

## びわ湖における連続測流 (II) —北湖の流況変動—

遠藤修一・奥村康昭

### Continuous Current Measurements in Lake Biwa (II) —Time Variations of Lake Currents in the Northern Basin—

Shuichi ENDOH and Yasuaki OKUMURA

#### Abstract

Continuous current measurements by using current meters have revealed some characteristics of water current in the northern basin of Lake Biwa. The fundamental mode of the internal wave has a great influence on the current field of offshore zone as well as coastal zone. Especially, the water movement in the deep layer (hypolimnion) is strongly controlled by the internal waves. Internal Poincaré wave is dominant in the offshore zone during the period of thermal stratification. Its period, which depends on the internal radius of deformation, is about 17 hours in May and 12 hours in August. Inertial oscillation is also dominant in the offshore zone, and frequently occurs in the thermocline depth.

The cyclonic gyre is disturbed by the effects of continuous strong wind, *i.e.*, the wind driven current and the internal waves. After the wind falls, however, the gyre is soon restored to the original state. Under the strong wind with the direction perpendicular to the shore line, coastal bottom water is transported offshore.

**Key words** : Lake Biwa, current, oscillation, current meter

#### 1. はじめに

びわ湖北湖でみられる主要な流れとして、地衡流(環流)、吹送流、密度流があり、また周期的な変動として内部波、慣性振動、静振などが挙げられる(たとえば遠藤ら, 1982)。これらの基本的な流れや周期変動が、水域、深さ、および季節ごとにどのように関わっているかを明らかにするとともに、様々な気象条件下における湖水の流動を正確に記述することが緊急の課題となっている。しかしながら、湖水の流動に関しては現在でも不明な点が多く、その最大の原因は直接測流の遅れにあると考えられる。そこで我々は、流れの実態を捉えることを目的として、びわ湖北湖において自記流向流速計(水温計付き)による連続測流・測温を1981年より開始し、現在も継続中である。測

流の方法や概要については既に報告したように、Aanderaa社のRCM-4型と大阪電気通信大学製のDCM-3B型自記流向流速計による10分毎の約1ヵ月間にわたる連続測流である(奥村・遠藤, 1985)。各々の測流の場所や深さは多様であるが、現在までに幾らかの興味ある事実が見いだされたので、それらを報告するとともに、びわ湖北湖の流況についての現段階における一応のまとめを試みたい。なお、測点の位置は、一括してFigure 1に示す。

#### 2. 流れの周期的変動

##### 2-1. 基本モードの内部波

びわ湖の内部波としてよく知られているのは、内部ケルビン波の性格をもつ旋回性の長周期内部

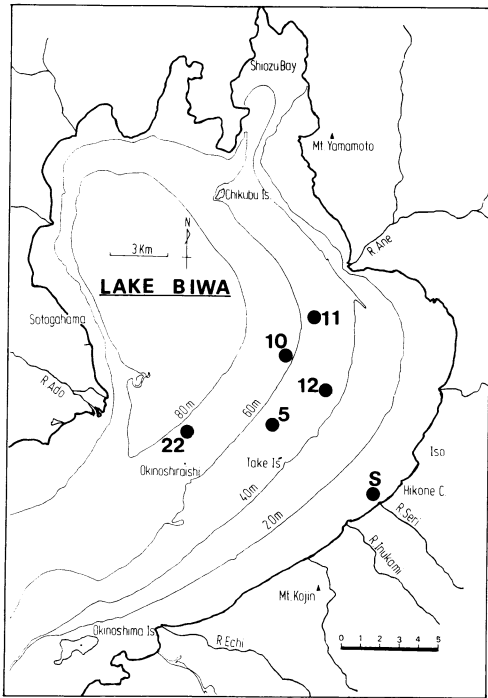


Fig. 1. Locations of continuous current measurements by using current meters in the northern basin of Lake Biwa.

波である (KANARI, 1975)。これは、びわ湖北湖の基本モードの内部波であり、その周期は、夏期において 40~50 時間である。この内部波にともなう流れの変化については、遠藤ら (1979; 1982) による表層での測流があり、スペクトル解析によって求められた流れの hodograph は、びわ湖の長軸方向または湖岸線の方向に主軸をもつ楕円であることがわかっている。

Figure 2 は、沖ノ白石付近の測点 22 における 3 層での測流結果の一部である。なお、流速ベクトルのスケールは層ごとに異なっている。表層 (測流深度 8 m) では、反時計回りの第一環流の存在による南東方向の流れが卓越しているが、流速には明らかに 2 日弱の周期変動が見られる。また、底層 (湖底上 1.5 m) においても、表層と逆位相の同周期の流速変動がみられる。この期間の測流記録の回転スペクトルを Figure 3A に示す。図から明らかに表層と底層において 43 時間の反時計回りの周期変動の卓越することがわかる。すなわち、この周期変動は、時間とともに流向が反時計回りに変化する。表層におけるこのような変動はすでにいくつかの観測例があるが、通常は微弱な流れしか見られない底層において、内部波に伴う  $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  程度の流れが出現することは注目される。内部波が発達する主な原因は、強風の連吹によって形成された水温躍層の傾斜が、風が止むことによ

