

浅い汽水湖における密度成層破壊の数値解析

NUMERICAL ANALYSIS OF THE BREAK OF DENSITY STRATUM IN A SHALLOW BRACKISH LAKE

矢島 啓¹・道上 正規²・檜谷 治³・宇田 康弘⁴

Hiroshi YAJIMA, Masanori MICHIE, Osamu HINOKIDANI and Yasuhiro UDA

¹正会員 博(工) 鳥取大学助手 工学部土木工学科 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101)

²フェロー会員 工博 鳥取大学教授 工学部土木工学科 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101)

³正会員 工博 鳥取大学助教授 工学部土木工学科 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4-101)

⁴正会員 建設技官 建設省中国地方建設局 (〒734-0022 広島市東雲2-13-28)

In a brackish lake, the occurrence of the density stratum by the vertical distribution of water temperature and salinity exerts an important influence on the water quality. Therefore, in a lake where there might be a occurring of strong density stratum, the mathematical model that predicts the break of density stratum should be developed and the characteristics of the break of density stratum must be examined with the model.

In this paper, the 1-D mathematical model that predicts the hourly change of water temperature and salinity distribution in the shallow brackish lake is developed. And using the model, the influence of water temperature and salinity distribution on the characteristics of the break of density stratum is investigated analytically. Furthermore, the influence of the shape of the lake is evaluated. Finally, the frequency of the break of density stratum is discussed from the results of numerical simulations under various stratum conditions with actual wind data in the past.

Key Words : shallow lake, brackish lake, density stratum, mathematical model.

1. はじめに

鳥取県東部に位置し、池と称する中で日本最大級の湖山池は、東西4km, 南北2.5km, 表面積6.1km², 平均水深2.8m, 最大水深6.5m, 貯水量1.9x10⁹m³の規模を有する楕円形をした低塩性汽水湖であり、湖山川より日本海に通じている(図-1参照)。現在の湖山池の塩分濃度は、湖山川に設置されている水門の操作によって数100ppmに保たれている。水質の平年値をみると、CODで約6mg/l, T-N(全窒素)で約0.8 mg/l, T-P(全リン)で約0.07 mg/lとかなり富栄養化が進んでいる。このような中、1993年から建設省の水質環境改善緊急行動計画(清流ルネッサンス21)に選定され、底泥浚渫や周辺の下水道整備を進めているが、思うように水質が改善されていないのが実状である。さらに、新規の事業として、高DO・低CODである海水の導水を行い、湖内の水を希釈し、水質向上を図る計画が検討されている。しかしながら、高塩分濃度の海水を導水した場合、湖の下層に強固な密度成層が形成され、長期間にわたって下層に貧酸素域が存在し、リンなどの栄養塩類が湖底から溶出し、かえって水質が悪化することが懸念される。

これまでに著者らが行ってきた研究¹⁾により、浅い汽水湖における成層の破壊特性は、リチャードソン数やWedderburn数をパラメータとして論じることが可能であ

ることを示した。しかしながら、それらのパラメータを用いた評価では、時間経過に伴う成層状態の変化を予測できないため、成層破壊に必要な風速の吹送時間について議論することができない。そこで本研究では、湖山池を対象に、鉛直1次元の熱及び塩分輸送モデルを用いて、形成された密度成層を破壊するのに必要な風速や吹送時間などについて、数値解析的に検討を行う。そして、湖山池周辺における過去8年間の風況データを用いて、形成された成層が破壊される頻度を予測し、成層時の水質悪化の可能性について論じる。

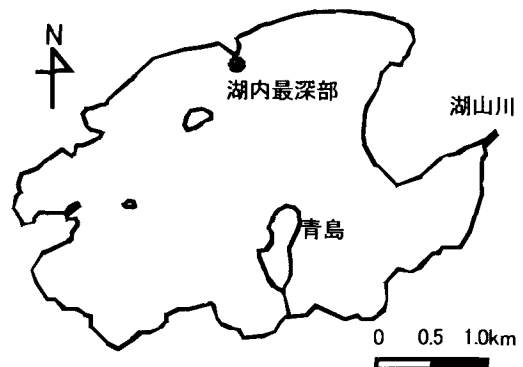


図-1 湖山池の概要

2. 数値解析モデルの概要

(1) 鉛直1次元モデルの基礎式

用いるモデルは、高津らによって検討されているモデル²⁾と同様であるが、成層時の鉛直拡散係数の精度を向上させるため、湖内の流速分布の取り扱いを工夫している。モデルの基礎式である水温及び塩分の輸送方程式は、それぞれ以下のものである。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left\{ A(z) \cdot K_z(z, t) \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right\} - \frac{1}{\rho C_p A(z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \{ A(z) \cdot q(z) \} \quad (1)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left\{ A(z) \cdot K_z(z, t) \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \right\} \quad (2)$$

