

(10) 自然湖ならびにダム湖の溶存酸素収支に関する一考察

A STUDY ON DISSOLVED OXYGEN BUDGET IN NATURAL LAKE AND IN ARTIFICIAL LAKE

高崎みつる* 佐藤敦久* 須藤隆一** 岡田光正**

Mitsuru Takasaki* Atsuhisa Satoh* Ryuichi Sudo** Mitsumasa Okada**

ABSTRACT ; Lake surveys and in-situ experiments were conducted to study the dissolved oxygen budget in natural lake and artificial lake. Differences of dissolved oxygen budget in each stage of summer stratification were studied on Lake Yunoko (surface area = 0.33 km², maximum depth = 12.5m, mean depth = 7.4m). Lake Kamafusa is a artificial lake (surface area = 2.66 km², maximum depth = 33m at elevation of 148m), which was surveyed to compare the difference of dissolved oxygen budget from Lake Yunoko. A mathematical model, in which the production of oxygen by photosynthesis of phytoplankton, the consumption by respiration of microorganisms, sediment oxygen demand, and oxygen transfer by the eddy diffusion and reaeration at the surface of water were taken into consideration, was developed to estimate the dissolved oxygen budget in the lake. The results of this research are as follows.

- (1) In a first stage of stratification in summer, that the sediment oxygen demand (SOD) played significant role on largest deficit in DO at the bottom layer.
- (2) After the hypolimnion becomes a low level in dissolved oxygen in such lakes, water column oxygen demand was dominating factors rather than the others factors.
- (3) Significant oxygen depletion in the hypolimnion was not observed in the presence of small oxygen demand in sediment and/or large amount of oxygen transferred from upper layer to deeper layer.

KEYWORDS ; OXYGEN, LAKE, BUDGET, STRATIFICATION

1. はじめに

水道水源として用いられている湖、ダム湖（以下湖と呼ぶ）では、近年富栄養化に伴う原水すなわち湖水の質の低下が浄水過程におけるさまざまな問題の原因となってきた。それらは大別すれば①一次生産量の増大に伴う有機物濃度の増加が直接被害を与える場合、および②湖に流入したかもしくは湖水中で生産さ

* 東北大学工学部土木工学科 Tohoku University

** 環境庁国立公害研究所 水質土壌部 The National Institute for Environmental Studies

れた有機物の分解に必要な溶存酸素の欠乏が原因となり上水に被害を与える場合とである。①に関しては濾過閉塞や逆洗間隔の短縮、さらに原水中の有機物と塩素消毒に伴うトリハロメタンの生成、また硝酸態窒素、亜硝酸態窒素濃度の増加による塩素消毒効果の低減などが挙げられる。また②に関しては深水層での硫化水素の生成とそれに伴う異臭味の発生、底泥からの鉄・マンガン溶出、さらにリンの溶出に伴う一次生産量の増加などの諸問題を挙げることができる。水道事業者にとって原水の質の低下に伴うこれら一連の問題は、上水処理コストの上昇のみならず安全な水の供給に関する不安をも抱かせるようになってきた。①で述べた表層の有機物生産に関する水質項目については水質基準が定められているものの、湖からの取水は表層以外の水深から行なわれている事が多い現実を考慮すれば、表層で生産される有機物や流入有機物のみならずそれらの分解に伴って消費されていく溶存酸素濃度（以下DOと記す）そのもの（上述②）に目を向けて湖水の管理を行なうことが必要であろう。

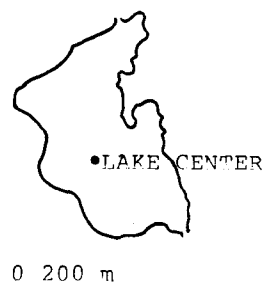


Fig.1 LAKE YUNOKO

筆者らは水温躍層形成初期にあたる小さな自然湖の溶存酸素収支について数値モデルを用いた検討を行ないその結果を報告した⁹⁾。これから水温躍層形成初期の湖では深水層の急激なDOの減少に底泥の占める割合が大きくその管理が重要なことがわかった。しかしながら水質の悪化が最も進む安定した成層期間中のDO収支について知見を得ることもDOを指標とした湖水の管理を考えていく上で有益な情報となるであろう。また異なった湖に

