

霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾水交換量の推定

銭 新*・西部隆宏*・石川忠晴**

1. はじめに

高浜入りは霞ヶ浦の北側にある大きな入江の一つであり、湖心部よりも富栄養化が進んでいる。このため、高浜入り湾口における湖水交換が湖全体の水質変化に大きな影響を及ぼしていると考えられている。

ところで霞ヶ浦では、弱い水温成層の形成・消滅が日単位で生じていると報告されている。この成層は、水温差 1°C 程度、混合層厚数 m の極めて微弱な成層で「日成層」と呼ばれている。石川・田中 (1990a) の実測結果によれば、日成層形成時には吹送流が著しく変形し、強風時に全層混合している場合よりも大きな移流分散特性を示す。また、風が吹くと日成層は数時間で消滅するため、通常の密度流と異なり、交換した水は風が止んでも元に戻らない。つまり、日成層形成時の湾水交換量は「積分される傾向」がある。(Ishikawa・Tanaka, 1990b) したがって、日成層が頻度の高い現象であるとすれば、湾水交換や物質輸送に大きな影響を及ぼしている可能性がある。

そこで、本研究では、現地観測と既往資料の解析から、日成層形成時に生じる高浜入り年間湖水交換量のオーダーを推算し、この現象の重要性を調べた。

2. 現地観測

2.1 観測サイト及び観測方法

霞ヶ浦の平面図を図-1 に示す。湖面積は 171 km^2 で日本第2位の広さを持つが平均水深は約 4 m で、極めて浅い湖である。高浜入りは奥行き約 10 km、面積 22.8 km^2 、平均水深 3 m で、幅 1 km、断面積 4000 m^2 の水道を介して湖心部とつながっている。

日成層の形成状態を調べるために、図-1 に示す2地点にサーミスタ・チェーンを設置し、1995年7月下旬から1996年12月下旬にかけて観測した。測定はメモリー式水温計 (アレック電子製、MDS-T) を水深 0.5 m から 5.0 m まで 50 cm 間隔で設置して行った。

また、日成層形成時の流況を調べるために、1995年7

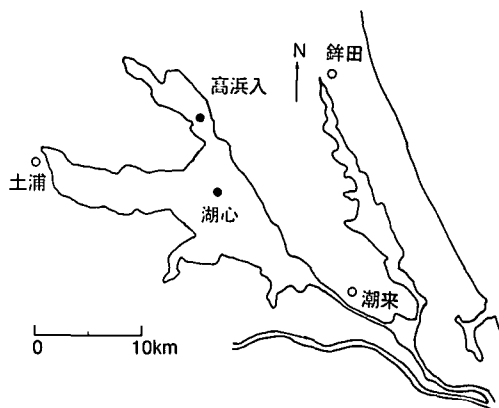


図-1 霞ヶ浦平面図

月24日～8月3日に高浜入り湾口付近の水域で船からの観測を行った。流速測定には超音波式ドップラー流速計 (RD-Instrument 社製、1200 kHz) を使い、各観測地点において深度 50 cm ごとに流向・流速を求めた。同時に多項目水質計 (アレック電子製、ACL 1180) により水温、濁度、クロロフィル a を測定した。また日成層発達時に躍層上下で採水し、各種窒素及びリンの分析も行った。

2.2 観測結果

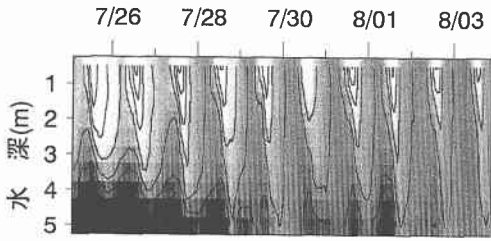
a) 日成層の形成頻度

湖心観測所における水温観測結果の一部を図-2 に示す。図-2(1) は受熱期の成層状態である。図中の濃い部分が低水温を、薄い部分が高水温を表している。また実線は等水温線である。日中に表層が加熱されて日成層が形成され、午後から夜に鉛直混合が生じて躍層が低下し消滅の様子が見てとれる。(図で斜めに見える線が躍層の低下に対応する)。図-2(2) には放熱期の水温変化を示す。受熱期のような強い成層状態ではないが、放熱期においてもかなりの頻度で日成層の形成が見られる。

