

CAMBIOS EN LAGOS Y CIRCULACIÓN FLUVIAL VINCULADOS AL CALENTAMIENTO CLIMÁTICO DEL PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno TEMPRANO EN PATAGONIA E ISLA 25 DE MAYO, ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTIDA

Rodolfo A DEL VALLE¹, Andrzej TATUR² y Carlos A. RINALDI^{3(*)}

^{1 y 3} Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina

E-mails: delvalle@dna.gov.ar y crinaldi@uolsinectis.com.ar

² Polish Academy of Science, Institute of Ecology, Dziekanow Lesny, 05-92 Lomianki, Poland. E-mail: tatura@interia.pl

RESUMEN:

El calentamiento climático que afectó a la Patagonia en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano produjo cambios en la morfología del paisaje, incluyendo la génesis, desarrollo y desintegración de grandes lagos al este de los Andes. Hasta entonces, los glaciares y sus morenas formaban diques naturales que embalsaron las aguas de deshielo y mantenían alto el nivel de las aguas en los grandes paleolagos. Posteriormente, la migración hacia el sur de la mejoría climática ocasionó la progresiva fusión del campo de hielo regional, y las morenas fueron cortadas por la erosión fluvial, cuando el calentamiento climático impactó plenamente en la región. El proceso afectó a la región de norte a sur en tiempos diferentes: 1) hace c. 13.200 años en el norte, 2) durante la transición Pleistoceno/Holoceno en la parte central, y 3) finalmente, en Tierra del Fuego hace unos 7.800 años. El rápido retroceso de los glaciares produjo el desalojo de los valles andinos a ambos lados de la cordillera, lo cual abrió cauces fluviales que atraviesan la cordillera desde entonces, inaugurando el drenaje hacia el océano Pacífico de grandes lagos glaciales que existían al oriente de los Andes. Esto resultó en el rápido descenso del nivel de los paleolagos. Un proceso similar ocurrió en las islas Shetland del Sur (Antártida) hace unos 6.000 años.

Palabras clave: *Calentamiento climático, Pleistoceno-Holoceno, Cambios geomorfológicos, Patagonia-Península Antártica.*

ABSTRACT: *Changes in lakes and fluvial circulation linked to climate warming in Late Pleistocene - Early Holocene in Patagonia and 25 de Mayo Island, Shetland del Sur Islands, Antarctica.*

The climate warming that affected Patagonia region during late Pleistocene-early Holocene times produced changes in landscape morphology, including the formation, development, breakdown and disintegration of big lakes at the eastern side of Andes. Before these times, glaciers and their moraines formed natural dams that maintained a high water level in large paleolakes. The subsequent southward migration of climate amelioration produced the melting of the regional ice field, and moraines were cut by fluvial erosion, when climate warming strongly impacted in the region. The process occurred in the region from north to south at different times: 1) in the northern part c. 13,200 years ago, 2) in the central part during the Pleistocene/Holocene transition and 3) finally, in Tierra del Fuego c. 7,800 years ago. With the rapid retreat of glaciers from the Andean valleys during prominent regional deglaciation, outflow from the eastern side of Andes to the Pacific Ocean was formed. As a result, the water level in glacial paleolakes fell down rapidly in stages. A similar process occurred in South Shetland Islands (Antarctica) c. 6,000 years ago.

Keywords: *Climate warming, Pleistocene-Holocene, Geomorphological changes, Patagonia-Antarctic Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

Según Clapperton (1993), los lagos actuales de la Patagonia y también los que existieron en el pasado (paleolagos) pueden ser divididos en dos tipos básicos, el primero de los cuales es de naturaleza pluvial, con rasgos que reflejan el desarrollo del lago en condi-

ciones húmedas y dentro de cuencas cerradas, sin efluentes permanentes, las cuales están incluidas en un contexto regional mayormente seco. El segundo tipo incluye lagos de naturaleza verdaderamente glacial, con sus aguas embalsadas entre glaciares y morenas terminales depositadas durante el retroceso de los hielos. El exceso de agua en ambos tipos de lago es drenado comúnmente a través de canales fluviales transitorios y ríos permanentes, respectivamente.

Ambos tipos de lagos existen en el área de trabajo que comprende la Patagonia al este de los Andes, y la isla 25 de Mayo, perteneciente a las islas Shetland del Sur, ubicadas al norte de la Península Antártica (Fig. 1). El presente trabajo sintetiza los estudios paleolimnológicos realizados por investigadores argentinos y polacos, en la región citada, entre 1986-2004, encabezados por A.J. Amos y los autores del presente trabajo, cuyos resultados se incluyeron en diversas

(*) A la memoria del Dr. Arturo Jorge Amos quien impulsara los estudios de la evolución de los espejos de agua en Patagonia

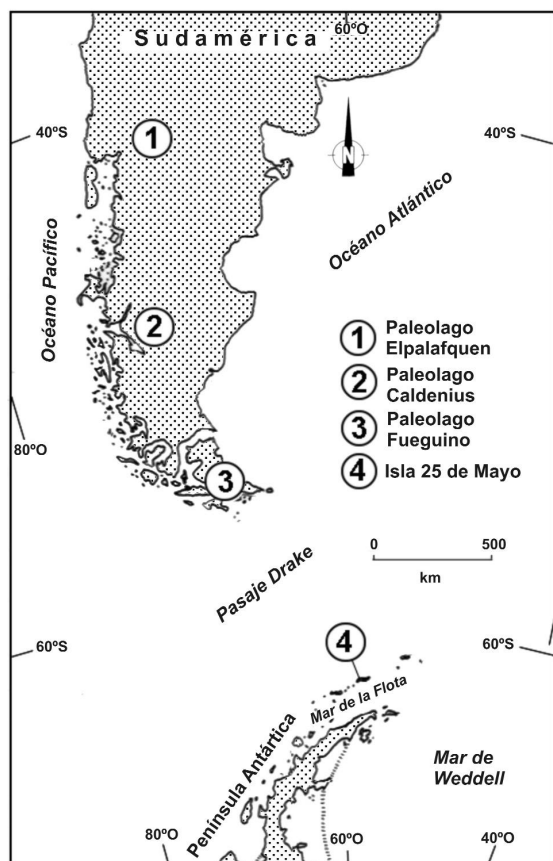


Figura 1: Ubicación de los grandes sistemas lacustres de la Patagonia y la isla 25 de Mayo (Islas Shetland del Sur) citados en el presente trabajo. Adicionalmente, la cuenca Maquinchao (41°S, 69°30'O) está ubicada en la Patagonia extra-andina al este de la localidad 1 (Paleolago Elpalafquen).

