

V.6 El balance energético

JEAN-PIERRE CARMOUZE

El lago Titicaca es un ejemplo único de un gran lago profundo situado en zona tropical (entre 16°35 y 15°25 de latitud Sud) y a 3.810 m de altitud. Se puede pensar a priori que esta posición elevada le confiere una regulación térmica particular. Se han realizado diversos estudios sobre este tema (KESSLER, 1970; RICHERSON *et al.*, 1977; CARMOUZE *et al.*, 1983 y TAYLOR y AQUIZE, 1984), que permiten, en primer lugar, comprender mejor el microclima creado por este lago en la región circundante, en segundo lugar, determinar los factores que controlan la temperatura del lago y su estratificación térmica, y por último, evaluar el índice de evaporación que es un factor de la regulación hídrica.

El balance energético al nivel del espejo de agua comprende dos términos que se equilibran. El primero corresponde a la suma algébrica de dos componentes : el balance de la radiación de longitudes de onda corta, Q_s , y el de las radiaciones de longitudes de onda larga, Q_t . El segundo representa los intercambios por conducción en la masa de agua, Q_l , por convección en la interfase agua-atmósfera, Q_c , y por evaporación Q_e .

El balance total se escribe : $Q_s + Q_t = Q_c + Q_e + Q_l$.

El calor aportado por los aportes meteóricos y fluviales, por los fenómenos térmicos que acompañan las reacciones biogeoquímicas y por la convección a través del fondo del calor interno del globo son desechados.

Estos diferentes flujos son estrechamente dependientes los unos de los otros. El balance térmico está sujeto a las condiciones exteriores impuestas, o sea la radiación solar y el estado atmosférico (temperatura, humedad del aire, nebulosidad, velocidad del viento...), este último estando modulado, en reacción, por la respuesta térmica del medio mismo, es decir por el microclima que crea. En último lugar, es la temperatura del agua (o mejor la reserva calorífica del lago) que toma un valor tal que la suma de los términos del balance energético tiende a volverse nula. La temperatura representa uno de los principales parámetros de reajustamiento que interviene en la radiación de gran longitud de onda emitido por el lago, la evaporación y la convección térmica.

Puesto que la radiación solar y el estado atmosférico varían continuamente a la escala del día, de la estación y del año, se encuentra una sucesión de equilibrios energéticos que tienden a establecerse en la interfase agua-atmósfera y dentro de la masa de agua. Las variaciones de los aportes y las pérdidas de energía a este nivel tienen por efecto proveer o sacar energía del medio, lo que ocasiona variaciones de la cantidad de calor almacenada y de su distribución dentro del lago.

Vamos a tratar aquí de los intercambios en la interfase agua-atmósfera y su consecuencia sobre la evolución de la reserva calorífica del lago. La distribución vertical de aquella reserva que explica la estratificación térmica se encuentra en el capítulo precedente (RICHERSON, cap. V.5).

Todo balance de la masa o de la energía caracteriza en primer lugar el período escogido. El balance que se va a presentar se basa en datos meteorológicos registrados en Puno (Perú) entre 1954 y 1978 y en datos de temperatura del Lago Mayor colectados entre 1976 y 1979. Cabe precisar que la estación meteorológica está expuesta a vientos dominantes (fig. 1). En su conjunto estos datos son insuficientemente próximos en el tiempo para que sean tomadas las variaciones diurnas, y tratan sobre un período demasiado corto para que sean evaluadas las fluctuaciones anuales de las corrientes de energía. Sin embargo, es aún posible establecer para el año un balance energético mensual.

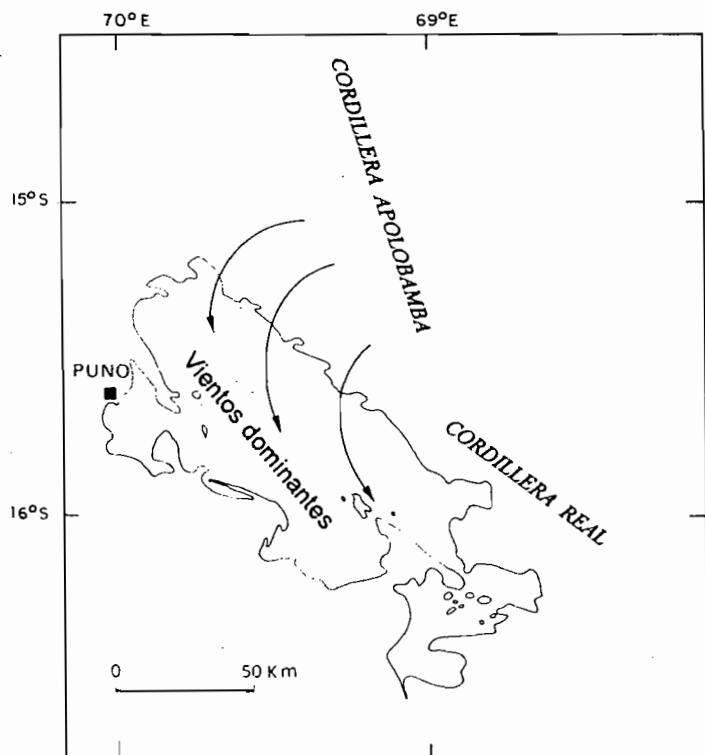


Fig. 1. - Localización del lago Titicaca y de la estación meteorológica de Puno. Indicaciones sobre la dirección de los vientos dominantes.

