

琵琶湖南湖の湖流観測

——流速・濁度の鉛直分布——

大久保 賢 治・村 本 嘉 雄

CURRENTS IN THE SOUTHERN BASIN OF LAKE BIWA

——Vertical distributions of current velocity and turbidity——

By *Kenji* OOKUBO and *Yoshio* MURAMOTO

Synopsis

Velocity profiles of two-dimensional wind-driven current were measured in Lake Biwa. The bottom stress was estimated from a vertical momentum analysis. Comparing the measured profiles of turbidity with the equilibrium concentration distributions of fine suspended sediment, it is found that the sediment particles of 10-15 μm settle down under the ordinary wind condition. The equilibrium distribution is formed when the wind speed exceeds 5 m/s.

1. 緒 言

浅水湖における濁りの問題を扱うためには底泥の堆積厚や粒度構成の平面的分布を把握する必要があるが、時点の異なる観測値の直接比較から堆積や侵食の動向を議論することは、精度上かなり困難と考えられる。数値解析的なアプローチによる底泥堆積速度の推定は、堆積機構の解明にとどまらず、底泥に係わるさらに複雑な諸現象の予測方式を確立することになる。計算は、堆積速度に比べて測定が容易な濁度の移流拡散を媒介とするので、実測値による比較・検証も十分期待される。予想される困難は計算方式よりもむしろ境界条件の数値的設定にある。すなわち、河川や貯水池の濁水問題においても明らかにされていない粒径が数10 μm 以下の微細粒子が対象であり、浮遊砂としての実験値もない領域に相当している。本研究の目的は、湖流観測で得られる水理条件を用いて、上記の底泥領域における底面境界条件について考察することである。

ここで対象とする琵琶湖南湖は、我国の他の湖に比べ、放流量の効果が大きくなり得る湖であり、その場合には河川の浮遊砂モデルが適用しうる範囲に近いと考えられる。可能であれば、台風後の洪水時、高濁度状態下の沈降現象すなわち鉛直分布の時間変化を現地観測し、濁度の平面分布について数値モデルの結果と比較することを考えた。本観測では、琵琶湖の堆積域に入る西岸唐崎沖 (Fig. 1) に観測点を選び、昭和60年9月初めから11月末にかけて鋼台船を係留し、洪水時の観測に備えた。しかし、今季は台風がなく、平水時における風による濁りの観測値から現象を理解することとなった。こうした状況での濁りは波の作用でよく説明されている¹⁾が、ここでは、流れの寄与分について考えることとし、吹送流と濁度の同時観測結果について考察する。以下2. で観測の概要を紹介し、3. および4. では、それぞれ流速・濁度の観測結果について述べる。

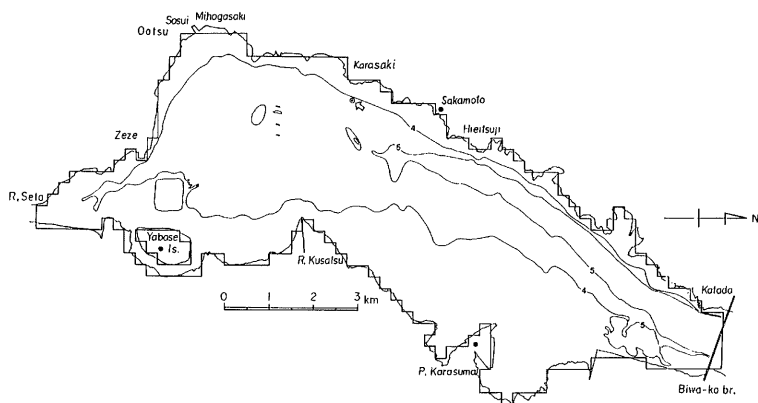


Fig. 1 Location of buoy (○) and wind measurement (●). Open arrow shows the direction to which **Photo. 1** was taken.

2. 観測の概要

昭和60年7月に濁度分布の予備観測を行った結果、これまでに知られているように、南湖東岸の濁度が高いことが確認された。吹送流と濁度の関係を調べるためには、東岸の方が風に関する濁度の応答がよく有利と考えられたが、この時点では、洪水時を対象としていたので西岸の堆積域に観測点を決定した。

観測点の水深は、水位の変動により 3.8~4.2 m の範囲で変化した。流速および濁度の測定は **Photo. 1**

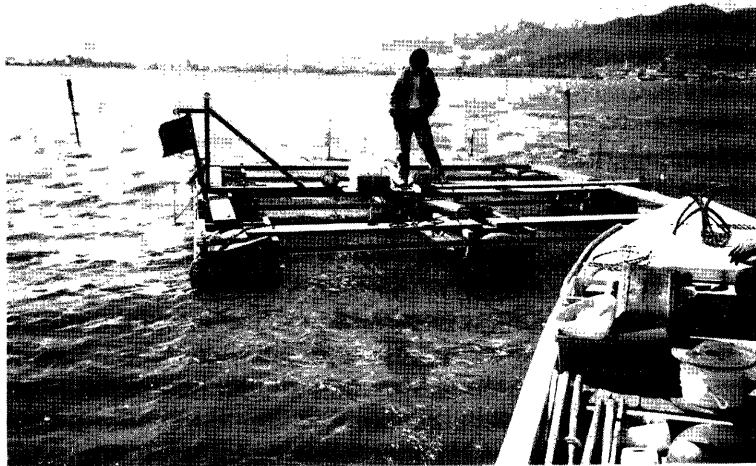


Photo. 1 View of measurement on buoy (Karasaki).

