

Open Archive Toulouse Archive Ouverte (OATAO)

OATAO is an open access repository that collects the work of Toulouse researchers and makes it freely available over the web where possible.

This is an author-deposited version published in: http://oatao.univ-toulouse.fr/
Eprints ID: 5602

To cite this version: Salvarredy-Aranguren, Matias Miguel and Probst, Anne and Roulet, Marc *Evidencias sedimentarias y geoquimicas de la pequeño edad de hielo en el lago milluni grande del altiplano boliviano.* (2009) Revista de la Asociación Geológica Argentina, vol. 65 (n°4). pp. 660-673. ISSN 1851-8249

Any correspondence concerning this service should be sent to the repository administrator: staff-oatao@listes.diff.inp-toulouse.fr

EVIDENCIAS SEDIMENTARIAS Y GEOQUIMICAS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN EL LAGO MILLUNI GRANDE DEL ALTIPLANO BOLIVIANO

Matías Miguel SALVARREDY-ARANGUREN [a,b,1* ¤] **, Anne PROBST** [c,d] **y Marc ROULET** [a,e,†]

[a] Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), Toulouse, Francia. Email: msalvarredyaranguren@yahoo.com.ar
[b] Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
[c] Université de Toulouse , UPS, INP , EcoLab (Laboratoire d'écologie fonctionnelle), Castanet-Tolosan, France
[d] CNRS , EcoLab, Castanet-Tolosan, France, Email:anne.probst@ensat.fr
[e] Institut de Recherche pour le Développement, HYBAM, La Paz, Bolivia†
[†] fallecido en 2006

RESUMEN

El lago de Milluni Grande (LMG) está ubicado en el flanco occidental de los Andes Orientales en el valle de Milluni que posee una clásica forma en U dado que se encuentra en una región glacial. El lago es el más grande de este valle, y dado que se halla situado al cierre de cuenca, resulta estratégico para albergar un registro sedimentario de los últimos 450 años. El registro sedimentario fue estudiado a partir de un testigo del lago, del cual se describieron y analizaron detalladamente parámetros físicos y químicos, sedimentología, mineralogía e indicadores geoquímicos los que permitieron evidenciar una importante variación del clima (VC). Adicionalmente, una datación con 210Pb en los niveles mas superficiales del testigo fue usada para establecer una tasa de sedimentación del lago y estimar una cronología para los niveles sin datación. La cronología definida señala que la variación del clima detectada sucede durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Además, una correlación detallada fue establecida entre los niveles arenosos del registro sedimentario del LMG y las morrenas glaciarias del Cerro Charquini. Finalmente, algunas evidencias históricas bien documentadas sobre el desarrollo de Pequeña Edad de Hielo en Bolivia son mencionadas.

Palabras clave: *Lago Milluni, Bolivia, Pequeña Edad de Hielo, Variación climática, Geoquímica.*

ABSTRACT: *Milluni Grande Lake (MGL) is located Milluni Valley, west-side of Eastern Andes, Bolivia.* The Milluni area presents a classic U shaped valley, product of the last glacial regression. MGL is the biggest lake of the valley, and it is at the end of Milluni Valley, a strategic that position allow a complete sedimentary record of last 450 years. The sediment record was studied with a lake core. A full description and analysis of physical and chemical parameters, sedimentology, mineralogy and geochemical proxys allow to conclude that sediment record shows an important climate change (CC). Complementary, a 210Pb datation over the superficial core levels was used to establish a sedimention rate and estimate a chronology for no dated levels. The chronology point out that the detected climate change clearly occurs during the Last Ice Age (LIA). Moreover, a detailed correlation has been established between sandy levels in the sedimentary record of MGL and Charquini mountain glacier moraines. Finally, some well documented facts about the development of Last Ice Age in this area of Bolivia are mentioned.

Keywords: *Milluni Lake, Bolivia, Little Ice Age, Climate change, Geochemistry*

INTRODUCCIÓN

Los registros sedimentarios de ciertos lagos han demostrado ser útiles archivos naturales para el estudio de variaciones ambientales asociadas a: contaminación, variaciones climáticas y/o cambios de usos del manejo territorial (Callender 2003).

En la actualidad la temática de los cambios climáticos concita la atención de la comunidad científica y pública, dado sus implicancias sociales y económicas (Zorita *et al.* 2003). Una de las mejores formas de conocer la raíz de los mismos y sus implicancias es apoyarse en paralelismos de situaciones del pasado histórico y/o geológico (McElroy 1994). Más allá del rol mayor jugado por el hombre en tiempos presentes, los cambios climáticos no son una excepción visto desde la óptica de los procesos ocurridos en tiempos geológicos. En ese sentido los cambios ocurridos en el Holoceno pueden ser de gran interés para comprender que la situación presente, y servir de línea de base para las futuras fluctuaciones climáticas (Cronin *et al.* 2003).

Definir esa línea de base climática implica conocer los fenómenos ocurridos en el pasado que permitan una comparación con los fenómenos actuales. Por otra parte, estos estudios nos sirven para ajustar y dimensionar el dinamismo de los procesos asociados a cambios climáticos y las características de sus posibles registros geológicos. En ese sentido investigar y pro-

fundizar el conocimiento sobre los registros geológicos del Holoceno permite compatibilizar observaciones presentes por proximidad de escala de tiempo (Wanner *et al.* 2008). El conocimiento del paleoclima ha avanzado ampliamente en el Hemisferio Norte, llegando a obtenerse reconstrucciones de alta resolución, en tanto que en el Hemisferio Sur es aún incipiente. Por ende, existe un creciente interés en la comunidad científica internacional en el estudio del paleoclima en el Hemisferio Sur (Piovano *et al.* 2006).

La Pequeña Edad de Hielo (*Litle Ice Age*, LIA) es una de las más recientes variaciones climáticas constatada históricamente (~1350 a ~1850 A.D.) principalmente en el Hemisferio Norte. Este registro histórico propulsó su reconocimiento en el registro natural geológico. En tanto, su reconocimiento en el Hemisferio Sur es incipiente (Vimeux *et al.* 2009, Wanner *et al.* 2008). A diferencia del Hemisferio Norte donde ha sido ampliamente identificada por diversos indicadores paleoclimáticos: composición química de valvas de ostrácodos, registros sedimentarios de avance-retroceso de glaciares, análisis isotópicos y geoquímicos, anillos de crecimientos de árboles, registro en corales, análisis polínicos, etc.

En el continente sudamericano son varios los indicios de registros de la Pequeña Edad de Hielo (Ariztegui *et al.* 2007, Bertrand *et al.* 2005, Borromei *et al.* 2008, Espizúa 2005, Glasser *et al.* 2004, Koch 2005, Masiokas *et al.* 2009, Pereyra y Roverano 2008, Rabassa *et al.* 2000, Rabatel *et al.* 2005, Vuille *et al.* 2008), aunque aún persiste una cierta controversia sobre las exactas características climáticas existentes durante ese período, algunos autores postulan un periodo frío-húmedo o alternante frío húmedo/seco (Liu *et al.* 2005, Mauquoy *et al.* 2004, Tchilinguirian *et al.* 2008, Valero-Garcés *et al.* 2003). Sin embargo, un número considerable de evidencias recogidas por diversas aproximaciones metodológicas postulan un régimen frío y árido (Laprida y Orgeira 2008, May *et al.* 2008, Piovano *et al.* 2002, Salvarredy-Aranguren 2008, Stowinski Varandas da Silva *et al.* 2008, Tonni *et al.* 1999, Valdes *et al.* 2003).

Salvarredy-Aranguren (2008) investigó la evolución ambiental del valle de Milluni, Bolivia. A través de una serie de testigos en lagos y turberas. El testigo del lago Milluni Grande es particularmente interesante para analizar tanto la evolución de los cambios antrópicos (Salvarredy-Aranguren y Probst 2008), como los naturales generados en dicha cuenca hídrica. Esta publicación referirá y profundizará sobre uno de los aspectos revelados por dicha tesis doctoral (Salvarredy-Aranguren 2008), en lo referente a las evidencias geoquímicas y sedimentarias al cambio climático ocurrido durante la Pequeña Edad de Hielo, y cómo estas evidencias se correlacionan con otras investigaciones relacionadas en el área próxima.

SITIO INVESTIGADO

El lago de Miluni Grande está situado a más de 4.530 m s.n.m., a unos 20 km al norte de la ciudad de La Paz. Este lago se encuentra en el cierre de la pequeña cuenca de Milluni, principal fuente de abastecimiento de la capital boliviana (Salvarredy -Aranguren *et al.* 2008).

El valle de Milluni es de origen glacial, caracterizado por su forma en U, cuyas suaves pendientes en su eje central permiten el desarrollo de una serie de lagos concatenados (Fig. 1). La presencia de estos lagos a diferentes niveles resulta extremadamente interesante para la investigación de la evolución ambiental del valle (Salvarredy-Aranguren y Probst 2008). El origen de estos cuerpos de agua está vinculado al retroceso de los glaciares Huayna Potosí y Charquini que coronan los picos de la Cordillera de los Andes Orientales en el área, conocida en esta región como Cordillera Real (Argollo *et al.* 1987, Montes de Oca 1982).

Dada la proximidad a la capital boliviana el valle ha sido objeto de estudio por su: geología (Daroca-Morales 1968, Fernández y Thompson 1995, Jauregui-Castillo 1969, Lehmann 1978, Muriel-Zabala 1967, Perez y Esktrom 1995), los aspectos biológicos de fauna acuática, bacterial y vegetación (Apaza Chavez 1991, Meneses-Quisbert 1997, Sacaca Cuellar 2006), su hidráulica y calidad de agua para su tratamiento (Ríos 1985), y sus procesos geoquímicos de superficie (Salvarredy-Aranguren 2008).

El lago Milluni Grande está ubicado en la parte más baja del valle de Milluni, representa el espejo de agua de mayor extensión del valle (Iltis 1988) y por ende un sitio con extraordinario potencial para albergar un registro geológico integral de todos los cambios operados aguas arriba del lago. La superficie del lago es de unas 237 ha y posee una profundidad promedio de 4 m (Iltis 1988). A excepción de un pobre registro bacterial (Sacaca Cuellar 2006) y posible presencia de fitoplancton, el lago no presenta vida acuática (Apaza Chavez 1991) dado su bajo pH y condiciones oxidantes actuales (Salvarredy-Aranguren 2008, Salvarredy-Aranguren y Probst 2008).

