

## CARACTERIZACIÓN ESTACIONAL DE LOS ELEMENTOS TRAZA Y PARTÍCULAS ABSORBENTES DE LUZ (PAL) EN LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA (PERÚ)

Characterization of trace elements and light absorbing particles (LAPs) at snow of Huaytapallana glacier (Peru)

Christian TORRES<sup>1</sup>, Yéssica BENDEZÚ<sup>2\*</sup>, Daniel ÁLVAREZ<sup>3</sup>, Luis SUÁREZ-SALAS<sup>4</sup>,  
Alex HUAMÁN DE LA CRUZ<sup>3</sup>, Carl SCHMITT<sup>5</sup>, Walter FUENTES<sup>2</sup> y Eli CARO<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Oceanografia, Universidade Federal Do Rio Grande, km 8 Av. Itália, CEP 96203-900, Rio Grande, RS, Brasil.

<sup>2</sup> Facultad de Ingeniería Química, Universidad Nacional del Centro del Perú (UNCP), Av. Mariscal Castilla N° 3909, El Tambo, Huancayo, Perú.

<sup>3</sup> Instituto de Investigación, Universidad Nacional del Centro del Perú (UNCP), Av. Mariscal Castilla N° 3909, El Tambo, Huancayo, Perú.

<sup>4</sup> Instituto Geofísico del Perú (IGP), Calle Badajoz 169, Ate, Lima, Perú.

<sup>5</sup> Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, 2156 N Koyukuk Dr, Fairbanks, AK, 99775, USA.

<sup>6</sup> Facultad de Ingeniería de Minas, Universidad Nacional del Centro del Perú (UNCP), Av. Mariscal Castilla N° 3909, El Tambo, Huancayo, Perú.

\*Autor para correspondencia: [ybendezu@uncp.edu.pe](mailto:ybendezu@uncp.edu.pe)

(Recibido: julio de 2020; aceptado: agosto de 2021)

Palabras clave: elementos traza, partículas absorbentes de luz, contaminación del aire, glaciar Huaytapallana

### RESUMEN

Este estudio informa por primera vez el contenido de elementos traza y partículas absorbentes de luz (PAL) en muestras de nieve colectadas de un glaciar peruano (glaciar Huaytapallana). La campaña de muestreo se realizó mensualmente desde noviembre de 2015 hasta marzo de 2019. El contenido de elementos traza se cuantificó mediante espectrometría de masa de plasma acoplado inductivamente, mientras que las PAL se analizaron utilizando un método de calentamiento por absorción de luz. El conjunto de datos de los elementos químicos se sometió a pruebas estadísticas para evaluar cambios entre las épocas seca y húmeda. Además, se emplearon análisis de agrupamiento jerárquico (AAJ), el factor de enriquecimiento (FE) y trayectorias inversas calculadas con el modelo HYSPLIT para identificar posibles fuentes de emisión. Se utilizó el modelo de transferencia radiativa SNICAR para estimar el efecto de los PAL sobre el albedo de nieve y el forzamiento radiativo (FR). De acuerdo con el análisis del FE y el AAJ, los elementos Al, Ti, Si, Co, Ce, Sr, Mn, Mg, Ba y Na están influenciados por fuentes naturales, en tanto que el K, Ca, Fe, Cu, Pb y As sugieren una mezcla de origen de fuentes naturales y antrópicas, y el Zn presenta una fuente significativamente antrópica. Por otro lado, según el modelo SNICAR, la presencia de las PAL redujo el albedo de la nieve hasta un 4.5 % en la estación seca con valores de FR de hasta 33 W/m<sup>2</sup>. Por lo tanto, concluimos que la presencia de estas partículas provenientes de fuentes antrópicas aumenta sustancialmente las tasas de fusión o sublimación de los glaciares peruanos.

Key words: trace elements, light-absorbing particles, air pollution, Huaytapallana glacier

## ABSTRACT

This study reports for the first time the content of trace elements and light-absorbing particles (LAPs) in snow samples collected from a Peruvian glacier (Huaytapallana). The sampling campaign was carried out monthly from November 2015 to March 2019. The trace elements content was quantified by inductively coupled plasma mass spectrometry, while LAPs were analyzed using the light absorption heating method. The chemical composition dataset was assessed by descriptive statistics and t-test for assessing dry season and wet season differences. In addition, enrichment factor (EF) and hierarchical cluster analysis (HCA) were employed to identify possible emission sources. The snow, ice, and aerosol radiative (SNICAR) model was used to measure the effect of LAPs on snow albedo and radiative forcing (RF). Based on analysis of EF and HCA, it was shown that Al, Ti, Si, Co, Ce, Sr, Mn, Mg, Ba and Na have mainly natural sources; K, Ca, Fe, Cu, Pb and As have a mixture of natural and anthropogenic sources, and Zn has anthropogenic source. SNICAR model results indicated that LAPs reduced the snow albedo by up 4.5 % in the dry season with RF values as high as 33 W/m<sup>2</sup>. Therefore, we conclude that the presence of these particles substantially increases melt or sublimation rates of Peruvian glaciers.

## INTRODUCCIÓN

La contaminación por elementos traza (ET) de origen natural (p. ej., erupción volcánica, polvo de corteza arrastrado por el viento y rocío marino) (Wedepohl 1995, Gabrielli et al. 2008) o antrópico (p. ej., combustibles fósiles, actividades industriales, incineración de residuos y tráfico de vehículos) puede tener efectos negativos en el ambiente y la salud. Por un lado, afecta al ambiente a través de la contaminación del agua, suelo y aire, y, por otro, la salud humana es afectada a través de enfermedades renales, cancerígenas, anemia, etc. (Nriagu 1996, Adachi y Tainosh 2004, McConnell y Edwards 2008). Del mismo modo, los ET emitidos a la atmósfera afectan la calidad de aire a escalas local o regional; asimismo, impactan negativamente en la nieve y el hielo través de la contaminación y reducción del albedo en las zonas montañosas de los Andes, los Himalayas y los Alpes (p. ej., Fortner et al. 2011, Dong et al. 2015, Wei et al. 2019) debido a la dispersión y transporte a larga distancia, aunque estén ubicados lejos de las áreas urbanas.

Estudios previos realizados sobre la caracterización de los ET en la nieve a nivel mundial han sugerido que la Antártida, el Ártico, los Andes y los Alpes están contaminados por emisiones de fuentes antrópicas (Fortner et al. 2011, Dong et al. 2015, Wei et al. 2019). Por ejemplo, Alfonso et al. (2019) analizaron la composición química de la nieve superficial muestreada en 21 sitios en un transecto de aproximadamente 2500 km en los Andes chilenos. Encontraron enriquecimiento significativo de metales

(Al, Si, Ti, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn y Pb) y cuarzo en sitios cercanos a Santiago (ciudad con 6 millones de habitantes) y el desierto de Atacama (con presencia de varias minas de cobre). Wei et al. (2019) midieron Al y 13 elementos traza (As, Cd, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, V y Zn) en la capa de nieve de cuatro glaciares remotos en la meseta tibetana (Yuzhufeng, Laohugou 12, Qiyi y Miaoergou) durante 2017. Sus resultados mostraron altos factores de enriquecimiento de As, Cd, Cs, Cu, Pb y Sb en Yuzhufeng, Co, Cr, Mo, Ni y V en Miaoergou, y Zn en Laohugou y Qiyi que indican una fuente antrópica. Otros estudios también informaron similar enriquecimiento antrópico en la nieve superficial en la meseta tibetana del norte, los Alpes orientales en Italia, la Meseta Qinghai-Tíbet en China y en Polonia central (p. ej., Gabrielli et al. 2008, Dong et al. 2015, Siudek et al. 2015, Li et al. 2018).

Asimismo, la capa de nieve de los glaciares andinos se ha visto afectada por partículas absorbentes de luz (PAL), particularmente por el carbono negro (CN). El CN aumenta la absorción de radiación solar, lo que conduce al calentamiento de la superficie del aire y la capa de nieve, acelerando el derretimiento de la nieve y reduciendo el albedo de los glaciares. Magalhães et al. (2019) demostraron una contribución masiva de CN emitido por la quema de biomasa en los glaciares andinos tropicales debido a la dirección predominante del viento durante las temporadas de transición de húmedo a seco. Schmitt et al. (2015) midieron los niveles de PAL durante tres años (2011-2013) en la Cordillera Blanca (Huaraz, Perú). Sus resultados fueron presentados en

términos de CN efectivo (eCN), demostrando que en las montañas cercanas a poblaciones humanas hay niveles más altos de eCN (70 ng/g) que en glaciares más alejados (2.0 ng/g). Del mismo modo, Torres et al. (2018) cuantificaron los niveles de PAL en la nieve del glaciar Huaytapallana en los Andes centrales peruanos. Sus resultados presentaron niveles de eCN de 31.1 ng/g y una reducción de albedo de 0.6 a 5%. Similares resultados de reducción de albedo fueron reportados en otros estudios (p.ej., Flanner et al. 2007, Yasunari et al. 2010, Sterle et al. 2013, Kaspari et al. 2014, Niu et al. 2017, Zhang et al. 2017).

En las últimas décadas se ha incrementado el interés mundial en ET presentes en la nieve y hielo de los glaciares (Lehmann-Konera et al. 2017). Sin embargo, hasta ahora, la determinación de ET en la nieve de los glaciares peruanos no se ha informado en la literatura científica. Por lo tanto, este estudio se centra en: 1) la caracterización de los ET que se depositan en la capa de nieve, 2) investigación de sus posibles fuentes y 3) evaluación del impacto de las PAL en el albedo y el forzamiento radiativo (FR) de la capa de nieve del glaciar Huaytapallana, ubicado en los Andes peruanos. En ese sentido, este estudio proporciona el primer conjunto de datos valiosos sobre contaminación ambiental para un glaciar peruano. Además, evaluamos el impacto de las PAL en la capa de nieve durante un periodo más largo.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Descripción del sitio de estudio

La cordillera Huaytapallana ( $11^{\circ} 35' 11''$  S,  $74^{\circ} 49' 15''$  O) está situada en la parte oriental de los Andes Centrales del Perú, al noreste de la ciudad de Huancayo (24 km de distancia). Al este se encuentra la región amazónica de Perú y Brasil y al sureste, Bolivia (Fig. 1a). Cubre un área de 378.40 km<sup>2</sup> y tiene 30 picos que van de 4850 a 5572 msnm (Lasuntay). La cordillera drena en los ríos Mantaro, Perene, Shullcas y Achamayo (Fig. 1b), e incluye numerosos lagos, muchos de los cuales se han formado en los últimos años debido al rápido derretimiento de los glaciares en esta área (López-Moreno et al. 2014).

