

びわ湖湖流の研究

—湖流と内部波の分離—

今脇資郎・遠藤修一・國司秀明

STUDY ON THE WATER CIRCULATION IN LAKE BIWA

—SEPARATION OF THE STEADY CURRENT AND INTERNAL WAVES—

By Shiro IMAWAKI, Shuichi ENDOH and Hideaki KUNISHI

Synopsis

Temperature data from bathythermograph surveys across the main circular current in Lake Biwa performed from 1973 to 1978 are analyzed. The anticlockwise circular current exists always in summer and the difference of the geopotential anomaly ΔD at the water surface between its center and its circumference is about 0.7 dyn.cm on the average. Its standard deviation of the horizontal distribution is about 0.3 dyn.cm. Internal waves also exist almost always, whose standard deviations of horizontal distributions of the surface ΔD are about 70% of that of the circular current on the average. The mean total transport of the circular current is estimated to be 1.7×10^8 m³/sec to the north, which implies a large scale vertical circulation.

1. はじめに

びわ湖には、夏から秋にかけての成層の発達した季節に、環流と呼ばれる比較的定常な水平循環流が存在していることが知られている^{1)~3)}。その最も顕著なものは、船木と長浜の間に発達する、反時計回りのいわゆる第1環流と呼ばれるものである。この環流は力学的にはほぼ地衡流平衡に達していて、中心付近に水温躍層のもり上りを伴っている。従って水温躍層の深さの分布を観測することによって、環流の分布や強さを推定することができる。その様な考えから、これまで BT (bathythermograph) による水温観測が繰返し行われてきた。しかしながら水温躍層の動きを伴う現象には、他にも内部波などがある。びわ湖に発達する内部波のうちで最も周期の長いものは、地球の自転の影響を受けた巡回性の内部波で、周期2~3日でびわ湖北湖の湖岸を反時計回りに一周する。これについては金成⁴⁾によって、内部ケルビン波に近い性格をもつことが示されており、それに伴う湖水の運動はほぼ地衡流で近似できると考えられている。また1日以下の周期の内部静振や⁵⁾、数分程度の周期の擾乱⁶⁾が存在することも報告されている。従って観測された水温分布には、環流に伴う比較的定常な成分の他に、内部波などに伴う、様々な周期の、時間的に変動する成分が含まれていると考えなければならない。

環流の空間的な分布を正確に知るためには、従って、まず水温場の時間的な変動成分を除去する必要がある。そこで1973年から1978年までの6年間に行われた、第1環流を横断する BT による水温観測の資料をもとにして、水温場の空間的な分布についての、定常成分と変動成分を求め、その大きさを比較した。1978年の観測については、時間的な変動成分についても解析した。また各観測期間中、および全観測期間中の平均水温分布から計算された、傾度流の流速分布についても解析した。

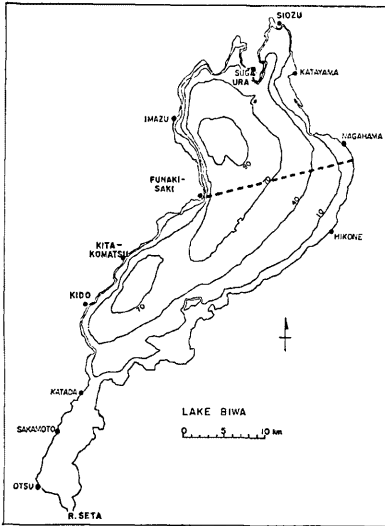


Fig. 1 Bathymetry of Lake Biwa and the survey line from Funaki to Nagahama indicated by the broken line

2. 観測結果

繰返し観測を行う測線として、Fig. 1 に示した船木と長浜近くの田村山を結ぶ測線を選んだ。これまでの観測から、多くの場合びわ湖の第1環流はこの測線の近くに中心を持つことが知られているので、この測線上の水温の定常分布が、ほぼその期間の環流の強さを表現していると考えられる。なおこの測線は東西方向から約 13° 傾斜しているが、この論文では簡単のために東西測線とみなし、この測線に直角な流れを南向きまたは北向きの流れと呼ぶことにする。

