琵琶湖南湖の熱収支

—琵琶湖大橋断面での湖水交換—

村本嘉雄・大西行雄・大久保賢治

HEAT BUDGET IN SOUTH BASIN OF LAKE BIWA

—THE WATER EXCHANGE BETWEEN THE SOUTH AND THE NORTH BASIN OF LAKE BIWA AT BIWA-KO BRIDGE—

By *Yoshio* MURAMOTO, *Yukio* OONISHI and *Kenji* OOKUBO

Synopsis

In order to elucidate the heat transfer and the structure of the water exchange between the south and the north basin of Lake Biwa, we calculated the seasonal variation of water and heat budget in the south basin and the heat flux through Biwa-ko bridge divided to 7 frequency bands. The detailed observation of water temperature and flow near the bridge was conducted to catch the density current of winter season.

The calculated results of the heat budget show that the convective heat transfer between the two basins plays not less important role than that of surface heat process for the seasonal variation of the water temperature in the south basin.

From the frequency analysis of the heat transfer, it is found that the contribution of the density current is about ten times greater than that of alternative current and the dispersion coefficients due to the first mode of the seiche and density current are estimated 2.1×10^4 cm^2/sec and 3.0×10^5 cm^2/sec, respectively.

The distribution of water temperature observed shows the clear intrusion of cold water by the density current from the south to the north basin of Lake Biwa.

1. 緒　　　言

琵琶湖の水環境として，琵琶湖南湖の水質のもつ意味は大きい。南湖水は現在の水資源であるとともに，将来の水資源たる北湖水を汚染させる可能性をもっているからである。この意味で琵琶湖南・北湖間の交流特性は，早急に解明されるべき重要な問題であって，両湖の境界である琵琶湖大橋地点で，流速・水温の連続観測が，昭和50年の秋から，建設省によって行われている[1]。

前報[2]では，南湖の流況を支配する流れの中から静振と密度流をとりあげ，静振については，昭和51年の7つの対象期間の大橋流速記録と，南湖3点の水位記録から，表面静振の周期・振幅および発生要因について若干の検討を行った。また，密度流に関しては，昭和52年12月の観測結果を報告したが，密度流消滅期であったため，その明確な分布特性は把握できなかった。

両湖水の混合という観点で，静振を振動流の効果と一般化するならば，密度流は準定常流のシアー効果と一般化できよう。しかしながら，これら振動流や準定常流が，年間を通じての南北湖交流の中で，どの程度の比重を占めているかという問題には，まだ充分には答えられていない。ここでは前報にひき続き，南北湖間の移流と混合の実態を明らかにする目的で，大橋水温記録を新たに解析データとして加え，昭和52年1年

間の記録を用いてつぎのことを行う。琵琶湖大橋断面での流速・水温データから求められる水と熱の輸送量を，南湖の1年間の全水収支および全熱収支の中で位置づけし，同時にその整合性を検討する。つぎに水温をトレーサーとして，大橋断面を通じての熱輸送の内部構造を解析するが，その際に恒流による移流熱輸送，準定常流のシアー効果，振動流による混合のそれぞれの大きさを分離評価するために，観測された流速・水温をそれぞれ7つの周波数帯に分解し，各周波数帯ごとの熱輸送量を求めて，これらを比較する。さらに両湖水の交換に大きな比重を占める密度流の空間構造を調査する目的で，昭和53年12月に行った第2回の観測結果を報告する。

2.　南湖の水収支と熱収支

2. 1　資料解析法

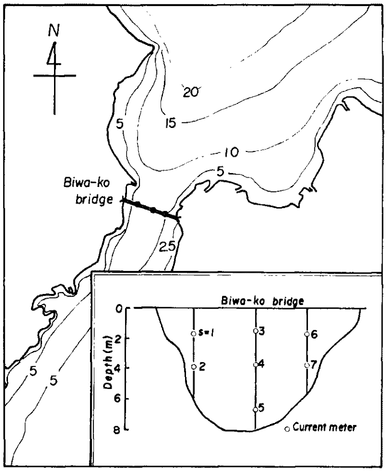


Fig. 1　Sectional profile of Lake Biwa at Biwa-ko bridge.

水収支については，琵琶湖大橋断面からの流入量 Q_{W1}，河川流入量 Q_{W2}，降雨量 Q_{W3}，疏水および瀬田川からの放流量 Q_{W4}，湖面からの蒸発量 Q_{W5}，を各月毎に集計した。ただし，符号は流入を正にした。

琵琶湖大橋の流速・水温計は，**Fig. 1** の位置にある橋脚の側壁に，それぞれの壁面から約 50 cm 離して取付けられており，流速計は，断面直角方向の一成分のみを測定するプロペラ式流速計である。流速・水温ともに，15分間隔で読取られた値を用いて，大橋断面流入量 Q_{W1} は，

$$Q_{W1}=\sum_{t}^{\text{month}}\left(\sum_{s=1}^{7}A_t^s v_t^s\right)\Delta t \qquad \cdots\cdots(1)$$

として計算される。ここに，添字 s は測点番号，t は時刻を表し，v は流速，A は各測点の v が代表している流水断面積，Δt は読取り時間間隔を表す。A は堅田の日平均水位から求めた。

放流量 Q_{W4} は，同じく建設省[3] による毎日2回の計測値を用いることにした。

降雨量 Q_{W3} は，彦根気象台[4] による降雨量 R に南湖の湖面積 S を乗じ，次式によって計算した。

$$S=(53.5+0.015W_L)\times10^{10}\ (\mathrm{cm}^2) \qquad \cdots\cdots(2)$$

$$Q_{W3}=\sum_{d}^{\text{month}}R_d S_d \qquad \cdots\cdots(3)$$

ここに，W_L (cm) は鳥居川の日平均水位，添字 d は日を表す。

河川流入量 Q_{W2} は，次式によって求めた。

$$Q_{W2}=\sum_{d}^{\text{month}}f_c\cdot R_d\cdot A_c \qquad \cdots\cdots(4)$$

ここに，A_c は南湖に流入する河川の流域面積，f_c は流出率で 0.7 にとった。

蒸発量 Q_{W5} は単位湖面積あたりの蒸発量 E と，湖面積 S の積として求め，E は次の経験式[5]によった.

$$E=-1.2\times10^{-7}W_I(e_s-e_a)\ \ (\mathrm{cm/sec}) \qquad \cdots\cdots(5)$$

$$Q_{W5}=\sum_{d}^{\text{month}} E_d\, S_d \times 86,400 \qquad \cdots\cdots(6)$$

ここに，W_I は建設省[6] による堅田の風速 (m/sec)，e_a は大気の蒸気圧で，彦根気象台[4] による日平均気温と日平均湿度から計算した。また，e_s は飽和蒸気圧であって，これらの計算に必要な南湖の表面水温 θ_s は，建設省[7] による毎月1回の定期観測結果から補間によって求めた。

