

貯水池の富栄養化にともなう熱塩成層のモデル化

NUMERICAL ANALYSIS OF EUTROPHICATION AND THERMOSOLUTAL STRATIFICATION IN RESERVOIRS

道奥康治¹・松尾昌和²・香川健一³・斉藤敦⁴

Kohji MICHIOKU, Masakazu MATSUO, Ken-ichi KAGAWA and Atsushi SAITOH

¹正会員 工博 神戸大学教授 工学部建設学科 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町 1-1)

²正会員 修士 (工学) 尼崎市役所 (〒660-8501 尼崎市東七松町1-23-1)

³学生員 神戸大学大学院自然科学研究科前期課程 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町 1-1)

⁴滋賀県立大学 (〒522-8533 滋賀県彦根市八坂町2500)

Reservoir eutrophication brings deoxygenation of hypolimnetic water and high concentration of metal, nutrients and dissolved materials are released from the bed sediments. Production of dissolved materials then increases fluid density along the reservoir bed. On a sloping boundary, the heavy water mass generates an inclined thermosolutal plume that transports the polluted water and heat energy from the shallow layer to the deep layer. The authors found the plume is responsible for generation of stable salty water with inverse thermal stratification in the bottom layer. The present study is to develop a model that can reproduce eutrophication as well as seasonal variation of the thermal and salinity structure produced by this mechanism. The model is Lagrange-type based on a one-dimensional DYNAMIC Reservoir Simulation Model, DYRESM. The original model was modified so that the thermosolutal convection and chemical and biological processes can be taken into consideration. The present model was verified through comparison between the simulation results and the field data.

Key Words : Reservoir model, eutrophication, water quality, chemical and biological process

1. はじめに

湖沼や貯水池では、図-1に示すように、有機物生産の少ない冬季において、貧酸素領域が小さいあるいは消失し、嫌氣的溶出が生ずる範囲も溶出フラックスも小さい。しかし晩夏～秋にかけては、盛夏期に生産された多量の有機物を分解するために水温の高い浅水部にまで貧酸素層が拡大し、広い範囲の底泥から溶解性物質が溶出する。溶出した塩分（主に金属イオン、溶存態の栄養塩・有機物、etc.）は密度を増加させる。塩分溶出によって生成された過剰密度が「浅水部-深層」間の水温浮力差以上に大きい場合には、傾斜プルームは浅水部から深層部まで到達し、熱と溶解物質（塩分）を貯水池底まで輸送する。本文では、これを「熱塩プルーム」と記す。熱塩プルームの輸送によって底層に集積した高温高塩分

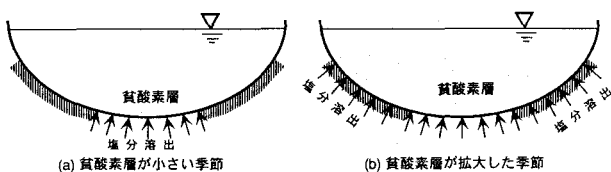


図-1. 貧酸素層の消長と塩分溶出

水は強い自然対流が作用しない限りフラッシュされずに滞留して部分循環状態となり、状況によっては逆転水温勾配も形成される場合がある¹⁾。

富栄養化にともなう熱塩現象は、図-2のような流れで発生し「水質・生態系過程」と「水理過程」の相互作用をともなう新たな水質問題であるが、これを再現予測できる水質モデルは開発されていない。本研究では、Lagrange型モデルとして適用実績を持つDYNAMIC Reservoir Simulation Model, DYRESMの水理解析アルゴリ

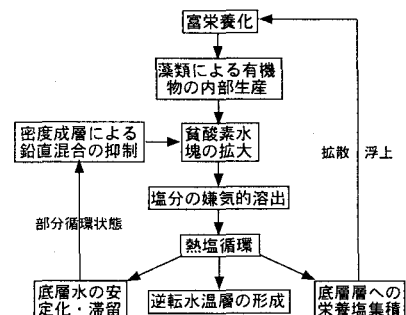


図-2. 熱塩循環による水質・生態系と物理系との相互作用

ズムを規範にして、熱塩循環と河川流入のせん断乱流効果、さらに水質生態系収支を組み込んだ貯水池モデルを構築し、水質・熱塩構造の解析を試みる。

2. DYnamic REservoir Simulation Model: DYRESM

DYRESMはUniv. Western AustraliaのCentre for Water Research, CWRで開発された水温解析モデルである。一般に鉛直一次元モデルが用いられており、チュートリアルや理論的背景はCWRのホームページや^{2,3)}文献4)などに詳述されている。DYRESMは図-3のように物質量を保存しながら様々な大きさのスラブ群が水質輸送とともに上下方向に自動的に伸縮・移動、収縮・拡大、生成・消滅するLagrange型モデルである。体積収支と成層構造に応じてスラブ要素の厚さが自動的に調整されるので、時々刻々最適な離散化システムが更新される。乱流モデルが組み込まれている点で、渦動拡散仮定に基づく差分モデルに比べると混合拡散の記述が合理的である。