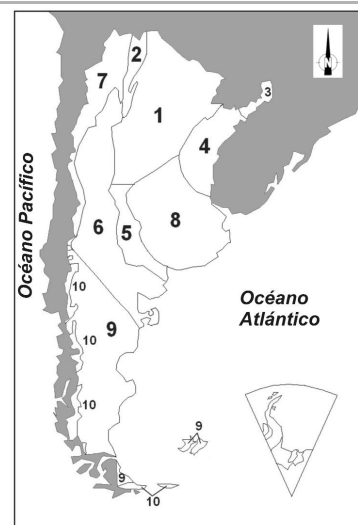


Figura 2: Regiones fitogeográficas de la Argentina (adaptado de Tortorelli 1956). 1: Parque chaqueño. 2: Selva tucumano-boliviana. 3: Selvas en galería. 4: Selva misionera. 5: Parque mesopotámico. 6: Parque puntano-pampeano. 7: Monte occidental. 8: Desierto andino. 9: Estepa patagónica. 10: Bosques sub-antárticos (incluye la selva valdiviana y el bosque magallánico).

publicaciones, desde Tatur y del Valle (1986) hasta del Valle *et al.* (2004). Asimismo, se han incorporado los resultados obtenidos por diversos autores, por ejemplo Aschero *et al.* (1988), Gonzalez (1992), John (1972), Markgraf y Bianchi (1999), en Patagonia y la citada región de la Antártida.

AMBIENTES GEOMORFOLÓGICOS

Dos ambientes geomorfológicos marcadamente diferentes existen al este de los Andes sudamericanos: la Patagonia andina desarrollada en el flanco oriental de la cordillera, y la Patagonia extra-andina aún más hacia el este, incluyendo la región fitogeográfica denominada estepa patagónica (Tortorelli 1956) (Fig. 2). En muchas localidades a lo largo del flanco oriental de los Andes y aún en la Patagonia extra-andina, la presencia de líneas de costa ubicadas a diferentes alturas sobre el nivel de los lagos actuales sugiere que existieron paleolagos mucho mayores que los presentes. Muchos de los estudios paleolimnológicos intensivos realizados en ambas regiones se enfocaron ex-

clusivamente a investigar los cambios ambientales del Holoceno, como los realizados por Mazzoni (1983) y Valencio *et al.* (1985), entre otros.

La naturaleza de los factores que condujeron a la formación, y la duración e historia del comportamiento de los grandes sistemas lacustres desarrollados en ambas regiones durante los tiempos posglaciales, posteriores a la última glaciación, hasta las causas del decaimiento y/o desaparición de los mismos son temas que vienen despertando la atención de los científicos desde hace tiempo (del Valle *et al.* 1990, 1993 a, 1993b, 1996, 1994 a, 1994b, 2000, Bianchi 1998, 1999, Bianchi *et al.* 1997, Compagnucci *et al.* 1993, Markgraf y Bianchi 1999, Martínez y Amos 2000, Tatur *et al.* 1994, 2000, 2002, Villarosa *et al.* 1999).

Las islas Shetland del Sur (Antártida) son una parte integral del arco de Scotia, un rasgo tectónico que se extiende desde la Península Antártica hasta el extremo austral de Sudamérica, a través de una serie de archipiélagos, incluyendo además de las islas Shetland del Sur, a las islas Orcadas del Sur,

Sandwich del Sur y Georgias del Sur. La cubierta de hielo de las islas se halla en estado de franco retroceso y en las partes libres de hielo se observan activos procesos subaéreos periglaciales que modifican rápidamente los antiguos elementos del paisaje y producen un característico paisaje andino, donde existen numerosas cuencas lacustres, cuya formación y desarrollo son objeto de interés científico (John y Sugden 1971, John 1972, Tatur y del Valle 1986, Mäusbacher *et al.* 1989, Tatur *et al.* 1999a, 1999b, del Valle *et al.* 2004).

En este trabajo se analizan algunos sistemas lacustres considerados clave para comprender el desarrollo paleoambiental de la Patagonia (Tatur *et al.* 2002) y el extremo norte de la Península Antártica, particularmente la isla 25 de Mayo (del Valle *et al.* 2004) entre el fin del Pleistoceno y el Holoceno medio. La ubicación geográfica de los sistemas lacustres investigados se muestra en la figura 1.

LOS GRANDES LAGOS PATAGÓNICOS DEL PASADO

Entre 13.200 y 7.800 años antes del presente (años AP, por convención se adopta co-

mo presente el año 1950), durante la terminación del Pleistoceno y el inicio del Holoceno, se formaron grandes lagos en la Patagonia al este de los Andes como resultado de un importante calentamiento climático, durante el cual se produjo el descongelamiento acelerado de la región y el retroceso de los glaciares hacia las altas cumbres de las montañas (Tatur *et al.* 2002).

Durante el período de máxima deglaciación, muchos de los antiguos valles glaciales recientemente desalojados por el hielo fueron rápidamente ocupados por grandes lagos que se desarrollaron adosados a la cordillera, en contacto directo con los glaciares andinos que los limitaban por el oeste. Debido a este contacto directo con el hielo se los puede clasificar como lagos proglaciales, por lo menos durante las primeras etapas de su desarrollo. Por otra parte, en su extremo oriental los cuerpos de agua estaban embalsados por acumulaciones de sedimentos (morenas) depositados por los glaciares durante su retroceso.

Originalmente los grandes lagos drenaban en forma exclusiva hacia el océano Atlántico. Este drenaje se mantuvo hasta que aconteció el evento principal de la deglaciación, durante el cual el hielo desocupó la mayoría de los valles glaciales, algunos de los cuales tenían sus cabeceras divergentes hacia ambos lados de los Andes. El desalojo de estos profundos valles divergentes se produjo debido al continuo retroceso de los glaciares, y causó la apertura a través de la cordillera de nuevos valles que conectaban ambos flancos de los Andes.

Algunos de estos valles que atraviesan los Andes de lado a lado, fueron ocupados por canales fluviales. A través de estos ríos, el agua de los grandes lagos ubicados al este de la cordillera comenzó a fluir también hacia el océano Pacífico.

En otros casos, otros valles transversales a los Andes fueron suficientemente amplios como para ser ocupados directamente por lagos que conectan ambos flancos de la cordillera, con una parte del lago a cada lado de la misma. Estos lagos ubicados "a caballo" de los Andes son drenados indistintamente hacia ambos océanos, Atlántico y Pacífico, por ejemplo el lago Buenos Aires, cuya parte chilena se denomina lago General Carreras, es el segundo por su extensión (2.240

km²) de América del Sur, después del Titicaca, y desagúa a través de los ríos Baker y Deseado hacia los océanos Pacífico y Atlántico, respectivamente. Otros ejemplos son los lagos Pueyrredón-Cochrane y San Martín-O'Higgins, así denominados en el lado argentino y chileno, respectivamente (Fig. 1).

En todos los casos, la apertura de los efluentes hacia el Pacífico produjo el catastrófico drenaje de los paleolagos. El rápido descenso del nivel de las aguas ocasionó la fragmentación de los grandes lagos, los cuales se dividieron en muchos lagos más pequeños al mismo tiempo que descendía el nivel de sus aguas. Frecuentemente, el proceso de descenso y fragmentación de los paleolagos fue acompañado por la migración hacia el este de la divisoria continental de las aguas Pacífico-Atlántico, la cual se alejó hacia el este de la línea de las altas cumbres.

Usualmente antes de la fragmentación de los grandes lagos, la divisoria continental de las aguas estaba ubicada directamente sobre

el eje de la cordillera, pero después de la desintegración de los mismos migró hacia el este, ubicándose entre lagos menores cuyas aguas divergen hacia uno u otro océano, por ejemplo entre los lagos Mascardi y Gutiérrez, en el parque nacional Nahuel Huapi (Fig. 3).

