



Cuaternario y Geomorfología

ISSN: 0214-1744

www.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/

La deglaciación de las áreas libres de hielo de las islas Shetland del Sur (Antártida): ejemplos de Byers (Livingston) y Barton (King George)

The deglaciation of the ice-free areas in the South Shetland Islands: examples from Byers (Livingston) and Barton (King George)

Oliva, M.⁽¹⁾; Antoniades, D.⁽²⁾; Giralt, S.⁽³⁾; Granados, I.⁽⁴⁾;
Pla-Rabes, S.⁽⁵⁾; Toro, M.⁽⁶⁾; Sanjurjo, J.⁽⁷⁾

- (1) Centro de Estudos Geográficos -IGOT, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, oliva_marc@yahoo.com
(2) Department of Géographie & Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Québec, Canadá (3) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera - CSIC, Barcelona, España
(4) Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, Madrid, España
(5) Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF-CSIC), Blanes, España
(6) Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX), Madrid, España
(7) Instituto de Geología, Universidad de A Coruña, A Coruña, España

Resumen

El proceso de deglaciación de las actuales áreas libres de hielo existentes en la zona de la Antártida marítima tiene notables repercusiones geomorfológicas y ecológicas. No obstante, la cronología del retroceso glaciario es aún poco conocida. Éste es el caso de las áreas deglaciadas existentes en las penínsulas Byers (isla Livingston) y Barton (isla King George). La datación de la base de los sedimentos recuperados en diferentes lagos emplazados en estas dos penínsulas permite inferir la edad de aparición de cada lago que, integrando el conjunto de dataciones, posibilita la reconstrucción del patrón espacial y temporal de la deglaciación de estas áreas. Las técnicas empleadas para el establecimiento de la cronología de los sedimentos de los lagos se han basado en el uso complementario de dataciones de radiocarbono y termoluminiscencia. En ambas penínsulas la aparición de superficies libres de hielo se inició durante el Holoceno inferior, en torno a los 8 ka. Las áreas más alejadas de los casquetes glaciares actuales y las zonas más elevadas de ambas penínsulas (nunataks) fueron las primeras superficies en quedar expuestas. Durante el Holoceno medio (entre 5 y 6 ka) el sector central de estas áreas fue progresivamente deglaciado. Durante el Holoceno superior los frentes glaciares permanecieron circunscritos a la posición que determinan las morrenas frontales actuales, con avances y retrocesos menores.

Palabras clave: Antártida; Península Byers; Península Barton; deglaciación; sedimentos lacustres.



Abstract

The process of deglaciation of the present-day ice-free environments in the Maritime Antarctica has profound geomorphological and ecological implications. However, the timing of glacier retreat is still poorly understood. This is the case of the deglaciated areas existing in Byers (Livingston Island) and Barton (King George Island) peninsulas. The dating of the basal sediments collected from different lakes in these two peninsulas allowed inferences of the ages of formation of each lake. The integration of these ages enables the reconstruction of the spatial and temporal pattern of deglaciation of these areas. The chronological framework has been established using two complementary techniques: radiocarbon and thermoluminescence dating. In both peninsulas the deglaciation started during the Early Holocene, around 8 ka cal BP. The areas located far away from the current ice domes and the highest peaks in the two peninsulas (nunataks) were the first areas to become ice-free. During the mid-Holocene (5-6 ka cal BP) the central part of these peninsulas was progressively deglaciated. Finally, during the Late Holocene glacier fronts remained confined to the current position defined by the present frontal moraines, with minor advances and retreats.

Key words: Antarctica; Byers Peninsula; Barton Peninsula; deglaciation; lake sediments.

Introducción

La Península Antártica (PA) está experimentando una de las tasas más rápidas de calentamiento de la Tierra, con un aumento de temperatura de aproximadamente 0,5 °C/década (Turner *et al.*, 2005; Steig *et al.*, 2013). En consecuencia, en numerosas áreas de la PA los glaciares han mostrado una tendencia acelerada hacia la pérdida de volumen (Cook *et al.*, 2005; Pritchard y Vaughan, 2007; Cook y Vaughan, 2010). La pérdida de hielo se está produciendo a través del adelgazamiento de las masas glaciares (Jenkins *et al.*, 2010), el retroceso de las paredes de los frentes glaciares (Rignot *et al.*, 2014) y la fusión basal por la inyección de aguas más cálidas en la base de las plataformas de hielo marinas (Bindschadler *et al.*, 2011; Jacobs *et al.*, 2011; Pritchard *et al.*, 2012).

Las proyecciones climáticas para las décadas venideras apuntan a una intensificación del calentamiento acompañado por un aumento de las precipitaciones que no compensará las pérdidas de masa y, consecuentemente, se prevé que continuará la reducción de volumen de los glaciares en la PA (IPCC, 2014). Con ello, aunque las áreas libres de hielo actualmente sólo representan el ~0,4% de la superficie terrestre de la Antártida se espera

que éstas aumenten en número y superficie durante las próximas décadas. En la región de la PA, estas zonas se encuentran en su mayoría a lo largo de la costa e incluyen tanto nunataks como ambientes litorales donde las temperaturas medias anuales son ligeramente negativas.

Numerosas áreas libres de hielo se distribuyen en las islas Shetland del Sur (ISS), situadas en la Antártida marítima, donde las temperaturas medias anuales a nivel del mar oscilan entre -1 y -2 °C (Bockheim *et al.*, 2013). En este archipiélago, pequeñas variaciones en los valores medios de temperatura y/o precipitación pueden conllevar cambios significativos en los balances de masa glacial (Navarro *et al.*, 2013; Osmanoglu *et al.*, 2014). Durante el Holoceno, la elevada sensibilidad climática de estas islas ha comportado numerosos avances y retrocesos glaciares en respuesta a las oscilaciones climáticas (O’Cofaigh *et al.*, 2014). Estas fluctuaciones climáticas holocenas también han repercutido en los ecosistemas terrestres, entre los que se cuentan cambios en la distribución de la fauna (Sun *et al.*, 2000; del Valle *et al.*, 2002), el levantamiento glacio-isostático post-glacial y la formación de terrazas marinas (Pallàs *et al.*, 1997; Fretwell *et al.*, 2010; Watcham *et al.*, 2011), la degradación del

permafrost (Oliva y Ruiz-Fernández, 2015), así como variaciones en los ecosistemas lacustres (Toro *et al.*, 2013).