以上のように集計した月毎の流入量に対して，南湖の水収支の整合性は，次式で与えられるとした。

$$V_{m+1}-V_m=(Q_{W1})_m+(Q_{W2})_m+(Q_{W3})_m+(Q_{W4})_m+(Q_{W5})_m \qquad \cdots\cdots(7)$$

ただし，添字 m は月を表し，V_m は毎月1日の南湖体積で，前述の鳥居川水位 W_L から次式で計算した。

$$V=(2+0.0055W_L)\times 10^{14}\ (\text{cm}^3) \qquad \cdots\cdots(8)$$

なお，(2) 式の S と (8) 式の V の関係は，$dV/dW_L=S$ になっていないという点で，数学的には厳密でないが，昭和52年の水位変動の範囲では，実用的に十分な精度である。

つぎに熱収支計算について述べる。要素として琵琶湖大橋断面から流入する熱量 Q_{T1}，河川から流入する熱量 Q_{T2}，降雨により流入する熱量 Q_{T3}，放流によって流出する熱量 Q_{T4}，湖面からの蒸発と顕熱輸送によって失う熱量 Q_{T5}，日射による熱量 Q_{T6}，有効逆放射によるもの Q_{T7} を考える。符号は熱の流入を正にとっている。

琵琶湖大橋からの流入熱量 Q_{T1} は (1) 式と同様に，

$$Q_{T1}=\sum_{t}^{\text{month}}\left(\sum_{s=1}^{7} A_t^s\, v_t^s\, \Theta_t^s\right)\Delta t \qquad \cdots\cdots(9)$$

で計算する。ここに Θ_t^s は，測点 s，時刻 t の水温を表す。Q_{T4} は1日2回の放流量[3] と，瀬田川で2時間ピッチで測定されている水温から計算した。また，Q_{T3} で，降雨の温度は気温 θ_a に等しいとした。

Q_{T2} は前述の河川流量に河川水の平衡水温を乗じて求めた。平衡水温は月平均気温から経験式[8] によって計算される。潜・顕熱 Q_{T5} は次式で計算した。

$$Q_{T5}=\sum_{d}^{\text{month}}[-1.2\times 10^{-7}\times W_I\{(e_s-e_a)+0.66(\theta_s-\theta_a)\}\times (596-0.52\theta_s)S]\times 86,400\ \ (\text{cal}) \qquad \cdots\cdots(10)$$

Q_{T6} は彦根気象台[9] で測定された全天日射量を1箇月合計し，これに湖面積 S を乗じて求めた。Q_{T7} は単位湖面積あたりの逆放射量を

$$1.24\times 10^{-12}(273+\theta_a)^3\{4(\theta_s-\theta_a)+(273+\theta_a)(0.39-0.058\sqrt{e_a})\}(1-0.046C^2)\ \ (\text{cal/cm}^2/\text{sec}) \qquad \cdots\cdots(11)$$

で計算し，これに S を乗じて，月間合計して求めた。ただし，C は0～10で示された日平均雲量で彦根気象台の発表値を用いた。

以上で計算される月毎の熱流入量を用い，南湖の熱収支の整合性は次式で与えられるとした。

$$\theta_{m+1}V_{m+1}-\theta_m V_m=\frac{\theta_m+\theta_{m+1}}{2}(V_{m+1}-V_m)+\frac{V_m+V_{m+1}}{2}(\theta_{m+1}-\theta_m)$$
$$=((Q_{T1})_m+(Q_{T2})_m+(Q_{T3})_m+(Q_{T4})_m+(Q_{T5})_m+(Q_{T6})_m+(Q_{T7})_m \qquad \cdots\cdots(12)$$

ここに，θ は南湖の平均水温であるが，水温の毎月の3次元観測はないので，計算では表面水温 θ_s で代用する。南湖は浅く強い成層はしないので，この代用は大きな誤差は生じないだろう。なお，大橋断面の流速・水温には，一部の測器に，長いものでは1箇月余に及ぶ欠測がみられるが，これはあらかじめ求められている[10]他の測器の指示値との回帰式を用いて推定した。ただし1～2時間程度の短時間の欠測については，時間的一次補間を行った。

2. 2 水収支計算の結果

水収支計算の結果を **Table 1** に示す。明らかに，雨や河川の流入は，年間を通じて，放流量や大橋断面流

Table 1　Calculated results of each term of monthly water budget.

MONTH \ TERM	$V_{m+1}-V_m$	Q_{W1}	Q_{W2}	Q_{W3}	Q_{W4}	Q_{W5}		Q_W'	
1	-0.6	29.0	0.4	0.1	-31.8	-0.2	(-0.2)	1.8	(1.8)
2	-0.1	34.8	0.7	0.2	-38.2	-0.1	(-0.2)	2.7	(2.6)
3	3.3	60.9	3.4	1.1	-56.1	-0.2	(-0.2)	-5.9	(-5.9)
4	-1.4	67.9	1.9	0.6	-79.1	-0.2	(-0.3)	7.7	(7.7)
5	-1.0	46.7	1.5	0.5	-48.7	-0.4	(-0.5)	-0.5	(-0.6)
6	0.8	42.0	3.4	1.1	-34.1	-0.3	(-0.4)	-11.2	(-11.3)
7	-1.0	36.0	1.4	0.5	-34.8	-0.5	(-0.6)	-3.4	(-3.5)
8	-1.5	20.4	0.6	0.2	-26.7	-0.7	(-0.9)	5.0	(4.8)
9	0.3	19.8	2.6	0.9	-20.4	-0.5	(-0.6)	-1.9	(-2.0)
10	-0.6	13.0	1.0	0.3	-21.4	-0.3	(-0.4)	7.0	(6.9)
11	0.4	17.5	2.3	0.8	-19.8	-0.2	(-0.2)	-0.0	(-0.0)
12	0.4	17.0	0.9	0.3	-20.5	-0.1	(-0.2)	3.0	(2.9)
total	-1.0	405.0	20.1	6.6	-431.6	-3.7	(-4.7)	4.3	(3.3)

入量に比べて無視できる程度の大きさである。ここで用いた河川の流出率 $f_c=0.7$ は充分に根拠のある値ではないが，たとえ $f_c=1$ にしても大差はないと言える。

(1) 式から計算した Q_{W1} を $\Delta V'$ とし，一方，(7) 式を用いて

$$\Delta V=(V_{m+1}-V_m)-(Q_{W2})_m-(Q_{W3})_m-(Q_{W4})_m-(Q_{W5})_m$$

を考える。$\Delta V'$ は流速記録より求めた大橋断面流入量であり，ΔV は南湖の水収支から要求される流入量である。両者は，本来一致すべき量であるが，実際はそうはならず，ΔV と $\Delta V'$ の線形回帰式を求めると

$$\Delta V=1.27\Delta V'+3.46\times10^{13}\quad(\mathrm{cm}^3) \qquad \cdots\cdots(13)$$

