

琵琶湖における水温・濁度の変動機構

大久保賢治・村本 嘉雄・森川 浩

SIMULTANEOUS VARIATION OF WATER TEMPERATURE AND TURBIDITY IN LAKE BIWA

By Kenji OKUBO, Yoshio MURAMOTO and Hiroshi MORIKAWA

synopsis

Variations of water temperature and turbidity were measured in Lake Biwa during the field experiment in the summer of 1993. Thermal destratification as a boundary mixing, effects of heat exchange with the air and sediment under the enhanced discharge condition in the shallow South Basin were discussed. While in the deeper North Basin, vertical transport processes of double diffusive scalars, including convection, settling and internal seiching were investigated by comparing the temperature profiles in and outside the enclosure. Strong tendencies for resuspension of fine sediment were observed in an embayment affected by the typhoon, in a benthic boundary layer where the internal wave breaking was taking place and in an intrusive turbid layer above the seasonal thermocline. A mechanism through which sediment fluxes are controlled by the thermal stratification has been suggested.

1. 緒 言

湖の濁りの問題は強風時の湖流や湖岸碎波帯での再浮上特性のような強風粗面過程については検討されてきたが、浮上の初期段階や輸送・堆積過程で重要と思われる水温成層の影響は考慮されていない。しかし、風応力が水面から伝達され、鉛直拡散過程が安定度に支配される湖の吹送流では、成層が湖底有効応力を減少させ巻上げが抑制される段階があり、本格的な巻上げは日成層の破壊に伴って進行する。浅水湖におけるこの基本的な混合機構を検証するため、前報では3層モデルによる南湖の湖流・水温・濁度解析を行い経験と合致する結果を得た。2. では、浅水湖の鉛直混合に関する上述の知見を確認し、さらに検証を進めるために、1993年夏の共同観測期間中に行った南湖の観測結果について述べる。

深い北湖では湖底高濁度層以外に中間水深の高濁度層が観測される。このうち季節躍層上に現れるものは河川や碎波帯の濁りを受けて発達し数日以上維持されることもある。前報では浅水部の濁りが密度流や貫入のような密度調節機構で深水域へ輸送され、湖盆に堆積する過程を流系と関連づけて検討した。沈降した湖底堆積物は湖底層を数 mg/l の濃度で浮遊するが、静振が浮上の主因とすれば巻上げは空間的に様でないと予想され、実測の乏しい内部波と濁りの関係を解明するため、内部波が頻繁に遡上する水域で観測を行った。中間高濁度層は強風による一時的非成層状態で発生した濁水塊が、遡上する躍層フロントに乗上げる形で形成される。このように複雑な互層構造が深水域のモデル化の難しさと考えられ、これを明らかにしていくため、3. では同観測期間中に北湖で行った観測結果を用いて深水域の鉛直拡散過程を議論する。

基本的な物理観測値から生物・化学の観測結果を解釈することが共同観測の主要目的である。Fig. 1 に

示す測点で基本場としての水温鉛直分布の測定にあたったが、これとともに、湖底付近の水温・濁度変動を測定した。4. では、これらの乱れ変動量から水温・濁質のフラックスを検討した。観測日の気象条件によって 2 オーダーの変化が認められた。同じ観測日内の詳細な時間変動を説明するまでには至っていないが、鉛直フラックスの増減する機構について考察する。

以上のように、深い北湖と浅い南湖から成る琵琶湖の水温・濁度変動を考えているが、これは他の深水湖や浅水湖でもみられる一般の問題といえる。本報では、1993 年夏の共同観測で担当した実験の範囲で結果の整合性を検討し、観測全体結果と総合比較していく上での見通しを示す。

2. 浅水湖の水温・濁度変動

2.1 南湖の湖流構造に関する考察

湖水密度を一様とした湖流解析¹⁾により南湖における鉛直・水平循環を示し観測値と比較した。解析結果は定性的に実際とよく合致したが、計算値は実測に比べてかなり小さかった。後に南湖西岸唐崎沖 4 m 地点で流速・水温・濁度の鉛直分布を測定、流れが日水温成層の影響を強く受けることを明らかにした²⁾。浅水湖でも、また、冬季でも晴れた日はそのようになり、安定度により鉛直拡散係数が変化するためであることが確認された。このような水温成層による鉛直拡散係数の減少を考慮し、3 層モデルで南湖湖流と成層及び濁質の浮上・堆積特性を検討した³⁾。

解析条件は以下のようにとった。水平渦動粘性係数は一定 $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$ 、鉛直渦動粘性係数は風速、水深、層位置と成層強度で変化させ、下限を $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ 、上限を $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ とした。最下層の流速成分で表す底面摩擦係数 f_b も風速とともに増加させ、下限を 0.001、上限を 0.003 とした。水温と濁質濃度の移流拡散はともに浮力として扱い、水面熱束と底面の底泥フラックスを粒径 $10 \mu\text{m}$ の土砂粒子として与えた。瀬田川放流量は $150 \text{ m}^3/\text{s}$ で固定、初期・流入水温は 15°C とし、流入断面の密度流効果は考慮していない。濁りの供給源は全て湖底からの巻上げとした。日射は 4 月の強度で半周期正弦型とし、南北長軸風について正午から 24 時間分ずつ計算した。

その結果、成層時は湖岸の浅水部を除いて底泥の浮上を抑えること、同じ日射・風速条件では、南風の場合に濁度が増加することが知れた。これは、放流量を固定したために北風時は表層の南流が強化して下層は逆流が出るほど流れが弱まり、逆に南風時は表層流れが弱まる分、中・下層で南流が増加する結果であり、基本的に長軸風で発達する鉛直循環と関係している。平均的日射と日常的な風速範囲で数 $\sim 15 \text{ mg/l}$ の濁度が計算され、成層と風に依存する鉛直混合過程が検証された。

平均的日射量で風向による流況を比較すると 24 時間後の 12 時には表層水温が上昇して顕著な成層が認められ、平面分布は風速より風向で変化する。南風で東岸に高温域が現れ、北風では平面的に様な水温分布となる。これは南風時の地形性環流で東岸の湖水が停滞し、北湖水が西岸沿いに流下する特性と関係する。濁度は時間が経つと西岸に拡散するが初期高濁度域は東岸沿いにある。日射を増減すればそれぞれ夏季と冬季の南湖に近い条件となり、後者では濁度がほぼ全域で 15 mg/l 以上となり、巻上げが進むことがわかった。

南湖には東西の水温・濁度差で特徴づけられる密度分布と南北成分が西岸下層で風と逆向きになる吹送流

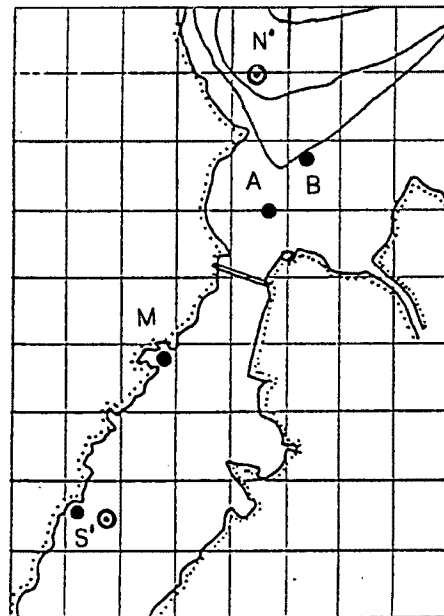


Fig. 1 Measurement stations discussed in the present study.

