

平成19年度修士論文

# 閉鎖性水域における水質のモデル化

## MODELING OF WATER QUALITY IN A CLOSED WATER AREA

三重大学大学院生物資源学研究科共生環境学専攻

自然環境システム学講座

水域環境学研究室

506M228 伊藤広高

指導教員 葛葉泰久

## 目次

第1章 序論	・・・	3
第2章 対象地の概要	・・・	6
第3章 観測概要と使用データ	・・・	8
3.1 気象		
3.2 水温・流量・水質		
第4章 数値モデル		
4.1 水温モデル	・・・	11
4.1.1 熱収支式		
4.1.2 熱拡散方程式		
4.2 水質モデル	・・・	18
4.2.1 流入負荷量の推定		
4.2.2 生態系モデル		
4.3 モデルの流れ	・・・	21
4.4 モデルの評価方法	・・・	23
第5章 結果と考察		
5.1 水温モデル	・・・	24
5.1.1 Calibration		
5.1.2 Validation		
5.2 水質モデル	・・・	30
5.2.1 流入負荷量		
5.2.2 Calibration		
5.2.3 Validation		
第6章 まとめ	・・・	35
引用・参考文献		

## 第1章 序論

近年、河川や湖沼、海域などの水域において富栄養化に代表されるような水環境の悪化が問題となっている。元来富栄養化とは、深くて栄養塩の少ない貧栄養状態の水域が流域からの影響を受けて浅くて栄養塩に富む富栄養状態になり、さらに湿原、極相としての森林へと遷移していく自然現象のことである（岩佐<sup>1)</sup>、1990）。水質汚濁の分野では、湖沼や内湾などの閉鎖性水域で窒素、リンなどの栄養塩類の過剰な流入により、水域の一次生産量が異常に増大して生態系に異変が生じ、水質が累進的に悪化する現象をいう（環境省HP<sup>2)</sup>）。富栄養化が進行すると、赤潮やアオコの発生、異臭、透明度の低下などの水質障害や、酸素濃度低下による魚介類の死滅を引き起こすので水域の生態系にも悪影響を及ぼす。

また、河川や湖沼、海域ではそれぞれの利用目的に応じて人の健康の保護や生活環境の保全に関する環境基準が定められているが、河川や海域の環境基準の達成率は70~90%であるのに対し、湖沼は40~50%と極めて低い（Fig.1）。これは、湖沼などが閉鎖性の強い水域であり、物質が堆積しやすく自浄作用が小さいからである。

閉鎖性水域の一つにため池がある。ため池とは人工的要素の強い水体で、湖と比べて規模は小さく、排水施設を備えたものを指し、多くのものは水深が2~4 m程度である。自然の湖沼でも後に排水施設を造ればため池として扱うことになる。しかし、ダムのような大規模のものはこの範疇に入れない（ため池の自然談話会<sup>3)</sup>、1994）。また、河川法や日本ダム協会では、堤体が15m以上の川などを堰き止めて作られた構造物のことをダムと定義されているので、15m未満のものをため池と呼ぶこともある。

ため池の特徴として、まず水深が浅く小さな水体であるということが挙げられる。湖では水が入れ替わるために数年はかかるが、ため池では早いところでは数日で入れ替わる。このことは、生活廃水や工場廃水などによる汚染の影響を強く速く受けることを意味する。したがってため池は富栄養化が発生しやすい。富栄養化すると農作物に生育阻害が起こったり、プランクトンが異常繁殖して水が貧酸素となり生物が多量に死滅したりする恐れがある。

もう一つの特徴として、ため池は人間によって管理された水体であることが挙げられる。一般的な湖沼は一年を通してあまり水位の変化はないが、ため池では灌漑による取水によって大きく水位が変動し、ときには冬季に池の富栄養化や生態系の遷移を抑えて池を一定の状態に保つために池の水を抜いて底を干すこともあった。

近年になり、ため池が本来持っている灌漑施設や防災機能に加えて、「地域景観」「自然環境」「親水空間」「歴史的資源」などの多面的機能が評価されてきて、香川県や兵庫県、名古屋市などでため池を保全する条例が作られ始めるなど、ため池の保全が注目されている（浜島ら<sup>4)</sup>、2001）。

しかしながら、ダム建設や農業用水路の開通などによるため池への依存度の低下や都市化による埋め立てや周辺環境の変化により、ため池は減少していて、三重県でも多くのため池が姿を消した (Fig.2)。さらにこれらの理由により、ため池は蔑ろに扱われたり放置されたりし、池周辺の自然は壊され、水は汚濁した。水質が悪くなると、農作物の生育が悪くなり自然環境などの多面的機能も低下してしまうので、水環境の保全や改善、特に富栄養化対策が必要である。

水環境の保全・改善を行う上で、対象水域の物質動態の構造解明が大切である。水域内では、生態系を通じて様々な物質が循環している。特に富栄養化した水域では、植物プランクトンにとって栄養塩である窒素とリンの循環の把握が重要である。現在、水質を予測するのに最もよく使われているのが生態系モデルである。生態系モデルは、植物プランクトンの光合成や死滅などの生物的变化過程、酸化・還元反応などの化学的变化、拡散・沈降などの物理的作用を考慮した物質循環を定式化したもので、対象水域の物質動態の把握や将来予測、水質保全対策の検討などに有効である。

一方、水質や生態に強く影響を与える物理量に水温がある。生態系モデルにおいても水温は植物プランクトンの光合成やデトリタスの分解などに関係するので重要であるが、ボックスモデルと呼ばれる 1 点のみを推定するモデルでは、その推定方法は三角関数による近似 (例えば大久保・細身<sup>5)</sup>, 1999) や無視しているもの (例えば斉藤ら<sup>6)</sup>, 2006) が多いのが現状である。

このような背景をもとに、本研究では、三重県津市に位置するため池の大澤池を対象に、水質モデルを構築することを目的とした。また、近隣の地域気象観測点 (AMeDAS) で得られた気象データを用いて、対象とするため池の (鉛直方向の) 水温分布を予測することで、水質モデルの精度向上を行った。

以下、第 2 章では研究対象とするため池の概要を述べる。第 3 章では、使用データについて、第 4 章では数値モデルについて述べる。さらに、第 5 章は結果と考察であり、最後に第 6 章で結論を述べる。