Durante los últimos años ha habido un creciente interés en mejorar la cronología holocena de los eventos climáticos y evolución glaciaria en las ISS. Las edades ofrecidas por métodos de datación absoluta proporcionadas por el uso del radiocarbono en registros marinos y terrestres (Ingólfsson *et al.*, 1998, 2003) se han complementado recientemente con dataciones cosmogénicas sobre formas de erosión y acumulación glaciaria (Seong *et al.*, 2009; Balco, 2011). No obstante, en muchos sectores el patrón espacial y temporal de la deglaciación de las actuales áreas libres de hielo, así como sus implicaciones geomorfológicas, es aún poco conocido. Ello sucede en la Península Byers, en el extremo occidental de la isla Livingston, donde el conocimiento del retroceso glaciario se asienta en interpretaciones geomorfológicas (López-Martínez *et al.*, 1996, 2012), el patrón de la red de drenaje (Mink *et al.*, 2013), en la datación de la base de los sedimentos del lago Limnopolar, que ofreció una edad estimada de $\sim 8,3$ ka cal BP (Toro *et al.*, 2013) y, recientemente, en las propiedades geoquímicas de las tefras de sedimentos lacustres que sirven para apoyar la interpretación geocronológica de la deglaciación (Liu *et al.*, 2016; Oliva *et al.*, 2016). Trabajos realizados durante los años 90 ofrecieron edades situadas entre 4 y 5 ka cal BP para otros lagos del sector occidental de Byers aunque, muy probablemente, no correspondan a los sedimentos inmediatamente posteriores a la aparición del lago (Björck *et al.*, 1991, 1996), siendo por lo tanto de dudosa utilidad para inferir la edad de la deglaciación.

En la Península Barton, situada en el margen suroccidental de la isla King George, López-Martínez *et al.* (2002) y Serrano y López-Martínez (2004) analizaron la distribución de formas y procesos geomorfológicos, así como sus implicaciones en el proceso de deglaciación. A su vez, Seong *et al.* (2009) realizaron una decena de dataciones por isótopos

cosmogénicos (^{36}Cl) que evidenciaron que la pérdida de volumen del glaciar Collins empezó en torno a $15,5 \pm 2,5$ ka, prolongándose durante el Holoceno. Según estos autores, la costa occidental sería la última área deglaciada en Barton, hecho que aconteció durante los dos últimos milenios.

En este trabajo se amplía el conocimiento ya existente sobre la cronología de la deglaciación en ambas áreas. A partir de la datación de los sedimentos basales de una decena de lagos distribuidos en las penínsulas de Byers y Barton se discute un modelo de la evolución espacio-temporal del retroceso glaciario en ambos sectores.

1. Área de estudio

Las ISS se localizan en el extremo noroccidental de la PA, a un centenar de km del continente. Se trata de un archipiélago formado por una decena de islas distribuidas a lo largo de 120 km en disposición SSW-NNE. Este archipiélago está emplazado en una zona tectónicamente muy activa y su evolución geológica está aún en discusión (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2004; Alfaro *et al.*, 2010; Catalán *et al.*, 2013; Galé *et al.*, 2014).

Durante la Última Glaciación estas islas permanecieron cubiertas por un gran casquete de hielo que se extendía desde la PA. En torno a 10-15 ka éste se desintegró, propiciando la existencia de un único casquete glaciario sobre las ISS (O'Coifagh *et al.*, 2014). Posteriormente, con el aumento de temperatura registrado durante la transición entre el Pleistoceno superior y el Holoceno inferior, las masas glaciares quedan circunscritas a las respectivas islas. Gradualmente, el retroceso glaciario fue dejando al descubierto la superficie terrestre en los márgenes de estas islas. Éste es el caso de las penínsulas Byers y Barton (Figura 1) que se cuentan entre las de mayor extensión de este archipiélago.

La Península Byers cuenta con una extensión de 60 km² y está declarada como Área Antártica de Especial Protección (ASPA, en su

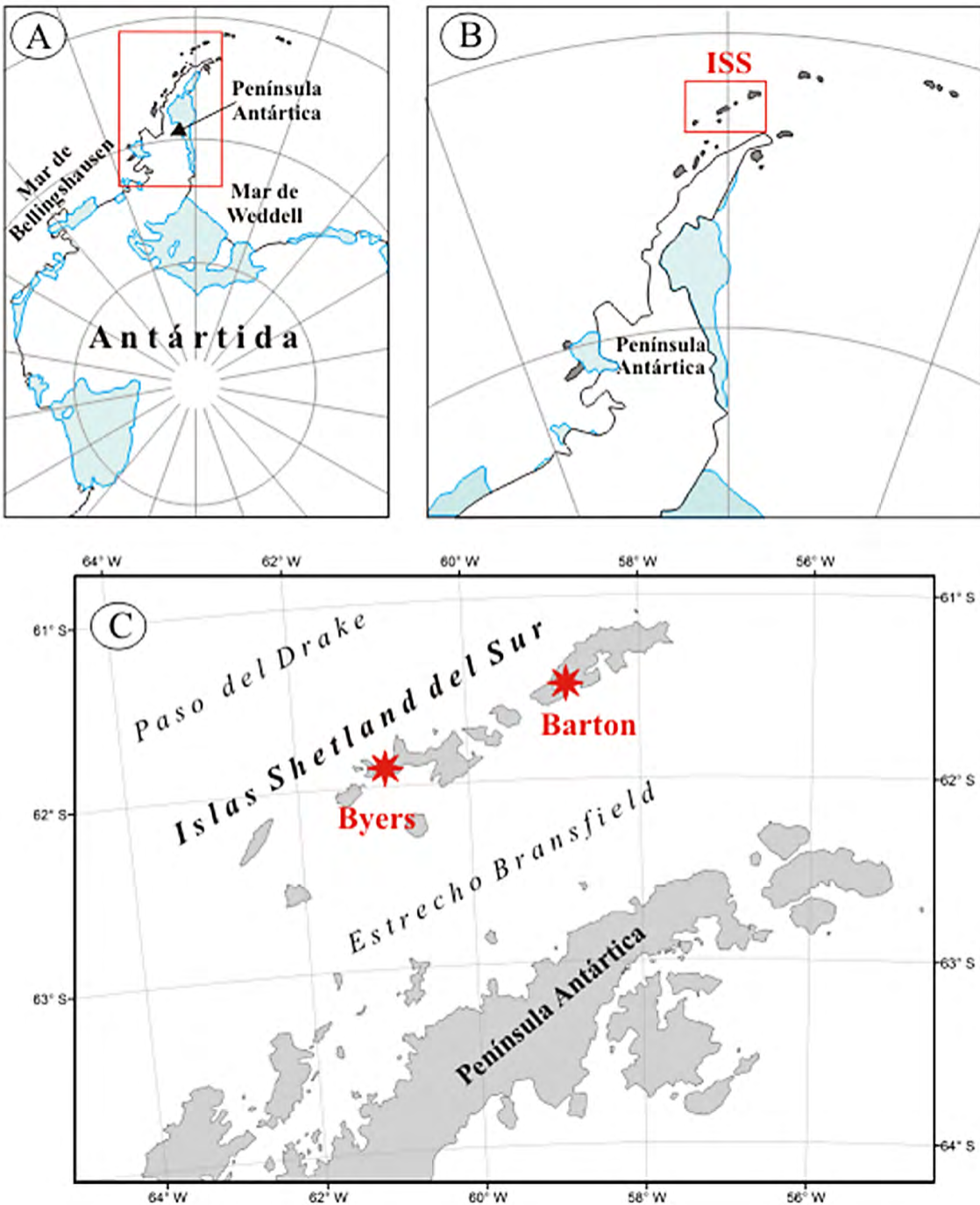


Figura 1. Localización de la Península Antártica en el continente antártico (A), islas Shetland del Sur en la Península Antártica (B) y áreas de estudio, penínsulas de Byers y Barton, en este archipiélago (C).

