

びわ湖における連続測流 (I)

—測流の方法と流況の概要—

奥村 康昭・遠藤 修一

Continuous Current Measurements in Lake Biwa (I)

—Method and Some Results—

Yasuaki OKUMURA and Shuichi ENDOH

Abstract

A method of continuous measurements of lake currents and some results obtained in the north basin of Lake Biwa are presented. Two types of current meters were used, both being able to record the current speed and direction and equipped with either a water temperature sensor or a pressure sensor: one is an Aanderaa RCM-4 current meter and another one is a DCM-3B current meter manufactured at Osaka Electro-Communication University. Adopting the subsurface mooring buoy system, observations have been carried out at several locations in the northern part of the north basin of Lake Biwa, mainly in summer and winter since 1981.

Analysis of the current measurement data shows the following features of lake currents:

- (1) In summer, when the lake water is stratified, a counter-clockwise gyre develops above the thermocline. Surface currents are prominent and stable.
- (2) In winter, when the lake water is not stratified, surface currents are weak and usually controlled by wind stresses over the lake, so that current directions are deflected to the right-hand side from down-wind directions.
- (3) Both in summer and winter, deep currents are, in general, very weak and have no stable directions. Sometimes, however, the current speed becomes greater than $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ after a strong wind in summer.

1. はじめに

わが国最大の湖であるびわ湖も近年急速に汚染が進んできた。主として河川から湖へ流入した物質は湖流に乗って湖全体へと分散されるから、湖流の実態を把握することは湖水の汚染を考える上できわめて重要である。びわ湖の湖流に関する研究は古くから行なわれており、かなり正確に解明がなされた部分もあるが、依然として未知のままに残された問題もある。

びわ湖の湖流観測は、1925年の夏に神戸海洋気象台が実施したのが最初である。これはわが国では初めての組織的な湖流観測であったのが、この観測によって北湖の3個の水平環流の存在が推定された(須田ら, 1926)。その後、1953年の夏には森川(1955)が、同年秋には滋賀県水産試験場(滋賀県, 1954)がそれぞれ流速計による観測を実施した。漂流瓶を使用した観測は

1960年に行なわれ、3個の環流のうち最北部のものが確認された(森川・岡本, 1960)。また、漂流板による観測も多数行なわれている(たとえば岡本, 1968)。

1960年の秋には、びわ湖の環流は地衡流の性格をもち、環流のパターンは湖水の密度分布に反映することが明らかにされ(岡本・森川, 1961a)、湖流の研究に力学計算の方法が導入された(岡本・森川, 1961b)。その後、数多くの水温分布の観測が実施され、環流の構造や季節変動などが明らかにされた(ENDO, 1978; 今脇ら, 1979; 遠藤ら, 1981)。また、電子計算機の発達によって多量の計算を短時間で実行することが可能になり、数値実験やシミュレーションが実施されている(IMASATO *et al.*, 1975; OONISHI and IMASATO, 1975; KANARI, 1975)。

従来の研究によれば、びわ湖には、さまざまな時間・空間規模の流れが存在し、主要なものとして「環

流, 「吹送流, 「密度流」および周期的な流れとして「内部波 (内部静振), 「静振, 「慣性振動」などがある (たとえば岡本, 1974). これらの流れの複雑な重ね合わせ, あるいは相互作用の結果として現実の流況が作り出されるが, 流況は水域, 深度, および季節の違いなどにより著しく異なった様相を呈する. したがって, びわ湖の流況変動の実態を把握するためには, おおのこの流れの力学機構を解明すると同時に, 種々の地形や気象条件および湖水の密度構造下における各流れの現実の流況への寄与の度合いを, 明らかにすべく研究を進める必要がある.

本報告では, 最近数年間にわたって実施した自記式流向流速計による連続測流の結果を中心として, 我われが現在までに知り得たびわ湖北湖北部の流況特性について述べる. 自記式流向流速計を使用した連続測流は過去にも多少は行なわれているが, 散発的であったり, 環境アセスメントの一環として実施された場合には, 生データはほとんど公表されていない. びわ湖北湖の流況を知る目的で広範囲にわたる系統的な連続測流を行なったのはこの研究が最初である.

