

琵琶湖における底泥の浮上・堆積機構に関する研究

大久保賢治・村本 嘉雄・森川 浩

TRANSPORT OF BOTTOM SEDIMENT IN LAKE BIWA

By *Kenji OKUBO, Yoshio MURAMOTO and Hiroshi MORIKAWA*

Synopsis

Bottom sediment processes in Lake Biwa are discussed by testing a number of vertical profiles of water temperature and turbidity. Vertical diffusion in the shallow South Basin strongly depends on the diurnal thermal stratification and resuspensions of fine sediment become significant during the destratification. This mixing mechanism was verified by a numerical model assuming the uniform sediment, with an aim to include more general bottom fluxes. The boundary mixing in the shallower basin causes horizontal transport into the deeper part, due to wind-driven density currents and gravitational intrusion along the seasonal thermocline, which results in final settling in the deeper North Basin. Turbid intrusive layer is also formed by lifting the presuspended sediment in the preceding ebbing phase of basin scale internal seiching, in the upwelling phase of the thermocline.

1. 緒 言

洪水時、河川から大量の土砂が湖に流入し堆積する。風が吹くと湖岸砕波帯で比較的粗い粒子が浮上するがこれらは速やかに沈降する¹⁾。吹送流による巻上げは浅水湖の場合 5 m/s 以上の風で鉛直一様な濃度分布を示し琵琶湖南湖では 10~15 mg/l 程度である。ところが湖の吹送流では水温成層が湖底応力を減少させて巻上げは抑制されることが考えられる。すなわち底泥の浮上・沈降に伴う浮力束が熱流入による浮力と相互作用する可能性がある。ここでは平常の湖流による浮泥の巻上げを考え、これを微細土砂の懸濁物として扱う。風や波の作用で浮上した懸濁態粒子は湖流により輸送・拡散されるが、この輸送過程を流系と関連づけて検討する。吹送流の巻上げは日成層破壊とともに進行し浅水部で浮上した底泥は密度流で深水部に運ばれる。下層密度流はその水温・濁度に対応する特定密度層で中間密度流に遷移し季節的な水温躍層に貫入する。この密度場調節過程は吹送流や砕波帯の混合、洪水流出でも起こるが、懸濁物を深水部に輸送し湖盆の堆積を引起す。沈降した湖底堆積物は年の大半存在する季節成層の下層厚に対応した湖底高濁度層内を数 mg/l の濃度で浮遊する²⁾。一方、内部静振による内部波の遡上が微細土砂を逆に深水域から浅水部へと運ぶ可能性のある輸送である。

2. で琵琶湖の水温・濁度観測値を解析し吹送流と密度流および内部波による底泥の巻上げと輸送過程を検討する。3. では、2. で得られた結果を検証するため 500 m 格子の 3 層モデルによって南湖の湖流、水温・濁度を解析し実測と合致することを示す。

2. 湖における懸濁物の輸送過程

以下の観測は種々の機器, 時間間隔で得られたもので, 参照する観測点を Fig. 1 に示す。

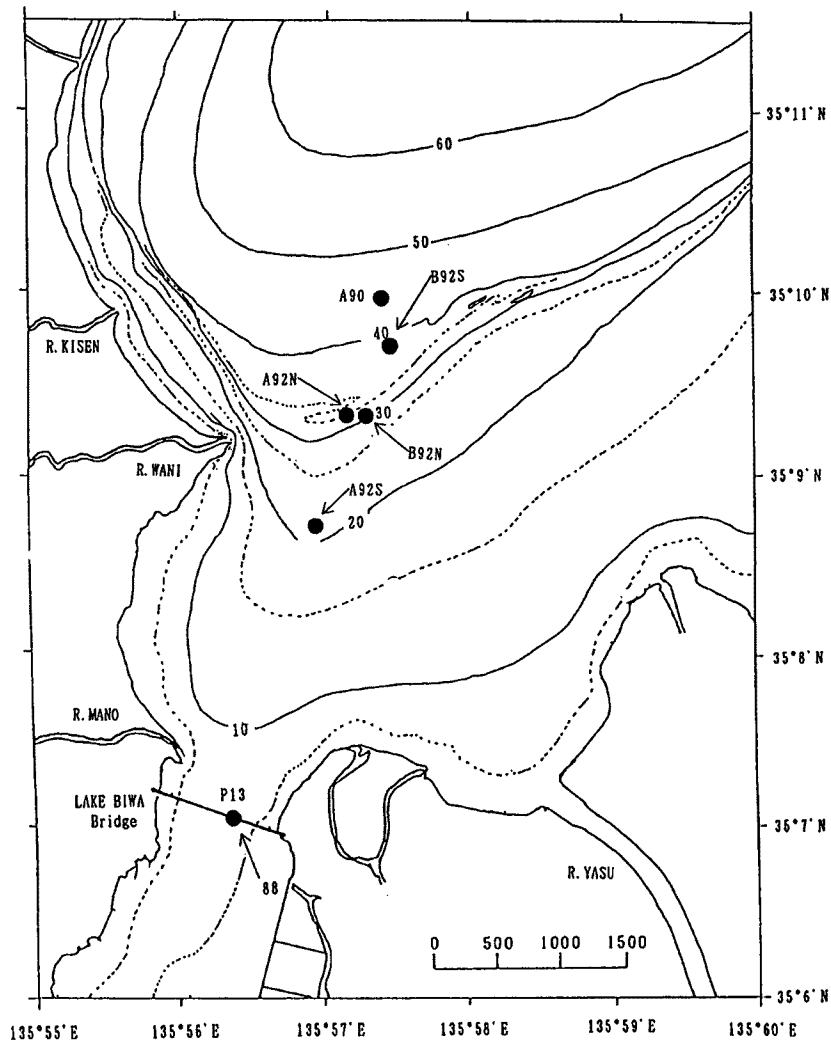


Fig. 1. Locations of the measurement stations in Lake Biwa during 1988 to 1992.

2.1 吹送流と密度流の輸送過程

(1) 吹送流の鉛直混合に伴う底泥の浮上

1985 年秋, 南湖西岸唐崎沖水深 4 m 地点で Fig. 2 のような水温・濁度鉛直分布を測定した³⁾。トラップで採集した浮遊物の中央粒径は $4\mu\text{m}$, 乱さない試料で $15\mu\text{m}$ であった。河川の浮遊砂濃度分布と比較した結果, 湖の濁度分布を土砂濃度分布とみなせるのは成層がない (d) 図のような場合であり, (b), (c) 図のように水温成層が影響する場合の濁度変動は下層に限られる。南湖の平均水深より深いところでは細かい底泥も通常の水理条件では浮上することはなく, 水温成層が破壊されて起こる巻上げでは濁度が数 10mg/l を超えることは稀である。また, この観測前に東岸の草津川沖で得た (a) 図のように, かなり強い成層の

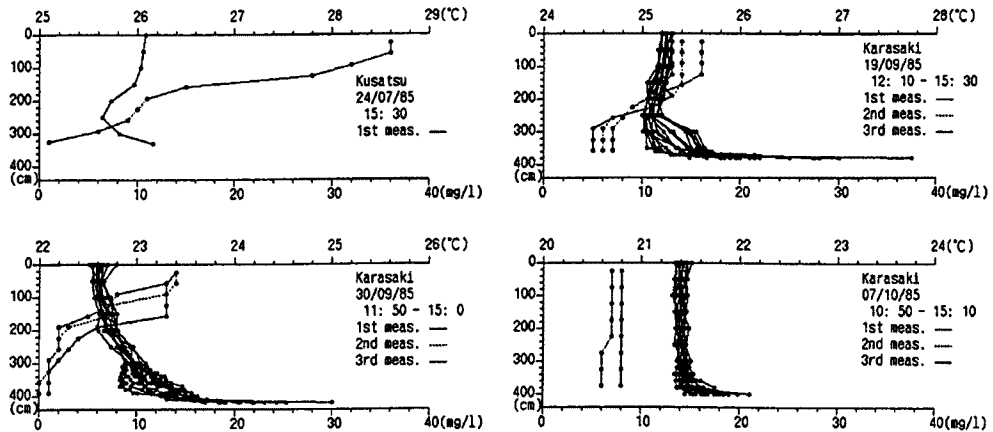


Fig. 2. Vertical profiles of water temperature and turbidity.
(a) July 24, off Kusatsu River; (b) Sept. 19 (c) Sept. 30 and (d) Oct. 7 at Karasaki in 1985.

ある場合には上層が高濃度となる分布がみられることもある。

1986 年冬、同地点でさらに詳細な鉛直分布を測定した⁴⁾。11 月観測の典型的な水温・濁度分布を Fig. 3 に示す。観測を開始した 14 日日中は、(a) 図で 0.5°C 程度の成層と緩やかな濃度勾配がみられたが、日没前後の (b) 図では湖底付近を除き水温・濁度とも一様化する。ところが夜 7 時頃の風向変化と気温上昇のため再び弱い成層が形成され、これが深夜まで持続した。以後 (c)～(f) 図のように成層破壊が進むが、(c) と (d) 図の間には風による巻上げが認められる。また、水温成層は 15 日 1 時頃に完全に破壊されたが、風の条件によっては (e) 図のような濁度成層が短時間は維持される。水温成層が消えるとそれも破壊され (f), (g) 図のような 10 mg/l 程度の一様濃度分布に移る。12 月の観測でも上下 1°C 差の日成層が形成され、このとき (h) 図のような上層で高濃度となる分布がみられ、日没後は (i) 図のように濃度は低下したが、翌朝、日成層が形成される前にはほぼ一様な (j) 図の濃度分布にもどった。このように水温上層で高濁度の部分的に逆転した濃度分布は上層で有機物含有率が高く、光学式濁度計が比重の違う懸濁物を捉えるためと考えられる。

(2) 下層密度流による懸濁物の輸送

琵琶湖では冬季浅い南湖で冷却された湖水が北湖へ向かう下層密度流が発生し、密度の増した南湖水が北湖に逆流し、南・北間の湖水交換を引起す。密度流は浅い境界部における混合で生じた密度水平分布を解消する方向に働くが、吹送流などによる浅水湖の鉛直混合過程で浮上した懸濁物の輸送にも寄与する。

