

霞ヶ浦における湖水の流動特性

Field Study on Movement of Water in Kasumigaura

建設省土木研究所	正 員	橋本 宏
建設省関東地方建設局	正 員	佐川 利夫
建設省関東地方建設局	正 員	今井 武雄
建設省土木研究所	正 員	藤田 光一

1. はじめに

近年の停滞水域における水質悪化は、湖沼の総合的水管理に対する社会的要請を高めている。水管理を行なう上で基本となる水質予測の精度を向上させるためには、生物・化学的モデルに加えて停滞水の流動を予測することが必要である。本研究は、水質汚濁がしばしば問題となる水平スケールに比べ水深がはるかに小さい浅い湖の代表である霞ヶ浦をとりあげ、現地観測により潮流特性を明らかにしたものである。浅い湖においても3次元的な流動が無視できないことが近年指摘され、3次元的な流動を考慮した潮流計算法が多く提案されているが、実態の把握は充分でない。そこで本研究では、2次元的な移流・拡散特性に加えて、流速の鉛直分布、鉛直循環、潮流の並列らせん渦構造などの3次元流動特性について焦点を当てた検討を行った。

2. 現地観測の内容

図2に示す浮標を一边が500~800mの正方形の範囲に図3に示すように約30個投入し、航空写真測量によって約15分毎に浮子の位置を求めた。投入した浮子に取付けられた抵抗板の深さは水面下0.5mから水底上1mまで数種類に分けられており、各深さの潮流に追随する浮子群の動きを同時に追跡することができる。浮標の投入は、図1に示す土浦点と湖心点の2地点で行なった。湖心点は平坦で岸から遠く水深が約6m、土浦点は湾の奥で岸から近く水深の変化が大きく水深約3mという地形的特徴をそれぞれ持っている。観測は、1983年8月5日14~17時30分、同年12月12日10時5分~14時5分の2回行なわれた。1回目は風の日変化が卓越している時期の代表として、2回目は季節風が卓越する時期であり定常的な風が吹いている場合の代表として選定した。

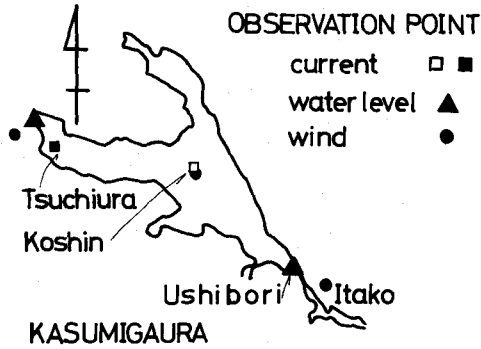


図1 観測位置

3. 拡散係数・流速勾配の推定法

ここで最初に、本研究で用いた拡散係数・水平面内の流速勾配の推定法を示しておく。浮標追跡データを用いる場合、通常次式より拡散係数を算定する。

$$K = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left(\frac{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}{2} \right) \tag{1}$$

$$K = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} \left(\sigma_x \cdot \sigma_y \right) \tag{2}$$

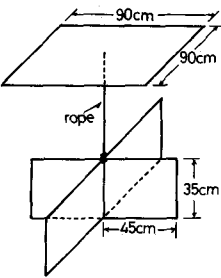


図2 浮標の構造

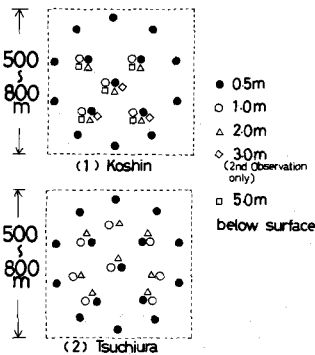


図3 浮標の投入様式

ここで K : 拡散係数, σ_x^2, σ_y^2 : 水平面に置かれた直交座標軸, x 軸, y 軸それぞれの方向についての重心回りの浮標群の分散, である。水平方向の平均流速場に伸び・ズレ・発散などの流速勾配が存在する場合には, (1), (2)式いずれによっても分散効果を含んだ拡散係数や負の拡散係数が計算される可能性が大きい。湖沼のように空間スケールが小さい場合には, こうした流速勾配の影響が特に現われやすいと考えられる。本研究では, 等方的でランダムな流速変動による乱流拡散係数だけを拡散係数として扱うこととし, 以下に示す方法によって乱流拡散係数 K' を求めた。水平方向の平均流速場が線形変化場であり, これに等方性乱流場が合わさって水平方向の全流速場が形成されていると仮定すると, (2)式による拡散係数と乱流拡散係数 K' との間には次式が成立する¹⁾。

$$K = \frac{\sigma_x \sigma_y}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\sigma_x^2}{2} \left(\frac{\sigma_x}{\sigma_y} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \frac{\partial u}{\partial y} \right) + K' \quad (3)$$

