

## 最近の測流結果からみたびわ湖の流況

遠藤修一\*

## Recent Current Measurements in Lake Biwa

Shuichi ENDOH\*

**Abstract** The results of recent current measurements in Lake Biwa are described. Two methods have been applied to measure the water movements. One is the continuous current measurements by using current meters, and the other is the tracking of drifters by using a radar.

The gyres in the northern basin of Lake Biwa are quite stable in the season of thermal stratification. The locations of the gyres are quite different from those of the old study. A vertical circulation consisting of horizontal convergence in the surface layer is found in the cyclonic gyre. This vertical circulation should play an important role in the sedimentation process.

Internal waves have a great influence on the current field of the offshore zone as well as the coastal zone. Water movements in the deep layer and the bottom layer are strongly controlled by the internal waves. Under the influence of a strong wind blowing perpendicular to the shore line, coastal bottom water is often transported offshore.

The front of turbidity exists in the area about 3km south of Biwako Ohashi Bridge both in the summer and winter. After two or three days from the cold wave, the colder water in the eastern part of the southern basin flows continuously into the bottom layer of the northern basin for several days.

## はじめに

湖水の動きに関する情報は、湖における「物質循環」を考える上での基礎となるものであろう。例えば、河川から流入した汚濁物質が湖内にどのように広がり、分布するかという問題や、赤潮がいつどこに集積するかといった問題の解明には、生物・化学的知識に加えて湖沼物理学、とりわけ湖流に関する知識を必要とする。

湖における堆積環境を考える場合には、湖水の運動に関する情報はより一層重要であると思われる。すなわち、湖に流入した物質は、多少の差はあれ、水の動きによって「強制的」に運搬・移動させられる。一般に流入物質は水よりも密度が大きいので、水の水平的な運動によって移動しながら沈降するが、水の動きによっては鉛直上方に物質が移動することもある。

このように、湖水の動きに関する知識はきわめて重要であるにもかかわらず、未だに不明な点を数多く残して

いるのが実状である。それは、一般に湖流が空間的・時間的に複雑に変化し、加えて湖流の測定が困難であることによる。「湖流すらわかっていない」といった記述を湖沼に関する論文の中でみかけることがある。湖流の研究に携わる者にとっては、耳の痛いことではあるが、一方では湖流調査・研究の厳しさを知らない者の偏見であるとも思える。

びわ湖の湖流については、既に多くの報告があるので（たとえば最近では、滋賀県琵琶湖研究所, 1987）、この小論では、主として我々が最近行った湖流調査結果を紹介することにし、湖流による物質の動きについて若干の考察を試みたい。筆者の浅学のため、十分な議論は尽せないと思うが、湖の成因や堆積環境の解明に参考となれば幸いとすものである。

## 湖流の分類

海洋でみられる潮流や黒潮などの流速は数ノット（1ノットは約50cm/sec）にも達するのに対して、湖沼における水の流れは一般に数cm/secに過ぎないことが多い。

\* 滋賀大学教育学部地学教室, Department of Earth Science, Shiga University, 2-5-1 Hiratsu, Otsu 520, Japan.

第1表 びわ湖でみられる流れの分類 (岡本, 1987aによる)

	環流	内部波	静振	密度流	慣性円	吹送流
周期性	非周期的	周期的	非周期的	非周期的	周期的	非周期的
運動の契機	熱または風	風	風	熱	風	風
運動を維持する力	熱または風	地球の重力	地球の重力	熱と地球の重力	転向力	風
出現する季節	晩春～秋	晩春～秋	全季節	冬	全季節	全季節
出現する水域	北湖	北湖	南湖と湾口	北湖と南湖の境界水域	北湖	全域
出現する水深	表水層	表水層と深水層	全水深	底層	全水深	表層

また、いわゆる海流のような比較的安定した流れは、小さな湖沼では存在しない。しかしながら、湖沼には多くの種類の水の運動が存在し、空間的・時間的に複雑な分布を呈する。

湖沼物理学においては、湖水の流れをその成因や時間・空間スケールの違いなどによっていくつかの流れに分類する。第1表は、びわ湖における主要な流れの分類を示したものである(岡本, 1987a)。この表から、湖流の主な原因は風と熱であり、流れを維持する力として重力やコリオリ力などが挙げられる。流れの卓越する季節や水域、深さも多様である。また、周期的に変化する流れと非周期的な流れにも分類できる。ここで、環流と慣性円運動(慣性振動)および長周期の内部波とには、地球自転の影響であるコリオリ力が重要な働きをするが、これはわが国の湖ではおそらくびわ湖にしか存在しない流動であろう。なぜなら、これらの流れが存在するには、湖が大きくて、水温の成層が発達する程度に深いことが条件となるからである。すなわち、変形半径または内部変形半径と湖の水平スケールとの関係でコリオリ力の重要性は評価できることを地球流体力学は教えるが、ここでは詳しい議論は省略する。

現実に観測される湖流は、これら様々なタイプの流れの重ね合わせや相互作用の結果であるから、測流記録の解析が容易でない場合が多い。第2表は、水域・季節ごとに卓越する流れを示したものである(遠藤・奥村, 1989)。これをみると、夏季の沖合い表層では環流、吹送流、内部波および慣性振動が共存し、まさにびわ湖の夏にふさわしい活発な流況となっていることがわかる。以下に、主な流系に関する最近の観測結果を示す。

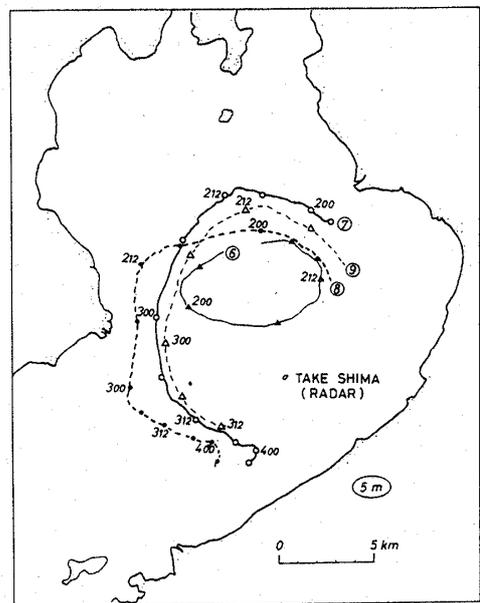
環流

びわ湖における最も顕著な湖流は環流である。第1図は多景島に設置したレーダによって追跡した表層(5 m)の漂流ブイの軌跡を示したものである(遠藤は

第2表 びわ湖における水域別流況特性 (遠藤・奥村, 1989による)