Fig. 4 は 1988 年 12 月の密度流観測時に得た琵琶湖大橋橋脚 p 13 (水深 6.5 m) で上述の吹送流観測と同じ方法でとられた⁵⁾ 10 分毎の水温・濁度分布である。水温・濁度とも周期 4 時間の表面静振に対応して変動しているが密度流は 20 時間以上持続している。観測を始めたのが深夜で、目視による南湖の濁り状況は明らかでないが、日中よくみられるのは平常の北風で南湖東岸北部に濁りが発生し濁水が密度流に巻込まれて北湖へ流入している状況である。安定な水温成層が維持された緩やかな流れにより顕著な濁度分布が認められる。断面の直流流速成分 v を用いて、水温・濁度の交換フラックスを

$$F_T = \int_0^h (T - T_0) v dz \dots\dots\dots (1)$$

$$F_C = \int_0^h C v dz \dots\dots\dots (2)$$

のように定義すれば、密度流発生時はその時間平均値は水温について正、濁度は負の値をとり、密度流が南湖に対し熱流入、濃度流出をもたらす。Fig. 4 下方に各フラックスの時系列と平均値を示す。また、

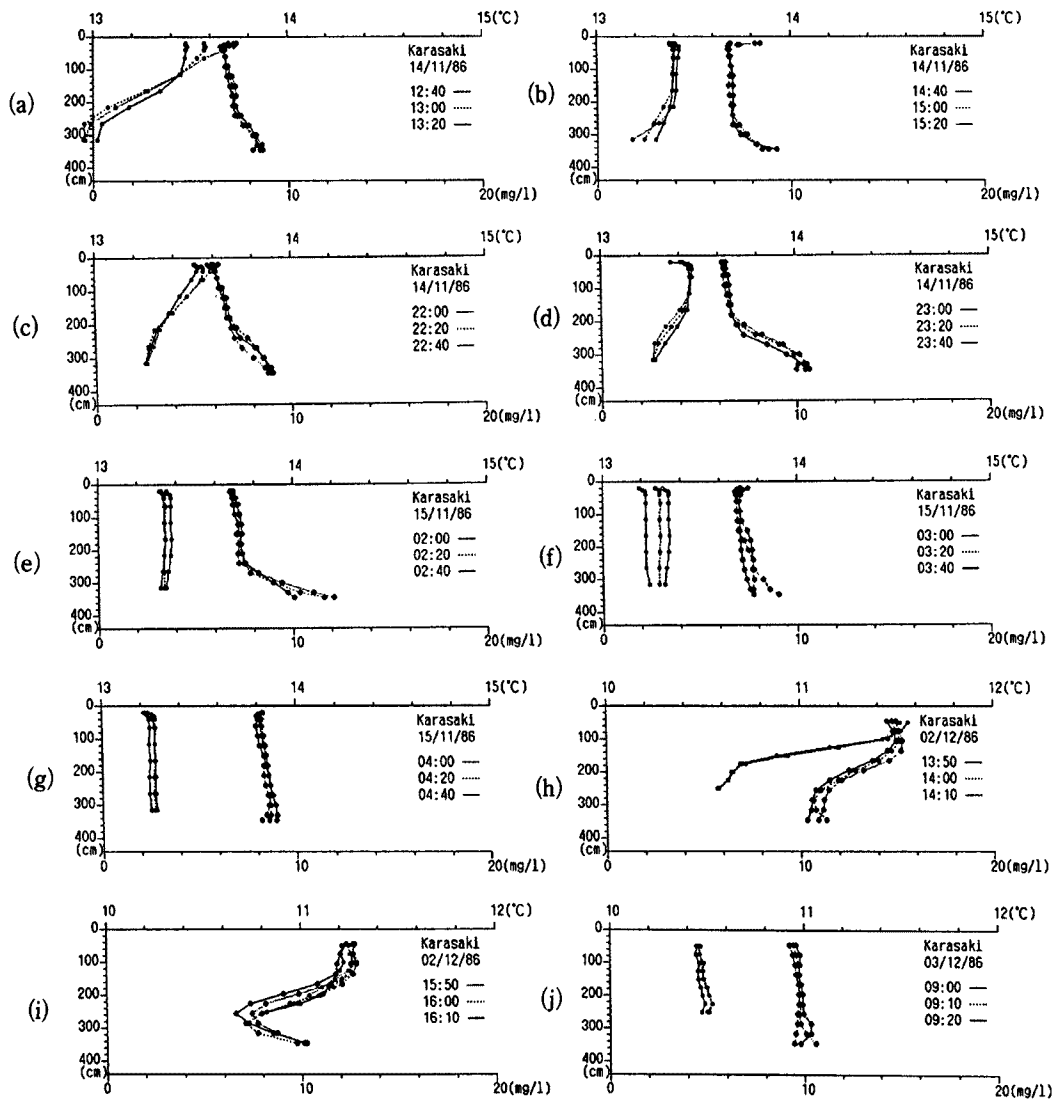


Fig. 3. Vertical profiles of water temperature and turbidity at Karasaki. (a)-(f) Nov. 14-15; (g)-(j) Dec. 2 and 3 in winter 1986.

$$r = \frac{\sigma \int_0^h (C_v - C_{v1}) dz}{\alpha \int_0^h (T_1 - T) dz} \quad (3)$$

として両者の浮力構成比を求め Fig. 4 の最下段に示したが、その平均値から濃度による密度差が全密度差の約 3% に保たれていることがわかる。ここで、 h : 水深、 T : 水温、 T_0 : 基準水温、 C : 重量濃度、 C_v : 体積濃度、 α : 熱膨張係数、 σ : 水中比重を表す。このように下層水を北湖へ、上層水を南湖へ輸送する密度流は北風の吹送流と類似した流速構造をもち、それらは重量されて観測されることが多い。

(3) 浅水部と深水部の湖水交換

断面の 3 成分流速分布を迅速に測定する測器 (ADCP; Acoustic Doppler Current Profiler, 米国 RD Instrument 社製 1,200 kHz 仕様) により大橋周辺部における縦横断観測を行った。鉛直 40 層 (0.25 m ~ 0.50

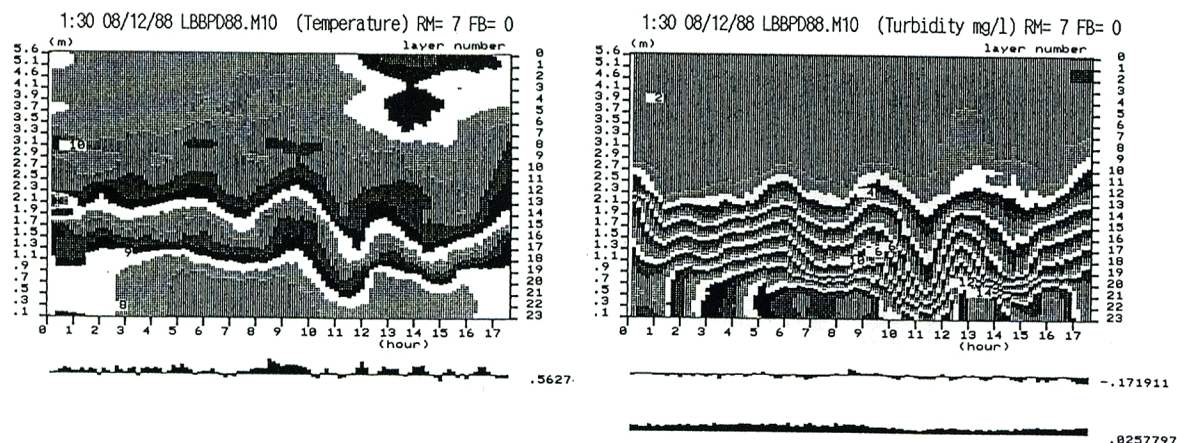


Fig. 4. Time variation of water temperature and turbidity profiles at Lake Biwa Bridge in 1988. Horizontal exchange fluxes and the buoyancy fraction are shown below the main diagrams.

m 間隔)の流向・流速を測定し反射強度から SS 量も推定できる。北湖は表層直下(水面下 1.2~1.6 m 層は測定できない)の反射強度が一貫して大きく、表層でプランクトン濃度が高い特性を反映している。同断面流速分布(南北成分)は北風の吹送流として表層で南流, 下層で北流を示した。ここでは, 大橋断面から南向きに縦断測定した結果を Fig. 5 に示す。大橋南 2~3 km 付近で高濃度層の逆転があり, これより南では下層で反射が強く巻上げによる鉛直拡散で形成される懸濁物の指数型濃度分布をとる。このときの流速分布は典型的な吹送流であった。このように, 懸濁物構成の相違による反射強度特性から南・北湖水の分布状況が把握された。

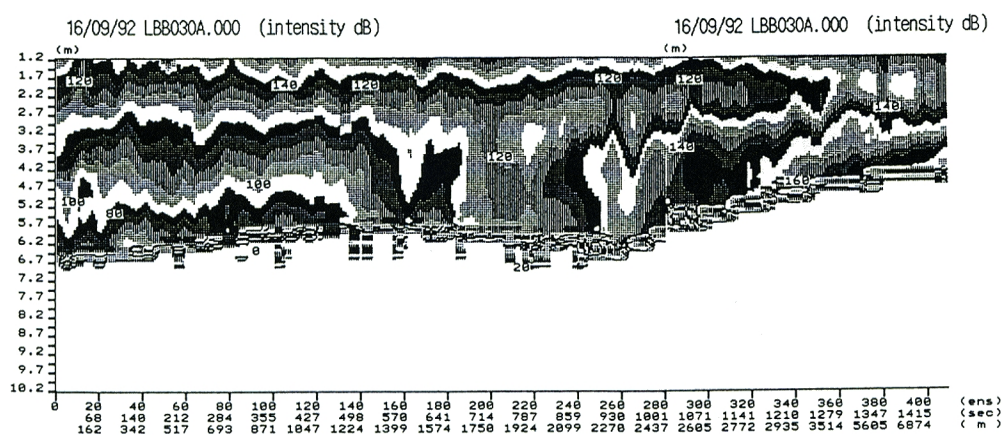


Fig. 5. Longitudinal transection of acoustic echo intensity toward south in the northern part of South Basin starting from the Lake Biwa Bridge (16 Sept. 1992).