ここで, u, v : x, y 方向それぞれの流速である。 x, y 軸を主軸すなわち浮標群の長軸と短軸方向に一致するようにとれば, 右辺第2項は0となり, K' は次式から求めることができる。

$$K' = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} (\sigma_1 \cdot \sigma_2) - \frac{\sigma_1 \sigma_2}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (4)$$

ここで σ_1^2 : 浮子群の長軸方向の分散, σ_2^2 : 短軸方向の分散である。本解析では(4)式により乱流拡散係数 K' を求めた。 K' の計算に必要であり, 流動特性を知る上でも重要な平均流速勾配, $\partial u / \partial x, \partial u / \partial y, \partial v / \partial x, \partial v / \partial y$ は, 浮標群の外縁の流速から求めた。計算式の1例を示しておく。

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{A} \iint_D \frac{\partial u}{\partial x} dA = \frac{1}{A} \oint_C u dy = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n (u_i \cdot y_{i+1} - u_{i+1} \cdot y_i) / A \quad (5)$$

ここで, A : 浮標群の面積, D : 浮標群の領域, C : 浮標群の外縁, u_i, x_i, y_i : 浮標群の外縁での流速と座標である。他の流速勾配についても上式と同様の方法により求めることができる。なお, (5)式によって平均流速場の流速勾配を算出するためには, 流速 u_i に含まれるランダム変動成分が消されなければならない。このためには浮子群の空間スケールが乱流拡散に寄与している渦スケールよりも大きいことが条件となる。村岡ら²⁾による霞ヶ浦におけるオイラーの流速測定から平均渦径が水深の10~100倍程度との結果が得られており, 浮子群の空間スケールの方が渦径よりも大きく問題ないものと考えられる。

4. 観測結果及び考察

4.1 風

図4に観測日前後の風ベクトルを示す。第1回目においては, 午後から南風が強くなるという典型的な日変化のパターンが現われており, 観測時刻は風が強くなっている時に当たっている。一方第2回目においては, 観測日前日の15時頃から観測当日にかけて風向 W~WNW のかなり強い風が吹いている。当日の早朝にやや風が弱まっているが, 7時頃から再び風速が増し観測時には風速10mのほぼ風向一定の風となっている。

4.2 流速の鉛直分布特性とその時間変化

同じ深度の抵抗板を持つ浮子群の重心移動速度を求めることにより, 名深さの湖流速を求めた。図5~8に第1,

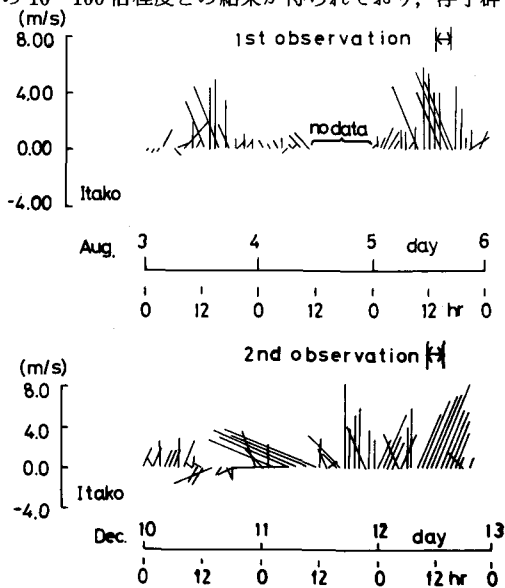


図4 風ベクトル図

(風の吹いて行く向きを示している)

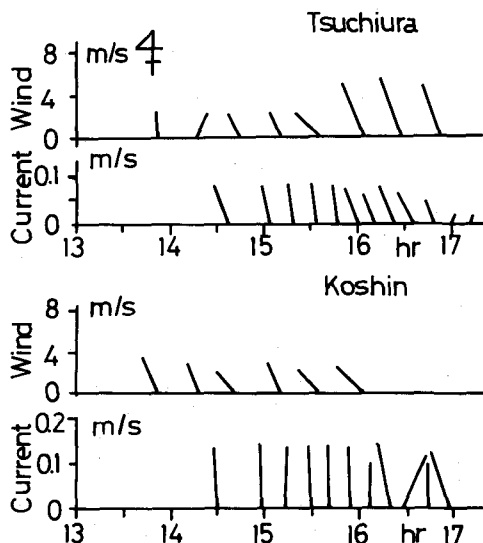


図5 湖流ベクトルの時間変化(第1回観測)

