

V.5 El régimen de estratificación termal

PETER J. RICHERSON

La estratificación térmica en los lagos crea diferencias de densidad que tienen un papel importante en la regulación de la mezcla vertical. La mezcla vertical a su vez regula la distribución de los iones químicos y de las partículas en suspensión, incluido el fitoplancton, con respecto a la profundidad. Debido a la atenuación relativamente rápida de la luz en profundidad, la fotosíntesis se realiza solamente en las aguas superficiales. En períodos de estratificación, las partículas que se hunden transportan iones nutritivos de la zona fotosintética eufótica hacia el hipolimnio y su reciclaje es limitado debido a la reducida mezcla vertical. En períodos sin estratificación, las sales nutritivas retornan a la superficie, pero las poblaciones planctónicas pueden mezclarse tan profundamente que quedan limitadas por los bajos niveles de luz. Normalmente, la producción es más elevada en períodos de estratificación baja o justo después de un período de mezcla importante cuando se restablece la estratificación. De esta manera, el régimen de estratificación térmica es el factor hidroclimatológico más importante que dirige los procesos biológicos en los ecosistemas lacustres.

La estratificación se rige por el balance térmico (CARMOUZE, en este volumen). Durante los períodos de radiaciones solares bajas y de fuerte evaporación los lagos se enfrían. Cuando el aporte calorífico se eleva como consecuencia de fuertes radiaciones solares y de evaporación más baja, la mayor parte de este calor se almacena en la superficie, debido a la transparencia baja del agua. Si el almacenamiento del calor es más rápido que su mezcla en profundidad por el viento, entonces se forma una capa epilimnica caliente y liviana con un fuerte gradiente de densidad y de temperatura entre el epilimnio y el hipolimnio más frío. En este gradiente, las tendencias para mantenerse en la superficie se oponen a la tendencia para la difusión turbulenta de las aguas del lago. Turbulencias de aguas calientes, movidas por el viento, no pueden penetrar en el hipolimnio porque las aguas subyacentes más densas las obligan a volver a subir (CSANADY, 1973).

Hay cuatro escalas principales de tiempo en las variaciones de la estratificación que son importantes en los lagos : interanuales, anuales, intra-anuales polimícticas y diurnas. Cada una de ellas es influenciada por diferentes estados de las variables climáticas y meteorológicas existentes.

ORSTOM Fonds Documentaire

N° :

36615, et 2

Cote :

A

Clásicamente, la escala de tiempo estacionaria ha recibido la mayor atención de parte de los limnólogos, pero las condiciones especiales existentes en los lagos tropicales pueden volver más importantes las escalas de tiempo más largas o más cortas. Esto se debe a que los lagos situados en latitudes más bajas como el Titicaca tienen variaciones anuales de su balance térmico relativamente pequeñas debido a variaciones anuales relativamente bajas de las radiaciones solares, de la temperatura del aire y de la evaporación en zonas tropicales. HUTCHINSON y LOFFLER (1956) preveían que el bajo balance térmico anual de los lagos tropicales los volverían, en numerosos casos oligomíxicos (mezcla en períodos de tiempo más largos que un año) a baja altura y polimíxicos (mezcla frecuente en el transcurso de un año) a alturas elevadas. En realidad, la mayoría de lagos tropicales de profundidad moderada son normalmente de tipo monomíctico caliente; se mezclan más o menos completamente una vez al año durante la época más fría (TALLING, 1969; BAXTER *et al.*, 1965).

Sin embargo, el valor bajo del balance térmico anual otorga relativamente más importancia a las otras escalas de variaciones de tiempo. LEWIS (1973), KITTEL y RICHERSON (1978) y, TAYLOR y AQUISE (1984) muestran que las ganancias o las pérdidas térmicas, y por consiguiente la intensidad de la estratificación, varían considerablemente en la escala de tiempo polimíctico. En lagos profundos como el Titicaca las variaciones interanuales del grado de mezcla son importantes (ver más abajo) aunque no es seguro que se diferencien significativamente de las de los lagos templados profundos como el lago Tahoe (GOLDMAN, 1981; GOLDMAN *et al.*, 1989), contrariamente a la hipótesis de KITTEL y RICHERSON (1978), quienes opinan que las variaciones del bajo balance térmico de los lagos tropicales ocasionarían diferencias cualitativas de la estratificación según los años. No obstante como resultado del corto período típico de isoterminia en lagos tropicales, una tendencia más significativa hacia el oligomixismo en las zonas tropicales puede ser ahora demostrado.

La cantidad relativamente fuerte de radiaciones solares existentes en las zonas tropicales tiende a favorecer el establecimiento de una estratificación diurna bastante marcada. En cada ciclo diurno, unos cuantos metros bajo la superficie ganan un fuerte calor durante el día que deben perder en su mayor parte durante la noche. Este mismo fenómeno es también importante durante los veranos templados. Aun en el caso de un océano bastante mezclado, se observa a menudo una estratificación diurna (HOWE y TAIT, 1969).