Table 1 Date of the observation and wind condition at several stations in the lake shore

date	mean wind speed (m/s) (11:00-16:00)				reference wind speed (m/s) (continued over an hour)		estimated wind speed (m/s) (see Table 2) 10m above surface	
	KARASUMA		SAKAMOTO		KARASUMA	SAKAMOTO		
SEP 19	WSW	3.1	WSW	2.0	SSW 4.0 (11:00-13:00)	WSW 3.1 (12:00-14:00)	WSW	4.0
SEP 30	N	1.9	ENE	1.4	N 2.1 (13:00-14:00)	ENE 1.9 (12:00-14:00)	NE	3.1
OCT 7	—	—	WSW	3.8	—	WSW 4.4 (11:00-14:00)	SW	6.0
OCT 18	—	—	SE	1.0	—	S 2.0 (11:00-12:30)	S	2.9
NOV 5	NE	1.0	ENE	1.3	NE 2.3 (10:00-11:30)	NE 2.0 (10:00-11:30)	ENE	3.7

のような観測台船上から行った。台船はフレーム構造で透過性がよく、流れや波の障害にはなりにくいように考慮した。主な観測項目は濁度および流速の鉛直分布であり、他に浮遊土砂の採集も行った。濁度鉛直分布の観測は5～20分ごと、流速分布は風が安定している場合に限って、30分～1時間ごとに行った。観測日は9月に2日、10月に2日、11月に1日の計5日であり、湖岸の陸上風の条件とともに **Table 1** に示している。南風が3回、北風が2回の観測を行ったが、流速分布から推定した湖上観測点の風とは必ずしも同じではない。

デジタル濁度計（北斗理研製 MA-212D 型）は10～50 cmの間隔で上下し測定した。今回は同機種の濁度計をもう一台準備することができたので底面付近の濁度を連続測定した。一方、測流はベルゲン型流速計（アーンデラー社の RCM4）を用い、アンカーチェーンでこれを直立させ、小型ウインチにより、1/3～1/2 m 間隔で移動させた。流速の場合、1分間隔でデータを記録し、5分ごとに測点を移した。こうして各点5個のデータが得られるが、最初と最後のデータは棄却し、確実に流速計が静止しているときのデータ（3時点）のみ使用する。また、流速計には水温チャンネルがあり、その鉛直分布も同様に求めた。ところで、この測器は本来深海用であり、浅水域で風波や台船の動揺による短周期の振動流があると、流速が過大評価になることがあり、この流速補正については後に考慮する。

以下に、風速ベクトル、流向・流速および底面濁度の時系列を示しながら、各観測日の湖の概況を述べておこう。

9月19日； **Fig. 2** に示すように、南西風の条件であった。流速鉛直分布は3回測定したが、2回目の表層流速測定時に、流向板が台船にあたって応答していないことを除けば、安定した記録になっている。**Fig. 3** の鉛直分布も、ほぼ定常とみなしうる。図には、水温鉛直分布も示しているが、1°C 程度の弱い水温成層がある。**Fig. 2** の底層濁度は試行的に3つの深度で測定したが、湖底にほとんど近づけない限り、顕著な時間変動を捉えることは困難なようであった。図中の丸印は、もう一台の濁度計で測定した鉛直分布のうち、3.3～3.8 m 層の値をプロットしたものであって、底層濁度と対応していることから、鉛直分布の変動が忠実に測定されていることがわかる。すなわち、この観測日の場合、14:30頃を境に底層濁度が上昇している。**Fig. 4** の濁度鉛直分布をみると、この濁度変動層は水温下層に対応しており、上層は逆転した濃度分布になっている。

9月30日； 概況図 (**Fig. 5**) では、弱い北東の風であり、流速鉛直分布を3回測定した。南風の場合とは異なり、下層の（風向に対する）逆流がなく、緩やかな流向変化のみ存在する。固定濁度計による底層濁度連続記録には13:30以降にゆっくりした変動がある。**Fig. 6** の流速鉛直分布はかなり安定しているが、前回と

