

PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS Y FORMAS DEL RELIEVE EN DOS CUENCAS LACUSTRES DE LA PENÍNSULA BYERS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA MARÍTIMA): IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES¹

Jesús RUIZ-FERNÁNDEZ

Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

Marc OLIVA

Centro de Estudos Geográficos – IGOT, Universidade de Lisboa

Cristina GARCÍA-HERNÁNDEZ

Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo

Recibido: 15/12/2015

Aceptado: 25/05/2016

RESUMEN: En este artículo se estudian las cuencas y áreas circundantes de dos cuerpos lacustres situados en el sector oriental de la Península de Byers (isla Livingston, Antártida), Cerro Negro y Domo, con el objetivo de identificar los procesos geomorfológicos y formas de relieve existentes, así como las áreas fuente de sedimentos para los lagos. Para ello, se presenta una cartografía geomorfológica detallada de ambos sectores. En el área de Cerro Negro han sido diferenciadas cuatro unidades geomorfológicas: cerro, ladera Norte, escarpe meridional, y playas levantadas y playa actual. En el área de Domo se han diferenciado otras cuatro: lago y áreas planas adyacentes, laderas de la cuenca, interfluvios y afloramientos rocosos culminantes, y morrena del glaciar Rotch. Las evidencias geomorfológicas detectadas permiten realizar una reconstrucción paleoambiental en la que se diferencian tres fases: una fase de máxima expansión glaciaria en la que solamente algunos *nunataks* sobresaldrían por encima del hielo; una segunda fase holocena de retroceso glaciario, formación de lagos e intensa dinámica periglaciaria; y

¹ Este trabajo se encuadra dentro de las actividades del proyecto de investigación HOLOANTAR—*Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions Between permafrost and the lacustrine environment*—, financiado por la Fundación de Ciencia y Tecnología —FCT—. Los autores agradecen el inestimable apoyo logístico proporcionado por el Programa Polar Portugués —PROPOLAR—, así como el generoso soporte generado por los programas antárticos de Brasil y Chile durante la realización del trabajo de campo. Damos las gracias también a AXA Research Fund por el patrocinio de nuestra investigación. Cristina García-Hernández agradece al Ministerio de Educación, Cultura y Deporte de España la concesión de un contrato predoctoral en el marco del Programa de Formación de Profesorado Universitario —FPU—, durante el cual se escribió este artículo.

una tercera en la que se completa la deglaciación y la dinámica periglaciaria se generaliza en las nuevas áreas libres de hielo, aunque con menor intensidad que en la fase previa.

PALABRAS CLAVE: cartografía geomorfológica, deglaciación, *permafrost*, evolución paleoambiental, paleolimnología, Península Byers, Antártida.

GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES AND LANDFORMS IN TWO LAKE CATCHMENTS OF BYERS PENINSULA (LIVINGSTON ISLAND, MARITIME ANTARCTICA): PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

ABSTRACT: In this paper, lake catchments and surrounding areas of Cerro Negro and Domo lakes, eastern Byers Peninsula—Livingston Island, Antarctica—, are examined in order to identify both geomorphological processes and landforms, as well as to establish the sediment sources for lacustrine sedimentary processes. To do so, a detailed geomorphological mapping of both areas was carried out. Four geomorphological units were identified in the Cerro Negro area—hill, northern slope, southern scarp, and raised beaches and present-day beach—, as well as in the Domo area—lake and shorelines, slopes, watersheds and rocky outcrops, and moraine of Rotch Dome glacier—. Geomorphological evidences allowed to infer three paleoenvironmental stages: the first, in which only a reduced number of nunataks would protrude above the ice cap; a second stage characterized by glacial retreat during the Holocene, an intense periglacial dynamics and the formation of lakes; and the third one, in which the deglaciación was completed and periglacial activity became generalized, although with less intensity than in the previous phase.

KEY WORDS: geomorphological mapping, deglaciación, *permafrost*, paleoenvironmental evolution, paleolimnology, Byers Peninsula, Antarctica.

I. INTRODUCCIÓN

Únicamente el 0,4% de la superficie del continente antártico está compuesta por áreas libres de hielo glaciario. Las escasas áreas no glaciadas son valles secos en el interior del continente en relación con condicionantes topográficos, *nunataks* que sobresalen por encima de los glaciares, y áreas costeras de la Península Antártica (PA) y su entorno con temperaturas medias anuales próximas a 0°C. En estos ambientes costeros, el retroceso glaciario acontecido tras el Último Máximo Glaciario—UMG— ha continuado a lo largo del Holoceno, dejando expuestas nuevas superficies libres de hielo (INGÓLFSSON *et al.*, 1998; 2003; BENTLEY *et al.*, 2009; SEONG *et al.*, 2009; SIMMS *et al.*, 2011; MULVANEY *et al.*, 2012; BALCO *et al.*, 2013). Éste es el caso de la Península Byers, perteneciente a la Isla Livingston que, con 845 km², constituye la segunda isla en extensión del archipiélago de las Islas Shetland del Sur—ISS—. En el sector oriental de Byers se sitúan las cuencas de Cerro Negro—un pitón volcánico que cuenta con un lago colgado en altura— y Domo—un lago próximo al frente actual del glaciario Rotch—, que constituyen el objeto de estudio del presente artículo.

Los primeros trabajos focalizados en la cartografía geomorfológica de la Antártida datan de la década de 1960 del pasado siglo (ej.: YOSHIDA, 1961; ARAYA y HERVÉ, 1966; CLAPPERTON, 1971). Durante las décadas de 1980 y

1990 se produjo un desarrollo significativo de este tipo de estudios, gracias a la mejora de la logística antártica con la construcción de nuevas estaciones científicas, el uso de imágenes de satélite, la amplia utilización de Sistemas de Información Geográfica —SIG—, así como diversas técnicas y programas de edición cartográfica (BARONI *et al.*, 1997). Los mapas y esquemas geomorfológicos generados durante esas décadas, se centraron en las áreas libres de hielo y en los bordes externos del continente, como la Bahía Terra Nova, los Cerros Vestfold, los Dry Valleys, el Estrecho de McMurdo, las Montañas Ellsworth, las Montañas del Príncipe Carlos, las Montañas Transantárticas, la Tierra Victoria, la Tierra de la Reina Maud, etc. (DERBYSHIRE y PETERSON, 1978; STUIVER *et al.*, 1981; ZHANG y PETERSON, 1984; MAYEWSKI y GOLDTHWAIT, 1985; BRUNK, 1989; MARCHANT *et al.*, 1993; BARONI y OROMBELLI, 1994; BIASINI *et al.*, 1997; SALVATORE *et al.*, 1997). Desde entonces, los trabajos sobre cartografía geomorfológica de la región de la PA e islas subantárticas han sido numerosos (ej.: LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996; 2000; 2002; 2012; BIRKENMAJER, 1997; SERRANO y LÓPEZ-MARTÍNEZ, 1997a; 1997b; LÓPEZ-MARTÍNEZ y SERRANO, 2002; GUGLIELMIN *et al.*, 2008; MICHEL *et al.*, 2014). En consecuencia, los procesos geomorfológicos que actúan en dicho entorno, así como la distribución espacial de las formas del relieve, son bien conocidos. Sin embargo, en contraste con lo acontecido en otros ámbitos polares o de montaña —donde la cartografía geomorfológica de detalle está ampliamente representada (ej.: GÓMEZ-ORTIZ, 2006)—, en la Antártida, comparativamente, hay menos investigaciones centradas en áreas específicas (ej.: SERRANO y LÓPEZ-MARTÍNEZ, 2000; DAVIES *et al.*, 2013; GOYANES *et al.*, 2014) y, entre las existentes, no todas son accesibles.

En Byers, que constituye uno de los sectores con mayor biodiversidad en la Antártida (TORO *et al.*, 2007), se ha publicado un mapa geomorfológico de toda la península a escala 1:25.000 (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996). Este mapa ha sido completado con estudios de la geomorfología de esta península, centrados especialmente en el glaciario y el periglaciario (MARTÍNEZ DE PISÓN *et al.*, 1996; SERRANO *et al.*, 1996; MARTÍNEZ DE PISÓN, 2000; LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). No obstante, hasta la fecha hay un vacío en lo referente a la geocronología glaciario de Byers (JOHN y SUGDEN, 1971; Ó Cofaigh *et al.*, 2014). El conocimiento actual sobre el proceso de deglaciación de Byers se basa únicamente en algunos estudios paleolimnológicos desarrollados particularmente en los lagos Chester, Linnopolar, Escondido, Cerro Negro y Domo (BJORCK *et al.*, 1996; TORO *et al.*, 2013; MARTÍNEZ-CORTIZAS *et al.*, 2014; OLIVA *et al.*, 2016). Sin embargo, para conseguir un completo conocimiento de los procesos sedimentarios que prevalecieron en estos lagos, así como una secuencia precisa de los ambientes y eventos climáticos pasados, es

necesario identificar las áreas fuente de sedimentos y los procesos geomorfológicos existentes en las cuencas de los citados lagos —crioturbación, movimientos en masa, acción eólica, etc.—. Así, con el objetivo general de obtener un conocimiento geomorfológico detallado de las cuencas y áreas circundantes de dos de estos lagos —Cerro Negro y Domo—, los objetivos específicos de este trabajo son:

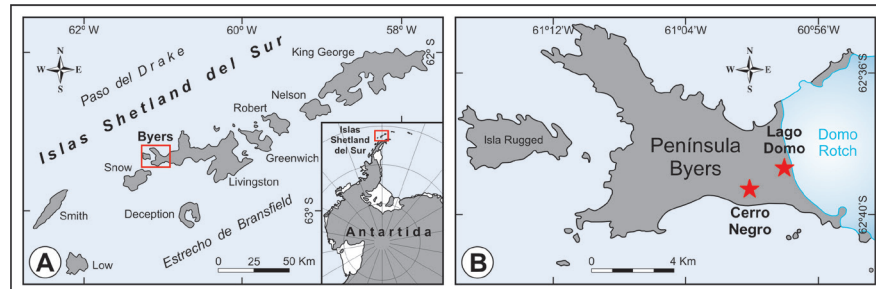
- 1) Presentar una cartografía geomorfológica detallada de las cuencas de ambos lagos.
- 2) Aportar una reconstrucción ambiental relativa basada en las evidencias geomorfológicas detectadas.
- 3) Integrar este conocimiento dentro del ya existente acerca de la evolución paleoambiental de la Península Byers y las ISS.