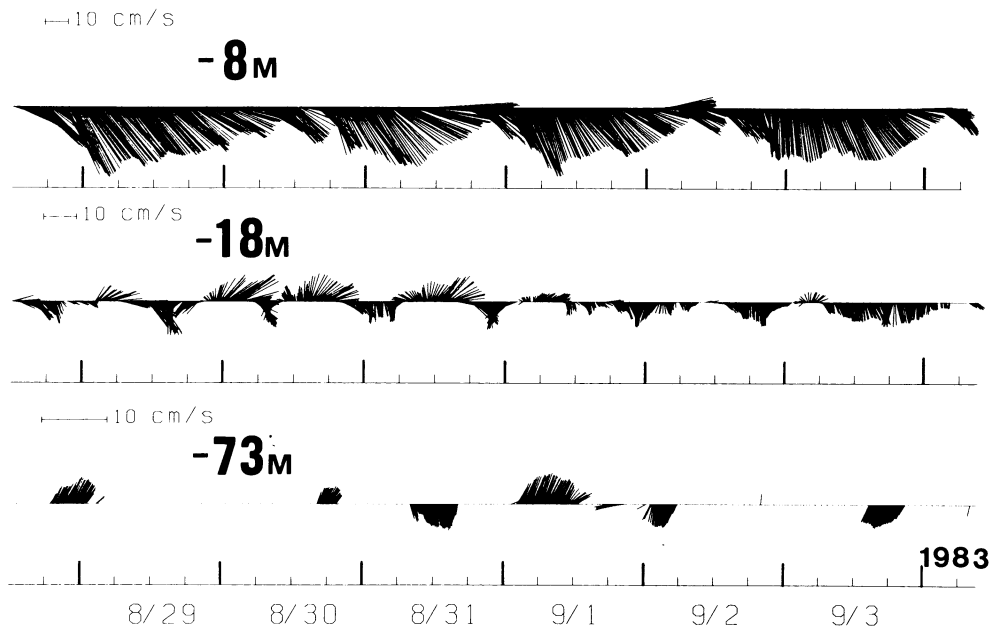


Fig. 2. Stick diagrams of lake current in three layers at Stn.22 near Okino-shiraishi from 27 August to 4 September 1983.

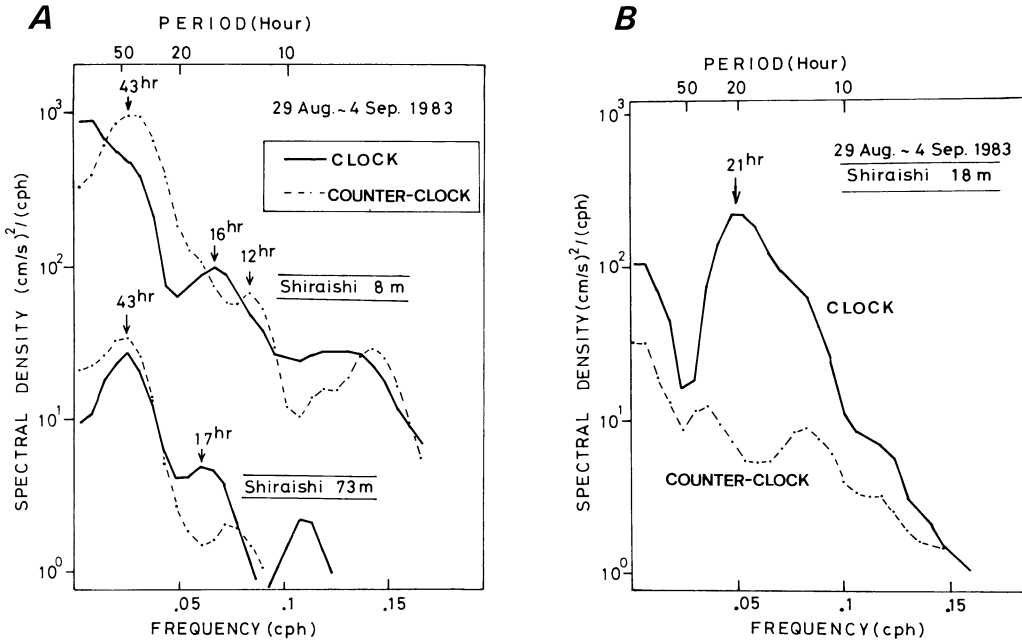


Fig. 3. Rotary spectra of currents as shown in Figure 2.