2. 自記式流向流速計の概要

測流に使用している自記式流向流速計は, 大阪電気通信大学製 DCM-3B 型自記式流向流速計 (奥村, 1977; 1979; 1983) と, AANDERAA 社製の RCM-4 型自記式流向流速計である. DCM-3B 型自記式流向流速計は RICHARDSON ら (1963) の自記式流向流速計を参考にして, 大阪電気通信大学の卒業研究の一環として製作されたものである. 自製することによって比較的安価に, 湖流観測に適した流向流速計を必要台数手にいれることができた.

DCM-3B 型と RCM-4 型には, 機能や記録方式等にかかなりの差異があるが, 基本的には流速, 流向, 水温をそれぞれローター, 流向板および温度センサー (RCM-4 型はサーミスター, DCM-3B 型は白金測温抵抗体か IC 温度センサー) によって測定し, これらの記録を内蔵の磁気テープに書込む仕組になっている. 両者の最大の相異点は, 流向の検出方式と, 磁気テープへの記録方式である. RCM-4 型では流向は 100 cm×36 cm の大きさのペーンで検出し, 流向流速計本体の向きを変化させている. それに対して DCM-3B 型では 7.4 cm×6.3 cm の小さなペーンで検出し, 地磁気センサーで知った本体の向きと比較して流向を求めている. そして, DCM-3B 型では RCM-4 型と異なり, データは一旦バッファメモリーに蓄えてから一括してテープに転送・記録している. これによってマイクロカセットテープの使用が可能になった.

いくつかの流向流速計には水圧測定用の圧力センサーが取付けられ, 設置深度を求めることができる. 測

定間隔は通常10分間であり, 磁気テープと電池の容量から RCM-4 型で約2ヵ月, DCM-3B 型で1ヵ月強の観測が可能である.

3. 測流の方法

湖水の流れを測る方法としては, いわゆる「ラグレンジュ的方法」と「オイラー的方法」の2種類がある. びわ湖では, 従来, 主として前者の方法が用いられ, オイラー的測流はほとんど実施されなかった. これは湖流の連続測流に耐えうる流向流速計がなかったことによる. 一方, 海洋でも事情は同様であったが, ウッズホール海洋研究所の RICHARDSON らの開発した自記式流向流速計を使用しているの観測を端緒としてオイラー的測流が始まった (RICHARDSON *et al.*, 1963). これ以来, びわ湖などの湖沼においても精度の高いオイラー的測流が可能になった.

びわ湖北湖において実施されたオイラー的測流の例としては, 塩津湾 (岡本・岩本, 1977) や彦根沖・安曇川沖 (遠藤ら, 1982) におけるものがある. これらの測流は湾や沿岸域における流況特性の解明に大きく貢献したが, 北湖全体からみれば流況の一部を垣間見たにすぎない. そこで我われは, 少なくとも年間を通

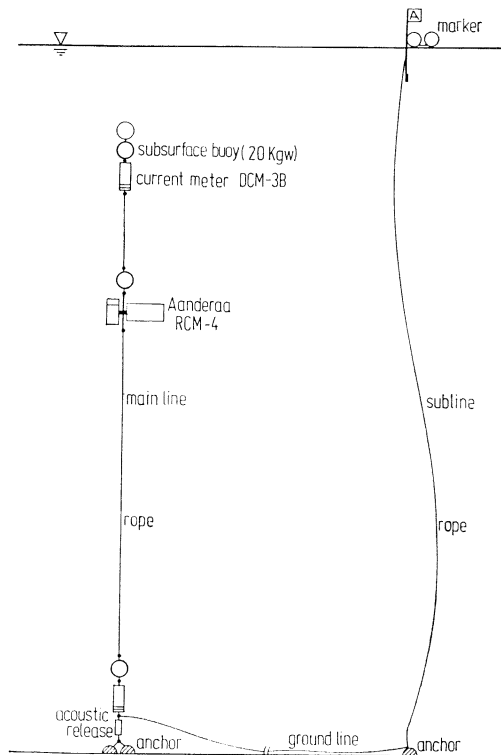


Fig. 1. An example of a mooring line.