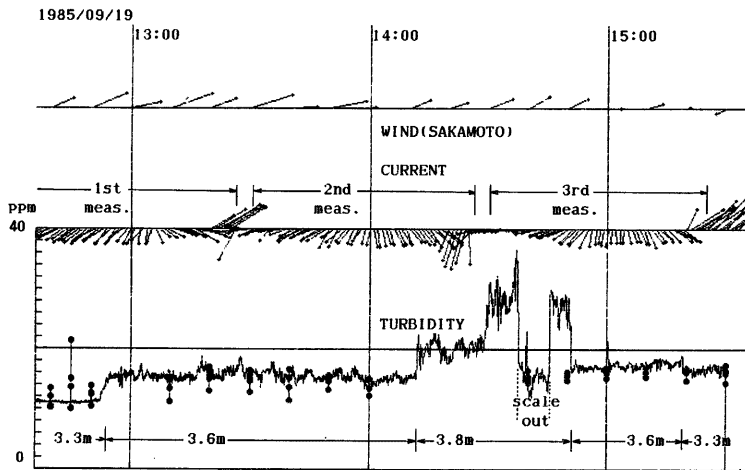


Fig. 2 Time series of wind, current vector and turbidity near bottom (Sept. 19, 1985).

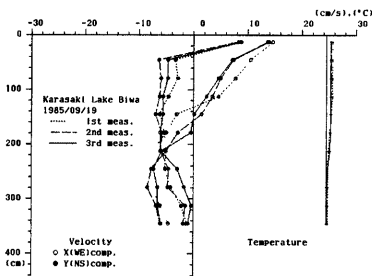


Fig. 3 Velocity profiles (Sept. 19, 1985).

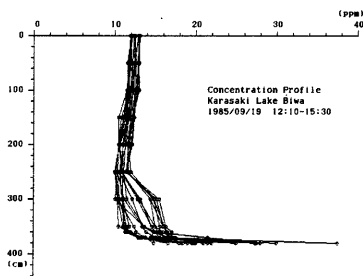


Fig. 4 Concentration profiles (Sept. 19, 1985).

同様、 1°C 程度の水温成層がある。この日の密度界面は時間的に下降し、最終的には、かなり深くなっており、そのことが界面付近の流速分布にも若干影響しているようである。Fig. 7 の濁度鉛直分布は指数分布に近いが、観測後半に対応する濁度変動は、やはり水温下層に限られているようである。

10月7日：概況図 (Fig. 8) によれば、強い南西の風が吹き、流速分布は前2回の観測と同様に3回測定した。風は安定していたのに、顕著な流速変動が認められた。レコーダーが不調のため、底層濁度は測定できなかったが、後に示す濁度鉛直分布からみる限り、大きな変動はなかったようである。Fig. 9 の流速鉛直分布の変動が意味のあるものかどうか不明であるが、その原因としてつぎの3つが有力であろう。

- 1) 表面静振の流速変動
- 2) 流速は1分平均値であるが、流向が瞬間値である。
- 3) 風の変化に伴う流向変化

まず、1) の表面静振についてであるが、今里²⁾によれば、唐崎地点の流速変動はモード1 (周期4時間) について $7\sim 8\text{ cm/s}$ 、さらに高次のモード (周期1時間以下) では $1\sim 2\text{ cm/s}$ である。1回の鉛直分布を測

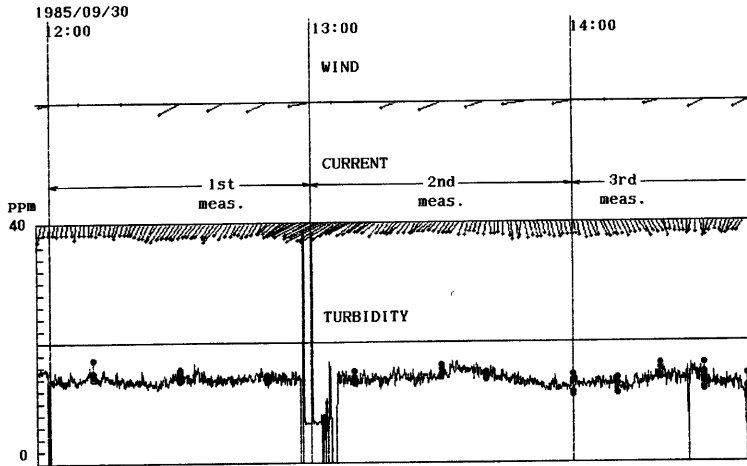


Fig. 5 Time series of wind, current vector and turbidity near bottom (Sept. 30, 1985).

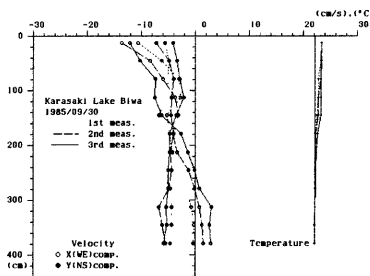


Fig. 6 Velocity profiles (Sept. 30, 1985).

