



# Caracterización geomorfológica y sedimentológica del campo de eskers de Estancia Harberton, costa norte de canal Beagle, Argentina

**Juan Federico PONCE<sup>1,2</sup>, Luis DÍAZ BALOCCHI<sup>1,3</sup>, Ramiro, LÓPEZ<sup>1</sup> y Cristina SAN MARTIN<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> CADIC-CONICET, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. Email: jfedeponce@gmail.com

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, Ushuaia, Tierra del Fuego.

<sup>3</sup> Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Buenos Aires.

**Editores invitados:** Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019

Aceptado: 17 octubre, 2019

## RESUMEN

Un campo de eskers ha sido recientemente identificado en la costa N de canal Beagle, en la confluencia de los valles Carbajal-Lasifashaj y Beagle (54°51'1"S; 67°27'17"O). En este trabajo se presentan un mapa geomorfológico detallado de su área de emplazamiento, un análisis morfométrico del total de los eskers y estudios sedimentológicos sobre dos de estas geoformas. El campo de eskers se compone de un mínimo de 53 geoformas divididas en dos grupos ubicados al O y E del río Lasifashaj. Las orientaciones predominante de los eskers coinciden con la de un sistema de canales glaciales localizados hacia el sudeste. Esta circunstancia permite establecer una relación entre el origen de ambos grupos de geoformas. Las características morfológicas de los eskers permiten inferir un origen subglacial para los mismos bajo una cubierta de hielo muy delgada, posiblemente en un sector marginal del glaciar asociado a un ambiente de desintegración glacial con presencia de hielo estancado. Esta situación podría estar asociada a la interacción de las aguas de fusión del paleoglaciar Carbajal-Lasifashaj con el paleoglaciar Beagle, luego de la desconexión entre ambos cuerpos de hielo durante la etapa inicial de Tardiglacial. Este trabajo representa el primer análisis geomorfológico y sedimentológico de un campo de eskers en Patagonia y la primera mención de este tipo de geoformas en Canal Beagle.

**Palabras clave:** *geomorfología glacial, geoformas subglaciales, Tierra del Fuego.*

## ABSTRACT

*Geomorphological and sedimentological characterization of the esker field of Ea. Harberton, northern coast of Beagle Channel, Argentina.*

An esker field has been identified in the northern coast of the Beagle Channel, in the confluence of Carbajal-Lasifashaj and Beagle Channel valleys (54°51'1"S; 67°27'17"W). In this paper we present a geomorphological map, a morphometric analysis and a sedimentological study of the eskers. The eskers field is composed by a minimum of 53 landforms divided in two groups located east and west of the Lasifashaj river. Their azimuth orientation matches the azimuth orientation of meltwater channels located at southeast of the eskers field. These characteristics demonstrate that the eskers origin is related to the meltwater environment. The morphometric characteristic indicate a subglacial origin for the eskers under atmospheric pressure in thin ice conditions, probably close to the ice margin with development of stagnant ice. This situation could be associated with the interaction between Carbajal-Lasifashaj paleoglacier meltwaters and Beagle paleoglacier stagnant ice after the disconnection between both ice bodies, during Lateglacial times. This paper presents the first geomorphological and sedimentological analysis of eskers in Patagonia and the first mention of these types of landforms in Beagle Channel.

**Key words:** *glacial geomorphology, subglacial landforms, Tierra del Fuego.*

## INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en sector S de la porción Argentina de la isla Grande de Tierra del Fuego, en la confluencia de los valles Carbajal y canal Beagle (Fig. 1). Allí ha sido identificado recientemente un campo de eskers ubicado 2 km al N de la costa de canal Beagle, dentro de los límites de la estancia Harberton. Los eskers son geoformas con aspecto de crestas sinuosas compuestas de grava y arena glacial con gran desarrollo longitudinal (Warren y Ashley 1994). Representan depósitos de corrientes generados en canales de drenaje en posición englacial, supraglacial y subglacial (Banerjee y McDonald 1975, Storrar et al. 2014). Si bien los eskers aislados son comunes, tienden a presentarse en grupo como ocurre en grandes áreas del norte de EEUU, Canadá y Escandinavia (Banerjee y McDonald 1975). En planta presentan aspectos muy variados, que incluyen formas de crestas simples continuas de secciones transversales uniformes, crestas simples de variada altura y anchura, crestas simples bajas enlazando numerosos montículos desconectados o complejos sistemas entrelazados de crestas confluentes y difluentes (Benn y Evans 2010). La mayoría de los eskers presentan una disposición subparalela a la dirección de flujo del glaciar que los generó.

Los eskers son comunes en áreas englazadas por casquetes de hielo continental pleistocenos de base templada (Prest et al. 1968, Clark et al. 2004, Aylsworth et al. 2012, Storrar et al. 2013). Han sido utilizados por numerosos autores para interpretar la historia de deglaciación de grandes áreas del Hemisferio Norte (Shreve 1985, Aylsworth y Shiels 1989, Ashley et al. 1991, Dyke y Prest 1987, Margold et al. 2013). El análisis morfométrico de los eskers puede brindar además valiosa información sobre dinámica y paleohidrología glacial (Perkins et al. 2016). Si bien la existencia de este tipo de geoformas ha sido ampliamente documentada en el Hemisferio Norte, en zonas afectadas por englazamiento continental durante el Pleistoceno tardío, son escasas las menciones en el Hemisferio Sur y particularmente en Patagonia. En Patagonia S se han cartografiado eskers en mapas geomorfológicos de los lóbulos de englazamiento del Lago Buenos Aires (Bendle et al. 2017) y Bahía Inútil-San Sebastián (Darvill et al. 2014), sin embargo estos trabajos carecen de un análisis geomorfológico detallado sobre estas geoformas. Ponce et al. (2017) presentan en un resumen una breve descripción de un campo de eskers localizado en el sector sur del lago Viedma, en el interior de un campo de megafletes y plantean una discusión sobre su origen.

Por otro lado, son escasos los trabajos sobre geomorfología glacial en el área de estudio. Caldenius (1932) describe morenas terminales y depósitos glaciales en las costas de

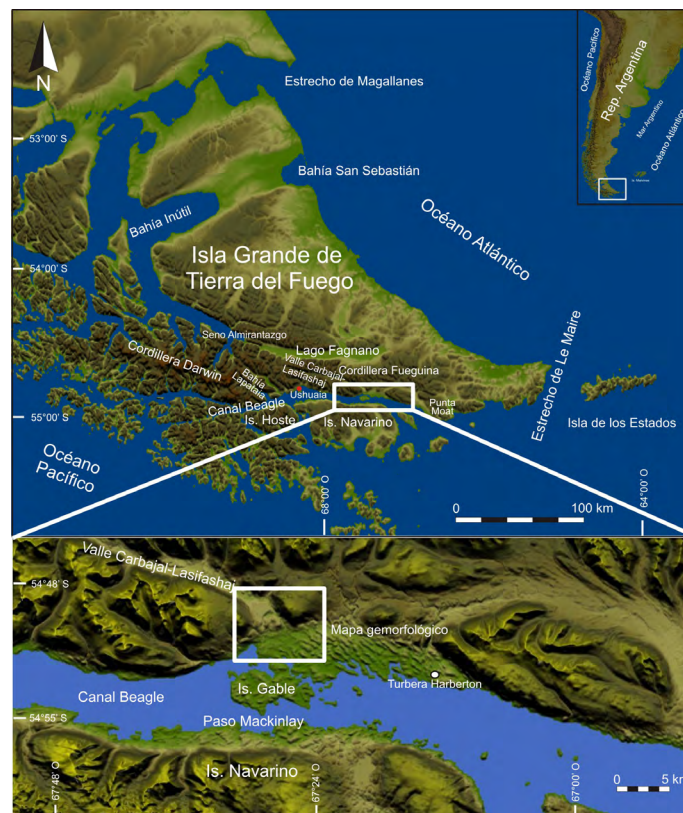


Figura 1. Ubicación área de estudio.

estancia Harberton, isla Gable y costa sur de canal Beagle, frente a isla Gable (Fig. 1). Auer (1956) hace referencia a al menos diez arcos morénicos en este sector del canal. Rabassa et al. (1986) aceptan el carácter de morenas terminales para los depósitos glaciales de Isla Gable. Rabassa et al. (1990) reinterpretan la geomorfología de este sector del canal como un extenso campo de drumlins activo durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 24000 años AP; Rabassa 2008) el cual se extiende a lo largo de la costa de estancia Harberton, isla Gable y costa sur de canal Beagle, frente a Isla Gable. Finalmente Antonione (2006), en un trabajo de tesis de licenciatura inédito, realizó un detallado análisis geomorfológico del campo de drumlins de estancia Harberton.