La zona de estudio está ubicada entre los 16°16' et 16°20'LS y entre 68°08' y 68°12'LO (Fig. 1). Esta región se haya comprendida por la faja estannífera boliviana, que está definida por un conjunto de factores geológicos que favorecen la existencia de yacimientos de estaño. Este recurso natural le permitió a Bolivia ser el primer productor de estaño mundial durante varias décadas del siglo 20 (Ahlfeld y Schneider-Scherbina 1964). La geología del área puede ser resumida del modo siguiente: el sector del valle superior (norte del valle) está caracterizado por rocas graníticas triásicas del intrusivo de Huayna Potosí (Lehmann 1978), esto genera un metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias ordovícicas. Hacía el sur, el sector medio e inferior del valle (sur), las rocas sedimentarias de edad ordovícica a silúricas están afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado. Toda la secuencia sedimentaria está plegada y fracturada, dado su comportamiento reológico las areniscas silúricas manifiestan más notablemente las fracturas y alojan allí la mineralización rica en sulfuros y estaño (Lehmann 1978, Raffaillac 2002). Esta mineralización se refleja luego en la composición de los sedimentos actuales tanto

por acción natural y antrópica. También se observa en los sedimentos del lago Milluni Grande (Salvarredy-Aranguren y Probst 2008). El área no presenta rocas carbonáticas que modulen el proceso de acidificación actual de las aguas de superficie por los drenajes ácidos de la mina (Salvarredy-Aranguren *et al.* 2008).

En el sector más bajo del valle hay una presencia importante de depósitos morrénicos cuaternarios siliciclásticos que circundan el lago de Milluni Grande por el norte y sur conformando los límites naturales del lago (Salvarredy-Aranguren 2008). El límite sur del lago se halla modificado por la construcción de un dique que genera el control del régimen hídrico para el abastecimiento de la ciudad de La Paz, además de aumentar la capacidad de almacenamiento de agua (Crespo 1936).

Las condiciones climáticas actuales del valle de Milluni son características de alta montaña (el valle se sitúa entre 4.530 y 4.600 m s.n.m.), con precipitaciones medias anuales de 800 mm y una temperatura media anual del aire medida en un valle de Zongo de 5,4°C a 4-310 m.n.m. (Iltis 1988).

METODOLOGIA

La metodología empleada se halla ampliamente detallada en Salvarredy-Aranguren (2008). A continuación presentamos una explicación sucinta de los procedimientos aplicados.

Se obtuvo con un sacatestigo en polipropileno (previamente lavado con HCl y agua MilliQ) un testigo sedimentario del fondo del lago en el sector norte del mismo, alcanzando los 50 cm de profundidad, donde las aguas del lago poseen una profundidad de 3 m (Fig.1).

Una vez obtenido el testigo, se procedió a fotografiarlo y medirlo antes de extruirlo para su corte. *In situ* se realizaron las mediciones de Eh y pH, las primeras se realizaron antes de la extrucción introduciendo la sonda a través de un orificio cada 1 cm realizado en el tubo sacatestigo, en tanto la segunda sobre cada muestra sacada durante el corte del testigo.

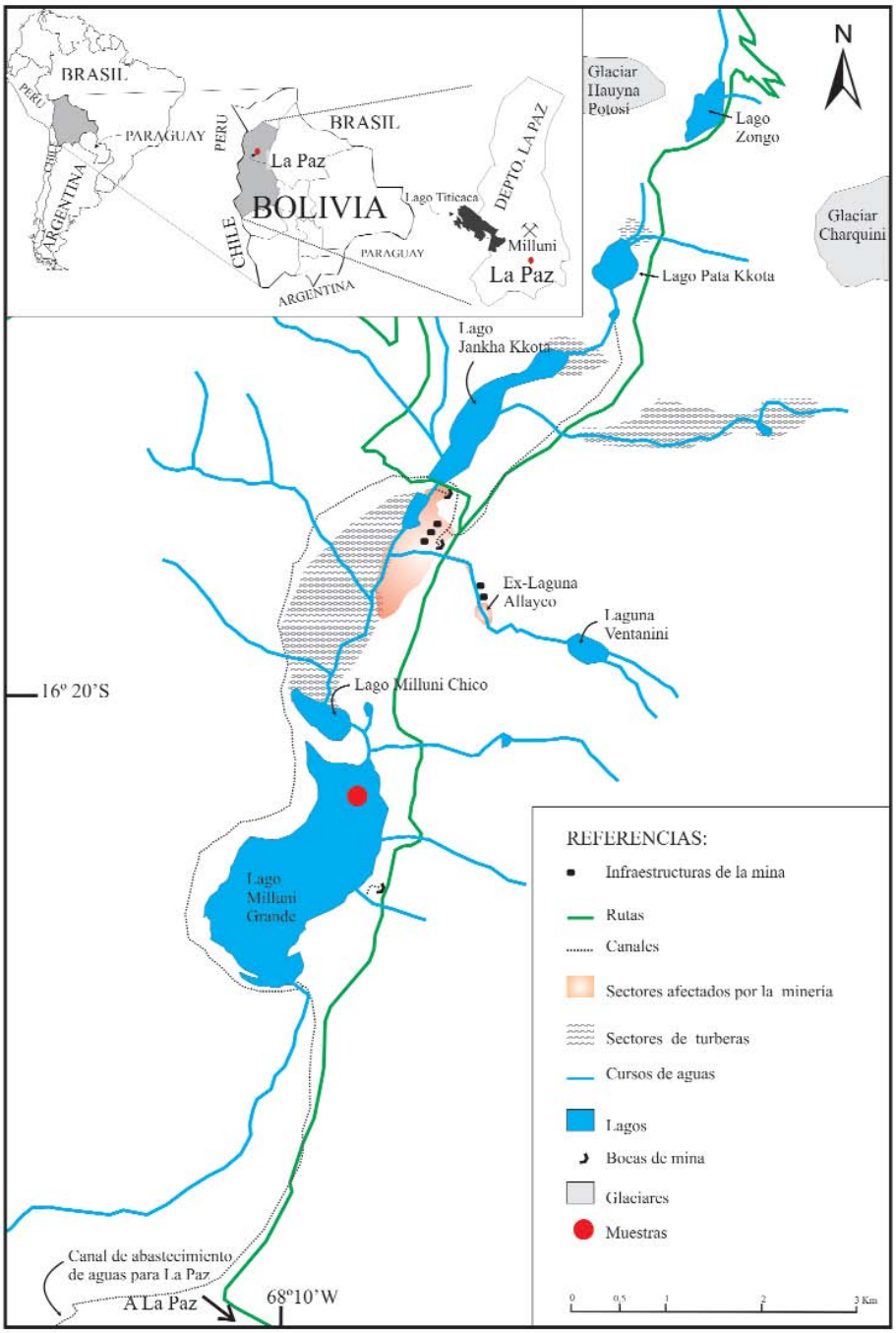


Figura 1: Ubicación del área de estudio y del testigo obtenido.

El submuestreo del testigo fue en porciones de aproximadamente 1 cm de espesor, antes del corte y una vez realizado, se efectuó una descripción sedimentológica de cada uno de los niveles recuperados. Se prestó especial atención a la textura, color, presencia de concreciones, olor, estructuras sedimentarias reconocibles, grado de saturación de agua.

Las muestras fueron dispuestas en una probeta de volumen graduado de polipropileno de peso conocido (previamente lavado con HCl y agua MilliQ y secada en estufa y pesada). Para su transporte desde el lago al laboratorio las probetas fueron colocadas en congeladoras a me-

nos de 10°C. En el laboratorio se pusieron en un freezer para prevenir modificaciones por procesos biológicos.

La densidad y humedad de las muestras fueron determinadas en Bolivia en Laboratorio de Calidad del Medio Ambiente (LCMA), inmediatamente luego de la toma de los testigos, con la finalidad de preservar las características del sedimento muestreado. La humedad fue determinada por diferencia entre el peso húmedo y seco. La centrifugación de las muestras permitió medir el volumen, y su relación con el peso seco definir la densidad.

Una fracción de las muestras secas fue usada para su estudio mediante la difracción por rayos X (DRX) y para su observación con microscopía electrónica de barrido (MEB). Los difractogramas fueron usados para identificar cambios mayores en el aporte de los sedimentos, en tanto las seudoimágenes MEB permitieron abordar variaciones mineralógicas más sutiles. Estos procedimientos fueron realizados en el LMTG (Toulouse, Francia).

El método escogido para la datación fue plomo-210 (^{210}Pb), ampliamente usado para datar columnas sedimentarias recientes de lagos o de turberas (Appleby *et al.* 1997), en razón de la su corto período de decaimiento radioactivo (Appleby y Oldfield 1978). Esto permite una datación de hasta unos 200 años desde la actualidad. El análisis de ^{210}Pb por espectrometría se basa en el principio del equilibrio radioactivo entre este isótopo y su isótopo hijo el polonio-210 (^{210}Po). Las muestras fueron analizadas seis meses luego de su muestreo para respetar este equilibrio (Roulet *et al.* 2000).

Las muestras fueron enviadas secas y finamente trituradas a My Core Scientific Co. (Ontario, Canadá) para su preparación y datación por espectrometría alfa. Los resultados fueron tratados usando el modelo CRS por M. Roulet (para más de detalles sobre este método véase Sonke *et al.* 2003).

Para la determinación del carbono orgánico, del nitrógeno y de sus relaciones isotópicas ^{13}C/^{12}C y ^{15}N/^{14}N se procedió del modo siguiente: la preparación de las muestras fue hecha en el LCMA (Bolivia), se realizó una acidificación con ácido clorhídrico (HCl, 2N) para eliminar el carbono inorgánico asociado a los carbonatos, las muestras fueron secadas a temperatura ambiente y una cantidad variable entre 5-40 g de sedimento fue pesada, triturada y puesta en capsulas de estaño.