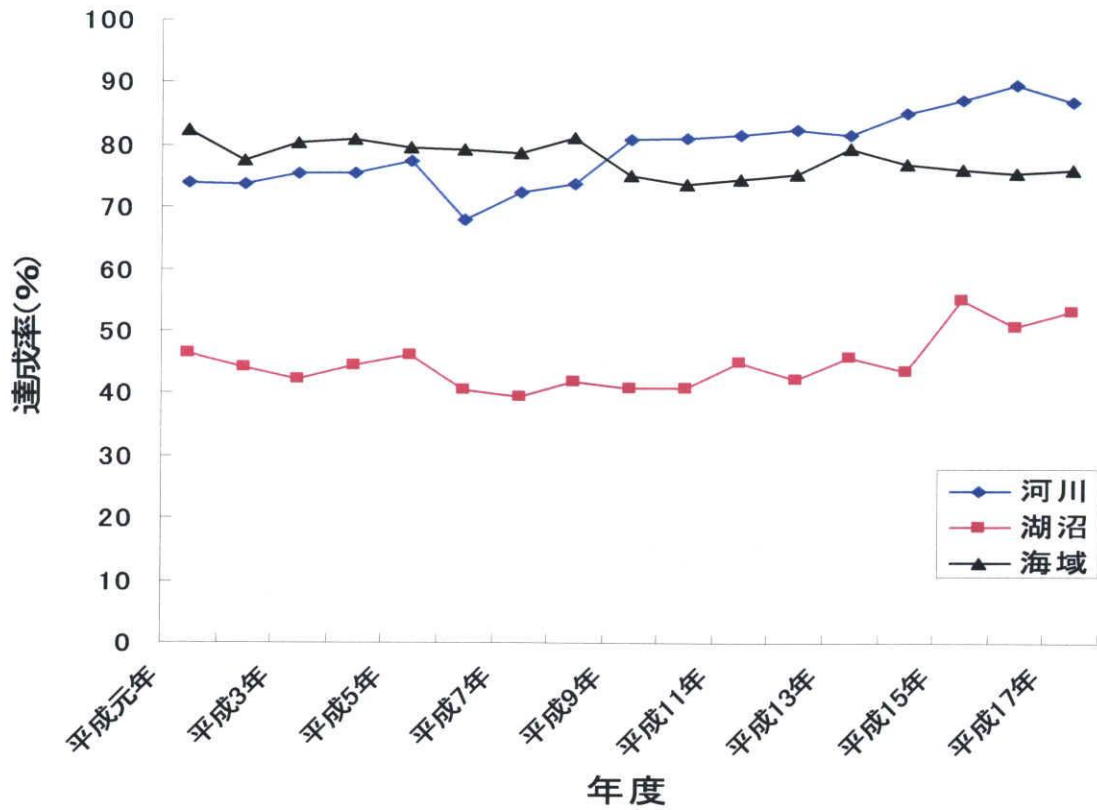


Fig.1 Transition of Achievement Rate for Environmental Standards

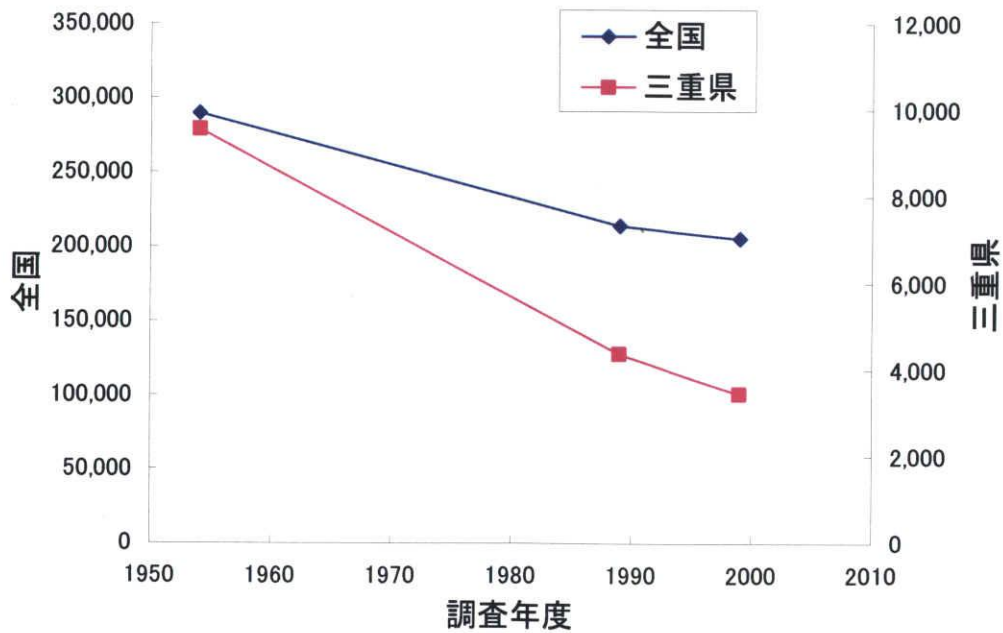


Fig.2 The Number of Small Reservoir

## 第 2 章 対象池の概要

対象池である大澤池のある津市は、三重県北中部に位置し、北部には 2 級河川の志登茂川や安濃川などが、南部には 1 級河川の雲出川などが流れている。大澤池では気象観測は行われていないので、津市における 1971～2000 年の年平均の気象は、気温が 15.5℃、降水量が 1650.3mm、風速 4.2m/s、相対湿度は 70%である。

大澤池は志登茂川水系のため池で、水面積約 9ha、平均水深 1m、貯水量は約 9 万 m<sup>3</sup>である。大澤池には流入する水路が 1 本、流出する水路が 1 本、水門が 2 つある。上流の水田の排水や雨水などが水路を伝って流入し、流出水は農業用水に使われ、毛無川(二級河川)を流れ志登茂川に合流し、伊勢湾へと流出している (Fig.3)。後述する観測期間は非灌漑期であったため水門は 2 つとも使われていなく閉じていたので、流出は流出口からのみであった。また近年には、アオコの発生が確認されていて、富栄養化による水環境の悪化が深刻化している。



Fig.3 Surrounding Map

## 第3章 観測概要と使用データ

### 3.1 気象

大澤池近辺では気象観測は行われていないので、大澤池に一番近い、池から南東に約5kmのところ(Fig.4参照)にある津地方気象台(標高:2.7m, 観測項目:気圧, 気温, 湿度, 風向風速, 降水量, 日照時間, 積雪の深さ)で観測された気象データを使用する。その気象データのうち, 気圧(毎時), 気温(毎時・日平均), 風速(毎時), 降水量(日総量), 日射時間(毎時・日総量)を使用する。

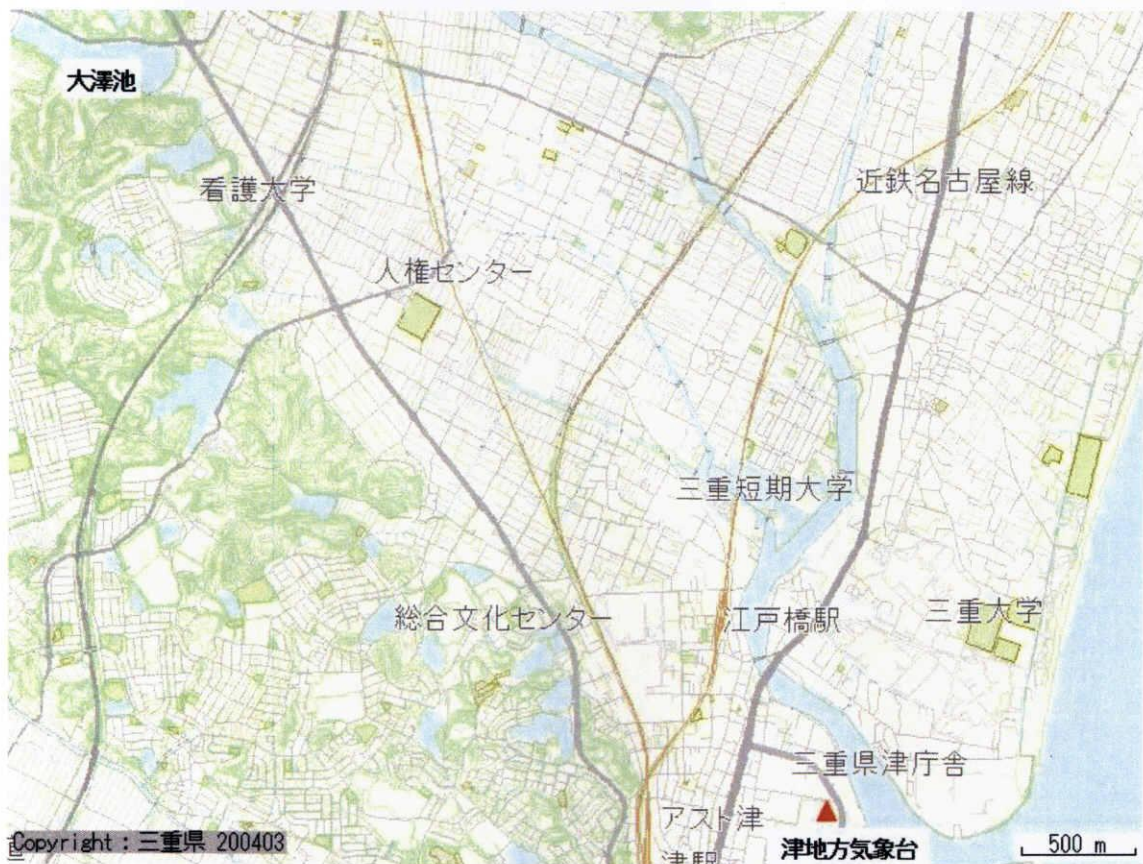


Fig.4 Map of Tsu Local Meteorological Observatory



### 3.2 水温・流量・水質

水温に関しては、10/29 から 12/27 までの期間で、水温・照度計測ロガー（オンセット社）を用いて 1 時間サンプリングで、ため池内及び流入水路の観測を行った（Fig.5 参照）（以下、水温観測と称す）。ため池内については池東岸に位置する水門（水深約 1m）の付近で、水路については流入口にそれぞれ水温・照度計測ロガーを設置した。観測期間は非灌漑期であったため、水門は常に閉まっており、水門が開くことによる流動への影響はなかったと考えられる。水温観測にあたり、池の水平面の水温分布の違いがあるかを 1/27 に調査した。その結果、1/27 は北西の風で風速が 4~7m/s であったが流入水路口付近である測点①しか流入水路の影響が表れていないので、池の水平面水温分布は流入水路口付近を除いてほぼ一様であると思われる（表 1, Fig.6 参照）。また、透明度は直径 30cm の白色の円盤を水中に下ろして目視により観測した。

流量については、流入水路の幅は 3m であり、水位と流速（水位の約半分の水深）を測ることで流量を求めた。流速の測定には電磁流速計（株式会社ケネック）を使用した。ここで得られた水位と流量は、後述の流入負荷量を推定するときに必要な流量を求めるための回帰式に使用した。

水質に関しては、水温・照度計測ロガーを設置した同じところで週 1 回程度の頻度で採水を行った。水質項目は全窒素(T-N)と溶存態窒素(D-N)である。T-N は採水した試料を有機物分解装置（株式会社共立理化学研究所）にてアルカリ性ペルオキシニ硫酸カリウム - 紫外線分解法で分解し、デジタルパックテスト・マルチにて還元 - ナフチルエチレンジアミン法で測定し、D-N は試料をろ過してから T-N と同じ方法で分解・測定した。顕濁態窒素(P-N) は T-N から D-N を差し引くことで求めた。