Este proceso geomorfológico es bien conocido desde que F.P. Moreno estableció que muchos ríos fluían contra el gradiente geológico de los Andes Patagónicos en la región de la divisoria continental de las aguas, desde el este hacia el oeste dentro del territorio argentino. Asimismo, Heim (1940) fue uno de los primeros investigadores que describió este proceso en el área del lago Buenos Aires (46°-47° S) y la región de Coyhaique (45°S).

El proceso de apertura de los drenajes hacia el Pacífico a través de los Andes, ocurrió en diferentes tiempos a lo largo de la cordillera, reflejando la migración hacia el sur del calentamiento climático y del evento principal de la desglaciación, durante el cual se produjo el retroceso generalizado de los

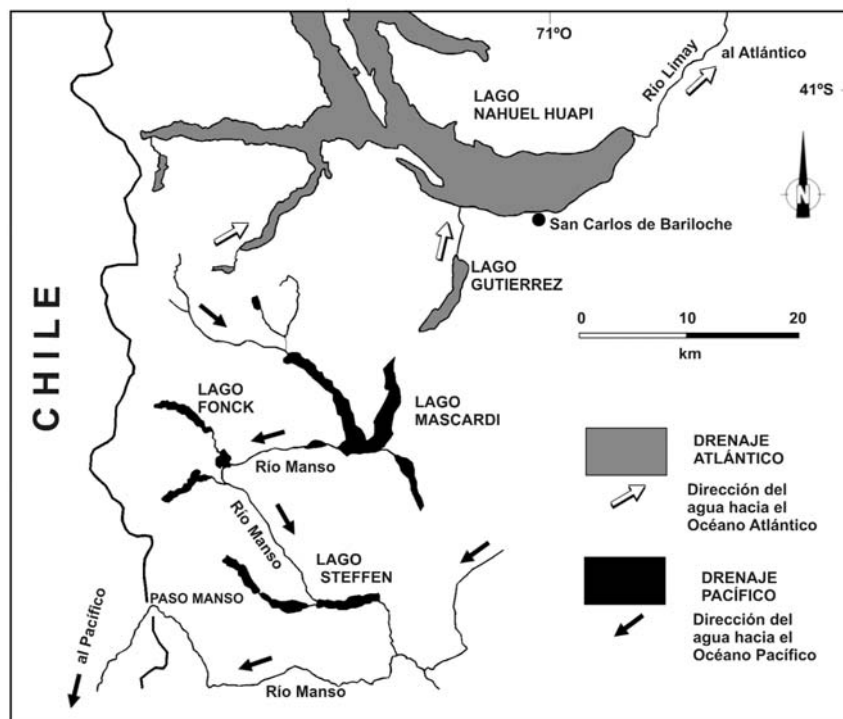


Figura 3: Principales lagos actuales del parque nacional Nahuel Huapi que son elementos relictos del antiguo gran paleolago Elpalafquen (Fig. 1), el cual englobaba a todos ellos, por la mayor extensión y altura de sus aguas. Se muestra el sistema lacustre del lago Nahuel Huapi y el lago Gutiérrez que son drenados hacia el océano Atlántico por el río Limay. Asimismo se muestra el sistema lacustre del lago Mascardi-lago Steffen que es drenado hacia el océano Pacífico por el río Manso que atraviesa la cordillera de los Andes por el paso del Manso (41°30' S, 71°50' O).

glaciares y el hielo desalojó los valles glaciales. La respuesta de la vegetación posglacial ante el desplazamiento hacia el sur del calentamiento climático en la Patagonia está bien documentada por Markgraf (1989) (Fig. 2).

SISTEMA LACUSTRE ELPALAFQUEN

El gran sistema lacustre denominado Elpalafquen (del Valle *et al.* 1993a) se desarrolló en el flanco oriental de los Andes aproximadamente a los 41° de latitud Sur durante el Pleistoceno Tardío (Fig. 1: localidad 1). En esa época drenaba exclusivamente hacia el océano Atlántico, probablemente a través del río Limay. Posteriormente este sistema lacustre fue parcialmente drenado a través de los Andes, hacia el Pacífico por del río Manso Inferior que atraviesa la cordillera por el paso del Manso (41°30'S, 71°50'O) (Fig. 3).

El descenso y desintegración del sistema lacustre y el consecuente desplazamiento hacia el oriente de la divisoria continental de aguas, ocurrieron hace unos 13.200 años (del Valle *et al.* 1993a y b, 1994a y b, 1996, 2000, Tatur *et al.* 2002). El proceso se desarrolló durante el importante calentamiento climático que ocurrió en el Pleistoceno Tardío (Heusser 1983, Markgraf 1989, Clapperton 1993, Lowell *et al.* 1995, Heusser *et al.* 1996).

Los actuales lagos del Parque Nacional Nahuel Huapi se formaron como resultado de este proceso. Actualmente, el lago Mascarcardi drena hacia el Pacífico a través del río Manso Inferior, mientras que los lagos Gutiérrez, Nahuel Huapi y su sistema lacustre asociado lo hacen hacia el Atlántico a través del río Limay, y luego por el río Negro (Fig. 3).

El río Manso Inferior lleva las aguas del lago Mascarcardi y su sistema lacustre asociado hacia el Océano Pacífico, atravesando los Andes por el paso del Manso (Fig. 3), ubicado a unos 400 m de altura sobre el nivel del mar (s.n.m.). Este río fluye hacia el sur hasta la región del lago Steffen-Cañadón de la Mosca-río Villegas, donde su cauce presenta cambios bruscos en ángulo recto que sugieren fuerte control estructural.

CUENCA MAQUINCHAO

La cuenca Maquinchao (41°S, 69°30'O) está ubicada aproximadamente a la misma latitud que el paleolago Elpalafquen, pero en el sector central de la Patagonia extra-andina, a unos 800 m sobre el nivel del mar, ocupa aproximadamente 16.500 km² y está limitada por mesetas y cerros de 1.000-1.300 m de altura máxima. Las lagunas Cari Laufquen Grande (4-2 km², 2 m de profundidad) y Cari Laufquen Chica (2,5-1,5 km²) (Fig. 4), ubicadas en la parte central de la cuenca, son restos de la desecación de un paleolago que fue mucho más extenso (> 1.500 km²) y más profundo (>70 m) hace 13.200-11.800 años (Tatur *et al.* 2002), cuando el calentamiento climático del Pleistoceno Tardío impactó con mayor intensidad a la región.

Glaciares, capas de nieve y permafrost se extendieron durante la última glaciación sobre la estepa patagónica al norte del río Colorado (Trombotto 1994). En los alrededores de la cuenca Maquinchao, extensas áreas de altas mesetas (1100-1300 m s.n.m.) estuvieron cubiertas por permafrost, y las montañas más altas en la región de la cuenca Maquinchao (ej. Cerro Anecón Grande de 2.019 m s.n.m.) estuvieron cubiertas por glaciares. La abundancia de agua derivada del descongelamiento de estas masas de hielo locales en la Patagonia extra-andina (Estepa Patagónica) y el retroceso de los glaciares en la región andina, causaron grandes inundaciones en ambas zonas (Tatur *et al.* 2002).