Métodos

Las medidas de temperatura fueron realizadas en el Lago Mayor durante los años 1973-1976 y 1981-1982 con ayuda de un termistor (ocasionalmente con una botella de extracción provista de un termómetro). Todos los termómetros eran calibrados con termómetros de laboratorio (1973-1976) o con termómetros marinos invertidos probados en cajones (1981-1982). En el estudio de 1973-1976, los datos fueron recolectados en una estación situada a 7 km al este del pueblo de Capachica, a una profundidad de 175 a 200 m. En 1981-1982, las medidas fueron realizadas en una estación más profunda, a 20 km al este de Capachica. En 1981-1982, también se hicieron medidas en una estación situada al centro de la bahía de Puno donde la profundidad era de 24-25 m. Se efectuaron estudios puntuales sobre la estratificación diurna en 1981-1982 con ayuda de un termistor, en estaciones situadas cerca de la isla de Taquile en el Lago Mayor y en la principal estación del centro del lago. CARMOUZE *et al.* (1984), realizaron un estudio similar en 1979, midiendo la estratificación térmica, mensualmente, en una estación profunda del Lago Mayor. El estudio de LAZZARO (1981) trata de la estratificación en la Fosa de Chúa, en el Lago Menor. En las publicaciones señaladas más abajo se dan más detalles sobre los métodos.

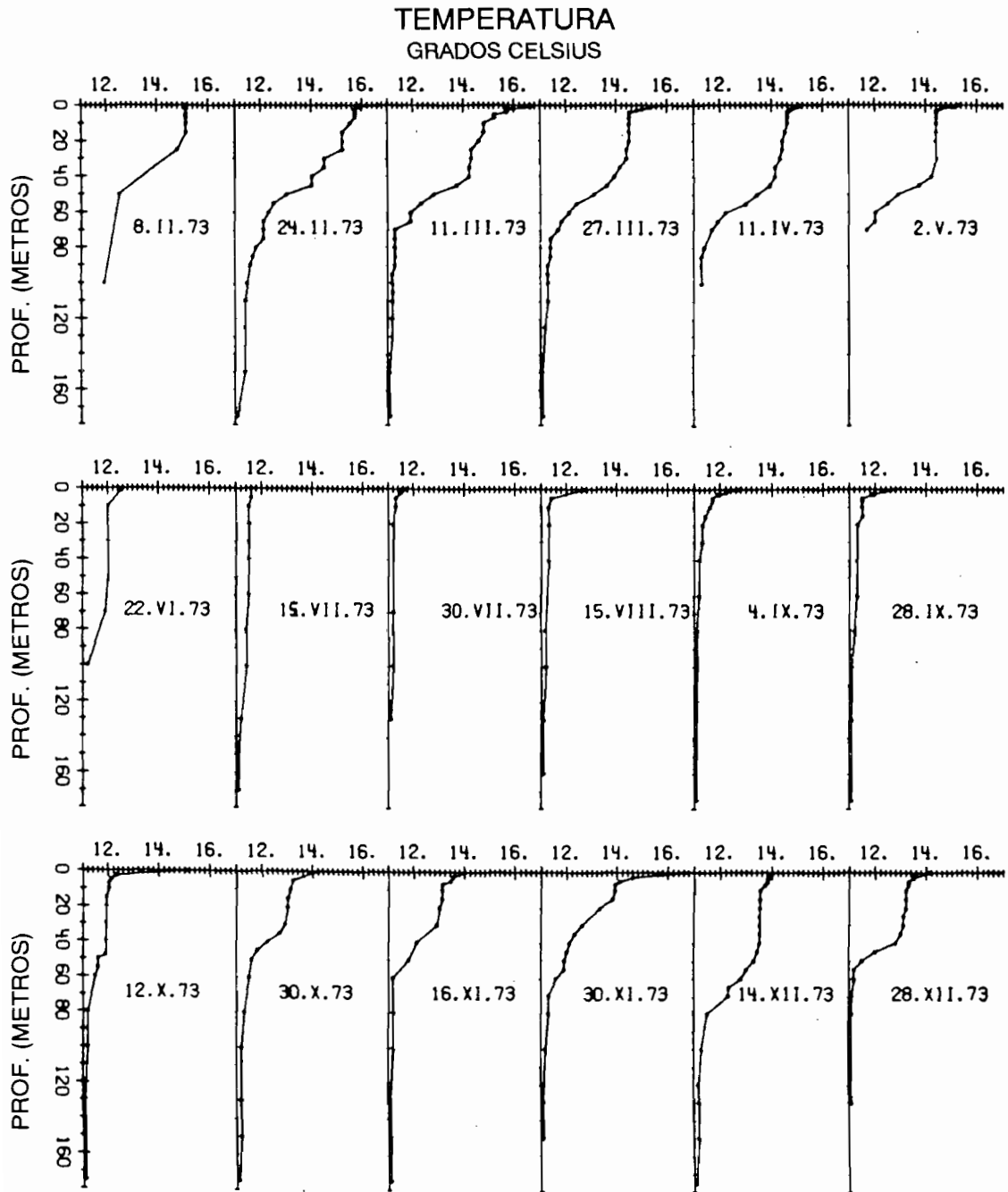


Figura 1.- Perfiles de temperatura del lago Titicaca (RICHESON *et al.*, 1977).

