



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“Estudio sobre la variabilidad de la
irradiancia solar superficial UV como
factor externo del cambio climático”**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO:

MAESTRO EN INGENIERÍA

ELÉCTRICA - INSTRUMENTACIÓN

P R E S E N T A:

VÍCTOR HUGO LEYVA GARCÍA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. VICTOR MANUEL VELASCO HERRERA



Jurado asignado

Presidente: DR. ERNST MIKHAILOVICH KUSSUL

Secretario: DR. FERNANDO ARÁMBULA COSÍO

Vocal: DR. VÍCTOR MANUEL VELASCO HERRERA

1^{er} Suplente: DRA. LUCIA MEDINA GÓMEZ

2^{do} Suplente: DR. FRANCISCO GARCÍA UGALDE

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

DR. VÍCTOR MANUEL VELASCO HERRERA

FIRMA

A mis hijas Michelle y Kaycee

“The known is finite, the unknown infinite; intellectually we stand on an islet in the midst of an illimitable ocean of inexplicability. Our business in every generation is to reclaim a little more land . . . ”

Thomas H. Huxley

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de mis estudios de maestría. A la Facultad de Ingeniería de la UNAM que me abrigó en su Programa de Maestría y Doctorado en Ingeniería. A los proyectos PAPIIT IN117009, IXTLI 0709013, PAPIME PE115107 y CONACYT 089887 que también apoyaron en la realización de este trabajo.

A mi director de tesis, Dr. Víctor Manuel Velasco Herrera, quien a pesar de sus muchas ocupaciones se comprometió y trabajó intensamente en el desarrollo de este proyecto.

A mis profesores del Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico (CCADET), en especial a la Dra. Graciela Velasco Herrera, cuyo franco optimismo y confianza en mí me motivaron durante el desarrollo de la tesis. A la Dra. Celia Sánchez Pérez y al Dr. Augusto García Valenzuela por el apoyo que me brindaron en los primeros semestres de mis estudios.

A mis amigos del Instituto de Ingeniería de la UNAM; en especial debo agradecer al Dr. José Luis Fernández Zayas, quien me apoyo en la etapa más difícil de mi vida universitaria; al Dr. Alejandro Rodríguez Valdés, quien inyectó en mí un espíritu de superación académica constante; al Dr. Martín Salinas Vázquez, quien me orientó hacia el camino académico correcto; y por supuesto, al Dr. Javier Aguillón Martínez por esa gran amistad que me ha brindado, por escucharme y aconsejarme siempre.

Agradezco también a mis compañeros del Colegio de Ciencias y Humanidades por el apoyo e interés genuino que han mostrado en mis estudios de posgrado, en especial al Mat. José Chacón Castro y a la Maestra María Teresa Velázquez Uribe.

En el ámbito personal, dedico este trabajo a Erika, mi hermosa y amada esposa, como un reconocimiento a su paciencia y comprensión por el tiempo que no pude compartir con ella, concentrado como estaba en la realización de esta tesis. A ella le agradezco el apoyo, el ánimo y el cariño; por ser mi cómplice en todos los ámbitos de mi vida.

A mis hijas Michelle y Kaycee les agradezco las muchas horas de juego que me regalaron para que yo pudiera escribir algunas líneas de este trabajo. Su inocencia y amor incondicional me han dado la fuerza para salir adelante de los momentos más difíciles.

A ellas tres, les agradezco el haber sido las musas inspiradoras que me motivaron durante el desarrollo de este proyecto.

A mis padres, Marina y Víctor, que con cariño me apoyaron, vivieron, gozaron y padecieron conmigo los rigores del proceso de obtención del grado. Desde luego, debo agradecer el apoyo que me brindaron y al cariño que me inspiraron mi hermana Karina, mi primo Enrique, mi cuñado, mis suegros, mis amigos Lidia, Ricardo y Víctor Manuel.

A todos mi mayor reconocimiento y gratitud.

Contenido

CONTENIDO	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE TABLAS	v
PREFACIO	1
CAPÍTULO 1. Marco de trabajo	2
1.1 Introducción	2
1.2 Objetivos	3
1.3. Estructura de la tesis	4
CAPÍTULO 2. Radiación solar y su relación con el clima	6
2.1. Introducción	6
2.2. El clima terrestre	6
2.3. Actividad solar y sus efectos en el clima	8
2.4. Procesos moduladores del balance energético terrestre	17
CAPÍTULO 3. Modelo del balance energético	20
3.1. Introducción	20
3.2. Antecedentes teóricos. Transferencia de calor por radiación	21
3.3. Modelo de Knox de dos capas	24
3.2.1. Análisis en el visible/UV	24
3.2.2. Análisis en el IR	29
3.2.3. Temperaturas superficial y atmosférica	30
3.4. Extensión del modelo de Knox	31
3.4.1. Análisis en el visible/UV	32
3.4.2. Análisis en el IR	33
3.2.3. Temperaturas superficial y atmosférica	35
CAPÍTULO 4. Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial UV	36
4.1. Introducción	36
4.2. Métodos de medición de la irradiancia solar UV	36
4.3. Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono (TOMS)	38
4.4. Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial UV	40
CAPÍTULO 5. Variabilidad de la irradiancia espectral UV como factor de cambio de la temperatura global	42
5.1. Introducción	42
5.2. Variabilidad de las temperaturas atmosférica y superficial	43

CAPÍTULO 6. Conclusiones	49
APÉNDICE A. Procesamiento de los archivos de datos del instrumento TOMS. Estimación de la irradiancia espectral global	52
APÉNDICE B. Series de tiempo y mapas de distribución mensual de la irradiancia espectral superficial	54
APÉNDICE C. Mapas de distribución global de la irradiancia espectral superficial. Promedios mensuales del año 2000	56
REFERENCIAS	64

Índice de figuras

Figura 2.1. Forzamientos, afectación energética y espacial, y nivel de conocimiento sobre su relación con el cambio climático.	7
Figura 2.2. Balance energético terrestre.	8
Figura 2.3. Variación esquemática de la temperatura de la atmósfera terrestre con la altura.	10
Figura 2.4. Absorción de la radiación solar en la atmósfera terrestre.	13
Figura 2.5. Absorción de la radiación por los principales componentes atmosféricos.	17
Figura 2.6. Reflectividad de la radiación solar por algunos componentes del sistema climático terrestre.	18
Figura 3.1. Espectros de radiación de cuerpo negro a diferentes temperaturas.	21
Figura 4.1. Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial en 305, 315, 324 y 380 nm.	40
Figura 5.1. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 305 nm.	47
Figura 5.2. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 315 nm.	47
Figura 5.3. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 324 nm.	47
Figura 5.4. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 380 nm.	47
Figura 5.5. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 305 nm.	48
Figura 5.6. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 315 nm.	48
Figura 5.7. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 324 nm.	48
Figura 5.8. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 380 nm.	48
Figura 6.1. Anomalías en la temperatura del Trópico y concentración de CO ₂ en partes por millón.	51
Figura 6.2. Anomalías en la temperatura global y concentración de CO ₂ en partes por millón.	51

Figura 7.1. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 305$ nm. Periodo de enero a junio de 2000.	56
Figura 7.2 Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 305$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000.	57
Figura 7.3. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 315$ nm. Periodo de enero a junio de 2000.	58
Figura 7.4. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 315$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000.	59
Figura 7.5. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 324$ nm. Periodo de enero a junio de 2000.	60
Figura 7.6. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 324$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000.	61
Figura 7.7. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 380$ nm. Periodo de enero a junio de 2000.	62
Figura 7.8. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 380$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000.	63

Índice de tablas

Tabla 2.1. Composición química de la atmósfera.	9
Tabla 2.2. Espectro electromagnético.	11
Tabla 3.1. Parámetros radiativos del modelo de Knox.	24
Tabla 3.2. Parámetros radiativos del modelo extendido de Knox.	31
Tabla 4.1 Valor medio y desviación estándar de la irradiancia espectral superficial.	41
Tabla 5.1 Variabilidad máxima en la temperatura superficial.	46
Tabla 5.2 Variabilidad máxima en la temperatura atmosférica.	46

Prefacio

A partir de la segunda mitad del siglo pasado se han intensificado los estudios sobre cuestiones ambientales y su eje de investigación ha sido la actividad humana como responsable del cambio climático. Sin embargo, varios científicos consideran que para comprender las causas antropogénicas que provocan el cambio climático es necesario tener un entendimiento claro sobre las causas naturales que también lo originan.

Algunos estudios han sugerido una estrecha relación entre la variabilidad de la irradiancia solar y el cambio climático. Por este motivo, en esta tesis se estudia el efecto de la variabilidad de la irradiancia espectral solar en las temperaturas atmosférica y superficial terrestre, utilizando el modelo climático de Robert S. Knox [1] y las mediciones de irradiancia espectral superficial del Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono (TOMS, por sus siglas del inglés) de la NASA, en 305, 315, 324 y 380 nm [2].

“Uno de los atributos de la ciencia es que para ésta no existen verdades absolutas, todo conocimiento está abierto a ser refutado a través de debate y discusión y, en base a esto, surgen las revoluciones científicas que hacen avanzar a la ciencia.”

Dr. René Drucker Colín, Director General de Divulgación de la Ciencia de la UNAM.

Capítulo 1

Marco de trabajo

1.1 Introducción

El clima de la Tierra ha cambiado muchas veces a lo largo de su historia. Esta variación se debe a cambios naturales del equilibrio energético entre la energía solar entrante y la energía reemitida por la Tierra hacia el espacio.

Entre las causas naturales de esas variaciones se pueden citar las erupciones volcánicas, los cambios en la composición de la atmósfera y variaciones en la actividad solar. Sin embargo, el Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas del inglés) reporta un bajo nivel de conocimiento (NC) sobre la influencia la irradiancia solar en el clima [3-5].

A partir de la segunda mitad del siglo pasado se han intensificado los estudios sobre cuestiones ambientales y su eje de investigación ha sido la actividad humana como responsable del cambio climático. Sin embargo, varios científicos consideran que para comprender las causas antropogénicas que provocan el cambio climático es necesario tener un entendimiento claro sobre las causas naturales que también lo originan [3-5].

En este sentido, algunos estudios sugieren una estrecha relación entre la variabilidad de la irradiancia solar y el cambio climático [3, 5-9]. Por ejemplo, el Dr. Nasif Nahle, miembro de la Asociación de Estados Unidos para el Avance de la Ciencia (AAAS, por sus siglas del inglés), afirma que la fluctuación de la temperatura de la Tierra se origina principalmente en la variabilidad de la irradiancia solar [10].

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es estimar el efecto de la variabilidad de la irradiancia espectral solar en las temperaturas atmosférica y superficial terrestre, utilizando las mediciones de irradiancia espectral superficial del Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono (TOMS, por sus siglas del inglés) de la NASA, en las longitudes de onda 305, 315, 324 y 380 nm.

Este objetivo general se concentra en los siguientes objetivos específicos:

- Obtener las series de tiempo de la irradiancia espectral superficial utilizando las mediciones del espectrómetro TOMS.
- Aplicar un modelo matemático que permita reconstruir las series de tiempo de la variabilidad de la temperatura global, en la superficie terrestre y en la atmósfera, utilizando las series de tiempo de la irradiancia espectral superficial. Estimar la variabilidad máxima de las temperaturas atmosférica y superficial respecto a sus valores promedio.

1.3. Estructura de la tesis

Esta tesis consta de seis capítulos, una sección con la bibliografía utilizada y tres apéndices.

El primer capítulo sirve de introducción, definiendo el marco de trabajo, los objetivos y la estructura de la tesis.

En el capítulo segundo se describen las manifestaciones de actividad solar que destacan por su relación con el clima. Además se analizan las características de la radiación solar y se estudian los principales factores atmosféricos que determinan el balance energético terrestre.

En el capítulo tercero se describe el modelo matemático de Knox [1], el cual permite determinar las temperaturas de la atmósfera y de la superficie terrestre a partir del balance energético del planeta. Asimismo, se propone una modificación al modelo de Knox al considerar la reflectividad infrarroja de la atmósfera como un parámetro radiativo, adicional a los considerados en el modelo original, y se considera la influencia de la radiación solar infrarroja en el balance de energía.

En el cuarto capítulo se presentan los principales métodos utilizados para medir la irradiancia solar ultravioleta. Asimismo se describen las características técnicas y de funcionamiento del espectrómetro TOMS, cuyas mediciones se han utilizado en el desarrollo de este trabajo.

En el mismo capítulo se presentan las series de tiempo de la irradiancia espectral superficial promediada espacial y temporalmente, utilizando las mediciones del instrumento TOMS en las longitudes de onda 305, 315, 324 y 380 nm.

En el capítulo cinco se presentan las series de tiempo de las temperaturas atmosférica y superficial, para las que se cuantificó el valor promedio y su variabilidad máxima alrededor de él.

En el capítulo sexto se presentan las conclusiones y perspectivas de este trabajo.

Capítulo 2

Radiación solar y su relación con el clima

2.1. Introducción

En este capítulo se describen las manifestaciones de actividad solar que destacan por su relación con el clima. Asimismo, se describen los principales factores atmosféricos que determinan el balance energético terrestre y, por tanto, la temperatura efectiva de la Tierra.

2.2. El clima terrestre

El **clima** es el promedio de la variabilidad de las condiciones meteorológicas —temperatura, precipitación, humedad, viento y otros fenómenos atmosféricos— en un periodo de tiempo que puede ser desde meses hasta millones de años, aunque el periodo clásico es de treinta años [11, 12].

Desde la formación de la Tierra, su clima ha evolucionado debido a la influencia de su propia dinámica, así como de factores externos llamados **forzamientos**. En general, todos los forzamientos alteran la temperatura promedio del planeta al modificar el equilibrio de la energía radiativa neta disponible en el sistema terrestre; este desequilibrio se cuantifica por su “*forzamiento radiativo*”, que se define como el

cambio de radiación neta descendente por unidad de área medido a nivel de la tropopausa y sus unidades son Wm^{-2} [11].

Los forzamientos radiativos positivos tienden a calentar la superficie terrestre y la atmósfera inferior; mientras que los forzamientos negativos tienden a enfriarlas. En la figura 2.1 se listan los forzamientos considerados en el cuarto informe de cambio climático del IPCC; para cada uno de ellos se indica: su forzamiento radiativo (Wm^{-2}), su afectación espacial (global o local) y el nivel de conocimiento científico sobre su relación con el cambio climático [11].

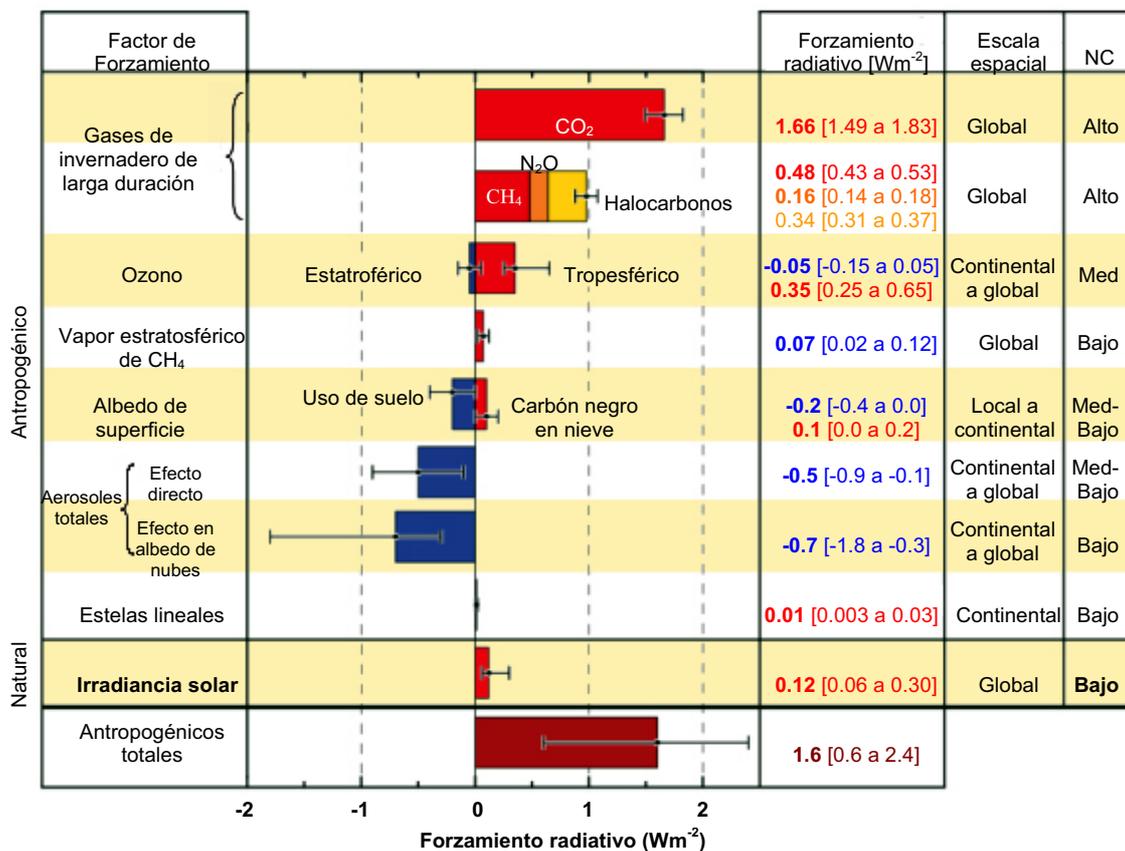


Figura 2.1. Forzamientos, afectación energética y espacial, y nivel de conocimiento sobre su relación con el cambio climático [11].

La irradiancia solar es la principal fuente de energía del planeta, y el balance entre la energía solar absorbida y la energía térmica emitida por el sistema atmósfera-superficie determina su temperatura promedio [5, 9, 13, 14]. Sin embargo, en el

cuarto informe del IPCC se reconoce un bajo nivel de conocimiento (NC) sobre la influencia la irradiancia solar en el clima [11].

2.3. Actividad solar y sus efectos en el clima

El Sol emite varios productos que inciden en la atmósfera terrestre, siendo la irradiancia solar de especial interés en el desarrollo de esta tesis debido a su efecto modulador del clima del planeta [5, 9, 13, 14].

