

琵琶湖冬季密度流の現地観測

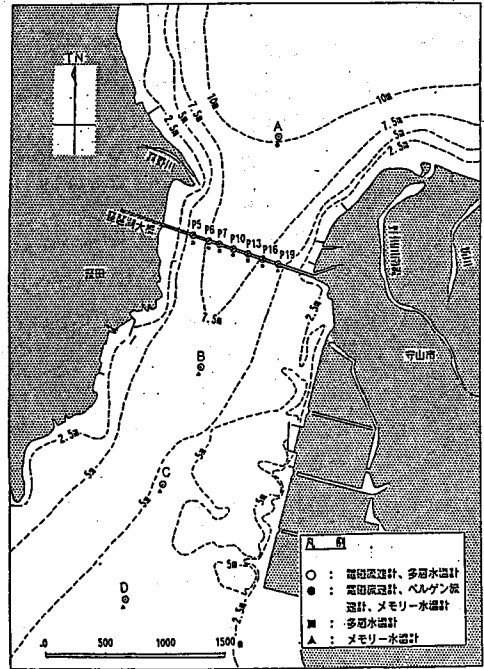
On the Dense Bottom Current in Lake Biwa

京都大学防災研究所 正員 村本 嘉雄
京都大学防災研究所 正員 ○大久保賢治

1. はじめに

琵琶湖の密度流は、冬季の湖面冷却によって密度の増大した南湖低温水が湖底に沿って北湖へ流入する下層密度流であり、図-1の琵琶湖大橋周辺水域で主に観測される。水質の異なる南湖水が北湖内に侵入し混合する現象であるため、環境水理の見地から重要視され、継続的な調査が行われてきた。基本的に、密度流は南・北湖の水温差により発生するが流出河川(瀬田川・疏水)による南向きの恒流に対して南湖水を北湖に逆流させる。逆流した南湖水は例えば12月にも残っている北湖の弱い水温成層に起因する内部静振のような別の機構により北湖深層水に取込まれて拡散し、北湖が循環期となる1月~2月頃には北湖水とかなりよく混合すると考えられる。すなわち、南湖水の影響が密度流のみで完結せず、その影響圏以上に遠くまで及んでいる可能性がある。

以下2.で、観測の経緯と主要な結果について簡単に述べた後、3.では気象ならびに水温データを用いて、日単位の熱収支計算法を示し、密度流の消滅・破壊(鉛直混合)について考察する。ついで、4.では流速データを加えて密度流の水理特性を明らかにし、密度流の流量を検討する。



2. 観測の概要

琵琶湖大橋断面における水温・プロペラ流速計の連続観測(琵琶湖工事事務所, 1975-1984)により、南・北湖の湖水交換は吹送流、表面静振、内部静振、冬季密度流で構成され、周期4時間以下の表面静振は長時間平均すると湖水交換にはあまり寄与しないことがわかった。一方、密度流は常に存在するわけではないが、一度発生すると2~3日持続し、南湖の熱流入となる。この連続観測は初期の貴重な知見をもたらしたが、1984年、感度がよくゴミ等の付着にも強い二成分電磁流速計に取替えられ、これを機に密度流監視に適した測器の配置も考慮された。

三次元水温観測(1978-1984)および多層水温・下層流速の定点観測(1981-1985)から北湖に流入

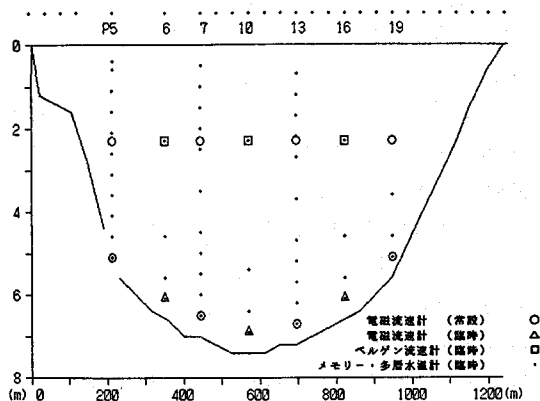


図-1 琵琶湖大橋周辺水域
(上)平面図(1985年の観測定点位置)
(下)大橋横断面図(1985年の断面測器配置)