Ciclo anual de estratificación en el Lago Mayor

El tipo monomítico de estratificación en el lago Titicaca para el año 1973 se representa en la figura 1. Todos los años estudiados hasta la fecha, tanto en el Lago Mayor como en el Lago Menor, presentan cualitativamente las mismas características. Hay una estratificación excepto durante un breve período de casi-isotermia en julio, durante el máximo del período seco. En el principal período de estratificación, las temperaturas del epilimnion son de aproximadamente 13–15°C y las del hipolimnion de alrededor 11.1°C. En lagos templados, las diferencias de temperatura entre epilimnion e hipolimnion excederían típicamente los 10°C.

La figura 2 representa las variaciones de la estratificación para un período de 39 meses, de 1973 a 1976. El tipo de estratificación es muy regularmente monomítico (ver también RICHERSON *et al.*, en este libro) con un breve período de isotermia en julio-agosto. Una termoclina significativa se forma en agosto y septiembre y se hunde hasta alrededor de 50 m en diciembre. De fines de diciembre hasta fines de abril o principios de mayo, el lago permanece estratificado con temperaturas de superficie de 13°C o más. La termoclina desciende y se atenúa durante la llegada del período frío en mayo-junio.

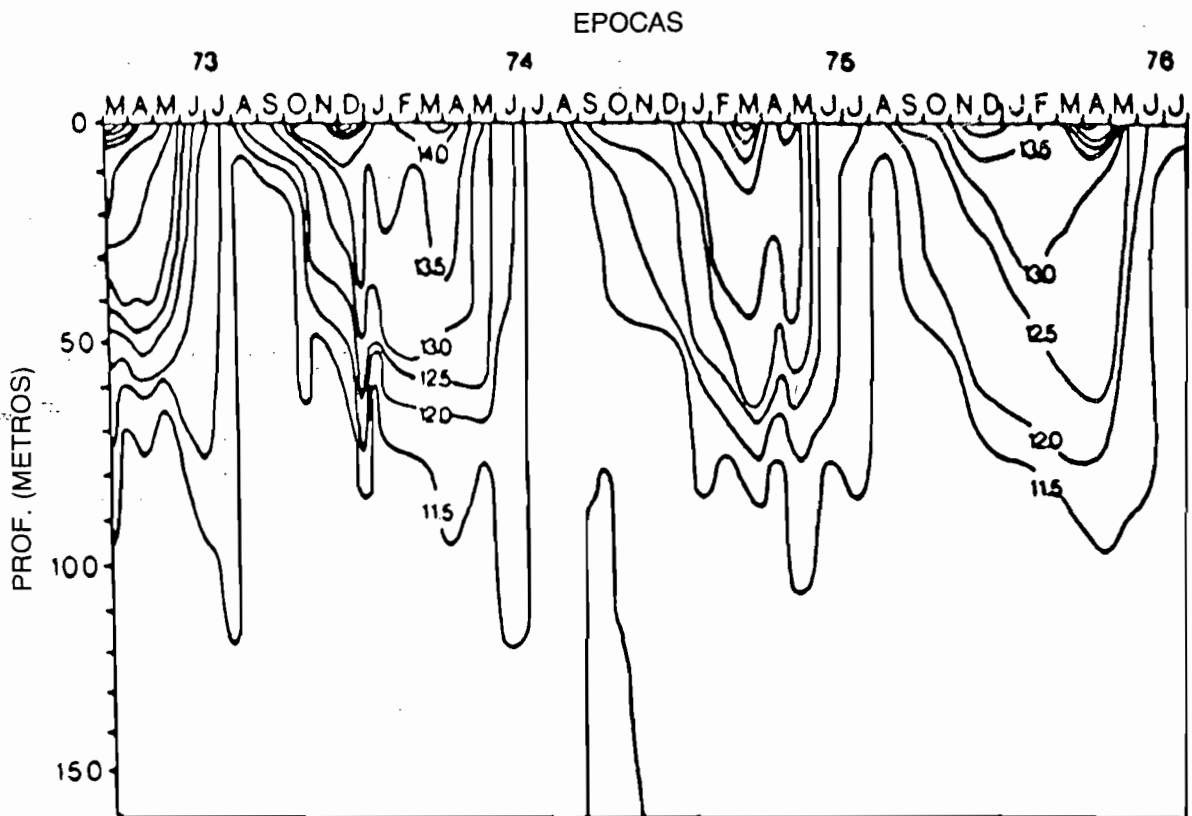


Fig. 2. - Curvas isotermas en °C a profundidades fijas durante 1973-1976. Observar la diferencia significativa en la estructura termal entre los períodos de calentamiento de 1973-74, 1974-75 y 1975-76.

El trabajo de LAZZARO (1981) muestra que la Fosa de Chúa de 40 m de profundidad, en el Lago Menor (Huiñaimarca) presenta también una estratificación de tipo monomíctico caliente. Durante la estación de lluvias en la época de estratificación más marcada, el nivel más alto de la termoclina en el Lago Menor está situado solamente a alrededor de la mitad de la profundidad alcanzada en el Lago Mayor.