本研究を遂行するためには、1) 熱塩プルームの記述と、2) 適宜アップデートが可能な水質・生態系モデルが必要であるため、オリジナルコードを用いることはできない。ここでは、Science Manual³⁾と著者らの判断に基づいてモデルを再コーディングし、以下に示す熱塩プルーム、湖盆地形の簡略評価、河川流入速度、水質・生態系のモデル化を行った。

3. 熱塩プルームのモデル化

溶出した塩分水塊は周囲水より重いため、図-4のように湖盆の傾斜面に沿って密度流（傾斜プルーム）を発生させる。暖かい浅水域から発進した流れは、塩分に加えて最も最深部へと輸送して相対的に高温で高塩分の安定な密度水塊が底層に形成される。以上のようにして富栄養貯水池は部分循環湖となり、あわせて逆転水温勾配が形成される。

図-3の第j層に着目し、熱塩プルームが第j層を通過する際の物質収支を図-5のように考える。sは湖盆沿いの距離、 z_j と A_j は第j層の上面における高さ・面積である。対象物質量は第j層の水温 T_j 、溶存酸素濃度 DO_j 、塩分 S_j 、各種水質項目の濃度 C_{ji} （添字iは水質項目の番号）である。第j界面でのプルーム流量と層厚をそれぞれ Q_{pj} 、 δ_{pj} 、貯水池の第j層からプルームに連行される流量を ΔQ_{pj} 、プルーム内の物質量を $(T_{pj}, DO_{pj}, S_{pj}, C_{pj}, \text{etc})$ とする。

(1) 傾斜プルームの流程方向変化

プルームの自己相似解析⁶⁾に基づき、一定塩分 S_B の傾斜底面を流下するプルームは以下のようにあらわされる。

第j界面（ s_j の位置）でのプルームの層厚 δ_{pj} は

$$\delta_{pj} = K_\delta^{\frac{3}{4}} (\beta_{SL} S_B)^{-\frac{1}{4}} I^{-\frac{1}{4}} s_j^{\frac{1}{4}} \quad (1)$$

