

**SGP**
FUNDADA 1924**Sociedad Geológica del Perú**Journal Homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Prospección de edades ^{36}Cl de la última máxima expansión de los glaciares y el comienzo de la deglaciación al noreste del complejo volcánico Nevado Coropuna (Región Arequipa)

Jose Úbeda Palenque^{1,2,3}, Ronald Concha Niño de Guzmán¹, Pool Vásquez Choque¹, Pablo Masías Álvarez¹, Joshua Iparraquirre Ayala³

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Avenida Canadá 1470, Lima (Perú) (joseubeda@ucm.es)

²Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña. Universidad Complutense de Madrid (España).

³Guías de Espeleología y Montaña (España-Perú).

ABSTRACT

The Nevado Coropuna is a volcanic complex covered by the most extensive glacier system in the tropics. It is in the arid Central Andes, where glaciers are more sensitive to precipitation than to temperature. In the northeast of the Coropuna, volcanism, geothermal heat and the presence of the altiplano influenced in the past evolution of the glaciers, hindering its understanding. This work is a preliminary analysis of that problem, by a ^{36}Cl age survey of maximum glacier extent, the beginning of deglaciation and the last volcanic eruption. Complementarily also was reconstructed the Equilibrium Line Altitude of present and past glaciers and the cooling respect to the current climate at the glaciers expansion. The results were compared to previous glacial ages, from Coropuna and other mountains in Central Andes, and paleoclimatic proxies of Altiplano humidity and temperature in both Earth hemispheres. The data suggest that the maximum expansion occurred 26-11 ka, in relation to wetter climate than present that maybe was driven by the boreal cooling during Last Glacial Maximum and the Heinrich and Young Dryas episodes.

RESUMEN

El Nevado Coropuna es un complejo volcánico cubierto por el sistema glaciar más extenso de los trópicos. Está en los Andes Centrales áridos, donde los glaciares son más sensibles a la precipitación que a la temperatura. Al noreste del Coropuna, el vulcanismo, el calor geotérmico y la presencia del altiplano influyeron en la evolución de los glaciares en el pasado, dificultando su comprensión. Este trabajo es un análisis preliminar de ese problema, realizando una prospección de edades ^{36}Cl de la máxima expansión glaciar, el comienzo de la deglaciación y la última erupción volcánica. Complementariamente se reconstruyeron las *Equilibrium Line Altitudes* de glaciares actuales y pasados y el enfriamiento del clima con respecto al presente durante la expansión glaciar. Los resultados se compararon con anteriores edades glaciales, del Coropuna y otras montañas de los Andes Centrales, y proxies paleoclimáticos de humedad en el Altiplano y temperatura en ambos hemisferios terrestres. Los datos sugieren que la máxima expansión glaciar sucedió hace ~26-11 ka, en relación con un clima más húmedo que el actual, que tal vez fue impulsado por el enfriamiento boreal durante el *Last Glacial Maximum* y los episodios *Heinrich* y *Younger Dryas*.

Keywords: cosmogenic glacial ages, Coropuna volcano, Dry outer tropics, ITCZ

Palabras clave: edades glaciales, volcán Coropuna, trópicos exteriores áridos, ITCZ

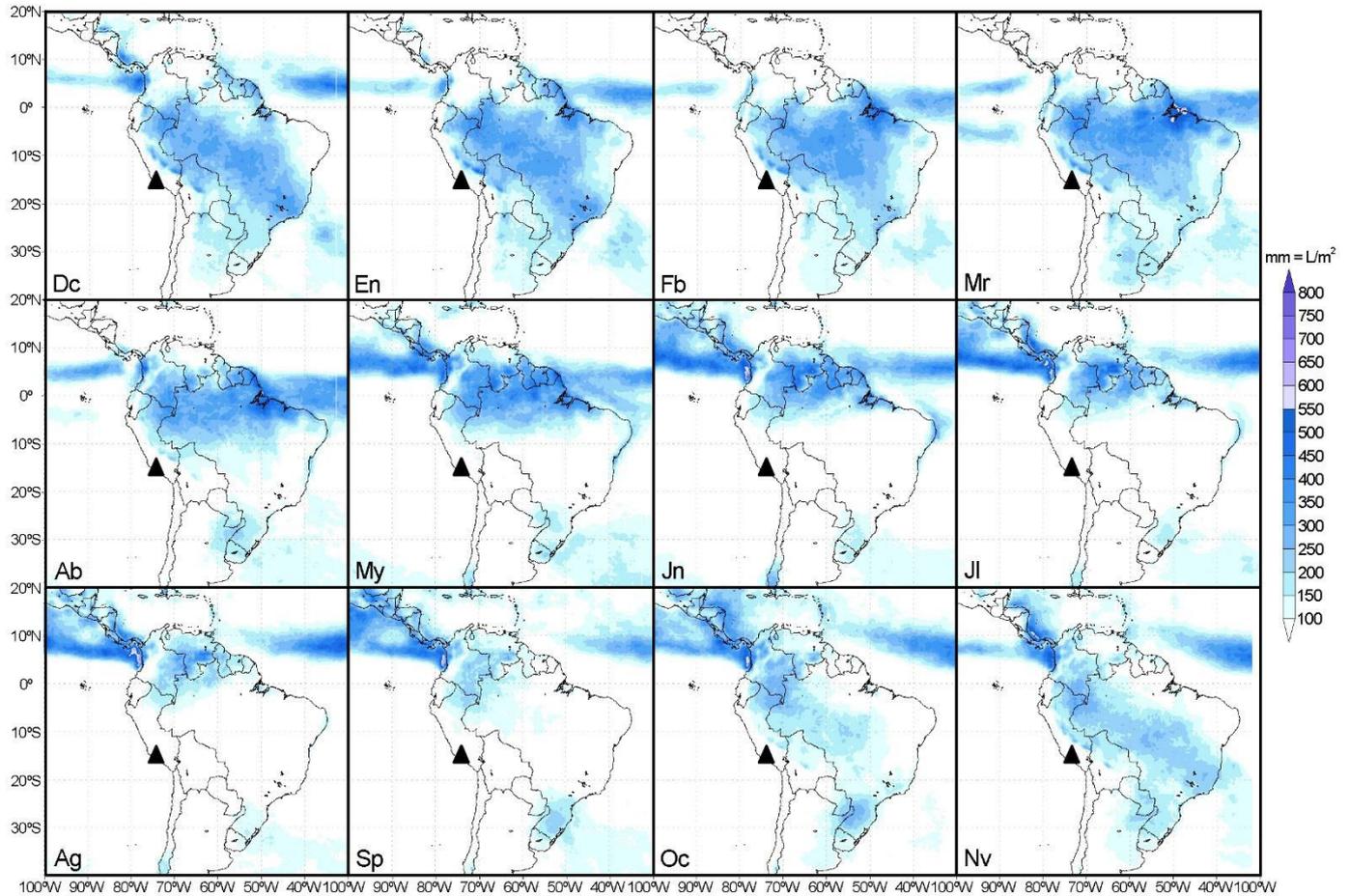


Figura 1. Promedios mensuales de precipitación 1998-2007 (misión TRMM-NASA). Los triángulos negros indican la localización del Nevado Coropuna.

1. Introducción

1.1. Teleconexión de la evolución de los glaciares de los Andes Centrales con el enfriamiento boreal

Los glaciares pueden registrar los cambios climáticos en diferentes escalas de tiempo, desde algunas décadas a decenas de miles de años. El parámetro que mejor expresa esa relación es la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares, conocida por su denominación anglosajona *Equilibrium Line Altitude (ELA)*. La ELA es una isohipsa, que se mide en metros sobre el nivel del mar (en adelante m) y separa teóricamente dos zonas de un glaciar:

- Zona de acumulación: donde predominan los fenómenos que favorecen la ganancia de masa glaciar, como la acumulación de nieve o su redistribución eólica y las avalanchas.
- Zona de ablación: donde influyen en mayor medida los procesos que provocan pérdida de masa glaciar, como fusión y sublimación.

La ELA varía con el tiempo en función de la temperatura y la precipitación. La reconstrucción de ELAs actuales y pasadas (paleoELAs) permite realizar una evaluación preliminar del enfriamiento del clima en el pasado, cuando culminaron los avances de los glaciares, hace cientos o

miles de años. Las cronologías de la expansión glaciar y la deglaciación pueden estimarse calculando las edades de exposición a la radiación cósmica de superficies de bloques morrénicos y lechos rocosos pulidos, respectivamente. Aunque las edades glaciales y las reconstrucciones paleoclimáticas sugeridas por la depresión de la ELA son datos discontinuos, pueden compararse con *proxies* continuos de alta resolución, como sedimentos lacustres y marinos. De ese modo el registro glaciar a escala local puede vincularse con procesos dinámicos a escala regional y global. Los Andes Centrales son un escenario ideal para desarrollar ese tipo de investigaciones, porque la cordillera es una barrera orográfica que separa dos regiones climáticas muy diferentes, cada una de las cuales está vinculada con uno de los dos hemisferios terrestres:

- Hacia el este de los Andes Centrales está la Amazonía, donde la estacionalidad de las precipitaciones está relacionada con la evolución de la temperatura del Hemisferio Norte. Durante el verano boreal, la Zona de Convergencia Intertropical (*Intertropical Convergence Zone* o ITCZ; figura 1) está en posiciones septentrionales y la precipitación mensual al sur del río Amazonas es >100 mm (Clapperton, 1993). Sin embargo, durante el invierno boreal la ITCZ migra hacia el sur y ocurre la mayor parte de la precipitación anual en la Amazonía meridional. Junto con la convección sobre la Amazonía y la Zona de Convergencia

del Atlántico Sur, o *South Atlantic Convergence Zone (SACZ)*, la ITCZ es uno de los dos componentes principales del sistema monzónico del verano suramericano, o *South American Summer Monsoon (SASM)*, que controla el ciclo de la precipitación estacional sobre las latitudes tropicales de América del Sur (Nogués-Paegle et al., 2002; Sylvestre, 2009; Vera et al., 2006; Zhou & Lau, 1998).

- Hacia el oeste de los Andes Centrales está la costa del Pacífico, donde el clima actual es extremadamente árido. La causa es un anticiclón permanentemente instalado sobre el océano, como consecuencia del enfriamiento de la base de la troposfera por agua marina transportada desde la Antártida por la corriente de Humboldt.

Uno de los efectos de la situación anticiclónica al oeste de los Andes Centrales es el incremento de la aridez hacia el oeste y el sur de los Andes Centrales, a medida que se reduce la distancia con respecto al área fuente de la corriente de Humboldt. Como consecuencia de dicha tendencia las ELAs y paleoELAs también tienden a elevarse hacia el oeste y hacia el sur de los Andes Centrales (Clapperton, 1993). Evidencias estratigráficas y sedimentológicas sugieren que la costa del sur de Perú y el norte de Chile puede haber sido así de árida al menos desde el Mioceno (Hartley, 2003; Hartley & Chong, 2002), por lo que las tendencias de las paleoELAs también pueden haber sido semejantes desde la misma época.

Los modelos climáticos muestran la ITCZ desplazada hacia el sur cuando el Atlántico Norte se enfría (Chiang & Bitz, 2005; Zhang & Delworth, 2005), de modo que la misma relación enfriamiento boreal-humedad tropical también pudo suceder en el pasado. Posiblemente provocó las transgresiones de los paleolagos en el Altiplano boliviano, como sugieren las más recientes: Sajsi (~25-19 ka), Tauca (~18-14 ka) y Coipasa (~13-11 ka), porque fueron contemporáneas a los eventos fríos boreales Younger Dryas (YD) y Heinrich 1-3 (H1-H3; (Blard et al., 2011; Plazcek et al., 2006). Además, se han identificado diez transgresiones durante los últimos 130 ka coincidentes con temperaturas frías y descargas de icebergs en el Atlántico Norte (Plazcek et al., 2013), sugiriendo que la teleconexión enfriamiento boreal-humedad tropical a través de la ITCZ puede haber sucedido muchas veces durante el Último Ciclo Glacial (desde hace ~100 ka).

Las migraciones hacia el sur de la ITCZ se han detectado en escalas de cientos (Sachs et al., 2009) y decenas de miles de años (Schneider et al., 2014) y se ha señalado que el contraste térmico interhemisférico también debe influir en la posición de la ITCZ (Chiang & Friedman, 2012).

La influencia del enfriamiento boreal en la humedad tropical puede haber tenido diferentes consecuencias en la dinámica de los glaciares de los Andes Centrales, dependiendo de la evolución de la temperatura austral, la altitud de las montañas y su localización en regiones húmedas o áridas. Las edades de exposición permiten abordar la investigación de ese problema. A continuación se expone una selección de dataciones (figura 2), presentando las edades glaciales redondeadas en milenios y clasificadas en dos regiones definidas por Sagredo et al. (2014) en función de la mayor sensibilidad de la ELA de los glaciares a la temperatura o la precipitación:

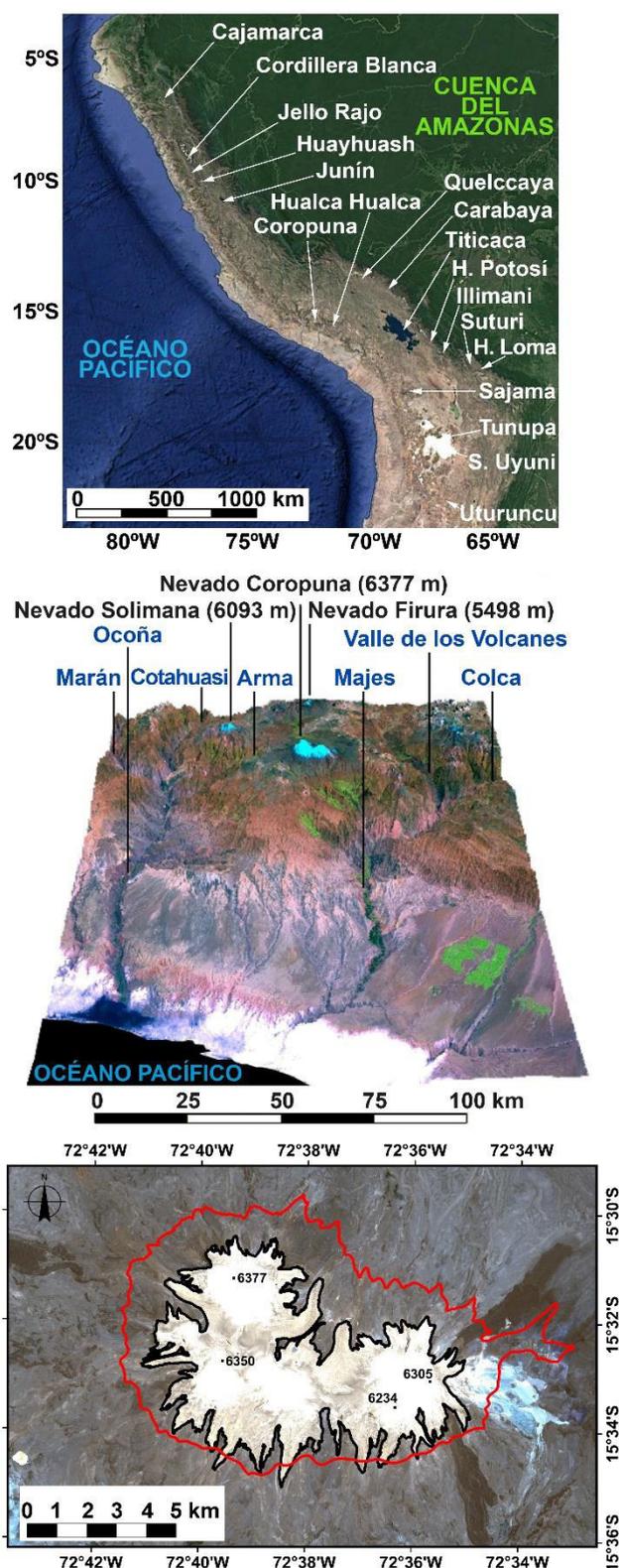


Figura 2. Arriba: Localización de las áreas de estudio de los trabajos citados en el texto. Centro: Modelo tridimensional de la región del Nevado Coropuna, mostrando las montañas más altas (texto negro) y los ríos principales (texto azul). Abajo: Imagen del satélite RapidEye 6/11/2010 del área de cumbres del Nevado Coropuna, indicando los límites del sistema glaciar (línea negra), la isoterma de 0°C de la temperatura del aire 2007-2008 (línea roja; Úbeda, 2011) y las coladas de lava no glaciadas y más jóvenes (A, B, C).

- Trópicos exteriores septentrionales y meridionales: Andes Centrales húmedos, donde la fusión domina la ablación glaciaria y la ELA es más sensible a la temperatura que a la precipitación.
- Trópicos exteriores secos: Andes Centrales áridos, donde la sublimación es el proceso más importante de ablación glaciaria y la ELA es más sensible a la precipitación que a la temperatura.

1.2. Trópicos exteriores septentrionales y meridionales

1.2.1. Cajamarca

Shakun et al. (2015) trabajaron en tres áreas de estudio de la región Cajamarca (~7°S, ~78°W): North Camp, Galeno y San Cirilo (~30 km al oeste de los anteriores). Hoy en día no hay glaciares en esas montañas, pero se conservan morrenas a ~3900 m de altitud y unos cientos de metros debajo de las cumbres. En esos lugares Shakun et al. (2015) recogieron muestras de superficies de las siguientes unidades:

- North Camp: 9 bloques en dos morrenas laterales que delimitan el último máximo glacial o *Last Glacial Maximum* (LGM) local.
- Galeno: 9 bloques en un complejo de morrenas terminales, depositadas por breves reavances durante la deglaciación.
- San Cirilo: 11 bloques morrénicos y un lecho rocoso pulido, que representan el máximo avance y el deshielo posterior como consecuencia del ascenso de la ELA.

Shakun et al. (2015) analizaron los resultados empleando el criterio estadístico de Chauvenet para descartar 6 valores atípicos (*outliers*) y seleccionaron 24 edades ¹⁰Be dispersas:

- North Camp: ~25-22 ka (6 edades) y tres *outliers* (~143, ~60 y ~43 ka).
- Galeno: ~22-19 ka (9 edades) y un *outlier* (~40 ka).
- San Cirilo: ~30, ~25-20 (6 edades) y ~18 ka, con dos *outliers* (~43 y ~41 ka) y ~20 ka para el lecho rocoso pulido.

