

汽水湖沼における強風下での混合現象の連続観測

Continuous Observation of Mixing in a Brackish Lake under Storm Conditions

中村 由行^{*}、柳町 武志^{**}、井上 徹教^{***}、Fatos · Kerciku^{**}、
石飛 裕^{****}、神谷 宏^{*****}、嘉藤 健二^{*****}、山室 真澄^{*****}

By Yoshiyuki NAKAMURA, Takeshi YANAGIMACHI,
Tetsunori INOUE, Fatos KERCIKU,
Yu ISHITOBI, Hiroshi KAMIYA,
Kenji KATO, Masumi YAMAMURO

Continuous observation of density (water temperature and salinity), horizontal velocity and turbidity was performed in a brackish lake, Lake Shinji. Response of velocity field and mixing events in the bottom layer of the lake were observed during a severe storm passage. In the former period just after the strong wind started to blow, active entrainment was observed, while in the latter period, weaker entrainment was found accompanied with circulations separately developed in the upper and lower layers due to the wind set-up of the density interface. Turbidity maximum during the latter period suggests that a large amount of resuspension occurred due to wave motion even under stratified conditions.

KEYWORDS : density stratification, continuous observation, mixing,
entrainment, turbidity

1. はじめに

汽水域においては、その塩分環境に応じて独特な生態系が営まれている。島根県北部に位置する宍道湖は汽水湖であるためヤマトシジミの豊かな漁場となっておりとともに、特有の貴重種も数多く存在している。しかしながら、塩水の侵入はしばしば安定した密度成層を形成し、底層水の貧酸素化やリンの溶出等が生じる等生態系にとって負の影響も与えやすい。特に宍道湖の場合には密度界面の位置は湖底から高々数十 cm の高さにあり、塩水侵入後の底層水の化学環境の応答が数日以内の短い時間スケールで生じるため、成層化後の混合の強度と時期・巻き上げの有無は湖内の水質に多大な影響を与える。

そこで本研究では、現地で生じている成層化と混合の実態を明らかにする目的で、湖心に自動観測機器を設置し、水温・塩分・流速及び濁度の詳細な時系列データを取得した。特に台風接近時に風向・風速が急変し、それに対する湖の流動や混合等の応答の様子が観測できた。このような強風下での観測は、船上からの観測が困難であることから、報告事例が少ないが、水塊の応答や水質の変化過程が短期間のうちに明

* 正会員 工博 九州大学助教授 工学部建設都市工学科 (〒812-81 福岡市東区箱崎 6-10-1)

** 学生員 九州大学大学院 修士課程

*** 学生員 工修 九州大学大学院 博士課程

**** 理博 島根県衛生公害研究所 (〒690 松江市西浜佐陀町 582-1)

***** 理修 島根県環境生活部環境保全課 (〒690 松江市殿町 1 番地)

***** 島根県衛生公害研究所 (〒690 松江市西浜佐陀町 582-1)

***** 理博 通商産業省工業技術院地質調査所 (〒305 つくば市東 1-1-3)

瞭に表れるという利点があり、自然現象の理解のためには有益な情報が得られるものと期待できる。

2. 観測地点・方法

宍道湖は島根県東部に位置し、東西に長さ16km、南北6.2km、湖面積約80km²、平均水深約4.5mの浅い湖である。主な流入河川は斐伊川であり、流出河川として大橋川が宍道湖と中海を連結している（図-1）。中海は境水道を介して日本海と直接海水の交換がある。平均的には中海表層水は海水塩分の約1/2、宍道湖表層水は約1/10の濃度を持つ。潮汐変動と気圧の変動の複合した原因により中海側水位が高くなったときに、中海湖水が宍道湖側に逆流し、密度流になって宍道湖底層に流入・滞留することが知られている。

