

浅い湖の日成層が水質に及ぼす影響

ON THE INFLUENCE OF DIURNAL STRATIFICATION ON WATER QUALITY IN A SHALLOW LAKE

石川忠晴*・田中昌宏**・小関昌信***

By Tadaharu ISHIKAWA, Masahiro TANAKA and Masanobu KOSEKI

Influences of diurnal stratification on water qualities in a shallow eutrophicated lake is discussed with the reference of field observation conducted in Lake Kasumigaura in 1988. The following are pointed out.

Diurnal stratification makes a weak thermocline with the temperature difference of about 1°C, which prevents the vertical DO transport until the wind mixing erodes it out.

The temperature profile has double-thermocline occasionally when an old thermocline formed on the day before remains in the morning. Then, the old thermocline tends to stay near the bottom for several days because the wind mixing works on only the new upper thermocline. This means that the DO supply to the bottom is cut off for several days.

DO concentration near the bottom reaches zero when the old thermocline stays for three days. PO₄-P is released at a high rate from the bottom after DO concentration falls below 4 ppm.

Keywords: stratification, wind mixing, entrainment, water quality

1. はじめに

湖に自然的に生じる水温成層には、日射のサイクルに対応して、1年単位の成層(季節成層: Seasonal Stratification)と1日単位の成層(日成層: Diurnal Stratification)がある。湖の水深がある程度小さいと、風による混合で躍層がすぐに湖底に達するので、季節成層が安定に形成されない。このような湖を「水理的に浅い湖」略して「浅い湖」という。浅い湖では日成層のみがみられる。

日成層の上下の水温差は1°Cのオーダーで、人間の皮膚では感知できないほどである。相対密度差に換算すると1/1000弱、つまり海水と淡水の密度差の1/30程度である。したがって風速4~5 m/sの風でも容易に混じって、その日のうちに消滅してしまうことが多い。このように日成層は微弱で不安定であるため、浅い湖の流れや水質に関する従来の研究では、日成層のもたらす効果についてはほとんど言及されていなかった。

しかし著者らが1987年に霞ヶ浦で実施した吹送流

の現地観測では、1°C以下の水温差の日成層でも、躍層を挟んだ上下方向の運動量輸送がほとんど認められなかった。つまりその程度の密度差でも乱流混合を相当に抑制している。したがって日成層形成時には上下方向の物質輸送もかなり減少すると推測される。

ところで、近年、低平地に多い浅い湖では富栄養化が進行し、透明度が下がっている。特にプランクトンが発生する夏期には青緑色に懸濁する。すると日射による加熱が表層に集中するので成層度が強くなり、日成層が消滅するのに時間がかかるようになる。すなわち、上層と下層の間の混合の抑制される時間が長くなる。一方富栄養化した浅い湖では底層における生物・化学変化が活発なので、短期間の物質輸送の減少でも水質変化の過程に影響を生じるおそれがある。そこで著者らは、1988年の夏に霞ヶ浦の湖心において、日成層の形成に伴う水質の変化を観測した。

本報告では、まず「上下の物質輸送の減少する時間が長くなる」ということの内容を水理的に説明し、次に現地観測の結果について述べ、日成層が浅い富栄養湖の水質変化に影響を与える因子の1つであることを示す。

2. 吹送流による躍層の形成

序文に述べたように日成層はきわめて弱い成層である

* 正会員 工博 東京工業大学助教授 工学部土木工学科 (〒152 目黒区大岡山2-12-1)

** 正会員 工修 東京工業大学助手 工学部土木工学科 (同上)

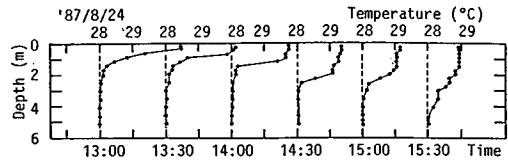
*** 正会員 工修 JR 東日本

が、それでも風が吹くと躍層を形成する。このことはすでにいくつかの観測によって確認されているが^{1),2)}、以後の話の展開にとって重要であるので、ここで述べておきたい。

