

Un análisis comparativo del retroceso glaciar en los Andes Tropicales usando teledetección

Bijeesh Kozhikkodan Veetil^{1,5} bijeesh.veetil@ufrgs.br ; Sebastián Felipe Ruiz Pereira²; Shanshan Wang³; Pedro Teixeira Valente⁵; Atilio Efraim Bica Grondona^{1,6}; Adriana Coromoto Becerra Rondón¹; Isabel Cristiane Rekowsky¹; Sergio Florêncio de Souza¹; Nilceia Bianchini⁴; Ulisses Franz Bremer^{1,5}; Jefferson Cardia Simões⁵

RESUMEN

En este trabajo de investigación se analizó el comportamiento de los glaciares de los Andes Tropicales en un clima cambiante; para esto se emplearon imágenes satelitales multispectrales de diversas fuentes en conjunto con datos meteorológicos. El estudio se enfocó en glaciares representativos de cuatro zonas climáticas diferentes, a saber: trópicos interiores, trópicos exteriores húmedos del norte, trópicos exteriores húmedos del sur y trópicos exteriores secos. Se calcularon los cambios en la línea de nieve máxima anual para el periodo de 1985 - 2015, y también los cambios decenales en el área entre 1975 y 2015. Adicionalmente, se analizó la tasa de retroceso de los glaciares durante la ocurrencia de El Niño - Oscilación del Sur y la Oscilación Decenal del Pacífico. Se observó que los glaciares tanto de los trópicos interiores como de los trópicos exteriores se sometieron a retroceso durante todo el periodo de estudio, con énfasis entre 1975 y 1997, lapso coincidente con el periodo de calentamiento del Pacífico. Se observaron variaciones excepcionales en la altitud de la línea de nieve cuando se produce un evento de El Niño durante la fase cálida de la Oscilación Decadal del Pacífico. Se observó que no hay señales significativas del hiato reciente en el calentamiento global, excepto en los trópicos exteriores secos, localizados cerca de la región subtropical.

Palabras Clave: Andes Tropicales, trópicos interiores, trópicos exteriores, línea de nieve, ENOS, retroceso glaciar.

A comparative analysis of glacier retreat in the Tropical Andes using remote sensing

ABSTRACT

In this research paper, we analysed the behaviour of Tropical Andean glaciers in a changing climate. We used multi-source satellite images as well as meteorological datasets to achieve this objective. Representative glaciers in four different climatic zones, namely the inner tropics, northern wet outer tropics, southern wet outer tropics and dry outer tropics, were considered in this study. Changes in annual maximum snowline during 1985 - 2015 and also the decadal changes in the area between 1975 and 2015 of these glaciers were calculated. Furthermore, we analysed the rate of glacier retreat during the occurrence of El Niño–Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation. It is observed that the glaciers in both the inner and outer tropics underwent retreat during the study period and most of this retreat occurred during 1975 - 1997 which is parallel with the so-called Pacific shift. Exceptional variations in snowline altitude were observed when an El Niño event occurs during the warm phase of the Pacific Decadal Oscillation. No significant signals of the recent hiatus in global warming were observed, except in the dry outer tropics which are situated near the subtropical region.

Keywords: Tropical Andes, inner tropics, outer tropics, snowline, ENSO, glacier retreat.

Recibido el 25 de mayo de 2016; aceptado el 21 de junio de 2016.

- 1 Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - CEP SRM, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre, Brasil. Av. Bento Gonçalves, 9500 - Campus do Vale. CEP: 91501-970- Porto Alegre - RS - Brasil.
- 2 Dirección de Programas Antárticos, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile.
- 3 Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province and Key Open Laboratory of Arid Climate Change and Disaster Reduction of CMA, Institute of Arid Meteorology CMA, Lanzhou, China.
- 4 Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano/EMPLASA Rua Boa Vista 170, Centro, São Paulo, Brasil.
- 5 Centro Polar e Climático-CPC, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- 6 Faculdade de Tecnologia/FTEC, Porto Alegre, Brasil.

INTRODUCCIÓN

Los glaciares de montaña de la región tropical son extremadamente sensibles a las fluctuaciones ambientales (HASTENRATH 1994). Las condiciones climáticas en estas regiones favorecen la ablación a lo largo de todo el año en el frente glaciar (FRANCOU *et al.* 2004), generando así una respuesta compleja de estos a las variaciones climáticas (OERLEMANS 1989). El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC) ha reconocido el papel de los glaciares de montaña como indicadores principales del cambio climático (LEMKE *et al.* 2007), debido al rápido tiempo de respuesta, a la sensibilidad a las variaciones climáticas y a los cambios fácilmente observables en su balance de masa. BRADLEY *et al.* (2006) proyectan un aumento de la temperatura en torno a 4°C en altitudes superiores a 4000 m.s.n.m. para el siglo XXI. Estudios recientes han demostrado que los glaciares tropicales de los Andes están retrocediendo a un ritmo alarmante. El estudio del cambio climático en los Andes Tropicales utilizando glaciares como indicadores indirectos de tales variaciones ha sido discutido por muchos investigadores recientemente (VUILLE *et al.* 2008a; JOMELLI *et al.* 2009; VEETIL *et al.* 2014, 2015, 2016a, 2016b). El retroceso discontinuo de los glaciares andinos tropicales desde la Pequeña Edad de Hielo (PEH) en Ecuador, Perú y Bolivia provee una estimación de las fluctuaciones climáticas desde principios del siglo XVII (VUILLE *et al.* 2008). En un estudio reciente, SCHAUWECKER *et al.* (2014) observaron un aumento en la temperatura del aire de aproximadamente 0,31°C/década entre 1969 y 1998 y 0,13°C/década de 1983 y 2012 en la Cordillera Blanca de Perú. Este pequeño descenso en el ritmo de calentamiento en las últimas décadas es más visible cerca de la costa del Pacífico mientras que regiones de gran elevación en los Andes tropicales siguen en aumento (VUILLE *et al.* 2015). Esta observación realizada por VUILLE *et al.* (2015) está

asociada al fenómeno conocido como el calentamiento dependiente de la elevación (*Elevation Dependent Warming - EDW*) durante las últimas décadas (PEPIN *et al.* 2015). Un aumento excepcional de la humedad, que es una de las causas de EDW, ha sido observado recientemente en el sur de la Cordillera Blanca por VEETIL *et al.* (2016b). Se puede argumentar que si el aumento de la humedad en las montañas occidentales relativamente secas es alto, entonces la región húmeda de la cordillera oriental cerca de la cuenca del Amazonas puede ser más susceptible a EDW.

Más del 80% del suministro de agua potable de las poblaciones en las zonas tropicales y subtropicales áridas/semiáridas proviene de los glaciares de montaña (MESSERLI 2001; VUILLE *et al.* 2008a) y más del 95% de todos los glaciares tropicales están situados en América del Sur, cubriendo estos una superficie aproximada a los 2758 km² (KASER 1999). Durante la estación seca, los países andinos, en especial las zonas más pobladas de Bolivia y Perú, dependen del agua procedente de las cuencas glaciares. Por lo tanto, los glaciares tropicales sirven como amortiguadores críticos de precipitación muy estacional y proporcionan agua para uso doméstico, agrícola o industrial, en ausencia o disminución de las lluvias (VUILLE *et al.* 2008b). Si estos glaciares desapareciesen para siempre, habría consecuencias graves en la disponibilidad de agua para una gran población. Otro problema asociado con el retroceso de los glaciares en los Andes Tropicales, es la formación y la expansión de los lagos glaciares, especialmente en las montañas de las cordilleras Blanca y Oriental localizadas en Perú y Bolivia. La formación y expansión de los lagos glaciares aumenta el riesgo de inundaciones debido a la falta de represas; la posibilidad de tal evento depende de la altura, del área y del volumen de lagos glaciares y de la resistencia natural de las paredes laterales. Deslizamientos, caída de rocas y cascadas de hielo en los lagos glaciares pueden

desencadenar vaciamientos abruptos de lagos glaciares (*Glacial Lake Outburst Flood* - GLOF). Por ejemplo, el GLOF de Lago N° 513 en Chucchún Valle en la Cordillera Blanca en Perú en 2010 se debió a las avalanchas de rocas y hielo cubierto de Nevado Hualcán (VILÍMEK *et al.* 2015). CHEVALLIER *et al.* (2011) han definido tres posibles causas de inundaciones de este tipo en Perú: (1) el aumento del flujo debido a la fusión de los glaciares y el aumento de la presión hidrostática sobre la presa de morrena, (2) hielo y roca que caen en lagos debido a las avalanchas creando así ondas de choque que pueden iniciar desbordamiento y ruptura repentina de las presas/embalses de la morrena, (3) deslizamientos de rocas debido al retroceso de los glaciares. La actividad sísmica que prevalece en las sierras andinas también puede aumentar la probabilidad de inundaciones de este tipo en la región.

En las últimas décadas, el conocimiento de las fluctuaciones glaciales ha mejorado significativamente debido a la comprensión de la relación entre el clima moderno y los glaciares y también debido a la rápida evolución de tecnologías y conceptos en paleoclimatología (SOLOMINA *et al.* 2008). Las imágenes satelitales permiten evidenciar fenómenos asociados al calentamiento global, tales como el aumento del nivel del mar, el retroceso de los glaciares y aceleración de la pérdida de hielo en regiones costeras (BENN & EVANS 1998). El campo de teledetección ha crecido a lo largo de los años en variedad y sofisticación para el monitoreo de la superficie de la Tierra (REES 2006). A veces, la teledetección mediante fotografías aéreas (JORDAN *et al.* 2005) y/o imágenes de satélite es el único método disponible para estudiar los glaciares, sobre todo debido a la falta de acceso a zonas remotas (BOLCH & KAMP 2006). Las imágenes de satélite se pueden utilizar para monitorear la extensión de los glaciares, que es un buen sustituto para el estudio de los cambios de balance de masa para mucho tiempo

(HALL *et al.* 1987; PAUL 2000; SILVERIO & JAQUET 2005). La experiencia de incluir/borrar un píxel en clase glaciar decidirá la exactitud de mapeo glaciar (WILLIAMS *et al.* 1997). SURAZAKOV & AIZEN (2006) utilizaron con éxito una combinación de imágenes SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) y otros datos topográficos generados a partir de modelos digitales de elevación (MDE) para la estimación de la variación del volumen de los glaciares. La pérdida de masa de los glaciares y la elevación está en relación inversa, cuanto mayor sea la altitud, menor será la pérdida de masa (RABATEL *et al.* 2013).

En escalas interanuales, una fracción significativa de la variabilidad de las lluvias en los Andes Tropicales se relaciona con la aparición de El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) (VUILLE & BRADLEY 2000; VEETTIL *et al.* 2014, 2015, 2016a, 2016b), que es una de las fuentes importantes de la variabilidad interanual del clima en la Tierra. Los años de El Niño se asocian generalmente con condiciones calientes y secas, mientras que años de La Niña se asocian con condiciones de frío y humedad en el altiplano andino, sin embargo, las características climáticas de ambos fenómenos no son uniformes en los Andes tropicales (RABATEL *et al.* 2013). Los Andes Tropicales (entre 10°N y 16°S) son el conjunto de sitios adecuados para el estudio de la influencia del cambio climático en los glaciares tropicales. Estos glaciares están sujetos a variaciones de temperatura diarias mayores que las variaciones de temperaturas anuales. La precipitación, es una de las variables que determinan el crecimiento y retroceso de los glaciares, especialmente en las regiones tropicales y por lo tanto es importante entender cómo varía la precipitación en la región andina. Es necesario también tener en cuenta que la precipitación cerca de la cuenca del Amazonas es mayor que la precipitación cerca del Pacífico. Se ha encontrado que anomalías de temperatura y precipitación

asociadas con ENOS se debilitan hacia el altiplano (GARREAUD 2009). Se ha estudiado igualmente que El Niño - Oscilación del Sur y otros fenómenos globales, como la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) influyen latitudinalmente en el clima andino (GARREAUD *et al.* 2009). La ODP es un índice del clima sobre la base de las variaciones en la temperatura superficial de océano (*Sea Surface Temperature* - SST) en el Pacífico Norte de agua cálida (índice positivo) y regímenes fríos (índice negativo) (MANTUA *et al.* 1997). Estos regímenes pueden persistir por décadas, habiéndose interrumpido tales ciclos desde 1998.

El objetivo de este estudio es comprender la relación entre las interacciones océano-atmosféricas y las fluctuaciones de los glaciares en los Andes Tropicales. Para lo cual fue necesario: (1) calcular las variaciones en la altitud de línea de nieve (ALN) y los cambios decenales en el área de los glaciares andinos en los trópicos interiores y trópicos exteriores mediante teledetección; (2) estimar la teleconexión entre la ocurrencia de El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) y las variaciones en las altitudes de la línea de nieve; (3) identificar las anomalías en la temperatura, la precipitación y la humedad a lo largo de los Andes Tropicales; (4) relacionar el comportamiento diferencial, si lo hay, entre los glaciares en los trópicos interiores y trópicos exteriores con la variabilidad del ENOS y las anomalías de temperatura y precipitación; y (5) estimar la influencia de la ODP sobre los efectos de ENOS en las variaciones de la ALN en los Andes Tropicales

ÁREA DE ESTUDIO Y CONDICIONES CLIMÁTICAS

La zona tropical de Sudamérica se puede dividir en dos sub-áreas basándose en las características de precipitación y la ubicación geográfica: los trópicos interiores

(Venezuela, Colombia y Ecuador), donde la ablación y acumulación de los glaciares ocurren simultáneamente en todo el año, sin estacionalidad de las precipitaciones (VEETTIL *et al.* 2014); y los trópicos exteriores (Perú, Bolivia y el norte de Chile), donde la estación seca se produce de mayo a septiembre, con condiciones subtropicales y la estación lluviosa de octubre a marzo, con prevaencia de condiciones tropicales (VEETTIL *et al.* 2015, 2016b); en esta última ocurre una acumulación notable sólo durante la temporada de lluvias (JOMELLI *et al.* 2009). SAGREDO & LOWELL (2012) clasificaron los Andes en siete grupos climáticos, con base en el análisis estadístico de tres variables climáticas (temperatura, lluvia y humedad) y en un número seleccionado de glaciares con geometría simple. Tres de los siete grupos definidos en esta clasificación pertenecen a los Andes Tropicales: los trópicos interiores (Venezuela, Colombia y Ecuador), los trópicos exteriores húmedos (cordilleras Occidental Norte y Central de Chile y cordilleras orientales de Perú y Bolivia), y los trópicos exteriores secos (cordilleras occidentales de Bolivia, sur de Perú y norte de Chile) (Fig. 1). En los trópicos interiores, la temperatura y la elevación de la isoterma 0°C varían poco a lo largo del año (KLEIN *et al.* 1999), la acumulación y ablación se producen durante todo el año. Aunque la lluvia se produce durante todo el año, existen dos máximos de precipitación durante marzo-abril y octubre, y un mínimo entre junio y agosto en esa región. La línea de nieve en esta región oscila entre 4500 y 5000 m.s.n.m. Los trópicos exteriores húmedos, donde la cota de nieve se sitúa ~5000 m.s.n.m., se pueden dividir en dos grupos, como trópicos exteriores húmedos del norte (Cordillera Occidental del norte de Perú) y como trópicos exteriores húmedos del sur (Cordillera Oriental de Perú y Bolivia), con base principalmente en características de la precipitación (SAGREDO & LOWELL 2012). La precipitación en los trópicos exteriores húmedos del norte se relaciona principalmente con el cambio de la zona

de convección hacia el sur (GARREAUD 2009), mientras que la precipitación en los trópicos exteriores húmedos del sur es más compleja y depende del desplazamiento de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) hacia el sur (SAGREDO & LOWELL 2012). Los trópicos exteriores secos se

caracterizan por presentar estaciones secas y lluviosas específicas; se produce una acumulación durante el verano austral y los glaciares de la región están sujetos a condiciones extremadamente frías y secas. La línea de nieve en esta región está situada a unos ~5600 m.s.n.m. (NOGAMI 1972).