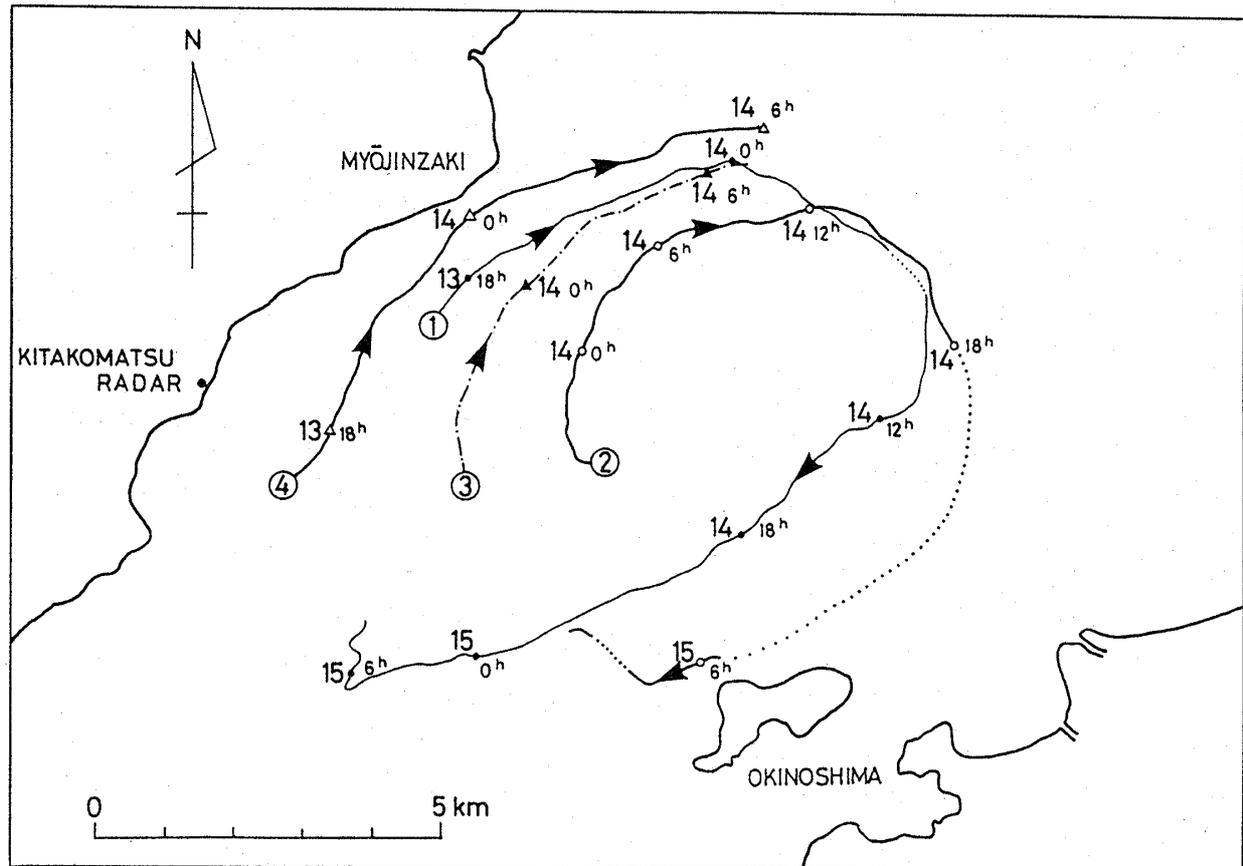
流れの種類		吹送流	環流	内部波	慣性円運動
沿岸水域	夏	◎	▲	◎	▲
	冬	◎	—	—	▲
沖	表層	◎	◎	◎	◎
	躍層	◎	—	—	◎
合	深層	◎	—	◎	▲
	冬	▲	—	—	▲

◎：卓越する ▲：認められる —：存在しない



第1図 多景島に設置したレーダによって追跡した漂流ブイの軌跡, 1983年9月1日～4日。図中の数字は、日と時間を示し、たとえば312は9月3日の12時を意味する。(遠藤ほか, 1987による)。

か, 1987)。これは、反時計回りのいわゆる第1環流であり、舟木崎と長浜を結ぶ線上のほぼ中央に環流の中心



第2図 レーダによる漂流ブイ追跡から得られた第2環流, 1986年9月13日~15日。(遠藤ほか, 1987による)。

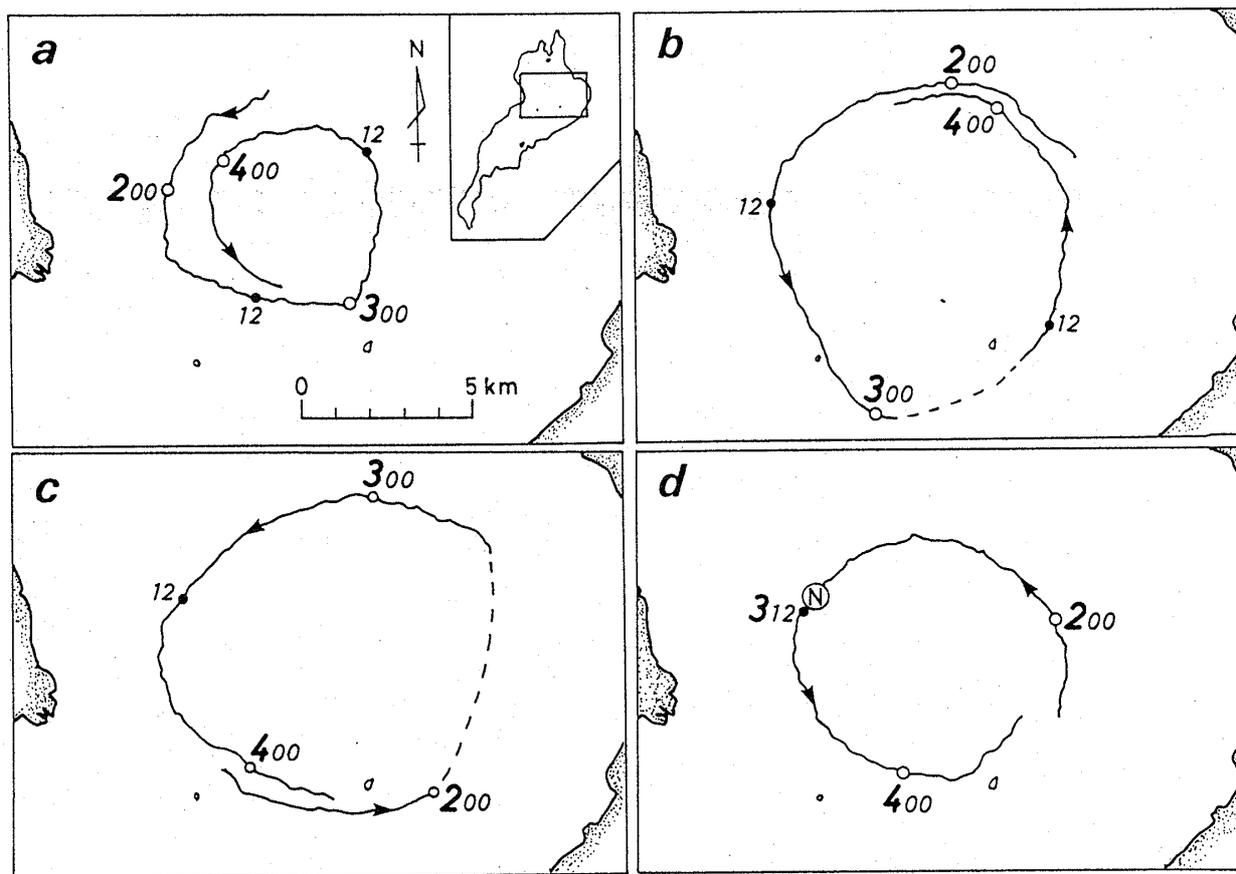
がある。流速は $10\sim 30\text{cm/sec}$ で、湖水は2~3日で一周する。また、環流の中心から半径3~4kmの所で最大流速を持つ。環流は、5月に急速に発達し、8~9月に最大のエネルギーを蓄え、その後しだいに減衰し、冬期には消滅するようである(ENDO, 1986)。

