

The Pinatubo twilights

Los crepúsculos del Cerro Pinatubo

M. Gil-Ojeda

(Retired, formerly Head of the Atmospheric and Instrumentation Area, INTA)

(*) E-mail: manuelgilojeda@gmail.com

Received: 14/05/2026 Accepted: 20/07/2026
DOI: 10.7149/OPA.59.3.52005

ABSTRACT:

From time to time, intense explosive volcanic eruptions inject millions of tons of material into the Earth's stratosphere, primarily in the form of sulfur dioxide and/or water. After a few days, these gases are converted into sulfuric acid particles in liquid phase, which, carried by the winds, spread around the globe, causing changes in the color of the sky due to light scattering processes. This article describes the phenomenon and explains the physical reasons behind the spectacular sunsets observed in the months following the eruption.

Key words: Stratospheric optics, Volcanic aerosols, Optical Depth, Rayleigh and Mie Scattering, Color.

RESUMEN:

De tiempo en tiempo, intensas erupciones volcánicas explosivas inyectan en la estratosfera terrestre millones de toneladas de materia, fundamentalmente en forma de dióxido de azufre y/o agua. Convertidas en partículas de ácido sulfúrico en fase líquida después de unos días, se van extendiendo por todo el planeta impulsadas por los vientos, dando lugar a cambios de coloración del cielo por efecto de procesos de dispersión de la luz. En el presente artículo se describe el fenómeno y se explican las razones físicas que dan lugar a los espectaculares crepúsculos que se observan en los meses subsiguientes a la erupción

Palabras clave: Óptica de la estratosfera, Aerosoles volcánicos, Espesor óptico. Dispersión de Rayleigh y de Mie, Color.

REFERENCES AND LINKS / REFERENCIAS Y ENLACES

- [1] L. Pauwels y J. Bergiers. *El retorno de los brujos*. Editorial en España: Plaza y Janés (1963).
- [2] U. Eco. *El péndulo de Foucault*. Editorial en España: Lumen. (1989).
- [3] C. Fort. *El libro de los condenados*. Editorial Dronté. Argentina (1970).
- [4] H. C. Lewis. "A near view of Krakatoa in eruption". *Science*, 3(71). 702-3 (1884).
- [5] E. Metzger. "Gleanings from the reports concerning the eruption of Krakatoa", *Nature* V29, 240-244 (1884).
- [6] A. Riggensbach. "The Krakatau dust-glows 1883-84". *Nature*, London, 33, 483, (1886).
- [7] T. Simkin and R. S. Fiske. "Krakatau 1883: Eruption and its effects." Smithsonian Institution Press, Washington, D.C. (1983).
- [8] M. Rosen, N.T. Kjöme, R.L. McKenzie and J.B. Liley. "Decay of Mount Pinatubo aerosols at midlatitudes in the northern and southern hemispheres." *J. Geophys. Res.* V99, N0, D12, pp25.733-25.739, (1994).

- [9] T. Deshler, B. J. Johnson, W. R. Rozier, "Balloonborne measurements of Pinatubo aerosol during 1991 and 1992 at 41°N: Vertical profiles, size distribution, and volatility." *Geophys. res. Lett.*, V20, 14, pp. 1435-1438 (1993).
- [10] H., Jäger, T. Deshler, F. Homburg and V. Freudenthaler. "Five years of Lidar observations of the Pinatubo eruption cloud." *Adv. In Atmos. Rem. Sensing with Lidar*, pp 485-488 (1997).
- [11] G. J. Bluth, Doiron, S. D., Schnetzler, C.C. Krueger, A. J., Walter, L. S. "Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1992 Pinatubo eruption." *Geophys. Res. Lett.*, 19(2), 151-154 (1992).
- [12] Base de datos de aerosoles estratosféricos. <https://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/>
- [13] <https://research.noaa.gov/hunga-tonga-2022-eruption/>
- [14] Y. Huang y W. Duan, "SO₂ Diffusion Features of the 2022 Hunga Tonga–Hunga Ha’apai Volcanic Eruptions from DSCOVR/EPIC Observations," *Atmosphere*, 15(10), (2024).
- [15] <https://niwa.co.nz/news/seen-stunning-sunrise-or-sunset-lately-tongan-volcano-may-be-cause>. NIWA News, Nueva Zelanda, 16-6-2022.
- [16] <https://www.theguardian.com/world/2022/jul/15/antarctica-bathed-in-dazzling-colours-in-afterglow-of-tonga-eruption>. The Guardian. 15-06-2022

1. El fenómeno

Para aquellos aficionados al mundo de lo desconocido, y particularmente a los misterios de la naturaleza, el libro *El retorno de los brujos* de Louis Pauwels y Jaques Bergier (1963) les resultará familiar [1]. En él se hace la descripción de un individuo neoyorkino, llamado Charles Hoy Fort, conocido como "la foca del Bronx". De origen burgués, y con una visión muy particular de la vida, invirtió gran parte de su tiempo en recopilar notas, insólitas para un científico ortodoxo, procedentes de prensa, pero también de revistas de reconocido prestigio. Más de 40.000 recortes consiguió reunir sobre hechos inexplicados.