て解放されることにあると言われるが、風が比較的弱い時でも内部波が卓越する場合があります (今脇ら, 1979; 遠藤ら, 1979), 成層期においてはこの基本モードの内部波による流況変動は北湖の流況を考える上できわめて重要である。

2-2 躍層における慣性振動

Figure 2 の中層 (測流深度 18 m) においては, 表層や底層とは異なった流況を呈している。すなわち, 水温躍層の下限に相当するこの深さにおける卓越周期は, スペクトル解析によれば約 21 時間であり, 流向は, 時間とともに時計回りに変化している (Fig. 3B)。これは, まさに慣性振動である。

水温躍層における流れについては従来ほとんど観測例がない。躍層は, 環流の下限であるとともに, 内部波に関しては無流面である。したがって, ここでの力学としては, 圧力傾度力が小さく, コリオリ力が相対的に重要となることが予想される。もし, 何らかの原因で躍層内に流れが生じれば, その後はコリオリ力と時間項との釣合によって時計回りの流向変化を継続するというまさに慣性振動の発生しやすい環境であることが想像される。水温躍層は, 湖における物質の鉛直循環を考える上で重要な界面であるから, 今後さらに詳しい調査が必要である。

2-3 内部ポアンカレ波

北湖の中央域での測流結果には, 10~20 時間の周期で時計回りの流向変化を示す変動がしばしば見られる。この変動は, 成層期にのみ存在し, さらに成層の強さが増すにつれて変動周期が短くなるという特徴を持つ。Figure 4 は, 5 月 (測点 5) と 8 月 (測点 10) における表層 (測流深度 5 m) での測流結果を流速の東向成分 ( $u$ ) と北向成分 ( $v$ ) について表したものである。この記録からスペクトル解析によって求めた卓越周期は 5 月が約 17 時間, 8 月が約 11 時間である (Fig. 5)。この流速変動は, 以下の考察より内部ポアンカレ波と考えられる。

CSANADY (1973) によれば, 幅  $b$  の水路における基本モードの内部ポアンカレ波の振動数  $\sigma$  は,

$$\sigma = f \cdot (1 + R^2 \pi^2 / b^2)^{1/2}$$

で表される。ただし,  $f$  はコリオリのパラメータ,  $R$  はロスビーの内部変形半径である。北米五大湖のように, 湖の幅  $b$  が内部変形半径  $R$  に比べて十分大きい場合は, 振動数  $\sigma$  はほとんど  $f$  に等しくなり, 躍層を境にして表層と深層で逆位相の慣性振動になるが, 夏季のびわ湖では  $R/b$  が 1/3 程度である (ENDO, 1986) からかなり短い周期となることが予想される。

そこで, びわ湖北湖での成層期における各月の

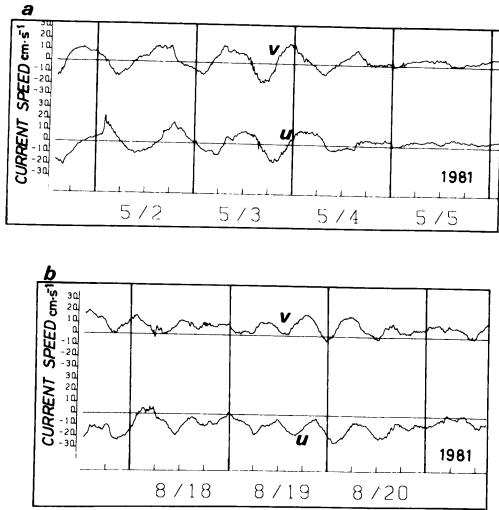


Fig. 4. Time variation of east component ( $u$ ) and north component ( $v$ ) of currents. (a) Station 5 in May, 1981. (b) Station 10 in August, 1981.

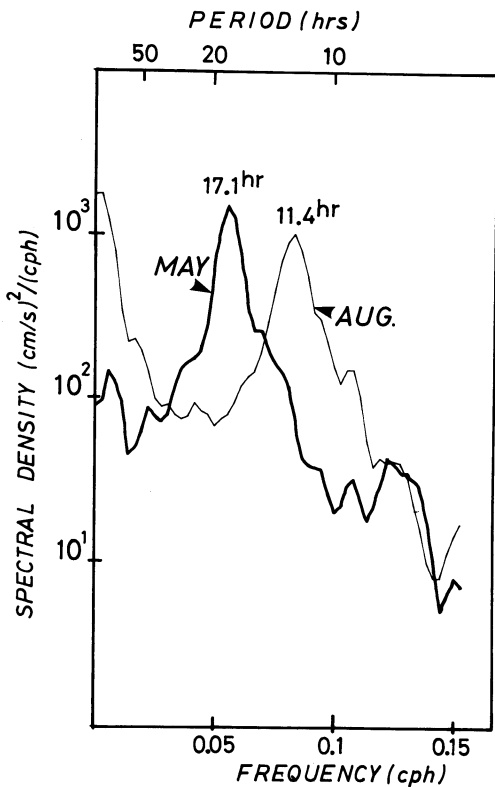


Fig. 5. Rotary spectra (clockwise components) of currents as shown in Figure 4.