ここで、 T : 水温、 t : 時刻、 $A(z)$: 水深 z における水面積、 K_z : 鉛直拡散係数、 ρ : 水深毎の密度 (クヌードセン式を用いて水温、塩分濃度より算定)、 C_p : 比熱、 q : 短波放射による熱フラックス、 S : 塩分濃度である。 q については、一般的なDake and Harlemanに基づいて、

$$q(z) = (1 - \beta) Q_0 \exp(-\eta z) \quad (3)$$

と表現する。ここで、 η : 短波の消費係数、 β : 短波放射の内水表面近傍で吸収される割合、 Q_0 : 正味短波放射量である。

この η と β については、湖山池では夏場の透視度が数10cm程度であることと、同定計算の結果、 $\eta=2.0$ (入射してきた短波エネルギーが水深1.5mにおいて1/10になる)、 $\beta=0$ とした。なお、計算では、湖山池の全水深を6mとして、20cmごとの30層に分割して計算を行った。

(2) 境界条件

表面 ($z=0$) における境界条件は、Murakamiらが唱えた一連の式³⁾を用いる。全熱交換量は以下のものである。

$$Q_0 = Q_S + Q_L + Q_E + Q_h \quad (4)$$

ここで、 Q_S : 短波放射による有効日射量、 Q_L : 長波放射による有効逆放射量、 Q_E : 潜熱輸送量、 Q_h : 顕熱輸送量である。また、それらは以下の式を用いて算定する。熱量は全て、大気から水面への入射を正の方向と考える。

$$Q_S = (1 - r) I \quad (5)$$

$$Q_L = -\varepsilon \sigma \theta_s^4 \left(0.39 - 0.058 e_A^{0.5} \right) (1 - k_C C^2) - 4 \sigma \theta_s^3 (\theta_s - \theta_A) \quad (6)$$

$$Q_E = -L \rho E \quad (7)$$

$$Q_h = -R Q_E \quad (8)$$

ここで、 r : 水面でのアルベド数 (=0.04)、 I : 日射量 (W/m^2)、 ε : 有効放射率 (=0.96)、 σ : ステファンボルツマン定数 $= 5.67 \times 10^{-8}$ ($\text{W/m}^2/\text{K}^4$)、 θ_s : 表面水温 (K)、 θ_A : 気温 (K)、 e_A : 水面付近の水蒸気圧 (hPa)、 k_C : 0.65、 L : 単位質量当たりの蒸発潜熱 (W/m^2)、 E : 蒸発速度 (m/s)、 C : 雲度、 R : ボーエン比である。また、 R 、 L 、 E はそれぞれ一般的な次式を用いて算定する。

$$R = 0.66 (\theta_s - \theta_A) / (e_s - e_A) \quad (9)$$

$$L = 2.5 \times 10^6 - 2400 \times T_s \quad (10)$$

$$E = 1.2 \times U_{10} (e_s - e_A) \times 10^{-5} \quad (11)$$

ここで、 T_s : 表面水温、 U_{10} : 10m高度での風速、 e_s : θ_s に対する飽和水蒸気圧である。 I は鳥取大学乾燥地研究センターにおける観測値 (湖山池の約4km東) を用いる。

底面 ($z=H$) での境界条件は、次式の通りである。

$$\partial q / \partial z = 0 \quad (12)$$

また、過去の観測により、降雨時に湖内へ流入する河川の水温は、夏場においては湖内の表層水温より数度低いことが分かっている。そこで、今回のシミュレーションでは、降雨時には、湖内の表層水温より3℃低い水が流入し、表層第1層の水と混合した後、流入した量だけ流出するとした。ただし、流入量は、合理式 (流域面積 $A=45.72\text{km}^2$ 、流出係数 $f=0.6$) を用いて、流入時間を考慮せず湖内に流入するとした。