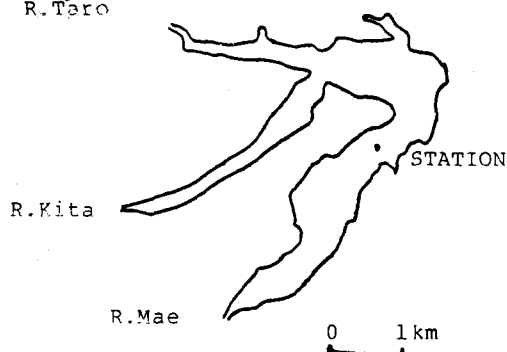


Fig.2 LAKE KAMAFUSA

についてもDO収支上の特徴を把握することは今後さまざまな湖を対象とした湖水管理をDOを指標として考えていくにあたり重要となろう。本研究はこのような認識に基づき、小さな自然湖において夏期水温躍層が形成されていく時期と安定している時期とを対象としてDO収支に検討を加えるとともに、特性の異なる2つの湖、すなわち自然湖とダム湖の安定した水温躍層形成期間中のDO収支についても比較検討を行なったものである。

2. 調査対象・調査期間および実験方法

2.1. 調査対象および調査期間

調査の対象としたのは日光国立公園内に位置する湯の湖、および宮城県のはぼ中央川崎町にあり仙台市の上水源である釜房湖である。湯の湖（Fig 1）は面積0.33km²、最大水深12.5mの小さな自然湖である。調査は湖心（水深11.6m）で行なった。調査期間は安定した夏季水温躍層を形成していた1981年8月5日から8月14日にかけての10日間で、その間それぞれ1日1回の連続観測を行なうと同時に既報²⁾と同様なフィールド実験を行なった。一方釜房湖は平水時の面積2.6km²、平水時最大水深33mのダム湖である。同湖の調査地点はFig 2に示す地点で前川系の流入部とダムサイトのほぼ中間であり調査時の水深は14mであった。なお調査対象期間は1982年7月8日から7月22日までの2週間で、その間7月8日と7月14日から7月22日までの毎日、水温・DO他の観測を行ない、湯の湖と同様なフィールド実験も併行して行なった。なお調査期間中は平水時でこの間の水位変動はなかった。

2.2. 水質分析項目およびパラメータ推定法

2.2.1. 測定項目および測定方法

測定項目は水温鉛直分布、DO鉛直分布、浮遊物質濃度（以下SSと記す）鉛直分布、日射量、水中照度である。採水には6ℓバンドン採水器を用い水温の測定にはサーミスター温度計を用いた。水中照度は水中

光量子センサーによって測定した。DOの測定はウィンクラアジ化ナトリウム変法（上水道試験法）に従い、またSSの測定にはワットマンGF/C濾紙を用いた。

2.2.2. パラメータの推定方法

数値モデルのパラメータを推定するため、水中の酸素消費速度、光合成に伴う酸素発生速度、底泥による酸素消費速度を求める実験を行なった。水中の酸素消費速度は暗ビン法によって求めた。なお設置深度は湯の湖では、0, 1, 2, 6, 8, 11m, 釜房湖では0, 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 5.5, 7.5, 9.5, 11.5, 13.5mとした。光合成に伴う酸素発生速度は6月、8月の湯の湖において明暗ビン法から求めた。なお6月、8月の調査期間中の透明度はおおむね2m程度であったことから明暗ビンの設置深度は0, 1, 2mとした。また底泥の酸素消費速度は湖底に設置したチャンバー中のDOの減少速度から求めた。なお水中での照度の減衰、空照度から水表面照度への換算、乱流拡散係数などの推定については既報の通りである。

3. 調査期間中の水温溶存酸素濃度鉛直分布

3.1. 湯の湖における夏期成層期間中の水温、DO鉛直分布

Fig 3 に安定した夏期成層期間中にある1981年8月5日～8月14日の水温とDOの鉛直分布を示す。8月7日から8月14日にかけて表層の水温がさらに上昇

したため1～2m間の水温差が大きくなり水温躍層がより顕著に形成されていくことがわかる。しかしながら5m以深の水温変化は小さかった。DOは全体的に深水層で低く水深が浅くなるにつれて高くなる傾向を示した。特に10m以深の層においてはこの期間中を通じてDOはほとんど0となっていた。

3.2. 釜房湖における夏期成層期間中の水温、DO鉛直分布

1982年7月8日から7月20までの水温およびDOの鉛直分布をFig 4 に示す。対象とした期間中0～2mの水温は20℃～25℃の間で変動し、それに伴って湖底の14mを除いた全ての深度でわずかな変動が認められた。DO鉛直分布の変化は湯の湖の1981年8月の調査結果と同様に一定した傾向が認められなかった。しかしながら全体的に見ると調査期間中を通して0～3mの表層ではDOがほとんど変化しておらず、それ以深