Fig.5 Observation points of Pond Osawa

Table1 Observation of horizontal water temperature

水深 (m)	水路	①	②	③	④	⑤	⑥
0	7.3	5.8	4.8	5.0	5.2	4.9	4.7
0.2		5.6	4.7	4.9	5.2	4.9	4.7
0.4		5.5	4.7	4.8	5.1	4.9	4.7
0.6		5.4	4.7	4.8	5.1	4.9	4.7

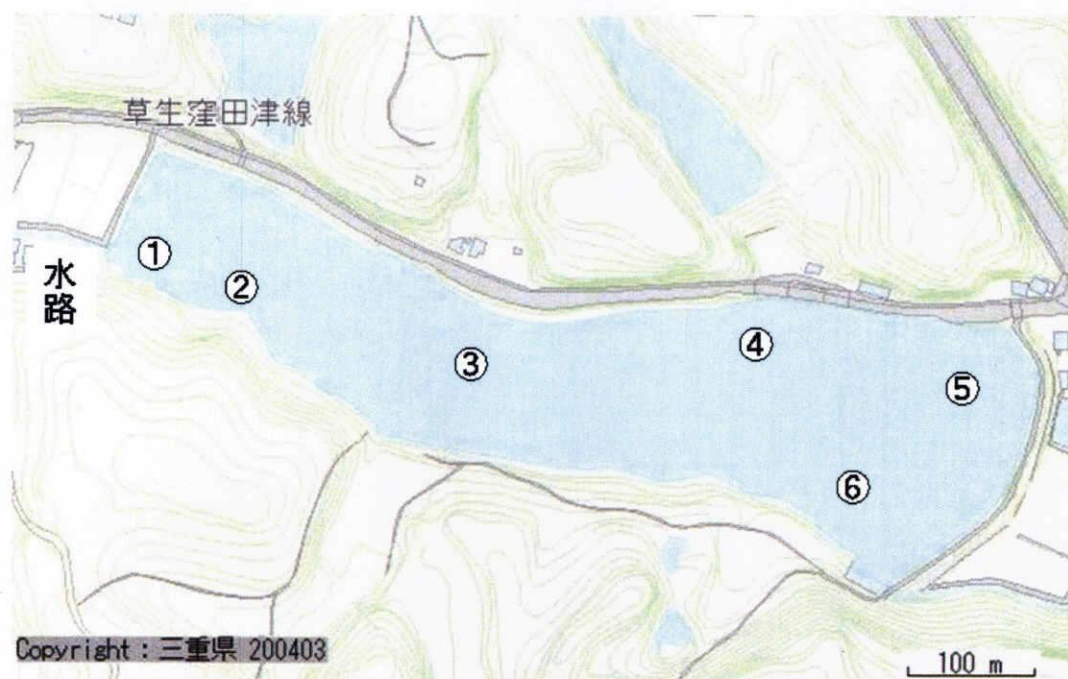


Fig.6 Observation points of horizontal water temperature

## 第 4 章 数値モデル

本研究で用いた数値モデルは、大澤池の水温を推定するモデルと池の水質濃度を推定するモデルの 2 種類から構成されている。

### 4.1 水温モデル

気象データの 1 時間値をデータとして用いて水温を推定するモデルを構築した。以降、このモデルを「水温モデル」と称す。

#### 4.1.1 熱収支式

池の水面での熱収支式は次式で表される。

$$(1-ref)S \downarrow - \varepsilon(\sigma T_s^4 - L \downarrow) - H - lE - G = 0 \quad (1)$$

ここに、 $ref$  : アルベド,  $S \downarrow$  : 短波放射量 ( $Wm^{-2}$ ),  $\varepsilon\sigma T_s^4$  : 池の水面から上向きの長波放射量 ( $Wm^{-2}$ ),  $\varepsilon$  : 水面の射出率 ( $\approx 0.96$ ),  $\sigma$  : ステファン・ボルツマン定数 ( $= 5.67 \times 10^{-8}$ ),  $T_s$  : 池の水面温度 (K),  $L \downarrow$  : 大気からの長波放射量 ( $Wm^{-2}$ ),  $H$  : 顕熱量 ( $Wm^{-2}$ ),  $lE$  : 潜熱量 ( $Wm^{-2}$ ),  $G$  : 貯熱量 ( $Wm^{-2}$ ) である。

アルベド  $ref$  は太陽高度によって変化するのでスネルの法則とフレネルの法則により

$$ref = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\tan^2(\theta - j)}{\tan^2(\theta + j)} + \frac{\sin^2(\theta - j)}{\sin^2(\theta + j)} \right\} \quad (2)$$

$$\frac{\sin \theta}{\sin j} = n \quad (3)$$

と表される (近藤  $\eta$ , 1994)。ここに、 $\theta$  : 太陽の天頂角 (rad),  $j$  : 屈折角 (rad),  $n$  : 水の屈折率 ( $= 1.33$ ) である。

・短波放射量  $S \downarrow$  の推定

短波放射とは、 $4 \mu\text{m}$  以下の波長の放射のことで、地球上で観測される波長  $4 \mu\text{m}$  以下のものはほとんど全部太陽を発生源とする（気象の辞典<sup>8)</sup>）。池の水面上の短波放射量は、大気上端における水平面日射量を日照時間により補正して求める。大気上端における水平面日射量  $S_0 \downarrow$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) は次式で求める（近藤<sup>7)</sup>, 1994）。

$$S_0 \downarrow = \frac{I_{00}}{\pi} \left( \frac{d_0}{d} \right)^2 \cos \theta \quad (4)$$

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh \quad (5)$$

$$\left( \frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta \quad (6)$$

$$+ 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \sin a) \quad (7)$$

$$a = 4.871 + \eta + 0.33 \sin \eta \quad (8)$$

$$\eta = (2\pi/365)i \quad (9)$$

$$i = 30.36(M - 1) + \text{DAY} \quad (10)$$

ここに、 $I_{00}$  : 太陽定数 ( $=1365 \text{ Wm}^{-2}$ )、 $d$  : 太陽・地球間の距離、 $d_0$  : 太陽・地球間の距離の平均値、 $h$  : 南中からの時角 (rad)、 $\phi$  : 観測地の緯度 (rad)、 $\delta$  : 太陽の赤緯 (rad)、 $M$  : 月数、 $\text{DAY}$  : 各月の日である。

短波放射量  $S \downarrow$  は地上に届くまでに大気や雲によって減光されるので大気上端における水平面日射量  $S_0 \downarrow$  を日照時間  $N$  (h) より補正して求める。

$$\frac{S \downarrow}{S_0 \downarrow} = a \frac{N}{N_0} + b \quad \left( 0 < \frac{N}{N_0} \leq 1 \right) \quad (11)$$

$$= c \quad \left( \frac{N}{N_0} = 0 \right)$$

$$N_{0d} = \frac{2H}{0.2618} \quad (12)$$

$$\sin(H/2) = \left( \frac{A}{\cos \phi \cos \delta} \right)^{1/2} \quad (13)$$

$$A = \sin \left( \frac{\pi}{4} + \frac{\phi - \delta + 0.01}{2} \right) \sin \left( \frac{\pi}{4} - \frac{\phi - \delta - 0.01}{2} \right) \quad (14)$$

$$N_0 = \frac{N_{0d}}{2} - |12 - \text{hour}| \quad (15)$$

ただし  $N_0 > 1$  の場合  $N_0 = 1$ ,  $N_0 < 0$  の場合  $N_0 = 0$  とする

ここに,  $a = 0.511$ ,  $b = 0.244$ ,  $c = 0.118$ ,  $N_{0d}$ : 1日の可照時間 (h),  $N_0$ : 可照時間 (h),  $H$ : 地平屈折度を考慮した日の出から南中までの時角 (rad),  $\text{hour}$ : 現時刻 (h) である.

・長波放射量  $L \downarrow$

長波放射とは, 大地・大気・雲などから射出される放射で, 波長が  $4 \sim 100 \mu\text{m}$  の放射である (気象の辞典<sup>8)</sup>). 快晴日の日平均長波放射量  $L_{fd} \downarrow$  は次式で求まる (近藤<sup>7)</sup>, 1994).

$$L_{fd} \downarrow = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T_{ad}^4 \quad (16)$$

$$x = \log_{10} \omega_{TOP}^* \quad (17)$$

$$\log_{10} \omega_{TOP}^* = 0.0315T_{DEW} - 0.1836 \quad (18)$$

$$T_{DEW} = \frac{237.3 \log_{10}(e/6.11)}{7.5 - \log_{10}(e/6.11)} \quad (19)$$

$$e = \frac{RH}{100} e_{SAT} \quad (20)$$

$$e_{SAT} = 6.1078 \times 10^{7.5T_{ad}/(237.3+T_{ad})} \quad (21)$$

ここに,  $T_{ad}$ : 日平均気温 (K),  $\omega_{TOP}^*$ : 有効水蒸気量の全量 (cm),  $T_{DEW}$ : 露点温度 (°C),  $e$ : 水蒸気圧 (hPa),  $RH$ : 相対湿度 (%),  $e_{SAT}$ : 飽和水蒸気圧 (hPa) である.