観測は主として京都大学防災研究所の観測艇「ひら」から、BT を使って行われた。各横断観測では10点前後の測点が設けられたが、その位置は各観測毎に異なるので、観測資料を船木沖から2 km おきに設けた8～9個の基準点に線型補間して解析した。まず水温資料から各深さの比容のアノマリーを求め力学計算によって、圧力20 db に準拠した、水面の力学的高度 ΔD を求めた。圧力20 db 面は水温躍層のやや下に位置しており、躍層の上下動を十分に表現できる深さとして選ばれた。次に各基準点につ

いての ΔD の観測期間中の時間平均を求め、更にその測線全体についての空間的な平均値を差引いて、環流に伴う水面の凹凸を表わした。また各点での ΔD の、この時間平均からのずれを求め、更にその測線についての空間的な平均値を差引いて、内部波による水面の変動とみなした。結果を Fig. 2 の(a) から (g) に示す。

Fig. 2 の各図では、最上部に環流に伴う ΔD の水平分布を示し、その下に内部波に伴う ΔD の水平分布の時間変化を示した。ただし1975年の5月と8月については、1回の観測しか行われていないので、生の記録がそのまま示されている。単位は dyn. cm ($10 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$) で、水面の 1 dyn. cm の高低差は、ほぼ実際の1 cm の高低差に相当する。各図の右端に観測時刻を示し、その内側に、空間分布の大きさを表現するものとして、空間変化の標準偏差を記した。

1973年8月の記録には、約1日で位相が反転する時間変化があり、その周期からみて旋回性の内部波に伴う変動と思われる。その時間変化成分の空間分布の大きさは、環流に伴う空間分布の大きさにほぼ匹敵する程の大きさである。なおこの観測は、びわ湖の北湖全域の観測の一部であり、全域についての詳しい解析は別稿⁷⁾で行われている。このように1日で位相が反転するような時間変化は、1974年の9月や10月にも観測されており、長周期の時間変化がしばしば存在していることがわかる。1977年8月には、この測線を往復する観測が繰返し行われた。8月30日の10時と11時の往復観測による結果はかなり異っているが、それ以降は、往路と復路の観測結果はほぼ一致している。測定の間隔が必ずしも適当ではないので詳しくはわからないが、全体として約4時間で位相が逆転する時間変化がみられる。この様に内部波に伴う水面の ΔD の変動もかなり大きく、ある場合には環流に伴うその空間分布の大きさと同程度になることもあるということがわかった。

