la atmósfera pueden desviar esta energía, dando lugar al fenómeno comúnmente conocido como dispersión. La dispersión es el proceso por el cual una partícula interpuesta en el camino de una onda electromagnética sustrae energía de la dirección incidente y la

reemite en todas las direcciones. El campo eléctrico de la onda incidente produce la oscilación de las cargas eléctricas de la partícula, las cuales constituyen uno o más dipolos eléctricos que irradian ondas esféricas. Desde este momento, las cargas de la partícula oscilan simultáneamente con la misma frecuencia y, en consecuencia, con la misma longitud de onda que la onda incidente. Esto explica, por ejemplo, como un área con sombra, esto es, sin luz solar directa, puede estar iluminada.

En términos generales, el proceso de dispersión es mucho más complicado de evaluar que el de absorción (De Luisi, 1997) ya que, mientras que en la absorción una fracción de la energía es sustraída de la radiación directa incidente, la dispersión redirige la radiación incidente en otras direcciones del espacio.

A nivel microscópico se puede explicar el fenómeno de la dispersión como el resultado de la colisión de los fotones que componen la radiación con las partículas que se encuentran en su recorrido por la atmósfera (moléculas, átomos, aerosoles, vapor de agua, etc.). Según sea el tamaño del objeto dispersante, mucho menor que la longitud de onda o de un orden similar, la dispersión predomina en unas direcciones u otras. Si bien, si su tamaño es mucho mayor, llega un punto en que la onda no se dispersa sino que se refleja en el objeto.

La radiación solar puede sufrir dispersión por moléculas y por partículas. La primera de ellas viene dada por la ley obtenida por Lord Rayleigh poco después de 1870, según la cual la dispersión por moléculas de gases es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Por tanto, será dominante para las longitudes de onda más cortas. Ésta tendencia justifica también el hecho de que la composición espectral de la componente difusa esté desplazada hacia longitudes de onda más cortas comparada con el espectro solar directo, si bien es menos dependiente del ángulo cenital del Sol (Robinson, 1996). Asimismo, Rayleigh encuentra que la dispersión es máxima en la dirección de propagación de la onda incidente y mínima en la dirección perpendicular (figura 2.11).

Sin embargo, la teoría de Rayleigh sólo es válida para partículas dispersantes esféricas y cuando el tamaño de estas es mucho menor que la longitud de onda de la radiación incidente, concretamente, con radio inferior a 0.33λ , como pueden ser las moléculas de aire. La teoría aceptada en la actualidad (De Luisi, 1997) para explicar la dispersión de partículas de gran tamaño, se basa en las investigaciones de Mie, que en 1908 desarrolló una teoría para estudiar la dispersión en disoluciones coloidales y que se aplicó a la óptica de la atmósfera alrededor de los años 30 del siglo XX. Esta teoría, basada en series matemáticas que contienen todos los tamaños de las partículas, siendo el primer término de la serie el equivalente a la dispersión de Rayleigh, permite explicar la dispersión causada por partículas de polvo, aerosoles, gotas de agua y otras partículas de diámetro comparable a la longitud de onda de la radiación.

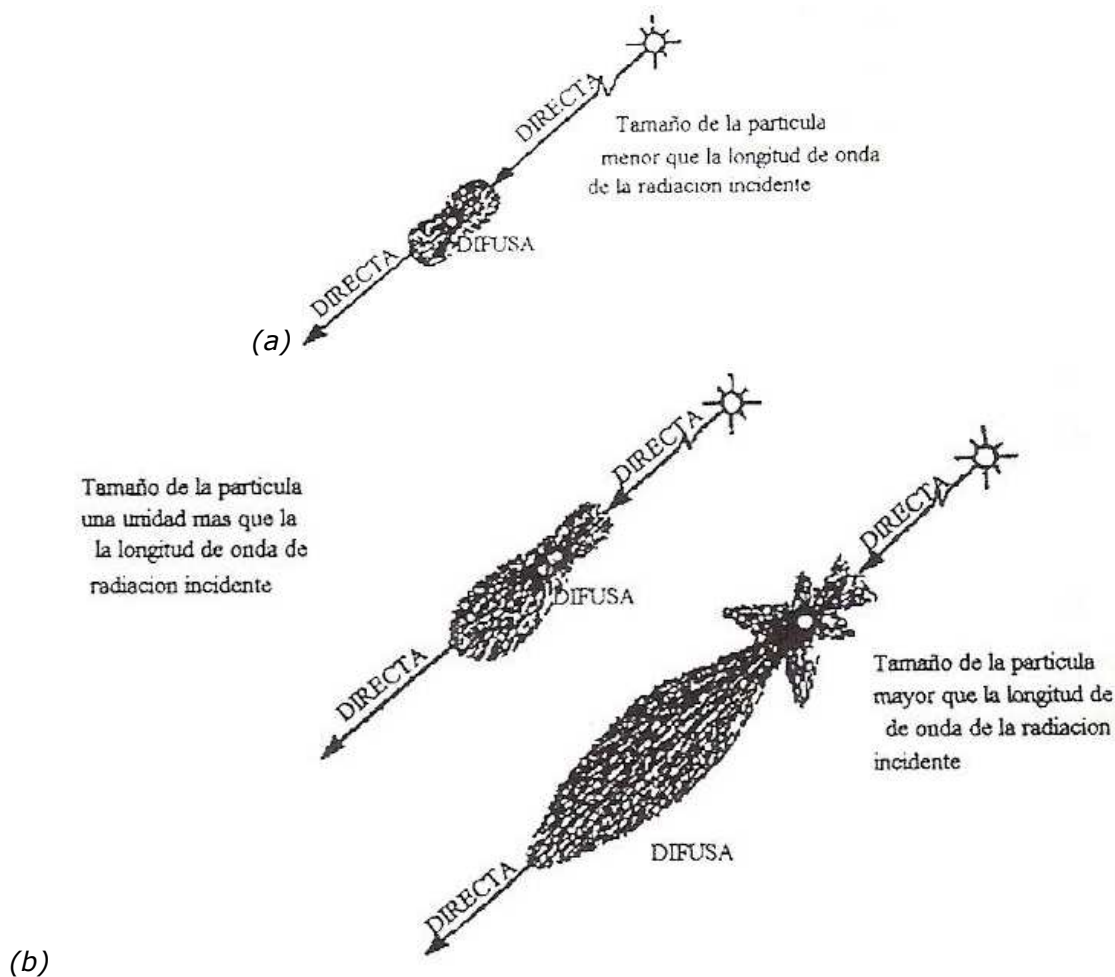


Figura 2.11.:Difusión de la radiación solar:
 (a) dispersión de Rayleigh (b) dispersión de Mie (Iqbal, 1983)

Como hemos dicho anteriormente, a pesar de que la dispersión de Mie, presenta una dependencia menor con la longitud de onda de la radiación incidente, el aspecto fundamental de la dispersión de Rayleigh es la dependencia del coeficiente de atenuación monocromático con la longitud de onda de la radiación incidente. En este sentido, para moléculas de aire seco, Leckner (1978) obtuvo la siguiente expresión para el espesor óptico normal:

$$d_{r\lambda} = 0.008735\lambda^{-4.08} \tag{2.51}$$

por lo que la transmitancia correspondiente a la dispersión de Rayleigh será

$$\tau_{r\lambda} = e^{-(0.008735\lambda^{-4.08}m_a)} \tag{2.52}$$

siendo, m_a , la masa óptica relativa del aire corregida de presión. De esta forma, la transmitancia para las moléculas de aire disminuye con la masa óptica relativa y aumenta considerablemente con la longitud de onda de la radiación incidente, si bien es despreciable para longitudes de onda superiores a 1000 nm.

En base a esto, el color azul del cielo se puede explicar a partir de la dispersión de Rayleigh ya que, como la energía dispersada es máxima para pequeñas longitudes de onda de la radiación incidente, el extremo azul del espectro electromagnético es el más susceptible de ser dispersado.

Por lo que respecta a los aerosoles, tal y como se ha dicho anteriormente, es el segundo factor en importancia a tener en cuenta en el estudio de la atenuación de la radiación solar. De esta forma, en una atmósfera que contiene aerosoles, la irradiancia directa normal resulta mucho más atenuada que en una limpia, debido al efecto absorbente de éstos y también al efecto dispersante de los rayos solares. A su vez, la dispersión adicional de energía radiativa produce una alteración de la componente difusa aumentándola y apareciendo los efectos de múltiple reflexión entre Tierra y atmósfera; todo ello producido de una forma más o menos selectiva, pero repartida por todas las zonas del espectro electromagnético (Albizzati, 2002). De esta forma, la radiación difusa generada por los aerosoles es importante y su efecto no puede ser ignorado. De hecho, en zonas industrializadas o donde abunden partículas en suspensión (desierto) puede llegar a superar la dispersión Rayleigh (Iqbal, 1983) si bien, lógicamente las pérdidas por dispersión dependen también de la cantidad de atmósfera atravesada (altura de la localidad) y del ángulo cenital solar.

No obstante, el cálculo de la energía dispersada por los aerosoles es especialmente complejo. Una parte de la dificultad radica en especificar su número, tamaño, distribución y propiedades ópticas, y otra, en la dificultad que conlleva la resolución de las ecuaciones integro-diferenciales que describen el proceso. Asimismo, resulta muy difícil separar los procesos de absorción y dispersión de la radiación solar debidos a los aerosoles. Reuniendo en un único término ambas contribuciones, Ångström (1964) propuso la siguiente ecuación para calcular el espesor óptico normal de los aerosoles, $d_{a\lambda}$, conocida con el nombre de fórmula de turbiedad de Ångström

$$\delta_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.53)$$

donde λ es la longitud de onda de la radiación incidente en μm , y β es el denominado coeficiente de turbiedad de Ångström, que es función de la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical. El parámetro α informa del tamaño de los aerosoles, y su valor varía de 4 a 0. De esta forma, los valores grandes de α corresponden a pequeñas partículas, como pueden ser las moléculas de aire, y los

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

pequeños a grandes partículas. A falta de medidas, el valor de α comúnmente empleado es 1.3. El coeficiente de turbiedad de Ångström, β , se ha consolidado como un factor muy extendido y aceptado para caracterizar la turbiedad de la atmósfera (Katz et al., 1982; Sahsamanoğlu et al., 1989; Maduekwe and Chendo, 1997).

A partir de la expresión anterior, la transmitancia debida a los aerosoles puede expresarse como

$$\tau_{a\lambda} = e^{-(\beta\lambda^{-\alpha} m_a)} \quad (2.54)$$

De esta forma, para longitudes de onda menores que 1000 nm, las partículas de menor tamaño transmiten menos energía que las más grandes. Sin embargo, para longitudes de onda por encima de 1000 nm ocurre lo contrario.

Teniendo en cuenta la ecuación 2.53 se puede estimar simultáneamente los valores de α y β , midiendo el espesor óptico normal de los aerosoles en dos longitudes de onda. Las longitudes de onda comúnmente utilizadas son 380 y 500 nm ya que en 380 nm no hay absorción molecular y para longitudes de onda de 500 nm el ozono presenta una débil banda de absorción. Asimismo, cuando no se dispone de información acerca de la turbiedad atmosférica se puede estimar β a partir de la visibilidad horizontal, v . En este sentido, para visibilidades mayores de 5 km, MacClatchey et al. (1972) proponen la siguiente ecuación:

$$\beta = 0.55 \left(\frac{3.912}{v} - 0.01162 \right) [0.02471(v - 5) + 1.132] \quad (2.55)$$

2.5.- COMPONENTES ESPECTRALES DE LA RADIACIÓN SOLAR INCIDENTE

Aunque se denomina radiación solar a toda la radiación que incide sobre la superficie terrestre comprendida entre los 200 nm y los 4000 nm, es necesario distinguir distintas componentes espectrales de la misma en función de los efectos específicos producidos por cada una de ellas.

De esta manera podemos hablar de **radiación visible**, que es aquella componente cuyo contenido espectral coincide con la zona en la que es sensible el ojo humano; la **radiación fotosintéticamente activa o radiación PAR** (Photosynthetically Active Radiation) que es la radiación utilizada por las plantas en el proceso de la fotosíntesis y, por último, podemos hablar también de la **radiación ultravioleta**, a la que, debido a la importancia que supone en este estudio, se dedica el siguiente epígrafe.

2.5.1.- RADIACIÓN VISIBLE

La respuesta del ojo humano a la radiación no es, ni mucho menos, uniforme. Existen determinadas longitudes de onda que aún teniendo el mismo contenido energético que otras, son percibidas con mayor definición. El ojo puede, por tanto, considerarse como un detector selectivo que no presenta respuesta a radiaciones por debajo de 380 nm ni por encima de 760 nm y para el que, una vez dentro de esta región, la percepción resulte más adecuada para radiación con un contenido espectral predominante en los 550 nm (amarillo-verde) que para radiación de 450 nm (azul) o de 650 nm (rojo).

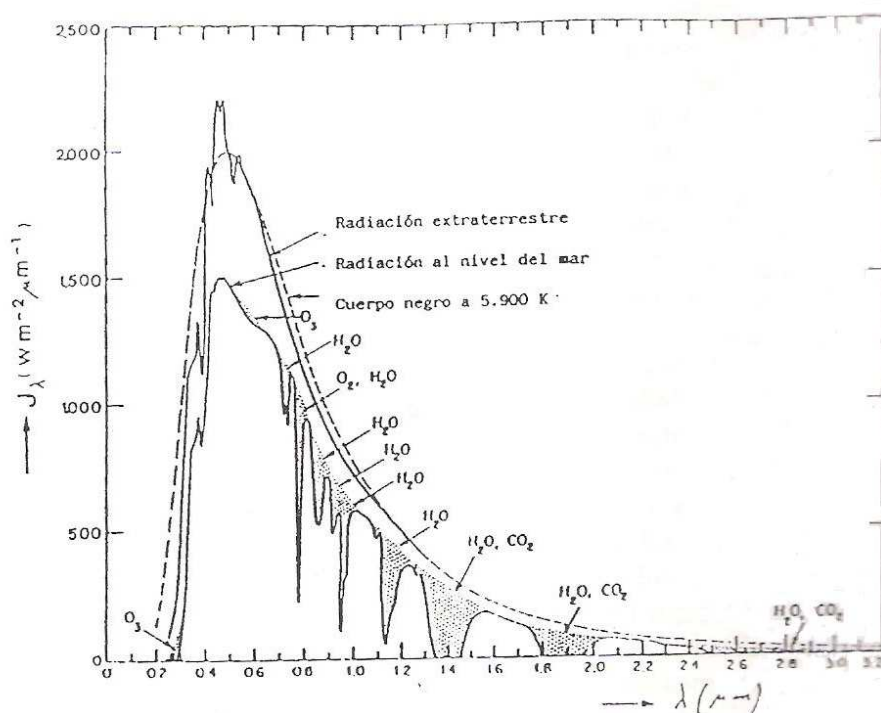


Figura 2.12.: Distribución espectral de la radiación solar

Este comportamiento está determinado por lo que se conoce como curva de eficiencia luminosa o curva de respuesta espectral, que no es otra cosa que la representación gráfica de la respuesta relativa ofrecida por el ojo humano a las distintas longitudes de onda (Figura 2.13). Esta curva se ha obtenido de forma experimental a través de múltiples experiencias específicas y hay que decir que pueden distinguirse dos modalidades de la misma, la denominada curva de eficiencia fotópica, asociada a niveles de iluminación suficientemente altos para tener una buena percepción del color, esto es, para la visión diurna, y la curva de eficiencia escotópica, ligeramente desplazada hacia longitudes de onda superiores con relación a la anterior y aplicable a la denominada visión nocturna.

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

2.5.2.- RADIACIÓN FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA

La fotosíntesis es un proceso bioquímico fundamental que tiene lugar en las plantas, mediante el cual se produce materia orgánica a partir de una reacción en la que interviene el CO_2 atmosférico y la radiación solar incidente. Como resultado de esta reacción, se obtiene, aparte de los compuestos orgánicos mencionados, oxígeno molecular.

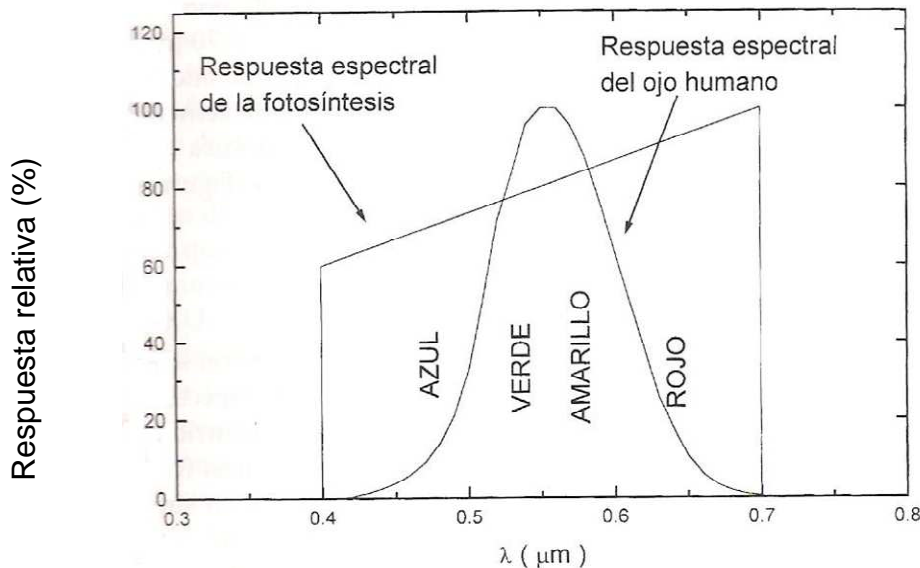
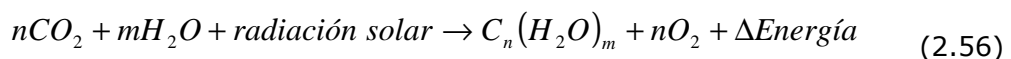


Figura 2.13.: Curva de eficiencia luminosa o de respuesta espectral

De forma elemental, esta reacción se puede representar de acuerdo a la siguiente expresión:



Tal y como aparece en la misma, la aportación de radiación necesaria para que el proceso se lleve a cabo es, precisamente, de origen solar, resultando que, la de mayor eficiencia es la de longitudes de onda próximas a los 700 nm (rojo) y la de menor eficiencia, la correspondiente a longitudes de onda en torno a los 400 nm (violeta). Fuera de estos límites, no existe activación del mecanismo de la fotosíntesis, siendo la representación gráfica de la respuesta relativa de este efecto una función de tipo rampa (Figura 2.13).

2.6.- RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

La radiación ultravioleta (UV) es la componente de la radiación solar cuya longitud de onda es inferior a 400 nm. Si se analiza el espectro global de la radiación incidente (Figura 2.12), se observa que la contribución de esta componente es, en

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

términos relativos, bastante pequeña. Concretamente, representa sólo un 8.3 % del espectro solar extraterrestre (Stamnes, 1993) y un 5% de la radiación que llega a la superficie de la Tierra. Sin embargo, aunque la cantidad de energía aportada resulte escasa en comparación con la contribución solar en general, de acuerdo con la ley de Planck ($\Delta E = h\nu$), los fotones asociados a la radiación ultravioleta resultan ser los más energéticos, lo que determina que sus efectos sean más intensos y específicos.

Generalmente, la componente ultravioleta se considera subdividida normalmente en tres bandas específicas cuya anchura y denominación dependen del campo de interés. Desde el punto de vista de los efectos biológicos y sabiendo que cuanto más corta es la longitud de onda de cada una de estas subregiones, mayor energía tendrá la radiación, se pueden distinguir 3 bandas, cuyos límites aproximados son:

- **UV-A:** $320(315) < \lambda < 400nm$, denominada luz negra o ultravioleta larga. Es la continuación de la región visible y es la menos energética; sin embargo, debido a su gran intensidad (es la que llega en mayor cantidad a la Tierra puesto que casi todos los rayos UV-A atraviesan la capa de ozono), ejerce una gran influencia en la Tierra.
- **UV-B:** $280 < \lambda < 320(315)nm$, radiación ultravioleta media. Llega a la Tierra muy atenuada por la capa de ozono y es muy sensible a las condiciones meteorológicas y cambios en la concentración de ozono. Puede resultar muy nociva para la vida en general por lo que, el actual deterioro de la capa de ozono que absorbe la mayor parte de los rayos UV-B provenientes del Sol, aumenta la amenaza de este tipo de radiación.
- **UV-C:** $200 < \lambda < 280nm$, radiación ultravioleta corta o germicida. Es la más peligrosa para el hombre debido a su gran energía. Afortunadamente, el oxígeno y el ozono de la estratosfera absorben todos estos rayos UV-C (Madronich, 1993).

Actualmente, debido a la importancia del estudio de los efectos biológicos de la radiación ultravioleta, se considera una nueva región, que equivale a la banda de la radiación UV-B, incluyendo también una parte de la banda UV-A y que representaría la respuesta relativa de la piel humana a la radiación ultravioleta. Recibe el nombre de **banda eritemática**, ya que una reacción eritemática es un enrojecimiento o quemadura solar. Las unidades de medida son el MPE (Minimum Perceptible Erythema), que equivale a la energía de $2.5 \cdot 10^5 \text{ erg} \cdot \text{cm}^2$ a 300 nm o el MED/h (Minimum Erythema Dose por hora), que representa la cantidad de energía necesaria para producir una reacción de eritema sobre la unidad de superficie de piel humana. Como sucede en otros casos, se trata también de una medida indirecta de tiempo de irradiación.

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

Como resulta lógico, la radiación ultravioleta observada en superficie está condicionada por la atenuación de la radiación extraterrestre en esas longitudes en su camino a través de la atmósfera. Concretamente, las mayores influencias causadas sobre la radiación ultravioleta que alcanza la superficie terrestre son debidas al ozono atmosférico, la turbiedad atmosférica, las nubes, la altitud y el albedo de las superficies (Stamnes, 1997).

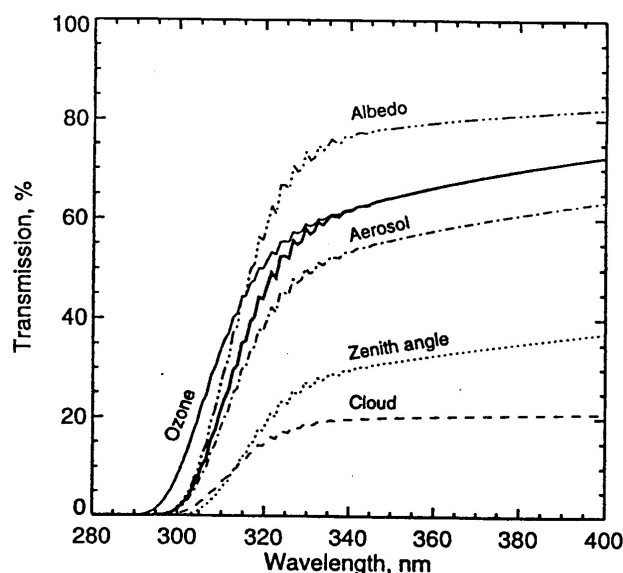


Figura 2.14.: Transmitancia espectral para diferentes modelos de atmósferas: la línea continua representa la irradiancia recibida para condiciones estándar; las líneas discontinuas muestran los efectos de variar condiciones individualmente (Madronich et al., 1997)

2.6.1.- INFLUENCIA DE LA ATMÓSFERA EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Tal y como se ha visto anteriormente, la atmósfera ejerce una gran influencia sobre la radiación solar, determinando en gran medida la cantidad de radiación que alcanza la superficie terrestre.

Por lo que respecta a la componente ultravioleta, el gas atmosférico con mayor influencia es el ozono que, como se ha citado, se acumula principalmente en la estratosfera, entre 25 y 30 km de altura. No obstante, la atenuación provocada por esta capa se produce, sobre todo en las bandas B y C, en las que la radiación ultravioleta tiene mayores efectos sobre los seres vivos. Es especialmente importante, la absorción de radiación ultravioleta por el ozono para longitudes de onda menores que 330 nm (Blumthaler, 1993), donde los valores del coeficiente de absorción de ozono se incrementan rápidamente a medida que decrece la longitud de onda, hasta el punto que, junto con la acción de otros gases atmosféricos, como el oxígeno, la radiación con longitud de onda inferior a 295nm, y en particular, la UV-C, es absorbida completamente en su camino hacia la superficie terrestre (Dave et al., 1976).

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

Asimismo, el ozono también bloquea gran parte de la radiación UV-B y, aunque en menor medida, la radiación UV-A (Albizzati et al., 2002).

Medidas espectrales de ultravioleta demuestran que, a diferencia de la radiación total, para la que la turbiedad ejerce una mayor influencia que la capa de ozono y la distancia Tierra-Sol (Albizzati, 2002), los cambios en la cantidad de ozono total son el factor dominante en la radiación UV-B recibida en Tierra (Bais et al., 1993, Albizzati, 2002). En este sentido, parece existir una clara evidencia de que la disminución de la concentración de ozono estratosférico produce un aumento de la radiación ultravioleta solar que alcanza el suelo (Kerr y McElroy, 1993), si bien, los efectos de la disminución de la capa de ozono son menos apreciables en la región UV-A, debido a la baja sección eficaz de absorción que tiene el ozono en ese intervalo de longitud de onda.

Y es que la práctica totalidad de la atenuación de la radiación UV-A se debe a dispersión de Rayleigh y a la absorción por aerosoles (Iqbal, 1983). En esta línea de investigación, diversos estudios intentan evaluar la influencia de los aerosoles sobre la radiación solar que alcanza la superficie terrestre (Peterson and Flowers, 1977; Liu et al., 1991; Bais et al., 1993; Lorente et al., 1994) encontrándose, como resultados más destacables que, de acuerdo con la mayoría de las observaciones hechas en diferentes lugares, los aerosoles producen su mayor atenuación en la región ultravioleta (Pitts et al., 1969; Bird et al., 1982; Nagaraja et al., 1984; Elhadidy et al., 1990).

En este sentido, Zavodska and Reichrt (1985) señalan que la absorción por aerosoles urbanos es más notable en la parte de onda corta del espectro y Al-Aruri (1990) trata de cuantificar estos efectos con medidas realizadas en Kuwait (29°29'N) para los meses de junio y agosto. Concretamente, de la comparación entre medidas de radiación ultravioleta registradas en días claros, con atmósfera libre de polvo (visibilidad mayor de 20 km), y medidas de días con gran turbiedad (visibilidad entre 3 y 4 km) en Kuwait (29°20' N, 47°24' E), concluye que la reducción en la radiación ultravioleta fue, en promedio, del 47%, frente al 28% de la radiación total.

Es de destacar las aportaciones realizadas por Lorente et al. (1994) en el estudio de la influencia de la turbiedad sobre la radiación ultravioleta, tanto por haberse realizado con medidas efectuadas en España, como por la extensión de los resultados y conclusiones expuestos en este trabajo de investigación. Del mismo se concluye que la atenuación por aerosoles puede causar que en días con gran turbiedad se detecte hasta un 26% menos de radiación ultravioleta que en días muy claros (Lorente et al., 1994).

Por último, es importante destacar que el vapor de agua no tiene efectos directos sobre la absorción de la radiación UV-A, pero sí puede producir atenuación a través de un mecanismo intermedio, ya que, debido al carácter higroscópico de las partículas de aerosol, la humedad produce su aglomeración o coalescencia, de forma que crecen en tamaño y aumentan su sección eficaz de absorción.

2.6.2.- INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

La extinción más importante de la radiación solar total es producida por las nubes, de forma que la componente difusa de la radiación solar representa de un 10% al 20% de la radiación total para cielos claros y un 100% para cielos totalmente cubiertos (Wright, 2000).

Por lo que respecta a la radiación ultravioleta, medidas espectrales realizadas en superficie muestran que las nubes pueden reducir esta componente del espectro solar hasta un 80% y que las nubes atenúan por igual en la banda de longitud de onda entre 290 y 325 nm, sin importar la longitud de onda (Bais et al., 1993). Madronich (1993) también señala que la transmisividad de las nubes es aproximadamente independiente de la longitud de onda, al menos en los intervalos UV-A y UV-B. De esta forma, se asume a menudo que las nubes producen una extinción en el ultravioleta y en el visible que es independiente de la longitud de onda (Riordan et al., 1990), mientras que en el infrarrojo cercano causan una absorción que sí es dependiente de la longitud de onda y que se incrementa a medida que lo hacen el vapor de agua y el agua líquida (Iqbal, 1983).

Sin embargo, no siempre el efecto neto es una reducción de la radiación. En ocasiones, las nubes cubren gran parte del cielo, pero no ocultan el disco solar. En estas circunstancias, la radiación solar reflejada por la superficie terrestre hacia arriba, es reflejada a su vez por las nubes nuevamente hacia la Tierra, quedando confinada entre las nubes y el terreno y aumentando, como consecuencia, el nivel de radiación en la superficie (Madronech and Flocke, 1997). Aumentos de hasta el 30% se han medido y algunas veces se han atribuido a reflexiones producidas en los bordes de las nubes (Mims and Frederick, 1994).

Por otra parte, son muchos los aspectos referentes a la nubosidad a tener en cuenta. El espesor de la capa de nubes, su altura, la distribución del tamaño de las gotas y el albedo de las superficies influyen sobre la transmisividad de la radiación ultravioleta. De esta forma, junto con los aerosoles, las nubes son generalmente difíciles de representar de forma realista en un modelo, debido a que tienden a ser altamente variables y a que no existe una información adecuada acerca de sus propiedades microfísicas para una situación atmosférica de interés (Madronech, 1993). Por ello, parametrizar los efectos de la cubierta de nubes es el mayor obstáculo con el que se enfrentan todos los modelos de radiación solar y, de hecho, la mayoría están restringidos a cielos claros (McKenzie, 1991). Asimismo, aquellos modelos específicos para el cálculo de la transmisividad de las nubes (Nack and Green, 1978; Spinhirne et al., 1978), dada la complejidad y variabilidad de la distribución temporal y espacial de la capa de nubes, suelen hacer numerosas simplificaciones.

Spinhirne et al.(1978), adoptando la metodología propuesta por Chandrasekhar

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

(1950), que proporciona una solución bastante precisa y que ha sido aplicada por diversos autores a atmósferas con nubes y a atmósferas con neblinas (Liou, 1976; Nack and Green, 1974), obtienen que, cuando aumenta el espesor de las nubes, la transmisividad para ultravioleta decrece en menor grado que la de la radiación total (Spinhirne et al., 1978). Y es que, las nubes, como vapor de agua, causan una mayor atenuación sobre la radiación global visible que sobre la ultravioleta.

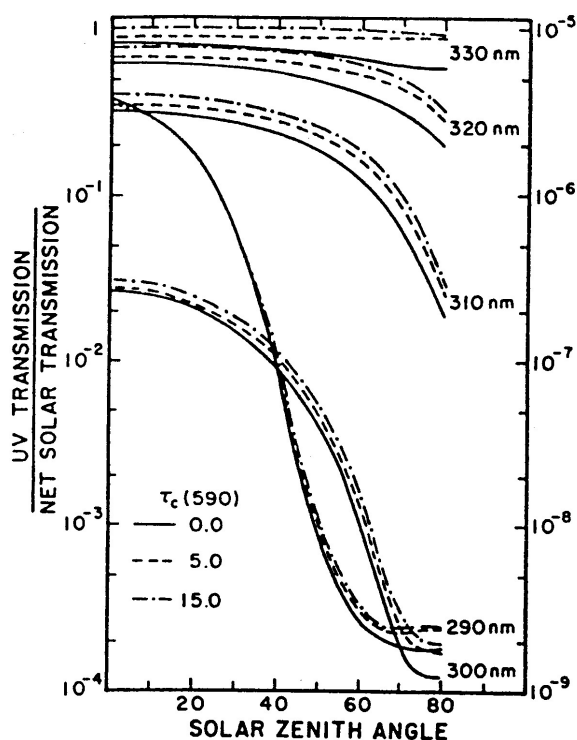


Figura 2.15: Razón de la transmisión de la radiación ultravioleta a la total para diferentes espesores de las nubes (τ_c) (Spinhirne et al, 1978)

2.6.3.- INFLUENCIA DE LA ALTITUD EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Una evaluación realista de los efectos fotobiológicos y ecológicos producidos por la radiación ultravioleta requiere de la consideración del efecto producido por la altitud. El aumento del flujo de radiación solar con la altitud es consecuencia de la menor masa de aire atravesada a mayor altura. Si la altitud va asociada con la presencia de nieve, se produce, además, un incremento del flujo de radiación ultravioleta debido al aumento del albedo del terreno y a los efectos de dispersión múltiple con la atmósfera. Además, este efecto de la altitud también depende del contenido específico en el lugar de la columna atmosférica: moléculas de aire, agua y aerosoles.

Si se realiza un análisis teórico de los diferentes parámetros que inciden en la variación de la radiación solar desde el tope de la atmósfera hasta el nivel del suelo, se puede observar que el agua que se encuentra en suspensión en la atmósfera, los

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

aerosoles, el ozono y la mezcla de gases son los factores atmosféricos que más inciden en la variación de la radiación con la altura (Hoyos et al., 2003).

Es de gran utilidad cuantificar el porcentaje de aumento que sufre la radiación ultravioleta recibida a medida que la altitud crece. En este sentido, Reiter et al. (1982) obtuvieron aumentos en la radiación diaria recibida en el intervalo 310-340 nm que oscilan entre 14 y 27%/1000 metros con medidas realizadas durante cinco años a altitudes de 700, 1800 Y 3000 metros sobre el nivel del mar en la región Norte de los Alpes. Por otra parte, Blumthaler (1993), con medidas realizadas en la estación de alta montaña de Jungfrauoch y en el valle en Innsbruck, determinó un aumento medio para la radiación total diaria del 9%/1000 metros y del 18%/1000 metros para la componente con efectividad eritemática de la radiación ultravioleta en el verano. De esta forma, en verano el efecto de la altitud sobre la radiación ultravioleta es doble que sobre la total mientras que para el invierno estos aumentos son más notables, registrándose, cada 1000 metros, variaciones del 15% para la radiación total y del 23% para la ultravioleta.

Más recientemente, Piazena (1996) realiza medidas en intervalos de 308 a 319 nm (principalmente UV-B) y de 313 a 374 nm (principalmente UV-A) en los Andes chilenos para una latitud de 23°S a diferentes alturas, desde el nivel del mar hasta 5500 m. Para una altura solar dada, encuentra que existe una dependencia de tipo lineal entre la radiación ultravioleta recibida y la altura (Piazena, 1996). Por otra parte, el estudio revela que, para cada 1000 m, el efecto de la altitud en el aumento de la radiación es aproximadamente del entre el 8 y el 10% para la banda UV-B y del 15-7% para la UV-A. Estos gradientes son inferiores a los encontrados en los Alpes debido a que la atmósfera en los Andes es clara y seca con un coeficiente de turbiedad de Linke entre 1.06 y 1.07, significativamente menor que en estas montañas europeas, con lo cual el efecto de transparencia asociado con la altura no es tan marcado.

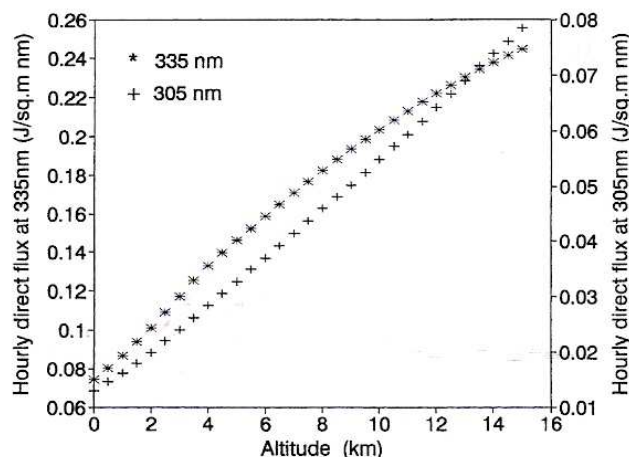


Figura 2.16.: Dependencia de la Radiación Ultravioleta directa con respecto a la altitud (Dvorkin y Steinberger, 1999)

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

Sin embargo, Dvorkin y Steinberger (1999), encuentran que, si bien la componente directa de la radiación ultravioleta sí que aumenta linealmente para las capas más bajas de la atmósfera, por lo que respecta a la componente difusa, no presenta este tipo de dependencia. Por el contrario, el flujo aumenta hasta alcanzar un máximo para una determinada altitud, función de la longitud de onda y del ángulo cenital solar, a partir del cual disminuye (figuras 2.16 y 2.17).

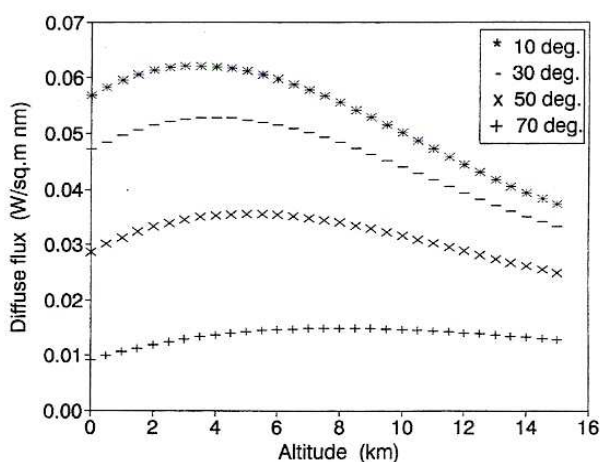


Figura 2.17.: Dependencia de la Radiación Ultravioleta difusa con respecto a la altitud (Dvorkin y Steinberger, 1999)

2.6.4.- INFLUENCIA DEL ALBEDO EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Las reflexiones procedentes de agua, Tierra, vegetación u otras superficies pueden incrementar la radiación ultravioleta recibida por una superficie, bien directamente o indirectamente, al iluminar la parte inferior de la atmósfera, que puede difundir parte de la radiación hacia la superficie.

El albedo de una superficie se define como la razón de la irradiancia reflejada frente a la irradiancia incidente, siendo función del tipo y textura de superficie, y de la longitud de onda. Asimismo, el valor del albedo depende del ángulo de incidencia de la radiación y, es particularmente problemática su modelización en el visible a medida que se modifica el ángulo cenital solar, mientras que en el intervalo ultravioleta se produce una variabilidad menor debido a que la proporción de difusa incidente es mayor (Madronich, 1993).

A pesar de que existen medidas del albedo de muy diversas superficies para el intervalo de longitud de onda correspondiente al visible, se encuentran relativamente pocas medidas para el intervalo ultravioleta (tabla 2.2)

Asimismo, se han realizado medidas comparativas del albedo de distintas superficies a la radiación total y a la radiación UV-B, encontrando grandes diferencias para algunas superficies, por ejemplo césped (el albedo promedio para la radiación total

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

es del 20%, pero sólo del 1.3% para el intervalo UV-B). Destaca el gran albedo que posee la nieve para el intervalo UV-B, relacionándolo con un tipo de ceguera conocida como Keratitis fotoeléctrica (Blumthaler, 1993).

Tabla 2.2.: Albedo ultravioleta de algunas superficies

Superficie	Albedo, %	Referencia
Agua líquida	5-10	Kondratyev, 1969 Blumthaler and Ambach, 1988 Doda and Green, 1980
Nieve seca y limpia	30-100	Kondratyev, 1969 Blumthaler and Ambach, 1988 Doda and Green, 1980 Dickerson et al., 1982
Nieve húmeda y sucia	20-95	Kondratyev, 1969 Blumthaler and Ambach, 1988
Hielo	7-75	Kondratyev, 1969 Blumthaler and Ambach, 1988
Cultivo de maíz	2	Kondratyev, 1969
Bosque de coníferas	4-8	Kondratyev, 1969
Hierba (sin especificar)	1	Dickerson et al., 1982
Alfalfa	2-4	Coulson and Reynolds, 1971
Cultivo de arroz	2-6	Coulson and Reynolds, 1971
Pasto	2-6	Blumthaler and Ambach, 1988
Pradera	1-3	Blumthaler and Ambach, 1988
Bosque de pinos	1-2	Doda and Green, 1980
Tierra arcillosa	5-8	Doda and Green, 1980
Piedra caliza	8-12	Blumthaler and Ambach, 1988
Desierto	4	Doda and Green, 1981
Cemento blanco	17	Dickerson et al., 1982
Yeso	16-30	Doda and Green, 1981
Asfalto	4-11	Blumthaler and Ambach, 1988 Coulson and Reynolds, 1971

Por último, la figura 2.18 (Madronich, 1993), muestra el efecto que produce el albedo sobre la componente eritemática para un ángulo cenital solar arbitrario (línea sólida), 0° (línea punteada) y 70° (línea rayada). En ella se aprecia que esta influencia por parte del albedo, depende muy débilmente del ángulo cenital solar, ya que gran parte de la radiación en estas circunstancias es difusa.

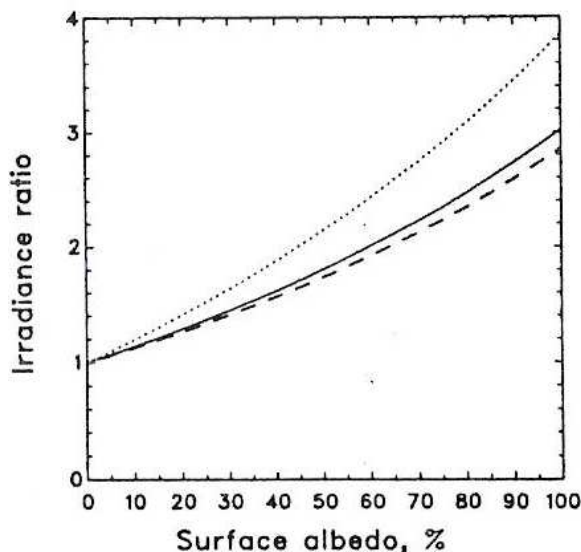


Figura 2.18.: Efecto del albedo sobre la radiación eritemática para cielos despejados. (Madronich, 1993)

2.6.4.- INFLUENCIA DE LA ALTURA SOLAR EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

La influencia de la altura solar en la magnitud de la irradiancia ultravioleta recibida es relevante puesto que resulta determinante en su variación diurna y estacional, así como con la latitud. En todos los casos, la influencia de la altura solar sobre la irradiancia ultravioleta está íntimamente relacionada con la masa de aire atravesada por ésta, encontrando que la radiación ultravioleta es más efectivamente atenuada cuando decrece la altura solar que los flujos de radiación de longitudes más largas.

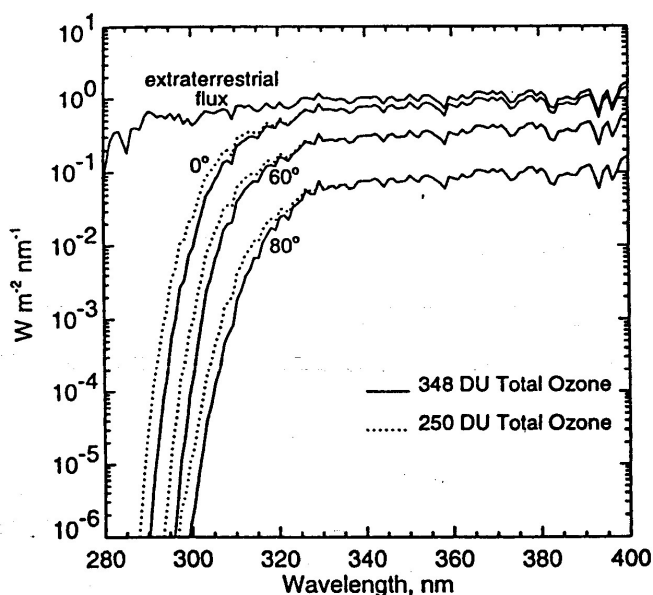


Figura 2.19.: Distribución espectral en superficie para cielos claros, sin aerosoles y albedo superficial de 0.1 (Madronich, 1997)

CAPÍTULO 2: ASPECTOS BÁSICOS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA

Este efecto es particularmente notable para la radiación UV-B (Blumthaler, 1993). Así en la figura 2.19 se representan los valores obtenidos para la irradiancia espectral utilizando un modelo de transferencia radiativa (Madronich, 1993). A medida que aumenta el ángulo cenital la radiación UV-B se ve fuertemente reducida, mientras que la UV-A decrece aproximadamente igual en todo su intervalo. En la gráfica también se observa la enorme reducción que, debido a la absorción de ozono, sufre la radiación ultravioleta en superficie para longitudes de onda inferiores a 320 nm. Consecuentemente las mayores incidencias de radiación ultravioleta se producen en mayor medida antes y después del mediodía solar, efecto destacable a medida que la longitud de onda decrece.

Asimismo, una variación de latitud puede ser extrapolada en el lugar de medida como una variación de la altura solar a lo largo del día o del discurrir anual. Por ejemplo, moverse 10 grados hacia el ecuador incrementa los flujos de radiación en la misma medida que el incremento que se produce a lo largo del mes de abril (Blumthaler, 1993).

2.6.5.- INFLUENCIA DE LAS FLUCTUACIONES NATURALES EN LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Por último, los once años del ciclo de variación de la actividad solar tienen influencia en el flujo de radiación procedente del Sol. Sin embargo, estas fluctuaciones afectan sobre todo al intervalo UV-C que, tal y como se ha visto, no alcanza la superficie terrestre como consecuencia de los procesos de absorción por parte del ozono y el oxígeno, mientras que el efecto para longitudes de onda mayores que 300 nm es menor del 1% (Lean, 1987).

Por otra parte, la intensidad de radiación ultravioleta producida por el Sol tiene leves variaciones, asociadas a su periodo de rotación aparente (27 días) y a la aparición de protuberancias y explosiones en la fotosfera. Estas fluctuaciones afectan sobre todo a las componentes más energéticas del espectro, que no llegan a la superficie terrestre. Sin embargo, pueden afectar al ciclo de producción y destrucción de ozono en la alta atmósfera y, en consecuencia, a la transmisión atmosférica de otras porciones del espectro ultravioleta (Ciencia Hoy, 1998).

CAPÍTULO 3.:
SISTEMA DE MEDIDA

RESUMEN

Si bien el trabajo de investigación que se presenta, se basa en datos experimentales de distintos emplazamientos del mundo, concretamente, Córdoba, Valencia y Hobart (Australia), la mayor parte de las medidas utilizadas en el estudio han sido recogidas en Córdoba. Por ello, en este capítulo se realiza una descripción del tipo de medidas y de la estación radiométrica de la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Córdoba que ha servido de base para la elaboración de este trabajo de investigación. De esta forma, se expondrán las principales características de los sensores que la componen, así como de la filosofía que encierra el control automático y manual de la instalación y del almacenamiento de datos en el emplazamiento referido. No obstante, previamente se expone de forma general los dispositivos más comunes en las estaciones radiométricas.

3.1.- INSTRUMENTOS DE MEDIDA

3.1.1.- MEDIDAS DE RADIACIÓN

Los *radiómetros* solares son los instrumentos utilizados para medir la radiación solar, y tienen como objetivo medir la energía asociada a la radiación incidente sobre un plano con una orientación dada, así como dar información acerca de la distribución espectral y espacial de dicha energía. Estos instrumentos suelen convertir la energía de la radiación incidente en otra forma de energía que se pueda medir convenientemente mediante el empleo de sensores.

Un sensor es un dispositivo capaz de transformar una magnitud física en una señal eléctrica o digital, de más fácil lectura y almacenamiento. Los sensores más utilizados en los instrumentos de medida de la radiación solar son los termoelectricos y los fotoelectricos. Un sensor termoelectrico consiste en la unión por sus extremos de dos metales diferentes (termopar). Una de las uniones está conectada térmicamente a una superficie metálica pintada de negro y la otra unión se mantiene en contacto con una superficie metálica protegida de la radiación. De acuerdo con el denominado efecto Seebeck se produce una fuerza electromotriz entre dichas soldaduras proporcional a la diferencia de temperaturas. Como la fuerza electromotriz producida por un solo termopar es pequeña, se colocan en serie varios de ellos, formándose así lo que se conoce como termopila. Para tener condiciones estables es necesario mantener a la sol-

daduras frías a una temperatura constante, o bien, dotar a la termopila de un sistema de compensación térmico. Las principales ventajas de los sensores termoeléctricos son la pequeña dependencia de su respuesta con la temperatura ambiente, y la relación lineal entre la radiación incidente y la respuesta del instrumento.

Por lo que respecta a los sensores fotoeléctricos, estos se basan en el efecto fotovoltaico. Cuando una unión de dos semiconductores es expuesta a una radiación de longitud de onda conveniente, se produce una corriente que depende de la intensidad de la radiación. De esta forma, este tipo de sensores de radiación son conversores que reciben fotones y producen una respuesta eléctrica que puede ser amplificada y convertida en una señal inteligible (Rieke, 1994). Las principales ventajas de los sensores fotovoltaicos son, su simplicidad, su bajo coste, su rápida respuesta, y una proporcionalidad directa entre la corriente y la radiación incidente. Por el contrario, sus grandes inconvenientes son la dependencia de su respuesta con la temperatura, y la respuesta espectral limitada, siendo máxima para la radiación roja e infrarroja próxima.

Los radiómetros se pueden clasificar en función del tipo de radiación a medir. Los dos tipos fundamentales de radiómetros usados en el espectro solar son los pirheliómetros y los piranómetros. No obstante, tanto los pirheliómetros como los piranómetros miden la radiación de onda corta ($300 < \lambda < 4000$ nm), por lo que para las medidas de onda larga ($\lambda > 4000$ nm) se ha de recurrir a los denominados *pirgeómetros* y para medidas en todas las longitudes de onda a los *pirradiómetros*.

3.1.1.1.- PIRHELIÓMETROS

Los *pirheliómetros* son dispositivos de tipo telescópico con una apertura de pequeño diámetro que miden la radiación solar directa en incidencia normal. La superficie receptora debe mantenerse en todo momento perpendicular a la dirección de la radiación solar ya que para realizar una medida correcta debe estar orientado hacia el Sol. Por tanto, es ineludible que el pirheliómetro este acoplado sobre una montura ecuatorial y provisto de un mecanismo de seguimiento del disco solar. Las aperturas de este dispositivo están dispuestas de forma que sólo la radiación procedente del disco solar y de una estrecha franja anular en torno al mismo alcanza el receptor, por lo que el dispositivo ha de tener un ángulo de apertura muy pequeño (figura 3.1). El diseño más general consiste en un tubo cilíndrico pintado interiormente de negro, con el sensor colocado en uno de sus extremos mientras que el otro extremo está protegido por un cristal de cuarzo.

La Organización Meteorológica Mundial, WMO de acuerdo con sus siglas en inglés (World Meteorological Organization), clasifica los distintos tipos de pirheliómetros en pirheliómetro patrón primario, pirheliómetro patrón secundario y pirheliómetro de campo, atendiendo tanto a su precisión como a la del equipo auxiliar (WMO, 1996). Concretamente, los factores considerados para evaluar la precisión son: sensibilidad,

estabilidad del factor de calibración, error máximo debido a las variaciones de temperatura ambiente, errores debidos a la respuesta espectral del receptor, no-linealidad de la respuesta, ángulo de apertura, constante de tiempo del sistema y efectos del equipo auxiliar.

Los pirheliómetros empleados como patrones primarios son pirheliómetros absolutos, en el sentido de que el instrumento puede definir la escala de irradiancia total sin recurrir a fuentes o radiadores de referencia. Un pirheliómetro absoluto de cavidad está básicamente constituido por una cavidad (receptor) y sensores calorimétricos diferenciales autocalibrados eléctricamente. La radiación solar que atraviesa la apertura de precisión, de unos 50 mm^2 , se absorbe en un receptor cónico y se determina su valor mediante la sustitución de la radiación solar por el calor aportado por una corriente eléctrica, que se disipa en un bobinado calorífico muy próximo al lugar donde tiene lugar la absorción de la radiación.

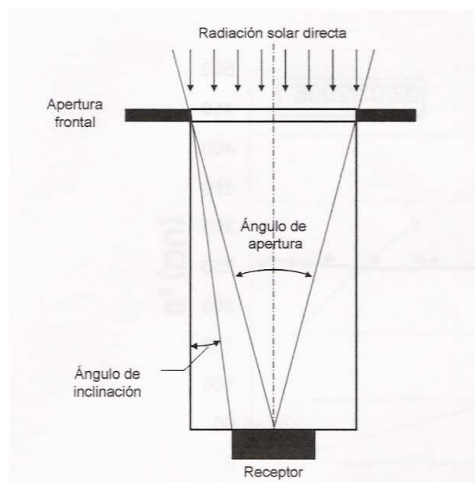


Figura 3.1.: Geometría básica de un pirheliómetro

Los pirheliómetros de uso más frecuente, como el NIP (Normal Incidente Pyrheliometer) de Eppley, incorporan una termopila en la base de un tubo cuya relación entre diámetro de apertura y longitud es aproximadamente 1:10, siendo el ángulo subtendido de 5° a 11° ($5^\circ 43' 30''$ en el caso del NIP). A mayor ángulo, mayor será la cantidad de radiación solar procedente de la aureola solar -radiación circumsolar- captada por el detector, pero menores serán las exigencias de precisión en el seguimiento de la trayectoria solar. Gracias al desarrollo de seguidores solares más precisos, este último factor ha perdido peso en el diseño de pirheliómetros.

En cualquier caso, debe tenerse en cuenta que la medida de la radiación solar directa es una tarea delicada que debe realizarse mediante instrumentos adecuados al uso que se dará a los datos obtenidos y, preferentemente, bajo la supervisión de personal experimentado. En la Tabla 3.1 se resumen las características que deben reunir los pirheliómetros operativos (no aplicables a un pirheliómetro patrón primario)

según la WMO (1996).

Tabla 3.1. Características de los pirheliómetros operacionales, según WMO (1996).

Alta calidad: aptos para su uso como patrones de trabajo; para su mantenimiento se requieren instalaciones adecuadas y personal especializado.

Buena calidad: aceptables para redes de medida

Característica	Alta calidad	Buena calidad	
Tiempo de respuesta (95%) ¹	<15 s	<30 s	
Desajuste del cero (respuesta a la variación de 5 K·h ⁻¹ en la temperatura ambiente)	±2 W·m ⁻²	±4 W·m ⁻²	
Resolución (mínimo cambio detectable en W·m ⁻²)	±0.5	±1	
Estabilidad (porcentaje del fondo de escala, variación anual)	±0.5	±1	
Respuesta en temperatura (máximo error en % debido a la variación de la temperatura ambiente en un intervalo de 50 K)	±1	±2	
No-linealidad (desviación en % de la respuesta a 500 W·m ⁻² debido a una variación de la irradiancia entre 100 y 1100 Wm ⁻²)	±0.2	±0.5	
Sensibilidad espectral (desviación en % del producto de la absorbancia espectral y la transmitancia espectral de la media correspondiente en el intervalo de 0.3 a 3 μm)	±0.5	±1	
Respuesta a la inclinación (desviación en % con respecto a la respuesta a inclinación de 0° debida a la variación de la inclinación desde 0 a 90° a 1000 W·m ⁻² de irradiancia)	±0.2	±0.5	
Incertidumbre alcanzable en irradiación (nivel de confianza del 95%)			
sobre 1 minuto	% kJ·m ⁻²	±0.9 ±0.56	±1.8 ±1
sobre 1 hora	% kJ·m ⁻²	±0.7 ±21	±1.5 ±54
sobre 1 día	% kJ·m ⁻²	±0.5 ±200	±1.0 ±400

3.1.1.2.- PIRANÓMETROS

La medida de la radiación global se realiza por medio de piranómetros, aparatos que reciben la radiación solar de toda la bóveda celeste de forma que con ellos se puede medir tanto la radiación global como la difusa, si bien, para medir esta última es necesario instalar una banda de sombra, que bloquee la radiación directa recibida del Sol, evitando con ello la visión del disco solar en su recorrido diario.

Los piranómetros de uso más extendido, como el Eppley modelo PSP, constan de dos cúpulas, cuya función principal es filtrar la radiación infrarroja procedente de la atmósfera y la radiación de onda corta procedente del sol, evitando que alcance al receptor (Figura 3.2). Éste está constituido por una termopila, cuya unión caliente está

¹ La definición del tiempo de respuesta empleada por la WMO en esta publicación difiere de la empleada normalmente, es decir, la constante de tiempo del instrumento, considerando éste como un sistema de primer orden, correspondiente al tiempo necesario para que la señal de salida alcance el 63.2% de su valor final en condiciones estacionarias.

recubierta de una pintura de alta absortividad. El cuerpo del instrumento, constituido por una pieza cilíndrica de bronce protegida por un disco de guarda pintado para reducir la absorción de irradiancia solar, aloja los circuitos electrónicos y sirve de sumidero de calor para la unión fría de la termopila. El instrumento está dotado de un desecante para evitar la condensación en el interior del instrumento y de un nivel de burbuja para facilitar la nivelación. Mientras que su respuesta espectral es prácticamente plana en todo el intervalo de interés, la mayor fuente de incertidumbre es su respuesta direccional.

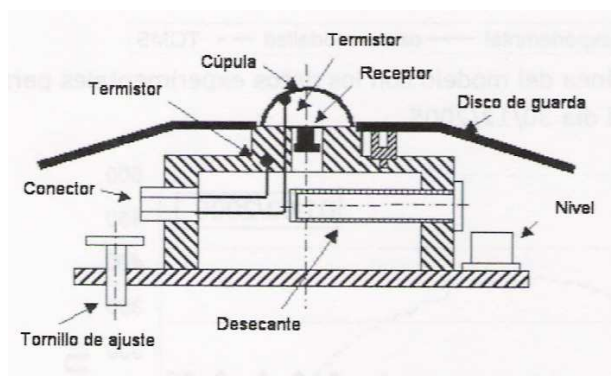


Figura 3.2.: Esquema de un piranómetro Eppley PSP.

Otro modelo de piranómetro de uso muy extendido es el piranómetro B/N (Blanco/Negro). Estos instrumentos también emplean una termopila, en este caso pintada de blanco y negro, como receptor. Las uniones frías de la termopila están unidas a la pintura blanca del detector y las uniones calientes a la pintura negra. Al no requerirse mucha masa térmica para estabilizar las uniones frías, el piranómetro B/N es mucho más ligero que el anteriormente descrito. La señal es proporcional a la diferencia de temperatura entre las uniones frías y las uniones calientes. No obstante, el piranómetro B/N tiene un tiempo de respuesta considerablemente mayor que el anterior (del orden de cinco veces mayor), peor respuesta direccional y presenta el problema de la degradación de las propiedades espectrales de la pintura con el tiempo.

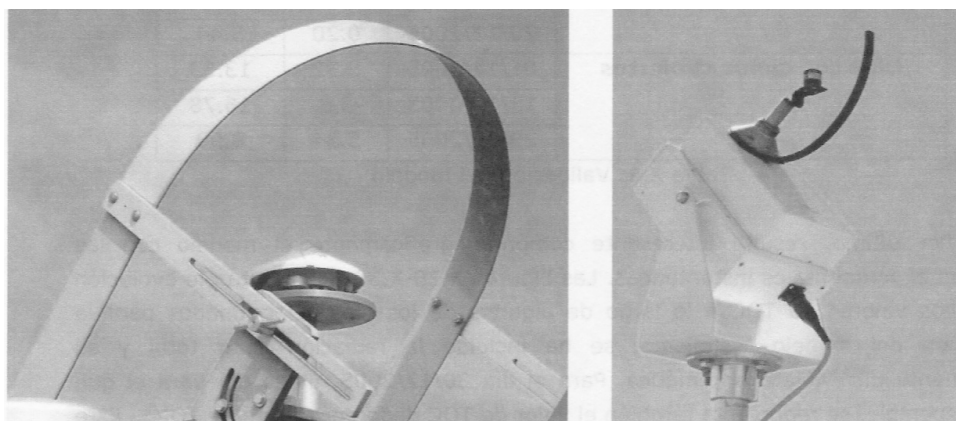


Figura 3.3.: Piranómetros con distintos dispositivos de sombra para medida de la radiación difusa.

CAPÍTULO 3: SISTEMA DE MEDIDA

Un tercer tipo de piranómetro es el basado en el uso de una célula fotovoltaica como detector. La respuesta espectral de estos sensores no incluye todo el espectro de interés, por lo que la calidad de la medida depende de las condiciones atmosféricas. Algunos autores, como Vignola (1999) han reportado diferencias de hasta el 40% en la respuesta de algunos instrumentos a la radiación difusa entre días claros y nublados. Sin embargo, su rápida respuesta, ligereza y, sobre todo, menor coste en comparación con los piranómetros de calidad alta hacen que este tipo de piranómetros vayan ganando terreno en algunos campos de aplicación, como los relacionados con la agricultura o con la evaluación de plantas fotovoltaicas.

*Tabla 3.2.: Características de los piranómetros operacionales, según WMO (1996).
Alta calidad: aptos para su uso como patrones de trabajo; para su mantenimiento se requieren instalaciones adecuadas y personal especializado.
Buena calidad: aceptables para redes de medida
Calidad moderada: aceptables para redes de medida de bajo coste, donde se admiten prestaciones moderadas a bajas*

Característica	Alta calidad	Buena calidad	Calidad moderada
Tiempo de respuesta (95%)	<15 s	<30 s	<60 s
Desajuste del cero			
a) respuesta a la variación de 200 W·m ⁻² en radiación térmica neta	±7 W·m ⁻²	±15 W·m ⁻²	±30 W·m ⁻²
b) respuesta a la variación de 5 K·h ⁻¹ en la temperatura ambiente	±2 W·m ⁻²	±4 W·m ⁻²	±8 W·m ⁻²
Resolución (mínimo cambio detectable en W·m ⁻²)	±1	±5	±10
Estabilidad (porcentaje del fondo de escala, variación anual)	±0.8	±1.5	±3
Respuesta direccional a la radiación directa (intervalo de errores debidos a asumir que la respuesta a la incidencia normal es válida para todas las direcciones cuando se mide, desde cualquier dirección, radiación directa normal de 1000 W·m ⁻²)	±10 W·m ⁻²	±20 W·m ⁻²	± 30 W·m ⁻²
Respuesta en temperatura (máximo error en % debido a la variación de la temperatura ambiente en un intervalo de 50 K)	±2	±4	±8
No-linealidad (desviación en % de la respuesta a 500 W·m ⁻² debido a una variación de la irradiancia entre 100 y 1100 W·m ⁻²)	±0.5	±1	±3
Sensibilidad espectral (desviación en % del producto de la absorbancia espectral y la transmitancia espectral de la media correspondiente en el intervalo de 0.3 a 3 μm)	±2	±5	±10
Respuesta a la inclinación (desviación en % con respecto a la respuesta a inclinación de 0° debida a la variación de la inclinación desde 0 a 90° a 1000 W·m ⁻² de irradiancia)	±0.5	±2	±5
Incertidumbre alcanzable en irradiación (nivel de confianza del 95%)			
Totales horarios %	±3	±8	±20
Totales diarios %	±2	±5	±10

Como se ha dicho anteriormente, la medida de la radiación difusa, o radiación solar procedente de la dispersión de los rayos solares por los constituyentes atmosféricos, se realiza también con piranómetros, a los que se acopla un elemento (banda de sombra) cuya función es evitar que la radiación directa alcance el receptor. Debido a la geometría de este elemento (Figura 3.3), parte de la radiación difusa procedente de los alrededores resultará también bloqueada, por lo que es necesario aplicar un factor de corrección a las medidas. El carácter anisótropo de la radiación difusa, hace que la determinación de este factor de corrección sea compleja, y se realiza mediante combinación de consideraciones teóricas y aproximaciones empíricas. La introducción de seguidores solares controlados por microprocesador ha impulsado el desarrollo de nuevos dispositivos de bloqueo de la radiación directa (discos o brazos) que permiten obviar la corrección mencionada. Sin embargo, el uso de estos dispositivos aún no está muy extendido.

La Tabla 3.2. recoge las características requeridas a los piranómetros operacionales según la WMO (1996), que establece tres posibles categorías según su exactitud en términos de criterios tales como sensibilidad, estabilidad del factor de calibrado, tiempo de respuesta, respuesta coseno, respuesta acimut, estabilidad y resolución (WMO, 1983).

3.1.2.- MEDIDAS DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

La medida de temperaturas se basa en la existencia de numerosos sistemas sencillos en los que una característica del estado del sistema varía con el calor o el frío. La magnitud significativa que caracteriza el estado del sistema se denomina magnitud termométrica, siendo el ejemplo más familiar la longitud de una columna de mercurio, que varía linealmente con la temperatura. El procedimiento más sencillo para establecer una escala cuantitativa de temperaturas es asignar arbitrariamente un valor numérico a cada valor de la coordenada de estado del sistema, así en la escala centígrada el valor 0 se asigna al punto de fusión del hielo, y el valor 100 al punto de ebullición del agua. Esto define cuantitativamente la temperatura del sistema, así como la de todos los sistemas que estén en equilibrio térmico con él.

Al medir la temperatura del aire podemos encontrarnos con dos factores de perturbación que tienden a falsear la lectura del termómetro. En primer lugar, la temperatura de equilibrio no depende solamente de la propia del aire, sino que intervienen otros fenómenos, principalmente, la radiación. Por esto, es necesario proteger al termómetro tanto de la radiación solar directa como de la difusa. Esto se realiza colocando al sensor en el interior de una garita que lo protege de la radiación exterior.

En segundo lugar, el propio termómetro introduce una perturbación, pues el equilibrio térmico no se alcanza hasta después de igualarse las temperaturas de ambas

partes, por lo que la temperatura final puede encontrarse más cerca de la inicial del termómetro que de la del sistema, y la lectura resultante ser falsa. Esta perturbación tiene mayor importancia cuando se trata de sistemas gaseosos, puesto que la masa que se pone en contacto con el termómetro es pequeña, y, en el caso del aire, la perturbación se agrava a medida que aumenta la altura por disminuir la densidad. La forma de obviar este inconveniente consiste en incrementar artificialmente la cantidad de aire que participa del intercambio térmico; tal es el principio del termómetro ventilado.

La humedad del aire se puede medir con sencillos instrumentos denominados *higrométricos*, que son de diversos tipos: psicrómetros, químicos, eléctricos, etc. Entre los más comunes para medidas ordinarias se encuentra el *psicrómetro*, que utiliza dos termómetros, uno común o seco, que indica la temperatura del aire, y otro húmedo, que lleva una delgada capa de muselina húmeda alrededor del depósito. La evaporación del agua que impregna dicha muselina produce enfriamiento y el termómetro marca una temperatura más baja que la del termómetro seco, tanto más baja cuanto más rápida sea la evaporación. La diferencia de lecturas entre ambos termómetros da una medida de la humedad del aire.

Por otra parte, el *higrómetro de Dunmore* consiste en una varilla de polietileno sobre la que se enrolla un cable de paladio bifilar de 0.1 mm. El elemento se recubre de una solución de acetato de polivinilo hidrolizado parcialmente y de una solución diluida de cloruro de etilo. La resistencia de la espiral bifilar es función de su geometría y de la concentración de cloruro de etilo.

3.2.- DESCRIPCIÓN DE LA ESTACIÓN RADIOMÉTRICA DE CÓRDOBA

Los datos experimentales de Córdoba se han registrado con un equipo situado en el tejado de la Escuela Universitaria Politécnica de la Universidad de Córdoba (altura 125 metros sobre nivel del mar, latitud 37°51' N, longitud 4°48' W). Dicho dispositivo es capaz de realizar dos tipos de medida:

- a) Medidas de radiación:
 - Radiación global sobre superficie horizontal.
 - Radiación global sobre superficie inclinada 35°, Sur.
 - Radiación difusa sobre superficie horizontal con banda de sombra.
 - Radiación directa sobre plano normal.
 - Radiación ultravioleta sobre superficie horizontal.
- b) Variables meteorológicas:
 - Temperatura ambiente.
 - Presión atmosférica.
 - Humedad relativa.

A continuación se presenta una breve descripción de la unidad de medida, explicando los dispositivos de los que consta.

3.2.1.- SENSORES

3.2.1.1.- SENSORES PARA RADIACIÓN TOTAL

La **irradiancia solar global** en la estación radiométrica de Córdoba se mide mediante piranómetros termoelectricos de precisión, modelo EP-07 (figura 3.4), fabricados por la casa Middleton Instruments. Su superficie receptora consta de dos anillos concéntricos, el más interno cubierto de pintura negra y el externo metálico reflectante (Garg et al., 1993), de forma que la medida de la radiación incidente es proporcional a la diferencia de temperaturas que se registra entre ambos anillos.

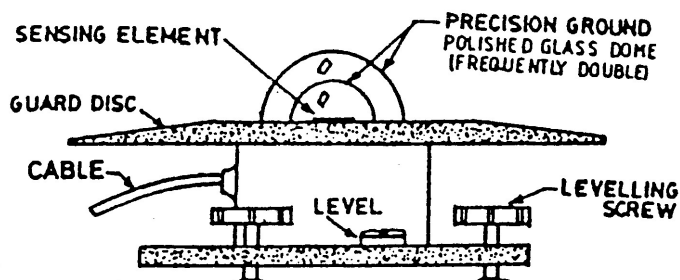


Figura 3.4.: Piranómetro

Su intervalo de sensibilidad va de 300 a 2600 nm y están dotados de una termopila de 82 uniones (figura 3.5), con compensación de temperatura, lo que permite una respuesta independiente de la temperatura ambiente con una variación del $\pm 1.5\%$ desde -20 a 40°C (certificado del fabricante). Su precisión es clase 1 de acuerdo con las especificaciones de la Organización Meteorológica Mundial y su sensibilidad es de $10 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ aproximadamente. Posee una resistencia interna en torno a los 100Ω y el error coseno es del $\pm 3\%$ a 10° de elevación.

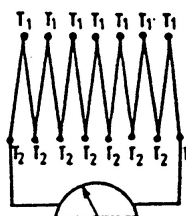


Figura 3.5.: Termopila

El sensor va montado en un cuerpo de aluminio, protegido con doble cúpula transparente. El cuerpo, a su vez, va apantallado mediante un disco acoplado al mismo,

de modo que la sombra proyectada cubre perfectamente al conjunto. Dispone de tres tornillos nivelantes, un nivel de burbuja y un conector eléctrico intemperie.

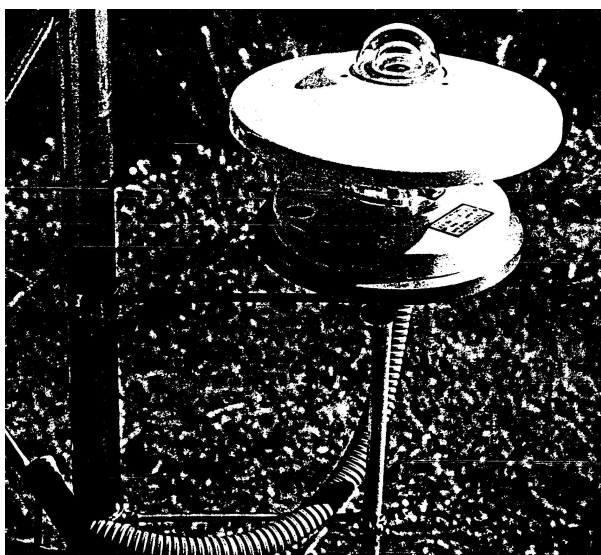


Figura 3.6.: Piranómetro Middleton modelo EP-07

La tabla 3.3 presenta un listado de los piranómetros de los que se dispone en la unidad de medida.

Tabla 3.3.: Piránómetros para la medida de radiación total

PIRANÓMETROS	Constante de Calibración
EP07-131	9.06 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$
EP07-308	12.8 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$
EP07-140	9.35 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$

Además de estos tres piranómetros, la estación dispone de otro reservado para tareas de calibración (tabla 3.4). Se trata de un Eppley PSP de precisión espectral que presenta una mejora notable respecto a la anterior generación de piranómetros en cuanto a su dependencia con la temperatura, respuesta coseno y constante de tiempo (Garg y Garg, 1993). Su número de serie y constante de calibración es:

Tabla 3.4.: Piránómetros para recalibración

PIRANÓMETROS	Constante de Calibración
PSP 28842F3	9.16 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$

Por otra parte, para la medida de la radiación total directa disponemos de un pirheliómetro de incidencia normal modelo Eppley, denominado abreviadamente NIP y cuyo funcionamiento es también termoeléctrico. Una serie de diafragmas limitan la apertura a un cono circular de $5^{\circ}41'30''$. En dicha apertura se encuentra un anillo perforado que permite acomodar una rueda rotatoria manual con 3 filtros (tales como

los Schott OGI, RG2 y RG8) habilitando el sistema para medir en el espectro total. El instrumento, dispuesto sobre un dispositivo de seguimiento ecuatorial solar, tiene un tiempo de respuesta máximo de 20 s. Diversas comparaciones hechas a lo largo del mundo demuestran su gran estabilidad de forma que, durante el Año Geofísico Internacional (IGY, de acuerdo con su nomenclatura en inglés), este instrumento fue recomendado como uno de los mejores instrumentos para usar en las medidas de radiación solar (Garg y Garg, 1993).

Tabla 3.5.: Pirheliómetro para la medida de radiación directa

PIRHELIOMETRO	Constante de Calibración
NIP-26687E6	23.4 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$

3.2.1.2.- SENSORES PARA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

Podemos distinguir tres tipos principales de radiómetros para la radiación ultravioleta (Feister et al., 1992), en función del tipo de medidas que realizan:

- **Los que miden directamente la radiación biológicamente efectiva**, como por ejemplo el sensor Robertson Berger (Morys et al., 1993) o ciertos dosímetros químicos (Kollias et al., 1984). Concretamente, el sensor Robertson Berger (RB-meter) es ampliamente usado en medidas de UV-B (Joint Research Network of UVB, 1995). Utiliza una capa fluorescente sensible a esta banda para convertir la radiación de onda corta UV-B en radiación de más larga longitud de onda. Un estudio de De Luisi (1992) sobre estos radiómetros muestra que la sensibilidad espectral es bastante estable tras un prolongado uso, mientras que la calibración absoluta muestra algunas fluctuaciones, especialmente en los primeros años de uso.
- **Los Espectrorradiómetros**, que miden el flujo de radiación para longitudes de onda individuales con una anchura de banda relativamente estrecha, como por ejemplo el fotospectrómetro Li-Cor, el Optronic 752 o el espectrorradiómetro Brewer. A pesar de que proporcionan medidas con una alta resolución espectral, su adquisición y uso presenta varios inconvenientes: son costosos, presentan poca facilidad de manejo, son muy sensibles a las condiciones ambientales de medida, como por ejemplo a las variaciones de temperatura, y no se pueden utilizar para medidas continuadas. Además, este tipo de sensores necesitan un calibrado muy cuidadoso y la realización de intercomparaciones con otros instrumentos del mismo tipo (Gardiner and Kirsch, 1994). Finalmente, la mayor parte de los espectrorradiómetros tienen poca precisión en el intervalo ultravioleta, particularmente en la porción UV-B del espectro (Martínez-Lozano et al., 1996).

- **Radiómetros con medición en bandas espectrales relativamente anchas**, con filtros de cristal o interferenciales, como por ejemplo el radiómetro TUVR de la casa Eppley o el radiómetro CUV3 de Kipp and Zonen. Su uso es recomendable para medidas realizadas durante periodos largos de tiempo. Presentan el inconveniente de no tener una sensibilidad constante a lo largo del intervalo de longitudes de onda de medición (Blumthaler, 1993).

En resumen, podemos concluir que, el elevado coste de los espectrorradiómetros y su alta sensibilidad a las condiciones ambientales de medida, justifican el uso de sensores de banda ancha como alternativa válida para la realización de medidas continuas diarias de radiación ultravioleta dentro de una posible red de estaciones.

Concretamente, en la estación radiométrica de Córdoba, los datos experimentales de radiación ultravioleta se obtienen mediante un radiómetro Eppley TUVR, de uso bastante extendido a lo largo del mundo. Su respuesta comprende el intervalo total UVA+UVB (290-385 nm), banda que se circunscribe a los límites aceptados generalmente para la radiación ultravioleta que alcanza la superficie terrestre, incluso para altitudes de 4500 metros. Las medidas en este intervalo de longitud de onda son de gran utilidad en numerosas aplicaciones. Así, por ejemplo, Delre and Miller (1995) señalan que el intervalo de longitudes de onda que más efectos fotoquímicos produce en materiales plásticos abarca desde 290 a 400 nm. No obstante, realmente es posible asumir que las medidas hechas con este sensor, aún cubriendo la banda ultravioleta, representan principalmente el comportamiento de la componente UV-A y sería inapropiado usarlas para sacar conclusiones sobre la componente UV-B ya que el 95% de la radiación en el intervalo de longitud de ondas en las que trabaja el sensor es radiación UV-A (Martínez-Lozano et al., 1996).

Este radiómetro se puede usar para medir, tanto la radiación ultravioleta directa procedente del sol, como la difusa procedente de la bóveda. Fue desarrollado con objeto de disponer de un detector poco complejo a la par que robusto. Es comparable en sus características técnicas, facilidad de operación y precisión, con otros piranómetros usados para el registro de radiación de onda corta, por ejemplo los piranómetros de radiación global.

Tabla 3.6.: Piranómetros para la medida de radiación ultravioleta

PIRANÓMETRO	Constante de Calibración
TUVR-28735	1.66 mV/mWcm ⁻²

El sensor fue diseñado y construido en el Laboratorio Eppley (EPLAB) y consiste esencialmente en una célula fotoeléctrica "Selenio Weston" encapsulada en una ventana de cuarzo y en un filtro que restringe la respuesta de la fotocélula en la banda deseada (290-385 nm). Asimismo, consta de un disco difusor de Teflón, que reduce la intensidad de la luz que incide en la fotocélula, prolongando su estabilidad, y mejora la respuesta

coseno del instrumento, permitiendo errores menores del 2% para altitudes solares mayores que 10° . Concretamente, se acepta que su respuesta coseno es del $\pm 2\%$ para un intervalo de elevaciones solares entre $90-10^\circ$. Por último, su coeficiente de temperatura es de -0.1% por grado Celsius entre -40 y $+25^\circ\text{C}$ y de -0.5% por grado entre $+25$ y 50°C .



Figura 3.7.: Sensor Eppley TUVR para radiación ultravioleta

3.2.1.3.- SENSORES PARA VARIABLES METEOROLÓGICAS

Por último, el dispositivo experimental con el que trabajamos cuenta con sensores para distintas variables meteorológicas

- **Sensor de humedad y temperatura:** Se trata de una termorresistencia de platino Pt-100, alimentada mediante una fuente de intensidad de 15 mA que la unidad de adquisición de datos dispone.
- **Sensor de presión atmosférica:** Utiliza un sensor de presión electrónico de estado sólido, con un amplio intervalo de funcionamiento comprendido entre 600 y 1100 mb. La precisión es de $\pm 0.1\%$ y el intervalo de funcionamiento desde 20°C bajo cero a $+80^\circ\text{C}$.

3.2.2.- INSTRUMENTOS DE CONTROL

Para la medida de las magnitudes descritas, se ha empleado un sistema de adquisición y almacenamiento de datos formado por las siguientes unidades:

- **Unidad de adquisición y de almacenamiento de datos *Meteodata-256*** de la casa Geónica: Dispone de una memoria de 256K de RAM CMOS. Se puede alimentar directamente a la red que carga unas baterías de NiCd 12 Vcc/7Ah lo que permite el funcionamiento autónomo de la unidad durante varios días. Las entradas de señal están protegidas mediante diodos y filtros RC. Realiza la

adquisición de valores instantáneos de todas las señales de entrada cada 2 segundos, lleva a cabo la conversión a diferentes unidades físicas e integra los valores cada 5 minutos. Estos valores son guardados en ficheros binarios para que ocupen el menor volumen de memoria posible. Esta unidad de adquisición de datos es ampliamente usada en nuestro país por numerosas universidades (Navarra, Vigo, etc.) y por centros de medidas medioambientales.

- **Ordenador IBM PS-2:** Los datos se transfieren cada cierto tiempo por el usuario de la estación a un ordenador IBM-PC vía comunicación RS232C. Esta función se realiza mediante el programa METEOTRANS-PC. Con el actual ritmo de toma de datos (integración cada 5 minutos) la autonomía es de 15 días. No obstante, el volcado de datos, para mayor seguridad, se realiza aproximadamente cada siete días. La comunicación con la unidad Meteodata-256 permite también la observación en la pantalla del ordenador de medidas instantáneas en tiempo real así como su posible grabación, si se desea. Esto permite comprobar el buen funcionamiento de los sensores y la detección de fallos diversos (rotura de soldaduras, descalibraciones, problemas de ruido, problemas electrónicos, etc.). La posibilidad de grabar datos instantáneos es muy útil, por ejemplo para realizar medidas con filtros sobre el pirheliómetro o para determinar los rendimientos de alguna instalación anexa (paneles fotovoltaicos o térmicos por ejemplo).

3.2.3.- ESQUEMA DE LA ESTACIÓN DE MEDIDA.

De acuerdo con lo expuesto y tal y como puede observarse en la figura 3.8, existen dos unidades de trabajo diferenciadas:

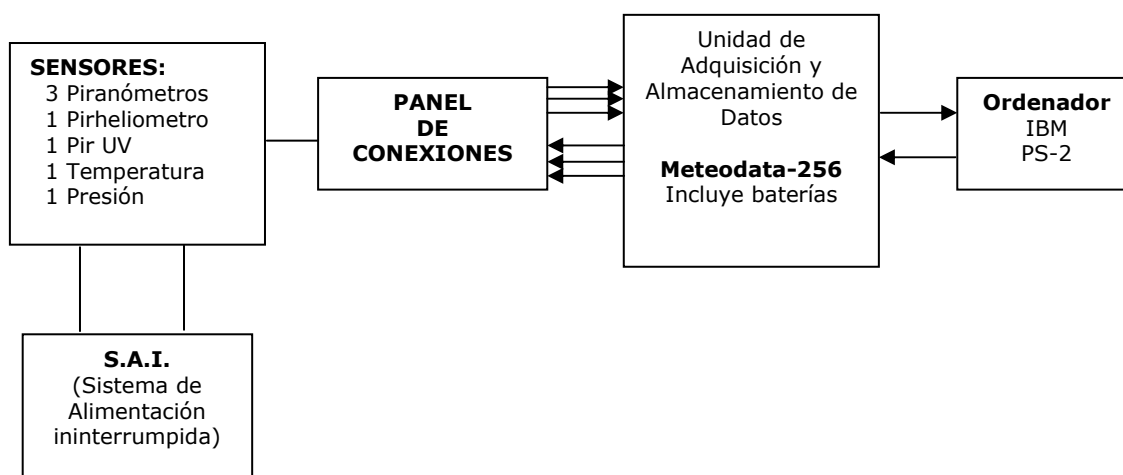


Figura 3.8.: Esquema de la Estación de Medida

- La unidad de toma de datos experimentales propiamente dicha, formada por los sensores y el sistema de adquisición y almacenamiento temporal de datos

Meteodata-256 y que permanece en funcionamiento durante todo el día. Además el pirheliómetro dispone de un sistema de alimentación ininterrumpido (S.A.I.) para el motor de seguimiento, que dados los bajos consumos de éste permite una autonomía de 6 horas, lo cual supone un tiempo considerable, pues los cortes de corriente superiores a una hora no son frecuentes.

- La unidad formada por el ordenador que se usa para volcar los datos de la Meteodata-256. Debido a que se encuentra cerca de los sensores y en un lugar no acondicionado para el trabajo se usa exclusivamente para volcar los datos, el chequeo de los sensores y el almacenamiento de medidas.

3.3.- PROCESO DE ALMACENAMIENTO Y MEDIDAS.

La unidad de adquisición de datos genera un fichero binario para cada día del año, que es transferido al ordenador. El nombre de los ficheros tiene el siguiente formato:

EAAAMDD.DAT

donde:

EE	Dos dígitos para el nombre de la estación
AA	Últimas dos cifras del año
MM	Número del mes.
DD	Número del día
.DAT	Extensión

De acuerdo con esta notación, por ejemplo, el archivo "01900702.DAT" corresponde a los datos binarios de la estación 1, del día 2 de Julio de 1990.

Como se ha dicho anteriormente, los datos se almacenan cada cinco minutos en ficheros binarios de longitud fija, 9216 bytes y 288 registros. La tabla 3.7 muestra el formato de los ficheros almacenados desde el 7 de julio de 1992 en adelante.

Los ficheros binarios son traspasados desde la memoria de la Meteodata-256 a un ordenador mediante el programa **METEOTRANS-PC**. Estos ficheros binarios son tratados mediante distintos programas desarrollados expresamente para esta investigación con objeto de crear una base de datos de fácil manejo. Así, por ejemplo, el programa TRANSEUP convierte los ficheros binarios diarios en ficheros de formato ASCII y los agrupa por meses. Los ficheros mensuales resultantes, de acuerdo con la nomenclatura anteriormente explicada, son nombrados **AAMM.UNI**. En paralelo se genera un fichero de incidencias, de nombre **AAMM.INC**, que recoge todas las incidencias que han podido afectar en principio a los sensores y que han sido observadas por los investigadores como, por ejemplo, falta de alineación del pirheliómetro, banda de sombra no colocada correctamente, desconexiones momentáneas de sensores bien por

problemas técnicos (rotura de soldaduras) bien por periodos de calibración, medidas irreales, errores en el trasvase de datos de la Meteodata al ordenador, etc.

Tabla 3.7.: Formato de los ficheros de medidas.

POS.MEDIDA	SIGNIFICADO	UNIDADES
1	Fecha	Codificada
2	Hora	Minutos
3	Temperatura Media	°C
4	Humedad Relativa Media	%
5	Presión	mb
6	Radiación Global Horizontal Media	W/m ²
7	Radiación Global Horizontal Instantánea	W/m ²
8	Radiación Global Inclinada Media	W/m ²
9	Radiación Directa Media	W/m ²
10	Radiación Directa Instantánea	W/m ²
11	Radiación Difusa Media	W/m ²
12	Radiación Difusa Instantánea	W/m ²
13	Radiación PSP Media	W/m ²
14	Radiación Ultravioleta Horizontal Media	W/m ²
15	Radiación Ultravioleta Horizontal Instantánea	W/m ²
16	Batería	Voltios

Por otra parte, el programa **COMPEUP** junto con el fichero AAMM.INC realiza un tratamiento selectivo de las medidas almacenadas en AAMM.UNI, dando como resultado el archivo **AAMM.RES**. Si se observa posteriormente alguna otra anomalía se puede volver a aplicar otro fichero de incidencias. Esto supone someter las medidas a un primer control de calidad.

A continuación mediante el programa **HSOLAR** los ficheros mensuales que están en hora civil local son convertidos en archivos diarios en hora solar local. Estos ficheros diarios son tratados mediante el programa **DEFIDI**, cuya base operacional es descrita en el epígrafe siguiente y que realiza un control de calidad e introduce las nuevas constantes de calibrado, así como la corrección de la banda de sombreado, dando como resultado archivos de la forma **AAMMDD.DEF**. A partir de esta segunda fase de filtrado se pueden ya determinar valores diarios, horarios e instantáneos de las distintas magnitudes, creando una base de datos de medidas de radiación y meteorológicas.

3.4.- OPERATIVIDAD Y MANTENIMIENTO DEL SISTEMA DE MEDIDA

El sistema de medida descrito está en funcionamiento desde el año 1990. Desde entonces, para garantizar que los datos meteorológicos y de radiación solar con los que se trabaja son fiables, ha sido necesario realizar un cuidado del dispositivo de medida

basado en labores continuas de recalibración de los instrumentos, control de los errores de las mediciones y corrección de los mismos por diferentes efectos.

3.4.1.- VALIDACIÓN Y CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS DE RADIACIÓN

La validación y el control de calidad de los datos de radiación son tan importantes como los mismos procesos de medida (Hay, 1993), de forma que sólo después de haber ejecutado estos pasos lograremos asegurar la precisión de los datos. Dentro de los procesos de control de calidad de dichos datos podremos recurrir a mediciones redundantes y a comparaciones con algoritmos o tablas de radiación máxima en días claros. Por ello, es recomendable que cualquier programa de monitorización esté construido o desarrollado con procesos redundantes (duplicación de medidas, aproximaciones alternativas, etc.), si bien lo ideal sería utilizar sistemas de medidas y registros independientes. De esta forma, mediante intercomparaciones, realizadas preferentemente en estados estacionarios (cielos despejados, pequeños ángulos cenitales y baja turbiedad atmosférica), se pueden aislar los valores erróneos para los que las discrepancias encontradas entre ambos sistemas superen los errores típicos de medida, que usualmente son menores del 4%.

Por lo que respecta a la radiación global, Iqbal (1983) recoge procedimientos de varios autores que proponen valores máximos diarios para días claros. Según Berlyand et al. (1987) una discrepancia aceptable es sobre el 20% en invierno y sobre el 15% en verano. No obstante, ocasionalmente ocurren sucesos inusuales, como por ejemplo la localización de nubes rodeando el disco solar, que pueden causar altos valores de radiación que superen algunas veces la constante solar. Esta anomalía, conocida como efecto lupa, daría lugar a datos detectados como erróneos cuando se utiliza un método simple de control de datos basado en valores predecibles (Wendler and Eaton, 1980).

Por otra parte, la mejor aproximación para validar la radiación directa es comparar con la difusa mediante la expresión 3.1 de forma que la diferencia sea menor que el 5%.

$$I_D^{cal} = \frac{I_G - I_d^{exp}}{\cos s\alpha} \quad (3.1)$$

Otro control puede ser representar la radiación global y la directa a lo largo del día, lo que nos da una rápida referencia de cómo se comportan las medidas. De esta forma, se hacen evidentes los errores obvios, tal como desalineamiento del sensor de directa, roturas de las soldaduras, etc.

Asimismo, la irradiancia directa I_D^{exp} puede ser comparada con la obtenida mediante la fórmula de Kastrov (Wendler and Eaton, 1980) para una atmósfera seca y

limpia en la que sólo se considera la atenuación por dispersión Rayleigh y la absorción de ozono y gases (ecuación 3.2).

$$\frac{I_D^{Kastrov}(m_r, P)}{I_{sc}} = 1.041 - 0.160 \sqrt{m_r \left(0.949 \frac{P}{P_0} + 0.051 \right)} \quad (3.2)$$

donde m_r es la masa óptica de aire relativa, P y P_0 son las presiones atmosférica en el lugar de medida y a nivel del mar respectivamente. Dado que siempre hay vapor de agua y partículas de materia en la atmósfera, los valores medios deben ser menores que los calculados.

En cuanto a la medida de radiación difusa, un método válido para cielos claros se basa en el hecho de que la razón entre ésta y la radiación global es una función que varía, lentamente con el ángulo cenital, de forma que medidas inusuales pueden ser determinadas. Otra forma, más recomendable, si se hacen al mismo tiempo medidas de irradiancia directa, difusa y global, es comparar la difusa medida, I_{dif}^{exp} , con la difusa calculada, I_{dif}^{cal} , a partir de las medidas de irradiancia directa, I_D , y global, I_G (ecuación 3.3) y al ángulo cenital solar, sza , aceptando como válidos aquellos datos para los que las diferencias sean menores del 5% (Hay, 1993).

$$I_{dif}^{cal} = I_G - I_D \cos sza \quad (3.3)$$

Por otra parte, las medidas de radiación difusa deben ser corregidas del efecto de la banda de sombreado para lo que existen diferentes métodos (Drummond, 1956; LeBaron et al., 1990; Kudish et al., 1993; Battles et al., 1995). Concretamente, en esta memoria se ha utilizado el método propuesto por Battles et al. (1995) puesto que, según los autores (Battles et al., 1995), esta corrección mejora a las anteriores (Drummond, 1956; LeBaron et al., 1990; Kudish et al., 1993), y ha sido contrastado con medidas realizadas en España (Almería y Madrid).

De esta forma, la irradiancia difusa, $I_{dif}^{Battles}$, viene dada por la ecuación 3.4.

$$I_{dif}^{Battles} = C_t \cdot I_{dif}^{exp} \quad (3.4)$$

donde el coeficiente C_t viene dado por las expresiones 3.5-3.8 dependiendo del valor del parámetro ε dado por la ecuación 3.9 en la que I_D^{cal} es la irradiancia directa evaluada con la irradiancia difusa no corregida.

$$\varepsilon \leq 3.5 \Rightarrow C_i = 1.178C_i + 0.207 \log \Delta + 0.122 \cdot e^{-1/\cos sza} \quad (3.5)$$

$$3.5 < \varepsilon \leq 8 \Rightarrow C_i = 1.454C_i + 0.655 \log \Delta + 0.4756 \cdot e^{-1/\cos sza} \quad (3.6)$$

$$8 < \varepsilon \leq 11 \Rightarrow C_i = 1.486C_i + 0.495 \log \Delta \quad (3.7)$$

$$\varepsilon > 11 \Rightarrow C_i = 1.384C_i + 0.363 \log \Delta \quad (3.8)$$

$$\varepsilon = \frac{I_{dif}^{exp} + I_D^{cal}}{I_{dif}^{exp}} \quad (3.9)$$

Asimismo, los parámetros Δ y C_i vendrán dados por las siguientes expresiones:

$$\Delta = \frac{I_{dif}^{exp}}{I_{sc} \cdot E_0 \cos sza} \quad (3.10)$$

$$C_i = \frac{1}{1 - X} \quad (3.11)$$

siendo E_0 el factor de excentricidad de la órbita terrestre, I_{sc} la constante solar para la radiación total y X la fracción de difusa oculta por la banda de sombreado (Drummond, 1956).

Por último, la verificación de la precisión de las medidas espectrales está basada en la relativa constancia entre las intensidades para dos intervalos espectrales. Wendler y Eaton (1980) se basan en esto para determinar la calidad de los datos generados por piranómetros equipados con filtros OGI, RG2 y RG8. No obstante, este método aplicado al control de calidad de datos de radiación ultravioleta, mediante la razón de ultravioleta a radiación global, presenta menores garantías ya que la dependencia con la longitud de onda de los procesos de atenuación atmosférica dan lugar a variaciones en esta razón, imposibilitando la aplicación de estrictos controles de calidad (Wendler y Eaton, 1980).

3.4.2.- OPERACIONES DE MANTENIMIENTO DEL SISTEMA.

La aplicación de constantes de calibración recientes para el cálculo de los valores de irradiancia es uno de los procedimientos para aumentar la calidad de los datos registrados.

Figura 3.9.: Filosofía del procesamiento de datos

La superficie negra de la termopila del radiómetro llega a ser más reflectiva tras periodos prolongados de exposición solar y, consecuentemente, menos radiación es absorbida por el sensor del instrumento y el factor de calibración del mismo disminuye gradualmente. Esta tendencia es especialmente notable al principio debido a las duras condiciones de funcionamiento en intemperie.

Por esta razón, y puesto que, en ocasiones, las características que suministra el fabricante no son fiables, todos los sensores deben ser calibrados antes de su instalación. Asimismo, es necesario realizar calibraciones regulares y actualizar la constante de calibración, al menos una vez al año, si esperamos que los valores de irradiancia registrados sean un fiel reflejo de las medidas esperadas.

Aparte de las calibraciones iniciales de montaje y recalibraciones periódicas, que tienen por objeto corregir las variaciones de las respuestas en el tiempo, se puede decir que el mantenimiento del sistema, en lo que corresponde a su funcionamiento autónomo, consta de:

- Vigilancia diaria del sistema a fin de que realice las funciones encomendadas.
- Alineación diaria del pirheliómetro, a ser posible a la misma hora del día y por la mañana temprano.
- Modificación de la posición de la banda de sombra, se realiza normalmente cada tres días y con mayor frecuencia en las épocas de gran variación diaria de la declinación solar (cercanía de los equinoccios).
- Limpieza de piranómetros y pirheliómetro con relativa frecuencia, siempre a la misma hora del día.