(3) 鉛直拡散係数 K_z の推定

拡散係数は、一般に、式(13)に示すように、リチャードソン数 (式(14)) に関する関数であり、密度勾配が発生すると急激に小さくなる。

$$K_z = A_v \cdot f(Ri) \quad (13)$$

$$Ri = g / \rho \cdot d\rho / (du / dz)^2 \quad (14)$$

ここに、 A_v : 中立成層下における鉛直拡散係数、 $f(Ri)$: リチャードソン数による成層化関数、 u : 湖内流速、 g : 重力加速度、 $d\rho$: 密度差である。

ここで、成層化関数は過去の研究⁴⁾を参考に以下の式を用いる。

$$f(Ri) = (1 + 10 / 3 \cdot Ri)^{-1.3} \quad (15)$$

また、湖内流速 u の分布は、余越ら⁵⁾によって検討された、成層形成時に上下層で異なる流速分布 (上層の流速 u_u 、下層の流速 u_d) を与える次式を用いる。

$$u_u = \frac{\tau_{wind} \cdot h}{A_{v1}} \cdot \left[(1 + z/h) + 1/(4n) \cdot (H - h)/h \right. \\ \left. - \frac{6 + 3/n \cdot (H - h)/h}{4 + 3/n \cdot (H - h)/h} \left\{ \frac{1}{2} \left(1 - \frac{z^2}{h^2} \right) + \frac{H - h}{h} \right\} \right] \quad (16)$$

$$u_d = \frac{\tau_{wind} (H - h)}{n A_{v1}} \cdot \frac{2}{4 + 3/n \cdot (H - h)/h} \\ \left\{ \frac{3}{4} \cdot \frac{H^2 - z^2}{(H - h)^2} - \frac{3}{2} \cdot \frac{h(H + z)}{(H - h)^2} - \frac{H + z}{H - h} \right\} \quad (17)$$

ここで、

$$\overline{A_{v1}} = 0.0022 \sqrt{C_f} \cdot h \cdot U_{10} \cdot \left\{ 1 + 1/(4n) \cdot (H - h)/h \right. \\ \left. - \frac{6 + 3/n \cdot (H - h)/h}{4 + 3/n \cdot (H - h)/h} \left\{ \frac{1}{2} + \frac{1}{4n} \cdot \frac{H - h}{h} \right\} \right\} \quad (18)$$

$$\tau_{wind} = \rho_A \cdot C_f \cdot U_{10}^2 \quad (19)$$

$$C_f = (1.00 + 0.07 U_{10}) \times 10^{-3} \quad (20)$$

と表される。ここで、 h は上層の水深、 C_f は水面摩擦係数、 U_{10} は10m高度での風速、 ρ_A は空気密度、 $\overline{A_{v1}}$ は上層の中立成層時の鉛直拡散係数である。また n は上層の鉛直拡散係数と下層の鉛直拡散係数の比 $n = \overline{A_{v1}} / A_{v2}$ であり、余越らと同様の $n=4$ を用いた。また、水深に応じた拡散係数は、式(13)の成層化関数を用いて求める。

(4) 強固に成層化した状況下での数値シミュレーション
モデルの検証のため、強固な密度成層がみられた1997

年9月3日～9月8日にかけて湖内最深部で行った集中観測の結果（ほぼ3時間おきに20cmごとの水温、塩分濃度を測定）および9月16日15:00の同地点での観測データを用いてシミュレーション結果との比較検討を行う。

観測期間中の日射量および降水量データを図-2に、風況を図-3に示す。集中観測の期間は、図-3から分かるように、風速は最大でも10m/s以下、平均風速で4m/s程度とかなり風の弱い期間であった。また、日射量をみると、降雨が生じた9月6日と7日を除いては、最大日射量は500w/m²を超え、温度成層ができやすい状況であった。また、この期間は、8月中旬に流入した海水が下層に滞留しており、塩分濃度を伴った密度の2重成層が形成されていた（9月3日の段階では、表層の塩分濃度は約130ppm、最下層では約3500ppm）。集中観測終了後、9月12日～15日に台風が接近し、風速10m/sを越える北東風が発生したため、9月16日の観測では、最下層の高塩分濃度層は消滅し、水温および塩分濃度とも鉛直方向に一樣であった。