Esto sugiere que el mismo calentamiento climático que provocó la desintegración de los grandes paleolagos en los Andes, probablemente originó importantes cuerpos de agua en cuencas cerradas de la Patagonia extra-andina. El período de creación y destrucción de los grandes lagos ubicados en ambas regiones, entre 41-49° de latitud Sur, ocurrió durante el mismo episodio de desglaciación que afectó progresivamente a áreas ubicadas cada vez más al sur (Tatur *et al.* 2002). Esta migración hacia el sur del proceso produjo en la estepa patagónica la gran abundancia de agua que fue interpretada por Galloway *et al.* (1988) como una verdadera fase pluvial. Según Tatur *et al.* (2002) el origen de los extensos y relativamente

poco profundos paleolagos de la Estepa patagónica fue comparable al de los grandes y profundos paleolagos de la región andina. Es altamente probable que la abundancia de agua en el ambiente de la Patagonia extra-andina, registrada durante el Pleistoceno Tardío haya estado realmente vinculada al descongelamiento por calentamiento climático del permafrost y masas de hielo locales, mientras que las verdaderas fases pluviales siguientes, ocurridas durante el Holoceno, pudieron haber sido causadas por grandes precipitaciones y las bajas temperaturas que mantuvieron bajos los índices de evaporación (Tatur *et al.* 2002)

PARQUE NACIONAL PERITO MORENO: PALEOLAGO CALDENIUS

La evidencia obtenida por Aschero *et al.* (1998) sugieren que un proceso de calentamiento climático y cambio de drenaje similar al descrito ocurrió durante la transición Pleistoceno/Holoceno, hace unos 10 ka, esta vez a unos 6-7° de latitud hacia el sur del Comahue, en la región andina de la provincia de Santa Cruz, donde se había formado un extenso paleolago denominado Caldenius (47-48 S) (Fig. 1: localidad 2). Este antiguo lago incluía a los actuales lagos Azara, Belgrano, Mogote, Nansen, Volcán y Burmeister, todos ellos en el Parque Nacional Perito Moreno del sur argentino. El drenaje de este paleolago durante el Pleistoceno Tardío era exclusivamente hacia el Atlántico, y hace unos 10.000 años el sistema lacustre comenzó a drenar también hacia el Pacífico por un canal fluvial abierto a través de los Andes. Los lagos mencionados son los restos menores del más extenso paleolago Caldenius, cuyo nivel máximo fue de unos 100 m sobre el nivel actual del lago Belgrano (González 1992). Actualmente los lagos de la cuenca del lago Belgrano drenan hacia el océano Pacífico a través del río Nansen, mientras que el lago Burmeister drena hacia el Atlántico, a través del río Roble.

TIERRA DEL FUEGO: PALEOLAGO FUEGUINO

Un proceso similar al descrito ocurrió hace

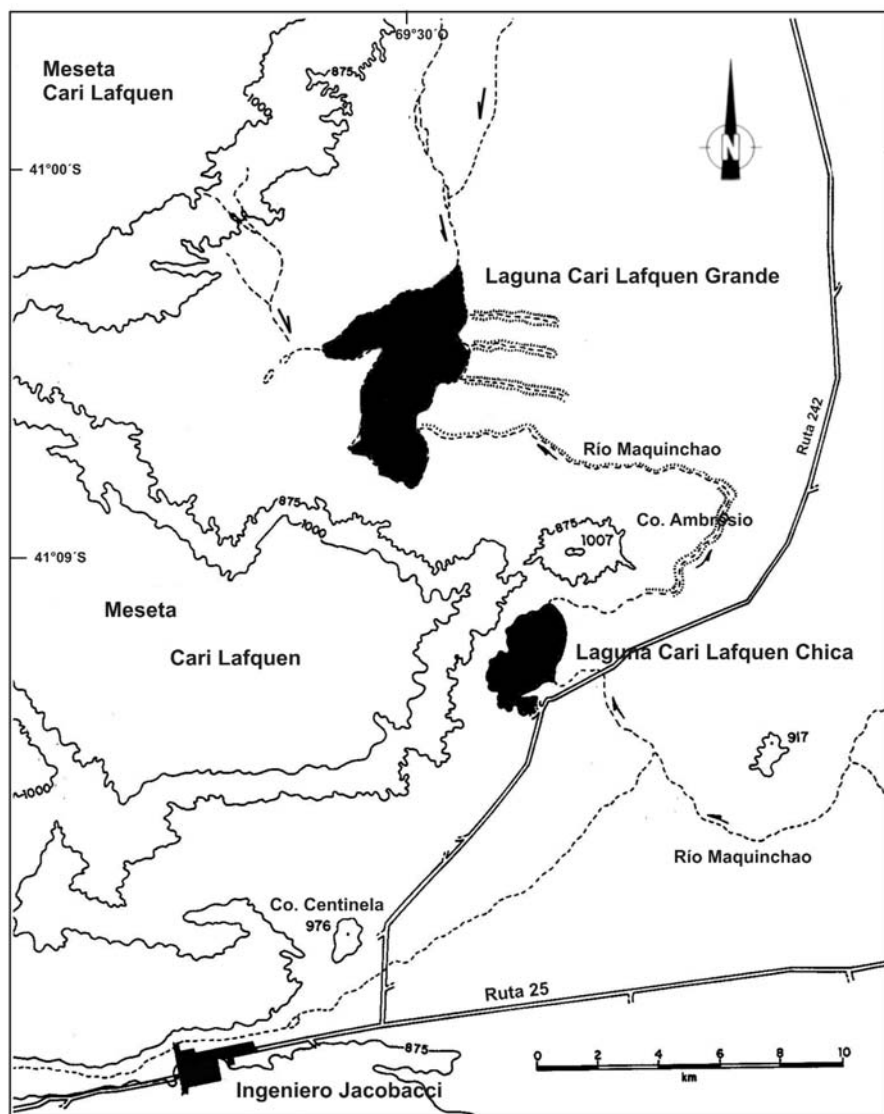


Figura 4: Las lagunas Cari-Laufquen Chica y Grande, relictos de un antiguo gran paleolago desarrollado dentro de la cuenca cerrada denominada Maquinchao (41°S , $69^{\circ}30'\text{O}$), ubicada aproximadamente a la misma latitud del paleolago Elpalafquen (Fig. 1), pero en el sector central de la Patagonia extra-andina.

aproximadamente 7,8 ka durante el intervalo altitermal del Holoceno (Markgraf 1991, Clapperton 1993), en el paleolago denominado Fueguino, el cual incluía a los actuales lagos Fagnano, Yehuín y Chepelmut, y el mallín Esperanza (54-55 S) (Fig. 1: localidad 3, Figs. 5 y 6), en Tierra del Fuego (Markgraf 1983, del Valle *et al.* 1990, Tatur *et al.* 2002). En la actualidad, sólo el mallín Esperanza, relikto poco profundo de un lago menor desarrollado en el frente de un glaciar que ocupaba la cuenca del actual lago Yehuín, es drenado hacia el Atlántico. Este mallín puede considerarse como un equivalente geomorfológico de los lagos pluviales

de la Patagonia extra-andina, aunque se formó en condiciones más húmedas y frías que estos últimos (Tatur *et al.* 2002).