水温の鉛直分布(滋賀県水産試験場による)から、平均水深を 50 m として内部変形半径  $R$  を求め、観測水域の湖の幅  $b$  を 15 km として、上式を用いて内部ポアンカレ波の周期を計算した結果が Table 1 である。これを見ると、びわ湖の内部ポアンカレ波の周期は、5 月～11 月に 12～19 時間となり、成層の発達した 8 月に最も短くなるのがわかる。この結果は、観測事実 (Figure 5) とよく一致する。上式は、水深一定の水路についてのものであるから、さらに検討は必要であるが、成層期における特徴的な流速変動として内部ポアンカレ波は重要と考えられる。

### 3. 風による変動

流れの変動の主な原因は風であろう。前報(奥村・遠藤, 1985)で述べたように、冬季における流れは風に強く支配されている。また、成層期においても風は水面や躍層の傾斜を形成し、その後内部波や沿岸ジェット流(岡本, 1981)などを発生させる。風による流況変動については多くの研究や報告があるが、風の分布の実態が捉えにくいことや、湖岸・湖底地形などの影響が複雑であるなど未だに不明な点が多い。ここでは、測流中に遭遇した風による特徴的な流況変動の例を挙げる。

#### 3-1. 環流域の流況変動

成層期のびわ湖北湖には安定した環流が存在する(たとえば、遠藤ら, 1981, 1987)。中でも北湖の最も広い水域に存在する反時計回りのいわゆる第一環流はきわめて安定であるといわれる。この環流の動態を捉える目的で 1981 年の夏に調査を実施したが、その期間中に強い北風が連吹した。

Figure 6 は、その時の風の記録(彦根地方気象台の AMeDAS による)と、6 台設置したうちの 3 台の流速計(測点 10～12, 測流深度 5 m)によって得られた水温と流れの記録である。すなわち、8 月 5 日未明から吹き始めた約  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  の北風は丸一日にわたって連吹した。この風により、流れは北流から南流へと大きく変化し、水温が著しく低下した。この水温低下は表層水の南下に伴う水温躍層の上昇によるものと考えられる。風が止むと、躍層の傾斜が解放されることにより  $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  程度の強い北流が形成され、その後内部波による変動を経過して再び安定した北流へと変化している。

この時の調査では、同時に調査艇によって BT (Bathythermograph) による水温観測、および漂流板の追跡による測流も実施した。それらの結果

Table 1. Monthly value of an internal radius of deformation and the period of the fundamental mode of an internal Poincaré wave.

Month	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.
Internal radius of deformation (km)	2.4	3.8	4.9	6.2	5.7	4.8	3.2
Period of internal Poincaré wave (hr)	18.5	16.2	14.4	12.6	13.2	14.7	17.3

も併せて、風による流況変化を日を追って表したのが Figure 7 である。この図には、水温観測から得られた力学的高度を 0.2 dyn cm (dynamic cm) 単位で、また 3 時間の平均流速と風速をベクトルで示してある。

8 月 4 日には、この水域に環流が存在していることがわかる。流速は  $10\sim 20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  で、環流の中心は舟木崎と彦根を結ぶ線上のほぼ中央にある。翌 5 日は強風が連吹した日であり、艇による観測は行なえず、流速計の記録のみであるが、すべての測点において南流が観測されている。風が止んだ 6 日の艇による観測は 1 測線のみであるが、躍層が西から東に大きく傾斜し、西岸寄りに環流の中心と思われる領域が存在するのがわかる。この様子は翌 7 日にも共通であり、環流の中心が強風

の連吹前に比べてかなり西に移動し、また環流域も狭くなっている。その結果、東岸沖では南流が卓越し、通常とは逆の流況を呈している。

その後、環流は次第に“復活”し、通常見られる位置に戻ってくる。このような流れの変化に関する力学機構については、必ずしも明確ではないが、この間の水温（力学的高度）と流速との関係を見ると、かなりよい精度で地衡流の釣り合いが成立している (Fig. 7)。すなわち、空間的に一様な風の連吹は、パロクリックな地衡流である環流に対しては渦度の増減をもたらさない。したがって、吹送流や内部波などによる流れの発生のために環流が一時的に移動したように見えるが、これらの流れが減衰するにつれて地衡流調節の過程を経ながら環流は“復活”するものと考えられる。