La mezcla profunda está a menudo incompleta en el Lago Mayor. Podemos observar en la figura 1 que todos los perfiles en julio y agosto muestran una leve estratificación a profundidades de 60–100 m. Los perfiles de oxígeno disuelto (RICHERSON *et al.*, 1975) de 1973 muestran una ausencia de mezcla por encima de 100 m. También la mezcla estaba incompleta en 1980 y 1981. Hubo una discontinuidad de temperatura de 0.1°C a 110 m a principios de 1981. Los perfiles de temperatura y oxígeno obtenidos por CARMOUZE *et al.* (1984) en 1979 sugieren también la presencia de una mezcla incompleta. La figura 3 indica los niveles de oxígeno disuelto a tres profundidades en 1981–1982, y la figura 4 muestra la disminución progresiva del contenido de oxígeno en profundidad, como resultado de la mezcla incompleta ocurrida en junio y julio de 1979. El contenido anormalmente reducido en oxígeno disuelto, a 150 m, hasta el período de isotermita, de 1981, confirma que la mezcla debió haber sido incompleta el año anterior. Durante la primera mitad de 1981, el Lago Mayor estuvo anóxico por debajo de 200–210 m. Tal nivel de déficit en oxígeno no había sido observado en el transcurso de ningún otro año y podría resultar de una mezcla incompleta en 1979, como fue observado por CARMOUZE *et al.* (1984), así como en 1980. El volumen de agua anóxica o de bajo contenido en oxígeno era suficientemente grande para impedir la buena oxigenación de las aguas profundas durante el período de isotermita de 1981, y un pequeño volumen de aguas por debajo de 250 m permaneció anóxico hasta el período de mezcla de 1982 (ver VINCENT *et al.*, 1985; WURTSBAUGH *et al.*, en este volumen, y RICHERSON *et al.*, en este volumen, para discusiones sobre las consecuencias de esta ausencia de mezcla profunda).

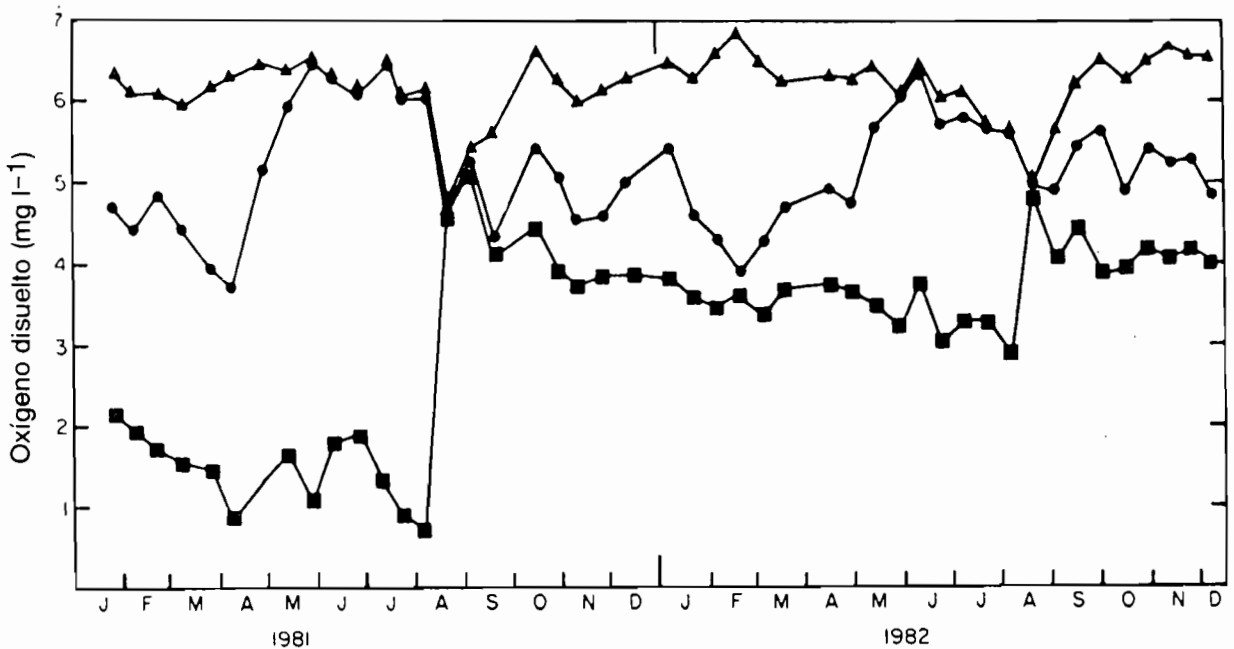


Fig. 3. – Concentraciones de oxígeno disuelto en tres profundidades en el Lago Mayor. 20 m : ▲ ; 50 m : ● ; 150 m : ■ .

