



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Caracterización del aerosol atmosférico observado en la
estación ártica de Marambio**

Autor: Jaime Eudosio Cortés Alonso

Tutor/es: David Mateos Villán

Ramiro González Catón

Índice

Resumen	3
Abstract.....	4
1- El aerosol atmosférico	5
1.1-Propiedades del aerosol.....	6
1.1.1-Propiedades microfísicas	6
1.1.2-Propiedades radiativas y ópticas	8
1.2-Tipos de aerosol	11
1.3-Objetivos.....	13
2- Instrumentación	14
2.1-La red AERONET.....	14
2.2-El fotómetro CIMEL CE-318	15
2.3-Modelo HYSPLIT	17
2.4-Worldview	19
2.5-CALIPSO	20
2.6-Base Marambio	21
2.7-Lenguaje R	22
3- Metodología	23
4- Caracterización de una situación normal en Marambio	24
5- Caracterización de un evento.....	29
5.1-AOD y AE.....	29
5.2-CALIPSO	31
5.3-HYSPLIT	33
5.4-Worldview	35
5.5-Propiedades de los aerosoles	36
6- Análisis del evento en otras estaciones.....	42
6.1-Tumbarumba	42
6.2-CEILAP-RG	45
7- Conclusiones	48

Resumen

Debido a la importancia y el impacto que tienen los aerosoles atmosféricos en el clima, su estudio es de gran interés. El análisis de los aerosoles que se encuentran en una zona ayuda a entender el porqué de la situación climática y a que es debida.

Es por ello, que se han creado redes mundiales de seguimiento de los aerosoles como es AERONET (Aerosol RObotic NETwork), la cual controla más de 500 estaciones con fotómetros solares para la medida de dichas partículas.

Este TFG se centrará en los datos captados por AERONET en la base antártica de Marambio. Se intentará captar un evento de alta turbiedad para después caracterizarlo, conociendo así la causa y origen de dicho evento. Para esto se usarán herramientas como son HYSPLIT para el cálculo de trayectorias de las masas de aire, Worldview para ver la pluma del aerosol y CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), para obtener la altura de vuelo y el tipo de aerosol, que provoca el evento. Para último, se estudiarán las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles.

Aparte, se usarán dos estaciones complementarias, la de Tumbarumba, situada en Australia y la de Ceilap-RG, en el sur de Argentina. Estas estaciones serán de gran ayuda para confirmar el evento captado en Marambio, así como para ver su evolución.

Abstract

Because of the importance and the impact that atmospheric aerosols have on the climate, their study is very interesting. The analysis of the aerosols that are in a zone helps to understand the reason for the climatic situation.

That is why global aerosol monitoring networks have been created, such as AERONET (Aerosol RObotic NETwork), which controls more than 500 stations with solar photometers to measure aerosol particles.

This work will focus on the data registered by AERONET at the Marambio Antarctic base. An attempt will be made to identify an event of high turbidity and later characterize it, thus knowing its cause and origin. For this, tools such as HYSPLIT will be used to calculate the back-trajectories of the air masses, Worldview to see the aerosol plume and CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) to obtain the altitude of the aerosol layer and type of aerosol. Finally, the optical and microphysical properties of aerosols will be studied.

In addition, two more stations will be used, Tumbarumba station, located at Australia and Ceilap-RG station, at the southern of Argentina. These stations will be very helpful to confirm the event captured in Marambio, as well as to analyse its evolution.

1- El aerosol atmosférico

Los aerosoles se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso (Willeke and Baron, 1993).

El tiempo que los aerosoles permanecen en la atmósfera depende de su tamaño principalmente, debido a que las partículas más grandes se depositan más rápidamente por efecto de la gravedad, pero también hay otros factores como son, su composición, su capacidad de reacción con otros compuestos, su localización o las condiciones meteorológicas. Cuando los aerosoles se depositan lo hacen bien por vía seca o bien por vía húmeda. La deposición seca se da cuando el aerosol se deposita por la acción de la gravedad, mientras que la húmeda cuando la humedad favorece dicha deposición (Obregón, 2012).

El estudio de los aerosoles es muy amplio, involucrando diferentes campos. Además, el estudio de los aerosoles en la atmósfera también presenta varias áreas, desde procesos de interacción con la radiación, hasta llegar a analizar el impacto climático que tienen, lo que se conoce como *radiative forcing*, pasando por los problemas de la contaminación atmosférica (Toledano, 2005).

Los aerosoles pueden ser de diferente tipo dependiendo de su origen: naturales o antropogénicos. Se entiende como naturales aquellos que están compuestos mayoritariamente por cenizas volcánicas, sal marina, polvo desértico, esporas, polen, etc., mientras que los antropogénicos serán aquellos producidos por la actividad humana, como pueden ser, humo de chimeneas, partículas surgidas de procesos industriales etc. Dentro de esta categoría también estarán las partículas producidas fotoquímicamente a partir de contaminantes gaseosos (Toledano, 2005).

En este trabajo de fin grado se utilizarán estudios previos para apoyarse como punto de partida, como pueden ser los trabajos del Grupo de Óptica Atmosférica (Durán, 1997; Vergaz, 2001) en donde se puede encontrar una descripción detallada de las propiedades del aerosol, a parte de otros muchos textos. Por tanto, este TFG no se centrará tanto en una descripción teórica, sino que irá más dirigido a la caracterización de un evento.

A continuación, se pasará a nombrar las principales propiedades de los aerosoles atmosféricos y dar una breve descripción.

1.1-Propiedades del aerosol

Podemos clasificar las propiedades de los aerosoles en dos categorías: propiedades microfísicas y propiedades radiativas y ópticas.

1.1.1-Propiedades microfísicas

Las propiedades microfísicas son aquellas que están relacionadas con el tamaño y forma de la partícula. A continuación, veremos algunas de ellas.

Las propiedades microfísicas del aerosol se puede modelar con cierta facilidad considerando que su forma es esférica (Twomey, 1997; Leyva et al., 1985). Aunque como se sabe, algunos tipos de aerosol tienen forma irregular.

Distribución de tamaños

La distribución de tamaño, que nos da la cantidad volúmica de partículas que se tienen de cada intervalo de tamaño, es la base para derivar propiedades ópticas de los aerosoles a través de la teoría de scattering (Toledano, 2005).

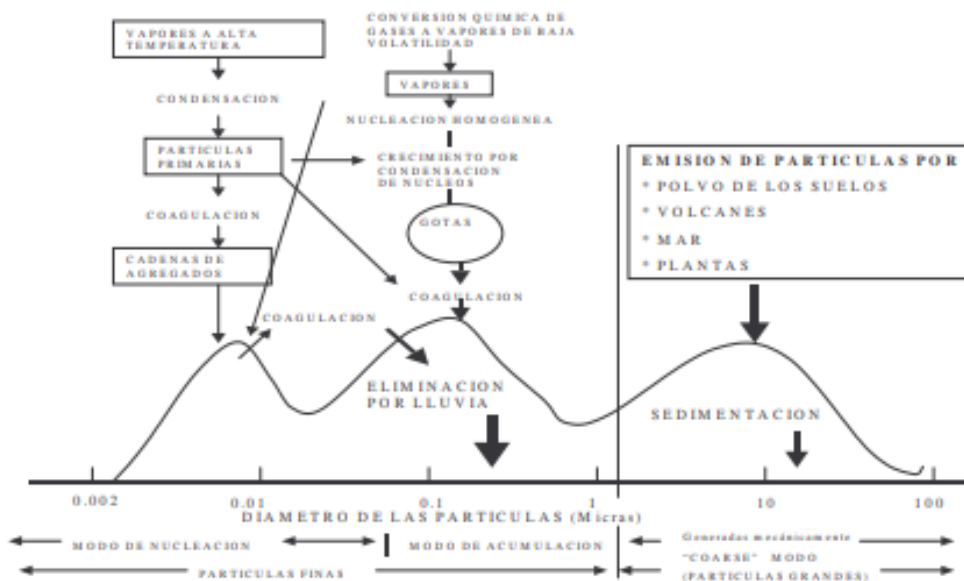


Figura 1: Forma típica de la función de distribución de tamaños del aerosol, con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera. Adaptada de Toledano (2005).

Podemos distinguir dos tipos de partículas, las partículas finas que van de diámetros de 0.002 μm a 1 μm y las partículas gruesas, que van de 1 μm a 100 μm .

El modo fino se puede dividir en modo ultrafino, formado por el modo de nucleación y el de Aitken y el modo de acumulación.

Esta diferenciación de modo fino y grueso es muy importante ya que las partículas de cada uno se generan, transforman y se eliminan de maneras diferentes (ver Figura 1).

Como se ha mencionado antes, se usan modelos que consideran el aerosol de forma esférica, ya que, aunque la mayoría sean irregulares, en promedio, se pueden considerar esféricos. Para ello hay que describir la función:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr}$$

Donde $n(r)dr$ es el número de partículas con radios en el intervalo $(r, r+dr)$, por tanto, $n(r)$ es el número de partículas por unidad de intervalo de radios y por unidad de volumen, mientras que N es el número de partículas por unidad de volumen y r el radio del aerosol.

Pese a que $N(r)$ tiene dimensiones de L^{-3} , se trabajará con un parámetro conocido llamado altura patrón, por lo que al final tendremos L^{-2} . Por último, sabiendo esto, y que la unidad más común es μm , se dará en μm^{-2} .

A parte, trabajando con aerosoles, es común usar $\ln r$ en vez de r :

$$n = \frac{dN}{dr} \frac{d \ln r}{d \ln r} = \frac{d \ln r}{dr} \frac{dN}{d \ln r} = \frac{1}{r} \frac{dN}{d \ln r}$$

Haciendo un cambio de variable, se obtiene:

$$n(\ln(r)) = \frac{dN}{d \ln r}$$

Quedando la distribución de tamaños finalmente:

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln r} * V_p$$

Donde V_p es el volumen de cada partícula, y $n(r)$ se mide en $\mu\text{m}^3 / \mu\text{m}^2$. (Libardo, 2015).

También se puede expresar la distribución de tamaño en un cierto volumen:

$$v(r) = \frac{4}{3} \pi r^3 n(r)$$

Donde sí se integra a todos los radios obtenemos el volumen total de partículas por unidad de volumen (Prats, 2009).

Concentración en volumen

La concentración total en volumen (V_{CT}), medida en columna, se obtiene a partir de la expresión:

$$V_{(r_1, r_2)} = \int_{r_1}^{r_2} \frac{dV(r)}{d \ln(r)} d \ln r$$

La concentración total en volumen abarca radios desde 0.05 μm hasta 15 μm . Dentro de esta se pueden diferenciar dos modos, el modo fino (V_{CF}), que comprende radios desde 0.05 μm hasta 0.6 μm y el modo grueso (V_{CG}), que irá desde radios de 0.6 μm hasta 15 μm (Villar, 2020).

Esfericidad

La esfericidad, ϵ , se refiere a la fracción de aerosoles esféricos que se encuentran en una columna atmosférica con respecto al total de partículas, dado en tanto por uno (Velasco-Merino, 2020).

Se han ido cambiando los modelos de inversión pasando de modelos esféricos a modelos esferoides debido a la irregularidad de algunos tipos de aerosol como puede ser el polvo desértico.

Radio efectivo

El radio efectivo es radio promedio de unas partículas en cierta columna, se obtiene como:

$$R_{ef} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr} = \frac{1}{G} \int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr$$

Siendo G la sección eficaz geométrica por unidad de volumen.

Esta fórmula tiene mucha utilidad ya que al elegir nosotros los radios r_1 y r_2 , se pueden obtener los radios efectivos de los diferentes modos.

1.1.2-Propiedades radiativas y ópticas

Cuando la radiación solar entra a la atmósfera, esta, interacciona con las partículas que hay en ella mediante diferentes procesos como son el de absorción o el de dispersión, llegándonos, por lo tanto, diferentes componentes de la radiación, una directa, recibida del ángulo solido subtendido por el disco solar y la que previamente ha sido dispersada, la difusa. La suma de las dos componentes da la radiación solar total.

Las propiedades que se van a estudiar en este apartado son las que están relacionadas con estos procesos.

Espeor óptico del aerosol (AOD)

El AOD es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. El AOD nos da el índice de turbiedad, o lo que es lo mismo, la cantidad de aerosoles que hay verticalmente en la atmósfera. Gracias a la teoría de Mie, se podrán llevar a cabo unos algoritmos de inversión para obtener la distribución de tamaños (Toledano, 2005).

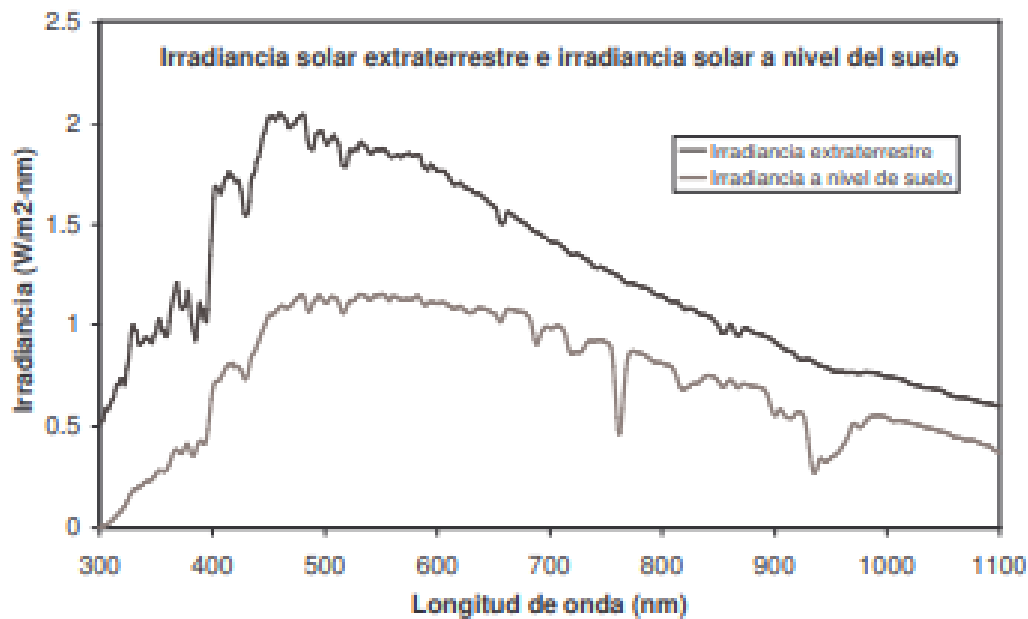


Figura 2: Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo, Espectro a nivel de suelo tomado con una elevación de 44° sobre el horizonte. Adaptada de Toledano (2005).

Suponiendo una atmósfera plano-paralela con una sola capa, la atenuación se da por la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{-\tau_{\lambda} m}$$

Donde I_{λ} es la irradiancia media a nivel del suelo para una determinada λ , $I_{0\lambda}$ es la irradiancia extraterrestre, m la masa óptica y τ_{λ} es el espesor óptico total de la atmósfera.

Esto es cierto para cada longitud de onda (ver Figura 2).

Se puede expresar la masa óptica como función del ángulo cenital solar (Toledano, 2005)

$$m = \sec\theta$$

Para ángulos mayores de 60° esta fórmula deja de ser precisa debido diversos motivos como son, la curvatura de la Tierra, el scattering múltiple entre otros, por lo tanto, se deben usar otras fórmulas como la de Kasten y Young.

$$m = \frac{1}{\cos\theta + 0.50572(1.46468 - \theta)^{-1.6364}}$$

Con esto que se ha definido y a partir de la fórmula de la irradiancia se puede obtener el espesor óptico de la atmósfera:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{I}{I_0}\right)$$

Esto que se ha obtenido es el espesor óptico total, para obtener el de los aerosoles, τ_a habrá que restarle al total las contribuciones del scattering de Rayleigh, τ_R , y el debido a la absorción por gases, τ_g , quedando, por tanto:

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$$

El parámetro alfa de Ångström (AE)

Debido a que el espesor óptico tiene una dependencia espectral, relacionada con el tamaño de las partículas y más concretamente, en la relación entre el tamaño de las partículas y la longitud de onda incidente, el estudio de la forma espectral del aerosol es fundamental para su caracterización. Para ello usaremos el parámetro alfa de Ångström.

