



Palabras clave: paleolimnología, paleoambiente, Uruguay.

Key words: paleolimnology, paleoenvironment, Uruguay.

Estudio paleolimnológico de laguna de Rocha, sudeste del Uruguay

Felipe García-Rodríguez, Laura del Puerto, Hugo Inda, Carola Castiñeira y Roberto Bracco

Facultad de Ciencias. Iguá 4225,
Montevideo, Uruguay. Telefax (05982) 5258616.
e-mail: unciiep@fcien.edu.uy

RESUMEN

Se presentan datos de la evolución del estado trófico de la laguna de Rocha y su relación con eventos climáticos y variaciones del nivel del mar. Se realizaron análisis de sílice biogénico (silicofitolitos, diatomeas, espículas de esponjas y crisofitas), nitrógeno y fósforo total, pigmentos fotosintéticos, materia orgánica, dataciones radiocarbónicas y análisis físico textural de los sedimentos. Se identificaron dos grandes eventos limnológicos cuya transición se establece hacia el 2200 a.A.P.. Estos eventos se relacionaron al cambio climático asociado a variaciones en el nivel del mar.

ABSTRACT

Paleolimnological study of Rocha Lake, SE Uruguay.

A study was undertaken in Rocha Lake (34° 1' S; 54° 17' W) with the aim of reconstructing its paleoenvironmental conditions. A 48 cm core was taken and cut every 1.5 cm. Organic matter, total nitrogen, total phosphorous, photosynthetic pigments, sediment composition and sediment age were estimated. In addition opal phytoliths, diatoms, crysophycean cysts and sponge spicules remains were counted and identified. This integral study allowed us to infer the eutrophication process for the past 3,000 years. Two main limnological processes related to sea level variation were identified: the first, comprised the sediment layer from surface to 25 cm depth with brackish water characteristics; the second, from 25 cm to 48 cm depth with marine characteristics. An increase in trophic state since circa 2,500 years B.P. was observed.



INTRODUCCION

Los estudios paleolimnológicos son relevantes; permiten inferir las condiciones ambientales pasadas de un cuerpo de agua. Esto es posible gracias a que los sedimentos funcionan como archivos de información paleoambiental debido al proceso de sedimentación. Con el paso del tiempo, los sistemas lacunares se colmatan para formar uno terrestre (Margalef, 1983). En consecuencia, si se analiza la composición vertical de variables físicas, químicas y biológicas, es posible inferir el estado trófico y evolución ambiental que el sistema tuvo a través del tiempo (Charles *et al.*, 1994; Charles & Smol, 1994; Dixit *et al.*, 1992; Smol, 1987; Smol 1990a, b; Wilson *et al.*, 1994; Walker *et al.*, 1995, entre otros). Esta investigación es el primer estudio paleolimnológico del país. Se chequeó la hipótesis según la cual el estado trófico de la laguna de Rocha estuvo relacionado con las variaciones del nivel del mar, que para ponerla a prueba, se planteó como objetivo reconstruir las condiciones paleoambientales de la laguna utilizando los registros químicos, físicos y biológicos depositados en un perfil sedimentario.

MATERIAL Y METODOS

La laguna de Rocha (34°15' S, 54°17' W) está situada al sudeste de Uruguay (Fig.1). Se originó en el Cuaternario por transgresión marina y acumulación de depósitos litorales (Sprechmann, 1978). El área de la laguna es de 72 km², la profundidad media es 0,58 m; profundidad máxima 1,4 m y el área de la cuenca es 1312 km². La salinidad varía entre 0,5 y 33‰. Los sedimentos son principalmente arenosos y franco arenosos aunque hacia el norte de la laguna aumentan su contenido en limo y arcilla (Sommaruga & Conde, 1990). Su boca se separa del océano Atlántico por una barra arenosa que se abre periódicamente durante el año. El principal tributario es el arroyo Rocha (flujo promedio = 13,4 m³.s⁻¹), que actualmente recibe desechos domésticos e industriales de la ciudad de Rocha (20.000 habitantes), aunque no hay evidencia de impactos sobre su calidad.

Los datos presentados corresponden a un testigo de sedimento (BOL1) de 47 cm de profundidad y 5 cm

de diámetro. La columna de sedimento fue seccionada cada 1,5 cm. La estación de muestreo se ubicó en la región denominada "el bolsón", al sudoeste de la laguna, debido a que la sedimentación es mayor a la resuspensión (Sommaruga & Conde, *op. cit.*).