一方各観測期間中の定常成分、すなわち環流に伴う水面の ΔD の空間分布を調べると、7月中旬から9

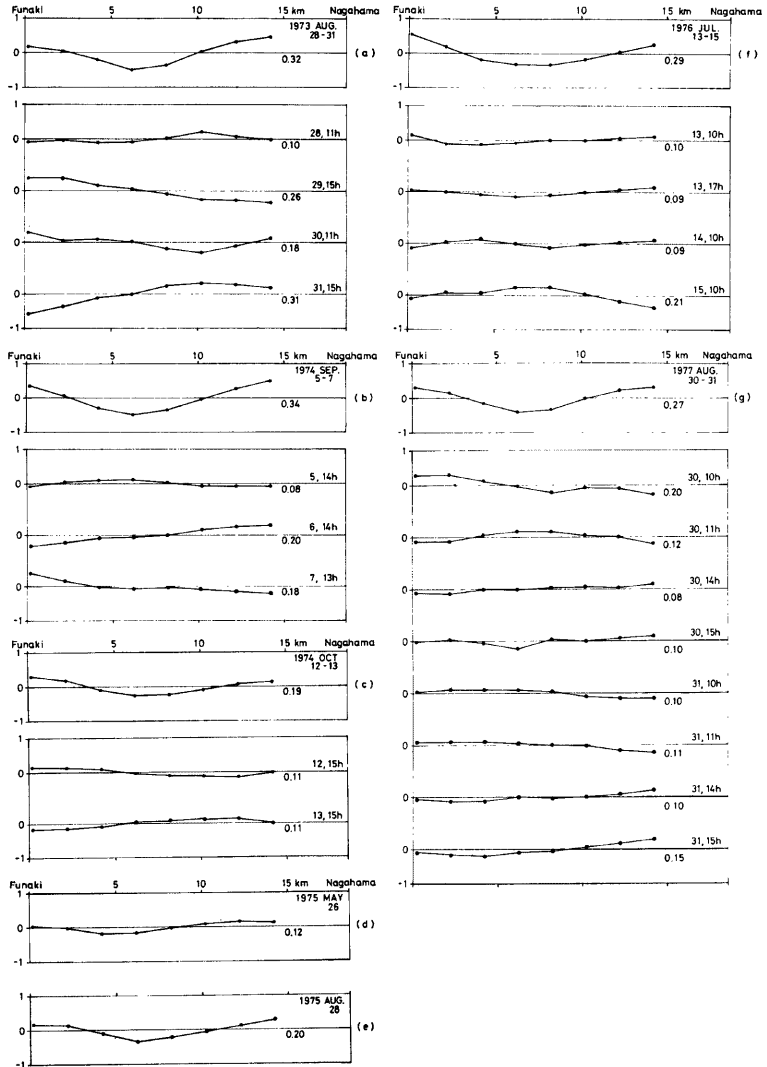


Fig. 2 Temporally averaged horizontal distributions of the surface geopotential ΔD (in dyn. cm) referred to 20 db surface and deviations from them in (a) Aug. 1973, (b) Sep. 1974, (c) Oct. 1974, (d) May 1975, (e) Aug. 1975, (f) Jul. 1976 and (g) Aug. 1977. Numerals under the abscissa indicate their standard deviations.

月初旬にかけての夏季の成層期には、標準偏差で0.3 dyn. cm 程度の強さで常に存在している。成層初期の1975年5月にも、水面の凹凸は小さいが、やはり環流を表現していると思われる AD の分布が存在しており、また成層終期の1974年10月にも、確かに環流が存在していることが認められる。従ってびわ湖の第1環流は、成層期には常に存在していると考えてよいようである。これは遠藤らによる報告⁹⁾を支持している。

3. 内部波について

環流に伴う水面の力学的高度 AD の分布と、内部波に伴う力学的高度の変化を分離して、それぞれの大きさを評価するという目的で、1978年7月18日から20日まで、2昼夜にわたり6時間毎にBTによる横断観測を行った。この季節では水温躍層はそれ程深くないので、圧力15 dbに準拠した表面の AD について、まず前節と同様な処理をした。Fig. 3 (a) は8回の横断観測から得られた AD の生の分布である。Fig. 3 (b) の最上部に、この期間の平均分布を示す。これを Fig. 3 (a) の個々の横断記録と比較するとかなりの差があり、1回だけの横断観測の結果をもって、環流の記録とみなすことの危険性が充分認識できるであろう。なお参考までに、各点での AD の時間変化の様子を別の観点から見るために、横軸に時間、縦軸に測線上の距離をとった、 AD のインプレットを Fig. 3 (c) に示す。