Charles H. Fort fue pionero en adoptar un enfoque marginal de los hechos científicos que Umberto Eco denominó "Ciencias Fortianas" en su libro *El Péndulo de Foucault* [2]. La primera publicación de sus trabajos se edita en Nueva York en 1919 con un título que hace referencia explícita a su contenido: *El libro de los condenados*. El capítulo segundo comienza de la siguiente manera: *En el otoño de 1883, y varios años después, hubo puestas de sol tan vivas que nadie antes hubo observado nada semejante. Hubo también lunas azules*.

La sola mención de lunas azules será sin duda suficiente para hacer sonreír a los incrédulos. Sin embargo, en 1883, las lunas azules eran algo tan vulgar como los soles verdes [3].

Los comentarios de Fort sobre los soles azules y verdes se refieren, como menciona en su libro, a 1883 y 1884. Sus fuentes son prensa seria y las revistas científicas de mayor prestigio de la época, como *Science* [4], *Nature* [5], por citar algunos casos. Ambas publicaciones se refieren a observaciones realizadas por capitanes de barcos en distintas partes del globo: Por ejemplo, el capitán del paquebote británico "Elizabeth" registra en el cuaderno de bitácora en febrero de 1884 en San Salvador: *La luna creciente fue vista 15º sobre el horizonte de un intenso color esmeralda superpuesta a una enorme cortina carmesí. También Venus presentaba el mismo color*.

Por otro lado, los informes sobre los espectaculares crepúsculos multicolores en los años, y de fuertes anomalías en los registros de temperaturas son bien conocidos en la mayor parte de los registros meteorológicos del mundo [6].

¿Por qué en 1883 y 1884 hubo tantas referencias a una anómala coloración del cielo, y no en otros años? La razón hay que buscarla en un suceso de extraordinaria importancia que tuvo lugar entre los meses de mayo y agosto de 1883: el volcán Krakatoa, al suroeste de Indonesia, entra en erupción violenta, de forma tan explosiva que la isla de su propio nombre desaparece de la faz de la Tierra lanzando a la atmósfera miles de toneladas de gases y cenizas. Los científicos de la época no dudaron ya en responsabilizar al Krakatoa de los fenómenos ópticos observados con posterioridad al suceso, por más que se encontrasen con aspectos que no eran capaces de explicar. Los hechos fueron particularmente bien observados debido a que el volcán se encontraba en una de las más transitadas rutas de comercio entre Europa y el lejano oriente.

El 20 de mayo de 1883, los habitantes de los asentamientos costeros de Sundra-Strait, en la región de Java, pudieron escuchar los primeros avisos, en forma de explosión, de la imponente erupción volcánica de los días 26 y 27 de agosto *“el cielo se oscureció al mediodía como en una noche cerrada sin luna, en el fragor de continuas explosiones que se sucedían sin solución de continuidad. Una lluvia de barro alcanzó 50 cm de altura en la cubierta del barco donde nos encontrábamos. Los barómetros registraban repentinas variaciones de presión, y los vientos en breves instantes alcanzaron velocidades próximas a las de un huracán”* (Registro del vapor de pasajeros Loudon, elaborado por el ingeniero N.H. Sandick, pasajero del barco *Governor General Loudon*) [7].

2. Los cambios de color de la bóveda celeste durante los crepúsculos volcánicos: El color púrpura.

Hoy sabemos que para que durante los crepúsculos tengan lugar cambios de coloración distintos a los habituales es necesaria la presencia en la estratosfera de gases y partículas sólidas en suspensión de pequeñas dimensiones, y, a su vez, para que esto suceda, la erupción debe ser muy explosiva. Los vulcanólogos denominan “pliniano” al tipo de erupción que resulta de la liberación explosiva del magma retenido por un tapón formado por el propio magma solidificado en el conducto que alimenta el volcán. La explosión se produce después de una fuerte degasificación del magma de forma que toda la expulsión tiene lugar en forma gaseosa, sin coladas de lava, y con una gran componente direccional. En este tipo de erupción, en muy poco tiempo, grandes cantidades de material volcánico, tanto sólido como líquido y gaseoso, pueden ser inyectadas a alturas de 20, 30 km o más. En erupciones de naturaleza menos explosiva, los vientos y la lluvia se encargan de eliminar de la atmósfera la mayor parte de las emisiones. Es por esta razón por lo que son pocas las erupciones que dan lugar a inyecciones de aerosoles en la estratosfera y, consecuentemente, a los cambios de coloración del cielo. En el siglo pasado ha existido una relativa tranquilidad hasta 1963, en que el Monte Agung de Bali entró en erupción. Desde entonces, El Fuego (Guatemala, 1976), el Mount St. Helens (EEUU, 1980) y El Chichón (México, 1982) permitieron la observación de crepúsculos espectaculares que se extendieron por un periodo de uno o más años.