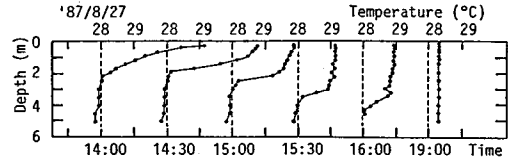
成層の消滅する過程は、可能性として、2通り考えられる。1つはきわめて弱い成層が強いせん断を受ける場合で、乱れによって密度差は拡散的に消滅すると考えられる。もう1つは季節成層のように成層度が強い場合で、この場合は躍層が形成され、躍層の低下とともに密度差が減少してゆく。日成層の消滅を表すモデルも2通りあって、1つはたとえば ArMaly ら³⁾が試みている拡散モデル、もう1つはたとえば Spigel ら²⁾や著者ら¹⁾が試みている Layer モデルである。前者の場合には、成層状態が完全に消滅しなくとも、表層と湖底の間で物質の輸送が生じ得るであろう。一方後者では、分子拡散を別にすれば、躍層が湖底に達して消滅しない限り、表層と湖底の間での物質輸送が生じないことになる。ところで、よく知られているように富栄養化現象では、表層における現象すなわち日射の透過や水面での溶存ガスのやりとりおよび植物性プランクトンの生産活動といった過程と、湖底における現象すなわち物質分解や栄養塩の沈殿・再溶出といった過程との結び付きが問題となる。したがって上に述べた物質輸送の過程の違いは重要である。

日成層がどちらの過程をたどるかはおそらく成層度とせん断の強度によって異なるから、“普通はどうか”ということが重要である。図-1 (a), (b), (c) は著者らが観測した結果の一例である。(a) は日成層が形成されたあとに風速3~4 mの風が吹き始めた場合、(b) は同じように風速7~8 mの風が吹いた場合である。上下の水温差は1°Cしかないが、このように明確な躍層が認められた。(c) は日射によって成層が十分形成される前から風速8 m/s程度の風が吹き続けている場合であり、全層はほぼ一様に混合している。しかし水温はわずかながら下方に減少しており、上方から下方への熱の輸送が生じていると考えられる。実際、この日は日射量が十分大きく、水温は全体として時間とともに上昇している。したがって熱は拡散的に下方へ輸送されていると考えられる。

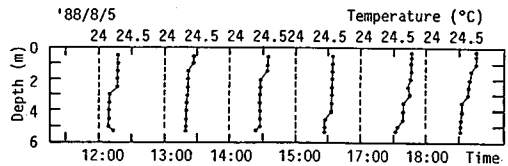
さて、どちらの場合が普通かという点、少なくとも霞ヶ浦では晴天日には前者の場合が圧倒的に多いのである。その原因は風の吹き方にある。図-2 (a) は霞ヶ浦の湖心観測所の風記録をアンサンブル平均して得られた風速の日変化を示している(○は2か月間の全日について、□は晴天日のみについての平均である)。風は日中(特に午後)に強く、夜間(特に明け方)に弱いことがわかる。またその傾向は晴天日に著しい。これは1つには、



(a) 1987年8月24日

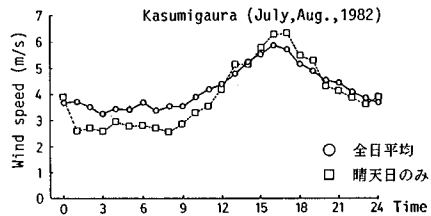


(b) 1987年8月27日

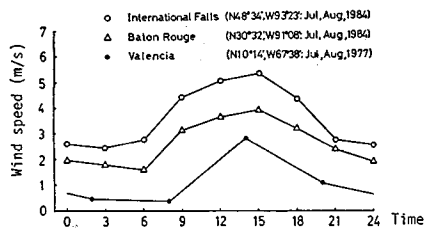


(c) 1988年8月5日

図-1 日成層の水温分布



(a) 霞ヶ浦



(b) 北アメリカ

図-2 代表的な風速の日変化

霞ヶ浦では鹿島灘からの海風フロントが午後には到達する日が多いためである¹⁾。しかしそれだけではなく、午後に風が強いというのは霞ヶ浦に限らない風の一般的な特性と考えられる。つまり日射によって地表が暖められると大気不安定になって動揺しやすくなる。逆に夜間には放射冷却によって地表が冷えるから大気が安定になる。図-2 (b) はアメリカ大陸の数地点における風の日変化であるが、同様の傾向をもっていることがわかる。したがって、午前中に日成層がある程度発達したあとに風が強まるというパターンが普通なのである。

図-2によれば、午後の風速は午前の風速の5割増し程度となっているが、湖水の混合に対してこれはかなり大きな差となる。すなわち風が水に加える仕事は、(風応力)×(表面流速)であり、風速のおよそ3乗に比例するので、5割増しの風速は3倍以上の仕事率となる。したがって晴天日には、午前中の風の弱い時間帯に成層が発達し、午後の強い風で混合するというパターンが一般的であり、その結果、図-1(a),(b)のように、躍層の降下という形の混合過程が多くみられると考えられるのである。

以上のように、微弱な日成層であっても、風による攪乱で拡散的に消滅してしまわずに、躍層を形成する。その結果、躍層が湖底に達するまでの間は、表層と湖底の間の物質輸送が著しく減少すると考えられる。