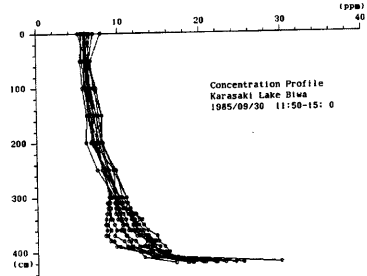


Fig. 7 Concentration profiles (Sept. 30, 1985).

定する時間が1時間程度であり、4時間周期の静振をひろうことは十分考えられるが、いまのところ、静振の発生を裏付ける水位資料は見出されていない。2)の流向変動も多少は影響するであろうが、定常流であれば、平均分布形までは変化しないはずである。最後に、3)の可能性から考えると、初期に風の東西成分が卓越していたが、次第に南北成分が強くなったことが推察され、これは観測中の感覚からは支持できる。水温成層はなく、Fig. 10の濁度鉛直分布も一様で時間変化もみられない。

10月18日；概況図(Fig. 11)によれば、前半は南寄りの風であるが、12:20頃から、南湖では卓越しない東寄りの風に転じている。流速鉛直分布は2回測定したが、1回目に風の変化を感じたので2回目の測定値のみについて示した。東寄りの風の吹き始めに対応して、底層濁度が一時的に上昇したようである。流速と濁度の鉛直分布については測定回数が少ないが、これらを定常とみなし、3.と4.でまとめて考察する。

11月5日；Fig. 12に概況図を示す。全般に北寄りの風であったが、13:30頃に風がいったん弱まり、また降雨のため台船上の観測は一時中断し、流速鉛直分布の測定は1回のみである。この間に、唐崎一草津川測

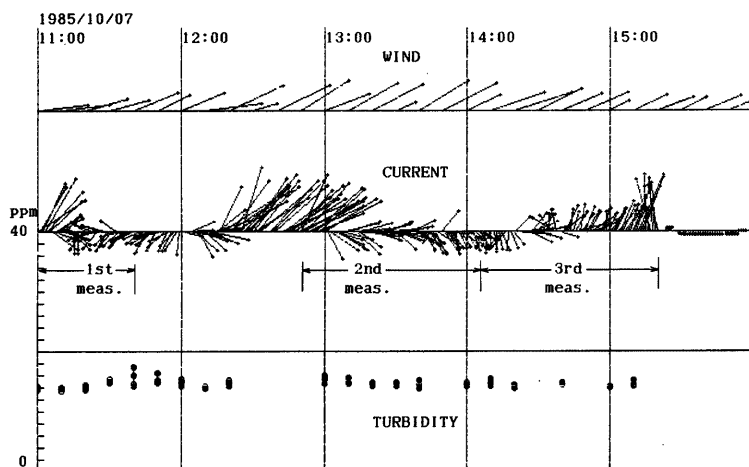


Fig. 8 Time series of wind, current vector and turbidity near bottom (Oct. 7, 1985).

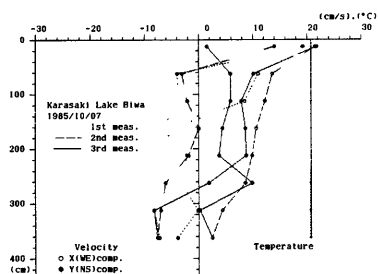


Fig. 9 Velocity profiles (Oct. 7, 1985).

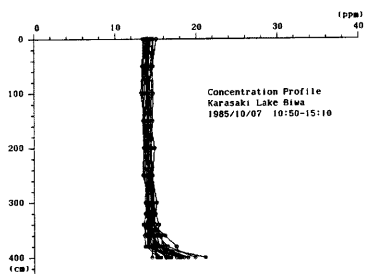


Fig. 10 Concentration profiles (Oct. 7, 1985).

線で濁度横断分布を測定した。14:30頃、再び風が吹き始めたが、これに伴って、底層濁度が上昇した。鉛直分布の測定回数が少ないので、前回の観測結果と同様、3.と4.で考察する。

3. 流速鉛直分布

流速補正は後に考慮することにし、まず流速分布形について考える。特に、風が安定していた9月19日、9月30日、10月7日については各時間帯の流速分布を平均して観測期間内の平均流速分布を求め、Table 1の陸上風も観測期間内(11:00~16:00)の平均値を示している。ただし、後半2回の観測については、風が変化したため、10月18日は13:00~16:00、11月5日は10:00~13:00の平均風を用いた。

各深度の平均流速ベクトルをプロットすると、Fig. 13 のようになる。南寄りの風では、旋回方向が右回りの螺旋になるが、水面の流向変化が極端であり、水面下2m以下の流向は表面流向と反転しているのに流速が減衰していないといった点でエクマンスパイラルとは異なっている。これらは台船の吃水や水温成層の影響も考えられる。一方、北東風における表層で西向き、下層で東向きの流れ構造は、先に行った数値解