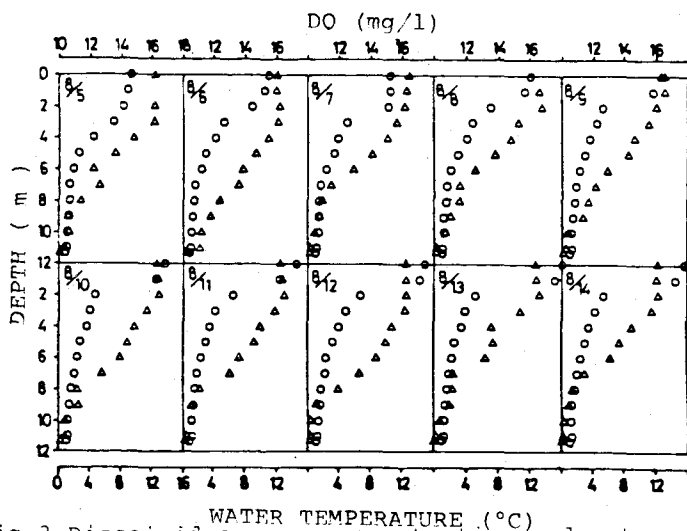


Fig.3 Dissolved oxygen concentration and water temperature along the depth of water (8/5 - 8/14, 1981: LAKE YUNOKO)
○ : W.T (°C) △ : DO (mg/l)

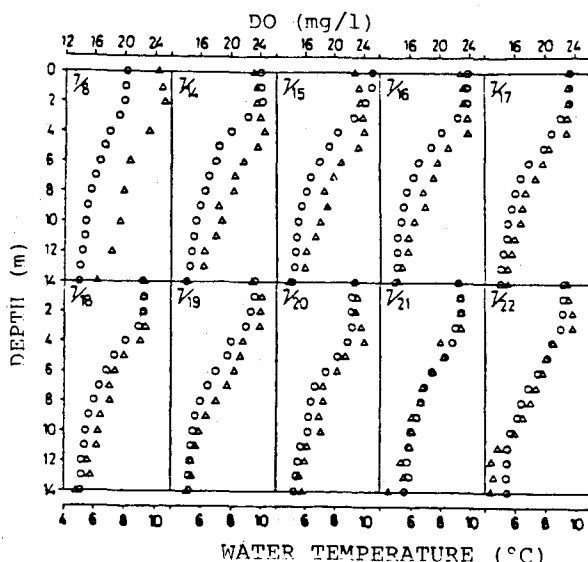


Fig.4 Dissolved oxygen concentration and water temperature along the depth of water (7/8 - 7/22, 1982: LAKE KAMAFUSA)
○ : W.T (°C) △ : DO (mg/l)

の層ではわずかながら減少の傾向を示した。また湯の湖と異なっている点としては、底泥近傍のDOの低下が非常に少なく水温躍層形成後1カ月以上が過ぎた調査期間においても深水層のDOの枯渇は認められなかった。

4. 計算手法

4.1. モデルの構成

本研究で用いたDO収支モデルは既報と同様な鉛直一次元多層モデルである。各層の厚さは湯の湖では1~11層までをそれぞれ1m, 12層を0.6mとし、釜房湖では1~14層全てをそれぞれ1mずつとした。

4.2. 数理モデル

本研究では既報と同じく、下記に記した数理モデルに従ってDO鉛直分布を計算した。

$$i = 1 \text{ 層} \quad \frac{dC_1}{dt} = -R_1 + P_1 + (C^* - C_1) \frac{D^*}{H_1} + \frac{C_2 - C_1}{L_1} \frac{D_1}{H_1} \quad 1-1$$

$$i = 2 \text{ 層} \quad \frac{dC_i}{dt} = -R_i + P_i + \frac{(C_{i-1} - C_i)}{L_{i-1}} \frac{D_{i-1}}{H_i} + \frac{C_{i+1} - C_i}{L_i} \frac{D_i}{H_i} \quad 1-i$$

$$i = 3 \text{ 層} \quad \frac{dC_B}{dt} = -R_B + P_B + \frac{C_{B-1} - C_B}{L_{B-1}} \frac{D_{B-1}}{H_B} + C_B \frac{K}{H_B} \quad 1-B$$