El carbono orgánico (Corg.), nitrógeno (N) y las relaciones de isótopos estables ^{13}C/^{12}C y ^{15}N/^{14}Nfueron determinadas en un espectrómetro de masa Europa Hydra 20/20 equipado de un módulo de combustión Anca-GSL (analizador de elementos y purificador de gas) por el Servicio de Isotopía Estable de la Universidad de California en Davis (EEUU).

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

Parámetros físicos químicos, sedimentología y mineralogía de la columna del testigo obtenido

Las condiciones físico-químicas, reflejadas por el pH, Eh y la densidad, presentan una variación significativa a lo largo del testigo (Fig. 2). En superficie, el pH de los sedimentos del testigo es ácido: 2,4 unidades, luego aumenta rápidamente hasta 6 unidades a los 20 cm de profundidad. Más en profundidad, el pH sigue alrededor de las 6 unidades hasta los 40 cm de profundidad, para disminuir luego a pH 4,5 en el fondo del testigo. El perfil del potencial redox (Eh) es la imagen especular del pH. En superficie presenta valores muy oxidantes (400 mv) y pasa a valores reductores de -100 mv alrededor de los 20 cm de profundidad. Finalmente, la densidad muestra variaciones importantes con la profundidad que parecen estar fuertemente vinculadas a las variaciones litológicas (Fig. 2).

En términos generales se puede afirmar que la granulometría del testigo es fina arcillolimosa, cuyas estructuras sedimentarias indican principalmente ambientes de baja energía propios de los ámbitos lacustres. Consecuentemente, los espectros de DRX (no mostrados) presentan los mismos minerales mayoritarios a lo largo del testigo (cuarzo, illita, en menor proporción feldespato potásico), lo que indica sustancialmente una misma fuente de aporte. Además, a través de los difractogramas se observa una transición desde los niveles más superficiales del testigo a los profundos caracterizada por una mejora de la definición de los espectros de DRX resultado de una disminución de la presencia de óxidos mal cristalizados y una mayor presencia de sulfuros (Salvarredy-Aranguren y Probst, 2008). Estas características sedimentológicas indican que el testigo ha tenido un registro continuo, sin interrupciones abruptas. A continuación se detalla la descripción del testigo desde la base del mismo a los niveles más superficiales.

Los sedimentos finos, mayormente arcillosos, de la base del testigo (45 a 50 cm de profundidad), composicionalmente ricos en arcillas, silicatos, con presencia de sulfuros y óxidos primarios bien preservados (Fig. 3a), son de un color marrón ocre y poseen estructuras sedimentarias que indican condiciones de exposición subaérea (Fig. 3). Salvarredy-Aranguren (2008) validó la presencia de estas grietas de disecación por la correlación con la variación observada en la concentraciones de elementos sensibles a la óxido-reducción (Mn, Fe).

Por arriba de esta sección basal, de 45 a 27 cm de profundidad (Fig. 3), la sedimentación es mayoritariamente fina, limoarcillosa, de colores ocres oscuros a ocres, con intercalaciones de arenas finas, y algunos niveles de arenas medias a gruesas de color gris, con laminación planar milimétrica.

Las intercalaciones de arenas finas reflejan probablemente pequeños episodios de mayor energía que las condiciones actuales. En cuanto a las medias a gruesas pueden responder a episodios puntuales o estacionales ligados a una precipitación excepcional y/o procesos ligados a la dinámica de los glaciares del área. Estos niveles son más ricos en minerales de sulfuros y óxidos primarios, el grano mineral es de mayor tamaño que aquéllos de las secciones basales e intercalaciones más

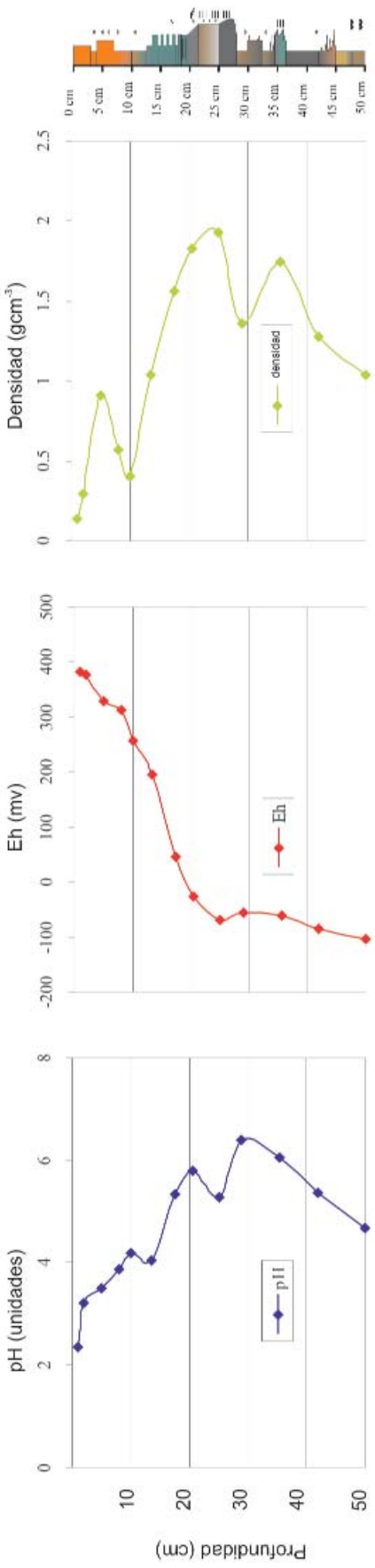


Figura 2: Variación de parámetros físicos químicos (pH, Eh, densidad) del testigo con la profundidad; a la derecha columna estratigráfica. Obsérvese la correlación entre cambios de densidad y variaciones sedimentológicas.

finas predonderantes de este tramo (Fig. 3b).

En el mismo segmento del testigo hay presencia de concreciones de óxidos en los niveles situados a 45, 42 y en el tramo de 33 a 30 cm de profundidad.. Estos niveles son más ricos en concentraciones totales de Fe y Mn que el sector basal del testigo (Salvarredy-Aranguren 2008). La presencia de concreciones de óxidos en los niveles de granulometría más fina (limoarcillosos) indica que prevalecieron los procesos de decantación y se favoreció una diagénesis temprana que promovió la precipitación de óxidos de hierro y manganeso. También pueden estar indicando un menor aporte lítico para estos tramos, en comparación a los condicones de sedimentación más energéticas.

Este tramo del testigo puede ser interpretado como una secuencia sedimentaria donde predominaron los procesos de decantación y granulometrías típicamente lacustres, que en algunos casos presentó condiciones de sedimentación más energéticas probablemente vinculados a la dinámica glaciar del área (Fig. 3).

Aproximadamente al arribar al sector medio del testigo, de 27 a 13 cm de profundidad (Fig 3), se puede observar un cambio litológico mayor en la sedimentación caracterizado por la presencia de bancos de arenas medias a gruesas, e incluso de sábulos. Esta secuencia arenosa marrón grisácea de granodecreciente con estratificación entrecruzadas (indicadoras de un flujo unidireccional), así como los indicios de bioturbación serían compatibles con la instalación de un pequeño delta o de una planicie de inundación. La mineralogía de este tramo del testigo es rica en minerales de mayor densidad (sulfuros y óxidos primarios, Fig. 3 C y D). Este cambio de ambiente sedimentario sería la consecuencia de una caída de nivel del lago y/o de un aumento de los aportes sedimentarios (progradación sedimentaria) y mayor energía que permitió la sedimentación preferencial de granos de minerales más densos que los silicatos, en particular sulfuros.

