

湖底堆積物の再移動に関する研究 その1 観測の手法と観測例

奥田 節夫・横山 康二
西 勝也・熊谷 道夫

STUDY ON MOVEMENT OF LAKE BOTTOM DEPOSIT PART 1. METHOD AND RESULT OF OBSERVATION

By *Setsuo OKUDA, Koji YOKOYAMA,*
Katuya NISHI and Michio KUMAGAI

Synopsis

We carried out the observation at the tower in Lake Biwa, in order to investigate the roiling-up of sediment by wind-generated waves and re-distribution. Our main concern is to make clear the mechanism of the water-mud interaction induced by wind-generated waves and we constructed a new observation system.

From the result of our observation, it is found that the roiling-up of sediment grows suddenly as the waves become greater, but it settles down soon even if the waves are existing. We are going to continue the observation to clarify this interesting phenomenon.

1. は じ め に

湖水中の懸濁粒子が水中を沈降して、湖底に堆積したのち再び移動するという現象は、湖辺に住んでたえず湖を観察している人々にとって、きわめて日常的なことである。おそらく人々は、洪水や強風波浪によって堆積物がまきあげられて湖水がひどく濁ったり、湖岸や湖底の地形が大きく変化したりすることから、堆積物の再移動現象を経験的に理解しているのであろう。しかし、この現象が科学的に認識され、定量的な研究対象としてとりあげられてきたのはごく最近のことである。

他方、海岸における砂の大量な移動は、昔から海岸の居住域を著しく浸食したり、舟の通航を妨げたりすることが多かった。このことは、いわゆる漂砂現象とよばれ、海岸工学の研究対象としてとり上げられ、すでに多くの研究成果が発表され、その成果にもとづいた海岸保全事業も進められている。

湖底堆積物の再移動が、海岸の漂砂にくらべて従来あまり学術的研究対象としてとりあげられなかったのは、それほど社会的な問題とならなかったためと考えられる。

しかしながら、近年湖沼における環境問題が深刻化するにつれて、水質・底質の相互作用に関連して、湖底堆積物の再移動過程が重要な研究課題となってきた。例えば、底泥の風波によるまきあげや再沈降が栄養塩類の湖水への回帰におよぼす影響や、湖岸から湖心への各種物質の輸送量の評価が必要となってきた。また堆積学・地形学の分野でも、底泥の再移動が、堆積過程・堆積構造に対してもたらず影響が着目されてきている。例えばミシガン湖¹⁾や琵琶湖²⁾で暴風時に湖岸、湖底が浸食され、湖盆中央で著しく(数日で数センチメートル程度)堆積が進行する、いわゆる Storm Deposits の現象が認められ、底泥の再移動が大きく

堆積過程に寄与することがわかってきた。また最近は、浅い湖における底泥の物性とその移動に関する実験的研究が霞ヶ浦³⁾において行われ、堆積物の再浮上の数値的予測が試みられている。

このように湖沼における堆積物の再移動に関する学術的興味や社会的関心は急速に高まりつつあるが、多くの具体的な問題の解決のためには、現地観測による現象の適確な把握が必要である。例えば、夏に洪水によって運ばれて一時的に堆積した泥が、冬の季節風による波でまきあげられて再移動するといったような季節的变化の追跡や、風波が弱くて水底の平らな内湾と、風波が強くて水底勾配の急峻な大湖盆沿岸との場所的な比較などは、現地観測によらないと具体的な成果は、えがたいものと考えられる。

このような湖底堆積物の再移動に関する研究の現状にかんがみ、われわれは、風波による底泥のまきあげ、再沈降およびその過程を通しての底質・水質の相互作用の究明、予測モデルの作成を目的として、まず底泥の再移動の定量的計測手法の確立と、この現象が物質循環におよぼす影響の評価のために、次節以下に述べるような観測を実施した。

琵琶湖は、季節的な水文条件の変化や、局所的な堆積環境の差異に富んでいる。また、過去に物理化学的な調査、研究が精力的に行われ、その記録や資料の蓄積が十分であるという点で、琵琶湖は、われわれの研究目的に好適なフィールドであると言える。

2. 観測水域の決定と観測手法

2.1 観測水域の決定

底泥の再移動現象は夏季の台風、冬季の季節風の強い頃よく観察される。琵琶湖の底質図(国土院発行)によれば、西岸、東岸とも南湖、内湾、内湖を除いてほとんどの湖岸付近の底質は礫、あるいは砂で形成されており、泥あるいは砂質泥の水域は非常に少ない。このことは、かりに泥が湖岸付近に沈降堆積しても、風波によってまきあげられ、比重、粒径の大きい砂しか残っていないことを物語っている。

そこでわれわれは、北西の季節風により風波がおきやすい琵琶湖東岸で、泥粒子の再移動の観測が可能な水域を数か所選び、湖岸から 100 m 以内の底質を採取して調べて検討した結果、野洲川南流と北流にはさまれた水域を観測場所と決定した。