Este parámetro toma el nombre en honor a Ångström, el cual, propuso la siguiente expresión:

$$\tau_\lambda = \beta \lambda^{-\alpha}$$

Donde λ es la longitud de onda en μm , α , el parámetro de Ångström y β es una constante que se define como el espesor óptico correspondiente a $1\mu\text{m}$.

Para los aerosoles los valores que suele tomar este parámetro van de 0 a 2.5 donde los valores más pequeños los toman partículas grandes, en las que la extinción no tiene dependencia espectral mientras que los valores más grandes están relacionados a partículas pequeñas en las cuales hay mayor dependencia espectral.

A la hora de calcular el valor de este parámetro se usan datos del AOD en diferentes longitudes de onda. Al ser una expresión aproximada, según el rango de longitudes de onda que se tome, el valor del parámetro será diferente.

Tomando pares de longitudes de onda, λ_1 y λ_2 , se obtendrá el valor del parámetro de Ångström valido para ese intervalo. Tomando logaritmos se obtiene:

$$\ln\tau_a(\lambda_1) - \ln\tau_a(\lambda_2) = -\alpha(\ln\lambda_1 - \ln\lambda_2)$$

Estas dos propiedades son las principales y más importantes, pero a continuación se definirán otras que también son útiles.

Albedo de scattering simple (SSA, ω)

Esta propiedad nos da la fracción de luz dispersada con respecto al total de luz extinguida al interactuar con las partículas. Se define como:

$$\omega(\lambda) = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{ext}} = 1 - \frac{\sigma_{abs}}{\sigma_{ext}}$$

Donde σ_{sca} es el coeficiente de dispersión, σ_{abs} , el de absorción y σ_{ext} , el de extinción, siendo este la suma de los dos anteriores.

Este coeficiente es adimensional, cuanto más grande es su valor, menor es la absorción, en su límite, $SSA=1$, no existe absorción, mientras que cuando se está en el límite inferior, $SSA=0$, el aerosol es completamente absorbente.

Parámetro de asimetría (g)

Este parámetro se usa para saber en qué sentido se dispersa más energía, es decir, describe la dirección de scattering de la radiancia. Sus valores están comprendidos entre -1 y 1, si es positivo, se dispersa más energía en el sentido de transmisión, si es negativo, se dispersa más en el sentido contrario, mientras que, si su valor es 0, dispersará la misma cantidad de energía en los dos sentidos.

Índice de refracción (n_R)

La presencia de aerosoles en la atmósfera produce un cambio de índice de refracción de un medio a otro, haciendo que la radiación extraterrestre sufra un cambio de dirección.

Este índice de refracción se define como:

$$n_R(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda)$$

Donde la parte real hace referencia a la desviación que sufre la radiación al atravesar los aerosoles y la parte imaginaria da cuenta de la absorción por el aerosol.

1.2-Tipos de aerosol

En este apartado lo que se hará será realizar una descripción de los diferentes tipos de aerosoles. Cada aerosol tiene una composición química y unas propiedades físicas propias, por tanto, esto se traducirá en unos valores de propiedades ópticas y microfísicas diferentes. Los principales parámetros que se usan para la caracterización de aerosoles son el AOD y AE (ver Figura 3). Las propiedades microfísicas están directamente relacionadas con el tamaño de la partícula, aunque varían con la humedad relativa.

Gracias a la variación de los parámetros ópticos, se puede hacer una clasificación desde un punto climático, debido a que influirá de un modo determinado en el balance radiativo.

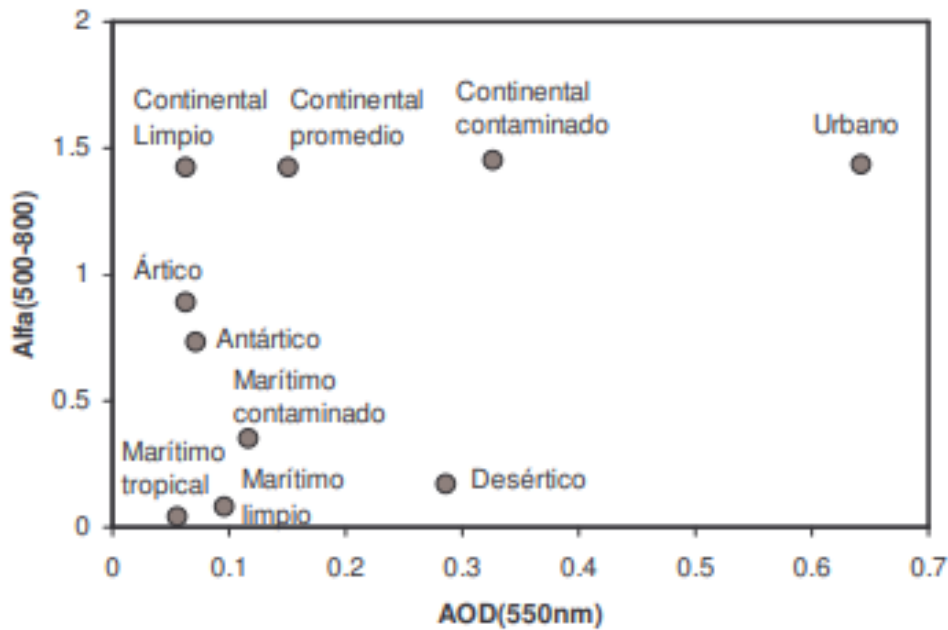


Figura 3: Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a AE (500-800) con los diferentes tipos de aerosoles dados por el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds). Adaptada de Toledano (2005).

Aerosol marítimo

Este aerosol tiene una gran importancia, ya que dos tercios de la superficie de la tierra están cubiertos por agua. Está compuesto en un 99.96% por sustancias solubles en agua. El aerosol marítimo está compuesto en su mayoría por partículas gruesas, es decir, toma valores de AOD bajos, menores de 0.15, y valores de AE también bajos, por debajo de 0.15

Aerosol continental.

Se pueden encontrar dos tipos de aerosoles en estaciones continentales, aerosol rural o continental de fondo, dependiendo de si se está alejado de grandes núcleos de población o si, por el contrario, las medidas se realizan cerca de fuentes de contaminación. Están compuestos en su mayoría por polvo y sustancias solubles en agua, aunque también minerales.

Los valores de AOD están por debajo de 0.1 y los de AE, por encima de 1.3.

Aerosol desértico

Este tipo de aerosol es de los más abundantes en la atmósfera, por tanto, tendrá una gran importancia en el clima. Está compuesto por partículas de diferentes tamaños, aunque normalmente grandes, lo que supondrá una variación de sus propiedades. Generalmente presenta valores de alta turbiedad, llegando a valores de AOD por encima

de 1 y valores de AE bajos. Aunque en eventos menos importantes se pueden dar valores de AOD mayores a 0.2

Se observa, además, una correlación negativa entre AOD y AE.

Aerosol producido por la quema de biomasa

Este tipo de aerosol es producido por los incendios forestales, los cuales aportan una gran cantidad de partículas a la atmósfera. Las características de estos aerosoles estarán muy relacionadas con el combustible, la edad del aerosol y la humedad.

Esta combustión producirá numerosas partículas finas, por tanto, se tendrán valores de AOD muy altos, más altos de 0.2, con alta dependencia espectral y valores de AE también altos, por encima de 1, por la extinción de partículas.

Aerosol urbano/industrial

Este aerosol se le considera de origen antropogénico, y se da en sitios cerca de industrias y grandes núcleos de población. Dependiendo de la meteorología del lugar este tipo de aerosol tendrá mayor o menor impacto.

Se muestran valores de AOD y AE altos, aunque cambiarán a lo largo del año dependiendo del clima de la zona.

Aerosol ártico y antártico

Este tipo de aerosol tiene su origen en las plataformas continentales del norte de Europa y Asia, así como en los océanos que circundan. Está compuesto en su mayoría de partículas marinas y minerales. Aunque normalmente presente valores muy bajos de AOD y muy altos de AE, se pueden producir episodios de turbiedad media, por ejemplo, debidos al transporte de aerosol desde Europa o Canadá al ártico causados por grandes fuegos forestales

1.3-Objetivos

El principal objetivo de este TFG será analizar los datos obtenidos desde la estación antártica de Marambio, y a partir de dichos datos encontrar un evento importante para su posterior caracterización.

La primera tarea necesaria para abordar ese objetivo será analizar todos los datos disponibles en la estación: periodo 2018-2020. Se podrán analizar las características generales que presenta la estación para poder encontrar el evento de alta turbiedad caracterizado en este TFG. Una vez identificado, por diferentes herramientas, que se explicarán en apartados posteriores, se buscará el origen y posibles fuentes.

Por último, se analizarán las propiedades ópticas y microfísicas para así realizar una completa caracterización del evento

2- Instrumentación

En este apartado se verá la instrumentación necesaria para el estudio de los aerosoles. Primero se explicará la instrumentación que interviene en la toma de medidas, como son la red AERONET (Aerosol RObotic NETwork), que es una red mundial de medida de aerosoles y los fotómetros CIMEL, por los cuales estos datos son tomados, para después centrarse en los instrumentos que se usarán para su posterior análisis.

2.1-La red AERONET

AERONET es una federación de redes de fotómetros solares que se encuentran en estaciones a nivel de suelo para la medida de aerosoles mediante fotómetros CIMEL CE-318.

Esta federación de redes fue establecida por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) de Estados Unidos y PHOTONS (PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Nor.malisation Satellitaire; Univ. De Lille 1, CNES, y CNRS-INSU) de Francia y está ampliamente extendida por otras redes y colaboradores de diversos ámbitos. Actualmente, el Grupo de Óptica Atmosférica de la universidad de Valladolid es uno de los centros de calibración que posee dicha red

AERONET fue creada en 1998 y hoy en día cuenta con más de 500 estaciones en varios países proporcionando datos públicos de manera ininterrumpida de las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles (ver Figura 4). Estos datos, además de ser útiles para la caracterización de los aerosoles, también sirven para la validación de las medidas realizadas desde satélites, así como la sinergia con otras bases de datos.

Cabe destacar que el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid es el responsable de diversas estaciones de medida repartidas por todo el mundo: estaciones polares (en el Ártico y en la Antártida), estaciones en la Península Ibérica, estaciones en el caribe, y algunas en el centro de Europa,

Los datos que se reciben se clasifican en tres niveles de calidad. El 1.0 en el que se encuentran las medidas brutas. El nivel 1.5, en el cual ya se han eliminado las medidas afectadas por la nubosidad mediante un algoritmo automático de cloud-screening (Smirmov et al., 1998) y, por último, el nivel 2.0, en el cual se encuentran las medidas definitivas, donde se ha hecho una segunda calibración al instrumento al final del periodo en que haya estado en estación. En este TFG se usarán datos del nivel 1.5 debido a la escasez de datos que se tienen en el nivel 2.0. Este hecho se debe a que el nivel 2.0 solo se puede alcanzar una vez que ha transcurrido más de un año de medida del instrumento en la estación. Posteriormente se envía para calibración y es en este momento cuando se evalúa el nivel 2.0. No obstante, la nueva versión del algoritmo de

AERONET posee un nuevo nivel 1.5 de calidad asegurada que da fiabilidad en el tratamiento de datos realizado.



Figura 4: Ubicación de las estaciones de medida de la red de Aeronet.

2.2-El fotómetro CIMEL CE-318

El fotómetro CIMEL es un fotómetro solar diseñado para la medida autónoma y automática de la radiancia solar directa y de cielo y es el instrumento estándar utilizado por AERONET (ver Figura 5). Que sea autónomo y automático son dos características fundamentales a la hora de la obtención de datos, ya que la primera de ellas permite la toma de medidas en situaciones atmosféricas adversas debido a que dispone de una placa solar con la que se alimenta su batería, diseñada para soportar condiciones de todo tipo y que sea automático permite que haga medidas rutinarias todos los días y así separar los datos útiles y los inservibles. Además, en todas las estaciones se sigue el mismo protocolo en las medidas y se transmiten vía satélite o internet.



Figura 5: Fotómetro CIMEL de la estación de Marambio.

Características

Su primer componente es la unidad de control, la cual se programa como se ha dicho anteriormente para que tome medidas de forma automática y se encuentra en una coja robusta para su protección.

Consta de dos detectores, que son fotodiodos de silicio y de indio galio arsénico, para la medida de la radiancia solar y la irradiancia del cielo. Están integrados en la cabeza sensora la cual esta sellada y resecada para la prevención de daños en los componentes. Dentro de la cabeza también se encuentra un sensor de temperatura, que permite medir la temperatura para después realizar una corrección a todas las medidas y en especial a las de 1020 y 1600 nm y una rueda con 9 filtros interferenciales, que se mueven con un motor paso a paso.

A dicha cabeza se acoplan dos colimadores que son dos tubos limitadores de campo de 33 cm. El sistema final tiene un FOV (Field of View, campo de iluminación media) de 1.2° para ambos tubos. La cabeza del sensor se monta de tal forma que la óptica se proteja de la lluvia y de la entrada de partículas extrañas en el sistema en la posición no activa (PARK) (Toledano, 2005).

Por último, el detector CIMEL CE-318 está compuesto por un robot seguidor de un tamaño de 40 cm y un peso de 15 kg, formado por dos motores que controlan las coordenadas acimutales y cenitales con una precisión de 0.05° y así tomar las medias directas y de cielo. Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en coordenadas del tiempo y localización y dirige la cabeza del sensor hacia el sol con una precisión de 1° , después de lo cual, un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con

una precisión de 0.1° precisamente en el instante previo a una medida programada. Después de completar una medida de rutina, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando la siguiente secuencia de medida (Toledano, 2005).

Toma de medidas

El fotómetro es capaz de hacer medidas desde 340 hasta 1640 nm. Para las medidas directas al sol se realiza una secuencia de tres observaciones espectrales (tripleto) por longitud de onda tomadas con un intervalo de 30 segundos. El motivo para tomar las medidas basándose en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la de los aerosoles y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del tripleto, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad. Las masas ópticas que se miden están entre $m=2$ y $m=7$.

Las secuencias de medidas básicas del cielo son el almucántar y el plano principal (ver Figura 6), aunque este trabajo se centrará en las medidas del almucántar. Se llama almucántar a las medidas tomadas con un ángulo cenital constante, y ángulos acimutales específicos en relación con la posición del sol. Durante la secuencia de medida para uno de los cuatro canales de aerosoles, el instrumento hace una medida del sol, comienza con un barrido de la aureola a través del disco solar y continua 180° grados de acimut primero hacia la derecha y tras centrarse de nuevo en el sol, repite hacia la izquierda (Toledano, 2005).

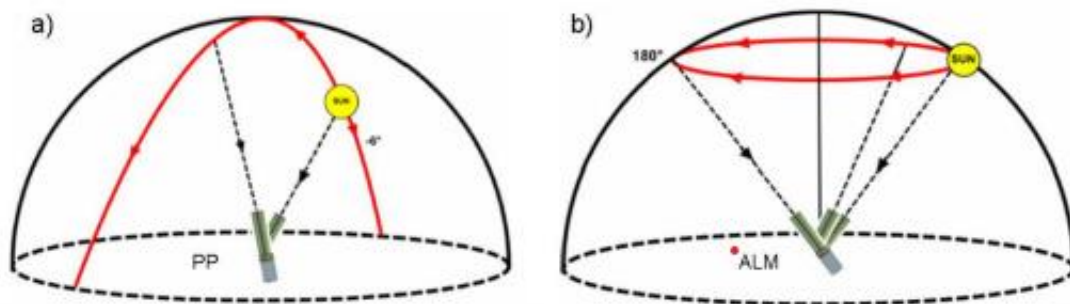


Figura 6: Toma de medidas en el plano principal (a) y almucántar (b).

