

7º CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

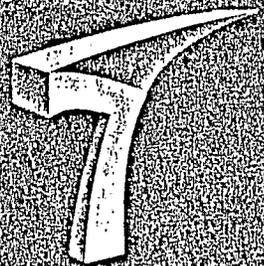
Universidad de Concepción

Departamento Ciencias de la Tierra

Concepción Chile

17 al 21 de octubre, 1994

VOLUMEN I



Fonds Documentaire ORSTOM



010013469

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: B*13469 Ex: 1



SEDIMENTACION RECIENTE EN EL LAGO TITICACA (BOLIVIA)

Jaime Argollo⁽¹⁾, Philippe Mourguiart⁽²⁾, Jean-Francis Pinglot⁽³⁾,
Michel Pourchet⁽³⁾, Nicolas Preiss⁽³⁾ y Denis Wirrmann⁽⁴⁾

Resumen - Usando el método Plomo 210 se ha llegado a estimar la sedimentación actual en el lago Titicaca a 3,9 Mt.año⁻¹. Más del 90% del depósito se produce a diferentes profundidades inferiores a 5 m. Las variaciones batimétricas del lago ocasionan a veces discontinuidades en esta zona litoral.

El lago Titicaca, en la frontera entre Perú y Bolivia, fue elegido, dentro del marco de este estudio, por su situación geográfica excepcional. En efecto, se sitúa en la zona intertropical entre 15 y 17º de latitud sur y entre 68º30' y 70º de longitud oeste, a una altura de aproximadamente 3810 metros. Su sedimentación, sea su origen endógeno o exógeno, ha sido objeto de estudios únicamente cualitativos [1 y 2]. Presentamos los datos cuantitativos originales obtenidos a partir de análisis radiométricos sobre el Plomo 210.

⁽¹⁾Universidad Mayor de San Andrés, CP 12198, La Paz, Bolivia.

⁽²⁾Mission ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia.

⁽³⁾Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, BP 96, 38 402 Saint Martin d'Hères Cédex, Francia.

⁽⁴⁾Centre ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, Cameroun.

Fuera de casos muy particulares, este método parece ser uno de los más fiables y de los más precisos para estimar un índice de acumulación sedimentaria [3]. En este caso hemos procedido con diferentes sondeos tomando en cuenta la altura de agua y la topografía de la cuenca lacustre. Así, fueron localizados 4 testigos en el lago Wiñaimarca, medio caracterizado por inclinaciones muy bajas; los otros 2 provienen del lago Chucuito cuyas orillas se hunden bruscamente hasta profundidades que pueden pasar, por mucho, una centena de metros.

PRINCIPIO Y METODO DE MEDICION

El Radón 22 es emitido en la atmósfera a partir de la desintegración del Uranio 238, contenido en los suelos, y da, por filiación radioactiva, el Plomo 210. Este ²¹⁰Pb llamado "no soportado" (²¹⁰Pb) se deposita y se encuentra parcialmente arrastrado y aislado en los sedimentos donde decrece, con un período radioactivo de 22,3 años. Asimismo, en los sedimentos se encuentra una contribución secundaria de ²¹⁰Pb; se trata del ²¹⁰Pb formado *in situ* en la matriz sedimentaria por filiación radioactiva de los padres de larga vida del Uranio 238 que ésta contiene (²³⁸U, ²³⁴Th o ²²⁶Ra). En la escala del siglo, la actividad del ²¹⁰Pb llamado

"soportado" (^{210}Pb) puede ser considerada como constante [3].