3. 透明度の減少が日成層の継続時間に及ぼす影響

富栄養化が進むにつれ透明度が減少し、日成層が消滅しにくくなる、と序論で述べた。本章ではこのことを、成層を消滅させるに必要なエネルギー量を尺度にして示そうと思う。なお計算条件として、初期の水温が深さ方向に一定であるとする。また、日射による水温上昇がわずかで、水温変化量と密度変化量が線形関係にあるとする。日成層現象では、この関係はほぼ満足されている。

一様な濁度の水中に透過する光量は、深さ方向にほぼ指数関数的に減少すると考えられている(Lambert-Beerの公式)。減少した分は熱に転換して水温を上昇させるが、その率も指数関数的に減少する。水温の上昇量がわずかであれば、それに比例して密度が減少するので、水の相対浮力の時間変化率も深さ方向に指数関数的に減少する。したがって、初期の水温が深さ方向に一定であるなら、日射による相対浮力の生成量は次のように書ける。

$$\epsilon g = -\frac{\Delta\rho}{\rho_0} g = \epsilon_0 g \cdot \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \dots\dots\dots (1)$$

(図-3の点線)

ここに、 $\epsilon = \Delta\rho/\rho_0$ 、 ρ_0 は水の代表密度、 $\Delta\rho$ は、仮に無風だとしたときに日射によって生じるであろう密度の変化量、 g は重力加速度、 ϵ_0 は水面における ϵ の値、 z は水面から下向きに取られた座標、 H は相対浮力の重心で透明度(T_r)と次の関係にあるといわれている⁴⁾。

$$H = T_r/1.9 \dots\dots\dots (2)$$

さて式(1)のような相対浮力分布が形成されたところへ風が吹いて、水深 h の位置に躍層が形成されたとする(図-3の実線)。ただし話を簡単にするために、その間熱量が保存されているとする。 $z = [0 \sim h]$ での相対浮力の積分値は次のようになる。

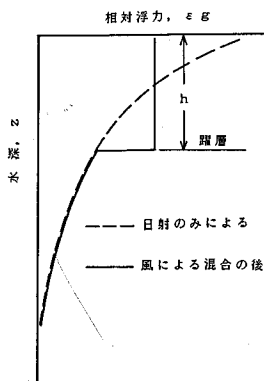


図-3 日成層の混合に伴う相対浮力の変化

$$B = \int_0^h \epsilon_0 g \cdot \exp\left(-\frac{z}{H}\right) dz$$

$$= \epsilon_0 g H \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right] \dots\dots\dots (3)$$

躍層が形成される前の $z = [0 \sim h]$ の相対浮力の重心を z_0 とすると次式が得られる。

$$B z_0 = \int_0^h \epsilon_0 g z \cdot \exp\left(-\frac{z}{H}\right) dz$$

$$= \epsilon_0 g H^2 \left[1 - \frac{h}{H} \exp\left(-\frac{h}{H}\right) - \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right] \dots\dots\dots (4)$$

躍層が $z = h$ にあるときの $z = [0 \sim h]$ の相対浮力の重心は $h/2$ であるから、躍層が $z = h$ に形成されたことによるポテンシャルエネルギーの増分 P は次のようになる⁵⁾。

$$P = \left(\frac{h}{2} - z_0\right) B = \epsilon_0 g H h \left[\frac{1}{2} \left[1 + \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right] - \frac{H}{h} \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right] \right] \dots\dots\dots (5)$$

言い換えれば、図-3の点線の状態から実線の状態に変化する際に、式(5)で表わされる量の機械エネルギーがポテンシャルエネルギーに転換されるのである。

さて、日射条件と水深が等しく透明度だけが異なる2つの湖を考え、躍層が湖底に着くまでに(つまり成層が消滅するまでに)必要なポテンシャルエネルギーの増分を比較しよう。水温上昇量がわずかであれば、等しい日射条件のもとでは水面を透過する光量はおおむね等しいから、式(1)を $z = [0 \sim \infty]$ で積分した値 $[\epsilon_0 g H]$ はおおむね等しい。また躍層が湖底に着いたときの躍層厚 h (つまり水深)は共通である。したがって次式で示

注1) 「ポテンシャルエネルギー」という言葉は、ふつうは「機械エネルギー」と互換性のある(つまり可逆的な)エネルギーの形態を指す。しかしここでは、水温成層の研究の慣習に従って「重力に抗してなされた仕事」という意味でこの言葉を用いている。現象は非可逆的である。