Desde los 13 cm de profundidad los co-

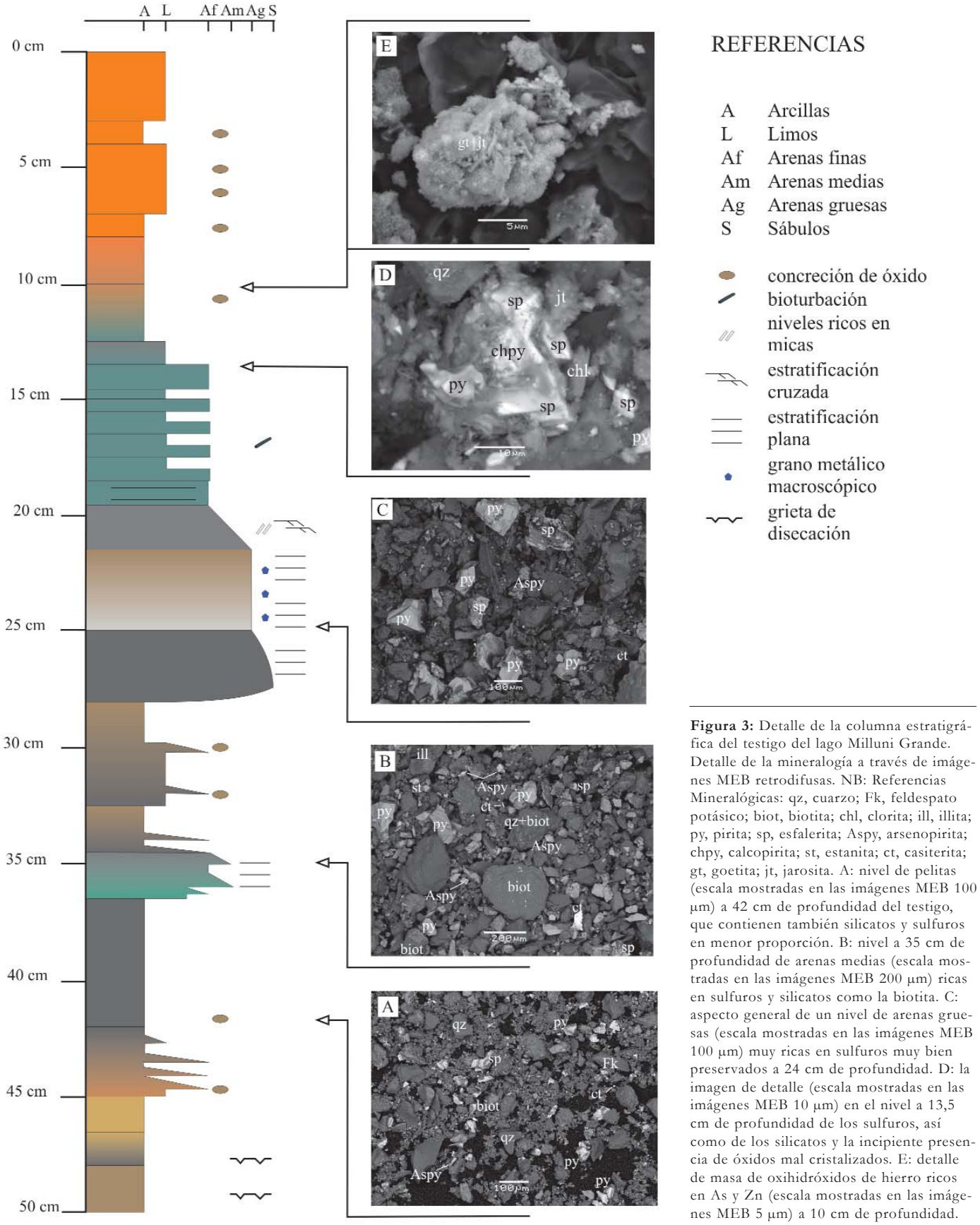


Figura 3: Detalle de la columna estratigráfica del testigo del lago Milluni Grande. Detalle de la mineralogía a través de imágenes MEB retrodifusas. NB: Referencias Mineralógicas: qz, cuarzo; Fk, feldespato potásico; biot, biotita; chl, clorita; ill, illita; py, pirita; sp, esfalerita; Aspy, arsenopirita; chpy, calcopirita; st, estanita; ct, casiterita; gt, goetita; jt, jarosita. A: nivel de pelitas (escala mostradas en las imágenes MEB 100 µm) a 42 cm de profundidad del testigo, que contienen también silicatos y sulfuros en menor proporción. B: nivel a 35 cm de profundidad de arenas medias (escala mostradas en las imágenes MEB 200 µm) ricas en sulfuros y silicatos como la biotita. C: aspecto general de un nivel de arenas gruesas (escala mostradas en las imágenes MEB 100 µm) muy ricas en sulfuros muy bien preservados a 24 cm de profundidad. D: la imagen de detalle (escala mostradas en las imágenes MEB 10 µm) en el nivel a 13,5 cm de profundidad de los sulfuros, así como de los silicatos y la incipiente presencia de óxidos mal cristalizados. E: detalle de masa de oxihidróxidos de hierro ricos en As y Zn (escala mostradas en las imágenes MEB 5 µm) a 10 cm de profundidad.

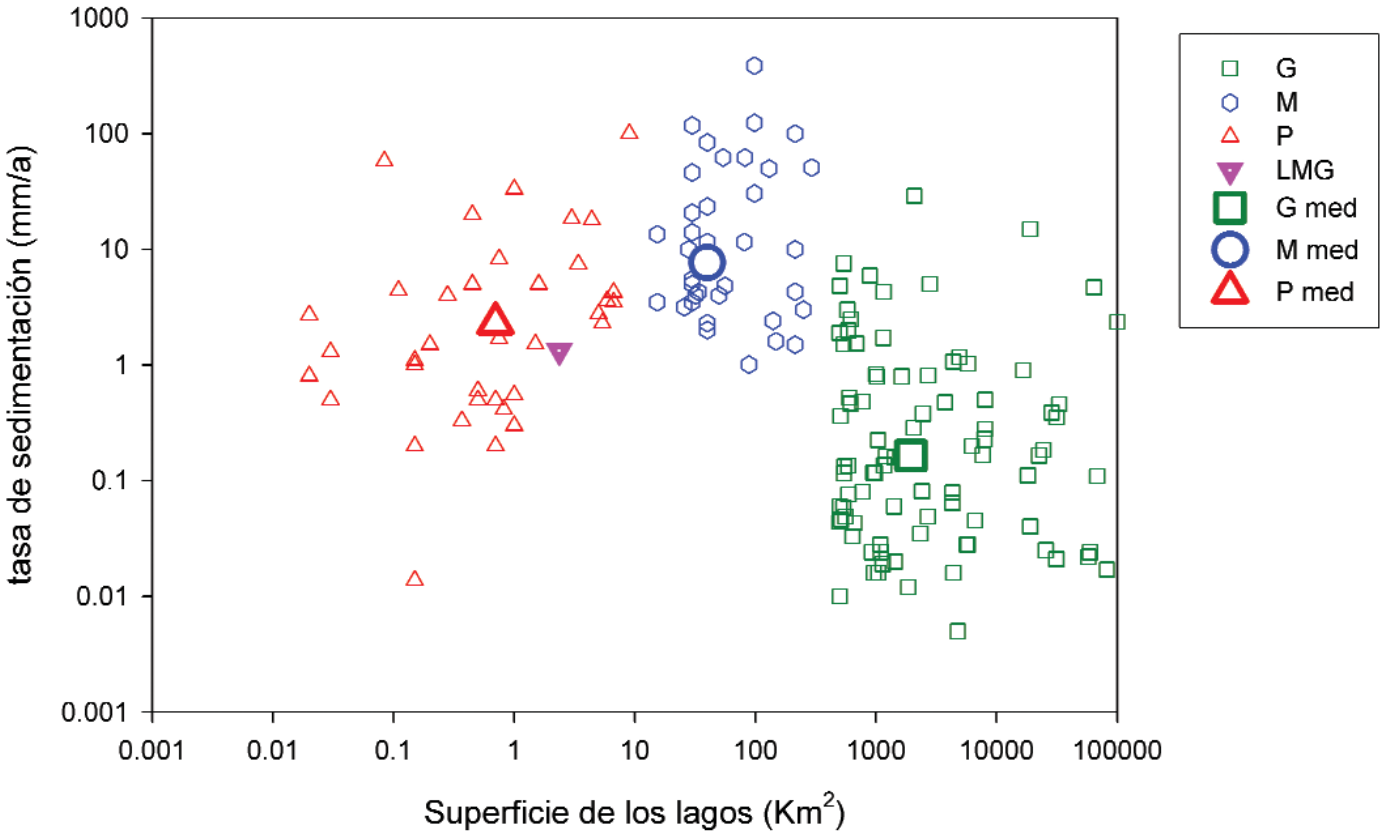


Figura 4: Las tasas de sedimentación en lagos del mundo: grandes (G), medios (M) y pequeños (P) basado en datos de Hinderer y Einsele (2001) y otros trabajos (Abbott *et al.* 1997, Appleby 2004, Benoit y Rozan 2001, Birks *et al.* 2004, Boma 1999, Boma y Rogala 1998, Boulangé *et al.* 1981, Boyle 2001, Brenner *et al.* 2001, Brush *et al.* 1982, Byrne *et al.* 2004, Callender *et al.*, 1989, Callender y Robbins, 1993, Cisterna *et al.*, 2001, Colombo *et al.*, 2005, Couillard *et al.* 2004, Dean y Schwalb 2000, Dixit *et al.* 2007, Erten 1997, Findlay *et al.* 1998, Flower *et al.* 2006, Goslar *et al.* 1999). La tasa media del Lago Milluni Grande (LMG, este trabajo). NB: med, tasa promedio.

lores son más ocres (Fig. 3), esto está fuertemente correlacionado al cambio del potencial de óxido-reducción y de pH (Fig. 2) causada por procesos antrópicos ligados a la minería (Salvarredy-Aranguren *et al.* 2008, Salvarredy-Aranguren y Probst 2008). La parte superior del testigo está dominada por una granulometría muy fina a fina, limo arcillosa a arcillosa. Los colores ocres y anaranjados indican la fuerte presencia des óxidos de hierro mal cristalizados (Fig. 3e), que albergan diferentes metales pesados (As, Zn, entre otros, Salvarredy-Aranguren et al., 2008, Salvarredy-Aranguren y Probst 2008). En algunos tramos de este sector (de 4 a 6 cm), el sedimento está compuesto en mayoría por óxidos poco consolidados, pero con un número importante de pequeñas concreciones de óxidos. La muy fina granulometría de los sedimentos de la porción superior refleja un ambiente de muy escasa energía, donde los procesos de sedimentación principales son la decantación y la precipitación.

En conclusión, el testigo refleja una secuencia de sedimentos que se desarrollo principalmente en condiciones subácueas, a la excepción de la porción basal. Es interesante resaltar que este lago situado en un valle de alta montaña, exhibe una sedimentación relativamente fina, aunque presenta algunos momentos de mayor energía que han permitieron la sedimentación de una mayor granulometría y de un enriquecimiento en minerales de mayor densidad que los silicatos, particularmente en la sección media, lo que indicaría un cambio en la dinámica del lago para dicho momento.

RESULTADOS

La datación ^{210}Pb y estimación de la tasa media de sedimentación

En los primeros 14 cm del testigo se obtuvieron siete edades absolutas a través de la datación ^{210}Pb. La porción de testigo situada entre los 11,5 y 14 cm de profundidad fue datada con una edad máxima situada entre 1910 y 1894 AD. Esto permitió determinar una tasa de sedimentación promedio de 1,3 mm/a para este lago en el último siglo.