Es importante resaltar que hasta 7,8 ka AP, el paleolago Fueguino drenaba exclusivamente hacia el Atlántico, principalmente a través del río del Fuego (Fig. 5), el cual actualmente sólo drena al mallín Esperanza (Fig. 6), mientras que los tres lagos mayores del actual sistema (Fig. 5) drenan hacia el Pacífico a través del fiordo del Almirantazgo en la costa Chilena. También en este caso la divisoria continental de las aguas se desplazó hacia el Atlántico, y actualmente se halla ubicada entre el mallín Esperanza y

el lago Yehuín, a considerable distancia de los Andes Fueguinos que fueron su sitio original.

ISLAS SHETLAND DEL SUR

Procesos similares, aunque de escala mucho menor, se observan en las islas Shetland del Sur (aprox. 62°S , 58°O) (Antártida) (Fig. 1: localidad 4), ubicadas a unos 7° de latitud al sur del paleolago Fueguino, formando parte de la prolongación austral de los Andes Patagónicos. El campo de hielo del Pleistoceno Tardío estuvo ubicado al occidente del archipiélago, sobre su plataforma continental. Los cursos de agua sub-glaciales fluyeron principalmente hacia el oriente (John y Sugden 1971, John 1972). Una nueva divisoria de aguas se desarrolló hace unos 6 ka AP, después de la desglaciación del área (Mäusbacher *et al.* 1989, Björck *et al.* 1993, Tatur *et al.* 1999a), y muchos lagos formados en las áreas libres de hielo drenan hacia el occidente, incluyendo al lago Hotel (Tatur y del Valle 1986, Tatur *et al.* 1999b). Sin embargo, la migración hacia el sur de la desglaciación que modificó la hidrología de los lagos andinos, pudo haber sido perturbada por factores locales, por ejemplo en los campos de hielo Patagónicos.

Aunque la historia ambiental del Holoceno-Reciente de los lagos antárticos en las islas Shetland del Sur, particularmente en la isla 25 de Mayo, es menos espectacular que la historia de los grandes paleolagos patagónicos formados al este de los Andes durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno Temprano, la evidencia paleoambiental sugiere que recurrentes cambios de las vías de drenaje acompañados por descensos escalonados del nivel de lagos proglaciales antárticos también fueron provocados por el calentamiento climático (del Valle *et al.* 2004). Recientes cambios de drenaje de estos lagos, informados por del Valle *et al.* (2004), sugieren que el proceso de desglaciación y la consecuente desestabilización del permafrost y los diques morénicos de los lagos antárticos continúan activos.

DISCUSIÓN

El sistema de lagos glaciales patagónicos "embalsados" por morenas terminales y ali-

mentados por el agua de deshielo de glaciares de descarga que estaban en franco retroceso, persistió durante el calentamiento climático que ocurrió después del Último Máximo Glacial. La desintegración de este gran complejo lacustre que luego se fragmentó en muchos lagos pequeños libres de hielo, insumió varias etapas. La historia de la fragmentación puede indagarse en testigos sedimentarios de fondo obtenidos en los lagos actuales, donde se hallan evidencias de trofismo creciente, vinculado mayormente a los siguientes factores: avance del calentamiento climático, descenso del nivel de los lagos, y creciente aislamiento de los mismos.

En los testigos sedimentarios de diferentes lagos sin conexión fluvial entre ellos, se observa el rápido cambio vertical en la sedimentación desde varves clásticas exentos de materia orgánica, en la parte inferior de los testigos, hasta sedimentos lacustres arcillosos ricos en materia orgánica autóctona, en la parte superior de los mismos. Esta materia orgánica incluye abundante clorofila que es el pigmento indicador de la productividad orgánica primaria de los cuerpos de agua.

A menudo, horizontes de ceniza volcánica (tefra) preceden a los niveles donde aumentan bruscamente los contenidos en materia

orgánica y clorofila. Esto sugiere que el descenso de los lagos y el consecuente incremento de la productividad orgánica en los mismos puede haberse relacionado indirectamente con actividad sísmica, la cual probablemente contribuyó a romper las morenas que mantenían alto el nivel del agua en los paleolagos y los embalsaba en su extremo oriental. En la región andina, la actividad volcánica está relacionada con la tectónica, y sus productos pueden haber contribuido al proceso de ajuste del balance de masa en un escenario geomorfológico en crisis por la deglaciación como el que nos ocupa.

El evento terminal de descenso de las aguas en los paleolagos andinos tuvo lugar cuando los glaciares retrocedieron hasta las altas cumbres de las montañas, desalojando algunos valles donde los glaciares tenían cabeceiras opuestas y divergentes, hacia el este y el oeste, lo cual permitió la apertura del drenaje hacia el Océano Pacífico. El inicio de la productividad primaria de los lagos y la turba (*peat*) basal que se observan en los testigos sedimentarios constituyen las señales sedimentarias del impacto del calentamiento climático en la región e indican el evento principal de la deglaciación que modeló el actual sistema hidrológico del área. La presencia de abundantes capas de ceniza volcá-

nica en los sedimentos del fondo lacustre excluye suponer la persistencia de extensas capas de hielo cubriendo los lagos durante la sedimentación.

Los cambios observados en las condiciones tróficas de los lagos fueron simultáneos con la transformación del ecosistema terrestre. El reemplazo de la vegetación abierta por otra propia de bosques es sincrónico con el incremento de productividad en los cuerpos de agua, y es un rasgo típico de los registros de la transición entre el Último Máximo Glacial y el Holoceno (Bianchi *et al.* 1997, Bianchi 1998, 1999). Del mismo modo, la sucesión de la vegetación posglacial es consistente a ambos lados de la cordillera a la misma latitud (Ariztegui *et al.* 1997, Lowell *et al.* 1995, Heusser *et al.* 1996, Moreno *et al.* 2001).

CONCLUSIONES

El mismo evento de deglaciación, fruto del calentamiento climático que produjo la desintegración del paleolago Elpalafquen en la región andina del Comahue (41°S) (Fig. 1) puede haber sido el origen de muchos de los grandes cuerpos de agua que se desarrollaron en cuencas cerradas de la Patagonia extra-andina, por ejemplo el extenso lago que ocupó la cuenca Maquinchao (41°S, 69° 30' O). La duración de los grandes paleolagos desarrollados en la Estepa patagónica fue relativamente breve, aunque en algunos casos como en la cuenca Maquinchao el nivel de las aguas se habría mantenido alto durante unos 1.400 años, entre 13,2-11,8 ka AP (Tatur *et al.* 2002).

Según estos autores, los efectos de la deglaciación que ocurrió durante el Pleistoceno Tardío en la Patagonia extra-andina podrían explicar la gran abundancia de agua en el ambiente, prescindiendo de la existencia de una verdadera fase pluvial posglacial, como la propuesta por varios autores (por ejemplo Volkheimer 1973, Bonorino y Rabassa 1973, Coira 1979, Galloway *et al.* 1988). La principal fase pluvial posglacial en la cuenca Maquinchao ocurrió entre 15.2-17.0 ka AP (Tatur *et al.* 2002).