Como resumen y para mayor simplicidad, la figura 3.9, muestra un esquema de la filosofía general del procesamiento de datos desde su adquisición hasta que se incluyen en la base de datos.

3.5.- BASE DE DATOS

A partir de las medidas experimentales realizadas con el equipo descrito anteriormente, se dispone de medidas de radiación global total sobre superficie horizontal desde julio de 1990, cuando se puso en funcionamiento el piranómetro que, posteriormente, de acuerdo con los criterios del apartado anterior, se ha calibrado periódicamente.

Por lo que respecta al sensor Eppley TUVR, éste fue instalado en marzo de 1993. Posteriormente, a finales de septiembre de 1994 fue enviado a Estados Unidos para su calibración, entrando de nuevo en funcionamiento en enero de 1995. De esta forma, para el estudio de la radiación ultravioleta diaria y de la radiación ultravioleta horaria se han utilizado medidas desde enero de 1995 hasta enero de 2001 a excepción de un periodo a lo largo del 1998 en el que el sensor permaneció fuera de servicio por problemas técnicos.

Por último, el Instituto Nacional de Meteorología, a través de la estación del aeropuerto de Córdoba, ha facilitado resúmenes climatológicos con datos medios diarios en los que se incluye información de gran utilidad para el estudio radiométrico como, por ejemplo, las horas de sol, la visibilidad, etc.

No obstante, como veremos más adelante, algunos de los trabajos desarrollados utilizan datos experimentales de otras estaciones radiométricas, tanto de España (Valencia) como del extranjero (Hobart, Australia). Concretamente, en el estudio de la relación entre la radiación solar total y ultravioleta (capítulo 5) se compara los resultados de Córdoba con los obtenidos en Valencia, mientras que el modelo para el ozono (capítulo 6) se basa en datos experimentales registrados en Hobart (Australia).

Para mayor simplicidad, en el presente capítulo se ha considerado oportuno explicar únicamente el dispositivo experimental correspondiente a la estación radiométrica de Córdoba en la que se han recogido la mayor parte de los datos en que se basa esta Tesis Doctoral, mientras que los equipos de medida de Valencia y Hobart se describirán en aquellos epígrafes en que se expongan los resultados que se derivan del tratamiento de los datos registrados por cada uno de ellos, es decir, capítulo 5 y 6, respectivamente.

CAPÍTULO 4.:

MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

RESUMEN

El índice de claridad total, k_t , definido como el cociente entre la radiación total y la radiación extraterrestre total, ambas sobre superficie horizontal, representa una evaluación general de las condiciones de transmisividad atmosférica. Como consecuencia, se trata de un parámetro de gran utilidad en los métodos de estimación de radiación solar, ya que facilita la difícil tarea de parametrizar la influencia de las nubes. De acuerdo con esto, el estudio de su distribución de frecuencia resulta de gran interés en climatología y en aquellos estudios en los que se ha de considerar la utilizabilidad de la radiación solar. En el presente capítulo, se estudia y modela, para distintos intervalos de la masa óptica de aire, las distribuciones de frecuencia relativa del índice de claridad total a partir de datos experimentales registrados cada cinco minutos en Córdoba. Asimismo, debido a la influencia de la radiación ultravioleta en la vida terrestre, se realiza un estudio comparativo con las distribuciones de frecuencia del índice de claridad ultravioleta, k_{tUV} , definido como el cociente entre la radiación ultravioleta sobre superficie horizontal y la radiación ultravioleta extraterrestre sobre superficie horizontal y que, al igual que su análogo para la radiación total, permite cuantificar la transmisividad atmosférica ante la radiación de este intervalo de longitud de onda. Como resultado, se presenta, por primera vez, un modelo matemático para las distribuciones de frecuencia de k_{tUV} basado en la suma de dos funciones asociadas a condiciones extremas de nubosidad.

4.1.- ÍNDICE DE CLARIDAD TOTAL Y ULTRAVIOLETA

4.1.1.- DEFINICIÓN Y JUSTIFICACIÓN

El conocimiento de la dependencia temporal de la irradiancia solar y sus componentes es de gran importancia para diversas áreas de investigación. Este es el caso, entre otros, de los sistemas de energía solar basados en procesos térmicos y fotovoltaicos ya que, debido a la naturaleza fluctuante de la radiación solar y a la respuesta no lineal de los aparatos de conversión de la energía, no es posible predecir

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

el funcionamiento de estos sistemas a partir de los valores medios de radiación. Por otra parte, un tratamiento adecuado de esta dependencia nos permitiría obtener una mejor estimación de los procesos de fotosíntesis en las plantas, puesto que los procesos biológicos no dependen linealmente de la irradiancia y la temperatura. Además, esta información mejoraría la estimación de las superficies de irradiancia solar a partir de las medidas de los satélites meteorológicos.

No obstante, tal y como hemos visto en el capítulo de introducción, la radiación solar, ya sea total o su componente ultravioleta, depende de gran cantidad de factores geográficos, climatológicos y atmosféricos. Concretamente, por lo que respecta al efecto de las nubes sobre la radiación solar, factores tales como el porcentaje de cielo cubierto, el espesor óptico, el contenido de agua líquida y la distribución de partículas, dificulta la tarea de determinar relaciones cuantitativas entre las propiedades de las nubes y la atenuación de la radiación. Como consecuencia, la mayoría de los modelos de radiación están limitados a condiciones de cielos claros (McKenzie, 1991).

Ante esta situación, diversos estudios han intentado cuantificar la atenuación de la radiación debido a la acción de las nubes. En el marco de esta línea de trabajo, Zavodskaja and Reichert (1985) clasificaron las medidas de radiación solar total y ultravioleta diaria en función de la cantidad de nubes. Sin embargo, el porcentaje de cielo cubierto no es un parámetro objetivo, ya que un determinado valor del mismo podría estar relacionado con condiciones de cielo muy diferentes, dependiendo de la posición relativa entre el Sol y las nubes. En este sentido, Estupiñán et al. (1996) mostraron como, para una misma cubierta de nubes, se pueden apreciar, respecto a días claros, tanto reducciones de hasta un 99% como incrementos del 27% en la radiación ultravioleta, dependiendo de que el Sol este oculto o no lo esté.

Como resultado de los diferentes trabajos de investigación, diversos autores (Madronich, 1993; Nemeth et al., 1996; Webb et al., 1998; Reuder et al., 1998) afirman que, para determinar la atenuación de radiación solar por acción de las nubes, es necesario conocer el espesor de la capa de nubes, su altura sobre el suelo, su posición respecto al sol, el tipo del que se trata, sus propiedades microfísicas, concretamente, la distribución y tamaño de las gotas de agua que las componen y el albedo de las superficies.

Sin embargo, frente a la necesidad de toda esta cantidad de información para poder modelar, lo más objetivamente posible, la influencia de las nubes, la realidad de los observatorios meteorológicos es muy diferente (Cañada et al., 2000). Así, en las diferentes estaciones situadas a lo largo del Mediterráneo (Pedrós et al., 1995; Nemeth et al., 1996) e incluso en algunos lugares de Estados Unidos (Estupiñán et al., 1996), la única medida registrada se basa en una inspección visual de las octavas de cielo

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

cubierto, normalmente tres veces al día o, en el mejor de los casos, cada hora, de forma que las condiciones de cielo entre una observación y otra se desconocen.

Otro de los factores meteorológicos al que se puede recurrir es la visibilidad. Sin embargo, nuevamente se trata de un parámetro marcado por cierto nivel de subjetividad (Liu et al., 1991) ya que, concretamente en España, depende de los criterios utilizados en cada observatorio meteorológico para su medida, así como de las distancias a los que se sitúan los puntos de referencia en cada caso. De otro lado, tal y como se mencionó para el caso de la cubierta de nubes, se trata de una medida que, en los observatorios españoles, en el mejor de los casos, se anota cada hora.

Como consecuencia, se puede concluir que el índice de claridad total, k_t , definido (ecuación 4.1) como la razón de la radiación total sobre una superficie horizontal, H_G , frente a la radiación extraterrestre total sobre superficie horizontal, H_G^{ext} , es un parámetro más objetivo que los anteriormente referidos (porcentaje de cielo cubierto y visibilidad), puesto que no depende, en absoluto, de meras inspecciones visuales. Por el contrario, se trata de un indicador de los procesos de dispersión y absorción, derivados tanto de los aerosoles y gases, como de las nubes (Liu and Jordan, 1960; Elhadidy et al., 1990) y, consecuentemente, representa una evaluación general de las condiciones de transmisión atmosférica (Liu and Jordan, 1960). Además, al tratarse de un parámetro adimensional, permite mejorar el error de la estimación y reducir el carácter localista de los modelos.

$$k_t = \frac{H_G}{H_G^{ext}} \quad (4.1)$$

Por otra parte, Martínez Lozano et al. (1994), extrapolando el concepto de k_t , definieron el índice de claridad ultravioleta, k_{tUV} , como el cociente entre la radiación ultravioleta sobre una superficie horizontal, H_{UV} , y la radiación ultravioleta extraterrestre sobre superficie horizontal, H_{UV}^{ext} (ecuación 4.2).

$$k_{tUV} = \frac{H_{UV}}{H_{UV}^{ext}} \quad (4.2)$$

No obstante, a pesar de la gran influencia que la radiación ultravioleta ejerce sobre la vida terrestre existen muy pocas investigaciones que estudien esta componente de la radiación solar en términos del índice de claridad ultravioleta.

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Por el contrario, el índice de claridad total es comúnmente utilizado como dato de entrada en diversos métodos de estimación de la radiación solar (Hoyos et al., 2003). De hecho, diversos trabajos previos (Orgill and Hollands, 1977; Erbs et al., 1982; Reindl et al., 1990) presentan modelos en los que se usa el índice de claridad total como parámetro de entrada a la hora de determinar otras variables relacionadas con la radiación solar tales como la radiación difusa, tanto sobre una superficie horizontal como inclinada. Estos modelos han resultado ser bastante precisos a la hora de calcular las diferentes variables meteorológicas.

Por otra parte, Elhadidy et al. (1990) clasificaron la radiación ultravioleta diaria según tres intervalos del índice de claridad total, encontrando que, para días claros, con índice de claridad total superior a 0.65, el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total permanecía prácticamente constante para medidas diarias. Asimismo, Mehos et al. (1992) estudiaron la influencia de las nubes y la niebla en la radiación solar total, tanto global como directa, así como en su componente ultravioleta, distinguiendo tres intervalos de k_t . No obstante, no obtuvieron ninguna expresión matemática para modelar la transmisividad en términos de k_t .

Por último, Cañada et al. (2000) encontraron para Córdoba y Valencia que, para valores del índice de claridad total superiores a 0.4, los valores máximos de radiación ultravioleta decrecen exponencialmente con la masa óptica de aire de acuerdo con las ecuaciones 4.3 y 4.4

Valencia

$$(H_{UV})_{\max} = 62.23 \cdot m_r^{-1.34} \quad (4.3)$$

Córdoba

$$(H_{UV})_{\max} = 52.84 \cdot m_r^{-1.30} \quad (4.4)$$

4.1.2.- DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIA DEL ÍNDICE DE CLARIDAD TOTAL

La información referente a la frecuencia de distribución del índice de claridad total diario es relevante a la hora de generar datos sobre el clima, así como para aquellos estudios en los que interviene la utilizabilidad de la radiación solar (Klein and Beckman, 1984). Como consecuencia, diversos investigadores han abordado, desde distintos puntos de vista, el estudio de las distribuciones del índice de claridad total. Así, por ejemplo, en 1960, Liu y Jordan estudiaron las condiciones del cielo en 27 localidades distintas a partir de la variabilidad de diferentes parámetros relacionados con la transmisividad atmosférica entre las que se encontraba el índice de claridad total, k_t . Estos investigadores observaron que la distribución de la irradiación total a lo

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

largo de un mes, correspondiente a un determinado valor medio mensual de k_t , es casi independiente de la localidad y del mes y, como resultado, propusieron una serie de curvas generalizadas para la distribución acumulada de k_t .

Desde el estudio de Liu y Jordan (1960) muchos trabajos han estudiado estadísticamente las distribuciones del índice de claridad total integrado en intervalos de un día. De esta forma, Bendt et al. (1981), Hollands y Huget (1983) y Saunier et al. (1987) propusieron funciones de densidad unimodales del índice de claridad total y su valor medio, $f(k_t, \bar{k}_t)$, que, una vez integradas, se ajustan bastante bien a las distribuciones de frecuencia acumuladas de Liu y Jordan, $F(k_t, \bar{k}_t)$.

Concretamente, Bendt et al. (1981), a partir de los datos medidos en 90 localidades de Estados Unidos durante un periodo aproximado de 20 años, observaron que la variación a lo largo del mes del índice de claridad total diario obedece a una distribución exponencial que varía entre los valores máximos y mínimos del mismo, k_t^{\max} y k_t^{\min} , respectivamente. De esta forma, confirmaron las observaciones de Liu y Jordan y, más concretamente, el hecho de que la distribución de frecuencia de la radiación solar total diaria sobre una superficie horizontal a lo largo de un mes, asociada a un determinado valor medio de k_t , es casi independiente de la localidad y de la época del año. Como resultado, propusieron distribuciones de frecuencia acumulada del índice de claridad total diario basadas en el valor medio mensual del mismo, dadas por la expresión 4.5, donde el parámetro η se calcula a partir de los valores medio, máximo y mínimo del índice de claridad total de acuerdo con la expresión 4.6 o, alternativamente, a partir de la expresión 4.7, propuesta por Herzog (1985).

$$F[k_t, \bar{k}_t] = \frac{e^{(\eta \cdot k_t^{\min})} - e^{(\eta \cdot k_t)}}{e^{(\eta \cdot k_t^{\min})} - e^{(\eta \cdot k_t^{\max})}} \quad (4.5)$$

$$\bar{k}_t = \frac{\left(k_t^{\min} \cdot \frac{1}{\eta}\right) e^{(\eta \cdot k_t^{\min})} - \left(k_t^{\max} \cdot \frac{1}{\eta}\right) e^{(\eta \cdot k_t^{\max})}}{e^{(\eta \cdot k_t^{\min})} - e^{(\eta \cdot k_t^{\max})}} \quad (4.6)$$

$$\eta = -1.498 + \frac{1}{k_t^{\min} - k_t^{\max}} \left[1.184 \frac{k_t^{\min} - k_t^{\max}}{k_t^{\min} - \bar{k}_t} - 27.182 \cdot e^{\left[-1.5 \frac{k_t^{\min} - k_t^{\max}}{k_t^{\min} - \bar{k}_t} \right]} \right] \quad (4.7)$$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

De esta forma, estas distribuciones dependen de los valores máximo y mínimo del índice de claridad total. Así, Bendt et al. (1981) propusieron un valor mínimo igual a 0.05, asociado a cielos nublados e independiente de la localidad, si bien no proporcionaron ninguna expresión para el valor máximo, por lo que las distribuciones no son válidas para aquellos casos en que se desconozca el valor experimental del máximo del índice de claridad total. Las distribuciones generalizadas que encontraron dependían únicamente del índice de claridad total y concordaban bastante bien con las curvas encontradas por Liu y Jordan (1963), excepto para altos valores de insolación y algunas desviaciones individuales que se asociaron a cierta dependencia estacional.

Siguiendo esta misma línea de trabajo, Hollands y Huget (1983), proponen un modelo matemático (ecuación 4.8) para determinar el índice de claridad total máximo a partir del valor medio mensual, mientras que Abdulla et al. (2000) incluyen además como variables independientes la declinación solar, δ , la latitud, λ , y la altura del emplazamiento, h (ecuación 4.9)

$$k_t^{\max} = 0.6313 + 0.267 \cdot \bar{k}_t - 11.9(k_t - 0.75)^8 \quad (4.8)$$

$$k_t^{\max} = 0.51585 + 0.34847 \bar{k}_t + 2.302810^{-4} \delta + 3.410810^{-4} \lambda - 9.570910^{-6} h \quad (4.9)$$

Sin embargo, los resultados clásicos obtenidos por Hawas y Muneer (1984), Saunier et al. (1987) e Ideriah y Suleman (1989) para tres localidades caracterizadas por clima tropical (India y Bangkok en Tailandia e Ibadan en Nigeria), llevaron a cuestionar la validez de la generalización de Liu y Jordan. Concretamente, Saunier et al. (1987) mostraron que sus resultados no concordaban principalmente con los valores del índice de claridad total máximo y con las funciones de densidad de probabilidad. Consecuentemente, propusieron una expresión nueva para el índice de claridad total máximo, basado en las observaciones realizadas en Tailandia (ecuación 4.10), y propusieron una función de densidad de probabilidad incluyendo términos de mayor orden cuya validez comprobaron para climas tropicales.

$$k_t^{\max} = 0.362 + 0.59 \cdot \bar{k}_t \quad (4.10)$$

Posteriormente, Yusof et al. (1998) examinaron la utilidad de los modelos de Bendt et al. (1981), Saunier et al. (1987) y Hollands y Huget (1983), para cuatro localidades de Malasia, concluyendo que, para dos de las localidades el modelo más adecuado era el de Saunier et al. (1987), mientras que para las otras dos lo era el de Hollands y Huget (1983). Estudios similares realizados en otras localidades tropicales (Ideriah and Suleman, 1989; Feuilard et al., 1989; Akuffo and Brew-Hammond, 1993) corroboraron la conclusión de Saunier et al. (1987) de que la generalización de las

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

curvas de frecuencia acumulada no era válida universalmente ya que, para las localidades tropicales, las distribuciones presentan unos picos más pronunciados (Feuilard et al.; 1989).

No obstante, las curvas de Liu y Jordan no sólo no son válidas para la zona de clima tropical, sino que, tal y como Olseth y Skartveit (1984) y Sarath-Babu y Satyamurty (2001) demostraron, también para otros climas. Concretamente, Olseth and Skartveit (1984) observaron que no sería válido aceptar un valor universal para el índice de claridad total máximo, y lo que es más, en su opinión este parámetro depende de las condiciones climatológicas y, consecuentemente, es distinto para cada localidad. Asimismo, Udo (2000) comprueba que los valores mínimos tampoco concuerdan con el valor universal propuesto por Bendt et al. (1981), 0.05, sino que, en Ilorin, emplazamiento donde se lleva a cabo su estudio, varía entre 0.12 y 0.24.

Recientemente, algunos investigadores han basado su estudio sobre las distribuciones del índice de claridad total en parámetros adimensionales de forma que las expresiones obtenidas fueran aplicables a localidades con climas diferentes. De esta forma, si bien Olseth y Skartveit (1984) fueron los que dieron los primeros pasos para la normalización del índice de claridad total, posteriormente, Sarath-Babu y Satyamurty (2001) continuaron esta labor definiendo los siguientes parámetros adimensionales (ecuación 4.11 y 4.12)

$$\hat{k}_t = \frac{k_t - k_t^{\min}}{k_t^{\max} - k_t^{\min}} \quad (4.11)$$

$$\tilde{k}_t = \frac{\bar{k}_t - k_t^{\min}}{k_t^{\max} - k_t^{\min}} \quad (4.12)$$

De acuerdo con estas definiciones, clasificaron las 70 localidades en que se basa su trabajo según los valores de \tilde{k}_t y representaron las distribuciones acumuladas de \hat{k}_t , obteniendo distribuciones más universales que las consideradas por la comunidad científica hasta el momento. De acuerdo con los autores del trabajo, la principal ventaja de esta metodología es que permite separar aquellos emplazamientos que, teniendo igual valor medio del índice de claridad total, presentan distintos valores máximos y mínimos. Sin embargo, estudios posteriores han concluido que el uso del índice de claridad total normalizado no induce diferencias ni mejoras significativas (Ibáñez et al. 2003).

Por último, Sarath-Babu y Satyamurty (2001) afirman que la precisión de las distribuciones depende de la de los valores extremos mensuales del índice, definiendo dos nuevas expresiones, tanto para el máximo como para el mínimo, en las que, tal y

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

como ya se había hecho anteriormente (Abdulla et al., 2000), introducen como variables independientes la latitud (λ), la declinación media mensual (δ) y la elevación (z)

$$k_t^{\min} = -0.145 + 0.834\bar{k}_t - 0.00083\lambda - 0.0000080z \quad (4.13)$$

$$k_t^{\max} = 0.452 + 0.412\bar{k}_t - 0.00026\delta + 0.0014\lambda \quad (4.14)$$

Otro de los aspectos muy discutido, respecto a las distribuciones de frecuencia, es su modalidad. En este sentido, mientras que las distribuciones hasta ahora referidas para datos diarios son unimodales (Liu and Jordan, 1960; Bendt et al., 1981, Hollands and Huget, 1983, Saunier et al., 1987), Olseth y Skartveit (1984) encontraron un ligero comportamiento bimodal asociado a los datos diarios.

Sin embargo, Suehrcke y McCormick (1988), a partir de datos instantáneos, encuentran un comportamiento bimodal asociado a cielos claros y nubosos lo que les lleva a afirmar que, las curvas de distribución para datos tomados en intervalos de entre 1 y 5 minutos difieren significativamente de aquellas que se basan en intervalos de integración de un día. Resultados similares (Suehrcke and McCormick, 1989, 1992; Gansler et al., 1995, Jurado et al., 1995; Tovar, 1996; Gu et al., 2001) demuestran la importancia de usar medidas registradas en intervalos pequeños de tiempo para los estudios de modelado o simulación de la radiación solar.

Estos resultados se pueden explicar en base al hecho de que, a lo largo de un día e incluso de una hora, se pueden observar importantes variaciones de la radiación solar debido al efecto de las nubes y/o a los cambios en la posición del sol, llevándonos, consecuentemente, a estimaciones inexactas de nuestro sistema de simulación. De esta forma, para distribuciones basadas en datos registrados en pequeños intervalos, la naturaleza bimodal de las distribuciones indica una alta probabilidad de obtener valores de insolación asociados a cielos claros y nublados mientras que, por lo que a los datos diarios se refiere, los dos estados de radiación no se ajustan bien a condiciones meteorológicas reales (CIE, 2002).

Recientemente, en esta línea de trabajo, Ibáñez et al. (2003), con datos de la Base de Datos Nacional de Radiación Solar (NSRDB) de Estados Unidos y, más concretamente, medidas registradas durante 30 años en 50 localidades del país, estudia la influencia tanto de la latitud como de la elevación solar en la modalidad de las funciones de distribución del índice de claridad total. De esta forma, obtienen que, para latitudes pequeñas el comportamiento es unimodal, mientras que por encima de 30°N predomina el carácter bimodal. Asimismo, encuentra un comportamiento unimodal cuando la elevación solar es inferior a 20° y superior a 70°, siendo bimodal en los casos restantes. Además, Ibáñez et al. (2003) demuestran que la naturaleza bimodal de las distribuciones también está relacionada con la media mensual del índice de claridad

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

total. Así, se encuentra un comportamiento unimodal para valores extremos del mismo, mientras que el comportamiento bimodal se corresponde con intervalos del índice de claridad total mensual medio comprendido entre 0.44 y 0.45.

Por último, diversos autores han tratado de modelar el comportamiento bimodal de las distribuciones de frecuencia del índice de claridad total instantáneo (Suehrcke y McCormick, 1988; Jurado et al., 1995; Tovar et al., 1998). Concretamente, Suehrcke y McCormick (1988) propusieron una función matemática basada en la combinación de tres funciones, dos de ellas asociadas a las condiciones extremas de nubosidad y, consecuentemente, a valores extremos del índice de claridad total y una tercera ligada a valores intermedios del mismo. Sin embargo, otros modelos de bimodalidad utilizan únicamente la suma de dos funciones que describen el comportamiento en torno a cada uno de los dos máximos de forma que los valores intermedios se obtienen como suma de las colas de las dos distribuciones anteriores. Concretamente, Jurado et al. (1995) basan su modelo en la suma de dos Gaussianas mientras que Tovar et al. (1998) recurren a la estadística de Boltzmann proponiendo funciones dadas por estas expresiones en las que comprueban que los parámetros que intervienen en el ajuste dependen de la masa óptica de aire.

4.2.- METODOLOGÍA

De acuerdo con la revisión bibliográfica de los antecedentes, en este capítulo nos proponemos el estudio comparativo de las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta en Córdoba. De esta forma, a partir de los datos experimentales registrados por la estación radiométrica situada en la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Córdoba y descrita en el capítulo 3, se han representado las distribuciones de frecuencia relativa del índice de claridad total, k_t , y del índice de claridad ultravioleta, k_{iUV} , denotadas por $f_{rel}^{exp}(k_t)$ y $f_{rel}^{exp}(k_{iUV})$ ¹, respectivamente.

Para ello, se han dividido los posibles intervalos de k_t y k_{iUV} en 50 clases de 0.02 de ancho (0|0.02|1.0), representadas cada una de ellas por su marca de clase. Dichas distribuciones representan la probabilidad, normalizada al número total de datos registrados en cada caso, de que los citados coeficientes alcancen un valor concreto en los intervalos de tiempo considerados en el estudio. Asimismo, puesto que, de acuerdo con Tovar et al. (1998), las distribuciones del índice de claridad total dependen de la masa óptica de aire, análogamente, en este estudio se ha supuesto que las distribuciones del índice de claridad ultravioleta también deben mostrar esta dependencia. Por ello, se han analizado las distribuciones para cinco intervalos de masa óptica de aire diferentes: [1.0, 1.2]; [1.4, 1.6]; [1.8, 2.2]; [2.3, 2.7] y [2.75, 3.25]. Una

¹ Para simplificar la notación se omiten las dependencias que esta función de distribución presenta respecto a otras variables tanto meteorológicas como radiométricas.

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

vez obtenidas estas distribuciones, se ha realizado un estudio comparativo de las mismas que permita encontrar las analogías y diferencias que ambas presentan entre sí.

A continuación y dado que, hasta el momento, en los antecedentes, no se ha llevado a cabo un estudio detallado de las distribuciones de frecuencia relativa del índice de claridad ultravioleta, se calcularon los principales parámetros estadísticos que caracterizan la distribución asociada a cada uno de los intervalos de masa óptica de aire con los que trabajamos. A partir de los resultados obtenidos en el análisis comparativo y estadístico, se proponen dos modelos matemáticos, $f_{rel}^{sim}(k_t)$ y $f_{rel}^{sim}(k_{tUV})^1$, que se ajusten a las distribuciones experimentales de k_t y k_{tUV} .

Con este fin, el conjunto de datos registrado se divide en dos subconjuntos: el primero de ellos, que se emplea para analizar las distribuciones y elaborar un modelo matemático para las mismas, comprende las medidas registradas desde 1996 hasta 1999, mientras que los datos correspondientes al año 2000 se reservan para comprobar la validez de los modelos obtenidos. Es importante hacer notar que, a pesar de que nuestra base de datos experimentales se inicia en el 1993, las medidas correspondientes al periodo desde 1993 hasta 1995 no se han utilizado por haberse observado un error sistemático en las mismas. Por otra parte, para la obtención de los modelos matemáticos el software empleado ha sido ORIGIN v.6.0, mientras que el análisis estadístico y los test de ajuste de los modelos se ha llevado a cabo con el SPSS v.11.

Concretamente, para la evaluación de la calidad y la aplicabilidad de los modelos, se utilizaron los indicadores estadísticos sugeridos por Iqbal (1983), Reindl et al. (1990) y Chendo y Madnekwe (1994). La suma residual cuadrática compuesta, $CRSS$, es utilizada para cuantificar la calidad de las correlaciones predichas en comparación con las mediciones experimentales y viene dada por la ecuación 4.15 donde $f_{rel_i}^{sim}$ y $f_{rel_i}^{exp}$ representan, respectivamente, los valores calculados y medidos de la frecuencia relativa y N es el número de intervalos de clase considerados

$$CRSS = \sum_{i=1}^N (f_{rel_i}^{sim} - f_{rel_i}^{exp})^2 \quad (4.15)$$

Este estadístico, sin embargo, no proporciona información sobre el grado del error cometido respecto de los valores con los que trabajamos, por lo que no resulta un buen indicador. Como mejora, calculamos, también, el error medio absoluto, MAB , dado por la ecuación 4.16, que representa la desviación media absoluta entre el modelo y los valores medidos.

$$MAB = \sum_{i=1}^N \frac{|f_{rel_i}^{sim} - f_{rel_i}^{exp}|}{N} \quad (4.16)$$

Por último, el coeficiente de correlación, R , es una medida de la relación lineal entre los valores calculados por el modelo propuesto y los valores medidos experimentalmente, y viene dado por la ecuación 4.17 siendo \bar{f}_{rel}^{sim} y \bar{f}_{rel}^{exp} , respectivamente, los promedios de los valores calculados y medidos.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (f_{rel_i}^{sim} - \bar{f}_{rel}^{sim})(f_{rel_i}^{exp} - \bar{f}_{rel}^{exp})}{\left[\sum_{i=1}^N (f_{rel_i}^{sim} - \bar{f}_{rel}^{sim})^2 \sum_{i=1}^N (f_{rel_i}^{exp} - \bar{f}_{rel}^{exp})^2 \right]^{1/2}} \quad (4.17)$$

Sin embargo, estos parámetros únicamente nos permiten conocer la magnitud del error cometido al aceptar como válido un determinado modelo matemático. Existen, por otra parte, unas pruebas estadísticas que calculan la probabilidad α de cometer error al rechazar el modelo cuando éste es correcto. Son las denominadas pruebas de hipótesis. En el caso que nos ocupa, puesto que, como veremos posteriormente, las distribuciones no cumplen las condiciones de normalidad, hemos recurrido a los métodos no paramétricos.

Los métodos no paramétricos, también denominados métodos independientes de la distribución o de distribución libre, son procedimientos inferenciales que no se encuentran sujetos a la forma de la distribución de la población de interés (Canovas, 1998). En la actualidad, se están utilizando con mayor frecuencia en el análisis de datos ya que, equipado con las técnicas no paramétricas, el analista de datos tiene más posibilidades de acomodar una variedad más amplia de situaciones experimentales (Walpole, 1992).

Son varios los métodos no paramétricos de que disponemos para probar la hipótesis de que, dadas dos muestras independientes, las poblaciones siguen la misma distribución. Concretamente, en este caso, a partir del par de valores formado por la frecuencia relativa experimental asociada a cada intervalo de k_t o k_{tUV} y la calculada a partir del modelo matemático, tratamos de demostrar que las observaciones experimentales obedecen a la distribución dada por la simulación, es decir, queremos probar la validez de las siguientes hipótesis:

$$f_{rel}^{exp}(k_t) \equiv f_{rel}^{sim}(k_t) \quad f_{rel}^{exp}(k_{tUV}) \equiv f_{rel}^{sim}(k_{tUV})$$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Así, por ejemplo, la Prueba del Signo se basa en los signos de las diferencias entre las observaciones por pares de dos variables f_{rel}^{exp} y f_{rel}^{calc} . Para cada par en el que f_{rel}^{exp} es mayor que f_{rel}^{calc} se registra un signo +, de otra forma se registra un signo -. Sea p la probabilidad de que f_{rel}^{exp} sea mayor que f_{rel}^{calc} , entonces si queremos probar que ambas variables tienen la misma distribución, el valor de p debe ser igual a 0.5. El estadístico para la prueba de signo, denotado por S , es el número de signos + entre los pares. Dado que cada par constituye un ensayo independiente con una probabilidad para el signo de 0.5, el estadístico S tiene una distribución binomial con $p=0.5$. De acuerdo con lo anterior, para un número de observaciones dado, N , y $p=0.5$, se emplea la distribución binomial para obtener las denominadas regiones críticas de tamaño α para el error de tipo I o nivel de significancia, esto es, la probabilidad de rechazar la hipótesis de prueba cuando ésta es cierta.

No obstante, esta prueba considera sólo las diferencias en el signo entre cada par de observaciones e ignora sus magnitudes. De esta forma, si trabajamos con magnitudes físicas, la prueba de signo puede ignorar mucha información. Por ello, en la presente memoria recurrimos a la prueba propuesta en 1945 por Frank Wilcoxon y que se denomina Prueba de Rangos y Signos de Wilcoxon. Este test, para tener un buen balance, es el mejor método no paramétrico a la hora de trabajar con observaciones en parejas (Canovas, 1998).

La prueba de rangos y signos de Wilcoxon toma en cuenta tanto el signo como la magnitud de las diferencias entre cada par de observaciones. Para implementar la prueba de Wilcoxon, se obtienen las diferencias para los N pares considerados. Entonces, se ordenan, sin importar el signo, y de acuerdo con este orden se les asigna un rango, es decir, la diferencia más pequeña recibe un rango 1 y a la diferencia absoluta más grande se le asigna un rango igual a N , teniendo en cuenta que, cuando el valor absoluto de dos o más diferencias es el mismo, se asigna a cada uno el promedio de los rangos que se les hubiera asignado si las diferencias fueran diferentes. Por otra parte, si una diferencia es igual a cero, el procedimiento que se sugiere es omitir el par y ajustar N .

La estadística de la prueba de Wilcoxon es la suma de los rangos positivos y se denota por T_+ de forma tal que si las distribuciones son similares se espera que tenga el mismo valor, aproximadamente, que la suma de las magnitudes de los rangos negativos, T_- . Es importante tener en cuenta que, tal y como se ha dicho anteriormente, T_+ contiene no sólo información proporcionada por la estadística de la prueba de signo, sino también información con respecto a la magnitud relativa de la diferencia, siendo esta característica la que nos ha llevado a elegir este método no paramétrico como test para los ajustes de nuestros modelos matemáticos. En base a este test de hipótesis validaremos los modelos propuestos en el presente estudio.

4.3.- MODELADO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.3.1.- ESTUDIO COMPARATIVO DE LAS FUNCIONES DE PROBABILIDAD RELATIVA

Antes de estudiar las funciones de probabilidad relativas del índice de claridad ultravioleta, realizaremos un análisis comparativo entre éstas y las del índice de claridad total.

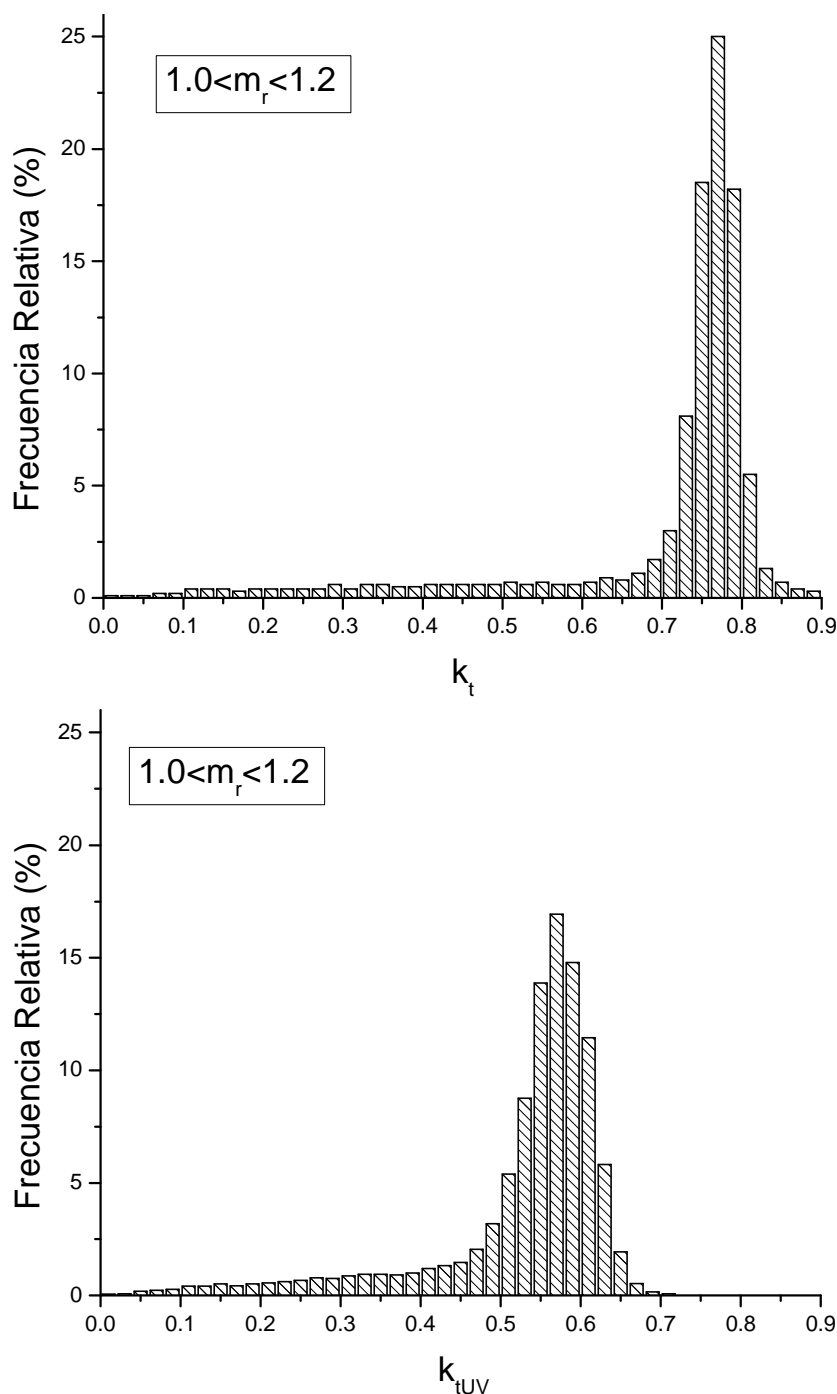


Figura 4.1.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.0, 1.2]$

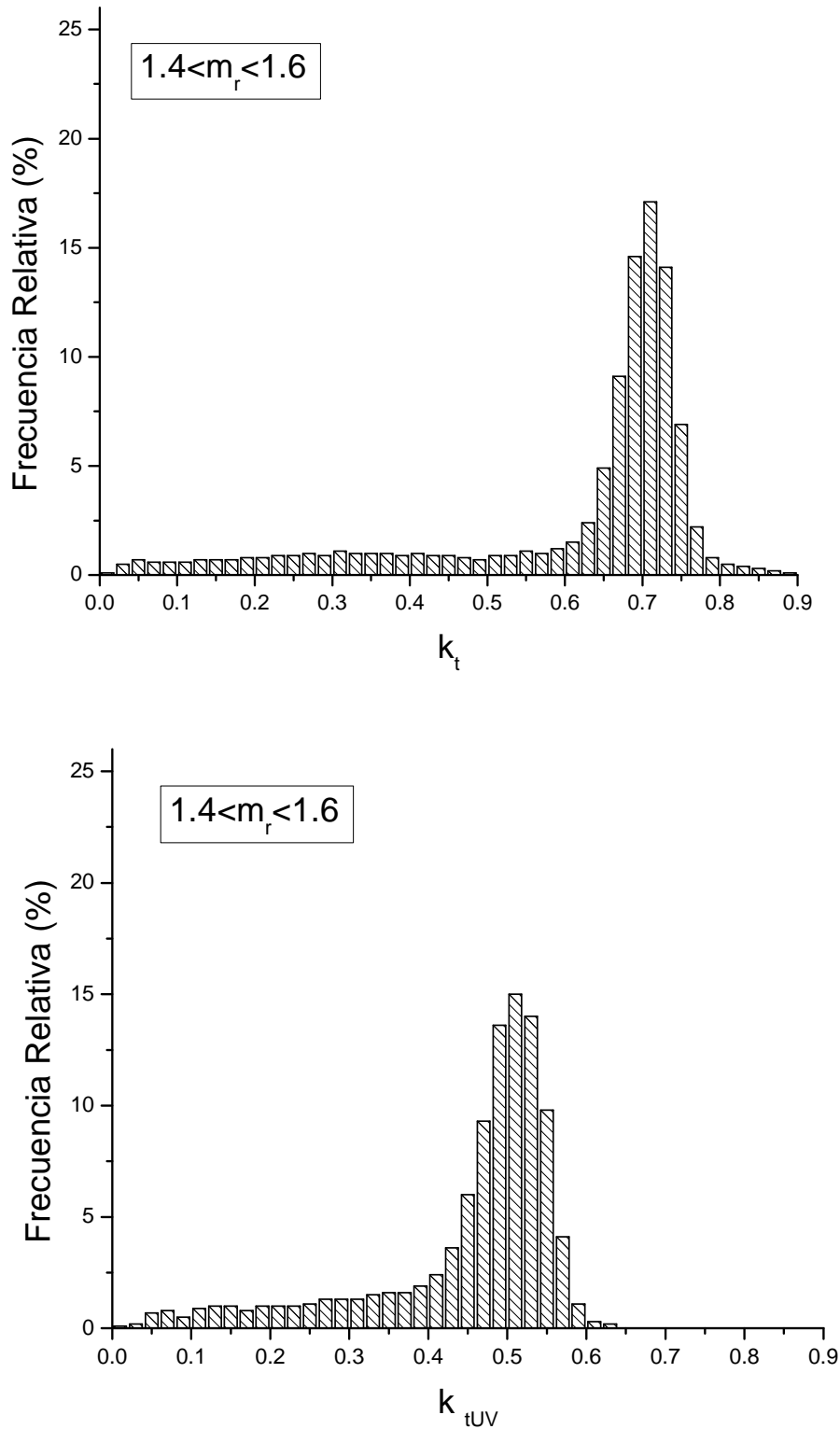


Figura 4.2.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.4, 1.6]$

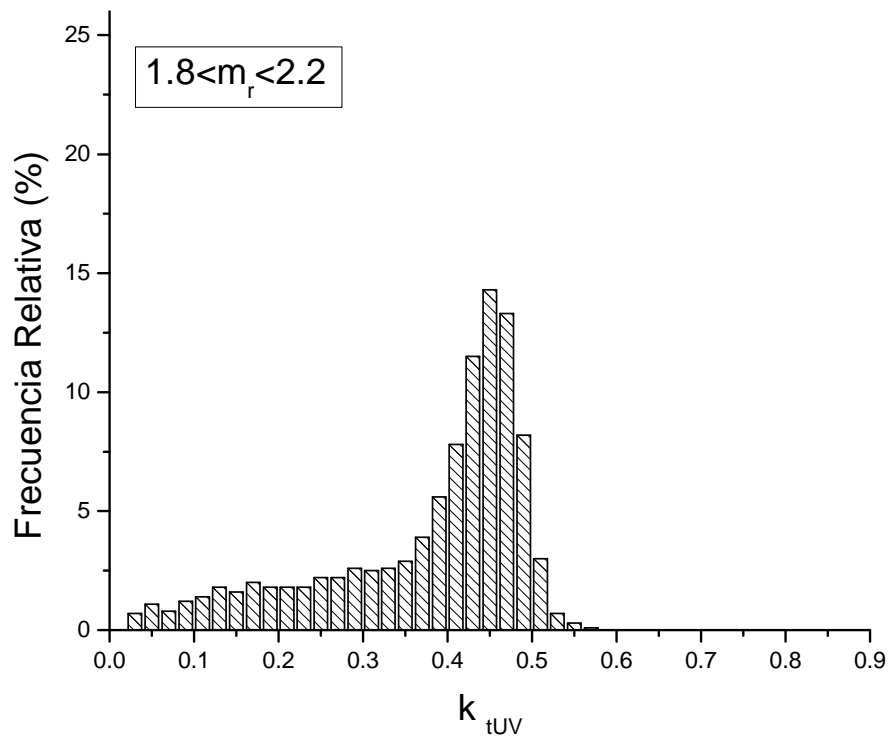
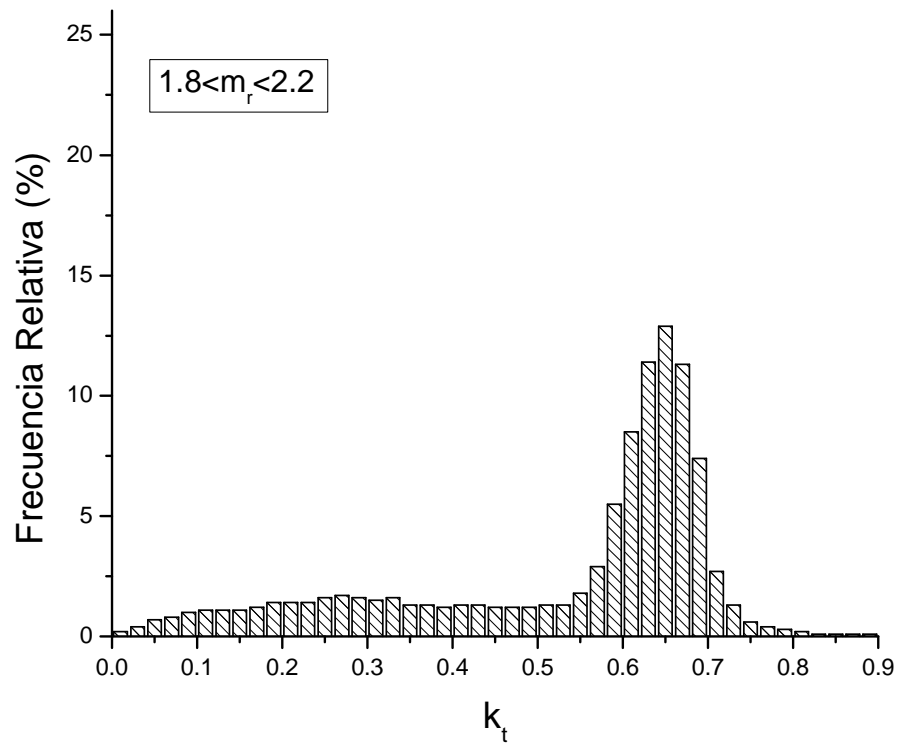


Figura 4.3.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [1.8, 2.2]$

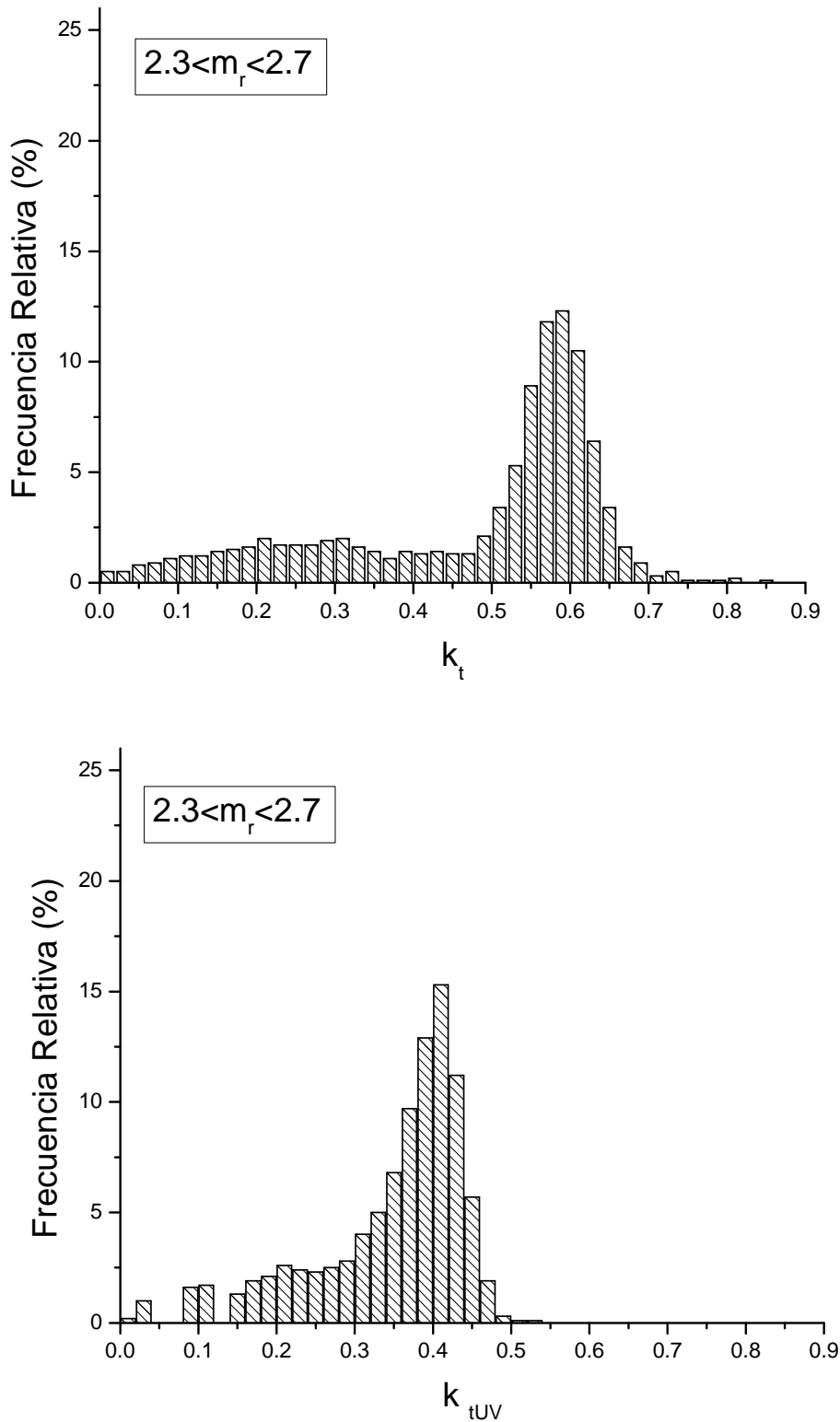


Figura 4.4.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [2.3, 2.7]$

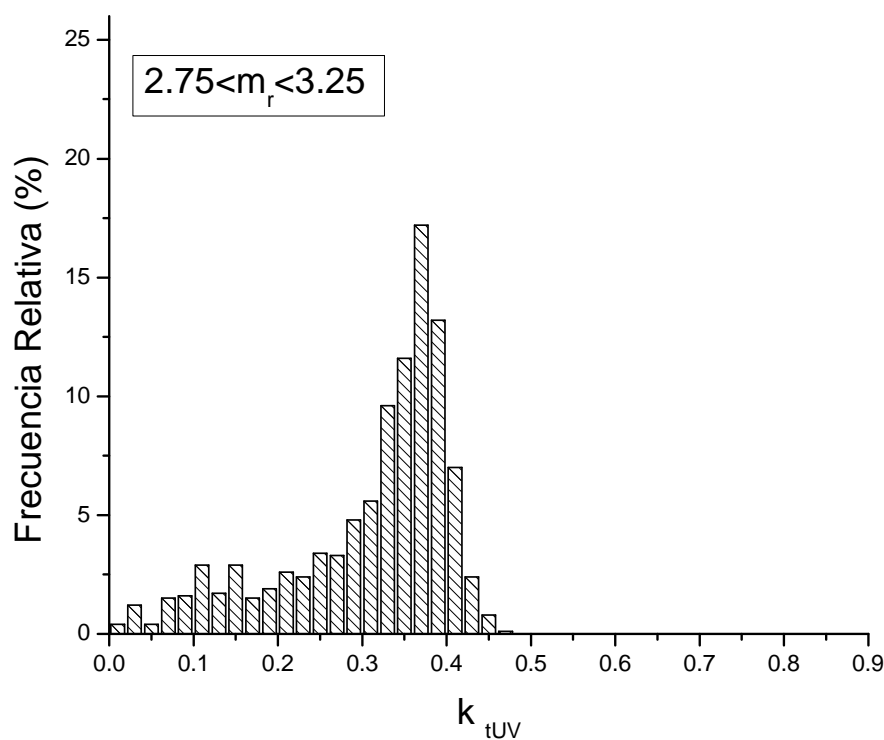
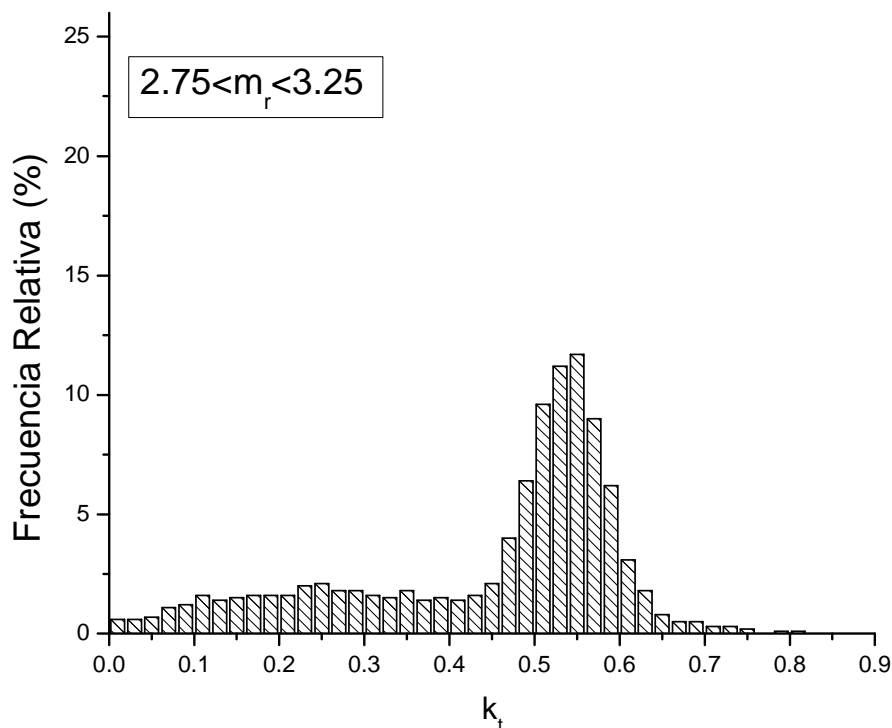


Figura 4.5.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_t y k_{tUV} medidos en Córdoba con $m_r \in [2.75, 3.25]$

Las figuras 4.1-4.5 muestran las gráficas obtenidas para cada uno de los intervalos de masa óptica de aire considerados. Del análisis comparativo de estas

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

gráficas, se puede concluir que la radiación total y la radiación ultravioleta presentan, en términos de sus respectivos índices de claridad, importantes analogías. Así, por ejemplo, en ambos casos, al aumentar la masa óptica de aire los máximos de las distribuciones se desplazan hacia valores menores del índice de claridad. Simultáneamente, la frecuencia con que se alcanzan altos valores de los índices de claridad total y ultravioleta disminuye, mientras que se puede observar un aumento de la probabilidad para los valores inferiores de k_t y k_{UV} .

Este desplazamiento se puede explicar en base a dos procesos diferentes. En primer lugar, para cielos claros, cuando la masa óptica de aire aumenta, el camino que la radiación ha de recorrer a través de la atmósfera también aumenta y, como consecuencia, la disminución de la radiación es mayor dando lugar a menores valores de los índices de claridad. Por el contrario, cuando los cielos están cubiertos, la superficie terrestre que las nubes cubren aumenta con la masa óptica de aire, incrementándose el espesor efectivo de las capas horizontales de nubes (figura 4.6). De esto, se puede deducir que valores altos de m_r llevan asociados una disminución de los índices de claridad tanto total como ultravioleta.

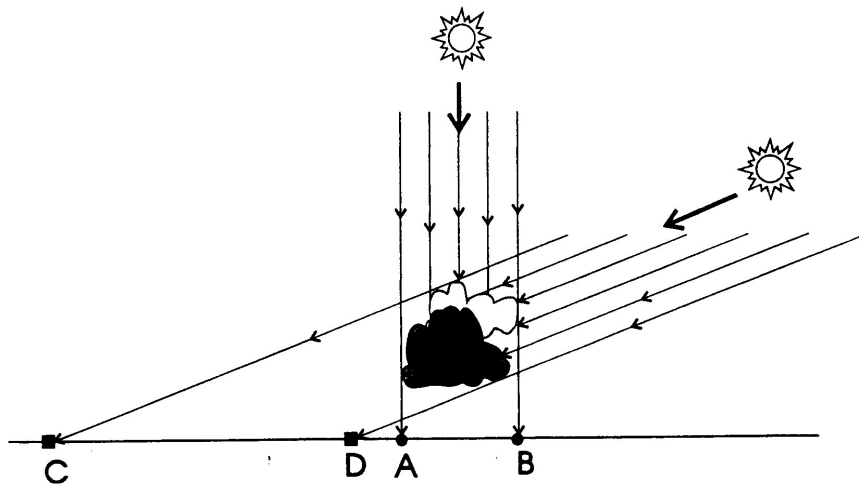


Figura 4.6.: Influencia del ángulo cenital solar en el efecto de las nubes sobre la radiación (Tovar et al., 1998)

Por otra parte, los altos valores de k_t que se alcanzan y que pueden incluso aproximarse a la unidad, especialmente para altos valores de la masa óptica de aire, están asociados con el aumento del nivel de radiación recibida en la superficie como consecuencia de las reflexiones múltiples en la superficie de las nubes (figura 4.7.) y el confinamiento de la radiación entre las mismas y el terreno (Suehrcke y McCornick, 1988)

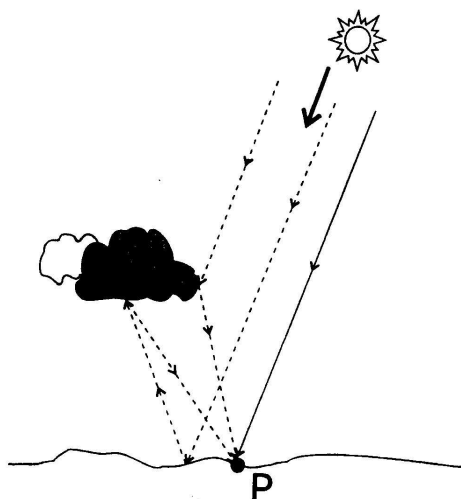


Figura 4.7.: Confinamiento de la radiación solar debido al efecto de las nubes

No obstante, las gráficas 4.1-4.5 ponen en evidencia también algunas diferencias en el comportamiento de ambas componentes de la radiación. De esta forma, mientras que las distribuciones de densidad muestran que la probabilidad para los valores intermedios del índice de claridad total se reduce a medida que aumenta la masa óptica de aire, concordando con los resultados de Tovar et al. (1998), la probabilidad de que se alcancen estos valores al trabajar con la componente ultravioleta aumenta con la masa óptica de aire. Esto nos lleva a concluir que las distribuciones correspondientes a la componente ultravioleta de la radiación solar no obedecen al carácter bimodal que las primeras distribuciones presentan y para las que esta bimodalidad se acentúa a medida que aumenta la masa óptica de aire. Esta diferencia se debe al hecho de que la atenuación de las nubes es mayor en los intervalos de radiación con mayor longitud de onda que en el de la radiación ultravioleta.

Suehrcke y McCormick (1988) propusieron un modelo para explicar la bimodalidad de las distribuciones de k_t basado en tres funciones asociadas con tres niveles distintos de irradiación. Dos de estas funciones se asocian a otras tantas condiciones atmosféricas extremas, como son cielos despejados y cielos completamente cubiertos, y que se encuentran vinculadas, a su vez, con altos y bajos valores de k_t , respectivamente. La tercera función está asociada con los valores intermedios de k_t .

Sin embargo, otros modelos de bimodalidad utilizan únicamente la suma de dos funciones, de forma que cada una de ellas describe el comportamiento en torno a cada uno de los máximos y los valores intermedios se obtienen como suma de las colas de las dos distribuciones anteriores. Así, para explicar sus distribuciones experimentales, mientras que Jurado et al. (1995) usaron la suma de dos funciones gaussianas, Tovar et al. (1998), recurrieron a la suma de dos funciones basadas en la estadística de Boltzmann dada por las siguientes expresiones:

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

$$f_{rel}^{sim}(k_t | m_r) = f_1(k_t) + f_2(k_t) \quad (4.18)$$

$$f_i(k_t) = A_i \frac{\lambda_i e^{(k_t - k_{t0i})\lambda_i}}{[1 + e^{(k_t - k_{t0i})\lambda_i}]^2} \quad (4.19)$$

Cada una de estas funciones da lugar a una curva unimodal simétrica respecto a k_{t0i} , donde la curva alcanza su máximo. El parámetro A_i determina la altura de la función y λ_i está relacionado con el ancho de la curva. De acuerdo con la notación utilizada, el subíndice 1 hace referencia a la función en torno al máximo principal mientras que el 2 se refiere al máximo secundario.

Tal y como se muestra en las figuras 4.8-4.12, los histogramas experimentales obtenidos para el índice de claridad de la radiación total en este trabajo de investigación, se ajustan al modelo matemático propuesto por Tovar et al. (1998), obteniendo los parámetros que se listan en la tabla 4.1. No obstante, estas pruebas gráficas no son suficientes para aceptar el modelo. La tabla 4.2 muestra los resultados obtenidos al aplicar los métodos para la evaluación de la calidad y aplicabilidad del modelo obtenido, comentados en el apartado de metodología.

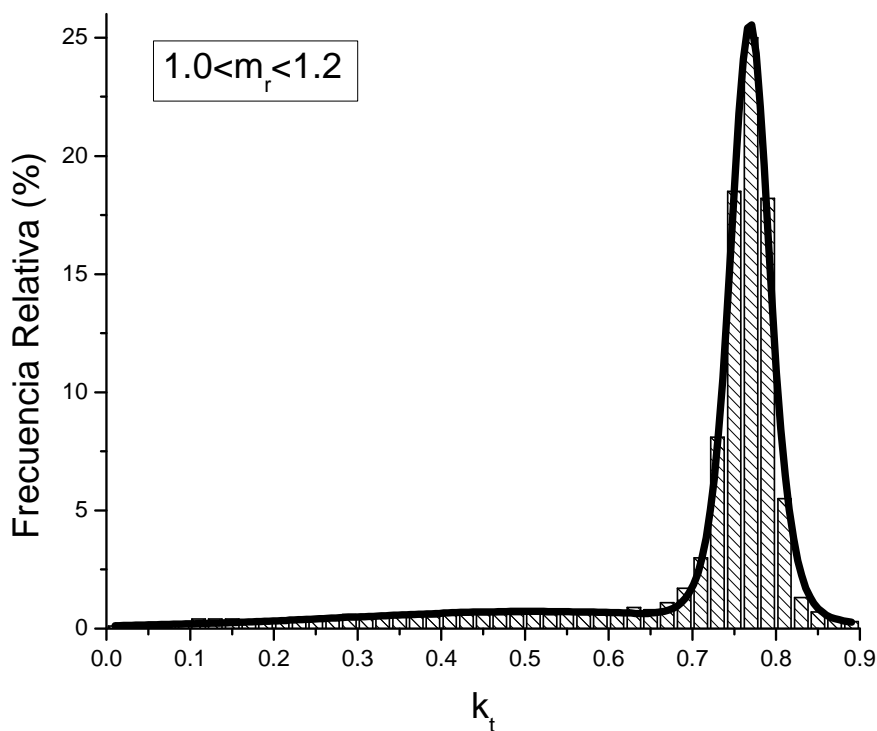


Figura 4.8.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$

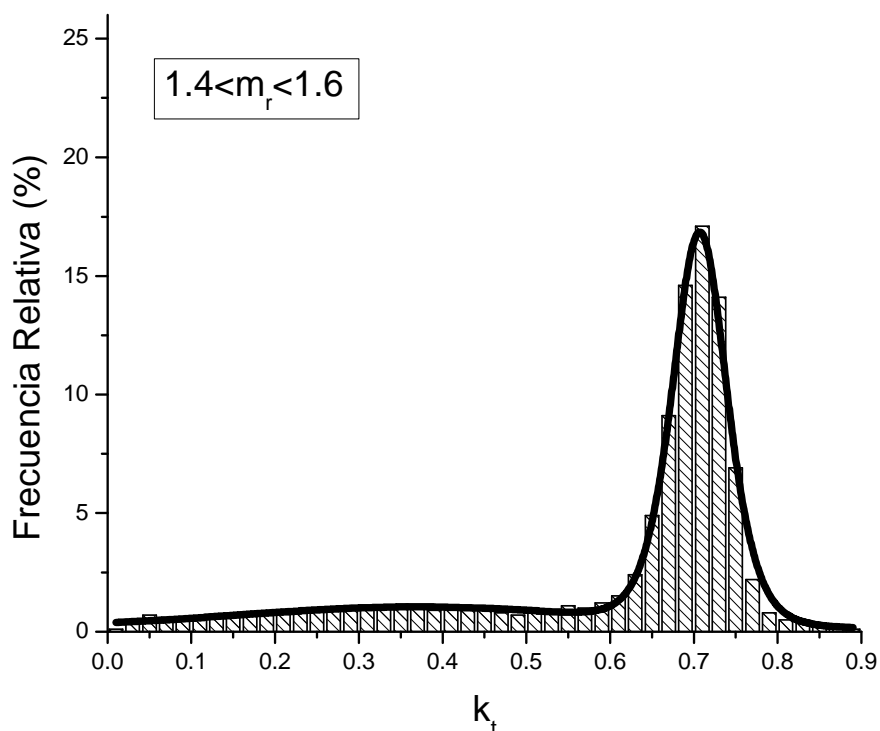


Figura 4.9.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$

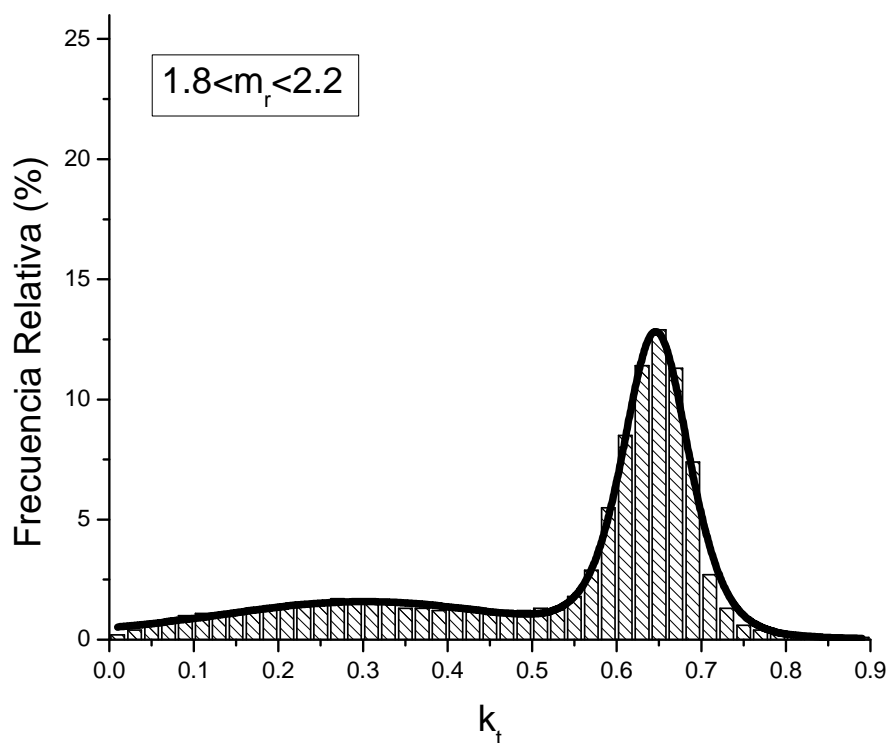


Figura 4.10.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$

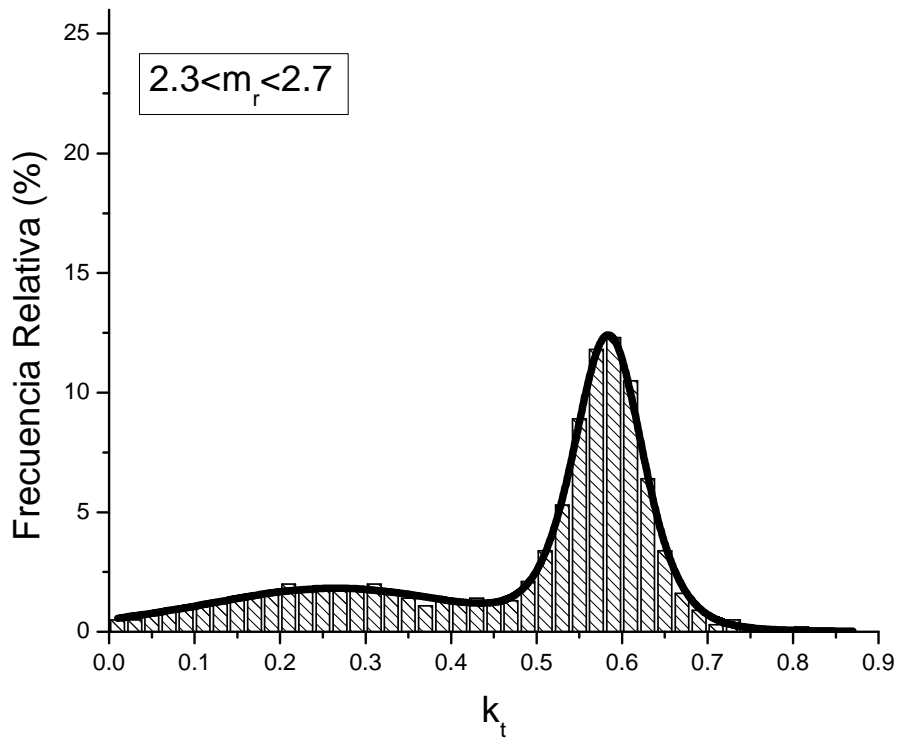


Figura 4.11.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t , medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$

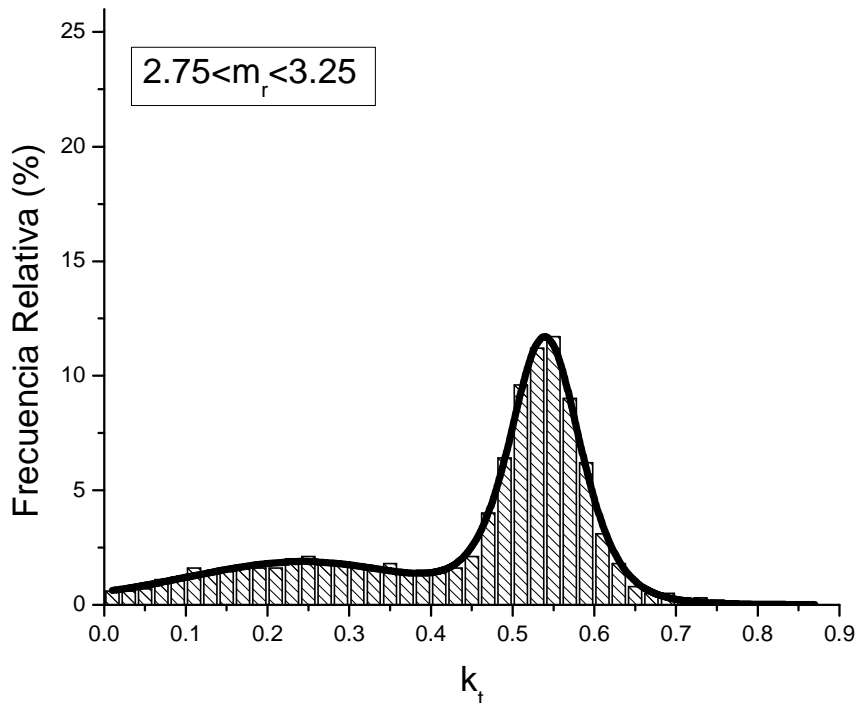


Figura 4.12.: Ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de la Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_t , medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Tabla 4.1.: Parámetros del ajuste al modelo matemático de Tovar et al. (1998) de las Distribución de Frecuencias Relativas de k_t en Córdoba para distintos intervalos de m_r

	$1.0 \leq m_r \leq 1.2$	$1.4 \leq m_r \leq 1.6$	$1.8 \leq m_r \leq 2.2$	$2.3 \leq m_r \leq 2.7$	$2.75 \leq m_r \leq 3.25$
A_1	1.59 ± 0.04	1.42 ± 0.04	1.29 ± 0.04	1.293 ± 0.018	1.296 ± 0.022
λ_1	63.5 ± 1.3	48.3 ± 1.1	39.8 ± 1.0	38.3 ± 0.6	35.8 ± 0.6
k_{t01}	0.7688 ± 0.0004	0.7069 ± 0.0006	0.6465 ± 0.0008	0.5841 ± 0.0005	0.5398 ± 0.0006
A_2	0.46 ± 0.11	0.69 ± 0.09	0.80 ± 0.07	0.78 ± 0.04	0.76 ± 0.05
λ_2	6.2 ± 1.7	6.1 ± 1.0	7.9 ± 0.9	9.3 ± 0.6	9.9 ± 0.7
k_{t02}	0.51 ± 0.06	0.37 ± 0.03	0.302 ± 0.016	0.264 ± 0.007	0.242 ± 0.008

Tal y como se muestra en la tabla 4.2, los bajos valores del error medio de raíz cuadrática, MAB, junto con los altos valores del coeficiente de correlación (en todos los casos, más del 99,4%, R^2 , de la variabilidad de ambas distribuciones es común) confirman la adecuación del modelo a los datos experimentales. Esta afirmación se ve corroborada por los bajos valores de Z y la probabilidad encontrada, α , de cometer error al rechazar la hipótesis de que ambas muestras obedecen a la misma distribución.

Tabla 4.2.: Aplicabilidad del modelo de Tovar et al. (1998) para la localidad de Córdoba

		$1.0 \leq m_r \leq 1.2$	$1.4 \leq m_r \leq 1.6$	$1.8 \leq m_r \leq 2.2$	$2.3 \leq m_r \leq 2.7$	$2.75 \leq m_r \leq 3.25$
CRSS		5.234	3.788	3.254	1.125	1.353
MAB		0.183	0.177	0.166	0.121	0.136
R		0.998	0.997	0.996	0.999	0.998
Wilcoxon	Z	-0.581	-0.199	-0.164	-0.747	-0.219
	α	0.561	0.906	0.870	0.655	0.827

Modelando la dependencia con respecto a la masa óptica de aire, encontramos para los máximos relativos las expresiones 4.20 y 4.21 mientras que los parámetros relacionados con el ancho de las curvas, λ_i , vienen dados por las expresiones 4.22 y 4.23 y los coeficientes A_i verifican las expresiones 4.24 y 4.25.

$$k_{t01} = 0.9614 - 1.958m_r + 0.0103m_r^2 \quad (R^2 = 0.999) \quad (4.20)$$

$$k_{t02} = 0.9394 - 0.5013m_r + 0.0904m_r^2 \quad (R^2 = 0.983) \quad (4.21)$$

$$\lambda_1 = 63.2674 \cdot m_r^{-0.5609} \quad (R^2 = 0.941) \quad (4.22)$$

$$\lambda_2 = 5.4094 \cdot m_r^{0.5342} \quad (R^2 = 0.907) \quad (4.23)$$

$$A_1 = 2.2875 - 0.0227m_r + 0.1654m_r^2 \quad (R^2 = 0.980) \quad (4.24)$$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

$$A_2 = 0.3519 + 0.9840m_r + 0.2061m_r^2 (R^2 = 0.966) \quad (4.25)$$

De la comparación con las expresiones obtenidas por Tovar et al. (1998), y que se listan a continuación (ecuaciones 4.26-4.30), podemos concluir que los parámetros del ajuste se ven afectados por las condiciones climáticas y geográficas de cada localidad.

$$k_{r01} = 0.7628 - 0.0152m_r - 0.012m_r^2 (R^2 = 0.996) \quad (4.26)$$

$$k_{r02} = 0.4692 - 0.0954m_r + 0.01m_r^2 (R^2 = 0.992) \quad (4.27)$$

$$\lambda_1 = 91.375 - 40.091m_r + 6.4886 (R^2 = 0.999) \quad (4.28)$$

$$\lambda_2 = 6.7372 + 1.24811m_r + 0.42457m_r^2 (R^2 = 0.975) \quad (4.29)$$

$$A_1 = 0.6989 + 0.12174m_r^{-2.1416} (R^2 = 0.994) \quad (4.30)$$

4.3.2.- ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA FUNCIÓN DE PROBABILIDAD RELATIVA $f_{rel}^{exp}(k_{tUV})$

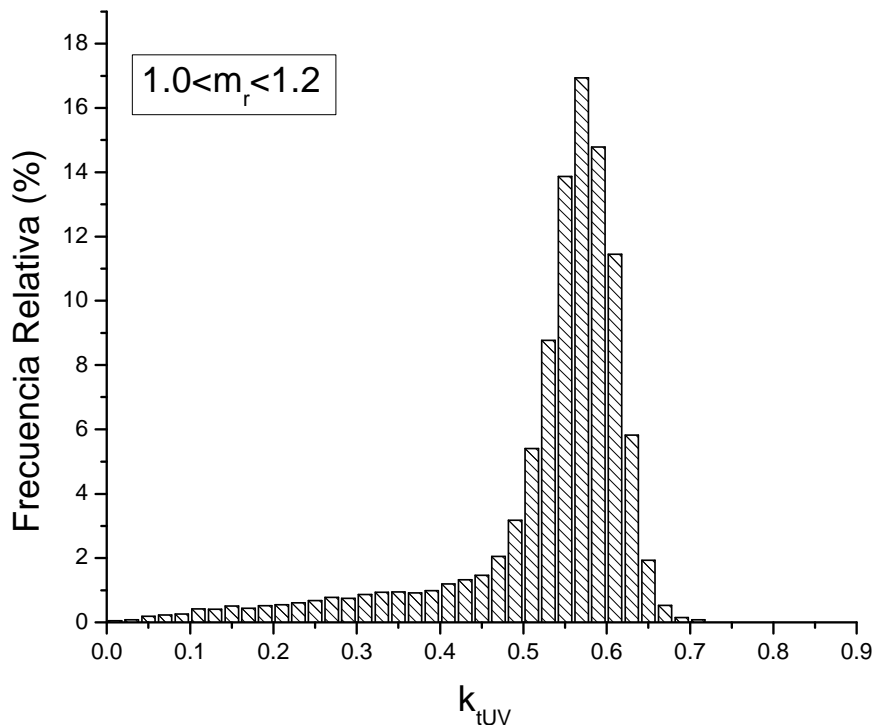


Figura 4.13.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

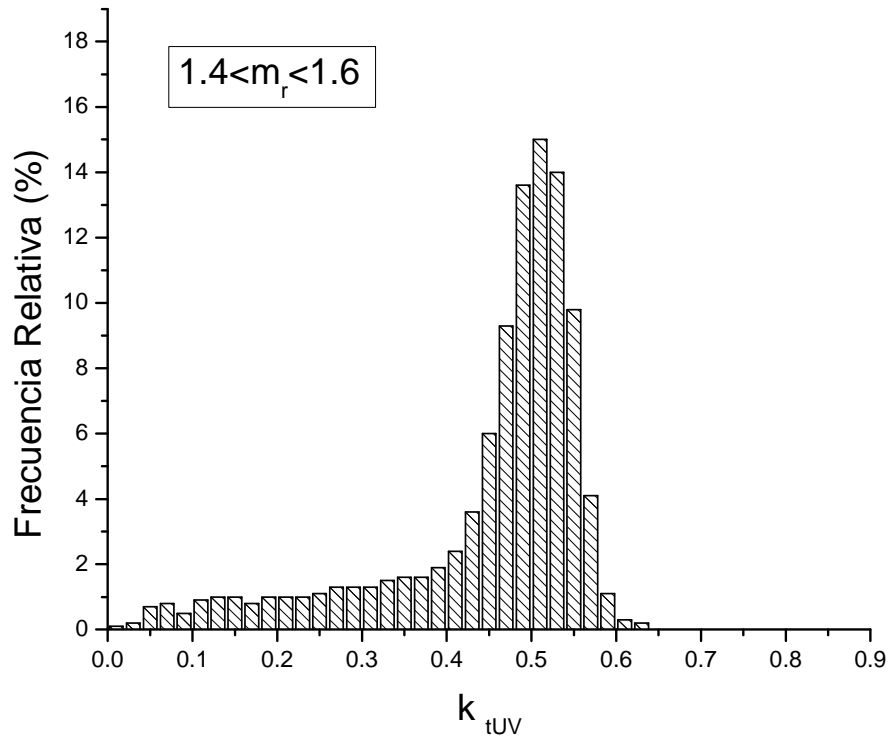


Figura 4.14.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$

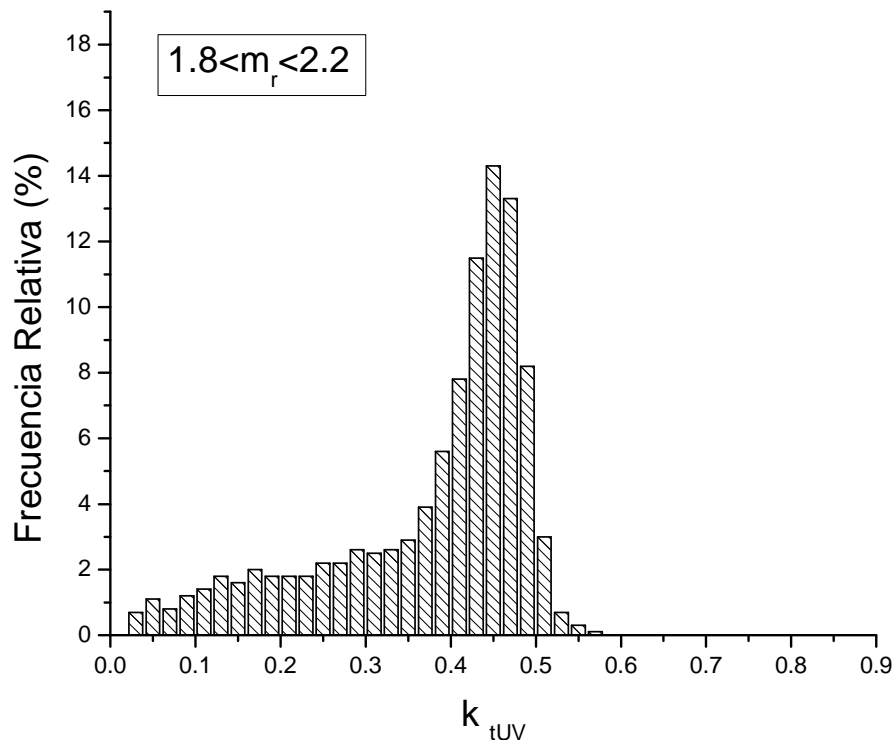


Figura 4.15.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

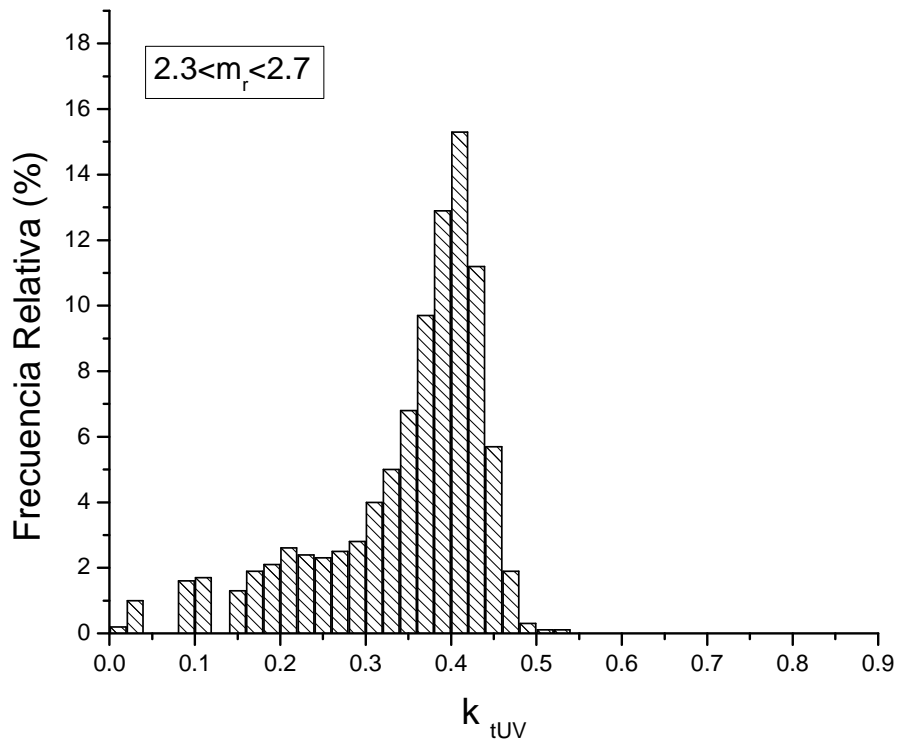


Figura 4.16.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$

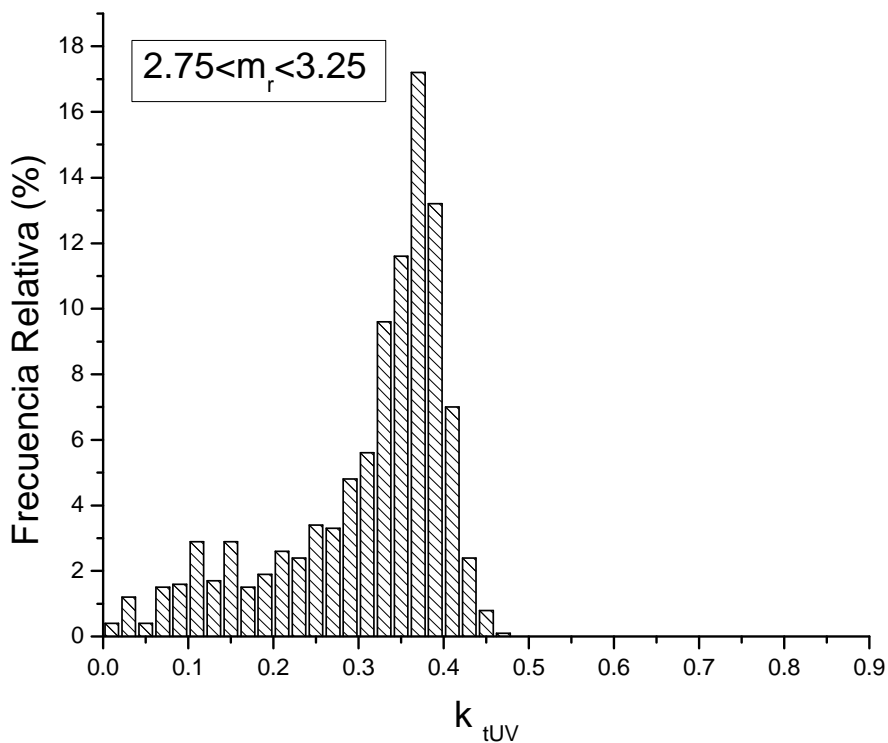


Figura 4.17.: Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Las figuras 4.13-4.17 muestran los histogramas, esto es, las curvas de las funciones de distribución de las frecuencias relativas de k_{UV} , obtenidos en el presente estudio para cada uno de los intervalos de masa óptica de aire considerados. Por otra parte, en la tabla 4.3 se presentan los parámetros estadísticos más significativos que caracterizan dichas distribuciones.

Tal y como muestra la tabla 4.3., para cada uno de los intervalos de masa óptica de aire considerados, se ha calculado el número total de casos experimentales considerados en cada categoría, la mediana, la moda, los coeficientes de asimetría y curtosis, el percentil 5 (P_5) y 95 (P_{95}), el primer (Q_1) y tercer cuartil (Q_3) que, por definición, coinciden con los percentiles 25 (P_{25}) y 75 (P_{75}) respectivamente, el intervalo intercuartil (D_Q) y el coeficiente de variación cuartil (V) definidos éstos dos últimos por las expresiones 4.31 y 4.32

$$D_Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2} \quad (4.31)$$

$$V = 100 \frac{Q_3 - Q_1}{Q_3 + Q_1} \quad (4.32)$$

Tabla 4.3.: Estadísticos más significativos de las Distribuciones de Frecuencias Relativas de los valores de k_{UV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r .

	$1.0 \leq m_r \leq 1.2$	$1.4 \leq m_r \leq 1.6$	$1.8 \leq m_r \leq 2.2$	$2.3 \leq m_r \leq 2.7$	$2.75 \leq m_r \leq 3.25$
N	21938	11361	17516	8846	6943
Mediana ($Q_2 = P_{50}$)	0.5612	0.4919	0.4212	0.3740	0.3437
Moda	0.57	0.51	0.45	0.41	0.37
Coef. de Asimetría	-2.122	-1.691	-1.157	-1.140	-1.157
Curtosis	4.583	2.259	0.396	0.358	0.473
P_5	0.2617	0.1585	0.1163	0.1012	0.09694
P_{95}	0.6331	0.5662	0.5020	0.4509	0.4182
$Q_1 = P_{25}$	0.5157	0.4313	0.3148	0.2854	0.2649
$Q_3 = P_{75}$	0.5936	0.5266	0.4615	0.4128	0.3796
D_Q	0.03895	0.04765	0.07335	0.0637	0.05735
V	7.0224	9.9488	18.8973	18.2469	17.7967

Figura 4.18.: Distribución de Frecuencias Relativas Acumuladas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r .

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Las distribuciones obtenidas, tal y como queda de manifiesto tanto en las representaciones gráficas como en el estudio estadístico, son asimétricas de forma que las medidas tienden a agruparse en la parte alta del intervalo considerado en la distribución, presentando una delgada cola en el margen izquierdo, de ahí que su coeficiente de asimetría tome valores negativos y que las diferencias entre el tercer cuartil y la moda sean pequeñas, concretamente siempre menores del 4%. Por el contrario, el coeficiente de curtosis es positivo en todos los intervalos considerados por lo que podemos afirmar que las distribuciones son leptocúrticas, esto es, los histogramas son bastante apuntados, presentando un pico en torno al máximo con una altura superior a la de la distribución normal.

Ante esta situación, resulta incorrecto describir las características de las curvas únicamente en términos de índices estadísticos como la media o la desviación estándar, que se basan en el hecho de que se acepta que los datos se aproximan a una distribución normal. En su lugar, se deben usar estadísticos no paramétricos, como la mediana o el intervalo intercuartil, que no dependen de la forma de la población de la distribución y, consecuentemente, no requieren el conocimiento de una densidad de distribución concreta, como la distribución normal (Martínez Lozano et al., 1996).

Así, por ejemplo, el análisis de la variación de la mediana y/o la moda con respecto a la masa de aire, pone de manifiesto un desplazamiento de las distribuciones hacia los valores más bajos de k_{tUV} a medida que aumenta m_r . Simultáneamente, el intervalo de valores entre los que se pueden localizar el 50% de las medidas registradas, esto es, el intervalo intercuartil, va aumentando progresivamente hasta alcanzar un valor máximo para valores de masa de aire comprendidos entre 1.8 y 2.2, a partir del cual vuelve a disminuir, si bien sigue el intervalo intercuartil siendo superior para masas de aire superiores a 2.2 que para aquellas inferiores a 1.8. Como consecuencia de estos comportamientos, las distribuciones asociadas a masas de aire superiores son más anchas y menos apuntadas que las de masa de aire próximas a la unidad. Esta tendencia es acorde con el hecho de que el coeficiente de curtosis sea mucho mayor para valores de masa de aire pequeños que para los más elevados.

Por último, si consideramos el coeficiente de variación cuartil, V , como un índice de estabilidad, se puede concluir que las distribuciones correspondientes a masa ópticas de aire superiores a 1.8 son mucho más estables que las de masa óptica de aire inferiores.

4.3.3.- MODELOS MATEMÁTICOS PARA $f_{rel}^{exp}(k_{tUV})$

Por otra parte, resulta de gran interés modelar mediante leyes matemáticas el comportamiento de las distribuciones encontradas para la radiación solar ultravioleta,

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

en términos de su índice de claridad, k_{iUV} . De la observación de sus histogramas (figuras 4.12-4.16) se extraen características que nos orientan a la hora de formular dichos modelos matemáticos.

Así, por ejemplo, tal y como se hizo constar en el epígrafe 4.3.1, estas distribuciones no son bimodales, como sí lo son las correspondientes al parámetro total, si bien, nuevamente, se pueden modelar mediante la suma de dos funciones: una de ellas, $f_1(k_{iUV})$, asociada a los altos valores de k_{iUV} y que representa el comportamiento ante cielos despejados, y la otra, $f_2(k_{iUV})$, relacionada con los bajos valores de dicho coeficiente, esto es, con los cielos nublados.

$$f_{rel}^{sim}(k_{iUV}|m_r) = f_1(k_{iUV}) + f_2(k_{iUV}) \quad (4.33)$$

Del estudio de las representaciones, se observa que el comportamiento de las distribuciones para elevados índices de claridad ultravioleta, k_{iUV} , es similar al encontrado para su homólogo de la radiación total. Por otra parte, mediante los gráficos de probabilidad asociado a estos valores altos del parámetro, intervalo del cual queremos estudiar su normalidad, se comprueba que su comportamiento se asemeja al de una curva normal. Este tipo de gráfico se elabora representando la distribución de frecuencias relativas acumuladas observadas frente a la distribución de frecuencias relativas esperadas en el caso de que obedeciese a un comportamiento normal. El grado con que el diagrama de puntos obtenido se aproxima a una línea recta nos permite determinar el carácter normal de la función. La figura 4.19 muestra los resultados obtenidos para el primero de los intervalos de masa óptica de aire considerados y valores de k_{iUV} comprendidos entre 0.45 y 0.69, habiéndose obtenido resultados similares en el resto de los casos.

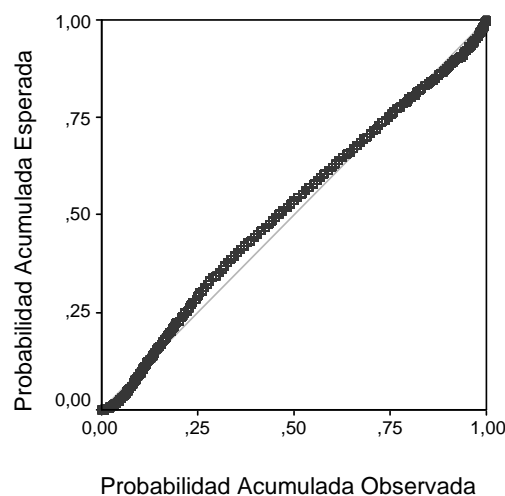


Figura 4.19.: Prueba gráfica de normalidad para $k_{iUV} \in [0.45, 0.69]$ y $m_r \in [1.0, 1.2]$

Como consecuencia, el comportamiento de las distribuciones para altos valores del índice k_{iUV} se modela, como ya hicieron para el índice de claridad total Tovar et al. (1998), mediante una función basada en la estadística de Boltzmann, dada por la expresión matemática 4.34 que representa una función unimodal de altura A , ancho relacionado con λ y simétrica respecto a su máximo, k_{iUV0} .

$$f_1(k_{iUV}) = A \frac{\lambda e^{(k_{iUV} - k_{iUV0})\lambda}}{[1 + e^{(k_{iUV} - k_{iUV0})\lambda}]^2} \quad (4.34)$$

La ventaja principal de esta función es que simplifica el proceso de generación de datos sintéticos ya que es analíticamente integrable:

$$F_1(k_{iUV}) = A \left[1 - \frac{1}{[1 + e^{(k_{iUV} - k_{iUV0})\lambda}]^2} \right] \quad (4.35)$$

y, además, su primitiva es invertible:

$$k_{iUV} = k_{iUV0} + \frac{1}{\lambda} \ln \frac{F_1(k_{iUV})}{A - F_1(k_{iUV})} \quad (4.36)$$

Por lo que respecta al comportamiento para bajos valores del índice de claridad ultravioleta, se puede observar que éste no obedece a un comportamiento modal, simétrico respecto a un máximo. Por el contrario, la probabilidad relativa de que se den bajos valores de k_{iUV} va aumentando a medida que lo hace dicho índice, siendo, además, este crecimiento más marcado para altos valores de la masa óptica de aire. De acuerdo con esto, el modelo matemático que más se ajusta a este comportamiento es el dado por una función lineal que multiplicamos por un "factor de peso" de forma que haga prevalecer la función lineal sobre la de Boltzmann para bajos índices de claridad ultravioleta y viceversa. Por otra parte, el estudio de los histogramas nos permite afirmar que la caída de la cola derecha de la función es más acentuada que la pendiente de la cola por la izquierda. Este hecho nos lleva a escoger el factor $(k_{iUV0} - k_{iUV})$ ya que, para los valores intermedios de k_{iUV} , si $k_{iUV0} > k_{iUV}$ el factor toma valores positivos y la cola izquierda se suma a la función lineal, mientras que, cuando permanecemos cerca del máximo con $k_{iUV0} < k_{iUV}$, la función lineal se resta a la tendencia de la función de Boltzmann, consiguiendo, de esta forma una caída más acentuada.