ここに C_i : i 層のDO ($i = 1 \sim$ 最下層) (g/m^3), C^* : 飽和DO (g/m^3), R_i : 藻類などによる水中のDO消費速度 ($g/m^2 \cdot h$), P_i : 光合成に伴う酸素発生速度 ($g/m^2 \cdot h$), D^* : 再曝気係数 (m/h), D_i : i 層と $i+1$ 層間の乱流拡散係数 (m^2/h), L_i : i 層と $i+1$ 層との中心距離 (m), H_i : i 層層厚 (m), K : 底泥による酸素消費速度係数 (m/h)

4.3. 計算に用いたパラメータに関して

(1)式中 R (水中の酸素消費速度), P (光合成に伴う酸素発生速度), K (底泥の酸素消費速度係数) の各々の値はすでに述べたようにフィールド実験に基づいて推定した。

湯の湖8月の単位浮遊物質あたりの水中の酸素消費速度と水温の関係をFig 5に示す。図中の直線を最小二乗法によって求め次のように定式化した。

$$R = 0.00061 \theta - 0.0037$$

$$\text{ただし } 10.3^\circ\text{C} \leq \theta \leq 17.8^\circ\text{C}$$

ここに R : 単位浮遊物質あたりの水中の酸素消費速度 ($g O_2/SS-h$), θ : 水温 ($^\circ\text{C}$)
水中の酸素消費速度に及ぼす溶存酸素濃度の影響については既報のように飽和定数を 0.25 mg/l とした²⁾ Monod型の式を仮定したため, R はSSとDOの関数として次式のように表わされる。

$$R = (0.00061 \theta - 0.0037) S \frac{C}{0.25 + C}$$

$$\text{ただし } 10.3^\circ\text{C} \leq \theta \leq 17.8^\circ\text{C}$$

ここに S : 浮遊物質濃度 (g/m^3), C : 溶存酸素濃度 (g/m^3)

一方釜房湖で行なった暗ビン実験からはFig 5のように単位浮遊物質あたりの酸素消費速度の水温依存性

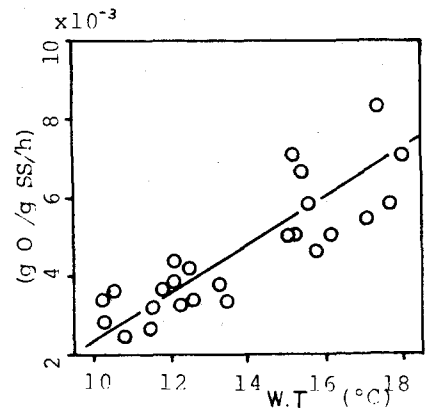


Fig.5 Specific rate of oxygen consumption as a function of water temperature

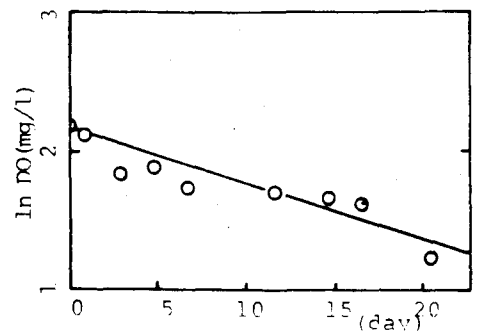


Fig.6 Decrease in DO in the chamber with time by the sediment oxygen demand (LAKE KAMAFUSA)

が認められなかった。その為釜房湖の計算にあたっては、各深さにおける1日ごとの暗ビン中のDOの減少を平滑化し、その値をもって水中の酸素消費速度とした。

釜房湖と湯の湖の物理的な違いとしては、釜房湖は流入河川水の影響を受けやすいこと、又水深が大きいなどの点が挙げられる。また既報²⁾ですでに述べたように、湯の湖では春の循環期から夏の水溫躍層が形成される過程での単位浮遊物質あたりの水中の酸素消費速度と水溫の相関は、Fig 5 に示した8月の相関に比べてかなり良いものであった。水溫躍層形成初期には鉛直方向に浮遊物質の質の差が少なく、又、水溫躍層の発達に伴い表層水と深水層水との交換が困難になることによって鉛直方向に浮遊物質の質の違いが生ずるであろうことを考えれば、湯の湖における水溫躍層形成初期と、安定した躍層形成期間中である8月のR²(単位浮遊物質あたりの水中のDO消費速度と水溫の関係)の相関の違いが浮遊物質の質の違いによるものであることが考えられる。又同様に釜房湖の結果も浮遊物質の質の違いに由来するであろうと思われる。これらの考察から、躍層が発達した後の水深の大きな湖又は湖水質が流入河川の影響を受けやすい湖では今後水中の酸素消費速度をSS以外の関数として定式化する必要が出てこよう。

