

EL CAMPO DE DRUMLINS, FLUTES Y MEGAFLUTES DE LAGO VIEDMA, PLEISTOCENO TARDÍO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Juan F. PONCE¹, Jorge RABASSA^{1,2}, David SERRAT³ y Oscar A. MARTÍNEZ⁴

¹CADIC-CONICET, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina, jfponce@cadic-conicet.gob.ar

²Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, sede Ushuaia.

³Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalunya.

⁴Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, sede Esquel.

RESUMEN

Un nuevo campo de drumlins, *flutes* y *megaflutes* ha sido identificado en el sector oriental del lago Viedma (49° 48' S, 77° 55' O). En este trabajo se describen y reconocen sus elementos integrantes. Este campo de geoformas subglaciales integra las morenas de fondo de la Última Glaciación. Se ha reconocido un mínimo de 19 drumlins y 199 *flutes* y *megaflutes*. Se realizó un estudio morfométrico de detalle sobre una muestra escogida de 101 de estas geoformas. El estudio muestra que los *megaflutes* son mucho más frecuentes que los *flutes* y drumlins, lo cual está probablemente relacionado con la dinámica del glaciar que los ha originado y las características de la carga sedimentaria basal. Se han relevado sus orientaciones acimutales por sectores y realizado perfiles longitudinales y transversales obtenidos en el terreno en dos geoformas seleccionadas. Además, se ha determinado que la orientación de los ejes mayores de estas geoformas es casi sub-paralela para cada uno de los sectores, pero varía sustancialmente entre el sector norte (entre N 85° E y N 37° E) y el sector sur (entre N 145° SE y N 133° SE). Esta circunstancia demuestra que las geoformas se han generado en la base del lóbulo finiglacial del Paleoglaciario Viedma, cuando éste abandonaba el valle en el cual estaba confinado y en el cual había modelado la artesa que ocupa actualmente el lago Viedma, para luego expandirse y extenderse hacia el este como un glaciar de piedemonte.

Palabras clave: *Geomorfología, glacial, Patagonia.*

ABSTRACT

The drumlin, flute and megaflute field of lago Viedma (Late Pleistocene, Santa Cruz province).

A new drumlin, flute and megaflute field has been identified in the eastern shores of lago Viedma (49° 48' S, 77° 55' W). In this paper, their geomorphological components are identified and described. This subglacial landform field is part of the Last Glaciation ground moraines. A minimum of 19 drumlins and 199 flutes and megaflutes have been identified. A detailed morphometric study has been completed on a selected sample of 101 landforms. The study shows that megaflutes are much more frequent than flutes and drumlins, which is probably related to glacier dynamics and bed load conditions. Their azimuth orientations have been surveyed for each sector and longitudinal and transversal profiles have been measured in the field on selected landforms. In addition, it has been determined that the main axes orientation is almost sub-parallel in each of the identified sectors, but it is substantially different between the northern sector (ranging from N 85° E to N 37° E) and the southern sector (between N 145° SE and N 133° SE). This characteristic demonstrates that the landforms have been generated at the base of the Finiglacial lobe of the Viedma Paleoglacier, when this ice body abandoned the valley where it was confined and in which it had eroded the glacial valley that it is presently occupied by lago Viedma, and afterwards expanding and extending eastwards as a piedmont glacier.

Keywords: *Geomorphology, glacial, Patagonia.*

INTRODUCCIÓN

Los drumlins, *flutes* y *megaflutes* son geoformas de génesis subglacial, que constituyen una serie continua, generadas dinámicamente bajo glaciares activos de base

templada, cuyo espesor se halla entre 300 y 500 m y que aparecen orientadas en el sentido de movimiento del glaciar. Se consideran drumlins aquellas geoformas en las cuales la relación longitud/ancho (l/a) es menor a 4. Se denominan *flutes*

y *megaflutes* aquellas geoformas cuya relación l/a es mayor que 4 (Rose 1987). Drumlins, *flutes* y *megaflutes* nunca se encuentran aislados, sino que se asocian en grupos que componen campos de estas geoformas. La presencia de campos

de drumlins, *flutes* y *megaflutes* está representada principalmente en el hemisferio norte (Embleton y King 1975) en zonas afectadas por englazamiento continental durante el Pleistoceno tardío, tales como norte y noreste de los Estados Unidos, Canadá, Gran Bretaña, Irlanda y Escandinavia (Fairbridge 1968, Prest 1983, Mills 1987, Rudberg 1987, Glückert 1973, Hättestrand 1998, Seppälä 2005).

En el hemisferio sur, estas geoformas sólo se han reconocido en la Patagonia austral (Argentina y Chile) según Rabassa (2008). Strelin y Malagnino (1996) describieron morenas aflautadas (*fluted moraines*) y drumlins en morenas pertenecientes a diversas glaciaciones en el valle del río Santa Cruz. En este trabajo también se describió el corte de un depósito de till que presenta su sección superior drumlinizada. Estos autores realizaron el mapeo del campo de drumlins que se desarrollan sobre las morenas El Tranquilo 1 y El Tranquilo 2, indicando además la forma de abanico que presenta. Ercolano *et al.* (2004) describieron drumlins y formas drumlinoides de edad Pleistoceno temprano en Estancia Sofía, Provincia de Santa Cruz. Clapperton (1989), Porter (1990) y Meglioli (1992) mencionaron drumlins de edad Pleistoceno tardío en las cercanías de la laguna Cabeza de Mar, en el estrecho de Magallanes. Rabassa *et al.* (1988, 1990) describieron un campo de drumlins en el área de Estancia Harberton e isla Gable en el canal Beagle (Tierra del Fuego), correspondiente al Último Máximo Glacial (UMG), ca. 24.000 años cal. A.P. (Rabassa 2008). En esta región, otro campo de geoformas drumlinoides ubicado en punta Moat (extremo este de canal Beagle) está siendo estudiado por D. Serrat y J.F. Ponce (en preparación). Drumlins también han sido reportados en Antártida (Rabassa 1987, Sawagaki y Hirakawa 1997, entre otros).

En lago Viedma, la existencia de un campo de drumlins y otras geoformas subglaciales fue mencionada por primera vez por Wenzens *et al.* (1997) quienes lo incluyeron como “*fluted moraine*” en un mapa geomorfológico del sector este del río Guanaco, en la cabecera del lago Viedma. Estas geoformas no fueron descriptas

ni analizadas en detalle. Así mismo, éstas aparecen en los mapas publicados por Glasser *et al.* (2008), pero en dicha contribución no se discuten sus características, génesis ni edad.

En el presente trabajo se da a conocer un mapa detallado de la totalidad del campo de drumlins, *flutes* y *megaflutes* del lago Viedma, junto a una descripción de los elementos componentes de estas geoformas mediante observaciones de campo, análisis de imágenes satelitales y confección de perfiles topográficos.

MARCO GEOLÓGICO

El lago Viedma se encuentra ubicado en el sector sudoeste de la provincia de Santa Cruz, al pie de la cordillera de los Andes (Fig. 1). Este lago presenta una superficie aproximada de 1200 km², un perímetro cercano a 247 km y una longitud máxima de 78 km con rumbo N 110° SE. Su ancho varía entre 20 y 12 km aproximadamente. A través del río la Leona, ubicado al este del lago, el mismo drena sus aguas hacia el lago Argentino, localizado 40 km al sur. En el extremo oeste del lago se encuentra el glaciar Viedma, de unos 90 km² de superficie y un largo aproximado de 16 km. Este glaciar se desprende del campo de hielo patagónico con una orientación N 125° SE y termina en el lago con una orientación N 15°. Dos fiordos, de aproximadamente 12 y 8 km de longitud respectivamente, se desarrollan en los extremos sudoeste y noroeste del lago.