Una basta gama de tasas sedimentarias fue analizada para diferentes tipos de lagos en el mundo (Fig. 4). Ello demostró que la tasa de sedimentación de 1,3 mm/a del Lago Milluni Grande (LGM) es próxima a la tasa media de sedimentación para los lagos de pequeña superficie (<10

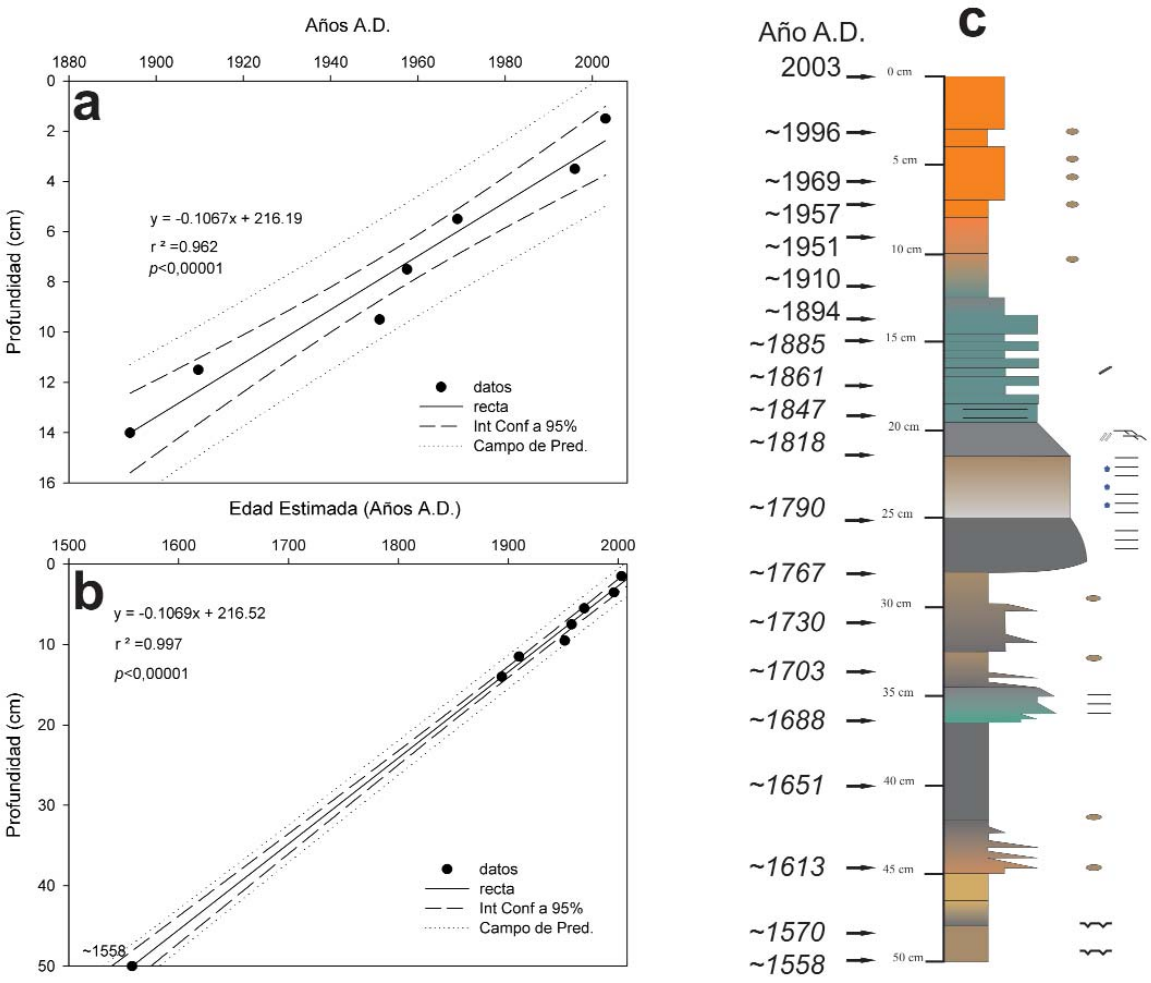


Figura 5: a) Relación entre edades absolutas y profundidad y definición de recta de regresión; b) Reajuste de la recta de regresión con el dato calculado de edad más temprana para la base del testigo del lago de Milluni Grande ; c) Columna estratigráfica con edades absolutas y estimadas (*en itálicas*) para todo el testigo.

km², Fig. 4). Esto habilita la asunción de que la tasa sedimentaria del lago ha sido medianamente similar a lo largo de todo el registro sedimentario del testigo, más allá de las variaciones sedimentarias señalas en el punto 4. Más aún, el análisis meticuloso de la columna sedimentaria permite afirmar que el registro sedimentario del testigo no presenta ningún evento erosivo (Fig. 3), por lo que el mismo esta preservado integralmente, y que sólo registra cortos momentos de no sedimentación ubicados en la sección basal caracterizados por las grietas desecación (Fig. 3). Si establecemos la relación entre la profundidad de los niveles datados y edades absolutas obtenidas, la resultante es una recta de regresión (Fig. 5a). Dicha recta de regresión puede entonces ser de utilidad para el cálculo de la edad aproximada de la base del testigo. Este procedimiento permite así definir una edad estimada más temprana de 1558 AD para la base del registro sedimentario aquí estudiado del Lago de Milluni. Este nuevo punto permite ajustar la recta de regresión (Fig. 5b), y calcular restantes de edades estimadas para otros puntos del testigo a partir de las edades absolutas superficiales (Fig. 5c).

ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN

La relación C/N y de los isótopos estables de C y N

Las concentraciones de Corg y N son bajas en el testigo y no revelan por sí solos información precisa sobre las características del medio estudiado. Sin embargo, su relación C/N resulta extremadamente interesante para discriminar materiales inorgánicos de los de origen orgánico, y a su vez diversos tipos de fuente de materia orgánica (MO, Fig. 6a). Así, cuando esta relación resulta mayor a 5, estamos en presencia de MO. Para 5<C/N<8 indica predominancia de plancton; 5<C/N<10 es propio de las algas lacustres; en cambio, los valores C/N>15 indican MO proveniente de plantas terrestres (Bohlin et al., 2006, Leng y Marshall, 2004, Sifeddine et al., 2004). En función de estas premisas es claro que la MO del lago es principalmente de origen lacustre para el testigo. El origen vegetal acuático de la MO, se ratifica con los valores del $\delta^{15}N$ observados en el testigo que varían entre -9.10 y 0.19‰ (datos no mostrados, Salvarredy-Aranguren 2008) que caen en el dominio de lo vegetal (Amiotte-Suchet *et al.* 1999, Bohlin *et al.* 2006). Cabe señalar que las bajas concentraciones en C y

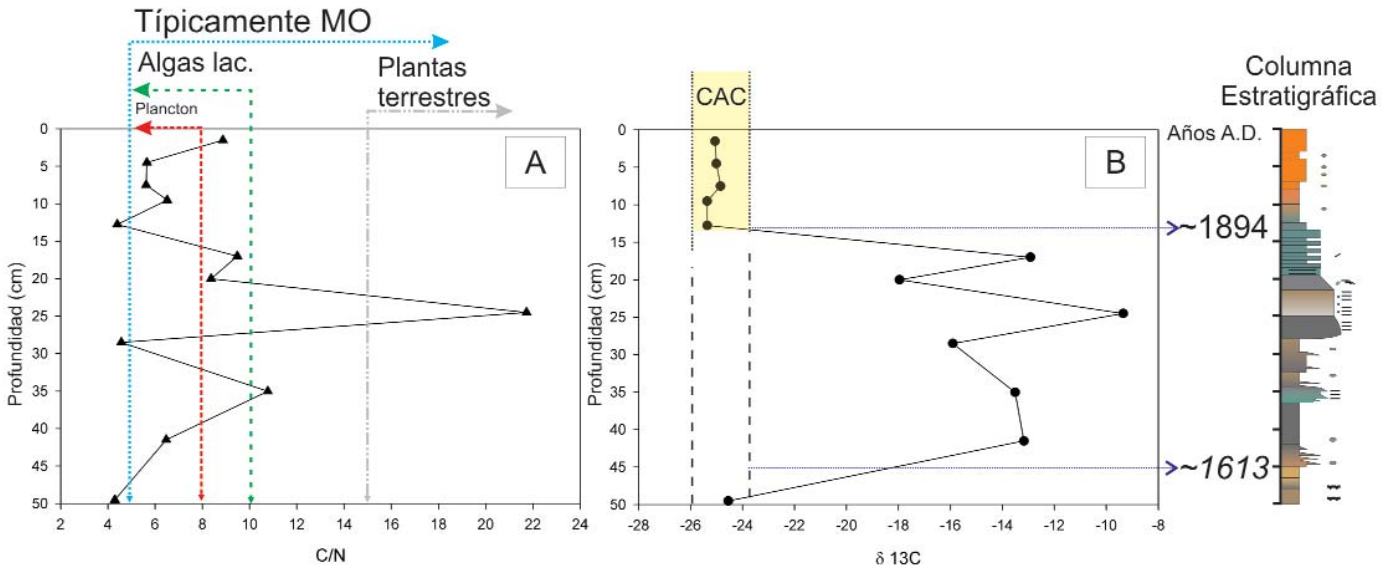


Figura 6: Variación con la profundidad de C/N (a) y de $\delta^{13}C$ (b) para el testigo del lago Milluni Grande: en su parte superior se detallan el significado de los diferentes ratios de dicha relación y el intervalo de valores de $\delta^{13}C$ para las condiciones climáticas actuales (CAC). A la derecha, se detalla la columna estratigráfica del registro sedimentario estudiado del lago, que permite percibir la correlación positiva de C/N y $\delta^{13}C$ respecto la granulometría más grosera del testigo. Además se detallan las edades estimada y absoluta en las que se circunscribe la variación de $\delta^{13}C$.

N (en general por debajo el 1% y 0,1% respectivamente) en el testigo pueden estar reflejando por un lado la escasa actividad biótica presente en el lago, pero además pueden ser indicativas de que la MO es heredada de los lagos situados aguas arriba, como Pata Kkota que presenta en la actualidad grandes macrofitas en su fondo. La posibilidad de que la MO sea parcialmente alóctona se refuerza por la correlación positiva entre mayor tenor en C y valores más altos en la relación C/N (Fig. 6a, -24 cm C/N = 22) con el aumento del tamaño granulométrico de los sedimentos. Consecuentemente, el nivel que se describió como ambiente más energético del testigo a 24 cm de profundidad posee la sedimentación más gruesa y muestra MO de origen terrestre ($\delta^{13}C$= -9‰), coincidente con las facies determinadas someras para este lago.