En efecto, el calentamiento climático pudo haber producido el descongelamiento del permafrost y grandes masas de hielo locales, lo cual introdujo grandes cantidades de

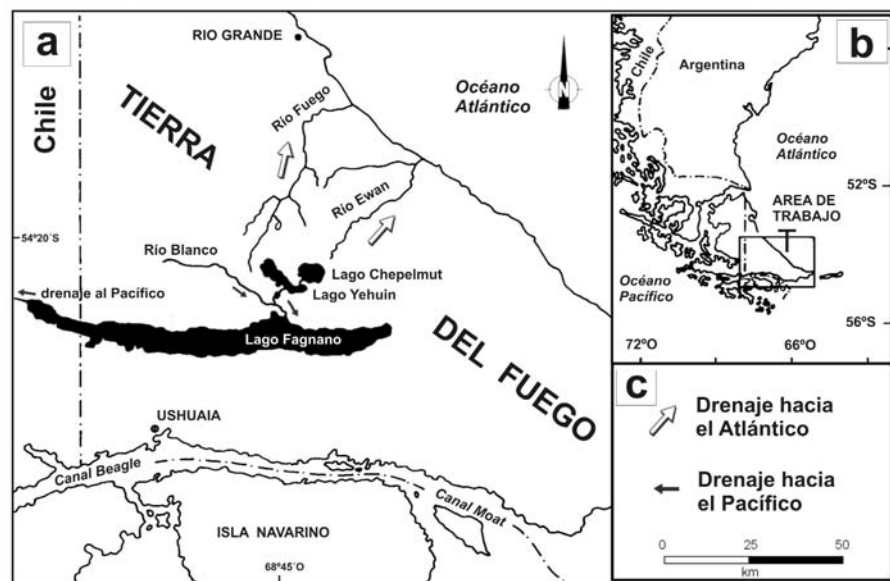


Figura 5: a) Sistema lacustre formado por los lagos Yehuín, Chepelmut y Fagnano, en Tierra del Fuego, los tres lagos son relictos del antiguo gran paleolago denominado Fueguino (Fig. 1) que los englobaba. b) Ubicación del área de estudio en Tierra del Fuego. c) Leyenda y escala gráfica de a.

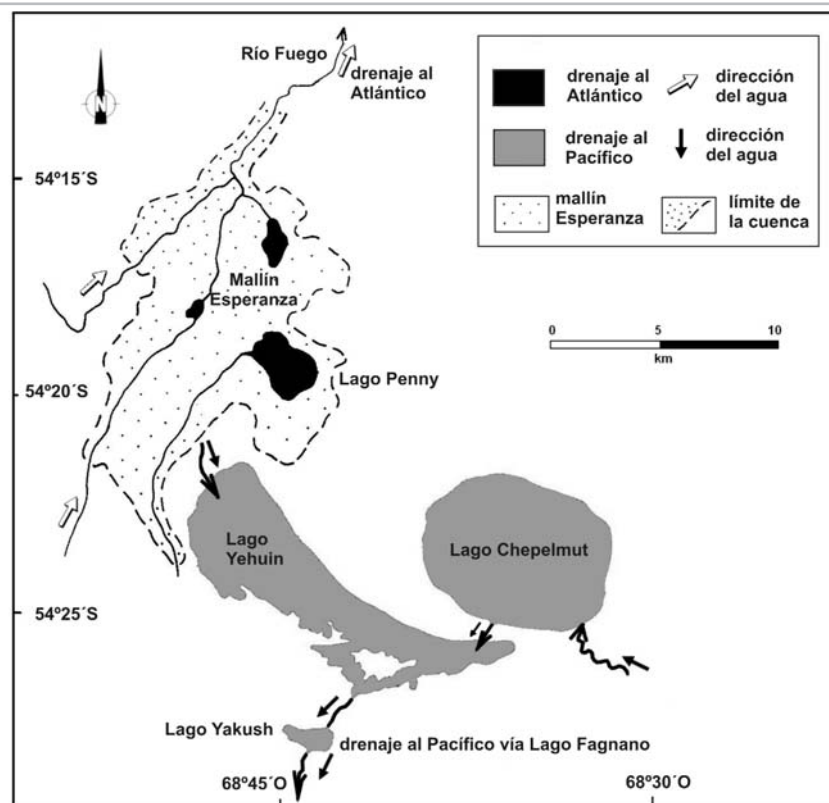


Figura 6: La actual cuenca del mallín Esperanza y los lagos Yehuin y Chepelmut en Tierra del Fuego (Fig. 5). Hace más de 7.800 años los lagos drenaban exclusivamente hacia el Atlántico. Después de esa fecha comenzaron a drenar hacia el Pacífico a través del lago Fagnano. La divisoria de aguas atlántico-pacífica está ubicada entre la cuenca Esperanza y el lago Yehuin, y al este del lago Chepelmut.

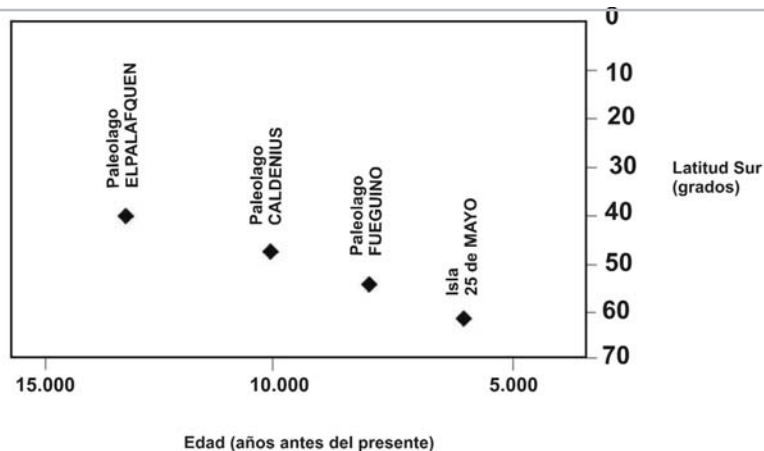


Figura 7: Edad de la apertura del drenaje hacia el Pacífico vs. latitud sur de los sistemas lacustres de la Patagonia andina (al este de los Andes) y la isla 25 de Mayo (Islas Shetland del Sur), desarrollados durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno Temprano. Se observa cierta relación lineal entre estas dos magnitudes, lo cual sugiere que el calentamiento climático pos-glacial pudo haber migrado latitudinalmente.

agua en el ambiente que alternativamente podrían ser interpretadas como resultado de la existencia de una verdadera "fase pluvial" en la región extra-Andina. Además, según Markgraf (1991) el nivel de las precipi-

taciones tuvo escasa importancia durante el comienzo de los tiempos posglaciales, porque el incremento de la humedad observado al este de los Andes en esa época pudo haber sido causado por la disminución de la

cubierta de hielo Andina. Esto habría producido un ascenso isostático de la Cordillera Patagónica que no compensó el descenso rápido de la barrera orográfica, lo habría facilitado el ingreso de masas de aire húmedo desde el océano Pacífico, según lo propuesto por Tatur *et al.* (2002).

