



UNIVERSIDAD
POLITECNICA
DE VALENCIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

TESIS DOCTORAL

**ESTUDIO DE IRRADIANCIA DE BANDAS DEL
ESPECTRO SOLAR. FACTORES DE BANDA
PARA LA CARACTERIZACIÓN DE
CONDICIONES ATMOSFÉRICAS EN VALENCIA**

Memoria presentada por
M^a ANTONIA SERRANO JAREÑO
para optar al grado de Doctora

Valencia, 2007

**ESTUDIO DE IRRADIANCIA DE BANDAS DEL
ESPECTRO SOLAR. FACTORES DE BANDA
PARA LA CARACTERIZACIÓN DE
CONDICIONES ATMOSFÉRICAS EN VALENCIA**

**Memoria de TESIS para optar al grado de
DOCTORA por la UNIVERSIDAD POLITÉCNICA
DE VALENCIA**

Presentada por: D^a M^a Antonia Serrano Jareño

Dirigida por: D . José Vicente Boscà Berga

Valencia, 2007

AUTORIZACIÓN DEL DIRECTOR DE LA TESIS

D. JOSÉ VICENTE BOSCA BERGA, Doctor y Catedrático de Escuela Universitaria del Departamento de Física Aplicada de la Universidad Politécnica de Valencia

CERTIFICA:

Que la presente memoria de la Tesis Doctoral titulada **“ESTUDIO DE IRRADIANCIA DE BANDAS DEL ESPECTRO SOLAR. FACTORES DE BANDA PARA LA CARACTERIZACIÓN DE CONDICIONES ATMOSFÉRICAS EN VALENCIA”**, ha sido realizada por M^a Antonia Serrano Jareño para optar al grado de Doctora, bajo su dirección y supervisión.

Y para que así conste, se firma en Valencia a veintisiete de Abril de dos mil siete

Fdo: José Vicente Boscá Berga

***A mis sobrinos Carlos, Jorge y David
y a los dos que están en camino***

AGRADECIMIENTOS:

Al comenzar la memoria del trabajo realizado en el Departamento de Física Aplicada de la Universidad Politécnica de Valencia deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que, directa o indirectamente han contribuido al desarrollo del presente trabajo de investigación. En particular quiero mostrar mi agradecimiento a:

Al Dr. D. José Vicente Boscà Berga del departamento de Física Aplicada por su constante dedicación y acertada labor de dirección, además del inestimable estímulo para la realización de esta Tesis.

Al Dr. D. Javier Cañada Ribera del departamento de Termodinámica Aplicada por su apoyo y ayuda en la revisión de la Tesis, además del agradecimiento por las medidas facilitadas, imprescindibles para la realización de este trabajo.

A mis compañeros de la Unidad Docente de Física Aplicada por hacerse cargo de la dedicación de tiempo que exigía este trabajo y tenerlo en cuenta en el reparto de la tarea docente, y en general al resto de compañeros del Departamento y en especial a su directora Dra D^a M^a Carmen Millán González por la amabilidad y el apoyo que en todo momento he recibido.

Al personal de administración del Departamento de Física Aplicada por su disposición a ayudar en todos los trámites que conlleva la realización de una tesis.

A los compañeros del Grupo de Radiación Solar de Valencia por su amable cesión de los datos necesarios para la realización de este trabajo.

A los compañeros del “Grup d'Optoelectronica i Semiconductors” de la UPV, y especialmente a su director el Dr. D. Bernabe Marí Soucase, en cuya línea “Radiació Solar Ultraviolada” estoy integrada desde el año 2004. Este grupo de investigación, a su vez, forma parte del Instituto de Diseño para la Fabricación y Producción Automatizada de la Universidad Politécnica de Valencia.

A mis padres por el esfuerzo que les supuso a lo largo de muchos años el estudio de mi carrera universitaria como punto final tras tantos años de estudio. Y a mis sobrinos Carlos, Jorge y David que me alegran diariamente la vida y me han hecho más llevadero todo el esfuerzo realizado. Y no me puedo olvidar de dos sobrinos que están en camino a los que espero con ilusión e impaciencia. También me gustaría agradecer el apoyo a mis hermanos, y en especial a mi hermano Juan Carlos, por aguantarme todo este tiempo en que he estado más absorta por la mayor dedicación a mis tareas universitarias, y desearle lo mejor en la nueva vida que va a emprender.

Valencia, 27 de abril de 2007

La radiación solar que alcanza la superficie de la Tierra tras su paso por la atmósfera es medida y analizada por el hombre de muy diversas formas dada su importancia como fuente de energía para nuestro planeta. Los procesos físicos que se producen entre ésta y la atmósfera en su interacción se han modelado para su comprensión y para ello es preciso el tratamiento espectral, pues su interacción con la atmósfera depende de la longitud de onda. A partir de la modelización espectral se han construido modelos integrados de toda la banda, o de banda ancha, que explican las transformaciones que sufre el conjunto de toda la energía del espectro solar. La banda ancha a su vez ha sido ampliamente medida y observada, y la variabilidad que ésta experimenta entre sus componentes global y difusa, han servido con la aplicación de dichos modelos para conocer a través de medidas radiométricas el estado de la atmósfera, la mayor o menor presencia de aerosoles, las condiciones de visibilidad o de nubosidad, entre otras.

No obstante, determinadas bandas del espectro solar por su importancia para el hombre y para los seres vivos en general, especialmente algunas de la zona ultravioleta y la banda visible, o de Chappuis, centran la atención de los investigadores y son ampliamente medidas y analizadas. En las estaciones de medidas radiométricas es frecuente archivar datos de radiación instantánea, o irradiancia, de banda ancha, y junto con los de ésta, a menudo, los de bandas parciales del espectro solar. También se mide en muchas estaciones irradiancia espectral, aunque no de forma tan extendida como la irradiancia de banda, total o parcial.

La medida espectral o incluso la que podríamos denominar monocromática de la radiación es más precisa y da más información de los procesos que ha experimentado la radiación, pues su interacción con cada componente atmosférico es diferente en función de la longitud de onda. No obstante, la irradiancia de toda la banda al atravesar la atmósfera, se ha analizado y modelado en profundidad y para ella se han establecido coeficientes, factores e índices que permiten inferir a partir de sus medidas gran cantidad de información del estado de la atmósfera y sus componentes.

Así, el coeficiente β de Ångström que fue establecido para expresar el grado de turbidez de la atmósfera, aunque se defina en función de la longitud de onda, es un parámetro propio de toda la banda, y por ello medidas de banda ancha permiten determinar este coeficiente y conocer la turbiedad atmosférica en un instante dado. También para la irradiancia de banda ancha, y con el fin de identificar la turbiedad atmosférica fue establecido el denominado Factor de Linke, T_L . Otros índices establecidos para la radiación de toda la banda como el índice de claridad, o el índice de claridad independiente del ángulo cenital, permiten trazar la frontera entre lo que se entiende por cielo despejado y cielo cubierto de nubosidad. Éstas son entre otras muchas, algunas aplicaciones que la modelización del comportamiento de la banda ancha permiten dar a sus medidas.

Este trabajo ha centrado su atención en estos comportamientos de la irradiancia de banda ancha y ha tenido como objetivo aplicar la misma metodología y establecer los factores e índices adecuados para proceder con ellos y sus parametrizaciones al análisis y a la modelación de la irradiancia de cuatro bandas espectrales, de rangos 280-315 nm (UVB), 315-400 nm (UVA), 390-385 nm (UV) y 400-700 nm (PAR), que presentan un gran interés, cada una de ellas por separado e independientemente del resto del espectro, para los seres vivos y sus funciones vitales.

Por todo lo anterior en este trabajo, previamente a abordar el estudio de dichas bandas, y de establecer los nuevos parámetros mencionados y de su aplicación, se han realizado en primer lugar determinaciones de β , y de T_L a partir de medidas de irradiancia de toda la banda en Valencia a lo largo de un año en condiciones de cielo despejado, se ha estudiado y comparado el comportamiento de ambos parámetros observándose que tienen el mismo ciclo anual. Para obtener el primero se han utilizado medidas de global y difusa horizontal, y para determinar el

segundo de directa normal. Para la selección de los instantes de cielo despejado se han utilizado criterios establecidos en la literatura para seleccionar éstos utilizando las medidas de banda ancha disponibles.

Las bases de datos utilizadas en este trabajo contienen medidas de irradiancia de banda ancha global y difusa y medidas de irradiancia global de las bandas que centran la atención de este trabajo, todas ellas sobre superficie horizontal, y directa normal de toda la banda, a lo largo de períodos de varios años diferentes. Puntualmente, se hicieron medidas a lo largo de una campaña de dos meses también de irradiancia difusa horizontal de las cuatro bandas.

Para trasladar al tratamiento de bandas la metodología aplicada a la banda ancha, y en particular la herramienta que aporta el Factor T_L , se han definido los denominados Factores de Banda, T_B , como la razón entre el espesores ópticos verticales para esa banda y el que correspondería a una Atmósfera Limpia y Seca (CDA) en ese instante, de forma similar a como se establece el Factor de Linke para la banda ancha.

Para poder determinar dichos factores así definidos, previamente ha sido necesario parametrizar el espesor óptico vertical de una CDA en Valencia para cada una de las cuatro bandas. Esto permitiría la determinación de T_B partiendo de medidas de irradiancia directa normal de la banda.

En las bases de datos mencionadas de los años 2000 a 2004 para la banda UVB y de 1996 a 2004 para la banda UV, había disponibles medidas de dichas bandas, de irradiancia global pero no de directa. Para realizar una primera determinación de T_B teniendo en cuenta la carencia mencionada, se ha elaborado un método, que con las características de la atmósfera de Valencia, permite inferir el valor de la irradiancia directa a partir de la medida de irradiancia global. Ello ha requerido una parametrización previa entre los conjuntos de estas dos componentes de la irradiancia generadas por un modelo espectral cuyas predicciones fueron integradas primero para el rango de una banda y posteriormente para el de la otra.

Una vez elaborada esta nueva base de datos se han podido determinar para Valencia a lo largo de los períodos mencionados y en diversas circunstancias, los factores de las dos bandas mencionadas. Se ha observado su evolución y variabilidad, y separado los instantes correspondientes a cielo despejado, se han determinado los T_B máximos que se producen en cada instante para cada masa de aire.

Con la finalidad de disponer de medidas de irradiancia directa normal con las que calcular los factores de banda con mayor precisión, y sin necesidad de utilizar el modelo mencionado, se ha realizado la mencionada campaña de medida intensiva durante los meses de Junio y Julio de 2006, en Valencia, de irradiancia global y difusa horizontal de las cuatro bandas mencionadas, interponiendo en los instrumentos destinados a la medida de global un disco de sombra.

Los factores de banda, calculados a partir de dicha campaña de medidas, han sido correlacionados con el coeficiente de turbiedad β de Ångström y con el contenido de ozono. Puesto que este coeficiente es un indicador de la turbiedad de la atmósfera y las regresiones que se han obtenido frente a los distintos factores de banda son aceptables, podemos afirmar que el factor de banda es un coeficiente que también puede indicar dicha turbiedad. Así que, si disponemos sólo de datos de irradiancias de banda el cálculo de dicho factor nos proporcionará información sobre la turbiedad de la atmósfera. En cuanto al contenido de ozono, se observa una influencia diferente de éste en la absorción de la radiación solar según sean las bandas UVB, UV y PAR por orden de importancia. La mejor correlación de T_B con el ozono se produce para la banda UVB pues es en esta banda donde el ozono tiene su mayor absorción, seguida de la banda UV.

Se ha definido el índice propio de la claridad de banda, que denominamos K_t' , y que expresa la razón entre la irradiancia global experimental y la global estándar para un instante claro en dicha banda, como así lo hacía Pérez para toda la banda. Este índice se ha determinado con nuestras bases de datos para las bandas UVB y UV. La regresión de éstos frente al índice de Pérez es aceptable para el índice $K_t'_{UV}$ y débil para el índice $K_t'_{UVB}$. Se han encontrado unos valores límites que separan días claros de nublados para ambas bandas, presentando la banda UV los mejores resultados con relación a la selección que realiza el índice de Pérez con la banda ancha.

Se ha establecido otro índice que denominamos índice de claridad normalizado de banda, K_t'' , que expresa la razón entre la irradiancia directa normal experimental y la irradiancia directa normal mínima para un instante claro. Para el cálculo de esta última se ha necesitado parametrizar el Factor de banda máximo en función de la masa óptica relativa de aire. Este índice ha sido determinado con nuestras bases de datos para las bandas UVB y UV. La regresión de éstos frente al índice de Pérez, al tratarse de índices distintos, es sólo débil para el índice $K_t''_{UVB}$ y aceptable para el índice $K_t''_{UV}$. Se ha obtenido un valor límite de este índice que separa días claros de nublados para cada una de las bandas. De ambos valores límites, el establecido para la banda UV presenta mejores resultados para seleccionar la claridad, y coincide en un 90% con la selección que realiza el índice de Pérez.

Por último se ha verificado la utilidad del índice de claridad normalizado de banda para los datos experimentales de la campaña de medidas, y los valores límites de éste que adopta para discriminar instantes claros de nublados, y se ha observado que aunque son pocos instantes los medidos en dicha campaña, y de los que se conoce por observación directa sus características, discrimina bien con una coincidencia de 96.9% para la banda UVB y de 98.9% para la UV, por comparación con la selección que se realizaría con medidas de banda ancha y aplicando el índice de Richard Pérez.

Por ello, del análisis realizado con los nuevos índices K_t' y K_t'' , podemos concluir que éstos pueden ser de gran utilidad para sustituir el índice de Pérez como indicativo de la claridad de la atmósfera en un instante determinado cuando no se dispongan de datos de irradiancia de banda ancha.

The solar radiation which reaches the Earth's surface after going through the atmosphere is measured and analysed by man in diverse forms, given its importance as an energy source for our planet. The physical processes which have been produced in the interaction between it and the atmosphere have been modelled on spectral processing to understand it, as its interaction depends on wavelengths. From the spectral modelling, broadband integrated models have been constructed which explain the transformation changes to the group of all solar spectral energy. At the same time broadband has been fully measured and observed, and the variability of its global and diffuse components has enabled the application of the mentioned models to learn through radiometric measurement about lower and higher aerosol levels, visibility conditions and cloudiness, among others of atmospheric conditions.

However, in general, certain spectral solar bands are important for man and living things, especially in some of the ultraviolet zones and the visible bands, or Chappuis's, which has focussed the attention of researchers and has been fully measured and analysed. In the stages of radiometric measurement it is common to measure broadband irradiance, or instantaneous irradiation, and very often in the partial bands irradiance. Moreover, spectral irradiance is measured even though it is not as widespread as global or partial band irradiance.

Spectral measurement or including those that we could denominate monochromatic radiation is more precise and provides more information about the processes that the radiation is undergoing than its interaction with every atmospheric component is different to the wavelength function. However, when broadband irradiance goes through the atmosphere, the modelling is analysed in-depth, and for this there are coefficients, factors, and indexes which enable one to infer from its measurements an enormous amount of information about the atmosphere and its components.

Thus, the Ångström coefficient β was established to express the atmospheric turbidity level, and even though it is defined in relation to wavelength is a parameter of the entire band and then broadband measurement enable to determine this coefficient and find out the atmospheric turbidity in an instant. Also, the Linke Factor of T_L was established for broadband irradiance with the finality of identifying atmospheric turbidity. Other established indexes for broadband radiation, such as, the clearness index or zenith angle independent clearness index of the enables one to draw the borders between what is understood to be clear and cloudy sky. These are among others, some of the applications obtained by means of the behaviour broadband modelization.

This investigation has focussed attention on broadband irradiance behaviour and has as an objective to apply the same methodology and establish the factors and adequate indexes to proceed with them and their parameterizations to the analysis and the irradiance modelling of four spectral bands from the ranges 280-315 nm (UVB), 315-400 nm (UVA), 390-385 nm (UV) y 400-700 nm (PAR) which are of great interest, as each of them separately and independent from the rest of the spectrum, for living things and its vital functions.

Previously in this investigation to the study of the mentioned bands and to establish the newly mentioned parameters and its application, which has been done firstly is the determination of β and T_L from broadband irradiance measurement in Valencia for an entire year in conditions of clear sky, to compare and study the behaviour of both parameters in the observation of the same yearly cycle. To obtain the first one have been used global and diffuse horizontal measurements, and to determine the second one direct normal measurements. In the selecting clear sky instances, an established criterion from the literature has been used for available broadband measurements.

The data base that was used in this investigation contains global and diffuse irradiance measurements and global irradiance measurements of the bands which are focussed on in this

SUMMARY

work, all of them on the horizontal surface and normal direct of the entire band through various years different according to the wavelength analysed. Punctually, measurements were done on two month period to include diffuse horizontal irradiance of the four bands.

To transfer the methodology applied to broadband to the analysis of bands, and in particular a tool which provides the T_L Factor have been defined the denominated Band Factor T_B , as the ratio between vertical optical depth for this band and that corresponding to Atmospheric Clean and Dry (CDA), and in that instant, in a similar way that the Linke factor is established for broadband.

To determine the mentioned factors which have been previously defined it has been necessary the parameterisations of the vertical optical depth of CDA in Valencia for each of the four bands. This enables the determination of T_B from measurements of normal direct band irradiance.

In the mentioned data base from the years 2000-2004 for the UVB band and from 1996-2004 for the UV band there were measurements available for the mentioned bands for global irradiance but not for direct irradiance. To make the first determination of T_B taking into account the lack of direct irradiation, a method has been elaborated with the atmospheric conditions of Valencia, enabling the inference of the direct irradiance value from the measurement of global irradiance. This has required a previous parameterisation between the sets of these two components of the irradiance generated through a spectral model, in which predictions were first integrated for a band range and then afterwards for the other.

Once, elaborated this new data base has been able to determine for Valencia for the mentioned periods and in diverse circumstances the factors of the two mentioned bands. Its development and variability has been observed and selected the corresponding instances of a clear sky, to determine the maximum T_B which is produced in each instance.

With the purpose of having direct normal irradiation measurements to calculate more precisely the band factors and without the necessity of using the mentioned model, the mentioned intensive measurements campaign during the months of June and July in 2006 of global and diffuse horizontal irradiance of the four mentioned bands has been carried out, interposing a shadow disk in the instruments destined for the global measurement.

The band factors calculated from this mentioned measurements campaign have been correlated with the Ångström turbidity coefficient β and with ozone content. Given that coefficient β is an indicator of atmospheric turbidity and the regressions obtained against the different band factors are acceptable, we can affirm that the band factor is a coefficient which also can indicate the mentioned turbidity. Thus, if we only have irradiance band data the calculation of the mentioned factor provides us information about atmospheric turbidity. In relation to ozone content, an observation of a different influence is seen of the absorption of solar radiation according to the UVB, UV, and PAR bands by its order of importance, better correlation of T_B with ozone is produced for the UVB band, meaning that this is where the ozone has it greatest absorption and nearly the UV band.

The basic clearness index of the band is defined, which we denominate as K_t' , and expresses the ratio of global experimental irradiance and the global standard for a clear instant in the mentioned band as was done by Pérez for the entire band. This index has been determined from our data base for the UVB and UV bands. The regression of these to those of the Pérez index is acceptable for the $K_t'_{UV}$ index and weak for the $K_t'_{UVB}$ index. Limited values have been found which separate clear and cloudy days for each of the bands, with the UV band showing best results in relation to the selection done with the Pérez broadband index.

SUMMARY

Another index has been established which we denominate the normalized clearness index of band which is named K_t'' and expresses the ratio for normal direct experimental irradiance and normal minimum direct irradiance of a clear instant. To calculate this it has been necessary the parameterisation of the maximum band factor in relation to the relative optical air mass. This index was determined using our data base for the UVB and UV bands. The regression of these to those of the Pérez index, as it is dealing with distinct indexes, is only weak for the $K_t''_{UVB}$ index and acceptable for the $K_t''_{UV}$ index. From these, the limited values established for the UV band provide better results in choosing clearness and coinciding with 90% of the selection using Pérez index.

Lastly, the utility of the normalized clearness index for the experimental data of the measurement campaign and the limited values of them that have been adopted to differentiate between cloudy and clear periods have been verified, and even though there are few instants of measurement during this campaign of what is known about direct observation its characteristics, discriminate well with a coincidence of 96.9% for the UVB and 98.9% for the UV compared to the selection made with broadband measurement applying Richard Pérez index.

For the analysis done on the new indexes K_t' and K_t'' we can conclude that this could be of great usefulness for the substitution of Pérez index as an indication of atmospheric clarity in a determined instant when one does not have broadband irradiance data.

La radiació solar que aconseguix la superfície de la Terra després del seu pas per l'atmosfera és mesurada i analitzada per l'home de molt diverses formes donada la seua importància com a font d'energia per al nostre planeta. Els processos físics que es produïxen entre esta i l'atmosfera en la seua interacció s'han modelat per a la seua comprensió i per a això és necessari el tractament espectral, perquè la seua interacció amb l'atmosfera depén de la longitud d'ona. A partir de la modelització espectral s'han construït models integrats de tota la banda, o de banda ampla, que expliquen les transformacions que patix el conjunt de tota l'energia de l'espectre solar. La banda ampla al seu torn ha sigut àmpliament mesura i observada, i la variabilitat que aquesta experimenta entre els seus components global i difusa, han servit amb l'aplicació de tals models per a conèixer a través de mesures radiomètriques l'estat de l'atmosfera, la major o menor presència d'aerosols, les condicions de visibilitat o de nebulositat, entre altres.

No obstant, determinades bandes de l'espectre solar per la seua importància per a l'home i per als sers vius en general, especialment algunes de la zona ultravioleta i la banda visible, o de Chappuis, centren l'atenció dels investigadors i són àmpliament mesures i analitzades. En les estacions de mesures radiomètriques és freqüent arxivar dades de radiació instantània, o irradiància, de banda ampla, i junt amb els d'esta, sovint, els de bandes parcials de l'espectre solar. També es mesura en moltes estacions irradiància espectral, encara que no de forma tan estesa com la irradiància de banda, total o parcial.

La mesura espectral o inclús la que podríem denominar monocromàtica de la radiació és més precisa i dona més informació dels processos que ha experimentat la radiació, perquè la seua interacció amb cada component atmosfèric és diferent en funció de la longitud d'ona. No obstant, la irradiància de tota la banda al travessar l'atmosfera, s'ha analitzat i modelat en profunditat i per a ella s'han establert coeficients, factors i índexs que permeten inferir a partir de les seues mesures gran quantitat d'informació de l'estat de l'atmosfera i els seus components.

Així, el coeficient β d'Ångström que va ser establert per a expressar el grau de turbides de l'atmosfera, encara que es definisca en funció de la longitud d'ona, és un paràmetre propi de tota la banda, i per això mesures de banda ampla permeten determinar este coeficient i conèixer la terbolesa atmosfèrica en un instant donat. També per a la irradiància de banda ampla, i a fi d'identificar la terbolesa atmosfèrica va ser establert el denominat Factor de Linke, T_L . Altres índexs establerts per a la radiació de tota la banda com l'índex de claredat, o l'índex de claredat independent de l'angle zenital, permeten traçar la frontera entre el que s'entén per cel aclarit i cel cobert de nebulositat. Estes són entre moltes altres, algunes aplicacions que la modelització del comportament de la banda ampla permeten donar a les seues mesures.

Este treball ha centrat la seua atenció en estos comportaments de la irradiància de banda ampla i ha tingut com a objectiu aplicar la mateixa metodologia i establir els factors i índexs adequats per a procedir amb ells i els seus parametrizaciones a l'anàlisi i a la modelació de la irradiància de quatre bandes espectrals, de rangs 280-315 nm (UVB), 315-400 nm (UVA), 390-385 nm (UV) i 400-700 nm (PAR), que presenten un gran interès, cada una d'elles per separat i independentment de la resta de l'espectre, per als essers vius i les seues funcions vitals.

Per tot l'anterior en este treball, prèviament a abordar l'estudi de les dites bandes, i d'establir els nous paràmetres mencionats i de la seua aplicació, s'han realitzat en primer lloc determinacions de β , i de T_L a partir de mesures d'irradiància de tota la banda a València al

llarg d'un any en condicions de cel aclarit, s'ha estudiat i comparat el comportament d'ambdós paràmetres observant-se que tenen el mateix cicle anual. Per a obtenir el primer s'han utilitzat mesures de global i difusa horitzontal, i per a determinar el segon de directa normal. Per a la selecció dels instants de cel aclarit s'han utilitzat criteris establits en la literatura per a de seleccionar estos a partir de les mesures de banda ampla disponibles.

Les bases de dades utilitzades en este treball contenen mesures d'irradiància de banda ampla global i difusa i mesures d'irradiància global de les bandes que centren l'atenció d'aquest treball, totes elles sobre superfície horitzontal, i directa normal de tota la banda, al llarg de períodes de diversos anys diferents segons la banda de què es tracte. Puntualment, es van fer mesures al llarg d'una campanya de dos mesos, també d'irradiància difusa horitzontal de les quatre bandes.

Per a traslladar al tractament de bandes la metodologia aplicada a la banda ampla, i en particular la ferramenta que aporta el Factor T_L , s'han definit els denominats Factors de Banda, T_B , com la raó entre les grossàries òptiques verticals per a eixa banda i el que correspondria a una Atmosfera Neta i Seca (CDA) en eixe instant, de forma semblant a com s'establix el Factor de Linke per a la banda ampla.

Per a poder determinar tals factors així definits, prèviament ha sigut necessari parametrizar la grossària òptica vertical d'una CDA a València per a cada una de les quatre bandes. Açò permetria la determinació de T_B partint de mesures d'irradiància directa normal de la banda.

En les bases de dades mencionades dels anys 2000 al 2004 per a la banda UVB i del 1996 al 2004 per a la banda UV, hi havia disponibles mesures de les dites bandes, d'irradiància global però no de directa. Per a realitzar una primera determinació de T_L tenint en compte la carència mencionada, s'ha elaborat un mètode, que amb les característiques de l'atmosfera de València, permet inferir el valor de la irradiància directa a partir de la mesura d'irradiància global. Això ha requerit una parametrizació prèvia entre els conjunts d'estes dos components de la irradiància generades per un model espectral les prediccions del qual van ser integrades primer per al rang d'una banda i posteriorment per al de l'altra.

Una vegada elaborada esta nova base de dades s'han pogut determinar per a València al llarg dels períodes mencionats i en diverses circumstàncies, els factors de les dos bandes mencionades. S'ha observat la seua evolució i variabilitat, i separat els instants corresponents a cel aclarit, s'han determinat els T_B màxims que es produïxen en cada instant, en funció de la masa d'aïre.

Amb la finalitat de disposar de mesures d'irradiància directa normal amb les que calcular els factors de banda amb major precisió, i sense necessitat utilitzar el model mencionat, s'ha realitzat una campanya de mesura intensiva durant els mesos de Juny i Juliol del 2006, a València, d'irradiància global i difusa horitzontal de les quatre bandes mencionades, interposant en els instruments destinats a la mesura de global un disc d'ombra.

Els factors de banda, calculats a partir de la dita campanya de mesures, han sigut correlacionats amb el coeficient de terbolesa β de Ångström i amb el contingut d'ozó. Ja que aquest coeficient és un indicador de la terbolesa de l'atmosfera i les regressions que s'han obtingut enfront dels distints factors de banda són acceptables, podem afirmar que el factor de banda és un coeficient que també pot indicar la dita terbolesa. Així que, si disposem només de dades d'irradiàncies de banda el càlcul de tal factor ens proporcionarà informació sobre la terbolesa de l'atmosfera. Quant al contingut d'ozó, s'observa una influència diferent d'este en l'absorció de la radiació solar segons siguen les bandes UVB, UV i PAR per orde d'importància. La millor correlació de T_B amb el ozó es produïx per a la banda UVB perquè

és en esta banda on l'ozó té la seua major absorció, seguida de la banda UV.

S'ha definit l'índex propi de la claredat de banda, que denominem K_t' , i que expressa la raó entre la irradiància global experimental i la global estàndard per a un instant clar en la dita banda, com així ho feia Pérez per a tota la banda. Este índex s'ha determinat amb les nostres bases de dades per a les bandes UVB i UV. La regressió d'estos enfront de l'índex de Pérez és acceptable per a l'índex $K_t'_{UV}$ i dèbil per a l'índex $K_t'_{UVB}$. S'han trobat uns valors límits que separen dies clars d'ennuvolats per a ambdós bandes, presentant la banda UV els millors resultats amb relació a la selecció que realitza l'índex de Pérez amb la banda ampla.

S'ha establert un nou índex que denominem índex de claredat normalitzat de banda, denominat K_t'' , que expressa la raó entre la irradiància directa normal experimental i la irradiància directa normal mínima per a un instant clar. Per al càlcul d'esta última s'ha necessitat parametritzar el Factor de banda màxim en funció de la massa òptica relativa d'aire. Este índex ha sigut determinat amb les nostres bases de dades per a les bandes UVB i UV. La regressió d'estos enfront de l'índex de Pérez, al tractar-se d'índexs distints, és només dèbil per a l'índex $K_t''_{UVB}$ i acceptable per a l'índex $K_t''_{UV}$. S'ha obtingut un valor límit d'aquest índex que separa dies clars d'ennuvolats per a cada una de les bandes. D'ambdós valors límits, l'establert per a la banda UV presenta millors resultats per a seleccionar la claredat, i coincidix en un 90% amb la selecció que realitza l'índex de Pérez.

Finalment s'ha verificat la utilitat de l'índex de claredat normalitzat de banda per a les dades experimentals de la campanya de mesures, i els valors límits d'este que adopta per a discriminar instants clars d'ennuvolats, i s'ha observat que encara que són pocs instants els mesurats en la dita campanya, i dels que es coneixen per observació directa les seues característiques, discrimina bé amb una coincidència de 96.9% per a la banda UVB i de 98.91% per a la UV, amb comparació amb la selecció que es realitzaria amb mesures de banda ampla i aplicant l'índex de Richard Pérez.

Per això, de l'anàlisi realitzada amb els nou índexes K_t' i K_t'' podem concloure que estos poden ser de gran utilitat per a substituir l'índex de Pérez com indicatiu de la claredat de l'atmosfera en un instant determinat quan no es disposen de dades d'irradiància de banda ampla.

ÍNDICE

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS.....	7
I.1. INTRODUCCION.....	9
I.2 OBJETIVOS.....	10
I.3. ESTRUCTURA DEL ESTUDIO.....	12
II. ANTECEDENTES.....	17
II.1. RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE. CONSTANTE SOLAR.....	19
II.1.1. El sol.....	19
II.1.1.1. La estructura del sol.....	19
II.1.1.2. El espectro solar.....	20
II.1.1.2.1 Radiación visible.....	21
II.1.1.2.2. Radiación ultravioleta.....	21
II.1.1.2.2.1. Irradiancia ultravioleta eritemática.....	23
II.1.1.2.2.2. Índice UVI.....	24
II.1.2. Constante solar.....	25
II.2. COMPONENTES DE LA RADIACIÓN SOLAR A NIVEL DEL SUELO.....	27
II.2.1. Introducción.....	27
II.2.2. La atmósfera terrestre.....	28
II.2.3. Procesos de dispersión y absorción.....	31
II.2.3.1. Dispersión de la radiación.....	33
II.2.3.1.a. Dispersión de Rayleigh.....	34
II.2.3.1.b. Dispersión de la radiación por partículas grandes.....	37
II.2.3.2. Absorción de la radiación.....	39
II.2.3.3. Efectos de la atmósfera sobre distintas bandas espectrales.....	40
II.2.4. Ley de Bouguer.....	42
II.2.5. Masa óptica relativa de aire.....	43
II.3. MODELOS FÍSICOS DE RADIACIÓN SOLAR ESPECTRAL.....	45
II.3.1. Bases de datos de las moléculas de la atmósfera.....	46
II.3.2. Modelos de transmisión de bandas.....	47

II.3.3. Códigos de transferencia y transmisión radiativa semiempíricos.....	51
II.3.4. Códigos de transferencia radiativa atmosférica de dispersión múltiple Plano-paralela.....	53
II.3.5. Códigos Montecarlo y en tres dimensiones	56
I.3.5. Modelos empíricos.....	58
II.4.TURBIEDAD ATMOSFÉRICA.....	58
II.4.1.Aerosoles.....	59
II.4.2. Coeficiente de turbiedad de Linke.....	60
II.4.2.1. Método de determinación de T_L	62
II.4.3. Coeficiente de turbiedad de Ångström.....	64
II.4.3.1. Método de determinación de β	66
III. MODELO ESPECTRAL APLICADO. SMARTS2.....	67
III.1. MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL.....	69
III.1.1. Transmitancia por absorción de ozono.....	70
III.1.2. Transmitancia de la dispersión de Rayleigh.....	70
III.1.3. Transmitancia por absorción de gases atmosféricos.....	70
III.1.4. Transmitancia por absorción del vapor de agua.....	71
III.1.5. Transmitancia por absorción del NO_2	72
III.1.6. Transmitancia por absorción y dispersión de aerosoles.....	72
III.2. MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA DIFUSA HORIZONTAL.....	72
III.2.1. Componente Rayleigh.....	73
III.2.2. Componente aerosol.....	74
III.2.3. Componente dispersada hacia atrás.....	75
IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION.....	77
IV.1. INSTRUMENTACION DE MEDIDA DE IRRADIANCIA DE BANDA.....	84
IV.2. ESTACIONES DE MEDIDA. INSTRUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA.....	88
IV.2.1. Estación de la E.T.S.I.D.....	89

IV.2.2. Estación de la E.T.S.I.I.....	92
IV.2.3. Estación del INM, Centro de VIVEROS.....	94
IV.3. SELECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE DATOS.....	94
IV.3.1. Índice de claridad.....	95
IV.3.2. Índice de claridad de Richard Pérez.....	95
IV.3.3. Métodos de identificación de cielos despejados.....	95
IV.3.3.1. Método de Molineaux et al.....	96
IV.3.3.2. Método de Boscà et al.....	96
IV.4. ELABORACIÓN DE BASES DE DATOS PARA EL TRABAJO.....	97
IV.4.1. Base de datos de irradiancia de toda la base espectral.....	98
IV.4.2. Base de datos de irradiancia UV y UVB.....	99
IV.4.3. Mejora del índice de claridad de R. Pérez.....	102
IV.5. CAMPAÑA DE MEDIDAS EN MESES DE JUNIO Y JULIO 2006.....	104
V. DETERMINACION DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA	107
V.1. COEFICIENTE DE TURBIEDAD β DE ÅNGSTRÖM EN VALENCIA.....	109
V.1.1. Evolución temporal de β en Valencia en el año 2000.....	109
V.2. MEJORA DEL COEFICIENTE DE LINKE. ANÁLISIS COMPARATIVO.....	112
V.2.1. Evolución temporal del coeficiente de Linke en Valencia año 2000.....	113
V.2.2. Comparativa de los distintos T_L	116
V.2.3. Correlación entre los distintos coeficientes de Linke.....	118
V.2.4. Conclusiones del análisis.....	120
VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACIÓN DE FACTORES DE BANDA	121
VI.1. FACTORES DE BANDA.....	123
VI.2. PARAMETRIZACIÓN DE ESPESOR ÓPTICO VERTICAL DE UNA ATMÓSFERA LIMPIA Y SECA.....	124

VI.3 METODO DE DETERMINACIÓN DE DIRECTA NORMAL A PARTIR DE GLOBAL DE BANDA.....	127
VI.3.1. Banda UVB.....	129
VI.3.2. Banda UV.....	130
VI.3.3. Banda UVA.....	132
VI.3.4. Banda PAR.....	134
VI.4. DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA EN VALENCIA.....	136
VI.4.1. Determinación a partir de irradiancia global de banda.....	136
VI.4.1.1. Determinación de valores de T_B (UVB) en Valencia.....	137
VI.4.1.2. Determinación de valores de T_B (UV) en Valencia.....	139
VI.4.2 Determinación a partir de irradiancia directa normal de banda.....	141
VI.4.2.1. Determinación de valores de T_B (UVB) en Valencia.....	141
VI.4.2.2. Determinación de valores de T_B (UV) en Valencia.....	142
VI.4.2.3. Determinación de valores de T_B (UVA) en Valencia.....	143
VI.4.2.4. Determinación de valores de T_B (PAR) en Valencia.....	144
VI.4.2.5. Correlación con el coeficiente β	145
VI.4.2.6. Correlación con el contenido de ozono	151
VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACION DEL INDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA.....	155
VII.1. DEFINICIÓN DEL INDICE PROPIO DE LA CLARIDAD PARA LA BANDA UVB.....	157
VII.2. DEFINICIÓN DEL INDICE PROPIO DE LA CLARIDAD PARA LA BANDA UV.....	159
VII.3. DETERMINACIÓN EN VALENCIA DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA.....	160
VII.3.1. Índice $K_t'_{UVB}$	160
VII.3.2. Índice $K_t'_{UV}$	162
VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACIÓN DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA PARA VALENCIA.....	165
VIII.1. DEFINICIÓN DEL INDICE $K_t'_{UVB}$.....	167

VIII.2. DEFINICIÓN DEL INDICE $K_t''_{UV}$.....	168
VIII.3. DETERMINACIÓN EN VALENCIA DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA	168
VIII.3.1. Índice $K_t''_{UVB}$	168
VIII.3.2. Índice $K_t''_{UV}$	170
IX. ANÁLISIS DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE LA BANDA DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDIDAS.....	173
IX.1. ANÁLISIS DEL INDICE $K_t''_{UVB}$	175
IX.2. ANÁLISIS INDICE $K_t''_{UV}$	177
RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	181
APÉNDICES	
I.NOMENCLATURA.....	189
II. BIBLIOGRAFIA.....	197
III. TRABAJOS PUBLICADOS.....	211

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

I.1. INTRODUCCION.

El presente trabajo es una contribución al desarrollo de los análisis de la irradiancia solar, cuando estos se realizan en bandas del espectro solar, y cómo éstas dependen de aspectos como la turbiedad o la nubosidad existentes, al alcanzar la superficie de la Tierra en su paso por la atmósfera. En este trabajo se realizan parametrizaciones y se definen y modelizan nuevos factores que permitirán simplificar el mencionado estudio y análisis de la radiación banda a banda. El trabajo focaliza el análisis preferentemente en cuatro bandas espectrales que tienen especial interés para los investigadores por diversos motivos y por ello se dispone de medidas de ellas en centros meteorológicos y universidades y sus bases de datos son sometidas con más frecuencia a estudios. Hemos querido contribuir a la simplificación de dichos análisis estableciendo nuevas parametrizaciones y definiendo nuevos factores que permitirán conocer características de la atmósfera en el instante medido a partir de la medida misma, e independientemente de otras medidas a las que de no ser así, sería necesario recurrir.

Las bandas mencionadas son las siguientes; la banda de rango de longitudes de onda 280-315nm, o banda Ultravioleta B (UVB) según la clasificación de la Comisión Internationale d'Éclairage (CIE) (Barth et al. 1999), la banda de rango 290-385 nm, frecuentemente nombrada como banda Ultravioleta (UV), la banda de 315-400 nm, o banda Ultravioleta A (UVA) según la CIE y por último la banda de 400-700 nm, nombrada también como PAR (Photosynthetically Active Radiation), por su importancia para la acción fotosintética. Estas cuatro bandas del espectro solar mencionadas, las nombraremos en adelante UVB, UV, UVA y PAR respectivamente. La UVB tiene un especial interés para los seres humanos por su gran penetrabilidad en nuestro organismo pudiendo ocasionar eritema y cáncer de piel en dosis altas. La UV es una banda sometida a numerosos análisis y de la que se dispone de numerosas medidas experimentales, pues considerada como franja UV, anteriormente a la clasificación de la CIE, y a caballo entre la UVB y la UVA, centraba la atención de muchos y era medida en todos los observatorios meteorológicos. La UVA es la banda ultravioleta más tolerada por el organismo de los animales y seres humanos, si bien también puede producir lesiones duraderas, además de que su penetrabilidad y energía la hacen interesante por su acción sobre materiales, aprovechamiento fotovoltaico de la radiación y otros. Por último, la banda PAR abarca un intervalo del espectro solar del que depende la fotosíntesis, e incluye la banda visible también conocida como banda de Chappuis, por lo que conocer el rango de intensidades de la radiación solar que nos llega en esta banda y cómo se distribuyen sus componentes resulta de gran interés por su influencia en las funciones vitales de animales y plantas y estudios de biología, estudios ambientales y por sus aplicaciones energéticas.

La intensidad de la radiación solar extraterrestre a través de la atmósfera de la Tierra es atenuada por los variados constituyentes de la atmósfera, principalmente, gases, líquidos y partículas sólidas y nubes. Las nubes son los atenuadores más fuertes. El análisis teórico de la atenuación de la radiación solar mientras pasa a través de las nubes requiere gran cantidad de información en cuanto espesor, posición y número de las capas de nubes, así como de sus propiedades ópticas. Sin embargo, para la utilización energética de la energía solar, el estudio de la radiación solar bajo cielo despejado es muy importante, ya que la insolación máxima es obtenida cuando los cielos están absolutamente limpios y secos y relativamente se recibe menos radiación cuando los aerosoles están presentes. La atenuación de la radiación a través de una atmósfera real contra aquella que atraviesa una atmósfera limpia y seca da una indicación de la turbiedad de la atmósfera. El estudio de la turbiedad de la atmósfera es

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

importante en meteorología, climatología y para monitorizar la contaminación atmosférica.

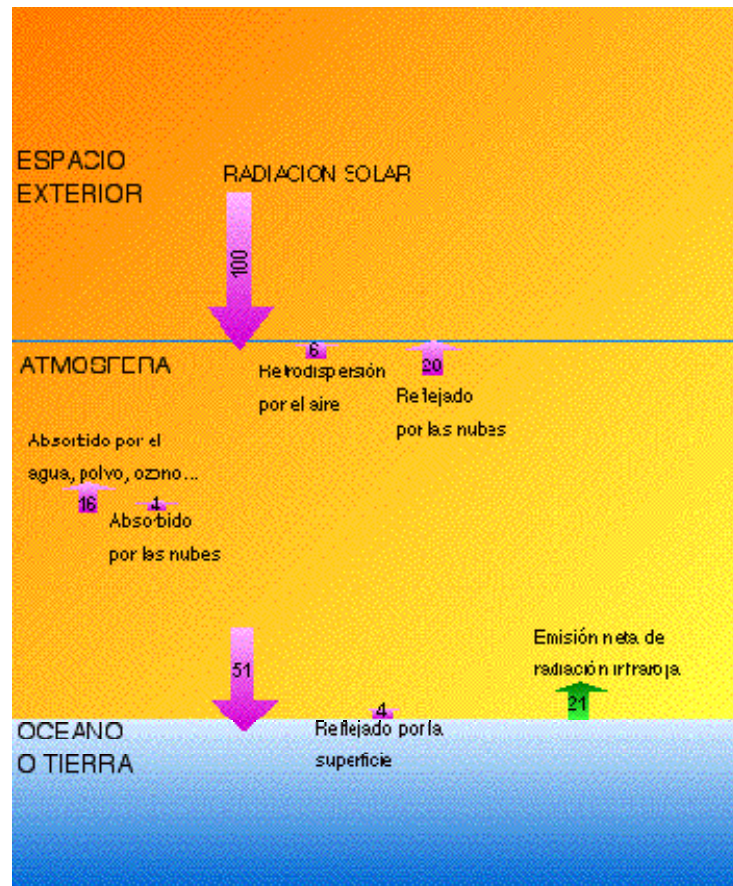


Figura 1.1. Porcentajes medios de la energía solar absorbidos y reflejados en la atmósfera y la superficie del planeta. Modificado de Lutgens y Tarbuck, 1995.

I.2. OBJETIVOS.

Como primer objetivo en este trabajo se plantea el estudio de la turbiedad de la atmósfera a partir de medidas de banda ancha. Para ello se utilizan dos coeficientes empleados ampliamente en la bibliografía, como son el coeficiente de turbiedad de Linke, T_L (Linke 1922) y el coeficiente de turbiedad β de Ångström (Ångström 1964). Se han calculado dichos coeficientes para el año 2000 en la ciudad de Valencia. Para la determinación del coeficiente de turbiedad β se ha utilizado el método establecido por Pinazo et al. (1995), el cual necesita sólo medidas de global y difusa horizontal, mientras que para el cálculo del coeficiente de Linke se han utilizado tres métodos distintos, uno a partir de medidas de irradiancia directa normal y los otros dos empíricos establecidos en Ineichen y Pérez (2002) y Grenier et al. (1994). Además se ha realizado un estudio estadístico de los resultados obtenidos con los tres métodos.

Finalmente entre el coeficiente de Linke y el de Ångström se ha determinado una relación o modelo, la cual es comparada con relaciones similares estudiadas en la literatura para temperaturas cálidas (Katz et. al., 1982a, 1982b). Esta comparación se ha realizado para determinar si existe una relación universal entre estos dos importantes coeficientes.

Pero se debe hacer notar en la actualidad que, la irradiancia de bandas del espectro solar como las mencionadas arriba, tiene gran interés entre los investigadores y son medidas y analizadas

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

sistemáticamente. Además se producen grandes bases de datos con medidas de irradiancia de bandas las cuales son almacenadas por sistemas automáticos de adquisición de datos. Para manejar, clasificar o eliminar medidas de banda, puede ser útil establecer un factor para modelar su relación con varias características atmosféricas como son nubes, turbiedad, contenido en ozono, contenido en vapor de agua,...

Es de gran interés, por lo tanto, poder identificar ciertas características del instante medido como puede ser la turbiedad, o la claridad, partiendo solamente de la medida de la banda misma, al igual que existen métodos para hacerlo con medidas de banda ancha, por lo que se establece un segundo objetivo en este trabajo como es definir un coeficiente adecuado para dichas determinaciones.

Por estas razones en este trabajo se han introducido unos nuevos coeficientes, que denominaremos Factores de Banda, T_B , que de forma similar a como el Factor de turbiedad de Linke relaciona la irradiancia de banda ancha con la de una Atmósfera Limpia y Seca, que nombraremos abreviadamente CDA (Clean and Dry Atmosphere), ahora éstos lo harán con irradiancia de cada banda. Dicho factor, por lo tanto, relaciona los espesores ópticos verticales de una banda del espectro solar con el correspondiente a una CDA.

El nuevo coeficiente definido T_B , tendrá en cuenta la presencia en la atmósfera de aerosoles y de NO_2 , pero no la absorción por el vapor de agua ya que el efecto de la absorción del vapor de agua en la banda PAR se puede considerar despreciable, y en las bandas UVB, UVA y UV no existe tal absorción. Otra aplicación de este coeficiente podría ser la identificación de otra característica del instante medido como es la claridad, la cual se puede establecer mediante un valor umbral que separe instantes claros de nublados.

Respecto a la determinación de dicho Factor de Banda, de la misma forma que sucedía con el Factor de Linke en banda ancha, será ahora necesario disponer de parametrizaciones del espesor óptico vertical para cada banda de una CDA. Estas parametrizaciones de δ_{CDA} en función de la masa óptica relativa del aire se han realizado en este trabajo previamente para su determinación, para la cual serán necesarios también datos de irradiancia directa normal, I_n , de la banda.

Frecuentemente en la actualidad se dispone en centros meteorológicos y estaciones de medida de valores experimentales para algunas bandas de irradiancia global espectral, pero no es usual disponer de la medida de directa normal o de la correspondiente difusa. Debido al hecho de que se necesita irradiancia directa normal de banda para determinar el Factor de banda y para este trabajo sólo disponíamos en un extenso período de tiempo de irradiancia global de banda, se ha elaborado un método, descrito en el epígrafe VI.3, que permite aplicando el modelo Smarts 2.9.2 de Gueymard (2003), generar una base de datos de irradiancia directa normal a partir de las medidas experimentales de irradiancia global horizontal disponibles en nuestras bases de datos a lo largo de un período de varios años.

Una vez que se dispone de las medidas y de los correspondientes δ_{CDA} , se podrán establecer y determinar los Factores de banda, instantáneos o medios y conocer su evolución y su variabilidad con diversas circunstancias atmosféricas o meteorológicas. La determinación de Factores de banda, puede aportar una nueva forma de caracterizar el estado de la atmósfera en el instante medido, y dicho Factor será una herramienta de interés para determinar la turbiedad y el nivel de claridad existente, partiendo solamente de la medida de irradiancia de una banda espectral.

Dado que actualmente se dispone de bases de datos de irradiancia, suficientemente extensas, tan solo de las bandas UVB (280-315nm) y UV (290-385nm), el procedimiento descrito arriba se ha llevado a cabo para las dos bandas mencionadas.

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

El tercer objetivo de este trabajo es definir unos índices de claridad para determinar si un instante es claro o con nubes a partir de medidas de irradiancia espectrales de las bandas UVB y UV, bandas de las que se disponen suficientes medidas de irradiancia.

El primer índice definido es el índice propio de la claridad de banda, denominado K_t' y que expresa la razón entre la irradiancia global experimental y la global estándar para un instante claro para dichas bandas, siguiendo las directrices establecidas por R. Pérez et al. (1990) para la determinación de un índice de claridad “independiente del ángulo cenital” para toda la banda. Se han determinado dichos índices propios de la claridad para las bandas UVB y UV del espectro solar.

El segundo índice, índice normalizado de claridad de banda, denominado K_t'' , expresa la razón entre la irradiancia directa normal y la irradiancia directa normal mínima para instante claro para cada banda. El nuevo índice definido trata de separar instantes claros de nublados mediante el establecimiento de un valor umbral que separe instantes claros de nublados. Se han determinado dichos índices normalizados de claridad para las bandas UVB y UV del espectro solar.

Finalmente se ha realizado una campaña de medida intensiva durante los meses de Junio y Julio de 2006, en Valencia, de irradiancia global y difusa horizontal de las bandas del espectro solar UVB, UVA, PAR, y UV con el fin de obtener medidas experimentales de irradiancia directa normal de dichas bandas, para calcular los coeficientes de Banda a partir de medidas de irradiancia directa normal, sin necesidad de generar los datos con un modelo.

I.3. ESTRUCTURA DEL ESTUDIO.

En el capítulo II de este trabajo se introducen los conceptos básicos relacionados con la temática de la tesis. En primer lugar dentro del espectro solar se estudia la radiación visible y la ultravioleta, ambas objeto del estudio de este trabajo, y dentro de ésta la irradiancia ultravioleta eritemática y el índice UVI para la predicción de las dosis de radiación UV incidente a nivel del suelo por la gran importancia que tiene en la actualidad debido a la alarma social creada por la observación del crecimiento del agujero de la capa de ozono del Hemisferio Sur. Las primeras predicciones se dieron en Australia en los años 90 (Roy et al. 1990) y Nueva Zelanda (McKenzie 1998) basándose en los valores de la MED (Minimum Erythermal Dose) (Diffey 1990, Grainger et al. 1993) y de tiempo de exposición para provocar quemaduras respectivamente. En dicho capítulo también se realiza un breve repaso a la evolución en la determinación de la constante solar hasta llegar al valor aceptado en la actualidad de 1366.1 W/m^2 (ASTM 2000, Gueymard 2004).

En dicho capítulo también se estudia la atmósfera y sus principales componentes, la cual interacciona con la radiación solar extraterrestre antes de que ésta incida sobre la superficie de la Tierra, y produce los diferentes componentes de la radiación (directa, difusa y reflejada) mediante los procesos que se describen de dispersión, absorción y reflexión. Se estudian con detalles los procesos mencionados de absorción y dispersión y dentro de ésta la dispersión de Rayleigh y con menor detalle la de Mie y ya que el objeto de este trabajo es analizar específicamente diferentes bandas del espectro solar, las bandas mencionadas en el capítulo I, UVB, UVA, PAR y UV (290-385nm), se estudia la influencia de la atmósfera sobre ellas.

Dentro del capítulo II se estudia la ley de Bouguer, también llamada de Lambert, y/o de Beer, la cual expresa la atenuación del haz en función del camino óptico. Según dicha ley la intensidad de luz (monocromática) transmitida por un cuerpo homogéneo es proporcional a la intensidad de

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

luz incidente y disminuye exponencialmente con el aumento del espesor de la capa del cuerpo homogéneo. Además se introduce el concepto necesario de masa óptica relativa.

Se hace un repaso de los modelos físicos de radiación solar espectral, los cuales describen los procesos de extinción atmosférica con una base espectral. Dichos modelos se dividen en tres categorías según el método usado para resolver la transferencia de radiación: modelos espectrales de dispersión múltiple, que incluyen un tratamiento riguroso de la física que rodea el fenómeno, modelos espectrales rápidos, en los cuales se realiza algún tipo de parametrización (como simplificación analítica de la ecuación de transferencia de radiación) en el cálculo computacional y modelos empíricos, que son parametrizaciones directas, usando funciones analíticas, del índice UV medido. Se estudian con detalle los más conocidos y sobre todo el programa SMARTS2 (Gueymard) que es el utilizado en el epígrafe VI.3.

Se realiza un estudio de los conceptos relacionados con la turbiedad de la atmósfera, la cual produce una atenuación de la radiación a través de una atmósfera real respecto a aquella que atraviesa una atmósfera limpia y seca. El estudio de la turbiedad de la atmósfera es importante en meteorología, climatología y para monitorizar la polución atmosférica. Dicha turbiedad es debida a la presencia de un conjunto variado de partículas materiales suspendidas conocidas como aerosoles (polvo, hollín, gotas de agua, cristales de hielo, etc), además del vapor de agua, NO₂... La turbiedad se puede caracterizar por varios coeficientes siendo los más empleados en la bibliografía revisada, el coeficiente de turbiedad de Linke y el coeficiente de turbiedad β de Ångström, los cuales se describen, determinan y analizan en el capítulo V.

En el capítulo III se describe con detalle el modelo por el que se ha optado para las determinaciones teóricas de irradiancia en circunstancias preestablecidas, la última versión del programa SMARTS, la versión 2.9.2. (Gueymard 2003). Este modelo ha sido seleccionado entre los modelos espectrales enumerados en el epígrafe II.3 porque ofrece funciones más precisas sobre la transmitancia radiante, sobre todo para los procesos de extinción atmosférica en los que intervienen la temperatura y la humedad. Se detalla en el epígrafe III.1 el modelo para la radiación directa, y en el epígrafe III.2 el correspondiente a la radiación difusa.

En el capítulo IV se describen las principales características de los instrumentos de medida empleados para la medición de las irradiancia de las bandas mencionadas, como son el dosímetro ELDONET y el piranómetro YES UVB-1. También se describen las bases de datos empleadas en los cálculos mencionados, una de ellas correspondiente a la estación de la E.T.S.I.I. de Valencia está formada por medidas de temperatura, humedad relativa, presión, velocidad y dirección del viento, así como irradiancia (global horizontal, directa, difusa, inclinada 40° y UV) en W/m², conteniendo tanto medidas instantáneas (irradiancia) como las integraciones de éstas a lo largo del tiempo (irradiación). La otra base de datos utilizada corresponde a la red de medidas de irradiancia UVB del INM en la ciudad de Valencia.

En el siguiente epígrafe se enumeran los métodos empleados para la selección y clasificación de datos en cuanto a su claridad. Los dos métodos descritos son el método de Molineaux et al. 1995 basado en el índice de R. Pérez (Pérez et al. 1990) y el método de Boscà (Boscà et al. 1996b).

En el último epígrafe del capítulo IV se describen las diferentes bases de datos empleadas en este trabajo. Una de ellas, la base de datos de irradiancia global consta de diversos tipos de medidas que se describirán en el epígrafe IV.4.1 correspondientes al año 2000. Dicha base de datos se ha utilizado en el estudio, realizado en el capítulo V, de la turbiedad atmosférica en la ciudad de Valencia a partir del coeficiente β de Ångström y del coeficiente de Linke. Las otras dos bases de datos empleadas en este trabajo constan de medidas de irradiancia de bandas. La base de datos

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

correspondiente a la irradiancia UVB comprende el período 2000-2004, mientras que la que contiene medidas de irradiancia UV abarca el período 1996-2004 y las características de ambas se comentan en el epígrafe IV.4.2. En dicho epígrafe se enumeran detalladamente las medidas que integran dichas bases y los cálculos adicionales realizados para completarlas, con el fin de calcular los denominados Factores de banda que se definirán en el capítulo VI.

En el capítulo V se analiza la turbiedad para el año 2000 en la ciudad de Valencia en sus diferentes aspectos, y en cuanto a su evolución horaria, diaria y estacional. Dicha turbiedad se estudia mediante los dos índices de turbiedad definidos en el epígrafe II.4, que son el coeficiente de turbiedad de Ångström y el coeficiente de turbiedad de Linke, obteniendo además una relación entre ambos índices. Para la determinación de dichos coeficientes se ha partido de la base de datos mencionada en el epígrafe IV.4.1., que constaba de los datos de irradiancia semihorarios proporcionados por la estación situada en la E.T.S.I.I. de Valencia.

En el capítulo VI se define un nuevo coeficiente, denominado Factor de Banda que relaciona los espesores ópticos verticales de una banda del espectro solar con el correspondiente a una atmósfera limpia y seca. Para su determinación, siguiendo la ley de Bouguer se necesitan las parametrizaciones del espesor óptico vertical de una CDA, δ_{CDA} , para las cuatro bandas del espectro solar mencionadas, además de la irradiancia directa normal de banda. Puesto que sólo se dispone de irradiancia global de banda, se ha elaborado un método sencillo en el epígrafe VI.3 usando el modelo Smarts 2.9.2 de Gueymard (2003), con la finalidad de generar una base de datos de irradiancia directa normal a partir de las medidas experimentales de irradiancia global.

Se han calculado los coeficientes de Banda a partir de medidas de irradiancia directa normal, sin necesidad de generar los datos con un modelo gracias a la realización de una campaña de medida intensiva durante los meses de Junio y Julio de 2006, en Valencia, de irradiancia global y difusa horizontal de las bandas del espectro solar UVB, UVA, PAR, y UV con la que se han obtenido medidas experimentales de irradiancia directa normal de dichas bandas. Además se ha estudiado la relación entre dichos Factores y el coeficiente de turbiedad de Ångström a partir de valores medios diarios de ambos coeficientes. Por último también se ha observado la baja dependencia de los Factores con el contenido en ozono, en unidades Dobson, referente a cada día juliano para las bandas UVB y UV, ya que son las zonas del espectro donde el ozono tiene mayor absorción.

En el capítulo VII se ha definido un índice propio de la claridad de banda, a semejanza del índice de claridad “independiente del ángulo cenital” para toda la banda establecido por R. Pérez et al. (1990), que expresaba la razón entre la irradiancia global experimental y la global estándar para un instante claro. Se han determinado dichos índices de claridad para las bandas UVB y UV, denominados $K_t'_{UVB}$ y $K_t'_{UV}$ respectivamente, utilizando las bases de datos que se comentan en el epígrafe IV.4.2. Se han comparado estos índices con el de Pérez, encontrándose en ellos valores umbrales destinados a clasificar la circunstancia de cielo despejado.

En el capítulo VIII se ha definido un índice normalizado de claridad de banda, como el cociente entre la irradiancia directa normal de banda y la irradiancia directa normal mínima en condiciones de cielo despejado. Para la determinación de dicho índice, se ha aplicado el modelo mencionado en el epígrafe VI.3.1 para el cálculo de la irradiancia directa normal, mientras que para el cálculo de la mínima se ha aplicado la expresión equivalente a la ecuación 6.2 cuando la atenuación por los diversos componentes de la atmósfera es máxima, la cual se obtiene sustituyendo el Factor de banda de dicha ecuación por el Factor de banda máximo. En la determinación de dichos índices para las bandas UVB y UV del espectro solar, denominados

I. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

$K_t''_{UVB}$ y $K_t''_{UV}$ respectivamente, se han utilizado las bases de datos que se detallan en el epígrafe IV.4.2. De la misma forma que con los anteriores, se han establecido para estos índices valores umbrales destinados a clasificar los instantes de cielo despejado.

En el capítulo XIX se ha determinado el índice de claridad de banda K_t'' , definido en el capítulo anterior, con datos de las bandas UVB y UV correspondientes a la campaña de medidas Junio-Julio 2006. Al disponer en este período de datos de irradiancia directa normal de las bandas, acompañados de anotaciones directas del observador que realizó las medidas de las circunstancias de claridad o nubosidad de cada instante se ha podido apreciar que la clasificación que realizan estos últimos índices con los valores umbrales previstos es adecuada y especialmente en la banda UV de gran fiabilidad. Todo ello permitirá realizar selecciones de medidas cuando sólo se disponga de datos de banda, sin depender de información adicional de banda ancha.

Finalmente se presentan las principales conclusiones que se derivan del trabajo realizado. En el apéndice final se presenta la nomenclatura y bibliografía utilizada y se adjuntan los trabajos publicados relacionados con esta memoria.

CAPÍTULO II.- ANTECEDENTES

II.1. RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE. CONSTANTE SOLAR.

II.1.1. El sol.

El Sol es la estrella más cercana a la Tierra y la única fuente de energía que tiene ésta para desarrollar los procesos físicos, químicos y biológicos que se llevan a cabo en ella, siendo despreciables otras aportaciones. En su núcleo se da una reacción en cadena protón-protón, a una temperatura de ignición de 10^7 K aproximadamente, que da lugar al proceso de fusión.

El Sol es una estrella normal de tipo G que produce $4 \cdot 10^{23}$ kW. Pertenece al grupo de estrellas denominadas ENANAS y se le estima una edad de 5000 millones de años, y cuya vida puede alargarse unos 8000 millones más. La energía radiante que emite equivale a un cuerpo negro a 5777 K. La energía media por unidad de área y tiempo que alcanza nuestra atmósfera se denomina Constante Solar.

El sol está compuesto predominantemente por hidrógeno (70% de su masa) y helio (28%), y rastros de elementos pesados (metales). Genera su energía por procesos de fusión nuclear convirtiendo hidrógeno en helio y perdiendo masa a razón de 4 millones de toneladas por segundo.

El Sol está situado en uno de los focos de la elipse que describe la trayectoria de la Tierra alrededor de él. Esta elipse está insertada en el plano denominado ECLÍPTICA y su excentricidad es baja, del orden de 0.0017, por lo que la distancia máxima de la Tierra al Sol el 4 de julio (AFELIO) es de aproximadamente $1.521 \cdot 10^8$ km y su distancia mínima el 31 de diciembre (PERIHELIO) es de $1.471 \cdot 10^8$ km, siendo la distancia media Tierra-Sol de $1.496 \cdot 10^8$ km o Unidad Astronómica (U.A.)

No toda la radiación que llega al planeta Tierra alcanza la superficie de la corteza terrestre. La radiación al llegar a la atmósfera sufre una serie de fenómenos al entrar en contacto. En primer lugar, parte de la radiación es reflejada debido al fenómeno de reflexión atmosférica y vuelve al espacio. La radiación que consigue entrar en la atmósfera terrestre, a su vez, sigue sufriendo cambios tales como la absorción por diferentes moléculas del aire y la difusión y dispersión por el choque de los fotones con las partículas y moléculas de la misma.

II.1.1.1. La estructura del sol

El sol está organizado en una serie de capas concéntricas. Partiendo del centro hacia fuera, las capas serían: el núcleo, la capa radiativa, la zona convectiva, y la fotosfera, que es la que vemos. Alrededor del sol se encuentra su atmósfera. Ésta también se encuentra dividida en zonas: la parte inferior es la cromosfera, mientras que la parte superior es la llamada corona.

II. ANTECEDENTES

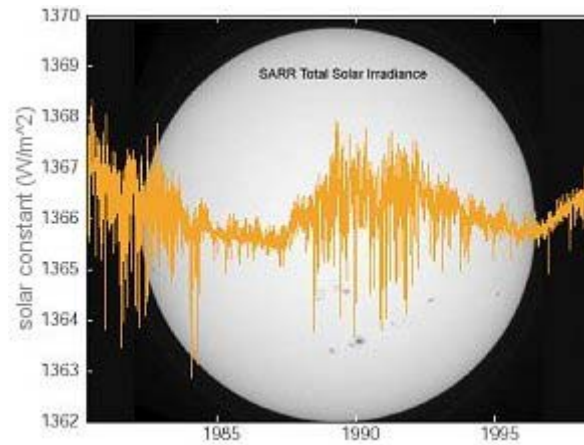


Figura 2.1. Grabación de la intensidad del Sol que alcanza la atmósfera basada en datos recogidos vía satélite desde 1978 desde el Laboratorio Astrofísico de Catania.

Según figura en el artículo “El Sol Inconstante. Un experimento a bordo de la misión STS-107 es monitorizar la variabilidad del brillo solar” en Ciencia@Nasa (portal de divulgación de artículos científicos de la NASA) la intensidad del Sol varía a lo largo del ciclo de 11 años de manchas solares, como se muestra en la Figura 2.1. Cuando las manchas solares son numerosas la constante solar es mayor (alrededor 1367 W/m^2) mientras que cuando las manchas solares escasean, el valor es bajo (alrededor 1365 W/m^2). De todas formas, la constante solar puede fluctuar alrededor de un 0.1% a lo largo de días y semanas, según las manchas solares crecen y se disipan. La constante solar también cambia desde 0.2% hasta 0.6% a lo largo de muchos siglos, de acuerdo con los científicos que estudian los tres anillos.

La mayor parte de la radiación solar es emitida en la parte visible y del infrarrojo cercano del espectro, por lo que la mayor contribución a la constante solar procede de estas longitudes de onda. De hecho aproximadamente un 99% de la radiación solar se emite en el intervalo de longitudes de onda de 300 nm a 6.000 nm, mientras que la radiación ultravioleta entre 120 nm y 300 nm contribuye con 1%. Las longitudes de onda correspondientes a los rayos X, que sufren fluctuaciones inmensas, contribuyen de forma insignificante al total. Hay una variación anual de $\pm 3.5\%$ respecto a la media, debido a la forma elíptica de la órbita de la Tierra.

II.1.1.2. El espectro solar.

El espectro de radiación que emite el sol, similar al de un cuerpo negro a aproximadamente 6000 K, es un espectro continuo de todos los tipos de radiación electromagnética (REM). En el espectro, la REM es ordenada generalmente de acuerdo a su *longitud de onda* (λ) o *frecuencia* (ν). La Figura 2.2 muestra el espectro electromagnético dividido en regiones, el cual se ha obtenido de la página web <http://www-atmo.at.fcen.uba.ar/satelite/curso/satelite/satesp.htm>, del Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires.

II. ANTECEDENTES

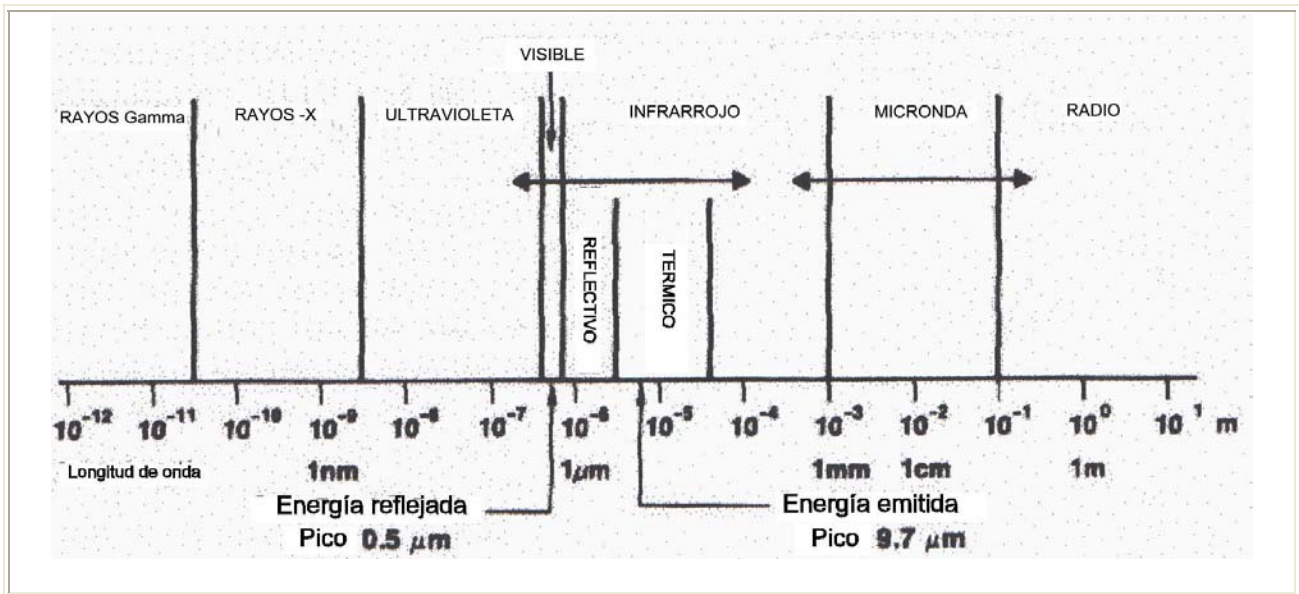


Figura 2.2. El espectro electromagnético con los tipos de radiación por regiones de longitud de onda.

II.1.1.2.1 Radiación visible

La radiación entre 400 y 700 nm corresponde a lo que normalmente llamamos *luz* (aunque hoy en día se suele utilizar el término *luz* como sinónimo abreviado de *radiación electromagnética*), es el espectro *visible*, y sus distintas longitudes de onda son los distintos colores, con el violeta hacia los 400 y el rojo hacia los 700 nm, como se muestra en la Figura 2.3, obtenida en misma página web que la figura anterior. La luz visible es la parte del espectro donde la radiación solar alcanza su máximo.

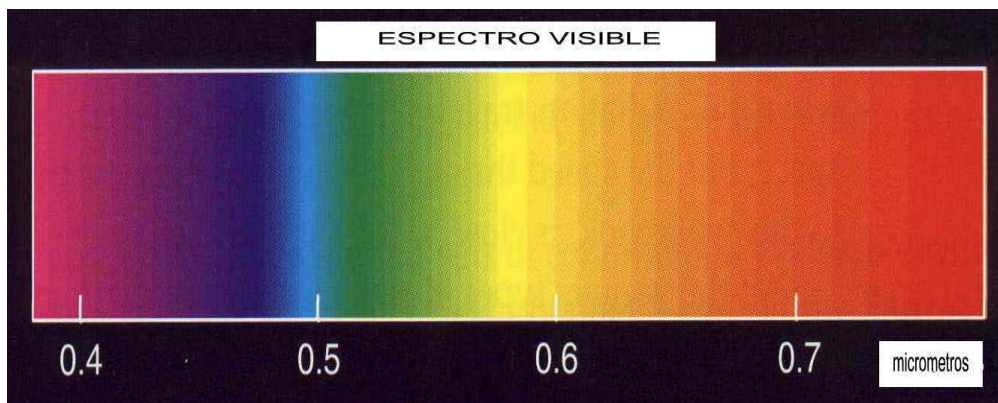


Figura 2.3. Longitudes de onda y colores correspondientes aproximados en el espectro visible.

II.1.1.2.2. Radiación ultravioleta

La radiación ultravioleta (UV) abarca las longitudes de onda del espectro electromagnético comprendidas entre 100 y 400 nm. Considerada como parte del espectro de la radiación que llega al límite de la atmósfera procedente del sol, su intensidad es bastante menor, del orden del 7.86% del total (ASTM 2000), que la correspondiente a la radiación en las zonas visible e infrarrojo próximo del espectro. En función de los efectos que produce sobre los seres vivos la radiación UV se divide en tres zonas:

II. ANTECEDENTES

1) Ultravioleta C (UVC): con un 0.5%, corresponde a la radiación por debajo de los 280 nm. Es absorbida totalmente por el ozono estratosférico de manera que no llega a alcanzar la superficie terrestre.

2) Ultravioleta B (UVB): con un 1.25%, es la comprendida entre 280 y 315 nm (algunos autores llegan a los 320 nm). Es de tres a cuatro órdenes de magnitud más energética que la UVA (McKinlay y Diffey, 1987). Casi el 90% es absorbida por el ozono estratosférico pero el porcentaje que llega a la superficie terrestre afecta a los seres vivos produciendo enrojecimiento de la piel más o menos severo, denominado eritema solar y también quemaduras, envejecimiento de la piel, melanomas, fotoqueratitis, etc.

3) Ultravioleta A (UVA): con un 6.11%, corresponde a la radiación UV de longitud de onda superior a los 315 nm (hasta 400 nm donde empieza la luz visible). La intensidad de la UVA que alcanza la superficie terrestre es muy superior a la correspondiente a la UVB, aunque resulta menos perjudicial, siendo sus efectos similares pero necesitando una dosis 1000 veces superior a la de la UVB.

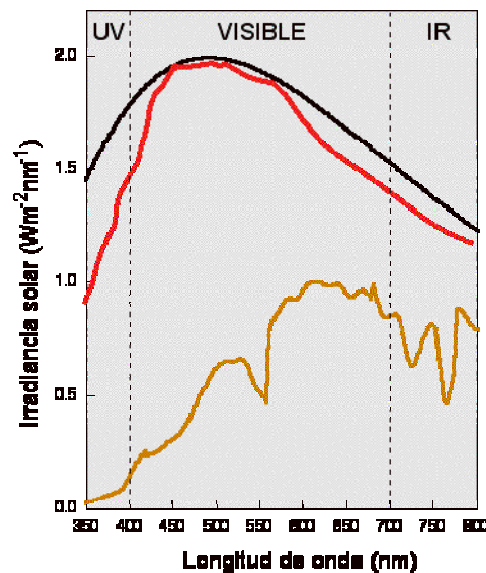


Figura 2.4. Espectros de irradiancia solar en el rango visible, parte del infrarrojo (IR) y ultravioleta (UV) cercanos.

En la Figura 2.4 se muestran diversos espectros de irradiancia solar en el rango visible, parte del infrarrojo y ultravioleta cercanos, correspondiendo la línea negra al espectro de radiación de un cuerpo negro ideal a 6000 K a una distancia de una unidad astronómica de la fuente de emisión, la línea roja al espectro de radiación obtenido experimentalmente en el exterior de la atmósfera y la línea amarilla al espectro de radiación recibido a nivel del mar en el mes de septiembre de 1998 a 45°N en el Golfo de Vizcaya, obtenido de la página web <http://eddy.uvigo.es/Docencia/MOF/MOF-5.html>, confeccionada por investigadores de la Universidad de Vigo.

II.1.1.2.2.1 Irradiancia Ultravioleta Eritemática.

El estudio de los efectos eritemáticos de la radiación solar se realiza a partir de la denominada irradiancia ultravioleta eritemáticamente activa (UVER) que se determina convolucionando la curva espectral de la radiación solar incidente a nivel del suelo con la curva del espectro de acción del eritema humano. Los primeros estudios sobre el eritema solar se abordaron hace más de 70 años quedando establecido que dicho espectro muestra un máximo absoluto en los 297 nm y un mínimo relativo en los 280 nm (Diffey 1982). La CIE (Comisión Internacional de la Iluminación) adoptó en 1987 una "Curva Estándar de Eritema" (Figura 2.5) propuesta originariamente por Coblentz y Stair (1934) y establecida de forma definitiva por McKinlay y Diffey (1987), que es la utilizada en la actualidad para determinar la irradiancia UVER.