(4) 河川から流入した高濁度水塊の挙動

出水時には河川から大量の土砂粒子が流入し湖盆で著しく堆積が進行するといわれる。河口で形成された水塊は下層へ潜り, その水温・濁度に対応する湖水密度層へと貫入する。Fig. 6 は 1990 年 9 月 21~22 日, 水深 40 m 測点 (A 90) に設置した多層水温計(水面下 10~20 m 間 11 層)の記録を示す。観測開始後 5~8 時間頃には躍層が 2 m ほど上昇し, その前後は躍層付近に水温逆転層が維持されていた。この水温逆転層がちょうど台風 19 号通過 2 日後で野洲川河口にみられた半径数 km の濁水ブリュームの貫入現象と

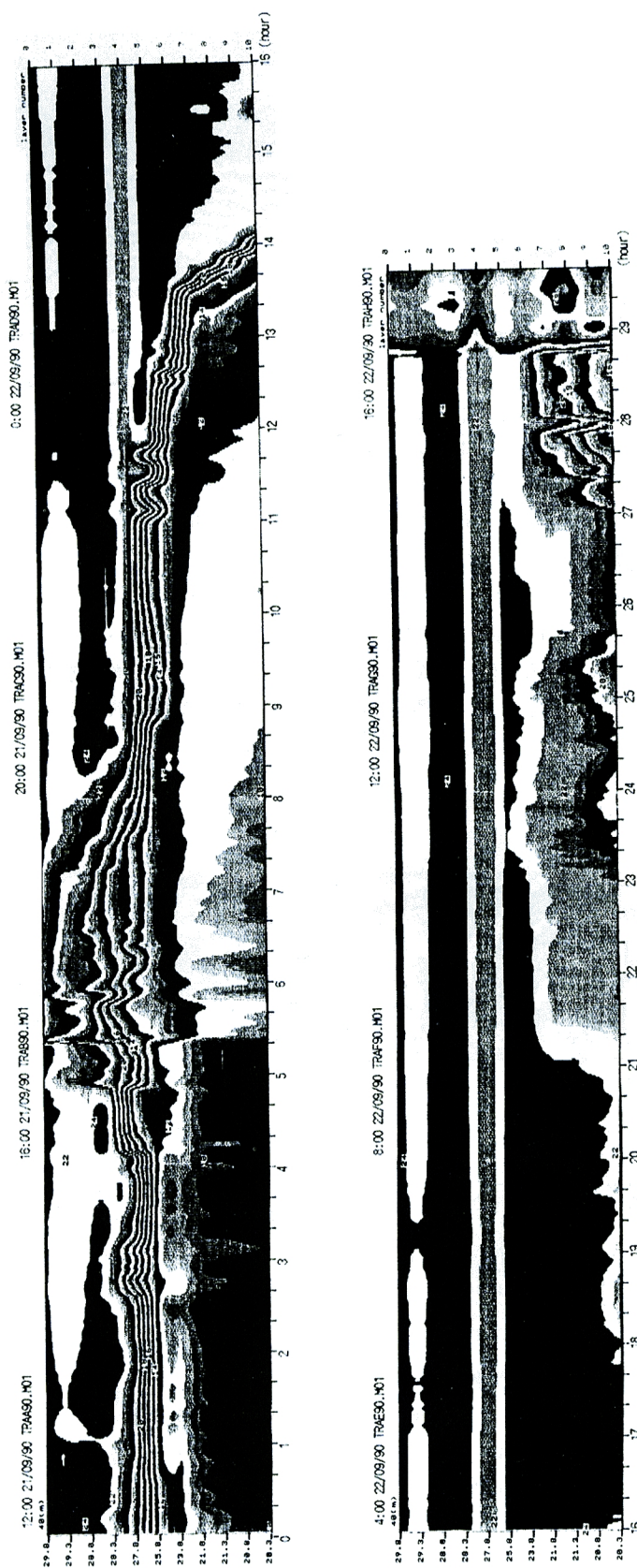


Fig. 6. Temperature record at A90 (21-22 Sept. 1990).

関係していた可能性については後に考察するとし、まず、記録にみられた内部波について検討する。測器を設置した時点では躍層が 12.5 m 付近まで上昇しており、同深夜に低下、翌日昼頃から再び上昇する長周期の水温変動がみられた。観測期間内に 1 サイクルが完了しておらず周期 30 時間以上の現象である。

平均水深 h 、上層、下層厚が h_t 、 h_b の 2 層湖の内部波の波速 c_i は

$$c_i = \sqrt{g' h_t h_b / h} \dots\dots\dots (4)$$

となる⁶⁾。これと水域の長さ l から内部静振の周期が

$$T = \frac{2l}{mc_i} \dots\dots\dots (5)$$

と求められる。ここに m は長軸方向の節数である。こうした内部静振の周期が慣性時間 f^{-1} より大きくなると北半球では反時計廻りに旋回する内部ケルビン波となるが北湖ではこの条件が満たされる⁷⁾。その周期は季節成層の強度に応じ 40～70 時間といわれ、季節成層が最強となる 9 月には約 40 時間であり、これが捉えた長周期変動と考えられる。

2.2 内部波動に伴う濁度変動

水域規模の長周期内部波は流速変動が大きく湖全域の底質移動現象に係わると思われる。とくに深水部の節や浅水部では内部波の上昇・下降に伴う移動フロント・テイルの現象が重要と予想された。周期数時間の表面静振によっても水温変動が誘発され、節位置（琵琶湖大橋北 2 km）で大きな流速が発生する。このような振動流に伴う境界混合は潮流の懸濁物輸送と類似といえるが、湖では水温成層が鉛直拡散を支配する。顕著に成層した深水湖は水温躍層が大きく傾斜した状態から開始する内部静振により流速変動が持続し底泥輸送にも寄与すると考えられる。こうした観点から 1992 年は北湖で湖底付近の観測を実施した。

(1) 強い成層時における内部波の挙動

1992 年 9 月 2 地点で 24 時間ずつ観測が行われた。中国工業技術試験所のシア流速計⁸⁾（4 層 2 成分電磁流速計 + 光学式濁度計の 2 秒間隔連続測定）、防災研の多層水温計（5 分間隔、下 4 層がシア流速計範囲にある）を併用し、9 月 4 日から水深 20 m の A92S 地点で 24 時間観測を行った。5 日昼には係留系を水深 35 m の B92S 地点に移動し、さらに 24 時間観測を実施した。期間が短く周期 40 時間の内部静振は確認しにくい、Fig. 7 に示す両日の記録から各深度の温度勾配の躍層が変動し、水温の谷間隔はいずれも約 12 時間であった。これらを長い湖の横振動である内部ポアンカレ波とすればその周波数は

$$\omega = \sqrt{\frac{f^2 + n^2 \pi^2 c^2}{b^2}} \dots\dots\dots (6)$$

と表される⁹⁾。ここに f はコリオリパラメータ、 n は横振動のモード、 c_i は波速、 b は水域幅である。 $c_i = 0.3 \text{ m/s}$ 、 $b = 10 \text{ km}$ とすると $n = 1$ で周期 13.8 時間となり、記録の周期帯と一致する。

(2) 弱い成層時における内部波の挙動

1992 年 11 月 18～23 日には、水深 35 m の A92N 点で再度シア流速計と多層水温計を併用して 6 日間観測を行った。多層水温計の下 4 層（湖底上 0.3, 0.8, 1.3 及び 1.8 m）の観測層がシア流速計測定範囲（湖底上 0.5, 1.0, 1.5 及び 2.0 m）にある。200 m 離れた水深 32 m の B92N 点に滋賀県琵琶湖研究所の電磁流速計 6 台が湖底上 2 m から 2 m 間隔で設置された。Fig. 8 に両地点の測定結果の一部を示す。上段が多層水温計、中・下段は B 点の水温・濁度チャンネルの記録である。

記録開始時、躍層は上昇過程にあり、翌 4 時に上昇した内部波が下降する 19 日昼までは観測範囲の濁度は 0～2 mg/l 程度と低く保たれていた。18 日 12 時からの経過時間で表すと躍層は 4, 16, 41, 51, 58 及び 68 時間に上昇したが後になるほど濁度が増大し、52～54 時間（20 日 16～20 時）の下降過程で水温が階段状に変化している層では、やや高い 8 mg/l 程度の濁度がみられた。71 時間後（21 日 11 時）頃には水温成層がなくなり、これが 22 日 17 時まで約 30 時間続いた。濁度値は 21 日 14 時頃最大 14 mg/l と吹送流と同程度の値を示した。なお、B 点記録は A 点とほとんど同位相である。観測開始 30 時間後（19 日午後）に

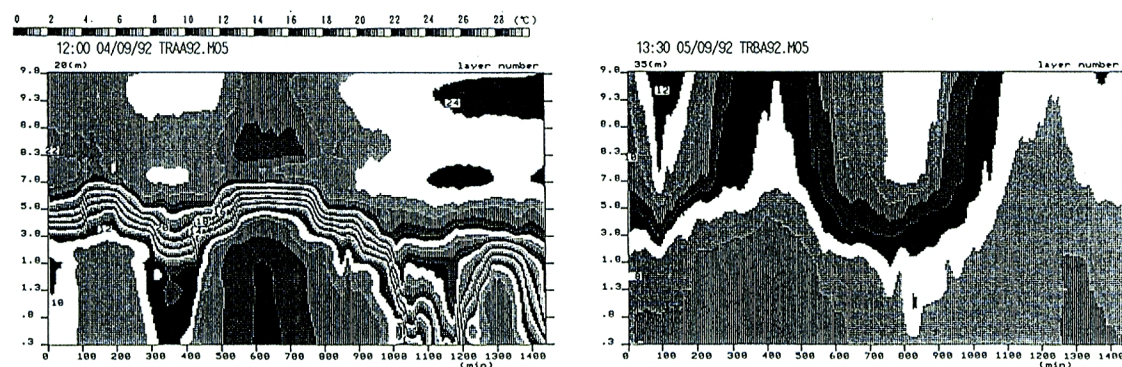


Fig. 7. Temperature records (a) at A92S, 4-5 Sept. 1992; (b) at B92S, 5-6 Sept. 1992.