した後の密度流の流動形態には直進型と右偏型が存在することが知れた。密度流をプリュームとみなす積分モデルによれば、この形態の相異は流量に依存し、流量が $20\text{--}30\text{m}^3/\text{s}$ 程度以下で直進型、 $50\text{m}^3/\text{s}$ を上回ると右偏型になる¹⁾。密度流が重力のみに従うのであれば流軸が常に湖谷線に一致するはずであるが、実際の流軸は必ずしもそうではなく等深線に沿う形で流向が北東から北北東に右偏することが多い。結局、密度流流量により界面パラメータが変化し、それらが現実取得範囲内でコリオリ効果がほとんど効かない場合（直進型）から、かなり効く場合（右偏型）に遷移し流動形態が変わることは興味深い。ただし、形態変化は流量のみならず風等の外的擾乱による界面混合状態にもよるであろう。密度流は、少なくとも、大橋の北3 km地点までは流下するが、水深15 m以上の定点では内部静振により北湖の下層40 m付近の冷水塊が上昇してくる現象がしばしば観測された。こうした水塊によって侵入した南湖水が巻込まれることもあろうし、1月になると北湖でも水温が鉛直様に混合されるので、密度流により北湖に輸送された南湖水は北湖内で速やかに混合すると推察される。

1984年までの観測で北湖に流入した密度流の流動形態の主なものは捉えたと判断されたので、1985年には図-1の横断面図に示すような配置で大橋断面の流速・水温計を臨時に増設し、密度流流量の把握に重点をおいた。三次元水温観測の代りに大橋断面における密度流発生時の水温分布を集中的に観測し、密度流の幅や層厚を決定した。定点観測についても北湖はA点（大橋北1 km）のみとし、南湖北部のB、C、D点に水温計3層を投入して特徴的な表層温水フロントの動きを連続的に観測した（図-1平面図）。また、大橋地点における同時気象観測（日射量・湿度・気温・風速）により密度流の発生をいち早く検知することで密度流発生時の断面水温分布を捉えることができる体制をとった。この気象観測値は彦根のそれとよい相関があると判断されたが、風速のみ南湖の代表風（烏丸半島）よりは若干小さめであった。そのほか、現場に置いた浅い容器の水温も観測し、これが平衡水温になることを確認した。

これらの現地観測結果から密度流の発生・持続・消滅の過程を気象・流動条件と対応づけ、密度流の発生（冷却）指標と流量の定量化を行ってきた。発生要因の熱収支を確定して密度流強度の支配変数を見出し、さらに、発生した密度流が持続するか消滅するかを決める外的擾乱との関係を明らかにする必要があった。これらの各情報を結合すれば密度流の予測や追跡計算が可能となり、密度流の年較差の原因も明らかになって、北湖への影響評価も精度よく行えるようになる。

3. 南湖の熱収支と密度流の発生予測

密度流が湖面冷却によって発生することは、気象要素（気温や風）と大橋地点の成層指標（中央下層の水温および流速偏差）との日平均値の相互相関特性から明らかにされている²⁾。時間値の解析でも概ね同じ応答となり、大橋地点の密度流は冷込み後2～3日で発生する。このように密度流は時間規模が数日の現象であり、発生予測は少なくとも日単位で行う必要があるが、日単位熱収支計算法は月単位のそれに比べると確立されたものでない。

実測の平衡水温特性（図-2）を用いて熱収支各項に関する種々の公式の最適な組合わせを検討した。日平均値でみると平衡水温 T_e は気温 T_a より約 1°C 低く、これも既往の実測結果と対応している。冬季は日射量自体も小さく有効逆放射がこれの7割程度に達するから熱収支における放射の役割は小さく、湖面冷却量のほとんどは潜熱輸送で説明される。多くの熱収支計算では、正味

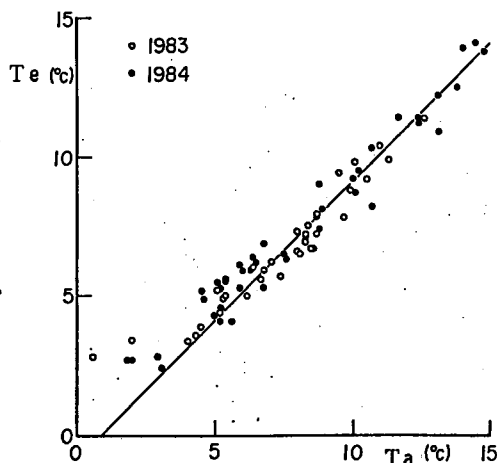


図-2 冬季の平衡水温特性

放射量と潜熱量の収支を計算するが潜熱量と顕熱量はボウエン比で結びつけられる。水柱の貯熱量変化を実測し、同じ手順で求められる蒸発公式は水域や研究者により1～3倍程度も異なる。