Figure 1. Location of the Antarctic Peninsula within the Antarctic continent (A), South Shetland Islands within the Antarctic Peninsula (B), and study areas, Byers and Barton peninsulas, within this archipelago (C).

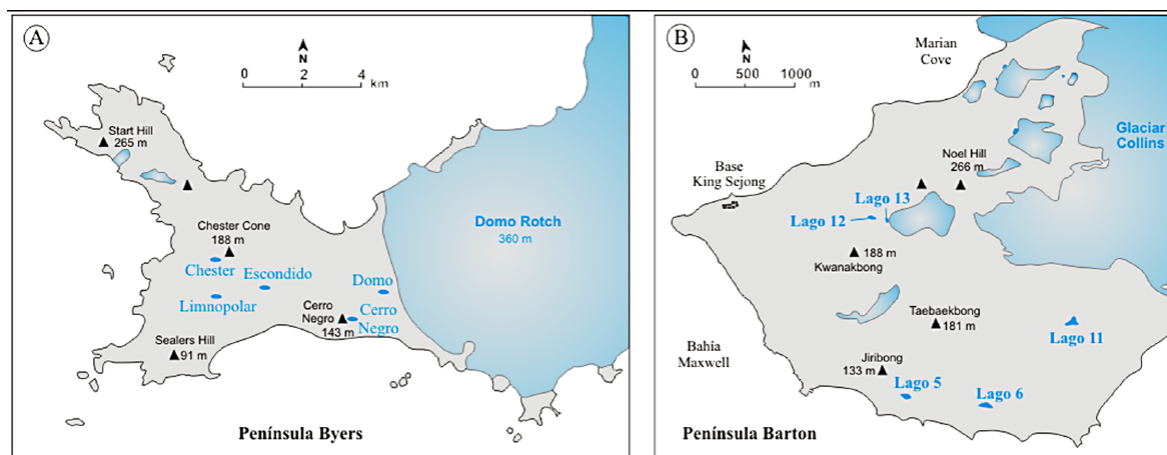


Figura 2. Emplazamiento de los lagos estudiados en las penínsulas de Byers (A) y Barton (B).

Figure 2. Location of the studied lakes in Byers (A) and Barton peninsulas (B).

acrónimo inglés) por sus valores históricos y ambientales. Cierra el margen occidental de la isla Livingston presentando una morfología de “Y” tumbada y abierta hacia el oeste, con el domo glaciar Rotch en su flanco oriental. El relieve de Byers está determinado por un sector central relativamente plano con alturas entre los 40 y 110 m s.n.m. rodeado por una secuencia de terrazas holocenas entre 2 y 15 m y salpicado por picos que alcanzan alturas de entre 140 y 265 m. Casi un centenar de lagos y pequeñas lagunas, tanto permanentes como estacionales, se distribuyen por el relieve de Byers (Figura 2, Tabla 1).

La Península Barton se emplaza en el margen suroccidental de King George y cuenta con un área libre de 8 km². El glaciar Collins constituye el margen nororiental del área deglaciada. El relieve de la Península Barton es abrupto, con numerosas elevaciones que sobrepasan los 180-200 m y un escarpe litoral de más de 100 m de altura en la vertiente meridional. Decenas de cuerpos lacustres se emplazan en el área deglaciada de la Península Barton (Figura 3).

En ambas áreas las condiciones climáticas son parecidas, con temperaturas medias anuales a nivel de mar de -1,8 °C en la Península Barton (1988-2014) y -2 °C en la Península Byers (2002-2010), y precipitaciones que oscilan

entre los 500 y 800 mm (Bañón *et al.*, 2013). El substrato litológico corresponde al Jurásico superior-Cretácico inferior, conformado por una secuencia de rocas clásticas marinas recubiertas discordantemente por rocas volcánicas (Smellie *et al.*, 1984; Crame *et al.*, 1993). Los procesos periglaciares son muy activos (López-Martínez *et al.*, 2012) y la vegetación es escasa, compuesta mayoritariamente por líquenes y musgos y con una distribución preferente en las terrazas marinas existentes en ambos sectores.

2. Metodología

La recuperación de sedimentos lacustres se llevó a cabo en dos campañas antárticas consecutivas. En enero de 2012 se sondearon los lagos de la Península Barton con un sonda de gravedad/percusión desde un bote inflable. Los lagos de la Península Byers se muestrearon en noviembre de 2012 cuando aún presentaban una espesa cubierta de hielo, usando una sonda de pistón de 90 mm de diámetro para los sedimentos profundos y uno de gravedad de 60 mm de diámetro para los más superficiales.

Los sedimentos se mantuvieron a temperatura constante dentro de una cámara frigorífica a 4 °C hasta su apertura y posterior submues-

Tabla 1. Localización y características principales de los lagos sondeados.
 Table 1. Location and main characteristics of the cored lakes.

| Península | Lago | Latitud / Longitud | Altura (m snm) | Superficie cuenca (km ²) | Longitud testigo (cm) | Contexto geomorfológico |
|-----------|-------------|--------------------------------|----------------|--------------------------------------|-----------------------|---|
| Barton | 5 | 62° 14' 19" S 58° 45' 27" W | 35 | 0,28 | 43 | Lago situado en una depresión al pie de un acantilado que conecta con las terrazas marinas holocenas |
| | 6 | 62° 14' 22" S 58° 44' 40" W | 39 | 0,39 | 98 | Lago situado en una depresión al pie de un acantilado que conecta con las terrazas marinas holocenas |
| | 11 | 62° 14' 15" S 58° 43' 45" W | 67 | 0,11 | 24 | Lago en proceso de terrestificación (turbera) emplazado en el borde externo de una morrena |
| | 12 | 62° 13' 26" S 58° 45' 42" W | 102 | 0,05 | 37 | Lago obturado por una morrena en un valle que aún presenta un pequeño glaciar de circo |
| | 13 | 62° 13' 26" S 58° 45' 35" W | 103 | 0,03 | 30 | Lago obturado por una morrena en un valle que aún presenta un pequeño glaciar de circo |
| Byers | Chester | 62° 36' 41" S 61° 06' 02" W | 95 | 0,09 | 151 | Lago localizado en el plateau central de Byers al pie del pico Chester. El lago ocupa más de la mitad de extensión de la cuenca |
| | Escondido | 62° 37' 07" S 61° 03' 37" W | 92 | 0,08 | 156 | Lago emplazado en el plateau central de Byers, rodeado de tres picos que sobrepasan los 100 m |
| | Cerro Negro | 62° 37' 47" S 61° 00' 20" W | 100 | 0,015 | 114.5 | Situado en un pequeño circo glaciar al pie del pitón volcánico que constituye el Cerro Negro |
| | Domo | 62° 37' 18" S 60° 58' 33" W | 45 | 0,17 | 59.5 | Lago localizado en una depresión intramorrénica a escasos 200 m de la morrena actual |
| | Limnopolar | 62° 37' 24" S 61° 06' 24" W | 65 | 0,58 | 234 | Lago emplazado en el plateau central de Byers, en una zona de escaso relieve |