II. ÁREAS DE ESTUDIO

La Península Byers está situada en la terminación occidental de la Isla Livingston, perteneciente al archipiélago de las ISS —62° 34' 35'' S – 62° 40' 35'' S de latitud y 60° 54' 14'' W – 61° 13' 07'' W de longitud—, —FIGURA 1—. Con sus ~60 km², constituye la mayor área libre de hielo de este archipiélago. El clima de las ISS es de tipo polar marítimo, con precipitaciones relativamente abundantes, concentradas principalmente en el verano, de entre 500 y 800 mm anuales, tanto en forma de nieve como de lluvia (Bañón *et al.*, 2013). Para el periodo 2002-2010 la temperatura media del aire en Byers a 70 m s.n.m. fue de -2.8 °C, con una moderada amplitud térmica (Bañón *et al.*, 2013).

La Península Byers está constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de tipo detrítico—esencialmente areniscas, lutitas y conglomerados— del Jurásico y del Cretácico, así como por sills, diques y otros cuerpos intrusivos también de edad cretácica (Hathway y Lomas, 1998; Parica *et al.*, 2007). El relieve de Byers está organizado en una serie de plataformas escalonadas a diferentes alturas —la superior se desarrolla entre 70 y 100 m s.n.m.—, sobre las que sobresalen algunos cerros aislados como el Cerro Penca —217 m s.n.m.—, el Chester Cone —188 m s.n.m.— o el Cerro Negro —143 m s.n.m.—. En la terminación Noreste de Byers se localiza el Promontorio Ray, que constituye el sector más abrupto de la península. Aquí, en el Cerro Start —265 m s.n.m.—, se alcanza la mayor altitud. Por su parte, los sectores bajos de Byers están formados por depósitos de playas levantadas holocenas y playas actuales (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996, 2012).

Figura 1. Localización de Byers en las ISS (A) y de las áreas de estudio de Cerro Negro y Domo en la Península Byers (B).



FUENTE: Elaboración de los autores

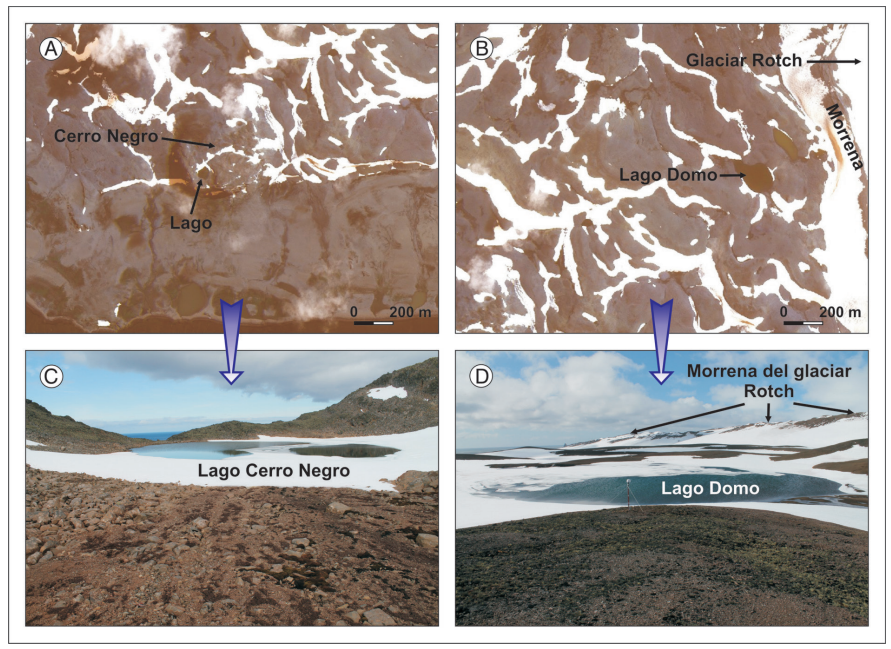
Al igual que ocurre en el resto de las ISS, la Isla Livingston está ocupada mayoritariamente por glaciares. Solamente el ~10% de la superficie del archipiélago está libre de hielo glaciar (Serrano, 2003). Los sectores de mayor altitud de Livingston —macizo del Monte Friesland— están ocupados por glaciares de montaña. En cambio, las áreas de menor desnivel están recubiertas por extensos domos glaciares coalescentes cuyos frentes llegan hasta el mar.

Uno de estos domos glaciares es el Rotch, cuyo retroceso a lo largo del Holoceno ha generado el terreno libre de hielo que constituye la Península Byers, en el que se han formado numerosos lagos a partir del Holoceno inferior —8.3 ka cal BP— (TORO *et al.*, 2013; OLIVA *et al.*, 2016).

La dinámica geomorfológica actual en Byers está condicionada por la presencia de *permafrost* y la evolución anual de la capa activa. Los procesos periglaciares son muy activos, incluso a escasa altitud, destacando la gran abundancia de geoformas vinculadas a la crioturbación, como círculos de piedras y suelos estriados (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). Por otro lado, la abundancia de aguas de fusión nival durante unos pocos meses al año también tiene incidencia geomorfológica, ya que el aumento del flujo hídrico incrementa la energía de los procesos fluviales, generándose cambios en la red de drenaje de la península (MINK *et al.*, 2014). En cuanto a la vegetación, esta es muy escasa. Los líquenes colonizan las formaciones superficiales inactivas o con actividad reducida, así como algunos afloramientos rocosos. Los tapetes de musgos abundan en las áreas mal drenadas. En las playas levantadas altas e intermedias sin problemas de encharcamiento están presentes las dos únicas plantas vasculares autóctonas de la Antártida —*Deschampsia Antarctica* y *Colobanthus quitensis*— (VERA, 2011).

La acción humana en la Península Byers ha sido muy limitada. Cabe citar los restos de refugios de los cazadores de focas que recorrieron estas costas entre finales del siglo XVIII y principios del XIX, distribuidos generalmente en las proximidades de la línea de costa (ZARANKIN y SENATORE, 2005; PEARSON *et al.*, 2010). Actualmente la presencia humana se limita a la realización de actividades científicas. Debido a su interés geológico, geomorfológico, limnológico y ecológico, Byers fue declarada área protegida en 1967 dentro del marco del Tratado Antártico. Actualmente constituye la *Antarctic Specially Protected Area n° 126*.

Figura 2. Vista vertical de las áreas de Cerro Negro (A) y Domo (B) a partir de la imagen de satélite WorldView-2 de Byers (2-1-2011) y fotografías de detalle de sus respectivas cuencas lacustres (C, D).



FUENTE: Elaboración de los autores

Dentro de la península, este estudio se centra específicamente en las cuencas lacustres de los lagos Cerro Negro y Domo, así como en sus respectivos entornos. El Cerro Negro, cuya culminación alcanza 143 m s.n.m., constituye un afloramiento basáltico verticalizado, un antiguo pitón volcánico que se localiza en el sector suroriental de la península, a unos dos kilómetros hacia el Oeste del domo glaciar Rotch, sobresaliendo por encima de las plataformas adyacentes. En las proximidades de la culminación de este cerro, a una altitud

de 100 m s.n.m., se encuentra el lago homónimo, que está siendo objeto de diferentes estudios desde una perspectiva paleolimnológica (LIU *et al.*, 2015; OLIVA *et al.*, 2016). Por su parte, el lago Domo, cuya cuenca está labrada principalmente en materiales piroclásticos (HATHWAY y LOMAS, 1998; PARICA *et al.*, 2007), se alza a 45 m s.n.m., apenas a unos 300 m de distancia del glaciar Rotch (FIGURAS 1 y 2). Este segundo lago también está siendo estudiado con finalidades paleoambientales (OLIVA *et al.*, 2016).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

A finales de enero de 2014, cuando el manto nival había dejado visible gran parte de la superficie de Byers tras un año nivoso en las ISS, se efectuó una cartografía geomorfológica de campo de las cuencas de los lagos Domo y Cerro Negro. Inicialmente estaba previsto efectuar también la cartografía de la cuenca del lago Escondido, pero ésta se hallaba aún recubierta de nieve en su práctica totalidad, al igual que aconteció en la campaña de enero de 2015, por lo que finalmente hubo que renunciar a cartografiar la geomorfología de esta tercera cuenca lacustre.

Las fuentes utilizadas para generar los respectivos mapas geomorfológicos fueron: 1) una imagen de satélite WorldView-2 de alta resolución de Byers, tomada el 2 de enero de 2011, y 2) el mapa topográfico de la Península Byers a escala 1:25.000 publicado en 1992 por el Servicio Geográfico del Ejército de España en colaboración con el British Antarctic Survey y la Universidad Autónoma de Madrid. La base digital usada para producir la cartografía geomorfológica fue efectuada con ArcGIS 10, combinando la imagen de satélite con la información topográfica. La edición final de los dos mapas fue realizada con el programa de diseño gráfico CorelDraw 14, siguiendo el sistema de cartografía geomorfológica RCP 77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) francés (JOLY, 1997) (FIGURA 3).

