



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**EFFECTO DE DISTINTOS ESPECTROS SOLARES
SOBRE LAS PROPIEDADES DEL AEROSOL
ATMOSFÉRICO OBTENIDAS CON EL ALGORITMO
GRASP**

Autora: Sofía Hervás Peñín

Tutores: Marcos Herreras Giralda, Roberto Román Díez

2025

A mamá, porque todo lo que soy te lo debo a ti.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. El aerosol atmosférico	1
1.2. Radiación solar	2
1.3. Espectros solares	4
1.3.1. Espectro TSIS-1	4
1.3.2. Espectro E490	5
1.4. Transferencia radiativa	5
1.4.1. Ley de Beer-Bouguer-Lambert	6
1.4.2. Espesor óptico de los aerosoles	8
1.5. Otras propiedades de los aerosoles	8
1.6. Objetivos	10
2. INSTRUMENTACIÓN, DATOS Y ESTACIONES DE MEDIDA.	11
2.1. Instrumentación y datos	11
2.1.1. El fotómetro solar CE318.	11
2.1.2. Medidas y datos.	12
2.2. Estaciones de medida.	14
3. METODOLOGÍA	15
3.1. GRASP	15
3.2. Procedimiento seguido	17
4. RESULTADOS	20
4.1. Comparación TSIS-1 y E490	20
4.1.1. RRI	21
4.1.2. SSA.	25
4.1.3. Radio efectivo	28
4.2. Comparación AERONET y GRASP	32
4.2.1. RRI	32
4.2.2. SSA.	33
4.2.3. Radio efectivo	34
5. CONCLUSIONES Y LINEAS FUTURAS	36
BIBLIOGRAFÍA	37

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	TSIS-1 a bordo de la Estación Espacial Internacional. Imagen extraída de (NASA Scientific Visualization Studio 2015).	4
1.2	La masa de aire indica cuánto más camino atraviesa la luz en la atmósfera respecto al camino vertical, y se representa por Y/X . Imagen tomada de (PV Education 2024).	7
1.3	En azul se muestra la distribución discreta en 22 intervalos triangulares y en rojo la distribución bimodal lognormal equivalente, donde el modo fino se representa con línea de puntos y el modo grueso con línea continua (Antuña Sánchez 2021).	9
2.1	En la parte izquierda de la imagen se encuentra el fotómetro CE318 midiendo en la plataforma de medidas del GOA-UVa situada en la terraza de la Facultad de Ciencias de Valladolid (España). En la parte derecha se puede ver la caja de control del fotómetro.	12
2.2	Geometrías de las diferentes mediciones de radiancia del cielo realizadas por el fotómetro CE318. En la sección inferior se presenta un diagrama de la geometría: el primer gráfico muestra un almucantar, el segundo un plano primario y el tercero un híbrido. En la parte superior se indican en puntos rojos los ángulos que se miden en cada geometría (González 2021).	13
2.3	Ubicación geográfica de las estaciones seleccionadas para el estudio.	14
3.1	Configuración de GRASP (Antuña Sánchez 2021)	16
4.1	En el diagrama superior se muestran superpuestos los espectros E490 y TSIS-1 y su diferencia absoluta. En la gráfica inferior se representa la diferencia relativa simétrica entre ambos espectros.	20
4.2	Distribución de los valores del índice de refracción real (RRI) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1 para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. La línea horizontal dentro de la caja representa la mediana de los datos y el punto indica la media. Los límites de la caja representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes superior e inferior corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar correspondiente. Los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.	22
4.3	Similar a la Figura 4.2 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).	23

4.4	Distribución de las diferencias (ΔRRI) entre el índice de refracción real (RRI) obtenido con el espectro E490 y el obtenido con el espectro TSIS-1, para Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg respectivamente, en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.	24
4.5	Distribución de los valores del albedo de dispersión simple (SSA) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1 para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. La línea marca la mediana, el punto la media. La caja abarca del percentil 25 al 75. Los bigotes muestran media $\pm$ desviación estándar y los triángulos los percentiles 1 y 99.	25
4.6	Similar a la Figura 4.5 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).	27
4.7	Distribución de las diferencias (ΔSSA) entre el albedo de dispersión simple (SSA) obtenido con el espectro E490 y el obtenido con el espectro TSIS-1, para Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg respectivamente, en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.	28
4.8	Distribución de los valores del radio efectivo (R_{eff}) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1, tanto para el modo fino como para el modo grueso, para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.	29
4.9	Similar a la Figura 4.8 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).	30
4.10	Distribución de las diferencias (ΔR_{eff}) entre los radios efectivos (R_{eff}) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1, tanto para el modo fino como para el modo grueso, en las estaciones de Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg, durante cuatro meses representativos del año 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.	31

ÍNDICE DE TABLAS

2.1	Coordenadas y altitud de las estaciones de medida utilizadas en el estudio.	14
3.1	Resumen de los datos de entrada utilizados en la inversión y los parámetros calculados por el algoritmo GRASP.	17
4.1	Número de inversiones disponibles por estación y mes. Para cada caso, se ha utilizado el mismo número de inversiones para ambos espectros, E490 y TSIS-1. . .	21
4.2	Diferencias entre los valores de RRI que se obtienen empleando el algoritmo GRASP y aquellos que proporciona AERONET, normalizados por el espectro extraterrestre E490 y TSIS-1 para distintas longitudes de onda, localidades y meses. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2} . Los valores se expresan como media $\pm$ desviación estándar. . . .	33
4.3	Tabla similar a la Tabla 4.2 pero para el SSA. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2}	34
4.4	Diferencias entre los radios efectivos obtenidos utilizando el algoritmo GRASP y los proporcionados por AERONET. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2} . Los valores se expresan como media $\pm$ desviación estándar.	35

RESUMEN

Los aerosoles son partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfera y que influyen tanto en el balance radiativo de la tierra, afectando a la cantidad de radiación solar que llega a la superficie, como en la calidad del aire.

Para poder caracterizar las propiedades ópticas de los aerosoles, se utilizan habitualmente medidas de radiancia de cielo. Es necesaria la normalización de estas medidas mediante un espectro solar extraterrestre de referencia para que las mediciones dependan solamente del efecto de la atmósfera, eliminando posibles variaciones debidas a la irradiancia solar incidente. Sin embargo, la elección del espectro de referencia puede afectar los resultados obtenidos con los algoritmos de inversión empleados para derivar propiedades de los aerosoles.

En este trabajo se analiza el impacto de utilizar dos espectros diferentes, E490 y TSIS-1, como entrada en el algoritmo GRASP (*Generalized Retrieval of Atmospheric and Surface Properties*). En particular, se estudia cómo afecta esta elección a tres parámetros clave: el índice de refracción real, el albedo de dispersión simple y el radio efectivo. Para ello, se emplean medidas de radiancia de cielo tomadas durante el año 2021 en cuatro estaciones de la red AERONET (*AErosol Robotic NETwork*): Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg (Alemania).

Se analiza si el uso de un espectro u otro introduce diferencias significativas en los resultados, tanto en términos absolutos como relativos, observándose que el albedo de dispersión simple es la propiedad más sensible al cambio de espectro. Además, se comparan los valores obtenidos con GRASP con los datos proporcionados por AERONET. Se observa una buena coherencia entre ambos conjuntos de datos, con diferencias del orden de 10^{-2} y sin una ventaja clara entre los espectros.

ABSTRACT

Aerosols are particles suspended in the atmosphere that influence both the Earth's radiative balance, affecting the amount of solar radiation reaching the surface, and air quality.

To characterize the optical properties of aerosols, measurements of sky radiance are commonly used. These measurements must be normalized using a reference extraterrestrial solar spectrum so that the results depend solely on the effect of the atmosphere, eliminating possible variations due to the incoming solar irradiance. However, the choice of reference spectrum can affect the results obtained by the inversion algorithms used to derive aerosol properties.

This work analyzes the impact of using two different spectra, E490 and TSIS-1, as inputs to the GRASP algorithm (Generalized Retrieval of Atmospheric and Surface Properties). In particular, it examines how this choice affects three key parameters: the real part of the refractive index, the single scattering albedo, and the effective radius. For this purpose, sky radiance measurements collected during 2021 at four AERONET (AErosol Robotic NETwork) stations are used: Valladolid, Granada, Izaña, and Lindenberg (Germany).

The study evaluates whether the use of one spectrum or another introduces significant differences in the results, both in absolute and relative terms, observing that the single scattering albedo is the most sensitive property to the change of spectrum. Additionally, the values obtained with GRASP are compared to the data provided by AERONET. A good agreement is observed between both datasets, with differences on the order of 10^{-2} , and no clear advantage between the two spectra.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. El aerosol atmosférico

Los **aerosoles atmosféricos** son partículas sólidas o líquidas, o mezclas de ambas, que se encuentran suspendidas en la atmósfera (Baron y Willeke 2001). Su tamaño puede oscilar desde unos cuantos nanómetros hasta decenas de micras, lo que hace que sus propiedades, tiempos de permanencia en la atmósfera e impactos sobre el clima y la salud humana sean muy variados.

Los aerosoles pueden clasificarse según su **origen**. Los **naturales** son generados por procesos no controlados por la actividad humana, como la resuspensión de polvo mineral, la emisión de cenizas volcánicas, los incendios forestales naturales, la sal marina o el polen. Los **antropogénicos** están relacionados de manera directa con la actividad humana, como las emisiones de hollín (*black carbon*) de vehículos o industrias, o la quema de biomasa en sistemas de calefacción (Toledano Olmeda 2005).

También se pueden clasificar los aerosoles según su **formación**. Los aerosoles **primarios** son partículas que se liberan directamente a la atmósfera, mientras que los **secundarios** se generan a partir de gases precursores a través de la condensación de vapores o mediante la nucleación de partículas (Antuña Sánchez 2021).

Otra clasificación habitual se basa en el **tamaño**. Los aerosoles del **modo fino** (partículas con radios por debajo de $0.5\mu\text{m}$ aproximadamente), suelen estar asociados a aerosoles de origen antropogénico. Entre ellos se encuentran el humo de los incendios forestales (*smoke*), las emisiones de calderas de biomasa (*biomass burning*), las partículas generadas por el tráfico rodado, así como partículas de origen volcánico formadas por sulfatos. Debido a su pequeño tamaño, estos aerosoles pueden permanecer en suspensión en la atmósfera durante periodos prolongados. Los aerosoles del **modo grueso** (con radios mayores de $0.5\mu\text{m}$) se depositan rápidamente en la superficie por acción de la gravedad, normalmente están compuestos por polvo mineral, cristales de sal marina, polen u otras partículas relativamente grandes (Toledano Olmeda 2005).

Los aerosoles interactúan directamente con la radiación solar a través de procesos de **absorción y dispersión**. También interactúan de forma indirecta, actuando como núcleos de condensación y congelación en la formación de gotas de agua y cristales de hielo en las nubes, alterando el albedo (la reflectividad) de las nubes y promoviendo o inhibiendo la precipitación. Estos procesos afectan al balance energético del sistema Tierra-atmósfera, es decir, a la diferencia entre la radiación absorbida por la Tierra y la energía irradiada de vuelta al espacio. Los cambios en este balance se cuantifican mediante el **forzamiento radiativo** (en W/m^2), que promediado en el tiempo da cuenta de los desequilibrios de energía producidos por ese cambio (Boucher et al. 2013; Shindell et al. 2013).

Algunos aerosoles generan un efecto de enfriamiento neto al reflejar parte de la radiación solar de vuelta al espacio, mientras que otros más absorbentes como el hollín (*black carbon*), pueden calentar la atmósfera a nivel local. Estas interacciones tienen un impacto significativo en el balance radiativo entre la Tierra y la atmósfera y, en consecuencia, en el clima.

Además de su relevancia climática, los aerosoles tienen un impacto significativo en la calidad

del aire y en la salud humana, ya que aquellos que se encuentran cercanos a la superficie terrestre pueden ser inhalados y penetrar en el sistema respiratorio. En las últimas décadas se ha observado un incremento en la contaminación a causa de la actividad humana en determinadas regiones del planeta (González 2021). Para poder tomar las medidas adecuadas, es necesario conocer las propiedades de los aerosoles. Sin embargo, esta tarea no es sencilla debido a su variabilidad espacial y temporal (González 2021).

Por estas razones, el estudio de los aerosoles se ha convertido en un ámbito fundamental en la investigación atmosférica y su precisa caracterización es de gran importancia.

1.2. Radiación solar

El Sol actúa como un cuerpo negro cuya superficie emite **radiación electromagnética** en un rango espectral que va desde el ultravioleta hasta el infrarrojo cercano. El 99 % de su energía se sitúa en el intervalo de longitudes de onda de 250nm a 4000nm (Liou 2002). La energía de la radiación solar total por unidad de tiempo y por unidad de área perpendicular a la dirección de propagación, se denomina **irradiancia**, se denota por F y tiene unidades de W/m^2 . La irradiancia solar que incide en el parte superior de la atmósfera se conoce como **irradiancia solar extraterrestre**, F_0 , o espectro extraterrestre. En ambos casos nos estamos refiriendo a la radiación espectral dependiente de la longitud de onda. A este tipo de irradiancia se le denomina habitualmente **irradiancia solar espectral extraterrestre**, y se abrevia como SSI (*Spectral Solar Irradiance*).

En los periodos de máxima actividad solar, caracterizados por la mayor presencia de manchas solares, erupciones solares y eyecciones de masa coronal, el Sol emite ligeramente más energía que durante los periodos de menor actividad. La irradiancia solar extraterrestre presenta fluctuaciones de cerca del 0.1 % a lo largo del ciclo solar de 11 años (NASA 2017).

La irradiancia solar extraterrestre comienza a atravesar la atmósfera hacia la superficie de la Tierra en la dirección de la recta que une al observador y el Sol. Se denomina **irradiancia directa** a la irradiancia que llega en esta dirección, dado que no se desvía. En el proceso de propagación a través de la atmósfera, parte de la irradiancia directa es extinguida al interactuar con los elementos atmosféricos (gases, aerosoles y nubes) mediante los procesos de absorción y dispersión *scattering*.

A su vez, la irradiancia extinguida a través del *scattering* se reorienta en distintas direcciones, recibiendo el nombre de **radiación difusa**. Esta puede alcanzar la superficie terrestre en una dirección diferente a la inicial o regresar al espacio. Para caracterizar esta radiación (energía), en función de la dirección, se introduce la magnitud denominada **radiancia** (I), que mide la energía radiativa por unidad de tiempo, área, ángulo sólido y longitud de onda, en una dirección determinada. Su unidad en el Sistema Internacional es el vatio por metro cuadrado por estereorradián, $W/(m^2 \cdot sr \cdot m)$.

En particular, se denomina **radiancia del cielo** a aquella componente de la radiancia correspondiente a la radiación difusa que ha sido dispersada por la atmósfera a partir de la irradiancia directa. Es relevante mencionar que la radiancia difusa mencionada puede interactuar de nuevo con la atmósfera y redirigirse en otras direcciones, lo cual se conoce como múltiple *scattering*.

Tanto la irradiancia directa como la radiancia del cielo que llegan finalmente a la superficie

terrestre dependen de los componentes atmosféricos, en particular de la concentración y propiedades de los aerosoles, gases y nubes presentes. Puesto que la concentración de gases en una localidad concreta suele ser relativamente constante y bien conocida, en condiciones sin nubes, las medidas de irradiancia directa y radiancia difusa pueden utilizarse de forma conjunta para deducir características de los aerosoles atmosféricos.

Este es el fundamento de los denominados **métodos de inversión**, como los implementados en el algoritmo GRASP (*Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*) (Dubovik, David Fuertes et al. 2021) o en la red de fotómetros AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) (B. N. Holben, T F Eck et al. 1998), los cuales utilizan medidas de irradiancia directa y radiancia del cielo para estimar parámetros como el índice de refracción real (*Real Refractive Index*; RRI) o el albedo de dispersión simple (*Single Scattering Albedo*; SSA), cuya definición e importancia se abordará en la Sección 1.3.

Todas estas medidas dependen de la irradiancia solar extraterrestre; por tanto, para poder realizar estimaciones precisas de las propiedades de los aerosoles a través de estos métodos, es necesario tener un conocimiento fiable de dicha irradiancia. Sin embargo, el principal inconveniente es que no hay un único espectro de irradiancia extraterrestre aceptado de manera universal, sino que existen varios espectros de referencia cuyas diferencias pueden influir en los resultados obtenidos a partir de métodos de inversión.

Los espectros de irradiancia solar extraterrestre de referencia tienen además múltiples aplicaciones. La irradiancia espectral solar extraterrestre se utiliza para convertir la radiancia satelital en reflectancia y como condición de contorno en modelos de transferencia radiativa utilizados en sensores remotos y en la investigación de energías renovables. Además, algunos instrumentos calibran longitudes de onda mediante líneas de absorción solar y monitorean la estabilidad radiométrica comparando sus mediciones con un espectro solar base. Finalmente, ayudan a modelar la variabilidad de la irradiancia solar, esencial en la simulación del impacto del Sol en el cambio climático (Coddington et al. 2021).

Cabe destacar que estos espectros de referencia se definen generalmente para una distancia estándar de 1 unidad astronómica (UA), que corresponde a la distancia promedio entre la Tierra y el Sol (aproximadamente 149.6 millones de kilómetros). No obstante, debido a la ligera excentricidad de la órbita terrestre, la distancia real cambia durante el año, causando variaciones en la irradiancia solar extraterrestre. Para obtener la irradiancia extraterrestre correspondiente a una fecha específica, se utiliza una **corrección por distancia Tierra-Sol**, basada en la excentricidad de la órbita a través de una relación inversa cuadrática con la distancia orbital (Iqbal 2012).

Algunos espectros de referencia se derivan de observaciones directas de la irradiancia solar mediante uno o más instrumentos satelitales. Estos poseen una precisión relativamente alta, pero una resolución espectral relativamente baja (0.1nm o más alta) en comparación con las observaciones terrestres. Otros espectros solares se forman normalizando líneas solares de alta resolución espectral a un espectro de menor resolución pero mayor precisión. También existen espectros creados a partir de la concatenación de datos independientes de diferentes regiones del espectro (Coddington et al. 2021).

1.3. Espectros solares

En este estudio se utilizan dos espectros de irradiancia solar de referencia diferentes, con el objetivo de normalizar las observaciones de radiancia registradas en superficie y analizar su impacto en la obtención de propiedades de los aerosoles a través del algoritmo GRASP. Esta normalización es necesaria para que las medidas dependan únicamente del efecto de la atmósfera (como la dispersión y absorción por aerosoles), eliminando el efecto de posibles diferencias en la energía solar incidente debidas a la elección del espectro extraterrestre.