2.3-Modelo HYSPLIT

El modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) es un modelo informático desarrollado por el NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) que es muy útil para el cálculo de trayectorias y retrotrayectorias de masas de aire a diferentes alturas (ver Figura 7). El análisis de las trayectorias permite conocer la dispersión de los contaminantes desde el sitio que se esté estudiando, mientras que, el cálculo de las retrotrayectorias permite determinar el origen y las

fuentes de los contaminantes que se tienen en el lugar de estudio. Además, es de gran utilidad para conocer la transformación química y la deposición de dichos contaminantes. Por tanto, este modelo es de gran ayuda para el estudio de eventos que afectan la calidad del aire.

HYSPLIT combina una aproximación lagrangiana, para resolver el transporte y difusión de contaminantes, con una aproximación euleriana, para describir los fenómenos de concentración de contaminantes, permitiendo obtener una representación realista del transporte de partículas en una atmosfera turbulenta (Obregón, 2012).

La elección fundamental a realizar cuando se quiere calcular las retrotrayectorias con el modelo HYSPLIT es el tipo de movimiento vertical. El viento se mide en dirección e intensidad, pero en sus componentes horizontales, del orden de metros por segundo. El viento vertical debe ser modelizado, ya que no se mide y será del orden de centímetros por segundo. Por lo tanto, se tendrán que usar las hipótesis de masa de que la masa de aire tenga un movimiento a presión constante (trayectorias isobáricas) o que tenga un movimiento adiabático (trayectorias isoentrópicas) (Toledano, 2005).

Cabe destacar que este modelo aparte de permitir calcular trayectorias isobáricas e isoentrópicas permite trayectorias tridimensionales o de velocidad vertical.

Su estructura se basa en una biblioteca modular con los principales programas para cada aplicación principal: trayectorias y concentraciones en el aire. En este caso se ha utilizado el modelo de retrotrayectorias (hacia atrás en el tiempo).

Los datos meteorológicos que se utilizan de entrada para obtener un cálculo preciso de las trayectorias están habitualmente organizados en cuadrículas de latitud y longitud y son necesarios en intervalos de tiempos regulares. Los datos de entrada son interpolados a una subcuadrícula interna centrada para reducir los requisitos de memoria y aumentar la velocidad de cálculo (Velasco-Merino, 2020).

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 0900 UTC 01 Jan 21
 GDAS Meteorological Data

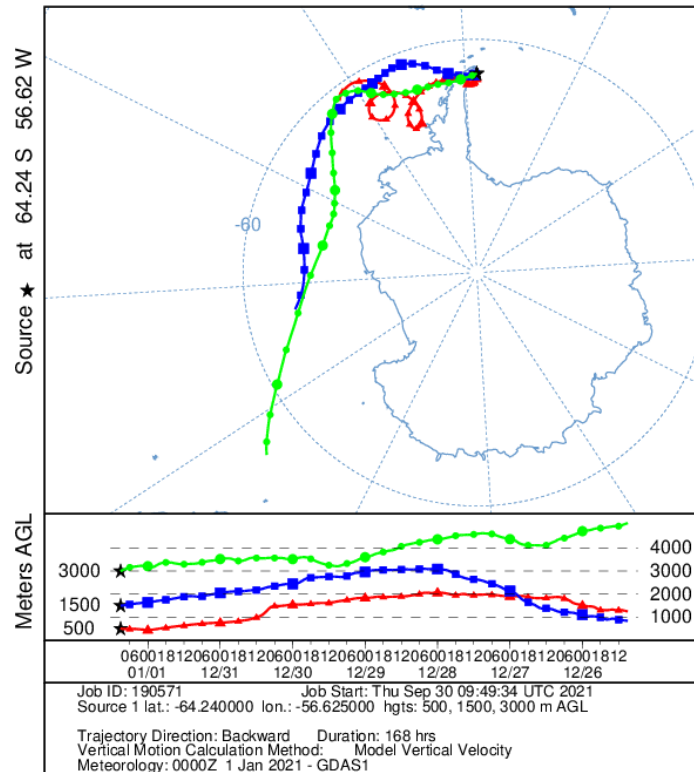


Figura 7: Retrotrayectorias de alturas de 500, 1500 y 3000 metros del día 01/01/2021, calculadas durante un periodo de una semana en Marambio por HYSPLIT.

2.4-Worldview

Worldview es una herramienta de EOSDIS (Earth Observing System Data and Information System) dada por la NASA que proporciona imágenes por satélites. Es de gran utilidad para ver el origen y la evolución de los aerosoles y así tener más información de las trayectorias de las masas de aire obtenidas anteriormente por HYSPLIT.

Worldview proporciona la capacidad de navegar de manera interactiva por más de 900 capas de imágenes de satélites globales de resolución entre 30 m y 10 km por píxel y también permite la descarga de imágenes (ver Figura 8). Muchas de las capas se actualizan a diario y están disponibles dentro de las tres horas de observación, que muestran la Tierra en su totalidad. Esto apoya áreas de aplicación de tiempo crítico, como la gestión de incendios forestales, mediciones de la calidad del aire y monitoreo de inundaciones.

Además, en la pestaña de “eventos”, se puede observar una lista de eventos naturales, incluidos incendios forestales, tormentas tropicales y erupciones volcánicas.

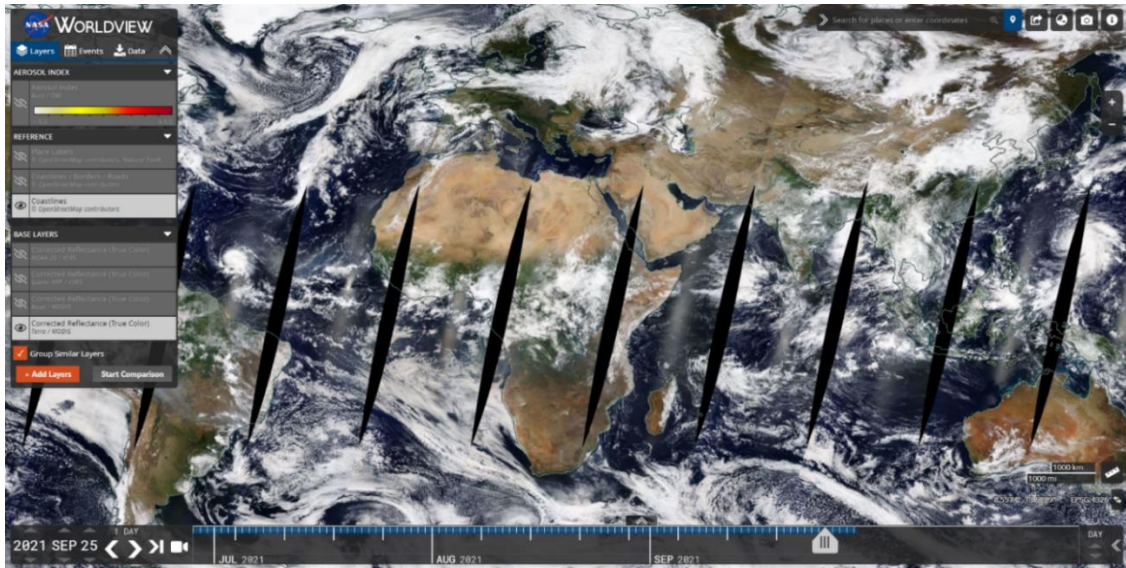


Figura 8: Imagen de la aplicación de Worldview.

2.5-CALIPSO

CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) es un satélite artificial lanzado a órbita en 2006 por la NASA y CNES (Centre National d'Études Spatiales), cuyo objetivo es la observación de los aerosoles de la atmósfera superior (ver Figura 9).

CALIPSO proporciona la próxima generación de observaciones climáticas, incluido el un estudio avanzado de nubes y aerosoles, mejorando drásticamente la capacidad para predecir el cambio climático y estudio del aire.

La ventaja de CALIPSO es el estudio de la altitud de las capas de los aerosoles, pudiendo diferenciar los aerosoles confinados en la parte más baja de la atmósfera y que son eliminados rápidamente y los que se transportan a altitudes más altas y que son más propensos a viajar largas distancias.

Gracias a esta herramienta se podrá caracterizar el aerosol dependiendo a que altitud viaje, así como, ayudará a la elección de alturas en las trayectorias de masas de aire en HYSPLIT.

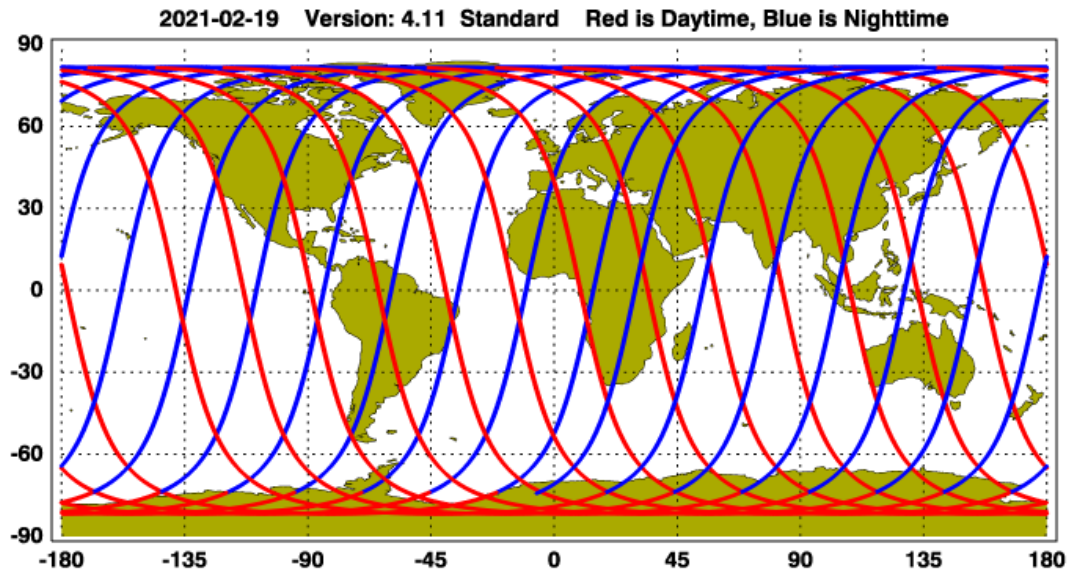


Figura 9: Trayectorias del satélite CALIPSO durante el día 19/02/2021.

2.6-Base Marambio

La Base aérea Vicecomodoro Marambio, o Base Marambio ($64^{\circ}14'S$ $56^{\circ}38'W$) (ver Figura 10), que debe su nombre al igual que el de la isla a Gustavo Argentino Marambio, está situada sobre el mar Weddell muy cerca del extremo norte de la península Antártica y es la principal estación científica que posee Argentina en la Antártida.

Además de su importancia logística, Marambio se ha constituido en un polo de actividad científica. En sus instalaciones el Servicio Meteorológico Nacional Argentino brinda un completo estudio de las condiciones meteorológicas de la zona como parte de la red mundial de meteorología, contribuyendo también a través de radiosondeos meteorológicos y de la capa de ozono, de la radiación solar y análisis nuboso de la atmósfera.

Debido al clima extremo de la zona, con temperaturas que de normal no superan los $0^{\circ}C$ y siendo la media anual de menos de $-8^{\circ}C$, llegando en invierno a $-35^{\circ}C$ y debido a la poca accesibilidad se tendrán muy pocos datos del fotómetro.



Figura 10: Ubicación de la Base Marambio (1), Tumbbarumba (2) y Ceilap-RG (3) dada por Google Earth.

2.7-Lenguaje R

El lenguaje elegido para el tratamiento de datos de este TFG ha sido R.

Se usará este software de programación crear ficheros gráficos a partir de los datos de AERONET.

R es un entorno de software libre y lenguaje de programación interpretado, o lo que es lo mismo, que ejecuta las ordenes directamente, sin una compilación del programa a instrucciones en lenguaje de maquina anterior. El entorno en R es un sistema totalmente planificado y coherente, en vez de una acumulación de herramientas específicas e inflexibles.

Es bastante útil en el análisis de datos ya que se integra bien con otros lenguajes de programación como C, C++ o Fortran, además de integrarse con distintas bases de datos.

Por último, R, funciona en plataformas UNIX, Windows y MacOS, y es de gran utilidad para graficar por su amplia variedad de técnicas estadísticas.

3- Metodología

Lo primero que se hará a la hora de caracterizar un evento será descargar los datos de AOD de la estación de Marambio en la web de AERONET. Esta web permite elegir el nivel de precisión que se quiera, en este TFG se usarán los del nivel 1.5, ya que, como se ha mencionado antes, ya que todavía no se ha podido reevaluar el nivel 2.0.

Una vez descargados, se graficará con R el AOD en función del tiempo y se localizarán los días donde haya un evento de alta turbiedad, que serán aquellos donde el AOD destaque de forma notable sobre las condiciones típicas en la estación.

A continuación, se usará CALIPSO para poder identificar a que altura se desplazan las partículas y así poder elegir dicha altura para calcular las trayectorias. Además, brinda información específica de los aerosoles, como pueden ser, su composición y del tipo que son.

Una vez que se sabe la altitud de vuelo de los aerosoles, se verán con HYSPLIT las retrotrayectorias de masas de aire en los periodos de tiempo en los que haya un evento de alta turbiedad. Gracias a esto, se podrá conocer el origen y la trayectoria de los aerosoles que provocan dicho evento en la estación de estudio. Esto será muy importante, ya que, sabiendo el origen, se puede deducir que fenómeno ha producido la emisión de dichas partículas y así conocer el tipo de aerosol con el que se está trabajando.

Para poder observar dichas retrotrayectorias habrá que elegir el destino final de las masas de aire, que será la estación de Marambio, el día en el que finalizan dichas trayectorias, el tiempo de vuelo de las partículas, que es el tiempo transcurrido desde que se inició la trayectoria hasta la fecha elegida anteriormente, con un máximo de 999 horas y la altitud a la que se mueven, pudiendo elegir hasta 3 alturas diferentes, que dependerán del tipo de aerosol.

En este TFG se usará además el modo ensemble de HYSPLIT, ya que, eligiendo el máximo de horas posibles no se ve claramente de donde provienen las masas de aire y este modo permite visualizar múltiples trayectorias posibles, realizando una serie de pequeñas perturbaciones a los datos de entrada del modelo.

Después del cálculo de las trayectorias se procederá al uso de Wordview. Esta web servirá para tener una visión de los aerosoles repartidos por todo el globo, así como para ver la velocidad con la que se desplazan las plumas.

Por último, se pasará a analizar las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles gracias a los datos de inversión de AERONET y a las gráficas que se sacarán con R, que se verán y estudiarán en los siguientes apartados.

Cabe destacar, que para corroborar esto se compararán los resultados obtenidos con los de alguna estación cercana y con los de alguna estación situada en el origen del evento. Con esto se podrán caracterizar cambios en las propiedades del aerosol debido

al transporte desde que se emiten en la fuente hasta que llega a las estaciones de medida.

4- Caracterización de una situación normal en Marambio

Como se ha mencionado anteriormente, Marambio se encuentra en un sitio remoto de la Antártida en el que apenas llegan aerosoles, por lo que se puede considerar un laboratorio a escala natural, además, debido a las temperaturas extremas que se dan, el fotómetro se estropea bastantes veces y esto acompañado de la dificultad de acceso para su arreglo, hace que haya muchos meses sin datos. A parte, los datos analizados en este TFG son obtenidos por fotometría solar, y durante casi 6 meses esta fuente de iluminación no está disponible en la estación. Por ello, hay disponible una nueva técnica de medida usando la luz de la luna para la caracterización del aerosol, pero todavía es un producto beta en la base de datos de AERONET.

En este apartado se verá cómo es la situación de Marambio en unas condiciones normales, en las que no hay ningún evento reseñable.