CARMOUZE *et al.* (1984) calcularon la resistencia térmica relativa a la mezcla para los perfiles establecidos en 1979. Este cálculo expresa la diferencia de densidad entre lo alto y lo bajo de la columna de agua (10 metros de espesor en este caso preciso) con respecto a la diferencia de densidad entre 4 y 5°C, cambio de temperatura para el cual el cambio de densidad es mínimo. La figura 5 presenta el resultado de este cálculo. La resistencia a la mezcla está, por supuesto, más estrechamente relacionada a las diferencias de densidades que de temperaturas. Nótese la relativa rapidez de formación y de destrucción de la capa de estratificación de densidad así como su relativa estabilidad durante la época de estratificación. También hay que notar que un período bastante largo con bajos gradientes de densidad (junio–septiembre) no fue suficiente para llegar a una mezcla completa.

CARMOUZE *et al.* (1984) estimaron las consecuencias de la estratificación para el reciclaje de materiales biológicamente importantes utilizando cálculos basados en los balances del oxígeno y del CO₂ disueltos. La producción primaria evaluada por RICHERSON *et al.* (1977), para el año 1973, era de 1.5 gC·m⁻²·día⁻¹, o sea 300·10⁹ M C·año⁻¹ para el conjunto del Lago Mayor. Utilizando un coeficiente de respiración de 0.87, estos autores calcularon que solamente 35·10⁹ M C·año⁻¹ de CO₂ eran producidos en el hipolimnion. Así, casi 90 % de la respiración y del reciclaje del carbono y de otras sales nutritivas han tenido lugar en el epilimnion (o, si ocurrieron en el hipolimnion, ocasionaron la difusión del oxígeno hacia abajo y seguramente la de los nutrientes hacia arriba). La cantidad de carbono perdido por el epilimnion es fuerte en términos de stock fitoplanctónico, siendo este último de aproximadamente 3 gC·m⁻² ó 1.5·10⁹ M. De este modo, el equivalente de aproximadamente veinte veces la reserva instantánea de biomasa de carbono epilimnion se mineraliza debajo del hipolimnion. Si la relación C/N es de 7 en la biomasa, la pérdida potencial de nitrógeno del epilimnion, debida al establecimiento de organismos o materiales teniendo una relación C/N similar, debería ser del orden de 20 μM N·l⁻¹·año⁻¹. Esta cifra es más bien elevada teniendo en cuenta que excede 3 a 4 veces las concentraciones de nitrógeno disponibles N (NO₃ + NH₄) del hipolimnion (VINCENT *et al.*, 1985). Durante el período anual de desestratificación, la zona eufótica ha de comenzar con un contenido en nitrógeno asimilable de aproximadamente 5 a 7 μM. Parece probable que el reciclaje del nitrógeno es aún más eficaz que el del carbono, aunque las cianobacterias fijadoras de nitrógeno podrían suministrar alrededor de 4 a 10 μM N·l⁻¹·año⁻¹ (WURTSBAUGH *et al.*, cap. V, 7). Es bastante posible que la relación C/N de los detritos que se hunden en el fondo aumente con la profundidad y que la profundidad media de mineralización del nitrógeno sea menor que la del carbono. Por lo tanto el nitrógeno tiene más tendencia a mineralizarse en el epilimnion o justo debajo, por comparación al carbono.

Tipos polimícticos de estratificación de la bahía de Puno y del Lago Mayor

La bahía de Puno tiene una profundidad media de 14 m con un máximo de 37 m. Dado que la termoclina en el Lago Mayor se sitúa a 50 m durante la época de estratificación más intensa, es difícil que se forme una termoclina tan marcada y tan permanente como la del lago principal. Aun si los intercambios por diferencias de densidades entre el Lago Mayor y la bahía de Puno eran bajos, esperábamos encontrar el máximo de la termoclina estacional a alrededor de 25 m, como en el Lago Menor. En realidad la bahía de Puno es muy poco profunda en la mayor parte de su extensión para mostrar un ciclo anual de estratificación. Sin embargo, un tipo bien marcado de estratificación más efímera tiene un papel importante en la bahía. La figura 6 muestra este tipo. La bahía tiene frecuentemente un gradiente de temperatura que va de algunas décimas de grados a 2°C. En nuestra estación la profundidad del gradiente máximo se escalonaba desde una zona situada cerca del fondo, hasta menos de 10 metros de profundidad. Durante los dos años para los

cuales tenemos datos, las más persistentes instalaciones de la termoclina se produjeron durante la principal fase de almacenamiento térmico del ciclo anual, de octubre a diciembre. A mediados de la época más caliente, episodios de estratificación marcada fueron interrumpidos por mezclas completas. El período principal de pérdidas térmicas, en abril y mayo, conduce a una mezcla por convección impidiendo la estratificación, y la época fría, período de cambios moderados del balance térmico, culmina en episodios de baja estratificación, especialmente en 1982. En cada episodio de estratificación, hubo una tendencia de la termoclina de aparecer cerca del fondo, elevarse hasta niveles poco profundos durante el período de estratificación, y volver a descender hasta el fondo.