光合成に伴う酸素供給速度は既報と同様なフィールド実験により定式化を試みたがデータのバラツキが大きく整理できなかった。そこで6、8月の湯の湖で得た値を釜房湖に適用した。なお湯の湖、釜房湖ともに対象期間中の透明度は2m前後であり、優占プランクトンは湯の湖6月、8月、釜房湖ともに主にケイ藻類の *Asterionella*, *Synedra* などであった。

底泥の酸素消費速度係数に関しては、8月の湯の湖深水層(特に底泥附近)のDOがFig 3 に示すように小さい為チャンパー法による測定が不可能であった。一方釜房湖においては既報と同様な測定を行ないDOの減少と時間の関係としてFig 6 を得た。この直線の傾きから釜房湖底泥の酸素消費速度係数(K)を次式のように仮定した。

$$K = -3.5 \times 10^{-4} \quad (\text{m/h})$$

また上述のように湯の湖では8月の実験を行なうことができなかったで、ここでは6月²⁾の実験によって得たKと8月のKとはほぼ等しいと考え6月に行なったチャンパー実験によって得た値を8月に適用した。

水溫鉛直分布の変化から推定した乱流拡散係数の値は8月の湯の湖で表層から中層にかけて $3.6 \sim 1.7 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{h})$ 、中層以深から深水層にかけて $1.3 \sim 0.6 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{h})$ の範囲であった。また釜房湖では0~5mで $7.1 \sim 5.1 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{h})$ 、6~10mで $3.3 \sim 2.5 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{h})$ 、11m以深では $2.6 \sim 2.0 \times 10^{-2} (\text{m}^2/\text{h})$ の範囲であった。一方再曝

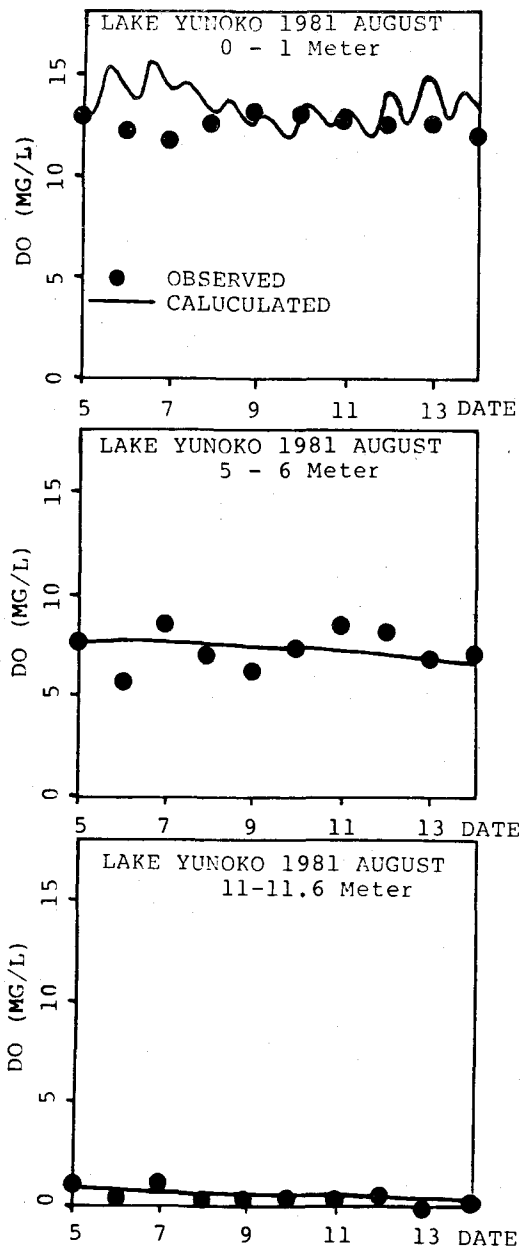


Fig.7 Change of DO profil on each layers

気係数に関してはORLOB³⁾らが水面上の平均風速と水温とから推定する方法を提案している。しかしながら湯の湖においては湖岸における平均風速の測定ができなかった²⁾ので既報と同じ値を用い、釜房湖においては平均風速と表面水温とからORLOB式に従って次式のように再曝気係数を仮定した。

$$D^* = 0.006m/h$$

4.4. 計算方法

(1)式に示した非定常の数値モデルを解析的に解く事は不可能なのでここでは既報²⁾に従ってRunge-Kutter-Gill の解法に基づいて解を得た。なお外部関数であるSSおよび水温は1日1回の定時観測時の値を補間して用い、空中照度に関しては連続観測結果を用いた。なお釜房湖の計算に限っては実測に基づく水中の酸素消費速度を平滑化して計算に用いた。