宍道湖においては密度躍層が湖底上1m以内の高さに形成されることから1m迄の水塊構造とその変化過程を知ることが重要である。

以上の点を考慮し、水温・塩分に関しては湖底からの高さ0.2mから0.2mおきに1mまでと0.1mに、深度計に関しては高さ1mに、濁度・流速に関しては0.2、0.4、1mの三層の値が入手できるように機器を設置した。用いた観測機器は、超小型メモリー水温・深度計（アッレック電子製 MDS-TD）1台、超小型メモリー水温・塩分計（同 MDS-CT：水温センサー分解能 0.02℃、測定精度 ± 0.1℃・電気伝導度センサー分解能 0.02mS/cm、測定精度 ± 0.1mS/cm）6台、後方散乱式メモリーバック式濁度計（同 MTB-16K）3台、水平二次元メモリー電磁流速計（同 ACM8M）3台である。それらをステンレス製のフレームに固定し、フレームに中間ブイを取り付け、機器自重で泥の中に沈みこむ量を計算して、所定の設置水深となるように調節した（図-2、3）。自動観測機器は宍道湖湖心に設置し、設置期間は1996年7月6日～7月31日であった。

従来型の電導度計（塩分計）は、センサー同士が相互干渉をおこすため近接して設置することができなかったが、MDS-CTは小型で相互干渉がなく、図-3の様に直列に並べることによって鉛直プロファイルを得ることができる。一方、電磁流速計についてはこの様な近接した計測はできない。そこで、干渉をさけるため、3台の計器を互いに1m以上離して設置した。測定値は、水温・塩分・濁度に関しては20分おきに記録される。流速については測定器が20分インターバルで1分間作動し、1秒おきに60個ずつデータが記録できる。また、濁度についても20分インターバルで1秒おきに60個測定された値の平均値が記録される方式である。用いた機器は、いずれも観測前後にキャリブレーションを行った。濁度計については観測期間の途中（7/25）にも一度計器を引き上げ、キャリブレーションとセンサーのメンテナンスを行った。なお、水温、塩分については底から3m及び4.5mにも機器を設置したが機器が失われデータを回収できなかった。

