

B A P B A 6 / 1

© Académie des sciences / Elsevier, Paris.

All rights reserved.

Géosciences de surface / *Surface geosciences*
(Hydrologie-Hydrogéologie / *Hydrology-Hydrogeology*)

ISSN 1251-8050

Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant l'Holocène

Computation of the rainfall on Lake Titicaca catchment during the Holocene

Amal Talbi^{a*}, Anne Coudrain^a, Pierre Ribstein^{a,b}, Bernard Pouyaud^b

^a UMR Sisyphé CNRS-UPMC 7619, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France

^b IRD ex. Orstom, 213, rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France

(Reçu le 30 mars 1999, accepté après révision le 7 juin 1999)

Abstract — The water levels of a lake situated in an endorheic catchment make it possible to calculate the associated rainfall rate on the basis of the water balance over the whole catchment. Evolution during the Holocene of water levels in Lake Titicaca (Bolivia), previously published, shows that in the most arid period, between 8 000 yr and 4 000 yr BP, the average level was 50 m lower than today. The calculated rainfall associated with this low level is $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ i.e. about 18 % lower than the present amount. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

rain amount / endorheic catchment / Holocene / Titicaca / Bolivia

Résumé — Le niveau d'un lac situé dans un bassin endoréique permet d'estimer les valeurs de précipitation en se basant sur le bilan hydrologique à l'échelle du bassin. Les niveaux du lac Titicaca (Bolivie) ont été précédemment publiés pour l'Holocène et montrent, pendant la période la plus aride, de 8 000 ans à 4 000 ans BP, que le lac avait un niveau moyen de 50 m plus bas qu'aujourd'hui. La pluie calculée associée à de tels niveaux bas serait de $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$, soit de l'ordre de 18 % inférieure à la pluie actuelle. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

bassin endoréique / Holocène / pluie / Titicaca / Bolivie

Abridged version

Introduction

In an endorheic system, with no hydraulic communications with the outside other than atmospheric ones (rain, evapo-transpiration), the equilibrium water level of the terminal lake records the regional climatology. On the Altiplano, the strong climatic variations of the Holocene were expressed by considerable variations in regional lake levels (Servant and Fontes, 1978). The chronology of these hydrological conditions makes the Altiplano a particularly valuable source of documentation of the Holocene and its climatic variations.

The Altiplano, a high plain of 190 000 km² with an altitude ranging between 3 600 m and 4 200 m, constitutes an endorheic basin with, to the north, a lacustrine system, Lake

Titicaca, and to the south a few salars (*figure 1*). The limit between these sub-catchments is the upstream point of the Rio Desaguadero at 3 804 m.

The objective of this study is to quantify the rainfall variation on the northern catchment during the Holocene through the chronology of Lake Titicaca levels reconstituted by means of the sedimentary archives (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997). Present-day evaporation constitutes about 91 % of the outflow from Lake Titicaca (Carmouze et al., 1978). One can therefore assume that during the Holocene, generally more arid than the present, the northern catchment was a closed basin. Moreover, as it is perennial and has a mean shape index value (Meybeck, 1995), Lake Titicaca is particularly suitable for reconstruction of past rainfall quantities.

Note présentée par Ghislain de Marsily.

* Correspondance et tirés à part.
talbi@biogeodis.jussieu.fr

Fonds Documentaire ORSTOM



010019054

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : B* - 19054 Ex : - 1

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / *Earth & Planetary Sciences*
1999, 329, 197-203

197

N° 3

Two similar studies were carried out to estimate the amount of rain linked to the last maximum lacustrine period, around 12 ka BP, one for the Lejia lagoon (23°30'S, 67°42'W, elevation 4 325 m) in Chile (Grosjean, 1994) and one for the Altiplano (Hastenrath and Kutzbach, 1985). These studies, to which have been added recent data on the highest level of the southern palaeolake Tauca (Bills et al., 1994; Mourguiart et al., 1997), show that the maximum rainfall amount was about twice the present one.

An arid phase succeeded the maximum lacustrine period. On the basis of a mineralogical survey, Risacher and Fritz (1992) demonstrate that on the southern catchment of the salars this period was much more arid than the present one. Quantifying the rain amount evolution is useful for a better understanding of hydrological-climatological conditions over the past 10 ky. This will make it possible to undertake hydrogeological simulations of the central Altiplano aquifer where the present spatial evolution of the chemical composition records these different hydrological conditions of the Holocene (Coudrain-Ribstein et al., 1995).