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

De acuerdo con este razonamiento, la función del ajuste resulta:

$$f_{rel}^{sim}(k_{tUV} | m_r) = (b \cdot k_{tUV} + c) \cdot (k_{tUV0} - k_{tUV}) + f_{rel0} + A \frac{\lambda e^{(k_{tUV} - k_{tUV0})\lambda}}{[1 + e^{(k_{tUV} - k_{tUV0})\lambda}]^2} \tag{4.37}$$

Las figuras 4.20-4.24 comparan los resultados experimentales con los obtenidos a partir de una simulación basada en la expresión anterior. En la tabla 4.4. se muestra la relación de parámetros obtenidos en el ajuste y en la tabla 4.5. los estadísticos que prueban la validez del mismo.

Tabla 4.4.: Parámetros del ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores de k_{tUV} medidos en Córdoba para distintos intervalos de m_r

	$1.0 \leq m_r \leq 1.2$	$1.4 \leq m_r \leq 1.6$	$1.8 \leq m_r \leq 2.2$	$2.3 \leq m_r \leq 2.7$	$2.75 \leq m_r \leq 3.25$
b	11.0 ± 1.6	17 ± 3	23 ± 4	41 ± 7	44 ± 9
c	-0.8 ± 0.5	-0.9 ± 0.7	-3.2 ± 1.1	-3.5 ± 1.6	-6.0 ± 2.2
f_{rel0}	0.22 ± 0.15	0.47 ± 0.19	1.67 ± 0.21	1.4 ± 0.4	2.0 ± 0.4
A	1.71 ± 0.05	1.55 ± 0.06	1.11 ± 0.06	1.21 ± 0.08	1.12 ± 0.09
λ	39.1 ± 0.9	39.0 ± 1.3	47.2 ± 2.4	44 ± 3	51 ± 4
k_{tUV0}	0.5739 ± 0.0007	0.5104 ± 0.0010	0.4515 ± 0.0014	0.4034 ± 0.0015	0.3694 ± 0.0017

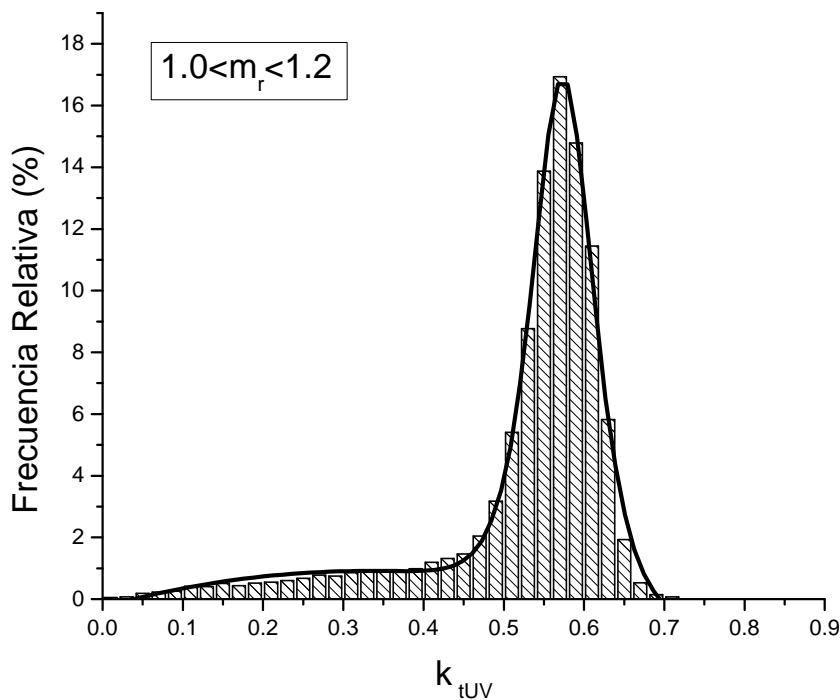


Figura 4.20.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.0, 1.2]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

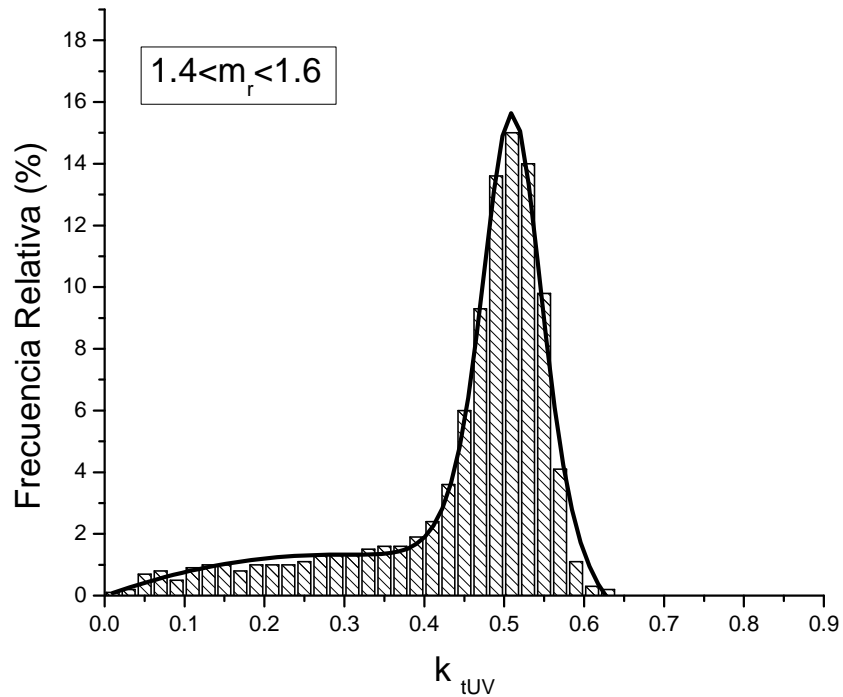


Figura 4.21.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.4, 1.6]$

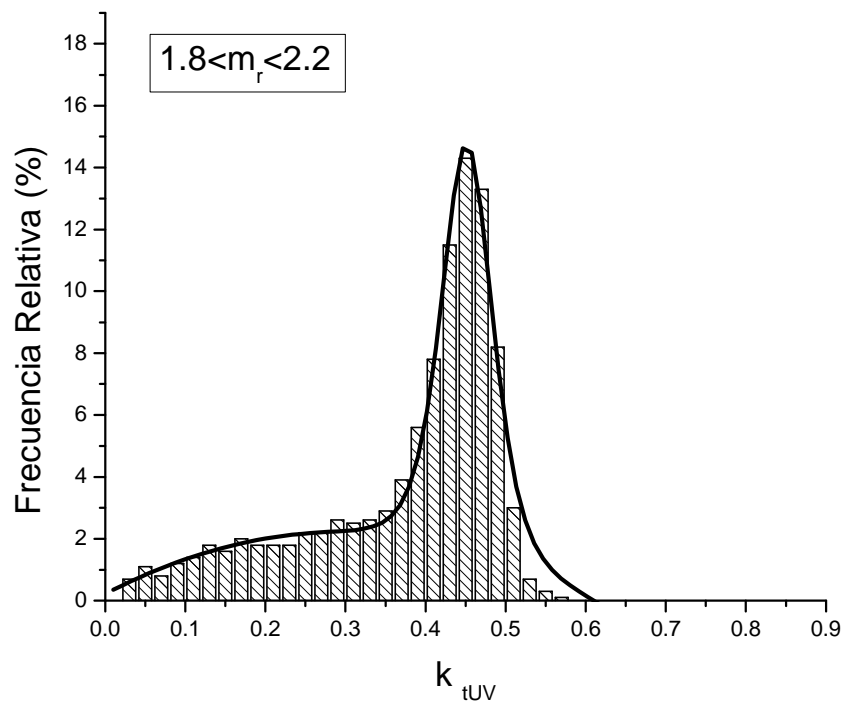


Figura 4.22.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [1.8, 2.2]$

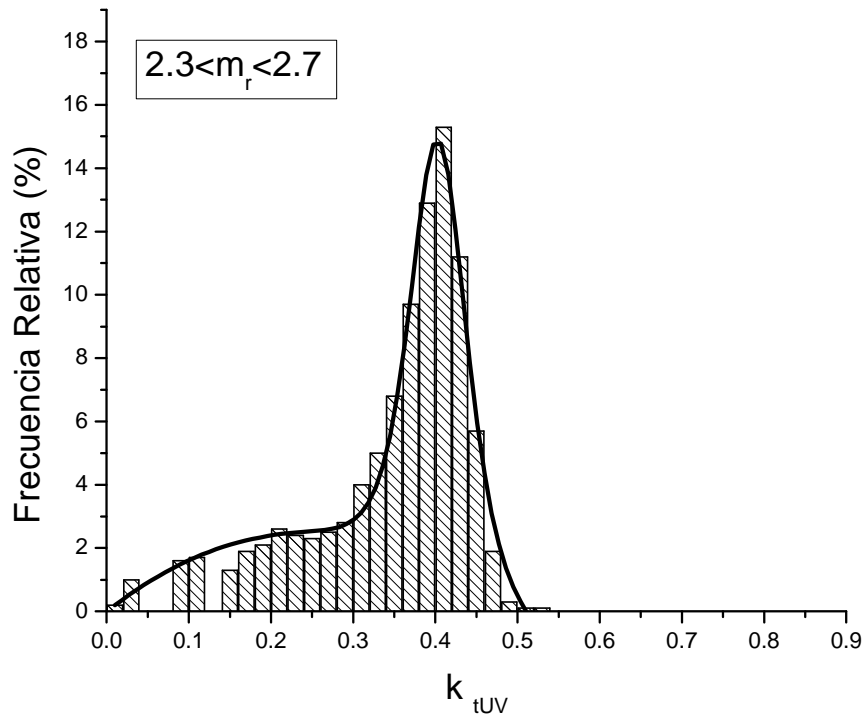


Figura 4.23.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.3, 2.7]$

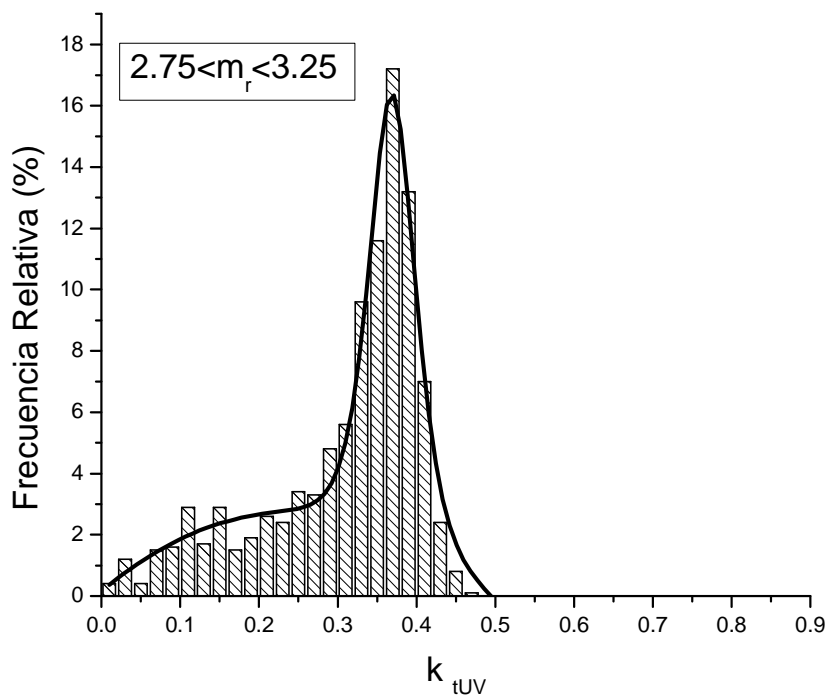


Figura 4.24.: Ajuste de las Distribución de Frecuencias Relativas de los valores experimentales de k_{tUV} medidos en Córdoba para $m_r \in [2.75, 3.25]$

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

Tabla 4.5.: Pruebas de aplicabilidad del modelo de simulación

		$1.0 \leq m_r \leq 1.2$	$1.4 \leq m_r \leq 1.6$	$1.8 \leq m_r \leq 2.2$	$2.3 \leq m_r \leq 2.7$	$2.75 \leq m_r \leq 3.25$
CRSS		3.201	5.018	10.358	8.979	10.983
MAB		0.201	0.280	0.422	0.477	0.451
R		0.998	0.996	0.989	0.989	0.983
Wilcoxo	Z	-0.220	-0.259	-0.316	-0.368	-0.489
n	α	0.826	0.796	0.752	0.713	0.674

Nuevamente, los resultados de la prueba del ajuste, que se muestran en la tabla 4.5., nos permiten aceptar el modelo de simulación propuesto ya que se comprueba que los valores obtenidos de MAB son bajos mientras que los de R y α son elevados. Analizando la dependencia de estos parámetros respecto de la masa óptica de aire, obtenemos las siguientes relaciones matemáticas:

$$b = 9.2906 \cdot m_r^{1.4653} \quad (R^2 = 0.971) \quad (4.38)$$

$$c = 2.5735 - 2.7159 m_r \quad (R^2 = 0.929) \quad (4.39)$$

$$k_{UV0} = 0.7867 + 0.2266 m_r + 0.02092 m_r^2 \quad (R^2 = 1.000) \quad (4.40)$$

$$A = 0.7265 + \frac{1.0943}{m_r} \quad (R^2 = 0.865) \quad (4.41)$$

$$\lambda = 37.1481 \cdot m_r^{0.2621} \quad (R^2 = 0.781) \quad (4.42)$$

$$f_{rel0} = e^{\frac{2.0937 - 3.9743}{m_r}} \quad (R^2 = 0.934) \quad (4.43)$$

Del análisis de las mismas se deriva que, a medida que la masa de aire aumenta la pendiente de la función lineal asociada a los bajos valores del índice de claridad ultravioleta aumenta y, consecuentemente, la frecuencia asociada a los mismos. Además, el ancho de las distribuciones en torno al máximo también aumenta, si bien estas variaciones son muy pequeñas. Por el contrario, el análisis de estas funciones de muestra que, para masas de aire superiores, la altura de las distribuciones, dada por el parámetro A , disminuye. De esta forma, se verifica el comportamiento descrito en el epígrafe 4.3.1., en el que se comprobó que los aumentos de masa de aire implican un desplazamiento de las distribuciones hacia los valores más bajos del índice y la disminución de la frecuencia con que se alcanzan los elevados valores del mismo.

4.4.- CONCLUSIONES

La radiación solar ultravioleta juega un papel muy importante en varios procesos de la biosfera debido a sus posibles aplicaciones tecnológicas en el campo de la energía solar y a los efectos biológicos y fotoquímicos que de ella se derivan. Por ello, el conocimiento claro de su disponibilidad y variabilidad, tanto temporal como espacial, incide de forma muy importante en múltiples áreas de investigación.

Consecuencia de ello, cobra creciente importancia determinar la irradiancia solar ultravioleta que llega a la superficie terrestre y modelar su dependencia con respecto a distintas variables meteorológicas, climatológicas y geográficas utilizando para ello parámetros, principalmente, adimensionales puesto que dan lugar a correlaciones extrapolables a localidades con diferentes características climatológicas y geográficas.

En este sentido, con medidas experimentales registradas en Córdoba, analizamos, modelamos y comparamos, para distintos intervalos de masa de aire, m_r , las distribuciones de frecuencias relativas de los índices de claridad total y ultravioleta, k_t y k_{UV} respectivamente. Como resultado del presente estudio se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- A medida que aumenta la masa óptica relativa de aire, las distribuciones de frecuencias relativas de los índices de claridad, tanto total como ultravioleta, se desplazan hacia los valores más pequeños de dichos índices, disminuyendo la probabilidad de que se alcancen altos valores de los índices y aumentando la de los bajos valores de los mismos.
- Los valores del índice de claridad, tanto total como ultravioleta, para los que las respectivas distribuciones de frecuencias relativas alcanzan sus máximos disminuyen al aumentar la masa óptica relativa de aire.
- Las distribuciones de frecuencia relativas del índice de claridad total presentan un comportamiento bimodal que se acentúa a medida que aumenta la masa óptica relativa de aire. De esta forma, las medidas realizadas en Córdoba permiten afirmar que el modelo propuesto por Tovar et al. (1998) es válido para dicha localidad, si bien los parámetros que intervienen en el mismo varían de una localidad a otra, es decir, dependen de las condiciones climatológicas y geográficas del lugar.
- Por el contrario, las distribuciones de frecuencias relativas del índice de claridad ultravioleta no son bimodales, sino que son crecientes hasta alcanzar un único máximo a partir del cual decrecen hasta cero muy rápidamente.

CAPÍTULO 4: MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

- Las técnicas de simulación aplicadas nos proporcionan un modelo matemático para las distribuciones de frecuencias relativas del índice de claridad ultravioleta como superposición de dos funciones asociadas a condiciones meteorológicas extremas (cielos despejados o completamente cubiertos). Una de ellas vendrá dada por la estadística de Boltzmann mientras que la otra es una función lineal creciente con k_{iUV} , ponderada por la distancia entre el valor de dicho índice en cada punto y el valor máximo del mismo alcanzado en la distribución.

CAPÍTULO 5:

MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

RESUMEN

Frente a la abundancia de series largas de datos experimentales de radiación solar total, aún en la actualidad, existen muchos lugares donde no se dispone de una amplia base de datos precisos sobre radiación ultravioleta. Ante estas circunstancias, resulta interesante establecer relaciones sencillas entre ambas variables que permitan determinar los niveles de radiación ultravioleta a partir de los de radiación total. De esta forma, en este capítulo, en primer lugar, se analizan la radiación solar total y ultravioleta diarias, tratando de establecer dichas correlaciones, así como el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total. No obstante, estos datos diarios no facilitan información sobre aquellos procesos dinámicos en los que la radiación se ve involucrada, como consecuencia de la influencia de las nubes o los cambios en la posición del Sol. Como solución, se estudia la relación entre la radiación ultravioleta y total horarias, haciendo especial hincapié en el análisis de la influencia que sobre éstas ejerce la masa de aire y comparando los resultados con los de otro emplazamiento en la Península Ibérica, concretamente, Valencia. Por último, se estudia la influencia de la nubosidad en los niveles de radiación horaria y se modela la relación entre la radiación solar ultravioleta y total diarias, utilizando la radiación difusa como variable auxiliar para reducir el efecto del ángulo cenital solar, la turbiedad atmosférica y el albedo, entre otros factores.

5.1.- FRACCIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA FRENTE A LA RADIACIÓN TOTAL

Como ya se ha dicho, los estudios sobre la radiación ultravioleta han experimentado un considerable ímpetu en los últimos años (Ogunjobi and Kim, 2004). Sin embargo, frente a la abundancia de series largas de radiación total sobre superficie horizontal, H_G , en muchas estaciones, nos encontramos con una importante escasez de resultados que cubran periodos de tiempo relativamente largos de radiación ultravioleta, H_{UV} , y, en especial, de sus componentes espectrales UV-A y UV-B (Martínez-Lozano et al., 1996).

Ante estas circunstancias se plantean dos posibles soluciones alternativas. Por una parte, es posible recurrir al uso de los modelos de transferencia radiativa que permiten calcular la radiación ultravioleta a partir de los procesos de absorción y dispersión que tienen lugar en la atmósfera. En este sentido, Frederick and Lubin

(1988), desarrollaron un modelo de transferencia radiativa para calcular la irradiancia espectral asociada a cada longitud de onda del intervalo 290-400 nm. Los parámetros de entrada de dicho modelo son el ozono, el espesor óptico atmosférico, el albedo superficial para la banda ultravioleta y la localización, hora y día para los que se calcula la irradiancia. De manera análoga, Kylling et al. (1995), proponen otro modelo de transferencia radiativa para el cálculo de la irradiancia espectral ultravioleta a partir de la cantidad de ozono atmosférico, el albedo ultravioleta, la visibilidad, el día del año y el ángulo cenital solar.

No obstante, estos modelos matemáticamente son bastante complejos y, frecuentemente, exceden las necesidades de las aplicaciones de esta línea de investigación a la industria y la agricultura (Cañada et al., 2003). Como solución alternativa, se recurre a los modelos empíricos o semiempíricos que permiten determinar la radiación ultravioleta a partir de parámetros comúnmente registrados en la mayor parte de las estaciones radiométricas.

En esta línea de trabajo, Green et al. (1974) formularon un modelo analítico semiempírico para calcular las componentes directa, difusa y global de la radiación ultravioleta en el intervalo espectral 280-340 nm, utilizando como parámetros la longitud de onda, la altura solar, el espesor del ozono atmosférico y de los aerosoles, el albedo superficial y la nubosidad.

Asimismo, resultan interesantes los diversos estudios empíricos en los que se expresa la radiación ultravioleta como una fracción de la radiación total cuando se dispone de ambas medidas simultáneamente. Algunos de estos trabajos se basan en datos registrados en intervalos de tiempo diarios (Yamasaki, 1983; Baker-Blocker et al., 1984; Nagaraja Rao et al., 1984; Zavodska and Reichrt, 1985; Blumthaler et al., 1992; Feister and Gransnick, 1992), de una hora (Zavodska and Reichrt, 1985; Khogali and Al-Bar, 1992) e, incluso, inferiores a una hora (Stewart, 1980; Khun and Rau, 1990; Riordan et al., 1990; Mehos et al., 1991).

Tabla 5.1.: Razón entre la radiación diaria ultravioleta y total, $(H_{UV} / H_G)_m$, desviación estándar, σ , y número de medidas, n , el para el agrupamiento estacional en Corvallis, Oregon, USA (Nagaraja Rao et al., 1984).

Parámetro	todos días	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
$(H_{UV} / H_G)_m$	0.054	0.056	0.057	0.053	0.050
σ	0.008	0.009	0.008	0.005	0.005
n	1002	259	245	255	243

De esta forma, se ha comprobado que el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total presenta, en términos generales, pequeñas variaciones a lo largo del año, si bien experimenta ligeros aumentos durante las estaciones más lluviosas.

Concretamente, Nagaraja Rao et al. (1984), buscando una cierta uniformidad, agrupan las medidas de radiación solar diaria de acuerdo a la estación del año (otoño: octubre, noviembre y diciembre; invierno: enero, febrero y marzo; primavera: abril, mayo y junio; verano: julio, agosto y septiembre), observando oscilaciones entre el 5.0 y 5.7% en Corvalis, Oregón (26°32'N, 50°13' W) con un mínimo en verano (tabla 5.1)

Sin embargo, Al-Aruri et al. (1988) encuentran un comportamiento diferente para Kuwait (29°20'N, 47°57'E) al determinar porcentajes de H_{UV}/H_G diarios que oscilan desde el 4.2% de diciembre hasta un valor máximo de 5.2% correspondiente a verano, concretamente, al mes de agosto. Diversos estudios han encontrado, para distintos puntos del mundo, valores del cociente similares (Yamasaki, 1983; Zavodska and Reichrt, 1985; Blumthaler et al., 1992; Al-Aruri and Amer, 1993). Sin embargo, los porcentajes de radiación ultravioleta respecto a la total registrados en Dhahran (26°32'N, 50°13'E) son inferiores, alcanzando un valor medio de 3.44% a lo largo del año (Elhadidy et al., 1990) mientras que los de Kwangju (35°10'N, 126°53'E), estos últimos, a diferencia de los anteriores, basados en datos experimentales horarios, son superiores, variando entre 7.0 y 9.4% (Ogunjobi et al., 2004).

Por lo que respecta a España, Cañada et al. (2003) calculan y comparan los porcentajes de radiación horaria ultravioleta respecto a la total para Córdoba (37°51'N, 4°48'W) y Valencia (39°29'N, 0°23'W). En el primero de los casos, a partir de las medidas horarias experimentales registradas desde enero de 1996 a diciembre de 1998, el cociente oscila entre el 3.9 y 4.5%. Por otra parte, en Valencia, mientras que este estudio (Cañada et al., 2003), utilizando datos horarios registrados desde enero de 1996 a diciembre de 1998, obtiene valores que varían entre 4.4 y 5.6%, el porcentaje medio anual calculado por Martínez Lozano et al. (1999) a partir de medidas experimentales registradas cada diez minutos desde abril de 1991 hasta diciembre de 1996, es del 3.2%.

Diversos autores (Ogunjobi et al., 2004; Cañada et al., 2003) afirman que las discrepancias encontradas entre los distintos emplazamientos se justifica en base a las diferentes condiciones atmosféricas y climatológicas de los emplazamientos escogidos en cada estudio, así como a los periodos de medidas y los instrumentos utilizados en cada caso.

Por otra parte, diversos autores han estudiado la dependencia de este cociente respecto a los diferentes parámetros que afectan a la radiación ultravioleta a su paso por la atmósfera. Así, por ejemplo, se ha verificado que la influencia del ozono estratosférico en el cociente H_{UV}/H_G es mínima ya que, como veremos en el capítulo 6 de este trabajo de investigación, este gas atmosférico afecta principalmente a la componente UV-B, mientras que el 95% de la radiación ultravioleta medida con los radiómetros utilizados comúnmente es UV-A (Martínez-Lozano et al., 1996).

Por lo que respecta a la variabilidad diaria del cociente H_{UV}/H_G , Foyo-Moreno et al. (1998) observan, a partir de datos de radiación horarios registrados durante dos años en Granada (37.18°N, 3.58°W) para días sin nubosidad, que ésta presenta el mismo patrón de oscilación que la radiación íntimamente relacionado con la variación del ángulo cenital solar a lo largo del día. De esta forma, a medida que va avanzando el día, mientras que el ángulo cenital solar disminuye, el cociente H_{UV}/H_G aumenta, alcanzado su valor máximo al mediodía, coincidiendo con el mínimo del ángulo cenital solar. Por el contrario, a lo largo de la tarde, mientras que el ángulo cenital solar aumenta, el cociente disminuye, pudiendo llegar a alcanzar valores más bajos que los registrados durante la mañana, como consecuencia del aumento de los niveles de turbiedad (Zavodska and Reichrt, 1985). De acuerdo con estos resultados, podemos afirmar que, los procesos de absorción y dispersión debido a la presencia de partículas en la atmósfera, cuya probabilidad crece con el ángulo cenital solar, al aumentar el camino que los fotones recorren a través de la atmósfera, afectan en mayor medida a las radiaciones de longitud de onda menor, contribuyendo a un menor porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total.

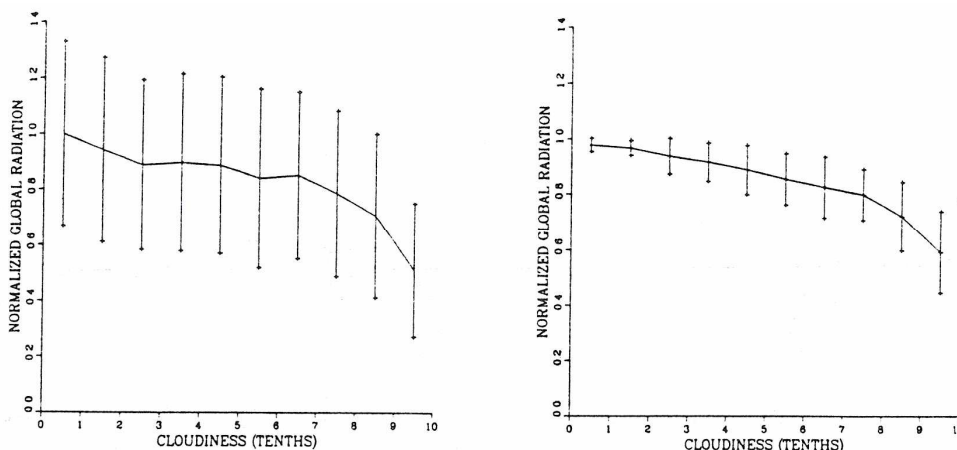


Figura 5.1.: Dependencia de la radiación solar total respecto a las nubes (Ambach et al., 1991)

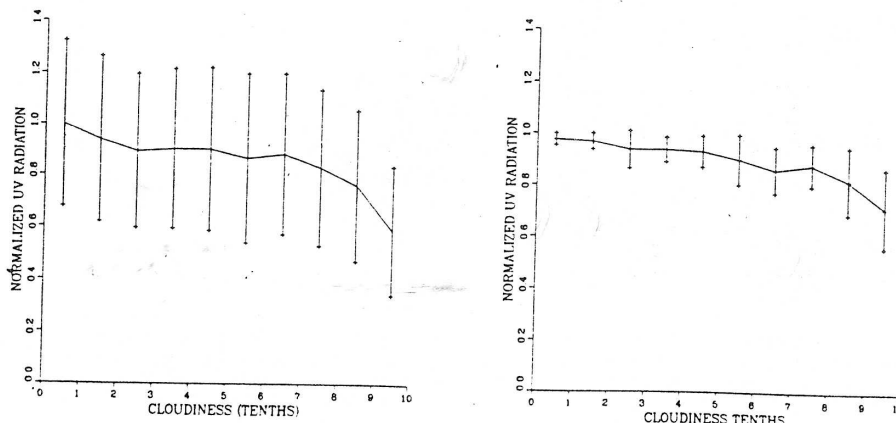


Figura 5.2.: Dependencia de la radiación solar ultravioleta respecto a las nubes (Ambach et al., 1991)

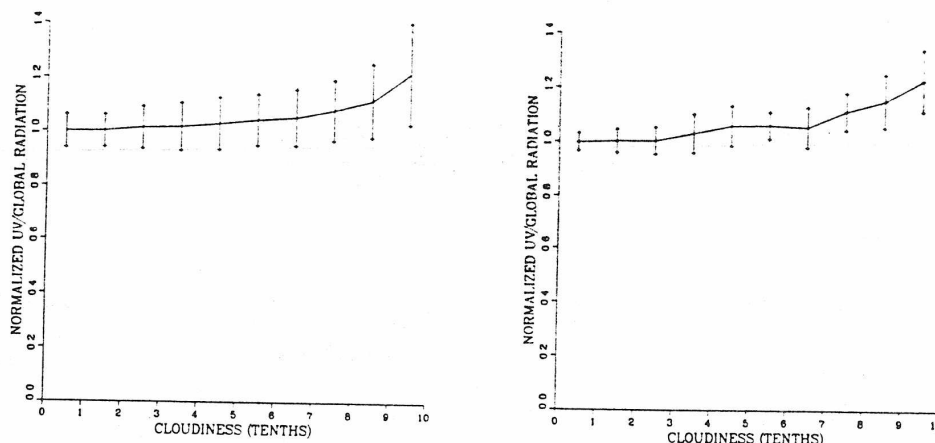


Figura 5.3.: Dependencia del cociente entre la radiación solar ultravioleta y total respecto a las nubes (Ambach et al., 1991)

No obstante, en presencia de nubes, la situación anteriormente descrita varía significativamente (Elhadidy et al., 1990; Ambach et al., 1991; Feister and Grasnick, 1992; Sadler, 1992). Así queda reflejado en las figuras 5.1-5.3 en las que, Ambach et al. (1991), con medidas experimentales recogidas en Fairbanks (Alaska) y Jungfrauoch (Suiza), demuestran que, aunque tanto la radiación ultravioleta como la total disminuyen a medida que aumenta el espesor de las nubes (figuras 5.1 y 5.2), el cociente entre ambas aumenta (figura 5.3).

Igualmente, en la figura 5.4, para días con distintas condiciones de nubosidad en Estambul, Dilmac et al. (1996) presentan la radiación ultravioleta y total, así como el cociente entre ambas, observando que el cociente alcanza valores superiores en los días con nubosidad que en los claros (23 de enero).

Por otra parte, Nagaraja Rao et al. (1984) encuentran una ligera dependencia entre la fracción solar, FS (cociente entre horas de sol medidas y número máximo de horas de sol diarias) y la razón H_{UV}/H_G (tabla 5.2), de tal manera que los días con $FS < 0.15$ presentan mayor valor medio diario de H_{UV}/H_G (0.063) que los días con $FS > 0.85$ ($H_{UV}/H_G = 0.046$).

Tabla 5.2.: Razón entre la radiación diaria ultravioleta y total para el agrupamiento basado en las condiciones de cielo en Corvalis, USA, siendo $(H_{UV}/H_G)_m$ la razón promedio, σ la desviación estándar de la razón H_{UV}/H_G y n el número de medidas (Nagaraja Rao et al., 1984)

Parámetro	$FS < 0.15$	$0.15 < FS < 0.85$	$FS > 0.85$
$(H_{UV}/H_G)_m$	0.063	0.051	0.046
σ	0.006	0.004	0.002
n	289	544	169

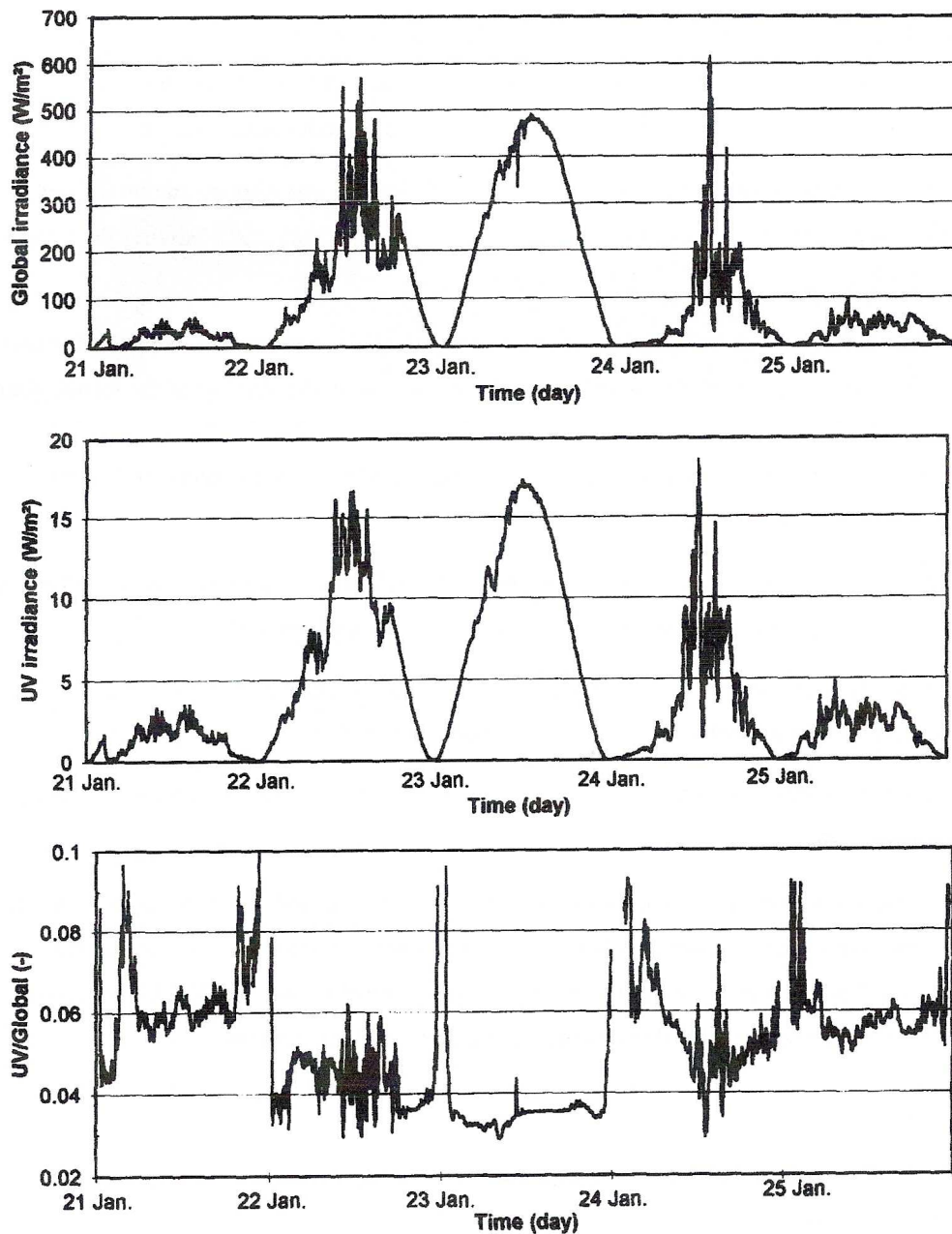


Figura 5.4.: Radiación solar ultravioleta y total y cociente entre ambas para días con distintas condiciones de nubosidad en Estambul (Dilmac et al., 1996)

Asimismo, Feister and Grasnck (1992) encontraron que, mientras para días claros en Postdam, el porcentaje de radiación solar diaria ultravioleta frente a la total varía entre el 3 y el 4%, para días con nubes puede llegar a alcanzar valores del 5-6%. Análogamente, Foyo-Moreno et al. (1998) observaron como para un mismo mes el cociente porcentual de H_{UV}/H_G puede llegar a variar de un 3% a un 5% al cambiar de condiciones de cielos claros a cielos cubiertos, mientras que variaciones del ángulo cenital solar, en similares condiciones de nubosidad, representan incrementos de un 3.5% a un 4.2%.

Estos resultados se deben a que las nubes presentan una mayor transmitancia al intervalo ultravioleta y a que la absorción por parte del vapor de agua es mucho mayor en la región del infrarrojo que en los intervalos con longitud de onda menor (Zavodska and Reichrt, 1985; Ambach et al., 1991; Feister and Grasnack, 1992; Lenoble, 1993; Justus and Murphy, 1994; Cañada et al., 2003; Ogunjobi et al., 2004).

Podemos concluir, por tanto, que, en general, el factor más influyente en el cociente H_{UV}/H_G es la nubosidad, si bien, particularizando a situaciones ideales de cielos despejados, la altura solar ejerce una influencia máxima en el cociente entre la radiación solar ultravioleta y total, H_{UV}/H_G .

5.2.- MODELOS PARA LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA EN FUNCIÓN DE LA RADIACIÓN TOTAL

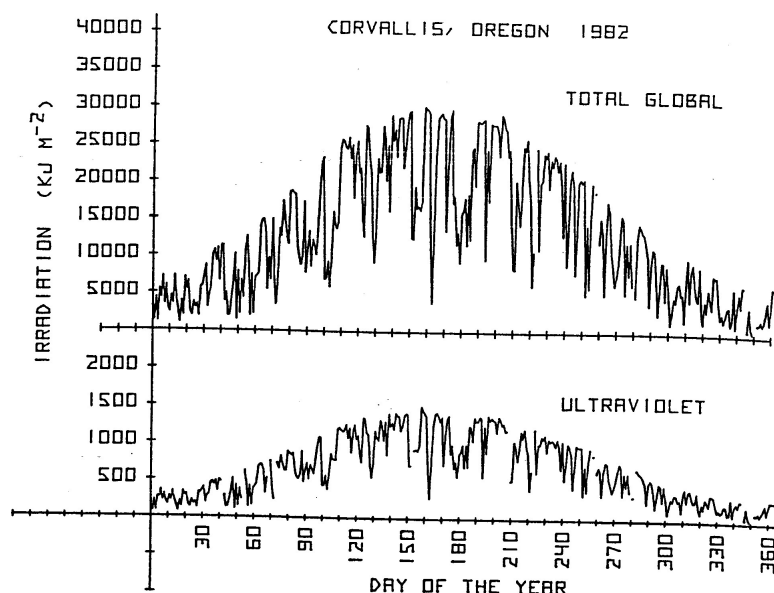


Figura 5.5.: Variación de la radiación total diaria y de la ultravioleta diaria en Corvallis, Oregón (Nagaraja et al., 1984)

Tal y como se observa en la figura 5.5., las secuencias anuales de radiación diaria ultravioleta y total siguen las mismas pautas de oscilación. De este comportamiento en fase puede deducirse una relación empírica entre ambas variables radiométricas. Concretamente, diversos estudios han probado que las correlaciones entre radiación solar total (H_G) y ultravioleta (H_{UV}) son del tipo lineal dado por la expresión 5.1. (Nagaraja et al., 1984; Zavoska and Reichrt, 1985; Al-Aruri, 1985; Martínez Lozano et al., 1994; Pedrós et al., 1997; Koronakis et al., 2002; Robaa, 2004).

$$H_{UV} = n + m \cdot H_G \quad (5.1)$$

No obstante, diversos autores consideran que, puesto que no es lógico admitir que la componente ultravioleta alcance valores distintos de cero cuando la radiación solar total es nula (Martínez-Lozano et al., 1999; Foyo-Moreno et al., 1999; Cañada et al., 2003; Ogunjobi et al., 2004), el ajuste dado por la ecuación 5.1 debe ser modificado por aquel en el que la ordenada se haga cero (ecuación 5.2)

$$H_{UV} = m \cdot H_G \tag{5.2}$$

A modo de resumen comparativo, la tabla 5.3 muestra algunos de las relaciones lineales experimentales encontradas por diversos autores entre la radiación solar total y su componente ultravioleta. Tal y como se observa en la misma, existen diferencias significativas entre las pendientes de los modelos lineales que oscilan entre el valor 0.033 encontrado para Valencia para Martínez-Lozano et al. (1999) y 0.077 correspondiente a Kwangju (Ogunjobi et al., 2004).

Tabla 5.3: Modelos lineales de la radiación solar ultravioleta en función de la radiación solar total

Localidad	Ajuste	Parámetros de calidad	Referencia
Valencia (39°29'N, 0°23'W)	$H_{UV} = 0.050 \cdot H_G$	$R^2 = 0.96$ $RMSE = 9.6kJ / m^2$	Cañada et al. (2003)
Valencia (39°29'N, 0°23'W)	$H_{UV} = 0.033 \cdot H_G$	$R^2 = 0.96$	Martínez-Lozano et al. (1999)
Córdoba (37°51'N, 4°48'W)	$H_{UV} = 0.042 \cdot H_G$	$R^2 = 0.99$ $RMSE = 5.6kJ / m^2$	Cañada et al. (2003)
Córdoba (37°51'N, 4°48'W)	$H_{UV} = 0.064 + 0.037 \cdot H_G$	$R^2 = 0.96$	Pedros et al. (1997)
Granada (37.18°N, 3.58°W)	$H_{UV} = 0.040 \cdot H_G$	$R^2 = 0.97$	Foyo-Moreno et al. (1999)
Bratislava-Koliba (48°11'N, 17°07'E)	$H_{UV} = 0.052 + 0.054 \cdot H_G$	$R^2 = 0.92$	Zavodska and Reichrt (1985)
Kwangju (35°10'N, 126°53'E)	$H_{UV} = 0.077 \cdot H_G$	$R^2 = 0.99$ $RMSE = 7.9kJ / m^2$	Ogunjobi et al. (2004)
Corvallis, Oregon (26°32'N, 50°13'E)	$H_{UV} = 0.052 + 0.047 \cdot H_G$	$R^2 = 0.98$	Nagaraja Rao et al. (1984)
Kuwait (29°20'N, 47°57'E)	$H_{UV} = -0.014 + 0.048 \cdot H_G$	$R^2 = 0.93$	Al-Aruri (1990)
Atenas, Grecia (37.97°N, 23.67°E)	$H_{UV} = -0.001 + 0.046 \cdot H_G$	$R^2 = 0.99$	Koronakis et al. (2002)
Cairo, Egipto (30°05'N, 31°17'E)	$H_{UV} = 0.0261 + 0.0349 \cdot H_G$	$R^2 = 0.98$	Robaa(2004)

Como vimos en el epígrafe anterior, dichas diferencias pueden ser consecuencia, no sólo de las condiciones geográficas y atmosféricas de los emplazamientos en que cada modelo se ha desarrollado, sino también de la respuesta coseno de los instrumentos de medida utilizados en cada estudio. Por otra parte, el periodo de tiempo en que las medidas fueron registradas en cada caso también puede ser causa de las diferencias como consecuencia de posibles fenómenos naturales ocurridos que puedan influir en los niveles de radiación. Así, por ejemplo, la erupción del Monte Pitánubo dio lugar a una disminución de la componente directa de la radiación solar en algunos emplazamientos de la Península Ibérica, como consecuencia del incremento de aerosoles en la atmósfera (Olmo et al., 1991).

Por otra parte, algunos investigadores han presentado modelos matemáticos para la radiación ultravioleta en los que, como variables independientes, se incluyen ciertos parámetros climatológicos que juegan un importante papel en la cantidad de radiación que alcanza la superficie terrestre. Concretamente, Shaltout et al. (1998) muestran correlaciones entre la radiación solar ultravioleta y la nubosidad, la temperatura y la presión de vapor de agua, que comparan con las obtenidas para la radiación solar total (tabla 5.4). Como vimos en el apartado anterior, por lo que respecta a la nubosidad, los valores de la pendiente de los modelos que relacionan la componente ultravioleta con la nubosidad demuestran que, tanto la radiación solar total como su componente ultravioleta, disminuyen al aumentar la nubosidad si bien, la influencia es mayor para longitudes de onda superiores que para el intervalo ultravioleta.

Tabla 5.4.: Correlaciones entre la radiación ultravioleta y diferentes parámetros climatológicos (Shaltout et al., 1998)

		Nubosidad (<i>cl</i>)	Temperatura (<i>T</i>)	Presión de vapor de agua (<i>p_w</i>)
H_{UV}	Cairo	$H_{UV} = -0.079cl + 0.366$ $R^2 = 0.97$	$H_{UV} = 0.01T - 0.051$ $R^2 = 0.91$	$\log(H_{UV}) = 0.91p_w - 4.17$ $R^2 = 0.79$
	Aswan	$H_{UV} = -0.255cl + 0.4$ $R^2 = 0.93$	$H_{UV} = 0.005T + 0.1$ $R^2 = 0.78$	$H_{UV} = 0.02p_w + 0.07$ $R^2 = 0.77$
H_G	Cairo	$H_G = -2.08cl + 9.8$ $R^2 = 0.97$	$H_G = 0.295T - 1.18$ $R^2 = 0.92$	$\log(H_G) = 0.87p_w - 0.75$ $R^2 = 0.80$
	Aswan	$H_G = -6.5cl + 10.1$ $R^2 = 0.94$	$H_G = 0.15T + 2.47$ $R^2 = 0.91$	$H_G = 0.52p_w + 1.47$ $R^2 = 0.82$

Por su parte, Khogali and Al-bar (1992), consideran como variables independientes del ajuste tanto la radiación solar total diaria mensual como otros parámetros que influyen a la cantidad de radiación ultravioleta que alcanza la superficie

terrestre, concretamente, el ozono atmosférico y el ángulo cenital solar. De esta forma, a partir de datos experimentales diarios recogidos en Makkah desde enero de 1987 a mayo de 1988, obtienen el modelo dado por la expresión 5.3

$$H_{UV} = 806 + 0.032 \cdot H_G + 0.0577 \cdot H_G^{ext} - 222.3 \cos(sza_0) - 4.103 \cdot O_3 \quad (5.3)$$

donde H_G^{ext} ($W \cdot h \cdot m^{-2}$) es la radiación solar total extraterrestre sobre una superficie horizontal, sza_0 es el ángulo cenital al mediodía y O_3 representa el contenido de ozono en $matm \cdot cm$.

A partir de esta expresión, observan que se produce una cierta caída en la radiación ultravioleta en el periodo de junio a septiembre que no parece estar relacionada con los cambios en el término $\cos(sza_0)$. Omitiendo, para estos meses, esta última variable obtienen la siguiente correlación:

$$H_{UV} = 723 + 0.0283 H_G + 0.042 H_G^{ext} - 3.93 \cdot O_3 \quad (5.4)$$

donde las variables son evaluadas en las mismas unidades que en la ecuación (5.3).

Otros autores plantean correlaciones para la radiación ultravioleta basadas en las horas de sol. Concretamente, Baker-Blocker (1980), combinando medidas de 3 estaciones de USA (Whiteface Mountain, 44°21'N; Rochester, 43°47'N; Schenectady, 42°47'N), determina que existe un alto grado de correlación (0.88) entre la radiación ultravioleta mensual y el número total de minutos de insolación mensual. Sadler (1992), de manera análoga a la relación de Ångström (1924) para la radiación global total promedio mensual, propone para Edmonton, Canadá (53°34'N, 113°34'W, altitud 700m), la siguiente relación para la radiación ultravioleta diaria:

$$H_{UV} / H_{UV}^{ext} = a + b(S/S_0) \quad (5.5)$$

donde H_{UV} es la radiación ultravioleta medida cada día (MJm^{-2}), H_{UV}^{ext} es la radiación ultravioleta extraterrestre medida sobre superficie horizontal, S es el número de horas de sol diario, S_0 es la duración del día (número máximo de horas de sol para un día) y a y b son constantes empíricas.

Como resultado del ajuste por mínimos cuadrados realizado, obtienen valores de los parámetros de ajuste diferentes para cada mes (Tabla 5.5), observando, en general, que la bondad del ajuste es mejor para los meses de primavera y verano que para los de invierno. El coeficiente a , que nos daría idea de la transmisividad ultravioleta de la atmósfera para días cubiertos, alcanza su máximo en los meses de enero y febrero con

un valor de 0.193 y el mínimo para mayo, junio y septiembre con un valor en torno a 0.11.

Tabla 5.5.: Coeficientes de la correlación obtenidos por Sadler (1992) para medidas diarias.

Mes	Nº datos	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i>
Enero	124	0.193	0.145	0.76
Febrero	112	0.193	0.142	0.83
Marzo	124	0.177	0.198	0.85
Abril	116	0.127	0.211	0.96
Mayo	121	0.110	0.235	0.91
Junio	90	0.109	0.246	0.94
Julio	120	0.142	0.215	0.94
Agosto	124	0.155	0.203	0.82
Septiembre	114	0.113	0.236	0.92
Octubre	123	0.144	0.183	0.88
Noviembre	120	0.142	0.166	0.80
Diciembre	122	0.168	0.093	0.71
Todos días	1410	0.152	0.186	0.84
Enero-Junio	687	0.159	0.186	0.83
Julio-Diciembre	723	0.145	0.186	0.85

Con el objetivo de reducir el efecto del ángulo cenital solar, la turbiedad y el albedo entre otros factores, otros autores recurren al empleo de normalizaciones. En este sentido, Koronakis et al. (2002), a partir de datos experimentales de Atenas, Grecia (37.97°N, 23.67°E), proponen un modelo en el que se relacionan las componentes horarias de la radiación ultravioleta y la radiación difusa, H_d , normalizadas respecto a la difusa y la total respectivamente, esto es, H_{UV}/H_d y H_d/H_G . Las ecuaciones 5.6 y 5.7 muestran que los parámetros del ajuste para las 9:00 y las 13:00 horas presentan diferencias significativas.

$$9:00 \Rightarrow \frac{H_{UV}}{H_d} = 0.0426 \left(\frac{H_d}{H_G} \right)^{-0.9348} \quad R^2 = 0.98 \quad (5.6)$$

$$13:00 \Rightarrow \frac{H_{UV}}{H_d} = 0.0463 \left(\frac{H_d}{H_G} \right)^{-0.9283} \quad R^2 = 0.90 \quad (5.7)$$

Posteriormente, Ogunjobi et al. (2004) realizarían el mismo análisis para datos horarios registrados en Kwanaqju (35°10'N, 126°53'E), encontrando que, a diferencia de los resultados de Atenas (Koronakis et al., 2002), los valores de los parámetros del

ajuste no presentan importantes variaciones de unas horas y otras (ecuaciones 5.8 y 5.9).

$$9:00 \Rightarrow \frac{H_{UV}}{H_d} = 0.08 \cdot \left(\frac{H_d}{H_G} \right)^{-0.87} \quad R^2 = 0.96 \quad (5.8)$$

$$13:00 \Rightarrow \frac{H_{UV}}{H_d} = 0.08 \cdot \left(\frac{H_d}{H_G} \right)^{-0.89} \quad R^2 = 0.97 \quad (5.9)$$

Por último, como alternativa, se plantea el uso de parámetros adimensionales que permitan reducir el carácter localista de los modelos y, consecuentemente, facilitar su extrapolación de unos lugares a otros. De esta forma, diversos autores recurren al índice de claridad total, k_t , definido en el capítulo anterior.

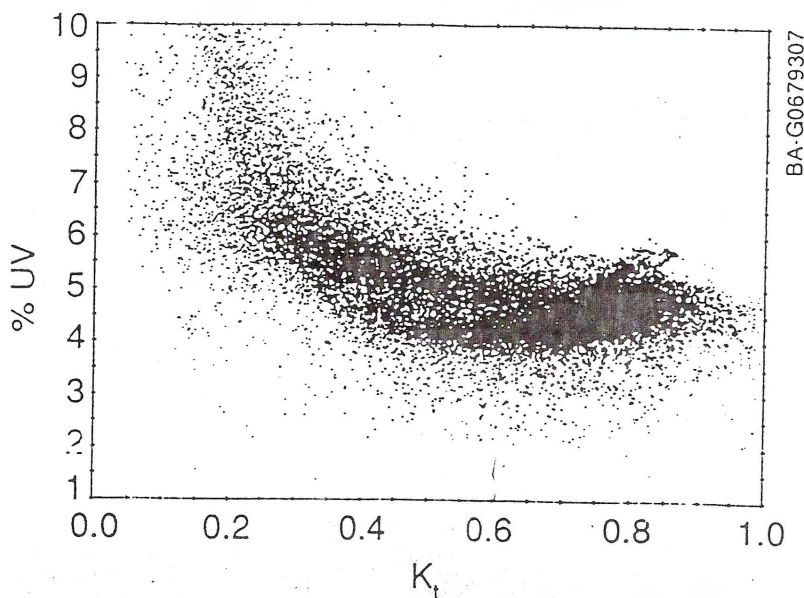


Figura 5.6.: Porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total en función del índice de claridad total, k_t (Riordan et al., 1990)

La figura 5.6 (Riordan et al., 1990) representa el cociente entre la radiación ultravioleta y la total frente a k_t , a partir de medidas registradas cada cinco minutos por el Laboratorio de Investigación sobre Energía Solar del SERI (Solar Energy Research Institute) situado en Goleen (Colorado). En ella se puede observar que para índices de claridad total superiores a 0.60 (días con altos niveles de claridad) el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total oscila entre 4.5 y 5%. Sin embargo, a medida que dicho parámetro decrece, este porcentaje aumenta, así como la dispersión de la nube de puntos experimental. Estos resultados coinciden con los determinados por Cañada et al. (2000) que encontraron que mientras que para valores de $k_t < 0.4$ el

porcentaje de radiación ultravioleta frente a la total oscilaba entre 5.1 y 5.5% para Córdoba y entre 5.6 y 6.8% para Valencia, para valores de $k_t > 0.8$, estos porcentajes se reducen considerablemente, oscilando entre 3.4 y 4.4% para Córdoba y 3.6 y 5.1 para Valencia. De acuerdo con estos resultados, se puede concluir que el índice de claridad total ejerce una influencia importante sobre la razón entre la radiación ultravioleta y total y, por tanto, resulta de gran utilidad en el estudio de dicho cociente.

De esta forma, los primeros estudios que utilizaron el índice de claridad ultravioleta como variable independiente en los modelos para el cociente H_{UV}/H_G fueron presentados por Elhadidy et al. (1990) y Riordan et al. (1990). No obstante, los modelos propuestos por dichos autores serían criticados por su bajo nivel de correlación (Martínez-Lozano et al., 1994). Posteriormente, Murillo et al. (2003) volverían a recurrir a dicho parámetro adimensional proponiendo, a partir de datos horarios registrados de 1996 a 1999 en Córdoba y Valencia, el modelo dado por la expresión 5.10

$$H_{UV} = H_{UV}^{ext} \cdot e^{[a+b \cdot \ln(k_t)]} \quad (5.10)$$

donde H_{UV}^{ext} representa la radiación ultravioleta solar extraterrestre horaria sobre una superficie horizontal dada por la expresión 5.11

$$H_{UV}^{ext} = \frac{12}{\pi} I_{sCUV} \cdot E_0 \int_{\omega_1}^{\omega_2} \sin(\gamma) d\gamma \quad (5.11)$$

siendo γ la altura solar, ω el ángulo horario, E_0 el factor de excentricidad de la órbita terrestre e I_{sCUV} la constante solar de la banda ultravioleta que se obtiene del espectro solar de Fröhlich and Wherli (Iqbal, 1983) y que vale $I_{sCUV} = 78.3 \text{ W m}^{-2}$.

Asimismo, Murillo et al. (2003) comprueban que los parámetros a y b que intervienen en el modelo presentan una gran dependencia respecto a la masa óptica relativa de aire, m_r , que se puede expresar a partir de las expresiones 5.12 y 5.13 encontradas para Valencia y las 5.14 y 5.15, correspondientes a Córdoba.

Valencia:

$$a = -0.24 \ln(m_r) - 0.11 \quad R^2 = 0.96 \quad (5.12)$$

$$b = -0.08 \ln(m_r) + 0.84 \quad R^2 = 0.93 \quad (5.13)$$

Córdoba:

$$a = -0.15 \ln(m_r) - 0.1324 \quad R^2 = 0.95 \quad (5.14)$$

$$b = -0.03 \ln(m_r) + 0.794 \quad R^2 = 0.86 \quad (5.15)$$

Concretamente, se comprueba que a medida que la masa óptica relativa de aire decrece, el coeficiente b aumenta, lo que implica que las condiciones de transmisividad atmosféricas para la radiación ultravioleta, dadas por el cociente entre H_{UV} y H_{UV}^{ext} , experimentan incrementos relativos muy superiores a los de la transmisividad total, representados por k_t .

En este mismo trabajo (Murillo et al., 2003), se presenta un segundo modelo dado por la ecuación 5.16:

$$H_{UV} = c + d(k_t \cdot H_{UV0}) \quad (5.16)$$

donde H_{UV0} representa el valor máximo de la radiación ultravioleta horaria sobre una superficie horizontal y que, de acuerdo con el ajuste a los datos experimentales, depende de m_r (ecuaciones 5.17 y 5.18).

Valencia:

$$H_{UV0} = 205.924 \cdot (m_r)^{-1.32} \quad R^2 = 0.98 \quad (5.17)$$

Córdoba:

$$H_{UV0} = 275.87 \cdot (m_r)^{-0.99} \quad R^2 = 0.99 \quad (5.18)$$

Por último, diversos autores han estudiado la relación entre la radiación total y su componente ultravioleta en función de k_{iUV} y k_t , si bien, de nuevo, no se ha llegado a unas conclusiones definitivas ya que, mientras que Cañada et al. (2003) y Ogunjobi et al. (2004) encuentran que el índice de claridad ultravioleta, k_{iUV} , representa entre el 71 y el 75% del total, k_t , Martínez-Lozano et al. (1999) encuentran valores del 50%. Por otra parte, se ha descrito la relación entre la radiación solar ultravioleta y la total en base a las correlaciones entre estos parámetros adimensionales encontrando que la relación entre los mismos se puede representar tanto por una función lineal (Martínez-Lozano et al., 1999; Cañada et al., 2003; Ogunjobi et al., 2004) como por funciones

lineales de segundo (Pedrós et al., 1997) o tercer grado (Cañada et al., 2003; Ogunjobi et al., 2004).

En este sentido, Cañada et al. (2003) afirman que la función lineal no refleja el comportamiento físico del sistema ya que, el hecho de que la pendiente de la gráfica lineal permanezca constante, implica que la relación entre los índices de claridad total y ultravioleta no se ve afectada por las condiciones atmosféricas. Ante estas circunstancias, Ramírez Santigosa et al. (2003) encuentran que la declinación, δ , del emplazamiento donde se realizan las medidas para el estudio es lo suficientemente significativa como para incluirla en el modelo matemático que determina el índice de claridad ultravioleta en términos del índice de claridad total, obteniendo de esta forma, a partir de datos diarios de tres estaciones situadas en la Península Ibérica (Córdoba, Almería y Madrid), modelos válidos para cualquier emplazamiento (ecuaciones 5.19 y 5.20)

$$k_{UV} = 0.045 + 0.037 \cdot \delta + 0.6001k_t \quad (5.19)$$

$$k_{UV} = 1.7802 \cdot k_t^3 - 1.7802 \cdot k_t^2 + 1.4416 \cdot k_t + 0.031 \cdot \delta - 0.0352 \quad (5.20)$$

Ante las diferencias encontradas en la revisión bibliográfica, no sólo para modelos entre variables absolutas (radiación solar total y ultravioleta) sino también entre parámetros adimensionales (k_t y k_{UV}), de los que se supone un menor carácter localista, resulta conveniente continuar esta línea de trabajo desarrollando estudios similares a partir de series largas de medidas experimentales registradas en localidades con distintas condiciones meteorológicas. No obstante, es necesario que éstos reproduzcan un mismo sistema de medidas, pues, de lo contrario, las diferencias podrían deberse a distintas respuesta coseno de la instrumentación.

En este capítulo se presenta un estudio detallado de la radiación solar ultravioleta, tanto diaria, H_{UV}^d , como horaria, H_{UV}^h , así como de los modelos matemáticos que la relacionan con otras variables que, con mayor facilidad, se encuentran en las bases de datos de medidas radiométricas.

5.3.- METODOLOGÍA

Para ello, se han utilizado datos de radiación solar total y ultravioleta, tanto diaria como horaria, registrados mediante la estación radiométrica descrita en el capítulo 3. La secuencia de medidas recogidas se extiende desde 1995 a 2001 lo que permite afirmar que se consideran todas las condiciones atmosféricas y climatológicas asociadas a cada una de las estaciones del año.

Por lo que respecta a la radiación solar diaria total y ultravioleta, H_G^d y H_{UV}^d , respectivamente, se ha realizado un estudio estadístico de cada una de las variables, así como un análisis comparativo entre ambas, determinando, además, la razón entre las mismas. En especial, se ha llevado a cabo un estudio pormenorizado de la relación entre los valores medios, máximos y mínimos registrados, comparando los resultados con los obtenidos por otros autores en otros puntos no sólo de la Península Ibérica si no de todo el mundo.

Por otra parte, debido al interés que supone el conocimiento de la dosis total de radiación registrada en un determinado lugar, desde el punto de vista de las posibles aplicaciones tecnológicas y las consecuencias biológicas, se ha estudiado la radiación acumulada a lo largo de cada uno de los meses así como del año entero.

Por último, teniendo en cuenta que, frente a la abundancia de datos de radiación solar total, las series de la componente ultravioleta son escasas y cortas en el tiempo, a partir de los resultados obtenidos del trabajo anteriormente descrito, se han establecido sencillas relaciones matemáticas entre ambas que permitan determinar la componente ultravioleta en función de la total, comparando los resultados con los encontrados en la revisión bibliográfica. Con el objetivo de estudiar la variabilidad estacional de la radiación, los análisis anteriormente descritos no sólo se realizan para el conjunto total de datos registrados, sino también para los datos asociados a cada uno de los meses del año.

Asimismo, como anteriormente hicieron otros autores (Koronakis et al., 2002; Ogunjobi et al., 2004) y con el objetivo de reducir el efecto del ángulo cenital solar, la turbiedad y el albedo, entre otros factores, se introduce como variable auxiliar la radiación diaria difusa, H_d^d , y se proponen relaciones matemáticas entre las variables adimensionales H_{UV}^d / H_d^d y H_d^d / H_G^d .

Por otra parte, el análisis de la radiación diaria no permite determinar su dependencia respecto a ciertas magnitudes con una marcada variabilidad diurna, por lo que es necesario recurrir al estudio de la radiación horaria. En este sentido, en la presente memoria se muestran los resultados del análisis estadístico de la radiación solar total horaria, H_G^h , y de su componente ultravioleta, H_{UV}^h , para cada hora del día y mes del año.

Es importante destacar que, en esta línea de trabajo, uno de los aspectos más interesantes consiste en determinar la influencia de la altura solar en la radiación, ya que de ella depende la longitud del camino que la radiación recorre a través de la atmósfera hasta alcanzar la superficie terrestre y, consecuentemente, la influencia de los procesos de absorción y dispersión en los que se ve involucrada. En este sentido, se

ha estudiado la dependencia de la radiación solar horaria, tanto total como ultravioleta, con respecto a la masa óptica de aire.

Por otra parte, los procesos en que las nubes participan presentan un elevado carácter dinámico, experimentando importantes cambios a lo largo del día e, incluso, de una hora. Como hemos visto anteriormente, el índice de claridad total, k_t , es un indicador de la transmisividad de la atmósfera y, consecuentemente, está íntimamente relacionado con la presencia de nubes. Por ello, en este trabajo, se estudia la dependencia de la radiación solar con respecto a la nubosidad en términos de dicho parámetro adimensional. Concretamente, se estudia la influencia que ejerce no sólo en la radiación solar total y su componente ultravioleta, sino también en el cociente entre ambas variables. Asimismo, se clasifican los datos experimentales en distintos grupos en función de k_t y se determinan relaciones matemáticas entre la radiación solar total y ultravioleta para cada uno de estos intervalos, analizando las diferencias encontradas en cada caso.

Por último, en este apartado, se incluye un estudio comparativo entre la radiación solar registrada en Córdoba y en Valencia, ambas caracterizadas por diferentes condiciones geográficas y climatológicas. Concretamente, mientras que Córdoba es una región del interior de la Península Ibérica, caracterizada por un clima continental con inviernos fríos y veranos secos y calurosos, Valencia es una localidad costera del Mediterráneo en la que, si bien los veranos también son bastante calurosos, los inviernos son suaves. Por otra parte, por lo que respecta a las lluvias, a diferencia de Córdoba en la que éstas son abundantes durante el invierno y la primavera, en Valencia son muy escasas. En estas condiciones resulta muy interesante la comparación entre el comportamiento de la radiación solar total y ultravioleta en ambos emplazamientos.

Dicho análisis comparativo ha sido posible gracias a la cesión de datos experimentales de radiación solar horaria total y ultravioleta, por parte del Prof. Dr. J. Cañada del departamento de Termodinámica Aplicada de la Universidad Politécnica de Valencia. De manera análoga a Córdoba, las medidas de radiación ultravioleta registradas en Valencia se han registrado mediante un radiómetro Eppley modelo TUVR con una respuesta espectral entre 290 y 385 nm. Su respuesta coseno es del $\pm 2\%$ para un intervalo de elevaciones solares entre $90-10^\circ$ y su linealidad de $\pm 2\%$ en el intervalo normal de trabajo.

Por el contrario, los instrumentos empleados para la medición de la componente total son diferentes en cada una de las estaciones radiométricas. Concretamente, frente al piranómetro Middleton Ep-07 utilizado en Córdoba, en Valencia las medidas se han registrado con un piranómetro Eppley 8-48 que trabaja en la banda 285-2800 nm. El dispositivo presenta una respuesta coseno del $\pm 2\%$ para un intervalo de elevaciones

solares entre 0-70° y del ±5% entre 70-80°. Al igual que el empleado en Córdoba, el piranómetro Eppley 8-48 pertenece a la clase 1 de precisión de acuerdo con la WMO (World Meteorological Organisation) y presenta una dependencia con respecto a la temperatura del 15% y una linealidad del ±1% en el intervalo 0-1400 Wm⁻².

De esta forma, con los datos recogidos por los dispositivos descritos desde 1995 hasta 2001, el mismo periodo de medidas considerado en Córdoba, se ha realizado un estudio estadístico de la radiación solar horaria total y ultravioleta, así como un análisis comparativo entre ambas localidades.

Al igual que en el caso del estudio de las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta, presentado en el capítulo anterior, el software empleado para la obtención de los modelos matemáticos es ORIGIN v.6.0 mientras que para la validación de los mismos y el estudio estadístico desarrollado se ha recurrido al SPSS v.11. Asimismo, la evaluación de la calidad y aplicabilidad de los modelos matemáticos propuestos se basa en los indicadores estadísticos, definidos en el epígrafe 4.2 (Suma Residual Cuadrática Compuesta, Error Medio Absoluto y Coeficiente de Correlación) y en el test de Wilcoxon

5.4.- RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA DIARIA

5.4.1.- EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA DIARIA

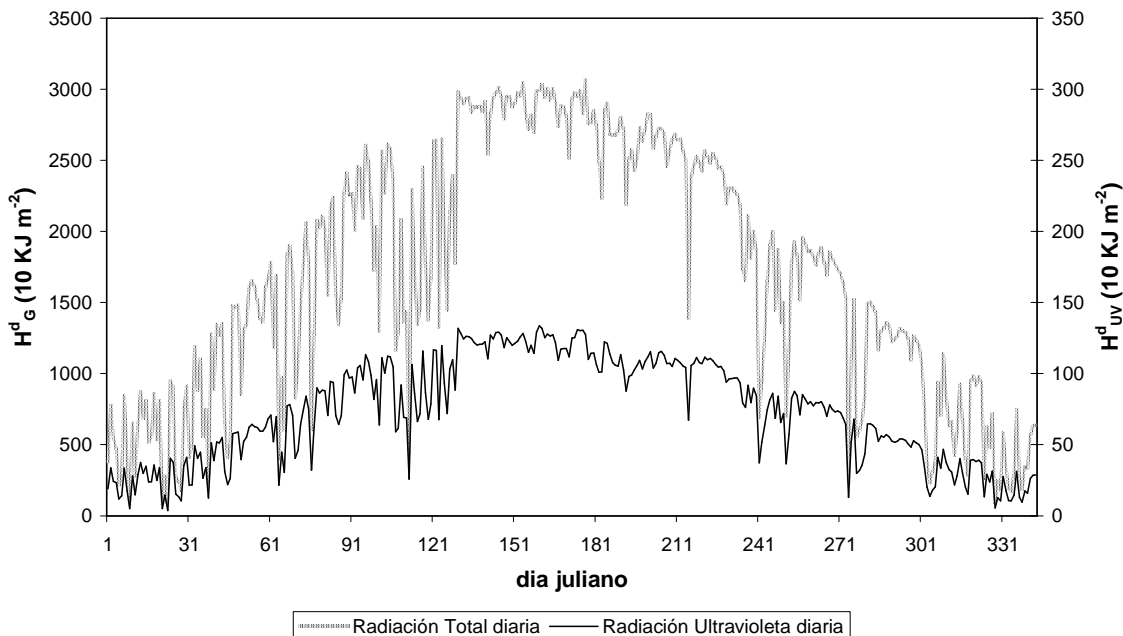


Figura 5.7.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1996 en Córdoba

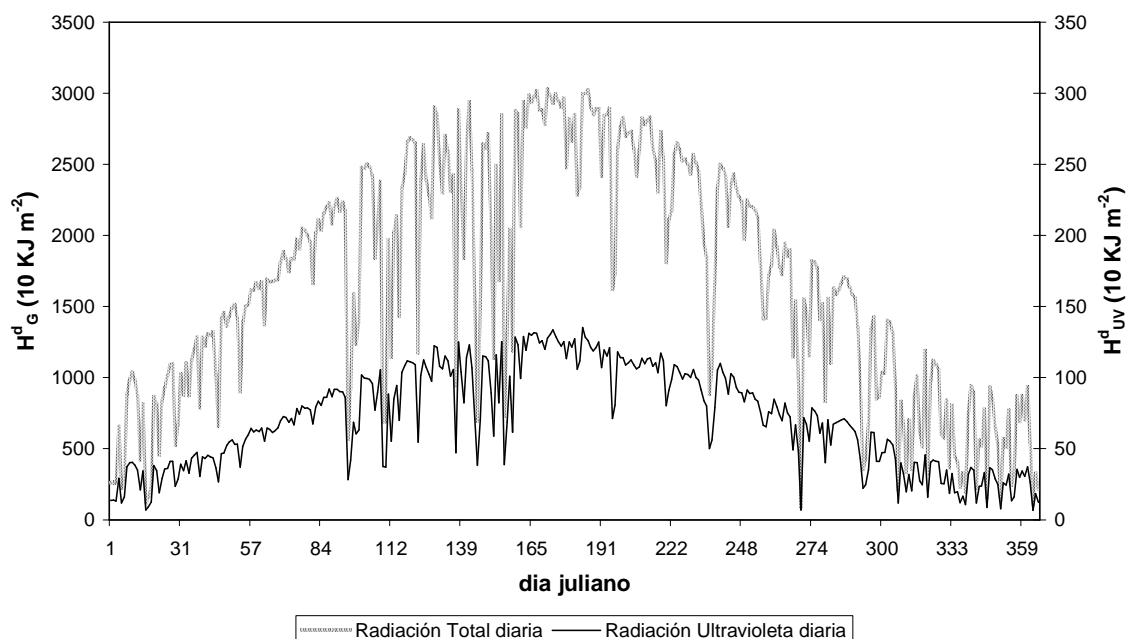


Figura 5.8.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1997 en Córdoba

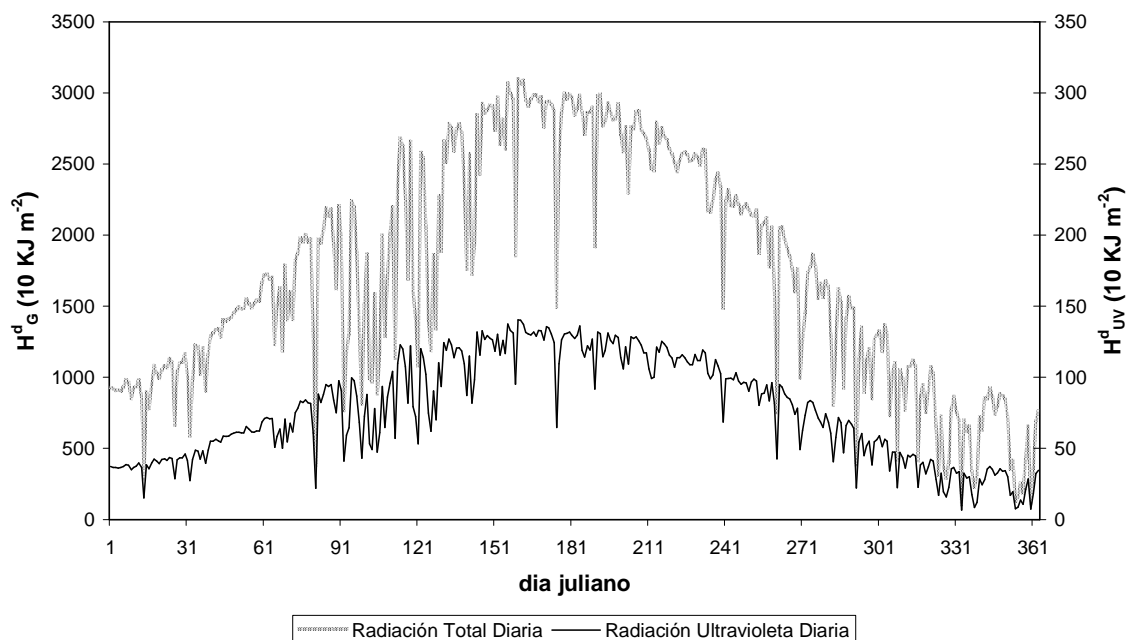


Figura 5.9.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 1999 en Córdoba

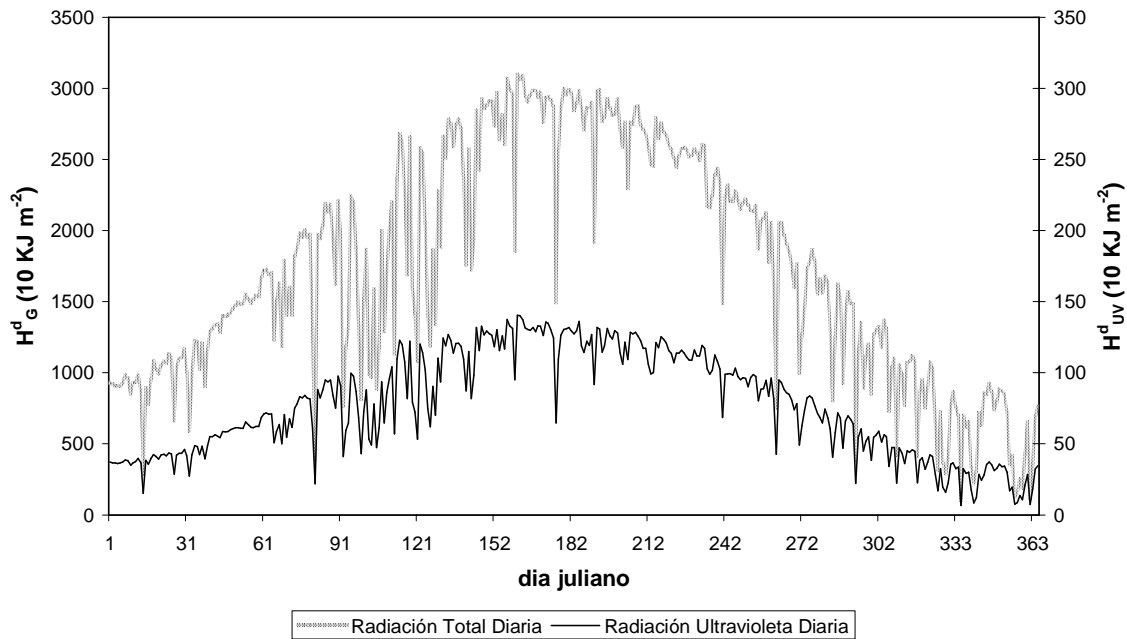


Figura 5.10.: Variación anual de la radiación solar total diaria, H_G^d , y ultravioleta diaria, H_{UV}^d , para el año 2000 en Córdoba

En primer lugar se estudia y representa la variación de la radiación solar total diaria, H_G^d , y de su componente ultravioleta, H_{UV}^d , a lo largo del año para poder comparar su comportamiento. De esta forma, las figuras 5.7-5.10 representan las graficas de H_G^d y H_{UV}^d frente al día juliano para los años 1996, 1997, 1999 y 2000 respectivamente. A pesar de que la base de datos en que se basa este trabajo se extiende desde 1995 hasta 2001, la secuencia de medidas correspondientes a los años 1995, 1998 y 2001 no están completas, esto es, no se dispone de medidas para todos los días del año, por lo que no se muestran las gráficas de los mismos.

A continuación, una vez calculada la media de radiación total y ultravioleta para cada día del año a partir del conjunto total de datos registrados, se representa gráficamente la variación anual de ambas variables (figura 5.11). Asimismo, se incluye el valor medio de H_G^d y H_{UV}^d para cada mes.

De acuerdo con las figuras, se observa que la secuencia anual de radiación diaria ultravioleta y de radiación diaria total presentan pautas de comportamiento muy similares. De hecho, se comprueba que existe una evolución en fase de ambas magnitudes. Este mismo resultado fue obtenido anteriormente por otros autores para series de medidas registradas en: Corvalis en Oregon, USA (Nagaraja et al., 1984), Dahrán, Arabia Saudi (Elhadidy et al., 1990), Valencia (Martínez-Lozano et al., 1994), Estambul (Dilmac et al., 1996), Kwangju en Corea del Sur (Ogunjobi and Kim, 2004), etc.

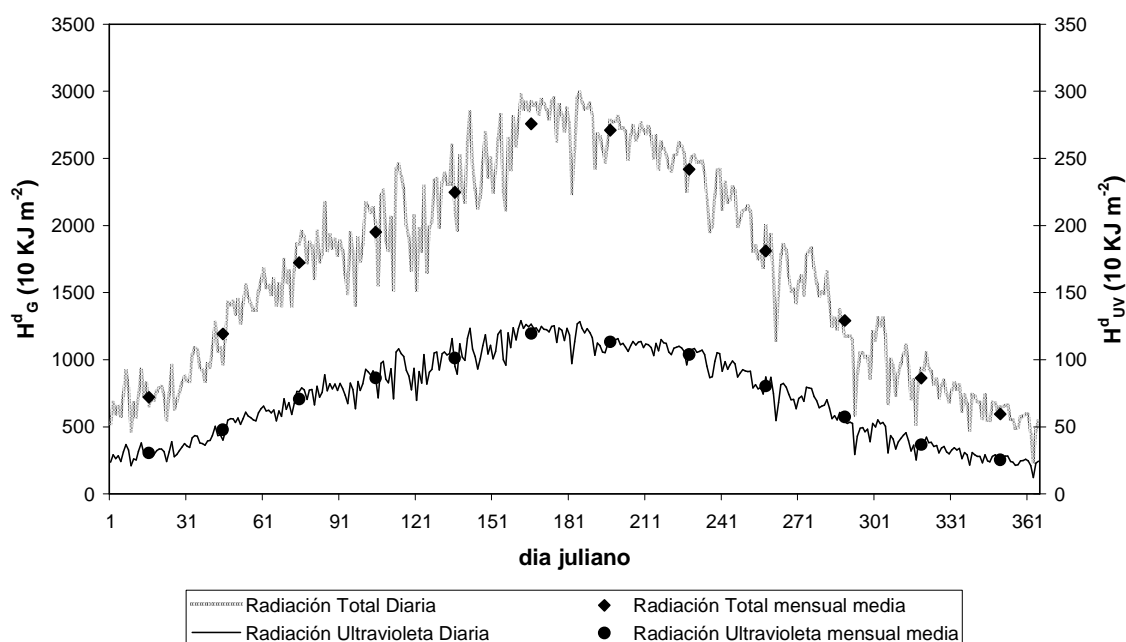


Figura 5.11.: Variación anual de la radiación solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , para los datos diarios promediados desde 1995 hasta 2001 en Córdoba

Como consecuencia, es posible modelar el comportamiento de la radiación ultravioleta diaria en función de la radiación solar total diaria lo cual supone una ventaja importante, puesto que de esta última se dispone, con mayor facilidad, de largas series de medidas registradas para gran número de localidades.

5.4.2.- PORCENTAJE DE RADIACIÓN DIARIA ULTRAVIOLETA FRENTE A TOTAL

El porcentaje que la radiación ultravioleta representa respecto a la radiación total es una medida bastante significativa en cuanto que permite realizar una primera evaluación de la incidencia de esta radiación en una determinada localidad, así como comparar distintas localidades. En la tabla 5.6 se presentan los valores medios mensuales de la radiación ultravioleta, H_{UV}^d , y total, H_G^d , así como los porcentajes de la primera respecto a la segunda. Se observa que los porcentajes entre la radiación media mensual ultravioleta y total oscilan entre el 3.99% del mes de febrero y el 4.49% de mayo, con un valor medio de 4.29%.

Resulta interesante comparar estos porcentajes con los obtenidos en otros emplazamientos de España y del mundo. Para ello, se ha confeccionado, a partir de las referencias bibliográficas, una tabla en la que se presentan los porcentajes de radiación ultravioleta frente a la total para distintas localidades del mundo (tabla 5.7). Se comprueba que los porcentajes registrados en Córdoba ocupan una posición media dentro del intervalo encontrado en las referencias.

Tabla 5.6.: Media mensual de la radiación diaria solar total, \bar{H}_G^d , y ultravioleta, \bar{H}_{UV}^d , y porcentajes de $\bar{H}_{UV}^d / \bar{H}_G^d$ en Córdoba

	\bar{H}_G^d (MJm ⁻²)	\bar{H}_{UV}^d (MJm ⁻²)	$\bar{H}_{UV}^d / \bar{H}_G^d$ (%)
Enero	7.27	0.31	4.26
Febrero	12.04	0.48	3.99
Marzo	17.17	0.70	4.08
Abril	19.68	0.87	4.42
Mayo	22.51	1.01	4.49
Junio	27.56	1.19	4.32
Julio	27.10	1.13	4.17
Agosto	24.15	1.04	4.31
Septiembre	18.10	0.80	4.42
Octubre	12.92	0.57	4.41
Noviembre	8.65	0.37	4.28
Diciembre	6.00	0.26	4.33

Tabla 5.7.: Porcentajes de radiación diaria ultravioleta H_{UV}^d respecto a la radiación total H_G^d para diferentes localidades.

Localidad	H_{UV}^d / H_G^d (%)	Referencia
Valencia (39°29'N, 0°23'W)	2.9-3.5	Martínez-Lozano et al. (1999)
Dharhan, Arabia Saudí (26°32'N, 50°13'E)	3.3-3.7	Elhadidy et al. (1990)
Países Nórdicos (55-75°N)	4.4-5.6	Kvifte et al. (1983)
Amudsen-Scott, Polo Sur (90°S, 79° 52'W)	4.0-4.3	Baker-Blocker et al. (1984)
Bratislava-Koliba (48°11'N, 17°07'E)	5.3% (días claros) 6.0-7.3 (días cubiertos)	Zavodska and Reichrt (1985)
Kwangju (35°10'N, 126°53'E)	7.1-9.4	Ogunjobi et al. (2004)
Corvallis, Oregon (26°32'N, 50°13'E)	5.0-5.7	Nagaraja Rao et al. (1984)
Kuwait (29°20'N, 47°57'E)	4.2-5.2	Al-Aruri (1990)
Hamburgo, Alemania (51°31'N, 7°06' E.)	5.0-6.0	Schulze et al. (1969)
Cairo, Egipto (30°05'N, 31°17'E)	2.7-3.4	Mosalam et al. (1994)
Aswan, Egipto (22°20'N, 32°09'E)	3.5-3.9	Mosalam et al. (1994)

Asimismo, se comprueba que, a diferencia de Nagaraja Rao et al. (1984) que encuentran que el cociente alcanza valores máximos en los meses de verano, en el caso de Córdoba, frente al 4.19% y 4.29% de invierno y verano, estos valores máximos se registran durante otoño y primavera, con valores medios de 4.33% y 4.37% respectivamente, coincidiendo con los periodos de mayor pluviosidad.

5.4.3.- ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL DIARIA Y SU COMPONENTE ULTRAVIOLETA

Antes de modelar la dependencia entre la radiación solar total y ultravioleta diarias, se realiza un análisis estadístico de ambas que facilite la tarea. Para ello, se han agrupado los datos por meses de forma que podamos caracterizar el comportamiento de ambas variables a lo largo de las estaciones del año. Asimismo, este estudio estadístico resulta de gran interés pues, dada la escasez de medidas ultravioletas existentes, facilita la comparación con otras localidades.

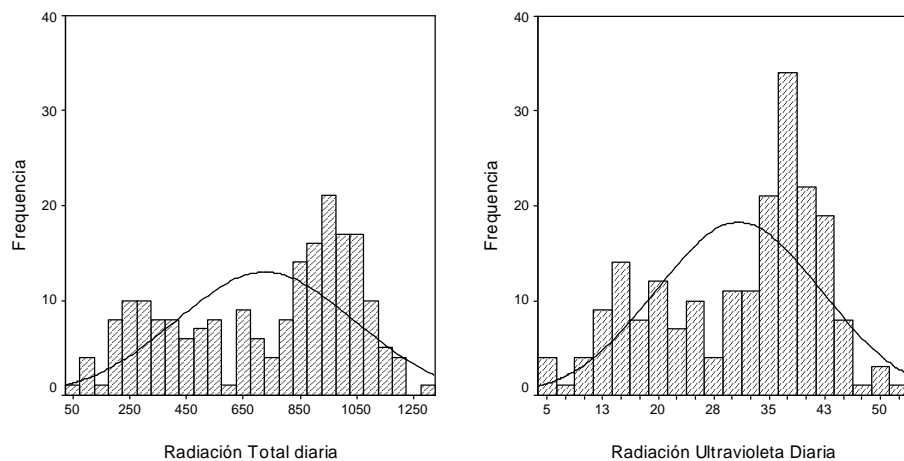


Figura 5.12.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de enero en Córdoba

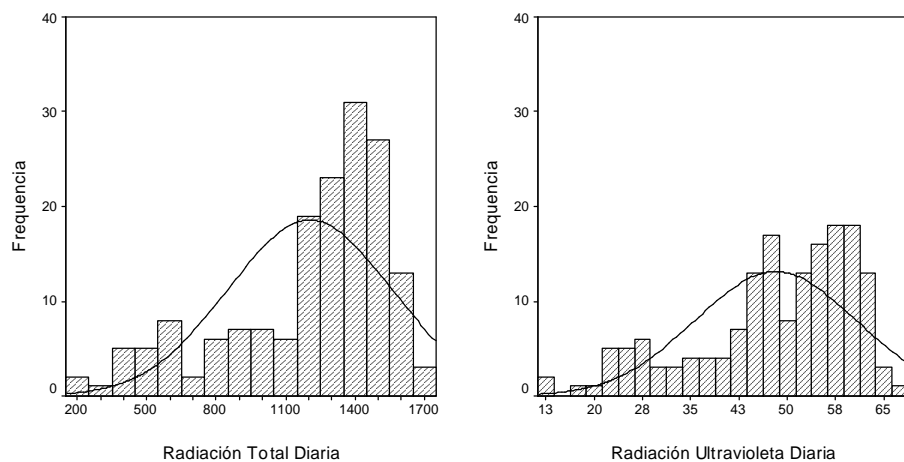


Figura 5.13.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de febrero en Córdoba

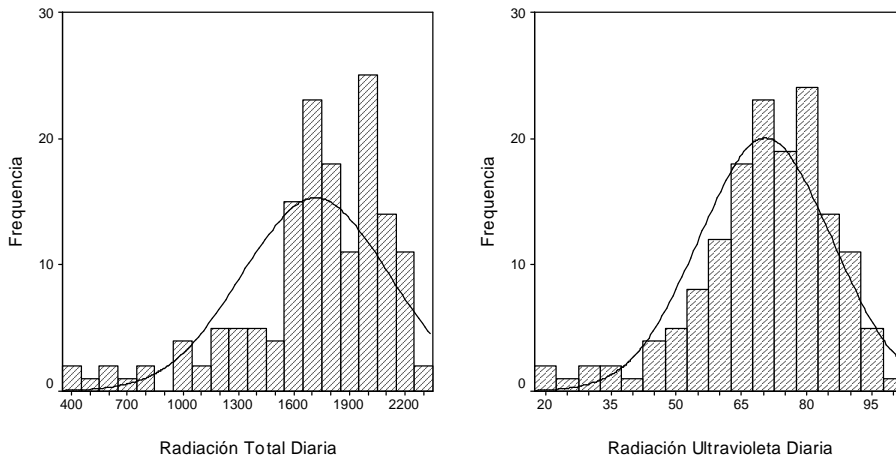


Figura 5.14.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de marzo en Córdoba.