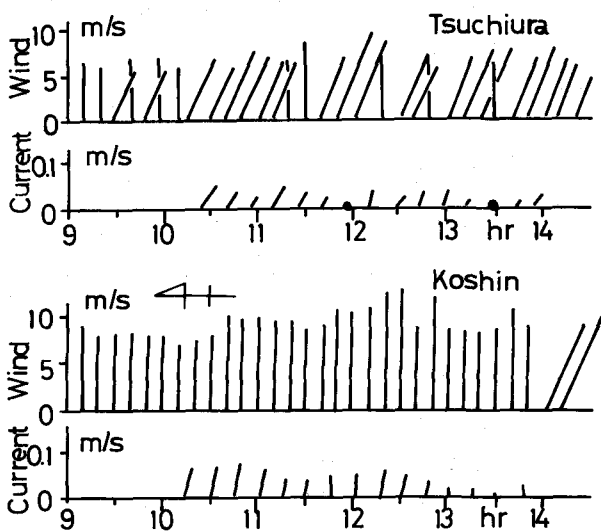


図7 湖流ベクトルの時間変化(第2回観測)

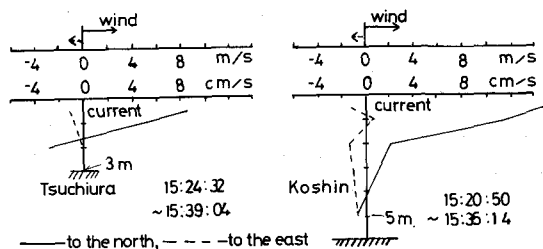


図6 流速の鉛直分布(第1回観測)

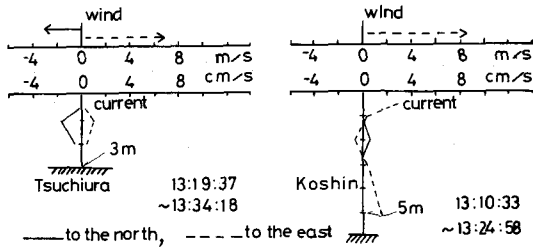


図8 流速の鉛直分布(第2回観測)

2回観測それぞれの深さ0.5mにおける湖流ベクトルの時間変化とある時刻における流速の鉛直分布を示す。1回目においては、湖心点・土浦点とも湖流速の時間変化は小さく、風の向きに近い流向を持っている。表面付近の流速は風の割にかなり大きく、土浦点で8 cm/s、湖心点で12 cm/sである。流速の鉛直分布図から、流速が大きいのは両地点とも表面付近だけで下層になると急激に流速が減少し、最下層では表層と逆向きに流れている。この傾向は土浦点で特に著しい。表面付近だけ流速が大きく、また流向が風向きに近いこと、少なくとも2時間30分以上表層付近の速い流れが持続しており単なる吹き寄せとは考えられないこと、下層流が逆転していることから、一連の流れは、鉛直循環が卓越した状態にあるものと考えられる。一方第2回目の観測については、図7からわかる通り流速が変動しながら減少している。この変動は、図には示していないがほぼ水深に関係なく起こっており、周期は約2時間である。流速の鉛直分布は土浦・湖心点とも一様に近い。以上から観測期間中には弱いセイシュが生じていることがわかる。図9には土浦と牛堀における水位の時間変化が示されている。観測当日の早朝から周期的な変動が両方の水位について見られ、水位からもセイシュの存在を確認できる。また10時頃より土浦の水位が急激に低下する一方、牛堀の水位が上昇している。これは9時頃からの風速の増大とセイシュの動きが重なって土浦から潮来へ吹き寄せが生じ新たな

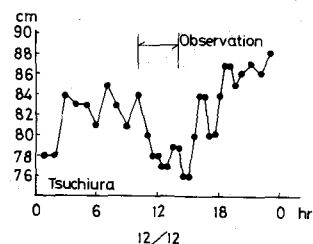
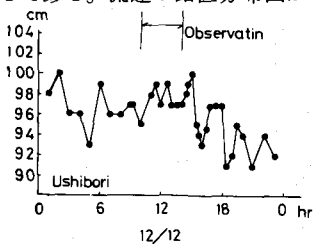