Shakun et al. (2015) interpretaron esas edades y alcanzaron dos conclusiones principales:

- El LGM local debió suceder hace entre 23.6±0.5 ka (North Camp) y 21.2±0.8 ka (San Cirilo).
- La deglaciación comenzó después de 19.8±0.3 ka (Galeno) y antes del inicio del aumento de CO₂ (Ahn & Brook, 2008) y otros forzamientos a gran escala.

1.2.2. Cordillera Blanca, lago Junín y Cordillera Real

Zech et al. (2009) recalcularon edades ¹⁰Be previamente publicadas de diferentes valles glaciares, en tres regiones de los Andes Centrales húmedos distantes entre sí:

- Cordillera Blanca (~9-10°S, ~78°W): valles Cojup, Llaca, Río Negro y Queshgue (49 edades de Farber et al., 2005).
- Lago Junín (~11°S, ~76°W): valles Alcacocha, Antacocha, Calcalcocha y Collpa (146 edades de Smith et al., 2005b).
- Cordillera Real de Bolivia (~16°S, ~68-69°W): valles Milluni y Zongo (42 edades de Smith et al., 2005b) y valles

San Francisco, Río Suturi y Huama Loma (28 edades de Zech et al., 2007). Zech et al. (2009) presentaron las edades recalculadas como "x/y ka", siendo "x" el resultado del modelo de edad de Lal (1991)/Stone (2000) e "y" el resultado del modelo de edad de Lifton et al. (2005). De esa manera Zech et al. (2009) estimaron que en los Andes Tropicales húmedos pudo suceder un LGM local temprano hace ~30/26 ka, seguido por un estado de equilibrio y/o avances glaciares en algunos valles entre ~17/15 y 12/10 ka.

Smith & Rodbell (2010) trabajaron en dos sitios al suroeste del Nevado Jeulla Rajo (10°S, 77°W; 5600 m), en el límite meridional de la Cordillera Blanca: el valle Jeullesh y la planicie Conococha (4100-4000 m). En esos lugares recogieron 57 muestras de superficies de bloques situados en diferentes contextos geomorfológicos:

- Morrenas más viejas, cortadas perpendicularmente por el valle Jeullesh, y en la planicie fluvio-glaciaria (*outwash* o *sandur*) que drena dicho valle.
- Morrenas laterales del máximo avance en el valle Jeullesh (M5) y morrenas depositadas en su interior por reavances menores (M4 y M5).

Los resultados reflejan cuatro episodios de estabilización de los paleoglaciares hace >65, ~65, ~32 y ~18-15 ka, que Smith & Rodbell (2010) correlacionaron con aumentos de la precipitación tropical debidos a migraciones hacia el sur de la ITCZ durante los eventos H6-H1.

En un trabajo anterior, Glasser et al. (2009) habían calculado 21 edades ¹⁰Be en las morrenas laterales de máximos avances en el valle Jeullesh y el adyacente valle Tuco. También en morrenas depositadas por reavances menores en altitudes sucesivamente más elevadas de ambos valles. Esos autores consideraron que después del LGM la deglaciación fue interrumpida por 3-4 reavances menores o fases de estabilización de los glaciares durante el periodo ~12-8 ka, que comprende los eventos fríos boreales YD y 8.2 ka. Sin embargo concluyeron que el clima local fue frío y seco y los avances glaciares se debieron a un descenso térmico en lugar de a un aumento de humedad.

1.2.3. Cordillera Huayhuash

Hall et al. (2009) trabajaron en las vertientes oeste (valles Jahuacocha, Gashapampa, Huancho y Huanacpatay) y este (valles Mitococha y Carhuacocha) de la Cordillera Huayhuash (10°S, 77°W, 6617 m). En dichos valles obtuvieron edades ¹⁰Be de 50 bloques morrénicos y 9 lechos rocosos pulidos y dataciones ¹⁴C de 9 testigos de sedimentos de lagos represados por morrenas. Identificaron reavances glaciares depositando morrenas en altitudes sucesivamente más elevadas hace >26, ~20-22, ~13-14, ~9-10 y ~0.3 ka. También encontraron lechos rocosos pulidos intercalados entre las morrenas, que el deshielo expuso a la radiación cósmica hace ~38, ~12 y ~9 ka. Esos autores detectaron que los paleoglaciares alcanzaron una altitud similar en ambos lados de la cordillera (~4000 m) y concluyeron que la temperatura debió ser el factor determinante en el control de la expansión de las masas de hielo.

1.2.4. Casquete glaciar Quelccaya

Kelly et al. (2012) investigaron la vertiente noroeste del casquete glaciar Quelccaya (14°S, 71°O, 5670 m). Está en la cordillera oriental de los Andes Centrales y es la segunda masa de hielo tropical más grande de la Tierra (~44 km² en 2010; (Hanshaw & Bookhagen, 2014). Kelly et al. (2012) completaron cronologías previas en las morrenas de los valles South Fork, Huancañé y Northern, calculando 13 edades ¹⁰Be y 38 dataciones ¹⁴C. Interpretaron los datos disponibles y dedujeron que el sistema glaciar Quelccaya estaba en máxima expansión hace ~21.0 ka y una primera fase de deglaciación comenzó hace ~17.2 ka. Posteriormente los glaciares permanecieron vertiente arriba de los valles hace entre ~13.6 y ~12.8 ka, y a continuación ocurrieron sucesivamente un breve reavance (~12.5-12.4 ka) y el comienzo de una segunda fase de deglaciación (~11.6 ka).

Kelly et al. (2012) correlacionaron el reavance glaciar de hace ~12 ka con el enfriamiento del aire en Groenlandia durante el YD (Rasmussen et al., 2006) y la temperatura de la superficie del mar (SST; Lea et al., 2003) en la cuenca de Cariaco, que está en la costa venezolana del mar Caribe. También correlacionaron el reavance glaciar de hace ~12 ka en Quelccaya con el aumento de las precipitaciones sugerido por espeleotemas en Brasil (Wang et al., 2004; Wang et al., 2007) y niveles de los paleolagos en el Altiplano boliviano (Baker et al., 2001; Placzek et al., 2009). Finalmente, Kelly et al. (2012) concluyeron que el enfriamiento boreal durante el YD desplazó hacia el sur la ITCZ e incrementó la humedad tropical y el tamaño del casquete glaciar Quelccaya.

1.2.5. Cordillera Carabaya

Bromley et al. (2016) trabajaron en dos áreas de estudio de la Cordillera Carabaya (~14°S, ~79°W): Minas Tira y Laguna Aricoma. En ambos lugares, separados ~50 km entre sí, las cumbres están en altitudes <5200 m y sólo existen glaciares actuales en algunas orientaciones favorables. Sin embargo hay morrenas bien conservadas que registran avances pasados. Esos autores utilizaron la tasa de producción de Kelly et al. (2015); la herramienta CRONUS (Balco et al., 2008) y los modelos de edad St y Lm Lal (1991)/Stone (2000) para calcular las edades de exposición ¹⁰Be de superficies de 12 bloques morrénicos. Los resultados St/Lm reflejan máximos avances glaciares hace ~29-22/~26-21 ka (4 bloques en Minas Tira) y ~19/~18 ka (2 bloques en Laguna Aricoma). También reavances menores en la laguna Veluyococha, ~6-7 km valle arriba de Aricoma, hace ~28-15/~26-15 ka (6 bloques). Bromley et al. (2016) compararon sus resultados con la temperatura superficial y CO₂ atmosférico del testigo de hielo (borehole) de la Antártida occidental (Marcott et al., 2014), niveles de paleolagos en el Altiplano boliviano (Blard et al., 2011) y una amplia variedad de cronologías glaciales (incluyendo edades recalculadas por ellos) y proxies paleoclimáticos. Esos autores alcanzaron dos conclusiones principales para los Andes tropicales húmedos, dominados por la temperatura:

- Los glaciares debían estar en máxima expansión hace ~28-26 ka.
- La deglaciación comenzó en ~20-18 ka.

Bromley et al. (2016) señalaron que sus conclusiones son coherentes con datos de las latitudes medias y altas de ambos hemisferios (Clark et al., 2009; Denton et al., 2010), aunque en los Andes tropicales áridos también pudieron suceder avances glaciares tardíos (p.e. Blard et al., 2009), como consecuencia de la alta sensibilidad a la precipitación que tienen en esas regiones las masas de hielo (Sagredo et al., 2014).

1.2.6. Nevado Illimani

El Nevado Illimani (17°S, 68°O, 6462 m) es la montaña más alta de la Cordillera Real de Bolivia. Al norte de la cumbre, en el valle Pasto Grande, Smith et al. (2011) recogieron 22 muestras en superficies de bloques de un grupo de morrenas de máximos avances (A) y dos grupos de morrenas de reavances localizadas en altitudes sucesivamente más elevadas de los valles (B y C). También reconstruyeron las paleoELAs para las fases A, B y C, empleando los métodos *Toe-Headwall Altitude Ratio* (THAR) y *Accumulation Area Ratio* (AAR) y evaluaron el enfriamiento del clima deducido de la depresión de la paleoELA. En esa tarea asumieron que la ELA actual era 5270 m, promedio de la altitud de equilibrio del balance de masa (b=0 mm) en el glaciar Zongo (Huayna Potosi; Cordillera Real) durante los años hidrológicos comprendidos en el periodo 1992-1997 (Francou et al., 1995; Wagnon et al., 1999).

Smith et al. (2011) obtuvieron los siguientes resultados:

- Morrenas A: 15.5-13.0 ka; paleoELA THAR=4870 m; ΔELA=400 m; ΔT=-3.0°C.
- Morrenas B: ~10.0-8.5 ka; paleoELA THAR=5110 m; ΔELA=160 m; ΔT=-1.2°C.
- Morrenas C: ~3.5-2.0 ka; paleoELA THAR=5250 m; ΔELA=400 m; ΔT=-0.2°C.

Comparando sus resultados con las paleoELAs de otras montañas de los Andes Centrales, Smith et al. (2011) interpretaron que el actual gradiente este-oeste de la ELA debió ser menor o incluso invertirse en el pasado, como consecuencia de un aumento de la humedad debido a precipitaciones de invierno desde el oeste (Hastenrath, 1971; Vuille & Ammann, 1997).

1.3. Trópicos exteriores secos

1.3.1. Nevado Coropuna

El Nevado Coropuna (16°S, 73°O, 6377 m) está ~250 km al suroeste del casquete glaciar Quelccaya, en los Andes Centrales occidentales, más áridos que los Andes Centrales orientales. El área de cumbres del Coropuna está completamente cubierta por la masa de hielo tropical más grande de la Tierra (~46 km² en 2010; figura 2) y en sus vertientes hay morrenas que reflejan que sus dimensiones

fueron mucho mayores en el pasado (>500 km²; Úbeda, 2011).

Dornbusch (2002) reconstruyó la altitud de las nieves perpetuas o *snowline* para 1955, en el Nevado Coropuna (altitud=6377 m, *snowline*₁₉₅₅=5200 m) y en dos estratovolcanes próximos, el Nevado Sara Sara (altitud=5505 m, *snowline*₁₉₅₅=5200 m) y el Nevado Solimana (altitud=6093 m, *snowline*₁₉₅₅=5430 m). Además, utilizó los métodos THAR y AAR para reconstruir las paleoELAs durante la última máxima expansión glaciaria. De ese modo obtuvo un amplio rango de resultados, con estimaciones de la paleoELA entre 4300-5400 m, que implicaban 800-200 m de desnivel con respecto a la *snowline*₁₉₅₅. Sin embargo no realizó dataciones glaciales ni comparaciones con proxies paleoclimáticos.

Bromley et al. (2009) y Bromley et al. (2011b) emplearon la calculadora CRONUS (Balco et al., 2008) para estimar las edades ³He de 30 bloques morrénicos en el valle Huayllaura (sector suroeste), el valle Sigue Chico (sector oeste) y los valles Santiago y Mapa Mayo, llamando a este último valle Ullullo (sector noreste del Nevado Coropuna). Esos autores denominaron CI a un grupo de morrenas más bajas (~5000-4900 m), que delimitan la parte inferior de los valles glaciares, y CII a otro grupo de morrenas más altas (~5500 m), depositadas en la parte media del valle Santiago. Para cada grupo de morrenas encontraron dos rangos de edades, dependiendo del modelo de edad empleado, Lm (Lifton et al., 2005) o Li (Lal, 1991; Nishiizumi et al., 1989; Stone, 2000):

- Morrenas CI: ~25-15 ka (Lm) y ~21-12 ka (Li), con *outliers* ~47 y ~31 ka (Li) y ~61 y ~37 ka (Lm).

- Morrenas CII: ~11-12 ka (Lm) y ~11-8 ka (Li).

Al este de los valles Mapa Mayo y Santiago, sobre el altiplano y en valles más bajos que la meseta, hay otros grupos de morrenas que (Bromley et al., 2009) denominaron pre-CI. Dedujeron que las morrenas pre-CI eran más viejas que las morrenas CI, pero no comprobaron esa hipótesis con dataciones.

En otro trabajo, Bromley et al. (2011a) reconstruyeron las ELAs actuales y las paleoELAs alrededor del Coropuna. En la vertiente norte estimaron una *kinematic* ELA=5915±44 m. También diferentes paleoELAs para el máximo avance CI, dependiendo del método de cálculo o el ratio THAR empleado:

- PaleoELA MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraines*): 5167±59 m.

- PaleoELAs THAR: 5116±91 m (THAR=0,25); 5116±89 m (THAR=0,28) y 5200±88 m (THAR=0,30); con un promedio 5144±89 m.

Bromley et al. (2011a) relacionaron la depresión de la paleoELA (~750 m) y un gradiente térmico vertical de la temperatura del aire GVTa=7-6°C, considerando que la precipitación en el pasado era similar a la actual. De esa manera dedujeron que durante el máximo avance CI el clima debía haber sido 5.2-4.5°C más frío que hoy en día.

Campos (2015) analizó el sector suroeste del Nevado Coropuna. Empleó la imagen del satélite ASTER 21/11/2007 y una ortofoto 15/07/1955 para delimitar los glaciares en ambas fechas. Además se basó en las morrenas del mapa geomorfológico de Úbeda (2011) para

cartografiar el último máximo avance de los paleoglaciares y reconstruir las paleoELAs en esa vertiente del complejo volcánico. Empleando el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR) obtuvo los siguientes resultados: ELA₂₀₀₇=5850 m; ELA₁₉₅₅=5779 m y paleoELA=4762 m, que implican una depresión de la paleoELA con respecto al presente ΔELA=1088 m. Campos (2015) no realizó reconstrucciones de la paleotemperatura y consideró que la máxima expansión glaciaria debió ocurrir durante el LGM, pero no sustentó esa hipótesis con dataciones ni realizó correlaciones con proxies paleoclimáticos.

1.3.2. Nevado Hualca Hualca

En el estratovolcán Hualca Hualca (16°S, 72°O, 6025 m), ~85 km al sureste del Nevado Coropuna, Alcalá et al. (2011) emplearon el método *Area x Altitude* (AA) para reconstruir la ELA del año 2008 y las paleoELAs durante los últimos máximos avances glaciares, estimando sus cronologías con edades ³⁶Cl de 4 bloques morrénicos. Complementariamente calcularon la edad ³⁶Cl de 1 lecho rocoso pulido. Para realizar esas dataciones emplearon los mismos métodos descritos en la sección 3.1.2 de este trabajo.

En el valle Huayuray, al norte de la cumbre, encontraron una ELA₂₀₀₈=5900 m, máximos avances glaciares en ~19 y 18 ka (paleoELA=4980 m) y un reavance en ~12 ka (paleoELA=5240 m). Además detectaron que hace ~13 ka sucedieron simultáneamente máximos avances glaciares en el valle Hualca Hualca, al este de la cumbre, y el comienzo de la deglaciación en Patapampa, un sector del Altiplano que está ~27 km más hacia el este, a 4800-4900 m de altitud y desconectado topográficamente de las montañas circundantes.

1.3.3. Nevado Sajama

El estratovolcán Sajama (18°S, 69°O, 6542 m) está en el Altiplano boliviano, ~488 km al sureste del Nevado Coropuna. En tres valles de la vertiente oriental del Sajama (Patokho, Huaqui Jihuata y Phajokhoni), Smith et al. (2009) muestrearon superficies de 27 bloques morrénicos y 9 lechos rocosos pulidos y calcularon sus edades ³⁶Cl. Encontraron los siguientes resultados:

- Bloques morrénicos: ~15-7, ~7-5, ~6-5, ~5-2 y 0.3-0.2 ka.

- Lechos rocosos pulidos: ~13, ~10, ~11 y ~8 ka (valle Patokho) y ~28, ~20 y ~9-8 ka (valle Huaqui Jihuata).

De esos resultados Smith et al. (2009) dedujeron que la máxima expansión glaciaria en el Nevado Sajama había sucedido hace ~17-10 ka, sincrónicamente con transgresiones de los paleolagos en el Altiplano boliviano (Clayton & Clapperton, 1997a) y las condiciones más húmedas y frías indicadas por los testigos de hielo del Nevado Sajama (Thompson et al., 1998).

Smith et al. (2009) también determinaron la altitud actual de la *snowline* (5630 m), analizando imágenes de satélite y teniendo en cuenta las estimaciones de la sublimación previamente publicadas por Arnaud et al. (2001). Además, Smith et al. (2009) reconstruyeron las paleoELAs MELM

para las fases de máximo avance de los glaciares (4690-5000 m) y evaluaron el enfriamiento del clima con respecto al presente durante la culminación de la expansión de las masas de hielo. De ese modo obtuvieron diferentes resultados ($5.3 \pm 1.5^\circ\text{C}$, $4.6 \pm 1.5^\circ\text{C}$ ó $3.6 \pm 1.5^\circ\text{C}$) dependiendo de la precipitación aplicada en el modelo: 0 mm, 200 mm (Hastenrath & Kutzbach, 1985) ó 500 mm (Grosjean, 1994).