ところで、湖心観測所では建設省が上層 (水深 0.5 m) と下層 (水深 5.5 m) の毎時水温をモニターしている。この記録の一部を図-3 に示す。図の下には上下層の水温差もプロットされている。上下層ともに同じような季節変化を示しているが、その差は 1°C のオーダーでめまぐ

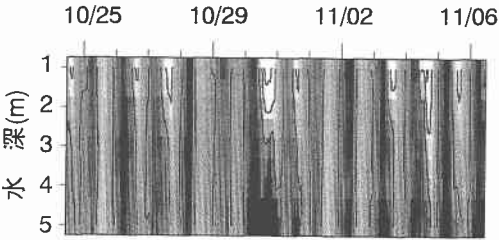
* 学生会員 東京工業大学大学院 環境物理工学専攻

** 正会員 工博 東京工業大学教授 環境物理工学専攻



等水温線間隔:0.5℃

図-2(1) 受熱期の日成層 (湖心)



等水温線間隔:0.3℃

図-2(2) 放熱期の日成層 (湖心)

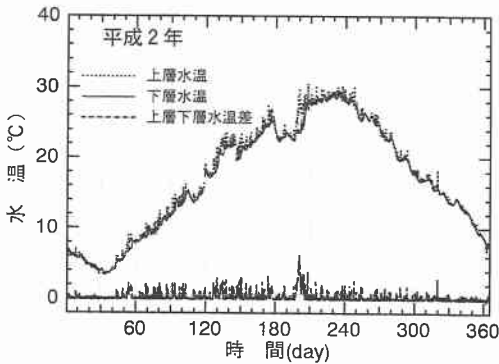


図-3 上下層水温の季節変動

るしく変動していることがわかる。この変動が日成層の形成・消滅に対応していると考えられる。

さて、図-2のような詳細な観測データは限られた期間にしか得られていない。一方、図-3の2深度のデータは、成層状態の詳細に関する情報を含んではいないが、長期間にわたって得られている。そこで後の解析では両者を関係付けて長期間の成層状態を推定する。

b) 湾口における湖水交換

高浜入り湾口付近の水域で観測した流速分布の一例を図-4に、同日の気象データ及び観測時間帯を図-5に示す。図-4(1)は水深1mの流速ベクトル、図-4(2)は水深4.5mの流速ベクトルを示している。この図からわ

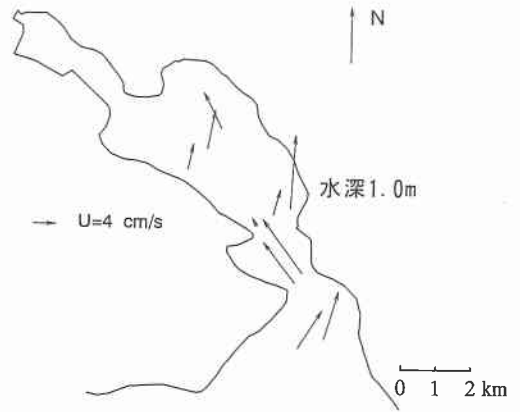


図-4(1) 日成層形成時の表層流速 (1995/07/27)



図-4(2) 日成層形成時の底層流速 (1995/07/27)