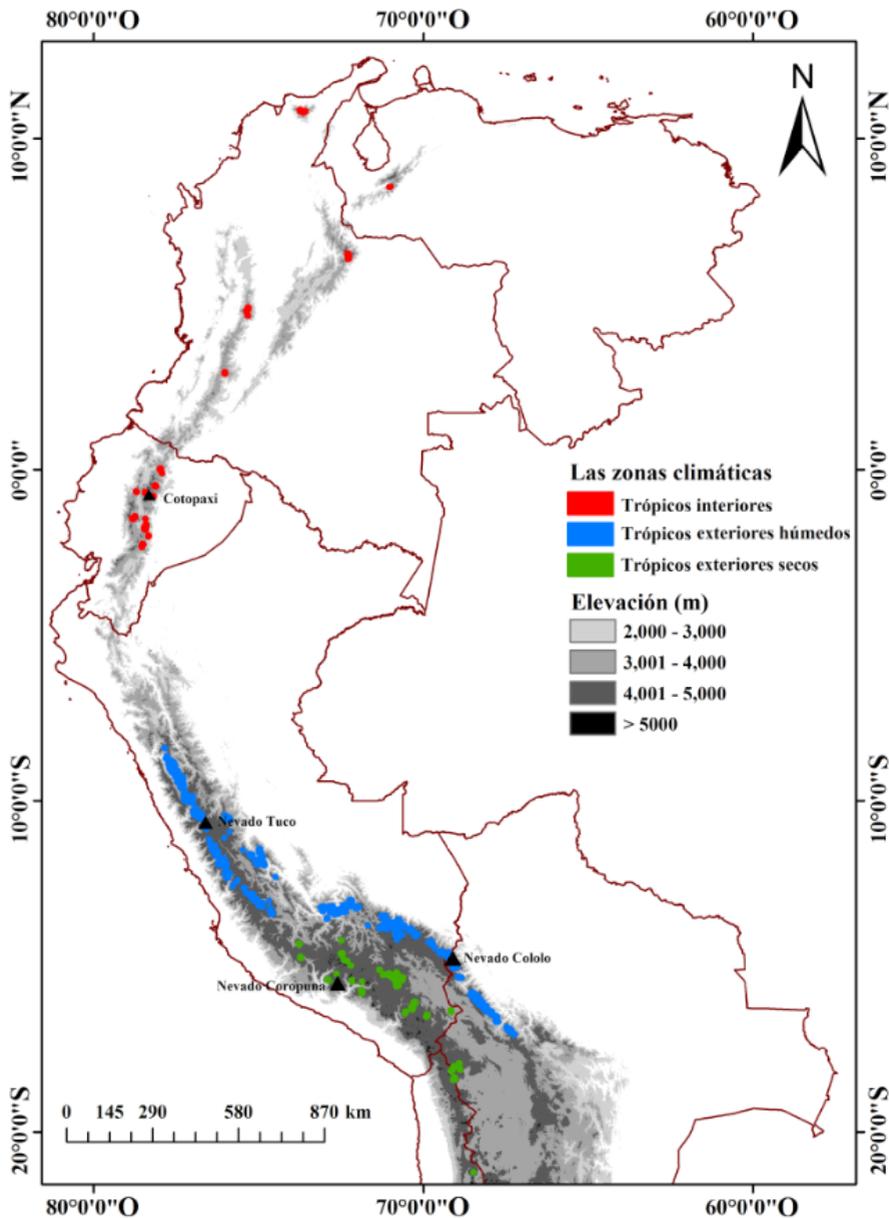


Fig. 1. Distribución de los glaciares en tres grupos de clima en los andes tropicales.

Fig. 1. Glacier distribution in three climate groups in the tropical andes.

Los Andes son la línea divisoria de aguas entre el Océano Pacífico y la cuenca del Amazonas, con una orientación norte-sur (LARAQUE *et al.* 2007). Debido a la ubicación geográfica, teóricamente, los glaciares en la Cordillera Occidental están más influenciados por la circulación atmosférica del Pacífico y en la Cordillera Oriental que por la circulación del Amazonas y el Atlántico. Además, también existe la posibilidad de que los glaciares de los trópicos interiores tengan características de ablación diferentes en comparación con los glaciares de los trópicos exteriores. Para este estudio se consideraron cuatro glaciares de los Andes Tropicales, uno por cada subregión: volcán Cotopaxi (trópicos interiores), Nevado Tuco (trópicos exteriores húmedos del norte), Nevado Coropuna (trópicos exteriores húmedos del sur) y Nevado Cololo (trópicos exteriores secos). Las siguientes sub-secciones describen la ubicación geográfica y las condiciones climáticas de los cuatro sitios de estudio.

Trópicos interiores

Se extienden desde Venezuela hasta Ecuador. En este último país, los glaciares de los trópicos interiores se encuentran en la Cordillera Occidental (0°22' N - 1°29'S; 78°20'O - 78°48' O) como en la Cordillera Oriental (0°1' N - 2°20'S; 77°54'O - 78°33'O). Sobre la Cordillera Oriental, y a unos de 60 km al sureste de la ciudad de Quito, se ubica el volcán Cotopaxi, uno de los volcanes activos más grandes del mundo y es el segundo pico más alto de Ecuador (5897 m.s.n.m.; 0°40' S - 78°25' O; Fig. 2a; 2b).

La Cordillera Oriental está directamente expuesta a los vientos húmedos del este de la cuenca del Amazonas. Alrededor de 20 glaciares irradian hacia fuera del Cotopaxi en todas las direcciones, entre 1976 y 1997, el Cotopaxi había perdido alrededor del 30% de su superficie glaciaria (JORDAN *et al.* 2005). Las erupciones más recientes se registraron en 1742-1744, 1768, 1877, 1903-1904 y últimamente en 2015.

La región presenta dos picos de precipitación máxima por año: el primero entre Marzo y Mayo, y el segundo entre Septiembre y Noviembre. Las variaciones estacionales de las temperaturas no son significativas, pero la variabilidad interanual es considerablemente grande. El viento es el factor principal de estacionalidad en la Cordillera Oriental de Ecuador (FRANCOU *et al.* 2004). En Ecuador, la precipitación es modificada por el sistema montañoso de los Andes, por los fenómenos de mesoescala de los vientos de valle y las corrientes oceánicas (ENOS y Corriente de Humboldt) (BENDIX & LAUER 1992), que afectan en consecuencia, los cambios en el equilibrio de la masa. La temperatura del aire es otro factor que controla el balance de masa y el balance de energía en la región y por lo tanto es más sensible a las variaciones de la temperatura que los trópicos exteriores (FAVIER *et al.* 2004; JOMELLI *et al.* 2009). La incidencia de la radiación de onda corta es máxima cerca del equinoccio (Marzo-Abril a Septiembre) y si no hay precipitación sólida durante este periodo habrá una importante tasa de fusión (RABATEL *et al.* 2013).

Trópicos exteriores húmedos del norte

En esta región de los Andes se ubica la Cordillera Blanca, con una extensión de 180 km de largo y 30 km de ancho (8°30'S - 10°10'S; 77°00'O - 78°00'O). Ubicada en el estado peruano de Ancash, a 400 kilómetros al norte de la capital Lima. Cuenta con 27 picos que alcanzan alturas superiores a los 6000 m.s.n.m. y más de 200 picos que superan los 5000 m.s.n.m. Avalanchas catastróficas recientes ocurrieron en 1962 y 1970 en la Cordillera Blanca. El glaciar del Nevado Tuco (9°55'45''S; 77°12'18''O; 5300 m.s.n.m.) se ubica al sur de esta cordillera (Figs. 3a y 3b). Entre otros picos nevados al Nevado del Tuco destacan los nevados Pastoruri, Queullaraju, Jenhuararca, Challwa, Condorjitanca y Santun.

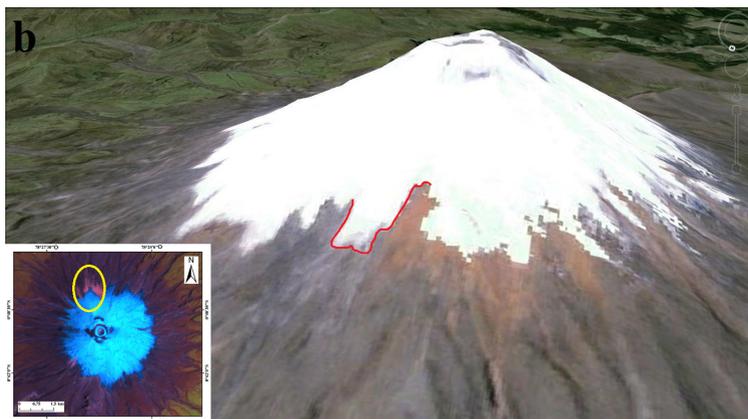
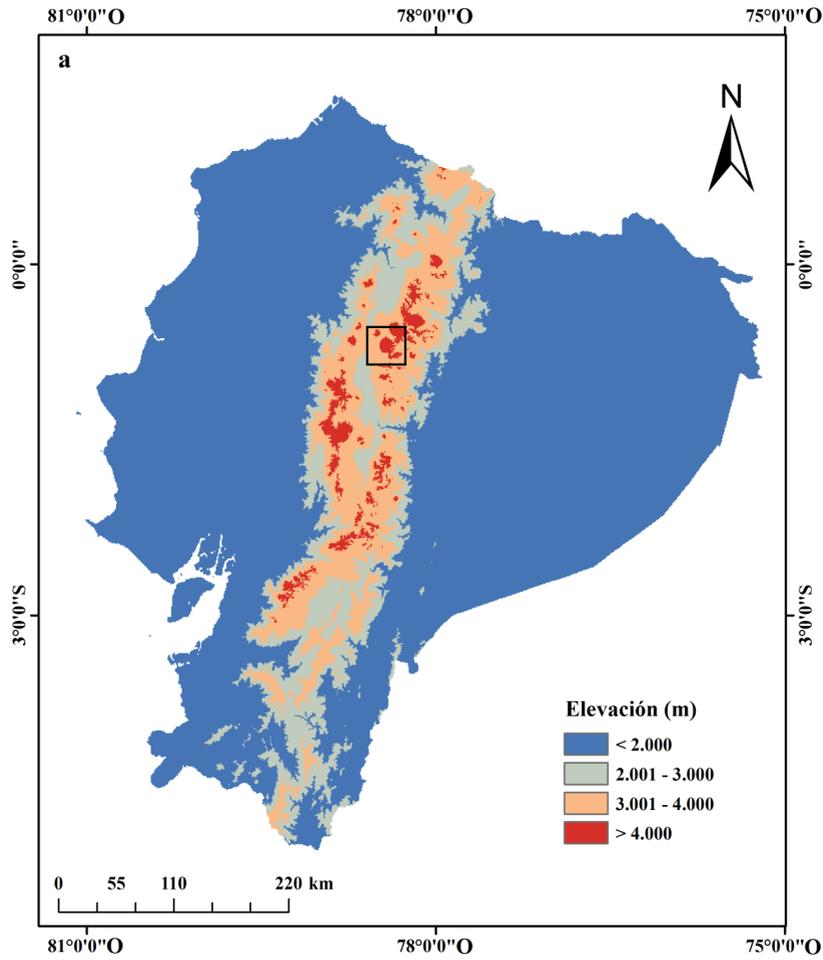


Fig. 2. (a) La ubicación de Cotopaxi y la distribución de la altitud en Ecuador y (b) área de estudio.

Fig. 2. (a) Location of Cotopaxi and altitude distribution in Ecuador and (b) Cotopaxi and study area.

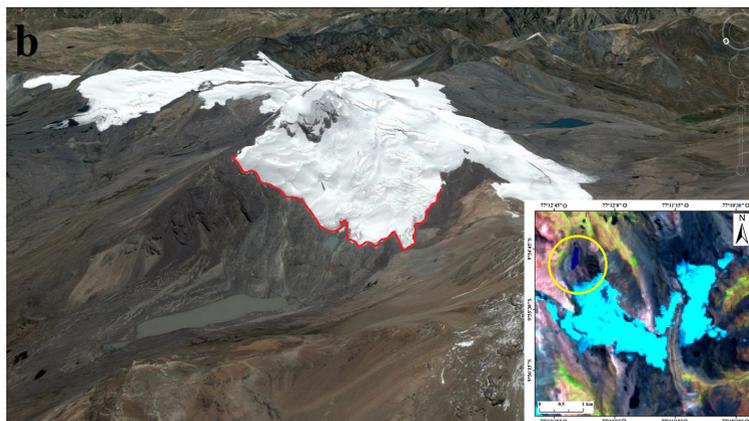
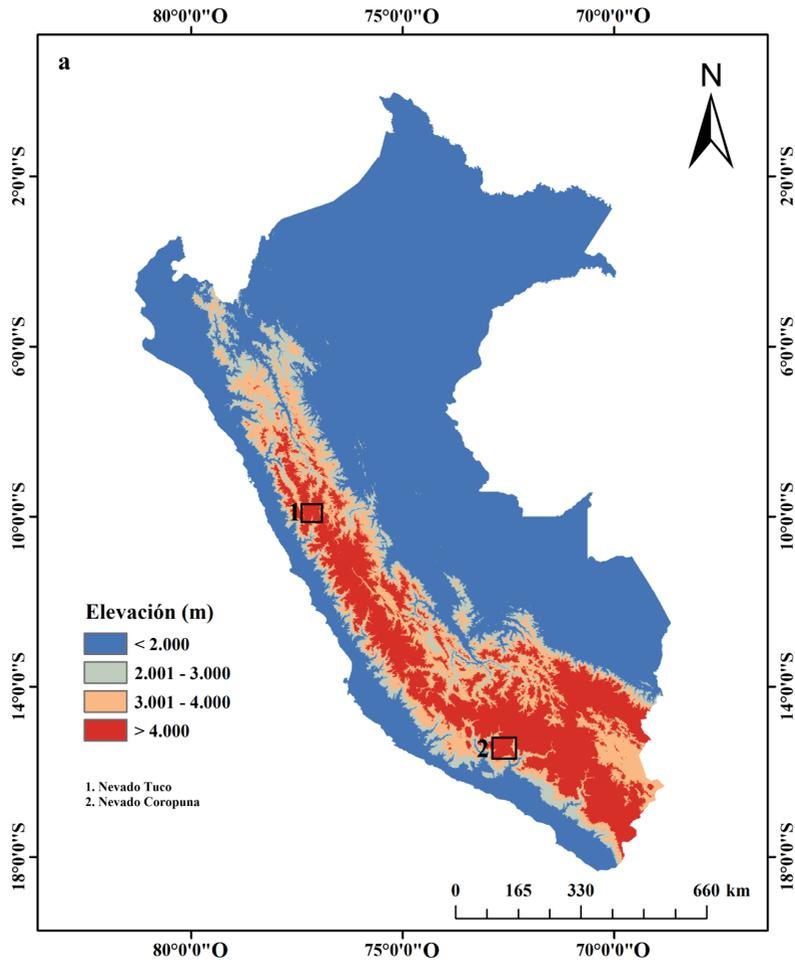


Fig. 3. (a) La localización del Nevado Tuco y Coropuna y distribución de la altitud en Perú (b) área de estudio Nevado Tuco.