1.3.4. Cerro Tunupa

En el límite septentrional del Salar de Uyuni (Altiplano boliviano), donde Blard et al. (2011) y Plazcek et al. (2006) describieron las transgresiones de los paleolagos, está el Cerro Tunupa (20°S , 68°O , 5319 m), ~700 km al sureste del Nevado Coropuna. En el valle Chalchala, al sureste de la cumbre del Cerro Tunupa (actualmente sin glaciares), Blard et al. (2009) cartografiaron un grupo de morrenas de un máximo avance más viejo (M0), cortadas por otro grupo de morrenas de un máximo avance más reciente (M1). También cartografiaron dos grupos de morrenas depositadas por reavances aún más jóvenes en las partes media (M2) y alta del valle Chalchala (M3). También cartografiaron un abanico glaciofluvial en la desembocadura del valle Chalchala en la planicie del Salar de Uyuni. En las unidades cartografiadas, esos autores muestrearon las superficies de 10 bloques morrénicos, 3 bloques del abanico fluvio-glaciar y 2 lechos rocosos pulidos. Posteriormente calcularon sus edades ^3He utilizando una tasa de producción calibrada en dos líneas de costa de los paleolagos, datadas por ^{14}C y series de U. De ese modo encontraron las siguientes edades ^3He :

- Morrenas M0: ~163, ~160 y ~142 ka.
- Morrenas M1: ~23, ~18, ~17 y ~16 ka.
- Abanico glaciofluvial: ~18 y ~16 ka.
- Dos lechos rocosos pulidos entre las morrenas M2 y M3: ~16 ka.
- Morrena M3: ~13 y ~12 ka.

Blard et al. (2009) interpretaron sus resultados y dedujeron que una glaciación más vieja había ocurrido en el Altiplano durante el estadio isotópico marino MIS6. Mucho más recientemente, y después de un probable periodo de retroceso, el LGM local debió suceder sincrónicamente con la transgresión Tauca (~17-15 ka), permaneciendo los glaciares en un estado próximo a la máxima expansión hasta hace ~15 ka. Posteriormente las masas de hielo retrocedieron hasta la parte alta del valle y sucedió un reavance más pequeño durante el YD, antes de la completa glaciación del Cerro Tunupa, que pudo ocurrir después de ~12 ka.

Blard et al. (2009) también desarrollaron un modelo numérico de la depresión de la paleoELA y las condiciones paleoclimáticas (precipitación y temperatura) durante la transgresión Tauca y el LGM local. Para elaborar la simulación numérica consideraron diversos escenarios, incluyendo el incremento de la precipitación debido a la evaporación sobre el paleolago. De los resultados del modelo glaciario (ELA=5680±100 m; paleoELA=4380±100 m y depresión de la paleoELA=~1300 m) dedujeron un

enfriamiento del clima en 6.5°C con respecto al presente. También una precipitación $P=600$ mm, tres veces mayor que la actual. Blard et al. (2009) concluyeron que ese cambio climático es coherente, en tiempo y amplitud, con los cambios en el Atlántico Norte y la posición de la ITCZ durante el periodo 17-12 ka, sustentando la hipótesis sobre la existencia de una teleconexión entre el paleoclima del Altiplano y el Océano Atlántico, al menos durante la Terminación 1.

1.3.5. Volcán Uturuncu

El volcán Uturuncu (22°S , 67°O , 6008 m) está ~160 km al sur del Salar de Uyuni y ~940 km al sureste del Nevado Coropuna. Aunque actualmente no hay glaciares en el volcán Uturuncu, Blard et al. (2014) cartografiaron en esa montaña 5 generaciones de morrenas, depositadas en unos casos (M1) por máximos avances glaciares y en otros casos (M2-M5) por reavances menores más recientes. Esos autores también muestrearon 15 bloques morrénicos y 6 lechos rocosos pulidos y utilizaron la tasa de producción del Cerro Tunupa para estimar sus edades ^3He , obteniendo los siguientes resultados:

- Morrena terminal M1: ~65-19 ka (con un valor extremo ~116 ka).
- Morrena de reavance M5 ~61-14 ka.
- Morrena de reavance M2: ~33-16 ka.
- Lechos rocosos pulidos: ~17-18 y ~19-14 ka, vertiente arriba de las morrenas M4 y M1, respectivamente.

Además, Blard et al. (2014) reconstruyeron las paleoELAs THAR para las diferentes fases de avance glaciario en el volcán Uturuncu, utilizando un ratio THAR=0.4. Atribuyeron la dispersión de las edades a posibles problemas de herencia cosmogénica y las compararon con los siguientes proxies paleoclimáticos:

- Temperatura del aire en Groenlandia (Andersen et al., 2004) y la Antártida (Epica, 2004).
- Temperatura de la superficie del mar deducida de alkelonas en el Pacífico oriental (Dubois et al., 2009).
- Niveles de los paleolagos en el Altiplano boliviano (Blard et al., 2011; Plazcek et al., 2006; Sylvestre et al., 1999).
- PaleoELAs del Cerro Tunupa (Blard et al., 2009; Blard et al., 2013).

De ese modo, (Blard et al., 2014) alcanzaron las siguientes conclusiones:

- La máxima expansión glaciario en el Volcán Uturuncu debió suceder hace entre ~65 y ~37 ka (morrenas M1-M2; ELA=5280-5292 m), manteniéndose cerca de ese estado hasta ~18 ka.
- La deglaciación posterior fue interrumpida por la estabilización de los glaciares en la parte alta del valle hace ~16-14 ka (morrenas M5; ELA=5340 m).
- El deshielo definitivo empezó después de ~14 ka, sincrónicamente con la fase de calentamiento boreal Bolling-Allerod.

Finalmente, Blard et al. (2014) propusieron que la evolución de los glaciares en el Altiplano boliviano puede haber reflejado una influencia mixta del calentamiento

regional y las fluctuaciones de la precipitación vinculadas con los eventos fríos del Hemisferio Norte.

1.4. Hipótesis y objetivo de la investigación

El sistema glaciar Nevado Coropuna es y era una gigantesca y cuenca de recepción, que además está localizada en altitudes muy elevadas. Por otra parte, los paleoglaciares del Coropuna probablemente eran más sensibles a la precipitación que a la temperatura, como sucede en la actualidad (Sagredo et al., 2014). En ese contexto geográfico, la evolución de la precipitación en los Andes Centrales, y tal vez también los cambios en la ITCZ relacionados con la temperatura boreal, deben estar registrados en la geomorfología glaciar del área de estudio objeto del presente trabajo. Nuestro objetivo ha sido detectar posibles señales de la influencia del enfriamiento boreal y el mayor desplazamiento hacia el sur de la ITCZ, en la evolución de los glaciares del Nevado Coropuna, una interconexión que ha sido propuesta por Kelly et al. (2012); Smith & Rodbell (2010) y Zech et al. (2009) para montañas de los Andes Centrales húmedos, y por Blard et al. (2009) y Blard et al. (2014) para montañas de los Andes Centrales áridos.”

2. Área de estudio

2.1. Contexto volcánico

El complejo volcánico Nevado Coropuna está 110 km al norte del Océano Pacífico y 140 km al noroeste de la ciudad de Arequipa. Se ha desarrollado encima del borde meridional del Altiplano, donde empieza la empinada rampa que desciende hacia la costa (figura 2). El Coropuna forma parte de la divisoria de aguas que separa dos profundos valles que disectan la región, drenándola hacia el Pacífico: el valle del río Arma (al oeste), tributario del río Ocoña, y el Valle de los Volcanes (al este del Coropuna), que desemboca en el Valle del Colca (tributario del río Majes). Las estructuras volcánicas más viejas del Coropuna empezaron a desarrollarse a finales del Mioceno (~5 Ma) y hace ~2 Ma una erupción catastrófica depositó gruesas capas de ignimbritas que afloran al oeste del complejo volcánico (Venturelli et al., 1978). Posteriormente, las fases eruptivas han continuado durante el Pleistoceno, con una actividad menos explosiva (dacítica/andesítica) que se ha prolongado hasta el Holoceno (Weibel et al., 1978). La mayor parte de las coladas de lava del complejo volcánico han sido completamente erosionadas por los glaciares o están cortadas por valles excavados por las masas de hielo. Sin embargo, también hay tres coladas de lava en los sectores oeste, noreste y sureste, que sólo han sido erosionadas en su parte más alta por los últimos avances glaciares. Por ese motivo, Úbeda (2011) consideró que esas coladas de lava de aspecto más reciente debieron ser emitidas por erupciones holocenas. Sin embargo, hasta ahora no se habían realizado dataciones absolutas para confirmar esa posibilidad.

2.2. Contexto climático

Debido a la influencia permanente del anticiclón del Pacífico suroriental, la mayor parte de la precipitación que recibe el Nevado Coropuna debe proceder de la cuenca del Amazonas y estar relacionada con el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante el invierno boreal. No obstante, es posible que el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) también haya influido de alguna manera en la evolución de los glaciares. Además, hay pólenes inscritos dentro de esas masas de hielo que revelan flujos de aire procedentes de las regiones más meridionales de Suramérica. Herreros et al. (2009) analizaron la estratigrafía de un testigo de hielo extraído a 6080 m de altitud, en la vertiente norte del Coropuna. Identificaron taxones de pólenes que actualmente no se pueden encontrar en el complejo volcánico (Kuentz et al., 2007; Kuentz et al., 2012):

- Géneros *Quercus* y *Podocarpus*, procedentes de la Amazonía, ~300 km al noreste del Coropuna.
- Género *Nothofagus*: oriundo de la Patagonia, >3000 km hacia el sur del complejo volcánico.

Herreros et al. (2009) también midieron la acumulación total anual de nieve durante los 38 años anteriores, obteniendo un promedio de 580 mm. Además, revisaron los registros climáticos 1964-2003 recogidos en 15 estaciones próximas al Coropuna, en un intervalo entre 3200 y 4270 m de altitud. De este modo alcanzaron dos conclusiones principales:

- El 70-90% de la precipitación sucede en el verano austral (diciembre-marzo), coincidiendo con el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante el invierno del Hemisferio Norte.
- La precipitación disminuyó durante los eventos ENSO de 1982-1983 y 1992, pero no durante el evento ENSO 1997-1998.

3. Métodos

3.1. Edades de exposición

3.1.1. Mapa geomorfológico y trabajo de campo

En un mapa geomorfológico (figura 3) se delimitaron los glaciares actuales, empleando una imagen del satélite RapidEye (6/11/2010). También se utilizó Google Earth para diferenciar formas de origen volcánico y glaciar, incluyendo las morrenas laterales y terminales depositadas por los avances y reavances de los glaciares en el pasado. El mapa geomorfológico permitió realizar dataciones relativas y plantear la estrategia de muestreo para obtener dataciones absolutas, calculando las edades de exposición de superficies a la radiación cósmica. Debido a la complejidad del área de estudio y las limitaciones presupuestarias, dicha estrategia tuvo un enfoque prospectivo. En lugar de muestrear morrenas de un único valle, se muestrearon diferentes morrenas en distintos valles, a lo largo de un transecto oeste-este del mapa geomorfológico. Además se muestrearon un lecho rocoso pulido y una colada de lava no glaciada. De ese modo se obtuvieron muestras de superficies representativas de los

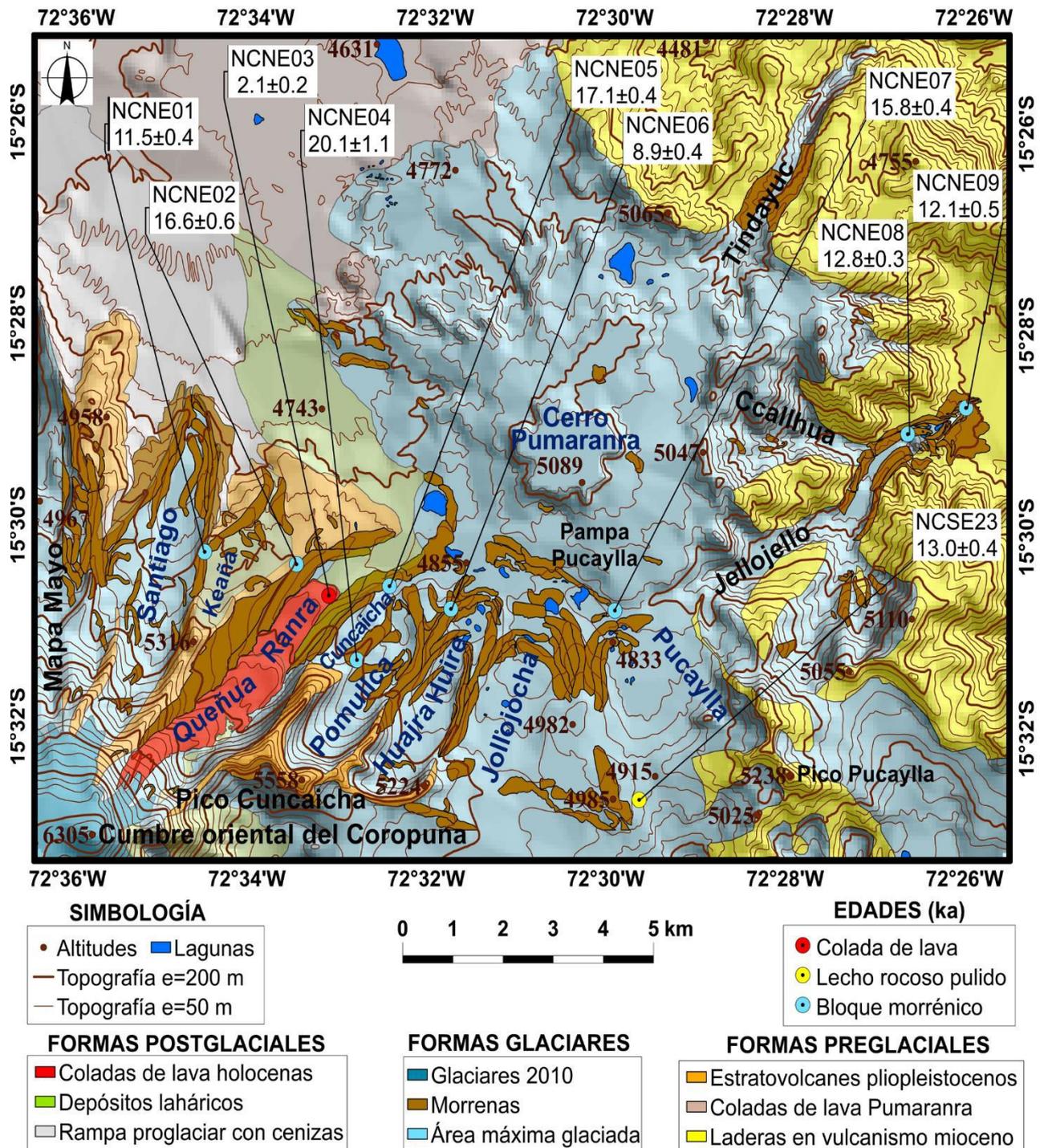


Figura 3. Mapa Geomorfológico del sector noreste del Nevado Coropuna, con indicación de las edades ^{36}Cl presentadas en este trabajo

máximos avances glaciares, el comienzo de la deglaciación y la actividad volcánica más reciente. En los trabajos de muestreo se aplicaron los criterios propuestos por Zreda & Phillips (2000) para evitar interferencias en las edades de exposición: los bloques seleccionados eran suficientemente grandes ($>1\text{ m}^3$) y estaban situados en la cresta de las morrenas o encima de la colada de lava, donde no se encontraron evidencias de desplazamientos post-deposicionales, procesos de exhumación o la presencia anterior de una cobertera sedimentaria, ni en los bloques (figura 4) ni en el lecho rocoso pulido (figura 5). Las tareas

realizadas durante el trabajo de campo también incluyeron mediciones de la declinación del horizonte y la erosión de las superficies muestreadas, para ponderar el cálculo final de las edades de exposición.

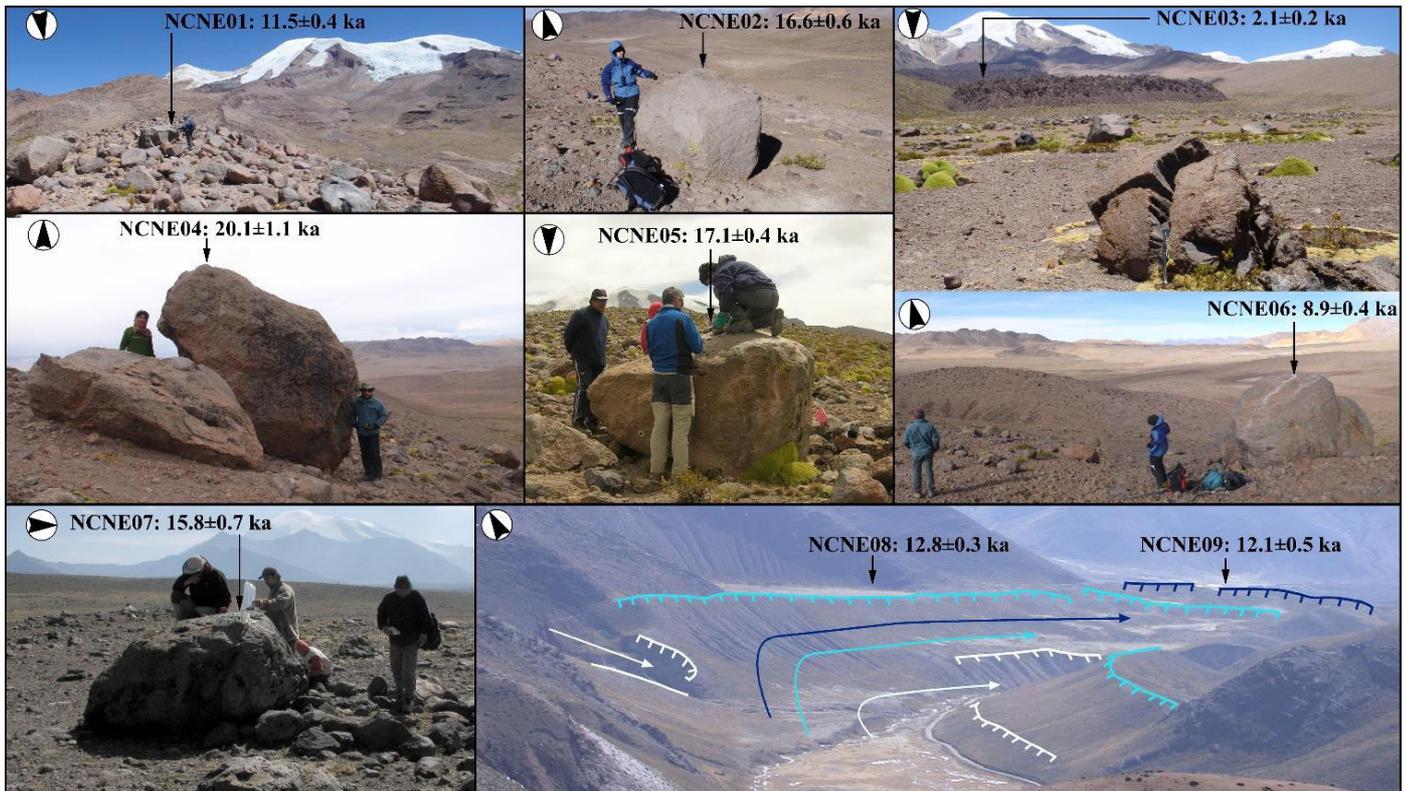


Figura 4. Fotografías mostrando el contexto de las superficies de bloques morrénicos y sus edades ^{36}Cl .