En este trabajo se dan a conocer un mapa geomorfológico detallado del campo de eskers de estancia Harberton y su área de emplazamiento, junto a una descripción morfológica y sedimentológica de los eskers, planteándose además una discusión sobre las condiciones paleoglaciológicas bajo las cuales se generaron.

## MARCO GEOLÓGICO

El canal Beagle se encuentra ubicado en el extremo sur

de la isla Grande de Tierra del Fuego, al pie de la cordillera de los Andes (Fig. 1). Se extiende a lo largo de 270 km en dirección O-E, desde la cordillera Darwin al oeste hasta el extremo este de la cordillera Fueguina, conectando aguas de los océanos Pacífico y Atlántico. En el sector oeste el canal se divide en dos brazos, noroeste y sudoeste. En la porción este el canal se encuentra rodeado por las islas Hoste y Navarino, al sur y la isla Grande de Tierra del Fuego al norte (Fig. 1).

El canal Beagle se desarrolla a lo largo de una falla de primer orden, hasta el momento sin evidencias fehacientes para definir su cinemática. Los trabajos existentes no son concluyentes tampoco respecto a la edad del fallamiento (Cunningham 1995, Klepeis et al. 2010).

Las unidades mesozoicas que dominan en ambas márgenes a lo largo del sector centro y este del canal Beagle corresponden a secuencias volcano-sedimentarias de bajo grado metamórfico de las formaciones Lemaire y Yahgán. La Formación Lemaire (Borello 1969), constituye un complejo meta-volcánico submarino de rift del Jurásico superior conformado por lavas, rocas subvolcánicas y rocas piroclásticas asociadas con tufitas, areniscas, lutitas, pizarras oscuras radiolaríticas y conglomerados en menor proporción. Intercaladas en esta secuencia aparecen rocas básicas de composición basáltica a basandesítica (Olivero y Martinioni 2001). La Formación Lemaire se extiende conformando una faja discontinua en sentido noroeste desde el oeste, que bordea el flanco norte de cordillera Darwin, atravesando toda la isla Grande hasta la Isla de los Estados. En el área de estudio, rocas de esta unidad ocupan una pequeña porción en su extremo noroeste, en el valle Lasifashaj. La Formación Yahgan (Kranck 1932) se extiende entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior y constituye una espesa sucesión de rocas volcanoclásticas marinas, que incluye conglomerados, areniscas grauvacas, fangolitas, niveles de chert y tobas, con bajo grado metamórfico (Olivero y Martinioni 2001). Los términos finos dominan en la costa N del canal, mientras que los gruesos dominan en la costa S y hacia el interior de las islas Hoste y Navarino (Olivero y Martinioni 2001) (Fig. 1). Estas rocas se han interpretado como el relleno clástico de la cuenca marginal de Rocas Verdes, depositadas sobre un sustrato conformado por corteza oceánica y continental (Olivero y Martinioni 2001). Rocas de esta formación constituyen el sustrato de casi la totalidad del área de estudio.

Depósitos de till, grava y arena generados durante las glaciaciones del Pleistoceno tardío cubren a las metamorfitas de la Formación Yahgan en los sectores más bajos de los Andes Fueguinos y en zonas adyacentes a las costas de Canal Beagle (Rabassa et al. 1990, Rabassa et al. 2000). Finalmente,

a escasos metros de la línea de costa actual se desarrollan depósitos de grava y arena asociados a terrazas marinas elevadas y cordones litorales correspondientes al evento transgresivo del Holoceno medio (Rabassa et al. 1986, Gordillo et al. 1992, Isla y Bujalesky 2008, Zangrando et al. 2016)

## Último Máximo Glacial y Tardiglacial en canal Beagle

El canal Beagle fue ocupado por el hielo en reiteradas ocasiones durante las diferentes glaciaciones del Pleistoceno. Durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 24000 años AP; Rabassa 2008) el paleoglaciario Beagle alcanzó un gran desarrollo ocupando la totalidad del Canal Beagle (Fig. 2). Este glaciar de descarga tenía sus nacientes en el manto de hielo de montaña de la Cordillera Darwin y su frente se habría ubicado en cercanías a Punta Moat (Fig. 2), en donde han sido descritos los arcos morénicos más externos (Rabassa et al. 2000), extendiéndose por más de 230 km en dirección O-E. Durante su recorrido el paleoglaciario Beagle recibía el aporte de glaciares tributarios desde los circos y valles interiores de los cordones montañosos desarrollados en ambas márgenes del valle. A lo largo del actual valle Carbajal-Lasifashaj (Figs. 1 y 2) fluyó el paleoglaciario Carbajal-Lasifashaj, el glaciar tributario de mayores dimensiones. Este era un glaciar de tipo alpino debido a que tenía sus nacientes fuera del manto del hielo de cordillera Darwin, en un grupo de pequeños circos localizados en la cabecera del valle Carbajal (Rabassa et al. 2000) y se unía al paleoglaciario Beagle en el área de la estancia Harberton, extendiéndose por 70 km en dirección ONO-ESE (Fig. 2).

De acuerdo con el fechado radiocarbónico de la base de la turbera de Puerto Harberton (Fig. 1), el retroceso del paleoglaciario Beagle desde su posición más externa, habría comenzado con anterioridad a los 16.152 años C14 AP (19.061 años cal. A.P., Savoretti et al. 2016). Edades basales de turberas



Figura 2. Tierra del Fuego durante el Último Máximo Glacial (24.000 años A.P.).



ubicadas en el extremo oeste del canal Beagle indican que el retroceso definitivo del hielo en el canal se habría producido hacia los 15.000 años cal. A.P., quedando los glaciares tributarios relegados al interior de sus fiordos (Hall et al. 2013).

## METODOLOGÍA

El relevamiento geomorfológico del área de estudio se realizó mediante análisis de imágenes satelitales, modelos de elevación digital (MED) y trabajo de campo. Para la elaboración del mapa geomorfológico y mediciones morfométricas

(Fig. 3) se utilizó el programa QGIS versión 3.6 Noosa. Se utilizaron como mapa base imágenes Google Earth y Bing junto a MEDs ALOS Palsar de 12 x 12 m de resolución espacial. El trabajo de campo consistió en la identificación, descripción, mapeo y toma de muestras sobre geformas de interés. Con el objetivo de caracterizar sedimentológicamente a los eskers se obtuvieron 10 muestras para análisis granulométrico. Las muestras fueron tomadas en calicatas realizadas en diferentes niveles de dos eskers a una profundidad de 50 cm y analizadas en el laboratorio de análisis textural del CADIC.