En la Figura 2.5, obtenida de la página web www.meteo.be/ozon/uv/general.php, del grupo de investigación sobre el ozono del Instituto Meteorológico Real de Bélgica (RMIB), se muestra la intensidad de la luz solar en lo alto de la atmósfera entre 280 y 400 nm (línea amarilla) y la intensidad en una superficie horizontal a nivel del suelo en un día claro típico de verano en latitudes medias a mediodía (línea azul). La línea de color azul claro es el comentado espectro de acción de referencia CIE del eritema ultravioleta inducido sobre diferentes tipos de piel humana. Cuando el espectro a nivel del suelo es multiplicado por este espectro de acción, el resultado, (línea roja), es la irradiancia efectiva a nivel del suelo. Estos valores son integrados entre 280 y 400 nm y multiplicados por 40 para obtener el UV index (indicado por el área sombreada de rojo), que se comentará en el siguiente epígrafe.

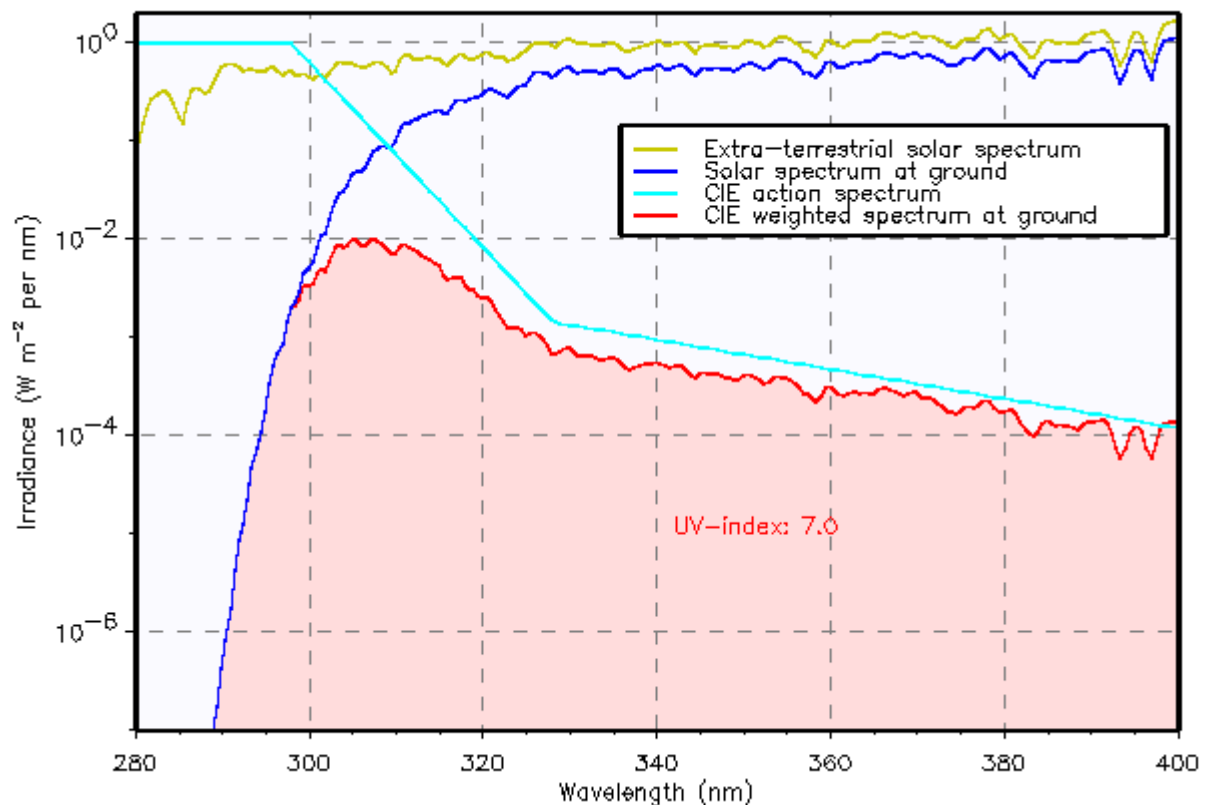


Figura 2.5. Irradiancia UVER y curva del espectro de acción del eritema humano.

II. ANTECEDENTES

Tabla 2.1. Clasificación de fototipos y dosis MED según la norma DIN 5050.

Fototipo	MED	Color pelo	Color ojos
Tipo I	200 J/m ²	Rojo	Azul
Tipo II	250 J/m ²	Rubio	Azul/verde
Tipo III	350 J/m ²	Castaño	Gris/marrón
Tipo IV	450 J/m ²	Negro	Marrón

El estudio de la influencia eritemática se realiza a partir de la dosis mínima de UVER que produce un enrojecimiento perceptible en la piel humana no expuesta previamente a la radiación solar. Esta dosis se denomina MED (minimum erythermal dosis) (Diffey 1990, Grainger et al. 1993) y está referenciada a un determinado tipo de piel (fototipo). En la actualidad se ha adoptado por la mayoría de los países europeos, a partir de las recomendaciones de la COST 713 (Vanicek et al. 2000) cuatro tipos de piel humana en función de su capacidad para broncearse. En la tabla 2.1 se expone la división en fototipos según la norma DIN 5050, así como la correspondiente dosis (J/m²) necesaria para producir una MED.

El uso de la MED como unidad de radiación plantea numerosos inconvenientes al depender de varios factores como son las características ópticas de la fuente emisora, las características de la piel considerada o las características de la observación. Por estas razones, la CIE (2000) aprobó en el año 2000 como unidad de radiación UVER la SED (Standard Erythema Dose), definida como 100 J/m² de radiación UVER.

II.1.1.2.2.2. Índice UVI.

A mediados de los 80 y debido a la alarma social creada por la observación del crecimiento del agujero de la capa de ozono del Hemisferio Sur, se pensó en la necesidad de introducir índices para la predicción de las dosis de radiación UV incidente a nivel del suelo, cuya finalidad era facilitar información a la opinión pública sobre los niveles que alcanza dicha radiación sobre la superficie terrestre, sus efectos nocivos y los medios para protegerse. El índice más empleado es el índice relativo a la acción eritemática (UVI) de la radiación UVB. Las primeras predicciones se dieron en Australia en los años 90 (Roy et al. 1990) y Nueva Zelanda (McKenzie 1998) basándose en los valores de la MED y de tiempo de exposición para provocar quemaduras respectivamente.

Finalmente, en 1995 la Comisión Internacional de Protección frente a la radiación no ionizante (ICNIRP), en colaboración con la WHO (Organización Mundial de la Salud), la WMO (Organización Meteorológica Mundial) y la UNEP (Programa Medioambiental de las Naciones Unidas) elaboraron unas recomendaciones redefiniendo el índice de radiación ultravioleta (UV Index o UVI), de manera que éste debe entenderse como una unidad de medida y no sólo como un valor máximo diario (ICNIRP 1995, WHO 1995, WMO 1998). El valor numérico del UVI se calcula a partir de la integración de la irradiancia UV para todas las longitudes de onda (hasta los 400 nm), y multiplicando el valor de la irradiancia UVER (expresado en W/m²) por 40. Finalmente se expresa el resultado mediante el número entero más próximo entre 0 y 16 (sin decimales).

II. ANTECEDENTES

La predicción del UVI se realiza en la actualidad por diferentes organismos en nuestro país como son el Instituto Nacional de Meteorología, y la Generalitat Valenciana por la proximidad de ambos con la ciudad de Valencia y de la forma en que se detalla mas abajo, pero también se realiza en otros puntos de España y en universidades e institutos de investigación. Desde comienzos de este siglo se han formado redes de medida y predicción de la radiación ultravioleta, como es el caso de la Red de medida de la Comunidad Valenciana creado en el año 2001. También se han desarrollado campañas de predicción como la de Cataluña, Lorente et al (2001), en la que se realizó la predicción diaria a partir de simulaciones de dos modelos de alta resolución (SBDART, STAR) que han demostrado su fiabilidad para distintos escenarios atmosféricos, Koepke et al. (1998).

II.1.2. La constante solar

Se llama “constante solar” a la cantidad total de energía por segundo para todas las longitudes de onda que se recibiría en un plano de área unidad, perpendicular a la radiación situado a la distancia media Tierra- Sol. A pesar de que esta cantidad es de la máxima importancia para la vida en la Tierra, sorprendentemente no se conoce este valor con una precisión mayor del 0.5 % y no esta claro cuánto varía con el tiempo. La dificultad estriba principalmente en que, hasta hace relativamente poco se tenían que hacer todas las medidas desde la superficie terrestre y se tenía que hacer la corrección (errónea, muchas veces) debida al oscurecimiento para muchas longitudes de onda y la absorción variable para otras de la atmósfera. Hay también un problema de calibración, ya que es difícil encontrar un patrón de referencia para una fuente tan extraordinariamente brillante como el Sol.

Los primeros estudios corresponden a Johnson (Johnson 1954) que proponía un valor de 1396 W/m². Durante las cinco décadas que siguieron a la publicación de la “curva de Johnson” se ha realizado un progreso considerable en la determinación del espectro extraterrestre (ETS), pero la mayor parte de este progreso data de 30 años atrás.

El espectro de Thekaekara/NASA (Thekaekara 1973, Thekaekara y Drummond 1971 Thekaekara et al. 1971) fue la primera revisión seria de la curva de Johnson y resultó en la adopción de una constante solar notablemente reducida (1353 W/m² comparada con el valor de 1396 W/m² de Johnson). La mayor parte del espectro de Thekaekara (entre 300 y 15000 nm) está basado en medidas procedentes de aviones, aunque más tarde resultó claro que las características de absorción terrestre estaban todavía presentes en el espectro.

Estos problemas fueron resueltos en su mayor parte en el espectro de Wehrli (Wehrli 1985), el cual sustituyó una temprana versión de 1981 por Frohlich y Wehrli, y fue adoptado por la Organización Meteorológica Mundial (WMO). El mencionado espectro de Wehrli fue ensamblado en cuatro partes: 199-310 nm (Brosseur y Simon 1981), 310-330 nm (Arvesen et al. 1969), 330-869 nm (Neckel y Labs 1984), y 870-10074 nm (Smith y Gottlieb 1974). Se utilizó un escalado uniforme para forzar a la irradiancia total a alcanzar el valor recomendado por la WMO para la constante solar que era 1367 W/m².

Varios radiómetros en el espacio han estado monitorizando la constante solar desde 1978. A causa de la calibración y por problemas de degradación, la superposición de las bases de datos no estuvo originalmente en perfecto acuerdo cuantitativo. Se desarrolló un esfuerzo considerable para corregir cada base de datos individual y desarrollar una serie temporal única para los mejores datos disponibles (Frohlich 2004). La versión más reciente de esta composición de bases de datos fue “d25-05-0301”, obtenida del WRC en Davos (<http://www.pmodwrc.ch/>).

II. ANTECEDENTES

Más recientemente la Sociedad Americana para el Test y Materiales (ASTM) estandarizó un espectro a cuatro bandas actualizado usando fuentes más recientes para alguna de sus partes, a lo largo de un mayor ancho rango espectral (120 nm-1000 μm) y resoluciones diferentes e intervalos espectrales (ASTM 2000). Fue necesario una reescala y ciertos ajustes con el fin de que la irradiancia integrada pudiera ser obtenida como 1366.1 W/m^2 , el valor recomendado por la ASTM para la constante solar.

El espectro ASTM es el último en estas series, y ha sido elevado al estatus estándar (ASTM 2000) y está ensamblado en cuatro partes: de 119 a 380 nm el espectro valido de ATLAS-2 combina medidas de SISIM y SOLSTICE a bordo del UARS (Woods et al.1996) y ha sido usado y escalado por 0.96844; NL84 fue usado entre 380 y 825 nm sin escalar; los datos modelados de Kurucz (Kurucz R.L. 1995) fueron usados en el rango 825-4000 nm y escalados por 1.00085; el espectro de Smith y Gotlieb (Smith y Gotlieb 1974) fue usado entre 4 y 1000 μm y escalado por 0.99437; finalmente, todos los datos fueron escalados por 0.99745 para forzar a la irradiancia integrada a igualar a la constante solar (1366.1 W/m^2).

En la Figura 2.6 se compara el espectro solar extraterrestre de Wehrli y el de ASTM 2000, según se muestra en la página web <http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am0/NewAM0.xls>

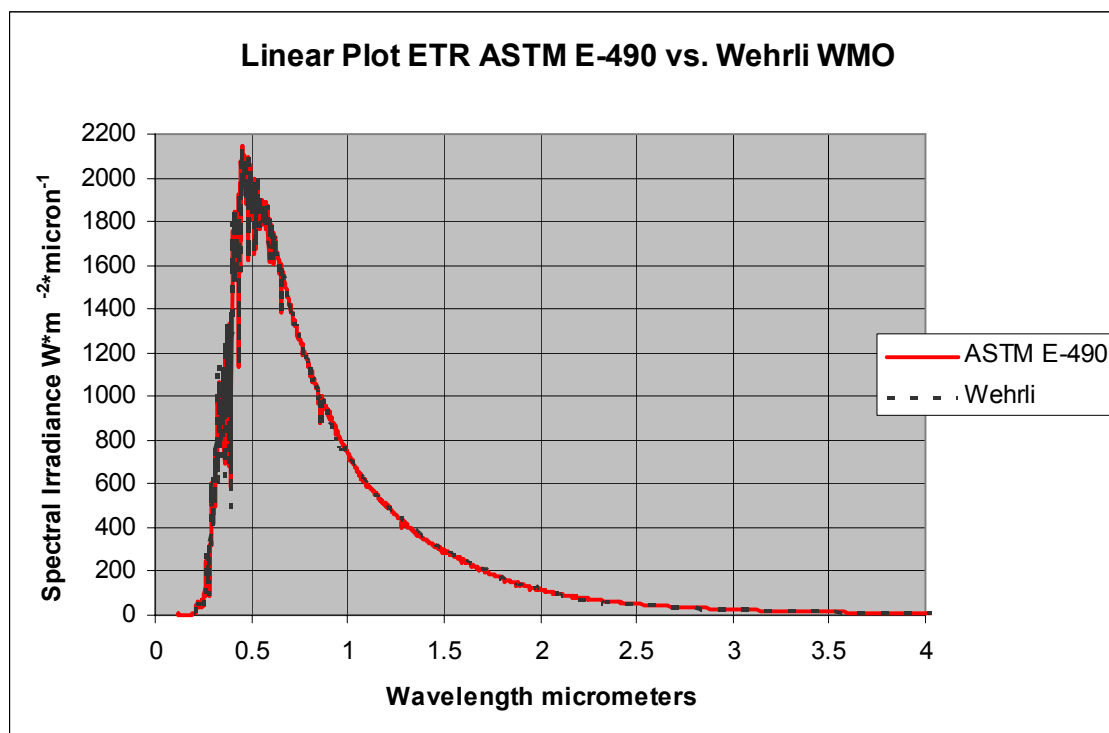


Figura 2.6: Espectro solar extraterrestre comparado de Wehrli y de ASTM 2000.

El valor aceptado en la actualidad de la constante solar es de 1366.1 W/m^2 (ASTM 2000); en otras palabras, una superficie de 1 m^2 de área perpendicular a los rayos del Sol recibiría 1366.1 W de potencia a la distancia media del Sol a la Tierra. Este es un valor promedio de la energía emitida por el Sol durante el ciclo de Schwabe (11 años), esta emisión puede variar como mucho en 1.4 W/m^2 .

Gueymard (Gueymard 2004) propone una ETS revisada usando la composición de las series temporales más recientes de las medidas espaciales de irradiancia solar total durante 24 años y ha confirmado el valor de 1366.1 W/m^2 para la constante solar. Basado en este valor de la

II. ANTECEDENTES

constante solar, ha propuesto una aproximación mejorada del espectro solar extraterrestre de 0 a 1000 μm . Analizó veintitrés espectros de medidas o de modelos dentro de nueve bandas espectrales y a partir de esto obtuvo la constante solar dividiendo el espectro en nueve bandas y seleccionando los espectros representativos y más recientes, tanto como los coeficientes de escala apropiados para cada banda. Este espectro sintético y compuesto es propuesto a intervalos de 0.5 nm en el UV (280-400 nm), intervalos de 1 nm entre 0-280 y 400-1705 nm, intervalos de 5 nm entre 1705 y 4000 nm y progresivamente intervalos mas largos por encima de 4 μm para un total de 2460 longitudes de onda.

II.2. COMPONENTES DE LA RADIACIÓN SOLAR A NIVEL DEL SUELO.

II.2.1. Introducción

La radiación solar que llega a través de la atmósfera a la superficie de la Tierra se analiza y cuantifica bien sea en forma de potencia, que se denomina Irradiancia, o bien en forma de energía integrada en intervalos de tiempo dados, frecuentemente diarios y horarios, a la que se denomina radiación o irradiación indistintamente.

La Irradiancia es la energía incidente por unidad de superficie y en unidad de tiempo y la unidad empleada es el W/m^2 . En el presente trabajo la notación para esta magnitud será I, si bien también se encuentra en la bibliografía la notación G.

La Irradiación es la energía recibida por unidad de superficie y durante un período de tiempo determinado. Esta se obtiene integrando el valor de la irradiancia durante ese mismo período de tiempo. La nomenclatura utilizada frecuentemente para estas variables si el período de tiempo al que nos referimos es de una hora, es el símbolo I, y si dicho período es de un día se representa con la letra H. La unidad de medida empleada habitualmente para medir la irradiación es el J/m^2 o múltiplos de esta unidad.

Esta energía o potencia, por los procesos que sigue al atravesar la atmósfera alcanza la superficie terrestre en diferentes formas o componentes de la radiación que son básicamente:

- La componente directa, radiación que no ha sido interferida por la atmósfera terrestre y que tiene una dirección perfectamente definida por la hipotética línea que une la Tierra y el Sol. Es la que produce las sombras.
- La componente difusa, radiación solar que ha sufrido procesos de dispersión por los componentes de la atmósfera y proviene de todos los puntos de la bóveda celeste. Una porción de esta radiación difusa regresa al espacio y una porción alcanza el suelo. Es la radiación existente en un día cubierto.
- La componente reflejada es aquella radiación directa y difusa, que una vez ha sido reflejada por la Tierra u obstáculos circundantes, incide sobre la superficie en cuestión.

Cuando una onda electromagnética golpea una partícula una parte de la energía incidente se dispersa en todas las direcciones. La energía dispersada por partículas esféricas puede ser obtenida teóricamente solucionando la ecuación de ondas electromagnéticas de Maxwell en coordenadas polares esféricas. Todas las partículas, sean del tamaño de un electrón o de un planeta, dispersan energía. Se obtiene una solución particular cuando la partícula es esférica y mucho más pequeña que la longitud de onda de la radiación incidente. Esta solución se obtuvo a finales del siglo XIX por Lord Rayleigh y fue llamado en su honor la Teoría de Rayleigh. Esta

II. ANTECEDENTES

teoría, que se explicará con detalle en el epígrafe II.2.3.1.a es particularmente útil en el estudio de la dispersión de la radiación solar por las moléculas de aire. Rayleigh, explicó con su teoría el color azul del cielo bajo condiciones de día claro.

Cuando el tamaño de la partícula es del orden de la longitud de onda de la radiación incidente, la solución fue obtenida al principio del siglo XX por Gustav Mie y en su honor fue llamada Teoría de Mie.

II.2.2. La atmósfera terrestre.

La Tierra posee una envoltura gaseosa, la atmósfera, que interacciona con la radiación solar extraterrestre antes de que ésta incida sobre su superficie, lo que produce los diferentes componentes de la radiación mencionada mediante los procesos que se describen más debajo de *dispersión, absorción y reflexión*.

Los principales componentes de la atmósfera son nitrógeno (78.1%) y oxígeno (20.9%). El tanto por ciento restante está compuesto por ozono, agua, tanto en estado líquido como en vapor, metano, gas carbónico, aerosoles, etc... El resto de componentes de la atmósfera referido a atmósfera seca son: argón (0.9%), dióxido de carbono (variable, pero alrededor de 0.035%) y otros gases como neón ($1.8 \cdot 10^{-3}\%$), helio ($5.24 \cdot 10^{-4}\%$), kriptón ($1.0 \cdot 10^{-4}\%$), hidrógeno ($5.0 \cdot 10^{-5}\%$), xenón ($8.0 \cdot 10^{-6}\%$), ozono ($1.0 \cdot 10^{-6}\%$) y radón ($6.0 \cdot 10^{-18}\%$). La atmósfera protege la vida de la Tierra absorbiendo radiación solar ultravioleta y reduciendo las temperaturas extremas entre el día y la noche.

El nitrógeno molecular es el gas más abundante en la atmósfera pero tiene una escasa incidencia sobre la mayor parte de los procesos atmosféricos. Por el contrario, el ozono es muy activo químicamente y ejerce una muy importante influencia en la Biosfera. Debemos señalar igualmente que aunque el CO₂ es un elemento permanente, su concentración puede verse modificada ocasionalmente como resultado de procesos como la combustión de carburantes, la absorción y emisión del océano y la fotosíntesis. La concentración de vapor de agua es del mismo modo enormemente variable en el espacio y en el tiempo. Esta variación debe tenerse en cuenta especialmente en los procesos radiactivos de emisión y absorción. Este es el único componente de la atmósfera que podemos encontrar en un estado diverso, tanto sólido como líquido.

La atmósfera, en su conjunto, se comporta como un filtro complejo en el que todas las especies presentes mayoritariamente (O₂, H₂O, CO₂, etc.) ofrecen diferentes intervalos de barrera para la radiación. Hay varios sectores importantes, llamados *ventanas*, en las cuales la atmósfera es relativamente transparente. Estas ventanas están en las regiones del visible (0.39 a 0.76 μm), de 3.7 μm, de microondas (2-4 mm y mayor de 6 mm), y en la térmica (8.5 - 12.5 μm). En esta última ventana hay un máximo de absorción en 9.6 μm debido al ozono.

La Figura 2.7 muestra el espectro de la radiación solar fuera de la atmósfera terrestre y el espectro solar que incide normalmente a la superficie terrestre y se ha obtenido de la página web <http://www.newport.com/Introduction-to-Solar-Radiation/411919/1033/catalog.aspx>. Toda la radiación que alcanza el suelo pasa a través de la atmósfera, la cual modifica el espectro por absorción y dispersión. Cada uno de los componentes de la atmósfera tiene un espectro de absorción característico. El oxígeno y nitrógeno, tanto atómico como molecular, absorben radiación de longitud de onda muy corta, bloqueando de manera efectiva la radiación de longitud de onda inferior a 190 nm. Cuando el oxígeno molecular absorbe radiación de onda corta se fotodisocia, lo que conduce a la formación de ozono. El ozono

II. ANTECEDENTES

absorbe fuertemente en la banda denominada de Hartley (180 a 300 nm) y débilmente en la banda visible (400 a 700 nm). El vapor de agua, el CO₂, y en menor medida el oxígeno, absorben selectivamente en el infrarrojo cercano, como se observa en la Figura 2.7. La dispersión de Rayleigh dependiente de la longitud de onda, y la dispersión por aerosoles y otras partículas, incluyendo las gotas de agua, también cambian el espectro de la radiación que alcanza el suelo.

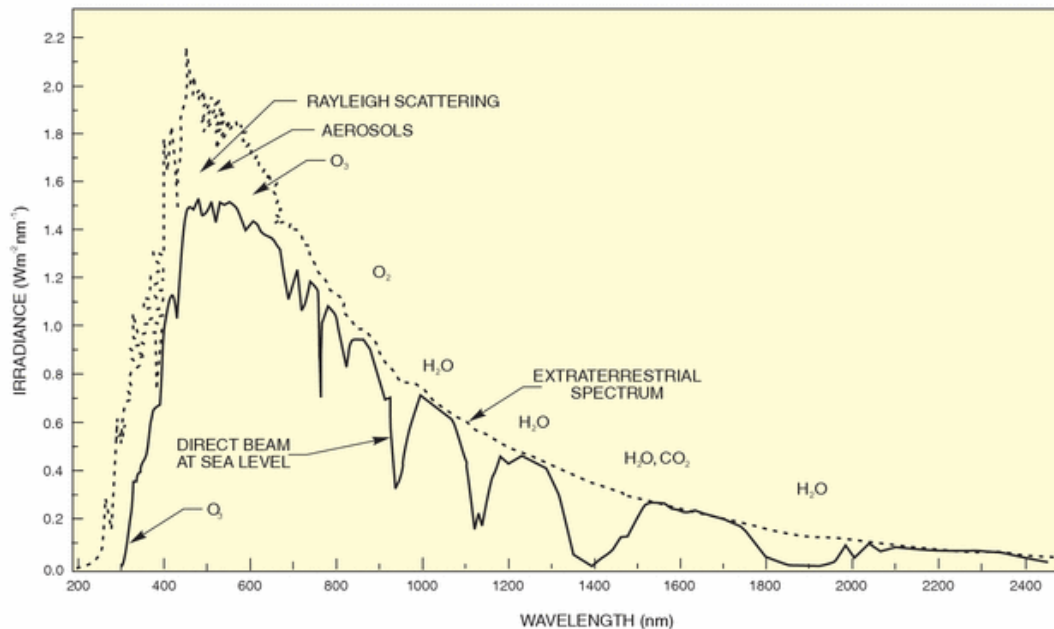


Figura 2.7. Espectro solar incidencia normal a nivel del mar en un día claro. La curva punteada corresponde al espectro extraterrestre.

La temperatura de la atmósfera terrestre varía con la altitud, siendo la temperatura media de la atmósfera terrestre en la superficie de la tierra de unos 14°C. La relación entre la altitud y la temperatura es distinta dependiendo de la capa atmosférica considerada tal como se observa en la Figura 2.8 donde se muestra el perfil de temperaturas promedio en la atmósfera terrestre, obtenida de la página web <http://jmarcano.topcities.com/beginner/atmosfera.html>. Consideramos la atmósfera estructurada en diversas capas concéntricas desde la superficie hacia el espacio exterior que son descritas a continuación.

Troposfera

Es la capa inferior, en ella se producen los fenómenos meteorológicos, y contiene un 70% del peso total de la atmósfera. Es la capa inferior más próxima a la superficie terrestre, donde la temperatura disminuye con la altitud. En esta capa el agua está en forma de vapor o de gotitas que forman las nubes, teniendo un espesor de 7 a 8 km encima de los polos y 18 km en las zonas intertropicales.

Estratosfera

Tiene un promedio de 25 km de espesor, llegando en el Ecuador a 80 km sobre el nivel del mar. En oposición a la troposfera muestra escaso movimiento de las capas de aire que la forman, si bien lo necesario para mantener cierta homogeneidad en su composición. La

II. ANTECEDENTES

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 el ozono.

Su característica principal es la ausencia de vapor de agua. 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. La radiación solar disocia allí las escasas moléculas de vapor de agua. Además en esta capa se encuentra la **capa de ozono**, de vital importancia en la absorción de la radiación ultravioleta, ya que si llegaran directamente a la superficie terrestre, destruirían todo vestigio de vida en ella.

La capa de ozono es una capa de gas formada hace más de 400 millones de años y ubicada en la estratosfera a una altura entre los 10 km y los 50 km, está compuesta químicamente por 3 moléculas de Oxígeno (O_3). Esta capa evita que gran parte de la radiación solar (ultravioleta) penetre a la superficie terrestre, evitando así que haya una reducción en la capacidad de los vegetales de producir la fotosíntesis, alteraciones en el sistema inmunitario, producciones de cáncer de piel en los seres humanos, en definitiva, la capa de ozono mantiene las condiciones de vida para muchos especies en el planeta.

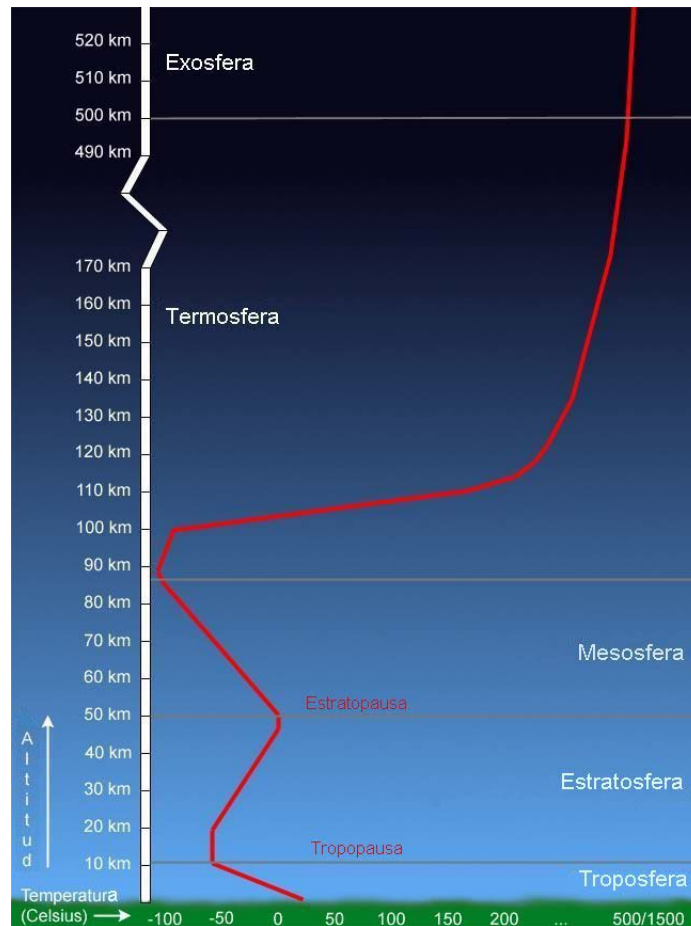


Figura 2.8. Distribución de la atmósfera en capas según la temperatura.

II. ANTECEDENTES

Mesosfera

Se encuentra en el intervalo 50 - 80/85 km por encima de la superficie terrestre. Es la tercera capa de la atmósfera de la Tierra, disminuyendo la temperatura a medida que se sube, llegando hasta los -100 grados centígrados en la mesopausa, límite superior de esta región. Por su parte, la presión, al llegar a los 50 km de altitud, se reduce a la milésima parte de la registrada al nivel del mar.

Termosfera

Se encuentra en el intervalo 80/85 - 500 km por encima de la superficie terrestre y en ella la temperatura aumenta con la altitud hasta alcanzar los 1500°C a los 300 km de altura. Es la cuarta capa de la atmósfera de la Tierra y en esta capa se conjugan, la influencia de los rayos solares, las radiaciones, las ondas y los corpúsculos emitidos por el sol. A esta altura el aire es muy tenue y la temperatura cambia con la actividad solar de manera que si el sol está activo, las temperaturas en la termosfera pueden llegar a los comentados 1500° C. Esta capa también incluye la región llamada ionosfera, que son 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 1200 km de altitud, y cuya parte superior alcanza el dominio de la exosfera.

Exosfera

Es el límite superior de la atmósfera, siendo su última capa. En esta capa, las partículas materiales están tan en ínfimo número, que pueden efectuar largos recorridos, a veces de más de 100 km, sin chocar una 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.

II.2.3. Procesos de dispersión y absorción.

La radiación solar, al atravesar las capas de la atmósfera descritas y con anterioridad a su llegada a la superficie de la tierra, queda sometida a diferentes transformaciones por parte de la atmósfera y ésta se convierte en el factor principal que determina las características de dicha radiación al nivel del suelo.

Es en los primeros 80 km de la atmósfera donde transcurre la mayor parte de la actividad que tiene influencia sobre el clima terrestre. De igual manera, es en esta capa donde se dan los principales fenómenos como son la absorción y la dispersión de la radiación solar, que la convierten en un medio atenuador de la radiación. Los componentes de la atmósfera se convierten en nuevos emisores de energía cuando incide sobre ellos la radiación solar, de manera

II. ANTECEDENTES

que parte de esta energía captada es de nuevo radiada en todas las direcciones (fenómeno de dispersión), y por otra parte se pueden convertir en auténticos sumideros de energía (fenómeno de absorción) para originar distintas reacciones químicas con el fin de mantener el equilibrio atmosférico, p.e. el ciclo del ozono.

Con todo lo dicho hasta ahora, se puede resumir en dos tipos los factores que caracterizan la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra:

- Factores geométricos: dependen de la posición relativa Tierra-Sol y de las coordenadas geométricas del emplazamiento. Condicionan sobre todo el ángulo de incidencia de la radiación directa y el recorrido de la radiación solar a través de la atmósfera.

La transparencia es una función no sólo de la nubosidad sino también de la latitud. Los rayos solares deben atravesar una capa de atmósfera reflectora de dispersión más espesa en las latitudes intermedias y altas que en las tropicales. Este efecto varía según las estaciones: en invierno es mayor (en el hemisferio norte) cuando el eje terrestre se aleja del sol y hace que los rayos solares sean menos intensos en el horizonte.

La duración de la luz de día también afecta la cantidad de insolación recibida: mientras más largo sea el período de luz solar, mayor será la posible insolación total. La duración de la luz del día varía con la latitud y las estaciones. En el ecuador, el día y la noche son siempre iguales. En las regiones polares, el período de luz del día alcanza un máximo de 24 horas en verano y un mínimo de cero horas en invierno.

- Factores climáticos: una vez descontados los efectos de los factores geométricos, se sigue observando que la radiación solar presenta unas características diferentes a las esperadas. Esto es debido a la presencia de los demás componentes atmosféricos, como nubes, aerosoles, ozono, etc.... que difunden, absorben y reflejan parte de la radiación solar de manera aleatoria.

Una parte de la radiación que recibe la atmósfera se refleja desde la parte superior de las nubes y desde la superficie terrestre, y otra es absorbida por moléculas y nubes.

La Figura 2.9 (Academia Nacional de Ciencias 1975) muestra el balance de radiación (térmico) de la atmósfera. De cada 100 unidades de energía que ingresan en la atmósfera, 51 son absorbidas por la Tierra, 19 por la atmósfera y 30 reflejadas nuevamente al espacio. Las 70 unidades que absorbe el sistema Tierra-atmósfera (51 + 19 unidades) son irradiadas nuevamente al espacio como una radiación de onda larga.

Algunos de los gases de la atmósfera (notoriamente el vapor de agua) absorben la radiación solar, por lo que llega una menor radiación a la superficie terrestre. A pesar de componer sólo aproximadamente un 3% de la atmósfera, el vapor de agua absorbe en promedio seis veces más radiación solar que los demás gases combinados, aproximadamente un 10% de la radiación incidente. Las nubes (agua líquida) absorberán alrededor de otro 25%, pudiendo considerarse como el factor atenuador de primer orden. Por tanto, con cielo despejado no más de un 80% de la energía radiante del Sol alcanzará la Tierra, y con nubosidad media lo hará alrededor de un 50%.

II. ANTECEDENTES

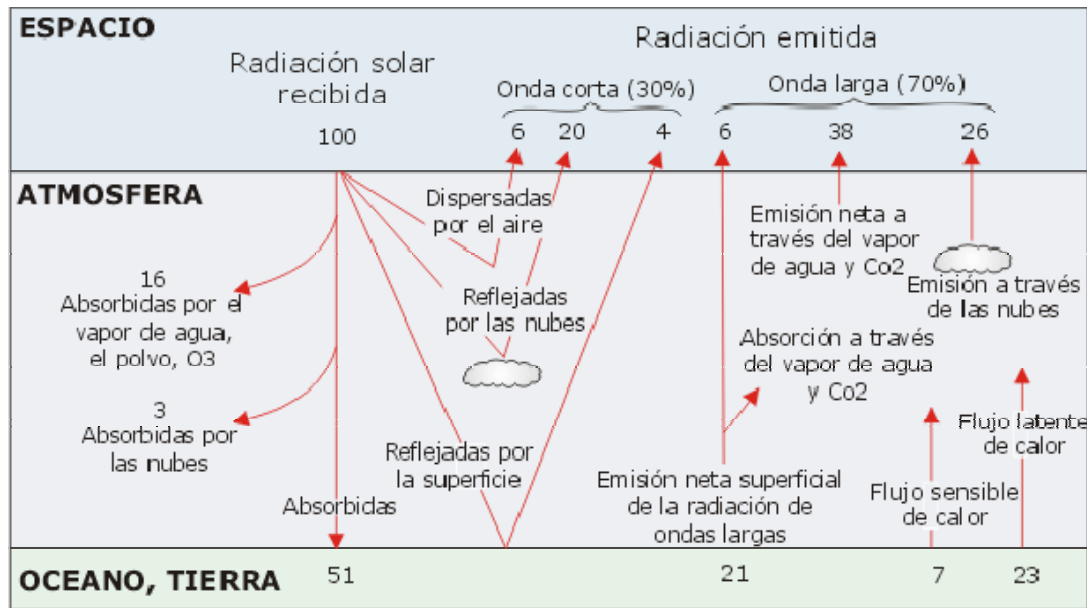


Figura 2.9. Radiación y balance térmico promedio anual de la atmósfera para 100 unidades de radiación solar recibida. Fuente: National Academy of Sciences 1975, p. 18.

La capacidad general de las diferentes superficies de la Tierra de reflejar energía solar a la atmósfera se conoce como albedo. El albedo se define como la fracción (o porcentaje) de la energía solar incidente que refleja una superficie al espacio. Las diferentes superficies (agua, nieve, arena, etc.) tienen diferentes valores albedo. Para la Tierra y la atmósfera como un todo, el albedo promedio es 30% cuando hay condiciones generales de nubosidad sobre la Tierra. Este índice es mayor en el rango visible de las longitudes de onda.

Todos los cuerpos, no sólo el Sol, irradian energía en longitudes de onda a lo largo del espectro electromagnético. Los cuerpos más cálidos irradian longitudes de onda más cortas y los más fríos, longitudes de onda más largas. Mientras que el Sol tiene su transmisión pico en el rango visible, la Tierra emite su radiación máxima en longitudes de onda considerablemente más largas, en el rango de 10 μm (región infrarroja).

II.2.3.1. Dispersión de la radiación.

Cuando una onda electromagnética incide sobre una partícula se produce el fenómeno de la dispersión y una parte de la energía incidente se distribuye por el espacio en forma de ondas que emergen en todas direcciones. La dispersión de la luz es una colisión corpuscular de fotones con otras partículas, de la misma forma que se produce dispersión de un haz de partículas con masa incidiendo sobre un blanco. La probabilidad que existe para que la partícula dispersada tenga una dirección determinada viene dada por la sección eficaz de la dispersión, la cual depende del ángulo de salida. En el caso de la radiación, las partículas dispersadas son fotones y las dispersantes son aquellas que éstos encuentran en su recorrido por la atmósfera (moléculas, átomos, aerosoles, vapor de agua) y el tratamiento es más complejo y diferente según sea el tamaño de los blancos.

Las características de la dispersión varían por tanto en función del tamaño del objeto. Si éste es menor o de un orden similar a la longitud de onda, la dispersión predomina en unas

II. ANTECEDENTES

direcciones u otras, y si su tamaño es mucho mayor llega un punto en que la onda no se dispersa sino que se refleja en el objeto.

Se puede afirmar que la dispersión de la radiación electromagnética se produce debido a la inhomogeneidad espacial de la constante dieléctrica del medio. En la atmósfera los principales factores que producen dispersión son las fluctuaciones de la densidad del aire, así como la fluctuación en la anisotropía de las moléculas y partículas de aerosoles, tanto húmedos como secos.

II.2.3.1.a. Dispersión de Rayleigh.

La dispersión producida por las fluctuaciones de densidad es la denominada dispersión molecular, también llamada de Rayleigh ya que Rayleigh dedujo su teoría analizando la colisión de los rayos solares con las moléculas de aire que se caracterizan por su pequeño tamaño. Según Hvestikov (Hvestikov 1940) se asumen las siguientes condiciones:

- 1) Las dimensiones de las partículas son pequeñas en comparación con la longitud de onda y dichas partículas son esféricas.
- 2) Las partículas dispersantes y el medio no son conductoras ni tienen cargas libres.
- 3) La constante dieléctrica de la partícula dispersante y del medio difieren en poca cantidad. El índice de refracción de la partícula no es demasiado alto de forma que se verifica siempre que el producto de éste con la densidad es menor que la unidad.
- 4) Cada partícula dispersa la radiación independientemente de otras.

Si una onda electromagnética alcanza una partícula con forma esférica y bajo las condiciones anteriores, se puede suponer que el campo eléctrico variable incidente E_0 es el mismo en todos los puntos de la partícula y variando periódicamente con el tiempo. Por ello y dada su pequeñez, se puede suponer un dipolo inducida en ella, que a su vez genera un campo secundario E' que constituye la radiación dispersada.

Situada la partícula dispersante en el origen de coordenadas de un sistema ortonormal, suponiendo la dirección del momento dipolar en el eje OZ, ya que se supone un haz incidente al eje vertical, y llamando θ_0 al ángulo de observación respecto al eje vertical, el campo normal a la dirección de observación que dicho dipolo genera en un punto distante separado una distancia R tendrá por módulo

$$E' = \frac{d^2 p / dt^2}{c^2 R} \text{sen} \theta_0 \quad (2.1)$$

siendo c la velocidad de la luz, por lo que el flujo radiante que alcanza al observador vendrá expresado por el módulo del vector de Poynting

II. ANTECEDENTES

$$S = \frac{c}{4\pi} E'^2 = \frac{\left[\frac{d^2 p}{dt^2} \right]^2}{4\pi c^3 R^2} \text{sen}^2 \theta_0 \quad (2.2)$$

Si se supone que el momento del dipolo p varía según un movimiento vibratorio armónico simple

$$p = p_0 \cos \omega t \quad (2.3)$$

por lo que la derivada segunda de p es $-p\omega^2$ y siendo $\omega=2\pi c/\lambda$ la frecuencia angular de la onda incidente, sustituyendo y promediando el flujo de energía para un período T , teniendo en cuenta que la media en un período de $\cos^2 \omega t$ es $\frac{1}{2}$

$$S = \frac{\omega^4}{8\pi c^3 R^2} \text{sen}^2 \theta_0 p_0^2 \quad (2.4)$$

Consideremos ahora el vector campo eléctrico de la onda incidente descompuesto en dos componentes: una componente del campo inserta en el plano que contiene las direcciones de la onda incidente y la de la observación (distinguida con el subíndice II) y la otra componente perpendicular a dicho plano (nombrada con el subíndice I). Si llamamos φ al ángulo que separa ambas direcciones se podrá ver que para la componente normal a dicho plano $\theta_0 = \pi/2$ y que para la componente del campo (y por lo tanto también del momento bipolar inducido) inserta en éste $\theta_0 = \pi/2 + \varphi$ por lo que en el primer caso $\text{sen} \theta_0 = 1$ y en el segundo caso $\text{sen} \theta_0 = -\cos \varphi$, por lo que expresando el flujo radiante que llega al observador como el valor medio del que producen ambos dipolos \bar{S} será

$$\bar{S} = \frac{\omega^4}{16\pi c^3 R^2} (1 + \cos^2 \varphi) p_0^2 \quad (2.5)$$

y el flujo de energía en la dirección de φ producido por la unidad de volumen será (si N es número de partículas por unidad de volumen)

$$\bar{S}_v = \frac{\pi c (n^2 - 1)}{16N\lambda^4 R^2} (1 + \cos^2 \varphi) E_o^2 \quad (2.6)$$

si además por ser un gas enrarecido se puede expresar el momento dipolar producido por el campo incidente en función del índice de refracción n del medio, del número de partículas por unidad de volumen N y del campo como

$$p_0 = \frac{(n^2 - 1)}{4\pi N} E_o \quad (2.7)$$

si el flujo energético que genera la unidad de volumen por dispersión en la dirección de φ se multiplica por el área del ángulo sólido (que es R^2) se tendrá la intensidad I que alcanza al observador.

El valor medio en un punto del vector de Poynting de la luz incidente es

II. ANTECEDENTES

$$\bar{S}_0 = \frac{c}{8\pi} E_o^2 \quad (2.8)$$

por lo que dividiendo I por este valor medio del vector de Poynting se obtendrá el coeficiente de dispersión de volumen para la dirección φ

$$\xi_\lambda^\varphi = \frac{I}{\bar{S}_0} = \chi_\lambda \gamma_\lambda(\varphi) \quad (2.9)$$

donde el parámetro χ_λ es

$$\chi_\lambda = \frac{\pi^2(n^2 - 1)^2}{2N\lambda^4} \quad (2.10)$$

y la función de scattering $\gamma(\varphi)$ es, para el caso de dispersión de Rayleigh

$$\gamma(\varphi) = 1 + \cos^2 \varphi \quad (2.11)$$

El coeficiente de volumen de atenuación de la energía radiante debido a la dispersión molecular en todas las direcciones se obtendrá integrando para un ángulo sólido de 4π estereorradianes

$$C_{0v\lambda} = 2\pi \int_0^\pi \chi_\lambda \gamma(\varphi) \sin\varphi d\varphi \quad (2.12)$$

y por tanto

$$C_{0v\lambda} = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)^2}{3N\lambda^4} \quad (2.13)$$

siendo n el índice relativo de refracción del medio y N la densidad numérica de partículas.

Esta solución fue obtenida por primera vez poco después de 1870 por Lord Rayleigh y de ahí que se denomine teoría de Rayleigh la que rige en este tipo de dispersión.

La teoría de Rayleigh es interesante para abordar la dispersión de la radiación por las moléculas de aire que tienen tamaños del orden de 1 Å. La dispersión de Rayleigh se caracteriza porque presentan simetría entre sí las secciones eficaces tanto “hacia adelante” como “hacia atrás”. La dispersión y con ella también la transmitancia, varía inversamente con la cuarta potencia de la longitud de onda.

Todavía son necesarias algunas aproximaciones y la utilización de parametrizaciones a partir de medidas experimentales para aplicar la expresión anterior, ya que el coeficiente de refracción n depende de la longitud de onda, pero utilizando un valor medio de éste y con las siguientes aproximaciones

II. ANTECEDENTES

$$n^2 - 1 \approx 2(n-1) \approx 2 \cdot 0.0002932 \frac{\rho}{\rho_0} \approx 0.22904 \rho \quad (2.14)$$

en virtud de la ecuación

$$n^2 = 1 + 2a \frac{\rho}{\rho_0} \quad (2.15)$$

donde a toma el valor medio de la luz visible de 0.0002932 y de que la densidad del aire en condiciones normales ρ_0 se puso en unidades CGS, y por tanto ρ se expresará en g/cm^2 , la expresión anterior quedará

$$C_{0v\lambda} = \frac{32\pi^3 \rho^2 0.22904^2}{3N\lambda^4} \quad (2.16)$$

Como el grado de polarización de la radiación que llega al observador viene determinado por

$$P = \frac{I_I - I_{II}}{I_I + I_{II}} = \frac{1 - \cos^2 \varphi}{1 + \cos^2 \varphi} \quad (2.17)$$

siendo I_I e I_{II} las intensidades de luz dispersadas según los planos de polarización en que se encuentran las direcciones I y II mencionadas. Se puede observar que el grado de polarización para la dispersión de Rayleigh será nulo para φ igual a 0 y 180 grados y será del 100% para un ángulo de 90 y 270 grados, para un determinado plano de observación e igualmente por simetría axial, respecto de la dirección de la radiación incidente, sucedería para todo el espacio.

Diferentes autores han propuesto valores determinados empíricamente para introducir en las expresiones 2.13 y 2.16 un factor corrector, y se encuentran próximos todos ellos al valor 1.061 que propone Pendorf (Pendorf 1957), que considera el factor de depolarización y la anisotropía de las moléculas del aire, lo que supone un incremento del 6.1% en las expresiones anteriores.

Con todo ello el espesor óptico vertical, concepto que se encuentra más detallado posteriormente en el epígrafe II.2.4, para la dispersión de Rayleigh se podría obtener integrando las expresiones 2.14 ó 2.16 ya corregidas

$$\delta_{r,\lambda} = \int_0^Z C_{0v\lambda} dh \quad (2.18)$$

donde habría que expresar las diferentes variables en función de la altitud h , y siendo Z el límite de la atmósfera.

II.2.3.2.b. Dispersión de la radiación por partículas grandes.

Como se ha comentado, la teoría de Rayleigh de la dispersión de la radiación explica ésta cuando es producida por partículas con unas características limitadas, y sirve para explicar la dispersión producida por las moléculas del aire. No obstante, cuando las partículas

II. ANTECEDENTES

dispersantes no reúnen estas condiciones es necesario analizar el fenómeno con mayor profundidad. Esta tarea la acometieron investigadores como G. Mie, V V Shuleikin, K S Shifrin, H C van der Hulst y R B Penndorf entre otros.

Los aspectos teóricos de estas investigaciones son algo intrincados matemáticamente y están extensamente documentados en la literatura, pudiéndose encontrar excelentes artículos y libros de ciencia en que se desarrolla, como por ejemplo los de Van der Hulst (1957) y Kondratiev (1969), por lo que tan solo muy resumidamente se puede destacar que la dispersión de la radiación electromagnética por partículas cuyo radio es superior a 0.03λ y que por tanto no puede ser explicada por la teoría de Rayleigh, es denominada en la actualidad Teoría de Mie, y tiene las siguientes características:

- 1) Existe una dependencia muy compleja de la intensidad de la luz dispersada con relación al ángulo de observación. Esta dependencia aumenta con el tamaño relativo de las moléculas respecto de la longitud de onda de la radiación incidente.
- 2) Existe un aumento de la dispersión hacia adelante conforme aumenta el tamaño de las partículas.
- 3) La dependencia de la dispersión respecto de la longitud de onda es pequeña y disminuye conforme aumenta el tamaño de las partículas.

Esto hace que no se pueda considerar constante el campo a lo largo del recorrido de la partícula, y por tanto el campo electromagnético de la partícula no puede ser considerado el de un dipolo y dependiendo de la relación entre las dimensiones de la partícula y de la longitud de onda incidente es necesario considerar campos de mayores órdenes como cuadripolo u octapolo.

La distribución angular de la intensidad relativa de la radiación dispersada viene dada por la fórmula de Mie.

$$\xi(\zeta, \varphi, \nu) = \frac{\lambda^2}{4\pi^2} \frac{i_1 + i_2}{2} = \frac{\lambda^2}{4\pi^2} i \quad (2.19)$$

donde i_1 , e i_2 son las intensidades de la radiación dispersada en dos planos de polarización perpendiculares entre si.

Unas expresiones matemáticas de gran complejidad determinan dichas intensidades que resultan ser función de $\zeta=2\pi a/\lambda$ siendo a el radio de la partícula, de φ que es el ángulo de la dispersión, y de ν que es el índice de refracción complejo y que hacen que ahora el coeficiente de volumen de la dispersión va a depender de esta función de distribución de la intensidad. A su vez, se han sugerido diferentes variantes de estas expresiones en la búsqueda de fórmulas aproximadas o simplificadas para procesar los coeficientes y las funciones de la dispersión.

Todos ello conduce a los siguientes resultados:

-Partículas grandes dispersan la luz hacia adelante, dando lugar a lo que se denomina el efecto Mie.

-El grado de polarización de la luz dispersada decrece en comparación con el valor que tenía en la dispersión de Rayleigh.

II. ANTECEDENTES

-Hay que considerar nuevas características de las partículas, como por ejemplo la gran variación entre las que se pueden considerar “opacas”, esto es con $n=\infty$, que serían partículas de polvo y las “transparentes”, con $n=1.33$, que serían microscópicas gotas de agua.

-También modifica la simetría de la dispersión el parámetro ζ , que para valores grandes del orden de 10 produce una gran dispersión hacia adelante.

-Y conduce a que la razón entre la cantidad de energía dispersada por la partícula en todas direcciones y la cantidad de energía radiante incidente sobre ella para una longitud de onda dada, sea dependiente del tamaño de ésta, y también que se produzca una gran dependencia de la longitud de onda para el mismo tamaño.

Por todo ello, el coeficiente de atenuación por unidad de volumen de la radiación, que depende de dicha razón, para una partícula aislada acaba presentando la forma

$$c'_{\lambda} = C\lambda^{-B} \quad (2.20)$$

donde C y B son parámetros que dependen de las características de la partícula y éste último del tamaño de la partícula, tendiendo a cero para partículas grandes.

Todas las expresiones de la Teoría de Mie para la dispersión por partículas grandes conducen a las diferentes expresiones de los modelos físicos o fórmulas empíricas destinadas al análisis y estimación de la atenuación de la radiación o también al conocimiento de la radiación dispersada en las diferentes direcciones y el de los orígenes de la irradiancia difusa cuando ésta es producida por estas partículas, a las que denominaremos aerosoles.

Esta teoría se aplica de forma rigurosa sólo a esferas isótropas, aunque asumir que las partículas atmosféricas son esféricas e isótropas solamente es válido en el caso de partículas húmedas, y no ocurre así con los granos de polvo y menos aún con los núcleos de condensación que generan cristales a humedades relativamente bajas, lo que hace que el problema se complique aún más y conduzca a expresiones empíricas que modelan la dispersión por aerosoles.

II.2.3.2. Absorción de la radiación.

La absorción de la radiación solar por los diferentes componentes es un proceso selectivo que es función de la longitud de onda, y cada sustancia absorbe un número de líneas espectrales individuales ya que la frecuencia del fotón que un átomo absorbe depende de transiciones de electrones de un nivel excitado a otro y no se realizan de una forma continua.

Las sustancias que absorben radiación en la atmósfera son todos los gases y partículas que contiene el aire. Para su análisis es frecuente separar dichos componentes en grupos.

El vapor de agua, que se encuentra en proporciones variables, suele recibir un tratamiento separado en la mayoría de los modelos y es el componente atmosférico de mayor poder absorbente. Posee un gran número de bandas de absorción a lo largo del espectro, las más importantes se encuentran en la zona del infrarrojo próximo para longitudes de onda superiores a $0.7 \mu\text{m}$, y en el lejano ultravioleta (menor de $0.2 \mu\text{m}$), pero esta radiación ha sido absorbida totalmente por el ozono troposférico.

II. ANTECEDENTES

El ozono se encuentra ubicado en su mayor parte en la estratosfera en una capa entre 10 y 50 km sobre el suelo, y produce absorción selectiva en partes muy localizadas del espectro solar, por lo que recibe un tratamiento independiente del resto de gases en los modelos. La absorción del ozono supone un 2 y un 3 % de la atenuación de la radiación solar incidente en la atmósfera, y sin embargo supone del 10 al 20% de la energía absorbida.

El ozono absorbe fuertemente en el intervalo denominado Banda de Hartley entre las longitudes de onda de 0.18 a 0.30 μm , y entre 0.30 y 0.36 μm llamada Banda de Huggins y de nuevo débilmente en la región visible entre 0.45 y 0.77 μm (Banda de Chappuis).

Otras sustancias que producen absorción de la radiación son los aerosoles. Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas que se encuentran en suspensión en el aire y también producen un efecto absorbente sobre la radiación de las diferentes partes del espectro, de una forma menos selectiva. Estas agregaciones de moléculas tienen un tamaño mayor y su presencia en la atmósfera es variable y dependiente de ciertas características climáticas por lo que también son objeto de un análisis por separado.

Aparte de los tres 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 absorbedor de la radiación serían CO_2 , N_2O , CO , CH_4 y N_2 . También hay óxidos de nitrógeno, combinaciones de hidrocarburos y el H_2S , estos últimos con un efecto absorbente despreciable.

Como se ha comentado en el epígrafe II.2.2, el nitrógeno y el oxígeno son los gases con mayor presencia, apareciendo disociados a grandes altitudes. No obstante, en cuanto a la absorción, su papel está limitado a una pequeña franja del espectro electromagnético.

El oxígeno y nitrógeno atómicos absorben los rayos X y toda la radiación de alta frecuencia con longitudes de onda por debajo de 0.085 μm . Igualmente, el O_2 y el N_2 se encargan de absorber toda la radiación correspondiente a longitudes de onda menores que 0.2 μm . Como los cuatro componentes son lo suficientemente abundantes, esta parte del espectro solar queda totalmente eliminada en su camino hacia la corteza terrestre.

De los gases que componen el aire, los que producen una absorción gradual de la radiación en las demás zonas del espectro que merezca resaltarse son fundamentalmente O_2 , N_2O , CO y CO_2 y para su tratamiento para los distintos modelos suelen mencionarse bajo el nombre genérico de “gases uniformemente mezclados en el aire”. El oxígeno molecular produce franjas de absorción en 0.69 y en 0.76 μm y el dióxido de carbono a las longitudes de onda de 1.45, 1.6 2.0, 2.7, 4.3, 4.8 y 5.2 μm , pero la concentración de N_2O y CO en la atmósfera es tan baja que su efecto de absorción es mínimo y puede ser despreciado.

II.2.3.3. Efectos de la atmósfera sobre distintas bandas espectrales.

Ya que el objeto de este trabajo es analizar específicamente diferentes bandas del espectro solar, las cuales son las bandas mencionadas en el capítulo I, UVB, UVA, PAR y UV (290-385nm), es importante estudiar la influencia de la atmósfera sobre ellas.

El límite de la longitud de onda corta de la radiación solar que alcanza la superficie de la tierra cae en la región espectral ultravioleta (280-400 nm), donde las bandas de absorción del

II. ANTECEDENTES

ozono llegan a ser relativamente débiles, permitiendo a una parte de la radiación extraterrestre penetrar en la superficie de la tierra. El grado de penetración a una longitud de onda dada es función de la cantidad de ozono y del ángulo cenital solar, el cual gobierna el camino de la radiación a través de las capas atenuadoras de la atmósfera. La atenuación también tiene lugar por la dispersión de Rayleigh, la cual es proporcional a λ^{-4} y por lo tanto más efectivo a longitudes de onda más cortas. La absorción por ozono y la dispersión de Rayleigh son igualmente importantes a 310 nm, mientras que la absorción por ozono es el atenuador dominante por debajo de 310 nm y la dispersión de Rayleigh lo es por encima de 310 nm, disminuyendo esta atenuación conforme aumenta la longitud de onda por lo que la dispersión de Rayleigh es más fuerte en la banda ultravioleta (280-400 nm) que en la banda PAR.

En cuanto a las diferentes componentes de la radiación ultravioleta (280-400 nm), por debajo de los 290 nm la irradiancia solar incidente a nivel del suelo es prácticamente nula. La atenuación de la radiación UVC y UVB se debe básicamente a la absorción por el ozono estratosférico, mientras que la atenuación de la radiación UVA está fuertemente influenciada por la presencia de partículas en suspensión (aerosoles), cuyas propiedades ópticas dependen a su vez de la humedad del aire (Tena et al. 1998).

Resumiendo, la radiación ultravioleta (280-400 nm) es atenuada en la atmósfera principalmente por los efectos siguientes (Diffey 1976):

- 1) Absorción por el ozono atmosférico, el cual se concentra en una capa entre 10 y 50 km sobre el nivel del mar, con una concentración máxima de alrededor 10 partes por millón a una altitud de 25 km (Henderson 1970). La cantidad total de ozono atmosférico es variable, pero equivalente generalmente, a una capa de 0.30 cm de espesor a una temperatura y presión estándar. La absorción de radiación UV por ozono es muy importante para longitudes de onda menores que 330 nm, de manera que no hay prácticamente radiación a longitudes de onda menores que 295 nm que alcance la superficie de la Tierra.
- 2) Dispersión de Rayleigh causada por oxígeno, nitrógeno y otros componentes moleculares de la atmósfera, donde el tamaño de la partícula es pequeño comparado con la longitud de onda de la radiación. Su influencia es más significativa en la región Ultravioleta que en la región visible del espectro, correspondiente a la banda PAR. En cualquier caso dicha influencia es considerablemente menor que la debida al ozono (Kondratiev 1969).
- 3) Dispersión de Mie causada por niebla, aerosoles, gotas de agua y otras partículas de diámetro comparable a la longitud de onda de la radiación. Los aerosoles absorben con más eficiencia la radiación UVB que la radiación total. Esta reducción debida a los aerosoles puede llegar a un 40% en la UVB y sólo a un 20% en la radiación total. Los cambios en las condiciones locales troposféricas tales como niebla, nubes y polución son las responsables de las grandes variaciones de la radiación UVB, siendo los aerosoles troposféricos uno de los componentes más importantes en la polución del aire que contribuye a la absorción de dicha radiación (Palancar y Toselli 2002).

La lluvia tiene el efecto más grande comparado con las nubes y la niebla en cuanto a la reducción de la radiación ultravioleta (280-400 nm), que se ha observado que puede alcanzar un 75% (Elhadidy et al. 1990), pero afectando más a la radiación solar total debido a su mayor influencia sobre la banda PAR que a la ultravioleta (280-400 nm).

- 4) Adicionalmente, el grado de cubierta nubosa y la reflexión del suelo también afectan a la componente difusa de la radiación global. Si bien es cierto que se produce una

II. ANTECEDENTES

considerable disminución en los valores de la radiación a causa de las nubes, la proporción no es constante a lo largo de todo el espectro. De hecho, la atenuación de la radiación UVB es muy inferior a la de la radiación visible PAR (Spinhirne y Grine 1978).

Según un estudio local, aproximadamente en verano un 56% de la radiación UVA en la sombra es debido a la componente difusa, siendo este porcentaje relativamente constante a lo largo de todo el día. En comparación, a pleno sol, este porcentaje es alrededor de un 27% por la mañana y tarde bajando al 20% a mediodía, siendo esta irradiancia difusa ultravioleta (280-400 nm) del mismo orden de magnitud en valor absoluto a la correspondiente irradiancia difusa a la sombra (Parisi et al. 2000, Turnbull y Parisi 2002).

En cuanto a la radiación UVB, según el modelo teórico SMARTS2 aplicado en Valencia para modelizar la irradiancia UVB que se expone en el epígrafe VI.4 (tabla 6.2), se observa que, en días claros y a pleno sol y para la posición del sol correspondiente a un ángulo cenital de 48° (masa de aire relativa 1.5), aproximadamente un 65 % de la irradiancia global UVB proviene de la irradiancia difusa aumentando este porcentaje hasta un 90% para masas de aire de 2.5 correspondientes a un ángulo cenital de 66° con el sol más cerca del horizonte.

Por lo que respecta a la radiación PAR, según el mismo procedimiento reflejado en el epígrafe VI.4 (tabla 6.6), se observa que, en días claros y para la posición del sol correspondiente a un ángulo cenital de 48°, aproximadamente un 25 % de la irradiancia global PAR proviene de la irradiancia difusa, aumentando este porcentaje hasta un 50% para masas de aire de 4.5 correspondientes a un ángulo cenital de 77° con el sol muy bajo sobre el horizonte.

II.2.4. Ley de Bouguer.

Entre las primeras investigaciones sobre la relación existente entre las intensidades de radiación incidente y transmitida, se destacan los experimentos de Pierre Bouguer en 1729 y de Johann Heindrich Lambert en 1760. Estos dos científicos efectuaron observaciones independientes y verificaron que las propiedades asociadas al proceso de absorción de luz pueden ser enunciadas en términos de dos leyes fundamentales equivalentes:

- 1) La intensidad de luz (monocromática) transmitida por un cuerpo homogéneo es proporcional a la intensidad de luz incidente.
- 2) La intensidad de luz (monocromática) transmitida disminuye exponencialmente con el aumento del espesor de la capa del cuerpo homogéneo.

La ley de Bouguer, también llamada de Lambert, y/o de Beer, expresa por lo tanto la atenuación del haz en función del camino óptico. A estos tres investigadores se les atribuyen contribuciones a establecer la ley en diferentes momentos de la historia; Pierre Bouguer, Francia (1698-1758), Johann Heinrich Lambert, Suiza (1728-1777) y August Beer, Alemania (1825-1863).

La variación unitaria de la radiación directa al atravesar un componente atmosférico es proporcional y opuesta a la cantidad de materia atravesada, por lo que se puede expresar dicha atenuación por la fracción adimensional

$$\frac{dI_{n\lambda}}{I_{n\lambda}} = -c_{\lambda}\rho ds \quad (2.21)$$

ya que c_{λ} representa el coeficiente de atenuación por unidad de de masa del componente atmosférico que es atravesado por el haz por unidad de sección recta, y a su vez el producto de la densidad, ρ , por el camino recorrido, ds , representa dicha masa atravesada por unidad de sección.

La expresión anterior integrada en un camino finito resulta

$$I_{n\lambda} = I_{0\lambda} \exp\left(-\int_0^x c_{\lambda}\rho ds\right) \quad (2.22)$$

Donde $I_{0\lambda}$ representa la irradiancia directa normal incidente del haz monocromático e $I_{n\lambda}$ la transmitida después de atravesar el medio, y la integral que aparece en el exponente representa el "espesor óptico" del componente atmosférico que el haz atraviesa a lo largo de un camino finito s . Dicho espesor óptico será función, por tanto, de la altura solar, de la trayectoria de los rayos y de la presencia del componente en la atmósfera.

II.2.5. Masa Optica relativa del aire.

Para simplificar la integral que representa el "espesor óptico", se introduce el concepto de masa óptica relativa del componente atmosférico atravesado, como la fracción entre el espesor óptico para una trayectoria del haz dada y el espesor óptico de una virtual trayectoria vertical.

En el caso del aire, esto es, de los gases uniformemente mezclados que componen de forma permanente el aire, se denomina masa óptica relativa del aire o simplemente masa relativa de aire a m_r tal que

$$m_r = \frac{\int_0^{\infty} c_{\lambda}\rho ds}{\int_0^{\infty} c_{\lambda}\rho dh} \quad (2.23)$$

y con esa fracción entre integrales para toda la atmósfera, una en la dirección del haz y la otra en un camino vertical indicado por la variable h , se está expresando el cociente entre un espesor óptico dado y "la profundidad óptica" o el "espesor óptico vertical".

De esta manera, la introducción de la masa de aire permite referir el espesor óptico en un camino cualquiera dependiente de la trayectoria del Sol, a la profundidad óptica propia de la vertical del observador, y que representaremos con la notación δ_{λ} por lo que el exponente de la expresión 2.22 quedaría simplificado

$$\int_0^{\infty} c_{\lambda}\rho ds = m_r \int_0^{\infty} c_{\lambda}\rho dh = m_r \delta_{\lambda} \quad (2.24)$$

de forma que expresaríamos la ecuación 2.22 de la forma

II. ANTECEDENTES

$$I_{n\lambda} = I_{0\lambda} \exp(-m_r \delta_\lambda) \quad (2.25)$$

dónde m_r representa la masa óptica relativa del aire, y en general de cualquier otro componente atmosférico del que se trate, y δ_λ el espesor óptico vertical o profundidad óptica de la atmósfera en ese momento y a esa longitud de onda dado por la ecuación

$$\delta_\lambda = \int_0^\infty c_\lambda \rho dh \quad (2.26)$$

Expresión que en el caso de la dispersión de Rayleigh como vemos en la ecuación 2.18 permitiría la utilización del espesor óptico vertical de la dispersión de Rayleigh con el cambio de variable $C_{0v\lambda}$ por el producto de la densidad y el coeficiente de atenuación monocromático.

Dada la definición de m_r , es fácil observar en una primera aproximación, y suponiendo una atmósfera horizontal, y homogénea y por ello sin considerar la refracción de los rayos, que

$$m_r \approx \frac{1}{\cos \theta} \quad (2.27)$$

por representar m_r la fracción entre un haz recto con ángulo cenital θ y uno vertical.

No obstante, la búsqueda de una expresión para la masa óptica relativa del aire que contemple los efectos de la curvatura de la atmósfera, la refracción en ella de los rayos del sol y las variaciones de densidad en las diferentes capas, ha llevado a los investigadores a diversas expresiones.

Kasten y Young en 1989, expresan la masa de aire relativa en función de la elevación solar, basándose en el modelo atmosférico ISO Standard Atmosphere de 1972 (ISO 1972), y a partir de ahí se obtuvo m_r en función de los diferentes ángulos cenitales.

$$m_r = \frac{1}{\cos \theta + 0.50572(96.07995 - \theta)^{-1.6364}} \quad (2.28)$$

para el nivel del mar y siendo θ el ángulo cenital aparente (ya refractado) en grados, siendo ésta la expresión que se aplicará en este trabajo.

Si la presión del lugar P (en mbar) es menor debe corregirse según

$$m_a = m_r \frac{P}{1013.25} \quad (2.29)$$

y se puede recurrir a la expresión que nos da la presión en función de la altitud del lugar h (en metros), sobre el nivel del mar

$$P = P_0 e^{-0.0001184h} \quad (2.30)$$

Ambas correcciones se soslayan en el presente trabajo por encontrarse Valencia al nivel del mar y sin grandes variaciones en la presión.

De la misma forma existen fórmulas para expresar la masa óptica relativa de otros componentes atmosféricos, como la elaborada por Kasten (1965) para el vapor de agua

II. ANTECEDENTES

usando datos de Schnaidt (1938), y considerando que sólo se encuentra en la capa inferior de la atmósfera de pocos kilómetros de espesor

$$m_{rw} = \frac{1}{\cos \theta + 0.0548(92.650 - \theta)^{-1.452}} \quad (2.31)$$

donde θ es el ángulo cenital aparente (ya refractado) en grados.

Igualmente se procede con el ozono y Robinson (1966) teniendo en cuenta que éste no se extiende por toda la atmósfera, sino que ocupa una estrecha capa a altura h (aproximadamente de 22 km), y que se debe tomar como una capa de materia que atenúa a gran altura h , propuso, para la masa relativa del ozono, con $h=22$ km:

$$m_{ro} = \sec \theta_h = \frac{1 + h/R}{\left[\cos^2 \theta + 2\left(\frac{h}{R}\right) \right]^{1/2}} \quad (2.32)$$

II.3. MODELOS FÍSICOS DE RADIACIÓN SOLAR ESPECTRAL.

Una atmósfera se define típicamente en términos de perfiles de presión y temperatura con información adicional proporcionada por la profundidad óptica, distribución vertical y composición de partículas de aerosoles y nubes. Estas variables deben ser convertidas, ya que las propiedades ópticas de una atmósfera plano-paralela se describen completamente por tres parámetros: el coeficiente de atenuación de volumen $C_{0v\lambda}$, que incluye dispersión y absorción; el albedo de dispersión individual ω_λ , que describe la cantidad de energía dispersada en relación a la dispersada y absorbida; y la función de dispersión $\gamma(\varphi)$, que es la distribución de probabilidades de dispersión en una dirección cualquiera, donde φ es el ángulo que forma el rayo incidente y el dispersado. Los detalles de este procedimiento de conversión difieren de un modelo a otro. Por ejemplo, el sustituir la atmósfera real por una superposición de capas homogéneas, el número y posición de estas capas, y el valor de los parámetros constantes dentro de ellas, es una elección arbitraria. Los datos físicos usados en estos modelos, tales como las secciones de absorción de ozono, las secciones de dispersión de Rayleigh y el espectro extraterrestre, dependen del conjunto de datos elegido.

El espectro solar a nivel del suelo puede ser calculado a través del uso de modelos de transferencia radiante (RTMs), los cuales describen los procesos de extinción atmosférica con una base espectral. Todos estos modelos están desarrollados alrededor de una resolución espectral específica, y de acuerdo a esto, calculan cada proceso de extinción a intervalos espectrales más o menos regulares. Estos intervalos pueden variar de muy estrechos o esencialmente monocromáticos (caso de FASCODE o LBLRTM) en un extremo, a muy robustos en el extremo opuesto, en el caso de modelos de ingeniería típicos tales como SPCTRAL2 (Bird y Riordan 1986).

Así, los métodos usados para resolver la transferencia de radiación los podemos dividir en tres categorías:

- 1) Modelos espectrales de dispersión múltiple, que incluyen un tratamiento riguroso de la física envuelta en el fenómeno, a expensas de un coste numérico alto.

II. ANTECEDENTES

- 2) Modelos espectrales rápidos, en los cuales se realiza algún tipo de parametrización (como simplificación analítica de la ecuación de transferencia de radiación) en el cálculo computacional.
- 3) Modelos empíricos, que son parametrizaciones directas, usando funciones analíticas, del índice UV medido.

Un ejemplo muy conocido de la primera familia es LOWTRAN (Low Resolution Transmittance, Selbys et al. 1972), que fue diseñado hace más de 30 años y que fue sustituido por el código más detallado MODTRAN (Moderate Resolution Transmittance, Berk et al. 1989), ahora en versión 4.0. Este tipo de modelo de análisis se basa en el concepto de división en capas de la atmósfera, y mide los perfiles verticales de los gases y otros componentes atmosféricos. Debido a que el código Modtran exige una entrada de datos muy detallada, no se usa para el análisis de todos los casos, y particularmente los trabajos de ingeniería suelen evitarlo. Actualmente se vienen utilizando con más frecuencia los modelos de la segunda familia, los parametrizados, ya que resultan más fáciles en su manejo. Muchos de estos modelos simples han venido publicándose a partir de los años 80 hasta la actualidad, y se basan en los límites de Leckner que sirven para determinar el nivel de absorción de los distintos componentes atmosféricos. Gracias a los estudios de Leckner, se ha podido alcanzar un alto nivel de conocimiento acerca del fenómeno de la absorción gaseosa. Actualmente se poseen datos precisos de la distribución espectral, mejorando su conocimiento en aquellas regiones donde los límites espectrales y la absorción gaseosa cambian rápidamente dependiendo de la longitud de onda.

Otros modelos conocidos son DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer, Stamnes et al. 1988), GOMETRAN (Rozanov et al. 1997), SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer, Richiazzi et al. 1998), UVSPEC (Kylling 1994) y STAR (System for Transfer of Atmospheric Radiation, Ruggaber et al., 1994).

Un caso intermedio en la segunda familia es SMARTS2 (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine, Gueymards 1995), un modelo espectral de radiación de media resolución (0.5-5 nm), lo suficientemente versátil para cubrir una amplia gama de aplicaciones de energía solar. Hoy en día, para los análisis de la radiación directa y difusa se ha extendido el uso del modelo espectral SMARTS2, ya que permite precisar el análisis y ha mejorado la distribución del espectro de la radiación extraterrestre (Gueymard 2004). En la actualidad usa tres resoluciones e intervalos espectrales: 0.5 en el UV, 1 nm en el visible y parte de la cercana infrarroja y 5 nm después hasta 4000 nm. Estos mismos intervalos son usados en el espectro solar extraterrestre que utiliza el modelo y desarrollado recientemente (Gueymard 2004).

Otros modelos de este tipo son TUV (Tropospheric Ultraviolet-Visible Model, Madronich 1993), SPCTRAL2 (Simple Solar Spectral Model, Bird y Riordan 1986), DIFFEY MODEL (Diffey 1976), GREEN MODEL (Green et al. 1979),...