IV. EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

IV.1. Área de Cerro Negro

El Cerro Negro constituye un pitón volcánico localizado al SE de la Península Byers que tiene en planta una morfología de media luna. En este pitón y su entorno han sido identificadas las siguientes unidades geomorfológicas (CUADRO 1):

IV.1.a. Cerro

La altitud máxima del Cerro Negro es de 143 m s.n.m., su perímetro de 1,47 km y su superficie de 14,5 ha. Está compuesto por basaltos organizados en disyunción columnar y, su culminación, la conforman dos picos alineados de

Este a Oeste. Entre ambos se localiza el lago homónimo, a una altitud de 100 m s.n.m. La morfología del lago en planta es aproximadamente circular, alcanzando una superficie de 0,4 ha. Su cuenca de drenaje es muy reducida — 1,8 ha—, y se limita a los afloramientos basálticos que rodean el lago por el Este, el Oeste y parcialmente por el margen Sur. Hay dos conos de derrubios en los bordes Este y Oeste del lago, compuestos por clastos heterométricos — cantos grandes y bloques— y angulares, así como algunas pequeñas áreas en las que se han desarrollado suelos incipientes (FIGURAS 3A y 4A). El borde Norte del lago constituye un área de topografía aplanada compuesta por sedimentos finos, en la que se han desarrollado círculos de piedras de tamaños decimétricos (FIGURA 3A y CUADRO 1). En consecuencia, las fuentes de sedimentos que pueden ser movilizadas hacia el lago son restringidas, limitadas principalmente a materiales finos transportados por las aguas de fusión nival durante el verano, así como partículas movilizadas por la acción del viento. En el borde NW del lago están distribuidos algunos neveros semipermanentes. El resto de sectores elevados del Cerro Negro están constituidos principalmente por el afloramiento del sustrato, con algunas áreas en las que se producen pequeños desprendimientos rocosos. Los afloramientos basálticos cuentan con abundantes fracturas, prevaleciendo las direcciones SW-NE y NW-SE.

Cuadro 1. *Formas del relieve identificadas en el área de Cerro Negro*

<i>Unidades geomorfológicas</i>	<i>Formas del relieve</i>	<i>Características, distribución y dimensiones</i>
Cerro	Pitón volcánico	Afloramiento rocoso en resalte compuesto por basaltos que cuenta con dos cumbres alineadas de E a W que superan los 130 m.
	Círculos de piedras	Formas de tamaño decimétrico generadas en áreas con sedimentos finos y pendientes de escasa inclinación (0-6°).
	Conos de derrubios	Depósitos de granulometría gruesa emplazados en las laderas de las dos cumbres del pitón. Las superficies de los derrubios muestran una moderada colonización por líquenes.
	Cubeta de sobreexcavación glaciar y lago Cerro Negro	Cuenca excavada por el hielo glaciar entre los dos picos del pitón, abierta hacia el S y el N. Dimensiones: 115 m de largo, 100 de ancho y 0,68 ha. Dentro de ella está alojado un cuerpo lacustre (69 m de largo, 55 m de ancho) a 100 m s.n.m., ocupando una superficie de 0,4 ha.
Ladera Norte	Corrientes de bloques	Alineaciones longitudinales de gruesos en laderas con inclinaciones de 10 a 23°, que alcanzan longitudes de 45 a 230 m. Los bloques están colonizados por líquenes.
	Círculos de piedras	Formas de tamaño decimétrico (0,6-1 m) generadas en áreas con sedimentos finos y pendientes de escasa inclinación (0-6°).
	Suelos estriados	Morfologías de tamaño centimétrico desarrolladas en áreas con sedimentos finos y laderas de inclinación moderada (8-20°).
	Morrena	Depósito glaciar con morfología de cordón, adosado a la ladera NE del Cerro Negro. Está parcialmente desmantelado.
	Cubeta de sobreexcavación glaciar con lago	Lago (29 m de largo, 22 m de ancho y 0,1 ha) localizado sobre la morrena anterior, dentro de una cubeta de erosiva de origen glaciar (70 m de largo, 55 de ancho y 0,66 ha).
	Campos de piedras	Depósitos integrados por sedimentos gruesos y finos en ambientes secos.
Escarpe meridional	Ventifactos	Clastos con las caras de barlovento facetadas por la abrasión eólica. Situada en ubicaciones expuestas a los vientos dominantes.
	Disyunción columnar en basaltos	Forma estructural muy abundante en el escarpe meridional del pitón volcánico.
	Taludes y conos de derrubios	Depósitos de sedimentos gruesos a los pies del escarpe. Los derrubios muestran una escasa o moderada colonización por líquenes.

	Avalanchas rocosas	Grandes acumulaciones de bloques de basalto (angulares y heterométricos) desplomados.
	Canales de aludes	La red de fracturas y la disyunción columnar de los basaltos favorece la existencia de canales que canalizan nieve y derrubios vertiente abajo.
Playas levantadas y playa actual	Playas levantadas	Secuencia de 6 niveles de playas levantadas en elevaciones comprendidas entre 2 y 15 m. Muestran una alternancia de superficies aplanadas y pendientes suaves en sus escarpes.
	Suelos poligonales incipientes	Presencia de abombamientos y grietas visibles en la superficie del suelo, frecuentemente organizadas en redes de tipo geométrico, indicativos de la presencia de cuñas de hielo.
	Círculos de piedras	Formas de tamaño decimétrico generadas en áreas con sedimentos finos y pendientes de escasa inclinación (0-6°).
	Suelos estriados	Morfologías de tamaño centimétrico desarrolladas en áreas con sedimentos finos y laderas de inclinación moderada (6-15°).
	micropolígonos	Formas de tamaños centimétricos (10-15 cm) compuestas por arenas y pequeñas gravas.
	Ventifactos	Clastos con las caras de barlovento facetadas por la abrasión eólica. Situada en ubicaciones expuestas a los vientos dominantes.
	Lagunas y áreas encharcadas	Abundancia de lagunas y áreas encharcadas en los sectores planos de las terrazas. Presencia de una densa cobertura de musgos.
	Playa actual	Acumulación sedimentaria de perfil cóncavo, caracterizada por el predominio superficial de arenas. Formación de pequeñas dunas (ripples).

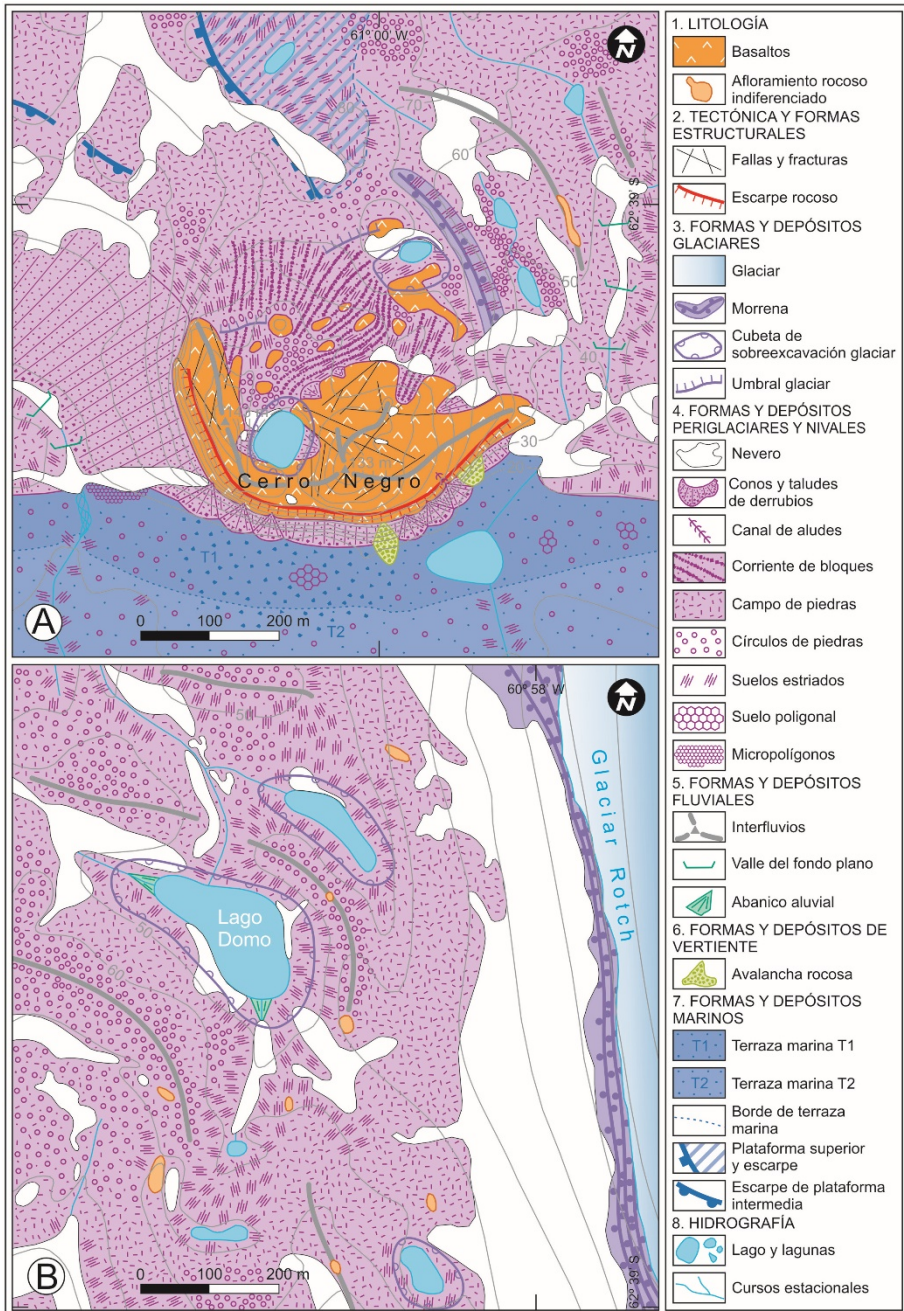
FUENTE: Elaboración de los autores

IV.1.b. Ladera Norte

La ladera septentrional del Cerro Negro desciende progresivamente hasta enlazar con la plataforma central de Byers, que en esta área alcanza elevaciones de 70 a 85 m s.n.m. La inclinación de la ladera varía entre 5 y 32°. Las geoformas periglaciares están ampliamente distribuidas en esta ladera (FIGURA 3A). Han sido observados en la ladera numerosas corrientes de bloques, compuestos por alineaciones longitudinales de bloques, cantos y gravas, separadas por partículas finas (CUADRO 1). Muchos de los bloques están colonizados por líquenes, lo que sugiere estabilidad geomorfológica. En contraposición, en los sedimentos de grano fino existentes entre las corrientes de bloques abundan los suelos estriados, plenamente activos bajo las condiciones climáticas actuales.