第2図は、同様にレーダによって第2環流を捉えたものである。この環流は時計回りであり、第1環流がほぼ円形であるのに対し、第2環流は南北に長い楕円である。第2環流域の水も、第1環流同様2~3日で一周する。これら観測された環流の位置は、従来考えられていた位置とは大きく異なっている。

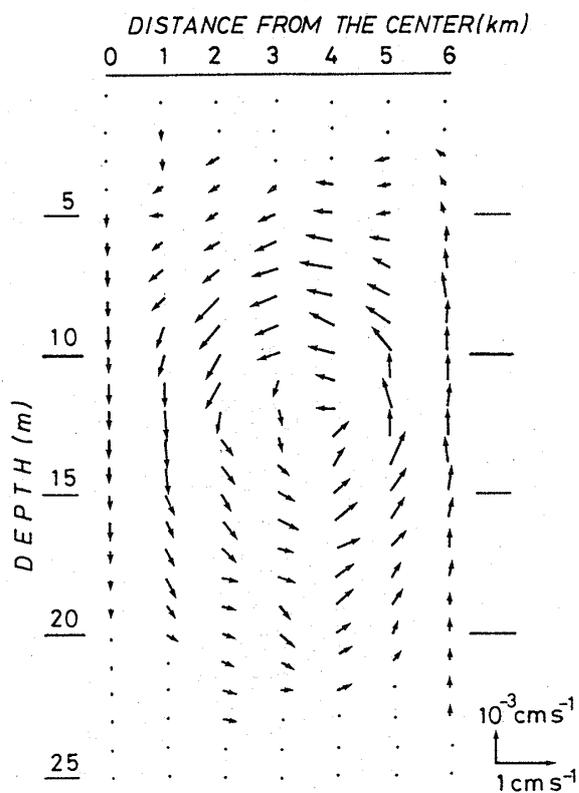
物質循環の観点から興味深いのは、環流に付随する鉛直循環流であろう。第3図は、先述のレーダによって追跡された深さ10mにおけるブイの軌跡であるが、全てのブイが反時計回りに動きながら環流の中心に向っている(ENDO, 1986)。すなわち、環流域表層(水温躍層以浅)では湖水の水平収束( $10^{-6}\text{sec}^{-1}$ のオーダー)が存在し、この場合には環流の中心付近で $10^{-3}\text{cm/sec}$ のオーダーの沈降流が予想される。第4図は、診断モデル(ENDO, 1986)によって計算された環流中心を通る鉛

直断面内での流れの様子を示したものであるが、水温躍層(深さ約15m)以浅では中心に向う流れがあり、それよりも深い層では逆に中心から外に向う流れが存在する。従って、環流域表層に運ばれてきた物質は、環流の存在によってこの水域にとどめられるが、鉛直循環流によってしだいに環流の中心に向かって移動させられる。中心付近では下向きの鉛直流によって、物質の沈降が加速される。鉛直流速 $10^{-3}\text{cm/sec}$ という値は、通常の懸濁粒子沈降速度と同程度であるから、物質の沈降速度は倍増されることになろう。このようにして、環流の中心域で躍層付近にまで沈降した物質は、第4図に見られるように今度は中心から外向きに移動させられることになる。従って、比較的粗い粒子は環流の中心付近に堆積し、細かい粒子は外向きに運ばれるとともに上向きの鉛直流によって再び環流域表層に戻される。すなわち、環流に付随する鉛直循環流は、物質の沈降・堆積を選別する効果を持つと考えられる。事実、森川(1957)や紙谷(1988)によれば、湖底堆積物の粒度組成に環流に対応する分布が見いだされている。

ここで注意しておきたいのは、鉛直循環流は常には存



第3図 第1環流域での深さ10mにおける漂流ブイの軌跡,1983年9月1日~4日。(ENDO,1986による).



第4図 診断モデルによって推定された環流域の鉛直循環流. 環流を円形とし, 横軸は中心からの距離 (km) である。(ENDO, 1986による).