は水温変動がいったん減少し再び振幅が増す 38 時間後 (20 日 2 時) 頃に, 新たな内部静振に移ったとみれば 21 日昼までの約 30 時間は躍層が上昇していたことになり, これに続く非成層期間 (30 時間) を合わせた約 60 時間を内部ケルビン波の周期とみなせる。22 日 17:30 頃, 先端部に高周波変動を伴って内部波の冷水塊が遡上すると下層濁度は $0\sim 2\text{ mg/l}$ のレベルに低下し水温変動が再び活発となった。

18 日は底上 6 m の 13°C 層に約 2 mg/l の濁度極大層がある。19 日 0 時と 20 日 2 時頃に躍層が上昇開始すると 2 m 層以下から高濃度水塊が浮上し, 20 日 20 時頃上昇した躍層は 4 mg/l 程度の湖底高濁度層と対応する。このような中間高濁度層によって湖底上 8 m 層には低温逆転層が維持されていた。さらに低温水塊が北方に後退する 21 日 7 時頃からは濁度が増加し, A 点の下層濁度がピークをとる 21 日 14 時前後に 8 mg/l 程度が出現した。ただし, B 点では 22 日朝 8 時に測定を終了した。

A, B 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・濁度鉛直分布を Fig. 9 に示す。両地点水深が約 1.3 m 異なる点を考慮し, B 点機器の設置深を A 点湖底からの距離に換算した。2 地点 3 種の機器の測定値はほぼ同一点の水温・濁度分布とみなすことができ, 水温成層が弱まると濁度成層が現れることがわかる。ただし, 水温差最小の 21 日 12~20 時にも約 1°C の水温成層が湖底付近に残っており, この密度差を補償するために約 300 mg/l の濁度差を要するが, 実際は 12 mg/l すなわち全浮力差の約 4% が浮遊状態にあり, 密度流と同程度の浮力構成となるのがわかる。

水温逆転層に濁水層が対応するとして 1990 年 9 月観測時の水温逆転量からそこでの密度逆転量を補償する濁度を求め, 4 時間毎の平均として濁水層の深度と濃度を推定したものが Fig. 10 である。観測開始直後から湖底上 29 m 層に 100 mg/l , 22 日 0 時以降は 27 m 層に最大で $300\sim 350\text{ mg/l}$ の高濁度層が存在した可能性がある。

(3) 内部波の空間構造に関する考察

9 月と 11 月では内部波波速が異なり, 11 月の内部ケルビン波の周期が約 1.5 倍長かった。同様に内部ポアンカレ波の周期にも変化が生じると思われたが実際の範囲に大きな相違がみられなかったためにモード判定も難しい。下層密度流は南湖の冷水塊が北湖へ流下する現象であり浅い測点から順次下層水温が低下する。濁水の場合より密度差が大きく貫入への移行は 20 m 以下の水深範囲では認められない。一方, 内部波により下層水が遡上する場合には北湖の西寄りの測点から水温が低下した後, 緩やかに冷水が北方へ排除される⁵⁾。このように遡上した内部波が北湖の下層水塊と半ば切り放された冷水塊として挙動しているのか, 92 年の 2 回の観測でみられたように内部ケルビン波により, 躍層が北湖南部で上昇している間は何周期かにわたり内部ポアンカレ波が存在するのかは明らかでない。さらに同じ湖底の谷線上で行われた 1990 年 9 月の観測が深水域で行われたにもかかわらず, 内部ポアンカレ波の周期性が明瞭ではなかったことから節が A 90 付近に存在するのかも観測時間が短いために断定できない。このように観測された内部静振に伴う水温変動の周期性は明瞭であるが空間構造は不明な点が多い。

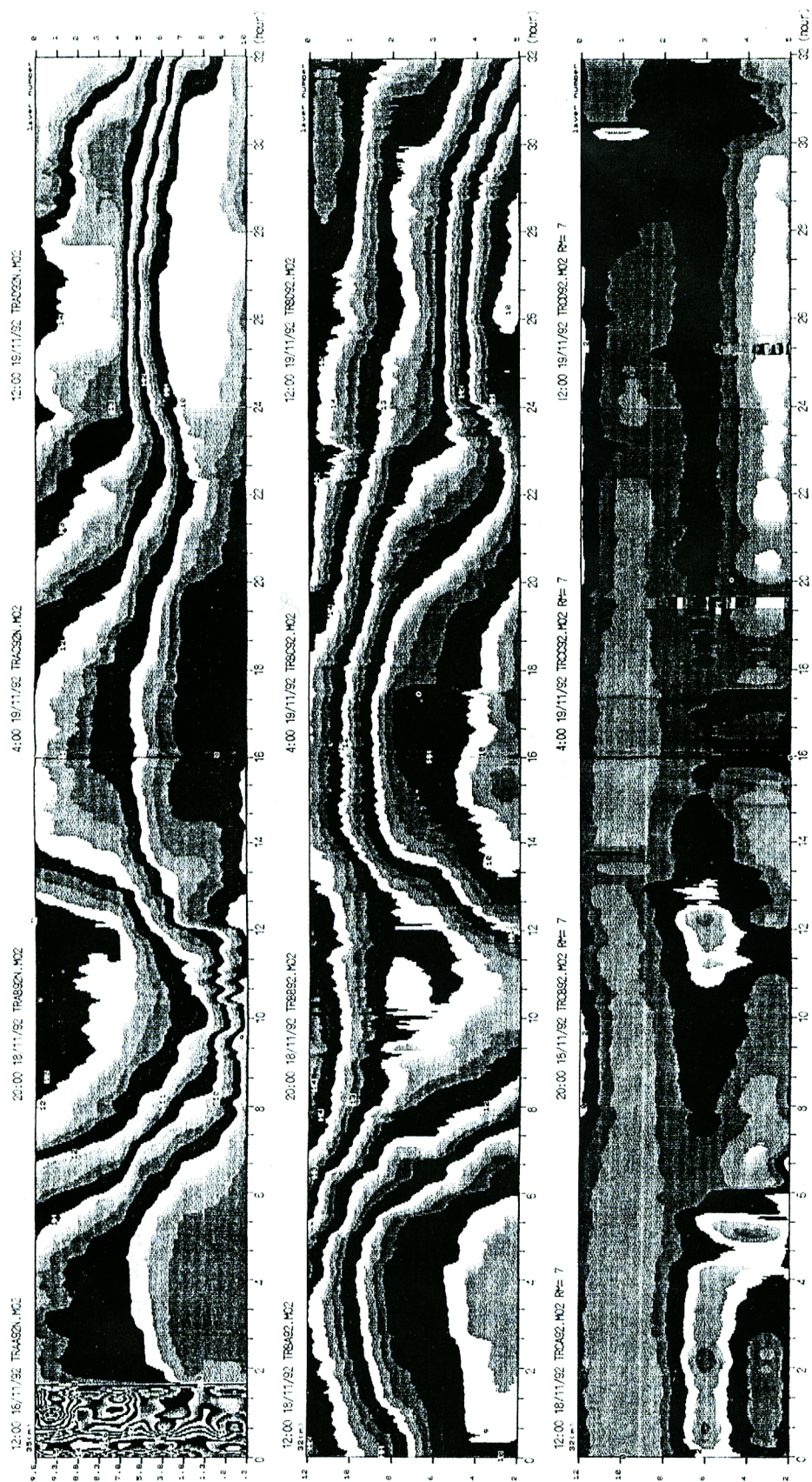


Fig. 8. (a)

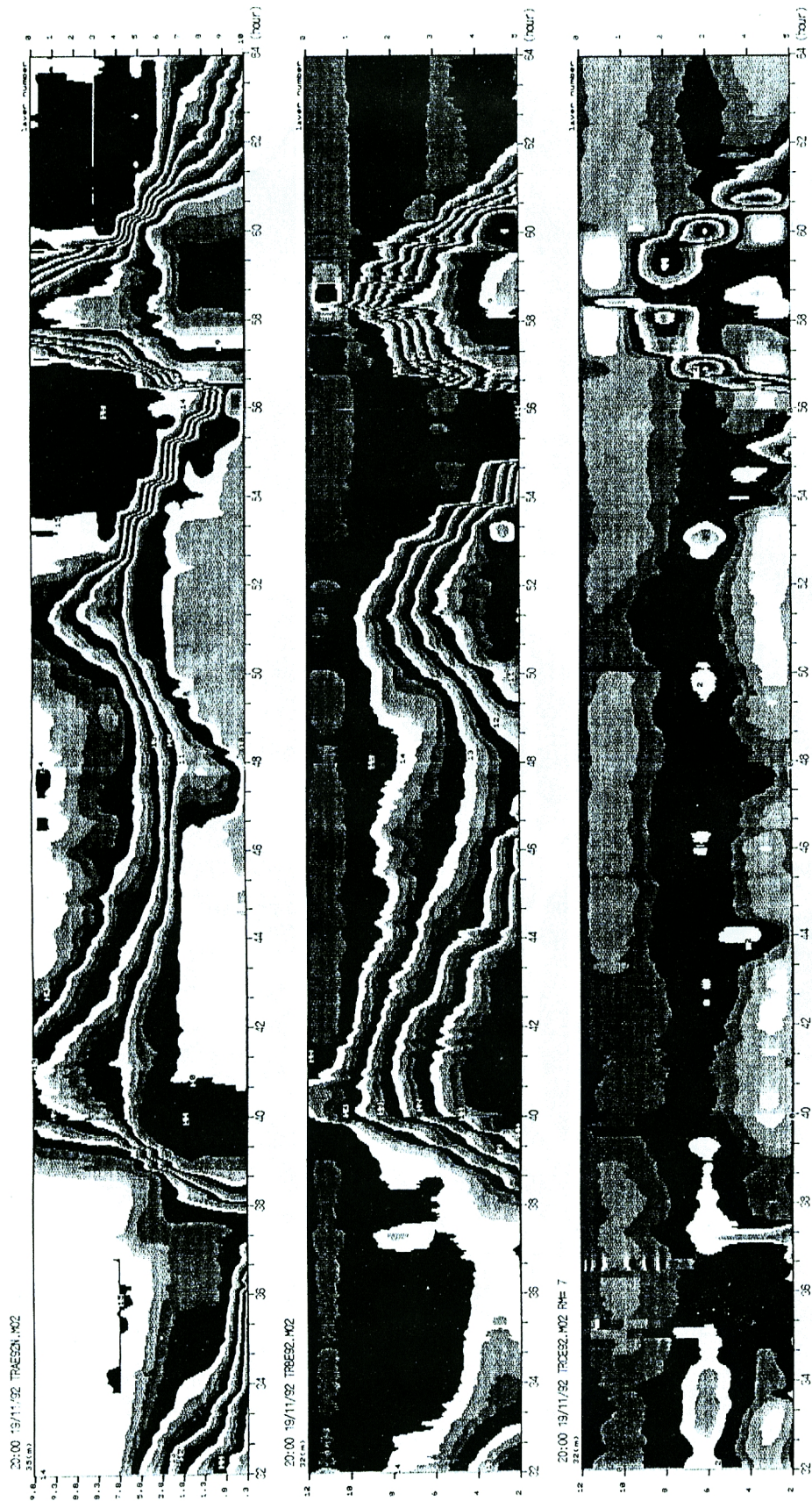


Fig. 8. (b)

