

湖の加熱成層過程と環流 Heating Stratification Process and Gyres in a Lake

京都大学防災研究所 正員 大久保 賢 治
京都大学防災研究所 正員 村 本 嘉 雄

1. 環流の熱成論

琵琶湖北湖の環流については、数多くの現地観測^{1)~5)}ならびに数値研究^{6)~10)}が行われてきた。前報¹¹⁾で報告した下層密度流と類似の現象が北湖では未だ観測されていない現時点においては、冬季の北湖は密度一様と考えてよいだろう。こうした均質湖の環流は風によって起こる、すなわち風成論で説明される。一定の風応力を与えた一層モデルの結果によれば、北湖の、特に第一環流は風向によって回転方向が逆転するような地形性の環流であること⁶⁾、一様風が停止すると地形性のRossby波を生じて数日のうちに減衰すること⁷⁾などがわかっている。実際、この季節の環流が安定したものではないことは岡本¹⁾の観測結果によっても明らかである。

一方、成層期の環流が安定したものであることは岡本²⁾および國司⁸⁾の観測によって示されている通りであって、これに内部Kelvin波が共存するというのが実態であると言えるだろう⁴⁾。こうした成層期に対応する二層モデルの結果によれば、長時間の平均流は環流に似たパターンを示しているが⁸⁾、一様風の場合にはやはり数日という時間スケールで減衰するといわれており、夏季における環流の定在性を説明するためには風の渦度を考えることが必要であることも確かめられている⁹⁾。

以上の風成論に対するものとして、湖面における熱(浮力)流入が環流を引起こすという熱成論¹⁰⁾があるが、これはつぎのようなものである。浅水部が相対的によく加熱されるという地形性貯熱効果のため、湖岸付近に過剰な熱量が貯えられ湖心向きの水平温度勾配が生じる結果として、表層で収束するような鉛直対流が発生する。これにコリオリ力が作用することによって反時計廻りの環流が作られるというのである。大西の考えた軸対称モデルは最大水深が30m(湖岸部は6m)、半径が10kmであるが、3ヶ月程度の加熱で10~15cm/secの流速が生じ、環流の実際の強度をよく説明している。しかしながら、得られる水温場は連続成層的なものであって、Fig. 1に示す琵琶湖の場合のような水温漸変層(躍層)は形成されなかった。この理由として特に拡散係数の鉛直分布が考慮されなかったことが挙げられるだろう。従って、診断モデル⁹⁾の結果に現れたような水温躍層付近での水平発散流は現れず、代わりに湖底のEkman層が特徴的となっていたといえる。こうした相異にもかかわらず結果

の流速値がかなりよく一致したのは、モデルの水深がどちらかといえば夏季の上層厚さに近かったためと思われる。

このように熱成論では、その数値的な扱い、特に係数の設定に若干の問題を残してはいるものの、風の分布形まで規定しなければならぬ風成論と比べると熱束の空間的变化まで考慮する必要はなく、しかも湖水の成層化と環流を一連の問題として扱うことができる。