となる。あるいは ΔV, $\Delta V'$ を，それぞれ対応する流速値 v, v' に変換すると

$$v=1.27\,v'+0.2\quad(\mathrm{cm/sec}) \qquad \cdots\cdots(14)$$

である。(13) 式は，$\Delta V'$ が ΔV より全般的に小さく計算されることを示している。

この理由として，つぎの3つが考えられる。第1は，各流速計が代表する流水断面積 A_i^s の設定の問題であって，特に流れのシアーが大きい時には，全断面積をどのように各 A_i^s に分割するかによって断面流量の評価が異なってくる。第2は，放流量の問題である。瀬田川流量は1日2回越流水深から求められているが，実際の放流量は静振などの影響もあって必ずしも一定していないからである。ただしこれは，大橋断面流入以外は，ほとんど日平均値で処理しているという点で放流量に限ったことではないが，項の大きさを考えたときに，放流量の誤差には注意を要する。しかし，これら2つの原因は過大または過小に偏る系統誤差ではなく，大橋断面流入量が放流量に比べて全般的に小さくなってしまうことの主因とは考えにくい。

第3の，そして最も重要と考えられる不整合の理由は大橋断面の流速計の問題である。流速計自身に関する問題点は，流速計がプロペラ式で，0～2 cm/sec 程度の微弱な流れに対して正しく応答しないと考えられること，また固定式であるため，実際の流れが断面に斜交する時に，必ずしも直交成分を表示しない可能性のあることである。さらにもうひとつの問題点は，流速計が橋脚にきわめて近い位置に取付けられているため，流水断面積内の平均流速より小さい指示値を与えると考えられるが，断面平均流との回帰式はまだ得られていないことである。これらの問題点は，どれをとっても流速の絶対値を過小評価する傾向をもっている。熱収支の計算へと進む前にこれを補正しなければならないが，先に示した (14) 式は流速計が南流よりもむしろ北流に感じにくいことを考えると適当ではない。そこで，計測された流速値は，実際の値よりも，一定の比率で小さく求められていると考え，次の回帰式を用いることにした。

$$v=1.316\,v' \qquad \cdots\cdots(15)$$

以下の計算では，すべてこの補正値を用いている。

2. 3　熱収支計算の結果

熱収支の関係を示す (12) 式で，右辺の最初の5項は水の出入りに関係する項である。水温は常に正である

Table 2 Calculated results of each term of monthly heat budget.

TERM / MONTH	(1) $\frac{V_{m+1}+V_m}{2}$	(2) $\theta_{m+1}-\theta_m$	(1)X(2)	Q'_{T1}	Q'_{T2}	Q'_{T3}	Q'_{T4}	Q'_{T5}	Q_{T6}	Q_{T7}	Q'_T
1	18.6	-1.0	-18.4	57.7	-0.3	-0.1	57.2	-134.3 (-164.4)	280.7	-184.5	-94.7 (-64.6)
2	18.3	2.6	47.8	9.1	-1.7	-0.9	91.0	-131.9 (-161.4)	357.8	-193.0	-82.7 (-53.2)
3	19.9	4.4	88.3	-99.1	6.3	-0.7	64.6	-143.8 (-176.0)	426.2	-191.4	26.1 (58.3)
4	20.8	4.9	101.3	-250.5	6.1	-0.1	91.0	-152.8 (-187.1)	562.8	-178.5	23.3 (57.5)
5	19.6	4.1	80.8	-151.4	3.4	-0.7	-24.5	-264.5 (-323.7)	715.8	-200.7	3.3 (62.6)
6	19.5	4.0	77.1	-132.0	7.4	-1.9	-24.1	-221.6 (-271.2)	505.7	-149.7	93.3 (142.9)
7	19.4	7.1	136.9	-109.8	2.1	-1.1	-5.7	-284.8 (-348.6)	738.2	-133.4	-68.6 (-4.8)
8	18.2	-2.7	-48.9	-45.1	-0.9	-1.0	25.2	-469.9 (-575.1)	595.2	-164.5	12.0 (117.3)
9	17.6	-5.7	-100.6	13.3	3.4	-1.1	-25.8	-287.1 (-351.4)	486.6	-146.5	-143.4 (-79.1)
10	17.4	-7.4	-126.3	31.3	0.0	-0.3	-43.9	-205.1 (-251.0)	519.5	-225.8	-205.0 (-159.1)
11	17.4	-3.5	-60.3	55.9	3.2	0.6	-45.1	-149.9 (-183.5)	291.9	-192.9	-23.9 (9.7)
12	17.8	-4.4	-79.1	39.9	-2.1	-0.6	-0.2	-92.2 (-112.8)	272.8	-186.9	-109.8 (-89.2)
total			98.6	-580.7	26.9	-7.9	159.7	-2537.9 (-3106.2)	5753.2	-2147.8	-570.1 (0)

から，水の流入は，それが南湖水より低温であっても，常に熱流入となって現れ，感覚的にはとらえにくい。そこで (12) 式を，つぎの移流型に書き直す。

$$\theta_{m+1}V_{m+1}-\theta_m V_m \equiv \frac{\theta_m+\theta_{m+1}}{2}(V_{m+1}-V_m)+\frac{V_m+V_{m+1}}{2}(\theta_{m+1}-\theta_m)$$
$$=(Q_{T1}')_m+(Q_{T2}')_m+(Q_{T3}')_m+(_{T4}')_m+(Q_{T5}')_m+(Q_{T6})_m+(Q_{T7})_m$$
$$+\frac{\theta_m+\theta_{m+1}}{2}(V_{m+1}-V_m)+(Q_T')_m \qquad \cdots\cdots(16)$$

ただし

$$(Q_{Ti}')_m=(Q_{Ti})_m-\frac{\theta_m+\theta_{m+1}}{2}(Q_{Wi})_m \qquad (i=1,2,3,4,5) \qquad \cdots\cdots(17)$$

であり，$(Q_T')_m$ は各月の熱収支の不整合である。

熱収支関係を，(16) 式のように移流型に書きなおすことは，水収支関係に存在する不整合が，熱収支関係には直接現れず，水温変化に対して移流効果だけを分離して評価できる利点をもつ。(16) 式により求めた月毎の熱収支を **Table 2** に示す。

まず，熱収支の不整合に着目する。**Table 2** から，熱収支の不整合は年間で -5.70×10^{15} cal であることがわかるが，この大きさは，南湖の水温を年間で28.5℃下降させるだけのものであり，かなり大きいといえる。これを月平均にならしても -47.4×10^{13} cal となり，琵琶湖大橋を通じての熱移流の効果に匹敵する。

