

VARIACIÓN DEL ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOL  
EN LA ESTACIÓN ANTÁRTICA PERUANA MACHU PICCHU

VARIATION OF AEROSOL OPTICAL DEPTH  
IN THE ANTARCTICA PERUVIAN MACHU PICCHU STATION

JULIO ANGELES SUAZO<sup>†</sup>

Dirección de Investigación de la Universidad Continental  
Huancayo, Perú.

ROBERTO ANGELES VÁSQUEZ

Departamento de Ciencias Físicas  
Universidad Nacional del Centro del Perú  
Perú

(Recibido 13 de octubre de 2015; aceptado 18 de diciembre de 2015)

RESUMEN

En este trabajo se describe los resultados del estudio del espesor óptico de aerosol (EOA) durante la campaña de mediciones y monitoreos realizada en la *XVII* y *XXI* Expedición Antártica Peruana (enero de 2007 y febrero de 2013 respectivamente), en la Estación Científica Antártica Machu Picchu (ECAMP) a  $62^{\circ}05'30''$  S,  $58^{\circ}28'16''$  W y 6 *msnm*. Se utilizó un fotómetro solar SP02-L, comprendido dentro del marco instrumental del Año Polar Internacional, que dispone de 4 canales: 412 *nm*, 500 *nm*, 675 *nm* y 862 *nm*, lo que permitió medir espectros de irradiación directa. El resultado calculado para el promedio del EOA en latitudes polares es  $0,0551 \pm 0,0139$ , que es el valor más bajo del mundo (en el canal de 500 *nm*) durante los veranos australes de 2007 y 2013; en estos años el EOA (500 *nm*) varió entre 0,0336 y 0,0743, lo que es típico por las condiciones de turbidez atmosférica en un sitio polar dominado por las condiciones marítimas. Durante esta época del año los valores del EOA también son inferiores a los registrados en las ciudades (entre 0,25 y 1,7), y mucho menores que los registros durante la quema de biomasa, temporada donde los valores de EOA pueden llegar hasta 0,4. Los valores reportados de EOA (500 *nm*) están dentro del rango de las estaciones Antárticas costeras de la estación de Neumayer y Aboa, que son 0,06 y 0,0551 respectivamente.

Código(s) PACS: 92.60.Mt, 07.05.Hd, 93.30.Ca

*Descriptores:* Partículas y aerosoles — Adquisición de datos — Antártida.

ABSTRACT

We describe the results of the study of aerosol optical depth (AOD) aerosols, obtained from the measurement and monitoring campaign carried out during the *XVII* and *XXI* Antarctic Peruvian Expedition in the months of January 2007 and February 2013 respectively, in the Antarctic Research Machu Picchu Station (ARMPS) at  $62^{\circ}05'30''$  S,  $58^{\circ}28'16''$  W and 6 *masl*. We used a SP02-L sun photometer, which is within the instrumental framework of the International Polar Year. This instrument has 4 channels: 412 *nm*, 500 *nm*, 675 *nm* and 862 *nm*, thus allowing direct radiation spectra measurements. The results calculated of AOD in polar latitudes show the lowest average in the world,  $0,0551 \pm 0,0139$  (at 500 *nm*) during the austral summers of 2007 and 2013; also during these years the AOD (500 *nm*) ranged from 0.0336 to 0.0743, which is typical in conditions of atmospheric turbidity on a polar site dominated by sea conditions. During this time of year, these AOD reported values are lower than in cities (from 0.25 to 1.7) and much lower than the measurements during biomass burning, when values can reach 0.4. The reported AOD values (500 *nm*) are within the range of coastal Antarctic stations Neumayer and Aboa which are 0.06 and 0.0551 respectively.

*Subject headings:* Particles and aerosols — Data acquisition — Antarctica.