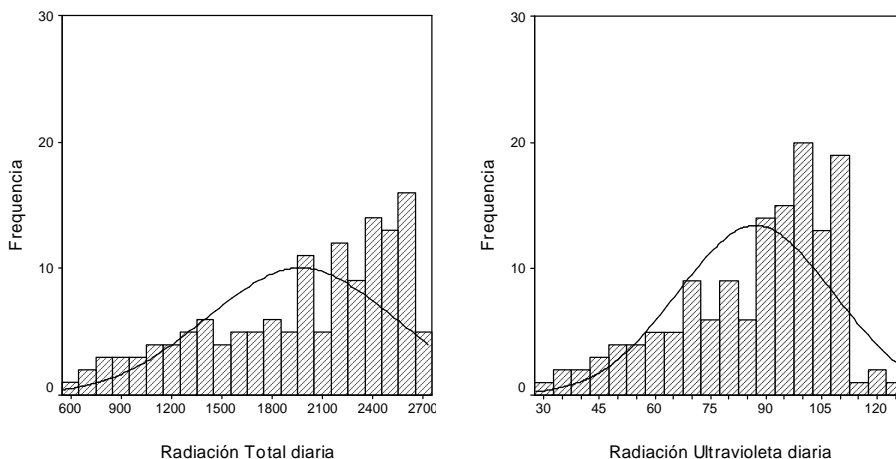


Figura 5.15.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de abril en Córdoba

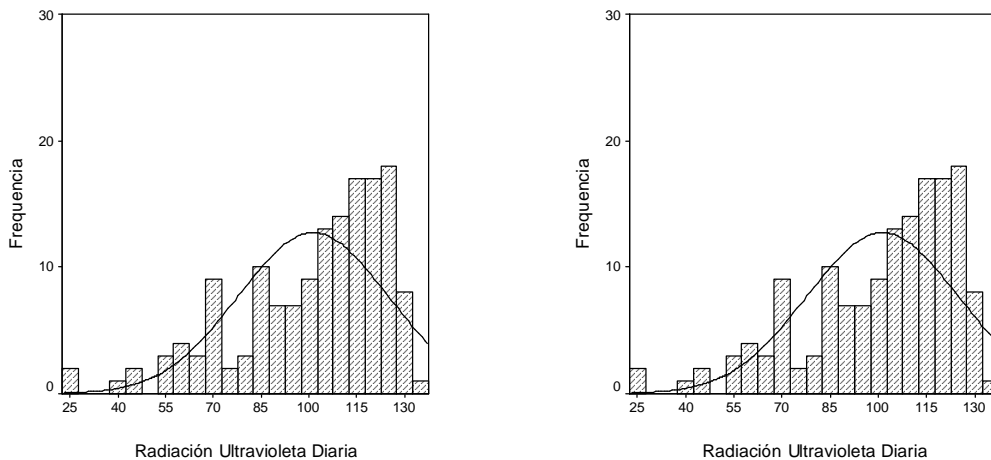


Figura 5.16.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de mayo en Córdoba

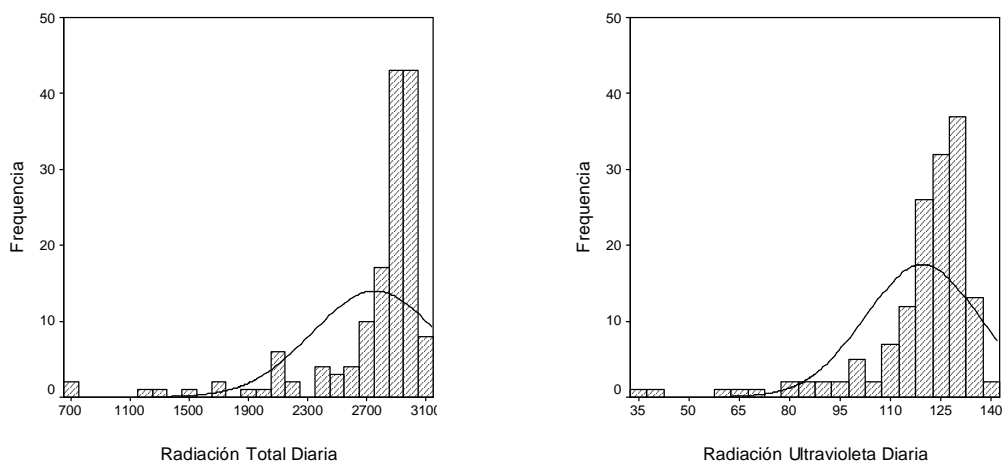


Figura 5.17.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de junio en Córdoba

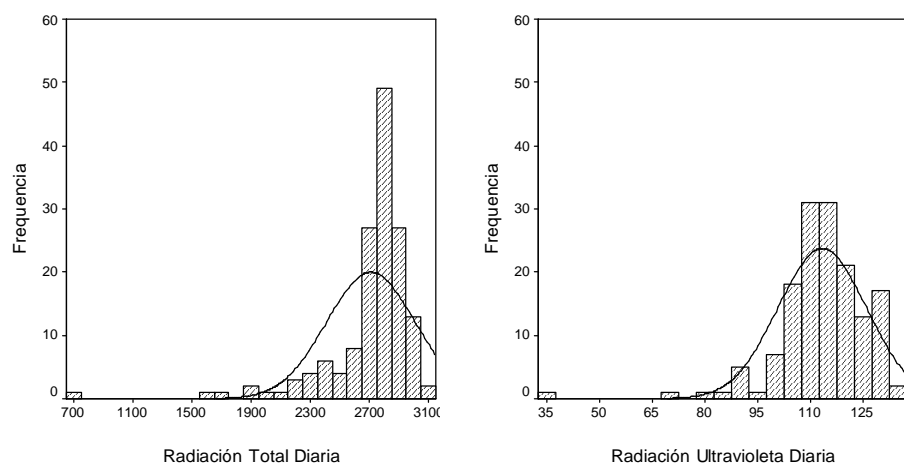


Figura 5.18.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de julio en Córdoba

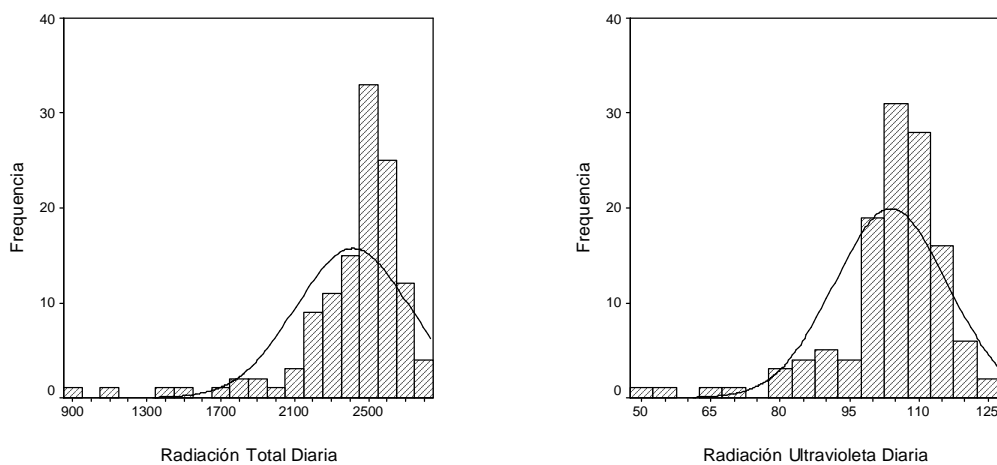


Figura 5.19.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de agosto en Córdoba

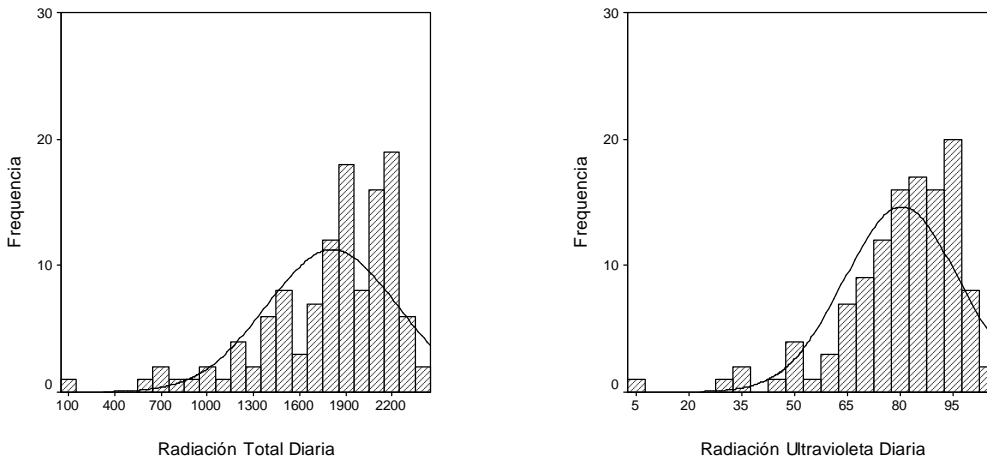


Figura 5.20.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de septiembre en Córdoba

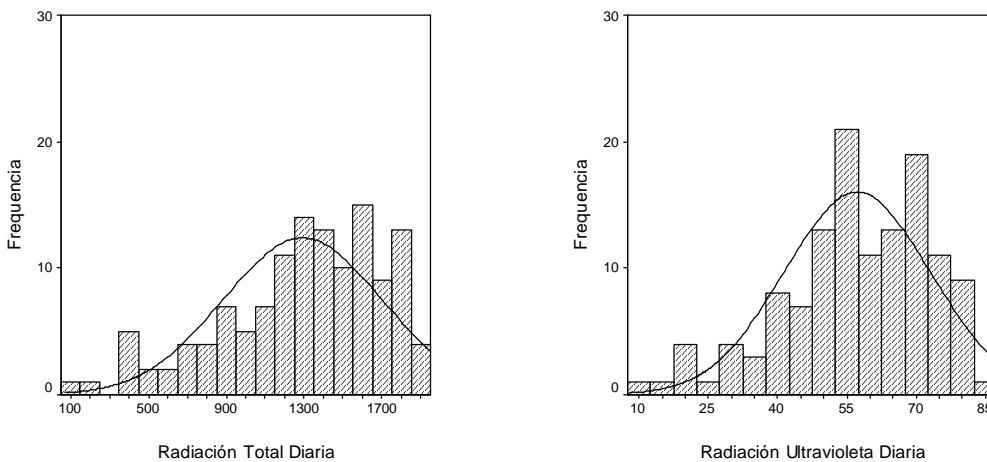


Figura 5.21.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de octubre en Córdoba

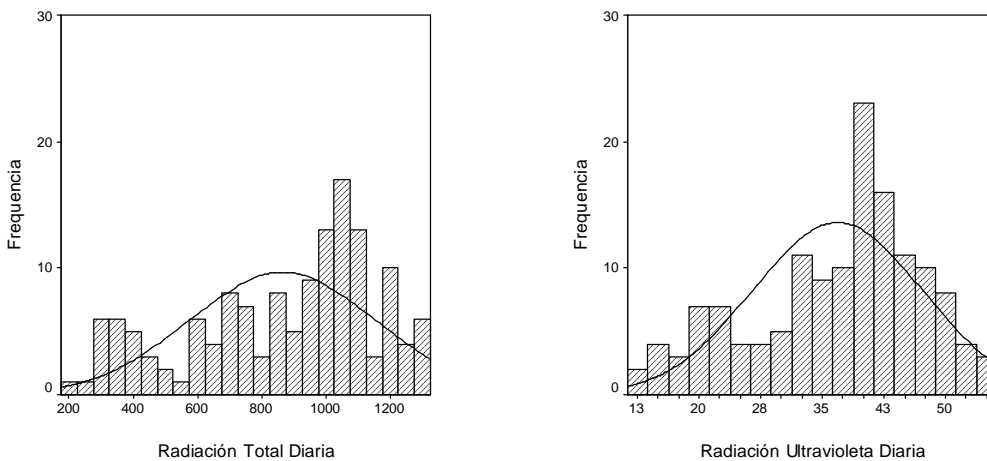


Figura 5.22.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de noviembre en Córdoba

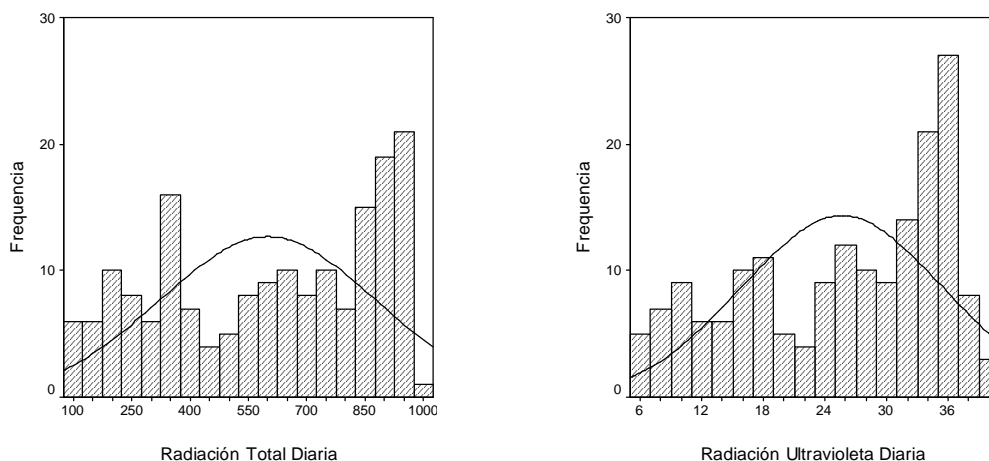


Figura 5.23.: Distribución de frecuencias de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de diciembre en Córdoba

Las tablas 5.8 y 5.9 muestran los resultados del análisis estadístico en el que se ha estudiado el número de casos (N) evaluados para cada mes, así como los parámetros estadísticos más representativos, concretamente, la media aritmética (M), la desviación estándar (DS), la mediana (Md), los mínimos (mn) y máximos (Mx) absolutos, los coeficientes de asimetría (S) y de curtosis (K), el primer (Q_1) y tercer cuartil (Q_3), los percentiles 5 (P_5) y 95 (P_{95}) y el intervalo intercuartil (D_Q) y el coeficiente de variación (V) dados por las expresiones 5.21 y 5.22, respectivamente.

$$D_Q = Q_3 - Q_1 \tag{5.21}$$

$$V = 100 \frac{Q_3 - Q_1}{Q_3 + Q_1} \tag{5.22}$$

Las distribuciones de frecuencias para la radiación solar total diaria, H_G^d , y la radiación solar ultravioleta diaria, H_{UV}^d , no obedecen a una distribución normal, tal y como se aprecia en las figuras (5.12-5.23), en las que junto con dichas distribuciones se representa la curva de la distribución normal para facilitar su comparación. Como consecuencia, no es correcto analizar la radiación solar diaria ni su componente ultravioleta únicamente a partir de estadísticos tales como la media o la desviación estándar ya que, a pesar de que se usan como valores medios, sólo lo son en realidad cuando los datos se aproximan a una distribución normal (Cañada et al., 2003) y, además son muy sensibles a los valores extremos. En su lugar, se debe recurrir a estadísticos no paramétricos, como la mediana o el intervalo intercuartil, que no dependen de la forma de la población de la distribución y que, consecuentemente, no requieren el conocimiento de una densidad de distribución concreta (Martínez Lozano et al., 1996).

En ambos casos, tanto para la radiación solar total, H_G^d , como para la ultravioleta, H_{UV}^d , el percentil 5 es bastante superior al mínimo absoluto de la distribución, siendo la diferencia entre ambos valores hasta del 90.29% para la H_G^d y del 85.42% para la H_{UV}^d y no siendo nunca inferior al 30% para ninguna de las dos variables. Como consecuencia, se puede afirmar que el valor mínimo no se puede considerar un estadístico representativo de las distribuciones. Por el contrario, los máximos absolutos de las distribuciones nunca exceden a los percentiles 95 en más de un 14%, por lo que este estadístico si se puede considerar representativo de las distribuciones experimentales registradas en Córdoba. Otros autores (Martínez-Lozano et al., 1996; Foyo-Moreno et al., 1998; Cañada et al., 2003; Ogunjobi and Kim, 2004) obtuvieron estos mismos resultados para medidas experimentales correspondientes a ciudades con diferentes condiciones atmosféricas y climatológicas.

En las tablas 5.8 y 5.9 también se puede apreciar que, si bien los valores de las medianas son siempre superiores a los de la media, las diferencias no son muy grandes, registrándose menores diferencias para los meses de verano que para los de invierno. De esta forma, para el caso de la H_G^d estas diferencias oscilan entre el 2.47% para el mes de julio y el 16.23% para el de enero. Análogamente, la diferencia mínima entre la mediana y la media para la componente H_{UV}^d corresponde al mes de julio con un 0.88% y la diferencia máxima para enero con un 11.43%.

Por otra parte, considerando el coeficiente de variación (V) como una medida de la variabilidad de una distribución, ambas variables alcanzan los mayores grados de estabilidad en los meses de verano (junio, julio y agosto), estabilidad que disminuye a medida que nos acercamos a los meses de invierno donde alcanza los valores mínimos (diciembre y enero). Así se pone de manifiesto en los histogramas de cada mes (figuras 5.12-5.23), donde se comprueba que en los meses de verano las medidas presentan un mayor grado de concentración en torno al máximo. Por el contrario, a medida que nos alejamos del periodo estival y nos acercamos al invierno, existe una mayor dispersión, especialmente en enero y diciembre, meses para los cuales se aprecia un elevado número de valores de radiación, tanto total como ultravioleta, con una frecuencia media.

Además, al tratarse de una cantidad adimensional, este coeficiente (V) permite comparar la variabilidad entre diferentes variables. Por tanto, podemos afirmar que, en general, la componente H_{UV}^d presenta una menor variabilidad que la H_G^d , salvo para el periodo estival. Esto puede ser consecuencia del hecho de que la presencia de nubes afecta en menor medida a la componente ultravioleta que a la radiación solar total. De esta forma, durante la primavera, el otoño y el invierno, la frecuencia de días con nubes

es mayor y, consecuentemente, la H_G^d se ve afectada por este hecho en mayor medida que la H_{UV}^d y presenta una menor estabilidad. Por el contrario, al llegar los meses de junio, julio y agosto, la presencia de nubes es muy escasa y, por tanto, la variabilidad de la radiación solar total disminuye más que la de la H_{UV}^d .

Estos resultados se ven confirmados al analizar la tendencia que el coeficiente de curtosis presenta a lo largo del año. Este estadístico adimensional indica el grado de apuntamiento de una distribución con respecto a la distribución normal o gaussiana. De esta forma, la tendencia de este coeficiente es contraria a la del coeficiente de variación, de forma que, por lo general, el grado de apuntamiento aumenta a medida que nos acercamos a los meses de verano, periodo en el que la variabilidad disminuye a favor de una mayor estabilidad. Concretamente, se observa que el coeficiente de curtosis alcanza valores positivos y relativamente elevados para los meses de junio, julio y agosto (tablas 5.8 y 5.9). De esta forma, las distribuciones de frecuencia de radiación H_G^d y H_{UV}^d correspondientes a estos meses (figuras 5.17-5.19) son leptocúrticas, esto es, presentan histogramas bastante apuntados con un pico en torno al máximo con una altura superior a la de la distribución normal. Por el contrario, las distribuciones de los meses de invierno son mesocúrticas con valores negativos del índice de curtosis. Asimismo, se comprueba que, el grado de apuntamiento de las distribuciones de H_{UV}^d es mayor que el de H_G^d , salvo para el verano, lo cual resulta acorde con los resultados encontrados para el coeficiente de estabilidad.

Por lo que a la asimetría respecta, ambas distribuciones presentan, para todos los meses del año, valores negativos del coeficiente de asimetría, lo que implica que las medidas se agrupan en torno a los valores más altos de radiación, presentando una cola delgada en la parte izquierda de los histogramas (figuras 5.12-5.23). Tal y como era de esperar, esta tendencia se acentúa para los meses de junio, julio y agosto, en los que los valores del coeficiente se hacen más negativos, a la vez que el intervalo intercuartil se reduce significativamente. Estos resultados concuerdan con el hecho de que el coeficiente de curtosis sea positivo y elevado ya que, como se dijo anteriormente y queda reflejado en los histogramas, los datos experimentales poseen un alto grado de agrupamiento en torno al máximo de radiación registrado. Por el contrario, debido al elevado grado de dispersión de las medidas registradas en los meses de invierno, el coeficiente de asimetría de los mismos se reduce significativamente.

5.4.4.- VALORES MEDIOS, MÁXIMOS Y MÍNIMOS DE RADIACIÓN DIARIA

La tabla 5.10 resume la información sobre los valores medios, máximos y mínimos de las distribuciones de H_{UV}^d y H_G^d para cada mes del año.

CAPÍTULO 5: MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

Tabla 5.10.: Media mensual de la radiación diaria solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , valores mínimos y máximos de la radiación diaria solar total, $(H_G^d)_{\min}$ y $(H_G^d)_{\max}$, y ultravioleta, $(H_{UV}^d)_{\min}$ y $(H_{UV}^d)_{\max}$, para cada mes y porcentajes entre cada pareja de variables.

	H_G^d (MJ·m ⁻²)	H_{UV}^d (MJ·m ⁻²)	%	$(H_G^d)_{\min}$ (MJ·m ⁻²)	$(H_{UV}^d)_{\min}$ (MJ·m ⁻²)	%	$(H_G^d)_{\max}$ (MJ·m ⁻²)	$(H_{UV}^d)_{\max}$ (MJ·m ⁻²)	%
Enero	7.27	0.31	4.26	0.72	0.04	5.56	12.75	0.51	4.00
Febrero	12.04	0.48	3.99	2.15	0.12	5.58	17.27	0.67	3.88
Marzo	17.17	0.70	4.08	3.83	0.22	5.74	22.59	0.98	4.34
Abril	19.68	0.87	4.42	5.67	0.28	4.94	26.84	1.23	4.58
Mayo	22.51	1.01	4.49	4.34	0.26	5.99	29.86	1.33	4.45
Junio	27.56	1.19	4.32	6.77	0.35	5.17	30.97	1.40	4.52
Julio	27.10	1.13	4.17	6.78	0.37	5.46	30.64	1.36	4.44
Agosto	24.15	1.04	4.31	8.83	0.50	5.66	28.21	1.25	4.43
Septiembre	18.10	0.80	4.42	0.92	0.07	7.61	24.29	1.03	4.24
Octubre	12.92	0.57	4.41	1.21	0.08	6.61	18.83	0.84	4.46
Noviembre	8.65	0.37	4.28	2.11	0.12	5.69	13.16	0.55	4.18
Diciembre	6.00	0.26	4.33	0.91	0.06	6.59	9.82	0.40	4.07

El valor medio de radiación ultravioleta oscila bastante de un mes a otro aumentando a medida que nos acercamos al verano, tal y como era de esperar. De esta forma, es en el mes de junio cuando se produce la mayor incidencia anual de radiación ultravioleta con un valor diario promedio de 1.19 MJ·m⁻². Por el contrario, el valor medio más bajo de radiación ultravioleta es el correspondiente al mes de diciembre con 0.26 MJ·m⁻². Por tanto, la razón entre ambos valores es de 5.67. Por lo que a la H_G^d respecta, el cociente entre los valores máximo (27.56 MJ·m⁻², junio) y mínimo (6.00 MJ·m⁻², diciembre) de los valores medios mensuales es de 4.59. Por otra parte, aunque el cociente entre las radiaciones H_{UV}^d y H_G^d permanece prácticamente constante a lo largo del año, se observa un incremento asociado a los meses de primavera y otoño (abril-mayo y septiembre-octubre).

Asimismo, los valores promedio de radiación diaria recibidos en Córdoba son superiores a los registrados en Valencia por Martínez-Lozano et al. (1996) y como, además, se comprobará en este trabajo más adelante. Concretamente, de acuerdo con Martínez-Lozano et al. (1996), el máximo valor medio mensual de la radiación diaria ultravioleta en Valencia es 0.803 MJ·m⁻² correspondiente al mes de junio, mientras que el mínimo se registró a lo largo del mes de diciembre con 0.206 MJ m⁻², con lo que el cociente entre ambas, con un valor de 3.90, es inferior al de Córdoba.

Los valores decrecen aún más para las medidas experimentales registradas en Kwangju (Corea del Sur), con un cociente entre los valores máximos y mínimos de 1.94 para H_G^d y 2.45 para H_{UV}^d (Ogunjobi and Kim, 2004). No obstante, estas proporciones se acentúan bastante para la localidad de Corvallis, Oregon (Nagaraja et al., 1984) con variaciones que alcanzan un valor de 7 para la H_{UV}^d en el transcurso anual. Estas grandes diferencias pueden ser consecuencia del hecho de que esta zona se caracteriza por un clima continental y se encuentra a una mayor latitud, por lo que existe una notable variación en la altura solar de invierno a verano (Blumthaler, 1993).

Si se compara con Kuwait (Al-Aruri et al., 1988), localidad con porcentajes de H_{UV}^d / H_G^d algo superiores a los de Córdoba (Tabla 5.7) y con altos niveles de radiación global total registrados, se encuentran valores promedio de radiación ultravioleta diaria superiores a los de Córdoba en torno al 20-30% en los meses de julio, agosto y septiembre.

Es interesante determinar los máximos diarios de radiación ultravioleta, pues su evaluación puede ser de gran utilidad, por ejemplo, en simuladores de degradación acelerada de materiales. Por otra parte, estos máximos se producen en días claros, con nubosidad nula o muy escasa, facilitando información de la transmisividad de la atmósfera de la localidad para la radiación ultravioleta.

De acuerdo con la tabla 5.10, se observa que los máximos de radiación H_G^d y H_{UV}^d registrados aumentan a medida que avanza el año, alcanzando su valor máximo en junio con 30.97 y 1.40 MJ·m⁻², respectivamente. Posteriormente, estos valores máximos vuelven a disminuir hasta alcanzar su mínimo en el mes de diciembre con 9.82 y 0.40 MJ·m⁻², respectivamente.

Si bien más adelante, en este capítulo, se comparará con mayor detalle el comportamiento de la radiación solar total y ultravioleta horaria en Córdoba y Valencia, se introduce en este apartado una breve comparación de los máximos de radiación ultravioleta diaria para ambas localidades, de acuerdo con las referencias bibliográficas (Martínez-Lozano et al., 1996). Para ello, en la figura 5.24 se han representado los máximos de radiación ultravioleta diaria mensual correspondientes a estas dos localidades españolas, cuya diferencia en latitud es pequeña, por lo que la influencia de la altura solar no es importante.

Las mayores diferencias en transmisividad se observan en el periodo abril-septiembre. Esta diferencia puede ser debida a la mayor turbiedad presente en la zona mediterránea. En este sentido, Cañada et al. (1993) y Boscá (1995) encuentran que,

para días claros, la turbiedad en Sevilla, localidad cercana a Córdoba, es menor que en Valencia.

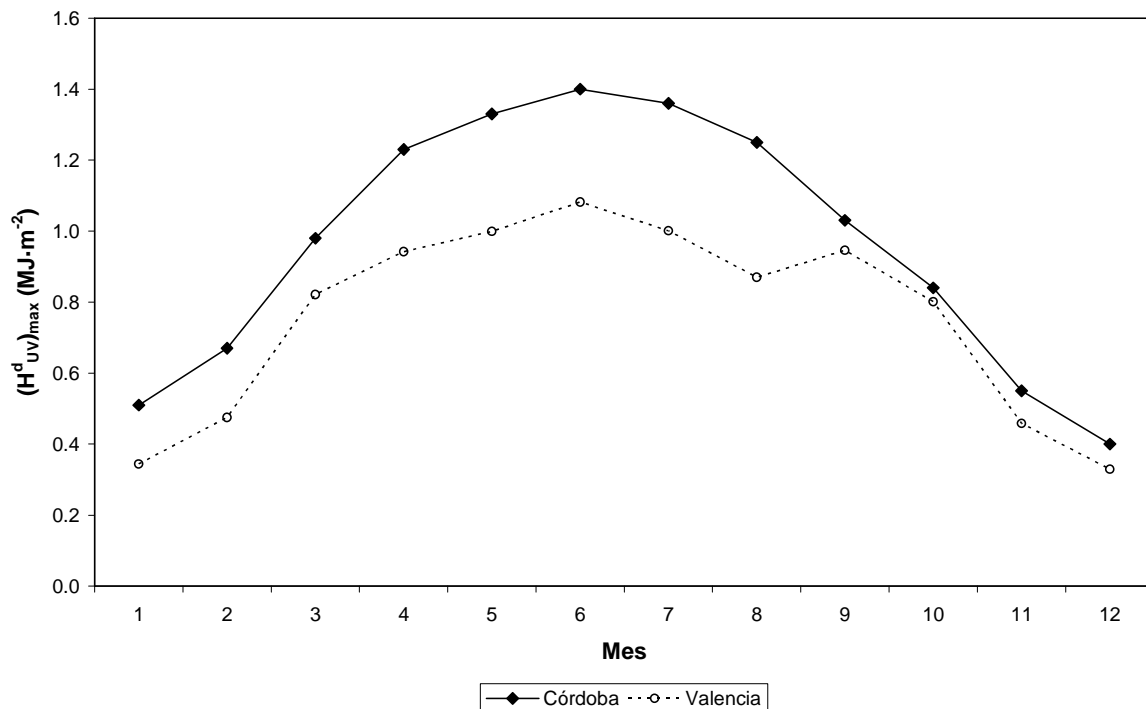


Figura 5.24.: Máximos de radiación solar ultravioleta diaria mensual, H_{UV}^d , para Valencia (Martínez-Lozano et al., 1996) y Córdoba.

Por lo que a los valores mínimos de radiación ultravioleta respecta, oscilan entre los $0.04 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ del mes de enero y los $0.50 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ de agosto, mientras que los de la radiación total lo hacen entre $0.72 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para el primer mes de año y $30.97 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para junio (tabla 5.10). En este sentido, se observa que, mientras que los porcentajes de los máximos de radiación permanecen bastante constantes oscilando entre 3.88% (febrero) y 4.58% (abril), los de los mínimos varían mucho entre sí, alcanzando valores comprendidos en un intervalo de 4.94% (abril) a 7.61% (septiembre).

La figura 5.25 muestra los valores promedio, máximo y mínimo de radiación ultravioleta diaria mensual registrados en Córdoba. Se comprueba que las curvas correspondientes a los valores máximos y promedios no están muy separadas y son relativamente simétricas, mientras que la de los mínimos presenta un comportamiento bastante anómalo y permanece muy distante de las dos anteriores. Un comportamiento totalmente análogo se encuentra para las medias, los máximos y los mínimos de la radiación solar total diaria mensual tal y como se aprecia en la figura 5.26.

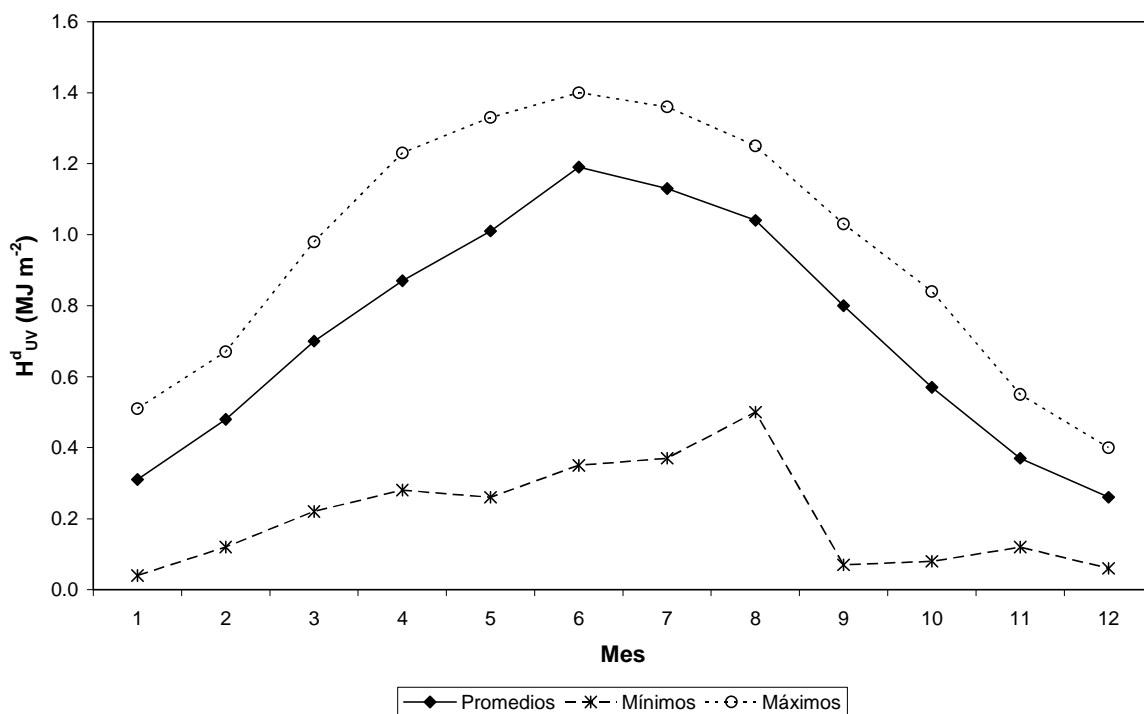


Figura 5.25.: Máximos, mínimos y promedios de radiación ultravioleta diaria mensual (H_{UV}^d) en Córdoba (1995-2001)

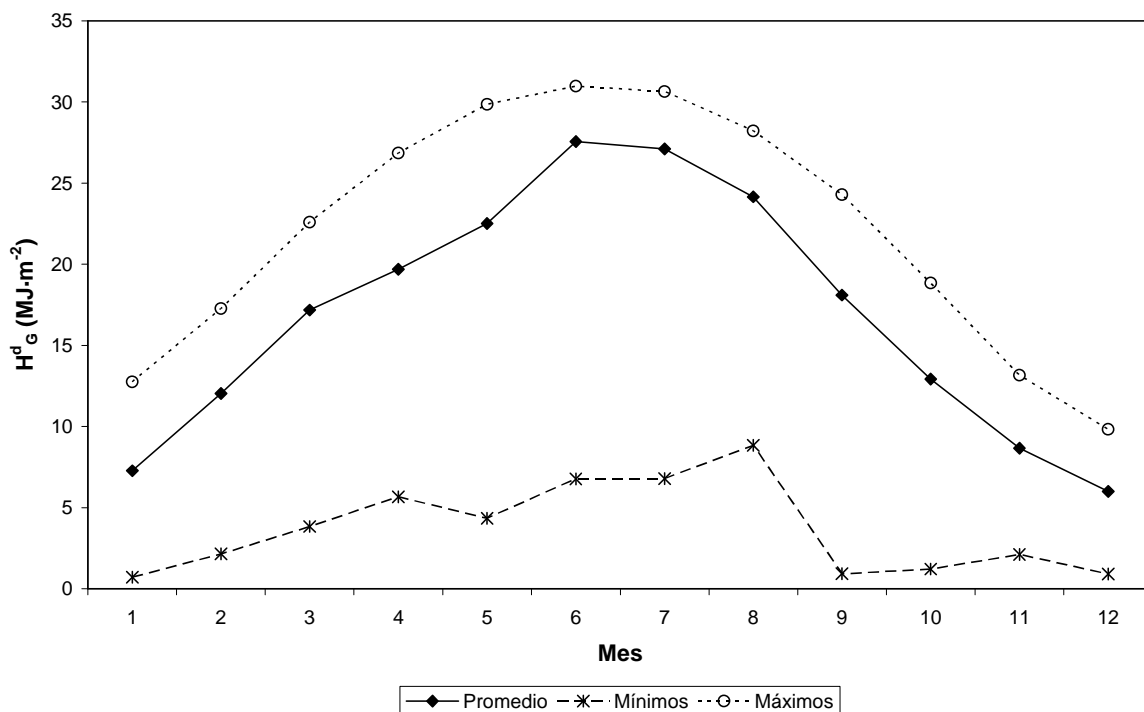


Figura 5.26.: Máximos, mínimos y promedios de radiación total diaria mensual (H_G^d) en Córdoba para los datos registrados desde 1995 hasta 2001

5.4.5.- DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS ACUMULADAS

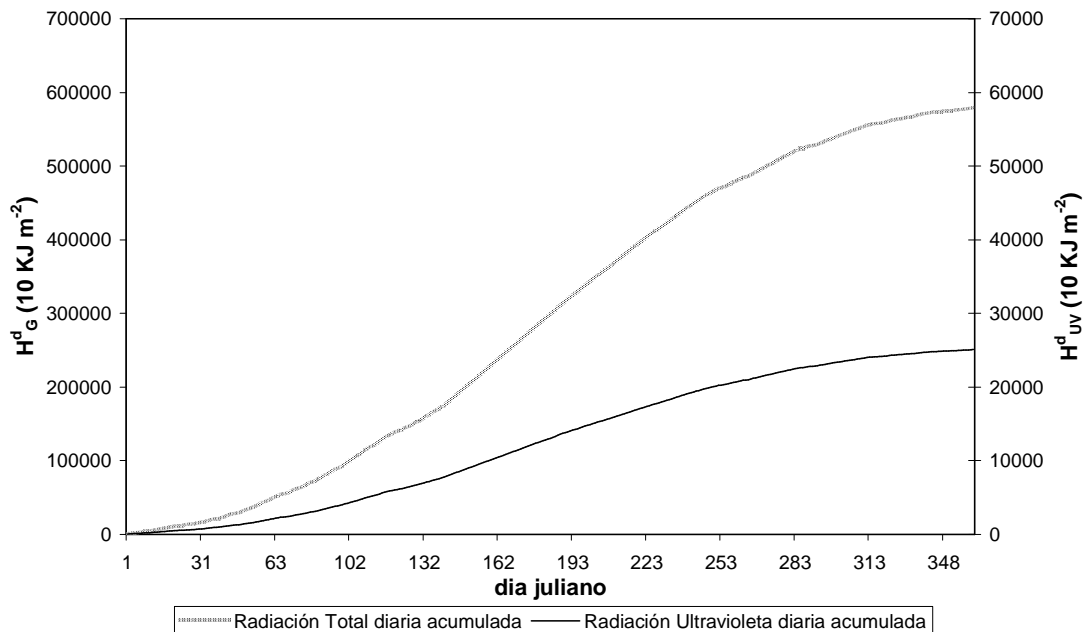


Figura 5.27.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1996

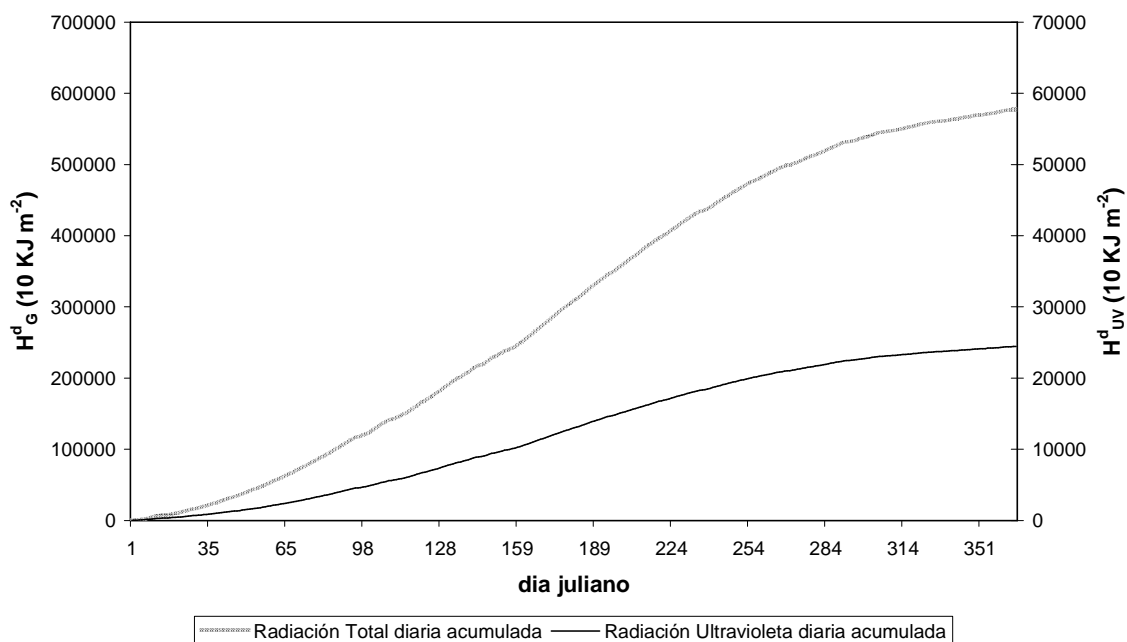


Figura 5.28.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1997

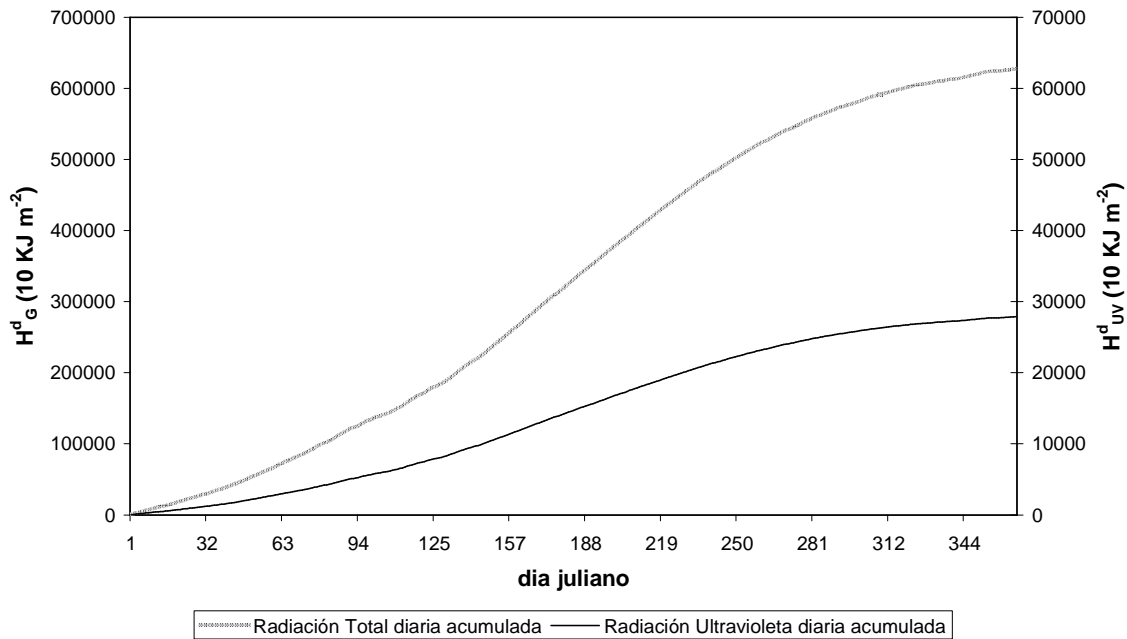


Figura 5.29.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , de 1999

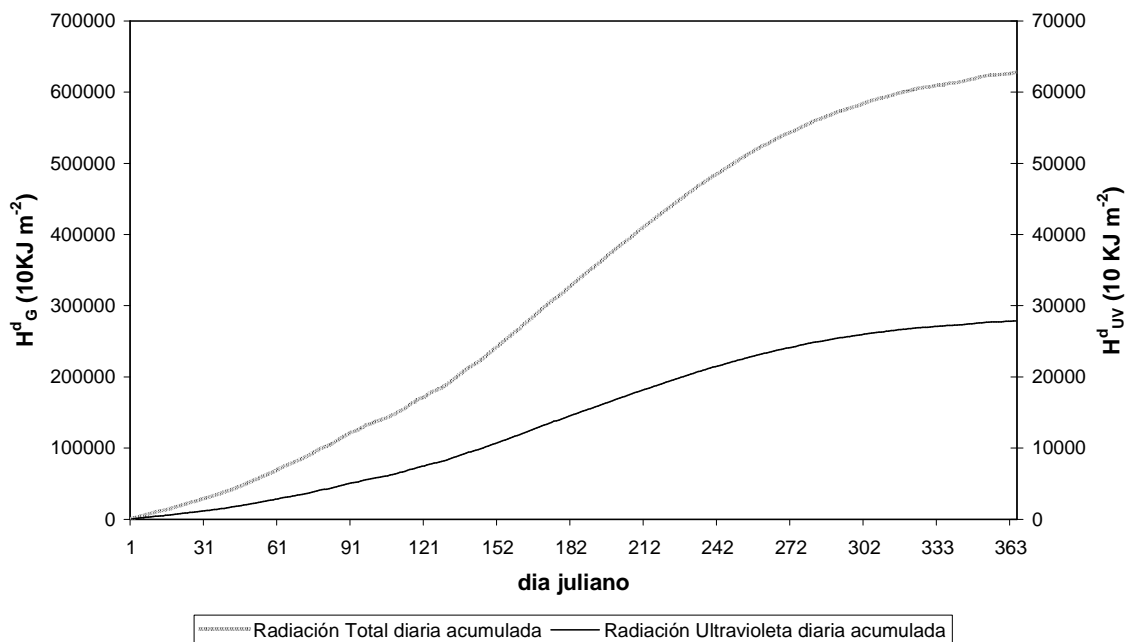


Figura 5.30.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d y ultravioleta, H_{UV}^d , de 2000

Por otra parte, resulta de gran importancia a la hora de estudiar los efectos biológicos de la radiación, conocer la cantidad de energía acumulada durante un intervalo de tiempo determinado. Por ello, es interesante representar las distribuciones acumuladas de H_G^d y H_{UV}^d a lo largo de cada año (figura 5.27-5.30). Nuevamente,

debido a la falta de datos durante 1995, 1998 y 2001, se excluyen las gráficas de radiación acumulada a lo largo de estos años. Por otra parte, la figura 5.31 representa la distribución de radiación H_G^d y H_{UV}^d acumulada calculada a partir de los datos diarios promediados desde 1995 hasta 2001.

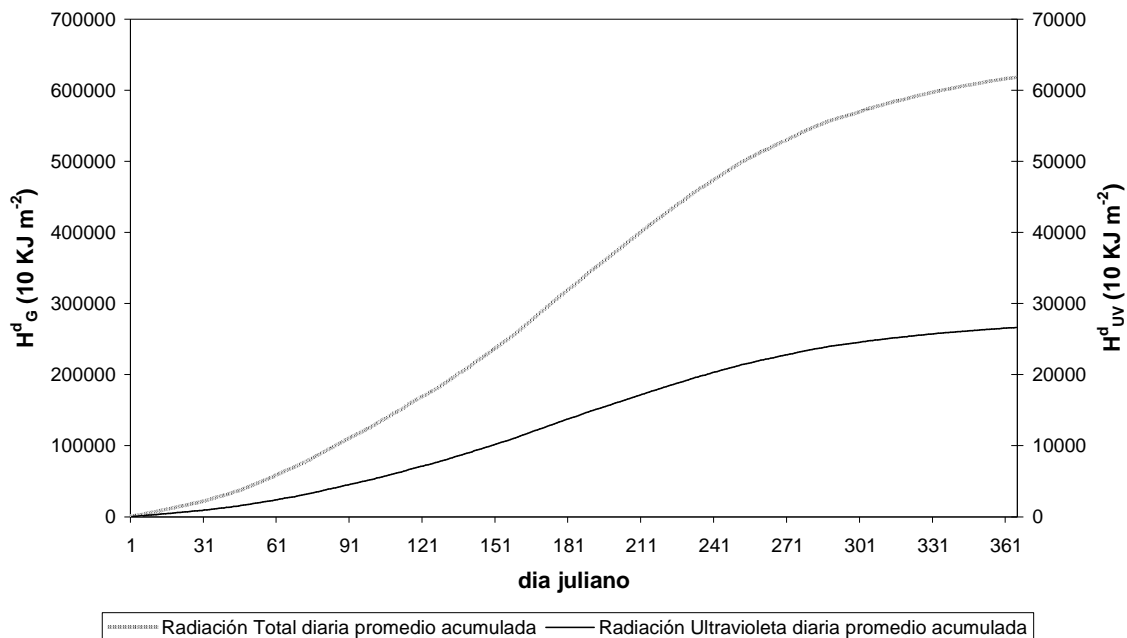


Figura 5.31.: Distribución acumulada de la radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , para los datos promediados desde 1995 hasta 2001

De acuerdo con los resultados, se puede concluir que, tal y como hemos comprobado anteriormente, la época del año donde mayor cantidad de radiación recibimos es en verano. Esta afirmación se ve confirmada con la figura 5.32 donde se ha representado la radiación solar total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , acumulada a lo largo de cada mes del año. En dicha gráfica se observa que los máximos de radiación H_G^d acumulada a lo largo del mes se registran en los meses de julio ($840023.1 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$) y junio ($827070.2 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$), mientras que los meses en los que menor cantidad de radiación H_G^d recibimos son los meses de diciembre ($184609.9 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$) y enero ($224486.1 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$). Por lo que respecta a la radiación ultravioleta acumulada, los máximos se registran en junio ($35851.6 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$) y julio ($35115.3 \text{ KJ}\cdot\text{m}^{-2}$), mientras que los mínimos corresponden a diciembre (7899.3 KJ m^{-2}) y enero (9491.9 KJ m^{-2}). De esta forma, el cociente entre los valores máximos y mínimos de radiación H_G^d y H_{UV}^d mensual acumulada es de 4.55 y 4.54, respectivamente.

Por lo que al nivel de radiación total acumulada a lo largo del año se refiere, en Córdoba se registra un valor de $6.18 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ del cual el 39.10% se recibe a lo largo de los meses estivales (junio, julio y agosto). Análogamente, el 38.77% del total de

radiación ultravioleta acumulada en el año ($0.27 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) corresponde a los citados meses.

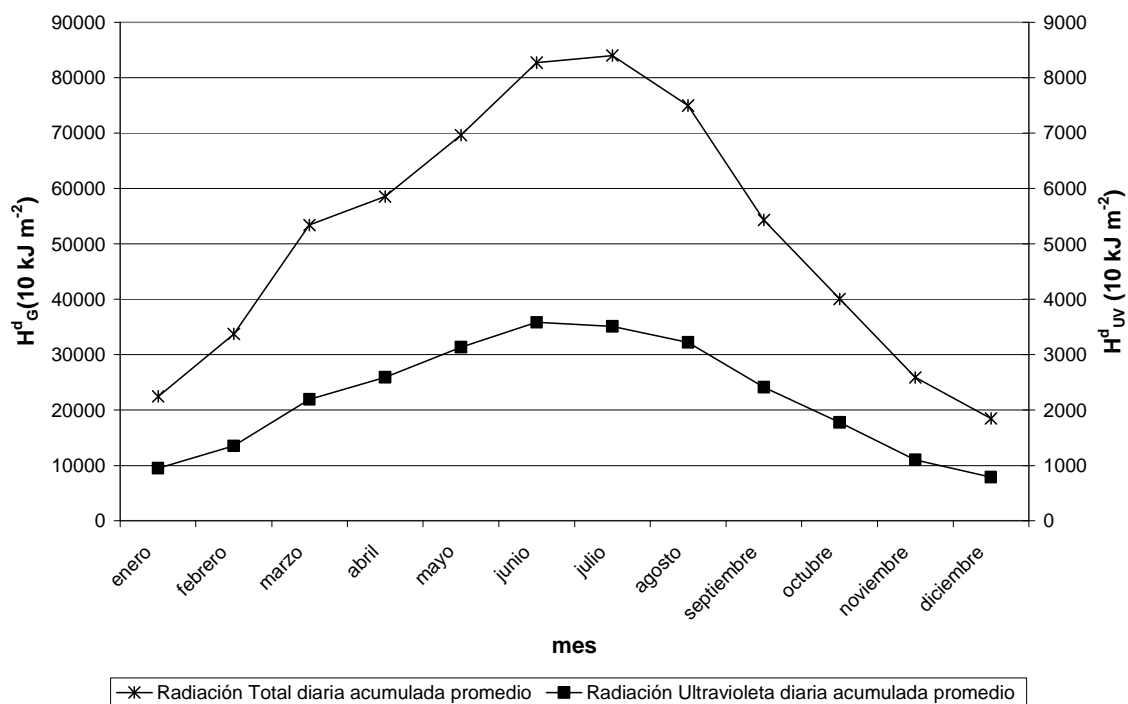


Figura 5.32.: Radiación solar diaria total, H_G^d , y ultravioleta, H_{UV}^d , acumuladas en cada mes del año.

5.4.6.- CORRELACIONES ENTRE MEDIDAS DIARIAS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA Y RADIACIÓN TOTAL

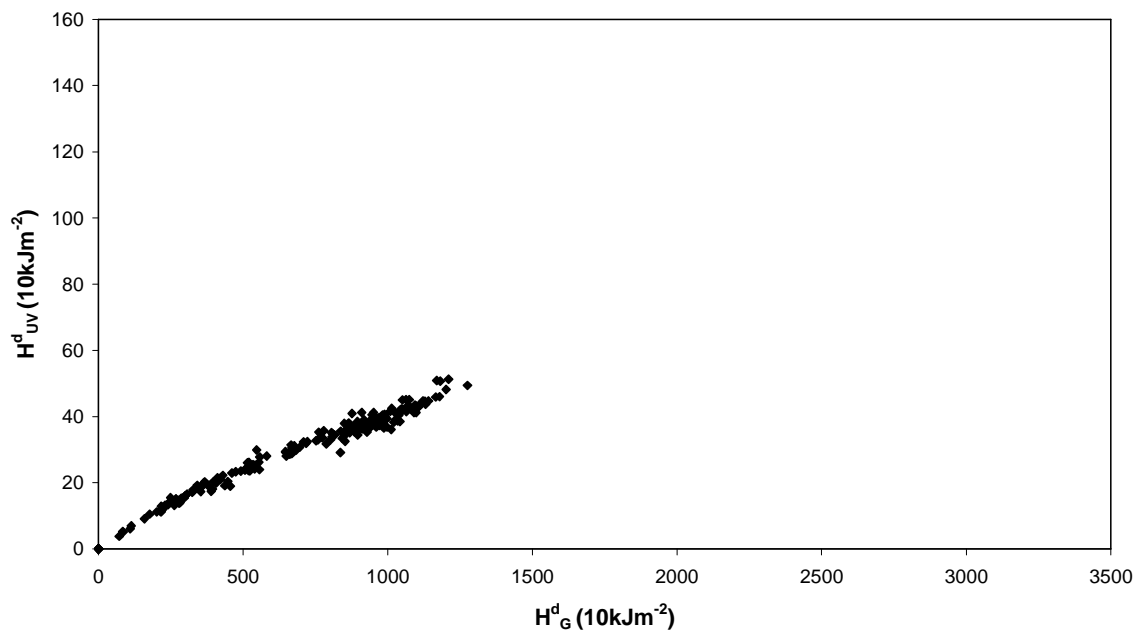


Figura 5.33.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para enero a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

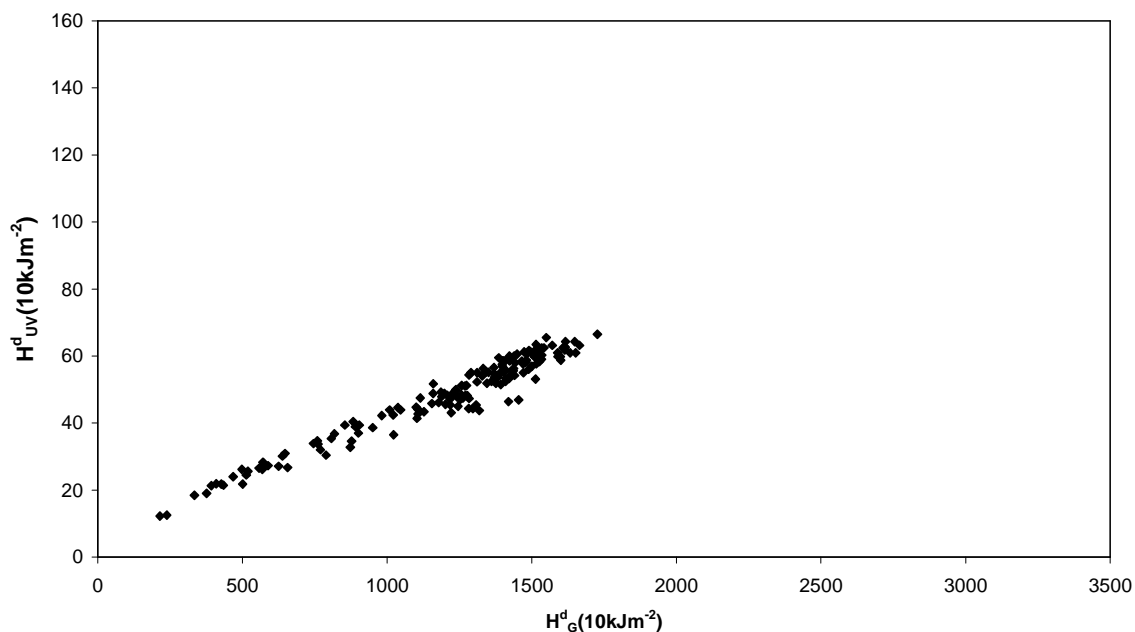


Figura 5.34.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para febrero a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

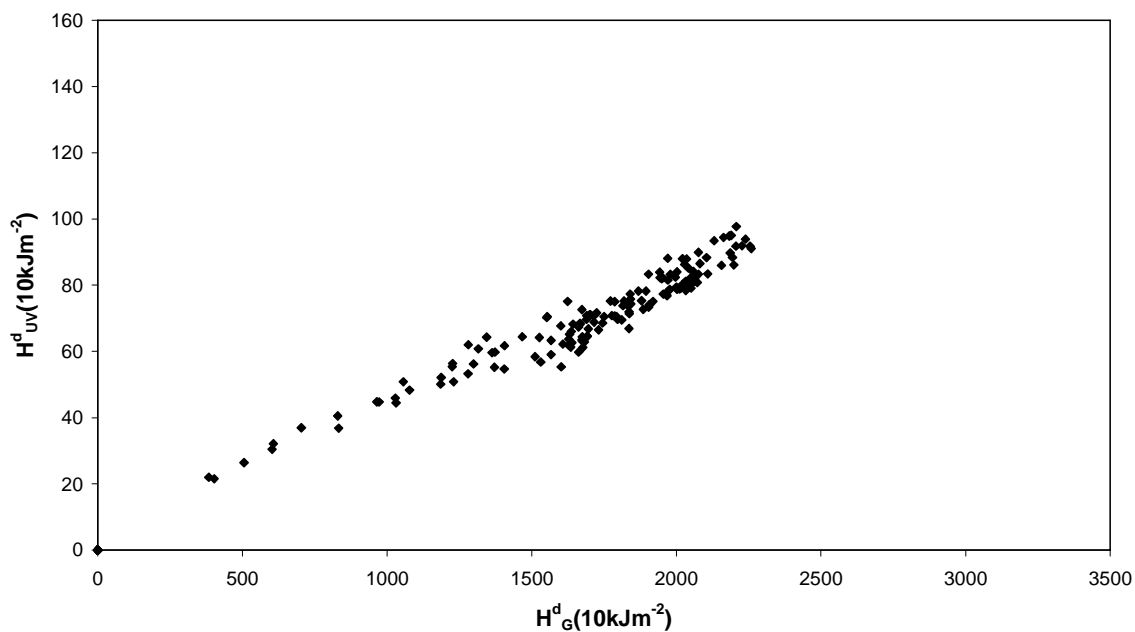


Figura 5.35.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para marzo a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

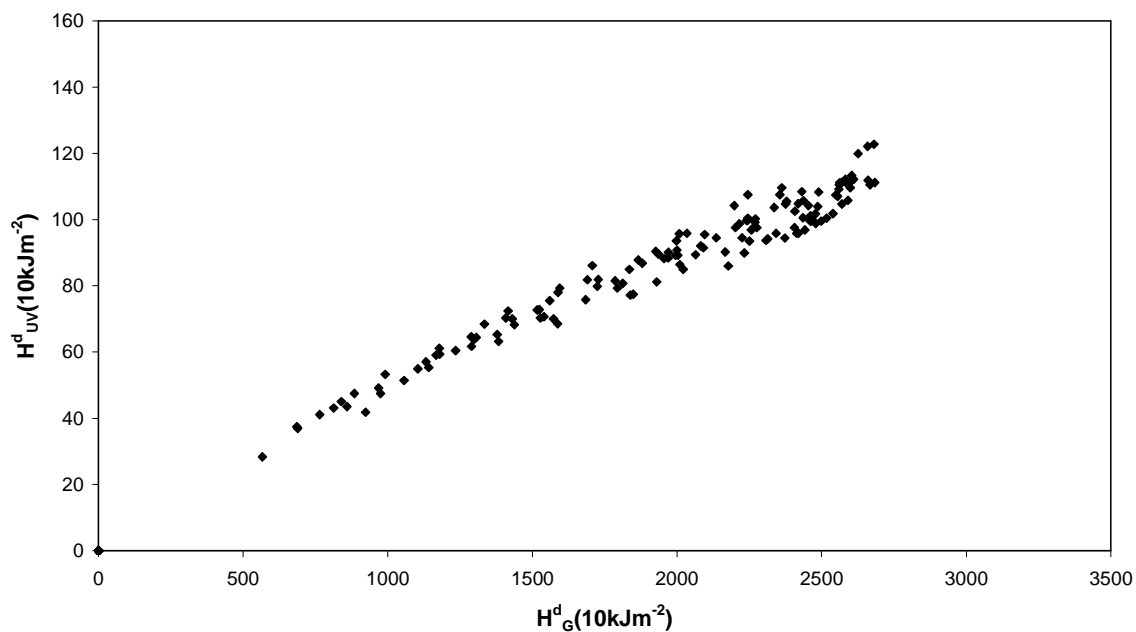


Figura 5.36.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para abril a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

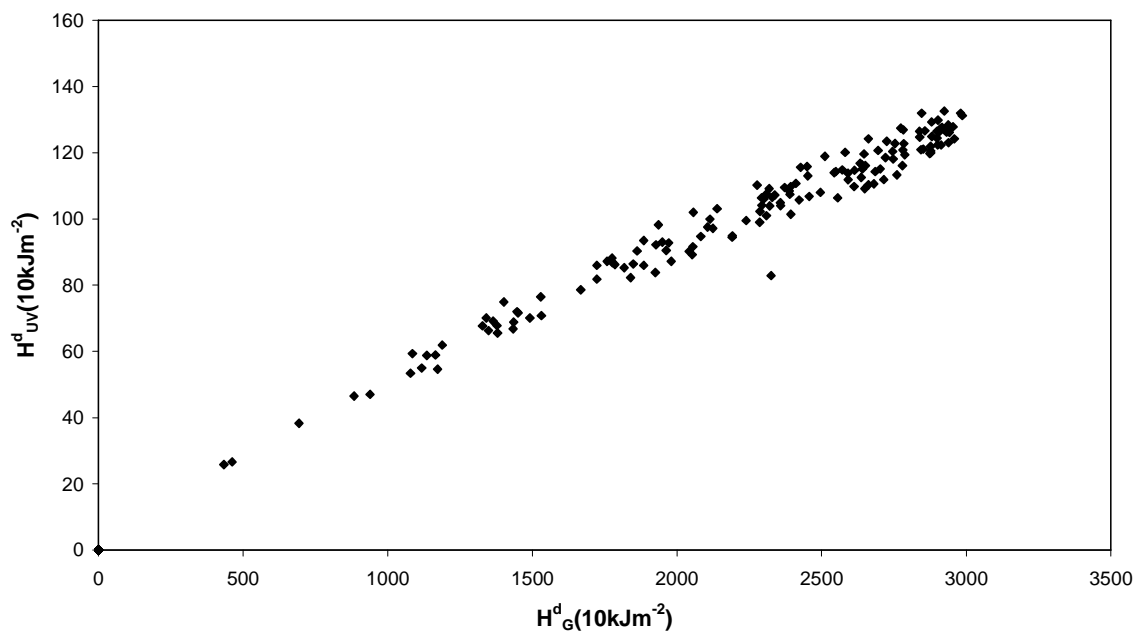


Figura 5.37.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para mayo a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

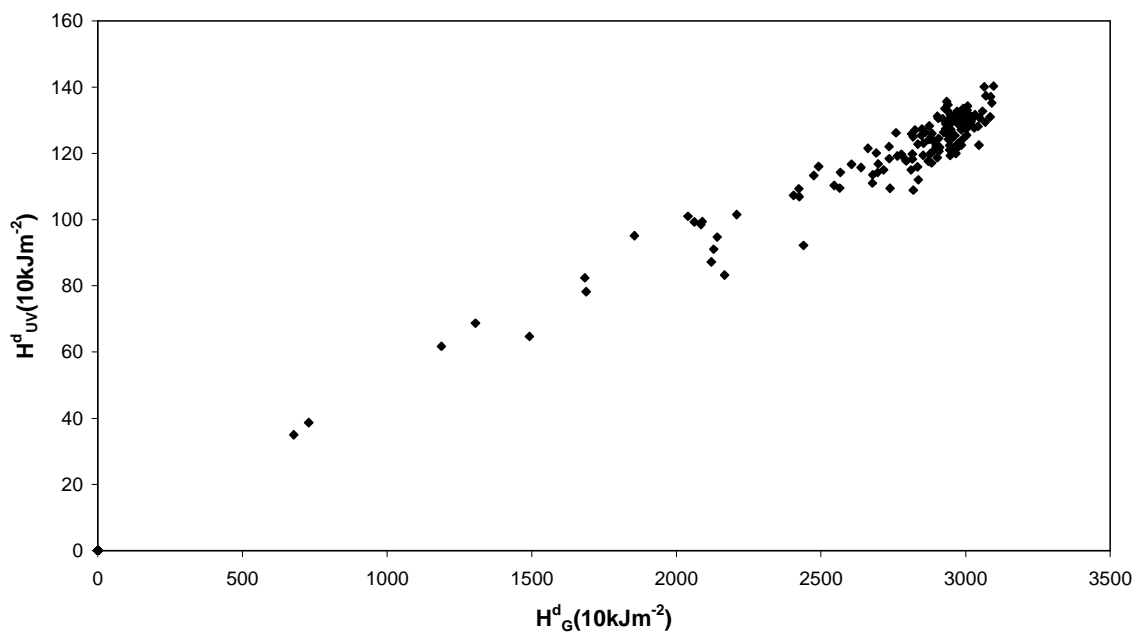


Figura 5.38.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para junio a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

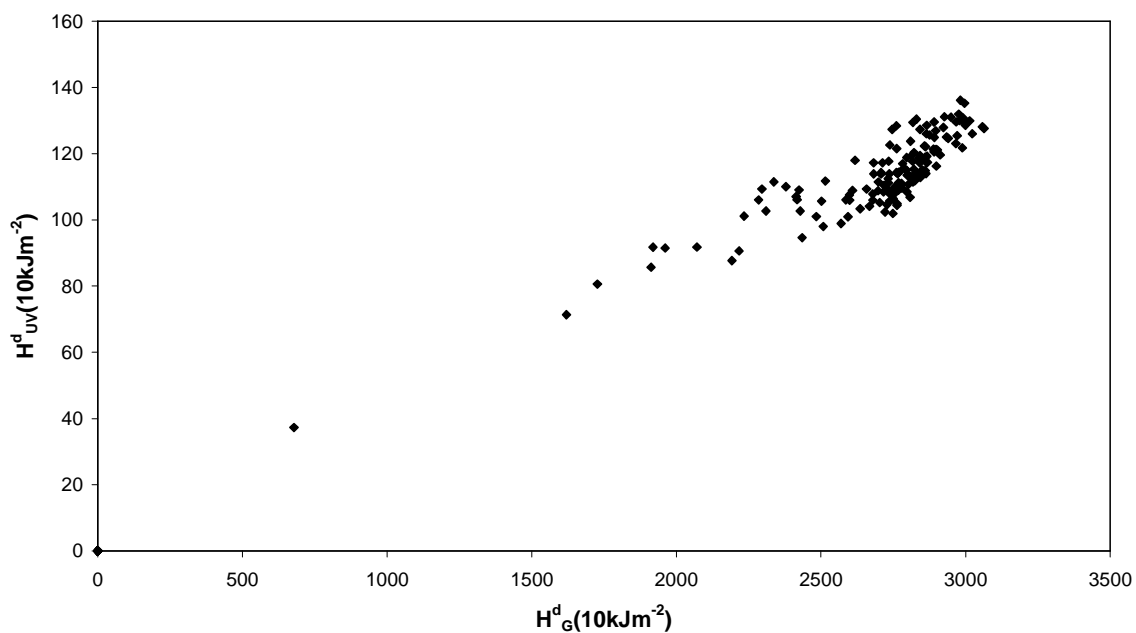


Figura 5.39.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para julio a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

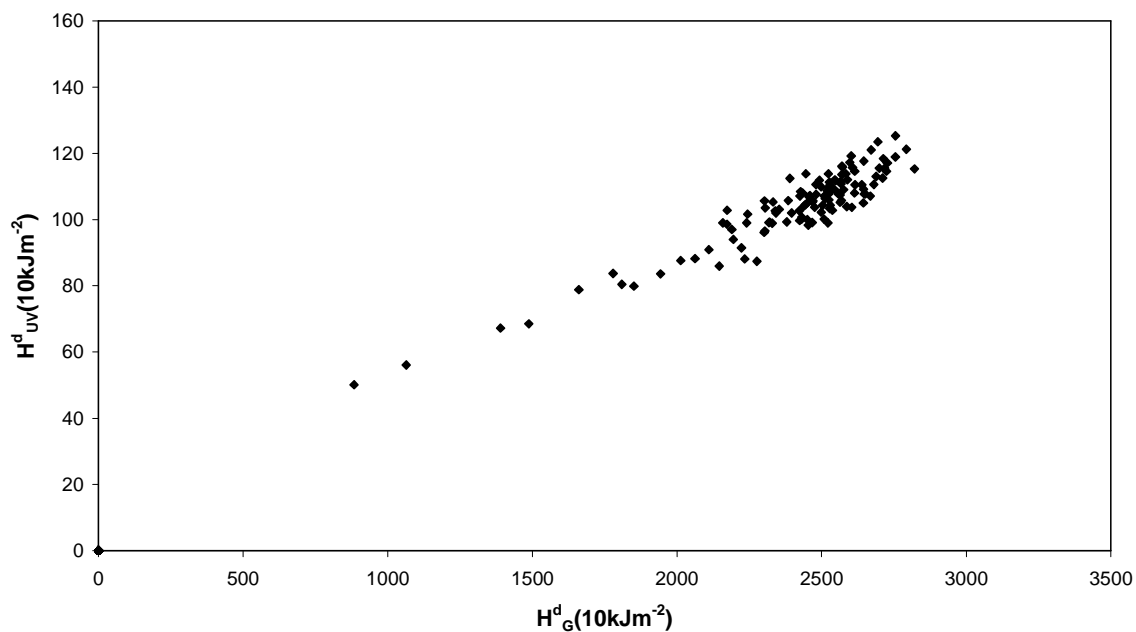


Figura 5.40.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para agosto a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

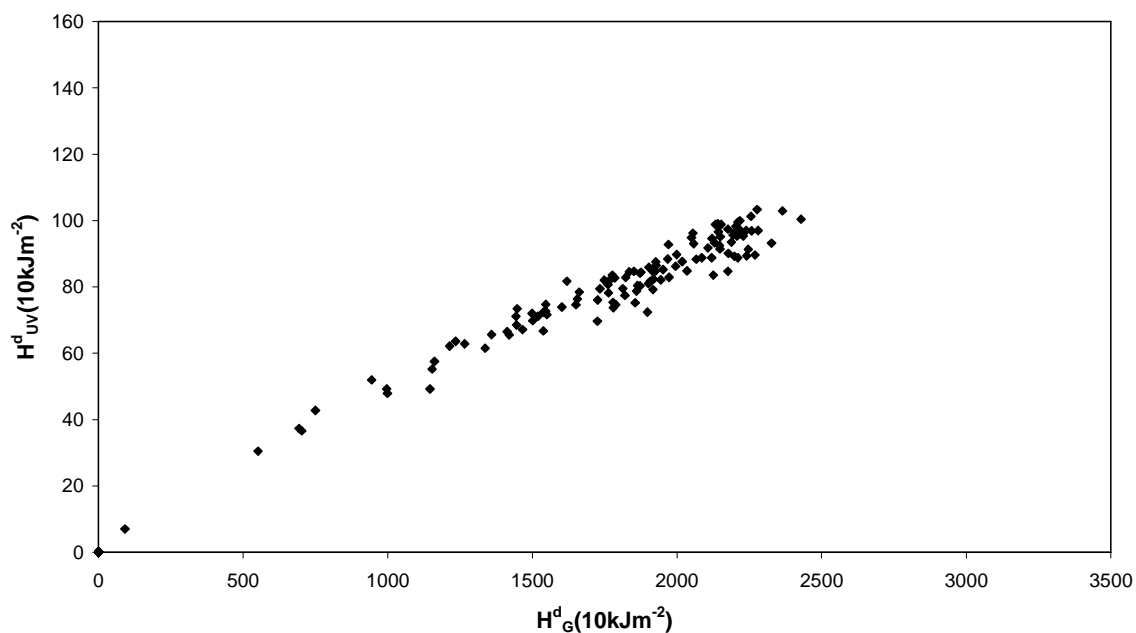


Figura 5.41.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para septiembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

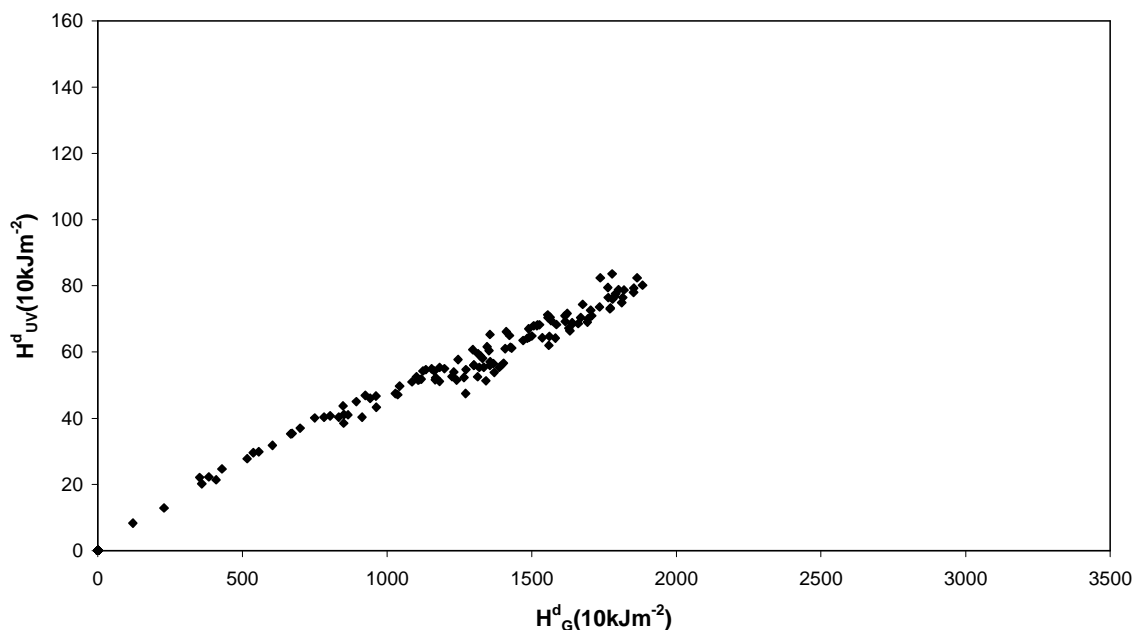


Figura 5.42.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para octubre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

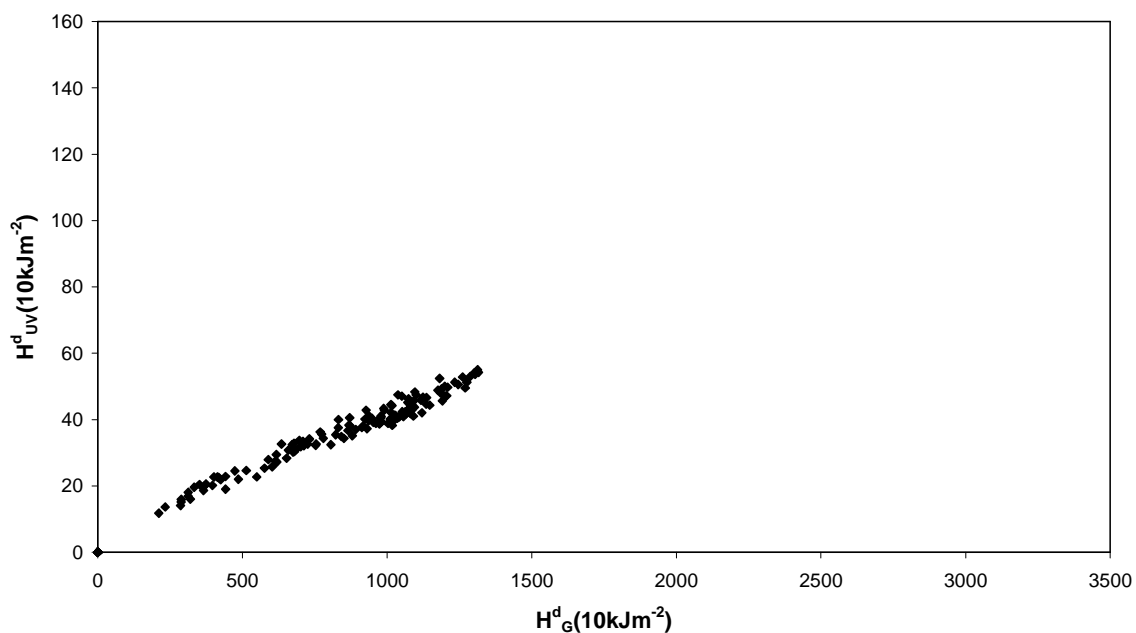


Figura 5.43.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para noviembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

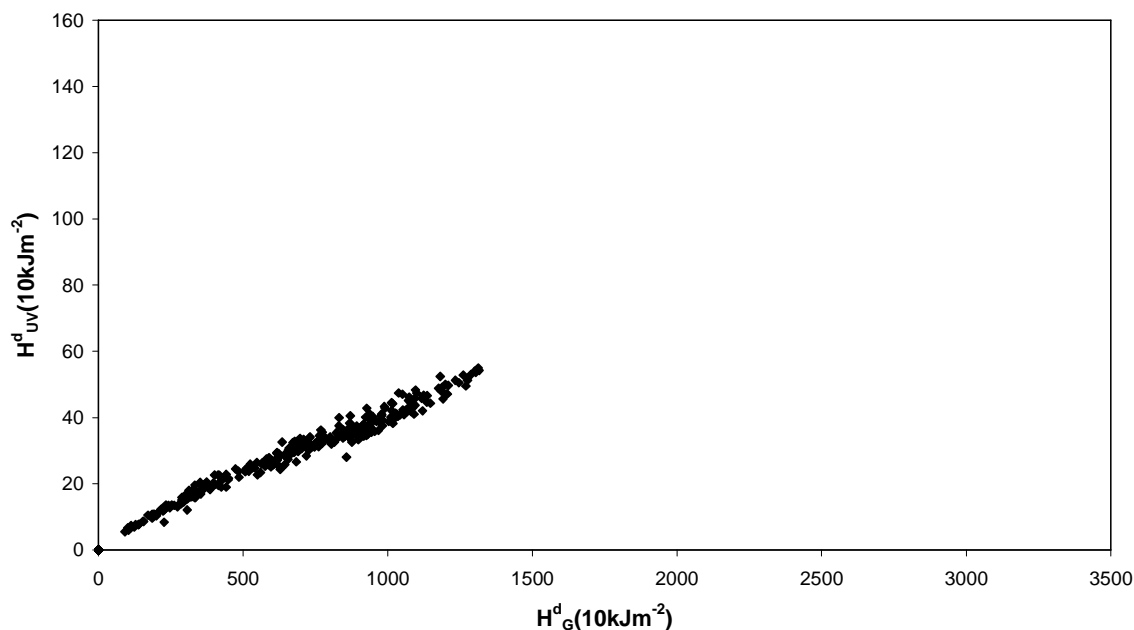


Figura 5.44.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para diciembre a partir de los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 2001

Tal y como se ha comprobado, la radiación H_{UV}^d y H_G^d presentan patrones de variación temporal similares a lo largo del año. De esta forma, ambas variables presentan una evolución en fase, tal y como se pone de manifiesto en las figuras 5.33-5.44, en las que se representa la radiación diaria ultravioleta frente a la total para cada mes del año.

De acuerdo con estas representaciones, en las que se observa como las nubes de puntos correspondientes a cada mes del año aparecen distribuidas claramente a lo largo de una línea recta, parece lógico buscar correlaciones de tipo lineal entre ambas variables:

$$H_{UV}^d = mH_G^d + n \tag{5.23}$$

$$H_{UV}^d = mH_G^d \tag{5.24}$$

Como se vio en la introducción de este capítulo, algunos de los autores estudiados en la revisión bibliográfica (Nagaraja et al., 1984; Zavodska and Reichrt, 1985; Al-Aruri, 1990; Tena et al., 1995) usan ajustes del tipo de la ecuación 5.23. Sin embargo, otros autores (Martínez-Lozano et al., 1994, 1999; Cañada et al., 2003; Ogunjobi and Kim, 2004) recomiendan un ajuste del tipo de la expresión matemática 5.24 pues, de acuerdo con la naturaleza del sistema estudiado, parece

CAPÍTULO 5: MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

lógico pensar que la ordenada será cero ya que físicamente tiene sentido que para niveles de radiación total nulos su componente ultravioleta también lo sea.

Tabla 5.11.: Ajuste de la radiación ultravioleta diaria, H_{UV}^d , en función de la radiación solar total, H_G^d , de acuerdo con la expresión matemática 5.23

	$H_{UV}^d = mH_G^d + n$							
	m	n (10KJ/m ²)	T.Wilcoxon		R ²	CRSS (10KJ/m ²)	MAB (10KJ/m ²)	RMSE
			Z	α				
Enero	0.0351±0.0004	5.3±0.4	-0.208	0.835	0.976	598.00	1.31	0.119
Febrero	0.0345±0.0006	6.6±0.8	-0.419	0.675	0.952	1224.56	2.09	0.062
Marzo	0.0370±0.0008	7.0±1.4	-0.379	0.705	0.938	2151.07	3.01	0.056
Abril	0.0367±0.0007	15.0±1.3	-0.048	0.961	0.961	2391.80	3.30	0.052
Mayo	0.0384±0.0006	14.9±1.4	-0.082	0.935	0.968	2591.87	3.23	0.050
Junio	0.0386±0.0010	13±3	-0.242	0.809	0.924	3259.41	3.71	0.044
Julio	0.0371±0.0017	13±5	-0.162	0.871	0.776	5274.11	4.88	0.052
Agosto	0.0369±0.0013	15±4	-0.218	0.827	0.875	2244.14	3.50	0.042
Septiembre	0.0374±0.0009	12.7±1.6	-0.537	0.591	0.943	1815.88	3.12	0.129
Octubre	0.0381±0.0007	8.1±0.9	-0.106	0.916	0.967	1031.95	2.26	0.074
Noviembre	0.0350±0.0006	6.6±0.5	-0.186	0.852	0.968	484.67	1.54	0.057
Diciembre	0.0350±0.0005	4.7±0.3	-0.024	0.981	0.975	411.68	1.20	0.096

Tabla 5.12.: Ajuste de la radiación ultravioleta diaria (H_{UV}^d) en función de la radiación solar total (H_G^d) de acuerdo con la expresión matemática 5.24

	$H_{UV}^d = mH_G^d$						
	m	T.Wilcoxon		R ²	CRSS (10KJ/m ²)	MAB (10KJ/m ²)	RMSE
		Z	α				
Enero	0.0413±0.0003	-4.404	0.000	0.940	1502.24	2.34	0.135
Febrero	0.03955±0.00022	-2.545	0.011	0.930	1791.43	2.68	0.096
Marzo	0.04085±0.00020	-0.749	0.454	0.927	2526.44	3.40	0.075
Abril	0.0437±0.0003	-2.329	0.020	0.922	4737.39	4.97	0.081
Mayo	0.04455±0.00021	-2.307	0.021	0.941	4802.98	4.67	0.072
Junio	0.04324±0.00016	-0.736	0.462	0.910	3853.25	3.98	0.053
Julio	0.04178±0.00018	-0.046	0.963	0.764	5564.78	5.02	0.058
Agosto	0.04293±0.00017	-0.477	0.634	0.852	2667.47	3.76	0.052
Septiembre	0.0441±0.0003	-1.862	0.063	0.911	2818.69	4.00	0.081
Octubre	0.0437±0.0003	-2.221	0.026	0.944	1773.65	3.18	0.096
Noviembre	0.0418±0.0003	-2.613	0.009	0.927	1093.74	2.34	0.106
Diciembre	0.0412±0.0004	-5.119	0.000	0.938	1082.33	2.19	0.145

En el presente trabajo se han realizado ajustes de ambas funciones para cada mes, validandolos de acuerdo con los métodos estadísticos utilizados en el capítulo anterior para esta misma finalidad. Las tablas 5.11 y 5.12 muestran los parámetros de

cada uno de los ajustes, así como los resultados del test de Wilcoxon y de los estadísticos de contraste para cada mes. De acuerdo con los resultados obtenidos, se observa que el modelo que mejor se ajusta a los datos experimentales es el correspondiente a la expresión de tipo 5.23, ya que, mientras que la probabilidad de cometer error (α) al rechazar este segundo modelo es superior al 80% en todos los casos, para la expresión 5.24 es, salvo para los meses de julio y agosto, siempre inferior al 50%. Además, los valores de R^2 , CRSS, MAB Y RMSE correspondientes al primero de los modelos matemáticos estudiados son mucho más favorables que los del segundo. Como consecuencia, podemos afirmar que los datos experimentales recogidos en la estación radiométrica de Córdoba se ajustan al modelo lineal dado por la ecuación 5.23

El análisis de los parámetros del ajuste de dicho modelo nos lleva a afirmar que, el valor de la pendiente es bastante uniforme oscilando entre 0.345 (febrero) y 0.386 (junio) lo que nos permite afirmar que los instrumentos de medida se comportan adecuadamente (Ogunjobi and Kim, 2004). Asimismo, al igual que ocurre con la ordenada en el origen, los valores para los meses de invierno son menores que para los de verano.

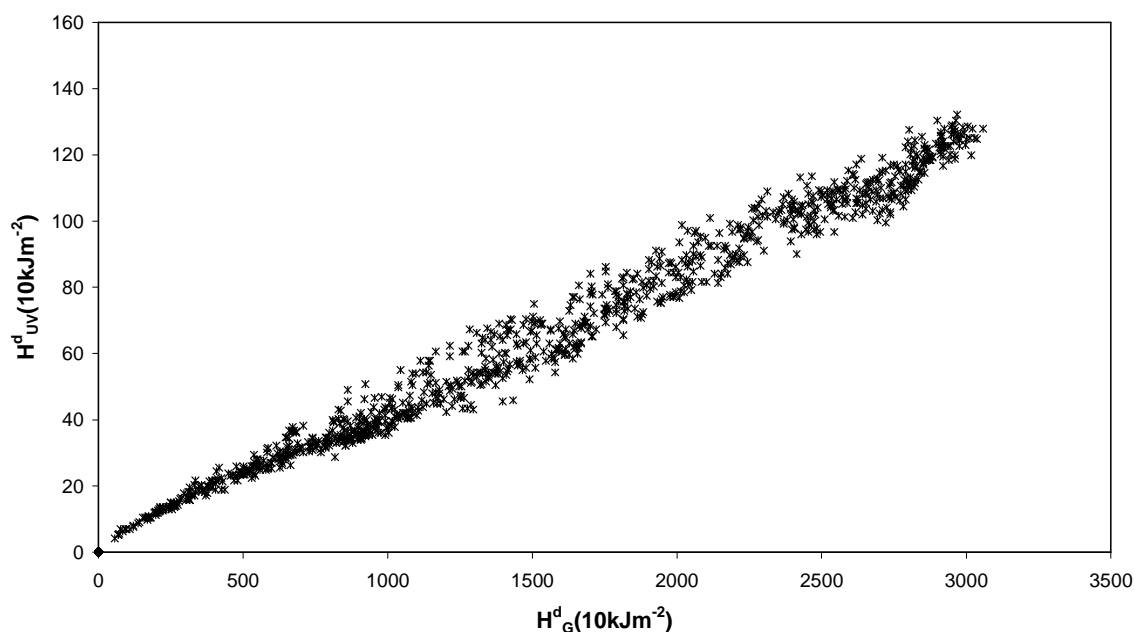


Figura 5.45.: Radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , frente a radiación solar total diaria, H_G^d , para los datos experimentales registrados desde 1995 hasta 1998

Por último, reservando los datos registrados desde 1999 hasta 2001 para la validación, ajustamos el modelo lineal para el conjunto total de datos de radiación diaria (figura 5.45) registrados desde 1995 hasta 1998, ambos años inclusive, obteniendo la expresión:

$$H_{UV}^d = (0.0413 \pm 0.0002)H_G^d + (2.1 \pm 0.5) \quad (10KJ / m^2) \quad (5.25)$$

Este modelo se ha validado con el resto de las medidas experimentales registradas durante 1999, 2000 y 2001. La evaluación mediante el test de Wilcoxon ($Z=-0.143$) nos permite afirmar que dicha expresión se ajusta a los datos experimentales ya que la probabilidad de cometer error si lo rechazamos es del 88.6% (α). Además el 98.1% (R^2) de variabilidad de la muestra experimental y teórica es la misma. De la comparación con los resultados obtenidos para otras localidades del mundo (tabla 5.3), se comprueba que la pendiente obtenida ocupa una posición media en el intervalo de pendientes determinadas, si bien la ordenada en el origen es superior a las de los resultados encontrados en la revisión bibliográfica.

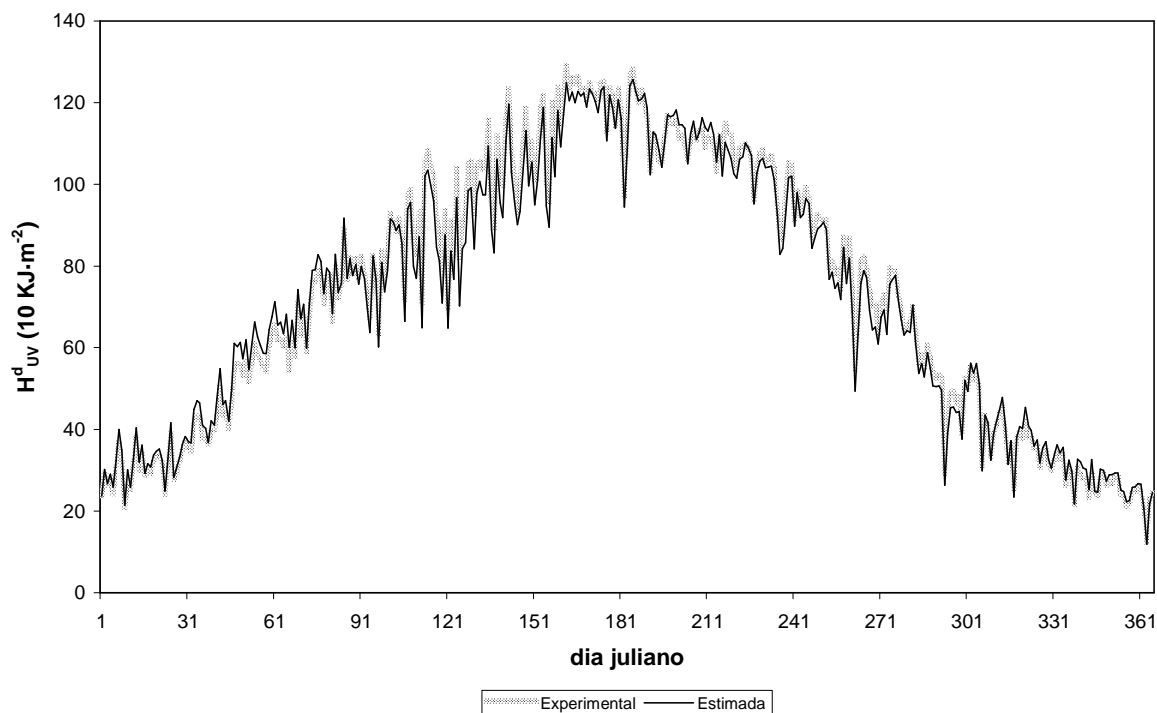


Figura 5.46.: Comparación de la variación anual de la radiación diaria ultravioleta, H_{UV}^d , experimental y estimada.

Asimismo, hemos calculado la radiación ultravioleta acumulada a partir de los datos experimentales ($272.07 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) y de los estimados ($270.83 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) para el año 1999, obteniendo que el porcentaje de subestimación es inferior al error experimental de los sensores. Por último, en base a la figura 5.46 en la que se muestra la evolución de la radiación ultravioleta diaria a partir de los valores medios calculados experimentalmente y los estimados de acuerdo con la expresión 5.25, podemos concluir que dicha expresión se ajusta adecuadamente a los datos experimentales.

A pesar de que, tal y como se dijo anteriormente, tiene sentido que cuando la radiación total sea cero también lo sea la ultravioleta, es posible justificar físicamente la utilización de un ajuste con ordenada en el origen distinta de cero, asumiendo que la dependencia de la radiación ultravioleta diaria, H_{UV}^d , frente a la total presenta cierta curvatura para los valores cercanos al origen, que queda justificada por el hecho de que la proporción de ultravioleta frente a la total crezca a medida que decrece esta última (Pedrós, 1998).

5.4.7.- CORRELACIONES ENTRE MEDIDAS DIARIAS DE RADIACIÓN SOLAR TOTAL, DIFUSA Y ULTRAVIOLETA

Por último, trataremos de establecer relaciones empíricas entre la radiación solar diaria total, H_G^d , y su componente difusa, H_d^d , y la radiación solar diaria ultravioleta, H_{UV}^d .

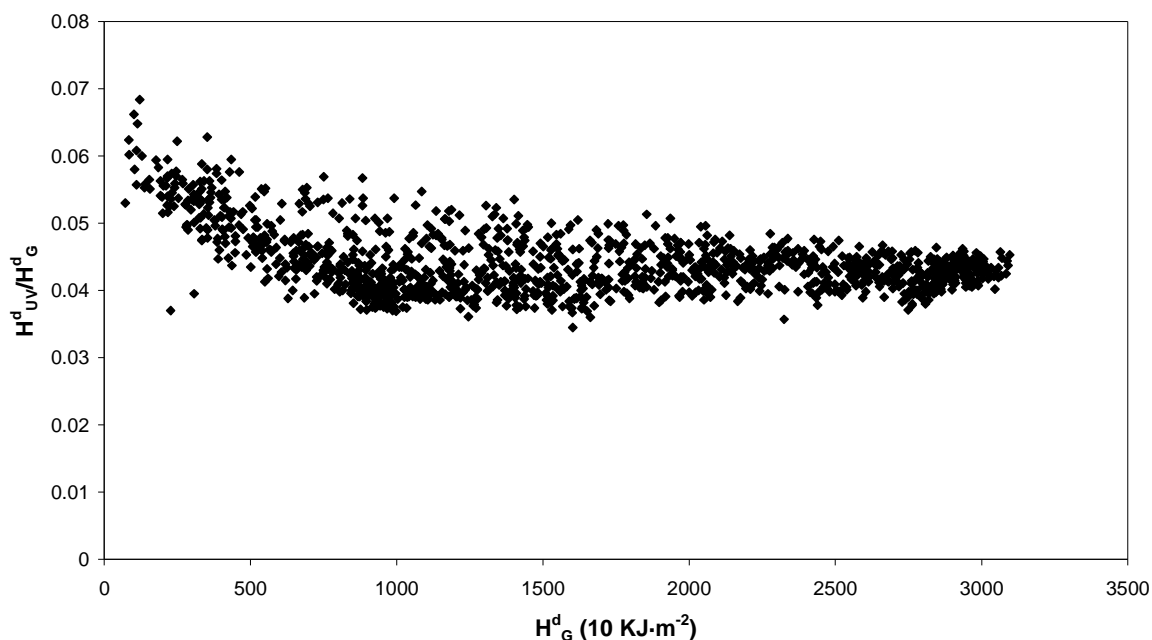


Figura 5.47.: Razón entre la radiación diaria ultravioleta y la radiación solar total diaria, H_{UV}^d / H_G^d , frente a la radiación solar total diaria, H_G^d

La figura 5.47 representa el cociente H_{UV}^d / H_G^d frente a H_G^d para el conjunto total de datos experimentales registrados. En ella se observa que, a medida que la radiación total diaria disminuye, el cociente H_{UV}^d / H_G^d aumenta. Resultados similares han sido encontrados por otros autores (Ambach et al., 1991; Feister and Gransnick, 1992; Pedrós, 1998; Ogunjobi and Kim, 2004) y se puede atribuir al hecho de que la absorción por vapor de agua es mayor en el infrarrojo que para longitudes de onda más

cortas, por lo que la radiación solar total, H_G^d , es reducida en mayor medida por las nubes que su componente ultravioleta, H_{UV}^d .

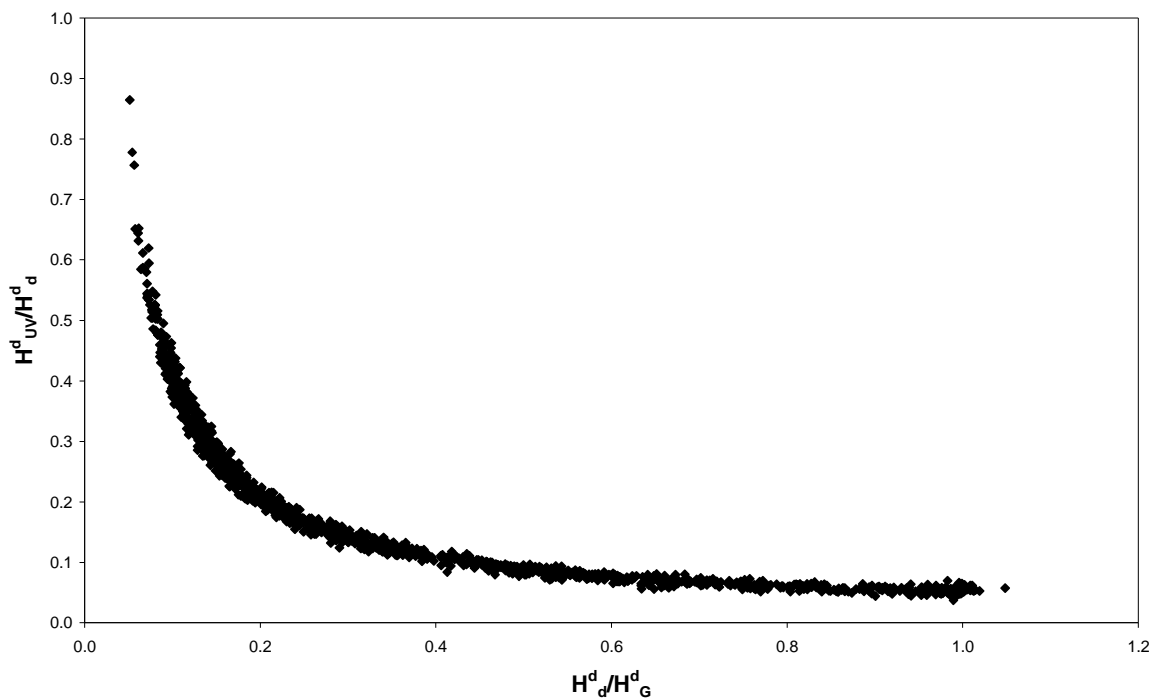


Figura 5.48.: Dependencia del cociente adimensional entre la radiación solar ultravioleta y la difusa, H_{UV}^d / H_d^d , y el cociente entre la radiación difusa y la solar total H_d^d / H_G^d

Para reducir los efectos del ángulo cenital solar, la turbiedad y el albedo, trabajaremos con los cocientes H_{UV}^d / H_d^d y H_d^d / H_G^d (Ogunjobi and Kim, 2004). De esta forma, representamos gráficamente H_{UV}^d / H_d^d frente a H_d^d / H_G^d (figura 5.48). Dicha figura pone de manifiesto que existe un alto nivel de correlación entre estos cocientes adimensionales (Ogunjobi and Kim, 2004), por lo que resulta interesante encontrar un modelo matemático que permita relacionarlos. Para ello, dividimos el conjunto total de datos en dos partes: la primera de ellas, que comprende los datos correspondientes al periodo 1995-1998, se emplea para generar el modelo; mientras que el resto de los datos, registrados en el periodo 1999-2001, se utilizan para validar el modelo. Este trabajo presenta el estudio de dos posibles modelos matemáticos (ecuaciones 5.26 y 5.27) y su discusión en función del test de Wilcoxon y los estadísticos de contraste utilizados ya para otros modelos de esta memoria (tabla 5.13).

$$H_{UV}^d / H_d^d = m + [n / (H_d^d / H_G^d)] \tag{5.26}$$

$$H_{UV}^d / H_d^d = m \cdot (H_d^d / H_G^d)^n \tag{5.27}$$

Tabla 5.13.: Discusión de modelos matemáticos entre el cociente adimensional de la radiación diaria solar ultravioleta global y la radiación diaria total difusa, H_{UV}^d / H_D^d , y el cociente de la radiación diaria total difusa y la radiación diaria solar total, H_D^d / H_G^d .