treo. El marco geocronológico de las secuencias sedimentarias se estableció con el uso de dos técnicas de datación complementarias: ¹⁴C mediante acelerador de espectrometría de masa (AMS) y termoluminiscencia (TL). Las dataciones de ¹⁴C-AMS fueron procesadas por el Radiochronology Laboratory del Centre d'Études Nordiques de la Universidad Laval (Canadá), mientras que las muestras de TL fueron analizadas en el Instituto Universitario de Geología de la Universidad de A Coruña (España). Todas las dataciones radiocarbónicas se han llevado a cabo sobre restos ma-

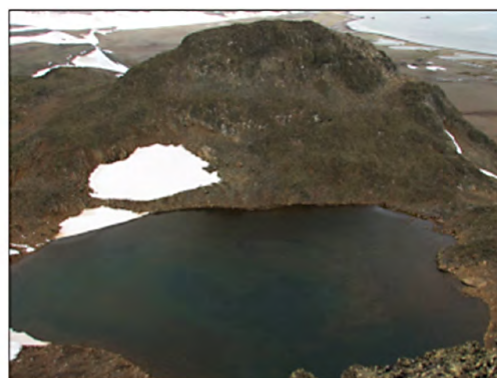
croscópicos de musgos acuáticos ya que éstos han demostrado ser la forma más fiable de obtener modelos cronológicos robustos (Toro *et al.*, 2013).

3. Resultados

En este trabajo se presentan las dataciones de la base de los sedimentos de los testigos, que representan el inicio de la secuencia sedimentaria de cada lago (Figura 4), y son indicativas, por tanto, del momento del retroceso glaciar en ese punto (Tabla 2).



Chester



Cerro Negro



Lago 6



Lago 12

Figura 3. Fotografías de lagos sondeados en la Península Byers (superior) y la Península Barton (inferior).
 Figure 3. Pictures of the cored lakes in Byers Peninsula (above) and Barton Peninsula (below).

Tabla 2. Resultados de las dataciones radiocarbónicas realizadas sobre los sedimentos basales de los testigos sedimentarios de ambas penínsulas.

Table 2. Results of the radiocarbon dates carried out on the basal sediments of the cores collected from both peninsulas.

| Península | Lago | Código laboratorio | Profundidad sedimento (cm) | Material | Edad convencional (a BP) | Edad calibrada (cal a BP) (2σ) |
|-----------|-------------|--------------------|----------------------------|-----------|--------------------------|--------------------------------|
| Barton | 5 | CNA2435-2-1 | 5 | sedimento | 1490 ± 35 | 1340 ± 45 |
| | | β-335038 | 42 | sedimento | 2830 ± 30 | 2890 ± 55 |
| | 6 | β-335036 | 94 | sedimento | 7150 ± 30 | 7940 ± 45 |
| | 11 | CNA2438-2-1 | 18 | sedimento | 3495 ± 35 | 3720 ± 110 |
| | 12 | β-335037 | 34 | musgo | 2450 ± 30 | 2440 ± 80 |
| Byers | 13 | CNA2439-2-1 | 21 | sedimento | 4165 ± 35 | 4660 ± 90 |
| | Chester | ULA-4253 | 146 | musgo | 4575 ± 20 | 5155 ± 125 |
| | Escondido | ULA-4243 | 143 | musgo | 4600 ± 20 | 5165 ± 140 |
| | Cerro Negro | ULA-4245 | 42 | musgo | 3010 ± 20 | 3130 ± 45 |
| | Limnopolar | Poz-39090 | 205 | musgo | 6700 ± 50 | 7510 ± 80 |