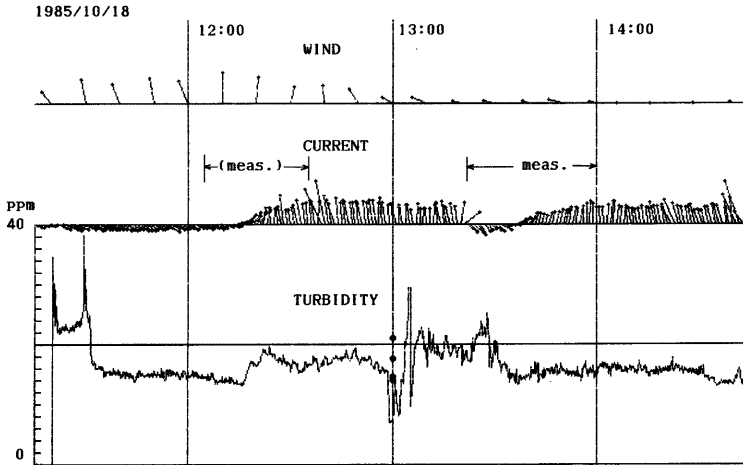


Fig. 11 Time series of wind, current vector and turbidity near bottom (Oct. 18, 1985).

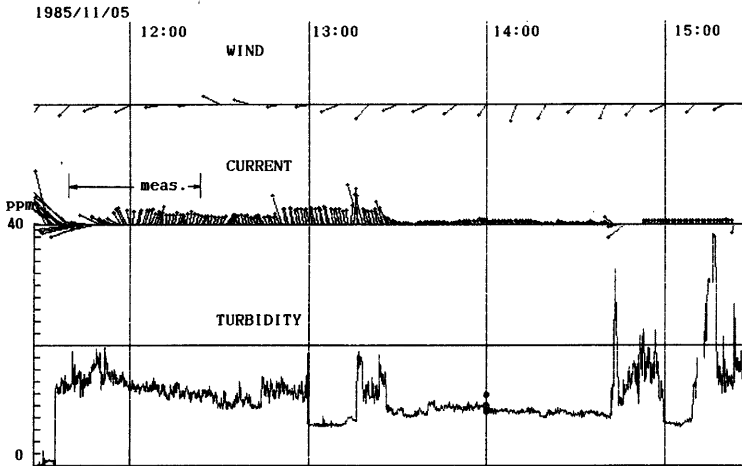


Fig. 12 Time series of wind, current vector and turbidity near bottom (Nov. 5, 1985).

析結果³⁾と一致した特徴である。もちろん、水深が浅いので、完全なスパイラルは現れないし、さらに、粘性係数が深度とともに増加すると仮定した修正スパイラル⁴⁾と考えると、旋回は著しく緩和されるはずであるが、以下では深度とともに減少する粘性係数を用いるので、分布が変化する可能性がある。従って、流速分布を計算するのに圧力、コリオリ、鉛直粘性の各項を考える。

水面勾配は実測流速分布を説明できるように試行計算により与えた。また鉛直渦動粘性係数の鉛直分布は南湖の湖流解析³⁾における経験と後に示す濁度分布のモデルに反しないように、半水深以浅で一定値 ν_{max}

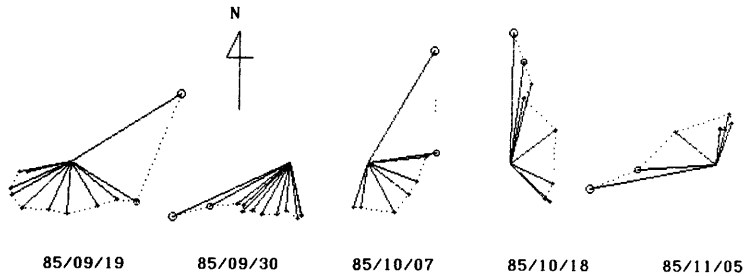


Fig. 13 Current vectors of each layer. The length of vector is normalized by the value at surface.

半水深以深でこれと接続する放物線とした。ただし、村岡ら⁹⁾の鉛直平均値を参考に $\nu_{ms}=0.04 u_{*s}h$ と与え、水面摩擦速度 u_{*s} の計算で、風の抗力係数は風速の関数とした⁹⁾。ただし、 h は水深であり、計算では 400 cm とした。なお、表面流速が風速の 3.3% とした上に、通常の水面速度勾配条件も付加した。さらに、不完全ながらエクマンスパイラルができる可能性を考慮し、風速に対する表面流速の右偏も 0~20度の範囲で変化するパラメータとして与えた。

Table 1 でわかるように、東岸烏丸半島の風と西岸坂本地点の風はかなり異なっており、特に北寄りの風の場合には東西成分が発散（東岸で西風、西岸で東風）する傾向があった。従って、周辺の実測値があっても、観測点における風向・風速（湖面上 10 m 換算値）は 2 成分の流速分布の方から推定せざるを得なかった。まず、流速分布形をあわせるように風向を決定した後、一定率の流速補正を行い、風も同じ倍率で修正するのが、最も効率のよい方法であった。