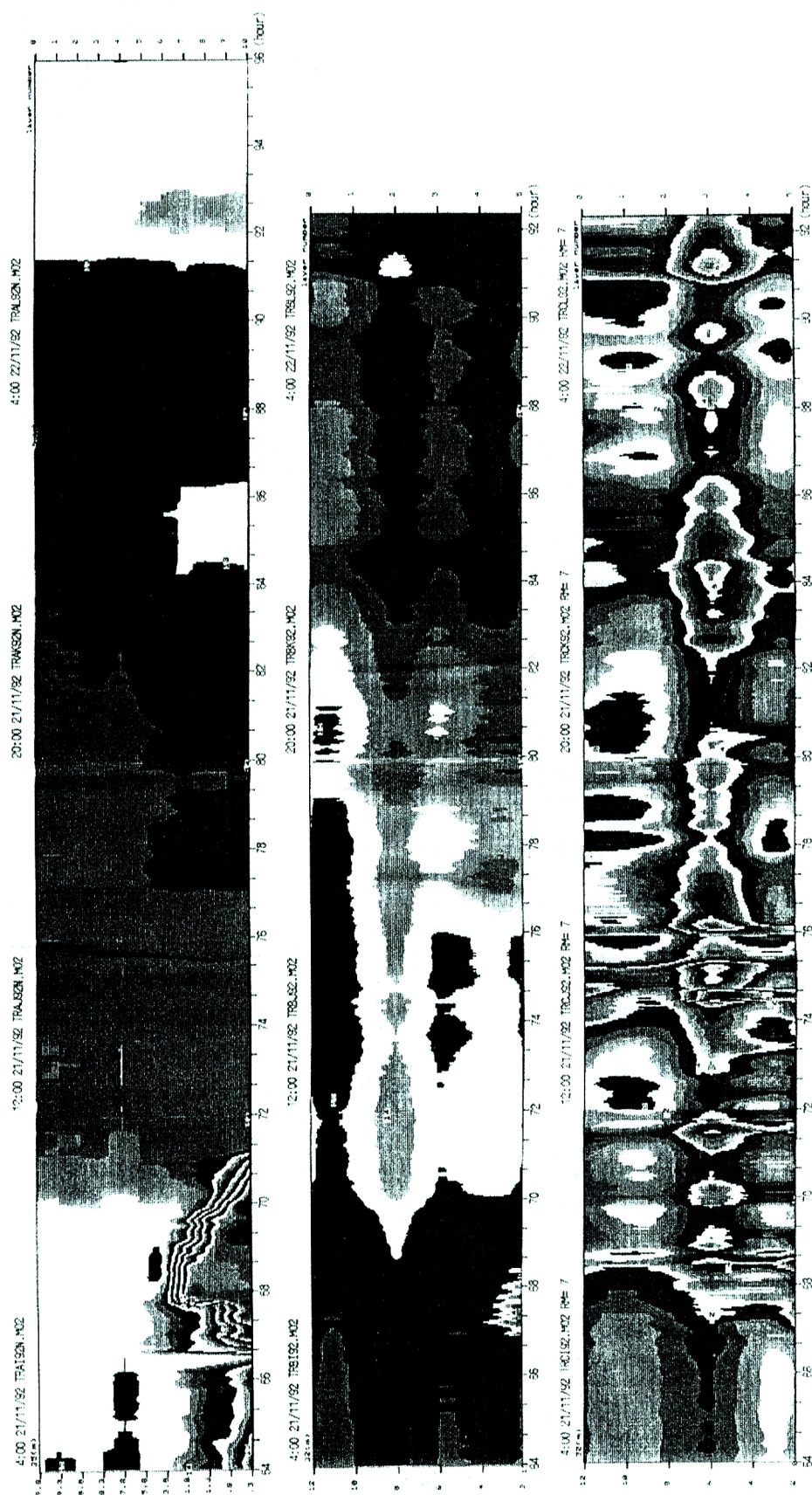


Fig. 8. (c)

Fig. 8. Temperature record at A92N and B92N (18-22 Nov. 1992)

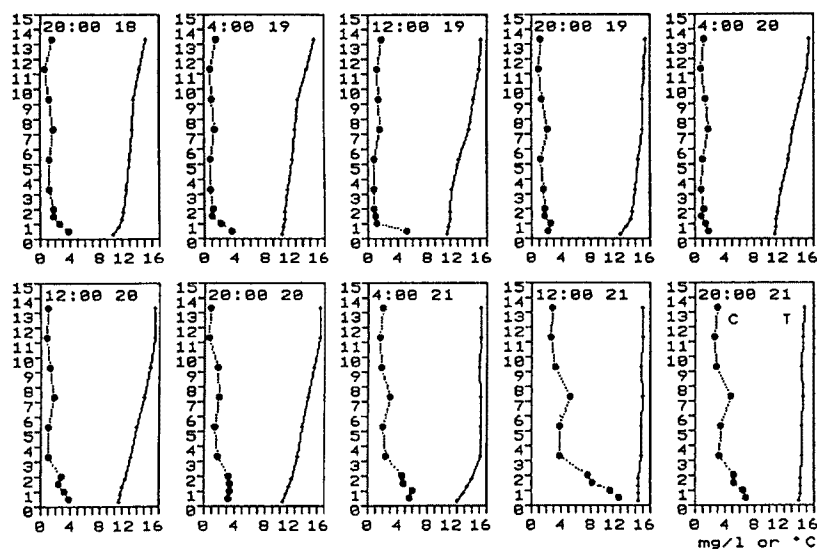


Fig. 9. Temperature and turbidity profiles averaged every 8 hours (Nov. 1992).

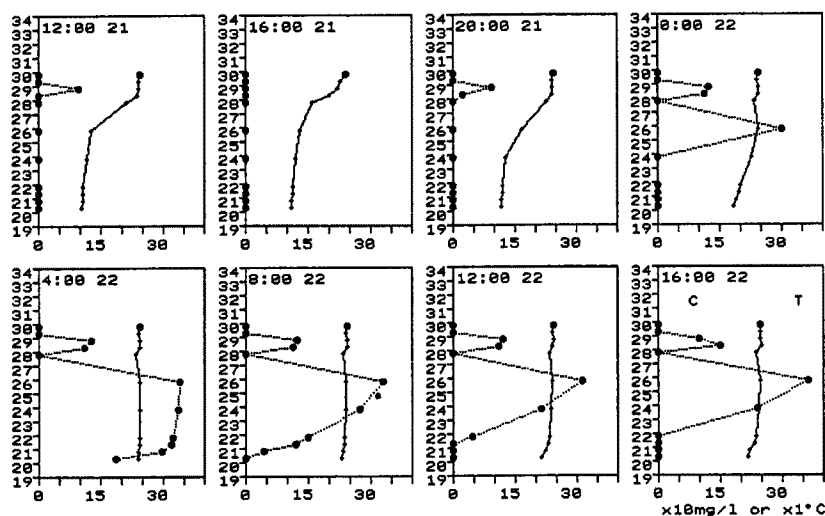


Fig. 10. Measured temperature and estimated turbidity profiles every 4 hours (Sept. 1990).

(4) 内部波に伴う濁度の変動に関する考察

今回の観測で内部波が濁度変動に影響を及ぼすいくつかの過程がみられた。まず、内部波の遡上による直接的な巻上げの可能性であるが、浅水部に遡上するフロント部では、微細土砂を浮上させる湖底せん断応力は発生せず、清澄な低温下層水が遡上する。その際、内部波の持上げといえる機構により水温躍層付近に中間高濁度層が形成される。21日11時～22日17時頃の約30時間、成層が消えると濁度が急激に増加し、低温水塊が北方に後退した後、21日7時頃から濁度の激しい変動が観察された。躍層が存在すれば湖底付近の安定成層が底泥の浮上を抑制するが、内部ケルビン波の北上りのセットアップにより低温水が北に後退し水温成層がほとんどなくなり躍層のフィルターのような働きが解除されて底泥は巻上げられると解釈できる。内部波の巻上げは遡上時より後退時に顕著である。そして、内部静振が発生しフロントが遡上する際には底近くの濁水が持上げられ中間高濁度層が形成される。遡上フロントを減速させるのは主に躍層付近の大

きなせん断応力であり強い密度勾配が形成され高周波内部波を引き起こす。Fig. 8 では内部ポアンカレ波のいくつかに高周波の水温変動がみられ、その濁度記録にも界面不安定性に基づくと思われる渦列が存在し中心に向かい濃度が増大している。これは躍層に現れた巻波が砕波し懸濁物が厚さ約 2 m の層内で拡散、混合する中間高濁度層の混合過程と考えられ、内部静振より 1～2 オーダー高周波の現象である。以上の過程が複合し、内部波が底泥の浮上と懸濁物輸送に影響すると考えられる。