シミュレーションは9月3日18:00のデータを初期値に、9月8日18:00の連続観測終了時までの計算を行った。計算初期の段階では、下層80cmに高密度層が存在している。観測結果と計算結果を図-4(a)～(d)に示す。まず、水温変化を示した(a)と(c)を比較する。計算によって、水温の変化をほぼ正確に再現できていることがわかる。次に、塩分濃度変化を示した(b)と(d)を比較する。塩分濃度の境界面での拡散速度は、観測値よりも計算値の方が少し小さいが、最下層の高塩分濃度層が減少していく様子が再現できていることがわかる。また、9月3日の18:00の観測値を初期値として、9月16日15:00までの計算を行った。このときの最終時刻における、観測結果と計算結果の比較を図-4(e),(f)に示す。この図から分かるように、計算結果では、水温・塩分濃度とも全層で一様となって

おり、これは観測結果とも一致している。

このように、ここで計算に用いたモデルは単純な鉛直1次元モデルであるが、その適用性が高いことが明らかとなった。

3. 湖山池における密度成層の破壊特性の検討

(1)一定風速下での破壊特性の検討

さきに検討した1次元モデルを用いて、計算の初期値として任意の水温および塩分濃度の鉛直分布を与え、一定風速を与え続けた時に密度成層が破壊されるまでの吹送時間を計算する。ただし、これ以降の計算において、水面における熱のやり取りは考慮しない。

初期値として設定する成層条件については、湖山池におけるこれまでの観測結果を参考に、水温成層の境界面を水深4mの位置とし、それより浅い水深を高温層とする（上下層の最大水温差は5℃）。また、塩分濃度による成層の境界面は、水深5.2mの位置とし、最下層0.8mを高塩分濃度層とするのを基本とした（上下層の最大塩分濃度差は10,000ppm）。ただし、高塩分濃度層の層厚の影響をみるため、その厚さを2mとしたケースも検討する。これら計算条件をまとめて表-1に示す。また、この表には、計算条件のほかに、Spiegel・Imberger⁶⁾によって示された、成層中に全層で激しい混合が起こる条件である、*Ri*数（式(14)とは定義が異なる）＜アスペクト比（破壊条件1）で求めた風速とThompson・Imbergerら⁷⁾によって示された、成層界面が風上側の水表面に達する限界の*Wedderburn*数=3（破壊条件2）で求めた風速を、成層破壊の目安になる風速として示した。ただし、このときに用いる上層の厚さは、密度差がその上下層で最大となる面より上の水深とした。