Las grandes precipitaciones y las bajas temperaturas supuestas en la reconstrucción de la circulación atmosférica de esos tiempos, son consideradas como los principales factores climáticos indicadores de la existencia de una fase pluvial (Markgraf *et al.* 1992, Clapperton 1993). Sin embargo, según los conceptos expuestos por Tatur *et al.* (2002), el origen de los paleolagos de la Estepa patagónica fue comparable al de los grandes lagos glaciales andinos. Por esto la primera y más importante fase pluvial posglacial del Pleistoceno puede estar más estrechamente relacionada con el calentamiento climático y la desglaciación, mientras que las fases pluviales posteriores, que se sucedieron durante el Holoceno, pueden haber ocurrido efectivamente como resultado de fuertes precipitaciones acompañadas por bajas temperaturas que mantuvieron bajos los índices de evaporación.

El escenario regional en crisis después de la última glaciación se vio profundamente afectado por cambios geomorfológicos mayores derivados del calentamiento climático que produjo la desglaciación de una gran parte de la Patagonia entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Temprano. Los cambios mayores en la morfología del paisaje patagónico durante este lapso fueron el retroceso de los hielos y la consecuente génesis, desarrollo y desintegración de los grandes lagos que existieron al este de los Andes.

La desintegración de los grandes lagos andinos, causada por la apertura de catastróficos drenajes hacia el Pacífico, tuvo su origen en el calentamiento climático posglacial, cuyo evento principal migró hacia el sur, desde la región del Comahue hace unos 13.200 años hasta el extremo austral de Sudamérica, donde se manifestó con intensidad hace 7.800 años (Cuadro 1).

Los lagos andinos estudiados están alineados a lo largo del flanco oriental de la cordillera que tiene dirección NS. Estos lagos están separados entre sí por unos 6-7° de

latitud, y el descenso de sus aguas por la apertura del drenaje hacia el Pacífico está proporcionalmente separado en el tiempo (Cuadro 1), configurando una disposición regular como se muestra en la Fig. 7.

El calentamiento climático del Holoceno también impactó los sistemas lacustres de la Antártida, donde los efectos del descongelamiento en estos ambientes se hicieron sentir con mayor intensidad en las islas Shetland del Sur hace unos 6.000 años (Cuadro 1), provocando cambios similares a los del extremo austral sudamericano, aunque de distinta magnitud.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Moshe Inbar y Dr. Jerónimo López por sus valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Masferro, J., Lafargue, E. y Niessen, F. 1997. Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 12: 333-338.

Aschero, C.A., Goñi, R.A., Civalero, M.T., Molinari, R.L., Espinosa, S.L., Guraieb, A.G. y Bellelli, C.I. 1998. Holocenic Park: Arqueología del Parque Nacional Perito Moreno (PNPM). *Anales de la Administración de Parques Nacionales* 17: 1-64.

Bianchi, M.M. 1988. Scientific members of Palatra-PATO Projects, 1998. Patagonian Lake Drilling transect: Lake Sediment pollen records from Northwestern Patagonia. American Geophysical Union, Fall Meeting, Dec 6-10 1998, p. 210, San Francisco.

Bianchi, M.M. 1999. Registros polínicos de la transición Glacial-Post-glacial en el Parque Nacional Nahuel Huapi, noroeste de Patagonia, Argentina. 10° Simposio Argentino de Palinología, Buenos Aires 99, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 6: 43-48.

Bianchi, M.M., Masferro, J., Roman-Ross, G., Tatur, A., del Valle, R.A. y Amos, A.J. 1997. The Pleistocene-Holocene boundary from cores of Lago El Trébol Patagonia, Argentina: Paleolimnological evidences. *Proceedings of the International Association for Theoretical and Applied Limnology* 26: 805-808.

CUADRO 1: Ubicación de los grandes paleolagos andinos sudamericanos citados en el texto y la antigüedad del descenso de su nivel por la apertura de drenajes hacia el Pacífico, y posición de antiguos sistemas lacustres de la isla 25 de Mayo junto con la edad del cambio de su drenaje.

Sistemas lacustres antiguos	Ubicación al este de los Andes (Latitud Sur)	Edad de la apertura del drenaje al Pacífico
Elpalafquen	41 S	13.200 años (*)
Caldenius	47-48 S	c. 10.000 años (*)
Fueguino	54-55 S	7.800 años (*)
Isla 25 de Mayo (Antártida)	62 S	6.000 años (*)

(según Tatur *et al.* 2000) (*) Años antes del Presente. Por convención se adopta el año 1950 como el "Presente".

dings of the International Association for Theoretical and Applied Limnology 26: 805-808.

Bjorek, S., Haakansson, H., Olsson, S., Barnekow, L. y Janssens, J. 1993. Paeoclimatic studies in South Shetlands, Antarctica, based on numerous stratigraphic variables in lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 8: 233-272.

Bonorino, F.G. y Rabassa, J. 1973. La Laguna Carri Lafquen Grande y el origen de los bajos Patagonicos (comentarios). *Revista de la Asociación Geologica Argentina* 28: 314-318.

Clapperton, C.M. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 768 p., Amsterdam.

Coira, B.L. 1979. Descripción geológica de la hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 168: 1-101.

Compagnucci, R.H., Giraldez, A.E. y del Valle, R.A. 1993. Climatic interpretation from Mascardi Lake cyclic deposits of the Late Pleistocene. Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates: a review of the state of art. IGCP Project 341 (extended abstracts), 1-32.

del Valle, R.A., Nuñez, H.J., Rinaldi, C.A. y Tatur, A. 1990. Preliminary results of the Argentine-Polish paleolimnological Project at Lago Yehuin, Tierra del Fuego, Argentina (Southern tip of South America): evolution of Biota and landscape at the marginal zone of the last glaciation. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 7: 353-364.

del Valle, R.A., Tatur, A., Amos, A.J., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Lirio, J.M., Martínez Macchiavello, J.C., Masferro, J., Nuñez, H.J., Rinaldi, C.A., Vallverdú, R., Vigna, S., Vobis, G. y Whatley, R.C. 1993a. Elpalafquen, un paleolago de la Patagonia septentrional Andina durante el Pleistoceno Tardío [Elpalafquen, a northern Patagonian lake during the Late Pleistocene]. 1a. Reunión del Grupo Argentino GOSPAL, IGCP Project 324, Comunicaciones: 12-15, San Juan.

del Valle, R., Tatur, A., Amos, A.J., Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Hsu, K., Lirio, J.M., Martínez Macchiavello, J.C., Masferro, J., Nuñez, H.J., Rinaldi, C.A., Vallverdu, R., Vigna, S., Vobis, G. y Whatley, R.C. 1993b. Registro de una fase climática húmeda del Pleistoceno tardío en la Patagonia septentrional. Proyecto Pangea and Glopals, Encuentro Anual de los Grupos Argentinos de Trabajo IGCP Project 324 Unesco IUGS Comunicaciones: 16-19, San Juan.