在しない可能性があることである。なぜなら、第4図に示すような環流中心での下降流は環流の位置エネルギーの減少を意味し、この状態が継続すると環流は減衰してしまうからである。現実には、環流はきわめて安定して存在するから、この位置エネルギーの減少を補うエネルギーの補給がなければならない。これは、まさに環流の維持機構の問題であるが、エネルギー源としての太陽熱と風の効果については必ずしも十分な評価がなされているとは言えない。例えば、正の渦度（北半球では反時計廻り）を持つ風は確かに反時計回りの環流を形成するが、この場合には、環流の中心では上昇流が生じることになる。また、太陽熱については春から夏までの加熱期には、鉛直循環流による位置エネルギーの減少を上回る熱エネルギーの供給が可能であるが、秋から冬にかけての放熱期においても環流が容易には消滅しないのは熱エネルギーだけでは説明しきれないように思われる。いずれにしても、環流に付随する鉛直循環流の物質循環に果たす役割は大きいと思われるので、今後さらに検討を加えていかなければならないが、底質の分布からみて第4図に示すような鉛直循環流の存在する頻度が高いことは確実であろう。はじめに述べたように、湖流に関する知識は物質循環や湖内での物質分布を考える上での十分条

件であるが、逆に物質の分布から実測困難な湖流の推定がなされることは、きわめて興味深い。

### 内 部 波

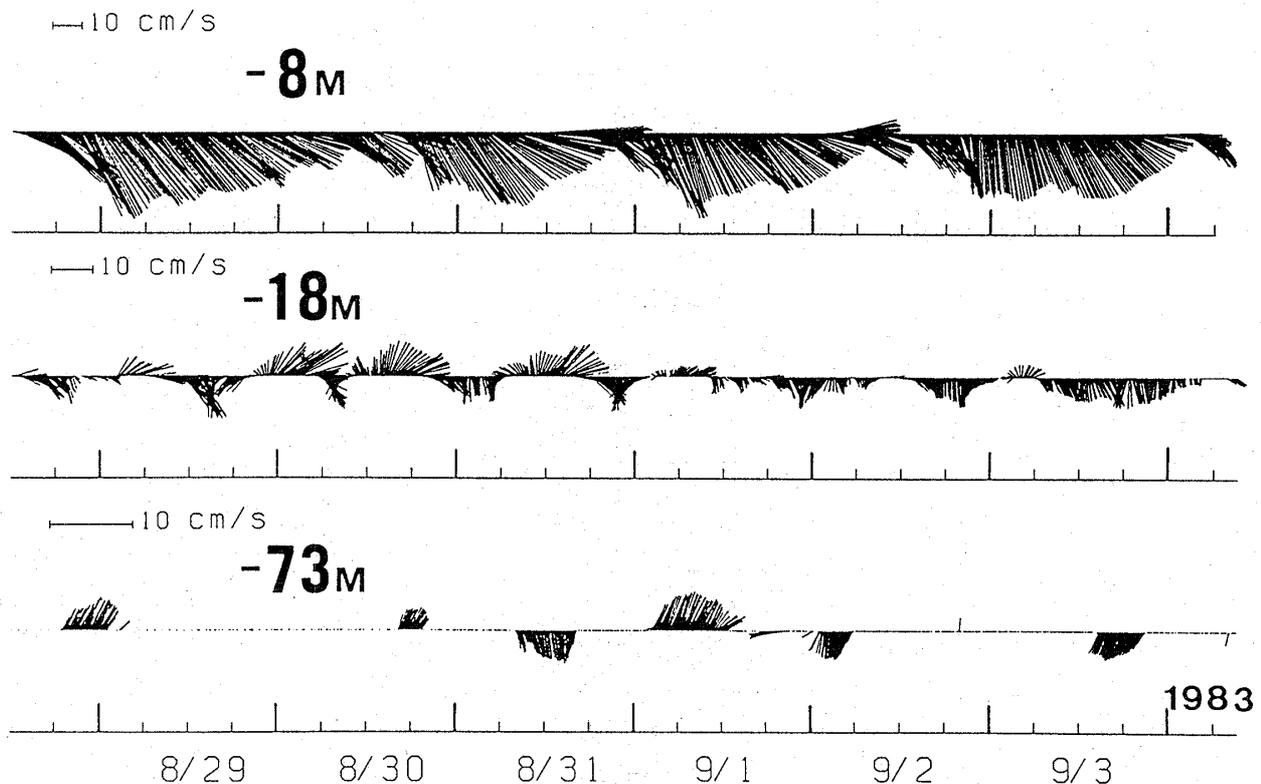
既に述べたように、びわ湖には静振、内部波、慣性振動など様々な周期をもつ流れの変動があり、たとえば自記向流速計によって得られた1ヶ月にわたる連続記録には、実に複雑な流れの時間変化が認められる。このような記録をスペクトル解析などの方法によって基本的な流れに分解してみると、成層期においては内部波に伴う流速変動が卓越しているのがわかる。

びわ湖の内部波には数分～数十時間の周期をもつ多くのモードがある (OKAMOTO, 1985)。特に基本モードの内部波は周期が夏季において約2日という長周期波のため、コリオリ力によって旋回性の波となっていることが特徴である (KANARI, 1975)。内部波は主として風によって発達し、その発達時には20cm/secを越える振動流が観測される。たとえば、第1図の漂流ブイの軌跡に見られるように、いくつかのブイは第1環流域から離れて南下しようとしているが、これは当時内部波が発達しており、内部波に伴う流れが表層では南流する位相にあったためである。このように、たとえ環流域に捕獲された物質であっても、内部波によって他の水域に移動することがわかる。

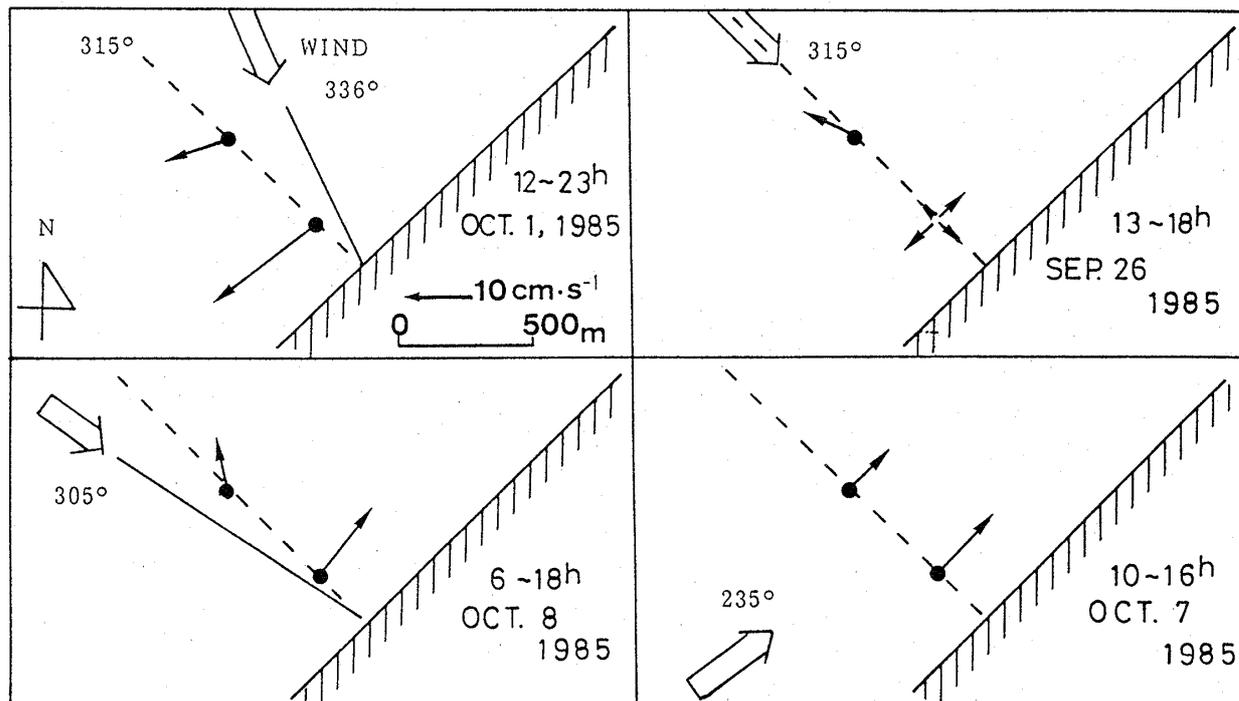
内部波に伴う流れは、通常流れの弱い深層・底層において特に重要である。例えば、夏季の塩津湾の湾口においては、湾の内部静振による約1日周期の流速変動が顕著であり、表層と深層とで逆向きの流れがみられる。注目すべき点は、深層においても30cm/secに達する強い流れが観測されることである (奥村・遠藤, 1985)。この付近には葛箆尾崎湖底遺跡があり、遺跡が埋没せずに湖底面に存在するのは、内部波に伴う強い流れによって堆積が阻害されているためと思われる。