Computing method

The method is based on the water balance of a closed catchment occupied by a permanent lake. During the Holocene the greatest soil movements have been of the order of 20 m and have especially affected the southern catchment of the salars and not the northern catchment of Lake Titicaca (Lavenu, 1992). According to a geophysical survey (Bills et al., 1994), these movements might correspond to adjustments linked to the large palaeolake Tauca which reached a depth of more than 100 m. Therefore, the potential volume of Lake Titicaca is assumed constant during the period under consideration.

During one period, considering the inter-annual mean of the terms, the water balance of the catchment is :

$$P_L A_L + P_S A_S = E_L A_L + E_S A_S \quad (1)$$

where P_L is the rain amount over the lake surface A_L ; E_L is the evaporation of the lake; P_S is the rain amount on the catchment area A_S excluding the lake surface area; E_S is the evapotranspiration of the catchment area A_S . An average rain amount P can be defined over the whole surface of the catchment:

$$P(A_L + A_S) = E_L A_L + E_S A_S \quad (2)$$

with the fractional area of the lake a_L the equation (2) becomes:

$$P = E_L a_L + E_S (1 - a_L) \quad (3)$$

In order to compute the rain amount for a period under consideration, it is sufficient to have an estimate of the evaporation of the lake and of the soil as well as the length of the lake surface area.

Estimate of present and past evaporation of the lake and the soil

For the present evaporation from the lake, Pouyaud (1993) compiled different estimates, by hydrological balance (Carmouze et al., 1978), by energy balance of the lake (Carmouze,

1992), by modelling the water mass balance of the lake (Pelt, 1993) and by applying the energy formula (Pouyaud, 1993). Another means of estimating the evaporation is the following energy formula, first used for African lakes (Hastenrath and Kutzbach, 1983) and subsequently for the southern catchment of the Altiplano (Hastenrath and Kutzbach, 1985):

$$E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S} \quad (4)$$

where L and S are, respectively, the lake and the soil surface indexes, C is the latent heat of evaporation, B is the Bowen ratio, and R is the net radiation. Parameter values of this equation are given in *table I* from regional studies (Hastenrath and Kutzbach, 1985; Pouyaud, 1993). Taking into account all the estimates, present evaporation from the lake is:

$$E_L = 1\,650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$$

For the present evaporation from the soil, the hydrological study (Roche et al., 1992) and equation (4) give the following estimate:

$$E_S = 540 \pm 25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$$

On the basis of these evaporative terms and with the present fractional surface area of the lake ($a_L = 0.145$), calculation with equation (3) produces a value for present precipitation of $770 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. According to hydrological studies (Roche et al., 1992; Pouyaud, 1993) the precipitation over the whole catchment is estimated at $755 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. If the method holds for present estimates, is it possible to assume that the evaporation terms remained constant during the Holocene?

During this period, the temperature would have varied by around 4 °C (Servant-Vildary and Roux, 1990) with little influence on the ETP. The influence of a 10 % variation of cloud cover on evaporation values was estimated to be $25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Hastenrath and Kutzbach, 1985), which is inside the error range admitted above.

Evolution in time of lake levels and rain amount

The evolution of the water level of the lake over the last 30 000 years has been published (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997). *Figure 2* and *table II* give the mean evolution of these water levels with a precision of around 5 m. Between 8 ka and 4 ka BP, the water level was about 50 m below the present-day level.

The a_L values of the lake surface area over the whole surface area of the catchment ($57\,340 \text{ km}^2$) were computed from the topographical data (Boulangé and Jaen, 1981; Wirrmann, 1992). During the Holocene, they range between 0.085 and 0.147 for low and high lake levels, respectively.

Taking into account the possible error of each term of equation (3) ($\Delta E_L = 200 \text{ mm}$, $\Delta E_S = 50 \text{ mm}$, $\Delta a_L = 0.01$), the error on rain amount estimates is 100 mm.

Figure 2 shows the calculated rain amount during the Holocene. When the lake level was 50 m lower than at present, the mean rain amount would have been $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Because the water levels at the beginning of the Holocene are

still poorly known, the assumption of a lake level 100 m lower than at present has been tested. The rainfall would still be of the same order, 600 mm·yr⁻¹. Therefore, very arid conditions reflected by dust concentrations in an ice core (Thompson et al., 1998) could be linked to rain amounts only about 18% lower than at present.

Conclusion

In the case of an endorheic basin containing a permanent lake, the fluctuations of the lake level can be used to reconstitute the variations of the precipitation. For the Titicaca catch-

ment, different hydrological and energy approaches can be used to estimate the evaporation terms. The relatively good agreement between the estimates ($E_L = 1\,650 \pm 100$ mm·yr⁻¹ and $E_S = 540 \pm 25$ mm·yr⁻¹) allows us to conclude that when there is a lack of hydrological data, the energy formula (Hastenrath and Kutzbach, 1983) can be used in their place.