Como representativos de la tercera familia podemos citar al Modelo empírico Canadiense y el Modelo empírico Suizo.

Una base de datos de las moléculas de la atmósfera, HITRAN (HIGH Resolution TRANsmisión molecular absorption data base), contiene información que puede ser utilizada por los programas anteriormente mencionados.

II.3.1. Base de datos de las moléculas de la atmósfera.

HITRAN (High Resolution TRANsmisión molecular absorption data base)

Es una compilación de parámetros espectroscópicos usados por una variedad de códigos de ordenador para predecir y simular la transmisión y emisión de luz en la atmósfera. La base de datos es un proyecto, empezado por los Laboratorios de Investigación de las Fuerzas aéreas de Cambridge en los años 60 como respuesta a la necesidad de un conocimiento detallado de las propiedades infrarrojas de la atmósfera.

La primera edición procede de 1986 (Rothman et al.1987) y posteriormente se han realizado correcciones y mejoras que se exponen en la web de HITRAN (<http://cfa-www.harvard.edu/HITRAN>).

La compilación HITRAN y su base de datos análoga HITEMP (High TEMPeratures spectroscopic absorption parameters) están siendo desarrolladas en la actualidad en la División Física Molecular y Atómica en el centro Harvard-Smithsonian para astrofísica. Se denomina HAWKS (Hitran Atmospheric WorkStation) y consiste en varios componentes útiles para códigos de cálculo de transferencia de radiación: parámetros espectroscópicos de alta resolución de moléculas en la fase gaseosa, la absorción en secciones de corte para moléculas con características espectrales muy densas, índices de refracción de aerosoles, parámetros ultravioleta línea a línea y por secciones de corte de absorción, y software asociado de manejo de base de datos.

La edición actual de la base de datos espectroscópica y la compilación asociada está disponible en la dirección ftp del Observatorio astrofísico Smithsonian de Cambridge USA.

II.3.2. Modelos de transmisión de bandas.

Estos modelos tienen en cuenta la dispersión múltiple e integran múltiples rayos incidentes con ángulos cenitales diferentes para obtener la irradiancia.

A comienzos de los años 70, el entonces Laboratorio de Investigación de las Fuerzas aéreas de Cambridge inició un programa para desarrollar un algoritmo de transferencia de radiación atmosférica calculado por ordenador. Los primeros intentos fueron la translación de procedimientos gráficos descritos en un informe de 1970, basado en las funciones empíricas de transmisión y en los coeficientes de absorción efectiva derivados de medidas de transmitancia en laboratorios controlados. En los años 50 y 60 se desarrollaron modelos de banda para describir este comportamiento y así es como empezó LOWTRAN (Low Resolution Transmittance Code), el primero publicado en 1972 (McClatchey et al.1972). Este esfuerzo inicial ha progresado a un conjunto de códigos y algoritmos relacionados que mejoran la exactitud, eficiencia y por último la accesibilidad. El crecimiento del programa es, en su forma más simple, una familia de tres códigos: LOWTRAN y MODTRAN, ambos modelos de bandas (BM's), y FASCODE, un algoritmo Line By Line (LBL) verdadero y altamente optimizado. Esta familia se ha extendido bajo una variedad de programas científicos y arquitectónicos, los cuales tienen el intento de facilitar el uso correcto.

LBLRTMm es un derivado de FASCODE, cuyo código línea a línea ha sido reestructurado con vistas a mantener la conveniencia del algoritmo en cuanto a la forma de las líneas de FASCODE, mientras que proporcionan nuevas vistas y eficiencia en la irradiancia optimizada, en la dispersión y en las capacidades de las funciones de ponderación.

II. ANTECEDENTES

LOWTRAN (Low Resolution Transmittance Code, Selby 1972)

LOWTRAN originó la familia de códigos mencionada en el epígrafe anterior (denominada códigos AF), sin embargo, a pesar de su histórica importancia, en la actualidad se reconoce sus limitaciones y se aconseja el uso de algoritmos más modernos y exactos.

El original LOWTRAN, predecesor del catálogo de HITRAN, incorporaba inicialmente funciones de transmisión empíricas y coeficientes de absorción efectivos a resolución de 20 cm^{-1} . Cada versión de LOWTRAN fue mejorada tanto en número de especies como en eficiencia de cálculo hasta que en 1986 se introdujo el modelo de bandas LOWTRAN7 (Kneizys et al. 1988). Este se comunica directamente con HITRAN86, empleando un ajuste de mínimos cuadrados a los cálculos de transmitancia LBL para una variedad de profundidades ópticas. En la actualidad ha sido sustituido por MODTRAN.

MODTRAN (Moderate Resolution Transmittance, Berk et al. 1989)

Códigos de computadora tal como LOWTRAN y MODTRAN han proporcionado un camino exacto y expeditivo de calcular los niveles de radiación a resoluciones espectrales bajas (20 cm^{-1}) y moderadas (2 cm^{-1}) bajo condiciones de cielo claro. LOWTRAN y MODTRAN fueron desarrollados, en principio, para solucionar el problema de calcular las transmisiones atmosféricas en condiciones de cielos claros. Hasta hace poco, ambos códigos usaban el algoritmo de transferencia radiativo de las dos corrientes para manejar dispersión múltiple en condiciones cubiertas. Además de que son menos precisos que el tratamiento de transferencia radiante (RT), más sofisticado, el método mencionado no proporcionaba información de la radiancia angular, lo cual es una limitación bastante severa para la interpretación de las observaciones de los sensores remotos de los satélites. Los parámetros de entrada que describían las características de las nubes eran bastante genéricos. Esto hacía difícil realizar estudios de sensibilidad de dichos parámetros básicos. Aunque se ha implementado un tratamiento RT multicorrientes en la más reciente versión de MODTRAN, el código contiene idéntico conjunto genérico de modelos de nubes que las versiones tempranas.

Es un modelo que se usa para simular la radiación que sería medida por el sensor de un satélite en una situación dada. Los parámetros que describen esta situación son: el perfil de temperaturas, de humedad, la temperatura de luminosidad del suelo, la altura del suelo, la emisividad del suelo y el ángulo de escaneo.

Este modelo calcula las transmitancias y radiaciones atmosféricas para frecuencias de 0 a 50000 cm^{-1} a una resolución espectral moderada, inicialmente 2 cm^{-1} (20 cm^{-1} en el UV). MODTRAN fue desarrollado por una necesidad de una resolución espectral mayor que la de LOWTRAN y excepto para el modelo de parametrización de bandas moleculares, adopta todas las capacidades de LOWTRAN7, incluidos la geometría refractiva esférica, las funciones de fuentes solares y lunares, y la dispersión (Rayleigh, Mie, individual y múltiple), y perfiles por defecto (gases, aerosoles, nubes, niebla y lluvia).

El nuevo modelo de banda de 2 cm^{-1} del programa es equivalente a un modelo de banda ancha con dos parámetros (proporcional a la temperatura y a la presión), que emplea grandes bases de datos espectrales almacenadas, las cuales son derivadas directamente de los parámetros de líneas espectrales de la base de datos HITRAN96 para cada una de las 13 especies moleculares, más las secciones de corte para las moléculas pesadas en la base de datos HITRAN.

II. ANTECEDENTES

Con MODTRAN3 (Anderson et al. 1993), las capacidades multicorrientes de DISORT permiten al usuario la definición del número de corrientes, proporcionando un aumento de la exactitud (20-40%) con el correspondiente aumento en el tiempo de cálculo. HITRAN 95 será la base de MODTRAN3 en su revisión final.

La versión actual de MODTRAN es la 4.0. El mayor avance es la implementación de un algoritmo k-correlacionado, el cual facilita los cálculos exactos de dispersión múltiple. Esto permite a MODTRAN actuar como código de transferencia radiativo verdadero Beer-Lambert, con una atenuación/capa con un significado físico.

Las características de la última versión se enumeran a continuación:

- 1) una irradiancia solar nueva a resolución de 1 cm^{-1} .
- 2) Un algoritmo de dispersión múltiple alternativo basado en DISORT.
- 3) Parámetros de control de estado sobre el número total de capas atmosféricas, facilitando el control del usuario sobre el grado de exactitud en la réplica de la estructura atmosférica.
- 4) Nuevas secciones de temperaturas dependientes en IR y UV.
- 5) Modelo de bandas y algoritmo de radiación mejorados, desarrollados y validados contra los cálculos de LBL.
- 6) Introducción de un algoritmo correlacionado que facilita los cálculos exactos de la dispersión múltiple.
- 7) Una opción para incluir dependencias azimutales en el cálculo de las contribuciones dispersivas solares de DISORT.
- 8) Una opción de alta velocidad, más apropiada en onda corta y regiones UV, que usa parámetros de un modelo de bandas de 15 cm^{-1} .
- 9) Opciones de escalaje para vapor de agua y cantidad de columna de ozono.
- 10) Base de datos mejorada de parámetros de nubes con resolución espectral más alta.
- 11) Dispersión de Rayleigh e índices de refracción más exactos.

MODTRAN ha sido extensamente verificado y validado contra los cálculos de FASCODE línea a línea y contra datos de medida. En una comparación de códigos de radiación para modelación del clima, fue comparado con las medidas de tres interferómetros independientes y el acuerdo fue excelente. También se compararon los cálculos de radiación UV con las medidas, realizadas por globos, de energía solar transmitida hasta 40 km.

FASCODE (Fast Atmospheric Signature Code, Clough et al. 1978).

Fascode fue desarrollado por las Fuerzas Aéreas de los Estados Unidos en la década de los 70 y permite a los usuarios la simulación de cualquier geometría mediante uno de sus seis perfiles atmosféricos o definiendo la atmósfera el propio usuario. Es un programa Fortran con 71000 líneas de código sólo en el programa principal.

II. ANTECEDENTES

Es un modelo compuesto por un código exacto radiativo línea a línea (LBL) que usa un método monocromático de dos corrientes de adición de flujo, rediseñado por Isaacs (Isaacs et al. 1986). Dicho modelo realiza los cálculos precisos de la absorción por capa (profundidad óptica) requerida para el ejercicio de la ley de Lambert-Beer. Además permite el cálculo exacto de líneas moleculares individuales y superpuestas a la resolución espectral más alta, necesaria para capturar el comportamiento colectivo de cualquier conjunto arbitrario de las transiciones catalogadas de HITRAN. Las matemáticas necesarias para la determinación de la absorción/emisión apropiada descansan en la conversión de los parámetros espectroscópicos individuales relacionados con las transiciones moleculares; en la magnitud de las transiciones gobernadas por las poblaciones en el estado inferior; y en la probabilidad de una transición entre estados superior e inferior, además del factor de forma de línea estadísticamente apropiado.

TUV (Tropospheric Ultraviolet-Visible Model, Madronich 1993)

Este modelo fue elaborado por Madronich (Madronich 1993) del Centro Nacional de Investigación Atmosférica en Boulder (Colorado), cuya última versión 4.1 (2002) está disponible vía <http://acd.ucar.edu/UV/>.

Este modelo es usado sobre la longitud de onda de 121 a 750 nm para calcular la irradiancia espectral, el flujo actínico espectral, los coeficientes de fotodisociación y la irradiancia biológicamente efectiva (dosis de radiación).

El código tiene un número de características que incluyen: contribuciones separadas de difusa y directa; carga fácil de las funciones de ponderación; longitud de onda variable y rejilla de altitud; absorción por oxígeno, ozono y dióxido de azufre; dispersión por aire, nubes y aerosoles (dispersión de Mie y de Rayleigh) y finalmente intercambiabilidad de proyectos de transferencia de radiación.

Para resolver la ecuación de transferencia radiativa usa el algoritmo de ordenada discreta DISORT (Stamnes et al. 1988), usando 16 corrientes y calcula la irradiancia global en pasos de 0.15 nm. Cada espectro se convoluciona con la función del espectralradiómetro y se ajusta en pasos de 0.5 nm para marcar el paso de longitud de onda del espectro medido.

Puesto que las propiedades ópticas de la atmósfera varían con la altitud o profundidad óptica, este modelo divide la atmósfera en 50 capas adyacentes y homogéneas, en las cuales se asume que las propiedades de dispersión y absorción son constantes pero permite que sean diferentes de una capa a otra.

SPCTRAL2 (Simple Solar Spectral Model, Bird y Riordan 1986)

El primer modelo (Bird 1984) estaba basado en modelos desarrollados por Leckner (1978) y Brine e Iqbal (1983). Debido a las mejoras realizadas por Justus y Paris (1985) en la aproximación del modelo simple, se refinó el modelo mencionado extendiéndolo al cálculo de espectros para planos inclinados usando el método de Hay y Davies (1978), basándose en comparaciones de resultados de códigos rigurosos de transferencia radiativa con medidas de espectros.

Es un modelo espectral simple que calcula la irradiancia directa normal y difusa horizontal para cielos sin nubes a partir de las funciones de transmitancia espectrales para los principales procesos de extinción atmosféricos: dispersión de Rayleigh, extinción de aerosoles y

II. ANTECEDENTES

absorción por ozono, gases uniformemente mezclados y vapor de agua. El modelo incorpora un algoritmo para calcular la irradiancia espectral en planos inclinados. Este modelo produce un espectro terrestre entre 300 y 4000 nm con una resolución de aproximadamente 10 nm. Las entradas del modelo incluyen el ángulo cenital solar, el ángulo del colector inclinado, la turbiedad de la atmósfera, la cantidad de vapor de agua precipitable y de ozono, presión en la superficie y albedo del suelo.

Proporciona la capacidad de calcular la irradiancia espectral para condiciones atmosféricas diferentes y para diferentes geometrías de los colectores solares.

LBLRTM (Line by Line Radiative Transfer Model)

Es un modelo exacto línea a línea eficiente y altamente flexible, derivado de FASCODE con un desarrollo inicial en Atmospheric and Environmental Research (AER) bajo el apoyo del programa Atmospheric Radiation Measurement (ARM) del departamento de Energía de Estados Unidos. Dicho departamento, junto con la NASA, a través de un subcontrato con el Laboratorio de Jet propulsión, apoya los avances continuos de dicho modelo. Algunas características son las siguientes:

- 1) Ha sido y continúa siendo extensamente validado contra radiancia atmosférica desde el ultravioleta hasta por debajo del mm.
- 2) Incorpora el modelo de vapor de agua continuo, así como el de dióxido de carbono e incluye bandas de oxígeno y nitrógeno.
- 3) Se usan todos los parámetros de la base de datos de HITRAN.
- 4) Se implementa un algoritmo para el tratamiento de la variación de la función de Planck dentro de una capa verticalmente no homogénea como es discutido en Clough et al. 1992.
- 5) Se introducen perfiles atmosféricos en cada coordenada de presión y altitud.
- 6) Interface con otros modelos de transferencia radiativa.

II.3.3. Códigos de transferencia y transmisión radiativa semiempíricos.

STAR (System for Transfer of Atmospheric Radiation, Ruggaber et al., 1994)

Fue desarrollado por el Instituto de Meteorología de la Universidad de Munich para modelar exacta y eficientemente las cantidades de radiación tales como irradiancia, radiación en planos verticales y todos los flujos, con separación en sus componentes directa y difusa. Adicionalmente, integra cantidades respecto a la longitud de onda, tal como la dosis eritemática y frecuencias de fotólisis para 27 especies diferentes en la fase gaseosa y acuosa, e integra cantidades respecto al tiempo, tales como dosis diaria eritemática. Los cálculos se realizan en una longitud de onda de 280 nm a 700 nm.

Está basado en el código operador matriz de Nakajima y Tanaka (1986) y resuelve la ecuación de transferencia de radiación usando el método de ordenada discreta.

STAR usa varios conjuntos de datos para la descripción de la atmósfera. Se ofrecen un amplio rango de oportunidades para todos los datos relevantes tales como perfiles verticales de

II. ANTECEDENTES

ozono, de dióxido de nitrógeno, de sulfuro de hidrógeno, de presión, temperatura, humedad relativa, extinción de aerosoles y contenido en agua líquida para capas homogéneas de nubes, así como ángulo cenital del sol, albedo del suelo y modelos para partículas de aerosoles y gotas de agua de las nubes. La descripción de aerosoles correspondiente a la longitud de onda y dependencia de humedad de la extinción de aerosoles, absorción y funciones de fase está basada en OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds, Hess et al. 1998).

Dentro del STAR nos encontramos dos módulos: el primero denominado STARsci es el modelo clásico de transferencia radiativa, disponible desde finales de 1999 y calcula las cantidades de radiación UV en la troposfera, para alturas variables sobre el suelo. Las condiciones atmosféricas para que se ejecute el modelo se especifican fácilmente dentro de un interface de JAVA.

El otro módulo, que se denomina STARneuro, combina el modelo de transferencia radiativa con la técnica de la red neuronal y también calcula la irradiancia global UV para toda clase de nubosidad. La transferencia de energía se resuelve para unas pocas longitudes de onda y mediante la técnica de la red neuronal se completa el espectro completo a alta resolución, consiguiendo una elevada reducción de tiempo respecto al STARsci. Las limitaciones con respecto a la exactitud del espectro calculado es menor que el 2.5% para longitudes de onda mayores a 310 nm y menor del 10% para las menores. Comparado con STARsci, los datos geométricos que pueden ser elegidos son reducidos: irradiancia global (no componente directa ni difusa), cantidades de radiación integradas basadas en la irradiancia global y tiempos de integración. Los cálculos se llevan a cabo para alturas variables en la troposfera sobre el suelo. Las condiciones atmosféricas para la ejecución del modelo se especifican simplemente con un clic del ratón dentro del interface JAVA. Además, el usuario puede introducir fácilmente sus propios conjuntos de datos como albedo espectral, perfiles verticales de los constituyentes de la atmósfera, etc.

SMARTS (Simple Model of the Atmospheric radiative Transfer of Sunshine, Gueymard 1995)

La primera versión de SMARTS2 fue publicada en 1995 y descrita en Gueymard (1995). En un artículo de revisión (Gueymard 2001) también se da una parcial pero actualizada descripción del modelo. En la actualidad existe una versión mejorada con datos recientes de la constante solar extraterrestre (Gueymards 2004).

Es un modelo espectral escrito en código Fortran que calcula la irradiancia directa, difusa y global incidente en cualquier superficie de geometría variada en la superficie de la Tierra. Cubre el espectro solar completo (280 a 4000 nm), así incluye las bandas UVA, UVB, Visible e infrarroja cercana. Además de las predicciones de irradiancia regular, necesaria para numerosas aplicaciones, puede ser usado para simular la irradiancia espectral o de banda ancha que sería medida por un radiómetro tal como un espectroradiómetro, un piranómetro o un pirheliómetro. También puede predecir la iluminancia en cualquier superficie, la eficacia luminosa de la radiación global, directa y difusa, el índice UV así como varios espectros UV ponderados.

Los algoritmos fueron desarrollados para conseguir que la salida no diera más de un 2% de diferencia con respecto al modelo complejo de bandas MODTRAN. Los algoritmos son usados en conjunción con archivos para la absorción atmosférica de los componentes atmosféricos y funciones espectrales de albedo. La resolución espectral es de 0.5 nm de 280 a 400 nm; 1 nm de 400 a 1750 nm y de 10 nm de 1750 nm a 4000 nm. Se puede especificar

II. ANTECEDENTES

campos de ángulos de vista para cálculos de irradiancia directa y un cálculo separado para la componente circunsolar. Se pueden especificar funciones gaussianas o triangulares con ancho de banda definido por el usuario con el fin de comparar los resultados del modelo con las medidas hechas con el instrumento específico. También se puede especificar sólo cálculos Ultravioletas como dosis eritemática, índice UV, etc.

La irradiancia directa normal de longitud de onda corta se calcula a partir de funciones espectrales de transmitancias para los principales procesos de extinción atmosféricos en una atmósfera sin nubes: dispersión de Rayleigh, extinción de aerosoles, absorción por ozono, gases uniformemente mezclados, vapor de agua y dióxido de nitrógeno.

Los coeficientes de extinción dependientes de la temperatura o dependiente de la presión han sido desarrollados para todos estos gases absorbentes basado en datos espectroscópicos recientes obtenidos tanto directamente, como de la literatura experimental, o en una forma preprocesada de MODTRAN2, un ejemplo de código riguroso. La extinción de aerosoles se evalúa siguiendo la aproximación en dos pisos de Ångström 94. Las parametrizaciones de los exponentes de la longitud de onda, coeficientes de la dispersión simple y los factores de asimetría para diferentes modelos de aerosoles se proporcionan como una función tanto de la longitud de onda como de la humedad relativa. Además, la turbiedad de aerosoles puede ser estimada a partir de la visibilidad en aeropuertos usando una función basada en el modelo de aerosoles de Shettle y Fenn.

DIFFEY MODEL

El modelo fue desarrollado por Diffey (Diffey 1976), el cual ajustó funciones empíricas simples a las medidas experimentales realizadas en Davos. El modelo calcula la irradiancia espectral o la irradiancia global para 16 longitudes de onda comprendidas entre 297.5 a 380 nm con los siguientes parámetros a introducir: ángulo cenital del sol, contenido en ozono de la atmósfera y nivel del mar. La irradiancia UV se incrementa un 16% por 1000 m de elevación.

GREEN MODEL

El modelo de Green (Green et al. 1979) es un proyecto de parametrización simplificado basado en los resultados de los cálculos más precisos de transferencia radiativa de Braslau y Dave (1973) y Dave y Halpern (1976). El modelo calcula separadamente las componentes difusa y directa. Se asumen el ozono y aerosoles correspondientes a latitudes medias.

Las funciones de ponderación usadas para obtener la dosis eritemática son las correspondientes a la curva de acción eritemática CIE de McKinley y Diffey (1987).

II.3.4. Códigos de transferencia radiativa atmosférica de dispersión múltiple plano paralela.

DISORT (Discrete Ordinate Radiative Transfer, Stamnes et al.1988)

Es un método de transferencia radiativa de ordenada discreta, cuyo algoritmo avanzado fue desarrollado por Stamnes (Stamnes et al 1988) y que calcula la transferencia de radiación en planos paralelos. Posee las siguientes características: considera la dispersión múltiple, que la

II. ANTECEDENTES

atmósfera puede ser verticalmente no homogénea, se pueden añadir fuentes de calor y por último, considera la absorción molecular.

Este programa, que calcula la irradiancia directa y difusa, superior e inferior de cada capa atmosférica, ha sido diseñado para aplicaciones desde el UV hasta la región radar del espectro electromagnético y tiene como entradas una larga lista de variables: el coseno del ángulo solar y visual, la diferencia azimutal entre éstos, el número de capas atmosféricas, las funciones de fase (o parámetros asimétricos) para los dispersantes, la profundidad óptica de la capa de atmósfera y la intensidad de entrada.

Requiere perfiles verticales de ozono, aerosoles y nubes, los cuales son combinados con las características de extinción de aerosoles, nubes y ozono. Esto habilita la determinación (para cada intervalo de longitud de onda) de la profundidad óptica y del albedo de dispersión simple a cada nivel.

GOMETRAN

GOMETRAN (Rozañov 1997) es un método que utiliza la aproximación pseudo-esférica de la atmósfera, con dispersión múltiple RTM basado en el método de la diferencia finita. Ha sido optimizado en la longitud de onda de 240 a 790 nm cubierta por el satélite espectrómetro GOME (Global Ozone Monitoring Experiment). Este modelo utiliza los datos solares del LOWTRAN (Kneizys et al. 1988) y las secciones de absorción de NO₂ y NO₃ medidas con el modelo de vuelo GOME durante el prevuelo de calibración.

SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer, Ricchiazzi et al. 1998)

En un esfuerzo por mejorar el tratamiento que da LOWTRAN/MODTRAN a la atmósfera cubierta se ha desarrollado SBDART.

El programa está basado en una colección de modelos físicos bien testados y fiables, los cuales han sido desarrollados por la comunidad científica de la atmósfera durante las últimas décadas.

Es un modelo desarrollado por Ricchiazzi et al (1998) del Grupo de investigación de la Tierra y del Espacio (Instituto para la ciencia computacionales del sistema Tierra) en la Universidad de California, en código de ordenador FORTRAN 77, que calcula la transferencia radiativa en planos paralelos para cielos claros y nublados dentro de la atmósfera terrestre. Están incluidos todos los procesos importantes que contribuyen a los campos de la radiación UV, visible e IR. El código está basado en un módulo de transferencia radiativa de ordenada discreta (Stamnes et al. 1988), modelos de transmisión atmosférica de baja resolución de LOWTRAN7 y dispersión de Mie resultante de la dispersión de la luz por partículas de agua de las nubes. La intensidad de ambas radiaciones, dispersada y térmica emitida puede ser calculada a diferentes alturas y direcciones. Se permiten hasta 65 capas atmosféricas y 40 corrientes de radiación (40 ángulos cenitales y 40 modos azimutales).

Contiene una base de datos interna de todos los parámetros relativos a las nubes en sus diferentes formas, que se calculó con un código de dispersión de Mie y cubre un rango de tamaño de partícula en cuanto a radio efectivo de 2 a 128 μm .

Como espectro extraterrestre permite optar por tres espectros solares diferentes, uno simulado con el código computador 5S (Tanre et al. 1990), otro el usado en el código LOWTRAN7

II. ANTECEDENTES

(Thekaekara 1974) y el tercero el utilizado en MODTRAN3, el cual es probablemente el más exacto, siendo una composición de información procedente de diferentes campañas de medidas espectrales.

El modelo ha adoptado seis perfiles estándar atmosféricos a partir del código atmosférico de radiación 5S, el cual modela las siguientes condiciones climáticas: tropical, latitudes medias verano, latitudes medias invierno, subártico verano y subártico invierno. Estos modelos atmosféricos (McClatchey et al. 1972) se han usado ampliamente en la comunidad de investigación atmosférica y proporcionan perfiles verticales de presión, temperatura, vapor de agua y densidad de ozono.

Las funciones de ponderación usadas para obtener la dosis eritemática son las correspondientes a la curva de acción eritemática CIE de McKinley y Diffey (1987).

UVSPEC

El modelo UVSPEC (Kylling 1994) está basado en el algoritmo de ordenada discreta DISORT (Stamnes et al. 1988) y contiene tres modelos de resolución de transferencia radiativa: el mencionado DISORT para cálculos de transferencia en medios plano-parallel no isotermos y verticalmente no homogéneos, el cual puede ser usado para calcular la irradiancia, la radiación, el flujo divergente y la intensidad media; una versión esférica y pseudoesférica de DISORT, la cual introduce correcciones a la esfericidad de la Tierra (Dahlback y Stamnes 1991) y realiza los mismos cálculos; y por último el algoritmo TWOSTREAM (Kylling 1994) para transferencia radiativa en medios plano-parallel o pseudoesféricos, verticalmente no homogéneos y dispuesto por capas, el cual puede ser usado para calcular la irradiancia, el flujo divergente y la intensidad media. El tiempo de cálculo y la exactitud es diferente para cada uno de estos modelos.

El modelo UVSPEC calcula flujos e intensidades de directa y difusa a cualquier altitud para el rango de longitudes de onda comprendido entre 176 nm a 850 nm con una resolución de 1 nm. La irradiancia directa normal la calcula mediante la ley de Bouguer-Lambert-Beer, mientras que para la difusa es suficiente con resolver la ecuación de transferencia radiativa promediada azimutalmente.

Fue diseñado originalmente para calcular la irradiancia espectral en los rangos espectrales visible y ultravioleta y con los años ha resultado una herramienta muy útil para muchas aplicaciones, incluyendo la simulación de instrumentos, el cálculo de la radiación total que llega a la Tierra o el desarrollo de técnicas de sensores remotos.

La radiación puede ser calculada a diferentes altitudes para diferentes albedos superficiales, ángulos solares cenitales, tipos de nubes, condiciones de carga de aerosoles y concentraciones de ozono. La modelación de la atmósfera, tal como la temperatura, presión y perfiles de ozono también puede ser modificada.

La atmósfera se divide en capas con concentración de gases y propiedades ópticas de aerosoles constantes, pudiéndose variar estas propiedades de capa a capa.

UVSPEC es parte del paquete LibRadTran, el cual está disponible de forma gratuita vía web en la dirección electrónica <http://www.libradtran.org/>.

LIBRADTRAN (Library of radiative transfer, Mayer et al. 1997)

Es una librería resultado de la colaboración de Arve Kylling, autor de UVSPEC y de Bernard Mayer, autor de MYSTIC, que resultó en una publicación conjunta (Mayer et al. 1997) y posteriormente en una nueva versión completamente nueva de UVSPEC llamada LibRadtran.

Es una librería de rutinas y programas, escritos en lenguaje de programación C y Fortran, útiles para los cálculos de transferencia de radiación en la atmósfera terrestre, que ha sido desarrollado a partir del modelo UVSPEC. El programa central es un ejecutable, UVSPEC y además se encuentran otras utilidades como un programa Mie, una herramienta para calcular las propiedades de las nubes dependientes de la longitud de onda, algunas utilidades para el cálculo de la posición del sol y varias herramientas para la interpolación, convolución e integración.

Están disponibles varios comandos con el fin de especificar las propiedades de la atmósfera, incluyendo la dispersión de Rayleigh, la absorción molecular, aerosoles, nubes de agua y hielo y el albedo superficial.

Se pueden seleccionar varios programas para resolver la transferencia de radiación simulando diferentes aspectos del campo de radiación, entre los que se encuentran el DISORT, la versión pseudo-esférica de este código (un código de dos-corrientes rápido), POLRADTRAN, y el código tridimensional MYSTIC.

La columna total de ozono se deriva de medidas de irradiancia global utilizando el método propuesto por Stamnes (Stamnes et al. 1991), basado en la comparación de ratios de irradiancia medida a dos longitudes de onda en la parte UV del espectro con un gráfico sintético de este ratio calculado para una variedad de valores de ozono. Este método es efectivo para condiciones de cielo despejado, pero sobreestima la columna de ozono para nubes más gruesas.

Una profundidad óptica representativa de nubes se deriva de medidas de irradiancia global utilizando el método propuesto por Stamnes (Stamnes et al. 1991), basado en la comparación de las irradiancias medidas a una longitud de onda donde la absorción de ozono es mínima con irradiancias generadas por un modelo de transferencia de energía como una función del espesor óptico de nubes. Este método es muy sensible al albedo del suelo y por ello se necesitan medidas independientes del albedo cuando hay nieve en la superficie.

II.3.5. Códigos Montecarlo y en tres dimensiones.

El primer tipo y más común modelo de transferencia de radiación usado para estudiar los efectos 3D de nubes ha sido el método Monte-Carlo (Marchuk et al 1980). Este método tiene una reputación de ser más bien lento aunque con buena precisión. Las alternativas a los métodos MonteCarlo son aquellos métodos que representan explícitamente el campo de radiación en el dominio de los ordenadores. Esta clase de modelo es el estándar para transferencia plano-paralela. Los métodos MonteCarlo son generalmente más eficientes que los métodos explícitos cuando se necesita calcular pocas cantidades.

Hay métodos con representación ordenada discreta de los aspectos angulares del campo de radiación, tales como los métodos ordenados discretos DOM o el método S_N (Gerstl et al.1985). Otros métodos usan la aproximación espectral para los aspectos angulares del campo de radiación, tales como el método SHSG (Spherical harmonic spatial gris, Evans

II. ANTECEDENTES

1993). SHDOM es una mejora del anterior, el cual combina aspectos de los métodos ordenados discretos usando un método nuevo de solución en 3D.

MYSTIC

MYSTIC ha sido desarrollado desde 1997 (Mayer et al.1998) para investigar toda clase de efectos en tres dimensiones incluyendo nubes, topografía y albedo superficial no homogéneo (Mayer 1999), (Mayer 2000), (Kylling et al. 2000).

Resuelve con precisión la transferencia de radiación en tres dimensiones, aplicando el método MonteCarlo simple de una capa y unidimensional. MYSTIC localiza los fotones en su camino individual y aleatorio a través de la atmósfera. Así, cada dispersión individual, absorción y reflexión se trata individualmente. Dado que los procesos de dispersión individuales se conocen correctamente, el campo de radiación se calcula de manera exacta sin necesidad de ninguna simplificación simulando fielmente el proceso físico. El modelo atmosférico consiste en un fondo en una dimensión de moléculas y partículas de aerosoles, y una rejilla en tres dimensiones de células de nubes.

MYSTIC ha sido integrado en el modelo UVSPEC/LIBRADTRAN así como en el modelo TUV, los cuales son usados para establecer las propiedades ópticas de la atmósfera y procesar los resultados para obtener espectros, dosis ponderadas o frecuencias fotolíticas.

Los parámetros de salida incluyen la irradiancia y flujos actínicos a las altitudes especificadas (dividida en directa y difusa), la absorción para todas las células de la rejilla, así como la radiación a las direcciones y altitudes especificadas. Como adición a la descripción tridimensional de la atmósfera, el modelo es capaz de manejar nubes separadas así como albedo de superficie y topografía no homogéneas.

SHDOM (Spherical Harmonic Discrete Ordinate Method, Evans 1998).

Este algoritmo fue diseñado en el año 1998 por Frank Evans del Programa en Ciencias atmosféricas y Oceánicas de la Universidad de Colorado, y modela la transferencia de radiación en medios tridimensionales no homogéneos. Dicho método usa una representación angular armónica y esférica para reducir el uso de memoria y el tiempo de cálculo de la función fuente. La ecuación de transferencia de energía se integra a lo largo de coordenadas discretas a través de una malla espacial para modelar la incidencia de la radiación.

El programa calcula transferencia de radiación no polarizada, monocromática o en bandas espectrales, en medios uni, bi o tridimensionales para fuentes de radiación tanto de emisión térmica como procedentes del sol. Las propiedades del medio pueden ser especificadas completamente de forma general, por ejemplo la extinción, el albedo de dispersión individual y la temperatura para la longitud de onda concreta o para bandas espectrales, o puede ser especificada en cada punto de entrada de la malla. También contiene 90 programas en Fortran para generar las entradas de propiedades ópticas en archivos a partir de las propiedades físicas del agua y de las partículas de hielo de las nubes y aerosoles usando la teoría de Mie.

Es superior a los métodos Monte-Carlo cuando se desean muchas cantidades de radiación. Como salida se tienen las radiaciones a cualquier ángulo, flujos hemisféricos, flujos netos, radiancias medias y flujos netos convergentes.

Varios científicos han usado SHDOM para modelaciones unidimensionales, por lo que se ha

II. ANTECEDENTES

desarrollado una versión plano-paralela denominada SHDOMPP, optimizada para dicha transferencia, siendo más rápida y segura.

II.3.6. Modelos empíricos.

Estos modelos son parametrizaciones directas usando funciones analíticas de mediciones correspondientes al UVI-index. Así el tiempo de cálculo para un UV-index es sólo del orden de milisegundos.

MODELO EMPÍRICO CANADIENSE

Es usado por el Instituto meteorológico de la Universidad de Munich para predecir la radiación UV. Está basado en una relación empírica que fue ajustada eligiendo cinco coeficientes correspondientes a la irradiancia UV medida en condiciones de día claro en Toronto en la época de verano. Los datos de entrada son el ángulo cenital del sol y el contenido de ozono.

MODELO EMPÍRICO CANADIENSE modificado para días claros de verano para el territorio de la República checa.

Es usado por el Instituto Hidrometeorológico checo de Hradec Kralove. Los datos de entrada son el ángulo cenital del sol y el contenido de ozono.

MODELO EMPÍRICO CANADIENSE mejorado con respecto a contenido de ozono inferior a 320 Unidades Dobson (DU)

Es usado por el Instituto meteorológico en la Universidad de Munich.

MODELO EMPÍRICO SUIZO

Fue desarrollado y es usado por el Instituto de Ciencias de la Atmósfera en Zurich y está basado en medidas de irradiancia global UV tomada en días claros en Davos (1610 m sobre el nivel del mar) ajustando la altitud utilizando medidas de Davos y Payerne (490 m sobre el nivel del mar). Los datos de entrada son el ángulo cenital del sol, el contenido de ozono, altitud y la presencia o no de nieve.

II.4. TURBIEDAD ATMOSFÉRICA.

La intensidad de la radiación solar extraterrestre a través de la atmósfera de la Tierra es atenuada por los variados constituyentes de la atmósfera, principalmente, gases, líquidos y partículas sólidas y nubes. Las nubes son los atenuadores más fuertes. El análisis teórico de la atenuación de la radiación solar mientras pasa a través de las nubes requiere gran cantidad de información en cuanto a espesor, posición y número de las capas de nubes, así como de sus propiedades ópticas. Sin embargo, para la utilización energética de la energía solar, el estudio de la radiación solar bajo cielo despejado es muy importante, ya que la insolación máxima se obtiene cuando los cielos están absolutamente limpios y secos y se recibe menos radiación cuando los aerosoles están presentes. La atenuación de la radiación a través de una atmósfera real respecto a aquella que atraviesa una atmósfera limpia y seca da una indicación de la turbiedad de la atmósfera. El estudio de la turbiedad de la atmósfera es importante en meteorología, climatología y para monitorizar la contaminación atmosférica.

II.4.1. Aerosoles.

Aparte de los componentes gaseosos que se ha visto hasta el momento, en la atmósfera encontramos un conjunto variado de partículas materiales suspendidas conocidas como aerosoles (polvo, hollín, gotas de agua, cristales de hielo,...). Un aerosol es una pequeña partícula sólida o líquida que sigue el movimiento del aire dentro de ciertos límites amplios. Estas partículas varían considerablemente en relación con el espacio y el tiempo, y atenúan igualmente la radiación. Muestran una diversidad considerable en volumen, tamaño, forma y composición material, siendo tanto de origen terrestre como de origen marino. Su génesis se ha de buscar en la tierra, en fenómenos tales como el humo industrial, el polen, las erupciones volcánicas, etc., o en el mar, como es el caso de los cristales de sal, la espuma oceánica, etc. Las partículas de hielo y vapor de agua suspendida en la niebla y nubes permanecen en el borde de la definición de partículas aerosoles. Obviamente la lluvia y nieve no son partículas de aerosoles, aunque agregaciones de moléculas de agua que siguen el movimiento del aire sí se les puede considerar aerosoles. El rango natural del radio de los aerosoles varía entre 10^{-3} y 10^2 μm . Estos se dividen en partículas pequeñas, denominadas partículas *aitken* (10^{-3} a 10^{-1} μm), partículas *grandes* (10^{-1} a 1 μm), y partículas *gigantes*, de entre 1 y 100 μm .

Los aerosoles tanto de origen antrópico como natural tiene una gran influencia sobre el clima, aunque no se conoce todavía con detalle. El estudio de las propiedades físicas y ópticas que presentan los aerosoles es importante tanto a la hora de analizar su influencia sobre el clima como en el momento de desarrollar modelos precisos que nos permitan conocer estos problemas climáticos (Kaufman et al. 1994). Desde el punto de vista climático la consecuencia más importante de la mayoría de estos aerosoles es la reducción de la energía solar que alcanza la troposfera y la superficie terrestre. Algunos aerosoles pueden llegar incluso a absorber fuertemente la radiación solar y como resultado calentar la atmósfera terrestre. La absorción y dispersión de la radiación solar por aerosoles tiene una gran influencia en el balance radiativo de la atmósfera (Vasilyew 1995 et al.).

Los aerosoles troposféricos tienen un período de vida corto y es por ello que sus propiedades varían mucho en relación con el espacio y el tiempo. Esta variabilidad hace difícil la determinación de la climatología de los aerosoles. Para conocer bien las propiedades de los aerosoles es necesario realizar estudios precisos sobre los diferentes tipos de aerosoles existentes y las diferentes cualidades meteorológicas que éstos presentan (Kaufman et al. 1994).

Como se mencionó anteriormente, la radiación solar mientras entra en la atmósfera de la Tierra es atenuada mediante absorción y dispersión. La absorción por moléculas y átomos tiene lugar en longitudes de onda discretas. Los absorbedores gaseosos principales son O_3 , O_2 , H_2O y CO_2 . Los gases atmosféricos y aerosoles dispersan radiación solar en todas las longitudes de onda. Los aerosoles sólo absorben radiación de forma algo continua en la longitud de onda y esta absorción es mucho más pequeña que la dispersión por ellos.

Una atmósfera conteniendo aerosoles es denominada turbia. Una propiedad de una atmósfera cargada de aerosoles que disminuye la radiación solar extraterrestre entrante se denomina turbiedad de la atmósfera. La cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical ha sido representada en términos del número de partículas por metro cúbico o su peso en microgramos por metro cúbico. Sin embargo, es más común representar la cantidad de aerosoles por un índice de turbiedad. Han sido propuestos varios índices de turbiedad, entre ellos destacan dos índices, el coeficiente de turbiedad de Linke (Linke 1922) y el coeficiente de turbiedad de Ångström (Ångström (1929, 1961, 1964)), cuya breve descripción sigue a continuación.

II.4.2. Coeficiente de turbiedad de Linke.

Linke (1922) estableció un factor, que posteriormente se denominó Factor de turbiedad de Linke, que representaba el número de atmósferas limpias y secas que serían necesarias para producir la misma atenuación de la radiación directa extraterrestre tras su paso por la atmósfera real. Su valor varía de 1 a 10. Es un parámetro útil para la comparación de las condiciones de una atmósfera despejada, sin embargo tiene un serio inconveniente, que varía con la masa de aire cuando las condiciones atmosféricas permanecen constantes.

Veremos que el concepto de atmósfera limpia y seca, inicialmente denominada de Rayleigh, ha sufrido alguna variación hasta el actualmente aceptado que incluye varios componentes permanentes en la atmósfera.

La extinción de la irradiancia espectral es modelada usualmente según la ley de Bouguer,

$$I_{n\lambda} = E_0 I_{0\lambda} \exp(-m_r \delta_\lambda) \quad (2.33)$$

Donde $I_{n\lambda}$ es la irradiancia espectral directa normal medida para la longitud de onda λ , $I_{0\lambda}$ es la irradiancia espectral extraterrestre, E_0 es la corrección de excentricidad de la órbita terrestre, m_r es la masa óptica relativa de aire y δ_λ es el espesor óptico vertical total que comprende los espesores ópticos verticales causados por la dispersión de Rayleigh δ_r , absorción y dispersión de aerosoles δ_a , absorción por vapor de agua δ_w , absorción por ozono δ_o y absorción por gases varios componentes de la atmósfera δ_g . Aparentemente, la profundidad óptica total incluye contribuciones debidas a: dispersión molecular en todas las longitudes de onda, banda de absorción de NO_2 (250-700 nm) y absorción de ozono en la banda ultravioleta (fuerte en 180-300 nm, menos fuerte en 300-345 nm y débil en 440-770 nm). También son afectadas varias porciones espectrales por bandas de absorción de H_2O y O_2 (680-746, 754-774, 786-844 y 872-1014 nm).

La mencionada ley de Bouguer (también llamada de Lambert y Beer) puede ser escrita en función de la transmitancia $\tau_{i\lambda}$ debida a cada atenuación de un componente atmosférico, estando definida dicha transmitancia por la siguiente expresión

$$\tau_{i\lambda} = \exp(-\delta_{i\lambda} m_i) \quad (2.34)$$

donde $\delta_{i\lambda}$ es el espesor óptico vertical que determina dicha atenuación, para cada longitud de onda, debido a un proceso individual i , e integrado sobre un camino vertical a través de la atmósfera. m_i es la masa óptica atmósfera relativa para el proceso individual i , definido como el cociente entre la longitud del camino real y la longitud del camino en la dirección vertical en dicho medio. Como primera aproximación, la masa óptica relativa total de aire puede ser usada sustituyendo a las masas relativas atmosféricas de los diferentes constituyentes.

La ley de Bouguer queda expresada, en función de las transmitancias, de la siguiente forma

$$I_n = E_0 I_0 \tau_a \tau_r \tau_w \tau_o \tau_g \quad (2.35)$$

Donde E_0 es la corrección de excentricidad de la órbita terrestre e I_0 es la constante solar extraterrestre integrada (1366.1 W/m^2). No obstante, en todos los modelos de banda ancha cuyos resultados son comparados con resultados experimentales de piranómetros (tipo Eppley, Kipp-Zonen, ..) I_0 deberá ir corregida con el factor 0.9751, factor que reduce la irradiancia real de toda la banda a la fracción que en realidad detectan los aparatos de medida, ya que el espectro integrado abarca de 0.285 a 2.8 μm (correspondiente a la ventana del

II. ANTECEDENTES

pirheliómetro). Las transmitancias adimensionales τ_a , τ_r , τ_w , τ_o y τ_g son debidas respectivamente a la absorción y dispersión de aerosoles, a la dispersión de Rayleigh, a la absorción por vapor de agua, a la absorción por ozono y a la absorción por los denominados gases uniformemente mezclados o gases que son componentes permanentes de la atmósfera (CO_2 , N_2 , O_2 ,...).

Linke (1922) propuso expresar el espesor óptico vertical total integrado de una atmósfera real, δ , como el producto de dos términos, δ_{CDA} , o el espesor óptico vertical de una atmósfera libre de nubes, aerosoles y agua y el Factor de turbiedad de Linke, T_L , de forma que la irradiancia directa normal será

$$I_n = E_0 I_0 \exp\left[-\delta_{CDA} T_L m_r\right] \quad (2.36)$$

El valor teórico de δ_{CDA} está sujeto a modificaciones conforme se incrementan los datos disponibles en transmisión atmosférica. La teoría de Rayleigh de dispersión molecular, el principal contribuyente a la disminución de la energía solar en una atmósfera limpia y seca, fue el primer proceso usado para calcular δ_{CDA} , el cual es a menudo referido como "espesor óptico vertical de una atmósfera Limpia y Seca".

Feussner y Dubois (1930) desarrollaron un procedimiento para la determinación del Factor de turbiedad de Linke cuando se tienen datos de irradiancia directa normal de la atmósfera real. En este procedimiento, el espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca se calculó, casi al principio del siglo pasado, a partir de la distribución espectral de la radiación extraterrestre y su transmitancia a través de la atmósfera de la Tierra (Abbot et al. 1923 y Abbot 1927). Este procedimiento requiere valores tabulados del espesor óptico vertical integrado de la atmósfera limpia y seca como una función de la masa de aire. Esta tabla está disponible en manuales, tales como Foitzik y Hinzpeter (1958) y CSAGI (1958). Posteriormente, Kasten (1980) ajustó los datos contenidos en dichas tablas a la siguiente expresión

$$\delta_{CDA} = (9.4 + 0.9 m_r)^{-1} \quad (2.37)$$

la cual es conocida como la fórmula pirheliométrica de Kasten.

En esta ecuación no se tienen en cuenta la absorción por los gases uniformemente mezclados de la atmósfera, tales como CO_2 , O_2 , N_2O , CO , etc... El efecto de estos gases será, por lo tanto, incluido en el término T_L , contribuyendo incorrectamente a la turbiedad, tal como es citado por Katz et al. (1982a) y confirmado por Kasten (1994), que posteriormente (Kasten 1996) propuso una nueva expresión para el cálculo del Coeficiente de Linke basado en la mejora del término comentado.

Actualmente, la atenuación por la atmósfera limpia y seca se supone que incluye dispersión por moléculas (llamado dispersión de Rayleigh), absorción por gases varios uniformemente mezclados (principalmente CO_2 y O_2) y absorción por ozono. Tal atmósfera ha sido denominada Atmósfera Limpia y Seca (Clean and Dry Atmosphere).

Louche et al. (1986) y Grenier et al. (1994) añadieron la absorción por los gases uniformemente mezclados a la definición de δ_{CDA} (estos gases están considerados mezclados uniformemente e invariables tanto en una atmósfera limpia y seca como en una atmósfera turbia). Basado en datos espectrales calculados recientemente, Louche et al. (1986) ajustaron una polinomial de cuarto orden de m_r a δ_{CDA}

II. ANTECEDENTES

$$\delta_{CDA} = (6.5567 + 1.7513m_r - 0.1202m_r^2 + 0.0065m_r^3 - 0.00013m_r^4)^{-1} \quad (2.38)$$

Grenier et al. (1994), usando una aproximación similar añadió algunos pequeños cambios a las ecuaciones de dispersión y absorción espectral, obteniendo valores similares

$$\delta_{CDA} = (5.4729 + 3.0312m_r - 0.6329m_r^2 + 0.0910m_r^3 - 0.00512m_r^4)^{-1} \quad (2.39)$$

Los valores resultantes de δ_{CDA} son mayores, y por lo tanto los de T_L serán menores que los obtenidos por la ecuación de Kasten, hasta un 25% para valores bajos de la masa de aire. Molineaux et al. (1995) comprobaron que las expresiones anteriores llegan a ser divergentes para valores de la masa de aire superior a 12 y 7 respectivamente, por lo que adaptaron los coeficientes de la expresión original de Linke teniendo en cuenta la absorción de los gases permanentes

$$\delta_{CDA} = 0.124 - 0.0656 \log m_r \quad (2.40)$$

Según dichos autores, esta ecuación no se desvía más del 0.7% de la ecuación correspondiente de Grenier en el rango $1 < m_r < 6$.

El Factor de turbiedad de Linke esta definido para todo el espectro solar, por lo que varia con la presencia de vapor de agua gaseoso y aerosoles. Para su aplicación como factor de turbiedad se observó que también dependía de la masa de aire. Es por ello que no representa exclusivamente la turbiedad causada por aerosoles, porque la cantidad es afectada por la absorción de radiación solar en las regiones visibles y cercanas infrarrojas por el vapor de agua.

La dependencia de δ_{CDA} de la masa de aire es una consecuencia de la fuerte dependencia de la dispersión de Rayleigh con la longitud de onda incidente. Como todos los procesos de atenuación son dependientes de la longitud de onda, T_L también es dependiente de la masa de aire, aunque en menor medida que δ_{CDA} . Un número de autores han tratado de eliminar esta dificultad por diferentes medios, el más popular de los cuales es normalizar los valores medidos de T_L a los que se obtendrían con una masa relativa de aire de valor 2. Respecto a esto, tenemos la contribución de Kasten (1988) y de Grenier et al. (1994).

Grenier et al. (1994) sugirió que los valores del Factor de turbiedad de Linke $T_{2,00}$, que corresponden a la elevación solar de 30° , pueden ser considerados como independientes de la masa relativa atmosférica y por lo tanto, ser representaciones estrictas de la turbiedad de la atmósfera.

II.4.2.1. Método de determinación de T_L .

Se han considerado tres métodos para la determinación de T_L , siendo el primero de ellos el deducido de la definición del epígrafe anterior y los otros métodos expresiones empíricas propuestas por Ineichen y Pérez (2002) por un lado y Grenier et al. (1994) por otro, cuya descripción se detalla más abajo.

Se ha procedido al cálculo del coeficiente de Linke mediante los tres métodos enumerados, realizándose además un estudio estadístico comparativo entre los Factores de Linke obtenidos

II. ANTECEDENTES

por los diferentes métodos. La descripción de las expresiones utilizadas para la determinación de dicho coeficiente mediante los tres métodos comentados se expone a continuación:

1) El valor instantáneo del coeficiente de turbiedad de Linke es determinado con la expresión

$$T_L = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0}{I_n} \right] \quad (2.41)$$

usando la expresión 2.31 propuesta por Louche (1986) para δ_{CDA} y donde I_0 es la constante solar extraterrestre integrada (1366.1 W/m^2) corregida con el factor 0.9751, E_0 es la corrección de excentricidad de la órbita terrestre, I_n es la irradiancia directa normal y m_r es la masa óptica relativa de aire.

Puesto que el coeficiente T_L calculado de esta forma es dependiente de la masa de aire, se ha realizado el cálculo de un nuevo T_L normalizado a masa de aire de valor 2 y denominado $T_L(2)$, siguiendo los pasos mostrados en el artículo de Kasten (1988)

$$T_L(2) = \frac{T_L(m) \delta_{CDA}(m)}{\delta_{CDA}(m=2)} \quad (2.42)$$

donde δ_{CDA} se ha calculado siguiendo la fórmula propuesta por Louche.

2) Uno de los métodos empíricos fue propuesto por Ineichen y Pérez (2002) los cuales obtuvieron una expresión empírica para la radiación directa normal para cielos claros

$$I_{nc1} = b E_0 I_0 e^{-(0.09(T_{LK} - 1))} \quad (2.43)$$

donde $b = 0.664 + 0.163/f_h$ siendo $f_h = \exp(-\text{altitude (m)}/8000)$ tomada de Kasten (1984), I_0 la constante solar corregida con el factor 0.9751, E_0 es la corrección de la excentricidad de la órbita terrestre y T_{LK} es el coeficiente de turbiedad de Linke normalizado por Kasten a masa de aire de valor 2.

A partir de la expresión anterior obtuvieron el nuevo Factor de turbiedad de Linke, que denominaron T_{LI}

$$T_{LI} = \frac{\left[11.1 \ln \left(\frac{b I_0 E_0}{I_{nc1}} \right) \right]}{m_r} + 1 \quad (2.44)$$

3) El otro método empírico fue propuesto por Grenier et al. (1994), donde desarrollan un modelo del coeficiente de turbiedad de Linke por medio de irradiancia espectrales extraterrestres y coeficientes de extinción de absorbedores gaseosos. Muestran que los nuevos valores de T_L son claramente diferentes de aquellos obtenidos por la fórmula de Kasten, la cual parametriza el espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca. Este modelo es usado para investigar la dependencia de T_L con la masa de aire y obtener las relaciones que unen dicho coeficiente con el coeficiente de turbiedad β de Ångström, el cual se describirá en el epígrafe siguiente. De manera que determinan, para cualquier T_L , el correspondiente

II. ANTECEDENTES

valor normalizado a masa de aire de valor 2, que puede ser ligado al coeficiente de turbiedad β . Como resultado final, se describen procedimientos prácticos y algoritmos para calcular T_L estándar y determinar a partir de éste el coeficiente de turbiedad β .

El modelo obtenido por Grenier, válido para condiciones medias de humedad, y por lo tanto aplicable a nuestras condiciones atmosféricas en Valencia es el siguiente

$$T_L = 1.738 + 15.4\beta \quad (2.45)$$

El valor mínimo de T_L es algo mayor que el valor teórico de 1. Esto significa que T_L cuenta con un número de efectos adicionales a la extinción por aerosoles. La dependencia del vapor de agua contribuye al primer término de la ecuación anterior. En un clima húmedo, la dependencia de T_L con w_p , la altura de agua precipitable, se muestra en Grenier et al. (1994) pero la diferencia con la ecuación anterior raramente excede del 10% incluso para $w_p > 3$ cm.

II.4.3. Coeficiente de turbiedad de Ångström.

Ångström (1929, 1961, 1964) definió el coeficiente espectral de atenuación por aerosoles, β , como

$$\delta_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.46)$$

donde $\delta_{a\lambda}$ es el coeficiente monocromático de atenuación por aerosoles, también llamado espesor óptico vertical de aerosoles en la dirección vertical, β es el llamado coeficiente de turbiedad de Ångström, α es el coeficiente del exponente de la longitud de onda y λ es la longitud de onda en micrómetros.

La cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical puede ser representada por dicho coeficiente β . El valor de β varía típicamente desde 0.0 a 0.5. La fórmula de turbiedad de Ångström da también un índice de la distribución del tamaño de aerosoles representado por α , el cual se incrementa cuando el tamaño medio de los aerosoles disminuye, con un límite máximo de $\alpha = 4$. Para la mayoría de atmósferas naturales $\alpha = 1.3 \pm 0.5$. La distribución del tamaño de aerosoles varía desde aproximadamente 10 nm (núcleo de Aitken) hasta 10 μm (partículas gigantes) y está limitada en ambos extremos por, respectivamente, la coagulación y la precipitación.

El coeficiente de Ångström ha sido aceptado como un índice estricto de la turbiedad causada por aerosoles, ya que representa la cantidad de aerosol en el aire. Pero, en realidad, esto no puede ser considerado completamente cierto desde que muchos aerosoles atmosféricos son de naturaleza higroscópica y cambian su tamaño de acuerdo a la humedad. Así, el valor de β puede ser afectado por un cambio en la cantidad de vapor de agua de la atmósfera.

La representación de la turbiedad atmosférica a través del coeficiente de turbiedad de Ångström es muy común, y éste puede ser empleado en el cálculo de la irradiancia solar espectral directa y difusa, a diferencia del Factor de turbiedad de Linke.

La cantidad total de vapor de agua en la atmósfera en la dirección vertical es altamente variable y depende de las condiciones locales instantáneas. Sin embargo, esta cantidad, generalmente expresada como espesor de agua precipitable, puede ser calculado fácilmente a partir de un número de rutinarias observaciones atmosféricas estándar, tales como humedad

II. ANTECEDENTES

relativa, temperatura ambiente o presión de vapor de agua. El espesor de agua precipitable puede variar de 0 a 5 cm.

II.4.3.1. Método de determinación de β .

Dado que el coeficiente β de Ångström describe el nivel de turbiedad de la atmósfera, es interesante poderlo determinar a partir de medidas experimentales.

Para la estimación de β , se ha usado un método establecido por Pinazo et al. (1995), por medio del cual es posible calcular β usando el modelo de radiación solar "C" propuesto por Iqbal (1983), a partir de datos experimentales de radiación global y directa normal sobre plano horizontal. Este método está basado en el coeficiente K_b , el cual es definido como el cociente entre la irradiancia solar directa normal, I_n , en una superficie horizontal y la irradiancia solar global, I , recibida sobre la misma superficie y se ha usado ampliamente (Boscà et al. 1996a, Boscà et al. 1996b, Cucumo et al. 1998, Boscà et al. 2001, Mosalam et al. 2001, Li y Lam 2002). La transmitancia de aerosoles se expresa como

$$\tau_a = [(1-A) C] / (1-AC) \quad (2.47)$$

donde

$$A = (1 - \omega_0) (1 - m_r + m_r 1.06) \quad (2.48)$$

$$C = C_1 - C_2 \quad (2.49)$$

Siendo

$$C_1 = \left[\left(\frac{1 + (F_c B - 1) K_b - \rho_g (1.0685 - F_c)}{2 \rho_g (1 - F_c)} \right)^2 + B K_b \left(\frac{0.5(1 - \tau_r) + F_c}{(1 - F_c) \rho_g} \right) \right]^{1/2} \quad (2.50)$$

$$C_2 = \frac{1 + (F_c B - 1) K_b - \rho_g (1.0685 - F_c)}{2 \rho_g (1 - F_c)} \quad (2.51)$$

y

$$B = \frac{0.79}{0.9751 \tau_r (1 - m_r + m_r^{1.02})} \quad (2.52)$$

Para la atmósfera de Valencia, considerada a medio camino entre "rural-urbana" y "medio-urbana" (Utrillas et al., 1998), estos parámetros toman los valores: para F_c "dispersión hacia adelante de aerosoles" (aerosols forward scatterance) de 0.84; para ω_0 "albedo de dispersión individual de aerosoles" (aerosols single scattering albedo) de 0.78, para el exponente de la longitud de onda de Ångström, α de 1.25 y para el albedo del suelo ρ_g de 0.2. La transmitancia de Rayleigh, τ_r se calcula mediante la expresión

II. ANTECEDENTES

$$\tau_r = \exp\left[0.0903m_r^{0.84}(1+m_r - m_r^{1.01})\right] \quad (2.53)$$

Una vez determinado τ_a por el método descrito, β se determina mediante el modelo siguiente

$$\beta = \frac{1}{D_3} \ln\left[\frac{D_2}{\tau_a - D_1}\right] \quad (2.54)$$

donde D_1 , D_2 y D_3 están dados por:

$$D_1 = 0.12445\alpha - 0.0162 \quad (2.55)$$

$$D_2 = 1.003 - 0.125\alpha \quad (2.56)$$

$$D_3 = m_r (1.089\alpha + 0.5123) \quad (2.57)$$

Este método requiere para su aplicación la irradiancia global horizontal, la difusa horizontal y los valores de los parámetros adimensionales que dependen de las características de la atmósfera.

**CAPÍTULO III.- MODELO
ESPECTRAL APLICADO.
SMARTS2**

Para la determinación de espesores ópticos verticales e irradiancia que se realizarán más adelante para el caso de circunstancias atmosféricas preestablecidas, será necesario aplicar un modelo teórico de irradiancia.

El modelo por el que se ha optado para las determinaciones teóricas de irradiancia en circunstancias preestablecidas, que se expondrán en capítulos posteriores, es la última versión del programa SMARTS, la versión 2.9.2. (Gueymard 2003).

Este modelo ha sido seleccionado entre los modelos espectrales enumerados en el epígrafe II.3 porque ofrece funciones más precisas sobre la transmitancia radiante, sobre todo para los procesos de extinción atmosférica en los que intervienen la temperatura y la humedad. Además, los modelos espectrales de dispersión múltiple han realizado estimaciones incorrectas cuando debían realizar los cálculos en longitudes de onda cortas y para grandes ángulos cenitales.

Este modelo de análisis puede considerarse pionero dentro de su grupo, ya que añade a su lista de elementos absorbentes, el NO₂, e incluye coeficientes de absorción muy precisos, obtenidos con la ayuda de los más modernos datos procedentes de espectroscopias. En definitiva, en relación con los modelos enumerados en el epígrafe II.3 permite la obtención de datos más precisos y se distingue de ellos por la alta cualidad de los datos de medidas obtenidos, aparte de un fácil manejo del programa informático que sustenta el modelo.

Por todo ello se procede a continuación a describir dicho modelo, detallando en el epígrafe III.1 el modelo para la radiación directa normal y en el epígrafe III.2 el correspondiente a la radiación difusa.

III.1. MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL.

Considerando sólo atenuaciones debido a aerosoles, a dispersión de Rayleigh, a contenido de ozono, de gases uniformemente mezclados, que en la literatura científica encontramos como “uniformly mixed gases” y que a partir de ahora llamaremos gases atmosféricos, de vapor de agua y de NO₂ y siendo τ_i las respectivas transmitancias, la irradiancia directa normal recibida sobre el suelo por una superficie normal a los rayos del sol a la longitud de onda λ es dada por

$$I_{n\lambda} = E_0 I_{0\lambda} \tau_{a\lambda} \tau_{r\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{NO_2\lambda} \quad (3.1)$$

$$\tau_{i\lambda} = e^{-m_i \delta_{i\lambda}} \quad (3.2)$$

En el archivo smart2.dat del modelo mencionado vienen 6 columnas que expresan: la longitud de onda (λ), la irradiancia extraterrestre ($I_{0\lambda}$), el coeficiente de absorción de vapor de agua, el coeficiente de absorción de gases atmosféricos, el coeficiente de absorción de ozono y el coeficiente de absorción de NO₂.

Vamos a detallar a continuación cada una de las transmitancias que integran el modelo.

III.1.1. Transmitancia por absorción de ozono.

El espesor óptico vertical de ozono viene dado por la siguiente expresión

$$\delta_{o\lambda} = C_{o\lambda} u_o \quad (3.3)$$

siendo u_o el contenido de ozono en atm-cm (NTP), variable en la atmósfera y $C_{o\lambda}$ el coeficiente de absorción de ozono.

Su transmitancia, usando la ley de Bouguer, tendrá la expresión

$$\tau_{o\lambda} = e^{-m_o \delta_{o\lambda}} \quad (3.4)$$

III.1.2. Transmitancia de la dispersión de Rayleigh.

El espesor óptico vertical de Rayleigh se ha calculado siguiendo la expresión propuesta por Kerker (1969)

$$\delta_{r\lambda} = 24\pi^3 \frac{H_R}{N_0 \lambda^4} \left(\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \right)^2 \left(\frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \right) \quad (3.5)$$

donde H_R es la altura de escala atmosférica (8.43 km a 15°C), N_0 es la densidad de moléculas ($2.547305E25 \text{ m}^{-3}$ a 15°C), n_0 es el índice de refracción del aire y δ es el factor depolarizador. En esta ecuación se usan las determinaciones más recientes de δ (Young 1981) y de n_0 (Peck y Reeder 1972), según recomendación de Teillet (1990).

Su transmitancia usando la ley de Bouguer,

$$\tau_{r\lambda} = e^{-m_r \delta_{r\lambda}} \quad (3.6)$$

III.1.3. Transmitancia por absorción de los gases atmosféricos.

Usando el análisis de Pierluissi y Tsai (1986,1987), el espesor óptico vertical de dichos gases viene dado por

$$\delta_{g\lambda} = \frac{1}{m_g} (m_g \text{gas}_{cont} C_{g\lambda})^a \quad (3.7)$$

y su transmitancia será

$$\tau_{g\lambda} = e^{-m_g \delta_{g\lambda}} \quad (3.8)$$

Donde C_g es el coeficiente de absorción de gases atmosféricos y si $\lambda < 1\mu\text{m}$, entonces $\text{gas}_{cont}=5.0762$ y $a=0.5641$, siendo en caso contrario $\text{gas}_{cont}=4.5566$ y $a=0.707$.

III.1.4. Transmitancia por absorción del vapor de agua.

Siguiendo el análisis de Pierluissi (1989), la fórmula propuesta por éste fue ligeramente modificada por Gueymard (1995) y el espesor óptico vertical del vapor de agua viene dado por

$$\delta_{w\lambda} = \frac{1}{m_w} \left[(m_w w_p)^{1.05} F_w^N B_w C_w \right]^C \quad (3.9)$$

por lo que su transmitancia

$$\tau_{w\lambda} = e^{-m_w \delta_{w\lambda}} \quad (3.10)$$

donde w_p es el espesor de agua precipitable en cm NTP según Leckner (1978)

$$w_p = 0.493 \frac{\phi}{T} \exp\left(26.23 - \frac{5416}{T}\right) \quad (3.11)$$

siendo ϕ la humedad relativa en tanto por uno, y T la temperatura absoluta del aire.

F_w es un factor de escala de la presión, cuya expresión es

$$F_w = j_w (0.394 - 0.26946\lambda + (0.46478 + 0.23757\lambda)P) \quad (3.12)$$

siendo P , $P = \text{PRES}/1013.25$, con PRES en mbar, y $j_w=1$ si $\lambda \leq 0.67$ micras, y en caso contrario, pasa a ser

$$j_w = (0.98449 + 0.023889\lambda)w_p^Q \quad (3.13)$$

y a su vez Q es

$$Q = -0.02454 + 0.037533\lambda \quad (3.14)$$

B_w es un factor de corrección que toma en consideración el proceso de absorción variable en relación a la distancia hasta el centro de banda, que se rige por la expresión

$$B_w = \text{coeficiente} \times \exp(0.1916 - 0.0785m_w + 0.0004706m_w^2) \quad (3.15)$$

el “coeficiente”, si $C_w \leq 0.01$, toma el valor

$$\text{coef} = 0.624m_w w_p^{0.457} \quad (3.16)$$

y en caso contrario, toma el valor

$$\text{coef} = (0.525 + 0.246m_w w_p)^{0.457} \quad (3.17)$$

siendo C_w es el coeficiente de absorción del vapor de agua.

Los otros dos coeficientes que aparecen en la expresión 3.9 tienen las siguientes expresiones, en función de la longitud de onda λ

$$C = 0.53851 + 0.003262\lambda + 1.5244 \exp(-4.2892\lambda) \quad (3.18)$$

$$N = 0.88631 + 0.025274\lambda - 3.5949 \exp(-4.5445\lambda) \quad (3.19)$$

III.1.5. Transmitancia por absorción del NO₂.

Como el ozono, el espesor óptico vertical del NO₂ es modelada según la ley de Bouguer

$$\delta_{NO_2} = C_{NO_2} NO_{2cont} \quad (3.20)$$

siendo C_{NO_2} el coeficiente de absorción por NO₂ y NO_{2cont} el contenido en la atmósfera de NO₂ en atm-cm.

y la transmitancia será

$$\tau_{NO_2\lambda} = e^{-m_n \delta_{NO_2\lambda}} \quad (3.21)$$

III.1.6. Transmitancia por absorción y dispersión por aerosoles.

La aproximación propuesta por Ångström considera sólo dos regiones espectrales diferentes, siendo el espesor óptico vertical de aerosoles

$$\delta_a = \beta_i (\lambda/\lambda_1)^{-\alpha_i} \quad (3.22)$$

Se consideran dos regiones espectrales, por arriba y por debajo de $\lambda_0 = 0.5 \mu\text{m}$, siendo $\lambda_1 = 1 \mu\text{m}$, y donde $\alpha_i = \alpha_1$ si $\lambda < \lambda_0$, y α_2 en caso contrario. Finalmente

$\beta_i = (2^{\alpha_2 - \alpha_1}) \beta$ si $\lambda < \lambda_0$ y $\beta_i = \beta$ en caso contrario.

La transmitancia será

$$\tau_{a\lambda} = e^{-m_a \delta_{a\lambda}} \quad (3.23)$$

III.2. MODELIZACIÓN DE LA IRRADIANCIA DIFUSA HORIZONTAL.

La componente difusa horizontal de la irradiancia es considerada como la suma de tres componentes: debido a la dispersión de Rayleigh, a la dispersión de aerosoles y a la dispersión entre suelo y cielo.

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{db\lambda} \quad (3.24)$$

Las dos primeras componentes se corrigen para tener en cuenta los efectos de dispersión múltiple, los cuales son significativos a longitudes de onda más cortas.

III.2.1. Componente Rayleigh.

La componente por dispersión de Rayleigh se calcula como

$$I_{dr\lambda} = F_R I_{0\lambda} (1 - \tau_{r\lambda}^{0.9}) \Gamma_{o\lambda} \tau_{n\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{aa\lambda} \cos\theta \quad (3.25)$$

Donde $F_R = F_{R1} F_{R2}$ es la fracción hacia abajo de la radiación total dispersada y $F_{R1} = 0.5$ es la dispersión hacia abajo para la dispersión individual de una atmósfera de Rayleigh. El factor de corrección para los efectos de dispersión múltiple de las moléculas de aire, F_{R2} , es obtenida a partir de Skartveit y Olseth (1988) como:

$F_{R2} = 1$ si $\tau_{r\lambda} < \tau_{rm}$ y en caso contrario

$$F_{R2} = \exp \left[- \left(\frac{\delta_{r\lambda} - \delta_{rm}}{\sigma_r} \right)^{0.72 + \cos\theta} \right] \quad (3.26)$$

donde

$$\sigma_r = 3.65 - 2.3 \exp(-4 \cos\theta) \quad (3.27)$$

$$\delta_{rm} = 0.17 [1 - \exp(-8 \cos\theta)] \quad (3.28)$$

Y donde todas las funciones de transmitancia han sido definidas previamente excepto $\Gamma_{o\lambda}$, la transmitancia efectiva de ozono, y $\tau_{aa\lambda}$, la transmitancia del proceso de absorción de aerosoles. Siendo la transmitancia de absorción por aerosoles

$$\tau_{aa\lambda} = \exp [-m_{ar}(\delta_{a\lambda} - \delta_{as\lambda})] \quad (3.29)$$

donde $\delta_{as\lambda} = \omega_0 \delta_{a\lambda}$ es el espesor óptico vertical para la dispersión de aerosoles y ω_0 es el albedo de dispersión individual. Para el modelo de aerosoles del SRA (IAMAP 1986)

$$\omega_0 = \text{Min} \left(0.99, \sum_{i=0}^{i=3} \phi_i \lambda^i \right) \quad (3.30)$$

donde los valores de dichos coeficientes, para el modelo de aerosoles SRA tipo urbano, aplicable a Valencia, se muestran en la tabla 3.1

Tabla 3.1. Valores de los coeficientes Φ_i modelo SRA tipo urbano.

Φ_0	Φ_1	Φ_2	Φ_3
6.4886E-01	1.3465E-01	-3.0166E-01	8.3393E-02

Y siendo la transmitancia efectiva de ozono

$$\Gamma_{o\lambda} = \exp(-\gamma_1 \delta_{o\lambda}^{0.95} - \gamma_2 \delta_{o\lambda}) \text{ para } \delta_{o\lambda} \leq 2 \quad (3.31)$$

Y en caso contrario

$$\Gamma_{o\lambda} = \exp(-\gamma_3 - \gamma_4 (\delta_{o\lambda} - 2)) \quad (3.32)$$

donde

$$\gamma_1 = (-11.012 + 12.392m_r) / (1 + 0.23644m_r) \quad (3.33)$$

$$\gamma_2 = 3.2656[1 - \exp(-.46464m_r^{1.25})] - 0.965936\gamma_1 \quad (3.34)$$

$$\gamma_3 = 1.93187\gamma_1 + 2\gamma_2 \quad (3.35)$$

$$\gamma_4 = \exp(0.31045 + 0.001684m_r - 0.28549m_r^{-4}) \quad (3.36)$$

III.2.2. Componente aerosol.

La irradiancia dispersada por aerosoles se calcula como

$$I_{da\lambda} = F_a I_{0\lambda} (1 - \tau_{as\lambda}) \Gamma_{o\lambda} \tau_{n\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{aa\lambda} \tau_{r\lambda} \cos\theta \quad (3.37)$$

Donde $\tau_{as\lambda}$ es la transmitancia por dispersión de aerosoles, tal que $\tau_{as\lambda} = \tau_{a\lambda} / \tau_{aa\lambda}$ y F_a es la fracción del flujo dispersado que es transmitido hacia abajo. F_a es el producto de una fracción de dispersión individual, F_{a1} , y un factor de corrección para la dispersión múltiple, F_{a2} . La función F_{a1} depende del factor de asimetría de aerosoles, g , de acuerdo con Bird y Riordan (1986) y Justus y Paris (1985)

$$F_{a1} = 1 - 0.5 \exp[(a_{s0} + a_{s1} \cos\theta) \cos\theta] \quad (3.38)$$

donde

$$a_{s0} = [1.459 + (0.1595 + 0.4129F_g) F_g] F_g \quad (3.39)$$

$$a_{s1} = [0.0783 - (0.3824 + 0.5874F_g) F_g] F_g \quad (3.40)$$

$$F_g = \ln(1 - g) \quad (3.41)$$

$$F_{a2} = 1 \text{ para } \delta_{as\lambda} \leq 2 \quad (3.42)$$

El factor de asimetría de aerosoles definido en IAMAP (1986) puede ser parametrizado

$$g = \min(0.99, \sum_{i=0}^{i=3} k_i \lambda^i) \quad (3.43)$$

donde los valores de dichos coeficientes, para el modelo de aerosoles SRA tipo urbano, aplicable a Valencia, se muestran en la tabla 3.2.