Esta área experimenta condiciones climáticas típicas de las montañas tropicales (Veettil et al. 2017), con una estación seca de mayo a septiembre y una estación húmeda de octubre a abril (Kaser y Georges 1997). La temperatura muestra una variabilidad anual muy baja debido a la proximidad de la región

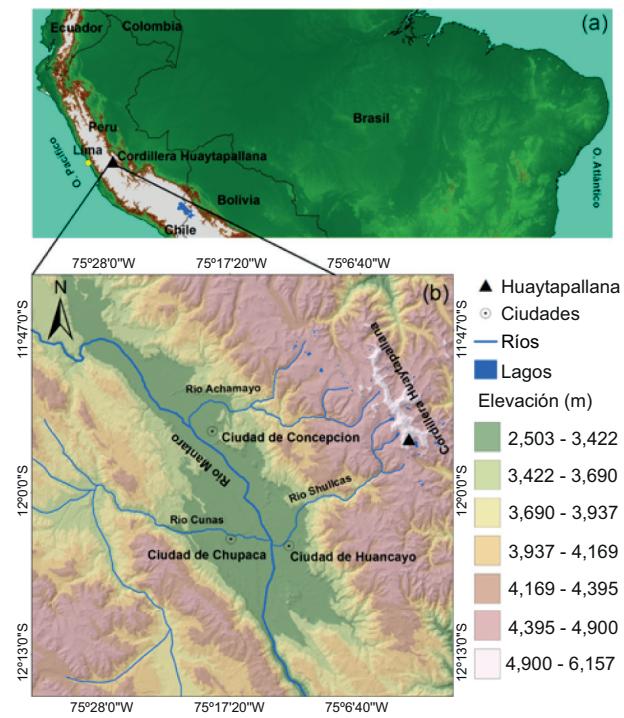


Fig. 1. Mapa del área de estudio con la ubicación del sitio de muestreo (triángulo negro). (a) Escala regional, (b) escala local.

ecuatorial, siendo julio el mes más frío (López-Moreno et al. 2014). Diversos autores demostraron que la región se ve afectada por la quema de biomasa o emisiones antrópicas liberadas de la ciudad de Huancayo, que se transportan y dispersan sobre los Andes peruanos (p.ej., Andreea et al. 2012, Bourgeois et al. 2015, Moya-Alvarez et al. 2017, Magalhães et al. 2019). Estevan et al. (2019) analizaron las trayectorias de masas de aire inversas para la región, y encontraron que la mayor parte de las masas de aire provienen de la Amazonía peruana (lado noreste). Asimismo, de la Cruz et al. (2018, 2019, 2020) reportaron la presencia de diferentes metales, los cuales fueron cuantificados mediante biomonitordeo y análisis químico elemental luego de ser recolectados en filtros.

Para la recolección de muestras de nieve escogimos el glaciar Huaytapallana, localizado a una altura promedio de 5192 msnm y con un área de  $\sim 0.73$  m<sup>2</sup>, debido a su fácil accesibilidad y dado que la mayoría de los estudios glaciológicos e hidrológicos se realizan en este glaciar.

### Recolección de muestras de nieve

La campaña de muestreo se realizó mensualmente desde noviembre de 2015 hasta marzo de 2019, considerando un número aleatorio de puntos cada mes que

cubren el área de ablación del glaciar (5000-5100 msnm y área de  $\sim 0.2$  km $^2$ ), es decir, en algunos meses se muestrearon dos puntos y en otros cuatro o seis puntos. En todos los casos, el muestreo se realizó a dos profundidades: superficial (0-2 cm profundidad) y subsuperficial (2-10 cm profundidad). Para las PAL el periodo de recolección de muestras comenzó en noviembre de 2015 y finalizó en junio de 2018, mientras que para los ET comenzó en noviembre de 2017 y finalizó en marzo de 2019.

#### Análisis químico elemental desde noviembre de 2017 hasta marzo 2019

Para evitar la contaminación, las muestras de nieve se recolectaron con una pala de acero inoxidable limpia y guantes de polietileno. Para almacenarlas se utilizaron botellas de polietileno de baja densidad (LDPE) limpias. Para acidificar las muestras, disolver los elementos trazas y evitar su adsorción en las paredes de las botellas de LDPE se utilizó ácido nítrico (0.5% V/V) (65 %, grado ultra, Merck). En total, el muestreo se realizó a lo largo de 17 meses. Las muestras recolectadas se mantuvieron congeladas y se transportaron al laboratorio para su análisis químico. La cuantificación de elementos traza se realizó mediante tres replicas ( $n = 3$ ) por muestra mediante espectrometría de masas de plasma acoplada inductivamente (ICP-MS, Thermo Scientific Element/XR) en el Laboratorio Analítico de la empresa SGS-Perú. Para el procedimiento de recolección de muestras y análisis se siguieron los lineamientos establecidos por Gabrielli et al. (2008), Dong et al. (2015) y Li et al. (2018). En total, se detectaron 17 elementos traza (Al, As, Ba, Ca, Ce, Co, Cu, Sr, Fe, Mg, Mn, Pb, K, Si, Na, Ti y Zn) por su concentración detectable en la nieve. Los límites de detección (LOD) y cuantificación (LOQ) se calcularon con base en la desviación estándar de 10 y 3 muestras de blancos entre la pendiente de la curva de calibración, respectivamente. Los valores de LOD y LOQ se presentan en el cuadro I.

#### Análisis de partículas absorbentes de luz desde noviembre de 2015 hasta junio de 2018

Para determinar la presencia de PAL se recolectaron  $\sim 1000$  g de nieve de la capa superficial (profundidad: 0-2 cm), para lo cual se utilizaron guantes de polietileno y una pala de acero inoxidable limpia. Las muestras se almacenaron en bolsas plásticas de cierre hermético hasta su procesamiento. En el laboratorio, las muestras se fundieron a temperaturas de 30 a 40 °C y posteriormente se filtraron a través de filtros de fibra de cuarzo de 25 mm de diámetro y porosidad

**CUADRO I.** LISTADO DE ELEMENTOS TRAZA DE INTERÉS Y SUS RESPECTIVOS ISÓTOPOS, LÍMITES DE DETECCIÓN (LDD) Y LÍMITES DE CUANTIFICACIÓN (LDC) MEDIDOS POR EL MÉTODO ICP-MS.

Elemento	Isotopo	LDD ( $\mu\text{g/g}$ )	LDC ( $\mu\text{g/g}$ )
Al	$^{27}\text{Al}$	0.17	0.57
As	$^{75}\text{As}$	0.03	0.09
Ba	$^{138}\text{Ba}$	0.01	0.05
Ca	$^{40}\text{Ca}$	15.50	51.14
Ce	$^{140}\text{Ce}$	0.002	0.006
Co	$^{59}\text{Co}$	0.00	0.01
Cu	$^{65}\text{Cu}$	0.05	0.16
Sr	$^{88}\text{Sr}$	0.00	0.01
Fe	$^{57}\text{Fe}$	1.72	5.69
Mg	$^{24}\text{Mg}$	0.04	0.13
Mn	$^{55}\text{Mn}$	0.01	0.02
Pb	$^{208}\text{Pb}$	0.01	0.04
K	$^{39}\text{K}$	4.19	13.81
Si	$^{28}\text{Si}$	88.35	291.56
Na	$^{23}\text{Na}$	7.72	25.48
Ti	$^{47}\text{Ti}$	0.16	0.53
Zn	$^{66}\text{Zn}$	0.37	1.24

5 (Pallflex Tissuquartz). Por último, lo recolectado en los filtros se analizó para determinar la presencia de PAL, utilizando el método de calentamiento por de absorción de luz (LAMH) descrito por Schmitt et al. (2015). En total, se analizaron 139 filtros (33 meses de muestreo) entre noviembre de 2015 y junio de 2018.

#### Procesamiento de datos

Se calcularon las estadísticas descriptivas de los elementos traza y PAL por periodo húmedo (octubre-abril) y periodo seco (mayo-setiembre), así como de toda la campaña, para caracterizar el comportamiento temporal. Los datos de los elementos traza de las muestras de nieve de la capa superficial y subsuperficial fueron sometidos a pruebas de correlación múltiple de Spearman ( $p < 0.05$ ) con el fin de establecer dependencias estadísticamente significativas, usando el software R. Se identificaron las posibles fuentes de emisión para superficie y subsuperficie usando análisis de agrupamiento jerárquico (AAJ) con método Ward y distancia euclidiana al cuadrado (Mihailovic et al. 2014, Fernández y Mark 2016) y concentraciones previamente estandarizadas. Además, se calculó el factor de enriquecimiento (FE) para estudiar la influencia de las actividades antrópicas o naturales sobre el elemento químico analizado. Para el FE se empleó como elemento de referencia de la corteza terrestre al aluminio (Wedepohl 1995), con

base en los estándares de aerosoles de la corteza de sitios de América del Sur (Lawson y Winchester, 1979). El cálculo del FE se realizó de acuerdo con la ecuación 1 (Rahn 1971):

$$FE = (X/Al)_{\text{nieve}} / (X/Al)_{\text{corteza}} \quad (1)$$

donde  $X$  es la concentración de cada elemento y  $(X/Al)_{\text{corteza}}$  es el radio entre la concentración del elemento  $X$  con  $Al$  referencial (Wedepohl 1995). Cuando el  $FE < 1$ , la fuente dominante para ese elemento es natural (Megido et al. 2017); si  $FE > 10$ , una fracción significativa del elemento es de origen antrópico (Chester et al. 2000, Bazzano et al. 2015).