Con el objetivo de interpretar la arquitectura interna de los eskers se utilizó un Georradar o Ground Penetrating Radar

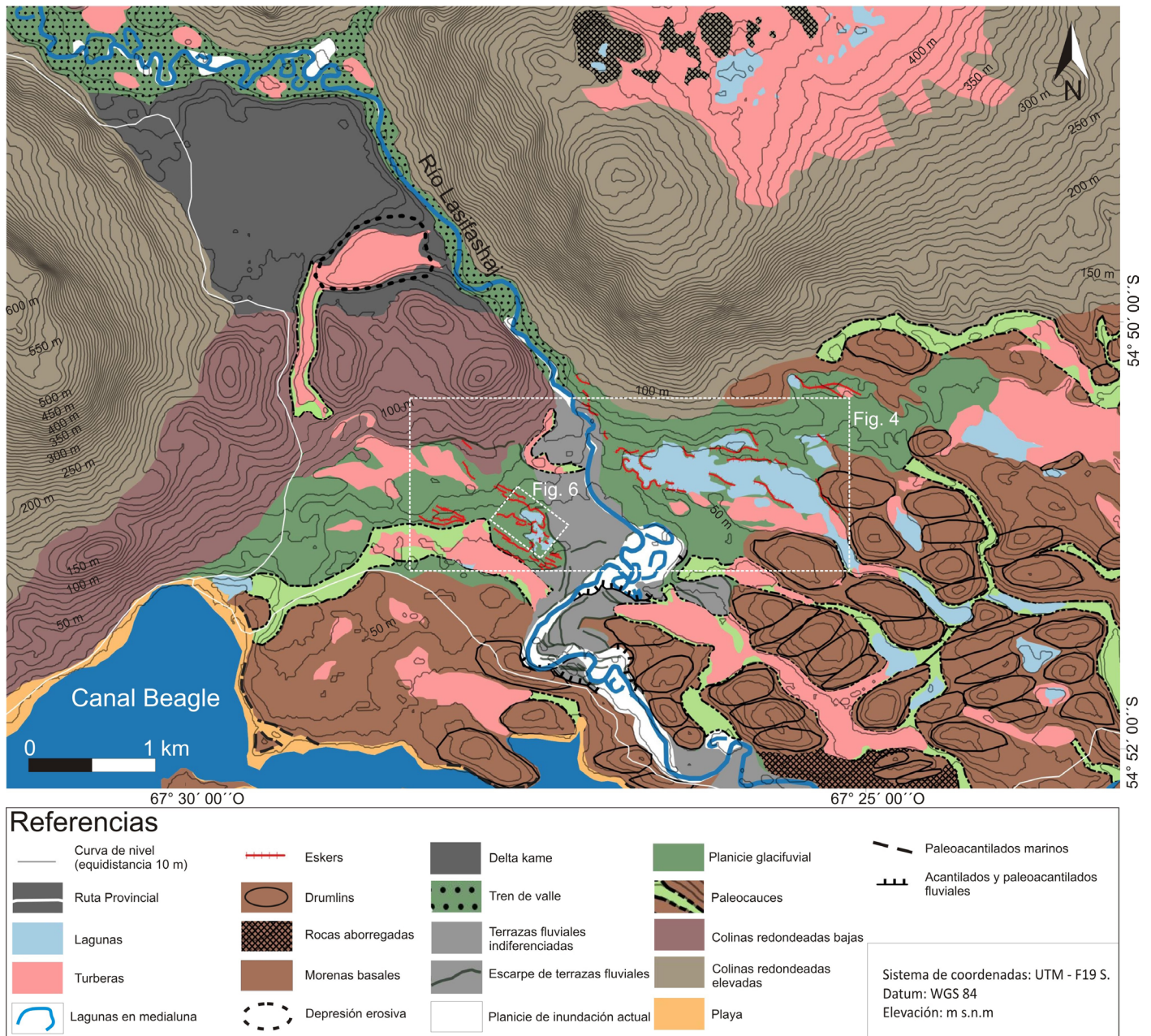


Figura 3. Mapa geomorfológico área de estudio con ubicación de la figura 4 y 6.

(GPR) marca GSSI modelo SIR 3000 con antena de 200 Mhz. Se realizaron 2 transectas, una longitudinal de 30 m de longitud y otra transversal de 40 m de longitud (Fig. 6).

Además, para una mejor caracterización morfológica de los eskers, se realizó un relevamiento fotogramétrico de un sector del campo de eskers con utilización de VANT (Vehículo Aéreo no Tripulado) marca DJI modelo Phantom 4. El plan de vuelo fue elaborado con el programa Pix4D a una altura de vuelo de 80 m. El MED de alta resolución (20,8 cm/pix) se generó con el GPS interno del VANT a través del programa Agisoft photoScan (Fig. 6). Se utilizó un GPSD marca Trimble Rs8 sistema ppp de 5 cm resolución espacial horizontal y 8 cm vertical para la obtención de las alturas de los eskers.

## RESULTADOS

### Geomorfología del área de estudio

El campo de eskers aquí presentado se localiza en la costa norte del Canal Beagle, a una distancia mínima de 1.5 km de la línea de costa actual, en la confluencia de los valles Carbajal-Lasifashaj de orientación ONO-ESE y Canal Beagle de orientación E-O (Fig. 3). En este sector el Canal Beagle presenta las menores profundidades (-30 m) debido a la presencia de un umbral rocoso a la altura del paso Mackinlay (Bujalesky et al. 2004). El campo de eskers se ubica 50 km al oeste del límite propuesto para la máxima extensión del paleoglacial Beagle durante el UMG. Los eskers se encuentran sobre una planicie glacifluvial que se desarrolla entre un pequeño grupo de colinas bajas redondeadas y un campo de drumlins (Fig. 3). Hacia el noroeste del campo de eskers se localizan las colinas bajas y suaves, las cuales marcan el límite entre ambos valles. Estas colinas se encuentran en contacto directo hacia el noroeste con un delta kame de 4 km<sup>2</sup> de superficie, localizado en la desembocadura del valle Carbajal-Lasifashaj a una cota promedio de 115 m (Fig. 3). Un escarpe de 45 m de altura separa la superficie del delta kame de la planicie glacifluvial del Río Lasifashaj con la cual limita hacia el noroeste. En el extremo sur, el delta kame se encuentra interrumpido por una profunda depresión de 40 m de desnivel conectada hacia el oeste con un paleocauce (Fig. 3), el cual atraviesa el grupo de colinas bajas y termina en una planicie glacifluvial. Hacia el este, la depresión se conecta directamente con el valle del río Lasifashaj. El piso de esta depresión actualmente se encuentra ocupado por una turbera. Hacia el sureste, el campo de eskers limita con un campo de drumlins en contacto directo con el mar (Fig. 3) originalmente descrito por Rabassa et al. (1986) y estudiado

por Antonione (2006). Ocupa una superficie total cercana a los 100 km<sup>2</sup> y está compuesto por 332 drumlins. En el área de estudio se observan 42 drumlins con orientaciones predominantes O-E y ONO-ESE. Asociados a este campo, sobre el sector SE del área de estudio se observan rocas aborregadas con una orientación similar a la de los drumlins. El campo de drumlins y el sistema de eskers se encuentran disectados por extensos y profundos paleocauces, actualmente ocupados por turberas y lagos. La orientación predominante de los paleocauces es NO-SE a NNO-SSE (Fig. 3), similar a la del valle del río Lasifashaj. Algunos de estos paleocauces y las zonas interdrumlins en el sector costero se encuentran parcialmente inundados por el mar, dando origen a un gran número de pequeñas bahías. Sobre la zona costera también se desarrollan paleocantilados originados sobre drumlins y morenas basales. Se encuentran a una distancia promedio de 60 m de la línea de costa actual.



**Figura 4.** Imagen Google Earth de la totalidad del campo de eskers indicando sectores este y oeste con ubicación del MED.