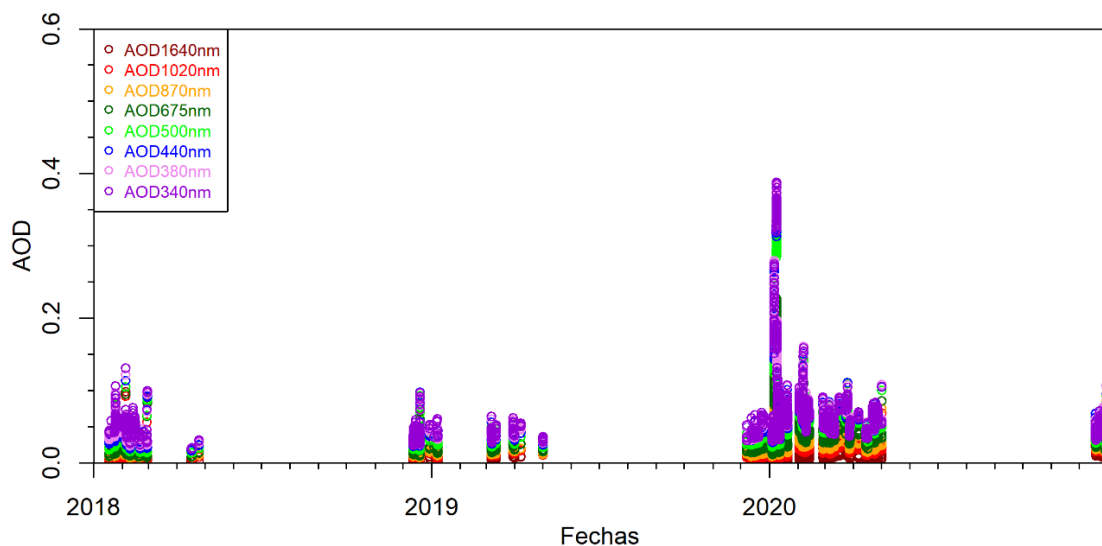


Figura 11: AOD en función del tiempo durante los años 2018-2020 en el nivel 1.5.

En la Figura 11 se han representado los datos de los años 2018, 2019 y 2020 que fue cuando el Grupo de Óptica Atmosférica instaló el fotómetro CIMEL. Se pueden ver valores muy bajos del AOD en los tres años de medida, estando por debajo de 0.1 para todos los canales. Esto implica condiciones de muy baja turbiedad atmosférica. Sin

embargo, suben a valores cercanos a 0.4 (ver Figura 11). Por lo que ese evento será motivo de estudio para este TFG

También se puede ver, que hay muchos meses sin datos debido a lo que se ha explicado anteriormente.

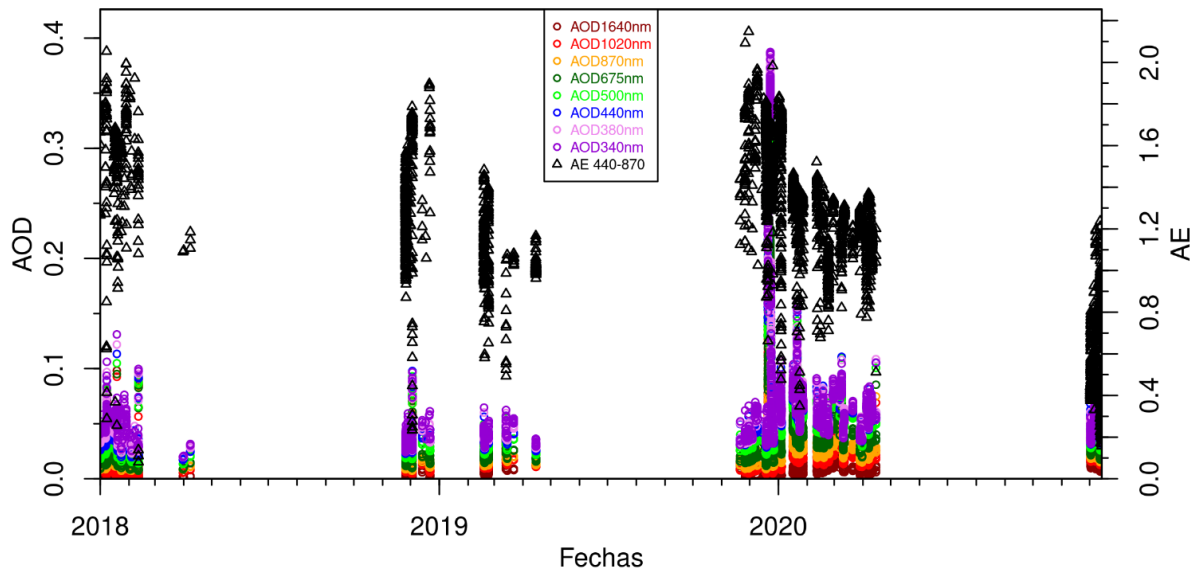


Figura 12: AOD y AE en función del tiempo durante los años 2018-2020 en nivel 1.5.

Es muy útil representar el AOD y el AE en función del tiempo en una misma gráfica (ver Figura 12) para tener una imagen rápida de lo que está sucediendo.

Se puede observar que los valores de AE oscilan entre 1 y 2.

A continuación, se pasará a analizar con más detalle el año 2018, año en el que como se ha visto, no hay ningún evento de alta turbiedad.

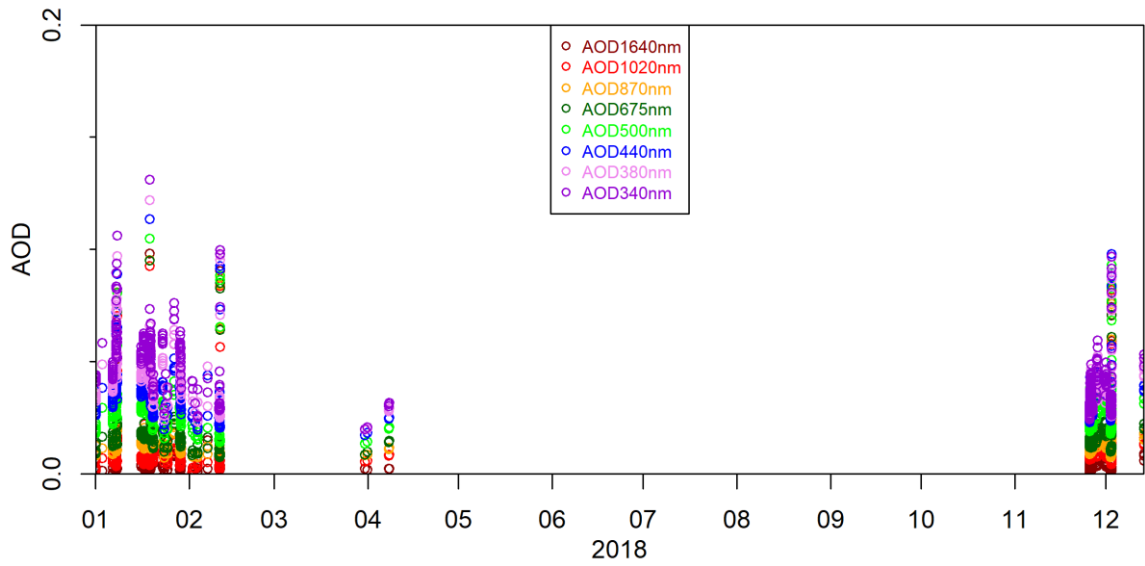


Figura 13: AOD en función del tiempo durante el año 2018 en el nivel 1.5.

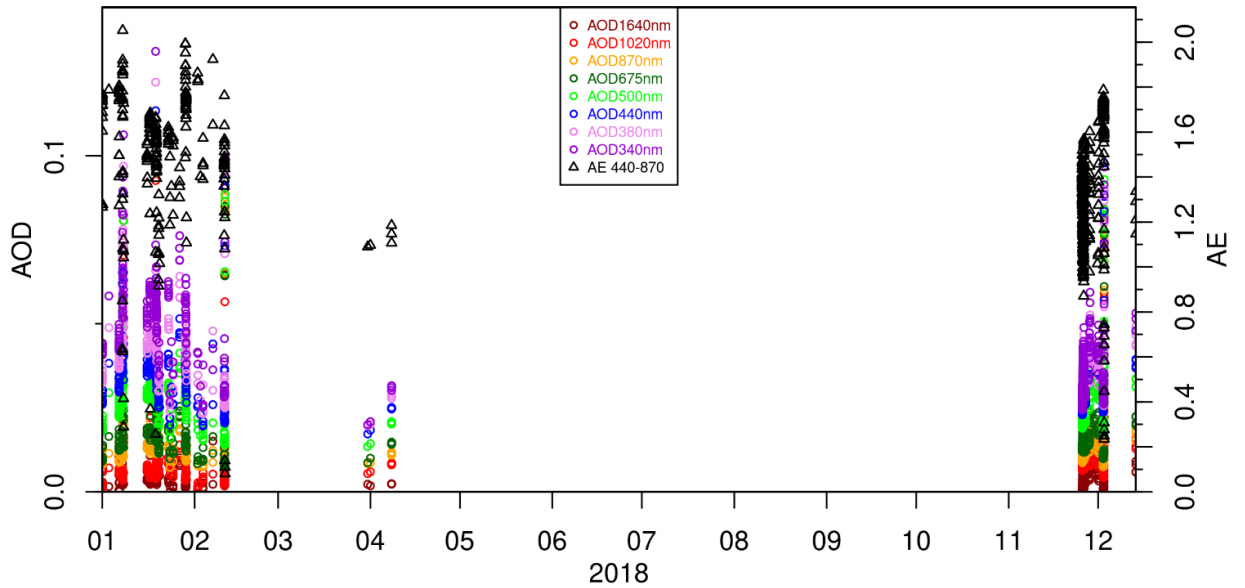


Figura 14: AOD y AE en función del tiempo durante el año 2018 en nivel 1.5.

Centrándose en el año 2018 (ver Figuras 13 y 14), se ve que hay más datos a principios de año, enero y primeros de febrero. Luego por una avería del instrumento, no se vuelven a registrar datos hasta diciembre, cuando fue reparado.

Como se ha dicho anteriormente, los valores de AOD por lo general no superan el valor de 0.1 y los de AE oscilan entre 1 y 2.

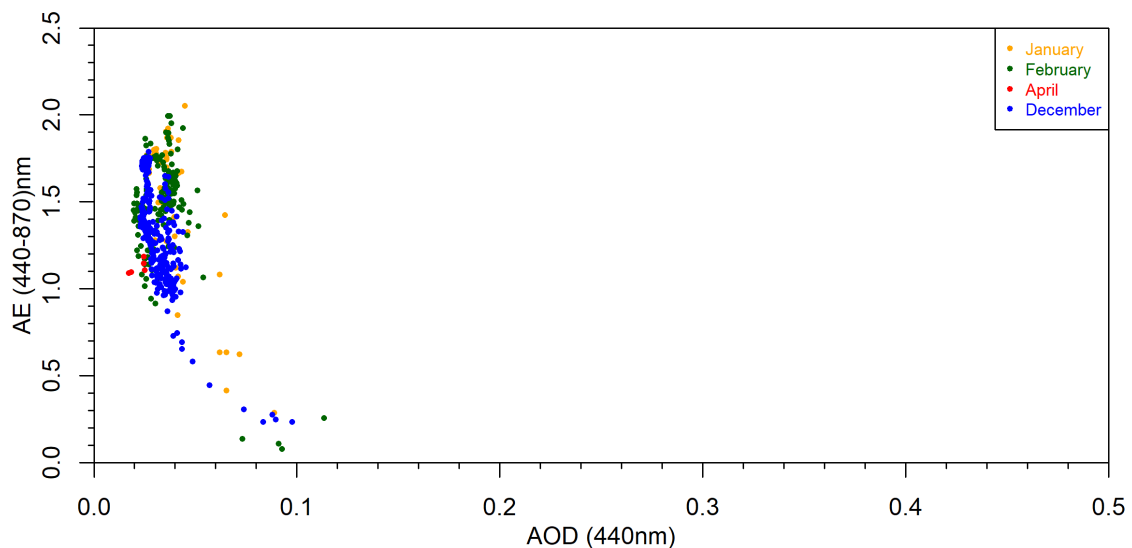


Figura 15: AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) durante el año 2018.

Para terminar de analizar una situación sin eventos de alta turbiedad en Marambio, se representará el AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) en el año 2018 (ver Figura 16).

Esta gráfica es de gran utilidad para identificar el tipo de aerosol con el que se está trabajando, ya que, como se ha visto en apartados anteriores, la clasificación de los aerosoles dependerá del par de valores de AOD y AE.

En este caso, igual que se ha representado en las otras gráficas, el valor de AOD, en su mayoría se encuentra entre 0 y 0.1, lo cual concuerda bastante bien con el aerosol marítimo, además de que no hay turbiedad debido a la gran distancia de la estación con cualquier otro de foco de contaminación. El valor de AE, por el contrario, se encuentra bastante alto. En una zona donde predominan aerosoles de tipo marítimo, el AE debería ser por lo general menor que 1, ya que son partículas de gran tamaño y aquí el AE toma valores entre 1 y 2. Para ver si estos valores de AE son tan altos solo en el año 2018, se va a representar la misma gráfica, AOD (440nm) en función de AE (440-870nm), en otro año sin ningún evento, como es el año 2009(ver Figura 16).

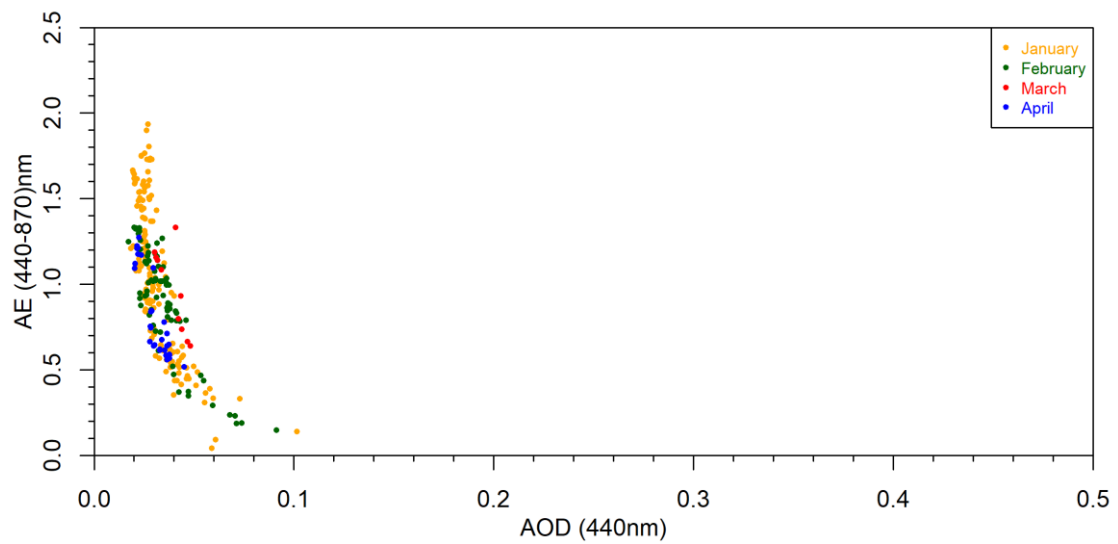


Figura 16: AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) durante el año 2009.

Se puede concluir que, aunque haya más datos por debajo de 1 que en el año 2018, sigue siendo muy alto el AE. Las posibles causas de esto se analizarán en el apartado de conclusiones, ya que, con los parámetros de inversión no se va a poder sacar una conclusión clara de que tipo de aerosol es, por la incertidumbre que tienen los datos.

5- Caracterización de un evento

5.1-AOD y AE

Lo primero que se hará para caracterizar el evento que se da en el año 2020 será realizar la gráfica del AOD y el AE en función del tiempo. (ver Figura 17).

En este apartado, la gráfica del AOD en función del tiempo solo se usará para ver qué día es el de AOD más alto, ya que es información redundante.