図9 土浦と牛堀における水位の時間変化(第2回観測)

つり合い状態へ移ったためと考えられる。以上より2回目の観測では、観測時間の前半ではセイシュと吹き寄せが、後半では弱いセイシュが起こっている状態の潮流がとらえられたことがわかる。水位変動の落ち着いた後半について見ると、土浦・湖心点とも表層付近はある程度の流速で風の向きに流れているものの、それより下の流速はほぼ一様で0に近い。また風速が1回目の観測時よりもかなり大きく継続時間も長かったにもかかわらず、1回目のほうが表層の流速が大きく、流速の鉛直分布の非一様性も高い。こうした鉛直分布特性の違いの原因を風向の違いだけに帰すのは無理であり、鉛直循環の強度に密接に関係する鉛直混合特性が観測された2つの潮流の間で大きく異なっていたものと考えられる。

4.3 潮流の並列らせん渦構造

第2回目の観測では、湖心・土浦点両方の湖面において非常に明瞭な筋が観察された。図10にその1例を示す。図上で線として表わしたのが、泡等が集まり航空写真上で筋になって見える部分である。図からわかるように筋はほぼ等間隔にならんだ非常に規則的な構造をしている。間隔は、湖心点では平均24 m、土浦点では平均14 mとなっており、ほぼ水深の4倍に対応している。また図からわかるように所々に筋間隔の2倍以上のスケールを持つ筋の切れた領域が存在する。観測された筋の消長は以下の通りである。湖心点の筋は、観測当初から10:30までは非常に明瞭であり、以後やや不明瞭となり、12:00から13:40にかけて消滅して行った。筋が消える際には、上述の筋が切れた領域の面積や数が拡大していった。土浦の筋は湖心点程明瞭でなく、観測当初から11:00まで見られ以後消滅した。また、湖心点における10:06の筋の位置と10:24の筋の位置は、ほぼ一致していた。したがって筋は、20分程度の間には横断方向に変動することのない安定したものであると考えられる。ただしこの特性以後筋の方向が変化したため、相異なる時刻の筋の対応は見られなくなった。

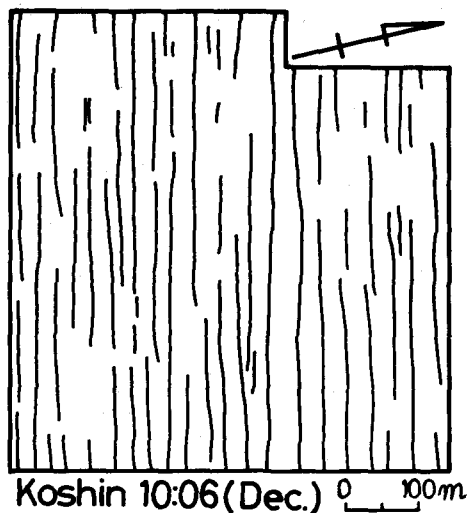


図10 観測された筋の1例

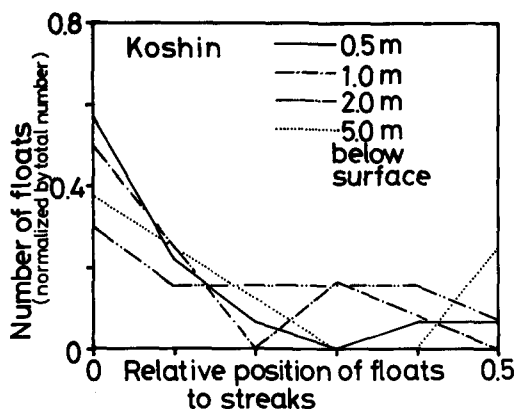


図11 筋に対する浮標の相対的位置の頻度分布

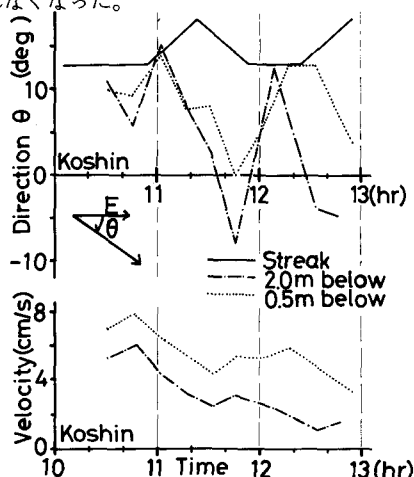


図12 筋、潮流の向きと流速の時間変化

次に、筋が存在する時の流速場を調べるため、浮標が筋に対してどのような位置にあるかを調べた。図11は、浮標が筋上にある場合を0、隣り合う2つの筋の真中にある場合を0.5と定義した浮標の筋に対する相対的位置の頻度分布を、各深さ別に示したものである。図より表層付近の流れを代表する浮標はほとんどが筋上、もしくはそれに近い所に位置するのに対して、深さ5mの深い流れを代表する浮子の位置の分布には明

