

Análisis de la cobertura nival y el albedo y su relación con el fenómeno ENSO y la evolución del permafrost en los estratovolcanes Coropuna y Chachani (Región Arequipa)

Analysis of snow cover and albedo and its relationship to the ENSO phenomenon and the evolution of permafrost in the Coropuna and Chachani stratovolcanoes (Arequipa region)

Rodolfo Domingo Moreno Santillan¹, José Úbeda Palenque², Ramón Pellitero Ondicol³, Luzmila Dávila Roller⁴, Pablo Masías⁵, Joshua Iparraguirre⁵ y Nelson Quispe⁶
rmoreno@conida.gob.pe

1. Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial, Perú
2. Departamento de Geografía. Universidad Complutense de Madrid, España
3. Universidad Nacional de Educación a Distancia, España
4. Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña, Perú
5. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú
6. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Perú

Resumen: La cobertura nival y glaciar de los volcanes Chachani y Coropuna ha experimentado un rápido retroceso en las últimas décadas debido al cambio climático. Este trabajo tiene como objetivo analizar la relación entre la cobertura nival y el albedo en Chachani y Coropuna, y fenómeno El Niño Oscilación Sur (ENSO) mediante imágenes de alta resolución temporal y baja resolución espacial. La técnica desarrollada en el procesamiento de imágenes ha permitido extraer información relacionada con las anomalías de variables climáticas mediante filtros en el dominio temporal y de frecuencia. Los resultados de las correlaciones muestran periodos alrededor de tres años relacionando al fenómeno ENSO con la cobertura nival en las áreas de estudio.

Palabras clave: Cobertura nival, albedo, estacionalidad, anomalía, correlación cruzada wavelet

Abstract: The snow and glacier cover of the Chachani and Coropuna volcanoes has experienced a rapid decline in recent decades due to climate change. This work aims to analyze the relationship between snow cover and albedo in Chachani and Coropuna, and the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon through high temporal resolution and low spatial resolution images. The technique developed in image processing has made it possible to extract information related to the anomalies of climatic variables through filters in the time and frequency domain. The results of the correlations show periods of around three years relating the ENSO phenomenon to snow cover in the study areas.

Key-words: Snow cover, albedo, stationarity, anomaly, wavelet cross-correlation

Introducción

Los glaciares tropicales son fuentes de reserva de agua, importante para las actividades económicas la población humana y ecosistemas, que depende en gran medida del agua de deshielo de los glaciares (Mark et al., 2013). Es conocido que el 99% de los glaciares tropicales se encuentran en los Andes y el 71% de ellos están ubicados en Perú (Kaser, 1999). Siguiendo una tendencia global, los glaciares tropicales han mostrado un retroceso acelerado desde mediados de la década de 1970 (Change, 2007). En Perú, alrededor de 18 grandes áreas glaciares cubrieron un área de 2,041 km² (1970), que se ha reducido a 1,595 km² a mediados de 1997, lo que significa que en tan sólo 27 años se perdió el 21,8% de los glaciares (Pouyaud, et al. 2003). Observándose que desde dicho periodo el fenómeno El Niño es más frecuente (Villanueva, 2011). Muchas cuencas hidrográficas revestidas por glaciares han experimentado un aumento de la escorrentía en los últimos años. Los glaciares y recursos hídricos ubicados por debajo de los 5.500 msnm probablemente desaparecerán en 20 o 30 años (Pouyaud, et al. 2003).

El Niño-Oscilación del Sur o ENSO (El Niño-Southern Oscillation, por su sigla en inglés) es un patrón climático compuesto por la oscilación de los parámetros meteorológicos del Océano Pacífico Ecuatorial. El fenómeno El Niño se caracterizan por un comportamiento inusual de las temperaturas cálidas de los océanos (Wolter y Timlin, 2011), el cual afectan el clima global y en consecuencia los glaciares tropicales que son catalogados como indicadores sensibles al cambio climático (Kaser y Osmaston, 2002; Francou et al., 2004).

La teledetección es una técnica utilizada en la adquisición de información a pequeña o gran escala de un objeto o fenómeno utilizando un instrumento de exploración o sensor que no está en contacto directo con el objeto o fenómeno (Hall, 2010). Con esta técnica es posible obtener imágenes de grandes extensiones de la superficie terrestre y discriminar la nieve y el hielo de otro tipo de superficie con el fin de estimar la superficie nival (Dietz et al., 2012).