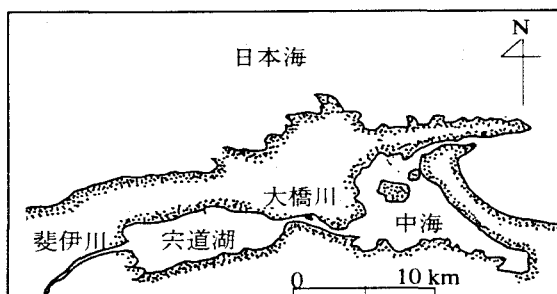


図-1 宍道湖周辺図

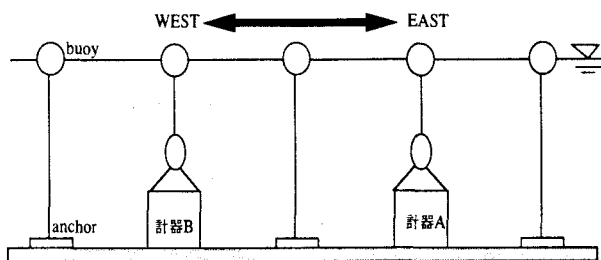


図-2 観測機器全体図

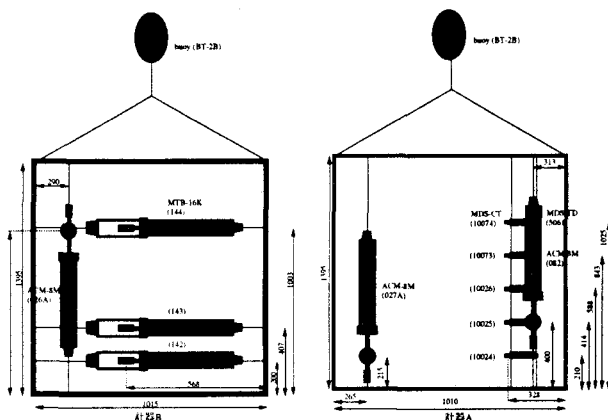
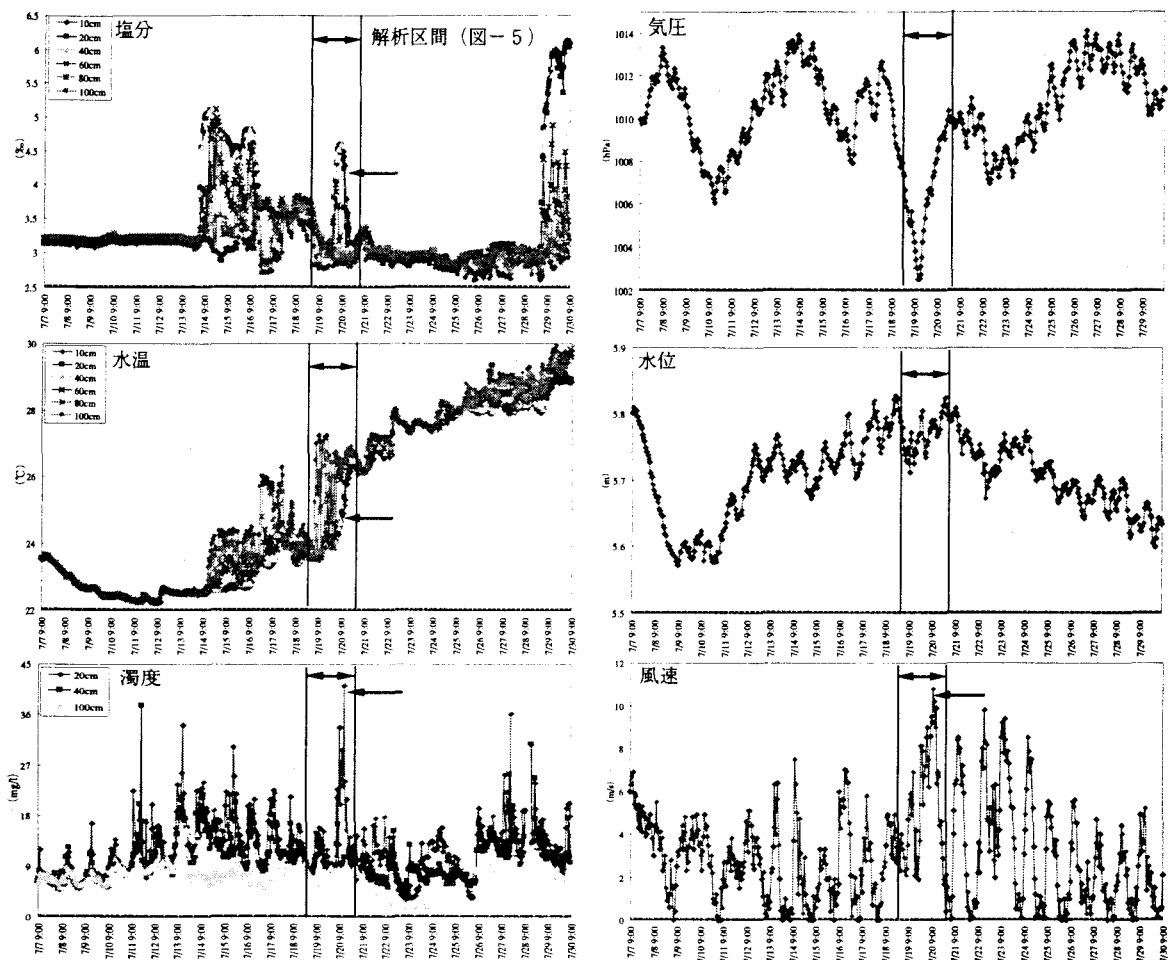