また、第5図は、沖白石付近における3層での測流結果であり、最下層(73m)は湖底上1.5mである (遠藤・奥村, 1989)。図から、表層では環流の存在によって南東方向の流れが卓越しているものの、明らかに2日弱の周期変動が見られる。この周期変動は底層でも見られ、表層と逆位相で間歇的ではあるが5cm/sec程度の流れが形成されている。このような底層における流れは、環流のように流向は安定していないが、くりかえし湖底に流れの剪断応力を与えるために、堆積物の再移動に深く関与していることが予想される。最近、熊谷ほか (1989) は、成層期の湖底直上にみられる高濁度層の維持機構として、内部波に伴う底層流をあげている。

内部波に伴う流れは、沿岸水域においても重要であり、特に内部波に伴う水温躍層の上昇・下降によって、沿岸域の物質は岸に直角な方向に繰り返し移動させられ



第5図 沖白石付近における3層の測流結果の一部, 1983年8月28日～9月4日。(遠藤・奥村, 1989による)。



第6図 彦根市芹川河口沖底層における測流結果。風向別の流況を示す。(遠藤・奥村, 1989による)。

る (CSANADY, 1978)。この現象は、河川からもたらされる物質の沖合いへの運搬機構としてきわめて重要と思われるが、びわ湖では観測例も少なく、今後沿岸域での流況について詳細な調査・研究が必要である。

#### 風によって生じる底層離岸流

湖流の最大の原因は風であろう。にもかかわらず、風による流れの形成や流況変動については未だに多くの点不明なまま残されている。これは、小さな湖沼とは違って広いびわ湖では、湖上の風に水平的な分布が存在し、その分布や時間的な変化が解明されていないのが最大の原因である。湖上の風と陸上の風には明らかに相違があり (枝川, 1986)、湖上で風の観測が今後の重要な課題と言える。ここでは、最近沿岸域において観測された流れの結果を紹介するにとどめたい。

彦根市を流れる芹川の河口域において、1981年以来毎年秋季に自記流向流速計による測流を実施しているが、1985年に行った芹川河口沖底層の測流結果から興味ある現象が見いだされた。すなわち、測流期間における風の記録 (彦根地方気象台による) から、強風の連吹期間を抽出し、その期間における流れの様子を調べた結果、岸に直角な風の連吹時には風上に向う底層流が形成されることが明らかになった (第6図, 遠藤・奥村, 1989)。特に彦根付近では北西の風が卓越し、沿岸域底層には沖に向う「底層離岸流」が高頻度に形成される。一般に大雨後の河川増水時には河川水が湖水よりも低温であり、河

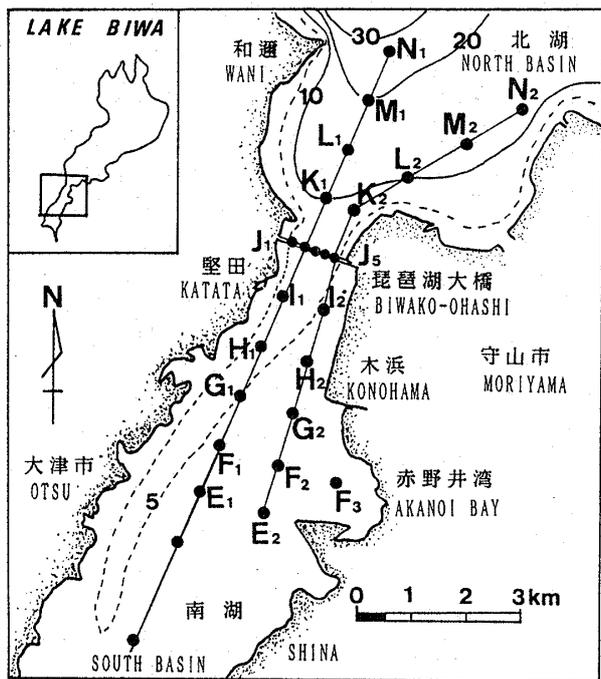
川水は湖水の下に潜入するから、密度流と「底層離岸流」との相乗効果によって比較的迅速に河川水は沖合いに運ばれることが予想される。また、河川水に限らず、風浪によって巻き上げられた沿岸域の堆積物も沖合いへ運搬される。これは全くの推論であるが、びわ湖では年間を通して北西の風が卓越するので、堆積速度が東岸よりも西岸で大きい (井内, 1988) のはこのような機構も一因であるかもしれない。

#### 北湖と南湖の境界水域における流況

北湖と南湖では水質が大きく異なるが、汚染の進んだ南湖水が北湖に“逆流”する現象は、びわ湖の汚濁機構としてきわめて重要である。北湖と南湖の湖水の交流機構については、冬季の密度流が有名であるが、夏季においても内部波や鉛直循環流によって湖水の交換が生じることが報告されている (岡本, 1987b)。

我々は、滋賀大学学内特別研究の一環として、1986年より3年間、この水域において総合的な調査を実施した。ここでは主な結果を紹介することにしたい。

1986年の冬季より毎年夏と冬に、第7図に示すような測点で、水温・電導度・濁度、風向・風速、透明度などの測定を行った (遠藤ほか, 1989)。また、これらの測点では、採水やプランクトンの採取なども併せて行われ、また赤外線による表面水温の連続観測も同時に行われたが、これらの結果については、川嶋ほか (1989)、鈴木ほ