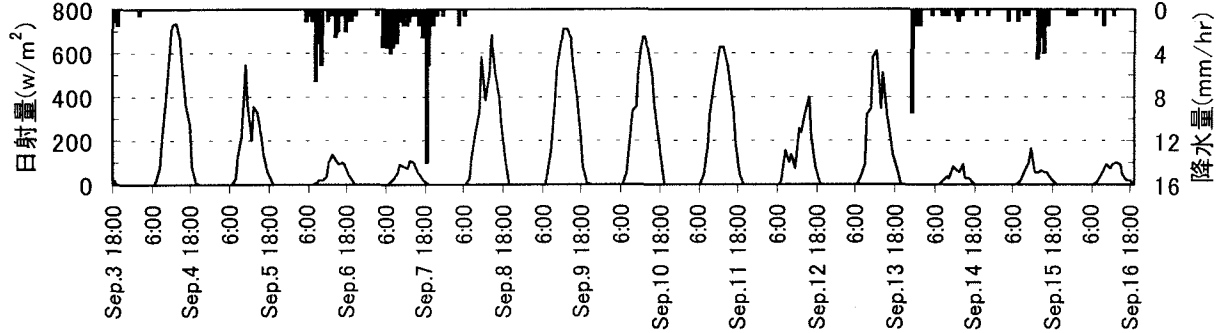


図-2 観測期間中の日射量（至：鳥大乾燥地研究センター）および降水量（至：鳥取地方気象台）

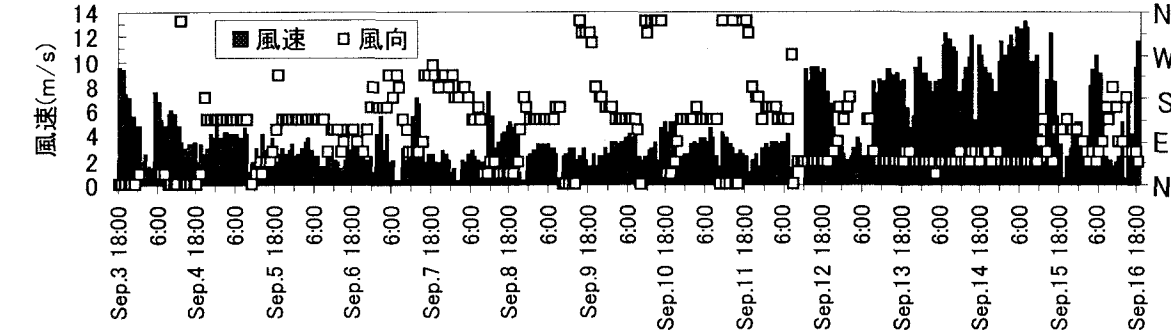


図-3 観測期間中の風況（至：鳥取空港）

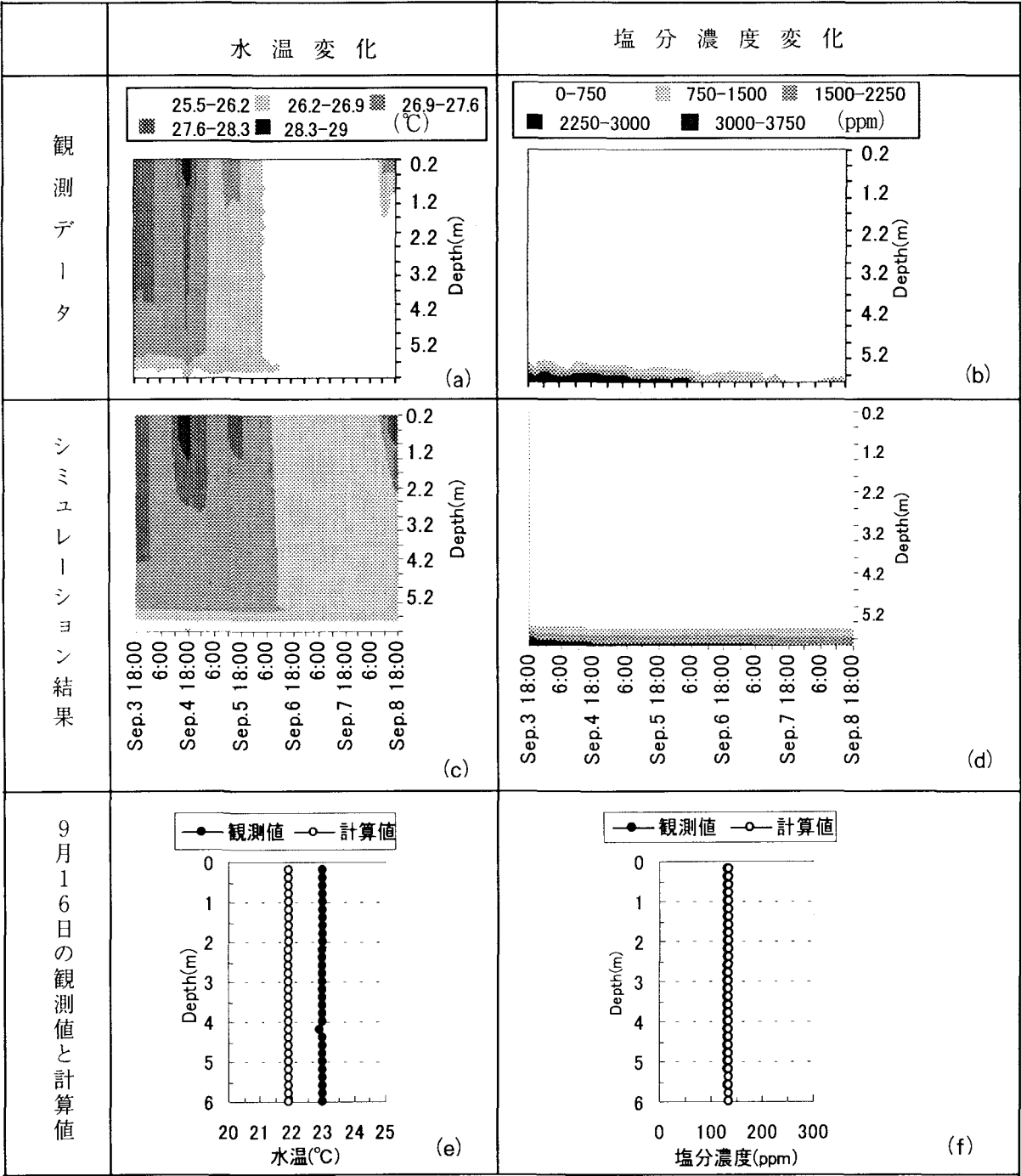


図-4 水温および塩分濃度の観測結果とシミュレーション結果の比較

数値計算において、密度成層が破壊に至ったという判断基準は、表層第1層と最下層第30層との密度差が0.5kg/m³以下となった時とした。

これらの条件により得られた、一定風速下における密度成層破壊の所用時間と風速との関係を図-5及び図-6に示す。まず、図-5に示した、水温成層の境界面が水深4m(上下層の水温差は5℃)、塩分成層の境界面が水深5.2m(上下層の塩分濃度差は0～10,000ppm)であるcase1～case4に着目する。この図より、塩分濃度差が大きくなるに従い、成層破壊に必要な風速が大きくなる、あるいは、吹送時間が長くなることが容易にみとれる。例

えば、吹送時間10時間程度で、塩分濃度差3000ppmの成層(case3)を破壊するとしたら、約12.5m/sの風速が、また、塩分濃度差10000ppmの成層(case4)の場合、約16.5m/sの風速が必要である。

水温差5℃による密度の違いは塩分濃度に換算して1100ppm程度であるので、汽水湖においては、水温成層よりも塩分濃度差の違いが成層特性に与える影響が大きいことがわかる。また、成層の破壊条件1に相当する風速を一定に与えた場合、成層破壊に必要な吹送時間は、case1では約30時間、case2では約10時間、case3では約5時間、case4では約4時間となる。これは、ここで用いた

モデルはSpiegelらが示した条件と比べると、成層強度が小さいときに、成層破壊に必要な風速を大きくあるいは吹送時間を長く評価している可能性もあるが、数時間～1日程度のスケールで成層破壊すると評価しており、概ね妥当な結果であると考えられる。詳細には、今後、成層破壊時の観測データを得ることにより評価する必要がある。