3.1.2. Trabajo de laboratorio

Para calcular las edades de exposición, se seleccionó el isótopo cosmogénico ^{36}Cl , dado que todas las superficies muestreadas eran rocas volcánicas sin cuarzo, y esa circunstancia no permitía emplear ^{10}Be . De esta manera, se escogió el mismo método utilizado por Alcalá et al. (2011) en el Nevado Hualca Hualca y alrededores, para permitir realizar comparaciones en la misma latitud ($\sim 16^\circ\text{S}$). En el laboratorio, siguiendo los métodos descritos por Phillips, (2003) y Zreda et al. (1999), cada muestra fue triturada en un molino de rodillos y disuelta en una mezcla caliente de ácidos fluorhídrico y nítrico, precipitando el Cl como AgCl y enriqueciendo isotópicamente la disolución con ^{35}Cl . Por otro lado, se realizó la espectrometría de masas, en el acelerador de partículas (*Accelerator Mass Spectrometry-AMS*) del laboratorio PRIME (Universidad de Purdue, EEUU). Así se evaluaron las relaciones isotópicas $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ y $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ y el contenido total de átomos de Cl en cada muestra de AgCl enriquecida con ^{35}Cl . Por otra parte, los elementos traza se midieron en el laboratorio Activation (Ancaster, Canadá). Finalmente, las edades de exposición a la radiación cósmica de las superficies se calcularon tratando los resultados de los análisis realizados por ambos laboratorios en la hoja de cálculo CHLOE-3 (Phillips & Plummer, 1996), que determina las tasas de producción de ^{36}Cl utilizando ecuaciones para neutrones térmicos y epitérmicos (Phillips et al., 2001), ecuaciones para muones (Stone et al., 1998) y modelos de latitud y elevación (Lal, 1991). En el tratamiento de los datos indicados por los laboratorios para cada muestra, se aplicaron factores de corrección para el blindaje topográfico y el ratio de erosión, que fueron deducidos de las mediciones realizadas durante las campañas de trabajo de campo.

3.2. Reconstrucción de ELA y paleoELA

La delimitación de los glaciares actuales y pasados (figura 6), basada en el mapa geomorfológico, permitió reconstruir sus ELAs y paleoELAs usando el método AABR (Osmaston, 2005), que otros autores consideraron el mejor procedimiento (Benn et al., 2005). La aplicación del mismo método para ELAs actuales y paleoELAs es una novedad en los Andes Tropicales, porque con la excepción de Alcalá et al. (2011), los trabajos anteriores en el Coropuna (Bromley



Figura 5. Superficie del lecho rocoso pulido muestreado en el sector noreste del Nevado Coropuna.

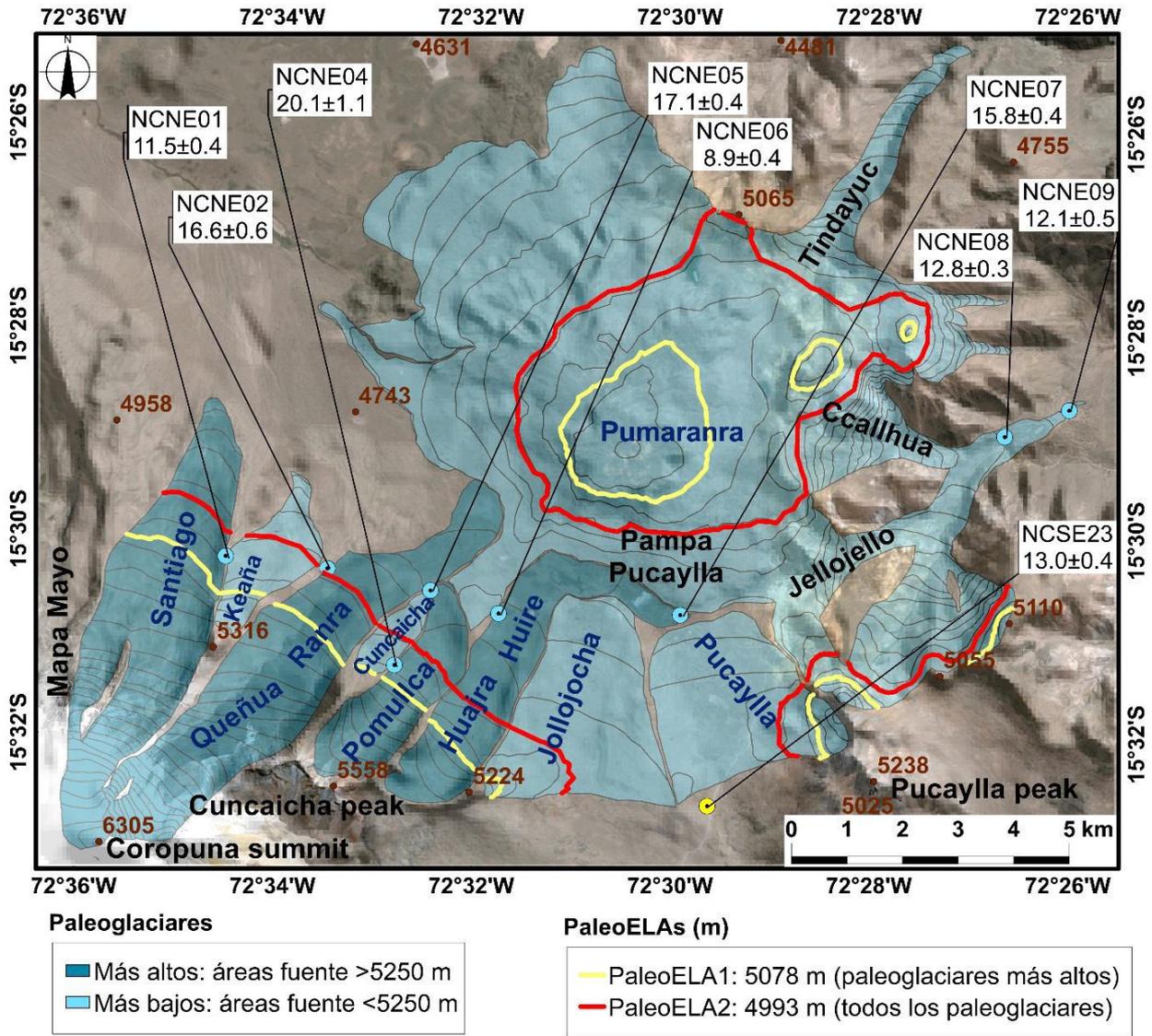


Figura 6. Paleoglaciares, paleoELAs y edades ^{36}Cl de las superficies de los bloques morrénicos y el lecho rocoso pulido, en el sector noreste del Nevado Coropuna.

et al., 2011a) y otras montañas (Mark et al., 2005; Smith et al., 2005a) emplearon diferentes técnicas para el presente y el pasado. En este trabajo, el método AABR también se utilizó, además de para estimar las ELAs actuales, para reconstruir las paleoELAs durante dos etapas consecutivas de la expansión glacial, cuya extensión (no su interpretación) corresponde con las dos fases más viejas definidas por (Bromley et al., 2009) en la misma área de estudio:

- PaleoELA₁ (fase CI): máximos avances de paleoglaciares dentro de los valles conectados con las cumbres más altas del Nevado Coropuna (>5200 m).
- PaleoELA₂ (fase pre-CI): máximos avances de paleoglaciares cubriendo completamente el altiplano y canalizándose en valles que descienden a menor altitud, hacia el noreste y el este del complejo volcánico Coropuna.

Los resultados obtenidos sirvieron para elaborar modelos espaciales de las paleoELAs, seleccionando los segmentos de las curvas de nivel con altitud equivalente comprendidos dentro de los límites de los paleoglaciares. De ese modo se identificaron las zonas de acumulación

durante las dos fases de máxima expansión glacial, correspondientes a paleoELA₁ y paleoELA₂.

3.3. Evaluación del enfriamiento del clima durante la expansión glacial

El enfriamiento del clima se evaluó resolviendo el producto $\Delta T = \text{GVTa} \cdot \Delta \text{ELA}$; donde ΔT es el enfriamiento del clima durante la culminación de la expansión glacial ($^{\circ}\text{C}$); GVTa el gradiente vertical de la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$) y ΔELA la depresión de la paleoELA (m). El método había sido ensayado por Úbeda et al. (2015a) en el Nevado Coropuna y otras montañas de los Andes Centrales occidentales, para estimar el enfriamiento del clima durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH). En dicho trabajo, la reconstrucción del enfriamiento del clima durante la culminación de la expansión de los glaciares, se comparó con el calentamiento observado desde el final de la PEH (Thompson et al., 1986) hasta el presente, deducido de registros instrumentales (IPCC, 2013). Las diferencias enfriamiento calculado-calentamiento observado fueron muy pequeñas, sustentando provisionalmente la validez

del método. Para resolver la ecuación se aplicó el gradiente medio de la Tierra ($GVTa=6.5^{\circ}C/km$), porque los ensayos realizados por Úbeda et al. (2015a) sugieren que produce mejores resultados que la aplicación de gradientes locales.

4. Resultados

4.1. Análisis geomorfológico y edades ^{36}Cl

En el mapa geomorfológico (figura 3) se identificaron las siguientes formas volcánicas preglaciales:

- Laderas que descienden desde el altiplano Pampa Pucaylla hacia el Valle de los Volcanes y coladas de lava del Cerro Pumarranra, de edades Miocena y Pliocuaternaria, respectivamente (Olschusky & Dávila, 1994).
- Estructuras volcánicas desmanteladas por la erosión (complejo Coropuna I).
- Coladas de lava que forman parte de los estratovolcanes >6000 m (complejo Coropuna II) y están cortadas por valles glaciares.

También se han cartografiado las siguientes formas volcánicas postglaciares:

- Rampa proglaciar cubierta por piroclastos de caída (cenizas y lapilli) y bombas volcánicas.
- Colada de lava no glaciada y depósitos laháricos canalizados en el valle Queñua Ranra.

Además, se han representado grandes morrenas laterales y terminales que delimitan máximos avances glaciares en los siguientes lugares:

- Al norte de la cumbre oriental del Nevado Coropuna (6305 m) y el pico Cuncaicha (5558 m): valles Santiago, Keaña, Queñua Ranra, Cuncaicha, Pommulca y Huajra Huire.
- En el sector del altiplano denominado Pampa Pucaylla, un área endorreica que recibió lenguas de hielo procedentes de los relieves circundantes: al norte, el Cerro Pumarranra; al sureste, el Pico Pucaylla y al suroeste la divisoria de aguas que enlaza topográficamente las estribaciones orientales del Pico Cuncaicha con el Pico Pucaylla.
- En los valles Tindayuc, Callhua y Jellojello, que desembocan en el Valle de los Volcanes y en el pasado canalizaron los glaciares que desbordaron los límites noreste y este del altiplano Pampa Pucaylla.

Por otra parte, en los valles comprendidos por las grandes morrenas laterales se han identificado numerosas morrenas de reavance, que son más pequeñas y están depositadas vertiente arriba de las morrenas terminales. Esas morrenas de reavance están en altitudes sucesivamente más elevadas de los valles porque registran los reavances glaciares de magnitud decreciente que ocurrieron con posterioridad al comienzo de la deglaciación. A continuación se presentan las edades ^{36}Cl de las superficies muestreadas (figuras 4, 5, 6 y 7, tabla 1), integrando los datos en una descripción geomorfológica del área cartografiada.

4.1.1. Vertiente noreste del Nevado Coropuna

a) Valle Santiago

Nace en la cima oriental del Nevado Coropuna (6305 m) y desciende hacia el norte, enlazando topográficamente con el altiplano a ~ 4700 m de altitud y ~ 8 km de distancia desde la cumbre. La parte alta del valle está dividida en dos gargantas que confluyen a ~ 5100 m. Desde esa cota arrancan vertiente abajo dos conjuntos de grandes morrenas laterales, que delimitan los márgenes occidental y oriental de la parte inferior del valle. Cada uno de esos conjuntos está formado por varias generaciones de morrenas laterales adosadas entre sí. En la superficie de un bloque situado en la parte alta del conjunto morrénico oriental se recogió la muestra NCNE01, que indicó una edad de 11.5 ± 0.4 ka para un máximo avances glaciario en el valle Santiago. En el fondo del valle hay $\sim 8-10$ generaciones de morrenas de reavance, las más altas a $\sim 5600-5800$ m, cerca del frente de los glaciares actuales (figura 3).

b) Valle Keaña

Ha sido levemente excavado encima de una de las coladas de lava del complejo Coropuna II, que está disectada por la difluencia de los valles glaciares Santiago y Queñua Ranra. El valle Keaña nace en la vertiente norte de un promontorio de 5316 m de altitud, desde donde desciende hacia el noreste durante ~ 3 km, terminando en grandes morrenas laterales depositadas a $\sim 4850-4800$ m. Vertiente arriba de esas morrenas laterales hay 3-4 generaciones de morrenas de reavance, en un intervalo entre ~ 4950 y ~ 5050 m de altitud.

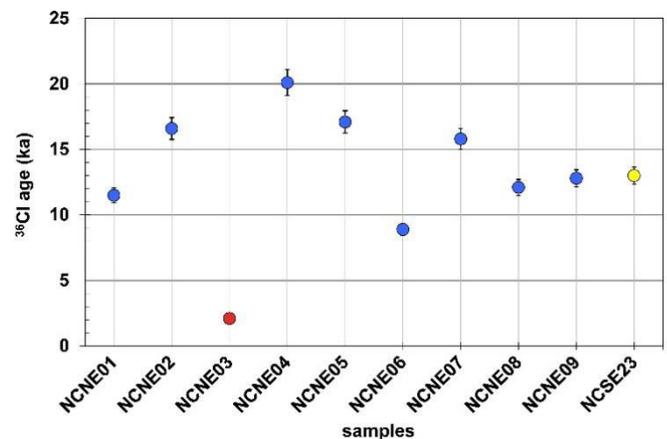


Figura 7. Edades de exposición ^{36}Cl y rangos de error de las superficies de bloques morrénicos (color azul), el lecho rocoso pulido (amarillo) y la brecha volcánica de la colada de lava (rojo).

c) Valle Queñua Ranra

Nace a ~ 5950 m de altitud, en el margen oriental de los glaciares que cubren completamente la cumbre oriental del Nevado Coropuna (6305 m). Desde su amplia cabecera, el valle Queñua Ranra desciende hacia el noreste, comprendido entre dos grupos formados por grandes morrenas laterales adosadas entre sí. En el conjunto

occidental se recogió la muestra NCNE02, que señaló una edad de 16.6 ± 0.6 ka para uno de los máximos avances glaciares en el valle Queñua Ranra. Dicho valle finaliza ladera abajo, en una morrena terminal que cierra una depresión ocupada estacionalmente por una laguna, a ~ 4800 m de altitud y ~ 10 km de distancia desde la cima de la montaña.

Las evidencias geomorfológicas sugieren que, después de la desaparición de la mayor parte de los grandes paleoglaciares que rellenaban los valles, ocurrió una erupción vulcaniana en la cumbre oriental del Nevado Coropuna. Los fragmentos del tapón de lava, que probablemente obturaba el cráter, están desperdigados en forma de bombas volcánicas en la parte inferior del valle Queñua Ranra (figura 4).

Las evidencias geomorfológicas también sugieren que el deshielo debido a la erupción generó un lahar que descendió valle abajo, desbordó el grupo lateral occidental de las morrenas de máximos avances y se dirigió hacia el noroeste, expandiéndose sobre el altiplano hasta alcanzar a una altitud mínima de ~ 4650 m, a ~ 14 km de distancia desde su área fuente. Finalmente, la erupción volcánica emitió una colada de lava que rellenó parcialmente el fondo del valle Queñua Ranra, descendiendo hasta ~ 4900 m de altitud y $\sim 6-7$ km de distancia desde el foco de emisión, que podría estar debajo de los glaciares actuales. La muestra de la superficie de un bloque localizado encima del frente de la colada de lava indicó una edad de 2.1 ± 0.2 ka para la erupción. Vertiente arriba, sobreyaciendo al flujo de lava muestreado, hay otra colada de lava cuyo frente está a ~ 5050 m de altitud y ~ 5 km de distancia desde la cima del estratovolcán. No se han realizado dataciones que permitan discernir si las dos coladas de lava fueron emitidas en la misma erupción o en eventos diacrónicos. Los piroclastos de caída que recubren la rampa proglaciar (figura 3) probablemente fueron emitidos por las mismas erupciones que las coladas de lava del valle Queñua Ranra. El lahar y la colada de lava inferior erosionaron la mayor parte de las morrenas previamente depositadas por reavances menores en ese valle. Sin embargo, las morrenas más jóvenes están bien conservadas encima de la colada de lava superior, muy cerca del frente de los glaciares actuales (figura 8). Esas morrenas son el testimonio de avances glaciares posteriores a la erupción volcánica, posiblemente durante la PEH.