つぎに、熱成論が現実的なものであることを示すために琵琶湖における湖面浮力束の大きさについて調べておくことにする。

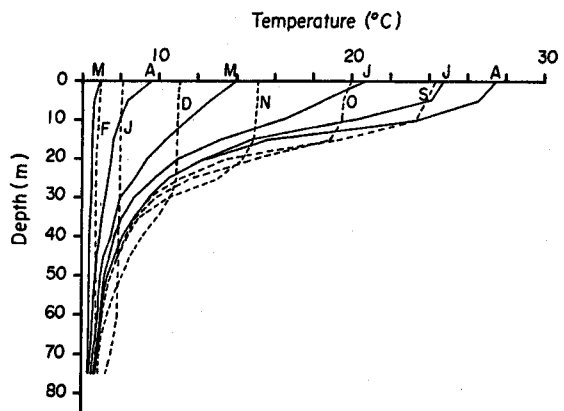


Fig. 1 琵琶湖北湖の水温鉛直分布の年間変化

先に示した水温データを用いて北湖における各月の湖面浮力束をいくつかの方法で求めたのが Fig. 2 である。実線および破線はともに上層浮力の変化率を中央差分的に計算したものであるが、使うデータが3点か2点かの違いがある。点線は片岡¹²⁾により貯熱法で求められたものである。実線の評価が大きいのは熱膨張係数 α の温度変化が考慮されているためであるが、いずれにしても夏季の湖面浮力束は $(0.5 \sim 1.0) \times 10^{-3}$ (cm^2/sec^3) の大きさである。第一環流の表面積を 100π (km^2)、これに対応する湖岸長を 20π (km) として単位幅浮力束の $1/3$ 乗の流速スケールを試算してみると $6.2 \sim$

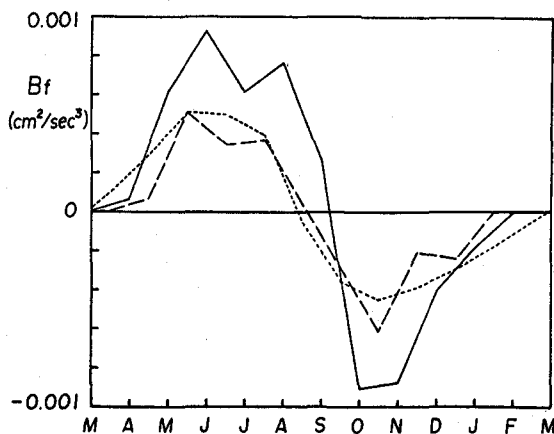


Fig. 2 琵琶湖における湖面浮力束

7.9 cm/sec となり、決して非現実的な値ではないと思われる。本研究では、安定して存在する夏季の環流にともなう流動場の特性を明らかにするため、水温成層と環流をひとつの過程としてとらえることができる熱成論に立つことにする。観測結果を扱った最近の研究⁵⁾には、環流強度の発達と成層化の間には密接な関連があると述べられているが、ここでは環流の発達を実験的に模擬するための相似則について考察した後、加熱環流の実験結果について述べる。

2. 環流の相似パラメータ

北湖の第一環流の次元量は

$$\left. \begin{aligned} V &= 15 \text{ cm/sec}, L = 20 \text{ km}, H = 75 \text{ m} \\ \nu_v &= 1 \text{ cm}^2/\text{sec}, f = 8.4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \end{aligned} \right\} \quad (1.1)$$

$$g' = 1.4 \text{ cm/sec}^2, h = 25 \text{ m} \quad (1.2)$$

の程度である。ただしこれらは環流流速、水平規模、水深、鉛直渦動粘性係数、コリオリパラメータ、有効重力加速度および上層厚さを示す。Vとhについては盛夏の値を用いている。これらから求める無次元量は、

$$R_0 = 0.089, E_v = 2.1 \times 10^{-4} \quad (2.1)$$

$$h/H = 0.33, F_i = 0.25 \quad (2.2)$$

$$H/L = 3.8 \times 10^{-3} \quad (2.3)$$

となる。ここに $R_0 = V/fL$, $E_v = \nu_v/fH^2$, $F_i = V/(g'h)^{1/2}$ はそれぞれ Rossby 数、鉛直 Ekman 数および内部 Froude 数である。これらのうち特に (2.1) 式のものを念頭において環流の実験を計画することを考える。なお、ここでは熱束(浮力束)の決定において、生じる流速値を合わせることが最大の条件と考える。従って V は予備実験等によってあらかじめ定めておく必要がある。このように流速値 V と水平スケール L が既知の場合には、 R_0 を合わせるように回転数を決め、つぎに E_v を合わせるように水深 H を決める。この手続きによって (1.1) 式の次元量から (2.1) 式の無次元量が求まる。 R_0 と E_v はそれぞれ水平・鉛直のスケールを規定するものであり、比較的独立な設定が可能であるから、小規模実験でも容易に合わせることができる。そこでこれを回転水理実験の第一無次元数群と呼ぶことにする。