放射収支については日射及び有効逆放射を補正する雲量の決定が困難なため月単位計算では気づかれないばらつきが現れる。これは日照率（日照時間／最大日照時間）による補正を用いて解決される。一方、大橋周辺部には密度流による成層が現れ、水平移流効果が小さくないため貯熱量変化を分離することが難しい。琵琶湖の場合、彦根の日射量が実測されており日照率補正の日射公式が十分適合する。有効逆放射についても同じ理由から日照率補正の公式を用いる。蒸発公式としては、琵琶湖について提案された伊藤・岡本式³⁾がよい評価を与える。ただし、測点による風速の相違も考慮し、少し小さめの評価である small pond 係数（例えば Sturm⁴⁾）を下限とする範囲を考える。実用的観点から、熱損失量を $Q_L = k_e (T_s - T_e)$ の形で整理すると図-3のような直線関係が得られた。ここに T_s は表面水温である。熱損失係数は T_s にも依存するが、冬季に限れば同一の特性とみなせるようである。放射量によると考えられる小さな切片を無視すると風速 W で表示した熱損失係数は $k_e = (6.2 \sim 8.5) W$ [$W/m^2/^\circ C$] の範囲にある。

熱収支を計算する上で表層水温 T_s は重要な項目であると同時に、計算の妥当性を検証するデータとなる。毎月の定期観測によると、この季節の北湖表層水温は、南湖のそれに比べて $3^\circ C$ 程度高い。これを詳しく調べるために観光船に付けた自記水温計で南・北両湖にわたる表面水温観測を行った。南湖水温が、瀬田川および疏水からの流出（恒流）の影響で流下とともに指数的に減少し、平衡水温に近づく特性が、この縦断観測により確認された（図-4）。琵琶湖大橋の南2～3 km付近に顕著な表層フロントが存在し、このフロントより南では平衡水温に近い様な水温（南湖混合水温）になっていると考えられる。南湖混合水温は密度流発生時における大橋地点の下層代表水温に近く、顕著な二層流の形態をとるのはフロントより北の水域である。大橋地点の界面位置が水面下5 mとすれば、密度流の界面勾配は $1/400 \sim 1/600$ の範囲と推定される。

移流効果は無視して南湖混合水温を計算した場合、初期水温を実測値で与えても時間の経過とともに両者の差が増大する。この系統的誤差は熱損失の過大評価を意味するが、蒸発公式の選択が不適当なためではなく、移流効果は無視した影響である。恒流補正をいれて計算した南湖混合水温を定点A～Dおよび各橋脚における水温鉛直分布の時系列と重ねて表示したのが図-5である。南湖混合水温は、密度流下層水温とほぼ