Una situación similar, probablemente la más intensa de los últimos tiempos, tuvo lugar el 15 de junio de 1991, cuando el volcán Cerro Pinatubo, en Filipinas, inyectó, en menos de 15 horas, más de 20 millones de toneladas (20 Teragramos o Tg, en los sucesivos) de dióxido de azufre en la estratosfera, en lo que fue la fase más intensa de emisión de gases y cenizas de una serie de erupciones que habían dado comienzo el mes anterior, y que acabó con más de 400 años de reposo de este volcán (Fig. 1).



Fig. 1. Nube de cenizas y gases emitidos por el volcán Cerro Pinatubo en 1991 (fuente: Wikipedia).

Las partículas de aerosoles generalmente se forman a partir de un gas, básicamente el ya mencionado dióxido de azufre (SO_2), que, en los meses subsiguientes a la erupción, se distribuyen por todo el globo impulsadas por el viento y reaccionan con el agua, que en proporciones ínfimas se encuentra en esta región, para formar ácido sulfúrico en fase líquida. Las partículas creadas son generalmente de radios 0.1—0.4

micras, suficientemente pequeñas para no sufrir una rápida sedimentación gravitacional, destino último de los aerosoles de mayor tamaño, y más pesados.

Al contrario de lo que sucede en las regiones troposféricas, donde tienen lugar los fenómenos meteorológicos, la estratosfera es una región extraordinariamente sensible a cualquier alteración, con muy poca capacidad de respuesta frente a agresiones externas y sin apenas mecanismos de autolimpieza, como se puso de manifiesto con el problema de la destrucción del ozono. En este medio, donde los vientos son intensos, pero siempre siguiendo una trayectoria más o menos zonal (siguiendo los paralelos geográficos), los procesos de mezcla y de difusión meridional son enormemente lentos.

La “nube” estratosférica del Cerro Pinatubo, formada fundamentalmente por vapor de agua y aerosoles sólidos (ceniza) y líquidos (ácido sulfúrico), fue difundiéndose lentamente desde cerca del ecuador, donde fue introducida, hasta las regiones polares en los meses posteriores a la erupción.

En el invierno de 1991 ya cubrían la península ibérica [8,9]. Durante ese tiempo, los “observadores de los crepúsculos”, personajes de escasa proliferación en las grandes urbes por razones obvias, pudimos observar en España amaneceres y puestas de sol particularmente bellos: Rojos brillantes, azules profundos, intensos púrpuras y, en los últimos momentos del crepúsculo, delicados violetas. El folleto promocional de la Exposición Internacional de Sevilla 1992, realizado en los últimos meses de 1991 o primeros de 1992, es un claro ejemplo de un intenso crepúsculo volcánico (Fig. 2).

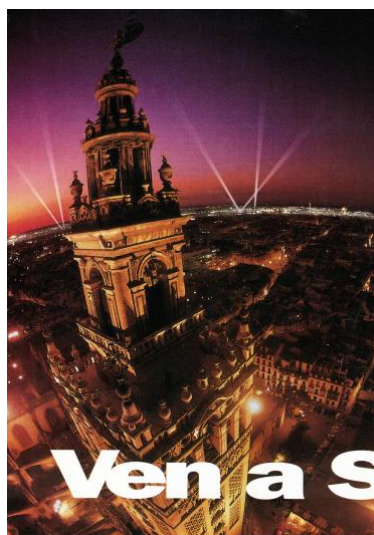


Fig. 2. Imagen promocional de la Expo-92 de Sevilla.

Tanto los espectaculares efectos crepusculares como las alteraciones en la coloración natural de los objetos celestes tienen un origen común: la dispersión de luz solar por partículas en suspensión.

En los meses de enero-abril de 1992 los líderes encargados de la detección de la nube estratosférica situados en Centro Europa detectaron la máxima concentración de aerosoles, con un valor medio casi 100 veces mayor que los valores normales en situación no-volcánica [10].