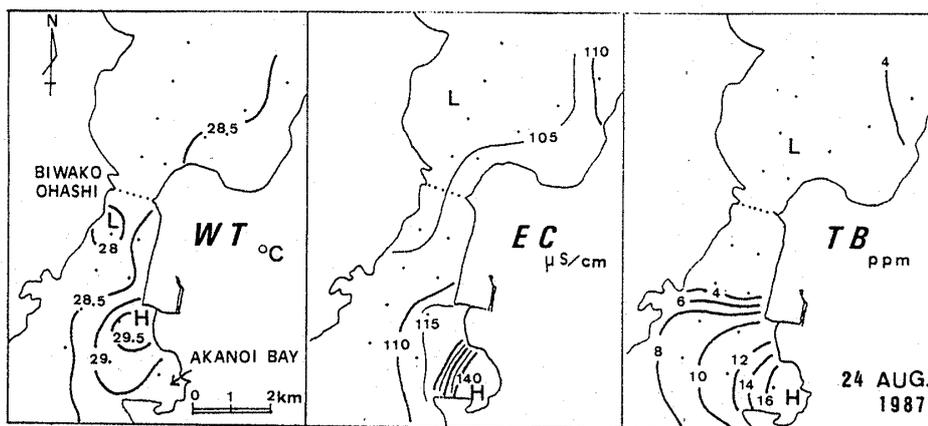
第7図 北湖と南湖の境界水域における観測の測点配置, 1986-1988年. (遠藤ほか, 1989による).

か(1989), および板倉(1988)を参照されたい.

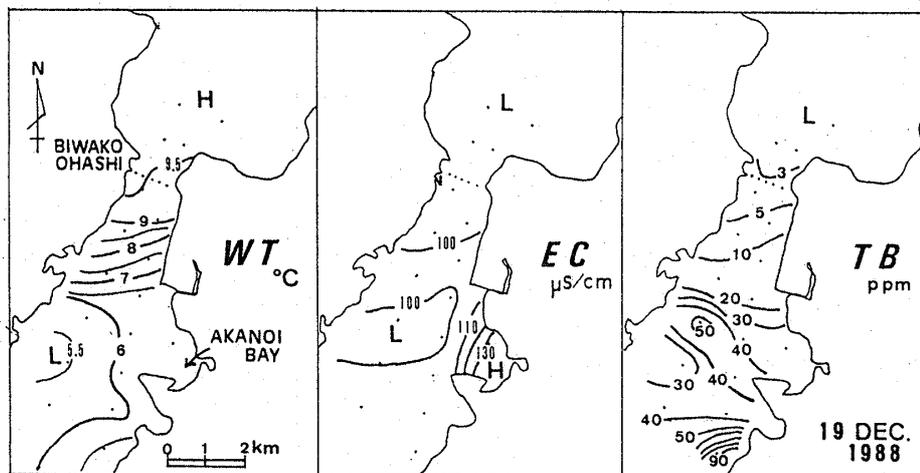
第8図と第9図は, 表面における水温, 電導度, および濁度の水平分布を夏季と冬季について示したものである. また第10図は, 第7図に示す西側の南北縦断観線内での水温, 電導度, 濁度の分布を示したものである. これらの図から, 以下の点を指摘することができよう.

夏季については, 北湖で水温の成層が顕著にみられるが, 表層については北湖と南湖とではそれほど明瞭な水温差は見られない. 電導度については, 南湖の赤野井湾で著しく高いのが目をひく. 水温と電導度の水平分布(第8図)からは, 水温・電導度ともに西側で低く, 東側で高いという分布を示し, 北湖水が西岸寄りに南湖に侵入していることを想像させる. ただし, これはこの観測時の特徴であって, 常にこのような分布がみられるわけではない.

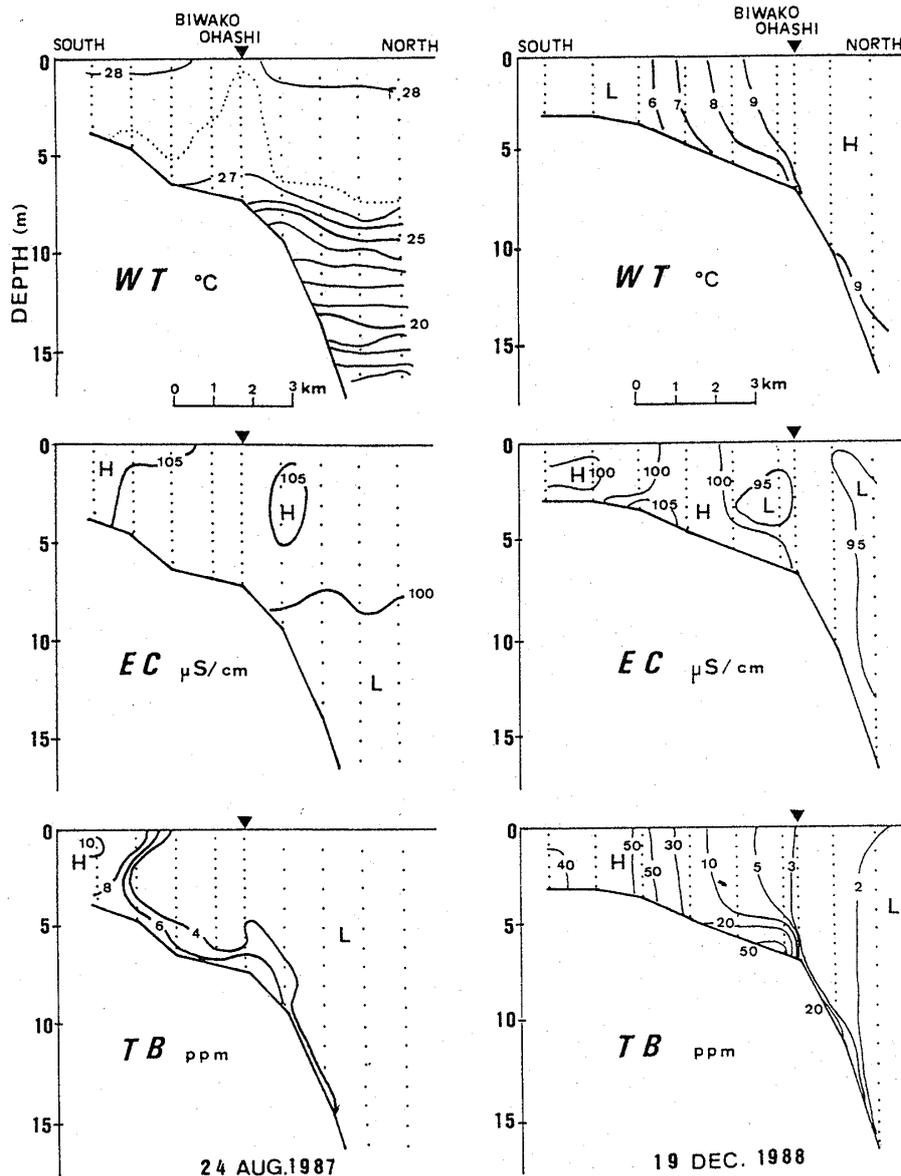
夏季の観測結果で注目されるのは, 濁度の分布である. すなわち, 第8図にみられるように, 南湖東岸寄りの砂利採取や赤野井湾に源を発する高濁度水が南湖に侵