次にこの時間変化の周期についてもう少し詳しく調べてみよう。Fig. 2 および Fig. 3 では簡単のために、各時間変動成分の測線全体についての平均からのずれを問題にしたが、このことは、観測線全体にわたっての AD の上昇や下降を除外し、断面内での振動成分、すなわち、船木側と長浜側とで逆位相となる振動成分を強調してとり出すということになっている。そこでここでは、断面内での振動以外も表わすことができるように、各基準点での AD の時間平均からのずれそのものについて、船木沖の3地点、中央の3地点、および長浜沖の3地点についての平均値を求めた。その時間変化を示したのが Fig. 4 (a) と (b) である。Fig. 4 (a) は時間について2個のデータの移動平均をとって、周期12時間前後の変化を除いた長周期変化を示すものであり、Fig. 4 (b) はその際除かれた短周期変化を示すものである。Fig. 4 (a) の長浜沖の記録には周期30数時間の変動がはっきり見られる。最大エントロピー法によるスペクトル解析と最小自乗法による解析から、この周期は約33時間で、振幅は0.1 dyn. cm であることがわかった。Fig. 4 (b) に示された短周期変化には、船木沖と長浜沖とで逆位相となる周期約12時間の顕著な振動が見られる。しかし、測定間隔が6時間であり、対象とする振動の半周期に近いので、それ以上に正確な周期はわからない。

ところでびわ湖に存在している旋回性の内部波が伝播する位相速度は、湖水の成層を2層で近似した場合の、内部波の位相速度 C にほぼ等しいということがこれまでの観測で明らかにされている⁹⁾。従って、第1モードの旋回性内部波の周期を T_K 、波長を L_K とすると、近似的に $CT_K = L_K$ となる。これまでの観測結果⁹⁾を整理すると、 L_K は約100 km であると考えられる。1978年7月の観測時の水温の平均的な鉛直分布から内部波の位相速度を求めると $C = 43$ cm/sec となる。 $L_K = 100$ km として上式から周期 T_K を求めると、約65時間となる。従って、長浜沖で観測された長周期の振動は、その周期が T_K の約半分であるところから、金成¹⁰⁾によって示された、北湖の北半分で旋回する第2モードの旋回性内部波であるという可能性が強い。また断面内の振動として観測された、周期12時間前後の振動は、同じく第5モード(周期は約13時間)か、第6モード(周期は約11時間)の、びわ湖北湖の内部縦静振であると思われる。しかしながらこの観測は、結果として、設定された観測期間が短かすぎたため、第1モードの旋回性内部波をとらえることはできなかった。