del Valle, R.A., Tatur, A., Amos, A.J., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Lirio, J.M., Martínez Macchiavello, J.C., Masferro, J., Nuñez, H.J., Rinaldi, C.A., Vallverdú, R., Vigna, S., Vobis, G. y Whatley, R.C. 1994a. Sedimentary cores from Lago Mascardi, Nahuel Huapi National Park, Argentina: preliminary results. En Rinaldi, C.A. (ed.) 3° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, 127-144, Buenos Aires.

del Valle, R.A., Tatur, A., Amos, A.J., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Lirio, J.M., Lusky, J.C., Martínez Macchiavello, J.C., Masferro, J., Nuñez, H.J., Rinaldi, C.A., Vallverdu, R.A., Vigna, S. y Vobis, G. 1994b. Paleoambientes en la región septentrional de la Patagonia durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Proyecto Lagos Comahue: Resultados parciales. En Rinaldi, C.A. (ed.) 3° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Científicas Antárticas, 145-165, Buenos Aires.

del Valle, R.A., Lirio, J.M., Nuñez, H.J., Tatur, A., Rinaldi, C.A., Lusky, J.C. y Amos, A.J. 1996. Reconstrucción paleoambiental Pleistoceno Holoceno en latitudes medias al este de los Andes. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocar-

- buros, Actas 4: 85-102, Buenos Aires.
- del Valle, R.A., Lirio, J.M., Nuñez, H., Rinaldi, C.A. y Tatur, A. 2000. Sedimentary cores from Lago Mascaridí, Nahuel Huapi Nacional Park, Argentina: first results from the key site. En Smolka, P. y Volkheimer, W. (eds.) Southern Hemisphere Paleo and Neoclimates: Key Sites, Methods, Data and Models 16, 381 p., Springer, Berlin.
- del Valle, R.A., Tatur, A., Lusk, J.C. y Gómez Izquierdo, D.R. 2004. Cambios morfológicos recientes en lagos de la Península Potter, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica* 59 (3): 443-450.
- Galloway, R.W., Markgraf, V. y Bradbury, J.P. 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 195-198.
- González, M.A. 1992. Paleoambientes del Pleistoceno tardío/Holoceno temprano en la cuenca de los lagos Belgrano y Burmiester (47°40'/48° Sur, 72°30'Oeste, Santa Cruz). *Fundación Caldenius, Informe Técnico* 9: 1-7, Buenos Aires.
- Heim, A. 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Ecologiae Geologicae Helveticae* 33: 25-51.
- Heusser, C.J. 1983. Late Quaternary climates of Chile. En Vogel, J.C. (ed.) Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere. SASQUA Proceedings of an International Symposium (Swaziland, 29 August-2 September), A.A. Balkema, 59-83, Rotterdam.
- Heusser, C., Lowell, T.V., Heusser, L.E., Hauser, A., Andersen, B.G. y Denton, G.H. 1996. Full Glacial/Flate-glacial paleoclimate of Southern Andes: evidence from pollen beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* 11: 173-184.
- John, B.S. 1972. Evidences from the South Shetland Islands towards a glacial history of West Antarctica. En Price, R.J. y Sudgen, D. (eds.) Institute of British Geographers, Polar Geomorphology, Special Publication 4: 75-92.
- John, B.S. y Sugden, D. 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin* 24: 45-111.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schluchter, C., Marchant, D.R. y Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science* 269: 1541-1549.
- Markgraf, V. 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate and arid environments in Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Markgraf, V. 1989. Palaeoclimates in central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake level records. *Quaternary Science Reviews* 8: 1-24.
- Markgraf, V. 1991. Late Pleistocene environmental and climatic evolution in southern South America. *Bamberger Geographische Schriften* 11: 271-282.
- Markgraf, V. y Bianchi, M.M. 1999. Paleoenvironmental changes during the last 17,000 years in western Patagonia: Mallín Aguado, Province of Neuquén, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 19: 175-193.
- Markgraf, V., Dodson, J.R., Kershaw, A.P., McGlone, M.S., Nicholls, N. 1992. Evolution of Late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics* 6: 193-211.
- Martinez, M. y Amos, A.J. 2000. Feruglio oldest Quaternary glacial deposits in Northern Patagonia: Sedimentological and geomorphological features of the Pichileufu Drift and related deposits. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología. 8° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 114-115, Mar del Plata.
- Mäusbacher, R., Muller, J. y Schmidt, R. 1989. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic Lakes (King George Island). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 3: 55-74.
- Mazzoni, M.M. 1983. Depósitos volcánico-lásticos Holocenos de fondos lacustres. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(1): 84-100.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V. y Denton, G.H. 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in Southern Chile. *Nature* 409: 804-808.
- Tatur A. y del Valle, R.A. 1986. Badania paleolimnologiczne i geomorfologiczne na Wyspie Krola Jerzego-Antarktika Zachodnia (1984-1986). [Paleolimnological and Geomorphological investigations on King George Island (1984-86)]. *Przegląd Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne* 11: 621-626, Warszawa.
- Tatur, A., del Valle, R. y Amos, A. 1994. Andes-Patagonian Steep: a late Pleistocene in the middle latitudes of the Southern Hemisphere. IGCP project 263: Termination of the Pleistocene in South America, Symposium (28-26 March), 30-31, Tierra del Fuego.
- Tatur, A., Martinez-Macchiavello, J.C., Niegodzisz J. y del Valle, R. 1999a. Record of Holocene environmental changes in sediment core of Hotel Lake, King George Island, Antarctica. *Polish Polar Studies, 26 Polar Symposium*, 379-389, Lublin.
- Tatur, A., del Valle, R.A. y Barczuk, A. 1999b. Discussion on the uniform pattern of Holocene tephrochronology in South Shetland Islands. Antarctica. *Polish Polar Studies, 26 Polar Symposium*, 303-321, Lublin.
- Tatur, A., del Valle, R.A., Bianchi, M.M., Outes, V. y Villarosa, G. 2000. Late Pleistocene pluvial phase in Patagonia. *Geolines* 11: 47-51.
- Tatur, A., del Valle, R.A., Bianchi, M.M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodzisz, J. y Debaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in Andes and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89: 135-150.
- Tortorelli, L.A. 1956. Maderas y bosques argentinos. ACME, Ciencias Biológicas y Agrómicas, 910 p., Buenos Aires.
- Trombotto, D. 1994. El permafrost Patagónico pasado. *Revista del Museo de Historia Natural de San Rafael* 12(4): 229-249, Mendoza.
- Valencio, D.A., Sinito, A.M., Creer, K.M., Mazzoni, M.M., Alonso, M.S. y Markgraf, V. 1985. Palaeomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, southwestern Argentina (lat. 41°15'S, long. 71°13'W): Paleolimnological aspects. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 3: 109-147.
- Villarosa, G., Outes, V., Arribere, M. y Ribeiro-Guevara, S. 1999. Preliminary characterization and chronology of tephra from the Rio Maquinchao Valley exposures, Rio Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Extended abstracts: 152-155, Córdoba.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 13-36.

Recibido: 7 septiembre, 2006

Aceptado: 15 de agosto, 2007