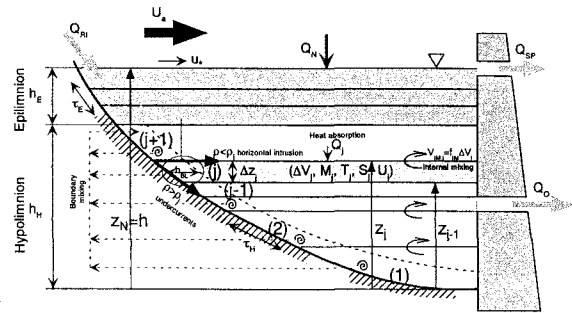


図-3. DYRESMの層構造

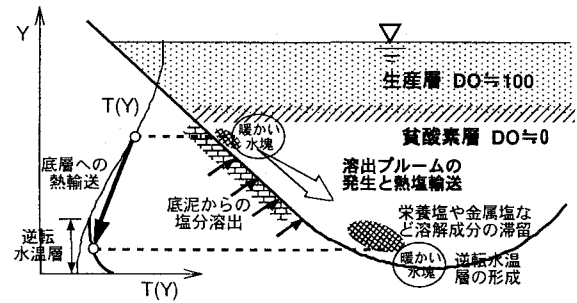


図-4 熱塩プルームの水質輸送と逆転水温層の形成³⁾

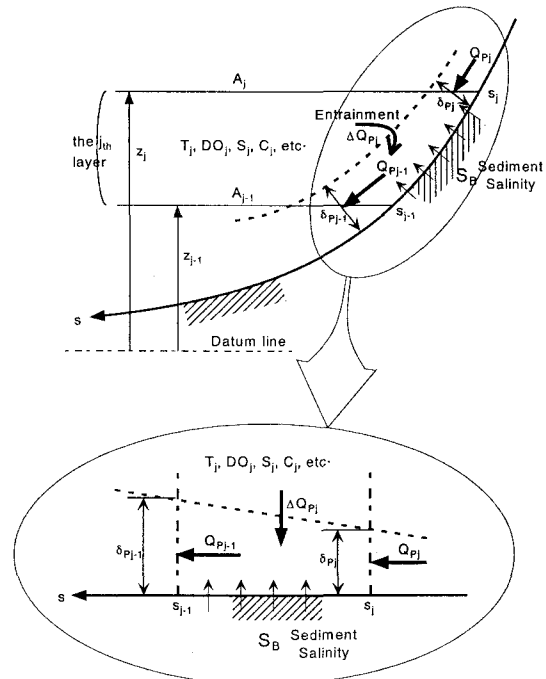


図-5 熱塩プルームのモデル化

ここで、 $K_\delta = 5.3^{\frac{4}{3}} \kappa_S^{\frac{2}{3}} g^{-\frac{1}{3}}$ は長さの次元を持つ係数、 $I = \sin \theta$ は河床勾配（ θ は湖底の傾斜角）、 κ_S は塩分 S の分子拡散係数、 g は重力加速度である。 β_{SL} は温度 T と塩分 S から密度 ρ を次式で算定する際の換質係数である。

$$\rho_{pj} = \rho_0(T_{pj})(1 + \beta_{SL} S_{pj}) \quad (2)$$

流速 U_{pj} の解は

$$U_{pj} = K_U^{\frac{1}{2}} (\beta_{SL} S_B)^{\frac{1}{2}} I^{\frac{1}{2}} s_j^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

であり、熱塩プルームが流下する谷筋を、図-6のような

三角形断面と仮定すれば（河川流入も同様の取り扱い）、流量 Q_{pj} は次式で与えられる。

$$Q_{pj} = \tan\beta \cdot \delta_p^2 U_p = K_Q s_j \quad (4)$$

ここで、 $K_U = C_U^2 g$ 、 $K_Q = \tan\beta \cdot K_\delta^{\frac{3}{2}} K_U^{\frac{1}{2}}$ である。 C_U は流速分布から決まる係数であり、 U_p として最大流速をとる場合、 $C_U=0.24$ 、平均流速をとる場合、 $C_U=0.1^6$ である。

今、底面上の塩分 S_B は一定であり、この場合、塩分分布の理論解は s に依存せず一定となる⁹⁾。よって、プルームの平均塩分の解 S_p は以下ようになる。

$$S_p = K_S S_B \quad (5)$$

ここで、 K_S は濃度分布から決まる係数である。

(2) プルーム内の物質収支

第 j 層の溶酸素濃度 DO_j がある限界値 DO_c 以下の時に底泥から嫌氣的溶出が始まると考える。すなわち、

$$K_Q \neq 0 \begin{cases} (DO_j < DO_c: \text{嫌氣的, 溶出あり}) \\ K_Q = 0 \end{cases} \begin{cases} (DO_j > DO_c: \text{好氣的, 溶出なし}) \end{cases}$$

図-7のように水面から第 k 界面までは好気状態($DO_j > DO_c$)、それ以深で嫌気状態($DO_j < DO_c$)となる場合を考え、 s_k の位置からプルームが発生・発達し始める。第 j 層のコントロールボリュームにおける保存則は以下のようにあらわされる。

a. 体積収支

式(3)より、第 $(j-1)-j$ の間で $\Delta Q_{pj} = K_Q(s_{j-1} - s_j)$ だけ周囲水がプルームに連行加入され流量が増加する。体積保存は次式であらわされる。

$$Q_{pj-1} = Q_{pj} + \frac{K_Q(s_{j-1} - s_j)}{\Delta Q_{pj}} \quad (6)$$

ΔQ_{pj} : 水体第 j 層からの連行流量

一方、プルームの発達に応じて貯水池の第 j 層は ΔQ_{pj} だけ体積が減少する。深層曝気などにより、例えば図-7の第 $j-1$ 層のように、貧酸素層($DO_j < DO_c$)以深でも局所的に好氣的な場合($DO_j > DO_c$)には、その溶出がないので $Q_{pj-1} = Q_{pj-2}$ とする。

b. 熱収支

第 j 層の周囲水温が T_j であり、流下過程で $\Delta Q_{pj} T_j$ の連行熱量が加算されて次の熱保存式が得られる。

$$Q_{pj-1} T_{pj-1} = Q_{pj} T_{pj} + \frac{K_Q(s_{j-1} - s_j) T_j}{\Delta Q_{pj}} \quad (7)$$