A lo largo de las márgenes norte y sur del lago afloran rocas sedimentarias marinas del Cretácico medio, correspondientes a las formaciones Río Mayer, Lago Viedma, Puesto El Álamo, Anita y Chorrillos. Estas rocas conforman las principales colinas que rodean por el norte y sur la cuenca del lago Viedma, con alturas máximas cercanas a los 1400 m s. n. m. Se trata en general de areniscas y pelitas portadoras de fauna fósil de ambientes de plataforma que gradan a sistemas deltaicos y fluviales (Panza *et al.* 2003). Al norte del lago se presentan basaltos correspondientes al ciclo basáltico del Mioceno tardío-Plioceno temprano. Estos basaltos dan origen a va-

rias mesetas, entre ellas la meseta Desocupada (1000 m s. n. m., Fig. 1). Esta meseta está conformada por más de 15 coladas de basaltos con una potencia general de más de 180 m (Panza y Franchi 2002). Las coladas basales están derramadas sobre sedimentitas cretácicas, en tanto que las superiores están interstratificadas con niveles de till y otros depósitos glaciarios (Mercer 1976). Dataciones radimétricas presentadas en Mercer *et al.* (1975) arrojaron valores de 3,48 a 4,3 Ma para esta serie de coladas. Hacia el extremo oeste, en el sector cordillerano del lago Viedma se desarrolla el Complejo El Quemado de edad jurásica media a superior. Se trata de volcánicas de arco a retroarco compuestas por rocas lávicas (andesitas, dacitas y riolitas) y rocas piroclásticas (ignimbritas y tobas de caída) (Riccardi 1971, Panza y Haller 2002). Estas rocas yacen en discordancia angular sobre rocas del Paleozoico de la Formación Río Lácteo (sedimentitas y leptometamorfitas de prisma de acreción (Panza *et al.* 2003). Gruesos mantos de till y depósitos morénicos generados como consecuencia de los sucesivos eventos glaciarios del Plio-Pleistoceno cubren a las sedimentitas cretácicas y se intercalan con los basaltos pliocenos.

Glaciaciones en lago Viedma: aspectos generales

Son escasos los trabajos realizados hasta el momento sobre la historia glacial del área del lago Viedma (Caldenius 1932, Feruglio 1950, Mercer *et al.* 1975, Wenzens 1999, 2000 y Wenzens *et al.* 1996). Estos estudios sugieren el desarrollo de glaciaciones pedemontanas de edad pre-Pleistoceno, al igual que en el lago Buenos Aires (46°29'S, 71°23'O Mercer 1976; Malagnino, 1995, Ton-That *et al.* 1999). Malagnino (1995) describió por primera vez glaciaciones pedemontanas en la cuenca del lago Buenos Aires. En este trabajo el autor describió y mapeó a un sistema morénico de 10 a 12 km de ancho y un espesor de 30 metros compuesto por morenas de empuje y cizalla con estructuras glaciectónicas. Glaciaciones pedemontanas han sido también descritas en los lagos Argentino (51°15'S, 72°25'O, Strelin 1995) y San Martín (49°08'S, 72°19'O; Glasser *et al.* 2011).

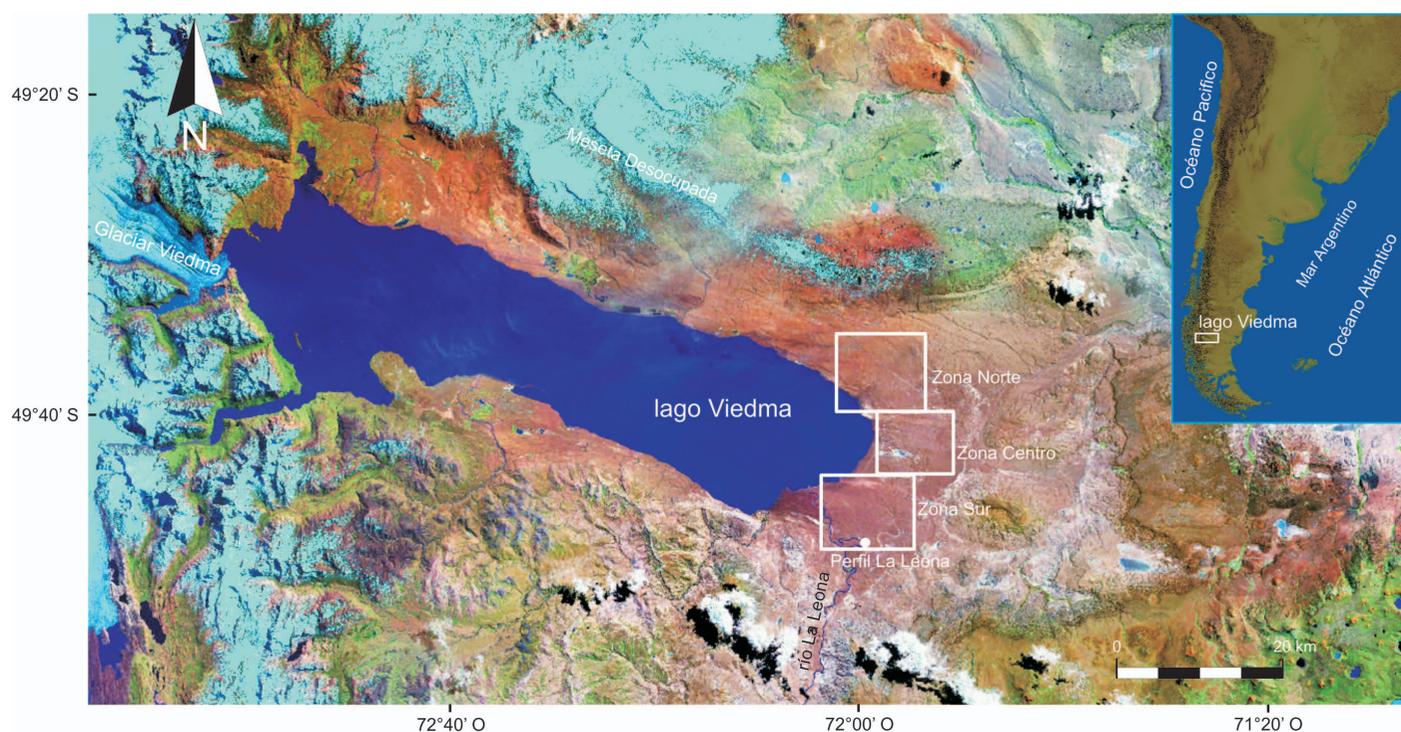


Figura 1: Ubicación campo de drumlins lago Viedma, con la subdivisión en tres zonas: norte, centro y sur en base a la orientación de las geoformas y ubicación del perfil estratigráfico La Leona.

Como en otras regiones patagónicas, Caldenius (1932) distinguió en el área del lago Viedma cuatro avances glaciares, siendo por lo menos tres de ellos (Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial) asignados a la Última Glaciación. Wenzens (1999, 2000) reconoció para el área del lago Viedma y valle del río Shehuen ocho avances glaciares durante el Plioceno y Pleistoceno. Las denominadas glaciaciones 6 a 8 corresponden al Plioceno tardío (3.0-2.25 Ma), Pre-Gran Glaciación Patagónica (Pre-GGP, siguiendo el modelo de Coronato *et al.* 2004), la Glaciación 5 sería correlacionable con la GGP (Rabassa y Coronato 2002) y las Glaciaciones 1-4 serían de edad Post-GGP (según Coronato *et al.* 2004), siendo la última de ellas correspondiente a la Última Glaciación.

En lago Argentino, Strelin y Malagnino (1996) y Strelin *et al.* (2011) presentaron una actualización de las edades de las morenas Tardiglaciales Puerto Bandera y describieron y mapearon las morenas El Tranquilo 1 y El Tranquilo 2, ubicadas en el extremo oriental del lago, que se

asignaron a estadales de la Última Glaciación.

Panza *et al.* (2003), en su mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, indicaron la existencia de depósitos de till hacia el este del lago y sobre sus márgenes norte y sur. Estos depósitos fueron asignados por dichos autores a los eventos Inicialglacial, Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, en el sentido de Caldenius (1932).

Depósitos glaciares asignados a glaciaciones de edad pliocena (> 3.0 Ma, glaciaciones 6 a 8 del esquema de Wenzens 2000, pre-GGP en el esquema de Coronato *et al.* 2004) fueron encontrados debajo de mesetas basálticas a elevaciones superiores a los 800 m s.n.m. y sobre mesetas de rocas sedimentarias hacia los 450 y 50 m s.n.m. (Rabassa y Coronato 2002). Mercer *et al.* (1975) realizaron dataciones radimétricas (K/Ar, roca total) sobre coladas basálticas interestratificadas con till ubicadas sobre la margen norte del lago Viedma. Los datos obtenidos a partir de estas dataciones indican la existencia de una importante glaciación hace aproximadamente 3 Ma. Rabassa y Coro-

nato (2002) interpretaron estos depósitos de till intercalados con basaltos como el resultado de avances glaciares Pre-GGP cuyos arcos morénicos han sido erosionados por glaciaciones posteriores. Según Rabassa y Coronato (2002), los límites de la glaciación Post-GGP 1 están representados por la morena terminal de la Glaciación 4, a 350 m s.n.m. cuya edad radimétrica sería más joven que 2.25 Ma (Wenzens *et al.* 1996; Wenzens 2000). La sucesión de arcos morénicos que rodean la margen este del lago Viedma corresponden a las Glaciaciones 3, 2 y 1 o Último Máximo Glacial (UMG, Rabassa y Coronato 2002), ocupando la posición dada por Caldenius (1932) al evento Gotiglacial.