Desde hace muchos años se ha tratado de asociar la actividad solar con las condiciones climatológicas —temperatura, precipitación, presión atmosférica en la superficie, etc. La búsqueda de una correlación empezó aún antes de que Schwabe descubriera el ciclo de manchas solares en 1843. Por ejemplo, en 1801 el astrónomo inglés W. Herschel sugirió que el precio del trigo en Londres estaba indirectamente controlado por el número de manchas solares; su hipótesis se basaba en sus observaciones de que cuando el número de manchas solares era pequeño, entonces disminuían las lluvias en Londres [13].

A continuación se describen las manifestaciones de actividad solar que destacan por su relación con el clima terrestre.

2.3.1. Balance energético terrestre

La temperatura promedio global de la Tierra está determinada por el balance entre la energía solar absorbida y la energía térmica emitida hacia el espacio (figura 2.2). La cantidad de radiación absorbida depende de la irradiancia solar incidente en lo alto de la atmósfera y de las propiedades radiativas de la atmósfera y de la superficie terrestre. La temperatura efectiva de la Tierra a nivel de la superficie es de 288 K [15]; la temperatura de la atmósfera decrece con la altura a una razón de 6.5 °C/1000 m hasta la tropopausa [16].

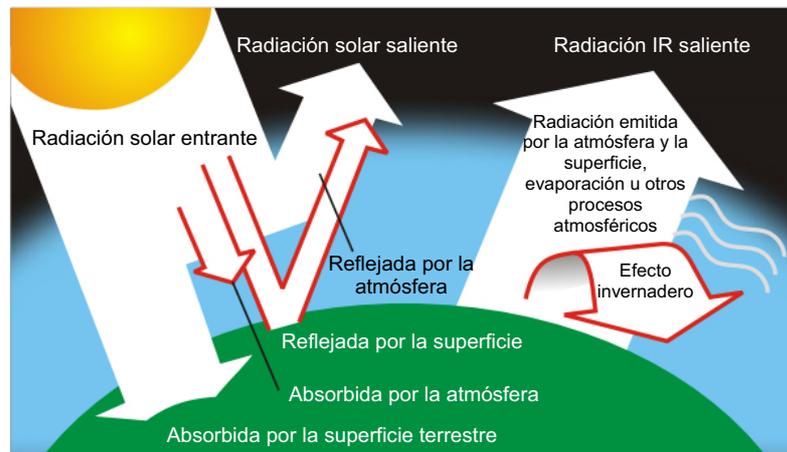


Figura 2.2. Balance energético terrestre [17].

La atmósfera es la capa gaseosa que rodea a nuestro planeta y está compuesta de dos grupos de gases: constantes y variables (tabla 2.1). Los gases constantes se mantienen en una proporción casi permanente; de estos gases el nitrógeno, el oxígeno y el argón son los más abundantes en la masa total atmosférica. Los gases variables son los que cambian en mayor proporción, siendo el vapor de agua y el dióxido de carbono los más importantes; ambos presentan grandes variaciones estacionales y de largo plazo [18].

	Gas	Fórmula química	Porcentaje (por volumen)
Gases permanentes	Nitrógeno	N ₂	78.08
	Oxígeno	O ₂	20.95
	Argón	Ar	0.93
	Neón	Ne	0.0018
	Helio	He	0.0005
	Hidrógeno	H ₂	0.00006
	Xenón	Xe	0.000009
Gases variables	Vapor de agua	H ₂ O	0 a 4
	Dióxido de carbono	CO ₂	0.036
	Metano	CH ₄	0.00017
	Óxido nitroso	N ₂ O	0.00003
	Ozono	O ₃	0.000004
	Partículas (polvo, etc.)		0.000001
	Clorofluorocarbonos (CFC)		0.00000002

Tabla 2.1. Composición química de la atmósfera [19].

En la atmósfera también están presentes tanto nubes de agua líquida y de cristales de hielo como partículas sólidas, llamadas aerosoles, que provienen de diferentes fuentes naturales: la erosión del suelo, la sal marina, las erupciones volcánicas, las cenizas, las bacterias, las semillas, las esporas, las partículas interplanetarias, etc. Asimismo, existen partículas atmosféricas con origen antropogénico: los residuos de humo de chimeneas industriales, las emisiones de vehículos, los residuos de fertilizantes, etc. [18]

En cuanto a su estructura vertical, el 98% de la masa atmosférica se concentra en una capa delgada de 30 km de espesor. Para efectos prácticos se divide la atmósfera en cuatro regiones (figura 2.3) según la distribución vertical de la temperatura: la **troposfera** (0 a 11 km) es la capa más baja de la atmósfera. En ésta se desarrolla la mayor parte de la dinámica climática ya que contiene el 75% de la masa gaseosa de la atmósfera, casi todo el vapor de agua y los aerosoles. En esta capa la temperatura disminuye con la altura a una razón de $6.5^{\circ}/1000$ m. A continuación se encuentra la **estratosfera** (11 a 50 km), en la cual la temperatura aumenta hasta alcanzar 0°C . Luego sigue la **mesosfera** (50 a 85 km) en la cual disminuye la temperatura hasta alcanzar -95°C . Por último se distingue la **termosfera**, en la cual se observa un aumento progresivo de la temperatura [16, 18, 19].

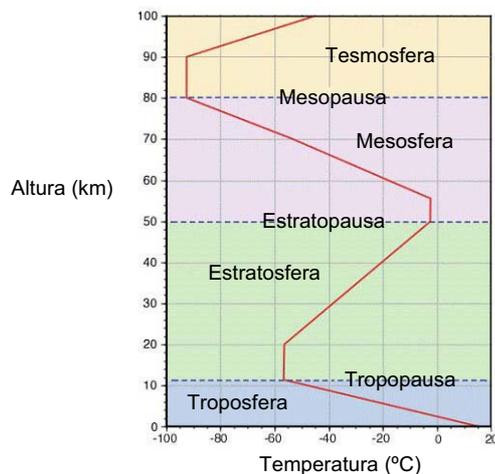


Figura 2.3. Variación esquemática de la temperatura de la atmósfera terrestre con la altura.

La energía solar que llega a la parte alta de la atmósfera es conocida como **irradiancia solar total** (TSI, por sus siglas del inglés) y comprende todo el espectro electromagnético. Está compuesta principalmente de radiación visible, infrarroja y ultravioleta; en menor cantidad contiene rayos X, rayos gamma y ondas de radio [14]. La tabla 2.2 describe las varias regiones del espectro electromagnético clasificadas por su longitud de onda.

Región electromagnética	Longitud de onda [nm]
Ondas de radio	$> 1 \times 10^8$
Microondas	$1 \times 10^6 - 1 \times 10^8$
Infrarrojo	$7 \times 10^2 - 1 \times 10^6$
Visible	$4 \times 10^2 - 7 \times 10^2$
Ultravioleta	10 – 400
Rayos X	$1 \times 10^{-2} - 10$
Rayos gamma	$< 1 \times 10^{-2}$

Tabla 2.2. Espectro electromagnético [20].

La Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas del inglés) define la **constante solar** como el promedio anual de la TSI y le asigna un valor de 1367 Wm^{-2} . Este flujo de energía se reparte en toda la esfera terrestre, por lo que el flujo medio incidente en el tope de la atmósfera es un cuarto de la constante solar, es decir, 342 Wm^{-2} [15].

Al ingresar en la atmósfera y durante su trayectoria de propagación hacia la superficie del planeta, la energía solar experimenta procesos que la modulan de forma selectiva en función de la longitud de onda: absorción, dispersión, reflexión y reemisión [21, 22]. Por ejemplo, algunos gases atmosféricos absorben y emiten radiación infrarroja (IR), tales como el vapor de agua, el dióxido de carbono, metano y el óxido nitroso; estos gases, llamados *"gases de efecto invernadero"*, constituyen una fuente absorbente de radiación en la región del infrarrojo (IR), pero son prácticamente transparentes a la región del ultravioleta (UV) y el visible. Esta situación permite que la radiación solar visible y UV no se obstruya por la

presencia de estos gases en la atmósfera y se propague hasta la superficie terrestre, la cual se calienta y emite radiación IR. Los gases de efecto invernadero absorben la radiación emitida por la superficie del planeta, la atmósfera y las nubes y reemiten energía térmica en todas direcciones, incluso de nuevo hacia la superficie de la Tierra, atrapando calor dentro de la atmósfera; este mecanismo es llamado “*efecto invernadero natural*” [14, 21].

El vapor de agua es uno de los constituyentes atmosféricos minoritarios más importantes en el efecto invernadero debido a su alta concentración y sus fuertes bandas ro-vibracionales en el infrarrojo [23]. Asimismo, el protocolo de Kyoto refiere seis gases de efecto invernadero de origen antropógeno: metano, dióxido de carbono, óxido nitroso, la familia de hidrofluorocarbonos (HFC), la familia de perfluorocarbonos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF₆) [11, 15].

El ozono (O₃) troposférico también es considerado un importante gas de efecto invernadero debido a su fuerte absorción en el infrarrojo [24]. Los gases precursores de ozono troposférico también contribuyen en el calentamiento de la atmósfera: componentes orgánicos volátiles distintos del metano (COVDM), óxidos de nitrógeno (NO_x) y monóxido de carbono (CO). Los óxidos de nitrógeno (NO y NO₂) son contaminantes a nivel de suelo. Los COVDM comprenden básicamente al etano, propano y butano [25].

Los aerosoles atmosféricos, el ozono, el dióxido de nitrógeno y el dióxido de azufre también interactúan con la radiación UV mediante procesos de dispersión, reflexión y absorción. La energía absorbida es reemitida como radiación en el infrarrojo. Los aerosoles son partículas y moléculas, en estado sólido o líquido, que se encuentran en suspensión en la atmósfera [26-28].

Asimismo, las nubes, humedad y partículas de hielo atenúan la radiación UV mediante procesos combinados de dispersión y de absorción. La atenuación

depende del espesor y del tipo de nubes, del tamaño de las gotas que la forman y de la altura a la que se encuentran [29, 30].

La figura 2.4 ilustra la irradiancia solar en lo alto de la atmósfera y a nivel del mar, en donde es menor por la absorción de gases y partículas atmosféricas.

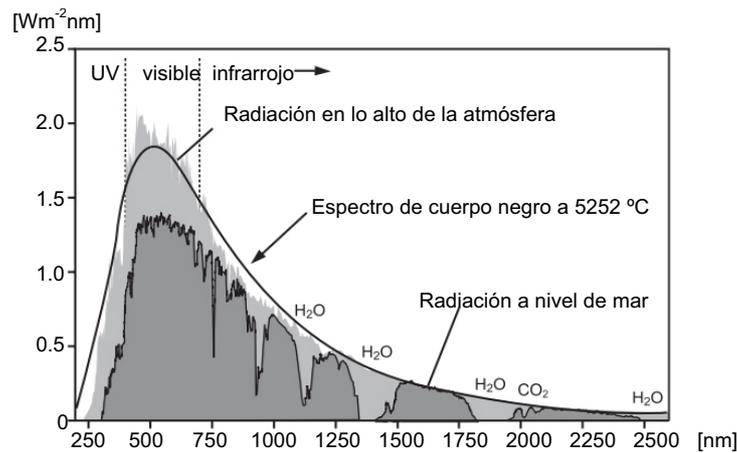


Figura 2.4. Absorción de la radiación solar en la atmósfera terrestre [31]

Todas las longitudes de onda menores a 300 nm son absorbidas en la estratosfera y capas superiores, mientras que la radiación restante se propaga hasta la superficie terrestre, en un mayor o menor grado. El vapor de agua y otros componentes atmosféricos en la troposfera absorben en mayor o menor medida la luz visible e infrarroja y, debido a ello, esta capa se calienta. La estratosfera se calienta por la absorción de longitudes de onda entre 200 y 300 nm por parte del ozono, y reemite radiación IR en todas direcciones; parte de esta radiación es absorbida por otros gases atmosféricos, así como por la superficie terrestre. En la mesosfera el CO_2 se excita por colisiones y se enfría emitiendo fotones. La termosfera se calienta por la absorción de radiación UV y rayos X por parte del oxígeno atómico, así como por la precipitación de partículas en zonas aurales [15, 31].

2.3.2. El ciclo solar

En 1843 Heinrich Schwabe reportó una periodicidad de 10 años en la aparición de manchas solares. En la actualidad se considera que el ciclo de manchas solares tiene una periodicidad promedio de 11 años; aunque en realidad, cada ciclo puede tener una duración de 9 a 14 años. Han habido diversos intentos por correlacionar la temperatura de la Tierra con el ciclo de manchas solares; algunos autores han encontrado que las temperaturas globales parecen estar correlacionadas a largo plazo con la actividad solar: periodos largos de frío coinciden con los de mínima actividad solar y viceversa [8, 32, 33].

Manchas solares y fáculas

Las manchas solares son áreas oscuras, relativamente frías, localizadas en la fotosfera del Sol. El número de manchas solares varía entre un mínimo solar y un máximo solar y son acompañadas por áreas brillantes, con una temperatura mayor, llamadas *fáculas*. El impacto relativo de las manchas solares y fáculas en la irradiancia solar varía a lo largo del espectro solar —la influencia de fáculas es dominante en el ultravioleta y decrece en longitudes de onda largas. Asimismo, en un máximo solar, el incremento de la irradiancia solar debido a una fácula excede la disminución de una mancha solar en un factor de 1.5. La irradiancia solar total varía en aproximadamente 0.1% en el curso de un ciclo solar [9, 32, 34].

Fulguraciones solares

Las fulguraciones son explosiones solares que producen un aumento importante en la radiación que llega al planeta; esta radiación se emite en un amplio espectro de frecuencia, desde rayos-X hasta radiofrecuencias. La actividad solar debida a las fulguraciones está asociada con el ciclo de manchas solares [32, 35].

Las fulguraciones son relevantes en la relación entre el clima y el Sol por dos razones: en primer lugar, las fulguraciones solares contribuyen en la variación de la irradiancia solar, especialmente en el rango del ultravioleta extremo. Durante

una fulguración, la radiación ultravioleta extrema puede tener un incremento en un factor de 10 o aún mayor. En segundo lugar, algunas fulguraciones están acompañadas por un enorme flujo de partículas altamente energéticas (electrones y protones). Además de los daños que originan en los satélites, estas partículas provocan la ionización de la atmósfera alta [35-38].

El Mínimo de Maunder y la Pequeña Era Glacial

A principios del siglo XVII, el norte de Europa se encontró en medio de una prolongada serie de inviernos y veranos más fríos que el promedio. El frío no era tan extremado, simplemente persistía durante años, e incluso décadas. Los registros de temperatura en Londres y París indicaban que la temperatura anual media era de alrededor de 1 °C más fría de lo normal. El río Támesis se congelaba en el invierno y los congelamientos invernales de los puertos marítimos del mar Báltico se presentaron varias semanas antes de lo normal. La onda fría prolongada empezó a ceder hasta la mitad del siglo XVIII, cuando se inició una tendencia gradual de calentamiento que continuó hasta cerca de 1930. El periodo más frío, a fines del siglo XVII y el siglo XVIII, se conoce como Pequeña Era de Hielo [32].

En 1976 y 1977 John Eddy sugirió que los cambios en la radiación solar se reflejaban como cambios en el clima global: la baja actividad solar provoca climas fríos, mientras que un incremento en la actividad solar es causa de climas más cálidos. Eddy describió que los mínimos de radiación solar, conocidos como mínimo de Maunder (1645-1715) y mínimo de Sporer (1460-1550), coincidieron con los periodos más fríos de la Pequeña Era de Hielo [8, 13, 32].

La coincidencia entre la reducción de la actividad solar y el enfriamiento global es uno de los argumentos que relacionan la actividad solar con el clima.

2.3.3. El Niño

Anualmente, por diciembre o enero, en las costas ecuatorianas y peruanas aparece una corriente marina cuya temperatura es ligeramente más alta, en 1 o 2 °C, que la temperatura promedio del Océano Pacífico de dicha zona y dura unos 4 meses. Incluso, el aumento de temperatura ha alcanzado hasta 6 °C y perdurado más de 2 años. A este fenómeno, anormalmente caliente y largo, se le denomina El Niño [33].

El Niño representa sólo el aspecto oceánico de un fenómeno más complejo que viene acompañado de una manifestación meteorológica, conocida con el nombre de Oscilación del Sur, que consiste en el cambio, aproximadamente bianual, de dirección de los vientos ecuatoriales. Por este motivo, este fenómeno también es llamado ENOS (El Niño/Oscilación del Sur) [33].

Las alteraciones climáticas del Niño tienen una afectación global y su influencia se manifiesta principalmente en las variaciones del régimen subtropical de lluvias. Causa sequías en regiones como África del Sur, Indonesia, Filipinas y Australia; mientras que en Ecuador, Perú y partes de México hay lluvias copiosas [33].

Se ha propuesto que El Niño tienen su origen en el propio Océano Pacífico, en el Índico e incluso en el Atlántico o en el Ártico, no obstante, ninguna de las proposiciones hechas explica de manera satisfactoria el o los mecanismos que dan lugar a tal evento [33].

Por otra parte, algunas investigaciones relacionan la aparición del Niño con el mínimo de actividad solar, lo cual indicaría que este fenómeno es uno más de los resultados de las relaciones del Sol con el clima terrestre [33].

2.4. Procesos moduladores del balance energético terrestre

Las temperaturas de la atmósfera y la superficie terrestre están determinadas por diversos procesos que modulan la cantidad de radiación solar absorbida y reemitida por el sistema atmósfera-superficie. En esta sección se describen los principales procesos moduladores del balance de energía del sistema climático terrestre.

Absorción.

Este proceso ocurre cuando la radiación es retenida por una sustancia. Algunos gases y partículas atmosféricas, al igual que la superficie terrestre, tienen la capacidad de absorber energía solar.

La absorción de la radiación solar debida a los gases atmosféricos es un proceso selectivo, en donde cada compuesto atmosférico varía su capacidad absorptiva en función de la longitud de onda. Por ejemplo, la absorción de radiación UV se debe a moléculas de oxígeno y ozono, principalmente. Asimismo, la humedad y el vapor de agua atmosféricos son los principales responsables de la absorción de la radiación IR. La figura 2.5 muestra los principales componentes atmosféricos responsables de la absorción de la radiación solar [15, 31].