Fig. 3. (a) Location of Nevado Tuco and Nevado Coropuna and altitude distribution in Peru (b) Nevado Tuco and study area.

La Cordillera Blanca se caracteriza por una estacionalidad poco acentuada de la temperatura anual (pero con grandes variaciones diarias de temperatura) y el clima alterna entre una estación seca (Mayo a Septiembre) y una estación lluviosa (Octubre a Abril). La mayor (70-80%) parte de la precipitación anual ocurre durante la temporada de lluvias (KASER & GEORGES 1997). Por otro lado, la estación seca en las zonas tropicales de los Andes de Perú se produce durante el invierno austral. A pesar de la proximidad de los glaciares con el Océano Pacífico, los vientos persistentes desde el este determinan la fuente de humedad para la precipitación andina y se derivan principalmente del Atlántico (JOHNSON 1976) y el clima de Perú está fuertemente influenciado por las montañas de los Andes. Aun cuando el ENOS es principalmente un fenómeno de la temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico ecuatorial, a menudo se reflejen los eventos de calentamiento/enfriamiento en el Atlántico tropical con seis a ocho meses de retraso. Las anomalías de la SST en el Atlántico tropical son sustancialmente más débiles que las observadas en el Pacífico ecuatorial en asociación con ENOS. La acumulación de masa se produce sólo durante la temporada de lluvias, principalmente en las partes superiores de los glaciares, mientras que la ablación se produce durante todo el año. Los glaciares ubicados en las zonas tropicales exteriores y subtropicales se consideran menos sensibles a la temperatura. El Este del Océano Atlántico y la cuenca del Amazonas son las dos fuentes principales de precipitaciones en los Andes Tropicales, principalmente debido a los vientos estacionales del Este (VUILLE & KEIMIG 2004). Las tasas de mayor precipitación se presentan con mayor frecuencia en las laderas Este, probablemente debido al aumento del transporte de la humedad de la cuenca del Amazonas. Durante los eventos del ENSO 1982 - 1983 y 1992 se observaron disminuciones en las tasas de precipitación; no obstante, el ENOS de 1997 no afectó las

tasas de precipitación (HERREROS *et al.* 2009). Hay 15 estaciones meteorológicas operadas por el SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú) distantes a aproximadamente 60 km del lugar de estudio. Desafortunadamente, la mayoría de las estaciones meteorológicas e hidrológicas han dejado de funcionar o tienen datos incompletos.

Trópicos exteriores húmedos del sur

Los glaciares bolivianos se encuentran en la región definida como trópicos exteriores húmedos del sur, y se caracterizan por la baja variabilidad de la temperatura, alta afluencia de radiación solar durante todo el año, alta variabilidad de la humedad y la precipitación estacional (RABATEL *et al.* 2012). El Nevado Cololo (14°50'S; 69°06'O; 5859 m.s.n.m.) de la Cordillera de Apolobamba se encuentra en esta región (Figs. 4a y 4b). Desde una perspectiva glaciológica, existen tres tipos de cambios de ablación (RABATEL *et al.* 2012): (1) los de tasa de fusión más alta debido a la radiación solar (Octubre - Diciembre), (2) los de tasa de ablación mayor debido a la fusión (Enero - Abril) y (3) los de tasa de ablación limitada debido a la pérdida de energía por radiación de onda larga (Mayo - Agosto). Teniendo en cuenta que si la nieve se produce entre Mayo y Agosto pueden permanecer durante la estación seca (RABATEL *et al.* 2012), esto se suma las dificultades para asignar el frente glaciar usando sensores remotos.

En Bolivia el clima varía desde el tropical al clima desértico frío, dependiendo de la altitud (SEILER *et al.* 2013a, 2013b). La temperatura media anual oscila entre 0° y 30°C y rangos de precipitación de 300 mm a 3000 mm por año. La precipitación y su variabilidad interanual están vinculadas a las anomalías de las SST tropicales y las circulaciones atmosféricas (ARNAUD *et al.* 2001; VUILLE 1999). Las lluvias se presentan en los meses de Diciembre a Marzo. El verano austral (Diciembre -

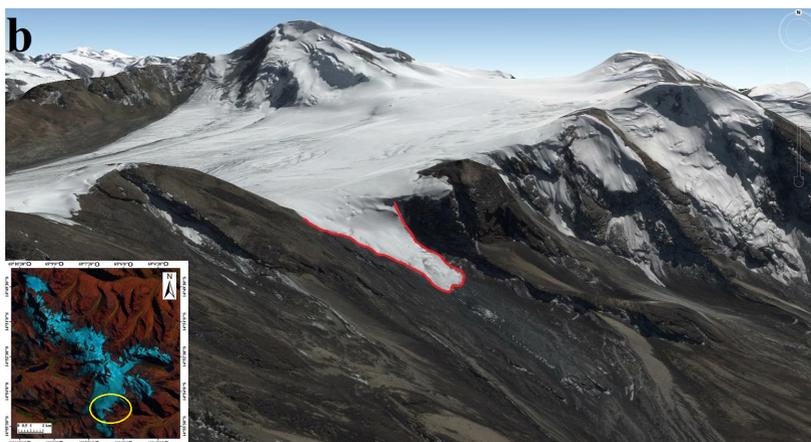
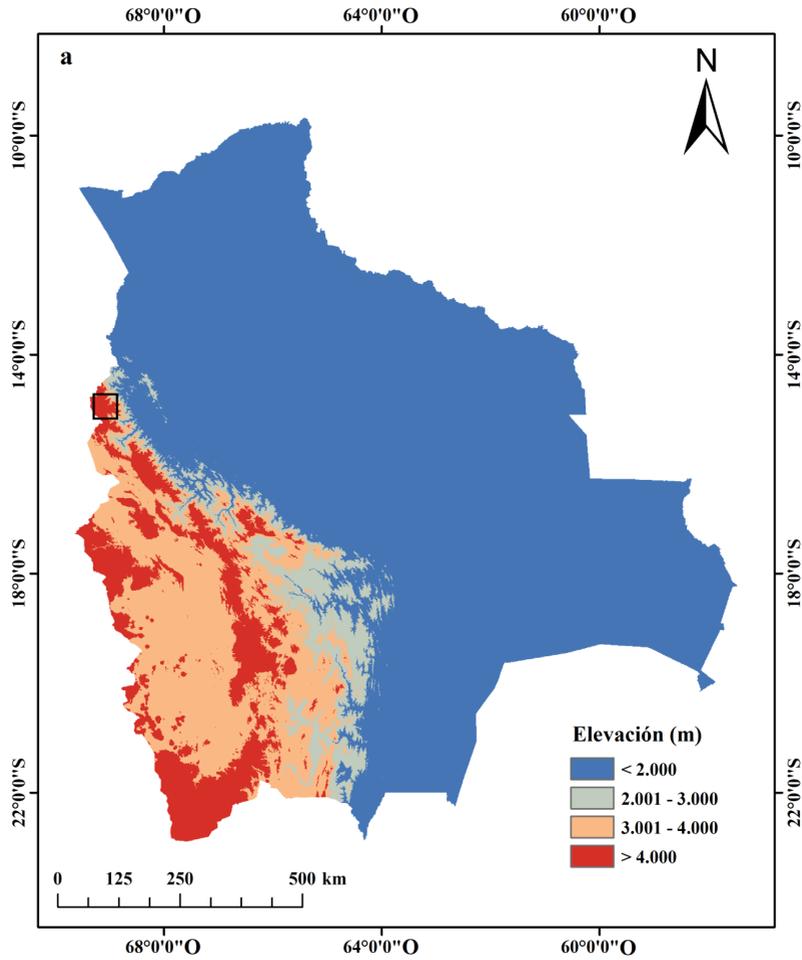


Fig. 4. (a) La localización del Nevado Cololo y distribución de la altitud en Bolivia y (b) área de estudio.

Fig. 4. (a) Location of Nevado Cololo and altitude distribution in Bolivia and (b) Nevado Cololo and study area.

Enero - Febrero - DEF) se caracteriza por un sistema de baja presión que aumenta los vientos del este (vientos comerciales) que transportan la humedad desde el Atlántico tropical (norte) hacia el continente. Este contenido de humedad es desviado por los Andes y se transporta hacia el sur causando un aumento de las lluvias en el océano Atlántico (MARENGO *et al.* 2004). Con la liberación de calor de condensación en el Amazonas se forma un sistema de alta presión en Bolivia, causado por las laderas de los Andes. Este sistema hace que se transporte humedad desde el Amazonas a las tierras altas de Bolivia (SEILER *et al.* 2013a; VUILLE 1999). En el invierno austral (Junio - Julio - Agosto - JJA), hay menos transporte de humedad; este se produce desde el Atlántico norte tropical hacia el continente y los frentes fríos provenientes del Polo Sur penetran en las tierras bajas de Bolivia, disminuyendo así la temperatura y precipitación (GARREAUD 2009). Los vientos del oeste que prevalecen en Bolivia impiden el transporte de humedad de los Andes durante el invierno austral (VUILLE 1999). Las tres principales fuentes de variabilidad climática en Bolivia son: (1) ODP, (2) ENOS y (3) oscilación antártica (OA) (SEILER *et al.* 2013b). Sobre la base de

las observaciones meteorológicas, SEILER *et al.* (2013b) se afirmaron que el clima de Bolivia se está calentando a un ritmo 0,1°C cada década y sigue las normas ODP.

Trópicos exteriores secos

La Zona Volcánica Central (ZVC) de la Cordillera Ampato, al sur de Perú, forma parte de esta región de los Andes Tropicales. La Cordillera Ampato se compone de 93 glaciares, con un espesor medio de 40 m y una superficie total de 146,73 km² (basado en fotografías aéreas de 1962). El Coropuna (15°24'-15°51'S; 71°51'-73°00'O; Figs. 3a y 5), con 6426 m.s.n.m., es el pico más alto de esta cordillera y el volcán más alto de Perú (RACOVITEANU *et al.* 2007). Muchas personas en la parte norte de la ciudad de Arequipa dependen del deshielo de sus glaciares para el suministro de agua. El retroceso de los glaciares de la Cordillera de los Andes de Perú comenzó a mediados de 1980 (SALZMANN *et al.* 2013). RACOVITEANU *et al.* (2007) encontraron que el tamaño del Coropuna se redujo de 82,6 km² en 1962, a 60,8 km² en 2000. El balance de masa glacial en esta región es muy dependiente de las variaciones en la precipitación (WAGNON *et al.* 1999).

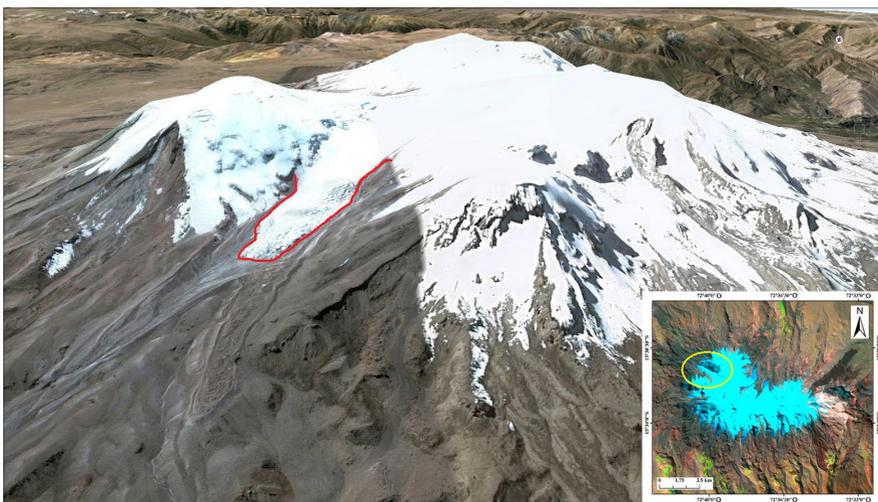


Fig. 5. El Nevado Coropuna y su área de estudio.

Fig. 5. Nevado Coropuna and study area.

Las precipitaciones en la región del Coropuna dependen principalmente de la circulación de las masas de aire desde el Océano Atlántico hacia el oriente tropical (HERREROS *et al.* 2009). Sin embargo, en el Pacífico, los patrones de circulación de aire son importantes en la determinación del clima en esta región. Al igual que los glaciares de las regiones de trópicos exteriores y subtropicos, el Coropuna tiende también tener una línea de equilibrio (LE) por encima de la isoterma de 0°C, mientras que en las zonas tropicales interiores están cerca de la isoterma de 0°C. Por lo tanto, los glaciares ubicados en las zonas tropicales exteriores y subtropicales se consideran insensibles a la temperatura (KASER 1999). El Este del Océano Atlántico y la cuenca del Amazonas controlan la precipitación en los Andes Tropicales, principalmente por los vientos estacionales del este (VUILLE & KEIMIG 2004). La variación estacional de la temperatura es pequeña, mientras que la precipitación es mayor; 70% - 90% de esta precipitación ocurre durante el verano austral (Diciembre - Marzo). La estación seca en las zonas tropicales de los Andes de Perú se produce durante el invierno austral. Las tasas de precipitación más altas tienen lugar en las laderas orientales, probablemente debido al aumento del transporte de la humedad de la cuenca del Amazonas.

MÉTODOS

Se emplearon datos tanto de teledetección como meteorológicos. Los datos de teledetección incluyen las imágenes multiespectrales de varios sensores en el período 1984 - 2014 y modelos digitales de elevación (MDE). Los datos meteorológicos incluyen la precipitación y la temperatura superficial del aire durante el período de estudio. Índices del ENOS y ODP también están incluidos en este último conjunto de datos.