$\Delta Q_{pj} T_j$: 水体第 j 層からの連行熱量

c. 塩分収支

$$Q_{pj-1} S_{pj-1} = Q_{pj} S_{pj} + \frac{K_Q(s_{j-1} - s_j)(K_S S_B - S_j)}{\Delta Q_{pj}(K_S S_B - S_j)} \quad (8)$$

$\Delta Q_{pj}(K_S S_B - S_j)$: 水体第 j 層からの塩分連行量

$\Delta Q_{pj}(K_S S_B - S_j)$ は塩分連行量で、 $S_j=0$ の時、式(8)は体積保存式(6)に一致し、 $S_{pj-1} = S_{pj} = K_S S_B$ （一定）となる。さらに、 $K_S S_B < S_j$ （周囲水の方が高塩分）の時には溶出しないと考えられるので、溶出量を0 ($K_Q=0$) とおく。

d. 水質収支

$$Q_{pj-1} C_{pj-1} = Q_{pj} C_{pj} + \frac{K_Q(s_{j-1} - s_j) C_j}{\Delta Q_{pj} C_j} \quad (9)$$

$\Delta Q_{pj} C_j$: 水体第 j 層からの水質連行量

ここで、貯水池容量に比べるとプルームのスケールは非

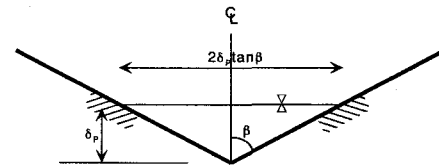


図-6 プルームの断面形状

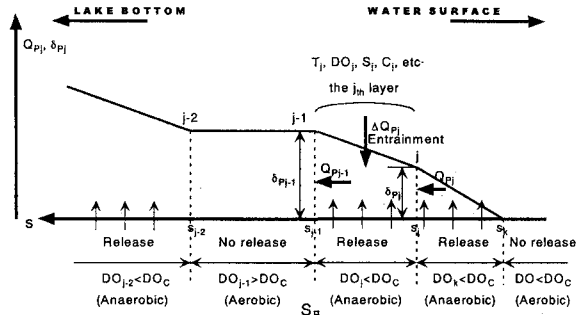


図-7 プルーム内の物質収支

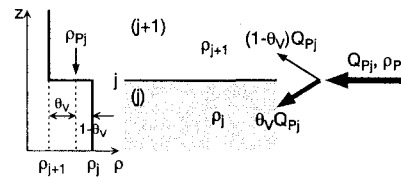


図-8 プルームの水平貫入比率

常に小さいのでプルーム内の生物化学反応が水質収支におよぼす影響を無視する。

e. プルームの水平貫入率

式(2)から得られる熱塩プルームの密度 ρ_{pj} と第 $j+1$ 層、 j 層の周囲水密度 ρ_{j+1} 、 ρ_j とを比較して

$$\rho_j > \rho_{pj} > \rho_{j+1} \quad (10)$$

の時、流量比 θ_v :($1-\theta_v$)で第 j 層と第 $j+1$ 層に配分され、融合すると考える（図-8参照）。貫入量配分率 θ_v は

$$\theta_v : (1-\theta_v) = (\rho_{pj} - \rho_{j+1}) : (\rho_{j+1} - \rho_j) \quad (11)$$

から与えられると仮定する。

4. 湖盆地形のモデル化と河川流入にともなうせん断乱流の評価

DYRESMは貯水容量の大きな水域での実績が多く、河川流入による混合拡散は含まれていない。容量の小さな日本の貯水池では、出水時に成層が破壊されることもしばしばあり、河川流入による鉛直混合過程を考慮する必要がある。本研究では洪水流入時の流速を簡略的に算定し、流入密度流による乱流エネルギー生成と鉛直混合をモデル化する。

(1) 湖盆地形の簡略表示

鉛直一次元モデルには、地形情報として「標高～水平面積」—すなわち“ z_j-A_j ”曲線しか反映されない。また実作業を考える場合、深淺測量データが容易に得られるとは限らず、「水位～容量」曲線のみから地形を推定する