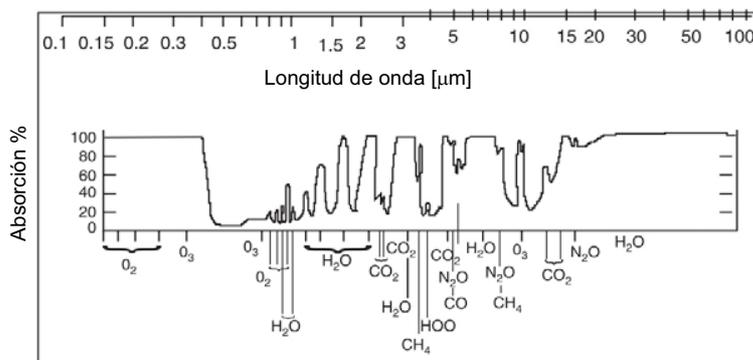


Figura 2.5. Absorción de la radiación por los principales componentes atmosféricos [31].

Emisión térmica.

Todos los cuerpos emiten energía en forma de radiación electromagnética, y la intensidad del flujo de energía depende de la temperatura del cuerpo. Cuando la radiación es absorbida por una sustancia, ésta se calienta y reemite energía con una longitud de onda mayor [39-41].

La emisión de energía ocurre en un rango del espectro electromagnético conocido como **radiación térmica**, que está comprendida por longitudes de onda entre 0.1 y 1000 μm [39, 42].

Reflexión

La reflexión es el proceso en el que la radiación se propaga en sentido contrario a su propagación inicial después de incidir en un objeto, sea éste sólido, líquido o gaseoso [20]. La reflexión en la atmósfera se origina principalmente por partículas de agua y hielo contenidas en las nubes. Asimismo, la reflectividad de la superficie terrestre, también llamada *albedo*, determina la cantidad de energía solar reflejada por la superficie terrestre y varía según el tipo de material que la cubre [43-45]. La figura 2.6 indica la reflectividad de algunos componentes del sistema climático terrestre.

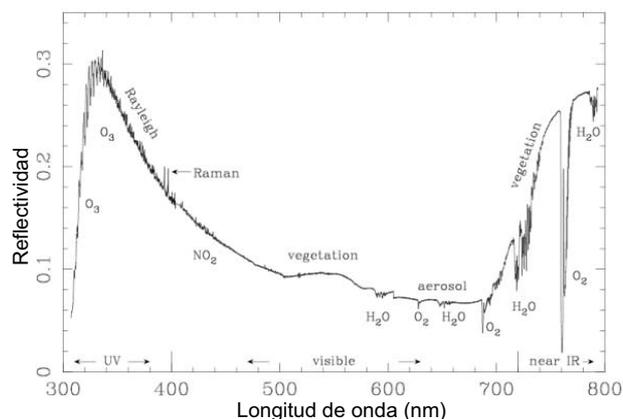


Figura 2.6. Reflectividad de la radiación solar por algunos componentes del sistema climático terrestre.

Dispersión.

Es el mecanismo por el cual la radiación electromagnética es reflejada o refractada, disminuyendo la radiación directa y aumentando la difusa. Los principales causantes de la dispersión atmosférica son el vapor de agua y los aerosoles. Según la relación entre el tamaño de la longitud de onda de la radiación incidente y las partículas del medio, es posible dividir el fenómeno de dispersión en dos regímenes [20, 46]:

Esparcimiento Rayleigh, tiene lugar cuando la longitud de onda de la radiación incidente es mucho mayor que el tamaño de las partículas dispersoras. En este caso, el grado de dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Así, radiaciones de longitud de onda corta sufrirán mayor dispersión que las radiaciones de onda larga, lo que provoca un esparcimiento mayor en el UV [20].

Esparcimiento Mie, depende mínimamente de la longitud de onda y es totalmente independiente de ésta cuando el tamaño de la partícula es superior a λ [20]. Este régimen de dispersión normalmente se produce en las capas bajas de la atmósfera, y es originado por gotas de agua y aerosoles [28].

Capítulo 3

Modelo del balance energético.

3.1. Introducción

La temperatura del planeta está determinada por su balance de energía, el cual es modulado por diversos procesos radiativos presentes en la atmósfera y en la superficie terrestre: dispersión, absorción, reflexión y emisión de energía. En este sentido, la relación entre el balance energético con las temperaturas de la atmósfera y la superficie puede ser representada mediante un modelo simple a partir de las ecuaciones descritas en la sección 3.2 [1, 47].

En este capítulo se presenta un modelo matemático que permite determinar las temperaturas de la atmósfera y de la superficie terrestre a partir del balance energético del planeta. Este modelo presenta una mejora al modelo propuesto por Knox [1] al considerar la reflectividad atmosférica en el infrarrojo como un parámetro radiativo adicional; también se considera la aportación de la radiación solar IR extraterrestre en el balance de energía y, por tanto, en la temperatura del sistema atmósfera superficie.

3.2. Antecedentes teóricos. Transferencia de calor por radiación

El flujo máximo de energía que puede emitir un cuerpo a una temperatura absoluta T está determinado por la ley de Stefan-Boltzman, que establece que la energía total emitida por unidad de superficie es directamente proporcional a su temperatura absoluta elevada a la cuarta potencia, y está dada por

$$S_{\max} = \sigma T^4 \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad 3.1$$

donde S_{\max} es el flujo de energía emitida, T es la temperatura absoluta (K) y σ es la constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5.6705 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$). El cuerpo idealizado que emite el máximo nivel de energía es llamado radiador ideal o **cuerpo negro**; la radiación emitida por dicho objeto es conocida como “radiación de cuerpo negro” [39-42].

El espectro de radiación de cuerpo negro es continuo en todas las longitudes de onda. La figura 3.1 muestra algunos espectros de radiación de cuerpo negro a diferentes temperaturas, donde el área bajo cada curva representa la energía total emitida por el cuerpo negro [31].

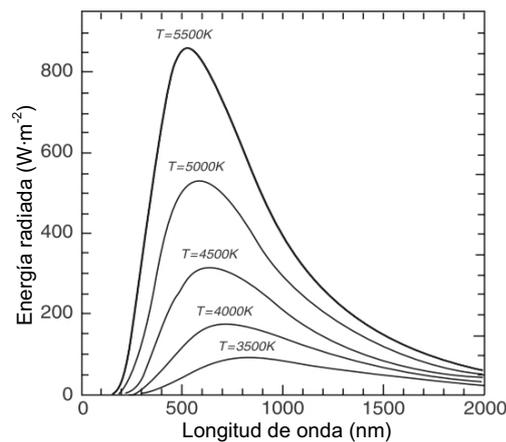


Figura 3.1. Espectros de radiación de cuerpo negro a diferentes temperaturas [31].

La longitud de onda λ_{\max} en la que se presenta el valor máximo del espectro de radiación es función de la temperatura T y está definida por la **ley de Wien**:

$$\lambda_{\max} T = 2.898 \times 10^{-3} \text{ [mK]} \quad 3.2$$

Sin embargo, el flujo de energía emitido por un “*cuerpo real*” es menor al emitido por un cuerpo negro a la misma temperatura y se expresa como

$$S_{\text{real}} = \varepsilon \sigma T^4 \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad 3.3$$

donde ε es una propiedad radiativa del objeto denominada **emisividad**. Esta propiedad, cuyo valor está en el rango de $0 \leq \varepsilon \leq 1$, proporciona una medida de la eficiencia con la que el objeto emite energía comparada con un cuerpo negro, para el que $\varepsilon = 1$ [39-42].

La fracción de energía que un objeto absorbe de la radiación incidente sobre él describe otra propiedad radiativa importante: la **absorbancia** α . Al igual que ε , su valor está en el rango de $0 \leq \alpha \leq 1$. Un cuerpo negro absorbe toda la radiación que incide sobre él, es decir, su absorbancia es $\alpha = 1$ [39-42].

En este sentido, la energía absorbida por un cuerpo se determina de

$$S_{\text{abs}} = \alpha S_{\text{inc}} \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad 3.4$$

donde S_{inc} es la energía incidente.

Un cuerpo negro es un objeto idealizado que está en equilibrio termodinámico perfecto, en estado estable, por lo que no existe intercambio neto de energía con su entorno. Por tanto, la energía que el objeto emite es igual a la energía que éste haya absorbido; la **ley de Kirchhoff de la radiación** establece que la emisividad y la absorbancia de un objeto son iguales a la misma temperatura y longitud de onda, es decir

$$\alpha = \varepsilon \quad 3.5$$

En la mayoría de las aplicaciones prácticas se ignoran las dependencias de la temperatura y la longitud de onda, y se consideran valores promedio para la absorbancia y la emisividad.

En objetos opacos, no transparentes, la porción de la radiación incidente que no se absorbe entonces se refleja. En medios transparentes, como es el caso de la atmósfera, parte de la radiación incidente se absorbe, una fracción se refleja y el resto se propaga a través del medio.

Se define como **reflectividad** ρ a la fracción de energía reflejada y como **transmitividad** τ a la fracción de energía que se transmite en el medio [39-42].

De esta forma, la energía reflejada se determina

$$S_{ref} = \rho S_{inc} \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad 3.6$$

Mientras que la energía que se propaga a través del medio es

$$S_{trans} = \tau S_{inc} \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad 3.7$$

Por el principio de conservación de la energía se tiene que

$$\rho + \alpha + \tau = 1 \quad 3.8$$

En el caso de los medios opacos, puesto que no transmiten la radiación, se considera su transmitividad igual a cero. Por tanto, la ecuación 3.8 se reduce a

$$\rho + \alpha = 1 \quad 3.9$$

La diferencia entre las tasas de energía emitida y absorbida es la transferencia neta de calor por radiación. Si la absorción de radiación es mayor que la emisión, se dice que el objeto está ganando energía por radiación. De otro modo, se afirma que el objeto está perdiendo energía [39-42].

3.3. Modelo de Knox de dos capas

En 1999 Knox propuso un modelo matemático que permite determinar las temperaturas del sistema atmósfera-superficie a partir de su balance de energía. Este modelo está compuesto de dos capas térmicas, donde la capa superior representa a la atmósfera y la inferior a la superficie terrestre. A estas capas Knox les asigna en total cuatro parámetros radiativos (tabla 3.1) que describen su interacción con el flujo de energía electromagnética dividido en dos regiones espectrales: la región visible/UV y la región IR; dichos parámetros cuantifican la energía reflejada y absorbida por cada una de las capas. Asimismo, Knox asume que toda la radiación IR incidente en la superficie terrestre es absorbida por ésta y que la atmósfera no refleja la radiación IR [1].

Capa	Rango espectral	Parámetro radiativo	Símbolo
Atmósfera	VIS / UV	Reflectividad	$\rho_a^{vis/uv}$
		Absorbancia	$\alpha_a^{vis/uv}$
	IR	Absorbancia	α_a^{ir}
Superficie	VIS / UV	Reflectividad	$\rho_s^{vis/uv}$

Tabla 3.1. Parámetros radiativos del modelo de Knox.

3.2.1. Análisis en el visible/UV

La energía de entrada del modelo de Knox es la radiación que incide en la atmósfera terrestre, cuyo valor es un cuarto de la constante solar, es decir, 342 Wm^{-2} [15]. Si bien es cierto que la radiación que incide en la atmósfera terrestre está compuesta principalmente de radiación infrarroja (49.4%), visible (42.3%) y ultravioleta (8.3%) [48], Knox considera que el espectro de radiación solar está compuesto únicamente de radiación en la región del visible y el UV [1].

En este sentido, la energía de entrada en el visible/UV está dada por

$$S_o = 342 \text{ [W}\cdot\text{m}^{-2}] \quad (3.10)$$

Una fracción de esta energía es reflejada por la atmósfera hacia el espacio; la energía reflejada se expresa como

$$r_o^{vis/uv} = \rho_a^{vis/uv} S_o \quad (3.11)$$

donde $\rho_a^{vis/uv}$ es la reflectividad de la atmósfera para el espectro visible/UV.

La energía restante se propaga a través de la atmósfera y está dada por

$$t_o^{vis/uv} = (1 - \rho_a^{vis/uv}) S_o \quad (3.12)$$

En su recorrido dentro de la atmósfera, una fracción de este flujo de energía es absorbida por los gases atmosféricos. La energía absorbida es

$$u_o^{vis/uv} = \alpha_a^{vis/uv} t_o^{vis/uv} \quad (3.13)$$

donde $\alpha_a^{vis/uv}$ es la absorbancia de la atmósfera para el espectro visible/UV.

La energía restante se propaga hasta la superficie terrestre, donde

$$i_s^{vis/uv} = (1 - \alpha_a^{vis/uv}) t_o^{vis/uv} \quad (3.14)$$

Este flujo energético experimenta procesos de reflexión y absorción en la superficie. La energía reflejada por la superficie se expresa como

$$r_s^{vis/uv} = \rho_s^{vis/uv} i_s^{vis/uv} \quad (3.15)$$

donde $\rho_s^{vis/uv}$ es la reflectividad de la superficie terrestre para la región del visible/UV.

La energía restante es absorbida por la superficie y está dada por

$$u_s^{vis/uv} = (1 - \rho_s^{vis/uv}) i_s^{vis/uv} \quad (3.16)$$

Sin embargo, entre la atmósfera y la superficie se genera un proceso mucho más complejo debido a la reflectividad de ambas capas. Es decir, la energía reflejada por la superficie terrestre incide en la atmósfera; a su vez, la atmósfera absorbe una parte de esta energía y refleja otra parte en dirección de la superficie terrestre, donde experimenta nuevamente procesos de absorción y reflexión. De esta manera, el flujo de energía experimenta reflexiones y absorciones múltiples entre ambas capas.

Por esta razón, la energía total en el visible/UV que es absorbida, tanto en la superficie terrestre como en la atmósfera, así como la irradiancia solar superficial se expresan en términos de la suma de una serie geométrica de razón $\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}$ que representa a las múltiples reflexiones y absorciones que se suceden en las dos capas del modelo [1].

Irradiancia solar superficial

La ecuación 3.14 describe parcialmente a la irradiancia solar superficial en la región del visible/UV. Debido a las reflexiones múltiples entre la atmósfera y la superficie, la irradiancia solar superficial total se expresa en términos de una serie geométrica de razón $\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}$ [1]. Por tanto, la irradiancia total superficial, en el visible/UV, se expresa como

$$I_s^{vis/uv} = i_s^{vis/uv} \left[1 + \rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv} + \left(\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv} \right)^2 + \dots + \left(\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv} \right)^n \right] \quad (3.17a)$$

$$I_s^{vis/uv} = i_s^{vis/uv} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv} \right)^n \quad (3.17b)$$

donde n es un número entero positivo que corresponde a la n -ésima reflexión en la atmósfera terrestre.

La ecuación anterior puede expresarse como

$$I_s^{vis/uv} = i_s^{vis/uv} k_m \quad (3.18)$$

donde

$$k_m = \frac{1}{1 - \rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}} \quad (3.19)$$

En términos de los parámetros radiativos y de la energía de entrada, la irradiancia solar superficial (visible/UV) está dada por

$$I_s^{vis/uv} = (1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_a^{vis/uv})k_m S_o \quad (3.20)$$

Radiación total absorbida por la atmósfera

La ecuación 3.15 describe parcialmente el flujo de energía que incide en la atmósfera después de haber sido reflejado por la superficie terrestre. Al incidir en la atmósfera, una fracción de esta energía es reflejada nuevamente hacia la superficie, y está dada por

$$r_a^{vis/uv} = \rho_a^{vis/uv} r_s^{vis/uv} \quad (3.21)$$

La energía restante se propaga en la atmósfera, es decir

$$t_a^{vis/uv} = (1 - \rho_a^{vis/uv}) r_s^{vis/uv} \quad (3.22)$$

Una fracción de este flujo de energía es absorbida por gases y partículas atmosféricas; el resto se transmite hacia el espacio. La energía absorbida está dada por

$$u_a^{vis/uv} = \alpha_a^{vis/uv} t_a^{vis/uv} \quad (3.23)$$

La ecuación anterior describe parcialmente al flujo de energía (visible/UV) que es absorbido por la atmósfera después de haber sido reflejado en la superficie terrestre; debido a las reflexiones múltiples entre la atmósfera y la superficie, la energía total absorbida en la atmósfera también se expresa en términos de una

serie geométrica de razón $\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}$ [1]. En este sentido, la energía total absorbida por la atmósfera terrestre, en la región del visible/UV, está dada por

$$U_a^{vis/uv} = u_o^{vis/uv} + u_a^{vis/uv} \left[1 + (\rho_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv}) + (\rho_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv})^2 + \dots + (\rho_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv})^n \right] \quad (3.24a)$$

$$U_a^{vis/uv} = u_o^{vis/uv} + u_a^{vis/uv} \sum_{n=0}^{\infty} (\rho_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv})^n \quad (3.24b)$$

donde n es un número entero positivo que corresponde a la n -ésima reflexión en la superficie terrestre y $u_o^{vis/uv}$ es el flujo de energía absorbido directamente del Sol (ecuación 3.13).

La sumatoria del lado derecho de la ecuación anterior corresponde al factor k_m (ecuación 3.19), por lo que la ecuación anterior puede expresarse como

$$U_a^{vis/uv} = u_o^{vis/uv} + u_a^{vis/uv} k_m \quad (3.25)$$

En términos de los parámetros radiativos y de la energía de entrada, la energía total absorbida por la atmósfera (visible/UV) está dada por

$$U_a^{vis/uv} = (1 - \rho_a^{vis/uv}) \left[\alpha_a^{vis/uv} + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv}) \right] S_o \quad (3.26)$$

Radiación total absorbida por la superficie terrestre

La ecuación 3.16 describe parcialmente el flujo de energía (visible/UV) que es absorbido por la superficie terrestre; debido a las reflexiones múltiples entre la atmósfera y la superficie, la energía total absorbida en la superficie también se expresa en términos de una serie geométrica de razón $\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}$. La energía total absorbida por la superficie terrestre, en la región del visible/UV, está dada por

$$U_s^{vis/uv} = u_s^{vis/uv} \left[1 + \rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv} + (\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv})^2 + \dots + (\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv})^n \right] \quad (3.27a)$$

$$U_s^{vis/uv} = u_s^{vis/uv} \sum_{n=0}^{\infty} (\rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv})^n \quad (3.27b)$$

donde n es un número entero positivo que corresponde a la n -ésima reflexión en la atmósfera terrestre.

Nuevamente, la sumatoria del lado derecho de la ecuación anterior corresponde al factor k_m (ecuación 3.19), por lo que la ecuación anterior puede expresarse como

$$U_s^{vis/uv} = u_s^{vis/uv} k_m \quad (3.28)$$

En términos de los parámetros radiativos y de la energía de entrada, la energía total absorbida por la superficie terrestre (visible/UV) está dada por

$$U_s^{vis/uv} = (1 - \rho_a^{vis/uv})(1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_s^{vis/uv}) k_m S_o \quad (3.29)$$

3.2.2. Análisis en el IR

Radiación IR emitida por la atmósfera

El sistema atmósfera-superficie es un sistema en equilibrio térmico, donde la radiación electromagnética absorbida por cada una de las capas es reemitida como radiación IR.