Por los fechados, la actividad del ^{210}Pb es deducida de la actividad total medida (^{210}Pb):

$$^{210}\text{Pb} = ^{210}\text{Pb} - ^{210}\text{Pb}$$

Generalmente, ésta es estimada a partir de las muestras "bastante viejas" para que el ^{210}Pb pueda ser considerado como despreciable en relación al ^{210}Pb (aproximadamente 1 siglo); en ese caso se tiene:

$$^{210}\text{Pb} \# ^{210}\text{Pb}$$

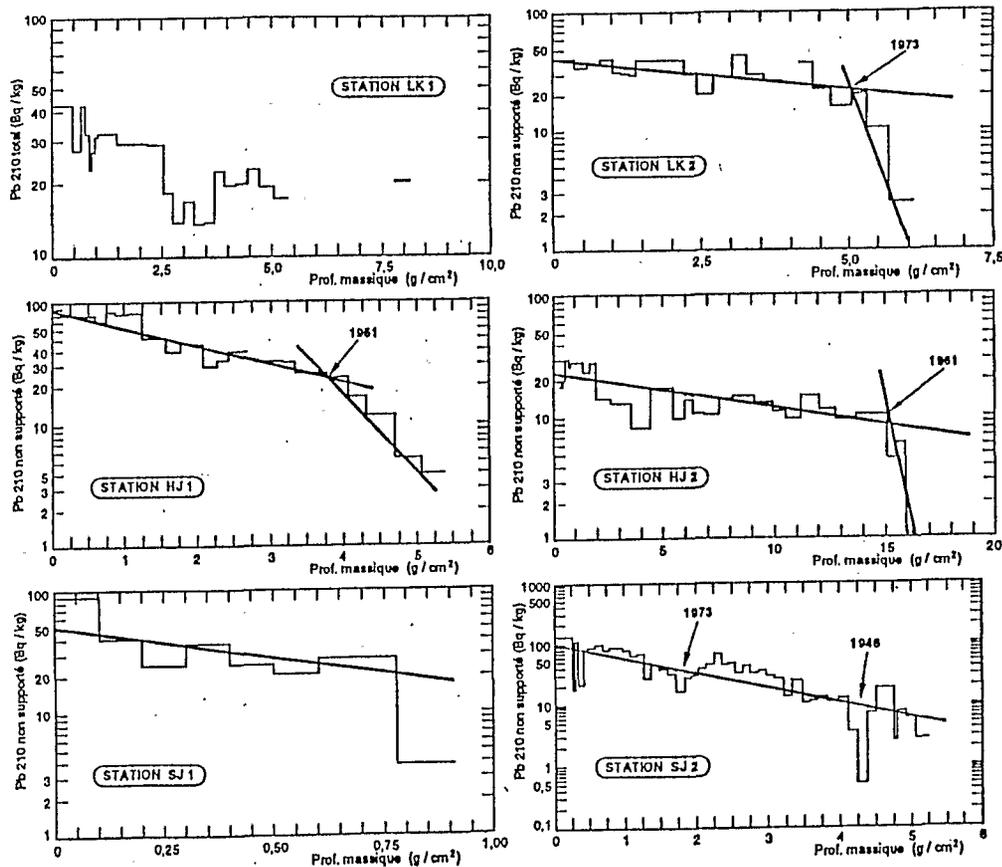


Figura 1 - Variaciones del ^{210}Pb en función de la profundidad para el conjunto de las estaciones estudiadas.

En el presente estudio, los testigos de sedimentos fueron obtenidos con ayuda de un pequeño saca-testigos con pistón, de 5,5 cm de diámetro y aproximadamente de 80 cm de largo.

Una vez fuera del agua, los testigos fueron cortados centímetro por centímetro. Los índices de sedimentación fueron medidos por medio del método del ^{210}Pb , utilizando el modelo *Constant Rate of Supply* [4 y 5].

Los tenores en ^{210}Pb fueron medidos, en espectrometría alfa, por medio del ^{210}Po .

INTERPRETACION DE LOS PERFILES DE SEDIMENTACION

Exceptuando el testigo más profundo (LK1 extraído por 11,5 m de agua), todos los otros perfiles muestran un decrecimiento de la actividad del ^{210}Pb no soportado en función de la profundidad (Figura 1). Estos perfiles no son monótonos, pero todos presentan, a partir de cierto nivel, una brusca variación de inclinación. Utilizando la primera parte de la curva, hemos podido fechar esta ruptura. En todos los casos, ésta corresponde a un nivel bajo del lago [6]. Siguiendo la profundidad del testigo, éste se sitúa sea hacia 1950, sea 1960 o ya sea 1970. El perfil del testigo de Lukurmata [7] es idéntico. Una interpretación de este trabajo nos da una ruptura de inclinación que se sitúa también hacia 1970.