Se tomaron submuestras de 2 cm de diámetro para determinaciones de pigmentos fotosintéticos. Estos fueron extraídos en etanol al 95% por 10 horas (Nusch, 1980) y las absorbancias fueron leídas a 665 nm. El sedimento sobrante fue utilizado para el análisis de silicofitolitos, diatomeas, crisofitas y espículas de esponjas. Para ello las muestras fueron tratadas con Na₂P₂O₇ 2N por 24 horas y luego lavadas con agua destilada. Seguidamente se eliminó la materia orgánica con Peróxido de Hidrógeno (200 volúmenes) por 24 horas, y luego fueron lavadas con agua destilada. Finalmente se agregaron 10 ml de HCl 10N por 24 horas y posteriormente, se lavaron con agua destilada. Se tomaron alcuotas de 0,5 g que fueron concentradas en cámaras de sedimentación de acuerdo a Reid (1978). Se hicieron preparados permanentes con la fracción sedimentada para conteo e identificación.

Nitrógeno y fósforo total fueron determinados de acuerdo a Valderrama (1981). Alcuotas de 0,1 g fueron digeridas en una solución de 40 ml de persulfato de potasio, ácido bórico e hidróxido de sodio y puestas en autoclave a 123°C por dos horas. Alcuotas de 10 ml fueron tomadas para la determinación de fósforo total, las cuales fueron tratadas con 1 ml de solución de ácido sulfúrico, tartrato de potasio y molibdato de amonio. La absorbancias se leyeron a 885 nm. Para nitrógeno total las muestras se trataron con salicilato de sodio y ácido sulfúrico y las absorbancias se leyeron a 420 nm.

Submuestras de 1 g fueron tomadas para la estimación de materia orgánica por ignición a 500°C durante 2 horas.

Para el análisis físico textural de la columna de sedimentos, se tomó otro testigo y se seccionó según diferenciación visual por textura, coloración, compactación y estado de conservación del material biogénico. Alcuotas de 50 g de sedimento fueron secadas en el horno a 80°C por 48 horas, luego se oxidó la materia orgánica con agua oxigenada y se atacaron los carbonatos con HCl. Las muestras fueron tamizadas en un tamiz eléctrico. Para la identificación de las capas sedimentarias se siguió la metodología elaborada por el Soil Survey Staff (S.S.S., 1975). Esta clasificación se basa en el

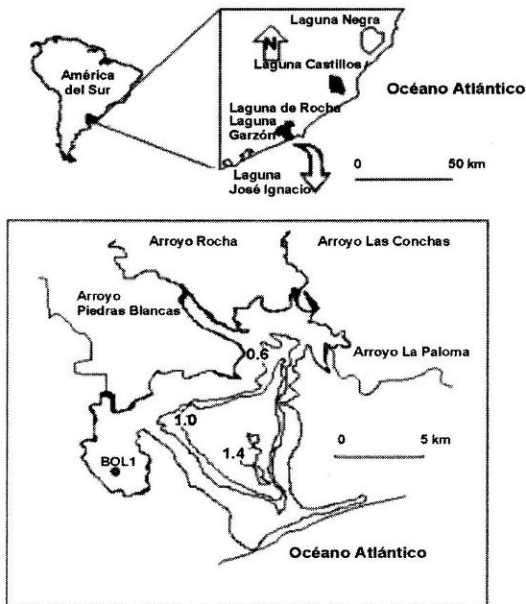


Figura 1

Mapa del área de estudio en el que se indica la ubicación del core BOL1.

contenido textural de arenas y limos. Los resultados obtenidos fueron analizados a través de los parámetros estadísticos según las técnicas de Folk & Ward (1957) y Sahu (1964) para la determinación de génesis, procesos de depositación y post-depositación.

Las dataciones por ^{14}C se realizaron sobre carbonatos biogénicos de muestras mono-específicas de *Erodona mactroides*, habiéndose seleccionado los individuos que presentaban mejor preservación. La actividad se determinó con contador de centelleo líquido Packard 1600 TL.