次に, 雲の効果を考慮した長波放射量  $L \downarrow$  は, 快晴日の日平均長波放射量  $L_{fd} \downarrow$  を日射時間  $N$  より補正して1時間ごとの気温を用いて次式により求める.

$$L \downarrow = \sigma T_a^4 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{L_{fd} \downarrow}{\sigma T_{ad}^4} \right) C \right] \quad (22)$$

$$C = 0.826 \left( \frac{N_d}{N_{0d}} \right)^3 - 1.234 \left( \frac{N_d}{N_{0d}} \right)^2 + 1.135 \left( \frac{N_d}{N_{0d}} \right) + 0.298 \left( 0 < \frac{N_d}{N_{0d}} \leq 1 \right) \quad (23)$$

$$= 0.2235 \quad \left( \frac{N_d}{N_{0d}} = 0 \right)$$

ここに,  $T_a$ : 気温 (K),  $C$ : 雲の効果を表す係数,  $N_d$ : 1日の日照時間 (h) である.

・顕熱量  $H$  ・潜熱量  $lE$

顕熱量  $H$  は次式で表される.

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \quad (24)$$

$$lE = l \rho C_E U (q_s - q) \quad (25)$$

$$q = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad (26)$$

ここに,  $c_p$  : 空気の定圧比熱 ( $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $\rho$  : 空気の密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ ),  $C_H$  : 顕熱のバルク輸送係数,  $U$  : 風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $T_a$  : 気温 ( $\text{K}$ ),  $l$  : 水の気化の潜熱 ( $\text{Jkg}^{-1}$ ),  $C_E$  : 潜熱のバルク輸送係数,  $q$  : 比湿 ( $\text{kgkg}^{-1}$ ),  $q_s$  : 水面温度  $T_s$  に対する飽和比湿 ( $\text{kgkg}^{-1}$ ),  $p$  : 気圧 ( $\text{hPa}$ ) である. 湖沼などでは  $C_H = C_E$  とし,  $1.1 \sim 1.3 \times 10^{-3}$  の値が用いられている (近藤<sup>5)</sup>, 1994). しかしこれは大気安定・不安定が水面の蒸発に及ぼす効果を考慮できない. ここでは, 舩井<sup>9)</sup> (2003) の, 次に示す大気安定度パラメータ  $\lambda$  を用いて, バルク輸送係数を次式で示す安定度  $\lambda$  の関数で表す方法を準用した.

$$\lambda = \frac{T_a - T_s}{U^2} \quad (27)$$

$$C_E = -c_1 \lambda + c_2 \quad (28)$$

ここに,  $c_1$ ,  $c_2$  : 定数である.

#### 4.1.2 熱拡散方程式

日射の通過を考慮した水中の鉛直水温分布の基礎式は次式で与えられる（倉島ら<sup>10)</sup>, 2003;中村・高津<sup>11)</sup>, 1993).

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (K_m + K) \frac{\partial T}{\partial z} \right\} - \frac{1}{c_w \rho_w} \frac{\partial I}{\partial z} = 0 \quad (29)$$

ここに,  $T = T(z, t)$ : 水温 (K),  $z$ : 鉛直下向きを正とする深さ (m),  $K_m$ : 分子拡散係数 ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ),  $K = K(z, t)$ : 渦動拡散係数 ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ),  $c_w$ : 水の比熱 ( $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $\rho_w$ : 水の密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ ) である.  $I = I(z, t)$  は日射に基づく水中での熱フラックスで, 次式で与えられる (有田<sup>12)</sup>, 1998).

$$I(z, t) = (1 - \beta)(1 - ref)S \downarrow \exp(-k_s z) \quad (30)$$

$$k_s = \frac{1.7}{D_s} \quad (31)$$

ここに,  $\beta$ : 正味の短波放射量のうち水表面近傍で吸収される割合 (=0.4),  $k_s$ : 消光係数 ( $\text{m}^{-1}$ ),  $D_s$ : 透明度 (m) である.

境界条件は, 池の水面境界条件として,

$$G = -c_w \rho_w (K_m + K) \frac{\partial T}{\partial z} + I \quad (z = 0) \quad (32)$$

および, 池の水底境界条件として,

$$c_w \rho_w \Delta z \frac{\partial T}{\partial t} - (Q_G + I + Q_{N,N-1}) = 0 \quad (z: \text{最下層}) \quad (33)$$

$$Q_G = c_w \rho_w (K_m + K) \frac{T_G - T_N}{\Delta z} \quad (34)$$

$$Q_{N,N-1} = c_w \rho_w (K_m + K) \frac{T_{N-1} - T_N}{\Delta z} \quad (35)$$

である. ここに,  $Q_G$ : 池の水底面と池水との熱交換量 ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $Q_{N,N-1}$ : 底層  $N$  とその上の層  $N-1$  との熱交換量 ( $\text{Wm}^{-2}$ ),  $T_G$ : 底層が接する池底面の温度 (K),  $T_N$ ,  $T_{N-1}$ : それぞれ底層  $N$ , その上の層  $N-1$  の水温 (K) である.

・渦動拡散係数

式(29)で用いられている渦動拡散係数  $K$  を求めるためには、密度成層がない中立安定状態の場合での渦動拡散係数  $K_0$  を求め、次に密度成層がある場合の乱れの抑制効果を考慮する必要がある。ここでは、渦動拡散係数  $K$  は湖沼や海域で一般的に適用されている次式を用いて求める (有田<sup>12)</sup>, 1998)。

$$K = K_0 (1 + a Ri^b)^{-c} \quad (36)$$

ここに、 $Ri$  : リチャードソン数,  $a, b, c$  : 正の定数である。定数  $a, b, c$  はさまざまな経験式が提案されているが、今回は解の安定性から次のモデルを用いる。

$$\text{Newbold and Liggett}^{13)} (1974) \text{ モデル} \quad a = 0.00176, b = 1, c = 0.5$$

式(4)の右辺の渦動拡散係数  $K_0$  は Henderson-Sellers<sup>14)</sup> (1984) によれば

$$K_0 = \frac{u^*{}^2}{v_s k^*} \exp(-k^* z) \quad (37)$$

と表される。ここに、 $u^*$  : 水中での摩擦速度 ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $v_s$  : 表面流速 ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $k^*$  : 摩擦速度  $u^*$  の減衰係数であり、以下が提案されている。

$$k^* = \frac{0.51 \sin \phi}{U(2)^2} \quad (\text{中村ら}^{11)}, 1993) \quad (38)$$

$$k^* = 6U^{-1.84} \quad (\text{Smith}^{15}), 1979) \quad (39)$$

ここに、 $U(2)$  : 水面上 2m の風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ) である。また、摩擦速度  $u^*$  は Hostetler and Bartlein<sup>16)</sup> (1990) を参考に

$$u^* = 0.0012U \quad (40)$$

とした。ただし大気が不安定で微風のときには次式を用いる (近藤<sup>7)</sup>, 1994)。

$$u^* = \sqrt{\frac{0.04^2 \rho}{\rho_w}} \quad (u \leq 0.5, \lambda < 0)$$

そして、表面流速  $v_s$  は Henderson-Sellers<sup>14)</sup> (1984) によって

$$v_s = 30u^* \quad (41)$$

と推定した。

次に、式(36)のリチャードソン数  $Ri$  は厳密な推定が困難であるので、Sundaram et al.<sup>17)</sup> (1973) を参考に

$$Ri = \frac{a_v g z^2}{u^*{}^2} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (42)$$

と表現した。ここに、 $a_v$  : 体積膨張係数 ( $\text{K}^{-1}$ ),  $g$  : 重力加速度 ( $\text{ms}^{-2}$ ) である。

ただし本研究では、(36)式の  $(1 + a Ri^b) < 0$  となり計算不能になる場合が起きた。その理由は、(36)式の  $b=0$  で、風速  $U$  が小さいことにより摩擦速度  $u^*$  が式(39)より小さくなるこ



とと  $\frac{\partial T}{\partial z} < 0$  によって,  $Ri$  が負で絶対値が非常に大きくなるからである. 風速  $U$  が小さければ水中では乱流拡散は起こらないので,  $(1 + aRi^b) < 0$  の場合は  $K = 0$  とした.