### Descripción morfométrica de los eskers

El campo de eskers de estancia Harberton cubre una superficie de 6 km<sup>2</sup> y se compone de 53 geoformas (Figs. 3 y 4). La altura del campo de eskers respecto al nivel del mar varía entre 65 y 25 m. Los eskers se encuentran separados en dos grupos debido a la acción erosiva del río Lasifashaj, con presencia de varios niveles de terrazas, por lo cual no se descarta la existencia de un mayor número de eskers con anterioridad al desarrollo del río. El grupo ubicado al oeste del río Lasifashaj presenta la particularidad de finalizar aguas abajo en un entramado de pequeños eskers con una aparente distribución radial, similar a un delta (Figs. 4 y 5a). Los del sector este se encuentran parcialmente cubiertos por el bosque de Nothofagus por lo que su morfología es más difícil observar (Figs. 4 y 5b). Estos últimos presentan formas más sinuosas y discontinuas que los del sector oeste. Varios de ellos se encuentran en contacto y rodeando un pequeño lago el cual se comunica en su sector sudeste con un extenso paleocauce (Figs. 3 y 4).



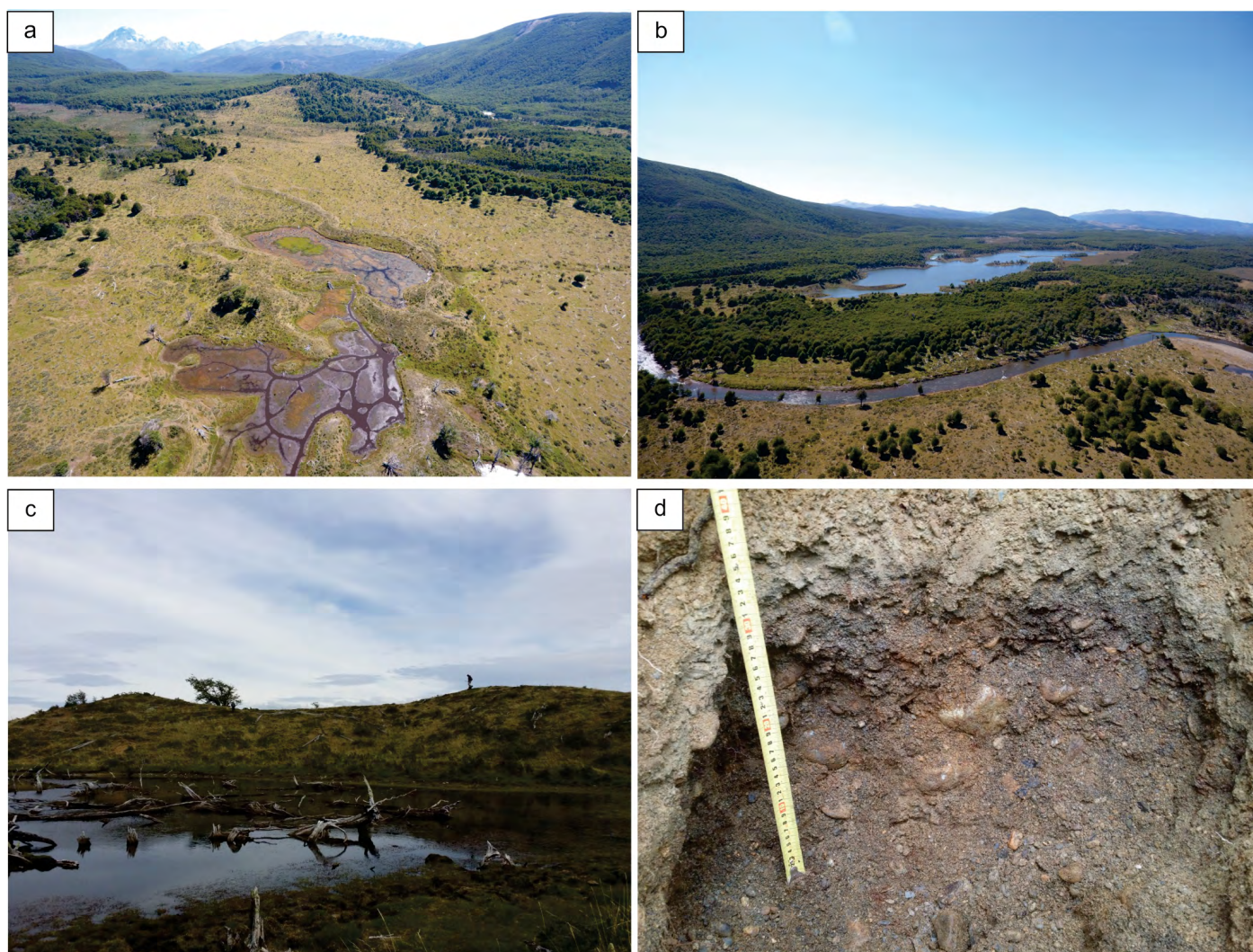
Siguiendo la clasificación de Perkins et al. (2016) los eskers presentan en general formas de crestas simples redondeadas (Figs. 5 a y c). La orientación media es N123°, coincidente con la del valle Carbajal-Lasifashaj. Presentan un espaciamiento lateral promedio entre eskers adyacentes de 65 m, con un máximo de 210 m y un mínimo de 7 m. La longitud media es de 159 m, con un máximo de 443 y un mínimo de 28. El ancho medio es de 22 m, con un mínimo de 10 y un máximo de 60. Las alturas medidas con GPSD indican valores máximos de 9 m y mínimo de 1 m (Fig. 6). La sinuosidad de las crestas de los eskers se expresa como la razón entre la longitud de esta y la longitud medida en línea recta entre el punto inicial y el final de la geoforma (Storrar et al. 2014). Los eskers de estancia Harberton presenta un valor medio de sinuosidad de 1.1.

Sobre dos de los eskers de mayor tamaño se realizaron perfiles topográficos longitudinales y transversales a partir de

un MED de alta resolución generado mediante fotogrametría de imágenes obtenidas con VANT (Fig. 6). Los perfiles longitudinales son irregulares (Fig. 6 perfiles 1 y 5), las pendientes presentan direcciones predominantes hacia el ESE, coincidente con la pendiente regional, pero se observan pequeños tramos en donde la pendiente presenta una dirección opuesta. La pendiente longitudinal varía entre 0° y 5°. Los perfiles transversales muestran pendientes más regulares, con valores comprendidos entre 25° y 11° (Fig. 6 perfiles 2, 3, 4 y 6). Las laderas orientadas hacia el sudoeste presentan valores medios de 22° y las orientadas hacia el noreste de 18°.