RESULTADOS

La datación por ^{14}C (URU-BOL1), reveló que los

sedimentos comprendidos entre 23 y 28 cm de profundidad, tienen una edad de 2250 ± 80 A.P.. Asumiendo velocidad de sedimentación constante para este período, la tasa de depositación del sedimento es de 1 cm cada 95 años.

Se identificaron cinco unidades litológicas (Fig. 2). La unidad I (0 a 5 cm), se caracterizó por sedimentos de identidad franco arenoso. La unidad II (5 a 12 cm) fue caracterizada como arenosa. La unidad III (12 a 22 cm) de identidad franco arenoso presentó restos de valvas de *Erodona mactroides*. La unidad IV (22 a 32 cm) de identidad franco arenoso también presentó valvas de *E. mactroides* enteras y articuladas, mientras que en la unidad V (32 a 47 cm), de identidad franco arenoso no se detectó la presencia de *E. mactroides*. La distribución vertical del porcentaje de las fracciones



en unidades phi para la columna de sedimento, se muestra en la Fig. 3. El comportamiento modal para toda la columna de sedimento se ubicó en la unidad phi 3, con valores del 20 a 30%. Los análisis estadísticos de la composición físico-textural de la columna del sedimento, fueron utilizados para establecer el tipo de ambiente y energía en el proceso de depositación de la laguna de Rocha. Los valores obtenidos mostraron un comportamiento del tipo fluvial en el límite con el turbidítico. Esto sugiere que durante las transgresiones y regresiones del Holoceno, el sistema laguna de Rocha se habría comportado alternativamente como un golfo o un prodelta.

De acuerdo a los valores de materia orgánica y pigmentos fotosintéticos (Fig. 4), la columna de sedimento se dividió en dos sectores que corresponderían a dos grandes eventos limnológicos. El primero, desde épocas actuales hasta los 2250 ± 80 años A.P. (URU-BOL1, 25 cm de profundidad), con valores de materia orgánica

mayores a 3% y de pigmentos mayores a $5 \mu\text{g.g}^{-1}$. El segundo desde esta fecha hasta *circa* 4000 años A.P. con valores de materia orgánica menores a 3% y pigmentos menores a $5 \mu\text{g.g}^{-1}$. Asimismo, de acuerdo a los valores de nitrógeno y fósforo total (Fig. 4), la columna de sedimento se dividió en dos sectores. El primero, desde épocas actuales hasta *circa* 1080 A.P. con la mayoría de los valores de nutrientes mayores a $100 \mu\text{g.g}^{-1}$, y el segundo desde los 1080 a los 4000 A.P., con la mayoría de los valores menores a $100 \mu\text{g.g}^{-1}$. Esto indicaría que el proceso de eutrofización en laguna de Rocha se habría visto acelerado en épocas recientes.

La abundancia absoluta de silicofitolitos, diatomeas, espículas y crisofitas se muestra en la Fig. 5. Los silicofitolitos fueron dos órdenes de magnitud mayores que las diatomeas y tres órdenes de magnitud mayores que las espículas y las crisofitas. Esto significa que fueron los principales contribuyentes al sílice biogénico. Las correlaciones entre abundancia y biovolumen indican que sería

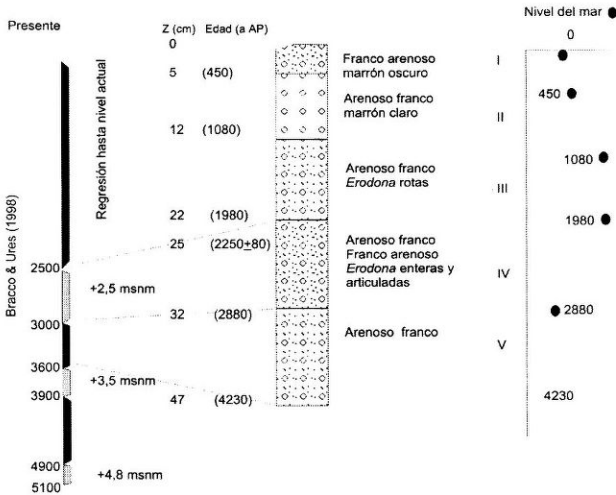


Figura 2

Relación entre el desarrollo del core BOL1 y el modelo regional de variación del nivel del mar (Bracco & Ures 1998, Martín & Suguio 1992). Los números romanos indican las unidades litológicas.