次に、高塩分濃度層の厚さの影響をみるために、図-6に示すcase5～case10に注目する。いずれのケースにおいても、水温による成層はない。また、上下層の塩分濃度差は1000～10000ppmであり、case5～case7では高塩分濃度の層厚は80cm、case8～case10のそれは2mである。これらのケースにおいて10時間程度での成層破壊に必要な風速をみると、高塩分濃度層が倍以上に厚くなった影響は、成層破壊に必要な風速が2m/s程度大きくなることであり、塩分濃度差が大きくなる場合と比較するとその影響が小さいことがわかる。

(2) 成層破壊特性における湖形状の影響検討

湖山池の水深分布は図-7に示すとおり、湖内最深部付近で急速に水深が深くなっており、水深4m以上の面積は全体の10分の1以下である。そこで、湖形状の違いによる成層破壊特性の違いをみるため、さきに示した計算条件case5～7について、湖の形状が一樣（鉛直方向に湖面積が変わらない）な場合として、case5'～case7'の計算を行った。その結果を図-8に示す。この図より、吹送時間10時間で成層を破壊するとしたら、湖を一樣形状にした場合の方が、数m/s大きな風速が必要となり、本来の池の形状時において、さらに塩分濃度差を数1000ppm増加した結果と同等となっている。このように湖山池では、池の形状も成層破壊の特性に大きな影響を与える。

(3) 実際の風況下での密度成層破壊の検討

形成された密度成層の破壊頻度を論じるため、実際の風況データを用いて検討を加える。ただし、風速データは鳥取空港（湖山池の約1km北に位置）における観測データを使用する。また、対象とするのは成層が問題となる7、8、9月に観測されたものとする。

計算に使用する風速データは、1991年から1998年の観測データの中で、10m/s以上の風速が観測されたときを対象とした。また、吹き始めと吹き終わりについては、それ以前で風速3m/s未満となるときを吹き始めとし、同様にそれ以降で風速3m/s未満となるときを吹き終わりとした。この基準により抽出された風速データは全部で79組であり、10m/s以上の風が生じるのは、7～9月で年平均10回程度、1ヶ月では3回程度となる。

計算は、表-1に示した成層条件について79組の風況を与え、それぞれの風況が終了するまでに成層が破壊されたかどうかを調べた。各ケースの成層条件で成層が破壊された回数を、年毎に整理したものを表-2に示す。この表より、case5とcase8の条件である塩分濃度差が1000ppm程度の成層であれば、10m/s以上の風速が発生すれば、成層はほぼ破壊されるが、case1のように、温度成層だけでも5℃の温度差があれば、1ヶ月平均1.5回