Este nivel a 24 cm y otros niveles intermedios del testigo, donde se halla la sedimentación de mayor tamaño granulométrico, poseen una señal isotópica de $\delta^{13}C$ muy diferente de la observada en los sedimentos actuales del lago y en la base del testigo (Fig. 6b). El $\delta^{13}C$ nos permite trazar el origen del carbono (orgánico/inorgánico) y la naturaleza de los procesos metabólicos o inorgánicos en razón de su fraccionamiento isotópico (Bohlin *et al.* 2006, Louis *et al.* 2005). Si nos detenemos sobre los valores de $\delta^{13}C$ del testigo del lago Milluni Grande estos pueden separarse en dos grandes grupos: uno respondiendo a las Condiciones Actuales Climáticas (CAC, Fig. 6b) con valores alrededor de -25‰ y otro grupo situado en el tramo medio del testigo con valores entre -18 et -9‰. Si comparamos los valores con los valores de la literatura, resumidos en la figura 7, los dos grupos de valores de $\delta^{13}C$ del testigo son asimilables a dos situaciones ambientales distintas. Para la sección superficial y basal, los valores de $\delta^{13}C$ del testigo, responden a señales halladas comúnmente en los sedimentos de los lagos (Dean y Schwalb 2000), en las turberas actuales del valle de Milluni (Fig. 7), producto del fitoplancton y de algas de lagos actuales (Leng y Marshall 2004). En tanto, la señal del tramo intermedio puede responder a menos procesos inorgánicos o metabólicos: aportes de suelos, al desarrollo de macrofitas y de plantas C4 (Fig. 7). De estas alternativas, el aporte de suelos puede ser probablemente descartado como hipótesis de origen de la señal de $\delta^{13}C$, ya que tiene una señal muy definida (-15‰), en tanto el tramo medio del testigo presenta fluctuaciones. El desarrollo de macrofitas tendría que haber producido un sustantivo enriquecimiento de la cantidad de MO en estos niveles, sin embargo los niveles de C no varían abrup-tamente en esta sección respecto al tramo superior, por ende puede considerarse poco probable a las macrofitas como responsables de esta variación en el registro del $\delta^{13}C$. Es por ello, que se asume como origen probable de la señal de $\delta^{13}C$ en el tramo intermedio del testigo a la MO heredada de plantas C4 que deben haber contado con una mayor presencia en la cuenca del lago para dicho intervalo del registro sedimentario. Las plantas C4 poseen ventajas comparativas para desarrollarse en climas secos (fríos o cálidos, Meyers 1994, Sifeddine *et al.* 2004), por lo que del registro sedimentario de $\delta^{13}C$ del lago Milluni Grande puede inferirse condiciones de menor humedad que las condiciones climáticas actuales (CAC, Fig. 6b) para el período de edad estimada entre 1613 y 1894 A.D. Dicho período es coincidente con el intervalo en el que ocurre la Pequeña Edad de Hielo (LIA), caracterizado por varios autores como un período frío y seco (§1).

CORRELACIÓN

Otras evidencias de la Pequeña Edad de Hielo en zonas próximas al área de estudio

Rabatel et a.l (2005) definió la evolución de las morenas del glaciar Charquini (Fig. 1) para el período en que abarca la Pequeña Edad de Hielo. La existencia de esta edad (LIA) fue confirmada por el avance y crecimiento del glaciar, alcanzando un máximo sindicado por la morena M6 cuya edad aproximativa es 1791-1808 AD (Rabatel *et al.* 2008). Dicho período es coincidente con la caída de nivel del Lago Milluni Grande, y con la depositación de los sedimentos más gruesos situados entre los 25 y 22 cm de profundidad (Fig. 3). Pero además, dicho tramo posee los valores más elevados de la relación C/N y de $\delta^{13}C$ (Fig. 6). Esto parece confirmar que la dinámica glaciar del área controló efectivamente el régimen depositacional del lago y la biota del área.

En el a) Relación entre edades absolutas y profundidad y definición de recta de regresión; b) Reajuste de la recta de regresión con el dato calculado de edad más temprana para la base del testigo del lago de Milluni Grande ; c) Columna estratigráfica con edades absolutas y estimadas (en itálicas) para todo el testigo. 1 puede observarse que la mayor parte de los niveles arenosos del testigo del lago Milluni Grande poseen una sincronía con la dinámica del glaciar Charquini descripta por Rabatel *et al.* (2005, 2008), si se comparan las edades de las morrenas de dicho glaciar y la edad estimada de los niveles arenosos. Ciertamente que un número menor de niveles arenosos no poseen correlato con la dinámica morrénica del glaciar Charquini (Cuadro 1); debe tenerse en cuenta que el lago no sólo recibe agua y sedimentos de los cursos provenientes del glaciar Charquini, sino además del vecino glaciar Huayna Potosí (Fig. 1), y este factor pudo sin dudas influenciar la dinámica del sistema depositacional del lago Milluni Grande.

Algunos indicios históricos parecen confirmar un clima más seco (Quinn 1993, Schlüpmann 2003) y frío que el actual en la región (Prieto et al., 2000), dicha variación de las condiciones climáticas provocó nevadas excepcionales en la ciudad de La Paz (distante 20 km al sur y situada a unos 3.900 m s.n.m.). Una fuerte nevada derrumbo la centenaria iglesia catedral (databa de 1549) de la ciudad hacia fines del siglo XVII. Por lo que debió reconstruirse en el emplazamiento actual en 1744, según atestigua una placa conmemorativa de dicha catástrofe espiritual y social en pleno centro paceño (Fig. 8). Dicho evento debe haber sido medianamente coetáneo con la sedimentación del nivel de arenas finas situadas a ~35 cm de profundidad asociable a las morenas M1 y M2 del glaciar Charquini (Cuad. 1).

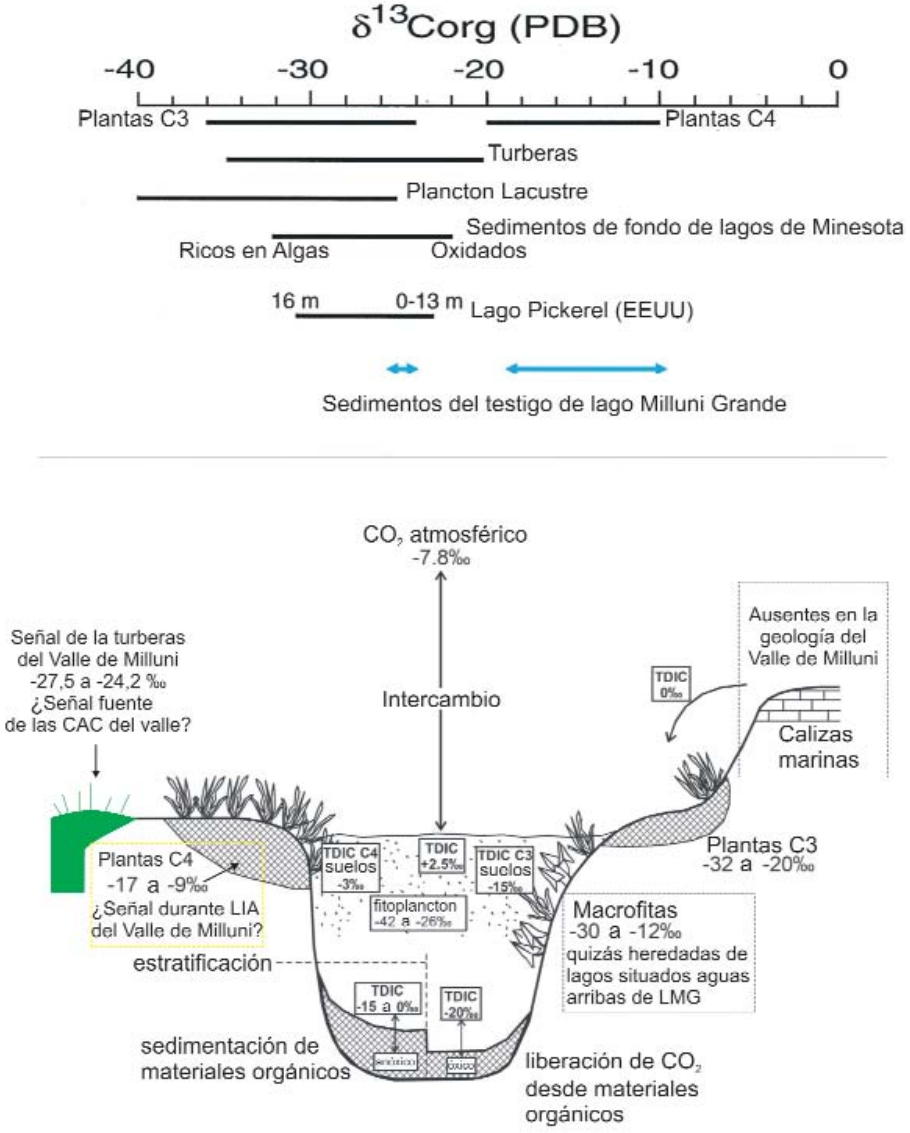


Figura 7: La parte superior indica los valores de fraccionamiento de d13C para diferentes orígenes biológicos y para los sedimentos de los lagos Pickerel y Minnesota (adaptado de Dean y Schwalb, 2000), así como para los datos del testigo del lago de Milluni Grande (líneas mas claras) según este trabajo. La parte inferior muestra el ciclo del carbono y el fraccionamiento d13C en el medio ambiente (adaptado de Leng y Marshall, 2004), se detalla en particular la señal d13C obtenida para este trabajo de las turberas del valle de Milluni y algunas de las características definidas para esta área de estudio. NB : CAC, condiciones actuales climáticas.

CONCLUSIONES

A lo largo de este trabajo hemos abor-



Figura 8: Placa recordatoria atestiguando nevada excepcional en La Paz que causó el derrumbe de la catedral paceña.

dado desde varios ángulos la evolución ambiental del registro sedimentario del testigo del lago Milluni Grande: parámetros físicos-químicos, sedimentarios, mineralógicos y geoquímicos. Estas diferentes perspectivas metodológicas revelaron una coherencia entre diferentes tipos de resultados, a la que la datación absoluta de ^{210}Pb para los niveles superficiales y la definición de edades estimadas para la sección inferior del testigo permite su correlación con otros resultados científicos de la zona (Rabatel *et al.* 2005, 2008).

La resultante de estas observaciones es coincidente en expresar la existencia de una variación climática entre el 1570 y 1894 A.D., que produjo un clima más frío que el actual y que es asociable al desarrollo de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) en esta zona de Sudamérica.

La implantación de la Pequeña Edad de Hielo alrededor del 1570 produjo una disminución del humedad atmosférica, probablemente generando una sequía repentina del lago Milluni Grande atestiguada por la presencia de grietas de disecación y un cambio en la señal isotópica del δ^{13}C (Figs. 5 y 6).