En este estudio fueron utilizadas imágenes de satélite de diversas fuentes. Las

imágenes disponibles de Landsat son ortorrectificadas, por lo tanto, no fue necesaria ninguna corrección geométrica durante su pre-procesamiento. Estas fueron descargadas en formato GeoTIFF desde el portal en línea del USGS (<https://www.usgs.gov/>). Las imágenes EO—1 ALI fueron obtenidas a través del mismo portal del USGS y las imágenes IRS LISS III (en el año 2012, a causa de la interrupción de las imágenes Landsat) fueron obtenidas del INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais; <http://www.inpe.br/>) de forma gratuita. Finalmente, las imágenes ASTER fueron obtenidas de la Reverb de la NASA (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>) luego de registrar el proyecto. Además de las imágenes multiespectrales, también se utilizaron modelos digitales de elevación (MDE) generados a partir de ASTER GDEM para calcular la ALN, con una resolución espacial de 30 m. Las morrenas de los glaciares están cubiertas de nieve durante la temporada alta de la pluviosidad y la ablación es mayor durante la temporada de escasez de precipitaciones. Es difícil calcular el área o la ALN del glaciar a partir de imágenes de satélite durante temporadas de mayor precipitación, por lo tanto, todas las imágenes utilizadas en este estudio corresponden al invierno austral. Se hicieron correcciones de imágenes multiespectrales y MDE, luego fueron calibradas radiométricamente antes de la aplicación de los algoritmos de procesamiento de imágenes. Todas las imágenes fueron corregidas con el ángulo cenital solar. El procesamiento de las imágenes se realizó utilizando Erdas Imagine y ESRI ArcGIS 10.1.

El Índice Oceánico de El Niño (ION) es uno de los índices primarios utilizados para monitorear el fenómeno de ENOS. El ION se calcula como las anomalías de temperatura promedio de la superficie del mar en una zona del océano al Este - centro del Pacífico ecuatorial, que se llama región del Niño - 3.4 (5°N - 5°S; 170°O - 120°O). Además, el tiempo promedio de tres meses se calcula

con el fin de aislar mejor la relación con la variación del fenómeno ENOS. Los valores del ION fueron descargados del sitio web del Centro de Predicción del Clima (CPC), de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>). Dentro de los valores de la región Niño - 3.4 utilizados en este estudio, los episodios fríos y calientes se definen cuando se mantiene un umbral del $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ durante un mínimo de cinco meses consecutivos. Se sabe que la temperatura media de la superficie del mar aumentó entre el período de 1975 a 2008. La ODP es un índice basado en la variación de la SST en el Pacífico norte; sus registros fueron descargados del sitio web la Agencia Meteorológica de Japón (<http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html>). Los valores predeterminados por el índice del ODP se derivan de las anomalías de SST mensuales en el norte del océano Pacífico desde 20°N al Polo Norte. A diferencia de ENOS, los eventos del ODP pueden persistir durante varias décadas.

Los procedimientos se dividieron en dos etapas; en la primera etapa, las imágenes de satélite se utilizaron para calcular la

altitud límite de las nieves (ALN) durante la estación seca. Esta ALN se puede utilizar como una estimación de la altura de la línea de equilibrio del año. En la segunda etapa, los cambios en la ALN fueron contrastados con la ocurrencia de fenómenos ENOS y ODP. Las imágenes libres de nubes adquiridas durante los últimos meses de verano, se utilizaron para evitar la dificultad de definir el margen de hielo debido a la ablación excesiva. Los canales visibles e infrarrojos se utilizan para trazar efectivamente la línea de nieve en condiciones deseadas (ARNAUD *et al.* 2001). La identificación de la nieve y del hielo utilizando la teledetección, en la teoría es fácil, pero en la práctica no es tan sencillo (ALBERT 2002). Esto se debe a la reflectancia espectral de nieve y hielo (Fig. 6) varía en función de la cantidad de impurezas, a la película de agua debido a la fusión del hielo, y a los cambios con el envejecimiento. Dos sistemas de satélites utilizados en las últimas dos - tres décadas, Landsat y SPOT, sufrieron limitaciones de resolución espacial y espectral, respectivamente. Una de las desventajas de uso de imágenes de satélite es que es posible que tengan algoritmos específicos para las imágenes de un lugar

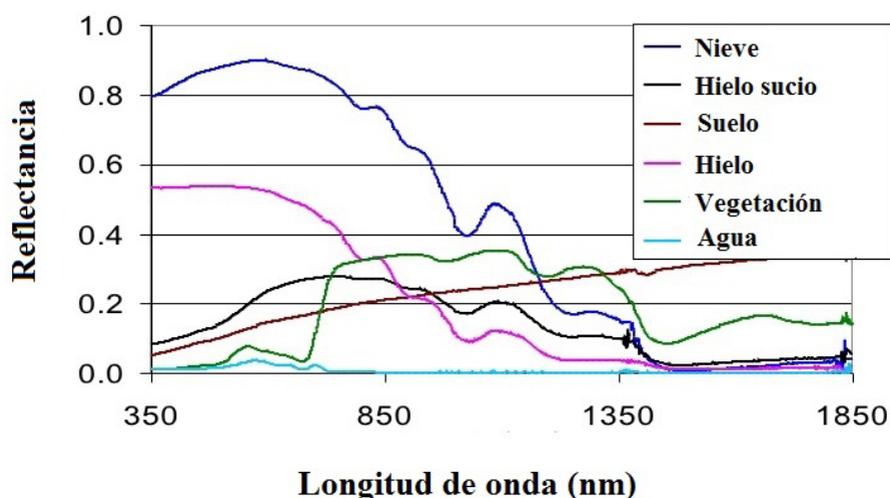


Fig. 6. Curvas de reflectancia espectral de hielo y nieve (fuente: KULKARNI *et al.* 2007).

Fig. 6. Spectral reflectance curves of ice and snow (source: KULKARNI *et al.* 2007).

a otro o de una estación a otra. Con el fin de garantizar la precisión y reducir los errores, las imágenes fueron corregidas atmosféricamente y fueron corregistradas antes del procesamiento adicional.

Uno de los métodos más eficaces para el mapeo de los glaciares es la delimitación manual, pero en este caso no se puede hacer porque un gran número de imágenes de más de 30 años fueron usadas. La superficie de los glaciares se puede calcular mediante la aplicación de un umbral para las imágenes de los índices de nieve por diferencia normalizada (NDSI). Las imágenes NDSI por lo general se calculan a partir de las bandas del verde (TM2, 0,52 - 0,60 μm) y del infrarrojo medio (TM5, 1,55 - 1,75 μm) de Landsat, mediante la siguiente ecuación:

$$\text{NDSI} = [(TM2 - TM5) / (TM2 + TM5)] \quad \text{Ec. 1}$$

El valor del umbral que se aplica al delinear el borde del glaciar puede variar de un lugar a otro e incluso de imagen en imagen. Métodos de NDSI han sido ampliamente utilizados por muchos investigadores en la Cordillera Blanca (SILVERIO & JAQUET 2005; RACOVITEANU *et al.* 2008).

Los cambios en el área no siempre son un buen indicador de las variaciones anuales del clima debido a las variaciones interanuales en la cubierta de nieve. Sin embargo, la ALN es un buen indicador de las variaciones climáticas anuales y se puede calcular siguiendo lo propuesto por RABATEL *et al.* (2012). La mayor ALN calculada al final de la estación seca (Mayo - Agosto) puede ser tomada como representativa de la LE, especialmente en los trópicos exteriores y subtropicales. La comparación y validación de los valores calculados de ALN con los datos de campo del glaciar Zongo en Bolivia y del glaciar Artesonraju en Perú, indican que la ALN representa adecuadamente la LE y por lo tanto se puede utilizar para medir los cambios anuales de balance de masa (RABATEL *et al.* 2012). En contraste con los trópicos interiores, hay

una fuerte estacionalidad de la precipitación en los trópicos externos y debido a esta característica, se puede utilizar el valor más alto de ALN durante la estación seca como representante de LE del año. Para el cálculo de la ALN a partir de imágenes de satélite Landsat, fue utilizada la combinación de bandas espectrales de falso colores 5-4-2 con un umbral aplicado a TM2 y TM4. Con el fin de obtener la ALN con la precisión requerida, el umbral aplicado a TM4 varía entre 60 y 135, y el aplicado a TM2, oscila entre 80 y 160, teniendo en cuenta que las imágenes con una resolución radiométrica de 16 bits se convierten en 8 bits para aplicar el mismo algoritmo. Los ejemplos de diversos métodos utilizados para calcular la altitud línea de nieve se muestran en la figura 7.

El análisis de series de tiempo permite entender mejor la teleconexión entre ocurrencias de ENOS (y ODP) y las variaciones de la línea de nieve. Cabe señalar que existe un retraso de 1 a 3 meses entre la ocurrencia de El Niño/La Niña y sus variaciones en las variables meteorológicas del continente, en función de la distancia geográfica de la costa del Pacífico. En cada temporada de lluvias se inicia la línea de nieve, pero durante la estación seca la ALN no es estable en relación con su posición al final de la estación lluviosa, lo cual debe ser tenido en cuenta incluso si no se presenta ablación por fusión debido a las bajas temperaturas de la estación seca; o si la sublimación todavía está presente y es aún mayor que en la época de lluvias debido a las condiciones del cielo con pocas nubes y la presencia de una alta gradiente vertical de humedad. Los cambios en la ALN en cada año deben ser contrastados con la ocurrencia de las fases caliente y frío del ENOS y los regímenes caliente y frío de la ODP.

Errores en el cálculo de ALN utilizando imágenes multiespectrales

Hay algunas posibilidades de errores difíciles de estimar al calcular la ALN.

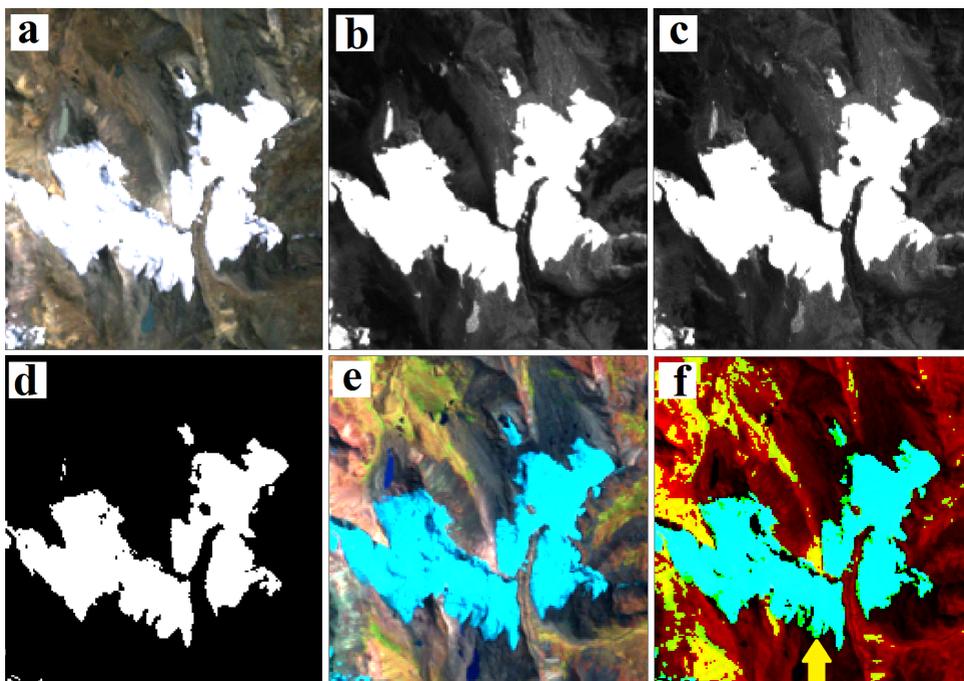


Fig. 7. Diferentes combinaciones de bandas y relaciones de bandas aplicadas en la imagen landsat-5 adquirida el 14 de agosto de 1991 para identificar de la línea de nieve: (a) la combinación de bandas espectrales 3, 2 y 1; (b) relación de $tm3/tm5$; (c) relación de $tm4/tm5$; (d) el índice de diferencia normalizada da nieve (ndsi) con el umbral 0,6; (e) la combinación de bandas espectrales 5, 4 y 2; (f) igual a (e) con el umbral 120 y 135 para las bandas de 4 y 2, respectivamente y la flecha amarilla indica la posición de la línea de nieve en el nevado tuco.

Fig. 7. Different band combinations and band ratios applied to a landsat-5 image aquired on 14 august 1999 to identify the snowline: (a) an image with 3-2-1 band combination; (b) $tm3/tm5$ ratio image; (c) $tm4/tm5$ ration image; (d) normalized difference snow index (ndsi) image after applying a threshold of 0.6; (e) an image with 5-4-2 band combination; (f) same as (e) with a threshold of 120 and 135 for the bands 4 and 2 respectively and the yellow arrow shows the position of the snowline of nevado tuco.

Debido a las temperaturas muy bajas en los sitios de estudio, la presencia de hielo limpio es rara, o este a menudo está cubierto de nieve. Esto evita la detección de la zona de ablación en la parte inferior, que es bastante inusual para una lengua glaciar clásica. La ALN calculada también depende en gran medida de la resolución del MDE utilizado. En el corrección de todas las imágenes y el MDE fue necesario calcular las ALN debido a la topografía extremadamente escarpada y de aspecto variable en algunas partes de los sitios de estudio. Estas fueron calculadas, sólo para áreas específicas de los glaciares, y no a partir de toda su extensión debido a la variabilidad antes mencionada. Las áreas de

estudio fueron seleccionadas en pendientes suaves y en el invierno cuando se produce mayor iluminación solar. El error en el cálculo de las ALN dependió del error en el corrección de las imágenes, de la resolución horizontal y vertical de la MDE y de la pendiente local. En una parcela plana, un error horizontal no tendría ningún impacto en la determinación de la altitud pero con una inclinación de 45° , un error horizontal tendría la misma magnitud del error de altitud. Los errores verticales resultantes, sin embargo, estuvieron dentro de la precisión requerida para este trabajo. Esto es porque todos los glaciares considerados en este estudio tienen poca pendiente ($<20^\circ$)

y la precisión vertical de ASTER GDEM (V2) está dentro del ámbito de aplicación de este valor. Una de las dificultades en la estimación de la línea de equilibrio sobre la base de ALN en los trópicos interiores (Ecuador), es el hecho de que hay dos estaciones de alta precipitación por año, y por lo tanto no aparece como eficaz. Por lo tanto, se utilizó la línea de nieve máxima calculada durante la temporada de bajas precipitaciones.

RESULTADOS

Los cambios decadales en el área y las variaciones anuales de la línea de nieve son una buena combinación para entender la influencia de las variaciones climáticas en los glaciares andinos en los trópicos.

En algunos casos, se excluyeron resultados debido a la falta de imágenes, el exceso de nieve o la presencia de nubosidad.

Para el análisis de las series de tiempo, los índices ENOS y ODP fueron representados gráficamente. Con el fin de entender cómo cambian las tres variables meteorológicas durante el período de estudio, incluimos los resultados de cuatro estudios recientes (VEETTIL *et al.* 2014, 2015, 2016a, 2016b). La discusión sobre las anomalías en las variables meteorológicas (precipitación, temperatura del aire y la humedad) se basaron en los resultados (VEETTIL *et al.* 2014, 2015, 2016a, 2016b). La figura 8 muestra la distribución de tendencia de precipitación (mm/década), temperatura (°C/década) y humedad relativa (%/década) durante el periodo de 1901-2012.