4.1.2. Vertiente norte del pico Cuncaicha

a) Valle Cuncaicha

Es un valle muy estrecho que nace en la base de las estribaciones más septentrionales del pico Cuncaicha (5558 m), entre los valles Queñua Ranra y Pomullca. El valle Cuncaicha está comprendido por pequeñas morrenas laterales, sigue una dirección suroeste-noreste y apenas alcanza $\sim 1-2$ km de longitud, terminando en la morrena lateral occidental del valle Pomullca.

b) Valle Pomullca

La cabecera del valle es un circo excavado por los glaciares en la cara noreste del pico Cuncaicha. Desde ese

circo, el valle Pomullca desciende hacia el noreste comprendido por dos grupos de grandes morrenas laterales adosadas entre sí. En la parte más alta del conjunto occidental se recogió la muestra NCNE04, que señaló una edad de 20.1 ± 1.1 ka para un máximo avance glaciar. En su parte baja, el valle Pomullca gira bruscamente hacia el noroeste, finalizando en una morrena terminal depositada a $\sim 5050-4850$ m de altitud y ~ 4 km de distancia desde la cabecera del valle, encima de la morrena lateral oriental del valle Queñua Ranra.

En la morrena terminal del valle Pomullca se recogió la muestra NCNE05, que indicó una edad de 17.1 ± 0.4 ka para el máximo avance glaciar que la depositó. Vertiente arriba, en la parte media del valle Pomullca, hay 3-4 generaciones de morrenas de reavance, en un intervalo entre ~ 4900 y ~ 5100 m de altitud.

c) Valle Huajra Huire

Las estribaciones del pico Cuncaicha se prolongan hacia el este formando una línea de cumbres que descienden progresivamente hasta una cota sin nombre, a 5224 m de altitud. En la vertiente septentrional de esa línea de cumbres está la cabecera del valle Huajra Huire, con forma de circo orientado hacia el noreste. El valle desciende con esa misma dirección desde su cabecera durante ~ 4 km, hasta un lugar del altiplano situado a ~ 4850 m de altitud. En dicho lugar, el valle gira bruscamente hacia el sureste y se prolonga ~ 2 km más sin apenas variar su altitud, finalizando en una morrena terminal que cierra una depresión ocupada estacionalmente por una laguna. En la superficie de un bloque emplazado encima de esa morrena terminal se recogió la muestra NCNE07, que indicó una edad de 15.8 ± 0.4 ka para el máximo avance glaciar que la depositó. En la parte media del valle Huajra Huire, a ~ 4900 m de altitud, hay dos grupos de morrenas de reavance que están adosadas entre sí y tienen lagunas estacionales intercaladas. En el conjunto más bajo de esas morrenas se recogió la muestra NCNE06, que indicó una edad de 8.9 ± 0.4 ka para un reavance glaciar que alcanzó la parte media del valle Huajra Huire. Cerca de su cabecera hay dos generaciones de morrenas más pequeñas, que probablemente fueron depositadas por pequeños reavances previos a la completa deglaciación del área de cumbres.

4.1.3. Áreas fuente de los paleoglaciares que confluyeron en el altiplano Pampa Pucaylla

a) Valle Jollojocha

Es un valle muy amplio, pero menos profundo que los valles conectados con las cumbres del Nevado Coropuna y el Cerro Cuncaicha. La cabecera del valle Jollojocha forma parte del sector occidental de la divisoria de aguas que separa el altiplano Pampa Pucaylla de las vertientes surorientales del complejo volcánico Coropuna. Dicha cabecera consta de dos sectores:

- El sector occidental está en la cara externa del circo-cabecera del valle Huajra Huire, al este de una cota sin nombre, con 5224 m de altitud.

Tabla 1. Edades ^{36}Cl y sus correspondientes datos de campo y laboratorio.

Código de la muestra		NCNE01	NCNE02	NCNE03	NCNE04	NCNE05	NCNE06	NCNE07	NCNE08	NCNE09	NCSE23
Unidad geomorfológica		Bloque morrénico	Bloque morrénico	Colada de lava	Bloque morrénico	Lecho rocoso pulido					
CHLOE	(ka)	11.5±0.4	16.6±0.6	2.1±0.2	20.1±1.1	17.1±0.4	8.9±0.4	15.8±0.4	12.8±0.3	12.1±0.5	13.0±0.4
Latitud sur	(°S)	-15.50	-15.51	-15.51	-15.52	-15.51	-15.51	-15.51	-15.48	-15.48	-15.54
Longitud oeste	(°W)	-72.58	-72.56	-72.55	-72.55	-72.54	-72.53	-72.50	-72.45	-72.43	-72.49
Altitud	(m)	5060	5013	4901	4915	5052	4929	4914	4384	4080	4914
Espesor de la muestra	(cm)	1.50	2.00	3.00	2.50	2.50	2.50	2.00	2.00	4.00	2.50
Densidad de la roca	(g·cm ⁻³)	2.49	2.27	2.18	2.55	2.48	2.76	2.45	2.27	2.53	2.49
Blindaje topográfico	-	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00
Atenuación de neutrones rápidos	(g·cm ⁻²)	169.56	166.99	170.78	164.45	159.59	170.40	165.70	164.94	170.80	170.40
Na ₂ O	(%)	4.51	4.41	4.52	4.33	4.35	4.29	4.17	3.41	3.42	4.31
MgO	(%)	1.95	1.98	1.88	2.57	2.64	2.64	2.93	0.72	1.09	2.98
Al ₂ O ₃	(%)	15.80	15.35	16.15	15.84	16.02	16.08	16.05	14.57	15.42	16.47
SiO ₂	(%)	62.62	62.61	61.89	59.22	59.41	60.20	58.20	69.96	66.94	57.80
P ₂ O ₅	(%)	0.48	0.37	0.36	0.45	0.50	0.60	0.65	0.16	0.16	0.51
K ₂ O	(%)	2.91	2.88	2.97	2.69	2.73	2.80	2.44	3.59	3.25	2.44
CaO	(%)	4.54	4.38	4.36	5.21	5.36	4.88	5.56	2.05	2.74	5.56
TiO ₂	(%)	0.80	0.78	0.93	0.99	1.02	0.99	1.20	0.39	0.43	1.20
MnO	(%)	0.07	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09	0.04	0.09	0.07
Fe ₂ O ₃	(%)	4.72	5.00	5.44	6.18	6.27	5.91	7.15	3.34	3.89	6.96
Cl	(ppm)	7.10	6.30	22.10	13.10	11.90	7.10	31.10	16.30	3.20	18.30
B	(ppm)	14.70	8.70	17.50	9.50	4.30	15.90	5.90	8.40	14.30	5.00
Sm	(ppm)	6.00	5.80	5.70	6.80	6.90	6.80	6.80	3.00	3.80	7.00
Gd	(ppm)	3.70	3.60	3.80	4.30	4.50	4.30	4.90	2.20	3.10	5.00
U	(ppm)	1.40	1.40	1.50	1.00	0.80	1.10	0.90	2.90	3.00	0.90
Th	(ppm)	6.80	7.00	8.40	5.40	5.50	5.70	5.00	12.30	11.10	5.30
Cr	(ppm)	20.00	20.00	20.00	60.00	80.00	60.00	50.00	< 20	40.00	80.00
Li	(ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ratio $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	($^{36}\text{Cl}/10^{15}\text{Cl}$)	862.90	1259.00	79.30	969.90	776.50	584.90	481.20	453.70	449.60	492.6
Incertidumbre $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 1 σ (de-spike)	($^{36}\text{Cl}/10^{15}\text{Cl}$)	28.15	46.67	4.79	51.38	16.19	22.90	10.99	10.72	17.70	15.96
Masa de muestra disuelta	(g)	32.32	31.54	30.13	30.57	30.79	30.48	30.08	30.26	30.20	30.22
Masa de ^{35}Cl Solución spike	(g)	1.02	1.02	1.04	1.05	1.00	1.02	1.05	0.99	1.05	1.03
Concentración de la solución spike	(g g ⁻¹)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Relación isotópica	($^{35}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}+^{37}\text{Cl}$)	6.33±0.31	6.96±0.32	3.58±0.02	4.38±0.49	4.20±0.02	6.00±0.47	3.56±0.03	4.10±0.03	5.09±0.43	3.92±0.03
Ratio $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	($^{36}\text{Cl}/10^{15}\text{Cl}$)	862.9±28.2	1259.0±46.7	79.3±4.8	969.9±51.4	776.5±16.2	584.9±22.9	481.2±11.0	453.7±10.7	449.6±17.7	492.6±16.0
Código de la muestra		NCNE01	NCNE02	NCNE03	NCNE04	NCNE05	NCNE06	NCNE07	NCNE08	NCNE09	NCSE23

- El sector oriental está ~3 km hacia el este, al noroeste de otra cota sin nombre con 4985 m de altitud.

Desde ambos sectores, el valle Jollojocha desciende hacia el norte durante ~4 km, hasta el altiplano Pampa Pucaylla, donde 1-3 generaciones de morrenas terminales cierran una depresión ocupada estacionalmente por una laguna, a ~4840 m de altitud. Vertiente arriba de esas morrenas terminales hay 2-3 generaciones de morrenas de reavance, entre las que también se intercala una pequeña depresión ocupada por una laguna estacional.

b) Valle Pucaylla

Es un valle muy amplio, con una cabecera disimétrica en la que pueden diferenciarse dos partes:

- La parte occidental es más baja. Está en una cota sin nombre, a 4915 m de altitud, que forma parte de la divisoria de aguas que separa el altiplano Pampa Pucaylla del sector sureste del complejo volcánico Coropuna.

- La parte oriental es más alta. Está a ~5200 m de altitud, en la cara noroeste del Pico Pucaylla (5238 m).

Desde ambos lugares, el valle Pucaylla desciende ~4 km hacia el noroeste, hasta el altiplano Pampa Pucaylla, donde hay 3 generaciones de morrenas terminales a ~4825 m de altitud, con pequeñas depresiones intercaladas ocupadas por lagunas estacionales.

c) Cerro Pumaranra

Es una pequeña meseta volcánica que está ~12 km al noreste de la cumbre oriental del Nevado Coropuna y alcanza ~5050 m de altitud y 100-200 m de desnivel sobre el altiplano Pampa Pucaylla. Las morrenas que se conservan en sus alrededores y la identificación del área glaciada en fotografías aéreas e imágenes de satélite sugieren que el Cerro Pumaranra estuvo cubierto por un pequeño casquete glaciar que emitió flujos de hielo en todas direcciones:

- Hacia el sur, los glaciares del Cerro Pumaranra recorrieron ~1-2 km y adosaron sus morrenas terminales a las morrenas de los valles Queñua Ranra, Pomullca, Huajra Huire, Jollojocha y Pucaylla.

- Hacia el sureste, los glaciares procedentes de Pumaranra confluyeron con otros que descendían desde la cara norte del pico Pucaylla. La confluencia formó un glaciar de mayor tamaño que se canalizó en el interior del valle Jellojello y depositó al menos cuatro generaciones de morrenas laterales y terminales, a ~4200 m de altitud y ~3-4 km vertiente abajo de la confluencia y ~6-8 km de distancia desde el Pico Pucaylla y el Cerro Pumaranra. En el complejo morrénico del valle Jellojello se muestrearon las superficies de dos bloques (muestras NCNE08 y NCNE09), que sugirieron edades de 12.8 ± 0.3 ka y 12.1 ± 0.5 ka para los máximos avances glaciares que los depositaron.

- Hacia el este, los glaciares de Pumaranra desbordaron el límite oriental del altiplano Pampa Pucaylla, una alineación de cumbres con dirección norte-sur y 5050-5000 m de altitud. Superado ese obstáculo, las lenguas de hielo se canalizaron en el interior del valle Ccallhua hasta su desembocadura, empotrando una morrena terminal en el conjunto lateral izquierdo de las morrenas de máximos

avances en el valle Jellojello, a ~4300 m de altitud y ~5-6 km de distancia del Cerro Pumaranra.

- Hacia el noreste, los glaciares de Pumaranra se alejaron ~6 km y descendieron por el valle Tindayuc, donde depositaron grandes morrenas laterales.

- Hacia el noroeste y el oeste, los glaciares de Pumaranra se expandieron sobre el altiplano, alejándose ~4-7 km desde su origen. Aunque en ese sector no se conservan morrenas bien definidas, el área glaciada puede identificarse claramente en imágenes de satélite y fotografías aéreas.

4.1.4. Sectores del altiplano aislados topográficamente de las montañas circundantes

La reconstrucción de los paleoglaciares (figura 6), basada en las morrenas laterales y terminales delimitadas en el mapa geomorfológico (figura 3), sugiere que el altiplano Pampa Pucaylla estuvo completamente ocupado por masas de hielo procedentes de las cumbres de los alrededores. Por ese motivo Pampa Pucaylla está ampliamente cubierta por morrenas de ablación y no se han encontrado afloramientos de lechos rocosos pulidos que permitan obtener un control cronológico del comienzo de la deglaciación del altiplano. Parece que la planitud y el endorreísmo de Pampa Pucaylla pueden haber contribuido significativamente a la excelente conservación de las morrenas de ablación, impidiendo su transporte fuera de ese lugar. Por el contrario, al sur de la cabecera occidental del valle Pucaylla, donde nacen las empinadas vertientes del sector sureste del complejo volcánico Coropuna, no se conservan morrenas de ablación y hay abundantes lechos rocosos pulidos. La dirección de las estrías indica que los glaciares que erosionaron esas superficies procedían del límite meridional del altiplano Pampa Pucaylla, donde la altitud es <4950 m. Desde allí, los glaciares descendieron hasta altitudes ~3600 m, fuera del área representada en el mapa geomorfológico. En uno de esos lechos rocosos pulidos se recogió la muestra NCSE23, que indicó una edad de 13.0 ± 0.4 ka para su exposición a la radiación cósmica, señalando el comienzo de la deglaciación de ese sector aislado topográficamente de las montañas circundantes.

4.2. ELA, paleoELAs y enfriamiento del clima

En 2010 se conservaban 2 glaciares en la cabecera del valle Santiago y otros 5 en la cabecera del valle Queñua Ranra (figura 7). Se trata de las únicas lenguas de hielo que existen actualmente en el sector noreste del Nevado Coropuna, área de estudio de este trabajo. La reconstrucción de la ELA AABR proporcionó una estimación estadísticamente representativa de los 7 glaciares: $ELA_{2010} = 5984$ m (tabla 2). Además, la delimitación de los paleoglaciares del sector noreste del Nevado Coropuna durante su máxima expansión (figura 6), permitió reconstruir sus paleoELAs AABR, correspondientes a las dos fases propuestas en el apartado 3.2 (tablas 3 y 4):

Tabla 2. ELAs₂₀₁₀ de los glaciares de los valles Santiago y Queñua Ranra

Glaciares	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
<i>Valle Santiago</i>					
Santiago 1	6058	6026	6003	5985	5970
Santiago 2	5970	5943	5922	5907	5893
Promedio	6014	5985	5963	5946	5932
Desviación típica (σ)	62.2	58.7	57.3	55.2	54.4
<i>Valle Queñua Ranra</i>					
Queñua Ranra 1	6103	6099	6094	6091	6088
Queñua Ranra 2	5852	5841	5834	5828	5823
Queñua Ranra 3	5901	5880	5866	5856	5848
Queñua Ranra 4	6076	6055	6040	6028	6018
Queñua Ranra 5	5931	5908	5893	5881	5872
Promedio	5973	5957	5945	5937	5930
Desviación típica (σ)	110.8	113.5	114.6	115.7	116.5
<i>Coropuna NE (ambos valles)</i>					
Promedio	5984	5965	5950	5939	5930
Desviación típica (σ)	96.1	96.7	96.8	97.2	97.7

Tabla 3. PaleoELAs de los paleoglaciares >5250 m (área de cumbres del Nevado Coropuna)

Paleoglaciares	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
Santiago	5315	5261	5226	5201	5180
Queñua Ranra	5271	5217	5181	5155	5134
Pomullca	5130	5104	5087	5074	5064
Huajra Huire	4982	4963	4951	4941	4933
Promedio	5175	5136	5111	5093	5078
Desviación típica (σ)	150.7	133.1	121.5	114.0	107.6

Tabla 4. PaleoELAs de todos los paleoglaciares del área de estudio (sector NE del Nevado Coropuna)

Paleoglaciares	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
Santiago	5315	5261	5226	5201	5180
Keañahuayoc	5025	5014	5007	5001	4997
Queñua Ranra	5271	5217	5181	5155	5134
Cuncaicha	4996	4988	4982	4977	4973
Pomullca	5130	5104	5087	5074	5064
Huajra Huire	4982	4963	4951	4941	4933
Jollojocha	4948	4939	4933	4927	4923
Pucaylla	4935	4923	4916	4910	4906
Pumaranra	4903	4877	4857	4841	4827
Promedio	5056	5032	5016	5003	4993
Desviación típica (σ)	149.4	133.9	124.5	118.6	114.0

- PaleoELA₁=5078 m: máxima expansión de los glaciares procedentes de las montañas más altas (cumbre oriental del Nevado Coropuna y Pico Cuncaicha).

- PaleoELA₂=4993 m: máxima expansión de todos los paleoglaciares cartografiados.

Por último, la estimación de la depresión de las paleoELAs, es decir, su diferencia o desnivel con respecto a la ELA₂₀₁₀, sirvió para evaluar el enfriamiento del clima con respecto al presente, en ambas fases (tabla 5):

- PaleoELA₁: $\Delta ELA_1 = -906$ m y $\Delta T_1 = -5.9^\circ\text{C}$.

- PaleoELA₂: $\Delta ELA_2 = -991$ m y $\Delta T_2 = -6.4^\circ\text{C}$.

Tabla 5. ELA, paleoELA y enfriamiento del clima con respecto al presente deducido de la depresión de la paleoELA (ΔELA).