の構造がある。冬季は南湖水が北湖へ逆流する下層密度流が発生し、南湖に熱流入と濃度の流出をもたらす。濃度分布による鉛直密度差は全密度差の約3%である。しかし、夏でも北風の吹送流は上層で南流する密度流と類似の構造をもち、大橋南数kmで水塊が変化し、これより南で指数型の濃度分布を示す。こうした湖流の構造はいずれも地形を介して水温成層と密接に関係すると思われる。夏季は夜間静穏であれば数日にわたり成層状態が維持されるが、強風が吹くと激しい成層破壊過程があると予想され、この結果から南湖水質の季節変動についても知見が得られると考えられた。

2.2 1993年夏の観測結果

共同観測では南湖終夜観測が期間中2回行われた。第1回の8月25日は瀬田川の放流は減少していたが、平常の3倍、 $400 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度はあった。初夏の雨が多く気温も低かったため栄養塩のレベルは例年より低かった。そのため観測の夜は南湖としては透明度の高い湖水が南流するのが認められた。9月6日の第2回観測でも4日の台風13号接近の影響で流量は増加していた。さらに夜半から翌朝まで雨中の観測となった。こうして今回の南湖観測は平常より流量が高く風の弱い状況で行われた。

第1回観測は西岸下阪本沖3.8m点で水面から湖底まで39点0.1m毎の水温分布を10秒毎に測定した。これをFig. 2に3分毎の測定値で示す。下層1.5m範囲については別の水温計で0.1m毎16層の鉛直分布を1Hzで測定したが、これは1回280秒ずつの間欠測定である。なお、これらの水温計は台船に取付け、3時以降これに風の測定も追加した。図の上方に示すように東寄りの風は1~1.5時間で変動したが、風速は 2.5 m/s を超えなかった。

日中の成層は21時頃に破壊され、22時頃には 26°C 台の1様水温状態になった。23時頃から下層水温が 25°C 台に低下し形成された成層が次第に発達した。翌5~9時にかけて緩やかに混合が進んだ結果、厚さは減少したが、この成層は観測終了時まで残った。ただし、8時になると水面から 27°C 台の日成層が形成された。風速とともに点線で示す水面上2mの気温は夜間 $24\sim 25^\circ\text{C}$ に保たれたが、6時頃から 30°C 近くまで上昇した。風が止むと吸熱により昇温したので後半は参考値である。

この成層は泥中の低温水が原因と思われる。観測中、最下層の水温は 25°C に保たれたが、これを泥温とみなし、泥と水の熱交換を概算する。鉛直輸送速度に6時間で2mの界面上昇率をとれば約 0.01 cm/s となる。温度差 0.5°C 、 2×10^{-4} の熱膨張率で湖底における熱束に相当する浮力束は $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}^3$ となり、夏季の水面加熱率の10%程度の値となる。また、同船したADCPによれば夜間成層の形成後も5時まで上層濃度

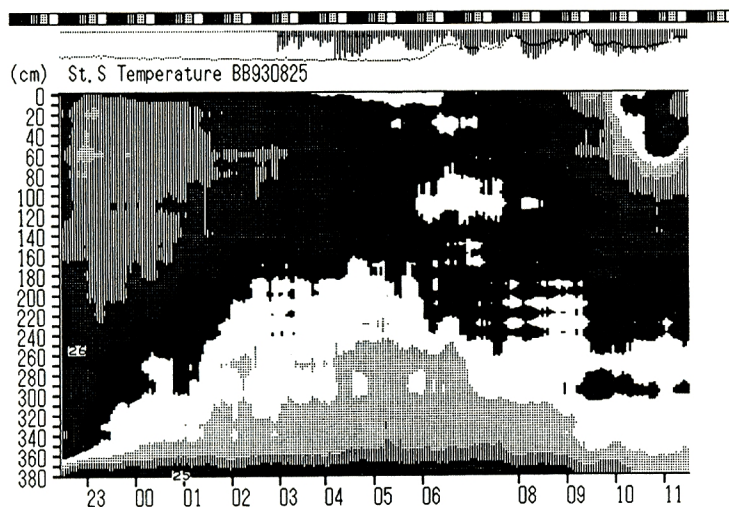


Fig. 2 Temperature variation observed at st.S during the 1st experiment on August 25, 1993.

が若干高い傾向が続いたが、6 時頃から下層濃度が高い浮遊砂型分布に転じており、5～6 時頃その場所で巻上げが発生した可能性が高いと考えられる。

9 月 6 日の第 2 回観測は、他の観測と共同で行う都合上、湖岸寄りの水深 2.4 m 点に測点を移した。電磁流速計・反射式濁度計と 16 層水温計を組合わせたフラックス計を取水塔に固定した。39 層水温計の上半部は気温測定用とし、より詳細な水温変動を得るためにサンプリング 3.35 Hz で 1024 データ、約 5 分の測定を繰返し行った。Fig. 3 で横軸は連続した各測定の間隔時刻の時分秒を各 2 桁で表し、各測定最初の 32 データを 1 目盛間に示す。すなわち 5～10 分に 1 回、約 10 秒間のデータを表示してある。大気の安定成層は 6 日 19 時半頃に形成され、22 時過ぎに雨が降りだすと破壊され、23 時には 19℃の空気から 25℃台の湖水に向かって温度が下向きに単調増加する分布に転じた。0～2 時にかけて 2 m/s の風が吹くが、次第に静かになり雨のみが続いた。以後は湖水の熱損失を示すような大気塊が水面直上にみえるようになり、結局、朝までに 25℃から 24℃まで 1℃の湖水の温度低下がみられたが、大気状態の変化によってその降下率は一定でなく、後半に熱損失が増加したと考えられる。一方、鉛直拡散フラックスの実測を試みたが、弱風時の測定値は前後に他測点で行った一連の測定値より小さく、水温変動スペクトルも成層破壊時に明瞭となる慣性小領域を示さなかった。濁度レベルはわずかに増加したが、6～7 mg/l 程度の弱い変動であった。

このように放流量が大きく弱風条件の観測値が得られ、濁度の緩やかな増加はみられた。日射がなく風も弱かったので解析鉛直拡散解析は比較的容易と思われたが、水平移流の効果が含まれる可能性も否定されたわけではない。これらを裏付けるために、数値解析も併用し他の観測値のさらにゆっくりした変化について検討する必要がある。