Wenzens y Wenzens (1998) reconocieron tres avances del Paleoglacial Viedma durante el Tardiglacial (o "Late Glacial", i.e., 15-10 ^{14}C ka B.P.), los cuales no fueron datados. Por último, Wenzens (1999) reconoció en los valles de los arroyos Cóndor y Guanaco la existencia de cuatro arcos morénicos representando tres avances glaciares durante el Tardiglacial.

METODOLOGÍA

El mapeo e inventario de geoformas glaciogénicas presentados en este trabajo se realizó mediante el análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital del terreno del sensor Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 22_22 con un pixel de 90 x 60 m de resolución. Algunas mediciones altimétricas y planimétricas de las geoformas analizadas, tales como longitudes, orientaciones, pendientes, alturas absolutas y relativas, etc., así como los modelos tridimensionales de algunas geoformas, mapas topográficos, perfiles transversales y longitudinales fueron realizados a través del programa Global Mapper 10.

El trabajo de gabinete fue complementado con tareas de campo consistentes, básicamente, en la identificación, medición, descripción y mapeo de depósitos y geoformas glaciogénicas, siguiendo las pautas metodológicas habituales en los estudios de Geología del Cuaternario y Geomorfología glacial. Finalmente se realizaron perfiles longitudinales y transversales de algunas geoformas mediante la utilización de GPS Garmin Summit con altímetro barométrico.

Para la determinación del contenido de materia orgánica en sedimentos se utilizó el Método Davies, el cual consiste en determinar la pérdida de peso de una muestra de sedimento al somerterla a una temperatura de 430 °C en horno-mufla durante 24 h (Davies 1974).

RESULTADOS

Algunos rasgos geomorfológicos en el área de estudio

A lo largo del valle del lago Viedma han sido reconocidos un gran número de morenas y complejos morénicos de tipo laterales, latero-frontales y frontales, que evidencian una extensa historia glacial en el área de estudio. El análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación del terreno junto a observaciones de campo y mediciones con GPS permitió realizar un mapeo detallado de la distribución de dichas geoformas a lo largo de tres transectas ubicadas al norte, sur y este

del lago (Fig. 2). En el sector norte, sobre la ladera sur de la meseta Desocupada (49°31'26.70"S, 72° 8'39.30"O) fueron identificados tres complejos de morenas a diferentes niveles: 624-585, 506-426, y 400-388 m s.n.m respectivamente (Figs. 2 a, b y 3a) y tres morenas menores ubicadas a aproximadamente 364, 347 y 270 m s.n.m. En este sector las geoformas presentan una gran continuidad lateral y algunos complejos morénicos alcanzan los 15 km de longitud.

Sobre la margen sur del lago, al pie de una meseta (49°46'14.54"S, 72°21'15.90"O), otros cuatro complejos de crestas fueron reconocidos a diferentes cotas: 634-629, 570-525, 486 y 438 m s.n.m (Figs. 2 a y c). Por debajo de éstos se desarrollan tres crestas menores hacia los 381, 346 y 305 m s.n.m. Las crestas en este sector son difíciles de distinguir en imágenes satelitales y modelos digitales de elevación del terreno. Aparentemente no cuentan con la continuidad lateral que caracteriza a este tipo de geoformas en el sector norte del lago. Sólo el conjunto de crestas menores inferiores muestra una cierta continuidad lateral. Es probable que la morfología de las crestas superiores en este sector se encuentre obliterada por la presencia de procesos de remoción en masa, posiblemente favorecidos por la presencia de niveles marinos arcillosos en el sustrato sobre el cual se apoyan los depósitos glaciogénicos.

Finalmente, hacia el este del lago, a lo largo de una transecta de 20 km de longitud, con rumbo E-O fueron reconocidos cuatro complejos de crestas o morenas frontales (Fig. 2 a y d). El primero de ellos se ubica aproximadamente a 8,4 km del desagüe del lago, estando compuesto por cuatro crestas principales, presentando una altura máxima de 330 m s.n.m. y con un ancho total de aproximadamente 4 km. El segundo complejo, se encuentra a una distancia de 3,7 km del complejo anterior, presenta un ancho cercano a 5 km y está compuesto por dos crestas principales cuya máxima altura alcanza los 350 m s.n.m. El tercer complejo de crestas dista 1,5 km del complejo anterior, presenta un ancho cercano a los 6 km, está compuesto por cinco crestas principales y la altu-

ra máxima es de 555 m s.n.m. El último complejo se encuentra a una distancia de 1 a 1,5 km del anterior y está conformado por una única cresta cuya altura es de 360 m s.n.m.

El campo de drumlins, flutes y megaflutes del lago Viedma

A lo largo de la porción oriental del lago Viedma han sido reconocidas un mínimo de 218 geoformas de aspecto drumlinoide (Fig. 3 b, c y d) de las cuales 19 tienen características de drumlins y 199 de flutes y megaflutes. El campo ocupa una superficie total de 140 km² y se ubica al este de dicho lago, a una distancia que varía entre 1,5 y 3,7 km de su costa (Figs. 1 y 2).

Las geoformas aparecen distribuidas en tres zonas principales. La zona norte presenta 98 geoformas, 45 el sector central y 75 el sector sur (Fig. 2). En los sectores centro y sur el campo de drumlins, flutes y megaflutes se encuentra a una distancia mínima de 3,5 km del complejo de morenas frontales correspondientes al UMG (Finiglacial, en términos de Caldenius 1932). En la zona norte, estas geoformas se encuentran sobre el límite interior de dicho estadio glacial.

La altura del campo respecto al nivel del mar varía en cada una de las diferentes zonas: (a) sur, 260 - 280 m s.n.m., (b) centro, 300 - 320 m s.n.m. y (c) norte, 310 - 350 m s.n.m.

Se han realizado perfiles longitudinales y transversales en el terreno con la utilización de GPS a lo largo de geoformas seleccionadas (Fig. 4 a y b). Los perfiles topográficos en dos megaflutes, denominados "A y B" (Fig. 2), muestran una altura relativa para estas geoformas de 15 y 17 m y un ancho máximo de 110 y 160 m. Las pendientes laterales varían entre 25° y 30°. Las pendientes longitudinales presentan un valor máximo de 30° en la cara oeste de las geoformas. Las pendientes del sector este presentan un valor máximo que varía entre 15° y 20° en los primeros 200 a 300 m, luego se produce un importante quiebre de pendiente y las mismas pasan a valores inferiores a 5°. Estos valores se mantienen hasta la porción terminal de las geoformas.

Se realizó un estudio morfométrico de de-

talle sobre un total de 101 geoformas, las cuales fueron elegidas por su mejor estado de conservación (Cuadro 1 y Fig. 5). El conjunto analizado muestra un largo promedio de 1106 m con un máximo de 3440 m y un mínimo de 82 m. La anchura promedio es de 47 m con un máximo de 155 m y un mínimo de 11 m. La relación largo/anchura promedio (eje a/eje b) es de 22,97. De acuerdo a la clasificación de Rose (1987), entre las 101 geoformas analizadas en detalle el 96% corresponden a *megaflutes* ($a/b > 4$ y $a > 100$ m), el 1% a *flutes* ($a/b > 4$ y $a < 100$ m) y el 3% a drumlins ($a/b < 4$). La relación ancho/largo promedio (eje b/eje a) es de 0,06. De acuerdo a la clasificación de Muller (1974), el 87 % corresponden a *flutes* y *megaflutes* (relación ancho/largo $< 0,12$), el 10 % corresponde a crestas (relación ancho/largo entre 0,12 y 0,20) y el 3 % son ovoidales (relación ancho/largo entre 0,2 y 0,3). En cuanto al rumbo de estas geoformas, se observa un abanico de direcciones que van desde N 145° SE en el extremo sur a N 38° E en el extremo norte del campo (Fig. 5, Cuadro 1).

Sedimentología de las geoformas subglaciales

Se realizaron observaciones sedimentológicas a lo largo de un acantilado sobre la margen este del río La Leona (49°50'23,4"O; 71°59'35,1"S, Figs 1 y 6). En este punto el río corta el extremo sudeste del manto de depósitos glaciogénicos drumlinizados. A continuación se presenta una descripción detallada de uno de los perfiles analizados sobre esta secuencia.