1.3.1. Espectro TSIS-1

El Sensor Total y Espectral de Irradiancia Solar de la NASA, (*NASA's Total and Spectral Solar Irradiance Sensor, TSIS-1*), es una misión dedicada a medir la energía solar que incide en la Tierra. TSIS-1 fue lanzado el 15 de diciembre de 2017 a bordo de un Falcon 9 de SpaceX para su instalación en la Estación Espacial Internacional (tal y como se muestra en la Figura 1.1), desde donde obtiene mediciones de irradiancia solar de forma regular. Aunque el instrumento fue diseñado para operar durante un período inicial de cinco años, continúa en funcionamiento mientras siga proporcionando datos útiles. Está formado por dos instrumentos (NASA 2017):

- **Total Irradiance Monitor (TIM):** mide la irradiancia solar total que incide en los límites exteriores de la atmósfera. TIM cuantifica las variaciones solares en la cantidad total de energía que recibe la Tierra.
- **Spectral Irradiance Monitor (SIM):** mide la irradiancia solar espectral en un rango de 200 a 2400 nm, cubriendo el 96 % de la irradiancia solar total. SIM mide la distribución de la energía solar en diferentes longitudes de onda (ultravioleta, visible e infrarrojo).

Las medidas de TIM son esenciales para establecer la energía total que la Tierra recibe, mientras que las de SIM son fundamentales para entender cómo responde la atmósfera a los cambios en la emisión solar.

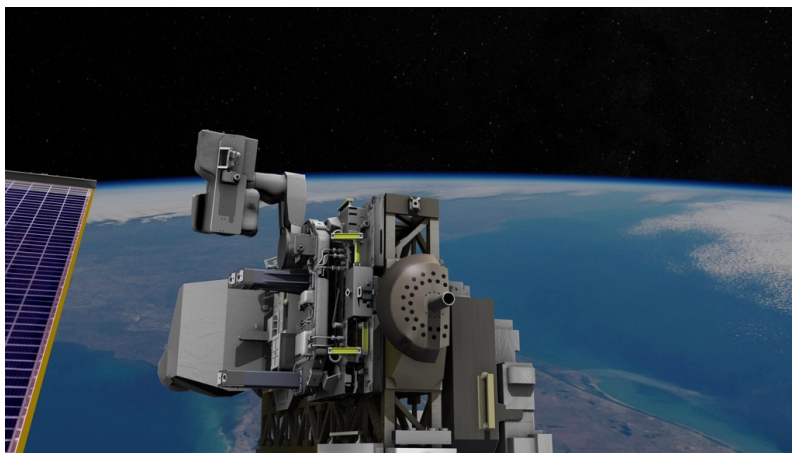


Figura 1.1: TSIS-1 a bordo de la Estación Espacial Internacional. Imagen extraída de (NASA Scientific Visualization Studio 2015).

Las mediciones que proporciona el instrumento SIM de TSIS-1 se realizan de forma continua a lo largo del tiempo. El sistema sigue al Sol durante cada órbita, desde el amanecer hasta el atardecer orbital (lo que ocurre aproximadamente cada 90 minutos). Al finalizar cada recorrido solar, el sistema se reposiciona, se recalibra y queda listo para la siguiente observación (NASA 2017). En consecuencia, el espectro de irradiancia solar espectral obtenido no es fijo, sino que muestra variaciones temporales en la emisión solar, como las vinculadas a la rotación solar, la presencia de manchas solares o el ciclo solar de 11 años. Por tanto, TSIS-1 permite construir espectros que varían en el tiempo, generando conjuntos de datos que registran la evolución temporal de la irradiancia espectral solar. En este trabajo, para cada día seleccionado, se eligió el espectro de TSIS-1 correspondiente a la fecha más próxima dentro de la base de datos con el objetivo de utilizar la irradiancia solar real de ese momento y no un valor medio o compuesto.

1.3.2. Espectro E490

En el año 2000, la Sociedad Estadounidense de Pruebas y Materiales (ASTM, por sus siglas en inglés) desarrolló el espectro E490, o espectro de referencia de masa de aire cero. Se basa en datos obtenidos de satélites, misiones del transbordador espacial, aviones de gran altitud, sondeos con cohetes, telescopios solares terrestres y modelos de irradiancia espectral (ASTM International 2000).

La **constante solar** se define como la cantidad de energía solar (W/m^2) que incide perpendicularmente en la cima de la atmósfera extraterrestre a la distancia Tierra-Sol de 1UA (Liou 2002). La irradiancia espectral integrada se modificó para ajustarse al valor aceptado por la comunidad espacial de la constante solar, que es de $1366.1 W/m^2$.

Se utilizaron datos de diversas fuentes para cubrir distintos rangos de longitud de onda, ajustando y escalando cada segmento para hacerlo coherente con las referencias establecidas. En el intervalo de 119.5 a 410nm, se promediaron mediciones de varios instrumentos instalados en el *Upper Atmosphere Research Satellite*, y se aplicó un factor de escalado para alinearlas con los datos de Neckel y Labs en el rango de 330 a 410nm. Posteriormente, se incorporaron mediciones del Telescopio Solar McMath y del atlas de Kurucz para los rangos de 410 a 825nm y de 825 a 400 nm, respectivamente. Finalmente, para 400 a 1000000nm se usaron ajustes de Smith y Gottlieb, y todos los datos resultantes fueron escalados de manera que la irradiancia total coincidiera con la constante solar aceptada (National Renewable Energy Laboratory 2023).

1.4. Transferencia radiativa

La transferencia radiativa explica la manera en que la radiación electromagnética se propaga e interactúa con la materia en un medio, teniendo en cuenta los fenómenos de absorción, emisión y dispersión. Esta interacción es necesaria para entender el balance energético del planeta, pues establece qué fracción de la radiación solar alcanza la superficie, cuánta es absorbida por la atmósfera, y cuánta es reflejada o dispersada de vuelta al espacio.

La radiancia I_λ es la magnitud fundamental que caracteriza el estado del campo radiativo. Si se considera un haz monocromático que atraviesa un medio con densidad ρ en la dirección de propagación, la **ecuación de transferencia radiativa** que describe la evolución de I_λ en un

elemento diferencial de espesor ds se expresa como (Liou 2002):

$$\frac{dI_\lambda}{ds} = -k_\lambda \rho I_\lambda + j_\lambda \rho, \quad (1.1)$$

donde k_λ es la sección eficaz de extinción másica (que incluye tanto absorción como *scattering*), y j_λ es el coeficiente de emisión del medio. Es decir, el primer término representa la atenuación de la radiancia por extinción (absorción más *scattering*), mientras que el segundo describe el incremento de radiación debido a la emisión propia y a la radiación dispersada desde otras direcciones.

Es importante subrayar que todos los términos que intervienen en esta ecuación dependen explícitamente de la longitud de onda λ . La interacción de la radiación con la materia varía notablemente a lo largo del espectro electromagnético: por ejemplo, los aerosoles suelen influir más a las longitudes de onda cortas debido a procesos de dispersión, mientras que los gases presentan bandas de absorción muy específicas, localizadas principalmente en el ultravioleta y el infrarrojo, respectivamente.

Si se define la función fuente como $J_\lambda = \frac{j_\lambda}{k_\lambda}$, de tal forma que la ecuación anterior puede reescribirse como:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda. \quad (1.2)$$

Esta es la forma general de la ecuación de transferencia radiativa en medios materiales, para la cual no es necesario fijar un sistema de coordenadas.

1.4.1. Ley de Beer-Bouguer-Lambert

En el caso de la radiación solar que atraviesa la atmósfera, se puede despreciar la emisión de la atmósfera en el rango de longitudes de onda del espectro solar, y además el *scattering* múltiple se puede considerar nulo en una primera aproximación. Por tanto, se tiene que $J_\lambda = 0$, y la ecuación se reduce a una forma que se puede integrar:

$$\frac{dI_\lambda}{ds} = -k_\lambda \rho I_\lambda. \quad (1.3)$$

Integrando la ecuación (1.3) desde la parte superior de la atmósfera (s_1) hasta la superficie terrestre (s_2) se obtiene:

$$I_\lambda(s_2) = I_\lambda(s_1) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} k_\lambda \rho ds\right). \quad (1.4)$$

Si se asume un medio homogéneo, de modo que k_λ sea constante y no dependa de la altura, y se define el camino másico como:

$$u = \int_{s_1}^{s_2} \rho ds, \quad (1.5)$$

se llega a la conocida **ley de Beer-Bouguer-Lambert** (Liou 2002):

$$I_{\lambda}(s_2) = I_{\lambda}(s_1) \exp(-k_{\lambda}u). \quad (1.6)$$

Esta ley establece que la radiancia disminuye exponencialmente con el producto de la sección eficaz de extinción y el camino másico recorrido. Para la irradiancia directa que incide en superficie a una longitud de onda λ , la ecuación () se puede expresar como:

$$F_{\lambda} = F_{0,\lambda} \exp(-k_{\lambda}u), \quad (1.7)$$

donde $F_{0,\lambda}$ es la irradiancia solar extraterrestre a dicha longitud de onda.

Para generalizar esta expresión a situaciones reales, en las que el Sol no está en el cenit (es decir, cuando el sol no está directamente vertical), se introduce el concepto de **masa óptica del aire** m . Esta se define como la longitud del camino tomado por la luz a través de la atmósfera, normalizado por la ruta más corta posible, que se da cuando el sol se encuentra en el cenit tal y como se muestra en la Figura 1.2. Matemáticamente se expresa como:

$$m = \frac{u(\theta)}{u(0)}, \quad (1.8)$$

donde θ es el ángulo solar cenital.

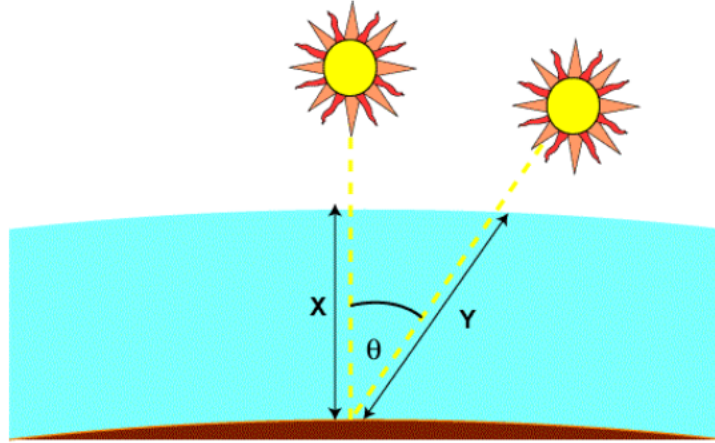


Figura 1.2: La masa de aire indica cuánto más camino atraviesa la luz en la atmósfera respecto al camino vertical, y se representa por Y/X . Imagen tomada de (PV Education 2024).

Si la atmósfera fuera una capa plana y horizontal, $m = \frac{1}{\cos(\theta)}$. Sin embargo, debido a la curvatura de la atmósfera, la masa de aire no es del todo igual a la longitud de la trayectoria atmosférica cuando el sol está cerca del horizonte (además de otros factores como la refracción del aire y el scattering múltiple). En la salida del sol, el ángulo del sol desde la posición vertical es de 90° y la masa de aire es infinita, mientras que la longitud del camino claramente no lo es. Una ecuación que incorpora la curvatura de la tierra es la de Kasten y Young (Kasten y A. T. Young 1989):

$$m = \frac{1}{\cos(\theta) + 0,50572 \cdot (1,46468 - \theta)^{-1,6364}}. \quad (1.9)$$

Así, la ley de Beer-Bouger-Lambert resulta:

$$F_{\lambda} = F_{0,\lambda} \exp(-\tau_{\lambda}m), \quad (1.10)$$

donde $\tau_{\lambda} = k_{\lambda}u$ es el **espesor óptico total** (TOD; del inglés *Total Optical Depth*) a la longitud de onda λ .

1.4.2. Espesor óptico de los aerosoles

El espesor óptico total τ_{λ} incluye contribuciones de varios procesos y componentes atmosféricos como las nubes, los gases y los aerosoles :

$$\tau_{\lambda} = \tau_{g,\lambda} + \tau_{R,\lambda} + \tau_{a,\lambda} + \tau_{n,\lambda}, \quad (1.11)$$

donde los subíndices g , R , a y n significan, respectivamente, gases (absorción), Rayleigh (scattering molecular debido a los gases), aerosoles y nubes. La componente $\tau_{a,\lambda}$ es conocida como el espesor óptico de aerosoles (AOD; del inglés *Aerosol Optical Depth*), una magnitud esencial para estimar la carga de aerosoles en la atmósfera.

El AOD se puede calcular experimentalmente a partir de medidas de irradiancia directa F_{λ} en superficie en condiciones sin nubes, aplicando la forma logarítmica de la ley de Beer-Bouguer-Lambert (Liou 2002):

$$\tau_{a,\lambda} = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{F_{\lambda}}{F_{0,\lambda}} \right) - \tau_{g,\lambda} - \tau_{R,\lambda}. \quad (1.12)$$

Este método constituye el fundamento del funcionamiento de redes fotométricas como AE-RONET, que miden la irradiancia solar directa en diversas longitudes de onda y obtienen el AOD mediante esta ley, ya que se puede conocer con facilidad las componentes del espesor óptico de los gases.

1.5. Otras propiedades de los aerosoles

El AOD proporciona información sobre la cantidad de aerosoles y su variación sobre el tamaño de estos. Sin embargo, para poder caracterizar los aerosoles con precisión, es necesario considerar otras propiedades fundamentales, como las siguientes:

Índice de refracción real (*Refractive real index*): El índice de refracción en su parte real, describe la capacidad del aerosol para dispersar la radiación a medida que lo atraviesa. Cuanto mayor sea ese índice, normalmente entre 1.33 y 1.6 para la mayoría de aerosoles en el espectro visible, más intensa será la dispersión (*scattering*) de la radiación al atravesar el aerosol.

Albedo de dispersión simple (*Single Scattering Albedo*): El SSA representa la proporción del espesor óptico de aerosoles causado por dispersión frente al espesor óptico total (dispersión y absorción). Un $SSA = 1$ implicaría que las partículas no absorben y, por tanto, toda la radiación extinguida es por dispersión. Un $SSA = 0$ describiría un aerosol completamente absorbente (González

2021). Su valor suele variar entre 0.7 y 1, dependiendo del tipo de aerosol, y permite distinguir aerosoles altamente absorbentes (como el *black carbon*) de aquellos esencialmente dispersivos (por ejemplo, sulfatos).

Distribución de tamaños (*Size Distribution, SD*): Los aerosoles generalmente se caracterizan a través de una distribución de su concentración en volumen en función del radio de sus partículas.

Generalmente, la distribución de tamaños se asemeja a una distribución de dos modos, que se definieron anteriormente como fino y grueso, y que se puede observar en la Figura ?? En una primera aproximación, la distribución de la concentración en volumen, VC , de cada modo aerosol se puede considerar como una distribución log-normal; es decir, una distribución Gaussiana respecto al logaritmo del radio de las partículas. Esto se puede expresar mediante la siguiente ecuación (Dubovik, B. Holben et al. 2002):

$$\frac{dVC}{d\ln(r)} = \frac{VC_F}{\sqrt{2\pi}\sigma_F} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_F)^2}{2\sigma_F^2}\right] + \frac{VC_C}{\sqrt{2\pi}\sigma_C} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_C)^2}{2\sigma_C^2}\right]. \quad (1.13)$$

en donde los subíndices F y C hacen referencia al modo fino (*fine*) y grueso (*coarse*), respectivamente. VC es la concentración en volumen; R el radio modal de la distribución y σ la desviación estándar de cada distribución.

En la práctica, existen otras formas más complejas de caracterización empleadas frecuentemente para caracterizar la distribución en tamaños de la concentración en volumen de los aerosoles. Por ejemplo, la red AERONET utiliza una discretización en **22 intervalos** (bins) log-espaciados de radio. En cada intervalo, la distribución se representa mediante una **función trapezoidal** ajustada a los datos medidos. Ambos métodos pueden observarse en la Figura 1.3, donde se comparan visualmente la representación continua mediante una bi-lognormal y la discretización en 22 intervalos.

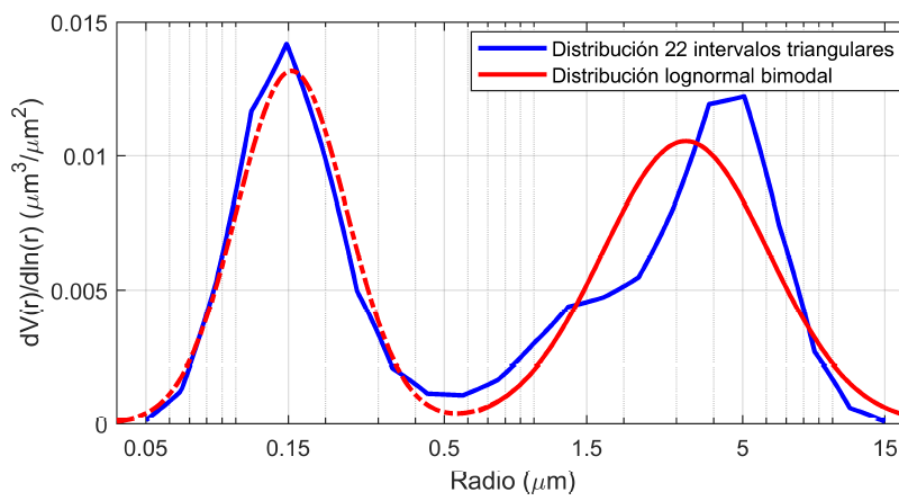


Figura 1.3: En azul se muestra la distribución discreta en 22 intervalos triangulares y en rojo la distribución bimodal lognormal equivalente, donde el modo fino se representa con línea de puntos y el modo grueso con línea continua (Antuña Sánchez 2021).

El **radio efectivo** (R_{eff}) es una de las medidas más empleadas para caracterizar el tamaño de las partículas en una distribución, ya que proporciona información sobre la tendencia a tener partículas más grandes o más pequeñas. Se define frecuentemente como:

$$R_{eff} = \frac{\int r v(r) dr}{\int v(r) dr} \quad (1.14)$$

donde $v(r)$ representa la concentración en volumen de partículas con radio r .

La radiancia del cielo que llega a la superficie depende de todas estas propiedades de los aerosoles. Por tanto, las medidas de radiancia del cielo contienen información valiosa de los aerosoles y pueden utilizarse para inferir estas propiedades. Sin embargo, a diferencia del cálculo del AOD, esto requiere técnicas de inversión. Estos métodos, implementados por ejemplo por los ya mencionados GRASP o AERONET, consisten en resolver un problema inverso a partir de medidas radiométricas. Se trata de un problema mal definido, ya que varias combinaciones de parámetros pueden dar lugar a observaciones similares. Por esta razón, la inversión requiere información adicional y se abordará en detalle en secciones posteriores. Como se ha mencionado, las radiancias de cielo en estos algoritmos deben normalizarse por el espectro extraterrestre para tener en cuenta solo el efecto de la atmósfera; por lo que el espectro extraterrestre utilizado puede modificar los resultados finales.