<sup>†</sup>Email: julio\_as.1@hotmail.com

## 1. INTRODUCCIÓN

Los aerosoles son una pequeña fracción de la composición de la atmósfera, pero son omnipresentes para todas las localidades con implicaciones importantes para la química y física de la atmósfera, el clima y la salud humana (Pöschl 2005). Pueden ser emitida a partir de fuentes naturales y antropogénicas y sus concentraciones pueden tener valores típicos en el aire urbano de  $\sim 105$  partículas por  $\text{cm}^{-3}$  de aire y concentraciones tan bajas como 10 partículas por  $\text{cm}^{-3}$  en los sitios polares. Nominalmente los aerosoles se denominan como “una suspensión en un medio gaseoso de partículas sólidas, partículas líquidas o partículas sólidas y líquidas que tienen una velocidad de caída insignificante (ISO 1994). En relación con los aerosoles del cambio climático están definidos por el IPCC 2007 por el Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Forster et al. 2007), como “una colección de partículas sólidas o líquidas suspendidas en el aire, con un tamaño típico de entre 0,01 y 10 micras que residen en la atmósfera durante al menos varias horas” (para tener un efecto sobre el clima). Extensos estudios de investigación mostraron que los aerosoles atmosféricos afectan el clima de dos maneras. El primero se llama “efecto directo” por el cual las partículas de aerosoles dispersan hacia atrás la luz solar entrante (onda corta) al espacio, lo que afecta el balance de radiación global. Esto provoca un aumento del albedo de la Tierra, y se traduce en una influencia de enfriamiento neto sobre el clima. Una amplia investigación sugiere que los aerosoles y sus interacciones con las nubes han compensado una parte sustancial de la media mundial del forzamiento de gases efecto invernadero mezclados. (IPCC, 2014). La segunda manera “el efecto indirecto” se relaciona con la propiedad de los aerosoles de actuar como núcleo de condensación de las nubes (CCN). Así que su variabilidad afecta al número, densidad y tamaño de gotas de las nubes. Esto puede cambiar la cantidad y las propiedades ópticas de las nubes, y por lo tanto su reflexión y absorción (Tao et al. 2012). Este efecto indirecto es más difícil de entender que el efecto directo ya que los procesos físicos y químicos implicados que se producen en la atmósfera son aún más complejo.

Intensa investigación se ha realizado para discriminar estos papeles clave de los aerosoles sobre el clima. Monitoreo de sitios de propiedades ópticas se han implementado en los últimos años y las campañas intensivas se han realizado para caracterizar sus propiedades químicas y físicas, así los procesos atmosféricos que influye en el transporte de aerosoles en diferentes lugares del mundo (Martin et al. 2010; Ramanathan et al. 2007; Niranjana et al. 2011; Delene & Ogren 2002). Las mediciones en sitios polares son escasas a pesar de que es una región crítica para los efectos adversos del cambio climático y en el balance de energía (Tomasi et al. 2007). Los aerosoles en sitios polares se componen

de una mezcla de partículas muy pequeñas, sobre todo de origen marino. Sin embargo, muy diferentes cargas columnares y características de composición química se encontraron en las dos zonas polares. Debido a las fuentes de altas emisiones de aerosol, el hemisferio norte tiene valores de concentración superior. En ese sentido el transporte de aerosol a partir de fuentes contaminantes puede ser un factor importante para la alteración. En la Antártida valores de espesor óptico de aerosol en sitios costeros tienen valores típicos entre 0,02 y 0,08. Las principales variaciones fueron causadas por las erupciones Pinatubo y Cerro Hudson en 1991, que causó valores de *EOA* (500 nm) superior a 0,30 en el verano austral 1991/1992 (Herber et al. 1996).

Comunidad investigadora peruana tiene un interés especial en la Antártida por lo que tienen una estación de investigación en los que ha estado haciendo campañas anuales para evaluar propiedades de los aerosoles sobre todo el espesor óptico de aerosol (*EOA*) como una medida de la luz sea dispersada o absorbida por las partículas de aerosol. Aunque no se encontraron variaciones importantes en los promedios de *EOA* en los tiempos medidos con el fotómetro solar en lugares de la Antártida (Tomasi et al. 2007). Hay una necesidad de mejorar la comprensión del papel de los aerosoles en el forzamiento radiativo en sitios libre de contaminación y su posible variación debido a las actividades antropogénicas. Este trabajo se centra en la evaluación de efecto de la variación del *EOA* en la Estación Científica Antártica Machu Picchu (*ECAMP*), basado en las campañas durante el verano austral del 2007 y 2013.