場合もある。当然のことながら、同じ“ $z_j \sim A_j$ ”曲線であっても湖盆地形によって流れの場は異なる。ここでは、鉛直次元モデルにおいても河川流速を“ $z \sim A_j$ ”曲線から評価できるように、湖盆地形を近似的に表現する。図-9のように、湖盆地形は典型的には、(a)河川型（or 指向性の強い地形：ダム幅が B_s 、貯水池長が L_s の三角形で近似）と(b)円錐型（or 指向性の弱い地形）に二分される。河道中流域での湖盆地形は(a)に近く、上流端の地形は(b)のタイプに近い。

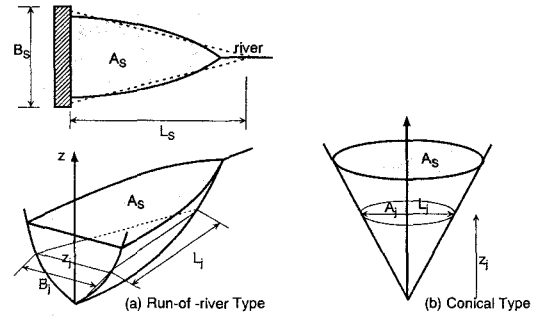


図-9 湖盆地形のモデル化

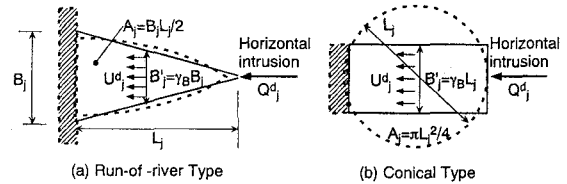


図-10 水平貫入幅 B'_j の定義

水平面積 A_j を用いて第 j 層の水平スケール L_j を次のように近似する。

$$A_j = K_B \cdot L_j^2 \quad (12)$$

一般には、a.河川型とb.円錐型を両極端として中間の地形が多いと考えられ、 K_B を $B_s/2L_s < K_B < \pi/4$ の範囲で変化するモデル定数とみなす。ここで、 $K_B = B_s/2L_s$ （河川型）、 $K_B = \pi/4$ （円錐型）とする。

(2) 水平貫入にともなう流速

流量 Q_j^d の河川水が第 j 層に水平貫入した時の平均流速 U_j^d を次式で与える。

$$U_j^d = \frac{Q_j^d}{B'_j \Delta z_j} \quad (13)$$

ここで、 B'_j を第 j 層の代表幅スケールとし、図-10を参考にして次のように与える。

$$B'_j = \gamma_B B_j \quad (14)$$

ここで、 γ_B はオーダーが0(0.1)のモデル定数とし、 B_j は次式により与える。

$$\text{a. 河川型: } B_j = 2\sqrt{K_B} \sqrt{A_j} = \sqrt{2B_s/L_s} \sqrt{A_j} \quad (15)$$

$$\text{b. 円錐型: } B_j \approx L_j = \sqrt{A_j/K_B} = \sqrt{4/\pi} \sqrt{A_j} \quad (16)$$

式(15)によって算定された層平均流速 U_j^d を乱流エネルギー平衡式のせん断生成項に代入し、河川流入にともなう鉛直混合現象を再現する。

(3) 流下距離 s_j と河床勾配 I_j

湖盆地形モデルに基づいて、河床勾配 I_j と流程距離 s_j を標高 z_j の関数として次のように評価する。

$$s_j = \sum_{j=N}^{i-1} ds_j \approx \sum_{j=N}^{i-1} dz_j \sqrt{1 + \frac{1}{4K_B A_j} \left(\frac{A_j - A_{j-1}}{z_j - z_{j-1}} \right)^2} \quad (17)$$

$$I_j = \left(\frac{dL_j}{dz_j} \right)^{-1} \approx 2K_B^{\frac{1}{2}} A_j^{\frac{1}{2}} \frac{z_j - z_{j-1}}{A_j - A_{j-1}} \quad (18)$$

このようにして鉛直次元モデルに対しても、“ $z_j \sim A_j$ ”曲線の情報から熱塩プルームや河川密度流の解析に必要な情報(s_j, I_j)を与える。

5. 水質・生態系モデル

図-11に示すような水質・生態系に対して表-1の項目 C_{ij} に関する保存式を定式化する。水質・生態系の各種反応に関しては、ミハエリス－メンテン型や指数関数型など、