この期間中の水温の平均的な断面分布、およびそれをもとにして傾度流で近似した環流の流速断面も得られたが、ここでは省略し、環流についての記述は後節に譲ることとする。

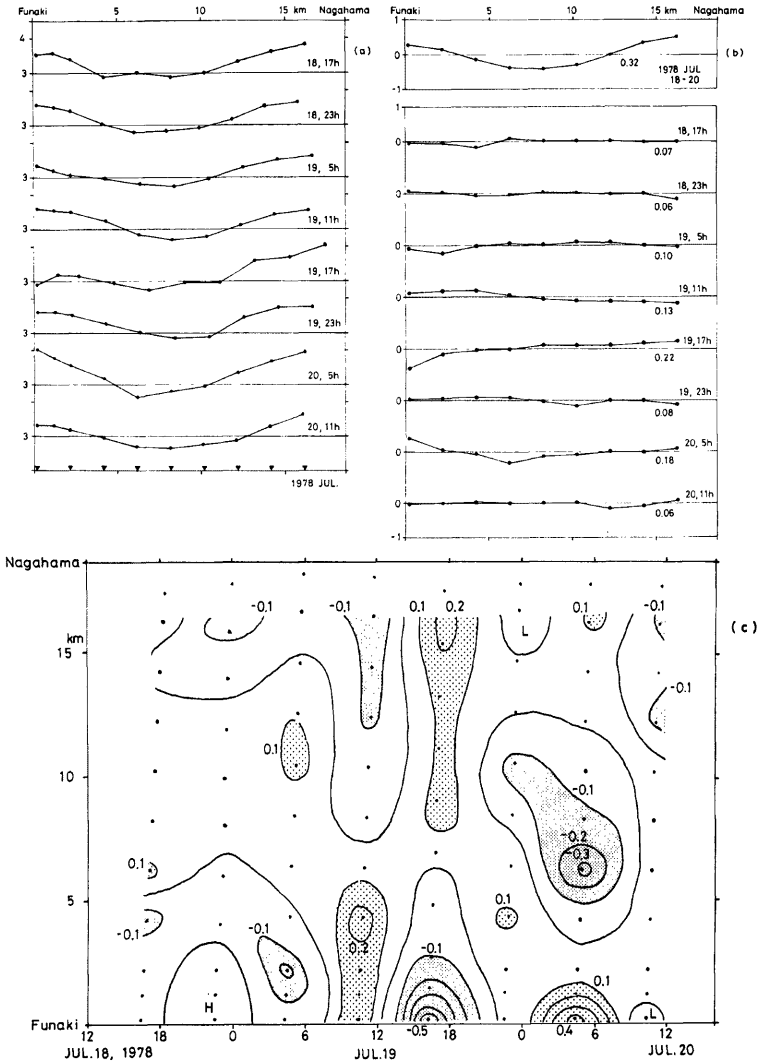


Fig. 3 (a) Time history of the horizontal distribution of surface geopotential ΔD (in dyn. cm) referred to 14 db surface in July 1978. (b) Temporally averaged distribution of the surface geopotential and deviations from it. (c) Isoleth of deviations of the surface geopotential. The abscissa is the time and the ordinate is the horizontal distance from Funaki.

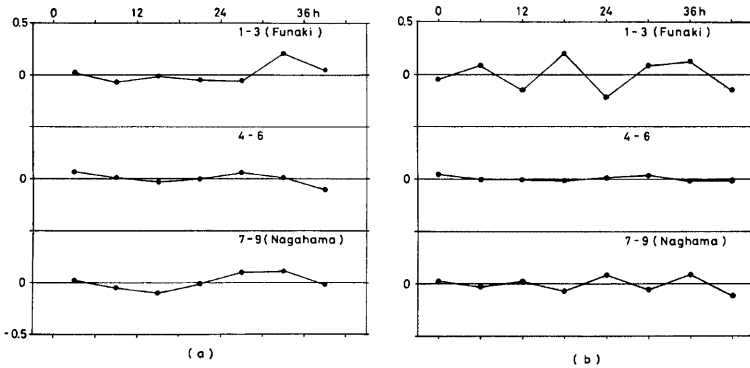


Fig. 4 Time histories of the surface geopotentials off Funaki, at the center of the line and off Nagahama, which are averaged over the surrounding three stations. (a) The long-term fluctuation which is obtained by the running mean of raw data and (b) the short-term fluctuation.

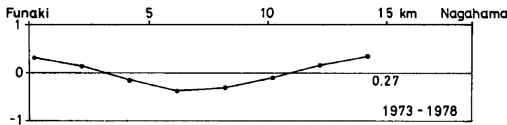


Fig. 5 Temporally averaged horizontal distribution of the surface geopotential ΔD referred to 20 db surface in summers from 1973 to 1978. The numeral under the abscissa indicates its standard deviation.

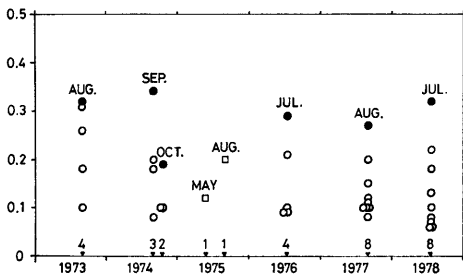


Fig. 6 Standard deviations of the surface geopotentials. Black spots indicate those of the temporally averaged distributions and open circles indicate those of the deviations from them. Numerals at the bottom of the panel show numbers of observations.