表-1 成層破壊の特性検討の計算条件

case	水温(℃)		塩分濃度(ppm)		成層境界の水深(m)		成層破壊に必要な風速(m/s)	
	上層	下層	上層	下層	水温	塩分	条件1	条件2
1	30	25	500	500	4	5.2	7.3	4.2
2	30	25	500	1500	4	5.2	10.3	5.9
3	30	25	500	3500	4	5.2	14.5	8.4
4	30	25	500	10500	4	5.2	24.0	13.8
5	27	27	500	1500	4	5.2	7.2	4.2
6	27	27	500	3500	4	5.2	12.5	7.2
7	27	27	500	10500	4	5.2	22.8	13.1
8	27	27	500	1500	4	4	6.3	3.7
9	27	27	500	3500	4	4	10.9	6.3
10	27	27	500	10500	4	4	20.0	11.5

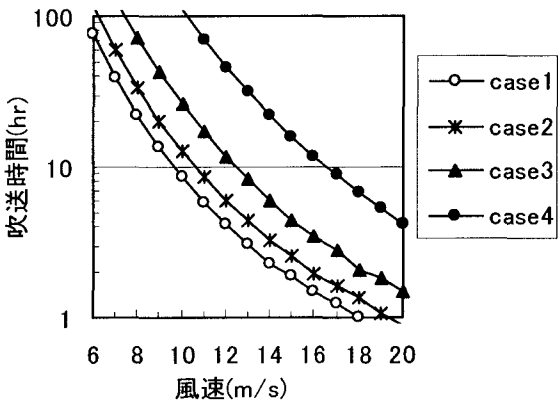


図-5 成層破壊に必要な風速と吹送時間の関係 (case1～case4)

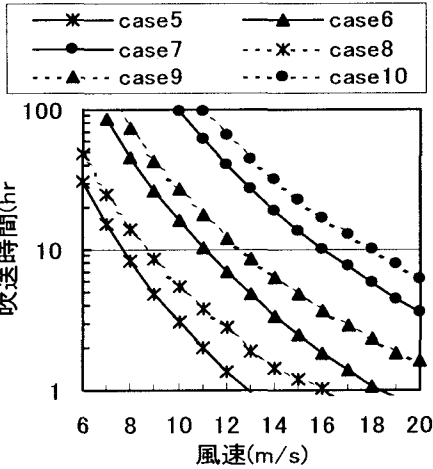


図-6 成層破壊に必要な風速と吹送時間の関係 (case5～case10)

(=37回/8年/3月)，すなわち、20日に1回程度の頻度でしか成層は破壊されないことが分かる。ただし、実際は夜間には水温成層が弱まるので、これほど長くは続かないと考えられる。さらに、1997年夏期に観測された条件