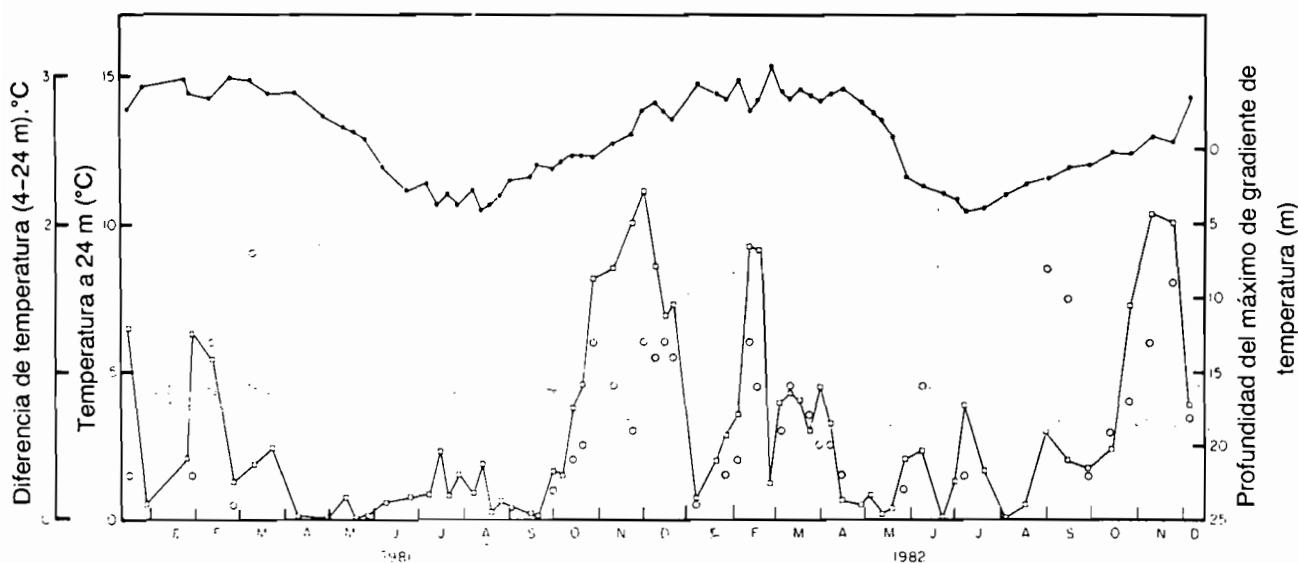


Fig. 6. - Temperatura y estratificación en la bahía de Puno. Temperatura del fondo (24 m): ● ; diferencia de temperatura entre 4 m (por debajo de la termoclina diaria) y 24 m: □ ; profundidad del gradiente máximo de temperatura: o .

En el Lago Mayor, aparece algunas veces un tipo de subdivisión compleja del epilimnion, a la escala de tiempo poliméctica. Puede verse en la figura 1 una subestratificación temporal de este género, particularmente el 24 de febrero y el 30 de noviembre. Algunos episodios complejos de cambio de profundidad de la termoclina y de variaciones de estructura interna se ven en la figura 2. LEWIS (1973) ha descrito un tipo de evolución similar en el lago Lanao y ha llamado este proceso atelomixis. TAYLOR y AQUISE (1984) han establecido una medida no-dimensional de la variabilidad del flujo térmico, S^* donde

$$S^* = \frac{\sigma_s}{(B/T)},$$

σ_s es la desviación estandar de los flujos térmicos mensuales medios sobre el promedio anual, B es el balance térmico Birgian (HUTCHINSON; 1957), y T es el intervalo de tiempo entre el

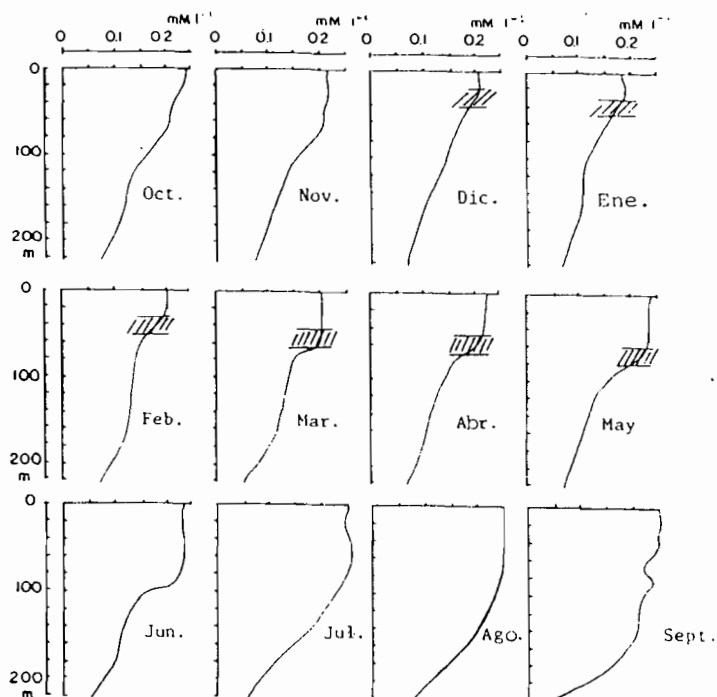


Fig. 4. - Perfiles verticales de distribución del oxígeno disuelto en el Lago Mayor en 1979. La zona con rayas indica la posición de la termoclina (según CARMOUZE *et al.*, 1984).