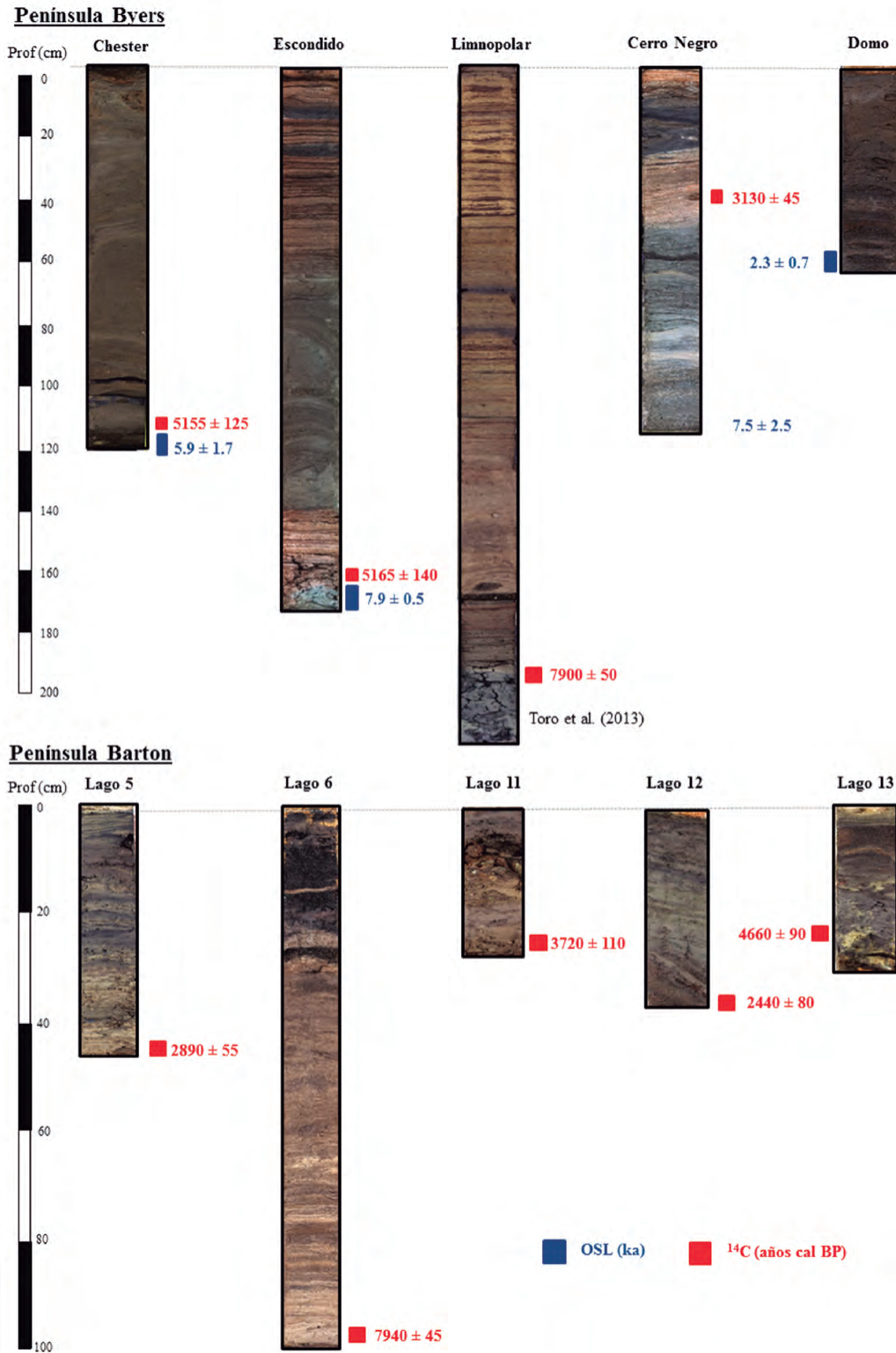


Figura 4. Testigos sedimentarios de ambas penínsulas con sus dataciones basales.

Figure 4. Sediment cores from both peninsulas with their basal dates.

3.1. Península Byers

Las dataciones de los sedimentos lacustres de los lagos Chester, Escondido, Cerro Negro y Domo (Oliva *et al.*, 2016) se suman al trabajo ya publicado sobre el lago Limnopolar (Toro *et al.*, 2013).

Los sedimentos del lago Chester son mayoritariamente minerógenicos y se presentan deformados y plegados en su tramo central. La base de la secuencia sedimentaria no presentaba materia orgánica, por lo que fue datada por TL, reportando una edad de 5,9 ka (Tabla 3). Los primeros sedimentos orgánicos aparecen 1 cm por encima de la muestra datada mediante TL y fueron datados por ^{14}C -AMS en 5,1 ka cal BP.

El testigo sedimentario del lago Escondido muestra una alternancia centimétrica de capas orgánicas con niveles arcillosos minerales. La datación de TL que resultó en 7,5 ka fue desestimada al no poder ser corregida por el escaso número de alícuotas presentes en la muestra y por mostrar una diferencia de edad sustancial con las dataciones radiocarbónicas más cercanas a la base (Figura 4). La proyección de las mismas hacia la base sitúa el inicio de la sedimentación en 5,9 ka cal BP.

Los sedimentos de Cerro Negro son minerales en su base y más orgánicos en su mitad superior. La datación de TL resultó en 7,9 ka, mientras que la aparición más antigua de restos orgánicos sólo aconteció en torno a 3,1 ka cal BP.

El lago Domo presenta un relleno sedimentario homogéneo compuesto básicamente por arenas y limos, con presencia de gravas finas en su base. La datación de TL reportó una edad de 2,3 ka. Esta edad no pudo ser contrastada con ^{14}C -AMS por la falta de materia orgánica a lo largo de toda la secuencia. No obstante, la ausencia de las tefras existentes en las otras secuencias sedimentarias de la Península Byers (Liu *et al.*, 2016) inducen a considerar que la cronología de este testigo debe ser inferior a 1,8 ka cal BP.

3.2. Península Barton

El testigo recuperado del Lago 5 está compuesto por sedimentos minerogénicos mayoritariamente limosos con gravas en la base de la secuencia. La datación radiocarbónica de la base ofreció una edad de 2,9 ka cal BP.

Los sedimentos limosos del Lago 6 muestran tonalidades claras en la base evolucionando hacia materiales más oscuros en la parte superior. Se realizó una datación radiocarbónica de la base del testigo que reportó una edad de 7,9 ka cal BP.

Del Lago 11 se recuperó un testigo corto que en apenas 24 cm muestra una alternancia entre sedimentos inorgánicos en la base con presencia de abundantes gravas, y materiales más orgánicos en el tramo superior de la secuencia. La datación de la base dio un resultado de 3,7 ka cal BP.

Tabla 3. Resultados de las dataciones por termoluminiscencia realizadas en los sedimentos lacustres basales de la Península Byers.

Table 3. Results of the termoluminescence dates carried out on the basal sediments from the cores collected in Byers Peninsula.

| Lago | Profundidad sedimento (cm) | Dosis-tasa (Gy/ka) | Número de medidas alícuotas | Dosis equivalente (Gy) | Edad aparente (ka) | Tasa de decaimiento (%) | Edad corregida (ka) |
|-------------|----------------------------|--------------------|-----------------------------|------------------------|--------------------|-------------------------|---------------------|
| Chester | 147,7 | 1,20 ± 0,09 | 24 | 2,98 ± 0,46 | 2,48 ± 0,43 | 8,8 ± 3,5 | 5,90 ± 1,71 |
| Escondido | 154 | 2,18 ± 0,08 | 4 | 17,25 ± 0,86 | 7,93 ± 0,50 | - | - |
| Cerro Negro | 112 | 1,04 ± 0,10 | 20 | 3,98 ± 1,15 | 3,83 ± 1,17 | 8,7 ± 1,6 | 7,53 ± 2,48 |
| Domo | 56,8 | 1,27 ± 0,09 | 22 | 1,48 ± 0,16 | 1,16 ± 0,15 | 8,5 ± 4,3 | 2,26 ± 0,72 |

El Lago 12 contiene sedimentos limosos que alternan tonalidades amarillentas y otras más grisáceas. A escasos tres cm de la base del testigo se detectó la presencia de una capa de musgos que fue datada en 2,4 ka cal BP.

Finalmente, el Lago 13 presenta unos sedimentos que presentan marcadas variaciones de color y textura, con gravas de tamaño medio en la base del testigo de 30 cm. A 21 cm se realizó una datación sobre sedimento total que arrojó una edad de 4,7 ka cal BP.

4. Discusión

Las dataciones absolutas de las secuencias sedimentarias extraídas del fondo de los diferentes cuerpos lacustres permiten una aproximación a la cronología de la deglaciación holocena en las penínsulas actualmente libres de hielo de Barton y Byers, en las ISS (Figura 5).