して北湖の流況の全体像を捉えることを第一の目的とし、中でも北湖最大の流れである第1環流の実体把握と、現在でも不明な点の多い冬季および深層における流況の解明に重点を置き、継続的な測流を実施した。

オイラー的な測流を実施する場合には、流向流速計を水中に確実に固定する必要がある。我われがびわ湖での測流に採用しているのは、中層係留法であり、その概略を Fig. 1 に示す。中層係留法では浮子が水中にあるので回収の手掛りにするために補助の係留線を使用して、いわゆるJ字型係留法 (BERTEAUX, 1976; 堀部, 1978) を採用している。そして、副係留線には、設置を明示するために表面ブイと夜間明滅灯および旗が取付けてある。

係留線には主として直径 12 mm のクレモナローブを使用し、流向流速計 (水中重量 15~18 kg) や水中浮子、アンカーとの連結はジャックルで行ない、所々にスイベルを挿入して耐回転性を向上させている。水中浮子は耐圧20気圧のプラスチック製の丸ブイで、その浮力は 20 kg である。アンカーには水中重量 20 kg 位の土のうを 2~3 個使っているが、時には同重量の

鉄アングルを使用することもある。水深の深い所や鉛直多層の観測を実施する場合には、アンカーの直上に音響式切離装置を挿入して回収を容易にしている。この場合でもびわ湖に土のうなどを放置するのは漁業面から好ましくないため、切離するのは主係留線だけであり、アンカーは副係留線と共に必ず回収している。

係留線の設置の手順は、ブイ先・アンカー後方式 (BERTEAUX, 1976) で、副係留線が一番最後に設置される。回収は、切離装置が入っている場合には主係留線を最初に回収し、それ以外の場合には副係留線から設置と逆の順序で行なう。設置・回収に要する時間は約 30 分間である。

4. びわ湖北湖の流況

過去数年間に北湖北部に観測を実施した地点を Fig. 2 に、測流の概要については Table 1 に示す。北湖中央部における測流は1979年頃から試みられていた (奥村, 1979; 遠藤ら, 1979) が、本格的な長期間の係留が開始されたのは1981年からである。反時計回りのいわゆる第1環流の動態を捉えることを主眼にお

Table 1. List of mooring stations and periods of observation.

Station No.	Period	Duration (days)	Depth (m)	Observation depth (m)
1	17 Aug. 1987~29 Aug.	13	54	19
2	25 Oct. 1987~27 Oct.	4	46	23
3	24 Oct. 1974~ 5 Dec.	43	18	30
4	11 Dec. 1980~ 7 Jan.	28	82	23,80
5	1 May 1981~ 6 Jun.	37	54	5
6	1 May 1981~ 6 Jun.	37	87	5,85
7	1 May 1981~ 6 Jun.	37	58	5
8	14 Jul. 1981~ 8 Sep.	57	70	5
9	14 Jul. 1981~ 8 Sep.	57	90	5
10	4 Aug. 1981~ 8 Sep.	36	64	5
11	4 Aug. 1981~ 8 Sep.	36	54	5
12	14 Jul. 1981~ 8 Sep.	57	47	5
13	4 Aug. 1981~ 8 Sep.	36	22	5
14	10 Feb. 1982~11 Mar.	30	57	7,31,55
15	10 Feb. 1982~23 Apl.	73	47	9,28,45
16	9 Aug. 1982~14 Sep.	37	70	5,30
17	9 Aug. 1982~ 6 Sep.	29	90	5,88
18	9 Aug. 1982~ 6 Sep.	29	52	10,20,51
19	9 Aug. 1982~14 Sep.	37	35	5
20	9 May 1983~10 Jun.	33	76	8,18,73
21	9 May 1983~10 Jun.	33	54	5,15,53
22	8 Aug. 1983~ 4 Sep.	28	76	8,18,73
23	8 Aug. 1983~16 Sep.	40	94	11,92
24	8 Aug. 1983~16 Sep.	40	51	7,49
24	16 Sep. 1983~15 Oct.	30	51	50
24	15 Oct. 1983~15 Nov.	32	51	5,15,50

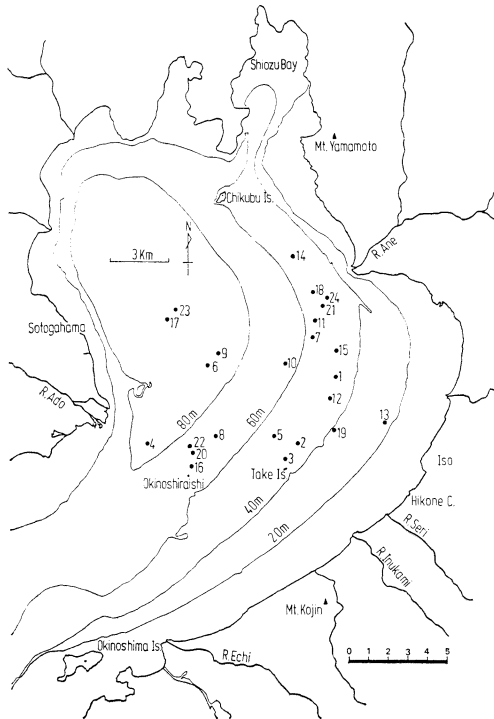


Fig. 2. Observation mooring stations in the north basin of Lake Biwa.