ELA ₂₀₁₀ (m)	5984	
BR	1.0	
Desviación típica (σ)	96	
PaleoELA (m)	PaleoELA ₁	PaleoELA ₂
	5078	4993
BR	3.0	3.0
Desviación típica (σ)	108	114
ΔELA (m)	907	991
GTVa ($^\circ\text{C}/\text{km}$)	-6.5	-6.5
ΔT ($^\circ\text{C}$)	ΔT_1	ΔT_2
	-5.9	-6.4

5. Discusión

5.1. Máxima expansión glaciar en el Nevado Coropuna

Las edades ³⁶Cl presentadas en este trabajo sólo pueden interpretarse como una prospección preliminar, en un área de estudio que además es muy compleja, porque la confluencia de los glaciares sobre el altiplano ha tenido como consecuencia la formación de morrenas poligénicas. De acuerdo con el "obliterative overlap model" propuesto por Gibbons et al. (1984), avances glaciares observados en Escandinavia en la década de los años 90' del siglo XX provocaron un fenómeno similar. Dependiendo del valle los glaciares formaron hasta seis morrenas o sólo una, resultado de la agregación de diferentes depósitos (Winkler & Matthews, 2010). Otros autores (Briner et al., 2005; Fabel et al., 2006; Palacios et al., 2012; Reuther et al., 2007) también han señalado interferencias en edades glaciales debidas a la agregación de morrenas. Dichas interferencias pueden ser aún mayores en el sector noreste del Coropuna, porque el mismo proceso puede haberse repetido muchas veces durante decenas de miles de años, como consecuencia de la elevada altitud de los estratovolcanes (>6000 m) y el altiplano (~4900-4700 m) y la mayor sensibilidad de los glaciares a la precipitación que a la temperatura (Sagredo et al., 2014). En ese contexto es factible que los glaciares del Nevado Coropuna hayan

permanecido en un estado próximo a su máximo avance al menos desde el LGM global deducido del nivel relativo de los océanos (~26-19 ka; Clark et al. 2009; Lambeck & Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000). También es posible que la mayor expansión glaciar local haya sido incluso anterior, pudiendo remontarse hasta los estadios isotópicos marinos MIS3 o MIS4. Esa interpretación explicaría las edades clasificadas como atípicas (*outlayers*) por Bromley et al. (2009) en el valle Huayllaura (sector suroeste) y el valle Sigue Chico (sector oeste del Coropuna): ~61 y ~37 ka (Lm) ~47 y ~31 ka (Li), respectivamente. Asumiendo la posibilidad de una expansión tan temprana y prolongada, es posible que los glaciares del Coropuna hayan avanzado y retrocedido muchas veces, respondiendo a las condiciones más húmedas que las actuales que revelan las periódicas migraciones hacia el sur de la ITCZ durante decenas de miles de años (Schneider et al., 2014), en relación con episodios de enfriamiento boreal. Es una hipótesis coherente con las transgresiones de los paleolagos detectadas en el Altiplano boliviano desde hace ~130 ka (Placzek et al., 2013).

Por otra parte, los glaciares debieron alcanzar frecuentemente la misma posición, debido a las barreras topográficas impuestas por la presencia del altiplano y morrenas pre-existentes depositadas por otros glaciares (figura 3 y 6). La concatenación ambos factores, climáticos y geomorfológicos, puede haber tenido como consecuencia la deposición de morrenas poligénicas, con un amplio rango de posibles edades de exposición. Ese escenario explicaría la dispersión de nuestras edades ³⁶Cl, que, tomadas en conjunto, podrían datar una secuencia de avances glaciares en todos los valles, desde hace ~20 ka (y probablemente mucho antes) hasta hace ~11-12 ka. Si nuestro planteamiento fuese correcto, la prospección oeste-este presentada en este trabajo habría detectado señales de los diferentes avances en todos los sitios muestreados:

- En la morrena lateral oriental del valle Santiago (NCNE01, ~12 ka).

- En la morrena lateral oriental del valle Queñua Ranra (NCNE02, ~17 ka).

- En las morrenas lateral occidental y terminal del valle Pomullca NCNE04, ~20 ka y NCNE05, ~17 ka).

- En la morrena terminal depositada en el altiplano Pampa Pucaylla por los glaciares Pumararra (NCNE05, ~16 ka).

La hipótesis de la morrenas poligénicas también podría explicar la dispersión de las edades ³He-Lm/³He-Li de Bromley et al. (2009) en el valle Mapa Mayo, NC1 (~21/~17 ka), NC2 (~16/~13 ka), NC3 (~15/~12 ka) y NC4 (~25/~20 ka), así como las diferencias entre sus dos edades ³He-Li (NC9 y NC10; ~17 ka) y nuestra edad ³⁶Cl NCNE01 (~12 ka), procedentes de tres bloques morrénicos del valle Santiago. Es posible que NC9 y NC10 daten uno o dos avances más viejos y NCNE01 un reavance posterior, que alcanzó el mismo lugar y agregó una morrena más joven a las morrenas pre-existentes.

La agregación de morrenas más jóvenes en otras más viejas durante miles de años también podría ser la causa de la dispersión de edades de bloques morrénicos observada

en el Nevado Hualca Hualca (Alcalá et al., 2011); los valles San Francisco, Río Suturi y Huamaní Loma (Zech et al., 2007); el Cerro Tunupa (Blard et al., 2009) y el volcán Uturuncu (Blard et al., 2014).

5.2. Comienzo de la deglaciación en el Nevado Coropuna

Nuestras edades de bloques morrénicos NCNE08 y NCNE09 sugieren que hace ~13-12 ka sucedieron avances glaciares en el valle Jellojello, donde además existen otras generaciones de morrenas con cronologías relativas más viejas y más jóvenes que las morrenas muestreadas. Sin embargo, nuestra edad de lecho rocoso pulido NCSE23 indica que hace 13.0 ± 0.4 ka debía haber comenzado la deglaciación en el límite meridional de Pampa Pucaylla, justo en la divisoria de aguas que separa ese sector del altiplano de la vertiente sureste del complejo volcánico. La edad NCSE23 es un dato fiable, porque el pulimento glaciar está bien conservado y permite descartar interferencias de la erosión en el resultado. Además, muestra una correlación extraordinaria con la edad Patapampa 4 (12.6 ± 0.4 ka), obtenida por el mismo método por Alcalá et al. (2011) al este del Nevado Hualca Hualca, en otro lecho rocoso pulido con similar estado de conservación y contexto geomorfológico. Ambas edades (NCSE23 y Patapampa 4) sugieren que la deglaciación expuso a la radiación cósmica, casi al mismo tiempo, dos superficies de altitudes parecidas (4914 y 4886 m), aunque separadas por ~100 km de distancia, en sectores del altiplano aislados topográficamente de las cumbres circundantes.

Sin embargo, las edades NCSE23, NCNE08, NCNE09 plantean un problema, porque indican dos hechos simultáneos aparentemente contradictorios: la deglaciación en un sector del altiplano Pampa Pucaylla y avances glaciares en el valle Jellojello, en altitudes más bajas que la meseta. No obstante, esa paradoja podría explicarse, conjuntamente o por separado, por las siguientes causas:

a) El rejuvenecimiento por erosión de las superficies muestreadas (NCNE08 y NCNE09), aunque la preservación de abundantes lechos rocosos pulidos en otros sectores del Nevado Coropuna (Úbeda, 2011) sugiere que las tasas de erosión deben haber sido muy reducidas.

b) La influencia del calor geotérmico en la deglaciación, sugerida por los siguientes hechos:

- La actividad volcánica que indica la muestra NCNE03, datando en ~2 ka la erupción que emitió la colada de lava que rellena parcialmente el fondo del valle Queñua Ranra. Esa edad y la existencia de otras dos coladas de lava no glaciadas, claramente postglaciales, al oeste y sureste del complejo volcánico (figura 1), demuestran que el Coropuna no es un volcán extinto.

- Por otra parte, en el complejo volcánico existen lugares más bajos (~5200 m) donde se ha detectado y se está monitoreando la presencia de permafrost (Úbeda et al., 2015b). También hay sitios más altos (5694 m) donde termómetros enterrados en las morrenas que sobreyacen la colada de lava de Queñua Ranra apenas registran episodios de congelación (Úbeda, 2011). Si esa desigual distribución de la temperatura del suelo también existió en

el pasado, pudo causar simultáneamente procesos de deglaciación y avances glaciares en diferentes sectores del Nevado Coropuna, con independencia de su altitud.

c) Las reconstrucciones de las paleoELAs muestran áreas de acumulación en las cabeceras de los valles Jellojello y Ccallhua (figura 6), tanto si la paleoELA se calcula considerando exclusivamente los glaciares procedentes de las cumbres más altas (paleoELA₁=5078 m), como si se estima para todas las masas de hielo cartografiadas (paleoELA₂=4993 m). La paleoELA₁ implicaría la desaparición de las zonas de acumulación en el sector del altiplano Pampa Pucaylla donde se recogió la muestra NCSE23, que está desconectado topográficamente de las cumbres de los alrededores. Por tanto, cuando la paleoELA estuvo en ese nivel pudo haber causado al mismo tiempo la deglaciación de ese sector del altiplano Pampa Pucaylla y avances glaciares en el interior del valle Jellojello (figura 9).

Aunque la cronología exacta del comienzo de la deglaciación en el área de estudio sigue siendo una incógnita, por la escasez de las edades y los problemas que plantean, tres hechos sugieren que el deshielo pudo comenzar después de ~12 ka y antes de ~9 ka:

- La muestra NCNE01 señala un máximo avance en el valle Santiago hace ~12-11 ka.

- En el valle Jellojello hay morrenas más jóvenes que las morrenas datadas hace ~13-12 ka por las muestras NCNE08 y NCNE09.

- La muestra NCNE06 sugiere que hace ~9 ka sucedió un reavance que sólo alcanzó la parte media del valle Huajra Huire, indicando que en ese tiempo la deglaciación ya debía haber comenzado y era bastante significativa.

En las vertientes sur y oeste del Nevado Coropuna hay lechos rocosos pulidos en diferentes altitudes, cuyas edades de exposición contribuirán a conocer la cronología y el ritmo de la deglaciación. Los autores de este trabajo están preparando un nuevo estudio sobre esa interesante cuestión.

5.3. Contextualización regional y global de los resultados

5.3.1. Reconstrucciones paleoclimáticas

Las primeras reconstrucciones paleoclimáticas, basadas en la SST, sugerían que el enfriamiento del clima en el pasado había sido menor en la zona tropical que en las altas latitudes (p.e. CLIMAP, 1976). Sin embargo, trabajos posteriores han reconocido que el enfriamiento tropical era mayor que el evaluado previamente por CLIMAP. Lo mismo sucede en el caso del enfriamiento del clima estimado en este trabajo para las fases de máxima expansión de los glaciares al noreste del Nevado Coropuna (5.9-6.5°C), coherente con los resultados de Bromley et al. (2011a) alrededor del mismo complejo volcánico (6-7°C) y Blard et al. (2009) en el Cerro Tunupa (6,5°C). Esos datos son compatibles con muchos trabajos que también sugirieron un enfriamiento pantropical $\geq 5^\circ\text{C}$ durante el LGM o el *Late Glacial*, p.e. datos de glaciares de los Andes Centrales (Klein et al., 1999; Kull et al., 2008; Seltzer, 1987;

Thompson et al., 2000), Hawai (Blard et al., 2007) y África (Kaser & Osmaston, 2002); pólenes de Papua Nueva Guinea (Walker & Floney, 1979) y Brasil (Colinvaux et al., 2000; Colinvaux et al., 1996); gases nobles en aguas interestratificadas de Brasil (Stute et al., 1995) y SST en el mar Caribe (Guilderson et al., 1994) y el Pacífico tropical occidental (Beck et al., 1992; Beck et al., 1997) y oriental (Kaiser et al., 2005; Pisias & Mix, 1997); figura 10).

5.3.2. Cronología del LGM en los Andes Centrales

Muchas edades de exposición sugieren fases de máxima expansión glaciaria en montañas de los Andes Centrales dentro del *Last Glacial Cycle*, pero anteriores al LGM global indicado por el nivel relativo del mar (Clark et al., 2009):

a) Un máximo glacial remoto pudo suceder hace ~65 ka, de acuerdo con las edades de Smith & Rodbell (2010) en el

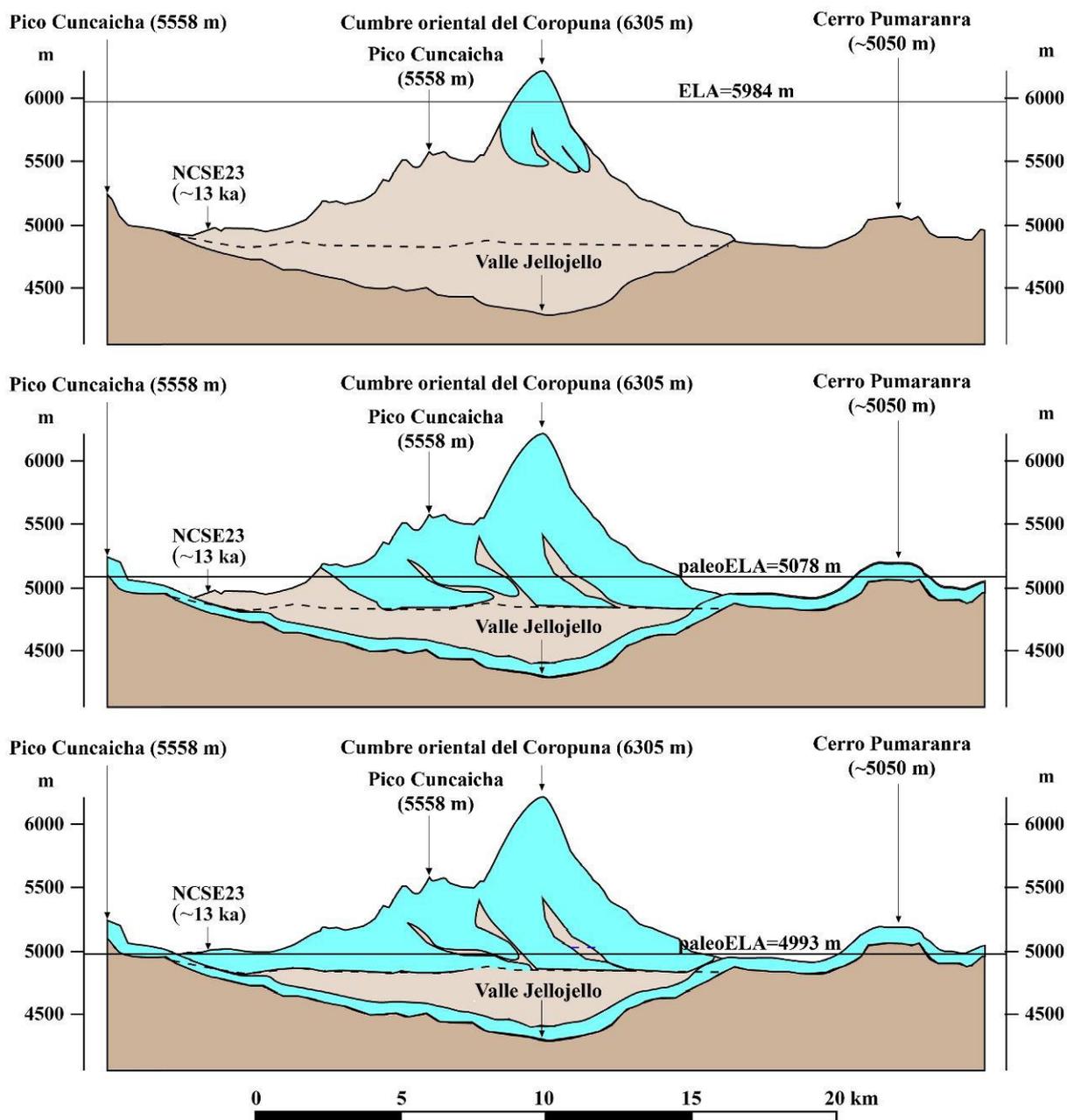


Figura 9. Perfiles topográficos del sector noreste del Nevado Coropuna, representando la extensión de los glaciares en función de la ELA_{2010} (5984 m, arriba); la $paleoELA_1$ (5078 m, centro) y la $paleoELA_2$ (4993 m, abajo). La $paleoELA_1$ es más alta que la superficie NCSE23 y más baja que la cumbre del Cerro Pumaranra, hecho que pudo permitir la deglaciación (en el primer caso) y la permanencia de glaciares que pueden incluso avanzar, en el segundo caso.