5. 計算結果および考察

5.1. 水温躍層の安定期と形成初期の溶存酸素収支に関して — 湯の湖

4.3に述べたパラメータを用いて(1)式に従って計算した1981年8月の湯の湖におけるDO鉛直分布の計算値および実測値をFig 7に示す。

図中の実線は計算値を、●は実測値を示す。先に示した条件によって計算したDOの変化は実測値とはほぼ一致しているとみなせる。なおここでは表層、中層、深水層の各々層のみを示したが、その他の層においても計算結果はおおむね実測値と一致していた。これから既報と同様なモデルによって安定した夏期成層期間中のDO鉛直分布を表現できることがわかった。この計算によって得た対象期間中1日あたりのDO収支をFig 8に

示す。Fig 8から表層と深水層下部とでは水中の酸素消費が約10倍程表層で大きいこと、光合成による酸素の供給は6m以深ではほとんど0となることがわかった。ま

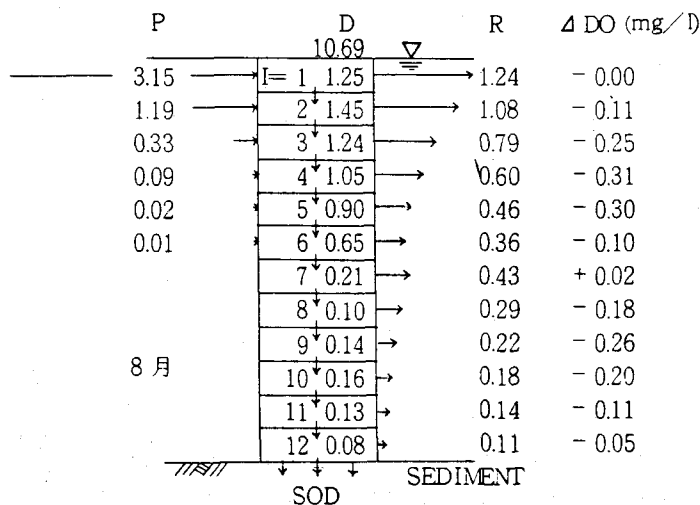


Fig.8 Vertical profile of DO budget per day on each layers in LAKE YUNOKO (stable stage of the summer stratification). 8/5 - 8/14, 1981

P: Oxygen supply by photosynthesis
D: Transport by eddy diffusion
R: Consumption by respiration
ΔDO: Rate of change in DO per day
SOD: Sediment oxygen demand

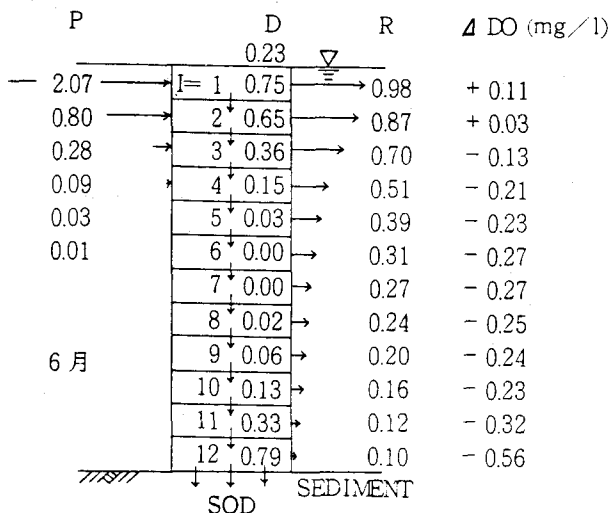


Fig.9 Vertical profile of DO budget per day on each layers in LAKE YUNOKO (first stage of the summer stratification). 6/3 - 6/9, 1981

P: Oxygen supply by photosynthesis
D: Transport by eddy diffusion
R: Consumption by respiration
ΔDO: Rate of change in DO per day
SOD: Sediment oxygen demand