Schematically, since 10 ka BP, the water level of the lake first decreased, remained at an elevation of 3 760 m until 4 ka BP and then progressively increased. The corresponding rain amount over the whole catchment followed a similar pattern ranging between 770 mm·yr⁻¹ and 635 mm·yr⁻¹. Therefore, the very dry period of the mid-Holocene can be related to rain amounts of only 18% lower than present values.

1. Introduction

Dans un système endoréique, sans autre communication hydraulique avec l'extérieur qu'atmosphérique, via la pluie et l'évapo(transpi)ration, le niveau d'équilibre du lac terminal synthétise la climatologie régionale. Sur l'Altiplano bolivien, les importantes variations climatiques de l'Holocène se sont traduites par des variations considérables des niveaux des lacs régionaux, qu'il s'agisse du lac Titicaca lui-même ou des paléolacs qui ont couvert épisodiquement les salars actuels d'Uyuni et de Coipasa, par exemple le paléolac Tauca (Servant et Fontes, 1978). La chronologie de ces conditions hydrologiques, accessible par l'étude des sédiments ou des calottes sommitales des glaciers proches, fait de l'Altiplano bolivien un lieu particulièrement important pour une bonne documentation de l'Holocène et de ses variations climatiques.

L'Altiplano est une haute plaine de 190 000 km², située à une altitude comprise entre 4 200 m et 3 600 m d'altitude. Il s'est constitué par un remplissage sédimentaire entre deux cordillères. Il constitue un bassin endoréique contenant, au nord, un système lacustre, le lac Titicaca, et, au sud, des salars (figure 1). Le seuil entre ces deux sous-bassins est à 3 804 m d'altitude et correspond au niveau d'eau du lac Titicaca, à partir duquel existe un flux sortant vers le sud par le rio Desaguadero.

Le lac Titicaca est le seul lac resté pérenne pendant l'Holocène sur l'Altiplano andin (14°S–22°S), permettant une reconstitution des pluies à partir de l'évolution temporelle de son niveau d'eau (Abbott et al., 1997 ; Mourguiart et al., 1997). De plus, ce lac est grand (8 562 km² actuellement), profond (profondeur maximale actuelle 285 m) et présente un indice de creux de 1,15, permettant de le classer dans les lacs normaux, entre les creux et les plats (Meybeck, 1995). Il correspond donc à un outil idéal pour la reconstitution des pluies. Actuellement, le niveau moyen du lac est de 3 810 m, les flux sortant du lac sont de l'ordre de 91 % par évaporation et de 6 % par le rio Desaguadero (Carmouze et al., 1978). Le complément correspondrait aux infiltrations profondes, sur l'importance desquelles demeure une grande incertitude. Étant

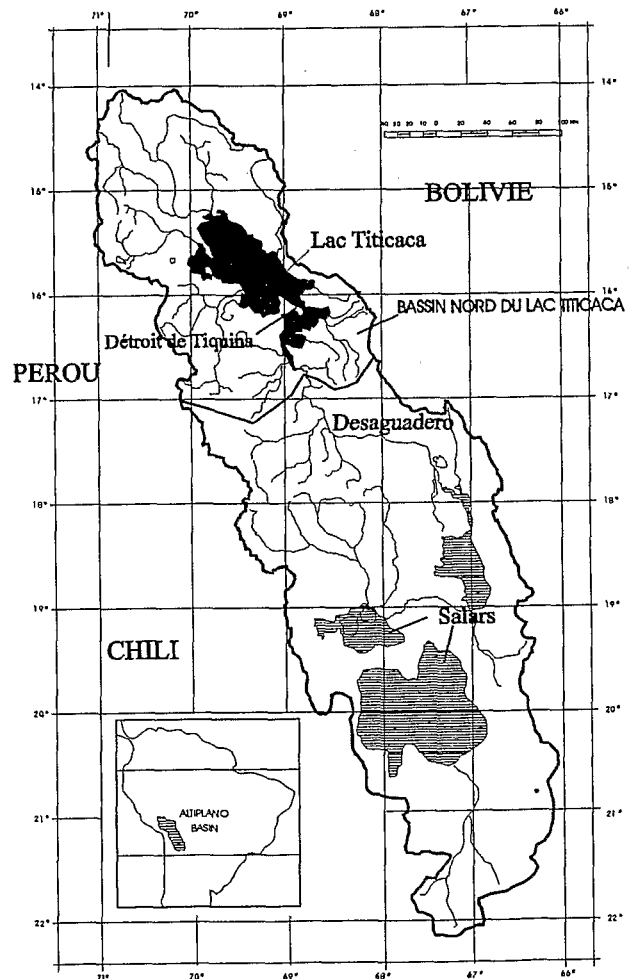


Figure 1. Carte du bassin endoréique de l'Altiplano. Le seuil entre les deux sous-bassins nord (Titicaca) et sud (salars) est le point amont du rio Desaguadero à 3 804 m.