Muchos estudios relacionados en la estimación del área nival fueron realizados con imágenes satelitales con sensores ópticos en temporada seca por encontrarse el cielo libre de nubes, esto es debido que en temporada humedad, la cobertura de nubes impide a los sensores obtener imágenes de la cobertura nival. En consecuencia, la información disponible del comportamiento del glaciar está limitado por una serie discreta anual de imágenes (Durán-Alarcón, et al., 2015; López-Moreno et al., 2014; Poveda y Pineda, 2009). Este inconveniente puede ser superado utilizando imágenes de resolución temporal diaria, debido a que, la probabilidad de obtener información del glaciar, tanto en temporada seca como en húmeda es mucha más alta, pero con el inconveniente de perder nivel de detalle en las imágenes.

Este trabajo tiene como objetivo analizar la estacionalidad y la anomalía de la cobertura nival y albedo en Chachani y Coropuna, así como su relación con el ENSO. Imágenes diarias de cobertura nival y albedo del producto MOD10A1 del sensor Moderate-Resolution Imaging

Spectroradiometer o MODIS a bordo del satélite Terra y el Índice Niño Oceánico u ONI (The Oceanic Niño Index, por su sigla en inglés) fueron utilizados en esta investigación. Las imágenes diarias de cobertura nival y albedo (MOD10A1) son reducidas a datos mensuales y filtrados en el dominio temporal con el filtro Savitzky-Golay. La estacionalidad y la anomalía son separadas de las series temporales mensuales utilizando la transformada de Fourier en el espectro de frecuencia.

Finalmente, las anomalías de cobertura nival y albedo son correlacionadas con ONI mediante la correlación cruzada Wavelet obteniendo el espectro de potencia y global. Los resultados de estacionalidad del albedo y cobertura nival son coincidentes con las temporadas secas y húmedas en las zonas de estudio donde la tendencia de retroceso glaciar del Coropuna es más pronunciada que el Chachani. Los espectros de correlación Wavelet de potencia y global muestran alta correlación cerca al periodo anual y tres años, con influencia en el crecimiento de la cobertura nival de corta duración durante la fase de La Niña y neutral en temporada húmeda y decaimiento rápido de la cobertura nival después la fase de El Niño.

Metodología

- **Áreas de estudio**

Las áreas de estudios están ubicadas en los volcanes Chachani y Coropuna en altitudes mayores de 4.500 metros (Figura 1), teniendo en cuenta que la cota de 5.100 ha sido propuesta como límite inferior del permafrost (Yoshikawa et al. 2020). El volcán Chachani está ubicado en el límite septentrional de la ciudad de Arequipa y tiene una altitud de 6.057m coincidente con el nivel de las nieves perpetuas (snowline). Por ese motivo, a pesar de su considerable elevación, la nieve no es permanente en el área de cumbres del Chachani. Por su parte, el volcán Coropuna está a 130 km al noreste de la ciudad de Arequipa, tiene una altitud de 6377m y su área de cumbres está cubierta por el mayor glaciar tropical del mundo, con una extensión mayor a 40 km² (Ubeda et al. 2018).

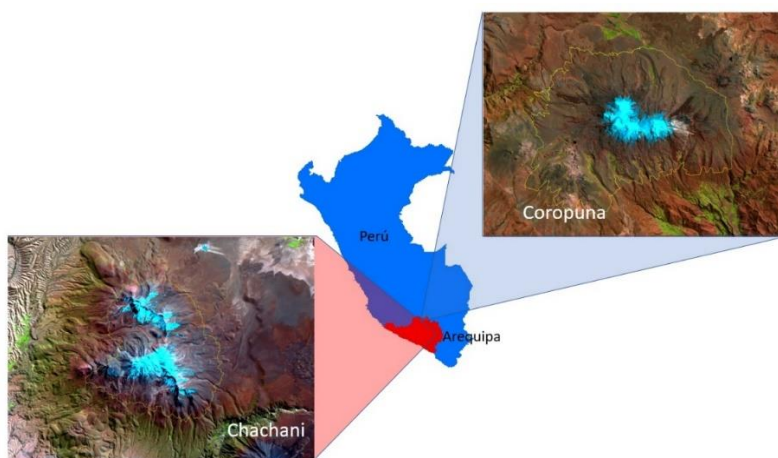


Figura 1. Mapa de referencia de ubicación de los volcanes Chachani y Coropuna.