## 2. DATOS Y MÉTODOS

## 2.1. Descripción del Sitio

La Estación Científica Peruana en la Antártida “Machu Picchu” (referido como *ECAMP*,  $62^{\circ}05'30''$  S,  $58^{\circ}28'16''$  W y 6 msnm) se encuentra en la Isla Rey Jorge, en el extremo norte de la península Antártica (figura 1). Alrededor del 90% de la extensión de la isla Rey Jorge está cubierta por el hielo (Simoes et al. 1999). La estación peruana se encuentra muy cerca del mar abierto por lo que el régimen climático se caracteriza por las condiciones marítimas. Estaciones brasileras y polaca Antártica son los más cercanos. La estación peruana solamente funciona durante el período del verano austral de diciembre a marzo como máximo, en función de los aspectos logísticos. Esta estación es operada por el Instituto Antártico Peruano y en realidad está a cargo de la Oficina de Asuntos Antárticos del Ministerio de Asuntos Exteriores.

La estación más cercana a la estación peruana con mediciones meteorológicas continuas es la estación antártica brasileña Comandante Ferraz, está a sólo 5 km de la peruana. Registros de temperatura para el período de 1947 – 1995 muestra que la media es  $-2,8^{\circ}\text{C}$ , con un mínimo de  $5,2^{\circ}\text{C}$  y un máximo de  $-0,8^{\circ}\text{C}$ , para el año 1959 y 1989, respectivamente. Se

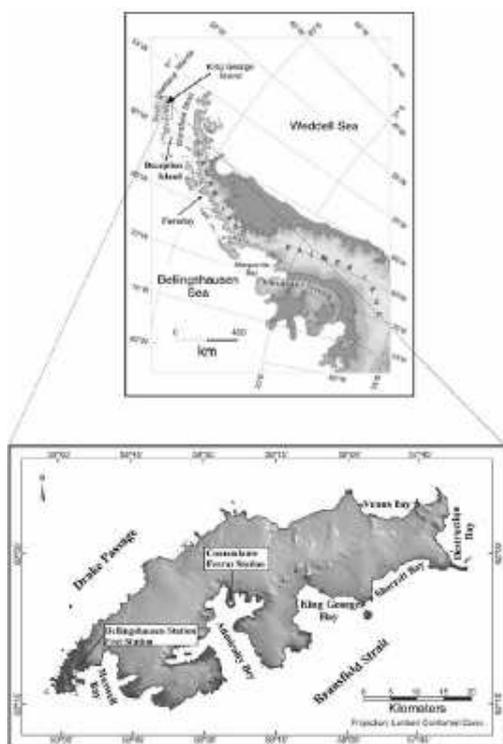


FIG. 1.— Representación del mapa de localización de la Estación Antártica Peruana “Machu Picchu” y las principales referencias geográficas.

mostró una tendencia al calentamiento de  $0,022^{\circ}\text{C}$  por año, lo que resulta en un aumento de la temperatura media del aire de más de 49 años  $1.1^{\circ}\text{C}$ . La temperatura durante el verano, en la temporada que abarca la toma de muestras de aerosoles en la estación peruana, podría llegar a algunos grados más de  $0^{\circ}\text{C}$ , con una media de  $0,9^{\circ}\text{C}$  (Ferron et al. 2004). Las tormentas son muy frecuentes en esta región de la Península Antártica, donde la velocidad del viento es superior a  $4\text{ m/s}$  con una alta variabilidad debido a los patrones de circulación sinópticos como los siguientes que se describen por Braun et al. (2001):

- Advección de norte a noroeste
- Transporte de masa de aire del sur al sureste,
- Advección desde el noroeste
- Advección de oeste a suroeste

## 2.2. Instrumento

Las campañas de campo para la toma de mediciones con el fotómetro solar se realizaron durante las campañas antárticas peruana: *ANTAR XVII* (enero de 2007 y *ANTAR XXI* (enero y febrero de 2013). El trabajo de campo en la *ECAMP* fue programado con el objetivo principal de la cuantificación de la *EOA* como un indicador de la contaminación atmosférica y evaluar su variación entre los diferentes años de mediciones.