Map of the endorheic catchment of the Altiplano. The limit between the two sub-catchments, that of Lake Titicaca to the north and that of the salars to the south, is the weir toward the Rio Desaguadero at 3 804 m.

donné que le lac Titicaca ne se déverse pas dans le rio Desaguadero lorsque son niveau est inférieur à 3 804 m, on peut considérer, en première approximation, que pendant l'Holocène, généralement plus aride que l'actuel, le sous-bassin nord a fonctionné en bassin endoréique.

Deux études similaires ont été menées sur des bassins proches pour estimer la pluie correspondant au maximum lacustre vers 12 ka BP, l'une sur la lagune Lejia (23°30'S, 67°42'W, 4325 m d'altitude) au Chili (Grosjean, 1994), l'autre sur l'Altiplano (Hastenrath et Kutzbach, 1985). Pour la lagune Lejia, avec une précipitation moyenne actuelle d'environ 200 mm·an⁻¹, la pluie aurait été de près de 500 mm·an⁻¹, pendant la période la plus humide. Pour l'ensemble de l'Altiplano et en tenant compte d'un niveau du paléolac Tauca de 3 720 m selon les premières estimations (Servant et Fontes, 1978), les pluies auraient été de 600 mm·an⁻¹ vers 12 ka BP, alors qu'elles sont de 409 mm·an⁻¹ actuellement en moyenne (Hastenrath et Kutzbach, 1985). En retenant un niveau plus élevé pour le paléolac Tauca (3 760 m) selon les études récentes (Bills et al., 1994 ; Mourguiart et al., 1997), la pluie de la dernière phase lacustre aurait atteint 700 mm·an⁻¹. Les précipitations du dernier maximum lacustre de la région auraient donc été de l'ordre du double des pluies actuelles.

Après le maximum lacustre, pendant l'Holocène, a existé une phase aride. Sur le bassin des salars, Risacher et Fritz (1992) démontrent, sur la base d'une étude minéralogique, l'existence d'une période beaucoup plus aride que l'Actuel, entre 8 000 et 4 000 ans BP. L'objectif du présent article est de quantifier l'évolution de la pluie afin d'aboutir à une meilleure compréhension des conditions hydro-climatologiques des derniers 10 ka. Cette démarche est aussi un préalable nécessaire aux simulations hydrogéologiques de l'aquifère de l'Altiplano central, dont l'évolution spatiale de la composition chimique témoigne de conditions hydrologiques contrastées pendant l'Holocène (Coudrain-Ribstein et al., 1995).

2. Méthode de calcul

La méthode est basée sur le bilan hydrologique d'un bassin fermé stable occupé par un lac permanent. Sur la période considérée, il est supposé qu'il n'y a pas eu d'événement géologique majeur qui aurait pu modifier la topographie du bassin. Certes, la région de l'Altiplano a été affectée par la néotectonique pendant le Quaternaire (Lavenue, 1992). Cependant, pendant l'Holocène, les mouvements les plus importants, de l'ordre de 20 m, ont surtout affecté le sous-bassin sud des salars, et non le sous-bassin nord du Titicaca. D'après une étude géophysique (Bills et al., 1994) sur le sous-bassin sud, ces mouvements pourraient correspondre au réajustement lié au poids de l'important paléolac Tauca, qui a atteint des épaisseurs d'eau de près 100 m.

Pour une période donnée, en considérant les moyennes interannuelles des termes du bilan hydrique, l'équation du bilan hydrique du bassin versant est :

$$P_A A_L + P_S A_S = E_L A_L + E_S A_S \quad (1)$$

où A_L et A_S sont les indices correspondant au lac et au sol du bassin versant hormis le lac ; P est la pluie (L·T⁻¹) ; A est l'aire (L²) ; E est l'évaporation ou l'évapotranspiration (L·T⁻¹). En considérant la pluie moyenne P pondérée par les surfaces sur l'ensemble du bassin versant, lac compris, il vient :

$$P (A_L + A_S) = E_L A_L + E_S A_S \quad (2)$$

et en utilisant le rapport a_L de la surface du lac sur la surface totale, l'équation (2) devient :

$$P = E_L a_L + E_S (1 - a_L) \quad (3)$$

Pour estimer la pluie sur l'ensemble du bassin, il suffit donc de disposer d'une estimation de l'évapotranspiration tant du lac que du sol et de l'extension de la surface du lac.