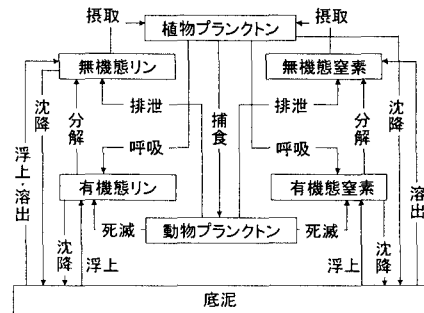


図-11 池内の水質収支

表-1 解析対象とする水質項目 C_{ij}

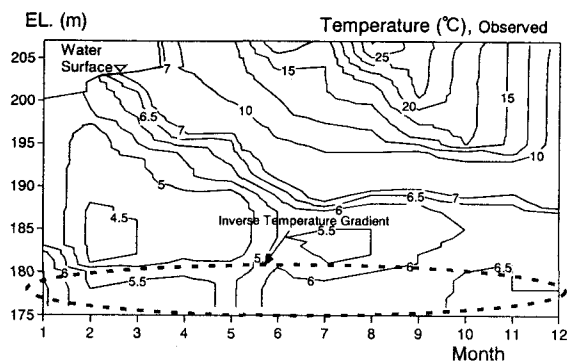
- ① C_P (植物プランクトン)
- ② Z_P (動物プランクトン)
- ③ DO (溶存酸素)
- ④ COD (有機物)
- ⑤ IP (無機態リン) 溶存態と粒子態を考慮
- ⑥ IN (無機態窒素) 溶存態のみ考慮
- ⑦ OP (有機態リン) 粒子態のみ考慮
- ⑧ ON (有機態窒素) 粒子態のみ考慮
- ⑨ SS (浮遊物質濃度)

ごく一般に用いられている制御関数形を用いている。各種モデル定数の数値は割愛する。

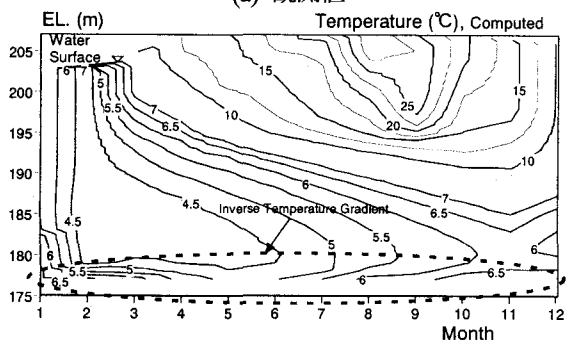
6. Sダム貯水池における熱塩成層の季節変化

Sダム貯水池は、集水面積8.73km²、総貯水容量195万m³、ダム堤高55mの多目的貯水池であり、急峻なV字溪谷の河川型湖盆地形を有する。交換率が低く安定な成層によって鉛直混合が抑制され、1.で述べたような富栄養化機構によって熱塩成層が形成されている。

1995年の水温と塩分の季節変化について観測値と数値解析の比較を図-12,13に示す。Sダム貯水池の特徴は、底

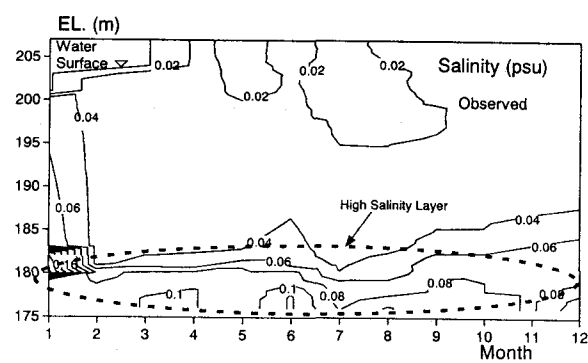


(a) 観測値

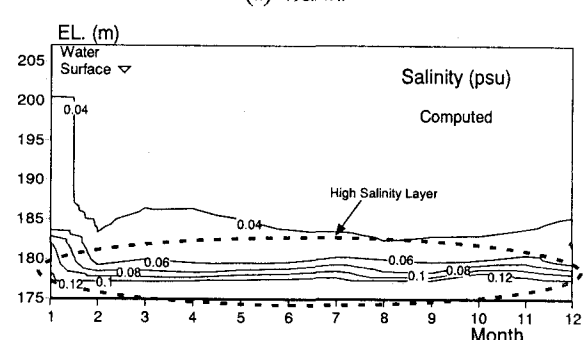


(b) 数値解析 [熱塩プルームを考慮した場合]