El principal instrumento utilizado fue el fotómetro solar que recoge información sobre las propiedades

físicas y ópticas de los aerosoles a lo largo de una trayectoria vertical de la atmósfera. Este fotómetro solar *SP02 - L*, se utiliza para medir la irradiancia solar en Volts a cuatro longitudes de onda diferentes que son nominalmente 412, 500, 675, 862 *nm* con 10 *nm* de ancho de banda (Middleton 2004). En este modelo mejorado tiene un campo de visión de  $2,5^{\circ}$  ( $1,25^{\circ}$  ángulo de apertura), un ángulo de inclinación de  $0,7^{\circ}$  y un ángulo límite de  $1,8^{\circ}$ .

## 2.3. Espesor Óptico de Aerosol

La irradiación solar directa medido con este fotómetro solar se utiliza para describir los valores espectrales del espesor óptico de aerosol (*EOA*) asociada a cada longitud de onda que se determinan con base en la conocida ley de Lambert-Bouguer-Beer.

$$I(\lambda) = I_0 R^{-2} e^{m\tau(\lambda)} \quad (1)$$

Donde  $I(\lambda)$  es la intensidad solar a cada longitud de onda  $\lambda$  en Volts,  $I_0(\lambda)$  es el valor de la intensidad solar en la parte superior de la atmosfera (*TOA*) obtenidos por el método de Langley-plot en Volts,  $R$  es la distancia solar expresado en unidades astronómicas,  $m$  es la masa óptica del aire y  $\tau(\lambda)$  es el espesor óptico total dependiendo de la longitud de onda. Donde se puede expresar como la suma de los distintos constituyentes de la atmosfera.

$$\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_{o_3}(\lambda) \quad (2)$$

Donde  $\tau_a(\lambda)$  es el espesor óptico de aerosol,  $\tau_R(\lambda)$  es el espesor óptico de Rayleigh-Scattering, y  $\tau_{o_3}(\lambda)$  es el espesor óptico del ozono (Liou 2007). El espesor óptico de Rayleigh (*EOR*), conocido también como espesor óptico de Rayleigh-scattering, es calculado usando la ecuación 3 de Bodhaine et al. (1999) donde la longitud de onda,  $\lambda$ , está en micrómetros.

$$\tau_R(\lambda)(sealevel, 45N) = 0.002152 * \frac{1.0455996 - 341.29061\lambda^{-2} - 0.90230850\lambda^2}{1 + 0.0027059889\lambda^{-2} - 85.968563\lambda^2} \quad (3)$$

El espesor óptico de ozono depende de la concentración de la columna de ozono total ( $\Omega$ ) en unidades Dobson como se señaló en la ecuación 4. Este valor se obtiene a través de mediciones de Ozone Monitoring Instrument (*OMI*) instrumento de satélite *Aura* (Levelt et al. 2006), y el uso de los coeficientes de absorción de ozono ( $\sigma$ ) para las longitudes de onda de 412, 500, 675 y 8624 *nm* que tienen los siguientes valores 0,000295974375, 0,031997375, 0,0401001875, 0,00247309125 respectivamente.