Para analizar la influencia de masas de aire de áreas distantes sobre la variabilidad de los elementos traza, se empleó el modelo híbrido lagrangiano de trayectoria integrada de partícula única (HYSPPLIT, por su sigla en inglés) (Stein et al. 2015) del servicio del Laboratorio de Recursos Atmosféricos (ARL) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), con el cual se generaron trayectorias inversas para 120 h (5 d hacia atrás), a intervalos de 6 h a 10 m de altura sobre el suelo del glaciar Huaytapallana. Se utilizaron datos meteorológicos de reanálisis del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS) con resolución horizontal de 0.5°. Las trayectorias inversas obtenidas se agruparon por mes y por periodo húmedo y seco. Con las trayectorias obtenidas se calculó la frecuencia de prevalencia de direcciones de vientos según ocho direcciones: norte (N), noreste (NE), este (E), sureste (SE), sur (S), suroeste (SO), oeste (O) y noroeste (NO), en concordancia con el estudio de Estevan et al. (2019).

Finalmente, se utilizó información de focos de calor para identificar los incendios tanto en la Amazonía peruana, brasileña y boliviana, como en las Andes peruanas desde noviembre de 2017 hasta marzo de 2019. Los datos utilizados son disponibilidades del Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de Brasil a través del sitio web <https://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>. Sólo seleccionamos información proveniente del Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS-375). Este sensor cuenta con una mejor resolución espacial (375 m) para detectar focos de calor en comparación con otros sensores como GOES o NOAA-15 (Schroeder et al. 2014).

### Estimación del albedo y forzamiento radiativo

Para calcular el albedo de la capa de nieve en condiciones de nieve limpia y con impurezas, usamos el modelo de nieve, hielo y aerosol (SNICAR)

recientemente actualizado por He et al. (2018). SNICAR fue desarrollado por Flanner et al. (2007) para simular la transferencia radiativa de la capa de nieve con base en la teoría de Wiscombe y Warren (1980) y la solución numérica de transferencia radiativa de múltiples capas de Toon et al. (1989). Los principales parámetros de entrada a SNICAR son: el tipo de radiación solar incidente (i.e., directa o difusa), el ángulo cenital solar, el radio efectivo de los cristales de nieve, la densidad de la nieve y la profundidad de la capa de nieve. Para este estudio, todos estos parámetros fueron determinados siguiendo los mismos procedimientos descritos por Torres et al. (2018).

Las partículas de CN presentes en la capa de nieve absorben la radiación solar en el espectro visible (0.3-0.8 μm). La absorción del CN se puede cuantificar cambiando la concentración del CN y manteniendo los mismos valores de los demás parámetros de entrada al modelo SNICAR. Se utilizó SNICAR para calcular el albedo de la capa de nieve en dos escenarios: albedo limpio ( $\alpha_{\text{lim}}$ ), que no considera las concentraciones de CN, y albedo perturbado ( $\alpha_{\text{imp(CN)}}$ ), que sí considera las concentraciones de CN. Esto significa una relación inversamente proporcional entre las concentraciones de CN y el albedo de la capa de nieve, siendo que a mayor concentración de CN menor albedo (Flanner et al. 2007).

Para calcular el FR resultante de la deposición de PAL nos basamos en la ecuación 2, la cual ha sido ampliamente utilizada para estimar el FR de las PAL en la capa de nieve de los glaciares de todo el mundo (Flanner et al. 2007, Sterle et al. 2013, Kaspari et al. 2014, Niu et al. 2017, Torres et al. 2018, Magalhães et al. 2019).

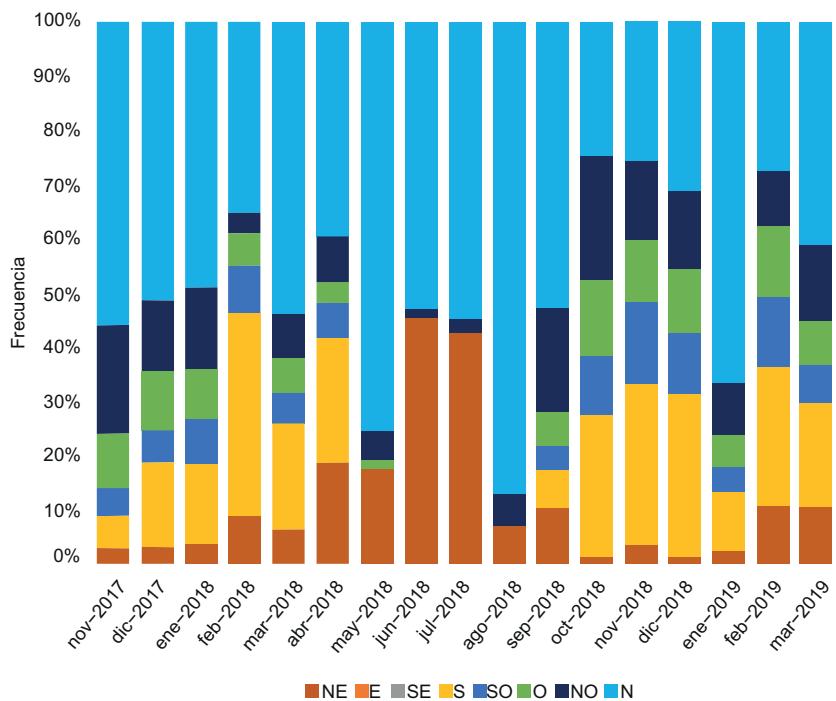
$$FR = \sum_{0.305 \mu\text{m}}^{4.995 \mu\text{m}} SWin(\lambda, \theta) \times (\alpha_{\text{lim}}(R_{\text{nieve}}, \lambda) - \alpha_{\text{imp(CN)}}(R_{\text{nieve}}, \lambda)) \times \Delta\lambda \quad (2)$$

donde  $SWin$  es el flujo de energía de onda corta descendente, tomado desde el nuevo conjunto de datos ERA5 del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) para las 11:00 hora local.  $\alpha_{\text{lim}}$  y  $\alpha_{\text{imp(CN)}}$  se calculan con el modelo SNICAR, como se describió antes.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Análisis de frecuencia de trayectorias de masas de aire inversas

La figura 2 muestra la frecuencia mensual de las ocho direcciones de vientos obtenidas del análisis de



**Fig. 2.** Frecuencia mensual de las direcciones del viento derivada del análisis de trayectorias inversas sobre el nivel del glaciar Huaytapallana, de noviembre de 2017 a marzo de 2019.

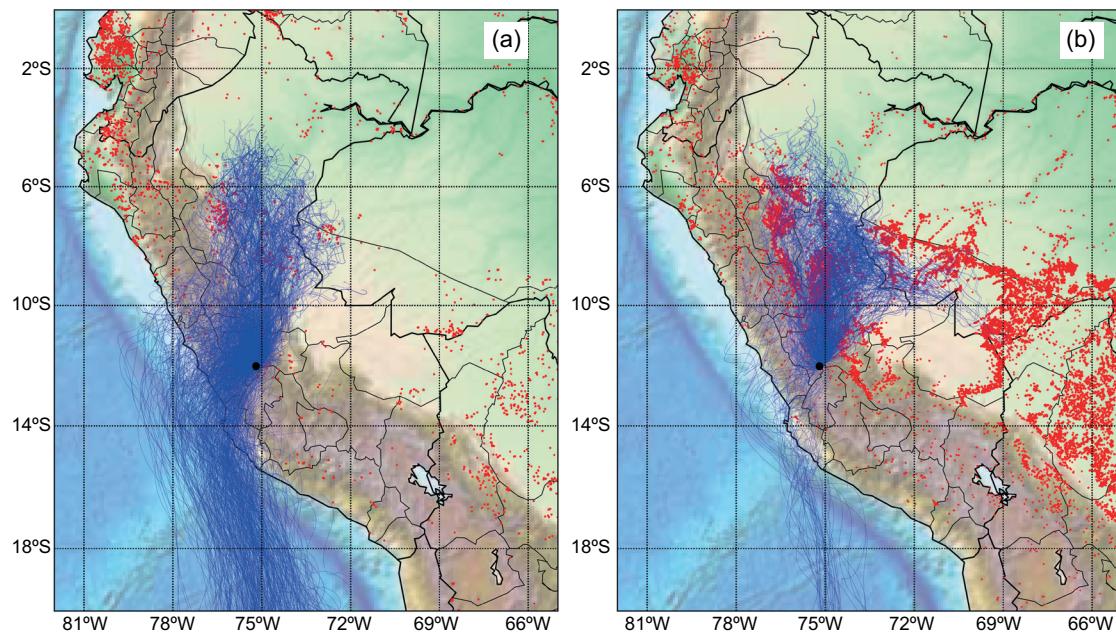
trayectorias inversas sobre el nivel del glaciar Huaytapallana desde noviembre de 2017 hasta marzo de 2019. Como se observa, existe una prevalencia de la dirección N, la cual varía de 25 % (octubre 2018) a 87 % (agosto 2018), seguida por la dirección NE, que fue más frecuente en los meses secos de junio de 2018 (42 %) y julio de 2018 (41.6 %). Otra dirección de importancia fue la S, que tuvo una mayor frecuencia en los meses húmedos de febrero (37 %), noviembre (30 %) y diciembre de 2018 (37, 30 y 30 %, respectivamente). En general, la mayor frecuencia de trayectorias corresponde a las direcciones N y NE, aumentando su predominancia (~80 %) en los meses secos. Por otro lado, en los meses húmedos la trayectorias con direcciones S y NO aumentan su predominancia (~40%).

En la **figura 3** se muestran las trayectorias de masas de aire calculadas para el periodo húmedo y seco comenzando en el glaciar del Huaytapallana y los focos de calor (incendios) detectados para dichos periodos. En el periodo húmedo (**Fig. 3a**) se muestra una importante contribución de las direcciones S y SO, que fluyen sobre el Océano Pacífico y cruzan los desiertos costeros peruanos antes de su llegada al glaciar Huaytapallana. También se observan vientos del N y flujo NE sobre el continente todo el tiempo, provenientes de la Amazonía peruana. En cambio, en

el periodo seco (**Fig. 3b**) predominan las direcciones N y NE con ligeras contribuciones de las direcciones S y SO. Como puede observarse, en este periodo se produce un gran número de focos de incendio. Las trayectorias determinadas fluyen en gran parte de la Amazonía peruana y, en algunos casos, de Brasil.