- **Descripción de los datos**

Para la presente investigación se utilizó el producto MOD10A1 (v06) de la cobertura de nieve y albedo diario, así como datos para la evaluación de calidad (QA) de la información, obtenidos del sensor MODIS del Satélite Terra (<https://nsidc.org/data/explore-data>). El producto MOD10A1 tiene cuatro bandas como son la extensión de la cobertura nival, calidad de los datos, los indicadores de los bits del algoritmo y albedo, (Riggs y Hall, 2015). Las cuadrículas (aproximadamente de 1200 x 1200 km de extensión) seleccionadas para el área de estudio con el producto MOD10A1 fueron h10-v10 y h11-v10 con 500m de resolución espacial. Los datos de cobertura nival y albedo en unidades porcentuales (%) con respecto a la superficie de cada pixel (250.000m²). La extensión de la cobertura nival del producto MOD10A1 está basada en la relación lineal entre el NDSI calculada a partir de la reflectancia de las bandas B4 (0.555 μm) y B6 (1.640 μm) de MODIS y la cobertura de nieve obtenidas con imágenes Landsat (Salomonson y Appel, 2004). El albedo del producto MOD10A1 está basado en la Función de Distribución de Reflectancia Bidireccional, las características de la cobertura terrestre y modelos elevación digital (Strahler y Muller, 1999). También datos mensuales del Índice Oceánico el Niño 3+4 (ONI) fueron usados en la investigación. (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/>). Este índice es calculado mediante un promedio móvil de tres meses de las anomalías de temperatura superficial del mar a partir del producto ERSST.v5 SST en la zona (5°N-5°S, 120°-170°O) conocida como la región Niño 3+4. (Huang et al, 2017).

- **Procesamiento**

Los pixeles de las imágenes diarias de cobertura nivel $I_C(i, j, t)$ y albedo $I_A(i, j, t)$ desde 2001 hasta 2021 del producto MOD10A1 son reducidas a promedios mensuales (I_C y I_A son reemplazadas por $I(i, j, t)$), donde los pixeles fueron seleccionados usando los datos de calidad $QA(i, j, t)$, obtenido una serie temporal (3D) de imágenes mensuales $I(i, j, t)$. Esta serie 3D es transformada a una serie temporal $f'(t)$ de promedio mensual (2D) usando una máscara $M(i, j)$ de la zona de estudio definida para una altitud mayor de 4.500m y el número de pixeles validos mensuales $V(t)$. La máscara de la zona de estudio está definida por:

$$M(i, j) = \begin{cases} 1 & \text{if } zona \\ 0 & \text{if } No\ zona \end{cases}$$

Los pixeles validos $V(t)$ son obtenidos a partir de los datos de $QA(i, j, t)$ y la zona de estudio definida por la máscara $M(i, j, t)$. Los pixeles validos $V(t)$ está definido por:

$$QA(i, j, t) = \begin{cases} 1 & \text{if } Valido \\ 0 & \text{if } No\ Valido \end{cases}$$

$$V(t) = \sum_{i=0}^P \sum_{j=0}^R QA(i, j, t) * M(i, j)$$

Donde P y R es el número de filas y columnas de la imagen. La serie temporal mensual $f'(t)$ está definida por:

$$f'(t) = \frac{1}{V(t)} \sum_{i=0}^P \sum_{j=0}^R I(i, j, t) * M(i, j)$$

En el caso de la serie temporal de $I(i, j, t)$ porcentual de la cobertura nival es multiplicada por $0.25 \times 10^{-2} km^2$ para obtener la serie temporal de cobertura nival en kilómetros cuadrados.

$$f'(t) = 0.25 \times 10^{-2} \frac{1}{V(t)} \sum_{i=0}^P \sum_{j=0}^R I(i, j, t) * M(i, j)$$

El ruido de $f'(t)$ fue eliminado aplicando el filtro Savitzky-Golay obteniendo las series $f(t)$. La estacionalidad $s(t)$ y la anomalía $a(t)$ en la serie $f(t)$ temporal son separadas filtrando las series temporales en el dominio de frecuencia mediante el filtro $H(\omega)$ y la transformada de Fourier. El filtro $H(\omega)$ está definido por:

$$H(\omega) = \begin{cases} 1 & \text{si } \omega = 0 \text{ y } 1 \\ 0 & \text{si } \omega \neq 0 \text{ y } 1 \end{cases}$$