III. MODELO ESPECTRAL APLICADO. SMARTS2

Tabla 3.2. Valores de los coeficientes k_i modelo SRA tipo urbano.

k_0	k_1	k_2	k_3	k_3
6.6851E-01	-2.0657E-01	1.4680E-01	-4.0565E-02	3.8811E-03

III.2.3. Componente dispersada hacia atrás.

$$I_{db\lambda} = \rho_{s\lambda} (\rho_{b\lambda} I_{bn\lambda} \cos\theta + \rho_{d\lambda} I_{d0\lambda}) / (1 - \rho_{d\lambda} \rho_{s\lambda}) \quad (3.44)$$

Donde $\rho_{b\lambda}$ es la reflectividad espectral del suelo para la radiación directa normal, $\rho_{d\lambda}$ es lo equivalente para la difusa, y $\rho_{s\lambda}$ es la reflectividad de todo el cielo.

$$I_{d0\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} \quad (3.45)$$

$$\rho_{b\lambda} = R_z \rho_{b0\lambda} \quad (3.46)$$

donde R_z es usado para corregir la reflectividad a la incidencia normal, $\rho_{b0\lambda}$, considerándose la expresión propuesta por Larsen (1977) para una superficie de tierra

$$R_z = [1 - \cos\theta \ln(1 + 1/\cos\theta)] \quad (3.47)$$

$$\rho_{b0\lambda} = 0.039063 - 0.010104\lambda + 0.0077394\lambda^2 - 0.0021669\lambda^3 \quad (3.48)$$

La reflectividad difusa del agua se obtiene como

$$\rho_{d\lambda} = 0.0803 - 0.00365\lambda \quad (3.49)$$

La reflectividad del cielo se calcula como

$$\rho_{s\lambda} = \tau_{n\lambda}^{\Delta} \tau_{g\lambda}^{\Delta} \tau_{w\lambda}^{\Delta} \tau_{aa\lambda}^{\Delta} [(1 - F_R^{\Delta})(1 - \tau_{r\lambda}^{\Delta}) S_{o\lambda} \sqrt{\tau_{as\lambda}^{\Delta}} + (1 - F_q^{\Delta})^{0.9} (1 - (\tau_{as\lambda}^{\Delta})^2)] \quad (3.50)$$

donde las cantidades indicadas por un superíndice delta son para una irradiancia hacia arriba y se obtienen con sus ecuaciones originales pero para una masa de aire de referencia de 1.66 para la radiación difusa y

$$S_{o\lambda} = \exp[-(4.8344E5 + 2.3088E6u_o)(\lambda - 0.38)^{5.8}] \quad (3.51)$$

para $\lambda \leq 0.38\mu\text{m}$, y $S_{o\lambda} = 1$ en caso contrario, siendo u_o el espesor reducido de ozono.

Finalmente, la irradiancia global sobre superficie horizontal se calcula con la siguiente expresión

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} \quad (3.52)$$

CAPÍTULO IV.- MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACIÓN

Como se ha indicado en la introducción, uno de los objetivos de este trabajo es profundizar en el conocimiento de la radiación solar que alcanza el suelo en determinadas bandas espectrales que son clasificadas por los investigadores separadamente en función de su interés y su influencia en diferentes fenómenos relacionados con la materia, el medio ambiente y los seres vivos.

Determinadas bandas adquieren características propias por su intervención en fenómenos que afectan de forma especial a la materia o a la vida. Algunas se han mencionado someramente en el epígrafe II.1.1.2 y otros. Estas especiales características las tienen entre otras, las bandas que centran la atención de este trabajo, que estamos denominando aquí UVB, UVA UV y PAR.

Además de las características ya citadas de estas cuatro bandas, cabría añadir que las bandas UVB y UVA (rangos 280-315 nm y 315-400 nm respectivamente), aunque representan una pequeña parte de toda la energía del espectro solar, son de gran interés para un amplio rango de disciplinas desde la química troposférica hasta su extenso uso en diferentes campos médicos como fotodermatología, oftalmología e investigación sobre el cáncer. Un conocimiento de la disponibilidad y variación en la radiación de estas bandas, tanto temporal como espacial puede iluminar campos como la formación y descomposición de contaminantes fotosensitivos urbanos e industriales (Malato et al. 1996), o la fotodegradación de plásticos, colorantes, pinturas y fibras naturales y artificiales (Yamasaki 1983, Gerlock y Bauer 1995), entre otras muchas aplicaciones. Por las mismas razones, la banda ultravioleta de rango espectral 290-385 nm, a la que nos estamos refiriendo como UV, ha sido la más medida y sistemáticamente analizada por la comunidad científica por motivos históricos que preceden a la clasificación realizada por la CIE, y debido a la disponibilidad de instrumentación. Por último, una cuarta banda de gran interés en biología, medio ambiente, agricultura y de gran importancia por sus aplicaciones energéticas y por su influencia sobre la vida humana y animal, es la Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR), de rango espectral 400-700 nm. La irradiancia de esta banda al nivel del suelo es también analizada y medida como en el caso de la Red Europea de medidas ELDONET (Häder et al. 1999, 2001, y Aguilera et al. 2004).

Dado que a lo largo de este trabajo se aplican medidas de irradiancia de las cuatro bandas adquiridas con diferentes instrumentos y procedentes de tres diferentes estaciones de medida, en este capítulo se dedicará un epígrafe a la instrumentación específica de medida de irradiancia de las bandas, y otro a describir las estaciones de medida, su ubicación y los datos complementarios que estas almacenan en sus bases de datos.

No sin antes mencionar brevemente tres organismos que con sus infraestructuras, apoyo y cobertura han propiciado, unos la disponibilidad de dichas estaciones e instrumentación y han permitido disponer de las bases de datos necesarias para el trabajo y el tercero por la importancia de la red de estaciones que ha implantado y por la metodología utilizada. Éstos son de muy diferente envergadura y origen, si bien los tres son de carácter público ajenos a intereses privados o empresariales y financiados con fondos públicos. Comenzando por el más cercano, aunque más modesto, el primero sería el Grupo de Radiación Solar de Valencia (GRSV), el segundo será el Instituto Nacional de Meteorología, y el tercer organismo es la Generalitat Valenciana (GVA).

A) El GRSV es un grupo de investigación de la línea de la radiación solar y su interacción con la atmósfera terrestre, registrado en la Generalitat Valenciana, que abarca dos universidades de la Comunidad Valenciana, la Universitat de València, Estudi General (UV), que alberga la mayoría de sus miembros, incluido su coordinador el profesor D. José Antonio Martínez-Lozano, todos ellos docentes e investigadores del Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica y

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

también la Universidad Politécnica de Valencia (UPV) con profesores del Departamento de Termodinámica y del Departamento de Física Aplicada. Las diversas actividades del grupo, o de sus miembros, mediante proyectos de investigación, u otras vías de financiación, han permitido a éste disponer de estaciones de medida de radiación solar y otras variables meteorológicas ubicadas en la Facultad de Física de la primera universidad, además de otra instrumentación susceptible de desplazarse a otros lugares, y en las Escuelas Técnicas Superiores de Ingenieros Industriales (ETSII) y de Ingeniería de Diseño (ETSID) de la segunda. De toda esta infraestructura, la que ha sido utilizada en este trabajo es la correspondiente a las estaciones de la ETSID y la ETSII. Información adicional relativa a la investigación del GRSV puede encontrarse en la página web <http://www.uv.es/solar/index.htm>.

B) El INM es un organismo estatal dependiente del Ministerio de Medio Ambiente, que se propuso a finales del año 1999, la creación de una red de medidas y predicción de la radiación UVER basada con la dotación de radiómetros de banda para la medida de la UVB y de espectroradiómetros para la medida del ozono, disponiendo en la actualidad de 17 estaciones de medida de estas características, como se observa en la Figura 4.1 (<http://www.inm.es/web/infmet/tobsr/ulvio/estaciones.html>). Coordenadas geográficas y altitud sobre el nivel del mar de dichas estaciones se detallan en la tabla 4.1.

La medida de radiación UVB se realiza mediante piranómetros de banda ancha (280-320 nm) Yankee, mientras que la medida del ozono total en columna se realiza mediante espectrofotómetros Brewer, lo cual se realiza sólo en 6 estaciones, como se observa en la Figura 4.1.



Figura 4.1. Estaciones de medidas de la red del INM. En rojo aquellas que miden UVER y ozono total en columna, en negro aquellas que sólo miden UVER.

La red de espectrorradiómetros consta de cinco espectrofotómetros Brewer propios y otro asociado propiedad del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), además de un Bentham propiedad del INM. A su vez, la red de radiómetros de banda ancha está formada por 16 piranómetros YES UVB1 del INM, uno de los cuales está situado en la ciudad de Valencia y en los años analizados por este trabajo estaba ubicado en el Centro de VIVEROS que se menciona más abajo. Además disponen de otros dos piranómetros Yankee, para su utilización como patrones de la red, un patrón fijo estacionado en el Observatorio Espacial de

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Izaña, y un patrón itinerante depositado en el Centro Radiométrico Nacional de Madrid.

Tabla 4.1. Coordenadas de las estaciones que constituyen la red de medida del INM

ESTACIONES	Latitud	Longitud	Altitud	UVI	Ozono
A Coruña CMT	43°21'N	8°25'W	67 m.	UVI	ozono
Santander CMT	43°28'N	3°49'W	79 m.	UVI	
Valladolid CMT	41°39'N	4°46'W	740 m.	UVI	
Zaragoza CMT	41°38'N	0°55'W	250 m.	UVI	ozono
Barcelona Universidad	41°38'N	2°12'E	60 m.	UVI	
Madrid CRN	40°27'N	3°44'W	680 m.	UVI	ozono
Roquetes Observatorio del Ebro	40°49'N	0°30'E	44 m.	UVI	
Badajoz CMT	38°53'N	6°58'W	186 m.	UVI	
Ciudad Real Observatorio	38°59'N	3°55'W	628 m.	UVI	
Valencia Aeropuerto	39°29'N	0°28'W	23 m.	UVI	
Palma de Mallorca Aeropuerto	39°33'N	2°37'E	10 m.	UVI	
Murcia CMT	38°00'N	1°10'W	69 m.	UVI	ozono
El Arenosillo (INTA)	37°10'N	6°73'W	41 m.	UVI	ozono
Granada (Base Aérea)	37°08'N	3°38'W	685 m.	UVI	
Málaga CMT	36°43'N	4°29'W	61 m.	UVI	
Izaña VAM	28°17'N	16°29'W	2367 m.	UVI	ozono
Maspalomas	27°45'N	15°34'W	30 m.	UVI	

Cada estación de la red proporciona ficheros de salida para cada día del mes y con intervalos de un minuto, de medidas de irradiancia UVB y UVER (en W/m^2). Estas bases de datos están disponibles para el Grupo de Radiación Solar de Valencia accediendo a la página web del INM (<http://www.inm.es/wwb/uvint/UVVAL.xls>), desde donde se pueden descargar los valores semihorarios correspondientes a los datos mencionados del año en curso y de esta manera se ha dispuesto de medidas para este trabajo.

La predicción del índice UV máximo para cielos despejados se realiza en cada capital de provincia para el día en vigor y el siguiente. Se dispone de un mapa con el código de colores en función del valor del UVI y de su evolución diaria. Se encuentra disponible en la página web del INM como información meteorológica en <http://www.inm.es/web/infmet/predi/ulvip.html>. Además para cada estación de la red se elaboran por parte del INM gráficos anuales con el UVI máximo diario, y para aquellas que también miden ozono, otro gráfico similar con el ozono total medio diario, actualizándose diariamente todos ellos.

Los radiómetros UVB-1 de la red del INM fueron comparados antes de su instalación en la red en el Centro Radiométrico Nacional (Madrid). Posteriormente, una vez puesta en marcha la red en Julio de 1999 los dos instrumentos de referencia participaron en una intercomparación de detectores de banda ancha organizada por el LAP (Laboratorio de Física

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Atmosférica) de la Universidad Aristotle de Thessaloniki (Grecia) en septiembre de 1999 y dirigida por Bais (Bais et al. 2001). A partir de este momento son recalibrados anualmente en las instalaciones del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA).

Un análisis de los datos experimentales registrados durante los años 2000 y 2001 en la red de medida de UVB del INM se puede encontrar en el trabajo de Martínez Lozano et al. (2002a), un análisis previo del año 2000 en Marín (2001) y una descripción de la red en Gonzalez-Frías et al. (2002). Además una comparación del índice UVI en Valencia y Barcelona para los años 1999 y 2000 con datos procedentes del INM se encuentra en Martínez Lozano et al. (2002b).

C) La GVA, que es el gobierno regional de la Comunidad Valenciana, instaló a mediados de 2001 una red medidas UVB y UVER en la Comunidad Valenciana gracias a un convenio entre la entonces Consellería de Medio Ambiente (actualmente Consellería de Territorio y Vivienda) y el Grupo de Radiación Solar de Valencia, que hizo posible el diseño y la instalación de dicha red, la cual empezó a registrar datos a finales de 2001 y en pleno funcionamiento a partir de febrero de 2002. Esta red dispone de piranómetros Yes UVB-1, mostrado en la Figura 4.2, además de un radiómetro análogo que ejerce el papel de patrón para el calibrado, los cuales se han instalado en 5 estaciones, como se aprecia en la Figura 4.3: Ciudad de Valencia, Denia, la Mata, Prat de Cabanes y Aras de los Olmos, cuyas coordenadas y altitud se muestran en la tabla 4.2. (<http://www.cma.gva.es/contenidoHtmlArea/mostrar.aspx?idioma=C&Nodo=4588>). La distribución de estas estaciones la hicieron teniendo en cuenta una estación por cada grado de latitud aproximadamente y en la costa, excepto la última que está en el interior y a unos 1300 m de altura.



Figura 4.2. Piranómetro UVB-1 de YES.

Tabla 4.2. Coordenadas de las estaciones que componen la red de la C. Valenciana.

ESTACIONES	Latitud	Longitud	Altitud
Prat de Cabanes	40°08'13"N	00°09'56"E	14
Aras de los Olmos	39°57'01"N	01°06'33"W	1277
Valencia	39°27'49"N	00°20'09"W	0
Denia	38°49'19"N	00°02'09"E	44
Torreveija	38°00'30"N	00°39'31"W	12

Estas estaciones proporcionan ficheros de salida para cada día del mes y con intervalos de un

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

minuto de medidas de irradiancia UVB y UVER (en W/m^2).



Figura 4.3. Ubicación de las estaciones de la red de medida UVB de la C. Valenciana: a) Prat de Cabanes, b) Aras de los Olmos c) Valencia, d) Denia y e) Torrevieja.

La calibración se realiza mediante dos procedimientos:

- a) Por comparación con otro piranómetro UVB-1 idéntico a los ubicados en las estaciones, propiedad del Grupo de Radiación Solar de Valencia, que, a su vez ha sido calibrado previamente con el patrón itinerante que tiene el INM (Instituto Nacional de Meteorología).
- b) Por medio de un espectrorradiómetro de precisión, que da un valor para cada longitud de onda. El espectrorradiómetro utilizado con este fin es un Optronic 754-O-PMT, propiedad del Grupo de Radiación Solar de Valencia.

En la mencionada página web de la Conselleria de Territorio se expone la predicción del Índice UV en la Comunidad Valenciana para el día en curso y el día siguiente. La predicción se realiza para el mediodía solar que coincide en la mayoría de los casos con el valor máximo diario (Martínez Lozano et al. 2002a) y para cielos despejados. Para este cálculo se utiliza el modelo SBDART y el valor del ozono en columna se toma del estimado por el TOMS para la víspera y para esa ubicación. También se presenta el valor de dicho índice calculado a partir de los datos recogidos en la red UVB de nuestra Comunidad. Además se aporta información sobre la radiación UV y sus efectos sobre el hombre.

IV.1. INSTRUMENTACIÓN DE MEDIDA DE IRRADIANCIA DE BANDA

A continuación describiremos las principales características de los instrumentos de medida empleados para la medición de dicha irradiancia.

1) ELDONET

El dosímetro ELDONET (European Light DOsimeter NETwork) es un instrumento de medida de irradiancia solar en las bandas espectrales que abarcan los intervalos de longitud de onda de 280-315 nm, 315-400 nm y 400-700 nm que denominamos, respectivamente, siguiendo el ya comentado criterio de la CIE, UVB, UVA y PAR (radiación visible o fotosintéticamente activa).

Es un dosímetro que cuenta con tres canales, cada uno de los cuales tiene una función filtro que cubre las longitudes de onda correspondientes a las bandas mencionadas.

La entrada óptica del instrumento ELDONET, un esquema del cual se muestra en la Figura 4.4 obtenida en la página web oficial del proyecto ELDONET <http://www.pi.ibf.cnr.it/miscellanea/eldonet/index.html>, consiste en una esfera integradora de Ulbricht de 10 cm con relleno de sulfato de bario. Después de reflexiones múltiples internas, la luz entra en los detectores fotodiodos de silicio, una vez separadas las bandas UVB, UVA y PAR a través de los filtros mencionados.

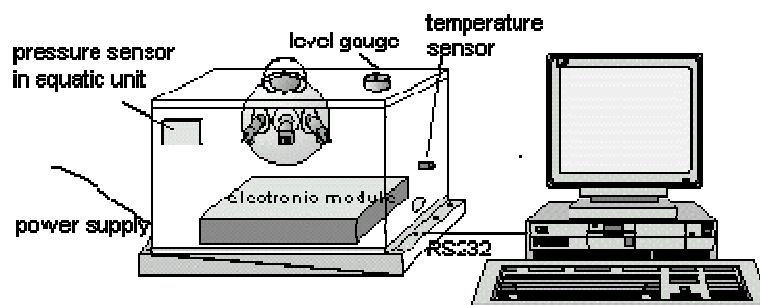


Figura 4.4. Esquema del instrumento ELDONET.

En la Figura 4.5 se muestra un ejemplo de la salida de datos del dosímetro, donde en abscisas tenemos la hora del día y en ordenadas la irradiancia de banda en W/m^2 , observándose cuatro curvas, tres curvas correspondientes a la irradiancia de las tres bandas que mide el ELDONET, y otra a la temperatura medida por el sensor del instrumento.

La resolución y límite de detección de este Instrumento es menor de $0.1 W/m^2$ para PAR, menor de $0.01 W/m^2$ para UVA y menor de $0.0005 W/m^2$ para UVB. Bajo condiciones de campo, la desviación respecto de la integración de valores medidos por medio de espectroradiómetros calibrados es menor del 10% para UVB, 5% para UVA y 2% para PAR. La capacidad de reproducción medida resultó ser del $1.4 \pm 1.0\%$ para el canal PAR, $1.9 \pm 1.5\%$ para el canal UVA y $3.8 \pm 3.8\%$ para el canal UVB. El software permite adquirir y almacenar estas medidas cada minuto.

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

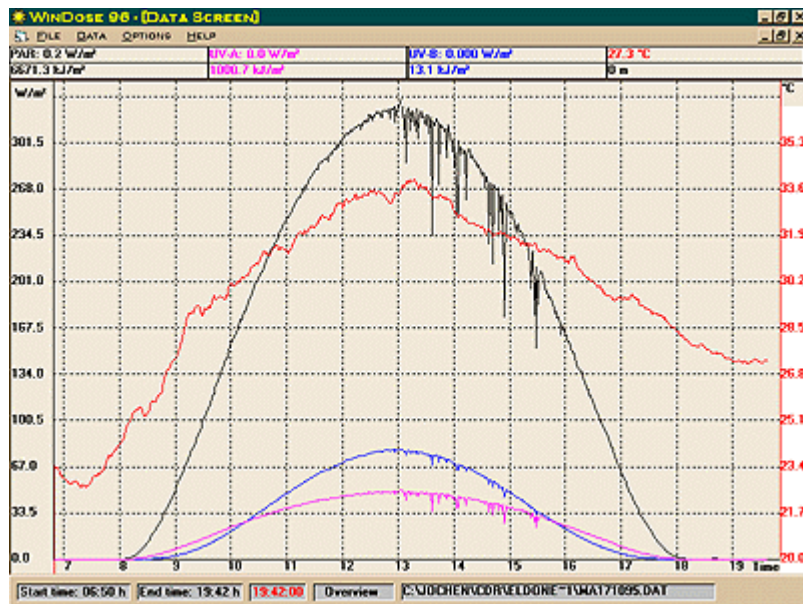


Figura 4.5. Representación gráfica de medidas del ELDONET.

El nombre lo adquiere por haber sido el instrumento diseñado y adoptado para establecer la red de medidas de radiación solar European Light Dosimeter Network, que fue creada por diversos grupos de trabajo coordinados y financiados por la Unión Europea (Häder et al. 1999). La red ELDONET abarcaba 31 estaciones de medida que se extendían por Europa, desde el norte de Suecia hasta Gran Canaria. En España, además de esta última, había estaciones en Málaga, Rioja, Cádiz y Sierra Nevada. También existían estaciones en el resto del mundo (Japón, Nueva Zelanda, Brasil y Argentina y otras 2 que se incorporaron más tarde en Egipto e India). La red ELDONET como proyecto financiado por la Unión Europea dejó de funcionar a finales del 2004.

En la Figura 4.6 se muestra el dosímetro que se tiene instalado en la estación de medidas sita en la E.T.S.I. del Diseño de la U. Politécnica de Valencia.



Figura 4.6. Dosímetro ELDONET.

2) YES UVB-1

Es un piranómetro de banda ancha (280-330 nm) tipo Robertson-Berger, estando diseñado específicamente para la medida de la irradiancia solar global ultravioleta B, y también de la irradiancia UVER, aproximándose su respuesta a la de la piel humana. La radiación global incluye la luz transmitida directamente a través de la atmósfera y la luz que se dispersa por efecto de los gases atmosféricos y las partículas de materia de la atmósfera. A diferencia de la luz visible, la radiación UVB consiste principalmente de elementos difusos y dispersos.

A continuación exponemos sus características de funcionamiento:

- Respuesta en coseno: 5% para ángulo cenital de 0 a 60°.
- Sensibilidad: 1.97 voltios (W/m^2) de radiación UVB efectiva.
- Señales de salida: 0 a 4 VD, salida de baja impedancia para cada canal.
- Tiempo de respuesta 0,1 segundos.
- Temperatura de funcionamiento: el sistema mantiene los componentes a una temperatura fija de +45°C para temperaturas ambientales de -40°C a +40°C.

La técnica innovadora de medida del aparato es la utilización de filtros de vidrio de color y un fósforo sensible a la UVB para bloquear toda la luz visible del sol y convertir la luz UVB en visible (verde), que a su vez es medida por un fotodetector de estado sólido.

La respuesta espectral del aparato es similar al espectro de daños eritemáticos, la del denominado espectro de acción eritemático de McKinley, por lo que sus medidas pueden ser utilizadas para obtener irradiancia UVER o fracción de la irradiancia UVB que penetra en la piel. Entre las aplicaciones típicas del UVB-1 se incluyen:

- Estudios de dosis eritemática.
- Estudios de los efectos de UVB sobre comunidades vegetales
- Gestión de datos climatológicos y estudios de impacto del espesor de la capa de ozono.

El instrumento de medida YES UVB-1 proporciona una tensión de salida, a la cual se le aplica un factor de conversión para convertir los voltios en unidades físicas más significativas como la irradiancia UVB o la UVER. Dicho factor dependerá del ángulo de cenit solar en el momento de la medida, donde el ángulo cenital indica la distancia en grados del cenit. Para transformar la tensión de salida del aparato en irradiancia total UVB (en W/m^2), se multiplica aquella por el factor de conversión para un ángulo cenital dado. Lo mismo podemos decir para transformar la tensión de salida en irradiancia eritemática CIE (McKinlay y Diffey, 1987) definida en W/m^2 efectivos.

Los factores de conversión (FC), proporcionados por el fabricante del aparato, expresados en $W/(m^2V)$ en función del ángulo cenital solar, se muestran en la tabla 4.3. Para esta conversión, el fabricante proporciona una tabla, no obstante se ha realizado una correlación, para obtener de forma continua dichos factores de conversión (FC) para cualquier ángulo cenital y que se muestra en las tablas 4.4 y 4.5.

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Mediante la mencionada correlación, la relación entre los factores de conversión de la banda UVB y el ángulo cenital solar θ viene expresada mediante el modelo polinomial de 2º orden, cuyos coeficientes se muestran en la tabla 4.4 y en la Figura 4.7

$$FC(UVB) = a + b \cdot \theta + c \cdot \theta^2 \quad (4.1)$$

Tabla 4.3. Factores de conversión de la irradiancia UVB y de la UVER

ángulo cenital θ	Total UVB 280-315 nm	Eritema Diffey
21.8	1.060	0.144
25	1.078	0.143
30	1.093	0.141
35	1.102	0.139
40	1.103	0.138
45	1.108	0.136
50	1.112	0.136
55	1.115	0.137
60	1.130	0.131
65	1.126	0.126
70	1.104	0.125

Tabla 4.4. Coeficientes de la correlación entre Factores de conversión UVB y ángulo cenital

Banda	Coefficiente a	Coefficiente b	Coefficiente c	coeficiente R^2
UVB280-315	0.97817	+0.049325	-0.000043	0.96

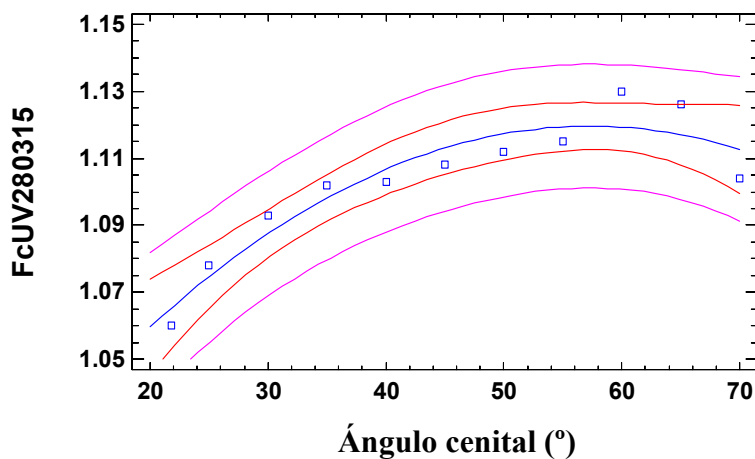


Figura 4.7. Regresión entre el ángulo cenital y el FC de la irradiación UVB (280-315 nm).

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Se ha considerado el espectro de acción eritemáticos de McKinlay y Diffey (1987) realizándose un ajuste de regresión de dicho factor eritemático con el ángulo cenital, mostrado en la tabla 4.3 y la curva resultante, mostrada en la Figura 4.8, ha resultado ser una polinomial de 2º orden, cuyos coeficientes de ajuste se muestran en la tabla 4.5.

$$FC (UVER) = a + b \cdot \theta + c \cdot \theta^2 \quad (4.2)$$

Tabla 4.5. Coeficientes de la correlación entre Factores de conversión UVER y ángulo cenital

Eritema	Coefficiente a	Coefficiente b	Coefficiente c	coeficiente R ²
Diffey	0.1675	-1.361E-3	1.506E-5	0.87

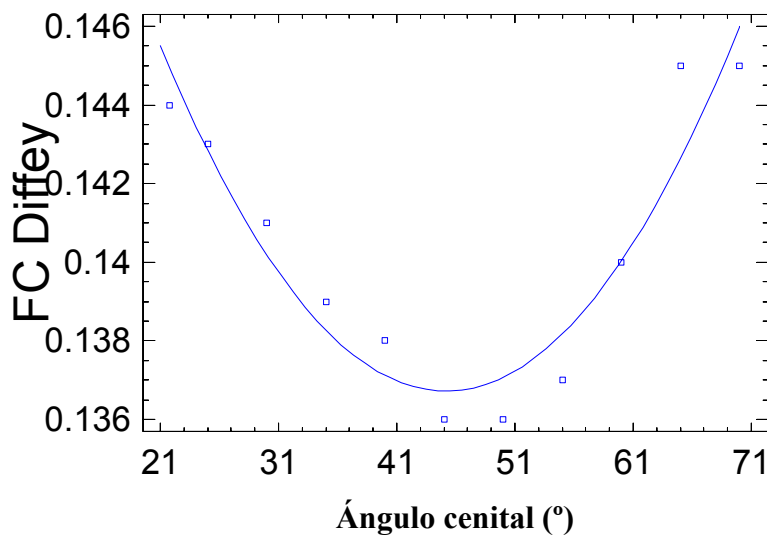


Figura 4.8. Regresión entre el ángulo cenital y el FC del eritema Diffey.

Los YES UVB-1, en su modo de operación estándar, miden irradiancia UVER cada segundo y a partir de estos datos se obtienen los valores de irradiancia en el intervalo temporal deseado, que después de las recomendaciones de la WMO y de la Acción COST-713, ha pasado de media hora a intervalos de un minuto en enero de 2001.

IV.2. ESTACIONES DE MEDIDA. INSTRUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA.

Describiremos a continuación las tres estaciones de medidas de radiación solar de que se ha nutrido este trabajo para sus diferentes aplicaciones. Éstas son las del GRSV en la ETSID y en la ETSII, y la estación del INM en su centro de VIVEROS. Las tres tienen en común que están situadas en la parte Nordeste de la ciudad de Valencia y muy próximas unas de otras, como se apreciará mas abajo por sus coordenadas propias. Las dos primeras ubicadas en el

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

campus de la UPV están separadas entre si 450 m, y de estas dos, la que está más separada de la tercera, dista de ella 2.4 km. Todas ellas además instaladas en azoteas de edificios de cuatro plantas con la misma altura sobre el nivel del mar. La ubicación e instrumentos de las correspondientes estaciones se detallan a continuación.

IV.2.1. Estación de la E.T.S.I.D.

La estación está ubicada en la azotea de la Escuela Técnica Superior de Ingeniería del Diseño de Valencia cuyas coordenadas son (0°20'18"W, 39°28'49"N), y 15 m sobre el nivel del mar (ASL) y en el campus de la Universidad que está situado en el área norte de la ciudad de Valencia, lejos de las áreas industriales y cerca de la zona agrícola. Los instrumentos se encuentran sobre plataformas horizontales bajo la bóveda celeste sin obstrucciones ni sombras, salvo las expresamente dispuestas con ese fin. En esta estación se encuentran los siguientes instrumentos:

A) Dosímetro ELDONET. Este instrumento fue adquirido en un proyecto de investigación de profesores del Departamento de Física Aplicada de la Escuela Técnica Superior de Ingeniería del Diseño de Valencia que tenía por título “Medida de la radiación solar Ultravioleta eritemática y su modelización paramétrica” del programa de Incentivo a la Investigación de la UPV del año 2000. Dicho instrumento fue sustituido por un nuevo modelo en Julio de 2005, sustitución que corrió a cargo de una compañía aseguradora debido a haberse producido un accidente en la instalación eléctrica del edificio de la Escuela. Este último modelo, número 82, está dotado de un microprocesador de 10 MHz para el control de shutter, adquisición de datos, y control de la temperatura interna, además de 3 preamplificadores para los respectivos canales, amplificadores de offset, y de conexiones (1x, 10x, 100x) y una fuente de alimentación externa A/D y una interface RS 232, todo ello alojado en una caja preparada a prueba de humedad y con paredes reflectantes para la protección del calor por sus superficies expuestas a la radiación. Tiene una cúpula de cuarzo de 2” en su parte superior, y en su interior tres filtros para la medida de UVB, UVA y PAR, y fotodiodos con una esfera integradora de 10 cm, además de sensores de temperaturas externa e interna.

A partir de octubre del año 2000 empezaron a estar disponibles las primeras medidas de irradiancia, las cuales acceden al PC por una puerta serie y mediante el programa WinDose 2000, realizando barridos cada 5 segundos, son almacenadas cada día en un archivo en intervalos de un minuto.

Esta estación proporciona ficheros de salida para cada día del mes, con intervalos de 1 minuto, de medidas de irradiancia UVB (en W/m^2), además de otras medidas como son irradiancia UVA (W/m^2), irradiancia PAR (W/m^2) y dosis eritemática (MED/h).

Vino calibrado en el mencionado mes de Julio de 2005 para la respuesta coseno, y para las irradiancia absolutas de los tres canales según los protocolos seguidos en el Proyecto Europeo ELDONET y que están descritos en Häder et al. (2001).

El proceso de calibración a que se somete cada dosímetro descrito en Häder et al. (2001) es el siguiente; cada instrumento es calibrado mediante una lámpara halógena de cuarzo de 1000 W que funciona con un suministrador de potencia estabilizado (SL 1.000 W, Powertronic 710 D). La dependencia de la temperatura del valor en la oscuridad se calibra entre 20°C y 60°C. Todos los factores de calibración se almacenan en el archivo de extensión INI. La calibración absoluta se llevó a cabo en una intercomparación de varios espectroradiómetros y el instrumento ELDONET en Septiembre de 1997 en Garmisch-Partenkirchen (sur de

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Alemania). La intercomparación de instrumentos para medir la radiación solar es una herramienta vital para el control de la calidad y de la documentación (Seckmeyer et al. 1994; Leszczynski et al. 1998). Finalmente todos los instrumentos son recalibrados al menos una vez al año.

B) Actinómetro Kipp & Zonen, modelo CM 7, o radiómetro neto, del que es utilizado su radiómetro superior de toda la banda para la medida de irradiancia Global Horizontal, que se muestra en la Figura 4.9.

C) Actinómetro Kipp & Zonen, modelo CM 11, que dotado de banda de sombra con anchura de 7.7cm y radio de 32.25cm, corregida la medida con la fórmula de Drumonds tal como viene referido en Iqbal (1983), y que se muestra en la Figura 4.10, está destinado a la medida de irradiancia Difusa Horizontal.

Estos dos últimos instrumentos se muestran en la Figura 4.11. El rango de estos dos últimos instrumentos de medida de banda ancha es de 305 a 2800 nm.



Figura 4.9. Piranómetro CM 7 Kipp&Zonen.



Figura 4.10. Detalle de la banda de sombra sobre el piránometro CM 11.

El sistema de adquisición de datos (SAD) utiliza un Data Logger HP34907A dotado de 20 canales de entrada analógica comunicado con el PC por una puerta GPIB y es gestionado mediante un programa diseñado en lenguaje de programación gráfica VEE Pro 6.0, realizando barridos cada minuto con el posterior almacenamiento en un archivo por día en intervalos de 5 minutos.

Los instrumentos descritos son analógicos y producen señales instantáneas en función de la radiación medida en forma de pequeñas diferencias de potencial. Estas señales son escaneadas, digitalizadas y almacenadas en ficheros del disco duro del ordenador mediante la aplicación mencionada.

La ausencia de calibrado de estos dos instrumentos desde 1997, se ha suplido con intercomparaciones periódicas con instrumentos calibrados que miden las respectivas variables de la estación de la ETSII. La última se realizó a primeros de Junio de 2006, intercomparándose el CM11 y el CM7 con el Eppley 8-48 dotado de banda de sombra, y el Eppley 8-48 respectivamente, situados éstos últimos en la estación de la E.T.S.I.I, y que se describen en el siguiente epígrafe. Dichos equipos están situados muy próximos y dicha intercomparación sirvió para corregir una calibración de 1997, con lo que se modificaron los factores de calibrado para adaptarlos a las medidas de los Eppley 8-48. La corrección realizada fue la siguiente:

1) Irradiancia (CM7) = $7.93249E+04 \cdot V + 37.493$ (W/m²)

2) Irradiancia (CM11) = $1.8288E+05 \cdot V + 5.4132$ (W/m²)

donde V en Voltios.



Figura 4.11. Resto de instrumentos en la estación de medidas en la E.T.S.I.D. de Valencia.

IV.2.2. Estación de la E.T.S.I.I.

El Grupo de Radiación Solar de Valencia dispone también de una estación de medidas de radiación solar en la terraza del edificio de la E.T.S.I.I. de la Universidad Politécnica de Valencia, sobre el lugar donde está ubicado el Departamento de Termodinámica Aplicada.

Este edificio se encuentra en el Campus de la UPV también en la ciudad de Valencia en su parte NE. En la zona hay una importante cantidad de edificaciones de hormigón con un tono gris claro, flanqueado al Norte por terrenos de huerta, y cercano al mar Mediterráneo a una distancia aproximada de la playa de 1 Km. Todo ello hace que, con la altura de la mencionada terraza, las coordenadas geográficas de la estación de medidas sean:

-Altitud sobre el nivel del mar:	20 m
-Latitud:	39° 29' 02" N
-Longitud:	0° 20' 29" W

En dicho lugar se realizan medidas de irradiancia de banda ancha cada minuto desde 1988, salvo las de la banda UV que comienzan a partir del 7 de abril de 1991, que son almacenadas en archivos que denominaremos new y de las que algunas han sido utilizadas en este trabajo como se mencionará.

Para realizar dichas medidas se utilizan los siguientes instrumentos:

1) La Irradiancia Global Horizontal se mide con un piranómetro Eppley Modelo 8-48. Rango de 0.225 a 2.800 μm .

2) La Irradiancia Difusa Horizontal se mide también con un Eppley 8-48, con una banda de sombra que tiene las medidas siguientes: anchura de la banda $b=7.7\text{cm}$ y radio de la banda $r=32.25\text{cm}$.

3) La Irradiancia Directa Normal se mide con un Pirheliómetro Eppley NIP (Normal

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Incidence Pyranometer). Rango 0.225 a 2.800 μm .

4) La Irradiancia UV se mide con un Eppley TUVR. Rango 0.295 a 0.385 μm , mostrado en la Figura 4.12.



Figura 4.12. Sensor Eppley TUVR para radiación ultravioleta.

Las señales de dichos instrumentos se van almacenando en un SAD que utiliza un Datalogger similar al descrito para la estación de la ETSID.

Proporciona dos ficheros de salida (con extensión new y ult) para cada día del mes, con intervalos de 5 minutos, de medidas de irradiancia (global horizontal, directa normal, difusa, inclinada 40° y UV (290-385 nm)) en W/m^2 , así como de medidas meteorológicas como son temperatura, humedad relativa, presión, velocidad y dirección del viento, conteniendo tanto medidas instantáneas (irradiancia) como las integraciones de éstas a lo largo del tiempo (irradiación), lo que permitirá disponer de valores de radiación horaria y diaria.

Los valores meteorológicos tales como temperatura del aire, humedad relativa y presión atmosférica, son recogidos por otro programa instalado en un ordenador distinto dedicado en exclusiva a la toma de datos meteorológicos y radiométricos, a partir de los ficheros diarios *ddmmaa.new*. Los dos primeros dígitos corresponden al ordinal del día de las medidas, el tercero y cuarto se reservan para dos dígitos con el ordinal del mes, y los dos últimos para las dos últimas cifras del año en se realizó la medida (por ejemplo; un archivo del once de abril de 1996 se llamaría 110496.new).

Los archivos tipo *.new están organizados en columnas. En cada columna se incluyen las variables de irradiancia de banda ancha y los datos meteorológicos de cada toma, y en cada una de las filas queda expresado el momento en que fue realizada la toma. Las horas de medida presentan el formato de escritura de la hora solar. En total hay 24 datos de cada instante para cada medida.

Salvo la primera de las columnas que representa la *HORA SOLAR* las columnas del fichero NEW corresponden a:

Columna 2.	TEMPERATURA SECA (°C)
Columna 3.	HUMEDAD RELATIVA (%)
Columna 4.	IRRADIANCIA DIRECTA (W/m^2)
Columna 5.	IRRADIACION DIRECTA (MJ/m^2)

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

Columna 6.	IRRADIANCIA GLOBAL (W/m ²)
Columna 7.	IRRADIACION GLOBAL (MJ/m ²)
Columna 8.	IRRADIANCIA INCLINADA 40 (W/m ²)
Columna 9.	IRRADIACION INCLINADA 40 (MJ/m ²)
Columna 10.	IRRADIANCIA DIFUSA (W/m ²)
Columna 11.	IRRADIACION DIFUSA (MJ/m ²)
Columna 12.	IRRADIANCIA ULTRAVIOLETA (W/m ²)
Columna 13.	IRRADIACION ULTRAVIOLETA (MJ/m ²)
Columna 14.	IRRADIANCIA ULTRAVIOLETA B (W/m ²)
Columna 15.	IRRADIACION ULTRAVIOLETA B (MJ/m ²)
Columna 16.	PRESION (mbar)
Columna 17.	VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s)
Columna 18.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA DIRECTA (W/m ²)
Columna 19.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA GLOBAL (W/m ²)
Columna 20.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA INCLINADA 40 (W/m ²)
Columna 21.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA DIFUSA (W/m ²)
Columna 22.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA ULTRAVIOLETA (W/m ²)
Columna 23.	VALOR INSTANTANEO MEDIO EN EL INTERVALO DE 5 MINUTOS DE IRRADIANCIA ULTRAVIOLETA B (W/m ²)

Las constantes de la última calibración realizada en mayo de 2002 correspondiente a los distintos instrumentos son:

Piranómetro Eppley Modelo 8-48 para la medida de global horizontal: $10.7E-06$ V/Wm⁻².

Piranómetro Eppley 8-48 para la medida de la irradiancia Difusa Horizontal: $9.48E-6$ V/Wm⁻²

Piranómetro Eppley TUVR para la medida de la Irradiancia UV: $186E-06$ V/Wm⁻².

IV.2.3. Estación del INM: Centro de VIVEROS.

El INM en su centro zonal de Valencia, ubicó el radiómetro YES descrito anteriormente en su estación del centro de VIVEROS, donde estuvo desde el año 2000 en que comenzaron las mediciones hasta el 13-10-2004, momento en que fue trasladado a las dependencias del INM en el aeropuerto de Manises junto a la restante instrumentación radiométrica de este instituto en Valencia, fecha tomada como límite para la utilización de dichas medidas. Es en esta estación, por tanto, donde se han realizado las medidas procedentes del INM que se utilizan en este trabajo. Nótese que en la tabla 4.4 donde se indica aeropuerto en las medidas de Valencia está referido a partir de la fecha mencionada de traslado, entendiéndose que la anterior ubicación fue el Centro de VIVEROS.

Las coordenadas del Centro de VIVEROS son (0°21'55"W, 39°28'53"N), y 15m ASL. Estas coordenadas así como las anteriores fueron medidas con un GPS, MAGELLAN modelo 315.

Los datos de irradiancia UVB de esta estación se encuentran disponibles para los investigadores que los solicitan y a quienes se facilita el acceso, en la página web mencionada en este epígrafe y se obtienen en forma de archivos de hojas excel en columnados en las que vienen los datos cada media hora, en tiempo solar verdadero, desde las 4.5 h. hasta las 20 h, de la Irradiación Solar Ultravioleta B (J/m²), así como del índice UVI definido en el epígrafe II.11.2.2.

IV.3. SELECCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE DATOS.

Hasta ahora se ha descrito la procedencia de las medidas experimentales, tanto en cuanto a la instrumentación utilizada como a la ubicación de la estación de medida. Interesa ahora añadir el proceso seguido para completar las bases de datos con otras variables necesarias para realizar los cálculos necesarios para la determinación de los factores e índices mencionados en el capítulo I.

IV.3.1. Índice de claridad.

El índice de claridad K_t de un lugar en un instante dado, se define como el cociente entre la irradiancia global horizontal de toda la banda del espectro solar dividido por la irradiancia extraterrestre y fue introducido por Liu y Jordan (1960) para caracterizar las condiciones de insolación en un punto dado en el tiempo, cuando se conoce la irradiancia global. Este parámetro constituye, en ausencia de datos complementarios (p.e. cubierta nubosa, porcentaje de insolación, humedad, etc.), la única información disponible, en adición a la posición solar, para describir la presencia de nubes o calimas.

El índice K_t presenta una serie de limitaciones, ya que no es independiente del ángulo cenital, además de que para un valor dado de K_t dentro de un rango dado de elevación solar, la condición de la atmósfera puede ser bastante diferente en términos de su contenido en directa y difusa.

IV.3.2. Índice de claridad de Richard Pérez.

Pérez et al. (1990) proponen la fórmula de un nuevo índice de claridad que denominan “independiente del ángulo cenital” con el propósito de eliminar la dependencia de éste que presenta el índice de claridad que había propuesto Liu y Jordan (1960) con el ángulo cenital. Para ello refieren K_t a un perfil de irradiancia global estándar de cielo claro aplicando la fórmula pirheliométrica de Kasten para realizar tal normalización (Kasten 1980). De esta manera el índice propuesto K_t' resulta

$$K_t' = \frac{K_t}{0.1 + 1.031e^{-T_L \delta_{CDA} m_r}} \tag{4.3}$$

donde δ_{CDA} es el espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca según la parametrización comentada de Kasten (1980) y expresada por la ecuación 2.37, seleccionándose para T_L un valor de 1.4. La fracción de difusa respecto a la radiación global en un plano perpendicular a los rayos del sol se ha fijado a 0.1. El factor correctivo 1.031 se añade con el fin de que K_t sea igual a K_t' a masa de aire 1. Por ello, la expresión resultante del K_t' de Pérez será

$$K_t' = \frac{K_t}{0.1 + 1.031 \exp \left[\frac{-1.4}{0.9 + 9.4/m_r} \right]} \tag{4.4}$$

que constituye un índice independiente del camino óptico correspondiente al instante en que se realiza la medida de irradiancia y que por ello denominaremos también en adelante como “índice de claridad de Pérez”.

IV.3.3. Métodos de identificación de cielos despejados.

Como es sabido, muchos modelos de transferencia radiativa sólo son aplicables en condiciones de cielo despejado de nubes. Para distinguir estas circunstancias, generalmente se cataloga cada día como despejado o claro, o bien cubierto, a partir de la información del heliógrafo de Stokes-Campbell o por el criterio personal de un observador. También existen equipos que miden de forma automática las horas de sol.

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

La adopción de otros criterios y métodos de filtrado de esas circunstancias de forma más precisa, ha dado paso a la necesidad de procesar muchas medidas y de trabajar con amplias bases de datos experimentales.

Uno de estos métodos es el que aplica Molineaux et al. (1995) donde utiliza el índice de claridad corregido de R. Pérez et al. (1990).

Otro criterio establecido por Boscà (Boscà et al. 1996b), es que la irradiancia directa normal deducida de global y difusa experimentales esté por encima de un valor umbral que se impone utilizando el modelo C de Iqbal (1983), y que la difusa, a su vez, no sobrepase los valores generados por el Modelo.

IV.3.3.1 Método de Molineaux et al.

El primer método mencionado está basado en el índice de claridad K_t' (Pérez et al., 1990), independiente del ángulo cenital. K_t' es obtenido normalizando el índice de claridad K_t , y fue propuesto por Molineaux et al. (1995) estableciendo el valor límite de $K_t' > 0.7$ para un cielo sin nubes. Así, la condición impuesta a una base de datos para la elección de días claros es que $K_t' > 0.7$, de manera que los instantes en los cuales no se cumple esta condición son considerados nublados.

IV.3.3.2 Método de Boscà et al.

El segundo método para seleccionar días claros fue establecido por Boscà et al. (1996b), (ver también Boscà et al. 2003) el cual requiere medidas de irradiancia global horizontal e irradiancia difusa. El modelo de Iqbal C fue usado para establecer un valor mínimo permitido para la irradiancia directa normal ($I_{n,min}$), y un máximo permitido para la irradiancia difusa horizontal ($I_{d,max}$), bajo condiciones de día claro. Los instantes en los cuales las irradiancia medidas (global y difusa) dan un valor de la irradiancia directa normal inferior a $I_{n,min}$ y/o la irradiancia difusa medida superior a $I_{d,max}$, son considerados nublados y eliminados del banco de datos.

Siguiendo el modelo C, $I_{n,min}$, puede ser obtenida por

$$I_n = E_0 I_0 \tau_r \tau_g \tau_o \tau_a \tau_w \quad (4.5)$$

Se utiliza el modelo para obtener estas transmitancias, pero τ_a y τ_w se calcularon bajo condiciones de atenuación máxima resultando $\tau_{a,min}$, y $\tau_{w,min}$.

La transmitancia $\tau_{a,min}$ se obtuvo del modelo con valores de $\beta=0.35$ y $\alpha=1$. La transmitancia de vapor de agua $\tau_{w,min}$ se obtuvo del modelo usando valores máximos mensuales, en Valencia, de la cantidad integrada de agua en una columna vertical en la atmósfera, w_p , en g/cm^2 . Esta cantidad también se llama altura de agua precipitable en cm NTP (Temperatura y presión normales).

La irradiancia difusa de cielo claro que se acepta como máximo es, de acuerdo con el modelo C

$$I_{d,max} = I_{dr,max} + I_{da,max} + I_{dm,max} \quad (4.6)$$

Donde

$$I_{dr,max} = \frac{0.79E_0 I_0 \cos \vartheta \tau_o \tau_g \tau_w, \min \tau_{aa, \min}^{0.5(1-\tau_r)}}{1 - m_r + m_r^{1.02}} \quad (4.7)$$

$$I_{da,max} = \frac{0.79E_0 I_0 \cos \vartheta \tau_o \tau_g \tau_w, \min \tau_{aa, \min} F_c (1 - \tau_{a, \max} / \tau_{aa, \max})}{1 - m_r + m_r^{1.02}} \quad (4.8)$$

$$I_{dm,max} = \frac{(I_{n, \min} \cos \theta + I_{dr, \max} + I_{da, \max}) \rho_{g, \max} \rho_{a, \max}}{1 - \rho_{g, \max} \rho_{a, \max}} \quad (4.9)$$

dado que el albedo medio del suelo ρ_g es sobre 0.2, se ha usado un valor de 0.3 para $\rho_{g, \max}$. El valor máximo para el albedo de la atmósfera es dado por el Modelo C

$$\rho_{a, \max} = 0.0685 + (1 - F_c) \left(1 - \frac{\tau_{a, \min}}{\tau_{aa, \min}}\right) \quad (4.10)$$

En este caso $\tau_{a, \min}$ y $\tau_{aa, \min}$ son transmitancia de aerosoles

$$\tau_a = 0.12445\alpha - 0.0162 + (1.003 - 0.125\alpha)e^{-\beta m_r (1.089\alpha + 0.5123)} \quad (4.11)$$

Y transmitancia de absorción de aerosoles

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - m_r + m_r^{1.06})(1 - \tau_a) \quad (4.12)$$

usando los valores extremos mencionados arriba para α y β , y para F_c dependiendo del tipo de atmósfera ($F_c = 0.84$ para las características climáticas de Valencia).

IV.4. ELABORACIÓN DE BASES DE DATOS PARA EL TRABAJO.

En este epígrafe se describen las diferentes bases de datos empleadas en este trabajo. Una de ellas, se ha denominado base de datos de irradiancia global y consta de diversos tipos de medidas que se describirán en el epígrafe IV.4.1 correspondiente al año 2000. Dicha base de datos se ha utilizado en el estudio, realizado en el capítulo V, de la turbiedad atmosférica en la ciudad de Valencia a partir del coeficiente β de Ångström y del coeficiente de Linke. Este estudio se ha hecho, por lo tanto, para el año 2000, y la composición detallada de los tipos de medidas que integran dicha base de datos se comenta en el epígrafe IV.4.1.

Las otras dos bases de datos empleadas en este trabajo constan de medidas de irradiancia de bandas. La base de datos correspondiente a la irradiancia UVB comprende el período 2000-2004, mientras que la que contiene medidas de irradiancia UV abarca el período 1996-2004 y las

características de ambas se comentan en el epígrafe IV.4.2. En dicho epígrafe se enumeran detalladamente las medidas que integran dichas bases y los cálculos adicionales realizados para completarlas, con el fin de calcular los denominados Factores de banda que se definirán en el capítulo VI.

IV.4.1. Base de datos de irradiancia de toda la banda espectral.

Se ha partido de los datos de irradiancia proporcionados por la estación de la E.T.S.I.I., con salidas de ficheros de extensión *ult* y *new*, que proporcionaban datos instantáneos cada 5 minutos, correspondientes al año 2000 en Valencia (irradiancia global, directa normal, difusa e inclinada e irradiancia UV), además del ángulo cenital. Para evitar la sobreabundancia de medidas se han confeccionado archivos más reducidos con una sencilla aplicación informática que selecciona los datos correspondientes a las horas enteras y medias, de tiempo local verdadero, datos que a partir de ahora por abreviar denominaremos semihorarios, resultando un total de 6101 instantes. También se han añadido los cálculos de las siguientes magnitudes:

- Irradiancia extraterrestre sobre plano horizontal, la cual se ha calculado con la expresión

$$I_{0h} = E_0 I_0 \cos\theta \quad (4.13)$$

donde E_0 es la excentricidad de la Tierra calculada con la expresión 4.14 debida a Spencer (1971) e I_0 es la constante solar cuyo valor adoptado en este trabajo es de 1366.1 W/m^2 (ASTM 2000) y corregida con el factor 0.9751 comentado en el epígrafe II.4.2.

$$E_0 = 1.00011 + 0.034221 \cdot \cos\theta + 0.00128 \cdot \text{cen}\theta + 0.000719 \cdot \cos 2\theta + 0.000077 \cdot \text{sen} 2\theta \quad (4.14)$$

- K_{dd} : fracción de difusa, es la irradiancia difusa dividido por la irradiancia extraterrestre
- K_t índice de claridad, según el epígrafe IV.3.1.
- Coeficiente de turbiedad β , según el cálculo mencionado en el epígrafe II.4.3.
- El índice de claridad de Pérez K'_t (ecuación 4.4).
- Filtro de Molineaux et al., adopta el valor de 1 si $K'_t > 0,7$ y 0 en caso contrario.
- Filtro de Boscà et al., adopta el valor de 1 si se cumplen las condiciones enunciadas y 0 en caso contrario.
- Masa relativa de aire, calculada según la fórmula de Kasten y Young (1989) (ecuación 2.28)
- El coeficiente de Linke T_L , según el cálculo mencionado en el epígrafe II.4.2.

Puesto que en los datos de irradiancia directa normal faltaban valores debido a diversos problemas de mantenimiento inherentes a las estaciones de medida, se ha elaborado una columna de irradiancia directa normal calculada a partir de la global y difusa, de las que sí se disponen todos los datos, de acuerdo con la siguiente expresión

$$I_n = (I - I_d) / \cos\theta \quad (4.15)$$

IV.4.2. Bases de datos de irradiancia UV y UVB.

También para esta base de datos se ha partido de los datos de irradiancia proporcionados por la estación de la E.T.S.I.I., con datos instantáneos cada 5 minutos, correspondientes a los años 1996 a 2004 en Valencia (irradiancia global, directa normal, difusa e inclinada e irradiancia UV), además del ángulo cenital, y que igual que en el caso anterior ha sido reducida a datos semihorarios. La base de datos, así obtenida, consta de un total de 50672 instantes para la banda UV.

La base de datos correspondiente a la banda UVB comprende el período 2000 a 2004, y consta del mismo tipo de medidas que la anterior con la incorporación de los valores de la irradiancia UVB procedente de la estación del INM centro de VIVEROS. Esta base de datos también ha sido reducida a datos semihorarios, resultando un total de 24238 instantes.

A ambas bases de datos se han añadido los cálculos de las magnitudes enumeradas en el epígrafe anterior y a la base de datos de la banda UV se han añadido los siguientes cálculos:

- Irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal de la banda UV y corregida con la excentricidad de la Tierra, calculada según

$$I_{0h}(UV) = E_0 I_0(UV) \cos\theta \quad (4.16)$$

Donde θ es el ángulo cenital, E_0 es la excentricidad de la Tierra calculada con la expresión 4.14 e $I_0(UV)$ es la constante solar UV que ha sido obtenida de los valores espectrales dados por Gueymard (Gueymard 2004), $I_0(UV) = 83.802 \text{ W/m}^2$.

- Índice K_{tUV}

$$K_{tUV} = \frac{I(UV)}{I_{0h}(UV)} \quad (4.17)$$

donde $I(UV)$ corresponde a la irradiancia global horizontal de la banda UV e $I_{0h}(UV)$ corresponde a la irradiancia solar extraterrestre UV sobre una superficie horizontal calculada según la expresión 4.16.

Dicho índice de claridad fue definido por primera vez por Martínez Lozano aplicado a la ciudad de Valencia (Martínez-Lozano et al. 1994) y utilizado posteriormente por varios autores ((Martínez-Lozano et al. 1999, Foyo-Moreno et al. 1999 y Cañada et al. 2003).

- Irradiancia directa normal de la banda UV, $I_n(UV)$.

Puesto que en nuestra base de datos sólo se dispone de la irradiancia global de banda, se ha aplicado el modelo SMART2 de Gueymard (Gueymard 2003) para la determinación de dicha irradiancia directa normal, procedimiento que se describe detalladamente en el epígrafe VI.4. Mediante la aplicación del modelo a nuestras características atmosféricas se han generado medidas de irradiancia directa normal y difusa de banda con las que se ha obtenido la irradiancia global teórica de la banda UV. A continuación se obtiene la razón entre la directa normal y la global teórica de banda para cada masa de aire y se obtiene un ajuste entre dicha razón y cada masa de aire. De dicho ajuste se obtiene un coeficiente, función de la masa de aire, que se aplica a cada irradiancia global horizontal experimental de la banda UV para la obtención de la correspondiente irradiancia directa normal de la banda UV.

- Irradiancia difusa de la banda UV, $I_d(\text{UV})$.

Se obtiene a partir de la irradiancia directa normal obtenida con el procedimiento descrito en el párrafo anterior, mediante la expresión

$$I_d(\text{UV}) = I(\text{UV}) - I_n(\text{UV}) \cos \theta \quad (4.18)$$

- Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UV.

La determinación de dicho espesor óptico se muestra en el epígrafe VI.3.

- Cociente entre la irradiancia difusa de la banda UV y la irradiancia solar extraterrestre horizontal de dicha banda.

- Factor de Banda para la banda UV, así como el normalizado a masa de aire 2, $T_B(\text{UV})$ y $T_B(2)(\text{UV})$, respectivamente, que posteriormente son descritos en este trabajo en el epígrafe VI.5.1.2.

- Factor de banda UV máximo, $T_{B\max}(\text{UV})$, descrito en epígrafe VI.5.1.2.

- Irradiancia directa normal mínima para instante claro de la banda UV, $I_{\min}(\text{UV})$.

Calculada según la ecuación 8.4 mediante el procedimiento descrito en el epígrafe VIII.2.

- Índice propio de la claridad de la banda UV, K_t^{UV}

Según el procedimiento mostrado en el epígrafe VII.2.

- Índice normalizado de claridad de la banda UV, K_t^{UV} .

Descrito en el epígrafe VIII.2.

A la base de datos UVB se añaden idénticos cálculos a los de la UV:

- Índice $K_{t\text{UVB}}$

$$K_{t\text{UVB}} = \frac{I(\text{UVB})}{I_{0h}(\text{UVB})} \quad (4.19)$$

donde $I(\text{UVB})$ corresponde a la irradiancia global horizontal de la banda UVB e $I_{0h}(\text{UVB})$ corresponde a la irradiancia solar extraterrestre UVB sobre una superficie horizontal calculada según la expresión 4.20.

La utilización de dicho índice, anteriormente a este trabajo, se puede encontrar en otros estudios (ver Marín et al. 2001).

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

- Irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal de la banda UVB y corregida con la excentricidad de la Tierra.

$$I_{0h}(UVB) = E_0 I_0 (UVB) \cos\theta \quad (4.20)$$

Donde $I_0(UVB)$ es la constante solar UVB que ha sido obtenida de los valores espectrales dados por Gueymard (2004), $I_0 (UVB) = 17.871 \text{ W/m}^2$.

- Irradiancia directa normal de la banda UVB, $I_n(UVB)$.

El procedimiento de cálculo es el mismo que el indicado para la banda UV.

- Irradiancia difusa de la banda UVB, $I_d(UVB)$.

Se obtiene a partir de la irradiancia directa normal obtenida con el procedimiento descrito en el párrafo anterior, mediante la expresión

$$I_d(UVB) = I(UVB) - I_n(UVB) \cos\theta \quad (4.21)$$

- Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVB.

La determinación de dicho espesor óptico se muestra en el epígrafe VI.3.

- Cociente entre la irradiancia difusa de la banda UVB y la irradiancia solar extraterrestre horizontal de dicha banda.

- Factor de Banda para la banda UVB, así como el normalizado a masa de aire 2, $T_B(UVB)$ y $T_B(2)(UVB)$, respectivamente, que posteriormente es descrito en este trabajo en el epígrafe VI.5.1.1.

- Factor de banda UVB máximo, $T_{Bmax}(UVB)$, descrito en epígrafe VI.5.1.1.

- Irradiancia directa normal mínima para instante claro de la banda UVB, $I_{nmin}(UVB)$.

Calculada según la ecuación 8.2 mediante el procedimiento descrito en el epígrafe VIII.1.

- Índice propio de la claridad de la banda UVB, $K_t'_{UVB}$.

Según el procedimiento mostrado en el epígrafe VII.1.

- Índice normalizado de claridad de la banda UVB, $K_t''_{UVB}$.

Descrito en el epígrafe VIII.1.

IV.4.3. Mejora del índice de claridad de R. Pérez.

Se ha calculado el índice de claridad K_t' , descrito en el epígrafe IV.3.2, sustituyendo la parametrización de δ_{CDA} de Kasten (1980) (ecuación 2.34) en la expresión 4.1 de R. Pérez, y aplicando la parametrización de δ_{CDA} de Louche et al. (1986) (ecuación 2.38) con la definición actualmente aceptada de CDA. A dichos índices los hemos denominado K_t' y $K_{t'L}$ respectivamente.

Dichos índices se han calculado para los datos semihorarios correspondientes a la base de datos del año 2000 en Valencia mencionada en el epígrafe IV.4.1.

A continuación se realiza un estudio estadístico, con la ayuda del programa informático Statgraphics v.5.1, entre los dos coeficientes mencionados, K_t' y $K_{t'L}$.

Con el fin de obtener la relación existente entre dichos coeficientes se ha practicado una regresión lineal, cuya representación se observa en la Figura 4.13.

La ecuación del modelo ajustado, con un coeficiente R^2 de 0.99 es la ecuación

$$K_{t'L} = -3.348E-04 + 1.035 \cdot K_t' \quad (4.22)$$

Se ha realizado un estudio estadístico, utilizando el programa Statgraphics, de ambas muestras de datos, utilizando valores instantáneos de K_t' y $K_{t'L}$. En primer lugar, se muestra en la Figura 4.14 un histograma de frecuencias comparativo, donde se observa una distribución asimétrica de los datos por parte de los dos índices, siendo más acentuada esta asimetría por parte del índice $K_{t'L}$, como se comprueba en el coeficiente de asimetría mostrado en la tabla 4.6.

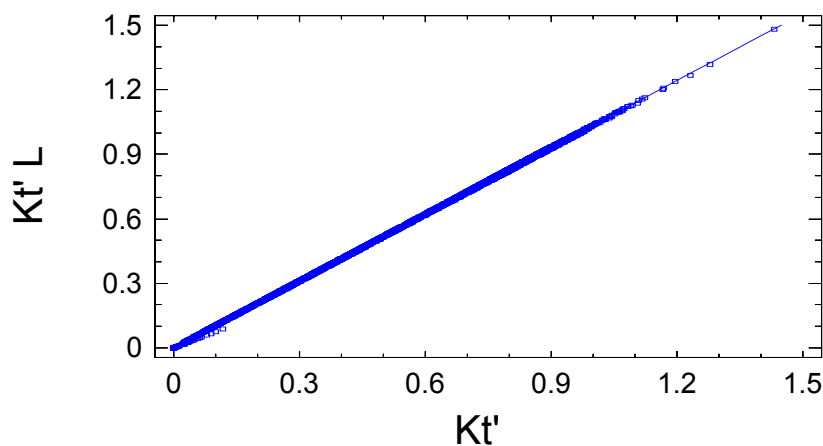


Figura 4.13. Regresión lineal entre K_t' y $K_{t'L}$.

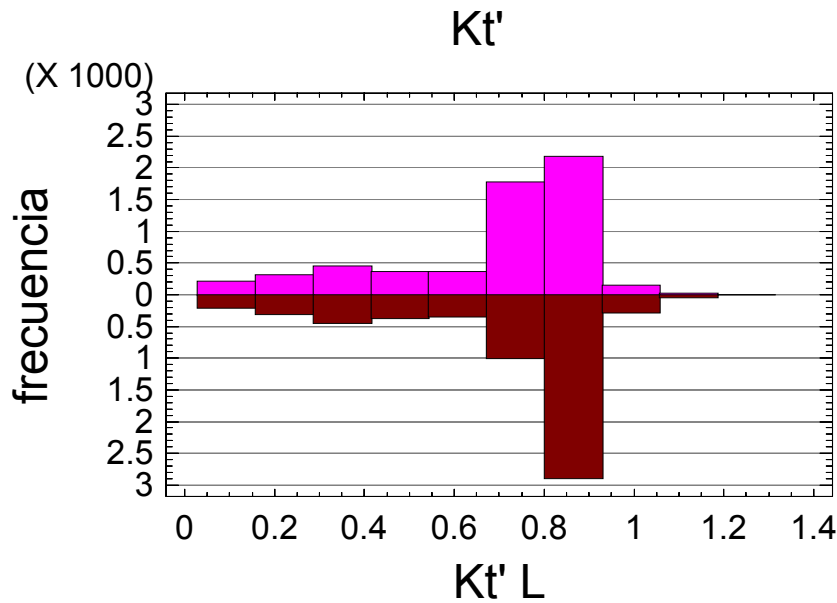


Figura 4.14. Histograma comparativo

Puesto que las distribuciones resultan asimétricas, la mediana es un parámetro más representativo de las muestras, por lo que se ha realizado el test-Mann-Whitney W. Este test se realiza combinando las dos muestras, ordenando los valores de menor a mayor, y comparando la media de los rangos de las dos muestras en los datos combinados. La mediana de la muestra del índice K_t' resulta ser 0.783 y la de la muestra del índice $K_t' L$ de 0.810. La conclusión al aplicar dicho test es que hay una diferencia estadísticamente significativa entre las medianas de las dos muestras al 95% de nivel de confianza.

En el análisis estadístico realizado a ambas muestras se han obtenido los resultados, que se muestran en la tabla 4.6.

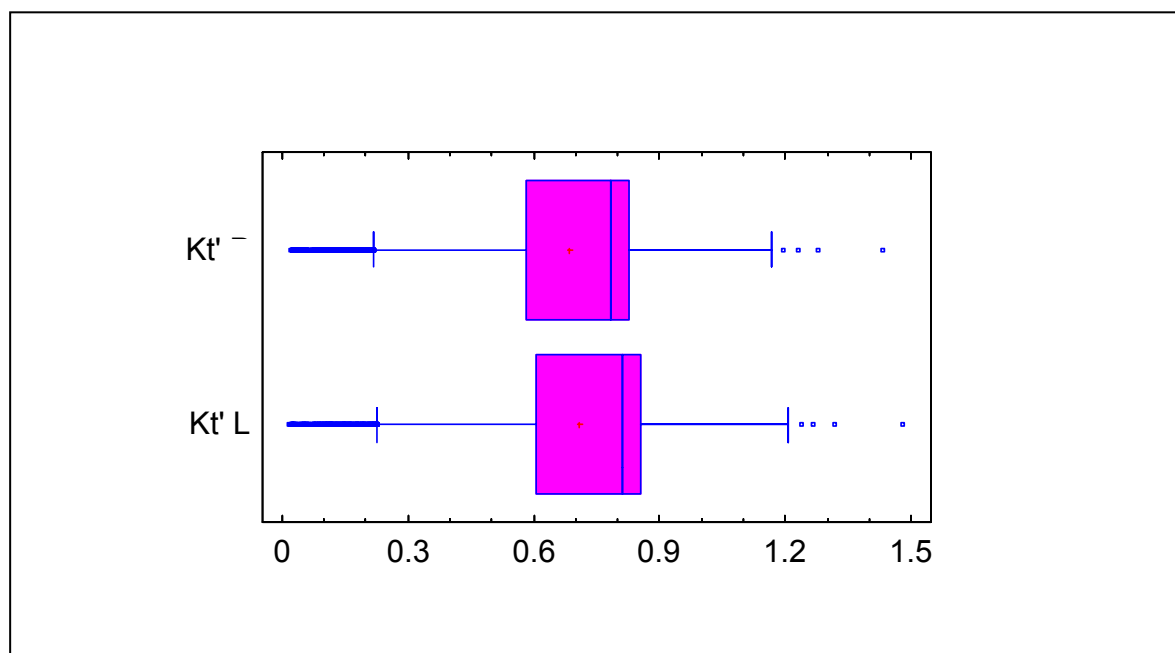


Figura 4.15. Diagrama Box-Whiskler comparativo K_t' y $K_t' L$.

Tabla 4.6 Resultados del análisis estadístico

	K'_t	K'_{tL}
Media	0.685	0.709
Varianza	0.051	0.055
Desviación típica	0.226	0.234
Mínimo	0.022	0.017
Máximo	1.432	1.481
Coefficiente asimetría	-37.59	-37.67
Coefficiente curtosis	6.72	6.83

De particular interés son los dos últimos coeficientes, que indican si las muestras proceden de una distribución normal y puesto que se encuentran fuera del rango -2 a +2, se concluye que hay divergencias significativas de la normalidad, indicándonos el coeficiente de asimetría, la asimetría por la izquierda y el de curtosis, la presencia de datos anómalos, como se muestra en la Figura 4.15.

Los resultados obtenidos nos indican que al sustituir el δ_{CDA} de Louche et al. (1986), el cual tiene en cuenta adicionalmente al de Kasten (1980) la presencia de los gases atmosféricos, en la expresión del índice de claridad normalizado, se obtiene un nuevo índice que es estadísticamente diferente al de Pérez y de valores ligeramente superiores. Esto era de esperar, ya que al tener en cuenta los gases atmosféricos, el δ_{CDA} aumenta, por lo que el denominador de la fracción de K'_{tL} disminuye, con lo que el nuevo índice normalizado aumenta.

También se ha comprobado que ambas muestras son asimétricas, lo que se cree que es debido a que la zona climática donde se encuentra Valencia tiene un alto porcentaje de días claros (alrededor de un 60%), porcentaje que se obtiene en los capítulos VII y VIII. La mayor asimetría de los datos de la segunda muestra puede ser debida a que al aumentar los valores de dichos índices, estos se desplazan hacia valores superiores donde ya existe la asimetría comentada. También se constata que tienen datos anómalos, que pueden ser debidos a las mediciones realizadas cuando el sol está muy bajo en el horizonte.

IV.5. CAMPAÑA DE MEDIDAS EN MESES DE JUNIO Y JULIO 2006.

En la actualidad las medidas de irradiancia de bandas disponibles más frecuentes son de global horizontal, y no es usual (por su elevado coste), en las estaciones de medida, disponer de seguidor solar para realizar medidas de directa con radiómetros de banda, ni el dedicar radiómetros adicionales dotados de banda de sombra para medir la difusa. Con la finalidad de disponer de medidas de irradiancia directa de bandas se ha procedido a realizar puntualmente una breve campaña de medidas de irradiancia difusa de las cuatro bandas con los mismos instrumentos que sistemáticamente están midiendo irradiancia global horizontal.

Dicha campaña de medida intensiva se realizó durante los meses de Junio y Julio de 2006, en la estación de la ETSID, que como se ha descrito dispone de un SAD que almacena automáticamente irradiancia global horizontal de las cuatro bandas, y para aprovechar el

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

sistema para almacenar a determinadas horas medidas de irradiancia difusa horizontal, se ha utilizado el procedimiento de ocultar, interponiendo un disco de sombra confeccionado con este propósito, durante unos instantes los aparatos. Esta operación ha sido realizada por un observador ad hoc siguiendo unos protocolos para que el procedimiento sea idéntico en todas las medidas.

El disco de sombra confeccionado, de color negro, de 15 cm de diámetro, se interponía entre el instrumento y el sol, a una distancia del primero de 44 cm, durante 4 minutos, esto permite al SAD almacenar al menos tres medidas cuya media servirá para determinar la irradiancia difusa horizontal, una vez corregida por la ocultación de la bóveda celeste por la sombra. Como irradiancia global horizontal se toma la de las tres medidas anteriores también promediada y de ambas se deduce la irradiancia directa normal de la banda.

La utilización de la banda de sombra hace necesario una corrección posterior de la medida ya que por este procedimiento no sólo se elimina la irradiancia directa normal sino también la difusa. Para corregir el efecto de dicha banda sobre los datos obtenidos se ha considerado el modelo citado en Iqbal (1983) dado por la ecuación

$$I_d = \frac{I'_d}{\left[1 - \frac{S/r^2}{2\pi}\right]} \quad (4.23)$$

donde S es la superficie del disco de sombra, r la altura a la que se coloca e I'_d la irradiancia difusa medida directamente (sin corregir), y siendo S/r^2 el ángulo sólido de la porción de bóveda celeste que oculta, y que supone 0.0913 sr y la reduce en la fracción 0.014527, por lo se ha corregido la irradiancia difusa aparente medida, I'_d , multiplicada por el factor 1.0147 para restablecer la bóveda celeste y poder almacenar el valor verdadero de irradiancia difusa, I_d , promediando, a su vez como se indica arriba, los tres valores almacenados por el SAD de la estación.

Esta operación ha sido realizada por un observador a las horas enteras de Tiempo Solar Verdadero (TSV) entre las 8:00 h y las 13:00 h, que anotaba exactamente el período en que la base de datos almacenada iba a ser modificada con la medida de difusa, y anotaba en su cuaderno de campo las características adicionales de la atmósfera como visibilidad, nubosidad o claridad del cielo y brumas en caso de existir, en el momento de la realización de la medida. Esto se realizaba siempre que la cobertura nubosa no fuera tan grande que no se apreciara la sombra sobre el instrumento, esto es, que la difusa y la global fueran idénticas, o en determinados días lluviosos o totalmente cubiertos de nubes.

Por todo lo anterior, la base de datos de esta campaña de medidas que contiene tanto instantes cubiertos como despejados, aunque de éstos últimos en mayor proporción, abarcando los meses mencionados, consta de 31 días efectivos, con 162 medidas y permite disponer para todos esos instantes de medidas de irradiancia global y difusa horizontal de las cuatro bandas de interés para este trabajo, directa normal deducida de las dos anteriores, así como información de la característica de cielo cubierto o despejado de cada instante.

Dicha carencia de medidas de irradiancia directa normal para el caso puntual de la banda PAR en un trabajo preeliminar (Serrano et al. 2005), relacionado con el presente, se palió por otro procedimiento, consistente en deducirlas mediante integración de medidas espectrales de irradiancia directa normal procedentes del Licor 1800, ubicado en la estación de la ETSII, que estaban disponibles y habían sido obtenidas puntualmente en determinados instantes del día a

IV. MEDIDAS EXPERIMENTALES E INSTRUMENTACION

lo largo de un breve periodo de tiempo. No resultaba aconsejable, sin embargo, la utilización de dichas medidas espectrales para las otras bandas, dada la escasa precisión del instrumento para longitudes de onda cortas. Por este motivo, y por el deseo de disponer de bases de datos con medidas de irradiancia directa normal del mismo período y de las cuatro bandas de interés para este trabajo simultáneamente, es por lo que se ha optado por el procedimiento descrito en este apartado, para elaborar la mencionada base de datos de directa de las bandas.



Figura 4.16. Visión global de la estación de medidas de la E.T.S.I.D. de Valencia.