Los líderes “meteorológicos” son instrumentos que se incorporaron al estudio de las ciencias de la atmosfera durante los años 80'. Se basan en láseres de gran potencia y telescopios receptores sincronizados con una sofisticada electrónica. El proceso es similar al de los radares con la diferencia de que la energía emitida es radiación visible. Midiendo la intensidad de luz reflejada en la nube de aerosoles puede conocerse la concentración de aerosoles, y midiendo el tiempo transcurrido entre la emisión de la luz y su recepción puede calcularse la altura a la que se encuentra. En fechas más recientes estos instrumentos se han perfeccionado para medir propiedades físicas de las partículas tales como su forma y tamaño a partir de la polarización de la luz recibida y mediante el uso de láseres sintonizables en frecuencia. Gracias a las redes internacionales de estos instrumentos pudo realizarse un seguimiento de la nube estratosférica en extensión y altura, determinándose que, aunque la reducción en la concentración de aerosoles con el tiempo es exponencial (debido a procesos de dispersión, sedimentación, reacciones químicas, etc), la estratosfera puede tardar hasta dos años en recuperar las condiciones previas a la erupción. La distribución espacial dista mucho de ser uniforme, especialmente en los primeros meses desde la erupción. No es raro encontrar

un crepúsculo "normal" propio de una atmósfera limpia, el día siguiente de haber asistido a un espectáculo de luz y color.

Solo unos meses después de la erupción del Pinatubo, el Smithsonian Institute de los Estados Unidos informó de otra erupción explosiva: el volcán Cerro Hudson, en la Patagonia chilena. Observaciones del instrumento TOMS, a bordo del satélite NIMBUS 7 de la NASA, diseñado para medidas de ozono, pero que demostró posteriormente su habilidad para medir el contenido de SO_2 , indicó [11] que la penetración en la estratosfera fue considerablemente inferior (~ 2 Tg), aunque esta nueva inyección de aerosoles tuvo lugar sobre una atmósfera ya muy cargada previamente por el efecto del Pinatubo. La emisión tuvo lugar cerca de la Antártida y aunque la nube quedó restringida al hemisferio Sur, contribuyó a retardar el proceso de limpieza de la estratosfera.

En Madrid durante el invierno de 1992, en días despejados se observaron espectaculares atardeceres púrpuras intensos (Fig. 3).

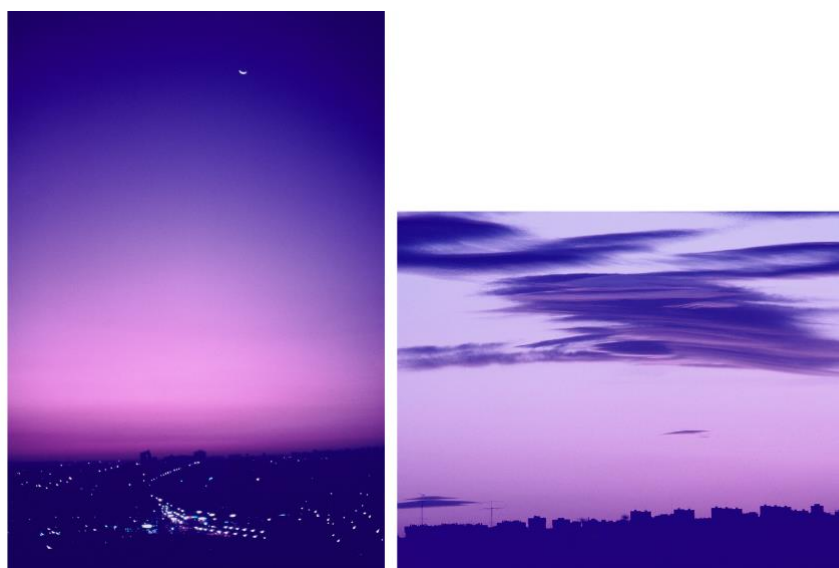


Fig. 3. Atardeceres púrpura observados en Madrid durante el invierno de 1991-92 (fotografías del autor)

3. Por qué se ve azul el cielo y por qué cambia de color durante los crepúsculos

En la atmósfera coexisten las moléculas del aire con polvo en suspensión (aerosoles). Al contrario que el aire, que tiene la misma composición en todas partes, el polvo en suspensión es extremadamente variable, tanto en su concentración como en su distribución vertical. Los fotones que forman los rayos solares, en su recorrido hacia la Tierra, son desviados de su trayectoria inicial si en su recorrido se encuentran tanto con moléculas del aire como con partículas de polvo. Para entender los cambios de coloración crepuscular es preciso conocer cómo se produce esa interacción. Cuando la longitud de onda del fotón es mayor o igual que el objeto con el que choca, como es el caso de las moléculas del aire, la probabilidad de que salga desviado en una u otra dirección es muy parecida y, además, es mucho más probable que se dispersen los rayos azules que los rojos. Al contrario, los aerosoles, de tamaño mucho mayor, se desvían, con una mayor probabilidad en una dirección próxima a la que inicialmente traían, y la diferencia entre unos colores y otros es pequeña. (anexo A). El sol emite radiación blanca (su temperatura en la superficie es de cerca de 6000K), y así lo ven desde la Estación Espacial, pero desde la superficie terrestre lo vemos amarillo porque en su recorrido a través de la atmósfera ha perdido muchos fotones azules, que han sido desviados a otras direcciones al chocar con las moléculas del aire (si la luz blanca pierde el azul, se ve amarilla). Vemos azul la bóveda celeste cuando el sol está alto, lejos del horizonte, por la misma razón. Parte de los rayos que no se dirigen al observador son más dispersados en la atmósfera que el amarillo o el rojo. En otras palabras, la luz azul que