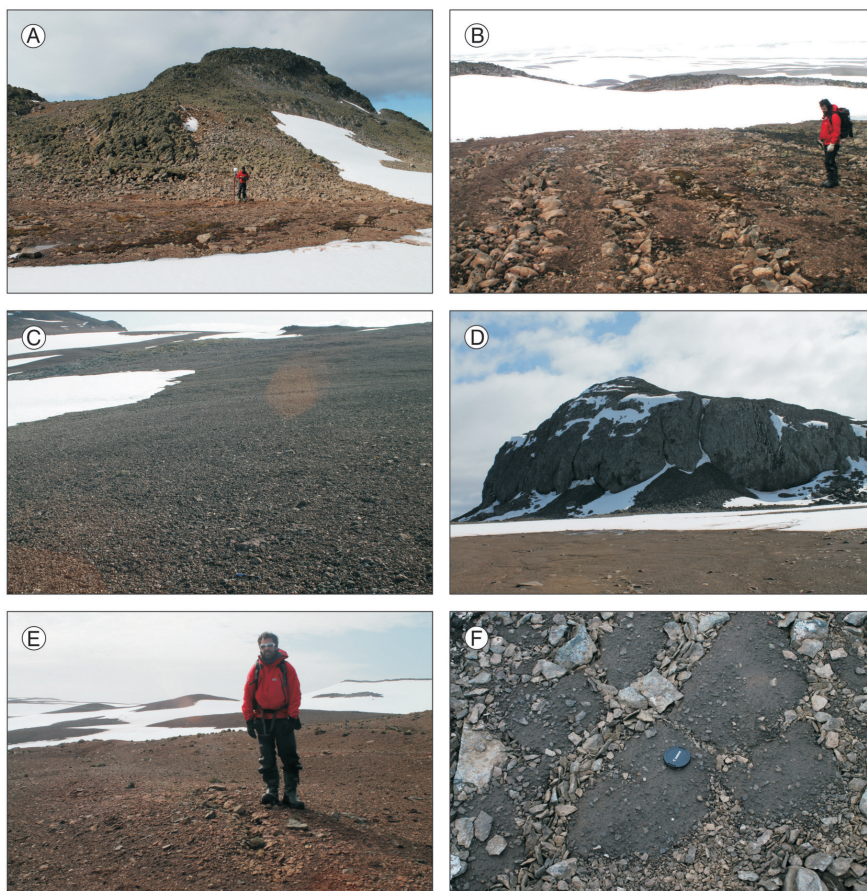
La longitud de las corrientes de bloques oscila entre 45 m en el área Oeste de la ladera, y 230 m en algunos de los que descienden ladera abajo desde las inmediaciones del lago Cerro Negro hasta otro pequeño lago localizado al NE del primero (FIGURAS 3A y 4B). Las inclinaciones en las que se desarrollan estas corrientes de bloques oscilan entre 10 y 23°. En algunos casos las corrientes de bloques convergen, adaptándose a la topografía de la ladera. En el sector Oeste de la ladera septentrional se ha modelado un pequeño umbral glaciar, sobre cuya topografía aplanada se han desarrollado abundantes círculos de piedras.

Figura 3. Mapas geomorf. de las cuencas lacustres de C. Negro (A) y Domo (B).



FUENTE: Elaboración de los autores

Figura 4. Detalle de diversas geoformas identificadas en el entorno del Cerro Negro. (A) Canchal y neveros semipermanentes en las inmediaciones del lago. (B) Corrientes de bloques parcialmente colonizadas por líquenes, separados por materiales finos sobre los que se han desarrollado suelos estriados. (C) Campo de piedras. (D) Escarpe SE del Cerro Negro labrado en basaltos con disyunción columnar. A sus pies se han depositado diversos conos de derrubios y dos avalanchas rocosas. (E) Abombamiento superficial con grieta asociada, que sugiere la existencia de cuñas de hielo, localizado al Este del Cerro Negro. (F) Micropolígonos al SW del Cerro Negro.



FUENTE: Elaboración de los autores

Sin embargo, del escarpe hacia abajo la inclinación de la pendiente aumenta, por lo que los círculos de piedras van alargando progresivamente su eje mayor de forma perpendicular a la ladera hasta dar lugar a suelos estriados. En el borde NE del Cerro Negro hay una morrena glacial arqueada y parcialmente

desmantelada por la dinámica de vertientes, que se emplaza a una altitud de 70 m s.n.m. (FIGURA 3A). Finalmente, los campos de piedras o *stone fields* abundan también en los alrededores de la ladera Norte (FIGURAS 3A y 4C). Algunos de los clastos que los integran cuentan con trazas de abrasión eólica en las caras de barlovento —ventifactos—.

IV.1.c. Escarpe meridional

La ladera meridional del Cerro Negro constituye un gran escarpe que cae verticalmente, entre 70 y 100 m, sobre el nivel superior de la sucesión de playas levantadas escalonadas que se distribuyen hacia el Sur hasta enlazar con la playa actual y el borde costero. Además de dos avalanchas rocosas integradas por bloques de diferente tamaño, a los pies del escarpe se localizan diversos conos y taludes de derrubios (FIGURAS 3A y 4D). Algunos de ellos están alimentados por canales de aludes muy verticalizados, generados a favor de fracturas en los basaltos. La caída de rocas es muy frecuente, favorecida por la extensa red de discontinuidades derivadas de la estructura columnar del roquedo basáltico, bien visible en todo el escarpe meridional del pitón.

IV.1.d. Playas levantadas y playa actual

Los depósitos de ladera localizados a los pies del escarpe meridional del Cerro Negro, enlazan con seis niveles de playas levantadas escalonadas que están cortadas por cursos hídricos que discurren hacia el Sur (CUADRO 1). Sobre las playas escalonadas más elevadas han sido identificadas diversas geoformas asociadas a la presencia de hielo en el suelo, como suelos poligonales incipientes. En relación con ellos, se han observado algunos abultamientos con grietas en las formaciones superficiales, que denotan la existencia de cuñas de hielo (FIGURA 4E). También han sido identificados micropolígonos de 10 a 15 cm de diámetro, compuestos por una matriz arenosa separada por pequeños tabiques de gravas (FIGURAS 3A y 4F). Los círculos de piedras en las playas levantadas muestran diferentes grados de actividad. En áreas encharcadas frecuentemente están colonizados por tapetes de musgos, más o menos extensos. Los suelos estriados están ampliamente desarrollados en los escarpes de las playas levantadas altas, así como en los cortes abiertos en ellas por la red de arroyos que las cortan, a favor de pendientes pronunciadas en ambos casos. Sin embargo, cuando las terrazas están compuestas por materiales de granulometría fina, se forman suelos estriados plenamente activos en ámbitos con escasa inclinación, de incluso 6°. También se han observado algunos ventifactos sobre las superficies no encharcadas de las playas colgadas más altas. Sobre las superficies planas de las playas levantadas bajas se ha formado una laguna semipermanente, así como numerosas áreas encharcadas estacionalmente. La playa actual se caracteriza por un perfil cóncavo muy

marcado. Por encima se alza una superficie plana elevada 2 m s.n.m., en la que la vegetación está ausente y hay un predominio superficial de arenas, a favor de las cuales es frecuente la formación de *ripples* por la acción del viento.

IV.2. Área del lago Domo

La cuenca del lago Domo se sitúa en la terminación oriental de Byers, en contacto con la morrena del glaciar Rotch, que limita la península por el Este. En la cuenca hidrográfica del lago Domo y sus inmediaciones han sido identificadas las siguientes unidades geomorfológicas (CUADRO 2):

IV.2.a. Lago y áreas planas adyacentes

El lago Domo se eleva a 45 m s.n.m., alcanza una extensión superficial de 2,3 ha y está situado a 290 m del frente actual del glaciar Rotch. Su cuenca de drenaje, constituida principalmente por rocas piroclásticas, tiene una superficie de 16,9 ha. Tres surcos de arroyada drenan las aguas de fusión de la cuenca hacia el fondo de la depresión, ejerciendo a su vez una importante labor de transporte de materiales hacia el lago. De hecho, en los bordes Sur y Noroeste del cuerpo lacustre se han generado dos abanicos aluviales bien definidos (FIGURAS 3B y 5A, CUADRO 2). Junto al transporte generado por las aguas corrientes, el viento ejerce igualmente una eficaz labor de redistribución de partículas finas. Por su parte, la dinámica de vertientes genera y moviliza gran cantidad de materiales en la cuenca a través de procesos como la crioturba-ción, la soliflución, etc. En consecuencia, la cuenca de Domo es bastante más extensa que la del Cerro Negro y, las fuentes de sedimentos movilizados hacia el lago, son mucho más variadas.

Cuadro 2. Formas del relieve identificadas en el área del lago Domo

Unidades geomorfológicas	Formas del relieve	Características, distribución y dimensiones
Lago y áreas planas adyacentes	Cubeta de sobreexcavación glaciar y lago Domo	Depresión erosiva de origen glaciar (dimensiones de 402 m de largo, 218 m de anchura máxima y 5,68 ha), en cuyo interior se encuentra el lago Domo, con 237 m de largo y 140 m de ancho máximo. El lago se eleva a 45 m s.n.m. y tiene una extensión de 2,3 ha.
	Surcos de arroyada	Canales de funcionamiento estacional que drenan las escorrentías procedentes de la fusión nival hacia el lago. Constituyen una eficaz fuente de movilización de sedimentos.
	Abanicos aluviales	Morfologías en forma de cono aplanado constituidas por sedimentos principalmente finos. Se sitúan en el sector de confluencia entre los surcos de arroyada que los generan y el lago Domo, a favor de una ligera ruptura de pendiente.
Laderas de la cuenca	Círculos de piedras	Formas de tamaño decimétrico generadas en áreas con sedimentos finos y pendientes de escasa inclinación (0-8°).
	Suelos estriados	Morfologías de tamaño centimétrico desarrolladas en áreas con sedimentos finos y laderas de inclinación moderada (8-20°).
	Campos de piedras	Depósitos integrados por sedimentos gruesos y finos en ambientes secos.