Donde la frecuencia cero representa el promedio y uno la componente anual respectivamente. La estacionalidad $s(t)$ fue obtenida empleado la siguiente ecuación:

$$s(t) = \mathfrak{F}^{-1}[\mathfrak{F}[f(t)]H(\omega)]$$

Donde los operadores \mathfrak{F} y \mathfrak{F}^{-1} son las transformadas directa e inversa de Fourier respectivamente. Por otra parte, la anomalía se calcula como la diferencia entre la serie temporal $f(t)$ y la estacionalidad $s(t)$.

$$a(t) = f(t) - s(t)$$

La transformada Wavelet fue aplicada a la anomalía $a(t)$ para obtener el espectro de potencia y el espectro global. La correlación entre las anomalías de la cobertura de nieve de Chachani y Coropuna y el índice oceánico el Niño fue calculado mediante una correlación cruzada Wavelet. (Figura 2).

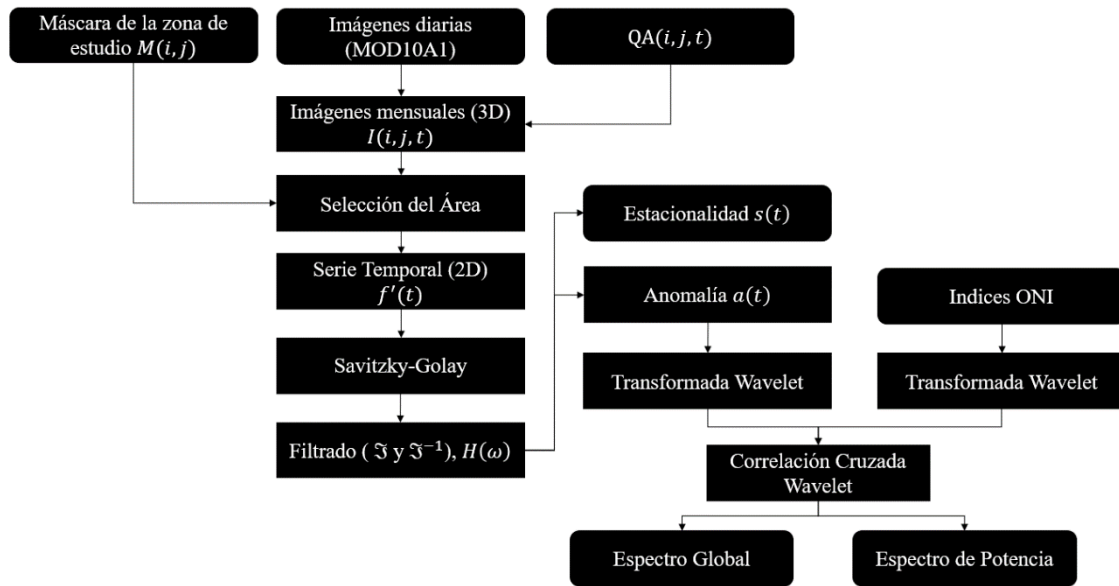


Figura 2. Flujo de procesamiento de las imágenes MOD10A1 para obtener el espectro global y de potencia de las correlaciones entre las anomalías de cobertura nival, albedo y ONI.

Resultados y Discusión

La estacionalidad de la cobertura nival de Chachani es máxima (28 km^2) en abril y mínimo (8 km^2) en octubre, el albedo es máximo (36%) en el mes de febrero con mínimo de 20 en agosto (Figura 3). La estacionalidad del Coropuna tiene una cobertura nival máxima (160 km^2) en abril y mínima (84 km^2) en octubre y el albedo es máximo (42%) en marzo y mínimo (33%) en septiembre (Figura 4).