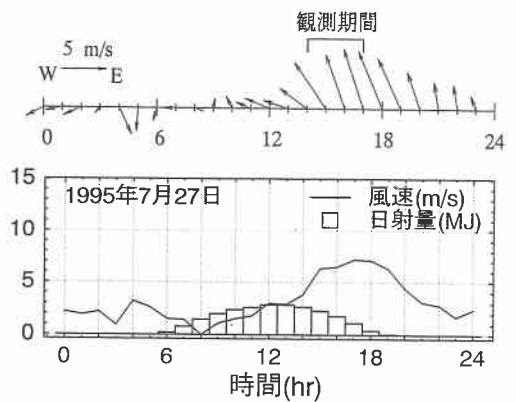


図-5 観測期間の気象条件

かのように、表層は風下方向に、底層は風上方向に流れており、日成層形成時には高浜入りと湖深部で湖水交換が活発に行われている。

図-6は高浜入り湾口での、湾奥方向の流速分布と水

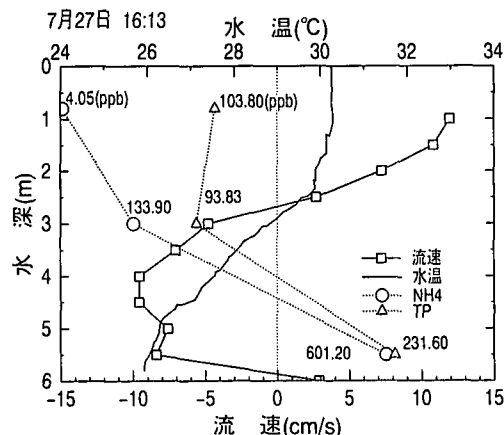


図-6 高浜入り湾口での流速、水温、水質分布

温分布、及び全リン、アンモニアの計測値の一例を示している。断面平均流速はほとんどゼロであるが、水温躍層付近で流向が反転し、強い交差流が生じている。また躍層の上下で水質が異なることから、この種の吹送流によって物質輸送が効率的に行われていると推測される。

ところで、図-4に示した流速ベクトルの向きは風向にある程度規定されているものの、大局的な地形にも依存する。したがって、風向がぴったり水道の向きにあっていなくとも、概ね東～南であればこのような流れが生じ、概ね西～北であれば反対向きの流れになるものと考えられる。

3. 湾口における年間湖水交換量の検討

前節に述べたように、日成層は年間を通じて発生する頻度の高い現象である。また日成層が生じると、吹送流の移流分散性が高まり、湾口における湖水交換が活発になる。したがって、日成層の形成・消滅が高浜入りと湖心部の湖水交換に大きく寄与している可能性がある。

そこで本節では、吹送流速のオーダと現象持続時間を考察することにより、このような形態の流れによる湾水交換量のオーダ推定を試みる。

3.1 吹送流速の算定式

混合層が存在する場合の吹送流に関する既往の研究結果によれば、次式で定義されるリチャードソン数 R_i は、吹送流が発達した時点では概ね一定値となる。

$$R_i = \frac{B}{\Delta u^2} = \text{const.} \quad (1)$$

ここに、 Δu は上下の流速差、 B は混合層の相対総浮力 (εgh : ε は相対密度差、 h は混合層厚) である。(1) 式は、風が水面に為す仕事率と鉛直混合によるポテンシャルエネルギー増加率の比が一定であることに対応する。(Niller & Kraus, 1977)

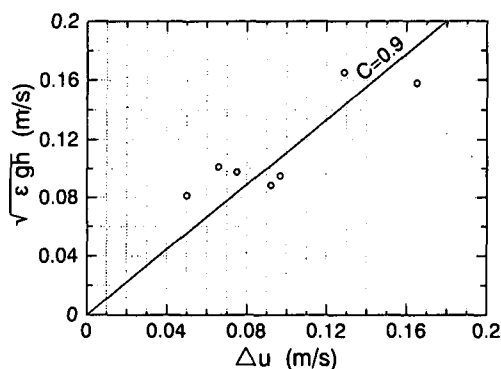


図-7 吹送流速差と相対総浮力の関係

したがって、日成層形成時の吹送流の上下の流速差は次式で表される。

$$\Delta u = C\sqrt{B} \quad (2)$$

比例係数 C は研究者によって多少異なった値が示されている。例えば Pollard ら (1973) は 1 と考えた。また Price ら (1978) は海洋での観測値から 1.2 の近辺であると推定し、また Price (1979) は水路実験結果から 0.95～1.4 の範囲にあるとした。石川・田中 (1990a) は「水域が無限に広く、風速が一定で全体の熱量が保存される理想状態」での理論解析を行い $\sqrt{3/2}$ (1.22) という結果を得ている。

そこで高浜入り湾口付近の観測データから (2) 式の妥当性を調べた結果を図-7 に示す。(2) 式の比例関係は概ね成立しているが、 C の値は 0.9 となっていることがわかる。 C の値が理想状態より多少減少するのは、おそらく、吹送流が地形に沿って流れなければならないからであると思われるが、今後の検討課題である。以下の解析では、ここで得られた 0.9 を使用する。