4. 環流と内部波の振幅比

これまで述べてきた、1973年から1978年までの、7月中旬から9月初旬にかけての夏季に行われた28回の横断観測について、圧力 20 db に準拠した水面の ΔD の単純平均を求めると **Fig. 5** の様になる。これらの期間中には環流自体の水平方向の移動も考えられるので、非常に正確ではないにせよ、環流に伴う水面の ΔD のほぼ平均的な分布を示していると思われる。船木沖と環流の中心との水位差は 0.72 dyn. cm, 長浜沖と中心とのそれは 0.75 dyn. cm で、長浜側の方がやや高いことが注目される。この空間分布の標準偏差は 0.27 dyn. cm である。

さて次に各観測期間中の、環流に伴う水面の凹凸の程度と、内部波に伴うそれをまとめて図示すると **Fig. 6** の様になる。図の黒丸は観測期間中の ΔD の定常成分、すなわち環流の空間分布の大きさを標準偏差で示したものの、一方白丸はその期間中の ΔD の時間変化成分、すなわち内部波の空間

分布の大きさを標準偏差で示したものである。内部波の空間分布の大きさは、観測時の内部波の位相によって異なるので、当時の内部波の振幅を代表するものとしては、標準偏差の最も大きな場合の値をとるのが適当であろう。その様にして、環流の強さに対する内部波の振幅の比を各期間について求めると、1973年8月の1.0を除いて、0.6から0.7となり、平均として0.7となる。これは環流を把握するという点から見たとかなり大きな値であり、環流の実体を観測から把握するためには、これらの変動を除去することができる様に充分配慮する必要がある。

5. 平均水温断面と環流

これまで主として内部波に伴う水温場の時間変化について調べてきたが、次に水温場の平均的な分布を求め、それによって環流の構造を調べてみよう。

1973年から1978年までの夏季に行われた、28回の横断観測によって得られた水温記録を平均して、水温の平均断面を求めると Fig. 7 (a) の様になる。観測を行った季節の違いや、測定の間隔の不揃い、あるいは環流の水平的な移動など、不十分な点はいくつかあるが、この図は、夏季の平均的な水温構造をかなりの程度までよく表現していると考えられる。それによると水深4~5 m から14~15 m にかけて顕著な水温躍層が見られ、反時計回りの環流を反映して、躍層が中央付近で2~3 m 程もり上っている。ただしその中心がやや船木側に片寄っていることが注目される。さてこの水温断面をもとにして、圧力15 db を基準面として地衡流流速を求め、更に水面から深さ15 db までの流速について、遠心力の影響も考慮して、いわゆる傾度流として測線に直角な流速成分の大きさを求めたのが Fig. 7 (b) である。ただし環流の中心はこの測線上の、船木から7 km の地点にあるとし、曲率半径は各点からその点までの距離とした。北向きの流れを正にとってある。長浜側（東側）で北向き、船木側（西側）で南向きという反時計回りの循環がよく表現

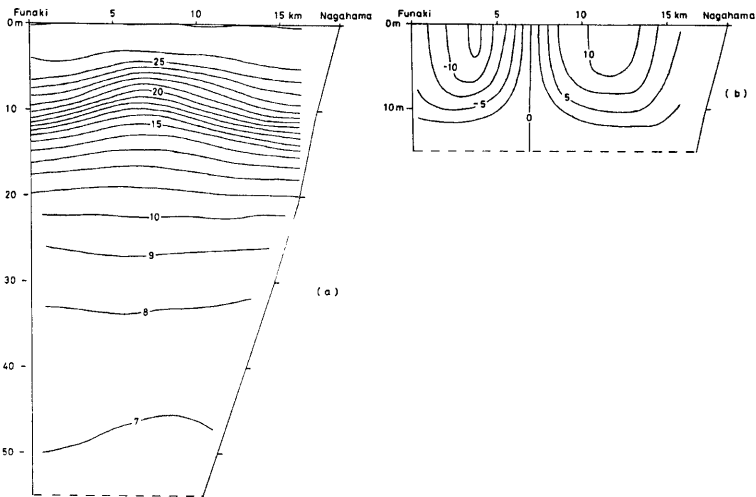


Fig. 7 (a) Temporally averaged temperature section in summers from 1973 to 1978 (in °C).
 (b) Gradient current section referred to 15 db surface and calculated from the above temperature section (in cm/sec, positive northward).