陸上での風をそのまま用いたとすれば、今の測定法では流速が数割の過大評価ということになり、逆に、流速補正をしないなら、湖上風速が陸上のそれに比べて 1.2~1.5 倍大きいという結果になる。この不確定範囲は、十分考えるものであり、風速および流速の真値はこの範囲内にあるとした。風速を変えると粘性変数が変化し、定常解を得る計算時間も異なってくるが、これは粘性係数に反比例するように決めた（ここでは $\nu_{ms}=1\text{cm}^2/\text{s}$ に対し、1,800 sec の計算時間を与えた）。風が安定しておれば、現実の湖流はかなり定常に近いと考えられ、粘性係数すなわち風が過小であると計算時間が不合理に大きくなる点も風速範囲の推定で考慮した。**Fig. 14** に示した計算流速分布形（実線および点線は図中に示した計算時間とその半分の時間における計算結果である）は疑似層流解に近く、底面せん断力は水面値の半分程度と考えられる（**Table 2**）。ただし、風速の大きい 10 月 7 日の流速分布は乱流解に近いことが認められたが、先に述べたように、流速変動が大きく、この平均操作が意味をもつかどうかは判定の難しいところである。乱流解では流れの底面せん断力が小さくなるかわりに、波の影響が次第に大きくなると考えられる。観測地点における波高は 10 cm 以下で、風が最も強かった 10 月 7 日でも、わずかな飛沫が湖面上 30 cm 程度まで上がるくらいであった。

Table 2 Wind velocity estimated and hydraulic parameters for suspended sediment

date	wind velocity (m/s)	τ_b (dyne/cm ²)	u_{*b} (cm/s)	Z	w_s (cm/s)	d_s (μm)	U_m (cm/s)	F ($\times 10^6$)	C_b (ppm)	C_a (ppm)
SEP 19	WSW 4.0	0.10	0.32	0.20	0.026	17	7.5	44	1.5	22
SEP 30	NE 3.1	0.06	0.24	0.20	0.019	15	6.2	30	1.0	17
OCT 7	SW 6.0	0.26	0.51	0.05	0.010	11	9.1	370	13	17
OCT 18	S 2.9	0.05	0.22	0.15	0.013	12	4.5	27	0.9	19
NOV 5	ENE 3.7	0.09	0.30	0.05	0.006	8	6.0	138	4.7	11

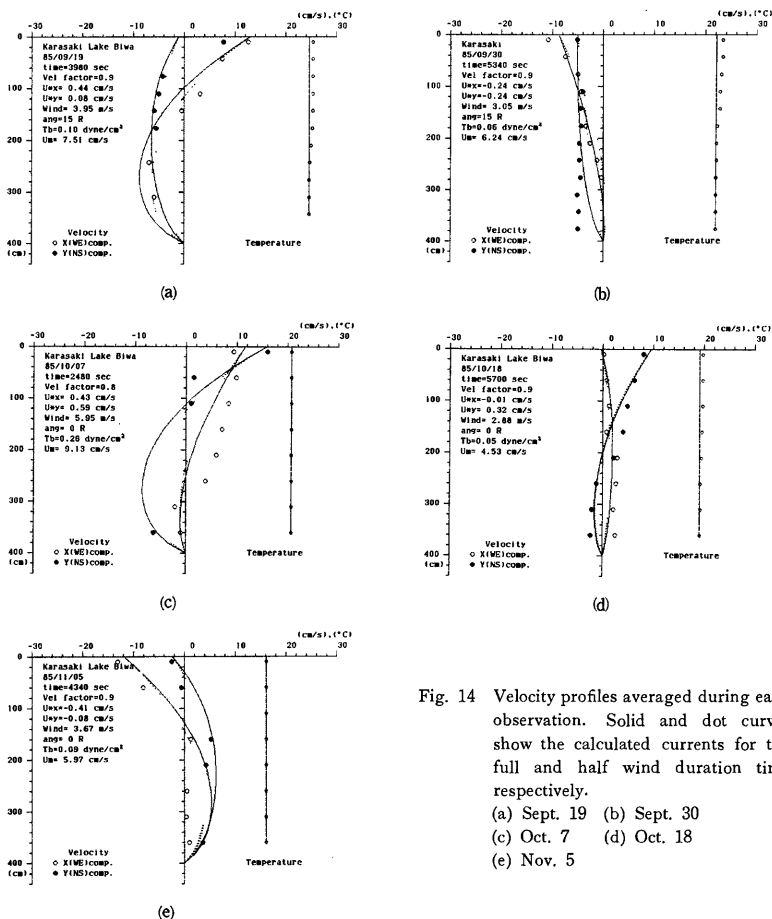


Fig. 14 Velocity profiles averaged during each observation. Solid and dot curves show the calculated currents for the full and half wind duration time respectively.