nos llega de todas las direcciones de la bóveda celeste está constituida por rayos solares que en algún momento se han desviado de su recorrido inicial al chocar con alguna molécula del aire. Realmente esta dispersión es mayor en la región violeta, por lo que, si nuestros ojos fueran más sensibles al violeta veríamos el cielo de ese color. (Fig. 4).

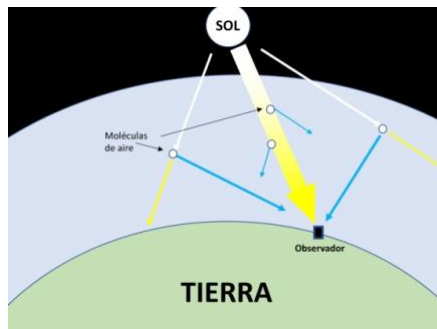


Fig. 4. Esquema que ilustra la razón de la coloración del sol y de la bóveda celeste (ver texto)

Durante los crepúsculos, la luz procedente de las regiones cercanas a donde se encuentra el sol, alcanza al observador después de un gran recorrido a través de la atmósfera, de tal forma que la práctica totalidad de los rayos azules ya han sido desviados de su trayectoria original, pero también los amarillos van perdiéndose a medida que el recorrido de los rayos aumenta en la puesta de sol (anexo B) y en consecuencia el sol se va viendo cada vez más anaranjado. Si la atmósfera estuviese completamente libre de aerosoles, veríamos el sol naranja y el resto del cielo azul, pero no es el caso. Siempre, en mayor o menor medida, las capas bajas contienen polvo que es elevado por el viento o por convección debido al calentamiento solar del suelo, y se mantiene en suspensión. También contiene vapor de agua y, muchas veces, partículas procedentes de la combustión. A estos aerosoles de capas bajas los llamaremos aerosoles troposféricos. Estas partículas aerosoles son las responsables del color naranja del cielo en la región cercana al lugar donde sale/se pone el sol. Los rayos naranja del sol crepuscular chocan con estos aerosoles antes de alcanzar al observador (fig. 5). Pero ¿Por qué no ocurre en toda la bóveda como en el caso de las moléculas?

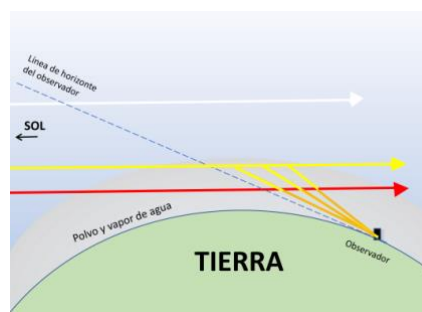


Fig. 5. Esquema que representa la dirección de los rayos solares durante el crepúsculo en una atmósfera no-volcánica

La razón es que estos aerosoles son de tamaño mucho mayor que las moléculas y tiene un comportamiento óptico distinto. En estos casos la radiación se desvía poco de su dirección inicial y por tanto sólo vemos naranja la región atmosférica cercana al Sol (Ver anexo C).

El efecto se magnifica si la presencia de polvo en suspensión es mayor. En general, la coloración de los atardeceres es más intensa que en los amaneceres por una cantidad significativamente mayor de aerosoles en el aire como resultado del ya mencionado efecto de convección debido al calentamiento solar de la superficie terrestre (Fig.6). Por el contrario, a lo largo de la noche, la ausencia de radiación solar y por tanto la disminución de la velocidad del viento, hacen que las partículas vayan depositándose de nuevo en la superficie, y el “anaranjamiento” del cielo es sensiblemente menor al amanecer.



Fig. 6. Atardecer no-volcánico típico

Durante un episodio post-volcánico, como ya se ha mencionado, las partículas en suspensión se encuentran suspendidas en el aire de la estratosfera, desplazándose horizontalmente con el viento. Durante el día no producen un efecto observable porque su concentración es muy baja (unas pocas partículas por cm^3). Sin embargo, durante la puesta de sol el recorrido de los rayos de luz a través de la capa volcánica es mucho mayor, y por tanto también lo es la dispersión de la luz debida a los aerosoles.