た酸素の移動は再曝気に伴う表層から大気へ向う移動を除き、常に上層から下層へ向う「供給」であることが計算結果から推定できた。一方底泥による酸素の消費は小さく底泥近傍の層においても植物プランクトンなどの呼吸・分解に伴う水中の酸素消費の方が大きかった。また最下層にあたる12層では乱流拡散に伴う酸素の移動は、底泥による酸素消費、水中の酸素消費よりも大きかった。Fig 9に水温躍層の形成初期にあたる1981年6月の湯の湖の1日あたりの酸素収支を示す。Fig 8, Fig 9から、安定した水温躍層形成時と水温躍層が形成されていく時期とでは底泥近傍の層において1日あたりのDOの減少が著しく異なっていることがわかる。収支図により、この差は底泥の酸素消費の大きさが両時期で大きく異なっている為であることがわかった。しかし、それにもかかわらず6m以深における1日あたりのDOの低下は8月の方が小さかった。これは8月の方が6月に比べ表層から中層までの酸素の供給が大きいく、また深水層下部における底泥へ向う酸素の供給が小さいことなどによりもたらされた結果と考えられる。また6月では乱流拡散に伴う酸素の移動は4～5mより浅い層では表層からの供給を受けているのに対し6～7mの層では供給が0となり、8m以深では底泥の酸素消費の為に深くなるにつれて底泥へ向う酸素の供給が大きくなっていった。一方8月においては酸素は表層より底泥まで連続的に供給されており、かつ深水層では底泥へ向う供給は6月に比べると非常に小さかった。このように水温躍層形成初期においては、深水層下部におけるDO減少に占める底泥の役割が水中の酸素消費に比べて大きいものに対して、水温躍層の安定した時期では水中の酸素消費の占める割合が大きいくことがわかった。

5.2. 釜房湖の水温躍層形成期間中の溶存酸素収支に關して

Fig10に調査期間中のDO実測値およびモデルによる計算値を示す。表層では計算値は実測値よりも高い値を示したがそれ以深の層では実測値をおおむねよく表現していた。このように再曝気係数を平均風速と水温から推定するORLOBの式を用いた計算では表層における実測値をうまく表現し得なかった。そこで湯の湖の計算に用いた再曝気係数を用いて計算したところ、計算値は実測値をよく表現していた。またこの再曝気係数の変更は4m以深の計算値に影響を及ぼさなかった。そのためここでは再曝気係数を湯の湖と同様に扱った計算結果に基づいてDOの収支を検討した。Fig11に対象期間1日あたりに換算したDO収支を示す。この図から釜房湖においても湯の湖8月と似たDO収支であることがわかった。すなわち酸素は表層から深水層まで連続的に供給されており、また底泥直上の層ではDOの減少のなかで水中の酸素消費の役割が底泥の酸素消費に比べて大きかった。