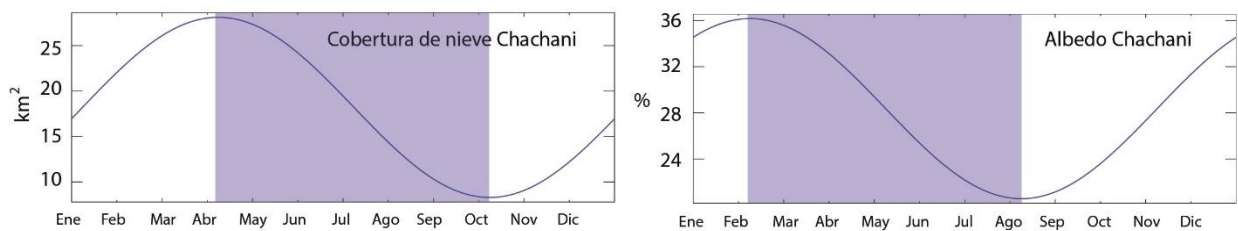


Figura 3. Estacionalidad de la Cobertura nival y albedo en el volcán Chachani

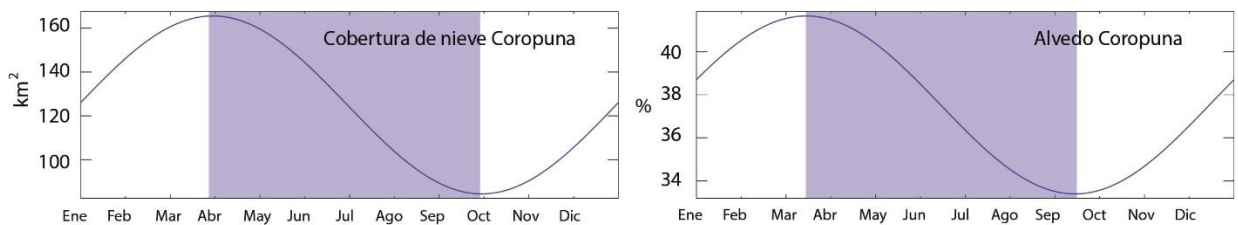


Figura 4. Estacionalidad de la Cobertura nival y albedo en el volcán Coropuna

Tomado el periodo 2001-2021 la tendencia de las series temporales de cobertura nival del Chachani (388-0.18T) y Coropuna (962-0.42T). Observando que el Coropuna tiene una tendencia más pronunciada que el Chachani (Figura 5).

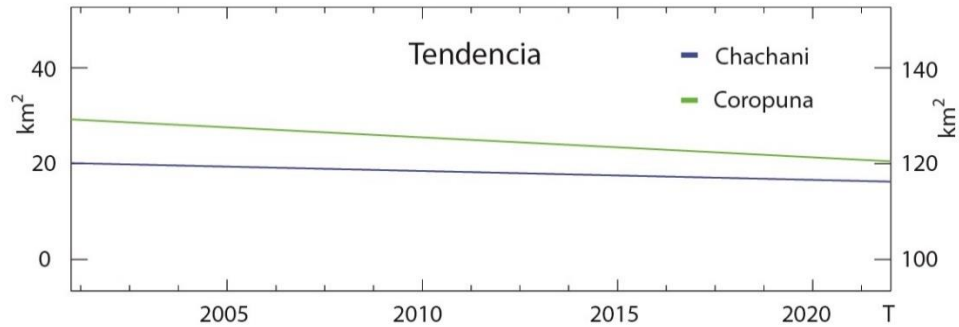


Figura 5. Tendencias de las series temporales de Chachani y Coropuna.

La serie temporal del índice ONI entre el intervalo 2001 y 2021 tiene una media -0.03 y una desviación estándar de 0.79 donde los valores ≥ 0.76 se consideran como ENSO+ (El Niño), los valores comprendidos entre 0.76 y $-0,82$ como fase neutra y los valores $\leq -0,82$ como fase ENSO- (La Niña, Figura 6).

Según esta definición, en la Figura 6A se pueden observar el fenómeno El Niño durante el intervalo 2002-2003 (indicado como E1) así como la correlación cruzada wavelet de ONI con Chachani y Coropuna (Figura 6C y 6E) que parece relacionada con una periodicidad cerca al anual. Además, la cobertura nival de Chachani y Coropuna presentan similar comportamiento durante el periodo E1 (Figura 6B y 6D).

Durante el intervalo 2007 al 2013 se observa dos eventos de la Niña y uno del Niño (Figura 6A) con fases neutrales (indicado como E2) durante las que la cobertura nival de Chachani y Coropuna se incrementan durante los periodos de La Niña y neutral mostrando un marcado retroceso después del El Niño, con valores menores a la estacionalidad de la cobertura nival (Figura 6B y 6D). En este intervalo (E2) la cobertura nival de Chachani tiene alta correlación con ONI en periodos 1.44 años (potencia fuerte) y 2.93 años (potencial débil, Figura 6C). Mientras tanto, en el caso de Coropuna muestra correlación nival con ONI en periodos de 1.32 años (potencia fuerte) y 2.99 años (potencia media, Figura 6E).