Esta base de datos de la campaña de medidas permitirá disponer para este trabajo de medidas de irradiancia directa normal de bandas y aplicarla en análisis posteriores.

**CAPÍTULO V.- DETERMINACIÓN
DE LA TURBIEDAD EN
VALENCIA**

Previamente al estudio de la radiación solar que en las bandas UVB, UV, UVA y PAR alcanza la superficie terrestre en Valencia y dado que entre los objetivos del trabajo está el aprovechar para el análisis de bandas los métodos de trabajo aplicados al análisis de la banda ancha, en este capítulo se analiza la turbiedad atmosférica en Valencia utilizando medidas de irradiancia de banda ancha a lo largo del año 2000, determinando para ello tanto el coeficiente de turbiedad de Ångström como el Factor de turbiedad de Linke, definidos en el epígrafe II.4.

La determinación del primero permitirá observar la relación de éste con la irradiancia de ciertas bandas. La aplicación del Factor de Linke también constituye una forma de introducir un nuevo método de trabajo que se aplicará al análisis de bandas.

La turbiedad atmosférica en Valencia en dicho año se analiza en sus diferentes aspectos en relación a su evolución horaria, diaria y estacional. Para la determinación del coeficiente de turbiedad β se utilizará el método establecido por Pinazo et al. (1995), el cual necesita sólo medidas de global y de difusa horizontal disponibles en nuestra base de datos, mientras que para el cálculo del Factor de Linke se han utilizado tres métodos distintos, los dos primeros a partir de medidas de irradiancia directa normal, también disponibles en la base de datos de la estación de la E.T.S.I.I., según Linke (1922) y el método empírico de Ineichen y Pérez (2002) y el tercero a partir del coeficiente β , previamente determinado, según Grenier et al. (1994). Además se ha realizado un estudio estadístico de los resultados obtenidos del coeficiente de Linke con los tres métodos.

Finalmente entre el coeficiente de Linke y el de Ångström se ha determinado una relación o modelo, la cual es comparada con relaciones similares estudiadas en la literatura para temperaturas cálidas (Katz et. al., 1982a, 1982b).

Se ha partido de la base de datos mencionada en el epígrafe IV.4.1, que contiene datos semihorarios de irradiancia proporcionados por la estación de la E.T.S.I.I., correspondientes al año 2000 en Valencia, además de las variables adicionales mencionadas en dicho epígrafe.

V.1. COEFICIENTE DE TURBIEDAD β DE ÅNGSTRÖM EN VALENCIA EN EL AÑO 2000.

V.1.1. Evolución temporal de β .

Para la determinación del coeficiente β , dado que el método es aplicable sólo a cielos despejados, se deben eliminar los días nublados de la base de datos original. Esto se ha hecho teniendo en cuenta los dos métodos descritos en el capítulo anterior. Usando ambos criterios conjuntamente, fueron desechados del banco de datos los instantes que no cumplen alguna de las dos condiciones impuestas, de manera que la base de datos quedó reducida de 6101 a 3831 puntos. Estos datos constituyen el 62.8 % de las medidas del año 2000.

Aunque los valores de turbiedad sólo tienen un significado físico si se consideran valores instantáneos (Utrillas et al. 2000, Cachorro et al. 2001), los valores medios correspondientes a intervalos más largos, diarios o mensuales, son también ampliamente usados (Louche et al. 1987, Abdelrahman et al. 1988, Pinazo et. al. 1995, Pedrós et al. 1999, Cañada et al. 1993, Cucumo et al. 1999, Cachorro et al. 2000, Mosalam et al. 2001, Li et al. 2002, Tadrós et al. 2002, Janjai et al. 2003, Zakey et al. 2004). Una vez que se han obtenido los valores instantáneos de los coeficientes de turbiedad, los valores diarios y horarios son determinados

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

fácilmente, siempre que se disponga del número de medidas suficiente.

Se han obtenido valores instantáneos del coeficiente de turbiedad de Ångström para el período considerado. A partir de estos valores se han calculado los valores medios mensuales cuya representación gráfica se observa en la Figura 5.1, donde también se representan los valores máximo, mínimo, la desviación estándar y el intervalo de confianza de la media. Dicha figura nos muestra que mayo y junio son los meses donde el valor medio de β alcanza el máximo valor seguido de agosto, mientras que los valores medios mínimos se dan en noviembre seguido de diciembre y enero. Estos resultados no coinciden en su totalidad con los resultados obtenidos en los trabajos mencionados en el párrafo anterior para la ciudad de Valencia (Pinazo et. al. 1995, Pedrós et al. 1999, Cañada et al. 1993) donde se observa que los valores medios mayores se dan en los meses de verano. Además se observa que los valores medios están más cerca de los mínimos que de los máximos, lo cual indica que los valores máximos (sobre 0.28 para los meses de verano) no representan las características atmosféricas de Valencia. Este no es el caso de los valores mínimos que resultan ser más persistentes. Los valores medios mensuales oscilan entre 0.11 (Mayo y Junio) y 0.05 (Noviembre).

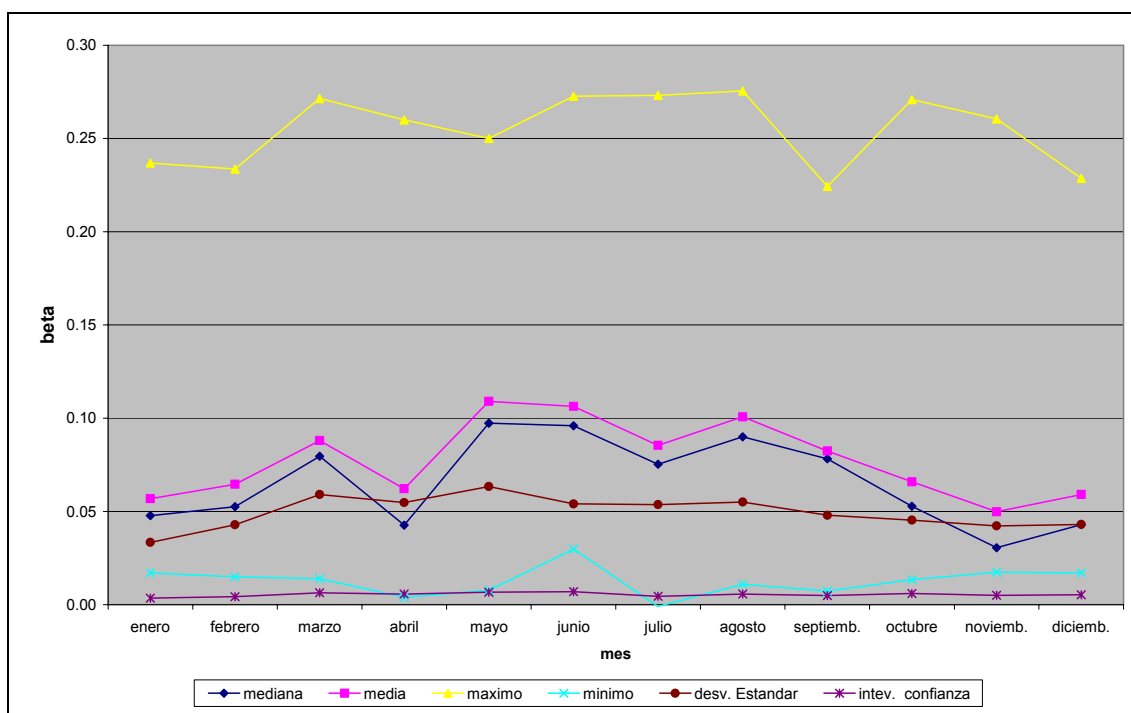


Figura 5.1. Evolución de valores medios mensuales del coeficiente β en 2000 en Valencia.

Tabla 5.1. Valores estadísticos mensuales del coeficiente β en 2000 en Valencia.

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiemb.	octubre	noviemb.	diciemb.
Mediana	0.05	0.05	0.08	0.04	0.10	0.10	0.08	0.09	0.08	0.05	0.03	0.04
Media	0.06	0.06	0.09	0.06	0.11	0.11	0.09	0.10	0.08	0.07	0.05	0.06
Máximo	0.24	0.23	0.27	0.26	0.25	0.27	0.27	0.28	0.22	0.27	0.26	0.23
Mínimo	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
desv. Estándar	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04
intev. confianza	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
tamaño	289	334	333	290	308	193	466	423	407	269	248	221

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

Igualmente se han generado valores horarios y diarios a partir de los valores instantáneos, los cuales son similares a éstos. Si consideramos los valores diarios medios, los valores extremos son 0.24 (30 junio) y 0.012 (26 Septiembre), los cuales se representan en la Figura 5.2, que muestra la evolución temporal de los valores diarios medios, donde se observa que β presenta una variabilidad diaria marcada, ya que incluso en días cercanos puede haber variaciones significativas (día 149 de 0.02 a 0.114 en día 150), de casi un 400%. Esto es debido a la variación de la turbiedad de la atmósfera a causa de la acción del viento y de la lluvia. La evolución horaria de los valores de β para las cuatro estaciones se representa en la Figura 5.3, la cual indica valores más bajos de este parámetro en las estaciones frías (otoño e invierno), mientras que los valores más altos se dan en las estaciones calurosas (primavera y verano). Se observa un ciclo anual, también descrito por otros investigadores (Katz et al. 1982a, Katz et al. 1982b, Louche et al. 1987, Pedrós et al. 1999), con un mínimo en los meses de otoño con valores entre 0.04 y 0.07, un incremento de la turbiedad en el invierno, y un máximo a finales de primavera y meses de verano con valores entre 0.09 y 0.11, tal como se observa en la Figura 5.3.

A finales de la primavera y en verano, la turbiedad alcanza un máximo debido a varias factores tales como lluvia infrecuente, altas temperaturas que incrementan la convección atmosférica, polución atmosférica de la ciudad de Valencia, etc. Además, la humedad debida a la influencia del cercano mar Mediterráneo y el incremento de la altura solar produce la formación de gotas microscópicas de agua que capturan sales higroscópicas e incrementan la turbiedad. En el otoño las frecuentes lluvias limpian la atmósfera y la turbiedad disminuye hasta alcanzar un mínimo.

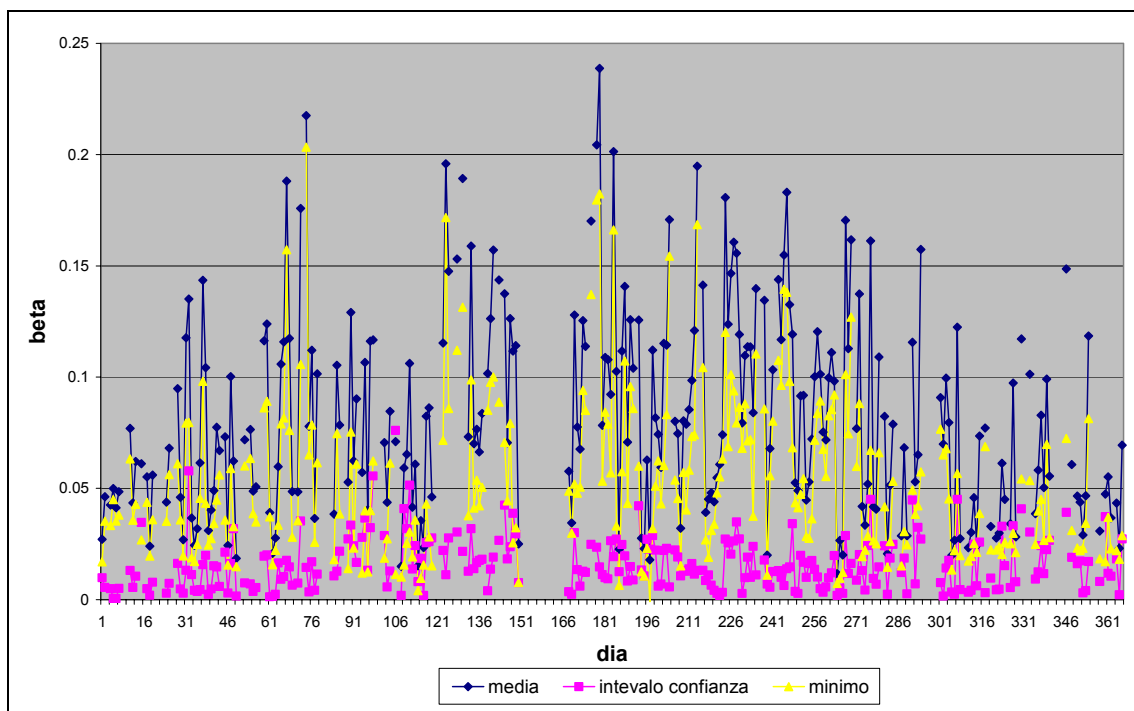


Figura 5.2. Evolución diaria media del coeficiente β en Valencia año 2000.

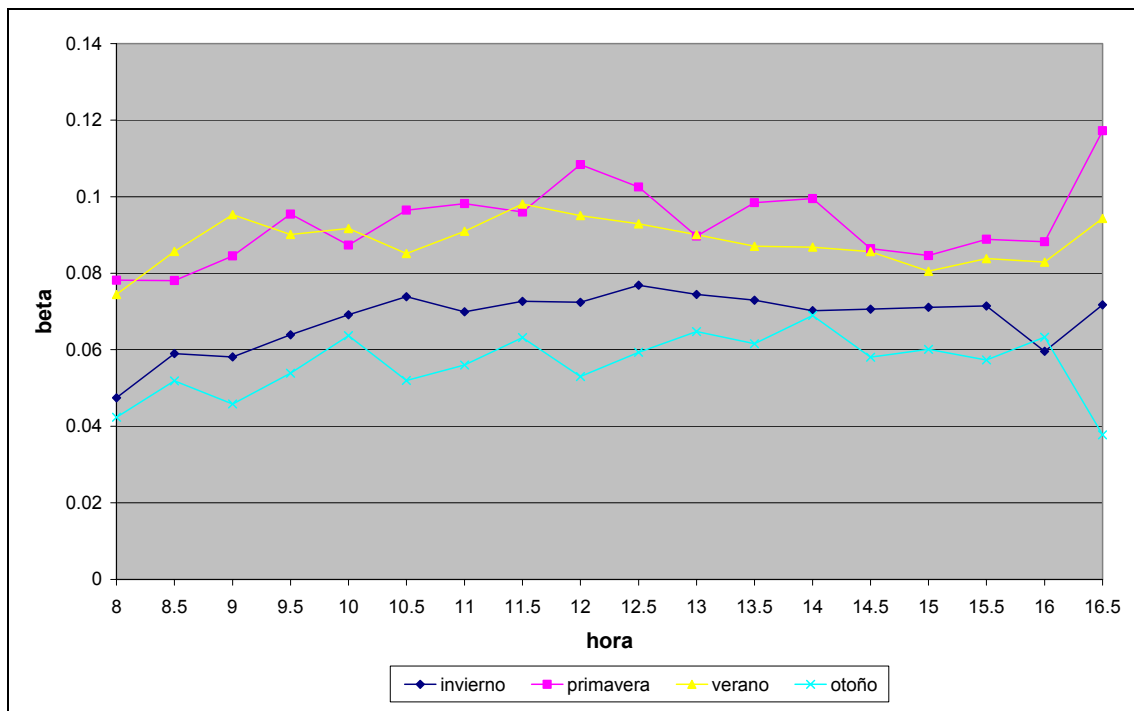


Figura 5.3. Evolución horaria media del coeficiente β en Valencia año 2000 para las 4 estaciones.

También observamos en la Figura 5.3 que, β , además de presentar una variabilidad diaria, presenta una variabilidad horaria, aunque menos marcada. La turbiedad se incrementa durante la mañana alcanzando un máximo sobre 12:00 h disminuyendo en la tarde, alcanzando un valor mínimo al final del día, que es ligeramente mayor que al comienzo del día.

V.2. MEJORA DEL COEFICIENTE DE LINKE T_L . ANÁLISIS COMPARATIVO.

Se ha calculado el coeficiente de Linke por los tres métodos enumerados en el epígrafe II.4.2.1:

1) Mediante el primer método el valor instantáneo del coeficiente de turbiedad de Linke es determinado con la expresión 2.41 y se ha denominado T_{LL} o T_L Louche, donde δ_{CDA} se ha calculado siguiendo la fórmula propuesta por Louche (ecuación 2.38). Se ha realizado el cálculo de un nuevo T_L normalizado a masa de aire de valor 2 y denominado $T_{LL}(2)$, según la expresión 2.42.

En la bibliografía se encuentran numerosos ejemplos de la aplicación de la fórmula 2.41 para la obtención del Coeficiente de Linke como son Cucumo et al. 1999, Cucumo et al. 2000, Hussain et al. 2000, Mosalam et al. 2001 y Li y Lam 2002.

2) En el segundo método aplicamos la expresión 2.44 obtenida por Ineichen y Pérez (2002).

3) En el tercer método utilizamos la expresión 2.45 obtenida por Grenier et al. (1994). Este método también se ha utilizado por otros investigadores y se puede encontrar en Rapti 2000, donde además se estudian las variaciones diurnas y anuales, con un máximo en verano y un mínimo en invierno.

Con la ayuda de estas cuatro expresiones, se han calculado los valores instantáneos de dichos coeficientes, de los cuales se han obtenido los valores horarios y diarios medios, así como

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

mensuales. Para ello, se ha utilizado la base de datos mencionada, una vez desechados los instantes considerados nublados, según los criterios ya comentados.

V.2.1. Evolución temporal del coeficiente de Linke en Valencia.

Se presenta un resumen de los valores instantáneos medios mensuales de T_L correspondientes al año 2000, así como los valores máximo, mínimo, la desviación estándar y el intervalo de confianza de la media, cuya representación gráfica se observa en la Figura 5.4 para el coeficiente calculado por el método 1, siendo las tendencias para el resto de coeficientes calculados por los otros métodos similares. Dicha figura nos muestra que, en general, los meses de junio a agosto son donde los valores medios de T_L alcanzan el máximo valor, alrededor de 4, mientras que los valores mínimos se dan de noviembre a enero, alrededor de 2.0. Se observa que los valores medios instantáneos están más cerca de los mínimos que de los máximos, lo cual indica que los valores máximos (alrededor 8-9 para el mes de mayo) no representan las características atmosféricas de Valencia. Este no es el caso de los valores mínimos que resultan ser más persistentes (aproximadamente 2 para el mes de noviembre). Igualmente, se han generado valores horarios y diarios a partir de los valores instantáneos, los cuales son similares a éstos.

La Figura 5.5 muestra la evolución temporal de los valores diarios medios del coeficiente T_L , donde se representa como ejemplo el correspondiente a T_{LI} (2º método), observándose que T_L presenta una variabilidad diaria marcada, ya que incluso en días cercanos puede haber variaciones significativas, de casi un 100% (día j. 172 un valor de 6.25 a día j. 173 con 3.25) aunque menos que el coeficiente de turbiedad β , que llegaba a un 400%. Esto es debido a la variación de la turbiedad de la atmósfera a causa de la acción del viento y de la lluvia. También se observa que los valores mínimos se encuentran cerca de la media, por lo que resultan ser más persistentes.

La evolución de los valores horarios medios de T_L para las cuatro estaciones se representa en la Figura 5.6 para el coeficiente T_{LI} . Se observa un ciclo anual, con un mínimo en los meses de otoño con valores entre 2.5 y 3.0, un incremento de la turbiedad en el invierno y en la primavera, con un máximo en verano con valores entre 3.25 y 3.65. El Factor de Linke calculado con el 3º método, T_{LG} , presenta resultados algo distintos, ya que su máximo estacional ocurre a finales de la estación primaveral, lo cual es debido a que este factor se ha calculado a partir del coeficiente β y éste presenta dicho máximo en la estación primaveral.

Tabla 5.2. Valores estadísticos mensuales de T_L calculada según Louche (método 1) para Valencia año 2000.

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiem	octubre	noviemb	diciemb
Mediana	2.10	2.25	2.72	2.43	3.53	3.79	3.53	3.64	3.20	2.56	1.86	1.91
Media		2.41	2.86	2.62	3.64	3.87	3.59	3.73	3.22	2.66	2.09	2.13
Maximo	6.00	4.82	5.09	5.28	5.67	6.01	5.68	5.89	4.78	5.28	5.12	4.44
Mínimo	1.38	1.56	1.74	1.64	2.44	2.66	2.36	2.30	1.88	1.60	1.48	1.45
Desv. Estándar	0.54	0.58	0.75	0.66	0.65	0.68	0.60	0.69	0.67	0.60	0.58	0.64
Int. Confianza	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.10	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
Tamaño	287	334	333	290	308	193	466	423	407	269	248	221

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

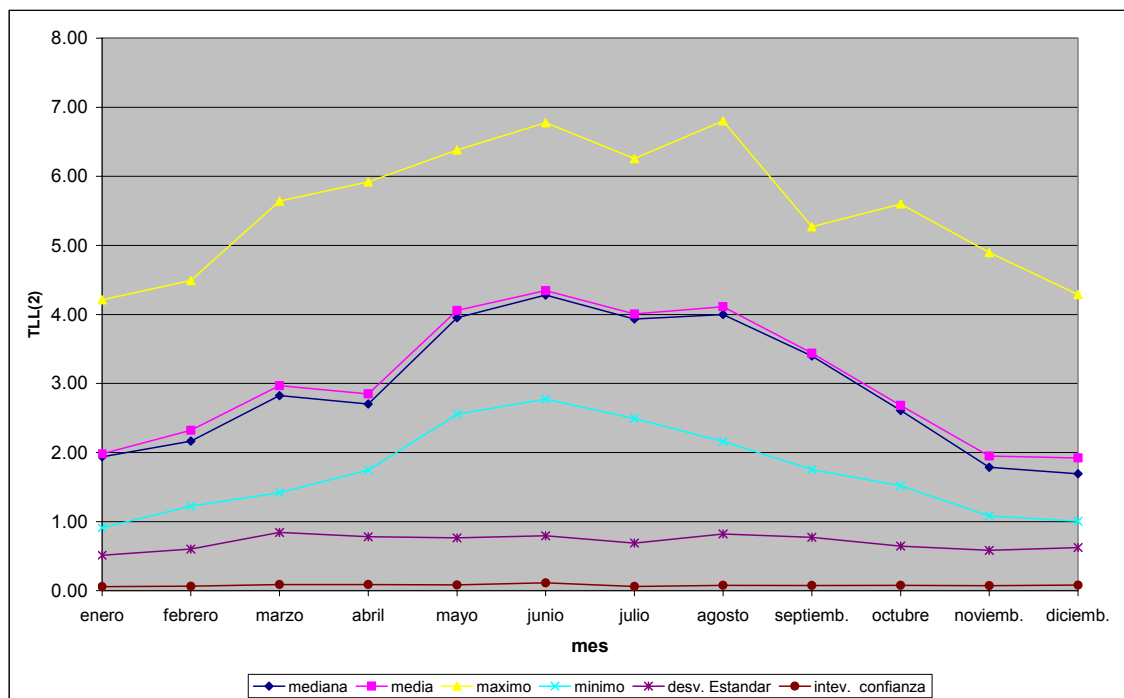


Figura 5.4. Valores medios mensuales de de T_L calculada según Louche normalizado (método 1) en Valencia año 2000.

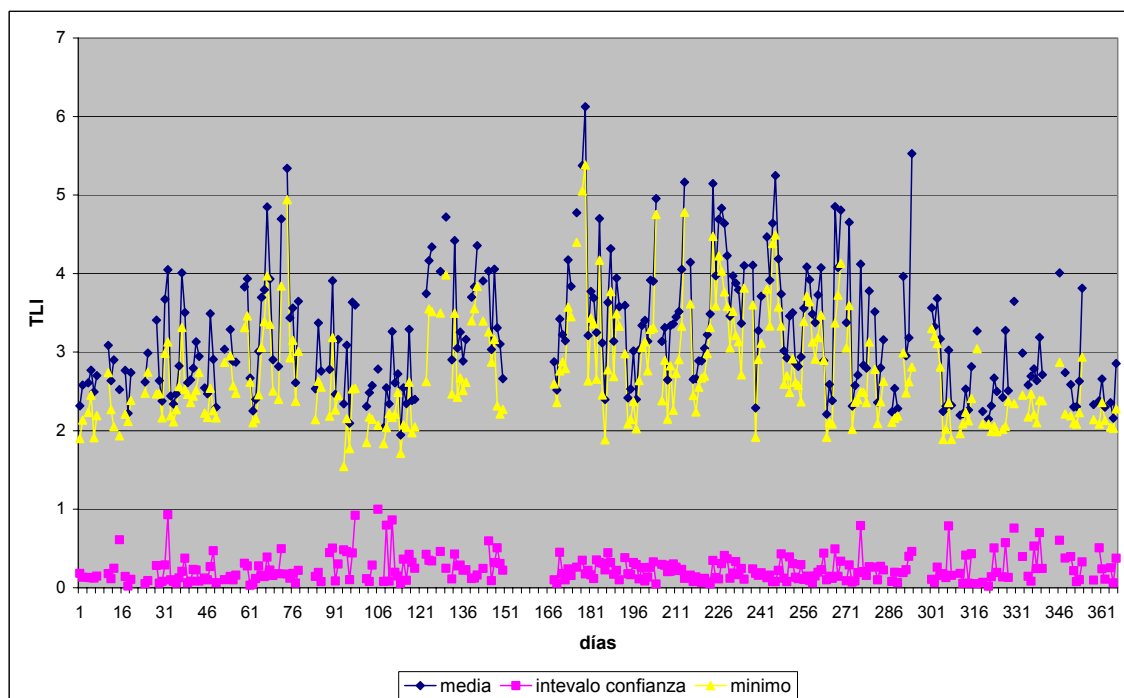


Figura 5.5. Evolución temporal de valores diarios medios del coeficiente T_{LI} .

En verano, la turbiedad alcanza un máximo debido a varias factores, tales como lluvia infrecuente, altas temperaturas y polución atmosférica de la ciudad de Valencia. En el otoño, las frecuentes lluvias limpian la atmósfera y la turbiedad disminuye hasta alcanzar un mínimo.

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

Tabla 5.3. Valores estadísticos mensuales de T_L (2)(método 1) normalizado a masa de aire 2.00.

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiemb	octubre	noviemb	diciemb.
Mediana	1.94	2.17	2.83	2.70	3.95	4.28	3.93	4.00	3.40	2.61	1.79	1.69
Media	1.98	2.32	2.97	2.85	4.06	4.35	4.01	4.11	3.44	2.68	1.95	1.92
Maximo	4.21	4.49	5.64	5.92	6.38	6.77	6.26	6.80	5.27	5.60	4.90	4.29
Mínimo	0.91	1.23	1.42	1.75	2.56	2.77	2.49	2.16	1.76	1.52	1.08	1.01
Desv. Estándar	0.51	0.60	0.84	0.78	0.76	0.80	0.69	0.82	0.77	0.65	0.58	0.62
Int. Confianza	0.06	0.06	0.09	0.09	0.08	0.11	0.06	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08
Tamaño	287	334	333	290	308	193	466	423	407	269	248	221

En dicha Figura 5.6 también observamos que T_L no presenta una variabilidad horaria tan marcada como el coeficiente β .

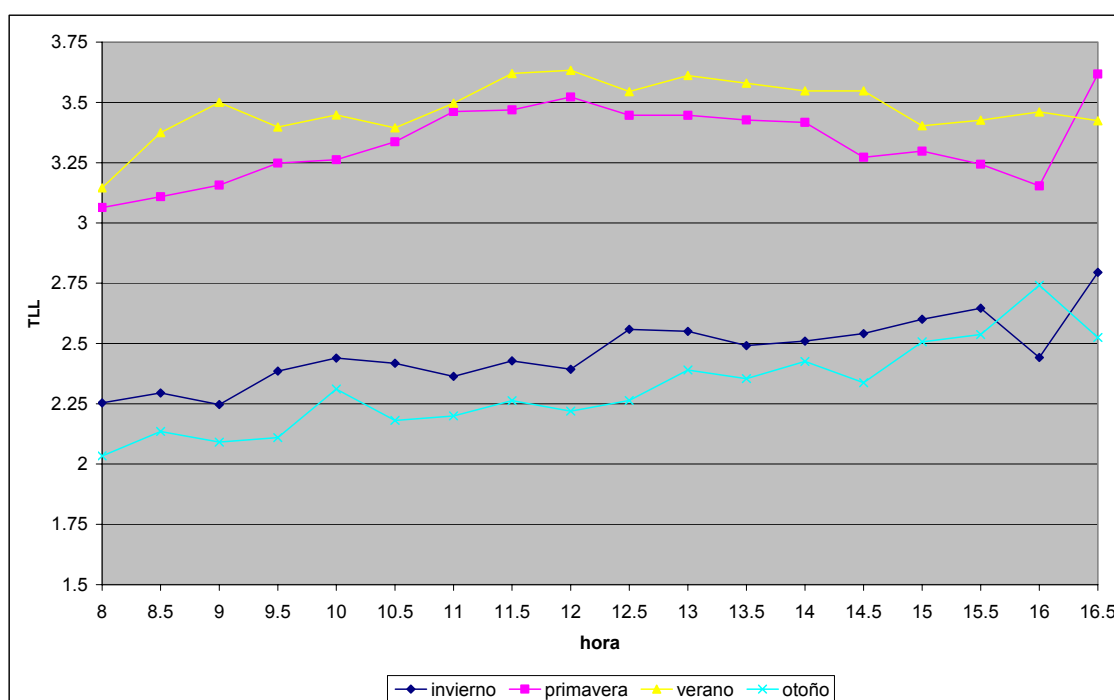


Figura 5.6. Evolución estacional de valores horarios medios del coeficiente T_{LL} en Valencia año 2000.

Tabla 5.4. Valores estadísticos mensuales de T_L calculada según Ineichen y Pérez (método 2) para Valencia año 2000.

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiem	octubre	noviem	diciemb
Mediana	2.68	2.77	3.15	2.40	3.52	3.50	3.28	3.66	3.39	2.90	2.33	2.47
Media	2.77	2.97	3.31	2.67	3.61	3.68	3.36	3.73	3.41	3.03	2.57	2.71
Maximo	5.33	5.37	5.98	6.07	6.20	6.49	6.14	6.38	5.44	6.12	5.75	5.32
Mínimo	1.90	2.11	2.10	1.54	2.21	2.36	1.88	1.92	1.92	1.89	1.89	2.01
Desv. Estándar	0.53	0.64	0.90	0.84	0.85	0.88	0.78	0.86	0.80	0.71	0.65	0.69
Int. confianza	0.06	0.07	0.10	0.10	0.09	0.12	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09
Tamaño	287	334	333	290	308	193	466	423	407	269	248	221

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

Tabla 5.5. Valores estadísticos mensuales de T_L calculada según Grenier (1994) (método 3) para Valencia año 2000.

	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	septiem	octubre	noviem	diciem
Mediana	2.47	2.55	2.97	2.40	3.24	3.22	2.90	3.13	2.95	2.55	2.21	2.40
Media	2.61	2.74	3.10	2.70	3.46	3.39	3.06	3.30	3.01	2.76	2.51	2.66
Maximo	5.39	5.34	5.92	5.74	5.65	5.94	5.95	5.98	5.19	5.91	5.75	5.26
Mínimo	1.74	1.97	1.95	1.80	1.86	2.20	1.73	1.91	1.85	1.95	2.01	2.00
Desv. Estándar	0.51	0.66	0.91	0.84	0.98	0.83	0.83	0.85	0.74	0.70	0.65	0.66
Int. confianza	0.06	0.07	0.10	0.10	0.11	0.12	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09
Tamaño	287	334	333	290	308	193	466	423	407	269	248	221

V.2.2. Comparativa de los distintos T_L .

Se ha realizado un estudio estadístico, utilizando el programa Statgraphics v5.1, de las muestras compuestas por valores instantáneos en intervalos de media hora calculados con los cuatro métodos, cuyos resultados se muestran en la tabla 5.6.

Tabla 5.6. Estudio estadístico comparativo de los distintos T_L Valencia año 2000.

Coef. Linke	Media	Máximo	Mínimo	Varianza	Desv. Típica	Coef. asimetría	Coef. curtosis
T_{LL}	2.97	6.01	1.38	0.775	0.88	10.32	-6.46
$T_{LL(2)}$	3.13	6.8	0.91	1.216	1.1	8.39	-7.64
T_{LI}	3.18	5.49	1.54	0.735	0.86	21.19	2.67
T_{LG}	2.95	5.98	1.73	0.678	0.82	25.98	7.13

La asimetría estandarizada y/o la curtosis estandarizada están fuera del rango de -2 a +2 en las cuatro muestras de datos. Esto indica algo de no normalidad significativa en los datos, lo cual viola la asunción de que los datos proceden de distribuciones normales. Por ello se ha utilizado el tests de Kruskal-Wallis para comparar las medianas en lugar de las medias, cuyos resultados indican que hay diferencia estadísticamente significativa entre las medianas a un nivel de confianza del 95.0%.

Además, se ha aplicado un procedimiento de comparación múltiple mediante el programa Statgraphics v. 5.1 para determinar si las medias son estadísticamente diferentes unas de otras, cuyos resultados se muestran en la tabla 5.7. Este método aplica un procedimiento de comparación múltiple para determinar las medias que son significativamente diferentes unas de otras. La mitad inferior de la salida muestra la diferencia estimada entre cada par de medias. El asterisco que se encuentra al lado de los 5 pares, indica que éstos muestran diferencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza 95.0%. En la parte superior de la tabla, se identifican 2 grupos homogéneos según la alineación del signo X en la columna, considerándose homogéneos aquellos que tienen características estadísticas similares. Dentro de cada columna, los niveles que tienen signo X forman un grupo de medias entre las cuales no hay diferencias estadísticamente significativas. El método actualmente utilizado para discernir entre las medias es el procedimiento de las menores diferencias

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

significativas de Fisher (LSD). Con este método, hay un 5.0% de riesgo de considerar cada par de medias como significativamente diferentes cuando la diferencia real es igual a 0. El procedimiento aplicado a todas las combinaciones posibles por pares de muestras, nos indica que sólo T_{LL} y T_{LG} pueden ser considerados grupos homogéneos, teniendo el resto diferencias significativas al 95% del nivel de confianza.

Tabla 5.7. Resultados del Procedimiento de comparación múltiple para los distintos métodos de cálculo del T_L en Valencia año 2000.

Contraste múltiple de rangos					
Método: 95.0% LSD					
	Tamaño	Media	Limite inf.	Límite sup.	Grupos Homogeneos
T_{LG}	3786	2.950	2.930	2.970	X
T_{LL}		3786	2.973	2.952	2.994 X
$T_{LL}(2)$	3786	3.135	3.114	3.155	X
T_{LI}	3786	3.183	3.162	3.203	X

Contraste	Diferencia
$T_{LL} - T_{LL}(2)$	*-0.161
$T_{LL} - T_{LI}$	*-0.208
$T_{LL} - T_{LG}$	0.023
$T_{LL}(2) - T_{LI}$	*-0.048
$T_{LL}(2) - T_{LG}$	*0.185
$T_{LI} - T_{LG}$	*0.233

Del estudio estadístico se concluye que el coeficiente de Linke calculado a partir de la expresión que relaciona la irradiancia directa normal con el coeficiente de Linke (método1) es similar al obtenido mediante uno de los dos métodos empíricos utilizados, el método de Grenier, el cual se obtiene a partir del coeficiente β de Ångström. Por ello concluimos que esta expresión es válida para nuestras condiciones atmosféricas y puede ser usada en la determinación del coeficiente de Linke cuando no se dispone de medidas de irradiación directa normal.

La evolución anual de los valores horarios medios mensuales, para los distintos coeficientes T_L calculados, se presenta en la Figura 5.7 donde se muestra una comparativa entre ellos, observándose que $T_{LL}(2)$ es el que presenta mayor variabilidad, con los mayores valores en las estaciones calurosas y los menores en las estaciones frías. Por el contrario, T_{LG} es el que presenta mayor estabilidad durante todo el año, aunque sigue presentando el ciclo estacional arriba comentado. En la misma gráfica se presenta la evolución del coeficiente β , observándose que presenta una tendencia similar al coeficiente de Linke, valores máximos a finales de primavera y verano y mínimos en invierno, y un ciclo diario parecido con valores máximo sobre las 12 horas del mediodía solar.

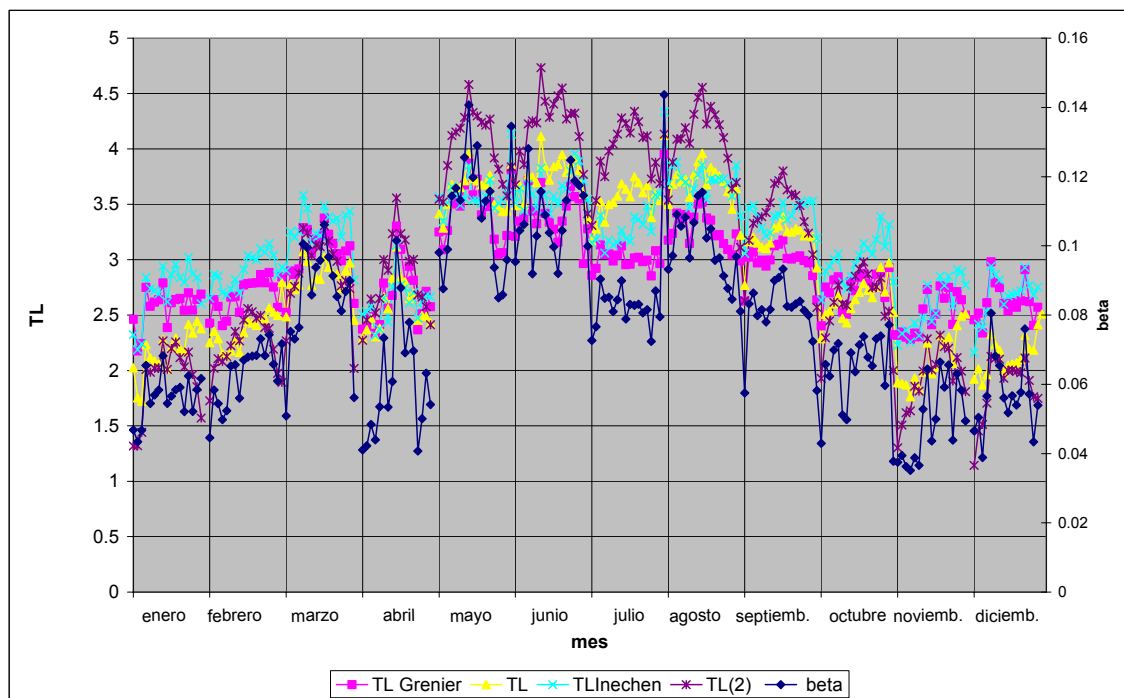


Figura 5.7. Comparativa de valores horarios medios mensuales de T_L y β calculados en Valencia año 2000.

V.3.3. Correlación entre los diferentes coeficientes de turbiedad.

En primer lugar se presentan las correlaciones entre el coeficiente de Linke calculado con los métodos comentados, exceptuando el coeficiente T_{LG} al ser obtenido directamente a partir del coeficiente β , y el coeficiente β de Ångström. Las características de estas correlaciones, correspondientes a valores instantáneos del año 2000 en Valencia, se presentan en la tabla 5.8, donde se indican los coeficientes a y b, así como el coeficiente R^2 . La representación gráfica correspondiente al mejor ajuste se observa en la Figura 5.8.

$$\beta = a + b \cdot T_L \tag{5.9}$$

Tabla 5.8. Coeficientes de regresión lineal entre β y $T_{LL}(2)$ y T_{LL} , correspondiente a valores instantáneos.

Regresión lineal	Coefficiente a	Coefficiente b	Coefficiente R^2
$\beta - T_{LL}(2)$	-0.0368	0.0368	0.585
$\beta - T_{LI}$	-0.1020	0.0570	0.835
$\beta - T_{LL}$	-0.0689	0.0497	0.680

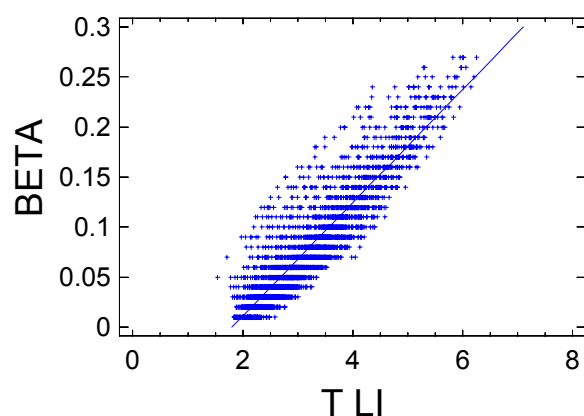


Figura 5.8. Gráfica de la regresión β - T_{LI} .

De la tabla 5.8 se observa que el coeficiente de Linke que tiene una relación más fuerte con β es aquel calculado con el método empírico de Ineichen (2002), obteniéndose mejores resultados que con la fórmula teórica de la irradiancia directa normal (primer método).

Varios autores han establecido correlaciones similares usando datos medidos de otras localidades. En particular Katz et al. (1982), Hinzpeter (1950), Abdelrhman et al. (1988), Pedrós et al. (1999) y Grenier et al., (1994) han estudiado los coeficientes de turbiedad en Francia, Alemania, Arabia Saudí, Valencia y Francia respectivamente. Los coeficientes de dichas correlaciones se muestran en la tabla 5.9.

Tabla 5.9. Comparativa de correlaciones entre el coeficiente β de Ångström y T_L .

Regresión lineal	Coefficiente a	Coefficiente b	Coefficiente R^2
Avignon (Francia)	-0.103	0.052	0.950
Postdam (Alemania)	-0.100	0.050	0.980
Dahran (Arabia Saudi)	-0.133	0.043	0.977
Valencia (España)	-0.102	0.057	0.835
Grenoble (Francia)	-0.113	0.065	0.990

Una comparación entre los resultados del presente trabajo con aquellos obtenidos a partir de valores diarios registrados en los trabajos anteriores, muestra que los coeficientes de ajuste de la tercera localidad (Dahra) presenta una desviación notable (sobre un 30-40%), mientras que los coeficientes correspondientes a Valencia, con los datos del mejor ajuste del método 2 (ver tabla 5.8), Postdam y Avignon son los que presentan un mayor parecido (desviación de un 5% aproximadamente), pero puesto que la configuración de las bases de datos no se ha establecido de la misma manera y el criterio usado para identificar condiciones de día claro son también diferentes, los resultados no pueden ser comparados directamente pero se observa que los órdenes de magnitud de los coeficientes del ajuste son todos iguales.

En segundo lugar se ha obtenido idéntica correlación para valores medios diarios del coeficiente de Linke y del coeficiente β para el año 2000 en Valencia, cuyos datos de ajuste se muestran en la tabla 5.10. La gráfica de ajuste correspondiente al primer método de obtención del coeficiente de Linke se observa en la Figura 5.9. Los resultados obtenidos son similares, presentando la relación más fuerte con β el coeficiente de Linke calculado con el método de

V. DETERMINACIÓN DE LA TURBIEDAD EN VALENCIA

Ineichen (2002), como sucedía para valores instantáneos.

Tabla 5.10. Coeficientes de regresión lineal entre β y $T_{LL}(2)$ y T_{LL} , correspondiente a valores medios diarios para el año 2000 en Valencia.

Regresión lineal	Coefficiente a	Coefficiente b	Coefficiente R^2
$\beta-T_{LL}(2)$	-0.0273	0.0348	0.745
$\beta- T_{LI}$	-0.0914	0.0536	0.901
$\beta - T_{LL}$	-0.0558	0.0460	0.814

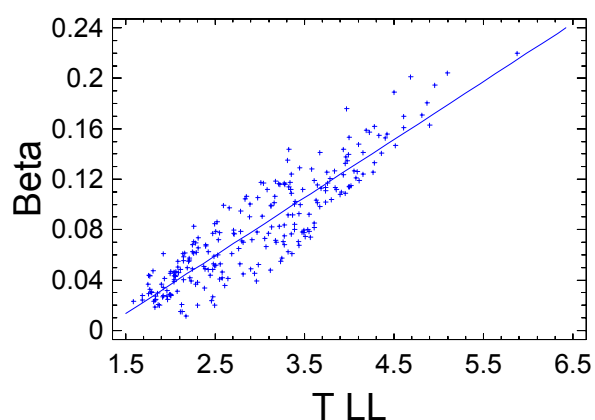


Figura 5.9. Gráfica de la regresión $\beta-T_{LL}$.

V.2.4. Conclusiones del análisis.

Se ha realizado un análisis del coeficiente de turbiedad de Ångström (β) obtenido por el método de Pinazo y Boscà (1995) y el de Linke (T_L), obtenido por tres métodos distintos, a partir de los valores de irradiancia instantánea correspondiente al período de estudio (año 2000).

Generalmente, los valores de todos los coeficientes de turbiedad considerados tienen un mínimo en el otoño y crecen progresivamente, alcanzando un máximo en la primavera o el verano. Los valores de turbiedad matinales son más altos que los correspondientes de la tarde, y todos los coeficientes varían en forma similar a través de todo el día, presentando un ciclo diario con un máximo entre las 11.5 y 12.5 h. bastante marcado para el coeficiente β , mientras que el coeficiente de Linke normalizado a masa de aire 2 presenta una variación diaria menos marcada. La correlación entre los coeficientes es aceptable con coeficientes de correlación cercanos a la unidad para uno de los ajustes, realizándose una comparativa con estudios realizados en lugares de climas parecidos llegando a correlaciones, en algunos casos, similares. Se ha comprobado que de los tres métodos utilizados, el coeficiente de Linke calculado con el método de Ineichen es el que presenta una relación más fuerte con el coeficiente β de Ångström.

**CAPÍTULO VI.-
ESTABLECIMIENTO Y
DETERMINACIÓN DE FACTORES
DE BANDA**

En numerosas ocasiones, se realizan estudios que analizan las relaciones entre el estado de la atmósfera y sus diferentes componentes, y la irradiancia de las bandas UVB, UV, UVA y PAR que alcanza el suelo.

Es de gran interés poder identificar ciertas características del instante medido como puede ser la turbiedad, o la claridad, partiendo solamente de la medida de la banda misma, al igual que existen métodos para hacerlo con medidas de banda ancha.

Se definirán para ello, en el epígrafe VI.1, unos coeficientes para relacionar la irradiancia de banda con la que correspondería a una CDA y que denominaremos Factor de Banda.

Será necesario disponer de parametrizaciones del espesor óptico vertical para cada banda de una CDA, que se realizan en el epígrafe VI.2.

Dado que para la determinación de los Factores de Banda, T_B , así definidos será necesaria la medida de la irradiancia directa normal, y en muchas ocasiones sólo se dispone de medidas de irradiancia global horizontal, en el epígrafe VI.3 se desarrollará un método para Valencia que permite deducir la directa de la global.

Por último, en el epígrafe VI.4 se muestran diversas determinaciones de T_B , en primer lugar para las bandas UVB y UV, partiendo de bases de datos extensas de global horizontal y sirviéndonos del método mencionado del epígrafe VI.3, y posteriormente para las cuatro bandas, habiendo realizado de todas ellas medidas puntuales en una breve campaña, que se describirá, para disponer así de irradiancia directa normal.

VI.1. FACTORES DE BANDA.

Establecemos ahora un nuevo factor, propio de cada banda, que denominaremos Factor de Banda, T_B , similar al definido por Linke para toda la banda espectral. Dicho factor relaciona los espesores ópticos verticales de una banda del espectro solar con el correspondiente a una atmósfera limpia y seca y que por lo tanto definimos como

$$T_B = \delta / \delta_{CDA} \quad (6.1)$$

donde δ es el espesor óptico vertical de la banda según la Ley de Bouguer y δ_{CDA} , el espesor óptico vertical, para dicha banda, de una atmósfera limpia y seca, de forma que dicho Factor de banda representa “el número de atmósferas limpias y secas necesarias para producir la misma atenuación de la irradiancia directa en esa banda”. Esto a su vez relaciona la irradiancia directa de banda con la irradiancia en una atmósfera limpia y seca.

De esta manera, podremos expresar la irradiancia directa normal de la banda, en función del Factor de Banda, según

$$I_n = E_0 I_0 \exp(-\delta_{CDA} T_B m_r) \quad (6.2)$$

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

donde I_0 en estas expresiones representa la constante solar de la banda, y δ_{CDA} el espesor óptico vertical de la atmósfera limpia y seca de la banda analizada.

Aplicando la última expresión a cada banda, podremos determinar los valores de dicho Factor de banda si disponemos de medidas experimentales de irradiancia directa normal de dicha banda, I_n , de forma que

$$T_B = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0}{I_n} \right] \quad (6.3)$$

donde todas las variables están referidas a valores propios de la banda.

Para la determinación del mencionado Factor de banda, además de medidas de irradiancia directa normal de banda, I_n , hace falta disponer de parametrizaciones de los espesores ópticos verticales de una Atmósfera limpia y seca, δ_{CDA} , de cada banda, las cuales se elaboran a continuación.

La determinación de Factores de banda así definidos, puede aportar una nueva forma de caracterizar el estado de la atmósfera en el instante medido, y dicho factor será una herramienta de interés para determinar la turbiedad y el nivel de claridad existente. Para ello, y aplicando la ecuación 6.3, serán necesarias medidas de irradiancia directa normal, I_n , de la banda.

Cuando no se disponga de extensas bases de datos con irradiancia directa normal de banda, como es el caso de este trabajo, en que sólo se dispone de muchas medidas de irradiancia global horizontal de las bandas UVB y UV, para la determinación de T_B se aplica el método mencionado descrito más abajo, para deducir la directa y poder aplicar así la ecuación 6.3.

VI.2. PARAMETRIZACIÓN DE ESPESOR ÓPTICO VERTICAL DE ATMÓSFERA LIMPIA Y SECA.

Se han obtenido parametrizaciones del espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca δ_{CDA} para cuatro bandas del espectro solar, que son las bandas ultravioleta B, de 280 a 315 nm (UVB), y A, de 315 a 400 nm (UVA), la banda de Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR), de 400 a 700 nm y la denominada banda UV, de 290 a 385 nm.

El espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca, δ_{CDA} representa el espesor óptico de la superposición de las atenuaciones producidas por dispersión de Rayleigh (δ_r), por absorción de gases miscibles (δ_g), y por absorción de ozono (δ_o), en todo el espectro solar, de manera que δ_{CDA} es función de éstas tres

$$\delta_{CDA} = f(\delta_r, \delta_g, \delta_o)$$

La modelización del espesor óptico vertical de una atmósfera de Rayleigh limitado a ellas se expresará respectivamente por $\delta_{CDA}(\text{UVB})$, $\delta_{CDA}(\text{UVA})$, $\delta_{CDA}(\text{PAR})$ y $\delta_{CDA}(\text{UV})$. De forma genérica, el espesor óptico vertical de una banda entre λ_1 y λ_2 , se indicará como $\delta_{CDA}(12)$.

Para realizar las parametrizaciones $\delta_{CDA}(12)=f(m_r)$, siendo m_r la masa de aire relativa, se han introducido algunas mejoras respecto del trabajo de Louche et al. en su parametrización del espesor óptico vertical de toda la banda, ya que el modelo espectral utilizado ahora es el Smarts 2.9.2 de C. Gueymard (2003), y la irradiancia espectral extraterrestre que utiliza el

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

modelo y los coeficientes de absorción son los de la versión 2.9.2 del mencionado modelo de C. Gueymard (2003), que se basan en determinaciones más recientes. Los coeficientes de absorción de gases miscibles y de ozono utilizados son del modelo mencionado, y se ha tomado como espesor de la capa de ozono el valor medio para nuestra latitud de 0.31 atm-cm.

Con estas premisas, se han obtenido para sucesivas masas relativas de aire, hasta un valor de $m_r=10$, los correspondiente valores de δ_{CDA} según

$$\left(\sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{0\Delta\lambda} \Delta\lambda \right) \exp(-m_r \delta_{CDA12}) = \sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{0\Delta\lambda} \left[\exp\{-(\delta_{r\lambda} + \delta_{g\lambda} + \delta_{o\lambda})m_r\} \right] \Delta\lambda \quad (6.4)$$

Aplicándose a las cuatro bandas citadas, donde $I_{0\Delta\lambda}$ expresa la irradiancia directa normal de cada subintervalo del espectro extraterrestre, y λ_1 y λ_2 las longitudes de onda que limitan la banda.

El intervalo de m_r de interés no precisa ser superior a 6, no obstante se han realizado las parametrizaciones para valores de m_r desde 1.1 hasta 10 ya que el intervalo superior a 6 no afecta a las tendencias.

Como se puede observar, establecer las parametrizaciones del espesor óptico vertical de banda para una CDA, mediante la aplicación de la ecuación 6.4, representa un minucioso trabajo, en el que, según sea cada una de las cuatro diferentes bandas, se realiza la integración que expresa dicha ecuación, para intervalos de longitud de onda, $\Delta\lambda$ de un nm, y todo ello se realiza para múltiples valores de m_r , que comienza en 1.1 y con sucesivos incrementos del orden de décimas alcanza el valor de 10. Esto permite tabular el espesor óptico en función de la masa relativa de aire y con ello se procede posteriormente a realizar la oportuna parametrización.

Los resultados de estas correlaciones para la banda UVB se muestran en la Figura 6.1, los de la banda UVA en la Figura 6.2, los de la banda PAR en la Figura 6.3 y los de la banda UV en la Figura 6.4, y dichas correlaciones están resumidas en la tabla 6.1.

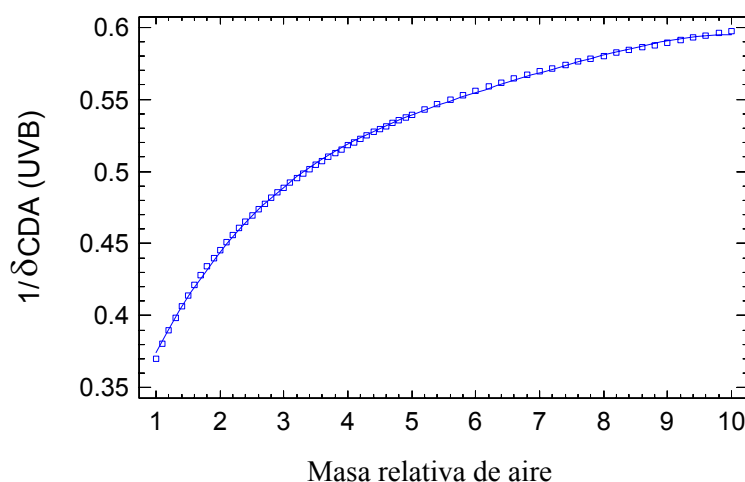


Figura 6.1. Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVB respecto de la masa relativa de aire.

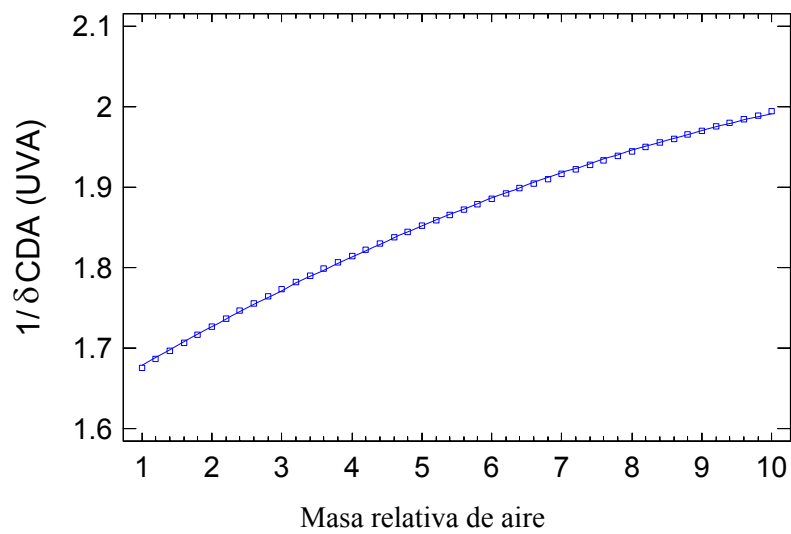


Figura 6.2. Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVA respecto de la masa relativa de aire.

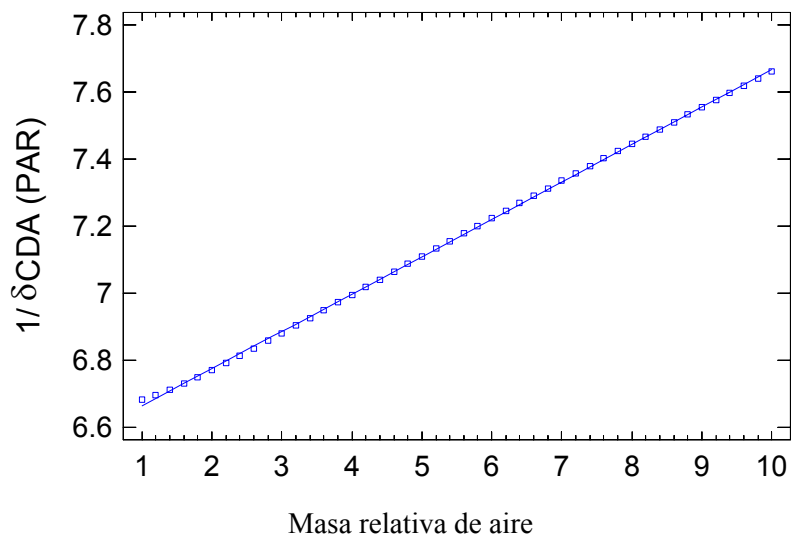


Figura 6.3. Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda PAR respecto de la masa relativa de aire.

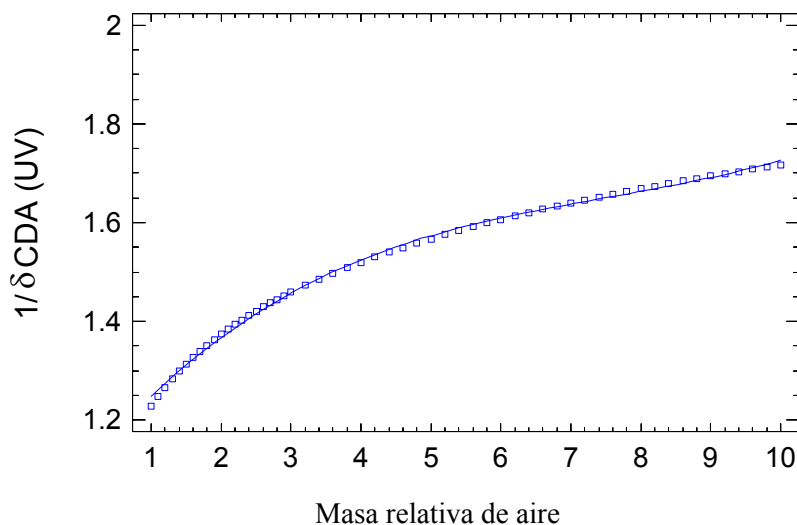


Figura 6.4. Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UV (290-385 nm) respecto de la masa relativa de aire.

Tabla 6.1. Resultado de las parametrizaciones de δ_{CDA} en función de m_r

Banda	δ_{CDA}	R^2
UVB	$(0.2696 + 0.1259m_r - 2.348E-2m_r^2 + 2.219E-3m_r^3 - 8.048E-5m_r^4)^{-1}$	0.9996
UVA	$(1.627 + 5.347E-2m_r - 1.699E-3m_r^2)^{-1}$	0.9998
UV	$(1.095 + 0.1715m_r - 1.944E-2m_r^2 + 8.618E-4 m_r^3)^{-1}$	0.9983
PAR	$(6.552 + 0.1114m_r)^{-1}$	0.9997

VI.3. MÉTODO DE DETERMINACIÓN DE IRRADIANCIA DIRECTA NORMAL A PARTIR DE GLOBAL DE BANDA.

Para determinar el Factor de Banda, como se ha mencionado, necesitamos medidas de la irradiancia directa normal de cada banda. Puesto que en nuestra base de datos sólo disponemos de la irradiancia global de banda, hemos aplicado el modelo SMART2 de Gueymard (2003) para la determinación de dicha irradiancia directa normal, con el que se ha generado medidas de irradiancia directa normal y difusa de banda con las que se ha obtenido la expresión que relaciona la irradiancia directa normal respecto a la global, la cual se ha aplicado a la irradiancia global experimental de banda.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Para la aplicación del programa SMARTS2 se han seleccionado las siguientes opciones dentro de dicho modelo, las cuales se detallan a continuación, teniendo en cuenta las coordenadas geográficas y las características climáticas de la ciudad de Valencia .

Un parámetro importante utilizado en la aplicación del modelo es la atmósfera de referencia escogida para los cálculos, que de acuerdo a la latitud de Valencia de 39.48°N, es la correspondiente a una atmósfera media entre Mild Latitude Summer (MLS), y Mild Latitude Winter (MLW) que corresponden a una latitud de 45° N. Por lo tanto, la longitud efectiva del camino óptico para O₃ y NO₂ son los valores medios de 0.31 atm-cm, y 2.085×10⁻⁴ atm-cm respectivamente, como se indica en el manual del programa SMARTS2 (Gueymard 1995) para dicha atmósfera media.

Los coeficientes de absorción de vapor de agua, la columna vertical de ozono y los coeficientes de absorción de gases son valores obtenidos por defecto a partir de la mencionada atmósfera de referencia. La concentración de dióxido de carbono adoptada es de 370 ppmv por ser la recomendada por el programa para las características atmosféricas de Valencia. El espectro extraterrestre elegido dentro de los siete modelos existentes es el de Gueymard 2003.

En cuanto al modelo de aerosoles, dentro de los nueve modelos de referencia se ha escogido el tipo urbano-industrial correspondiente al Standard Radiation Atmosphere, tal como fue aplicado por Utrillas para Valencia (Utrillas et al. 1998). Los parámetros correspondientes al coeficiente del exponente α de Ångström para dicho modelo de aerosoles son $\alpha_1=1.047$ y $\alpha_2=1.472$, necesarios para la determinación del espesor óptico vertical de aerosoles según la expresión que figura en el epígrafe III.1.6. En cuanto al coeficiente de turbiedad de Ångström a aplicar en este modelo, para obtener un valor más representativo se calculó dicho coeficiente para todo el período del que se disponían medidas, el período de los años 1996 a 2004, mediante el método de Pinazo (Pinazo et al. 1995) a partir de medidas de irradiancia global y difusa. A continuación se obtuvieron los valores medios mensuales para el período considerado, cuyos datos se muestran en la tabla 6.2, y el valor medio mensual final obtenido y aplicado en el modelo fue de $\beta=0.081$.

Tabla 6.2. Valores medios mensuales del coeficiente β de Ångström para el período 1996-2004 en la ciudad de Valencia.

	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	V. medio
Enero	0.047	0.065	0.053	0.049	0.055	0.083	0.057	0.058	0.059	0.058
Febrero	0.041	0.065	0.077	0.046	0.064	0.057	0.066	0.050	0.079	0.061
Marzo	0.069	0.068	0.081	0.065	0.085	0.078	0.096	0.090	0.082	0.079
Abril	0.087	0.082	0.065	0.057	0.061	0.062		0.112	0.054	0.072
Mayo	0.062	0.084	0.116	0.087	0.106	0.098	0.080	0.072	0.100	0.089
Junio	0.080	0.091	0.116	0.089	0.106	0.087	0.114	0.134	0.122	0.104
Julio	0.107	0.091	0.100	0.118	0.085	0.093	0.103	0.109	0.124	0.103
Agosto	0.100	0.094	0.098	0.101	0.100	0.125	0.099	0.069	0.082	0.096
Septiembre	0.083	0.109	0.075	0.077	0.091	0.110	0.111	0.147	0.115	0.102
Octubre	0.069	0.061	0.057		0.065	0.079		0.097	0.137	0.081
Noviembre	0.045	0.051	0.069	0.059	0.048	0.067		0.133	0.131	0.075
Diciembre	0.055	0.048	0.051	0.059	0.059	0.068		0.075	0.056	0.059
V. medios por años	0.070	0.076	0.080	0.073	0.077	0.084	0.091	0.096	0.095	0.081

VI.3.1. Banda UVB

El proceso que hemos seguido para la obtención de la irradiancia directa normal teórica de la banda UVB, es la determinación de la irradiancia directa normal y de la difusa de la banda UVB según el modelo teórico, para así obtener la irradiancia global. A partir de ahí se calcula, para cada masa de aire, el porcentaje en tanto por uno de la irradiancia directa normal respecto de la global. A continuación se realiza un ajuste entre dicho porcentaje y la masa de aire correspondiente, el cual se muestra en la Figura 6.5, y cuya expresión es la 6.5. Dicha expresión se aplica a los datos de irradiancia global experimental de que disponemos, para obtener así los valores instantáneos teóricos, para cada masa de aire, de la irradiancia directa normal de dicha banda. Puesto que para valores de la masa de aire superiores a 4.5 la irradiancia global UVB es cercana a cero, se han eliminado del banco de datos los instantes correspondientes a dichos valores, tal como se observa en la tabla 6.3 , donde se exponen los cálculos comentados y obtenidos con el modelo SMARTS2.

Tabla 6.3. Modelización según SMARTS2 de la irradiancia global UVB para la ciudad de Valencia.

m_r	Difusa UVB (W/m ²)	Directa UVB (W/m ²)	Global UVB (W/m ²)	Directa/Global UVB
1.05	0.77	0.7245	1.4700	0.4929
1.1	0.70	0.6490	1.2900	0.5031
1.15	0.63	0.5865	1.1400	0.5145
1.2	0.60	0.5460	1.0550	0.5175
1.25	0.55	0.4875	0.9400	0.5186
1.3	0.50	0.4355	0.8400	0.5185
1.35	0.52	0.3915	0.7450	0.5255
1.4	0.42	0.3500	0.6700	0.5224
1.45	0.39	0.3190	0.6000	0.5317
1.5	0.36	0.2850	0.5450	0.5229
1.55	0.33	0.2558	0.4950	0.5167
1.6	0.30	0.2320	0.4450	0.5213
1.65	0.28	0.2063	0.4050	0.5093
1.7	0.26	0.1955	0.3700	0.5284
1.75	0.24	0.1663	0.3400	0.4890
1.8	0.23	0.1530	0.3100	0.4935
1.85	0.21	0.1388	0.2850	0.4868
1.9	0.19	0.1235	0.2550	0.4843
1.95	0.18	0.1073	0.2350	0.4564
2	0.17	0.1000	0.2200	0.4545
2.1	0.15	0.0840	0.1900	0.4421
2.2	0.13	0.0660	0.1600	0.4125
2.3	0.12	0.0575	0.1400	0.4107
2.4	0.11	0.0480	0.1200	0.4000
2.5	0.10	0.0375	0.1050	0.3571
2.6	0.09	0.0260	0.0950	0.2737
2.7	0.08	0.0215	0.0830	0.2592
2.8	0.07	0.0169	0.0710	0.2379
2.9	0.07	0.0150	0.0702	0.2131
3	0.06	0.0113	0.0588	0.1923
3.5	0.04	0.0042	0.0362	0.1160
4	0.03	0.0016	0.0254	0.0622
4.5	0.02	0.0006	0.0201	0.0298

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

En la Figura 6.5 se expone el gráfico correspondiente al ajuste realizado para la obtención del coeficiente a aplicar a la irradiancia global experimental de la banda UVB, y así obtener la directa normal teórica de dicha banda.

La ecuación resultante del mencionado ajuste con un coeficiente R^2 de 0.987 realizado con el programa Statgraphics es la ecuación

$$(I_n/I)_{UVB} = 4.2438E-2 + 0.79216m_r - 0.386381m_r^2 + 4.6837E-02m_r^3 \quad (6.5)$$

Donde I_n es la irradiancia directa normal teórica de la banda UVB e I la irradiancia global horizontal teórica de dicha banda, proporcionadas por el modelo SMARTS2.

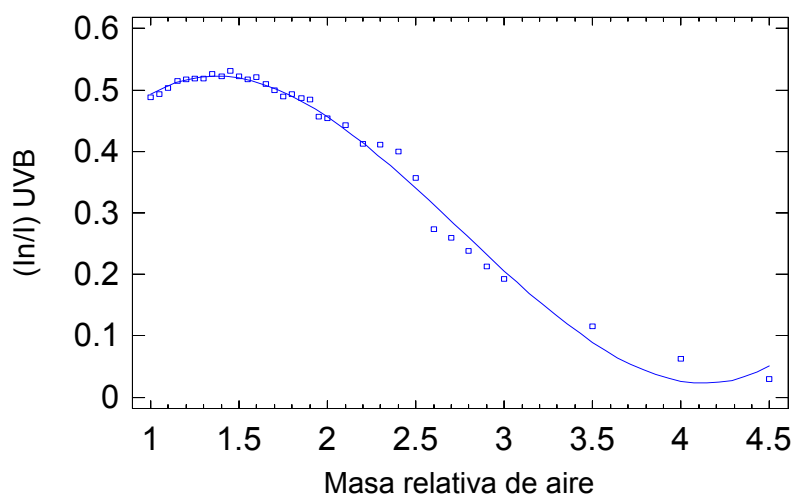


Figura 6.5. Representación del cociente entre la irradiancia directa normal UVB y la global UVB frente a la masa de aire para las características climáticas de Valencia.

VI.3.2. Banda UV

Para la banda UV hemos seguido el mismo procedimiento que el expuesto para la banda UVB descrito en el epígrafe anterior, eliminándose los instantes correspondientes a masa de aire superior a 6, por resultar la irradiancia UV muy pequeña. El ajuste realizado se muestra en la Figura 6.6, y en la tabla 6.4 exponemos los cálculos obtenidos con el modelo SMARTS2.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.4. Modelización según SMARTS2 de la irradiancia global UV para la ciudad de Valencia.

mr	Difusa (W/m ²)	Directa (W/m ²)	Global (W/m ²)	Directa/Global
1.05	18.800	25.578	43.160	0.5926
1.1	18.120	24.365	40.280	0.6049
1.15	17.480	23.207	37.660	0.6162
1.2	16.935	22.146	35.390	0.6258
1.25	16.350	21.106	33.230	0.6352
1.3	15.800	20.105	31.265	0.6430
1.35	15.270	19.163	29.465	0.6504
1.4	14.775	18.263	27.820	0.6565
1.45	14.295	17.415	26.310	0.6619
1.5	13.845	16.605	24.915	0.6665
1.55	13.410	15.841	23.625	0.6705
1.6	12.990	15.096	22.430	0.6730
1.65	12.600	14.396	21.325	0.6751
1.7	12.220	13.736	20.300	0.6767
1.75	11.810	13.099	19.345	0.6771
1.8	11.515	12.501	18.460	0.6772
1.85	11.175	11.933	17.630	0.6768
1.9	10.865	11.391	16.855	0.6758
1.95	10.555	10.881	16.135	0.6744
2	10.260	10.380	15.450	0.6718
2.1	9.710	9.461	14.210	0.6658
2.2	9.190	8.624	13.115	0.6576
2.3	8.720	7.866	12.140	0.6479
2.4	8.280	7.188	11.270	0.6378
2.5	7.865	6.563	10.490	0.6256
2.6	7.485	5.993	9.785	0.6125
2.7	7.130	5.468	9.155	0.5972
2.8	6.800	4.998	8.580	0.5825
2.9	6.480	4.568	8.055	0.5670
3	6.190	4.170	7.580	0.5501
3.1	5.915	3.813	7.140	0.5340
3.2	5.655	3.488	6.745	0.5171
3.3	5.415	3.185	6.375	0.4995
3.4	5.180	2.924	6.035	0.4845
3.5	4.965	2.660	5.725	0.4646
3.6	4.760	2.448	5.435	0.4504
3.7	4.570	2.220	5.170	0.4294
3.8	4.380	2.052	4.920	0.4171
3.9	4.210	1.872	4.690	0.3991
4	4.045	1.720	4.470	0.3848
4.1	3.890	1.558	4.270	0.3649
4.2	3.740	1.428	4.080	0.3500
4.3	3.600	1.312	3.905	0.3359
4.4	3.465	1.188	3.735	0.3181
4.5	3.335	1.103	3.585	0.3075
4.6	3.215	1.012	3.435	0.2946
4.7	3.095	0.940	3.295	0.2853
4.8	2.985	0.864	3.165	0.2730
4.9	2.885	0.784	3.045	0.2575
5	2.785	0.700	2.925	0.2393
5.1	2.685	0.663	2.815	0.2355
5.2	2.595	0.598	2.710	0.2207
5.3	2.505	0.530	2.610	0.2031
5.4	2.420	0.486	2.515	0.1932
5.5	2.340	0.440	2.425	0.1814
5.6	2.265	0.448	2.340	0.1915
5.7	2.190	0.399	2.260	0.1765
5.8	2.120	0.348	2.180	0.1596
5.9	2.050	0.354	2.110	0.1678
6	1.985	0.300	2.030	0.1478

Los resultados del mencionado ajuste proporcionados por el programa Statgraphics se muestran en la ecuación 6.6 con un coeficiente R^2 de 0.999

$$(I_n/I)_{UV} = 5.4769E-2 + 0.84128m_r - 0.36742m_r^2 + 5.6540E-02m_r^3 - 3.0399E-03m_r^4 \quad (6.6)$$

Donde I_n es la irradiancia directa normal e I la irradiancia global horizontal, correspondientes a la banda UV y proporcionadas por el modelo SMARTS2.

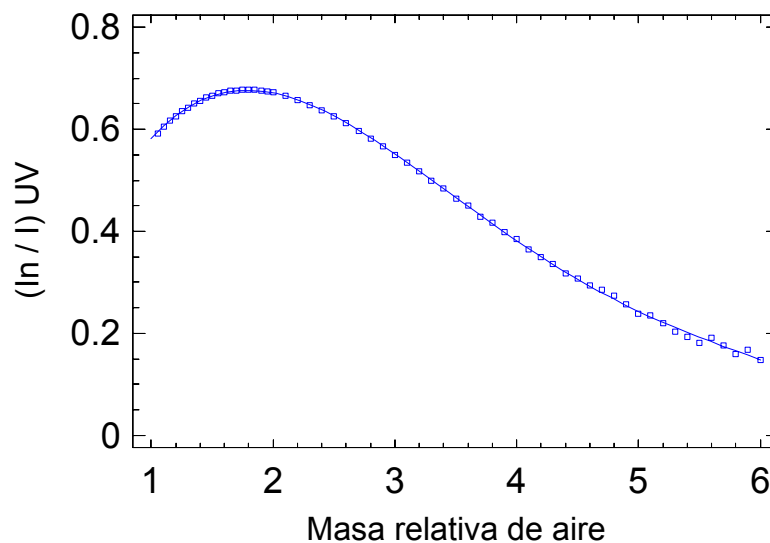


Fig. 6.6. Representación del cociente entre la Irradiancia Directa normal UV y la Global UV frente a la masa de aire para las características climáticas de Valencia.