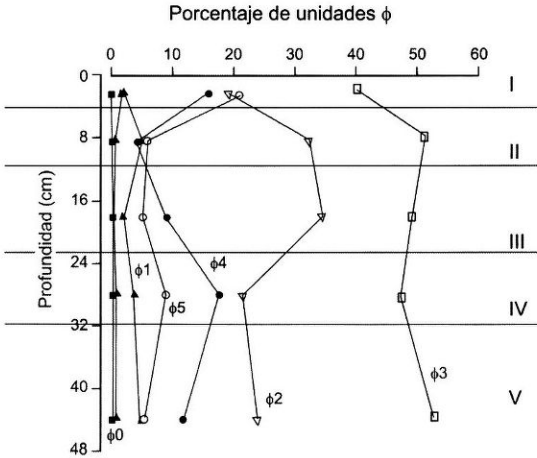


Figura 3

Composición físico-textural de las diferentes unidades litológicas (indicadas con números romanos) expresada como porcentaje de unidades Φ .

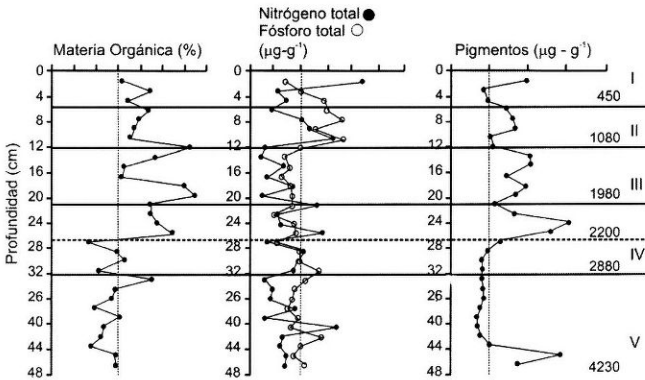


Figura 4

Distribución vertical de materia orgánica, fósforo y nitrógeno total y pigmentos fotosintéticos. Los números romanos indican las unidades litológicas.

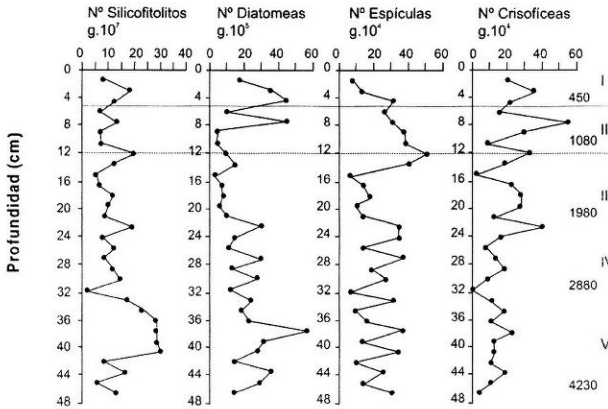


Figura 5

Distribución vertical de la abundancia total de silicofitolitos, diatomeas, espículas de esponjas y cistos de crisofíceas. Los números romanos indican las unidades litológicas.

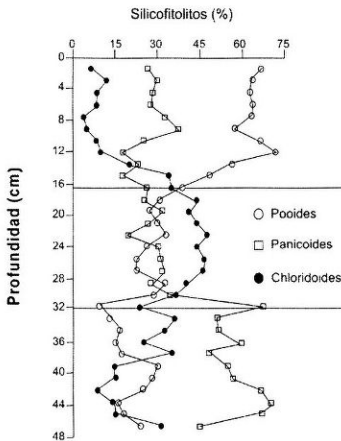


Figura 6

Distribución vertical de la abundancia relativa de fitolitos pooides, panicoides y chloroides. Los números romanos indican las unidades litológicas.



posible calcular este último, a partir de valores de abundancia, aplicando las ecuaciones de regresión para las crisofitas y espículas. Para las diatomeas y silicofitolitos, las correlaciones no fueron suficientemente altas como para poder calcular biovolumen a partir de abundancia absoluta.