図-3 各機器概略図



図一 4 観測期間の塩分、水温、濁度、気圧、水位、風速の時系列（←は台風接近時）

3. 結果と考察

図一 4 に、観測期間における水温・塩分・濁度・風速・気圧及び水位（湖底を基準）の時系列を示す。観測期間はほぼ梅雨の後期に相当し、7/24の梅雨明けまで、7/16～18を除きほぼ連日降雨が観測された。河川流入量も多く宍道湖の水位が高かったため、塩水の大規模な侵入は7/14、7/20及び7/29の3回に限られ、明瞭な密度成層は7/14～7/20及び7/29以後の2つの期間のみに観察された。7/29の塩水侵入は宍道湖水位の緩慢な低下時に生じている。ところが、7/20の塩水侵入は低気圧通過による急激な気圧の低下の直後に生じており、気圧変動が塩水侵入に及ぼす影響の重要性が認められる。7/20未明には比較的大規模な塩水侵入があったにも拘らず、同日中に観測期間中最も急激な鉛直混合（10cm層における塩分低下と水温の急上昇）と20cm層における濁度のピークが生じた（図中の矢印）。この時期は台風6号の接近時に相当する。そこで本研究では、台風6号が接近した1996年7月19～20日を対象として、観測値を整理し混合現象の解明を試みた。

(a) 7月19・20日の混合と流れ

当該期間の時系列を図一 5（東西方向流速、風速、風向、濁度）に示す。但し、風向・風速のデータは、松江気象台の観測値を採用した。7/19の16時までは2～6m/sの東風が吹いていたが、以後19時頃まではいったん北寄りの微風（～2m/s）に風速が低下した。しかしながら、台風接近に伴って20時以降の風向はほぼ180°反転し西風となった。特に、7/19の21時～7/20夕刻までは平均8～10m/s前後の強風となった。

以上、風向からは7/19の20時を境に東風の期間及び西風の期間の二つの期間に区分できる。一方、東西方向流速の変化からこの期間をさらに区分すると、A～Eの5つの期間に分類できる。

期間A) 7/19の20時頃まで。7/18の4時頃から7/19の16時頃までは東北東～東寄り～東南東の2.0～6.0m/sの風が吹き続けていた。この期間中、東風に伴って表層水が西に吹き寄せられ下層では東向きの流れが生じていた。20cm～100cm層迄の流向きはいずれも東向きでそのうち100cm層における流速が最も大きい。密度差は主として水温差によって生じている。密度躍層は0.5～1m以上の位置を変動しており、風のエネルギーは内部波の発生・維持に使われ、明瞭な界面低下を生じるには至らなかった。

期間B) 7/19の20時～7/20の1時。7/19 20時頃から風向はほぼ180度変化し、20日中西寄りの強風が吹き続けた。7/19 20時以降、風向の変化に湖心での流況が短時間に応答し、22時以降はほぼ定常となった。下層では1m水深まで西向きの流れが生じているが、流速は40cm層での値が最大であった。この期間の躍層はほぼ1mの位置にあった。

期間C) 7/20の1時～9時。7/20 1時以降1m層での流向が急変し7/20 2時以降西向きから東向きとなった。それより底層に近い水深では、西向きのほぼ定常な流れであった。この期間の前半(0時30分頃)には塩水の侵入がみられ、1m層での流向の急変は、塩水侵入の開始時期とはほぼ一致する。この期間の後半には最も急激な界面低下(連行)が観察された。

期間D) 7/20の9時～18時。同日の9時～12時頃には西風が最も強かったにも拘らず(10m/s以上)、100cm層までの流速は2cm/s前後まで低下し、0に近い値も観測された。密度界面の位置は約30cm前後であり、界面の低下速度はかなり小さくなった。しかしながら、20cm層における濁度はこの期間に最も高くなった。この期間では密度界面のセットアップが終了し上下各層の中で閉じたかたちの鉛直循環流が形成されていると考えられる。

期間E) 7/20の18時以降。密度成層はほぼ解消し、ほぼ一様に混合した。風速は2m/s前後まで低下したが、風向は西であり、1m以深ではいずれも西向きの流れとなった。