Cuando el sol se pone, las capas más bajas de la atmósfera sobre el observador dejan de estar iluminadas, de tal modo que la luz que vemos procede de las capas atmosféricas cada vez más y más elevadas. Esto tiene como consecuencia que la mayor contribución de luz que observamos en la superficie, a medida que el sol descende procede de recorridos distintos, y atraviesa regiones con características ópticas diferentes. Los cambios de coloración son evidentes.

En particular, cuando el sol se encuentra suficientemente por debajo del horizonte como para que los primeros 20 km de la atmósfera estén en sombra (elevación solar de -5° , ver anexo B), el cielo adopta una coloración púrpura como resultado de la dispersión sobre los aerosoles volcánicos, a unas horas en las que el cielo, en una situación no-volcánica se encuentra en casi oscuridad.

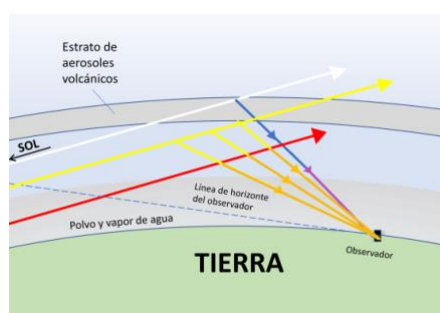


Fig. 7. Esquema que representa la dirección de los rayos solares durante el crepúsculo en una situación volcánica

Para explicarlo, imaginemos un observador mirando en la dirección de la puesta de sol (Fig. 7). El estrato de aerosoles volcánicos se encuentra a unos 20-25 km de altura. Cuando el sol está a unos 5° por debajo del horizonte (en España aproximadamente unos 31 minutos antes/después de la salida/puesta de sol), la capa atmosférica por debajo de los aerosoles volcánicos se encuentra en sombra. Los rayos solares que inciden en el estrato, que previamente rozan la superficie terrestre han recorrido 220km en la troposfera (más de 20 veces su recorrido vertical). Por el camino ya ha perdido todos los colores salvo el rojo. Los rayos que

El tamaño del área del color púrpura, su intensidad y su duración varían en función de la concentración y altura exacta de los aerosoles.

La humedad ambiental propia de los lugares cercanos al mar, el polvo en suspensión junto al suelo, o una intensa contaminación juegan contra la belleza crepuscular

Para medir la explosividad de un volcán se emplea el índice VEI (Volcanic Explosivity Index). Se estima que una erupción volcánica necesita un índice VEI de 4 o más para que inyecte SO_2 a las alturas de la estratosfera. Las erupciones de este tipo no son frecuentes, pero tampoco excepcionales. Suelen ocurrir unos cuantos a lo largo de la vida de una persona. Durante el siglo XX hay catalogados 52 episodios de VEI4, 4 de VEI5 y 3 de VEI6. En lo que llevamos de siglo XXI, 24 de VEI4 y 2 de VEI5. Sin embargo, aunque el índice VEI es útil para conocer el grado de explosividad, no aporta información sobre la cantidad de materia inyectada y, por tanto, la concentración de aerosoles estratosféricos en los meses posteriores a la erupción. Para ello se emplea el espesor óptico de aerosoles (AOD) (anexo D). En la figura 8 se muestra la evolución de este parámetro desde el año 1850 a la actualidad. AOD de 0.04 o más ya producen crepúsculos volcánicos a escala global. Valores inferiores pueden dar lugar a también a cambios de coloración del crepúsculo, pero de menor duración, y en un cinturón de latitudes cercanos al punto de emisión.

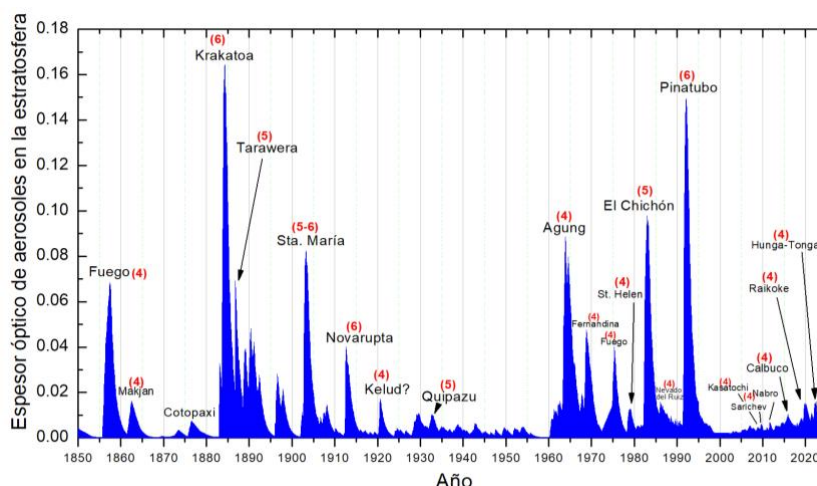


Fig. 8. Episodios de aerosoles en la estratosfera (valor medio entre 60°N y 60°S) desde 1850 a la actualidad, estimados a partir de datos de espesor óptico (Gráfico elaborado por el autor a partir de datos de NASA [12], actualizado hasta 2024).