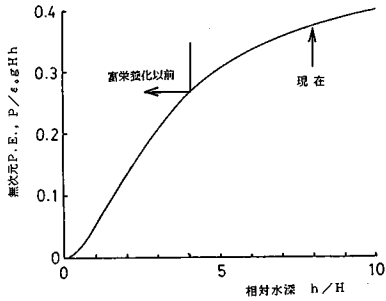


図-4 日成層が消滅するに要するポテンシャルエネルギーの増分

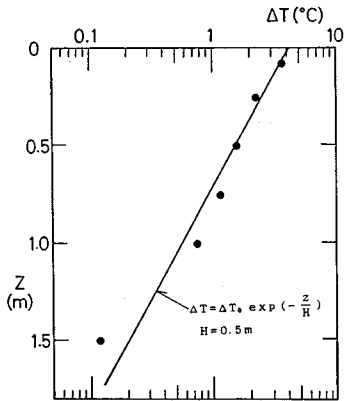


図-5 無風時の水温差の鉛直分布 (1988年8月1日8時と12時)

される無次元のポテンシャルエネルギーの増分を比較すればよい。

$$\frac{P}{\epsilon_0 g H h} = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right\} - \frac{H}{h} \left\{ 1 + \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right\} \dots \dots \dots (6)$$

式(6)を図示すると図-4の曲線となる。

ここで霞ヶ浦を例にして数値を代入してみる。図-5は、後に述べる現地観測の期間でたまたま完全に無風であった時間帯の水温上昇量をプロットしたものである。図中の直線はHを0.5mとした指数分布であり、測定値はこれによく従っている。一方全観測期間中の透明度 T_r は0.9~1.0mのほぼ一定な値を示しており、式(2)の関係はほぼ満足されている。したがって、富栄養化後の夏期の霞ヶ浦のHを0.5mとおく。一方、富栄養化以前の透明度について著者らは資料をもっていないが、現状の冬季の透明度が約2mであることから、富栄養化以前の透明度は少なくとも2m以上あったと考えられる。したがって式(1)から、富栄養化以前のHの値は1m以上とする。霞ヶ浦の平均水深hは4mであるから、式(5)中のh/Hの値は、富栄養化後で8、

富栄養化以前で4以下となる。これらの値が図-4に記入されている。

図-4からわかるように、富栄養化後は日成層を消滅させるのに1.4倍以上のエネルギーを要することとなった。風速が一定であるならば(つまり風が混合に供するエネルギーの時間率が一定であるとすると)、日成層の存続期間が1.4倍以上になるわけである。この差はそれほど大きくないようにみえる。しかし風は吹いたりやんだりするので、次に述べるように、この時間比率がもっと大きくなることがある。

日成層の存続時間が延びると、富栄養化以前にはその日の夕暮れまでに日成層が消滅したのに富栄養化後は消滅しないということが生じる。すると図-2および図-3に示したように夜間は風が弱いから、成層が翌日まで残ってしまう。翌日はまた日射があるので日成層が二重に形成されてしまうことになる。躍層が二段になると、風が吹いても混合するのは上の躍層だけだから、古い躍層はじっと動かなくなり、場合によっては数日にわたって「停留」してしまうことがある。このことを少し具体的に述べよう。

図-6は、日成層がその日のうちに消滅した場合の風速と温度分布の変化を示している。午後風のよって躍層が低下し、夕暮れに消滅している。一方風速の変化を



図-6 水温分布(躍層が1日のうちに消える場合)

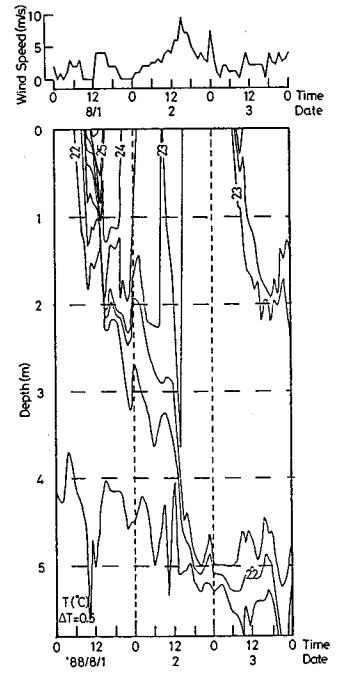


図-7 水温分布(躍層が停滞する場合)

みると、夜に入って急速に弱まっている。先に述べたように、これは風の一般的な特性である。そこで、もし仮に、その日の日射量が実際より少し強いかまたは午後の風が実際より少し弱くて躍層の降下速度が実際より少し遅かったとしたら、風が弱まる時間になっても躍層は消滅せずに残っていたであろう。すると風の弱い夜間には躍層はほとんど動かないので、翌日まで残ってしまう可能性が高くなる。図-7はそのような場合の観測例である。8月1日に形成された躍層がその日のうちに消滅せず、3日間にわたって水深5m付近に停留している。8月2日と8月3日に新たに形成された躍層は、古い躍層と合体して、その強度(躍層上下の温度差)を高めている(その結果、古い躍層はますます動きにくくなる)。