・ 流入水の影響

倉島ら<sup>10)</sup> (2003) を参考に, 上流水路からの流入水は, その密度より小さい密度を持つ層に流入し, その量は流入の対象となる層で等分されると仮定すると, 流入による変化後の水温は次のように表される.

$$T_j' = \frac{V_j \rho_j T_j + v_j \rho_m T_m}{V_j \rho_j + v_j \rho_m} \quad (43)$$

$$v_j = \frac{v_m}{n} \quad (44)$$

ここで,  $v_j$  :  $j$  層への流入量 ( $\text{m}^3$ ),  $v_m$  : 流入量 ( $\text{m}^3$ ),  $T_m$  : 流入水の温度 (K),  $\rho_m$  : 流入水の密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ ),  $n$  : 流入対象となる層の数である.

## 4.2 水質モデル

### 4.2.1 流入負荷量の推定

大澤池へ流入する水路の物質ごとの負荷量は L-Q 式と呼ばれる推定方法を用いる。L-Q 式とは、汚濁流出モデルで最も一般的に用いられる統計回帰モデルの 1 つで、次の 2 式がよく使われる。

$$L = aQ + b \quad (45)$$

$$L = aQ^b \quad (46)$$

ここで、 $L$  : 負荷量 ( $\text{gday}^{-1}$ )、 $Q$  : 流量 ( $\text{m}^3\text{day}^{-1}$ )、 $a, b$  : 定数である。一次式になるか指数式になるかは、水質項目や当該河川の水文状況によって異なる (田淵ら<sup>18)</sup>, 1998)。また、負荷量を求めるのに必要である流量は水位と良い相関があることが知られているが、その回帰式はそれぞれの河川・水路によって違っている。そこで本研究では、観測した水位と流速から水位と流量の回帰式を求めて流量を推定した。

#### 4.2.2 生態系モデル

水質濃度の推定には、Fig.7に示す生態系モデルを用いる。池の生態系は、植物プランクトンと栄養塩である溶存態窒素、デトリタスの3者の相互作用から成り立っているとした。植物プランクトンの濃度は Chl-a 濃度で表すこととし、デトリタスの濃度は頭濁態窒素 (P-N)で表すこととする。

植物プランクトンの増殖速度は、栄養塩濃度、短波放射量、水温の影響を考え、次式で表される (岩佐<sup>1)</sup>, 1990)。

$$\mu = \mu_{\max} f_N f_I f_T \quad (47)$$

ここで、 $\mu$  : 比増殖速度 ( $\text{day}^{-1}$ )、 $\mu_{\max}$  : 最大比増殖速度 ( $\text{day}^{-1}$ )、 $f_N, f_I, f_T$  : それぞれ栄養塩・短波放射量・水温の影響関数である。 $f_N$ は栄養塩の飽和状態を考慮することができる Monod 形の関数が一般的に用いられ、 $f_I$ と $f_T$ は直線型・飽和型・指数型がある。本研究では、大澤池のリン濃度が低かったため $f_N$ は窒素のみを考え、 $f_I$ は最適日射量以上の強光に対しては増殖が阻害されることがあるため強光阻害を考慮できる指数型、 $f_T$ は計算が容易な直線型を使用し、それぞれ次式で表される

$$f_N = \frac{N}{K_N + N} \quad (48)$$

$$f_I = \frac{I}{I_{opt}} \exp\left(1 - \frac{I}{I_{opt}}\right) \quad (49)$$

$$f_T = \frac{T}{T_{opt}} \quad (50)$$

ここで、 $N$  : D-N 濃度 ( $\text{mgL}^{-1}$ )、 $K_N$  : 窒素の半飽和定数 ( $\text{mgL}^{-1}$ )、 $I_{opt}$  : 最適日射量 ( $\text{calcm}^{-2}\text{day}^{-1}$ )、 $\theta_T$  : 定数、 $T_{opt}$  : 最適温度 ( $^{\circ}\text{C}$ ) である。

各水質項目の物質収支式は以下に表される (岩佐<sup>1)</sup>, 1990; 斉藤ら<sup>6)</sup>, 2006)。

a) Chl-a

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \mu A - k_d A - \frac{v_A}{z} A + \frac{L_A - Q_{out} A}{V} \quad (51)$$

b) D-N

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -r_N \mu A + k_M \theta_D^{T-20} D + \frac{R_N}{z} \theta_R^{T-20} + \frac{Q_R N_R}{V} + \frac{L_N - Q_{out} N}{V} \quad (52)$$

c) デトリタス

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{k_d}{r_N} A - \frac{v_D}{z} D - k_M \theta^{T-20} D + \frac{Q_R D_R}{V} + \frac{L_D - Q_{out} D}{V} \quad (53)$$

ここで、 $A$  : Chl-a 濃度 ( $\text{mgL}^{-1}$ )、 $k_d$  : 死滅定数 ( $\text{day}^{-1}$ )、 $v_A, v_D$  : それぞれ植物プランクトンとデトリタスの沈降速度 ( $\text{mday}^{-1}$ )、 $z$  : 平均水深 (m)、 $V$  : 貯流量 ( $\text{m}^3$ )、 $L$  : 流

入負荷量 ( $\text{mgday}^{-1}$ ),  $Q_{out}$  : 流出量 ( $\text{m}^3\text{day}^{-1}$ ),  $r_N$  : 植物プランクトンから窒素への換算係数,  $k_M$  : 分解速度 ( $\text{day}^{-1}$ ),  $\theta$  : 温度補正係数,  $D$  : P-P 濃度 ( $\text{mgNL}^{-1}$ ),  $R$  : 溶出速度 ( $\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1}$ ) である. また, 添え字  $out$ ,  $R$  はそれぞれ池の流出, 降雨を表す.

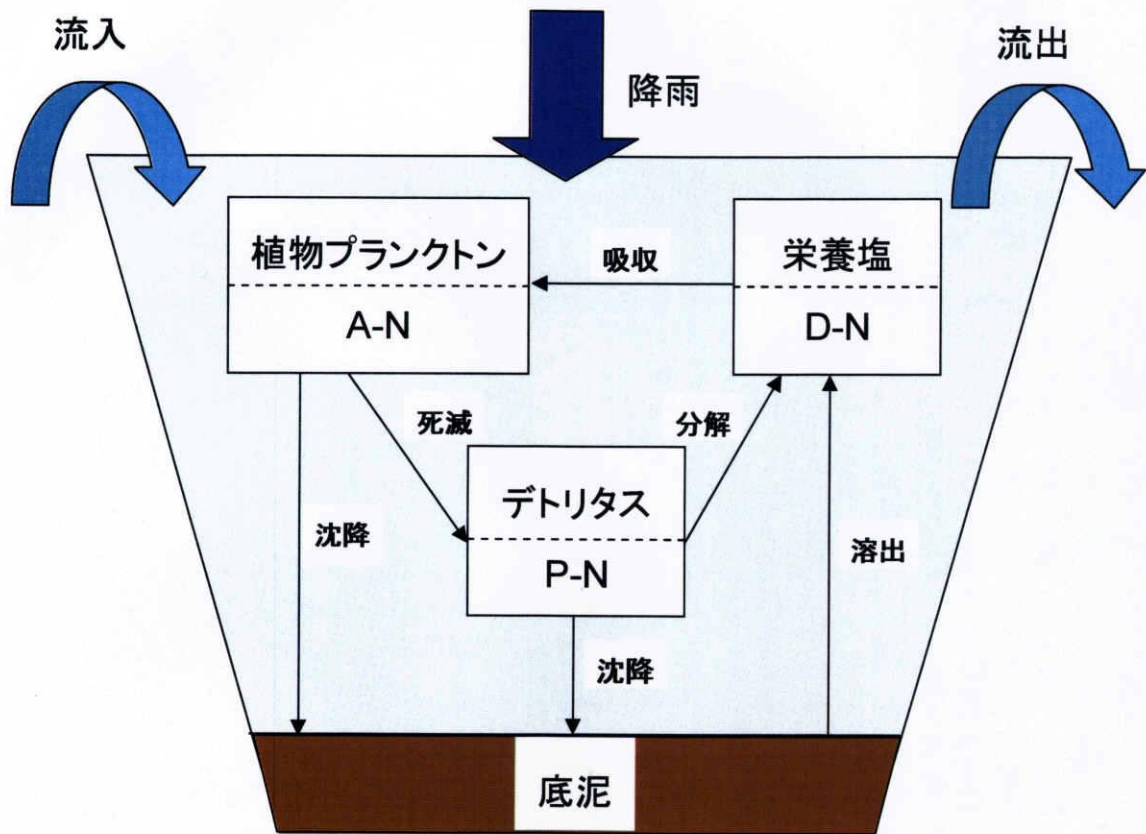


Fig.7 Outline of ecosystem model

### 4.3 計算のフロー

モデルの計算フローを Fig.8 と Fig.9 で示す。まず、気象条件から  $S \downarrow, L \downarrow$  を算定し、水位データから流量を算定する。次に、表面水温  $T_s$  を仮定し、算定した流量と観測した流入水温から式(43)と式(44)から流入水の影響を  $T(z, t-1)$  に反映させ、その表面水温から大気の安定度のパラメータ  $\lambda$  を判定して顕熱量  $H$ 、潜熱量  $LE$  を算定し、式(1)から貯熱量  $G$  を求める。求めた貯熱量  $G$  を池の水面境界条件に反映させ、式(29)を Crank-Nicolson の陰解公式を用いて差分式化し、この 3 重対角連立方程式を解いて鉛直水温分布  $T(z, t)$  を求める。新しく算定した表面水温  $T_s$  が式(1)を満足するかを判定する。収束判定基準  $e$  は  $1.0 \times 10^{-5}$  ( $Wm^{-2}$ ) とした。式(1)を満足しなければ、新しく算定した表面水温  $T_s$  を反映させて大気の安定度のパラメータ  $\lambda$  を判定するところから計算し直し、式(1)を満足するか時間モデルの場合は 10 回繰り返すまで行う。水温モデルは計算の時間ステップは 30(s)とした。