Pensamos que sólo la primera parte de las curvas, que corresponden a los diferentes perfiles, da un valor significativo de la tasa de sedimentación y que, en la playa de profundidad que hemos estudiado, el brusco decrecimiento de los perfiles después de la ruptura de inclinación está ligado:

- ya sea a una ausencia de sedimentación cuando el sitio ya no está sumergido,
- o sea a una mezcla importante ligada a la actividad humana cuando la altura de agua se vuelve suficientemente débil para permitir segar la vegetación acuática, principalmente la gran totora [8].

De una manera general, se observa un fuerte decrecimiento de la sedimentación en función de la profundidad (Figura 2) y un buen acuerdo con el conjunto de los valores destacados en la literatura.

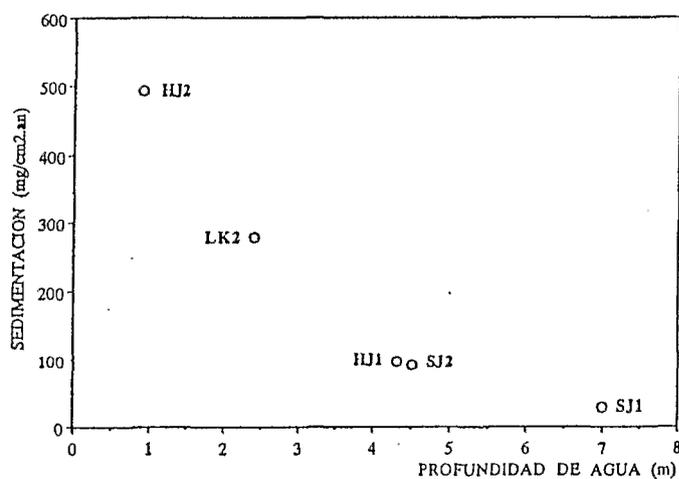


Figura 2 - Variaciones de los índices de sedimentación en función de la profundidad del agua.

zona batimétrica (m)	superficie (km ²)		velocidad de sedimentación mg.cm ⁻² .año ⁻¹	masses (kt.año ⁻¹)	
	L. Pequeño s1	L. Grande s2		L. Pequeño M1	L. Grande M2
0 - 5	599	1210	201	1204	2432
5 - 10	334	151	27	90	41
10 - 20	267	288	3	8	9
>20	167	2682	(5?)	(8?)	(134?)

Extrapolando todos los resultados disponibles en el conjunto del lago Titicaca, hemos tratado de estimar la masa anual de sedimentos depositados por tramo de profundidad (Cuadro I). Se puede observar que más del 90% de depósito sedimentario se hace entre 0 y 5 m de agua y que la masa anual de sedimento depositado es del orden de 1,3 Mt en el lago Wiñaimarca, contra 2,6 Mt en el lago Chucuito.

LOS FLUJOS DE ²¹⁰Pb

El flujo en el ²¹⁰Pb (F) que llega a la superficie de los sedimentos puede ser deducido de los perfiles de ²¹⁰Pb no soportado. Si A es la actividad residual en ²¹⁰Pb no soportado y k la constante radioactividad del ²¹⁰Pb ($k = 0,03144 \text{ año}^{-1}$), se tiene la relación:

$$F = kA$$

Entre 0 y 5 m de profundidad, en el conjunto de los resultados se obtiene un flujo promedio de 63 Bq.m⁻².año⁻¹, siendo el valor mínimo de 55 Bq.m⁻².año⁻¹ y el valor máximo de 69 Bq.m⁻².año⁻¹.