このように、風の日変化特性と式(6)で表わされる混合に必要なエネルギー量を組み合わせて考えると、透明度の減少が日成層の継続時間に与える影響は著しく非線形的に現われることがわかる。ところで図-7に示した躍層の合体・強化は、Imberger and Hamblin⁹⁾が述べている季節成層の形成過程と基本的に同じである。したがって、図-7の状態は、湖が一時的に「深い湖」になったため、と考えることもできる。実際、序論で述べた浅い湖の定義と式(6)から、湖の深い浅いは、絶対水深だけでなく、 h/H すなわち絶対水深と日射の透過水深の比に依存するといえる。したがって、透明度の減少と日成層の継続時間の間の非線形性は(感覚的表現を許していただく)、[浅い湖から深い湖への転移]と表現することができよう。

さて富栄養化した浅い湖では底層における生物・化学変化が活発で、酸素の消費速度が大きい。したがって、日成層が頻繁に停留するようになると底層水の嫌気化する頻度が高くなる。よく知られているように、嫌気化すると生物・化学反応の方向や内容が著しく変化する。特にリン酸イオンが底泥から水中に溶出してプランクトンの増殖に供されるということがある。

次に述べる現地観測は以上の考察をベースにして計画された。

4. 日成層の停留に伴う水質の変化

(1) 観測場所および観測期間

現地観測は茨城県霞ヶ浦の建設省湖心観測所で行われた。霞ヶ浦の平面形と湖心観測所の位置を図-8に示す。霞ヶ浦は西浦、北浦、外浪逆浦の三湖とそれらを結ぶ水路より成り、総平面積は約220km²である。観測を実施した西浦の平面積は約170km²、平均水深は約4mである。湖心観測所は西浦平面形の図心に近い位置にあり、その地点の水深は5.8mとなっている。湖水の平均滞留時間は約半年であり、日成層現象の時間尺度では西浦

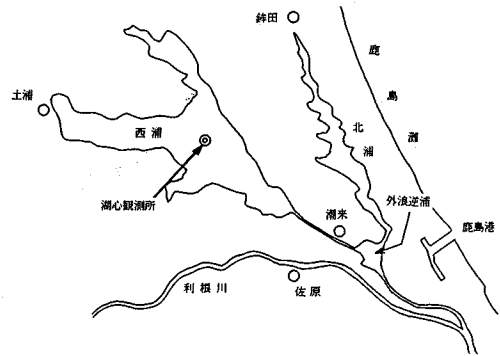


図-8 霞ヶ浦の平面図

表-1 測定項目

水理項目	流速三成分、波高、水温
水質項目 I	pH、DO、濁度、電気伝導度
水質項目 II	窒素(各形態)、リン(各形態)、COD クロロフィル a、SS

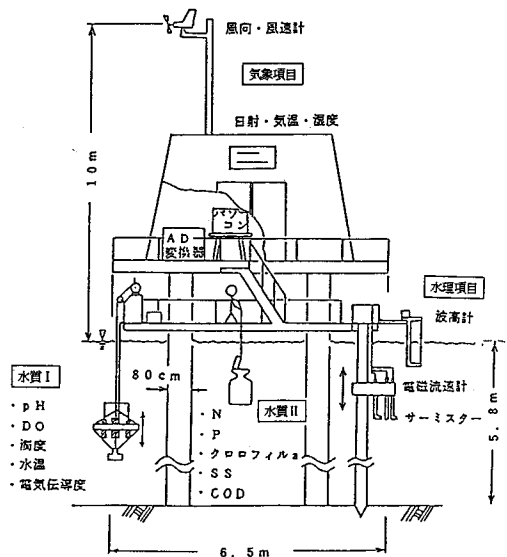


図-9 測定装置の設置状況

を閉鎖系とみなしてよいと考えられる。

観測期間は梅雨明けをねらって1988年の7月中旬から8月上旬の3週間とした。梅雨明け時期は日射が強い反面水温が比較的低いので、日成層の強度が高くなると考えられるからである。1988年は梅雨明けが遅く、7月中は天候が不順で日成層はほとんど発達しなかった。以下に示すのは梅雨明け後の8月1日から8日までに収集されたデータである。