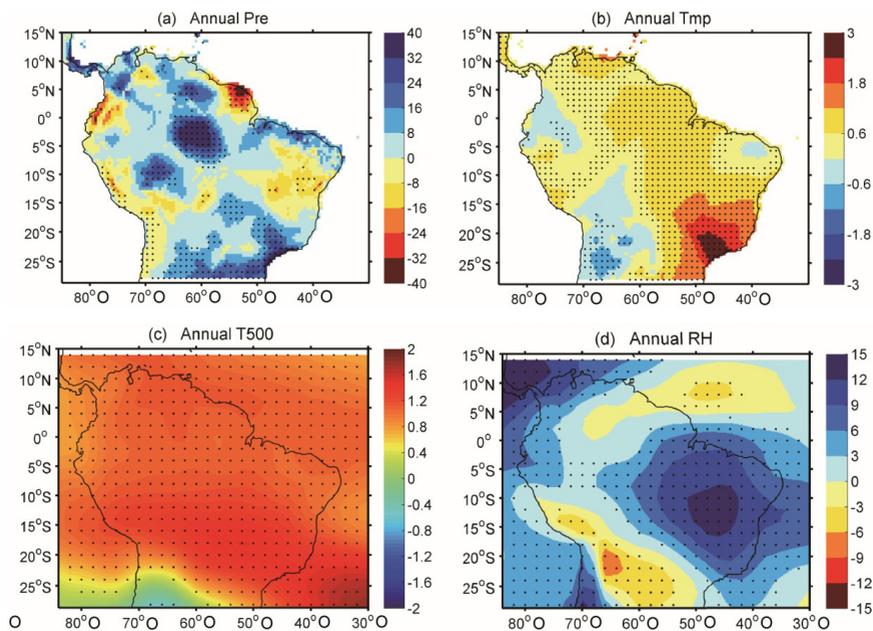


Fig. 8. La distribución de la tendencia de (a) precipitación; (b) temperatura; (c) temperatura a 500 hpa y (d) humedad relativa (a y b se basan en el conjunto de datos cru; c y d se basan de las medias mensuales de noaa-cires reanálisis-v2. Aquí se utilizó la prueba de mann-kendall para detectar tendencias y puntos denotamos que las tendencias son significativas con un nivel de confianza superior al 95%).

Fig. 8. Trend distribution of (a) precipitation; (b) temperature; (c) temperature at 500 hpa and (d) relative humidity (a and b are based on cru datasets; c and d are based on noaa-cires reanalysis-v2 monthly averages. Here we used the mann-kendall test for detecting trends and dots denote the trends that are significant with a confidence level higher than 95%).

Cambios decadales en el área de los glaciares

Una recopilación de los cambios del área del glaciar considerada en este estudio durante las últimas décadas se muestra en la

Tabla 1. Esto incluye los resultados de otros estudios. El área se calculó sobre la base de NDSI y de la relación de las bandas.

| Glaciar | Año | La imagen usada | Referencia | Área (km ²) |
|-----------------|------|--------------------|----------------------------|-------------------------|
| Cotopaxi | 1976 | fotografías aéreas | JORDAN <i>et al.</i> 2005 | 19,24 |
| | 1987 | Landsat TM | ESTE ESTUDIO | 13,65 |
| | 1997 | fotografías aéreas | JORDAN <i>et al.</i> 2005 | 13,45 |
| | 2001 | Landsat ETM+ | VEETIL 2012 | 12,76 |
| | 2014 | Landsat OLI | ESTE ESTUDIO | 11,37 |
| Nevado Tuco | 1975 | Landsat MSS | ESTE ESTUDIO | 4,33 |
| | 1987 | Landsat TM | ESTE ESTUDIO | 3,32 |
| | 1998 | Landsat TM | ESTE ESTUDIO | 2,85 |
| | 2005 | Landsat TM | ESTE ESTUDIO | 2,58 |
| | 2015 | Landsat OLI | ESTE ESTUDIO | 2,21 |
| Nevado Cololo | 1975 | Landsat MSS | ESTE ESTUDIO | 43,7 |
| | 1989 | Landsat TM | SANCHES 2013 | 35,44 |
| | 1997 | Landsat TM | SANCHES 2013 | 31,4 |
| | 2008 | Landsat TM | SANCHES 2013 | 25,51 |
| | 2015 | Landsat OLI | ESTE ESTUDIO | 17,84 |
| Nevado Coropuna | 1975 | Landsat MSS | ESTE ESTUDIO | 66 |
| | 1986 | Landsat TM | VEETIL <i>et al.</i> 2016a | 57,57 |
| | 1997 | Landsat TM | VEETIL <i>et al.</i> 2016a | 52,51 |
| | 2006 | Landsat TM | VEETIL <i>et al.</i> 2016a | 48,63 |
| | 2015 | Landsat OLI | ESTE ESTUDIO | 43,04 |

TABLA 1: CAMBIOS DECENALES EN EL ÁREA DE LOS GLACIARES ENTRE 1975 Y 2015.

TABLE 1: DECADEAL CHANGES IN THE AREA OF GLACIERS BETWEEN 1975 AND 2015.

El porcentaje de pérdida de superficie de los glaciares entre 1975 y 2015 en Cotopaxi, nevado Tucu, Nevado Cololo y Nevado Coropuna fueron 57,65%, 48,96%, 59,17% y 34.78%, respectivamente. Es interesante observar que la mayor tasa de retroceso glaciar ocurrió durante 1975 - 1998 en todas las regiones de estudio (30,1%, 34,18%, 28,14% y 20,43%, respectivamente), especialmente en la Cordillera Blanca.

Variaciones en la ALN durante el periodo 1985 - 2015

Debido a la variabilidad de la extensión de la capa de nieve, se puede utilizar la ALN como un indicador más preciso de tiempo en lugar del área del glaciar. En Ecuador, la variabilidad interanual del balance de masa es controlada por las variaciones anuales de la temperatura del aire y la tasa

media de la ablación es sustancialmente constante a lo largo del año en escalas de tiempo estacionales. Esto creó algunas dificultades en la estimación de la ALN del Cotopaxi debido al exceso de la cubierta de nieve, por lo cual se omitieron algunos de los resultados. En un estudio basado en la cubierta de hielo del volcán Sajama en Bolivia (trópicos exteriores secos), VEETIL *et al.* (2013) correlacionaron los cambios de área de los glaciares con ENOS. Sin embargo, la correlación con la variación de la zona no mostró resultados aceptables, y el índice ODP no se consideró al interpretar la influencia de ENOS en el glaciar. Variaciones en la ALN del Nevado Coropuna, que se encuentra en condiciones climáticas similares, se presentan en este estudio. Las cotas de nieve calculadas en los cuatro sitios de estudio se presentan gráficamente en la figura 9.

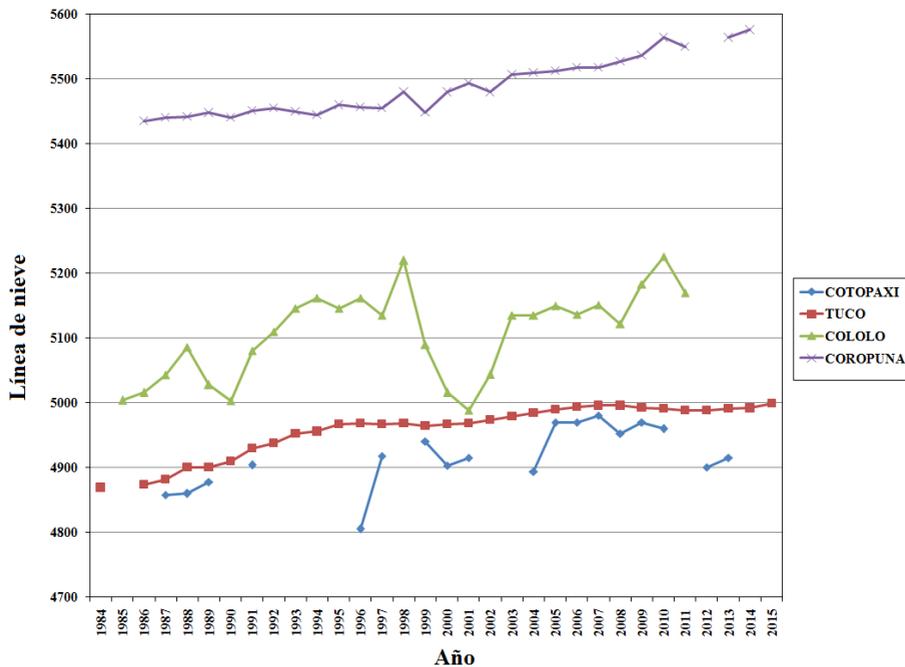


Fig. 9. Variaciones en la línea de nieve durante 1985 - 2015.

Fig. 9. Variations in snowline during 1985 - 2015.

Hubo una tendencia creciente en la línea de nieve durante este período y sus fluctuaciones se han perturbado con los cambios de fase de ENOS y ODP. En todas las áreas de estudio hubo un ligero descenso de la ALN hacia el final del siglo XX. Para el caso particular del Nevado Cololo, a pesar de sus altos índices de precipitación y la posición elevada de su ALN en comparación con el Cotopaxi y Tuco, la velocidad de retroceso de su glaciar fue mayor (160 m entre 1985 y 2011). Esto podría deberse a una de dos causas: 1) los glaciares de los trópicos exteriores húmedos están sujetos a mayores fluctuaciones en la ALN en comparación con los glaciares en Ecuador, o 2) la ausencia de una temporada de precipitaciones definida provocó errores en el cálculo de ALN en el caso de los glaciares de Ecuador. Teniendo en cuenta el

mayor valor de ALN y su variación fueron consideradas aquí como representativas de LE, puede que esta no ocurra al final del año hidrológico y que en caso de producirse, dependa de nevadas estacionales. En este estudio, se consideraron dos parámetros geométricos (altura del glaciar y su exposición), antes de hacer una conclusión sobre la velocidad de retroceso de los glaciares.

Los índices de ENOS y ODP

Los índices de ENOS (se usó el Índice Oceánico de El Niño - ION) y ODP están disponibles hasta la fecha. A partir de estos se creó la serie de tiempo utilizando los datos de la NOAA y del Servicio Meteorológico de Japón, respectivamente (Fig. 10).

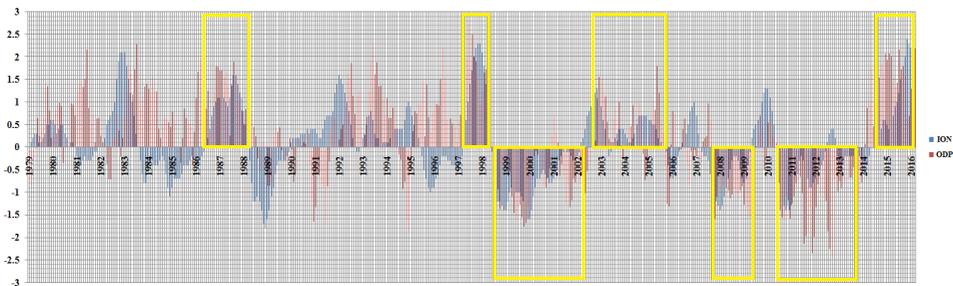


Fig. 10. Los índices de ion e odp entre 1979 y 2016. Cajas amarillas muestran cuando hay una ocurrencia combinado de fases similares de ambos.

Fig. 10. Oni and pdo indices between 1979 and 2016. Yellow boxes show when similar phases of both occur together.

DISCUSIÓN

Los glaciares en los trópicos tienen dos características especiales: estos son sometidos a mayores niveles de energía de forzamiento debido a la ubicación latitudinal y altitudinal específica, y la acumulación y la ablación se produce simultáneamente (este equilibrio puede ser roto por los desequilibrios climáticos) debido a la precipitación durante todo el año (CHEVALLIER *et al.* 2011; KASER

& OSMASTON 2002). Las influencias de ENOS y otros fenómenos océano - atmosféricos en el clima andino varían a lo largo de su extensión (GARREAUD 2009). En los trópicos exteriores, la distribución anual de la precipitación, particularmente durante Diciembre - Febrero, influye en la tasa de fusión anual (FAVIER *et al.* 2004). Sin embargo, las variaciones de precipitación toman un tiempo más largo para afectar el frente del glaciar en comparación con las fluctuaciones de temperatura (BONNANO

et al. 2013). Los glaciares en diferentes condiciones climáticas responden a perturbaciones climáticas similares de manera diferente (SAGREDO & LOWELL 2012). En los Andes Tropicales esta diferencia en la magnitud de la respuesta es muy visible debido a que el clima está influenciado por el Atlántico, el Pacífico y la circulación occidental de diversa magnitud. Esta magnitud de la influencia de los patrones de circulación varía desde los trópicos interiores hacia los trópicos exteriores y los resultados en diferentes patrones de precipitación y temperatura. En un clima de calentamiento, una temperatura alta en el invierno puede acelerar la ablación glaciaria (BONNANO *et al.* 2013). KASER & OSMASTON (2002) propusieron que si la ubicación de un glaciar está por encima de la media anual de la isoterma 0°C, sería altamente sensible a la variabilidad de la precipitación e insensible a la variación de la temperatura. Los glaciares que se acumulan en el verano son más sensibles a la variación de temperatura que aquellos con acumulación de invierno (FUJITA 2008). Los trópicos interiores son cada vez más nublados y húmedos que los trópicos exteriores que son cada vez más secos (VUILLE *et al.* 2008b). La altitud es también otro factor importante que controla el retroceso de los glaciares en respuesta al cambio climático (CHEVALLIER *et al.* 2011). VEETTIL *et al.* (2016b) observaron que la tasa de aumento/disminución de la línea de nieve de los glaciares situados a mayor altitud fluctúa menos en comparación con los que están a altitudes menores. Esto es porque los glaciares de altitudes mayores en esta región son alimentados por fuertes nevadas (la precipitación máxima se produce en el verano en bajas latitudes tropicales), mientras que la fusión rápida del hielo se produce en los de partes más bajas (CHEVALLIER *et al.* 2011) y la temperatura del aire también es menor en glaciares de altitudes mayores en comparación con los glaciares de baja altitud. En un entorno de calentamiento, cuando no se produce ningún cambio en la precipitación, los

glaciares más pequeños en las altitudes más bajas desaparecen más rápido debido a la disminución de la relación de acumulación/ablación (CHEVALLIER *et al.* 2011). La gran variabilidad en el balance de masa encontrado en el caso del glaciar Zongo en Bolivia demuestra la vulnerabilidad de los glaciares de baja altitud durante las últimas décadas (SORUCO *et al.* 2009).