確な傾向が見られない。したがって、水面から水面下 1 m 位までの表層付近には隣り合う 2 つの筋の真中から筋に向う 2 次流が存在することがわかる。底層には、この流れを補償する流れが存在するはずであるが、図 11 からはその傾向は読み取れない。これは、底層における流れの方が弱いと抵抗板が表面の浮標に引張られるなどの影響があるためと思われる。以上より筋は水平方向に軸を持つ並列らせん渦状の流れに伴うものであり、その軸は水深の $\frac{1}{2}$ よりも浅い所にあると推定される。図 12 は、筋の方向と潮流の方向及び流速とを湖心点について比較したものであり、筋の向きと潮流の向きが一致する期間と一致しない期間があることがわかる。図より両者が一致しない期間に先行して、筋の向きが変化し、また流速が減少していることがわかるが、流向と筋の方向のズレの原因を断定することは現段階ではできない。なお、風向は、 $\theta = 0 \sim 10^\circ$ の間を変動していた。

以上より霞ヶ浦において、水平方向に軸を持った水深スケールのらせん状の渦が誘起されることが明らかとなった。こうした渦の存在は、水平拡散を抑える一方で鉛直混合を促進するため、潮流に対しても強い影響を与えると考えられる。また筋は、1 回目の観測で 8 m/s の風があるのに観測されず、2 回目においても風向・風速がほとんど変化しないのにもかかわらず、吹き寄せに伴う鉛直様の流速が小さくなると消滅する傾向にあることから、らせん渦の成因として風に加えて鉛直様の流れの存在が考えられる。

4. 4 拡散係数及び水平面内での流速勾配

水平乱流拡散係数のうち有意な結果が得られたものについて表 1 に結果を示す。土浦点では、湖心点よりも 1 オーダー程度拡散係数が大きいことがわかる。また、表層の方が拡散係数が大きいという傾向も見られる。この結果から、拡散係数は、流速には直接関係せず、地形等の条件によって場所的にかなり異なるものと考えられる。図 13 は、拡散係数と流速勾配の時間変化を 2 回の観測結果について示したものである。流速勾配については、伸び変形速度 $\partial u / \partial x - \partial v / \partial y$ を代表として示してある。図より、流速勾配の大きい土浦の方が拡散係数が大きく、また土浦点において、流速勾配が大きくなるとともに拡散係数が大きくなるという時間変化が見られる。以上より、水平乱流拡散係数は、流速には直接関係せず、平均流速場の流速勾配が大きい程大きくなることがわかる。したがって流れが地形の影響を受けやすい湖などでは拡散係数が場所により大きく異なることを考慮する必要がある。また、土浦の 2 回目の観測で得られた拡散係数の時間変化を見ると、11:20 まで拡散係数が非常に小さく以後増大するという傾向があることがわかる。この時刻は、筋が消えた時刻に対応していることから、筋の存在が水平拡散を抑えていたと考えられる。

得られた拡散係数 K' と流速勾配 a から、運動方程式の水平粘性項 $\frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon \frac{\partial u}{\partial x} \right) \approx 1/L \cdot K \cdot a$ と移流項 $u \frac{\partial u}{\partial x} = U \cdot a$ を求めると、水平粘性項が $8 \times 10^{-6} [\text{m}^2/\text{s}^2]$ 、移流項が $3 \times 10^{-6} [\text{m}^2/\text{s}^2]$ となった。ここで $L = 2 \text{ Km}$ (土浦湾のスケールを想定)、 $U = 5 \text{ cm/s}$ 、 $a = 5 \times 10^{-5} [1/\text{s}]$ としている。したがって霞ヶ浦では水平混合が平均流に及ぼす影響は小さいものと考えられる。

表 1 水平乱流拡散係数 (m^2/s)

	湖 心 点	土 浦 点	
深さ[m]	2 回目(冬期)	1 回目(夏期)	2 回目(冬期)
0.5	4×10^{-2} 以下	3×10^{-1}	2×10^{-1}
1	—	3×10^{-2}	2×10^{-1} 以下
2	—	2×10^{-2} 以下	1×10^{-1} 以下