図-12 等水温線 (Sダム貯水池, 1995年)



(a) 観測値



(b) 数値解析 [熱塩プルームを考慮した場合]

図-13 等塩分線 (Sダム貯水池, 1995年)

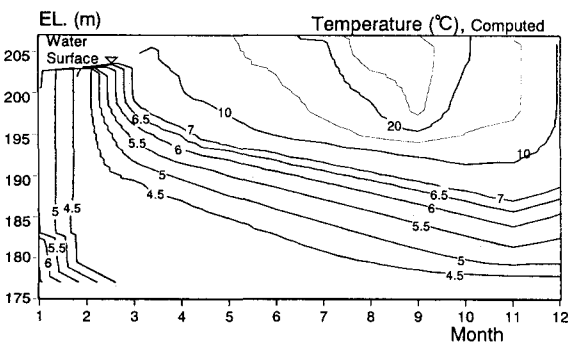


図-14 等水温線の数値解析結果
[熱塩プルームを考慮しない場合]
(Sダム貯水池, 1995年)

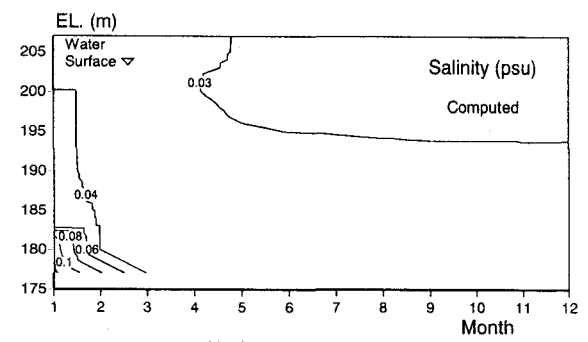


図-15 等塩分線の数値解析結果
[熱塩プルームを考慮しない場合]
(Sダム貯水池, 1995年)

層に高塩分水が滞留しその重力安定効果によって冬季にも大循環が生ずることなく成層が維持されること、また底層ごく近傍には逆転水温勾配が存在することである。

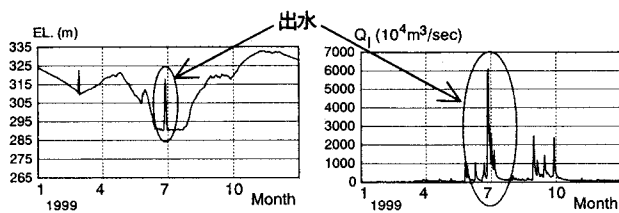
受熱期における表層水温の上昇と水温成層の発達、標高195mの取放水口からの流出と自然対流による水温躍層低下、夏後半から初冬にかけての鉛直混合の進行と水温低下などが本モデルによって再現されている。深水層の貧酸素化にともなって発生する熱塩プルームにより暖かい水が底層へ輸送され、逆転水温層が形成・維持される現象が再現されている。比較のために $K_Q=0$ とにおいて、深水層が貧酸素化しても熱塩プルームが発生しない場合の水温、塩分の解析結果を図-14, 15に示す。この場合には、高塩分層や逆転水温層が形成されていない。

現時点では、熱塩プルームを規定する(K_Q , K_S , S_B)などのモデル係数や水質・生態系のパラメータ群が十分な吟

味のもとに決定されているわけではなく、本解析では熱塩成層が定性的に再現されたにすぎない。熱塩プルームの輸送量が水質・生態系収支や溶存酸素分布にも依存するため、逆転水温層の再現精度については現地観測による水質・生態系モデルの検証を経て考察したい。

7. Xダム貯水池における出水時の鉛直混合現象

X貯水池は、集水面積185km²、総貯水容量：5,930万m³、ダム堤高83mの多目的貯水池である。水文特性として、図-16に1999年における水文量時系列を示す。利用水深が大きく「穴あきダム」であるSダム貯水池に比べると水位変動は大きい。特記事項として、1999年6月末の集中豪雨によりほぼ総貯水容量に相当する出水があった。これにともなって激しい鉛直混合が発生し、図-