Desde la erupción del Pinatubo en 1991 llevamos un periodo de calma volcánica en la estratosfera, con la excepción hecha del Hunga-Tonga, el volcán del Pacífico que el 15 de enero de 2022 inyectó gran cantidad de material, incluso hasta la estratopausa [13]. Sin embargo, en este caso, por las características del volcán, la mayor inyección fue de H_2O (50 Tg). La contribución de SO_2 fue de “solo” 0.5 Tg. [14]. La gran cantidad de

agua presente en la estratosfera contribuyó a acelerar el proceso de conversión a partículas de ácido sulfúrico de manera que pocos días después pudieron observarse, aunque con menor espectacularidad que en el caso del Pinatubo, crepúsculos volcánicos en el hemisferio sur [15, 16].

En los últimos años se observa un ligero incremento de AOD provocado por varias pequeñas erupciones, pero la concentración es aún baja para atardeceres púrpura. Los vulcanólogos no pueden predecir las erupciones volcánicas con más de unos días de antelación y, por tanto, no sabemos cuándo la naturaleza nos obsequiará de nuevo con este espectáculo, pero estaremos alerta, para cuando llegue el momento, volver a disfrutar de estos infrecuentes espectaculares crepúsculos.

ANEXO A. Dispersión debida a las moléculas del aire.

La interacción entre un fotón y las moléculas del aire fue descrita por Lord Rayleigh el año 1871. La ecuación (1) establece que la dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda asociada al fotón.

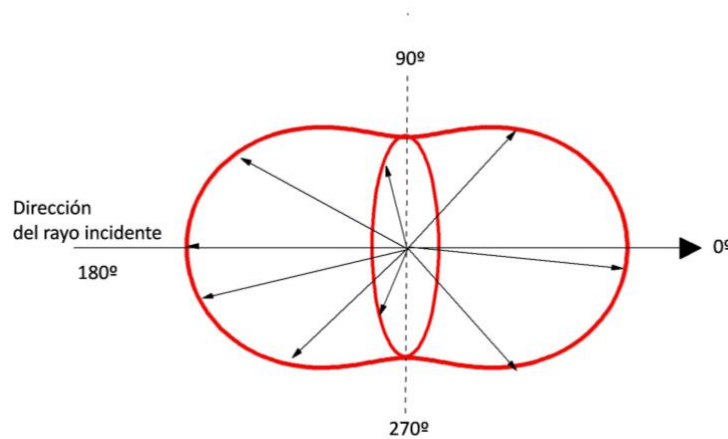
$$I = I_0 \frac{8\pi^4 N \alpha^2}{\lambda^4} (1 + \cos^2 \theta) \quad (1)$$

Donde N= número de moléculas, α =polarizabilidad, λ =longitud de onda del fotón, θ = ángulo de dispersión. Es decir, la probabilidad de que un rayo se desvíe de su camino cuando encuentra una molécula es mucho menor para longitudes de ondas largas. Los rayos azules, con longitudes de onda de 470 nm, son desviados 15 veces más que los rojos (longitud de onda=750 nm).

Por otro lado, la probabilidad de distribución angular viene dada por la función de fase de Rayleigh:

$$P(\theta) = (1 + \cos^2 \theta) \cdot 3/4 \quad (2)$$

Es decir, la probabilidad de que el rayo dispersado lo haga en la dirección incidente es la misma que en sentido contrario. La probabilidad en sentido perpendicular es la mitad.



ANEXO B. Geometría crepuscular.

En la figura B1 se muestra una representación esquemática de las distancias de la geometría del crepúsculo. Imaginemos el observador en el punto P. Cuando el sol ya se ha puesto, las capas más bajas de la atmósfera en la vertical del observador ya no están iluminadas directamente por el sol. Sea h la altura más baja donde los rayos solares alcanzan la vertical. O lo que es lo mismo, la altura a partir de la cual llega la luz al observador. En el esquema se observa que esos rayos han atravesado toda la atmósfera en dirección quasi horizontal hasta alcanzar la superficie terrestre (tangente) y después un recorrido extra de vuelta al espacio (X).