El balance radiativo a nivel del lago

La radiación solar absorbida de longitudes de ondas cortas

La radiación solar global que corresponde a la iluminación energética de una superficie horizontal por la radiación solar directa y difusa, puede ser calculada fácilmente y de manera satisfactoria en función de la latitud del lugar observado y del estado de la capa atmosférica adyacente.

Hemos escogido el método de cálculo desarrollado por PERRIN de BRICHAMBAUT y LAMBOLEY (1968). Estos autores, al utilizar promedios mensuales de las sumas diarias de la radiación solar extraterrestre, G_0 , calculan la radiación solar global al suelo por buen tiempo, $G_{m\acute{a}x}$. Este cálculo necesita cierto número de hipótesis relativas a la altitud, al coeficiente de desorden, al espesor de agua condensable y al espesor del ozono. Las hipótesis retenidas para el cálculo de $G_{m\acute{a}x}$ son las siguientes : presión atmosférica, $p = 1.000$ mb ; espesor de agua condensable, $w = 2$ cm ; coeficiente de turbiedad atmosférica $B = 0,07$.

A 15° Sud, latitud del Titicaca y al nivel del mar, los valores en $J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ de la radiación global son :

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
$G_{m\acute{a}x}$	3.200	3.125	2.950	2.650	2.250	2.075	2.125	2.375	2.750	3.050	3.200	3.250

Deben introducirse correcciones para tener cuenta de las condiciones reales del medio. A la altitud del lago (3.810 m) la radiación global debe aumentar de 4 % por el solo hecho de la difusión molecular (1 % por 1.000 m de elevación). El espesor de agua condensable, w , es determinado a partir de la tensión de vapor de agua en la superficie del lago, f_a , según la fórmula de Hann :

$$w\ (cm) = 0,17 \times f_a\ (mb)$$

Así como f_a es en promedio igual a 5,8 mb, w se aproxima a 1 cm. Para este valor, hay que introducir una corrección de + 3 %. El coeficiente de turbieza, β , que define la cantidad de aerosoles contenidos en la masa atmosférica unidad a la vertical del lugar observado es del orden de 0,025 para cielo puro. Este parámetro decrece con la altitud según la fórmula $\beta_p = \beta \times P / 1.000$, P = presión en mb. En el Titicaca, debe ser cercano de 0,015. La influencia de β sobre $G_{m\acute{a}x}$ permanece débil, ya que la disminución de la radiación directa está parcialmente compensada por el aumento de la radiación difusa. Sin embargo como resultado del efecto de redifusión por el espejo de agua de la radiación solar, esta influencia aumenta indirectamente. Para el albedo del agua cercano de 0,07 y $\beta = 0,015$, hay que prever, según PERRIN de BRICHAMBAUT y LAMBOLEY, una corrección de $G_{m\acute{a}x}$ de + 6 %. En total, para el Titicaca, los valores de $G_{m\acute{a}x}$ deben ser sobrestimados de 13 %.

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Prom. anual
θ_a máx en °C	14,5	14,2	14,1	14,3	13,7	13,2	13,0	13,8	14,3	15,6	15,9	15,1	—
θ_a mín en °C	5,0	5,2	4,8	3,4	1,0	0,9	1,3	0,2	2,0	3,2	4,0	4,8	—
θ_a prom. en °C (1)	9,95	9,77	9,33	8,44	6,71	5,26	5,07	6,43	7,90	9,4	10,10	10,15	8,21
θ_e en °C	13,85	14,3	14,35	13,85	13,0	12,0	11,5	11,25	11,75	12,9	13,35	13,85	13,0
f_a en núm.	7,5	7,9	7,7	6,5	4,9	4,0	4,0	4,6	5,4	5,5	5,9	6,8	5,89
F_e en núm.	15,90	16,34	16,40	15,90	15,02	14,06	13,60	13,38	13,82	14,06	15,34	15,90	15,05
P en núm.	646	646,1	646,7	647,1	647,1	646,7	646,5	646,3	646,3	645,7	645,4	645,4	646,2
S en %	44	45	54	72	80	83	85	80	75	74	66	52	67,5
$S_{m\acute{a}x}$													
N en octets	6,9	6,7	6,0	4,4	3,1	2,5	2,4	3,0	4,0	4,6	5,4	6,3	4,5
U en m s ⁻¹	1,14	1,03	0,96	0,95	0,97	1,08	1,06	1,23	1,32	1,42	1,39	1,28	1,15

(1) θ_a prom fue estimado a partir de θ_a máx y de θ_a mín y teniendo en cuenta las desigualdades de los tiempos días/noches en el curso del año.

Cuadro 1. - Valores medios máximos y mínimos mensuales de la temperatura del aire cerca del espejo de agua: θ_a prom, θ_a máx, θ_a mín; de la temperatura del agua de superficie del lago: θ_L ; de la tensión de vapor de agua a 1 m del plano de agua: f_a ; de la tensión máxima de vapor de agua a la temperatura 0: F_e ; de la presión atmosférica: P; de la fracción de insolación: S/S_{máx}; de la nebulosidad N y de la velocidad del viento a 2 m del suelo, U, a partir de datos diarios registrados en Puno entre 1964 y 1978, con excepción de θ_e que proviene de medidas efectuadas en el Lago Mayor de 1977 a 1979.