1.6. Objetivos

La caracterización de las propiedades de los aerosoles atmosféricos es fundamental para el estudio climático, la calidad del aire y los procesos radiativos. Los algoritmos de inversión como GRASP permiten obtener estos parámetros a partir de medidas fotométricas, pero necesitan un espectro de irradiancia extraterrestre en la entrada. Debido a que diferentes espectros muestran variaciones en resolución espectral y en magnitud, surge la necesidad de estudiar su efecto en los resultados de la inversión. En este marco surge la motivación de los principales objetivos de este trabajo, que se describen a continuación:

- Comparar los productos obtenidos mediante GRASP empleando como entrada dos espectros de irradiancia extraterrestre diferentes, el espectro de referencia E490 y el espectro TSIS-1, evaluando cómo sus variaciones espectrales afectan los valores calculados de las propiedades de los aerosoles.
- Validar los resultados obtenidos mediante GRASP comparándolos con los productos que proporciona la red AERONET, con el fin de verificar la coherencia y fiabilidad de los parámetros estimados.
- Evaluar la importancia práctica de la selección del espectro de irradiancia extraterrestre en investigaciones de obtención de propiedades de aerosoles, con el objetivo de formular sugerencias sobre su utilización en próximas aplicaciones científicas.

CAPÍTULO 2: INSTRUMENTACIÓN, DATOS Y ESTACIONES DE MEDIDA

2.1. Instrumentación y datos

El presente estudio se basa en datos obtenidos por fotómetros solares de la red AERONET (B. N. Holben, T F Eck et al. 1998), una red global administrada por la NASA, creada en la década los noventa por la NASA y el Laboratorio de Óptica Atmosférica de la Universidad de Lille (LOA), Francia. Su meta principal es la caracterización óptica de los aerosoles atmosféricos mediante medidas precisas de irradiancia directa y radiancia del cielo, necesarias para validar medidas obtenidas por satélites y analizar procesos atmosféricos.

AERONET dispone de más de 500 estaciones repartidas por todo el planeta, y funciona bajo rigurosos protocolos de calibración y mantenimiento. Desde 2006, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) está incluido como uno de los tres centros oficiales de calibración de la red a escala global (Toledano Olmeda 2005). Las estaciones escogidas para este estudio, cuya descripción se presenta en la sección siguiente, forman parte de las estaciones de cuya calibración es responsable el GOA-UVa, lo que asegura la calidad y homogeneidad de los datos utilizados en esta investigación.

2.1.1. El fotómetro solar CE318

El **fotómetro CE318** es el instrumento estándar que se utiliza en todas las estaciones de la red AERONET. Es un radiómetro automático de campo, creado por la empresa francesa *Cimel Electronique*, que ha sido utilizado desde el comienzo de la red (Toledano Olmeda 2005).

Este equipo permite la realización de medidas tanto de **irradiancia solar directa** como de **radiancia del cielo** en varias longitudes de onda. Para ello, emplea una rueda móvil con una serie de **filtros** interferenciales estrechos situada dentro de su cabeza sensora. Estos filtros permiten el paso de la radiación en bandas espectrales estrechas específicas. Cada filtro establece un **canal**, asociado a una longitud de onda específica, y cuenta con coeficientes particulares de calibración y amplificación electrónica (González 2021; B. N. Holben, T F Eck et al. 1998). Las longitudes de onda usuales de estos canales son: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 y 1640nm (Román, Benavent-Oltra et al. 2018). Esto permite que un solo detector efectúe observaciones en distintos canales espectrales y con diferentes fuentes de radiación: el Sol, el cielo difuso, e incluso la Luna en los modelos más actuales.

El fotómetro se encuentra instalado sobre un **robot de seguimiento solar** de dos ejes (cenital y acimutal), que le permite apuntar con precisión a diversas regiones de la bóveda celeste. Esto no solo permite apuntar al Sol o la Luna, sino que también consigue la ejecución de las distintas geometrías de medida de radiancia del cielo empleadas en los algoritmos de inversión. La secuencia de mediciones está totalmente automatizada y controlada por una unidad electrónica (caja de control del fotómetro; ver Figura), que indica el tipo de medida a efectuar en cada momento según la programación definida por la red (González 2021; B. N. Holben, T F Eck et al. 1998). La Figura 2.1 muestra una imagen de este fotómetro en operación.



Figura 2.1: En la parte izquierda de la imagen se encuentra el fotómetro CE318 midiendo en la plataforma de medidas del GOA-UVa situada en la terraza de la Facultad de Ciencias de Valladolid (España). En la parte derecha se puede ver la caja de control del fotómetro.

Los fotómetros CE318, debido a su diseño estandarizado y al protocolo de operación común establecido por AERONET, proporcionan datos que son completamente comparables entre diferentes estaciones de la red. Las mediciones directas de la irradiancia solar se calibran a través de un procedimiento de intercomparación con fotómetros de referencia llamados **máster**, que son calibrados previamente por el método Langley en lugares de elevada estabilidad atmosférica, como las estaciones de Izaña (Tenerife, España) y Mauna Loa (Hawái, Estados Unidos) (Carlos Tolédano et al. 2018). Por otro lado, en el laboratorio se efectúa la calibración de las mediciones de radiancia del cielo empleando una esfera integradora, lo que facilita una referencia homogénea e isotrópica (González 2021).

2.1.2. Medidas y datos

A partir de las medidas de irradiancia directa, se puede establecer la atenuación que experimenta la radiación durante su recorrido en la atmósfera, lo que permite calcular el espesor óptico de aerosoles.

Las medidas de la radiancia del cielo de los fotómetros de AERONET se suelen realizar a 440, 675, 870 y 1020nm. Para realizar las medidas, el CIMEL utiliza distintas geometrías, cada una definida en un escenario distinto. Estas geometrías son la de almucantar, la de plano principal y la de híbrido; y se ilustran en la Figura 2.2. Con cada una de estas geometrías se obtiene la radiancia del cielo, que depende de las propiedades de los aerosoles en una serie de ángulos de scattering, como se describe a continuación (González 2021):

- **Almucantar:** el ángulo cenital del dispositivo se mantiene constante y coincide con el ángulo cenital solar, mientras que el ángulo acimutal varía desde $3,5^\circ$ hasta 180° en relación

con el centro del disco solar. El escaneo se lleva a cabo en dos ramas simétricas (izquierda y derecha) tomando como referencia la posición del Sol. Esta geometría se emplea cuando el ángulo solar cenital está entre 38° y 82° .

- **Plano principal:** el ángulo acimutal del fotómetro se ajusta al del Sol, y se modifica el ángulo cenital. El dispositivo mide desde 6° por debajo hasta 150° por arriba del disco solar. Esta geometría se emplea cuando el ángulo cenital solar varía entre 4° y 79° .
- **Geometría híbrida:** combina las anteriores, llevando a cabo barridos en el ángulo cenital y en el acimutal. Se lleva a cabo un conjunto de medidas sobre ángulos de scattering fijos hasta alcanzar los 75° de ángulo cenital, a partir de los cuales solo se modifica el ángulo acimutal.

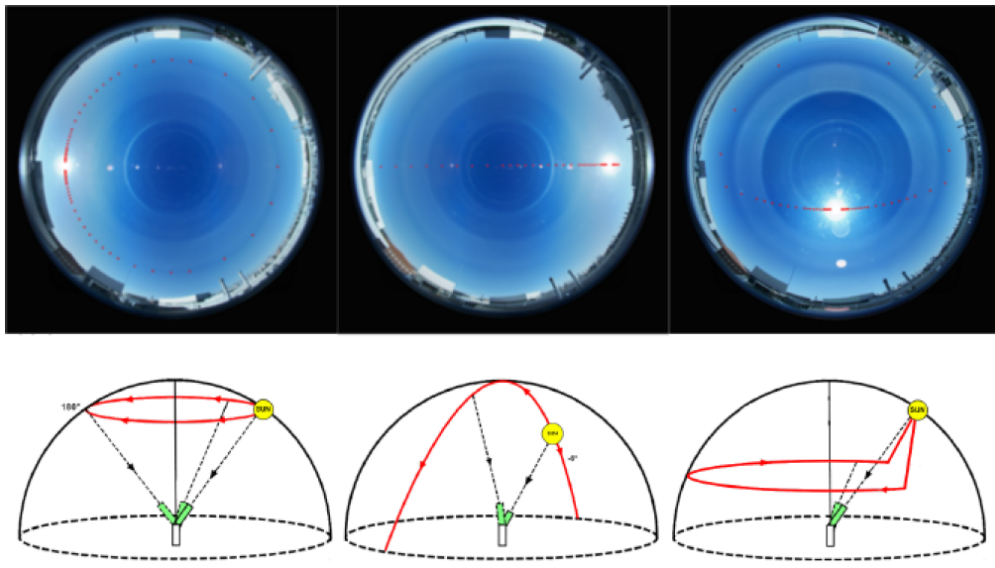


Figura 2.2: Geometrías de las diferentes mediciones de radiancia del cielo realizadas por el fotómetro CE318. En la sección inferior se presenta un diagrama de la geometría: el primer gráfico muestra un almucantar, el segundo un plano primario y el tercero un híbrido. En la parte superior se indican en puntos rojos los ángulos que se miden en cada geometría (González 2021).

Las mediciones de radiancia del cielo, junto con los valores de AOD obtenidos a través de las medidas de irradiancia solar directa, forman el conjunto de datos fundamental sobre el que se implementan los algoritmos de inversión AERONET (Sinyuk et al. 2020) y GRASP, lo que posibilita la obtención de propiedades específicas de los aerosoles en la atmósfera.

En este trabajo se han utilizado tanto datos de AOD, como de radiancias del cielo a las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, obtenidos de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Los datos utilizados corresponden a la versión 3 de AERONET (Giles et al. 2019), nivel 1.5. Además, para comparar los resultados obtenidos con GRASP, se han utilizado los productos de RRI, SSA y radio efectivo de las inversiones que proporciona AERONET (Sinyuk et al. 2020) obtenidos para los escenarios de almucantar.

Por último, cabe señalar que los datos utilizados en este estudio corresponden a los meses de marzo, mayo, julio y octubre del año 2021. Estos datos han sido obtenidos para las distintas estaciones de medida descritas en la Sección 2.2.

2.2. Estaciones de medida

Para esta investigación se han seleccionado cuatro estaciones de medida, representadas en el mapa de la Figura 2.3 y cuyas coordenadas se recogen en la Tabla 2.1. Se han seleccionado estas estaciones porque están ubicadas en diferentes regiones, con el propósito de analizar la influencia de factores geográficos y atmosféricos en las propiedades ópticas de los aerosoles. Por ejemplo, el observatorio de Izaña (Tenerife) se encuentra en una zona muy elevada y aislada, con una atmósfera típicamente muy limpia y estable, lo que permite registrar condiciones de fondo con una carga de aerosol bastante baja (Carlos Toledano et al. 2018). En cambio, estaciones como Lindenberg, ubicada en el centro de Europa, están influenciadas principalmente por aerosoles de origen continental. Por otro lado, además de la contribución continental, las estaciones de Valladolid y Granada pueden verse afectadas por el efecto del Mediterráneo y, en ocasiones, por la llegada de polvo del norte de África debido a su proximidad geográfica (Valenzuela et al. 2012; Román, Bilbao y Miguel 2014; Mateos et al. 2015). Esta variedad de escenarios proporciona una base sólida para comparar el comportamiento de los aerosoles bajo diversas condiciones.

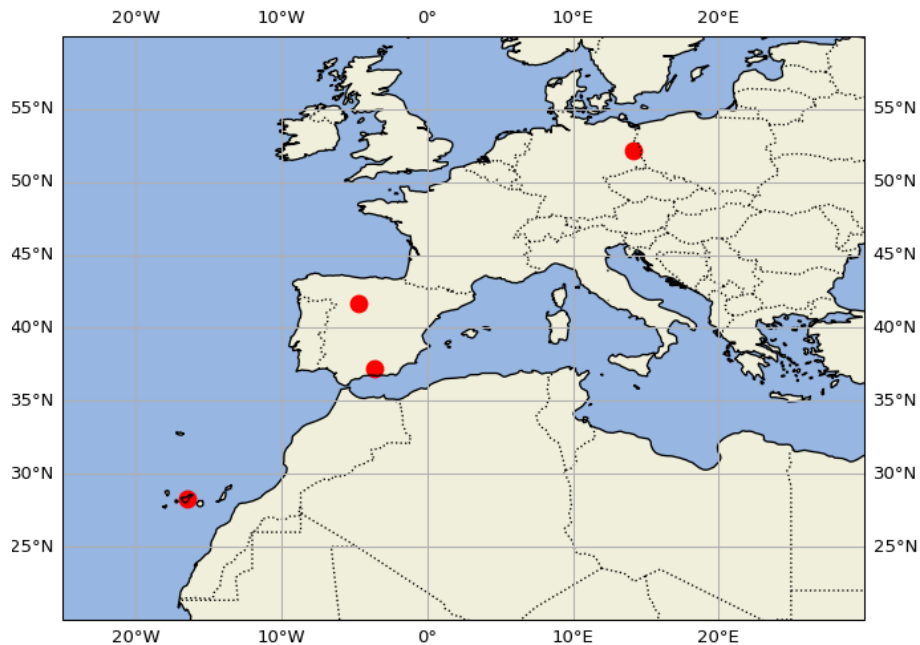


Figura 2.3: Ubicación geográfica de las estaciones seleccionadas para el estudio.

Tabla 2.1: Coordenadas y altitud de las estaciones de medida utilizadas en el estudio.

Estación	Coordenadas	Altitud
Valladolid	(41.66°N, 7.70°O)	705 m s.n.m.
Granada	(37.164°N, 3.61°O)	680 m s.n.m.
Izaña	(28.31°N, 16.50°O)	2401 m s.n.m.
Lindenberg	(52.21°N, 14.12°E)	120 m s.n.m.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

En este trabajo se ha abordado el procesado de las medidas radiométricas atmosféricas mediante técnicas de inversión, con el objetivo de obtener las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles a partir de datos observacionales como la radiancia del cielo y el espesor óptico de aerosoles. Este enfoque implica resolver un **problema inverso**, es decir, *obtener la causa a partir del efecto*. A diferencia del **problema directo**, en el que se utilizan características conocidas de los aerosoles para calcular las observaciones que producirían (por ejemplo, mediante la teoría de transferencia radiativa), el problema inverso requiere deducir esas propiedades a partir de las observaciones disponibles, lo que incrementa la complejidad e incertidumbre del procedimiento (Bohren y Huffman 1983).

Los problemas inversos suelen estar **mal definidos** (*ill-posed*), ya que pueden carecer de una única solución, ser inestables ante pequeñas perturbaciones de los datos, o incluso no poseer solución (Dubovik, David Fuertes et al. 2021). En el caso de los aerosoles, una misma radiancia del cielo puede atribuirse a diversas combinaciones de características del aerosol, lo que justifica el uso de ciertas ligaduras y condiciones iniciales en el proceso.

Estas ligaduras o condiciones a priori sobre los parámetros que se desea obtener, se introducen con el objetivo de guiar la inversión a soluciones físicamente aceptables. Estas se incorporan en los algoritmos de inversión mediante una restricción que establece cuánto pueden desviarse las soluciones de esos valores previamente establecidos.

También existen ligaduras de suavidad, las cuales restringen la variación de una propiedad con un parámetro; por ejemplo, la variación del índice de refracción real con la longitud de onda o la distribución de tamaños con el radio. Esto se restringe forzando en mayor o menor medida que el valor de las derivadas respecto a estos parámetros sea cero; cuanto más se obligue a ser cero, mayor será la imposición de esa ligadura y viceversa.

El grado de influencia de estas restricciones se regula a través de unos parámetros llamados **multiplicadores de Lagrange**, que permiten ajustar el equilibrio entre las observaciones y el conocimiento previo (Dubovik, David Fuertes et al. 2021).

3.1. GRASP

Para resolver este problema, se ha empleado el algoritmo **GRASP**, que permite realizar inversiones radiométricas a través de una estructura modular. Se compone principalmente de dos módulos (Antuña Sánchez 2021):

- El **módulo forward** es básicamente un modelo de transferencia radiativa (Herrerías-Giralda et al. 2022) que resuelve el problema directo aplicando las ecuaciones de la teoría de transferencia radiativa para determinar las observaciones que se obtendrían bajo un conjunto de propiedades específico.
- El **módulo de inversión** ajusta dichas propiedades iterativamente para minimizar el error entre las observaciones simuladas con el módulo forward y las medidas reales.

El proceso de inversión se basa en el **método de los mínimos cuadrados multi-término** o MLSM (del inglés *Multi-Term Least Square Method*), partiendo de la siguiente ecuación (Dubovik, David Fuertes et al. 2021; Dubovik 2004; Dubovik y King 2000):

$$\mathbf{f}^* = f(\mathbf{a}) + \Delta \mathbf{f}^* \quad (3.1)$$

donde:

- $\mathbf{f}^*$ representa las observaciones medidas (radiancias, AOD, etc.), es decir, el efecto.
- $\mathbf{a}$ es el vector de propiedades a calcular como distribución de tamaños, índices de refracción, etc.
- f es el operador matemático que aplicado a las propiedades de los aerosoles devuelve las observaciones medidas, en este caso las leyes de la transferencia radiativa, las cuales pueden representarse a través del modelo de transferencia radiativa que es el módulo forward.
- $\Delta \mathbf{f}^*$ es el error asociado a las observaciones.

La solución se obtiene a través del método de máxima verosimilitud (en inglés *Maximum Likelihood*) asemejando las diferencias entre $\mathbf{f}^*$ y $f(\mathbf{a})$ al error experimental de las medidas, que se asume igual a una función gaussiana. Al no tratarse de un problema lineal, esto se resuelve a través de un método iterativo (*Levenberg- Marquadt*), el cual se termina deteniendo cuando alcanza un criterio de convergencia basado en la diferencia, en dos iteraciones consecutivas, del residuo entre las medidas $\mathbf{f}^*$ y los valores simulados $f(\mathbf{a})$ (Román, Antuña-Sánchez et al. 2022).

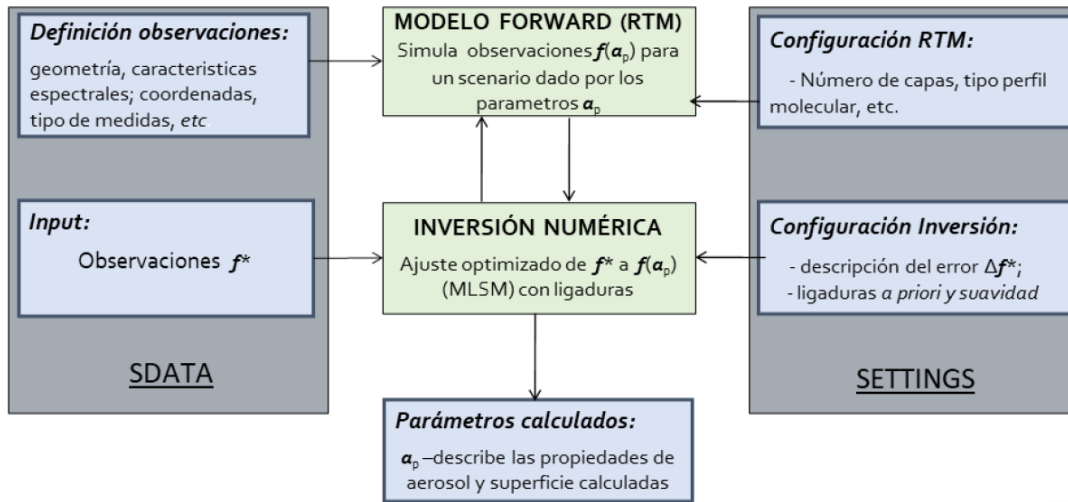


Figura 3.1: Configuración de GRASP (Antuña Sánchez 2021)

Para ejecutar GRASP se sigue el procedimiento mostrado en la Figura 3.1. Para ello es necesario preparar correctamente dos ficheros de entrada (Antuña Sánchez 2021):

1. **SDATA**: Contiene la descripción del escenario de observación. Se incluyen datos tales como la posición del Sol (ángulo solar cenital), los ángulos de las medidas (acimut y cenital), los valores de radiancia del cielo, los valores de AOD, las longitudes de onda, etc.