A pesar de que las líneas de nieve han variado con las fases frías y calientes, no sería suficiente considerar solamente el ENOS para describir la variación en los cambios del clima de los glaciares en los Andes Tropicales. El Pacífico ecuatorial fue anormalmente cálido durante el periodo entre 1976 y 1997; esta fase de calentamiento se encuentra en la ODP positiva durante 1979-1997 (Fig. 10). Una tendencia de enfriamiento se encuentra durante 1948-1975, 1998-2002 y 2008-2014. La ocurrencia de El Niño se hizo más frecuente durante las últimas décadas y los regímenes fríos y calientes de la ODP se han desplomado. Los SST promedio se han incrementado drásticamente después de 1975, lo cual explicaría por qué el glaciar se ha retraído durante 1976-1997. Si se producen episodios de La Niña durante el régimen de calentamiento de la ODP, la ganancia en el balance de masas sería menor en comparación con la que se produce durante el frío régimen de ODP. Esto explicaría por qué los acontecimientos más fríos de La Niña no pudieron aportar un balance de masa positivo durante el reciente régimen cálido de la ODP (1975-1997). Durante los años de El Niño, los glaciares de Bolivia (Cordillera Oriental, trópicos húmedos del sur) fueron sometidos a un fuerte balance de masa negativa (WAGNON *et al.* 2001). Esto hizo que los glaciares tropicales estén en una condición de desequilibrio en el marco del clima actual (FAVIER *et al.* 2004). A pesar que existen limitaciones al utilizar el fenómeno ENOS para predecir los impactos futuros, este ayuda a calcular las anomalías climáticas (MASON & GODDARD 2001) con el uso de tablas de contingencia. Con

excepción de pequeñas diferencias, los cuatro glaciares estudiados mostraron una respuesta similar a la ocurrencia de ENOS. Otra característica notable es que glaciares diferentes mostraron diferentes tasas de respuesta, especialmente en diferentes zonas climáticas. Esto significa que se necesita calibración específica para cada caso (JOMELLI *et al.* 2009). Existe un retraso de tres meses en las anomalías tropicales media zonal en relación con ecuatoriales SST del Pacífico oriental (KUMAR & HOERLING 2003; VUILLE *et al.* 2000b). En este estudio, se consideró un retraso de tres meses basado en VUILLE *et al.* (2000b), que explican claramente el retraso en los cambios en los patrones de precipitación y temperatura y se espera un retraso mayor hacia la Cordillera Oriental (Bolivia y Perú). Diferencias significativas en el comportamiento de los glaciares con un clima forzado y una estacionalidad de la precipitación (y por lo tanto de fusión) fue encontrada en los trópicos interior y exterior sobre la base de un estudio en el glaciar Zongo en Bolivia y el glaciar Antisana en Ecuador (FAVIER *et al.* 2004). De los resultados obtenidos de este estudio, se observa que las fluctuaciones de los glaciares fueron dominados por fases ENOS (junto con régimen de calentamiento de la ODP) y que el glaciar está desapareciendo gradualmente en correlación con el aumento de las variaciones recientes de SST. Este aumento reciente de SST en el Pacífico es debido al régimen de calentamiento de ODP y aumento de la frecuencia de ocurrencia de El Niño.

Estudios recientes sugieren mayores tasas de calentamiento a mayores altitudes (BRADLEY *et al.* 2006; RANGWALA 2013; PEPIN *et al.* 2015), el llamado calentamiento dependiente de la elevación (EDW). Los factores que explican este fenómeno son: mecanismos de nieve - albedo, la nubosidad, la mayor humedad, los aerosoles atmosféricos, o una combinación de todos estos juntos (PEPIN *et al.* 2015). Como se describe en la introducción, a

pesar de que existe un hiato reciente en el calentamiento global (VUILLE *et al.* 2015) en las zonas costeras (2008 - 2015), las zonas altas los Andes Tropicales se siguen calentando y esto es evidente por el aumento de línea de nieve durante este período. A pesar de que la mayor humedad es una de las razones (RANGWALA 2013) detrás de EDW, se necesita más investigación para entender si otros factores también contribuyeron a las variaciones observadas en la línea de nieve en la Cordillera Blanca (trópicos exteriores húmedos del norte) y las cordilleras orientales de Bolivia y Perú (trópicos exteriores húmedos del sur). Además, PEPIN *et al.* (2015) propusieron la hipótesis de que las variabilidades interanuales a decadales en la circulación a gran escala, tales como ENOS y ODP, pueden influir en la variación regional en EDW, sobre todo en las zonas tropicales montañosas (DIAZ *et al.* 2014).

La modulación de la radiación solar es una fuerza externa que influye en las fluctuaciones de los glaciares (JOMELLI *et al.* 2009; VEETIL *et al.* 2016b), la cual no es considerada en muchas investigaciones. Un aumento de la radiación solar entrante debido a la disminución de la nubosidad puede influir en la sensibilidad de los glaciares hacia un cambio en uno o muchos de los parámetros, tales como la temperatura del aire que influyen en la estabilidad de balance de masa (RABATEL *et al.* 2013). El máximo glacial en Perú y Bolivia y el mínimo solar de Maunder (1645-1715) se produjeron simultáneamente. Durante un poco significativo mínimo solar de Dalton (1783-1830), el retroceso de los glaciares en los trópicos se ha ralentizado (RABATEL *et al.* 2013). Sin embargo, muchos glaciares en los Alpes se han retirado o no avanzaron durante el Maunder mínimo (LUTERBACHER *et al.* 2001) y de hecho, el avance de glaciares a principios del siglo XIX en Europa fue más extenso que durante el mínimo de Maunder (ZASDANI 2007). Otros factores externos que influyen en las interacciones con el clima glaciar en

los Andes Tropicales incluyen actividades volcánicas y la presencia de materiales particulados en la superficie de hielo. Actividades volcánicas son frecuentes en la región andina y pueden influir en el comportamiento de los glaciares debido directamente a glacio-química y a la reducción del albedo debido a los materiales particulados. Influencia indirecta debido a los aerosoles volcánicos en la estratosfera se discute más adelante en este documento.

Cambios glaciares en los trópicos interiores

Una pérdida de casi el 60% de la superficie del glaciar durante 1975 - 2015 es significativa en el caso de Cotopaxi en Ecuador. Para este, el valor de la ALN, el cual está cerca de LE del año, es difícil de obtener debido a la ausencia de una estación específica de precipitación, y esto junto con las discrepancias en los datos de teledetección, podría causar errores adicionales en el cálculo de la ALN. El volcán Antisana, que está justo por encima de la cuenca del Amazonas y cerca del Cotopaxi, perdió 33% de su superficie glaciar entre 1979 y 2007 (RABATEL *et al.* 2013). El volcán Chimborazo también perdió 57% de su zona de hielo (27,7 km² a 11,8 km² durante 1962-1997) (CÁCERES 2010).

La variación de la temperatura en los Andes ecuatorianos es dependiente de las SST Pacífico ecuatorial central (Niño - 3 y Niño - 3.4). Las pequeñas diferencias en las anomalías de precipitación (VEETIL *et al.* 2014) encontradas en el caso de Chimborazo (Cordillera Occidental), Antisana y Cotopaxi (Cordillera Oriental) podrían explicar cómo el efecto ENOS varía espacialmente en las diferentes cordilleras. El balance de masa positiva observado por FRANCOU *et al.* (2004) en el Antisana - 15 durante la fase 1999-2000 de La Niña puede explicarse por la presencia de un régimen frío de ODP que ha prevaleció durante 1998-2002 (1997-1998 fue un periodo fuerte de

El Niño). En este estudio, se observó que había una pérdida total de la superficie del hielo en los trópicos interiores pero la pérdida no fue continua, particularmente cuando se produjeron episodios de La Niña durante la fase fría del ODP. FRANCOU *et al.* (2003) describieron cómo el balance de masas está vinculado con fases ENOS, junto con los ciclos estacionales, donde la mayoría de las variaciones del balance de masa ocurren durante los meses de verano. Sin embargo, se encontró que la anomalía de las fases caliente/fría del ENOS afecta a la ablación del glaciar después de cuatro meses de su ocurrencia (CADIÉ *et al.* 2007). Entre 1984-1986 y 1999-2001 las fases de La Niña se impusieron y el glaciar mostró un lento retroceso. Largas fases cálidas a partir de 1986 y 2002 (El Niño + tibia ODP) han agotado la zona de hielo que fue adquirida durante el periodo de La Niña anterior y los años de El Niño se asociaron con precipitación por debajo del promedio en la mayoría de los casos (VUILLE *et al.* 2000a). La tasa de precipitación y la temperatura del aire en la superficie (y por lo tanto ENOS también) son los factores de control del equilibrio de masa. Se encontraron excepciones debidas probablemente a factores climáticos locales. En algunos casos en Ecuador y el norte de Perú, las precipitaciones pueden estar por encima del valor normal durante El Niño y por debajo de lo normal durante La Niña (MASON & GODDARD 2001). Los resultados obtenidos fueron similares a los reportados por WAGNON *et al.* (2001), basado en el estudio de glaciar Zongo en Bolivia para el periodo 1997-1998 (El Niño). Se encontró que el balance de masa mensual y la precipitación están más correlacionados durante los periodos de La Niña que durante periodos de El Niño (FRANCOU *et al.* 2004).

Trópicos exteriores húmedos del norte

Los cálculos existentes de la ALN y de la LE en la Cordillera Blanca incluyen Artesonraju entre 2000 y 2010 (RABATEL

et al. 2012) y para el período 2011 - 2012 (DÁVILA 2013), y el glaciar Shallap (GURGISER *et al.* 2013) para el período 2006 - 2008. Muchos otros estudios calculan los cambios en el área (SILVERIO & JAQUET 2005; RACOVITEANU *et al.* 2008; VUILLE *et al.* 2008b; BURNS & NOLIN 2014) en el Cordillera Blanca, pero los resultados en las variaciones de la línea de nieve son comparables con los resultados de estos estudios. Se conoció que algunos glaciares en la Cordillera del Vilcanota en Perú pudieron haber perdido 32% de la superficie glaciar durante 1962 - 2006 (SALZMANN *et al.* 2012) y una pérdida de 35% en la parte sur de la Cordillera Blanca entre 1962 y 1999 (MARK & SELTZER 2005). Alrededor del 25% de la zona de los glaciares se perdió entre 1987 (643,5 km²) y 2010 (482 km²), y los glaciares situados hacia el sur perdieron un mayor porcentaje de su superficie en comparación con sus contrapartes del norte en la Cordillera Blanca (BURNS & NOLIN 2014). RACOVITEANU *et al.* (2008) calcularon una disminución del 22,4% en la zona del glaciar entre 1970 (723,3 km²) (AMES *et al.* 1989), y 2003 (569,6 km²) en la misma área de estudio. La mayor pérdida de áreas glaciares en el sur (BURNS & NOLIN 2014) puede deber a su menor altitud o debido a la proximidad de la ZCIT de enero como sugieren los autores. Recientemente, ALARCÓN *et al.* (2015) también confirmaron el rápido retroceso de los glaciares en el extremo sur de la Cordillera Blanca (área de estudio) y observaron una pérdida de superficie de alrededor de 58% entre 1975 y 2010. Las pequeñas discrepancias en la cuantificación de los cambios en la superficie pudieron surgir de las diferencias en la resolución espacial de las imágenes utilizadas. Se tiene información de que glaciares en Bolivia se han retirado rápidamente entre 1975 y 1983, y de nuevo entre 1997 y 2006 (SORUCO 2008), por lo cual este estudio confirma esta conclusión. Se observó el balance de masa durante períodos de estabilidad entre 1956 - 1975 (régimen frío de la ODP)

y 1992 - 1996 (inesperado). Tendencias similares fueron observadas en el caso de Antisana - 15 (FRANCOU *et al.* 2000, 2003) y Cotopaxi (VEETIL *et al.* 2014) en los Andes ecuatorianos. Se encontró que una rápida retirada ocurrió en el caso del Nevado Cololo, cuando se compara con los glaciares en Ecuador.

En esta región (trópicos exteriores húmedos del norte), la temperatura del aire estacionalmente es uniforme (cerca de 0°C) y la humedad media es de alrededor del 71%. SCHAUWECKER *et al.* (2014) observaron un incremento del calentamiento de 0,31°C/década entre 1969 y 1998, mientras el calentamiento se desaceleró a 0,13°C/década de 1983 y 2012 en la Cordillera Blanca, y recientemente, VEETIL *et al.* (2016b) también observaron condiciones similares. Una pequeña disminución en la precipitación se observa cerca del Nevado Tuco, en particular durante JJA, de las últimas seis décadas, así como un ligero aumento en la precipitación DEF entre 2000 y 2010 (VEETIL *et al.* 2016b). La disminución observada en la precipitación, sin embargo, no es suficiente para causar un mayor retroceso de los glaciares en esta región. Un aumento en la precipitación DEF junto con un aumento en la temperatura del aire puede contribuir a una mayor retracción de los glaciares debido a que las precipitaciones dominan en lugar de nieve en condiciones de calentamiento, que a su vez provocan una disminución de albedo de la superficie. Sin embargo, cabe señalar que las lluvias ocurren rara vez en elevaciones más altas de los trópicos exteriores, en particular cerca de las zonas subtropicales. MARK & SELTZER (2005) también observaron un fuerte calentamiento a lo largo de la Cordillera Blanca entre 1962 y 1999. Si el calentamiento provoca un aumento de la altitud de congelación, esto puede conducir a un mayor punto de fusión debido a que hay lluvia en lugar de nieve (BRADLEY *et al.* 2006). Las causas del aumento excepcional de la humedad desde la década de 2000, según lo observado por

VEETTIL *et al.* (2016b) no se entienden bien porque hubo una pequeña anomalía de temperatura negativa entre 2000 y 2008, y la humedad es mayor que las variaciones esperadas de la temperatura (entre 2000 y 2008). El aumento de la humedad, en lugar de los cambios de temperatura, se cree que es la causa del aumento de línea de nieve excepcional en esta región, debido al cambio de pérdida de masa debida a sublimación por pérdida de fusión. El aumento de la humedad antes de finales de 1990 sin embargo, era consistente con el calentamiento observado (VUILLE *et al.* 2003; MARK & SELTZER 2005). En comparación con otro estudio (VEETTIL *et al.* 2016a) sobre las variaciones de línea de nieve en los trópicos exteriores secos, se observa que los glaciares de la Cordillera Blanca están bajo una mayor amenaza de retroceso rápido, sobre todo después de 2010. Esta observación encaja en el aumento excepcional de humedad en lugar de aumento de la temperatura o disminución de la precipitación. Por otra parte, los glaciares en los trópicos exteriores son de respuesta relativamente lenta a los cambios de temperatura en general en comparación con los glaciares en los trópicos interiores (FAVIER *et al.* 2004).

El cambio prolongado en régimen negativo de la ODP (1947-1976) a su régimen positivo a finales de 1970 podría haber contribuido al calentamiento observado desde 1979 hasta 1998, en los Andes Tropicales (GARREAUD *et al.* 2009). Además, los años más fuertes de El Niño en 1997-1998 junto con muchos otros episodios de El Niño entre 1991 y 1995 contribuyeron a estos aumentos de las condiciones de calentamiento. Una fuerte correlación entre ENOS y el balance de masa/energía de la superficie (SMB/SEB) ya está establecido en la Cordillera Blanca, basado en un estudio del glaciar Shallap (MAUSSION *et al.* 2015) y esta correlación fue cuantitativamente mayor en comparación con los estudios anteriores (VUILLE *et al.* 2008b). La posición

geográfica de la Cordillera Blanca (con respecto a la región Niño - 3.4) sin duda influye en este aumento de la correlación entre los cambios en los glaciares y ENOS. Además, al ser relativamente lejos de la ZCIT de Enero y siendo menos influenciado por los patrones de circulación del Amazonas y del Atlántico (SAGREDO & LOWELL 2012; SAGREDO *et al.* 2014), la influencia del Pacífico determina la mayor parte del clima en la Cordillera Blanca. Es conocido en los Andes tropicales que cuando ODP se produce en fase con ENOS, la influencia de ENOS en glaciares es más fuerte y más visible que cuando ENOS está en fase opuesta a la ODP o se produce durante periodos neutros de ODP (VEETTIL *et al.* 2014, 2015, 2016a). Se observó un débil correlación entre la variabilidad anual de precipitación y ODP en la Cordillera Blanca durante los años recientes (SCHAUWECKER *et al.* 2014) y esto podría influir en cambio del balance de masa también (VEETTIL *et al.* 2015, 2016a). Sin embargo, una correlación fuerte ocurrió entre la temperatura del aire y ODP antes de alrededor de 1995 (SCHAUWECKER *et al.* 2014) después del cambio de régimen de ODP en 1976. Las señales de este fenómeno, a pesar de que no es uniforme, son también visibles en las variaciones de línea de nieve en la Cordillera Blanca.