そこで，湖面熱収支の不整合を0にするために，湖面を通じての潜・顕熱を再評価する。実際，潜・顕熱輸送は，(10) 式の形からもわかるように風速と比例関係にある。潜・顕熱の計算に用いた風速は陸上のものであって，湖面を吹く風より小さく求められていることは充分に考えられる。海洋の熱収支計算では，陸上の風速を約1.5倍した方が，実際をよく説明できることが指摘されている[11]。このことを考慮して，風速値を1.224倍すると，湖面熱収支を0にすることができた。このとき蒸発量も1.224倍になるので，水・熱収支とも一部再計算した結果をそれぞれ **Table 1, 2** の（ ）内に示した。また，これらの年変化を **Fig. 2, 3** に示す。なお，このように再計算された熱収支不整合の値も，月毎に見ると決して小さくはない。その最大値は10月の-1.59×10^{15} cal であって，これは，1箇月の間に南湖水温を約8℃降下させるだけの量にあたる。この誤差の原因については，熱収支に関する何か他の因子の見落しによるものなのか，それともここで評価したいずれかの因子の誤差なのかは残念ながら不明である。しかし，不整合の値は，河川流入や降雨の効果に比べてかなり大きく，それらには帰着させ難い。また，この不整合は **Table 1, 2** に示されているよむに，冬季に温度を下げ，夏季に温度を上げようとする傾向をもっており，地下水浸出の効果とも考えにくい。現在のところ，湖面を通じての熱輸送，すなわち潜・顕熱輸送，日射，逆放射の誤評価の可能性が強いと推定されるのみである。

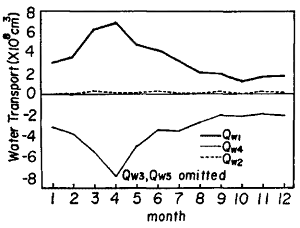


Fig. 2 Seasonal variation of each component of monthly Water budget in south basin of Lake Biwa in 1977.

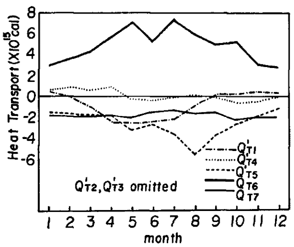


Fig. 3 Seasonal variation of each component of monthly heat budget in south basin of Lake Biwa in 1977.

以上のような不整合はあるが，**Fig. 3** から南湖の熱収支に関してつぎのことが言える。すなわち，南湖の年間の水温変動は，日射による熱流入と有効逆放射および潜・顕熱輸送による湖面からの熱流出により主導されている。すなわち，これらの効果が夏季に向けて水温を上げ，冬季に向けて水温を下げる方向に働いている。

一方，琵琶湖大橋断面からの北湖水の流入と瀬田川などからの放流は，湖面での収支とは逆に水温の変動を緩和する傾向をもつ。これはある意味では当然のことであり，南湖が北湖と結ばれていることでより大きな湖と同じような水温変動を示していると言える。日射，逆放射，潜・顕熱輸送の月間集計値の和の年合計と標準偏差は，それぞれ 4. 99×10^{15} cal, 1. 24×10^{15} cal であり，それに対して，大橋断面からの移流効果の年間合計と標準偏差は−5. 81×10^{15} cal, 0. 99×10^{15} cal であるから，南湖の熱収支にとって，北湖の果たす役割は，極めて大きいものと言える。

3. 南，北湖間の湖水の交換

3. 1 資料解析法

琵琶湖南・北湖間の水・熱収支については，**2.** で全般的なことを述べた。この章では，琵琶湖大橋断面の流速・水温記録にもとづいて，南・北湖間の熱交換の構造について解析し，両湖間の湖水交換の実態のうち，特に静振と密度流について論じる。これらの流系を，その時間規模に着目して分離するために，流速および水温の時系列を **Table 3** に示す７つの周波数帯に分離する。

Table 3 Frequency bands used in the computation of water and heat transfer.

frequency band	period(hr.)
1	6.0——
2	3.0——6.0
3	2.0——3.0
4	1.5——2.0
5	1.2——1.5
6	1.0——1.2
7	——1.0

$$v_t^s=\sum_{f=1}^{7} v_t^{(s,f)} \qquad \cdots\cdots(18)$$

$$\theta_t^s=\sum_{f'=1}^{7} \theta_t^{(s,f')} \qquad \cdots\cdots(19)$$

ここに，v は流速，θ は水温であり，s は測点番号，t は15分間隔にとられた時刻，f, f' はそれぞれ流速，水温の周波数帯番号である。なお，$v_t^{(s,f)}$ の計算は１箇月単位に行われ，v_t^s を Fourier 変換した後に特定の周波数帯成分のみを逆変換して求めた。

こうして，１日間の断面熱輸送量はつぎのようになる。

$$(QTD)_d=\sum_t^{\mathrm{day}}\sum_{s=1}^{7}\Theta_t^s v_t^s A_t^s=\sum_{f=1}^{7}\sum_{f'=1}^{7}(QTD)_d^{(f,f')} \qquad \cdots\cdots(20)$$

ただし

$$(QTD)_d^{(f,f')}=\sum_{s=1}^{7}\sum_t^{\mathrm{day}}\Theta_t^{(s,f')}v_t^{(s,f)}A^s \qquad \cdots\cdots(21)$$

(20) 式を月間合計して，月間の総熱輸送量 $(QT)_m$ は，

$$(QT)_m=\sum_f\sum_{f'}(QT)_m^{(f,f')} \qquad \cdots\cdots(22)$$

ただし

$$(QT)_m^{(f,f')}=\sum_d^{\mathrm{month}}(QTD)_d^{(f,f')} \qquad \cdots\cdots(23)$$

同様に，1日の総流量 $(QWD)_d$ および月間の総流量 $(QW)_m$ はそれぞれ

$$(QWD)_d=\sum_{f=1}^{7}(QWD)_d^{(f)} \qquad \cdots\cdots(24)$$

$$(QW)_m=\sum_{f=1}^{7}(QW)_m^{(f)} \qquad \cdots\cdots(25)$$

ただし，

$$(QWD)_d^{(f)}=\sum_{s=1}^{7}\sum_t^{\mathrm{day}}v_t^{(s,f)}A_t^s \qquad \cdots\cdots(26)$$

$$(QW)_m^{(f)}=\sum_d^{\mathrm{month}}(QWD)_d^{(f)} \qquad \cdots\cdots(27)$$

となる。

つぎに Band No. 2（第2周波数帯）以上の振動成分については，流速と水温の日毎の実効振幅 $(PV)_d^{(f)}$，$(PT)_d^{(f)}$ が次式で求められる。

$$(PV)_d^{(f)}=\sqrt{\frac{\sum_t^{\mathrm{day}}\sum_{s=1}^{7}\left\{v_t^{(s,f)}\right\}^2 A_t^s}{\sum_t^{\mathrm{day}}\sum_{s=1}^{7}A_t^s}} \qquad \cdots\cdots(28)$$

$$(PT)_d^{(f)}=\sqrt{\frac{\sum_t^{\mathrm{day}}\sum_{s=1}^{7}\left\{\Theta_t^{(s,f)}\right\}^2 A_t^s}{\sum_t^{\mathrm{day}}\sum_{s=1}^{7}A_t^s}} \qquad \cdots\cdots(29)$$