期間A～Eの現象を説明する資料として図-6を示

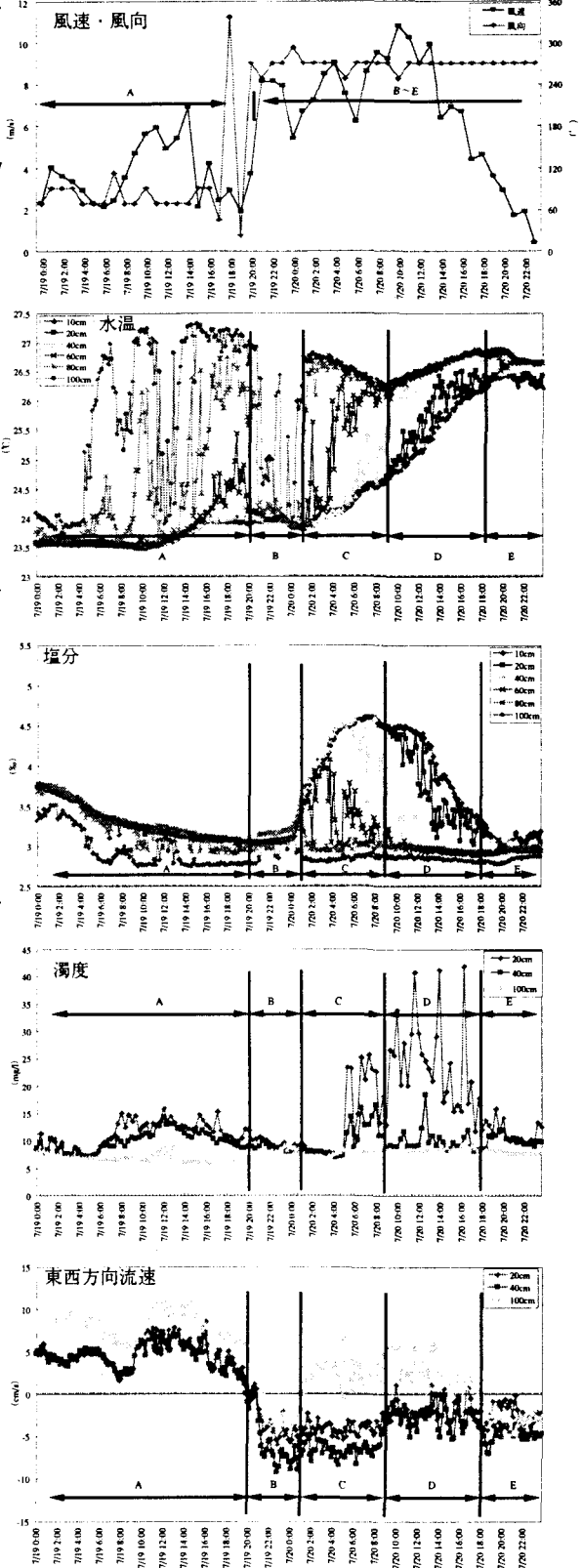
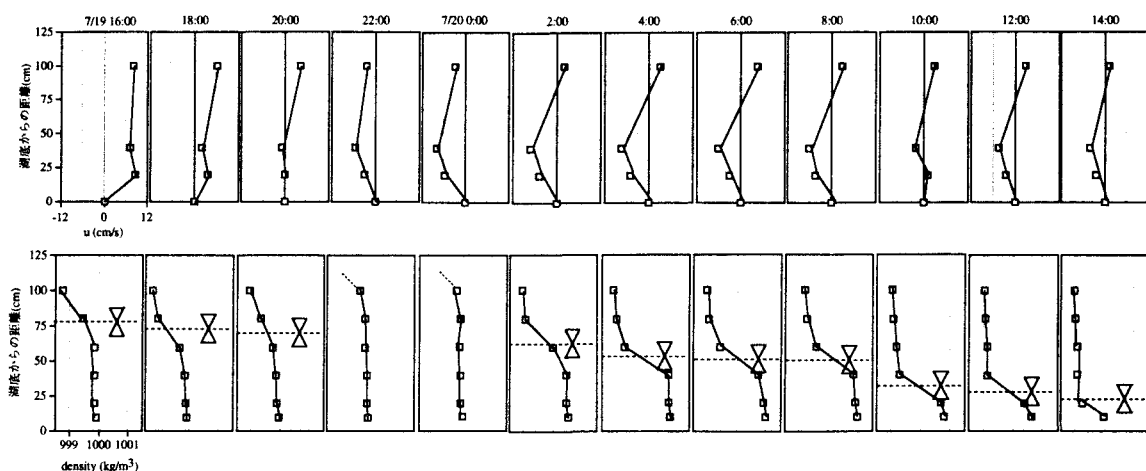