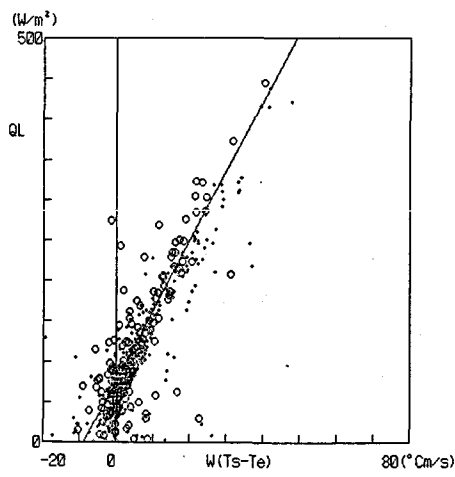


図-3 熱損失量の検討（1985）
蒸発公式は伊藤・岡本式による。
・； $T_s < 8^\circ C$ ，○； $T_s > 8^\circ C$

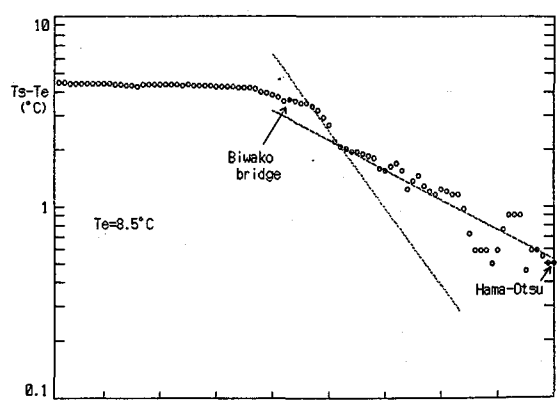


図-4 表層縦断水温分布（1985.11.30）
データ時間間隔は1分で、横軸の
1目盛は10分（約3 km）に相当する。

一致する。実測水温と比べると若干冷過ぎであり、密度流の補正を導入すれば実測値の傾向がさらによく表せるようになることが期待されるが、そのためにも密度流流量の表示がまず必要である。

以上、湖面冷却が主に潜熱輸送によっており、密度流の発生時期の予測には平衡水温（気温）と湖水温および風速の測定が必要であって風速と水温・気温差の積（冷却指標）のモニタリングにより密度流の発生は予測しうることを実証した。容易に予想されるように、冷却量が同じであれば温度差因子の大きい方が密度流が発生・存続しやすいであろう。しかし、実際には温度差による寄与分（顕熱輸送として分離すべきもの）の方が小さく、ある程度の風が吹かなければ密度流を発生させるだけの湖面冷却が生じない。一方、風速が増大すると湖面冷却とともに湖水の鉛直混合が促進され、次の密度流の発生を促すが、すでに密度流が発生している場合には、それを破壊する。この相反する風の作用が冷却と混合であり、冷却作用により発生した密度流が混合作用によって破壊される現象は密度流の予測を行う上で扱いにくい点である。

そこで、成層状態が破壊されずに存続する限界風速を検討した。橋脚水温鉛直分布の資料から超過密度を積分し、水柱がもつ浮力の絶対値 B を求めた。 B の 9 割および 4 割が集中する層厚をそれぞれ $h_{0.9}$ 、 $h_{0.4}$ とし、混合層厚 δ は両者の差 $h_{0.9} - h_{0.4}$ で定義した。試行の結果、 B の下限値として $10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ 程度をとり、 B がそれを下回る場合には意味のない数値と考えると $B = 0$ とすれば成層状態と非成層状態を区別できた。成層のない状態では $\delta = H$ になると考え、6 時間平均風速が 3 m/sec 以上になると密度流が破壊されることがわかった。代表流速 V が風速の約 3 % として $B_{\min} = 10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ に相当するリチャードソン数を計算すると $Ri = B_{\min}/V^2$ は 0.1 程度となる。

4. 密度流の水利特性

密度流発生時の琵琶湖大橋断面における流速・水温記録（プロベラ流速計による 1 成分流速）の日平均値を解析して水温・流速偏差の関係を検討した。冬季密度流の水温偏差の範囲が小さいことを補うため、夏季に内部静振で南湖に侵入した北湖下層低温水が再び北湖に排出される過程が冬季密度流と類似と考えて同じ整理を行った。冬季と夏季の水温レベル、従って熱膨張係数が異なるので別々の特性のように見えたが水温偏差を密度偏差に変換すれば図-6 のよう

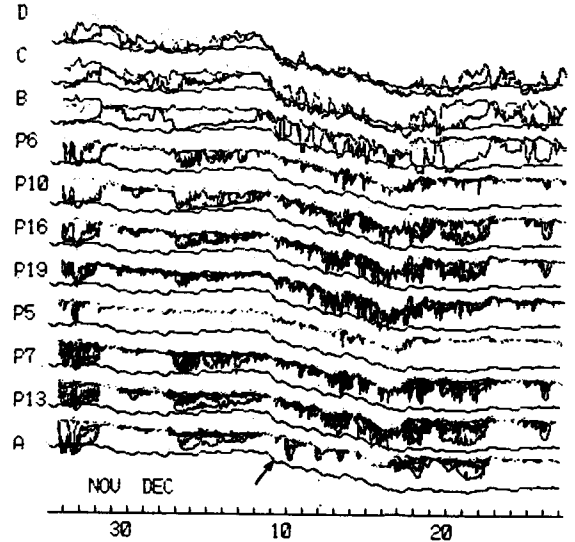


図-5 南湖混合水温の計算値
(矢印の曲線：他地点も同様)
と定点・橋脚の実測水温 (1985)