La radiación global media se calcula a partir de los valores de $G_{m\acute{a}x}$ corregidos y del tiempo de insolación. PERRIN de BRICHAMBAUT y LAMBOLEY establecieron una tabla de correspondencia entre la fracción de insolación (o sea la relación entre el tiempo de insolación media medida S y el tiempo máximo medio, $S_{m\acute{a}x}$, por buen tiempo) y la relación $G/G_{m\acute{a}x}$, esto a partir de la fórmula de Angström: $G/G_{m\acute{a}x} = 0,76 \times S/S_{m\acute{a}x} + 0,24$

S/S _{máx}	0	0,2	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0
G/G _{máx}	0,24	0,42	0,58	0,65	0,73	0,86	1,0

G fue calculado según los valores mensuales de insolación registrados en Puno (cuadro 1).

Una fracción de la radiación solar, G , es enviada en todas las direcciones por reflexión-difusión por el espejo de agua. Esta fracción o albedo es, en el caso de un lago, aproximada a 0,07. Consecuentemente la energía absorbida por el lago Titicaca en forma de radiaciones de longitudes de onda corta se torna igual a $Q_s = G (1 - 0,07)$.

Los valores obtenidos están comprendidos entre $2.628 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ en octubre y $1.864 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ en junio; el valor medio anual siendo de $2.190 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (fig. 2).

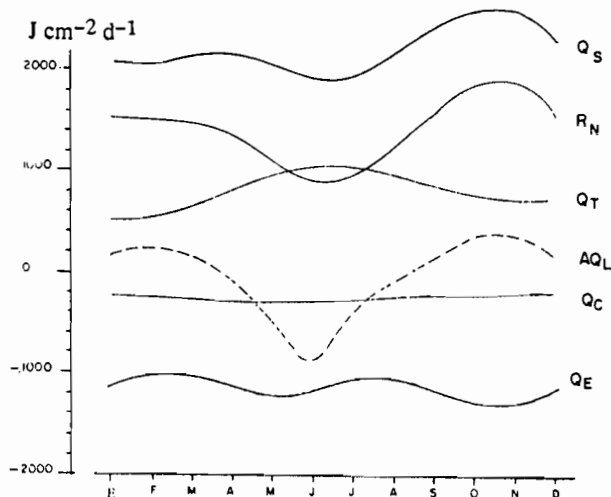


Fig. 2. - Evoluciones medias mensuales de los componentes del balance energético del Titicaca expresados en Joules por cm^2 et por día.

Q_s = radiación solar absorbida de longitudes de onda corta

Q_T = balance de radiación de longitudes de onda larga a nivel del lago

$Q_N = Q_s - Q_T$ = balance radiativo

Q_E = pérdidas por evaporación

Q_C = pérdidas por conducción

Evoluciones medias mensuales de las variaciones de calor almacenadas por el lago, expresadas en Joules por cm^2 y por día :

ΔQ_L

La radiación terrestre de longitudes de onda larga

Esta radiación comprende dos componentes de longitudes de onda larga, una que corresponde a la radiación emitida por el espejo de agua, y la otra a la radiación emitida por la atmósfera en dirección del lago; su balance corresponde a una pérdida de energía para el lago.

- La emisión del lago

El agua tiene un comportamiento similar al de un cuerpo negro. La energía emitida por el lago, o la emisión energética del lago, M_l , está estimada a partir de la ecuación de Stephan y Boltzman :

$$M_l = \epsilon \times \sigma \times T_e^4 \quad (2)$$

ϵ = coeficiente de emisividad del agua 0,97 ; σ = constante de Stephan et Boltzman = $4,9 \cdot 10^8 \text{ J cm}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ j}^{-1}$; T_e = temperatura del agua de superficie en ° Kelvin.

Los valores medios mensuales de M_l calculados a partir de los valores de θ_e , sacados del cuadro 1, están comprendidos entre $-3.240 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ en marzo y $-3.102 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ en agosto; el valor medio siendo de $-3.181 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$.

- La radiación de la atmósfera por cielo claro

Este parámetro del balance radiativo es el más difícil de estimar. Entre los diversos ábacos y fórmulas establecidas para este propósito, escogimos la fórmula de Brunt, estadísticamente válida para los casos de cielo claro. Esta fórmula reduce la emisión de la atmósfera a la de un cuerpo negro que se supone a la temperatura del aire al nivel del suelo, con corrección por un factor teniendo en cuenta la tensión de vapor de agua existente cerca del suelo, dado que esta última juega un rol primordial en la absorción y la reemisión de la radiación terrestre.

$$M_a = \epsilon \times \sigma \times T_a^4 (a + b \times \sqrt{f_a}) \quad (3)$$

M_a = emisión energética de la atmósfera hacia el lago en $J\ cm^{-2}\ j^{-1}$; ϵ = emisividad de la atmósfera; σ constante de Stefan Botzmann; T_a = temperatura absoluta del aire cerca del suelo; f_a = tensión de vapor de agua cerca del suelo en mb. Las constantes a y b son un poco inseguras. Retuvimos las preconizadas por BERLIANDE y BERLIANDE *in* IVANOFF (1975) : a = 0,61 y b = 0,051.

Los valores medios mensuales de M fueron así calculados a partir de los datos de θ_a y de f_a del cuadro 1. M_a está comprendido entre $-2.288\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ en febrero, $-2.021\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ en julio. El valor medio es de $-2.179\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ (cuadro 2).