図-5 台風接近時(7/19・20)における時系列



図－6 東西方向流速成分と密度の鉛直分布（図中破線は密度界面）

す。図－6は、期間A～Dの東西方向流速と密度の分布を2時間間隔で示したものである。図中の破線は密度界面位置を示す。ここでは、密度界面を密度の最大値（10cmにおける値）と最小値（同100cm）の平均値をとる高さで定義し、直線内挿によってその位置を決定した。

(a) で見受けられた個々の事象の中で、特に、密度界面の低下（連行）に関する現象について注目する。期間Cにおいては、その期間の東西方向の流速分布・密度分布（図－6）から判断すると、密度界面付近で、速度のシアが大きくなっていることが確認できる。従って、界面付近に発生した乱れによって急激な密度界面低下が生じたものと考えられる。一方、期間Dの東西方向の流速分布・密度分布（図－6）から判断すると、密度界面付近の速度差は、かなり小さくなっており、(a) で解釈したようにほぼ内部界面のセットアップが完了し、2層流が形成されたものと考えられる。そのため、この期間では水面付近で生じた乱れが下方に伝搬して緩慢な連行を生じたものと考えられる。水平に静止した内部界面のセットアップに要する時間Tが、内部静振周期の1/4に相当するものとすれば、Tは次式で与えられる。

$$T = \frac{L}{2} / \left(\frac{\epsilon g h_1 h_2}{H} \right)^{0.5}$$

但し、 ϵ は上・下層の相対密度差、 h_1 、 h_2 、Hは上層、下層及び全水深、Lは湖の長さである。7/19中に吹いていた東風は間欠的で、かつ比較的弱かったため、強い西風が吹き始めた時点で界面が水平にあったと仮定し、代表的な量として $\epsilon = 1.5 \times 10^{-3}$ 、 $h_1 = 4.5\text{m}$ 、 $h_2 = 1\text{m}$ 、 $H = 5.5\text{m}$ 、Lは湖の4.5mより深い部分の東西方向長さとして10kmを与えると、 $T = 12.7\text{hr}$ が得られる。7/19の20時に強風が吹き始めたことから理論的には翌20日8時40分頃セットアップが完了することになる。この事は、9時以降下層水が時間平均的にみて、ほぼ静止していたという観測事実と一致する。

(b) 高濁度現象と巻き上げ

7/19・20のグラフより、濁度の上昇が特に顕著であったことがわかる（図－5）。濁度の上昇が観測された時期はちょうど中海側からの塩水の侵入のタイミングと台風通過が重なっていた時期であり、主要要因としては、風による巻き上げ、塩水侵入に伴う高濁度水塊の流入が考えられる。しかし、塩水侵入と濁度の上昇のタイミングには時間差が生じており、高濁度水の侵入の影響により濁度が上昇するとすれば、時間差は無いはずである。また、最も濁度の高い時期には、下層水の平均流速はゼロに近くほぼ停滞していた時期である。高濁度時及び低濁度時を代表するものとして7/203時及び7/2013時40分から一分間の流速の瞬間値の時系列を図－7に示す。高濁度時には強風に伴って風波が発達し、湖底上20cmにおいて、一分間平均流速は小さいが、瞬間的に速度が10cm/sを超える様な波動がみられた。一方、低濁度時は平均流速は比較的大きいものの波動成分は小さかった。以上の事から、高濁度は、波動により巻き上げが生じた