(2) 観測方法

測定項目を表-1に示す。また測定装置の設置状況を

図-9に示す。水理項目の測定方法は1987年の観測¹⁾と同じである。グループⅠの水質項目は、図-9の左にある吊り下げ式のトラバース装置に取り付けた投げ込み型の計器(セントラル科学製)で測定した。鉛直方向の測点数は成層状態によって変えたが、通常は15点とした。1回のトラバースに要する時間は約30分であった。また測定時間間隔は1時間とした。グループⅡの水質項目は、1日2回(ほぼ12時間ごと)鉛直5点で1l採水し、おのおの半量をその場で汚濁して原水とともに冷蔵し、翌日筑波の土木研究所水質研究室に冷蔵しながら輸送して前処理を行ったのち再び冷蔵し、後日分析して求めた。採水深度は、通常は0m(水面直下)、1m、2m、3.5m、5mとした。ただし躍層が5m以下に停留している場合には、下層水の水質を調べるために、5.5mの深度で採水した。なお次節に示すオルトリン酸態リンは吸光光度法で求めた。発色方法にはモリブデン青法を用いている。採水から最終分析までの時間は短いもので1日、長いもので2週間となっている。通常の水質分析の基準からすると好ましくはないが、その間冷蔵しているのでそれほど問題はないと思う。

(3) 観測結果

測定した水質項目の中で、日成層に対応して顕著に変化した項目は、pH、DOおよびオルトリン酸態リンであった。以下、それらについて述べる。

図-10は上から水温、pH、DOの鉛直分布の観測例を示している。水温が急変する位置でpHもDOも不連続的に変化していることがわかる。つまり躍層で鉛直混

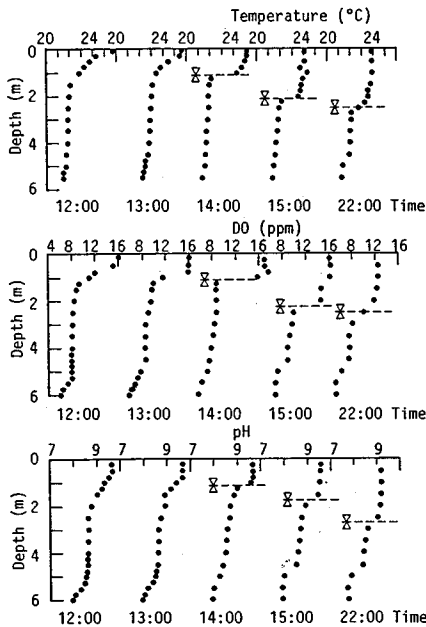


図-10 水温分布と水質分布の相関 (1988年8月1日)

合がほとんど抑制されるので、上下の物質の輸送が著しく減少しているのである。したがって上層と下層は徐々に別々の水質変化をたどるようになると考えられる。そこで問題は、このような状態がどの程度続いたときに目立った水質変化、たとえばDOの欠乏などを生じるかということである。

図-11は昭和63年8月1日から8日までの日射量、風速、水温分布、水深2.5mおよび5.5mでのDO、および深度3.5mと最低深度(5.0mまたは5.5m)のオルトリン酸態リンの濃度の時間変化を示している。8月1日に比較的強い水温成層が形成され、その日のうちに消滅せず翌朝も水深2m付近に残っていた。8月2日は

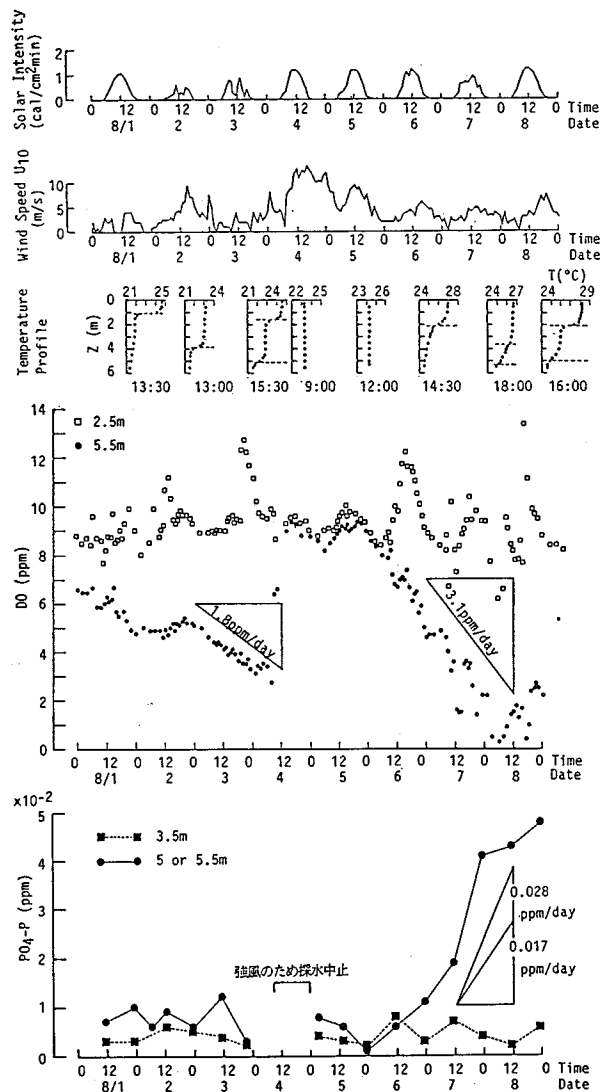


図-11 日成層の変化と湖底付近の水質変化の相関 (1988年8月1日～8日)