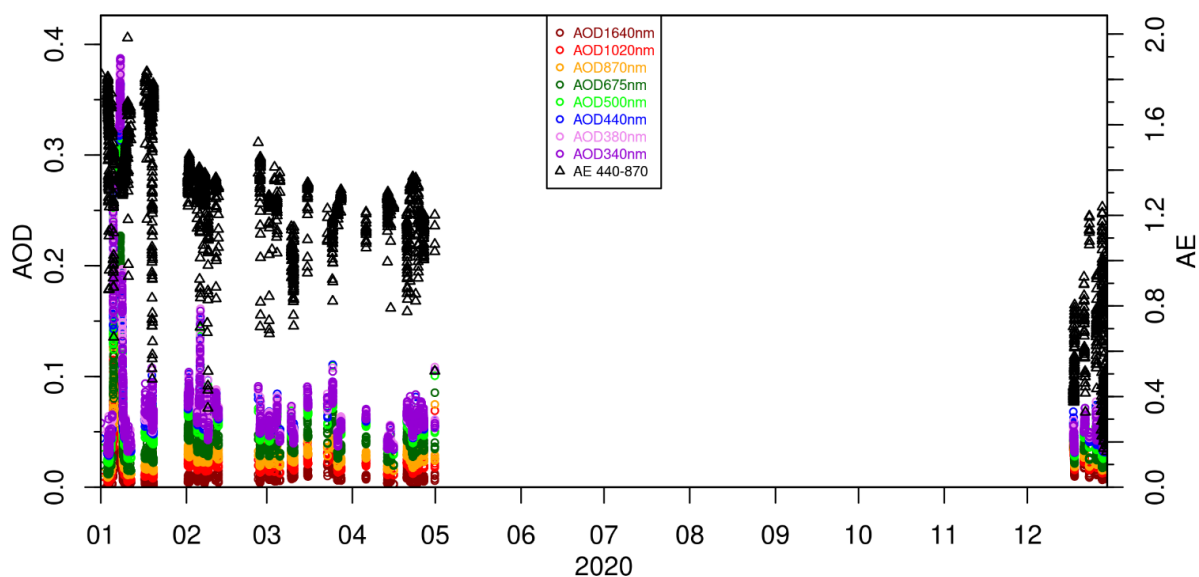


Figura 17: AOD y AE en función del tiempo durante el año 2020 en nivel 1.5.

Se puede ver, que en enero se alcanzan valores de AOD de casi 0.4, valor que, en comparación con los que hay el resto del tiempo, es muy alto. Por lo tanto, se puede decir que hay un evento de alta turbiedad. Por otra parte, se tendrán muchos más datos del AE en enero, pero con valores ligeramente superiores a los estudiados anteriormente.

A continuación, se representará el AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) (ver Figura 18).

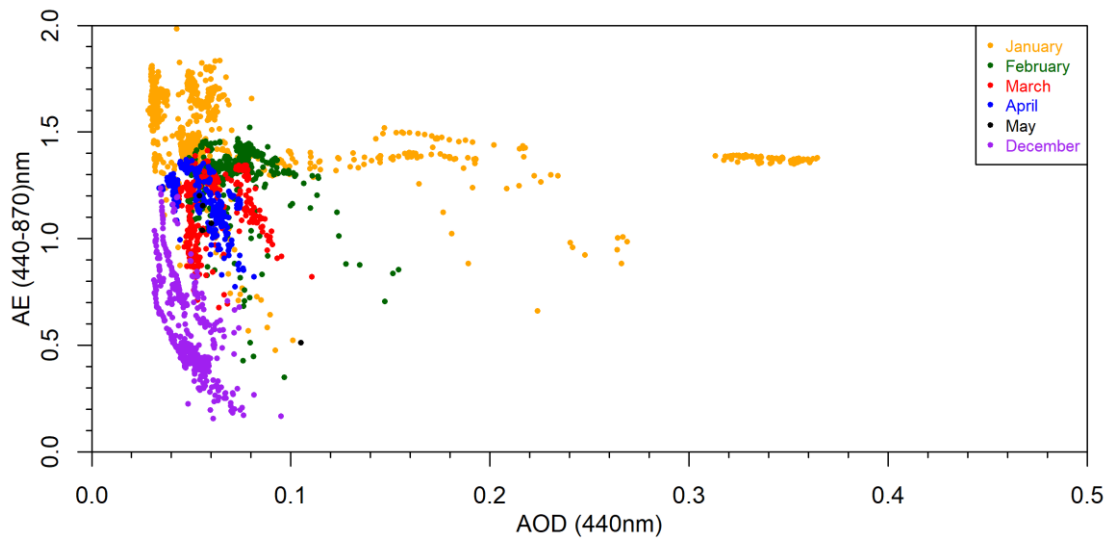


Figura 18: AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) durante el año 2020.

Con esta gráfica se pueden sacar varias conclusiones, lo primero, notar que claramente el evento se da en enero, esto nos lo indica la cadena de medidas que está entre un AOD de 0.3 y 0.4, estas medidas están entorno a un AE de 1.5, por lo que se puede considerar que el evento lo producen partículas finas. A parte, hay más datos de enero con un AOD mayor que 0.1 y llegando alguno hasta casi 0.3, esto corresponde con días donde el evento no es tan fuerte, pero sigue habiendo turbiedad.

Esta representación ayuda también a ver cómo evoluciona la situación en la estación a lo largo del año. En enero se empieza teniendo un evento claramente marcado y aparte, se tienen partículas más finas que no producen ningún evento de alta turbiedad, con un AE mayor a 1.5, que pueden ser aerosoles de la misma procedencia que los del evento que o bien han llegado antes o un poco después y han tardado un tiempo en eliminarse. Durante los próximos meses las partículas cada vez se van haciendo más gruesas, hasta llegar en diciembre a tener aerosol de tipo marítimo.

Para seguir analizando el evento, lo siguiente que se hará será representar solo el mes de enero, para ver cuáles son los días exactos de máxima turbiedad (ver Figura 19).

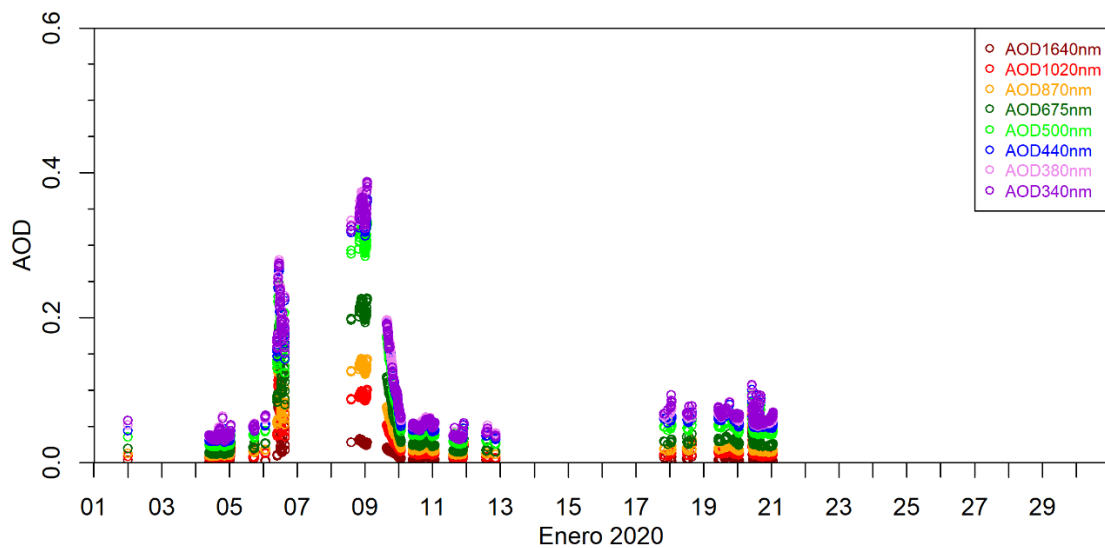


Figura 19: AOD en función del tiempo durante el mes de enero de 2020 en nivel 1.5

Observando la gráfica, se ve que el periodo de turbiedad comienza el 6 de enero llegando al día de máxima turbiedad el 9 de enero. Por lo tanto, el resto del análisis del evento se hará justo para ese día ya que permitirá obtener valores de las propiedades microfísicas y ópticas. Algunos días durante ese evento no presentan datos debido a las condiciones de nubosidad que imposibilitaron la toma de datos.

5.2-CALIPSO

Para lo que se usará CALIPSO, será para ver la altura de vuelo de las partículas y para ver de qué tipo son. Lo que habrá que tener en cuenta es el día en el que sucede el evento, que será el 9 de enero de 2020 y las coordenadas de la base Marambio (64.240S, 56.625W).

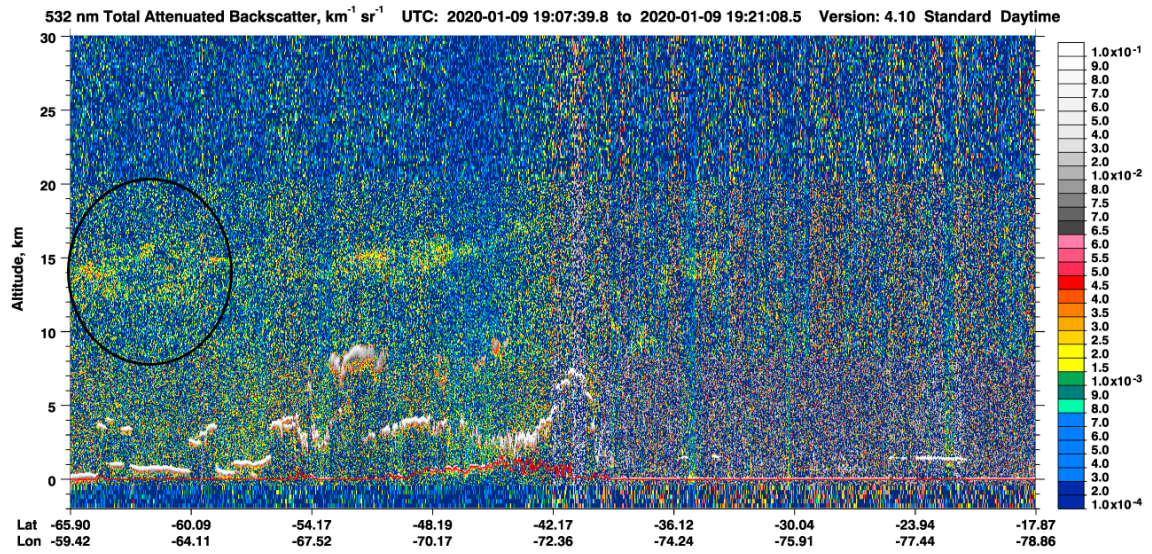


Figura 20: Concentración de aerosoles en función de la latitud y la longitud a diferentes altitudes

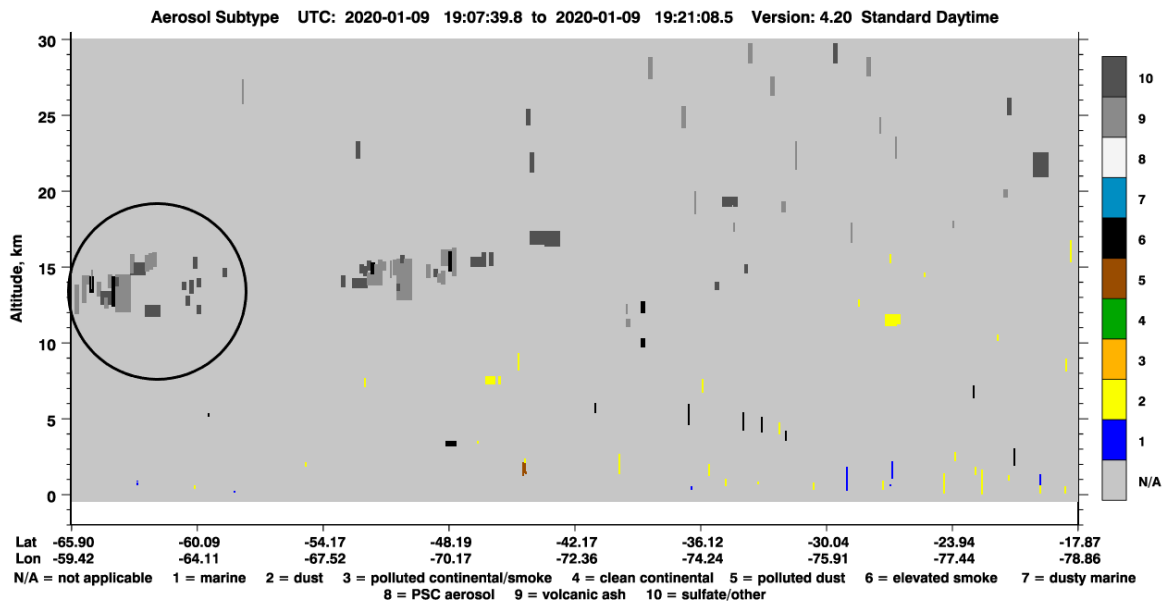


Figura 21: Tipo de aerosoles en función de la latitud y la longitud a diferentes altitudes

Hecha la retrotrayectoria (ver Figura 22), se puede ver que, aunque se haya elegido el máximo de horas disponibles, la trayectoria no llega a Australia, como cabría esperar. Esto es debido a la gran incertidumbre que tiene por la altitud a la que a la que viajan las partículas y a que cuantas más horas de vuelo se elijan, mayor es el error. Por eso, a continuación, se usará el modo Ensemble de HYSPLIT para ver múltiples posibles trayectorias.

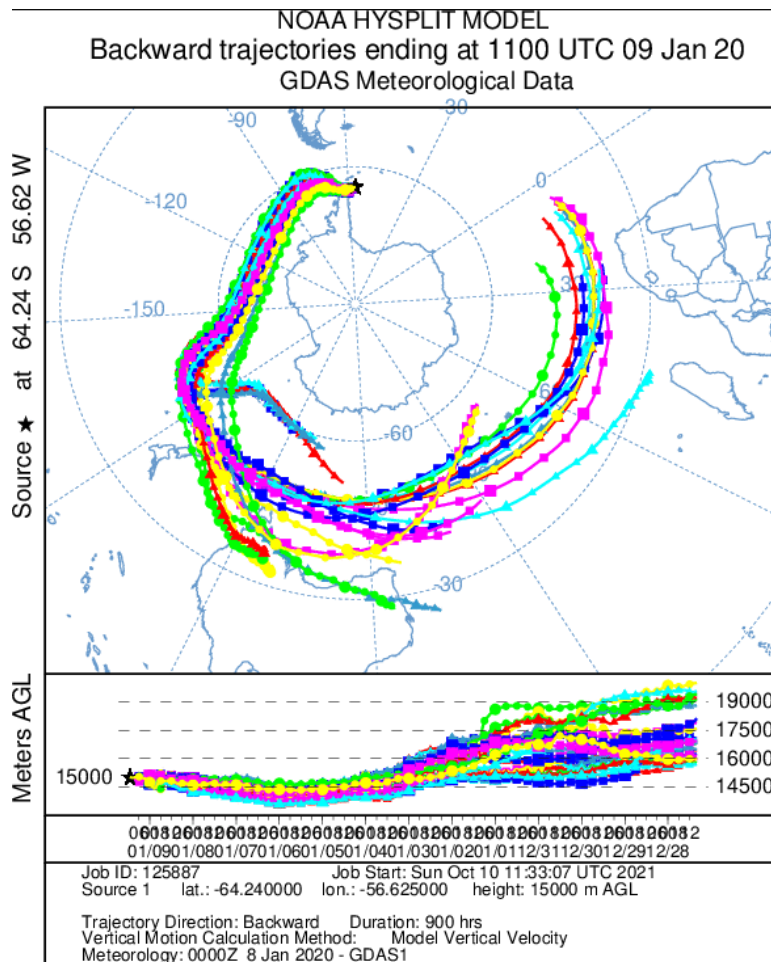


Figura 23: Posibles retrotrayectorias a una altura de 15 km durante 900 horas el día 09/01/2020 en Marambio realizada por HYSPLIT.

A diferencia que antes, se observa que sí que hay alguna trayectoria posible que viene de Australia (ver Figura 23), aunque la mayoría provienen del Océano Pacífico.

5.4-Worldview

Se usará Worldview para demostrar que los aerosoles que llegan a la estación de Marambio y producen el evento provienen de Australia. Dicho evento tuvo relevancia mundial debido a la magnitud de los incendios a finales de diciembre de 2019 en este país.