2. **SETTINGS:** Establece la estrategia de inversión, incluyendo qué propiedades se ajustarán, los valores iniciales de los parámetros (a_0), los multiplicadores de Lagrange asociados a las ligaduras a priori, las tolerancias de convergencia o el número máximo de iteraciones, etc.

Con ambos ficheros configurados, se puede ejecutar GRASP. Si se ejecuta en modo inversión, se aplica el método MLSM para encontrar las propiedades a_1 que mejor describen las observaciones $\mathbf{f}^*$. A partir de esas propiedades, se simulan nuevas observaciones $f(a_1)$, y se repite el proceso generando nuevos vectores $a_2, a_3, \dots, a_p$ hasta que el residuo se minimiza por debajo del umbral definido en el fichero de las settings o se alcanza el número máximo de iteraciones.

El resultado final es un conjunto de propiedades atmosféricas, $\mathbf{a}$, que reproducen, con el menor error posible, las observaciones medidas.

Este enfoque metodológico permite resolver de forma sistemática y reproducible un problema inverso, extrayendo información detallada sobre las características de los aerosoles y su interacción con la radiación, a partir de medidas atmosféricas.

Para mayor claridad, en la Tabla 3.1 se muestran los datos de entrada que se utilizan en el proceso de inversión y los parámetros obtenidos por el algoritmo.

Tabla 3.1: Resumen de los datos de entrada utilizados en la inversión y los parámetros calculados por el algoritmo GRASP.

Datos de entrada (Input)	Parámetros obtenidos (Output)
Radiancias del cielo	Índice de refracción real (RRI)
Espesor óptico de aerosoles (AOD)	Índice de refracción imaginario (IRI)
Ángulos de observación	Albedo de dispersión simple (SSA)
Ángulo solar cenital	Esfericidad
Longitudes de onda utilizadas	Radio efectivo
<i>Bidirectional reflectance distribution function</i> (BDRF)	Concentración de volumen
Espectro solar extraterrestre (TSIS-1 o E490)	

A pesar de que los problemas inversos no suelen tener una solución única, las soluciones obtenidas por GRASP son coherentes y efectivas físicamente gracias a las mencionadas ligaduras y condiciones a priori y de suavidad. La inversión tomada como solución del algoritmo es aquella que minimiza simultáneamente el error respecto a los datos observados y la desviación respecto al conocimiento previo, mediante un proceso que pondera ambas contribuciones para evitar soluciones inestables o no realistas. Gracias a este proceder, los productos estimados poseen propiedades estadísticas deseables, como estabilidad frente a pequeñas variaciones, regularidad y consistencia entre parámetros, lo que justifica su validez a pesar de la naturaleza mal definida del problema.

3.2. Procedimiento seguido

Como se ha introducido en la Sección 2.2 este estudio se han empleado datos de la red AERONET correspondientes a cuatro estaciones (Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg), eligiendo un

mes representativo para cada estación del año. El procedimiento se ha ejecutado de forma diaria y automatizada, a partir de medidas de radiancia de cielo en geometría almucantar.

Para cada día, el procedimiento se inicia con la lectura y agrupación temporal de las medidas almucantar. Únicamente se seleccionan las observaciones que contienen al menos cuatro longitudes de onda adecuadas (440, 675, 870 y 1020nm), y se aplica un criterio de simetría: se compara la radiancia medida a ambos lados del Sol para un mismo ángulo de scattering. Sólo se conservan los escaneos cuya discrepancia relativa es inferior al 20 % para garantizar la calidad de los datos y descartar por ejemplo contaminaciones por nubes o inestabilidades instrumentales.

Tras confirmar estos requisitos, se genera el archivo de entrada en formato **SDATA**, que contiene las radiancias seleccionadas y otros parámetros auxiliares necesarios para la inversión. Entre ellos se incluye el ángulo solar cenital, calculado mediante un modelo astronómico conforme al de Michalsky a partir de la latitud, longitud y hora de la observación. También se emplea el AOD para cada canal, obtenido del producto AERONET de nivel 1.5.

También es significativo destacar la corrección por excentricidad de la órbita terrestre, para la cual se utiliza la fórmula formulada por Spencer (1971), que aproxima el inverso del cuadrado de la distancia entre Tierra y Sol a través de una expansión en series de Fourier. Esta expresión, con un error máximo de 0.0001, es ampliamente empleada en aplicaciones de transferencia radiativa y puede escribirse de la siguiente manera (Iqbal 2012):

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \quad (3.2)$$

donde Γ es el ángulo del día (en radianes), calculado mediante:

$$\Gamma = 2\pi \frac{d_n - 1}{365}, \quad (3.3)$$

siendo d_n el número de día del año (de 1 a 365).

Esta corrección permite ajustar la irradiancia solar extraterrestre teniendo en cuenta la variación estacional de la distancia entre la Tierra y el Sol, asegurando una mayor precisión en el procesamiento de los datos. Una vez corregida la irradiancia solar extraterrestre de la distancia Tierra-Sol, a cada observación se le asigna un valor de irradiancia solar extraterrestre. En el caso del espectro TSIS-1, este valor se obtiene para cada día seleccionando el espectro más cercano en fecha de la base de datos de SIM, dependiente del tiempo.

Una vez han sido generados los archivos **SDATA**, se construyen los archivos de condiciones iniciales, conocidos como **transformers**. Para cada día y lugar, se lee el archivo **SDATA** correspondiente y se calcula para cada fichero **SDATA**, un vector de condiciones iniciales (*initial guess*, IG) a partir del valor del AOD a 440nm (Benjamin Torres et al. 2017). A mayores, es necesario introducir en GRASP las propiedades reflectivas de la superficie terrestre, ya que una parte de la luz reflejada por la superficie volverá de nuevo hacia ella en forma de radiancia de cielo. Estas propiedades se introducen en GRASP a través de lo que se conoce como *Bidirectional Reflectance Distribution Function* (BRDF). En este trabajo, los valores de BRDF utilizados se han obtenido de valores climatológicos creados con datos del instrumento satelital MODIS (Román, Benavent-Oltra et al. 2018), en cada estación y para cada semana del año.

Esta información se añade como parte del vector de entrada y se asigna de forma homogénea a los datos correspondientes a una misma fecha. Los vectores obtenidos se estructuran en una matriz, para ser empleados por el algoritmo GRASP en el proceso de inversión.

Finalmente, se llevan a cabo dos inversiones independientes por día: una normalizando los datos de radiancia del cielo por el espectro E490 y otra por el espectro TSIS-1, asegurando el uso de las mismas observaciones en ambos casos. Los casos que no convergen, mostrando residuos altos, o cuyos resultados no satisfacen los criterios de calidad son desechados. Los productos obtenidos mediante esta metodología (el RRI, el SSA y el radio efectivo) se analizan en detalle en el Capítulo 4 para analizar las posibles variaciones asociadas al espectro de irradiancia utilizado.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1. Comparación TSIS-1 y E490

En la Figura 4.1 se muestra una comparativa entre el espectro de irradiancia solar proporcionado por TSIS-1 y el espectro de referencia E490. La línea azul representa la irradiancia media obtenida a partir de las medidas del instrumento SIM de TSIS-1, mientras que la línea violeta se refiere al espectro E490. Se ha incorporado un segundo eje vertical en la parte derecha del gráfico, donde se muestra la diferencia puntual ($TSIS-1 - E490$) en un tono verde claro. Para apreciar mejor las diferencias entre ambos espectros, en la parte inferior de la figura se muestra la diferencia relativa simétrica entre ambos espectros. Esta representación facilita la visualización de las desviaciones espectrales entre ambos conjuntos de datos, en particular en el rango del visible (~ 400 a 700nm).

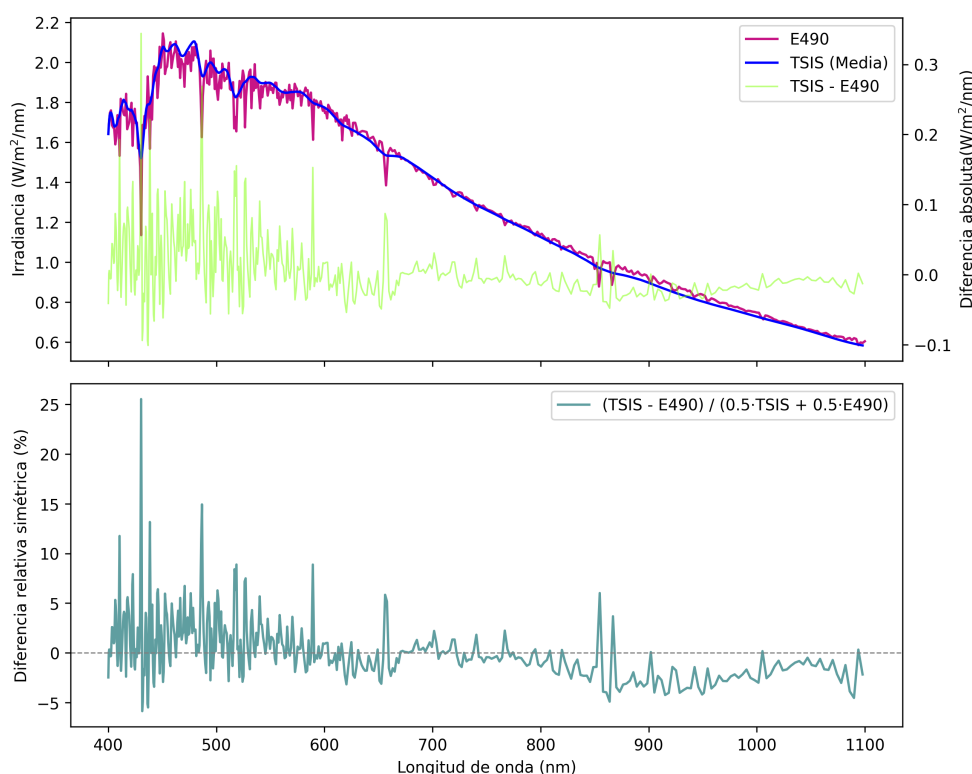


Figura 4.1: En el diagrama superior se muestran superpuestos los espectros E490 y TSIS-1 y su diferencia absoluta. En la gráfica inferior se representa la diferencia relativa simétrica entre ambos espectros.

Se observa que la variación espectral de TSIS es más suave con la longitud de onda, mientras que el espectro E490 presenta cambios abruptos entre longitudes de onda. A nivel cuantitativo, TSIS tiende a sobreestimar ligeramente la irradiancia en el rango visible, mientras que en el infrarrojo ($\sim 700\text{-}1000\text{nm}$) muestra una ligera infraestimación respecto a E490.

Las diferencias absolutas oscilan generalmente entre $\pm 0,1 \text{ W/m}^2/\text{nm}$ en el visible, aunque se detectan picos puntuales mayores. En cambio, en el infrarrojo, estas diferencias disminuyen de

forma apreciable. Las mayores diferencias relativas se concentran en el rango de 400 a 500nm llegando incluso al 25 %. A partir de unos 600nm, las diferencias relativas se mantienen en torno al 5 % o menos, indicando una mayor coherencia entre ambos espectros en esa región.

Para determinar si la selección del espectro de irradiancia solar tiene impacto en la obtención de características de los aerosoles a través de algoritmos de inversión, se ha llevado a cabo un estudio comparativo enfocado en tres productos fundamentales: el RRI, el SSA y el radio efectivo de los modos fino y grueso. Para asegurar una comparación equitativa entre los espectros, se ha empleado precisamente el mismo conjunto de inversiones para cada combinación de estación y mes. La Tabla 4.1 muestra la cantidad total de inversiones disponibles para cada situación, ordenadas por mes y por estación.

Tabla 4.1: Número de inversiones disponibles por estación y mes. Para cada caso, se ha utilizado el mismo número de inversiones para ambos espectros, E490 y TSIS-1.

Estación	Marzo	Mayo	Julio	Octubre	Todos
Valladolid	97	56	32	140	325
Granada	98	65	40	134	337
Izaña	64	42	32	88	226
Lindenberg	61	25	25	47	158

Con la base de datos recopilados, se procede a continuación al análisis comparativo de los productos obtenidos mediante inversión.

4.1.1. RRI

En las Figuras 4.2 y 4.3, se muestra la comparativa del RRI obtenido tras la inversión de datos normalizados utilizando los dos espectros de referencia. Los datos se recogen para cuatro longitudes de onda, distribuidas en el rango visible e infrarrojo. El análisis se realiza para las cuatro localidades seleccionadas (Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg) y en cuatro meses del año 2021 (marzo, mayo, julio y octubre). Cada subgráfico de las Figuras 4.2 y 4.3 corresponde a una combinación de estación y mes, y permite visualizar la distribución de los valores de RRI para cada espectro y longitud de onda.

En Valladolid se observa que los valores promedio más bajos del RRI se dan para la longitud de onda de 675nm. La mayor dispersión se produce en la longitud de onda más corta, lo que indica una mayor variabilidad en esta magnitud. A pesar de ello, los valores medios son similares entre los dos espectros. En el mes de marzo, los datos procedentes del espectro TSIS-1 son ligeramente superiores a los del espectro E490, mientras que en octubre se aprecia el comportamiento inverso. En los meses intermedios, la diferencia entre ambos espectros depende de la longitud de onda considerada.

En Granada, es apreciable que los valores de RRI obtenidos a partir del espectro E490 son mayores en los meses de julio y octubre con respecto a TSIS-1. En marzo y mayo los valores son muy semejantes, incluso ligeramente menores los de E490 en su mayoría. Destaca especialmente la gran dispersión en los meses de julio y octubre, particularmente en la longitud de onda más corta, que representa la mayor variabilidad observada en todos los lugares analizados.

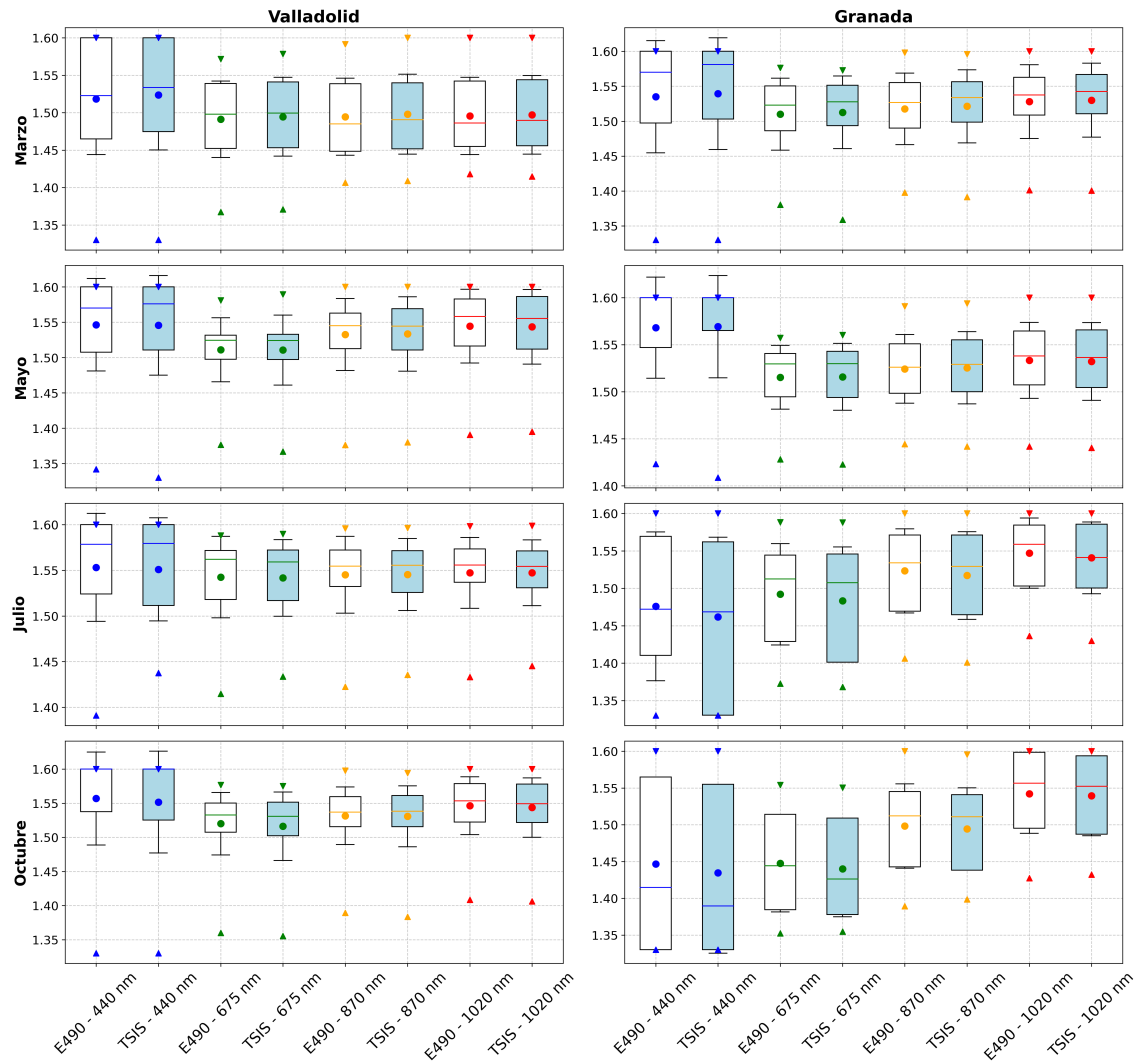


Figura 4.2: Distribución de los valores del índice de refracción real (RRI) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1 para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. La línea horizontal dentro de la caja representa la mediana de los datos y el punto indica la media. Los límites de la caja representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes superior e inferior corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar correspondiente. Los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.

En Izaña (Figura 4.3), los valores más bajos del RRI se registran para la longitud de onda de 870nm, mientras que los valores más altos se dan para las longitudes de onda más cortas. Los valores obtenidos a partir del espectro TSIS-1 son generalmente superiores a los de E490 en todos los meses analizados para todas las longitudes de onda. Además, las dispersiones mayores también se observan en las longitudes de onda más cortas.

En Lindenberg, para la longitud de onda de 675nm se dan los valores más bajos de RRI. Se aprecia una gran similitud entre los valores obtenidos por los dos espectros en los meses de mayo y julio, tanto en términos de media como de dispersión, que es especialmente reducida en estos meses. En los meses de marzo y octubre, los valores del espectro TSIS-1 tienden a ser ligeramente superiores a los de E490.