VI.3.3. Banda UVA

Para la banda UVA hemos seguido el mismo procedimiento que el expuesto para la banda UV, eliminándose igualmente los instantes correspondientes a masa de aire superior a 6. El ajuste realizado se muestra en la Figura 6.7, y en la tabla 6.5 exponemos los cálculos obtenidos con el modelo SMARTS2.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.5. Modelización según SMARTS2 de la irradiancia global UVA para la ciudad de Valencia.

mr	Difusa (W/m ²)	Directa (W/m ²)	Global (W/m ²)	Directa/Global
1.05	22.140	33.212	53.770	0.6177
1.1	21.440	31.812	50.350	0.6318
1.15	20.760	30.441	47.230	0.6445
1.2	20.145	29.166	44.450	0.6562
1.25	19.525	27.925	41.860	0.6671
1.3	18.930	26.735	39.495	0.6769
1.35	18.360	25.596	37.325	0.6858
1.4	17.815	24.514	35.325	0.6940
1.45	17.293	23.483	33.480	0.7014
1.5	16.790	22.493	31.780	0.7078
1.55	16.305	21.537	30.200	0.7132
1.6	15.835	20.624	28.730	0.7179
1.65	15.395	19.759	27.370	0.7219
1.7	14.965	18.930	26.105	0.7251
1.75	14.555	18.139	24.925	0.7277
1.8	14.165	17.388	23.815	0.7301
1.85	13.785	16.650	22.785	0.7307
1.9	13.415	15.960	21.815	0.7316
1.95	13.065	15.298	20.910	0.7316
2	12.725	14.660	20.050	0.7312
2.1	12.080	13.472	18.500	0.7282
2.2	11.480	12.375	17.105	0.7235
2.3	10.920	11.385	15.870	0.7174
2.4	10.400	10.476	14.765	0.7095
2.5	9.910	9.638	13.765	0.7001
2.6	9.455	8.853	12.860	0.6884
2.7	9.025	8.154	12.050	0.6767
2.8	8.625	7.504	11.305	0.6638
2.9	8.245	6.917	10.625	0.6510
3	7.900	6.360	10.010	0.6354
3.1	7.555	5.859	9.445	0.6203
3.2	7.235	5.408	8.925	0.6059
3.3	6.935	4.983	8.445	0.5901
3.4	6.650	4.590	8.000	0.5738
3.5	6.390	4.235	7.595	0.5576
3.6	6.130	3.888	7.215	0.5389
3.7	5.890	3.589	6.860	0.5232
3.8	5.665	3.306	6.540	0.5055
3.9	5.450	3.042	6.230	0.4883
4	5.240	2.820	5.945	0.4743
4.1	5.045	2.583	5.680	0.4548
4.2	4.860	2.394	5.430	0.4409
4.3	4.685	2.215	5.195	0.4263
4.4	4.515	2.024	4.960	0.4081
4.5	4.355	1.890	4.775	0.3958
4.6	4.195	1.748	4.575	0.3821
4.7	4.055	1.598	4.395	0.3636
4.8	3.915	1.488	4.220	0.3526
4.9	3.775	1.372	4.055	0.3383
5	3.650	1.250	3.905	0.3201
5.1	3.525	1.173	3.755	0.3124
5.2	3.410	1.092	3.615	0.3021
5.3	3.295	1.007	3.485	0.2890
5.4	3.190	0.918	3.360	0.2732
5.5	3.085	0.825	3.240	0.2546
5.6	2.990	0.784	3.130	0.2505
5.7	2.890	0.741	3.020	0.2454
5.8	2.800	0.696	2.910	0.2392
5.9	2.710	0.620	2.820	0.2197
6	2.630	0.600	2.720	0.2206

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Los resultados del mencionado ajuste proporcionados por el programa Statgraphics con un coeficiente R^2 de 0.999 se muestra en la ecuación

$$(I_n/I)_{UVA} = 4.7077E-2 + 0.85960m_r - 0.35038 m_r^2 + 5.0965E-02m_r^3 - 2.6120E-03m_r^4 \quad (6.7)$$

Donde I_n es la irradiancia directa normal teórica de la banda UVA e I la irradiancia global horizontal teórica de dicha banda, obtenidas mediante la aplicación del modelo SMARTS2.

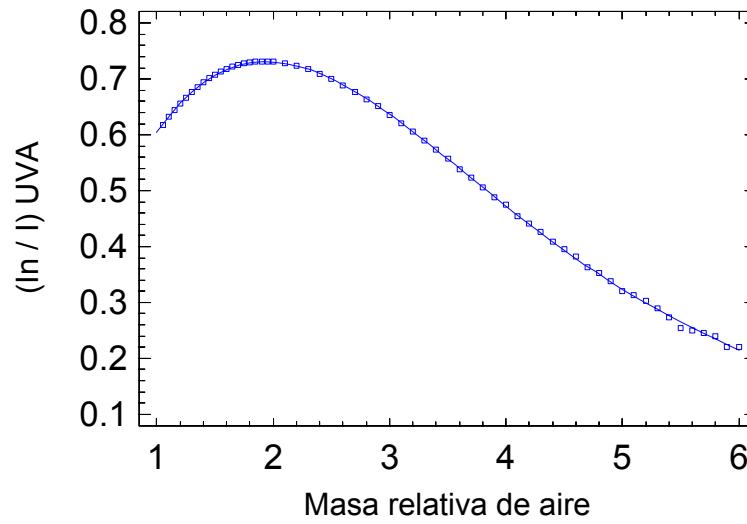


Fig. 6.7. Representación del cociente entre la Irradiancia Directa normal UVA y la Global UVA frente a la masa de aire para las características climáticas de Valencia años 1996 a 2004.

VI.3.4. Banda PAR

Para la banda PAR hemos seguido el mismo procedimiento que para el resto de bandas, eliminándose los instantes con masa de aire superior a 12. El ajuste realizado se muestra en la Figura 6.8, y en la tabla 6.6 exponemos los cálculos obtenidos con el modelo SMARTS2.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.6. Modelización según SMARTS2 de la irradiancia global PAR para la ciudad de Valencia.

mr	Difusa (W/m ²)	Directa (W/m ²)	Global (W/m ²)	Directa/Global
1	81.680	370.910	452.590	0.8195
1.1	78.100	358.061	403.610	0.8871
1.2	74.760	345.720	362.870	0.9527
1.3	71.650	333.853	328.430	1.0165
1.4	68.985	323.624	300.145	1.0782
1.5	66.260	312.660	274.700	1.1382
1.6	63.690	301.952	252.415	1.1963
1.7	61.290	291.771	232.925	1.2526
1.8	59.035	281.961	215.680	1.3073
1.9	56.900	272.451	200.300	1.3602
2	54.890	263.290	186.535	1.4115
2.1	52.990	254.510	174.185	1.4611
2.2	51.175	245.894	162.945	1.5091
2.3	49.470	237.728	152.835	1.5555
2.4	47.855	229.860	143.625	1.6004
2.5	46.305	222.200	135.185	1.6437
2.6	44.835	214.825	127.465	1.6854
2.7	43.445	207.833	120.395	1.7263
2.8	42.105	200.900	113.855	1.7645
2.9	40.825	194.228	107.800	1.8017
3	39.115	187.890	102.240	1.8377
3.1	38.445	181.691	97.055	1.8720
3.2	37.365	175.728	92.240	1.9051
3.3	36.250	169.983	87.760	1.9369
3.4	35.220	164.373	83.555	1.9672
3.5	34.240	159.058	79.685	1.9961
3.6	33.286	153.864	76.035	2.0236
3.7	32.375	148.870	72.610	2.0503
3.8	31.500	144.020	69.395	2.0754
3.9	30.650	139.347	66.390	2.0989
4	29.840	134.840	63.550	2.1218
4.1	29.055	130.483	60.875	2.1434
4.2	28.295	126.273	58.360	2.1637
4.3	27.565	122.185	55.985	2.1825
4.4	26.860	118.294	53.745	2.2010
4.5	26.180	114.480	51.620	2.2177
4.6	25.520	110.791	49.610	2.2332
4.7	24.880	107.231	47.700	2.2480
4.8	24.270	103.824	45.895	2.2622
4.9	23.670	100.499	44.175	2.2750
5	23.095	97.300	42.545	2.2870
5.1	22.530	94.172	40.995	2.2971
5.2	21.990	91.182	39.525	2.3069
5.3	21.465	88.298	38.125	2.3160
5.4	20.955	85.509	36.790	2.3242
5.5	20.460	82.775	35.515	2.3307
5.6	19.980	80.164	34.295	2.3375
5.7	19.515	77.634	33.135	2.3430
5.8	19.065	75.168	32.025	2.3472
5.9	18.625	72.777	30.960	2.3507
6	18.200	70.500	29.950	2.3539
6.5	16.240	60.125	25.480	2.3597
7	14.510	51.275	21.845	2.3472
7.5	13.025	43.763	18.855	2.3210
8	11.700	37.360	16.370	2.2822
8.5	10.525	31.918	14.286	2.2342
9	9.485	27.270	12.520	2.1781
9.5	8.560	23.323	11.010	2.1183
10	7.730	19.950	9.725	2.0514
10.5	6.990	17.063	8.610	1.9817
11	6.320	14.520	7.645	1.8993
11.5	5.725	12.420	6.800	1.8265
12	5.180	10.620	6.065	1.7510

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Los resultados del mencionado ajuste proporcionados por el programa Statgraphics con un coeficiente R^2 de 0.999 se muestra en la ecuación

$$(I_n/I)PAR = 8.1855E-2 + 0.84329m_r - 9.5915E-02m_r^2 + 3.1136E-03m_r^3 \quad (6.8)$$

Donde I_n es la irradiancia directa normal e I la irradiancia global horizontal, correspondientes a la banda PAR y proporcionadas por el modelo SMARTS2.

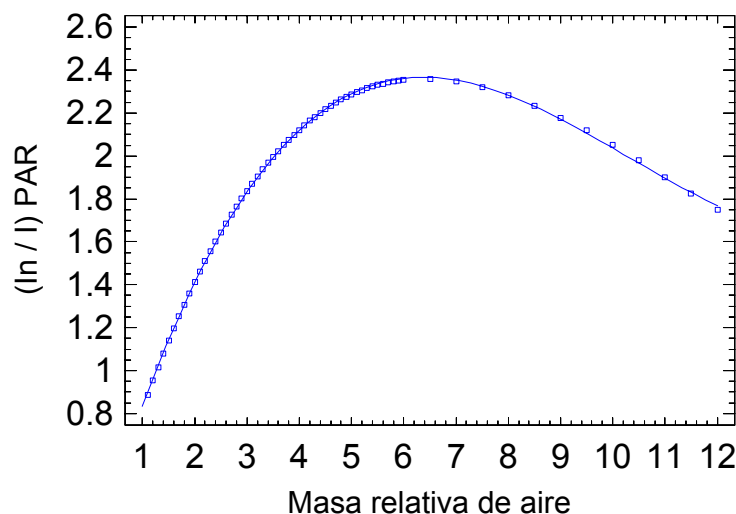


Fig. 6.8. Representación del cociente entre la Irradiancia Directa normal UVA y la Global UVA frente a la masa de aire para las características climáticas de Valencia años 1996 a 2004.

VI.4. DETERMINACIÓN DE FACTORES DE BANDA EN VALENCIA.

Aplicando la expresión 6.3 a cada banda, podremos determinar los valores de dicho Factor de banda, una vez obtenidas medidas de irradiancia directa normal, I_n , de dicha banda aplicando el método expuesto en el epígrafe VI.3 por una parte y aplicando las expresiones correspondientes a cada banda para δ_{CDA} obtenidas en el epígrafe VI.2.

VI.4.1. Determinaciones a partir de irradiancia global de banda.

Dado que actualmente se dispone de bases de datos de irradiancia, suficientemente extensas, tan solo de las bandas UVB (280-315nm) y UV (290-385nm), y de que se dispone de la irradiancia global de banda, el procedimiento descrito arriba se ha llevado a cabo utilizando el método descrito en el epígrafe VI.3 para la obtención de irradiancia directa normal de banda, I_n a partir de la global experimental.

VI.4.1.1. Determinación de valores de T_B (UVB) en Valencia.

Aplicado a la base de datos que comprende los años 2000 a 2004, se han eliminado aquellos correspondientes a un ángulo cenital mayor de 77° (m_r menor de 4.5), por las razones expuestas en el epígrafe VI.4.1.

Para la determinación del Factor de banda de la banda UVB se ha seguido el procedimiento indicado en el epígrafe VI.1, según la fórmula

$$T_B(UVB) = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0(UVB)}{I_n(UVB)} \right] \quad (6.9)$$

donde $I_0(UVB)$ es la constante solar extraterrestre comprendida entre las longitudes de onda de 280 a 315 nm, comentada en el epígrafe IV.3.2, obtenida a partir del espectro de Gueymard (Gueymard 2004) con el resultado de 17.871 W/m^2 .

El proceso enunciado al principio de esta epígrafe se ha aplicado a la base de datos mencionada correspondiente a los años 2000 a 2004, que una vez desechados los instantes nublados por el método de Molineaux et al. (1995) ha quedado compuesta por 14713 medidas experimentales de irradiancia instantáneas adquiridas en intervalos de media hora. La aplicación de la expresión 6.9 a nuestra base de datos mediante el proceso comentado ha permitido determinar los Factores de Banda correspondientes.

Puesto que el coeficiente T_B calculado de esta forma es dependiente de la masa de aire, se ha realizado la determinación de un nuevo T_B normalizado a masa relativa de aire de valor 2 y denominado $T_B(2)$, siguiendo el procedimiento establecido por Kasten (1988), para hacer independiente de la masa relativa de aire el Factor de turbiedad de Banda

$$T_B(2) = \frac{T_B(m_r) \delta_{CDA}(m_r)}{\delta_{CDA}(m_r=2)} \quad (6.10)$$

Aplicando la ecuación 6.10 normalizada a masa de aire 2, a nuestra base de datos, hemos obtenido los correspondientes valores instantáneos del Factor banda (280-315 nm), cuya representación se observa en la Fig. 6.9.

Los diferentes valores de T_B obtenidos y normalizados a masa de aire 2 frente al día juliano, se muestran en la Figura 6.9. La tendencia de los valores medios de dicha distribución de puntos en función del día juliano resulta ser

$$T_B(2)(UVB) = 0.9653 + 3.6287E-03d - 1.037E-05d^2 \quad (6.11)$$

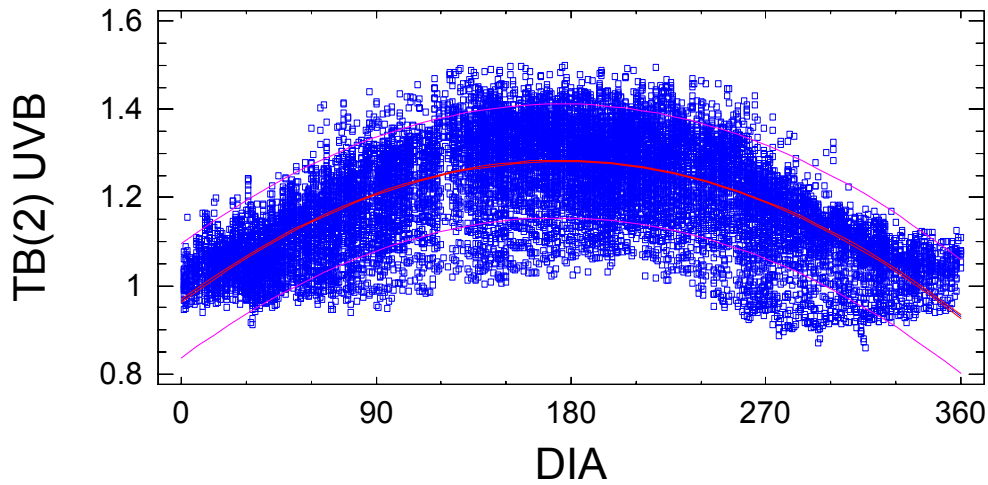


Figura 6.9. Representación de valores instantáneos del Factor de Banda UVB normalizado a $m_r=2$ para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia años 2000-2004.

Si bien el coeficiente R^2 adopta el valor 0.497 como era de esperar, ya que no se trata de un ajuste de los puntos, sino que se trataba de observar la evolución de los valores medios de T_B en función del día juliano a lo largo de un año medio. En esta figura se puede observar una dispersión grande de valores, pues se han determinado Factores de turbiedad de banda de circunstancias muy diversas, si bien se puede observar una cierta tendencia de dicho factor a lo largo del año, presentando un ciclo sinusoidal con un máximo en la estación de verano. Además otra causa de tal dispersión es que se representa dicho Factor de banda para diferentes masas de aire con valores oscilantes entre 1.04 correspondiente a las 12 h. solares en verano (ángulo cenital 16.05°) hasta valores de 4.5 correspondiente al amanecer o al atardecer en los meses de invierno (ángulo cenital 77.16°).

También se ha representado en la Figura 6.10, el Factor de banda UVB de todos los instantes de cielo despejado seleccionados a lo largo del período mencionado frente a la masa óptica relativa de aire. La tendencia de dichos puntos con un coeficiente R^2 de 0.832 es

$$T_B(2)(UVB) = 1.857 - 0.5741m_r + 9.4917E-02m_r^2 \quad (6.12)$$

Se ha considerado como valores máximos del Factor de Banda en función de m_r (sin nubes), el que marca el límite de predicción superior del 95% de la tendencia de dicho conjunto de puntos y que responde a la expresión

$$T_{Bmax}(UVB) = 1.957 - 0.5741m_r + 9.4917E-02m_r^2 \quad (6.13)$$

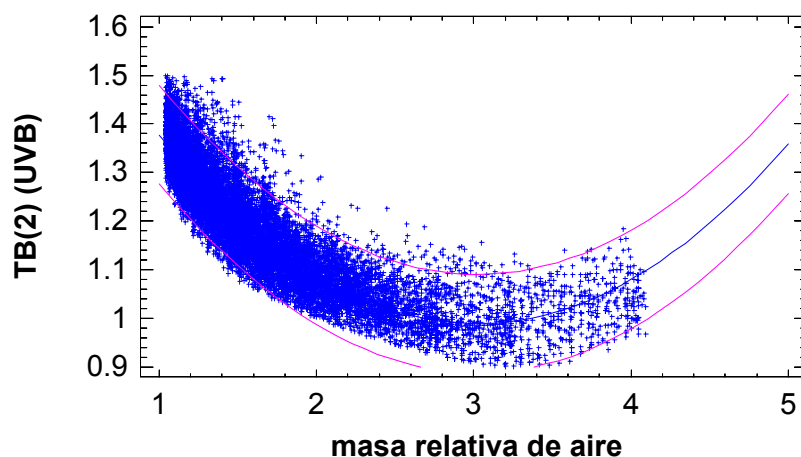


Figura 6.10. Representación de T_B (UVB) normalizado frente a la masa relativa de aire a lo largo de un ciclo de 5 años (2000-2004), tendencia y límites de predicción del 95%.

VI.4.1.2. Determinación de valores de T_B (UV) en Valencia.

Para la determinación del Factor de banda para la banda UV (290-385 nm) se ha utilizado la base de datos definida en el epígrafe IV.4.2, eliminándose los instantes correspondientes a masa de aire mayor a 6.0, y los instantes nublados, con lo que la base de datos resultante queda con 30300 instantes.

Para la determinación de T_B de la banda UV se ha seguido el procedimiento indicado en el epígrafe VI.1, según la fórmula

$$T_B(UV) = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0(UV)}{I_n(UV)} \right] \quad (6.14)$$

donde I_0 (UV) es la constante solar extraterrestre comprendida entre las longitudes de onda de 290 a 385 nm obtenida a partir del espectro de Gueymard (2004), como se comenta en el epígrafe IV.3.2, con un valor de 83.802 W/m^2 .

Todo el proceso anterior y una base de datos con 30300 medidas experimentales de irradiancia de dicha banda de Valencia adquiridas en intervalos de media hora a lo largo de 9 años desde 1996 a 2004, y desechados los instantes nublados, ha permitido determinar a partir de éstas los Factores de turbiedad de banda correspondientes.

Se ha realizado el cálculo de un nuevo T_B normalizado a masa de aire $m_r = 2$ siguiendo el procedimiento indicado para la banda UVB. Aplicando la ecuación 6.10 normalizada a masa de aire 2, a nuestra base de datos hemos obtenido los correspondientes valores instantáneos del Factor de banda para la banda UV, cuya representación se observa en la Figura 6.11.

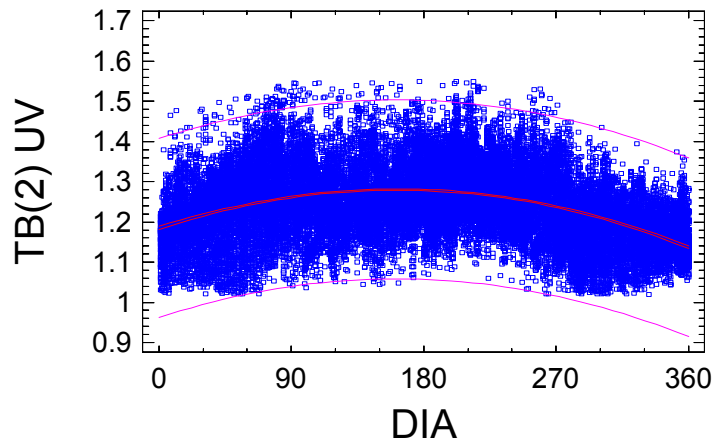


Figura 6.11. Representación de valores instantáneos del Factor de Banda UV normalizado a $m_r=2$ para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia años 1996- 2004.

Los diferentes valores de T_B obtenidos y normalizados a masa de aire 2 frente al día juliano, se muestran en la Figura 6.11. La tendencia de los valores medios de dicha distribución de puntos en función del día juliano resulta ser

$$T_B(2)(UV) = 1.183 + 1.2025E-03d - 3.697E-06d^2 \quad (6.15)$$

El coeficiente R^2 adopta el valor 0.189, que como en el caso de la UVB no es representativo para un ajuste de los puntos, sino que la tendencia que expresa la ecuación 6.15 sólo pretende indicar la evolución de los valores medios de T_B de esta banda en función del día juliano a lo largo de un año medio. La causa de esta gran dispersión de valores, al igual que en la distribución de la figura 6.9, es debida a que se han determinado Factores de turbiedad de banda de circunstancias muy diversas, si bien se observa una tendencia de dicho factor a lo largo del año, presentando un ciclo sinusoidal con un máximo en la estación de verano.

Tal como se ha realizado para la banda anterior, ahora con las medidas correspondientes a la UV de nuestra base de datos, también se ha representado, en la Figura 6.12, el Factor de banda UV de todos los instantes de cielo despejado seleccionados a lo largo del período frente a la masa óptica relativa de aire. La tendencia de dichos puntos con un coeficiente R^2 de 0.296 es

$$T_B(2)(UV) = 1.389 - 9.6948E-02m_r + 7.5503E-03m_r^2 \quad (6.16)$$

Se ha considerado como valores máximos del Factor de Banda UV en función de m_r (sin nubes), el que marca el límite de predicción superior del 99% de la tendencia de dicho conjunto de puntos y que responde a la expresión

$$T_{Bmax}(UV) = 1.579 - 9.6948E-02m_r + 7.5503E-03m_r^2 \quad (6.17)$$

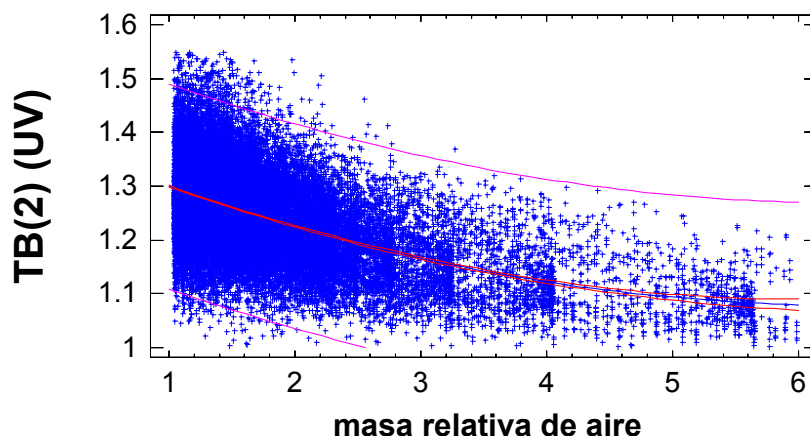


Figura 6.12. Representación de T_B (UV) normalizado frente a la masa relativa de aire a lo largo de un ciclo de 9 años (1996-2004), con tendencia y límites de predicción del 99%.

VI.4.2. Determinaciones a partir de irradiancia directa normal de banda.

Dado que se dispone de datos de irradiancia directa normal de las cuatro bandas procedentes de la campaña de medida intensiva de los meses de Junio y Julio de 2006, mencionada en el capítulo IV, que están acompañados de las correspondientes medidas de irradiancia de banda ancha ya descritas que se realizan sistemáticamente en la estación de la ETSID, se procederá ahora, con medidas de directa normal de cada una de estas cuatro bandas deducidas de global y difusa, a calcular el Factor de banda, T_B , para cada una de ellas y en diversas circunstancias, para proceder a su análisis posteriormente.

De la base de datos descrita anteriormente de la campaña de medidas se excluyeron los días totalmente nublados y de los parcialmente cubiertos se anotó la observación ocular personal. Se ha realizado una clasificación de los datos de ésta en dos categorías correspondientes a instantes cubiertos o a instantes despejados, con la aplicación de criterios de clasificación basados en medidas de irradiancia de toda la banda, y se han desechado los primeros para la obtención de Factores de Banda, resultando un total de 89 medidas disponibles de las bandas UVB, UVA y PAR y de 86 para la banda UV.

VI.4.2.1. Determinación de valores de T_B (UVB) en Valencia.

Para la determinación del Factor de banda de la banda UVB se ha seguido el procedimiento indicado en el epígrafe VI.4.1.1, según la ecuación 6.9.

El proceso anterior se ha aplicado a la base de datos mencionada correspondiente a la campaña de medidas del año 2006. Finalmente, a partir de las medidas experimentales de irradiancia directa normal UVB en Valencia adquiridas en intervalos de una hora, se han determinado los Factores de Banda correspondientes.

Se ha realizado el cálculo de un nuevo T_B normalizado a masa relativa de aire de valor 2 mediante la ecuación 6.10 denominado $T_B(2)UVB$, y cuya representación se observa en la Figura

6.13.

En esta figura se puede observar la tendencia decreciente ya observada para el período 2000-2004, con un valor máximo sobre 1.4 a finales de junio y los valores mínimos sobre 1.13 al final de la campaña, finales de julio.

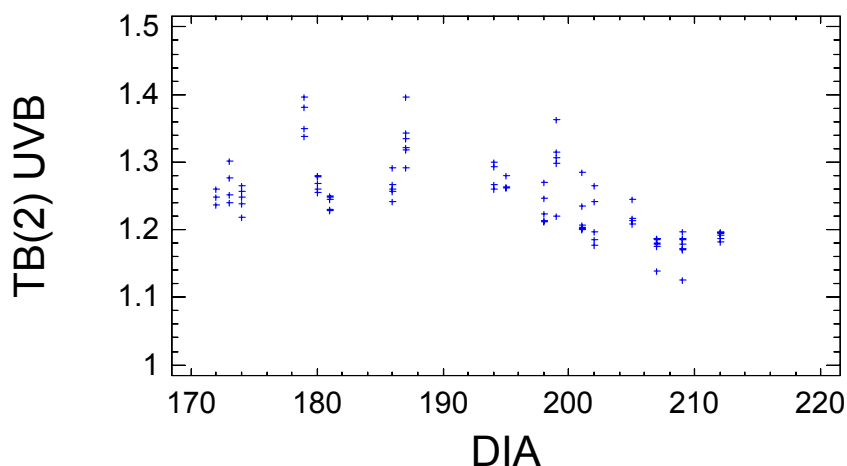


Figura 6.13. Representación de valores instantáneos del coeficiente de Banda UVB normalizado a $m=2$ para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

VI.4.2.2. Determinación de valores de T_B (UV) en Valencia.

La determinación del Factor de banda de la banda UV se ha realizado siguiendo el procedimiento indicado en el epígrafe VI.4.1.2, según la expresión 6.14.

El proceso indicado en dicha base de datos se ha aplicado a la base de datos mencionada correspondiente a la campaña de medidas del año 2006. A partir de las medidas experimentales de irradiancia directa normal UV en Valencia en intervalos de una hora se han determinado los correspondientes Factores de Banda

El coeficiente T_B normalizado a masa relativa de aire de valor 2 calculado según la ecuación 6.10 se ha denominado $T_B(2)$ UV y la representación de dicho índice frente al día juliano se observa en la Figura 6.14.

En esta figura se puede observar una ligera tendencia decreciente tal como se observó para el período 1999-2004, con un valor máximo sobre 1.6 a finales de junio y los valores mínimos sobre 1.0 al final de la campaña, finales de julio.

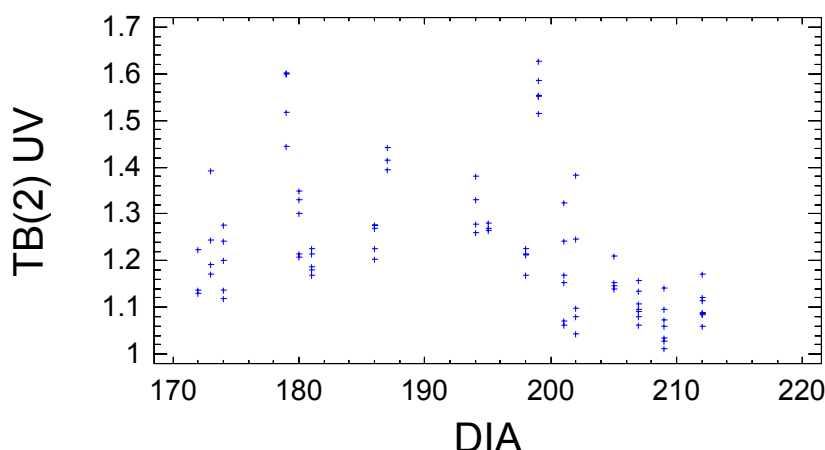


Figura 6.14 Representación de valores instantáneos del coeficiente de Banda UV normalizado a m=2 para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

VI.4.2.3. Determinación de valores de T_B (UVA) en Valencia.

Para la determinación de T_B de la banda UVA se ha seguido el procedimiento indicado para las otras bandas según la expresión

$$T_B(UVA) = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0(UVA)}{I_n(UVA)} \right] \quad (6.18)$$

donde $I_0(UVA)$ se ha obtenido a partir del espectro de Gueymard (Gueymard 2004) con el resultado de $I_0(UVA) = 86.302 \text{ W/m}^2$.

Se ha aplicado la expresión 6.18 a la base de datos mencionada correspondiente a la campaña de medidas del año 2006. Las medidas experimentales de irradiancia directa normal UVA adquiridas en Valencia en intervalos de una hora han permitido determinar los Factores de Banda correspondientes.

El coeficiente T_B calculado de esta forma resulta ser dependiente de la masa de aire, por lo que se ha normalizado a masa relativa de aire de valor 2 mediante la ecuación 6.10 denominándose $T_B(2)UVA$.

La representación de dicho índice frente al día juliano se observa en la Figura 6.15, apreciándose una ligera tendencia decreciente desde primeros de julio, con un valor máximo sobre 2.4 a primeros de julio y los valores mínimos sobre 1.0 bastante estables durante el período de estudio.

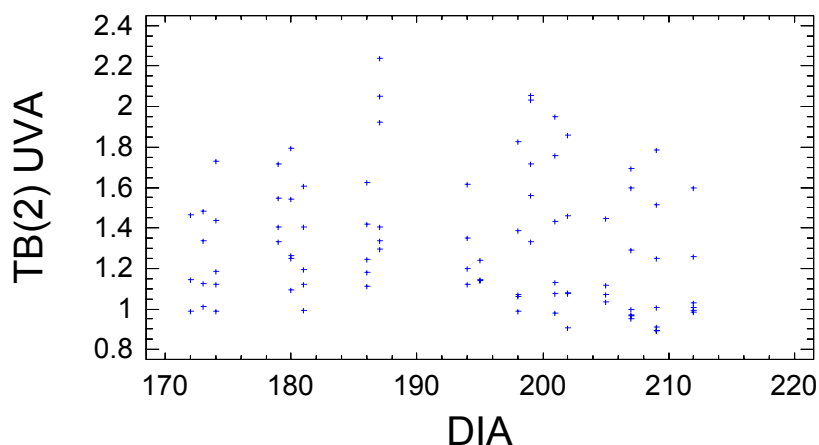


Figura 6.15. Representación de valores instantáneos del coeficiente de Banda UVA normalizado a $m=2$ para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

VI.4.2.4. Determinación de valores de T_B (PAR) en Valencia.

La determinación de T_B de la banda PAR requiere el mismo procedimiento que el utilizado para el resto de bandas e indicado por la expresión

$$T_B(PAR) = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0(PAR)}{I_n(PAR)} \right] \quad (6.19)$$

donde $I_0(PAR)$ se ha obtenido a partir del espectro de Gueymard (Gueymard 2004) con el resultado de $I_0(PAR) = 534.485 \text{ W/m}^2$.

La expresión anterior se ha aplicado a la base de datos mencionada correspondiente a la campaña de medidas del año 2006 compuesta por medidas experimentales de irradiancia directa normal PAR adquiridas en Valencia en intervalos de una hora. Este procedimiento nos ha permitido determinar a partir de éstas los Factores de Banda correspondientes.

Se ha realizado la determinación de un T_B normalizado a masa relativa de aire de valor 2 mediante la ecuación 6.10 y que se ha denominado $T_B(2) PAR$. Dicho índice se ha representado frente al día juliano según se observa en la Fig. 6.16, donde se aprecia una ligera tendencia decreciente a partir de principios de julio, con un valor máximo sobre 5 a primeros de julio y los valores mínimos bastante estables sobre 1.2 durante todo el período de medida.

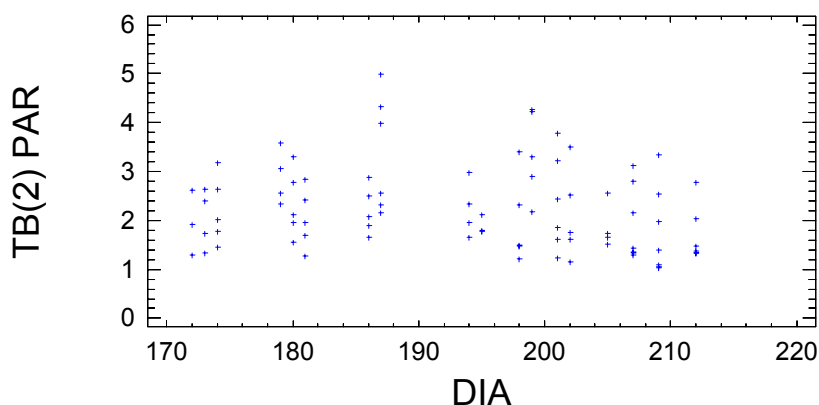


Figura 6.16. Representación de valores instantáneos del coeficiente de Banda PAR normalizado a $m=2$ para instantes claros frente al día juliano para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

VI.4.2.5. Correlación con el coeficiente de turbiedad de Ångström.

Con el fin de estudiar la relación entre el Factor de banda y el coeficiente de turbiedad de Ångström, se han obtenido valores medios diarios de ambos coeficientes los días claros, considerados así cuando la totalidad de los instantes de dicho día en que se ha realizado la medición resultan ser despejados. Dichos valores junto con el estudio estadístico adicional, realizado con la hoja de cálculo Excel se muestran en las tablas 6.7 a 6.10 para los Factores de banda UVB, UVA, PAR y UV respectivamente, y en las tablas 6.12 y 6.13 para el coeficiente β de Ångström.

Se ha realizado la correlación mencionado entre los valores medios de cada Factor de banda y el coeficiente β , mostrándose en la Figura 6.17 la correspondiente al Factor de banda UVB.

La salida muestra los resultados de un ajuste de regresión lineal para describir la relación existente entre ambas variables. La ecuación de ajuste con un coeficiente R^2 de 0.864 es

$$T_B(\text{UVB}) = 0.9793 + 1.107 \cdot \beta \tag{6.20}$$

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

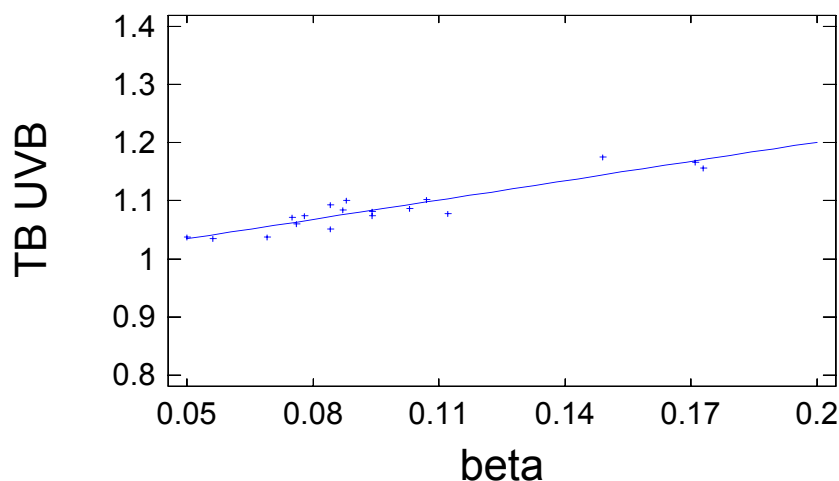


Figura 6.17. Correlación entre el Factor de banda UVB y el coeficiente β para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Tabla 6.7. Valores medios y parámetros estadísticos del Factor de banda UVB para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	mediana	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	1.069	1.074	1.103	1.051	0.0007	0.0263	0.030	3
173	1.090	1.087	1.113	1.055	0.0009	0.0294	0.028	4
174	1.066	1.078	1.136	1.036	0.0015	0.0385	0.034	5
179	1.165	1.166	1.196	1.139	0.0007	0.0265	0.025	4
180	1.093	1.102	1.144	1.067	0.0009	0.0301	0.026	5
181	1.070	1.074	1.103	1.045	0.0005	0.0216	0.019	5
186	1.096	1.093	1.115	1.075	0.0003	0.0166	0.015	5
187	1.175	1.175	1.228	1.124	0.0025	0.0501	0.040	6
194	1.096	1.101	1.136	1.074	0.0008	0.0281	0.027	4
195	1.077	1.082	1.093	1.075	0.0001	0.0099	0.011	3
198	1.046	1.072	1.155	1.034	0.0026	0.0509	0.044	5
199	1.162	1.156	1.188	1.115	0.0007	0.0268	0.021	5
201	1.061	1.084	1.173	1.025	0.0042	0.0647	0.048	6
202	1.028	1.060	1.157	1.004	0.0039	0.0627	0.052	5
205	1.040	1.052	1.089	1.036	0.0006	0.0252	0.023	4
207	1.017	1.037	1.087	1.009	0.0011	0.0336	0.021	7
209	1.026	1.037	1.099	1.001	0.0015	0.0389	0.024	7
212	1.024	1.035	1.090	1.017	0.0008	0.0275	0.019	6

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.8. Valores medios y parámetros estadísticos del Factor de banda UVA para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	mediana	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	1.117	1.170	1.433	0.961	0.0578	0.2404	0.257	3
173	1.199	1.207	1.447	0.985	0.0429	0.2072	0.195	4
174	1.156	1.262	1.698	0.961	0.0851	0.2917	0.237	5
179	1.437	1.460	1.671	1.296	0.0273	0.1651	0.159	4
180	1.231	1.356	1.763	1.065	0.0771	0.2777	0.225	5
181	1.162	1.233	1.573	0.968	0.0576	0.2399	0.195	5
186	1.211	1.285	1.593	1.084	0.0422	0.2055	0.167	5
187	1.623	1.673	2.216	1.263	0.1696	0.4119	0.328	6
194	1.243	1.289	1.577	1.093	0.0453	0.2129	0.199	4
195	1.116	1.146	1.210	1.112	0.0031	0.0553	0.061	3
198	1.042	1.238	1.797	0.963	0.1201	0.3465	0.285	5
199	1.716	1.738	2.055	1.330	0.0960	0.3099	0.245	5
201	1.281	1.387	1.950	0.978	0.1570	0.3669	0.272	6
202	1.078	1.275	1.856	0.907	0.1464	0.3826	0.316	5
205	1.094	1.167	1.448	1.034	0.0361	0.1899	0.176	4
207	0.997	1.210	1.692	0.954	0.1031	0.3211	0.215	7
209	1.008	1.179	1.784	0.893	0.1245	0.3529	0.237	7
212	1.017	1.145	1.598	0.985	0.0600	0.2450	0.176	6

El ajuste realizado para la banda UVA, cuya gráfica se observa en la Figura 6.18 se ha realizado con el programa Statgraphics 5.1 con un coeficiente R^2 de 0.684 y cuya ecuación de ajuste es

$$T_B(\text{UVA}) = 0.9102 + 4.0206 \cdot \beta \quad (6.21)$$

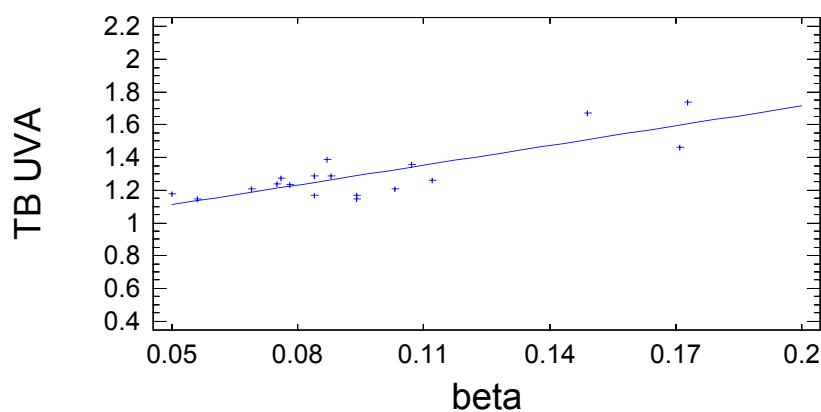


Figura 6.18 Correlación entre el Factor de banda UVA y el coeficiente β para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.9. Valores medios y parámetros estadísticos del Factor de banda PAR para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	mediana	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	1.884	1.915	2.580	1.283	0.4214	0.6491	0.736	3
173	2.041	1.997	2.604	1.305	0.3543	0.5952	0.588	4
174	1.988	2.183	3.152	1.428	0.4786	0.6918	0.605	5
179	2.766	2.841	3.529	2.304	0.2992	0.5470	0.524	4
180	2.093	2.311	3.270	1.523	0.4817	0.6940	0.607	5
181	1.922	2.005	2.799	1.254	0.3630	0.6025	0.526	5
186	2.047	2.170	2.854	1.625	0.2371	0.4870	0.429	5
187	2.391	2.710	3.938	2.119	0.6964	0.8345	0.813	4
194	2.118	2.203	2.945	1.631	0.3215	0.5670	0.549	4
195	1.762	1.863	2.084	1.742	0.0367	0.1917	0.212	3
198	1.465	1.950	3.365	1.187	0.7948	0.8915	0.781	5
199	3.262	3.335	4.215	2.147	0.7963	0.8924	0.671	5
201	2.116	2.334	3.773	1.220	0.9792	0.9895	0.792	6
202	1.725	2.080	3.464	1.135	0.8380	0.9154	0.806	5
205	1.669	1.835	2.517	1.486	0.2155	0.4642	0.451	4
207	1.413	1.907	3.102	1.278	0.5915	0.7691	0.563	7
209	1.375	1.758	3.338	1.020	0.7941	0.8911	0.659	7
212	1.399	1.695	2.751	1.307	0.3370	0.5805	0.464	6

Para la banda PAR el ajuste realizado, cuya representación se observa en la Figura 6.19 se ha realizado con el programa Statgraphics 5.1 con un coeficiente R^2 de 0.826 y cuya ecuación de ajuste es

$$T_B(\text{PAR}) = 1.1114 + 10.907 \cdot \beta \quad (6.22)$$

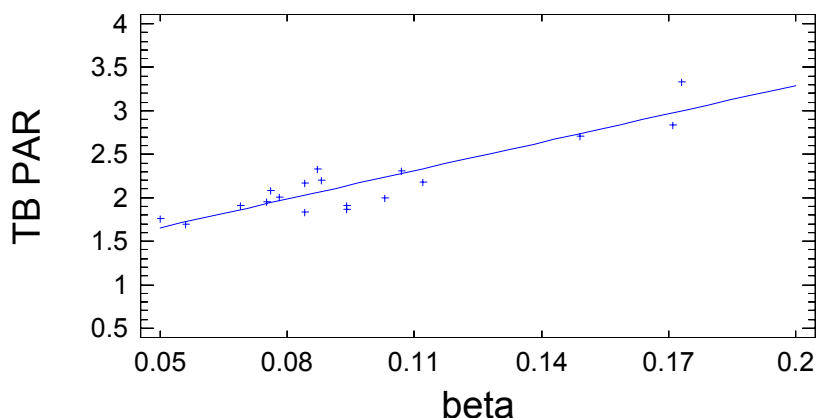


Figura 6.19 Correlación entre el Factor de banda PAR y el coeficiente beta para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Para la banda UV, del ajuste realizado con un coeficiente R^2 de 0.881, cuya representación se observa en la Figura 6.20, se obtiene la expresión

$$T_B(\text{UV}) = 0.8062 + 3.625 \cdot \beta \quad (6.23)$$

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

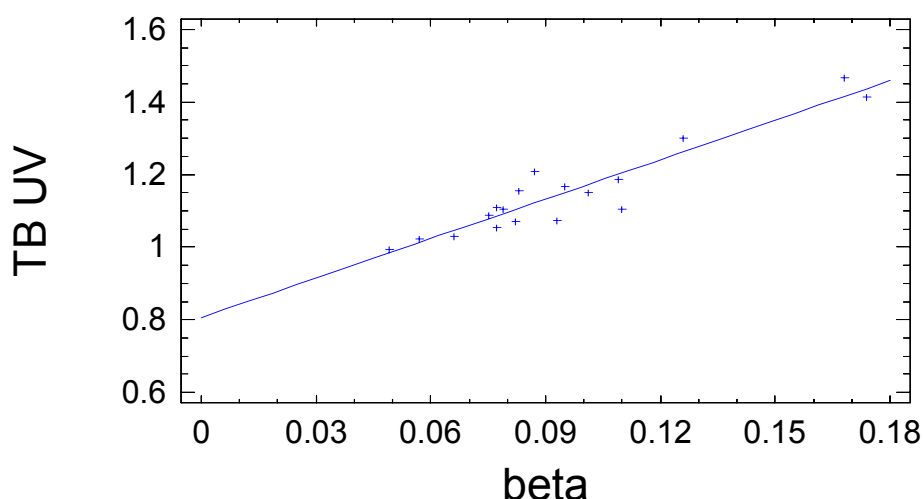


Figura 6.20 Correlación entre el Factor de banda UV y el coeficiente β para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Tabla 6.10. Valores medios y parámetros estadísticos del Factor de banda UV para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	mediana	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	1.043	1.073	1.136	1.040	0.0029	0.0543	0.061	3
173	1.124	1.150	1.279	1.073	0.0085	0.0922	0.088	4
174	1.103	1.105	1.201	1.029	0.0052	0.0723	0.061	5
179	1.430	1.415	1.473	1.324	0.0050	0.0708	0.068	4
180	1.208	1.187	1.259	1.111	0.0049	0.0699	0.061	5
181	1.100	1.106	1.153	1.072	0.0010	0.0314	0.026	5
186	1.164	1.155	1.199	1.106	0.0013	0.0359	0.026	5
187	1.299	1.301	1.324	1.279	0.0005	0.0222	0.026	3
194	1.199	1.209	1.283	1.156	0.0032	0.0565	0.049	4
195	1.164	1.167	1.177	1.161	0.0001	0.0085	0.009	3
198	1.115	1.110	1.135	1.074	0.0007	0.0255	0.023	4
199	1.476	1.467	1.503	1.391	0.0020	0.0446	0.032	5
201	1.048	1.054	1.154	0.979	0.0048	0.0691	0.055	6
202	1.010	1.087	1.312	0.964	0.0214	0.1463	0.117	5
205	1.056	1.071	1.125	1.049	0.0013	0.0360	0.029	4
207	1.007	1.030	1.101	0.976	0.0026	0.0509	0.024	7
209	0.984	0.994	1.123	0.930	0.0045	0.0671	0.033	7
212	1.002	1.023	1.110	0.976	0.0020	0.0444	0.024	7

En la tabla 6.11 se encuentra un resumen de las correlaciones efectuadas entre los diversos Factores de banda y el coeficiente de turbiedad β .

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.11 - Datos de las correlaciones entre los Factores de banda y el coeficiente β para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Banda	Ecuación ajuste T_B versus β	R^2
UVB	$T_B = 0.9793 + 1.107 \cdot \beta$	0.864
UVA	$T_B = 0.9102 + 4.021 \cdot \beta$	0.684
PAR	$T_B = 1.1114 + 10.907 \cdot \beta$	0.826
UV	$T_B = 0.8062 + 3.625 \cdot \beta$	0.881

Tabla 6.12. Valores medios y parámetros estadísticos del coeficiente β correspondiente a las bandas UVB, UVA y PAR para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	media	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	0.089	0.094	0.103	0.089	0.0001	0.0082	0.009	3
173	0.100	0.103	0.123	0.089	0.0003	0.0162	0.016	4
174	0.108	0.112	0.131	0.099	0.0001	0.0120	0.011	5
179	0.169	0.171	0.198	0.149	0.0005	0.0231	0.023	4
180	0.097	0.107	0.150	0.091	0.0006	0.0244	0.021	5
181	0.081	0.078	0.086	0.069	0.0001	0.0071	0.006	5
186	0.083	0.084	0.094	0.073	0.0001	0.0089	0.008	5
187	0.147	0.149	0.176	0.116	0.0007	0.0258	0.021	6
194	0.088	0.088	0.094	0.083	0.0000	0.0050	0.005	4
195	0.091	0.094	0.101	0.091	0.0000	0.0055	0.006	3
198	0.074	0.075	0.081	0.071	0.0000	0.0038	0.004	5
199	0.172	0.173	0.194	0.149	0.0004	0.0197	0.015	5
201	0.087	0.087	0.109	0.063	0.0003	0.0166	0.014	6
202	0.071	0.076	0.106	0.052	0.0004	0.0207	0.017	5
205	0.085	0.084	0.090	0.077	0.0000	0.0058	0.006	4
207	0.066	0.069	0.082	0.059	0.0001	0.0087	0.006	7
209	0.049	0.050	0.064	0.042	0.0001	0.0083	0.006	7
212	0.055	0.056	0.067	0.049	0.0000	0.0065	0.005	6

Puesto que el coeficiente β es un indicador de la turbiedad de la atmósfera y las regresiones que hemos obtenido frente a los distintos Factores de banda son aceptables, alrededor de un 85% (excepto la banda UVA), podemos apuntar que el Factor de banda es un coeficiente que también puede indicar dicha turbiedad. Así que, si disponemos sólo de datos de irradiancia de banda el cálculo de dicho factor nos proporcionará información sobre la turbiedad de la atmósfera.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Tabla 6.13. Valores medios y parámetros estadísticos del coeficiente β correspondiente a la banda UV para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

día	mediana	media	máximo	mínimo	varianza	desv. estándar	int. confianza	tamaño
172	0.090	0.093	0.103	0.088	0.0001	0.0081	0.009	3
173	0.098	0.101	0.121	0.087	0.0002	0.0158	0.016	4
174	0.108	0.110	0.127	0.096	0.0001	0.0120	0.011	5
179	0.175	0.174	0.196	0.149	0.0005	0.0221	0.022	4
180	0.101	0.109	0.156	0.092	0.0007	0.0269	0.024	5
181	0.079	0.079	0.086	0.072	0.0000	0.0070	0.006	5
186	0.087	0.083	0.093	0.073	0.0001	0.0081	0.007	5
187	0.127	0.126	0.133	0.118	0.0001	0.0075	0.008	3
194	0.087	0.087	0.092	0.083	0.0000	0.0047	0.005	4
195	0.094	0.095	0.101	0.090	0.0000	0.0054	0.006	3
198	0.078	0.077	0.081	0.071	0.0000	0.0043	0.004	4
199	0.169	0.168	0.180	0.159	0.0001	0.0081	0.007	5
201	0.085	0.077	0.107	0.044	0.0006	0.0240	0.018	7
202	0.068	0.075	0.104	0.059	0.0003	0.0182	0.016	5
205	0.082	0.082	0.088	0.075	0.0000	0.0062	0.006	4
207	0.064	0.066	0.077	0.059	0.0001	0.0073	0.005	7
209	0.050	0.049	0.063	0.043	0.0000	0.0071	0.005	7
212	0.056	0.057	0.071	0.050	0.0000	0.0066	0.005	7

VI.4.2.6. Correlación con el contenido en ozono.

La mayor influencia del ozono se produce en longitudes de onda menores de 300 nm, cuando el ozono absorbe casi toda la radiación solar entrante, y también en la banda de 300 a 360 nm, llamada banda Huggins, en la cual absorbe también fuertemente pero con algo menos de intensidad. En la región visible, la banda de absorción de Chappuis, ancha pero débil, tiene muy poca influencia en la radiación entrante.

Por lo tanto, el ozono tiene su mayor influencia en las longitudes de onda de 180 a 360 nm que comprende la totalidad de la banda UVB y parte de la UV y más débilmente de 450 a 770 nm que corresponde a la banda PAR. Por ello se ha estudiado la relación entre los Factores de banda y el contenido en ozono para dichas bandas.

El contenido en ozono se ha obtenido a partir de los datos proporcionados por el sensor TOMS disponibles en su página web (<http://toms.gsfc.nasa.gov/ozone/today.html>), en función de los datos de longitud, latitud y altura sobre el nivel del mar.

A continuación pasamos a estudiar las correspondientes correlaciones entre los Factores de banda y el contenido en ozono. Para ello, primero hemos seleccionado los días sobre los que vamos a realizar la correlación, escogiendo aquellos días que han sido estrictamente despejados a lo largo de todas las mediciones, mediante la inspección visual de un observador. También nos hemos encontrado con ciertos días para los que no se encuentran datos disponibles de la red de ozono, como son el 30 de junio y el 6 de julio de 2006.

En las tablas 6.14 y 6.15 se muestran los datos del Factor de banda y del contenido de ozono, u_o , en unidades Dobson, referente a cada día juliano para las bandas UVB y UV respectivamente.

VI. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE FACTORES DE BANDA

Para el estudio de las correlaciones se ha escogido el Factor de Banda normalizado a masa de aire 2 ya que el ozono es independiente de la masa de aire, aunque las correlaciones obtenidas para los Factores de banda sin normalizar son similares, salvo con un coeficiente R^2 ligeramente inferior.

Para la banda UVB el ajuste realizado con el programa Statgraphics 5.1 tiene un coeficiente R^2 de 0.885, y su representación se observa en la Figura 6.21. La ecuación de ajuste, con u_0 en unidades Dobson es

$$T_B(2) \text{ UVB} = 0.2158 + 3.217E-03 \cdot u_0 \quad (6.24)$$

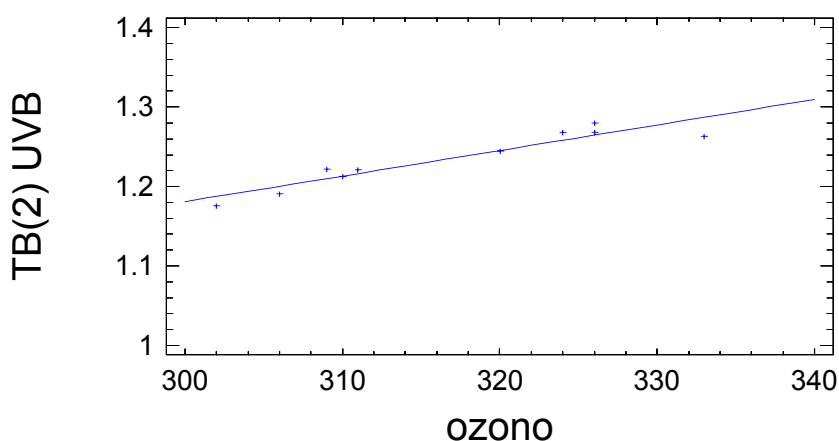


Figura 6.21. Correlación entre el Factor de banda UVB y el contenido en ozono (en Unidades Dobson) para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Tabla 6.14. Datos de la correlación entre el Factor de banda UVB y el contenido en ozono (en unidades Dobson) para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Dia juliano	$T_B(2)(UVB)$	u_0 (unidades Dobson)
173	1.268	326
174	1.245	320
186	1.263	333
194	1.280	326
195	1.268	324
201	1.222	309
202	1.213	310
205	1.221	311
207	1.176	302
212	1.191	306

Para la banda UV el ajuste realizado con el programa Statgraphics 5.1 con un coeficiente R^2 de 0.828 se observa en la Figura 6.22, siendo la ecuación de ajuste

$$T_B(2) \text{ UV} = -0.8536 + 6.466E-03 \cdot u_0 \quad (6.25)$$

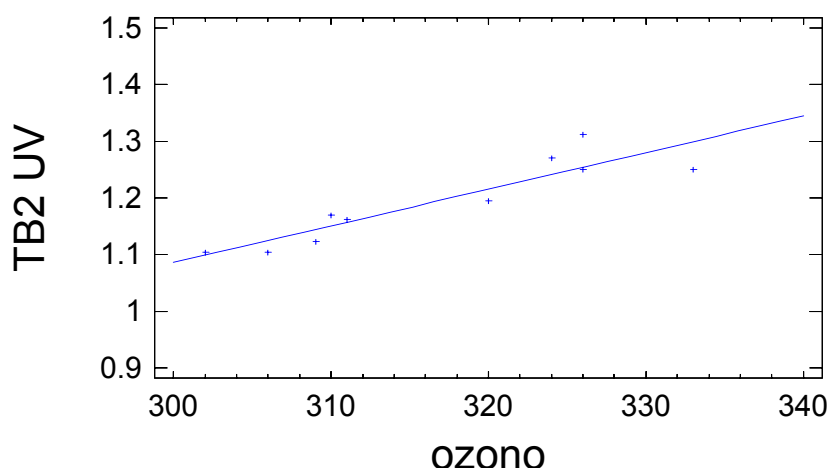


Figura 6.22. Correlación entre el Factor de banda UV y el contenido en ozono (en unidades Dobson) para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

Tabla 6.15. Datos de la correlación entre el Factor de banda UV y el contenido en ozono (unidades Dobson) para días claros para la ciudad de Valencia meses Junio-Julio 2006.

dia	T_B(2) UV	u_o (Unidades Dobson)
173	1.250	326
174	1.195	320
186	1.250	333
194	1.312	326
195	1.271	324
201	1.123	309
202	1.170	310
205	1.162	311
207	1.104	302
212	1.104	306

Respecto a la banda PAR idéntico estudio nos ha indicado que no existe relación estadísticamente significativa entre T_B(2) PAR y ozono para un nivel de confianza del 90% o superior, siendo el coeficiente R² igual a 0.23 lo cual indica una relación débil entre las variables. Este efecto era el esperado pues la absorción del ozono en esta banda del espectro es débil.

**CAPÍTULO VII. DEFINICIÓN Y
DETERMINACIÓN DEL INDICE
PROPIO DE LA CLARIDAD DE
BANDA**

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

El objetivo de este capítulo es el de introducir para la radiación de las cuatro bandas que centran el interés de este trabajo, herramientas de análisis similares a las establecidas para la radiación de toda la banda espectral.

Ya definidos los Factores de banda en el capítulo precedente, realizadas las parametrizaciones, para las respectivas bandas, de los espesores ópticos verticales de una “CDA”, que permiten su determinación, y con ella analizados éstos en la atmósfera de Valencia, procede ahora, aplicando a cada banda el método que siguieron Pérez et al. (1990) para la introducción del que denominaron “índice de claridad independiente del ángulo cenital”, proponer también índices propios de la claridad que puedan ser determinados con medidas de banda. Para estos nuevos índices propios de claridad de banda utilizaremos la misma nomenclatura que la usada para la banda ancha por R. Pérez et al. (1990) con un identificativo propio de la banda, esto es; $K_t'_{UVB}$, $K_t'_{UV}$, $K_t'_{UVA}$, $K_t'_{PAR}$ y que refieren el índice de claridad K_t aplicado a cada banda, extrapolación del índice definido por Liu y Jordan para la banda ancha y que ya ha sido utilizado por los investigadores aplicado a bandas (ver Martínez-Lozano et al. 1994 para la banda UV, Marín M.J. et al. 2001 para la UVB mencionados en el epígrafe IV.4.2), a un perfil de irradiancia global estándar de cielo claro, aplicando ahora las parametrizaciones realizadas para las bandas en una CDA.

Las bases de datos utilizadas en este epígrafe para el cálculo de los mencionados índices de claridad de banda son las que se comentan en el epígrafe IV.4.2.

VII.1. DEFINICIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD PARA LA BANDA UVB.

El nuevo índice, denominado $K_t'_{UVB}$, se ha calculado siguiendo la definición de índice de claridad “independiente del ángulo cenital” para toda la banda, según la expresión 4.4 propuesta por Pérez et al. (1990) para eliminar la dependencia del ángulo cenital.

Dicho índice, denominado índice propio de la claridad de la banda UVB, se ha realizado siguiendo dichas directrices y se propone una expresión equivalente para la banda UVB dada por la ecuación

$$K_t'_{UVB} = \frac{K_{tUVB}}{0.02 + 1.031e^{-1.0m_r \delta_{CDA}(UVB)}} \quad (7.1)$$

donde el término K_{tUVB} está dado por la ecuación 4.19, y $\delta_{CDA}(UVB)$, espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVB, está indicado en la tabla 6.1.

En la expresión 7.1 la cifra de 1.0 que aparece en el exponente del denominador corresponde al Factor de Banda para la banda UVB que representa el valor mínimo de dicho Factor de Banda que correspondería a un día claro. Para seleccionar dicho valor se ha representado en la Figura 7.1 la secuencia temporal de éste para instantes claros y se ha adoptado el valor numérico mínimo observado por encima del cual aparecen la mayoría de instantes representados.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL INDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

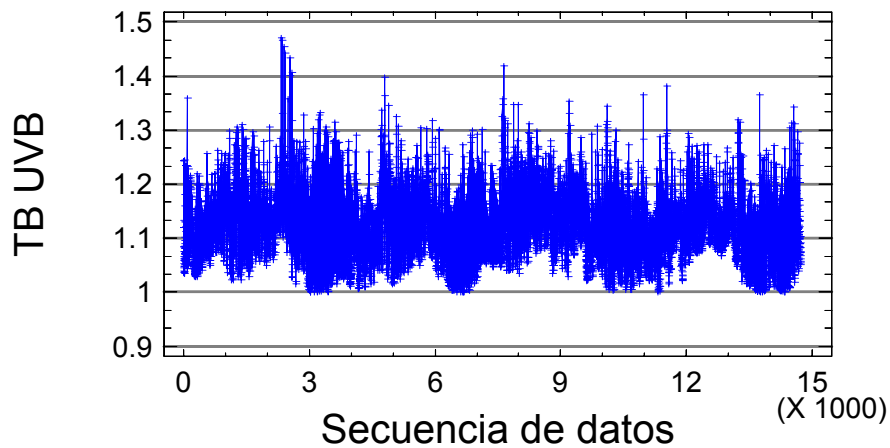


Figura 7.1. Representación de T_B para instantes claros para la banda UVB en la ciudad de Valencia años 2000-2004.

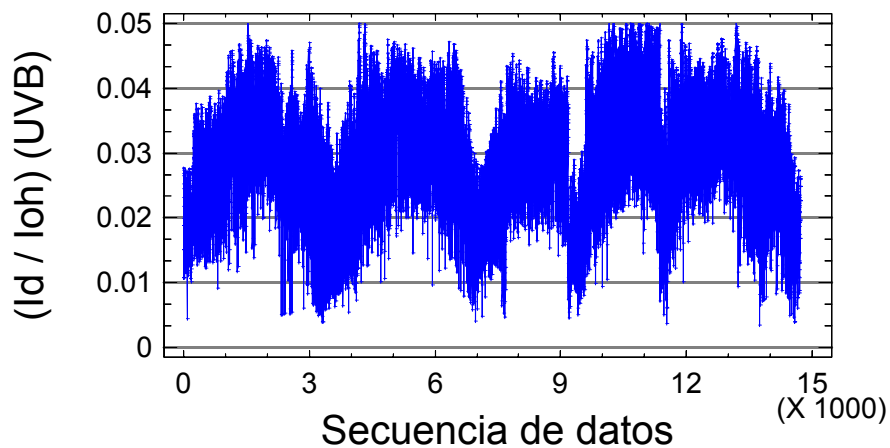


Figura 7.2. Representación del porcentaje de difusa de la banda UVB sobre la I_{0h} de la banda UVB para instantes claros en la ciudad de Valencia años 2000 a 2004.

En la expresión 7.1 también aparece otro coeficiente, el valor numérico 0.02, que indica el porcentaje mínimo (en tanto por uno) que supone la irradiancia difusa de la banda UVB sobre la irradiancia extraterrestre horizontal de la misma banda cuando se trabaja con instantes claros. Con el objeto de obtener el valor de dicho coeficiente, se ha representado en la Figura 7.2 la secuencia temporal del cociente entre la irradiancia difusa de la banda UVB y la irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal para instantes claros, y se ha adoptado un valor de 0.02 por tener la mayoría de instantes porcentajes superiores a este valor. La irradiancia difusa UVB se ha obtenido mediante la diferencia entre la irradiancia global UVB y la directa normal multiplicada por el coseno del ángulo cenital obtenida por el método descrito en el epígrafe VI.4.1.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

VII.2. DEFINICIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD PARA LA BANDA UV.

Siguiendo el mismo procedimiento que para la banda anterior definiremos el índice propio de la claridad para la banda UV, denominado K'_{tUV} , que como el anterior pretende mejorar y hacerlo independiente del ángulo cenital y más dependiente de la claridad.

Dicho índice, que denominamos índice propio de la claridad de la banda UV, será

$$K'_{tUV} = \frac{K_{tUV}}{0.25 + 1.031e^{-1.1m_r \delta_{CDA}(UV)}} \quad (7.2)$$

donde el término K_{tUV} está dado por la ecuación 4.17, y $\delta_{CDA}(UV)$, espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UV, está indicado en la tabla 6.1.

En la expresión 7.2 se ha adoptado para el Factor de Banda para la banda UV un valor de 1.1 que representa el valor mínimo de dicho Factor de Banda que correspondería a un día claro. Para seleccionar dicho valor se ha representado en la Figura 7.3 la secuencia temporal de éste para instantes claros y se ha adoptado el valor numérico mínimo observado que deja por encima la mayoría de los instantes.

En dicha expresión 7.2 aparece otro coeficiente, el valor numérico 0.25, que indica el porcentaje mínimo (en tanto por uno) que supone la irradiancia difusa de la banda UV sobre la irradiancia extraterrestre horizontal de dicha banda en situación de días claros. Con el objeto de obtener el valor de dicho coeficiente, se ha representado en la Figura 7.4 la secuencia temporal del cociente entre la irradiancia difusa de la banda UV y la irradiancia extraterrestre sobre superficie horizontal para instantes claros, y se ha adoptado un valor de 0.25 por tener la mayoría de instantes porcentajes superiores a este valor. La irradiancia difusa UV se ha obtenido mediante la diferencia entre la irradiancia global UV y la directa normal multiplicada por el coseno del ángulo cenital obtenida por el método descrito en el epígrafe VI.4.2.

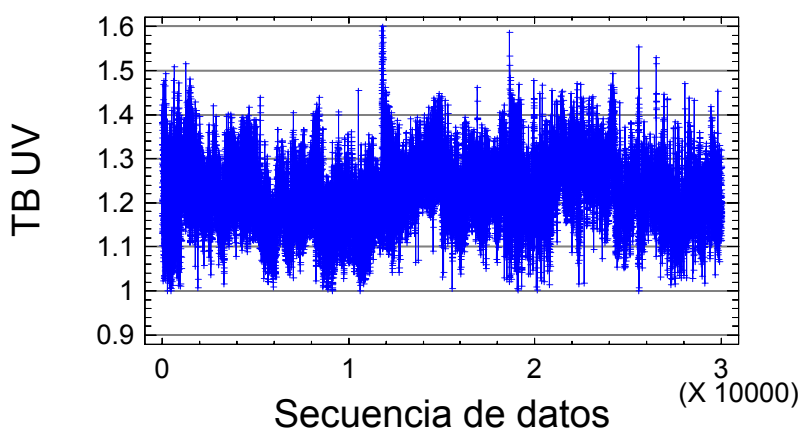


Figura 7.3. Representación de T_B para la banda UV para instantes claros en la ciudad de Valencia años 1996 a 2004.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

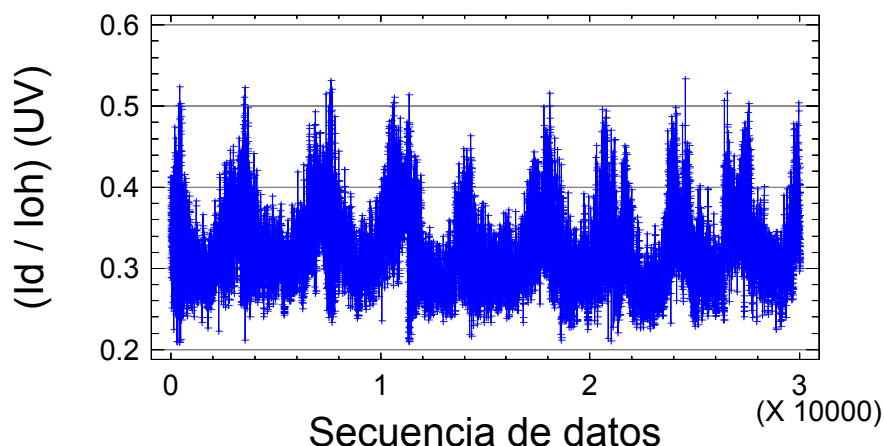


Figura 7.4. Representación del porcentaje de difusa de la banda UV sobre la I_{0h} de la banda UV para instantes claros en la ciudad de Valencia años 1996 a 2004.

VII.3. DETERMINACIÓN EN VALENCIA DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA.

VII.3.1. Índice $K_t'_{UVB}$

Se ha calculado dicho índice de claridad para la banda UVB en Valencia entre los años 2000 y 2004, según la expresión 7.1, con las medidas de irradiancia de esta banda descritas, ahora reducidas a 21505 instantes al eliminar aquellos correspondientes a un ángulo cenital mayor de 77° (una masa de aire relativa superior a 4.5), puesto que para masas de aire elevadas la irradiancia UVB es muy próxima a cero, tal como se comenta en el epígrafe VI.4.1.

En la Figura 7.5 se representan dichos valores frente al ángulo cenital, donde se observa una gran dispersión de valores debido a varios factores. Por una parte dichos instantes corresponden a instantes claros y nublados, cuyo valor puede oscilar desde valores cercanos a cero a superiores a 1. También se debe tener en cuenta que se consideran instantes con ángulos cenitales cercanos a 15° correspondientes al mediodía solar de verano, e instantes con ángulos cenitales cercanos a 80° correspondientes al amanecer o atardecer en los meses de invierno. Otro factor a considerar es el número de instantes considerados correspondiente al período de estudio de 5 años, con lo que la nube de puntos alcanza una cifra elevada.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

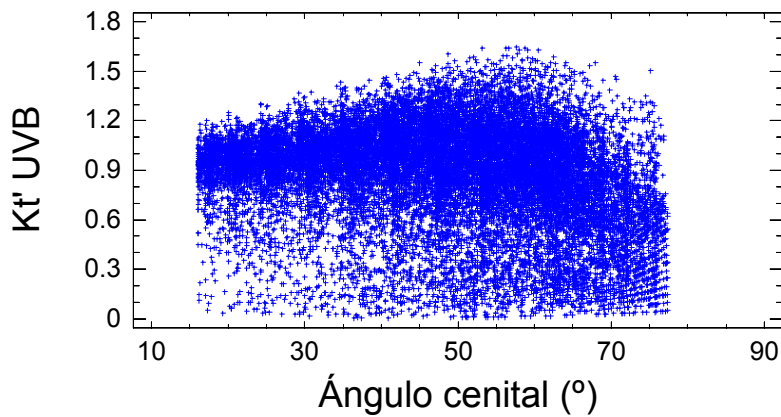


Figura 7.5. Representación de valores instantáneos de $K_t'_{UVB}$ para Valencia años 2000-04, en ambas condiciones de cielo despejado y cubierto.

En la Figura 7.6 representamos el índice anterior frente al índice de claridad para toda la banda según R. Pérez, calculado según la expresión 4.4 que figura en el epígrafe IV.3.2.

La salida muestra los resultados de un ajuste de regresión lineal para describir la relación existente entre ambas variables. La ecuación de ajuste con un coeficiente R^2 de 0.71 es la siguiente

$$K_t'_{UVB} = 1.21 \cdot K_t'^{0.804} \quad (7.3)$$

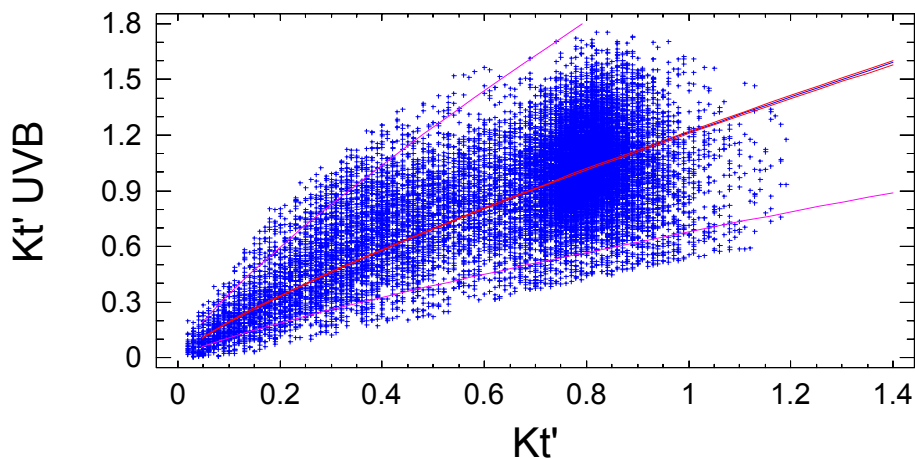


Figura 7.6. Representación de valores instantáneos de $K_t'_{UVB}$ frente a K_t' para Valencia años 2000-04.