En este sentido, la radiación IR emitida por la atmósfera terrestre está balanceada por: la energía visible/UV absorbida $U_a^{vis/uv}$ (ecuación 3.26); la fracción absorbida de la energía IR emitida por la superficie $\alpha_a^{ir} S_s$; y la energía recibida desde la superficie por medios no radiativos S_{nr} .

Por tanto, la ecuación para la energía IR emitida por la atmósfera está dada por

$$2\alpha_a^{ir} S_a = \left[\alpha_a^{vis/uv} + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_a^{vis/uv}) \right] (1 - \rho_a^{vis/uv}) S_o + \alpha_a^{ir} S_s + S_{nr} \quad (3.30)$$

El factor $2\alpha_a^{ir} S_a$ del lado izquierdo de la ecuación se debe a que la atmósfera emite radiación desde sus superficies inferior y superior; α_a^{ir} describe a la absorbancia así como a la emisividad de la atmósfera.

Radiación IR emitida por la superficie terrestre

En el caso de la superficie terrestre, la radiación IR que ésta emite (S_s) está balanceada por: el flujo de energía visible/UV absorbido $U_s^{vis/uv}$ (ecuación 3.29); la radiación IR recibida de la atmósfera $\alpha_a^{ir} S_a$; y la energía transferida a la atmósfera por medios no radiativos S_{nr} .

Por tanto, la energía IR emitida por la superficie terrestre está dada por

$$S_s = (1 - \rho_s^{vis/uv})(1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_a^{vis/uv})k_m S_o + \alpha_a^{ir} S_a - S_{nr} \quad (3.31)$$

3.2.3. Temperaturas superficial y atmosférica

Las resoluciones de las ecuaciones acopladas 3.30 y 3.31 está dada por

$$\begin{pmatrix} S_a \\ S_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma T_a^4 \\ \sigma T_s^4 \end{pmatrix} = \frac{1}{\alpha_a^{ir}(2 - \alpha_a^{ir})} \begin{pmatrix} (A + \alpha_a^{ir} B) S_o + (1 - \alpha_a^{ir}) S_{nr} \\ \alpha_a^{ir} (A + 2B) S_o - \alpha_a^{ir} S_{nr} \end{pmatrix} \quad (3.32)$$

donde

$$A = \alpha_a^{vis/uv} (1 - \rho_a^{vis/uv}) + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_a^{vis/uv})^2 \quad (3.33)$$

y

$$B = (1 - \rho_a^{vis/uv})(1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_s^{vis/uv})k_m \quad (3.34)$$

El parámetro A representa a la fracción de radiación UV absorbida por la atmósfera y B a la radiación UV absorbida por la superficie terrestre.

Resolviendo la ecuación 3.32 para las temperaturas de la atmósfera (T_a) y de la superficie terrestre (T_s) tenemos que

$$\left(\frac{T_a}{T_s} \right) = \left(\frac{1}{\sigma \alpha_a^{ir} (2 - \alpha_a^{ir})} \left(\begin{array}{l} (A + \alpha_a^{ir} B) S_o + (1 - \alpha_a^{ir}) S_{nr} \\ \alpha_a^{ir} (A + 2B) S_o - \alpha_a^{ir} S_{nr} \end{array} \right) \right)^{\frac{1}{4}} \quad (3.35)$$

La ecuación anterior describe a las temperaturas atmosférica y superficial en términos de los parámetros radiativos listados en la tabla 3.1, así como del flujo de energía solar S_o que incide en el tope de la atmósfera terrestre. Knox considera que S_o está compuesto totalmente de radiación en el espectro visible/UV.

3.4. Extensión del modelo de Knox

En esta sección se describe una extensión al modelo propuesto por Knox. A diferencia de Knox, que considera que la radiación solar de entrada en el sistema climático terrestre está compuesta únicamente de radiación en el visible/UV, en el modelo extendido se considera la componente IR de la radiación solar. Asimismo, en el modelo extendido se agrega un parámetro radiativo que corresponde a la reflectividad atmosférica de la radiación infrarroja (tabla 3.2).

Capa	Rango espectral	Parámetro radiativo	Símbolo
Atmósfera	UV / VIS	Reflectividad (Knox)	$\rho_a^{vis/uv}$
		Absorbancia (Knox)	$\alpha_a^{vis/uv}$
	IR	Reflectividad (Modelo extendido)	ρ_a^{ir}
		Absorbancia (Knox)	α_a^{ir}
Superficie	UV / VIS	Reflectividad (Knox)	$\rho_s^{vis/uv}$

Tabla 3.2. Parámetros radiativos del modelo extendido de Knox.

La energía de entrada se divide en dos regiones espectrales: S_o^{ir} para la región IR, y $S_o^{vis/uv}$ para la región comprendida por el visible y el UV, donde:

$$S_o^{vis/uv} = 0.506S_o = 173.052 \text{ [W}\cdot\text{m}^{-2}] \quad (3.36)$$

y

$$S_o^{ir} = 0.494S_o = 168.948 \text{ [W}\cdot\text{m}^{-2}] \quad (3.37)$$

donde $S_o^{vis/uv}$ corresponde al 50.6% de la energía en el visible/UV que compone al flujo energético solar total; y S_o^{ir} corresponde al 49.4% de la energía IR que compone al flujo energético solar [48].

3.4.1. Análisis en el visible/UV

El flujo de energía visible/UV que incide en lo alto de la atmósfera está dado por $S_o^{vis/uv}$. Realizando un análisis idéntico al desarrollado por Knox para la región del visible/UV, se encuentra que la irradiancia a nivel de la superficie terrestre se expresa como

$$I_s^{vis/uv} = S_o^{vis/uv} (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv}) k_m \quad (3.38)$$

Y la energía absorbida por la superficie terrestre está dada por

$$U_s^{vis/uv} = S_o^{vis/uv} (1 - \rho_a^{vis/uv}) (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_s^{vis/uv}) k_m \quad (3.39)$$

Mientras que la energía absorbida por la atmósfera es

$$U_a^{vis/uv} = S_o^{vis/uv} (1 - \rho_a^{vis/uv}) \left[\alpha_a^{vis/uv} + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv}) \right] \quad (3.40)$$

donde

$$k_m = \frac{1}{1 - \rho_s^{vis/uv} \rho_a^{vis/uv}} \quad (3.41)$$

3.4.2. Análisis en el IR

Radiación IR absorbida por la atmósfera y por la superficie terrestre

La radiación IR que incide en lo alto de la atmósfera está dada por S_o^{ir} (ecuación 3.37). En su propagación a través de la atmósfera se refleja una fracción ρ_a^{ir} hacia el espacio; la radiación reflejada está dada por

$$r_o^{ir} = \rho_a^{ir} \cdot S_o^{ir} \quad (3.42)$$

donde ρ_a^{ir} es la reflectividad atmosférica en el infrarrojo.

La energía restante se propaga a través de la atmósfera y está dada por

$$t_o^{ir} = (1 - \rho_a^{ir}) S_o^{ir} \quad (3.43)$$

En su recorrido dentro de la atmósfera, una fracción es absorbida por los gases atmosféricos. La energía IR absorbida en la atmósfera es

$$u_o^{ir} = \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) S_o^{ir} \quad (3.44)$$

donde α_a^{ir} es la absorbancia atmosférica en el IR.

La energía restante se propaga a través de la atmósfera hasta incidir en la superficie terrestre, en donde es totalmente absorbida; por tanto, la energía IR absorbida por la superficie se expresa como

$$u_s^{ir} = (1 - \alpha_a^{ir})(1 - \rho_a^{ir}) S_o^{ir} \quad (3.45)$$

Radiación IR emitida por la atmósfera

La radiación IR emitida por la atmósfera está balanceada por: el flujo de energía UV absorbido por la atmósfera $U_a^{vis/uv}$ (ecuación 3.40); la radiación IR recibida directamente del Sol u_o^{ir} (ecuación 3.44); la fracción absorbida de la energía IR emitida por la superficie $\alpha_a^{ir} S_s$; y la energía recibida desde la superficie por medios no radiativos S_{nr} .

Por tanto, la ecuación para la energía IR emitida por la atmósfera está dada por

$$2\alpha_a^{ir} S_a = \left[\alpha_a^{vis/uv} + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv}) \right] (1 - \rho_a^{vis/uv}) S_o^{vis/uv} + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) S_o^{ir} + \alpha_a^{ir} S_s + S_{nr} \quad (3.46)$$

El factor $2\alpha_a^{ir} S_a$ del lado izquierdo de la ecuación se debe a que la atmósfera emite radiación desde sus superficies inferior y superior; α_a^{ir} describe a la absorbancia así como a la emisividad de la atmósfera.

Radiación IR emitida por la superficie terrestre

La radiación emitida por la superficie terrestre está balanceada por: el flujo de energía visible/UV absorbido en la superficie terrestre $U_s^{vis/uv}$ (ecuación 3.39); la radiación IR recibida directamente del Sol u_s^{ir} (ecuación 3.45); la radiación IR recibida de la atmósfera $\alpha_a^{ir} S_a$; y energía transferida a la atmósfera por medios no radiativos S_{nr} .

Por tanto, la energía IR emitida por la superficie terrestre (S_s) está dada por

$$S_s = (1 - \rho_s^{vis/uv}) (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv}) k_m S_o^{vis/uv} + (1 - \alpha_a^{ir}) (1 - \rho_a^{ir}) S_o^{ir} + \alpha_a^{ir} S_a - S_{nr} \quad (3.47)$$

3.2.3. Temperaturas superficial y atmosférica

Las resoluciones de las ecuaciones acopladas 3.46 y 3.47 está dada por

$$\begin{pmatrix} T_a \\ T_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma T_a^4 \\ \sigma T_s^4 \end{pmatrix} = \frac{1}{\alpha_a^{ir} (2 - \alpha_a^{ir})} \begin{pmatrix} (A + \alpha_a^{ir} B) S_o^{vis/uv} + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} + (1 - \alpha_a^{ir}) S_{nr} \\ \alpha_a^{ir} (A + 2B) S_o^{vis/uv} + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} - \alpha_a^{ir} S_{nr} \end{pmatrix} \quad (3.48)$$

donde

$$A = \alpha_a^{vis/uv} (1 - \rho_a^{vis/uv}) + \alpha_a^{vis/uv} \rho_s^{vis/uv} k_m (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_a^{vis/uv})^2 \quad (3.49)$$

y

$$B = (1 - \rho_a^{vis/uv}) (1 - \alpha_a^{vis/uv}) (1 - \rho_s^{vis/uv}) k_m \quad (3.50)$$

El parámetro A representa a la fracción de radiación UV absorbida por la atmósfera y B a la radiación UV absorbida por la superficie terrestre.

Resolviendo la ecuación 3.48 para las temperaturas de la atmósfera (T_a) y de la superficie terrestre (T_s) se tiene que

$$\begin{pmatrix} T_a \\ T_s \end{pmatrix} = \left(\frac{1}{\sigma \alpha_a^{ir} (2 - \alpha_a^{ir})} \begin{pmatrix} (A + \alpha_a^{ir} B) S_o^{vis/uv} + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} + (1 - \alpha_a^{ir}) S_{nr} \\ \alpha_a^{ir} (A + 2B) S_o^{vis/uv} + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} - \alpha_a^{ir} S_{nr} \end{pmatrix} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (3.51)$$

La ecuación anterior describe a las temperaturas atmosférica y superficial en términos de los cinco parámetros radiativos del modelo extendido (tabla 3.2), así como el flujo de energía solar dividido en dos regiones: $S_o^{ir} = 168.948 [Wm^{-2}]$ para el IR y $S_o^{vis/uv} = 173.052 [Wm^{-2}]$ para la región del visible/UV.

Capítulo 4

Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial UV

4.1. Introducción

En este capítulo se presentan las series de tiempo de la irradiancia espectral que incide en la superficie terrestre en las longitudes de onda 305, 315, 324 y 380 nm. Para ello, se han empleado las mediciones del Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono, proporcionadas por la NASA a través de su página web <http://toms.gsfc.nasa.gov>.

4.2. Métodos de medición de la irradiancia solar UV

En la actualidad, la estimación de la irradiancia solar UV que llega a la superficie terrestre puede realizarse, principalmente, de tres formas:

a) Medidas en superficie. La medición de la irradiancia UV mediante instrumentos de superficie permite estudiar su intensidad y su variabilidad temporal en localizaciones determinadas. La principal limitación del análisis de la irradiancia UV mediante estos instrumentos es su reducida cobertura espacial [21, 44, 49]. Por otra parte, la amplia variedad de equipos existentes en el mercado, dificulta la comparación de las medidas registradas por dichos instrumentos [50,

51]. Los instrumentos comúnmente utilizados, clasificados según su resolución espectral, son:

Espectrorradiómetros, que proporcionan valores espectrales de irradiancia UV en la totalidad del espectro UVA y UVB. El componente básico de estos instrumentos es el monocromador, el cual está formado por dos objetivos y un elemento dispersivo [52, 53].

Radiómetros multicanal, los cuales aportan valores de irradiancia UV en varias franjas del espectro UVA y UVB de reducida amplitud [54].

Radiómetros de banda ancha o piranómetros, que proporcionan valores de irradiancia UV integrados en un amplio intervalo de longitudes de onda; estos instrumentos no tienen resolución espectral [53, 55].

b) Estimaciones mediante modelos. El empleo de modelos permite *estimar* la irradiancia UV en la superficie terrestre en lugares y periodos en los que no se dispone de datos experimentales.

Los dos principales tipos de modelos son:

Modelos matemáticos, que mediante la aplicación de leyes físicas explican los distintos procesos de interacción de la radiación solar UV con la atmósfera. Debido a la complejidad de los fenómenos atmosféricos, la precisión de los valores radiativos proporcionados por los modelos matemáticos depende de la información, sobre distintas variables atmosféricas, que los alimente [52, 56].

Modelos empíricos, basados en el ajuste a expresiones matemáticas, las cuales representan la respuesta de la radiación UV (variable dependiente) a variaciones en los principales factores moduladores de dicha radiación (variables independientes). A pesar de que las expresiones que constituyen estos modelos

son menos complejas que la de los modelos matemáticos, los métodos de estimación empíricos resultan muy útiles para predecir el comportamiento de la irradiancia UV en superficie [57, 58].

c) Mediciones satelitales. Las estimaciones de la irradiancia UV que realizan los instrumentos de teledetección a bordo de satélites se basan en la medida del espectro de la radiación solar UV dispersada por la atmósfera hacia el espacio y, además, en la utilización de alguno de los modelos matemáticos existentes. La principal ventaja de la estimación satelital de la radiación UV es su cobertura global. Además, las observaciones desde satélite permiten estimar valores homogéneos de irradiancia UV debido a que éstas se basan en un único instrumento. Algunos autores consideran que las estimaciones proporcionadas por los satélites son menos representativas de las condiciones locales que las medidas registradas en suelo [50, 53, 59, 60].

Los instrumentos en superficie, las estimaciones realizadas mediante modelos y las observaciones realizadas por los instrumentos satelitales se complementan para caracterizar la variabilidad espacial y temporal, así como el análisis de tendencias, de los valores de irradiancia UV.

4.3. Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono (TOMS)

El Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono (TOMS, por sus siglas del inglés) es un instrumento que desde 1978 se ha empleado en el estudio del ozono estratosférico global. Este instrumento ha operado a bordo de dos satélites de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas del inglés): Nimbus-7 (1978-1993) y Earth Probe (1996-2005) [59, 61].

Asimismo, el espectrómetro TOMS ha permitido el monitoreo del dióxido de azufre y cenizas volcánicas, el humo producto de incendios forestales y, lo más

importante para el propósito de esta tesis, el flujo de radiación UV que alcanza a la superficie terrestre [60-62].

El instrumento TOMS mide la irradiancia espectral solar dispersada hacia el espacio por la Tierra en seis canales, entre 312.5 y 380 nm, cada uno de ellos de 1 nm de anchura. Las tres longitudes de onda más cortas (312.5 nm, 317.5 nm y 331.2 nm) son utilizadas para la estimación de la cantidad de ozono en columna, ya que en esas longitudes la absorción de la radiación solar por otros componentes atmosféricos es despreciable frente a la absorción que presenta el ozono.

Este instrumento realiza 35 mediciones cada 8 segundos, produciendo prácticamente 200,000 medidas diarias que cubren toda la superficie terrestre, a excepción de las áreas cercanas a los polos cuando el Sol permanece por debajo del horizonte durante las 24 horas [61]. Su resolución espacial es de 1° de latitud por 1° de longitud [2].

A partir de un modelo matemático de transferencia radiativa, que considera distintas variables atmosféricas y condiciones de medición del instrumento TOMS —latitud, ángulo de visión del satélite, presión atmosférica, albedo de superficie y perfiles de gases y aerosoles atmosféricos—, la NASA genera estimaciones diarias de la irradiancia espectral a nivel de suelo para las longitudes de onda de 305, 315, 324 y 380 nm [2, 56]. Los archivos de datos que contienen estas estimaciones están disponibles en la página web <http://toms.gsfc.nasa.gov>; esta base de datos consta de más de 7,000 archivos para cada longitud de onda, que corresponden a estimaciones diarias realizadas en dos periodos de operación del instrumento: de 1979 a 1993 (Nimbus-7) y de 1996 a 2003 (Earth Probe).

Cada archivo consiste de 2,700 datos organizados en 180 grupos con 15 registros cada uno. Los primeros 14 registros de cada grupo contienen 25 cifras de tres dígitos, seguidas del valor numérico de la latitud central del grupo de datos; el

registro 15 contiene 10 cifras, también de tres dígitos. Cada grupo corresponde a 1° de latitud y cada cifra corresponde a 1° de longitud. Al procesar cada uno de los archivos (apéndice A) se obtiene una matriz de 64,800 celdas (360 x 180) que corresponden a la estimación diaria de la irradiancia espectral superficial, con una resolución espacial de 1° tanto en latitud como en longitud.

4.4. Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial UV

La figura 4.1 muestra la desviación mensual ΔI_s^λ de la irradiancia espectral superficial, promediada global y mensualmente, respecto al valor promedio \bar{I}_s^λ , para cada longitud de onda λ en 305, 315, 324 y 380 nm (apéndice B); se tomó el valor promedio de la irradiancia espectral global del período comprendido entre 1981 y 2003.