A partir de los resultados de Binford *et al.* [7], para el testigo de Lukurmata, se obtuvo un flujo de mismo orden de magnitud (47 Bq.m⁻².año⁻¹). Estos valores son sensiblemente inferiores a los que se pueden deducir de las actividades del ²¹⁰Pb en la interface agua-sedimento. Si A₀ es la actividad en la interface agua-sedimento y S el índice de sedimentación que hemos determinado para cada estación, el flujo F es dado por la relación:

$$F = A_0 S$$

En nuestro caso, se encuentra un flujo promedio de 110 Bq.m⁻².año⁻¹ y con valores extremos como 96 y 148 Bq.m⁻².año⁻¹.

El lugar de Lukurmata es sensiblemente equivalente con un flujo de 90 Bq.m⁻².año⁻¹. Estas diferencias entre flujos estimados a partir de la integración de los valores de ²¹⁰Pb residuales, o del valor del flujo de superficie, corresponden a la observación de las curvas de sedimentación y todas indican una ruptura del ritmo de sedimentación por edades inferiores a 50 años. Estas discontinuidades de sedimentación ocasionan un déficit del ²¹⁰Pb

residual y, por vía de consecuencia, del flujo de ^{210}Pb estimado por este método. Para los lugares situados más allá de 5 m de profundidad: SJ1 y LK1 respectivamente extraídos por 7 y 11,5 m de agua, los flujos de ^{210}Pb (9 y 11 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{año}^{-1}$) son claramente más débiles que los de las zonas menos profundas. Continúan siendo inferiores al flujo atmosférico regional y traducen la erosión parcial que sufre esta zona de profundidades.

CONCLUSION

En cuanto al conjunto del lago Titicaca, hemos podido estimar la sedimentación anual en aproximadamente 3,9 Mt que se reparten en 1,3 Mt para el lago Wiñaimarca y 2,6 Mt para el lago Chucuito. Pudimos evidenciar que más del 90% de la sedimentación se realiza entre 0 y 5 m de agua, pero que esta zona sufre discontinuidades importantes en período de aguas lacustres bajas. En este tramo de altura de agua, la sedimentación detrítica es fuertemente frenada por la vegetación acuática y principalmente por la gran totora. Más allá de esta zona y al menos hasta una profundidad de unos veinte metros, se observa una erosión parcial de depósitos sedimentarios, erosión sin duda ligada a la acción conjunta de la inclinación y de las corrientes. Estas observaciones evidencian una dificultad al utilizar la sedimentación litoral como soporte de paleoinformaciones. Particularmente, se deben esperar discontinuidades en las secuencias de registro. Para obtener largas secuencias continuas, sería acertado realizar una prospección de las zonas profundas; por ejemplo la zona Noroeste del lago Wiñaimarca por debajo de los 20 m y la zona

comprendida entre 150 y 250 m de altura de agua para el lago Chucuito, ya que esta última zona cubre aproximadamente 36% de la superficie de este lago.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- [1] BOULANGE, B., VARGAS, C. & RODRIGO, L. A. 1981. La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 299-309.
- [2] RODRIGO, L. A. & WIRRMANN, D. 1991. Aspecto general de la sedimentación actual. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*: 39-43, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- [3] ORSON, R. A., SIMPSON, R. L. & GOOD, R. E. 1990. Rates of sediment accumulation in a tidal freshwater marsh. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (6), 859-869.
- [4] ROBBINS, J. A. 1978. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead. In: NRIAGU, J. O. (ed.), *Biogeochemistry of Lead in the Environment*: 285-293, Elsevier, Amsterdam.
- [5] OLDFIELD, F. & APPLEBY, P. G. 1984. Empirical testing of ^{210}Pb dating models. In: HAYWORTH, E. Y. & LUND, J. W. G. (eds), *Lake Sediments and Environmental History*: 93-124, Univ. of Minnesota Press, Minneapolis.
- [6] ROCHE, M. A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R. 1991. Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*: 83-104, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- [7] BINFORD, M. W., BRENNER, M. & ENGSTROM, D. R. 1991. Patrones de sedimentación temporal en la zona litoral del Huiñaimarca. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*: 47-58, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- [8] LEVIEIL, D. & ORLOVE, B. S. 1991. Importancia socio-económica de las macrofitas. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*: 509-513, ORSTOM, Hisbol, La Paz.