○ 値は観測時間中の平均
 ○ 観測時間中に正負の間を変動し、平均値にあまり意味がない場合には正の最大値を示した。(「以下」と示されている数値)

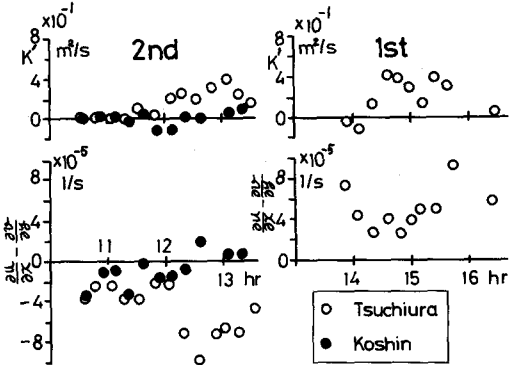


図 13 水平乱流拡散係数と流速勾配

図 14 は、1 回目の観測時における土浦点での発散・収束 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ の鉛直分布を示したものである。水面下 0.5 m, 1 m では収束が、2 m 層では発散が起きている。このことは、この付近に 0.005 cm/s 程度の沈降流が存在することを示している。

4.2 に述べたように、この時土浦点では上層で土浦湾の奥に向う流れ、下層ではその逆の流れがあることから、この沈降流は、鉛直循環流に伴うものであることがわかる。以上により、鉛直循環流が生じている時には、流れの両端に当たる岸近く数 Km の範囲において沈降及び湧昇流が生じることが確認された。

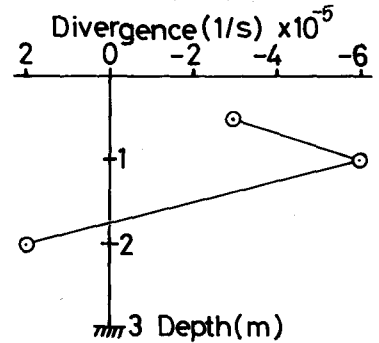


図 14 土浦点における発散の鉛直分布
(第 1 回観測)

5. まとめ

第 1 回目の観測では、典型的な日変化風の下での潮流がとらえられた。潮流は、鉛直循環が卓越した状態にある。表層付近の湖水が風速の割にはかなり大きな速度で風の向きに流れている。また土浦点では、湾の奥に表層の湖水が集められたため沈降流が存在し、上層と下層の流れに顕著な逆転が見られる。沈降流の存在は、土浦点の表層の浮標が収束していることから確認できる。一方、2 回目の観測時の潮流はほぼ定常の風の下で生じている。流れにはセイシュと恒流成分の両方が含まれている。流速の鉛直分布は一樣に近く、風が前回より強いにもかかわらず表層の流速は小さい。また 2 回目の観測においては、流れとほぼ同じ向きに等間隔に並ぶ筋が確認された。以上のように本観測によって 2 つの典型的な条件における潮流が把握された。2 回の観測結果から、以下のことが明らかになった。

① 水平乱流拡散係数は、流速勾配が大きいく程大きくなる。地形などの影響を受けやすく流速勾配が大きい土浦湾などでは、湖心点より拡散係数が大きい。本観測より、拡散係数が土浦点で $10^{-1} \text{m}^2/\text{s}$ 、湖心点で $10^{-2} \text{m}^2/\text{s}$ のオーダーであるとの結果が得られた。また、この観測結果から見る限り、水平混合の平均流速に与える影響を無視することができる。

② 霞ヶ浦では、風による鉛直循環流が形成される。ただし、同程度の風速を持つ風が吹いても鉛直循環の強度が大きく異なる場合がある。したがって鉛直循環の強度を支配する鉛直混合特性は、流れの状況に応じて変化するものと考えられる。

③ 霞ヶ浦の潮流には、水平方向に軸を持つ並列らせん渦を伴う場合がある。らせん渦の水平スケールは水深のほぼ 2 倍であり、その軸は水深の $\frac{1}{2}$ より上に位置する。このようならせん渦が存在すると、水平方向の混合が抑制される。

<参考文献>

- 1) 川合：収束・発散と海の粒々物理学，海洋物理学 II，東京大学出版会 p124～p138, 1976.
- 2) 村岡，福島：霞ヶ浦(西浦)の潮流，国立公害研究所研究報告，第 19 号，1981.
- 3) 今本，道上：琵琶湖南湖における拡散特性，第 25 回海岸工学講演会論文集，p566～p570, 1978.