この水域の湖底は泥と細砂が混在し、夏季には河川から流出した泥が堆積し、冬季には季節風による風波で底泥がまきあがり、湖盆へ運ばれていると考えられる場所である。Fig. 1 に、1986年1月に採取した底泥コアの 0~1 cm 層を粒度分析した結果を示してある。50%粒径で 125 μ m 程度の底質であるが、粒度分析結果から底質は細砂と、非常に粒径の小さい泥との2つの異なった成分の底質から構成されていることがわかる。潜水して湖底面を観察すると、表面は泥でおおわれており、その下に細砂と泥とが混在し、その下部は細砂となっていた。

観測地点は上述のような理由で、Fig. 2 に示すように、野洲川からの流出水が直接影響しない野洲川南流の北側、中主町吉川地先と決定し、湖岸から 85 m 沖合に観測塔(Photo. 1)を、また、湖岸に観測小屋を設置した。

2.2 観測の手法

Fig. 3 に示したような各測器類を観測塔、湖岸観測小屋周辺に設置した。以下に、個々のシステムについて説明する。

(1) 観測塔における自動計測システム

フィールド調査において、観測機器の性能や特性は、観測結果を左右する大きな要素である。それは得られるデータの信頼度を大きく左右するものであり、また、データ収集のやりかたをきめるからである。ここ数年のエレクトロニクスの進歩はめざましいものがあり、大量のデータをコンパクトな機器に収納することが可能となってきている。われわれは記録読み取りの時間と労力を節約し、かつ高価な機器の使用をさけるために、エプソン社製ハンドヘルド・コンピュータ「HC-40」を使ったデータ収録装置を作成した。

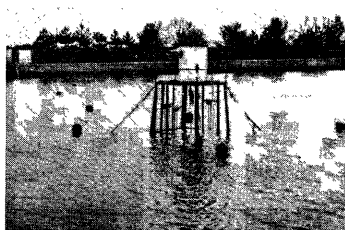
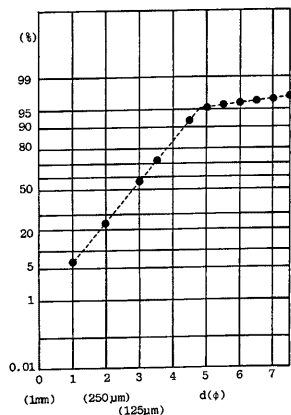


Photo. 1 Observation Tower in Lake Biwa (off Chuzu).

Fig. 1 Grain size distribution of the sediment at the observation point.

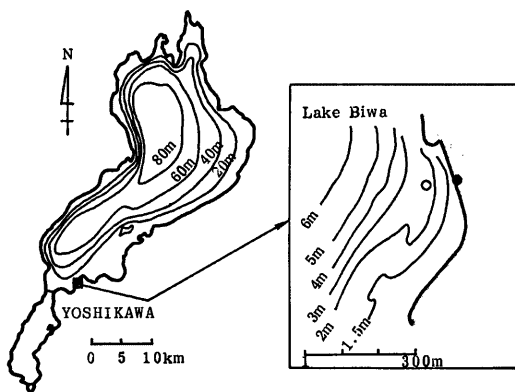


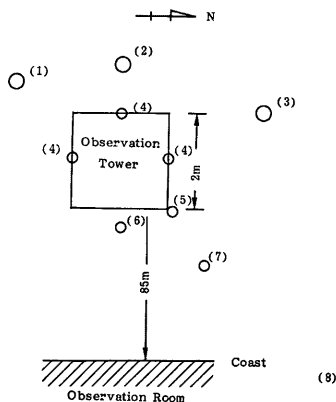
Fig. 2 Map of observation area.

なお、今回の観測塔では A.C. 電源が利用できないので、120 A.H. のバッテリー 2 個程度の電力によって長期間（約 1 カ月間位）無人でデータの収集を行うように、各種測定器の消費電力を極力小さいものにすると同時に、データ・サンプリングについても適切な方法を考えざるを得なかった。このような条件では、消費電力も小さく、簡単なプログラムで機器の制御センターの役割も果たしてくれるハンドヘルド・コンピュータの利用が最も有効である。

当面の観測の主な目的が、波による湖底堆積物のまきあがりであるので、波がない時に測定を継続することはあまり意味がない。そこで計測を次のように制御した。コンピュータは常に時間をチェックしており、通常は計測装置の電源は入っていない。設定したサンプリングインターバルの時間がきたら、まずしばらく全チャンネルの測定を行う。その後それらの時間平均を求め、エプソン社製プリンター「PC-40」に観測日・時間と共に記録する。その時、指定した波高計の測定値の最大値と最小値の差が、あらかじめ決めた値（今回は 30 cm）より小さい時には何もしないで次の観測時間を待つ。逆に、その差が決められた値より大きい

Fig. 3 Setting positions of the instruments:

- (1) measuring plate of sedimentation depth,
- (2) daily sampler, (3) beads, (4) wave gauge,
- (5) water pump, (6) ultrasonic current meter,
- (7) thermister deposit meter.