En la base del perfil se observa la primera unidad, compuesta por 1,20 m de gravas finas a gruesas, muy redondeadas. Los clastos de mayor tamaño alcanzan los 13 cm de diámetro. El nivel presenta es-

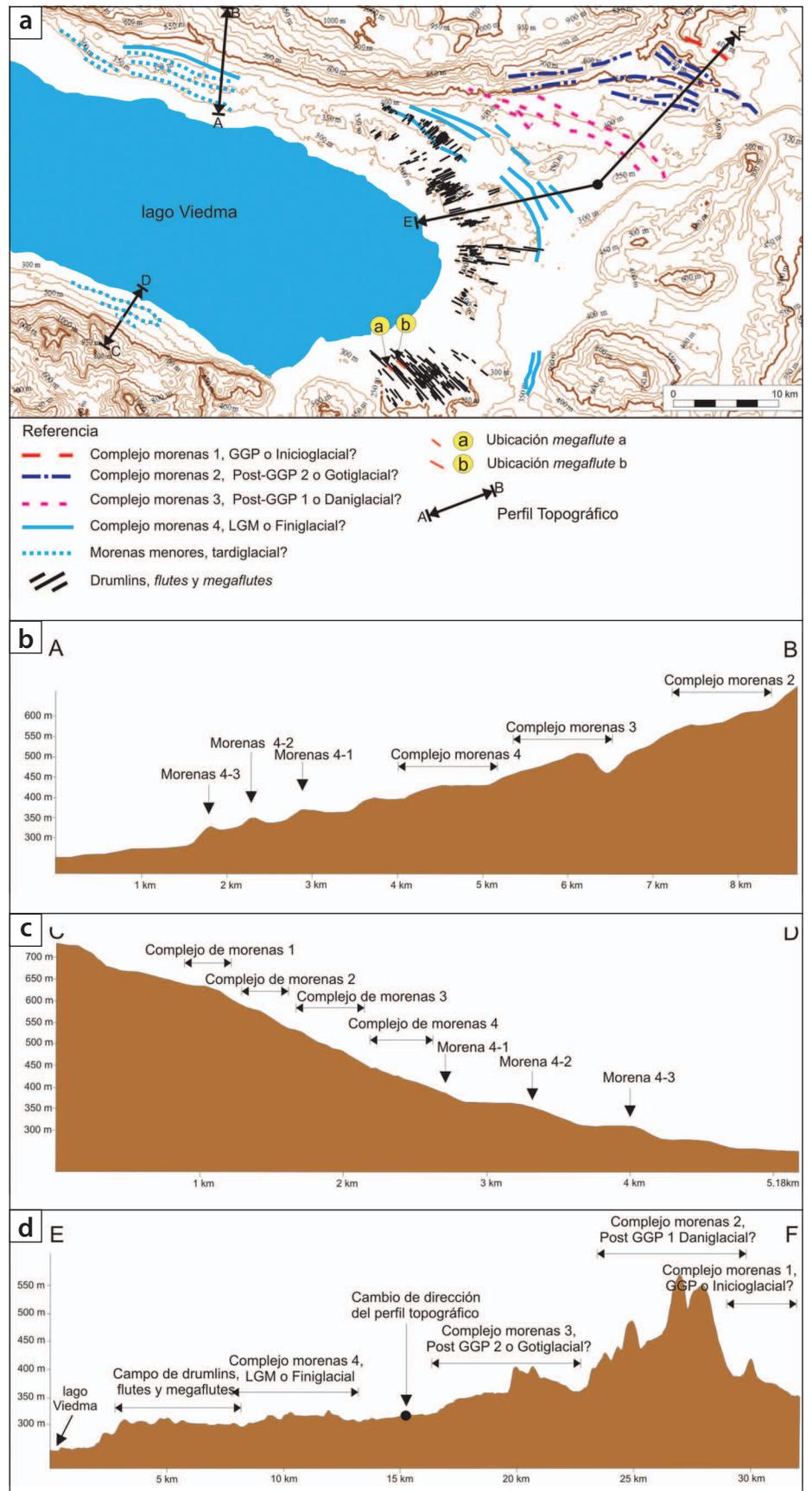


Figura 2: a) Mapa topográfico con la distribución de las principales geoformas glaciales en el área de estudio incluyendo el campo de drumlins del lago Viedma; b) Perfil topográfico mostrando el desarrollo de morenas laterales a lo largo del sector norte del lago; c) Perfil topográfico mostrando el desarrollo de morenas laterales a lo largo del sector sur del lago; d) Perfil topográfico mostrando el desarrollo de morenas latero-frontales a lo largo del sector noreste del lago.

CUADRO I: Inventario de drumlins mapeados en el campo de drumlins lago Viedma.

Geoforma N°	Latitud	Longitud	Largo (m)	Ancho (m)	Relación ancho/largo	Relación largo/ ancho	Orientación
1	49°49'12.88"S	72°01'40.44"O	1310	84	0,06	15,5	N 145°
2	49°48'07.39"S	72°02'29.68"O	515	44	0,08	11,7	N 139°
3	49°48'28.90"S	72°02'01.56"O	787	61	0,07	12,9	N 141°
4	49°48'33.68"S	72°02'35.72"O	948	41	0,04	23,1	N 148°
5	49°48'09.72"S	72°01'34.69"O	2547	66	0,02	38,6	N 138°
6	49°48'20.74"S	72°01'34.92"O	2090	44	0,02	47,5	N 141°
7	49°48'23.13"S	72°01'58.49"O	466	58	0,12	8	N 138°
8	49°48'20.31"S	72°01'27.05"O	1794	29	0,016	61,8	N 142°
9	49°48'33.11"S	72°00'40.98"O	2638	67	0,025	39,3	N 141°
10	49°47'17.49"S	72°01'46.35"O	932	41	0,043	22,7	N 134°
11	49°47'32.69"S	72°01'52.31"O	377	45	0,12	8,3	N 134°
12	49°47'49.13"S	72°02'15.98"O	302	67	0,22	4,5	N 155°
13	49°47'33.82"S	72°03'01.84"O	1460	113	0,077	12,9	N 134°
14	49°47'21.69"S	72°03'09.96"O	1840	106	0,058	17,3	N 134°
15	49°47'54.89"S	72°01'41.80"O	281	47	0,167	5,9	N 136°
16	49°47'44.24"S	72°01'12.77"O	3307	59	0,017	56	N 138°
17	49°47'42.52"S	72°01'24.86"O	3442	28	0,008	122	N 138°
18	49°47'53.36"S	72°01'03.81"O	82	11	0,13	7,4	N 135°
19	49°49'06.22"S	72°00'17.66"O	628	27	0,042	23,2	N 145°
20	49°47'53.81"S	72°00'37.35"O	440	33	0,075	13,3	N 136°
21	49°48'14.99"S	72°00'20.92"O	326	28	0,085	11,6	N 140°
22	49°48'04.63"S	72°00'26.02"O	718	50	0,069	14,3	N 138°
23	49°48'04.42"S	72°00'17.39"O	415	82	0,19	5	N 138°
24	49°48'40.84"S	71°59'44.95"O	2593	29	0,011	89,4	N 141°
25	49°48'42.55"S	71°59'34.65"O	1621	15	0,009	108	N 141°
26	49°48'34.59"S	71°59'41.99"O	1378	36	0,026	38,2	N 140°
27	49°48'48.80"S	71°59'19.21"O	1621	34	0,020	47,6	N 141°
28	49°48'45.52"S	71°59'20.55"O	398	21	0,052	18,9	N 141°
29	49°48'22.16"S	71°59'57.56"O	505	42	0,083	12	N 140°
30	49°48'28.91"S	71°59'53.30"O	1462	23	0,015	63,5	N 140°
31	49°47'46.17"S	72°00'27.71"O	1063	48	0,045	22,1	N 134°
32	49°47'42.21"S	72°00'25.66"O	522	74	0,141	7	N 134°
33	49°47'27.00"S	72°00'45.36"O	451	24	0,053	18,7	N 134°
34	49°47'18.22"S	72°00'32.55"O	115	18	0,156	3,1	N 133°
35	49°48'25.58"S	71°59'16.18"O	2330	28	0,012	83,2	N 138°
36	49°48'55.24"S	71°58'29.07"O	1212	31	0,025	39	N 138°
37	49°48'41.69"S	71°58'32.51"O	1037	32	0,030	32	N 137°
38	49°48'16.86"S	71°59'14.34"O	664	46	0,069	14,4	N 137°
39	49°47'54.79"S	71°59'49.75"O	2087	65	0,031	32,1	N 138°
40	49°48'37.38"S	71°57'51.39"O	2003	76	0,037	26,3	N 135°
41	49°44'57.94"S	71°57'25.73"O	1645	64	0,038	25,3	N 122°
42	49°45'02.41"S	71°56'57.50"O	864	33	0,038	26,1	N 122°
43	49°43'24.86"S	71°55'52.13"O	3070	63	0,020	48,7	N 98°
44	49°43'20.62"S	71°55'46.62"O	917	69	0,075	13,2	N 101°
45	49°42'48.87"S	71°56'25.76"O	1123	77	0,068	14,5	N 94°
46	49°42'44.43"S	71°56'06.25"O	442	43	0,097	10,2	N 92°
47	49°43'20.47"S	71°57'12.45"O	1331	112	0,084	11,8	N 103°
48	49°44'20.88"S	71°55'34.27"O	1727	64	0,037	26,9	N 103°
49	49°44'03.12"S	71°56'28.30"O	298	88	0,295	3,3	N 109°
50	49°42'54.69"S	71°56'07.61"O	735	81	0,11	9	N 94°
51	49°41'45.16"S	71°56'35.58"O	2800	58	0,020	48,2	N 81°