$$\tau_{o_3} = \frac{\Omega \times \sigma}{1000} \quad (4)$$

## 3. RESULTADOS

### 3.1. Calibración

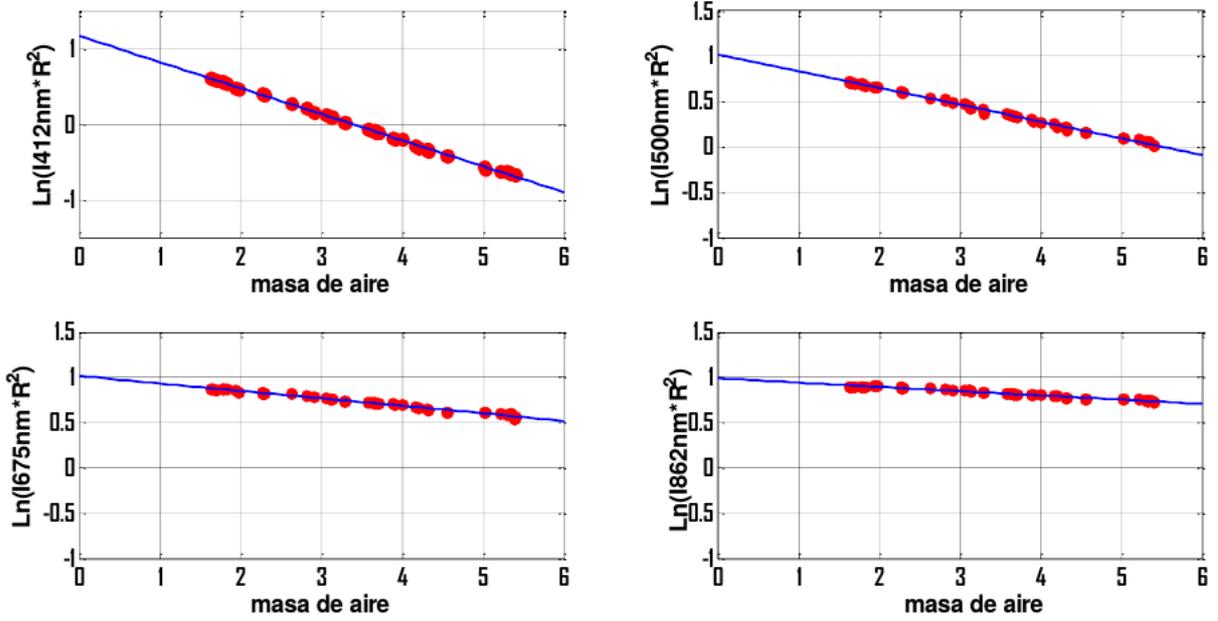


FIG. 2.— Grafico de Langley plot trabajado para cada longitud de onda del Fotómetro solar SP02.

El usual procedimiento para la calibración del fotómetro solar es el clásico método de Langley plot que está basado en la extrapolación de la señal espectral  $I(\lambda)$  en Volts para la determinación de la constante extraterrestre,  $I_o(\lambda)$  ( $m = 0$ ) de la ecuación 5 que resulta de la regresión lineal de la ecuación 1, obtenido reduciendo el logaritmo en los dos términos. Así, el intercepto de la regresión lineal de  $\ln(I(\lambda)R^2)$  versus  $m$  (masa óptica del aire) resulta que sean igual al logaritmo natural de la constante de calibración  $I_0(\lambda)$ .

$$\ln(I(\lambda)R^2) = \ln(I_o(\lambda)) - m\tau(\lambda) \dots \quad (5)$$

Para adecuar la determinación del valor de calibración de  $I_o(\lambda)$ , es apropiado considerar solo las mediciones de los periodos de condiciones atmosféricas estables (Reagan et al. 1986). La Figura 2 muestra los mejores resultados Langley-plot para cada longitud de onda del fotómetro solar. Es posible tener en cuenta la buena correlación.

Basado en la calibración de las intensidades en la parte superior de la atmósfera  $I_o(\lambda)$ . El  $I_o(\lambda)$  representa la radiación incidente para una atmósfera limpia sin contaminantes obteniéndose las intensidades iniciales de 3,3, 2,75, 2,75 and 2,575 volts para las longitudes de ondas de 412, 500, 675 and 862 nm, respectivamente. Resultando el root mean squared difference (RMSD) alrededor de  $10^{-3}$  para todas las longitudes de ondas indicadas y con ellas es posible establecer la buena calidad de los datos en la determinación de las intensidades iniciales para cada longitud de onda (Harrison & Michalsky 1994).