- El balance de la radiación terrestre de longitudes de onda larga

En tiempo claro, el balance de radiación terrestre, Q_{T_0} es igual a $M_a - M_c$. Este valor se reduce por tiempo cubierto ya que la radiación atmosférica crece sobre todo cuando la nebulosidad es importante y que las nubes están próximas a la superficie del lago.

Entre las diversas fórmulas empíricas propuestas uniendo el valor medio de la radiación terrestre por cielo cubierto, Q_T , a su valor medio Q_{T_0} por cielo claro y al valor de la nebulosidad N, retuvimos la de BERLIANDE y BERLIANDE (*in* IVANOFF, 1975) : $Q_T = Q_{T_0} (1 - c.Nm)$, tomando $m = 1,75$ y $c = 0,57$ (valor adoptado para 15° Sud). Las nebulosidades (N), tomadas del cuadro 1 son expresadas en "octets" y reducidas a valores comprendidos entre 0 y 1.

El balance de las radiaciones de longitudes de onda larga calculado según este método de mes en mes, revela una pérdida de energía cuyo máximo se sitúa en junio ($-1.025\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$) y el mínimo en enero ($-518\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$); la pérdida media para el año corresponde a $-782\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ (cuadro 2, fig. 2).

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Prom. anual
Q_s	2.070	2.046	2.132	2.171	2.025	1.864	1.947	2.142	2.399	2.628	2.581	2.296	2.190
M_L	-3.215	-3.236	-3.240	-3.215	-3.177	-3.135	-3.114	-3.102	-3.122	-3.148	-3.194	-3.215	-3.181
M_a	2.290	2.288	2.267	2.203	2.100	2.027	2.021	2.083	2.155	2.206	2.243	2.268	2.179
Q_T	-518	-552	-637	-809	-956	-1.025	-1.016	-914	-803	-737	-678	-741	-782
R_n	1.552	1.494	1.494	1.361	1.065	839	930	1.228	1.596	1.890	1.903	1.554	1.409
ΔQ_L	190	232	182	-53	-478	-667	-399	-73	169	378	349	182	-
B.....	0,192	0,226	0,243	0,241	0,259	0,258	0,282	0,227	0,190	0,155	0,145	0,168	0,215
Q_E	-1.142	-1.029	-1.055	-1.139	-1.225	-1.197	-1.036	-1.060	-1.199	-1.309	-1.357	-1.174	-1.160
Q_C	-219	-232	-256	-274	-317	-309	-292	-240	-228	-203	-197	-197	-248

Cuadro 2. - Los componentes de los balances energéticos medios mensuales al nivel del Lago Mayor. Los resultados son expresados en $J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ Q_s = energía solar absorbida; M_L = emisión energética de la superficie del lago; M_a = emisión energética de la atmósfera hacia el lago por tiempo claro; Q_T = cantidades de calor perdidas por radiación terrestre; R_n = balance radiativo; ΔQ_L = variaciones de la reserva calorífica del lago. Q_E = calor perdido por evaporación; Q_C = calor perdido por convección turbulenta. B = relación de Bowen.

El balance de las radiaciones

El balance de las radiaciones, R_n , que corresponde a la cantidad de energía disponible, es igual a la diferencia entre Q_s y Q_T . Varía de $839\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ en junio a $1.903\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ en noviembre; el valor medio para un año es de $1.409\ J\ cm^{-2}\ j^{-1}$ (fig. 2).

El volante térmico del lago, evaporación, conducción

La cantidad de energía en forma de radiación disponible a nivel del lago determina los intercambios energéticos entre el agua y la atmósfera por evaporación, Q_E , y por convección térmica, Q_C , y en el seno mismo del agua por variación de la energía almacenada en el lago, ΔQ_L . Se tiene : $R = \Delta Q_L + Q_C + Q_E$.

Calcularemos sucesivamente estos diferentes parámetros, las tasas de evaporación mensual, E , a partir de Q_E y propondremos una fórmula de estimación semi-empírica de E .

Variaciones del calor almacenado en el lago

El calor almacenado en un lago, relacionado a la unidad de superficie, está evaluado de la siguiente manera : el lago está dividido en estratos de espesores iguales en los cuales se evalúa la cantidad de calor. Esta es igual al producto de la fracción que representa la superficie media de cada capa relativamente a la superficie total de agua por el espesor de cada una de estas capas y de su temperatura correspondiente. La suma de estos datos da la cantidad total de calor contenida en el lago (DUSSART, 1966).

El cálculo fue efectuado a partir de perfiles de temperatura que realizamos de 1977 a 1979 en el Lago Mayor y de la curva hipsométrica de este medio establecida por BOULANGE y AQUIZE (1982).

Después de la estimación de las cantidades de calor almacenadas mes por mes en el lago, Q_L , se calcula las variaciones mensuales, ΔQ_L (cuadro 2 y 3, fig. 3). El lago registra una pérdida máxima de calor durante el mes de junio que representa $667 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ y un aumento máximo en el curso del mes de octubre equivalente a $378 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Notamos que la variación máxima de la reserva del lago en calor es del orden de $50 \cdot 10^3 \text{ J mes}^{-1}$ y sólo representa 8 % del valor medio anual de esta reserva.