La utilidad del nuevo índice definido es obtener un valor umbral que separe instantes claros de nublados, para lo cual se ha tenido en cuenta el ajuste realizado sustituyendo el valor umbral de 0.7 para el índice de Pérez en la ecuación 7.3, lo que nos lleva al valor para la banda UVB de 0.9. No obstante, un análisis más detallado de la base de datos aconseja modificar ligeramente dicho valor umbral para lograr una mayor coincidencia de ambos criterios, por lo que resultaría que el nuevo criterio, caso de disponibilidad solamente de medidas de banda, hace corresponder $K_t'_{UVB} > 0.85$ para todo instante de cielo despejado.

Según el primero de estos dos criterios observamos que selecciona como cielo despejado el 66.4% de todos los instantes de la base de datos, mientras que el segundo selecciona el 63.3 %.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

También se ha realizado un estudio con el programa Statgraphics con el fin de comparar la selección que realiza los dos criterios, y se observa que existen 2509 instantes que corresponden a cielo despejado según el criterio $K_t' > 0.7$ que no son considerados así aplicando el criterio $K_t'_{UVB} > 0.85$, mientras que existen 1819 instantes claros según este último que son considerados nublados por el anterior. Por lo que la discrepancia entre ambos criterios es del 20.1 %, habida cuenta que el criterio de referencia también adolece de un margen de imprecisión que en ocasiones ha requerido para su aplicación ligeras variaciones en el valor umbral de 0.7 (Molineaux e Ineichen 1996).

VII.3.2. Índice $K_t'_{UV}$

Se ha calculado el índice propio de la claridad para la banda UV, aplicado a la ciudad de Valencia años 1996 a 2004, siguiendo la expresión 7.2.

La expresión 7.2 se ha aplicado a la base de datos mencionada en el epígrafe IV.4.2 eliminándose los instantes correspondientes a masa de aire mayor a 6.0, tal como se comenta en el epígrafe VI.4.2, con lo que la base de datos queda con un total de instantes de 46990.

En la Figura 7.7 se representan dichos valores frente al ángulo cenital, cumpliendo estos valores la normalidad para ángulos cenitales menores de 80° (masa de aire 6).

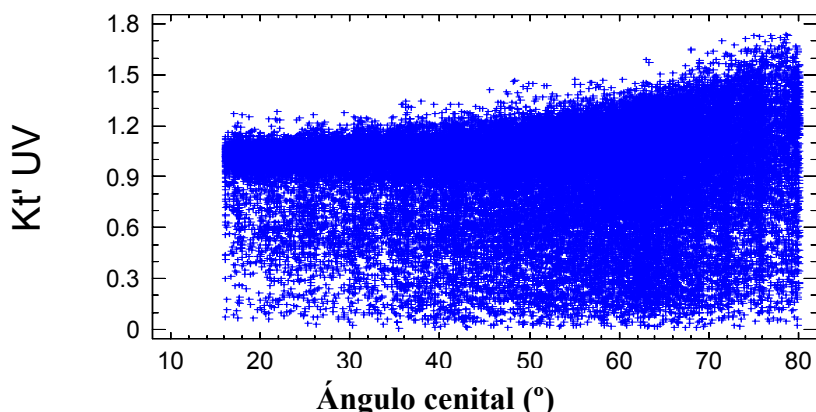


Figura 7.7. Representación de valores instantáneos de $K_t'_{UV}$ para ciudad de Valencia años 1996-2004, en ambas condiciones de cielo despejado y cubierto.

En la Figura 7.7 se observa una gran dispersión de valores como ocurría para la banda UVB. Los factores de tal dispersión se pueden considerar los mismos que para dicha banda, con la circunstancia añadida de que la base de datos duplica su tamaño respecto a la banda UVB.

En la Figura 7.8 se representa el índice anterior frente al índice de claridad para toda la banda según R. Pérez calculado según la expresión 4.4 que figura en el epígrafe IV.3.2.

La salida muestra los resultados de un ajuste de regresión lineal para describir la relación existente entre ambas variables. La ecuación de ajuste con un coeficiente R^2 de 0.89 se muestra en la expresión

$$K_t'_{UV} = 1.295 \cdot K_t'_{0.7}^{0.738} \quad (7.4)$$

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

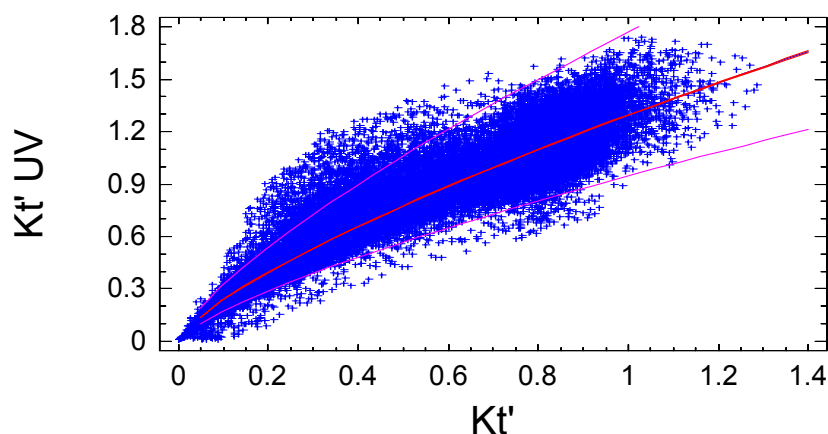


Figura 7.8. Representación de valores instantáneos de $K_t'_{UV}$ frente a K_t' para ciudad Valencia años 1996-2004.

Con la finalidad de obtener un valor umbral para el nuevo índice que separe instantes claros de nublados se ha tenido en cuenta el ajuste realizado sustituyendo el valor umbral de 0.7 para el índice de Pérez en la ecuación 7.4 con lo que se ha obtenido un valor equivalente para el índice $K_t'_{UV}$ de 0.99. No obstante, un análisis más detallado de la base de datos aconseja establecer dicho valor umbral en 0.95, con lo que el criterio, disponiendo sólo de medidas de banda, resultaría ser, cielo despejado todo instante con $K_t'_{UV} > 0.95$.

Según el primero de estos dos criterios observamos que selecciona como cielo despejado el 64.92% de todos los instantes de la base de datos, mientras que el segundo selecciona el 64.06%. También se ha realizado un estudio con el programa Statgraphics con el fin de comparar la selección que realiza los dos criterios, y se observa que existen 2746 instantes que corresponden a cielo despejado según el criterio $K_t' > 0.7$ que no son considerados así aplicando el criterio $K_t'_{UV} > 0.95$, mientras que existen 2346 instantes claros según este último que son considerados nublados por el anterior. Por lo que la discrepancia entre ambos criterios es del 10.8%.

VII. DEFINICIÓN Y DETERMINACIÓN DEL INDICE PROPIO DE LA CLARIDAD DE BANDA

CAPÍTULO VIII.
ESTABLECIMIENTO Y
DETERMINACIÓN DE UN ÍNDICE
NORMALIZADO DE CLARIDAD
DE BANDA PARA VALENCIA

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

Los índices anteriormente analizados, que a similitud del establecido por Richard Pérez para medidas de toda la banda, pueden servir para el objetivo de dar a conocer la claridad propia de la atmósfera independientemente del ángulo cenital también a partir de medidas de banda de irradiancia global horizontal, pueden ser mejorados por nuevos índices, caso de disponibilidad de medidas de irradiancia directa normal de banda.

Por ello, en este capítulo definiremos un nuevo índice, K_t'' , que denominaremos “índice normalizado de claridad de banda”, que expresará la razón entre la irradiancia directa normal y la irradiancia directa normal mínima, de cada banda, para ese instante en condiciones de claridad.

También se determinará dicho índice para las bandas UVB (280-315 nm) y UV (290-385 nm) de las que aún no disponiendo de medidas de irradiancia directa normal, se han generado éstas con el método descrito en el epígrafe VI.4, para largos períodos de tiempo de 5 y 9 años respectivamente, y de las cuales se ha obtenido en el epígrafe VI.5 sus Factores de Banda, así como los valores máximos de éstos, T_{Bmax} , en condiciones de cielo despejado en función de la masa óptica relativa de aire.

El nuevo índice será aplicado también como herramienta de separación de instantes claros de nublados mediante el establecimiento de valores umbrales.

Como se ha indicado, en la determinación de dichos índices se han utilizado las bases de datos que se comentan en el epígrafe IV.4.2.

VIII.1. DEFINICIÓN DEL INDICE $K_t''_{UVB}$.

Por todo lo anterior, el índice normalizado de claridad de la banda UVB, $K_t''_{UVB}$, será

$$K_t''_{UVB} = \frac{I_n(UVB)}{I_{nmin}(UVB)} \quad (8.1)$$

Donde el numerador corresponde a los valores experimentales de la irradiancia directa normal de la banda UVB, mientras que el denominador corresponde a la irradiancia directa normal UVB mínima en condiciones de cielo despejado.

Puesto que en nuestra base de datos no se dispone de los valores correspondientes a la irradiancia directa normal experimental de banda, se ha sustituido dicho valor experimental por la irradiancia directa normal generada mediante el método detallado en el epígrafe VI.4.1 a partir de medidas de irradiancia global horizontal de banda.

En cuanto a la determinación de la irradiancia directa normal mínima de la banda UVB, que corresponde al denominador de la expresión 8.1, el proceso seguido siguiendo la ley de Bouguer, es aplicar la expresión equivalente a la ecuación 6.2 cuando la atenuación por los diversos componentes de la atmósfera es máxima, la cual se obtiene sustituyendo el Factor de banda de dicha ecuación por el Factor de banda máximo. De esta manera se ha obtenido la irradiancia

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

directa normal mínima para condiciones de instante claro expresada por la ecuación

$$I_{n \min}(UVB) = E_0 I_0(UVB) \exp(-m_r \delta_{CDA}(UVB) T_{Bmáx}(UVB)) \quad (8.2)$$

Donde $I_0(UVB)$ es la constante solar extraterrestre de la banda UVB, $T_{Bmáx}(UVB)$ es el Factor de banda UVB máximo para cada instante en función de la masa relativa de aire y se calcula mediante la expresión 6.13 obtenida en el epígrafe VI.5.1.1 y $\delta_{CDA}(UVB)$ es el espesor óptico vertical de una CDA para la banda UVB cuya parametrización se expone en la tabla 6.1 del epígrafe VI.2.

VIII.2. DEFINICIÓN DEL INDICE $K_t''_{UV}$.

Igualmente, el índice, $K_t''_{UV}$, representará la expresión siguiente

$$K_t''_{UV} = \frac{I_n(UV)}{I_{n \min}(UV)} \quad (8.3)$$

Donde $I_n(UV)$ corresponde a los valores experimentales de la irradiancia directa normal de la banda UV, mientras que $I_{n \min}(UV)$ corresponde a la irradiancia directa normal UV mínima para condiciones de instante despejado.

En cuanto a la irradiancia directa normal experimental de la banda UV y puesto que en nuestra base de datos no se dispone de medidas de este tipo ya que sólo se posee un aparato de medida de irradiancia de bandas con el que se miden irradiancia globales, se ha sustituido dicho valor experimental por la irradiancia directa normal obtenida mediante el método detallado en el epígrafe VI.4.2 a partir de irradiancia global horizontal de banda experimental.

Para la determinación de la irradiancia directa normal mínima de la banda UV en condiciones de cielo despejado, que corresponde al denominador de la expresión 8.3, el proceso seguido es el mismo que para la banda UVB, de manera que dicha irradiancia está dada por la ecuación

$$I_{n \min}(UV) = I_0(UV) \exp(-m_r \delta_{CDA}(UV) T_{Bmáx}(UV)) \quad (8.4)$$

Donde $I_0(UV)$ es la constante solar extraterrestre de la banda UV y $T_{Bmáx}(UV)$ es el Factor de banda UV máximo para cada instante en función de la masa óptica relativa de aire. Dicho $T_{Bmáx}(UV)$ se calcula mediante la expresión 6.17 obtenida en el epígrafe VI.5.1.2 y $\delta_{CDA}(UV)$ es el espesor óptico vertical de una CDA para la banda UV cuya parametrización se expone en la tabla 6.1 del epígrafe VI.2.

VIII.3.DETERMINACIÓN EN VALENCIA DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD.

VIII.3.1. Índice $K_t''_{UVB}$.

Se ha calculado $K_t''_{UVB}$ aplicando la ecuación 8.1 que a su vez requiere en su denominador la

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

ecuación 8.2 y todas las expresiones previamente desarrolladas que ésta requiere, y entre ellas, como primera variable, m_r , respecto a la cual se han realizado en este trabajo las parametrizaciones oportunas de δ_{CDA} y de T_{Bmax} .

Dicha expresión se ha aplicado a la base de datos comentada en el epígrafe IV.4.2 y se han eliminado aquellos correspondientes a un ángulo cenital mayor de 77° , equivalente a una masa de aire relativa superior a 4.5, quedando un total de 21505 instantes, puesto que para masas de aire superiores a dicho valor la irradiancia UVB es cercana a cero, tal como se comenta en el epígrafe VI.4.1. Obtenido el conjunto de valores de dicho índice se muestra su representación frente al ángulo cenital en la Figura 8.1.

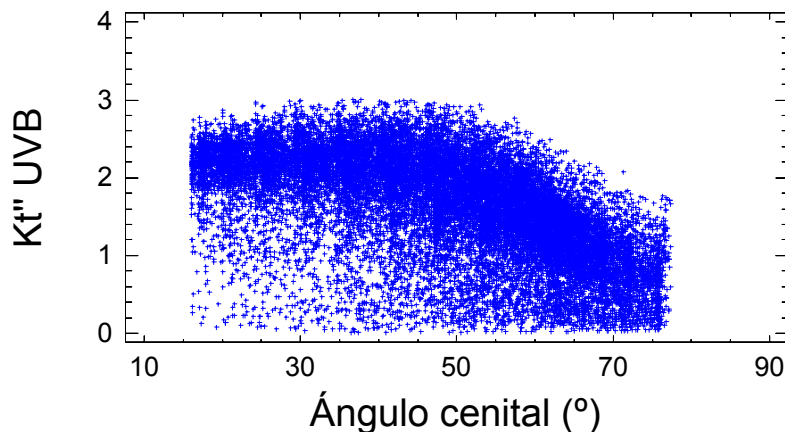


Figura 8.1. Representación de valores instantáneos de K_t'' UVB frente al ángulo cenital para la ciudad de Valencia, años 2000-2004, en condiciones de cielo cubierto y despejado.

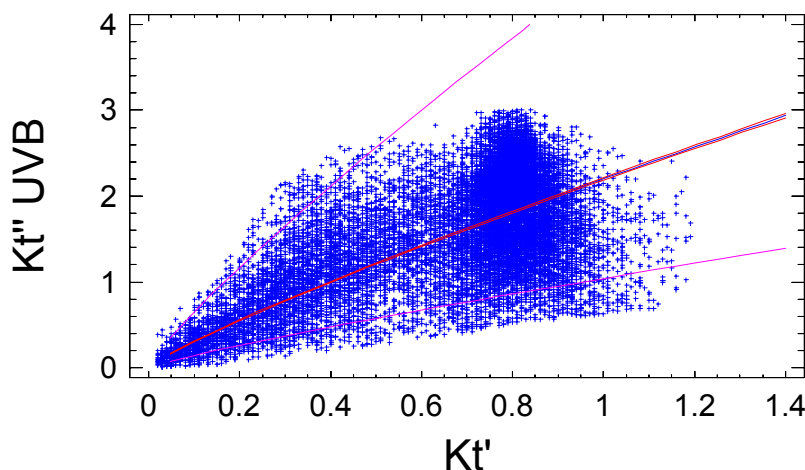


Figura 8.2. Representación de valores instantáneos de K_t'' UVB frente a K_t' para la ciudad de Valencia años 2000-2004.

De la misma manera que para el índice $K_t' UVB$, y con la intención de obtener un valor umbral para el índice $K_t'' UVB$ que separe instantes claros de nublados se ha realizado una regresión entre dicho índice y K_t' , cuya representación se muestra en la Figura 8.2. Esta correlación debe analizarse con precaución, pues no resulta representativa ya que con un coeficiente R^2 de 0.63 nos lleva a un modelo multiplicativo de expresión

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

$$K_t'' = 2.2 K_t^{0.86} \quad (8.5)$$

que hace corresponder al valor umbral de K_t' un valor para el índice en esta banda superior a 1.6, el cual además ha debido ser reducido tras un análisis detallado con la base de datos para resultar mínimamente representativo de un valor umbral. Por lo que, con las debidas precauciones, se puede establecer el criterio, cuando tan sólo se disponga de medidas de irradiancia de dicha banda, de que día despejado corresponda a valores $K_t''_{UVB} > 1.35$.

Por todo lo anterior, el criterio $K_t' > 0.7$, clasifica como cielo despejado el 66.4% de todos los instantes de la base de datos, mientras que el de $K_t''_{UVB} > 1.35$, considera que son el 67.2%. En cuanto a la comparación de coincidencias, se observa que existen 2314 instantes que, según el primero, son de cielo despejado y que no lo según el segundo, mientras que existen 2175 instantes claros según el segundo que son considerados nublados por el primero, por lo que la discrepancia entre ambos criterios resulta ser del 20.9%. Dado esto, este criterio clasificador de cielo despejado en la banda UVB, no es representativo y nos hace descartarlo y considerar que sería necesario un análisis en profundidad en el futuro que requerirá el establecimiento de criterios estacionales, pues como se puede observar en la Figura 8.3 los márgenes de variación del índice van variando a lo largo del año.

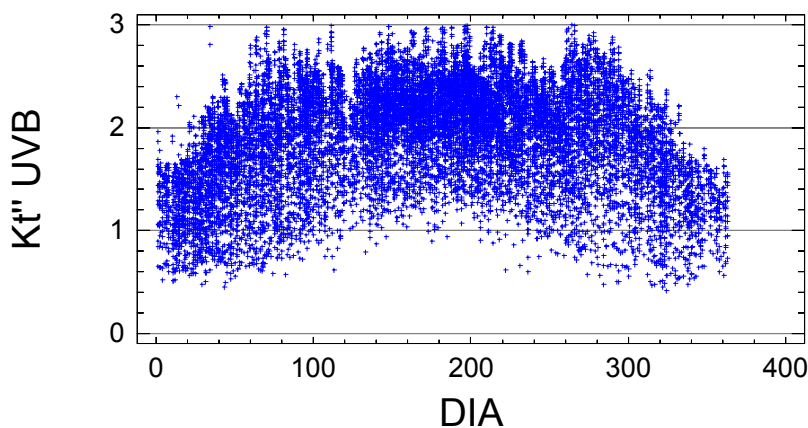


Figura 8.3. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UVB}$ frente al día juliano para la ciudad de Valencia años 2000-2004, considerados claros según $K_t' > 0.7$.

VIII.3.2. Índice $K_t''_{UV}$.

De la misma manera que para la banda UVB, se ha calculado $K_t''_{UV}$ aplicando la ecuación 8.3 que a su vez requiere en su denominador la ecuación 8.4 y todas las expresiones previamente desarrolladas que ésta necesita, como son las parametrizaciones oportunas de δ_{CDA} y de T_{Bmax} realizadas anteriormente para la banda UV. Se ha utilizado para ello la base de datos ya mencionada, de la que se han eliminado las medidas correspondientes a una masa de aire superior a 6, por lo que han quedado un total de 46990 instantes. Obtenido el conjunto de valores de este índice, en la banda que nos ocupa, se muestra su representación frente al ángulo cenital en la Figura 8.4.

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

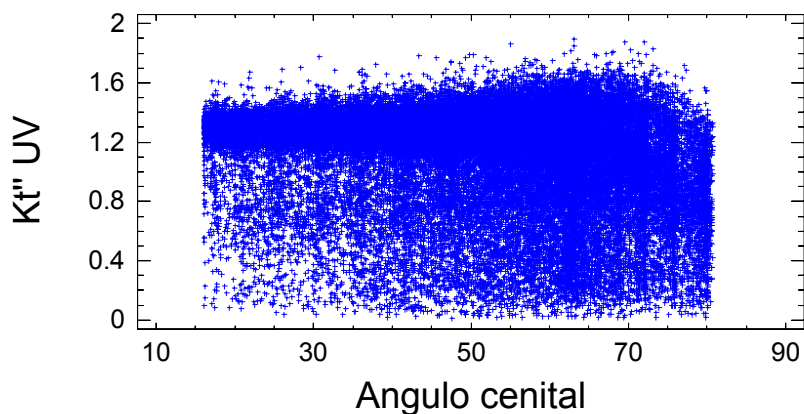


Figura 8.4. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UV}$ frente al ángulo cenital para la ciudad de Valencia años 1996- 2004, para condiciones de cielo despejado y cubierto.

Con todos los valores obtenidos se ha realizado una correlación de $K_t''_{UV}$ versus K_t' , cuya representación gráfica se muestra en la Figura 8.5, con coeficiente R^2 de 0.90 y de expresión

$$K_t''_{UV} = 1.5376K_t'^{0.7611} \quad (8.6)$$

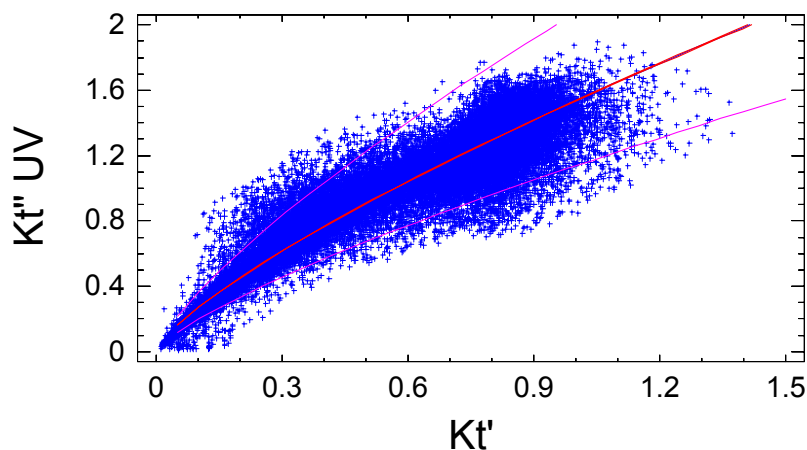


Figura 8.5. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UV}$ frente a K_t' para ciudad Valencia años 1996-2004.

Todo lo anterior, y de una forma más representativa que con la banda UVB, ahora hace corresponder el valor límite establecido para la banda ancha, con un valor ligeramente superior a 1.1 en este índice, lo que nos lleva a considerar, tras haber realizado una detallada verificación de este valor con la base de datos, como criterio de cielo despejado, cuando se disponga de medidas de la banda UV, todo instante con $K_t''_{UV} > 1.1$.

VIII. ESTABLECIMIENTO Y DETERMINACION DE UN INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA

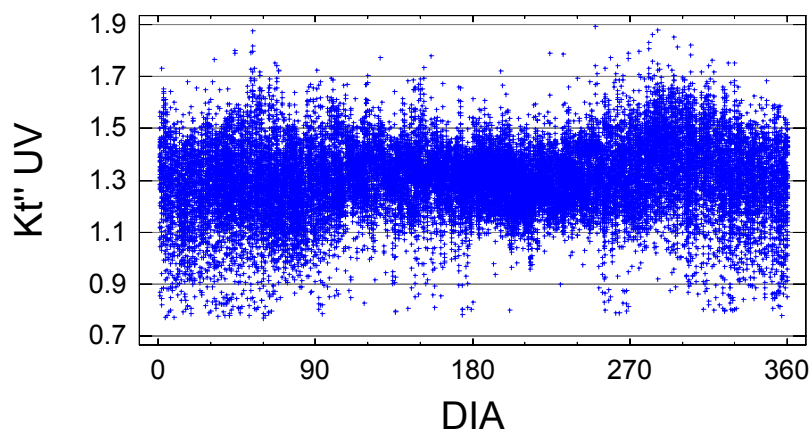


Figura 8.6. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UV}$ frente al día juliano para la ciudad de Valencia años 1996- 2004, considerados claros según $K_t' > 0.7$.

Igualmente ahora, el criterio $K_t' > 0.7$ clasifica como cielo despejado el 64.92% de todos los instantes de la base de datos, mientras que el de $K_t''_{UV} > 1.1$, considera que son el 65.30%. En cuanto a la comparación de coincidencias, se observa que existen 1813 instantes que, según el primero, son de cielo despejado y que no lo según el segundo, mientras que existen 2014 instantes claros según el segundo que son considerados nublados por el primero, por lo que la discrepancia entre ambos criterios resulta ser del 8.1%. En esta banda se puede observar que el índice analizado se mantiene dentro de unos límites estables a lo largo de un año medio, como se observa en la Figura 8.6.

**CAPÍTULO IX. ANÁLISIS DEL
ÍNDICE NORMALIZADO DE
CLARIDAD DE LA BANDA
DURANTE UNA CAMPAÑA DE
MEDIDAS**

Dado que en el capítulo anterior se ha establecido el procedimiento para obtener los índices normalizados de claridad de banda para las bandas UVB y UV, el objetivo de este último capítulo es el de analizar dichos índices utilizando las medidas de irradiancia directa normal que nos proporcionó la campaña de medidas en los meses de Junio y Julio de 2006, y que se describió en el capítulo VI, que fueron deducidas de global y difusa horizontal, habida cuenta que aunque muy limitadas en el tiempo, estas medidas permiten una mayor precisión en el cálculo y disponer de la información adicional del observador que las realizó de la condición de claridad o cobertura nubosa del instante medido.

El propósito de este capítulo es la comprobación del índice normalizado de claridad de banda K_t'' , definido en el capítulo VIII, con los datos de las bandas UVB y la UV del espectro solar correspondientes a la campaña de medidas Junio-Julio 2006, que por proporcionar medidas experimentales de irradiancia directa normal no requieren la aplicación del método desarrollado en el epígrafe VI.4 para generar éstas a partir de irradiancia global horizontal.

IX.1. ANÁLISIS DEL ÍNDICE $K_t''_{UVB}$.

Se ha calculado el índice definido en el epígrafe VIII.1 mediante la expresión 8.1, donde el numerador corresponde a las medidas experimentales realizadas en la campaña de medidas citada y el denominador a la irradiancia directa mínima para dicha banda y se calcula para cada m_t de la forma descrita.

La base de datos utilizada es la correspondiente a la campaña de medidas que comprende los meses de Junio y Julio de 2006, la cual consta de 31 días, con 161 medidas, una vez desechados los días totalmente nublados mediante el criterio personal de un observador, existiendo, no obstante, entre ellos instantes parcialmente nublados a criterio del mismo observador.

La representación de dicho índice frente al día juliano de todos los instantes, tanto cubiertos como despejados, se muestra en la figura 9.1.

En el capítulo VIII se establecía el criterio de selección de cielo despejado con medidas de la banda UVB aquel en que $K_t''_{UVB} > 1.35$, si bien con grandes precauciones, dado que la correlación con valores de un año medio no era representativa, y se veía aconsejable la búsqueda de valores umbrales estacionales. Sin embargo, para el intervalo estacional de meses cálidos correspondientes a la campaña de medidas este criterio se muestra acertado como se muestra a continuación.

IX. ANÁLISIS DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDIDAS

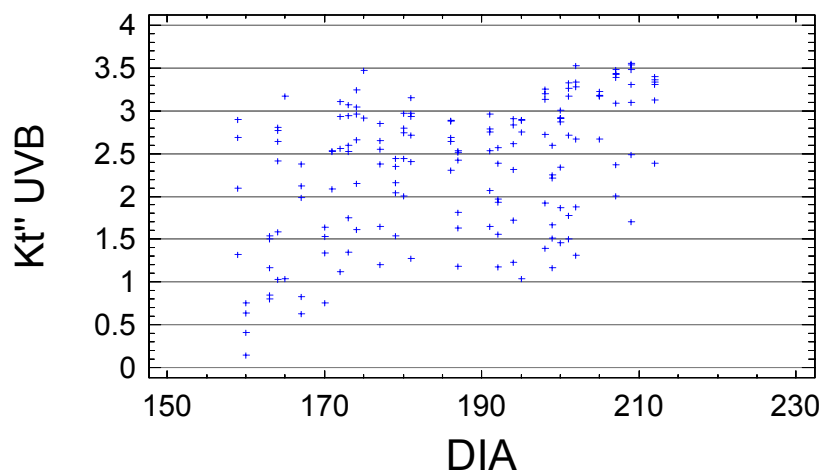


Figura 9.1. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UVB}$ frente al día juliano para la ciudad de Valencia campaña de medidas Junio-Julio 2006.

Se han seleccionado según el criterio $K_t' > 0.7$, resultando 136 instantes. A los mismos instantes se les ha aplicado el criterio de Boscà et al. (1996b) que también dio el mismo resultado. Posteriormente, el criterio $K_t''_{UVB} > 1.35$, seleccionaba como claros un total de 137 instantes, observándose que el primero excluye tres puntos del segundo, mientras que el segundo excluye cuatro del primero, que de un total de 161 puntos representa una discrepancia del 4.3%.

En las Figuras 9.2 y 9.3 se representan los valores del índice normalizado de claridad de esta banda, frente al día juliano para los días claros según criterio $K_t' > 0.7$, y según criterio $K_t''_{UVB} > 1.35$ respectivamente, y se pueden ver los puntos excluidos que no superan los respectivos valores umbrales.

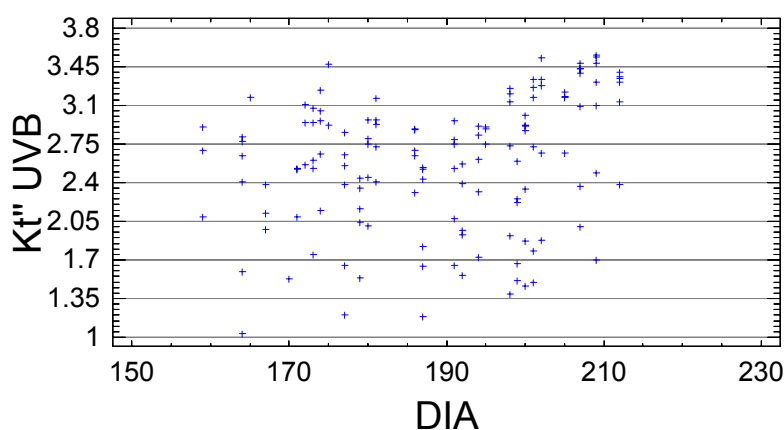


Figura 9.2. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UVB}$ frente al día juliano para la ciudad de Valencia campaña Junio-Julio 2006, considerados claros según $K_t' > 0.7$.

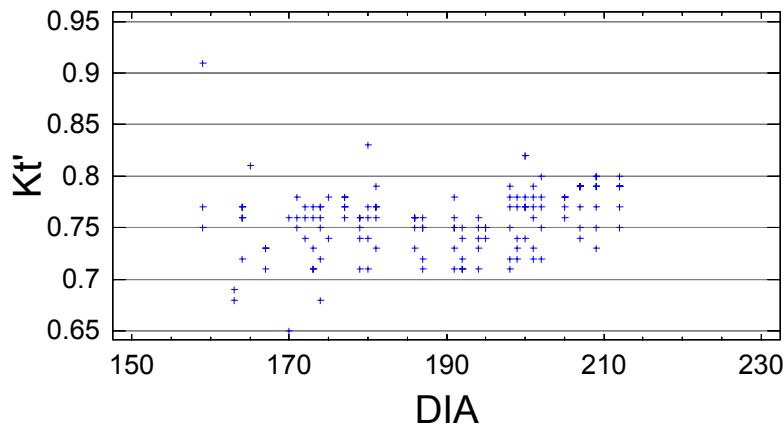


Figura 9.3. Representación de valores instantáneos de K_t' frente al día juliano para la ciudad de Valencia campaña Junio-Julio 2006, considerados claros según $K_t''_{UVB} > 1.35$.

Una observación más detallada permite ver que los instantes que son claros según el criterio $K_t' > 0.7$ y nublados, por no satisfacer $K_t''_{UVB} > 1.35$, son los tres instantes; día 164 a las 7.92 h, día 177 a las 8.02 h y día 187 a las 8.15 h, de TSV, esto es, correspondientes a ángulos cenitales grandes y con el sol bajo en el horizonte. Las anotaciones del observador en el cuaderno de campo revelan además que uno de estos tres instantes es nublado.

Igualmente la observación detallada de los instantes que no verifican el criterio $K_t' > 0.7$ y que si cumplen el criterio $K_t''_{UVB} > 1.35$ muestra que son los instantes; día 163 a las 8.95 h, día 163 a las 10h, día 170 a las 10.17 h y día 174 a las 8.27 h de TSV. Además el observador considera que tres de estos cuatro instantes son nublados. Se puede ver que el primer criterio tiene ligeramente la mayor precisión. De ambas comparativas se observa que la imprecisión real de la selección que realiza el nuevo índice es del 3.1 %.

IX.2. ANÁLISIS DEL ÍNDICE $K_t''_{UV}$.

Se ha determinado el índice definido en el epígrafe VIII.1 mediante la expresión 8.3, donde el numerador corresponde a las medidas experimentales realizadas en la campaña de medidas citada y el denominador a la irradiancia directa mínima para dicha banda y se calcula con el proceso indicado en dicho epígrafe.

La base de datos utilizadas es la correspondiente a la campaña de medidas que comprende los meses de Junio y Julio de 2006, la cual consta de 31 días, con 163 medidas, una vez desechados los días totalmente nublados. Los valores obtenidos de dicho índice se muestran representados frente al día juliano en la figura 9.4.

IX. ANÁLISIS DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDIDAS

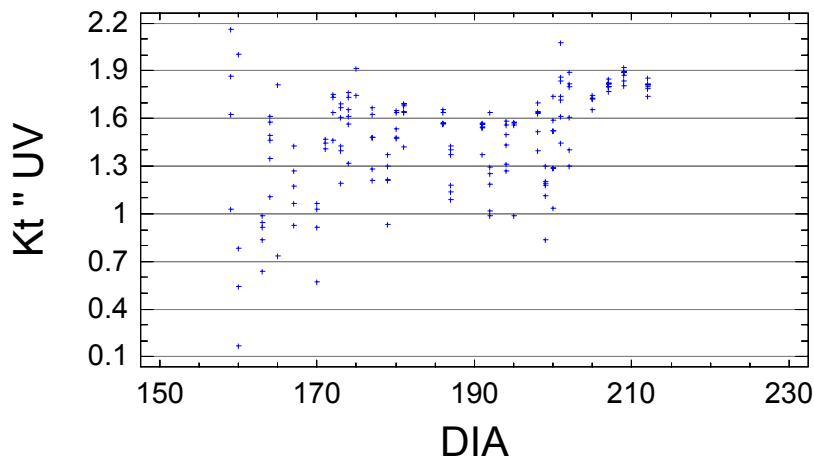


Figura 9.4. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UV}$ frente al día juliano cenital para la ciudad de Valencia campaña Junio-Julio 2006.

En el capítulo VIII se establecía el criterio de selección de cielo despejado con medidas de la banda UV aquel en que $K_t''_{UV} > 1.1$, por lo que procederemos a validarlo utilizando los datos de la campaña de medidas. Se mostrará a continuación que, cuando sólo se disponga de medidas de banda, la utilización de este criterio conlleva márgenes de error en la clasificación similares a los que da el índice basado en medidas de banda ancha.

Se han seleccionado los instantes claros según el criterio $K_t' > 0.7$, resultando un total de 140. Posteriormente, el criterio $K_t''_{UV} > 1.1$, seleccionaba como claros un total de 140, coincidente en número. Se observa que el primero excluye tres puntos del segundo, mientras que el segundo excluye tres del primero, que de un total de 163 puntos representa una discrepancia del 3.7 %.

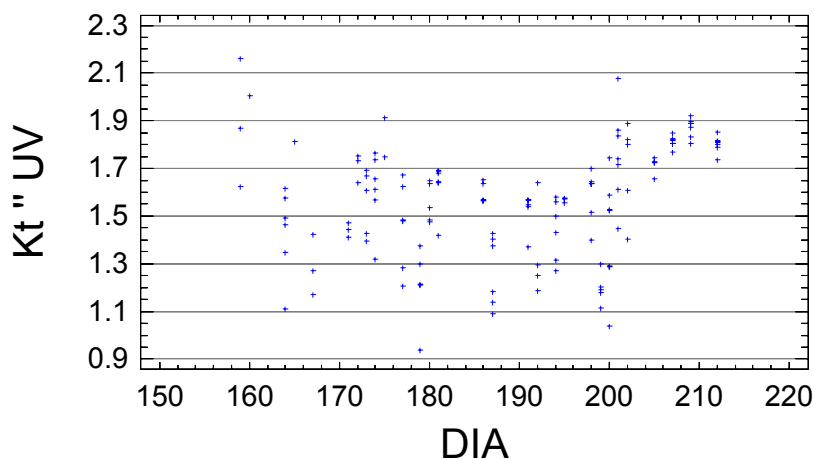


Figura 9.5. Representación de valores instantáneos de $K_t''_{UV}$ frente al día juliano para la ciudad de Valencia campaña Junio-Julio 2006, considerados claros según $K_t' > 0.7$.

IX. ANÁLISIS DEL ÍNDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDIDAS

En las Figuras 9.5 y 9.6, se representan los valores del índice normalizado de claridad de esta banda, frente al día juliano para los días claros según criterio $K_t' > 0.7$, y según criterio $K_t''_{UV} > 1.1$ respectivamente, y se pueden ver los tres puntos excluidos en ambos casos, que no superan los respectivos valores umbrales.

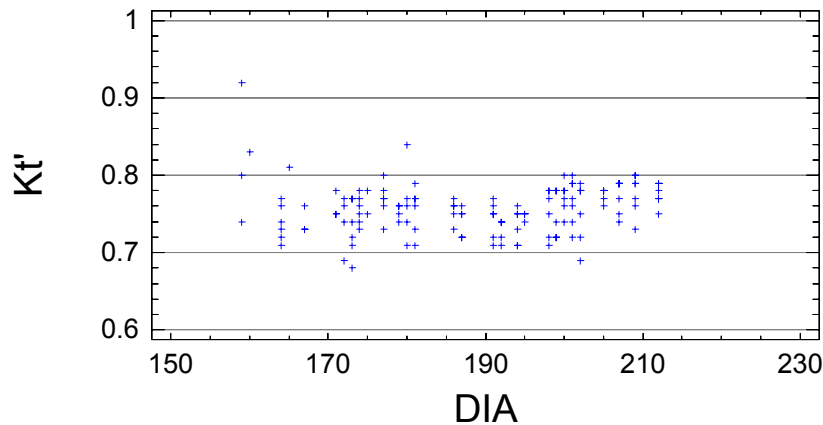


Figura 9.6. Representación de valores instantáneos de K_t' frente al día juliano para la ciudad de Valencia campaña Junio-Julio 2006, considerados claros según $K_t''_{UV} > 1.1$.

Una observación más detallada permite ver que los instantes que son claros según el criterio $K_t' > 0.7$ y nublados por no satisfacer $K_t''_{UV} > 1.1$, son tres instantes; día 179 a las 10.15 h, día 187 a las 10.14 h y día 200 a las 8.33 h de TSV. Las anotaciones del observador en el cuaderno de campo revelan además que uno de estos tres instantes es nublado.

Igualmente la observación detallada de los instantes que no verifican el criterio $K_t' > 0.7$ y que si cumplen el criterio $K_t''_{UV} > 1.1$ muestra que corresponden a; día 172 a las 7.92 h, día 173 a las 8.2 h y día 202 a las 8.32 h de TSV, que son instantes que el observador considera despejados, dando la razón a la selección hecha por el nuevo índice. Se ha comprobado, además, la condición de cielo despejado de estos tres instantes con el criterio Boscà et al. (1996b) de banda ancha, lo que ha ratificado este extremo. De ambas comparativas se observa que la imprecisión real de la selección que realiza el nuevo índice para la banda UV es del 1.2 %.

IX. ANÁLISIS DEL INDICE NORMALIZADO DE CLARIDAD DE BANDA DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDIDAS

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En este trabajo de investigación se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. Se ha calculado el coeficiente β de Ångström mediante el método de Pinazo et al. (1995) a partir de irradiancia global y difusa horizontal. Se han obtenido valores medios mensuales y horarios, observándose que dicho coeficiente presenta un mínimo en el otoño y crece progresivamente, alcanzando un máximo en la primavera o el verano. Además, los valores de turbiedad matinales son más altos que los correspondientes de la tarde, presentando una variación diaria significativa.
2. Se ha calculado el coeficiente de Linke a partir de medidas de irradiancia de banda ancha por medio de tres métodos distintos, observándose un ciclo anual semejante. Se han obtenido valores medios mensuales y horarios, observándose la misma tendencia que la presentada por el coeficiente β , excepto que presenta una variación diaria menos marcada que dicho coeficiente.
3. Se ha obtenido una correlación entre el coeficiente de turbiedad β y el coeficiente de Linke, observándose que dicha correlación es bastante buena con coeficientes de correlación cercanos a la unidad, realizándose una comparativa con estudios realizados en lugares de climas parecidos llegando a correlaciones, en algunos casos, similares.
4. Se han definido unos coeficientes para relacionar la irradiancia de banda con la que correspondería a una atmósfera limpia y seca y que hemos denominado Factores de Banda, T_B . Estos se han definido para diferentes bandas del espectro como son la UVB, UV, UVA y PAR.
5. Para determinar dichos Factores de Banda se ha modelizado el espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca en función de la masa relativa de aire para las Bandas UVB, UV, UVA y PAR, realizándose las correspondientes correlaciones para la atmósfera de Valencia.
6. Se ha elaborado un método para las características atmosféricas de Valencia utilizando el modelo SMARTS2 de Gueymard (2003) que genera valores de irradiancia directa normal y difusa de banda, el cual permite deducir la irradiancia directa normal a partir de la irradiancia global experimental de banda, dado que para determinar dichos Factores son necesarias medidas de la irradiancia directa normal de cada banda, y no había disponibilidad de medidas de irradiancia directa normal.
7. Aplicando el método mencionado en el punto anterior, se han determinado dichos Factores para las bandas UVB y UV a partir de medidas de irradiancia global horizontal de dichas bandas disponibles en nuestra base de datos, abarcando un período de 5 y 9 años respectivamente, en condiciones de cielo despejado. En su representación frente al día juliano se ha observado una tendencia similar para ambas bandas, presentando un ciclo sinusoidal con valores máximos en la estación de verano debido a la menor precipitación en esta estación del año. Se observa una gran dispersión de valores en dicha representación debido a dos factores, por una parte la posibilidad de circunstancias atmosféricas variables con presencia o no de aerosoles, NO_2 y por otra, la consideración de diferentes masas de aire con valores oscilantes entre 1.04 correspondiente a las 12 h. TSV en verano, correspondiente a un ángulo cenital de 16.05° hasta valores de 4.5 correspondiente al amanecer o al atardecer en los meses de invierno (ángulo cenital 77.16°).

8. Dicha determinación mencionada de los Factores T_B de las bandas UVB y UV en un largo período para Valencia, en condiciones de cielo despejado, a pesar de su variabilidad por las circunstancias diversas de los instantes medidos, ha sido correlacionado en función de la masa óptica relativa de aire, para observar su tendencia y obtener los valores máximos que adquiere, T_{Bmax} , que se aplicarán posteriormente el establecimiento de una irradiancia directa normal mínima en condiciones de cielo despejado.
9. Se ha realizado una campaña de medidas intensiva durante los meses de Junio y Julio de 2006, en Valencia, de irradiancia global y difusa horizontal de las bandas del espectro solar UVB, UVA, PAR, y UV, con el fin de disponer de una base de datos que contenga irradiancia directa normal de las cuatro bandas. Se han determinado los Factores T_B de las bandas con estas medidas de irradiancia directa normal, de forma más precisa aunque en número limitado.
10. Los Factores de banda determinados según el punto anterior de los instantes de cielo despejado han sido correlacionados con el coeficiente de turbiedad β de Ångström y con el contenido de ozono en la atmósfera, con los resultados siguientes: La correlación T_B vs β se puede considerar aceptable, con un coeficiente R^2 alrededor de 0.85 para todas las bandas, excepto para la banda UVA que presenta un R^2 de 0.68. La banda que presenta mejor ajuste es la banda UV seguida de la UVB, lo que permite prever, si se confirma con futuras correlaciones, que el T_B de estas bandas podrá indicar dicha turbiedad, en el caso de que sólo se disponga de datos de irradiancia de banda. En cuanto al contenido de ozono, como cabía esperar dada la absorción diferente que produce según sean las bandas UVB, UV y PAR, de mayor a menor por orden de importancia, la mejor correlación T_B vs ozono (coeficiente R^2 de 0.94), se produce para la banda UVB, seguida de la banda UV (coeficiente R^2 de 0.91), y muestran una cierta dependencia estas dos variables, mientras que para la banda PAR, donde el ozono tiene una débil influencia, se descarta la dependencia entre ellas.
11. Se ha definido “un índice propio de la claridad de banda”, denominado K_t' , que para una banda, expresa la razón entre su irradiancia global experimental y la global correspondiente a un instante claro medio con esa masa óptica relativa de aire. Se ha determinado dicho índice para las bandas UVB y UV, partiendo de medidas de irradiancia global horizontal de estas bandas de las que se disponen datos en el período ya mencionado. El interés de este índice será el de describir la claridad, independientemente del ángulo cenital como realiza el índice de Pérez para toda la banda, por ello se han realizado correlaciones con éste último. Dichas correlaciones han llevado a modelos multiplicativos descritos en los que el R^2 de la regresión realizada para la banda UVB era de 0.71 y el de la banda UV era de 0.89. El análisis de éstas conduce a los dos criterios de cielo despejado partiendo de medidas de estas bandas siguientes; $K_t'_{UVB} > 0.85$ y $K_t'_{UV} > 0.95$, con ciertas reservas en el caso del primero dado que el coeficiente de la correlación en esta banda era bajo.
12. Se ha establecido un nuevo índice, K_t'' , que denominamos “normalizado de claridad de banda”, para expresar en una banda dada, la razón entre la irradiancia directa normal experimental y la irradiancia directa normal mínima con cielo despejado, aplicando el valor T_{Bmax} mencionado. Se ha determinado dicho índice normalizado de claridad de las bandas UVB y UV con las medidas de los períodos de 5 y 9 años respectivamente. El interés de este índice es el de ser utilizado como un clasificador de medidas en circunstancias de cielo despejado, comparándose con la clasificación ya aceptada en la literatura, que se basa en los valores que adquiere el índice de claridad

“independiente del ángulo cenital” de banda ancha, variable con la que aquellos se han correlacionado. Dichas correlaciones han llevado a modelos multiplicativos descritos en la memoria. La de la banda UVB, que no resultaba representativa, pues su coeficiente R^2 es de 0.63, hecho que aconseja proceder al mismo análisis pero de forma estacional, pero aceptándola con las debidas reservas a partir de ella se establece el criterio de condición de cielo despejado $K_t''_{UVB} > 1.35$. En cuanto a la de la banda UV, su coeficiente R^2 de 0.90, permite establecer el criterio de cielo despejado si $K_t''_{UV} > 1.1$.

13. Dado que la determinación de este último índice requiere datos de irradiancia directa normal de banda, se ha utilizado la base de datos experimentales de la campaña de medidas descrita para validar los criterios establecidos en el punto anterior, determinando $K_t''_{UVB}$ y $K_t''_{UV}$ en dicho período y comparando las clasificaciones que éstos realizan con las realizadas mediante tres métodos diferentes, a saber; el primero y principal la observación directa de la persona que realizó la medida, y también los dos métodos descritos en la memoria basados en medidas de banda ancha. De estas comparaciones se infiere que el criterio de cielo claro $K_t''_{UVB} > 1.35$, dado en el punto anterior con las debidas precauciones, sí que es válido ahora para el período estacional que ocupa la campaña de medidas, y tan sólo adolece de una imprecisión del 3.1 %, y que el criterio de cielo despejado para todo $K_t''_{UV} > 1.1$, también en el período de dicha campaña de medidas, resulta de gran precisión con un error del 1.2 %.
14. Por todo lo anterior, se puede concluir que se dispone de nuevas herramientas que permiten clasificar los instantes de cielo despejado en las bases de datos de irradiancia de banda, cuando no se disponga de medidas de irradiancia de banda ancha, aplicando los nuevos índices establecidos y analizados en este trabajo.

APÉNDICES

I.NOMENCLATURA

APENDICE I. NOMENCLATURA

α	Exponente de la longitud de onda de Ångström
β	Coefficiente de turbiedad de Ångström
$\gamma(\varphi)$	Función de scattering para un ángulo de dispersión φ
$\Gamma_{o\lambda}$	Transmitancia efectiva de ozono según el programa SMARTS2
δ	Factor depolarizador según el programa SMARTS2
δ_{λ}	Espesor óptico vertical total para una longitud de onda λ
$\delta_{a\lambda}$	Espesor óptico vertical por absorción y dispersión de aerosoles
$\delta_{as\lambda}$	Espesor óptico vertical por dispersión de aerosoles
δ_{CDA}	Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca
$\delta_{CDA}(PAR)$	Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda PAR
$\delta_{CDA}(UV)$	Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UV
$\delta_{CDA}(UVA)$	Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVA
$\delta_{CDA}(UVB)$	Espesor óptico vertical de una atmósfera limpia y seca para la banda UVB
$\delta_{g\lambda}$	Espesor óptico vertical por la absorción de gases varios
$\delta_{o\lambda}$	Espesor óptico vertical por la absorción de ozono.
$\delta_{r\lambda}$	Espesor óptico vertical por la dispersión de Rayleigh
$\delta_{w\lambda}$	Espesor óptico vertical por la absorción de vapor de agua
θ	Ángulo cenital solar (en grados)
θ_o	Ángulo de incidencia sobre una superficie (en grados)
λ	Longitud de onda (nm o μm)
ξ	Función de distribución de la intensidad relativa de la radiación dispersada
ρ	Densidad de un componente atmosférico

APENDICE I. NOMENCLATURA

ρ_0	Densidad del aire
ρ_a	Albedo de la atmósfera
$\rho_{b\lambda}$	Reflectividad del suelo para la radiación directa normal
$\rho_{d\lambda}$	Reflectividad del suelo para la radiación difusa
ρ_g	Albedo del suelo
$\rho_{s\lambda}$	Reflectividad del cielo utilizado por el modelo SMARTS2
τ_a	Transmitancia por absorción y dispersión por aerosoles
τ_{aa}	Transmitancia debido sólo a absorción por aerosoles
τ_{as}	Transmitancia debido sólo a dispersión por aerosoles
τ_g	Transmitancia debida a absorción por gases atmosféricos
τ_o	Transmitancia debida a absorción por ozono
τ_R	Transmitancia debida a dispersión molecular de Rayleigh
τ_w	Transmitancia debida a absorción por vapor de agua
ν	Índice de refracción complejo en la dispersión de Mie
φ	Ángulo que forma la dirección del rayo incidente respecto del dispersado
φ_0	Ángulo de fase inicial de una onda
Φ	Humedad relativa (tanto por uno)
χ_λ	Parámetro de la dispersión de Rayleigh
ω	Ángulo horario. En ocasiones en que se indica, pulsación de una onda
ω_0	Albedo de los aerosoles o razón entre la energía dispersada por los aerosoles y la dispersada más la absorbida por éstos. En inglés “aerosol single scattering albedo”.
ω_λ	Albedo de dispersión individual para una determinada longitud de onda.
c	Velocidad de la luz

APENDICE I. NOMENCLATURA

c_λ	Coefficiente monocromático de atenuación por unidad de masa existente en la unidad de sección recta (Kg/m^2) ⁻¹
c'_λ	Coefficiente monocromático de atenuación por unidad de volumen (m^{-3})
$C_{g\lambda}$	Coefficiente de absorción de gases atmosféricos
$C_{\text{NO}_2\lambda}$	Coefficiente de absorción del NO_2
$C_{o\lambda}$	Coefficiente de absorción de ozono
$C_{w\lambda}$	Coefficiente de absorción del vapor de agua
$C_{0v\lambda}$	Coefficiente de atenuación volumen de dispersión y/o absorción (cm^{-1}), producto de la densidad y el coeficiente de atenuación monocromático c_λ
CDA	Atmósfera Limpia y Seca
E, E', E_0	Campos eléctricos de ondas electromagnéticas
E_0	Corrección de la excentricidad de la órbita de la Tierra
F_a	Fracción de la energía dispersada hacia abajo por los aerosoles y la energía total dispersada utilizada por el programa SMARTS2
F_c	Dispersión hacia adelante de aerosoles o fracción de la energía dispersada hacia adelante por los aerosoles y la energía total dispersada
F_R	Fracción de la energía dispersada por Rayleigh hacia abajo y la energía total dispersada utilizada por el programa SMARTS2
g	Factor de asimetría de aerosoles según el programa SMARTS2
h	Altitud del lugar (m)
I_0	Constante solar (W/m^2)
$I_0(\text{PAR})$	Constante solar de la banda PAR (W/m^2)
$I_0(\text{UV})$	Constante solar de la banda UV (W/m^2)
$I_0(\text{UVA})$	Constante solar de la banda UVA (W/m^2)
$I_0(\text{UVB})$	Constante solar de la banda UVB (W/m^2)
I_{0h}	Irradiancia solar extraterrestre sobre superficie horizontal y corregida con la excentricidad de la Tierra (W/m^2)

APENDICE I. NOMENCLATURA

I_{0h} (UV)	Irradiancia solar extraterrestre sobre superficie horizontal de la banda UV y corregida con la excentricidad de la Tierra (W/m^2)
I_{0h} (UVB)	Irradiancia solar extraterrestre sobre superficie horizontal de la banda UVB y corregida con la excentricidad de la Tierra (W/m^2)
I	Irradiancia global sobre superficie horizontal (W/m^2)
I (UV)	Irradiancia global sobre superficie horizontal de la banda UV (W/m^2)
I (UVB)	Irradiancia global sobre superficie horizontal de la banda UVB (W/m^2)
I_d	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal (W/m^2)
I_d (UV)	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal de la banda UV (W/m^2)
I_d (UVB)	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal de la banda UVB (W/m^2)
I_{dr}	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal debido a la dispersión de Rayleigh (W/m^2)
I_{da}	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal debido a la dispersión por aerosoles (W/m^2)
I_{db}	Irradiancia difusa sobre superficie horizontal debido a la dispersión entre suelo y cielo (W/m^2)
I_n	Irradiancia directa normal (W/m^2)
I_n (PAR)	Irradiancia directa normal de la banda PAR (W/m^2)
I_n (UV)	Irradiancia directa normal de la banda UV (W/m^2)
I_n (UVA)	Irradiancia directa normal de la banda UVA (W/m^2)
I_n (UVB)	Irradiancia directa normal de la banda UVB (W/m^2)
I_{nc1}	Irradiancia directa normal para cielos claros (W/m^2) según Ineichen y Pérez
I_{nmin} (UV)	Irradiancia directa normal mínima de la banda UV para días claros (W/m^2)
I_{nmin} (UVB)	Irradiancia directa normal mínima de la banda UVB para días claros (W/m^2)
K_b	Fracción entre la irradiancia directa normal y la extraterrestre ambas sobre superficie horizontal
K_{dd}	Fracción entre la irradiancia difusa y la extraterrestre ambas sobre superficie

	horizontal
K_t	Índice de claridad de Liu y Jordan (1960)
K'_t	Índice de claridad independiente del ángulo cenital de Richard Pérez
K'_{tL}	Índice de claridad independiente del ángulo cenital de Richard Pérez mejorado con la parametrización de Louche et al. (1996) de la profundidad óptica de una CDA
K_{tUVB}	Índice de claridad de la banda UVB
K_{tUV}	Índice de claridad de la banda UV
K'_{tUVB}	Índice propio de la claridad de la banda UVB
K'_{tUV}	Índice propio de la claridad de la banda UV
K''_{tPAR}	Índice de claridad normalizado de la banda PAR
K''_{tUV}	Índice de claridad normalizado de la banda UV
K''_{tUVA}	Índice de claridad normalizado de la banda UVA
K''_{tUVB}	Índice de claridad normalizado de la banda UVB
m_a	Masa óptica relativa de aire corregida con la presión y en el modelo SMARTS2 masa óptica relativa de los aerosoles
m_g	Masa óptica relativa de los gases atmosféricos
m_n	Masa óptica relativa del NO_2
m_o	Masa óptica relativa de ozono
m_r	Masa óptica relativa de aire
m_w	Masa óptica relativa del vapor de agua
N	Densidad numérica de partículas
N_0	Densidad de las moléculas de aire (m^{-3})
n	Índice de refracción

APENDICE I. NOMENCLATURA

n_0	Índice de refracción del aire
p	Momento dipolar
P	Presión atmosférica (mbar). También grado de polarización de la radiación.
P_0	Presión al nivel del mar (mbar)
S	Vector de Poynting
T	Temperatura del aire (K). También período de una onda (s).
T_B	Factor de Banda o fracción, para una banda, entre la profundidad óptica y la de una CDA
$T_B(2)$	Factor de Banda normalizada a masa de aire 2
$T_B(\text{PAR})$	Factor de Banda referido a la banda PAR
$T_B(\text{UV})$	Factor de Banda referido a la banda UV
$T_B(\text{UVA})$	Factor de Banda referido a la banda UVA
$T_B(\text{UVB})$	Factor de Banda referido a la banda UVB
$T_{B\text{max}}(\text{UV})$	Factor de Banda máximo UV para instantes claros
$T_{B\text{max}}(\text{UVB})$	Factor de Banda máximo UVB para instantes claros
T_L	Factor de turbiedad de Linke
T_{LK}	Factor de turbiedad de Linke normalizado por Kasten a masa aire 2
T_{LL}	Factor de turbiedad de Linke calculado por método Louche
$T_{Li}(2)$	Factor de turbiedad de Linke T_{LL} corregido por Kasten.
T_{LI}	Factor de turbiedad de Linke calculado por método Ineichen
T_{LG}	Factor de turbiedad de Linke calculado por método Grenier
u_0	Espesor reducido de ozono (atm-cm o en unidades Dobson)
w_p	Altura de agua precipitable (cm NTP)

II.BIBLIOGRAFÍA

Abbot CG. (1927): "Smithsonian solar radiation reserches". *Gerlands. Beitr. Geophysisc.*, **16**, 344-383.

Abbot CG., Fowle FE. and Aldrich LB. (1923): "The distribution of energy in the spectra of the sun and stars". *Smithsonian Miscell. Coll.* **74**, No 7.

Abdelrahman MA., Said SAM. and Shuaib AN. (1988): "Comparison between atmospheric turbidity coefficients of desert and temperate Climates". *Solar Energy*, **4**, 219-225.

Aguilera J., de Gálvez M.V., Conde R., Pérez-Rodríguez E., Viñegla B., Abdala R., Segovia M., Herrera E. y Figueroa F.L. (2004): "Series temporales de medida de radiación solar ultravioleta y fotosintética en Málaga". *Actas Dermos.* **95**, 25-31.

Alados-Arboledas L., Alados I., Foyo-Moreno I., Olmo F.J. and Alcántara A. (2003): "The influence of clouds on surface UV erythemat irradiance". *Atmospheric Research*, **66 (4)**, 273-290.

Anderson G.P., Berk A. and Kneyzs F.X. (1993): "MODTRAN2: suitability for Remote Sensing, Proc. of SPIE, 1984. Remote sensing..

Ångström A. (1929): "On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air". *Geografis. Annal.*, **2**, 156-166.

Ångström A. (1961): "Techniques of determining the turbidity of the atmosphere". *Tellus*, **13**, 214-223.

Ångström A. (1964): "The parameters of atmospheric turbidity". *Tellus*, **16**, 64-75.

Arvesen J.C., Griffin R.N. and Pearson B.D. (1969): "Determination of extraterrestrial solar spectrum irradiance from a research aircraft". *Appl. Optics* **8**, 2215-2232.

ASTM (2000): "Standard solar constant and zero air mass solar spectral irradiance tables". Standard E490-00. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, P.A.

Bais A.F., Gardiner B.G., Slaper H., Blumthaler M., Bernhard G., Mckenzie R., Webb A.R., Seckmeyer G., Kjeldstad B., Koskela T., Kirsch P.J., Grobner J., Kerr J.B., Kazadzis S., Leszczynski, Wardle D., Brogniez C., Josefsson W., Gillotay D., Reinen H., Weihs P., Svenoe T., Eriksen P., Kuik F. and Redondas A. (2001): "SUSPEN intercomparison of ultraviolet radiometers". *J. of Geophys. Research* **106**, 12509-12525.

Barth J. et al. TC 6-26 report (1999): "Standardization of the terms UV-A1, UV-A2 and UV-B". CIE 134-1999 ISBN 3-900-734-94-1, 55 pages.

Berk A., Bernstein L.S. and Robertson D.C. (1989): "MODTRAN: a moderate resolution model for LOWTRAN7", Rep. GL-TR-89-0122, Air Force Geophysical Lab., Hanscom, MA.

Bird R.E. (1984): "A simple solar spectral model for direct and diffuse horizontal irradiance". *Solar Energy*, **32**, 461-471.

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

Boscà JV., Cañada J. and Pinazo JM. (1996a): "A comparison of two methods to determine the Ångström's turbidity coefficient by Broadband Global and Difuse Irradiance Measurements". *I Biennial Conference ISES-Europe, Proceedings Book 4*, 1508-1512.

Boscà JV., Pinazo JM. and Cañada J. (1996b): "Ångström's turbidity coefficient in Sevilla, Spain, in the years 1990 and 1991". *Int. J. of Amb. Energy* **17**, 171-178.

Boscà JV., Cañada J. and Pinazo JM.(2001): "A comparative analysis of broadband global and diffuse irradiance methods to determine Ångström's turbidity coefficient". *International Journal of Ambient Energy*, **22**, 73-82.

Boscà JV., Cañada J., Pedrós G., Maj A. y Moreno J.C. (2003): "Comparación de dos métodos para clasificar medidas de irradiancia solar con y sin nubes, utilizando datos de Valencia y Córdoba". XXIX Reunión Bienal de la RSEF. Resúmenes de las Comunicaciones (vol I) 532-533 ISBN 84-688-2774-9 Madrid .

Brasseur G. and Simon P.C. (1981): "Stratospheric chemical and thermal response to long variability in solar UV irradiance". *J. Geophys. Res.* **86C**, 7343-7362.

Braslau N. and Dave J.V. (1973): "Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres". *J. Appl. Meteorol.* **30**, 601-619.

Brine D.T. and Iqbal M. (1983): "Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies". *Solar Energy* **30**, 447-453.

Cachorro V. E., Durán P., Vergaz R. and de Frutos A.M. (2000): "Measurements of the atmospheric turbidity of the North-centre continental area in Spain: spectral aerosol optical depth and Ångström turbidity parameters". *Journal of Aerosol Science*, **31**, Issue 6, 687-702.

Cachorro V. E., Vergaz R. and de Frutos A.M. (2001): "A quantitative comparison of α -Å turbidity parameter retrieved in different spectral ranges based on spectroradiometer solar radiation measurements". *Atmospheric Environment* **35**, Issue 30, 5117-5124.

Cañada J., Pinazo JM. and Boscà JV. (1993): "Determination of Ångström's turbidity coefficient at Valencia". *Renewable Energy* **3**, 621.

Cañada J., Pedrós G. and Boscà JV. (2003): " Relationships between UV (0.290–0.385 μm) and broadband solar radiation hourly values in Valencia and Cordoba". *Solar Energy* **28**, 199-217.

CIE 2000. ISO 17166:1999(E): "Erythema reference action spectrum and standard erythema dose (CIE S 007/E-1998)". Vienna.

Clough S.A., Smith H.J.P., Dube D.J., Gardner M.E., Kneizys F.X. and Rothman L.S. (1978): "FASCODE- Fast Atmospheric Signature Code (Spectral Transmittance and Radiance)". Air Force Geophysics Laboratory Technical Report AFGL-TR-78-0081, Hanscom AFB, MA.

Clough S.A., Iacono M.J. and Moncet J.L. (1992): "Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapour". *J. Geophys. Res.*, **97**, 15761-15785.

Coblentz M.W. and Stair R. (1934): "Data on the espectral erythematic reaction of untanned human skin to ultraviolet radiation". *National Boreau of Standards J. Res.*, **12**, 13.

CSAGI: IGY Instruction Manual, Part VI (1958): "Radiation Instruments and Measurements". *Anal. of IGY*, Pergamon, London, 362-466.

Cucumo M., Marinelli V. and Oliveti G. (1999): "Experimental data of the Linke turbidity factor and estimates of the Ångström turbidity coefficients for two Italian localities". *Renewable Energy*, **17**, 397-410.

Cucumo M., Kaliaktos D. and Marinelli V. (2000): "A calculation method for the estimation of the Linke turbidity factor". *Renewable Energy*, **19**, 249-258.

Dahlback A. and Stamnes K. (1991): "A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight". *Planet.Space Sci.* **39**, 671-683.

Dave J.V. and Halpern P. (1976): "Effect of changes in ozone amount on the ultraviolet radiation received at sea level of a model atmosphere". *Atmos. Environ.* **10**, 547-555.

Diffey B.L. (1976): "The calculation of the spectral distribution of natural ultraviolet radiation under clear day conditions". *Phys. Med. Biol.* **2**, 309-316.

Diffey B.L. (1982): "The consistency of studies of ultraviolet erythema in normal human skin". *Phys. Med. Biol.*, **27**, 715.

Diffey B.L. (1990): "Human exposure to Ultraviolet Radiation". *Seminars in dermatology*. **9**, 2-10.

Elhadidy M.A., Abdel-Navy D.Y. and Kruss P.D.(1990): "Ultraviolet solar radiation at Dhahran, Saudi Arabia" *Solar Energy* **44** (6), 315-319.

Evans K.F. (1993): "Two-dimensional radiative transfer in cloudy atmospheres: the spherical harmonic spatial grid method". *J. Atmos. Sci.* **50**, 3111-3124.

Evans K.F. (1998): "The Spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional radiative transfer". *J.Amer. Meteor. Soc.* **55**, 429-446.

Feussner K and Dubois P. (1930): "Trübungsfaktor, precipitable water". *Staub. Gerlands Beitr. Geophys.*, **27**, 132-175.

Foitzik L. and Hinzpeter H. (1958): "Sonnenstrahlung und Lufttrugung". Leipzig: *Akad. verl. Ges. Geest & Porting*.

Foyo-Moreno I., Vida J. and Alados-Arboledas L. (1999): "A simple all weather model to estimate ultraviolet solar radiation (290-385 nm)". *J. Appl. Meteorol.* **38**, 1020-5.

Frohlich C. (2004): "Solar irradiance: variability". *Geophysical Monograph* **141**, American Geophysical Union.

Gerlock J.L. and Bauer D.R. (1995): "Photolytic degradation". In: American Society for Metals International, editor. *Engineering materials handbook*, vol. 2. Metals Park, USA: American Society for Metals International 776-82.

Gerstl S.A.W. and Zardecki A. (1985): "Discrete-ordinates finite-element method for atmospheric radiative transfer and remote sensing". *Appl. Opt.* **24**, 81-93.

- González-Frías C., Martínez Lozano José A., Lorente J., Tena F., Utrillas P. and De Cabo X. (2002): "La Red española de medida de Radiación Ultravioleta B". *Revista española de Física* **16** (4).
- Grainger R.G., Basher R.E. and McKenzie R.L. (1993): "UV-B Robertson-Berger meter characterization and field calibration". *Applied Optics*, **32** (3), 343-349.
- Green K., Cross R. and Smith L.A. (1979): "Improved analytic characterization of ultraviolet skylight", *J. Photochem. Photobiol.* **31**, 59-65.
- Grenier J.C., DeLaCasiniere A. and Cabot T. (1994): "A spectral model of Linke turbidity factor and its experimental implications". *Solar Energy*, **52**, 303-313.
- Gueymard C. (1995): "SMARTS2: A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: Algorithms and performance assessment". FSEC-PF-270-95, Florida Solar Energy Center.
- Gueymard C. (2001): "Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance". *Solar Energy* **71** (5), 325-346.
- Gueymard C. (2003): "SMARTS2 code, versión 2.9.2. User's Manual", Solar Consulting Services, Bailey, CO. Available from http://rredc.nrel.gov/solar/models/SMARTS/smarts_index.html
- Gueymard C. (2004): "The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models". *Solar Energy* **76**, 423-453.
- Häder D.P., Lebert M., Marangoni R. and Colombetti G. (1999): "ELDONET-European Light Dosimeter Network hardware and software". *J. Photochem. Photobiol. B: Biol.* **52**, 51-58.
- Häder D.P., Lebert M., Colombetti G. and Figueroa F. (2001): "European light dosimeter network (ELDONET)". *Helgol Mar Res* **55**, 35-44.
- Hay J.E. and Davies J.A. (1978): "Calculation of the solar radiation incident on a inclined surface". *Proc. First Canadian Solar radiation Data Workshop*, Eds. Toronto, Ontario, Canada.
- Henderson S.T. (1970): "Daylight and its spectrum". American Elsevier.
- Hess M., Koepke P. and Schult I. (1998): "Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC". *Bull. Am. Meteorol. Soc* **79**, 831-840.
- Hinzpeter H. (1950): " Ueber Trübungsbestimmungen in Postdam in den Jahren 1946 und 1947". *Zeit. für Meteor.*, **4**, 1.
- Hvostikov I.A. (1940): "Theory of light scattering". *Advanc. Phys. Sci* **24**,2.
- Hussain M., Khatun S. and Rasul MG. (2000): "Determination of atmospheric turbidity in Bangladesh". *Renewable Energy*, **20**, 325-332.
- IAMAP (1986): "A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation". Rep. WCP-112,WMO/TD-No. 24, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland

ICNIRP (1995) International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection: "Global solar UV index, WHO/WMO/ICNIRP recommendation". *ICNIRP publication*, n° 1/95, Oberscheleissheim.: "

Ineichen P. and Pérez R. (2002): " A new air mass formulation for thr Linke turbidity coefficient". *Solar Energy*, **73**, 151-157.

Iqbal M. (1983): "An introduction to Solar radiation", Toronto, *Academic Press*.

Isaacs R.G., Wang W. C., Worhsam S. and Goldenberg S. (1986): "Multiple Scattering Treatment for use in the LOWTRAN and FASCODE models". AFGL-TR-86-0073.

Janjai S., Kumharn W. and Laksanaboonsong J. (2003): "Determination of Ångström's turbidity coefficient over Thailand". *Renewable Energy* **28**, 1685-1700..

Justus C.G. and Paris M.V. (1985): "A model for solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere". *J. Clim. Appl. Meteor.* **24**, 193-205.

Johnson F.S. (1954): "The solar constant". *J. Meteoro* **11**, 461-439.

Kasten F. (1965): "A new table and approximation formula for relative optical air mass tables". *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. B*, **14**, 26-223.

Kasten F. (1980): " A simple parameterization of the pyr heliometric formula for determining the Linke turbidity factor". *Meteorol. Rdsch.*, **33**, 124-127.

Kasten F. (1984): "Parametriesierung der Globalstrahlung Durchdeedekungsgrad und Trubungsfaktor". *Annalen der Meteorologie Neue Folge*, **20**, 49-5.

Kasten F. (1988): " Elimination of the virtual diurnal variation of the Linke turbidity factor". *Meteor. Rdsch.*, **41**, 93-94.

Kasten F. and Young T. (1989): "Revised optical air mass tables and approximation formula". *Applied Optics*, **28**, 4375-4378.

Kasten F. (1994): Personal communications.

Kasten F. (1996): " The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness". *Solar Energy*, **56**, 239-244.

Katz M., Baille A. and Mermier M. (1982a): "Atmospheric turbidity in a semi-rural site-I". *Solar Energy*, **28**, 323-327.

Katz M., Baille A. and Mermier M. (1982b): "Atmospheric turbidity in a semi-rural site-II". *Solar Energy*, **28**, 329-334.

Kaufman Y.J., Gitelson. A., Karnieli A., Ganor E., Frase R.S., Nakajima T., Mattoo S. and Holben B.N. (1994): "Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements". *J. Geophys. Res.* **99**, 10341-10356.

Kerker M. (1969): "The scattering of light and other electromagnetic radiation". *Academic press*, Nueva York.

Kylling A. (1994): "UVSPEC, a program for calculation of diffuse and direct UV and visible fluxes and intensities at any altitude. Available by anonymous ftp to Pluto.itek.norut.no.cd/pub.arve-

Kylling, A., T. Persen, B. Mayer, and T. Svenoe (2000): "Determination of an effective spectral surface albedo from ground based global and direct UV irradiance measurements". *Journal of Geophysical Research* **105(D4)**, 4949-4960.

Kneizys F. X., Shettle E. P., Abreu L. W., Chetwynd, J. H. and Anderson G. P. (1988): LOWTRAN 7, AIR FORCE GEOPHYSICS LAB HANSCOM AFB MA-TR-88-0177. *Envir. Res. Papers*. N^o 1010.

Koepke P, Bais A, Balis D, Buchwitz M, De Backer H, de Cabo X, Eckert P, Eriksen P, Gillotay D, Koskela T, Lapeta B, Litynska Z, Lorente J, Mayer B, Renaud A, Ruggaber A, Schauburger G, Seckmeyer G, Seifert P, Schmalwieser A, Schwander H, Vanicek K, and Weber M (1998): "Comparison of models used for UV index calculations". *Photochem. Photobiol.* **67**, 6, 657-662.

Kondratiev K.Y. (1969): "An introduction of solar radiation". *Academic Press*, Nueva York.

Kurucz R.L. (1995): "The solar irradiation by computation". In: Anderson G.P. et al. (Eds), Proc 17th Annual Conf. Transmission Models. Philips laboratory, Hanscom AFB, PL-TR-95-2060, 333-334.

Leckner B. (1978): "The spectral distribution of solar radiation at the earth surface –elements of a model". *Solar Energy* **20**, 143-150.

Leszczynski K. Jokela K. Ylianttila L., Visur R. and Blumthaler M. (1998): "Erythemally weighted radiometers in solar UV monitoring: results from the WMO/STUK intercomparison". *Photochemistry and Photobiology* **67**, 212-221.

Li D. and Lam J.C. (2001): "A study of atmospheric turbidity for Hong Kong". *Renewable Energy*, **25**, 1-13.

Linke F. (1922): "Transmission-Koeffizient und Trubungsfaktor". *Beitr. Phys. Atmos.*, **10**, 91-103.

Liu B.H. and Jordan R.C. (1960): "The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation". *Solar Energy* **4**, 1-19.