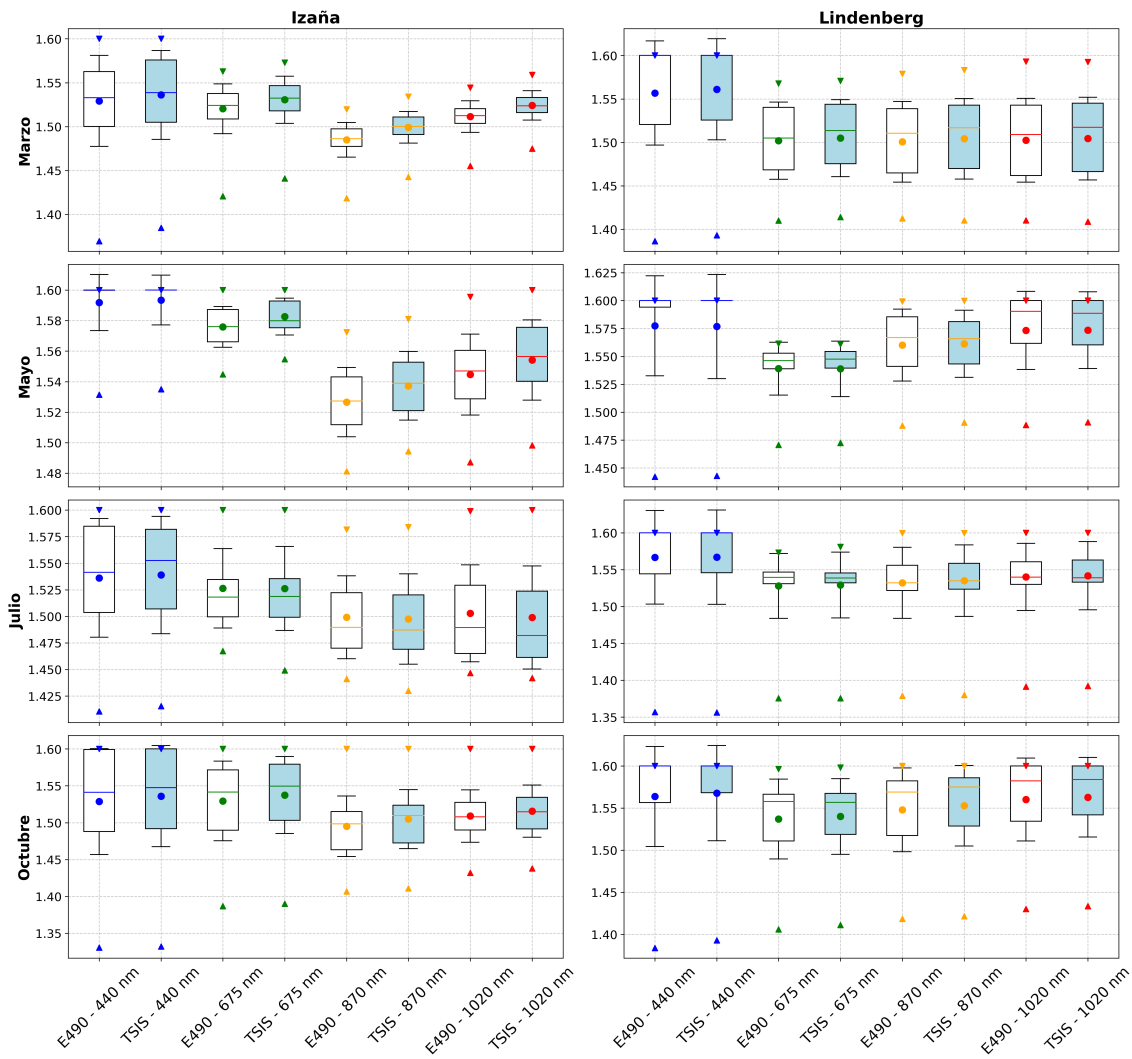


Figura 4.3: Similar a la Figura 4.2 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).

Para cuantificar el impacto del espectro de referencia, se representa en la Figura 4.4 la distribución de las diferencias entre los valores de RRI calculados con E490, menos los obtenidos con TSIS-1.

En Valladolid, se observa que la dispersión de las diferencias entre los valores de RRI obtenidos con E490 y TSIS-1 disminuye progresivamente a medida que aumenta la longitud de onda, lo que indica una mayor consistencia en las bandas más largas. Las diferencias son bajas y estables en la mayoría de los casos. Sin embargo, en octubre se produce un incremento notable de la dispersión en todas las longitudes de onda, alcanzando valores de hasta 0.1. En marzo, las diferencias son negativas, lo que indica que los valores de RRI obtenidos con TSIS-1 son superiores a los de E490, mientras que en julio y octubre se observa el comportamiento opuesto.

En Granada se aprecian las mayores dispersiones en las diferencias entre los valores de RRI obtenidos con E490 y TSIS-1 en todos los lugares observados, especialmente durante los meses de mayo, julio y octubre. Resulta llamativo que, en julio y octubre, la media se sitúa notablemente por encima de la mediana, lo que sugiere la presencia de valores extremos elevados. En estos mismos meses, las diferencias son claramente positivas, lo que indica que los valores de RRI obtenidos a partir del espectro E490 son, en general, superiores a los obtenidos con TSIS-1.

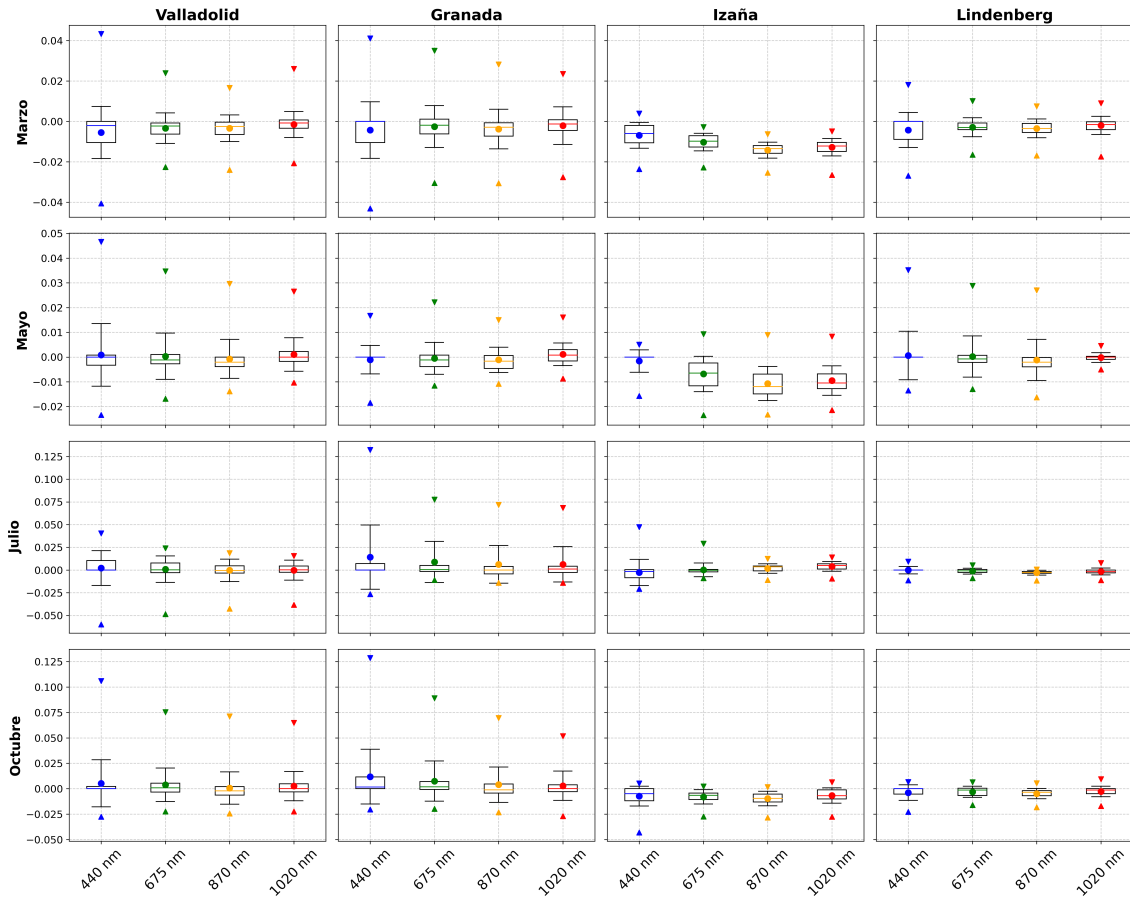


Figura 4.4: Distribución de las diferencias (ΔRRI) entre el índice de refracción real (RRI) obtenido con el espectro E490 y el obtenido con el espectro TSIS-1, para Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg respectivamente, en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.

En Izaña se registran, en términos generales, las menores dispersiones entre todos los lugares analizados, lo que sugiere una mayor estabilidad en los valores del RRI calculados a partir de ambos espectros. En los meses de marzo, mayo y octubre, los valores obtenidos con E490 tienden a sobreestimar respecto a los de TSIS-1, mientras que en julio ocurre lo contrario. Las diferencias más negativas se concentran, en general, en la longitud de onda de 870nm, salvo en el mes de julio, donde se observa una transición progresiva desde diferencias negativas en la banda más corta hacia valores positivos en la más larga.

En Lindenberg, la mayoría de las diferencias entre los valores de RRI calculados con E490 y TSIS-1 son negativas, lo que indica que los valores obtenidos con TSIS-1 tienden a ser mayores. Se aprecia un cambio de comportamiento entre los meses de marzo y mayo y los de julio y octubre. En marzo y mayo, la mayor dispersión se concentra en la primera longitud de onda, mientras que en julio y octubre también se observan dispersiones significativas en la longitud de onda más larga. Además, la diferencia más negativa se da en 870nm.

En general, el análisis comparativo de los dos espectros muestra que no hay una tendencia clara en las diferencias. Dependiendo de la estación, el mes y la longitud de onda, en algunos casos los valores calculados con E490 son más elevados, mientras que en otros lo son los de TSIS-1. La falta de signo constante sugiere que ninguno de los dos espectros resulta universalmente más apropiado y que su comportamiento puede verse influenciado por factores atmosféricos locales y temporales.

4.1.2. SSA

A continuación, se lleva a cabo un estudio análogo al realizado para el RRI, esta vez centrado en el parámetro SSA. Se presenta una comparativa de los valores estimados a partir de los dos espectros de referencia en las Figuras 4.5 y 4.6.

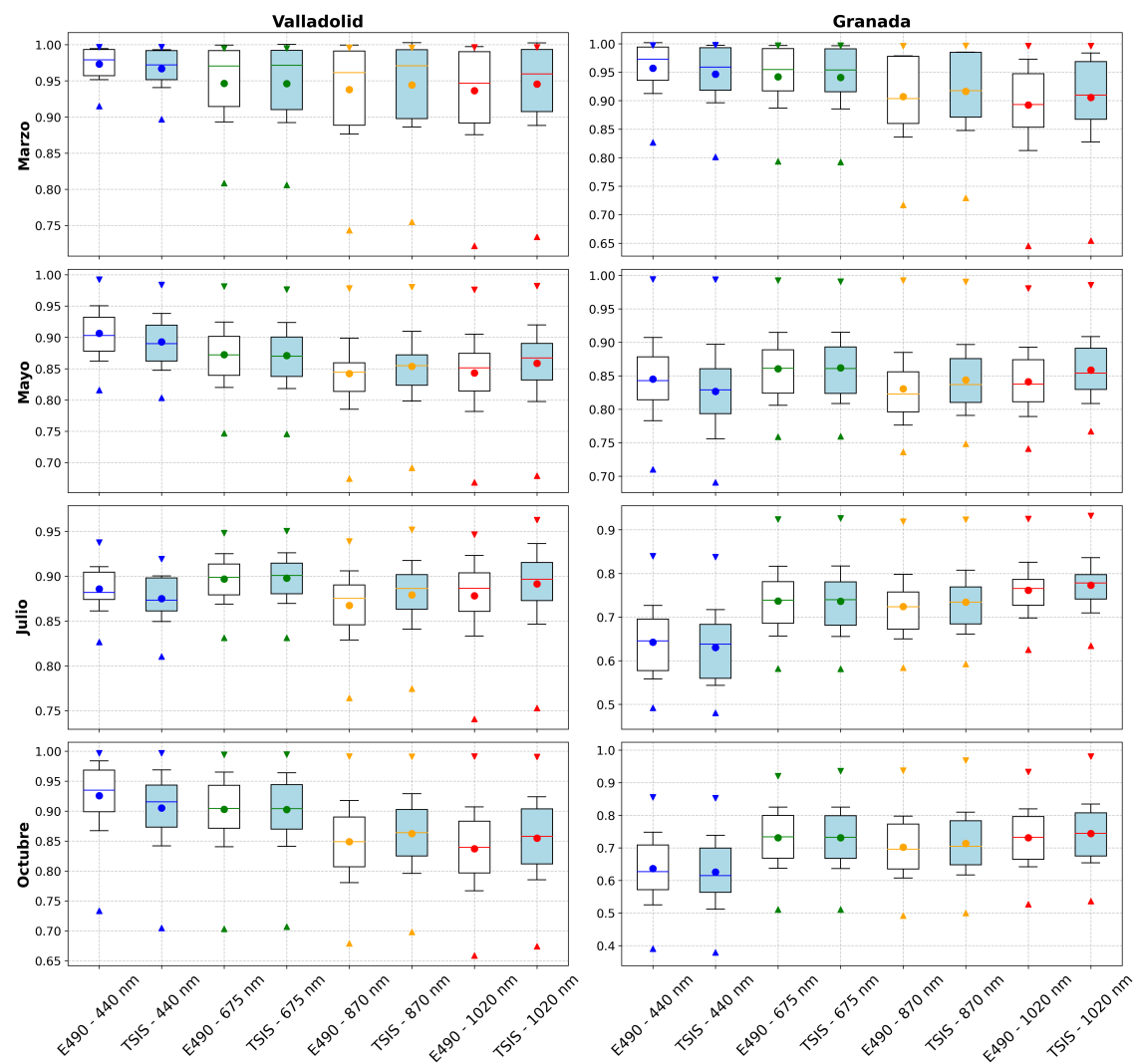


Figura 4.5: Distribución de los valores del albedo de dispersión simple (SSA) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1 para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. La línea marca la mediana, el punto la media. La caja abarca del percentil 25 al 75. Los bigotes muestran media $\pm$ desviación estándar y los triángulos los percentiles 1 y 99.

En Valladolid, se observa un incremento progresivo de la dispersión del SSA a medida que aumenta la longitud de onda, siendo marzo y octubre los meses en los que esta dispersión es más notable. Este patrón podría estar relacionado con la predominancia de aerosoles más absorbentes a mayores longitudes de onda, como sucede en situaciones de contaminación urbana (Dubovik, B. Holben et al. 2002). En los meses de verano, es más frecuente la intrusión de polvo desértico proveniente del norte de África. Este tipo de aerosol presenta un SSA más bajo en las longitudes de onda cortas, lo que podría justificar los valores más bajos observados en julio a 440 nm. Cabe destacar que los valores obtenidos con el espectro TSIS-1 tienden a ser sistemáticamente superiores a los obtenidos con E490 para las longitudes de onda más largas, lo que sugiere una ligera sobreestimación del SSA en el infrarrojo por parte del primero. El espectro extraterrestre TSIS-1 presenta valores más bajos que el E490 en las longitudes del infrarrojo analizadas (ver Figura 4.1), lo que implica que las radiancias normalizadas por TSIS-1 a esas longitudes de onda son mayores que las normalizadas con E490. Por tanto, parece lógico que la absorción sea considerada menor (SSA mayor) con TSIS-1 en el infrarrojo al presentar mayores radiancias, que se puede interpretar como menos radiación absorbida. No obstante, es importante considerar que el SSA solo es un indicador fiable cuando el AOD es suficientemente alto (usualmente, superior a 0.4 a 440nm) (B. N. Holben, T. Eck et al. 2006). En condiciones de AOD bajo, como es usual en Valladolid, el SSA puede mostrar mayor incertidumbre y variabilidad.

En Granada, contrariamente a lo observado en Valladolid, los valores más bajos del SSA se registran en las longitudes de onda más cortas, salvo en el mes de marzo, lo cual podría deberse a episodios de polvo desértico frecuentes e intensos en esos meses. La dispersión de los datos se mantiene relativamente constante entre longitudes de onda, especialmente en mayo y octubre. En este caso, no se aprecia una tendencia respecto a qué espectro proporciona valores más altos, siendo la estación en la que los resultados obtenidos resultan más similares en términos generales para ambos espectros. Sin embargo, sí se detecta una ligera sobreestimación del SSA con TSIS-1 en el infrarrojo, coherente con lo analizado y observado también en Valladolid.

En Izaña, se observa claramente como los valores obtenidos con el espectro TSIS-1 son superiores a los correspondientes al espectro E490 (salvo para 440nm, longitud de onda para la que se obtienen resultados semejantes). Además, la dispersión de los datos tiende a aumentar con la longitud de onda, mientras que el valor medio del SSA disminuye progresivamente a medida que esta incrementa. Este comportamiento se mantiene en todos los meses analizados. Cabe destacar que las inversiones en Izaña presentan la mayor incertidumbre, ya que el AOD suele ser muy bajo durante la mayor parte del año, lo que limita la fiabilidad en la estimación del SSA. Solo durante episodios de calima, cuando el AOD aumenta, se dispone de condiciones más favorables para la inversión.

El SSA en Lindenberg disminuye progresivamente con el aumento de la longitud de onda, al igual que ocurría en Izaña. Este comportamiento es coherente, puesto que aquí no llega calima, lo que permite que salga ese comportamiento más propio de *smoke* y de *black carbon*. A su vez, es la localización donde se aprecia una mayor dispersión en los valores obtenidos. Aunque no se presenta una tendencia totalmente uniforme, en la mayoría de los casos el espectro TSIS-1 proporciona valores más elevados que el espectro E490 en las longitudes de onda de 870 y 1020 nm, como se ha observado en el resto de localidades.