Durante el Último Máximo Glacial un gran inlandsis se expandía desde el continente hasta este archipiélago, que, con el aumento de las temperaturas experimentado en torno a 15 ka, quedó compartimentado y el estrecho del Bransfield prácticamente deglaciado, con un domo glaciario extendiéndose sobre la totali-

dad de las ISS (O’Cofaigh *et al.*, 2014). En torno a 15,5 ka empiezan a aparecer las primeras áreas libres de hielo glaciario en las ISS, tal y como atestiguan las dataciones cosmogénicas efectuadas en áreas elevadas de la Península Barton (Seong *et al.*, 2009). Estas áreas corresponderían a nunataks que sobresaldrían notoriamente sobre el relieve circundante. A su vez, la datación de sedimentos marinos en la bahía Maxwell sugiere su deglaciación en torno a 14,1 ka cal BP (Milliken *et al.*, 2009). En el margen nororiental de la PA, las masas glaciares también experimentan un acelerado retroceso a partir de 12.9 ± 1.2 ka (Nývlt *et al.*, 2014).

Con el inicio del Holoceno empiezan a aparecer áreas libres de hielo en los márgenes de las islas más alejados de las zonas de acumulación glaciario. Éste es el caso de la Península Fildes (NO de la isla King George), cuyos márgenes fueron deglaciados entre 11 y 9 ka cal BP (Watcham *et al.*, 2011). El retroceso gradual de los glaciares se intensifica en torno a 8 ka cal BP, momento en el que se registran las condiciones más cálidas del Holoceno en la PA (Bentley *et al.*, 2009; Milliken *et al.*, 2009). Así, en la Península Byers la datación de la base sedimentaria del lago Limnopolar sugiere que este lago apareció en torno a 8,3 ka cal BP. Ello induce a considerar

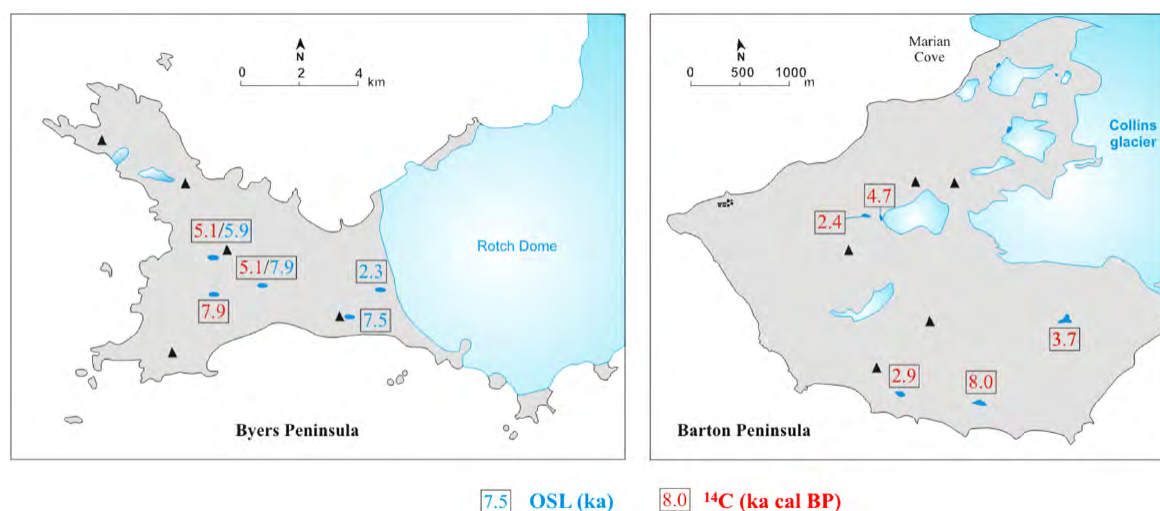


Figura 5. Resumen de las dataciones de la base de los sedimentos de los lagos de ambas penínsulas.

Figure 5. Summary of the dates of the basal sediments from the lakes in both peninsulas.

que el extremo suroccidental de Byers, de baja altura y alejado del domo glaciar Rotch, fue el primer enclave deglaciado de esta península con anterioridad a esa fecha. En Barton, la datación de los sedimentos basales del Lago 6, emplazado a un escaso centenar de metros de la costa sur de la península, evidencia que el lago se formó en torno a 8 ka cal BP. El balance negativo de las masas glaciares durante el Holoceno inferior también se percibe en los lagos emplazados a mayor altura; éste es el caso del lago Cerro Negro, cuyos sedimentos revelan que este sector quedó libre de hielo glaciar en torno a 7,5 ka. En consecuencia, cabe contemplar que las partes elevadas del pitón volcánico que constituye el Cerro Negro ejercieron de nunatak durante el Holoceno inferior-medio, fase en la que el altiplano central de Byers aún permanecía cubierto de hielo.

La evolución de los casquetes glaciares durante el Holoceno medio es incierta. En la Península Byers los lagos Chester y Escondido, emplazados a escasos 2 km de distancia entre ellos, muestran edades de deglaciación de 5,9 ka y 5,1 ka cal BP, respectivamente. Mientras, las dataciones de la Península Barton no ofrecen datos sobre lo acontecido durante esta fase. A su vez, la inexistencia de evidencias geomorfológicas (morrenas) en ambas áreas dificulta inferir lo acontecido durante este periodo. Para el caso de la Península Barton, la existencia de dataciones cosmogénicas permite considerar una relativa estabilidad de los casquetes glaciares durante esta fase (Seong *et al.*, 2009).

A partir de 5,1 ka cal BP el domo glaciar Rotch se retira gradualmente hacia el este de la Península Byers. En torno a 1,8 ka cal BP se forma el lago Domo, emplazado en una depresión intramorrénica labrada por el glaciar en su retroceso hacia el frente actual. Durante el Holoceno superior los avances y retrocesos glaciares debieron de ser de menor entidad, siempre restringidos a los límites del sistema morrénico actual.

En la Península Barton se detecta la formación de una morrena que se extiende en el sector central de la península con posterioridad

a 3,8 ka cal BP, atendiendo a los sedimentos basales datados en el Lago 11. Para el Holoceno superior, el comportamiento de las masas glaciares sugiere un patrón parecido al de Byers, sin avances significativos para los últimos 2,4 ka cal BP. Ello se infiere de la datación de los sedimentos basales del Lago 12 situado a escasas decenas de metros del frente glaciar actual. La datación del Lago 13, más cercano al frente glaciar y que resultó en 4,7 ka cal BP, parece estar afectada por la presencia de carbón envejecido que, en el caso de lagos proglaciares en la Antártida Marítima, puede proceder del permafrost, glaciares o suelos ornitogénicos (Hendy y Hall, 2006; Vonk *et al.*, 2015). La relativa estabilidad de los glaciares en ambas penínsulas durante el Holoceno superior cabe enmarcarla en la alternancia de fases frías y cálidas, con índices de precipitación oscilantes, acontecidas durante los últimos dos milenios en el norte de la PA (Mulvaney *et al.*, 2012).

5. Conclusiones

El conocimiento de la magnitud y cronología del retroceso de los casquetes glaciares durante el Holoceno permite enmarcar su variabilidad natural en un contexto geográfico, la PA, que ha registrado durante las últimas décadas uno de los calentamientos más significativos a escala planetaria y ha ido acompañado de un retroceso de las masas glaciares.