Se observa que la irradiancia en las longitudes de onda de 305 y 315 nm presentó un comportamiento oscilante bastante uniforme a lo largo de todo el periodo en estudio. Sin embargo, se observa que a partir de 1998 hubo un aumento en la actividad solar, el cual se refleja en el incremento de la irradiancia espectral en las longitudes de onda de 324 y 380 nm; a partir de 2001 muestra una tendencia descendente que alcanza sus valores mínimos en el año 2003.

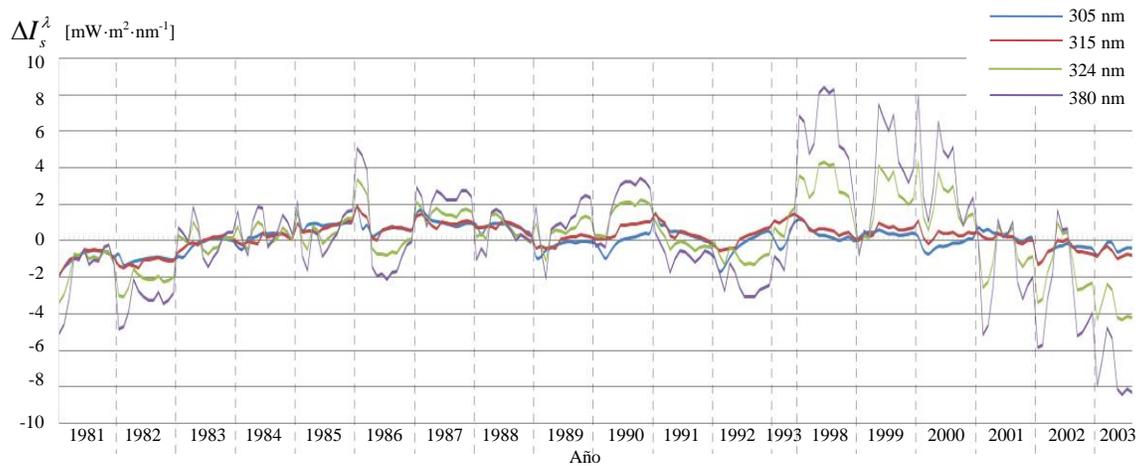


Figura 4.1. Series de tiempo de la irradiancia espectral superficial en 305, 315, 324 y 380 nm.

En la tabla 4.1 se indica el valor medio de la irradiancia espectral superficial \bar{I}_s^λ y su desviación estándar σ , para cada longitud de onda λ . Se observa que ambos valores fueron mayores para la irradiancia en 380 nm, disminuyendo para las longitudes de onda menores.

λ [nm]	\bar{I}_s^λ [mW·m ⁻² ·nm]	σ [mW·m ⁻² ·nm]
305	39.2	0.680
315	61.4	0.711
320	241.9	1.784
380	440.9	3.230

Tabla 4.1 Valor medio y desviación estándar de la irradiancia espectral superficial.

En el apéndice C se muestran los mapas de distribución de la irradiancia espectral superficial a nivel global. Estas gráficas muestran que la irradiancia solar oscila en la dirección definida por las líneas de longitud (meridianos terrestres), entre polo y polo.

Capítulo 5

Variabilidad de la irradiancia espectral UV como factor de cambio de la temperatura global.

5.1. Introducción

En el capítulo anterior se presentaron las series de tiempo de la irradiancia espectral superficial obtenidas a partir de las mediciones del espectrómetro TOMS, para las longitudes de onda 305, 315, 324 y 380 nm.

Por otra parte, en el capítulo tres se presentó un modelo matemático que describe las temperaturas del sistema atmósfera-superficie en función del balance energético terrestre.

En el presente capítulo se hace una estimación de la posible contribución de la variabilidad de la irradiancia espectral en la fluctuación de las temperaturas atmosférica y superficial utilizando el modelo extendido de dos capas, y se hace una comparación con las estimaciones obtenidas mediante el modelo original de Knox. Asimismo, se muestran las series de tiempo de la variabilidad de las temperaturas atmosférica y superficial.

5.2. Variabilidad de las temperaturas atmosférica y superficial

La ecuación 3.51 describe a las temperaturas de la atmósfera y de la superficie terrestre a partir de sus propiedades radiativas (tabla 3.2) y de la irradiancia solar que incide en el tope de la atmósfera dividida en dos regiones espectrales: la región compuesta por el visible y el UV ($S_o^{vis/uv} = 173.052 [Wm^{-2}]$) y la región del IR ($S_o^{ir} = 168.948 [Wm^{-2}]$).

La implementación del modelo es considerablemente razonable si predice las temperaturas medias de la superficie terrestre y de la troposfera utilizando valores de los parámetros radiativos cercanos a valores conocidos [1]. Utilizando los siguientes valores de los parámetros radiativos: $\alpha_a^{vis/uv} = 0.08$, $\alpha_a^{ir} = 0.89$, $\rho_a^{vis/uv} = 0.179$, $\rho_a^{ir} = 0.03$ y $\rho_s^{vis/uv} = 0.103$, se obtuvieron las temperaturas medias de la atmósfera y de la superficie terrestre: $T_a = 266$ K y $T_s = 288$ K, respectivamente. Estos valores definen al “*modelo climático estándar*”, para el cual se ha despreciado la transferencia de calor por medios no radiativos, es decir, $S_{nr} = 0$ [1].

Asimismo, dicha ecuación permite calcular las fluctuaciones en las temperaturas atmosférica y superficial originadas por la variabilidad $\Delta S_o^{vis/uv}$ de la irradiancia solar extraterrestre, es decir

$$\begin{pmatrix} T_a \pm \Delta T_a \\ T_s \pm \Delta T_s \end{pmatrix} = \left(\frac{1}{\sigma \alpha_a^{ir} (2 - \alpha_a^{ir})} \begin{pmatrix} (A + \alpha_a^{ir} B) (S_o^{vis/uv} \pm \Delta S_o^{vis/uv}) + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} + (1 - \alpha_a^{ir}) S_{nr} \\ \alpha_a^{ir} (A + 2B) (S_o^{vis/uv} \pm \Delta S_o^{vis/uv}) + \alpha_a^{ir} (1 - \rho_a^{ir}) (2 - \alpha_a^{ir}) S_o^{ir} - \alpha_a^{ir} S_{nr} \end{pmatrix} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (5.1)$$

donde ΔT_a y ΔT_s representan la variabilidad de las temperaturas atmosférica y superficial alrededor de sus respectivos valores promedio, T_a y T_s .

Por otra parte, la ecuación 3.20 describe la relación entre la irradiancia solar extraterrestre $S_o^{vis/uv}$ y la irradiancia solar en la superficie del planeta $I_s^{vis/uv}$, en la región del espectro visible/UV; por tanto, la variabilidad de la irradiancia solar extraterrestre $\Delta S_o^{vis/uv}$ en términos de la variabilidad de la irradiancia superficial $\Delta I_s^{vis/uv}$ está dada por

$$\Delta S_o^{vis/uv} = \frac{\Delta I_s^{vis/uv}}{(1 - \alpha_a^{vis/uv})(1 - \rho_a^{vis/uv})k_m} \quad (5.2)$$

En conjunto, las ecuaciones 5.1 y 5.2 permiten estimar las fluctuaciones de las temperaturas atmosférica y superficial a partir de las mediciones de irradiancia superficial realizadas por el instrumento TOMS (figura 4.1).

En este sentido, las figuras 5.1-5.4 muestran las fluctuaciones en la temperatura de la superficie terrestre originadas por la variabilidad de la irradiancia solar espectral en las longitudes de onda de 305, 315, 324 y 380 nm, respectivamente. Mientras que las figuras 5.5-5.8 muestran las fluctuaciones en la temperatura atmosférica. Todas las figuras muestran los perfiles de la variabilidad de la temperatura obtenidos tanto con el modelo original de Knox, así como con el modelo extendido propuesto en esta tesis.

Las figuras 5.1 y 5.5 muestran las fluctuaciones de las temperaturas superficial y atmosférica, respectivamente, originadas por la variabilidad de la irradiancia en 305 nm. Según el modelo propuesto, la variabilidad de la temperatura superficial es de ± 0.0048 K y la de la atmósfera es de ± 0.0032 K.

Asimismo, las figuras 5.2 y 5.6 muestran las fluctuaciones de las temperaturas superficial y atmosférica originadas por la variabilidad de la irradiancia en 315 nm. La variabilidad de la temperatura superficial es de ± 0.0051 K y la de la atmósfera es de ± 0.0034 K.

En el caso de la irradiancia en 324 nm, ésta provocó fluctuaciones de ± 0.0113 K en la temperatura de la superficie terrestre (figura 5.3) y ± 0.0076 K en la de la atmósfera (figura 5.7). Mientras que la irradiancia en 380 nm provocó fluctuaciones de ± 0.0222 K en la temperatura de la superficie terrestre (figura 5.4) y ± 0.0149 K en la temperatura de la atmósfera (figura 5.8).

En este sentido, se observa que la variabilidad de la irradiancia espectral solar en las longitudes de onda más largas provoca una mayor fluctuación en las temperaturas superficial y atmosférica, en comparación a la provocada por las longitudes de onda más cortas. Es decir, mientras que las variaciones de la irradiancia en 305 y 315 nm provocaron fluctuaciones de temperatura en algunas milésimas de grado, las variaciones de la irradiancia en 324 y 380 nm provocaron fluctuaciones de temperatura de centésimas de grado, en especial a partir de 1998.

Asimismo, se observa que la influencia de la variabilidad de la irradiancia espectral es mayor en la temperatura de la superficie que en la de la atmósfera; esta diferencia es de algunas milésimas de grado.

Por otra parte, en las tablas 5.1 y 5.2 se indica la variabilidad máxima en las temperaturas atmosférica y superficial respecto a las temperaturas medias, calculadas tanto con el modelo de Knox como con el modelo extendido. Los resultados obtenidos con ambos modelos difieren en el orden de 10^{-4} K para las longitudes de onda más cortas (305 y 315 nm) y en el orden de 10^{-3} K para las longitudes de onda más largas (324 y 380 nm).

λ [nm]	Variabilidad máxima en la temperatura superficial ΔT_s [K]	
	Modelo de Knox	Modelo extendido
305	± 0.0046	± 0.0048
315	± 0.0048	± 0.0051
320	± 0.0106	± 0.0113
380	± 0.0209	± 0.0222

Tabla 5.1 Variabilidad máxima en la temperatura superficial.

λ [nm]	Variabilidad máxima en la temperatura atmosférica ΔT_a [K]	
	Modelo de Knox	Modelo extendido
305	± 0.0039	± 0.0032
315	± 0.0041	± 0.0034
320	± 0.0091	± 0.0076
380	± 0.0178	± 0.0149

Tabla 5.2 Variabilidad máxima en la temperatura atmosférica.

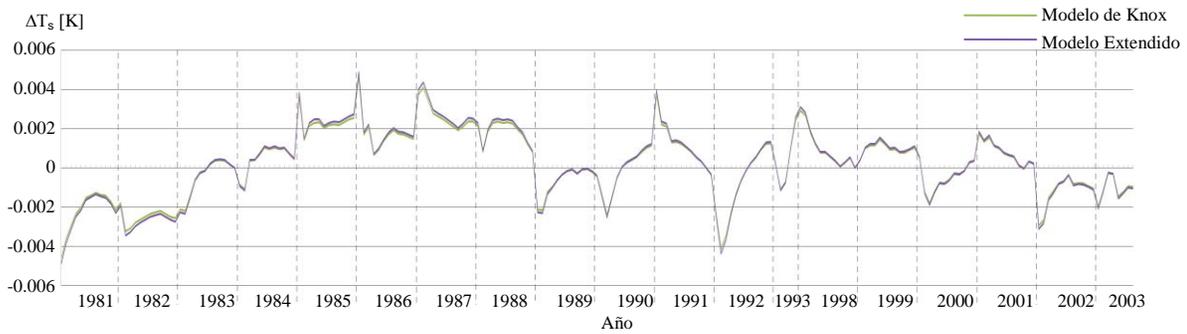


Figura 5.1. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 305 nm.

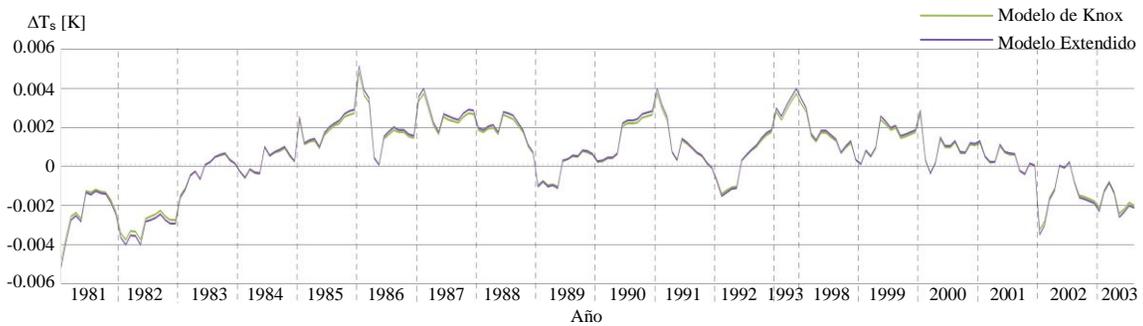


Figura 5.2. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 315 nm.

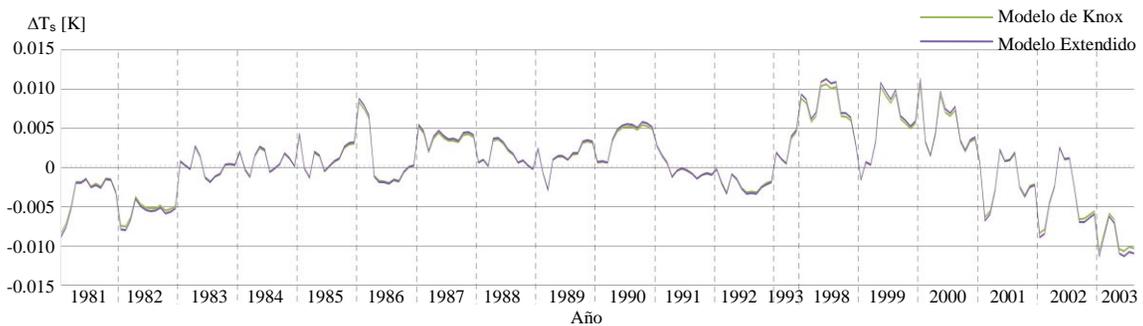


Figura 5.3. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 324 nm.

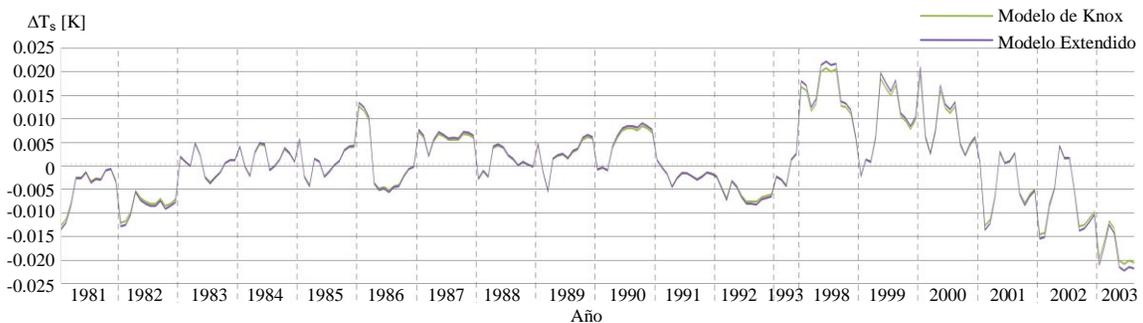


Figura 5.4. Anomalía en la temperatura superficial originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 380 nm.

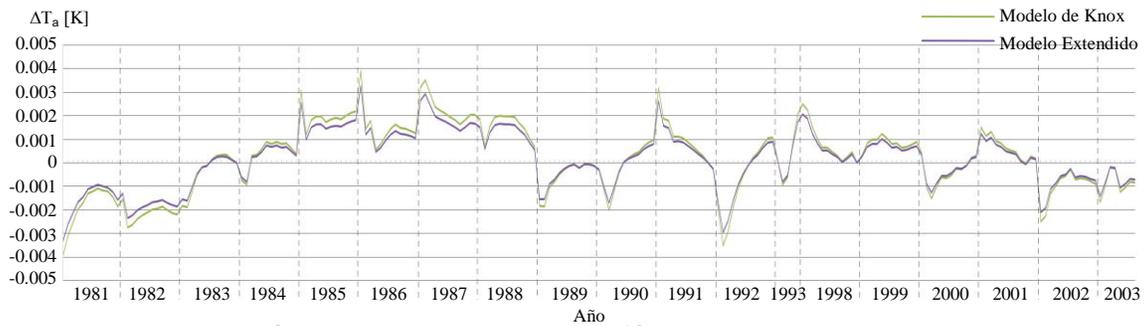


Figura 5.5. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 305 nm.

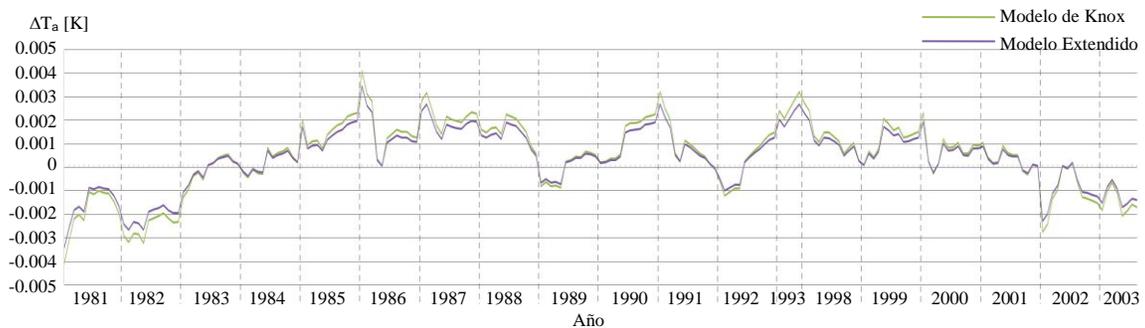


Figura 5.6. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 315 nm.