3. 深水湖の水温・濁度変動

3.1 内部静振の水温・濁度変動

成層した湖の内部静振は湖盆の水温場自体の振動であり、スケールが増大するほど変動は大規模かつ長周期となる。琵琶湖北湖の長軸方向の単節内部静振は旋回性をもつ内部ケルビン波として知られるが、横静振あるいは内部ポアンカレ波として説明される波動が共存する。これらの内部静振の濁度変動について検討するために 1992、93 年 11 月に北湖湖底付近の観測を実施した。季節成層の密度差が減少した冬季には大振幅で長周期の内部静振が観測される。

Fig. 4 は 1992 年 11 月、北湖の水深 35 m 点 (N と B のほぼ中間地点) で得られた 6 日間の水温変動記録である。前半ポアンカレ波が卓越したが、20 日 2 時から 23 日 18 時までのサイクルを内部ケルビン波とみなし周期は約 66 時間と考えられた。この観測では 2 地点複数の流速・水温・濁度計が併設され、両地点の記録がある 19 日 12 時～22 日 8 時の 8 時間毎の平均水温・濁度分布を図の上部に示す。なお、両地点の水深が 1.3 m 異なることを考慮し同一点の分布とみなしている。図より水温成層が弱まると湖底付近の濁度が増加、また、底上 7 m 付近にも高濁度層が形成されている。20 日 16 時～20 時のポアンカレ波による躍層下降期、水温が段階的に変化する時間的なステップ構造があり、その周辺は高濁度であって、水温と濁度が密度を規定する二重成層場と思われた。

内部静振に伴う濁度変動過程は以下のようである。内部波が後退して水域が非成層状態になると濁度が増加し、21 日 7 時頃から激しい変動がみられた。22 日 17 時の遡上フロントは微細土砂を浮上させる応力を発生しないようであり、比較的清澈な冷水塊が観測された。すなわち内部波の巻上げは遡上時よりも後退時に顕著であり、フロントが遡上する際、湖底付近の濁水が乗上げる形で中間高濁度層が形成される。フロントを減速させるのは躍層付近のせん断応力であり、強い密度勾配が高周波の内部波を引起す。高周波の水温変動はケルビン波より短周期のポアンカレ波にもみられ、躍層上方の巻波により懸濁物が数 m の層内で混合し中間高濁度層を形成する。むしろ周期の短い方が、浮上後に時間をおかず濁質をこの層に取込むことができるといえる。以上の諸過程が複合し、内部波は底泥輸送のサイクルに影響すると考えられる。



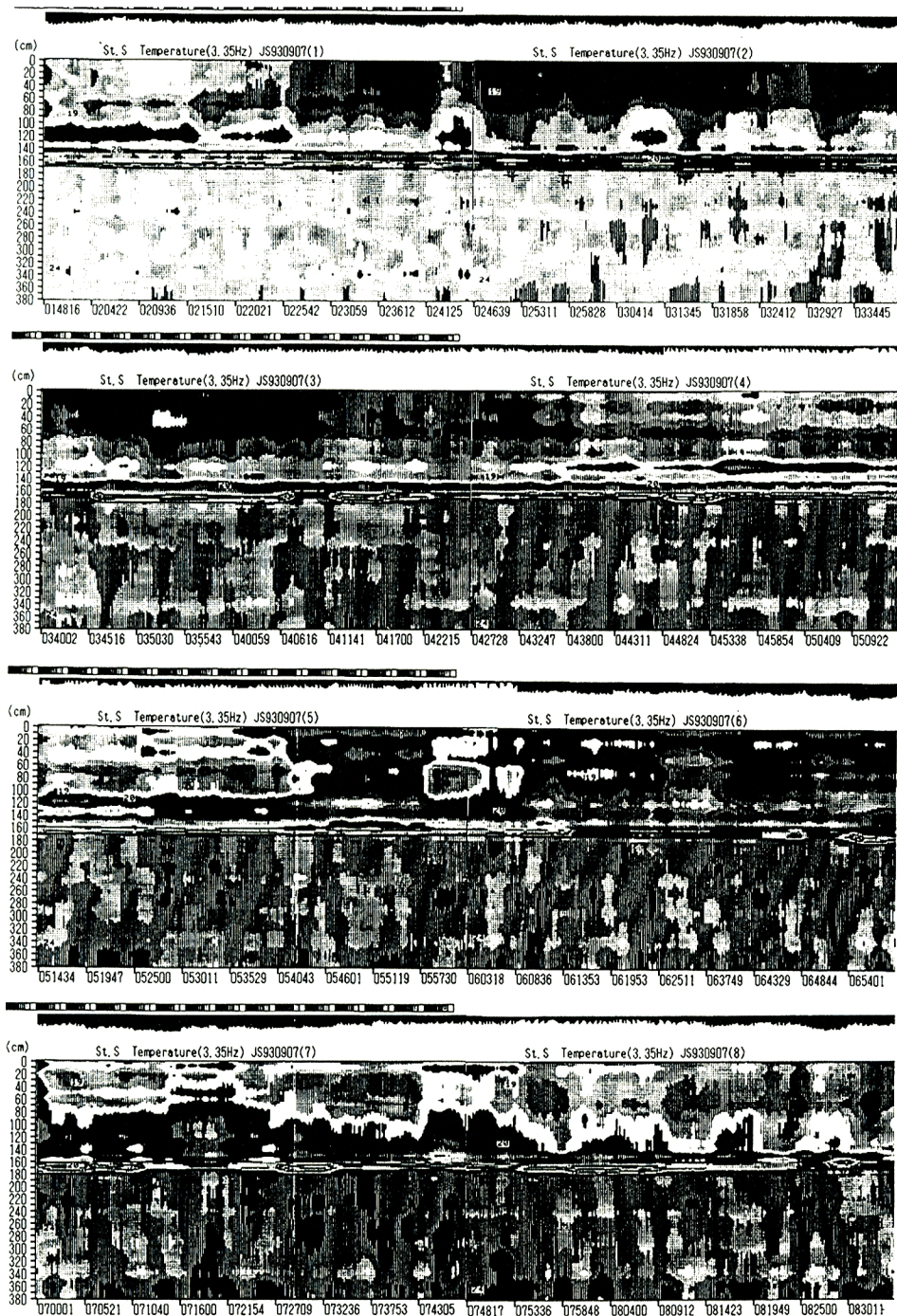


Fig. 3 Temperature variation observed near st.S during the 2nd experiment on September 6, 1993.