Las comparaciones de un lago a otro de las variaciones de calor almacenadas en el curso del año no son simples debido a que estas últimas dependen no solamente de las condiciones climáticas de la región sino también de las características morfométricas del lago y de su cuenca asociada. Para evitar esta dificultad, TAYLOR y AQUIZE (1986) introdujeron un índice a-dimensional, S , al que nombran flujo térmico de acumulación.

$$S = \sigma_s / \beta / T$$

σ_s = variación standard de las variaciones mensuales de calores almacenados.

β = la diferencia entre los valores mensuales máximos y mínimos de calores almacenados.

T = la duración (en meses) entre los meses de reserva calorífica más baja y más alta.

Según los datos del cuadro 3 :

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Q_L	613.310	619.205	625.750	631.395	629.815	615.015	595.015	582.650	580.400	585.475	597.190	607.665
ΔQ_L	5.895	6.545	5.645	-1.580	-14.800	-20.000	-12.370	-2.250	5.075	11.715	10.475	5.645

Cuadro 3. - Calor almacenado en el Lago Mayor, el 1° de cada mes, Q_L , y sus variaciones medias mensuales, ΔQ_L . Los resultados se expresan en J cm^{-2} (Nótese que los valores mensuales de ΔQ_L son expresados en el cuadro 2 en valor medio diario, mes por mes).

$$\sigma_s = 10.417 \text{ J cm}^{-2} ; \beta = 50.995 \text{ J cm}^{-2} \text{ y } T = 8 \text{ meses; de donde } S = 1,63.$$

TAYLOR y AQUIZE (1986), según sus propios datos y los de RICHERSON *et al.* (1984), calcularon respectivamente 1,45 y 1,54 y observaron que los valores frecuentemente encontrados en medios lacustres de zona templada son más bajos, del orden de 1,15, subrayando así la amplitud más grande de las variaciones de calor almacenado en los lagos tropicales.

Los intercambios por evaporación y convección

Los intercambios, tanto por evaporación como por convección, son difíciles de evaluar. Existen diversas fórmulas semi-empíricas. Pero una de las mejores maneras de estimarlos es deduciendo su suma a partir del balance energético, luego calcularlos separadamente, al utilizar la relación de Bowen (B), que traduce el hecho de que los coeficientes de traslados de vapor de agua y de calor en la interfase agua-atmósfera son muy próximos el uno del otro.

$$B = Q_c / Q_E = C_p \cdot P / 0,621 L \cdot (\theta_e - \theta_a) / (F_e - f_a) \quad (4)$$

θ_a = temperatura del aire; θ_e = temperatura del agua; C_p = calor de la masa del aire a la presión atmosférica = 1.005 J g⁻¹; L = calor latente de vaporización del agua en J g⁻¹. Es función de la temperatura del agua de superficie θ_e ($L = 2.495 - 2,38 \theta_e$); P = presión atmosférica F_e = tensión de vapor de agua a saturación y a la temperatura θ_e , f_e = tensión real de vapor de agua del aire cerca de la superficie del lago.

Así, se calcula valores medios mensuales de $Q_E + Q_c$ a partir de la ecuación (1) y valores medios mensuales de B según los datos extraídos del cuadro 1 y de la ecuación (4) y se obtiene separadamente Q_E y Q_c (cuadro 2).

Las pérdidas por evaporación están comprendidas entre -1.357 J cm⁻² j⁻¹ en noviembre y -1.029 J cm⁻² j⁻¹ en febrero, aquéllas por convección turbulenta entre -309 J cm⁻² j⁻¹ en junio y -197 J cm⁻² j⁻¹ en noviembre (fig. 2).

Tasas de evaporación deducidas del balance de energía, fórmulas semi-empíricas

La tasa de evaporación media mensual, E, se deduce de la relación $E = Q_E / L$; E está expresado en cm j⁻¹; Q_E en J cm⁻² y L, calor latente de vaporización en J g⁻¹.

Los resultados (fig. 3) muestran que las tasas de evaporación están comprendidas entre 4,2 y 5,3 mm j⁻¹, el mínimo siendo registrado en mayo, el máximo en noviembre. La tasa media anual es de 1.720 mm. Este valor es muy similar al obtenido a partir del balance hídrico del Lago Mayor (1.740 mm año⁻¹) por CARMOUZE y AQUIZE (1985).

KESSLER (1970) y RICHERSON *et al.* (1984) calcularon también por balance térmico respectivamente tasas de 1.714 y de 1.900 mm año⁻¹ y por balance hídrico tasas de 1.480 y 1.334 mm año⁻¹. La estimación más reciente realizada por TAYLOR y AQUIZE (1986) a partir del balance térmico es de 1.350 mm año⁻¹.

Las fórmulas semi-empíricas que permiten el cálculo de la tasa de evaporación son en su mayoría derivadas de la expresión aproximada de este parámetro establecida según el método aerodinámico global:

$$E = D_a / A_a \cdot C_z \cdot 0,622 / P \cdot (F_e - f_a) U_z \quad (5)$$

D_a = coeficiente de difusión turbulenta de la atmósfera a la vertical; A_a = coeficiente de viscosidad turbulenta de la atmósfera a la vertical; C_z = coeficiente de frote a la distancia Z en la cual se mide la velocidad del viento, U_z . Son parámetros difíciles de evaluar.