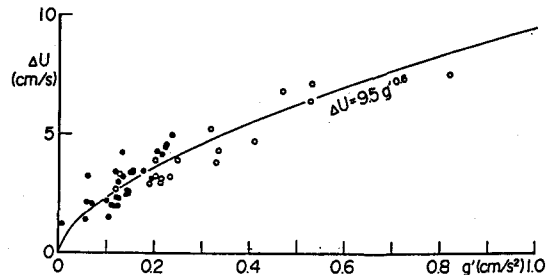


図-6 有効重力加速度と流速偏差の関係
●；冬季、○；夏季

に有効重力加速度を用いて共通の関係が得られる。

適当な界面抵抗係数と界面付近の渦動粘性係数を与えれば密度流の限界流条件が図-7のように求まる。計算では下層厚が未知であり、抵抗則に芦田・江頭式⁵⁾、渦動粘性係数には Csanady⁶⁾ の有効粘性係数を仮定し層厚を反復計算した。付加的条件として渦動粘性係数に基づくレイノルズ数を $250 \Delta U$ と固定した。代表的な界面抵抗係数と渦動粘性係数の値は 0.02 および $0.4 \text{ cm}^2/\text{s}$ の程度である。以上の各関係を用いると密度流の下層厚さが推定され、幅を知れば密度流流量が推定し得る。計算した密度流流量は有効重力加速度でまとめられる。最大級の密度流 ($g' = 0.8 \text{ cm/s}^2$) では $30 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度と評価され、平均的な冬季密度流 ($g' = 0.2 \text{ cm/s}^2$) では $10 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度のものが多い。ここで得た密度流限界流条件がレイノルズ数の影響をかなり強く受ける点について調べるため界面波観測を実施した。実測された界面変動は水平スケールが数 10 cm であり、実験室における低レイノルズ数の界面波の特徴を備えているようである。この観測は、大橋橋脚 P9 において底面上約 1.3 m 高さに 25 cm 間隔 5×5 本の水温計を装着したフレームを Ch.1~5 の辺が北北東に向くよう設置して行った。図-8は25本の水温記録を7乗してピークを強調した相互相関の形で示しており、Ch.11を基準とした。水温変動は Ch.1→21、Ch.8→24および Ch.9→15のように伝わり、横断構造をもつことがわかる。

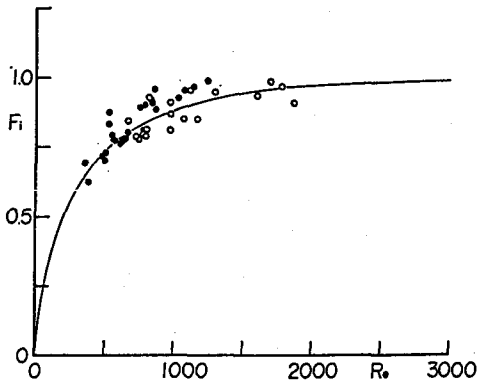


図-7 密度流の限界流条件

●; 冬季、○; 夏季

1985.12.08
10:21:38 ~ 10:25:38
dt=2sec, maxlag=60sec
refch=11

1. 2. 3. 4. 5.
6. 7. 8. 9. 10.
*11. 12. 13. 14. 15.
16. 17. 18. 19. 20.
21. 22. 23. 24. 25.