時期的には10日ほど早い同地点における93年の記録をFig. 5に示す。この記録ではケルビン波が卓越し、その周期は約68時間となっている。92年の観測と水深はほぼ同じであるが、93年の方が躍層が浅く、測点は常に成層状態にあったようである。12日0時の躍層下降期にやはり水温の階段的な変化がみられる。

中間高濁度層の原因となる浅水部の濁りの他の原因として、浅水部の巻上げ以外には河口流出があり、前報では1990年9月の台風19号による野洲川濁水がケルビン波の変動場に水温逆転層を形成した事例を示した。とくに台風の後には濁度が高く、これが1993年夏の観測でもみられた。

北湖の湖底斜面上の水深15m点(A点)の湖底に多層水温計を係留し、共同観測前半にFig. 6のような記録を得た。93年は琵琶湖に台風の直撃はなかったが水温・濁度場は少なからず影響を受けた。上部混合層下底に相当する21℃の等温線が水面下9m付近に存在し、このように躍層が浅く保たれたのは、期間前半に放流量が増加していたためと思われる。水深が浅いため8月29日は台風に向けて機器を一時退避させ31日に復帰させた。記録は台風が通過した9月4日朝に停止した。図では、降雨のあった8月24日に湖底上7m層よりも上方で21℃台の水温が維持されており、河口流出の影響が考えられる。

内部波波速は季節的に変化し、夏のケルビン波は冬の約1/2から2/3の周期をもつ。ポアンカレ波にも季節変化はあると思われるが、むしろ、幅の評価が不確定なためモード判定は難しい。このように、内部静振の水温変動の周期は明瞭であるが、構造は不明な点が多く、遡上フロントが北湖下層水と切離された冷水塊となるか、ケルビン波上昇期に何周期かポアンカレ波と共存するかといった点は明らかではない。

3.2 隔離水塊の鉛直拡散過程

北湖定点西のN点に設けられた隔離水塊の熱拡散過程について述べる。この過程及びそこにみられる構造は45mの多層水温計を隔離水塊内外に1本ずつ設置し測定した。各水温計は31点のサーミスタを1.5m間隔で配置し、全水深50mの45m範囲の分布を10秒毎に測定した。直径10mの水柱上部30mの水塊が隔離されることで、内部の水温変動は極めて静穏になった。他方、自然状態の外部記録には躍層付近に周期数10秒の水温変動がみられた。こうした周期は平均成層場の最大浮力振動数より10倍近く高周波であり内部波として説明できない。

浅水湖の観測からこの種の速い変動が鉛直混合に寄与することを指摘したが、基本となる媒介は最大浮力振動数の基本内部波と風波の共鳴で生成される界面波(界面渦)である⁴⁾。隔離水塊水面は風波が発達せず、したがって、界面渦の水温変動もないので外部とは異なった拡散環境を呈する。隔離水塊実験における採水や他のプロファイリングは数時間間隔で行われたが、ここではそうした緩やかな水温場の変化について述べ、深水湖の拡散フラックスについては4.で示すことにする。

8月31日の第1回観測では半周期のケルビン波がみられた。Fig. 7に隔離水塊内外の水温記録を示す。N点躍層位は翌2時にピークをとっているが、先のFig. 6よりB点では31日14時頃に立上がり5時にピークをとるフロントが見られる。両地点の距離を3kmとみれば内部波速はほぼ0.30m/sとなり、夏には周期40~50時間程度のケルビン波の波速として妥当な範囲にある。

隔離水塊内では26℃の暖水塊が午前8時の締切直後から形成された。一方、隔離水塊外で同温の表層水が形成されたのは16時であり、その後23時に厚さ最大となり翌6時に消滅する。日射による過程とは考え難く、このとき躍層と深水層の等温線が4.5m上昇し、この圧力変化を打消すように温水塊が出現しておりケルビン波により南の表層水塊が移動したことが考えられる。また、深さ9~24m範囲の拡大図では、16~18℃層が上下の層より温度勾配が緩く、濁水貫入を受けた可能性が認められる。風が吹いた23時前後の1分値の変動をFig. 8に示す。水面下5m層の界面波が活発で、これは26℃の暖水塊下界面にあたる。これより緩やかであるが、17℃の15m層及び下方の22m層では温度の揺らぎがみられる。この機構で日成層が季節成層に吸収される過程が説明できるといえる。

第2回観測が行われた9月11日はFig. 9のように、濁った密度貫入が水温躍層直上の18m層付近にみ

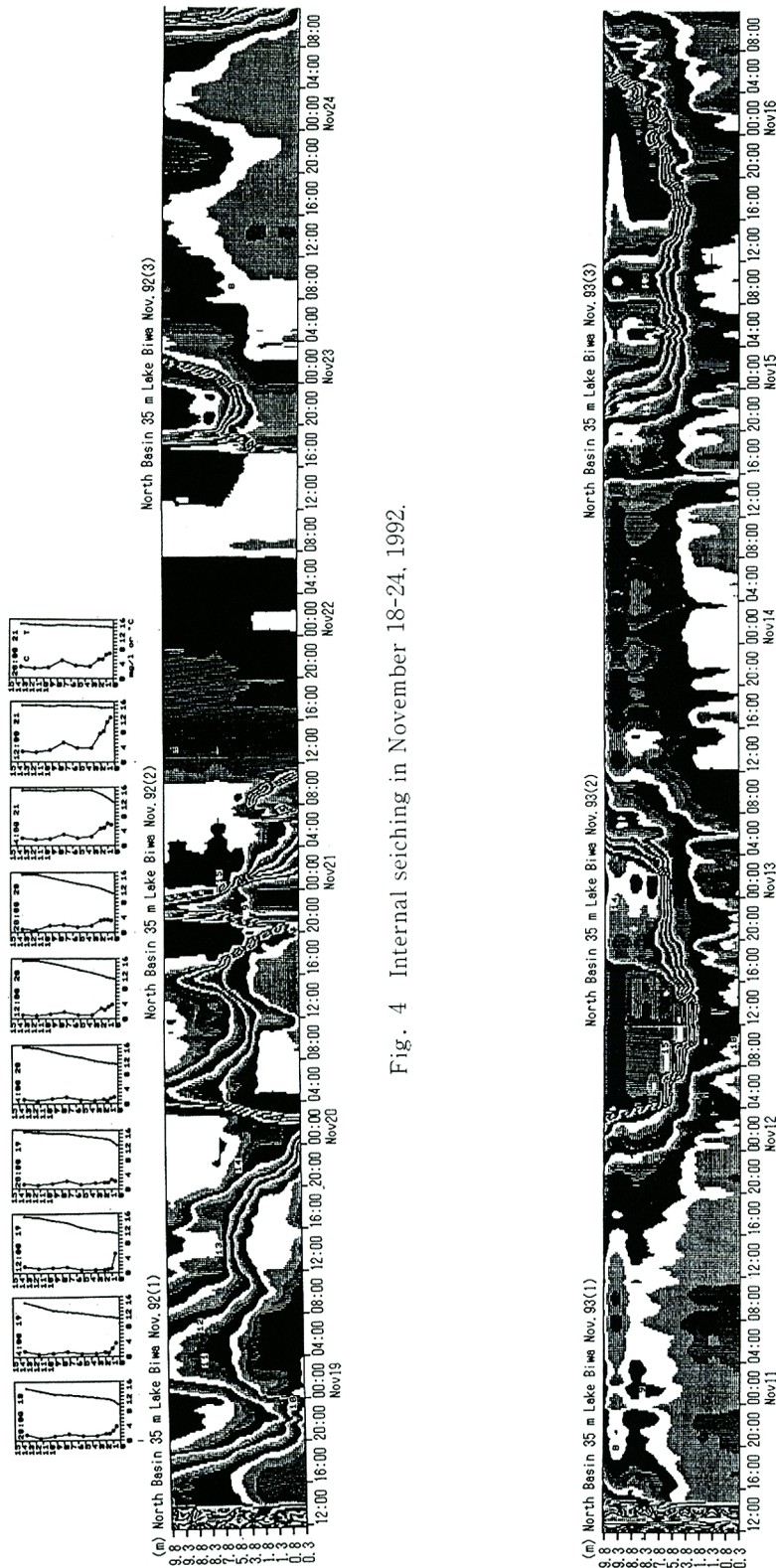


Fig. 4 Internal seicheing in November 18-24, 1992.