一方、(1.2) 式の各量は熱源や水槽の形状で決まるものである。今回のような非定常の実験では、ここで浮力束変化のような他の時間スケールは慣性周期ではかることができ、所定の h/H を得るのに要する時間は意味づけできるだろう。定常実験では (1.2) 式にもとづく Froude 相似が考えられ、これは R_0 相似に含めることもある。 F_i の相似がある程度満たされていなければ変形半径 V/f が正しくないという点で R_0 の相似がくずれることになる。言換えれば移流時間 L/V が慣性周期ではかれないのである。しかしながら、

これを(2.2)式の第二無次元数群に含めたのは、(2.1)、(2.3)式から求まる Reynolds 数のために、 F_i が制約を受けるということが小規模実験ではしばしば起こるためである。今回は、 h/H の値が多少変化しても F_i がこの制約を大きく受けないようにする方を選んだ。このように第二無次元数とはある程度の相似性を考慮するものを総称するものとする。さらに(2.3)式の H/L は R_o 、 E_v の決定時に確定するものであって、その調節は回転系では特に困難であり、鉛直流を誇張する効果をもっている。以上の考察をもとに、3. では今回の実験について具体的に述べる。

3. 加熱環流実験

3.1 実験の概要

加熱環流の実験水槽は Fig. 3 に示す通り主水槽 (A)、導入水路 (B)、副水槽 (C)、加熱板 (D)、サーミスター (E) から成る。実際には湖盆地形をもつ模型に様な加熱を与えて環流を発生させるのが妥当なのであろうが、環流に対する地形効果が同時に含まれることになるので主水槽は平坦底とし、地形効果を含む加熱環流実験は同じ水槽を用いて別途に行っている。アルミ製の加熱板には 100 V 50 W のパイプヒーターを埋込んだ。サーミスターは主水槽の導入水路口と向かいあう側壁の中央鉛直線上に 8 本配置し、多点測温回路と記録系¹³⁾を用いて水温の鉛直分布を測定した。

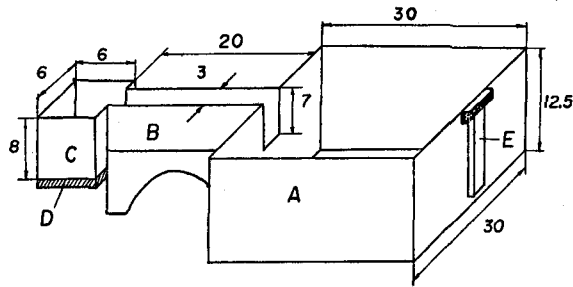


Fig. 3 加熱環流実験水槽

流体が剛体回転に至るまで放置した後、ヒーター電源を入れて実験を開始し、上方からの写真撮影も開始する。測温はその数分前からすでに開始し初期水温分布を測定している。加熱初期に副水槽に投入したアニリンブルーの粉末により着色した温水フロントの状況を撮影し、安定した単一の環流ができる頃からは水面のフロントのストリークを定時間間隔で撮影した。以上の方法で Q シリーズの実験をヒーターの加熱量 (電圧) のみを変えて 3 ケース行った。実験条件を Table 1 に示すが、これらは加熱開始後約 1 時間後の水温分布と流速のデータ整理¹⁴⁾によって算定したものである。3 ケースとも (2.1) 式の定義による Ekman 数は一定 (2.8×10^{-4}) であるが、Table 1 の E_v は水温分布から求めた躍層厚さ δ と上層厚さ h の比の平方で求めたものである。これは後述するように水温躍層付近に Ekman 層的な流動が観察されたことによる。予備実験の結果から本実験水槽では 50 W の加熱を 100 分程度続けると 1 cm/sec 程度の環流流速が得られ、約 6 cm の上層厚さが得られることがわかっていた。(1.1)、(1.2) 式の H 、 h を用いると対応する上層厚の実験値は約 3.8 cm であるが、上記の界面低下速度で評価すると、この深さに至るまでの時間は約 50 分となる。これが実時間の半年に対応することから、現地の緯度 ($\sin 30^\circ = 0.5$) を考慮してテーブルは約 90 周すればよいことになる。こうして $90/50 = 1.8$ r.p.m 程度の回転数が選ばれた。実際には加熱時間は 1 時間とした。なお、強制冷却は行えなかったが、比較のために、加熱期の後にやはり 1 時間の放熱期を設けて、水温分布の測定を継続した。