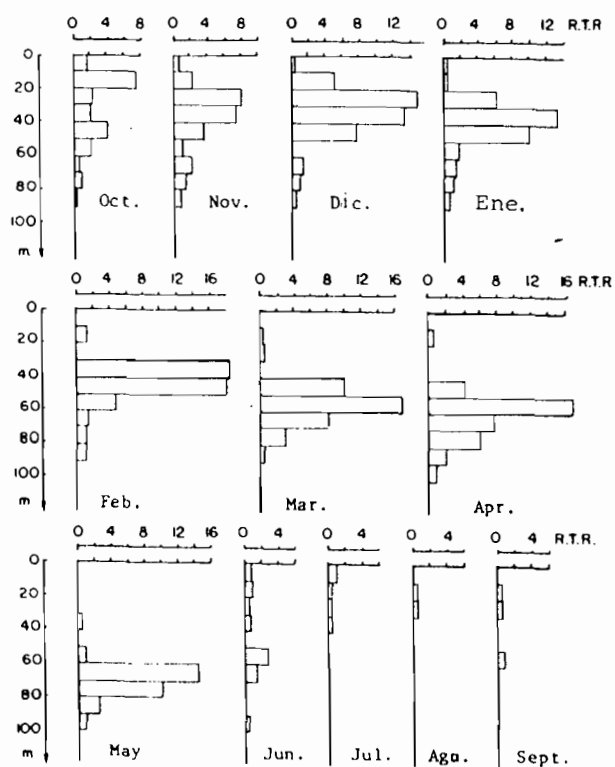


Fig. 5. - Perfiles verticales de la estratificación física de la columna de agua, expresados en unidades de resistencia térmica relativa (definido en el texto, CARMOUZE *et al.*, 1984).

almacenamiento mínimo estacional del lago y su máximo. Ellos han comparado los valores de S^* para cinco lagos templados y dos tropicales. El valor para el Titicaca era considerablemente más elevado que el de los lagos templados y el valor encontrado para el lago Valencia (LEWIS, 1983) era considerablemente más alto que para el del lago Titicaca. Es probable que los bajos balances térmicos y las estratificaciones menos marcadas de los lagos tropicales deben exagerar indudablemente la importancia de incidentes en la escala de tiempo polimítico.

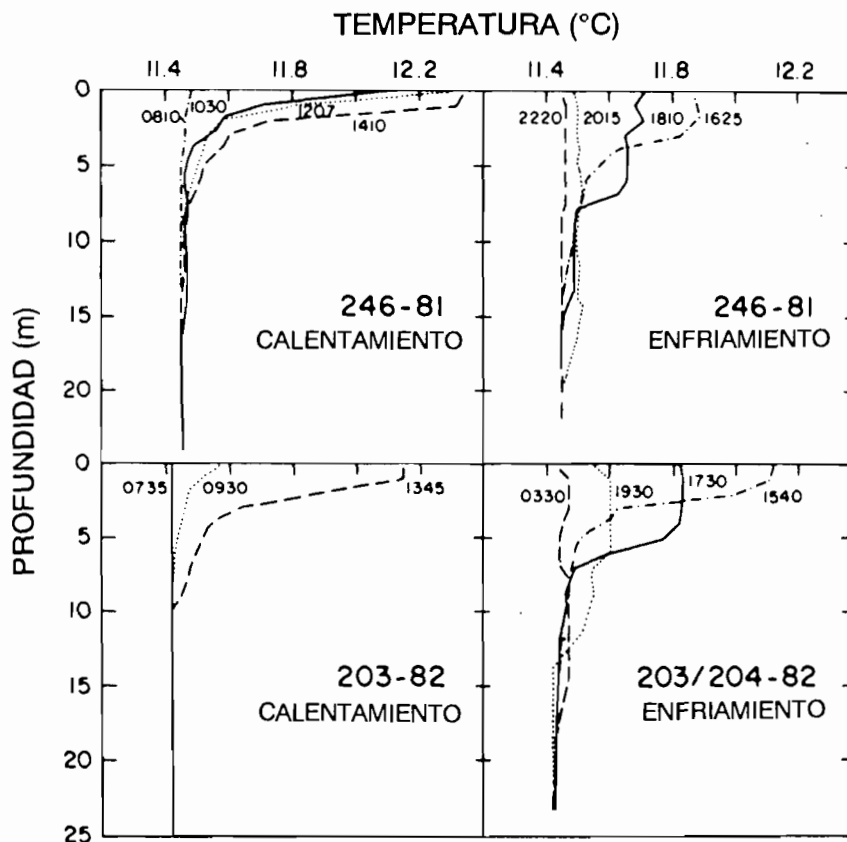


Fig. 7. - Ciclo diario de calentamiento y enfriamiento a nivel de la superficie durante dos días en el lago Titicaca. Las fechas son el 3 de septiembre de 1981 (246-81) y 22-23 de julio de 1982 (203-82/204-82). El tiempo en el que se obtuvo el perfil está indicado cerca de cada curva.