いたので、測点が北湖の中心部へ集中している。測点の配置は表層に多数点取る場合と、多層で少数点の場合がある。前者は夏季に主として環流を対象とした測点 (Fig. 2 の No. 5~13) が、後者の代表としては冬季の測点 (Fig. 2 の No. 14, 15) があげられる。

4-1. 夏季と冬季の流況の比較

びわ湖北湖は亜熱帯湖で、上下混合の活発な循環期 (冬季) と、成層して湖水が上下に安定する停滞期 (夏季) に大きく分けられる。両者を比較すれば、湖の力学的な性質は異なると考えられるし、湖水の動態に大きな影響を与える湖周辺の風の様子にも差がある。

まず最初に、2月と8月の測流記録を取り上げて、流れの様子を概観してみる。Fig. 3 は40日間の連続記録をベクトルの時系列で示したものである。流向は慣例通り水の流れていく方向を表わし、Fig. 3 では上が北で、記録の間隔は10分間である。

上の2つが表層の夏季と冬季で、下の2つが深層の夏季と冬季の記録である。観測地点は、夏季の深層だけが沖ノ白石付近で、他はすべて米原沖約5kmの水域である。測流深度は、夏季が5mと30m、冬季が9mと47mである。Fig. 3の記録の流向と流速に関する頻度分布をFig. 4に示す。この図は気象学の風

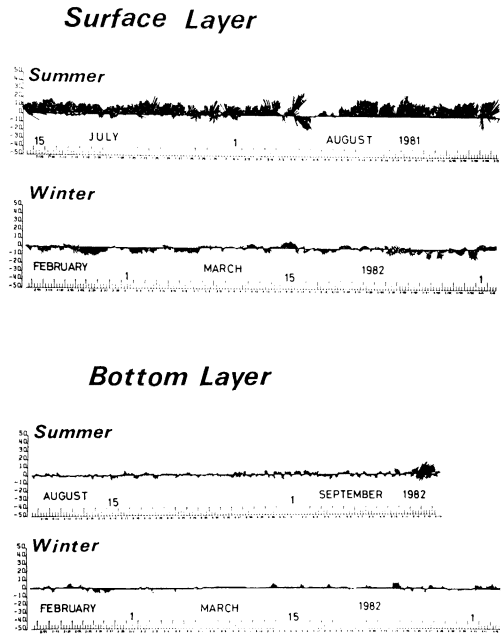


Fig. 3. Diagrams of time series of current vectors: upper two—the surface layer in summer and winter, lower two—the bottom layer in summer and winter.

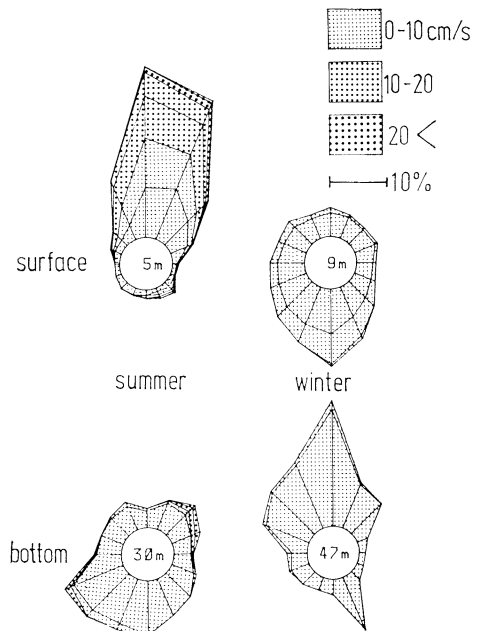


Fig. 4. "Current rose" representing frequency distribution of flow direction of currents shown in Fig. 3.