CUADRO 1: Continuación

Geoforma N°	Latitud	Longitud	Largo (m)	Ancho (m)	Relación ancho/largo	Relación largo/ ancho	Orientación
52	49°41'49.05"S	71°56'12.84"O	985	53	0,053	18,5	N 83°
53	49°41'44.66"S	71°56'51.42"O	2241	50	0,022	44,8	N 82°
54	49°41'44.65"S	71°56'32.59"O	2321	45	0,019	51,5	N 81°
55	49°41'36.53"S	71°56'22.06"O	630	41	0,065	15,5	N 80°
56	49°41'12.86"S	71°57'20.28"O	1601	65	0,040	24,6	N 76°
57	49°41'31.28"S	71°57'24.71"O	1033	30	0,029	34,4	N 72°
58	49°41'31.41"S	71°55'15.37"O	413	45	0,108	9,1	N 85°
59	49°41'07.86"S	71°57'33.43"O	860	36	0,041	23,8	N 78°
60	49°40'49.13"S	71°57'51.45"O	2103	54	0,025	38,9	N 71°
61	49°40'38.19"S	71°57'43.93"O	2103	39	0,018	53,9	N 71°
62	49°40'35.21"S	71°57'38.81"O	1438	28	0,019	51,3	N 71°
63	49°40'27.67"S	71°57'38.03"O	1553	23	0,014	67,5	N 71°
64	49°40'24.06"S	71°57'42.12"O	1624	81	0,049	20	N 70°
65	49°40'24.41"S	71°58'00.40"O	2031	56	0,027	36,2	N 70°
66	49°40'11.37"S	71°57'35.14"O	1186	38	0,032	31,2	N 69°
67	49°40'09.79"S	71°57'40.89"O	1168	31	0,026	37,6	N 69°
68	49°40'03.32"S	71°57'47.43"O	1274	63	0,049	20,2	N 70°
69	49°40'11.30"S	71°58'26.28"O	1519	78	0,051	19,4	N 68°
70	49°40'00.99"S	71°58'11.02"O	1353	47	0,034	28,7	N 69°
71	49°40'07.83"S	71°58'58.29"O	778	102	0,131	7,6	N 73°
72	49°40'03.67"S	71°58'51.01"O	1554	85	0,054	18,2	N 69°
73	49°40'01.11"S	71°58'52.35"O	1282	57	0,044	22,4	N 70°
74	49°39'45.01"S	71°57'52.43"O	1012	155	0,153	6,5	N 68°
75	49°39'56.07"S	71°58'40.92"O	1088	51	0,046	21,3	N 68°
76	49°39'41.26"S	71°58'02.27"O	1142	35	0,030	32,6	N 68°
77	49°39'52.61"S	71°58'08.79"O	705	29	0,041	24,3	N 68°
78	49°39'52.57"S	71°58'19.80"O	169	23	0,136	7,3	N 69°
79	49°39'21.94"S	71°57'44.56"O	693	32	0,046	21,6	N 66°
80	49°39'42.59"S	71°58'31.49"O	1689	41	0,024	41,1	N 68°
81	49°39'23.08"S	71°58'37.30"O	323	27	0,083	11,9	N 67°
82	49°37'46.24"S	71°57'30.10"O	290	27	0,093	10,7	N 47°
83	49°38'19.69"S	71°58'12.43"O	350	34	0,097	10,2	N 60°
84	49°38'06.79"S	71°58'07.66"O	542	43	0,079	12,6	N 57°
85	49°37'40.18"S	72°01'12.10"O	400	38	0,095	10,5	N 57°
86	49°37'26.22"S	72°02'35.28"O	616	62	0,1	9,9	N 48°
87	49°37'33.74"S	72°02'11.56"O	812	28	0,034	29	N 56°
88	49°37'51.62"S	71°57'44.25"O	180	40	0,22	4,5	N 54°
89	49°37'59.33"S	71°58'16.73"O	1300	44	0,033	29,5	N 50°
90	49°37'42.87"S	71°58'35.20"O	255	21	0,082	12,1	N 50°
91	49°37'33.98"S	71°59'05.73"O	740	25	0,033	29	N 50°
92	49°37'21.53"S	71°59'03.20"O	992	27	0,027	36,7	N 47°
93	49°37'07.70"S	72°00'03.63"O	441	25	0,056	17,6	N 46°
94	49°37'01.63"S	72°00'03.69"O	263	30	0,11	8,7	N 44°
95	49°37'04.86"S	72°00'24.30"O	557	29	0,052	19,2	N 46°
96	49°37'03.16"S	72°00'15.69"O	458	26	0,056	17,6	N 44°
97	49°36'37.15"S	72°01'16.33"O	282	24	0,085	11,7	N 43°
98	49°36'35.46"S	72°01'18.46"O	201	25	0,124	8	N 42°
99	49°36'34.35"S	72°01'21.38"O	240	25	0,104	9,6	N 42°
100	49°36'32.57"S	72°01'42.49"O	685	28	0,040	24,4	N 37°

estructura cruzada con secuencias granodecrescientes que van desde gravas medias a finas (Fig. 3 e). Los 20 cm superiores de este nivel de gravas, no presentan estructuras sedimentarias y están conformados por gravas gruesas. Sobre estas se desarrolla una secuencia de arenas medias a gruesas de 1 m de espesor, con estructuras en artesa e intercalaciones de niveles de gravas medias de entre 5 y 15 cm de espesor. Por encima se desarrolla la segunda unidad constituida por (Fig. 3 f) un depósito sin estructuras sedimentarias visibles y está compuesto por clastos redondeados a subredondeados, de 8 cm de diámetro promedio, dispuestos en matriz limo-arcillosa color castaño claro. Intercalados se observan pequeñas lentes de gravas muy finas y arenas. Esta unidad presenta un espesor total de 3,60 m.

Sobre esta segunda unidad se observa una secuencia de aproximadamente 3,30 m de espesor (Fig. 3 f), compuesta por arcillas y limos intensamente laminados con presencia de algunos guijarros muy angulosos de escasos centímetros de diámetro. La parte superior presenta localmente deformaciones. Intercalados en esta unidad aparecen cuatro niveles limosos de color oscuros de 1 a 3 cm de espesor. El primero de ellos se encuentra a 20 cm del contacto con la unidad superior. Estos niveles están separados unos de otros por una distancia vertical que varía entre 0,70 y 1,0 m.

La unidad superior presenta 4 m de espesor y se dispone a través de un contacto erosivo sobre los depósitos de la unidad infrayacente. Este nivel presenta características similares a la segunda unidad del perfil. Esta compuesta por clastos redondeados a subredondeados, de 10 cm de diámetro promedio, dispuestos en matriz limo-arcillosa color castaño claro, sin presencia de estructuras sedimentarias. La sección culmina con un nivel de limos masivos, de 1 m de espesor máximo, color castaño claro.