第8図 表面における水温(WT), 電導度(EC), 濁度(TB)の水平分布, 1987年8月24日. (遠藤ほか, 1989による).



第9図 表面における水温(WT), 電導度(EC), 濁度(TB)の水平分布, 1988年12月19日. (遠藤ほか, 1989による).



第10図 西側の縦断測線上の観測結果から得られた水温(WT), 電導度(EC), 濁度(TB)の鉛直断面, 1987年8月24日と1988年12月19日. (遠藤ほか, 1989による).

入し, 琵琶湖大橋の約3 kmの所で北湖水との明瞭な境界(フロント)を形成している. このような濁度の分布は夏季における観測結果に共通して見られた. 冬季の水温のフロントはよく知られているが, 夏季においても明瞭な濁度のフロントが存在していることが明らかになった. また, 鉛直断面内での分布(第10図)をみると, 高濁度水が湖底に沿って北湖へと流入している様子を読み取ることができる.

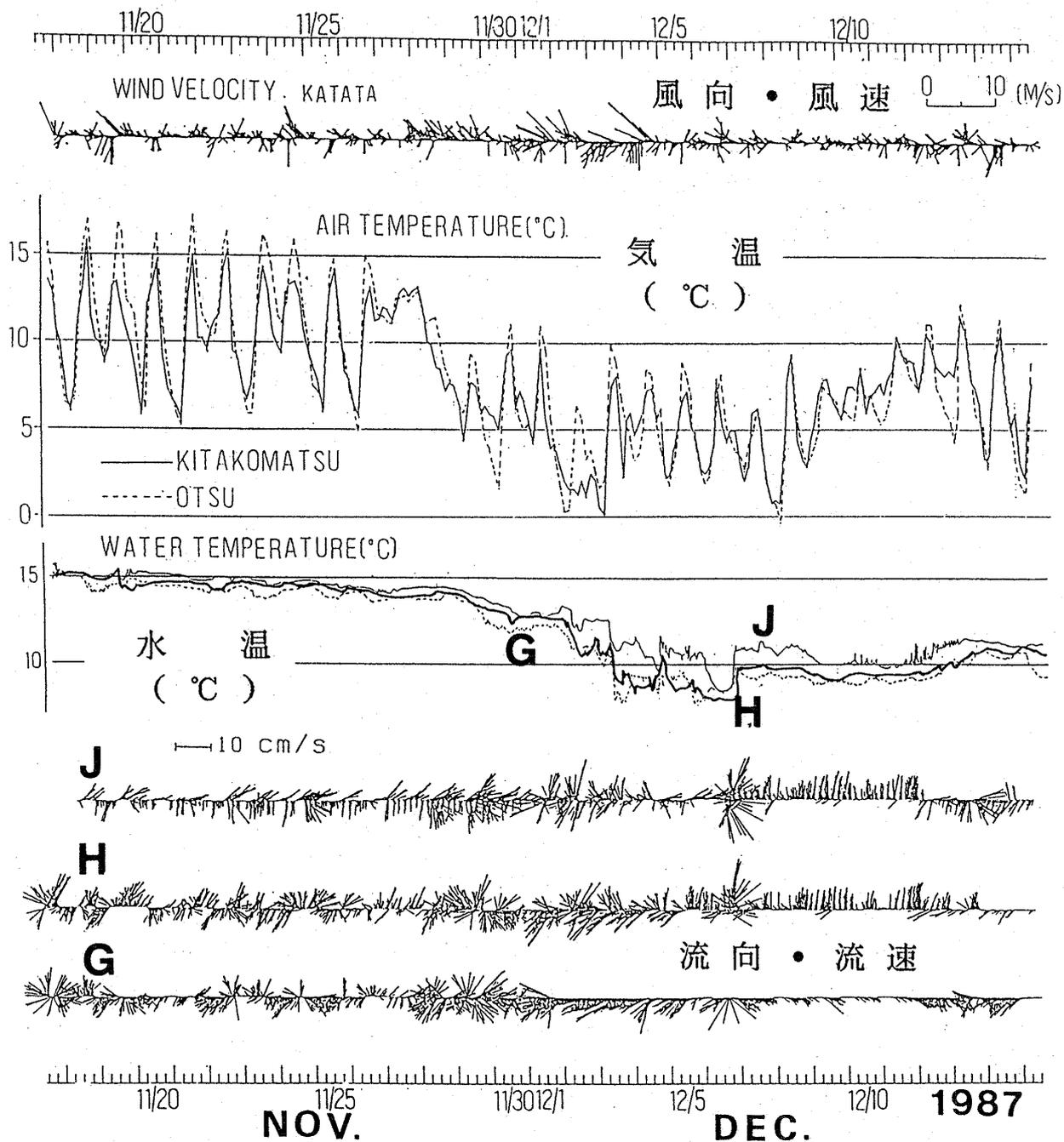
冬季においては, 夏季のフロントとはほぼ同じ位置に水温のフロントが形成されている. また, 濁度についても北湖と南湖とで明らかな差がみられるが, 電導度については目立った分布は認められない. 第10図を見れば, 明らかに南湖の低温・高濁度の水が密度流として北湖底層

に流入していることがわかる.

夏季と冬季に共通して, 琵琶湖大橋の南約3 kmに両湖水のフロントが存在するが, フロントは西側でかなり南湖に侵入した形状を示すことが多い. この理由についてはよくわからないが, 少なくとも北湖水が西岸づたいに南湖に侵入し, 南湖水は東岸寄り北上する場合の多いことを物語る. すなわち, この水平循環により, 正味の湖水の交換が生じ易い条件となっている. また, 第10図にみられるように, 密度流や鉛直循環流によっても, 正味の湖水交換が生じている.