#### Caracterización estacional de elementos traza

En el **cuadro II** se presentan las concentraciones promedio  $\pm$  desviación estándar (DS) de los 17 elementos traza detectados en la capa de nieve superficial (S) y subsuperficial (SS) en el glaciar Huaytapallana por periodo húmedo, seco y toda la campaña. En la capa de nieve S, durante el periodo húmedo, el orden de los 10 elementos más abundantes fue: Ca > Si > Na > K > Fe > Al > Mg > Zn > Ba > Ti; mientras que para el periodo seco el orden fue: Fe > Si > Ca > K > Al > Mg > Na > Ti > Mn > Zn, lo que demuestra una dominancia de elementos de origen geológico (Wedepohl 1995). La capa de nieve SS muestra un orden similar respecto a la capa de nieve S, los elementos más abundantes fueron el Ca > Si > Na > K > Fe > Al > Mg > Zn > Ti > Cu durante el periodo húmedo, mientras que los más abundantes durante el periodo seco fueron Fe > Si > K > Ca > Al > Mg > Na > Ti > Zn > Mn.



**Fig. 3.** Trayectorias inversas calculadas para el periodo (a) húmedo y (b) seco, de noviembre de 2017 a mayo de 2019, a partir del glaciar del Huaytapallana. Todas las trayectorias inversas se calcularon con un intervalo de 6 y 120 h a 10 m de la superficie. Los puntos rojos representan los focos de calor (incendios) identificados por el instrumento VIIRS 375. El punto negro muestra la localización del glaciar Huaytapallana.

**CUADRO II. CONCENTRACIONES PROMEDIO  $\pm$  DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LOS ELEMENTOS TRAZA DETERMINADOS A NIVEL SUPERFICIAL Y SUBSUPERFICIAL DE LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA POR PERIODOS HÚMEDO Y SECO, Y TODA LA CAMPAÑA.**

Elemento	Periodo húmedo (n = 12)		Periodo seco (n = 5)		Total (n = 17)	
	S	SS	S	SS	S	SS
Al	73.91 $\pm$ 136	60.4 $\pm$ 90 <sup>b</sup>	590 $\pm$ 819	452 $\pm$ 723 <sup>b</sup>	226 $\pm$ 489 <sup>c</sup>	176 $\pm$ 412 <sup>c</sup>
As	0.09 $\pm$ 0.03	0.09 $\pm$ 0.03	0.45 $\pm$ 0.77	0.55 $\pm$ 0.64	0.19 $\pm$ 0.42 <sup>c</sup>	0.22 $\pm$ 0.39 <sup>c</sup>
Ba	7.40 $\pm$ 17.90 <sup>a</sup>	1.59 $\pm$ 2.26 <sup>b</sup>	4.94 $\pm$ 7.24 <sup>a</sup>	4.82 $\pm$ 4.67 <sup>b</sup>	6.68 $\pm$ 15.3 <sup>c</sup>	2.54 $\pm$ 3.36 <sup>c</sup>
Ca	859 $\pm$ 947 <sup>a</sup>	729 $\pm$ 782 <sup>b</sup>	702 $\pm$ 504 <sup>a</sup>	964 $\pm$ 930 <sup>b</sup>	813 $\pm$ 828 <sup>c</sup>	798 $\pm$ 805 <sup>c</sup>
Ce	0.25 $\pm$ 0.09 <sup>a</sup>	0.25 $\pm$ 0.02 <sup>b</sup>	0.56 $\pm$ 0.56 <sup>a</sup>	0.43 $\pm$ 0.35 <sup>b</sup>	0.34 $\pm$ 0.324 <sup>c</sup>	0.30 $\pm$ 0.20 <sup>c</sup>
Co	0.04 $\pm$ 0.05	0.04 $\pm$ 0.02	0.32 $\pm$ 0.40	0.27 $\pm$ 0.38	0.13 $\pm$ 0.246 <sup>c</sup>	0.11 $\pm$ 0.22 <sup>c</sup>
Cu	1.52 $\pm$ 1.77 <sup>a</sup>	2.11 $\pm$ 2.66 <sup>b</sup>	2.25 $\pm$ 2.01 <sup>a</sup>	4.19 $\pm$ 2.96 <sup>b</sup>	1.73 $\pm$ 1.81 <sup>c</sup>	2.72 $\pm$ 2.83 <sup>c</sup>
Sr	1.21 $\pm$ 0.79	1.11 $\pm$ 0.718	3.78 $\pm$ 4.18	6.60 $\pm$ 8.89	1.96 $\pm$ 2.50 <sup>c</sup>	2.72 $\pm$ 5.17 <sup>c</sup>
Fe	103 $\pm$ 198	77.40 $\pm$ 104	3100 $\pm$ 5900	4350 $\pm$ 9320	984 $\pm$ 3270 <sup>c</sup>	1330 $\pm$ 5080 <sup>c</sup>
Mg	66.70 $\pm$ 53.40	45.70 $\pm$ 31.50	301 $\pm$ 389	296 $\pm$ 303	136 $\pm$ 228 <sup>c</sup>	119 $\pm$ 193 <sup>c</sup>
Mn	1.95 $\pm$ 2.83	1.50 $\pm$ 1.41	10.90 $\pm$ 13.50	9.34 $\pm$ 10.10	4.58 $\pm$ 8.31 <sup>c</sup>	3.81 $\pm$ 6.36 <sup>c</sup>
Pb	0.75 $\pm$ 0.55 <sup>a</sup>	0.74 $\pm$ 0.41 <sup>b</sup>	1.72 $\pm$ 1.99 <sup>a</sup>	1.42 $\pm$ 1.42 <sup>b</sup>	1.04 $\pm$ 1.19 <sup>c</sup>	0.94 $\pm$ 0.85 <sup>c</sup>
K	242 $\pm$ 237	266 $\pm$ 250	618 $\pm$ 333	1670 $\pm$ 2660	352 $\pm$ 313 <sup>c</sup>	678 $\pm$ 1500 <sup>c</sup>
Si	442 $\pm$ 309	478 $\pm$ 369	1980 $\pm$ 2550	1740 $\pm$ 2330	893 $\pm$ 1490 <sup>c</sup>	848 $\pm$ 1340 <sup>c</sup>
Na	289 $\pm$ 255 <sup>a</sup>	423 $\pm$ 445 <sup>b</sup>	255 $\pm$ 290 <sup>a</sup>	143 $\pm$ 98.7 <sup>b</sup>	279 $\pm$ 257 <sup>c</sup>	341 $\pm$ 395 <sup>c</sup>
Ti	4.18 $\pm$ 6.03	2.26 $\pm$ 2.65	32.8 $\pm$ 43.6	27.5 $\pm$ 44.1	12.6 $\pm$ 26.1 <sup>c</sup>	9.68 $\pm$ 25.1 <sup>c</sup>
Zn	15.40 $\pm$ 12.60 <sup>a</sup>	13.7 $\pm$ 10.10 <sup>b</sup>	10.7 $\pm$ 9.42 <sup>a</sup>	19.8 $\pm$ 16.0 <sup>b</sup>	14.0 $\pm$ 11.7 <sup>c</sup>	15.5 $\pm$ 11.9 <sup>c</sup>

S: superficial, SS: subsuperficial.

Las unidades tanto del promedio como la desviación estándar en  $\mu\text{g/L}$ . Letras a, b y c indican que no existe diferencia significativa a  $p = 0.05$ .

En ambas capas los elementos con mayor porcentaje, respecto al total de elementos registrados, fueron Ca, Fe y Si, con 72 % en la capa de nieve S y 69 % en la capa de nieve SS. Fe y Si mostraron diferencias significativas entre los períodos seco y húmedo ( $p < 0.05$ ).

La dominancia de los elementos mineralógicos también fue observada por Alfonso et al. (2019) en muestras de nieve de los Andes chilenos. El elemento más abundante en toda la campaña de monitoreo fue el Fe en las capas de nieve S y SS ( $984 \pm 3270$  y  $1330 \pm 5080 \mu\text{g/L}$ , respectivamente), lo cual concuerda con las altas concentraciones de Fe, Cu, Co y Ni registradas por Baker et al. (2016) en los aerosoles de las costas del sur peruano (transecto  $\sim 15\text{--}16^\circ\text{S}$ ) y lo registrado sobre la nieve de áreas mineras (Suyundukov et al. 2019).

Por otro lado, se registró la presencia de elementos tóxicos como Pb ( $1.04 \pm 1.19$  y  $0.94 \pm 0.85 \mu\text{g/L}$  en las capas de nieve S y SS, respectivamente) y As ( $0.19 \pm 0.42$  y  $0.22 \pm 0.39 \mu\text{g/L}$  en las capas de nieve S y SS, respectivamente), cuyo FE indica que provienen de actividades antrópicas. Estos elementos se han registrado en glaciares cercanos a poblaciones urbanas (Sakai et al. 1988, Bacardit y Camarero 2010, Wang et al. 2015), así como en el aire del Valle del Mantaro (Suárez-Salas et al. 2017, Álvarez-Tolentino y Suárez-Salas 2020).

En la capa S (**Cuadro III**) se registran correlaciones significativas entre Al, Sr, Fe, Mg, Mn, Si y Ti; del mismo modo, K, As, Ba, Ce, Co y Cu se asociaron significativamente ( $p < 0.05$ ) durante el período seco. En el período húmedo, Al, Sr, Fe, Mg, Mn, Si, Ca, Ce, Co, Cu, Pb y Zn mostraron asociaciones significativas ( $p < 0.05$ ). En la capa SS durante el período seco (**Cuadro IV**), Al, As, Ba, Ce, Fe, Mg, Si, Ti se asociaron significativamente ( $p < 0.05$ ), al igual que K, As, Ca, Ce y Cu. En el período húmedo Al, As, Ba, Ce, Co, Fe, Mn y Ti mostraron asociaciones significativas.