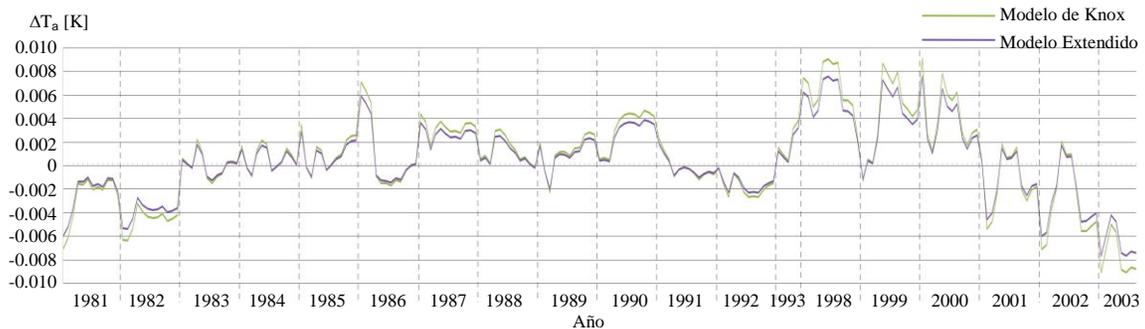


Figura 5.7. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 324 nm.

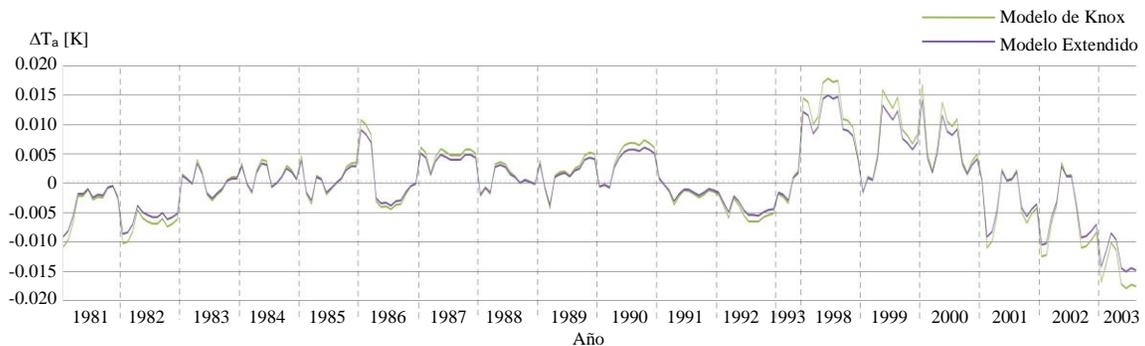


Figura 5.8. Anomalía en la temperatura atmosférica originada por la variabilidad de la irradiancia espectral en 380 nm.

Capítulo 6

Conclusiones.

- Se analizó el modelo matemático de Knox, el cual permite reconstruir las temperaturas medias de la atmósfera y de la superficie terrestre a partir de los procesos de transferencia de energía electromagnética que se suceden entre ambas capas y del balance energético del planeta. También se presentó una modificación al modelo propuesto por Knox al considerar la reflectividad infrarroja de la atmósfera como un parámetro radiativo adicional a los considerados en el modelo original, y se consideró la influencia de la radiación solar infrarroja en el balance de energía.

- Se generaron mapas de distribución global y series de tiempo de la irradiancia espectral superficial para las longitudes de onda 305, 315, 324 y 380 nm, a partir de las mediciones del Espectrómetro para el Monitoreo Total de Ozono de la NASA.

Los mapas de distribución y las series de tiempo muestran fluctuaciones en la irradiancia espectral solar que incide en la superficie del planeta. Estas gráficas permiten observar un incremento considerable en la actividad solar a partir de 1998, el cual se refleja principalmente en las longitudes de onda de 324 y 380 nm.

- Utilizando el modelo modificado de Knox se obtuvieron las series de tiempo de la variabilidad de la temperatura global en la superficie terrestre y en la atmósfera. Estas gráficas muestran que el periodo posterior a 1998 estuvo caracterizado por oscilaciones de temperatura con niveles mayores a los alcanzados en el periodo anterior a dicho año.

El periodo 1998-2000 presentó un aumento en la actividad solar, por lo que la irradiancia espectral fomentó un incremento en las temperaturas atmosférica y superficial mayor que en años anteriores, en especial las longitudes de onda de 324 y 380 nm. A partir del año 2001, la disminución en la actividad solar promovió una tendencia descendente en las temperaturas, alcanzando sus valores mínimos en el año 2003. Según las estimaciones obtenidas en este trabajo, las fluctuaciones de la irradiancia espectral en 380 nm provocaron cambios de temperatura de ± 0.0222 K en la superficie terrestre y de 0.0149 K en la atmósfera. La irradiancia espectral en 324 nm provocó cambios de temperatura de ± 0.0113 K en la superficie y de ± 0.0076 K en la atmósfera; mientras que la irradiancia en las dos longitudes de onda restantes (305 y 315 nm) provocaron cambios de temperatura de algunas milésimas de grado (tablas 5.1 y 5.2).

- Las estimaciones de la variabilidad de las temperaturas atmosférica y superficial obtenidas tanto con el modelo original de Knox como con el modelo modificado en esta tesis difieren en el orden de 10^{-4} K para las longitudes de onda más cortas (305 y 315 nm) y en el orden de 10^{-3} K para las longitudes de onda más largas (324 y 380 nm).
- El incremento en el CO_2 no puede explicar por si mismo las anomalías de temperatura del sistema climático terrestre (figuras 6.1 y 6.2); por ejemplo, el incremento del CO_2 que se ha dado a partir del año 2000, no ha estado acompañado de un incremento proporcional en las temperaturas del planeta.

Esto nos hace suponer que la variabilidad de la irradiancia solar es un factor modulador del cambio climático, que podría contribuir en el aumento y disminución de la temperatura tal y como lo muestran las series de tiempo de temperatura obtenidas en este trabajo (figuras 5.1-5.8); lo anterior explicaría, en parte, el por qué no se han registrados temperaturas mayores a 1998, ante el constante incremento y acumulación de CO_2 .

Por tanto, consideramos que el efecto de la variabilidad de la actividad solar debe tomarse en cuenta cuando se aborda el problema del cambio climático y debe ser considerado en los modelos matemáticos climatológicos.

- El Programa de Estaciones Meteorológicas del Bachillerato Universitario (PEMBU) consta de una red de 20 estaciones, de las cuales cinco se encuentran en los planteles del Colegio de Ciencias y Humanidades (CCH) de la UNAM. El estudio realizado en esta tesis permitirá apoyar los estudios climáticos realizados por el PEMBU, con el objetivo de acercar a los alumnos del CCH a las ciencias ambientales, en especial a los temas relacionados con el clima terrestre, los modelos climáticos y la radiación solar.

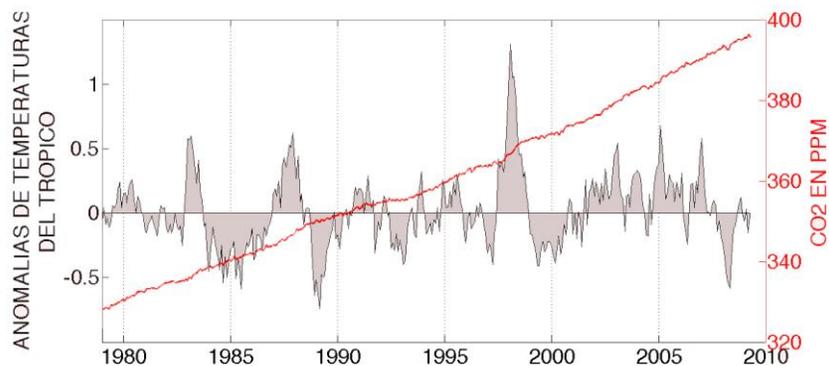


Figura 6.1. Anomalías en la temperatura del Trópico y concentración de CO₂ en partes por millón [63].

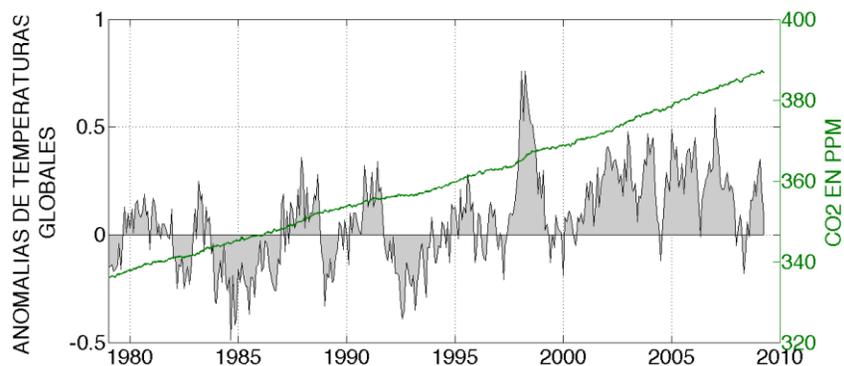


Figura 6.2. Anomalías en la temperatura global y concentración de CO₂ en partes por millón [63].

Apéndice A

Procesamiento de los archivos de datos del instrumento TOMS. Estimación de la irradiancia espectral global.

```
n=1;
dataString = '';
dataValue = 0;

% Lectura de cada uno de los sub-directorios
% contenedores de los archivos TOMS.
yearArray = dir(['*'])
lengthYearArray = length(yearArray);
for indexYearArray = [1:lengthYearArray];

    yearPath = [yearArray(indexYearArray).name];
    dayPath = [rootPath yearPath];
    cd (dayPath)

    % Lectura de los archivos de datos contenidos en cada sub-directorio
    dayArray = dir([sufix]) ;
    lengthDayArray = length(dayArray);
    for indexDayArray = [1:lengthDayArray];

        inputFile = [dayArray(indexDayArray).name];
        fidin = fopen(inputFile, 'rt'); % Archivo de entrada

        outputFile = [inputFile '.txt' ]; % Archivo de salida

        fidcalc = fopen(outputFile, 'w');

        for i=1:2700 % 2700 es el número de líneas en los archivos de
            % entrada; cada 15 líneas representan 1 en latitud
            %Lectura línea a línea del archivo de datos
            iLine = fgetl(fidin);
            % Borrado de caracteres especiales y etiqueta de latitud
            iLine = regexprep(iLine, '(\s)', '');
            iLine = regexprep(iLine, '-', ''); %
            repstr = 'lat=(\d\d).(\d)';
            iLine = regexprep(iLine, repstr, '');

            if (~mod(i,15))
                dataInLn=30; % En la línea 15 existen 30 datos
            else
                dataInLn=75; % En otras líneas existen 75 datos
            end

            for k=1:dataInLn
```

```

dataString = [dataString iLine(k) ];
if (~mod(k,3))
    n = n+1;
    if (strcmp(dataString, '999')) % Sin medición de
                                    %irradiancia
        dataValue = '0';
        fprintf(fidcalc,num2str(dataValue));
    else % Cálculo del valor de irradiancia
        dataValue = (str2num([dataString(2),
dataString(3)])/10)*(10^str2num(dataString(1)));
        fprintf(fidcalc,num2str(dataValue));
    end
    if ((~mod(i,15))&& (k==dataInLn) )
        fprintf(fidcalc,'\n');
    else
        fprintf(fidcalc,' ');
    end
    dataString = '';
end
end
n = 1;
end
fclose(fidin);
fclose(fidcalc);
delete (inputFile);
end
end
clear

```

Apéndice B

Series de tiempo y mapas de distribución mensual de la irradiancia espectral superficial.

```
% Lectura de cada uno de los directorios de datos
yearArray = dir(['*']);
lengthYearArray = length(yearArray);

for indexYearArray = [1:lengthYearArray];

    monthCounter = 0;
    yearFolder = [yearArray(indexYearArray).name];
    yearPath = [rootPath yearFolder];
    cd (yearPath)
    year = strrep(pwd, [rootPath 'y'] , '');
    monthArray = ['*01??'; '*02??'; '*03??'; '*04??'; '*05??'; '*06??';
'*07??'; '*08??'; '*09??'; '*10??'; '*11??'; '*12??'];
    monthName = strvcats('January', 'February', 'March', 'April', 'May',
'June', 'July', 'August', 'September', 'October', 'November',
'December');
    monthNumber = strvcats('01', '02', '03', '04', '05', '06', '07',
'08', '09', '10', '11', '12');
    dayNumber = strvcats('01', '02', '03', '04', '05', '06', '07', '08',
'09', '10', '11', '12', '13', '14', '15', '16', '17', '18', '19', '20',
'21', '22', '23', '24', '25', '26', '27', '28', '29', '30', '31');

    for i=1:12 % 12 meses del año
        yearMonth = [year monthNumber(i,:)]
        daysArray = dir([prefix monthArray(i,:) sufix]);
        lengthDaysArray = length(daysArray); %
        sMonthMatrix = zeros(180, 360);
        pMonthMatrix = zeros(180, 360);
        % Lectura de archivos del mes analizado
        if (lengthDaysArray) datos
            monthCounter = monthCounter + 1 ;

            for indexDaysArray = [1:lengthDaysArray];
                inputFile = [daysArray(indexDaysArray).name]; % Archivo
                                                                    %de datos del día i-ésimo
                load (inputFile);
                dayMatrix = eval([regexprep(inputFile, sufix, '') ,
'(:, :)']);
                dayMatrix = [dayMatrix(:,181:360) dayMatrix(:,1:180)];

                sMonthMatrix = sMonthMatrix + dayMatrix; % Matriz de suma
                                                                    %mensual
            end
        end
    end
end
```

```

pMonthMatrix = sMonthMatrix / lengthDaysArray; % Matriz de
                                                %promedio mensual

% Archivo txt de promedio mensual
outputFile = ['prom' yearMonth '.txt' ];
fidcalc = fopen(outputFile, 'w');
for k = 1:180
    for l= 1:360
        fprintf(fidcalc,num2str(pMonthMatrix(k,l)));
        if (mod(l,360))
            fprintf(fidcalc, ' ');
        else
            fprintf(fidcalc, '\n');
        end
    end
end
fclose(fidcalc);

% Gráfica png de promedio mensual
load geoid
figure
axesm eckert4;
framem; gridm;
plabel; mlabel('MlabelLocation',60);
geoshow(pMonthMatrix ,geoidrefvec, 'DisplayType',
'texturemap' )
axis off
load coast
framem('FEdgeColor','black','FLineWidth',1)
plotm(lat,long,'LineWidth',2,'Color','black')
hcb = colorbar('horiz');
set(get(hcb,'Xlabel'),'String',[strrep(monthName(i,:), ' ','')
', ' year])
hold off
saveas(gcf, [yearMonth], 'png')
close
end % End If
end % End For
end % End for

```

Apéndice C

Mapas de distribución global de la irradiancia espectral superficial. Promedios mensuales del año 2000.

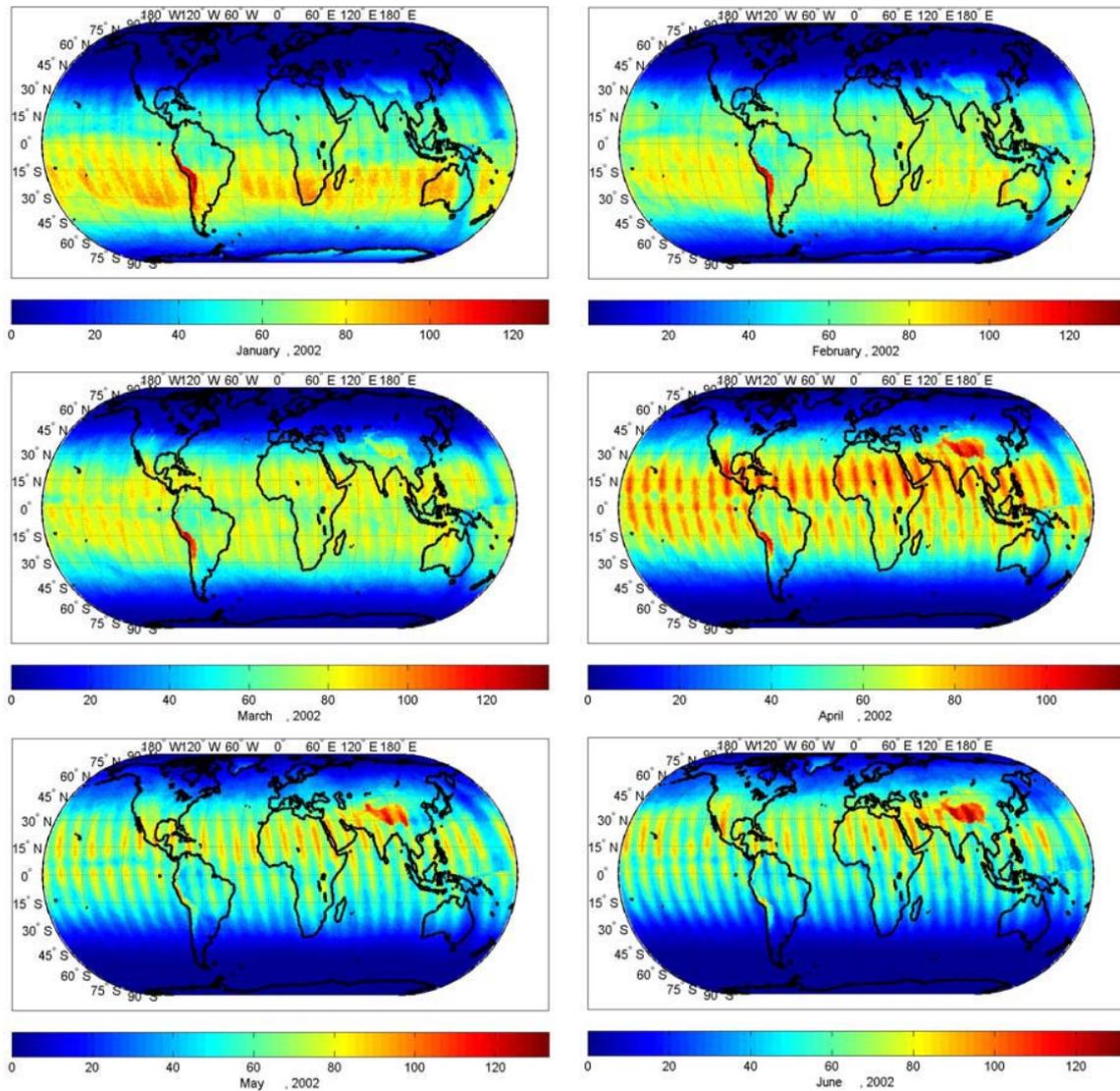


Figura 7.1. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 305$ nm. Periodo de enero a junio de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