配図 (ウインドローズ) にならったものであり、ここでは流配図 (カレントローズ) と呼ぶことにする。

夏季における表層の湖流は環流の存在によって特徴づけられるが、Fig. 3 と Fig. 4 から表層には流向の安定した強い流れがあり、流速の値は時によって $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ を越えていることが分る。このことは、夏季における反時計回りの、いわゆる第1環流の発達を意味している。Fig. 5 は、1981年8月の5カ所での同時観測の測流データを流配図で表わし、地図上に描いたものである。丸印中の数字は測点番号を示している。

平均流速は湖の中心部へ向うほど大きくなり、平均的な第1環流の中心部周辺 (No. 9) (遠藤ら, 1981) で最大になっている。最多流向の方向は左回りに変化しているが、これはこの水域の環流の向き (遠藤ら, 1981) に一致している。

Fig. 3 で夏季の表層において、時おり見られる南向きの流れは、強い北風の連吹によって一時的に形成されたものである。また、環流の存在により流れは全

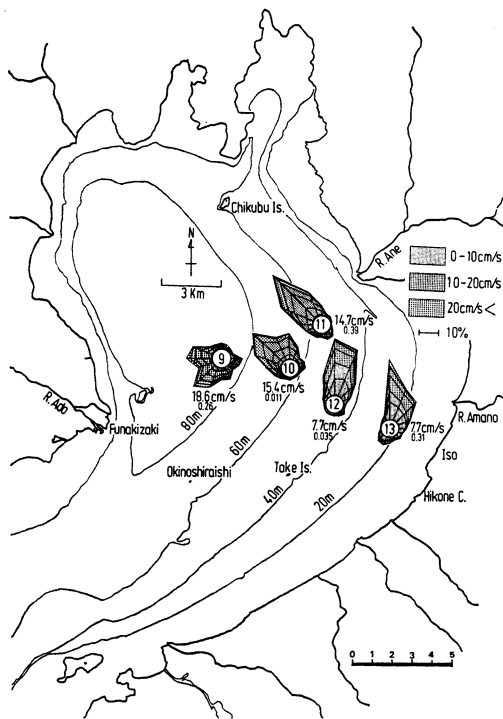


Fig. 5. Surface currents in summer shown in the form of "current rose". Number in circles denote station numbers. Mean velocities and correlation coefficients between wind velocities observed in Hikone by AMeDAS and current velocities are given at the side of "current roses".

体的に北向きであるが、しばしば約2日周期の流れの変動が認められる。これは、その周期と変動の方向からみて北湖の基本モードの内部波によるものと考えられる (KANARI, 1975)。

風と流れとの関係を調べるために、風速と流速の日平均値間の相関係数を計算してみた。相関係数の値は Fig. 5 の平均流速の下に記してある。これを見ると沿岸域ほど相関係数の値は大きく、湖心部へ向うにつれて小さくなる傾向がみられる。これは沿岸域の流れが風の影響を強く受けていることを示唆している。

一方、冬季の表層における流れはかなり弱いものであり、夏季の流速の半分程度でしかない。また、流向も夏季ほどには安定せず南向きの成分が卓越している。他の測流結果も併せて考えると、冬季には安定した環流は存在していない可能性が高い。

測点14における冬季の表層の流速記録と風速の記録を対比したものを Fig. 6 に示す。太線が流速、細線が風速でどちらも日平均値であり、両者の間にはかなり良い対応関係があることが分る。Fig. 7 は Fig. 6 のデータの相関図であり、相関係数は 0.85 とかなり大きな値となる。回帰直線は $c=1.27 \times w - 0.15$ (c ; 流速 ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$), w ; 風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)) で表わされる。こ

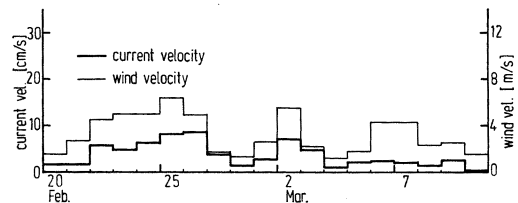


Fig. 6. Time variation of the daily mean velocities of current and wind. The heavy line shows the current data at Sta. 14, and the thin line shows the wind data observed in Hikone by AMeDAS.