En la **figura 4** se muestra el FE de los 17 elementos detectados en las muestras de nieve de las capas S y SS durante toda la campaña. En ambas, Al, Ti, Si, Co, Ce, Sr, Mn, Mg, Ba y Na presentaron valores de  $\text{FE} < 1$ , lo cual indica la influencia de fuentes naturales, ya que estos elementos se encuentran en la corteza terrestre (Viana et al. 2008). Por otro lado, en ambas capas, K, Ca, Fe, Cu, Pb y As presentaron valores de FE de 1 a 10, lo que sugiere una mezcla de fuentes naturales y antrópicas (Mancilla et al. 2019). El Zn mostró un  $\text{FE} > 10$ , lo cual indica un origen significativamente antrópico. Ello indica que por procesos de sedimentación y diferentes condiciones meteorológicas (Siudek et al. 2015)

existe un trasporte de elementos de origen antrópico hacia el glaciar del Huaytapallana.

En la **figura 5** se muestran los dendogramas obtenidos del agrupamiento jerárquico de los elementos en las capas de nieve S y SS del glaciar Huaytapallana. En el caso de las muestras de nieve de la capa S (**Fig. 5a**), se formaron dos grupos: el Grupo I, compuesto por K, Fe, As, Pb, Sr, Ti, Al, Mn, Mg y Si; y el Grupo II, que incluye Ca, Zn, Na, Ba, y Cu. Según el FE, los elementos del Grupo I estarían relacionados con una mezcla de fuentes naturales (Sr, Ti, Al, Mn, Mg y Si) y antrópicas (Fe, As y Pb), ya que en la zona hay carreteras sin afirmar de tránsito moderado, las cuales aportan a la fuente de resuspensión del polvo del suelo (McConnell y Edwards 2008, Viana et al. 2008, Belis et al. 2013). Respecto al K, este elemento posee un  $\text{FE} > 1$ , asociado con influencia antrópica. Al comparar su variación mensual con las direcciones de viento durante toda la campaña se observó una relación significativa ( $r = 0.7$ ,  $p < 0.05$ ) con las frecuencias de direcciones de viento del NE (**Fig. 6**), donde se encuentra la Amazonía peruana.

Uno de las principales fuentes de la Amazonía es la quema de biomasa (Moya-Álvarez et al. 2017). Del análisis de las trayectorias inversas calculadas para el período húmedo y seco, comenzando a partir del glaciar del Huaytapallana y los focos de calor (incendios) detectados por el sensor VIIRS-375 para cada período estudiado (de acuerdo con lo mostrado en la **Fig. 3**), se desprende que los aerosoles generados por la quema de biomasa en la Amazonía se trasladarían hacia el nevado del Huaytapallana a través de estas trayectorias. Esto coincide con otros estudios reportados en la zona (Moya-Álvarez et al. 2017, Estevan et al. 2019), por lo que el K sería un trazador de quemas forestales y la evaluación previa de las trayectorias de masas de aire soporta este proceso.

Respecto al Grupo II (Ca, Zn, Na, Ba y Cu) estaría formado en su mayor parte por elementos emitidos por actividades antrópicas, de ellos el Ca y Zn ( $r = 0.81$ ,  $p < 0.05$ ) estarían relacionados con residuos de construcción (Wang et al. 2006), fábricas de concreto y cementeras (Adachi y Tainosh 2004), actividades comunes alrededor del glaciar, sobre todo en el Valle del Mantaro. El Ba y Cu ( $r = 0.54$ ,  $p < 0.05$ ) estarían relacionados con la combustión de combustibles fósiles (Viana et al. 2008, Banerjee et al. 2015), gases de escape de vehículos (Echalar et al. 1998), procesos metalúrgicos e incineración de desechos (Nriagu 1996). Finalmente, en el caso del Na, su  $\text{FE} = 0.9$  indica que está relacionado con fuentes naturales como aerosoles marinos, ya que se observó una relación significativa con las trayectorias

CUADRO III. CORRELACIONES DE SPEARMAN ENTRE LOS ELEMENTOS TRAZA REGISTRADOS A NIVEL SUPERFICIAL EN LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA, POR PERÍODO SECO Y HÚMEDO.

	Al	As	Ba	Ca	Ce	Co	Cu	Sr	Fe	Mg	Mn	Pb	K	Si	Na	Ti
Periodo seco																
Periodo húmedo																
As	-0.229															
Ba	0.214	0.734*														
Ca	0.223	0.522	0.562													
Ce	0.118	0.853***	0.797**	0.422												
Co	0.089	0.856***	0.799**	0.406	0.996***											
Cu	0.151	0.679*	0.890***	0.492	0.737**	0.740**										
Sr	0.665*	0.113	0.479	0.664*	0.126	0.088	0.366									
Fe	0.769**	-0.149	0.159	0.433	0.18	0.145	0.184	0.515								
Mg	0.744**	-0.298	0.353	0.182	0.017	0.029	0.276	0.562	0.524							
Mn	0.760**	0.153	0.438	0.4	0.432	0.386	0.537	0.618*	0.643*	0.451						
Pb	0.592	0.095	0.278	0.156	0.471	0.406	0.257	0.343	0.632*	0.214	0.751**					
K	0.136	0.688*	0.770**	0.298	0.747**	0.750**	0.613*	0.192	0.002	0.056	0.379	0.261				
Si	0.620*	-0.547	0.094	-0.019	-0.146	-0.152	0.063	0.29	0.650*	0.801**	0.356	0.388	-0.088			
Na	0.465	-0.149	0.308	0.073	-0.04	-0.064	0.533	0.502	0.342	0.491	0.586	0.272	0	0.448		
Ti	0.655*	0	0.164	0.314***	0.307	0.262	0.258*	0.319	0.861***	0.219	0.737**	0.736**	0.217	0.449	0.364	
Zn	0.116	0.522	0.671*	0.882***	0.503	0.511	0.685*	0.461	0.424	0.3	0.307	0.075	0.284	0.153	0.191	0.278

\*p < 0.05, \*\*p < 0.01, \*\*\*p < 0.001.

CUADRO IV. CORRELACIONES DE SPEARMAN ENTRE LOS ELEMENTOS TRAZA REGISTRADOS A NIVEL SUBSUPERFICIAL EN LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA, POR PERÍODO HÚMEDO Y SECO.

	Al	As	Ba	Ca	Ce	Co	Cu	Sr	Fe	Mg	Mn	Pb	K	Si	Na	Ti
Periodo seco																
Periodo húmedo																
As	-0.704*															
Ba	0.850***	-0.518														
Ca	-0.362	0.671*	-0.242													
Ce	0.707*	-0.995***	0.531	-0.661*												
Co	0.071	0	0.156	0.067	0.1											
Cu	0.137	0.381	0.377	0.535	-0.345	0.345										
Sr	0.215	0.268	0.259	0.639*	-0.221	0.45	0.697*									
Fe	0.953***	-0.671*	0.811**	-0.327	0.674*	0.067	0.237	0.326								
Mg	0.745**	-0.374	0.823**	0.091	0.392	0.203	0.541	0.612*	0.793***							
Mn	0.577	-0.301	0.701*	0.064	0.272	-0.272	0.474	0.353	0.679*	0.772**						
Pb	0.537	-0.332	0.625*	-0.094	0.28	-0.5	0.069	0.069	0.512	0.473	0.680*					
K	-0.191	0.688*	-0.022	0.737**	-0.685*	0	0.854***	0.562	-0.103	0.192	0.315	0.021				
Si	0.812**	-0.758***	0.837***	-0.37	0.772**	0.171	0.059	0.175	0.775***	0.672*	0.531	0.669*	-0.326			
Na	0.029	0.298	0.2	0.282	-0.337	-0.405	0.596	0.331	0.218	0.333	0.615*	0.472	0.653*	-0.006		
Ti	0.900***	-0.704*	0.828**	-0.572	0.693*	-0.071	0.059	-0.01	0.887***	0.631*	0.529	0.608*	-0.279	0.788**	0.2	
Zn	-0.048	0.522	0.095	0.818**	-0.526	-0.067	0.684*	0.546	-0.018	0.214	0.275	0.202	0.802**	-0.139	0.536	-0.153

\*p < 0.05, \*\*p < 0.01, \*\*\*p < 0.001 Computed correlation used spearman-method with listwise-deletion.

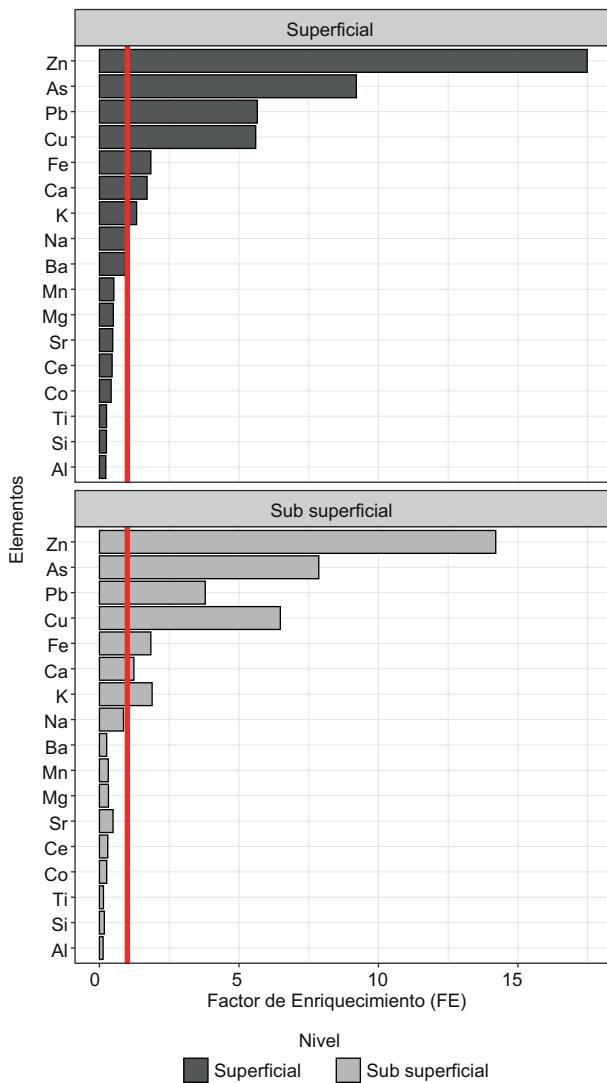


Fig. 4. Factor de enriquecimiento (FE) de los elementos traza medidos en la nieve superficial y subsuperficial recolectada entre noviembre de 2017 y marzo de 2019 en el glaciar Huaytapallana.

de dirección SE (**Fig. 7**), lo cual podría demostrar una influencia de los aerosoles de los desiertos costeros en esta región, como indican Platero et al. (2018) y Estevan et al. (2019).