3.2 日成層の継続時間の算定式

石川・田中 (1990a) によれば日成層の進行則は次のように表される。

$$w = U_*^2 \Delta u / B \quad (3)$$

ここに w は連行速度、 U_* は風応力の摩擦速度である。この式は DIM 型の連行則であり、霞ヶ浦湖心部での観測によって検証されている。日成層の持続時間 τ は上式を変形した次式から求められる。

$$\int_0^{\tau} U_*^2 \Delta u / B \cdot dt = H \quad (4)$$

ここに H は水深、 t は時間である。

したがって、相対総浮力 B と風の摩擦速度 U_* がわかれば、(2) 式と (3) 式から各日における Δu と τ を概算できる。また、図-6 に示した交差流を想定すれば、各日における湖水交換量 Q を次式から概算できる。

$$Q = \frac{1}{4} \Delta u \cdot \tau \cdot A \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 A は水道部分の断面積である。

なお、以上の式は概算のための簡略式である。正確に計算するには、図-4に示した地形について密度流の非定常計算を実施しなければならない。しかしそれは相当の労力を要するし、また計算に必要な基礎情報も不足している。そこで本研究では(5)式によりオーダを概算するものである。

3.3 相対総浮力 B の推定

相対総浮力は次式で表される。

$$B = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dT} H_s \cdot g \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここに ρ は密度、 T は水温、 H_s は相対浮力に対応する蓄熱量である。

さて、筆者らが行った現地観測は期間が限られているため、通年にわたって H_s を算定できない。しかし建設省がモニターしている2深度の水温データは長期間存在する。そこで、以下のようにして両者を関係付けた。

まず現地観測で得られた水温データから H_s の時系列を算定し5時間の移動平均をかけた。移動平均をかけた

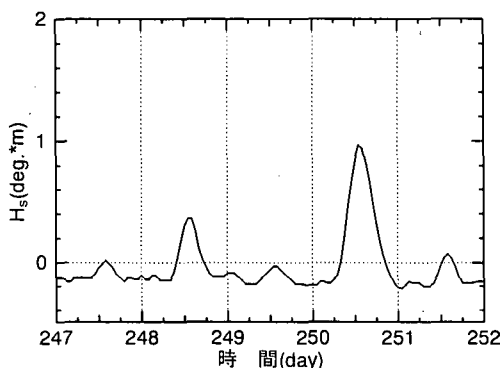


図-8 蓄熱量の時間変動

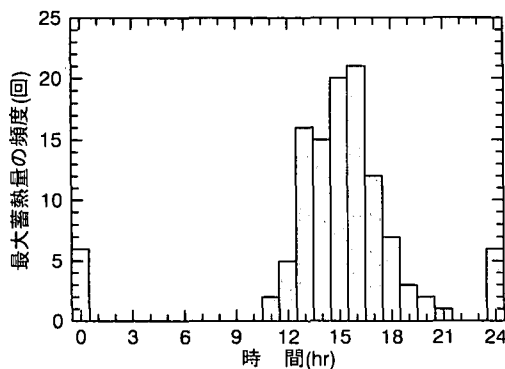


図-9 最大蓄熱量の発生する時刻の分布

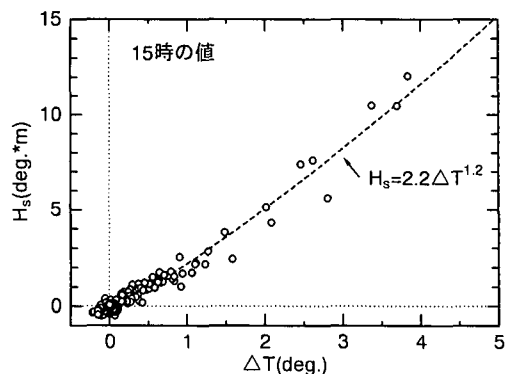


図-10 上下層水温差と蓄熱量の関係

のは日成層の水温差が 1°C のオーダである一方、水温計の精度が 0.1°C であり、算定値が変動するためである。その結果、図-8のような曲線を得た。次に H_s が最大値を取る時間の頻度分布を求めたところ、図-9に示すように15:00付近を中心に分布することがわかった。そこで15:00を代表時刻として、蓄熱量 H_s と上下層水温差 ΔT の相関を調べた。その結果を図-10に示す。両者は概ね1:1の対応を示しており、次式で近似できる。

$$H_s = 2.2 \times \Delta T^{1.2} \quad \dots\dots\dots (7)$$

建設省がモニターしている長期間の2深度水温データから、15:00における上下層水温差を求め、(7)式に代入して各日の H_s を計算した。計算は過去5年間(平成2年～平成6年)について行った。