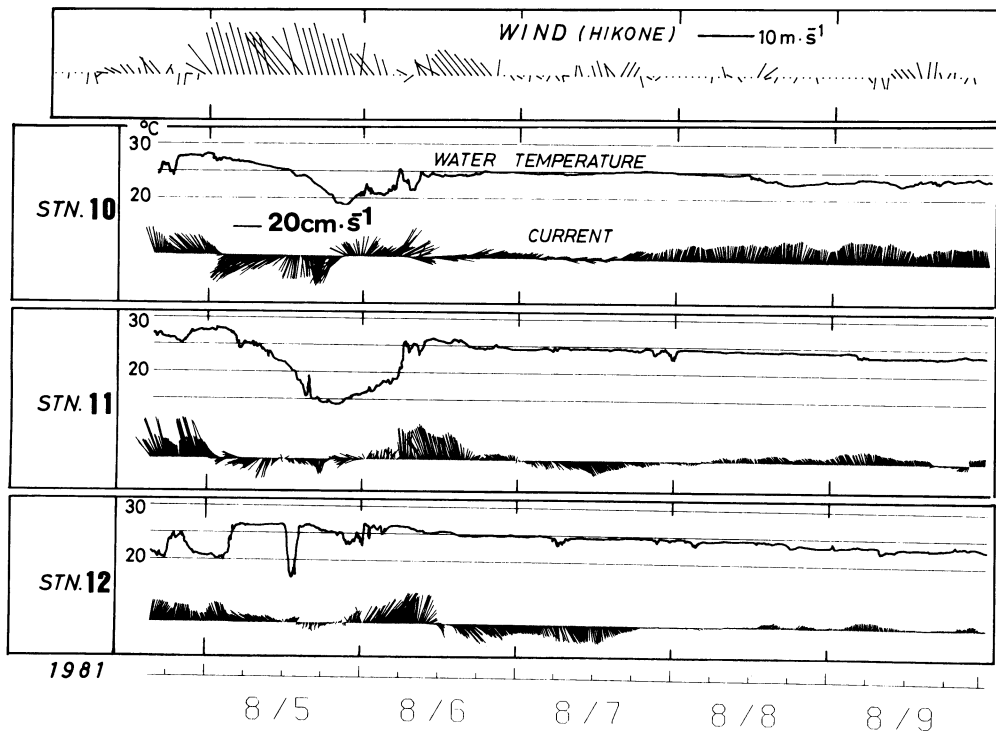


Fig. 6. Time variation of wind (by AMeDAS at Hikone), water temperature and currents at stations 10, 11 and 12 in August 1981.

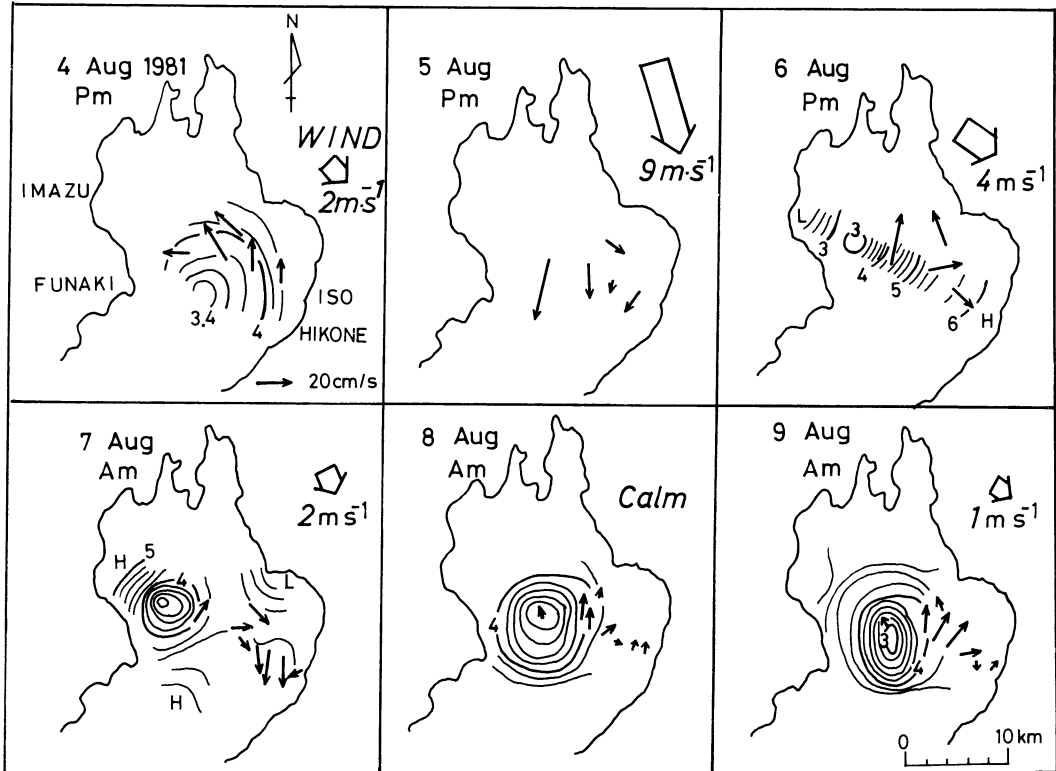


Fig. 7. Time variation of current distribution from 4 to 9 August 1981. The dynamic height contours are also shown in dynamic cm.

### 3-2. 沿岸域でみられる底層離岸流

沿岸域における主要な流れは、吹送流と内部波であり、湖岸あるいは等深線に平行な流れが卓越する(遠藤ら, 1982)。北湖の東岸、特に彦根付近では、北東・南西方向の湖岸線に対してほぼ直角な北西・南東方向の風が卓越する(中島ら, 1977)。このような風は、沿岸域において流れを形成するにはあまり有効でないと思われがちであるが、以下に述べるようにきわめて重要な働きをすることがわかった。

彦根市の芹川河口沖(Fig. 1の測点S)において、1985年9月25日から10月15日まで3台の流向・流速計を係留した。1台は、河口沖約300m(水深5m)、他の2台は河口沖約800m(水深9m)で、測流深度はいずれも湖底上1.0mである。Figure 8は、測流結果から得られた流配図とその期間の彦根における風配図(彦根地方気象台による)である。流配図は、流速を $5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ごとの階級で、流向を円の中心から外向きに示してある。一方、風配図の方は風速を $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ごとの階級で、風向は円の中心に向かうように表現している。この図から、