Los sedimentos lacustres contienen variada información paleoclimática y paleoambiental que, en el caso de ambientes deglaciados recientemente, incluye la edad de formación de los lagos como consecuencia de la retirada de los glaciares. Éste es el caso de los lagos ubicados en las penínsulas Byers y Barton, localizadas respectivamente en las islas Livingston y King George, en las ISS. En ambas penínsulas se han datado los sedimentos basales de un grupo de lagos, cuya distribución a lo largo de estas áreas libres de hielo permite reconstruir la cronología del proceso de deglaciación. El retroceso glaciar en ambas áreas empezó en torno a los 8 ka cal BP como consecuencia

de las temperaturas más cálidas registradas durante el Holoceno inferior. Se insinúa una cierta estabilidad de los casquetes glaciares durante el Holoceno medio entre 5 y 6 ka cal BP, para retroceder significativamente hasta en torno a 2 ka cal BP, momento en el que aparecen los lagos actualmente emplazados más cerca de los frentes glaciares en ambas penínsulas. Finalmente, durante los dos últimos milenios se detecta una cierta estabilización de los frentes glaciares, con posibles avances y retrocesos menores.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el proyecto de investigación HOLOANTAR (*Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions Between permafrost and the lacustrine environment*) y el Programa Polar Portugués (PROPOLAR), ambos financiados por la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal. Un agradecimiento especial también a los Programas Antárticos de Brasil, Chile, Corea del Sur y Uruguay, cuyo apoyo facilitó la logística de campo, así como al Programa Antártico de España por la gestión para el uso del Campamento Internacional de Byers. El primer autor agradece a la AXA Research Fund el apoyo recibido para llevar a cabo sus actividades de investigación.

Bibliografía

- Alfaro, P.; López-Martínez, J.; Maestro, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Durán-Valsero, J.J.; Cuchí, J.A. (2010). Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology*, 36 (1), 21-38
- Balco, G. (2011). Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990-2010. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3-27.
- Bañón, M.; Justel, A.; Velázquez, D.; Quesada, A. (2013). Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*, 25, 146-156.
- Bentley, M.J.; Hodgson, D.A.; Smith, J.A.; Ó Co-faigh, C.; Domack, E.W.; Larter, R.D.; Roberts, S.J.; Brachfeld, S.; Leventer, A.; Hjort, C.; Hillenbrand, C.D.; Evans, J. (2009). Mechanisms of Holocene paleoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene*, 19, 51-69.
- Bindschadler, R.; Vaughan, D.G.; Vornberger, P. (2011). Variability of basal melt beneath the Pine Island Glacier ice shelf, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 57 (204), 581-595.
- Björck, S.; Håkansson, H.; Zale, R.; Karlén, W.; Jönsson, B.L. (1991). A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with palaeoclimatic implications. *Antarctic Science*, 3, 61-72.
- Björck, S.; Hjort, C.; Ingolfsson, O.; Zale, R.; Ising, J. (1996). Holocene deglaciation chronology from lake sediments. En: *Geomorphological Map of Byers Peninsula, Livingston Island* (López-Martínez, J.; Thomson, M.R.A.; Arche, A.; Björck, S.; Ellis-Evans, J.C.; Hathway, B.; Hernández-Cifuentes, F.; Hjort, C.; Ingolfsson, O.; Ising, J.; Lomas, S.; Martínez de Pisón, E.; Serrano, E.; Zale, R.; King, S., (ed.). British Antarctic Survey, Cambridge (UK), 49-51.
- Bockheim, J.; Vieira, G.; Ramos, M.; López-Martínez, J.; Serrano, E.; Guglielmin, M.; Wilhelm, K.; Nieuwendam, A. (2013). Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. *Global and Planetary Change*, 100, 215-223.
- Catalán, M.; Galindo-Zaldívar, J.; Davila, J.M.; Martos, Y.M.; Maldonado, A.; Gambôa, L.; Schreider, A.A. (2013). Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics*, 585, 102-112.
- Cook, A.J.; Vaughan, D.G. (2010). Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, 77-98.
- Cook, A.J.; Fox, A.J.; Vaughan, D.G.; Ferrigno, J.G. (2005). Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 308, 541-545.
- Crame, J.A.; Pirrie, D.; Crampton, J.S.; Duane, A.M. (1993). Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 150 (6), 1075-87.
- del Valle, R.A.; Montalti, D.; Inbar, M. (2002). Mid-Holocene macrofossil-bearing raised marine beaches at Potter Peninsula, King George Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 14, 263-269.