これらの値をまず計算し，次節で述べる解析を行った。

3. 2 恒流成分による流量，熱量とシアー効果

最初に恒流成分による熱輸送について考える。日熱輸送量 $(QTD)_d=\sum_f\sum_{f'}(QTD)_d^{(f,f')}$ のうち，恒流成分によって輸送される熱量は，$\sum_{f'}(QTD)_d^{(1,f')}$ である。この和の中で最も重要な項は $(QTD)_d^{(1,1)}$ であり，これ以外のものは長期の平均をとると0となるべきものである。大橋断面からの月間総流入熱量 $(QT)_m$ と $(QT)_d^{(1,1)}$ の月間合計およびこの両者の差を **Fig. 4** に示す。これから，移流によって流入する熱量の大部分は $(QT)_m^{(1,1)}$ が占めていることが理解される。しかし，このことから直接に南北湖の湖水変換における準定常流の役割の卓越を結論するわけにはいかない。この熱輸送量の大半は，北湖から南湖への一方的

な流入によるものだからである。準定常流による湖水の変換はシアー効果によって起こされるのだから，それを分離する必要がある。そこで Band No. 1 の時系列の時刻 t における断面平均の流速・水温をそれぞれ $\bar{v}_t$, $\bar{\Theta}_t$, 各測点の断面平均値からの偏差を $v_t'^s$, $\Theta_t'^s$ とすると，

$$\sum_s v_t^s \Theta_t^s A_t^s = \sum_s A_t^s(\bar{v}_t + \bar{v}_t'^s)(\Phi_t + \Theta_t'^s) = \sum_s A_t^s(\bar{v}_t \Theta_t + \bar{v}_t'^s \Theta_t'^s) \quad \cdots\cdots(30)$$

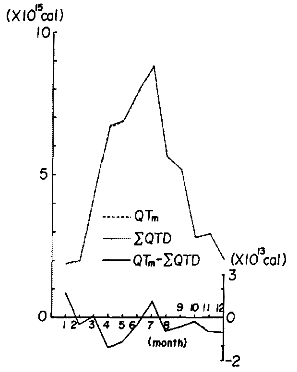


Fig. 4　Annual variation of total heat flux through the section of Biwa-ko bridge, which is compared with that of the heat flux due to the lowest frequency component of water termpeature and flow velocity.

となる。ここに，$\sum_s v_t'^s \Theta_t'^s A_t^s$ は準定常流のシアー効果を表す。このシアー効果の部分の1日間の和 $(SHD)_d$ の年間変化を **Fig. 5** に示す。月ごとのシアー効果を見ると，4月は別にして，春から夏にかけては負，秋から冬にかけては正である。ただし，4月の流速記録は7台の流速計のうち，4台までが欠測している期間があり，この月の値はあまり信頼できない。したがって4月を除外して考えると，シアー効果によって春から夏にかけては熱流出，秋から冬にかけては熱流入が起こっていると言える。一方，両湖の水温は夏には南湖の方が北湖よりも高く，冬にはその逆であるから，シアー効果は確かに湖水の交換を惹起していることがわかる。この湖水の交換が冬には南湖の水温を上げ，夏には下げる傾向，すなわち南湖の水温変動を緩和する傾向に働いているのである。

琵琶湖では，晩秋から冬にかけての気温の低下によって，南湖底層から北湖に流入する密度流がしば

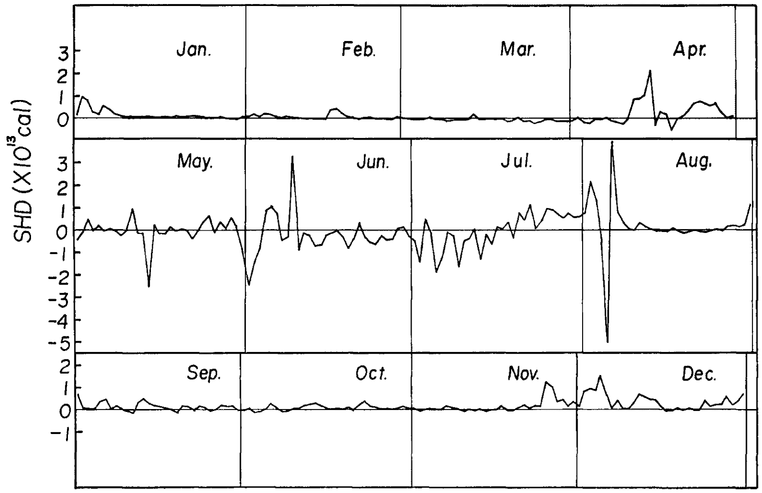


Fig. 5　Annual variation of daily heat transport due to shear effect of quasi-steady flow.

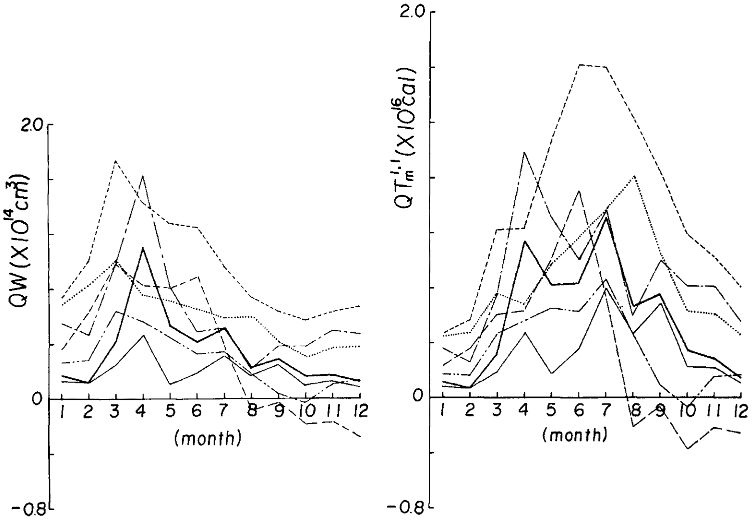


Fig. 6 Seasonal variation of water(a) and heat(b) transport at each part of the Biwa-ko bridge section.

しば起こる[2)]。シアー効果による冬季の熱流入はこの密度流の指標と考えてよい。ここで，流れの状況を見るために，Band No. 1 の流れについて，測点ごとの湖水流入量と熱輸送量の年間の変化を **Fig. 6** に示す。これを見ると，8月から12月にかけては，月間平均で見て，南湖の水が中央下層を通じて北湖へ逆流していることがわかる。

Fig. 5 からシアー効果の年間変化を見ると，つぎのようなことが言える。1月上旬頃までのシアー効果は，かなりはっきりとした正の値を示すが，その後4月上旬まではシアー効果は小さくなっている。これは湖水が鉛直一様な水温構造になっていることによる。

4月から8月にかけての期間のシアー効果には，正負の変動がある。成層が発達段階にあり，水温躍層が大橋地点の水深より浅いところにある6月頃までは，表面近くの流況の変化に応じて，シアー効果の変動も幾分複雑である。しかし，盛夏になるにつれて，水温差が増大し，躍層が低下することによって，シアー効果としては大きく突発的なものが現れるようになる。北湖の成層が完成するこの頃の密度流は，内部静振によって南湖に侵入した低温水塊が下層を通って，北湖にもどっていく現象[12)]と考えられるが，いずれにしても，4月から8月のシアー効果は，その特徴として，熱流入の前に，必ず熱流出（冷水の侵入）が存在している。