Table 1 加熱環流実験条件

RUN	W (Watt)	H (cm)	L (cm)	f (sec ⁻¹)	h (cm)	δ (cm)	V (cm/s)	R_o	E_v	F_i
Q1	50.0	10.0	30.0	0.362	4.74	2.51	0.788	0.0726	0.280	0.348
Q2	40.0	10.0	30.0	0.362	4.12	1.83	0.581	0.0535	0.197	0.298
Q3	25.0	10.0	30.0	0.362	4.89	2.89	0.437	0.0402	0.349	0.266

3.2 成層化と環流

Fig. 4 には、上層浮力 ($g'h$) と表層流速から求めた内部 Froude 数 F_i の時間変化を示す。安定した環流が現れている加熱期後半においては F_i がほぼ 0.3 程度に保たれているようであり各ケースの差はさほど顕著ではない。琵琶湖の水溫データ (Fig. 1) から求めた上層浮力の値は 7～9 月にかけて $0.25 \sim 0.35 \text{ (m}^2/\text{sec}^2\text{)}$ の範囲にあり、 $F_i = 0.3$ の関係を用いて環流の流速 V を逆算すれば、 $15 \sim 18 \text{ cm/sec}$ を得る。予備実験と同じ Q 1 について言えば、 R_0 の不足は加熱時間を 60 分にしたことと十分説明される程度のものである。本質的と思われることは、環流流速と上層浮力がともに増加しているにもかかわらず $F_i = 0.3$ が保たれている点でありこれは成層化と環流の最も単純な関係を示している。

つぎに躍層の低下が環流の連行によって起きている可能性について検討してみる。非回転系における連行係数は、たとえば

$$E = 0.0015 F_i^2 \quad (3)$$

のように与えられている¹⁵⁾。 $F_i = 0.3$ として求めた界面低下速度は琵琶湖では過大、実験では過小となる¹⁴⁾。これを H/L の効果と考えることもできるが、ひとつの可能性として上層平均流速あるいは躍層付近の流速にもとづく F_i を与えればこうした誤評価が小さくなると考えてみる。実際の界面低下速度から要求される F_i の値を試算すると実験では $F_i' = 0.55 \sim 0.61$ 、琵琶湖では $F_i' = 0.15$ 程度でそれぞれ 2 cm/hr 、 10 m/3 month の界面低下速度を得る。今回の実験では $F_i'/F_i = 2$ 程度であり、琵琶湖の場合は $F_i'/F_i = 0.5$ 程度と考えられる。この点について明らかにするためには、上層の流速分布形を詳細に調べる必要がある。

しかしながら、今問題となった流速分布自身が回転場に特有の形態をもち、界面の低下が異った機構で起きていることについても考慮しなければならない。Photo. 1 に実験環流の一例を示したが、色素の動きからわかるように、表層には収束流があった。さらに、Fig. 5 には鉛直方向の流動の模式図を示す。躍層付近には