### 3.2. Espesor óptico de aerosol

Para el cálculo del EOA, como el primer paso se requiere la determinación de los valores del espesor óptico de Rayleigh (EOR), el espesor óptico de ozono

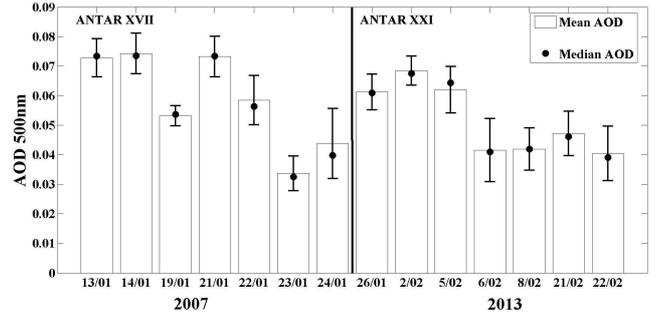


FIG. 3.— Variación diaria del EOA a 500 nm para el verano austral del 2007 y 2013. Las barras de error representa la desviación estándar.

(EOO) y el ángulo cenital (SZ) para el análisis de datos. Fue verificado que: (a) EOR tiene valores de 0,1434 a 500 nm, (b) los valores promedio de EOR a 500 nm son alrededor de 0,0089.

Los registros de EOA en latitudes polares muestran los valores más bajos del mundo, con los valores más altos en el Ártico que en la Antártida. La Figura 3 muestra el conjunto completo de registros diarios de EOA durante las campañas antárticas peruanas en la ECAMP, se desarrolló durante los veranos australes de 2007 y 2013. Durante estos años el EOA (500 nm) varió entre 0,0336 hasta 0,0743, siendo un valor típico por las condiciones de turbidez atmosférica en un sitio polar dominada por las condiciones marítimas, durante esta época del año (Tomasi et al. 2007), también son inferiores a los registrados en las ciudades urbanas, 0,25 – 1,7 (Castro et al. 2001), y mucho menor que los registros durante la quema de biomasa temporada donde los valores pueden tener valores de hasta 0,4 para las mismas longitudes de onda (Eck et al. 2003).

Asimismo la figura 4, en relación con EOA, se presentan los valores que se encontraron para cada longitud de onda de trabajo, del total de los registros,

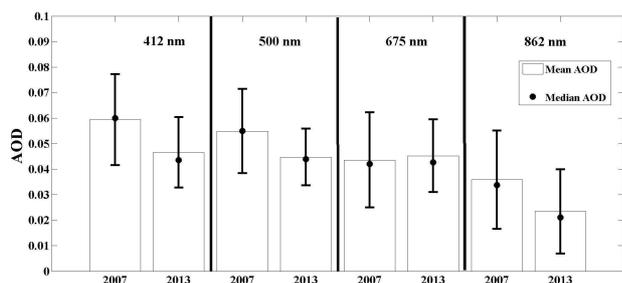


FIG. 4.— Variación del promedio y mediana del espesor óptico de aerosol para cada longitud de onda. Las barras de error representa la desviación estándar.

pero con una masa de aire solamente con los valores de 2 a 5. Es posible observar que disminuye el EOA a medida que longitud de onda aumenta mientras tanto la interacción entre la radiación y los aerosoles aumenta, siendo la longitud de onda a 862 nm la que tiene la mayor variación causada por el efecto de los aerosoles en el que el valor medio y el coeficiente de variación de EOA a 500 nm y 862 son  $0,0551 \pm 0,0139$  y  $0,0255 \pm 0,0177$ , respectivamente.

Comparando estos valores con otras estaciones de monitoreo de la Antártida, la ECAMP presenta una media de EOA (500 nm) de 0.0551 dentro del rango de otras estaciones Antárticas. Ya que el EOA que registró la estación de Neumayer y Aboa eran 0,06 y 0,0551, respectivamente. Estos sitios también están muy cerca de la costa, donde la influencia es mayor de los aerosoles marinos. Asimismo sitios Continentales, lejos de la costa, presentan valores más bajos. El EOA en las estaciones de Kohne y Suth Pole eran valores tan bajos de 0,015 (Tomasi et al. 2007).

La comparación entre la ECAMP y la otra estación ofrece la evidencia de los principales e importantes diferencias de las propiedades ópticas de los

aerosoles. Sitios polares tiene un ambiente relativamente muy limpio, pero tienen una fuerte influencia de las partículas, muy pequeñas, sobre todo de origen marino y, finalmente, a partir de fuentes antropogénicas y las condiciones de turbidez que suele estar presente en el verano y el otoño, debido a los vientos fuertes dominantes que transporta neblina y polvo (Shaw 1982).