Fig. 5 Internal seicheing in November 10-16, 1993.

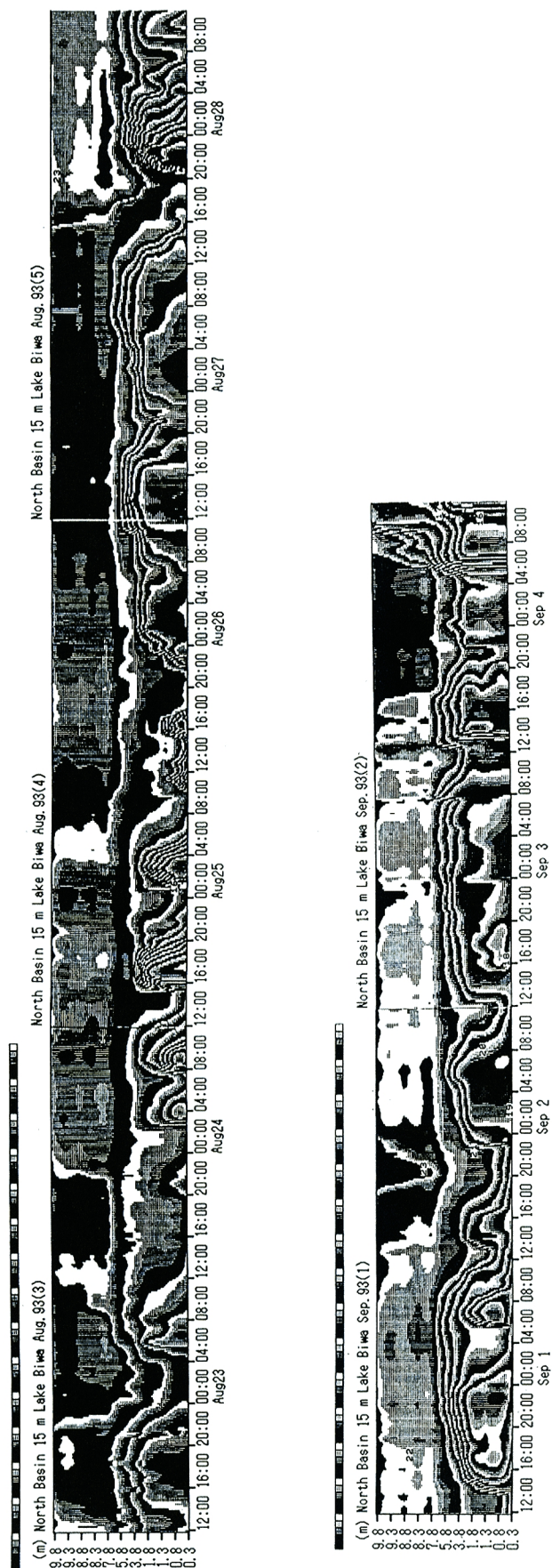


Fig. 6 Internal seicheing in August 22-28 and September 1-4 in 1993.

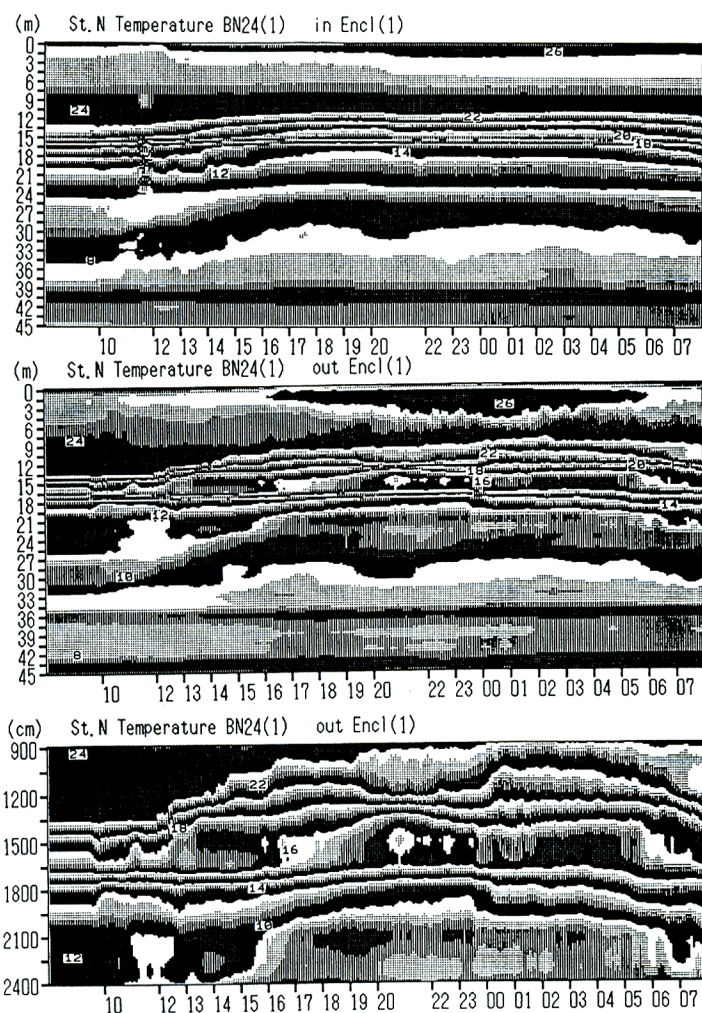


Fig. 7 Temperature variation observed in and outside the enclosure at st.N during the 1st experiment on August 31, 1993.