時には、その後引き続いて、一定時間観測を行う。その時のデータはメモリーに貯めこんでおき、一定時間の観測が終わると、まず計測装置の電源を OFF にし、ついでインバータの電源を ON にして、AIWA 社製データレコーダ「DR-1」に記録させる。このレコーダは RS 232C—シリアル—インターフェースによって、9600ボートの転送速度で、普通のオーディオテープにデータの書き込み読み出しを行うことができ、容量（書式に依存するが、今回は FULL で 364 KB）もかなり大きい。

データの書き込みが終わったら、インバータの電源を OFF にする。時間の読み取りは、エプソン社製内蔵時計によって行う。この設定は 1 秒単位で行うことができる。

(2) 観測小屋における自動計測システム

(a) サーマスタ堆積計

湖底面は、風波、流れにより、変動（堆積、浸食）していることはよく知られている。しかし、洪水時における河口部付近、あるいは湖底地すべりなどの特異現象を除いて、変動量は微小であり、通常の風波発生時の前後で測定を行っても、そのわずかな変動量を測定できない。短時間内の湖底面変動を測定するためには、連続的な観測が必要であり、そのためにわれわれは、新たにサーミスタ堆積計を試作した。

サーミスタを利用した堆積測定原理を Fig. 4 に示した。サーミスタの抵抗値 R は、温度 (T_a で示してある) の関数となり、一般的には図中の $R \sim T_a$ で示されるような特性曲線を示す。このサーミスタに一定電流 (i) を流すと単位時間の発熱量は $i^2 R$ となる。一方、温度 (T_a) のサーミスタから基準温度 (T_b) の周辺の媒体（泥および水）への単位時間当たりの放熱量は、 $C(T_a - T_b)$ で与えられる (C は熱放射定数)。この熱放射定数が泥と水で異なることを利用して、水—泥の界面位置を測定しようとするのがサーミスタ堆積計の原理である。

発熱量 $i^2 R$ と放熱量 $C(T_a - T_b)$ がバランスする定常状態では、

$$i^2 R = C(T_a - T_b) > 0$$

が成立する。すなわち、

$$R = C(T_a - T_b) / i^2$$

の関係があり、これは Fig. 4 の $R - T_a$ の直線で示されている。

したがって、この場合のサーミスタの平衡点は、この直線と特性曲線の二つの関係を満たす R 点に相当し、その状態では温度 (T_a)、抵抗 (R) となる。サーミスタが水中にあるときは添字 w 、泥中であるときの添字

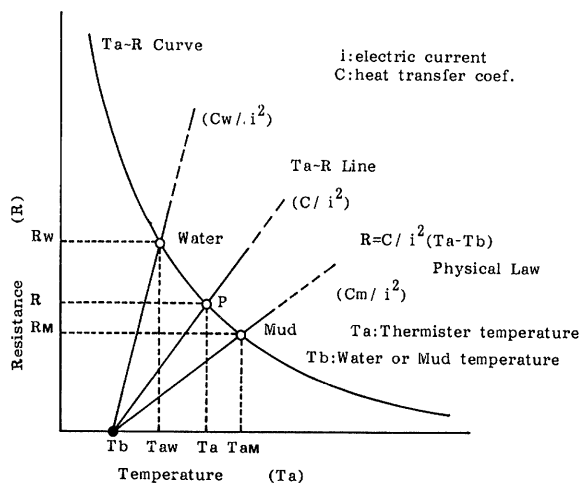


Fig. 4 System of the thermister deposit meter.

M を記すると、湖底では水温と泥温がほぼ同一であると考えられるから、

$$Tb_W = Tb_M = Tb$$

となる。

熱放射定数 (C) は対流のおこりやすさから $C_W > C_M$ であり、水中と泥中での平衡点、 W と M とは Fig. 4 に示すような相対的位置をとり、 $Ta_M > Ta_W$ 、 $R_W > R_M$ となる。したがって、一定電流 i (1 mA 程度) が通じているサーミスタにかかる電圧 $V = Ri$ は「水中での電圧 V_W 」 > 「泥中での電圧 V_M 」となる。

そこで、それぞれのサーミスタにかかる電圧を測定し、比較することにより、各々のサーミスタが水中にあるか、泥中に存在するかを判別することが可能となる。この原理を利用して湖底面の位置が変化する様子を連続的に測定しようとするのが、サーミスタ堆積計である。今回試作し、観測に用いているサーミスタ堆積計は、サーミスタセンサーが 5 mm 間隔で配置されており、湖底面の変動も 5 mm 程度の以上の変化量を測定することになる。