9，10月は成層の消滅期であって，11月上旬からは，次第に，正のシアー効果が持続するようになる。しかも，時に，大きな値をとって，強い密度流の間歇的発生を示唆している。そして，その長いものは3～4日間持続するようである。シアー効果による熱輸送量が大きい12月について，前述の建設省[7)]による水温観測値から分散係数を推定してみる。12月8日の北湖の日野川中央点水温 $\theta_1=13.0$℃，南湖の杉江中央点水温 $\theta_2=10.9$℃，両地点の距離 $l=9.84$ km，大橋断面積 $A=6,600$ m^2，熱輸送量 $Q=0.112\times10^{15}$ cal/month $=4.18\times10^{7}$ cal/sec，比熱 $C_p=1$ cal/deg, cm^3 を用いて，分散係数 $D=Ql\{A(\theta_1-\theta_2)C_p\}=3.0\times10^{5}$cm^2/sec となる。

3. 3 振動成分による南・北湖間の湖水・熱交換

南・北湖間の水・熱交換は，恒流成分以外に，振動成分によってももたらされる。振動成分を表す Band No. 2 以上の各周波数帯ごとの，月間熱輸送量の年間変化を **Fig. 7** に示す。ただし，ここでは対角要素($f=f'$) のみを示してある。これによると，振動流による熱輸送の中では，Band No. 2 のものが卓越しており，周期3～6時間の振動成分が，湖水交換において重要であることを示している。なお琵琶湖で卓越する第1モードの表面静振の周期は，約4時間であり，これに含まれる。しかし，図からわかるように，前節で述べた準定常流のシアー効果による熱輸送量に比べると小さいものと言える。

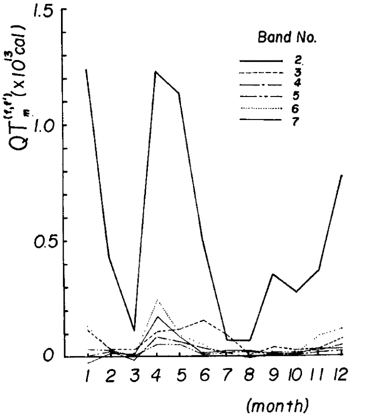


Fig. 7 Seasonal variation of heat transport due to each frequency component of alternative flow.

つぎに，振動流の中で熱輸送に最も貢献している Band No. 2 のものについて，湖水交換率を求めてみよう。日々の交換率 r_d をつぎのように定義する。

$$r_d=\frac{|(QTD)_d^{(2,2)}|}{(PV)_d^{(2)}(PT)_d^{(2)}A_dT} \quad \cdots\cdots(31)$$

交換率の意味を明らかにするために，ある特定の周波数 σ を考え，

$$v=\sqrt{2}\tilde{v}\cos 2\pi\sigma t \quad \cdots\cdots(32)$$

$$\Theta=\sqrt{2}\tilde{\Theta}\cos(2\pi\sigma t-\phi) \quad \cdots\cdots(33)$$

とすると，

$$\int v\,dt=\frac{\sqrt{2}\tilde{v}}{2\pi\sigma}\sin 2\pi\sigma t \quad \cdots\cdots(34)$$

であるから，T 時間内に，南・北湖間を往き来する水の量 χ は，行復の回数が，平均 $\sigma\cdot T$ であるから，

$$\chi=\frac{\sqrt{2}\tilde{u}}{\pi\sigma}A\sigma T \quad \cdots\cdots(35)$$

で与えられる。一方，この流れによって運ばれる水の温度に関して，南湖のそれを $\Theta_{(S)}$，北湖のそれを $\Theta_{(N)}$ とすれば，南・北湖の中間で測定される水温 Θ は，北流時に $\Theta_{(S)}$，南流時に $\Theta_{(N)}$ であるような階段関数となる。この階段関数の *Fourier* 係数をとり，(33) 式と比較すれば，

$$|\theta_{(N)}-\theta_{(S)}|=\frac{\pi}{\sqrt{2}}\tilde{\Theta} \quad \cdots\cdots(36)$$

である。往き来する水が100%交換されるとすれば，熱輸送量は

$$\chi|\Theta_{(N)}-\Theta_{(S)}|=\tilde{v}\tilde{\Theta}AT \quad \cdots\cdots(37)$$

となる。ここで $\tilde{v}$, $\tilde{\Theta}$ をそれぞれ $(PV)_d^{(2)}$, $(PT)_d^{(2)}$ に置換すると，(31) 式の分母が得られる。すなわち，(31) 式の r_d は，両湖水が，振動流の往き来する水の量だけ完全に交換した場合に想定される熱輸送量に対する，実際の輸送量の比を示しており，交換される水の量を表すと解釈できる。

日毎の交換率 r を **Fig. 8** に示す。これには，流速・水温の日毎の実効振幅およびBand No. 2 による熱輸送量もプロットしてある。交換率は日毎に大きく変動し，0から最大0.6の間にあって，その平均値と標準

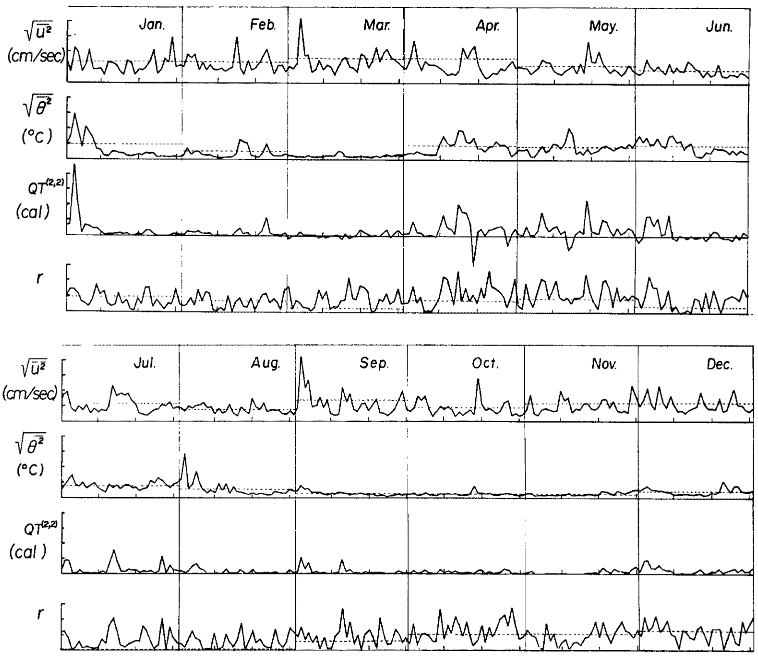


Fig. 8 Anual variation of daily exchange ratio, r.m.s. of flow velocity and water temperature, and heat flux of frequency Band 2.