られた。これに伴う水温逆転は高濁度層の形状を示し、 0.3°C の逆転は約 100 mg/l の濃度に対応し、採水分析結果からもこの程度の濃度が検出された。実験中は隔離水塊外側の 12.5 m 層にフラックス計を $11\sim 12.5\text{ m}$ 層の温度変動が測定できるように設置し、上向き拡散が起こった場合に備えた。静穏状態が続いたが翌朝 7 時半頃突然水温変動の振幅が 2～3 倍になり、これが 1 時間続いて再び静穏にもどった。濁度平均値も次第に上昇し、フラックスのオーダーは中程度であったが、風などの外力はなかった。これを説明する一つの可能性として前節で述べた階段状構造に関連するかも知れない。船室外で作業をしていた間、多層水温計は停止していたが、内部波下降期にあったのは確実である。この点は近隣測点の記録を参考にする必要がある。欠測のあった 3～10 時のフラックス計の水温変動を **Fig. 10** に示す。朝 7 時半から約 1 時間、激しい鉛直混合が発生しているのがわかる。重要な点は、濁りを形成する濁質が $10\mu\text{m}$ 程度の微細粒子であり、隔離水塊外でも長時間浮遊しうることである。

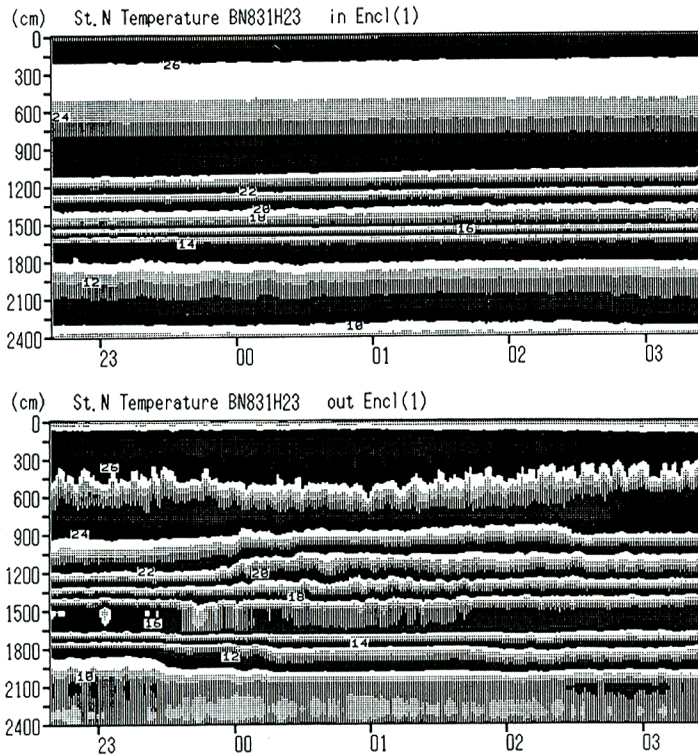


Fig. 8 Detailed structure during the 1st enclosure experiment.

4. 高周波の水温・濁度変動

4.1 鉛直フラックスの実測

共同観測期間中の終夜観測は南湖と北湖で各2回行ったが、いずれも第2回観測では鉛直分布とともにフラックスも測定した。フラックスの測定系はステンレス製のフレームに10cm 間隔16層の多層水温計を通し、電磁流速計及び光学式濁度計を湖底から5層目の40cm 層に取付けてから、平板アンカーで着底させ、流速Y成分が鉛直流速成分をとるようにした。これらの終夜観測以外にも他の場所で補助観測を行った。

9月5日は北湖19m 点(B点)で湖底境界層の観測を行った。午前中は濁度変動が見られたが、午後に測定を再開したときには変動はすでに停止していた。この前日、琵琶湖大橋断面では、台風13号の余波が発生したと思われる内部静振により冷水塊が南湖まで侵入した後、再び北湖へ排出されていく過程がみられた。5日午前の観測では、この冷水塊のテイル部分を捉えたといえる。2回の水温変動測定結果をFig. 11(a)に示す。小規模内部波のみられる層は厚さ30cm 程度と薄く、16℃台後半の冷水の核が湖底から若干浮くような形で存在している。内部波の周期は100~140秒程度で浮力振動数で説明されるものに近い。波動の上部には約40cmの混合層があり、図下方の濁度波形でみるとこの現象では界面が上がるとき濁度が増大しているようである。記録は短い、北湖第2回観測の終盤でみた躍層上の高濁度層からの上向きフラックスと同程度かそれ以上の巻上げ傾向を示した。なお、この観測に限り濁度計の出力が50mg/lで振切ったので実際の濃度フラックスはさらに大きかったと考えられる。

9月6日の南湖終夜観測の記録の例をFig. 11(b)に示す。観測の概況は先述のとおりであって、20時の時点では大気が安定成層状態にあり、翌朝の記録は熱損失が増加している状態である。実際にはこの大局的な傾向より短い時間で風速及び平均濁度も変動し、濃度フラックスの増減を定量的に説明するには至っていない。確実なことは、第1回観測とは異なり水温成層は破壊され、濁度変動に組織性がない点である。

9月9日、台風14号が接近し観測待機の事態となったので、観測基地であった小湾(M点)でフラック

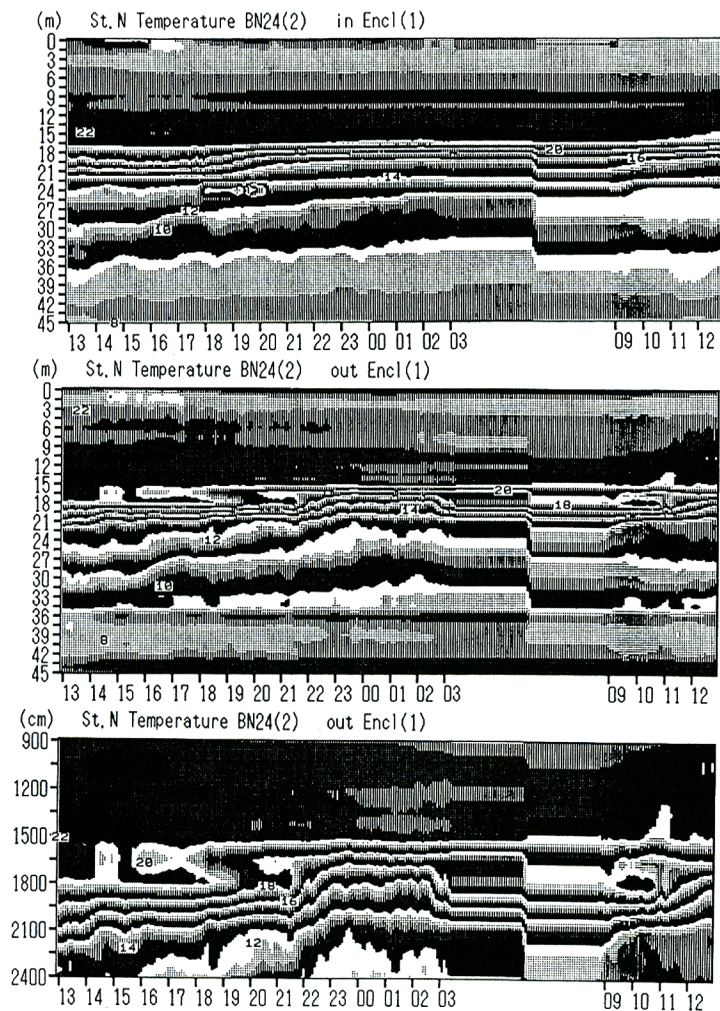


Fig. 9 Temperature variation observed in and outside the enclosure at st.N during the 2nd experiment on September 11, 1993.