Lorente J, de Cabo X, Capmany E y Martinez-Lozano JA (2001): "Resultados de la campaña de prediccion del indice UV en Cataluña". XV Reunión del Grupo Español de Fotobiología, Valladolid 2 y 3 de Febrero de 2001.

Louche A., Maurel M., Simonnot G., Peri G. and Iqbal M. (1987): "Determination of Ångström's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements". *Solar Energy*, **38**, 89-96.

Louche A., Peri G. and Iqbal M. (1986): "An analysis of Linke turbidity factor". *Solar Energy*, **37**, 393-396.

- Madronich S. (1993): "UV radiation in the natural and perturbed atmosphere". *Environmental effects of ultraviolet radiation* (Ed. M. Tevini), pp 17-69. Lewis Publishers, Boca Ratón. FL.
- Malato S. Blanco J. Richter C. and Vicent M. (1996): "Photocatalytic degradation of industrial residual waters". *Solar Energy* **56**, 401-10.
- Marchuk G., Mikhailov G., Nazaraliev M., Darbinjan R., Kargin B. and Elepov B.(1980): "The Monte Carlo Methods in Atmospheric Optics". *Springer-Verlag*, 280 pp.
- Martínez Lozano J.A., Casanovas A.J. and Utrillas M.P. (1994): "Comparison of global ultraviolet (290-385 nm) and global irradiation measured during the warm season in Valencia, Spain". *Intern. J. of Climatology* **14**, 93-102.
- Martínez Lozano J.A., Tena F. and Utrillas M.P. (1999): "Ratio of UV to global broad band irradiation in Valencia, Spain". *Intern. J. of Climatology* **19**, 903-1011.
- Martínez Lozano J.A., Marín M.J., Tena F., Utrillas M.P., Sánmchez-Muniosguren, Gónzalez-Frías C., Cuevas E., Redondas A., Lorente J., De Cabo X., Cachorro V., Vergaz R., de Frutos A., Díaz J.P., Expósito F.J., de la Morena B. and Vilaplana J.M. (2002a): "UV index experimental values during the years 2000 and 2001 from the spanish Broadband UV-b radiometric network". *Photochem. Photobiol.*, **76**, 181-187.
- Martínez Lozano J.A., Gónzalez-Frías C., Lorente J., Tena F., Utrillas M.P., Marín M.J. and De Cabo X. (2002b): "UV index experimental values during the year 2000 at two locations in Mediterranean Spain". *International Journal of Climatology* **22**, 501-508.
- Marín M.J., Utrillas M.P., Martínez Lozano J.A., Tena F., Pedrós R. and Gómez J.L. (2001): "Estudio de la radiación solar ultravioleta y de su índice de claridad para Valencia" ". *Resúmenes de las comunicaciones II*, 245-250. Universidad de Sevilla.
- Mayer B., Seckmeyer S. and Kylling A. (1997): "Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modelling results". *J. Geophys. Res.* **102** (D7), 8755-8767.
- Mayer B., Kylling A., Madronich S. and Seckmeyer S. (1998): "Enhanced absorption of UV radiation due to multiple scattering in clouds: experimental evidence and theoretical explanation". *J. of Geophysical Research* **103** (D23), 31241-31254.
- Mayer, B. (1999): "I3RC phase 1 results from the MYSTIC Monte Carlo model". Extended abstract for the *I3RC (Intercomparison of 3D radiation codes) workshop*, Tucson, Arizona, November 17-19.
- Mayer, B. (2000): "I3RC phase 2 results from the MYSTIC Monte Carlo model". Abstract for the *I3RC (Intercomparison of 3D radiation codes) workshop*, Tucson, Arizona, November 15-17, 2000.
- McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Volz F.E. and Garing J.S. (1972): "Optical properties of the atmosphere." (third edition), Air Force Cambridge Research Laboratories, Report AFCRL-72-0497.
- McKenzie R.L. (1998): "UV information in New Zealand". *W.M.O. Global Atmosphere Watch* n° **127**, 131-133..

McKinlay A.F. and Diffey B.L. (1987): "A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin". *CIE Journal*, **6**, 17.

McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Voltz F.E. and Garing J.S. (1972): "Optical properties of the atmosphere". 3rd ed. AFCRL-72-0497, Bedford, MA: Aire Force Cambridge Research Laboratories.

Mosalam MA., Hassan AH. and Fathy AM. (2001): "Study of the solar radiation over Menia". *Renewable Energy*, **23**, 621-39.

Molineaux B., Ineichen P. and Delaunay JJ. (1995): " Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity: improving model performance". *Solar Energy*, **55**, 125-137.

Molineaux B. and Ineichen P. (1996): "Impact of pinatubo aerosols on the seasonal trends of global, direct and diffuse irradiance in two northern mid-latitude sites". *Solar Energy*, **58**, 91-101.

Nakajima T. and Tanaka M. (1986): "Matriz formulations for the transfer of solar radiation in a plane parallel scattering atmosphere". *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* **35**, 13-21.

Neckel H., and Labs D. (1981): "Improved data of solar spectral irradiance from 0.33 to 1.25 μm ". *Solar Phys.*, **74**, 231-249.

Neckel H., and Labs D. (1984): "The solar radiation between 3300 and 12500 \AA ". *Solar Phys.*, **90**, 205-258.

Palancar G. and Toselli B. (2002): "Erythermal ultraviolet irradiance in Cordoba, Argentina". *Atmospheric Environment* **36**, 287-292.

Parisi A.V., Kimlin M.G., Wong J.C.F. and Wilson M. (2000): " Diffuse component of solar ultraviolet radiation in tree shade". *J. Photochem. Photobio.* **54**, 119-120.

Peck E. R and Reeder K. (1972): "Dispersion of air". *J. Opt. Soc. Am.* **62**, 958-962.

Pedrós R., Utrillas M.P., Martínez-Lozano JA. and Tena F. (1999) : "Values of Broadband turbidity in a Mediterranean Coastal site". *Solar Energy*, **66**, 11-20.

Pendrof R. (1957): "Table of the refractive index for standard air and the Rayleigh Scattering coefficient for spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics". *J. Optical Society of America* **47**, 176-182.

Pendrof R. (1962): Bibliography on numerical computations of scattering and absorption of electromagnetic radiation for spherical particles based on the mie theory. Avco Corp., Wilmington, Massachusetts.

Pérez R., Ineichen P., Seals R. and Zelenka A. (1990): "Making full use of the clearness index for parametrizing hourly insolation conditions". *Solar Energy* , **45**, 111-114.

Pierluissi J.H. and Tsai C.M. (1986): "Molecular transmittance band model for oxygen in the visible". *Appl. Opt.* **25**, 2458-2460.

Pierluissi J.H. and Tsai C.M. (1987): "New LOWTRAN models for the uniformly mixed gases". *Appl. Opt.* **26**, 616-618.

Pierluissi J.H. and Maragoudakis C.E. y Tehrani R. (1989): "New LOWTRAN band model for water vapor". *Appl. Opt.* **28**, 3792-3795.

Pinazo JM., Cañada J. and Bosca JV. (1995): "A new method to determine Ångström's turbidity coefficient: Its application for Valencia". *Solar Energy*, **54**, 219-26.

Rapti AS. (2000): "Atmospheric transparency, atmospheric turbidity and climatic parameters", *Solar Energy*, **69**, 99-111.

Richiazi P., Yang S. and Gautier C. (1998): "SBDART: A practical tool for Plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere". *Bulletin of the American Meteorological Society* **79** (10), 2101-2114

Robinson N. (Ed.) (1966): "Solar Radiation". *American Elsevier*, New York.

Rothman L.S., Gamache R.R., Goldman A., Brown L.R., Toth R.A., Pickett H.M., Poynter R.L., Flaud J.M., Camy-Peyret C., Barba A., Husson N. Risland C.P., and Smith MAH. (1987): "The HITRAN Database: 1986 edition". *Appl. Opt.* **26**, 4058-97.

Roy C.T., Gies H.P. and Graeme E. (1990): "Ozone depletion". *Science* **327**, 235-236.

Ruggaber A., Dlugi R. and Nakajima T. (1994): "Modeling of radiation quantities and photolysis of frequencies in the troposphere. *J. Atmos. Chem.* **18**, 171-210.

Rozanov V., Diebel D., Spurr R. and Burrows J.P. (1997): "GOMETRAN: a radiative transfer model for the Satellite project GOME_the plane parallel version". *J. Geophys. Res.* **102**, 16683-16695.

Seckmeyer G., Thiel S., Blumthaler M., Fabian P., Gerber S., Gugg-Helminger A., Hader D.P., Huber M., Kettner C., Kohler U., Kopke P., Maier H., Schafer J., Suppan P., Tamm E. and Thomalla E. (1994): "Intercomparison of spectral-UV-radiation measurement systems". *Appl. Optics* **33**, 7805-7812.

Selby J.E.A. and McClatchey R.A. (1972): "Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5µm: Computer Code LOWTRAN 2". AFCRL-TR-72-0745, AD 76371.

Serrano M.A., Gurrea G., Cañada J. y Bosca J.V. (2005): "Determinación del Factor de Banda PAR en Valencia, a partir de medidas de irradiancia solar espectral". XXX Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física. *Resúmenes de las Comunicaciones*, 392-393.

Skartveit A. and Olseth J. A. (1988): "Some simple formulas for multiple Rayleigh scattered irradiance". *Solar Energy* **41**, 19-20.

Smith E.V.P. and Gotlieb D.M. (1974): "Solar flux and its variations". *Space Sci. Rev.* **16**, 771-802.

Schnaidt F. (1938): "Berechnung der relativen schichtdicken des Wasserdampfes in der Atmosphäre". *Meteor. Z.* **55**, 296-299.

Spencer J.W.(1971): "Fourier Series representation of the position of the sun". *Search* **2**, 172.

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**, 2449-2454.

Stamnes K., Tsay W., Wiscombe W. and Jayaweera K. (1988): "Numerically stable algorithm for discrete-ordinate method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Optics* **27**, 2502-2509.

Stamnes K., Slusser J. and Bowen M. (1991): "Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral Irradiance Measurements". *Appl. Optics* **30**, 4418-4426.

Tadros M.T.Y., El-Metwally M. and Hamed A.B. (2002): "Determination of Ångström coefficients from spectral aerosol optical depth at two sites in Egypt". *Renewable Energy* **27**, 621-645.

Tanre D. et al (1988): "Simulation of the satellite Signal in the solar spectrum (5s)". Laboratoire d'Optique Atmosphérique Université des Sciences et Techniques de Lille. Francia.

Teillet P. M (1990): " Rayleigh optical depth comparisons from various sources". *Appl. Opt.* **29**, 1897-1900.

Tena F., Martínez Lozano J.A. and Utrillas M. P.(1998): "Radiación solar ultravioleta y prevención del eritema". *Revista española de Física*, **12**, 18-24.

Thekaekara M.P. and Drummond A.J. (1971): "Standard values for the solar constant and its spectral components". *Nature* **229**, 6.9.

Thekaekara M.P., Drummond A.J., Murcaray D.G., Gast P.R., Laue E.G. and Wilson R.C. (1971): "Solar electromagnetic radiation". NASA SP-8005, National Aeronautics and Space Administration.

Thekaekara M.P. (1973): "Solar energy outside the earth's atmosphere". *Solar Energy* **14**, 109-127.

Thekaekara, M.P. (1974): "Extra-Terrestrial solar spectrum, 3000-6100 Å at 1 Å intervals, *Appl. Op.*, **13**, 518-522.

Turnbull D.J. and Parisi A.V. (2003): "Spectral UV in public shade settings". *Journal of Photochemistry and Photobiology*, **69**, 13-19.

Utrillas M.P.(1995): "Estudio de aerosoles a partir de medidas de irradiancia solar espectral". *Tesis doctoral*. Universidad de Valencia.

Utrillas M.P., Boscà J.V., Martínez Lozano J.A., Cañada J., Tena F. and Pinazo J.M. (1998): "A comparative study of Spectral2 and Smarts2 parameterised models based on spectral irradiance measurements at Valencia, Spain". *Solar Energy* **63**, 161-171.

Vanicek K., Frei T., Litynska Z. and Schnalwieser A. (2000): "UV-index for the public", *COST-713 Action (UV-B Forecasting)*, Brussels, 27 p.

Van de Hukst H.C. (1957): "Light scattering by small particles". *John Wiley & sons*. New York

Vasilyew O.B., Leyva Contreras A., Muhlia Velásquez A., Peralta R., Ivlev L.S., Kovalenko A.P., Vasilyev A.V., Jukov V.M. and Welch R.M. (1995): "Spectral optical properties of the polluted atmosphere of Mexico city (spring-summer 1992)". *J. Geophys. Res.* **100**, 26027-26044.

APENDICE II. BIBLIOGRAFÍA

Wehrli C. (1985): "Extraterrestrial solar spectrum". Pub. N° 615, World Radiation Center, Davos, Switzerland.

WHO, World Health Organization (1995): "Protection against exposure to ultraviolet radiation". *Report WHO/EHG/95*, **17**, Geneva.

WMO (1998): "Report WMO-WHO/ meeting of experts on standardization of UV indices and their dissemination to the public". *W.M.O. Global Atmosphere Watch n° 127*.

Woods T.N. et al. (1996): "Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: comparison with the ATLAS 1 and 2 measurements". *J. Geophys. Res.* **101D**, 9541-9569.

Yamasaki R.S. (1983): "Solar ultraviolet radiation on horizontal, south/45 and south/vertical surfaces". *Durability Build Mat.* **2**, 17-26.

Young A. T. (1981): "On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere". *J. Appl. Meteorol.* **20**, 328-330.

Zakey A.S., Abdelwahab M.M. and Makar P.A. (2004): "Atmospheric turbidity over Egypt". *Atmospheric Environment* **38**, 1579-1591.

III. TRABAJOS PUBLICADOS

**III. 1. PONENCIA PRESENTADA EN LA
XXX REUNIÓN BIENAL DE LA REAL
SOCIEDAD ESPAÑOLA DE FÍSICA**

Determinación del Factor de Banda PAR en Valencia, a partir de medidas de irradiancia solar espectral

M.A. Serrano¹, G. Gurrea², J. Cañada², J.V. Boscà¹

¹ Dpto. Física Aplicada, Universidad Politécnica de Valencia, Cno. de Vera s/n, 46022 Valencia, e-mail: jvbosca@fis.upv.es

² Dpto. Termodinámica Aplicada, Universidad Politécnica de Valencia, Cno. de Vera s/n, 46022 Valencia, e-mail: jcanada@ter.upv.es

I. INTRODUCCIÓN

Modelos de irradiancia de banda ancha pueden ser aplicados para conocer el estado de la atmósfera (turbiedad, claridad, presencia o ausencia de nubes, visibilidad), y para prever la radiación de toda la banda en circunstancias dadas. También tiene interés modelizar el comportamiento de la radiación en determinadas bandas que tienen gran influencia sobre los seres vivos. Destacan por su interés diversas bandas enmarcadas en la zona ultravioleta, y la denominada Radiación Fotosintéticamente Activa (PAR), de rango espectral 400-700 nm, cuya denominación revela su importancia para la vida y desarrollo de las plantas.

En este trabajo se analiza la irradiancia de la banda PAR, con la determinación en Valencia de un Factor de Banda establecido con el objetivo de referir la radiación que nos alcanza a la que resulta de atravesar una atmósfera de referencia.

II. FACTOR DE BANDA PAR

Para toda la banda del espectro solar se estableció el concepto de atmósfera de Rayleigh, como aquella de referencia, "limpia y seca", en la que la radiación solar directa se atenúa solamente por efecto de la dispersión de Rayleigh, y la absorción que producen los gases miscibles permanentes en la atmósfera y el ozono estratosférico, ya que la presencia de este último, aunque variable, puede ser considerada permanente y propia de la latitud en una primera aproximación si la banda espectral es suficientemente amplia y por tanto poco sensible a las pequeñas variaciones de éste.

Por este motivo el espesor óptico de la irradiancia de banda ancha de la atmósfera de Rayleigh ha sido parametrizado en función de la masa de aire relativa, m , por F. Kasten (1980)¹ y por Louche et al. (1986)² entre otros.

De la misma forma que se procede con toda la banda del espectro solar, el espesor óptico que rige, siguiendo la ley de Bouguer, la atenuación de la irradiancia de diversas bandas espectrales en una atmósfera de Rayleigh, k_R , ha sido parametrizado en función de m , por Boscà and Serrano (2005)³, y para la banda PAR la expresión resultante fue

$$k_R = (6.5866 + 0.10518m)^{-1} \quad [1]$$

Las parametrizaciones del espesor óptico de la atmósfera de Rayleigh para la banda ancha han simplificado la determinación del Factor de Turbiedad de Linke (1922)⁴, que adopta como referencia el comportamiento de la atmósfera de Rayleigh, y éste a su vez permite otras aplicaciones como la de Pérez et al. (1990)⁵, al establecer un índice de claridad, k_t , independiente del ángulo cenital del sol.

Para bandas del espectro solar se ha establecido también el denominado Factor de Banda, Boscà and Serrano (2005)³, que representa "el número de atmósferas de Rayleigh necesarias para producir la misma atenuación a la irradiancia directa de dicha banda", y por tanto está representando la razón entre el espesor óptico y el de Rayleigh de la banda

considerada. Por ello con medidas de irradiancia directa normal de la banda PAR, G_{bn} , el Factor de Banda para ésta se obtendrá de

$$T_B = \frac{1}{m^k R} \ln \left[\frac{E_{0,sc}}{G_{bn}} \right] \quad [2]$$

siendo E_0 la corrección de la excentricidad de la órbita de la Tierra y G_{sc} la constante solar de la banda, de valor 534.8 W/m², según la constante solar espectral de Gueymard (2004)⁶, y con la masa relativa de aire, m , según la formula de Kasten and Young, (1989)⁷.

III. MEDIDAS EXPERIMENTALES

Estuvieron disponibles medidas experimentales de irradiancia directa normal de la banda PAR, obtenidas por integración a lo largo de la banda de medidas espectrales realizadas con un espectroradiómetro LICOR 1800, en el campus central de la Universidad Politécnica de Valencia (39°28'53"N, 0°20'14"W, 23 m a.s.l), mediante un sistema automatizado de medida con ayuda de seguidor solar, descrito en Cañada (2002)⁸.

Las medidas en condiciones de cielo despejado se realizaron en un total de 26 días entre Octubre y Diciembre de 2002 y de 14 días en Abril y Mayo de 2003, cada cuarto de hora a partir de las 8.30 hora solar. Se muestra como ejemplo, en la gráfica de la Figura 1, la evolución de T_B a lo largo del día 19 de Mayo de 2003.

Referencias

- Kasten F., 1980. A simple parameterization of the pyrheliometric formula for determining the Linke turbidity factor, *Meteorol. Rdsch.* 33, 124-127.
- Louche A., Peri G., and Iqbal M., 1986. An analysis of Linke turbidity factor. *Solar Energy*, 37, 393-396.
- J.V. Boscà, M.A. Serrano (2005). Parameterisation of the optical thickness of the Rayleigh atmosphere, for the UVB, UVA, UV and PAR bands. Establishment of a Band Factor with reference to the Rayleigh atmosphere, and its determination in Valencia, Spain. Submitted to *Solar Energy*, April 2005.
- Linke F., 1922. Transmission-Koeffizient und Trubungsfaktor. *Beitr. Phys. Atmos.* 10, 91-103.
- Pérez R., Ineichen P., Seals R. and Zelenka A., 1990. Making full use of the clearness index for parameterising hourly insolation conditions. *Solar Energy*, 45, 111-114.
- Gueymard C., 2004. The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. *Solar Energy* 76, 423-453.
- Kasten F., and Young T., 1989. Revised optical air mass tables and approximation formula, *Applied Optics*, 28, 4375-4378.
- J.Cañada, P. Utrillas, J.A. Martínez, J.V. Boscà, F. Tena, y R. Pedrós (2002). Primeros resultados obtenidos con un sistema automático para la medida simultánea de la irradiancia solar espectral (330-1100 nm) directa y global. *Resúmenes III Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia.*

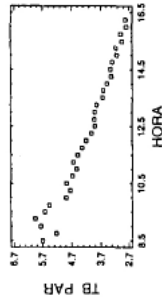


Figura 1. Representación gráfica de Factores de Banda PAR, en función de la hora para el día 19/05/2003

**III. 2. PONENCIA PRESENTADA EN LA
5ª ASAMBLEA HISPANO
-PORTUGUESA DE GEODESIA Y
GEOFÍSICA**

Análisis comparativo del espesor óptico de la banda 290-385 nm, con el correspondiente a una atmósfera limpia y seca en Córdoba

A comparative analysis of the optical thickness for the 290-385 nm band in reference to a clean and dry atmosphere in Córdoba

Maria Antonia Serrano Jareño⁽¹⁾, Gerardo Pedrós Pérez⁽²⁾, Javier Cañada Ribera⁽³⁾ y José Vicente Boscà Berga⁽¹⁾

⁽¹⁾Departamento de Física Aplicada, Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera s/n,46022VALENCIA, mserrani@fis.upv.es jvbosca@fis.upv.es

⁽²⁾Departamento de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Avda. Menendez Pidal s/n, 14004 CÓRDOBA, fa1pepeg@uco.es

⁽³⁾Departamento de Termodinámica Aplicada, Universidad Politécnica Valencia, C.de Vera s/n,46022VALENCIA, jcanada@ter.upv.es

SUMMARY

A band factor T_B representing the ratio of the current optical thickness for the irradiance of a given band of solar spectrum to the corresponding optical thickness of the same band through what has been referred to as a "clean and dry atmosphere" (CDA), was applied and determined in previous works. This factor plays a role as the Linke's turbidity factor does when irradiance of broadband is used, showing variations with the different characteristics of the atmosphere, but now it is more or less sensible to them depending on the analysed band, and then it is not really a "turbidity factor" for some of them. A database with irradiance measurements from 1996 to 2000 of the band 290-385 nm and of broadband from Córdoba, and several meteorological data were applied to determine, for the mentioned band, its T_B factor along the whole period. The T_B factor of the 290-385 nm band was determined along the period from 1996 to 2000 in Córdoba and its evolution was analysed and compared with the diverse atmospheric conditions in the site

1. INTRODUCCIÓN

El factor de banda T_B expresa para una banda dada del espectro solar la razón entre el espesor óptico δ de la atmósfera para la banda y el que correspondería a la denominada atmósfera limpia y seca (CDA) en dicha banda

$$T_B = \delta / \delta_{CDA} \quad (1)$$

por lo que T_B representa el número de CDA que produce la misma atenuación a la directa de la banda. La directa se puede escribir como

$$I_n = E_0 I_0 \exp(-T_B \delta_{CDA} m_r) \quad (2)$$

y por tanto con medidas de directa de banda se puede determinar T_B según

$$T_B = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0}{I_n} \right] \quad (3)$$

ya que previamente ha sido realizada la parametrización del espesor óptico δ_{CDA} para dicha banda en función de m_r , Boscà et al (2005), cuya expresión se muestra en la Tabla 1

Tabla 1 - Parametrización del espesor óptico CDA de 290-385nm

$$\delta_{CDA} = (1.095 + 0.1715 m_r - 1.944 E - 2 m_r^2 + 8.618 E - 4 m_r^3)^{-1}$$

La determinación de dicho factor de banda puede ser útil para identificar características del estado de la atmósfera en el instante de la medida, especialmente cuando se carece de otras medidas complementarias.

Aplicando el método elaborado para Valencia, Boscà et al. (2005), que permitió determinar T_B para las bandas UV(290-385nm) y UVB(280-315nm) partiendo de medidas de irradiancia global horizontal de estas bandas, se determina ahora T_B en Córdoba entre 1996 y 2000, utilizando 15055 medidas de irradiancia global horizontal de la banda UV(290-385nm), realizadas a intervalos de media hora, en el Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Córdoba con un actinómetro Eppley TUVR. Estas medidas forman parte de una base de datos en van acompañadas de medidas de toda la banda global y difusa horizontal en los mismos instantes realizadas con actinómetros Middleton EP-07, de rango 300-2600 nm, dotado uno de ellos de banda de sombra.

El factor T_B muestra un esperado decrecimiento con la mayor claridad existente en el instante de la medida lo que permite utilizarlo para identificar instantes de cielo despejado de nubes. Se ha comparado para ello con otros métodos de discriminación de cielo despejado, Molineaux et al. (1995), Boscà et al. (1996).

2. DETERMINACIÓN DE T_B

Cuando se trata de medidas de radiación de bandas se dispone normalmente de global horizontal, y no es muy frecuente dotar a los sensores de ultravioleta, o de otras bandas de seguidor solar, o banda de sombra, para la directa o difusa

respectivamente. Este es el caso de la base de datos de Córdoba de la que partimos por lo que se ha recurrido a una modelización de la irradiancia directa en función de la global

Para dicha estimación de irradiancia directa de la banda UV de la ciudad de Córdoba en el período de los años 1996-2000 se ha utilizado una Parametrización de la Fracción Directa-Global (PFDG) de dicha banda, realizada a partir de las predicciones teóricas de un modelo espectral. Dicha parametrización elaborada para Valencia y aplicada anteriormente a medidas de ésta ciudad, se utiliza ahora para medidas de irradiancia global UV de la ciudad de Córdoba después de valorar que las características intrínsecas de la atmósfera de Córdoba así como su latitud no desaconsejan la aplicación de la PFDG de Valencia en ella.

Tabla 2 - Parametrización FDG de la banda 290-385nm

$$I_n/I = 0.3118 + 0.4481m_r - 0.1643m_r^2 + 1.422E-2m_r^3$$

El modelo espectral utilizado para la PFDG fue la versión 2.9.2. del SMARTS (Gueymard 2003). Un parámetro importante utilizado en la aplicación del modelo es la atmósfera de referencia escogida para los cálculos, que para Valencia (39.48° N), fue una atmósfera media entre las Mid Latitude Summer (MLS), y Mid Latitude Winter (MLW) (45° N), lo que resulta ahora aplicable también a una atmósfera correspondiente a la latitud de Córdoba (37.85° N).

En cuanto al espesor de la capa de ozono se adoptó para Valencia un valor medio de 0.31 atm-cm, según Robinson (1966), correspondiente a la latitud de 40° N, valor medio también extensible a la ciudad de Córdoba.

En cuanto al modelo de aerosoles, dentro de los nueve modelos de referencia se ha escogido el tipo urbano-industrial correspondiente al Standard Radiation Atmosphere, tal como fue aplicado por Utrillas et al. (1998), para Valencia. Respecto al coeficiente de turbiedad de Angström se adoptó el valor medio de $\beta=0.08$, obtenido promediando los valores determinados de la turbiedad en Valencia, en condiciones sin nubes, en todo el período de los años 1996 a 2004, con el método de Pinazo (Pinazo et al. 1995) que requiere medidas de irradiancias global y difusa de toda la banda. Para analizar su aplicabilidad para Córdoba se ha determinado, con el mismo método y en el mismo período de medidas que nos ocupa el valor medio de la turbiedad en esta ciudad en circunstancias de cielo despejado y el valor medio obtenido fue de 0.07, por lo que esta circunstancia también permite la aplicación a Córdoba del mencionado modelo por ser el de β un valor muy similar al utilizado en la parametrización

3. RESULTADOS Y ANÁLISIS

Procediendo de la manera descrita según ec. (3) aplicando la expresión de Spencer (1971) para la excentricidad de la órbita de la Tierra, E_0 , y la fórmula de Kasten and Young (1989), para la masa óptica relativa del aire m_r y las parametrizaciones indicadas en las Tablas 1 y 2, se han obtenido los valores de T_B a lo largo de todo el período. En la Figura 1, se muestra su evolución y rango de valores que adquiere a lo largo de un año tipo, en función del día juliano.

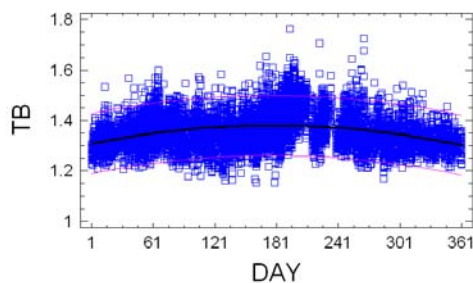


Figura 1 - Evolución y rango de valores de T_B en un año tipo. (Evolution and range o values of T_B along a year)

También se han clasificado, de todo el conjunto de medidas aquellas que corresponden a condición de cielos despejado o sin nubes.

Para la clasificación de instantes de cielo despejado se aplicó un criterio ya descrito anteriormente, Boscà et al. (1996) y Boscà et al. (2001), y que se denominó método de global y difusa, por basarse en comparar la directa deducida con valores límites generados por un modelo en condiciones extremas de claridad, por lo que ha procedido de la siguiente manera:

1-Se parametrizó la envolvente superior, β_{max} , de los valores del coeficiente β de turbiedad de Angström en Córdoba a lo largo de un año tipo, en función del día juliano, d . Dicha expresión de la turbiedad máxima del lugar se muestra en la Tabla 3

2-Con datos de la Guia Resumida del Clima en España del INM período 1971-2000 y aplicando la expresión de Leckner (1978), a datos de temperatura máxima mensual en la estación Córdoba-Aeropuerto y junto con humedad relativa media mensual, se estableció la función parabólica que se incluye también en la Tabla 3 representando los máximos valores de altura de agua precipitable w_{pmax} , en cm NTP, en función del día juliano.

Tabla 3 - Parametrizaciones del método de global y difusa para clasificación de cielo despejado

$$\beta_{max} = 0.438396 + 0.0198295d - 8.74713E-4d^2 + 1.61499E-5d^3 - 1.3718$$

$$E - 7d^4 + 5.7798E-10d^5 - 1.1815E-12d^6 + 9.3621E-16d^7$$

$$w_{pmax} = 3.451126 + 0.04900804d - 0.0001339017d^2$$

3-Aplicando el Modelo de irradiancias de banda ancha Iqbal C, Iqbal (1983), para cielo despejado, utilizando los valores máximos mencionados, además de los parámetros propios de una atmósfera Rural-Urbana de latitud media, un coeficiente del exponente de Angström igual a la unidad, y el espesor de la capa de ozono mencionado anteriormente, se determinó el valor mínimo de irradiancia directa normal, DIRMIN, en cada instante.

4-Se estableció la variable TOP_DIR que expresa, en términos relativos y para cada instante la diferencia de la irradiancia directa de banda ancha, deducida de las medidas disponibles de global y difusa, menos DIRMIN y que permite clasificar como de cielo cubierto todo instante en que $TOP_DIR < 0$.

La clasificación realizada con este criterio ha sido verificada dada la disponibilidad de medidas con representaciones día a día de directa y global, Figura 2, que corroboraron una gran fiabilidad.

Además aún sin agrupar los datos correspondientes a cielo cubierto, o despejado el hecho de asignar a cada medida el coeficiente TOP_DIR nos ha permitido analizar la evolución del factor de banda con él. Siguiendo este procedimiento se calculó y representó T_B en función de TOP DIR, como se muestra en las Figuras 3 y 4.

Se puede apreciar, si bien de forma preliminar, pues se requerirían medidas reales de directa para una mayor precisión, que aproximadamente la condición de cielo despejado se produce cuando el factor de banda UV 290-385nm, adopta valores de $T_B < 1.45$. Dicho esto con cautela y para todo el año, ya que este análisis

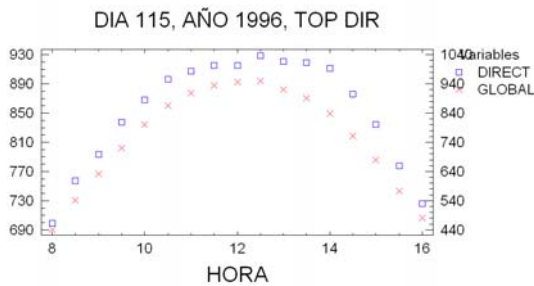


Figura 2 - Representación de directa y global de un día despejado. (Graph of direct and global irradiance in a cloudless day)

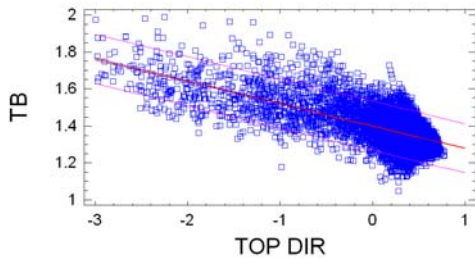


Figura 3 - Relación entre el factor de banda y la variable TOP DIR. (Relations between T_B and TOP DIR values)

debería continuar con otro más detallado y con medidas reales de directa de banda en el que, dada la evolución a lo largo del año de sus valores medios, también se observara el valor límite del factor de banda en cielo despejado de forma estacional, así como la evolución de dicho valor límite a lo largo de las diferentes estaciones.

Por el momento se ha llegado hasta aquí y se ha apreciado someramente esa dependencia de las variables T_B y TOP_DIR realizando diversas representaciones detalladas mes a mes, como es el caso de la representación que se muestra en la Figura 4.

Como próximos objetivos se nos presenta la necesidad de profundizar en la precisión de los valores del factor de banda que se determinen, especialmente cuando se disponga de medidas reales de directa y no estimadas indirectamente, para con ello, proveyéndonos

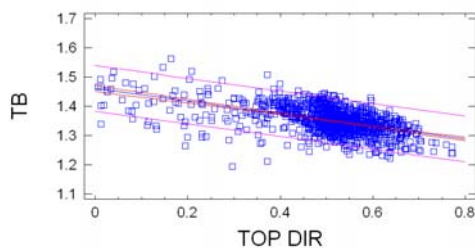


Figura 4 - Relación entre el factor de banda y la variable TOP DIR en Febrero. (Relations between T_B and TOP DIR values in February)

de las medidas pertinentes, proceder a otros análisis de la dependencia de este factor con terceros componentes atmosféricos, como podría ser el caso del ozono, ya que al tratarse de una franja ultravioleta T_B presentará gran sensibilidad ante este componente.

4. CONCLUSIONES

Se ha utilizado una base de datos de irradiancia global horizontal de la banda 290-385nm de un período de 5 años, 1996-2000, de la ciudad de Córdoba.

Con ella y aplicando un método para la determinación del Factor de banda T_B elaborado para Valencia, se ha calculado el factor de banda en diversas circunstancias en todo el período mencionado en Córdoba.

Se ha observado la evolución anual de sus valores así como los valores que este factor adquiere en el límite en que el cielo está descubierto de nubosidad.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado por el grupo de Radiación Solar de la Universidad Politécnica de Valencia y el de la Universidad de Córdoba y parcialmente financiado por el proyecto de investigación CTIDIB/2002/113 concedido por el Gobierno de la *Generalitat Valenciana*.

6. REFERENCIAS

- Boscà J.V., Pinazo J.M., Cañada J., and Ruiz V. (1996) "Angström's turbidity coefficient in Sevilla, Spain in the years 1990 and 1991". Int. J. of Ambient Energy **17**, 4, 171-178
- Boscà J.V., Cañada J., and Pinazo J.M. (2001) "A comparative analysis of broadband global and diffuse irradiance methods to determine Angström's turbidity coefficient". Int. J. of Ambient Energy **22**, 2, 73-82
- Boscà J.V., Serrano M.A., Cañada J. (2005) "The determination of a band factor to express band irradiance in reference to a Clean and Dry Atmosphere". Submitted to Energy for publication Nov. 2005
- Gueymard C. (1995): "SMARTS2, Simple model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and performance assessment". Rep. FSEC-PF-270-95, Florida Solar Energy Center, Cocoa, FL. U.S.A.
- Gueymard C. (2003): "SMARTS2 code, versión 2.9.2. User's Manual", Solar Consulting Services, Bailey, CO. Available from : http://rredec.nrel.gov/solar/models/SMARTS/smarts_index.html
- Guía Resumida del Clima en España 1971-2000. Instituto Nacional de Meteorología
- Kasten F. (1980): "A simple parameterization of the pyrheliometric formula for determining the Linke turbidity factor". Meteorol. Rdsch., 33, 124-127.
- Kasten F. (1988): "Elimination of the virtual variation of the Linke turbidity factor". Meteorol. Rdsch., 41, 93-94.
- Iqbal M. (1983): "An introduction to Solar radiation", Toronto, Academic Press.
- Leckner B. (1978) "The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface. Elements of a model" Solar Energy **20**, 143-150
- Louche A., Peri G. and Iqbal M. (1986): "An analysis of Linke turbidity factor". Solar Energy, 37, 393-39
- Molineaux B., Ineichen P., and Delaunay J.J. (1995) Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity : improving model performance. Solar Energy **55**, 125-137
- Spencer J.W. (1971) "Fourier series representation of the position of the sun". Search **2**, 5, 172
- Utrillas M.P., Boscà J.V., Martínez-Lozano J.A., Cañada J., Tena F., Pinazo J.M. (1998) "A comparative study of Spectral2 and Smarts2 parameterised models based on spectral irradiance measurements at Valencia, Spain. Solar Energy **63**, 161-171

**III. 3. ARTICULO ENVIADO A LA
REVISTA ENERGY EL 19/12/06 (EN LA
ACTUALIDAD PENDIENTE DE
REENVÍO TRAS CORRECCIÓN
SOLICITADA POR LOS REVISORES)**

The determination of a band factor to express band irradiance in reference to a Clean and Dry Atmosphere

José V. Boscà^{1*}, Maria Antonia Serrano¹, Javier Cañada²

(1) Department of Applied Physics, Polytechnic University of Valencia, 46022 Valencia, Spain

(2) Department of Applied Thermodynamics, Polytechnic University of Valencia, 46022 Valencia, Spain

Received 18 November 2005

ABSTRACT

A new parameter called Band Factor (T_B) is proposed to express the solar radiation of bands in relation to that of a Clean and Dry Atmosphere (CDA). The determination of this factor will allow the identification, from band measurements, of atmospheric characteristics at the measured instant. To determine the T_B of four bands, the optical thickness of a CDA was parameterised versus the relative optical air mass, for the bands of the solar spectrum with ranges 280-315 nm, 290-380 nm, 315-400 nm and 400-700 nm. These bands greatly influence human, animal and plant life. A simple method to calculate direct normal band irradiance using available global horizontal band measurements is shown by way of an initial determination of T_B for two bands carried out over a period of several years in Valencia, Spain.

1-INTRODUCTION

In order to model broadband radiation, parameters such as extraterrestrial radiation, diffuse or global radiation, depletion through an ideal atmosphere, etc. were defined to relate the depletion of beam radiant flux to a reference value.

In 1922 [1], Linke proposed a factor T_L by taking the depletion of direct irradiance produced by a Clean and Dry Atmosphere, CDA, namely free of aerosol and water vapour, as a reference point. This factor was defined as the number of CDA needed to produce the same attenuation in the direct broadband irradiance as that produced by the actual atmosphere.

By this definition, if the optical thickness δ of the actual atmosphere by Bouguer's Law can be expressed as the product of T_L by the optical thickness of a CDA, δ_{CDA} , then, it follows that the broadband direct irradiance reaching the ground would be

$$I_n = E_0 I_0 \exp(-T_L \delta_{CDA} m_r) \quad (1)$$

where E_0 is the correction of the eccentricity of the Earth's orbit, I_0 the solar constant of the whole spectrum, I_n the direct normal irradiance, and m_r the relative optical air mass.

Once δ_{CDA} is established through theoretical considerations, T_L can be determined from the irradiance measurements. As this demonstrated its dependence on the presence of aerosols, it was called Linke's turbidity factor, despite the fact that Linke himself recognized, as did Molineaux et al. [2], "the variation of T_L also with the optical relative air mass m_r ", which required more improvements to accommodate the use of this factor as a turbidity parameter.

As it is not the aim of this paper to present an in-depth study of broadband modelling, but rather to offer a modest contribution to single-band modelling, a brief review of broadband parameterisations of δ_{CDA} is called for, as well as the fact that they allowed the determination of Linke's factor by experimental measurements.

To compute δ_{CDA} (initially often referred to as the “optical thickness of a Rayleigh atmosphere”, given that the molecular Rayleigh scattering is the major contributor to the depletion of the solar beam in a CDA), in 1930, Feussner and Dubois [3] published a series of spectral data to enable its calculation, and both the molecular scattering and absorption by the stratospheric ozone layer were taken into account. In 1980, Fritz Kasten [4], by fitting values deduced from these tables, presented the following parameterisation for broadband irradiance of δ_{CDA} versus m_r

$$\delta_{CDA} = (9.4 + 0.9m_r)^{-1} \quad (2)$$

In 1986, Louche et al. [5] also parameterised δ_{CDA} by adding the absorption by permanent gaseous constituents to the concept of CDA in addition to the molecular scattering and the stratospheric ozone absorption. To compute this, they applied the Spectral2 model of Bird and Riordan [6], which includes spectral expressions for the ozone optical thickness, $\delta_{o\lambda}$, (to apply it they assigned as the ozone layer a mid-value of 0.30 atm-cm at their Mediterranean latitude), for the absorption by the permanent gaseous constituents of the atmosphere, $\delta_{g\lambda}$, referred to as mixed gases by the model, and also for the molecular Rayleigh scattering, $\delta_{r\lambda}$. They offered the expression

$$\delta_{CDA} = (6.5567 + 1.7513m_r - 0.1202m_r^2 + 0.0065m_r^3 - 0.00013m_r^4)^{-1} \quad (3)$$

Other parameterisations were later carried out by Grenier et al. [7], Molineaux et al. [2], and recently by Gueymard [8], always through the application of the current definition of CDA.

In addition, these parameterisations of δ_{CDA} were applied to other objectives. For example, Kasten's parameterisation [4] for broadband irradiance of δ_{CDA} was applied to define a new index in order to provide a better representation of the atmospheric clearness than that offered by the one referred to as the clearness index, k_t , which is the ratio of global to extraterrestrial solar radiation on a horizontal surface. The “independent of the zenith angle clearness index”, k_t' , was proposed in 1990 by R. Perez et al. [9]

$$k_t' = \frac{k_t}{0.1 + 1.031e^{-1.4/(0.9+9.4/m_r)}} \quad (4)$$

The new index k_t' represents now the ratio of global actual to global in pre-determined conditions, instead of global to extraterrestrial. Other clearness indexes have been proposed and discussed by several authors such as Molineaux et al. [10] and Gueymard [11]; however, Perez's index, due to its simplicity, is very useful to separate irradiance corresponding to cloudy instants from a database, and thus was applied in Section 4 of this paper.

It should also be pointed out that irradiance in given bands has also focused the interest of researchers and is systematically being measured and analysed. Furthermore, large databases with irradiance measurements of bands are produced and stored by automatic acquisition systems. To manage, classify, or drop sets of band measurements, not needing supplementary data, it may be useful to establish a factor to model its relation with several atmospheric

characteristics, such as cloudiness, turbidity, ozone content.

In this paper a Band Factor, T_B , is introduced to express the number of CDA needed to produce the same attenuation in the direct normal band irradiance as that produced by the actual atmosphere. In this way the defined T_B can play for a given band a similar role to Linke's turbidity factor for broadband, but now it is not strictly a turbidity factor, since depending on the band it will be sensitive to one phenomenon or another.

This paper focuses on four bands of special interest to apply Band Factors. In order to determine T_B for these bands, parameterisations of the optical thickness of a CDA, δ_{CDA} , corresponding to each of them were carried out

Direct normal irradiance is needed to determine T_B . Frequently, only global horizontal irradiance measurements of bands are available. Furthermore, at present from Valencia there are only a couple of datasets of global horizontal irradiance measurements from two of the four mentioned bands available to be used for a first determination of T_B . For these reasons a simple method was elaborated (see Section 4), using the Smarts2 Model of C. Gueymard [12], to generate a database of direct normal irradiance from global horizontal irradiance measurements of these bands.

Finally, a first determination of the band factor T_B , was carried out in Valencia, Spain using available databases of global horizontal irradiance from the band of spectral range 280-315 nm during the year 2000, from January to December, and from the band of range 290-385 nm, from January 1996 to December 2000; the above-mentioned simple method was applied to relate normal beam to global horizontal. The tendency and range of variation of their values throughout an average year were preliminarily observed.

2-THE BAND FACTOR T_B

Solar radiation is analysed either in the form of total radiation (broadband radiation measurements are widely available), or in its spectral form, the measurement of which requires a more sophisticated spectral instrument. Additionally, due to its interest and specific properties for materials, animals and plants, band irradiance in certain bands is frequently measured, analysed and modelled. This paper focuses its attention on four bands of specific interest for scientific research.

Ultraviolet bands UV-B and UV-A, of wavelength spectral ranges 280-315 nm and 315-400 nm respectively, were standardized by the International Commission on Illumination [13]. It is well documented that radiation in these bands represents a small part of the spectrum, but is very important to a wide range of disciplines from troposphere chemistry to its widespread use in different medical fields such as photodermatology, ophthalmology and cancer research. A knowledge of the availability of and variation in the radiation of these bands, both temporal and spatial can enlighten fields such as the formation and decomposition of photosensitive urban and industrial contaminants [14], or the photodegradation of plastics, colorants, paints and artificial and natural fibres [15,16], among many other applications. For the same reasons, another ultraviolet band of spectral range 290-385 nm, hereinafter to be referred to as UV, has been continuously measured throughout the world, and is also frequently analysed. Last, a fourth band of great interest for biology, forestry and agriculture, and of great importance for animal and human life is the Photosynthetically Active Radiation (PAR), of spectral range 400-700 nm. The irradiance of this band at ground level is also analysed and measured, as in the case of the European network of measurements ELDONET [17,18]. Henceforth in this paper, these four bands will be referred to as UV-B, UV-A, UV and PAR respectively.

A new factor for evaluating the depletion of solar radiation in a given spectral band is proposed here to point out the depletion of direct normal band irradiance in the function of that produced in a CDA. This way the band factor, T_B , represents the ratio

$$T_B = \delta / \delta_{CDA} \quad (5)$$

where δ is the actual optical thickness of the band according to Bouguer's law, and δ_{CDA} , is the optical thickness, for the same band, of the CDA. Subsequently, T_B represents the number of Clean and Dry Atmospheres necessary to produce the same attenuation to the direct normal band irradiance.

In this way, it will be possible to express the direct normal irradiance of the band, based on the band Factor, according to

$$I_n = E_0 I_0 \exp(-T_B \delta_{CDA} m_r) \quad (6)$$

where I_n , and I_0 , are the direct normal and extraterrestrial irradiance of the band respectively, E_0 is the same as in Eq. (1), and δ_{CDA} is the optical thickness of the band.

As such, the experimental values of T_B can then be determined by

$$T_B = \frac{1}{m_r \delta_{CDA}} \ln \left[\frac{E_0 I_0}{I_n} \right] \quad (7)$$

if measurements of normal beam irradiance of the band, I_n , are available, and if δ_{CDA} has previously been parameterised.

The determination of band factors, defined in this way, can contribute to characterizing the state of the atmosphere in the measured instant. This factor can be a beneficial tool in the determination of either cloud presence or turbidity, and also in other circumstances arising from band irradiance, even if broadband or other spectral measurements are absent

3-PARAMETERISATION OF THE OPTICAL THICKNESS OF A CDA FOR THE BANDS UV-B, UV-A, UV, AND PAR

To parameterise the optical thickness of a CDA for the bands UV-B, UV-A, UV, and PAR, as a function of the relative air mass, m_r , the current definition of CDA was applied, namely through the consideration of the depletion of direct normal irradiance by a combination of Rayleigh scattering, uniformly mixed gases absorption, and stratospheric ozone absorption.

To establish the optical thickness of the whole band for a CDA, δ_{CDA} , if the spectral optical thickness of the three effects are represented respectively by $\delta_{r\lambda}$, $\delta_{g\lambda}$, and $\delta_{o\lambda}$, then, between the limits of the wavelength range (λ_1 , λ_2), for every m_r , it must verify the following relation

$$\left(\sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{0\lambda} \Delta\lambda \right) \exp(-m_r \delta_{CDA}) = \sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{0\lambda} \left\{ \exp[-m_r (\delta_{r\lambda} + \delta_{g\lambda} + \delta_{o\lambda})] \right\} \Delta\lambda \quad (8)$$

where $I_{0\lambda}$ represents the extraterrestrial irradiance per unit of wavelength interval, hence the

first parenthesis of the expression is the solar constant of the band, I_0 .

The spectral model chosen to apply Eq. (8) was the Smarts2 Model of C. Gueymard [9], due to the fact that following a comparative analysis made by Utrillas et al. [19], it proved to be sufficiently accurate and easy to handle.

The extraterrestrial solar irradiance and the absorption coefficients of mixed gases and ozone were updated by Gueymard [20]. The wavelength intervals, $\Delta\lambda$, of this solar constant were of 1 nm. For the ozone layer thickness, a mid-value of 0.31 atm-cm was applied, corresponding to Valencia's latitude, since it oscillates from values of 0.27 in October to 0.34 in April and May following a seasonal variation of atmospheric ozone, in cm NTP, from Robinson, summarised by Iqbal [21]

For every m_r from 1.1 to 10.0, with successive increments of 0.1, the corresponding values of δ_{CDA} according to Eq. (8) were obtained for the wavelength interval of each of the four bands. Greater values of m_r represent a very low solar altitude under 6 degrees, and are of no interest. These sets of 90 points (m_r , δ_{CDA}) were parameterised for each of the four bands.

The correlations obtained are summarised in Table 1, and graphical representations are given in Figures 1, 2, 3, and 4. The accuracy of these four parameterisations is guaranteed by that of the well-regarded model Smarts2. Furthermore, the fact that a CDA includes the effect of the ozone content and mid-values of the site's latitude were applied contributes to a little inaccuracy in the parameterisations, but negligible if their application remains limited to atmospheres of the same latitude as Valencia.

4- A SIMPLE METHOD TO GENERATE DIRECT NORMAL IRRADIANCE FROM GLOBAL IRRADIANCE OF THE BAND

Direct normal irradiance measurements, I_n , of a given band are necessary to apply Eq. (7) in order to determine the instantaneous Band Factor. Frequently, direct normal measurements of band irradiance are not available, unless the instrument is previously equipped for this purpose with a beam collimator and an engine tracking the sun's relative orbit, (which would render it a sophisticated instrument and one not frequently used). Failing this, a second instrument equipped with a shadow to measure the band diffuse irradiance is required. However, this is not common, and most of the time only global horizontal band irradiance measurements are available.

On this occasion, there were two databases of available global horizontal band irradiance measurements for Valencia, Spain. A first database recorded 6101 global horizontal UV-B (280-315 nm) irradiance measurements, for every half hour period, throughout the whole of 2000, available by courtesy of *the National Institute of Meteorology* at Valencia [22], namely, the National Meteorological Service. A UVB-1 Pyranometer, from Yankee Environmental Systems (YES) was the measurement instrument used.

A second database held 28643 global horizontal irradiance measurements of the band UV (290-385 nm), systematically measured by our group every half an hour from January 1996 to December 2000, in the Department of Applied Thermodynamics at the *Polytechnic University of Valencia*. The band measuring instrument was a TUVB Pyranometer from Eppley. This second database was also provided with global and diffuse horizontal broadband irradiance measured simultaneously with the others using the two Eppley pyranometers, Model 8-48. One of these was equipped with an Eppley shadow-band for the diffuse irradiance.

The Polytechnic University of Valencia (latitude 39.48° N, longitude 0.38° W, 20 m above sea level), is situated on the north-east side of the city, and the National Meteorological Service at Valencia is at a distance of 2 km from the University in the direction of the city centre.

Only cloudless instant measurements were chosen from both databases. The Molineaux et al. [2] criterion, which takes cloud coverage to be the instants in which the “independent of the zenith angle clearness index”, verifies $k_t' < 0.7$ was applied to omit the measurements of cloudy instants from the databases. The corresponding k_t' were determined by Eq. (4), using the global broadband data. The final measurements in cloudless circumstances were 3792 of the UV-B band and 18410 of the UV band, as is shown in Table 2.

With the help of the cited Smarts2 Model, a simple method was developed to generate measurements of direct normal irradiance, I_n , from the global horizontal irradiance, I , of bands UV-B and UV, in order to apply this to the previously mentioned available band measurements from Valencia.

A parameterisation of the fraction I_n/I , versus m_r , for these two bands was made using theoretical data generated by the Model in cloudless conditions and by applying the appropriate mean parameters, as stated below, for the atmosphere of Valencia.

For the Ångström's turbidity coefficient a mid-value $\beta=0.11$ was taken. To obtain this mean turbidity, every β in cloudless conditions, from January to December 2000, were previously determined using the Pinazo et al. method [23], applying the global and diffuse broadband irradiance measurements available from Valencia.

In the model's option chosen, which is the Standard Radiation Atmosphere, the urban-industrial aerosol type was selected and the parameters for the Ångström's coefficient of exponent, α , were; $\alpha_1=1.047$, and $\alpha_2=1.472$, as applied by Utrillas et al. [19] for Valencia.

Other parameters for applying the Smarts2 Model were those of an atmosphere between Mid Latitude Summer (MLS), and Mid Latitude Winter (MLW). Here, the effective path lengths for O_3 and NO_2 were the mid-values of 0.3542 atm-cm, and 2.085×10^{-4} atm-cm, respectively.

Thus, spectral values of direct normal irradiance, $I_{n\lambda}$, and diffuse horizontal irradiance, $I_{d\lambda}$, were generated with the model, for every relative air mass, m_r , by increments of 0.1. Global horizontal spectral irradiance I_λ , was also deduced by the relation

$$I_\lambda = I_{n\lambda} \cos \theta + I_{d\lambda} \quad (9)$$

These spectra, corresponding to every m_r , were integrated for the wavelength ranges of UV-B and UV bands, to identify the direct normal, I_n , and global, I , in every band for every air mass. Next, their fractions, I_n/I , were correlated with the corresponding relative optical air masses. In the case of the UV-B band, this was only correlated for $m_r < 4.5$ because the air masses of the experimental data to be applied were not higher. For the UV band it was necessary to reach $m_r=6$.

The procedure yielded the parameterisations of I_n/I versus m_r , for UV-B, as shown in Figure 5, and for UV, as illustrated in Figure 6. Fitted expressions and the respective ρ^2 are also shown in Table 3.

Since assumptions of mean values of ozone and aerosols of the site were made to develop this simple method to relate normal beam to global horizontal irradiances of bands, there may be certain inaccuracy when applying it to real measurements. The obtained parameterisation relates both irradiances, but in standard circumstances, and not the ratio of normal beam irradiance to the real global horizontal. Nevertheless, it can be assumed that the generated database of direct normal irradiance will reproduce the entire possible range of values in a long period of time

5-DETERMINATION OF BAND FACTORS, T_B , IN VALENCIA, SPAIN

A preliminary determination of T_B for any of the parameterised bands over periods of several years was one of the objectives of this paper.

Taking the experimental measurements of normal beam irradiance I_n , of any of these four bands, factor T_B may be accurately determined by Eq. (7), using the parameterisations δ_{CDA} versus m_r . For each band extraterrestrial irradiance, I_0 , UV-B, UV-A, UV, and PAR, the respective values for inputting should be; 17.871, 86.302, 83.802, and 534.485 W/m², according to the extraterrestrial spectrum of the applied Smarts2 Model. For the correction of the eccentricity of the Earth's orbit, E_0 , the Spencer [24] expression can be applied

$$E_0 = 1.00011 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.00128 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (10)$$

where the angle of day Γ , depends on the Julian day d , as given by

$$\Gamma = \frac{2\pi(d-1)}{365} \quad (11)$$

Given all these input values, at the time of measurement, the Kasten and Young formula [25] was used for m_r , which is

$$m_r = \frac{1}{\cos \theta + 0.50572(96.07995 - \theta)^{-1.6364}} \quad (12)$$

Finally, Eq. (7) is only a function of the experimental measurements.

Since normal beam irradiance measurements of bands from Valencia were not available, but global horizontal data of bands UV-B and UV were, the method previously elaborated in Section 4 for both bands, and its correlations expressed in Table 3, were applied to generate direct normal irradiance databases, for band UV-B throughout the year 2000, and for band UV from 1996 to 2000.

Elsewhere, the deduced databases of normal beam irradiances of the bands allow the application of Eq. (7) to determine the T_B of every instant.

In this manner, all T_B of UV-B, from 2000, and all T_B of UV from the period 1996-2000, in cloudless conditions, were determined. The band factor values obtained correspond to different days and hours and circumstances, and therefore, experience a wide variability. Nevertheless, it is possible to appreciate a characteristic evolution throughout a year. Despite the great variability, a correlation was made, using all the points, to observe the tendency of

the mean values throughout an average year, and its range of variation applying the prediction limits of 97%.

In Figures 7 and 8 respectively, all the T_B values obtained in cloudless conditions, were represented versus the Julian day in Valencia for the two bands, and in Table 4 the polynomial functions of the tendencies of T_B for both bands are shown.

6-SUMMARY

A band factor was established to express the optical thickness of the atmosphere for band irradiance depending on the optical thickness of a Clear and Dry Atmosphere. The optical thicknesses of a CDA for direct normal irradiance of three ultraviolet bands and the photosynthetically active radiation, were parameterised in relation to the relative optical air mass using the Smarts2 Spectral Model.

Although the global irradiance of these bands is frequently measured, the direct irradiance measurements are less frequently available. To facilitate the band factor determination, a simple method for estimating the direct normal irradiance from the global irradiance was elaborated through correlations carried out between theoretical irradiances applying the cited spectral model.

Finally, by applying the method to the available global horizontal irradiance measurements of bands UV-B and UV from Valencia in the above mentioned periods, the factor T_B was determined in cloudless conditions in all possible circumstances in these long periods of time. Indeed, this preliminary determination does not permit an in-depth analysis of the factor behaviour (which will be possible in the future with direct normal irradiance measurements), but the trend of the mean values of T_B for the bands UV-B, and UV determined in an average year, and their range of variation throughout the year can be observed.

7-ACKNOWLEDGEMENTS

This paper reports on part of the activities of the *Grupo de Radiación Solar de Valencia* and project CTIDIB/2002/113 funded by the regional government, the *Generalitat Valenciana*.

We would like to thank the *R+D+i* Linguistic Assistance Office at the Universidad Politecnica of Valencia for their help in revising this paper.

8-REFERENCES

[1] Linke F. Transmission-Koeffizient und Trubungsfaktor. Beitr. Phys. Atmos. 1922; 10: 91-103.

[2] Molineaux B, Ineichen P, Delaunay JJ. Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity: improving model performance. Solar Energy 1995; 55: 125-137.

[3] Feussner K, Dubois P. Trubungsfaktor, precipitable water. Beitr. Geophys. Gerlands 1930; 27: 132-175.

[4] Kasten F. A simple parameterization of the pyrheliometric formula for determining the Linke turbidity factor. Meteorol. Rdsch. 1980; 33: 124-127.

[5] Louche A, Peri G, Iqbal M. An analysis of Linke turbidity factor. Solar Energy 1986;

37: 393-396.

[6] Bird RE, Riordan C. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres. *J. of Climate and Appl. Meteor.* 1986; 25: 87-97.

[7] Grenier JC, De la Casinière A, Cabot T. A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications. *Solar Energy* 1994; 52: 303-314.

[8] Gueymard CA. Interdisciplinary applications of a versatile spectral solar irradiance model: A review. *Energy* 2005; 30: 1551-1576.

[9] Pérez R, Ineichen P, Seals R, and Zelenka A. Making full use of the clearness index for parameterising hourly insolation conditions. *Solar Energy* 1990; 45: 111-114.

[10] Molineaux B, Ineichen P. Impact of Pinatubo aerosols on the seasonal trends of global, direct and diffuse irradiance in two northern mid-latitude sites. *Solar Energy* 1996; 58: 91-101.

[11] Gueymard CA. Importance of atmospheric turbidity and associated uncertainties in solar radiation and luminous efficacy modelling. *Energy* 2005; 30: 1603-1621.

[12] Gueymard C. Smarts2: A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: Algorithms and performance assessment. FSEC-PF-270-95 Florida Solar Energy Center, 1995. Report available from: <http://rredc.nrel.gov/solar/models/SMARTS/>.

[13] Barth J, Cadet J, Césarini JP, Fitzpatrick TB, McKinlay A, Mutzhas M, Pathak M, Peak M, Sliney D, Urbach F. TC 6-26 report: Standardization of the terms UV-A1, UV-A2 and UV-B, CIE 134-1999 ISBN 3-900-734-94-1, 1999.

[14] Malato S, Blanco J, Richter C, Vicent M. Photocatalytic degradation of industrial residual waters. *Sol Energy* 1996; 56: 401-10.

[15] Yamasaki RS. Solar ultraviolet radiation on horizontal, south/45 and south/vertical surfaces. *Durability Build Mat* 1983; 2: 17-26.

[16] Gerlock JL, Bauer DR. Photolytic degradation. In: American Society for Metals International, editor. *Engineering materials handbook*, vol. 2. Metals Park, USA: American Society for Metals International, 1995: 776-82.

[17] Häder DP, Lebert M, Marangoni R, Colombetti G. ELDONET-European Light Dosimeter Network hardware and software. *J. Photochem. Photobiol. B: Biol.* 1999; 52: 51-58.

[18] Häder DP, Lebert M, Colombetti G, Figueroa F. European light dosimeter network (ELDONET): 1998 data. *Helgol Mar Res* 2001; 55: 35-44.

[19] Utrillas MP, Boscà JV, Martínez-Lozano JA, Cañada J, Tena F, Pinazo JM. A comparative study of Spectral2, and Smarts2 parameterised models based on spectral irradiance measurements at Valencia, Spain. *Solar Energy* 1998; 63: 161-171.

[20] Gueymard C. The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and

solar radiation models. *Solar Energy* 2004; 76: 423-453.

[21] Iqbal M. An introduction to solar radiation. Toronto: Academic Press, 1983

[22] Instituto Nacional de Meteorología, Valencia, 2001. Cl. Botanico Cavanilles 3, Valencia, Spain. Data available at; <http://www.inm.es/wwb/uvint/UVVVAL.xls>

[23] Pinazo JM, Canada J, and Bosca JV. A new method to determine the turbidity coefficient β of Ångström. Its application for Valencia. *Solar Energy* 1995; 54: 219-226.

[24] Spencer JW. Fourier Series Representation of the Position of the Sun, *Search* 1971; 2 (5): 172.

[25] Kasten F, and Young T. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics* 1989; 28 (22): 4735-4738.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Inverse function of the optical thickness of a CDA versus the relative air mass, for the UVB (280-315 nm) band

Figure 2. Inverse function of the optical thickness of a CDA versus the relative air mass, for the UVA (315-400 nm) band

Figure 3. Inverse function of the optical thickness of a CDA versus the relative air mass, for the PAR (400-700 nm) band

Figure 4. Inverse function of the optical thickness of a CDA versus the relative air mass, for the UV (290-385 nm) band

Figure 5. Parameterisation of fraction I_n/I , of band UVB, versus m_r in cloudless conditions in Valencia, Spain

Figure 6. Parameterisation of fraction I_n/I , of band UV, versus m_r in cloudless conditions in Valencia, Spain

Figure 7. Tendency of mean values of T_B of UVB band, for the different Julian days along 2000 at Valencia with prediction limits of 97%

Figure 8. Tendency of mean values of T_B of UV band, in the period 1996-2000, for the different Julian days in an average year at Valencia, with prediction limits of 97%

TABLE 1

Table 1.- Results of the parameterisations of δ_{CDA} versus m_r for a mid-latitude.

Band	δ_{CDA}	ρ^2
UVB	$(0.3072 + 8.553\text{E-}2m_r - 1.038\text{E-}2m_r^2 + 5.994\text{E-}4m_r^3 - 1.285\text{E-}5m_r^4)^{-1}$	0.998
UVA	$(1.644 + 4.575\text{E-}2m_r - 1.056\text{E-}3m_r^2)^{-1}$	0.999
UV	$(1.175 + 0.1086m_r - 7.092\text{E-}3m_r^2)^{-1}$	0.995
PAR	$(6.587 + 0.1052m_r)^{-1}$	0.999

TABLE 2

Table 2-Databases of selected cloudless measurements to determine T_B in Valencia

IRRADIANCE	PERIOD TIME	BAND	INSTRUM.	No.MEASUR
Global horiz.	Jan-Dec 2000	UVB(280-315nm)	UVB-YES	3792
Global horiz.	1996-2000	UV(290-385nm)	EPPL-TUVR	18410

TABLE 3

Table 3.- Results of the parameterisations of I_n/I versus m_r for Valencia (Spain)

Band	I_n/I	ρ^2
UVB	$0.1188+0.6751m_r-0.3273m_r^2+3.865E-2m_r^3$	0.997
UV	$0.3118+0.4481m_r-0.1643m_r^2+1.422E-2m_r^3$	0.996

TABLE 4

Table 4.- Evolution of T_B per Julian day in an average year, in cloudless conditions at Valencia (Spain)

Band	T_B	predict. Limit 97%
UVB	$1.031 + 1.365E-3d - 3.823E-6d^2$	± 0.1089
UV	$1.228 + 6.000E-4d - 1.515E-5d^2 + 7.246E-8d^3 - 9.926E-11d^4$	± 0.1573

FIGURE 1

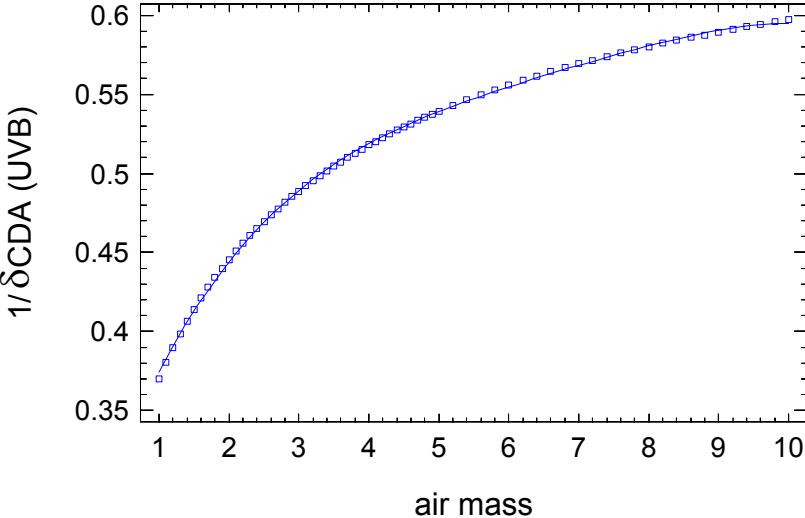


FIGURE 2

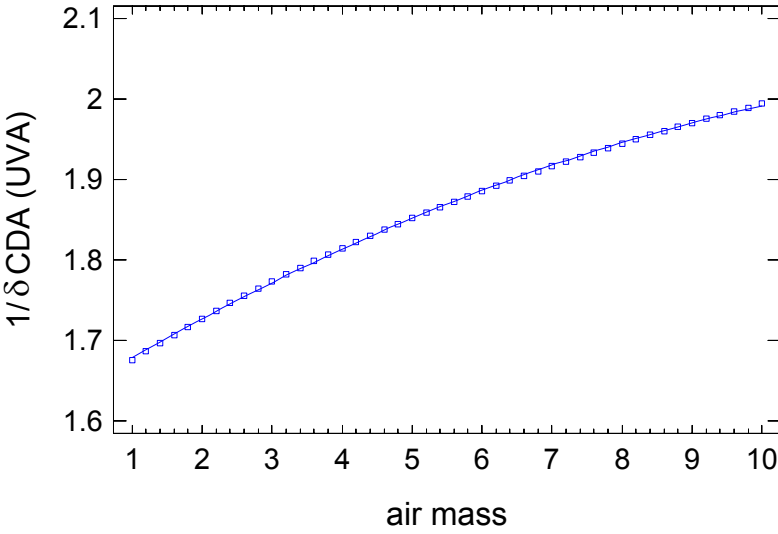


FIGURE 3

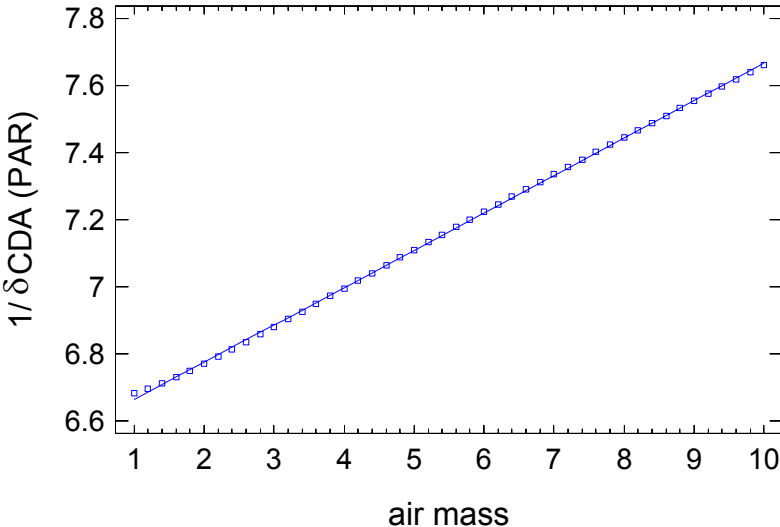


FIGURE 4

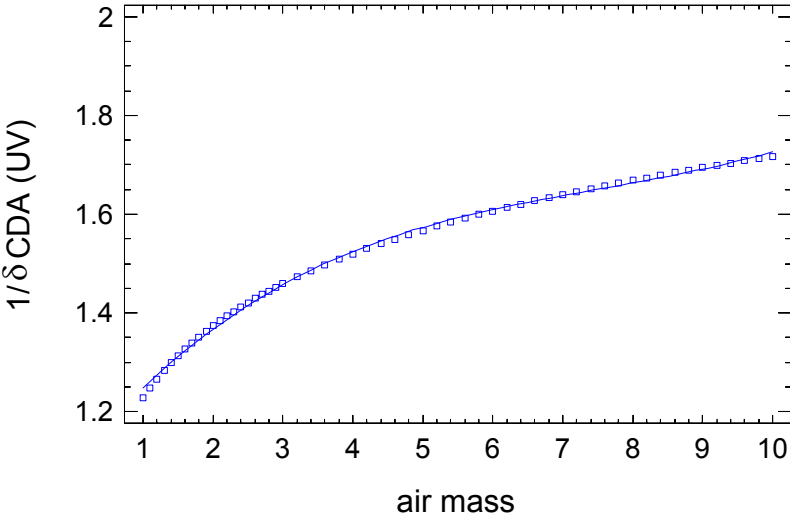


FIGURE 5

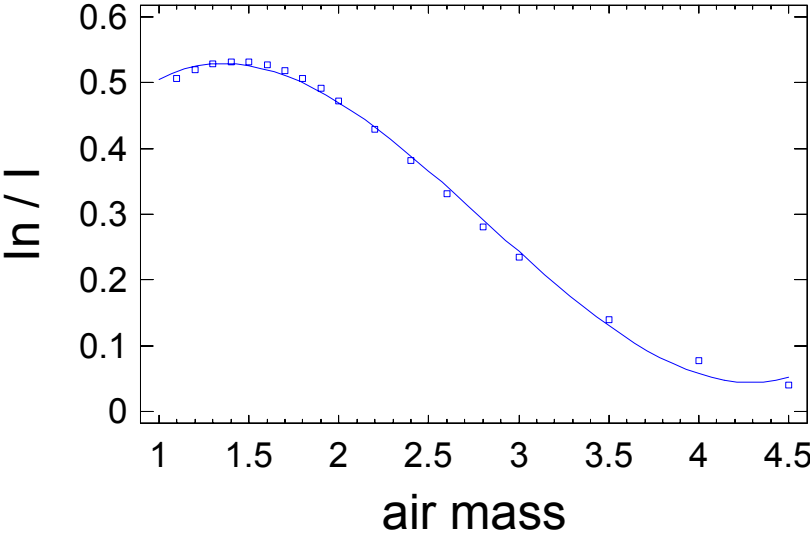


FIGURE 6

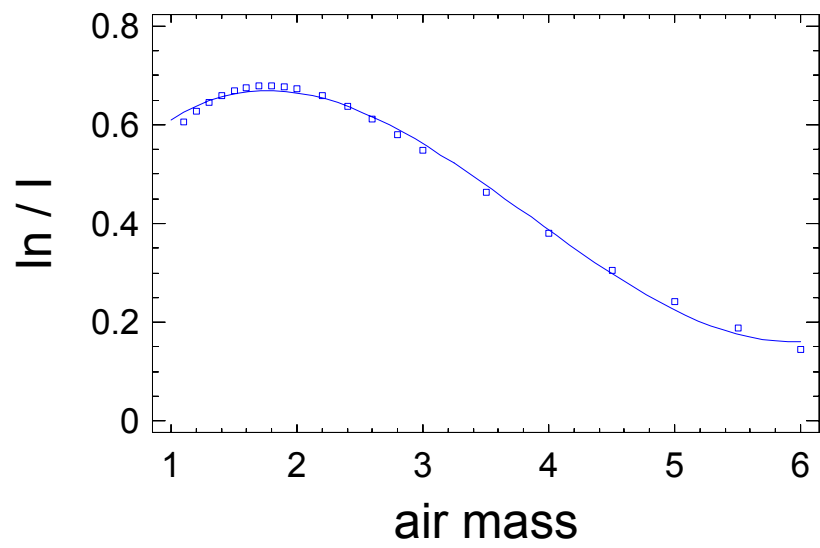


FIGURE 7

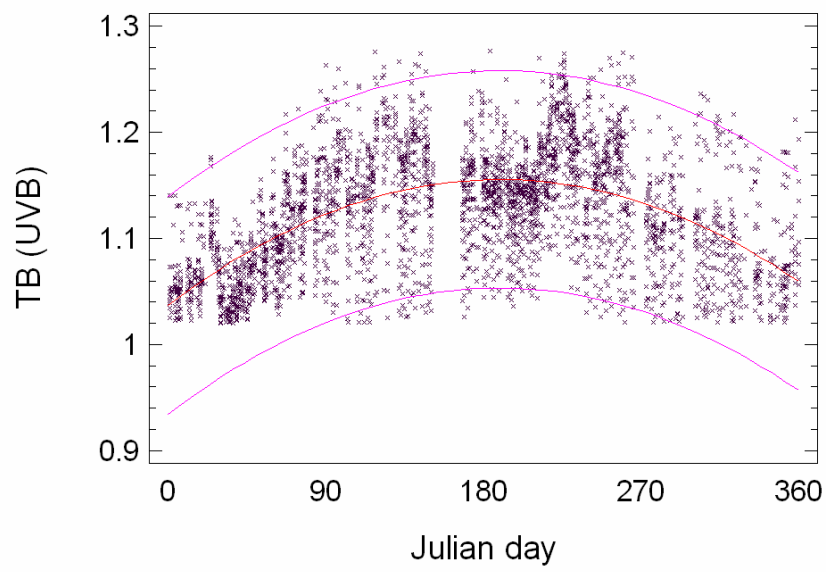


FIGURE 8