A partir de ese momento la dinámica glaciar comenzó a regular la alimentación de los flujos de sedimentos hacia el lago, lo que se manifiesta a través de una fuerte correlación y sincronización en edades entre niveles arenosos del testigo del lago y las morenas del glaciar Charquini (Cuadro 1). Las granulometrías comienzan a ser más gruesas en el registro sedimentario del lago, producto de una dinámica de una zona árida donde las precipitaciones eran episódicas y virulentas capaces de destruir una iglesia catedral en el centro paceño. Desde el 1770 al 1818 A.D. se observan *facies* muy someras, con una señal isotópica del δ^{13}C claramente similar a las de las plantas C4 de climas áridos, dicho período es coincidente con uno de los momentos señalados para la LIA como de más baja temperatura y mayor aridez global (Wanner *et al.* 2008).

Hacia fines del siglo XIX se produce el cambio hacia las condiciones climáticas más húmedas y de mayor temperatura en la región (Vuille *et al.* 2008), concordante con este cambio climático se observa el regreso de la señal isotópica de δ^{13}C hacia valores habituales para los sedimentos de los lagos actuales (Fig. 6). La disminución de la granulometría desde los 16 a 13 cm de profundidad, también indica que la asiduidad de las precipitaciones, limita los eventos episódicos energéticos típicos de ambientes áridos y propicia un flujo continúo de sedimentos hacia el lago donde empieza a predominar la decantación y precipitación, sobre este tramos se sobreimpone la modificaciones al régimen hídrico de carácter antrópico (Salvarredy-Aranguren y Probst 2008).

CUADRO 1: Correlación de edades (datadas) de las morenas del glaciar Charquini

Niveles arenosos (cm de profundidad)	Edad estimada	Morena	Datada
44-43	1613-1623	nc	nc
36-34,7	1688-1700	M1	1662-1686
34	1703	M2	1700-1706
31,5-30,5	1730-1740	M3	1734-1740
28-27,5	1763-1767	M4	1755-1765
27,5-25	1767-1790	M5	1763-1802
25-22	1790-1818	M6	1791-1808
22-19,5	1818-1843	M7	1815-1825
19-18	1847-1857	M8	1843-1852
17,5-17	1861-1866	M9	1864-1873
16,5-16	1874-1876	nc	nc
15,5-15	1880-1885	nc	nc
14,7-13,5	1887-1899	M10	1905-1912

Según Rabatel et al. 2008, Rabatel et al. 2005, y de las edades datadas y estimadas para los niveles arenosos del testigo del lago de Milluni Grande (este trabajo).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está dedicado a la memoria de Marc Roulet, investigador del IRD que falleció en el año 2006 en Bolivia, y que fue artífice principal para que esta toma de testigos se llevara a cabo. Los autores agradecen al CNRS e IRD, como al staff técnico del LMTG por el apoyo financiero y técnico brindado para este trabajo. El Sr. M. Salvarredy-Aranguren contó también con el apoyo financiero del Programa Saint Exupéry del Minis-terio de Educación de la República Argentina y la Embajada de Francia en Argentina.Nuestro agradecimiento va también

para: L. Alanoca, S. Sacaca y el Laboratorio de Calidad del Medio Ambiente de la UMSA (Bolivia). El Sr. M. Salvarredy-Aranguren agradece en especial el apoyo económico recibido para la participación en el Congreso Geológico Argentino de 2008 a YPF S.A., que propició la inclusión de este trabajo en esta publicación. Los autores agradecen los numerosos aportes realizados por corrector anónimo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Abbott, M.B., Seltzer, G.O., Kelts, K.R. y Southon, J. 1997. Holocene Paleohydrology of the Tropical Andes from Lake Records. Quaternary Research 47: 70-80.

Ahlfeld, F. y Schneider-Scherbina, A. 1964. Los Yacimientos Minerales y de Hidrocarburos de Bolivia. Publicación Especial, Boletín N°5. Departamento Nacional de Geología del Ministerio de Minas y Petróleo, 388 p, La Paz.

Amiotte-Suchet, P., Aubert, D., Probst, J.L., Gauthier-Lafaye, F., Probst, A., Andreux, F. y Viville, D. 1999. $\delta^{13}C$ pattern of dissolved inorganic carbon in a small granitic catchment: the Strengbach case study (Vosges mountains, France). Chemical Geology 159(1-4): 129-145.

Apaza Chávez, R. 1991. Incidencia de una contaminación por efluentes mineros sobre la fauna béntica en un complejo fluvio-lacustre andino, Milluni, La Paz, Bolivia. Tesis de grado de Biología, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 121 p., La Paz.

Appleby, P.G. 2004. Environmental Change and Atmospheric Contamination on Svalbard: Sediment Chronology. Journal of Paleolimnology 31(4): 433-443.

Appleby, P.G. y Oldfield, F. 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. CATENA 5(1): 1-8.

Appleby, P.G., Shotyk, W. y Fankhauser, A. 1997. Lead-210 Age Dating of Three Peat Cores in the Jura Mountains, Switzerland. Water, Air, & Soil Pollution 100(3-4): 223-231.

Argollo, J., Gouze, P., Saliege, J.F. y Servant, M. 1987. Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire recent--Late Quaternary glacial fluctuations in Bolivia. En: Martin, T.Y. (Ed.): Paleolacs et paleoclimats en Amerique latine et en Afrique (20,000 and B.P.-actuel)--Paleolakes and paleoclimates in South America and Africa (20,000 years B.P.-present). Geodynamique. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), 103-104, Bondy.

Ariztegui, D., Bösch, P. y Davaud, E. 2007. Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frías, Argentina. Quaternary International 161(1): 46-55.

Benoit, G. y Rozan, T.F. 2001. ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods in lakes: A retrospective study. Journal of Paleolimnology 25(4): 455-465.

Bertrand, S., Boës, X., Castiaux, J., Charlet, F., Urrutia, R., Espinoza, C., Lepoint, G., Charlier, B. y Fagel, N. 2005. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. Quaternary Research 64(2): 163-175.

Birks, H.J.B., Jones, V.J. y Rose, N.L. 2004. Recent Environmental Change and Atmospheric Contamination on Svalbard as Recorded in Lake Sediments : Synthesis and General Conclusions. Journal of Paleolimnology 31(4): 531-546.

Bohlin, H.S., Morth, C.-M. y Holm, N.G. 2006. Point source influences on the carbon and nitrogen geochemistry of sediments in the Stockholm inner archipelago, Sweden. Science of The Total Environment 366: 337-349.

Boma, P.J. 1999. Recent sedimentation rates behind constructed islands in Lake Onalaska, pool 7, Upper Mississippi river system, United States Geological Survey, http://www.umesc.usgs.gov/reports_publications/psrs/psr_1999_10.html.

Boma, P.J. y Rogala, J.T. 1998. Recent sediment rates in the Finger Lakes Complex of the Upper Mississippi river system, United States Geological Survey, http://www.umesc.usgs.gov/reports_publications/psrs/psr_1988_05.html.

Borromei, A., Coronato, A., Franzén, L.G., Lopez Saez, J.A., Rabassa, J., Candel, M.S., Ponce, J.F. y Maidana, N. 2008. Paleoambientes del Holoceno en los Valles Andinos Subantárticos de altura (Turbera Las Cotorras), Tierra del Fuego, Argentina. 17º Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Actas 705-706, Jujuy.

Boulangé, B., Vargas, C. y Rodrigo, L.A. 1981. La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca. Reviste de Hydrobiologie Tropicale 14(4): 299-309.

Boyle, J. 2001. Redox remobilization and the heavy metal record in lake sediments: a modelling approach. Journal of Paleolimnology 26(4): 423-431.

Brenner, M., Schelske, C.L. y Keenan, L.W. 2001. Historical rates of sediment and nutrient accumulation in marshes of the Upper St. Johns River Basin, Florida, U.S.A. Journal of Paleolimnology 26(3): 241-257.

Brush, G.S., Martin, E.A., De Fries, R.S. y Rice, C.A. 1982. Comparisons of ^{210}Pb and pollen methods for determining rates of estuarine sediment accumulation. Quaternary Research 18: 196-217.

Byrne, R., Reidy, L., Kirby, M., Lund, S. y Poulsen, C. 2004. Changing Sedimentation Rates during the Last Three Centuries at Lake Elsinore, Riverside County, California, Regional Water Quality Board PAGINAS.

Callender, E. 2003. Heavy Metals in the Environment-Historical Trends. E: Lollar,B.S. (Ed.): Environmental Geochemistry. Treatise on Geochemistry. Elservier-Pergamon, 67-105, Oxford.

Callender, E., Ficklin, W.H., Kimball, B.A. y Edelmann, P.R. 1989. Heavy-metal geochemistry of sediments in the Pueblo Reservoir, Colorado. En: Mallard, G.E.y Ragone, S.E. (Eds.): United State Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program Technical Meeting. United States Geological Survey 81-91, Phoenix.

Callender, E. y Robbins, J.A. 1993. Transport and accumulation of radionuclides and stable elements in a Missouri River reservoir. Water Resources Research 29: 1787-1804.

Cisterna, M., Araneda, A., Martinez, P. y Pérez, S. 2001. Effects of hystorical land use on sediment yield from a lacustrine watershed in Central Chile. Earth Surface Processes and Landforms 26: 63-76.

Colombo, F., Limarino, C., Busquets, P., Porta, N.S.d., Heredia, N., Rodriguez-Fernandez, R. y Alvarez-Marron, J. 2005. Primeras edades absolutas de los depósitos lacustres holocenos del río Jáchal, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(3): 605-608.

Couillard, Y., Courcelles, M., Cattaneo, A. y Wunsam, S. 2004. A test of the integrity of metal records in sediment cores based on the

documented history of metal contamination in Lac Dufault (Québec, Canada). Journal of Paleolimnology 32(2): 149-162.

Crespo, L.S. 1936. La ciudad de La Paz. Revista Geográfica Americana, 28(enero): 61-66.

Cronin, T.M., Dwyer, G.S., Kamiya, T., Schwede, S. y Willard, D.A. 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. Global and Planetary Change 36(1-2): 17-29.