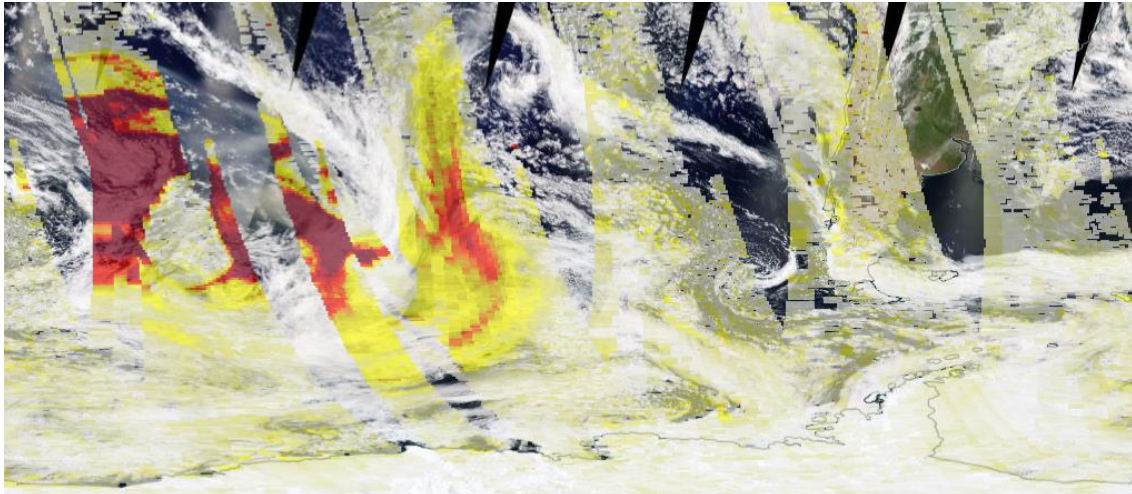


Figura 24: Imagen del Worldview del 03/01/2020.

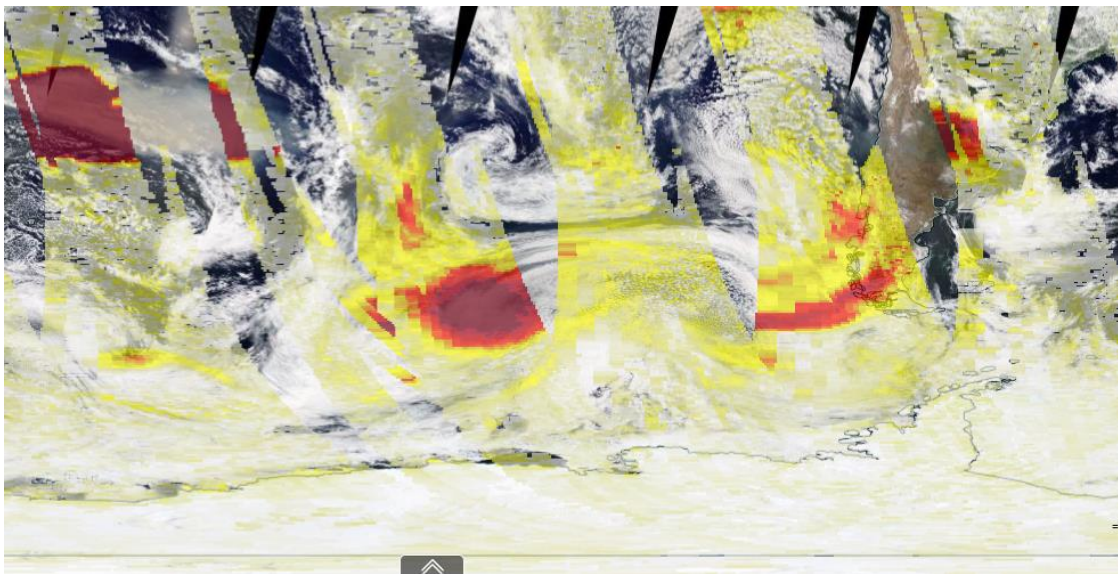


Figura 25: Imagen del Worldview del 06/01/2020.

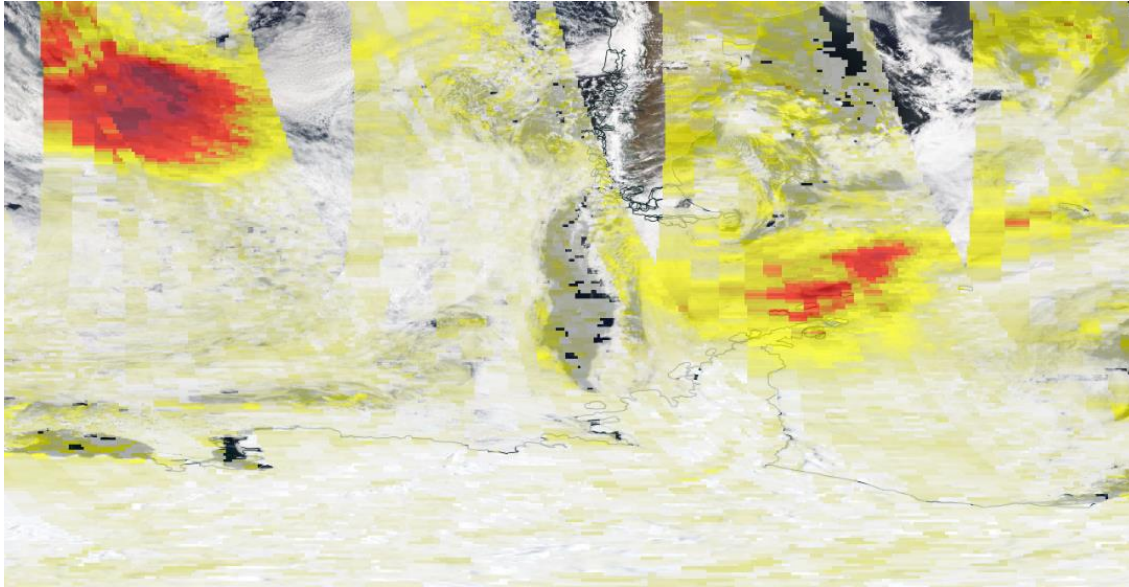


Figura 26: Imagen del Worldview del 09/01/2020.

Con estas tres imágenes se puede observar como la pluma avanza desde Australia hasta el ártico, teniendo el día 9 enero la mayor concentración de aerosoles en la estación de estudio (ver Figuras 24, 25 y 26).

También, confirma lo estudiado en HYSPLIT, ya que, como se puede ver, la pluma que sale de Australia permanece un tiempo en el Pacífico antes de llegar a Marambio, es por ello, que la mayoría de retrorayectorías posibles vienen de allí.

5.5-Propiedades de los aerosoles

En este apartado se va a acabar de caracterizar el evento analizando las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles. Estos parámetros se analizarán durante el día 9 de enero de 2020, ya que es el día con valores de AOD más altos y se compararán con los resultados de Dubovik et al. (2002) de una quema de biomasa producida por un incendio forestal.

Albedo de scattering simple.

En esta primera gráfica (ver Figura 27), se ve representado el SSA en función de 4 longitudes de onda para 4 horas diferentes del día 9 de enero de 2020. Lo primero que salta a simple vista es que, para todas las longitudes de onda, independientemente de la hora, el valor del SSA es prácticamente constante, muy cerca de 1. Que los valores estén tan cerca de 1 indica que los aerosoles que producen el evento tienen una absorción casi nula.

Por el contrario, comparando con el estudio de Dubovik et al. (2002) (ver Tabla 1), vemos que los resultados obtenidos del SSA son más altos y que no se puede apreciar una

disminución de dichos valores a longitudes de onda crecientes y, por tanto, un aumento de la absorción.

Longitud de onda (nm)	SSA
440	0.94±0.02
670	0.935±0.02
870	0.92±0.02
1020	0.91±0.02

Tabla 1: Valores del SSA en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm del trabajo de Dubovik et al. (2002).

En este caso, lo más probable es que la pérdida de absorción por parte del aerosol sea consecuencia del transporte de éste desde Australia.

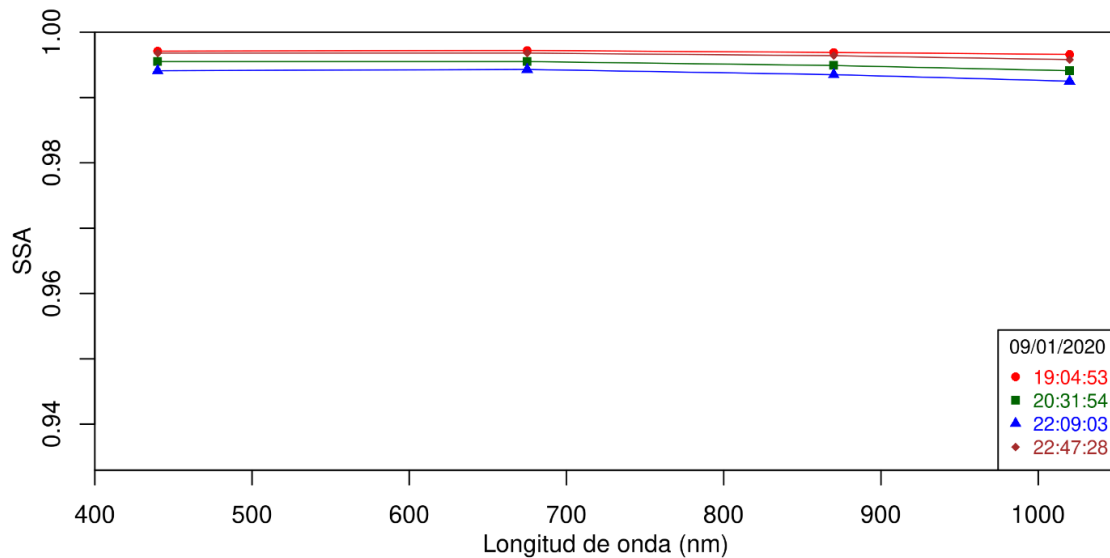


Figura 27: SSA en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

Índice de refracción.

Este apartado se dividirá en dos, primero se trabajará con la parte real del índice de refracción (n), que está más relacionada con la capacidad de dispersión del aerosol, y después con la parte imaginaria (k) que tiene que ver más con la capacidad de absorción

En la gráfica que representa n en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm (ver Figura 28), se observa que, a diferencia del resultado del trabajo de Dubovik et al. (2002) (ver Tabla 2), en este caso sí que hay una leve dependencia espectral, teniendo valores de n en las longitudes de onda de 440 y 1020 nm más

pequeños que en las de 670 y 870 nm, aunque teniendo en cuenta el error de ± 0.04 , no es nada significativo.

n
1.50 ± 0.04

Tabla 2: Valor de la parte real del índice de refracción en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm del trabajo de Dubovik et al. (2002).

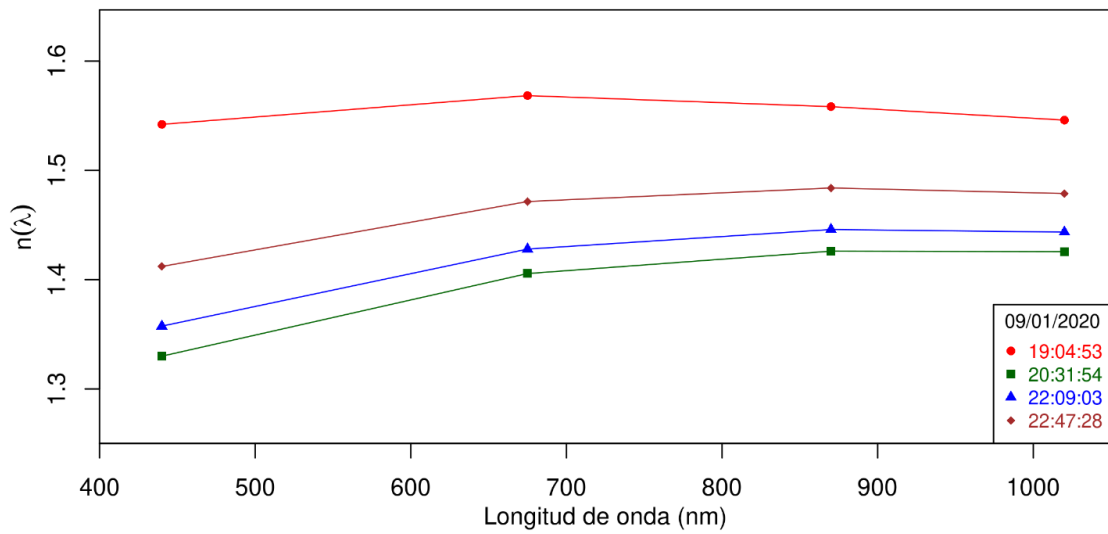


Figura 28: Parte real del índice de refracción en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

En la gráfica que representa la parte imaginaria en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm (ver Figura 29), se puede ver que los resultados no tienen ninguna similitud con los de Dubovik et al. (2002) (ver Tabla 3), teniendo todos los valores muy inferiores, por lo tanto, dejando de manifiesto el escaso poder de absorción que presenta esa capa de aerosol.

k
0.0094±0.003

Tabla 3: Valor de la parte imaginaria del índice de refracción en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm del trabajo de Dubovik et al. (2002).

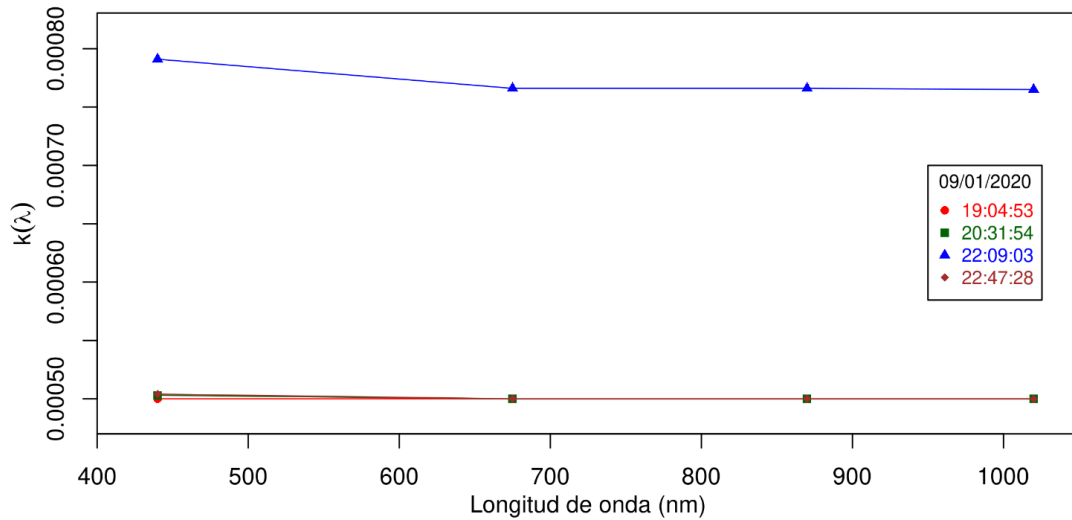


Figura 29: Parte imaginaria del índice de refracción en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

Parámetro de asimetría

En este apartado se representará el parámetro de asimetría en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020nm (ver Figura 30). Estos datos concuerdan perfectamente con lo predicho en el trabajo de Dubovik et al. (2002) (ver Tabla 4). Se tiene una dependencia espectral que hace que el valor del parámetro de asimetría descienda cuanto más grande es la longitud de onda, además los valores numéricos presentan un buen acuerdo.

Longitud de onda (nm)	g
440	0.69±0.06
670	0.61±0.06
870	0.55±0.06
1020	0.53±0.06

Tabla 4: Valores del parámetro de asimetría en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm del trabajo de Dubovik et al. (2002).