DISCUSIÓN

El presente trabajo propone un modelo de englazamiento para el área de estudio, tentativo, a partir del reconocimiento, mapeo y análisis de las relaciones espa-

ciales de las distintas geoformas glaciogénicas presentes en el área. Se reconocen 4 posiciones del "paleoglacial Viedma", de la más antigua a la más moderna sucesivamente menos extendidas hacia el este, indicadas por sistemas de morenas correlacionables con 4 eventos glaciales principales, a saber: Inicioglacial o GGP, Daniglacial o PostGGP 1, Gotiglacial o PostGGP 2 y Finiglacial o Última Glaciación. (Fig. 2). Estos límites glaciales están representados por morenas laterales en el sector norte y por morenas latero-frontales y frontales en el sector este del lago. Sobre la margen sur se identificó, también, un grupo importante de morenas laterales cuyo mapeo y correlación es más dificultosa debido a que el mismo ha sido significativamente afectado por procesos de remoción en masa, posiblemente durante el Holoceno. A unos 50 km al oeste de estas unidades glaciogénicas, en proximidades del extremo occidental del lago, aparecen morenas marginales asignables a 4 o 5 reavances y/o estabilizaciones del hielo durante el Tardiglacial, en acuerdo con observaciones de Wenzens (1999). Sin embargo, estas morenas más internas han sido mapeadas como Finiglaciales por Panza *et al.* (2003), en la hoja geológica de la provincia de Santa Cruz y, de esta manera, los depósitos interpretados como Gotiglacial por los autores citados, coinciden con aquellos asignados a una edad Finiglacial en el presente trabajo. Aproximadamente 40 km al sur del lago Viedma, se halla el amplio valle transversal labrado por el paleoglacial del lago Argentino. Este valle presenta características similares a las del lago Viedma (posición longitudinal, tamaño, forma y distancia del área de aporte) que permiten realizar una comparación confiable entre ambas secuencias glaciales. Así, debe mencionarse que tanto Wenzens (1999) como Strelin y Malagnino (2000) y Strelin y Denton (2005) proponen una edad Tardiglacial (entre 13.000 y 10.390 años C¹⁴) para las morenas de punta Bandera en lago Argentino, ubicadas en sectores internos del valle en una posición longitudinal similar a las equivalentes para el lago Viedma. Sin embargo, Strelin *et al.* (2011) actualizan y ajustan esta edad en

11,100 ± 60 años C¹⁴ A.P. (12,990 ± 80 años cal A.P.). En el mismo sentido, en el mapa geológico de Panza *et al.* (2003), los depósitos glaciogénicos que yacen sobre el extremo oriental del lago Argentino son, a nuestro entender, correctamente asignados al Finiglacial de Caldenius (1932).

Según el esquema glacioestratigráfico aquí presentado, entonces, el campo de drumlins, *flutes* y *megaflutes* ubicado al este del lago Viedma, inmediatamente al poniente de las morenas frontales Finiglaciales, habría sido labrado durante este gran evento glacial sobre drift basal de esa misma edad. Dentro de este grupo de formas positivas y alargadas se observa un claro predominio de *megaflutes*. Rose (1987) asoció tentativamente la presencia de formas elongadas (*flutes* y *megaflutes*) con un flujo de hielo de tipo divergente. Este tipo de flujo es característico de las zonas de lóbulo terminal de glaciares de tipo pedemontano. Asimismo, existe una relación directa entre espesor de hielo y tamaño de las formas de fondo. Aquellas formas de fondo de gran tamaño (*megaflutes*, *megadrumlins*) implican un mayor espesor de hielo (Rose 1987), por lo tanto su formación se asociaría a un momento de máximo desarrollo glacial. Por otro lado, Chorley (1959) sugiere que formas glaciogénicas de fondo alargadas implican tanto alta velocidad del flujo del hielo como reducida resistencia a la deformación del material, debido a la naturaleza de la carga sedimentaria basal.

La sección estratigráfica analizada en un corte a lo largo del frente sudeste del campo de drumlins, *flutes* y *megaflutes* (Fig. 6) muestra una secuencia glacial progradante, integrada por depósitos glaciofluviales asociados a un frente glacial activo, seguido por un nivel de till correspondiente con un momento de estabilización de un frente glacial en franco avance, continúan niveles glaciolacustres con presencia de delgadas capas portadoras de materiales orgánicos, con un contenido cercano al 1,5%, posiblemente relacionados con otro momento de estabilización glacial, en el cual un cuerpo de agua proglacial tuvo momentos de somerización con formación de pequeñas turberas, probablemente en contacto con el hielo, como

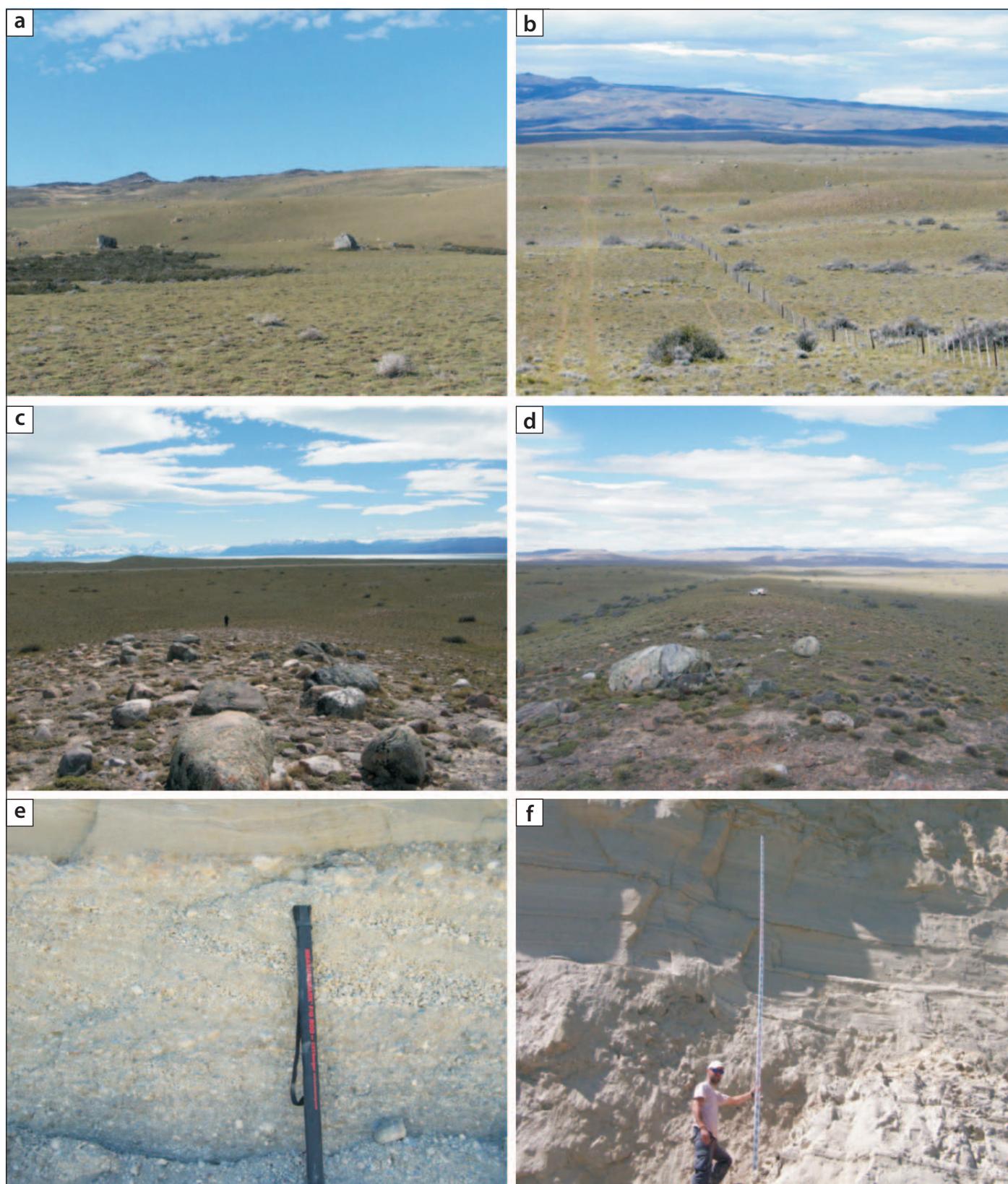


Figura 3: a) Morenas laterales ubicadas en el sector norte del lago Viedma (complejo de morenas 2, entre los 624 y 585 m s.n.m.); b) Detalles del campo de drumlins lago Viedma c y d) Presencia de bloques erráticos sobre la superficie de los drumlins; e y f) Sección estratigráfica estudiada localizada sobre acantilados del río La Leona.