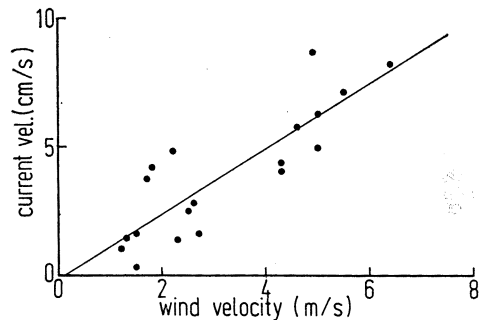


Fig. 7. Scatter diagram of current and wind velocity given in Fig. 6. Correlation coefficient is 0.85.

れより、流速は風速の1~2%になることが分る。(風のデータは夏季・冬季共に彦根気象台の AMeDAS による彦根のデータを使用している。) また、風と流れの両ベクトル間のずれの角度の頻度を一時間毎に約20日間分について求めたのが Fig. 8 である。これより、流れのベクトルは風のベクトルより右の方向へずれる傾向のあることが分る。数値実験によれば、びわ湖の冬季に相当する密度一様の場合には、風の吹送によって地形性循環流が形成されることが明らかにされている (IMASATO, *et al.*, 1975; OONISHI and IMASATO, 1975)。しかし、これは鉛直積分流量についての議論であり、おそらく表層では、ここで得られたようなエクマン流に近い流れが形成されるものと予想される。

以上のことを総合して、冬季の表層の流れは大部分が風によって形成された吹送流であると言える。

他方、深層においては夏季・冬季ともに $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$

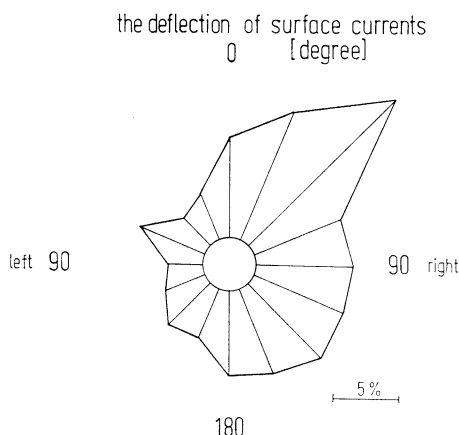


Fig. 8. Frequency diagram on deflection of the current directions from the wind direction.

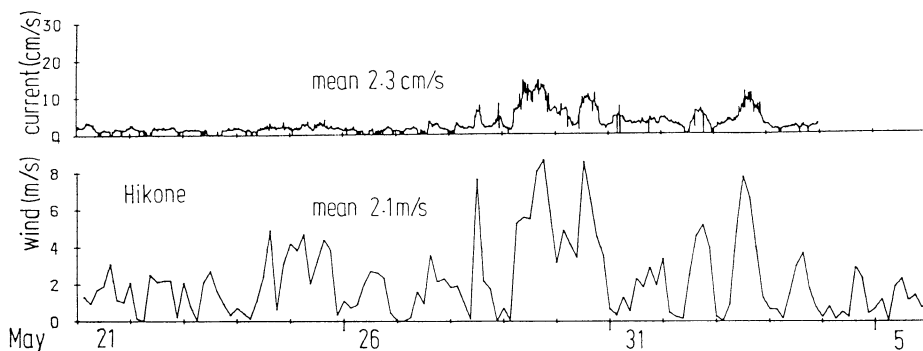


Fig. 9. Time variation of current velocity at Sta. 7 and wind velocity observed in Hikone by AMeDAS during the period from 21 May to 3 June, 1981.

以下の弱い流れが大部分を占め、特に卓越する流向も見当たらない。これは、従来考えられてきたように、水温躍層以深には環流が存在していないことを裏付けている。夏季においては、まれに $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上の流れが出現するが、冬季における観測期間中の最大流速は $7 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 程度にしかすぎず、流向流速計の測流限界である $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下の流れがかなりの割合を占める。(測点 14 で約 30%, 測点 15 で約 80%)。Fig. 3 の深層と表層の流れを比較すると、夏季よりも冬季において深層の流れは表層とよく似た流れのパターンを示している。これは先に述べたように冬季の流況の大部分が、風によって左右されていて、かつ成層がないので運動量が深層に輸送され易いのに対して、夏季においては、環流や内部波に代表されるように表層と深層では異なった流系が支配し、かつ成層しているために風の影響が躍層以深にはおよびにくい傾向にあるためと考えられる。