日射量が少なく、午後と比較的強い風が吹き、躍層は4.5 m付近まで低下したが消滅しなかった。8月3日は日射量は少なかったが、風も比較的弱かったため、上層に新しい躍層が形成されている。前述したように、躍層が二段になると風が吹いても上層と中層の混合しか生じないので、最下層の水塊は4日の午前中まで隔離された状態になった。その結果、水深5.5 mのDOが急激に減少している。一方最深躍層より上方の水深2.5 mにおけるDOは、日射に伴うプランクトンの光合成とその日に形成された躍層の下降に伴う日変動はみられるものの、平均的にはほぼ一定の値を保持している²²⁾。また、各日の最低値はほぼ飽和値に対応し、これより下がる傾向はみられない。したがって、水深5.5 mにおけるDOの急激な減少は、水中に懸濁した物質によるのではなく、底泥の酸素消費によっていると推察される。

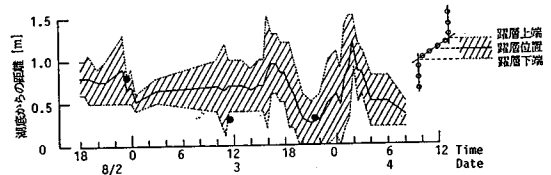
8月4日から8月5日にかけて風速10 m/s以上の強風が吹き水温成層が消滅したためDOは飽和値に回復した。8月6日は再び日射が強く、日成層が消滅せず、8月7日には二段の躍層が形成されている。下の躍層は8月8日まで滞留し、その結果、底層のDOはほとんどゼロとなった。また、DOが約4 ppmを下回った時点で最下層のオルトリン酸態リンの濃度が急激に増加している。深度3.5 mのリン濃度がほとんど増加していないことから、最下層のリン濃度の増加は底質からの溶出によっていると考えられる。

上述のDOの減少速度を下層厚さ（躍層と湖底間の距離）で除せば湖底の単位面積当たりのDOの消費速度が求まる。図-12は湖底から測られた最深躍層の位置を示している。躍層は厚さをもっているので、図中に例示するように水温分布を3本の直線で近似して得られる2つの交点を求め、これらを躍層上端および下端とし、その中点を躍層位置としている。なお、セイシュなどによって躍層が一時的に低下して躍層下の水温を計測できなかった場合があるが、そのときは前後の時間の水温データから躍層下の水温を推定して同様の処理を行っている（躍層下の水温は1日程度の時間スケールではほとんど変化していない）。また図中の黒丸は、採水時間と採水位置（採水最下点）を示している。

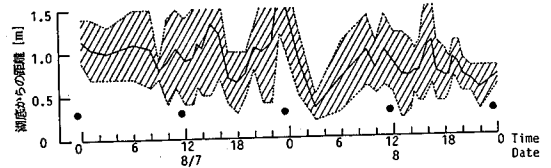
躍層の位置と厚さは時間的に変動しているが、最下層の厚さ（躍層下端から底まで²³⁾）はどちらの場合も平均的に約50 cmとなっている。そこで、図-11に示し

注2) 図-5に示したように、夏期の霞ヶ浦では、水深2 m以深には日射が到達しない。このため光合成によるDOの生産はそれより上層に限られている。水深2.5 mのDOが夕方に顕著に増加するのは、DOを多量に含んだ上層水塊が午後の風によって混合されて下降するためである。

注3) 躍層自体は、いわゆる上部混合層の一部であるから、表層との物質のやりとりがある。したがって表層から隔離されている部分は躍層下端以下の層である。



(a) 8月2日18時から4日8時



(b) 8月7日0時から8日24時

図-12 最深躍層の位置

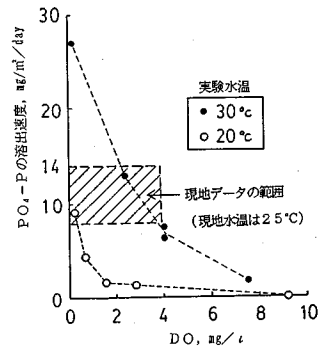


図-13 霞ヶ浦底泥からのオルトリン酸の溶出(細見・須藤⁷⁾)