		$H_{UV}^d / H_D^d = m + \left[n / \left(H_D^d / H_G^d \right) \right]$	$H_{UV}^d / H_D^d = m \cdot \left(H_D^d / H_G^d \right)^n$
m		0.0098	0.0488
n		0.0399	-0.9117
Test de Wilcoxon	Z	-0.214	-0.596
	α	0.831	0.551
R ²		0.992	0.990
CRSS		0.210	0.274
MAB		0.0087	0.0094
RMSE		0.066	0.072

De acuerdo con los resultados, debemos aceptar que las distribuciones experimentales se ajustan en mayor medida al modelo matemático dado por la expresión 5.26, puesto que, mientras que la probabilidad de error al rechazar este modelo (α) es mayor para esta función que para la dada por la expresión 5.27, los valores de CRSS, MAB y RMSE son menores. Por el contrario, Ogunjobi and Kim (2004) encontraron que sus medidas experimentales registradas en Kwuanju (Corea del Sur) se ajustaban a la expresión 5.27 lo que nos lleva a afirmar que las distribuciones dependen de las condiciones climatológicas y geográficas del lugar.

No obstante, las diferencias entre ambos modelos no son muy grandes ya que el exponente del segundo toma valores próximos a la unidad negativa y, por tanto, es equivalente a pasar el cociente al denominador tal y como se presenta en el primero de los modelos testeados y finalmente aceptado en el presente caso.

De esta forma, podemos concluir que los parámetros del ajuste dependen de la localidad, por lo que sería interesante verificar este modelo utilizando datos de otras localidades caracterizadas por distintas condiciones geográficas y climatológicas.

5.5.- RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA HORARIA

A lo largo de un día e incluso de una hora, debido al efecto de las nubes y/o a los cambios en la posición del sol, se pueden observar importantes variaciones de la radiación solar. Por otra parte, los efectos fotobiológicos que se derivan de dicha radiación aumentan a medida que disminuye la masa de aire atravesada por la radiación solar y, por tanto, dependen de la hora solar. Así, por ejemplo, Burrows et al. (1994) dan unos índices de referencia ultravioleta para la exposición de la piel a la radiación solar que son función del ángulo cenital solar.

Como consecuencia, debido al comportamiento dinámico de los principales factores que afectan a la radiación solar que alcanza la superficie, resulta de gran interés el estudio que en este apartado se presenta sobre la radiación solar total y ultravioleta horaria. Concretamente se abarca un estudio estadístico comparativo entre las mismas y se modela la dependencia existente entre ambas variables.

Por otra parte, se compara el comportamiento encontrado con el de la radiación en Valencia, región costera del este de España caracterizada por diferentes condiciones geográficas y climatológicas a las de Córdoba.

5.5.1.- EVOLUCIÓN DIARIA DE LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL HORARIA Y SU COMPONENTE ULTRAVIOLETA PARA DÍAS CLAROS

Las figuras 5.49-5.60 representan la variación diaria de los valores medios de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba para cada mes del año.

De acuerdo con las mismas se puede afirmar que, al igual que ocurre con la variación anual de la radiación diaria, las evoluciones a lo largo del día de las radiaciones horarias total y ultravioleta siguen las mismas pautas de oscilación, lo que más adelante nos permitirá establecer correlaciones sencillas entre ambas variables.

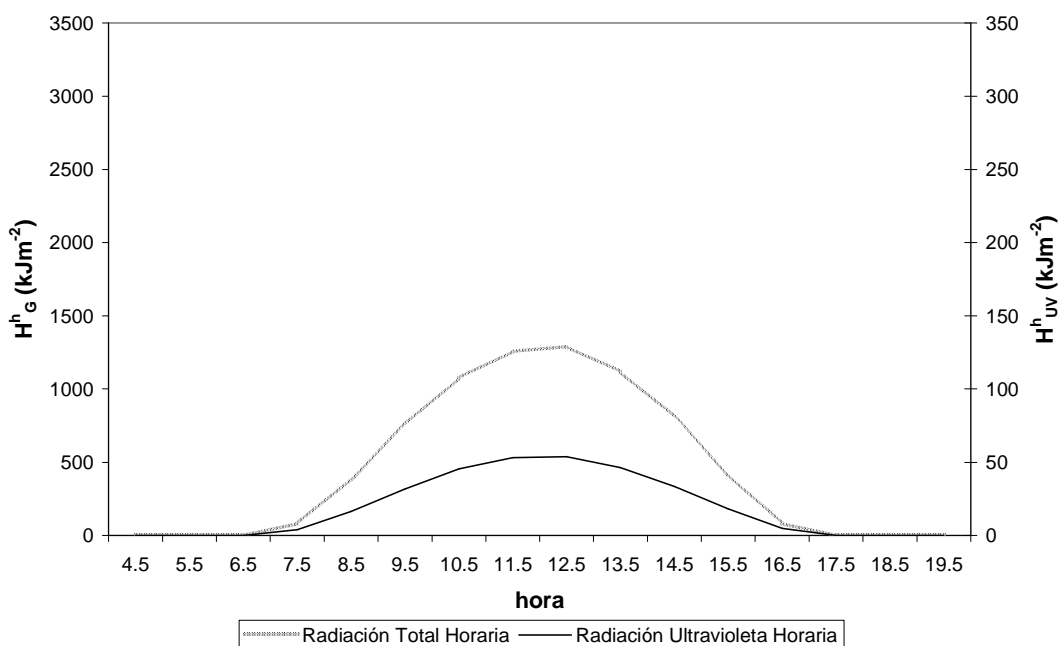


Figura 5.49.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en enero en Córdoba

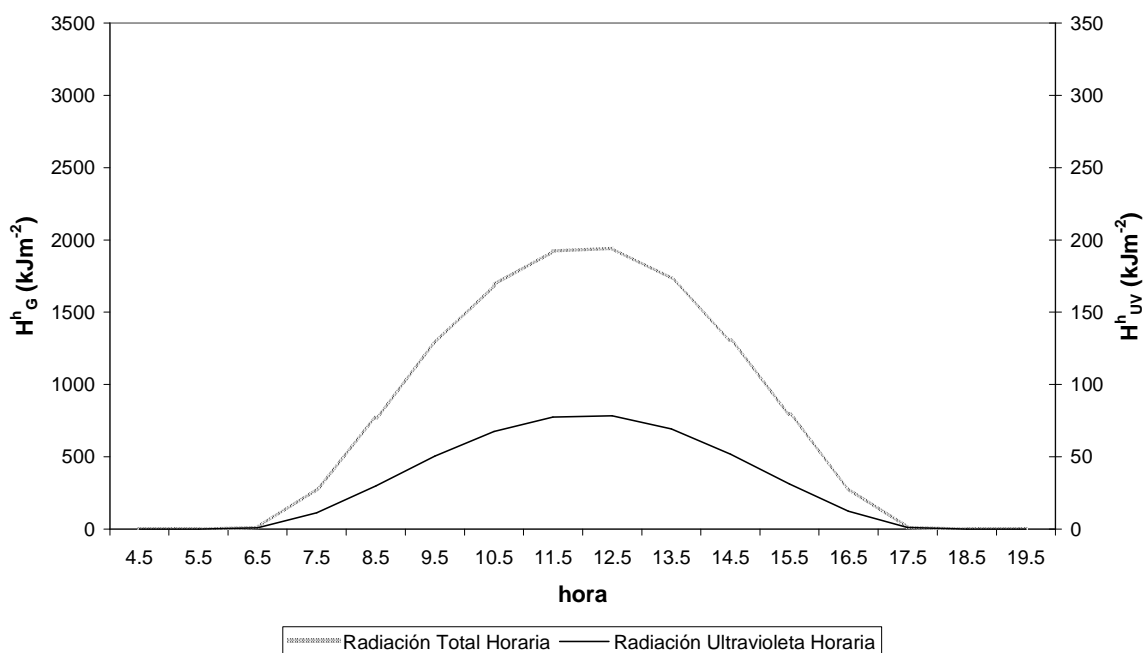


Figura 5.50.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en febrero en Córdoba

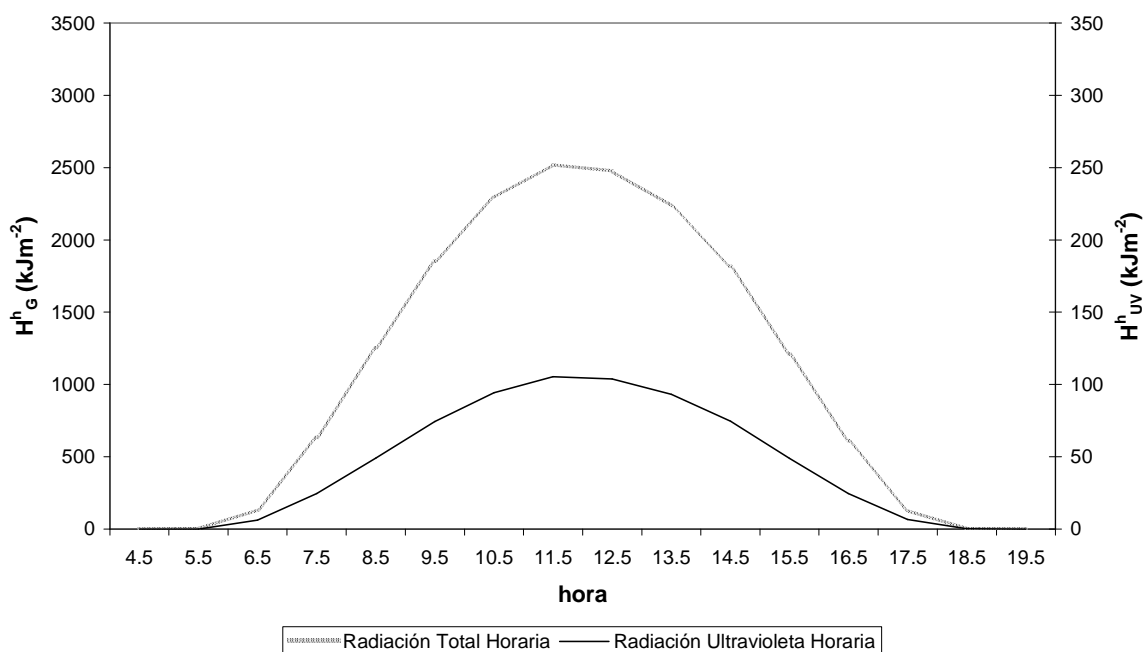


Figura 5.51.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en marzo en Córdoba

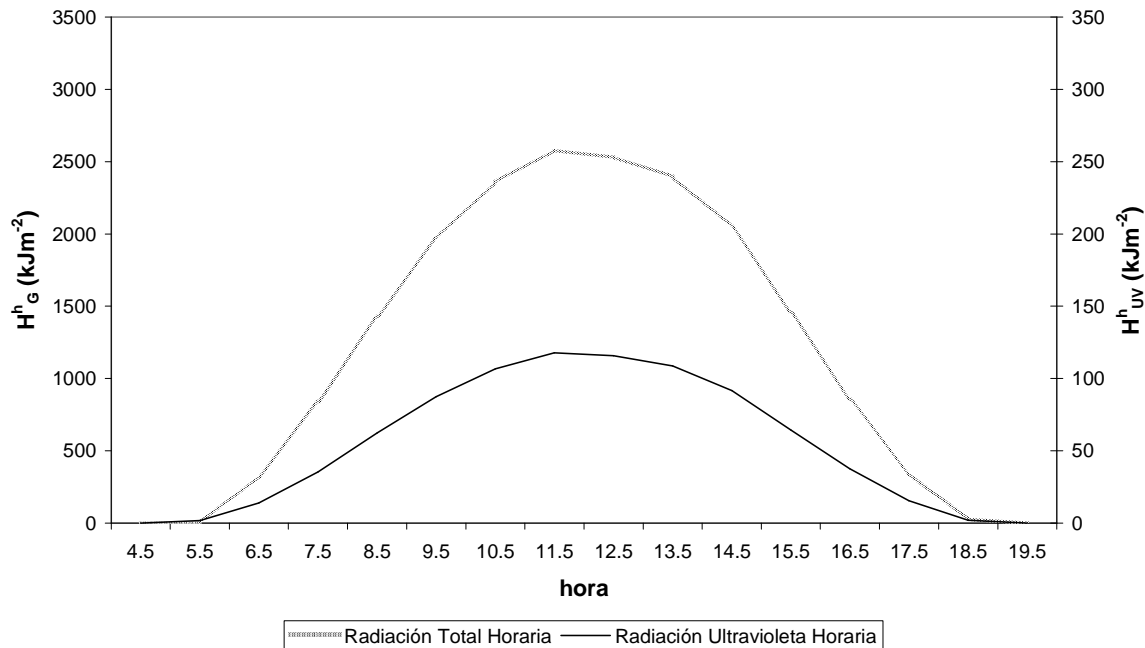


Figura 5.52.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en abril en Córdoba

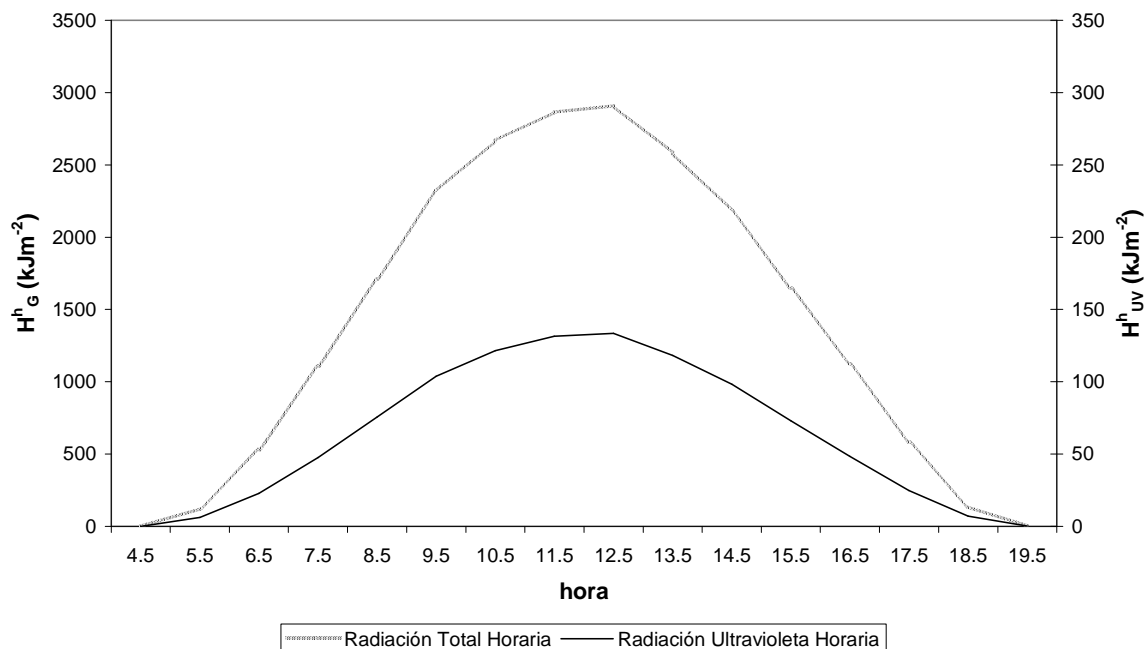


Figura 5.53.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en mayo en Córdoba

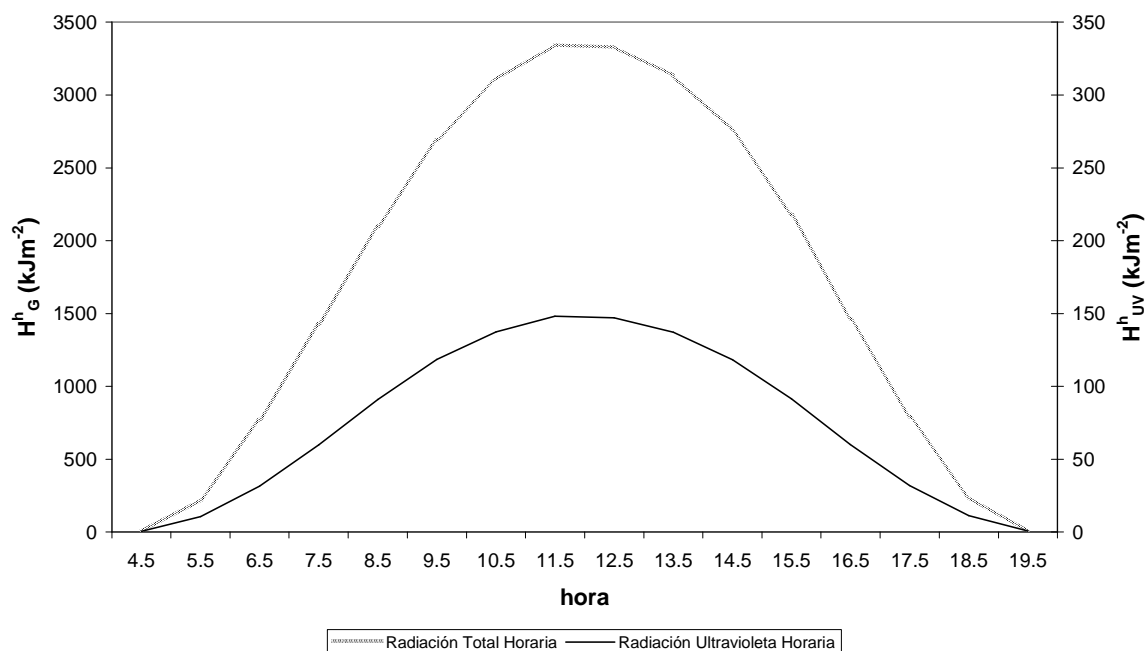


Figura 5.54.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en junio en Córdoba

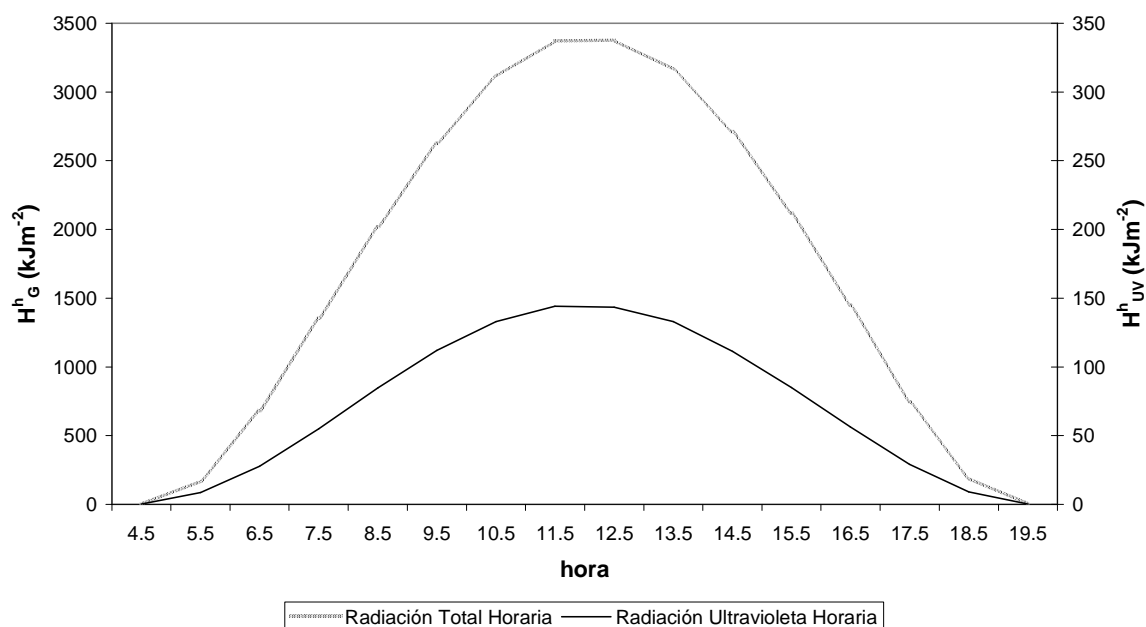


Figura 5.55.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en julio en Córdoba

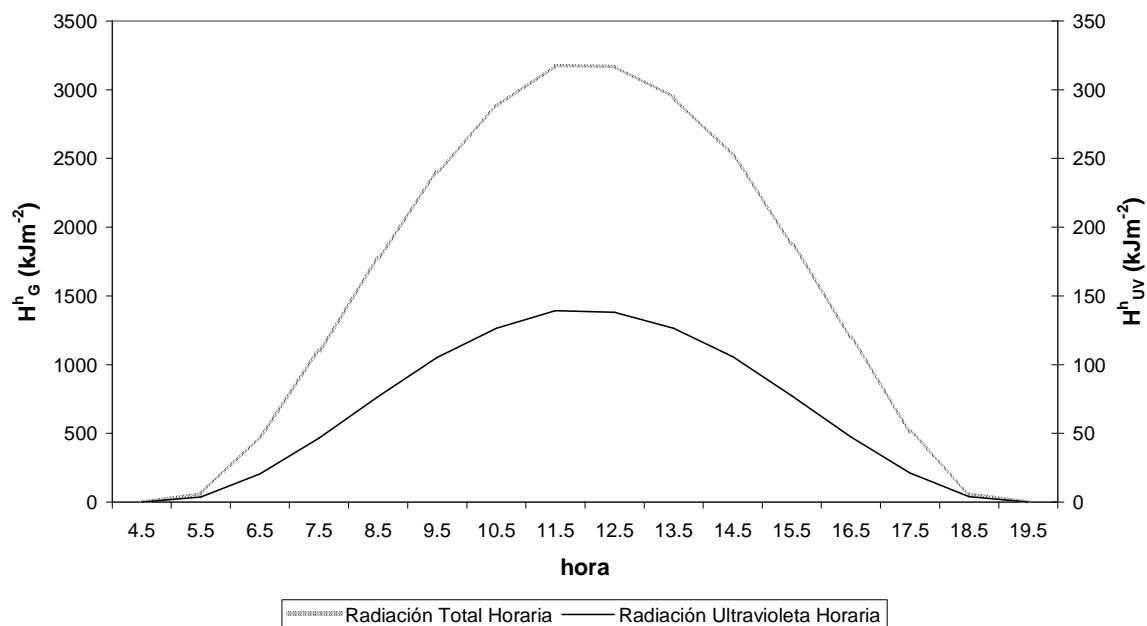


Figura 5.56.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en agosto en Córdoba

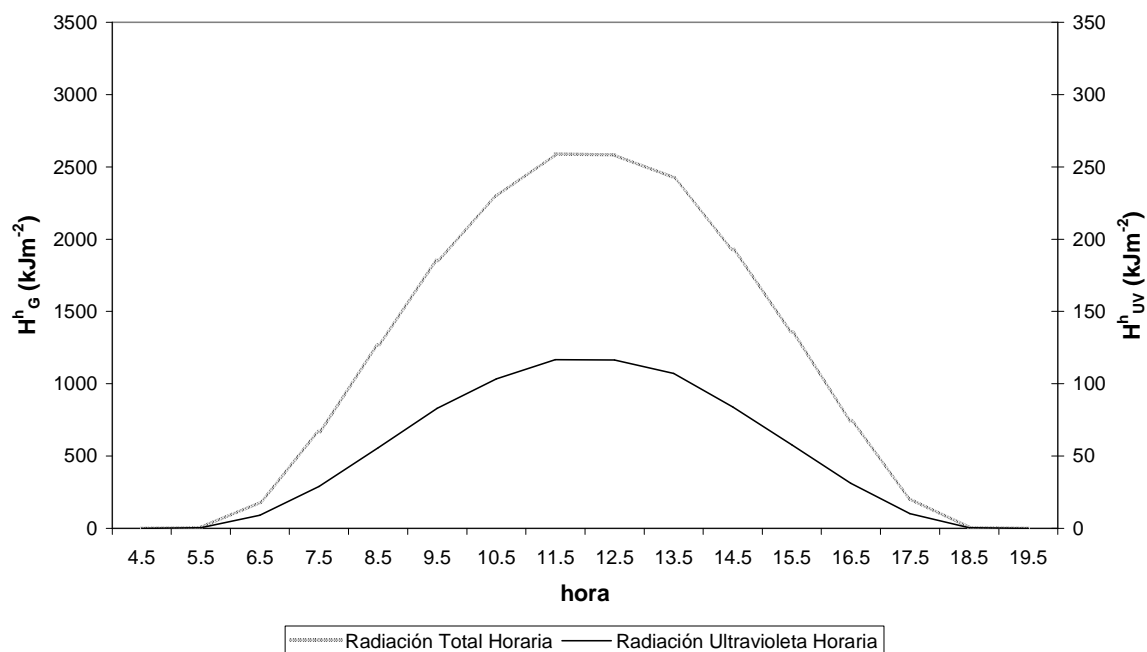


Figura 5.57.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en septiembre en Córdoba

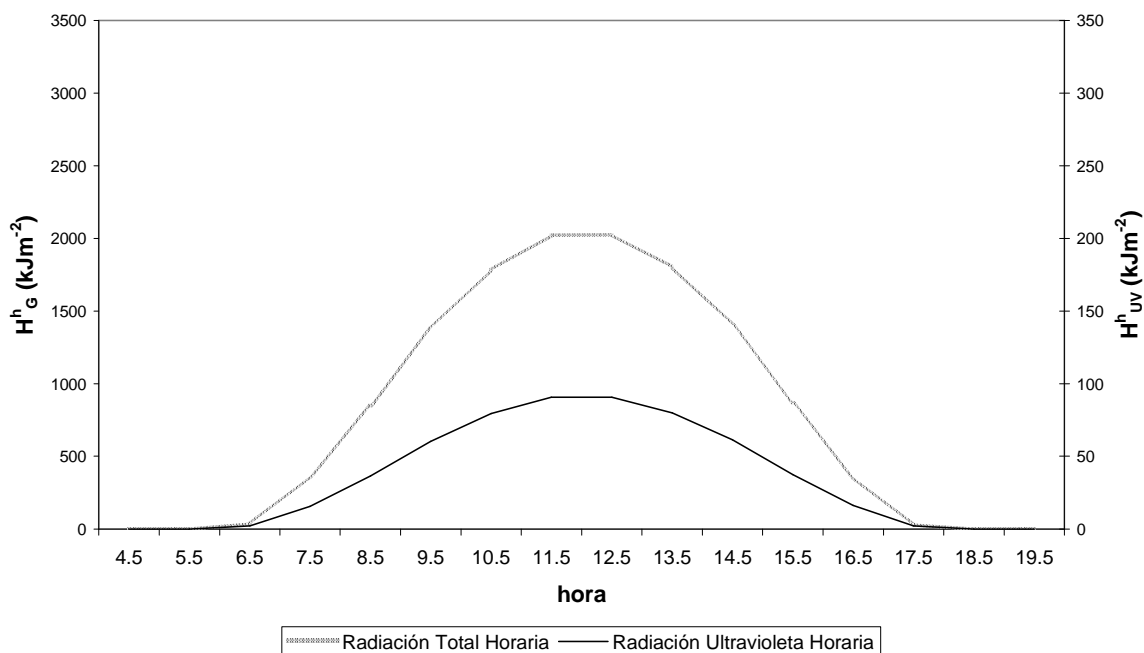


Figura 5.58.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en octubre en Córdoba

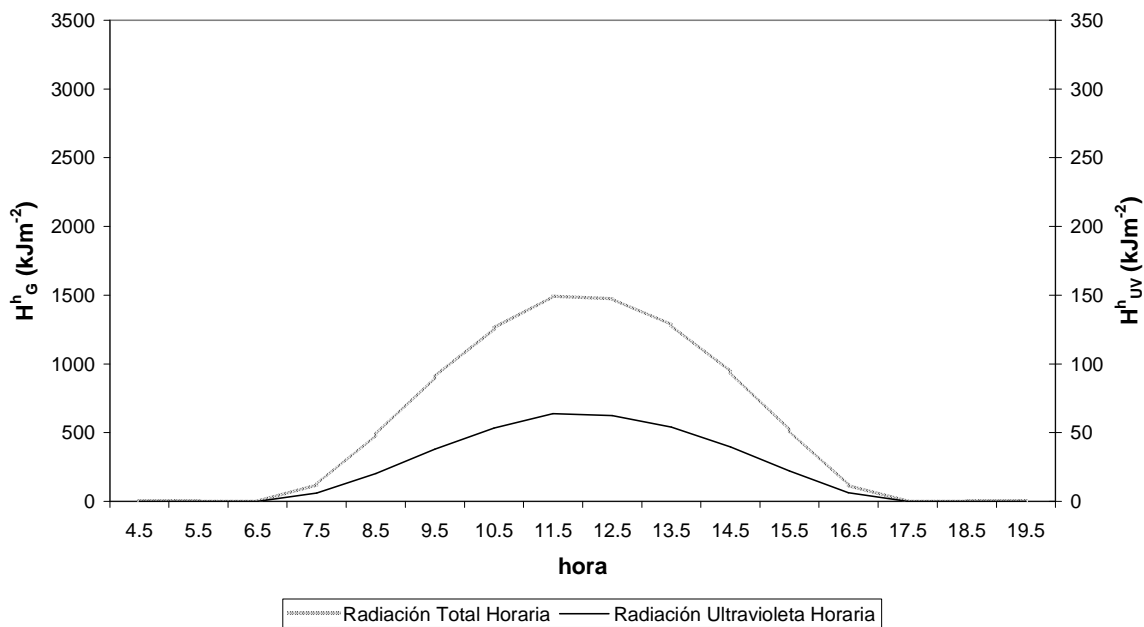


Figura 5.59.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en noviembre en Córdoba

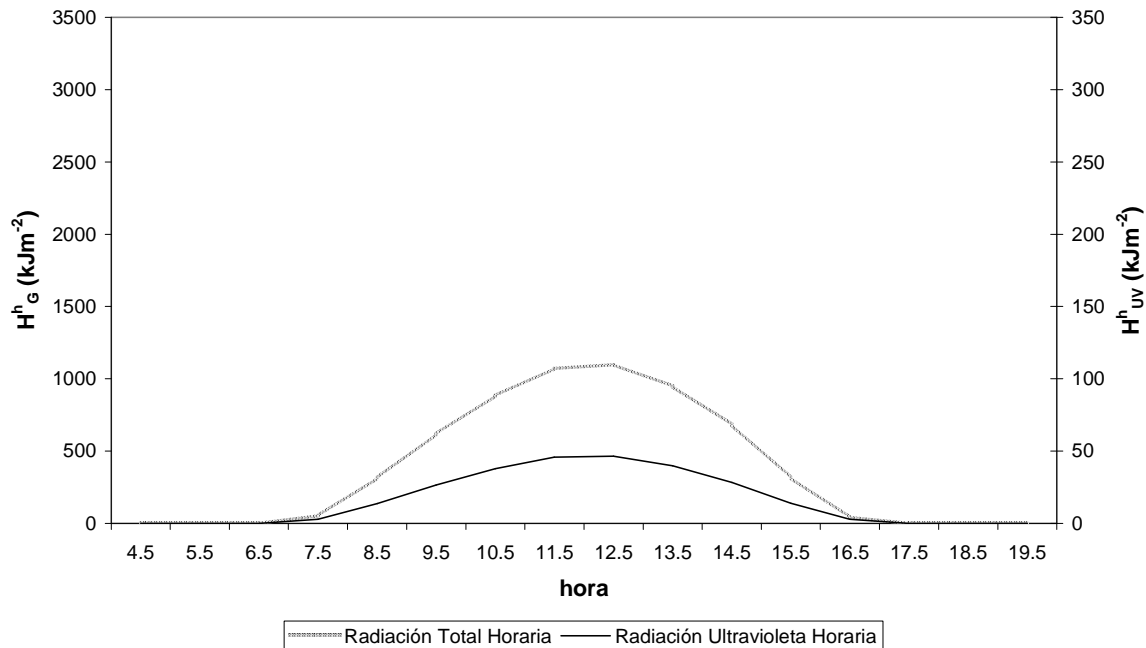


Figura 5.60.: Variación diaria de la radiación solar total horaria media, H_G^h , y ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , en diciembre en Córdoba

Concretamente, se comprueba que, a medida que avanza la mañana, los valores de radiación solar, tanto total como ultravioleta, van aumentando hasta alcanzar un valor máximo en torno al mediodía a partir del cual vuelven a disminuir a lo largo de la tarde. Esta tendencia se verifica a partir de las figuras 5.61-5.64 en las que se representa la variación anual de los niveles de radiación registrados a primera hora de la mañana, al mediodía y a última hora de la tarde, así como los cocientes entre los niveles de radiación de las extremas del día con respecto a los de las centrales. En ellas, también es posible comprobar que, tal y como era de esperar, tras un acentuado incremento de los niveles de radiación, tanto total como ultravioleta, durante los últimos meses de primavera, ambas variables alcanzan sus niveles más elevados a lo largo de los meses estivales (junio, julio y agosto). Asimismo, se observa que los niveles de radiación registrados a primera hora de la mañana son ligeramente superiores a los de última hora de la tarde, debido al aumento de la turbiedad atmosférica, como posteriormente discutiremos.

De esta forma, los valores máximos de radiación, tanto total como ultravioleta, se registran en torno al mediodía. Debido a las posibles aplicaciones tecnológicas y a los efectos biológicos de la radiación solar, resulta conveniente conocer dichos valores máximos así como los momentos en los que se registran. Concretamente, para el caso de la radiación total, este valor máximo diario oscila entre $1097.78 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ del mes de diciembre y $3376.91 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ del mes de julio, de forma que la razón entre ambos es de 3.08. De forma similar, los valores máximos de radiación ultravioleta medidos

experimentalmente pueden llegar a variar en un factor de 3.19, razón encontrada entre los valores observados en junio, $148.03 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$, y en diciembre, $46.43 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$.

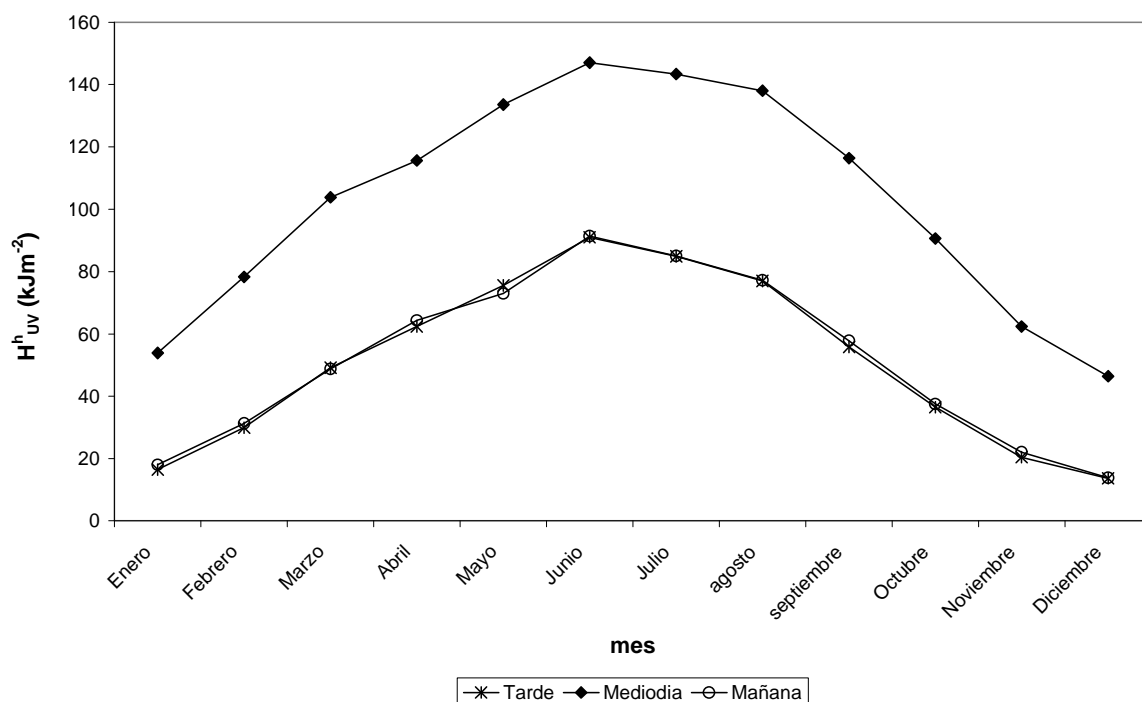


Figura 5.61.: Variación anual de la radiación solar ultravioleta horaria media, H^h_{UV} , a primera hora de la mañana, al medio día y a última hora de la tarde

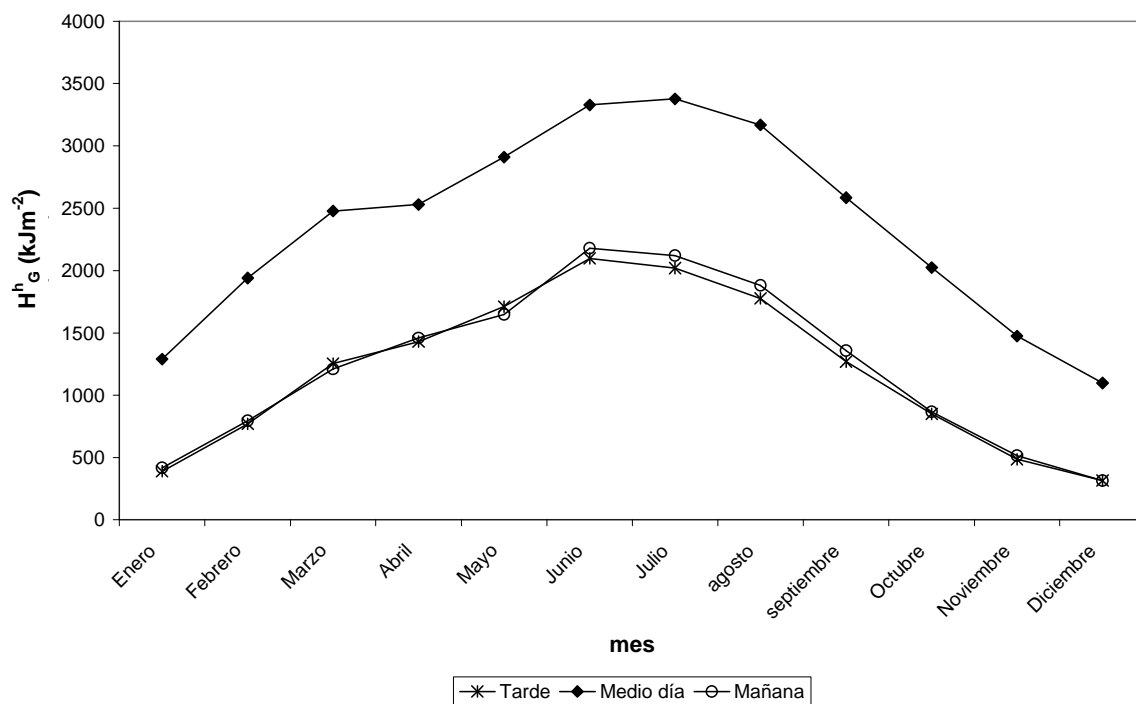


Figura 5.62.: Variación anual de la radiación solar total horaria media, H^h_G , a primera hora de la mañana, al medio día y a última hora de la tarde

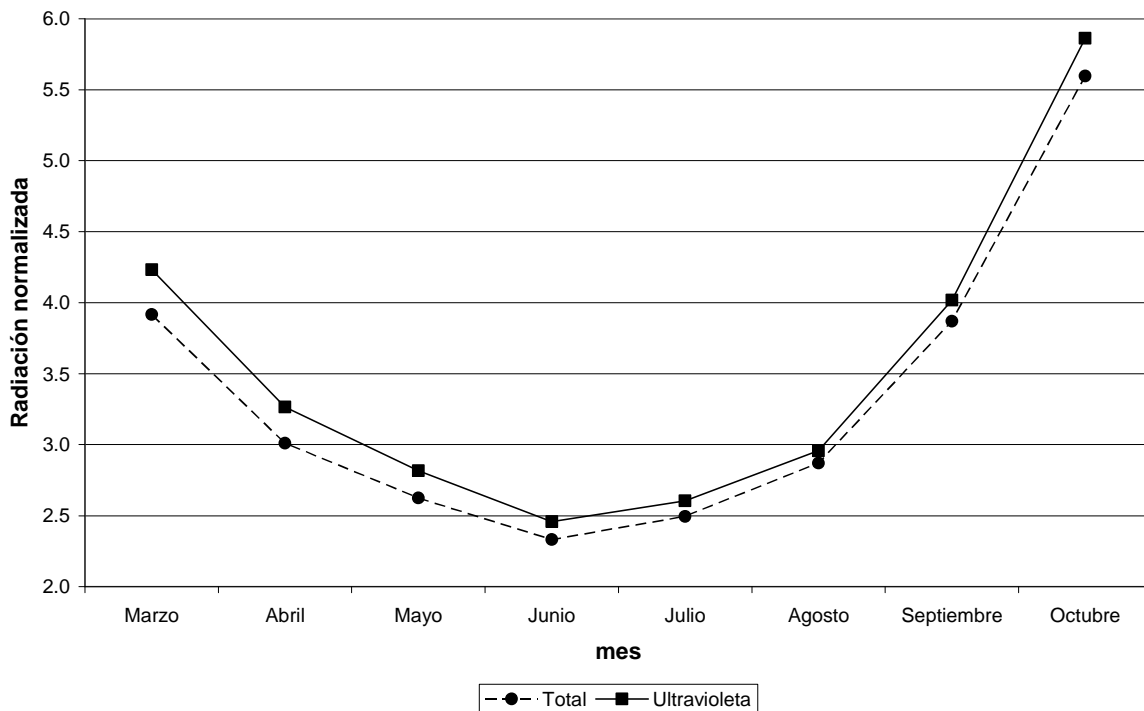


Figura 5.63.: Cociente entre la radiación solar, tanto total, H_G^h , como ultravioleta, H_{UV}^h , registradas al mediodía y a primera hora de la mañana

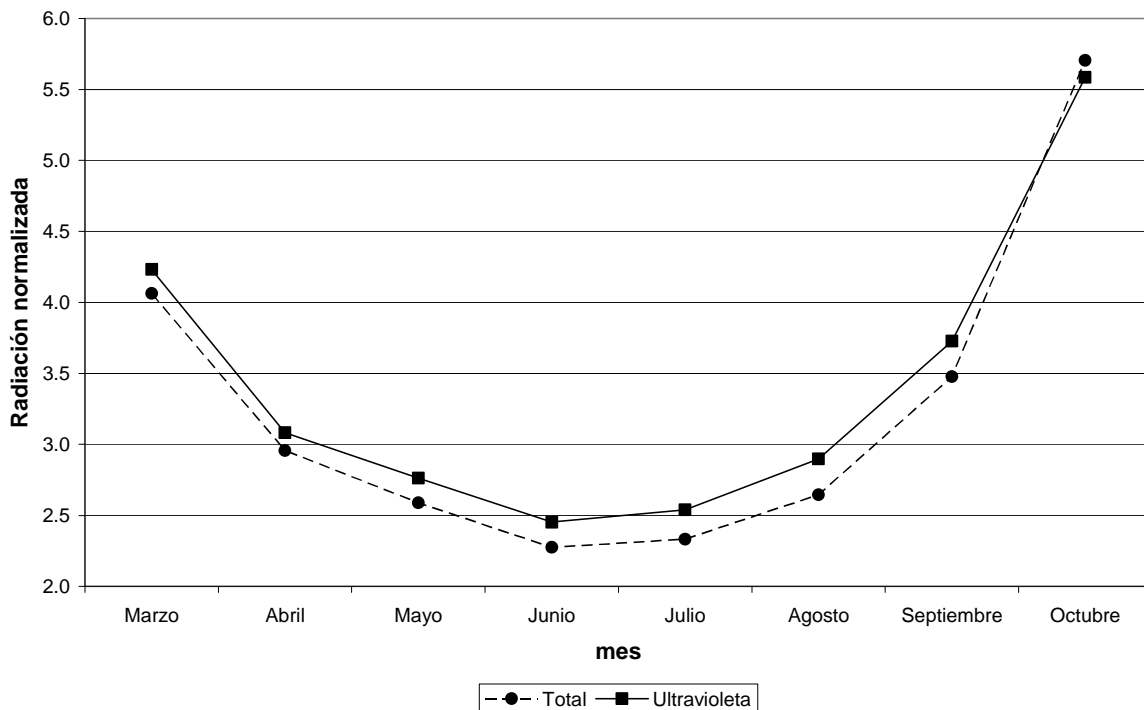


Figura 5.64.: Cociente entre la radiación solar, tanto total, H_G^h , como ultravioleta, H_{UV}^h , registradas al mediodía y a última hora de la tarde

Por lo que respecta a los valores máximos de cada hora, en el caso de la radiación ultravioleta todos ellos se registran en el mes de junio oscilando entre el anteriormente mencionado (148.03 KJm^{-2} registrado al mediodía) y 0.58 KJm^{-2} , registrado entre las 4 y las 5 de la mañana. De manera análoga, los valores máximos de cada hora de radiación total se observan durante el mes de junio salvo para las horas centrales del día (10:00-14:00) en que se observan en el mes de julio. Concretamente, el menor de estos valores (4.27 KJm^{-2}) nuevamente se registra a primera hora del día (4:00-5:00) del mes de junio, mientras que el mayor corresponde al mediodía del mes de julio (3376.91 KJm^{-2}). De esta forma, los valores máximos de radiación total y ultravioleta de cada hora pueden variar en un factor de 790.85 y 255.22 respectivamente.

De esta forma, tanto los resultados numéricos como gráficos reflejan la dependencia de la radiación solar con respecto a la hora. Este comportamiento se debe al hecho de que el ángulo cenital solar y, por tanto, el camino que la radiación recorre a través de la atmósfera hasta alcanzar la superficie, son mínimos al mediodía y máximos en las horas extremas del día. Consecuentemente, en las horas centrales del día, los procesos de absorción y dispersión que experimenta la radiación a su paso a través de la atmósfera son menores y los niveles de radiación registrados máximos.

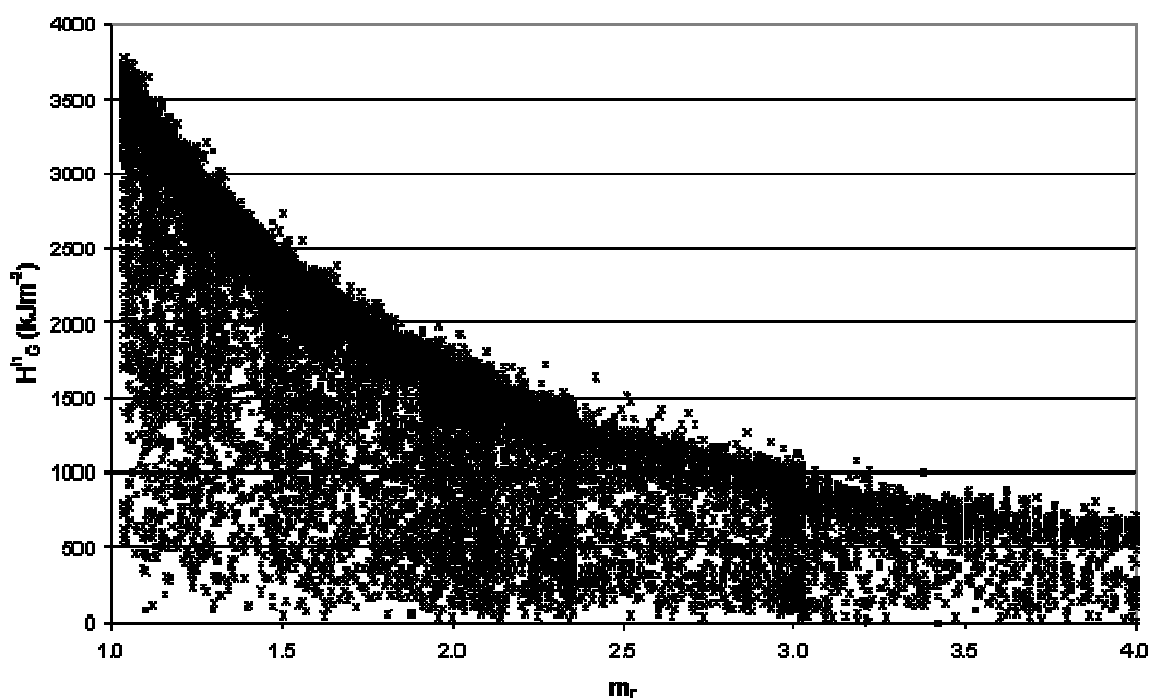


Figura 5.65.: Dependencia de la radiación solar total horaria media, H_G^h , respecto a la masa óptica de aire, m_r .

Estos resultados se ven confirmados por los resultados del estudio de la dependencia de la radiación con respecto a la masa óptica de aire, m_r , que, al igual que el ángulo cenital solar, es máxima a primera y última hora del día y mínima en las horas centrales del mismo. A partir de estos cálculos, hemos representado frente a la masa óptica de aire, m_r , la radiación solar horaria total, H_G^h , (figura 5.65) y ultravioleta, H_{UV}^h , (figura 5.66) encontrando en ambos casos que, a medida que aumenta m_r , disminuye los niveles de radiación registrados.

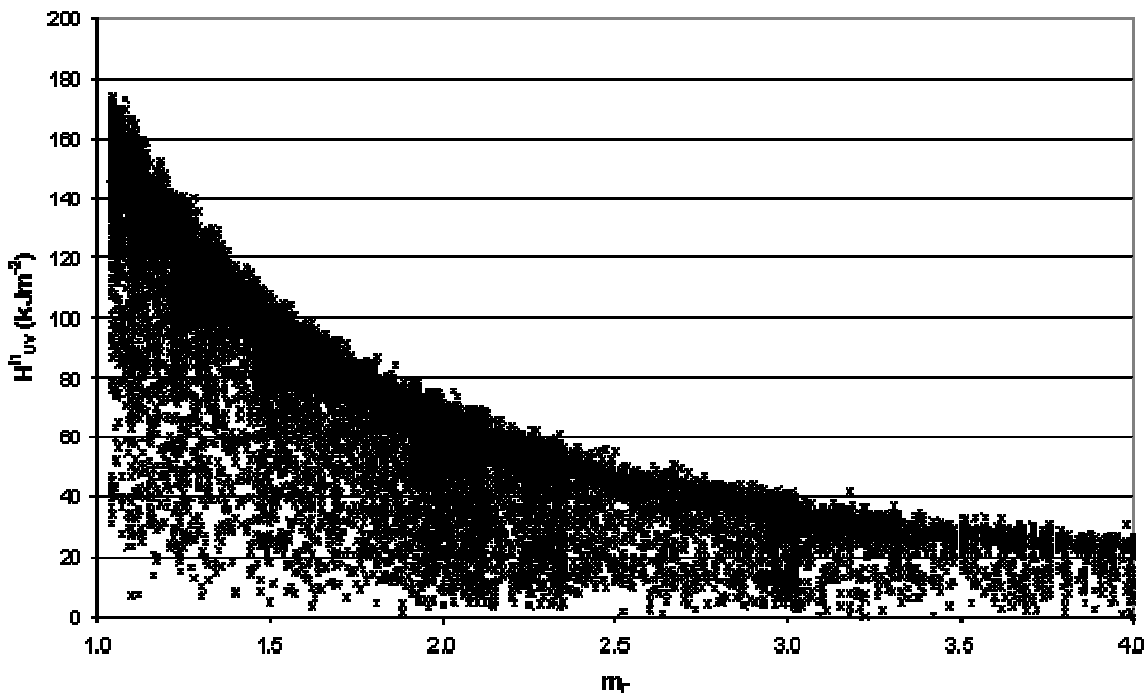


Figura 5.66.: Dependencia de la radiación solar ultravioleta horaria media, H_{UV}^h , respecto a la masa óptica de aire, m_r

Por otra parte, se comprueba que, a pesar de que tanto la radiación solar total, H_G^h , como la ultravioleta, H_{UV}^h , presentan similares patrones de oscilación diurna, sus tasas de variación dependen de la masa de aire atravesada y, por tanto, de la hora del día, de forma que el cociente entre ellas, H_{UV}^h/H_G^h , no permanece constante, sino que disminuye a medida que aumenta la masa de aire (figura 5.66).

Asimismo, la gráfica 5.68 en la que se representa la variación diurna de este cociente, H_{UV}^h/H_G^h , confirma esta dependencia respecto a la hora del día. Diversos autores han encontrado un comportamiento similar para la razón H_{UV}^h/H_G^h en diferentes lugares del mundo (Zavodska and Reichrt, 1988; Sonntag, 1985).

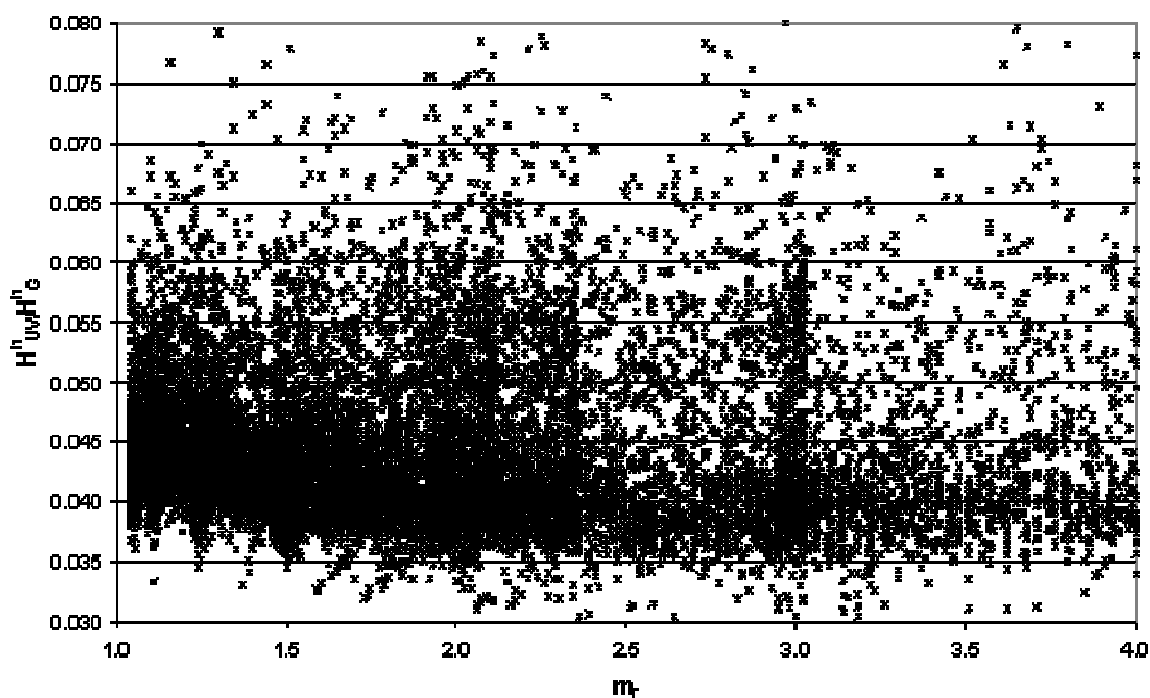


Figura 5.67.: Dependencia del cociente entre la radiación solar ultravioleta horaria, H^h_{UV} , y la total, H^h_G , respecto a la masa óptica de aire, m_t .

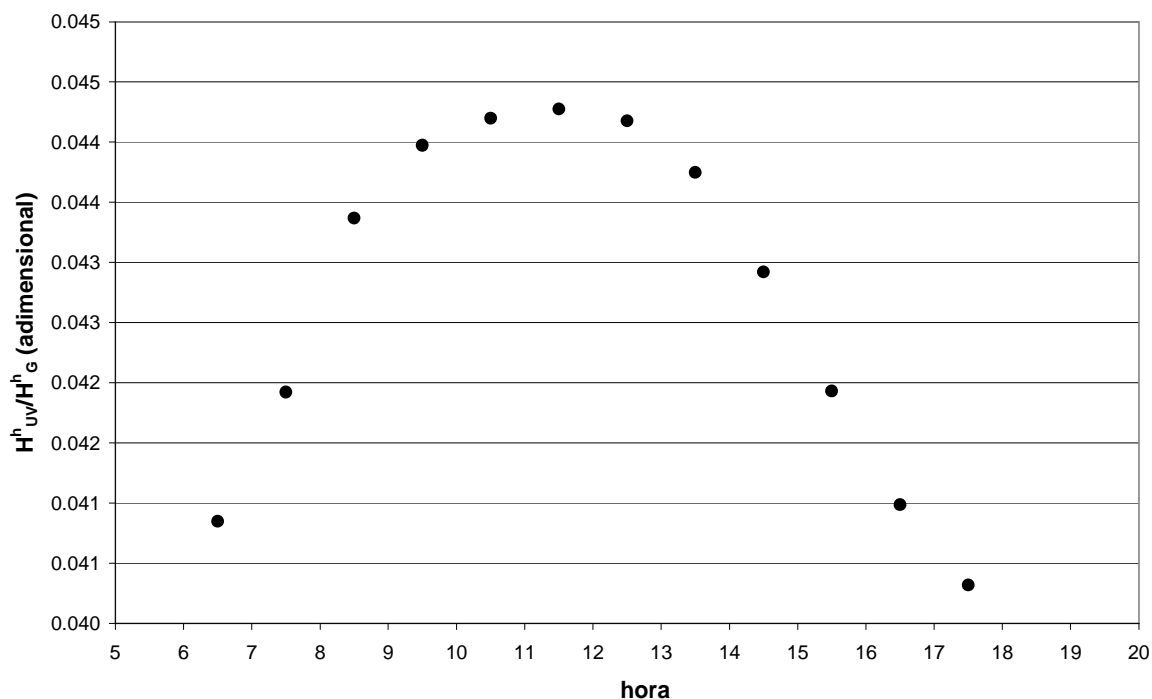


Figura 5.68.: Variabilidad diurna del cociente entre la radiación solar ultravioleta horaria, H^h_{UV} , y la total, H^h_G , para el mes de junio.

Por otra parte, si estudiamos el cociente entre los niveles de radiación registrados al mediodía y primera y última hora del día, figuras 5.63 y 5.64 respectivamente, encontramos que los incrementos asociados a la variable ultravioleta son superiores a los de la total. Como consecuencia de todos estos resultados, se puede confirmar que la influencia de la longitud del recorrido de la radiación a través de la atmósfera en su camino hacia la superficie terrestre es mayor para la componente ultravioleta que para la radiación total.

Es importante destacar que en la figura 5.68 se observa, nuevamente, que el cociente H_{UV}^h / H_G^h por la tarde alcanza valores ligeramente inferiores a los de la mañana. Esta tendencia se debe a que, durante la tarde, la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera aumenta y, puesto que la absorción por parte de partículas sólidas y la dispersión de Rayleigh varían con la inversa de la cuarta potencia de la longitud de onda, la componente ultravioleta de la radiación solar se ve sometida a una mayor atenuación atmosférica (Al-Aruri, 1990).

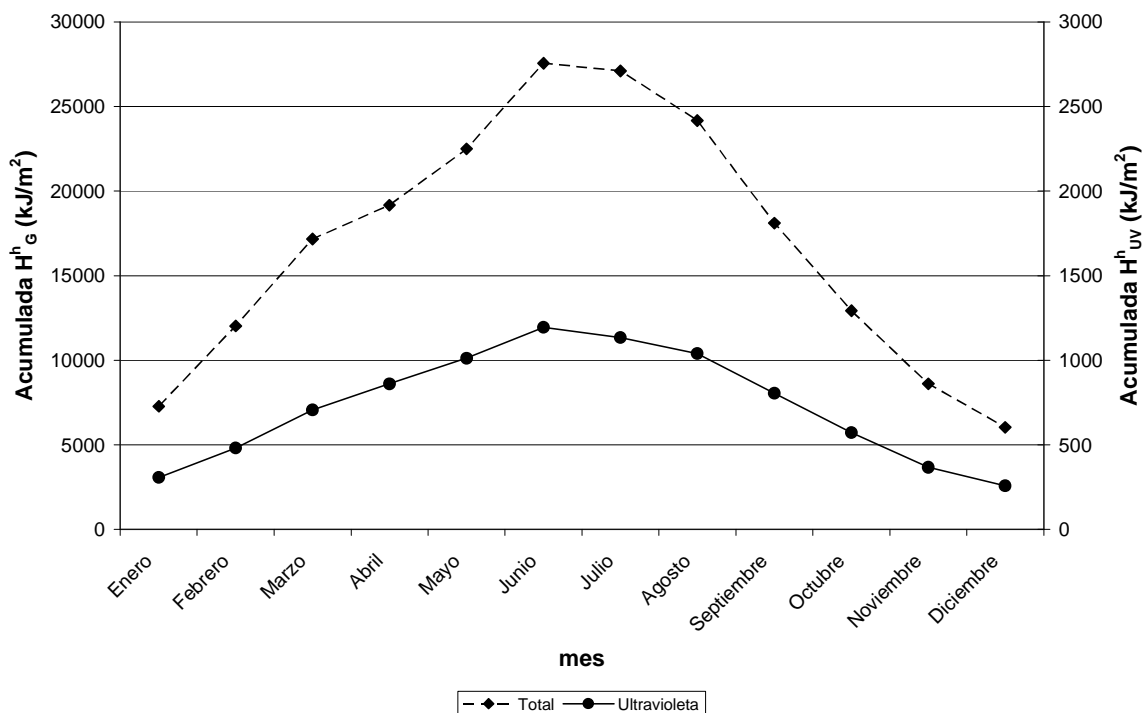


Figura 5.69.: Radiación solar total y ultravioleta acumulada al día cada mes del año.

Por último, como hemos visto anteriormente, desde el punto de vista de las consecuencias biológicas, es conveniente conocer el tiempo requerido para que se reciba una determinada cantidad de energía en forma de radiación solar. En este sentido, la figura 5.69 muestra la variación a lo largo del año de la radiación solar total y ultravioleta acumulada a lo largo de un día promedio de cada uno de los meses del año. De acuerdo con ella se comprueba que mientras que los valores mínimos de radiación acumulada, tanto total como ultravioleta, se registran en el mes de diciembre

con $6027.23\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para la radiación total y $257.42\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para la ultravioleta, los máximos se observan en el mes de julio con valores de $27559.50\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para la radiación total y de $1194.69\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ para la ultravioleta. De esta forma, la radiación solar total acumulada a lo largo de un día de junio supera, en términos medios, a la de un día de diciembre en un 457.25%, mientras que en el caso de la radiación ultravioleta, este incremento alcanza el 464.10%. Estos resultados son muy similares a los encontrados por Martínez- Lozano et al. (1996) para Valencia, que obtienen que la razón entre la radiación diaria acumulada máxima, correspondiente a los meses de junio y julio ($804\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ y $806\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ respectivamente), y la mínima, registrada en el mes de diciembre ($203\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$) es 4.

5.5.2.- ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA RADIACIÓN SOLAR HORARIA TOTAL Y ULTRAVIOLETA

Las tablas 5.14-5.25 presentan los resultados del análisis estadístico realizado para las medidas horarias de radiación solar total y ultravioleta de cada mes del año. Este análisis resulta de gran importancia puesto que permite caracterizar el comportamiento de la radiación en Córdoba y facilita la comparación con otras localidades. Concretamente, junto con el número total de datos considerados en cada caso (N), se ha calculado la media aritmética (M), la desviación estándar (SD), la mediana (Md), la moda (Mo), los mínimos (mn) y máximos (Mx) absolutos, los coeficientes de asimetría (S) y de curtosis (K), el primer (Q_1) y tercer cuartil (Q_3) y los percentiles 5 (P_5) y 95 (P_{95}).

Una vez más, los resultados obtenidos en dicho análisis permiten afirmar que las distribuciones de frecuencia de la radiación solar total y ultravioleta no obedecen a una distribución normal. Estos resultados, acordes con los de estudios anteriores (Bennett, 1976; Thomas and Norrias, 1982) y siguiendo un razonamiento similar al expuesto en los estudios descritos ya en esta Tesis, nos llevan a afirmar que, en estas condiciones, es incompleto describir las características de la radiación únicamente en términos de la media (tablas 5.26 y 5.27) y la desviación estándar, siendo necesario recurrir a otros estadísticos no paramétricos tales como la mediana y el intervalo intercuartil.

Del análisis estadístico se concluye que, tal y como ocurría en el caso de la radiación diaria, la diferencia entre los valores del mínimo absoluto (tablas 5.30 y 5.31) y del percentil 5 son siempre muy elevadas, de hecho superiores, en todos los casos, al 71% para la radiación total y al 45% para la componente ultravioleta. Estas diferencias alcanzan valores especialmente elevados en las horas centrales de los días de verano, durante los cuales el P_5 llega a superar a los valores mínimos en más del 300% para la radiación total y del 200% para la ultravioleta. Como consecuencia, se puede concluir que los valores mínimos absolutos no son representativos del comportamiento de la radiación solar.

Por el contrario, los máximos absolutos (tablas 5.28 y 5.29) sí que son representativos, ya que las diferencias con respecto al percentil 95, son pequeñas, fundamentalmente en verano, no superando, en ningún caso, el 22% para la radiación total, ni el 17% para la ultravioleta.

Por lo que respecta al coeficiente de asimetría, si bien a primera y última hora del día registra valores positivos, en las horas centrales del día, alcanza valores negativos que van disminuyendo a medida que nos acercamos al mediodía (figuras 5.70-5.71). Además, esta tendencia es aún más marcada para los meses de verano para los que se alcanzan los valores del coeficiente de asimetría más negativos. De esta forma, las medidas experimentales se concentran alrededor del valor máximo de radiación durante todo el año y principalmente en verano, lo que está de acuerdo con el hecho de que las diferencias entre el P₉₅ y los máximos absolutos sean mínimas en esta época del año. Por último, es importante destacar el hecho de que el coeficiente de asimetría para la radiación total es inferior al de la componente ultravioleta, lo que implica que los valores experimentales de la primera de las variables se agrupan en mayor medida en torno al máximo que la segunda de ellas.

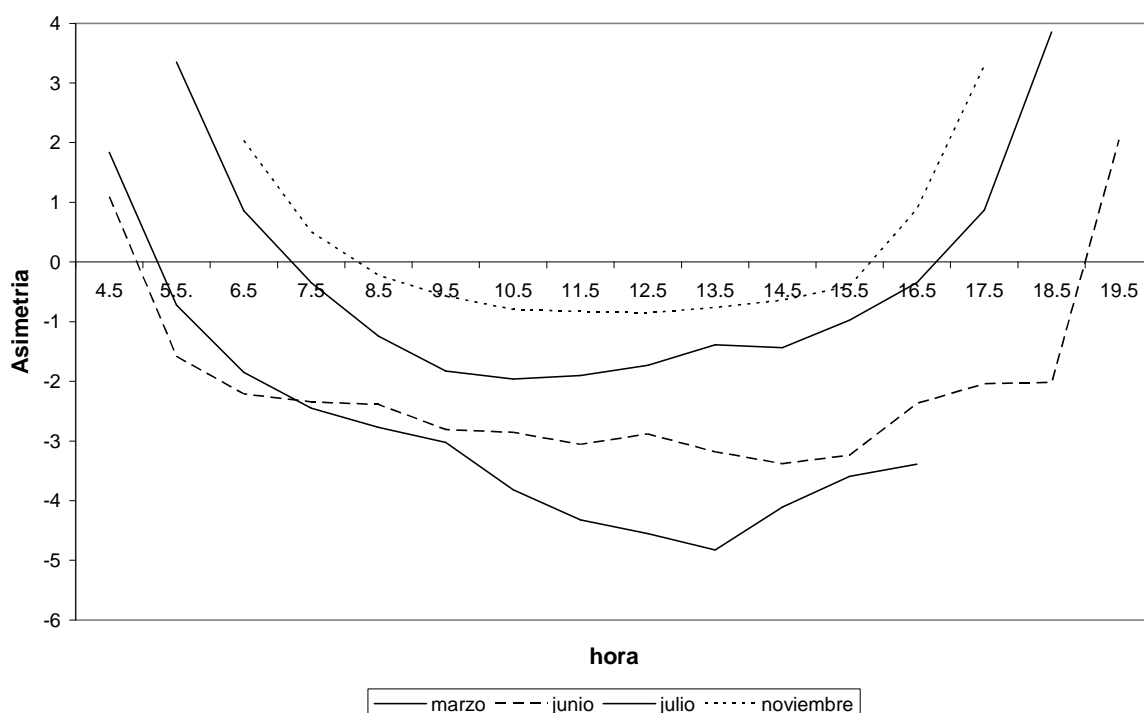


Figura 5.70.: Variación diaria del coeficiente de asimetría para la radiación solar total horaria de los meses de marzo, junio, julio y noviembre

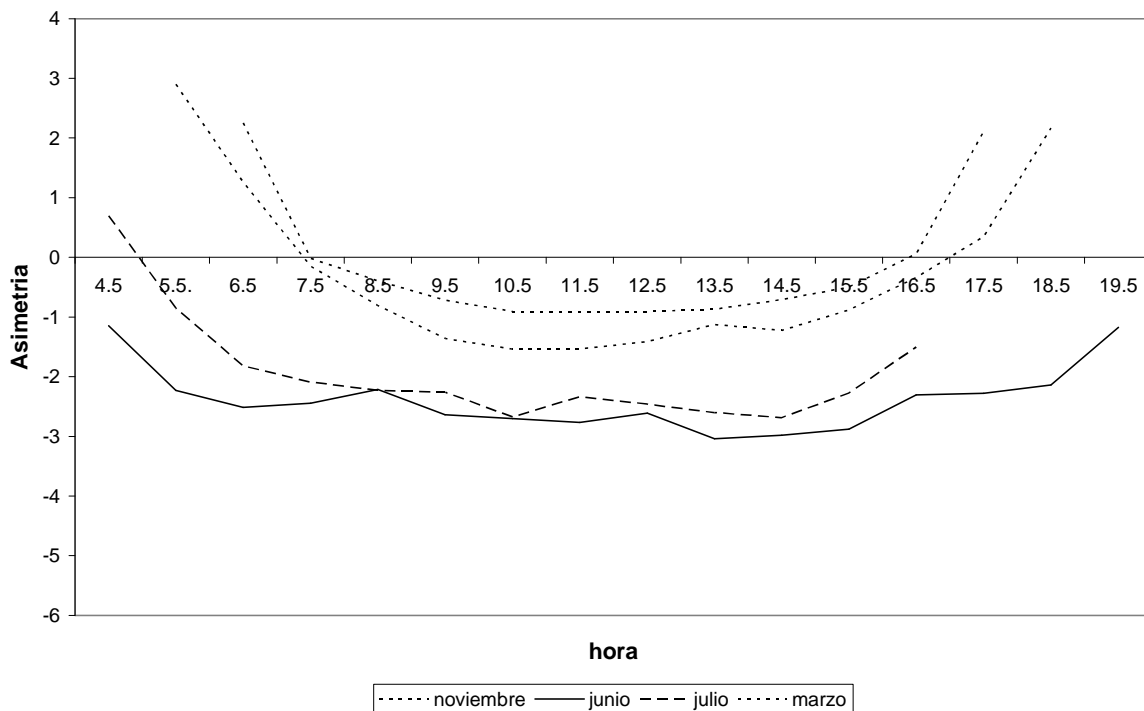


Figura 5.71.: Variación diaria del coeficiente de asimetría para la radiación solar ultravioleta horaria de los meses de marzo, junio, julio y noviembre

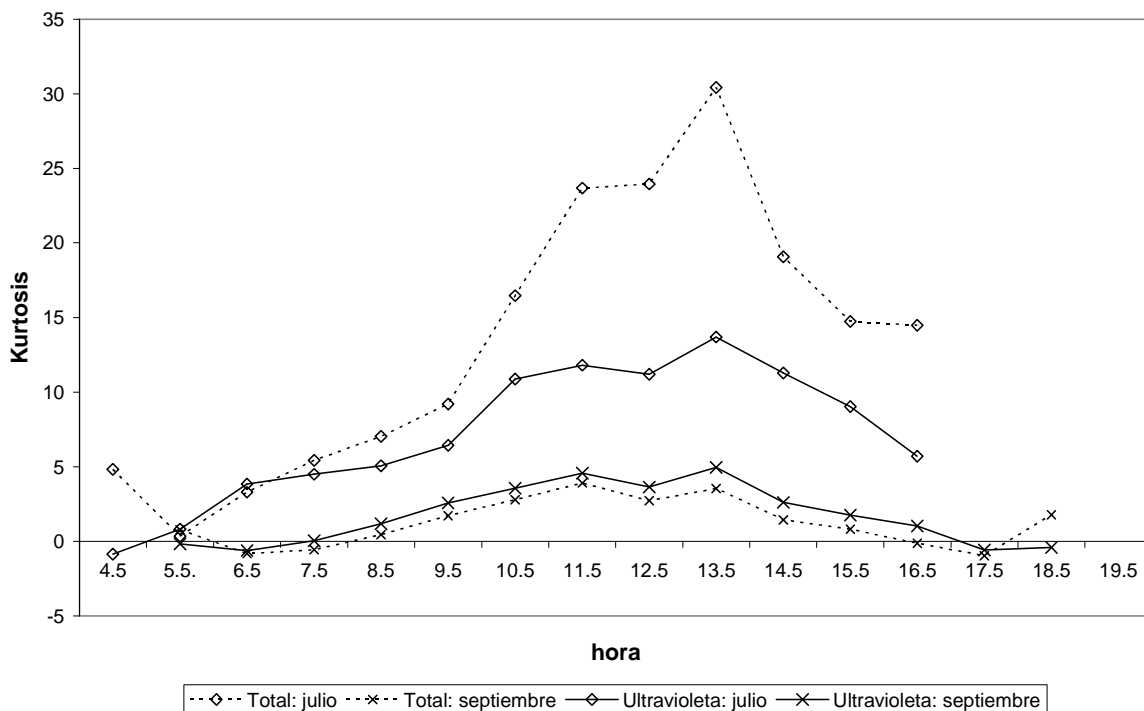


Figura 5.72.: Variación diaria del coeficiente de curtosis para la radiación solar total y ultravioleta horaria de los meses de julio y septiembre.

Respecto al grado de apuntamiento de las distribuciones, esto es, el coeficiente de curtosis, hemos de decir que, en términos generales, este estadístico toma valores positivos, por lo que los máximos de las distribuciones, para cada mes y hora, son superiores a los que tendría una curva normal o gaussiana, si bien esta tendencia se ve más acentuada para las horas centrales del día (figura 5.72), debido a que en estas condiciones, el camino que la radiación ha de recorrer a través de la atmósfera, en su camino hacia la superficie, es menor, experimentando menos procesos de absorción y dispersión que en las horas extremas del día.

Asimismo, esta tendencia es más marcada para los meses estivales, para los que el coeficiente de curtosis asociado a la radiación total es, además, superior al de la componente ultravioleta. Por el contrario, en septiembre, el coeficiente de curtosis de la distribución de ésta última es ligeramente superior al de la distribución de la radiación total, lo cual se puede explicar en base a la mayor cantidad de nubes durante este mes y al hecho de que éstas atunúan en mayor medida a la radiación de longitud de onda superior que a la ultravioleta, como ha quedado demostrado en el capítulo 4.

Por último, como consecuencia del comportamiento de los coeficientes de curtosis y asimetría podemos concluir que durante las horas centrales del día y, especialmente, en los meses estivales, las distribuciones experimentales para la radiación horaria solar total y ultravioleta son más estables que en los restantes meses del año, tal y como queda reflejado en la gráfica 5.73 en la que se representa la variación a lo largo del día de la desviación estándar para los meses de abril y julio.

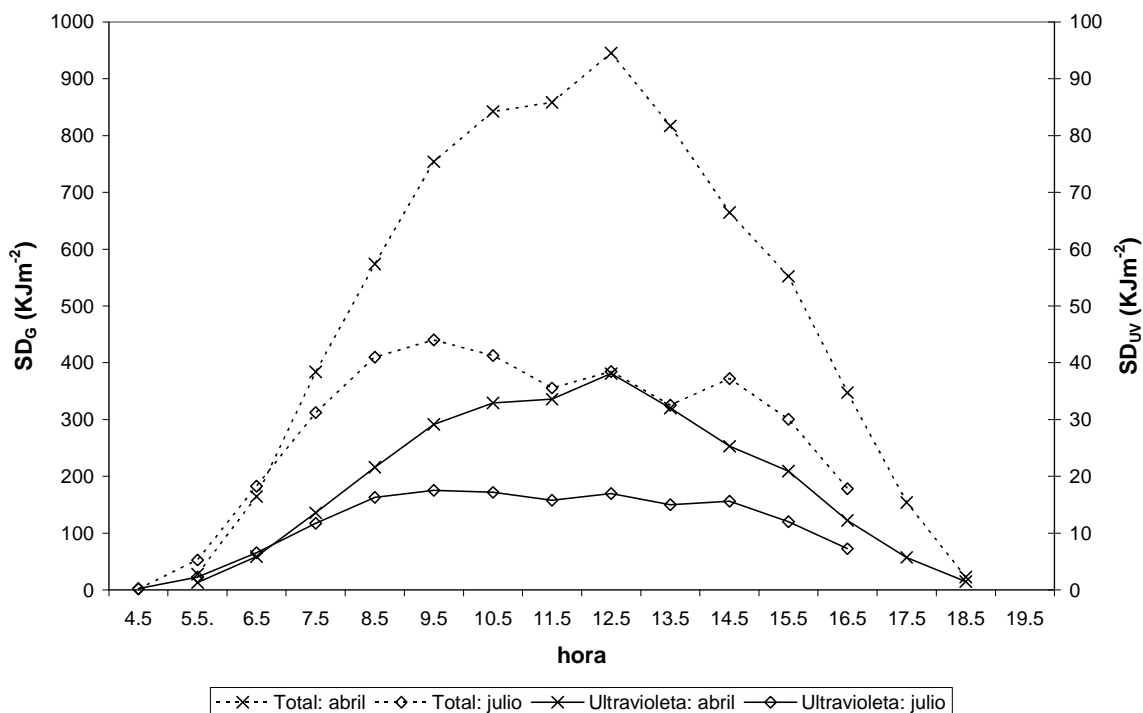


Figura 5.73.: Variación diaria de la desviación estándar para la radiación solar total y ultravioleta horaria de los meses de abril y julio.

5.5.3.- CORRELACIONES ENTRE LA RADIACIÓN HORARIA ULTRAVIOLETA Y TOTAL

Tal y como hemos podido comprobar anteriormente, la radiación solar horaria total y ultravioleta presentan las mismas pautas de variación diurna, lo que nos lleva a concluir que es posible establecer modelos matemáticos simples que las relacionen. Estos modelos son, además, muy importantes, ya que los efectos de la radiación ultravioleta dependen de la hora solar (Pedrós, 1998). Nuevamente, y tal y como se encontró para la radiación diaria, la radiación solar horaria ultravioleta, H_{UV}^h , presenta una dependencia lineal respecto a la total, H_G^h . Así se pone de manifiesto en las figuras 5.74-5.77, en la que, a modo de ejemplo, se representa H_{UV}^h frente a H_G^h para los meses de febrero, junio, septiembre y diciembre, si bien esta misma tendencia se ha encontrado para los restantes meses del año.

De acuerdo con ello y siguiendo el mismo procedimiento que para la radiación diaria, en este apartado, se proponen y validan relaciones de tipo lineal entre ambas variables (ecuaciones 5.28 y 5.29).

$$H_{UV}^h = mH_G^h + n \tag{5.28}$$

$$H_{UV}^h = mH_G^h \tag{5.29}$$

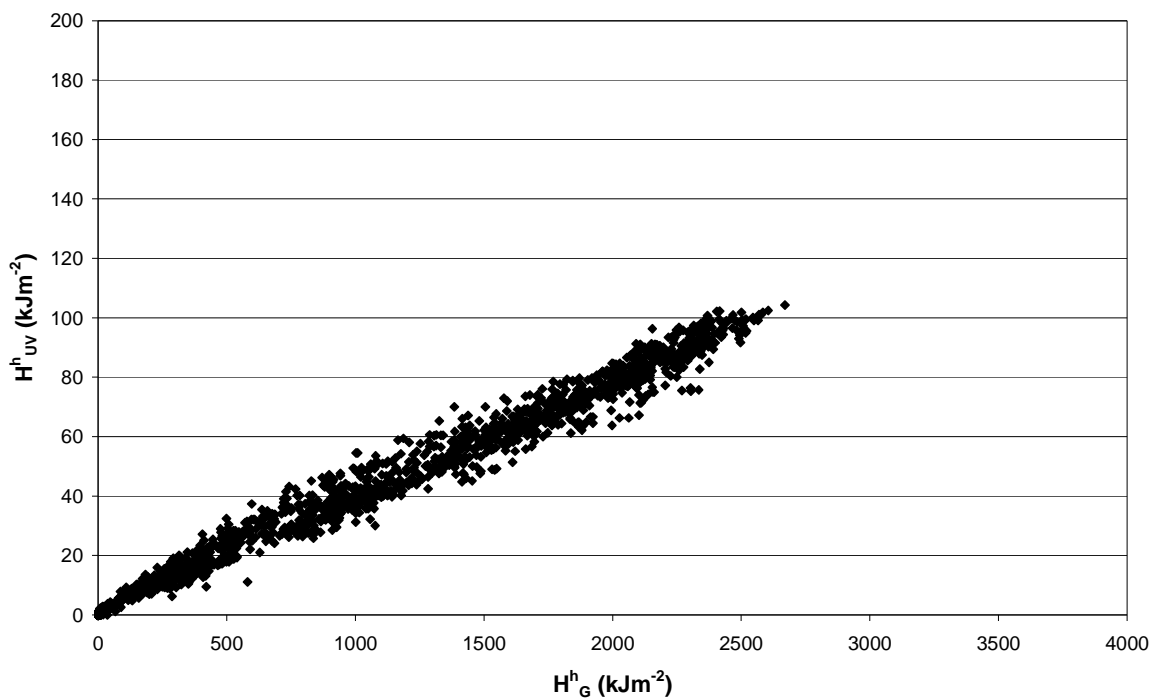


Figura 5.74.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de febrero en Córdoba.

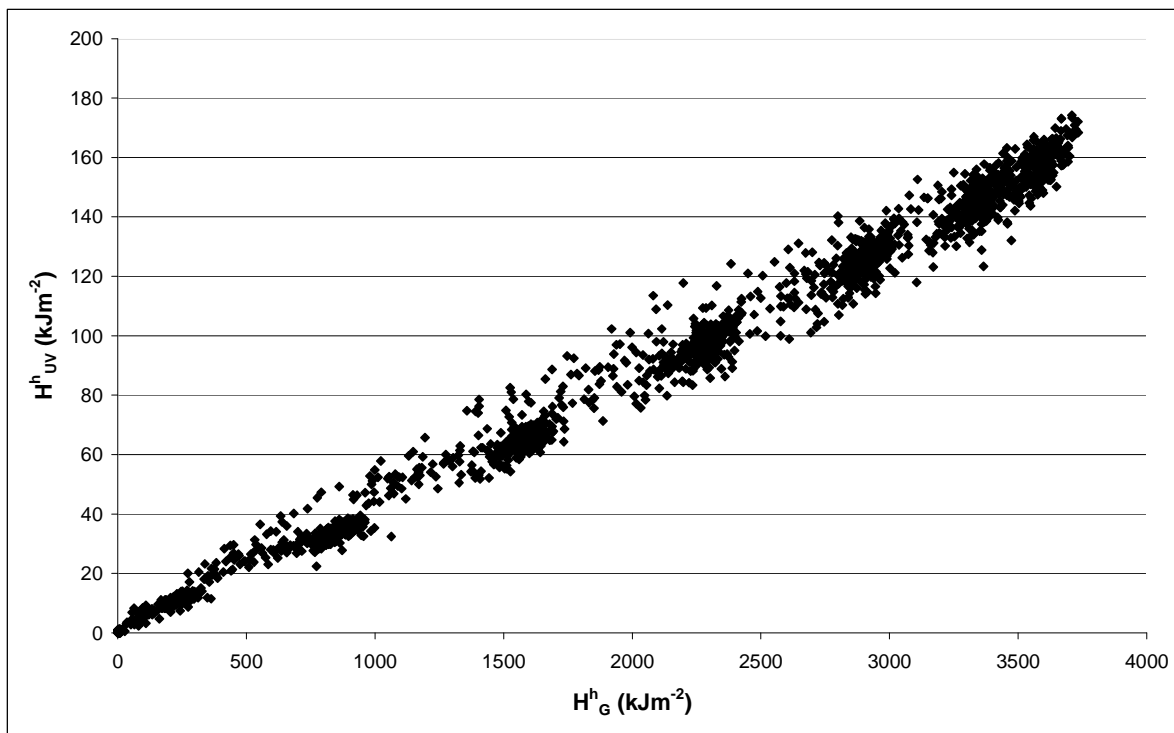


Figura 5.75.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de junio en Córdoba.

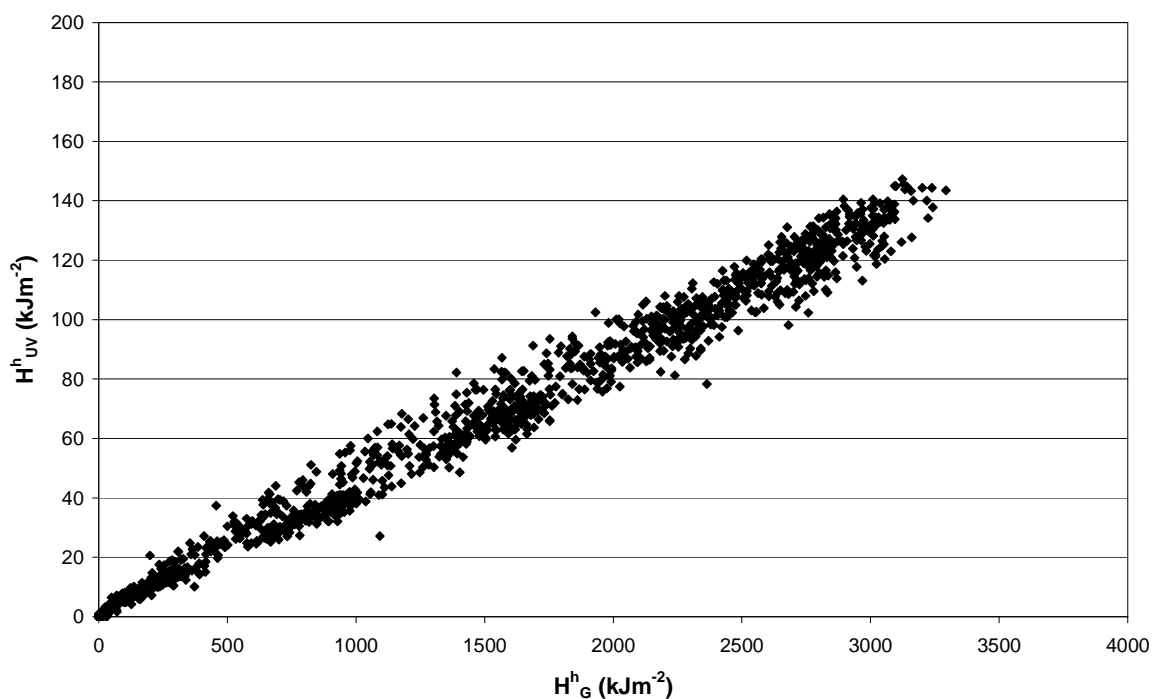


Figura 5.76.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de septiembre en Córdoba.

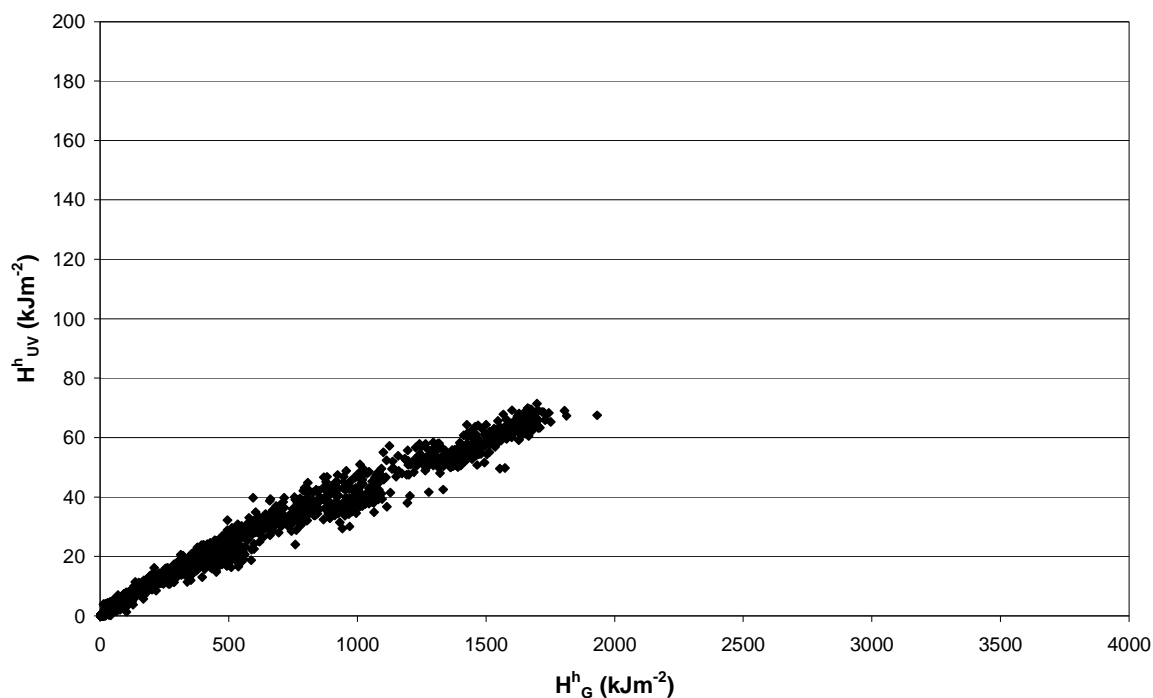


Figura 5.77.: Radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , en función de la Radiación Total Horaria, H_G^h , para el mes de diciembre en Córdoba.

Tabla 5.32.: Ajuste de los datos experimentales a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$

Mes	$H_{UV}^h = mH_G^h + n$		Validación				
	m	n (kJ/m ²)	CRSS (kJ/m ²)	MAB (kJ/m ²)	R ²	Test de Wilcoxon	
						Z	α
Enero	0.03953±0.00008	1.17±0.07	27581.63	2.094	0.985	-0.232	0.843
Febrero	0.03887±0.00008	0.85±0.09	37233.40	2.232	0.989	-0.298	0.789
Marzo	0.04072±0.00008	0.39±0.12	49825.84	2.721	0.991	-0.378	0.735
Abril	0.04354±0.00009	1.55±0.15	91393.93	4.055	0.988	-0.037	0.976
Mayo	0.04413±0.00009	1.22±0.17	105259.74	4.019	0.990	-0.091	0.938
Junio	0.04353±0.00008	-0.32±0.17	88448.30	3.513	0.992	-0.115	0.905
Julio	0.04206±0.00009	-0.40±0.19	94317.57	4.008	0.989	-0.208	0.863
Agosto	0.04301±0.00009	-0.01±0.17	87909.30	3.217	0.992	-0.326	0.801
Septiembre	0.0436±0.0001	0.88±0.16	76427.24	3.242	0.990	-0.246	0.841
Octubre	0.04311±0.00009	0.90±0.11	53749.05	2.551	0.990	-0.294	0.795
Noviembre	0.0406±0.0001	1.09±0.09	38178.03	2.177	0.987	-0.304	0.778
diciembre	0.0397±0.0001	1.13±0.07	26145.86	1.965	0.982	-0.074	0.925

La tabla 5.32 muestra los parámetros del ajuste de los datos experimentales a la expresión del tipo 5.28 así como los resultados de la validación del mismo, mientras que en la tabla 5.33 se hace lo propio para la expresión del tipo 5.29. De acuerdo con los resultados obtenidos, ambos modelos presentan un elevado nivel de correlación, siempre superior a 0.980. A pesar de que el error medio absoluto, MAB, presenta

resultados más favorables para el caso de la ecuación lineal sin ordenada, la suma residual cuadrática compuesta presenta un comportamiento opuesto, siendo los resultados obtenidos en el test de Wilcoxon los que nos llevan a concluir que el modelo que mejor se ajusta a los valores experimentales es el dado por la ecuación 5.28.

Tabla 5.33.: Ajuste de los datos experimentales a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h$

Mes	$H_{UV}^h = mH_G^h$	Validación				
	m	CRSS (kJ/m ²)	MAB (kJ/m ²)	R ²	Test de Wilcoxon	
					Z	α
Enero	0.04050±0.00007	30499.96	1.853	0.983	-2.514	0.101
Febrero	0.03938±0.00006	39077.66	2.079	0.989	-4.678	0.000
Marzo	0.04091±0.00005	50083.00	2.650	0.991	-0.413	0.607
Abril	0.04423±0.00006	94497.00	3.928	0.987	-0.897	0.489
Mayo	0.04463±0.00006	108136.81	3.965	0.989	-2.707	0.071
Junio	0.04341±0.00005	88689.67	3.472	0.992	-3.085	0.012
Julio	0.04191±0.00005	94597.60	3.947	0.989	-0.478	0.656
Agosto	0.04300±0.00005	88023.76	3.215	0.992	-0.541	0.596
Septiembre	0.04404±0.00007	77135.08	3.136	0.990	-5.525	0.000
Octubre	0.04363±0.00007	55073.44	2.365	0.990	-4.777	0.000
Noviembre	0.04138±0.00008	40427.89	1.929	0.986	-0.702	0.458
diciembre	0.04073±0.00008	29012.67	1.734	0.980	-4.907	0.000

En dicho modelo se observa que, mientras que la ordenada en el origen no presenta una tendencia uniforme a lo largo del año, alcanza los valores mínimos en los meses de verano. Mientras tanto, la ordenada varía de un mes a otro, aumentando a medida que transcurre el año, hasta alcanzar un valor máximo en el mes de junio (0.04353) a partir del cual vuelve a disminuir.

Los buenos resultados obtenidos en Córdoba son comparables a los conseguidos por Tena et al. (1995) en Valencia, observándose en general, para Córdoba valores de la pendiente y del coeficiente de correlación ligeramente superiores a los de Valencia. Sin embargo, los índices de correlación que obtienen Khogaly y Al-Bar (1992) al ajustar las medidas experimentales de radiación ultravioleta y total a la ecuación del tipo 5.28., son sensiblemente inferiores a los de Córdoba, especialmente en verano.

5.5.4.- ESTUDIO COMPARATIVO ENTRE LAS LOCALIDADES DE CÓRDOBA Y VALENCIA

A continuación se va a realizar un estudio comparativo entre los niveles de radiación registrados en Córdoba y en Valencia. Para ello, las figuras 5.78-5.89 presentan la variación diaria de los niveles de radiación solar total, H_G^h , y ultravioleta, H_{UV}^h , en Córdoba y Valencia para cada mes del año y las tablas 5.34-5.45 presentan los resultados obtenidos del estudio estadístico por meses de la radiación en Valencia.