偏差は，それぞれ0.18, 0.13である。しかし，静振の振幅 $(PV)_d^{(2)}$ との間には，明確な相関は見出せなかった。r の値が，このように大きく変動する原因のひとつとして，交換率を計算した1日という時間が，短かすぎたということが考えられる。1箇月平均の交換率を r_m として，

$$r_m=\frac{\left|\sum_{d}^{\mathrm{month}}(QTD)_d^{(2,2)}\right|}{\sum_{d}^{\mathrm{month}}(PV)_d^{(2)}(PT)_d^{(2)}A\cdot T} \quad \cdots\cdots\cdots(38)$$

を計算し，**Fig. 8** に点線で示しておく。12個の r_m の平均値と標準偏差は，それぞれ0.13, 0.07であり，r_m は冬季1, 10, 11, 12月には他の月に比べて大きいようである。一方，Band No. 2 による熱輸送 $(QT)_m^{(2,2)}$ は，**Fig. 8** で見られるように，どの月でも正になっている。これは静振の南流時に高温，北流時に低温という傾向が，季節を問わず存在することを示している。冬季には，北湖水が南湖水よりも平均的に高温であり，通常の湖水交換として理解できるが，量的には小さいものの，夏季にも冬季と同様の熱輸送が生じているのは奇妙である。先述したように，夏季に r_m が小さいこともあわせ考えると，振動流による湖水交換は，少なくとも夏季には，大橋近傍の局所的現象であり，南北湖の湖水交換を実質的には起こしていないと言えそうである。

Band No. 2 による12月の熱輸送量 7.76×10^{12} cal/month から，前節と同様に分散係数を求めると，

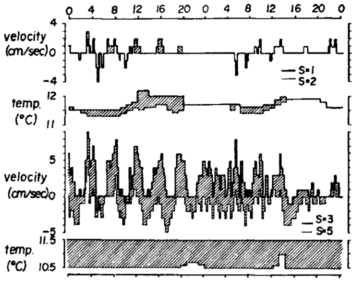


Fig. 9 Records of flow velocity and water temperature at Biwa-ko bridge on 14 and 15th December 1978.

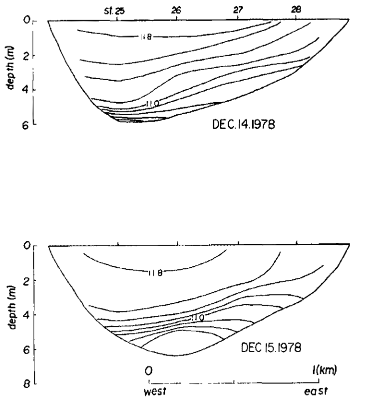


Fig. 10 Typical transverse (W-E) distribution of water temperature observed at the 1.5km south section from Biwa-ko bridge.

$D^{(2)} = 2.1\times10^4\ cm^2/sec$ となり，シアー効果によるものの 1/10 以下であることがわかる。

4. 琵琶湖大橋付近の冬季密度流観則

4. 1 発生時期の推定

前節で述べたように，冬季の密度流は南湖水の交換にとって重要であり，湖面冷却によっておこるものといわれているが[13]，かなり間歇的な現象である。そこで，湖面冷却の原因と考えられる気温および風と，密度流の指標と考えられる鉛直方向の速度差・水温差との相互相関を計算したところ，冬季に寒波が来て気温が降下すると，それから 2～3 日後に密度流が最も強く現れると推定された[14]。このことから，密度流観測は，彦根気象台発表の，気象週間予報による寒波到来の 2 日後に行うように計画し，昭和53年12月14，15日の 2 日間にわたって行った。なお，**Fig. 9** はこの両日の大橋断面流速・水温記録であるが，これによると観測中この断面での上下層流速差にして 5～6 cm/sec 程度の密度流が発生していたことがわかる。

4. 2 観測結果

Fig. 10 は水温の横断面（東西）分布の一例である。他の横断面においても同様であるが，東に行くほど，等温線が浅くなっているのがわかる。上図が14日，下図が15日のものであるが，低温層の大きさは，15日のものの方が大きく，14日から，15日にかけて，密度流が成長期にあったことがわかる。

Fig. 11, 12 は，各測点での水温鉛直分布中の最高，最低水温の平面分布である。どの測点でも，水温は鉛直下方に向けて単純に減少している場合がほとんどであるから，最高水温の分布は表面での，最低水温の分布は湖底での水温分布と考えてよい。また，密度流の構造から，最高水温（**Fig. 11**）に見られるフロントは表層南下水の，最低水温（**Fig. 12**）に見られるフロントは底層北上水のフロントを表現していると考えてよい。**Fig. 12(a)** では，大橋の南約 500 m の西岸寄りで，湖底での等温線が密になっていて，この北上水のフロントは北東に向かってのびている。**Fig. 12(b)** で示したように，15日になると，低温水のフロントは，かなり北へ進んでいるが，大橋南側の等温線集中は依然として存続している。このことは，南湖で冷却された湖水が下層で北流し，琵琶湖大橋の南までやってきているが，水深変化の影響を受けてそのまま北上できずに北東に向きを変えられ，琵琶湖大橋地点では東岸寄りを北上しているものと解釈できる。一方，**Fig. 11**

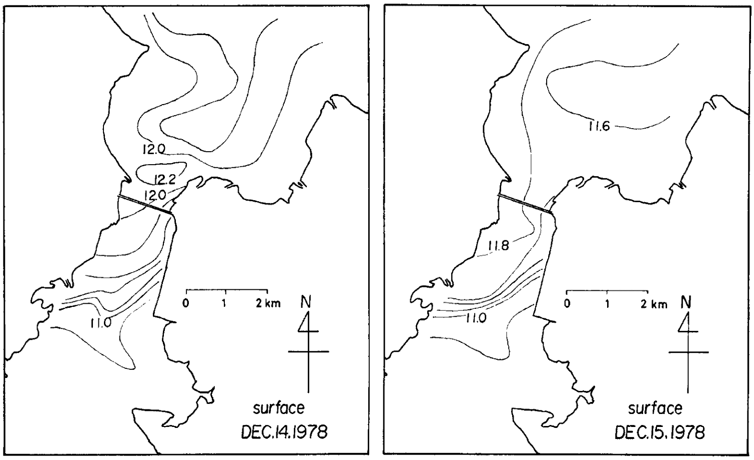
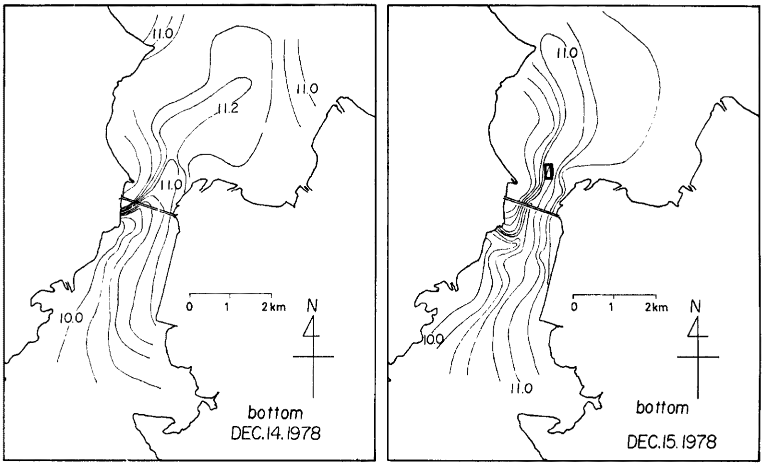


Fig. 11 Horizontal distribution of the highest water temperature observed.