たDO濃度の減少速度をこれらの値で除すと、(a)については0.9 g/m²/day、(b)については1.6 g/m²/dayとなる。ちなみに(a)での下層水温は約21.5°C、(b)での下層水温は約25°Cであった。さてDO消費量は当然底泥の質や水温などによって異なるが、参考としてThames川と隅田川の底泥の実測値はともに約1 g/m²/day、下水汚泥の実測値は2~7 g/m²/dayであり⁹⁾、上記の値は妥当な値の範囲にあると考えられる。また、同様に(b)についてオルトリン酸態リンの溶出速度を湖底の単位面積当たり直すと8~14 mg/m²/dayとなる。図-13は霞ヶ浦で採取した底泥を細見・須藤⁷⁾が室内実験した結果であるが、DOが約4 ppm以下で溶出速度が急増し、著者が現地で求めた値に近い数値となっている。なお、この実験では水温が20°Cおよび30°Cに保たれているが、現地観測での最下層の水温は約25°Cであり、実験水温のちょうど中間になっている。ところで(a)の期間ではDOが4 ppmを下回ってもオルトリン酸態リンの顕著な増加が認められなかった。1つの理由は、図-13にみられるように、オルトリン酸

態リンの溶出速度が水温変化の影響を強く受けるためであろう ((a) と (b) では 3°C 以上の水温差があった)。しかし、もう1つ次のような観測上の問題があったと思われる。図-11 を詳細にみると、8月3日12時にはわずかながらリン濃度の増加が認められるが、21時半の測定値は逆に減少して3.5 m 深の値と同程度になっている。図-12によると8月3日の18時から8月4日0時にかけて、(おそらく)セイシュによって躍層が一時的に低下し採水位置が躍層の上部になってしまっている。このために上層の水を採水した結果3.5 m 深と同じ値になったと考えられる。しかし全般的には図-11の結果は従来の知見とほとんど矛盾がなく、したがって「日成層がその日のうちに消滅しなくなる」ということが水質変化に重大な影響を及ぼすことはほぼ確実である。

5. おわりに

以上述べてきたように、日成層は浅い富栄養湖の水質変化に影響を与える因子の1つと考えられる。具体的には次のようなプロセスを経たときに強い作用を及ぼす。

① 透明度が減少することにより成層度が強められるため、日成層がその日の夕暮までに消滅しない日の頻度が増す。

② 一般に夜間は風が弱いので、躍層が翌朝まで残る。

③ 翌朝は新たに日成層が形成され、躍層が二段になる。

④ 風が吹いても混合するのは上の躍層だけだから、下の躍層は動かなくなり、数日間停滞することがある。

⑤ 富栄養湖では底泥の酸素消費速度が大きいので、躍層が数日間停滞すると、下層が嫌氣的となり、オルト

リン酸態リンの溶出が生じる。

したがって浅い湖の水質を予測したり管理するうえで日成層の形成・消滅過程を考慮してゆくことが重要と考えられる。特に、日成層がその日のうちに消滅するか否か、いわば「1日完全混合」について考察することが重要であると考えられる。

本現地観測を実施するにあたり、建設省霞ヶ浦工事事務所と同土木研究所水質研究室に多大の便宜を計って頂いた。記して謝意を表す。本研究は文部省科学研究費一般C(代表者：石川忠晴)および小川育英会奨学金の補助を受けている。

参考文献

- 1) 田中昌宏・石川忠晴：日成層形成時の吹送流の特性について、土木学会論文集, No. 405/II-11, pp. 63~72, 1989.
- 2) Spigel, R. H., Imberger, J. and Rayner, K. N. : Modeling the diurnal mixed layer, *Limnology and Oceanography*, Vol. 31, No. 3, pp. 533~556, 1986.
- 3) ArMaly, B. F. and Lepper, S. P. : Diurnal Stratification of Deep Water Impoundments, AIChE-ASME Heat Transfer Conference, San Francisco, ASME, August, 1975.
- 4) 有賀祐勝：水界植物群落の物質生産II, 共立出版, p. 6, 1973.
- 5) Imberger, J. and Hamblin, P. F. : Dynamics of Lakes, Reservoirs, and Cooling Ponds, *Annu. Rev. Fluid Mech.* 14, pp. 153~187, 1982.
- 6) 杉木昭典：水質汚濁, 技報堂出版, pp. 346~347, 1974.
- 7) 細見正明・須藤隆一：霞ヶ浦底泥からの窒素及びリンの溶出について, 国立公害研究所研究報告, 第51号, p. 199, 1984.

(1989. 5. 15・受付)