Interfluvios y afloramientos rocosos culminantes	Círculos de piedras	Formas de tamaño decimétrico propias de áreas con sedimentos finos y pendientes de escasa inclinación (0-6°).
	Suelos estriados	Morfologías de tamaño centimétrico desarrolladas en áreas con sedimentos finos y laderas de inclinación moderada (8-20°).
	Campos de piedras	Depósitos integrados por sedimentos gruesos y finos en ambientes secos.
	Ventifactos	Clastos con las caras de barlovento facetadas por la abrasión eólica. Situados en ubicaciones expuestas a los vientos dominantes.
Morrena del glaciar Rotch	Morrena	Voluminoso complejo morrénico poligénico integrado por una sucesión de hasta 12 arcos superpuestos, que cuenta con una longitud de ~7 km y una anchura máxima visible de 416 m. Constituye una morrena con núcleo de hielo (ice-cored moraine).
	Mudflows	Flujos de material morrénico no consolidado generados a partir de la cresta o de la vertiente distal, como consecuencia de la fusión nival durante el verano o del derretimiento de lentejones de hielo en el seno de la morrena.
	Bloques erráticos	Bloques basálticos de tamaños métricos con abundantes estrías sobre las playas levantadas holocenas.

FUENTE: Elaboración de los autores

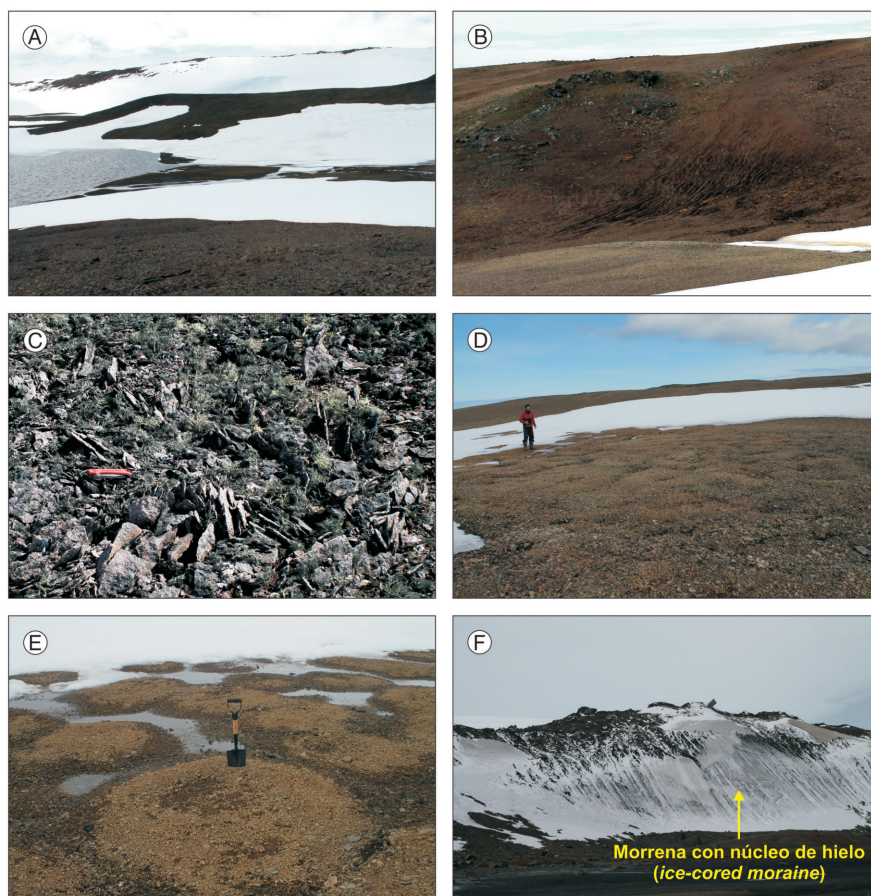
IV.2.b. Laderas de la cuenca

Las laderas adyacentes al lago Domo presentan inclinaciones moderadas, de entre 3 y 25°. En ellas dominan esencialmente los procesos periglaciares y, particularmente, la crioturación. Por esta razón, los suelos ordenados están distribuidos profusamente por estas superficies. En las áreas de escasa pendiente y en los rellanos escalonados de las laderas, proliferan los círculos de piedras mientras que, por las áreas de cierta inclinación, se extienden ampliamente los suelos estriados (FIGURAS 3B y 5B). El resto de las laderas están constituidas por campos de piedras. La crioección de clastos en posiciones verticales es un proceso frecuente en estos ambientes geomorfológicos (FIGURA 5C).

IV.2.c. Interfluvios y afloramientos rocosos culminantes

En las partes culminantes de los interfluvios la acción eólica es destacada, arrastrando las partículas finas lejos de estos enclaves y redistribuyendo, también, la nieve hacia áreas más protegidas. En estos ambientes la abrasión producida por el impacto de partículas movilizadas por el viento genera clastos facetados —ventifactos—. Las áreas aplanadas, o ligeramente cóncavas, son frecuentes en las cimas existiendo, en relación con ellas, algunos ámbitos mal drenados en los que proliferan los círculos de piedras —los suelos ordenados son geofomas dominantes en estos ambientes—, (FIGURAS 3B, 5D y 5E). Los escasos afloramientos rocosos que sobresalen en los sectores más elevados de los interfluvios están intensamente meteorizados por la crioclastia, generándose abundantes derrubios que son progresivamente incorporados a las formaciones superficiales adyacentes.

Figura 5. Principales geoformas observadas en el sector del lago Domo y sus cercanías. (A) Abanico aluvial y surco de arroyada en el borde Sur del lago. (B) Suelos estriados. (C) Clastos verticalizados por acción de la crioexpulsión. (D) Círculos de piedras desarrollados en un área llana culminante. (E) Detalle de varios círculos de piedras en el mismo sector que la imagen anterior. (F) Morrena del glaciar Rotch en la que aflora el hielo glaciar; se aprecian varios bloques de grandes dimensiones en su culminación.



FUENTE: Elaboración de los autores

IV.2.d. Morrena del glaciar Rotch

Tras la deglaciación generalizada de Byers, el glaciar de domo Rotch ha construido un voluminoso sistema morrénico integrado por varios arcos superpuestos —especialmente visibles en el sector más septentrional de la mo-

rrena, donde se distinguen hasta 12 consecutivos—, indicando sucesivas pulsaciones de retroceso y reavance reciente. Se trata, por tanto, de una morrena poligénica. No obstante, el glaciar sigue conectando actualmente con este complejo morrénico, salvo en su extremo Sur —área del Nunatak Clark—. Se trata de una morrena con núcleo de hielo —*ice-cored moraine*— (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1996), pues éste aparece expuesto en varios sectores de la misma (FIGURA 5F). En el área culminante de la morrena abundan los bloques de basalto de grandes dimensiones, que habitualmente están masivamente estriados (FIGURA 5F). En dicho sector también se ha constatado la existencia de frecuentes hundimientos, en relación con la fusión parcial del hielo interno. La acción de la arroyada y algunos movimientos en masa de escasas dimensiones —*mudflows*—, redistribuyen a los pies del complejo morrénico los sedimentos movilizados desde su culminación y desde la vertiente distal (CUADRO 2). Asimismo, la caída de grandes bloques de la morrena y su acumulación a los pies de la misma, sobre las playas levantadas holocenas más elevadas, es un proceso habitual. Por delante del complejo morrénico también son frecuentes los bloques erráticos, especialmente sobre los niveles de playas colgadas existentes junto a su tramo más meridional.

V. DISCUSIÓN

V.1. Evolución paleoambiental relativa

La correlación morfoestratigráfica de las diferentes formas de relieve actuales y heredadas que están presentes en las dos áreas estudiadas, así como la identificación de los procesos actuantes, permite inferir tres grandes fases en la evolución paleoambiental de este sector de la Península Byers:

V.1.a. Máxima expansión glaciar

El glaciar de domo Rotch ocupaba toda la extensión de la Península Byers (OLIVA *et al.*, 2016). Probablemente, únicamente sobresaldría por encima del hielo la parte culminante del Cerro Negro, constituyendo por tanto un *nunatak*, al igual que otros pitones volcánicos distribuidos por la península que se elevan sobre la plataforma central de Byers a alturas de entre 150 y 250 m s.n.m. —ej.: Cerro Star, Cono Chester—. Por tanto, durante esta fase los procesos periglaciares estuvieron muy restringidos espacialmente en Byers, limitándose al retoque de las escasas áreas libres de hielo, constituidas básicamente por las paredes y crestas rocosas de los *nunataks*. Éstos estarían afectados por condiciones de *permafrost*, como acontece actualmente en la mayoría de los *nunataks* de la Antártida continental (VIEIRA *et al.*, 2010). Diversos estudios han constatado una fase de máximo avance glaciar para el conjunto de la PA y las ISS hace 18-20 ka BP (The RAISED Consortium, 2014). Durante esta

fase, un gran casquete de hielo unía todas las ISS, conectándolas físicamente al continente (Ó COFAIGH *et al.*, 2014).