3. Estimation de l'évapotranspiration actuelle et passée

L'estimation de l'évaporation actuelle à partir du lac a fait l'objet d'une vingtaine d'études, dont une récente synthèse (Pouyaud, 1993) permet de retenir les valeurs suivantes :

$$E_L^E = 1\,720 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1} ; E_L^M = 1\,594 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$$

$$E_L^r = 1\,500 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$$

avec E_L^E l'estimation par bilan énergétique du lac (Carrouze, 1992) ; E_L^M l'estimation par modélisation du bilan hydrique du lac (PELT, 1993) et E_L^r l'estimation par des formules tenant compte de l'énergie radiative disponible, telle la formule de Penman (Pouyaud, 1993). L'écart entre les différentes valeurs peut être lié à une surestimation du rayonnement net et à un flux géothermique relativement fort dans la zone du lac négligée dans ces estimations.

Un autre moyen d'estimer l'évaporation à partir du bilan énergétique moyen annuel a été proposé, d'abord pour les lacs d'Afrique de l'Est (Hastenrath et Kutzbach, 1983), et appliqué ensuite sur l'Altiplano bolivien (Hastenrath et Kutzbach, 1985) :

$$E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S} \quad (4)$$

où les indices L et S correspondent respectivement au lac et au sol du bassin hormis le lac, C est la chaleur latente d'évaporation, B est le rapport de Bowen et R est le rayonnement net. En appliquant cette formule au lac Titicaca, avec les valeurs des paramètres indiquées dans le tableau 1 d'après des publications sur la région (Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Pouyaud, 1993), la valeur de l'évaporation à partir du lac est estimée à 1 650 mm·an⁻¹. De l'ensemble des estimations de l'évaporation actuelle à partir du lac, on retiendra :

$$E_L = 1\,650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$$

Tableau I. Paramètres de l'équation énergétique (4) permettant le calcul de l'évaporation sur le lac (indice $_l$) ou sur le sol du bassin (indice $_s$) (Hastenrath et Kutzbach, 1983) : $E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S}$.

Parameters of equation (4) allowing to compute evaporation either from the lake (index $_l$) or from the soil (index $_s$) (Hastenrath and Kutzbach, 1983):

$$E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S}$$

Symbole	Quantité	Unités	Lac	Sol
G	Radiation incidente de courtes longueurs d'onde (avec nuages)	$W \cdot m^{-2}$	252 ^V	252 ^V
α	Albédo	-	0,06 ^H	0,25 ^H
N	Nébulosité	-	0,5 ^H	0,5 ^H
e	Pression de vapeur de surface	mbar	6 ^H	4 ^H
ϵ	Émissivité	-	0,96	0,9 ^H
T	Température de la surface	K	285 ^P	278 ^H
R_C	Radiation nette de courtes longueurs d'onde	$W \cdot m^{-2}$	237	189
R_L	Radiation nette de grandes longueurs d'onde	$W \cdot m^{-2}$	83	79
R	Rayonnement net ($R = R_C - R_L$)	$W \cdot m^{-2}$	154	110
B	Rapport de Bowen	-	0,21 ^P	1,7 ^P

^P: (Pouyaud, 1993) ; ^H: (Hastenrath et Kutzbach, 1985) ; ^V: valeur moyenne des mesures entre 246 et 258 $W \cdot m^{-2}$ aux stations proches du sous-bassin nord (Vacher et al., 1989 ; Pouyaud, 1993). C : chaleur latente d'évaporation 0,077. La radiation nette de courtes longueurs d'onde : $R_C = G (1 - \alpha)$. Radiation nette de grandes longueurs d'onde : $R_L = 5,67 \cdot 10^{-8} \epsilon T^4 (0,39 - 0,05 e^{0,5}) (1 - 0,53 N^2)$.

^P: (Pouyaud, 1993) ; ^H: [Hastenrath and Kutzbach, 1985] ; ^V: mean value of measurements ranging between 246 and 258 $W \cdot m^{-2}$ at stations in the northern catchment (Vacher et al., 1989 ; Pouyaud, 1993). C : latent heat of evaporation 0.077¹. Net all wave radiation: $R_C = G (1 - \alpha)$. Net longwave radiation: $R_L = 5.67 \cdot 10^{-8} \epsilon T^4 (0.39 - 0.05 e^{0.5}) (1 - 0.53 N^2)$.