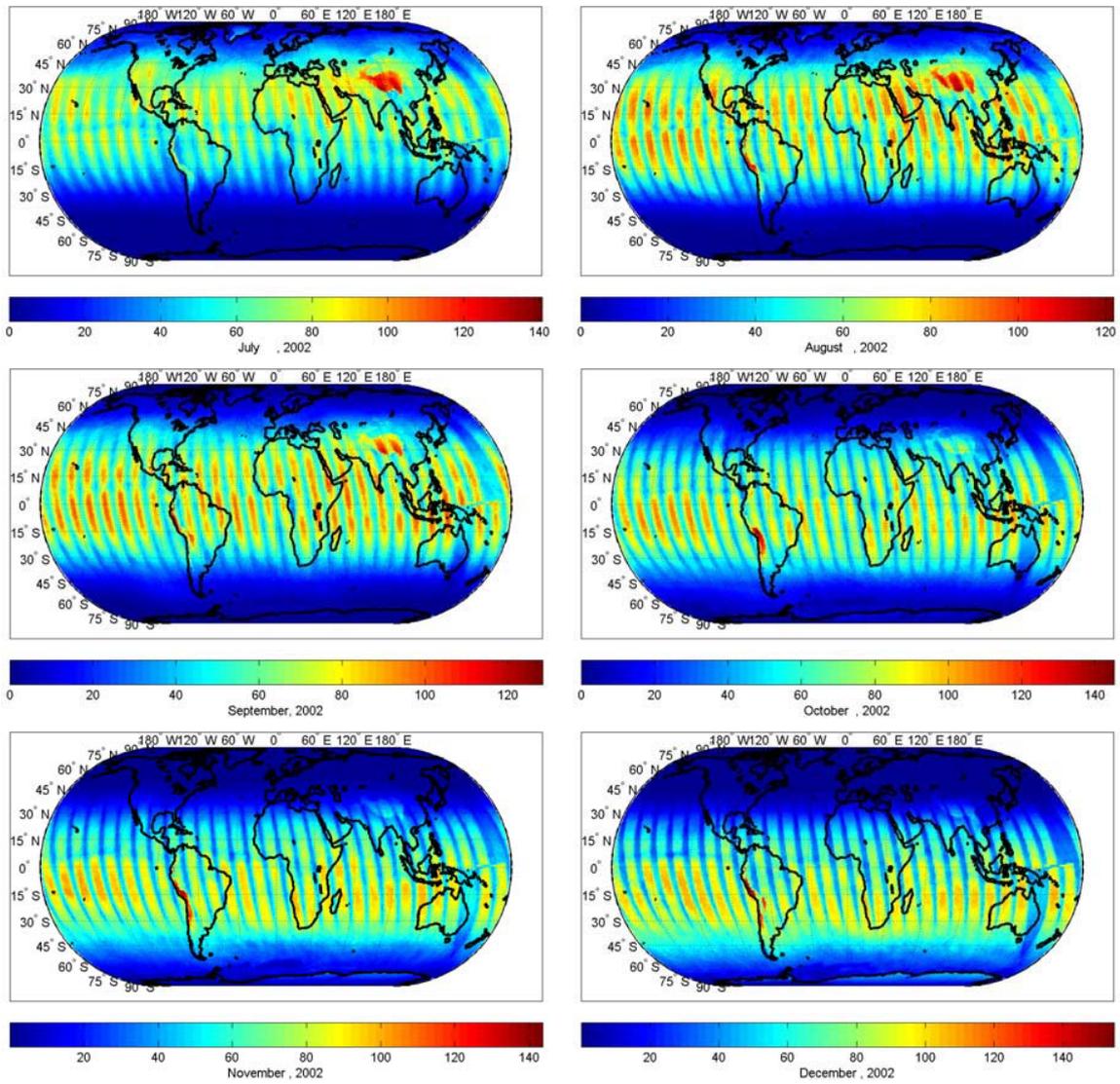


Figura 7.2 Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda=305$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

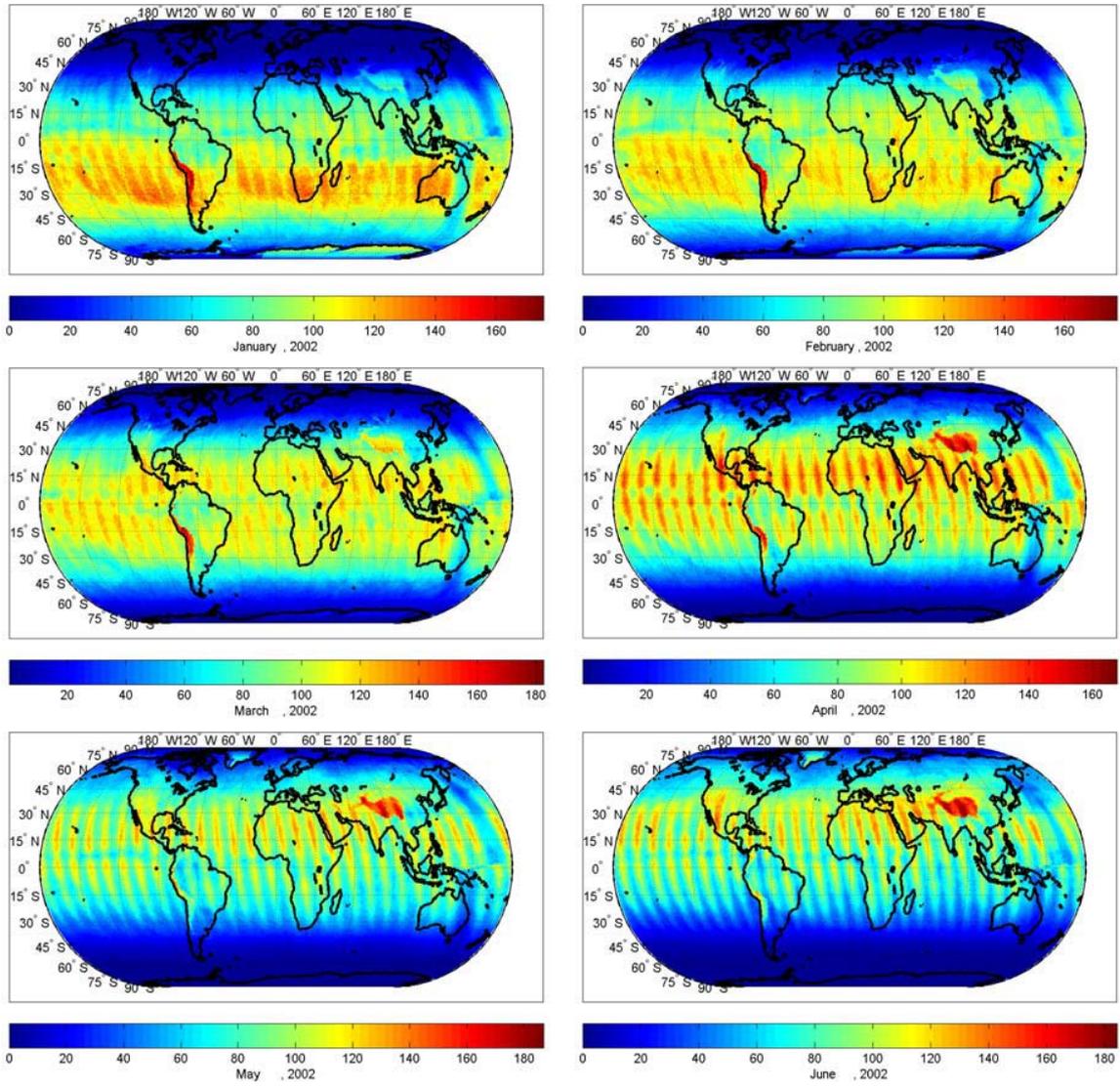


Figura 7.3. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda=315$ nm. Periodo de enero a junio de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

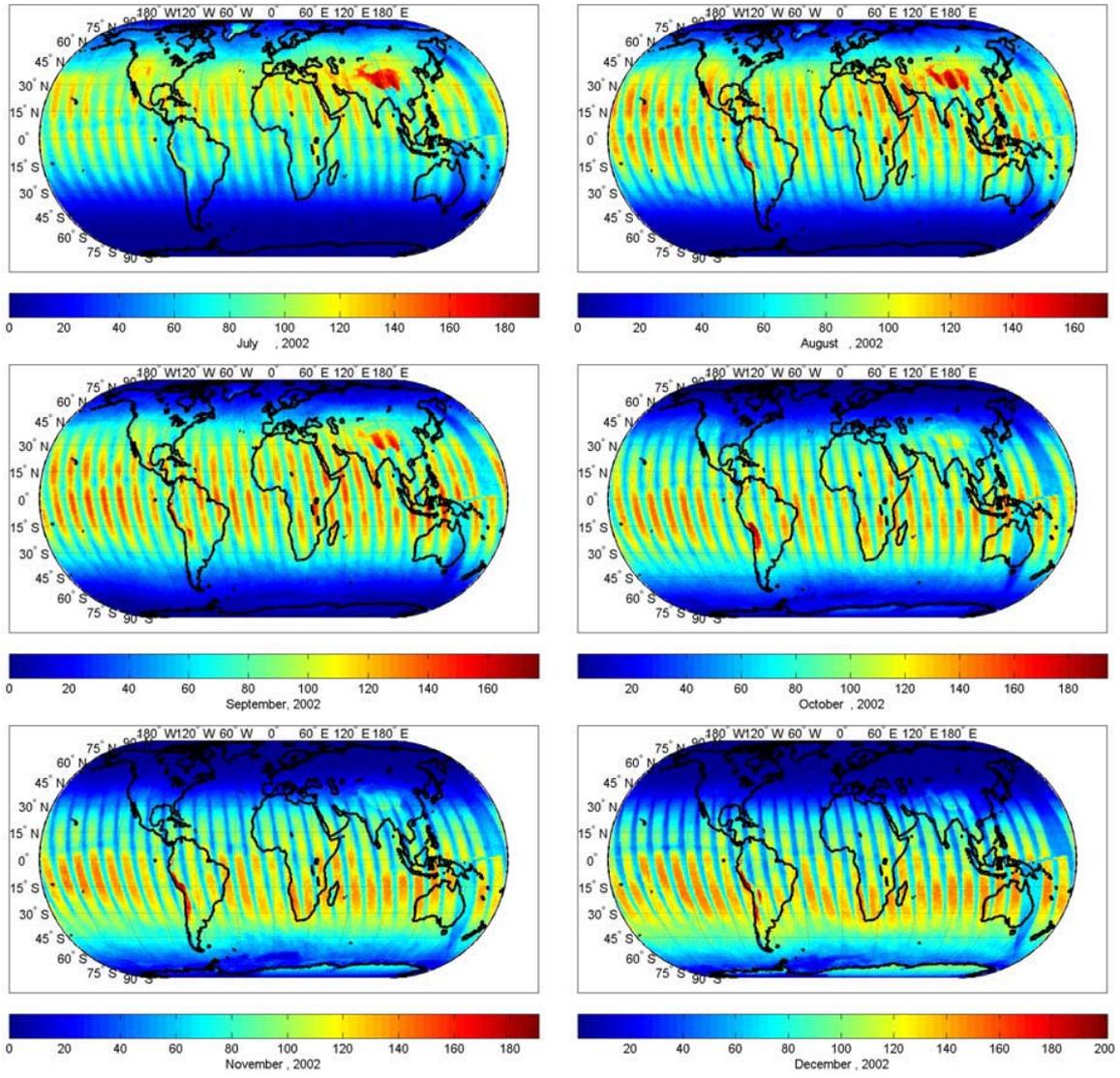


Figura 7.4. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda=315 \text{ nm}$. Periodo de julio a diciembre de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

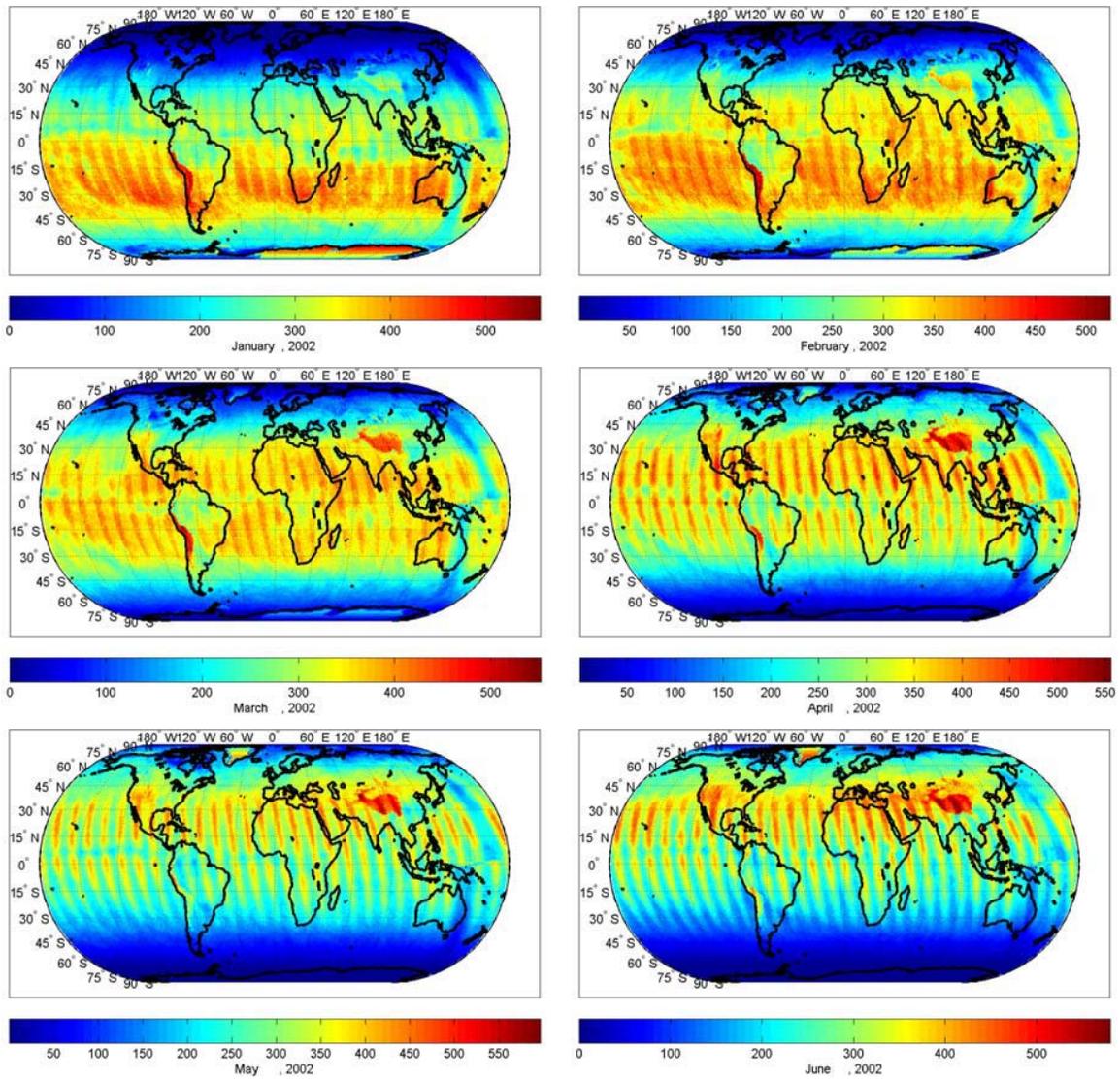


Figura 7.5. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 324 \text{ nm}$. Periodo de enero a junio de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

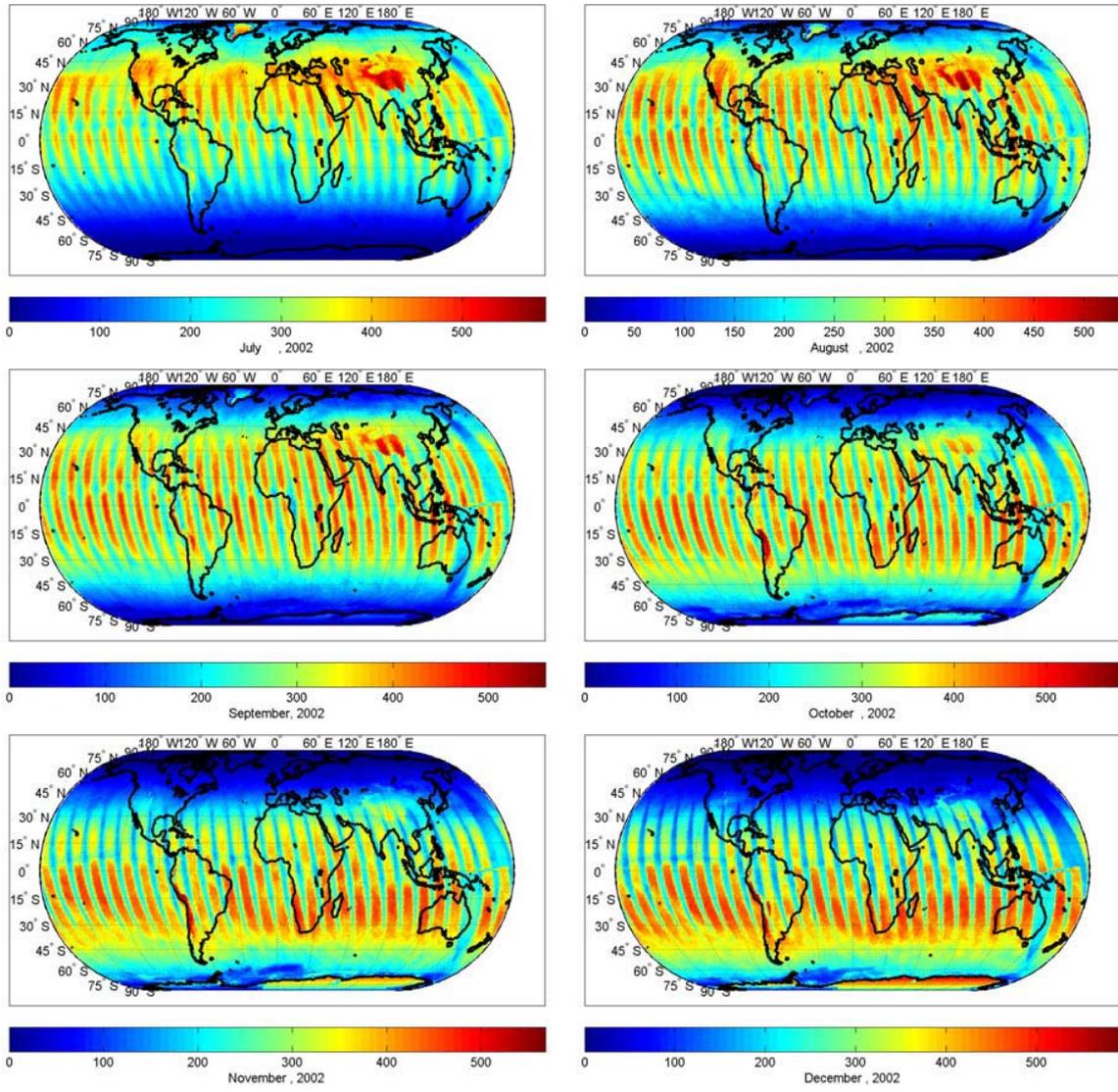


Figura 7.6. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda=324$ nm. Periodo de julio a diciembre de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