4-2. 深層における流況

従来、深層における流れは無いが、有ってもきわめて微弱なものであろうと考えられてきた。先述したように、確かに $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 前後の流れが大部分を占める深層の水は、あまり動いていないという印象を受ける。しかし、先にも少しふれたように時には $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ を越える流れが出現することが判明した。Fig. 9 は5月から6月にかけての成層初期における流速の記録の一部であるが、しばしば $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上の流れがあることが分る。最大流速は約 $15 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ にもなり、平均流速は $2.3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ である。なお、観測地点は測点 6 で、水深は 85 m、記録は底上 1.5 m のものである。

Fig. 9 の流速記録の下に示してあるのは同時期の彦根の風速のデータで、両者の間には良い対応関係が成立している。両者の日平均値を求めて相関図 (Fig. 10) を作り、相関係数を求めてみると 0.80 であった。これらのことから、深層における強い流れの出現には強

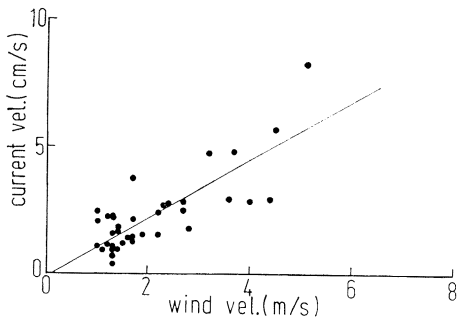


Fig. 10. Scatter diagram of current and wind velocity given in Fig. 9. Correlation coefficient is 0.80.

風の連吹が良く対応していることが分る。

このような深層における強流の出現は、Fig. 3の夏季の深層の記録にも認められ、この時には台風の接近による強い北風が連吹し、深層では $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ を越える北向きの流れが継続している。そして、ここには示していないが、この時の表層 (5 m) では強い南向きの流れが形成されている。しかしながら、夏季に比べて相対的に風の強い冬季の記録にはこのような強い流れを深層では見出すことはできない。

以上のことから、成層期における深層の強い流れは、風による表層水の輸送を補償する形で生じる場合が多いと考えられる。

Fig. 11 は塩津湾口で得られた流れの記録である。上が表層で下が深層における流れであり、8月上旬に観測されたものである。塩津湾の流況に関しては岡本らによる一連の研究がある (たとえば岡本・岩本, 1977)。

それによれば湾内の流況および湾内外の水の交流を支配しているのは一日程度の周期を持つ湾の内部静振である。Fig. 11 には明らかに周期が約1日の流れの変動が存在するのが分る。さらに重要なことは、深さ

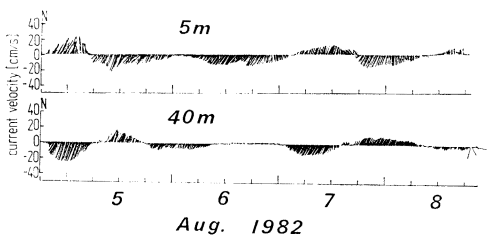


Fig. 11. Time variation of current vectors at the mouth of Shiozu Bay in Lake Biwa during 4-8 August 1982. Instruments are set at depths of 5 m and 40 m. The water depth is 55 m.

40 m においても $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 程度の流れが珍らしくなく、時には $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ に達する強い流れが存在することである。この流れは、表層とほぼ逆向きであり、当時の密度構造および、変動の主軸方向からみて明らかに湾固有の内部静振に伴うものであり、湖水の流動を表層と深層とで互いに補償し合っている。

5. おわりに

流向流速計を使用した連続測流の結果から、びわ湖北湖の流況について次のことが分かった。

(1) 夏季 (成層期) の表層には流向の安定した強い流れ、つまり反時計回りの環流が存在する。このことは、すでにラグランジュ的測流や、水温分布の観測から確認されていたことであるが、今回のオイラー的測流によっても確認された。

(2) 冬季 (非成層期) の表層には明瞭な環流は存在しない。流れは吹送流が大部分で、流速の大きさは風速の 1~2% 位になる。

(3) 深層の流れは夏季・冬季ともに弱く $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下の値が大部分を占め、特に卓越した流向もない。しかし、成層期に強風が連吹した後では、 $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ を越える流れがしばしば出現する。

謝 辞

本研究を遂行する上では滋賀大学教育学部の岡本巖教授、大阪電気通信大学工学部の山本淳之教授および京都大学防災研究所の奥田節夫教授から有益な助言を頂いた。ここに記して感謝する次第である。また、観測に協力を頂いた大阪電気通信大学と滋賀大学の学生諸君に感謝する。なお、データ整理の一部には京都大学大型計算機センターと大阪電気通信大学情報科学センターの電子計算機を使用した。