2.3 琵琶湖における懸濁物の輸送過程

観測でみられた濁質輸送過程を流系と関連づけてまとめる。境界混合として、吹送流の鉛直混合、砕波帯の巻上げ、河口流出があり、吹送流と河口流出の例が観測と比較された。下層密度流や琵琶湖では北風時の吹送流によって南・北湖間の主に水温差による密度差が緩和されるが、この過程で北湖に向かう濁質水平輸送が発生する。一方、長周期内部波については 40 時間以上の周期をもつ内部ケルビン波による冷水塊の遡上に比べて、周期が 8～12 時間の内部ポアンカレ波の水温変動が相当の強度で観測され、この水温変動により濁度変動サイクルが決定されるようである。すなわち内部ポアンカレ波に伴い湖底近くの懸濁物が水温躍層まで持上げられ、これを繰返すことで中間高濁度層が形成される。さらに、強風時、躍層が北上りにセットアップされると北湖南部水域は非成層状態となり 10 数 mg/l に及ぶ高濁度がみられ、続いて内部波が遡上する際に躍層上の中間高濁度層の一部が取り込まれると考えられる。なお上述べたことは弱いながら季節成層が残る場合の特性であり、1～3 月の厳寒期にはさらに激しい浮上特性があると推察される。

3. 琵琶湖南湖における水温・濁度の数値解析

3.1 湖流モデルの概要

前章では琵琶湖南湖及び北湖南部水域の観測点における水温・濁度の時間変動を考察した。しかし琵琶湖の懸濁物濃度は鉛直方向のみならず平面的にも大きく変動する。とくに南湖の濁度分布は風による日成層の破壊現象と密接に関係する。現象を湖流と関連づけて理解するため代表的気象・水理条件下で数値解析を行い巻上げに及ぼす成層の効果について検証を行う。

解析には以前、南湖の湖流解析¹⁰⁾に適用した 3 次元固定格子モデルを用いた。しかし、2. で述べた観測^{3), 4)}から南湖のような浅水湖でも安定成層場の速度勾配が中立場より大きくなることが指摘された。ここでは熱収支を与え水温成層による湖流の安定度とそれに基づく鉛直拡散の減少を考慮し、風と瀬田川・京都疏水放流量を与えて南湖湖流を解析した。

領域は琵琶湖大橋以南の南湖全域とし水平間隔 500 m の計算格子を配置し、 x 軸は北向き、 y 軸は西向き、 z 軸は鉛直上向きを正にとる。風が弱く鉛直渦動粘性係数 ν_v が小さいときのエクマン層を想定し上・下層の薄い層分割を行ったが、ここでもそれに従った。ただし今回は浅水域を部分的に 2 層分割とはせずに全域 3 層分割した。静水圧分布を仮定する湖流の基礎方程式はつぎのようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + Lu - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + \nu_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Lv + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \nu_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (8)$$

$$p = \rho_0 g \zeta - \rho_0 \int_z^{\zeta} b dz \quad (9)$$

ただし、

$$L = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (10)$$

$$b = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} g \quad (11)$$

である。また、連続式は

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (12)$$

である。 u, v, w はそれぞれ, x, y, z 軸方向の流速成分, u は北向き, v は西向き, w は鉛直上向きを正とする。 ζ は基準平衡水位からの鉛直上向きの変位, b は浮力であり, ρ 及び ρ_0 は湖水の局所密度及び基準密度, ν_v, ν_h はそれぞれ鉛直, 水平渦動粘性係数である。さらに f はコリオリパラメータ, g は重力加速度を表す。

瀬田川, 京都疏水及び琵琶湖大橋断面の開境界で流入・流出流量を与えた。ここでは瀬田川・疏水からそれぞれ $150 \text{ m}^3/\text{s}$ および $20 \text{ m}^3/\text{s}$ が流出し大橋断面から $170 \text{ m}^3/\text{s}$ が流入し平均水位は保たれるとした。水面, すなわち $z=0$ では,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \left(w - u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)_{z=\zeta} \quad (13)$$

$$-\rho_0 \nu_v \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) \quad (14)$$

ただし, τ_{sx}, τ_{sy} は風応力 τ_s の x, y 成分であり,

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = \rho_a C_D W (W_x, W_y) \quad (15)$$

で評価した。ここに W_x, W_y は風速絶対値 W の x, y 成分, ρ_a は空気密度 ($= 1.2 \text{ kg/m}^3$) を示す。なお風の抗力係数は $C_D = 0.0013$ とした。また ν_h は一定値 $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$, ν_v は風速 W , 水深 h , 層位置 k 及び成層強度 R に応じて

$$\nu_v = 0.002 Wh / kR \quad (16)$$

と変化させ, 下限値を $4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, 上限を $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ と設定した。また後述するように, $R \geq 1$ である。一方, 湖底 ($z = -h$) における条件は

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = f_b \rho_0 \sqrt{u_k^2 + v_k^2} (u_k, v_k), \quad (k=3) \quad (17)$$

とした。 u_k, v_k は最下層 ($k=3$, 第3層) の流速成分を表す。 ν_v と同様に

$$f_b = 0.002 R_w \quad (18)$$

$$R_w = Wh / W_0 h_0 \quad (19)$$

も風速とともに増加させたが, 下限を 0.001, 上限を 0.003 とした。なお, W_0, h_0 はそれぞれ基準風速及び水深である。

3.2 南湖の水温・濁度解析

水温及び濁質濃度の移流拡散はいずれも浮力 b に関する方程式

$$\frac{\partial b}{\partial t} + Lb = \kappa_h \left(\frac{\partial^2 b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 b}{\partial y^2} \right) + \kappa_v \frac{\partial^2 b}{\partial z^2} \quad (20)$$

となる。ここに, κ_v, κ_h はそれぞれ, 鉛直, 水平渦動拡散係数である。浮力すなわち密度の非一様性をもたらす水温・濃度にはそれぞれ水面での熱フラックス及び湖底における底泥の浮上・沈降フラックスを与えた。濃度は (10) 式の演算子 L の w を $(w - w_s)$ で置換え, w_s は粒子沈降速度とした。粒子組成が鉱物に近く $\rho_s = 2,650 \text{ kg/m}^3$, 粒径 $D = 10 \mu\text{m}$ とし, 沈降速度はストークス式

$$w_s = \frac{1}{18} \frac{\sigma g D^2}{\nu} \quad (21)$$

を用いた。 ν は水の動粘性係数で, ρ_s, ρ_0 はそれぞれ懸濁物粒子と水の基準密度, σ は水中比重を表す。

開境界条件として瀬田川・京都疏水の合計流量に等しい流量を琵琶湖大橋から流入させたが流入水温は 15°C , 南湖初期水温も全域 15°C とした。計算中, 水温 T は浮力で表し, 15°C を基準温度 T_0 として次式で水温に換算した。

$$T = b/\alpha g + T_0 \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 α は熱膨張係数である。湖面熱収支は各格子第 1 層における熱フラックス (W/m^2) を項別に評価した。日射 (短波放射) 量を与え、有効逆放射量は水面の長波放射量 $\epsilon_s T_{s*}^4$ と大気放射 $\epsilon_a s T_{a*}^4$ の差とした。水面射出率 $\epsilon = 0.97$, 大気射出率 $\epsilon_a = 0.6$, Stefan-Boltzman 定数 $s = 5.67 \times 10^{-8} (\text{J}/\text{kg}/\text{K})$, * は絶対温度表示である。潜熱輸送量は気温 T_a , 表面水温 T_s を用いた熱損失量

$$Q_L = k_e (T_a - T_s) \dots\dots\dots (23)$$

で表した。ここに熱損失係数は風速 W の関数で

$$k_e = 7 W (\text{W}/\text{m}^2/\text{K}) \dots\dots\dots (24)$$

とした⁵⁾。水面の浮力フラックスは加熱水温上昇による浮力増加を表し、

$$-\kappa_v \frac{\partial b}{\partial z} = \frac{\alpha g Q_n}{c_p \rho_0} \dots\dots\dots (25)$$

と与える。ただし、 C_p は定圧比熱 ($= 4190 \text{ J}/\text{kg}/\text{K}$) である。

濁度供給源は全て湖底からの巻上げによると考え、Celik・Rodi¹¹⁾ のパラメータを用いて浮上・沈降量を与えた。すなわち浮上・沈降に伴う底面での鉛直方向の懸濁物の体積フラックス F_b は

$$F_b = w_s (C_{vb} - C_{vk}), \quad (k = 3) \dots\dots\dots (26)$$

$$C_{vb} = 0.034 U_m \frac{u_{*b}^2}{\sigma g h w_s} \dots\dots\dots (27)$$

となる。ここに、 U_m は各格子平均流速、 C_v は体積濃度である。これより底泥の浮上に伴う浮力の減少が

$$\kappa_v \frac{\partial b}{\partial z} = \sigma g F_b \dots\dots\dots (28)$$

のように表される。

最後に鉛直方向の渦動粘性・拡散係数を与えるため、安定度の目安としてつぎのリチャードソン数

$$R_i = \frac{\alpha g \Delta T \Delta z}{\Delta u^2 + \Delta v^2} \dots\dots\dots (29)$$

を定義する。ここに Δ は格子点 (i, j) における各変数の第 k 層と第 $k+1$ 層の差分を表す。南湖の鉛直拡散係数の評価を行った結果¹²⁾ によれば、

$$\kappa_v = R_i^{-1} \dots\dots\dots (30)$$

の関係がみられた。このリチャードソン数を (16) 式の R とし、安定度の増大に伴う鉛直渦動粘性及び拡散係数の減少を与えた。

3.3 南湖における底泥の浮上特性

水温成層が巻上げを抑制する効果を考慮して南湖濁度分布を知るため 500 m 格子の 3 層位モデルで湖流解析を行った。成層の強弱及び平均的な場合について風向が NNE 及び SSW, 風速は 3 及び 8 m/s を与えて計算した。ただし、日射は日中のみ正弦型の半周期で与えるものとし、そのピーク値で示している。どのケースも正午から翌日正午までの 24 時間分の計算結果を 3 時間毎に 3 層分示している。