Trópicos exteriores húmedos del sur

Las variaciones de la ALN del Nevado Cololo mostraron una tendencia al alza con altas fluctuaciones. VEETTIL *et al.* (2015) observaron que, sin embargo, la línea de nieve del nevado Sajama en los trópicos secos exteriores fluctúa de manera acentuada con la ocurrencia del ENOS y la ODP en comparación con el Nevado Cololo. La elevación de la línea de nieve durante los episodios de El Niño durante 1991-1995 debe ser evaluado cuidadosamente. Hubo un aumento rápido en la línea de nieve durante el período 1991-1992 (Fig. 9), mientras que la línea de nieve no varió mucho en el período 1992-1995 a

pesar de que los eventos de El Niño fueron más fuertes y prolongados, siendo esta observación válida para todos los demás sitios de estudio, excepto para el Cotopaxi debido a la falta de datos. Una de las posibles causas de esta anomalía puede ser el efecto de enfriamiento de los aerosoles volcánicos en la estratosfera debido a la erupción del monte Pinatubo el 15 de junio de 1991 (RABATEL *et al.* 2013; VEETIL *et al.* 2015, 2016a).

RAPER & BRAITHWAITE (2006) y RUPPER & ROE (2008) sugieren que los glaciares en el clima húmedo son más sensibles a la elevación de temperatura que en un clima seco. La fuente principal de humedad para la precipitación en el Altiplano proviene de las tierras bajas orientales de los Andes, la cual es altamente dependiente de las anomalías de SST tropicales en el Atlántico (VUILLE *et al.* 2000). Los eventos de El Niño inducen déficit de precipitación en los trópicos exteriores, donde la precipitación líquida (lluvia) está casi ausente en las zonas altas, que promueve la fusión de los glaciares. Aparte de las variaciones de altitud, la tasa de pérdida de masa glaciar en los Andes Tropicales es altamente dependiente de características geométricas tales como la exposición. Se encontró que glaciares orientados hacia el este y al sur tuvieron menor retroceso en comparación con aquellos orientados hacia el norte y al oeste en la Cordillera Real, cerca del Nevado Cololo (SORUCO *et al.* 2009).

La variabilidad interanual del balance de masa en el sitio de estudio depende altamente de la variabilidad interanual de la precipitación durante el verano (FAVIER *et al.* 2004) y la variabilidad de la precipitación interanual es altamente dependiente de las anomalías de la circulación atmosférica durante las fases extremas de la Oscilación del Sur (VUILLE *et al.* 2000). Si el glaciar está cubierto de nieve, que tiene alto albedo, la ablación rápida puede prevenirse durante el tiempo de precipitación débil

(SORUCO *et al.* 2009). La precipitación y la temperatura del aire son factores determinantes en los cambios de la línea de nieve en los trópicos exteriores.

La precipitación y temperatura en el sitio de estudio fueron altamente influenciadas por ENOS debido a la reducción en la advección de aire húmedo del continente provocada por vientos del oeste de nivel medio (VUILLE 1999; VUILLE *et al.* 2000a; GARREAUD & ACEITUNO 2001). La circulación de Walker es uno de los rasgos definitorios de clima tropical, una fuerte circulación de Walker implica una condición La Niña y uno más débil implica una condición de El Niño. Debido a baja resolución espacial de los conjuntos de datos sobre precipitación, la correlación entre el ENOS y la variabilidad de la precipitación no se estableció en este estudio. La correlación entre el ENOS y la precipitación durante DEF en el Altiplano ha sido referida como alta (GARREAUD *et al.* 2009). Durante los eventos de El Niño, en el caso del Nevado Cololo, una mayor precipitación mensual se produce debido al transporte aéreo de la húmeda de la cuenca del Amazonas. Se sabe que prevalecen condiciones de frío y seca a lo largo de la costa del Pacífico, y condiciones relativamente cálidas y húmedas prevalecen en el continente (GARREAUD 2009). Registros de los núcleos de hielo de la capa de hielo en Quelccaya - Perú sugieren que un aumento de la temperatura se ha producido durante el siglo XX (THOMPSON *et al.* 1984), a pesar de los cambios en la precipitación no son tan visibles (VUILLE *et al.* 2008a).

Trópicos exteriores secos

Debido a su condición seca y fría, la variación en línea de nieve en la Cordillera Occidental (trópicos exteriores secos) no es tan rápida como el caso del Nevado Cololo (trópicos exteriores húmedos). Además, el lado oeste del altiplano es más sensible a ENOS de la región oriental (VUILLE *et al.* 2000b). La disminución general en la zona

glaciar del Nevado Coropuna durante 1986 - 2014 (26,92%) calculado por VEETTIL *et al.* (2015) fue muy similar a la que ocurrió durante 1962 - 2000 (26%) calculado por RACOVITEANU *et al.* (2007). Una recesión significativa de los glaciares en los Andes del Perú comenzó a mediados del siglo XIX (KASER 1999). KASER *et al.* (1996) estudiaron la relación entre los cambios en la línea de equilibrio de los glaciares andinos y las fluctuaciones en el clima. Sin embargo, la presencia de la capa de nieve en exceso en el frente glaciar fue siempre un obstáculo para delinear los límites del glaciar y línea de equilibrio utilizando datos de teledetección en esta región y este problema fue posteriormente superado por el uso de línea de nieve como indicador del clima (ARNAUD *et al.* 2001). La presencia de estaciones secas y húmedas distintas hace que sea posible calcular con mayor precisión línea de nieve anual con la utilización de imágenes de satélite en los trópicos exteriores secos en comparación con los de trópicos interiores. Las imágenes de satélite tomadas durante el final de la temporada seca (Mayo - Septiembre) ya han demostrado ser excelentes en el cálculo de la línea de nieve anual que a su vez puede ser utilizado como sustituto de la LE con base en los estudios de caso sobre glaciar Zongo de Bolivia y glaciar Artesonraju de Perú, por RABATEL *et al.* (2012).

Sobre la base de los modelos de circulación general, MINVIELLE & GARREAUD (2011) calcularon una disminución significativa en la circulación del Este sobre el Altiplano y que puede causar una fuerte disminución de la precipitación en los trópicos centrales andinos hacia el final del siglo XXI. La variabilidad interdecadal de los Andes está asociada con cambios a largo plazo en los patrones de circulación del Pacífico, mientras que la variabilidad decadal está asociada con los cambios en los patrones de circulación de la cuenca Amazónica (ESPINOZA-VILLAR *et al.* 2009). A pesar de que muchos de los modelos existentes, tales como CMIP3, la tendencia

inconsistente en la precipitación regional limita severamente la comprensión del cambios climáticos a lo largo del altiplano (MINVIELLE & GARREAUD 2011). Sin embargo, ya es entendido que el SST del Pacífico ha aumentado desde la década de 1970, debido al llamado cambio climático Pacífico y este podría ser uno de los agentes causantes del retroceso acelerado observado en los glaciares (RABATEL *et al.* 2013).

HERREROS *et al.* (2009) mencionaron que no hubo cambio alguno en la cantidad de precipitación en el área de estudio durante el evento de El Niño en 1997-1998, pero el aumento de la línea de nieve fue mayor al de los resultados obtenidos en esta investigación. Durante las temporadas fuertes de El Niño, los valores de temperatura fueron más altos en la región Coropuna (VEETTIL *et al.* 2016a).

Vientos del Oeste (condiciones secas) y vientos del Este (condiciones de humedad) son las anomalías que no están centradas sobre la parte central del altiplano y la ubicación de estas anomalías en los vientos son importantes para determinar el patrón espacial de las anomalías de precipitación en los Andes centrales. Un estudio en cuencas de drenaje en Perú muestra que la región costera está teniendo mayor variabilidad en las precipitaciones y por tanto mayor variabilidad en la escorrentía en escalas de tiempo estacionales e interanuales (LAVADO-CASIMIRO *et al.* 2012). Está claro que sí existe un aumento en la escorrentía durante la temporada de baja precipitación, debido únicamente a la ablación acelerada de los glaciares. Incluso, aunque no hay documentación pertinente sobre la humedad, existen registros en los Andes. VUILLE *et al.* (2008b) encontraron un aumento moderado de humedad relativa entre 1950 y 1995 en la parte occidental de Bolivia, basados en datos de la estación. Existe una alta correlación entre la pérdida de masa glaciar y la temperatura del aire en las latitudes medias y altas latitudes glaciares (BRAITHWAITE 1981) y se

explica cómo los eventos de El Niño fueron seguidos por una elevación de la línea de nieve anual.

El aumento excepcional de la línea de nieve anual entre 1997 - 1998, 2004 - 2005 y 2010 y la disminución de la superficie del glaciar (VEETIL *et al.* 2016a) puede ser bien explicado por la presencia de eventos fuertes de El Niño ocurridos durante el régimen de calentamiento de la ODP. A partir de los resultados, se observó que tanto la superficie de los glaciares como de las nieves no variaron tanto como se esperaba por la influencia combinada del El Niño y la fase positiva de la ODP que se produjo durante 1991 - 1995; esto es similar a los resultados observados en el Nevado Cololo en Bolivia. ARNAUD *et al.* (2001) reportaron que en el 2001 ocurrió una influencia de ENOS en la Nevado Sajama en Bolivia, donde también está situado el Nevado Coropuna.

CONCLUSIÓN

Los glaciares tropicales andinos están retrocediendo a un ritmo alarmante desde finales de 1970. Sin embargo, la tasa de retroceso no fue uniforme a lo largo de los Andes Tropicales. Se observó una mayor tasa de retiro en los trópicos exteriores húmedos del sur y los trópicos interiores, en tanto que los glaciares de los trópicos secos exteriores presentaron tasas de retiro inferiores. A pesar de que se necesitan más investigaciones, el presente estudio indica que los glaciares de las cordilleras orientales de Perú y Bolivia están retrocediendo a mayor velocidad. Esto puede causar una disminución en el agua dulce de origen glaciar en algunas ciudades, como en La Paz, Bolivia. Como consecuencia inmediata de un mayor retroceso de los glaciares, no se puede pasar por alto la probabilidad de ocurrencia de una catástrofe relacionada a glaciares como el GLOF en algunas cadenas montañosas como en la cordillera de Apolobamba.

A partir de la comparación de ENOS con las variaciones en el máximo anual de las líneas de nieve (aproximadamente igual a la línea de equilibrio anual), se observaron diferentes tasas de subida/caída de la línea de nieve durante los periodos de El Niño y La Niña. Sin embargo, se observó la influencia de ENOS en los glaciares modulados por las fases fría y caliente de la ODP. Cuando El Niño se produce durante el calentamiento ODP, la línea de nieve puede aumentar hasta varios metros. Una vez más, se observó la tendencia de las variaciones de la línea de nieve a ser diferente en los trópicos interiores y los trópicos exteriores. Una rápida disminución de la extensión de los glaciares se produjo durante 1975-1997, en paralelo a la fase de calentamiento de la ODP.

No se observaron signos del reciente hiato en el calentamiento global en el comportamiento de los glaciares. Sin embargo, como se ha mencionado en estudios recientes, la región subtropical fue testigo del hiato en el calentamiento global y la tasa de retroceso de los glaciares recientes (2008-2015) fue menor en los trópicos exteriores secos que están cerca de las zonas subtropicales.

Los datos de velocidad del viento y de sublimación no fueron utilizados en este estudio. Sobre una base a largo plazo, cuando estos se combinan con los registros de núcleos de hielo, se puede obtener una imagen sin ambigüedades. Actualmente se está pasando por un período de pruebas combinadas de El Niño y ODP cálida. La comprensión de los cambios de los glaciares en las actuales condiciones climáticas es de gran relevancia en este contexto.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por La Fundação de Amparo à Pesquisas do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS).

REFERENCIAS

- ALARCÓN, C.D., C.M. GEVAERT, C. MATTAR, J.C.J. MUNOZ, J.J.P. GONZALES, J.A. SOBRINO, Y.S. VIDAL, O.F. RAYMUNDO, T.W.C. ESPIRITU & N.S. PORTILLA, 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.
- ALBERT, T.H., 2002.** Evaluation of remote sensing techniques for ice-area classification applied to the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Polar Geography*, 26: 210-226.
- AMES, A., S. DOLORES, A. VALVEDERE, P. EVANGELISTA, D. CORCINO, W. GANVINI, J. ZÚÑIGA & V. GOMEZ, 1989.** Inventario de Glaciares del Perú, Part I. Unidad de Glaciología e Hidrología, Hidrandina SA, Huaraz: 173p.
- ARNAUD, Y., F. MULLER, M. VUILLE & P. RIBSTEIN, 2001.** El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research*, 106: 17773-17784.
- BAMBER, J.L. & A. RIVERA, 2007.** A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, 59: 138-148.
- BARRY, R.G., 2006.** The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Progress in Physical Geography*, 30: 285-306.
- BENDIX, J. & W. LAUER, 1992.** Die Niederschlagsjahreszeiten in Ecuador und ihre klimadynamische Interpretation. *Erdkunde*, 46: 118-134.
- BENN, D.I. & D.J.A. EVANS, 1998.** *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London: 734 pp.
- BOLCH, T. & U. KAMP, 2006.** Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. *Proceedings. Eighth International Symposium on high mountain remote sensing cartography*: 37-48.
- BONANNO, R., C. RONCHI, B. CAGNAZZI & A. PROVENZALE, 2013.** Glacier response to current climate change and future scenarios in the north-western Italian Alps. *Regional Environmental Change*, 14: 633-643.
- BRAITHWAITE, R.J., 1981.** On glacier energy balance, ablation, and air temperature. *Journal of Glaciology*, 27:381-391.
- BRADLEY, R.S., M. VUILLE, H.F. DIAZ & W. VEGARA, 2006.** Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312: 1755-1756.
- BURNS, P. & A. NOLIN, 2014.** Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment*, 140:165-178.
- CÁCERES, B., 2010.** Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador. *Disertación*, University of Nice, France, p 84.
- CADIER, E., M. VILLACIS, A. GARCÉS, P. LHUISSIER, L. MAISHINCHO, R. LAVAL, D. PAREDES, B. CÁCERES & B. FRANCOU, 2007.** Variations of a low latitude Andean glacier according to global and local climate variations: first results. *Glacier Hydrology*, IAHS Publ. 318: 1-9.