文 献

- BERTEAUX, H. O. (1976): *Buoy Engineering*, John Wiley & Sons, pp. 273-305.
- ENDO, S. (1978): Diagnostic analysis of water circulations in Lake Biwa. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34: 250-260.
- 遠藤修一・今脇資郎・國司秀明 (1979): 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, 22B-2: 601-609.
- 遠藤修一・岡本 巖・中井 衛 (1981): びわ湖北湖の環流について (I) —— 水温分布からみた環流の変動。陸水学雑誌, 24: 144-153.
- 遠藤修一・岡本 巖・岸田玲子・木村隆浩 (1982): びわ湖における流況の連続記録 (I) —— 彦根沖と安曇川沖の流況変動。水温の研究, 26: 5789-5801.

- 堀部純男他 8 名 (1978): 総合班作業グループ報告.
「環境科学としての海洋学 2」(堀部純男編) 東大
出版会: 272-312.
- IMASATO, N., S. KANARI and H. KUNISHI (1975):
Study on the currents in Lake Biwa (I)—
Barotropic circular currents induced by the
uniform wind. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31:
15-24.
- 今脇資郎・遠藤修一・國司秀明 (1979): びわ湖湖流
の研究——湖流と内部波の分離. 京都大学防災研
究所年報, 22B-2: 591-599.
- KANARI, S. (1975): The long-period internal
waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20:
544-553.
- 森川光郎 (1955): 琵琶湖調査概報. 滋賀大学紀要,
4: 57-67.
- 森川光郎・岡本 巖 (1960): 漂流瓶調査によるびわ
湖の表面流について. 陸水学雑誌, 21: 173-186.
- 岡本 巖・森川光郎 (1961a): 密度分布よりみたびわ
湖の湖流について. 陸水学雑誌, 22: 193-200.
- 岡本 巖・森川光郎 (1961b): 重力ポテンシャル法に
よるびわ湖の湖流の力学計算. 滋賀大学紀要,
11: 27-33.
- 岡本 巖 (1974): びわ湖の水の循環. 「びわ湖 I. 自
然をさぐる」三共出版: 39-94.
- 岡本 巖・岩本典章 (1977): びわ湖塩津湾の流況
(V)——流速・水温等の自動連続記録. 滋賀大学
教育学部紀要 (自然科学), 27: 44-54.
- 奥村康昭 (1977): 湖流の測定を目的とした自記式流
向流速計. 大阪電気通信大学研究論集「自然科学
編」, 13: 49-60.
- 奥村康昭 (1979): 湖流の測定を目的とした自記式流
向流速計 (2). 大阪電気通信大学研究論集「自
然科学編」, 15: 69-81.
- 奥村康昭 (1983): 湖流観測を目的とした自記式流向
流速計 (3). 大阪電気通信大学研究論集「自然
科学編」, 19: 1-22.
- OONISHI, Y. and N. IMASATO (1975): Study on
the currents in Lake Biwa (II)—Barotropic
response to the uniform wind of a finite dura-
tion. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 31: 53-60.
- RICHARDSON, W. S., P. B. STIMSON and C. H.
WILKINS (1963): Current Measurements
from Moored Buoys. *Deep-Sea Research*, 10:
369-388.
- 滋賀県 (1954): 昭和 28 年度総合開発調査——水位低
下対策 (水産生物) 調査報告書, pp. 65.
- 須田院次・関 和男・石井次郎・高石静馬・水内松一
(1926): 琵琶湖調査報告第一篇. 神戸海洋気象台
彙報, 8: 103.
- (著者: 奥村康昭, 大阪電気通信大学工学部, 〒572
寝屋川市初町 18-8; 遠藤修一, 滋賀大学 教育学部
地学教室, 〒520 大津市平津 2-5-1; Yasuaki OKU-
MURA, Faculty of Engineering, Osaka Electro-
Communication University, Hatsu-cho, Neyagawa,
Osaka 572; Shuichi ENDOH, Department of Earth
Science, Faculty of Education, Shiga University,
Hiratsu, Otsu, Shiga 520)

Received: 1984年8月13日 受付

Accepted: 1984年12月25日 受理