この堆積計は、サーミスタセンサー 50 本、各々一定電流を通す定電流回路、および一定時間間隔でセンサーを切り換えながら、順次一定時間発熱させる制御を行っている制御回路 (小型コンピューターを利用) から構成されている。まず、一定時間間隔 (30 分～1 時間程度) で電流を流し、各々のサーミスタを順次発熱状態にする (現在は 4 秒間隔で 60 秒間発熱)。サーミスタが周辺の温度と定常状態に近くなったところ (60 秒後)、各々のサーミスタの電圧を測定する。最初に測定するサーミスタ電圧 (泥中のサーミスタ) をマイナス基準電圧とする。その後、一定時間間隔 (4 秒間隔) で測定される各々のサーミスタの電圧と基準電圧との電位差を求める。

サーミスタ堆積計を、実際に湖底に設置した様子を、Photo. 2 に示す。

(b) 自動採水器

泥粒子の水中懸濁量 (以下 SS 量と呼ぶ。mg/l で表現)



Photo. 2 Thermister deposit meter sensor in lake bottom.

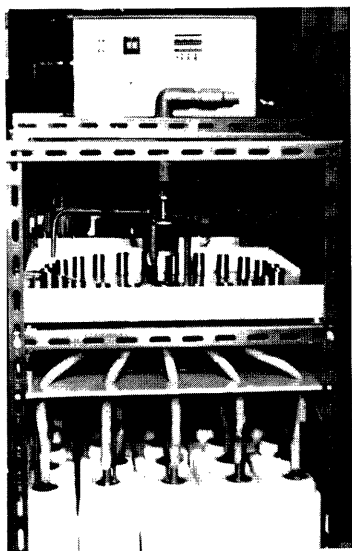


Photo. 3 Automatic water sampler.

を測定する方法としては、濁度計による間接的な方法と、採水して、その中に含まれる泥の量を測定する直接的な方法の2つがある。

濁度計による方法は、連続的な測定が可能であるが、その一方で風波によってまきあげられた土砂の粒径により、SS量一定の場合でも測定値が変化することと、長期間水中に設置すると、受光部、発光部のレンズがよごれ、正常に測定できないなどの短所を有している。一方、直接採水法によるSS量測定は、正確なSS量を得ることはできるが、採水ビンの本数や分析などの制約があり、短時間間隔での採水、あるいは長期の観測は困難である。今回の調査では、この二つの方法を併用して観測を行った。

自動採水器でわれわれの観測目的に適した市販製品はないので、新しく試作した採水器について、ここにその概略を説明する。この採水器は内部にタイマー、モーター駆動装置等を内蔵する制御部と、水中ポンプおよびステッピングモーター（1ステップで1.8度回転）、採水ビン（25本）で構成される（Photo. 3参照）。水中ポンプ（12V、揚水量35 l/min、揚程高3.5 m）は沖合の観測塔に設置（湖底面から50 cmと、100 cmの高さに設置）しており、内径19 mmのビニールホースで湖岸の採水器本体に接続している。

採水は一定時間間隔（1時間～99時間で任意に設定可能）か、外部信号により可能である。Fig. 5に採水器の本体部を示している。まず、水中ポンプから送られてきた水はいったん採水受け口(1)に受けられ、それから配水管(2)を通して、各採水ビン(3)に送られる。しかし、観測塔から観測小屋までビニールホースで送られているため、このビニールホースの中に滞留している水を排水する必要がある。採水ビンに接続されている採水受け口(5)は25個円環状に14.4度の角度間隔で設置されている。一定時間間隔、あるいは観測塔のHC-40からの外部信号等により、制御回路から4パルスの信号がステッピングモーター(4)に送られ、モ

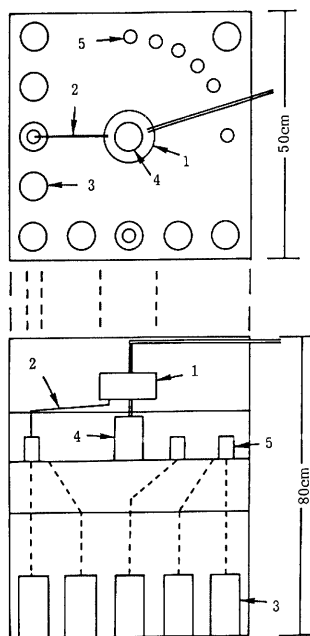


Fig. 5 System of automatic water sampler: (1) first water mouth, (2) distribution tube, (3) sampling bottle, (4) stepping motor, (5) second water mouth.