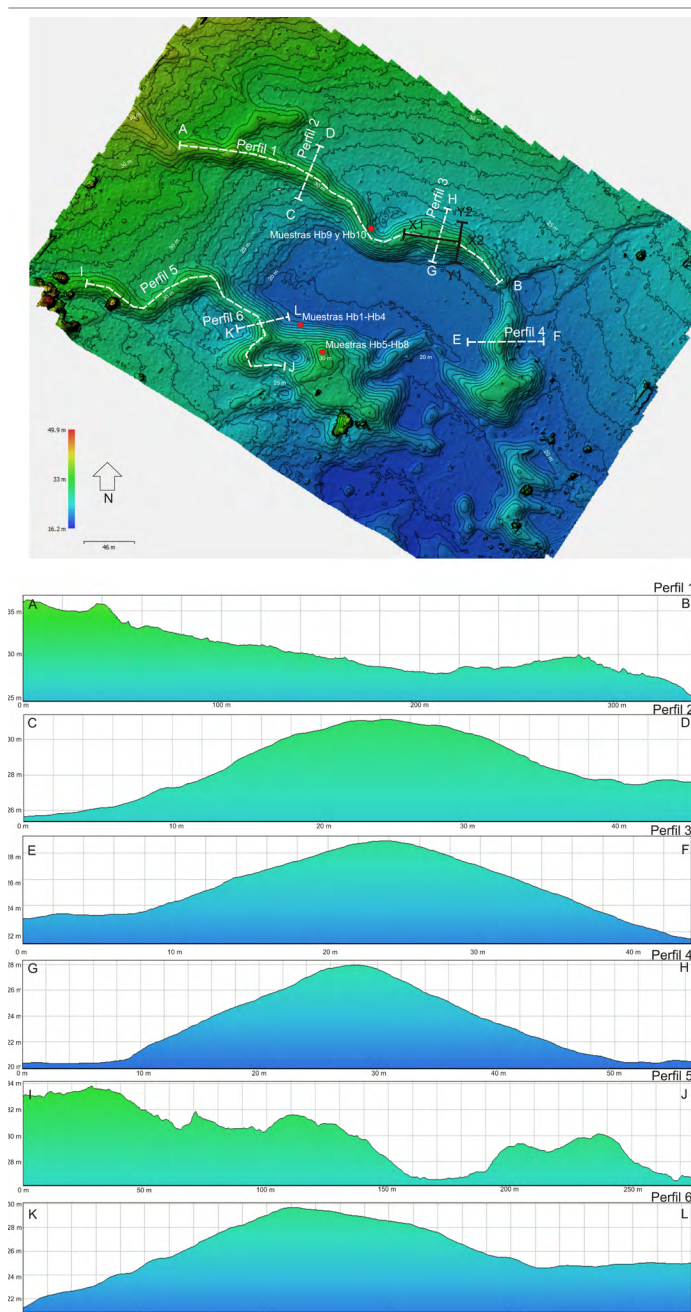
### Sedimentología de los eskers

Observaciones sedimentológicas fueron realizadas sobre la superficie de los eskers y mediante calicatas realizadas en diferentes cotas, debido a la ausencia de cortes naturales del terreno (Fig. 5d). Además se realizaron análisis granulométricos



**Figura 5.** Fotografías aéreas obtenidas con VANT: a) campo de eskers sector oeste; b) campo de eskers sector este; c) Vista lateral de uno de los eskers del sector oeste; d) detalle de la composición sedimentológica de uno de los eskers.





**Figura 6.** Arriba: modelo digital del terreno de alta resolución con curvas de nivel con equidistancia de 1 m generado por fotogrametría SfM-MVS con una plataforma aérea VANT. La imagen incluye la ubicación de perfiles topográficos con trazo blanco discontinuo y de los perfiles RADAR con trazo negro continuo. También se indican la ubicación de las diferentes muestras obtenidas para análisis granulométricos. Abajo: perfiles topográficos longitudinales y transversales de dos eskers.

tricos de 9 muestras provenientes de dos eskers (Fig 6). La superficie de las geoformas está compuesta por grava con matriz de arena media a gruesa y niveles de arena gruesa, excepto en la cresta en donde se observan clastos de grava bien seleccionados y sin matriz. Internamente estas geoformas están compuestas principalmente por grava con abundante matriz arenosa, dispuestas en niveles de 30 cm de es-

pesor promedio (Fig. 5d). La mayoría de estos niveles son masivos, sin embargo algunos presentan estratificación horizontal y entrecruzada planar. Entre los niveles de gravas se observan algunas intercalaciones de lentes arenosas de 10 a 15 cm de espesor. Los niveles de grava presentan en promedio la siguiente composición: 51 % grava, 26 % de arena principalmente muy gruesa (12 %), 15 % gravilla, 7 % de limo y 1 % de arcilla. Los niveles arenosos esta compuestos por: 34 % de arena gruesa, 24 % de grava, 18 % de arena media, 10 % de arena gruesa muy gruesa, 5 % de gravilla, 3 % de arena fina, 3 % de limo, 2 % de arena muy fina y 1 % de grava fina.

### Relevamiento con Georradar

Se relevaron dos perfiles con georradar cortando uno de los eskers de forma longitudinal y transversal (Fig. 6 transectas X1-X2 e Y1-Y2). Sólo se interpretaron los primeros 5 metros de los perfiles debido a que en ese sector se observó el mejor registro (Fig. 7).

Las cinco facies radar identificadas siguen los criterios de reconocimiento propuestos por Perkins et al. (2016) y Burke et al. (2010, 2012b y 2015). Se consideran los arreglos internos de grupos de reflectores según su disposición y continuidad lateral separados por superficies limitantes. Las facies se numeran y describen en cada perfil considerando la magnitud de su desarrollo espacial, comenzando con las más abundantes. Posteriormente, cada facies se relaciona con un elemento arquitectural estratigráfico haciendo una serie de consideraciones que a continuación se detallan.

#### **Facies radar 1 - rellenos de canal y acreción vertical:**

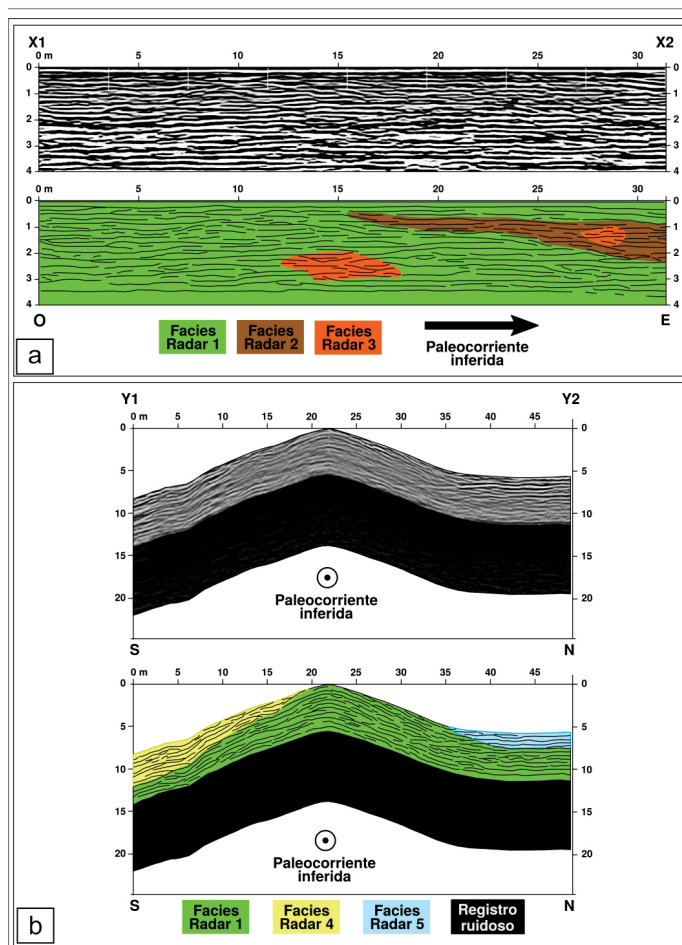
Esta facies presenta un arreglo de reflectores con buena continuidad lateral y disposición horizontal o con muy bajas inclinaciones (Fig. 7). Aparecen ubicadas concordantemente sobre el sustrato del relevamiento con georradar (no hay discordancia angular con el basamento). Esta facies se interpreta como el depósito (arenoso o gravoso) de acreción vertical y relleno de un canal (limitado por paredes de hielo) mediante lecho plano o migración de formas de lecho que no llegan a distinguirse en el relevamiento.