大澤池の池底面の温度  $T_G$  は不明なので、倉島ら<sup>10)</sup>(2003)と同じように 1 時点前の  $T_N$  と等しいと仮定した。

次に、算定した流量から L-Q 式を用いて負荷量を算出する。

最後に、(51)~(53)式を Crank-Nicolson の陰解公式を用いて差分化し、上記で求めた水温の日平均値・短波放射量・流入負荷量を用いて計算することにより、各水質濃度を求める。水質モデルは計算の時間ステップは 1(day)とした。

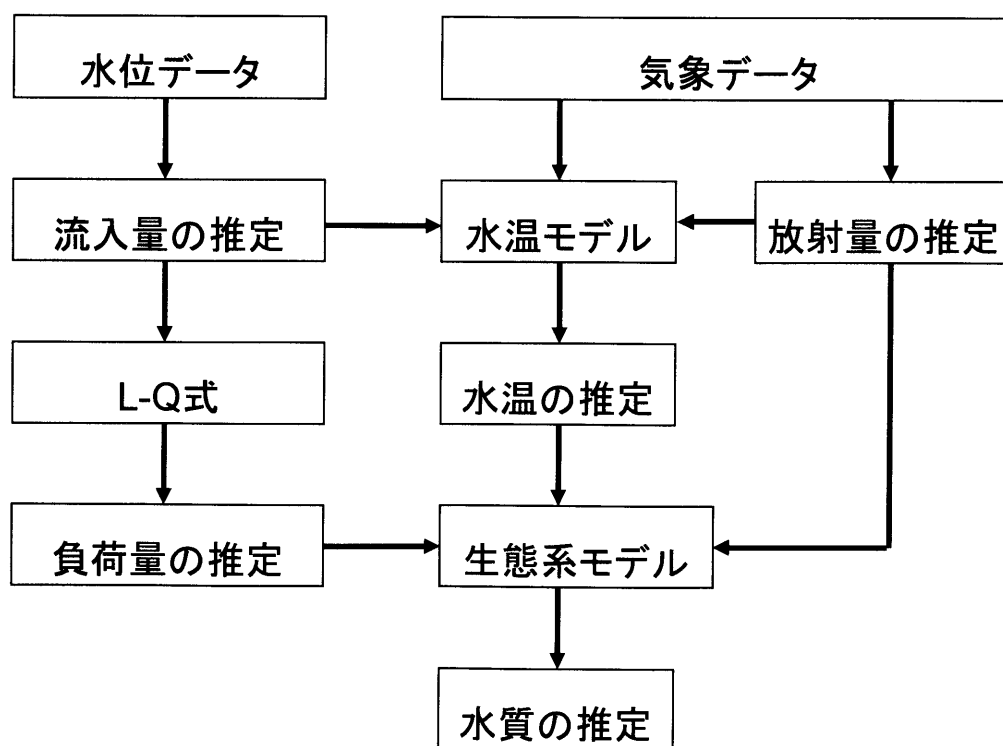


Fig.8 Flow chart of model

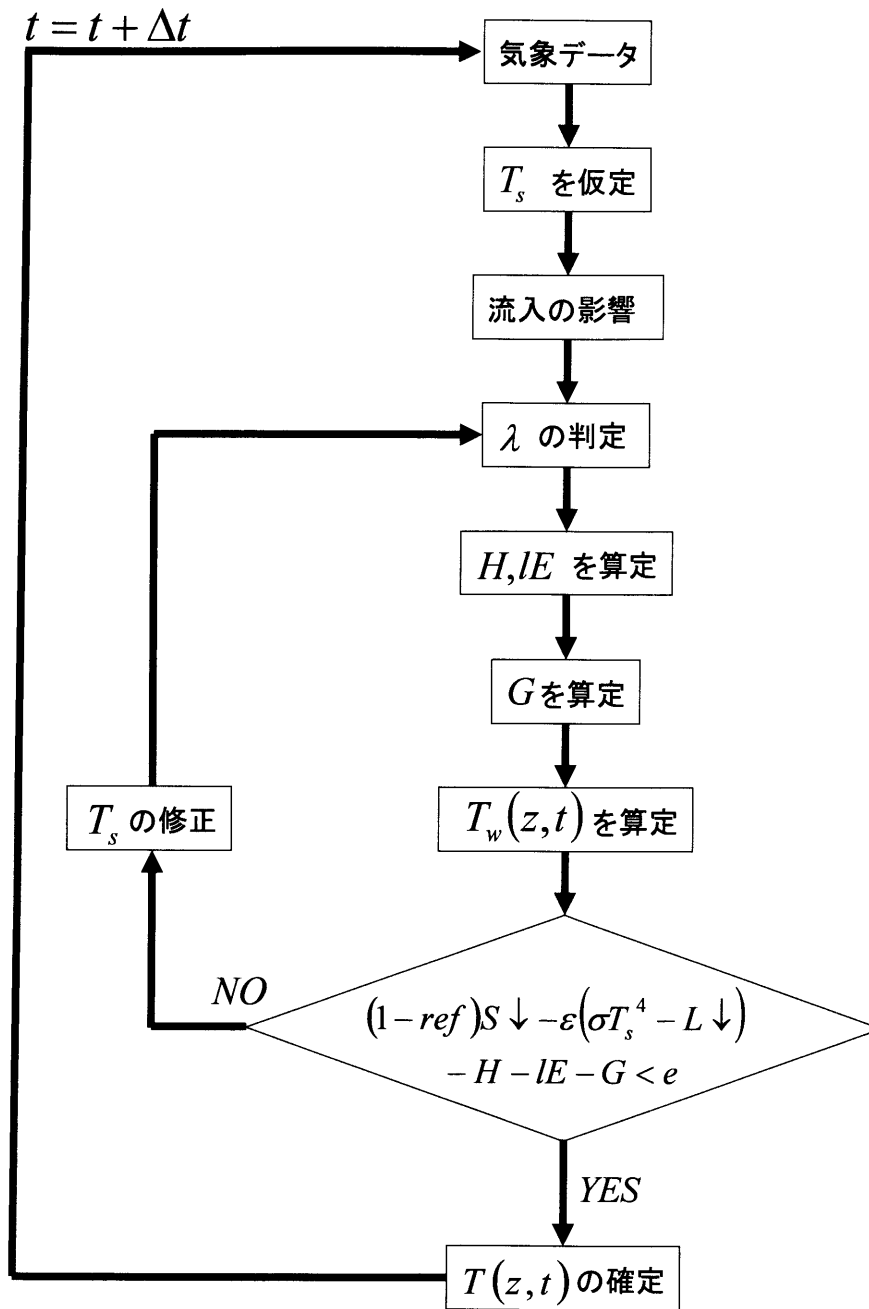


Fig.9 Flow chart of Water Temperature Model

#### 4.4 モデルの評価方法

対象とする期間は 10/29~12/27 である。水温モデルは 10/29~11/18 まで期間を使って Calibration を行い、残りの期間で Validation を行った。水質モデルは 10/29~11/30 まで期間を使って Calibration を行い、残りの期間で Validation を行った。Calibration 期間の長さが 2つのモデルで違うのは、水質のデータ数や水温データの欠測期間があるためである。各モデルの Calibration 方法は後述する。

モデルの Validation 時の客観的な評価方法として、Nash-Sutcliffe efficiencies (Nash-Sutcliffe<sup>19)</sup>, 1970) と決定係数を用いた。

- ・ Nash-Sutcliffe efficiencies (NSE)

観測値と計算値をプロットしたときに、1:1 のライン上にどの程度分布するかを示す指標である。

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_{ave})^2}$$

- ・ 決定係数 ( $R^2$ )

$$R^2 = \frac{\left\{ \sum_{i=1}^n (O_i - O_{ave}) \right\}^2 - \left\{ \sum_{i=1}^n (O_i - P_i) \right\}^2}{\left\{ \sum_{i=1}^n (O_i - O_{ave}) \right\}^2}$$