V.1.b. Retroceso glacial holoceno, formación de lagos e intensa dinámica periglacial

La morrena adosada a la ladera septentrional del Cerro Negro señala una segunda fase en la evolución ambiental del área, caracterizada por la pérdida de espesor del glaciar Rotch, lo que dio lugar a la formación del lago Cerro Negro y también del lago situado al Noreste del anterior. Ambos se encuentran a mayor cota altimétrica que la morrena y, por lo tanto, estaban fuera del espacio glaciado durante esta fase. La edad estimada para la formación del lago Cerro Negro es de 7.5 ka, a partir de una datación de OSL efectuada en la base de un testigo extraído de dicho cuerpo lacustre (Oliva *et al.*, 2016). Por tanto, cuando este lago se formó, gran parte de la plataforma central de Byers aún estaba glaciada, lo que refrenda el papel de *nunatak* ejercido por el Cerro Negro durante la mayor parte del Holoceno.

El aumento de la superficie libre de hielo en el Cerro Negro, así como la existencia de áreas de pendiente moderada y abundante material detrítico, propició la formación generalizada de las corrientes de bloques en su ladera Norte. Este tipo de geoformas han sido cartografiadas en otros sectores de las ISS como la Península Hurd y la Punta Barnard en la Isla Livingston, en la Península Coppermine —Isla Robert—, en las penínsulas de Barton, Keller y Weaver —Isla King George— y en la Punta Stanbury —Isla Nelson— (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). Las corrientes de bloques requieren de condiciones de *permafrost* para su formación (French, 2007); en la actualidad, son activos en el Ártico y en altas montañas de latitudes medias, en ambientes con unas temperaturas medias negativas muy bajas (WASHBURN, 1979). Cabe contemplar, pues, que condiciones sensiblemente más frías que las actuales prevalecerían durante el desarrollo de los mismos en el área de Cerro Negro.

La pérdida de espesor de hielo estuvo acompañada de un extenso retroceso glacial, generándose nuevas áreas libres de hielo en el sector centro-occidental de Byers, en las que comenzaron a aparecer numerosos cuerpos lacustres, ante la ausencia de una red de drenaje organizada (MINK *et al.*, 2014). Para el conjunto de la región de la PA, el inicio del retroceso de los glaciares se remonta a 14-15 ka BP, produciéndose una estabilización en torno a 6 ka BP (INGÓLSSON *et al.*, 2003; Ó COFAIGH *et al.*, 2014; WEBER *et al.*, 2014). En el caso concreto de las ISS, estudios previos han constatado la existencia de condiciones más cálidas durante el Holoceno inferior. Estas condiciones dieron lugar al inicio de la deglaciación, fechado en la Isla King George entre 11 y 9 ka BP en la Península Fildes (WATCHAM *et al.*, 2011) y entre 11,9 y 7,6 ka en

la Península Barton, mientras en las áreas más elevadas de la cercana Península Weaver la deglaciación comenzaría a partir de 8,8 ka (SEONG *et al.*, 2009). En el caso de la Península Byers, las edades obtenidas por TORO *et al.*, (2013) y OLIVA *et al.*, (2016), confirman que la deglaciación del extremo más occidental de la Isla Livingston aconteció durante el Holoceno; las edades de la base de los registros sedimentarios obtenidos en los lagos Limnopolar, Chester y Escondido muestran una edad para el comienzo de la deglaciación, comprendida entre 8,3 y 5,9 ka BP. Toro *et al.* (2013) detectan un incremento de sedimentación orgánica durante el Holoceno medio en el lago Limnopolar, en paralelo a las condiciones menos frías registradas en las ISS entre 8,2 y 5,9 ka BP (MILLIKEN *et al.*, 2009). Las diferencias cronológicas que hay en la formación de estos lagos de Byers pese a su proximidad, podrían deberse a la pervivencia durante un tiempo de focos glaciares residuales en Byers, más que a un retroceso gradual del glaciar Rotch de Oeste a Este (MINK *et al.*, 2014; OLIVA *et al.*, 2016). En este sentido, según MARTÍNEZ DE PISÓN *et al.*, (1996), la pérdida de espesor de hielo del glaciar Rotch pudo haber establecido un centro de dispersión glaciar precisamente en el área de Cerro Negro.

V.1.c. Deglaciación de la Península Byers y generalización de los procesos periglaciares

En la tercera y última fase de la evolución ambiental, que llega hasta la actualidad, ambas áreas de estudio —Cerro Negro y Domo—, quedaron completamente deglaciadas. En el lago Domo la sedimentación comienza hace ~2 ka (OLIVA *et al.*, 2016), lo que sugiere que ha sido uno de los últimos lagos surgidos tras la retirada del hielo glaciar en la Península Byers. Los nuevos espacios libres de hielo van a estar sometidos, a partir de entonces, a una dinámica periglacial generalizada, aunque menos intensa que durante la fase anterior, como demuestra la ausencia de actividad en las corrientes de bloques heredados de aquella. Prueba de la inactividad geomórfica de las corrientes de bloques existentes en la ladera Norte del Cerro Negro, es la abundancia de líquenes que colonizan buena parte de su superficie. En la actualidad, las geoformas periglaciares activas más abundantes son los círculos de piedras y los suelos estriados que, junto con los campos de piedras, están ampliamente distribuidos por las inmediaciones del Cerro Negro y del lago Domo. Este tipo de geoformas periglaciares están muy extendidas por los sectores libres de hielo de las ISS (LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). Otros procesos que denotan la existencia de una activa dinámica periglacial son los continuos desprendimientos que acontecen durante el verano en la cara Sur del Cerro Negro, alimentando la sucesión de conos de derrubios que la orlan. En la morrena del

glaciar Rotch acontece actualmente una redistribución de partículas movilizadas desde la cresta morrénica y la vertiente distal —bien por caída de grandes bloques, arroyada, *mudflows*, etc.—, que se acumulan a los pies de la misma.

Sobre varios niveles de playas levantadas holocenas se han observado diversas formas periglaciares activas, como suelos poligonales incipientes. A diferencia del Ártico donde son abundantes (ej.: FORTIER y ALLARD, 2004; Oliva *et al.*, 2014), estas geoformas no están tan profusamente representadas en los enclaves libres de hielo de la Antártida (SALVATORE *et al.*, 1997; RAFFI y STENNI, 2011; LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). Los suelos ordenados adquieren mayor desarrollo en los ambientes húmedos de las playas levantadas altas que en las bajas. Los niveles de playa levantada 9-10 m de Byers han sido datados en 1.8 ka BP (JOHN y SUGDEN, 1971; HANSOM, 1979; HALL y PERRY, 2004), mientras que los más bajos —menos de 6 m— han sido depositados durante los últimos 500 años (HALL y PERRY, 2004). En la cercana península de Punta Elefante, Oliva y Ruiz-Fernández (2015) también han observado un mayor desarrollo de los suelos ordenados en las playas levantadas emplazadas a mayor altitud.

Cabe ligar la dinámica geomorfológica actual de estas áreas libres de hielo a la presencia de *permafrost*, así como a la evolución anual de la capa activa. A una altura de unos 70 m s.n.m., de PABLO *et al.* (2014) sitúan la profundidad de la capa activa en torno a 1,3-1,5 m. Para el conjunto de las ISS el *permafrost* es esporádico hasta los 20-40 m mientras que, por encima de estas cotas, las condiciones de *permafrost* se hallan ampliamente representadas (SERRANO *et al.*, 2008; VIEIRA *et al.*, 2010; LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2012). La presencia de suelos poligonales en las playas levantadas más elevadas de los alrededores de la ladera meridional del Cerro Negro es indicativa de la presencia de *permafrost*, mientras que en las inferiores no se observan, lo que sugiere la ausencia de suelos permanente congelados.

V.2. Implicaciones paleolimnológicas

El análisis geomorfológico de las cuencas de Cerro Negro y Domo ayuda a interpretar la secuencia sedimentaria extraída de ambos lagos y publicada recientemente (OLIVA *et al.*, 2016). El sondeo obtenido del fondo del lago Cerro Negro muestra dos partes bien diferenciadas: mientras la base está compuesta por sedimentos minerogénicos, el tramo superior cuenta con una alternancia de unidades orgánicas y minerales. El testigo muestra unas tasas de sedimentación muy bajas, que se traducen en apenas 115 cm de relleno sedimentario durante los últimos 7,5 ka (OLIVA *et al.*, 2016). Los procesos de meteorización física sobre el material basáltico predominante han generado una escasa producción de sedimentos, que explica la exigua presencia de materiales finos en

la cuenca lacustre. Los cambios sedimentológicos observados en este lago muestran patrones a largo plazo. Entre 7,9 ka y 3,1 ka cal BP, el lago probablemente permaneció congelado y solamente en ciertos periodos permanecería libre de hielo. Durante este intervalo temporal el Cerro Negro estaría bajo condiciones periglaciares más intensas que las actuales, que favorecieron la formación de corrientes de bloques en su ladera septentrional. A partir de 3,1 ka cal BP el lago empezó a registrar una sedimentación más orgánica, relacionada sin duda con unas temperaturas más elevadas. El aumento de las temperaturas determinó a su vez el retroceso glacial observado durante el Holoceno medio y superior en Byers.

El lago Domo se encuentra en una depresión compuesta por sedimentos no consolidados, en gran parte limos, arenas y gravas, que están siendo movilizadas por una dinámica periglacial muy efectiva (FIGURA 3B). El testigo sedimentario extraído de este lago está compuesto por una alternancia de limos y arenas con presencia de algunas gravas, especialmente en la base. La inexistencia de restos orgánicos impidió la datación radiocarbónica de sus sedimentos, cuya cronología se basa en una datación de TL ($2,3 \pm 0,7$ ka) y en la existencia de una tefra datada en otros lagos en 1.8 ka cal BP (LIU *et al.*, 2015; OLIVA *et al.*, 2016). Consecuentemente, los sedimentos basales se depositaron anteriormente a 1.8 ka cal BP. Durante los dos últimos milenios, el glaciar Rotch sufrió avances y retrocesos menores (a tenor de la sucesión de arcos morrénicos descritos en el apartado de resultados), pero no volvió a alcanzar ya la posición actual del lago Domo. A lo largo de este intervalo temporal en la cuenca del lago Domo prevaleció una activa dinámica de vertientes asociada a la presencia de hielo en el suelo.