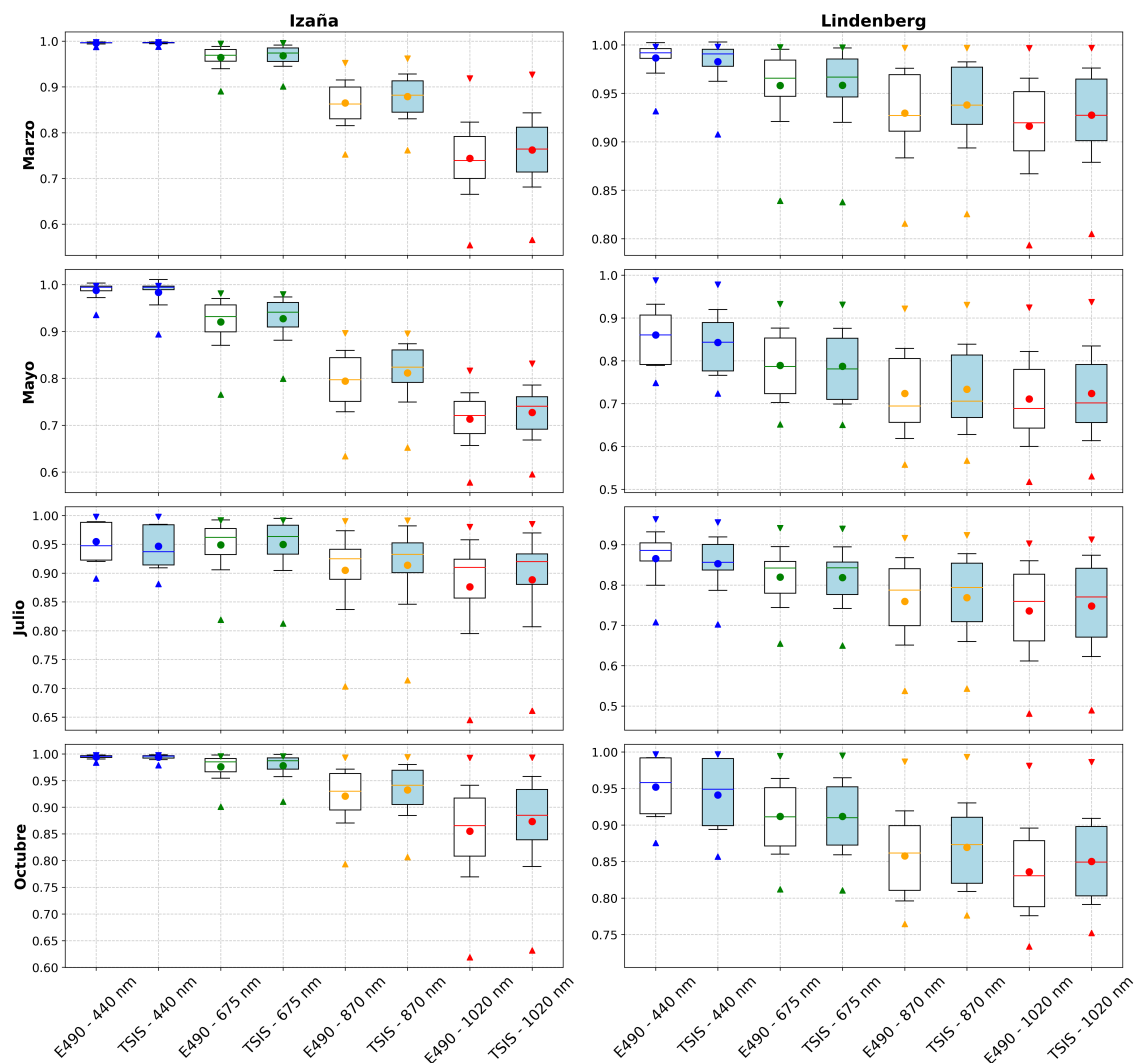


Figura 4.6: Similar a la Figura 4.5 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).

Para continuar con el análisis cuantitativo entre ambos espectros, en la Figura 4.7 se presentan las gráficas correspondientes a las diferencias $\Delta(\text{SSA})$ entre los valores de SSA obtenidos con E490 y TSIS-1.

En el conjunto de estaciones analizadas, se identifica un patrón común para todas las localidades y longitudes de onda. La primera longitud de onda (440nm) presenta diferencias positivas, lo que indica que los valores de SSA calculados con E490 tienden a ser superiores a los de TSIS-1. En la segunda, 675nm, las diferencias son muy próximas a cero, mostrando una buena coincidencia entre ambos espectros. Por su parte, las longitudes de onda de 870nm y 1020nm muestran diferencias negativas, es decir, TSIS-1 proporciona valores mayores que E490. Las diferencias decrecen progresivamente conforme aumenta la longitud de onda. Esta puede ser debida a las diferencias entre los espectros extraterrestres, ya comentado en Valladolid. En el infrarrojo, TSIS-1 presenta valores más bajos que E490, mientras que en 440nm ocurre lo contrario. Esto implica que las radiancias normalizadas son mayores con E490 en 440nm y mayores con TSIS-1 en el infrarrojo, lo que afecta al cálculo del SSA. Dado que una radiancia normalizada mayor se interpreta como una menor absorción, el algoritmo de inversión tiende a asignar valores más altos de SSA al espectro cuya radiancia normalizada resulte mayor en cada caso.

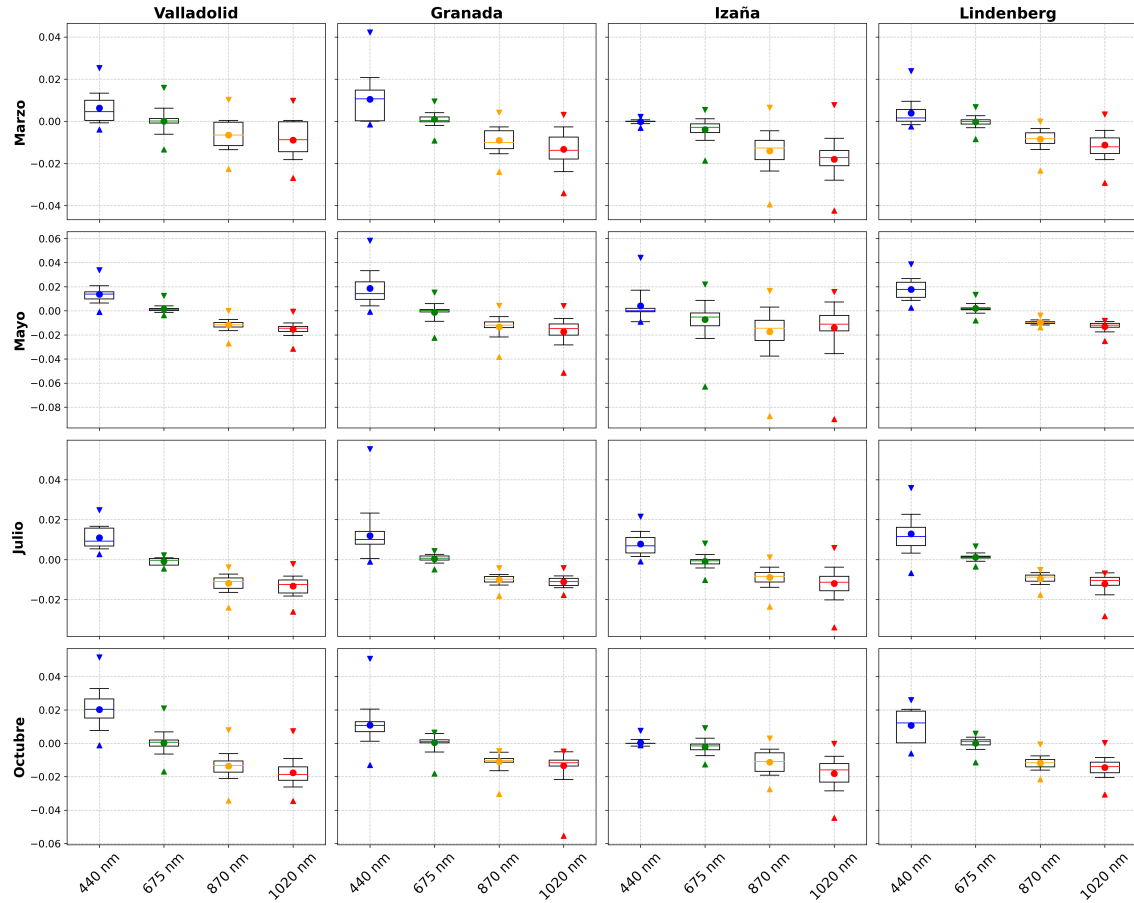


Figura 4.7: Distribución de las diferencias (Δ SSA) entre el albedo de dispersión simple (SSA) obtenido con el espectro E490 y el obtenido con el espectro TSIS-1, para Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg respectivamente, en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.

4.1.3. Radio efectivo

Para evaluar cómo la elección del espectro de normalización afecta a los radios efectivos, las Figuras 4.8 y 4.9 muestran los valores estimados tras la normalización utilizando los espectros E490 y TSIS-1 para diversas estaciones y meses del año 2021. Se puede notar que el comportamiento de ambos espectros es bastante parecido, tanto en los valores promedio como en la variabilidad de los resultados, ya sea en el modo fino o en el modo grueso.

Respecto a los valores absolutos del radio efectivo, se aprecia que Izaña presenta los radios más pequeños, tanto en el modo fino como en el grueso. En cambio, Granada y Valladolid tienen radios gruesos mayores, especialmente en primavera y verano, probablemente debido a la influencia de fuentes locales de partículas gruesas o a la llegada de polvo mineral del Sahara. Lindenberg exhibe un comportamiento más variable, con radios gruesos mayores en primavera y más bajos en verano y otoño, lo que puede reflejar cambios estacionales en la composición de los aerosoles.

Tanto en Valladolid como en Granada, E490 y TSIS-1 proporcionan valores para el radio efectivo de modo fino muy similares en todos los meses, y no se observa una diferencia sistemática entre ambos espectros. En cuanto al modo grueso, los valores del radio efectivo obtenidos con TSIS-1 son ligeramente mayores que los obtenidos con E490 en todos los meses en Valladolid, y salvo en marzo en Granada.

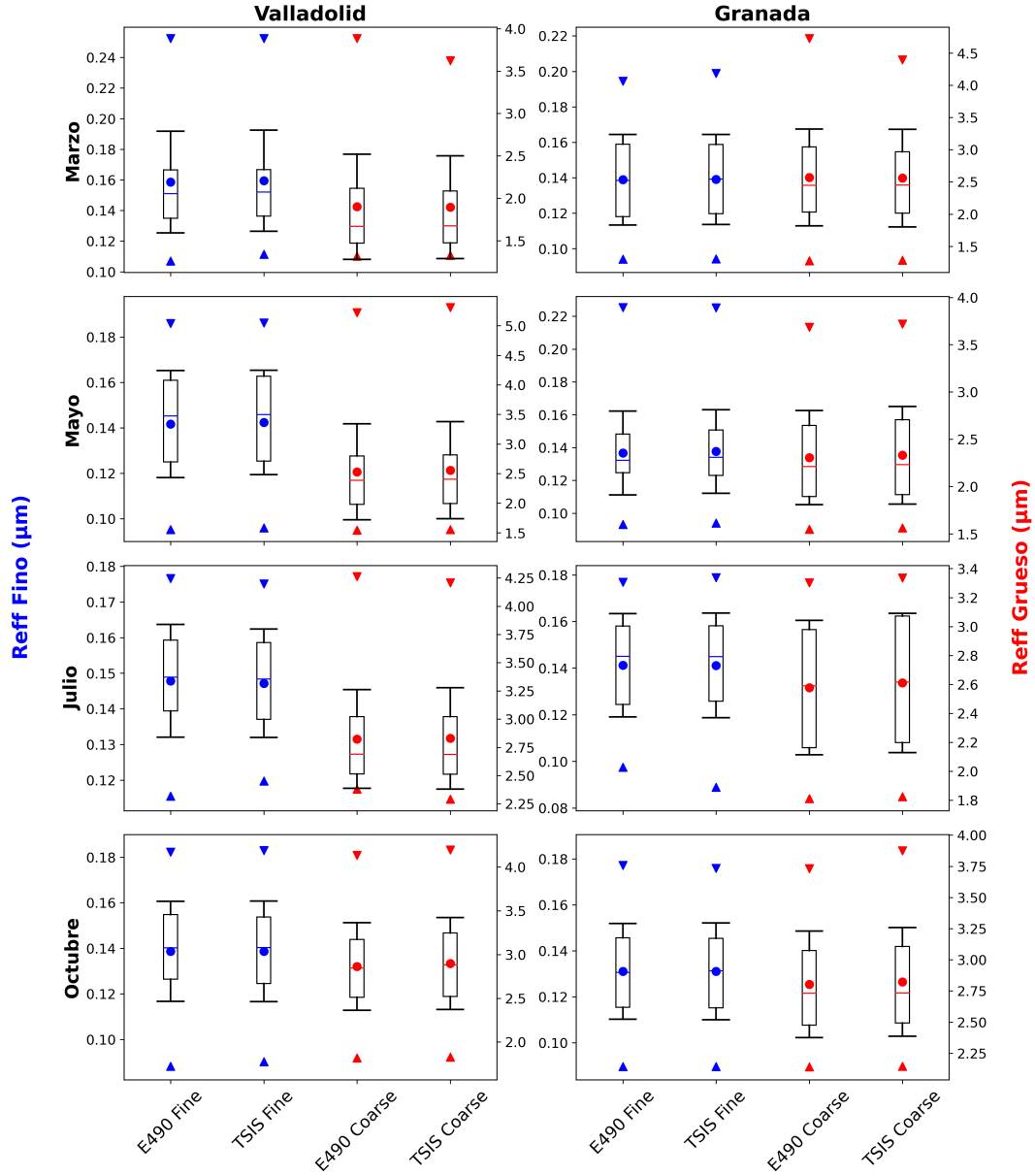


Figura 4.8: Distribución de los valores del radio efectivo (R_{eff}) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1, tanto para el modo fino como para el modo grueso, para Valladolid (izquierda) y Granada (derecha) en cuatro meses distintos de 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.

En Izaña también se observa que los valores de E490 y TSIS-1 son muy similares en todos los meses. Tanto para el modo fino como para el modo grueso, en algún mes puntual como mayo, E490

estima valores ligeramente mayores, pero en julio esta tendencia es la inversa. Las diferencias son insignificantes en términos prácticos. Por último, en Lindenberg se observa que TSIS-1 tiende a dar valores de R_{eff} grueso ligeramente menores que E490. La dispersión en el modo grueso es mayor en julio, igual que ocurría en Izaña, aunque sigue siendo razonablemente moderada. La dispersión entre espectros es también muy similar en todos los lugares, indicando que la estabilidad de la inversión no se ve afectada significativamente por el espectro de normalización.

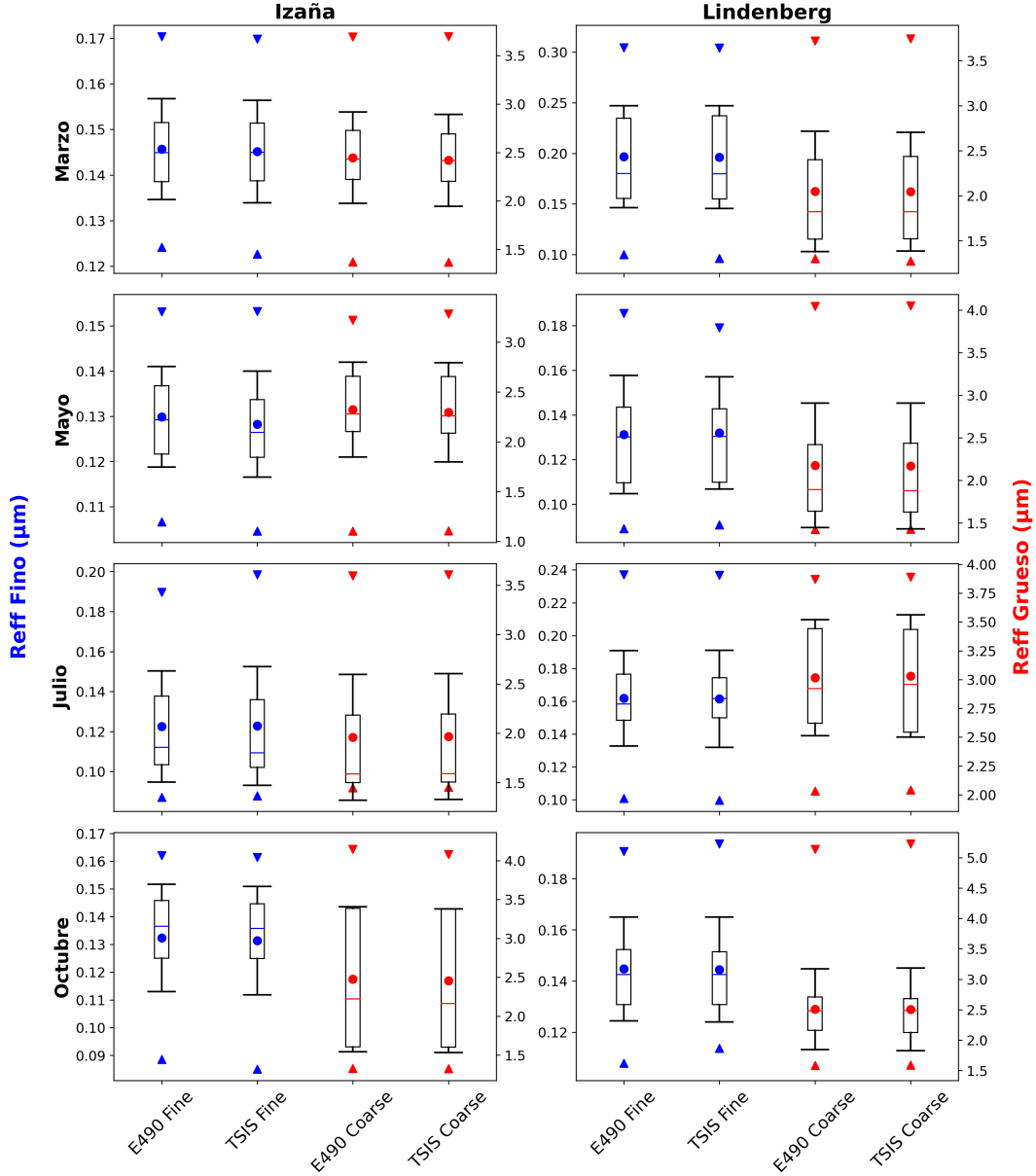


Figura 4.9: Similar a la Figura 4.8 pero para Izaña (izquierda) y Lindenberg (derecha).

Dado que las discrepancias suelen ser bastante pequeñas, se presentarán de manera conjunta en la Figura 4.10 las diferencias absolutas entre los radios efectivos invertidos con E490 y TSIS-1, con el fin de evaluar de forma más precisa el impacto del espectro de referencia en el parámetro estimado. Se analiza el valor $\Delta R_{eff} = R_{eff}(E490) - R_{eff}(TSIS-1)$, luego valores positivos indican que el radio efectivo estimado usando E490 es mayor que el obtenido con TSIS-1, y valores negativos indican lo contrario.