JACOBS (1951) escogió determinar un valor medio de este grupo de parámetros al combinar el método del balance energético dando Q_E y la ecuación (5) :

$$E = Q_E / L = k (F_e - f_a) U_{6m} \quad (6)$$

Considerando 4 regiones oceánicas, obtuvo valores de k comprendidos entre los valores extremos 0,11 y 0,20 (E es expresado en mm j^{-1} , F y f en mb y U en m s^{-1} a 6 m del espejo de agua). Procediendo de la misma forma para el Titicaca, se obtiene para k un valor medio por año de 0,447. Notemos que estos valores de k no son directamente comparables, ya que en el caso del Titicaca, U está medido a 2 m del suelo. La ecuación (6) se vuelve :

$$E = 0,447 (F_e - f_a) U_{2m} \quad (7)$$

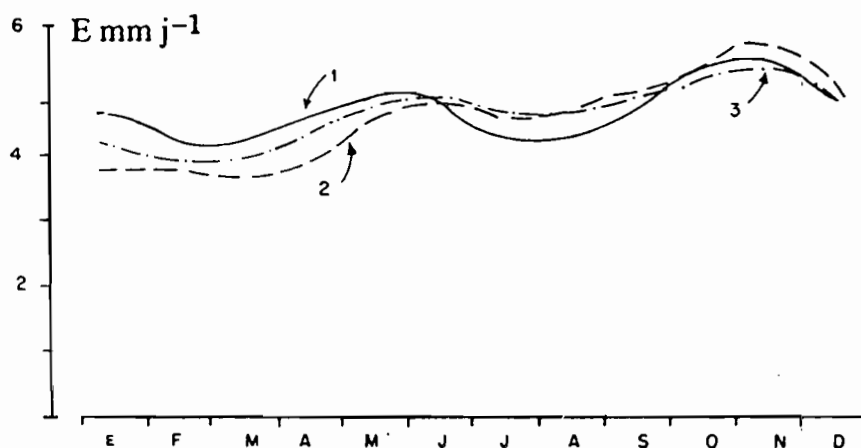


Fig. 3. - Variaciones medias mensuales de los índices de evaporación del lago Titicaca expresados en mm por día.

(1) curva según el balance energético

(2) curva según la fórmula $E = 0,447 (F_e - f_a) \cdot U_{2m}$

(3) curva según la fórmula $E = 0,17 + 0,30 U_m (F_e - f_a)$

E siendo el índice de evaporación medio mensual en mm j^{-1} , $F_e - f_a$, el déficit higrométrico en hPa y U_{2m} , la velocidad del viento a 2 m del suelo en m s^{-1} .

A partir de esta ecuación se calcularon los índices de evaporación medios mensuales, utilizando los datos del cuadro 1. La curva obtenida presenta diferencias notables con la curva resultante del balance energético (fig. 3). Las diferencias provienen en su mayor parte del parámetro U ya que la forma de la curva de evaporación mensual dada por el balance (fig. 3) se aproxima a la de $F_e - f_a$ y es diferente de la de U (fig. 4). Se trata pues de tomar, para una mejor concordancia, una fórmula acordando menos importancia al factor viento, así como : $E = (k_1 + k_2 \cdot U_{2m}) (F_e - f_a)$. Un ajuste satisfactorio ha sido obtenido al tomar para k_1 y k_2 los siguientes valores : $k_1 = 0,17$, $k_2 = 0,30$,

de donde :

$$E = (0,17 + 0,30 U_{2m}) (F - f) \quad (8) \text{ (fig. 3)}$$

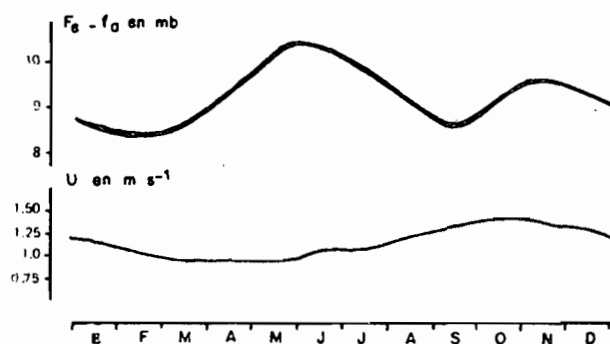


Fig. 4. - Variaciones mensuales del déficit higrométrico del aire, $F_e - f_a$, en la estación de Puno y de la velocidad del viento a 2 m del suelo.

Cabe notar que LAEVASTU (*in* IVANOFF, 1975) utilizó en medios oceánicos $k = 0,26$ y $k = 0,077$. Sus valores son diferentes de los nuestros, pero él consideró la velocidad del viento a 10 m del plano de agua en vez de 2 m en nuestro caso. Debido a esto, es probable que la utilización de datos meteorológicos provenientes de otra estación del lago nos conduciría a revisar los valores de k_1 y k_2 .

Originalidad del balance energético

- El Titicaca, por su altitud, recibe una radiación solar de 13 % superior a la que recibiría si estuviera situado al nivel del mar, en buen tiempo. En cambio, su insolación no es muy fuerte: 245 h mes⁻¹; en la misma latitud, se puede encontrar valores más elevados, tal como la del lago Tchad situado a 13°N que es de 288 h mes⁻¹. Sin embargo, a este aumento de insolación de 43 h mes⁻¹ sólo corresponde una energía solar suplementaria de 3 a 4 %. En suma, la radiación solar recibida por el Titicaca, que es de 2.190 J cm⁻² j⁻¹ en valor medio anual, es superior a la recibida por otros medios situados en latitudes parecidas.