$O_i$  : 観測値,  $P_i$  : 計算値,  $O_{ave}$  : 観測値の平均

## 第5章 結果と考察

### 5.1 水温モデル

#### 5.1.1 Calibration

大気安定度パラメータ $\lambda$ の関数であるバルク係数は、式(28)より算定する。本研究では、大気が安定である $\lambda \geq 0$ の場合には、 $c_1=0$ とし、 $c_2$ には一般的に用いられているバルク輸送係数の値の範囲 ( $1.1 \sim 1.3 \times 10^{-3}$ ) にある  $1.2 \times 10^{-3}$  を与えた。大気が不安定である $\lambda < 0$ の場合には、 $c_2=1.2 \times 10^{-3}$ に固定し、 $c_1$ に関しては、10/29～11/18の水温の評価（前章で説明した水温モデルを用いた再現計算）において、 $c_1$ を変化させ、最も結果が良いものを選んだ。

また、摩擦速度 $u^*$ の減衰係数 $k^*$ を求める式に式(38)と(39)があるが、式(38)と(39)を用いた10/29～11/18の水温の評価を比較して、結果が良いものを選んだ。評価には(54)で示される残差2乗和を使用した。

Fig.10は式(38)を用いた結果を表した図、Fig.11は式(39)を用いた結果を表した図であり、横軸は $c_1$ の値、縦軸は水深0.25mにおける残差2乗和を表している。これらの図より、 $c_1$ の値は $c_1=0.0005$ で、式(39)の $k^*=6U^{-1.84}$ を用いることが最適であると分かる。この妥当性については、11/19～12/27の水温の実測値と計算値の比較にて検討する

$$ESS = \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \quad (54)$$

ESS : 残差2乗和,  $O_i$  : 観測値,  $P_i$  : 計算値



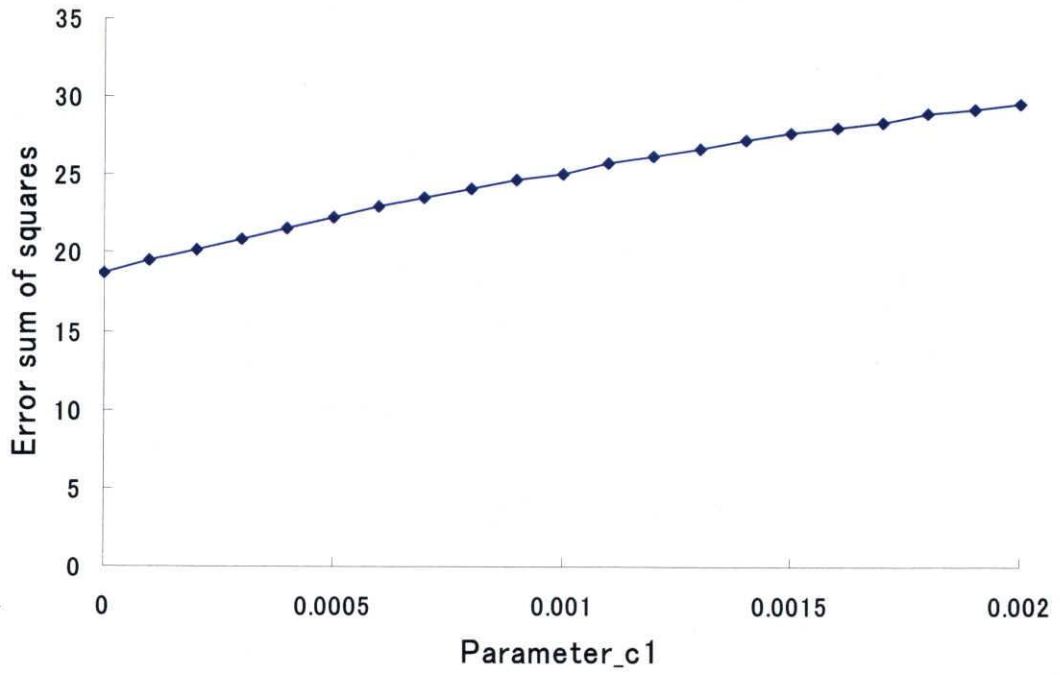


Fig.10 Change of error sum of squares calculated water temperature with the use of mathematical expression (38)

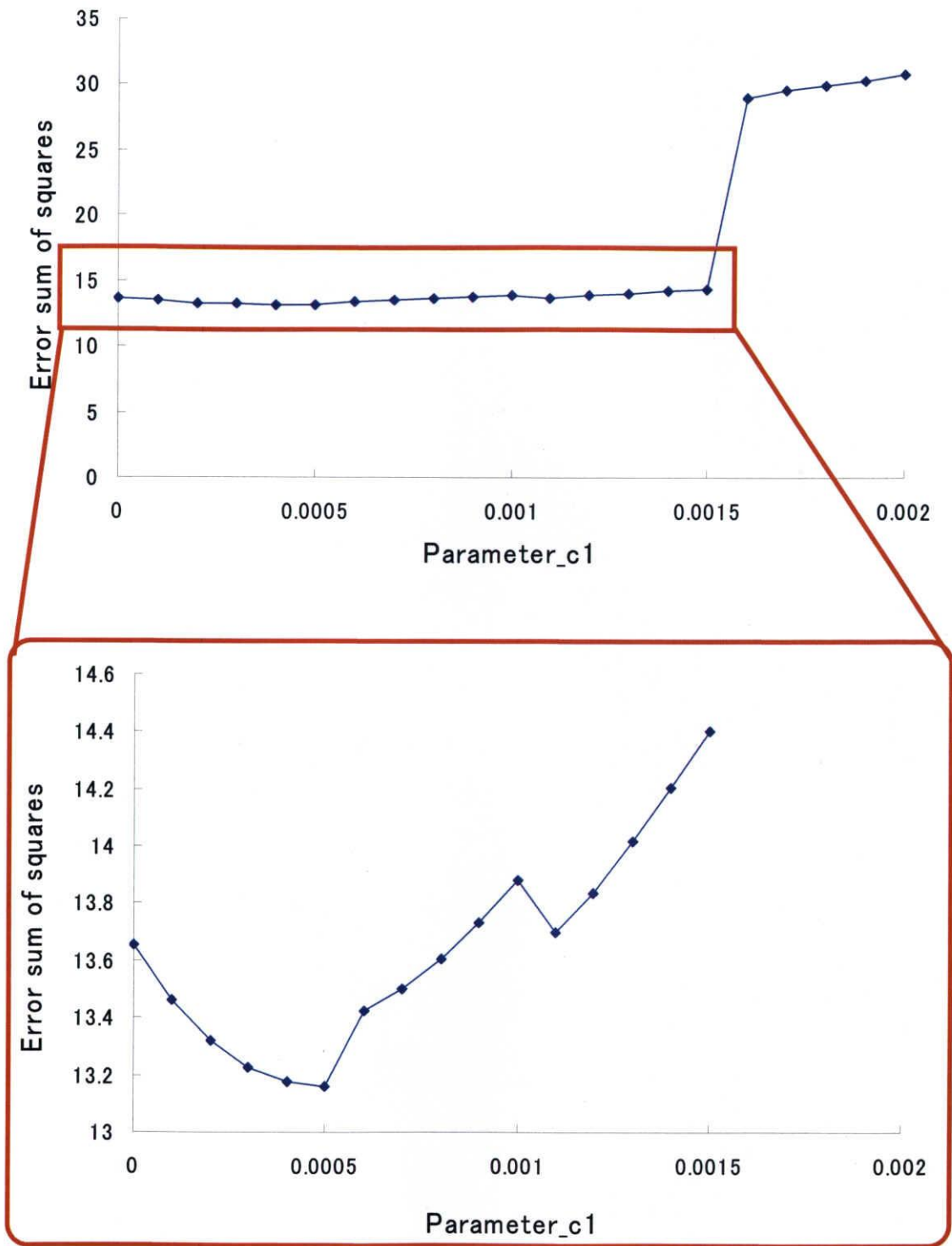


Fig.11 Change of error sum of squares calculated water temperature with the use of mathematical expression (39)

## 5.1.2 Validation

Fig.12 は、 $\lambda < 0$  の大気が不安定におけるバルク係数のパラメータに  $c_1 = 0.0005$  と  $c_2 = 1.2 \times 10^{-3}$ 、摩擦速度  $u^*$  の減衰係数  $k^*$  に Smith<sup>15)</sup>(1979)が提案した  $k^* = 6U^{-1.84}$  を用いた場合の 11/19~12/27 の水深 0.25m の水温の 1 時間値の計算値と観測値の比較を示している。全体の水温の計算結果は  $NSE = 0.66$ 、 $R^2 = 0.73$  であり、1%有意水準で相関があり、良好な結果が得られたと思える。しかしながら、晴れた場合の日中の急な温度上昇には過小評価が見られる。この原因を探るために、種々のパラメータ、計算手法を変える感度分析が有効と考えるが、現段階では、以下のような可能性を考えている。