En el caso de las muestras de la capa de nieve SS (**Fig. 4b**), también se observó la formación de dos grupos: el Grupo I compuesto por Ba, Mg, As, Pb, Fe, K, Mn, Ti, Al y Si; y el grupo II, integrado por Na, Sr, Ca, Cu, y Zn, cuyos FE registrados sugieren que son mezclas de distintas fuentes, lo cual indicaría impactos externos de deposiciones de aerosoles.

#### Caracterización temporal de las PAL

La variación temporal de las PAL para los días de campaña se muestra en la **figura 8**. Los valores de las PAL mostraron un patrón anual definido, con valores más altos durante el periodo seco (mayo-septiembre) y bajos durante el periodo húmedo (octubre-abril). Este patrón está asociado principalmente con la ocurrencia de quemas de biomasa que ocurren en la región Andina y Amazónica (Vasconcelos et al. 2013).

Los valores de las PAL se encuentran en el rango de 1 a 90 ng/g eCN, que son similares a lo reportado en otros estudios realizados en los glaciares peruanos (Schmitt et al. 2015, Torres et al. 2018), en los glaciares del Himalaya (Ming et al. 2013) y en los glaciares de Norteamérica (Doherty et al. 2014), con intervalos de 2-80, 4-70 y 5-70 ng/g, respectivamente. Sin embargo, si se comparan con glaciares ubicados al norte de China, con valores de 117 a 1120 ng/g (Wang et al. 2013), nuestros valores son bastante menores.

#### Evaluación del efecto de las PAL en el albedo y el FR

La **figura 9** muestra el albedo calculado con y sin PAL, con base en el modelo SNICAR. Con la

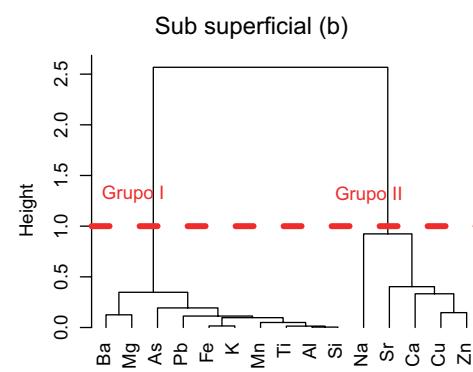


Fig. 5. Dendrograma del análisis de agrupamiento jerárquico (AAJ) de los elementos traza medidas en las muestras de nieve (a) superficial y (b) subsuperficial recolectadas en el glaciar Huaytapallana.

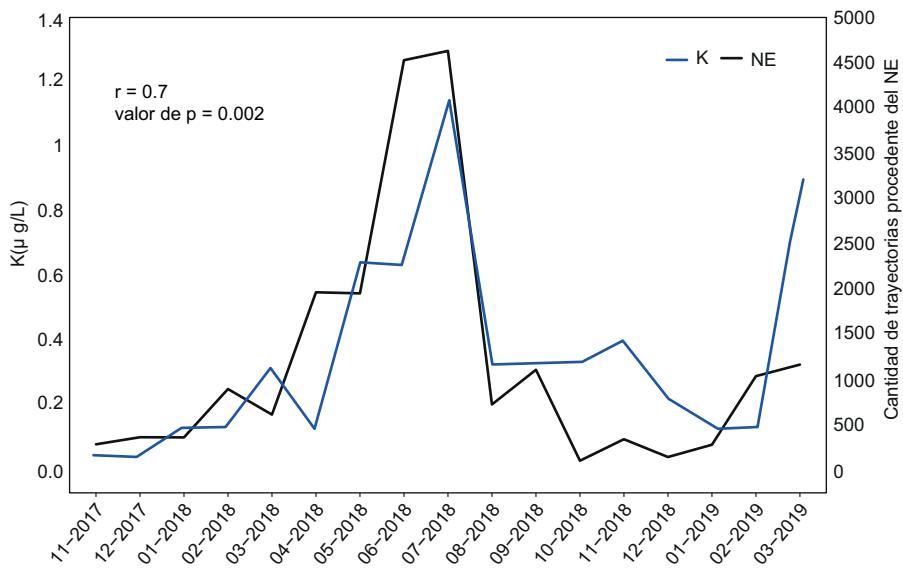


Fig. 6. Variación de las concentraciones de K ( $\mu\text{g/L}$ ) y cantidad de trayectorias procedentes del NE en el glaciar Huaytapallana de noviembre de 2017 a mayo de 2019.

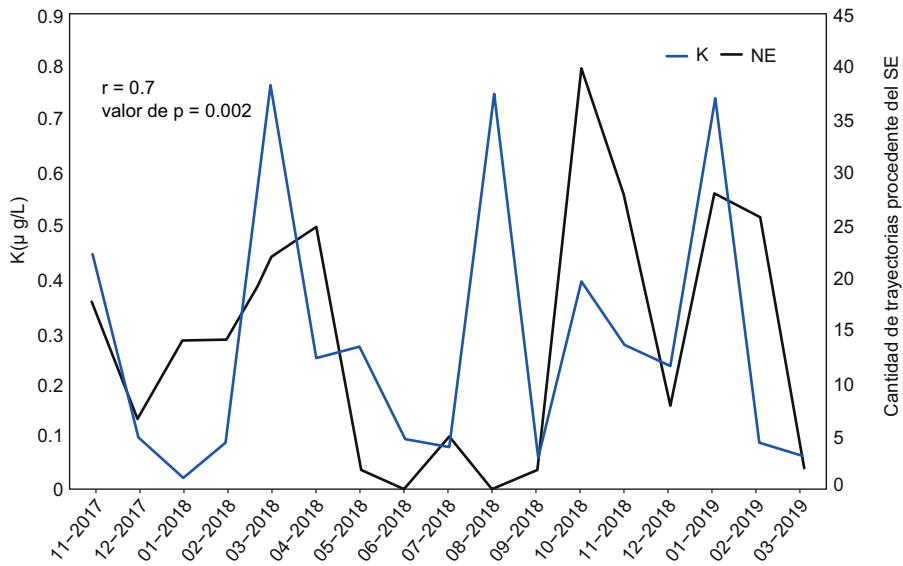
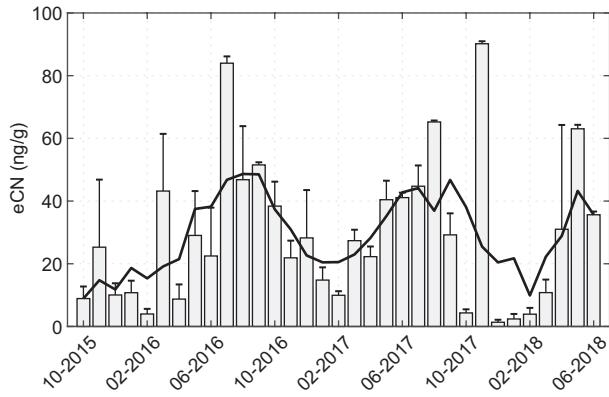


Fig. 7. Variación de concentraciones de Na ( $\mu\text{g/L}$ ) y cantidad de trayectorias procedentes del SE en el glaciar Huaytapallana (Perú) de noviembre de 2017 a mayo de 2019.

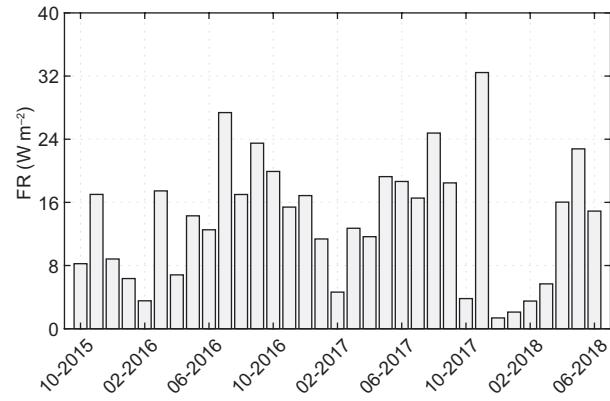
presencia de las PAL en la capa de nieve del glaciar Huaytapallana, el albedo de la nieve se redujo entre 0.2 y 4.4 %. Nuestros valores están en el rango de los reportados para el glaciar Zongo, Bolivia (1.8-7.2 %) (Magalhães et al. 2019) y también para glaciares del Himalaya (2-5.2 %) (Yasunari et al. 2010). Dumont et al. 2014 reportaron valores significativamente más altos de reducción del albedo debido a las PAL sobre la capa de nieve de Groenlandia (13 %). Durante la

estación seca, los valores del albedo fueron más altos debido al aumento de los valores de PAL sobre la capa de nieve del glaciar Huaytapallana.

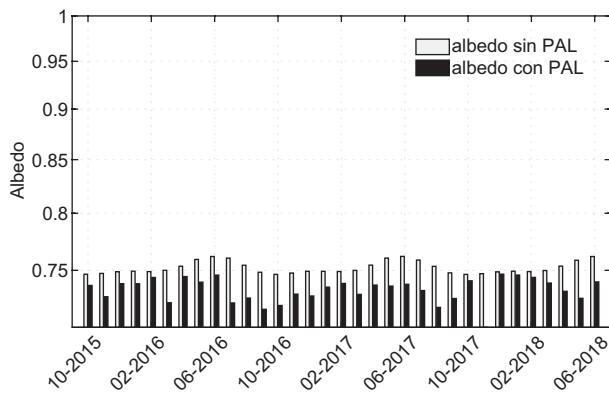
La presencia de PAL en la superficie de la nieve reduce el albedo, en consecuencia, se absorbe una mayor energía, lo que aumenta las tasas de fusión y sublimación. La figura 10 muestra el FR calculado entre noviembre de 2015 y junio de 2018. Los valores de FR fluctuaron entre 1 y 33  $\text{W/m}^2$ . Sterle et al.



**Fig. 8.** Variación temporal de partículas absorbentes de luz (PAL) en términos de carbono negro efectivo (eCN) detectadas en la capa de nieve superficial del glaciar Huaytapallana de octubre de 2015 a junio de 2018. La línea negra representa el avance móvil, con una ventana de tres meses para reflejar la variación estacional.