Pour l'évaporation actuelle à partir du sol, deux estimations sont disponibles :

$$E_s^H = 563 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} ; E_s^A = 530 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

où E_s^H est estimé par l'étude hydrologique des différents bassins versants alimentant le lac (Roche et al., 1992) et E_s^A est calculée par la formule (4). On retiendra :

$$E_s = 540 \pm 25 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

Dans les conditions actuelles, le coefficient de surface a_L vaut 0,147. L'estimation de la pluie moyenne actuelle sur l'ensemble du bassin par l'équation de bilan (3) est corrigée d'un facteur 1/0,91 pour tenir compte des flux sortants autres que l'évaporation. Avec cette correction et en tenant compte des erreurs d'estimation de l'évaporation, la pluie moyenne actuelle sur l'ensemble du bassin serait de :

$$P = 750 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} \pm 50 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

Cette estimation semble bien justifiée par les études pluviométriques et hydrologiques, selon lesquelles la pluie sur l'ensemble du bassin serait de $755 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$, avec $736 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ sur le sol (Roche et al., 1992) et $870 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ sur le lac (Pouyaud, 1993 ; Roche et al., 1992).

Si l'approche semble donc validée sur l'Actuel, peut-on supposer que les termes d'évaporation, tant du lac que du sol, sont restés constants pendant l'Holocène ? Pendant cette période, la température moyenne aurait varié au plus de 4 °C (Servant-Vildary et Roux, 1990), ce qui aurait une

faible influence sur ces termes. En revanche, la nébulosité et la vitesse du vent ont dû notablement varier et il est difficile de connaître leur évolution moyenne annuelle. Une étude de sensibilité (Hastenrath et Kutzbach, 1985) montre qu'une variation relativement importante, de 10 %, de la fraction de recouvrement des nuages amènerait une variation de l'évaporation qui ne dépasserait pas $25 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$, inférieure donc à la marge d'erreur retenue.

4. Évolution temporelle des niveaux du lac et de la pluie

L'évolution de l'altitude du niveau d'eau du lac Titicaca a été étudiée pour les 30 000 dernières années (Abbott et al., 1997 ; Mourguiart et al., 1997) sur la base de carottes des sédiments du lac. La figure 2 et le tableau II présentent une synthèse moyenne et schématique de l'évolution des niveaux publiés, pour laquelle une précision de l'ordre de 5 m peut être retenue.

Les rapports a_L de la surface du lac sur la surface totale du bassin versant ($57\,340 \text{ km}^2$) correspondant à différents niveaux du lac ont été calculés (tableau II) d'après les données publiées de la topographie du bassin (Boulangé et Jaen, 1981 ; Wirrmann, 1992). Pendant l'Holocène, ce rapport est compris entre 0,085 et 0,147 et il varie d'environ 0,005 pour une variation de 2,5 m du niveau d'eau.

En tenant compte des marges d'erreur de chacun des termes de l'équation de bilan (équation (3) ; $\Delta E_L = \pm 100 \text{ mm}$, $\Delta E_s = \pm 25 \text{ mm}$, $\Delta a_L = \pm 0,005$), l'erreur sur le calcul de la pluie est de $\pm 50 \text{ mm}$. La figure 2 présente la pluie calculée pendant l'Holocène. Au niveau

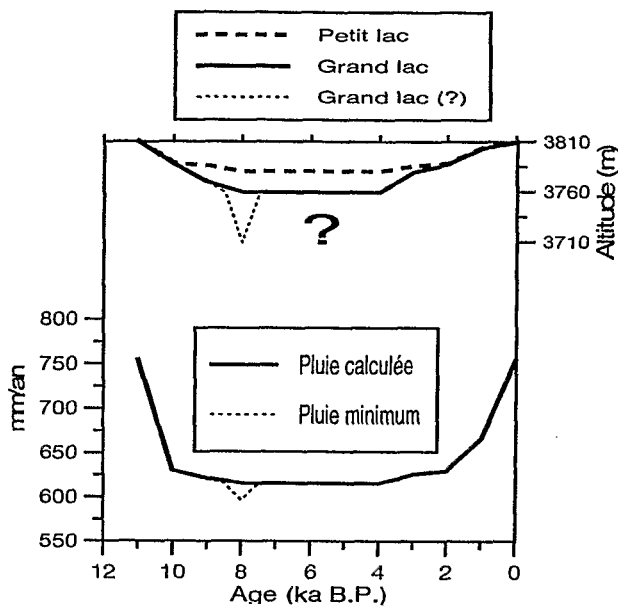


Figure 2. Évolution schématique du niveau d'eau du lac Titicaca et pluie correspondante calculée par bilan hydrologique (équation (3) dans le texte). L'altitude du seuil entre grand et petit lac au détroit de Tiquina est de 3 788 m.