El intervalo 2014-2016 (indicado en E3), la serie temporal de ONI se caracteriza por iniciar en la fase neutra creciente hasta llegar a la fase el Niño y decrecer hasta la fase neutra. Durante este intervalo, ONI muestra una fuerte correlación con la cobertura nival de Chachani en el periodo de 1.44 años (potencia fuerte).

La serie temporal ONI correspondiente al intervalo 2015 y 2020 se inicia con EL Niño hasta decrecer y mantenerse en fase neutral (indicado en E4). En este intervalo, la cobertura nival del Coropuna está correlacionada al ONI en el periodo de 1.32 años (potencia fuerte) y 2.99 años (potencia media) en el cual se puede observar valores menores de cobertura nival con respecto a su estacionalidad en temporadas secas y con cortos periodos de alta cobertura en temporada húmeda (Figura 6E).

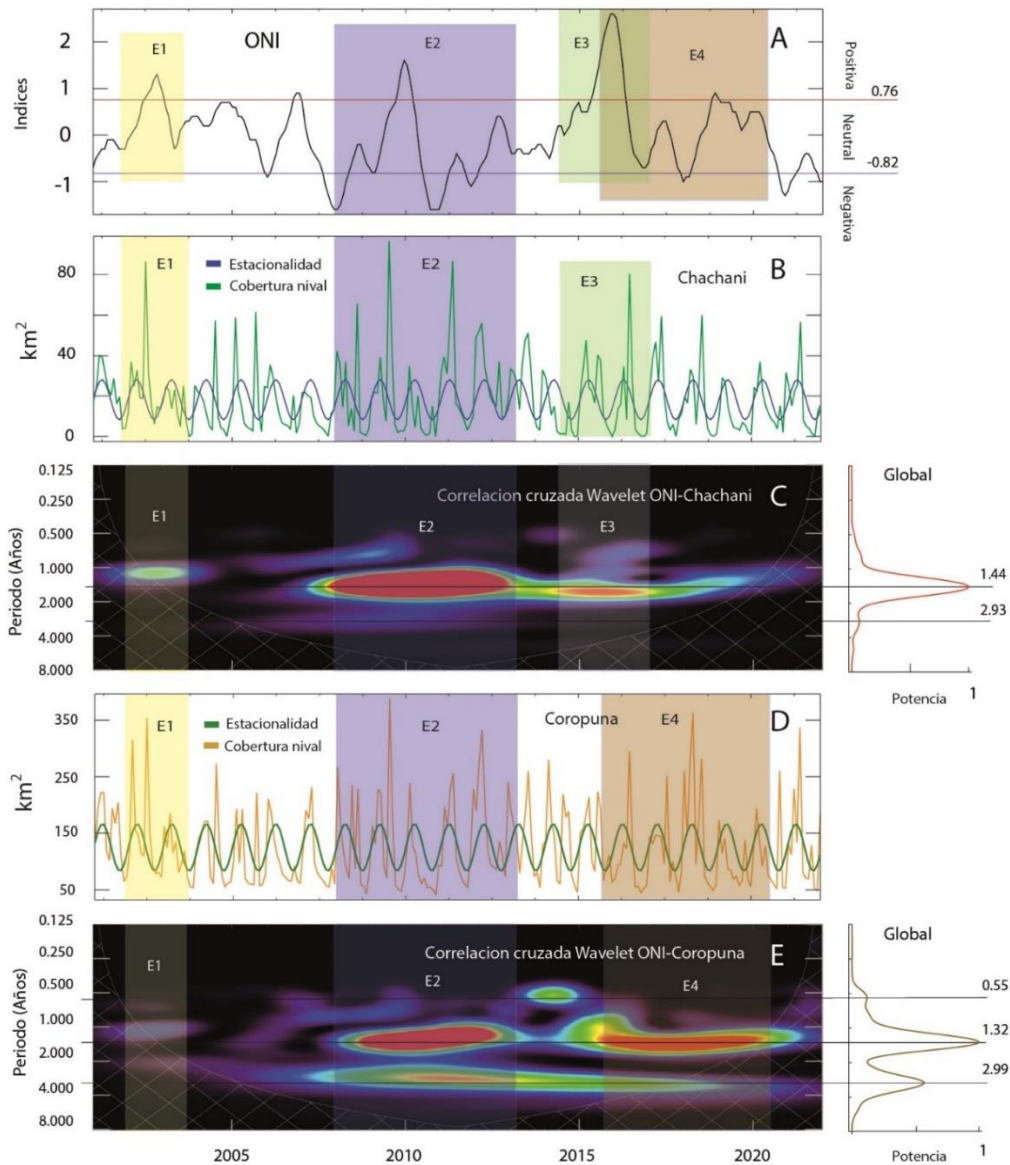


Figura 6. Series temporal ONI (A), cobertura nival y estacionalidad en el Chachani (B), Espectro de correlación wavelet y global entre ONI y la cobertura nival de Chachani (C), cobertura nival y estacionalidad en el Coropuna (D), Espectro de correlación wavelet y global entre ONI y la cobertura nival de Coropuna (E).

Referencias bibliográficas:

Change, I. C. (2007). The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 2007.

Dietz, A. J., Kuenzer, C., Gessner, U., & Dech, S. (2012). Remote sensing of snow—a review of available methods. *International Journal of Remote Sensing*, 33(13), 4094-4134.

Durán-Alarcón, C., Gevaert, C. M., Mattar, C., Jiménez-Muñoz, J. C., Pasapera-Gonzales, J. J., Sobrino, J. A., y Santillan-Portilla, N. (2015). Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery. *Journal of South American Earth Sciences*, 59, 19-26.

Francou, B., Vuille, M., Favier, V., & Cáceres, B. (2004). New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0 28' S. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D18).

Hall, O. (2010). Remote sensing in social science research. *The open remote sensing journal*, 3(1)

Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H. y Zhang, H. M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179-8205.

Kaser, G. (1999). A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 93-103.

Kaser, G., & Osmaston, H. (2002). *Tropical glaciers*. Cambridge University Press.