**Facies radar 2-migración de barras:** En el perfil longitudinal a la geoforma aparecen reflectores de menor continuidad que los anteriormente descritos y que inclinan aguas abajo de la paleocorriente inferida. Los mismos apoyan en relación de onlap sobre reflectores inclinados muy continuos que se interpretan como una superficie limitante (Fig. 7a). La cuña correspondiente a esta facies radar se interpreta como el arreglo de bancos que evidencian la progradación de formas de lecho arenosas o gravosas (barras) con preservación de las caras de avance.

**Facies radar 3 - lentes de grava gruesa o bloques:** Se identificaron áreas lenticulares con presencia de horizontes de muy poca continuidad lateral e inclinaciones caóticas (Fig. 7a). Siguiendo lo expuesto por Burke et al. (2010) se puede inferir que las reflexiones son provocadas por elementos puntuales que contrastan con su contexto. En este caso se infiere que corresponden a lentes de gravas masivas con buena selección vinculadas a rellenos de barras o a bloques aislados.

**Facies radar 4 - transporte perpendicular a la paleocorriente y acreción lateral:** En el perfil transversal a la geoforma se reconoce una superficie limitante en el sector sur. Debajo de ella los reflectores se disponen concordantes al sustrato y a la topografía. Los reflectores ubicados sobre ella se apoyan en relación de *onlap*, exhibiendo menor continuidad lateral y un cambio de inclinación (Fig. 7b). Este arreglo puede asociarse a depósitos generados por migración de formas de lecho en dirección perpendicular a la paleocorriente o flujos helicoidales en canales restringidos por paredes de hielo.

**Facies radar 5 - depósitos de planicie glacifluvial:** Hacia el norte del perfil transversal se encuentran reflectores subhorizontales con buena continuidad lateral y que cortan en marcada discordancia angular con la facies 1, que conforma la mayor parte de la geoforma. Este arreglo se interpreta como la evidencia de bancos con depósitos glacifluviales externos a la geoforma relevada.



**Figura 7.** Perfiles RADAR en un esker. a) Perfil longitudinal; b) Perfil transversal.

## DISCUSIÓN

Las características morfológicas aquí presentadas para el campo de eskers de estancia Harberton (formas de crestas simples redondeadas de baja sinuosidad y gran extensión longitudinal con valores de pendientes longitudinales bajos y elevadas pendientes transversales) coinciden con aquellas descritas por diversos autores para este tipo de geoformas (Warren y Ashley 1994; Been y Evans 2010, Banerjee y McDonald 1975, Brennand 2000, Storrar et al. 2014). En cuanto a la composición sedimentológica, la predominancia de grava y arena gruesa, tanto masivas como con estructuras tractivas indican un origen para estos depósitos por medio de corrientes tractivas de alta energía. Estas características sedimentológicas coinciden también con las presentadas por varios autores para la definición de eskers (Martini et al. 2001, Bennett y Glasser 2009, Benn y Evans 2010). Benn y Evans (2010) indican que los eskers presentan una amplia variedad de facies, desde limo, arena, grava y bloques hasta diamictos matriz-soportados. Cortes transversales y longitudinales a lo

largo de eskers revelan complejas sucesiones de sedimentos con estratificación entrecruzada planar y con presencia de geometrías de corte y relleno (Benn y Evans 2010). En los eskers de estancia Harberton, los perfiles relevados con georradar muestran esta complejidad de elementos arquitecturales con la presencia de facies radar correspondientes a corte y relleno de canal con acreción vertical, migración de barras, lentes de grava y acreción lateral separadas por superficies limitantes. Estas facies evidencian una sedimentación con fluctuaciones de procesos a lo largo del tiempo, posiblemente debidos a cambios glaciológicos y/o hidrodinámicos que fueron reorganizando la distribución espacial de los canales, el espacio de acomodación de sedimentos y la energía de las corrientes.

El análisis geomorfológico del área de estudio indica la existencia de dos ambientes glaciales principales superpuestos. Un ambiente subglacial inicial en el cual se generó el campo de drumlins con una dirección predominante O-E y un ambiente de intensa fusión glacial sobreimpuesto al anterior, en el cual se generaron un gran número de profundos canales



glacifluviales que erosionaron a los drumlins, principalmente en las zonas más bajas, con una dirección predominante NO-SE. La dirección predominante de las geoformas asociadas a este último ambiente coincide con las de los eskers, por lo cual su origen parece estar relacionado a este proceso.

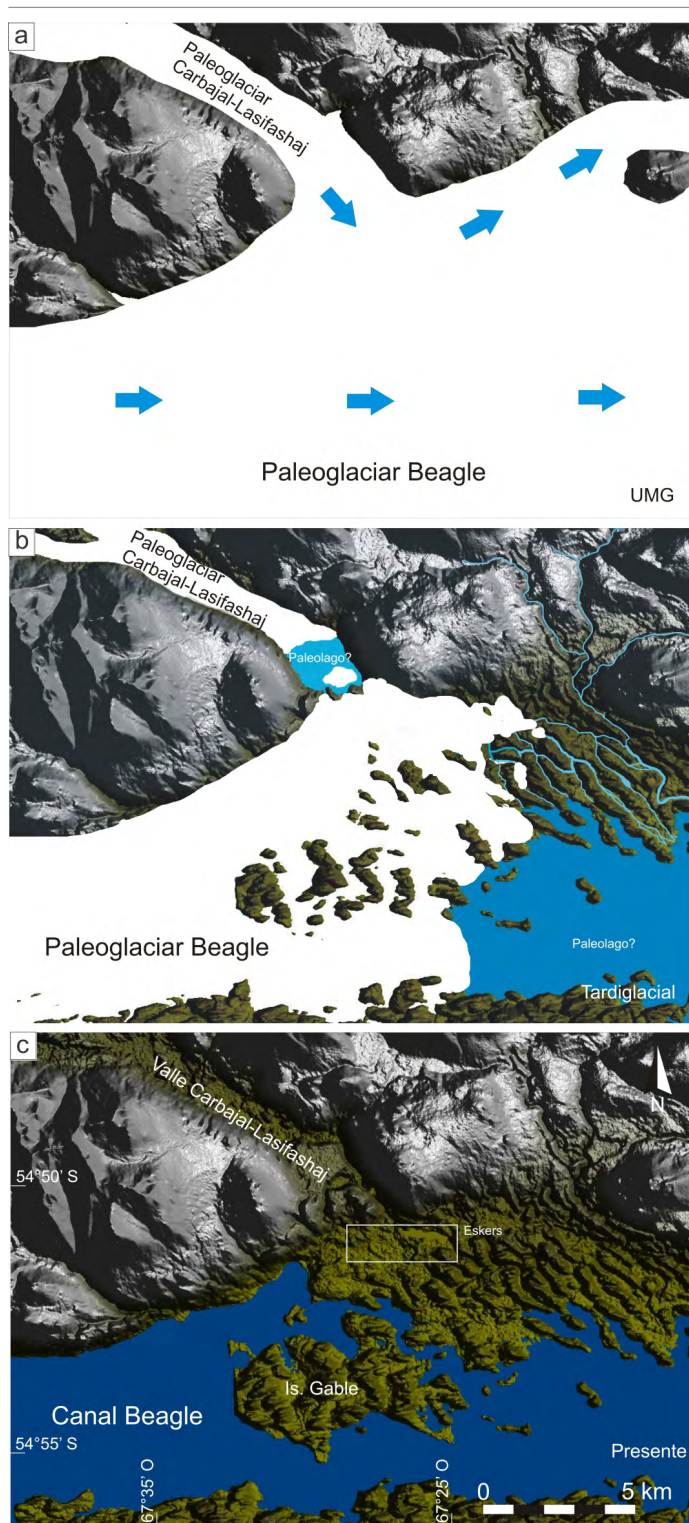
Perkins et al. (2016) proponen una clasificación morfométrica para eskers teniendo en cuenta el contexto geomorfológico, sinuosidad, forma de la sección transversal y arquitectura sedimentaria. Esta clasificación permite inferir la posición de formación de los eskers en relación a la superficie del hielo. Las características morfológicas de los eskers de estancia Harberton, tanto los del sector este como los del sector oeste, permiten incluirlos dentro del tipo 1 (subglaciales) de la clasificación de Perkins et al. (2016). Estos autores proponen que el tipo de crestas y la sinuosidad de los eskers reflejan fuertemente el tipo de canal en el cual se formaron. Tanto las crestas redondeadas como la baja sinuosidad de los eskers de estancia Harberton (1.1) está de acuerdo con un origen subglacial de los mismos (Burke et al. 2012a, Atkinson et al. 2013). Perkins et al. (2016) subdividen los eskers de tipo 1 en un subtipo 1 b el cual incluye crestas redondeadas, con reducido espaciado lateral, de pequeño tamaño y con bajo grado de segmentación. Además presentan la particularidad de terminar en un ensanchamiento en varias crestas planas tipo abanico. La terminación en forma de abanico y su reducida extensión longitudinal indicarían que este tipo de eskers se forman cerca del margen del hielo. Estas características morfométricas son similares a las del grupo de eskers del sector oeste del área de estudio, por lo cual estos eskers podrían incluirse dentro del tipo 1 b de la clasificación de Perkins et al. (2016). En el grupo de eskers del sector oeste la existencia de una terminación en forma de abanico conformada por eskers de reducida extensión confirmaría su desarrollo en una zona marginal del hielo. Perkins et al. (2016) atribuyen como posible origen de este tipo de eskers a la ocurrencia de flujos de inundación de tipo catastróficos, como por ejemplo eventos tipo *Glacier Lake Outburst Flood (GLOF)* o una importante fuente de aporte de agua de fusión.