El análisis cualitativo evidenció un marcado predominio de silicofitolitos de gramíneas (70 al 89%), en toda la columna de sedimento. Esta vegetación predomina hasta el presente en la cuenca de la laguna. En la Fig. 6, se muestra la distribución porcentual de estos fitolitos, clasificados de acuerdo a la clave de Twiss (1992) para células cortas de gramíneas. De acuerdo a esta distribución, la columna de sedimento se dividió en tres sectores. El primero, desde la superficie hasta los 16 cm, con dominancia de células pooides (65%). El segundo, de 16 a 32 cm, con predominio de chloroides (45%) y el tercero de panicoides (60%), desde los 32 a 47 cm.

DISCUSION

El desarrollo del testigo BOLI fue relacionado con el modelo de variaciones del nivel del mar de Martin & Suguio (1992, corroborado por Bracco & Ures (1998)) para el litoral atlántico uruguayo. La Fig. 2 muestra la estructura físico-textural del testigo y a su izquierda se esquematiza el modelo de variaciones del mar para la región. Bracco & Ures (*op.cit.*) analizaron un perfil vertical en laguna Castillos (situada 50 km al noreste de Rocha), y ajustaron sus dataciones a la curva de Martin & Suguio (*op.cit.*). De esta forma, postularon que durante el período 5100-4900 A.P. el nivel del mar estaba 4,8 m sobre el nivel del mar actual. En el período comprendido entre 4900 y el 3900 A.P. el nivel del mar era inferior al actual, pero durante el período 3900-3600 A.P. el nivel del mar aumentó a 3,5 m. Del 3600 al 3000 A.P. éste se situó por debajo del actual, pero durante el período 3000-2500 A.P. estuvo 2,5 msnm. A partir del 2500 A.P. hasta el presente comenzó a descender hasta llegar al nivel actual. El modelo de Martin & Suguio (*op.cit.*) se cumple en laguna de Rocha para el período de 3600 años A.P. hasta el presente. Del 3600 al 3000 A.P. el nivel del mar se situó por debajo del actual. Esto se manifiesta en la unidad litológica V (32-47 cm), con un registro del 4200 al 2880 A.P., que careció de material biogénico macroscópico de origen marino (moluscos). Del 3000 al 2500 A.P. el nivel del mar era superior al

actual y se corresponde con la unidad litológica IV (32-22 cm), con un registro del 2880 al 1980 A.P., en la cual se observó la presencia de valvas de *Erodona mactroides* enteras y articuladas. Del 2500 A.P. hasta el presente el nivel del mar comenzó a disminuir hasta llegar al actual, lo cual se corresponde con las unidades III, II y I (Fig. 2). En la unidad III se observó la presencia de fragmentos de valvas de *E. mactroides*, que indican procesos de alta energía y delatan la posición de la línea de costa. Las unidades II y I carecen de material biogénico macroscópico de origen marino lo cual confirma la regresión del mar.

Los valores de materia orgánica, nitrógeno total, fósforo total y pigmentos (Fig. 4) se relacionaron a las variaciones del nivel del mar. A partir del 2200 A.P. (correspondiente a los 25 cm de profundidad) mostraron un incremento, sugiriendo que hubo un aumento del estado trófico, debido probablemente a procesos de escorrentía, producto de los cambios climáticos en el momento que el nivel del mar comenzó a disminuir. De aquí se infiere que habría una relación inversa entre el nivel del mar y el estado trófico de laguna de Rocha.

Los valores de abundancia del sílice biogénico presentaron un pulso máximo en los 23 cm de profundidad (también observado para materia orgánica, nutrientes y pigmentos) coincidente con el momento en que el nivel del mar comenzó a descender. Esto indica que habría existido una relación inversa entre la abundancia absoluta de restos silíceos y el nivel del mar. Desde los 16 a 12 cm se observó un aumento en la abundancia de estos restos (Fig. 5), que coincidió con un aumento de materia orgánica y nutrientes (Fig. 4). Esto sugiere que en este momento hubo un aumento del estado trófico de laguna de Rocha, el cual se habría mantenido hasta épocas recientes. No obstante, los sucesivos incrementos y disminuciones en los valores de todas las variables consideradas, observados a lo largo de la columna sedimentaria, evidencian que la eutrofización de laguna de Rocha ocurrió en pulsos y no en forma gradual. La distribución porcentual de células cortas de gramíneas (Fig. 6) indicaría la existencia de tres eventos climáticos. El primero desde los 47 a los 32 cm de profundidad, con predominio de gramíneas panicoides las cuales son características de clima tropical húmedo. El segundo, de los 32 a los 16 cm con preponderancia de chloroides, características de clima árido, o con marcada variación estacional. El tercero, de los 16 hasta la superficie, con dominancia de pooides, características de clima