Mark, B. G., Bury, J., McKenzie, J. M., French, A., & Baraer, M. (2013). Climate change and tropical Andean glacier recession: Evaluating hydrologic changes and livelihood vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru. In *Geography of Climate Change* (pp. 87-98). Routledge.

López-Moreno, J. I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., ... & Alejo-Cochachín, J. (2014). Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global and Planetary Change*, 112, 1-11.

Pouyaud B., Yerren. J., y Zapata. M., (2003). Glaciares y recursos hídricos en la cuenca del Rio Santa. Huaraz-Perú.

Poveda, G., & Pineda, K. (2009). Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: Are they bound to disappear during the 2010–2020 decade?. *Advances in Geosciences*, 22, 107-116.

Riggs, G. A., Hall, D. K., & Román, M. O. (2015). MODIS snow products collection 6 user guide. National Snow and Ice Data Center: Boulder, CO, USA, 66.

Salomonson, V. V., y Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote sensing of environment*, 89(3), 351-360.

Strahler, A. H., Muller, J., Lucht, W., Schaaf, C., Tsang, T., Gao, F., Xiaowen L., y Barnsley, M. J. (1999). MODIS BRDF/albedo product: algorithm theoretical basis document version 5.0. MODIS documentation, 23(4), 42-47.

Úbeda, J., Bonshoms, M., Iparraguirre, J., Sáez, L., De la Fuente, R., Janssen, L., Vasquez P., Concha R., y Masías, P. (2018). Prospecting glacial ages and Paleoclimatic reconstructions Northeastward of Nevado Coropuna (16 S, 73 W, 6377 m), arid tropical Andes. *Geosciences*, 8(8), 307.

Villanueva R. R. (2011). Los Impactos del Cambio Climático en las Funciones Hidrológicas en la Cuenca del Río Santa, Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza, (UICN SUR).

Vignon, F. (2002). Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa. DED Report, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *International Journal of Climatology*, 31(7), 1074-1087.

Yoshikawa, K., Úbeda, J., Masías, P., Pari, W., Apaza, F., Vasquez, P., Ccallata, B., Concha Niño de Guzmán, R., Luna, G., Iparraguirre, J., Ramos, I., De la Cruz, G., Cruz, R., Pellitero, R., Bonshoms, M. (2020). Current thermal state of permafrost in the southern Peruvian Andes and potential impact from El Niño–Southern Oscillation (ENSO). *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(4), 598-609.