結果であると考えられる。

7/19・20両日の濁度分布を比較すると、分布は大きく大きく異なっている。19日は20・40cm両水深で濁度値が10~15mg/l（カオリン換算）であったのに対し、1m層における濁度は間欠的に上昇している。1m層における濁度上昇時期は、密度界面位置が、1mより上方にあった時期である。従って、密度界面の下では濁質物質が高濃度に分布していたが界面より上方には輸送されていないことを示している。さらに、20日の分布を調べると期間Cで40cm層まで、Dで一部を除き20cm層まで高濃度であったが、密度界面位置と合わせて考えると、濁質が底層に存在する高塩分層に閉じこめられていたと考えられる。従ってこの様な20cm層における極大が生じたものと考えられる。以上から、強い密度成層が生じている時期においても底泥の巻き上げが波動により活発に生じているが、界面の位置によって高濃度な濁質の存在範囲が制限を受けることがわかる。

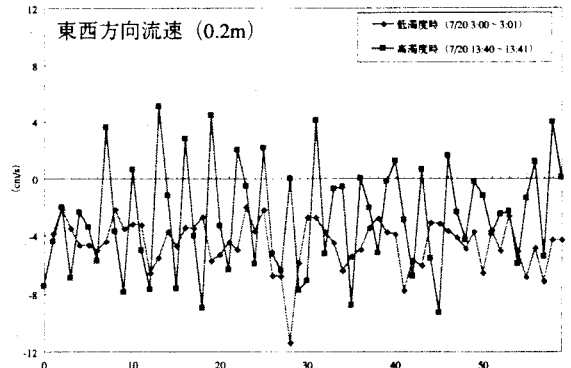


図-7 底層水の流速の瞬間値の時系列
(東西方向流速)

4. まとめ

汽水湖である宍道湖湖心において、水温、塩分、流速、濁度の自動観測を行った。宍道湖においては密度成層が底面から高々1m程度迄の高さに形成されるため、下層水の形成・水塊の変化過程を追跡するためには、湖底近傍において鉛直方向に密な測定を行う必要がある。この点を考慮し、特に水温・塩分については10~20cm間隔おきに測定機器を設置することによって、高分解能の長期連続データを得ることができた。台風の接近に伴って強風が連吹した条件下で流速及び密度分布を調べた。8m/s以上の強風の連吹はほぼ15時間継続したが、約12時間経過後の風速が最も強かった時期に下層水が停滞（平均流速がほぼ0に近い）し、それにも拘らず活発な巻き上げが生じた。この停滞は密度界面のセットアップが終了したためと考えられる。また、この時期風波が発達しており、湖底直上の波動によって活発な巻き上げが生じたものと考えられる。

謝辞

本研究に用いた観測機器の設置方法・設置フレームの作成等に関して京都大学防災研究所の横山康二氏の御指導を受けた。機器の設営・管理・データの回収及びキャリブレーション作業において、島根県衛生公害研究所水質科の方々の御協力を得た。また、本研究は国立機関公害防止等試験研究「富栄養化湖沼における食物連鎖を利用した水質浄化技術に関する研究（代表者：山室真澄）」の一環として行われたものである。研究の実施にあたって、「ウエスコ土木技術振興基金」及び「前田記念工学財団」から補助を受けた。ここに記して深甚なる謝意を表す。

参考文献

- 1) Yu. Ishitobi, H. Kamiya, K. Hayashi, and M. Gomyoda: The tidal exchange in Lake Shinji under low discharge conditions, Japanese J. Limnology, vol.50, pp105-113.
- 2) 石川忠晴・田中昌宏：日成層形成時の吹送流の特性について、土木学会論文集 第405号/II-11, pp63~72, 1989.
- 3) 道奥康治：湖沼・貯水池における熱・物質輸送、1994年度（第30回）水工学に関する夏期研修会講義集 A コース, ppA-7-1~A-7-20, 土木学会水理委員会, 1994.