- CHEVALLIER, P., B. POUYAUD, W. SAUREZ & T. CONDOM, 2011.** Climate change threats to environment in the tropical Andes: glaciers and water resources. *Regional Environmental Change*, 11: S179-S187.
- DÁVILA, L., 2013.** Memoria anual de glaciares - 2012. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), Huaraz, Peru.
- DIAZ, H.F., R.S. BRADLEY & L. NING, 2014.** Climate changes in mountain regions of the American Cordillera and the tropics: historical changes and future outlook. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 46: 1-9.
- ESPINOZA-VILLAR, J.C., J. RONCHAIL, J.L. GUYOT, G. COCHONNEAU, F. NAZIANO, W. LAVADO, E. DE OLIVEIRA, R. POMBOSA & P. VAUCHEL, 2009.** Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29:1574-1594.
- FAVIER, V., P. WAGNON & P. RIBSTEIN, 2004.** Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31: L16403.
- FRANCOU, B., E. RAMIREZ, B. CÁCERES & J. MENDOZA, 2000.** Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29: 416-422.
- FRANCOU, B., M. VUILLE, P. WAGNON, J. MENDOZA & J-E. SICART, 2003.** Tropical climate change recorded by a glacier in the Central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5, 4154):1-12.
- FRANCOU, B., M. VUILLE, V. FAVIER & B. CÁCERES, 2004.** New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research*, 109: D18106.
- FUJITA, K., 2008.** Effect of precipitation seasonality on climate sensitivity of glacier mass balance. *Earth and Planetary Science Letters*, 276: 14-19.
- GARREAUD, R.D., 2009.** The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22: 3-11.
- GARREAUD, R.D. & P. ACEITUNO, 2001.** Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14: 2779-2789.
- GARREAUD, R.D., M. VUILLE, R. COMPAGNUCCI & J. MARENGO, 2009.** Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 180-195.
- GURGISER, E., B. MARZEION, L. NICHOLSON, M. ORTNER & G. KASER, 2013.** Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru. *The Cryosphere*, 7: 1787-1802.
- HALL, D.K., J.P. ORMSBY, R.A. BINDSCADLER & H. SIDDALINGAIAH, 1987.** Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat Thematic Mapper data. *Annals of Glaciology*, 9: 104-108.
- HASTENRATH, S., 1994.** Recession of Tropical Glaciers. *Science*, 265: 1790-1791.
- HERREROS, J., I. MORENO, J.D. TAUPIN, P. GINOT, N. PATRIS, M. ANGELIS, M.P. LEDRU, F.**

- DELACHAUS & U. SCHOTTERER, 2009.** Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru. *Advances in Geosciences*, 22: 27-34.
- IPCC. 2001.** Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report. In: HOUGHTON, J.T., Y. DING, D.J. GRIGGS, M. NOUGER, P.J. LINDEN & D. XIAOSU (Eds.) Cambridge University Press, UK.
- JOHNSON, A.M., 1976.** The climate of Peru, Bolivia, and Ecuador. In: *World Survey of Climatology*, 12, Climates of Central and South America. 147-218. Elsevier, New York.
- JOMELLI, V., V. FAVIER, A. RABATEL, D. BRUNSTEIN, G. HOFFMANN & B. FRANCOU, 2009.** Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 269-282.
- JORDAN, W., L. UNGERECHTS, B. CÁCERES, A. PEÑAFIEL & B. FRANCOU, 2005.** Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrological Sciences Journal*, 50: 949-961.
- KASER, G., 1999.** A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22: 93-103.
- KASER, G., A. FOUNTAIN & P. JANSSON, 2003.** A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers, International Hydrological Programme - IV. Technical Documents in Hydrology, No. 59, UNESCO, Paris.
- KASER, G & C. GEORGES, 1997.** Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-1950, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24: 344-349.
- KASER G., S. HASTENRATH & A. AMES, 1996.** Mass balance profiles on tropical glaciers. *Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 32:75-81.
- KASER, G. & H. OSMASTON, 2002.** *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press and UNESCO, Cambridge, 207pp.
- KLEIN, A.G., G.O. SELTZER & B.L. ISACKS, 1999.** Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 18: 63-84.
- KULKARNI, A.V., I.M. BAHUGUNA, B.P. RATHORE, S.K. SINGH, S.S. RANDHAWA, R.K. SOOD & S. DHAR, 2007.** Glacial retreat in Himalaya using Indian Remote Sensing satellite data. *Current Science*, 92: 69-74.
- KUMAR, A. & M.P. HOERLING, 2003.** The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. *Journal of Climate*, 16: 1391-1403.
- LARAQUE, A., J. RONCHAL, G. COCHONNEAU, R. POMBOSA & J.L. GUYOT, 2007.** Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 8: 1364-1381.
- LAVADO-CASIMIRO, W.S., J. RONCHAIL, D. LABAT, J.C. ESPIONAZA & J.L. GUYOT, 2012.** Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrological Sciences Journal*, 57: 625-642.

- LEMKE, P., J. REN, R.B. ALLEY, I. ALLISON, J. CARRASCO, G. FLATO, Y. FUJII, G. KASER, P. MOTE, R.H. THOMAS & T. ZHANG, 2007.** Observations: Changes in snow, ice and frozen ground, In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. SOLOMON, S., D. QUIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNON & H.L. MILLER (Eds), 337-383, Cambridge University press, Cambridge, UK and NY, USA.
- LUTERBACHER, J., R. RICKLI, E. XOPLAKI, C. TINGUELY, C. BECK, C. PFISTER & H. WANNER, 2001.** The late Maunder Minimum (1675-1715) – a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climatic Change*, 49: 441-462.
- MANTUA, N.J., S.R. HARE, Y. ZHANG, J.M. WALLACE & R.C. FRANCIS, 1997.** A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78: 1069-1079.
- MARENGO, J.A., W. SOARES, C. SAULO & M. NICOLINI, 2004.** Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyzes Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17: 2262-2280.
- MARK, B.G. & G.O. SELTZER, 2005.** Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climate forcing. *Quaternary Science Review*, 24: 2265-2280.
- MASON, S.J. & L. GODDARD, 2001.** Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO. *Bulletin of American Meteorological Society*, 82: 619-638.
- MAUSSION, F., W. GURGISER, M. GROßHAUSER, G. KASER & B. MARZEION, 2015.** ENSO influence on surface energy and mass balance at Shallap Glacier, Cordillera Blanca, Peru. *The Cryosphere*, 9: 1663-1683.
- MESSERLI, B., 2001.** The international Year of Mountains (IYM), the mountain research initiative (MRI) and PAGES, Editorial, Pages News, 9(3): 2.
- MINVIELLE, M. & R. GARREAUD, 2011.** Projecting rainfall changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24: 4577-4583.
- NOGAMI, M., 1972.** The snow line and climate during the last glacial period in the Andes mountains. *The Quaternary Research (Japan)*, 11: 71-80.
- OERLEMANS, J., 1989.** On the response of valley glaciers to climatic change. In: *Glacier fluctuations and climatic change. Proceedings of the Symposium on Glacier Fluctuations and Climate Change*, Amsterdam, June 1-5, Kluwer Academic Publishers, Netherlands: 353-371.
- PAUL, F., 2000.** Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *Proceedings. EARSeL-SIG-workshop land ice and snow*, Dresden, 16–17 June 2000: 239-245.
- PEPIN, N., R.S. BRADLEY, H.F. DIAZ, M. BARAER, E.B. CÁCERES, N. FORSYTHE, H. FOWLER, G. GREENWOOD, M.Z. HASHMI, X.D. LIU, J.R. MILLER, L. NING, A. OHMURA, E. PALAZZI, I. RANGWALA, W. SCHONER, I. SEVERSKIY, M. SHAHGEDANOVA, M.B. WANG, S.N. WILLIAMSON & D.Q. YANG, 2015.** Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5: 424-430.

- RABATEL, A., A. BERMEJO, E. LOARTE, A. SORUCO, J. GOMEZ, G. LEONARDINI, C. VINCENT & J.E. SICART, 2012.** Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *Journal of Glaciology*, 58: 1027-1036.
- RABATEL, A., B. FRANCOU, A. SORUCO, J. GOMEZ, B. CÁCERES, J.L. CEBALLOS, R. BASTANTES, M. VUILLE, J.E. SICART, C. HUGGEL, M. SCHEEL, Y. LEJEUNE, Y. ARNAUD, M. COLLET, T. CONDOM, G. CONSOLI, V. FAVIER, V. JOMELLI, R. GALARRAGA, P. GINOT, L. MAISINCHO, J. MENDOZA, M. MENEGOS, E. RAMIREZ, P. RIBSTEIN, W. SUAREZ, M. VILLACIS & P. WAGNON, 2013.** Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7: 81-102.
- RACOVITEANU, A.R., Y. ARNAUD, M.W. WILLIAMS & J. ORDONEZ, 2008.** Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, 54: 499-510.
- RACOVITEANU, A., W.F. MANLEY, Y. ARNAUD & M.W. WILLIAMS, 2007.** Evaluating digital elevation models for glaciological applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 59: 110-125.
- RANGWALA, I., 2013.** Amplified water vapour feedback at high altitudes during winter. *International Journal of Climatology*, 33: 897-903.
- RAPER, S.C.B. & R.J. BRAITHWAITE, 2006.** Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature*, 439: 311-313.
- REES, W.G., 2006.** Remote sensing of snow and ice. Taylor & Francis London pp. 324.
- RUPPER, S. & G. ROE, 2008.** Glacier changes and regional climate: a mass and energy balance approach. *Journal of Climate*, 21: 5384-5401.
- SAGREDO, E.A., S. RUPPER & T.V. LOWELL, 2014.** Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes. *Quaternary Research*, 81: 355-366.
- SAGREDO, E.A. & T.V. LOWELL, 2012.** Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86-87: 101-109.
- SALZMANN, N., C. HUGGEL, M. ROHRER, W. SILVERIO, B.G. MARK, P. BURNS & C. PORTOCARRERO, 2013.** Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, Southern Peruvian Andes. *The Cryosphere*, 7: 103-118.
- SANCHES, A.M., 2013.** Variações na extensão da cobertura de gelo do Nevado Cololo, Bolívia. *Disertación de Maestría, Geografía, Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.*
- SCHAUWECKER, S., M. ROHRER, D. ACUNA, A. COCHACHIN, L. DAVILA, H. FREY, C. GIRALDEZ, J. GOMEZ, C. HUGGEL, M. JACQUES-COPER, E. LOARTE, N. SALZMANN & M. VUILLE, 2014.** Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119: 85-97.
- SILVERIO, W. & J.M. JAQUET, 2005.** Glacial cover mapping (1987-1996) of the

Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95: 342-350.

SEILER, C, R.W.A. HUTJES & P. KABAT, 2013a. Likely ranges of climate change in Bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52: 1303-1317.

SEILER, C, R.W.A. HUTJES & P. KABAT, 2013b. Climate variability and trends in Bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52: 130-146.

SOLOMINA, O., W. HAEBERLI, C. KULL & G. WILES, 2008. Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*, 60: 1-9.

SORUCO, A., 2008. Etude du retrait des glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz – Bolivie (16oS). Tesis Doctoral, Université Joseph Fourier, Grenoble, Francia.

SORUCO, A., C. VINCENT, B. FRANCOU & J.F. GONZALEZ, 2009. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophysical Research Letters*, 36:1-6.

SURAZAKOV, A.B. & V.B. AIZEN, 2006. Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data. *IEEE Transactions in Geoscience and Remote Sensing*, 44: 2991-2995.

THOMPSON, L.G., E. MOSLEY-THOMPSON & B.M. ARNAO, 1984. El Niño-Southern oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226:50-53.

VEETTIL, B.K., 2012. Three decadal monitoring of mountain glaciers in Ecuador - A case study on ENSO impact on Andean glaciers: A remote sensing perspective. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 3: 269-284.

VEETTIL, B.K., D.S. MEDEIROS & A.E.B. GRONDONA, 2013. El Niño - Southern Oscillation (ENSO) influence on the Ice-covered Sajama Volcano, Bolivia, over the last three decades (1984-present). *Brazilian Remote Sensing Symposium (SBSR-2013) 2013*, Foz do Iguaçu, Brazil, 13-18 April; 8637-8644.

VEETTIL, B.K., E.L.B. MAIER, U.F. BREMER & S.F. SOUZA, 2014. Combined influence of PDO and ENSO on northern Andean glaciers: a case study on the Cotopaxi ice-covered volcano, Ecuador. *Climate Dynamics*, 43: 3439-3448.

VEETTIL, B.K., U.F. BREMER, S.F. SOUZA, E.L.B. MAIER & J.C. SIMÕES, 2015. Influence of ENSO and PDO on mountain glaciers in the outer tropics: case studies in Bolivia. *Theoretical and Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-015-1545-4

VEETTIL, B.K., U.F. BREMER, S.F. SOUZA, E.L.B. MAIER & J.C. SIMÕES, 2016a. Variations in annual snowline and area of an ice-covered stratovolcano in the Cordillera Ampato, Peru, using remote sensing data (1986-2014). *Geocarto International*, 31: 544-556.

VEETTIL, B.K., S. WANG, U.F. BREMER, S.F. SOUZA & J.C. SIMÕES, 2016b. Recent trends in annual snowline variations in the northern wet outer tropics: case studies from southern Cordillera Blanca, Peru. *Theoretical and Applied Climatology*. doi: 10.1007/s00704-016-1775-0

- VILÍMEK, V., J. KLIMES, A. EMER & M. BENESOVÁ, 2015.** Geomorphologic impacts of the glacial lake outburst flood from Lake No. 513 (Peru). *Environmental Earth Sciences*, 73: 5233-5244.
- VUILLE, M., 1999.** Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 19: 1579-1600.
- VUILLE, M. & R.S. BRADLEY, 2000.** Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, 27: 3885-3888.
- VUILLE, M., R. BRADLEY & F. KEIMIG, 2000a.** Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13: 2520-2535.
- VUILLE, M., R.S. BRADLEY & F. KEIMIG, 2000b.** Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, 105: 447-460.
- VUILLE, M., R.S. BRADLEY, M. WERNER & F. KEIMIG, 2003.** 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59: 75-99.
- VUILLE, M., B. FRANCOU, P. WAGNON, I. JUEN, G. KASER, B.G. MARK & R.S. BRADLEY, 2008a.** Climate change and tropical Andean glaciers-Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89: 79-96.
- VUILLE, M., G. KASER & I. JUEN, 2008b.** Glacier mass variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and large scale circulation. *Global and Planetary Change*, 63:14-28.
- VUILLE, M., E. FRANQUIST, R. GARREAUD, W.S.L. CASIMIRO & B. CÁCERES, 2015.** Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research*, 120: 3745-3757.
- VUILLE, M. & F. KEIMIG, 2004.** Interannual variability of summertime convective Cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17: 3334-48.
- WAGNON, P., P. RIBSTEIN, B. FRANCOU & J-E. SICART, 2001.** Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47: 21-28
- WAGNON, P., P. RIBSTEIN, G. KASER & P. BERTON, 1999.** Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, 22: 49-58.
- WILLIAMS Jr, R., D.K. HALL, O. SIGURDSSON & J.Y.L. CHIEN, 1997.** Comparison of satellite- derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-1992. *Annals of Glaciology*, 24: 72-80.
- ZASDANI, J., 2007.** The Little Ice Age in the Alps: its record in glacial deposits and rock glacier formation. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41: 117-139.