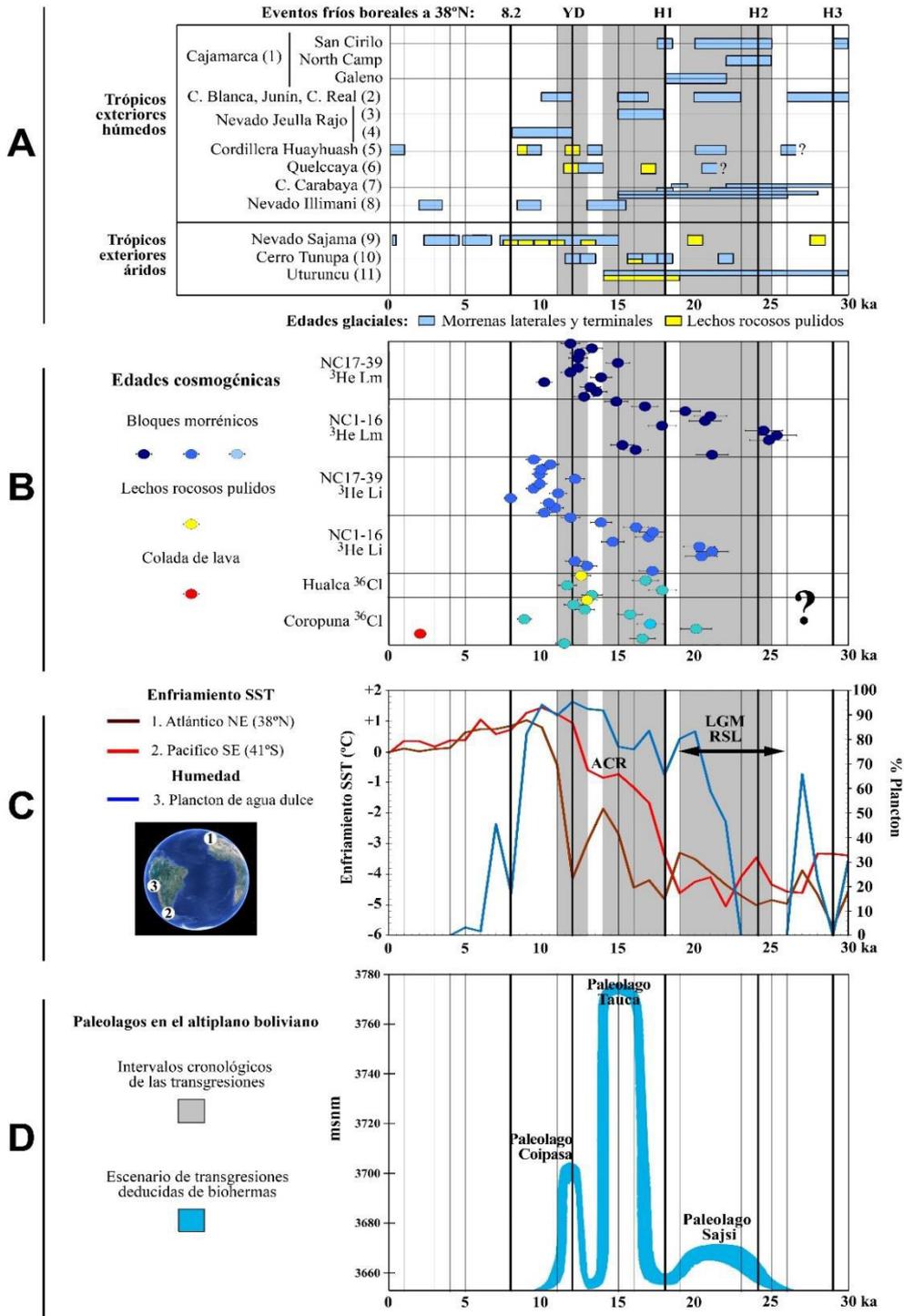


Figura 10. Cronograma desde hace 30 ka representando: I. EDADES GLACIALES: A1. Edades ¹⁰Be de los Andes tropicales húmedos: 1) Cajamarca (Shakun et al., 2015). 2) Cordillera Blanca; Junín y Cordillera Real (Smith et al., 2005b recalculadas en Zech et al., 2009). 3-4) Jeulla Raju (Smith et al., 2010 y Glasser et al. 2009). 5) Huayhuash (Hall et al., 2009). 6) Quelccaya (Kelly et al., 2012). 7) Carabaya (Bromley et al., 2016). 8) Illimani (Smith et al., 2011). A2. Edades de los Andes tropicales áridos: 9) ³⁶Cl del Sajama (Smith et al., 2009) y ³He 10) Tunupa (Blard et al., 2009) y 11) Uturuncu (Blard et al., 2014). B. Edades ³He del Coropuna según modelos de edad Lm y Li (Bromley et al., 2009; Bromley et al., 2011b) y ³⁶Cl del Hualca Hualca (Alcalá et al., 2011) y el Coropuna (este trabajo). II. TEMPERATURA GLOBAL (enfriamiento de la superficie del mar deducido de alkelonas): C1 (SST_N). Atlántico Nororiental, al oeste de la Península Ibérica (38°N, 10°W; Bard (2003). C2 (SST_S). Pacífico suroriental, cerca de la costa del sur de Chile (41°S, 74°W; Kaiser et al. (2005). III. HUMEDAD EN LOS ANDES CENTRALES: C3. Abundancia de plancton de agua dulce en los sedimentos del lago Titicaca (Fritz et al., 2007). D. Altitud de los paleolagos Sajsi, Tauca y Coipasa, en el altiplano boliviano (Blard et al., 2011). IV. OTROS DATOS: Áreas grises (en A, B y C): cronología de los paleolagos (Blard et al., 2011). Líneas verticales negras (en A, B, C y D): señales en SST_N de los eventos fríos del Hemisferio Norte, Heinrich 3-1 y Younger Dryas. En C : ACR muestra la señal en SST_S del Atlantic Cold Reversal y la flecha LGM-RSL la cronología de la Last Glacial Maximum deducido del nivel relativo del mar por Clark et al. (2009); Lambeck & Chappell (2001) y Yokoyama et al. (2000).

Nevado Jeulla Rajo y o más viejas clasificadas como *outlayers* en montañas de Cajamarca (Shakun et al., 2015); el Nevado Coropuna (Bromley et al., 2009) y el volcán Ututuncu (Blard et al., 2014).

Tal vez el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante el evento H6 (Schneider et al., 2014) refleje el aumento de humedad que habría requerido ese máximo glacial remoto, para el que otra evidencia proviene del lecho rocoso pulido más viejo y bajo encontrado por Hall et al. (2009) en la vertiente occidental de la Cordillera Huayhuash, que quedó expuesto a la radiación cósmica hace ~38 ka. Aunque no se han encontrado morrenas más bajas, ese lecho rocoso pulido podría registrar la deglaciación del mismo máximo glacial remoto u otro aún no identificado, que podría explicar otras edades glaciales (algunas clasificadas como *outlayers*) comprendidas entre ~47 y 37 ka, en montañas de Cajamarca (Shakun et al., 2015), el Nevado Coropuna (Bromley et al., 2009) y el volcán Uturuncu (Blard et al., 2014). b) Un máximo glacial temprano más reciente en los Andes Centrales fue propuesto por Smith et al. (2005b) y pudo empezar hace ~30-28 ka, en sincronía con los glaciares de las altas latitudes y antes del mínimo nivel relativo del mar (Clark et al., 2009). Cada vez hay más edades de exposición sustentan esa hipótesis (figura 10): en montañas de Cajamarca (Shakun et al., 2015); el Nevado Jeulla Rajo (Smith & Rodbell, 2010); la Cordillera Huayhuash (Hall et al., 2009); la Cordillera Blanca, la región del lago Junín y la Cordillera Real (Farber et al., 2005; Smith et al., 2005b; Zech et al., 2009); la Cordillera Carabaya (Bromley et al., 2016); el Nevado Coropuna (Bromley et al., 2009) y el volcán Uturuncu (Blard et al., 2014). Adicionalmente, aunque Smith et al. (2009) no encontraron morrenas con cronologías tan remotas, sus edades más viejas de lechos pulidos sugieren que los glaciares estaban en máxima expansión antes de ~28 y ~20 ka, indicando que en el Nevado Sajama también pudieron suceder máximos avances de glaciares antes del LGM global.

El Coropuna es notablemente más alto que las montañas donde se realizaron los estudios antes mencionados (con la excepción del Nevado Sajama). Por tanto, es posible que en el área de estudio de este trabajo los glaciares también estuviesen fluctuando próximos a su máxima expansión durante prolongados periodos de tiempo anteriores al LGM mundial. Si esa hipótesis es correcta, las nuevas edades de exposición que se obtengan en el sector noreste del Coropuna proporcionarán sistemáticamente dataciones dispersas dentro de un amplio rango cronológico.

5.3.3. Teleconexión del LGM local en los Andes Centrales con el enfriamiento boreal

En su amplia revisión de trabajos realizados previamente en los Andes Centrales húmedos, Zech et al. (2009) concluyeron que las interpretaciones paleoclimáticas, enfriamientos, aumentos en la precipitación o teleconexiones globales a escala milenaria, deben esperar a que se reduzcan las incertidumbres metodológicas de las edades de exposición. Sin embargo también propusieron que en los Andes Centrales áridos, donde los glaciares son más sensibles a la precipitación, el LGM local pudo ocurrir

sincrónicamente con las transgresiones Taucá (~18-14 ka) y Coipasa (~13-11 ka), causada por una intensificación y/o desplazamiento hacia el sur de la circulación tropical. Esa propuesta de Zech et al. (2009) para los Andes Centrales áridos está de acuerdo con datos de paleolagos (Blard et al., 2011; Clayton & Clapperton, 1997b; Plazcek et al., 2006) y modelos sobre la respuesta de la ELA en las montañas de Suramérica a los cambios climáticos (Sagredo et al., 2014). Además, reconstrucciones de la precipitación registrada en los paleolagos a largo plazo (Plazcek et al., 2013) sostienen la posibilidad de que la influencia del enfriamiento boreal en la ITCZ y la humedad del clima del Altiplano meridional haya sido relativamente frecuente durante el *Last Glacial Cycle*. Esa teleconexión boreal-tropical también parece factible comparando *proxies* paleoclimáticos de la humedad regional y la temperatura en ambos hemisferios para los últimos 30 ka (figura 10):

- Las señales de H1 y YD en la SST al oeste de Europa (Bard, 2003) son contemporáneas a las transgresiones Taucá y Coipasa, y la transgresión Sajsi es sincrónica con el LGM deducido del nivel relativo del mar (Clark et al., 2009; Lambeck & Chappell, 2001 y Yokoyama et al., 2000).

- La abundancia de plancton de agua dulce durante el periodo ~23-10 ka (Fritz et al., 2007), que abarca los eventos H2, H1 y YD, indica un descenso en la salinidad del lago Titicaca. Ese cambio podría deberse a un aumento de las entradas por precipitación, que también indican las altitudes alcanzadas por los paleolagos (Blard et al., 2011).

Tomados en conjunto, esos datos muestran la posibilidad de que el enfriamiento boreal durante el LGM global y los eventos H2, H1 y YD, hubiese favorecido el periodo húmedo que requieren las transgresiones de los paleolagos, ente ~25 y 10 ka. Además, las edades de bloques morrénicos del Nevado Coropuna (Bromley et al., 2009; Bromley et al., 2011b); este trabajo) y el Nevado Hualca Hualca (Alcalá et al., 2011), también quedan comprendidas dentro del mismo periodo, sugiriendo que el enfriamiento boreal pudo haber influido a través de la ITCZ en los avances de los glaciares que ocurrieron en ambas montañas. Sin embargo, la extrapolación de la misma relación a otros lugares de los Andes Centrales está sujeta, en muchos casos, a ciertas restricciones:

- La dispersión de las edades de exposición impide establecer correlaciones concluyentes.

- En otras montañas la máxima expansión temprana fue seguida por el retroceso de los glaciares y muchas edades de exposición proceden de morrenas de reavance. Lo mismo sucede para parte de las edades glaciales de Bromley et al. (2009); Bromley et al., (2011a) para el Nevado Coropuna.

Por otra parte, la influencia de la humedad del clima en la dinámica de los glaciares depende en gran medida del estado sólido o líquido de la precipitación. Esa cuestión está estrechamente relacionada con la evolución de la temperatura, que en el Hemisferio Sur cambió progresivamente después del LGM global (figura 10). Dichos cambios pudieron afectar de diferente manera a los glaciares de cada región, dependiendo de factores como la altitud de las montañas o la mayor sensibilidad de las masas de hielo a la temperatura o a la precipitación, según se discute a continuación.

5.3.4. Comienzo de la deglaciación en los Andes Centrales

Shakun et al. (2015) compararon las edades glaciales de Cajamarca con numerosos proxies paleoclimáticos alrededor del mundo, concluyendo que el conocimiento actual no permite identificar el detonante de la deglaciación tropical o su conexión con el cambio climático en las latitudes altas. No obstante, las edades glaciales de Bromley et al., (2016), y su contraste con proxies paleoclimáticos, sugiere que la deglaciación de los Andes Centrales húmedos (controlados por la temperatura) la deglaciación debió comenzar hace ~20-18 ka. Esos autores propusieron que, a pesar de que las concentraciones de CO₂ no fueron suficientemente altas hasta ~17.5 ka (Marcott et al., 2014), el aumento en la duración del verano (Huybers & Denton, 2008) pudo calentar la corriente circumpolar antártica y la corriente de Humboldt, atenuando el gradiente térmico este-oeste de la temperatura superficial del Pacífico ecuatorial, debilitando la circulación de Walker y facilitando en última instancia el calentamiento de la atmósfera austral. La evolución de la SST en la costa de Chile (Kaiser et al., 2005) después de ~19 ka (figura 10) es coherente con esa hipótesis de Bromley et al., (2016). Si fuese cierta, el aumento de la temperatura del aire austral pudo haber provocado la deglaciación, a pesar del incremento de las precipitaciones debido al desplazamiento hacia el sur de la ITCZ durante los eventos fríos boreales H1 y YD Bromley et al., (2016).

El final de la máxima expansión glaciaria después de ~20-18 ka está registrado en edades de morrenas de reavance y lechos rocosos pulidos de los Andes Centrales húmedos y áridos, p.e. en la región Cajamarca (Shakun et al., 2015); la Cordillera Carabaya (Bromley et al., 2016) y el Cerro Tunupa (Blard et al., 2009). En esas montañas las respuestas a las fases frías boreales-húmedas tropicales fueron reavances menores o fases de estabilización de los glaciares en la parte alta de los valles, que al parecer interrumpieron brevemente la deglaciación impulsada por el aumento de la temperatura austral.

La interpretación geomorfológica de la prospección de edades ³⁶Cl del Coropuna, sin embargo, sugiere que ese complejo volcánico el comienzo de la deglaciación se retrasó hasta ~12-11 ka, de formar que hasta ese momento continuaron ocurriendo máximos avances glaciares en todos los valles muestreados por este trabajo. Las cronologías ³⁶Cl del Nevado Sajama (Smith et al., 2009) también sugiere la prolongación de grandes avances glaciares hasta ~11 ka. En ambos casos (Coropuna y Sajama) el retraso del comienzo de la deglaciación podría deberse a la combinación de dos factores: su mayor sensibilidad a la precipitación que a la temperatura (Sagredo et al., 2014) y su elevada altitud (Coropuna, 6377; Sajama 6542 m). Ambos factores habrían permitido la alimentación de los glaciares por precipitaciones sólidas hasta ~12-11 ka. Otros datos indican que hasta ese tiempo las condiciones eran notablemente húmedas:

- La mayor abundancia de los últimos ~30 ka del plancton de agua dulce en el lago Titicaca (>90%).
- La transgresión del lago Coipasa, en el Altiplano boliviano.

En el caso del Nevado Coropuna, donde incluso hoy en día las precipitaciones son exclusivamente en forma de nieve, a la elevada altitud debe sumarse la gran extensión de las montañas: cuatro estratovolcanes adyacentes con altitudes >6000 m. Por lo tanto, la depresión de la paleoELA pudo generar enormes áreas de acumulación, permitiendo que la innivación compensase los procesos de sublimación y ablación debidos al calentamiento de la temperatura del aire austral que revelan los proxies paleoclimáticos. Como ejemplo del tamaño de las montañas que forman el Nevado Coropuna, y del frío que implica su altitud, puede señalarse que en 2007-2008 la isoterma de 0°C de la temperatura del aire estaba a 5350 m (Úbeda, 2011), comprendiendo un área total de 85 km² (figura 1). Blard et al. (2014) propusieron que el registro glacial del Altiplano boliviano muestra la influencia mixta de las fluctuaciones del calentamiento regional y la precipitación debida a los eventos fríos boreales. Nosotros sugerimos que la altitud de las montañas determina el predominio de uno u otro factor, Al menos pensamos que eso pueden estar indicando las cronologías ³⁶Cl del Nevado Coropuna (este trabajo) y el Nevado Sajama Smith et al., 2009).

6. Conclusiones

- Nuestra prospección de edades de ³⁶Cl y las cronologías de trabajos previos revelan que el sistema glaciario del Nevado Coropuna puede haber estado próximo a la máxima expansión durante los estadios isotópicos MIS4, MIS3 y MIS2. Durante ese periodo tan prolongado de tiempo debieron ocurrir numerosos avances glaciares que alcanzaron la misma posición, depositando morrenas poligénicas que por ese motivo pueden incluir un amplio rango de edades de exposición.

- Las edades glaciales del Coropuna quedan comprendidas por fases climáticas más húmedas que la actual, bien señaladas en ~25-11 ka por la abundancia de plancton de agua dulce en el lago Titicaca y las transgresiones de los lagos en el Altiplano boliviano. Las fases húmedas son contemporáneas a los episodios H3-1 y YD, sugiriendo que el enfriamiento boreal pudo desplazar hacia el sur la ITCZ e influir en la evolución de los glaciares del Coropuna.

- A pesar de la humedad del clima, en otras montañas de los Andes Centrales la deglaciación pudo comenzar hace ~20-18 ka, como consecuencia del aumento de la temperatura austral que reflejan la SST en la costa de Chile y otros proxies paleoclimáticos. Sin embargo, a causa de la elevada altitud y gran extensión de los glaciares, y mayor sensibilidad a la precipitación que a la temperatura, es posible que la máxima expansión del sistema glaciario del Coropuna perdurase hasta ~11 ka, cuando la regresión de los paleolagos y la tendencia a la extinción del plancton revelan el principio de la transición climática hacia la aridez actual.

Agradecimientos

Investigación financiada por los proyectos CIENCIACTIVA 144-2015 (<http://cryoperu.pe>), INGEMMET-GA51 y DEGLACIATION, con la cooperación de

la ONG Guías de Espeleología y Montaña y Canal de Isabel II Gestión.