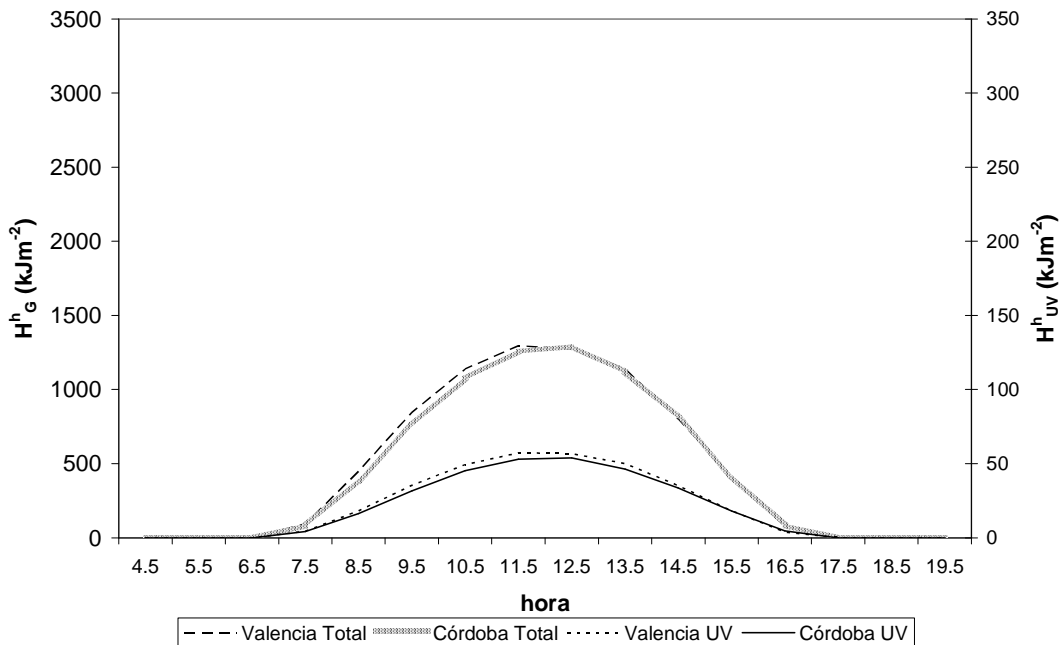


Figura 5.78.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en enero

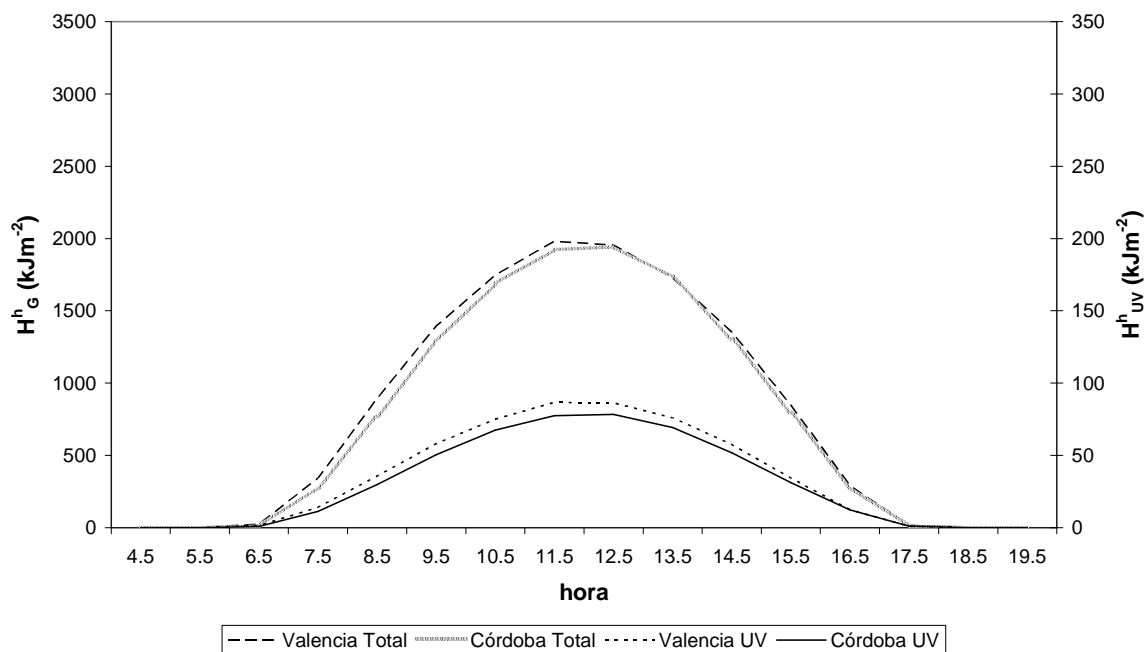


Figura 5.79.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en febrero

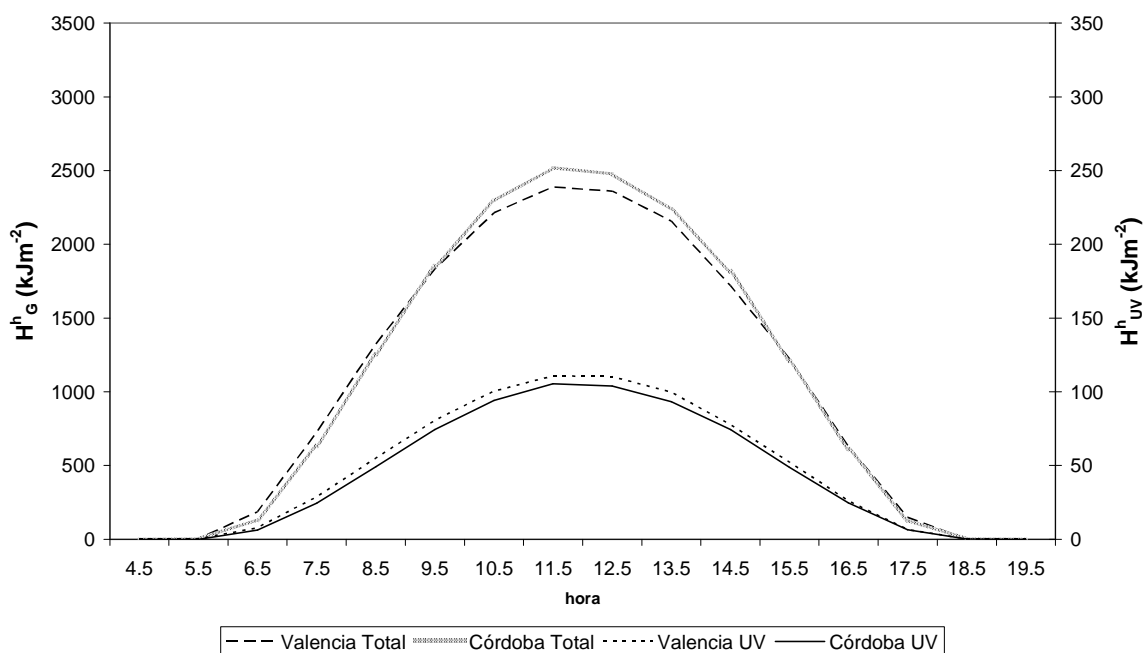


Figura 5.80.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en marzo

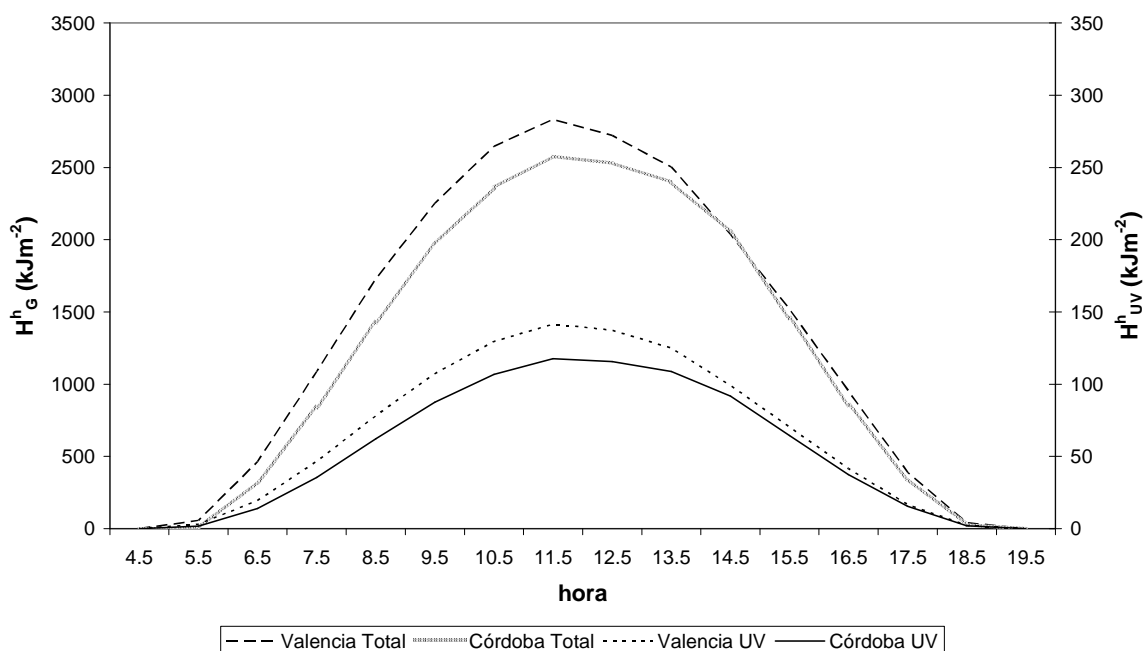


Figura 5.81.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en abril

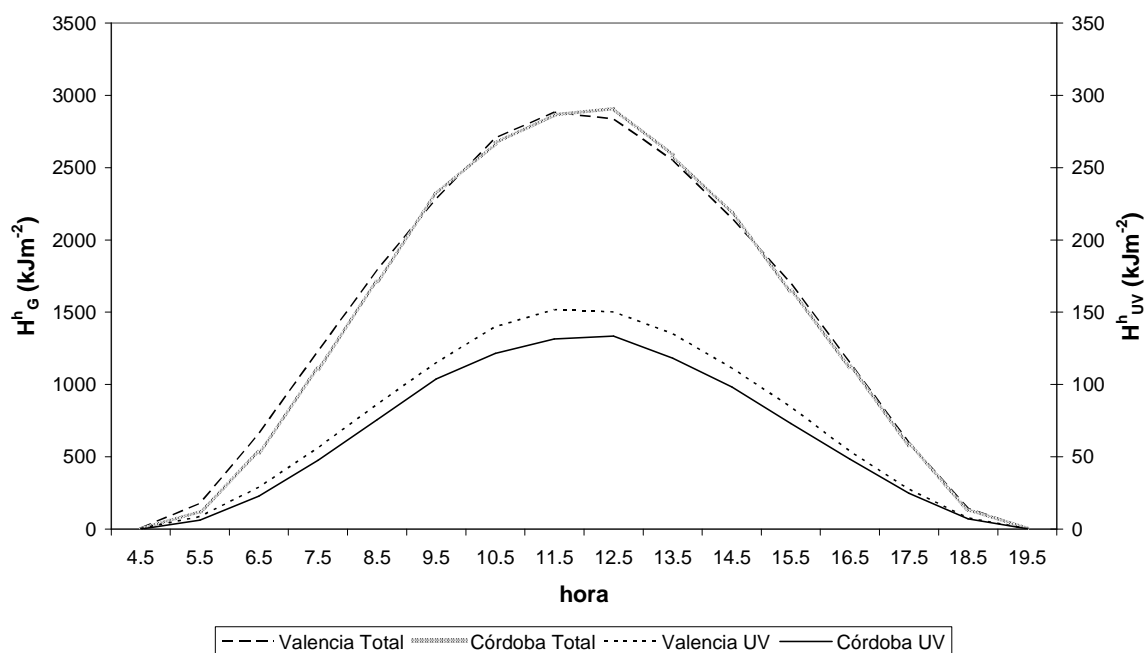


Figura 5.82.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en mayo

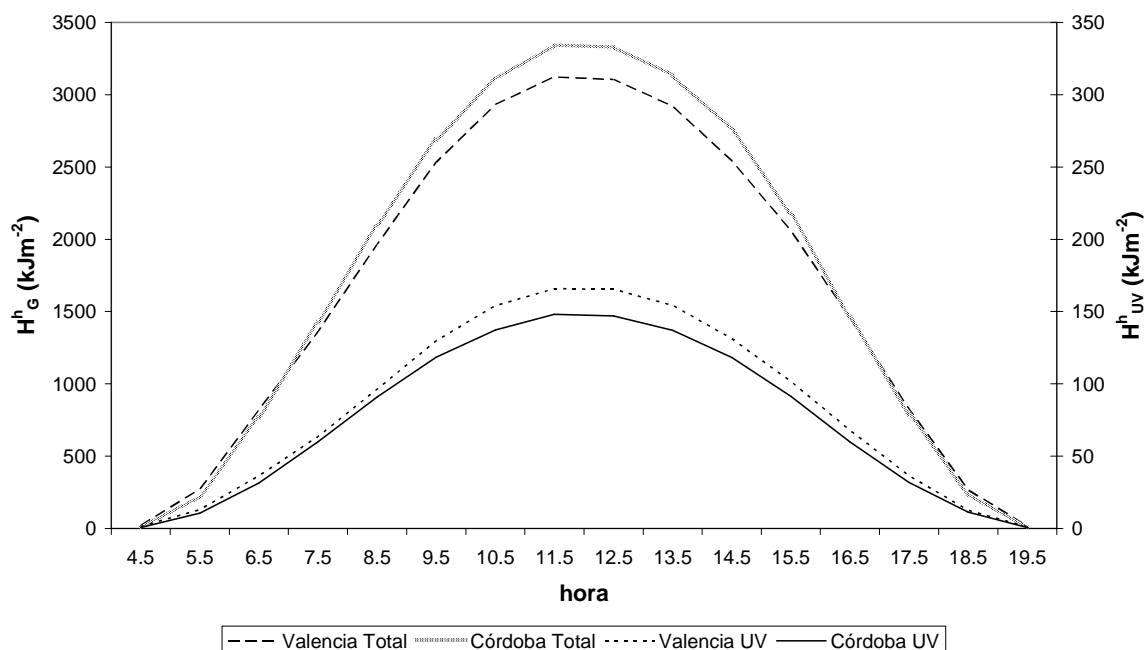


Figura 5.83.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en junio

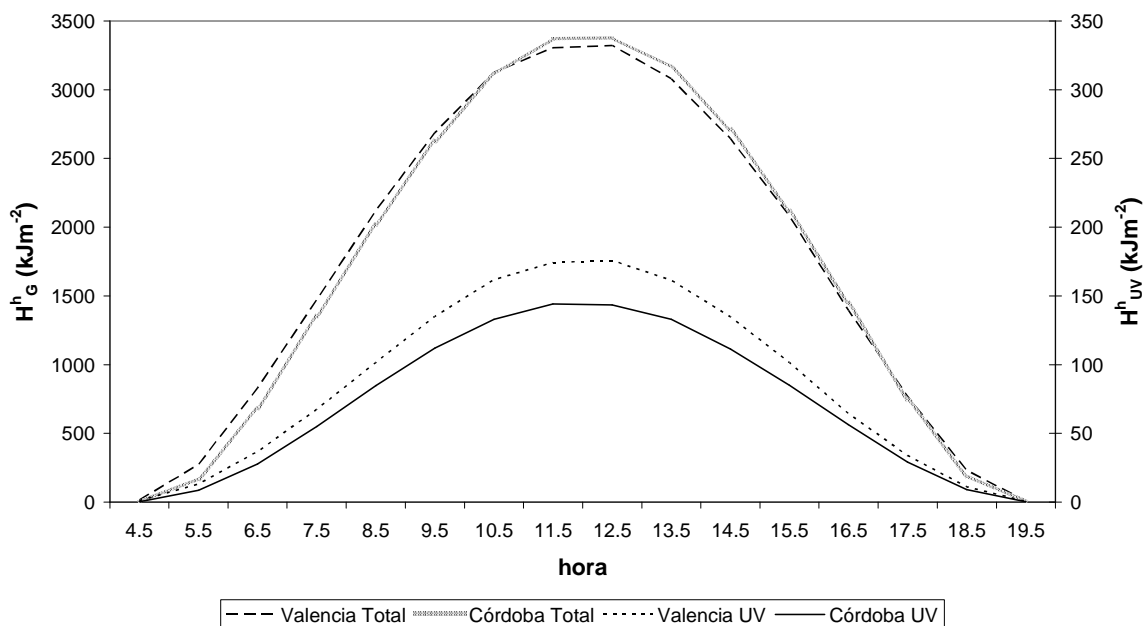


Figura 5.84.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en julio

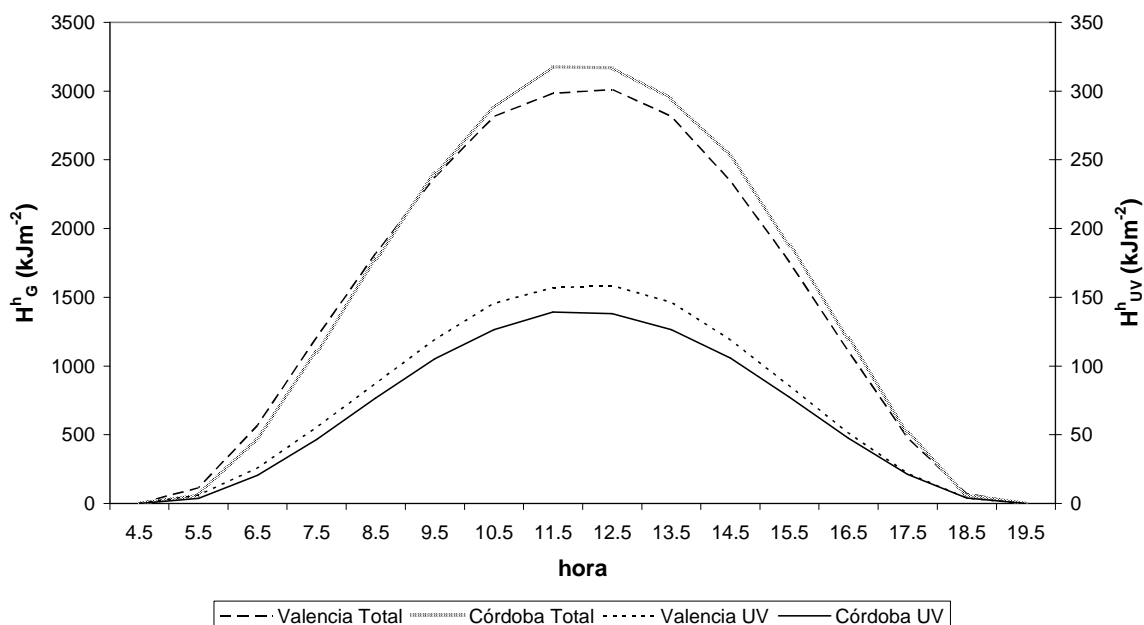


Figura 5.85.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en agosto

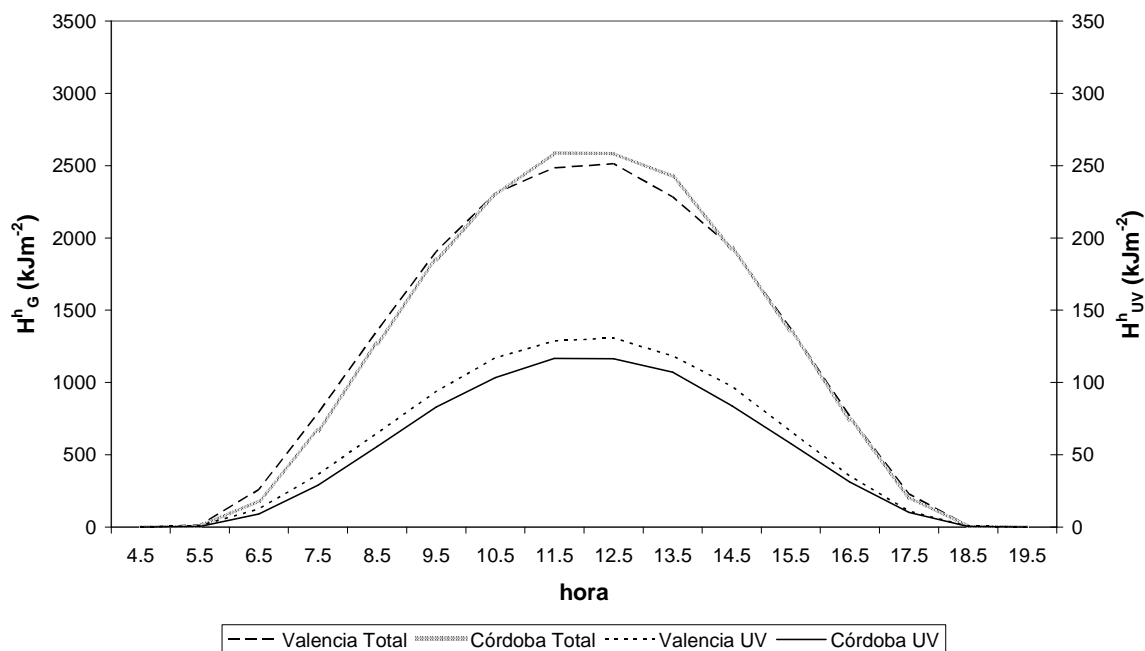


Figura 5.86.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en septiembre

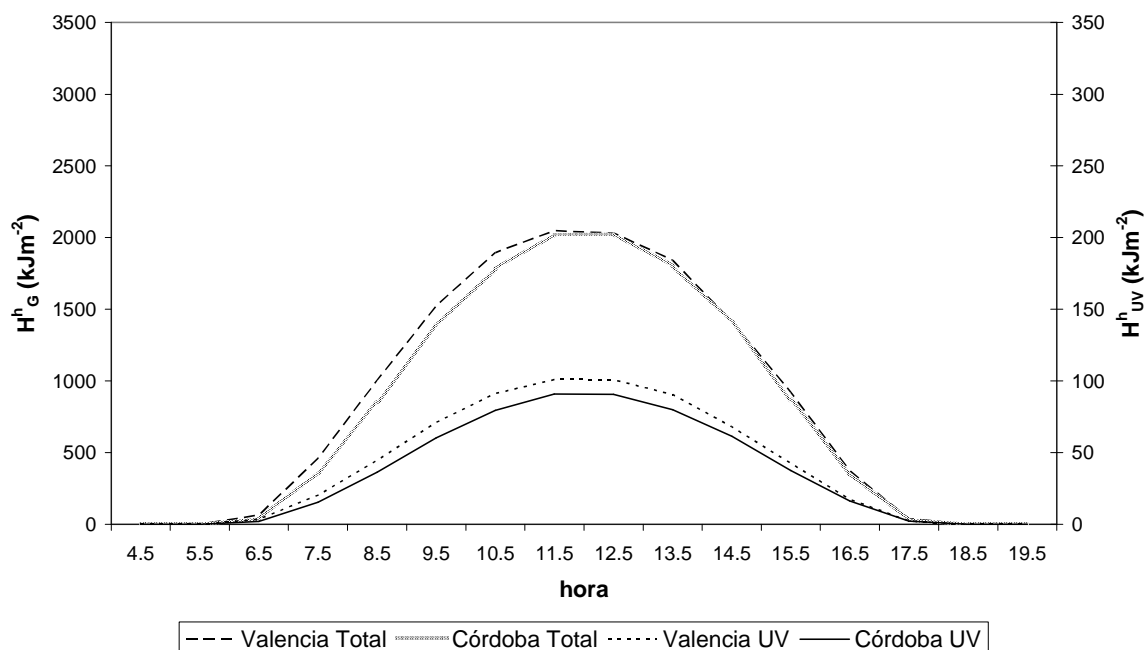


Figura 5.87.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en octubre

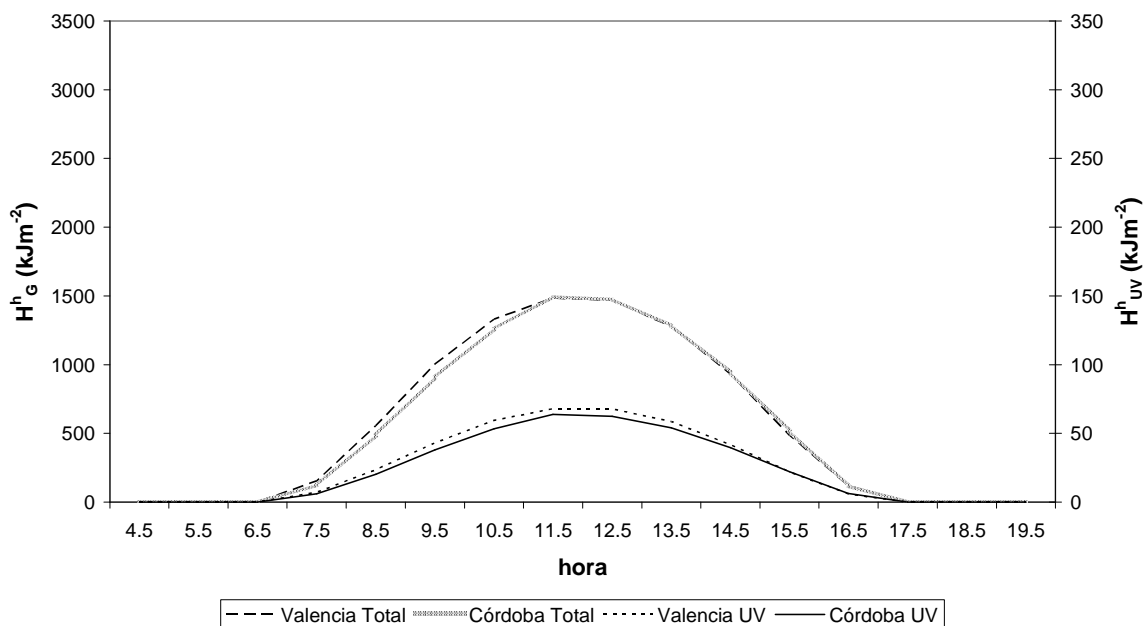


Figura 5.88.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en noviembre

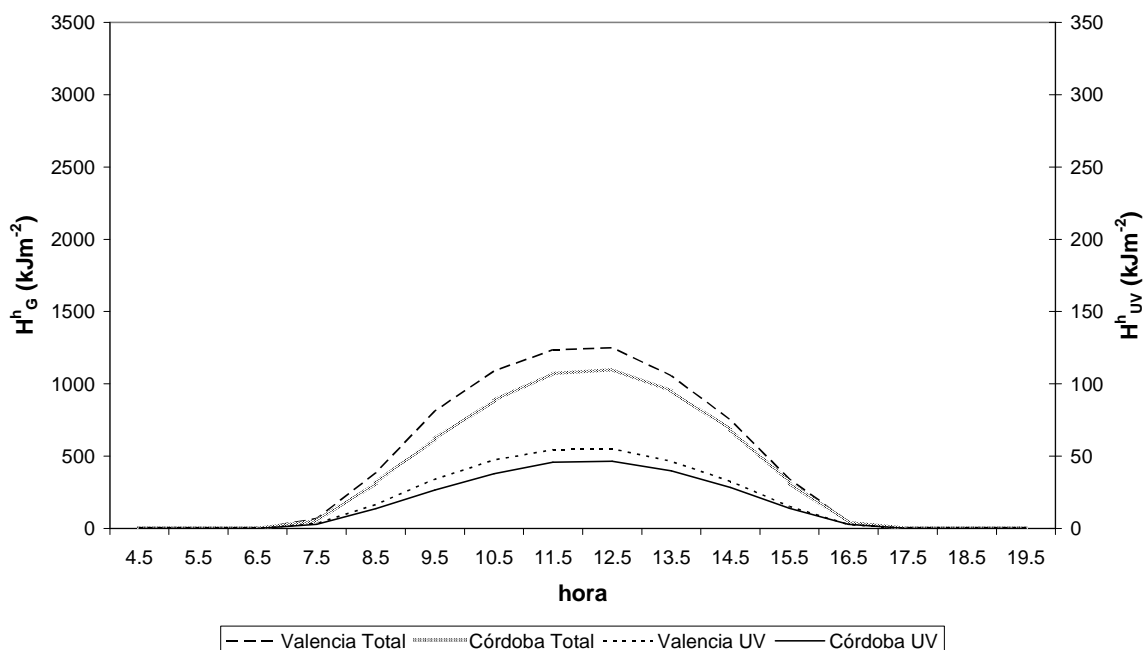


Figura 5.89.: Comparación de los niveles de radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia en diciembre

Del estudio comparativo se deduce que, si bien las distribuciones de Valencia presentan similares características a las de Córdoba (mínimos no representativos, máximos sí representativos, asimetría y valores negativos del coeficiente de curtosis), los niveles de radiación ultravioleta en Valencia son siempre superiores a los de Córdoba, mientras que la relación entre la radiación total de estas localidades depende de la época del año que se considere. Concretamente, por lo que respecta a la radiación total, el máximo valor medio registrado se corresponde al mediodía del mes de julio tanto para Córdoba como Valencia, alcanzando $3376.91 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ en el primero de los casos y $3321.88 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$ en el segundo, siendo 1.02 la razón entre ambos valores. Sin embargo, si nos fijamos en los niveles medidos al mediodía del mes de febrero, la radiación total en Valencia ($1981.42 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$) supera a la de Córdoba ($1940.51 \text{ kJ}\cdot\text{m}^{-2}$) siendo la razón de esta última respecto a la de la región del Mediterráneo 0.98. Análogamente, para abril y diciembre se han encontrado cocientes de 0.87 y 0.91 respectivamente, mientras que para marzo la razón es de 1.06.

Por otra parte, de la comparación de los valores medios de la radiación ultravioleta en ambas localidades, se comprueba que la razón entre sus valores máximos (175.83 para Valencia y 148.03 para Córdoba) es 0.84. Tal y como se ha dicho anteriormente, en este caso, la radiación ultravioleta de la localidad mediterránea supera en todo caso a la de Córdoba, oscilando las razones entre sus niveles de radiación entre 1.23 (mediodía del mes de julio) y 1.01 (entre las 16:00 y las 17:00 de febrero).

En términos medios, a lo largo del día la radiación ultravioleta en Valencia supera a la de Córdoba en un porcentaje que oscila entre el 4.88% del mes de enero y el 23.36% de julio, siendo por lo general las diferencias más acentuadas en los meses de verano que en los de invierno. Por lo que respecta a la componente total, salvo en los meses de verano en los que los valores registrados en Córdoba superan a los de Valencia en un 3.82%, la radiación total registrada en Valencia vuelve a ser superior a la de Córdoba entre un 2.78% durante el mes de septiembre y un 17.38% en diciembre.

Como consecuencia de este comportamiento desigual entre los niveles de radiación total y ultravioleta en ambas localidades, el cociente entre la radiación ultravioleta y la componente total, H_{UV}^h / H_G^h , para los datos experimentales de Valencia es superior al encontrado para Córdoba, tal y como se comprueba en la figura 5.90 en las que se presenta dichos cocientes para Córdoba y Valencia para el mes de mayo, habiéndose observado tendencias similares el resto de los meses del año. Concretamente, mientras que para el área del mediterráneo el valor medio diario del cociente H_{UV}^h / H_G^h varía entre 0.051 (enero y junio) y 0.057 (noviembre), en Córdoba oscila desde 0.041 (julio) y 0.045 (enero y septiembre). Estas diferencias, observadas

anteriormente por otros autores (Cañada et al., 2003), debe estar relacionada con las diferencias climatológicas entre los dos emplazamientos.

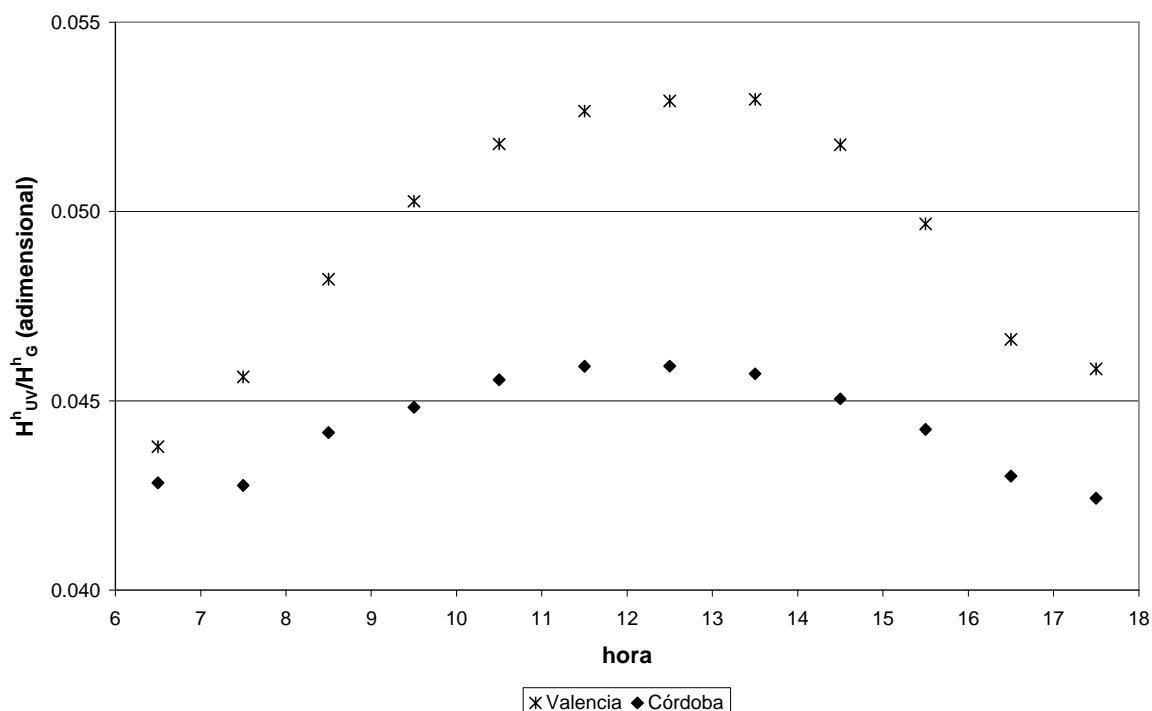


Figura 5.90.: Comparación de los cocientes entre la radiación solar total y ultravioleta en Córdoba y Valencia para en día del mes de mayo

Tabla 5.46.: Radiación Acumulada total y ultravioleta en Valencia y Córdoba

Radiación diaria acumulada	Córdoba		Valencia		Diferencia (%)	
	H ^h _G (kJ·m ⁻²)	H ^h _{UV} (kJ·m ⁻²)	H ^h _G (kJ·m ⁻²)	H ^h _{UV} (kJ·m ⁻²)	H ^h _G	H ^h _{UV}
Enero	7278.9206	306.9610	7528.5645	328.4816	3.43	7.01
Febrero	12020.6074	480.7765	12573.5775	537.9240	4.60	11.89
Marzo	17163.4597	705.3460	16915.1038	756.3425	1.45	7.23
Abril	19161.8236	860.3425	21230.3624	1017.3999	10.80	18.26
Mayo	22490.4230	1012.0555	22882.2640	1157.6336	1.74	14.38
Junio	27559.4958	1194.6887	26220.9524	1330.8188	4.86	11.39
Julio	26614.0576	1112.5115	27357.8086	1375.0512	2.79	23.60
Agosto	24169.0171	1039.3219	23471.3370	1183.3475	2.89	13.86
Septiembre	18104.4509	804.0334	18221.4252	913.4501	0.65	13.61
Octubre	12916.4772	572.1591	13613.7883	652.3531	5.40	14.02
Noviembre	8600.7836	366.5226	8817.7466	397.7394	2.52	8.52
Diciembre	6027.2304	257.4173	7032.1047	307.0737	16.67	19.29

A continuación, se realiza un estudio comparativo entre los niveles de radiación acumulada en ambas localidades a lo largo del día para cada uno de los meses. La tabla 5.46 resume los resultados de dicho análisis, siendo conveniente destacar que las diferencias entre ambas localidades son bastante más pronunciadas en el caso de la componente ultravioleta. Por último, el valor máximo de radiación acumulada total para

Valencia se registra en julio (27357.81 kJ·m⁻²) y para Córdoba en junio (27559.50 kJ·m⁻²), mientras que los mínimos se observan durante los meses de diciembre en ambos casos con valores de 7032.10 kJm⁻² y 6027.23 kJm⁻² respectivamente, de forma que los cocientes entre los valores máximos y mínimos de radiación total acumulada diaria valen 3.89 en el caso de Valencia y 4.57 para Córdoba. Por lo que respecta a la radiación ultravioleta, en Córdoba los valores máximo (1194.69 kJm⁻²) y mínimo (257.42 kJm⁻²) se miden durante los meses de junio y diciembre respectivamente, siendo la razón entre las dos 4.64, mientras que en Valencia se registran durante julio (1375.05 kJm⁻²) y diciembre (307.07 kJm⁻²) y el cociente entre ellas es 4.48.

Por último, tal y como se hizo para los datos experimentales de Córdoba, se proponen y validan relaciones de tipo lineal entre ambas variables. De esta forma, las tablas 5.47 y 5.48 muestran los parámetros del ajuste de los datos experimentales a una función lineal con ordenada en el origen no nula y nula respectivamente, así como los resultados de la validación de los mismos. A partir del análisis de las tablas, se concluye que, una vez más, los datos experimentales se ajustan al modelo matemático con ordenada no nula, ya que, si bien los resultados del error medio absoluto, MAB, son peores, los de la suma residual cuadrática compuesta, CRSS, y el test de Wilcoxon son mejores. De hecho, para el modelo con ordenada en el origen nula, los resultados del test de Wilcoxon permiten afirmar que, salvo en dos casos (septiembre y octubre), la probabilidad de cometer error al rechazar el modelo es siempre inferior al 10%.

Tabla 5.47.: Ajuste de los datos experimentales de Valencia a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$

Mes	$H_{UV}^h = mH_G^h + n$		Validación				
	m	n (kJ/m ²)	CRSS (kJ/m ²)	MAB (kJ/m ²)	R ²	Test de Wilcoxon	
						Z	α
Enero	0.04038±0.00017	2.11±0.16	38524.02	3.61	0.968	-0.601	0.529
Febrero	0.04170±0.00015	1.09±0.20	47167.79	3.89	0.978	-0.633	0.510
Marzo	0.04505±0.00013	-0.37±0.23	80063.07	4.61	0.982	-0.539	0.590
Abril	0.04854±0.00015	-0.9±0.3	134842.69	5.98	0.981	-0.617	0.520
Mayo	0.05095±0.00016	-0.5±0.4	116844.82	6.05	0.983	-0.220	0.826
Junio	0.05210±0.00017	-2.3±0.4	140251.59	6.34	0.981	-0.484	0.629
Julio	0.05237±0.00013	-3.8±0.3	112883.11	5.71	0.987	-0.469	0.639
Agosto	0.05164±0.00013	-2.0±0.3	77005.32	5.12	0.988	-0.532	0.595
Septiembre	0.04980±0.00017	0.5±0.4	102869.39	5.69	0.979	-0.527	0.598
Octubre	0.04734±0.00017	0.7±0.8	60479.23	4.48	0.979	-0.499	0.619
Noviembre	0.0423±0.0002	2.44±0.23	47693.41	4.38	0.966	-0.515	0.587
Diciembre	0.04036±0.00019	2.35±0.18	29199.95	3.47	0.968	-0.603	0.529

De manera análoga al comportamiento encontrado para Córdoba, mientras que la pendiente aumenta en los meses de verano, la ordenada en el origen disminuye llegando a alcanzar valores negativos. No obstante, de la comparación se deriva que los valores de la pendiente para Valencia son superiores a los determinados a partir de los

datos experimentales de Córdoba, como ya se ha encontrado para el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total.

Tabla 5.48.: Ajuste de los datos experimentales a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h$

Mes	$H_{UV}^h = mH_G^h$	Validación				
		m	CRSS (kJ/m ²)	MAB (kJ/m ²)	R ²	Test de Wilcoxon
	Z					α
Enero	0.04205±0.00013	42390.58	3.43	0.968	-3.255	0.000
Febrero	0.0423±0.0001	48017.81	3.76	0.989	-1.827	0.068
Marzo	0.04488±0.00008	80169.58	4.57	0.982	-2.125	0.034
Abril	0.04816±0.00008	135457.59	5.89	0.987	-4.069	0.000
Mayo	0.05076±0.00009	116985.16	6.00	0.989	-0.939	0.348
Junio	0.05120±0.00009	143417.99	6.26	0.992	-3.712	0.000
Julio	0.05091±0.00007	122414.76	5.66	0.989	-4.117	0.000
Agosto	0.05083±0.00007	79398.04	4.97	0.992	-3.900	0.000
Septiembre	0.0501±0.0001	103047.28	5.67	0.990	-0.612	0.541
Octubre	0.0477±0.0001	60798.36	4.43	0.990	-0.489	0.625
Noviembre	0.04402±0.00013	51273.27	4.20	0.986	-2.769	0.000
diciembre	0.04229±0.00013	32668.43	3.32		-2.899	0.000

5.5.5.- INFLUENCIA DE LA NUBOSIDAD

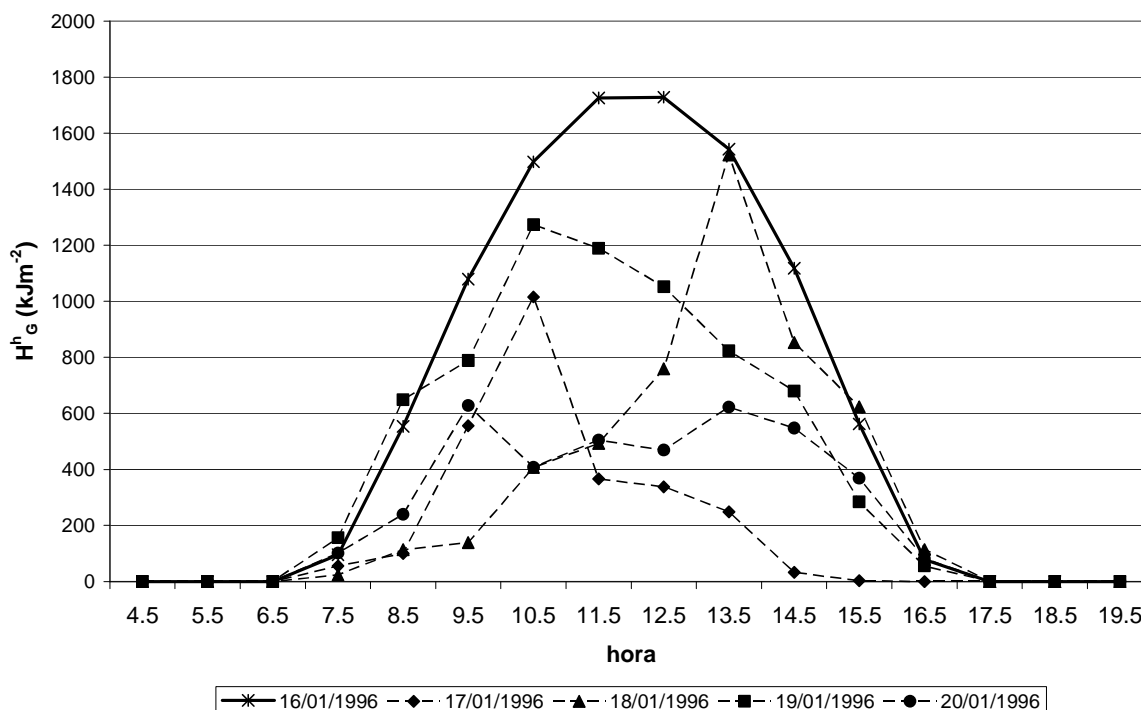


Figura 5.91.: Comparación de los niveles de radiación solar total para días con y sin nubes

CAPÍTULO 5: MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

Diversos autores (Spihirne et al., 1978; Iqbal, 1983; Riordan et al., 1990; Bais et al., 1993; Wright, 2000) han estudiado la influencia de las nubes en la radiación encontrando que se trata de uno de los factores de atenuación más importante para la radiación total (Wright, 2000) y, aunque en menor medida, para la radiación ultravioleta (Spihirne et al., 1978).

Las figuras 5.91 y 5.92 representan la radiación solar horaria total, H_G^h , y ultravioleta, H_{UV}^h , respectivamente, para un día despejado de enero del 1996 en Córdoba (16/01/1996) y varios días nublados del mismo mes (17/01/1996, 18/01/1996, 19/01/1996 y 20/01/1996). La tabla 5.49 representa el porcentaje de atenuación que, tanto la radiación solar total como la ultravioleta, han experimentado como consecuencia de la presencia de nubes para ésta y otras secuencias de días escogidas a lo largo del periodo de medidas experimentales, todas ellas muy próximas en el tiempo entre sí de forma que la variación y, consecuentemente, la influencia de la altura solar sea mínima.

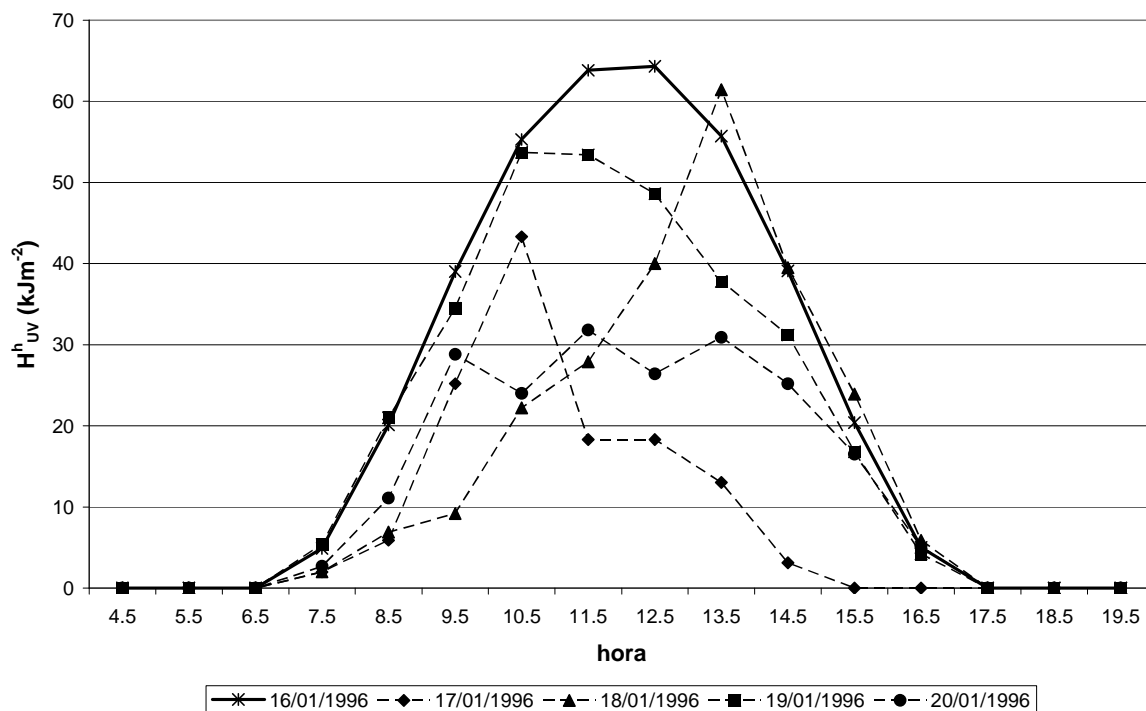


Figura 5.92.: Comparación de los niveles de radiación solar ultravioleta para días con y sin nubes

De acuerdo con los resultados anteriores, se puede afirmar que el efecto de las nubes es muy variable, ya que depende del tipo y la cantidad de nubes presentes en la atmósfera (Zavodska and Reichrt, 1985). No obstante, su influencia es muy significativa, llegando a superar el 70% para la radiación total y el 65% para la componente ultravioleta y no siendo inferior al 30% para el caso de la radiación total ni al 19% para la ultravioleta. De esta forma, en presencia de nubes, la radiación solar

total disminuye, en términos medios, un 51.97%, mientras que la radiación ultravioleta lo hace en un 43.40%. Este resultado se aproxima en gran medida al encontrado por Al-Aruri et al. (1990) que, a partir de medidas registradas en Kuwait (29°20'N, 47°57'E) obtienen que la radiación ultravioleta experimenta una disminución media del 44% por la acción de las nubes.

Tabla 5.49.: Atenuación de la radiación solar total y ultravioleta por el efecto de la nubosidad

Fecha	Atenuación de H_G^h respecto al día claro 16/01/1995 (%)	Atenuación de H_{UV}^h respecto al día claro 16/01/1995 (%)
17/01/1995	71.55	66.5
18/01/1995	52.48	40.16
19/01/1995	50.67	19.44
20/01/1995	47.04	38.27
Fecha	Atenuación de H_G^h respecto al día claro 09/06/1997 (%)	Atenuación de H_{UV}^h respecto al día claro 09/06/1997 (%)
04/06/1997	71.16	66.72
05/06/1997	54.76	46.71
06/06/1997	31.39	22.45
07/06/1997	48.80	44.04
Fecha	Atenuación de H_G^h respecto al día claro 17/12/2000 (%)	Atenuación de H_{UV}^h respecto al día claro 17/12/2000 (%)
20/12/2000	74.18	66.79
21/12/2000	31.24	30.18
23/12/2000	38.36	36.19

Asimismo, se comprueba que la atenuación experimentada por la radiación total es mayor que la de la radiación ultravioleta y, como consecuencia, el cociente H_{UV}^h / H_G^h aumenta cuando los cielos están cubiertos (figura 5.93, tabla 5.50). Este comportamiento, encontrado con anterioridad por diversos autores (Zavodska and Reichrt, 1985), se explica en base al hecho de que las nubes, afectan en mayor medida a la radiación de longitud de onda superior que a las del intervalo ultravioleta, como ha quedado demostrado anteriormente.

No obstante, a pesar de la influencia que ejerce, la nubosidad se trata de un parámetro muy difícil de caracterizar ya que, como se ha visto anteriormente, su efecto depende, entre otros factores, del tipo de nube así como de la cantidad de ellas presentes en la atmósfera. Como solución, para parametrizar el efecto de las nubes, algunos autores (Zavodska et al., 1984) recurren al número de octavos de cielo

cubiertos. Sin embargo, de acuerdo con el razonamiento expuesto en el capítulo 4 de esta Tesis Doctoral, en este trabajo, se ha preferido recurrir a un parámetro menos subjetivo como el índice de claridad total, k_t , que ofrece información global de las condiciones atmosféricas del día y, principalmente, de la nubosidad.

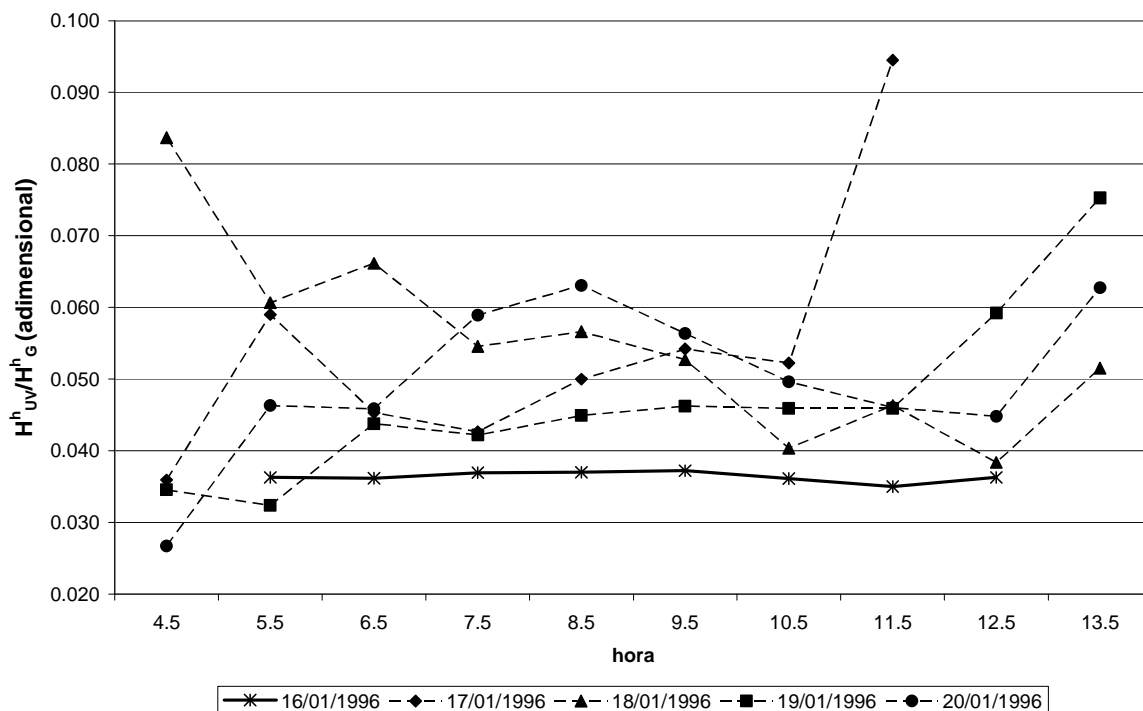


Figura 5.93.: Variabilidad del cociente H^h_{UV}/H^h_G ante diferentes condiciones de nubosidad

Tabla 5.50.: Influencia de la nubosidad en el cociente H^h_{UV}/H^h_G

Fecha	H^h_{UV}/H^h_G (%)
16/01/1995	4.07
17/01/1995	5.42
18/01/1995	5.51
19/01/1995	4.70
20/01/1995	5.00
09/06/1997	4.46
04/06/1997	5.55
05/06/1997	5.51
06/06/1997	4.93
07/06/1997	5.42
17/12/2000	4.40
20/12/2000	5.72
21/12/2000	5.05
23/12/2000	5.36

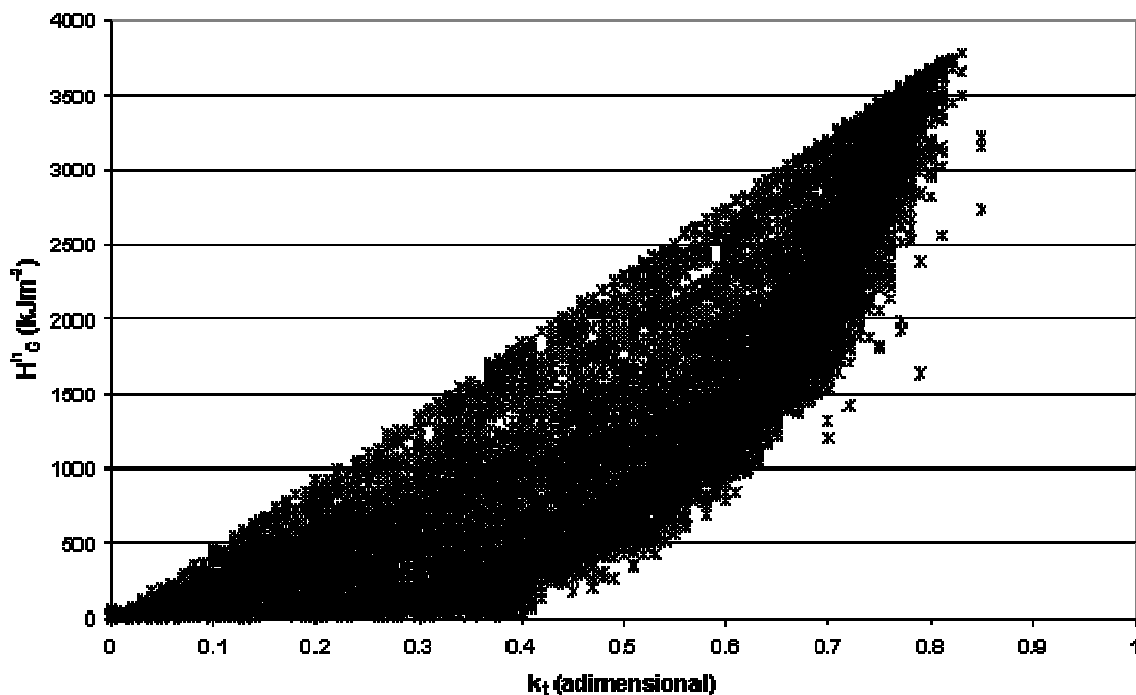


Figura 5.94.: Dependencia de la radiación total horaria, H_G^h , respecto al índice de claridad total, k_t

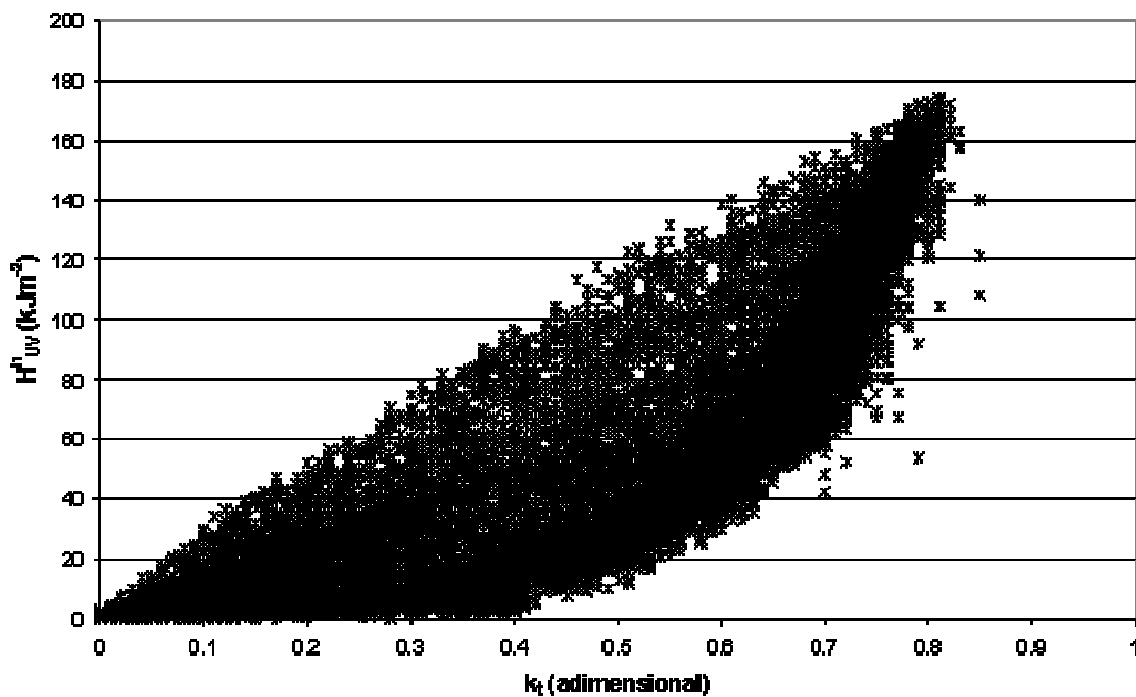


Figura 5.95.: Dependencia de la radiación ultravioleta horaria, H_{UV}^h , respecto al índice de claridad total, k_t

De acuerdo con esta decisión, las figuras 5.94 y 5.95 representan la radiación horaria total, H_G^h , y ultravioleta, H_{UV}^h , respectivamente, frente al índice de claridad total, k_t . En dichas gráficas se observa que, a medida que aumenta k_t y, consecuentemente, la transmisividad atmosférica, los niveles de radiación aumentan y disminuye la dispersión de la nube de puntos, íntimamente relacionada con los fenómenos de dispersión atmosférica y reflexión múltiple que tienen lugar en presencia de nubes. Asimismo, de acuerdo con la figura 5.96, en la que se representa el cociente entre las dos variables radiométricas, H_{UV}^h / H_G^h frente a k_t , se puede confirmar que la nubosidad afecta en mayor medida a la radiación total que a la componente ultravioleta, puesto que, a medida que aumenta k_t , H_{UV}^h / H_G^h disminuye.

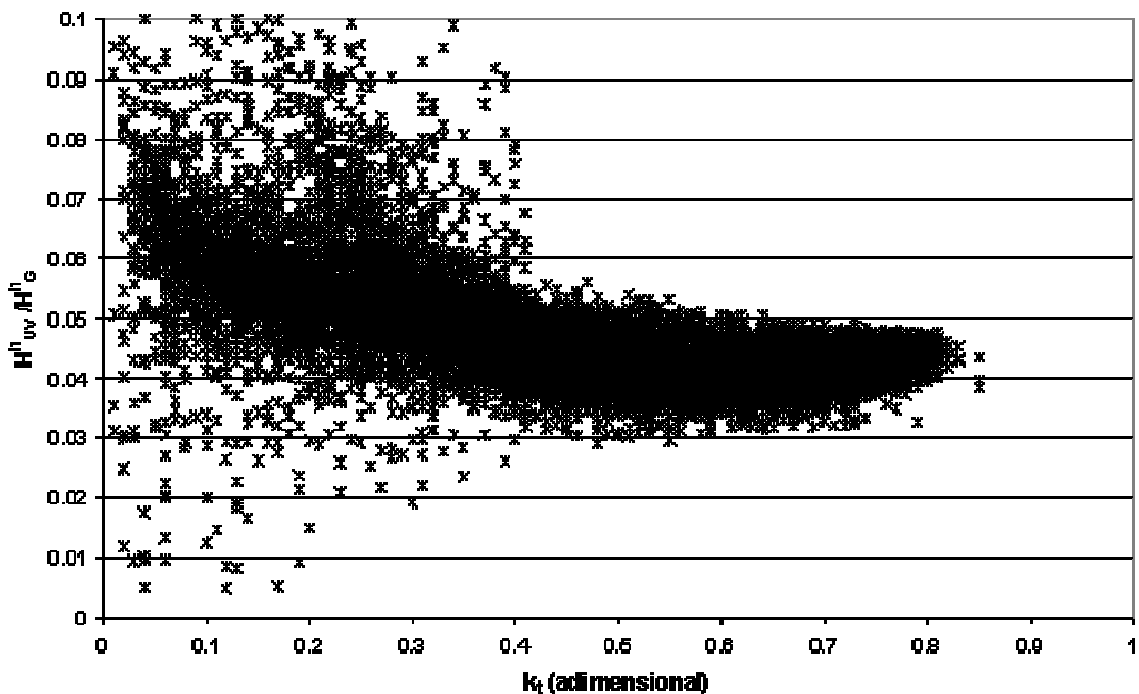


Figura 5.96.: Dependencia del cociente H_{UV}^h / H_G^h respecto al índice de claridad total, k_t

De esta forma, clasificamos los datos de radiación horaria de acuerdo con el siguiente criterio

Días claros $\Rightarrow k_t > 0.65$

Días parcialmente cubiertos $\Rightarrow 0.65 \geq k_t \geq 0.50$

Días nublados o muy nublados $\Rightarrow k_t < 0.50$

y calculamos el valor medio del cociente H_{UV}^h / H_G^h para cada uno de los casos, así como la dispersión de los datos, σ (tabla 5.51). Es importante destacar el hecho de que el valor máximo del cociente se corresponde al grupo de días nublados o muy nublados, lo que, una vez más, es consecuencia del hecho de que las nubes afectan en mayor medida a la radiación total que a la ultravioleta. Por otra parte, el valor medio encontrado para los días claros es ligeramente superior al asociado a días parcialmente cubiertos. Esto se debe al hecho, ya comentado anteriormente, de que, en estas condiciones, si las nubes ocultan el disco solar, se efecto será reductor, mientras que si no lo ocultan, tiene lugar el denominado efecto de reflexión múltiple y, consecuentemente, la radiación aumenta. Finalmente, por lo que respecta a la dispersión de las medidas, ésta aumenta a medida que disminuye k_t .

Tabla 5.51.: Valor medio del cociente H_{UV}^h / H_G^h (%) para distintos intervalos del índice de claridad total, k_t

	H_{UV}^h / H_G^h	σ
Días claros ($k_t > 0.65$)	0.0421	0.00386
Días parcialmente cubiertos ($0.65 \geq k_t \geq 0.50$)	0.0417	0.00716
Días nublados o muy nublados ($k_t < 0.50$)	0.0716	0.171

Tabla 5.52.: Ajuste de los datos experimentales de Córdoba a la expresión $H_{UV}^h = mH_G^h + n$ para distintos intervalos del índice de claridad total, k_t

	$H_{UV}^h = mH_G^h + n$		Validación				
	m	n (kJ/m ²)	CRSS (kJ/m ²)	MAB (kJ/m ²)	R ²	Test de Wilcoxon	
						Z	α
Días claros ($k_t > 0.65$)	0.04783±0.00005	0.22±0.03	109564.34	1.449	0.982	-0.020	0.982
Días parcialmente cubiertos ($0.65 \geq k_t \geq 0.50$)	0.04777±0.00012	-5.22±0.14	109457.34	3.378	0.989	-0.112	0.878
Días nublados o muy nublados ($k_t < 0.50$)	0.05645±0.00008	-10.33±0.21	201391.88	2.872	0.970	-0.084	0.902

Por último, para la misma clasificación de los datos experimentales, estudiamos la correlación entre los datos experimentales de radiación solar horaria ultravioleta y total mediante una expresión de tipo lineal. La tabla 5.52 muestra los resultados obtenidos en el ajuste, así como de la validación del modelo que, resulta ajustarse adecuadamente a los datos experimentales, debido, fundamentalmente, a los bajos valores de MAB y los elevadas probabilidades α de cometer error si los rechazamos (test de Wilcoxon). Se comprueba que la pendiente del modelo presenta un comportamiento similar al descrito para el porcentaje de radiación ultravioleta respecto a la total mientras que la ordenada en el origen disminuye a medida que lo hace también el índice de claridad.

5.6.- CONCLUSIONES

El conocimiento de la radiación solar ultravioleta resulta de gran importancia, fundamentalmente, por los efectos que ejerce sobre los seres vivos. No obstante, frente a la abundancia de series largas de radiación total en gran diversidad de puntos geográficos, las secuencias de radiación ultravioleta son escasas. Ante esta problemática, diversos autores tratan de correlacionar estas dos variables radiométricas de forma que sea posible obtener la radiación ultravioleta a partir de la total en aquellos emplazamientos en los que sólo estén disponibles los datos experimentales de esta última. En este capítulo se presentan los resultados obtenidos en esta línea de trabajo a partir de medidas registradas en Córdoba. Concretamente, a partir de datos de radiación, tanto diaria como horaria, registrados desde 1995 hasta 2001 en la estación radiométrica del Departamento de Física Aplicada en la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Córdoba descrita en el capítulo 3 de esta Tesis Doctoral, se ha realizado un análisis estadístico de la radiación total y ultravioleta y se han establecido modelos matemáticos sencillos entre ambas variables, así como con otras variables radiométricas de especial interés.

En primer lugar, de acuerdo con los resultados obtenidos podemos afirmar que las secuencias de radiación solar diaria total y ultravioleta presentan las mismas pautas de oscilación anual. Análogamente, las series diarias de radiación solar horaria total y ultravioleta presentan patrones de variación similares. Esto permitirá establecer correlaciones sencillas entre los pares de variables.

Del análisis estadístico de las distribuciones se deduce que:

- Tanto para la radiación horaria como diaria, así como, tanto para la radiación total como para la componente ultravioleta, los mínimos absolutos no son representativos de las muestras puesto que presentan grandes diferencias respecto a los percentiles 5 (Martínez-Lozano, 1996). Sin embargo, las

diferencias entre los percentiles 95 y los máximos absolutos son pequeñas y, por tanto, estos últimos sí son representativos de las distribuciones.

- Por otra parte, las distribuciones de frecuencia de radiación total y ultravioleta no son normales, sino que, por el contrario, son asimétricas y presentan valores no nulos del coeficiente de curtosis. Como consecuencia, es incorrecto caracterizar las distribuciones únicamente en función de la media y la desviación estándar, siendo necesario recurrir a estadísticos no paramétricos.
- Los valores máximos de radiación se registran durante los meses de verano y, más concretamente, en el caso de la radiación horaria, durante las horas centrales del día.
- Las distribuciones presentan el mayor grado de estabilidad durante el periodo estival y, nuevamente, en el caso de la radiación horaria, en las horas centrales del día.

Por otra parte, resulta interesante estudiar la proporción entre la radiación ultravioleta y total. En el caso que nos ocupa se han encontrado un porcentaje medio de 4.29% para la radiación diaria y del 4.31% para la radiación horaria.

En base a la similitud entre los patrones de oscilación de la radiación solar total y ultravioleta, tanto diaria como horaria, se han determinado y validado modelos matemáticos sencillos entre cada par de variables, encontrando que el modelo que mejor se ajusta a los datos experimentales en ambos casos es de tipo lineal, $y = mx + n$. No obstante, de los resultados de la validación de los modelos, se comprueba que el modelo para la radiación horaria se ajusta mejor a los datos experimentales que el de la radiación diaria lo que nos permite afirmar que, siempre que sea posible, es conveniente utilizar valores horarios para establecer la correlación entre la radiación ultravioleta y la total (Pedrós, 1998).

Asimismo, con el fin de reducir la influencia de los aerosoles y el ángulo cenital, se han establecido modelos entre los cocientes adimensionales H_{UV}^d / H_d^d y H_d^d / H_G^d , siendo H_{UV}^d , H_d^d y H_G^d la radiación solar horaria ultravioleta, difusa y total respectivamente.

Por último, el estudio de la radiación horaria y su dependencia con respecto a la masa óptica de aire ha permitido verificar que la influencia de la longitud del recorrido de la radiación a través de la atmósfera, en su camino hacia la superficie terrestre, es mayor para la componente ultravioleta que para la radiación total. Por el contrario, el

efecto de la nubosidad se comprueba que es mayor para la radiación de mayor longitud de onda que para el intervalo ultravioleta.

CAPÍTULO 6.:

**MODELO PARA EL CÁLCULO DE LA COLUMNA
TOTAL DE OZONO (TCO)**

RESUMEN

El ozono es un gas atmosférico de gran influencia para la vida terrestre ya que, dependiendo de la capa de la atmósfera en que se encuentre se comporta como un contaminante o como un escudo que absorbe la radiación solar nociva. Ante esta situación, la comunidad internacional coopera por controlar los niveles de dicho gas en cada capa, siendo, en este sentido, primordial el establecimiento de una densa red de medidas de columna total de ozono extendida por todo el mundo. No obstante, debido al coste económico y al difícil mantenimiento de la instrumentación, existen lugares donde aún no es posible llevar a cabo estas medidas experimentales. Como solución, se recurre a los datos facilitados por satélites, no obstante estos no proporcionan información sobre la variabilidad diaria del gas. De acuerdo con esta problemática, en este capítulo se presenta un nuevo modelo desarrollado en el marco de esta Tesis Doctoral y en colaboración con la Universidad de Tasmania, que permite determinar los niveles de columna total de ozono instantáneos a partir de medidas de radiación solar total y UV-B eritemática, comúnmente registradas en la actualidad por la mayoría de las estaciones radiométricas del mundo.

6.1.- OZONO: PROBLEMÁTICA MEDIOAMBIENTAL

La necesidad de disponer de unas medidas de calidad de ultravioleta en superficie está también justificada por la creciente preocupación existente en la comunidad científica sobre las variaciones de la concentración de ozono en las distintas capas de la atmósfera terrestre y sus consecuencias para la vida en la Tierra.

El ozono (O₃) es una molécula formada por tres átomos de oxígeno que, en condiciones normales de temperatura y presión, se encuentra en estado gaseoso. La cantidad total de ozono en una columna vertical de aire se mide en unidades Dobson (DU), nombre que recibe en honor a G.M.B. Dobson, uno de los primeros científicos que investigó el O₃ atmosférico entre los años 1920 y 1960 y que diseñó el "espectrofotómetro Dobson", instrumento estándar utilizado para medidas terrestres de O₃. Dicha unidad representa el espesor, expresado en 10⁻² mm, que tendría la capa en la que se comprimiese todo el O₃ puro en condiciones normales de presión y

temperatura (Heisler et al., 2006), de forma que, si el O₃ comprimido formara una capa de 3mm de espesor, entonces se tendrían 300 DU de columna total de O₃.

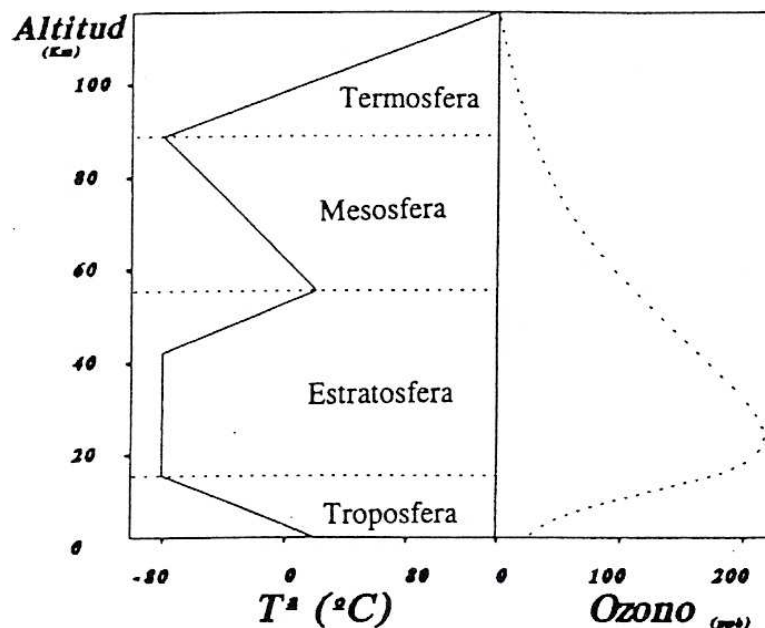


Figura 6.1.: Variaciones de temperatura y concentraciones de O₃ en las principales capas atmosféricas (Pérez López et al., 1993)

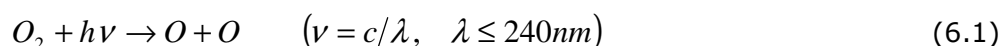
La distribución del O₃ en la atmósfera es irregular, alcanzando, tal y como se puede comprobar en la figura 6.1., las máximas concentraciones en la baja estratosfera entre 20-27 km de altura (Randel et al., 1999), donde se concentra alrededor del 90% del mismo. Allí, este gas actúa como filtro de las radiaciones ultravioleta de onda más corta, absorbiendo el 90% de la radiación UV-B procedente del Sol que puede resultar muy dañina para seres humanos, animales y plantas. Por ello, a pesar de ser un componente minoritario de la atmósfera terrestre (de cada diez millones de moléculas de la alta atmósfera, unos dos millones son de oxígeno normal pero sólo 3 moléculas son de O₃), el ozono concentrado en esta región desarrolla un papel muy importante para la vida en la Tierra.

Sin embargo, en la troposfera, cerca de la superficie terrestre, el O₃ se comporta como un contaminante más ya que su gran reactividad hace que intervenga en multitud de reacciones químicas conducentes a la formación de otros contaminantes de gran importancia en los episodios agudos y crónicos de contaminación atmosférica (Pérez López et al., 1993). De ahí que el aumento de la concentración de O₃ troposférico despierte, en la actualidad, una gran alarma social basada en el hecho de que, desde principios del siglo XX, la concentración de O₃ troposférico se ha duplicado (Volz and Kley, 1988; Anfosi et al., 1991; Staehelin and Smith, 1991; Rydley, 1998; Staehelin et al., 1994; Collins et al., 2000; Dueñas et al., 2002).

6.1.1.- PROCESOS DE FORMACIÓN Y DESTRUCCIÓN DE OZONO

6.1.1.1.- OZONO ESTRATOSFÉRICO

El ozono se forma, principalmente, en la estratosfera media y superior, mediante la disociación fotoquímica del oxígeno molecular, generada por radiación ultravioleta de longitud de onda corta (Godish, 1991). De esta forma, mientras que el O_3 absorbe radiación de longitud de onda entre 220 y 290 nm (longitudes de onda superiores del intervalo de UV-C e inferiores del UV-B), los enlaces de las moléculas de oxígeno se pueden romper al absorber la energía de un fotón de radiación ultravioleta de longitud de onda menor de 240 nm (longitudes de onda del intervalo de radiación UV-C), formando dos átomos de oxígeno libres muy reactivos (ecuación 6.1). Éstos, en presencia de alguna otra molécula M, como nitrógeno, N_2 , que no se consume en la reacción, sino cuya función es absorber el exceso de energía que se desprende en la reacción (ecuación 6.2), se combinan rápidamente con nuevas moléculas de oxígeno formando ozono, O_3 (Krupa, 2000):



Este proceso está determinado por la cantidad de radiación ultravioleta incidente y, como consecuencia, la tasa de producción de O_3 es superior en el ecuador que a latitudes mayores donde los niveles de radiación ultravioleta son inferiores. No obstante, este ozono producido en la zona ecuatorial es eficientemente transportado a latitudes altas por el sistema de vientos de forma que la distribución de O_3 en el planeta es el resultado de la combinación de procesos químicos y de transporte.

Por otra parte, la radiación ultravioleta también es responsable de la fotodisociación del O_3 estratosférico e invierte la reacción 6.2 cuando las moléculas de O_3 absorben radiaciones ultravioleta de 320 nm, rompiéndose en moléculas de oxígeno más átomos de oxígeno libres (ecuación 6.3):



Este oxígeno atómico puede reaccionar nuevamente con oxígeno molecular formando O_3 (ecuación 6.2). En este caso, mientras que en la ecuación 6.3 se absorben radiaciones de baja longitud de onda, correspondientes al intervalo ultravioleta, en la 6.2 no se reemiten radiaciones de este tipo, sino de mucha mayor longitud de onda, con lo que, como resultado global, se convierte radiaciones ultravioletas en calor.

De forma alternativa, el átomo de oxígeno liberado en la reacción 6.3 puede colisionar finalmente con ozono, sumamente reactivo, quedando este último destruido y dando lugar a dos moléculas de oxígeno, tal y como se establece en la siguiente reacción (ecuación 6.4):



Las reacciones 6.1, 6.2 y 6.4, que describen los procesos de producción fotoquímica y de pérdida de ozono, se denominan **ciclo de Chapman** (Chapman, 1930). En condiciones normales y en ausencia de corrientes atmosféricas, la distribución de O_3 estratosférico estaría determinada por un balance entre los procesos fotoquímicos que lo producen y aquellos que lo destruyen (Salby and García, 1990). Concretamente, si no hubiera contaminantes presentes, al ser las tasas de formación mayores que las de destrucción, las concentraciones irían en constante aumento.

Y es que, aunque la reacción 6.4, que representa la destrucción de ozono, es bastante lenta, diversas sustancias actúan como catalizadores acelerando la destrucción del O_3 estratosférico, tal y como queda reflejado en las reacciones siguientes (ecuaciones 6.5-6.7), donde la especie X puede ser hidrógeno (H), bromo (Br) o cloro (Cl) (Molina, 1974):



De esta forma, esos compuestos son responsables del agujero o adelgazamiento de la capa de ozono estratosférico sobre la Antártica (se habla de agujero de ozono cuando la concentración de ozono es menor o igual que 220 DU, (Casaccia et al., 2003)). Asimismo, desempeñan una función sustancial en el deterioro de la capa de ozono en latitudes medias. Concretamente, en la Antártica está comprobado que cada primavera se produce una gran destrucción de O_3 , que puede incluso superar al 50%, de forma que, si bien los niveles normales del gas en la estratosfera en la zona son de 300 DU, se suele descender hasta 150 DU, habiendo llegado, en los momentos extremos de destrucción, a 100 DU.

Por lo que al cloro respecta, sus fuentes en la estratosfera se conocen bien. Algunos incendios y ciertas formas de vida marina producen compuestos con cloro que llegan a alcanzar la estratosfera. Asimismo, las grandes erupciones volcánicas llegan a tener una cierta influencia en algunas zonas ya que, junto a importantes cantidades de

aerosoles, introducen además ciertas cantidades de cloro. Así, por ejemplo, en la primavera siguiente a la explosión del Pinatubo, en 1991, el agujero de ozono de la Antártida fue un 20% superior a lo normal, lo que sugiere, aunque no prueba, que los dos acontecimientos podrían estar relacionados. No obstante, la influencia de las grandes erupciones volcánicas sobre el total del O₃ atmosférico es modesta (no llega al 3%) y dura sólo unos 2 ó 3 años. Además, los aerosoles por sí solos no actúan directamente destruyendo el O₃, sino que aumentan la capacidad destructiva de los átomos de cloro por lo que, en ausencia de sustancias destructoras de origen humano, su acción sería mucho menor.

De cualquier forma, numerosos experimentos muestran que un 85% de la disminución del O₃ estratosférico es consecuencia de las sustancias destructoras del O₃ de origen humano, mientras que las alteraciones naturales sólo son responsables del 15% restante. Y es que la mayor parte del cloro que se libera a la estratosfera es producido por el hombre en forma de diversos clorofluorocarbonos (CFC), sobre todo CFC-11, CFC-12 y CFC-13, compuestos que, hasta hace poco, eran masivamente utilizados en refrigeradores, sistemas de aire acondicionado, atomizadores de aerosoles, de espumas aislantes y de muebles, y en equipos de lucha contra incendios, entre otras aplicaciones.

Ante esta situación, la protección de la capa de ozono de la estratosfera terrestre se ha presentado como uno de los mayores desafíos de los últimos treinta años, y es un problema que se extiende al medio ambiente y al desarrollo sostenible. En 1974 se hicieron públicos los resultados de estudios científicos desarrollados por Mario J. Molina y F. Sherwood Rowland, de la Universidad de California, que relacionaban la destrucción del O₃ estratosférico con la liberación en la estratosfera de átomos de cloro provenientes de los CFC. Por sus investigaciones sobre la materia, ambos científicos fueron distinguidos con el premio Nóbel de Química en 1995. Los resultados que obtuvieron fueron especialmente meritorios en cuanto que no pudieron ser comprobados experimentalmente hasta 1984.

Concretamente, el fenómeno de destrucción de ozono en el interior del vórtice polar durante la primavera antártica, por reacciones catalíticas de compuestos halogenados en presencia de radiación solar, fue observado por primera vez, y de forma simultánea, por Chubachi en la base japonesa de Syowa en 1982 (Chubachi, 1984), y por el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) de la Nacional Aeronautics and Space Administration (NASA) a bordo del satélite NIMBUS-7, aunque los datos del TOMS pasarían desapercibidos durante algún tiempo debido a que los controles de calidad de datos de la NASA no preveían valores tan bajos de O₃. Posteriormente, sería confirmado por otros investigadores (Farman et al., 1985; Stolarski et al., 1986) y, desde entonces, ha ido en aumento no sólo en intensidad sino también en área a la que afecta (WMO, 1998) de forma que, no sólo afecta a la región

de la Antártica, sino que también lo hace a las áreas de menor latitud del sur de América (Solomon, 1990; Casiccia et al., 1996, Kirchoff et al., 1996).

La cooperación internacional ha sido clave en la protección de la capa de ozono estratosférico. Los países acordaron en principio abordar este problema mundial antes de que sus efectos se pusieran de manifiesto o que su existencia estuviera científicamente probada. La acción internacional comenzó seriamente en 1975, cuando el Consejo de Administración del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) convocó una reunión para coordinar las actividades de protección de la capa de ozono. Al año siguiente se estableció un comité coordinador cuya finalidad fue la de realizar un análisis científico anual. En 1985 se firmó el Convenio de Viena para la protección de la capa de ozono en el que se alienta la cooperación internacional en materia de investigación científica, observación sistemática de la capa de ozono, la vigilancia de la producción de sustancias que dañan la misma, y el intercambio de información. En septiembre de 1987, 46 países adoptaron el Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono. En diciembre de 2001, 182 países habían ratificado el Convenio de Viena y 181 el Protocolo de Montreal.

El deterioro de la capa de ozono estratosférico de la Tierra ha alcanzado últimamente niveles récord, especialmente en la región antártica, y más recientemente también en el Ártico. En septiembre de 2000, según la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y la NASA, el agujero de ozono en la Antártida cubría más de 28 millones de kilómetros cuadrados. En 2002, condiciones anormalmente cálidas produjeron el agujero de menor tamaño desde 1988. Sin embargo, en 2003 el tamaño y la intensidad del mismo fueron similares a los registrados en 2000 aunque su duración fue menor, y con la particularidad de que se partió en dos sin que las causas aún se conozcan por completo.

El promedio de pérdidas de O₃ estratosférico en la actualidad es del 6% en las latitudes medias del Hemisferio Norte durante el invierno y la primavera, del 5% en latitudes medias del Hemisferio Sur durante todo el año, del 50% durante la primavera antártica y del 15% durante el invierno y la primavera ártica. Estas pérdidas dan como resultado un aumento de radiaciones nocivas UV-B del 7%, 6%, 130% y 22% respectivamente.

Gracias a los esfuerzos continuos de la comunidad internacional, el consumo mundial de sustancias que dañan la capa de ozono ha disminuido notablemente, y por ello existía, hasta hace muy poco, el convencimiento generalizado entre la comunidad científica internacional de que, si todos los países se adhirieran a las medidas de control contempladas en el Protocolo de Montreal, la capa de ozono comenzaría a recuperarse en una o dos décadas, retornando, hacia mediados del siglo XXI, a los niveles anteriores a 1980.

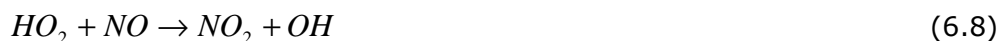
Sin embargo, aunque las más recientes investigaciones indican una mejoría, éstas sólo son en la estratosfera superior (por encima del máximo de la capa de ozono, entre 35 y 45 Km. de altitud). Un informe de la Unión Geofísica Estadounidense (AGU, por sus siglas en inglés) muestra que el deterioro en la estratosfera superior ha mantenido un ritmo retardado desde 1997. Los propios autores del estudio recomendaron, sin embargo, tomar con cautela estos resultados, ya que la desaceleración en el ritmo de destrucción de O₃ fue observado en la estratosfera superior donde se concentra un bajo porcentaje del mismo.

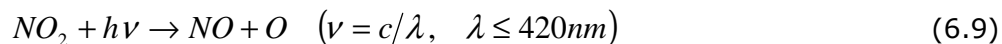
6.1.1.2.- OZONO TROPOSFÉRICO

Por otra parte, por lo que respecta al ozono troposférico, si bien antes se pensaba que todo el O₃ presente en dicha capa provenía del transporte del existente en la estratosfera, en la actualidad se conoce que éste sólo representa el 23 % del total. De esta forma, parte del O₃ troposférico se genera en la misma troposfera de forma natural, como es el caso del formado en las descargas eléctricas de una tormenta o mediante reacciones químicas, en las que juegan un papel determinante la radiación solar y la temperatura, así como ciertos precursores como óxidos de nitrógeno (NO_x), presentes de manera natural en la atmósfera, y compuestos orgánicos volátiles (COV) biogénicos, emitidos, fundamentalmente, por plantas aromáticas (Sillman, 1999). No obstante, las cantidades de O₃ a las que dan lugar estos procesos son pequeñas y su concentración en el aire no llega a niveles peligrosos.

Sin embargo, el O₃ troposférico puede llegar a ser un problema cuando se provoca un aumento de su concentración por medios artificiales, como la contaminación. Muchas actividades de las que realiza el hombre en la actualidad emiten contaminantes a la atmósfera que son precursores del O₃. Por ello, el proceso de formación de O₃ troposférico es muy complejo ya que este gas contaminante no es directamente emitido a la atmósfera, sino que se produce gracias a la interacción de la meteorología, los óxidos de nitrógeno y los compuestos orgánicos volátiles (Finlayson-Pitts and Pitts, 1986). De esta forma, se dice que el O₃ troposférico es un contaminante secundario formado a partir de reacciones fotoquímicas (activadas por la luz solar) entre contaminantes primarios, habiéndose comprobado que los mínimos de concentración del citado contaminante secundario vienen a coincidir con concentraciones máximas de contaminantes primarios (Barrero et al., 2006).

Como se ha dicho anteriormente, entre los agentes contaminantes se encuentran los óxidos de nitrógeno que resultan muy reactivos y que se constituyen como la fuente primaria de formación de O₃ troposférico (Kley et al., 1999):





El monóxido de nitrógeno liberado en la reacción 6.9, puede volver a oxidarse para formar otra vez dióxido de nitrógeno y hacer que el proceso vuelva a comenzar. No obstante, el oxígeno atómico es una especie muy reactiva que puede provocar muchas reacciones importantes, entre las que se encuentra la formación de O₃:



Este es sólo un ejemplo de los procesos que llevan a la formación del O₃ en las capas bajas de la atmósfera. Otros contaminantes, a través de procesos similares, llevan también a la formación de O₃ troposférico.

El problema de contaminación por el O₃ concentrado en las capas bajas de la atmósfera se creía que era exclusivo de aquellos emplazamientos con un elevado nivel de contaminantes primarios, como es el caso de las grandes ciudades. Sin embargo, las corrientes atmosféricas facilitan el desplazamiento de los precursores a distancias, incluso transoceánicas. De hecho, en un estudio desarrollado en la provincia de Málaga (España) en el que se compararon dos emplazamientos diferentes, uno de ellos rural y el otro urbano, se encontró que, en general, los niveles de O₃ troposférico en el área rural eran superiores a los de la urbana. Concretamente, durante invierno, primavera y otoño eran siempre superiores mientras que en verano eran similares (Dueñas et al., 2004).

Al aumentar su concentración, el O₃ troposférico se convierte en un contaminante que afecta a la salud de las personas, ya que penetra por las vías respiratorias y, debido a sus propiedades altamente oxidantes, provoca la irritación de las mucosas y los tejidos pulmonares. De esta forma, en seres humanos, los principales efectos observados son: irritación de los ojos, tos, dolor de cabeza, dolores en el pecho, etc., pudiendo llegar, cuando las concentraciones son muy elevadas, a provocar inflamaciones pulmonares afectando gravemente a la función respiratoria (Specktor et al., 1991; Kinney et al., 1996).

Pero, no sólo es perjudicial para el hombre, también lo es para el resto de los seres vivos y, más concretamente, para las plantas (Paul, 2000) ya que afecta a sus paredes celulares, disminuye la actividad fotosintética y perjudica su crecimiento, provocando una disminución de la vegetación natural y de la producción agrícola. Asimismo, tal y como veremos más adelante, por ser un gas invernadero, se trata de un contaminante especialmente perjudicial para el medioambiente.

Como consecuencia, el O₃ troposférico ha sido incluido por la CEE como uno de los compuestos indicadores de contaminación atmosférica y es, por tanto, obligatorio el

control diario de sus niveles en las capas bajas de la atmósfera. Así, el Real Decreto 1976/2003, de 26 de diciembre, relativo al ozono en el aire, que incorpora la Directiva 2002/3/CE, establece una serie de umbrales de protección, información y alerta establecidos como valores orientativos que marcan el límite superior de lo que serían los valores deseables para la protección de la salud, la vegetación o los materiales:

- **Umbral de protección de la salud:** Nivel medio de $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante 8 horas.
- **Umbral de información:** Nivel medio de $180 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante 1 hora.
- **Umbral de alerta a la población:** Nivel medio de $240 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante 1 hora.
- **Umbral de protección de materiales:** Nivel medio de $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante 1 año.
- **Umbral de protección de la vegetación:** AOT40= $6000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ entre mayo y julio.
- **Umbral de protección de bosques:** AOT40= $20.000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ entre abril y septiembre.

De esta forma, si se detectan niveles mantenidos que superen los niveles de protección, ya sea de la salud, la vegetación o los materiales, sería necesario tomar medidas para la reducción de los precursores mientras que, si los que se superan son los de alerta a la población, la Administración estaría obligada a alertar a la población e informar a la Comisión Europea, así como desaconsejar, de manera general, el ejercicio físico de larga duración al aire libre.

Diversos estudios han revelado que estos límites se superan con frecuencia en los meses de verano en las regiones central y del sur de Europa, especialmente, en Francia, Grecia, Italia y España, despertando la alarma de la sociedad consciente de sus efectos dañinos sobre la biosfera, la salud humana, los animales, la productividad de la agricultura y la conservación de nuestros bosques (Zierock and Bartaire, 1988; Lippmann, 1991; Schenone and Lorenzini, 1992; Brauer and Brook, 1987; Derwent et al., 2005; Riga-Karandinos and Saitinis, 2005). Concretamente, en el área del Mediterráneo, el umbral de protección de la salud se supera sistemáticamente al menos 4 meses del año, mientras que el de información también se sobrepasa frecuentemente desde abril a agosto. Asimismo, el umbral de protección de la vegetación es excedido sistemáticamente más de seis meses al año (Millán et al., 1991, 1996). Ante estas circunstancias, la preocupación social en torno a la problemática nada sencilla del ozono ha crecido en las últimas décadas lo que justifica la creciente demanda de investigaciones en este área de trabajo.

6.1.2.- OZONO Y CAMBIO CLIMÁTICO

Investigaciones muy recientes han demostrado que, a pesar de que la principal causa del cambio climático es el aumento de dióxido de carbono como resultado de la

quema de carbón, petróleo y gas natural para energía y transporte, existe una importante interacción entre el ozono y lo que, de forma amplia, se denomina como cambio climático.

El ozono atmosférico influye de dos formas en el equilibrio de las temperaturas de la Tierra. Por un lado, como se ha explicado anteriormente, absorbe la radiación ultravioleta solar que calienta la estratosfera. De esta forma, cuanto más O_3 haya en un volumen de aire, más calor es retenido por éste, siendo esta temperatura la causa de una mayor reactividad química de la zona en relación a las capas anejas. Por otra parte, también absorbe la radiación infrarroja emitida por la superficie de la Tierra, atrapando de forma eficaz el calor de la troposfera. Por consiguiente, el impacto en el clima de modificaciones en las concentraciones de O_3 varía con la altitud a la que ocurren estos cambios.

Concretamente, las pérdidas importantes de O_3 observadas en la estratosfera inferior, debido a los gases que contienen cloro y bromo producidos por el ser humano, implican un enfriamiento de la superficie de la Tierra. Las observaciones demuestran que en las últimas décadas la estratosfera media y alta (entre 30 km. y 50 km.) se ha enfriado entre $1^\circ C$ y $6^\circ C$ dependiendo de la latitud. Como consecuencia de este enfriamiento de la estratosfera, aumenta la probabilidad de formación de las nubes estratosféricas polares (PSC), nubes muy finas de hielo, ácido nítrico y sulfúrico que se forman cuando las temperaturas bajan de $-76^\circ C$ y que, mediante complejas reacciones químicas, liberan formas activas de CFC que destruyen O_3 . El resultado de todo ello es que la fecha estimada para la recuperación del O_3 estratosférico podría retrasarse unas décadas (Schindell et al., 1998).

Sin embargo, este enfriamiento estratosférico se ha producido simultáneamente con un calentamiento en la troposfera (entre la superficie y unos 12 km. de altura) como consecuencia de los aumentos de O_3 de la troposfera, debidos a los gases contaminantes.

Como consecuencia del cambio climático, los procesos atmosféricos "anómalos" se han incrementando de forma notable en los últimos cinco años. Como ejemplo, resulta muy interesante mencionar que la red de espectrofotómetros Brewer del Instituto Nacional de Meteorología (INM, Ministerio de Medio Ambiente) y los instrumentos del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA, Ministerio de Defensa) registraron en enero de 2004 un episodio inédito, con valores muy bajos de la columna total de ozono durante quince días consecutivos, llegándose a detectar la presencia de un "mini-agujero de ozono", durante los días 9 y 10 de enero de 2004, sobre la Península Ibérica (Figura 6.2.) con valores sobre Madrid de 187 DU. Las temperaturas registradas en la baja estratosfera sobre Madrid llegaron a ser de $-76^\circ C$ (el 10 de enero), inhabituales para esta latitud.