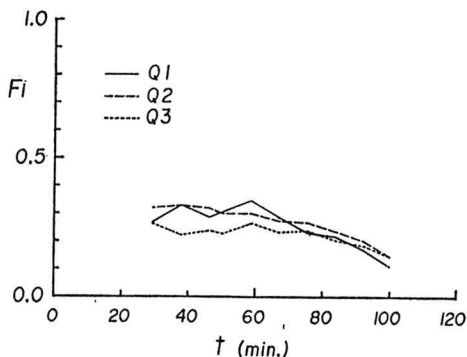


Fig. 4 内部 Froude 数の時間変化

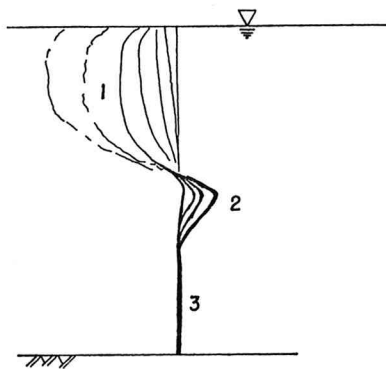


Fig. 5 躍層付近の流動

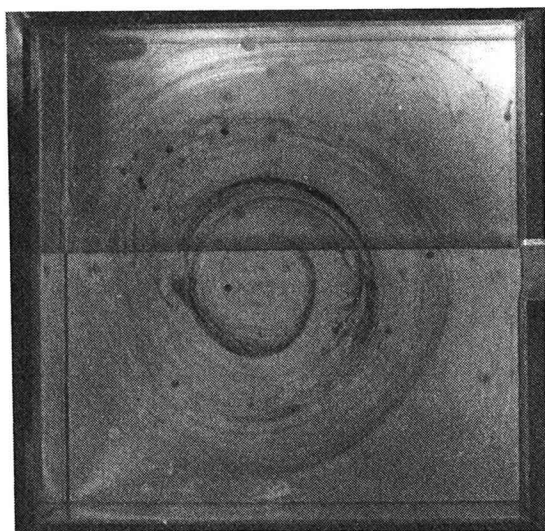


Photo. 1 実験環流

表層とは逆廻りの微弱な時計廻りの流動があって、遠藤⁹⁾による診断モデルの結果と定性的に一致しているものと思われる。一般に界面付近には大きな速度勾配があるので、そこにEkman層が発達するというのは、考えやすいと思われるのだが、界面Ekman層という概念は比較的新しいもののようで、^{16)~18)}その記述も定性的なものが多い。

3.3 界面 Ekman 層

すでに述べたQ1～Q3のケースに加え、回転数の異なる実験をいくつか行った。

Fig. 6には、加熱開始後約1時間の無次元水温分布を示している。Q4～Q9はすべてヒーターは50Wであり、変化させたのはfのみであったが、初期水温の相異のためと思われる平均水温の差により、動粘性係数の変化が生じた。この変化範囲は回転数の変化範囲と比べて無視しえないものであった (Table 2)。

Fig. 6で、鉛直座標はEkman層厚 $D = \pi (2\nu_0 / f)^{1/2}$ により無次元化し、水温座標の方は、初期 (最低) 水温と平均水温の差が1となるようにした。ここに ν_0 は平均水温におけるものを用いた。さらに鉛直座標の原点は、平均水温が現れる深度にとっている。

比較的温暖い水を用い、回転が最も速いケース (Q9)を除くと、各水温分布は界面付近でかなりまとまっているようであり、無次元化した躍層厚さはDの数倍程度と思われる。しかしながら、条件の変化範囲が小さいため、この図一枚からあまり明確な結論は出せない。

なお、これはQ1～Q3を行う以前に気づかれたことであるが、初期水温が低すぎる (15℃程度)と、同じ回転速度、同じ加熱を同じ時間だけ加えても、ついに安定した環流が発生せず、予熱によって初期水温を上げると環流が発生したという事実である。これも粘性の効果と思われる、興味深かった。

4. 結 語

湖の成層化すなわち上層 (上部混合層) の深まる過程は、風の混合作用や冷却期の不安定対流をその要因と考えることが多い。しかし、ここで考えた琵琶湖北湖においては、環流と呼ばれる夏季に定在的な流れが成層を維持・深化していると思われる。本研究では、風についての何の特定化も必要としない熱成論に立ち、成層化と環流の相互関係を実験的に明らかにすることを試みた。最初に、加熱環流の相似パラメータについて考察し、Rossby数、鉛直Ekman数、内部Froude数の相似を満たすような実験環流を作り出すことができた。