ータは7.2度だけ回転する。この回転により、配水管は受水口と受水口の間中に停止し、同時に水中ポンプも作動し送水を開始し、一定時間（観測塔から観測小屋までひかれたビニール管中の水がなくなる間）排水を行う。再び制御回路から信号が送られ、配水管は受水口の真上で停止し、採水ビンに水を送りこむ。採水が終了すると水中ポンプは停止し、一定時間、あるいは外部から信号が入力するまで待機するようになっている。上下2カ所に水中ポンプを設置したのは、風波によってまきあげられた濁りの鉛直方向の分布を測定するためである。

このようにして得られた水は、濾過したのち、濾紙を乾燥して（100℃、4時間）、SS量の測定を行う。また、残りの水は化学分析のために用いられる。

(3) その他の観測方法

(a)湖底に設置した測器

日別沈降物捕集装置は、日々の沈降量を捕集する装置である。上面に1カ所穴があいており、その下へ、円周上に一定間隔でならべられた30個の採取容器が、1日1回、設定した時刻に移動する。このようにして、計30日間の日別沈降物量を測定することが可能である。

堆積深測定板は、湖底泥中に基準板を設置して、定期的に潜水夫により、基準板から湖底面までの深さを測定しようとするもので、正味の堆積量（沈降量－再移動量）を測定することが可能である。

つぎにビーズの埋設についてのべる。このビーズは風波発生時前に湖底泥表面に集中的に設置しておき、一定期間後にその周辺のコアを採集してビーズの有無を測定するものである。これは風波による拡散を測定しようとするものではなく、コア内にとりこまれたビーズの深さを測定し、最大浸食厚を推定しようとするもので、サーミスタ堆積計のチェック用として設置している。

(b)超音波流速計

2台の超音波流速計（3次元流速計）を、吹送流や、風波による運動量の鉛直フラックスを測定するために設置した。二台とも観測塔の横に設置され、1台は湖底面から50cmの高さ、他の1台は30cmの高さの流速を計測する。

50cmに設置した超音波流速計は、センサーと記録部（電源を含む）とが別々になっており、記録部とセンサー部はキャプタイヤーコードによって連結されている。このため湖岸近くの限定された水域、および商用電源のある場所にかぎり長期観測が可能であるが、湖盆近くの水深の深い水域、あるいは湖岸から離れた水域での長期観測は不可能である。今回の流速測定は12V蓄電池（120 A.H.）を電源としているため、連続観測はできず一定時間間隔での測定しかなかった。

30cmに設置したのは、琵琶湖研究所とユニオンエンジニアリング(株)と共同で開発した新しい型式の超音波流速計である。この流速計は、センサー部と記録部・電源の一体型である。記録媒体としては磁気バブルメモリと呼ばれる半導体記憶素子を使用することにより、長期間、湖心域での測定が可能になった。この流速計を実際に使用するにあたり、計測データの精度、特性を検定しておく必要がある。そこで、京都大学防災研究所白浜海象観測所に設置されている流速計検定水槽を使ってこの流速計の検定を行った。

3. 観測記録の例

3.1 波高データの特性について

湖岸にある観測小屋の片側に湖岸道路が通っており、この付近に風速計を設置すると、道路の影響を受ける可能性がある。そのため観測小屋から200m程北側にある吉川地先舟泊り防波堤上に風速計を設置した。使用した風速計は2～30m/sec測定用の計器で、記録はペンレコーダで行われる。得られた風向・風速の記録を0.5～1時間間隔で読み取り整理した。

波高データについては、観測手法の項のべているように、設定された間隔でモニターし平均値を記録するとともに、ある基準を越えた波高の場合には、すべてのデータを収録するよう全システムを駆動させる。

今回は、1回の計測で120個の波高データを、0.25秒の間隔でサンプリングした。

風(風速と吹送距離)と最大波高との関係について解析した結果を Fig. 6 に示した。図の縦軸は最大波高、横軸は $(\sqrt{\text{吹送距離 (Fetch)}/\text{重力加速度}(g)})^{1/2}$ と風速をかけた量を示している。図中で、●印は風速が 3 m/sec 以上の西風の場合のデータで、+印は全データを示している。西風の場合のデータを示したのは、この風向の風の発生頻度が最も高く、しかも大きな波を起こしていたからである。そこで、風速が 3 m/sec 以上の西風のデータに対して直線回帰を行った。図中の実線がその結果であるが、それによると、

$$H_{\max} = 0.00218 (F/g)^{1/2} V_W$$

であった。ここで、 $H_{\max}$ は最大波高、 F は吹送距離、 g は重力加速度、 V_W は風速を表している。これは、Wilson (1971)⁵⁾ による有義波の推定式とよく対応しているが、係数は若干異なる。このことは、水深が浅く、深水波の仮定が成り立たないことによるものと思われる。

Fig. 3 に見られるように、3 台波高計を用意したのは、波向および位相速度を求めるためである。湖岸線が、磁北から西に 19.5° 傾いて直線に延びているので、発達した風波は、ほぼ、北西から西、南にかけての方向から進行してくると考えてよい。

水深/波長と、波高/波長を Fig. 7 に示した。図中の■印が水深/波長を、□印が波高/波長を表している。細い実線は、水深/波長 = 0.5 の線を示している。風波は、これ以上では深水波、これ以下では浅水波の傾向を示す。1986年1月5日の16時までの最大波高が 50 cm を越えている間は、浅水波側に■印がかたよっている。16時以降で、波高が小さくなると、深水波側にかたよっている。一方、太い実線は、波高/波長 = 0.142 の線を示しており、古典的波動論による砕波条件である。1月5日の16時までは、□印が、この線より上にくる傾向があり、砕波しているものと思われる。この場所で砕波がよく起こることは、目視においても確認されている。