Estratificación diurna

POWELL *et al.* (1984) han estudiado la formación y la desaparición de la termoclina diurna en el lago Titicaca. En la figura 7 se representan dos ejemplos de ciclo diario. Durante la noche, la mezcla debido al viento y a las corrientes de convección vuelven habitualmente al epilimnion isoterma hasta profundidades importantes, normalmente hasta la parte superior de la termoclina estacional. Rápidamente después de la salida del sol, algunos metros de aguas superficiales empiezan a calentarse, con temperaturas máximas y gradientes de temperatura justo en la superficie. Las temperaturas de la película superficial se vuelven por ejemplo 1°C más calientes

que las del epilimnion subyacente, a 10–15 m. A comienzos de la tarde, una capa mezclada diurna comienza a formarse. A la puesta del sol, la capa mezclada alcanza 5–7 m de profundidad con temperaturas superiores de 0.3 a 0.4°C a las del epilimnion más profundo. El calentamiento diurno detectable llega hasta alrededor de 10 m de profundidad en este punto. Al anochecer, la pérdida de calor es bastante rápida y a medianoche, se llega a la casi isotermita. NEALE y RICHERSON (1987) han realizado observaciones detalladas de diez ejemplos de estratificación diurna en el Lago Mayor. El aumento de temperatura en la película superficial se situaba entre 0.06 y 2.41°C (promedio 1.08°C). En la tarde, la profundidad de la capa de agua mezclada variaba entre 1.5 y 9.5 m (promedio 4.7 m) mientras que la profundidad de penetración de una termoclina diaria detectable variaba entre 5 y 13 m (promedio 8.6 m).

POWELL *et al.* (1984) han calculado los coeficientes de difusión por turbulencia vertical para dos períodos durante la fase de pérdida de calor de la tarde y de la noche, a partir de los datos de la figura 7. El cálculo se basa en la medida de la velocidad a la cual la difusión por turbulencia transmite el calor hacia abajo, de capa en capa, después de corregir los efectos directos del calentamiento por absorción de la radiación solar. Las difusiones mínimas en las zonas de estratificación diurna máxima eran aproximadamente 10 veces más bajas que en profundidades menores o más grandes pero levemente estratificadas. De esta manera la mezcla del epilimnion es muy perturbada por la estratificación diurna y tiene efectos bastante substanciales sobre la fotosíntesis (ver RICHERSON *et al.*, en este libro).

Conclusiones

A pesar de la altura elevada y de sus bajas temperaturas medias, los modos de estratificación en el lago Titicaca son típicos de lagos tropicales grandes y profundos. Las diferencias entre las temperaturas del epilimnion y del hipolimnion son bajas (ca. 3°C), pero persisten durante la mayor parte del año en el Lago Mayor. El Lago Mayor es un lago monomítico caliente según la clasificación de HUTCHINSON (1957), con un corto período de isotermita o de casi-isotermita en julio y agosto. La estratificación relativamente poco marcada en la escala anual vuelve los modos de estratificación más evidentes a otra escala de tiempo. Hay una clara variación en la intensidad de la mezcla profunda durante el período isotermita anual que causa diferencias mayores en la química del lago de un año a otro. En el Lago Mayor existe variaciones irregulares de la intensidad de estratificación y de la profundidad de libre mezcla durante el período estratificado, y un tipo de circulación polimítica en la poco profunda bahía de Puno. Se establece siempre una fuerte estratificación diurna y una mezcla nocturna, excepto en los días más nublados o más ventosos.

Agradecimientos

Agradecemos a todos los científicos que trabajaron para recolectar el conjunto de datos utilizados aquí, especialmente a nuestros colegas peruanos que trabajaron con tanta dedicación a pesar de las dificultades logísticas y financieras. Los que contribuyeron particularmente a este artículo son RENE ALFARO, ALEJANDRO ARDILES, EUFRACIO BUSTAMANTE, EDGAR FARFAN, TIM KITTEL, PAT NEALE, HUGO TREVIÑO, MARCUS TAYLOR, WARWICK y CONNIE VINCENT, y WAYNE WURTSBAUGH. JOSE VERA, LUIS GONZALES-MUGABURU, ELMER WILHELM, ANTONIO LANDA, y sus equipos fueron de enorme asistencia en numerosas ocasiones. Este trabajo fue financiado por la National Geographic Society, la National Science Foundation, la Estación de Agricultura Experimental de la Universidad de California y el Instituto del Mar del Perú.

Dedicamos este artículo a la memoria de CARL WIDMER que comenzó el estudio moderno de la limnología del lago Titicaca en 1973, y nos presentó este lago de gran fascinación. Agradecimientos especiales también a VICTORIA WIDMER VALCARCEL que nos ayudó de tantas maneras.