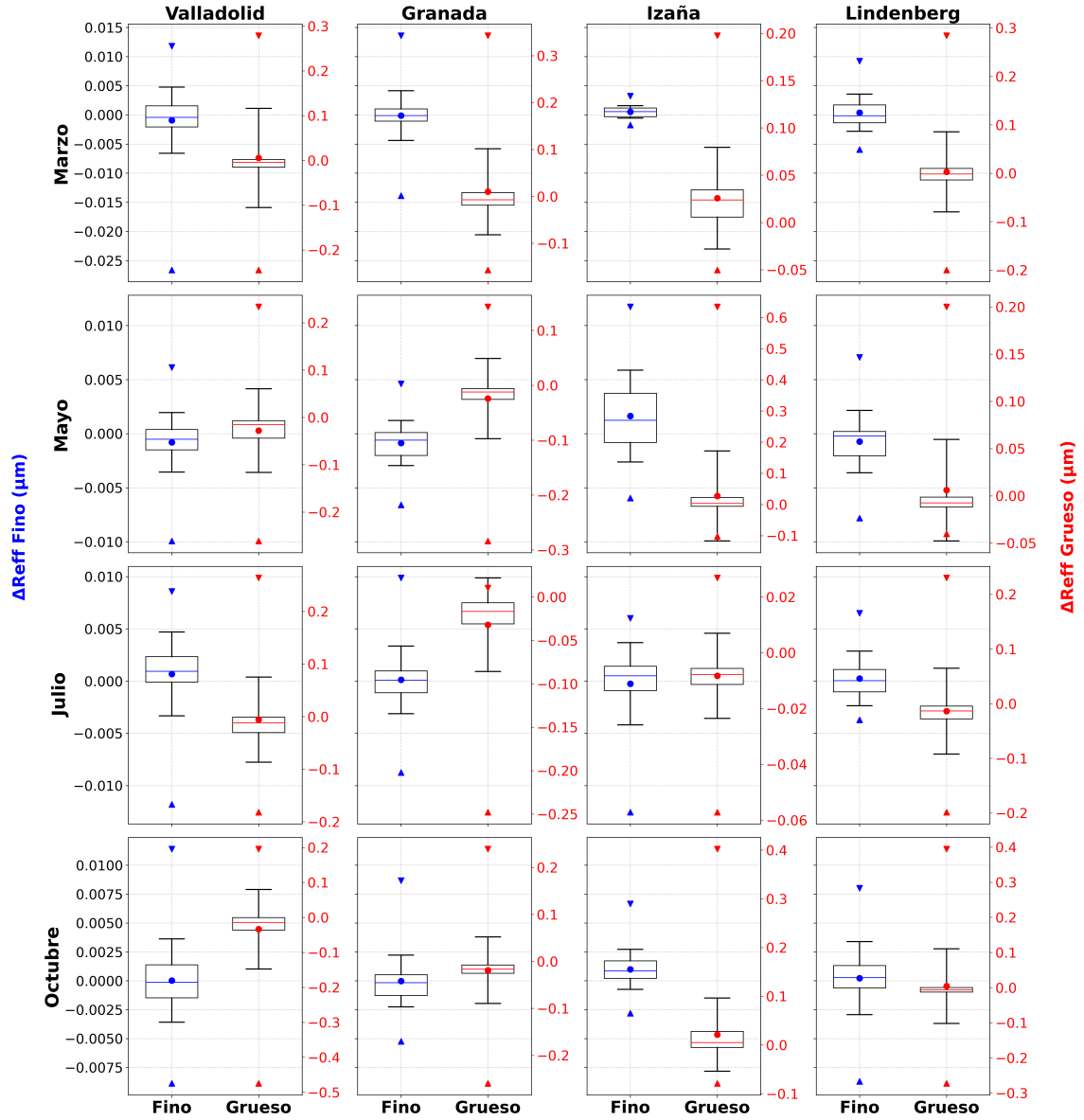


Figura 4.10: Distribución de las diferencias (ΔR_{eff}) entre los radios efectivos (R_{eff}) obtenidos con los espectros E490 y TSIS-1, tanto para el modo fino como para el modo grueso, en las estaciones de Valladolid, Granada, Izaña y Lindenberg, durante cuatro meses representativos del año 2021. En cada caja, la línea horizontal representa la mediana de los datos, el punto indica la media y sus límites representan los percentiles 25 y 75. Los bigotes corresponden a la media $\pm$ la desviación estándar y los triángulos marcan los percentiles 1 y 99.

En Valladolid las diferencias del modo fino son pequeñas. Marzo y mayo presentan diferencias negativas, indicando que TSIS-1 da radios ligeramente mayores, sin embargo julio muestra diferencias positivas y en octubre son prácticamente nulas. En el modo grueso, se observa una ligera tendencia a diferencias negativas a lo largo de los meses. Las mayores dispersiones de ambos modos se registran en marzo y octubre.

En Granada el modo fino se caracteriza por diferencias son muy pequeñas y estables, prácticamente indistinguibles, con ligeros valores negativos. En el modo grueso, se observan diferencias negativas claras en la mayoría de los meses, siendo más destacadas en los meses de mayo y julio.

Las diferencias del modo fino tienden a ser positivas en todos los meses en Izaña. En el modo grueso, las diferencias también son mayoritariamente positivas, salvo en mayo, donde se observan valores negativos.

En Lindenberg las diferencias en ambos modos son tan pequeñas que no se identifica ninguna tendencia clara a lo largo de los meses.

A pesar de estas mínimas variaciones, los resultados indican que el radio efectivo es un parámetro robusto independientemente de la elección del espectro de normalización utilizado. Esto se debe a que la información de la distribución de tamaños se encuentra principalmente en los datos de AOD utilizados en la inversión, los cuales no se ven afectados por la elección de un espectro u otro (Herrero-Anta et al. 2025). Por tanto, es lógico que el radio efectivo obtenido no presente cambios significativos al usar espectros extraterrestres diferentes durante la inversión. En resumen, aunque existen diferencias puntuales entre los radios efectivos normalizados con E490 y TSIS-1, su magnitud y comportamiento revelan que la selección del espectro de referencia afecta de manera reducida la medida de R_{eff} , asegurando la consistencia de los resultados obtenidos.

4.2. Comparación AERONET y GRASP

Con el objetivo de verificar la coherencia de los valores obtenidos mediante la inversión de GRASP, se procede a compararlos con los datos proporcionados por la red AERONET, la cual se utilizará como referencia. Es importante mencionar que la versión 3 del algoritmo de inversión de AERONET utiliza un espectro solar extraterrestre basado en el trabajo de Oliver Coddington et al. (2016), sustituyendo al espectro E490 utilizado en la versión anterior (Sinyuk et al. 2020), que corresponde a uno de los espectros utilizados en este trabajo.

4.2.1. RRI

En la Tabla 4.2 se observa que en la mayoría de los casos las diferencias entre los valores de RRI estimados por AERONET y los obtenidos con GRASP son positivas, tanto para el espectro E490 como para TSIS-1, lo que señala una tendencia a la sobrestimación. Sin embargo, se detectan diferencias negativas en ciertas estaciones y meses específicos, sobresaliendo especialmente en Granada durante julio y octubre, siendo esta última la única localización con valores medios negativos al promediar todos los meses.

En cuanto a la variación con la longitud de onda, se aprecia un patrón común en el que las mayores diferencias se concentran en las longitudes de onda extremas (440nm y 1020nm), mientras que la segunda longitud de onda (675nm) tiende a mostrar diferencias más pequeñas y constantes.

Analizando por estación, en Valladolid, las diferencias positivas más significativas se dan en julio para E490 y en mayo y julio para TSIS-1. En Granada, las diferencias más elevadas, y negativas, se dan en julio y octubre, especialmente con TSIS-1. En Izaña, se registran las mayores diferencias absolutas entre todos los lugares, especialmente en mayo. En Lindenberg, los resultados son más uniformes y estables entre meses y entre espectros.

En términos generales, si se analizan los datos de todas las estaciones en conjunto, mayo es el mes con mayores diferencias y octubre el que menos, con diferencias promedio dentro del

intervalo ± 0.01 en las tres primeras longitudes de onda. Al comparar ambos espectros, se observa que las diferencias absolutas y las desviaciones estándar son muy similares entre ambos espectros, aunque el espectro E490 proporciona resultados ligeramente más parecidos a los de AERONET que TSIS-1.

Tabla 4.2: Diferencias entre los valores de RRI que se obtienen empleando el algoritmo GRASP y aquellos que proporciona AERONET, normalizados por el espectro extraterrestre E490 y TSIS-1 para distintas longitudes de onda, localidades y meses. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2} . Los valores se expresan como media $\pm$ desviación estándar.

Localidad	Mes	E490				TSIS-1			
		$\lambda_1 = 440nm$	$\lambda_2 = 675nm$	$\lambda_3 = 870nm$	$\lambda_4 = 1020nm$	$\lambda_1 = 440nm$	$\lambda_2 = 675nm$	$\lambda_3 = 870nm$	$\lambda_4 = 1020nm$
Valladolid	Marzo	3.2 $\pm$ 6.9	1.2 $\pm$ 5.5	1.4 $\pm$ 4.7	1.7 $\pm$ 4.0	3.7 $\pm$ 7.0	1.5 $\pm$ 5.6	1.7 $\pm$ 4.8	1.8 $\pm$ 4.1
	Mayo	5.9 $\pm$ 6.9	2.2 $\pm$ 5.4	2.9 $\pm$ 4.5	3.3 $\pm$ 4.1	7.6 $\pm$ 7.1	5.4 $\pm$ 5.6	5.1 $\pm$ 4.8	5.4 $\pm$ 4.3
	Julio	7.6 $\pm$ 7.0	5.4 $\pm$ 5.1	5.1 $\pm$ 4.5	5.4 $\pm$ 4.2	7.4 $\pm$ 7.4	5.4 $\pm$ 5.3	5.1 $\pm$ 4.6	5.5 $\pm$ 4.3
	Octubre	3.3 $\pm$ 9.0	3.8 $\pm$ 7.3	1.0 $\pm$ 5.8	2.1 $\pm$ 5.2	2.6 $\pm$ 9.8	0.1 $\pm$ 7.8	0.9 $\pm$ 6.3	1.7 $\pm$ 5.6
	Todos	5.0 $\pm$ 0.9	2.3 $\pm$ 0.9	2.6 $\pm$ 0.5	3.2 $\pm$ 0.5	4.9 $\pm$ 1.1	2.2 $\pm$ 1.0	2.6 $\pm$ 0.7	3.1 $\pm$ 0.6
Granada	Marzo	5.1 $\pm$ 8.6	1.9 $\pm$ 5.9	2.2 $\pm$ 5.2	3.1 $\pm$ 4.8	5.6 $\pm$ 8.4	2.2 $\pm$ 5.8	2.6 $\pm$ 5.1	3.4 $\pm$ 4.8
	Mayo	3.9 $\pm$ 5.3	0.8 $\pm$ 4.1	1.6 $\pm$ 2.9	2.3 $\pm$ 2.9	4.1 $\pm$ 5.3	0.9 $\pm$ 3.9	1.8 $\pm$ 2.8	2.2 $\pm$ 2.8
	Julio	-7.4 $\pm$ 13.5	-7.3 $\pm$ 9.6	-4.2 $\pm$ 7.7	-2.2 $\pm$ 5.7	-8.7 $\pm$ 14.2	-8.1 $\pm$ 10.3	-4.8 $\pm$ 8.1	-2.9 $\pm$ 6.0
	Octubre	-10.5 $\pm$ 14.7	-10.5 $\pm$ 11.1	-6.5 $\pm$ 8.7	-2.7 $\pm$ 7.2	-11.7 $\pm$ 15.0	-11.2 $\pm$ 11.2	-6.9 $\pm$ 8.8	-3.0 $\pm$ 7.3
	Todos	-2.2 $\pm$ 3.8	-3.8 $\pm$ 2.8	-1.7 $\pm$ 2.2	0.1 $\pm$ 1.6	-2.7 $\pm$ 4.1	-4.0 $\pm$ 3.0	-1.8 $\pm$ 2.4	-0.1 $\pm$ 1.7
Izaña	Marzo	6.7 $\pm$ 6.2	4.6 $\pm$ 4.6	2.9 $\pm$ 3.8	6.7 $\pm$ 3.6	7.3 $\pm$ 6.3	5.6 $\pm$ 4.7	4.3 $\pm$ 3.8	8.0 $\pm$ 3.8
	Mayo	13.6 $\pm$ 3.9	10.5 $\pm$ 3.4	7.4 $\pm$ 3.1	9.8 $\pm$ 2.8	13.8 $\pm$ 4.0	11.1 $\pm$ 3.5	8.4 $\pm$ 3.1	10.8 $\pm$ 2.9
	Julio	3.2 $\pm$ 6.3	2.9 $\pm$ 3.2	1.8 $\pm$ 2.8	2.5 $\pm$ 3.0	3.8 $\pm$ 6.3	3.0 $\pm$ 3.2	1.7 $\pm$ 3.1	2.1 $\pm$ 3.4
	Octubre	5.8 $\pm$ 7.9	0.4 $\pm$ 6.4	3.0 $\pm$ 5.2	5.0 $\pm$ 5.0	6.5 $\pm$ 7.5	5.1 $\pm$ 6.1	4.0 $\pm$ 5.1	5.7 $\pm$ 4.9
	Todos	7.3 $\pm$ 1.5	5.6 $\pm$ 1.3	3.8 $\pm$ 0.9	6.0 $\pm$ 0.8	7.9 $\pm$ 1.3	6.2 $\pm$ 1.2	4.6 $\pm$ 0.8	6.6 $\pm$ 0.7
Lindenberg	Marzo	6.0 $\pm$ 5.5	2.7 $\pm$ 3.5	3.1 $\pm$ 3.1	4.0 $\pm$ 3.0	6.5 $\pm$ 5.4	3.1 $\pm$ 3.4	3.5 $\pm$ 3.1	4.2 $\pm$ 3.0
	Mayo	5.4 $\pm$ 6.0	2.4 $\pm$ 4.6	4.0 $\pm$ 3.1	5.3 $\pm$ 3.1	5.2 $\pm$ 6.6	2.3 $\pm$ 5.1	4.1 $\pm$ 3.5	5.3 $\pm$ 3.1
	Julio	6.6 $\pm$ 7.0	4.0 $\pm$ 5.1	4.4 $\pm$ 3.8	5.5 $\pm$ 3.7	6.6 $\pm$ 7.3	4.1 $\pm$ 5.2	4.6 $\pm$ 3.8	5.6 $\pm$ 3.6
	Octubre	5.2 $\pm$ 5.8	3.4 $\pm$ 4.5	3.7 $\pm$ 3.9	5.0 $\pm$ 3.7	5.5 $\pm$ 6.1	3.6 $\pm$ 4.6	4.1 $\pm$ 3.9	5.2 $\pm$ 3.9
	Todos	5.8 $\pm$ 0.6	3.1 $\pm$ 0.6	3.8 $\pm$ 0.4	4.9 $\pm$ 0.3	6.0 $\pm$ 0.7	3.3 $\pm$ 0.7	4.1 $\pm$ 0.3	5.1 $\pm$ 0.4
Todas	Marzo	5.2 $\pm$ 1.1	2.6 $\pm$ 0.9	2.4 $\pm$ 0.8	3.9 $\pm$ 0.7	5.8 $\pm$ 1.1	3.1 $\pm$ 0.9	3.0 $\pm$ 0.8	4.4 $\pm$ 0.6
	Mayo	7.2 $\pm$ 1.1	4.0 $\pm$ 0.7	4.0 $\pm$ 0.6	5.2 $\pm$ 0.5	7.2 $\pm$ 1.2	4.2 $\pm$ 0.9	4.3 $\pm$ 0.7	5.4 $\pm$ 0.6
	Julio	2.5 $\pm$ 2.9	1.3 $\pm$ 2.4	1.8 $\pm$ 1.8	2.8 $\pm$ 1.0	2.3 $\pm$ 3.2	1.1 $\pm$ 2.6	1.7 $\pm$ 1.9	2.6 $\pm$ 1.0
	Octubre	0.9 $\pm$ 3.3	-0.6 $\pm$ 2.4	0.3 $\pm$ 1.8	2.3 $\pm$ 1.3	0.7 $\pm$ 3.4	-0.6 $\pm$ 2.5	0.5 $\pm$ 1.8	2.4 $\pm$ 1.3
	Todos	4.0 $\pm$ 2.8	1.8 $\pm$ 2.1	2.1 $\pm$ 1.6	3.6 $\pm$ 1.2	4.0 $\pm$ 2.9	1.9 $\pm$ 2.2	2.4 $\pm$ 1.7	3.7 $\pm$ 1.2

4.2.2. SSA

Los valores de diferencia entre el SSA proporcionado por GRASP y los obtenidos con AERONET de la Tabla 4.3, son negativos en la mayoría de los casos, tanto para E490 como para TSIS-1, lo que señala una tendencia a la subestimación del SSA respecto a los valores de referencia. Esta tendencia es más marcada en 870nm y 1020nm, especialmente para TSIS-1.

En todos los casos, se aprecia una coincidencia en los meses de máxima y mínima diferencia entre los espectros, lo que sugiere una respuesta coherente del modelo independientemente del espectro utilizado. En Valladolid, las diferencias máximas en valor absoluto se alcanzan en julio, mientras que en Granada, además de julio, se mantienen diferencias elevadas en octubre. En Izaña, el mes de julio posee también las mayores discrepancias. Por su parte, en Lindenberg, las diferencias más destacadas se observan en mayo.

En el mes de marzo, las estaciones presentan diferencias más reducidas, e incluso positivas en varias longitudes de onda, lo que difiere del patrón habitual. La excepción a esto es Izaña, donde se observan notables diferencias negativas en marzo y mayo para 870nm y 1020nm.

Tabla 4.3: Tabla similar a la Tabla 4.2 pero para el SSA. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2} .