(a) 貯水位 (b) 流入量 Q_1
図-16 Xダム貯水池の水文量時系列

17(a)のように標高282m付近に形成されていた水温躍層が急激に低下している。本モデルでは式(13)によって第j層の平均速度 U_j を算定し、河川流入の擾乱効果を乱流エネルギー平衡式に組み込んで内部せん断による鉛直混合を再現している。これによって、図-17(b)のように、出水時の成層変形が再現されている。これに対し、内部せん断を考慮しない場合には、図-17(c)のように1年を通して取放水口付近に安定な二次躍層が残留する。このように洪水調節容量の大きな貯水池では、内部せん断乱流を考慮することが必要である。

8. まとめ

貯水池の水質を予測するためにDYRESMを基本としたLagrange型の鉛直一次元モデル構築した。ここでは、

- ① 深水層の貧酸素化によって発生する熱塩プルームのモデル
- ② 河川流入によるせん断乱流生成を評価するための湖盆地形と層平均流速の簡易評価法

を新たに組み込んで、特徴の異なる二つの貯水池に適用した。富栄養化がもたらす熱塩プルームを考慮することによって、S貯水池の深水層における高塩分の集積と逆転水温層を再現することができた。また、X貯水池においては出水時の成層破壊が適切に再現された。

現時点では水質・生態系モデルが十分調整されているわけではないので、現地観測との比較を通してモデルの精緻化と検証をさらに行う必要がある。

本研究は平成12,13年度科学研究費補助金、基盤研究(B)(2)、(代表：道奥康治、課題番号：12555148)の助成ならびに水源地森林機能研究会のご指導のもとに実施された。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 道奥康治・神田徹・中村篤史：異常水温成層を呈する富栄養貯水池の熱塩循環、第4回環境流体シンポジウム、1999。
- 2) <http://www.cwr.uwa.edu.au/~ttfadmin/model/dyresm1d/dyresm1d.html>

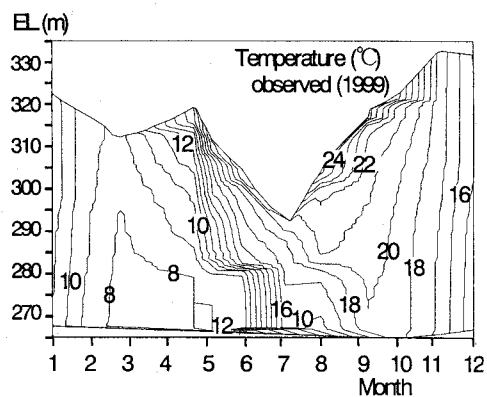


図-17(a) 水温Isopleth (観測値)

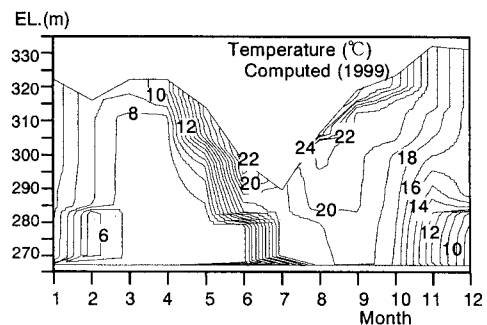


図-17(b) 数値解析(内部せん断考慮)

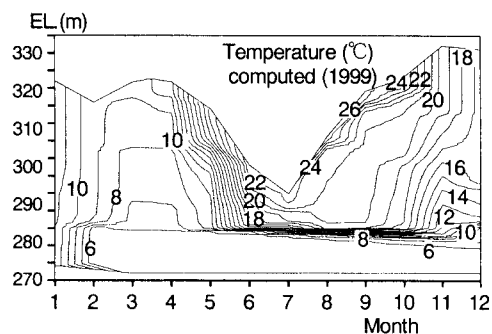


図-17(c) 数値解析
(内部せん断を考慮せず)

- 3) Antenucci, J. and Imerito, A.: *The CWR Dynamic Reservoir Simulation Model Science Manual* October 13, 2000.
- 4) Imberger, J. and Psatterson, J.C.: *A dynamic reservoir simulation model - DYRESM*, Transport Models for Inland and Coastal Waters, Ed. H.B. Fischer, Academic Press, pp.310-361, 1981.
- 5) 道奥康治・松下研一・高橋俊之：底面からの浮力溶出によって傾斜面上に発生するプルームの実験と解析，土木学会論文集，No.649/II-51, pp.49-60, 2000.
- 6) 道奥康治・藤田一郎・高橋俊之・藪本圭一郎：浮力一定の傾斜面から発生するプルーム，水工学論文集，第45巻，pp.967 - 972, 2001.

(2002. 9. 30受付)