**Fig. 10.** Variación temporal del forzamiento radiativo (FR) debido a la presencia de PAL en la nieve superficial del glaciar Huaytapallana recolectada desde noviembre de 2015 hasta junio de 2018.



**Fig. 9.** Variación temporal del albedo en el glaciar Huaytapallana basada en simulaciones realizadas con el modelo SNICAR de noviembre de 2015 a junio de 2018. Las barras de color blanco indican el albedo sin presencia de PAL, mientras que las de color gris oscuro representan el albedo con presencia de PAL.

(2013) informaron valores de FR de 20 a 40 W/m<sup>2</sup> en glaciares ubicados en la Sierra Nevada de EUA. Niu et al. (2017) y Zhang et al. (2017) informaron los valores de FR más altos (1-141 W/m<sup>2</sup>) en glaciares ubicados en la meseta tibetana. Por lo general, los valores más altos de FR se encuentran en estaciones secas debido a la mayor presencia de PAL en la capa de nieve. Recientemente, Magalhães et al. (2019) informaron que la combinación de carbono negro y polvo presentes en la capa de nieve, aumenta la fusión anual entre 5 y 12%.

## CONCLUSIONES

En este estudio se presenta una metodología sistemática que permite identificar la fuente (i.e., natural o antrópica) de los elementos traza presentes en las capas de nieve S y SS del glaciar peruano Huaytapallana. Se han detectado elementos traza agrupados en Al, Ti, Si, Co, Ce, Sr, Mn, Mg, Ba y Na, que están influenciados por fuentes naturales; el grupo de K, Ca, Fe, Cu, Pb y As, que sugieren una mezcla de fuentes naturales y antrópicas, y el Zn, que presenta una fuente significativamente antrópica. En esta evaluación también ha sido posible notar la estacionalidad (épocas seca y húmeda) en la concentración de estos elementos. Asimismo, se ha logrado diferenciar la presencia de elementos traza entre la capa S y la SS. El elemento más abundante durante toda la campaña de monitoreo fue el Fe ( $984 \pm 3270 \mu\text{g/L}$ ) en las capas de nieve S y SS ( $1330 \pm 5080 \mu\text{g/L}$ ). Se registró la presencia de elementos tóxicos como el Pb ( $1.04 \pm 1.19$  y  $0.94 \pm 0.85 \mu\text{g/L}$  en las capas S y SS, respectivamente) y As ( $0.19 \pm 0.42$  y  $0.22 \pm 0.39 \mu\text{g/L}$  en las capas S y SS, respectivamente).

De modo complementario, la evaluación de masas de aire inversa y la utilización del K como trazador permitieron identificar que una de las principales fuentes de aerosoles que llegan al nevado Huaytapallana proviene de la quema de biomasa en la Amazonía.

Los valores de PAL encontrados estuvieron en el rango de 1 a 95 ng/g eCN. La presencia de PAL en la capa de nieve sugiere un efecto significativo, con reducciones del albedo de nieve de hasta 4.5 %.

Asimismo, los valores de FR calculados debido a la presencia de estas partículas muestran un efecto importante en el balance energético del glaciar, ya que inducen la absorción de mayor radiación solar, con valores de hasta 33 W/m<sup>2</sup>. Estas partículas presentes en la capa de nieve reducen el albedo, lo que conduce a un aumento en las tasas de fusión y sublimación.

Los resultados muestran las implicaciones regionales del impacto de las quemas en la Amazonía sobre los glaciares peruanos, ya que éstas intensifican su retroceso acelerado. Hasta donde sabemos, éste es el primer informe en que se reporta la presencia de elementos traza en un glaciar peruano. Sin embargo, creemos necesario hacer más monitores y caracterización de elementos traza en dichos glaciares usando la metodología presentada en este estudio.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los Fondos del Canon, Sobrecanon y Regalías Mineras de la Universidad Nacional del Centro del Perú (UNCP) por el financiamiento de la investigación. Y a Ursula Yachachin, Daniel Torre y Alfonso Torre por el apoyo en la toma de muestras de nieve.

## REFERENCIAS

- Adachi K. y Tainosho Y. (2004). Characterization of heavy metal particles embedded in tire dust. *Environ. Int.* 30 (8), 1009-1017. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2004.04.004>
- Alfonso J.A., Cordero R.R., Rowe P.M., Neshyba S., Casassa G., Carrasco J., et al. (2019). Elemental and mineralogical composition of the Western Andean snow (18° S-41° S). *Sci. Rep.* 9 (1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44516-5>
- Álvarez-Tolentino D. y Suárez-Salas L. (2020). Aporte cuantitativo de las fuentes de PM<sub>10</sub> y PM<sub>2.5</sub> en sitios urbanos del Valle del Mantaro, Perú. *Rev. Int. Contam. Ambient.* 36 (4), 875-892. <https://doi.org/10.20937/RICA.53473>
- Andreae M.O., Artaxo P., Beck V., Bela M., Freitas S., Gerbig, C., Longo K., Munger J.W., Wiedemann K.T. y Wofsy S.C. (2012). Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. *Atmos. Chem. Phys.* 12 (13), 6041-6065. <https://doi.org/10.5194/acp-12-6041-2012>
- Bacardit M. y Camarero L. (2010). Atmospherically deposited major and trace elements in the winter snowpack along a gradient of altitude in the Central Pyrenees : The seasonal record of long-range fluxes over SW Europe. *Atmos. Environ.* 44 (4), 582-595. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.06.022>
- Baker A.R., Thomas M., Bange H.W. y Sánchez E.P. (2016). Soluble trace metals in aerosols over the tropical southeast Pacific offshore of Peru. *Biogeosciences* 13, 817-825. <https://doi.org/10.5194/bg-13-817-2016>
- Banerjee T., Murari V., Kumar M. y Raju M.P. (2015). Source apportionment of airborne particulates through receptor modelling: Indian scenario. *Atmos. Res.* 164-165, 167-187. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.04.017>
- Bazzano A., Soggia F. y Grotti M. (2015). Source identification of atmospheric particle-bound metals at Terra Nova Bay, Antarctica. *Environ. Chem.* 12, 245-252. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1071/EN14185>
- Belis C.A., Larsen B.R., Amato F., Haddad I.E., Favez O., Harrison R.M., Hopke P.K., Nava S., Paatero P., Prévot A., Ulrich Q., Vecchi R. y Viana M. (2013). European guide on air pollution source apportionment with receptor models. Report EUR 26080-EN-C. Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Center, European Commission, 92 pp. <https://doi.org/10.2788/9307>
- Bourgeois Q., Ekman A.M.L. y Krejci R. (2015). Aerosol transport over the Andes from the Amazon Basin to the remote Pacific Ocean: A multiyear CALIOP assessment. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 120 (16), 8411-8425. <https://doi.org/10.1002/2015JD023254>
- Chester R., Nimmo M., Fones G.R., Keyse S. y Zhang Z. (2000). Trace metal chemistry of particulate aerosols from the UK mainland coastal rim of the NE Irish sea. *Atmos. Environ.* 34 (6), 949-958. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00234-4](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00234-4)
- De la Cruz A.R.H., de la Cruz J.K.H., Tolentino D.A. y Gioda A. (2018). Trace element biomonitoring in the Peruvian andes metropolitan region using Flavoparmelia caperata lichen. *Chemosphere* 210, 849-858. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.07.013>
- De la Cruz A.H., Roca Y.B., Suárez-Salas L., Pomalaya J., Tolentino D.A. y Gioda A. (2019). Chemical characterization of PM<sub>2.5</sub> at rural and urban sites around the metropolitan area of Huancayo (Central Andes of Peru). *Atmosphere* 10 (1), 21. <https://doi.org/10.3390/atmos10010021>
- De la Cruz A., Ayuque R.F.O., de la Cruz R.W., López-Gonzales J.L. y Gioda A. (2020). Air quality biomonitoring of trace elements in the metropolitan area of Huancayo, Peru using transplanted *Tillandsia capillaris* as a biomonitor. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 92, 1-17. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202020180813>
- Doherty S.J., Dang C., Hegg D.A., Zhang R. y Warren S.G. (2014). Black carbon and other light-absorbing