以上は, 主として水質からみた交流の様子であるが, 最後に流速計による測流結果について述べる. 1987年の冬季に, 測点J<sub>3</sub>(琵琶湖大橋), H<sub>1</sub>, G<sub>1</sub>(第7図参照)の3点の底層において自記流向流速計による10分毎の連続測流・测温を実施した. その結果を示したのが第11図である. 図には上から風, 気温, 水温, 流速が示されている.

この1か月間の前半は穏やかな天候が続き, 11月下旬に寒波が到来し, その後再び温暖な日が続いている. 前半の温暖期には, 各測点で周期的な流速変動が卓越している. スペクトル解析によって, この周期変動は周期約4時間と約70分の表面静振であることが確かめられた. その後の寒波により水温は急激に低下し, 測点J<sub>3</sub>とH<sub>1</sub>では12月6日頃から北向きの5-10cm/secの流れが約5日間継続している. すなわち, 寒波の到来に2-3日遅れて密度流が発生したことを意味する. 興味深いのは, 測点G<sub>1</sub>で, 他の2測点で北向きの密度流が観測されるときに, この測点では弱い南東向きの流れが継続している. これは, 主として南湖東岸寄りの水が北上するのを, 西岸寄りの水が補給していることを示唆し, 弱い水平循環が形成されていることがうかがえる.



第11図 3測点における測流・測温結果と気象要素の時間変化, 1987年11月17日~12月15日。(遠藤ほか, 1989による)。

おわりに

びわ湖の湖流については、古くから調査・研究が行われ、多くの事実がつきとめられた。最近では、測器の開発と普及により、従来にない新しい調査も実施することができるようになった。しかしながら、明日のびわ湖の流況は誰にも予報できないのが実状である。

湖流情報は、湖沼に関する諸科学の基礎である。びわ湖汚染が叫ばれ、多くの問題解決が要請されている中で、湖流の解明は急がなければならないものの一つで

ある。湖流には多くの謎が残されていて、湖沼物理学的な興味は尽きないのであるが、びわ湖における物質循環という見地から総合的、有機的な調査・研究の積み重ねがますます重要になると考えられる。

なお、本小論で述べた調査・研究の一部は滋賀大学の岡本巖教授および大阪電気通信大学の奥村康昭講師と共同で行ったものであり、それらの成果はすでに学会誌等に公表されていることを付記するとともに、常に議論をして頂いたお二人に深く感謝する次第である。また、本

小論を執筆する機会を与えて下さった通産省工業技術院地質調査所の井内美郎氏に厚く御礼を申し上げる。

### 文 献

- CSANADY, G. T., 1978: Water circulation and dispersal mechanism. in *Lakes-Chemistry, Geology, Physics*, edited by A. Lerman, Springer-Verlag, New York, 21-64.
- 枝川尚資, 1986: 琵琶湖上の気候特性について. 地理学評論, 59, 589-605.
- 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・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, 37, 27-38.
- ・———・川嶋宗継・鈴木紀雄・北村静一・板倉安正・寺田知巳・加藤正代, 1989: びわ湖の種々の界面部における物質動態に関する物理, 化学, 生物学的研究(1). 滋賀大学教育学部紀要, 39, 29-49.
- ・奥村康昭, 1989: びわ湖における連続測流(II). 陸水学雑誌, 50, 341-350.
- 板倉安正, 1988: 赤外線リモートセンシングによる琵琶湖大橋付近の湖況観測. 昭和62年度教育研究学内特別経費実施中間報告書, 代表北村静一, 33-40.
- 井内美郎, 1988: 琵琶湖の堆積モデル. 碎屑性堆積物の研究, 5, 49-72.
- 紙谷敏夫, 1988: 琵琶湖底堆積物の粒径分布と堆積機構について. 碎屑性堆積物の研究, 5, 23-33.
- KANARI, S., 1975: The long-period internal waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, 20, 544-553.
- 川嶋宗継・山本滋・奥村康昭・鈴木紀雄・遠藤修一・北村静一, 1989: びわ湖の種々の界面部における物質動態に関する物理, 化学, 生物学的研究(2). 滋賀大学教育学部紀要, 39, 51-63.
- 熊谷道夫・深谷幸嗣・津田良平・横山康二, 1989: 琵琶湖北湖における高濁度層の維持機構. 日本陸水学会第54回大会講演要旨集, 41.
- 森川光郎, 1957: 琵琶湖・湖底堆積物の粒度分布. 滋賀大学学芸学部紀要, 6, 39-46.
- OKAMOTO, I., 1985: Water movements as deduced from temperature distribution and its time-variation in Lake Biwa. *Mem. Fac. Educ., Shiga Univ.*, 35, 19-34.
- 岡本巖, 1987a: 湖内の水平循環レビュー. 滋賀県琵琶湖研究所研究報告, 86-A04, 7-9.
- , 1987b: 湖盆間の交流. 滋賀県琵琶湖研究所研究報告, 86-A04, 29-37.
- 奥村康昭・遠藤修一, 1985: びわ湖における連続測流(I). 陸水学雑誌, 46, 135-142.
- 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(1), 164p.
- 鈴木紀雄・川嶋宗継・遠藤修一・北村静一, 1989: びわ湖の種々の界面部における物質動態に関する物理, 化学, 生物学的研究(3). 滋賀大学教育学部紀要, 39, 65-76.

### (要 旨)

遠藤修一, 1990: 最近の測流結果からみたびわ湖の流況. 地質学論集, 36, 209-218. (ENDOH, S., Recent Current Measurements in Lake Biwa. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 36, 209-218.)

びわ湖において, 最近実施した湖流観測の結果について述べた. 観測手法は, ①自記流向流速計による連続測流と, ②レーダを利用した漂流ブイの追跡である.

びわ湖の有名な「環流」は, 成層期の北湖に安定して存在するが, その位置や形状は従来考えられていたのとは大きく異なっていることがわかった. また, 環流には大規模の鉛直循環流が付随していて, これが堆積過程に大きな影響を及ぼすことが考えられる.

内部波は, 成層期における卓越した流系であり, 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底層の流況を支配している. また, 沿岸水域では, 沖から岸に向う風によって「底層離岸流」が形成され, 沿岸底層の水が沖合に運搬される.

北湖と南湖との水(濁度)の境界は, びわ湖大橋南約3kmに存在することが多い. 冬季の寒波が到来して2~3日後に, 南湖の低温水が北湖の底層に流入する「密度流」が発生し, 約5日間安定した流況を形成する.