Fig. 8 には周波数に対する位相速度が示してある。○印は、Ramamonjiarisoa (1974)⁶⁾ による、深水波の室内実験結果であり、●印は、今回の観測値を示している。実線は、水深の効果を含んだ表面波の分散関係であり、あきらかに今回のデータが、深水波と浅水波の境界域にあることがわかる。

3.2 底泥のまきあげ量に関する記録

風波による底泥のまきあげを観測した結果の一部を Fig. 9 に示す。上から風向・風速、最大波高、SS 量、日別沈降量、水平流向・流速、鉛直流速を表している。図中の採水による SS 量の測定結果を見ると、西の風が強くなり、最大波高が 40 cm 程度以上となると、急激に底泥のまきあがり現象が発生する。しかし、その後同じ程度の波高が継続しているにもかかわらず SS 量は減少している。このことは SS 量と波高の関

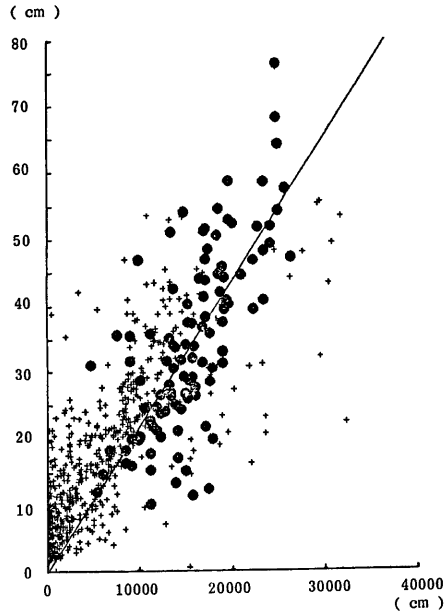


Fig. 6 Relation between wind and maximum wave height.

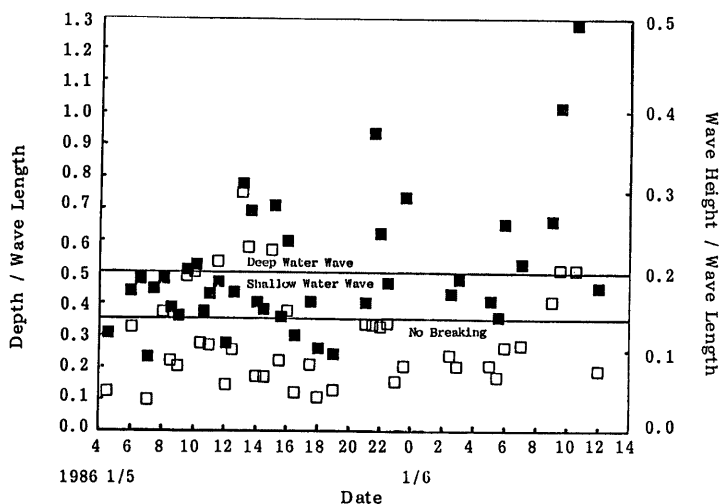


Fig. 7 Timely change in the ratios of water depth to wave length (■) and wave height to wave length (□).

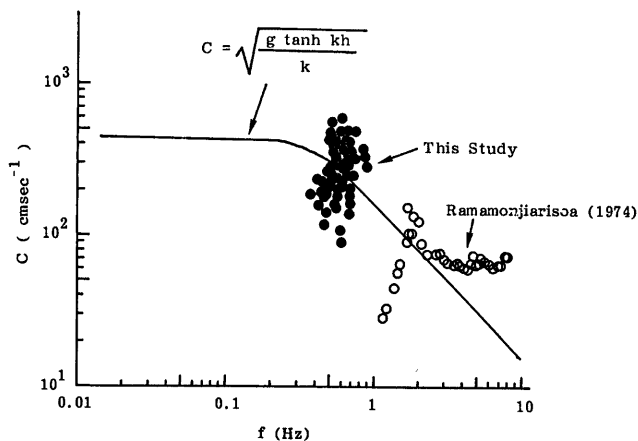


Fig. 8 Relation between frequency (f : sec^{-1}) and phase velocity (c : $\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$), where g : gravity acceleration, k : wave number, h : depth.