(1) N 風時の解析

日射が弱く風が強い場合と日射が弱く風の強い場合の N 風時における比較を Fig. 11 に示す。風の強い前者の場合は成層効果が最も現れにくく、湖水密度一定の場合の解析結果に近い。水温水平分布はみられるが成層はほとんど認められない。ただし、濁度は鉛直方向の差が若干強く完全混合まで至っていない。後半東岸沿い及び西岸北部で 15 mg/l 以上の値が現れる。 u の分布は第 2, 3 層に北流領域が主に西岸沿いに認められる。一方、成層効果が強く現れる場合には、東岸沿い烏丸半島、草津川及び矢橋周辺部に高温域がみられ成層が弱い場合より流れは弱まるが流向は似ている。

(2) S 風時の解析

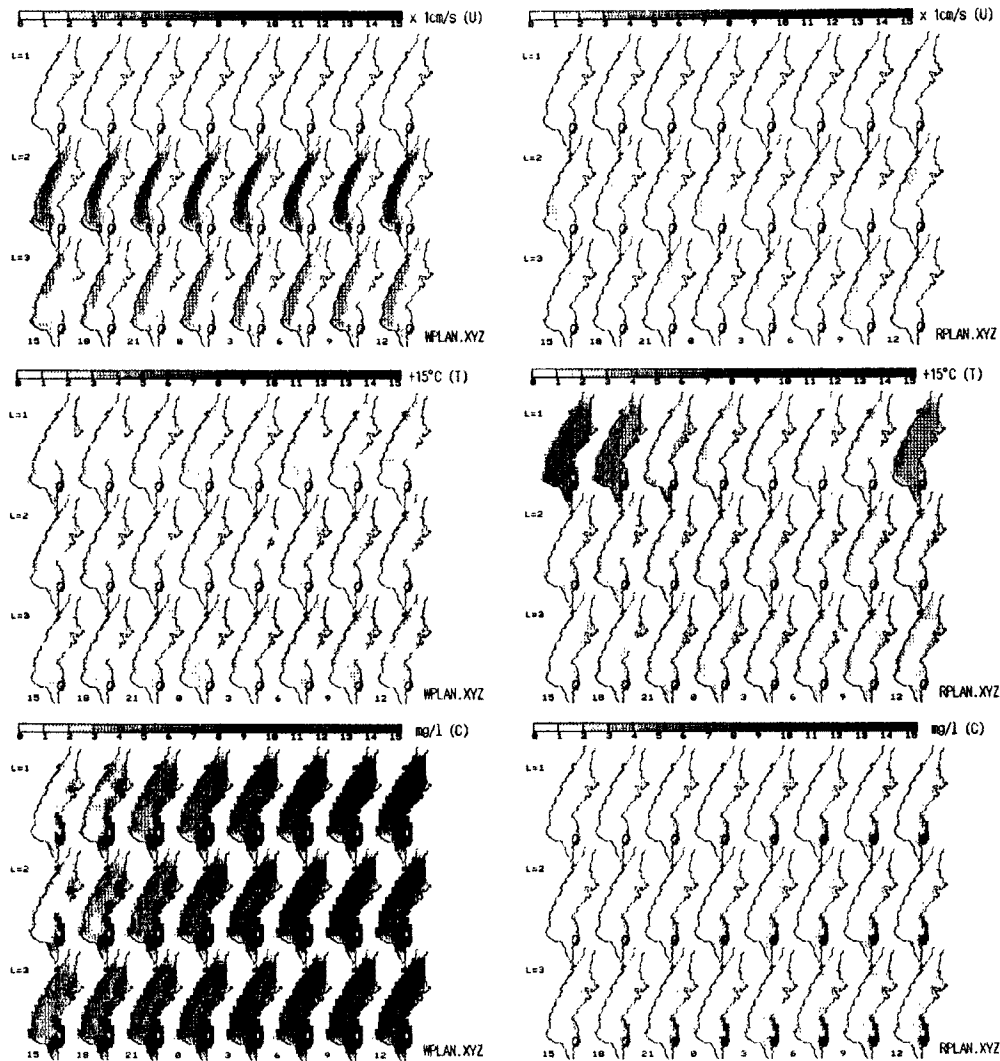


Fig. 11. Comparison between weak and strong stratification under NNE winds. (a) northward current velocity; (b) temperature; (c) turbidity.

同様に成層効果の強弱の比較をS風時についてFig. 12に示す。N風時と同様に夜間に成層が弱まるが日中かなり強い温度差が一部にみられる。成層効果が弱い場合は烏丸半島周辺に高温域が存在する。濁度はとくに後半大部分の領域で15 mg/l以上となり巻上げが進むのがわかる。 u の分布は東岸沿いの第1, 2層が強い北流域となり、第1層の西岸北部で若干南流の傾向がみられる。成層効果が強くなると草津川河口部の高濁度域がかなり強調された結果となりN風の場合より全般的に濃度は増大し、流況は成層が弱い場合のS風の結果とパターンは類似している。

このように成層の程度によらずS風で濁度が増大するのは固定の放流量を満たすためと考えられる。すなわちN風時は第1層のみ南流が強まり、下層は逆流が出るほど流れが弱いのにに対し、S風時は第1層南流が弱められ、第2, 3層で南流が強化し底面応力も増大するためと考えられる。これは南北の風向に対応する鉛直循環の発達と関係し、均質湖流の結果¹⁰⁾と定性的に一致する。

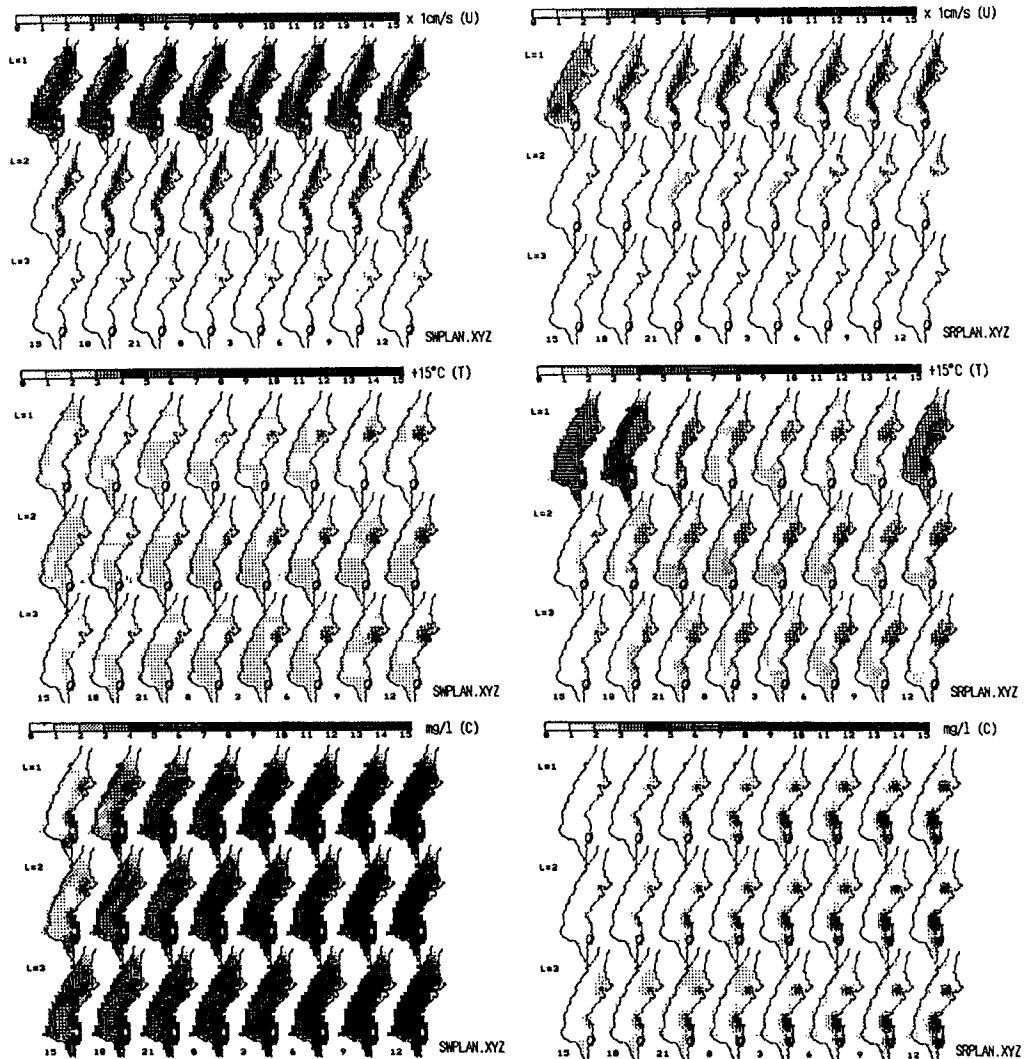


Fig. 12. Comparison between weak and strong stratification under SSW winds. (a) northward current velocity; (b) temperature; (c) turbidity.