Las variaciones estacionales de la radiación solar son atenuadas en parte por el hecho de que es cuando la radiación solar alcanzando la atmósfera es la más baja, o sea en junio-julio-agosto, que la nebulosidad es la más baja. Las variaciones mensuales de la radiación, que representarían 42 % del valor medio por tiempo claro, son reducidas a 32 % debido a la repartición variable de las nubes en el curso del año.

- Las pérdidas por radiación terrestre de longitudes de onda larga, Q_T al nivel de un lago, son tanto más importantes cuanto la diferencia entre las temperaturas del agua de superficie, θ_c , y del aire adyacente, θ_e , son bajas. Ahora bien, en el caso del lago Titicaca, la diferencia entre θ_c y θ_a (expresadas en promedio diario) está comprendida entre 3,5°C y 5°C a lo largo del año. Notamos que si la temperatura del agua fuera igual a la del aire, las pérdidas serían 20 % más bajas. Además, θ_c y θ_a son en promedio inferiores de 10 a 15°C a aquéllas correspondiendo al nivel del mar bajo la misma latitud. A las condiciones reinantes a baja altitud, las pérdidas por radiación terrestre serían reducidas de 10 a 15 %.

En resumen, el lago Titicaca, siempre debido a su posición elevada, es el lugar de pérdidas por radiación de longitudes de onda larga de 30 a 35 % superiores a las que estaría sujeto si se encontrara al nivel del mar. Las variaciones estacionales de la radiación terrestre son bien marcadas; los valores extremos se alejan de + 32 % del valor medio anual. Sin embargo, estas variaciones son atenuadas por el hecho de que las diferencias de temperatura del agua y del aire son máximas cuando la tensión de vapor de agua es mínima en el invierno austral, mientras que lo contrario se produce en verano. Estas variaciones estacionales son muy inferiores a las variaciones nictemerales (que no se examinaron aquí), debido a las grandes diferencias de θ_c y sobre todo de θ_a en el transcurso de 24 h.

- El balance radiativo expresa la energía disponible al nivel del espejo de agua. En el caso del Titicaca, se observa que a 3.800 m el aumento de las ganancias por radiación de las longitudes de onda corta (10 % aproximadamente) es casi compensado por el aumento de las pérdidas por radiación de longitudes de onda larga (30 a 35 % aproximadamente). Esto significa que la suma de las pérdidas por evaporación y conducción es del mismo orden de magnitud que las registradas en lagos de altitudes bajas.

- Las pérdidas por evaporación, que de $1.180 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ en promedio para un año, corresponden a una tasa de evaporación igual a $1.720 \text{ mm año}^{-1}$. Este valor es del mismo orden de magnitud que aquél registrado en los otros lagos tropicales. Recordemos que la evaporación es principalmente función del déficit de tensión de vapor de agua, $F_a - f_e$, y de la velocidad del viento; $U \cdot F_a - f_e$ es en promedio de 9,16 hPa. Es un valor relativamente elevado, aunque se trate de bajas temperaturas del aire y del agua comparadas a las que reinan a baja altitud. Este valor se explica por el débil grado higrométrico, es decir un valor débil de f_e (50 % en promedio anual) y por el hecho que la temperatura del agua es siempre superior de 4 a 5°C a la del aire en promedio diario. Un simple cálculo muestra en efecto que, si la temperatura del agua fuera reducida a la del aire, el déficit de tensión de vapor de agua, $F_a - f_e$, sería de 5,15 hPa, valor que según la fórmula (8) provocaría una disminución del índice de evaporación de 40 a 45 %. La velocidad del viento que, en promedio, no es muy elevada ($1,15 \text{ m s}^{-1}$ a 2 m del suelo) tiene, sin embargo, una acción eficaz sobre la renovación de las masas de aire que tienden a saturarse al contacto del agua, ya que el gradiente térmico en la superficie del espejo de agua es tal que induce una estratificación, inestable la mayor parte del tiempo, de la capa atmosférica adyacente.

La evolución de las pérdidas por evaporación en el curso del año es paralela a la del déficit higrométrico, $F_a - f_e$, las velocidades del viento jugando un rol poco importante. No obstante, los vientos que son más débiles en mayo-junio, tienen por efecto de atenuar el aumento de la tasa de evaporación favorecida en esta época por un fuerte déficit higrométrico.

- Los intercambios por convección térmica corresponden todo el año a pérdidas de calor del lago, si se toma el día como unidad de tiempo.

La relación de Bowen (B), es inversamente proporcional a la presión atmosférica (cf. la ecuación 4). Ahora bien, a 3.800 m, ésta es de 640 hPa, el valor de B es pues 36 % inferior a lo que sería bajo la presión normal de 1.000 hPa. Pero las temperaturas del aire y del agua, que son relativamente bajas, tienen un efecto contrario. Efectivamente, en el caso de un lago tropical de baja altitud que registra la misma diferencia media de temperatura entre el agua y el aire que la del Titicaca, o sea $4,5^\circ\text{C}$, pero alrededor de los valores aproximados de 26°C y a un grado higrométrico equivalente (50 %), se comprueba según (4) que B disminuye de 40 %. En suma, el factor altitud, por sí mismo, no favorece sistemáticamente los intercambios de calor por evaporación en detrimento de aquéllos por convección térmica en la superficie de un lago.