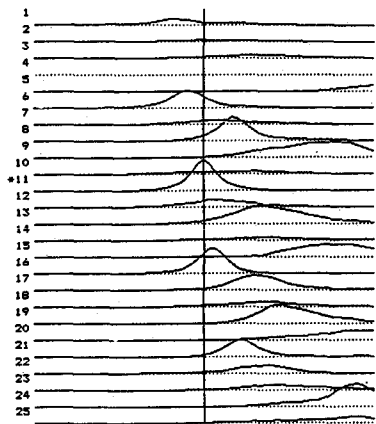


図-8 界面付近の水温変動記録

上記の流量表示は大橋に直交する一成分の流速資料に基づくものであって、流れの幅や偏向を加味するために2層4点の新観測系で設置された二成分電磁流速計と水温計ならびに1985年の観測期間中臨時に増設された計器の記録を解析した。大橋中央部の橋脚について、有効重力加速度と流速偏差の関係(6時間平均値)は一成分流速計の日平均値の回帰式(図-6)で説明しうるが、水温鉛直分布から評価した下層厚は界面抵抗則から推定した値と一致しなかった。ここに、下層厚と混合層厚は各橋脚の水温鉛直分布から積分浮力 $g'h$ (前出のB) を求め前述の方法で評価した。下層厚 ($h_{0.9}$) は平均的に 2.5 m 程度、混合層 δ は 1 m 程度であり、水温が比較的一様な純下層厚 $h_{0.4}$ は 1.5 m 程度であって、抵抗則で示される値の倍近く大きかった。後者は下層密度流の径深に相当すると推察されるが、直交流速偏差と実測層厚から求めた内部フルード数は1より小さくなる。二成分の流速計のデータ解析から明らかになったことは、直交・横断成分の各流速偏差が同程度の大きさになる点であって、内部フルード数を合速度で定義しなおすことで問題は解決すると考えられる。

図-7の限界流条件がレイノルズ数に依存するのは、自転性の二次流の相対強度が小さなロスビー数(低

流速)ほど強まることと関連している可能性があり、偏向を介した見かけの関係であるという解釈ができる。しかし、地球自転効果による流れの偏向については、吹送流が混在していることもあり、明瞭な関数関係を見出すまでには至っていない。大橋断面の横断流速分布には水平環流、深水部下層で風上に向う鉛直循環流のような吹送流の典型的特性が確認されているが、図-6のように、日平均値を議論する場合に比べると流速分布の影響がはいりやすく、これをあらかじめ考察しておく必要がある。ただし、実測した密度流流量は界面横断勾配と相関をもって増減し、基本的には地衡流的な特徴を示している。

各地点の流速から密度流流量と全流量を計算した。密度流については流速に純下層厚 $h_{e,4}$ および橋脚間隔(130m)を乗じて和をとった。下層厚が求まらない場合($\delta = H$ 、すなわち非成層と判定された場合)には自動的にゼロとみなす。全流量は成層・非成層によらず流速と層厚および橋脚間隔の積和をとった。下層厚は一律1.0mと考え上層厚は(水深-1.0)mとした。観測期間の水面幅は約1200mであったが流量は流心部の $130 \times 7 = 910$ m区間の積分値であって、特に、全流量に関しては2、3割の過小評価になることは予測される。しかし、観測期間の平均全流量は $40 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度になり、瀬田川・疏水流量合計(約 $90 \text{ m}^3/\text{s}$)の半分に過ぎない。この理由として、1985年は南寄りの風が卓越したために流速分布形が複雑なものになっていたことによると考えられる。

5. むすび

気象観測および常設電磁流速計・水温計の記録は、琵琶湖大橋東岸の建設省の水質自動監視室に設置されたレコーダーおよびバブルカセットにそれぞれ記録されるが、1985年の観測ではパーソナルコンピュータを接続し、湖面冷却量をリアルタイムで画面出力し、数日間の記録を見ることができるようにした。このモニタリング結果をみながら密度流の詳細観測およびこれと並行した水温補助観測の実施日を決定した。本年度の観測ではこのデータを専用回線で琵琶湖工事事務所まで転送し、本格的なモニタリングを行っている。

一方、別途行っている吹送流観測および既往の実験データ整理から新たな知見が得られ、流れの測定精度の向上が期待されるようになった。密度流の界面抵抗則は吹送流の水面抵抗則から拡張でき、さらにシア層の連続観測によって渦動粘性係数を用いない抵抗則で表示が可能になるように観測を進めている。

最後に、本観測の継続的な実施に際して多大な努力を払われてきた建設省琵琶湖工事事務所および水資源開発公団関西支社の方々に対して深く感謝する次第である。

参考文献

- 1) 大久保賢治・村本嘉雄：回転系の下層密度流について，第26回水理講演会論文集，1982。
- 2) 大久保賢治・村本嘉雄・片岡幸毅：湖の熱流動過程に関する研究，京大防災研年報，25B-2，1982。
- 3) 伊藤克巳・岡本 巖：琵琶湖における水温の変動(VIII)，陸水学雑誌，35-4，1974。
- 4) Sturm, T.W. and J.F. Kennedy: Heat Loss from Sidearms of Cooling Lakes, Proc. ASCE, 100, HY5, 1980。
- 5) 江頭進治・芦田和男：成層密度流の流れの構造に関する研究，京大防災研年報，22B-2，1979。
- 6) Csanady, G.T.: Turbulent Interface Layers, J. Geophys. Res., 10, 1978。