VI. CONCLUSIONES

En este artículo se analizan las geoformas y procesos geomorfológicos presentes en las áreas del Cerro Negro y del lago Domo, ambos situados en la Península Byers. El Cerro Negro constituye un pitón volcánico labrado en basaltos que se alza en el SE de la península, justo en el área de contacto entre las playas levantadas holocenas que caracterizan su borde costero y las plataformas escalonadas que configuran su interior. Por su parte, el lago Domo está situado en las proximidades del frente actual del glaciar Rotch, en la terminación oriental de Byers. La cartografía geomorfológica de ambos sectores fue elaborada a partir de los datos obtenidos durante la campaña de trabajo de campo desarrollada en Byers en enero de 2014. En el caso del Cerro Negro, han sido diferenciadas cuatro unidades geomorfológicas diferentes: cerro, ladera norte, escarpe meridional, y playas levantadas y playa actual; mientras que en el área de Domo se han diferenciado otras cuatro: lago y áreas planas

adyacentes, laderas de la cuenca, interfluvios y afloramientos rocosos culminantes, y morrena del glaciar Rotch.

Los procesos geomorfológicos y las formas de relieve identificadas son similares a las presentes actualmente en otros sectores deglaciados de las ISS. Los procesos periglaciares están ampliamente extendidos en ambas áreas de estudio y, en general, son plenamente activos. Las geoformas derivadas de la crioturbación son las más abundantes, habiendo sido identificados círculos de piedras, suelos estriados, corrientes de bloques, campos de piedras, suelos poligonales incipientes y micropolígonos. También cabe citar la existencia de frecuentes clastos en posiciones verticalizadas, que sobresalen del suelo por acción de la crioe expulsión. Otras formas presentes son las avalanchas de rocas, junto con los conos y taludes de derrubios generados a los pies del escarpe meridional del Cerro Negro, alimentados en algunos casos por canales de aludes. También ciertos tipos de movimientos en masa, como los *mudflows*, han sido detectados en el área de la morrena del glaciar Rotch, redistribuyendo sus sedimentos escasamente consolidados. Además, ha sido identificada otra morrena glaciar parcialmente desmantelada por la dinámica de vertientes en la ladera NE del Cerro Negro. También aparecen varios niveles escalonados de playas levantadas holocenas, que son cortados en diversos sectores por la red de arroyos estacionales. Estas corrientes dejan entre medias amplias áreas mal drenadas, por lo que los sectores anegados temporalmente son muy abundantes, existiendo incluso lagunas permanentes.

Teniendo en cuenta la relación morfoestratigráfica entre las diferentes formas de relieve de ambas áreas, así como los procesos que las han generado, se ha establecido una secuencia paleoambiental relativa en la que se diferencian tres fases: 1) máxima expansión glaciar, 2) retroceso glaciar holoceno, formación de lagos e intensa dinámica periglacial, y 3) deglaciación de la Península Byers y generalización de los procesos periglaciares. En la primera de ellas, toda la península estuvo ocupada por un gran domo glaciar y solamente algunos *nunataks* sobresaldrían por encima del hielo —este pudo haber sido el caso del Cerro Negro—. La morrena adosada a la ladera septentrional de este pitón volcánico señala una segunda fase caracterizada por la pérdida de espesor del hielo, la formación del lago Cerro Negro y la existencia de una intensa dinámica periglacial responsable de la formación de las corrientes de bloques que aparecen en su ladera Norte. No obstante, estas condiciones periglaciares estuvieron restringidas espacialmente, pues gran parte del sector centro-oriental de la Península Byers continuó estando ocupado por el hielo glaciar. Finalmente, durante la última fase acontece la deglaciación de Byers —subsistiendo únicamente, dentro de la península, los dos pequeños glaciares alojados en el área SW del Promontorio Ray—, y la extensión de una dinámica

periglacial generalizada en los nuevos espacios libres de hielo, como es el caso de los alrededores del lago Domo. No obstante, esta dinámica es menos intensa que en la fase anterior, como evidencia la inactividad de las corrientes de bloques del Cerro Negro, que están hoy recubiertos en gran medida por líquenes.

Las aportaciones efectuadas en este artículo contribuirán a obtener un conocimiento detallado de la dinámica geomorfológica pasada y presente en las áreas de Cerro Negro y Domo, y, por extensión, en la Península Byers. Asimismo, en el trabajo se establecen las fuentes de sedimentos movilizados hacia ambos lagos. Toda esta información tiene especial relevancia y una aplicación directa en los estudios paleolimnológicos que se están llevando a cabo actualmente en dichos cuerpos lacustres.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAYA, R. y HERVÉ, F. (1966): *Estudio geomorfológico y geológico en las Islas Shetland del Sur, Antártida*. Publicaciones del Instituto Antártico Chileno, 8, 76.
- BALCO, G., SCHAEFER, J.M. y LARISSA group (2013): «Exposure-age record of Holocene ice sheet and ice shelf change in the northeast Antarctic Peninsula». *Quaternary Science Reviews*, 59, 101-111.
- BAÑÓN, M.; JUSTEL, A.; VELÁZQUEZ, D. y QUESADA, A. (2013): «Regional weather survey on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica». *Antarctic Science*, 25, 146-156.
- BARONI, C.; BRUSCHI, G. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1997): «Review of Antarctic geomorphological mapping». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 20, 15-31.
- BARONI, C. y OROMBELLI, G. (1994): «Holocene glacial variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica)». *Antarctic Science*, 6, 497-505.
- BIASINI, A.; OSSO, P. y SALVATORE, M.C. (1997): «Geomorphological sketch map of the Mount Dickason area (Victoria Land, Antarctica) mapped by aerial photographs». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 20, 219-223.
- BIRKENMAJER, K. (1997): «Map of quaternary geology at Artowsky Station, King George Island, South Shetland Island (West Antarctica) 1/25000». *Studia Geológica Polonica*, 110.
- BENTLEY, M.J.; HODGSON, D.; SMITH, J.; O COFAIGH, C.; DOMACK, E.; LARTEER, R.; ROBERTS, S.; BRACHFELD, S.; LEVENTER, A.; HJORT, C.; HILLENBRAND, C. y EVANS, J. (2009): «Mechanisms of Holocene paleoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region». *The Holocene*, 19, 51-69.
- BJORCK, S.; HJORT, C.; INGOLFSSON, O.; ZALE, R. y 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.; BJORCK, S.; ELLIS-EVANS, J.C.; HATHWAY, B.; HERNÁNDEZ-CIFUENTES, F.; HJORT, C.; INGOLFSSON, O.; ISING, J.; LOMAS, S.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E.; KING, S. Eds.). British Antarctic Survey, Cambridge, 49-51.

- BRUNK, K. (1989): «Large scale geomorphologic-glaciological mapping of the arid high polar Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarctica (1:50,000)». *Berichte zur Polarforschung*, 66, 102.
- CLAPPERTON, C.M. (1971): *Geomorphology of the Stromness Bay-Cumberland Bay area, South Georgia*. British Antarctic Survey Scientific Reports, 70, 1:50000, with supplementary text, 25 pp.
- Ó COFAIGH, 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. y SIMMS, A.R. (2014): «Reconstruction of Ice-Sheet Changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews*, 100, 87-110.
- DAVIES, B.J.; GLASSER, N.F.; CARRIVICK, J.L.; HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L. y NYVLT, D. (2013): «Landscape evolution and ice-sheet behaviour in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula». *Special Publications of the Geological Society of London*, 381 (1), 353-395.
- DE PABLO, M.A.; RAMOS, M. y MOLINA, A. (2014): «Thermal characterization of the active layer at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula (Livingston Island), Antarctica». *Solid Earth*, 5, 721-739.
- DERBYSHIRE, E. y PETERSON, J.A. (1978): «A photo-geomorphic map of the Mt. Menzies Nunatak, Prince Charles Mountains, Australian Antarctic Territory». *Zeitschrift Gletschergeschichte und Glazialgeologie*, 14, 17-25.
- FRENCH, H.M. (2007): *The periglacial environment*. 3^a ed. Wiley, Chichester, UK.
- FORTIER, D. y Allard, M. (2004): «Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago», *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 997-1012.
- GÓMEZ-ORTIZ, A. (2006): *La unidad geomorfológica del Veleta: enclave singular de Sierra Nevada*, Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio Medio Ambiente, Bilbao.
- GOYANES, G.; VIEIRA, G.; CASELLI, A.; CARDOSO, M.; MAMY, A.; SANTOS, F.; BERNARDO, I. y HAUCK, C. (2014): «Local influences of geothermal anomalies on permafrost distribution in an active volcanic island (Deception Island, Antarctica)». *Geomorphology*, 225, 57-68.
- GUGLIELMIN, M.; BOSCHI, D.; D'AGATA, C.; ELLIS-EVANS, C. y WORLAND, M.R. (2008): «Periglacial and permafrost map of Signy Island, South Orkneys Islands, Maritime Antarctica» en *Proceedings of 9th International Conference on Permafrost* (KANE, D.L., HINKEL, K.M., Eds.). University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA, 1, 569-574.
- HALL, B.L. y PERRY, E.R. (2004): «Variations in Ice Rafted Detritus on beaches in the South Shetland Islands: a possible climate proxy». *Antarctic Science*, 16, 339-344.
- HANSOM, J.D. (1979): «Radiocarbon dating of a raised beach at 10 m in the South Shetland Islands, Antarctica». *Marine Geology*, 53, 211-229.
- HATHWAY, B. y LOMAS, S.A. (1998): «The Upper Jurassic-Lower cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations». *Cretaceous Research*, 19, 43-67.