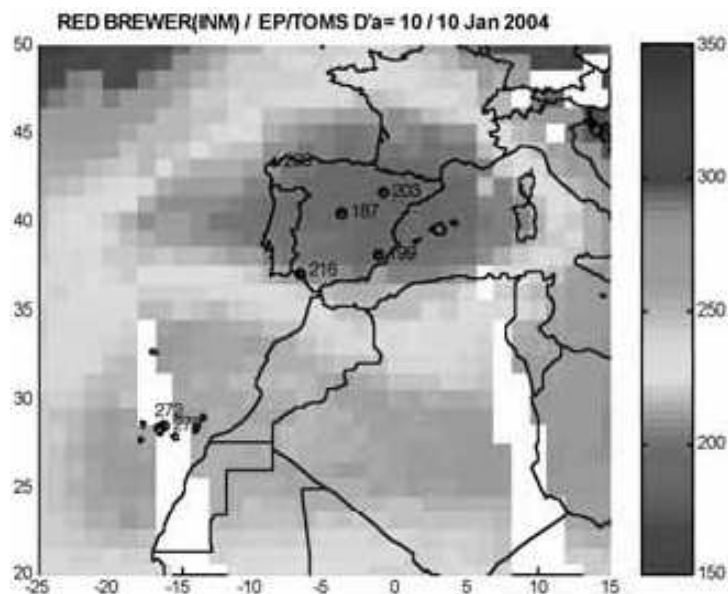


Figura 6.2.: "Mini-agujero de ozono" registrado en la Península Ibérica durante los días 9 y 10 de enero de 2004.

6.2.- RED MUNDIAL DE MEDIDA

En la actualidad, el problema de la destrucción de la capa de ozono estratosférico no es, ni mucho menos, un asunto resuelto, por lo que se necesita más investigación, así como una red de observación extensa y fiable que permita seguir vigilando la capa de ozono en las próximas décadas. De hecho, la enorme importancia del problema de la destrucción de la capa de ozono ha supuesto la constitución de una red mundial de medida del ozono total en columna (TCO, de acuerdo con las siglas en Ingles).

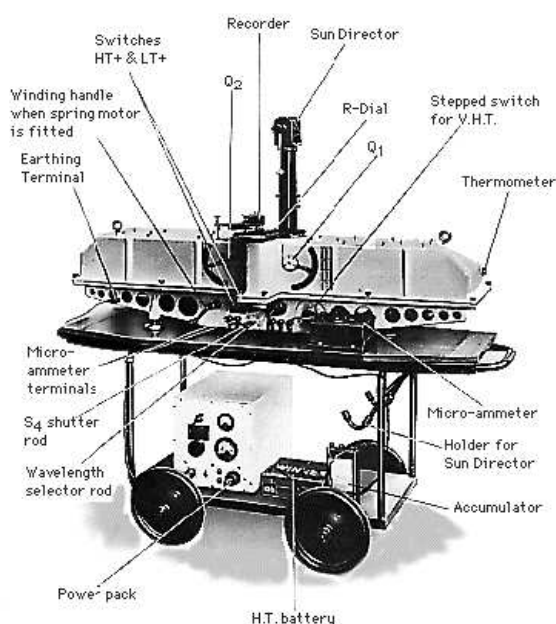


Figura 6.3.: Espectrofotómetro Dobson

Como hemos dicho anteriormente, el primer instrumento utilizado en la medida de TCO fue desarrollado en los años 20 por G.M.B Dobson, si bien, las primeras medidas rutinarias no se remontan hasta los años 30 en el Observatorio de Arosa (Suiza). Este instrumento constituye un caso excepcional en la historia de la instrumentación atmosférica, ya que no es habitual que un instrumento desarrollado en los años 20 siga en funcionamiento en la actualidad, concretamente, formando parte de una red internacional constituida por 80 estaciones en 40 países diferentes en el mundo (<http://www.chimi.cz/meteo/ozon/dobsonweb/network.htm#Dobson>).

Las mediciones de ozono realizadas con un equipo Dobson se realizan de forma indirecta, ya que lo que se mide serán las intensidades relativas de pares de longitud de onda seleccionadas llamadas A, C y D, emanadas desde el sol, la luna o simplemente del cielo. Así, midiendo la intensidad relativa de apropiados pares de longitud de onda, es posible determinar cuánto ozono hay presente en la atmósfera en ese momento, en una columna de aire que se extiende desde la superficie hasta el tope de la atmósfera, en los alrededores del instrumento. Resumiendo: si tomamos dos longitudes de onda A y D, en las cuales el valor de la dispersión (scattering), es muy parecido pero para las que la radiación experimenta distinta absorción por parte del ozono, la diferencia recibida en el instrumento será solo la debida al ozono.



Figura 6.4.: Estaciones Brewer en Europa

Posteriormente, en los años 80, se desarrolla en Canadá el espectrofotómetro automático Brewer como sustituto del Dobson. Estos instrumentos, junto con medidas utilizando globos meteorológicos y sondas, constituyen la red mundial de observación de ozono. Ésta se configuró junto con otras redes de observación global durante el Año Geofísico Internacional en 1957. La red es coordinada por la WMO, quien establece los procedimientos de medida y calibración que garantizan la calidad de las observaciones. En la actualidad el sistema de observación global de ozono lo componen más de 400 estaciones de medida, cuyas observaciones se depositan en la base mundial de datos de ozono (World Ozone and Ultraviolet Data Center, WOUDC, www.msc-smc.ec.gc.ca/woudc/) en Toronto (Canadá), si bien para una cobertura global, han de recurrir como técnica alternativa a las medidas registradas por satélites.

A partir de 1979, esta técnica de medida adquirió una gran importancia en la observación del ozono (Lubin et al., 1998; Rao et al., 1990). Espectrofotómetros a bordo de satélites como el TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) o el GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) de la ESA (Agencia Espacial Europea; -ESA-), han jugado un papel destacado en la investigación del ozono en estos últimos años. Así, por ejemplo, el programa TOMS se basa en el lanzamiento de varios satélites meteorológicos los cuales llevan en su interior equipos de monitoreo atmosférico, entre los cuales está el espectrómetro medidor de ozono (TOMS) y que circundan la Tierra a una altura de 700 km. De esta forma, se mide el albedo, el reflejo de la superficie terrestre de la radiación difusa y radiación solar directa de la atmósfera terrestre en seis anchos de espectro de banda. El ozono total contenido está interrelacionado con cambios de la radiación solar cercana a la longitud de onda ultravioleta de modo que la distribución espacial del ozono total puede ser deducida de las observaciones de diversas bandas cercanas al ultravioleta. Según los trabajos realizados por el Dr. Rumen Bojkov, científico principal de la Organización Mundial de Meteorología (WMO), los datos del TOMS son aproximadamente un 2% más grandes que las mediciones terrestres (Bojkov and Fioletov, 1996)

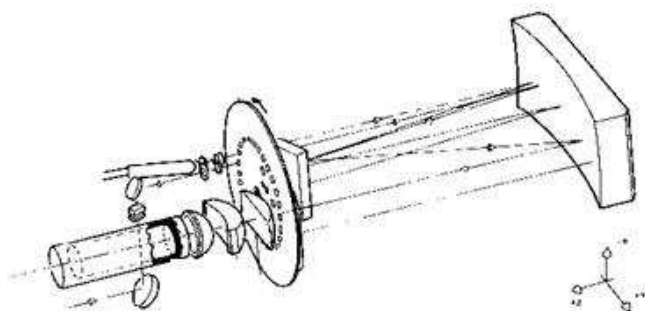


Figura 6.5.: Esquema del dispositivo óptico para la medición de ozono total en el interior de los satélites del programa total Ozono Mapping Spectrometer (TOMS) de la NASA

El campo de visión del TOMS es de $3^\circ \times 3^\circ$ y su ángulo de barrido es ± 55.5 grados (aprox. 2800 Km. de la superficie de nivel) a lo largo del eje (McPeters et al., 1998). Estas características permiten que el dispositivo pueda cubrir completamente la superficie terrestre en un solo día. No obstante, los pases por un determinado emplazamiento sólo ocurren una vez diaria, por lo que estos sistemas no proporcionan información sobre la variabilidad diurna del TCO. Como consecuencia de esta limitación y del hecho de que los sensores de los satélites necesitan datos desde superficie de gran calidad para su validación y seguimiento y que constituyan una garantía ante los posibles problemas de los satélites, difíciles de subsanar en el espacio, el desarrollo de los satélites no ha restado protagonismo a las redes de medidas en Tierra.

En España, las observaciones de ozono comienzan de forma sistemática en 1975 con la instalación de un espectrofotómetro Dobson en la estación de sondeos atmosféricos de El Arenosillo (Huelva). En la actualidad, existe una red de

observaciones y vigilancia de ozono que cuenta con siete espectrofotómetros Brewer y un laboratorio de calibración en el Observatorio de Izaña y se complementa con otra, más densa, de diecisiete radiómetros de banda ancha ultravioleta que cubren todo el territorio nacional (Figura 6.6.).



Figura 6.6.: Red de observación y vigilancia de ozono y radiación ultravioleta del INM en España.

6.3.- LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN ACTUALES.

A pesar de la creación de esta red mundial de medidas de TCO y la preocupación social en torno a esta doble problemática medioambiental y sus consecuencias para la salud de los seres humanos y el desarrollo de la vegetación, existen aún en la actualidad gran cantidad de lugares donde no se dispone de medidas de ozono. Ante esta situación, resulta de gran importancia la investigación a favor de modelos matemáticos que permitan determinar los niveles de ozono, tanto estratosférico como troposférico, en cualquier lugar geográfico. En este sentido, en los últimos 20 años, se han venido desarrollando múltiples herramientas y alternativas tales como los modelos de regresión, los basados en series temporales y los de redes neuronales (Sousa et al., 2006).

Así, por ejemplo, las técnicas de regresión múltiple son una generalización de los métodos de regresión simple en el que se incorporan distintas variables relacionadas con el fenómeno que se estudia, en este caso, el ozono. La ecuación general es:

$$\hat{Y} = P_0 + P_1 X_1 + \dots + P_n X_n \quad (6.11)$$

siendo \hat{Y} la variable modelada, $P_i (i=1, \dots, n)$ los parámetros del modelo generalmente calculados por mínimos cuadrados y $X_i (i=1, \dots, n)$ las variables independientes con las que se establece la reacción. Estos modelos han sido utilizados en muchos casos dando lugar a ecuaciones simples que, no sólo permiten determinar los niveles de ozono, principalmente troposférico, sino también mejorar el conocimiento de todos aquellos

procesos que intervienen en su formación, siendo normalmente las variables independientes utilizadas en los mismos otros contaminantes así como variables meteorológicas, (Wolf and Liroy, 1978; Clark and Karl, 1982; Chauloulakou and Assimacopoulos, 1999; Massart et al., 1998; Lengyel et al., 2004).

Así, por ejemplo, Barrero et al. (2006) propone un modelo lineal para predecir, hasta con cuatro horas de adelanto, las concentraciones máximas diarias de O₃ en las capas bajas de la atmósfera de áreas urbanas con climas templados e intenso tráfico, siendo las variables que considera para su modelo la concentración máxima del gas objeto del estudio del día anterior, el día juliano y la insolación y las concentraciones de NO, NO₂ y ozono troposférico a las 7h. En otro reciente estudio (Dueñas et al., 2004) se propone un modelo lineal entre los niveles de ozono troposférico y la temperatura, la humedad relativa, la presión y la dirección y velocidad del viento. No obstante, la principal desventaja de estos procesos es que, debido a la naturaleza de las ecuaciones en que se basan, no representan el comportamiento no-lineal del fenómeno (Thompson et al., 2001; Heo and Kim, 2004)

Otra técnica común es la basada en largas series de datos que modelan el comportamiento de los niveles de ozono a partir del análisis estadístico de observaciones previas (Sebald et al., 2000; Slini et al., 2002). De esta forma, su principal característica es que únicamente se basan en las relaciones entre cada observación y la observación previa sin tener en cuenta ninguna otra variable (Sousa et al., 2006). Por lo tanto, los niveles de ozono se predicen a partir de registros de concentraciones previas o del tiempo (Slini et al., 2002). Por ello, para poder desarrollar este modelo es requisito imprescindible que el conjunto de datos en el que se basa sea estacionario. Si bien esta herramienta resulta la más simple, puesto que no requiere el conocimiento de aspectos particulares de las reacciones de producción y destrucción de ozono, como por ejemplo, la cinética de las mismas, presenta la gran desventaja de que, debido a la naturaleza local de los datos de entrada de estos modelos, su capacidad de predicción es bastante débil y únicamente son válidos para el sitio específico en que se han desarrollado (Sousa et al., 2006).

Por último, el creciente desarrollo computacional ha dado lugar a la aplicación de las redes neuronales como modelos predictivos de ozono (Acuna et al., 1996; Chen and Islam, 1998; Wieland and Wotawa, 1999; Gardner and Dorling, 2000; Libiseller and Grimall, 2003; Wang et al., 2003). En general, estas herramientas proporcionan mejores resultados que los modelos lineales (Chaloulakou et al., 2003; Schlink et al., 2003; Sousa et al., 2006); sin embargo, requieren tiempos computacionales muy largos y no facilitan información sobre las variables que afectan a la salida.

Por otra parte, diversos estudios han comprobado la importancia de la meteorología como factor influyente en la concentración de ozono troposférico en la superficie terrestre. Concretamente se ha estudiado la influencia de la temperatura, la

presión, la humedad relativa, la dirección y velocidad del viento, la visibilidad, la nubosidad y las lluvias (Davis and Speckman, 1999; Vecchi and Valli, 1999; Gardner and Dorling, 2000; Louka, 2003; Vukovich and Sherwell, 2003; Brauer et al., 2004; Barrero et al., 2006), encontrando que la temperatura, la velocidad del viento y la humedad relativa son los factores meteorológicos con mayor influencia sobre los niveles de ozono (Dueñas et al., 2004). Concretamente, elevadas temperaturas propician la formación de O₃ troposférico al favorecer la cinética de las reacciones químicas y, de modo indirecto, al aumentar la generación de compuestos orgánicos volátiles de origen natural.

Asimismo, se ha comprobado que los niveles de ozono troposférico tienden a seguir el mismo comportamiento que la radiación solar, alcanzando valores superiores durante las horas de sol que durante la noche (Dueñas et al. 2004). Este aumento de las concentraciones de ozono durante las horas de sol se puede atribuir a los efectos combinados de la producción fotoquímica del mismo y del transporte del gas desde las capas más altas de la atmósfera que se ve favorecido al mediodía por la actividad convectiva de la capa de separación. Ambos procesos son activados por la radiación solar lo que viene a justificar las similitudes entre la evolución diaria de los niveles de ozono y de radiación solar. Además, los niveles bajos de ozono durante la noche se atribuyen a la destrucción de ozono como consecuencia de las reacciones entre el ozono y el monóxido de nitrógeno, NO.

De esta forma, se ha verificado que los niveles de ozono troposférico, la temperatura y la radiación solar presentan una evolución anual similar de forma que, a medida que las temperaturas y los niveles de radiación aumentan al acercarse el verano, la concentración de ozono troposférico también se ve incrementada para luego disminuir a medida que llega el invierno (Lalas et al., 1983; Serrano et al., 1985; Sánchez et al., 1991; Buhr et al., 1995; Danalatos and Glavas, 1996;; Vecchi and Valli, 1999; Bloomfield et al., 1996; Dueñas et al., 2004; Barrero et al., 2006). También se ha comprobado que las concentraciones de ozono en las ciudades es mayor los fines de semana, concretamente el domingo, que los días laborables, lo que se puede explicar en base al desplazamiento horario del tráfico y la menor emisión de NO en los fines de semana (Brutz et al., 1974; Barrero et al., 2006).

Por último, por lo que respecta al ozono estratosférico, es importante tener en cuenta que la radiación es más sensible a los cambios en ozono a medida que disminuye su longitud de onda, puesto que el coeficiente de absorción del ozono aumenta considerablemente. En este sentido, Zeng et al. (1994) comprueban que la irradiancia total puede experimentar incrementos de incluso un 28%, cuando el ozono disminuye desde 301 a 270 DU, si bien para longitudes de onda por encima de 330 nm sólo representa un 1%. Este último resultado concuerda con los de Blumthaler (1993), que escribe en su libro sobre radiación solar ultravioleta que el ozono apenas ejerce

influencia a longitudes de onda por encima de los 330 nm. Por tanto, la disminución de ozono ejerce mayor influencia en la radiación UV-B y UV-A (Madronich et al., 1995).

Teniendo en cuenta estas referencias, resulta de gran interés estudiar la influencia que la columna total de ozono ejerce sobre la radiación solar total y su componente UV-B eritemática, de forma que sea posible establecer una relación entre ellas que permita determinar los niveles de ozono a partir de estas dos variables radiométricas en aquellos lugares donde no se dispone de instrumentación adecuada.

6.4.- MEDIDAS EXPERIMENTALES Y METODOLOGÍA

Este trabajo de investigación se desarrolló en el marco de una estancia realizada durante tres meses en la Universidad de Tasmania, Australia, concretamente, en la sede de Hobart (42.89°S; 147.65°E, 38 m sobre el nivel del mar), capital del estado que da nombre a la citada Universidad, y bajo la supervisión del Prof. Dr. Manuel Nuñez, experto en el área de la climatología.

Para la medición de la radiación UV-B se utilizó un radiómetro de banda ancha, modelo 501A UV-Biometer, fabricado por Solar Light Co, trabajando en el intervalo espectral que abarca desde 290 hasta 320 nm. En esencia, este instrumento consta de un detector diseñado para operación externa y un registrador electrónico (Data Logger) que efectúa todas las funciones de control y almacenamiento de datos. La señal del sensor es amplificada y convertida a frecuencia dentro del detector y luego, transmitida al registrador. La cubierta metálica del detector se encuentra herméticamente sellada y presurizada con un gas neutro para la protección adicional del sensor y los circuitos. El detector lleva acoplado un desecador que elimina la humedad residual y sirve como indicador de ésta.

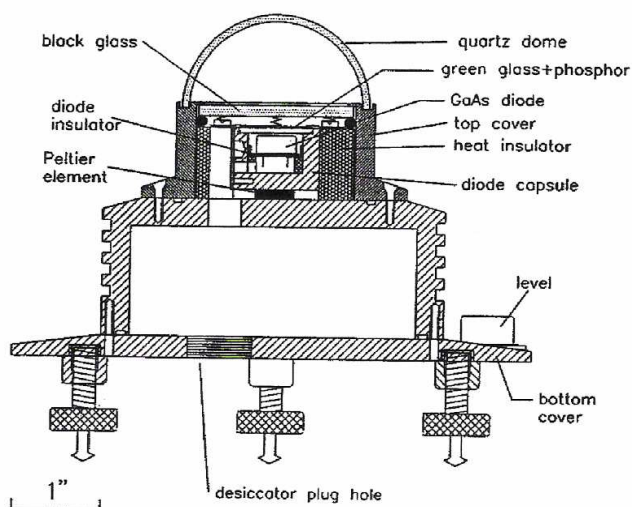


Figura 6.7.: UV-Biometer 501, Solar Light Co

El sensor del detector consta de una combinación de filtros de absorción, fósforo y un diodo de GaAsP térmicamente controlado para asegurar su estabilidad. El conjunto de estos componentes suministra una respuesta espectral muy próxima a la del espectro de acción de Eritema, con una respuesta máxima hasta 300nm que rápidamente decrece pasados los 325 nm. Por tanto, el instrumento mide radiación UV-B modulada por la respuesta eritemática de la piel, esto es, radiación UV-B eritemática. Las lecturas de radiación se dan en MED/h siendo 1 MED (Minimum Erythemal Dose) una unidad particularmente útil para fines médicos (dermatología) que se define como la dosis de radiación UV-B que en una hora produce un enrojecimiento - eritema - de la piel tipo I o tipo II (Josefsson, 1996) y que equivale aproximadamente a 210 J/m^2 . El intervalo de temperaturas en el que trabaja es desde -40 a $+50^\circ\text{C}$ siendo el error en dicho intervalo del 1%.

Por otra parte, las medidas de radiación total fueron registradas con un piranómetro modelo CM11 de la firma Kipp and Zonen que trabaja en el intervalo espectral de 310-2500 nm. Su linealidad es de $\pm 0.5\%$ y se dependencia con la temperatura de $\pm 1\%$ en el intervalo -10 a $+40^\circ\text{C}$. Tanto las medidas de UV-B como de radiación total se registran a una frecuencia de 10 Hz por un data logger (Campbell CR10), siendo integradas y almacenadas para su posterior análisis cada dos minutos.

Por último, la estación radiométrica cuenta con un espectrofotómetro Brewer MKIII que, trabajando en la banda 286.5-363 nm con una resolución de 0.6 nm, proporciona medidas de TCO cada 5° de ángulo cenital solar con un error de $\pm 1\%$. Este dispositivo se somete cada cuatro meses aproximadamente a una recalibración mediante comparación con una lámpara secundaria de acuerdo con el NIST (National Institute of Standard and Technology). Además, el piranómetro se calibra frente a otro dispositivo reservado para dicha finalidad.

Por lo que respecta al radiómetro de Solar Light Co, si bien es comparado periódicamente (cada cuatro meses) con las lecturas del espectrofotómetro Brewer, hasta el momento, los trabajos de investigación sobre radiación UV-B realizados por el grupo de investigación se han basado en las medidas del espectrofotómetro Brewer, por lo que estas campañas de intercomparación buscaban únicamente velar por el buen funcionamiento del dispositivo de forma que éste reprodujese correctamente la variabilidad de la radiación pero no sus valores absolutos.

Por ello, el primer paso del estudio consistió en comparar las medidas entre ambos sensores y, a partir de los resultados obtenidos, ajustar el citado instrumento. No obstante, tal y como se ha dicho anteriormente, ambos aparatos tienen diferente resolución espectral. Como solución, para distintos valores del ángulo cenital solar, sza , calculamos, con ayuda del software libradtran (www.libradtran.org), basado en el

modelo UVspec radiative transfer (Kylling, 1995), la diferencia, $\Delta(sza)$, entre ambos intervalos espectrales (ecuación 6.12):

$$\Delta(sza) = \frac{S_0 - S_1}{S_1} \quad (6.12)$$

donde S_1 representa la radiación desde 289 a 363 nm y S_0 desde 289 a 400 nm.

De esta forma, la radiación ultravioleta con longitud de onda entre 289 y 400 nm que se deriva de los datos experimentales del Brewer, $H_{UV}^{289-400}(sza)$, vendrá dada, para cada ángulo cenital, por la suma de los datos directamente registrados por el mismo, $H_{UV}^{Bw}(sza)$, y el valor de $\Delta(sza)$ para dicho ángulo.

$$H_{UV}^{289-400}(sza) = H_{UV}^{Bw}(sza) + \Delta(sza) \cdot H_{UV}^{Bw}(sza) \quad (6.13)$$

Posteriormente, representamos, para días claros, el cociente entre los valores de radiación ultravioleta calculados anteriormente, $H_{UV}^{289-400}(sza)$, y los de radiación UV-B eritemática registrados por el UV-Biometer $H_{UVB}^{Sl}(sza)$, $CF = \frac{H_{UV}^{Bw}(sza)}{H_{UVB}^{Sl}(sza)}$, frente al lugar que ocupa el día en la secuencia total de días considerados en el análisis, así como frente al ángulo cenital solar, sza . No obstante, tal y como era de esperar, en base a las campañas de intercomparación anteriormente mencionadas, se comprueba que CF no presenta ninguna dependencia con respecto al día. Asimismo, no depende de sza , por lo que, finalmente, se toma como factor de calibración su valor medio $CF_{av} = 1.319$. De esta forma, los datos de radiación UV-B para nuestro estudio vienen dados por la siguiente expresión:

$$H_{UVB}^{exp} = H_{UVB}^{Sl} \cdot 1.319 \quad (6.14)$$

Por tanto, en este estudio se parte de medidas de radiación solar total, H_G^{exp} y ultravioleta eritemática, H_{UVB}^{exp} , cada dos minutos, y de TCO, cada 5° de ángulo cenital solar, registradas desde enero de 2003 hasta marzo de 2006. No obstante, para evitar errores asociados a la naturaleza fluctuante de la radiación solar ante los procesos dinámicos en que participan las nubes, consideramos únicamente días claros (Tovar et al., 1998; Nuñez et al., 2002). Asimismo, para reducir el error coseno de los instrumentos, consideramos únicamente ángulos cenitales solares inferiores a 75° y realizamos ciertas correcciones en los datos experimentales.

De esta forma, si denotamos los datos de radiación UV-B eritemática del mes m como $H_{UVB}^{\text{exp}}|_m(sza, O_3)$, los datos de radiación UV-B corregidos, $H_{UVB}|_m(sza, O_3)$, para cada mes vendrán dados por el cociente entre los experimentales y un factor de calibración asociado a cada mes, $CF_m^{UVB}(sza)$, tal y como indica la siguiente expresión:

$$H_{UVB}|_m(sza, O_3) = \frac{H_{UVB}^{\text{exp}}|_m(sza, O_3)}{CF_m^{UVB}(sza)} \quad (6.15)$$

Dicho factor de calibración, $CF_m^{UVB}(sza)$, es el resultado de la normalización para el mes m de los datos experimentales, $H_{UVB}^{\text{exp}}|_m(sza, O_3)$, respecto a los teóricos, $H_{UVB}^{\text{teor}}|_m(sza, O_3)$, dados por el modelo para cielos claros y respuesta coseno ideal desarrollado para la localidad de Hobart por Nuñez et al. (2002):

$$CF_m^{UVB}(sza) = \frac{H_{UVB}^{\text{exp}}|_m(sza, O_3)}{H_{UVB}^{\text{teor}}|_m(sza, O_3)} \quad (6.16)$$

De manera similar, los datos de radiación solar total del mes m , $H_G^{\text{exp}}|_m(sza)$, se han de corregir mediante un factor de calibración, $CF_m^G(sza)$, basado, en este caso, en el modelo de Streamer (Key and Schweiger, 1998) tal y como se indica en las ecuaciones 6.17 y 6.18:

$$H_G|_m(sza) = \frac{H_G^{\text{exp}}|_m(sza)}{CF_m^G(sza)} \quad (6.17)$$

$$CF_m^G(sza) = \frac{H_G^{\text{exp}}|_m(sza)}{H_G^{\text{Streamer}}|_m(sza)} \quad (6.18)$$

donde $H_G^{\text{exp}}|_m(sza)$ son los datos experimentales de radiación solar total registrados durante el mes m por el piranómetro y $H_G^{\text{Streamer}}|_m(sza)$ los valores teóricos de dicha variable de acuerdo con el modelo anteriormente referenciado.

No obstante, para el caso de esta componente es necesario realizar una segunda corrección, esta vez, respecto a la humedad ya que, a pesar de que tanto la radiación UV-B como la total presentan cierta dependencia respecto a la humedad, el UV-Biometer no es sensible a sus variaciones mientras que el piranómetro de Kipp and Zonen sí lo es. Esta limitación de los datos experimentales viene acentuada por el marcado carácter estacional del vapor de agua precipitable en Tasmania. Por ello, a partir, nuevamente, de los resultados obtenidos a partir del modelo de Streamer (Key and Schweiger, 1998), aplicado a las condiciones geográficas de Hobart y utilizando los valores de vapor de agua precipitable w típico de cada mes en el aeropuerto de dicha localidad, se calcula para distintos valores del ángulo cenital solar (sza), el cociente entre la radiación total de cada mes, $H_G^{Streamer} \Big|_m (sza)$, y su correspondiente del mes de enero, $H_G^{Streamer} \Big|_{enero} (sza)$, resultando que los datos de radiación total experimentales ya corregidos, $H_G (sza)$, vendrán dados por las ecuaciones 6.19 y 6.20.

$$H_G \Big|_m (sza) = \frac{H'_G \Big|_m (sza)}{CF_m^H (sza)} \quad (6.19)$$

$$CF_m^H (sza) = \frac{H_G^{streamer} \Big|_m (sza)}{H_G^{streamer} \Big|_{enero} (sza)} \quad (6.20)$$

Una vez finalizadas estas correcciones, calculamos el cociente entre la radiación UV-B eritemática y la radiación solar total, $R_{UV} = \frac{H_{UVB}(sza, O_3)}{H_G (sza)}$, para días claros, y estudiamos la dependencia de dicho cociente respecto al ozono. A partir de este estudio, propondremos un modelo matemático que permita determinar los niveles de ozono total a partir de la radiación solar total y su componente UV-B eritemática, ambas comúnmente registradas en la mayoría de las estaciones radiométricas.

Para ello, dividimos el conjunto total de datos en dos grupos, de forma que el primero de ellos, en el que se incluyen los datos correspondientes al periodo comprendido entre enero de 2003 y noviembre de 2005, se utilizará para formular el modelo. Mientras tanto, los datos restantes, registrados desde diciembre de 2005 hasta marzo de 2006, se utilizarán para validar dicho modelo. La tabla 6.1. muestra el conjunto total de días utilizados, tanto para el análisis y formulación del modelo como para la validación de este último, así como el número de datos experimentales válidos de columna total de ozono y de radiación UV-B eritemática y considerados cada día. Por último, para los días en que están disponibles los que los datos de TCO del TOMS, O_3^{TOMS} , se incluye la diferencia relativa entre estos y las medidas de TCO

CAPÍTULO 6: MODELO PARA EL CÁLCULO DE OZONO

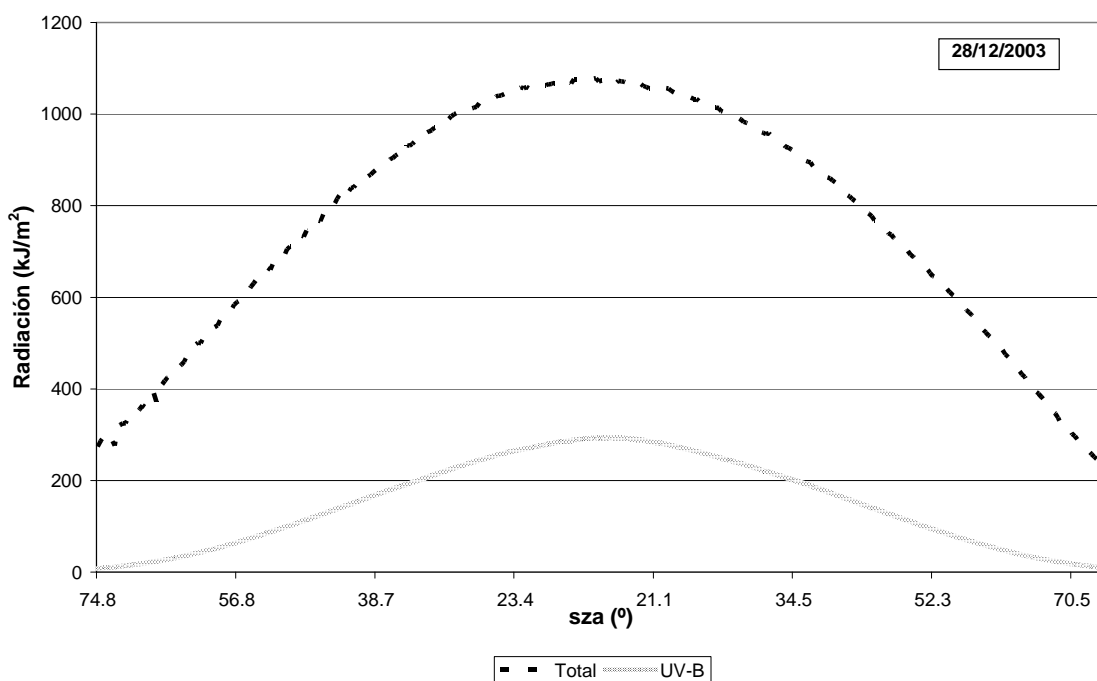
experimentales recogidas por el espectrofotómetro Brewer de nuestra estación radiométrica $O_3^{\text{experimental}}$ de acuerdo con la expresión 6.21.

$$\Delta[O_3(\%)] = \frac{|O_3^{\text{TOMS}} - O_3^{\text{experimental}}| \cdot 100}{O_3^{\text{experimental}}} \quad (6.21)$$

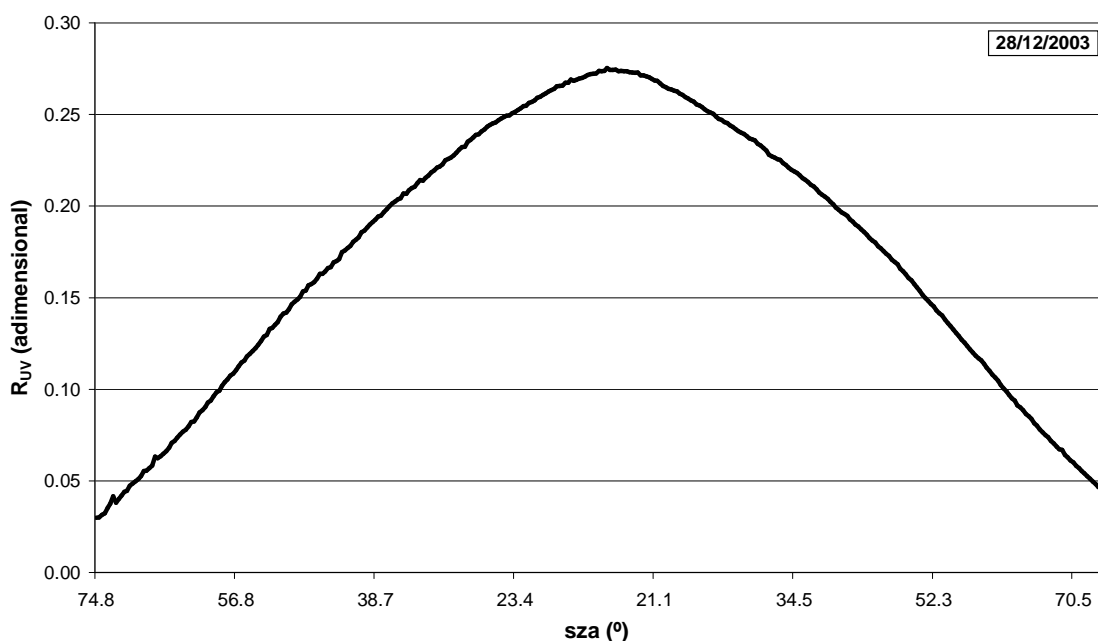
Tabla 6.1: Días seleccionados, número de datos de radiación ultravioleta eritemática (UV-B) y solar total (H_G) y columna total de ozono (TCO) para cada día y diferencia relativa entre las medidas de TCO del TOMS y las experimentales del Brewer de la estación radiométrica de la Universidad de Tasmania, $\Delta[O_3(\%)]$.

	Fecha	Datos de UV-B y H_G	Datos de TCO	$\Delta[O_3(\%)]$
Análisis y modelo	06/03/2003	305	102	0.38
	18/10/2003	317	202	0.29
	28/11/2003	360	209	
	01/12/2003	268	209	
	15/12/2003	367	167	3.32
	28/12/2003	367	200	6.57
	15/01/2004	360	106	5.24
	13/02/2004	332	191	4.37
	16/02/2004	329	198	4.08
	18/02/2004	326	190	2.90
	02/03/2004	310	194	5.20
	22/10/2004	322	204	1.25
	23/12/2004	213	208	1.84
	30/12/2004	283	232	5.97
	27/02/2005	313	194	3.28
	03/03/2005	274	191	5.71
	29/03/2005	243	184	2.37
	22/03/2005	198	189	7.29
	30/03/2005	268	187	4.10
	01/11/2005	215	160	0.31
	23/11/2005	257	200	5.16
		Total	6227	3917
Validación	01/12/2005	290	134	1.29
	06/12/2005	361	158	2.85
	12/12/2005	363	203	1.80
	13/12/2005	364	234	3.39
	15/12/2005	365	232	4.03
	20/12/2005	365	232	4.27
	29/12/2005	364	225	1.45
	30/12/2005	365	225	0.75
	01/03/2006	308	227	
	02/03/2006	307	227	
	Total	3452	2097	

6.5.- MODELO MATEMÁTICO DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO

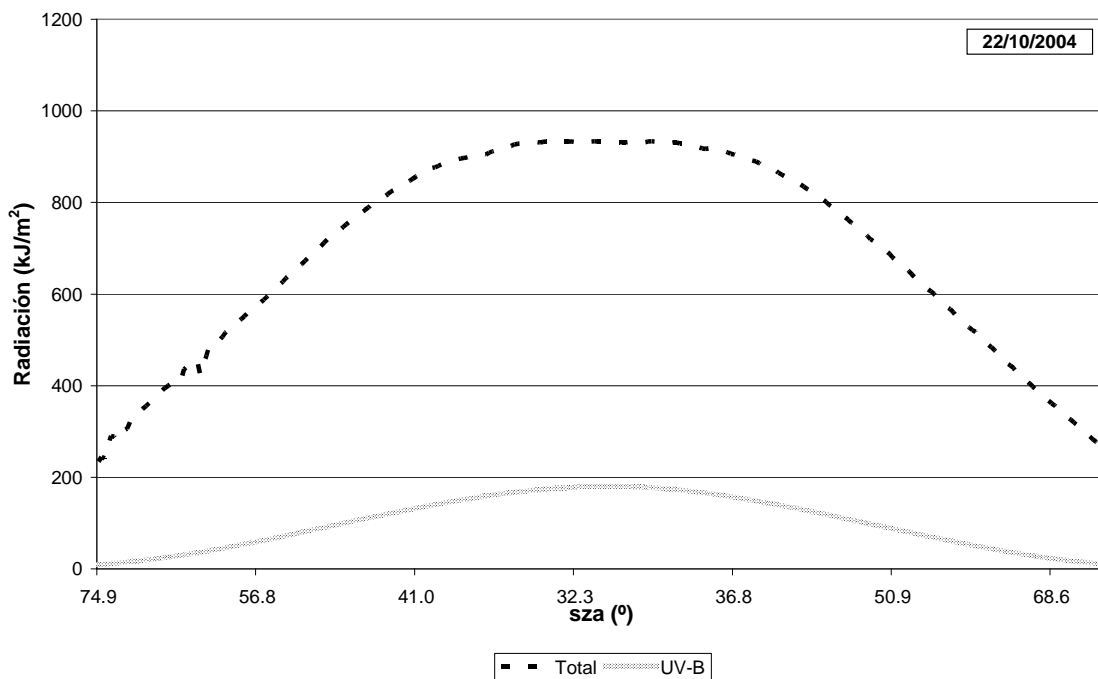


(a)

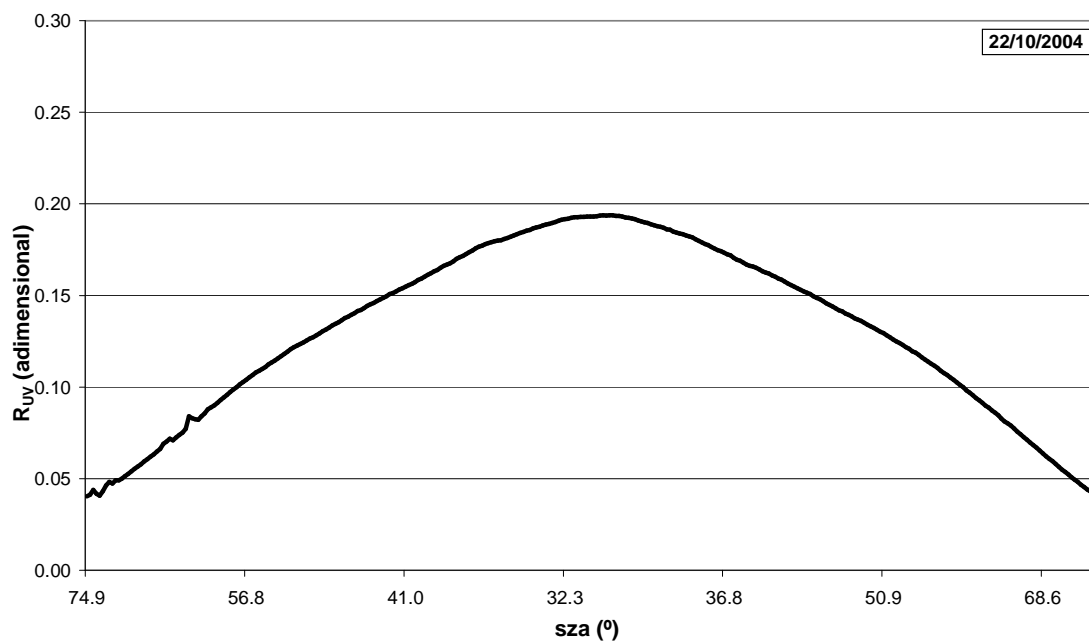


(b)

Figura 6.8.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 28/12/2003

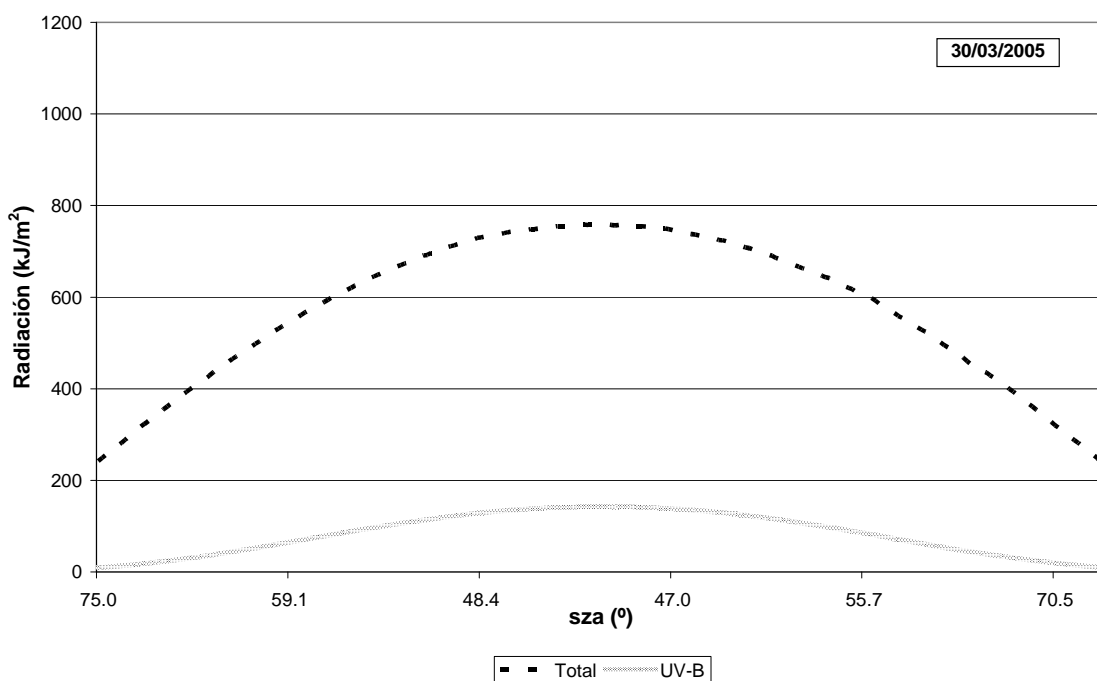


(a)

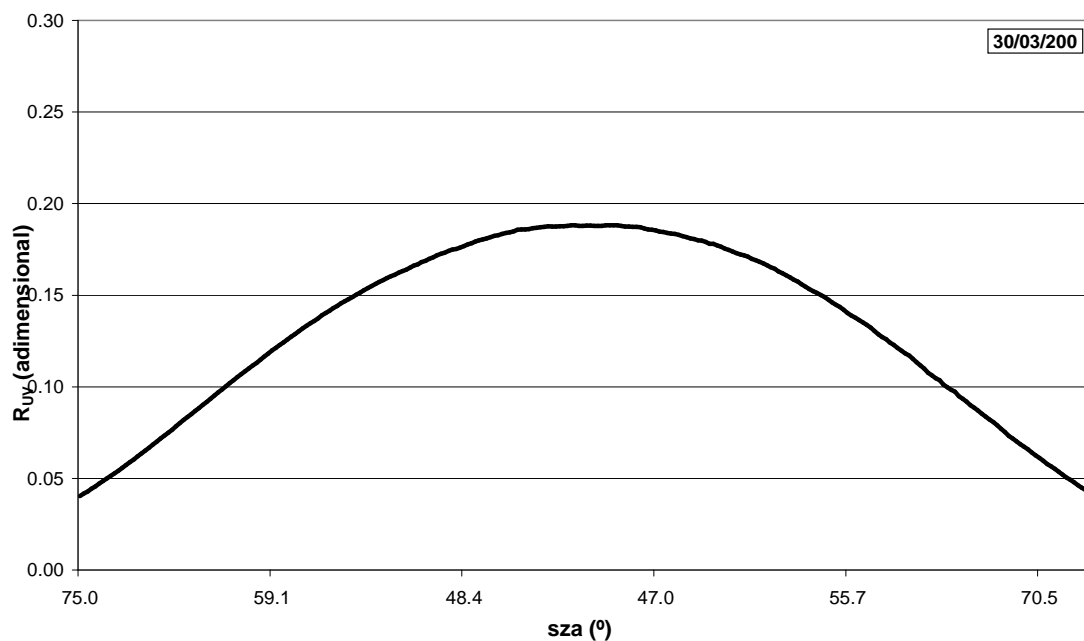


(b)

Figura 6.9.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 22/10/2004



(a)



(b)

Figura 6.10.: Radiación solar total, UV-B eritemática (a) y cociente entre ambas, R_{UV} (b), frente al ángulo cenital para el 30/03/2005

Las figuras 6.8-6.10 representan la radiación solar UV-B eritemática y total, así como el cociente entre ambas, R_{UV} , frente al ángulo cenital solar, para algunos de los días claros considerados en el análisis. De acuerdo con ellas, se puede afirmar que ambas variables radiométricas dependen fuertemente del ángulo cenital, aumentando a

medida que disminuye éste último hasta alcanzar su valor máximo al mediodía. No obstante, esta dependencia no es igual para las dos variables ya que su cociente no permanece constante sino que, por el contrario, también está fuertemente influenciado por la altura solar.

Del comportamiento de este cociente se puede concluir que las variaciones relativas de la radiación UV-B eritemática a lo largo del día son bastante mayores que las de la radiación solar total. Estos resultados están de acuerdo con observaciones previas (Schwander et al., 1997) que afirman que el incremento de la radiación solar como consecuencia de la disminución de los niveles de ozono no sólo depende de la longitud de onda sino también de la altura solar, ya que, a medida que el ángulo cenital solar aumenta, el camino que los fotones recorren a través de la atmósfera es mayor y, por tanto, aumenta la probabilidad de experimentar procesos de absorción que, en el caso del ozono, afecta principalmente a la radiación UV-B. De acuerdo con esto, clasificamos todos los datos en once intervalos de *sza* que se presentan en la tabla 6.2. junto con los principales estadísticos de cada clase.

Tabla 6.2: Intervalos de ángulo cenital solar (sza) considerados y número de casos (N), media (M), desviación estándar (SD), mínimo (mn) y máximo (Mx) de R_{UV} para cada intervalo.

	N	M	SD	mn	Mx
19° ≤ <i>sza</i> < 25°	434	0.258	0.0144	0.225	0.277
25° ≤ <i>sza</i> < 30°	303	0.232	0.0176	0.203	0.254
30° ≤ <i>sza</i> < 35°	583	0.215	0.0384	0.097	0.276
35° ≤ <i>sza</i> < 40°	646	0.199	0.0372	0.088	0.246
40° ≤ <i>sza</i> < 45°	525	0.183	0.0314	0.082	0.223
45° ≤ <i>sza</i> < 50°	594	0.168	0.0253	0.078	0.196
50° ≤ <i>sza</i> < 55°	480	0.145	0.0212	0.064	0.170
55° ≤ <i>sza</i> < 60°	437	0.119	0.0197	0.052	0.140
60° ≤ <i>sza</i> < 65°	391	0.097	0.0147	0.044	0.113
65° ≤ <i>sza</i> < 70°	297	0.074	0.0104	0.034	0.084
70° ≤ <i>sza</i> < 75°	177	0.053	0.0055	0.046	0.061

De acuerdo con esta clasificación, representamos para cada intervalo de ángulo cenital solar considerado, el cociente R_{UV} frente al ozono (figura 6.11-6.21) observando que, para todas las clases, el citado cociente disminuye a medida que la TCO aumenta. Por lo tanto, aunque los niveles de ozono y, tanto de la radiación solar total como de su componente UV-B, están anticorrelacionados (Dubrovsky, 2000; Palancar and Toselli, 2004; Blumthaler, 1993; Krupa, 2000), de acuerdo con estudios previos, la radiación ultravioleta eritemática está influenciada por el ozono atmosférico en mayor medida que otras componentes de la radiación solar total (Madronich et al., 1995; Zeng et al. 1994; Forster 1995). Asimismo, a medida que la altura solar aumenta, el valor medio de R_{UV} (tabla 6.2.) así como la pendiente de las curvas

(figuras 6.11-6.21) disminuye, lo que viene a confirmar la dependencia del cociente respecto a la altura solar.

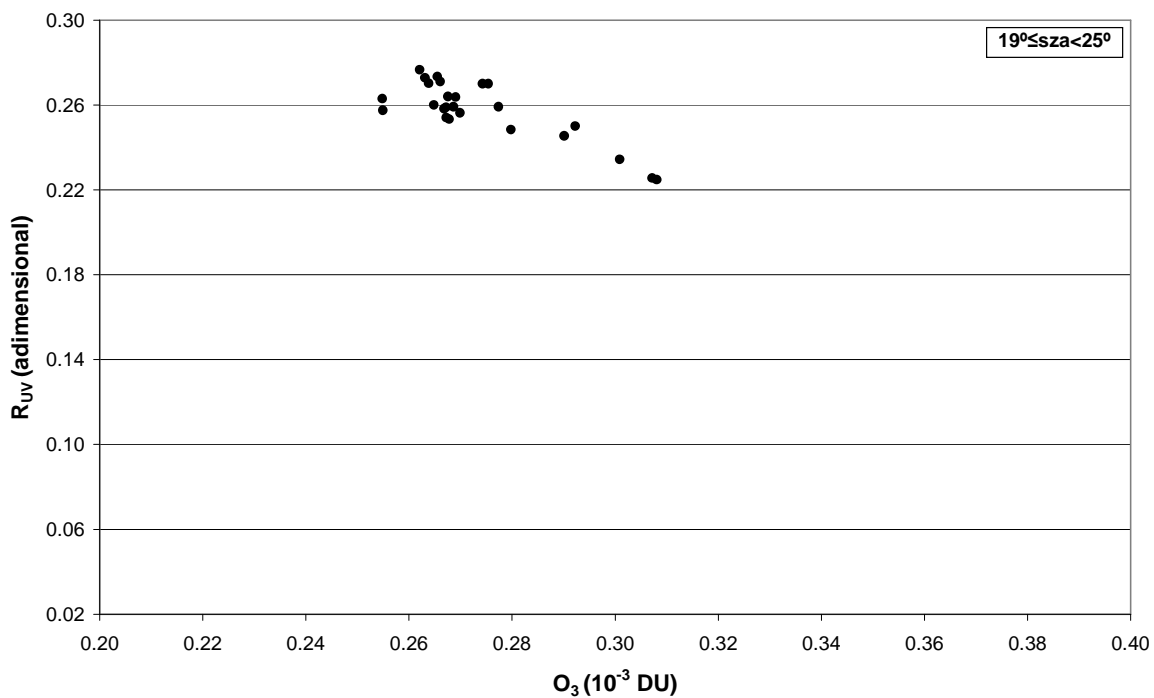


Figura 6.11.: R_{UV} frente a TCO para $19^\circ \leq sza < 25^\circ$

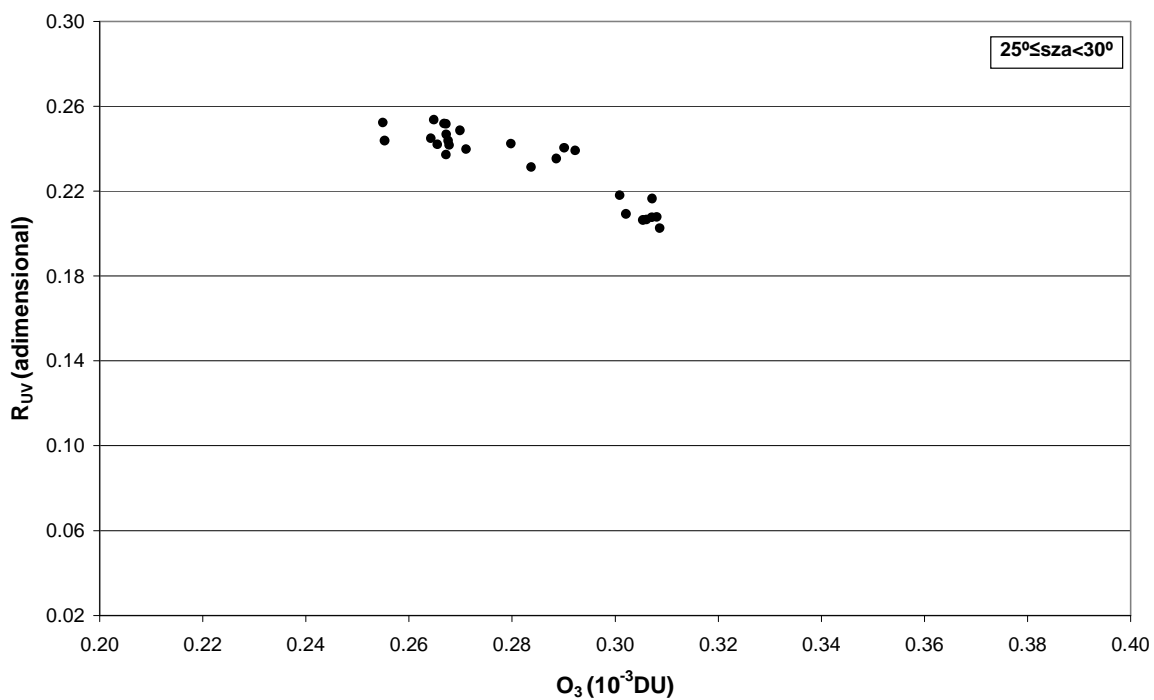


Figura 6.12.: R_{UV} frente a TCO para $25^\circ \leq sza < 30^\circ$

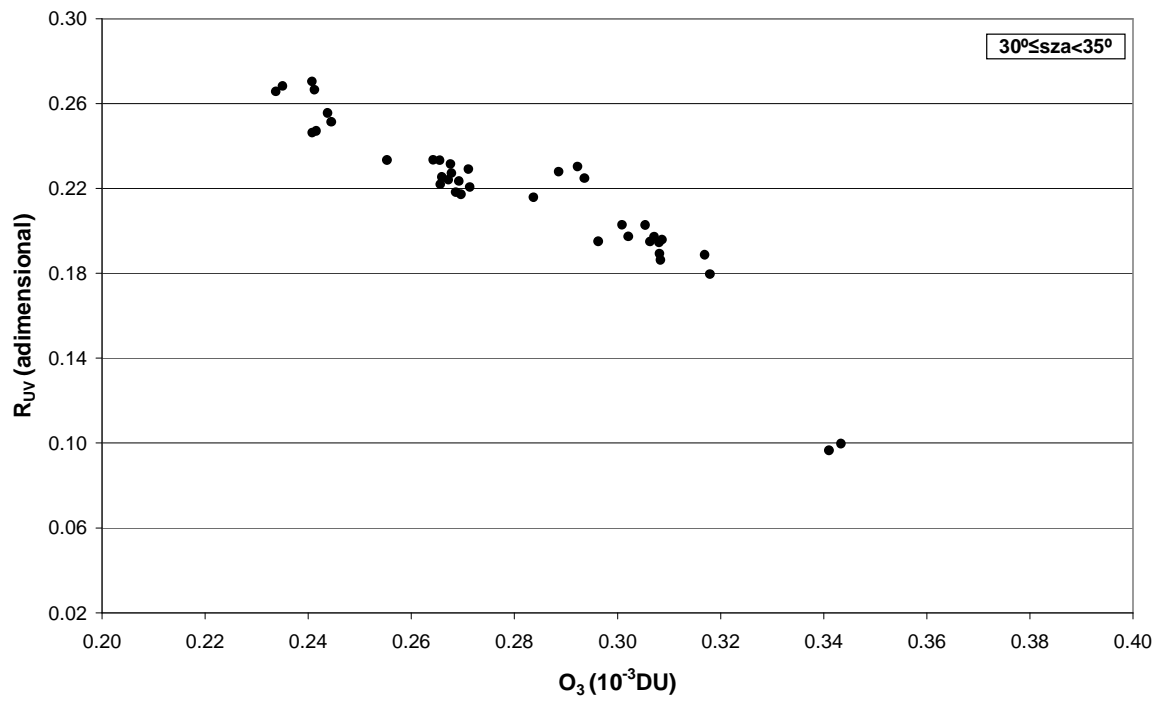


Figura 6.13.: R_{UV} frente a TCO para $30^\circ \leq \text{sza} < 35^\circ$

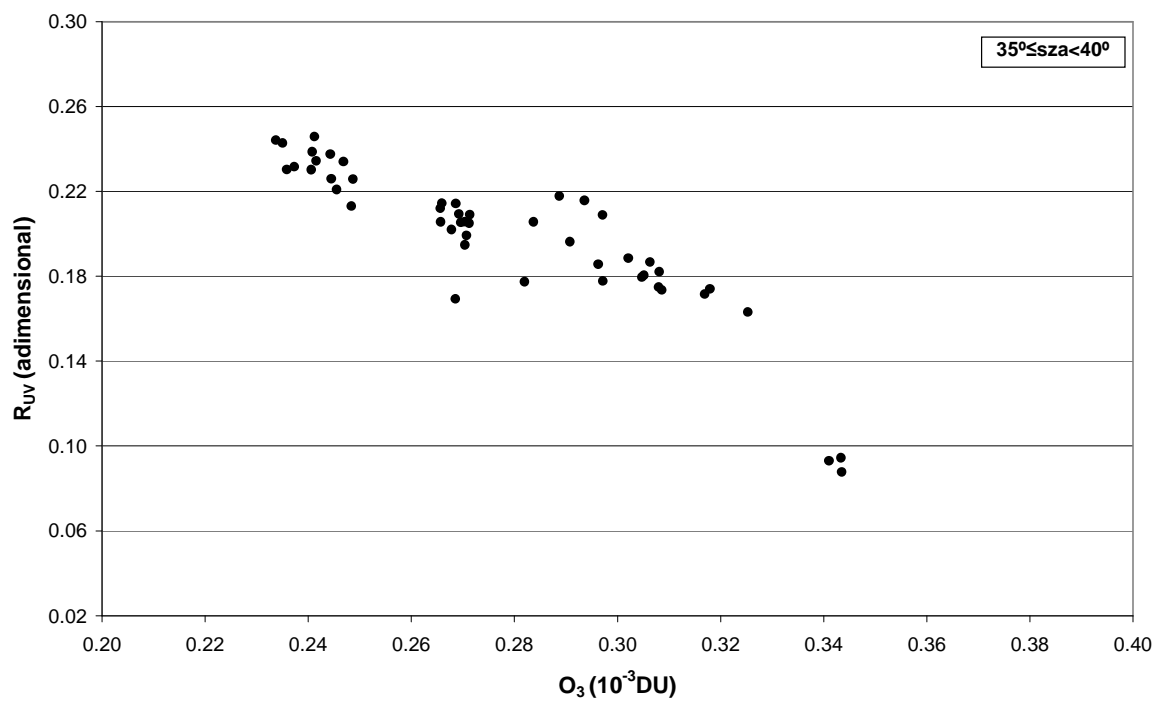


Figura 6.14.: R_{UV} frente a TCO para $35^\circ \leq \text{sza} < 40^\circ$

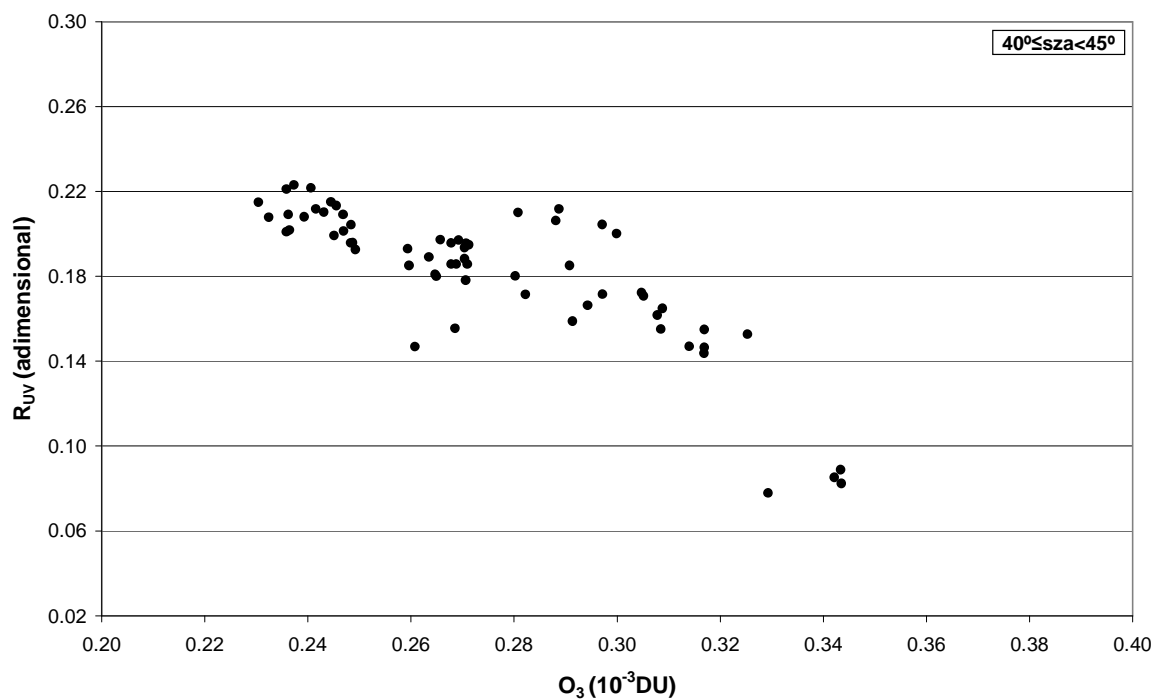


Figura 6.15.: R_{UV} frente a TCO para $40^\circ \leq sza < 45^\circ$

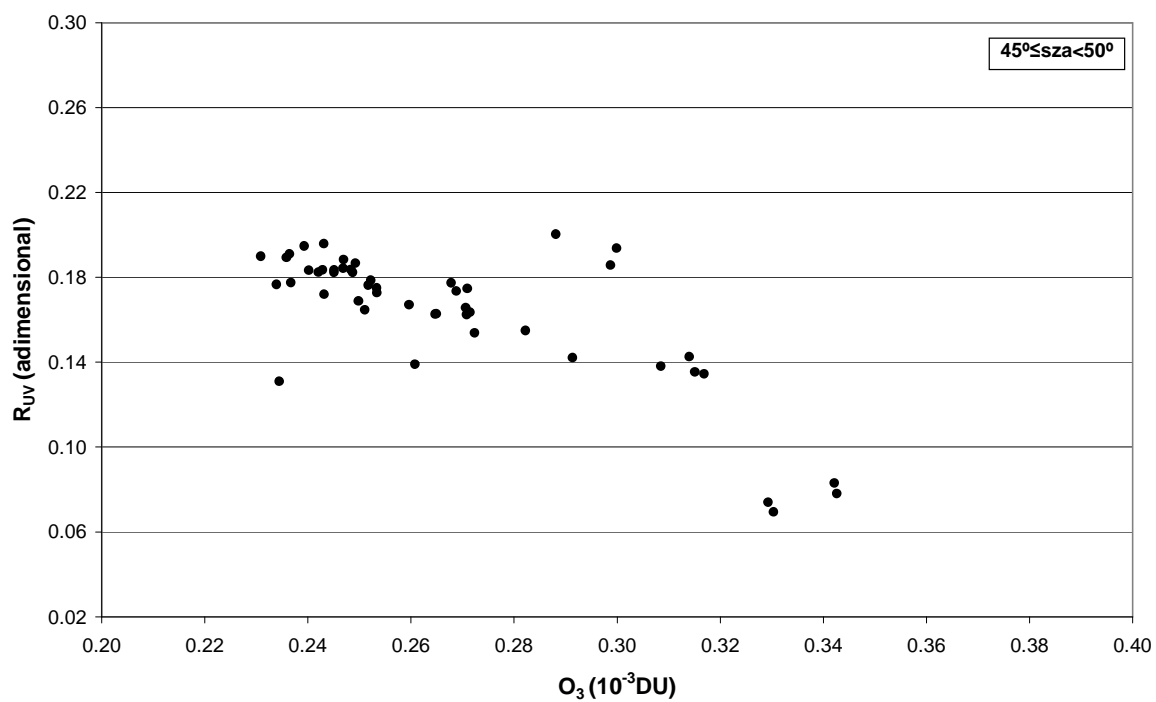


Figura 6.16.: R_{UV} frente a TCO para $45^\circ \leq sza < 50^\circ$

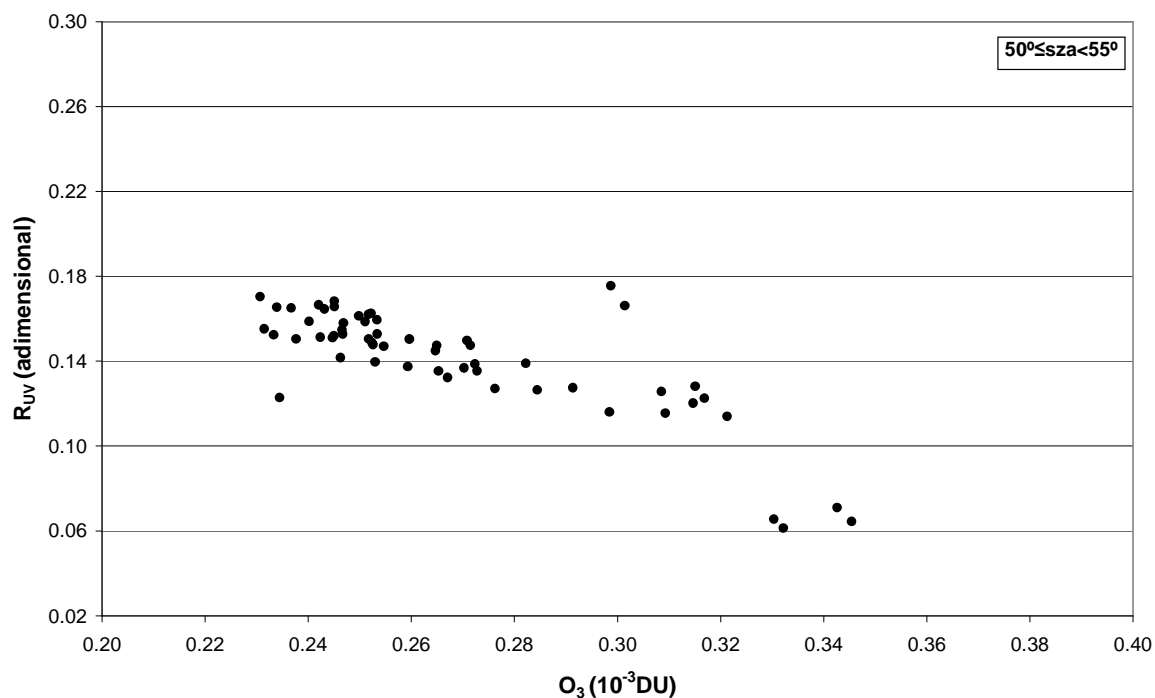


Figura 6.17.: R_{UV} frente a TCO para $50^\circ \leq sza < 55^\circ$

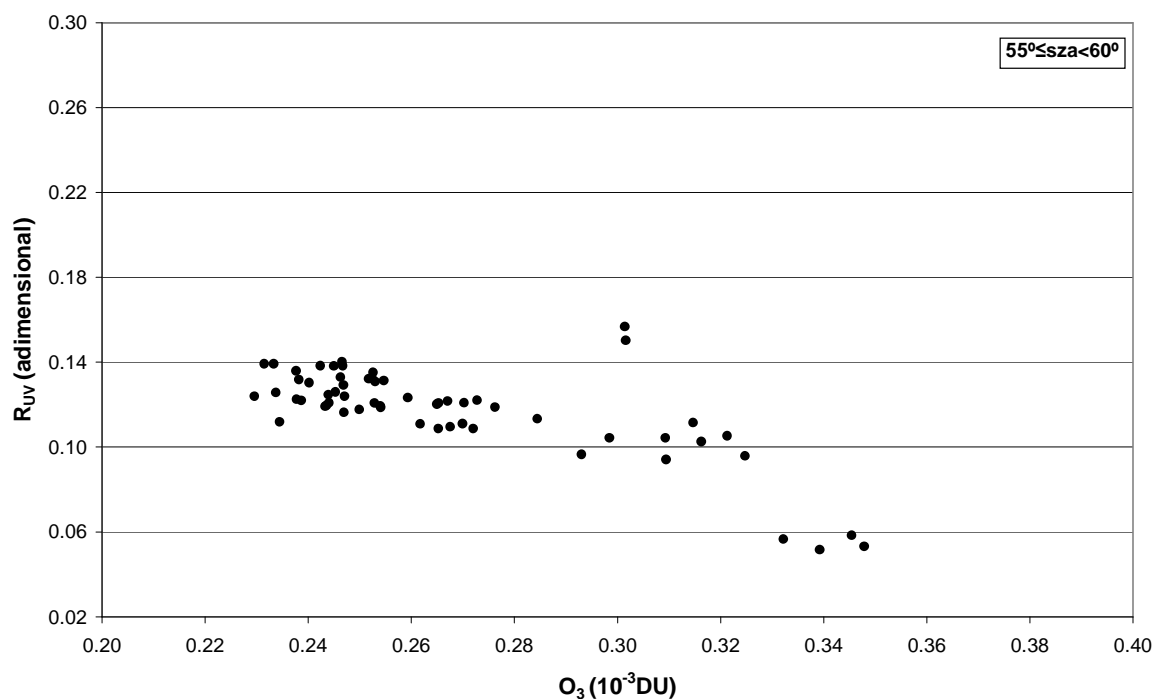


Figura 6.18.: R_{UV} frente a TCO para $55^\circ \leq sza < 60^\circ$

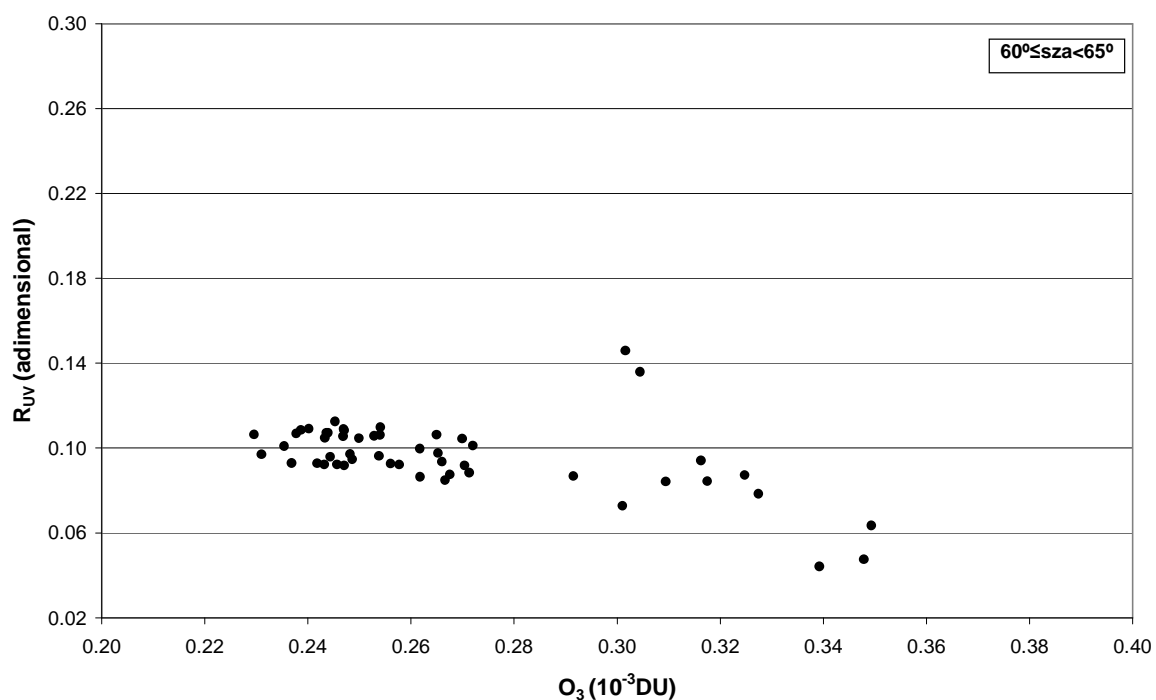


Figura 6.19.: R_{UV} frente a TCO para $60^\circ \leq sza < 65^\circ$

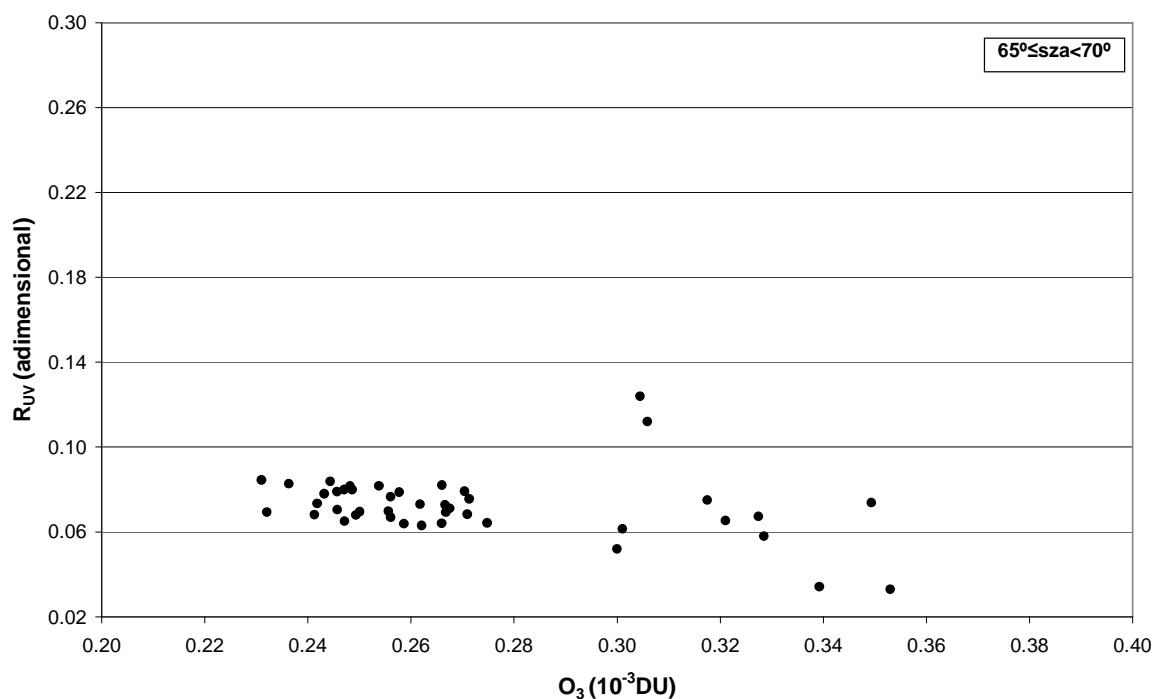


Figura 6.20.: R_{UV} frente a TCO para $65^\circ \leq sza < 70^\circ$

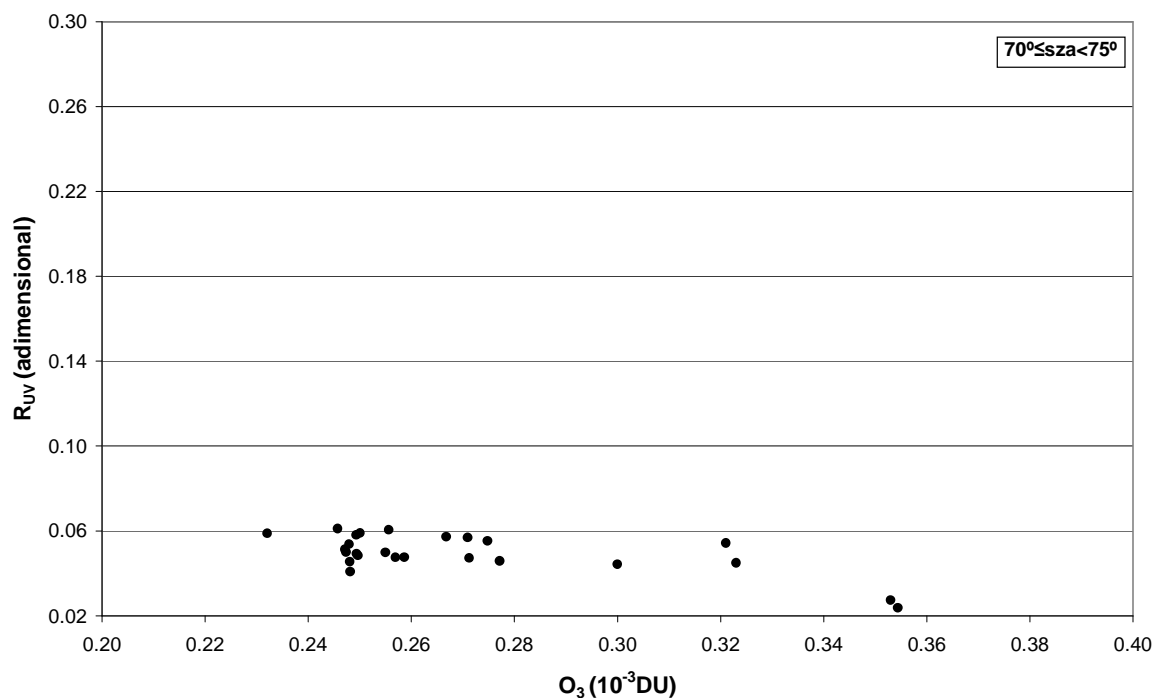


Figura 6.21.: R_{UV} frente a TCO para $70^\circ \leq \text{sza} < 75^\circ$

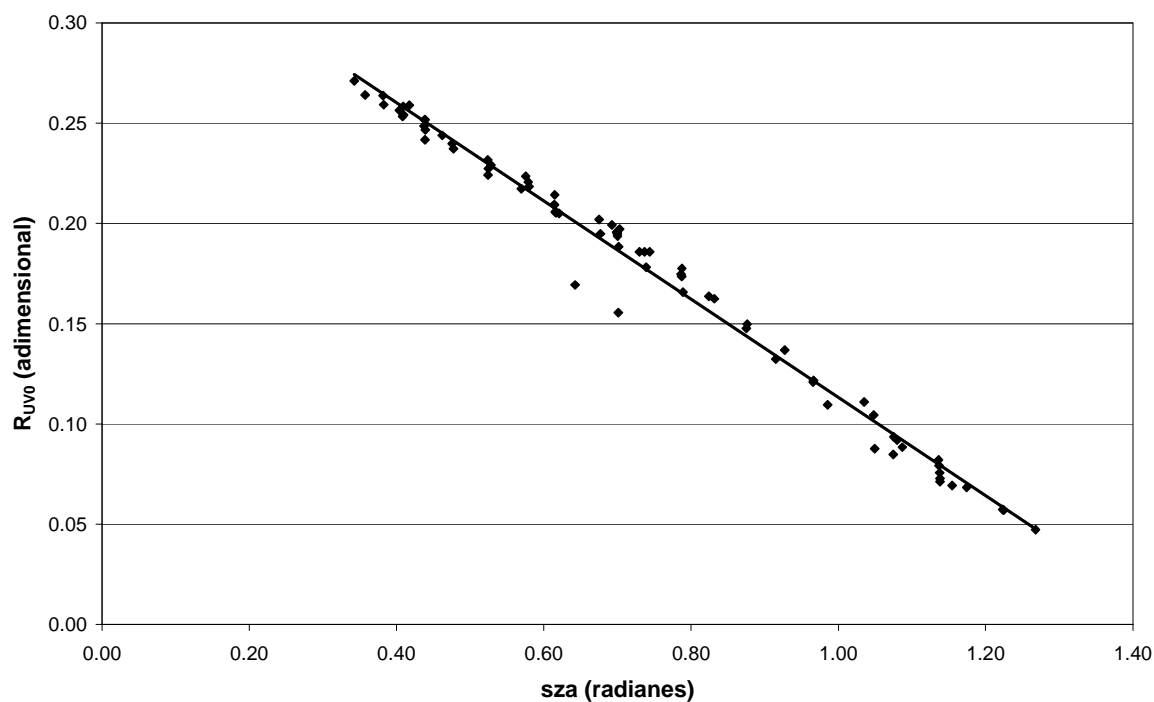


Figura 6.22.: Ajuste de R_{UV0} respecto al ángulo cenital solar

De esta forma, para poder formular un modelo que relacione el ozono total con el cociente R_{UV} , es necesario eliminar la dependencia de este último respecto a la

altura solar. Para ello, consideramos un determinado intervalo de ozono, concretamente [265DU, 270DU], y modelamos la dependencia, respecto al ángulo cenital solar, del cociente entre la radiación solar UV-B eritemática y la total para dicho intervalo de ozono, que denotaremos $R_{UV0} = \left(\frac{H_{UVB}(sza, O_3)}{H_G(sza)} \right)_{[265DU, 270DU]}$, observando (figura 6.22.)

que dicha dependencia obedece a una relación lineal dada por la ecuación 6.22 en la que el ángulo cenital solar, sza , viene expresado en radianes.

$$R_{UV0} = -0.2452 \cdot sza + 0.35833 \quad (R^2 = 0.9863) \tag{6.22}$$

A partir de la relación 6.22, calculamos R_{UV0} para cada valor del conjunto total de datos, así como la normalización de R_{UV} respecto a este factor, $R_{Oz} = \frac{R_{UV}}{R_{UV0}}$, habiendo conseguido, de esta forma, eliminar la dependencia de nuestras variables de estudio respecto al ángulo cenital solar. En estas condiciones, proponemos un modelo (figura 6.23) que permita determinar los niveles de ozono de acuerdo con la expresión 6.23:

$$O_3^{model}(DU) = (0.3603(R_{Oz})^2 - 0.9692(R_{Oz}) + 0.8829)1000 \quad (R^2 = 0.8894) \tag{6.23}$$

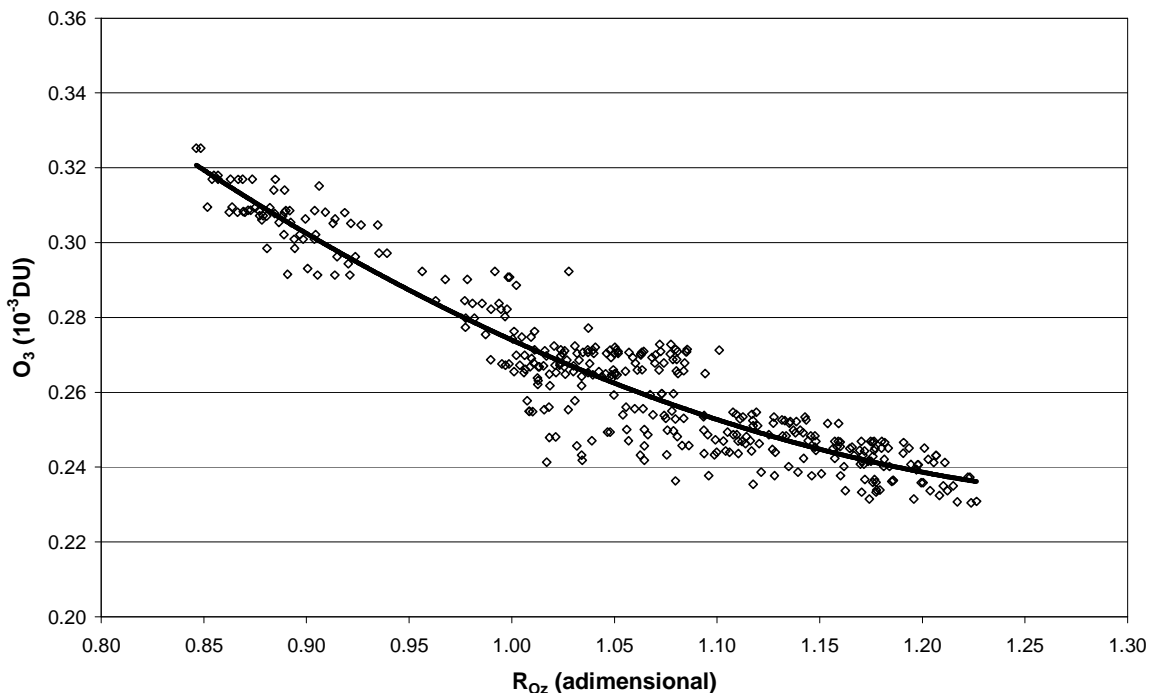


Figura 6.23.: Ajuste de TCO respecto a R_{Oz}

Para una primera validación del modelo, se calculará el parámetro MAB que representa la desviación media entre los valores estimados y los experimentales y que viene dado por la expresión 6.24, siendo O_3^{model} y $O_3^{experimental}$ los valores de TCO modelados y experimentales respectivamente.

$$MAB = \sum_{i=1}^N \frac{|O_3^{model} - O_3^{experimental}|}{N} \quad (6.24)$$

Los valores del coeficiente de correlación ($R^2 = 0.8894$) y del estadístico $MAB = 0.0063$ (DU) verifican que el modelo se ajusta a los datos experimentales. Estos resultados concuerdan con lo reflejado por la figura 6.24 en que se representa los valores modelados frente a los experimentales, obteniendo una distribución de puntos que obedecen a una relación lineal 6.25 de pendiente unidad y en la que el intervalo de la ordenada incluye al cero.

$$O_3^{model} = (1.000 \pm 0.003)O_3^{experimental} + (0.3 \pm 0.5) \quad (R^2 = 0.9981) \quad (6.25)$$

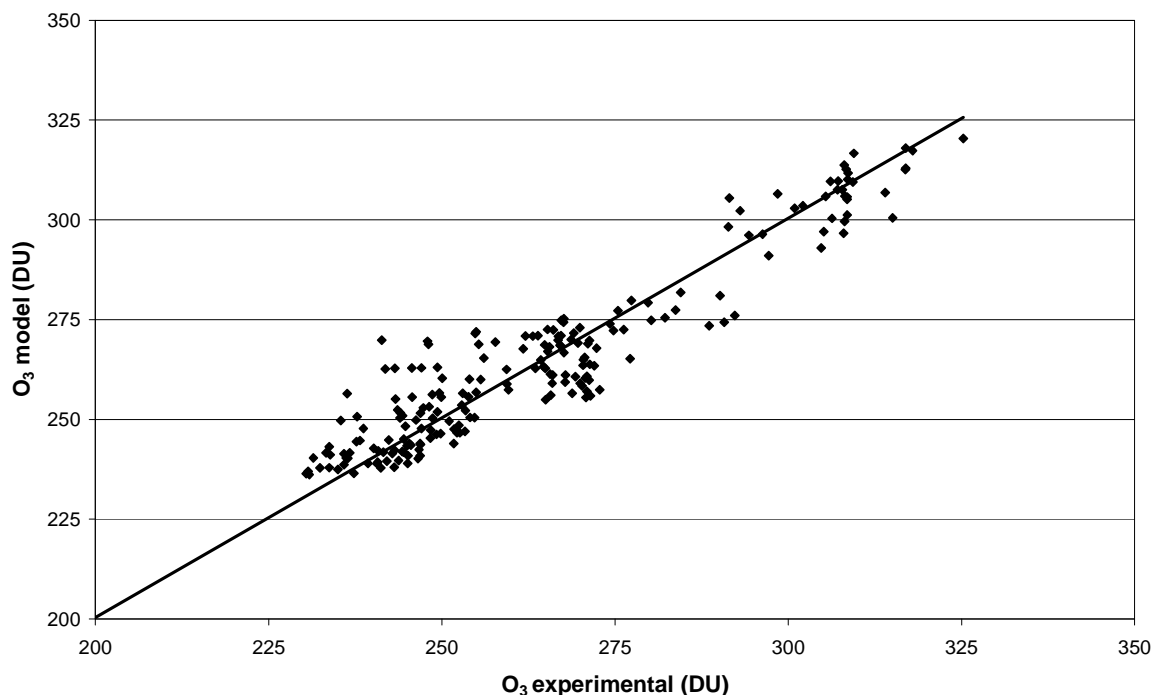


Figura 6.24.: Representación de los valores de TCO modelados, O_3^{model} , respecto de los experimentales, $O_3^{experimental}$.

Por otra parte, a partir de los datos reservados para la validación del modelo (diciembre 2005-marzo de 2006), se ha calculado el error relativo cometido por el

modelo, tanto para los valores medios diarios de ozono, D_m (%) (ecuación 6.26), como para los valores instantáneos registrados cada dos minutos, D_i (%) (ecuación 6.27).

$$D_m (\%) = \frac{[(O_3^{modelo})_{av} - (O_3^{experimental})_{av}]}{(O_3^{experimental})_{av}} \cdot 100 \tag{6.26}$$

$$D_i (\%) = \frac{[(O_3^{modelo}) - (O_3^{experimental})]}{(O_3^{experimental})} \cdot 100 \tag{6.27}$$

En la tabla 6.3. se presentan dichos errores relativos, para días con distintas condiciones de nubosidad, tal y como se refleja en las representaciones de la evolución diaria de radiación ultravioleta registrada en la estación radiométrica de la Universidad de Tasmania, en Hobart (figuras 6.25-6.34).

Tabla 6.3: Validación del modelo propuesto para la TCO

	Fecha	D_m (%)	$[D_i (\%)]_{av}$
Días con cielos despejados	30/12/2005	0.38	4.78
	01/03/2006	3.16	3.67
	02/03/2006	0.29	2.49
Días con intervalos de cielos despejados y nubosos	06/12/2005	4.68	5.25
	12/12/2005	3.71	6.22
	15/12/2005	2.44	5.66
	20/12/2005	0.20	5.44
Días con cielos cubiertos	01/12/2005	5.32	13.53
	13/12/2005	3.8	16.78
	29/12/2005	5.34	8.90

De acuerdo con los resultados, se puede concluir que el modelo reproduce con gran precisión los valores experimentales, tanto para días claros como días con nubes, si bien, en el caso de estos últimos, los valores del error relativo aumentan considerablemente. Además, la precisión del modelo es superior a la de los datos registrados por el TOMS ya que, promediando la desviación relativa entre los datos del modelo y los experimentales para 15 días con cielos despejados desde 2003 hasta 2006, obtenemos un valor del 1.38% ligeramente inferior al 2.98% obtenido análogamente para el TOMS. Asimismo, se comprueba que el modelo permite no sólo calcular el valor de ozono medio diario, sino que, para días claros, determina con bastante precisión también los valores instantáneos.