この期間にも北西・南東の風が卓越し、北西風の場合に風速が大きいことがわかる。また、流れの様子を見ると、岸に平行な場合が多いが、岸から沖に向かう流れの頻度も高いことがわかる。

この測流の目的は、芹川の水が湖に流入する様子を捉えることであった。事実、測流を開始した9月下旬に70mm程度の降水があり、河川水の流量は $5\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ 程度に達し、湖水よりも低温な河川水が湖底沿いに流入している様子が捉えられた(岡本ら, 1987)。したがって、測流記録にみられる沖向きの流れは河口密度流である可能性があるが、その後流量が減少しても比較的強い沖向きの流れがしばしば出現することは、密度流だけでは説明しきれない。そこで、測流期間を通して、沖向きの流れが発生している時の風の記録を調べてみた結果、北西の強風の連吹時とよく対応していることがわかった。

Figure 9は、強風が連吹した期間を抽出し、その期間の平均風向・風速と、平均流向・流速との関係を調べた結果の一部を示したものである。岸に近い測点では、湖岸に直角な方向である北西

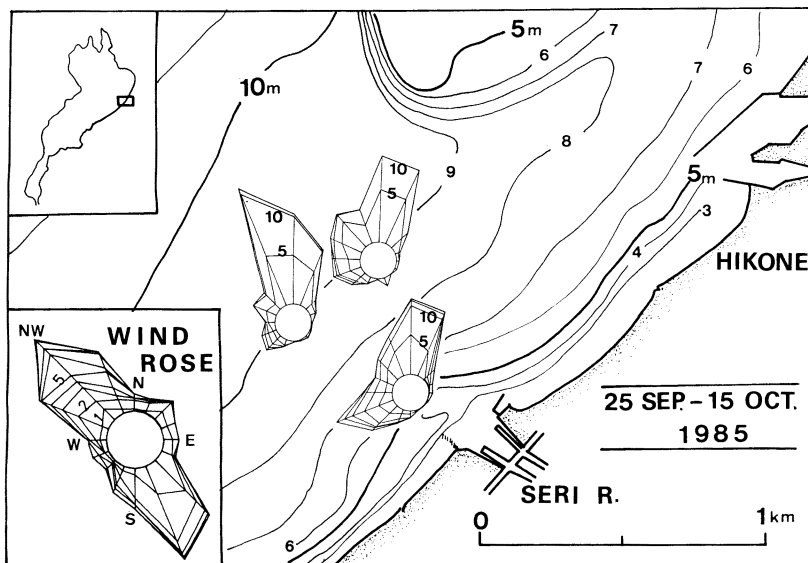


Fig. 8. Current roses obtained by the continuous current measurements by current meters at three stations off the mouth of Seri River from 25 September to 15 October 1985. A wind rose at Hikone is also shown (after Hikone Meteorological Observatory).

(315°) を境にして、風向が北寄りになると南流、南寄りになると北流し、大部分が湖岸線に平行な流れである。一方、沖側の測点では、岸に平行な風に対しては岸に沿った風下側に向かう流れが形成されるが、北西付近の風に対しては、岸から沖へと向かう流れの成分が卓越する。このような流れは、岸に向かう風によってつくられる湖面の傾斜 (圧力傾度力) と風の応力および湖底摩擦力と

が釣り合った流れと考えられる。

そこで、Figure 10 のようなモデルを考え、風による湖面傾斜および流れが比較的短時間のうちに形成されることから、コリオリ力を無視すれば、密度一様の場合に  $x$  方向 (沖から岸に向かう) の運動量の釣合は、

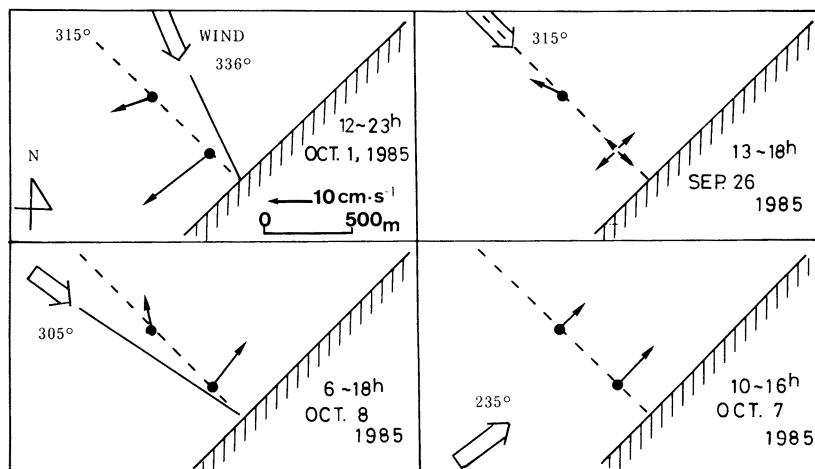


Fig. 9. Schematic current patterns in the bottom layer for various wind directions off Hikone, in September and October 1985.