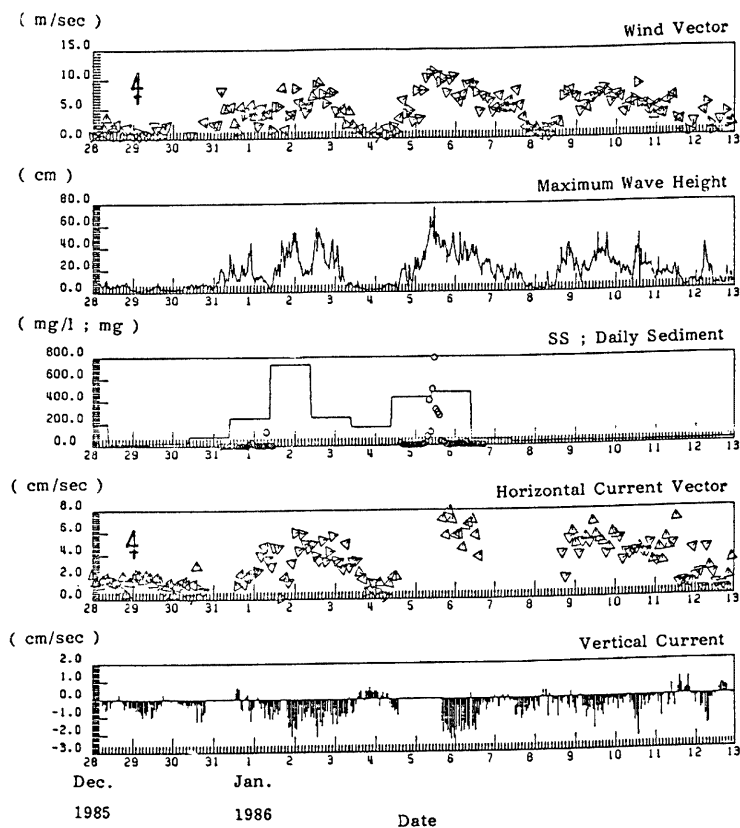


Fig. 9 Examples of observed data (from the top, wind vector, mamimum wave height, SS; daily sediment, horizontal current vector, vertical current).

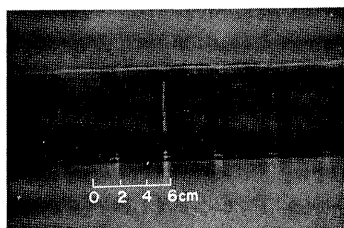


Photo. 4 Daily deposit sampled by daily sampler (one day deposit in one bottle).

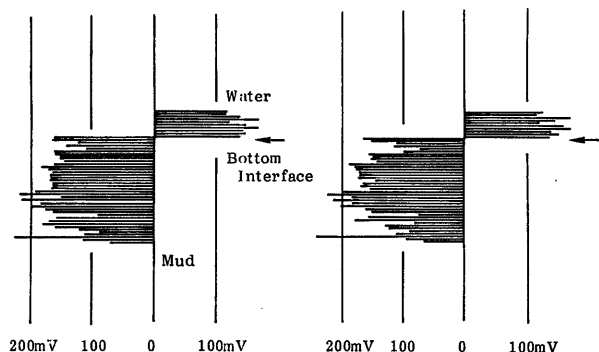


Fig. 10 Record of bottom change measured with the thermister deposit meter.

係は、1対1の関係ではなく、波長、振幅等の影響をうけたものであると考えられる。

風波によってまきあがった底泥は、再びその周辺に沈降したり、あるいは流れによって沖へと輸送される。まきあがった底泥は、沈降し、またまきあがることをくり返していると考えられるが、日別捕集装置に採集された沈降物は再びまきあがることはない。そのため、得られたデータは1日間における沈降量の積分値である。Photo. 4に回収された捕集びんの状態を示している。これからわかるように、日によって沈降量は大きく変動している。特に風波が大きい日は 90 mg/cm^2 にも達する一方で、静穏な日は 5 mg/cm^2 程度にすぎない。沈降してくる物質については、沈降量が多くなるにしたがい、細砂の含有量が大きくなる傾向が見られ、沈降量の少ない場合は泥まじりの有機物が多くなる。この傾向は採水によって得られたSS量についても同様である。

3.3 サーマスタ堆積計の記録

サーミスタ堆積計による一定時間間隔での測定結果の一部を Fig. 10に示した。サーミスタセンサーは5 mm 間隔で取りつけられているため、5 mm 以上の精度でしか測定できない（現地に設置されたサーミスタ堆積計の状況を Photo. 2に示す）。今回の観測では、波高が大きい場合でも、サーミスタ堆積計の記録に変化がみられず、湖底面の変動は5 mm 以下であったことがわかった。

ビーズを埋設した中心点から一定間隔で25本の柱状コアを採取して、そのコアの中に含まれるビーズを調べた結果では、表面から3 mm 程度の深さまでビーズがあることが認められたが、それ以深の場所ではビーズは発見できなかった。このことはサーミスタ堆積計の測定結果と同じく、最大浸食厚は5 mm 以下であったことを示している。このように、異なった2種類の測定法による湖底面変動測定の結果は、いずれも変動厚が5 mm 以下であった。

4. まとめと今後の課題

このように、湖岸域の、しかも、浅い場所での湖底堆積物の再移動は、河川の直接的な影響がなければ、風波によるまきあげと吹送流によって決定されるといえる。われわれは、琵琶湖における湖底堆積物の再移動の物理的環境を解明するために、さまざまな計測手法の開発を行い、数多くのデータを取得してきた。その中で、あきらかになってきたイメージをここで整理しておきたい。