Schematic evolution of the water level of Lake Titicaca and of the computed rainfall during the Holocene. The rainfall is computed with equation (3) in the text. Elevation of the crossover between the large and the small lake at the strait of Tiquina is 3 788 m.

du lac le plus bas, à 50 m sous le niveau actuel de 8 000 à 4 000 ans BP, la pluie moyenne correspondante serait de $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Elle ne serait donc que d'environ 18 % inférieure à la pluie actuelle. Les données de niveau du lac étant encore mal connues pour le début de l'Holocène; l'hypothèse d'un niveau de 100 m inférieur au niveau actuel a été testée (figure 2). La pluie calculée serait encore du même ordre, soit $600 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Les conditions de forte aridité attestées pendant l'Holocène par les quantités de poussières dans les carottes de glacier (Thompson et al., 1998) pourraient donc correspondre à une diminution relativement faible de la précipitation.

5. Conclusion

Dans le cas d'un bassin endoréique, contenant un lac permanent, la précipitation moyenne annuelle peut être calculée en fonction du niveau du lac et des évaporations du lac et du sol.

Ces termes d'évaporation du lac et du bassin versant peuvent être estimés par des approches, soit hydrologiques, soit énergétiques. Les données disponibles sur le bassin du Titicaca permettent de comparer ces deux approches pour la période actuelle et donnent des résultats proches ($E_L = 1650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et $E_S = 540 \pm 25 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$). Ceci permet de conclure que, pour un bassin versant où un bilan hydrique fiable n'a pas été effectué, l'approche énergétique peut permettre de pallier de manière satisfaisante au manque d'information hydrologique.

Tableau II. Rapports de surface du lac Titicaca et pluies calculées correspondantes.

Fractional area of the lake and computed rainfall.

âge (ans BP)	H_p (m)	S_p (km ²)	H_g (m)	S_g (km ²)	A_L (km ²)	a_L	P (mm·an ⁻¹)
11 000	0	1 367	0	7 081	8 448	0,147	773*
10 000	22	142	22	5 437	5 580	0,097	648
9 000	25	105	40	5 039	5 145	0,090	640
8 000	30	44	50	4 818	4 862	0,085	634
4 000	30	44	50	4 818	4 862	0,085	634
3 000	25	105	30	5 261	5 366	0,094	644
2 000	22	142	22	5 438	5 580	0,097	648
1 000	6	701	6	6 374	7 076	0,123	684#
0	0	1 367	0	7 081	8 448	0,147	773*

H_p et H_g : niveaux moyens d'eau du petit et du grand lac (respectivement au sud et au nord du détroit de Tiquina sous le niveau actuel, qui est à 3 810 m, synthétisant les résultats publiés (Abbott et al., 1997 ; Mourguiart et al., 1997) ; S_p et S_g : surfaces d'après les données topographiques (Boulangé et Jaen, 1981 ; Wirrmann, 1992) ; A_L : surface totale du plan d'eau ; a_L : rapport de la surface du lac sur surface du bassin (57 340 km²) ; P : précipitation annuelle calculée par l'équation (3), avec $E_L = 1 650 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et $E_S = 540 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$; * et # : valeurs corrigées (respectivement $P/0,91$ et $P/0,99$) pour tenir compte du flux par le rio Desaguadero pour les niveaux supérieurs à l'altitude de 3 804 m.

H_p and H_g : water level below present water level elevation of Lake Titicaca that is at 3 810 m, values schematically synthesize published results (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997) index p and g for small and large part of the lake at the south and at the north of the crossover of Tiquina; S_p and S_g : water surface area after topographic data (Boulangé and Jaen, 1981; Wirrmann, 1992); A_L : total area of the water surface; a_L : fractional area of the water surface by catchment area (57 340 km²); P : annual rainfall computed using equation (3) with $E_L = 1 650 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ and $E_S = 540 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$; * and #: values corrected (respectively $P/0.91$ and $P/0.99$) in order to take into account outflow through the Rio Desaguadero when water level is beyond 3 804 m.

Les paramètres climatiques influençant l'évaporation, tels que la température (± 2 °C) et la nébulosité moyenne (± 10 %), ont suffisamment peu varié pour que l'on puisse considérer que les termes d'évaporation sont restés proches des valeurs actuelles, à 5 % près.

Sur les 10 000 dernières années, l'évolution du niveau d'eau du lac peut être schématisée par une décroissance jusqu'à 8 ka BP, une stagnation à environ 3 760 m jusqu'à 4 ka BP et une croissance progressive jusqu'au niveau actuel de 3 810 m. La relation entre pluie et niveau d'eau

du lac permet d'associer au niveau d'eau, de 50 m inférieur à l'actuel, entre 8 000 et 4 000 ans BP, une pluie sur l'ensemble du bassin de 635 ± 50 mm·an⁻¹, alors qu'elle est actuellement de 770 mm·an⁻¹. Les conditions de forte aridité dans la région dont témoignent sédiments et carottes de glace (Risacher et Fritz, 1992 ; Thompson et al., 1998) seraient donc en liaison avec une précipitation d'environ 18 % inférieure à la pluie actuelle sur le sous-bassin nord de l'Altiplano, ce qui est somme toute une variation relativement faible.