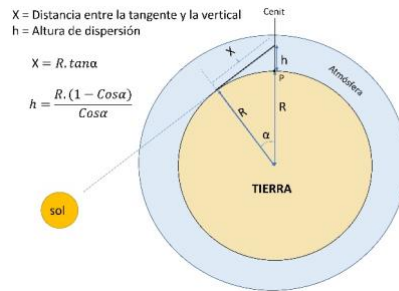


Fig B1. Geometría de los rayos solares durante los crepúsculos.

La distancia recorrida por los rayos desde el espacio hasta la tangente es siempre la misma, aproximadamente 30 veces más que en una incidencia vertical, pero la distancia X va incrementándose a medida que el sol está más bajo. En la figura B2 se representan las distancias h y X . Por ejemplo, con el sol a solo 2° por debajo del horizonte (en España alrededor de 12.5 minutos antes/después de la salida/puesta de sol), la luz que nos llega de la vertical se ha dispersado por encima de 4 km y la distancia X hasta la tangente es de más de 200 km, a -4° , la altura es de más de 15 km y el recorrido de 440 km.

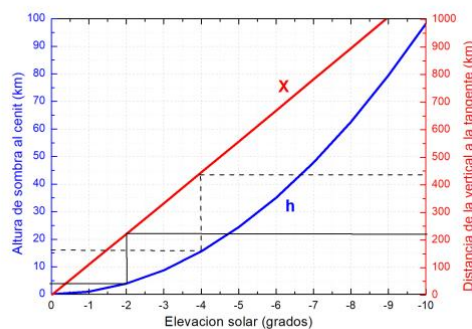
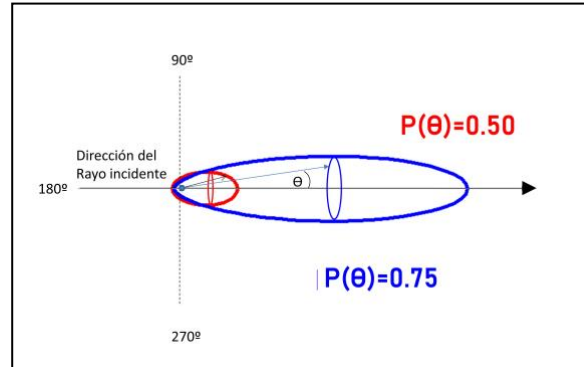


Fig. B2. Distancia desde la superficie terrestre hasta la altura de la sombra (h) y desde la intersección del rayo con la superficie terrestre a la vertical del lugar (X)

ANEXO C. Dispersión debida a aerosoles

En 1908, el alemán Gustav Mie, usando la teoría electromagnética de Maxwell, consiguió elaborar una teoría que explica la interacción entre la radiación y las partículas para distintos tamaños. Una aproximación muy empleada para la función de fase de partículas grandes (mayores que la longitud de onda de la radiación) es la conocida como de Henyey-Greenstein:

$$p(\theta) = \frac{1}{4\pi} \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g\cos\theta)^{3/2}}$$



$P(\theta)$ representa la probabilidad de que la radiación incidente salga desviada un ángulo θ respecto a la dirección incidente. Es función del denominado parámetro de anisotropía (g) que es característico de cada partícula. En los aerosoles atmosféricos este valor suele oscilar entre 0.5 y 0.75

En la figura se observa que la función $P(\theta)$ tiene forma de elipsoide de rotación, es decir es tridimensional, y la gran mayoría de fotones que sufre dispersión, son desviados un ángulo pequeño respecto a la dirección original, mientras que muy pocos lo hacen en dirección contraria o incluso perpendicular a la dirección de incidencia.

ANEXO D. Espesor óptico debido a aerosoles estratosféricos.

El espesor óptico de aerosoles en la estratosfera (SAOD) es un valor que indica la atenuación que sufre la luz solar al atravesar la estratosfera debido a la presencia de aerosoles. Para ello se emplea una longitud de onda a la que la atmósfera sea transparente, es decir la absorción por las moléculas del aire sea mínima. Generalmente se usa la radiación de 550 nm (verde).

Se define como:

$$I = I_0 \cdot e^{-SAOD}; \quad SAOD = -\ln\left(\frac{I}{I_0}\right)$$

Siendo: I_0 = Intensidad de radiación (a 550 nm) en el exterior de la atmósfera

I = Intensidad de radiación a (550 nm) en la tropopausa (a unos 10 km de altura, aproximadamente).

Es, por tanto, un valor indirecto. Un valor de SAOD de 0.04, suficiente para producir crepúsculos púrpura, supone una atenuación en la estratosfera del rayo solar del 4% ($I = I_0 \cdot e^{-0.04} \approx I_0 \cdot 0.96$)