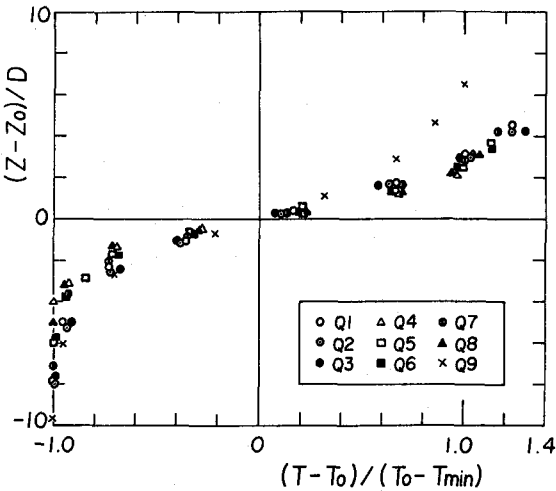


Fig. 6 無次元水温分布

Table 2 実験条件

RUN	f (sec ⁻¹)	ν_0 (cm ² /s)	D (cm)
Q1	0.362	0.00987	0.734
Q2	0.362	0.00992	0.736
Q3	0.362	0.0104	0.754
Q4	0.133	0.00853	1.12
Q5	0.190	0.00845	0.936
Q6	0.182	0.00835	0.951
Q7	0.272	0.00853	0.786
Q8	0.137	0.00853	1.11
Q9	0.535	0.00849	0.559

琵琶湖北湖の環流は、内部Froude数が0.3程度の上層密度流であり、そこでの成層は、この密度流の連行作用によって深化することが十分に考えられる一方、回転系に特有の機構（たとえばエクマンサクション）による混合形態についても検討しなければならない。いずれにせよ、上層の流速分布を知ることが必要である。今回は界面Ekman層と水温躍層の対応について若干の検討を行った。

実験ならびに作図の協力を得た本学大学院生久保田一君に謝意を表します。

参考文献

- 1) 岡本巖；びわ湖における水温の変動(Ⅱ)，滋賀大学紀要，18，1968.
- 2) 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，陸水学会誌，22，1961.
- 3) 國司秀明・岡本巖・佐藤英夫；びわ湖湖流の観測，京大防災研年報，10B，1967.
- 4) 今脇資郎・遠藤修一・國司秀明；びわ湖湖流の研究，京大防災研年報，22B-2，1979.
- 5) 遠藤修一・岡本巖・中井衛；びわ湖北湖の環流について(Ⅰ)，Jap. J. Limnol.，42，1981.
- 6) Imasato, N., S. Kanari and H. Kunishi ; Study on the currents in Lake Biwa (Ⅰ), J. Oceanogr. Soc. Japan, 31, 1975.
- 7) Oonishi, Y. and N. Imasato ; Study on the currents in Lake Biwa (Ⅱ), J. Oceanogr. Soc. Japan, 31, 1975.
- 8) 金成誠一・今里哲久・國司秀明；びわ湖の内部波の研究(Ⅳ)，京大防災研年報，17B，1974.
- 9) 遠藤修一；びわ湖の湖流に関する研究，京大理学部修士論文，1976.
- 10) Oonishi, Y. ; Development of the Current Induced by the Topographic Heat Accumulation (Ⅰ), J. Oceanogr. Soc. Japan, 31, 1975.
- 11) 大久保賢治・村本嘉雄；回転系の下層密度流について，第26回水講，1982.
- 12) 片岡幸毅；琵琶湖の湖流形成における湖面からの熱流入の役割，京大工学部卒業論文，1980.
- 13) 大西行雄・大久保賢治・原島省・村本嘉雄；密度流におけるコリオリ効果に関する研究，京大防災研年報，23B-2，1980.
- 14) 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.
- 15) 芦田和男・江頭進治；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.
- 16) Boyer, D. L. ; Two-layer rotating steady viscous flow over long ridges, J. Fluid Mech., 111, 1981.
- 17) Griffiths, R. W. and Linden, P. F. ; The stability of vortices in a rotating viscous fluid, J. Fluid Mech., 105, 1981.
- 18) 大久保賢治・村本嘉雄；密度流におけるコリオリ効果に関する研究(Ⅱ)，京大防災研年報，24B-2，1981.