Remerciements. Cette étude a été réalisée dans le cadre de programmes soutenus par le Programme National de recherche en hydrologie, avec l'aide de la coopération franco-bolivienne entre l'IRD/Orstom et l'université de La Paz en Bolivie.

6. Références

- Abbott M.B., Binford M.W., Brenner M. et Kelts K.R. 1997. A 3 500 ¹⁴C yr high-resolution record of water level changes in lake Titicaca, Bolivia/Peru, *Quaternary Res.*, 47, 169–180
- Bills B.G., DeSilva S.L., Currey D.R., Emenger R.S., Lillquist K.D., Donnellan A. et Worden B. 1994. Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the Central Andes. Initial results of a GPS Survey of lake Minchin Shorelines, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 293–296
- Boulangé B. et Jaen E.A. 1981. Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant, *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 14, 269–287
- Carmouze J.-P. 1992. Physico-chemistry. The energy balance, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 131–146
- Carmouze J.-P., Arze C. et Quintanilla J. 1978. Circulación de materia (agua-sales disueltas) a través del sistema fluvio-lacustre del Altiplano: la regulación hídrica é hidroquímica de los lagos Titicaca y Poopó, *Cahiers Orstom, sér. Géol. X*, 49–68
- Coudrain-Ribstein A., Olive P., Quintanilla J., Sondag F. et Cahuaya D. 1995. Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano, in : Adar E. et Leibundgut C. (éds), *Application of tracers in arid zone hydrology*, AISH 232, Vienne, 267–276
- Grosjean M. 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejia (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 109, 89–100
- Hastenrath S. et Kutzbach J. 1983. Paleoclimatic estimates from water and energy budgets of East African lakes, *Quaternary Res.*, 19, 141–153
- Hastenrath S. et Kutzbach J. 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano, *Quaternary Res.*, 24, 249–256
- Lavenu A. 1992. I. Origins. 1.1 formation and geological evolution, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 3–15
- Meybeck M. 1995. Les lacs et leur bassin, in : Pourriot R. et Meybeck M. (éds), *Limnologie générale*, Masson, 6–59
- Mourguiart P., Argollo J., Corrège T., Martin L., Montenegro M.E., Sifeddine A. et Wirrmann D. 1997. Changements limnologiques et climatologiques dans le bassin du lac Titicaca (Bolivie), depuis 30 000 ans, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, série IIa, 139–146
- PELT 1993. *Plan directeur global binacional de protección-prevenición de inundaciones y aprovechamiento de los recursos del lago Titicaca, río Desaguadero, Lago Poopó y lago salar de Coipasa (sistema TDPS). Lago Titicaca: campanas de mediciones – estimación de la evaporación*, Comisión de las Comunidades Europeas, PELT, La Paz
- Pouyaud B. 1993. Lago Titicaca, mission d'évaluation sur la prise en compte de l'évaporation pour le programme européen TDPS, GIE Orstom – EDF, Paris, La Paz
- Risacher F. et Fritz B. 1992. Mise en évidence d'une phase climatique Holocène extrêmement aride dans l'Altiplano central, par la présence de la polyhalite dans le salar de Uyuni (Bolivie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, série II, 1371–1377
- Roche M.A., Bourges J., Cortes J. et Mattos R. 1992. Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 63–88
- Servant M. et Fontes J.C. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques, *Cahiers Orstom, sér. Géol. X*, 9–23
- Servant-Vildary M. et Roux M. 1990. Variations de température estimées à partir du déplacement en altitude des associations de diatomées dans un séquence Holocène de la Cordillère orientale de Bolivie, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 429–436
- Thompson L.G., Davis M.E., Mosley-Thompson E., Sowers T.A., Henderson K.A., Zagorodnov V.S., Lin P.N., Mikhlenko V.N., Campen R.K., Bolzan J.F., Cole-Dai J. et Francou B. 1998. A 25 000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, *Science*, 282, 1858–1864
- Vacher J.J., Atteia O., Imana E., Choquevilca J. et Maldonado R. 1989. Net radiation and evapotranspiration on the Bolivian Altiplano, in : *Third intern. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Amer. Meteorol. Society, Buenos Aires, Argentine, 169–172
- Wirrmann D. 1992. Morphology and bathymetry, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 16–23