福島(1984)⁷⁾は、浅い湖沼における水質変化特性の議論を行い、卓越する流動形態について整理している。その中で、霞ヶ浦で主となる流動形態は、河川流、吹送流、表面セイシュであるとして、風波の影響は

除外している。その理由としては、

① 風から水塊に輸送されるエネルギーのうち、大部分が波以外の流動形態に移行している。

② 波の運動はポテンシャル的であり、湖岸近くの砕波帯を除き、湖水の鉛直混合におよぼす影響は少ない。

③ 風波の運動の空間スケールは、湖のスケールに比べて小さい。

の3点をあげている。

今回、琵琶湖北湖におけるまきあげの観測を行って、確かに風波は流動としては大きな影響を持たないが、湖岸から湖心へのSS量の負荷要因としては、決して小さくないことがわかった。たとえば、Fig. 9 からわかるように、風速が12 m/sec、最大波高が60 cmを越えたときに、SS量が800 ppmにも達している。これは、当初予想したよりはるかに大きな値であった。もし、水深200 cmで、上下均一に濁っていたとして、大坪³⁾により湖底の浸食厚を計算すると、4~5 mm程度になる。琵琶湖では、もっと強い風が吹く可能性があるため、その時には、さらに深いところまで浸食すると思われる。また、琵琶湖北湖はすりばち型をしており、浅いところでまきあがったSSが、吹送流や乱泥流によって湖心域に移動しやすい。つまり、異質の物質が湖心に堆積するわけである。このことは、深水層における水質変動を考える場合、大きな因子のひとつとなるだろう。

では、なにがもっともまきあげに効いてくるのだろうか。波高だろうか。前節で、波高とSS量が1対1の関係にはないことを示した。Fig. 9 でみられるような、急激なSS量の増加と減少を説明できなければならないだろう。現在のところの間にたいする明快な答えは見つかっていない。ただ、超音波流速計の結果によると、湖底直上の流動が、ほとんど波の軌道運動で表現できることから、水中のSS量は、風波に関するなんらかの特性量で整理できるものと思われる。たとえば、Longuet-Higgins (1953)⁸⁾ が求めた、粘性の効果をいれた風波によるレイノルズストレスと、SS量の関係を Fig. 11 に示してみた。SS量が高いところでは、比較的良好に対応している。このことに関しては、今後さらに詳細な検討が必要であろうが、まきあげ量が、風波によるレイノルズストレスによって支配されているのではないか、というひとつの方向性を示しているように思われる。

謝 辞

超音波流速計の検定に際して、京都大学防災研究所の土屋義人教授、中村重久助教授、芹沢重厚技官に御協力をいただいたことを感謝します。

また、この研究は、滋賀県琵琶湖研究所のプロジェクト研究「琵琶湖水の動態に関する実験的研究」の一環として実施されたことを付記するとともに、観測、解析などで御協力をいただいた琵琶湖研究所の大西行雄氏、前田広人氏に深く感謝します。

引 用 文 献

- 1) Edgington, D.N. and Robbins, J.A.: Environmental Biogeochemistry, 2, Nriague, J.O. ed. Ann. Arbor. Science, MI., 1976, pp. 705-729.

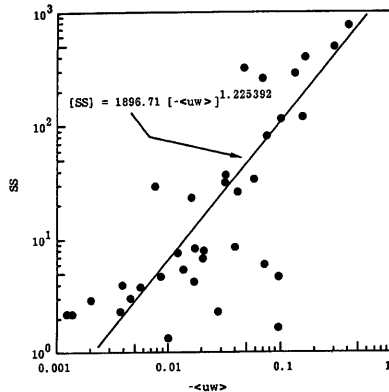


Fig. 11 Relation between wave-induced Reynolds stress ($\langle UW \rangle$ in cm^2/sec^2) and SS (mg/l).

- 2) 太井子宏和ほか・琵琶湖堆積研究グループ：琵琶湖表層における堆積速度，グループ内研究資料，近く学会誌に投稿予定。
- 3) 大坪国順：底泥の物性および流送特性に関する実験的研究，国立公害研究所報告，42，1983，(R-42-'82)，pp. 59-65
- 4) 福島武彦・相崎守弘・村岡浩爾：霞ヶ浦高浜入における沈殿量とその特性について，国立公害研究所報告，51，1984，(R-51-'84)，pp. 89-101.
- 5) 例えば，土木学会編：水理公式集，土木学会，1971，pp. 480-484.
- 6) 例えば，Phillips, O.M.: The Dynamics of the Upper Ocean, 1977, p. 157.
- 7) 福島武彦：浅い湖沼の水質変化特性と水管理方法に関する研究，東京大学学位論文，1984.
- 8) Longuet-Higgins, M.S. : Mass Transport in Water Waves, Phil. Trans. A, 245, 1953, pp. 535-581.