3.4 計算結果

(7)式、(6)式及び(2)式、(4)式から Δu と τ を推算し、(5)式に代入して各日の湾水交換量 Q を算定した。なお、風応力の算定は次式(水理公式集、1972, p. 578)によった。

$$\rho_w U_*^2 = 0.5 \times 10^{-3} \rho_a U_{10}^{2.5} \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに ρ_w は水の密度、 ρ_a は空気密度、 U_{10} は10 m高

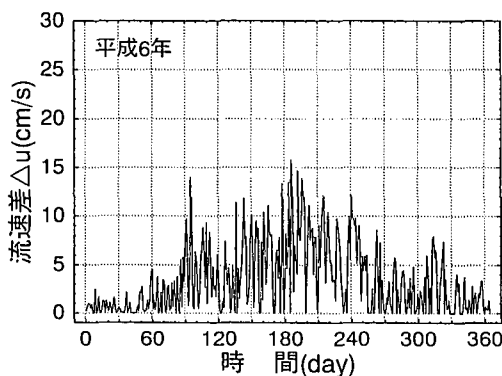


図-11 吹送流速差の計算結果

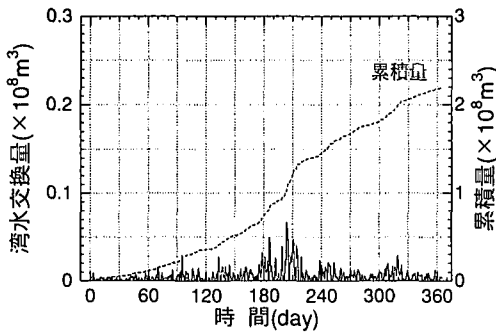


図-12 湖水交換量の季節変化と累積値

風速である。

吹送流速差の計算結果の一例(平成6年)を図-11に示す。図に示しているように、5月から8月にかけての受熱期に吹送流速差は約10 cm/sのオーダーに達する。

図-12は、平成2年から平成6年の各日の湖水交換量を同じ月日で平均して求めた季節変化(実線)と、その累加曲線(点線)である。累加曲線の最終値が年間の湖水交換量に相当する。図からわかるように、日成層形成時の湖水交換量の年間累積値はおよそ $2.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ となり、その半分は5月から8月の受熱期に生じる。一方、高浜入りの湖水体積は $0.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ であり、日成層による年間湖水交換量は高浜入り体積の数倍に及ぶものと推定される。

4. おわりに

本研究では、日成層形成時の吹送流が高い移流分散性を示すことに着目し、この流れによる高浜入り湖水交換

量の検討を行った。詳細な現地観測データは期間が限られているため、常時モニターされている項目と成層状態の相関関係を調べ、湖水交換量のオーダーを推定した。その結果、日成層形成時にかなりの量の交換の生じている可能性が示された。このような湖水交換機構は従来はほとんど考慮されていないが、他の浅い停滞性水域でも生じている可能性があり、検討しておく必要があると考えられる。今後は、詳細な現地観測を継続してデータ量を増やし、推定精度を高めていきたいと考えている。

本観測を実施するにあたり、建設省関東地方建設局霞ヶ浦工事事務所に多大な助力をいただいた。また、本研究は科学研究費総合研究A(代表：澤本正樹)の補助を受けている。記して謝意を表する。

参考文献

- 石川忠晴・田中昌宏 (1990a): DIM型の連行現象の理論的考察, 土木学会論文集, No. 416, pp. 99-108.
- Ishikawa, T. and Tanaka, M. (1990b): Diurnal stratification and its effects on wind-induced current, Int. Con. on Physical Modeling of Transportation and Dispersion, MIT, Boston, pp. 13a. 25-30.
- Niller, P. P. and Kraus, E. B. (1977): One-dimensional model of the upper ocean, Modelling and prediction of the upper layers of the ocean (E. B. Kraus), Pergamon Press, pp. 143-172.
- Pollard, R. T., Rhines, P. B. and Thompson, R. O. (1973): The deepening of the wind mixed layer, Geophys. Fluid Dynam. Vol. 3, pp. 381-404.
- Price, J. F. (1979): On the scaling of stress driven entrainment experiments, J. F. M., Vol. 90, pp. 509-529.
- Price, J. F., Moores, C. N. K. and Leer, J. C. V. (1978): Observation and simulation of storm-induced mixed layer deepening, J. Phys. Oceanogr., Vol. 8, pp. 582-599.