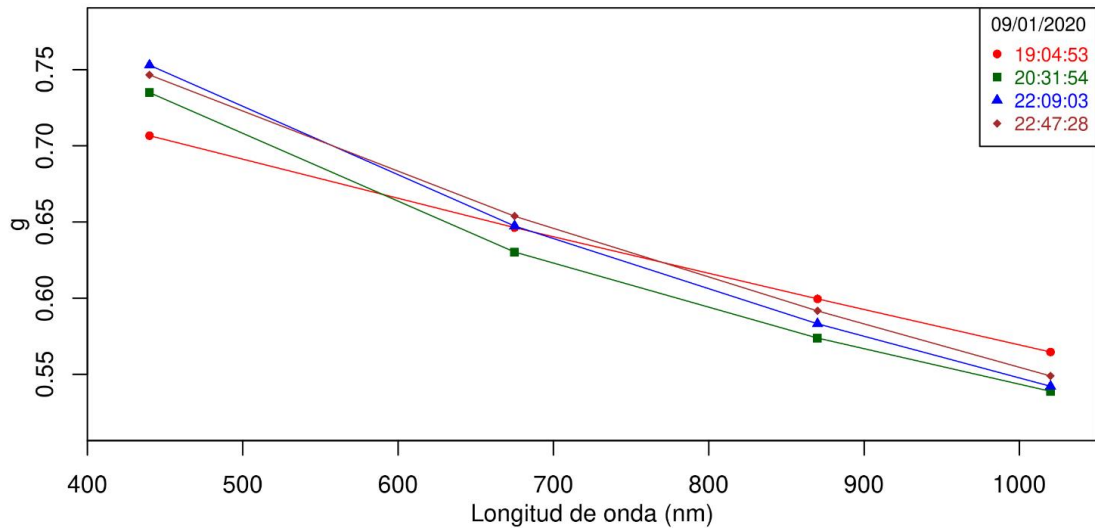


Figura 30: Factor de asimetría en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

Distribución volúmica de tamaños

Por último, se analizará la distribución volúmica de tamaños, para ello se representará la concentración volúmica en función del radio de las partículas (ver Figura 31). Lo primero que se ve, es que hay una gran concentración de partículas en el modo fino, más concretamente en el modo de acumulación, con radios de entre $0.05 \mu\text{m}$ y $0.5 \mu\text{m}$. Por lo tanto, se confirma que el evento lo producen partículas finas.

R_{vf}
$[0.15+0.015\tau(440)] \pm 0.01$

Tabla 5: Valor del radio predicho en el trabajo de Dubovik et al. (2002) para el modo fino.

Los estudios de Dubovik et al. (2002) predicen que la mayoría de las partículas producidas por un incendio forestal, están en el modo de acumulación, cosa que si se cumple. Además, se da el valor del radio (ver Tabla 5). Con esto, se puede decir, que la fecha que más se ajusta es la de las 22:09:03, por el contrario, el dato del radio dado a las 20:31:54 se desvía bastante.

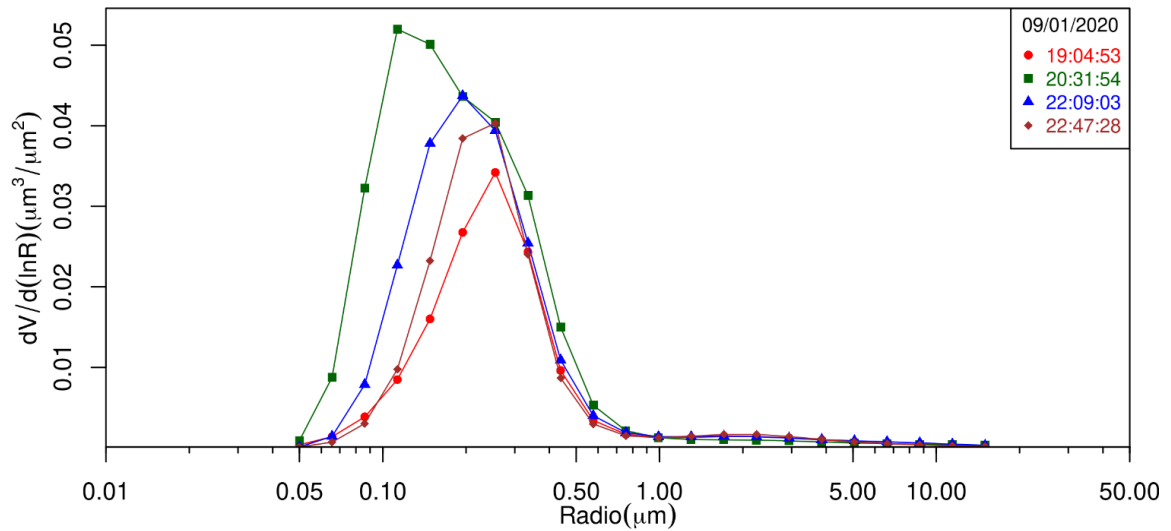


Figura 31: Distribución volúmica de tamaños en escala logarítmica.

Con los resultados mostrados hasta ahora se corrobora la hipótesis realizada por González et al. (2020), probando el origen australiano de la pluma de aerosol estratosférico que llega a la estación antártica de Marambio a comienzos de 2020.

6- Análisis del evento en otras estaciones.

En este apartado se va a analizar de manera más escueta el mismo evento, pero en otras dos estaciones, para así, acabar de caracterizarlo. Las dos estaciones serán, la de Tumberumba (35.708S,147.950E) y la de CEILAP-RG (51.601S, 69.319W).

6.1-Tumberumba

Esta estación situada en Australia será de gran utilidad para ver la evolución de los aerosoles desde el lugar donde se produjeron debido a los incendios forestales hasta la estación de Marambio.

Al representar el AOD en función del tiempo durante los meses de diciembre de 2019 y enero de 2020 (ver Figura 32), se ven valores de AOD muy altos, teniendo el máximo a principios de enero con un valor de 7.

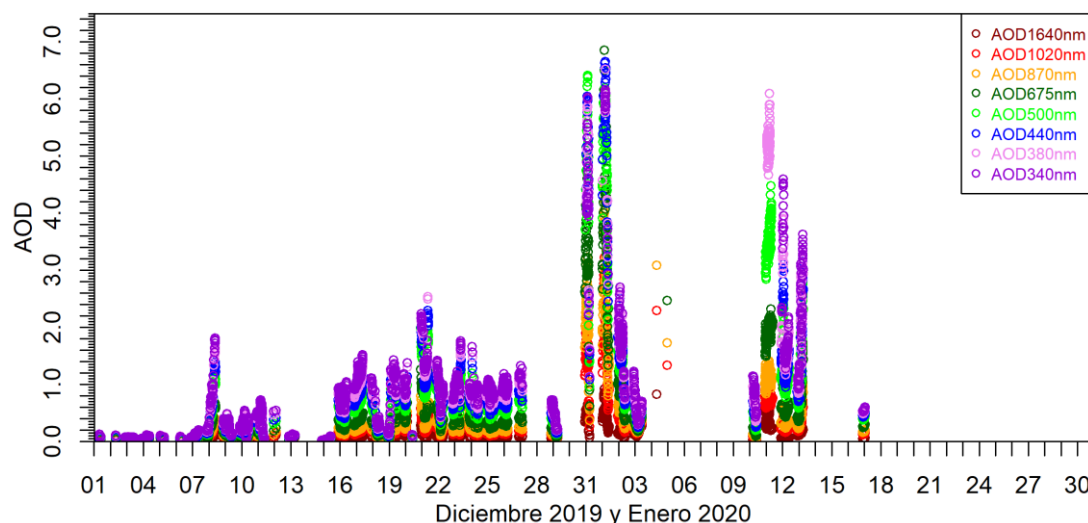


Figura 32: AOD en función del tiempo durante los meses de diciembre de 2019 y enero de 2020 en nivel 1.5.

Como se hizo en apartados anteriores, se va a representar el AOD (440nm) en función de AE (440-870nm), para así analizar de que evento se trata (ver Figura 33).

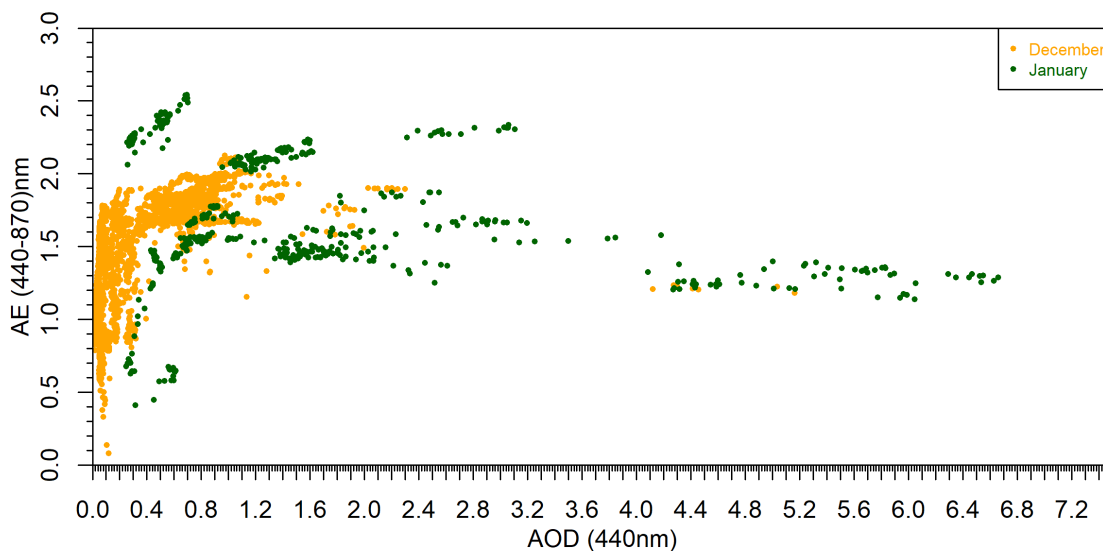


Figura 33: AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) durante los meses de diciembre de 2019 y enero de 2020.

En esta gráfica se puede ver claramente que el evento más pronunciado se produce en enero con unos valores de AOD de alrededor de 7 y un AE en torno a 1.5, lo que indica que lo producen partículas finas, aunque en diciembre ya hay bastante turbiedad.

Por último, lo que habrá que ver en esta estación son las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol y así compararlas con las de Marambio y con las de Dubovik et al. (2002).

El estudio de dicho evento es bastante complicado, ya que, los aerosoles que son producidos por los incendios en Australia se quedan unos días en el Océano Pacífico antes de llegar a Marambio, como indica Worldview, por lo tanto, los datos que llegan el 9 de enero a la estación no son los correspondientes al máximo de turbiedad en Tumbarumba en enero, sino que son los de finales de diciembre. Debido a esto, lo que se hará para el estudio de las propiedades será una media de los datos de inversión desde el 25 hasta el 30 de diciembre.

Además, tanto en Tumbarumba como en Ceilap-RG solo se van a analizar las gráficas de SSA y distribución volúmica, ya que son las que más información dan.

En este caso, en la gráfica del SSA (ver Figura 34), sí que se observa la dependencia espectral que se predecía en el trabajo de Dubovik et al. (2002). Se tienen unos valores un poco más altos, pero están dentro del error, por lo que concuerda perfectamente con la quema de un bosque forestal.

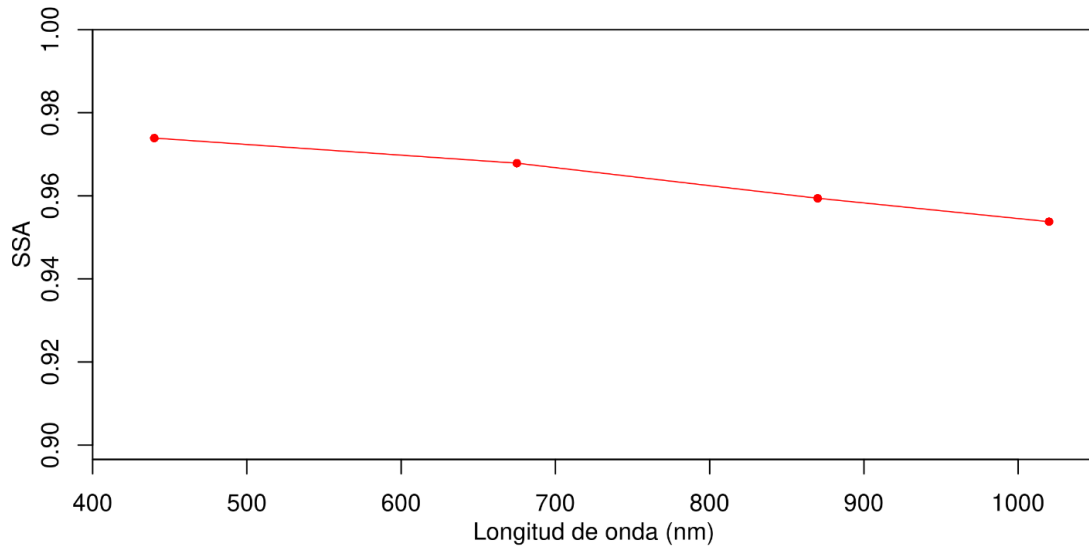


Figura 34: SSA en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

Lo siguiente que se hará, será el análisis de la distribución volúmica de tamaños (ver Figura 35). Al igual que en Marambio, se puede ver un pico en el modo de acumulación, pero en este caso, como es lógico, más intenso, como consecuencia de que el evento se inició allí. Por otra parte, se puede observar otro pico de mucha menos intensidad en el modo grueso, que seguramente será debido a otro tipo de aerosoles de la zona como pueden ser el desértico o el marítimo. Cabe destacar, que aquí el radio de las partículas en el modo de acumulación es más pequeño que en el caso de Marambio, ajustándose perfectamente al valor de Dubovik et al. (2002). Esto tiene mucho sentido, ya que lo más normal es que las partículas vayan aumentando su tamaño a lo largo del transporte porque van absorbiendo vapor de agua en la atmosfera.

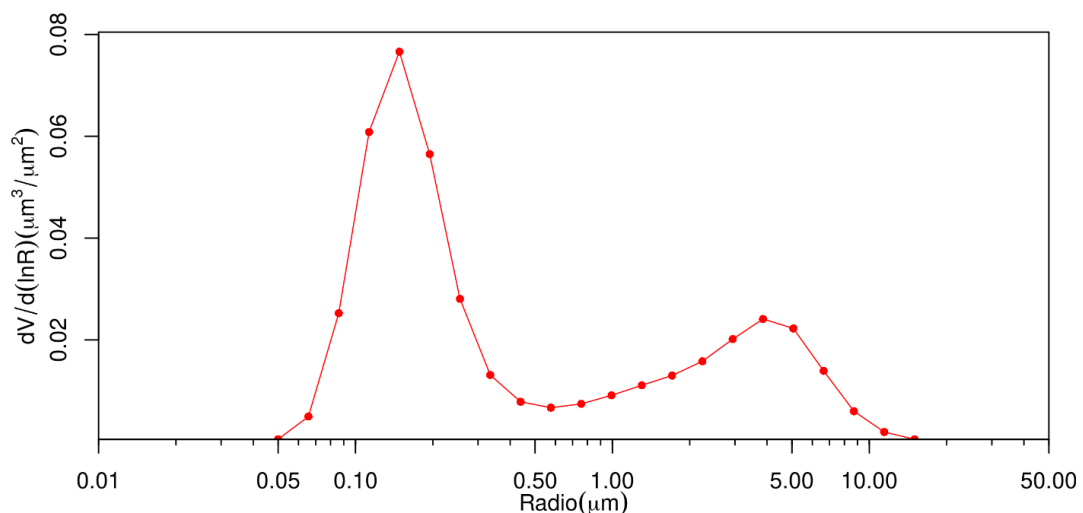


Figura 35: Distribución volúmica de tamaños en escala logarítmica.

6.2-CEILAP-RG

CEILAP-RG es una estación situada en el sur de Argentina, se ha elegido por su proximidad con Marambio, para ver cómo ha evolucionado el evento y así ver similitudes y diferencias. Se seguirá el mismo procedimiento que en la estación de Tumberumba, no se busca analizar en profundidad con las herramientas utilizadas en el caso de Marambio, sino confirmar el evento.

Al igual que antes, representando el AOD en función del tiempo (ver Figura 36), se puede observar un pico muy pronunciado en enero, llegando a valores de casi 0.6. Por lo tanto, ahí es donde se dará el evento de interés.