#### 4. CONCLUSIONES

El presente trabajo analizo las medidas del espesor óptico de aerosol durante las campañas antárticas peruanas de los años 2007 y 2013. Los valores esperados de EOA fueron muy bajas durante estos años, el EOA a 500 nm varió de 0,0336 hasta 0,0743, pero era más alto que otros sitios marítimos cerca de la Península Antártica alejados de la zona costera. Es cierto que el aire es limpio en regiones polares, pero tienen una mezcla de partículas muy pequeñas principalmente de origen marino y a las condiciones de turbidez que suelen aplicar en verano y en otoño, como los fuertes cambios debidos al transporte de bruma y polvo. Asimismo se permitió cuantificar el EOA en la ECAMP, con la finalidad de proveer y contribuir al estudio futuro de los efectos de los aerosoles en el balance radiativo y sus efectos climáticos en la Antártida.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos al Instituto Antártico Peruano por su apoyo en la realización de las mediciones y elaboración del presente artículo como parte de la expedición antártica.

#### REFERENCIAS

- Bodhaine B., Wood N., Dutton E. & Slusser J. (1999), *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **16**, 1854.
- Braun M., Saurer H., Vogt S., Simoes J. C. & Gobmann H. (2001), *International Journal of Climatology* **21**, 21.
- Castro T., Madronich S., Rivale S., Muhlia A. & Mar B. (2001), *Atmospheric Environment* **35**, 1765.
- Delene J. D. & Ogren J. A. (2002), *Atmos. Sci.* **59**, 1135.
- Eck T., Holben B., Reid J., O'Neill N., Dubovik O., Simimov, A., Yamamaso, M. & Artaxo P. (2003), *Geophysical Research Letters* **20**, 2035.
- Ferron F. A., Simões J. C., Aquino F. E. & Setzer A. W. (2004), *Pesquisa Antártica Brasileira* **4**, 155.
- Forster P. et al. (2007), *Changes in Atmospheric Constituents and Radiative Forcing, in: Climate Change* (Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.).
- Harrison L. & Michalsky J. (1994), *Applied Optics* **33**, 5126.
- Herber A., Thomason L. W., Dethloff K., Viterbo P., Radionov V. F. & Leiterer U. (1996), *Geophys. Res.* **101**, 3921.
- ISO 1994 (1994), *Air quality General aspects Vocabulary* (International Organization for Standardization, Geneva.).
- Levelt P. F., van den Oord G. H. J., Dobber M. R., Malkki A., Visser H., de Vries J., Stammes P., Lundell J. O. V. & Saari H. (2006), *Geoscience and Remote Sensing* **44**, 1093.
- Liou K. (2007), *An introduction to atmospheric radiation* (2nd Ed. New York: Academic Press).
- Martin S. T. et al. (2010), *Atmos. Chem. Phys.* **10**, 11415.
- Middleton Solar (2004), <http://www.middletonsolar.com/documents/SP2data.pdf>
- Niranjan K., Spandana B., Devi T. A., Sreekanth V. & Madhavan B. L. (2011), *Ann. Geophys.* **29**, 973.
- Pöschl U. (2005), *Angew. Chem. Int.* **44**, 7520.
- Ramanathan V., Li F., Ramana M. V., Praveen P. S., Kim D., Corrigan C. E., Nguyen H., Stone E. A., Schauer J. J., Carmichael G. R., Adhikary B. & Yoon S. C. (2007), *J. Geophys. Res.* **11**, 112.
- Reagan J. A., Thomason L. W., Herman B. M. & Palmer J. M. (1986), *Geoscience and Remote Sensing* **2**, 258.
- Shaw G. (1982), *J. Appl. Meteorol.* **21**, 1080.
- Simoes J. C., Bremer U. F., Aquino F. E. & Ferron F. E. (1999), *Ann. Glaciol.* **29**, 220.
- Tao W. K., Chen J. P., Li Z., Wang C. & Zhang C. (2012), *Rev. Geophys.* **50**, 2001.
- Tomasi C. et al. (2007), *Geophysical Research* **112**, 8432.