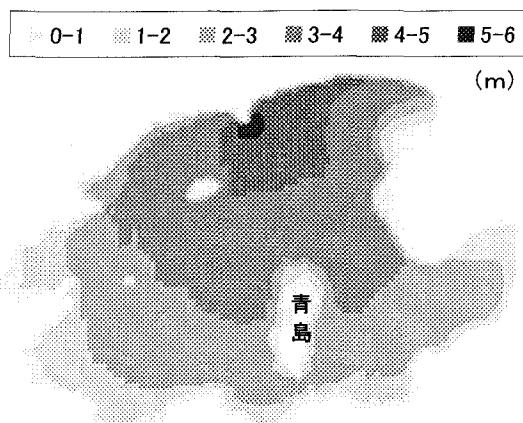


図-7 湖山池における水深分布

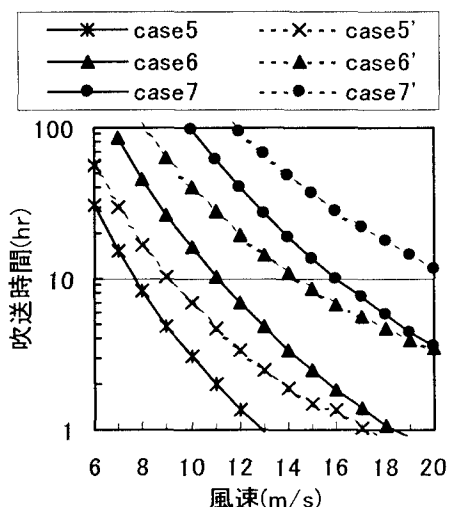


図-8 湖形状の影響を考慮した密度成層の破壊特性

表-2 密度成層の破壊頻度

case	91	92	93	94	95	96	97	98	計 /79
1	5/11	9/14	3/6	4/9	3/9	7/14	5/11	1/5	37
2	3/11	7/14	3/6	3/9	2/9	5/14	4/11	1/5	28
3	2/11	2/14	2/6	1/9	1/9	2/14	2/11	1/5	13
4	1/11	0/14	0/6	1/9	0/9	1/14	0/11	0/5	3
5	9/11	14/14	6/6	7/9	8/9	8/14	9/11	3/5	64
6	3/11	7/14	2/6	1/9	1/9	4/14	4/11	1/5	46
7	1/11	0/14	1/6	1/9	0/9	1/14	1/11	0/5	5
8	9/11	14/14	6/6	7/9	8/9	8/14	9/11	3/5	64
9	3/11	7/14	2/6	1/9	1/9	4/14	4/11	1/5	46
10	1/11	0/14	1/6	1/9	0/9	1/14	1/11	0/5	5

に近いcase3では、1ヶ月平均0.5回 (=13/8/3)，すなわち、2ヶ月に1回程度しか成層を破壊する風が生起しないことが分かる。このように下層に塩水が流入するような場合、7月～9月の間に1回もしくは2回しか成層を破壊する風は発生せず、成層が長期間続き水質が悪化する可能性が高い。また、高塩分濃度層が下層80cmのとき (case5～case7) と下層2mのとき (case8～case10) を比較すると、それぞれに対応するケース (例えばcase5と

case8) では、成層破壊の頻度は同じであり、図-6において塩分濃度層の厚さの影響は少ないことを示したように、実際の風況下においてもその影響が少ないことが示された。

4. おわりに

本研究は、浅い汽水湖における密度成層場の破壊特性について1次元モデルを用いて数値解析的に検討を加えた。本研究で得られた成果は次のとおりである。

- (1) 鉛直1次元モデルで、浅い汽水湖の温度および塩分濃度の変化について、時間的にほぼ予測することができる。
- (2) 汽水湖である湖山池においては、上下層の水温差より海水流入に伴う塩分濃度差による密度差が、成層破壊に与える影響が大きく、下層の高塩分濃度層の厚さは、それほど大きな影響を与えない。また、池の形状は、密度成層の破壊に大きな影響を与える。
- (3) 湖山池の場合、過去の風況データから、5℃程度の温度成層だけでは3週間以内に成層は破壊されるが、塩分濃度差が3000ppm程度の成層が生じると、密度成層が1ヶ月以上続き、水質が悪化する可能性が高い。

本研究において、湖山池での密度成層の風況による破壊条件およびその特性を明らかにできたと考えられる。今後は、3次元モデルを用いた数値解析を行い、より精度の高い成層破壊過程の計算を行っていく予定である。

謝辞：本研究は、岡山大学環境理工学部大久保賢治助教授との共同研究で行われた。また、現地観測等において鳥取大学工学部水工学研究室諸君の協力を得た。気象データについては、鳥取地方気象台および鳥取大学乾燥地研究センターより提供いただいた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 道上正規・檜谷治・矢島啓：浅い汽水湖における密度成層の破壊特性，水工学論文集，第43巻，pp.1067-1072，1999。
- 2) 高津治・中村由行・早川典生：湖沼の水温構造の予測モデル，水工学論文集，第35巻，pp.179-185，1991。
- 3) Murakami,M., Y.Onishi and H.Kunishi：Heat and salt balance in the Seto Inland Sea, J.Oceanogr. Soc.Japan, vol.45, pp.204-216, 1989。
- 4) 中村由行・西田克司・早川典生・西村肇：沿岸海域における鉛直拡散係数の推定法に関する研究，海岸工学論文集，第36巻，pp.809-813，1989。
- 5) 余越正一郎・富所五郎：風による諏訪湖の流動特性，土木学会論文報告集，第276号，pp.53-63，1978。
- 6) Spiegel, R.H. and Imberger, J.: The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size, J.Phys.Oceanogr., Vol.10, pp.1104-1121, 1980。
- 7) Tomson,R.O.R.Y. and Imberger, J.: Proc. Int. Symp. Stratified Flows,2nd, pp.562-570,1980。

(1999. 9. 30受付)