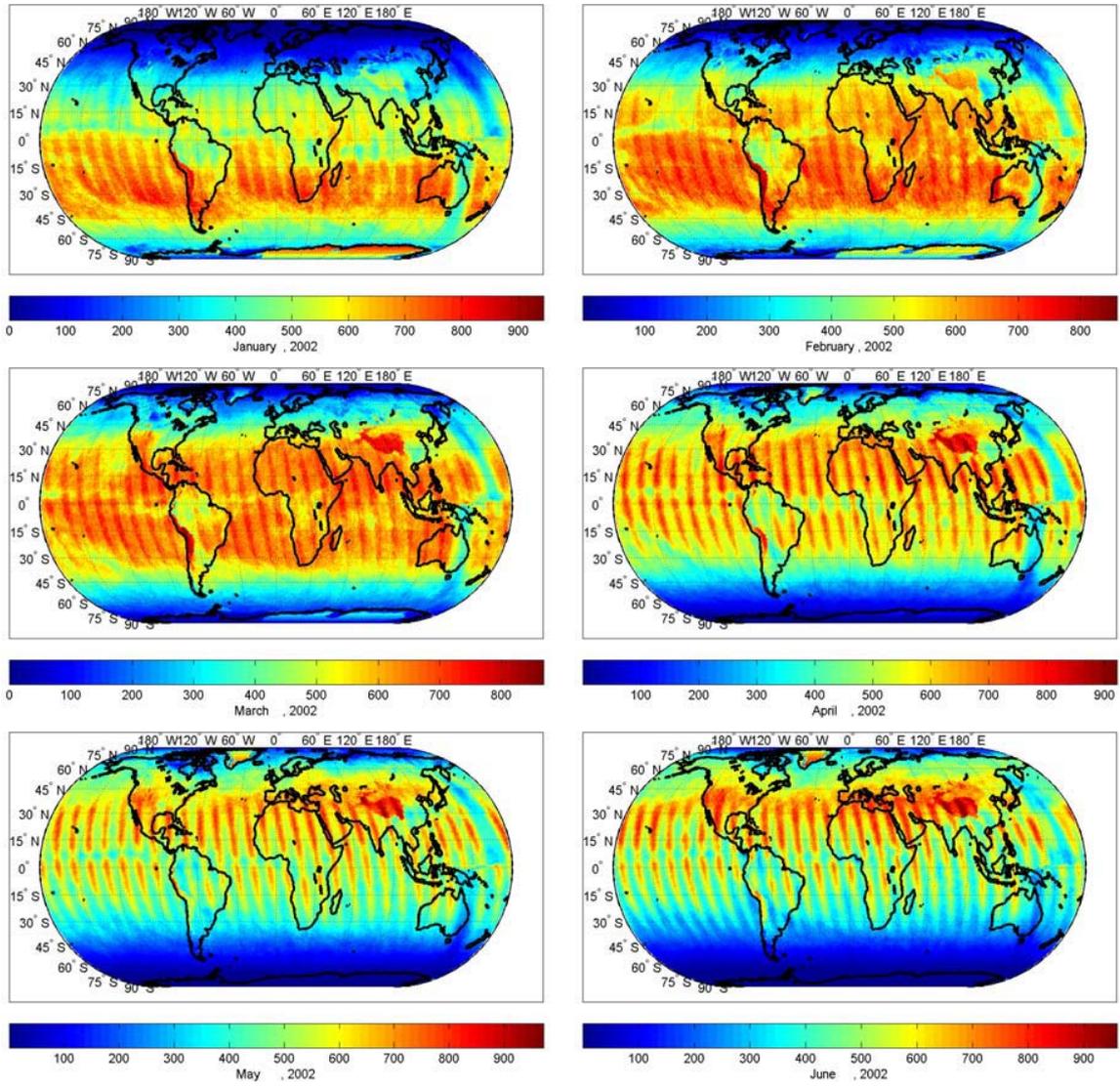


Figura 7.7. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda=380$ nm. Periodo de enero a junio de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

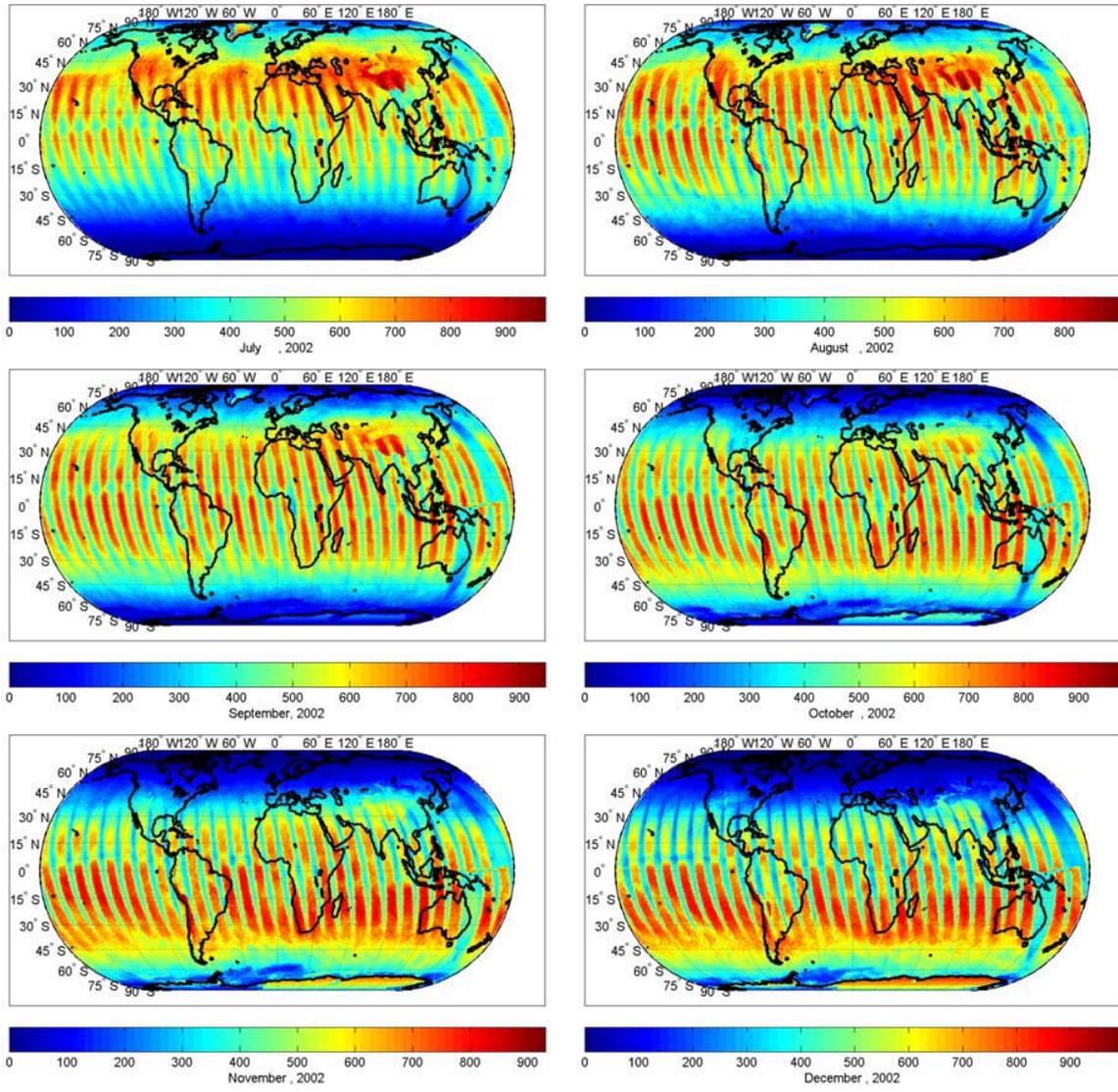


Figura 7.8. Mapas de distribución de la irradiancia espectral en superficie para $\lambda = 380 \text{ nm}$. Periodo de julio a diciembre de 2000 (unidades: $\text{mWm}^{-2}\text{nm}^{-1}$).

Referencias

1. R. S. Knox, "Physical aspects of the greenhouse effect and global warming," *Am. J. Phys.* **67** (1999).
2. "http://toms.gsfc.nasa.gov/ery_uv/new_uv/1README.UV," Última fecha de acceso: 25 de febrero de 2009.
3. "Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE)," NASA. SORCE Fact Sheet #FS-2002-12-052-GSFC ((2002)
4. R. W. Spencer, "Global Warming: What you haven't been told," *Clare Boothe Luce Policy Institute* **7** (2007).
5. J. D. Haigh, "The effects of solar variability on the Earth's climate," *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* (2003).
6. T. Egorova, et al., "Effects of solar UV flux variability on climate," *Geophysical Research Abstracts* **5** (2003).
7. S.K. Solanki and M. Fligge, "Reconstruction of past solar irradiance," *Space Science Reviews* (2000).
8. J. Beer, "Solar variability and climate change," *Mem. S.A.It.* **76** (2005).
9. E. Bard and M. Frank, "Climate change and solar variability: What's new under the sun?," Elsevier. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 1-14 (2006).
10. "U. S. Senate Minority Report: More Than 650 International Scientists Dissent Over Man-Made Global Warming Claims Scientists Continue to Debunk "Consensus" in 2008," **48** (2008).
11. LeTreut, et al., "Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change," (2007).
12. W. O'Keefe and J. Kueter, "Climate models: A primer," *The George C. Marshall Institute* (2004).
13. P. Brekke, "Closing remarks on the Sun influence on climate changes," in *Mem. S.A.It.* **76**.
14. G. Rottman, "Measurement of total and spectral solar irradiance," *Springer. Space Science Reviews* **135**, 39-51 (2006).
15. J. T. Kiehl and K. E. Trenberth, "Earth's Annual Global Mean Energy Budget," *Bulletin of the American Meteorological Society* (1997).
16. J. M. Cram and R. A. Pielke, "Further comparison of two synoptic surface wind and pressure analysis methods," *American Meteorological Society* (1988).
17. "Climate change. Tampering with the Earth's Thermostat," *Environment Canada*, ISBN En56-143/141-2007E2978-2000-2662-45065-45068 (2007).

18. V. M. Ramírez, "Estudio teórico de mecanismos de oxidación de interés en química atmosférica: Reacciones de terpenos, isopreno y productos derivados," Universitat de València (2005).
19. I. Camilloni and C. Vera, "La atmósfera," Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología, Argentina. (2008).
20. E. Hecht, "Optics," Addison-Wesley (2001).
21. A. Tanskanen, "Modeling of surface UV radiation using satellite data," Finnish Meteorological Institute (2008).
22. J. L. P. V., et al., "Spectral signature of ultraviolet solar irradiance in Zacatecas," *Geofísica Internacional* **45**, 263-269 (2006).
23. S. Gil-López, "Determinación del ozono atmosférico de las medidas de MIPAS/ENVISAT," Universidad de Granada. Instituto de Astrofísica de Andalucía (2006).
24. M. Navarro-Comas, et al., "Ozono Superficial en la Base Antártica Belgrano," 6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica (2008).
25. "Contaminación del aire y cambio climático: Desarrollo de un marco para estrategias de co-beneficios integradas," Foro Mundial de Contaminación Atmosférica (2008).
26. W. L. Nicholson, et al., "The solar UV environment and bacterial spore UV resistance: considerations for Earth-to-Mars transport by natural processes and human spaceflight," Elsevier. *Mutation Research* **571** (2005).
27. S. Kazadzis A. Bais and D. B. V. Amiridis, "Nine years of UV aerosol optical depth measurements at Thessaloniki, Greece," *Atmos. Chem. Phys.* **7** (2007).
28. R. Vergaz-Benito, "Caracterización de los aerosoles atmosféricos," *Óptica Pura y Aplicada* **34** (2001).
29. J. M. Paruelo, "Principios Básicos de Percepción Remota," Cartografía, Sistemas de Información Geográficos y Teledetección (2007).
30. M. Antón, et al., "Ampliación del modelo de Angstrom-Black para una mejor estimación de la irradiancia UV eritemática en Badajoz (España)," Universidad de Extremadura (2002).
31. K. Mohanakumar, "Stratosphere troposphere interactions," Springer (2008).
32. R. W. Noyes, "El Sol, nuestra estrella," Editores Asociados Mexicanos, S.A. (1985).
33. B. Mendoza, et al., "Introducción a la física espacial," Dir. Gral. de Publ. UNAM (2008).
34. J. L. Lean, "Short term, direct indices of solar variability," *Space Science Reviews* **94**, 39-51 (2000).
35. S. S. De, et al., "Solar Flare Effects on Propagation of Sferics and Transmitted Signal," *Bulg. J. Phys.* **35**, 153–162 (2008).

36. A. Krivolutsky, et al., "Ionization of the atmosphere caused by solar protons and its influence on ozonosphere of the Earth during 1994–2003," Elsevier. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **67** (2005).
37. A. Garcia-Rigo, et al., "Real Time Ionospheric TEC monitoring method applied to detect Solar Flares," EGU General Assembly 2008. *Geophysical Research Abstracts* **10** (2008).
38. P. Foukal, "What determines the relative areas of spots and faculae on sun-like stars?," *The Astrophysical Journal* **500**, 958-965 (1998).
39. J. H. Lienhard, "A heat transfer textbook," Phlogiston Press, 26-35 (2008).
40. D. Q. Kern, "Procesos de transferencia de calor," Compañía Editorial Continental, S.A. de C.V. (1999).
41. J. P. Holman, "Transferencia de calor," Compañía Editorial Continental, S.A. de C.V. (1999).
42. Y. A. Cengel and M. A. Boles, "Termodinámica," McGraw-Hill Interamericana (2003).
43. A. Tanskanen and T. Manninen, "Effective UV surface albedo of seasonally snow-covered lands," *Atmos. Chem. Phys.* **7**, 2759–2764 (2007).
44. P. Weihs, et al., "Measurements of the reflectivity in the ultraviolet and visible wavelength range in a mountainous region," Nuclear Technology Publishing. *Radiation Protection Dosimetry* **91**, 193-195 (2000).
45. O. Meinander, et al., "UV albedo of arctic snow in spring," *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **8**, 4155–4198 (2008).
46. "<http://www.um.es/geograf/sigmur/teledet/>," Última fecha de acceso: 25 de marzo de 2009.
47. R. Wagener and S. E. Schwartz, "Comparison of seasonal and zonal patterns of the direct and indirect radiative forcing of climate by aerosols," 5th Atmospheric Radiation Measurement Science Team Meeting. San Diego, CA (1995).
48. R. Chadysiene, et al., "Ultraviolet radiation and ground-level ozone variation in Lithuania," *Journal of Environmental Engineering and Landscape Management* (2005).
49. E. Luccini, et al., "Ultraviolet climatology over Argentina," *Journal of Geophysical Research* **111** (2006).
50. J. DeLuisi, et al., "On the correspondence between surface UV observations and TOMS determinations of surface UV: a potential method for quality evaluating world surface UV observations," *Annals of Geophysics* **46** (2003).
51. K. Leszczynski, et al., "Erythemally Weighted Radiometers in Solar UV Monitoring: Results from the WMO/STUK Intercomparison," *Photochem. Photobiol.* **67**, 212-221 (1997).

52. J. J. Michalsky and P. W. Kiedron, "Comparison of UV-RSS spectral measurements and TUV model runs for clear skies for the May 2003 ARM aerosol intensive observation period," *Atmos. Chem. Phys.* **8**, 1813–1821 (2008).
53. V. Buchard, et al., "Comparison of OMI ozone and UV irradiance data with ground-based measurements at two French sites," *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **8**, 4309–4351 (2008).
54. C. Torres, et al., "Utilización del radiómetro multicanal de ancho de banda moderada NILU-UV6 en la red antártica del proyecto MAR ", 3^a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica (2002).
55. K. Leszczynski, "Advances in traceability of solar ultraviolet radiation measurements," University of Helsinki (2002).
56. P. Stammes and R. Noordhoek, "OMI Algorithm Theoretical Basis Document: Clouds, Aerosols, and Surface UV Irradiance. ", OMI-ATBD-03, **vol. 3** (2002).
57. P. Foukal and J. Lean, "An Empirical Model of Total Solar Irradiance Variation Between 1874 and 1988," *Science* **247**, 556 - 558 (1990).
58. A. A. L. Maduekwe and M. A. C. Chendo, "Empirical models for predicting the direct normal solar irradiance on a horizontal surface in lagos," *International Centre for Theoretical Physics* (1993).
59. J. R. Herman, et al., "Distribution of UV radiation at the Earth's surface from TOMS-measured UV-backscattered radiances ", *Journal of Geophysical Research* **104**, 12059-12076 (1999).
60. V. E. Fioletov, et al., "Comparison of Brewer ultraviolet irradiance measurements with total ozone mapping spectrometer satellite retrievals," *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers* **41**, 3051–3061 (2002).
61. A. Sahoo, et al., "Declining trend of total ozone column over the northern parts of India," *International Journal of Remote Sensing* **26** (2005).
62. A. J. Krueger, "Mapping of Total Ozone from Space," *IEEE* (2001).
63. "<http://vortex.nsstc.uah.edu/data/msu/t2lt/uahncdc.lt>," Última fecha de acceso: 15 de mayo de 2009.