ス計の調整を行っていたが、これが期間中最大のフラックス測定値となった。湾奥から西風が吹いて平均濁度は最大で約 25 mg/l であった。フラックス計を空き棧橋の湖底に据え測定したが、同じ観測を 10 日も行った。強風にもかかわらず、午後には安定成層したことがわかる。**Fig. 11 (c)** に成層時と成層破壊後の記録を示す。前者は 20~40 秒、後者には 40~80 秒の濁度変動があり、結果的にみて、これがフラックスの評価に効いているようである。93 年 6 月に、この小湾でフラックス測定のテストを行ったときは、前日に降雨があり、観測開始時の平均濃度は 12 mg/l で、1 昼夜経過後 6 mg/l まで減少した。極めて静穏な条件で日中やはり水温成層が形成され、夜間には完全混合した。このときの濁度変動には観測船の出入り以外に何の組織性もなく、濁質の一部は沈降し、一部は湾外に排出されたと考えられた。しかし、今回は強風により巻上げ条件となり、湾振動または浮力振動によって、フラックスは増加したと思われる。

4.2 鉛直フラックスの変動

これらの補助観測を含めると、9 月 5~12 日の 8 日間のうちの 7 日は何らかのフラックス測定を行ったことになるが、測定値は湾（9, 10 日）で最大、北湖（5, 11, 12 日）で中程度、南湖（6, 7 日）で最小となった。測定値は 1 オーダーずつ異なり、南湖の第 2 回観測では符号、すなわち輸送の向きも変化し、精度的に限界に近かったと考えられる。以上から

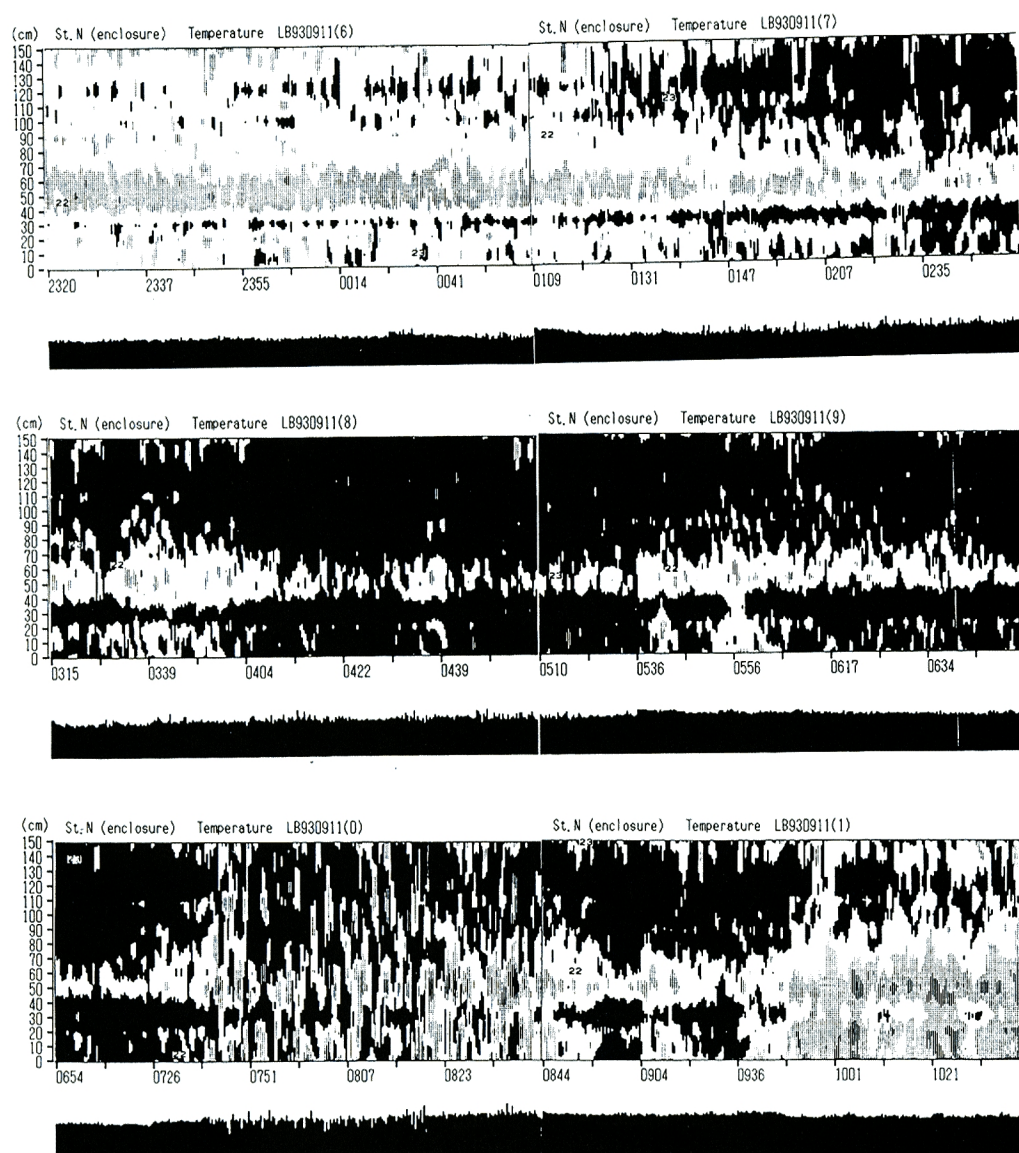


Fig. 10 Temperature fluctuation observed outside the enclosure during the 2nd experiment on September 11, 1993.

1) 鉛直フラックスのオーダーは気象条件により時間的・空間的に変化するが、今回観測された浮力振動数 $0.01 \sim 0.1 \text{ rad/s}$ 、周期で $1 \sim 10$ 分の範囲では、鉛直渦動拡散係数は 2 オーダー変化すると期待される。これに対し熱輸送に伴う浮力束は概ね $10^{-8} \sim 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^3$ の範囲であり、底泥の浮上に伴う浮力フラックスは、その 10 % 程度以下であった。

2) 効果的に鉛直輸送の行われる特定の周波数帯が存在し、それは浮力振動数の $1 \sim 10$ 倍程度であって成層条件でも若干変化する。これに相当するのは内部波と風波の共鳴で生成される有限振幅の内部波として発生、渦として消滅することで片道輸送を生じ混合に寄与する成分であって、界面波と呼んで内部波とは区別した成分である。

3) 界面波の混合あるいは拡散場を評価するために、南湖第 2 回観測の記録について周波数スペクトルを計算したところ、緩やかなベキ依存の粘性対流小領域であって、顕著な成層破壊過程に対応する慣性小領域は見いだせなかった。