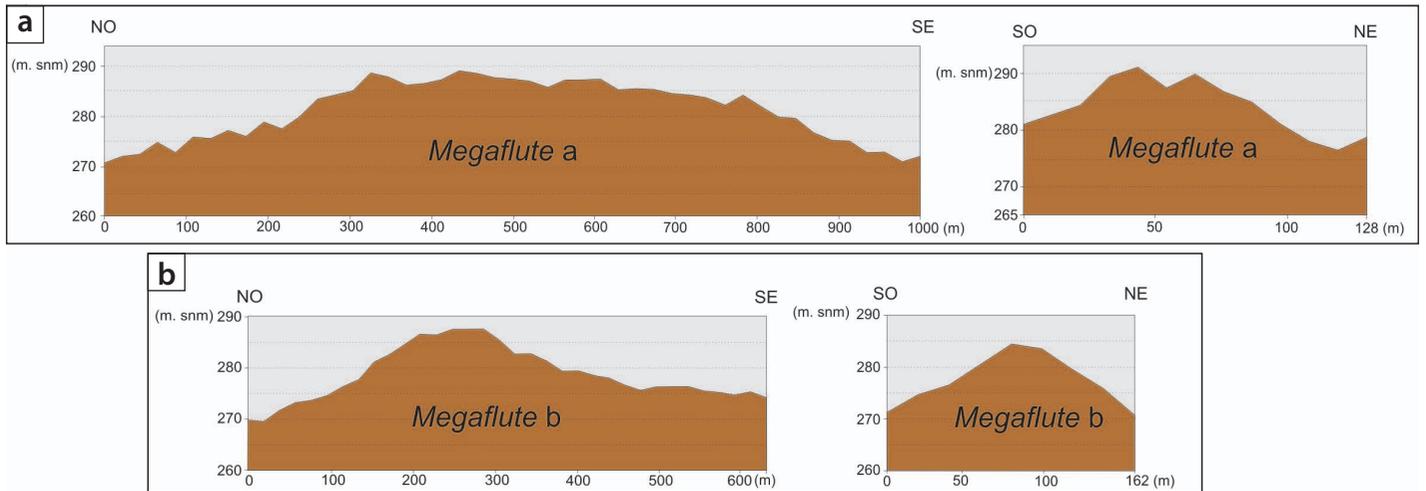


Figura 4: Perfiles topográficos transversales y longitudinales de detalle en: a) *Megaflute a*; b) *Megaflute b*

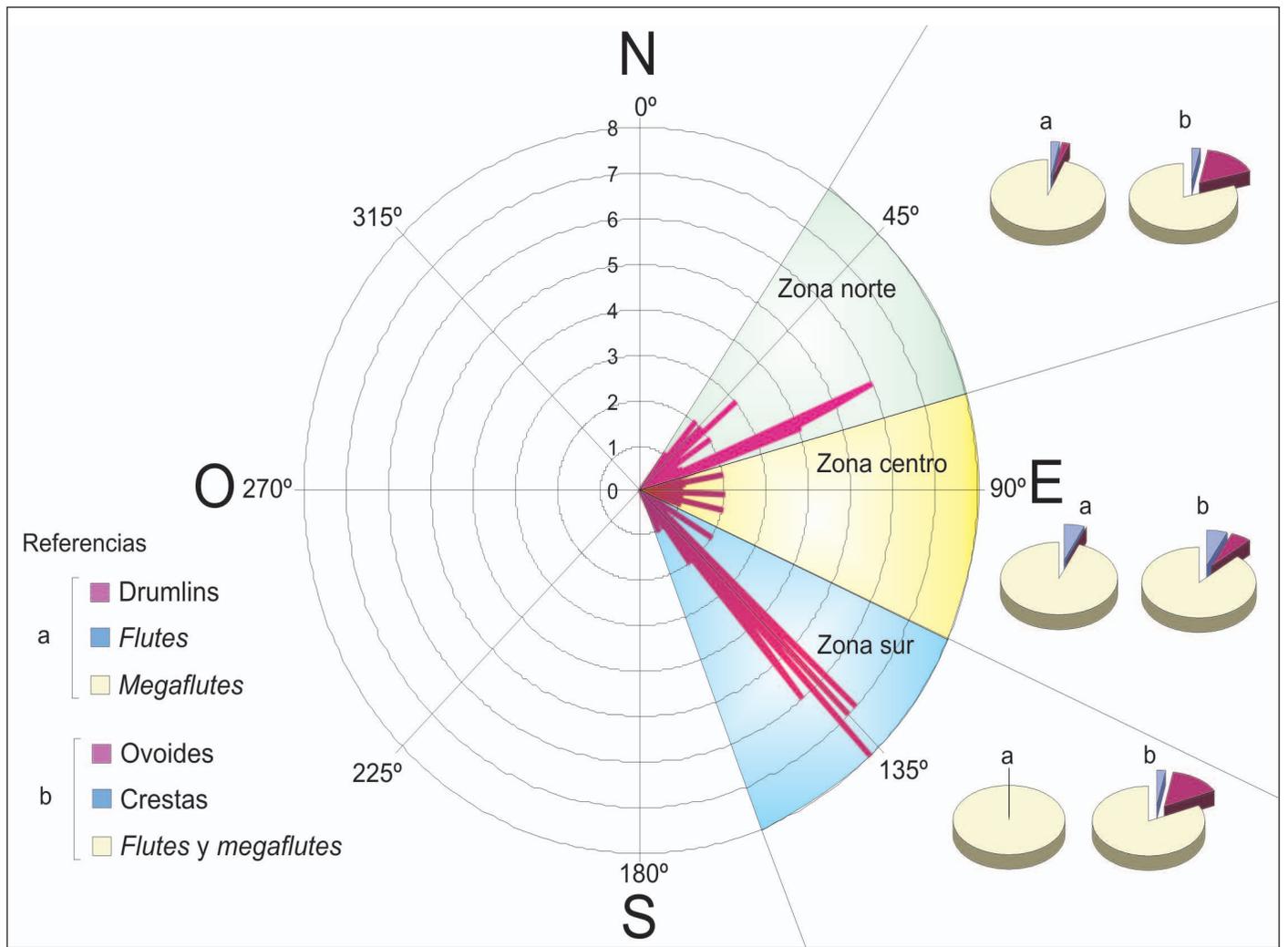


Figura 5: Orientación de drumlins, flutes y megaflutes y distribución de geoformas por zonas según clasificaciones de a) Rose (1987) y b) Muller (1974).

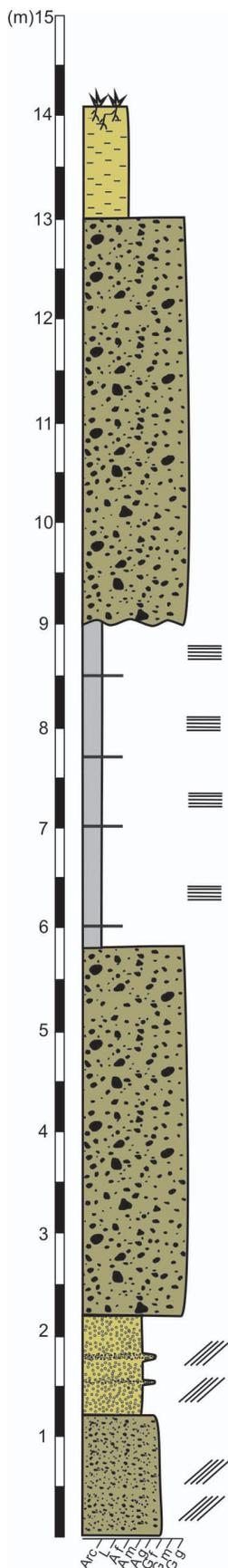


Figura 6: Perfil estratigráfico río La Leona.

las observadas en el lago Fagnano, Tierra del Fuego (Bujalesky *et al.* 1997, Espinosa 2008). Finalmente un nuevo reavance glacial sepultó estos niveles lacustres y depositó un nuevo nivel de till. El material drumlinizado estaría compuesto principalmente por estas cuatro unidades, la más afectada de las cuales habría sido el till de tipo basal de la porción superior de la secuencia. Este material muestra una gran predominancia de matriz de tipo arcillosa, proporcionando plasticidad y por lo tanto escasa resistencia a la deformación subglacial.

CONCLUSIONES

Sobre la margen oriental del lago Viedma, en el suroeste de la provincia de Santa Cruz, se ha identificado la presencia de un extendido campo de geoformas erosivas de ambiente subglacial, que incluyen tanto drumlins, como *flutes* y *megaflutes*, con una amplia predominancia de estos últimos, lo que indica que, en esta posición al momento de su formación, el glacial poseía un gran espesor, la velocidad del flujo era alta y que el hielo actuaba sobre materiales con reducida resistencia a la deformación, fundamentalmente limos y arcillas. Los sedimentos sobre los cuales se generaron estas geoformas subglaciales estarían constituidos principalmente por un till de flujo con alta proporción de matriz arcillosa. Estos materiales finos, de caracte-

terísticas altamente plásticas, posiblemente provengan de la erosión de las rocas sedimentarias marinas que componen gran parte de la cuenca del lago Viedma.