(a) Sept. 19 (b) Sept. 30
(c) Oct. 7 (d) Oct. 18
(e) Nov. 5

4. 濁度鉛直分布

鉛直分布を考察する前に、浮遊砂の粒径を明らかにしておかなければならない。浮遊砂の粒径範囲は観測期間中に1週間程度(9月30日から10月7日まで)設置したセディメントトラップによって実際の浮遊土砂を採取し、遠心分離式の粒度分析装置(堀場製作所製CAPA-300)により、Fig. 15のような粒度分布を得た。よく分散させた資料では中央粒径が $4\mu\text{m}$ 程度であるが、分散後しばらく放置して再測定すると $15\mu\text{m}$ 付近にピークが出る。後の計算では、この程度の粒径範囲を考慮した。ただし、この粒径は沈降速度からStokes則を用いて推定されたものであって、実際の大きさは異なる場合があり得る。

先に推定した速度場について、種々の実験値について検証されたCelik & Rodi⁷⁾のパラメータ

$$F = [1 - (k_S/h)^{0.06}] \tau_b U_m / (\rho_s - \rho) g h w_s$$

を用い、適当な沈降速度 w_s を与えれば、底面濃度 C_b は $0.034 F$ として評価可能である。ここに、 k_S ; 粗

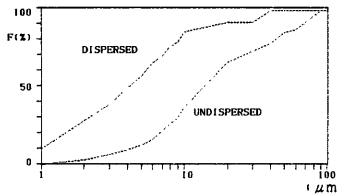


Fig. 15 Grain size distributions of suspended sediment.

粒子沈降速度、摩擦速度、粒径の他に基準点高さ a が含まれ、不確定な因子が残る。強風時における濁度の一樣な鉛直分布は細かい粒径の特徴であり、流れのみで説明できる。一方、通常の風における濁度の指数分布も数 $10 \mu\text{m}$ 程度の粒径で説明されるが、濁度分布形まで合わせようとする流れのみの底面せん断力では必要な底面せん断力の $1/2 \sim 1/3$ 程度しか説明できないことがわかった。ただし、基準点濃度も観測中の水理量から計算しようとしたので、それ以前の水利条件ですでに浮遊していた粒子や沈降中にフロックした粒子等の履歴効果を考慮することができない。

いずれにしても、不確定量を残したまま単純に公式を適用しているのでさらに検討が必要である。まず、基準点濃度 C_a を実測値で与えると Fig. 16 のような濁度分布が得られる。ただし、基準点高さ a は水深の 2% とし、そのレベルに最も近い測点の濁度値を用いた。図中の曲線は、Rijn の濃度分布式（下半部は Rouse 式と一致する）であり、 $Z = w_s / \beta \kappa u_{*b}$ をパラメータにしている。浮遊パラメータ Z の範囲は $0.05 \sim 0.20$ であって、簡単のため、 $\beta = 1$, $\kappa = 0.4$ とし、Table 2 の u_{*b} より w_s を逆算し、粒径に換算したものを同じ表に示している。推定粒径は $8 \sim 17 \mu\text{m}$ の範囲である。沈降時間スケール h/w_s は半日程度のオーダーであるから、移動または浮遊しないはずの粒子が残留または集積して形成されるという履歴の効果は十分考えられる。Table 2 では、流れの浮遊能力から求めた C_b と実測の C_a を比較しているが、両者が同程度となるのは 10 月 7 日のみであり、他はより細かい粒径でなければ、平衡濃度分布になっておらず、むしろ沈降過程になっていることがわかる。推定粒径の範囲は Shields 曲線による移動限界摩擦速度 u_{*cr} が非常に大きくなる範囲であって、 u_{*b}/w_s が数 10 になってもなお、粒子は移動しないことになる。

9 月 19 日の濁度分布では水温上層に逆転がみられるが、これは上層での有機物の含有率が高いことに起因

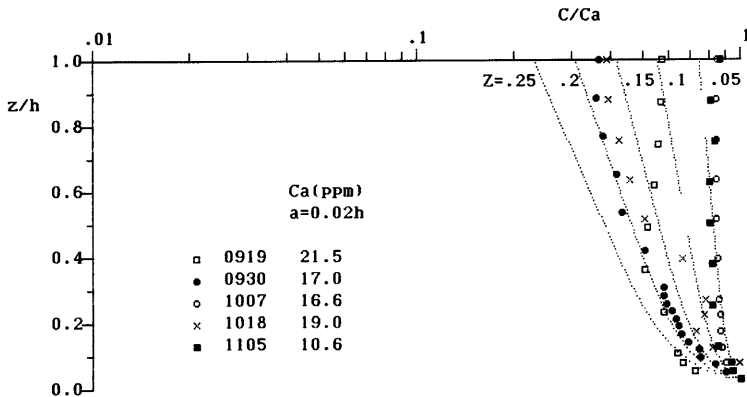


Fig. 16 Non-dimensional concentration profiles.