Localidad	Mes	E490				TSIS-1			
		$\lambda_1 = 440nm$	$\lambda_2 = 675nm$	$\lambda_3 = 870nm$	$\lambda_4 = 1020nm$	$\lambda_1 = 440nm$	$\lambda_2 = 675nm$	$\lambda_3 = 870nm$	$\lambda_4 = 1020nm$
Valladolid	Marzo	3.0±1.8	0.2±2.8	0.2±3.2	0.6±3.5	2.3±1.7	0.2±2.7	0.8±3.0	1.5±3.4
	Mayo	-5.1±3.6	-6.1±3.7	-6.7±3.7	-5.4±3.9	-6.5±3.7	-6.3±3.8	-5.4±3.6	-3.8±3.9
	Julio	-6.7±2.6	-5.5±2.2	-7.2±2.5	-5.4±2.3	-7.8±2.8	-5.4±2.3	-6.0±2.5	-4.1±2.3
	Octubre	3.3±4.2	1.6±4.3	-1.0±4.8	-0.9±4.5	1.2±4.4	1.6±4.2	0.4±4.6	1.0±4.5
	Todos	-1.4±0.9	-2.4±0.8	-3.7±0.8	-2.8 ± 0.8	-2.7±1.0	-2.5 ± 0.8	-2.6±0.8	-1.3±0.8
Granada	Marzo	3.9±2.6	3.3±3.1	2.0±4.2	1.5±4.8	2.9±2.5	3.2±3.1	3.0±4.3	2.9±5.0
	Mayo	-6.4±3.2	-5.7±2.7	-5.7±3.5	-4.3±3.5	-8.1±3.8	-5.5±2.8	-4.4±3.6	-2.5±3.7
	Julio	-13.9±10.0	-9.1±4.8	-10.3±4.9	-6.6±4.1	-15.1±10.3	-9.2±4.9	-9.3±4.8	-5.5±4.2
	Octubre	-10.3±12.8	-4.6±7.1	-6.6±8.0	-4.1±7.6	-11.3±13.2	-4.7±7.1	-5.6±8.0	-2.8±7.5
	Todos	-6.6±4.4	-4.0±1.7	-5.2±1.7	-3.4±1.6	-7.9±4.4	-4.0±1.7	-4.1±1.7	-2.0±1.5
Izaña	Marzo	1.2±2.9	-1.5±3.2	-11.0±5.2	-23.2±8.6	1.3±2.9	-1.1±3.1	-9.7±4.9	-21.5±8.5
	Mayo	0.1±1.9	-6.2±3.6	-17.7±4.5	-25.8±4.7	-0.4±2.4	-5.5±3.1	-16.0±4.4	-24.4±5.5
	Julio	-2.9±2.9	-4.1±4.4	-6.7±7.5	-8.6±9.9	-3.8±3.2	-4.0±4.5	-5.7±7.5	-7.3±9.9
	Octubre	1.2±2.3	-0.0±2.6	-4.2±5.5	-10.2±9.6	1.2±2.3	0.2±2.7	-3.0±5.4	-8.4±9.4
	Todos	-0.1±0.4	-2.9±0.6	-9.9±1.1	-17.0±2.1	-0.4±0.4	-2.6±0.7	-8.6±1.2	-15.4±1.7
Lindenberg	Marzo	2.5±2.9	1.1±3.5	0.3±3.2	-0.1±3.4	2.2±3.1	1.1±3.6	1.2±3.2	1.2±3.5
	Mayo	-6.8±5.5	-7.5±4.1	-6.1±2.6	-4.8±2.5	-8.6±5.9	-7.7±4.3	-5.2±2.7	-3.5±2.4
	Julio	-6.5±3.5	-7.1±2.2	-7.2±2.4	-6.3±2.7	-7.9±3.7	-7.2±2.2	-6.2±2.2	-5.0±2.5
	Octubre	2.3±2.8	-0.3±2.9	-2.9±3.0	-3.4±3.5	1.1±3.1	-0.3±2.9	-1.6±3.0	-2.0±3.5
	Todos	-2.1±1.1	-3.4±0.7	-4.0±0.3	-3.6±0.4	-3.3±1.1	-3.5±0.8	-3.0±0.4	-2.3±0.5
Todas	Marzo	2.7±0.5	0.8±0.3	-2.2±0.8	-5.3±2.1	2.2±0.6	0.9±0.3	-1.2±0.8	-4.0±2.1
	Mayo	-4.5±1.3	-6.4±0.5	-9.1±0.7	-10.1±0.8	-5.9±1.2	-6.2±0.6	-7.8±0.6	-8.5±1.1
	Julio	-7.1±3.1	-6.4±1.2	-7.8±2.1	-6.7±3.0	-8.6±3.1	-6.4±1.3	-6.8±2.1	-5.5±3.1
	Octubre	-0.9±4.3	-0.8±1.8	-3.7±1.8	-4.6±2.4	-2.0±4.4	-0.8±1.7	-2.5±1.8	-3.1±2.4
	Todos	-2.6±3.0	-3.2±1.2	-5.7±1.6	-6.7±2.4	-3.6±3.0	-3.2±1.2	-4.6±1.6	-5.3±2.4

A nivel global (última fila de la Tabla 4.3), marzo y mayo son los meses con mayores diferencias, y marzo y octubre los más cercanos a cero. Al comparar los resultados obtenidos con ambos espectros, se observa un patrón significativo: el espectro E490 tiende a ofrecer mejores resultados en 440nm y 675nm, mientras que TSIS-1 proporciona mejores ajustes en 870nm y 1020nm. Las desviaciones estándar son similares en ambos espectros, lo que indica que en términos de dispersión ninguno de los dos espectros presenta una ventaja clara sobre el otro.

Las discrepancias entre ambos espectros son muy similares: E490 y TSIS-1 ofrecen resultados comparables, con ligeras diferencias puntuales (por ejemplo, E490 presenta diferencias un poco más pronunciadas en 1020nm, en cambio, TSIS-1 lo hace en 440nm). Las desviaciones estándar son similares, lo que indica que ninguno de los espectros presenta una ventaja clara.

4.2.3. Radio efectivo

En cuanto al análisis del radio efectivo, primero se analizan los resultados del modo fino de la Tabla 4.4. En general, se observa una ligera sobrestimación de este modo por parte de ambos espectros. No se observa una dependencia estacional clara, aunque en la mayoría de las localidades los máximos absolutos se encuentran en octubre. Respecto a las localidades, Izaña destaca con los valores más negativos de modo fino para ambos espectros en casi todos los meses. En la mayoría de los casos, E490 y TSIS-1 muestran resultados muy similares, con diferencias pequeñas, lo que indica que ambos espectros actúan de forma muy similar.

En todos los casos, las diferencias para el modo grueso son positivas, lo que indica una sobrestimación consistente del radio grueso efectivo por parte de GRASP con respecto a AERONET.

Esta subestimación es ligeramente mayor con el espectro TSIS-1 en comparación con E490, aunque las diferencias entre ambos no son excesivas. Tampoco se identifica un patrón estacional claro: por ejemplo, en Granada, los valores mayores se concentran en marzo y mayo, mientras que en Izaña se llega a los niveles más altos durante marzo y julio. En contraste, Lindenberg muestra diferencias más moderadas y constantes a lo largo del año.

Tabla 4.4: Diferencias entre los radios efectivos obtenidos utilizando el algoritmo GRASP y los proporcionados por AERONET. Para una mejor visualización, los resultados se muestran multiplicados por un factor de 10^{-2} . Los valores se expresan como media $\pm$ desviación estándar.

Localidad	Mes	E490		TSIS-1	
		Modo fino ($10^{-2}/\mu\text{m}$)	Modo grueso ($10^{-2}/\mu\text{m}$)	Modo fino ($10^{-2}/\mu\text{m}$)	Modo grueso ($10^{-2}/\mu\text{m}$)
Valladolid	Marzo	0.45 $\pm$ 1.84	15.2 $\pm$ 21.2	0.53 $\pm$ 2.01	15.6 $\pm$ 22.6
	Mayo	-0.25 $\pm$ 1.30	29.1 $\pm$ 38.9	-0.13 $\pm$ 1.25	33.2 $\pm$ 41.1
	Julio	0.10 $\pm$ 1.21	32.3 $\pm$ 17.7	0.04 $\pm$ 1.17	32.9 $\pm$ 21.3
	Octubre	-1.10 $\pm$ 1.59	29.8 $\pm$ 28.3	-1.10 $\pm$ 1.62	33.7 $\pm$ 32.8
	Todos	-0.2 $\pm$ 0.57	26.6 $\pm$ 6.7	-0.17 $\pm$ 0.59	28.8 $\pm$ 7.7
Granada	Marzo	0.27 $\pm$ 1.72	31.6 $\pm$ 35.1	0.28 $\pm$ 1.80	29.4 $\pm$ 35.8
	Mayo	0.07 $\pm$ 1.13	17.1 $\pm$ 20.7	0.15 $\pm$ 1.20	20.3 $\pm$ 23.2
	Julio	-0.78 $\pm$ 1.50	35.4 $\pm$ 24.4	-0.076 $\pm$ 1.47	38.6 $\pm$ 27.0
	Octubre	-1.35 $\pm$ 1.62	39.9 $\pm$ 23.0	-1.36 $\pm$ 1.67	41.5 $\pm$ 23.6
	Todos	-0.45 $\pm$ 0.65	31.0 $\pm$ 8.6	-0.42 $\pm$ 0.67	32.5 $\pm$ 8.3
Izana	Marzo	-1.08 $\pm$ 1.46	59.1 $\pm$ 37.1	-1.13 $\pm$ 1.46	56.2 $\pm$ 36.8
	Mayo	-1.18 $\pm$ 1.40	61.5 $\pm$ 30.5	-1.30 $\pm$ 1.42	58.2 $\pm$ 34.7
	Julio	-2.49 $\pm$ 1.52	35.3 $\pm$ 43.1	-2.53 $\pm$ 1.57	36.2 $\pm$ 43.2
	Octubre	-1.47 $\pm$ 1.33	45.5 $\pm$ 49.5	-1.57 $\pm$ 1.34	43.2 $\pm$ 48.6
	Todos	-1.56 $\pm$ 0.56	50.4 $\pm$ 10.6	-1.63 $\pm$ 0.54	48.4 $\pm$ 9.1
Lindenberg	Marzo	0.51 $\pm$ 1.70	18.7 $\pm$ 22.3	0.53 $\pm$ 1.80	18.2 $\pm$ 20.7
	Mayo	-0.06 $\pm$ 1.64	26.1 $\pm$ 35.1	0.01 $\pm$ 1.51	25.7 $\pm$ 37.1
	Julio	0.49 $\pm$ 1.67	27.2 $\pm$ 20.3	0.49 $\pm$ 1.72	28.6 $\pm$ 22.5
	Octubre	-0.37 $\pm$ 1.29	8.7 $\pm$ 24.3	-0.38 $\pm$ 1.31	10.0 $\pm$ 25.7
	Todos	0.16 $\pm$ 0.39	20.2 $\pm$ 7.4	0.16 $\pm$ 0.38	20.6 $\pm$ 7.2
Todas	Marzo	0.05 $\pm$ 0.66	31.2 $\pm$ 17.2	0.05 $\pm$ 0.69	29.9 $\pm$ 16.1
	Mayo	-0.35 $\pm$ 0.49	33.4 $\pm$ 16.8	-0.32 $\pm$ 0.57	34.3 $\pm$ 14.5
	Julio	-0.67 $\pm$ 1.15	32.5 $\pm$ 3.3	-0.69 $\pm$ 1.15	34.0 $\pm$ 3.8
	Octubre	-1.07 $\pm$ 0.43	31.0 $\pm$ 14.0	-1.10 $\pm$ 0.45	32.1 $\pm$ 13.2
	Todos	-0.51 $\pm$ 0.85	32.0 $\pm$ 14.1	-0.51 $\pm$ 0.88	32.6 $\pm$ 13.0

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y LINEAS FUTURAS

En este estudio se ha examinado el impacto que tiene la elección del espectro de irradiancia extraterrestre en algunas propiedades de los aerosoles obtenidas con el algoritmo GRASP. Para ello se han comparado dos espectros diferentes: el espectro E490 y el espectro TSIS-1. Las conclusiones que se exponen a continuación resumen las principales tendencias identificadas en este análisis y su relación con estudios previos.

Para el índice de refracción real (RRI), no se observa una tendencia evidente en las diferencias, lo que sugiere que el impacto de la elección del espectro en este parámetro es relativamente débil. En cambio, en el caso del albedo de dispersión simple (SSA) sí se observa un comportamiento sistemático: el espectro E490 suele generar valores de SSA más elevados que TSIS-1 en el canal de 440 nm, en cambio, en las longitudes de onda de 870 y 1020 nm, los valores de SSA estimados utilizando TSIS-1 son superiores a los obtenidos con E490. Esto podría ser debido a que la irradiancia extraterrestre de TSIS-1 sobrestima la del espectro E490 a 440nm, mientras que a 870 y 1020nm la subestima. Por tanto, las radiancias normalizadas con TSIS-1 en el infrarrojo son mayores que con E490, lo que se interpreta como una menor absorción y, consecuentemente, un mayor SSA a 440nm ocurre lo opuesto.

En relación al radio efectivo, es un indicador principalmente vinculado con la distribución del tamaño de las partículas y cuya información está principalmente contenida en los valores de el espesor óptico de aerosoles, magnitud que no se ve afectada por la elección de un espectro extraterrestre, por lo que no se perciben variaciones significativas entre las inversiones efectuadas con uno u otro espectro. Esto implica que para características como el radio, la selección del espectro extraterrestre utilizado en la inversión tiene un efecto considerablemente inferior al de parámetros ópticos como el SSA.

Otra conclusión de este trabajo es que las diferencias más grandes entre los productos obtenidos mediante GRASP utilizando los espectros E490 o TSIS-1, frente a los productos de referencia de AERONET, se observan en el SSA, con diferencias promedio entre -0.026 y -0.067. Este comportamiento concuerda con los resultados de un estudio previo de comparación entre las versiones 2 y 3 del algoritmo de inversión de AERONET (recordemos que el espectro E490 corresponde al utilizado en la versión 2 de AERONET), donde también se reconoce el SSA como el parámetro más susceptible a modificaciones en el espectro solar extraterrestre (Sinyuk et al. 2020).

Es importante destacar que las conclusiones obtenidas en este trabajo se fundamentan en un conjunto limitado de condiciones atmosféricas, por lo que podrían variar si se extendiera el estudio a otros entornos, épocas del año o regiones con distintos tipos de aerosol. Por tanto, dentro de las posibles líneas futuras se propone extender el estudio a todas las estaciones de la red AERONET, utilizando no solo unos meses concretos de un año, sino todos los datos disponibles registrados.

BIBLIOGRAFÍA

- Antuña Sánchez, Juan Carlos (2021). “Configuración y metodología para el uso de cámaras de todo cielo en la obtención de parámetros atmosféricos.” En: (vid. págs. 1, 9, 15, 16).
- ASTM International (2000). *Standard Solar Constant and Zero Air Mass Solar Spectral Irradiance Tables (E490-00)*. ASTM International. Standard E490-00. URL: <https://www.astm.org/e490-00.html> (vid. pág. 5).
- Baron, Paul A y Klaus Willeke (2001). “Aerosol measurement: principles, techniques, and applications”. En: (vid. pág. 1).
- Bohren, CRAIG F y DONALD R Huffman (1983). “Absorption and Scattering of”. En: *Light by Small* (vid. pág. 15).
- Boucher, Olivier et al. (2013). “Clouds and aerosols”. En: *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, pp. 571-657 (vid. pág. 1).
- Coddington, O et al. (2021). “The TSIS-1 hybrid solar reference spectrum”. En: *Geophysical Research Letters* 48.12, e2020GL091709 (vid. pág. 3).
- Coddington, Oliver et al. (2016). “A solar irradiance climate data record”. En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.7, pp. 1265-1282 (vid. pág. 32).
- Dubovik, Oleg (2004). “Optimization of numerical inversion in photopolarimetric remote sensing”. En: *Photopolarimetry in remote sensing*. Springer, pp. 65-106 (vid. pág. 16).
- Dubovik, Oleg, David Fuertes et al. (2021). “A comprehensive description of multi-term LSM for applying multiple a priori constraints in problems of atmospheric remote sensing: GRASP algorithm, concept, and applications”. En: *Frontiers in Remote Sensing* 2, p. 706851 (vid. págs. 3, 15, 16).
- Dubovik, Oleg, Brent Holben et al. (2002). “Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations”. En: *Journal of the atmospheric sciences* 59.3, pp. 590-608 (vid. págs. 9, 26).
- Dubovik, Oleg y Michael D King (2000). “A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements”. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105.D16, pp. 20673-20696 (vid. pág. 16).
- Giles, David M et al. (2019). “Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database—automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 12.1, pp. 169-209 (vid. pág. 13).
- González, Ramiro (2021). “Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico”. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid (vid. págs. 2, 8, 11-13).
- Herreras-Giralda, Marcos et al. (2022). “Thermal emission in the successive orders of scattering (SOS) radiative transfer approach”. En: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 291, p. 108327 (vid. pág. 15).
- Herrero-Anta, Sara et al. (2025). “Impact of cloud presence on sky radiances and the retrieval of aerosol properties”. En: *Atmospheric Research*, p. 107938 (vid. pág. 32).

- Holben, Brent N, T F Eck et al. (1998). “AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization”. En: *Remote sensing of environment* 66.1, pp. 1-16 (vid. págs. 3, 11).
- Holben, Brent N, TF Eck et al. (2006). “AERONET’s version 2.0 quality assurance criteria”. En: *Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds*. Vol. 6408. SPIE, pp. 134-147 (vid. pág. 26).
- Iqbal, Muhammad (2012). *An introduction to solar radiation*. Elsevier (vid. págs. 3, 18).
- Kasten, Fritz y Andrew T Young (1989). “Revised optical air mass tables and approximation formula”. En: *Applied optics* 28.22, pp. 4735-4738 (vid. pág. 7).
- Liou, Kuo-Nan (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. Vol. 84. Elsevier (vid. págs. 2, 5, 6, 8).
- Mateos, D et al. (2015). “Columnar and surface aerosol load over the Iberian Peninsula establishing annual cycles, trends, and relationships in five geographical sectors”. En: *Science of The Total Environment* 518, pp. 378-392 (vid. pág. 14).
- NASA (2017). *TSIS-1: Tracking the Sun’s Power to Earth*. FS-2017-11-136-GSFC. URL: <https://science.nasa.gov/wp-content/uploads/2023/05/tsis-brochure-dec8.pdf?emrc=308e41> (vid. págs. 2, 4, 5).
- NASA Scientific Visualization Studio (2015). *Total Solar Irradiance (TSI)*. Accessed: 2025-04-27. URL: <https://svs.gsfc.nasa.gov/12752> (vid. pág. 4).
- National Renewable Energy Laboratory (2023). *Solar Spectra - ASTM E490*. Accessed: 27 April 2025. URL: <https://www2.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-astm-e490> (vid. pág. 5).
- PV Education (2024). *Masa de Aire*. Accessed: 27 April 2025. URL: <https://www.pveducation.org/es/fotovoltaica/2-propiedades-de-la-luz-del-sol/masa-de-aire> (vid. pág. 7).
- Román, Roberto, Juan C Antuña-Sánchez et al. (2022). “Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 15.2, pp. 407-433 (vid. pág. 16).
- Román, Roberto, José Antonio Benavent-Oltra et al. (2018). “Retrieval of aerosol profiles combining sunphotometer and ceilometer measurements in GRASP code”. En: *Atmospheric Research* 204, pp. 161-177 (vid. págs. 11, 18).
- Román, Roberto, Julia Bilbao y Argimiro de Miguel (2014). “Uncertainty and variability in satellite-based water vapor column, aerosol optical depth and Angström exponent, and its effect on radiative transfer simulations in the Iberian Peninsula”. En: *Atmospheric Environment* 89, pp. 556-569 (vid. pág. 14).
- Shindell, Drew Todd et al. (2013). “Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 13.6, pp. 2939-2974 (vid. pág. 1).
- Sinyuk, Alexander et al. (2020). “The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 13.6, pp. 3375-3411 (vid. págs. 13, 32, 36).
- Toledano, Carlos et al. (2018). “Assessment of Sun photometer Langley calibration at the high-elevation sites Mauna Loa and Izaña”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 18.19, pp. 14555-14567 (vid. págs. 12, 14).
- Toledano Olmeda, Carlos (2005). “Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación ‘El Arenosillo’ de la red AERONE”. En: (vid. págs. 1, 11).

- Torres, Benjamin et al. (2017). “Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the GRASP algorithm”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 10.10, pp. 3743-3781 (vid. pág. 18).
- Valenzuela, A et al. (2012). “Analysis of the columnar radiative properties retrieved during African desert dust events over Granada (2005–2010) using principal plane sky radiances and spheroids retrieval procedure”. En: *Atmospheric research* 104, pp. 292-301 (vid. pág. 14).