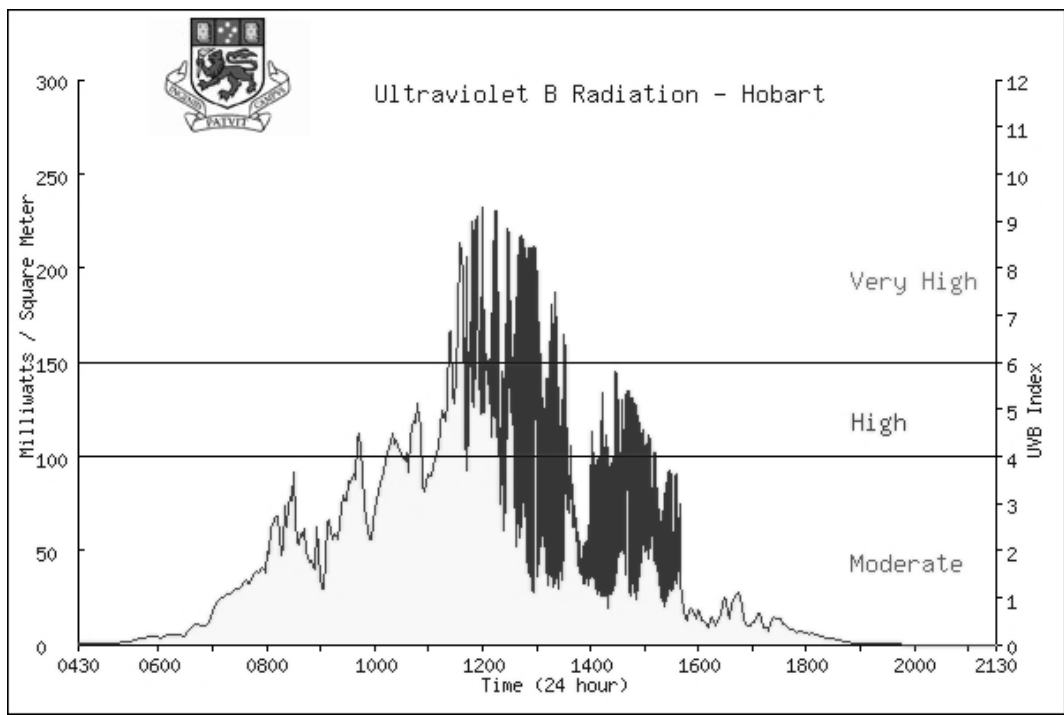


Figura 6.25.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 01/12/2005

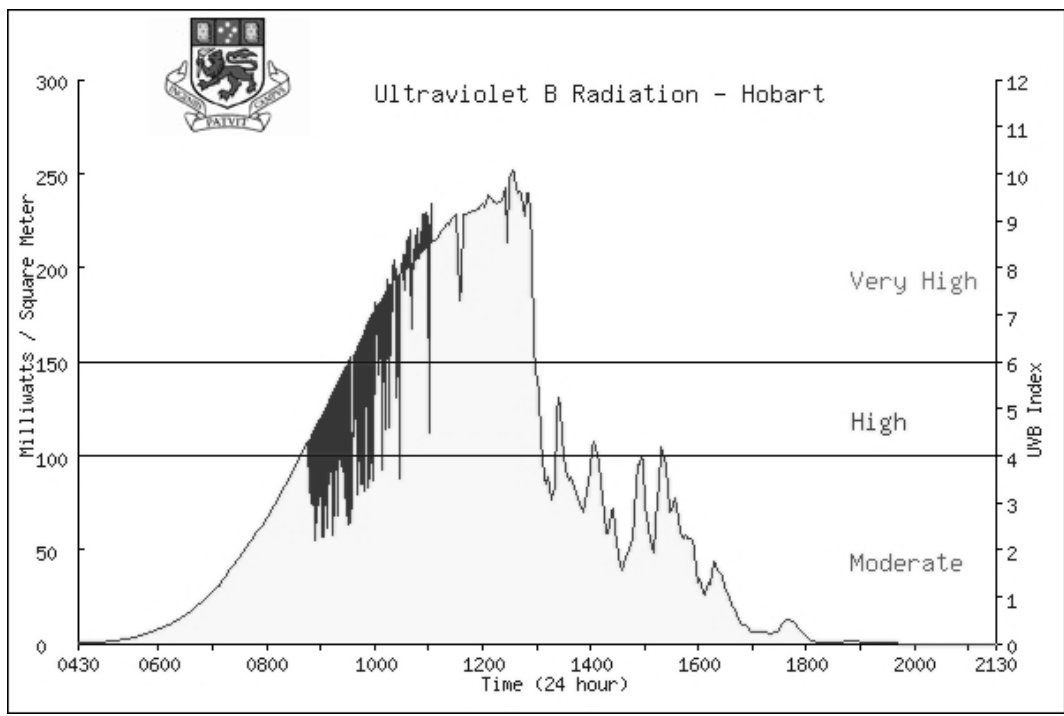


Figura 6.26.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 06/12/2005

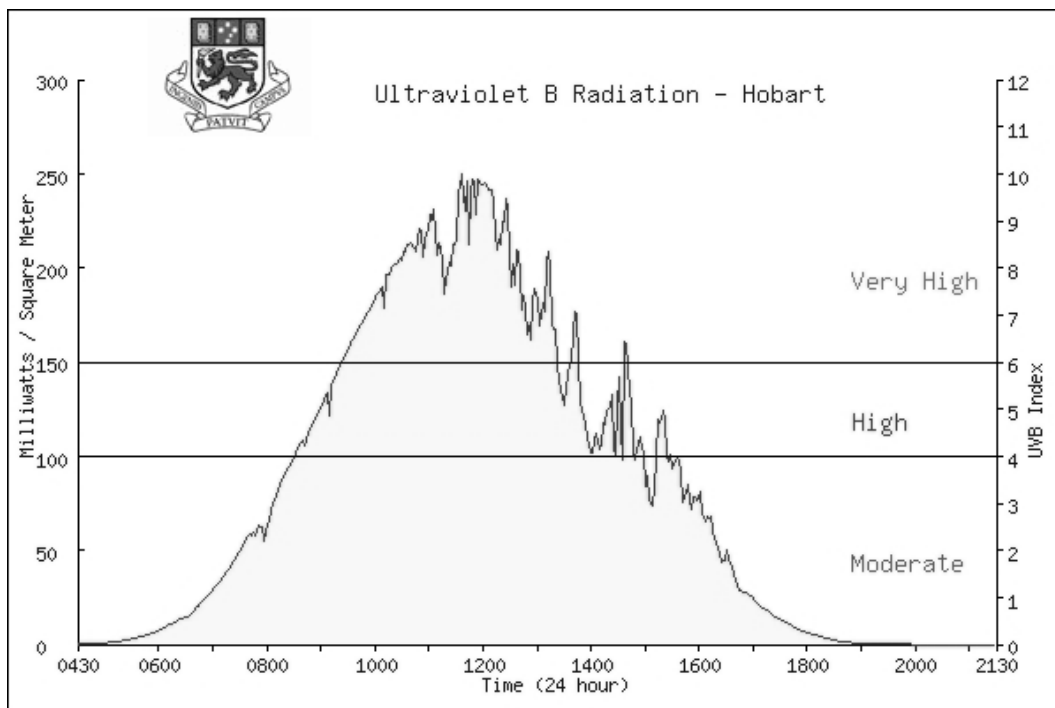


Figura 6.27.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 12/12/2005

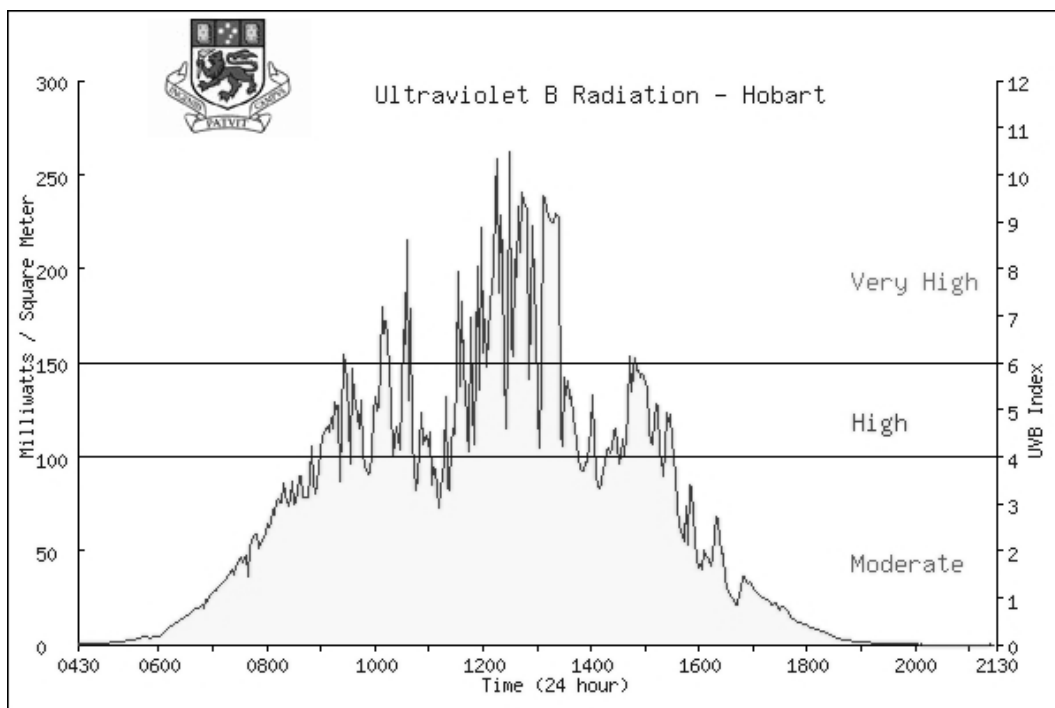


Figura 6.28.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 13/12/2005

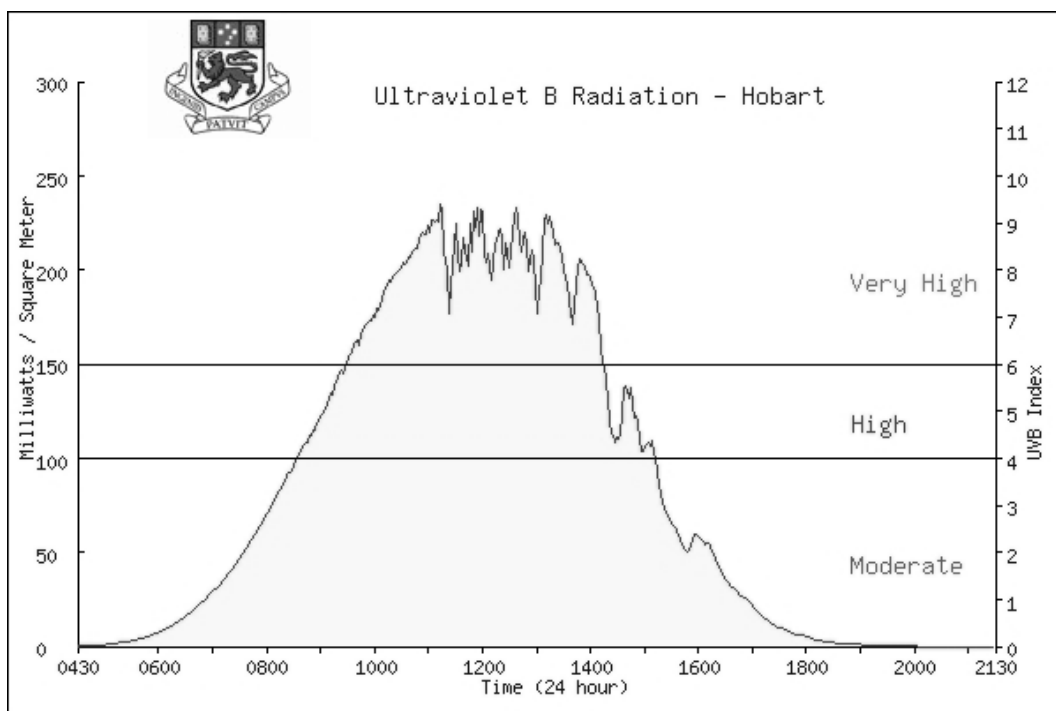


Figura 6.29.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 15/12/2005

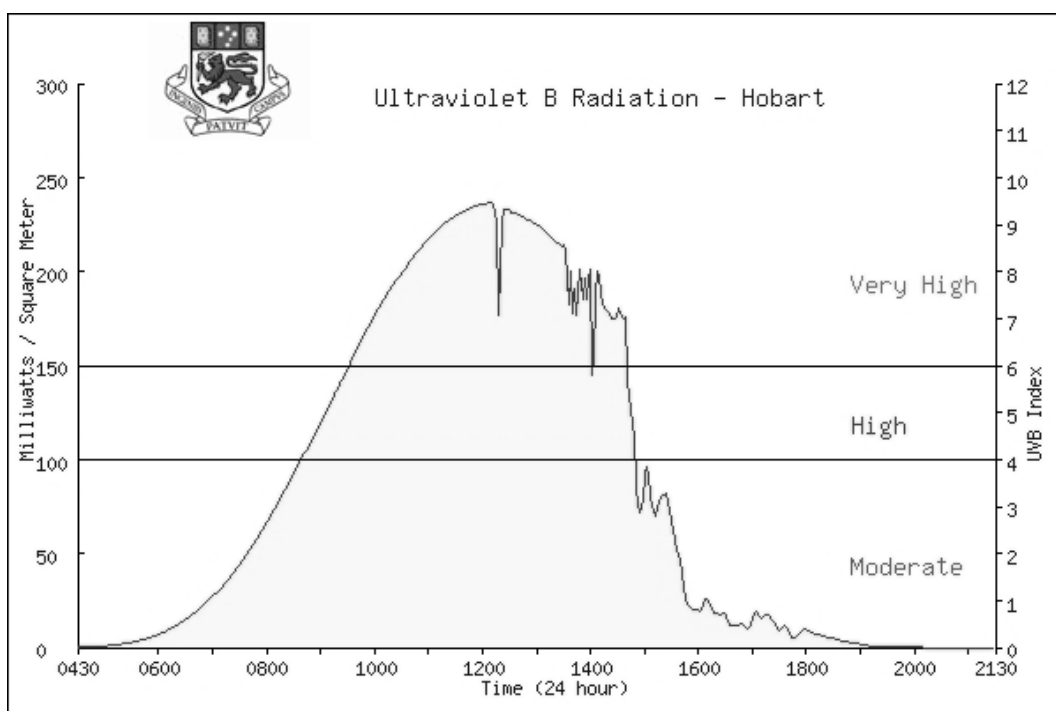


Figura 6.30.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 20/12/2005

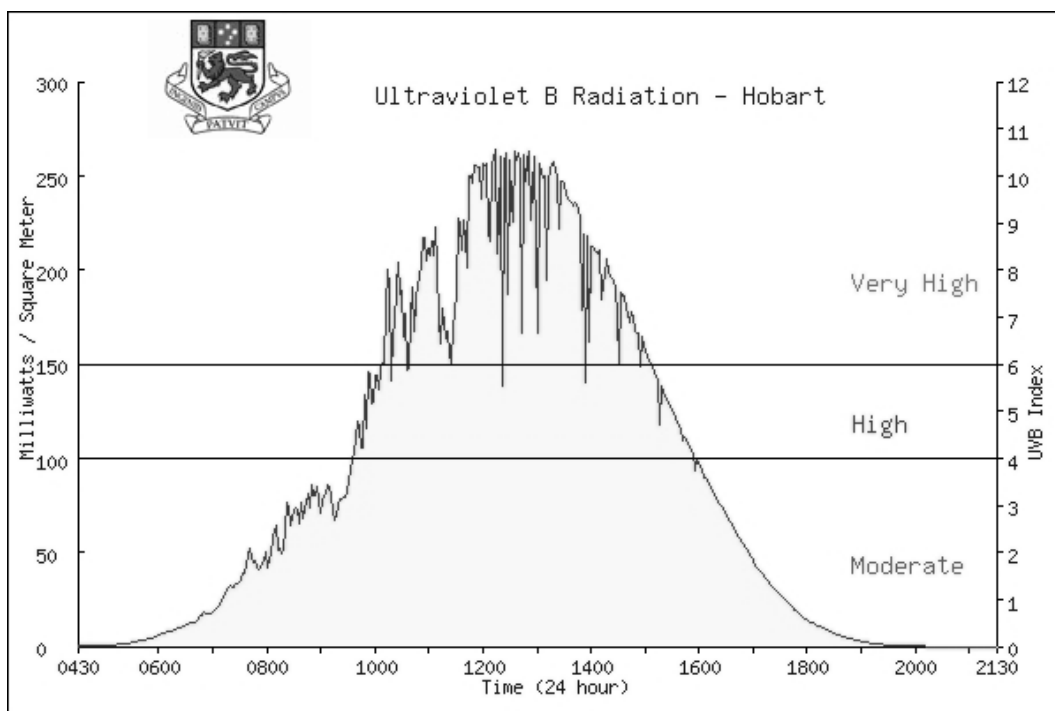


Figura 6.31.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 29/12/2005

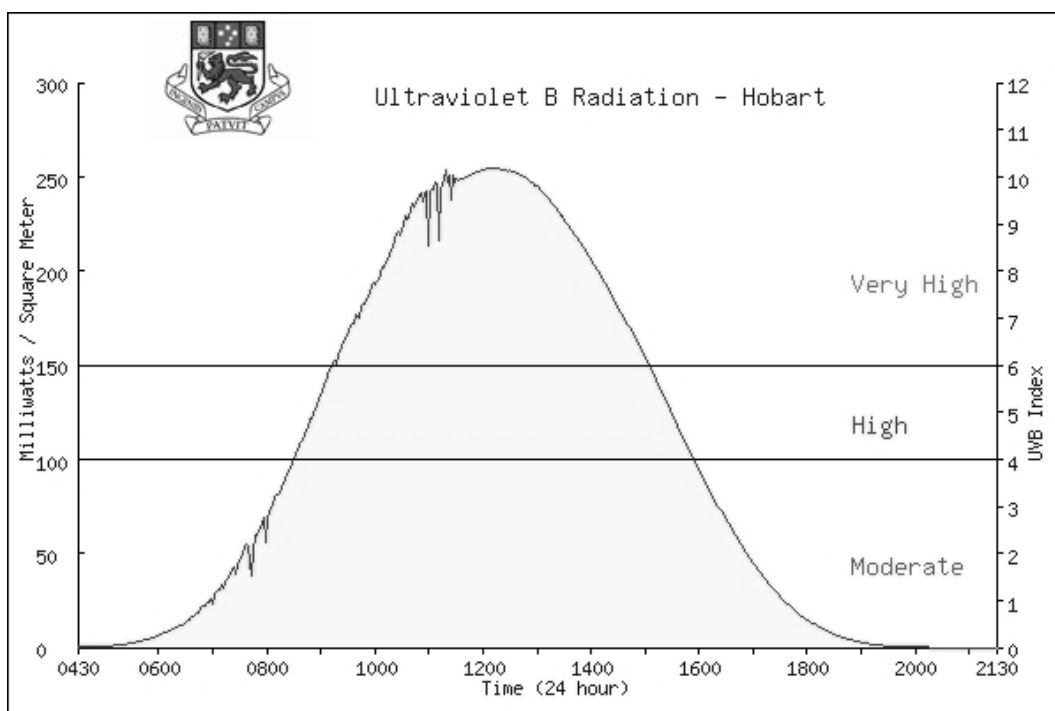


Figura 6.32.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 30/12/2005

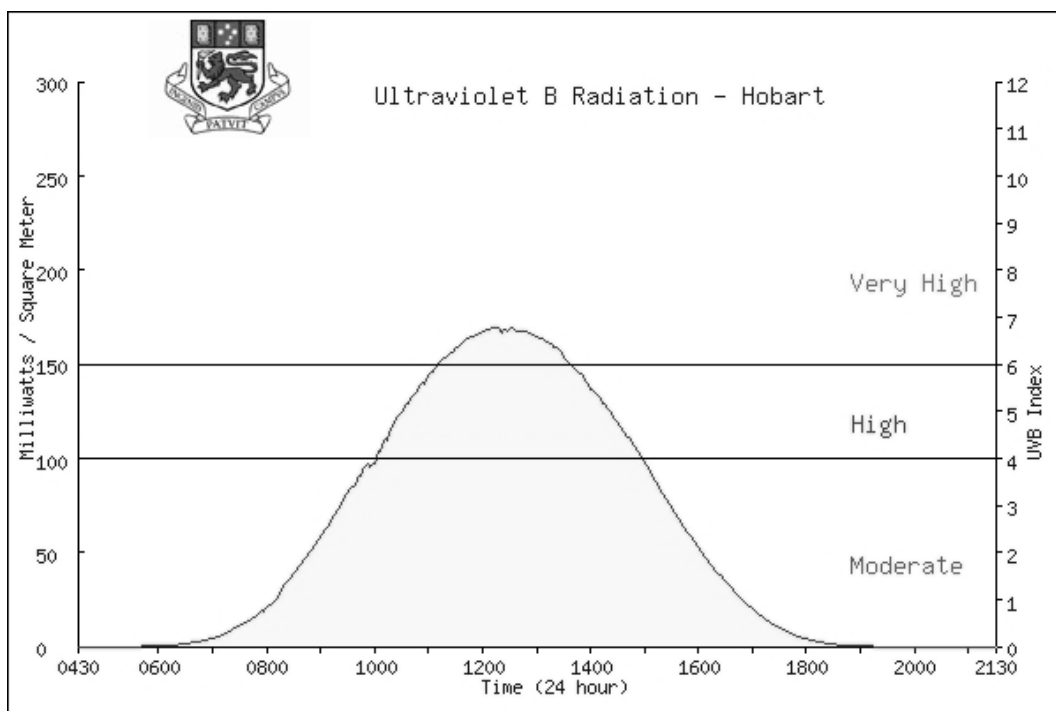


Figura 6.33.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 01/03/2006

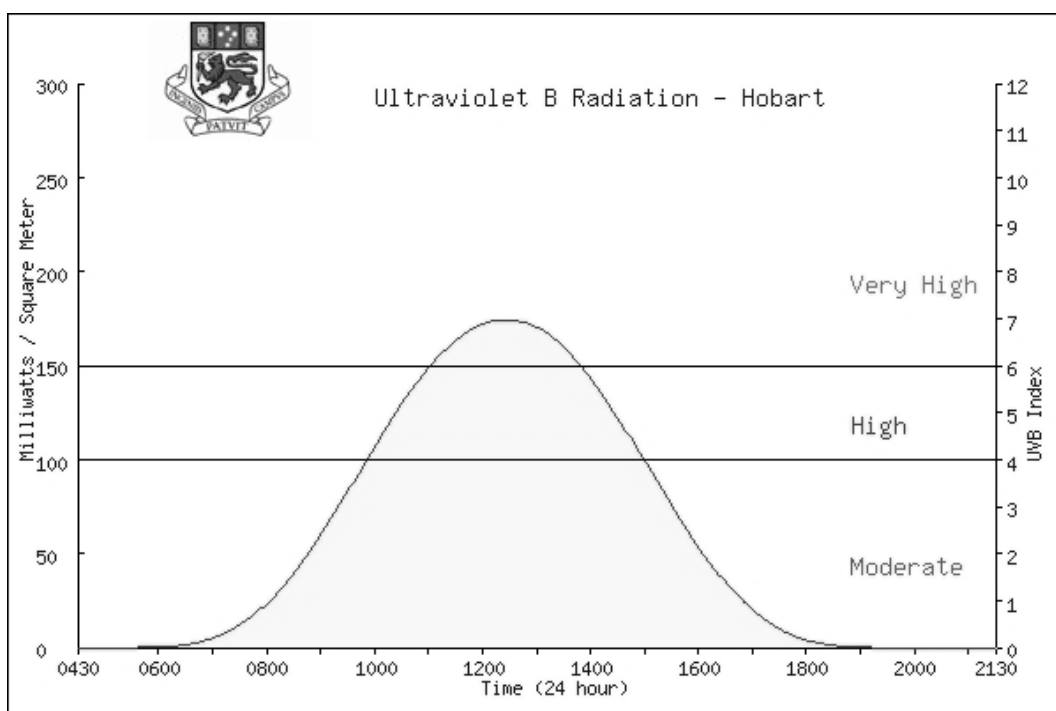


Figura 6.34.: Evolución diaria de la radiación UV-B del 02/03/2006

Por último, resulta interesante comparar gráficamente el modelo con las medidas experimentales instantáneas. Las Figuras 6.35-6.37 representan la evolución diaria de ambos valores de TCO a lo largo de algunos de los días seleccionados para la validación del modelo. Asimismo, en las gráficas se ha incluido la radiación solar total y su componente ultravioleta eritemática, de forma que se pueda identificar los intervalos de día con cielos despejados y con nubes. Por último, para el 30/12/2005, único día para el que esta disponible el valor de TCO dado por el satélite TOMS, se incluye en la representación dicho valor que, tal y como se comentó anteriormente, es único para cada día, por lo que no permite conocer la variabilidad diurna de los niveles de ozono atmosférico. Frente a este valor único, los datos registrados por el espectrofotómetro Brewer se miden cada 5° de ángulo cenital solar, mientras que nuestro modelo proporciona valores de TCO cada dos minutos, intervalo de tiempo entre las distintas medidas de radiación solar total y ultravioleta eritemática recogidos en la estación radiométrica de la Universidad de Tasmania (Australia).

Tal y como queda reflejado en las gráficas, el modelo reproduce con gran precisión los valores experimentales del espectrofotómetro Brewer especialmente en los intervalos de cielo despejado, mientras que en condiciones de nubosidad, si bien los datos modelados se aproximan en gran medida a los datos experimentales, se observan ciertas oscilaciones bruscas que se corresponden con las de la radiación solar total y la componente UV-B eritemática. De acuerdo con los resultados obtenidos, podemos concluir que el modelo propuesto se ajusta con gran precisión a los datos experimentales registrados en Hobart (Australia).

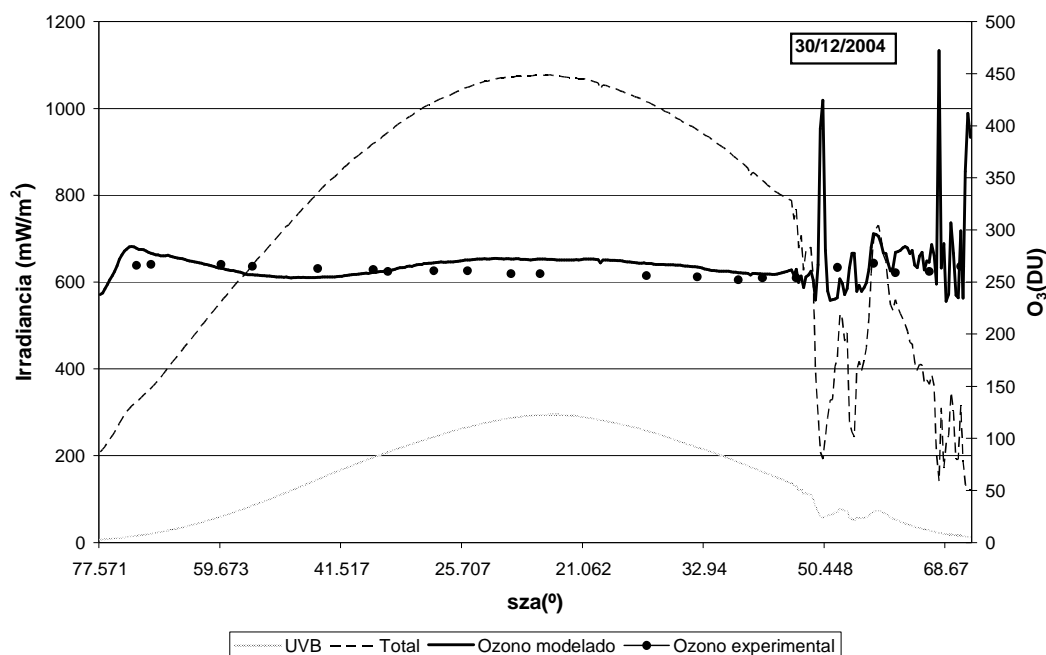


Figura 6.35.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 30/12/2005

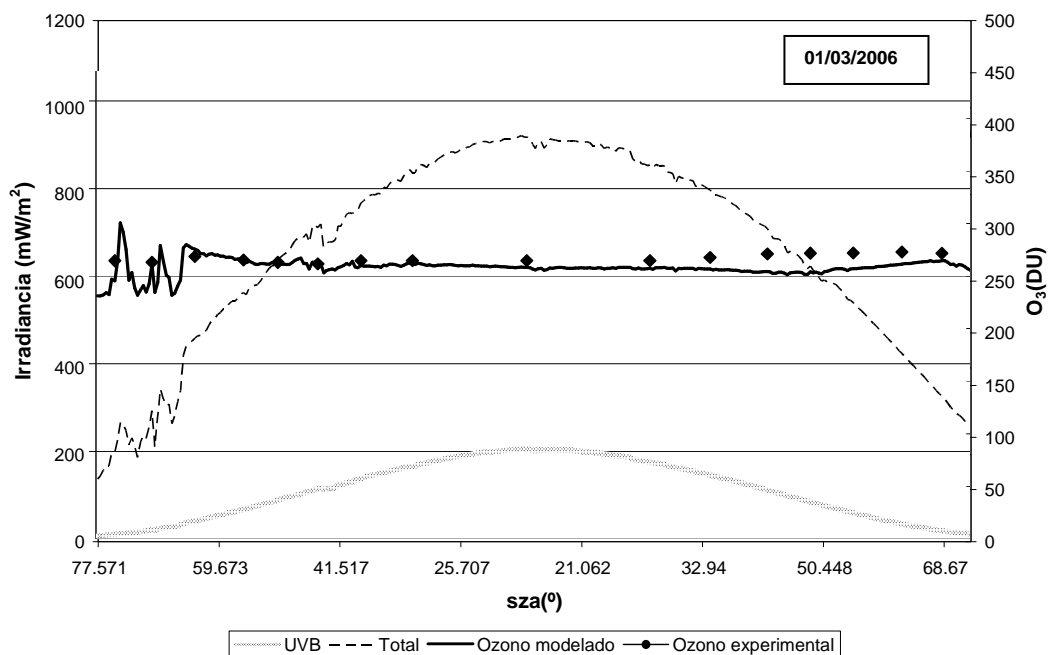


Figura 6.36.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 01/03/2006

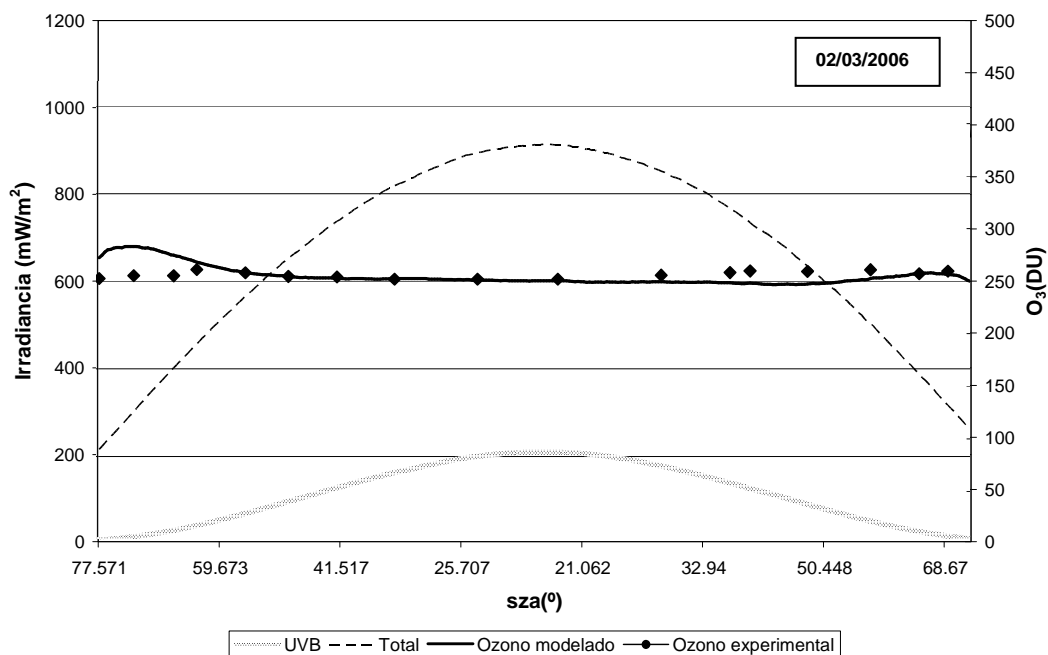


Figura 6.37.: Comparación instantánea del modelo con los datos experimentales para el día 02/03/2006

6.6.- CONCLUSIONES

El ozono atmosférico es un importante factor para la vida en la Tierra debido a sus efectos beneficiosos, si se trata de ozono estratosférico, o dañinos si, por el contrario, el gas se concentra en la capa más baja de la atmósfera, la troposfera. Por ello, resulta de gran importancia disponer de medidas de columna total de ozono (TCO) en el mayor número de estaciones posibles, que permitan seguir un control de los niveles de ozono atmosférico, en base a los cuales tomar medidas para paliar los efectos de sus variaciones. Desde 1979, los niveles de TCO se vigilan por medio de instrumentación adecuada en satélites (TOMS; GOME), si bien estos equipos no han conseguido desbancar la instrumentación tradicional de medidas de TCO en Tierra, ya que se valen de ellos para su validación y comparación. Por ello, es necesario seguir ampliando la red internacional de medidas de TCO en Tierra compuesta por distintos espectrofotómetros Dobson y Brewer situados en unas 80 estaciones repartidas por aproximadamente 40 países.

Ante estas circunstancias, fruto de un proyecto de investigación realizado durante una estancia de tres meses en la Universidad de Tasmania (Australia), se propone un modelo matemático (ecuación 6.22) que permite determinar los niveles de TCO a partir de radiación solar total y su componente UV-B eritemática. De los resultados obtenidos durante las labores de validación del modelo desarrollado, se deriva que éste se ajusta con gran precisión a las medidas experimentales e, incluso, mejora los resultados proporcionados por la base de datos del satélite TOMS.

Por otra parte, para un emplazamiento determinado, los satélites realizan una única medida de TCO diaria, por lo que no facilitan información de su variabilidad diurna y dificultan el desarrollo de estudios que permitan determinar los factores que influyen en los niveles de ozono atmosférico. Por el contrario, el modelo expuesto permite obtener valores instantáneos de TCO que reproducen con gran precisión los valores del espectrofotómetro Brewer. De esta forma, se presenta un modelo matemático que permite determinar los niveles de TCO, sin necesidad de instrumentación específica, sino a partir de los valores de radiación solar total y UV-B eritemática, comúnmente registrados en la mayor parte de las estaciones radiométricas.

CAPÍTULO 7.:

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS
DE TRABAJO

RESUMEN

Para concluir esta memoria de Tesis Doctoral, en este capítulo se exponen las principales conclusiones que se derivan del trabajo de investigación realizado. Asimismo, puesto que la labor investigadora ha de ser continuada, se presentan futuros proyectos de investigación previstos con los que avanzar en esta amplia línea de investigación.

7.1.- CONCLUSIONES

En las últimas décadas, se está experimentando un progresivo aumento de la preocupación sobre la cantidad de radiación ultravioleta (UV) que alcanza la superficie terrestre, como consecuencia de sus efectos biológicos sobre los seres vivos que habitan en la Tierra y sus posibles aplicaciones tecnológicas (Pedrós et al., 1995). De esta forma, el conocimiento de la cantidad de radiación ultravioleta que reciben los hombres, plantas y animales resulta de gran importancia para muy diversos campos de investigación (Grant and Heisler, 1997; McKenzie et al., 1991). En este sentido, con este trabajo de investigación se pretende avanzar en la caracterización de la radiación ultravioleta recibida en la superficie terrestre, mediante la determinación de modelos matemáticos que cuantifiquen su dependencia con respecto a determinados factores atmosféricos y radiométricos. Concretamente, en términos de las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta, respectivamente, en primer lugar se ha estudiado la influencia de las nubes sobre la radiación solar total y su componente ultravioleta. A continuación, se ha establecido la correlación entre ambas variables tanto a nivel diario como horario. Por último, se ha analizado la dependencia de la radiación solar total y ultravioleta eritemática con respecto a la columna total de ozono y, en base a los resultados de dicho análisis, se propone un modelo matemático que permite determinar la columna total de ozono a partir de las variables anteriormente referidas.

Para ello, en los dos primeros casos, se ha recurrido a medidas registradas por la estación radiométrica del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Córdoba (UCO). Concretamente, el dispositivo experimental, en funcionamiento desde 1990, recoge medidas de radiación solar, visible y ultravioleta, y diferentes parámetros

meteorológicos, almacenando los datos en un soporte magnético con una frecuencia de 5 minutos. Asimismo, se dispone de software específico que permite manejar, depurar y estructurar las observaciones realizadas, facilitando una base de datos de medidas instantáneas, horarias y diarias de radiación e índices relacionados con las mismas. No obstante, el estudio de la radiación solar horaria total y ultravioleta, se ha querido completar con análisis comparativo con los niveles de radiación registrados en otra ciudad del área del mediterráneo español, concretamente, Valencia.

Por otra parte, en el marco de la estancia realizada por la doctoranda en la Universidad de Tasmania (Australia), el estudio en torno a la columna total de ozono, se ha desarrollado a partir de datos experimentales de ozono y radiación total y eritemática registrados por la estación radiométrica del citado centro universitario, situada en el campus universitario de Hobart (Australia).

De esta forma, a partir de los datos experimentales, los principales resultados que se derivan de cada uno de los estudios realizados permiten extraer las siguientes conclusiones:

7.1.- MODELADO DEL ÍNDICE DE CLARIDAD EN FUNCIÓN DE LA MASA DE AIRE PARA LA RADIACIÓN SOLAR TOTAL Y ULTRAVIOLETA EN CÓRDOBA

El estudio estadístico de las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta revela que:

- La masa óptica relativa de aire ejerce una importante influencia sobre las variables radiométricas, en cuanto que cuantifica el camino recorrido por la radiación a través de la atmósfera hasta alcanzar la superficie terrestre y, consecuentemente, la probabilidad de ésta de experimentar procesos de absorción y dispersión. En este sentido, a medida que aumenta la masa óptica relativa de aire, las distribuciones de frecuencias relativas de los índices de claridad, tanto total como ultravioleta, se desplazan hacia valores cada vez más pequeños de dichos índices, disminuyendo los valores para los que las distribuciones alcanzan su máximo.
- La diferente influencia que las nubes ejercen sobre la radiación total y ultravioleta queda reflejada en las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta. En este sentido, las distribuciones de frecuencia relativas del índice de claridad total en Córdoba presentan un comportamiento similar al descrito por Tovar et al. (1998), a partir de datos experimentales de Jaén (España). Concretamente, se caracterizan por un carácter bimodal que se acentúa a medida que aumenta la masa óptica relativa de aire. Por el contrario, las distribuciones de frecuencias relativas

del índice de claridad ultravioleta no son bimodales, sino que son crecientes hasta alcanzar un único máximo a partir del cual decrecen rápidamente.

Por otra parte, en este trabajo se proponen modelos matemáticos para dichas distribuciones a partir de las cuales se puede concluir que:

- Por primera vez, se propone un modelo matemático para las distribuciones de frecuencia relativa del índice de claridad ultravioleta.
- Las distribuciones de frecuencias relativas, tanto del índice de claridad total como ultravioleta, se pueden escribir como superposición de dos funciones asociadas a condiciones meteorológicas extremas (cielos despejados o completamente cubiertos).
- Las medidas realizadas en Córdoba permiten afirmar que el modelo propuesto por Tovar et al. (1998) es válido para dicha localidad, si bien los parámetros que intervienen en el mismo varían de una localidad a otra, es decir, dependen de las condiciones climatológicas y geográficas del lugar.

7.2.- MODELOS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR

A partir del estudio estadístico de la radiación solar total y ultravioleta en Córdoba se extrae que:

- Se comprueba los resultados de trabajos anteriores (Martínez-Lozano, 1996, Foyo-Moreno, 1998) que afirmaban que los mínimos absolutos de radiación no son representativos de la radiación, mientras que los máximos absolutos sí lo son. Asimismo, se verifica que las distribuciones de frecuencia de radiación total y ultravioleta no son normales, y, por tanto, para su caracterización es necesario recurrir a estadísticos no paramétricos.
- Los valores máximos de radiación se registran durante los meses de verano y, más concretamente, en el caso de la radiación horaria, durante las horas centrales del día.
- Las distribuciones presentan el mayor grado de estabilidad durante el periodo estival y, nuevamente, en el caso de la radiación horaria, en las horas centrales del día.

Por otra parte, el estudio comparativo entre ambas variables permite establecer correlaciones matemáticas de tipo lineal, $y = mx + n$, entre ambas variables, a partir de series largas de medidas experimentales. En este sentido, las correlaciones mensuales

de la radiación ultravioleta diaria y horaria en función de la radiación total diaria y horaria, respectivamente, presentan altos valores del coeficiente de correlación, así como, adecuados valores de los test estadísticos de validación. No obstante, de los mismos se puede concluir que el modelo para la radiación horaria se ajusta mejor a los datos experimentales que el de la radiación diaria y, consecuentemente, se puede afirmar que, siempre que sea posible, es conveniente utilizar valores horarios para establecer la correlación entre la radiación ultravioleta y la total (Pedrós, 1998).

Por otra parte, siguiendo la metodología de Ogunjobi and Kim (2004), se presenta por primera vez para este entorno geográfico, modelos entre los cocientes adimensionales H_{UV}^d / H_d^d y H_d^d / H_G^d , siendo H_{UV}^d , H_d^d y H_G^d la radiación solar horaria ultravioleta, difusa y total respectivamente. La principal ventaja de estas correlaciones es que, por referirse a variables adimensionales, con ellos se reduce la influencia de los aerosoles y el ángulo cenital y se consiguen modelos extrapolables a diferentes puntos geográficos.

Por último, el estudio detallado de la radiación horaria ha permitido verificar, una vez más, que la influencia de la longitud del recorrido de la radiación a través de la atmósfera en su camino hacia la superficie terrestre es mayor para la componente ultravioleta que para la radiación total, mientras que, para la nubosidad el comportamiento es opuesto.

7.3.- MODELO PARA EL CÁLCULO DE LA COLUMNA TOTAL DE OZONO

Por último, en la presente Tesis Doctoral, conscientes de la importancia del ozono troposférico como escudo ante las radiaciones ultravioleta y ante la preocupación social por su disminución, se propone un modelo matemático (Ecuación 6.23) que permite determinar los niveles de la columna total de ozono (TCO) a partir de radiación solar total y su componente UV-B eritemática.

Los principales aspectos a destacar del citado modelo, desarrollado en el marco de una estancia de tres meses en la Universidad de Tasmania (Australia), son:

- Se basa en medidas de radiación solar total y UV-B eritemática, comúnmente registradas en las estaciones radiométricas, sin necesidad de instrumentación específica para la medición de ozono, por lo general de elevado coste y de difícil mantenimiento.
- A diferencia de los datos de TCO de los satélites, que no proporcionan información de la variabilidad diaria de dicha variables, puesto que únicamente facilitan una medida por emplazamiento y día, el modelo propuesto permite determinar los niveles de ozono atmosférico con la misma

periodicidad con que la estación radiométrica haya sido programada para registrar las medidas de radiación.

- De acuerdo con los resultados obtenidos y la validación del modelo, los valores de TCO estimados por el mismo, se ajustan con gran precisión a las medidas experimentales registradas en el campus de la citada Universidad, en Hobart (Tasmania, Australia) e, incluso, mejoran los resultados proporcionados por la base de datos del satélite TOMS.

De esta forma, se presenta una nueva herramienta que, a partir de medidas comúnmente registradas en las estaciones radiométricas proporciona datos de TCO y que, junto con los datos proporcionados por satélites (TOMS, GOME) y la red internacional de medidas de TCO en tierra, facilita las tareas de control de los niveles de ozono atmosférico.

7.2.- PERSPECTIVAS DE TRABAJO

Para finalizar esta memoria se presenta una serie de posibles trabajos que permitirán seguir profundizando en la temática de la caracterización de la radiación solar ultravioleta. Y es que la investigación científica es un proceso abierto, renovable y en continua evolución, de forma que cada trabajo de investigación ayuda a resolver algún problema, pero, al mismo tiempo, apunta nuevas ideas y perspectivas para seguir avanzando en el área de conocimiento.

En este sentido, en primer lugar, sería conveniente validar los modelos desarrollados para la correlación entre radiación solar total y ultravioleta a otras localidades en que se disponga de medidas experimentales de ambas variables. Asimismo, resultaría interesante hacer lo propio con los modelos desarrollados para las distribuciones de frecuencia de los índices de claridad total y ultravioleta. Por último, próximamente se va a comprobar la aplicabilidad del modelo desarrollado para la columna total de ozono con datos de Hobart (Australia) a nuestros datos experimentales. Concretamente, en este caso, se ha iniciado la implementación de una herramienta informática que, siendo accesible vía Web, permita determinar los niveles de ozono atmosférico en cualquier punto geográfico.

Por otra parte, desde abril de 1997, se vienen realizando medidas de la radiación ultravioleta fotobiológicamente activa mediante un sensor Robertson-Berger UV-B, instalado en la estación radiométrica del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Córdoba, descrita en el capítulo 3. A partir de estos datos, y en base a la importancia que, desde el punto de vista biológico, caracteriza a esta radiación, se pretende realizar un estudio exhaustivo de la misma y de su dependencia con respecto a las diferentes variables atmosféricas, geográficas y climatológicas. Asimismo, se

prevé estudiar y modelar su dependencia con respecto a radiación solar de otros intervalos de longitud de onda. Como paso previo, en la actualidad, se está desarrollando una base de datos que recoge todas las variables atmosféricas, geográficas, climatológicas y radiométricas relevantes para el estudio y, a partir de dicha herramienta se está desarrollando, siguiendo el modelo de la Universidad de Tasmania (<http://www.geol.utas.edu.au/uvb/>), una aplicación vía Web para divulgar los datos de radiación UV-B registrados en Córdoba.

Por último, en colaboración con investigadores de dicha Universidad, se viene desarrollando un proyecto de investigación para determinar la influencia de la brisa marina sobre la radiación fotobiológicamente activa y se pretende estudiar la relación entre la radiación ultravioleta y las enfermedades oculares del hombre.

REFERENCIAS

ACUNA, G., JORQUERA, H., PEREZ, R., 1996.

Neural network model for maximum ozone concentration prediction.

Proceedings of the International Conference on Artificial Neural Networks ICANN, pp. 263-268.

AKUFFO, F.O., BREW-HAMMOND, A., 1993.

Frequency distribution of daily global irradiation at Kumasi.

Solar energy 50 (2), pp. 145-154

AL-ARURI, SAMI D. 1990.

The empirical relationship between global radiation and global ultraviolet (0.290-0.385) μm solar radiation components.

Solar Energy Vol. 45, n^o2, pp 61-64 Pergamon Press.

AL-ARURI, S.D., RASAS, M., AL-JAMAL, K., SHABAN, N., 1988.

An assessment of global ultraviolet solar radiation in the range 0.290-0.385 μm in Kuwait.

Sol. Energy 41, 159- 162.

AL-ARURI, S.D. AND AMER, M.F. 1993.

Empirical regression models for weather data measured in Kuwait during the years 1985, 1986, and 1987.

Solar Energy, 50, 229.

ALBIZZATI, E.D., G.H. ROSSETTI AND O.M.ALFANO, 2002.

Mediciones de la radiación solar UVB y predicción de la radiación solar UV eritemática bajo cielos claros y sin nubes.

Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente Vol.6, N.2, pp.25-30.

AMBACH, W., BLUMTHALER, M., WENDLER, G., 1991.

A comparison of ultraviolet radiation measured at an arctic and an alpine site.

Sol. Energy 47, 121- 126.

ANGSTROM, A., 1924.

Solar and terrestrial radiation.

Quart.J.R.Met.Soc.50, 121-126

REFERENCIAS

ANGSTROM, A., 1964.

On the atmospheric transmission of sun radiation.
Geografis.annual. 2 y 3, 130-159

BABU, K.S., SATYAMURTY, V.V., 2001.

Frequency distribution of daily clearness indices through generalized parameters.
Solar Energy 70, 35-43

BAKER-BLOCKER, A.1980.

The effects of sunshine, cloudiness and haze on received ultraviolet radiation in New-York.
Journal of Applied Meteorology, 19, 889-893

BAKER-BLOCKER, J.J. DELUISI AND E.DUTTON 1984

Received ultraviolet radiation at the South Pole
Solar Energy Vol.32, N.5, pp.659-662. Pergamon Press

BAIS, A.F., C. S. ZEREFOS, C. MELETI, I.C. ZIOMAS AND K. TOURPALI 1993.

Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂ and clouds.
Journal of Geophysical Research Vol. 98, d3, pp 5199-5204.

BARRERO, M.A., GRIMALT, J.O. AND CANTÓN, L., 2006.

Prediction of daily ozone concentration maxima in the urban atmosphere.
Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems 80, 67 – 76.

BARRY, R.G. AND CORTLEY, R.J., 1998.

Atmósfera, tiempo y clima.
Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 1998

BATLLES, F. J., F. J. OLMO Y L. ALADOS-ARBOLEDAS 1995.

On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements.
Solar Energy Vol. 54, nº 2, pp 105-114

BATLLES, F.J., BARBERO, F.J., LÓPEZ, G., PÉREZ, M., RODRIGO, F.S AND RUBIO, M.A., 1998.

Radiación Solar y Aspectos Climatológicos de Almería (1990-1996), Monografías Ciencia y Tecnología, 6.
Servicio de Publicaciones de la Universidad de Almería, Almería, España.

BENDT, P., COLLARES-PEREIRA, M., RABL, A., 1981.

Frequency distribution of daily insolation values.
Solar energy 27 (1), pp. 1-5

REFERENCIAS

BENNETT I., 1967.

Frequency of daily insolation in Anglo North America during June and December.
Sol Energy 11,41-55.

BERYLAND, T.G., M.D. DVORKINA ET AL. 1987

Guidelines on the quality control of data from the world radiometric network
World Climate Programme, WCDP-3, WMO/TD N.258
World Meteorological Organization, Ginebra

BIRD, R.E., R.L. HULSTROM, A.W. KLIMAN ET AL. 1982.

Solar spectral measurements in the terrestrial environment.
Applied Opt. 21,1430-1436

BLANCO-MURIEL, M., ALARCÓN-PADILLA, D.C., LÓPEZ-MORATALLA, T., LARA-COIRA, M., 2001.

Computing the solar vector.
Solar Energy 70 (5), pp. 431-441

BLOOMFIELD, P., ROYLE, J.A., STEINBERG, L.J. AND YANG, Q., 1996.

Accounting for meteorological effects in measuring urban ozone levels and trends.
Atmos. Environ. 30, pp. 3067-3077.

BLUMTHALER, M. AND AMBACH, W., 1988.

Human solar ultraviolet radiant exposure un high mountains.
Atmospheric Environment 22 (4), 749-753

BLUMTHALER, M., AMBACH, W. AND REHWALD, W. 1992.

Solar UVA and UVB radiation fluxes at two alpine stations at different altitudes.
Theor. Appl. Climatol., 46, 39.

BLUMTHALER, M., 1993.

Solar UV measurements.
Environmental effects of UV (ultraviolet) radiation.
M. Tevini, editor. Lewis, Boca Raton, Florida, USA, pp. 17-79

BOJKOV, R., AND FIOLETOV, V., 1996.

Total ozone variations in the tropical belt: An application for quality of ground based measurements.
Meteorology and Atmospheric Physics, 58, 223-240

BOJKOV, R. D. 1997.

Global ozone change and possible climate implications.
Solar Ultraviolet Radiation. NATO ASI Series pp 303-324. Springer. Berlin

REFERENCIAS

BOTHWELL, M.L., D. M. J. SHERBOT AND C. M. POLLOCK (1994).

Ecosystem response to solar ultraviolet-B radiation: influence of trophic-level interactions.

Science Vol. 265, pp 97-100

BOSCÁ VERGA, J.V., 1995.

Contribución al estudio de la radiación solar y de la determinación de la turbidez atmosférica. Aplicaciones a Valencia y Sevilla. Tesis Doctoral.

Universidad Politécnica. Valencia.

BRAUER, M. AND BROOK, J.R., 1997.

Ozone personal exposures and health effects for selected groups residing in the Fraser Valley.

Atmos. Environ. 31, 14, pp. 2113-2121.

BRUTZ, S.M., CLEVELAN, W.S. ET AL., 1974.

Ozone concentrations in New Jersey and New York, statical association with related variables.

Science 186, 257-259

BURROWS, W.R., VALLEE, M., ET AL, 1994.

The Canadian operational procedure for forecasting total ozone and UV radiation. Met.Apps.1, 247-265

BUHR, M.P., HSU, K.J., LIU, C.M., LIU, R., WEI, L., LIU, Y.C. AND KUO, S., 1995.

Trace gas measurements and air mass classification from a ground station in Taiwan during the PEM-WEST experiment (1991).

J. Geophys. Res. 101, pp. 2025-2035.

CANOVAS G., 1998

Probabilidad y Estadística. Aplicaciones y Métodos.

McGraw-Hill, México

CAÑADA, J., PINAZO, J.M. AND BOSCA, J.V., 1993.

Determination of Angström's turbidity coefficient at Valencia.

Renewable Energy, 3 (617), 621-626

CAÑADA, J., PEDRÓS, G., LOPEZ, A. , BOSCA, J.V. 2000.

Influences of the Clearness Index for Whole spectrum and of the Relative Optical Air Mass on Ultraviolet Solar Irradiance for Two Locations in the Mediterranean Area: Valencia and Cordoba (Spain).

Journal of Geophysical Research- Atmospheres. Vol. 105, D4, pg. 4759-4766

REFERENCIAS

CAÑADA, J., PEDROS, G., BOSCA, J.V., 2003.

Relationship between UV (0.290– 0.382 Am) and broadband solar radiation hourly values in Valencia and Cordoba, Spain.

Energy 28, 199–217.

CASICCIA, C., KIRCHHOFF, V.W.J.H., VALDERRAMA, V., ZAMORANO, F. AND SAHAI, Y., 1996.

Ozone hole observations over Punta Arenas, Chile. In: Bojkov, R.D., Visconti, G. (Eds.), Proceedings of the XVIII Quadrennial Ozone Symposium l'aquila, Atmospheric Ozone, Vol. 1, 12–21 September 1994, Italia, pp. 17–21.

CASICCIA, C., KIRCHHOFF, V.W.J.H., TORRES, A., 2003

Simultaneous measurements of ozone and ultraviolet radiation: Spring 2000, Punta Arenas, Chile

Atmospheric Environment 37 (3), pp. 383-389

CHALOULAKOU, A., ASSIMACOPOULOS, D. AND LEKKAS, T., 1999.

Forecasting daily maximum ozone concentrations in the Athens Basin.

Environ. Monit. Assess. 56 (1), pp. 97– 112.

CHALOULAKOU, A., SAISANA, M., SPYRELLIS, N., 2003

Comparative assessment of neural networks and regression models for forecasting summertime ozone in Athens

Science of the Total Environment 313 (1-3), pp. 1-13

CHAPMAN, S., 1930.

A theory of upperatmospheric ozone.

Mem. Roy. Meteor. Soc. 3, pp. 103-125.

CHEN, J.L., ISLAM, S. AND BISWAS, P., 1998.

Nonlinear dynamics of hourly ozone concentrations: Nonparametric short term prediction.

Atmos. Environ. 32, 1839–1848.

CHENDO, M.A.C. AND A.A.L.MADUEKWE 1994

Hourly global and diffuse radiation of Lagos. Nigeria-Correlation with some atmospheric parameters.

Solar Energy 52, pp.247-251

CHUBACHI, S., 1984.

Preliminary result of ozone observations at Syowa Station from February 1982 to January 1983.

Memoirs of the National Institute of Polar Research Japanese Spec. 34, pp. 13–19.

CIE, 2002.

Spatial distribution of daylight- CIE standard general sky.
Pub.CIE DS 011.2/E:2002

CIENCIA HOY, 1998

Efectos de la Radiación Ultravioleta sobre los Ecosistemas Acuáticos
Ciencia Hoy Vol.8, N.45

CLARK, T.L. AND KARL, T.R., 1982.

Application of prognostic meteorological variables to forecasts of daily maximum one-hour ozone concentrations in the northeastern United States.
J. Appl. Meteorol. 21, 1662-1671.

COLLIBER D.G. 1991

Techniques of estimating incident solar radiation.
Solar Energy in Agriculture. Elsevier, Amsterdam, pp.1-66

COLLINS, W.J., STEVENSON, D.S., JOHNSON, C.E. AND DERWENT, R.G., 2000.

Atmos. Environ. 34, pp. 255-267

CORDOBA, C., PEREZ, A., DE CARCER, I.A., JAQUE, F., HENRIQUES, D., CARVALHO, F., 1997.

Comparison of total ozone measurements from a differential optical absorption filter instrument and a Dobson spectrophotometer. International Journal of Remote Sensing 18 (16), pp. 3473-3478

COULSON KL, REYNOLDS DW, 1971.

Spectral reflectance of natural surfaces. Journal of Applied Meteorology 10 (6), pp. 1285-1295

CROMMELYNCK, D. AND A. JOUKOFF 1990

A simple algorithm for the estimation of the spectral radiation distribution on a horizontal surface based on global rad
Solar Energy, Vol.45 N.3, pp.131-137

DANALATOS, D., GLAVAS, S., 1996.

Diurnal and seasonal variations of surface ozone in a Mediterranean coastal site, Patras, Greece.
Science of the Total Environment 177, pp. 291-301.

DAVE, J.V. AND P. HALPERN 1976

Effects of changes in ozone amount on the ultraviolet radiation received at sea level of a model atmosphere

Atmospheric Environment Vol. 10, pp. 547-555

DAVIS, A. Y SIMS, D. 1983

Weathering of polymers.

Applied Science Publication. Essex, England

DAVIS, J.M. AND SPECKMAN, P., 1999.

A model for predicting maximum and 8 h average ozone in Houston

Atmos. Environ. 33, pp. 2487-2500.

DE FRANCISCO, A. Y M. CASTILLO 1985

Energía Solar. Diseño y dimensionamiento de Instalaciones

Serv. De publicaciones Monte de Piedad. Córdoba

DELUISSI, J., J. WENDELL, AND F. KREINER 1992.

An Examination of the Spectral Response Characteristics of Seven Robertson-Berger Meters after LongTerm field Use.

Photochem. Photobiol., 56, pp115-122.

DELUISSI, J. 1997.

Atmospheric Ultraviolet Radiation Scattering and Absorption.

Solar Ultraviolet Radiation NATO ASI Series pp 65- 84. Springer. Berlin

DELRE, L.C. AND R.W.MILLER 1995

Characterizaum of Weather Aging and Radiation Susceptibility

Engineering Materials Handbook, Vol.2

ASM International. USA

DERWENT, R.G., GRENNFELT, P., HOV, O., LANGNER, J., LINDSKOG, A., SOLBERG, S., 2005

EMEP/CCC Report 1/2005.

DICKERSON, R.R., STEDMAN, D.H., DELANY, A.C., 1982.

Direct measurements of ozone and nitrogen dioxide photolysis rates in the troposphere.

Journal of Geophysical Research 87 (C7), pp. 4933-4946

REFERENCIAS

DILMAC, S., TOPÇU, S., AKMAN, M.S., 1996.

A study of solar ultraviolet radiation at Istanbul.
Energy 21 (3), pp. 189-195

DODA, D.D., GREEN, A.E.S., 1980.

Surface reflectance measurements in the uv from an airborne platform-1.
Applied Optics 19 (13), pp. 2140-2145.

DRUMMOND, A.J., 1956.

On the measurements of sky radiation.
Arch.Meteor.Geophys.Bioklim., 7, 413-436

DUBROVSKY, M., 2000.

Analysis of UV-B irradiances measured simultaneously at two stations in the Czech Republic.
Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 105 (D4), pp. 4907-4913.

DUENAS, C, FERNANDEZ, M.C., CANETE, S., CARRETERO, J. AND LIGER, E., 2002.

Assessment of ozone variations and meteorological effects in an urban area in the Mediterranean Coast.
The Science of the Total Environment 299, 97-113

DUEÑAS, C., FERNÁNDEZ, M.C., CAÑETE, S., CARRETERO, J. AND LIGER, E., 2004.

Analyses of ozone in urban and rural sites in Málaga (Spain).
Chemosphere 56, 631-639

DUFFIE, J.A. AND BECKMAN, W.A., 1991.

Solar Engineering of Thermal Processes.
Wiley Interscience. New York

DVORKIN, A.Y., STEINBERGER, E.H., 1999.

Modeling the altitude effect on solar UV radiation.
Solar Energy 65 (3), pp. 181-187

ELHADIDY, M. A., D. Y. ABDEL-NABI Y P. D. KRUSS 1990.

Ultraviolet solar radiation at Dharan, Saudi Arabia.
Solar Energy Vol.44, nº 6, pp 315-319 Pergamon Press

ELLISON, M. J. AND J. D CHILDS 1981.

Pyrimidine dimers induced in escherichia coli DNA by ultraviolet radiation present in sunlight. Photochemistry and Photobiology Vol.34, pp 465-469

REFERENCIAS

ERBS, D., KLEIN, G. AND DUFFIE, J.A., 1982.

Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly average global radiation.

Solar Energy, 28 (4), 293-302

ESTUPIÑÁN, J.G., RAMAN, S., CRESCENTI, G.H., STREICHER, J.J., BARNARD, W.F., 1996.

Effects of clouds and haze on UV-B radiation.

Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 101 (11), pp. 16807-16816.

EU DIRECTIVE 2002/3/EEC.

Official Journal of European Communities No. L67/14.

FARMAN, J.C.; GARDINER, B.G. AND SHANKLIN, J.D., 1985.

Large Losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction.

Nature 315 6016 (1985), pp. 207-210

FEISTER, U. AND GRASNICK, K.H., 1992.

Solar UV radiation measurements at Postdam.

Solar Energy Vol.49, nº 6, pp 541-548 Pergamon Press

FEISTER, U., K. H. GRASNICK Y R. GREWE 1992.

Instruments for Broad-band UV radiation measurements.

Solar Energy Vol. 49, nº 6 pp 535-540 Pergamon Press

FEUILLARD, T., ABILLON, J.M. AND MARIAS, C., 1989.

The probability density function of the clearness index: a new approach.

Solar Energy 43, 363-372

FINLAYSON-PITTS, B.J. AND PITTS JR., J.N., 1986.

Atmospheric Chemistry: Fundamentals and Experimental Techniques.

Wiley, New York.

FORSTER, P.M., 1995.

Modelling Ultraviolet Radiation at the Earth's surface. Part I: The sensitivity of ultraviolet Irradiances to Atmospheric changes.

Journal of Applied Meteorology, 34, 2412-2425.

FOYO-MORENO, I., VIDA, J., ALADOS-ARBOLEDAS, L., 1998.

Ground based ultraviolet (290-385 nm) and broadband solar radiation measurements in southeastern Spain.

Int. J. Climatol. 18, 1389- 1400.

REFERENCIAS

FOYO-MORENO I., VIDA J., ALADOS-ARBOLEDAS L., 1999.

A simple all weather model to estimate ultraviolet solar radiation (290-385 nm).
J. Appl. Meteor. 38, 1020-1025.

FREDERICK, J.E., LUBIN, D., 1988.

The budget of biologically active ultraviolet radiation in the Earth- atmosphere system.
Journal of Geophysical Research 93 (D4), pp. 3825-3832.

GANSLER, R.A., KLEIN, S.A., BECKMAN, W.A., 1995.

Investigation of minute solar radiation data.
Solar energy 55 (1), pp. 21-27.

GARDINER, B. G. AND P. J. KIRSCH, 1994.

Setting standards for European ultraviolet spectroradiometers.
Office for official publications of the European communities. L-2985 Luxembourg.

GARDINER, B. G. 1997.

Spectroradiometer Calibration Methods and Techniques.
Solar Ultraviolet Radiation NATO ASI Series pp 119-132. Springer. Berlin

GARDNER, M.W. AND DORLING, S.R., 2000.

Meteorologically adjusted trends in UK daily maximum surface ozone concentrations.
Atmos Environ 34, pp. 171-176.

GARG, H. P. AND S. N. GARG 1993.

Measurement of solar radiation I: radiation instruments.
Renewable Energy, 3,4-5, pp 321-333

GERLOCK, J. L. AND D. R. BAUER 1995.

Photolytic Degradation.
Engineering Materials Handbook Vol. 2. ASM International. USA.

GODISH, T. 1991

Air Quality
Lewis Publishers, Inc. Michigan

GRANTS, R.H., HEISLER, G.M., 1997.

Obscured overcast sky radiance distributions for ultraviolet and photosynthetically active radiation.
J. Appl. Meteorol. 36, 1336- 1345.

REFERENCIAS

GREEN, A.E.S., SAWADA, T. AND SHETTLE, E.P., 1974.

The middle ultraviolet reaching the ground.
Photochemistry and photobiology, 19, 251-259

GU, L., FUENTES, J.D., GARSTANG, M., TOTA, J., HEITZ, R., SIGLER, J., SHUGART, H.H., 2001.

Cloud modulation of surface solar irradiance at a pasture site in southern Brazil.
Agric.Forest Meteorol. 106, 117-129

HÄDER, D.P. 1997

Impact on Marine Ecosystems
Solar Ultraviolet Radiation. NATO ASI Series pp.209-232. Springer. Berlin.

HAY, J. E. 1993.

Solar radiation data: validation and quality control.
Renewable Energy, Vol.3 nº 4/5, pp 349-355

HAWAS, M.M., MUNEER, T., 1984.

Study of diffuse and global radiation characters in india.
Energy Conversion and Management 24 (2), pp. 143-149.

HEATH, D.F. 1974

Global behavior of ozone in the upper stratosphere during a major stratospheric warning in the northern hemisphere
American Meteorol. Soc. Bull. 55.

HEISLER, G.M., GRANT, R.H. AND SLUSER, J.R., 2003.

Foreword: Ultraviolet radiation and its impacts on agriculture and forests.
Agricultural and Forest Meteorology 120, 3-7.

HEO, J.S. AND KIM, D.S., 2004.

A new method of ozone forecasting using fuzzy expert and neural network systems,
Sci. Total Environ. 325, pp. 221-237.

HOLLANDS, K.G.T. AND HUGET, R.G., 1983.

A probability density function for the clearness index, with applications.
Solar Energy 30, 195-209

HOYOS D., F.TILCA. C.CADENA 2003

Variación de la Radiación con la Altura: Resultados Preliminares
Avances en Energías Renovables y Medi Ambiente Vol.7, N.2, pp.31-35

REFERENCIAS

IBAÑEZ, M., ROSELL, J.I. AND BECKMAN, W.A., 2003.

A bi-variable probability density function for the daily clearness index.
Solar Energy 75 (2003), 73-80

IBAÑEZ, M., BECKMAN, W.A., KEIN, S.A., 2002.

Frequency distribution for hourly and daily clearness indices.
J.Solar Energy Eng. 124, 28-33

IQBAL, M. 1983.

An Introduction to Solar Radiation.
Academic Press

IDERIAH, F.J.K., SULEMAN, S.O., 1989.

Sky conditions at Ibadan during 1975-1980.
Solar energy 43 (6), pp. 325-330.

JOHNSON, F.S., 1954.

The solar constant.
J.Meteorol.11 (6), 431-439

JOINT RESEARCH NETWORK OF UVB, 1995

Annual Bulletin and Summary report 1994, N.1
Laboratory of Atmospheric Physics
Thessaloniki, Grecia.

JOSEFSSON, W., 1986.

Solar ultraviolet radiation in Sweden.
SMHI Rep., vol. 53. Natl. Inst. of Radiat.
Prot., Stockholm, Norrkoping Sweden.

JURADO M., J.M. CARIDAD AND V.RUIZ 1995

Statistical distribution of the clearness index with radiation data integrated over five minutes intervals.
Solar Energy 55, pp.469-473

JUSTUS, C.G. AND MURPHEY, B.B. 1994.

Temporal trends in surface irradiance at ultraviolet wavelengths.
J. Geophys. Res., 99, 1389.

KASTEN, F. 1966.

A new table and approximate Formula for Realtive Optical air mass.
Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. B14, 206-223

REFERENCIAS

KASTEN, F. AND A. T. YOUNG 1989.

Revised Optical air mass tables and Aproximation Formula.
Appl. Opt. 28, pp 4735-4738.

KATZ, M., A. BAILLE, M. MERMIER 1982.

Atmospheric turbidity in a semi-rural site- I
Solar Energy, 28, 4, pp 323-327

KERR, J.B. AND MCELROY, C.T., 1993.

Evidence of Large Upward Trends of UV-B Radiation Linked to Ozone Depletion.
Science, 262, 1032-1034

KEY, J. AND SCHWEIGER, A.J., 1998.

Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet.
Computers and Geosciences, 24, 443-451.

KHOGALI, A., AL-BAR, O.F., 1992.

A study of solar ultraviolet radiation at Makkah solar station.
Sol. Energy 48 (2), 79-87.

KHUN, M. AND RAU, G. 1990.

Ultraviolet irradiance on the Antarctic plateau.
J. Appl. Meteorol., 29, 688.

KINNEY, P.L., THURSTON, G.D. AND RAIZENNE, M., 1996.

The effects of ambient ozone on lung function in children: A reanalysis of six summer camp studies
Environ. Health Perspect. 104, pp. 170-174.

KIRCHHOFF, V.W.J.H., SCHUCH, N.J., PINHEIRO, D.K. AND HARRIS, J., 1996.

Evidence for an ozone hole perturbation at 30° south.
Atmospheric Environment 30, pp. 1481-1488.

KLEIN, S.A. AND BECKMAN, W.A., 1984.

Review of solar radiation utilizability.
J.Solar Energy 106, 393-402

KLEY D., KLEINMAN, M., SANDERMANN, H. AND KRUPA, S., 1999.

Photochemical oxidants: State of the science
Environmental Pollution 100 (1-3), pp. 19-42

KOLLIAS, N. AND A.BAQER 1984

Measurements of solar middle ultraviolet radiation in Kuwait
Solar and Wind Technology, Vol.1, pp.59-62

KORONAKIS, P.S., SFANTOS, G.K., PALIATSOS, A.G., KALDELLIS, J.K., GAROFALAKIS, J.E., KORONAKI, I.P., 2002.

Interrelations of UV-global/global/diffuse/solar irradiance components and UV-global attenuation on air pollution episode days in Athens, Greece.
Atmos. Environ. 36, 3173- 3181.

KONDRATYEV, K.Y., 1969.

Radiation in the atmosphere.
Academic Press, New York

KRUPA, S.V., 2000.

Ultraviolet-B radiation, ozone and plant biology.
Environmental Pollution 110, 193-194

KUDISH, A.I. AND A.IANETZ 1993

Analysis of diffuse radiation data for Beer Sheva: Measured (shadow ring) versus calculated (global-horizontal beam) value
Solar Energy 51, 6, pp.495-503

KUDISH, A. I., EVSEEV, E. 2000.

Statistical Relationships between solar UVB and UVA radiation and global radiation measurements at two sites in Israel.
International Journal of Climatology, 20, 759-770.

KVIFTE G, HEGG K, HANSEN V. 1983

Spectral distribution of solar radiation in the Nordic countries.
J Climate Appl.Meteorol 1983;22:143-52.

KYLLING, A., 1995.

Uvspec User's guide, The Uvspec radiative transfer program, Edition 0.2 for Uvspec version 1.41, May 1995.

KYLLING, A., STAMNES, K., TSAY, S.-C., 1995.

A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: Documentation of accuracy in realistic layered media.
Journal of Atmospheric Chemistry 21 (2), pp. 115-150

REFERENCIAS

LALAS, D.P., ASIMAKOPOULOS, D.N., DELIGIORGI, D.G. AND HELMIS, C.G., 1983.

Circulation and photochemical pollution in Athens, Greece.
Atmos. Environ. 29, pp. 3575–3591.

LEAN, J. 1987.

Solar Ultraviolet Irradiance Variations: A Review.
J. Geophys. Res. 92 (D1): 839-868

LEBARON, B. A., J. L. MICHALSKY AND R. PEREZ 1990.

A simple procedure for correcting shadowband data for all sky conditions.
Solar Energy, 44, pp 249-256

LECKNER, B., 1978.

The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model.
Sol.Energy 20 (2), 143– 150.

LENGYEL, A., HÉBERGER, K., PAKSY, L., BÁNHIDI, O. AND RAJKÓ, R., 2004.

Prediction of ozone concentration in ambient air using multivariate methods.
Chemosphere 57, 889– 896.

LENOBLE J. 1993.

Atmospheric radiative transfer.
Hampton, USA: A. Deepak Publishing.

LIBISELLER, C. AND GRIMVALL, A., 2003.

Model selection for local and regional meteorological normalisation of background concentrations of tropospheric ozone,
Atmos. Environ. 37, pp. 3923–3931.

LIU, K.N., 1976.

On the absorption, reflection and transfer of solar radiation in cloudy atmospheres.
J.Atmos.Sci.33, 789-805

LIPPMANN, M., 1991.

Health effects of tropospheric ozone.
Environ Sci Technol 25, pp. 1954–1962.

LIU, B. AND JORDAN, R.C. 1960

The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation
Solar Energy 4, 1-19

REFERENCIAS

LIU, S.C., S.A. MCKEEN , S. MADRONICH 1991.

Effect of antropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation.
Geophysical Research Letters, Vol.18,12, p 2265-2268

LORENTE, J., A. REDAÑO AND X. DE CABO 1994.

Influence of urban aerosol on Spectral Solar Irradiance.
Journal of Applied Meteorology Vol.33, pp 406-415

LUBIN, D., JENSEN, E.H., GIES, H.P., 1998.

Global surface ultraviolet radiation climatology from TOMS and ERBE data.
Journal of Geophysical Research D: Atmospheres 103 (D20), pp. 26061-26091.

MACCLATCHEY, R.A. AND SELBY, J.E., 1972.

Atmospheric transmittance from 0.25 to 38.5 mm: computer code LOWTRAN-2. Air Force Cambridge Research Laboratories, AFCRL-720745.
Environ. Res. Paper 427

MADRONICH, S. 1993.

UV-Radiation in the Natural and Perturbed atmosphere.
Capítulo 2 del libro UV-B Radiation and Ozone Depletion. Ed. Lewis Publishers. USA

MADRONICH. S, MCKENZIE, R.L., CALDWELL, M.M. AND BJÖRN, L.O., 1995.

Changes in ultraviolet radiation reaching the earth's surface.
Ambio 24, 143-152.

MADRONICH, S. AND S. FLOCKE 1997.

Theoretical Estimation of Biologically Effective UV.
Solar Ultraviolet Radiation. NATO ASI Series pp 23- 48. Springer. Berlin

MADUEKWE, A. A. L. AND M. A. C. CHENDO 1997.

Atmospheric Turbidity and the diffuse irradiance in Lagos, Nigeria.
Solar Energy 61, 4, pp 241-249

MARTINEZ LOZANO, J..A. , J.CASANOVAS Y M. P. UTRILLAS 1994.

Comparison of global ultraviolet (290-385 nm) and global irradiation measured during the warm season in Valencia,Spain.
International Journal of Climatology Vol.14, pp 93-102

MARTINEZ LOZANO, J .A., F. TENA AND M.P. UTRILLAS 1996.

Measurement and analysis of ultraviolet solar irradiation in Valencia, Spain.
International Journal of Climatology, Vol. 16,pp 947- 955

REFERENCIAS

MARTINEZ-LOZANO J.A., TENA F. AND UTRILLAS M. P., 1999.

Ratio of UV to global broad band irradiation in Valencia, Spain.
Int. J. Climatol., 19, 903-911.

MASSART, B.G.J., KVALHEIM, O.M. STIGE, L. AND AASHEIM, R., 1998.

Ozone forecasting from meteorological variables part II. Daily maximum ground-level ozone concentration from local weather forecasts.
Chemometr. Intell. Lab. Syst. 42, 191-197.

MCKENZIE, R. L. 1991.

Application of a simple model to calculate latitudinal and hemispheric differences in ultraviolet radiation.
Weather and Climate, 11, pp 3-14

MCPETERS, R., BHARTIA, P., KRUEGER, A., Y HERMAN, J., 1998.

Earth Probe Total Ozone Mapping Espectrometer (TOMS) Data products user's guide, Goddard Space Flight Center, NASA.

MEHOS, M.S., PACHECO, K.A. AND LINK, H.F. 1991.

Measurements and Analysis of Near Ultraviolet Solar Radiation, NREL:tp-253-4493.
NREL, Golden, CO.

MEHOS MS, PACHECO KA, LINK HE, 1992.

Measurement and analysis of near ultraviolet solar radiation.
In: Proceeding of ASME, International Solar Energy Conference, Maui, Hawaii.

MICHALSKY, J.J., 1988.

Astronomical Almanac's Algorithm For Approximate Solar Position (1950-2050).
Solar energy 40 (3), pp. 227-235.

MILLÁN, M.M., ARTIÑANO, B., ALONSO, L.A., FERNÁNDEZ TAPIER, R. AND GOBERNA, G., 1991.

Mesometeorological cycles of air pollution in the Iberian Peninsula and Southern Mediterranean area. Transport and Transformation of Air Pollution in the Atmosphere. EUROTRAC Symposium, Academic Press, Netherlands.

MILLÁN, M.M., SALVADOR, R., MANTILLA, E. AND ARTIÑANO, B., 1996.

Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe: experimental results from EC research projects.
Atoms Environ 30, pp. 1909-1924.

REFERENCIAS

MIMS III, F.M. AND FREDERICK, J.E. (1994).

Cumulus clouds and UV-B.
Nature Vol. 371, 291.

MORYS, M. AND D. BERGER 1993

The accurate measurements of biologically effective ultraviolet radiation
International Symposium on High Latitude Optics, Norway

MOSALAM SHALTOUT, M.A., GHONIM ET AL., M.M. ET AL., 1994.

Ultraviolet solar radiation over Egypt.
Renewable Energy, 5 (2), pp.1506-1508

MOSALAM SHALTOUT, M.A., HASSAN, A.H., FATHY, A.M., 1998

Studying the ultraviolet and visible solar radiation over Cairo and Aswan and their correlation with climatological parameters
Proceedings of the Indian Academy of Sciences: Chemical Sciences 110 (3), pp. 361-371

MURILLO, W., CAÑADA, J., PEDRÓS, G. 2003.

Correlation between global ultraviolet (290-385 nm) and global irradiation in Valencia and Cordoba, Spain.
Renewable Energy. Pergamon Press.

NACK, M.L. AND GREEN, A.E.S., 1974.

Influence of clouds, haze and smog on the middle ultraviolet reaching the ground.
Appl.Opt.13, 2405-2415

NADER J.S. 1969

Pilot study of ultraviolet radiation in Los Angeles
The biological effects of ultraviolet radiation. Pergamon Press. New York

NAGARAJA RAO, C.R., T. TAKASHIMA ET AL 1984.

Near ultraviolet radiation at the earth's surface: measurements and model comparisons.
Tellus 36B, 286-293.

NÉMETH, P., TÓTH, Z., NAGY, Z., 1996.

Effect of weather conditions on UV-B radiation reaching the earth's surface.
Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology 32 (3), pp. 177-181

NUNEZ, M., KUCHINKE, C. AND GIES, P., 2002.

Using broadband erythemal instruments to measure relative irradiance.
J. Geophys. Research, 107, 24,4789-244803.

REFERENCIAS

OGUNJOBI, K.O. AND KIM, Y.J., 2004.

Ultraviolet (0.280–0.400 Am) and broadband solar hourly radiation at Kwangju, South Korea: analysis of their correlation with aerosol optical depth and clearness index. *Atmospheric Research* 71 (2004) 193–214

OLMO, F.J., BATLLES, F.J., ALADOS-ARBOLEDAS, L., 1996.

Performance of global to direct/diffuse decomposition models before and after the eruption of Mt. Pitanubo, June 1991. *Sol. Energy*, 57, 6, 433-443.

OLSETH, J.A. AND SKARTVEIT, A., 1984.

A probability density function for daily insolation within the temperature storm belts. *Solar Energy* 33, 533-540.

ORGILL, J.F., HOLLANDS, K.G.T., 1977.

Correlation Equation For Hourly Diffuse Radiation On A Horizontal Surface. *Solar Energy* 19 (4), pp. 357-359

PALANCAR, G.G. AND TOSELLI, B., 2004.

Effects of meteorology and tropospheric aerosols on UV-B radiation: a 4-year study. *Atmospheric Environment*, 38, 2749-2757.

PAUL, N.D., 2000.

Stratospheric ozone depletion, UV-B radiation and crop disease. *Environmental Pollution* 108,343-355

PEDRÓS, G., R. POSADILLO, A. LOPEZ AND R. LOPEZ 1995.

Comparison of global ultraviolet (290-385 nm) and global irradiation measured in Córdoba (Spain).
2º International Symposium on Ozone depletion and Solar Ultraviolet Radiation. Impacts on human Health. A case study of the Mediterranean region. Athens, Greece.

PEDRÓS, G., LÓPEZ-LUQUE, R. AND LÓPEZ PINTO, A. 1997.

Generación de series largas de radiación ultravioleta (290–385 nm) global sobre una superficie horizontal.
In: de Oliveira Fernandes, E. (ed.).
VIII Congreso Ibérico de Energía Solar, Porto, Portugal, p. 159

PEDRÓS G., 1998

Caracterización de la radiación global ultravioleta solar (Tesis Doctoral).
Servicio de Publicaciones Universidad de Córdoba.

REFERENCIAS

PEREZ LOPEZ, J. .A. Y M. ESPIGARES GARCIA 1993.

Agujero de Ozono y Efecto Invernadero. Influencia en la salud y en el medio ambiente. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada. Granada.

PETERSON, J.T. AND E.C. FLOWERS 1977

Interactions between air pollution and solar radiation.
Solar Energy Vol. 19, pp. 23-32

PIAZENA, H 1996.

The effect of altitude upon the solar UVB and UVA irradiance in the tropical Chilean Andes.
Solar Energy 57, 2, pp 133-140.

PITTS, J.N., G.W. COWELL AND D.R.BURLEY 1969

Film actinometer for measurements of solar ultraviolet radiation intensities in urban atmospheres

RAMIREZ SANTIGOSA, L., POLO MARTINEZ, J., MORA LOPEZ, L., SIDRACH DE CARDONA ORTIN, M., BLANCO GALVEZ, J., 2003.

Fuzzy inference systems applied to the daily ultraviolet radiation evaluation (295-385 nm) from daily global radiation.
Solar Energy 75 (6), pp. 447-454.

RANDEL, W., STOLARSKI, R., CUNNOLD, D., LOGAN, J., NEWCHURCH, J., Y ZAWODNY, J., 1999.

Trends in the Vertical Distribution of Ozone.
Science, 285, 1689-1692.

REINDL D.T., W.A.BECKMAN AND J.A.DUFFIE 1990

Diffuse fraction correlations
Solar Energy 45, pp.1-7

REITER, R., K. MUNZERT AND R.SLADKOVIC 1982

Results of 5-year concurrent recordings of global, diffuse and UV-radiation at three levels in the Northern Alps.
Arch. Met. Geophys. Biokl. Serie B 30, 1-28

RIEKE, G.H. 1994.

Detection of light from the ultraviolet to the submillimeter.
Cambridge University Press

REFERENCIAS

RIGA-KARANDINOS, A.N. AND SAITANIS, C., 2005.

Comparative assessment of ambient air quality in two typical Mediterranean coastal cities in Greece
Chemosphere 59, pp. 1125–1136.

RIORDAN, C. J., R. L. HULSTROM AND D. R. MYERS 1990.

Influences of atmospheric conditions and air mass on the ratio of ultraviolet to total solar radiation. SERI/TP-215-3895. Golden (Colorado).

ROBAA, S.M., 2004.

A study of ultraviolet solar radiation on the Cairo urban area, Egypt.
Journal of Meteorology 29 (288), pp. 126-137

ROBINSON, N. 1996

Solar Radiation
Elsevier Publishing Company. New York

RYDLEY, B.A., 1991.

Recent measurements of oxidized compounds in the troposphere.
Atmos Environ 25A, pp. 1905–1926.

SALBY, M., AND GARCIA R., 1990.

Dynamical Perturbations to the Ozone Layer,
Physics Today.

SÁNCHEZ, M.L., FERNANDEZ, M.J. AND SANZ, J., 1991.

Concentraciones de ozono en la atmósfera de Valladolid.
Anales de la R.S.E.F. 48, pp. 55–75.

SAUNIER, G.Y., REDDY, T.A. AND KUMAR, S.A., 1987.

A monthly probability distribution function of daily global irradiation values appropriate for both tropical and temperate locations.
Solar Energy 38, 169-177

SCHENONE, G. AND LORENZINI, G., 1992.

Effects of regional air pollution on crops in Italy.
Agric Ecosystem Environ 38, pp. 51–59.

REFERENCIAS

SCHLINK, U., DORLING, S., PELIKAN, V., NUNNARI, G., CAWLEY, G., JUNNINEN, H., GREIG, A., FOXALL, R., EBEN, K., CHATTERTON, T., VONDRACEK, J., RICHTER, M., DOSTAL, M., BERTUCCO, L., KOLEHMAINEN, M. AND DOYLE, M., 2003.

A rigorous inter-comparison of ground-level ozone predictions.
Atmos. Environ. 37, pp. 3237–3253.

SADLER, G. W. 1992.

Ultraviolet radiation at Edmonton, Alberta, Canada.
Solar Energy, Vol.49 n.1, pp 13-17 Pergamon Press

SAHSAMANOGLU, H. S., A. A. BLOUTSOS 1989.

Solar radiation reduction by water and dust in the area of Thessaloniki.
Solar Energy, 43,5, pp 301-304

SCHNAIDT, F. 1938

Berechnung der Relativen Schichtdicken des Wasserdampfes in der Atmosphäre.
Journal of Geophysical Research, 93, D6, 7091-7103

SCHWANDER, H., KOPKE, P. AND RUGGABER A., 1997.

Uncertainties in modelled UV irradiance due to limited accuracy and availability of input data.
Journal of Geophysical Research, 102 (D8) 9419-9429.

SEBALD, L., TREFFEISEN, R., REIMER, E. AND HIES, T., 2000.

Spectral analysis of air pollutants. Part 2: Ozone time series.
Atmos. Environ 34, 3503– 3509.

SERRANO, E., CASTRO, M. AND ZURITA, E., 1985.

Factores que más influyen en el nivel máximo diario de ozono junto al suelo en Madrid: un método de selección.
Revista de Geofísica 41, pp. 129–134.

SHETTLE, E.P. 1972

The transfer of near ultraviolet irradiances through smog over Los Angeles
Atmospherical Environm. 6, 165-180

SHINDELL, D.T, RIND, D. AND LONERGAN, P., 1998.

Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations.
Nature 392, 589-592

REFERENCIAS

SILLMAN, S., 1999.

The relation between ozone, NO(x) and hydrocarbons in urban and polluted rural environments

Atmos. Environ. 33, pp. 1821–1845.

SLINI, T., KARATZAS, K. AND MOUSSIOPOULOS, N., 2002.

Statistical analysis of environmental data as the basis of forecasting: An air quality application.

Sci. Total Environ. 288, 227–237.

SOLOMON, S., 1990.

Progress towards a quantitative understanding of Antarctic ozone depletion.

Nature 347 6291, pp. 347–354.

SONNTAG, G., 1985.

Messungen im ultravioletten Spektralbereich mit Pyranographen mit galvanisch erzeugter Thermosäule.

Abh.Meteorlo.Dienst.DDR, 18, 51.

SOUSA, S.I.V., MARTINS, F.G., PEREIRA, M.C. AND ALVIM-FERRAZ, M.C.M., 2006.

Prediction of ozone concentrations in Oporto city with statistical approaches. Chemosphere (article in press)

SPEKTOR D. M., THURSTON G. D., MAO J., HE D., HAYES C. AND LIPPMANN M., 1991.

Effects of single and multiday ozone exposures on respiratory function in active normal children.

Envir. Res. 55, 107 122.

SPINHIRNE, J.D. AND GREEN, A.E.S. 1978

Calculation of the relative influence of cloud layers on received ultraviolet and integrated solar radiation

Atmos. Environ. 12, pp. 2249-2454

STAEHELIN, J. AND SMITH, W., 1991.

Trend analysis of tropospheric ozone concentration utilizing the 20 year data set of ozone balloon soundings over Payerne (Switzerland).

Atmos Environ 25A, pp. 1739–1757.

REFERENCIAS

STAEHELIN, J; THUDIUM, J.; BUEHLER, R.; VOLTZ-THOMAS, A. AND GRABER, W.,1994.

Trends in surface ozone concentrations at ARISA (Switzerland).
Atmos. Environ. 28 1, pp. 75-87.

STAMNES, K. 1993.

The stratosphere as a modulator of ultraviolet radiation into the biosphere.
Surveys in Geophysics 14, 167-186

STOLARSKI, R.S., KRUEGER, A.J., SCHOEBERL, M.R., MC PETERS, R.D., NEWMAN, P.A. AND ALPERT, J.C., 1986.

Nimbus 7 satellite measurements of the Springtime Antarctic ozone decrease.
Nature 322 6082, pp. 808-811.

STRAHLER, A.N., 1971.

Geografía Física.
Omega, Barcelona

SUEHRCKE, H., MCCORMICK, P.G., 1988.

Frequency Distribution Of Instantaneous Insolation Values.
Solar energy 40 (5), pp. 413-422

SUEHRCKE, H., MCCORMICK, P.G., 1989.

Solar radiation utilizability.
Solar energy 43 (6), pp. 339-345

SUEHRCKE, H., MCCORMICK, P.G., 1992.

Performance prediction method for solar energy systems.
Solar energy 48 (3), pp. 169-175

TENA, F., MARTÍNEZ-LOZANO, J.A. AND UTRILLAS, M.P., 1995.

Análisis comparativo entre la irradiación ultravioleta y global medidas en Valencia. XXV Reunión Bienal Real Sociedad Española de Física. Santiago de Compostela.

THOMAS, H. AND NORRIS, I.B., 1982.

Seasonal variations in frequency distribution of daily totals
Agricultural Meteorology, 25, 267.

THOMPSON, M.L., REYNOLDS, J., COX, L.H., GUTTORP, P. AND SAMPSON, P.D., 2001.

A review of statistical methods for the meteorological adjustment of tropospheric ozone.
Atmos. Environ. 35, pp. 617-630.

REFERENCIAS

TOUMI, R., S. BEKKI AND K. S. LAW 1994.

Indirect influence of ozone depletion on climate forcing by clouds.
Nature Vol. 372, pp 348-351

TOVAR J., OLMO F.J., ALADOS-ARBOLEDAS L. 1998.

One minute global irradiance probability density distributions conditioned to the optical air mass.
Solar Energy Vol. 62, 6, 387-393.

UDO, S.O., 2000.

Sky conditions at Ilorin as characterized by clearness index and relative sunshine.
Sol. Energy 60, 45- 63.

VECCHI, R. AND VALLI, G., 1999.

Ozone assessment in the southern part of the Alps.
Atmos Environ 33, pp. 97-109.

VIDAL, A., J. HERRERO Y M. ROMERO 1994.

Degradación fotocatalítica de microcontaminantes disueltos en agua con radiación solar.
VII Congreso Iberico de Energia Solar.Vigo. España.

VOLZ, A. AND KLEY, D., 1998.

Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century.
Nature 323, pp. 240-242.

VUKOVICH, F.M. AND SHERWELL, J., 2003.

An examination of the relationship between certain meteorological parameters and surface ozone variations in the Baltimore-Washington corridor.
Atmospheric Environment 37, 971-981

WALPOLE R.E. AND R.H. MYERS 1992

Probabilidad y Estadística.
McGraw-Hill, México.

WANG, W., LU, W., WANG, X. AND LEUNG, A.Y.T., 2003.

Prediction of maximum daily ozone level using combined neural network and statistical characteristics
Environ. Int. 29, pp. 555-562.

REFERENCIAS

WENDLER, G. AND F. EATON 1980.

Quality control for solar radiation data.
Solar Energy 25, pp 131-138

WIELAND, D., WOTAWA, F., 1999.

Local maximum ozone concentration prediction using neural networks.
Notes of AAAI Workshop on Environmental Decision Support Systems and Artificial Intelligence.

WMO(WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION), 1983.

Guide to meteorological instrument and observing practiques.
5th edition, Geneve.

WMO (WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION), 1998.

Scientific assessment of ozone depletion: 1998, Report No. 44.

WOLFF, G.T. AND LIOY, P.J., 1978.

An empirical model for forecasting maximum daily ozone levels in the Northeastern U.S.
J. Air Pollut. Control Assoc. 28, pp. 1034-1038.

WOOD, B.D. 1977

Solar Energy Measuring Equipment. Cap.19 del Libro Solar Energy Enginiering
Editado por A.A.M.Saying. Academic Press

YAMASAKI, R.S., 1983.

Solar ultraviolet radiation on horizontal, South/45 and South/Vertical surfaces.
Durability of Building materials, 2, 17-26 Elsevier Science Publishers

ZAVODSKA, E., 1984

The effects of cloudiness, sunshine and snow cover on ultraviolet radiation at Skalnate Pleso.
Contributions - Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Series of Meteorology 5, pp. 21-29

ZAVODSKA, E. AND REICHT 1985.

Ultraviolet and total global radiation in Bratislava Contrib.
Slovak Acad. Sciences Ser. Meteorology, 5, 26-33

ZENG J., MCKENZIE, R., STAMMES, K., WINELAND, M. AND ROSEN, J., 1994.

Measures UV spectra compared with discrete ordinate method simulations.
Journal of Geophysical Research, 99, D11, 23019-23030.

REFERENCIAS

ZIEROCK, K.M. AND BARTAIRE, J.G., 1988.

The role of dispersion models in the EC poling on photochemical oxidants.
Air Pollutions and its Applications VI, Plenum Press, New York.

NOMENCLATURA ESPECÍFICA

Irradiación o exposición: energía incidente por unidad de área en un tiempo definido

Unidades: J/m^2 o múltiplos del S.I.

Notación: H

Irradiancia: energía recibida por unidad de área y tiempo

Unidades: W/m^2

Notación: I

Radiación: término genérico utilizado cuando se hace referencia a la energía proveniente del sol, se usará como sinónimo de irradiación

Unidades: J/m^2 o múltiplos del S.I.

Notación: H

SUBÍNDICES

G: total

UV: ultravioleta

UVB: ultravioleta eritemática

D: directa

d: difusa

SUPERÍNDICES (utilizados en el capítulo 5 para distinguir el intervalo de integración de las medidas experimentales con las que se trabaja)

d: diaria

h: horaria

MAGNITUDES UTILIZADAS

ρ : densidad

δ : declinación

ψ : ángulo azimutal solar

ω : ángulo horario

α : altura o elevación solar

ϕ : latitud geográfica

γ : altura solar

NOMENCLATURA ESPECÍFICA

Γ : ángulo diario

ε : permitividad de un medio de propagación

μ : permeabilidad de un medio de propagación

λ : longitud de onda

$\tau_{i\lambda}$: transmitancia para el componente atmosférico i

τ_{λ} : transmitancia atmosférica

β : coeficiente de turbiedad de ángstrom

v : visibilidad horizontal

c : velocidad de la luz

d_n : día juliano del año

d_{λ} : espesor óptico normal

E : energía transportada por una onda

E_0 : factor de corrección de la excentricidad de la orbita terrestre

E_t : ecuación del tiempo

f : frecuencia de una onda

FS : fracción solar

H_0 : radiación solar total extraterrestre

H_0^h : radiación solar total extraterrestre horaria

H_0^d : radiación solar total extraterrestre diaria

I_0 : irradiancia solar total extraterrestre

I_{sc} : constante solar para la radiación total (irradiancia solar extraterrestre para toda la banda, en Wm^{-2})

I_{scUV} : constante solar de la banda ultravioleta

j_{λ} : función fuente

k_t : índice de claridad total

k_{UV} : índice de claridad ultravioleta

k_{λ} : el coeficiente monocromático de atenuación del medio.

$L_{n\lambda}$: radiancia monocromática

m : masa óptica de un componente atmosférico

m_r : masa óptica relativa de aire

p : presión

r : distancia Tierra-Sol

r_0 : distancia media Tierra-Sol

S : número de horas de sol diario

NOMENCLATURA ESPECÍFICA

S_0 : duración del día

sza : ángulo cenital solar

TCO: columna total de ozono

TSV : hora solar verdadera

TSS : hora solar Standard

RELACIÓN DE ERRATAS DE TIPO TIPOGRÁFICO ENCONTRADAS EN LA MEMORIA DE TESIS DOCTORAL “MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA SOLAR”

PÁGINA	LUGAR	Donde se ha escrito:	Debería aparecer:
57	Línea 24	$\mu\text{V}/\text{Wm}^2$	$\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$
58	Tablas 3.3 y 3.4	$\mu\text{V}/\text{Wm}^2$	$\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$
59	Tabla 3.5	$\mu\text{V}/\text{Wm}^2$	$\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$
60	Tabla 3.6	mV/mWcm^2	$\text{mV}/\text{mWcm}^{-2}$
131-135	Eje de abscisas de las Figuras 5.12-5.23	Radiación Total diaria	Radiación Total diaria ($10\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$)
154	Tablas 5.11 y 5.12	CRSS	CRSS ($10\text{kJ}/\text{m}^2$)
154	Tablas 5.11 y 5.12	MAB	MAB ($10\text{kJ}/\text{m}^2$)
158	Expresiones 5.26 y 5.27	H_D^d	H_d^d
159	Tabla 5.13	H_D^d	H_d^d
174-185	Tablas 5.14-5.25	M, Md, Mo, SD, mn, Mx, P ₅ , P ₉₅ , Q ₁ , Q ₃ ,	M (kJ/m^2), Md (kJ/m^2), Mo (kJ/m^2), SD (kJ/m^2), mn (kJ/m^2), Mx (kJ/m^2), P ₅ (kJ/m^2), P ₉₅ (kJ/m^2), Q ₁ (kJ/m^2), Q ₃ (kJ/m^2)
186-188	Tablas 5.26-5.31	Valores...Horaria	Valores...Horaria (kJ/m^2)
194	Tabla 5.32	n, CRSS, MAB	n (kJ/m^2), CRSS (kJ/m^2), MAB (kJ/m^2)
195	Tabla 5.33	CRSS, MAB	CRSS (kJ/m^2), MAB (kJ/m^2)
202-213	Tablas 5.34-5.45	M, Md, Mo, SD, min, Max, P ₅ , P ₉₅ , Q ₁ , Q ₃ ,	M (kJ/m^2), Md (kJ/m^2), Mo (kJ/m^2), SD (kJ/m^2), mn (kJ/m^2), Mx (kJ/m^2), P ₅ (kJ/m^2), P ₉₅ (kJ/m^2), Q ₁ (kJ/m^2), Q ₃ (kJ/m^2)
215	Tabla 5.46	Diferencia: H_G^h ($\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$),	Diferencia H_G^h
215	Tabla 5.46	Diferencia H_{UV}^h ($\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$)	Diferencia H_{UV}^h
216	Tabla 5.47	n, CRSS, MAB	n (kJ/m^2), CRSS (kJ/m^2), MAB (kJ/m^2)
217	Tabla 5.48	n, CRSS, MAB	n (kJ/m^2), CRSS (kJ/m^2), MAB (kJ/m^2)
223	Tabla 5.51	H_{UV}^h / H_G^h (%)	H_{UV}^h / H_G^h
223	Tabla 5.52	n, CRSS, MAB	n (kJ/m^2), CRSS (kJ/m^2), MAB (kJ/m^2)
225	Líneas 34 y 35	H_D^d	H_d^d
245	Línea 6	S_0 representa la radiación desde 289 a 363nm y S_1 desde 289 a 400 nm	S_1 representa la radiación desde 289 a 363nm y S_0 desde 289 a 400 nm
245	Expresión 6.13	$H_{UV}^{289-400}(sza) = H_{UV}^{Bw}(sza) + \Delta(sza)$	$H_{UV}^{289-400}(sza) = H_{UV}^{Bw}(sza) + \Delta(sza) \cdot H_{UV}^{Bw}(sza)$
274	Línea 11	H_D^d	H_d^d