templado (Twiss, 1992). Estos tres momentos mostraron una buena correspondencia con los valores de abundancia y niveles tróficos anteriormente descritos. Es decir, cuando hubo clima tropical el estado trófico de la laguna fue elevado, con un importante aporte de fitolitos desde la cuenca, que disminuyó durante el período de aridez para volver a incrementarse con el establecimiento de un clima templado hasta épocas actuales. Estos episodios climáticos estarían de acuerdo con el modelo regional de variaciones del nivel del mar (Martin & Suguio, *op.cit.*).

 REFERENCIAS

- Bracco, R. y M.C. Ures 1998. Las variaciones del nivel del mar y el desarrollo de las culturas prehistóricas del Uruguay (16-20). En: Actas del II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este. MTOP. 464p.
- Charles, D.F. & J.P. Smol 1994. Long term chemical changes in lakes: quantitative inferences using biotic remains in the sediment records (3-31). En: Baker, L. (ed) Environmental chemistry of lakes and reservoirs. Advances in chemistry. Series 237. *Am. Chem. Soc.*, Washington D.C. 220 pp.
- Charles, D.F., J.P. Smol & D.R. Engstrom 1994. Paleolimnological approaches to biomonitoring (223-293). En: Loeb S. & Spacie D. (eds) Biological monitoring of aquatic systems. *Lewis Press*, Ann Arbor, 381 pp.
- Dixit, S.S., J.P. Smol, J.C. Kingston & D.F. Charles 1992. Diatoms: powerful indicators of environmental change. *Environ. Sci. Technol.* 26: 22-33.
- Folk, R. & W. Ward 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27: 3-27.
- Margalef, R. 1983. *Limnología*. Ed. Omega, Barcelona. 1010 p.
- Martin, M. & K. Suguio 1992. Variation of Coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach ridge plains associated with rivers mouths: example from the central brasilian coast. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99: 119-140.
- Nusch, E.A. 1980. Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determinations. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergbn. Limnol.* 17: 14-36.
- Reid, F.M.H. 1978. Settling techniques for permanent records (120-122). En: Sournia A. (ed.) *Phytoplankton Manual. UNESCO Monogr. Oceanogr. Methodol.* 337 pp.
- Sahu, B. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *J. Sediment. Petrol.* 34: 73-83.
- Smol, J.P. 1987. Methods in quaternary ecology-freshwater algae. *Geos. Can.* 14: 208-217.
- Smol, J.P. 1990a. Paleolimnology: recent advances and future challenges. *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.* 47: 253-276.
- Smol, J.P. 1990b. Are we building enough bridges between paleolimnology and aquatic ecology? *Hydrobiologia* 214: 201-206.
- Soil Survey Staff 1975. Soil Taxonomy. Soil Conservation Service. Agriculture Handbook Nº 436. *U.S. Depart. Agricult.* 471 pp.
- Sommaruga, R. y D. Conde 1990. Distribución de materia orgánica en los sedimentos recientes de la Laguna de Rocha. *Atlántica* 12(1):35-44.
- Sprechmann, P. 1978. The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area during the neogene and quaternary. *Zitteliana* 4: 3-72.
- Twiss, P.C. 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths (113-128). En: Rapp, G.Jr & S.C. Mulholland (eds.) *Phytolith systematics. Emerging issues. Advances in Archaeological and Museum Science. Vol.1. Plenum Press*, New York. 349pp.
- Valderrama, J.C. 1981. The simultaneous analysis of total N and total P in natural waters. *Mar. Chem.* 10: 109-122.
- Walker, I.R., S.E. Wilson & J.P. Smol 1995. Chironomidae (Diptera): quantitative paleosalinity indicators for lakes of western Canada. *Can. J. Fish Aquat. Sci.* 52: 950-960.
- Wilson S.E., B.F. Cumming & J.P. Smol 1994. Diatom-salinity relationships in 111 lakes from the interior plateau of British Columbia, Canada: the development of diatom-based model for paleosalinity reconstructions. *J. Paleolimnol.* 12: 197-221.

Recibido /Received /: 22 noviembre 1999

Aceptado /Accepted /: 18 abril 2002