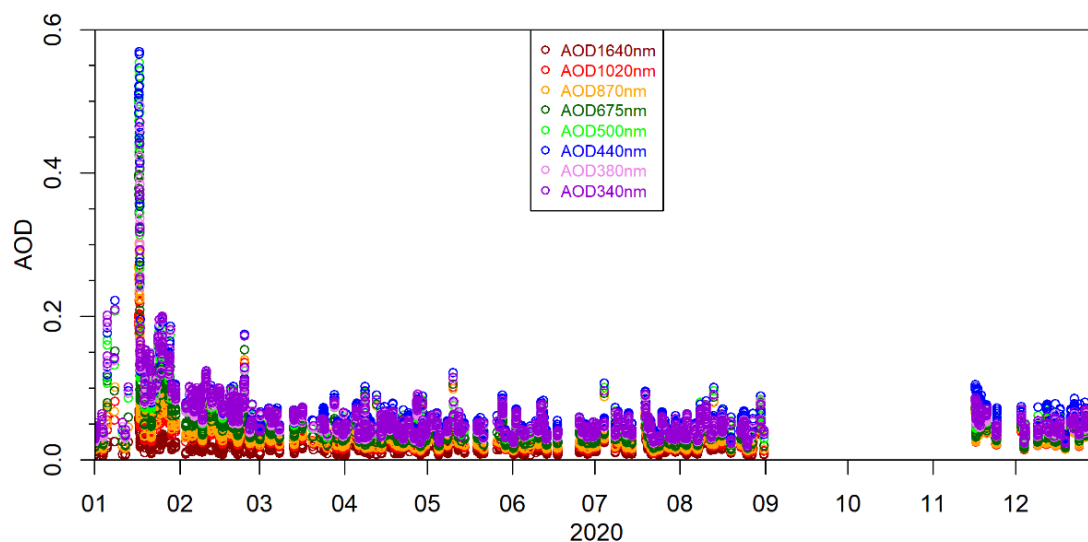


Figura 36: AOD en función del tiempo durante el año 2020 en nivel 1.5

En la gráfica del AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) (ver gráfica 37), se ve claramente el evento en enero, donde hay una secuencia de puntos con un AOD de entre 0.4 y 0.6, correspondientes a un AE de alrededor de 1, es decir, un valor más pequeño del que se ha estudiado antes, o lo que es lo mismo, partículas más grandes, cosa que tiene mucho sentido, ya que, como se ha explicado, el tamaño aumenta a lo largo del transporte.

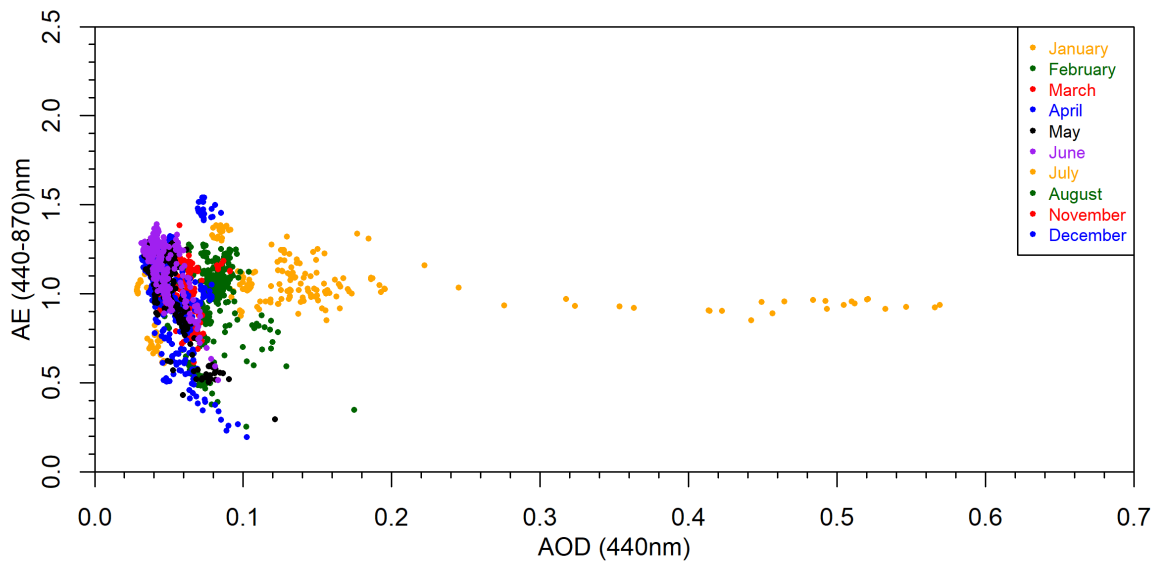


Figura 37: AOD (440nm) en función del AE (440-870nm) durante el año 2020.

Como se ha hecho antes, se va a representar el AOD en función del tiempo durante enero de 2020, para ver qué día tiene los valores de AOD más alto y usarlo para analizar las propiedades del aerosol.

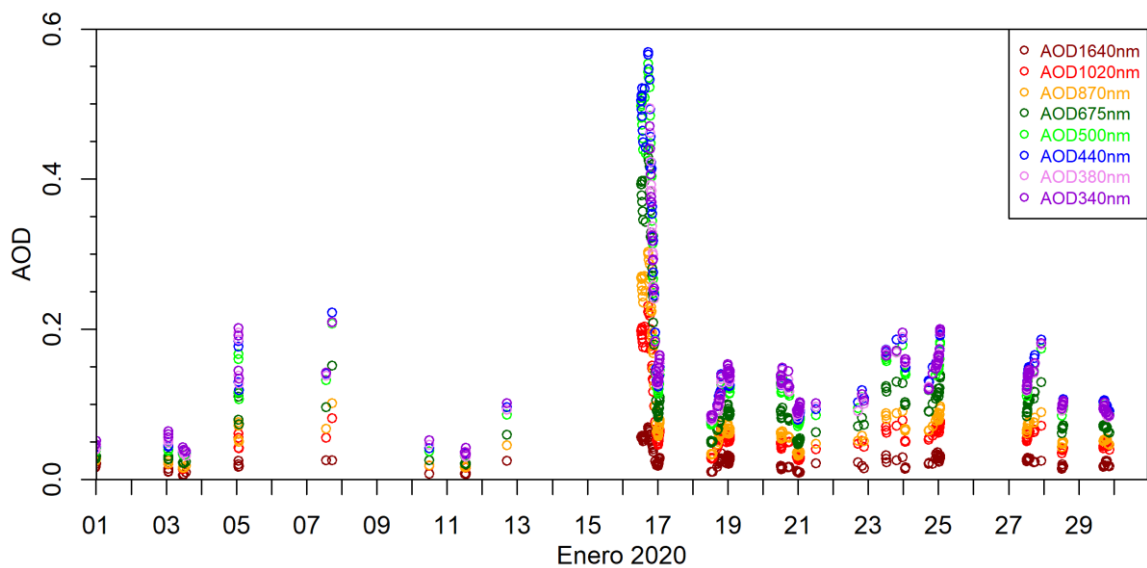


Figura 38: AOD en función del tiempo durante el mes de enero de 2020 en nivel 1.5

Se ve claramente que el día con más turbiedad es el 17 de enero (ver Figura 38), así que, se usará como referencia para el cálculo de las propiedades ópticas y microfísicas.

En la gráfica del SSA (ver Figura 39), se ve que la única fecha que concuerda con los valores de Dubovik et al. (2002) es la de las 23:01:13, mientras que a las 12:18:37 y a las 21:20:04, al igual que en Marambio, el aerosol ha perdido casi toda su capacidad de

absorción. El SSA a las 11:10:38 sufre un aumento al pasar de 440 a 670 nm, cosa que no debería pasar, y después se estabiliza en un valor cercano de 1.

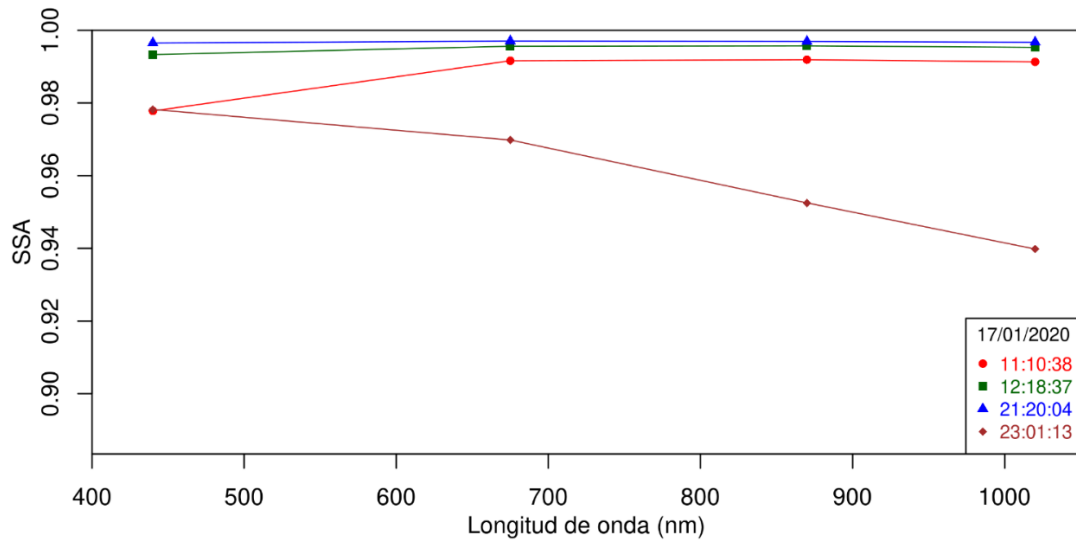


Figura 39: SSA en función de las longitudes de onda de 440, 670, 870 y 1020 nm.

Para finalizar este apartado, se representará la distribución volúmica (ver Figura 40). Como en todos los casos, se observa un pico en el modo de acumulación, donde hay una gran concentración de partículas, sobre todo las dos primeras horas. Al igual que en Marambio, no aparece ningún pico en el modo grueso. Lo más destacable de esta gráfica es ver que el radio de las partículas del modo de acumulación es más grande que en Marambio y por supuesto que en Australia. Lo que concuerda perfectamente con que el aerosol se va haciendo más grande a medida que viaja, ya que, en Argentina el evento se da el día 17 de enero y en Marambio el 9 enero.

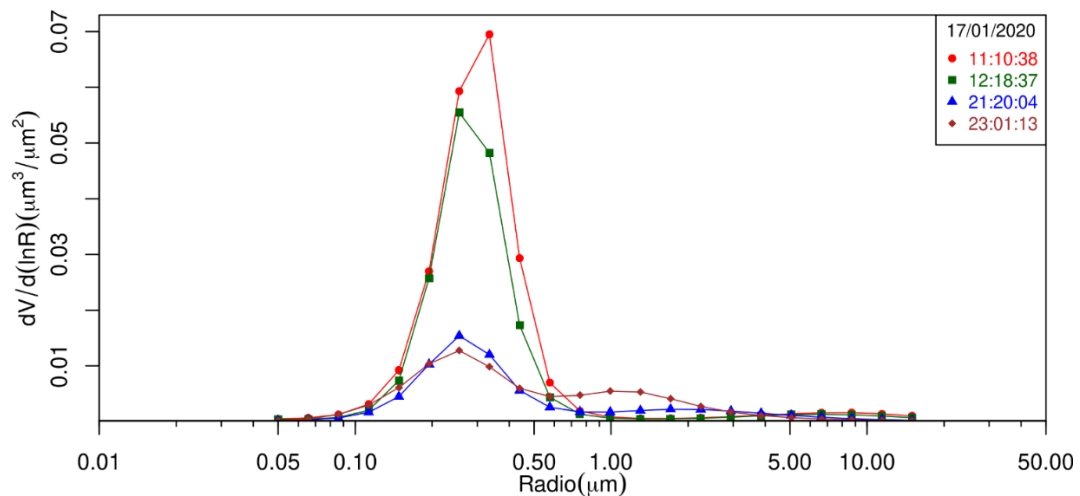


Figura 40: Distribución volúmica de tamaños en escala logarítmica.

7- Conclusiones

En este trabajo de fin de grado se ha logrado identificar y caracterizar un evento de alta turbiedad atmosférica observado en la Base Antártica de Marambio. Con los datos disponibles se ha podido realizar una completa caracterización del mismo hasta su origen, y así relacionarlo con los incendios forestales que se dieron en Australia a finales de diciembre de 2019.

Lo primero que se ha podido ver al analizar el espesor óptico de aerosoles en la estación de Marambio (Antártida) ha sido la falta de una serie de datos larga y continuada. Esto se debe en parte a las condiciones climáticas que presenta la región Antártica en la que se ubica la estación de Marambio. Estas condiciones aíslan la región dotándola de unas condiciones particulares, en la que los aerosoles antropogénicos carecen de presencia significativa. Durante el evento, se han podido identificar partículas con el exponente de Ångström muy alto, lo que indica que hay una intrusión de aerosol dominado por partículas finas.

Por otra parte, el análisis del evento ha sido complejo. Esto se debe a que el origen de incendios en Australia no corresponde a un único día, sino que los incendios estuvieron activos durante semanas. Debido a esto, los aerosoles se transportaron a una región del Océano Pacífico de donde posteriormente se desplazaron a la región Antártica.

El análisis de las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles que producen el evento está dominado por las variaciones que se dan por el transporte a largas distancias. Se han analizado variables que dan cuenta del poder de absorción del aerosol (como el SSA) y otras del tamaño del mismo (distribución volúmica). Con lo que se ha podido concluir, que se trata de aerosol producido por la quema de biomasa y para ser más exacto, por la quema de un incendio forestal. Utilizando información auxiliar por satélites y modelos, se establece como origen los grandes incendios forestales que ocurrieron en Australia a finales de 2019.

Para finalizar, las estaciones de Tumbarumba (Australia) y CEILAP_RG (Argentina) han servido para acabar de confirmar el origen del evento, así para ver la evolución de este y sus propiedades. La más destacable es el aumento de tamaño del aerosol a lo largo de su trayecto por la absorción de vapor de agua de la atmósfera (higroscopicidad).

Bibliografía

Alcántara, A., Caracterización de las propiedades radiativas y microfísicas del aerosol atmosférico en la campaña Veleta 2002, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 2013.

Ångström, A., On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geograf. Ann. Deut.*, 11:156-166, 1929.

Ångström, A., The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus*, 16, 64-76, 1964.

Dubovik, O., Holben, B.N., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanre, D., and Slutsker, I., Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atm. Sci.*, 59, 590-608, 2002.

Durán, P., Medidas espectrorradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y modificación del intercambio radiativo en la atmósfera, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 1997.

González, R. et al., Characterization of Stratospheric Smoke Particles over the Antarctica by Remote Sensing Instruments, *Rem. Sensing*, 12, 3769. doi:10.3390/rs12223769

Herrero, S., Caracterización de las propiedades ópticas y microfísicas de tres tipos de aerosoles atmosféricos durante tres eventos de alta turbiedad en Castilla y León, Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Valladolid, 2019.

Libardo, D., Propiedades microfísicas de los aerosoles troposféricos derivadas de de medidas de fotómetro solar y Lidar en el Valle de Aburrá, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Colombia 2015.

Prats, N., Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2009.

Obregón M., Estudio de los aerosoles en columna sobre Cáceres a partir de medidas radiométricas, Tesis doctoral, Universidad de Extremadura, 2012

Toledano, C., Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de las propiedades ópticas y masas de aire en la estación "El Arenosillo" de la red AERONET, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2005.

Velasco, C., Identificación de tipos de aerosol mediante medidas fotométricas. Aplicación al transporte de aerosol sahariano hasta el Caribe, Tesis Doctoral, 2020.

Velasco-Merino, C., and Coauthors, Impacto of long-range transport over the Atlantic Ocean on Saharan dust optical and microphysical properties based on AERONET data, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 9411-9424, 2018.

Villar, B., Transporte de la contaminación hacia el polo norte, Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Valladolid, 2020.

Willeke, K., and Baron, *Aerosol Measurement. Principles. Techniques and Applications*, P.A. Editors, John Wiley & Sons, 1993.