Daroca-Morales, E.D. 1968. Milluni: su geología. Geología de Minas. Tésis de grado de Geología, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 98 p., La Paz.

Dean, W.E. y Schwalb, A. 2000. Holocene environmental and climatic change in the Northern Great Plains as recorded in the geochemistry of sediments in Pickerel Lake, South Dakota. Quaternary International 67: 5-20.

Dixit, A.S., Alpay, S., Dixit, S.S. y Smol, J.P. 2007. Paleolimnological reconstructions of Rouyn-Noranda lakes within the zone of influence of the Horne Smelter, Québec, Canada. Journal of Paleolimnology 38(2): 209-226.

Erten, H.N. 1997. Radiochronology of lake sediments. Pure and Applied Chemistry 69(1): 71-76.

Espizúa, K.E. 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. The Holocene 15(7): 1079-1085.

Fernández, S. y Thompson, C. 1995. Hoja 5945 Milluni, Serie I-CGB-34. Servicio Geológico de Bolivia, PAGINAS. La Paz.

Findlay, D.L., Kling, H.J., Ranicke, H. y Findlay, W.J. 1998. A paleolimnological study of eutrophied Lake Arendsee (Germany). Journal of Paleolimnology 19(1): 41-54.

Flower, R.J., Stickley, C., Rose, N.L., Peglar, S., Fathi, A.A. y Appleby, P.G. 2006. Environmental Changes at the Desert Margin: An Assessment of Recent Paleolimnological Records in Lake Qarun, Middle Egypt. Journal of Paleolimnology 35(1): 1-24.

Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V. y Aniya, M. 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. Global and Planetary Change 43(1-2): 79-101.

Goslar, T., Ralska-Jasiewiczowa, M., Geel, B.v., Lacka, B., Szeroczynska, K., Chróst, L. y Walanus, A. 1999. Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Gosciaz (central Poland), during the last 330 yrs*. Journal of Paleolimnology 22(2): 171-185.

Hinderer, M. y Einsele, G. 2001. The world's large lake basins as denudation-accumulation systems and implications for their lifetimes. Journal of Paleolimnology 26(4): 355-372.

Iltis, A. 1988. Datos sobre las lagunas de altura de la región de La Paz (Bolivia). Convenio UMSA-ORSTROM, 50 p, La Paz.

Jauregui-Castillo, J. 1969. Estudio Geológico Minero de la Región de Milluni-Zongo, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito),101 p., La Paz.

Koch, J. 2005. Little Ice Age glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile. The Holocene 15(1): 20-28.

Laprida, C. y Orgeira, M.J. 2008. El registro de la Pequeña Edad de Hielo en Lagunas Bonaerenses. 17º Congreso Geologico Argentino, Actas: 712, Jujuy.

Lehmann, B. 1978. Memoria explicativa del mapa geológico de Milluni, Cordillera Real (Bolivia). Revista de Geociencias, Universidad Mayor de San Andrés, 2(1): 187-257.

Leng, M.J. y Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. Quaternary Science Reviews 23: 811-831.

Liu, K., Reese, C.A. y Thompson, L.G. 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr. Quaternary Research 64(2): 272-278.

Louis, S.S., Silvera, K., Andrade, J.L. y Dawson, T.E. 2005. El uso de isótopos estables en Biología Tropical. INCI 30(9): 28-35.

Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Delgado, S., Skvarca, P. y Ripalta, A. 2009. Little Ice Age fluctuations of small glaciers in the Monte Fitz Roy and Lago del Desierto areas, south Patagonian Andes, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, trabajo en prensa.

Mauquoy, D., Blaauw, M., van Geel, B., Borromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M. y Possnert, G. 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. Quaternary Research 61(2): 148-158.

May, J.-H., Argollo, J. y Veit, H. 2008. Holocene landscape evolution along the Andean piedmont, Bolivian Chaco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 260(3-4): 505-520.

McElroy, M.B. 1994. Climate of the earth: An overview. Environmental Pollution 83(1-2): 3-21.

Meneses-Quisbert, R.I. 1997. Estudio de la vegetación en la zona minera de Milluni, Provincia de Murillo, Departamento La Paz. Tésis de grado de Biología, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 107 p., La Paz.

Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. Chemical Geology 114: 289-302.

Montes de Oca, I. 1982. Geografía y Recursos Naturales de Bolivia. Bancos Central de Bolivia y Cochabamba, 628 p., La Paz.

Muriel-Zabala, C. 1967. Estudio Geológico y Mineralógico de la región de Milluni. Tésis de grado de Geología, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 109 p., La Paz.

Pereyra, F. y Roverano, D. 2008. Glaciares de roca fósiles y otras formas criogénicas en San Carlos de Bariloche, Río Negro. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas: 886-887, Jujuy.

Pérez, H. y Esktrom, T. 1995. Hoja 5944 La Paz, Serie I-CGB-35. Servicio Geológico de Bolivia, PAGINAS. La Paz.

Piovano, E.L., Ariztegui, D. y Damatto Moreira, S. 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. Sedimentology 49(6): 1371-1384.

Piovano, E.L., Villalba, R. y Leroy, S.A.G. 2006. Holocene environmental catastrophes in South America: From the lowlands to the Andes. Quaternary International 158(1): 1-3.

Prieto, M. del R., Herrera, R. y Dussel, P. 2000. Archival evidence for some aspects of historical climate variability in Argentina and Bolivia during the 17th and 18th centuries. Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates. En Volkheimer W. y Smolka, P. (eds) Springer Verlag, 381 p., Berlin-Heidelberg.

Quinn, W.H. 1993. The large-scale ENSO event, The El Niño and other important regional features. Bulletin de l'Institut français d'études andines 22 (1), 13-34.

Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Roig, F., Borromei, A. y Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. Quaternary International 68-71: 217-240.

Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P. y Grancher, D. 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia

(16°S) and its implications for climate reconstruction. Quaternary Research 70(2): 198-212.

Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B. y Grancher, D. 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. Comptes Rendus Geosciences 337(15): 1311-1322.

Raffaillac, E. 2002. Estudio de la contaminación de la Cuenca de Milluni, Mémoire de stage en Aguas del Illimani, (Inédito), 96 p., La Paz.

Ríos, C.G. 1985. Estudio de la contaminación ambiental por las descargas mineras de COMSUR en la Represa de Milluni. Tésis de grado de Ingeniería, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 120 p., La Paz.

Roulet, M., Lucotte, M., Canuel, R., Farella, N., Courcelles, M., Guimaraes, J.-R.D., Mergler, D. y Amorim, M. 2000. Increase in mercury contamination recorded in lacustrine sediments following deforestation in the central Amazon. Chemical Geology 165(3-4): 243-266.

Sacaca Cuellar, S.I. 2006. Distribución de bacterias sulfato reductoras en sedimentos de las lagunas y turbera de la cuenca Milluni, Cordillera Real, La Paz-Bolivia. para optar al grado de Licenciatura en Bioquímica, Universidad Mayor de San Andrés, (Inédito), 78 p., La Paz.

Salvarredy-Aranguren, M.M. 2008. Contamination en métaux lourds des eaux de surface et des sédiments du Val de Milluni (Andes Boliviennes) par des déchets miniers. Approches géochimique, minéralogique et hydrochimique. Earth and Environment Sciences Thesis, Univesité de Toulouse, 381 p., Toulouse.

Salvarredy-Aranguren, M.M. y Probst, A. 2008. Variaciones en el registro sedimentario en un lago del Altiplano Boliviano y su relación con la implantación de la actividad minera en su cuenca hídrica. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas: 1163-1164, Jujuy.

Salvarredy-Aranguren, M.M., Probst, A., Roulet, M. y Isaure, M.-P. 2008. Contamination of surface waters by mining wastes in the Milluni Valley (Cordillera Real, Bolivia): Mineralogical and hydrological influences. Applied Geochemistry 23(5): 1299-1324.

Schlüpmann, J. 2003. Dîme, production agricole et événments climatiques: Les cas de Piura au Nord du Perou (17-19ème siècles). Bulletin de l'Institut français d'études andines 32 (2): 263-292.

Sifeddine, A., Wirrmannc, D., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., Cordeiro, R.C., Gurgel, M.H.C. y Abrao, J.J. 2004. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 214: 41- 53.

Sonke, J.E., Burnett, W.C., Hoogewerff, J.A., van der Laan, S.R., Vangronsveld, J. y Corbett, R.D. 2003. Reconstructing 20th century lead pollution and sediment focusing in a peat land pool (Kemp, Belgium), via ^{210}Pb dating. Journal of Paleolimnology 29(1): 95-107.

Stowinski Varandas da Silva, L.S.V., Piovano, E.L., Azevedo, D.d.A. y Aquino Neto, F.R.d. 2008. Quantitative evaluation of sedimentary organic matter from Laguna Mar Chiquita, Argentina. Organic Geochemistry 39(4): 450-464.

Tchilinguirian, P., Olivera, D. y Grana, L. 2008. Expansiones y retrocesos de humedales de altura durante el Holoceno, Puna Astrual Argentina: Implicancias Ambientales. 17º Congreso Geologico Argentino, Actas: 729-730, Jujuy.

Tonni, E.P., Cione, A.L. y Figini, A.J. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 147(3-4): 257-281.

Valdes, J., Ortlieb, L. y Sifeddine, A. 2003. Variaciones del sistema de surgencia de Punta Angamos (23 S) y la Zona de Mínimo Oxígeno durante el pasado reciente: Una aproximación desde el registro sedimentario de la Bahía Mejillones del Sur. Revista Chilena de Historia Natural 76(3): 347-362.

Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb, A. y Ratto, N. 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°-26°S) lakes during the last 500 years. Late-quaternary palaeoclimates of the southern tropical Andes and adjacent regions, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 194(1-3): 319-338.

Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L.G. y Schotterer, U., 2009. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, trabajo en prensa.

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G. y Bradley, R.S. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. Earth-Science Reviews 89(3-4): 79-96.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. y Widmann, M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27(19-20): 1791-1828.

Zorita, E., Gonzales-Rouco y Legutke, S. 2003. Testing the Mann *et al.* (1998) Approach to Paleoclimate Reconstructions in the Context of a 1000-Yr Control Simulation with the ECHO-G Coupled Climated Model. Journal of Climate 16: 1378-1390.