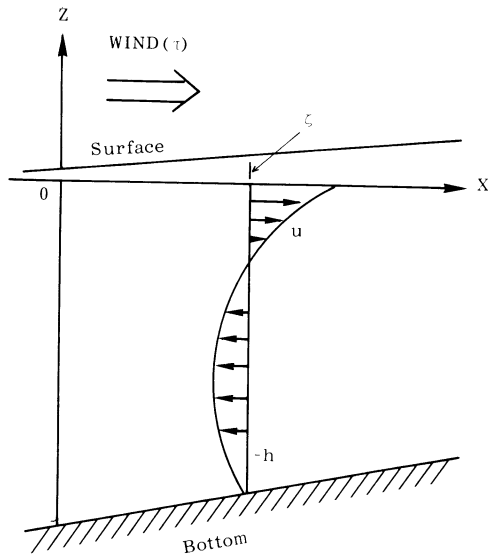


Fig. 10. A model of current induced by wind with the direction from lake to shore.

$$g \frac{\partial \xi}{\partial x} = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

で表される。ただし、 $g$  は重力加速度、 $\xi$  は風の吹き寄せによる平均湖面からの水面上昇量、 $\nu$  は鉛直渦動粘性係数である。

境界条件は、

$$\text{湖面 } z=0 \text{ で、} \nu \frac{\partial u}{\partial z} = \tau \quad (2)$$

$$\text{湖底 } z=-h \text{ で、} u=0$$

である。ただし、 $\tau$  は  $x$  方向の風の応力である。

方程式(1)、(2)の解は PROUDMAN (1953) によって示されている。それによれば、

$$u = \frac{\tau}{4\nu h} (z+h)(3z+h) \quad (4)$$

のように表される。これを示したのが Figure 11 であり、湖面下  $h/3$  よりも深い層では岸から沖へ向かう流れが形成され、深さ  $2h/3$  において最大流速を示す。

この結果を測流記録と比較することにして、 $h=9$  m、 $z=-8$  m を Eq.(4) に代入すると、

$$u_{8m} = -42 \tau / \nu$$

となる。風速  $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $\tau \sim 1 \text{ dyn}\cdot\text{cm}^{-2}$ ) の場合に、実測流速が約  $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  であるので、渦動粘性係数  $\nu$  の値は  $5 \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$  程度の大きさであることがわかる。この値は、診断モデル (ENDO, 1986) によって評価された値と同じオーダーであることや、

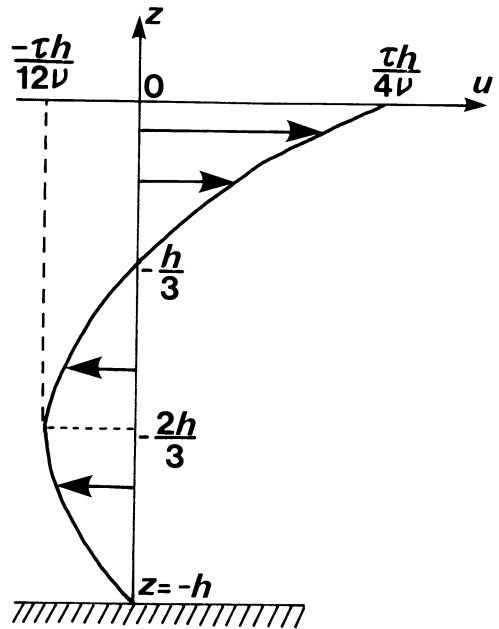


Fig. 11. A vertical profile of current induced by the wind with the direction from lake to shore.

大西 (1981) によって評価されたこの季節のびわ湖表層における鉛直渦動拡散係数の値 ( $10 \text{ cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$  のオーダー) とも矛盾しないことから、以上の単純なモデルによって底層離岸流が説明されるものと考えられる。

以上述べたように、湖岸線に平行な流れが卓越する沿岸域にあっても、風の向きによっては、岸に直角な方向の流れが形成される。特に、湖から岸に向かう風によって引き起こされる底層離岸流は、河川などから湖に流入した物質を沖合いに運搬する機構として重要である。底層離岸流と河川水の流入による河口密度流との関係については、このような測流を河川流量の異なる場合に実施し、さらに詳細に考察していく必要がある。

#### 4. おわりに

1981 年以来びわ湖北湖で実施した連続測流・測温の結果、以下の点が明らかになった。

- (1) 基本モードの内部波は、成層期における代表的な流系であり、それに伴う流れは、表層においてはもちろん、通常微弱な流れしか存在しない深層や底層において特に重要である。
- (2) 成層期の北湖中央域においては、10~20 時間の周期で時計回りに流向変化する流速変動



Table 2. Characteristics of lake currents in the northern basin of Lake Biwa. WD : wind driven current, GR : gyre, IW : internal wave, IO : inertial oscillation.