El modelo glacial elaborado en el presente trabajo propone algunos límites para las 4 glaciaciones principales reconocidas en el valle de este lago: Inicialglacial o GGP, Daniglacial o PostGGP 1, Gotiglacial o PostGGP 2 y Finiglacial o Ultima Glaciación, con la presencia de 4 a 5 reavances o estabilizaciones durante el Tardiglacial. Estos límites han sido reconocidos a partir de la presencia de varios complejos morénicos laterales y frontales a lo largo del sector este del lago Viedma. El modelo permitió a su vez establecer tentativamente una edad correspondiente al Último Máximo Glacial (UMG) para la formación del campo de drumlins, *flutes* y *megaflutes*.

Durante los diferentes eventos glaciales ocurridos en el área, el paleoglacial Viedma tuvo sus nacientes en el Campo de Hielo de Cordillera Principal. Este glacial fluyó confinado en su valle para luego expandirse y extenderse hacia el este como un glacial de piedemonte. El campo de geoformas de fondo del lago Viedma se habría generado durante el máximo de la Ultima Glaciación, a partir del modelado de morenas frontales y de fondo cuando el paleoglacial Viedma se expandía hacia el este al salir de su confinamiento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado por un generoso subsidio de Asociación de Guías de Turismo de la Ciudad de El Calafate, Santa Cruz. Los autores expresan su agradecimiento a Mónica Vaccaro, por sus múltiples esfuerzos para facilitar nuestro trabajo en el área. Asimismo, a los propietarios de la Estancia La Leona por haber ofrecido cordialmente las comodidades del Hotel Paraje La Leona durante los trabajos de campo, desarrollados en noviembre 2010. Al CONICET y al CADIC, por haber facilitado el vehículo y equipamiento para realizar las tareas de campo. A Ramiro López (Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario, CADIC), por los análisis de contenido de materia orgánica en sedimentos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bujalesky, G., Heusser, C., Coronato, A., Roig, C. y Rabassa, J. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, Southernmost South America. *Quaternary Science Reviews*, 16: 767-778.
- 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.
- Chorley, R.J. 1959. The shape of drumlins. *Journal of Glaciology*, 3: 339-344.
- Clapperton, C.M. 1989. Asymmetrical drumlins in Patagonia, Chile. *Sedimentary Geology*, 62: 387-398.
- Coronato, A. M. J., Martínez, O. y Rabassa, J. 2004. Glaciaciones in Argentine Patagonia, Southern South America. En: Ehlers, J., Gibbard, P. (eds.), "Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. Quaternary Book Series, Elsevier, Amsterdam 49-67 pp.
- Davies, B. E. 1974. Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter. *The Soil Science Society of America. Proceeding* 38: 150-151.
- Embleton, C. y King, C. A. M. 1975. *Glacial Geomorphology*. Halsted Press, 573 pp., New York.
- Ercolano, B., Mazzoni, E., Vázquez, M. y Rabassa, J. 2004. Drumlins y formas drumlinoides del Pleistoceno Inferior en Patagonia Austral, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 771-777.
- Espinosa, M. 2008. Diatoms from Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J. (Ed.), *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Science*. Elsevier, 11: 483-493.
- Fairbridge, R. 1968. *The Encyclopedia of Geomorphology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Reinhold Books Corporation, 3, 1295 p., New York.
- Feruglio, E. 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 3. Buenos Aires: YPF, 349.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S. y Kleman, J. 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38° S and 56° S. *Quaternary Sciences Review*, 27: 365-390.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Goddellow, B. W., de Angelis, H., Rodnight, H. y Rood, D. H. 2011. Cosmogenic nuclide exposure ages for moraines in the Lago San Martín, Argentina. *Quaternary Research*, 75: 636-646.
- Glückert, G. 1973. Two large drumlins field in Central Finland. *Fennia*, 120: 1-37.
- Hättestrand, C. 1998. The glacial geomorphology of Central and Northern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ca 85:1-47.
- Malagnino E., 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9, Rabassa & Saleme Eds., Balkema, 4: 69-83.
- Meglioli, A. 1992. *Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego*. Ph. D. Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, U.S.A., inédito, 216 pp.
- Mercer, J., Fleck, R., Mankinen, E. y Sander, W. 1975. Southern Patagonia glacial events between 4 M.y. and 1 M.y. ago. *Quaternary Studies*. The Royal Society of New Zealand. Wellington, 223-230.
- Mercer, J. 1976. Glacial history of South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Mills, H. 1987. Morphometry of drumlins in the northeastern and central USA. En: Menzies, J y Rose, J (eds.), *Drumlin Symposium*, 131-148. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam/Boston.
- Muller, E., 1974. The origin of drumlins. En: Coates, D.R. (ed.); "Glacial Geomorphology": 187-204, Binghamton Publications.
- Panza, J. L. y Haller, M. J. 2002. El vulcanismo jurásico. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*: 1-7: 89-101. Buenos Aires.
- Panza, J. L. y Franchi, M. R. 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extraandina. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*: 1-14: 201-236. Buenos Aires.
- Panza, J., Sacomanni, L. y Cobos, J. 2003. Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino. Buenos Aires.
- Porter, S. C. 1990. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7: 35-50. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam.
- Prest, V. K. 1983. Canada's Heritage of Glacial Features/L'Héritage glaciaire du Canada. Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report, Issue 28: 1-119.
- Rabassa, J. 1987. Drumlins and Drumlioid forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula. En: Menzies, J. y Rose, J. (eds.) 1987. *Drumlin Symposium*, p. 267-290. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam/Boston.
- 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*. Elsevier, 11: 151-204.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C. y Coronato, A. 1988. Estructura interna de drumlins, Isla Gable, Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 222-226. Buenos Aires.
- 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, Suecia.
- Rabassa, J. y Coronato, A. 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. In: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*: 1-19: 303-315. Buenos Aires.
- Riccardi, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de la Plata (Nueva Serie)*, 7 (Geología) 61: 245-318.
- Rose, J. 1987. Drumlins as part of a glacial bedform continuum. En: Menzies, J. y Rose, J. (eds.), *Drumlin Symposium*, 103-130. A.A.Balkema Publishers, Rotterdam/Boston.
- Rudberg, S., 1987. Geology and geomorphology of Sweden. In: Varjo, U. y Tietze, W. (Eds.), *Norden: man and environment*, 104-119. Gebrüder Borntraeger, Berlín.
- Sawagaki, T. y Hirakawa, K. 1997. Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Soya Coast, East Antarctica. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 79: 223.
- Seppälä, M. 2005. Glacially sculptured landforms.

- En: Seppälä, M. (ed.), *The Physical Geography of Fennoscandia*, pp: 35-57, Oxford University Press, Oxford.
- Strelin, J. y Malagnino, E. 1996. Glaciaciones pleistocenas del Lago Argentino y alto valle del Río Santa Cruz. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Hidrocarburos*, 4: 311-325, Buenos Aires.
- Strelin, J. y Malagnino, E. 2000. Late-Glacial history of Lago Argentino, Argentina, and age of Puerto Banderas Moraines. *Quaternary Research*, 54: 339-347.
- Strelin, J. y Denton, G. 2005. Las morenas de Puerto Bandera, Lago Argentino. En: Cabaleri, N., Cingolani, C. A., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H. A. y Panarello, H. O. (eds.), *Actas del 15º Congreso Geológico Argentino CD-ROM*. Artículo N° 269. 6 pp.
- Strelin, J.A., Denton, G.H., Vandergoes, M.J., Ninnemann, U.S. y Putnam, A.E., 2011. Radiocarbon Chronology of the Late-Glacial Puerto Bandera Moraines. Southern Patagonian Icefield, Argentina. doi:10.1016/j.quascirev.2011.05.004. *Quaternary Science Reviews*.
- Ton-That, T., Singer, B., Mörner, N. A. y Rabassa, J. 1999. Dataciones por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de lavas basálticas y geología del Cenozoico superior en la región del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54: 333-352.
- Wenzens, G., 1999. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research*, 51: 238-247.
- Wenzens, G., 2000. Pliocene piedmont glaciation in the Río Shehuen Valley, Southwest Patagonia, Argentina. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32: 46-54.
- Wenzens, G., Wenzens, E. y Schellmann, G. 1996. Number and types of the piedmont glaciations east of the Central Southern Patagonian Icefield. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie I*: 779-790.
- Wenzens, G., Wenzens, E. y Schellmann, G. 1997. Early Quaternary genesis of glacial and aeolian forms in semi-arid Patagonia (Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Band 111*: 131-144.
- Wenzens, G. y Wenzens, E. 1998. Late glacial and Holocene glacier advances in the Lago Viedma (Patagonia, Argentina). *Zentralblatt Geologie und Paläontologie I*: 593-608.

Recibido: 18 de enero, 2012.

Aceptado: 24 de enero, 2013.