Referencias

- Ahn, J., Brook, d., 2008, Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the Last Glacial period: *Science*, v. 322, p. 83–85.
- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J. J., Vázquez-Selem, L., 2011, Last Glacial Maximum and deglaciation of Ampato volcanic complex, Southern Peru: *Cuaternario y Geomorfología*, v. 25, p. 121-136.
- Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J. M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahljensen, D., Fischer, H., Fluckiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Gronvold, K., Gundestrup, N. S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C. S., Johnsen, S. J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S. O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M. L., Steffensen, J. P., Stocker, T., Sveinbjornsdottir, A. E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J. L., Thorsteinsson, T., Watanabe, O., Wilhelms, F., White, J. W. C., 2004, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period: *Nature*, v. 431, p. 147–151.
- Arnaud, Y., Muller, F., Vuille, M., Ribstein, P., 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 v. 106 (16), p. 17,773-717,784.
- Baker, P. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Dunbar, R. B., Grove, M. J., Tapia, P. M., Cross, S. L., Rowe, H. D., Broda, J. P., 2001, The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years: *Science*, v. 291, no. 5504, p. 640-643.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., Dunai, T. J., 2008, A complete and easily accessible Promedios of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements: *Quaternary Geochronology*, v. 3, p. 174-195.
- Bard, E., 2003, North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2003-026. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Beck, J. W., Edwards, R. L., Ito, E., Taylor, F. W., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P., Henin, C., 1992, Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios: *Science*, v. 257, p. 644-647.
- Beck, J. W., Recy, J., Taylor, F., Edwards, R. L., Cabioch, G., 1997, Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records: *Nature*, v. 385, p. 705-707.
- Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C., Mark, B. G., 2005, Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers: *Quaternary International*, v. 138-139 (2005), p. 8-21.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Farley, K. A., Fornari, M., Jiménez, N., Ramírez, V., 2009, Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1): *Quaternary Science Reviews*, v. 28 (27-28), p. 3414-3427.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Farley, K. A., Ramírez, V., Jiménez, N., Martin, L. C. P., Charreau, J., Tibari, B., Fornari, M., 2014, Progressive glacial retreat in the Southern Altiplano (Uturunco volcano, 22°S) between 65 and 14 ka constrained by cosmogenic ³He dating: *Quaternary Research*, v. 82, no. 1, p. 209–221.
- Blard, P.-H., Lavé, J., Sylvestre, F., Placzek, C., Claude, C., Galy, V., Condom, T., Tibari, B., 2013, Cosmogenic ³He production rate in the high tropical Andes (3800m, 20°S): Implications for the local last glacial maximum: *Earth and Planetary Science Letters* v. 377–378, p. 260–275.
- Blard, P.-H., Sylvestre, F., Tripathi, A. K., Claude, C., Causse, C., Coudraing, A., Condom, T., Seidel, J.-L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.-P., Lavé, J., 2011, Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ¹⁴C, U-Th dating and δ¹⁸O of carbonates: *Quaternary Science Reviews*, v. 30, p. 3973-3989.
- Blard, P. H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., Bourlès, D., 2007, Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago: *Nature*, v. 449, p. 591-594.
- Briner, J. P., Kaufman, D. S., Manley, W. F., Finkel, R. C., Caffee, M. W., 2005, Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1108-1120.
- Bromley, G. R. M., Schaefer, J., Hall, B. L., Rademaker, K. M., Putnam, A. E., Todd, C. E., Hegland, M., Winkler, G., Jackson, M. S., Strand, P. D., 2016, A cosmogenic ¹⁰Be chronology for the local last glacial maximum and termination in the Cordillera Oriental, southern Peruvian Andes: Implications for the tropical role in global climate: *Quaternary Science Reviews*, v. 148, p. 54-67.
- Bromley, G. R. M., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., Rademaker, K. M., 2009, Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes: *Quaternary Science Reviews*, v. 1-13.
- Bromley, R. M., Hall, B. L., Rademaker, K. M., Todd, C. E., Racoviteanu, A. E., 2011a, Late Pleistocene snowline fluctuations at Nevado Coropuna (15°S), southern Peruvian Andes: *Journal of Quaternary Science*, v. 26, no. 3, p. 305-317.
- Bromley, R. M., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Winckler, G., Todd, C. E., Rademaker, K. M., 2011b, Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic ³He: *Journal of Quaternary Science*, v. 26 (1), p. 37-43.
- Campos, N., 2015, Equilibrium Line Altitude Fluctuation on the South West Slope of Nevado Coropuna Since The Last Glacial Maximum (Cordillera Ampato, Perú): *Pirineos*, v. 170.

- Clapperton, C. M., 1993, Glacier readvances in the Andes at 12.500-10.000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change: *Journal of Quaternary Science*, v. 8, p. 197-215.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J. F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., McCabe, A. M., 2009, The Last Glacial Maximum: *Science*, v. 325, p. 710-714.
- Clayton, J. D., Clapperton, C. M., 1997a, Broad synchrony of Late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano: *Journal of Quaternary Science*, v. 12, p. 169-182.
- Clayton, J. D., Clapperton, C. M., 1997b, Broad synchrony of Late-glacial glacier advance and the highstand of paleolake Tauca in the bolivian Altiplano: *Journal of Quaternary Science*, v. 12, p. 169-182.
- CLIMAP, 1976, The surface of ice-age earth: *Science*, v. 191, p. 1131-1137.
- Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Bush, M. B., 2000, Amazonian and Neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, no. 141-169.
- Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C., Bush, M. B., 1996, A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times: *Science*, v. 274 (5284), p. 85-88.
- Chiang, J. C. H., Bitz, C. M., 2005, Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone: *Climate Dynamics*, v. 25, p. 477-496.
- Chiang, J. C. H., Friedman, A. R., 2012, Extratropical cooling, interhemispheric thermal gradients, and tropical climate change: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 40, p. 383-412.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., Putnam, A. E., 2010, The last glacial termination: *Science*, v. 328, p. 1652-1656.
- Dornbusch, U., 2002, Pleistocene and present day snowlines rise in the Cordillera Ampato, Western Cordillera, southern Peru: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 225, p. 103-126.
- Dubois, N., Kienast, M., Normandeau, C., Herbert, T. D., 2009, Eastern equatorial Pacific cold tongue during the Last Glacial Maximum as seen from alkenone paleothermometry: *Paleoceanography*, v. 24, p. PA4207.
- Epica, C., 2004, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core.: *Nature*, v. 429, p. 623-628.
- Fabel, D., Fink, D., Fredin, O., Harbor, J., Land, M., Stroeven, A. P., 2006, Exposure ages from relict lateral moraines overridden by the Fennoscandian ice sheet: *Quaternary Research*, v. 65, p. 136-146.
- Farber, D. L., Hancock, G. S., Finkel, R. C., Rodbell, D. T., 2005, The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru: *Journal of Quaternary Science*, v. 20 (7-8), p. 759-776.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., Tiriau, E., 1995, Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S: *Journal of Glaciology*, v. 42, p. 61-67.
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R. L., 2007, Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database, Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Data. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU).
- Gibbons, A. B., Megeath, J. D., Pierce, L. P., 1984, Probability of moraine survival in a succession of glacial advances: *Geology*, v. 12, p. 327-330.
- Glasser, N. F., Clemmens, S., Schnabel, C., Fenton, C. R., McHargue, L., 2009, Tropical glacier fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru between 12.5 and 7.6 ka from cosmogenic ¹⁰Be dating: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 3448-3458.
- Grosjean, 1994, Paleohydrology of Laguna Lejia (north Chilean Altiplano) and paleoclimatic implications for the Late Glacial times: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 109, p. 89-100.
- Guilderson, T. P., Fairbanks, R. G., Rubenstone, J. L., 1994, Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change: *Science*, v. 263, p. 663-665.
- Hall, S., Farber, D. L., Ramage, J. M., Rodbell, D. T., Smith, J. A., Mark, B. G., Kassel, C., 2009, Geochronology of Quaternary glaciations from the tropical Cordillera Huayhuash, Peru: *Quaternary Science Reviews*, v. 28 (25-26), p. 2991-3009.
- Hanshaw, M. N., Bookhagen, B., 2014, Glacial areas, lake areas, and snow lines from 1975 to 2012: status of the Cordillera Vilcanota, including the Quelccaya Ice Cap, northern central Andes, Peru: *The Cryosphere*, v. 8, p. 1-18.
- Hartley, A. J., 2003, Andean uplift and climate change: *Journal of the Geological Society of London*, v. 160, p. 7-10.
- Hartley, A. J., Chong, G., 2002, Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America: *Geology*, v. 30 no. 1, p. 43-46.
- Hastenrath, S., 1971, On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes: *Journal of Glaciology*, v. 10, p. 225-267.
- Hastenrath, S. L., Kutzbach, J., 1985, Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano: *Quaternary Research*, v. 24, p. 249-256.
- Herreros, J., Moreno, I., Taupin, J. D., 2009, Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru: *Advances in Geosciences*, v. 7, no. 1-8.
- Huybers, P., Denton, G., 2008, Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration: *Nature Geoscience*, v. 1, no. 787-792.
- IPCC, 2013, Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Kaiser, J., Lamy, F., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W., Stoner, J., 2005, Southeast Pacific High Resolution Alkenone SST Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2005-073. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

- Kaser, G., Osmaston, H., 2002, *Tropical Glaciers*, Cambridge (U.K.), Cambridge University Press, International Hydrology Series, 207 p.:
- Kelly, M. A., Lowell, T. V., Applegate, P. J., Phillips, F. M., Schaefer, J. M., Smith, C. A., Kim, H., Leonard, K. C., Hudson, A. M., 2015, A locally calibrated, late glacial ^{10}Be production rate from a low-latitude, high-altitude site in the Peruvian Andes: Quaternary Geochronology, v. 26, p. 70-85.
- Kelly, M. A., Lowell, T. V., Applegate, P. J., Smith, C. A., Phillips, F. M., Hudson, M. A., 2012, Late glacial fluctuations of Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru: *Geology*, v. 40 (11), p. 991-994.
- Klein, A. G., Seltzer, G. O., Isacks, B. L., 1999, Modern and Last Local Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile: *Quaternary Research Reviews*, v. 18, p. 3-84.
- Kuentz, A., Galán De Mera, A., Ledru, M. P., Thouret, J. C., 2007, Phytogeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera): *Journal of Biogeography*, v. 34, no. 10, p. 1762-1776.
- Kuentz, A., Ledru, M. P., Thouret, J. C., 2012, Environmental changes in the highlands of the western Andean Cordillera, southern Peru, during the Holocene: *The Holocene*, v. 22 (11), p. 1215-1226.
- Kull, C., Imhof, S., Grosjean, M., Zech, R., Veit, H., 2008, Late Pleistocene Glaciation in the Central Andes: Temperature versus humidity control. A case study from the eastern Bolivian Andes (17°S) and regional synthesis: *Global and Planetary Change*, v. 60, p. 148-164.
- Lal, D., 1991, Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 424-439.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001, Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle: *Science*, v. 292, p. 679-686.
- Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., Hughen, K. A., 2003, Synchronicity of tropical and highlatitude Atlantic temperatures over the last glacial termination *Science*, v. 301, p. 1361-1364.
- Lifton, N. A., Bieber, J. W., Clem, J. M., Duldig, M. L., Evenson, P., Humble, J. E., Pyle, R., 2005, Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 140-161.
- Marcott, S., Bauska, T., Buizert, C., Steig, E., Rosen, J., Cuffey, K., Fudge, T., Severinghaus, J., Ahn, J., Kalk, M., McConnell, J., Sowers, T., Taylor, K., White, J., Brook, E., 2014, Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation: *Nature*, v. 514, p. 616-619.
- Mark, B. G., Harrison, S. P., Spessa, A., Newe, M., Evans, D. J. A., Helms, K. F., 2005, Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment: *Quaternary International*, v. 138-139, p. 168-201.
- Nishiizumi, K., Winterer, E., Kohl, C., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J., 1989, Cosmic ray production rates of ^{26}Al and ^{10}Be in quartz from glacially polished rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 17907-17915.
- Nogués-Paegle, J., Mechoso, C. R., and Fu, R. e. a., 2002, Progress in Pan American CLIVAR Research: understanding the South American Monsoon: *Meteorologica*, v. 27, p. 3-30.
- Olschusky, E., Dávila, D., 1994, *Geología de los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi*, Lima (Perú), Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), 118 p.:
- Osmaston, H., 2005, Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation: *Quaternary International*, v. 22-31, p. 138-139.
- Palacios, D., Andrés, N., Úbeda, J., Alcalá, J., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., 2012, The importance of polygenic moraines in the paleoclimatic interpretation from cosmogenic dating: *Geophysical Research Abstracts*, v. 14, p. EGU2012-3759-2011.
- Phillips, F. M., 2003, Cosmogenic ^{36}Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA: *Geomorphology*, v. 53, p. 199-208.
- Phillips, F. M., Plummer, M. A., 1996, CHLOE: A program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide dating and erosion studies (abs): *Radiocarbon*, v. 38, p. 98.
- Phillips, F. M., Stone, W. D., Fabryka-Martin, J. T., 2001, An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface: *Chemical Geology*, v. 175 (3-4), p. 689-701.
- Pisias, N. G., Mix, A. C., 1997, Spatial and temporal oceanographic variability of the eastern equatorial Pacific during the late Pleistocene: Evidence from Radiolaria microfossils: *Paleoceanography*, v. 12(3), p. 381-393.
- Placzek, C., Quade, J., Betancourt, J. L., Patchett, P. J., Rech, J. A., Latorre, C., Matmon, A., Holmgren, C., English, N. B., 2009, Climate in the dry central Andes over geologic, millennial, and interannual timescales: *Annals of the Missouri Botanical Garden*, v. 96, p. 386-397.
- Placzek, C. J., Quade, J., Patchett, P. J., 2013, A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 363, p. 97-108.
- Placzek, C., Quade, J., Patchett, P. J., 2006, Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 515-532.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Ruth, U., 2006, A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 111, p. D06102 (06101-06116).
- Reuther, A. L., Urdea, P., Geiger, C., Ivy-Ochs, S., Niller, H.-P., Kubik, P. W., Heine, K., 2007, Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ^{10}Be exposure ages and pedological investigations: *Quaternary International*, v. 164-165, p. 151-169.
- Sachs, J. P., Sachse, D., Smittenberg, R. H., Zhang, Z., Battisti, D. S., Golubic, S., 2009, Southward movement of

- the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850: *Nature Geoscience*, v. 554, p. 1-7.
- Sagredo, E. A., Rupper, S., Lowell, T. V., 2014, Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes: *Quaternary Research*, v. 81, p. 355-366.
- Schneider, T., Bischoff, T., Haug, G. H., 2014, Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone: *Nature*, v. 513, p. 45-53.
- Seltzer, G., 1987, *Glacial History and Climatic Change in the Central Peruvian Andes*, Tesis de Maestría, University of Minnesota.
- Shakun, J. D., Clark, P. U., Marcott, S. A., Brook, E. J., Lifton, N. A., Caffee, M., Shakun, W. R., 2015, Cosmogenic dating of Late Pleistocene glaciation, southern tropical Andes, Peru: *Journal of Quaternary Science*, v. 30, p. 841-847.
- Smith, C. A., Lowell, T. V., Caffee, M. W., 2009, Late glacial and Holocene cosmogenic surface exposure age glacial chronology and geomorphological evidence for the presence of cold-based glaciers at Nevado Sajama, Bolivia: *Journal of Quaternary Science*, v. 24 (4), p. 360-372.
- Smith, C. A., Lowell, T. V., Owen, L. A., Caffee, M.-W., 2011, Late Quaternary glacial chronology on Nevado Illimani, Bolivia, and the implications for paleoclimatic reconstructions across the Andes: *Quaternary Research*, v. 75, p. 1-10.
- Smith, J., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Klein, A. G., 2005a, Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America: *Quaternary International*, v. 138-139, p. 145-167.
- Smith, J. A., Rodbell, D. T., 2010, Cross-cutting moraines reveal evidence for North Atlantic influence on glaciers in the tropical Andes: *Journal of Quaternary Science*, v. 25(3), p. 243-248.
- Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., Finkel, R. C., 2005b, Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes: *Science*, v. 308 (5722), p. 678-681.
- Stone, J. O., 2000, Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 23753-23759.
- Stone, J. O., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., Cresswell, R. G., 1998, Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 433-454.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J. F., Schlosser, P., Broecker, W. S., Bonani, G., 1995, Cooling of Tropical Brazil (5°C) During the Last Glacial Maximum: *Science*, v. 269, no. 5222, p. 379-383.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J. P., 1999, Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during late-glacial time and the early Holocene: *Quaternary Research*, v. 51, p. 54-66.
- Sylvestre, F., 2009, Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America, en Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M., eds., *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, *Developments in Paleoenvironmental Research*, Volume 14, Springer, p. 3-28.
- Thompson, L. G., Davis, M., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagarodnov, V. S., Lin, P. N., Mikhailenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., Francou, B., 1998, A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores: *Science*, v. 282, p. 1858-1864.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., A., H. K., 2000, Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum: *Journal of Quaternary Science*, v. 15 (4), p. 377-394.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E. E., Dansgaard, W., Grootes, P. M., 1986, The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap: *Science*, v. 234, p. 361-364.
- Úbeda, J., 2011, El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú): Universidad Complutense de Madrid, 558 p.
- Úbeda, J., Palacios, D., Campos, N., Giraldez, C., García, E., Quirós, T., 2015a, Evaluation of Little Ice Age cooling in Western Central Andes, suggested by paleoELAs, in contrast with global warming since late 19th century deduced from instrumental records, *Geophysical Research Abstracts*, Volume 17, p. EGU2015-13835-13833.
- Úbeda, J., Yoshikawa, K., Pari, W., Palacios, D., Masías, P., Apaza, F., Ccallata, B., Miranda, R., Concha, R., Vásquez, P., Cruz, R., 2015b, Geophysical surveys on permafrost in Coropuna and Chachani volcanoes (southern Peru): *Geophysical Research Abstracts*, v. 17, p. EGU2015-12592-12592.
- Venturelli, G., Fragiapan, M., Weibel, M., Antiga, D., 1978, Trace element distribution in the Cenozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of southern Peru: *Bulletin of Volcanology*, v. 41, no. 1, p. 213-228.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., Zhang, C., 2006, Toward a Unified View of the American Monsoon Systems: *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977-5000.
- Vuille, M., Ammann, C., 1997, Regional snowfall patterns in the high, arid Andes: *Climatic Change*, v. 36, p. 413-423.
- Wagon, P., Ribstein, P., Kaser, G., Berton, P., 1999, Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier: *Global and Planetary Change*, v. 22, p. 49-58.
- Walker, D., Fleney, J. R., 1979, Late Quaternary vegetational history of the Enga Providence of Upland Papua New Guinea: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. 286, p. 265-344.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A., Shen, C.-C., 2004, Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies: *Nature*, v. 432, p. 740-743.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007, Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years: *Geophysical Research Letters*, v. 34, p. L23701 (23701-23705).

- Weibel, M., Frangipane-Gysel, M., Hunziker, J., 1978, Nevado Coropuna. Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perus International Journal of Earth Sciences. Geologische Rundschau, v. 67, no. 1, p. 243-252.
- Winkler, S., Matthews, J. A., 2010, Observations on terminal moraine-ridge formation during recent advances of southern Norwegian glaciers: Geomorphology, v. 116, p. 87-106.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, K. L., 2000, Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima: Nature, v. 406, p. 713-716.
- Zech, R., Kull, C., Kubik, P. W., Veit, H., 2007, LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from ¹⁰Be surface exposure dating: Climate of the Past Discussions, v. 3, p. 839-869.
- Zech, R., Smith, J., Kaplan, M. R., 2009, Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~10-55°S) based on Surface Exposure Dating, en Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M., eds., Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research, Volume 14, Springer, p. 61-87.
- Zhang, R., Delworth, T. L., 2005, Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation: Journal of Climate, v. 18 (12), p. 1853-1860.
- Zhou, J. & Lau, K. M., 1998, Does a monsoon climate exist over South America?: Journal of Climate, v. 11, p. 1020-1040.
- Zreda, M., England, J., Phillips, F., Elmore, D., Sharma, P., 1999, Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat 10,000 years ago: Nature, v. 398, p. 139-142.
- Zreda, M. G., Phillips, F. M., 2000, Cosmogenic Nuclide Buildup in Surficial Materials, in Stratton Noller, J., Sowers, J. M., Lettis, W. R., eds., Quaternary Geochronology, Methods and Applications: Washington (EEUU), American Geophysical Union, p. 61-76.