- Fretwell, P.T.; Hodgson, D.A.; Watcham, E.P.; Bentley, M.J.; Roberts, S.J. (2010). Holocene isostatic uplift of the South Shetland Islands, Antarctic Peninsula, modelled from raised beaches. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1880-1893.
- Galé, C.; Ubide, T.; Lago, M.; Gil-Imaz, A.; Gil-Peña, I.; Galindo-Zaldívar, J.; Rey, J.; Maestro, A.; López-Martínez, J. (2014). Vulcanismo cuaternario de la Isla Decepción (Antártida): una signatura relacionada con la subducción de la Fosa de las Shetland del Sur en el dominio de tras-arco de la Cuenca de Bransfield. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (1), 31-52.
- Galindo-Zaldívar, J.; Gamboa, L.; Maldonado, A.; Nakao, S.; Bochu, Y. (2004). Tectonic development of the Bransfield basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206, 267-282.
- Hendy, C.H.; Hall, B.L. (2006). The radiocarbon reservoir effect in proglacial lakes: examples from Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 413-421.
- Ingólfsson, O.; Hjort, C.; Humlun, O. (2003). Glacial and climate history of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35 (2), 175-186.
- Ingólfsson, O.; Hjort, C.; Berkman, P.A.; Björck, S.; Colhoun, E.; Goodwin, I.D.; Hall, B.L.; Hirakawa, K.; Melles, M.; Prentice, M.L. (1998). Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 10 (3), 326-344.
- IPCC (2014). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge (UK), 1535 pp.
- Jacobs, S.S.; Jenkins, A.; Giulivi, C.F.; Dutrieux, P. (2011). Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nature Geoscience*, 4, 519-523.
- Jenkins, A.; Dutrieux, P.; Jacobs, S.S.; McPhail, S.D.; Perrett, J.R.; Webb, A.T.; White, D. (2010). Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geoscience*, 3, 468-472.
- Liu, E.J.; Oliva, M.; Antoniadou, D.; Giral, S.; Grannos, I.; Pla-Rabes, S.; Toro, M.; Geyer, A. (2016). Expanding the tephrostratigraphical framework for the South Shetland Islands, Antarctica, by combining compositional and textural tephra characterisation. *Sedimentary Geology*, 340, 49-60.
- López-Martínez, J.; Martínez de Pisón, E.; Serrano, E.; Arche, A. (1996). *Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island*. British Antarctic Survey, Cambridge (UK), Geomap Series. Sheet 5-A.
- López-Martínez, J.; Serrano, E.; Lee, J.I. (2002). *Geomorphological map of Barton and Weaver Peninsulas, King George Island, Antarctica (1:10,000)*. Polar Science Laboratory, Korea Ocean Research and Development Institute. Seoul.
- López-Martínez, J.; Serrano, E.; Schmid, T.; Mink, S.; Linés, C. (2012). Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). *Geomorphology*, 155, 62-79.
- Milliken, K.T.; Anderson, J.B.; Wellner, J.S.; Bohaty, S.M.; Manley, P.L. (2009). High resolution Holocene climate record from Maxwell Bay, South Shetland Islands, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 1711-1725.
- Mink, S.; López-Martínez, J.; Maestro, A.; Garrote, J.; Ortega, J.A.; Serrano, E.; Durán, J.J.; Schmid, T. (2014). Insights into deglaciation of the largest ice-free area in the South Shetland Islands (Antarctica) from quantitative analysis of the drainage system. *Geomorphology*, 225, 4-24.
- Mulvaney, R.; Abram, N.J.; Hindmarsh, R.C.; Arrowsmith, C.; Fleet, L.; Triest, J.; Sime, L.C.; Alemany, O.; Foord, S. (2012). Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. *Nature*, 489, 141-144.
- Navarro, F.; Jonsell, U.; Corcuera, M.I.; Martín Español, A. (2013). Decelerated mass loss of Hurd and Johnsons Glaciers, Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 59 (213), 115-128.
- Nývlt, D.; Braucher, R.; Engel, Z.; Mlčoch, B.; ASTER Team (2014). Timing of the Northern Prince Gustav Ice Stream retreat and the deglaciation of northern James Ross Island, Antarctic Peninsula during the last glacial-interglacial transition. *Quaternary Research*, 82, 441-449.
- O'Coifagh, C.; Davies, B.J.; Livingstone, S.J.; Smith, J.A.; Johnson, J.S.; Hocking, E.P.; Hodgson, D.A.; Anderson, J.B.; Bentley, M.J.; Canals, M.; Domack, E.; Dowdeswell, J.A.; Evans, J.; Glasser, N.F.; Hillenbrand, C.D.; Larter, R.D.; Roberts, S.J.; Simms, A.R. (2014). Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 100, 87-110.
- Oliva, M.; Ruiz-Fernández, J. (2015). Coupling patterns between paraglacial and permafrost degradation responses in Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40 (9), 1227-1238.

- Oliva, M.; Antoniades, D.; Giralt, S.; Granados, I.; Pla, S.; Toro, M.; Sanjurjo, J.; Liu, E.J.; Vieira, G. (2016). The Holocene deglaciation of the Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica) based on the dating of lake sedimentary records. *Geomorphology*, 261, 89-102.
- Osmanoglu, B.; Navarro, F.J.; Hock, R.; Braun, M.; Corcuera, M.I. (2014). Surface velocity and mass balance of Livingston Island ice cap, Antarctica. *The Cryosphere*, 8, 1807-1823.
- Pallàs, R.; James, T.S.; Sàbat, F.; Vilaplana, J.M.; Grant, D.R. (1997). Holocene uplift in the South Shetland Islands: evaluation of tectonics and glacio-isostasy. En: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A., Ed.). Terra Antarctica Publication, Siena, pp. 861-868.
- Pritchard, H.D.; Vaughan, D.G. (2007). Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003-2012) 112(F3), F03S29. DOI: 10.1029/2006JF000597.
- Pritchard, H.D.; Ligtenberg, S.R.M.; Fricker, H.A.; Vaughan, D.G.; van den Broeke, M.R.; Padman, L. (2012). Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484, 502-505.
- Rignot, E.; Mouginot, J.; Morlighem, M.; Seroussi, H.; Scheuchl, B. (2014). Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, 41, 3502-3509.
- Seong, Y.B.; Owen, L.A.; Lim, H.S.; Yoon, H.I.; Kim, Y.; Lee, Y.I.; Caffee, M.W. (2009). Rate of late Quaternary ice-cap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica defined by cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating. *Boreas*, 38, 207-213.
- Serrano, E.; López Martínez, J. (2004). Morfogénesis periglacial y deglaciación en las penínsulas Barton y Weaver (islas Shetland del Sur, Antártida). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, 99 (1-4), 131-140.
- Smellie, J.L.; Pankhurst, R.J.; Thomson, M.R.A.; Davies, R.E.S. (1984). The geology of the South Shetland Islands. VI: Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarctic Survey, Scientific Reports*, 87, 1-85.
- Steig, E.J.; Ding, Q.; White, J.W.C.; Kuttel, M.; Rupper, S.B.; Neumann, T.A.; Neff, P.D.; Gallant, A.J.E.; Mayewski, P.A.; Taylor, K.C.; Hoffman, G.; Dixon, D.; Schoenemann, S.W.; Markle, B.R.; Fudge, T.J.; Schneider, D.P.; Schauer, A.J.; Teel, R.P.; Vaughan, B.H.; Burgener, L.; Williams, J.; Korotkikh, E. (2013). Recent climate and ice-sheet changes in West Antarctica compared with the past 2,000 years. *Nature Geoscience*, 6, 372-375.
- Sun, L.; Xie, Z.; Zhao, J. (2000). Palaeoecology: a 3,000-year record of penguin populations. *Nature*, 407, 858.
- Toro, M.; Granados, I.; Pla-Rabes, S.; Giralt, S.; Antoniades, D.; Galán, L.; Martínez-Cortizas, A.; Soo Lim, H.; Appleby, P.G. (2013). Chronostratigraphy of the sedimentary record of Limnopolare Lake, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 25(2), 198-212.
- Turner, J.; Colwell, S.R.; Marshall, G.J.; Lachlan-Cope, T.A.; Carleton, A.M.; Jones, P.D.; Lagun, V.; Reid, P.A.; Lagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25, 279-294.
- Vonk, J.E., Tank, S.E., Bowden, W.B., Laurion, I.; Vincent, W.F.; Alekseychik, P.; Amyot, M.; Billet, M.F.; Canário, J.; Cory, R.M.; Deshpande, B.N.; Helbig, M.; Jammot, M.; Karlsson, J.; Larouche, J.; MacMillan, G.; Rautio, M.; Walter Anthony, K.M.; Wickland, K.P. (2015). Review and Syntheses: Effects of permafrost thaw on arctic aquatic ecosystems. *Biogeosciences*, 12, 7129-7167.
- Watcham, E.P.; Bentley, M.J.; Hodgson, D.A.; Roberts, S.J.; Fretwell, P.T.; Lloyd, J.M.; Larter, R.D.; Whitehouse, P.L.; Leng, M.J.; Monien, P.; Moreton, S.G. (2011). A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3152-3170.