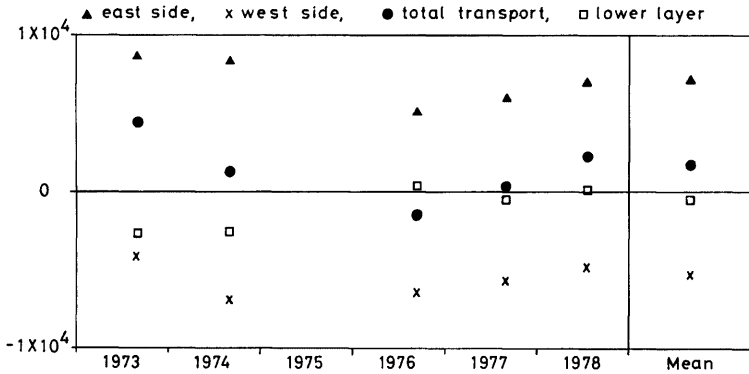


Fig. 8 East side, west side and total transports of the gradient current shown in Fig. 7 (b) in the right-hand side panel and those of the gradient currents during five observation periods from 1973 to 1978 in the left-hand side panel (in m^3/sec , positive northward). Total transports of the geostrophic currents below 15 db surface are also shown.

されている。そして水温断面に見られた躍層のもり上りの中心の片寄りを反映して、環流の中心はかなりの程度船木側に片寄っている。水面での最大流速は東側、および西側で $12\sim 13\text{ cm/sec}$ である。なお通常の地衡流近似では、それらは $16\sim 19\text{ cm/sec}$ であり、遠心力の影響を考慮すると、流速の大きさは全体的にみて約 $2/3$ 程度となる。

さて次に傾度流で表現された環流の流量について調べてみよう。Fig. 8に水面から深さ15 db までの上層についての、環流の中心から東側、西側、および全体の流量を示す。流速と同様に北向きの流量を正とする。上層の環流については東側の北流の流量の方が、西側の南流の流量より大きく、上層の断面全体の正味の流量は北向きに $1.7 \times 10^3\text{ m}^3/sec$ となる。これは環流の中心が船木側に片寄っている、等温線が、船木沖よりも長浜沖の方で全深さにわたって深くなっていることの反映である。参考のために各観測期間についての結果も示す。1976年7月の場合を除き、上層の全流量は常に北向きになっている。この北向き流量が測線の北側で、上層から下層に一樣に沈降すると仮定するとその沈降速度は $0.9 \times 10^{-3}\text{ cm/sec}$ となる。この値は国司¹¹⁾によってびわ湖全域観測から求められた鉛直流速よりは1桁小さいが、遠藤¹²⁾によって、びわ湖全域の診断モデルで得られた鉛直流速の平均的な値には近い。なおこれらの流速は基準面のとり方によって変化するが、Fig. 7 (a)に示されている水温分布からわかるように、上層の全流量が北向きになるという傾向は変わらない。この北向きの流量が、環流の基本的な構造であるとするためには更に詳しい観測が必要であるが、環流の維持機構としての鉛直循環流の存在を示唆するものとして大変興味深い。

基準面である、深さ15 db 面から下層の地衡流流速は最大 1.6 cm/sec と小さく、遠心力の影響は比較的小さいので、傾度流は求めず、下層の断面全体に関する地衡流流量を求めた。結果をFig. 8に示す。下層の全流量はやや南向きとなる傾向があるが、上層の場合程にははっきりしない。下層の流速は基準面のとり方に大きく依存するので、むしろこの様な地衡流の方法では流量は充分な精度では求められないと結論すべきであろう。