- El último parámetro del balance energético que se debe analizar está constituido por las variaciones de la reserva calorífica del lago provocadas por la repartición desigual de la energía solar en el curso del año. Estas variaciones ($631.500 \text{ J cm}^{-2}$ a fines de marzo, contra $580.500 \text{ J cm}^{-2}$ a fines de agosto) representan el volante térmico del lago puesto que resultan de la absorción del excedente de energía solar en verano y su restitución en período de déficit invernal, lo que atenúa así las fluctuaciones inducidas sobre los otros flujos de energía.

El volante térmico es función de la amplitud de las variaciones estacionales de la radiación solar, es decir de la latitud del lugar, pero también de la capacidad propia del lago de intercambiar energía calorífica con la atmósfera. Esta capacidad se expresa por el espesor de la capa de agua

concernida por los intercambios estacionales de calor. En los lagos profundos, la propagación de calor en profundidad depende de la intensidad de las mezclas verticales, mientras que en los lagos de bajas profundidades, esta intensidad queda limitada por la profundidad del medio mismo. Así, a la misma latitud, los lagos profundos tienen un volante térmico superior. La intensidad de las mezclas verticales es función de la combinación de un gran número de factores : morfometría del medio, velocidad y radio de acción del viento, circulación horizontal de las aguas, fuerza de coriolis, resistencias a las mezclas cuando hay gradiente vertical de densidad (estratificación térmica y/o halina). No analizaremos aquí estos factores, pero siempre con la finalidad de determinar la originalidad del lago Titicaca, es interesante evidenciar el hecho que, en las mismas condiciones, un lago tropical de altura elevada tiene un volante térmico superior al de un lago tropical de baja altitud. En efecto, si se tiene en cuenta los gradientes de densidad de las aguas creados por los gradientes térmicos, se necesita dos veces más energía mecánica para mezclar dos masas de agua a 24 y 26°C (temperaturas de aguas características de medios tropicales de baja altitud) que para mezclar dos masas de agua a 11°5 y 13°5 C (temperaturas de aguas del Titicaca). Dicho de otro modo, todos los demás factores siendo los mismos, la resistencia a la difusión térmica creada por el frente de penetración del calor mismo es dos veces menos fuerte en el Titicaca que a nivel del mar a la misma latitud; el volante térmico es así aumentado y el microclima creado por el lago es reforzado.

Conclusiones

El análisis de los diferentes términos del balance energético del lago Titicaca nos permite evidenciar los siguientes puntos :

- la altitud tiene por efecto de aumentar la radiación solar de 10 a 15 % y provocar una disminución tanto del coeficiente de perturbación atmosférica, como de la difusión molecular y del espesor de agua condensable. Por este hecho, la radiación emitida por la atmósfera se encuentra reducida, lo que aumenta las pérdidas de energía de longitudes de onda larga de 30 a 35 %. En suma, debido a estos efectos opuestos, el balance radiativo del lago Titicaca, es decir la energía disponible a nivel del espejo de agua, es del mismo orden de magnitud que el de otros lagos situados bajo latitudes semejantes en baja altitud (1.400 a $1.450 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$);

- los intercambios térmicos entre el lago y la atmósfera por convección y evaporación son a la escala anual aproximadamente iguales al balance radiativo. En consecuencia, tienen la misma importancia que aquéllos registrados a nivel del mar a la misma latitud (en valor medio, $1.160 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ para la evaporación, $248 \text{ J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ para la convección térmica). Dada la altitud, se debería esperar una disminución de las pérdidas por evaporación ya que, para un mismo grado higrométrico, el déficit de tensión de vapor de agua, al cual la evaporación es proporcional, decrece con la temperatura del aire y del agua, así como a una disminución de las pérdidas por convección térmica puesto que ésta es directamente proporcional a la presión atmosférica. En realidad, es gracias a la importante diferencia entre la temperatura del aire y del agua (4 a 5°C), que mantiene durante una gran parte del año la circulación atmosférica local (la predominancia de vientos fríos provenientes de la cordillera Real), que existen intercambios térmicos comparables a la escala del año a los registrados a nivel del mar a la misma latitud ;

- las variaciones en el curso del año del calor almacenado por el lago Titicaca, que resultan de los desequilibrios estacionales entre los aportes y las pérdidas energéticas al nivel del espejo de agua, son muy marcadas; esto, como ya lo hemos visto, debido a la gran profundidad (100 m en promedio) y a las bajas temperaturas de las aguas para un lago tropical (11-14°C).

Las ganancias de calor son máximas en octubre y noviembre (respectivamente 378 y 349 $\text{J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$), mientras que las pérdidas son máximas en junio (-667 $\text{J cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$). Dado su tamaño (8.448 km^2), el lago restituye $16,9 \times 10^{17}$ J en período de enfriamiento en el curso del mes de junio solo; absorbe $18,7 \times 10^{17}$ J en período de recalentamiento entre octubre y noviembre. Estas cifras, que dan cuenta del volante térmico del lago, dan una idea de la importancia del rol termoregulador que tiene el Titicaca en el medio ambiental (BOULANGE y AQUIZE, 1981). Estos autores muestran que la temperatura media anual del aire es tanto más baja y sus valores máximos y mínimos más fuertes cuanto que más lejos de las orillas del lago. A manera de ejemplo, cabe notar que la temperatura media anual es de $8,5^\circ\text{C}$ en Puno situado a orillas del lago contra $6,5^\circ\text{C}$ en Chuquibambilla situado a 60 km al noroeste del lago mientras que la amplitud anual es de 12°C en Puno contra 18°C en Chuquibambilla.