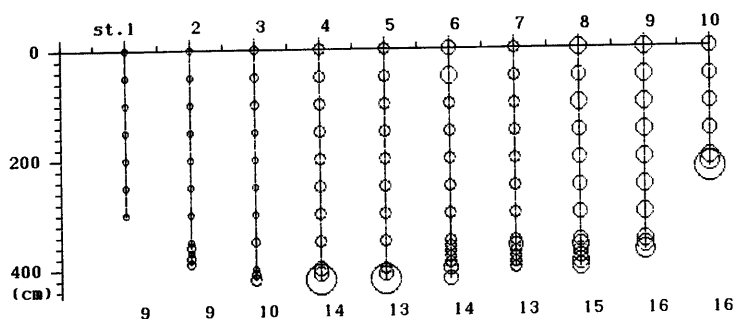


Fig. 17 Cross-sectional distribution of turbidity on the line between Karasaki and Kusatsu River (Nov. 5, 1985). Size of circle shows relative turbidity.

すると判断された。今回測定した濁度範囲は霞ヶ浦¹⁾について報告されている値でいえば、基底濃度あるいはバックグラウンド濃度の範囲である。先述の履歴効果もこれに含めることができるだろうが、プランクトンによる濃度上昇分についても分離する必要があるだろう。これらを考慮して、例えば 5 ppm を差引くと Z は 0.1~0.4 程度になり、同じ u_{*b} を用いた場合には、20 μm 程度の粒径の濃度分布として解釈できるようになる。

11月5日の横断観測結果から、濁度鉛直分布（円の大きさが相対的な濃度、各 st. の下の数値は鉛直平均値 (ppm) を示す）の横断変化をみたものが Fig. 17 である。時間帯は観測の中頃から後半にかけての弱風時であった。この測線では、東西岸の水深差はほとんどなく横断形状が対称であるにもかかわらず、東岸濁度が高いことは、東岸の粒径が細かいというよりも、その水域の北側に隣接する浅水部で形成される濁りの影響であろう。

5. 結 言

本研究で得られた主な知見は以下のようである。

- 1) 風の平面分布ならびに陸上風と湖上風 (10 m 高さ換算) の相違を認めれば、風と湖流の応答ははやい。今回の観測における風速範囲では、疑似層流解に近いと考えられる流速分布から推定した湖上風は、陸上風の1.2~1.6倍の範囲におさまっている。
- 2) 湖の濁度鉛直分布は、基本的に、浮遊砂モデルで外挿しうるものであるが、履歴やフロックの効果がある。今回の観測条件では、湖流によって平衡濃度分布が説明し得るのは風速 5 m/s 以上の場合のみであって、それ以下の風では沈降が卓越する過程がみられる。
- 3) 今後、本観測で得た知見を、濁度の底面境界条件として、初期の目的であった洪水・高濁度時の堆積計算を行い、実測値との比較を検討していくつもりである。

一方、平水時の現象に関して、水温成層があると濁度変動が下層内に限られ、上層では逆転した濃度分布が現れる。今後、流れの計算も含め、成層の効果を調べて行く必要がある。

本観測を行うにあたって、地元の漁業組合の皆様には多くの面で御協力を頂いた。また、建設省琵琶湖工事事務所および琵琶湖汽船には、台船の設置と安全に関して御協力と御助言を頂いた。さらに、京都大学臨湖実験所からは貴重な風資料を提供して頂いた。ここに、記して深く感謝の意を表します。

最後に、本研究は文部省科学研究費 (60750482) の補助を受けたことを付記しておく。

参 考 文 献

- 1) 大坪国順・村岡浩爾：霞ヶ浦における底泥の再浮上に関する現地観測およびシミュレーション，第29回水理講演会論文集，1985，pp. 353-358.
- 2) 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23号，B-2，1983，pp. 305-317.
- 3) Imasato, N.: Study of Seiche in Lake Biwa-ko (II)—On a Numerical Experiment by Nonlinear Two-Dimensional Model—, Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, No. 11, 1971, pp. 77-90.
- 4) Madsen, O. S.: A Realistic Model of the Wind Induced Ekman Boundary Layer, J. Phys. Oceanogr., Vol. 7, 1977, pp. 248-255.
- 5) 村岡浩爾・福島武彦：霞ヶ浦（西浦）の湖流，国立公害研究所研究報告，第19号，1978.
- 6) Kondo, J.: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions., Boundary-layer Meteor., 9, 1975, pp. 91-112.
- 7) Celik, I. and W. Rodi: Mathematical Modelling of Suspended Sediment Transport in Open Channels., 21st IAHR Congress, 1985, pp. 533-538.
- 8) Rijn, L. C.: Sediment Transport Part II, Suspended Load Transport, Proc. of ASCE, Vol. 110, HY 11, 1984, pp. 1613-1641.