(3) 平均的な成層強度の場合の解析

前項の結果は、台風などのイベントを除けば日常の南湖の水理条件でかなり極端な場合に相当する。成層が強い場合、一部領域を除けば底泥の浮上を極度に抑える。Fig. 13 は平均的な日射強度に対して風向の相違を比較したものである。いずれの風向についても、流況はそれぞれ対応する (1), (2) の結果と同様であり、ここでは主として水温と濁度に注目する。24 時間後の 12 時の時点で表層水温が上昇し顕著な成層が認められるが、平面分布の違いは風速よりも風向による。南風の場合は東岸沿いに高温域が出現するが、北風条件では比較的一様な水温分布となる。このことは南風で地形性還流が形成され東岸の湖水が停滞する一方、北湖から流入した基準水温 ($T_0 = 15^\circ\text{C}$) の水が西岸沿いに流下する流動特性と関係すると思われる。一方、濁度平面分布では時間が経つと西岸に拡散していくようであるが、初期の高濁度域は主に東岸沿いに分布する。陸岸地形が複雑な東岸の烏丸半島や草津川のように湖心に張出した地形では、北風時に北側、南風時は南側が低濁度域となる。このように空間分布は複雑であるが平均的な日射量と日常的風速の範囲で数

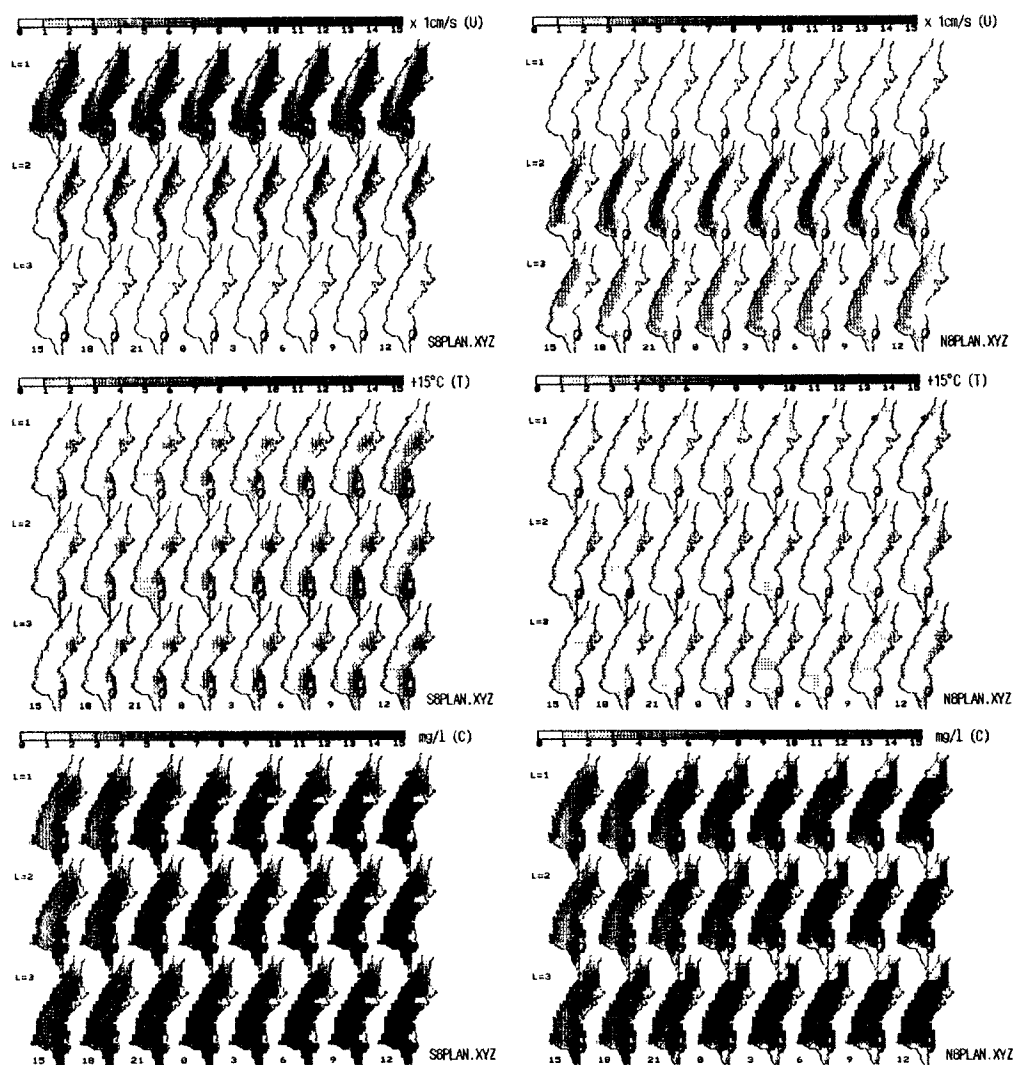


Fig. 13. Comparison between the cases of opposite wind directions in case of moderate radiation.
(a) northward current velocity; (b) temperature; (c) turbidity.

～15 mg/l 程度の濁度が現れ成層と風に依存する浅水湖の鉛直混合過程が示された。

3.4 今後の問題点

吹送流による巻上げについて成層効果の強弱に着目して計算を行った。これより観測では濁度と同時に水温分布も測定して密度分布を得ることが重要であることが確認された。これには上で述べたような光学的方法が有効である。しかし、カオリン検定の光学式濁度計では有機物含有率が高い場合には重量濃度が過大に見積もられる。一方、採水瓶による直接採水で所定の深さ範囲の複数層の水を迅速に採取することは難しく、これで濁度分布をとるのは一般的でない。この目的のために 10 cm 間隔 16 層の採水口がある層別採水器を試作し、南湖や北湖南部の碎波帯でテストを進めている。碎波帯の場合の採水濾過結果から 3～4 mg/l の一様分布が得られ、風が弱い場合には低濃度ながら明瞭な鉛直分布を捉えた。風が強まり波高が増大すると表層の採水口から気泡が混入し採水効率が落ちることなどがわかった。濾過サンプルは長径 100 μm 以上のケイ藻なども含まれたが、1～20 μm の土砂粒子やプランクトンが認められた。ただしサンプル量が少な

く物質構成まで推定できなかった。

解析における最大の問題点は一様と仮定した底泥の代表量，すなわち，懸濁物の粒径や比重である。底質や植生の分布は平面的にも均一でなく，2. で述べた同一点における一様濁度鉛直分布が年や季節でかなり変動することからもわかるように時間的にも底質分布は変化すると考えられる。これらを単一の境界条件で解くことには問題がある。

4. 結 論

吹送流と密度流及び長周期内部波による一連の輸送により，浅水部の湖底から浮上した懸濁物が湖盆へと輸送される過程を明らかにした。まず吹送流の鉛直混合で水温成層が消える過程で下層内巻上げによる濁度成層が形成されるが，水温成層が破壊されると直ちに濁度成層も破壊され一様濃度分布になる。密度調節過程である下層密度流は境界混合で生じる密度分布（浅水部の過剰密度）を解消する方向に作用し，浅水湖については熱流入，濁度は流出する。安定な流れ条件下で濃度差がもたらす密度差は全密度差の約 3% 程度に保たれることがわかった。9 月の北湖では表層濁度が一貫して大きい，南湖では上層より下層の反射が強く懸濁物の指数型濃度分布に対応する。深・浅水湖の懸濁物構成の相違による高濃度層の逆転が琵琶湖大橋の南 3 km 付近にみられることがわかった。90 年の観測では異常な水温逆転がみられ後の観測値との対比から台風後の野洲川河口の大規模な濁水プルームが潜込み中間高濁度層を形成すると推察された。

内部ケルビン波とともに内部ポアンカレ波の水温変動が卓越する水域でこれらの内部波が濁度変動に及ぼす影響が示された。内部ケルビン波のセットアップとして低温水塊が北方に後退すると北湖南部水域は均質状態となり底泥は巻上がる。続いて内部静振が発生しフロントが遡上すると内部波の持上げで中間高濁度層が形成される。その拡散過程は遡上時の躍層におけるせん断応力が増加し，高周波内部波を引き起こす。

レベルモデルにより南湖の湖流解析を行った。熱収支を与え水温成層による湖流安定度とそれにもとづく鉛直拡散の減少を考慮し，典型的な南湖内の流れと濁質の浮上・堆積特性を検討した。水温成層が底泥浮上を抑制するとともに成層時は一部の場所を除き浮上を抑えることがわかった。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。これは放流量が一定値 $150 \text{ m}^3/\text{s}$ で固定され，北風時は第 1 層のみ南流が強化して下層では逆流が出るほど流れが弱まり，逆に南風時は第 1 層の流れが弱められ，第 2, 3 層で南流が増加して底面応力が増大することにより基本的に南北の風向に対応する鉛直循環流が発達することに関係する。陸岸地形がより複雑な東岸の烏丸半島や草津川河口のように湖心に張出した地形について北風時には北側，南風時には南側に低濁度域がみられる。このように空間分布はかなり複雑であるが平均的日射量と日常的風速の範囲では数～ 15 mg/l 程度の濁度がみられ，成層と風に依存する鉛直混合過程が示された。

本研究の観測でご協力頂いた滋賀県琵琶湖研究所の熊谷道夫氏，中国工業技術試験所の安田秀一氏に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 奥田節夫ほか：琵琶湖湖水の動態に関する実験的研究総合報告書(1)，滋賀県琵琶湖研究所研究報告，No.86-A04, pp. 51-64, 1987.
- 2) Kumagai, M., R. Tsuda and K. Fukagai: Dynamics of the Turbid Benthic Boundary Layer, Ch.3, Physics in Lake Biwa, Lecture Note, American Geophys. Union (in Press).
- 3) 大久保賢治・村本嘉雄：琵琶湖南湖の湖流観測，——流速・濁度の鉛直分布——，京都大学防災研究所年報，第29号B-2, pp. 549-560, 1986.
- 4) 大久保賢治・村本嘉雄：琵琶湖南湖の湖流観測(2)，——吹送流の時間的变化——，京都大学防災研究

- 所年報, 第30号B-2, pp. 569-582, 1987.
- 5) Ookubo, K. and Y. Muramoto: Density Currents Induced by the Surface Cooling in Lake Biwa, 22nd IAHR Congress, Vol. C, pp. 126-131, 1987.
 - 6) Turner, J. S.: Buoyancy effects in fluids, Cambridge Univ. Press, pp. 19-21, 1973.
 - 7) 金成誠一: びわ湖の内部波の研究 (I), 京都大学防災研究所年報, 第11号B-2, pp. 179-189, 1968.
 - 8) 滋賀県琵琶湖研究所: 琵琶湖を場とする湖沼環境観測および水質改善技術の高度化に関する研究, pp. 79-96, 1992.
 - 9) Csanady, G. T.: Hydrodynamics in large lakes, Annual Rev. Fluid Mech., Vol. 7, pp. 357-386, 1975.
 - 10) 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.
 - 11) Celik, I. and W. Rodi: Mathematical Modelling of Suspended Sediment Transport in Open Channels, 21st. IAHR Congress, pp. 533-538, 1985.
 - 12) 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.