- INGÓLFSSON, O.; HJORT, C.; BERKMAN, P.A.; BJÖRCK, S.; COLHOUN, E.; GOODWIN, I.D.; HALL, B.L.; HIRAKAWA, K.; MELLES, M. y PRENTICE, M.L. (1998): «Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land». *Antarctic Science*, 10, 326-344.
- INGÓLFSSON, O.; HJORT, C. y HUMLUN, O. (2003): «Glacial and climate history of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum». *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35, 175-186.
- JOLY, F. (1997): *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Armand Colin, Paris.
- JOHN, B. y SUGDEN, D.E. (1971): «Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands». *British Antarctic Survey Bulletin*, 24, 45-111.
- LIU, E.J.; OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; GIRALT, S.; GRANADOS, I.; PLA-RABES, S.; TORO, M. y GEYER, A. (2015): «Expanding the tephrostratigraphical framework for the South Shetland Islands, Antarctica, by combining compositional and textural tephra characterisation». *Sedimentary Geology*, doi: 10.1016/j.sedgeo.2015.08.002.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E. y ARCHE, A. (1996): *Geomorphological map of Byers Peninsula, Livingston Island. BAS Geomap Series. Sheet 5-A, 1:25,000*. British Antarctic Survey, Cambridge, UK.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. y SERRANO, E. (2002): «Geomorphology of Deception Island» en *Geology and Geomorphology of Deception Island. BAS Geomap Series. Sheet 6-A and 6-B* (LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SMELLIE, J.L.; THOMSON, J.W.; THOMSON, M.R.A. Eds.), British Antarctic Survey, Cambridge, UK, 31-39.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E. y LEE, J.I. (2002): *Geomorphological Map of Barton and Weaver Peninsulas. King George Island, Antarctica (1:10,000)*. Polar Science Laboratory, Korean Ocean Research and Development Institute KARP, Seoul.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; REY, J. y SMELLIE, J.L. (2000): *Geomorphological Map of Deception Island. BAS Geomap Series, Sheet 6-B, 1:25,000*. British Antarctic Survey, Cambridge.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S. y LINÉS, C. (2012): «Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region)». *Geomorphology*, 155, 62-79.
- MARCHANT, D.R.; DENTON, G.H. y SWISHER, C.C. (1993): «Miocene-Pliocene-Pleistocene glacial history of Arena Valley, Quartermain Mountains, Antarctica». *Geografiska Annaler*, 75-A, 269-302.
- MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; ROZAS-MUÑIZ, I.; TABOADA, T.; TORO, T.; GRANADOS, I.; GIRAT, S. y PLA-RABAS, S. (2014): «Factors controlling the geochemical composition of Limnopolare Lake sediments (Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Island, Antarctica) during the last ca. 1600 years». *Solid Earth*, 5, 651-663.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (2000): «El relieve de una vieja península volcánica en la Antártida: la Península de Byers en la Isla de Livingston». *Ería*, 53, 247-257.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E.; ARCHE, A. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1996): «Glacial geomorphology» 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. Eds.). British Antarctic Survey, Cambridge, 23-27.
- MAYEWSKI, P.A. y GOLDTHWAIT R.P. (1985): «Glacial events in the Transantarctic Mountains». *Antarctic Research Series*, 36, 275-324.
- MICHEL, R.F.M.; SCHAEFER, C.E.G.R.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SIMAS, F.N.B.; HAUS, N.W.; SERRANO, E. y BOCKHEIM, J. (2014): «Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica». *Geomorphology*, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.03.041.
- MILLIKEN, K.T.; ANDERSON, J.B.; WELLNER, J.S.; BOHATY, S.M. y 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. y 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.; GAGAN, M.K.; HINDMARSH, R.C.A.; ARROWSMITH, C. FLEET, L.; TRIEST, J.; SIME, L.C.; ALEMANEY, O. y FOORD, S. (2012): «Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history». *Nature*, 489, 141-144.
- OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; GIRALT, S.; GRANADOS, I.; PLA, S.; TORO, M.; SANJURJO, J.; LIU, E.J. y VIEIRA, G. (2016): «The Holocene deglaciation of the Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica) based on the dating of lake sedimentary records». *Geomorphology*.
- OLIVA, M.; VIEIRA, G.; PINA, P.; PEREIRA, P.; NEVES, M. y FREITAS, C. (2014): «Sedimentological characteristics of the ice-wedge polygon terrain in Adventalen (Svalbard) – environmental and climatic implications for the Late Holocene». *Solid Earth*, 5, 901-914.
- OLIVA, M. y RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2015): «Coupling patterns between para-glacial and permafrost degradation responses in Antarctica». *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1227-1238.
- PARICA, C.A.; SALANI, F.M.; VERA, E.; REMESAL, M. y CÉSARI, S.N. (2007): «Geología de la formación Cerro Negro (Cretácico) en la isla Livingston: aportes a su geocronología y contenido paleontológico». *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62, 553-567.
- PEARSON, M.; STEHBERG, R.; ZARANKÍN, A.; SENATORE, M.X. y GATICA, C. (2010): «Conserving the oldest historic sites in the Antarctic: the challenges in managing the sealing sites in the South Shetland Islands». *Polar Record*, 46, 57-64.
- RAFFI, R. y STENNI, B. (2011): «Isotopic composition and thermal regime of ice wedges in northern Victoria Land, East Antarctica». *Permafrost and Periglacial Processes*, 22, 65-83.
- SALVATORE, M.C.; BONDESAN, A.; MENEGHEL, M.; BARONI, C. y OROMBELLI, G. (1997): «Geomorphological sketch map of the Evans Cove area (Victoria Land, Antarctica)». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 20, 283-290.
- SEONG, Y.B.; OWEN, L.A.; LIM, H.S.; YOON, H.I.; KIM, Y.; LEE, Y.I. y 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. (2003): «Paisaje y pisos geocológicos en las áreas libres de hielo de la Antártida Marítima (Islas Shetland del Sur)». *Boletín de la AGE*, 35, 5-32.
- SERRANO, E. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1997a): «Evolución de las formas del relieve y los depósitos superficiales cuaternarios en la Isla Media Luna. Islas Shetland del Sur». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 93, 207-218.
- SERRANO, E. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1997b): «Geomorfología de la Península Copermine, Isla Robert, Islas Shetland del Sur, Antártida». *Serie Científica INACH*, 47, 19-29.
- SERRANO, E. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2000): «Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica». *Geomorphology*, 35, 145-162.
- SERRANO, E.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; CUCHÍ, J.A.; DURÁN, J.J.; MINK, S. y NAVAS, A. (2008): «Permafrost in the South Shetland Islands (Maritime Antarctica): spatial distribution pattern» en *Proceedings of 9th International Conference on Permafrost* (Kane, D.L.; Hinkel, K.M. Eds.). University of Alaska Fairbanks, Alaska, USA, 2, 1621-1625.
- SERRANO, E.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1996): «Periglacial and nival forms and deposits» 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. Eds.). British Antarctic Survey, Cambridge, 28-34.
- SIMMS, A.R.; MILLIKEN, K. T. ANDERSON, J.B. y WELLNER, J. (2011): «The marine record of deglaciation of the South Shetland Islands, Antarctica since the last glacial maximum». *Quaternary Science Reviews*, 30, 13-14.
- STUIVER, M.; DENTON, G.H.; HUGHES, T. y FASTOOK, J.L. (1981): «McMurdo sound, Antarctica. Ross Sea Drift and associated features (Scale 1:250,000)» en *The last great Ice Sheets* (DENTON G.H. y HUGHES, T. Eds.). Wiley Interscience, New York, 319-369.
- The RAISED Consortium (2014): «A community-based geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum». *Quaternary Science Reviews*, 100, 1-9.
- TORO, M.; CAMACHO, A.; ROCHERA, C.; RICO, E.; BAÑÓN, M.; FERNÁNDEZ-VALIENTE, E.; MARCO, E.; JUSTEL, A.; AVENDAÑO, M.C.; ARIOSA, Y.; VINCENT, W.F. y QUESADA, A. (2007): «Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in maritime Antarctica». *Polar Biology*, 30, 635-649.
- TORO, M.; GRANADOS, I.; PLA, S.; GIRALT, S.; ANTONIADES, D.; GALÁN, L.; MARTÍNEZ-CORTIZAS, A.; LIM, H.S. y APPLEBY, P.G. (2013): «Chronostratigraphy of the sedimentary record of Limnopolar Lake, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica». *Antarctic Science*, 25, 198-212.
- VERA, M.L. (2011): «Colonization and demographic structure of *Deschampsia Antarctica* and *Colobanthus quitensis* along an altitudinal gradient on Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica». *Polar Research*, 30, 7146.

- VIEIRA, G.; BOCKHEIM, J.; GUGLIELMIN, M.; BALKS, M.; ABRAMOV, A.A.; BOELHOUWERS, J.; CANNONE, N.; GANZERT, L.; GILICHINSKY, D.; GORYACHKIN, S.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; RAFFI, R.; RAMOS, M.; SCHAEFER, C.; SERRANO, E.; SIMAS, F.; SLETTEN, R. y WAGNER, D. (2010): «Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: advances during the international polar year 2007-2008». *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 182-197.
- WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Arnold. Londres.
- 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. y MORETON, S.G.; (2011): «A new relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica». *Quaternary Science Reviews*, 30, 3152-3170.
- WEBER, M.E.; CLARK, P.U.; KUHN, G.; TIMMERMANN, A. SPRENK, D.; GLADSTONE, R.; ZHANG, X.; LOHMANN, G.; MENVIEL, L.; CHIKAMOTO, M.O.; FRIEDRICH, T. y OHLWEIN, C. (2014): «Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation», *Nature*, 510, 134-138.
- YOSHIDA, Y. (1961): «Preliminary report on geomorphological survey of the Yamato Mountains, East Antarctica». *Antarctic Record*, 13, 1077-1080.
- ZARANKIN, A. y SENATORE, M.X. (2005): «Archaeology in Antarctica: Nineteenth-Century Capitalism Expansion Strategies». *International Journal of Historical Archaeology*, 9, 43-56.
- ZHANG, Q. y PETERSON, J.A. (1984): «A geomorphology and Late Quaternary geology of the Vestfold Hills, Antarctica». *Australian National Antarctic Research Expeditions, Anare Reports*, 133, 1-84.