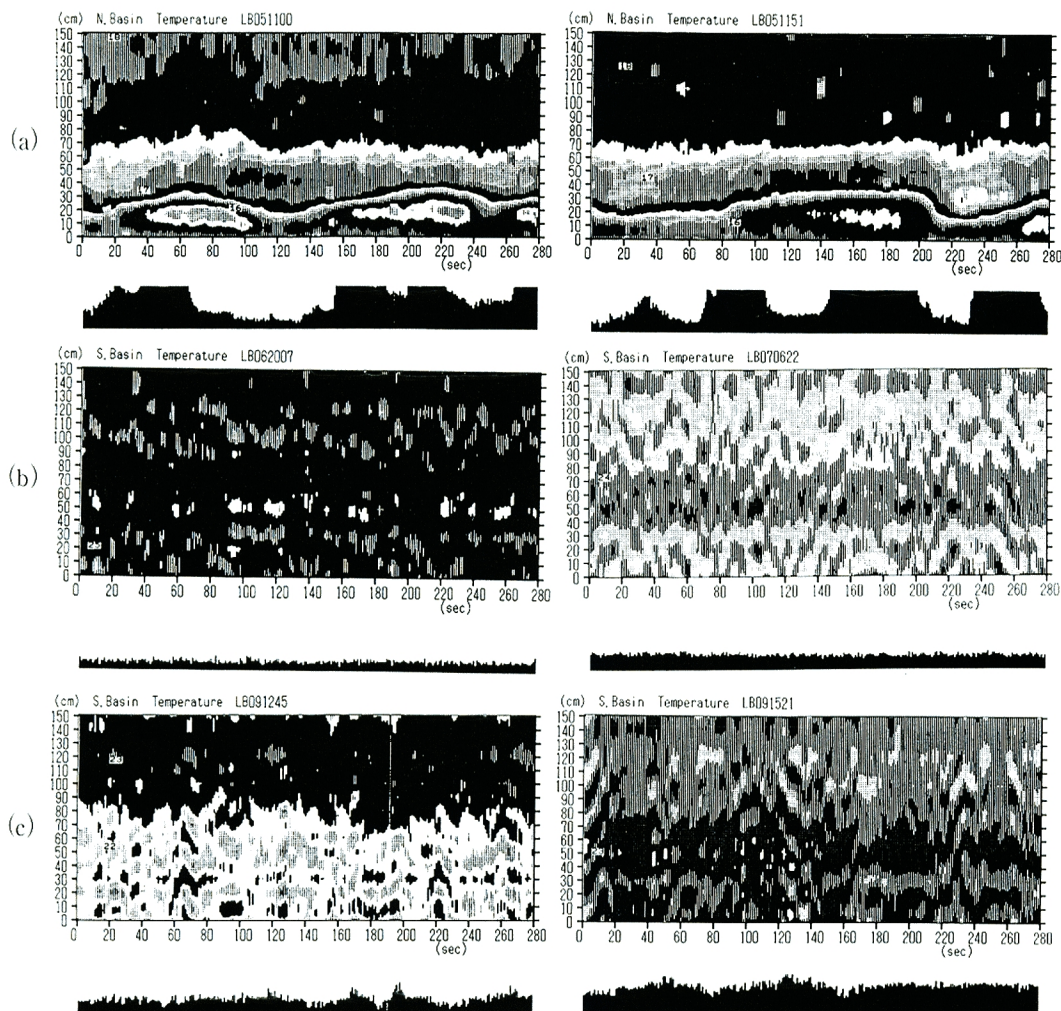


Fig. 11 Temperature fluctuation observed at stations B, S and M shown in Fig. 1.

5. 結 語

南湖については日サイクルの水温成層が底泥の巻上げ、すなわち濁度変動に影響する機構を考えた。放流量が大きく風の弱い条件の観測では夜間に成層が形成され、その破壊に伴って濁度の増加がみられた。成層が泥と水の熱交換で形成されたとすれば、その大きさは水面での中程度の浮力束に相当する。さらに濁度と水温の浮力構成が3%程度として、5 mg/l 程度の下層濁度が推定される。風は弱い放流で流れが増加していたことが成層破壊を引起こしたといえる。このとき水面から同じ程度の熱損失がみられた。一方、南湖の他の場所で巻上げられた濁水が水平移流で輸送された可能性については数値解析で検討する必要がある。第2回観測では、湖岸部で湖底における熱及び底泥フラックス測定を行った。夜雨の中の観測となったが、雨自体より、それに伴う大気成層状態の変化が現象に影響したようである。すなわち、水柱の熱損失は降雨後に増加し、濁りも若干の増加傾向がみられたが、熱損失や巻上げは、風や流れに規定される変動が卓越し、濁度は6~7 mg/l で変動した。

北湖では、顕著な冬季観測値から内部波と濁度変動の関係を検討した。湖底斜面上の境界層における夏季

の水温分布は内部波動とともに洪水の影響をうける。第1回観測では隔離水塊内外の水温変動、とくに高周波変動（界面波）が日成層を破壊して季節成層を形成する上で重要な役割を果たすことがわかった。これに対して、水域規模の内部波が寄与することも示された。さらに台風13号の影響による砕波帯の巻上げを受けて中間高濁度層が季節躍層を2分していた可能性が認められた。この点に関して、第2回観測では洪水起源の高濁度層がどのように変形するかがみられた。ケルビン波上昇期に温濁二重拡散によるステップ構造の形成がみられ、下降期はフィンガリングと思われる高周波の混合過程が記録された。これはポアンカレ波の下降期に現れる時間的なステップ構造の形成に関係するものと考えられた。

南北の第2回観測では、主に水温・濁度のフラックス測定を行った。4地点7日の測定の範囲内では濃度フラックス強度が2オーダー変化し、完全とはいえないが、一応の目標は達成できた。今回の条件では、台風接近時の浅い湾、内部砕波を伴う湖底境界層、中間高濁度層を伴う季節躍層、南湖湖岸部の順になった。ただ、湖底境界層の濁度ピークを測定しえなかったことなどの理由でここでフラックス値を示すことは見送り、それが増大する機構について考察した。その結果、湾振動や浮力振動数の基本内部波のような数10～100秒程度の振動成分の存在が直接または間接的にフラックスを増大させるが、季節躍層や南湖の場合はそうした組織性が認めにくく、あるいは存在してもより高周波であると考えられ、周波数毎のフラックス解析が必要である。

ここで述べた南湖と北湖における水温分布観測の詳細は、今後、現象そのものと場の条件を示すため、他の観測値と比較しながら示していく予定である。フラックス観測の結果についても同様であるが、こちらは湖流モデルの底面条件に反映させていきたいと考えている。本研究では前報で示した水温・濁度の輸送機構を考慮し、1993年夏の国際共同観測で測定した水温・濁度変動の特性を概観した。4週間に及ぶ観測で支援と協力を得た全ての方々に感謝します。

参考文献

- 1) 大久保賢治・村本嘉雄・久保田一：琵琶湖南湖の湖流解析，京都大学防災研究所年報，第26号B-2，pp.503-530，1983.
- 2) Ookubo, K. and Y. Muramoto : Vertical water diffusivity of wind-driven currents in a shallow lake, 6th Cong. APD, IAHR, Kyoto, Vol.III, pp.193-200, 1988.
- 3) 大久保賢治・村本嘉雄・森川 浩：琵琶湖における底泥の浮上・堆積機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，第36号B-2，pp.499-518，1993.
- 4) 大久保賢治：水温計格子を用いた浅水湖の成層破壊過程の観測，京都大学防災研究所年報，第34号B-2，pp.319-336，1991.