Las pendientes longitudinales generales de los eskers analizados coinciden con la pendiente topográfica del área. Benn y Evans (2010) proponen que cuando los túneles subglaciales o englaciales se encuentran a una presión atmosférica, el flujo de agua sigue la pendiente local semejante al comportamiento de un curso de agua en condiciones subaéreas, por lo tanto los eskers depositados en este tipo de túneles se encuentran alineados pendiente abajo, como ocurre con los de Ea. Harberton. Estos eskers son típicos

de márgenes de glaciares delgados, en donde las tasas de cierre por deslizamiento de los túneles es baja (Johansson 1994, Syverson et al. 1994), son generalmente más cortos y rectos de lo normal y comúnmente se asocian a terrazas kame o canales de drenaje laterales es sus extremos superiores y con geoformas de desintegración de hielo es sus extremos inferiores (Sugden y John 1976). Un contexto geomorfológico similar a este último podría interpretarse en el área de estudio, con la presencia de un gran delta kame ubicado aguas arriba del campo de eskers y un ambiente de desintegración glacial con presencia de múltiples canales y depresiones entre los drumlins ubicado aguas abajo (Fig. 3). La presencia del delta kame podría estar indicando una desconexión entre los paleoglaciares Carbajal-Lasifashaj y Beagle en la zona de las colinas bajas ubicada en la confluencia de ambos valles, con generación de un lago entre ambos cuerpos de hielo. Este lago se podría haber originado producto del endicamiento de las aguas de fusión del paleoglacial Carbajal-Lasifashaj por presencia aún del paleoglacial Beagle o de sus morenas laterales y/o las colinas bajas y redondeadas (Fig. 8). La profunda incisión que presenta el delta kame indica una fuerte acción erosiva de las aguas del paleolago, con drenaje inicial a través del paleocauce ubicado al O del delta kame y posteriormente a lo largo del actual valle del río Lasifashaj. Dada la magnitud de este rasgo erosivo el evento de desagüe del paleolago podría haber sido de tipo repentino y catastrófico, similar a un GLOF. Este evento podría estar relacionado con la formación de los eskers como describe Perkins et al. (2016) para el origen de algunos eskers de tipo 1 a y b.

El umbral de rocas que provoca un alto topográfico en este sector del canal Beagle podría haber favorecido el rápido adelgazamiento del hielo del paleoglacial Beagle, provocando un paisaje de desintegración glacial producto de la presencia de bloques de hielo estancado junto a una intensa escorrentía de tipo superficial y subglacial (Fig. 8). Bujalesky et al. (2004) describen en el sector oeste del paso Mackilay la presencia de pequeñas morenas sumergidas interpretadas por estos autores como morenas de retroceso. Esta situación de rápida ablación de hielo estancado habría favorecido la formación y conservación de los eskers. Martini et al. (2001) indica que los eskers son conservados sin modificaciones únicamente en hielo estancado o "muerto" en la porción terminal de un glaciar.

La existencia de un fechado basal en una turbera ubicada 15 km al E del campo de eskers (Savoretti et al. 2016) permite proponer la edad de 19.061 años cal A.P. como edad mínima de formación para los eskers. La edad máxima



**Figura 8.** Evolución geomorfológica del área de estudio: a) Ambiente subglacial con formación de drumlins durante el Último Máximo Glaciar; b) Ambiente de fusión glacial con formación de eskers durante la primera etapa del Tardiglacial; c) Presente.

estaría definida por el UMG en la región (24.000 años A.P., Rabassa 2008). Por lo cual se estima una edad Tardiglacial temprano para la formación del sistema de eskers.

## CONCLUSIONES

Sobre la costa norte de canal Beagle, en la confluencia de los valles Carbajal-Lasifashaj y Beagle, ha sido identificado un campo de eskers. Las características morfológicas y sedimentológicas de este grupo de geoformas justifican el uso del término eskers para su denominación. Este trabajo representa el primer análisis geomorfológico y sedimentológico de un sistema de eskers en Patagonia y la primera mención de este tipo de geoformas en canal Beagle.

El contexto geomorfológico en el que se encuentran los eskers indica un origen asociado a un ambiente de fusión glacial y de interacción entre los paleoglaciares Beagle y Carbajal-Lasifashaj.

Las características morfológicas de los eskers de estancia Harberton permiten inferir un origen subglacial para los mismos, bajo una cubierta de hielo muy delgada e inactiva (hielo estancado).

La presencia de un delta kame hacia el NO del campo de eskers podría estar indicando una desconexión entre los paleoglaciares Carbajal-Lasifashaj y Beagle en la zona de confluencia de ambos valles, con generación de un lago entre ambos cuerpos de hielo, producto del endicamiento de las aguas de fusión del paleoglaciario Carbajal-Lasifashaj por presencia aún del paleoglaciario Beagle o de sus morenas laterales y/o por la presencia de un grupo de colinas bajas.

Evidencias geomorfológicas indican que el desagüe del paleolago pudo haber sido repentino a través un evento tipo GLOF. La interacción de las aguas provenientes del drenaje del paleolago con el paleoglaciario Beagle podría haber generado un gran flujo de agua subglacial que promovió la formación de los eskers.

La interpretación de la historia geomorfológica del área y la presencia de edades basales en turberas en la región permitieron estimar una edad Tardiglacial temprano para la formación de los eskers, proponiéndose una edad mínima cercana a los 19.000 años cal. A.P.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a los propietarios de la estancia Harberton por permitir el acceso al área de estudio. A Andrea Coronato por la discusión en la interpretación de la historia geomorfológica del área. A Pau Montero por colaborar con el trabajo de campo y en la discusión de resultados parciales. A Alejandro Montes por la discusión de los resultados del relevamiento con GPR y a Ignacio Magneres por la realización de los análisis granulométricos.