(a)　(b)

Fig. 12 Horizontal distribution of the lowest water temperature observed.

では，南下水のフロントが北上水のフロントよりもかなり南に存在しているのが見られる。北湖水の侵入は西側で大きく，南下水のフロントは西側でより南にはいっている。

以上で述べた水温の空間分布は当日の流速記録と矛盾しない。実際に北上する流れが見られるのは，中央下層のみである。15日の漂流板追跡結果が **Fig. 13** に示されている。5つの漂流板のうち，9 m 層のものは，湖底にひっかかってしまったので，その軌跡は表示されていない。4, 5, 6 m 層の流向は南南西であり，8 m 層のものも途中まで南下するが，北上水のフロントにぶつかって，そこからは北流し始めている。

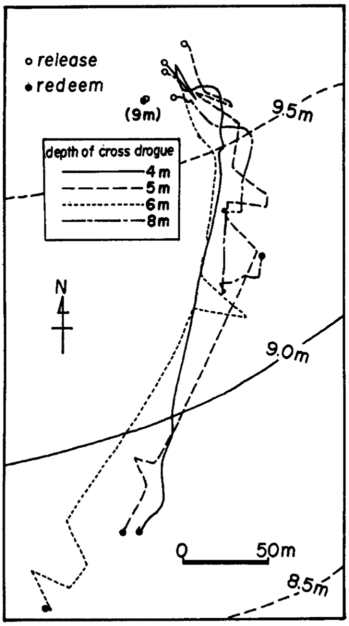


Fig. 13 Drift traces of cross drogues on 15th December 1978. (The location of observation is shown in Fig. 12(b) by a square frame.)

漂流板追跡を行った約5時間の平均として，5m 層と 8m 層のラグランジュ流速の差は，1.2 cm/sec である。また時刻はずれているが，北上水のフロント域付近での，5m 層と 8m 層の流速差は，約13 cm/sec であった。

5. 結　　語

水収支計算の結果，年間の水収支について整合性を得るためには，大橋断面流速計の実測値を約1.3倍する必要があることが判明した。この点に関しては，今後，流速計をもっと応答のよいものに変えるなどの改良が必要であると考えられる。流速補正の後，熱収支を計算すると，南湖において，湖面熱輸送以外に移流による熱輸送が無視できない大きさであることがわかった。この移流による熱輸送は，年間を通じて，南湖の水温変動を緩和する働きをもっている。熱収支に関しても，水収支とは別の大きな不整合があった。本研究では，湖岸の風速を約1.2倍して，潜・顕熱輸送を再評価することによって，年間の水収支を合わせたが，それでも月毎の収支には大きな不整合が残った。

琵琶湖大橋断面を通じての熱流入に対する種々の流系からの寄与を調べるために，流速・水温記録を7つの周波数帯に分離して周波数帯ごとの熱輸送を計算した。準定常流の，しかも断面平均流による，断面平均水温の輸送が，熱輸送の大部分を占めている。しかし，これは，季節を問わず，北湖からの南湖へ流入する移流であり，南・北湖の実質的交換には寄与しない。湖水交換に寄与すると考えられる準定常流のシアー効果および振動成分の各周波数帯ごとの熱輸送をそれぞれ計算，比較した。その結果，準定常流のシアー効果が最も重要で，ついで，琵琶湖の第1モードの表面静振を含む周期3～6時間の周波数帯が重要であることがわかった。

準定常流のシアー効果は，春から夏にかけて小さく，秋から冬にかけては密度流の発生により大きくなる。12月のデータから月平均の分散係数を推算すると，3.0×10^5 cm^2/sec 程度となった。静振による熱輸送も，夏に小さく，冬に大きい傾向をもつ。これについては交換率を計算し，静振によって南・北湖を往き来する水の約10～20%が交換されているという結果を得た。12月のデータから，月間平均の分散係数を推算すると，2.1×10^4 cm^2/sec となり，密度流のそれの1/10程度になった。

冬季密度流の構造を見るために，昭和53年12月14，15日の2日間にわたり，大橋断面近辺で，水温分布観測と漂流板追跡観測を行った。北湖水は，上層西側に偏流して南下し，冷却された南湖水は，底層を，水深最大部分に集められる形で北上し，ともにフロントを形成していることがわかった。北上水のフロントは，今回の観測の北端の和邇川，野州川を結ぶ線にまで達し，それ以後，北湖の底層水との結合によって不明確になるようである。以上の結果から，密度流による南・北湖水の交換は，大橋近傍の局所的な現象ではなく，実質的なものであること，したがって南湖の汚染の，北湖への波及を問題にする立場からすれば，極めて重要なものであることが確認された。

最後に，本研究を遂行するにあたって，観測資料を提供して下さり，密度流観測にあたって御尽力いただいた建設省・近畿地方建設局・琵琶湖工事事務所の方々，また，観測に助力頂いた本研究所の藤田裕一郎助手・中村行雄技官ならびに資料整理に多大の労を煩わした本学卒業生で現在間組 K. K の河内和博君に深く感謝いたします。

参 考 文 献

1）建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所：昭和52年琵琶湖大橋流向・流速水温日計表，1977.
2）村本嘉雄・道上正規：琵琶湖南・北湖の交流特性，京都大学防災研究所年報，第21号 B，1978，pp. 263～276.
3）建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所：昭和52年琵琶湖大橋流向・流速水温図，1977.
4）彦根気象台：彦根気象表，1977，1978.
5）Defant. A.：Physical Oceanography, Pergamon Press, 1961, p. 231.
6）建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所：昭和52年風資料報告書，1978.
7）建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所：昭和52年琵琶湖水温資料，1978.
8）新井　正・西沢利栄：水温論，共立出版，1974，p. 120.
9）彦根気象台：昭和52年日射量・雲量資料，1978.
10）建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所：昭和52年度琵琶湖南北湖水の交流量計算業務検討報告書，1978.
11）村上真裕美・大西行雄・原島　省・国司秀明：瀬戸内海における水温，塩分分布の数値シミュレーション，沿岸海洋研究ノート，第15巻第2号，1978.
12）岡本　巌・八木和繁：びわ湖における水温の変動（Ⅱ），陸水学会誌，30巻3号，1969，pp. 108～118.
13）滋賀大学湖沼研究所編：びわ湖 I，三共出版，1974，pp. 83～85.
14）河内和博：琵琶湖南湖の年間の水・熱収支に関する研究，京都大学卒業論文，1979，pp. 24～25.