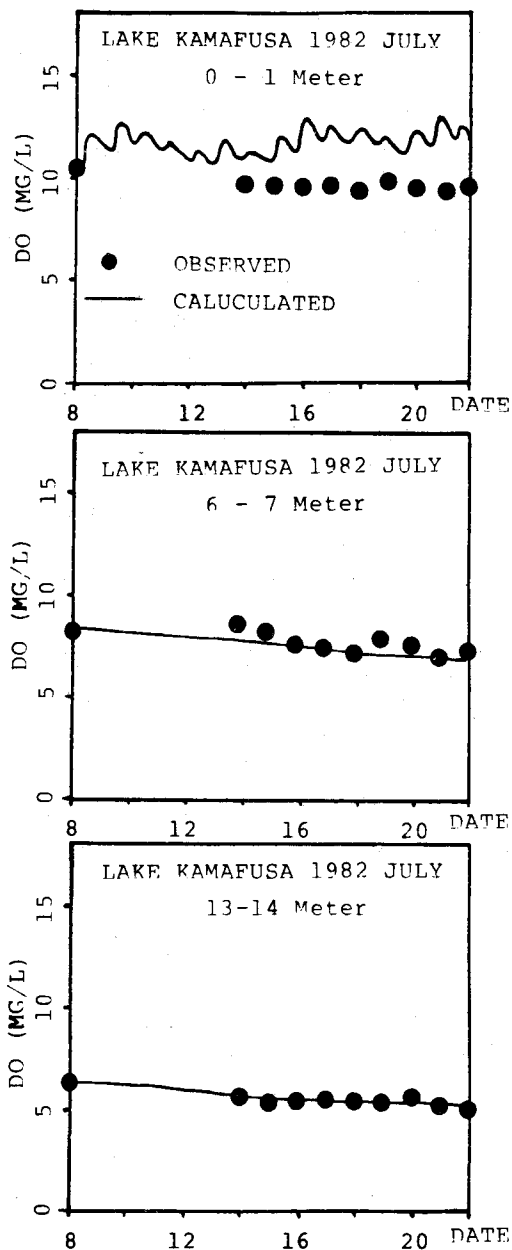


Fig.10 Change of DO profil on each layers

しかしながら釜房湖では対象期間中の深水層下部のDOはFig 4 に示すように5 mg/l以上を示していた。このように水温躍層形成後1カ月以上を経過した湖においてもDOの枯渇が生じない点は湯の湖と全く異なっていた。これは曝房湖ではFig11に示されるように底泥の酸素消費によって失われるDOが極めて小さかったためであろうと考えられる。また中、深水層では乱流拡散に伴う酸素の供給と水中の酸素消費がほぼ近い値であったことも、この時期におけるDOの枯渇を生じせしめなかった原因として考えられる。

6. おわりに

湯の湖の安定した夏期成層期間中、およびダム湖である釜房湖の夏期成層期間中を対象としたDO収支を湯の湖の夏期成層初期を対象とした既報の数値モデルを用いておおむね表現できることがわかった。

本研究によって小さな自然湖における夏期水温躍層の安定期と形成初期によるDO収支の違い、また自然湖とダム湖によるDO収支の違いについて検討した結果いくつかの知見を得ることができた。

- 1 底泥の酸素消費速度係数が大きな湖では、夏期水温躍層形成初期に深水層で認められるDOの急激な減少には底泥の酸素消費の占める割合が大きかった。
- 2 このような湖であっても底泥近傍のDOが枯渇した後の深水層でのDOの減少は、植物プランクトンなどの呼吸・分解に伴う水中の酸素消費によってもたらされていた。
- 3 底泥の酸素消費速度係数が小さく乱流拡散によって供給されるDOの割合が大きな湖では水温躍層形成後もDOの減少は小さく、深水層下部におけるDOの枯渇が生じにくいことがわかった。
- 4 安定した夏期水温躍層形成期間中中層以深のDOの減少は水中の酸素消費がそのほとんどを占めているが、その一方で乱流拡散による酸素の供給によってDOの減少はかなり妨げられていることがわかった。

参考文献

- 1) 佐藤敦久・高崎みつる・須藤隆一・岡田光正 「湖の溶存酸素収支に関する研究」 第18回衛生工学研究討論会講演文集、1982年
- 2) 高崎みつる・佐藤敦久・須藤隆一・岡田光正 「湖の溶存酸素収支に関する研究」 土木学会論文集印刷中 (11月現在)
- 3) CW. CHEN and GT. ORLOB 「Ecological Simulation for Aquatic Environments」 Chap-12 BC Patten Editer System Analysis and Simulation in Ecology Vol 3 1971年

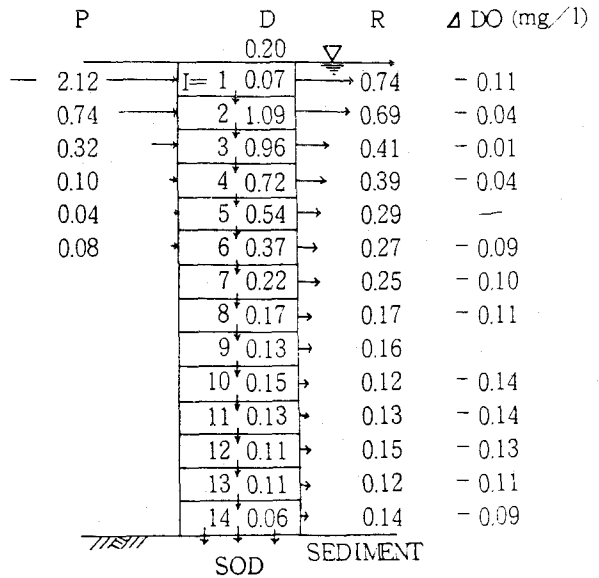


Fig.11 Vertical profile of DO budget per day on each layers in LAKE KAMAFUSA 7/8 - 7/21, 1982

P: Oxygen supply by photosynthesis
D: Transport by eddy diffusion
R: Consumption by respiration
ΔDO: Rate of change in DO per day
SOD: Sediment oxygen demand