6. む す び

1973年から1978年までの6年間に行われた、びわ湖の北湖を横断する水温観測の結果から、

(1) 夏季のびわ湖には反時計回りの環流が常に存在しており、環流の中心と周辺との、水面の力学的な高度 $4D$ の差は、平均して 0.7 dyn. cm 程度である。またその水平分布の標準偏差は約 0.3 dyn. cm であること、

(2) 環流は5月や、10月といった成層初期や成層終期にも存在していること、

(3) 内部波に伴う水面の力学的な高度 $4D$ の時間変化は常に存在しており、その振幅を標準偏差で比較すると、環流に伴う $4D$ の水平分布の大ききの約70%程度であること、

(4) 内部波には、第1モードの旋回性内部波の他に、第2モードのそれや、更に高次のモードの内部静振も存在しているらしいこと、

などが明らかにされた。従って、観測によって環流の実体を正確に把握するためには、これらの短周期から長周期の内部波を除去することができるように、時間間隔の短い、連続した観測を長期間にわたって行うことが必要であろう。

最後に夏季の平均的な環流の構造が求められたが、それによると南向きの流量よりも北向きの流量の方が大きく、環流全体の流量としては $1.7 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{sec}$ の北向き流量となった。このことは環流自体が鉛直循環流を伴っているということを示唆しており、環流の維持機構を知る上で極めて興味深い事柄である。

なおこの研究を進めるに際しては、京都大学理学部の今里哲久講師と西 勝也助手から貴重な助言や援助をいただいた、京都大学理学部学生の酒井 敏君には解析の一部を手伝っていただいた、記して感謝する次第である。また資料解析の一部は京都大学大型計算機センターの FACOM M-190によって行われた。なおこの研究は京都大学防災研究所のびわ湖流域水文観測特別事業、およびびわ湖水資源・水環境調査特別事業の一環として行われたものである。

参 考 文 献

- 1) 岡本 巖・森川光郎：密度分布より見たびわ湖の湖流について、陸水学雑誌，22巻，1961，pp. 193-200.
- 2) 国司秀明・岡本 巖・佐藤英夫：びわ湖湖流の観測，京都大学防災研究所年報，第10号 B，1967，pp. 321-329.
- 3) Endoh, S.: Diagnostic analysis of water circulations in Lake Biwa, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 34, 1978, pp. 250-260.
- 4) Kanari, S.: The long-period internal waves in Lake Biwa, Limnol. Oceanogr., Vol. 20, 1975, pp. 544-553.
- 5) 金成誠一：びわ湖の内部波の研究(1)，京都大学防災研究所年報，第11号 B，1968，pp. 179-189.
- 6) Okuda, K.: Observation of the disturbances occurring in a discontinuity Layer of lake Biwa-Ko, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 29, 1973, pp. 221-226.
- 7) 遠藤修一・今脇資郎・國司秀明：水温変動からみたびわ湖の内部波の研究，京都大学防災研究所年報，第22号 B-2，1979，pp. 601-609.
- 8) 遠藤修一・岡本 巖・中井 衛：水温分布からみたびわ湖北湖の環流について，陸水学雑誌(投稿中).
- 9) Kanari, S.: Internal waves in Lake Biwa (I), Bull. Disast. Prevent. Res. Inst. Kyoto Univ., Vol. 19, 1970, pp. 19-26.
- 10) Kanari, S.: On the study of numerical experiments of two layer lake Biwa, Japanese J. Limnol., Vol. 35, 1974, pp. 1-17.
- 11) 国司秀明・佐藤英夫：びわ湖湖流の観測(第2報)，京都大学防災研究所年報，第13号 B，1970，pp. 489-492.