Region \ Current Type		WD	GR	IW	IO
Coastal zone	Summer	○	▲	○	▲
	Winter	○	—	—	▲
Offshore surface	Summer	○	○	○	○
	Winter	○	—	—	○
Thermocline	Summer	▲	▲	—	○
Deep layer	Summer	○	—	○	▲
	Winter	▲	—	—	▲

○ : Dominant, ▲ : Visible, — : None

が卓越する。その周期は、5月には約17時間、8月では約12時間であることから、この変動は内部ポアンカレ波であると考えられる。

(3) 水温躍層付近では、周期約21時間の慣性振動が卓越する。

(4) 強風によって、環流は一時的に移動するが、風が止むと比較的速くもとの位置に戻る。

(5) 湖から岸に向かって吹く風によって、沿岸域底層では岸から沖に向かう流れが形成される。これは、風の応力、湖面の傾斜および湖底摩擦力の釣り合った流れとして解釈される。

前報(奥村・遠藤, 1985)と今回得られた結果および従来の知見(たとえば, 岡本, 1971; 遠藤ら, 1982; 琵琶湖問題研究機構, 1978; 滋賀県琵琶湖研究所, 1987)を総合すれば、多少の不明確さは残るものの、現段階においてびわ湖北湖における流況特性として、Table 2のようにまとめることができよう。すなわち、沿岸、沖合いともに流況は風に大きく支配されるが、成層期においては、内部波(ケルビン波, ポアンカレ波)や慣性振動による周期変動が卓越する。特に夏季の沖合いの表層においては、環流, 吹送流, 内部波および慣性振動が共存するために複雑な流況を呈することがわかった。

以上のまとめは、きわめて定性的なものであり、今後さらに測流を積み重ねてより定量的・具体的な流況特性を解明していく必要がある。特に、観測例の少ない冬期および底層の流況についての説明が急務である。また、沿岸域においては、河川水の流入, 沿岸湧昇, 収束・発散, 沿岸ジェット流など複雑な流況を呈する場合があります、今後の重要な課題であると考えられる。

最後に、本研究を進めるにあたって終始御指導・御助言を頂いた滋賀大学の岡本巖教授、大阪電気通信大学の山本淳之教授、岡山理科大学の奥田節夫教授、および京都大学の今脇資郎助手に深く感謝します。また、観測・解析に尽力頂いた濱井義明君(現在滋賀県栗東町立大宝西小学校教諭)、速水義孝君(現在滋賀県野洲町立野洲小学校教諭)、磯崎久和君(現在滋賀県草津市立南笠東小学校教諭)をはじめとする滋賀大学教育学部地学教室および大阪電気通信大学工学部の卒業生諸氏と学生諸君に厚く御礼を申し上げる。なお、本研究の一部は文部省科学研究費および滋賀県琵琶湖研究所プロジェクト研究費によることを付記する。

文 献

琵琶湖問題研究機構(1978): 琵琶湖湖流の総合的観測とモニタリングに関する研究, 滋賀県, 163 pp.  
 CSANADY, G. T. (1973) : Transverse internal seiches in large oblong lakes and marginal seas. *J. Phys. Oceanogr.*, 3 : 439-447.  
 ENDOH, S. (1986) : Diagnostic study on the vertical circulation and the maintenance mechanisms of the cyclonic gyre in Lake Biwa. *J. Geophys. Res.*, 91C1 : 869-876.  
 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. 陸水雑, 42 : 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.
- 遠藤修一・岡本 巖・奥村康昭・田村健志・鷹野啓介, 濱井義明・小谷拓司・速水義孝・浅田 浩・川村尚雄・岩根浩士 (1987): レーダを利用した湖流調査, 滋賀大学教育学部紀要(自然科学), 37: 27-38.
- 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 wave in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 544-553.
- 中島暢太郎・後町幸雄・井上治郎 (1977): 琵琶湖周辺の気象 (1), 京都大学防災研究所年報, 20B-2: 553-569.
- 大西行雄 (1981): 琵琶湖の鉛直渦動拡散係数の評価. 「部分循環水域の維持機構と物質代謝(2)」, 文部省科学研究報告書: 59-75.
- 岡本 巖 (1971): びわ湖の湖流, 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 滋賀県: 177-213.
- 岡本 巖 (1981): 湖水の流動及び収束・発散と浮遊懸濁粒子の集積. 「びわ湖におけるプランクトンの異常発生機構に関する調査研究報告」, 代表: 門田 元, 154 pp.: 104-111.
- 岡本 巖・遠藤修一・磯崎久和 (1987): 芹川河川水の分散, 琵琶湖水の動態に関する実験的研究総合報告書 (I), 滋賀県琵琶湖研究所: 117-134.
- 奥村康昭・遠藤修一 (1985): びわ湖における連続測流 (I) —測流の方法と流況の概要. 陸水雑, 46: 135-142.
- PROUDMAN, J. (1953): *Dynamical Oceanography*. Methuen, London.
- 滋賀県琵琶湖研究所 (1987): 琵琶湖水の動態に関する実験的研究総合報告書 (I) —物質の水平輸送に関する基礎的研究—, 164 pp.
- (著者: 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; 奥村康昭, 大阪電気通信大学工学部 〒572 寝屋川市初町18-8; Shuichi ENDOH, Department of Earth Science, Faculty of Education, Shiga University, Hiratsu, Otsu, Shiga 520; Yasuaki OKUMURA, Faculty of Engineering, Osaka Electro-Communication University, Hatsucho, Neyagawa, Osaka 572)

1989年5月29日 受付

1989年11月6日 受理