## REFERENCIAS

- Atkinson, N., Andriashek, L.D. y Slattery, S.R. 2013. Morphological analysis and evolution of buried tunnel valleys in northeast Alberta, Canada. *Quaternary Science Reviews* 65: 53-72.
- Antonione, G. 2006. La Genesi dei Drrumlin Tardo Pleistoceni nell'Analisi Geomorfologica di Estancia Harberton (Terra del Fuocco, Argentina). Tesis de Licenciatura. Facolta' Di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali. Universita degli Study di Trieste 151p.
- Ashley, G. M., Boothroyd, J. C. y Borns, H. W. Jr. 1991. Sedimentology of late Pleistocene (Laurentide) deglacialphase deposits, eastern Maine: An example of a temperate marine grounded ice sheet margin. En: Anderson, J. B., y Ashley, G. M. (eds.), *Glacial marine sedimentation: Paleoclimatic significance*. Geological Society of America, Special Paper 261: 107-125.
- Auer, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: the Ice and Interglacial Ages. *Annales Academia Scientiarum Fennicae, Series A III* 45: 1-22.
- Aylsworth, J.M. y Shilts, W.W. 1989a. Bedforms of the Keewatin Ice-Sheet, Canada. *Sedimentary Geology* 62: 407-428.
- Aylsworth, J. M. y Shilts, W. W. 1989b. Glacial features around the Keewatin Ice Divide: Districts of Mackenzie and Keewatin. *Geological Survey of Canada Paper* 88-24, 1-21.
- Banerjee, I. y McDonald, B.C. 1975. Nature of esker sedimentation. In: Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM Special Publication 23: 304-320.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciations*. Hodder Education, 802 p., London.
- Bennett, M.M y Glasser, N.F. 2009. *Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms* 385 p.
- Bendle, J.M., Thorndycraft, V.R., Palmer y A.P. 2017. The glacial geomorphology of the Lago Buenos Aires and Lago Pueyrredón ice lobes of central Patagonia, *Journal of Maps* 13: 654-673.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciations*. Hodder Education, 802 p., London.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales* 14: 1-136, Buenos Aires.
- Bujalesky, G., Alotta, S. e Isla, F. 2004. Facies de subfondo del Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(1): 29-37.
- Burke, M.J., Woodward, J., Russell, A.J., Fleisher, P.J. y Bailey, P.K. 2010. The sedimentary architecture of outburst flood eskers: a comparison of ground-penetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Skeiðarárjökull, Iceland. *Geological Society of America Bulletin* 122(9-10): 1637-1645.
- Burke, M.J., Brennand, T.A. y Perkins, A.J. 2012a. Evolution of the subglacial hydrologic system beneath the rapidly decaying Cordilleran Ice Sheet caused by icedammed lake drainage: implications for meltwater-induced ice acceleration. *Quaternary Science Reviews* 50: 125-140.
- Burke, M.J., Brennand, T.A. y Perkins, A.J. 2012b. Transient subglacial hydrology of a thin ice sheet: insights from the Chasm esker, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews* 58: 30-55.
- Burke, M.J., Brennand, T.A. y Sjogren, D.B. 2015. The role of sediment supply in esker formation and ice tunnel evolution. *Quaternary Science Reviews* 115: 50-77.
- Caldenius, C. 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, 95-148, Buenos Aires.
- Clark, C.D., Evans, D.J.A., Khatwa, A., Bradwell, T., Jordan, C., Marsh, S., Mitchell, W. y Bateman, M. 2004. Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas* 33: 359-375.
- Cunningham, D.W. 1993. Strike-slip faults in the Southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186.
- Darvill, C.M., Stokes, C.R., Bentley, M.J. y Lovell, H. 2014. A glacial geomorphological map of the southernmost ice lobes of Patagonia: the Bahía Inútil - San Sebastián, Magellan, Otway, Skyring and Río Gallegos lobes, *Journal of Maps* 10: 500-520.
- Dyke, A.S. y Prest, V. 1987. Late Wisconsin and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41: 237-263.
- Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P., Rabassa, J y Saliège, J. 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99: 41-54.
- Hall, B.L., Porter, C.T., Denton, G.H., Lowell, T.V. y Bromley, G.R.M. 2013. Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews* 62: 49-55.
- Isla, F.I. y Bujalesky, G. 2008. Coastal Geology and morphology of Patagonia and Fuegian Archipelago. En Rabassa, J.R. (ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. Elsevier Science Publishers 10: 227-240.
- Johansson, P. 1994. The subglacially engorged eskers in the Lutto river basin, northeastern Finnish Lapland. En: Warren, W. P. and Croot, D. G. (eds), *Formation and Deformation of Glacial Deposits*. Balkema, 89-94, Rotterdam.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpozois, C. y Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29: TC3014.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* 4: 1-231.
- Margold, M., Jansson, K.N., Kleman, J., Stroeven, A.P. y Clague, J.J. 2013. Retreat pattern of the Cordilleran Ice Sheet in central British Columbia at the end of the last glaciation reconstructed from glacial meltwater landforms. *Boreas* 42: 830-847.

- Martini, P.I., Brookfield, M.E. y Sadura, S. 2001. Principles of glacial geomorphology and geology. Prentice Hall, 381p., New Jersey.
- Olivero, E. y Martinioni, D. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 175-188.
- Perkins, A.J., Brennand, T.A. y Burke, A. 2016. Towards a morphogenetic classification of eskers: Implications for modelling ice sheet hydrology. *Quaternary Science Reviews* 134:19-38.
- Ponce, J.F., Gonzalez Guillot, M. y Díaz Balocchi, L. 2017. Megaflutes y eskers en Lago Viedma, provincia de Santa Cruz. XX Congreso Geológico Argentino. Actas: 135-137, San Miguel de Tucumán.
- Prest, V.K., Grant, D.R. y Rampton, V.N. 1968. Glacial Map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1253A, 1:5,000,000.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J., ed., "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego". *Developments in Quaternary Science* 11, Elsevier, 513 p., Amsterdam.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Stuckenrath, R. 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4: 291-309.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí Bono, C. y Coronato, A. 1990. Internal structure of drumlins in Gable Island, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *LUNDQUA Report* 32: 3-6, Lund.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, J., Gordillo, S., Roig, F., Borromei, A. y Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Savoretti, A., Candel, M.S., Fernández, M., Suárez, G., Iglesias, A. y Ponce, J.F. 2016. Late Glacial pioneer vegetation and paleoenvironments in the Beagle Channel, Tierra del Fuego, southernmost Argentina: preliminary results. XIV International Palynological Congress and X International Organisation of Palaeobotany Conference, Actas: 306. Salvador.
- Shreve, R. L. 1985. Late Wisconsin ice-surface profile calculated from esker paths and types, Katahdin esker system, Maine: *Quaternary Research*, 23: 27-37.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R. y Evans, D.J.A. 2013. A map of Canadian eskers from Landsat satellite imagery. *Journal Maps* 9: 456-473.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R. y Evans, D.J.A., 2014. Morphometry and pattern of a large samples (N20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*. 105: 1-25.
- Sugden, D. E. y John, B. S. 1976. *Glaciers and Landscape*. Arnold, 367 p., London.
- Syverson, K. M., Gaffield, S. J. y Mickelson, D. M. 1994. Comparison of esker morphology and sedimentology with former ice-surface topography, Burroughs Glacier, Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 106: 1130-42.
- Warren, W. P. y Ashley, G. M. 1994. Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *Journal of Sedimentary Research* A64: 433-49.
- Zangrando, A. F., Ponce, J. F., Martinoli, M. P., Montes, A., Piana, E. y Vanella, F. 2016. Palaeogeographic changes drove prehistoric fishing practices in the Cambaceres Bay (Tierra del Fuego, Argentina) during the middle and late Holocene. *Environmental Archeology*. 21(2): 182-192.