- particles in snow of central North America. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 119 (22), 12807-12831. <https://doi.org/10.1002/2014JD022350>
- Dong Z., Kang S., Qin X., Li X., Qin D. y Ren J. (2015). New insights into trace elements deposition in the snowpacks at remote alpine glaciers in the northern Tibetan Plateau, China. *Sci. Total Environ.* 529, 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.05.065>
- Dumont M., Brun E., Picard G., Michou M., Libois Q., Petit J.-R., Geyer M., Morin S. y Josse B. (2014). Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009. *Nature Geoscience* 7 (7), 509-512. <https://doi.org/10.1038/ngeo2180>
- Echalar F., Artaxo P., Vanderlei Martins J., Yamasoe M. y Gerab F. (1998). Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment. *J. Geophys. Res.* 103 (98), 31849-31864. <https://doi.org/10.1029/98JD01749>
- Estevan R., Martínez-Castro D., Suárez-Salas L., Moya A. y Silva Y. (2019). First two and a half years of aerosol measurements with an AERONET sunphotometer at the Huancayo Observatory, Peru. *Atmos. Environ.* X 3, 100037. <https://doi.org/10.1016/J.AEAOA.2019.100037>
- Fernández A. y Mark B.G. (2016). Modeling modern glacier response to climate changes along the Andes Cordillera: A multiscale review. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 8 (1), 467-495. <https://doi.org/10.1002/2015MS000482>
- Flanner M.G., Zender C.S., Randerson J.T. y Rasch P.J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J. Geophys. Res.* 112 (D11), D11202. <https://doi.org/10.1029/2006JD008003>
- Fortner S.K., Berry Lyons W. y Olesik J.W. (2011). Eolian deposition of trace elements onto Taylor Valley Antarctic glaciers. *Appl. Geochem.* 26 (11), 1897-1904. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.06.013>
- Gabrielli P., Cozzi G., Torcini S., Cescon P. y Barbante, C. (2008). Trace elements in winter snow of the Dolomites (Italy): A statistical study of natural and anthropogenic contributions. *Chemosphere* 72 (10), 1504-1509. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2008.04.076>
- He C., Flanner M.G., Chen F., Barlage M., Liou K.-N., Kang S., Ming J. y Qian Y. (2018). Black carbon-induced snow albedo reduction over the Tibetan Plateau: Uncertainties from snow grain shape and aerosol-snow mixing state based on an updated SNICAR model. *Atmos. Chem. Phys.* 18 (15), 11507-11527. <https://doi.org/10.5194/acp-18-11507-2018>
- Kaser G. y Georges C. (1997). Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology* 24, 344-349. <https://doi.org/10.3189/S0260305500012428>
- Kaspari S., Painter T.H., Gysel M., Skiles S.M. y Schwikowski M. (2014). Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. *Atmos. Chem. Phys.* 14 (15), 8089-8103. <https://doi.org/10.5194/acp-14-8089-2014>
- Lawson D.R. y Winchester J.W. (1979). A standard crustal aerosol as a reference for elemental enrichment factors. *Atmos. Environ.* 13, 925-930. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(79\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0004-6981(79)90003-9)
- Lehmann-Konera S., Ruman M., Kozioł K., Gajek G. y Polkowska Ź. (2017). Glaciers as an important element of the world glacier monitoring implemented in Svalbard. En: *Glaciers evolution in a changing world* (Godone D., Ed.). IntechOpen, Londres, Reino Unido, 3-36. <https://doi.org/10.5772/intechopen.69237>
- Li Y., Li Z., Cozzi G., Turetta C., Barbante C., Huang J. y Xiong L. (2018). Signals of pollution revealed by trace elements in recent snow from mountain glaciers at the Qinghai-Tibetan plateau. *Chemosphere* 200, 523-531. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.01.039>
- López-Moreno J.I., Fontaneda S., Bazo J., Revuelto J., Azorín-Molina C., Valero-Garcés B., Morá-Tejeda E., Vicente-Serrano S.M., Zubieta R. y Alejo Cochachin J. (2014). Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global Planet. Change* 112, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.10.010>
- Magalhães N., Evangelista H., Condom T., Rabatel A. y Ginot P. (2019). Amazonian biomass burning enhances tropical Andean glaciers melting. *Sci. Rep.* 9 16914. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53284-1>
- Mancilla Y., Hernández-Paniagua I.Y. y Mendoza A. (2019). Spatial differences in ambient coarse and fine particles in the Monterrey metropolitan area, Mexico: Implications for source contribution. *J. Air Waste Manag. Assoc.* 69 (5), 548-564. <https://doi.org/10.1080/10962247.2018.1549121>
- McConnell J.R. y Edwards R. (2008). Coal burning leaves toxic heavy metal legacy in the Arctic. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 105 (34), 12140-12144. <https://doi.org/10.1073/pnas.0803564105>
- Megido L., Negral L., Castrillón L., Suárez-Peña B., Fernández-Nava Y. y Marañón E. (2017). Enrichment factors to assess the anthropogenic influence on PM10 in Gijón (Spain). *Environ. Sci. Pollut. Res.* 24, 711-724. <https://doi.org/10.1007/s11356-016-7858-8>
- Mihailovic A., Vasic M.V., Ninkov J., Eric S., Ralevic N.M., Nemés T. y Antic A. (2014). Multivariate analysis of metals content in urban snow near traffic lanes in Novi Sad, Serbia. *J. Serb. Chem. Soc.* 79 (2), 265-276. <https://doi.org/10.2298/JSC130311052M>

- Ming, J., Xiao C., Du Z. y Yang X. (2013). An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance. *Adv. Water Res.* 55, 80-87. <https://doi.org/10.1016/J.ADVWA-TRES.2012.05.015>
- Moya-Álvarez A.S., Arredondo R.E. y Yuli-Posadas R.Á. (2017). Determinación de la presencia de partículas (PM<sub>10</sub>) en Perú producidas por quema de biomasa con ayuda de modelos numéricos. *Rev. Int. Contam. Ambient.* 33 (1), 99-108. <https://doi.org/10.20937/RICA.2017.33.01.09>
- Niu H., Kang S., Shi X., Paudyal R., He Y., Li G., Wang S., Pu T. y Shi X. (2017). In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates. *Sci. Total Environ.* 581-582, 848-856. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.01.032>
- Nriagu J.O. (1996). A history of global metal pollution. *Science* 272 (5259), 223-224. <https://doi.org/10.1126/science.272.5259.223>
- Platero I.Y., Estevan R., Moya A. y Yuli R.A. (2018). Determining the desert dust aerosol presence in the Mantaro Valley, Peru. *Opt. Pura Apl.* 51 (3), 1-14. <https://doi.org/10.7149/OPA.51.3.50023>
- Rahn K.A. (1971). Sources of trace elements in aerosols an approach to clean air. Technical report. Department of Meteorology and Oceanography, Michigan University, Ann Arbor, Illinois, 333 pp.
- Sakai H., Sasaki T. y Saito K. (1988). Heavy metal concentrations in urban snow as an indicator of air pollution. *Sci. Total Environ.* 77, 163-174. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0048-9697(88)90053-8)
- Schmitt C.G., All J.D., Schwarz J.P., Arnott W.P., Cole R.J., Lapham E. y Celestian A. (2015). Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the Cordillera Blanca, Peru. *The Cryosphere* 9 (1), 331-340. <https://doi.org/10.5194/tc-9-331-2015>
- Schroeder W., Oliva P., Giglio L. y Csiszar I.A. (2014). The new VIIRS 375 m active fire detection data product: Algorithm description and initial assessment. *Remote Sensing of Environment* 143, 85-96. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.12.008>
- Siudek P., Frankowski M. y Siepak J. (2015). Trace element distribution in the snow cover from an urban area in central Poland. *Environ. Monit. Assess.* 187 (5), 225. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4446-1>
- Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D. y Ngan F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 96 (12), 2059-2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
- Sterle K.M., McConnell J.R., Dozier J., Edwards R. y Flanner M.G. (2013). Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow. *The Cryosphere* 7 (1), 365-374. <https://doi.org/10.5194/tc-7-365-2013>
- Suárez-Salas L., Álvarez Tolentino D., Bendezú Y. y Pomalaya J. (2017). Caracterización química del material particulado atmosférico del centro urbano de Huancayo, Perú. *Rev. Soc. Quím. Perú* 83 (2), 187-199.
- Suyundukov Y.T., Semenova I.N., Khasanova R.F., Rafikova Y.S., Suyundukova M.B., Ilbulova G.R. y Papyan E.E. (2019). Assessment of snow cover pollution of the mining area. *IOP Conf. Ser.-Mat. Sci. Eng.* 663, 012051. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/663/1/012051>
- Toon O.B., McKay C.P., Ackerman T.P. y Santhanam K. (1989). Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *J. Geophys. Res.* 94 (D13), 16287. <https://doi.org/10.1029/JD094iD13p16287>
- Torres C., Suárez L., Schmitt C., Estevan R. y Helmig D. (2018). Measurement of light absorbing particles in the snow of the Huaytapallana glacier in the central Andes of Peru and their effect on albedo and radiative forcing. *Opt. Pura Apl.* 51 (4), 1-14. <https://doi.org/10.7149/OPA.51.4.51004>
- Vasconcelos S.S., Fearnside P.M., Graça P.M.L., Dias D.V. y Correia F.W.S. (2013). Variability of vegetation fires with rain and deforestation in Brazil's state of Amazonas. *Remote Sens. Environ.* 136, 199-209. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2013.05.005>
- Veettil B.K., Wang S., Florêncio de Souza S., Bremer U.F. y Simões J.C. (2017). Glacier monitoring and glacier-climate interactions in the tropical Andes: A review. *J. South Am. Earth Sci.* 77, 218-246. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2017.04.009>
- Viana M., Kuhlbusch T.A.J., Querol X., Alastuey A., Harrison R.M., Hopke P.K., Winiwarter W., Vallius M., Szidat S., Prévôt A., Hueglin C., Bloemen H., Wåhlin P., Vecchi R., Miranda A., Kasper-Giebl A., Maenhaut W. y Hitzenberger R. (2008). Source apportionment of particulate matter in Europe: A review of methods and results. *J. Aerosol Sci.* 39 (10), 827-849. <https://doi.org/10.1016/j.jaerosci.2008.05.007>
- Wang Y., Zhuang G., Zhang X., Huang K., Xu C., Tang A., Chen J., y An Z. (2006). The ion chemistry, seasonal cycle, and sources of PM<sub>2.5</sub> and TSP aerosol in Shanghai. *Atmos. Environ.* 40 (16), 2935-2952. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.12.051>
- Wang X., Doherty S.J. y Huang J. (2013). Black carbon and other light-absorbing impurities in snow across Northern China. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 118 (3), 1471-1492. <https://doi.org/10.1029/2012JD018291>

- Wang X., Pu W., Zhang X., Ren Y. y Huang J. (2015). Water-soluble ions and trace elements in surface snow and their potential source regions across northeastern China. *Atmos. Environ.* 114, 57-65. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.05.012>
- Wedeppohl K.H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 59 (7), 1217-1232. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)
- Wei T., Dong Z., Kang S., Zong C., Rostami M. y Shao Y. (2019). Atmospheric deposition and contamination of trace elements in snowpacks of mountain glaciers in the northeastern Tibetan Plateau. *Sci. Total Environ.* 689, 754-764. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.455>
- Wiscombe W.J. y Warren S.G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. I: pure snow. *J. Atmos. Sci.* 37 (12), 2712-2733. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2)
- Yasunari T.J., Bonasoni P., Laj P., Fujita K., Vuillermoz E., Marinoni A., Cristofanelli P., Duchi R., Tartari, G. y Lau K.-M (2010). Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory-Pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers. *Atmos. Chem. Phys.* 10 (14), 6603-6615. <https://doi.org/10.5194/acp-10-6603-2010>
- Zhang Y., Kang S., Cong Z., Schmale J., Sprenger M., Li, C., Yang W., Gao T., Sillanpää M., Li X., Liu Y., Chen P. y Zhang X. (2017). Light-absorbing impurities enhance glacier albedo reduction in the southeastern Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 122 (13), 6915-6933. <https://doi.org/10.1002/2016JD026397>