### (1) 湖底境界条件

今回のシミュレーションでは、ため池の底面の温度を、倉島ら<sup>10)</sup>(2003)と同様、1ステップ前の底面水温で与えた。ただし、倉島ら<sup>10)</sup>(2003)はそのモデルを本研究より水深の大きな葛丸ダム(堤高 51.7m, 最大貯水量  $5 \times 10^6 \text{m}^3$ )に適用していて、水位が一番低いときでも 10m 以上ある。本研究で用いた大澤池は水深が 0.85m であり、実際の池の底面温度は、短波放射の影響で、再現結果より大きな振幅で変化していた可能性がある。そのために、本研究の再現結果は、振幅が過小だったと考える。

Fig.14 には、水質モデルで用いる、1時間値の水温を日平均した計算値と観測値の比較を示している。日平均水温は  $NSE = 0.75$ 、 $R^2 = 0.82$  であり、1%有意水準で相関があり、良好な結果が得られ、水質モデルに使用することができると思われる。

また伊藤<sup>20)</sup>(2006)では三重県鈴鹿市にある流入のない山上池にて本研究で用いた水温モデルと同様な方法で水温推定を行ったが、工事排水によりきちんとした Validation が行えなかったことが課題として残っていた。しかし本研究の結果から、卒論の水温モデルが妥当であることが示唆された。

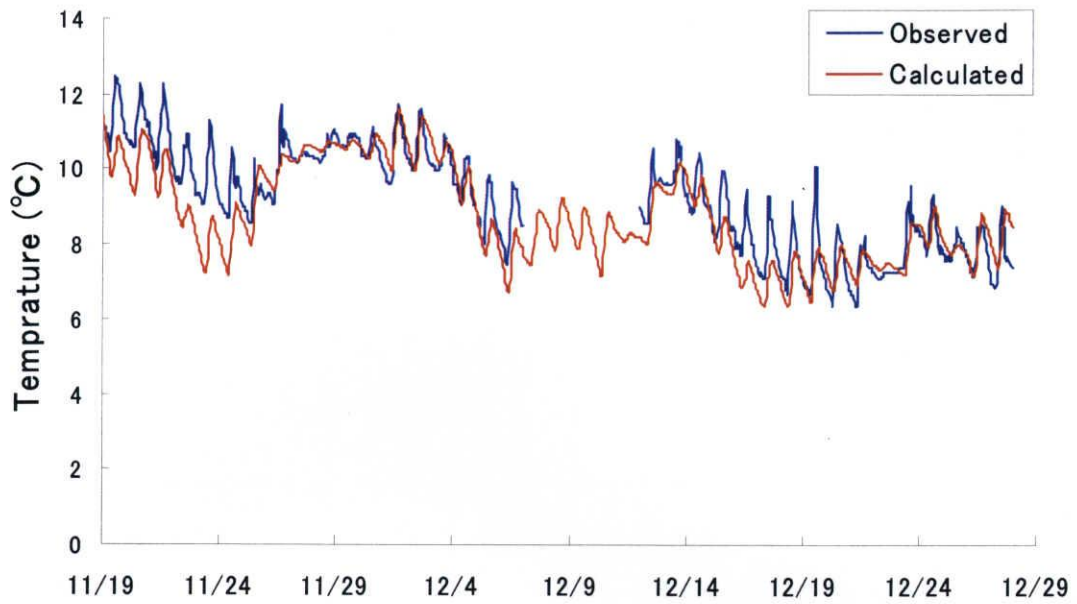


Fig.12 Comparison of measured and calculated water temperature

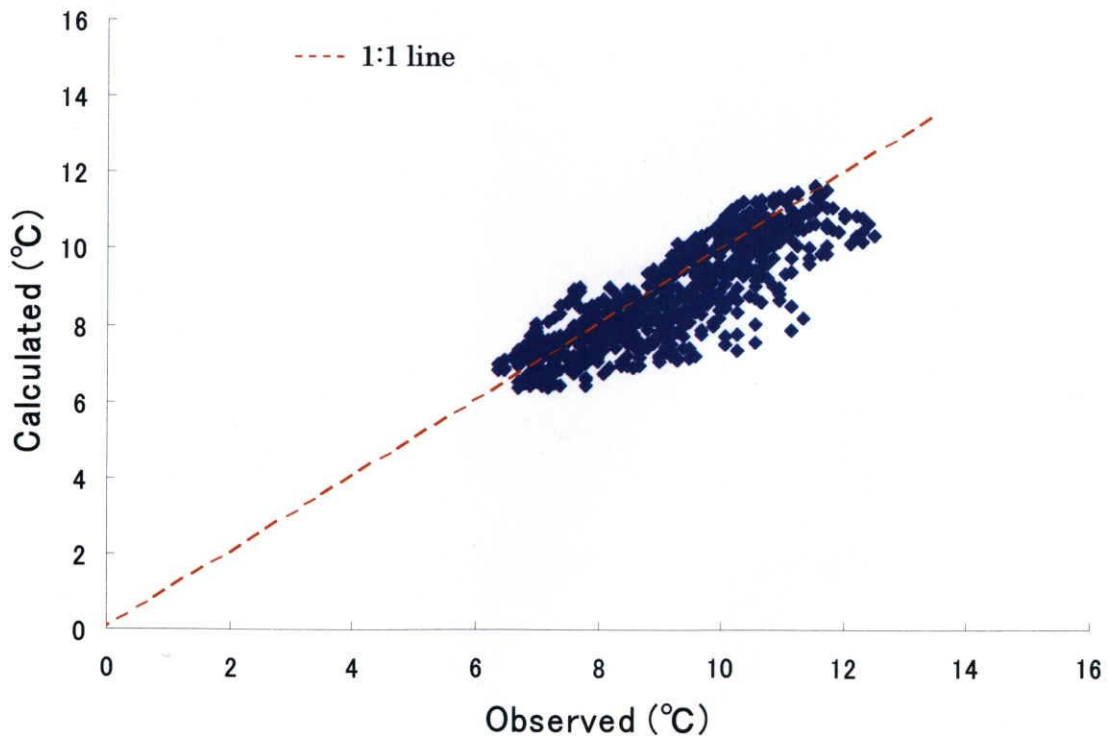


Fig.13 Plot of observed and calculated water temperature

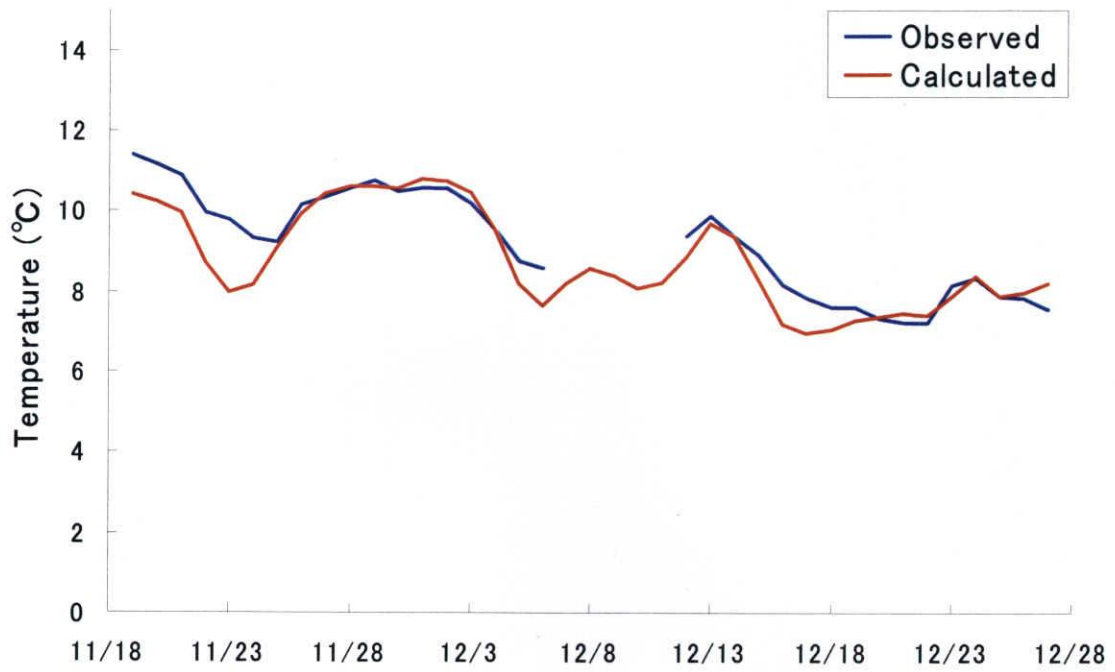


Fig.14 Comparison of measured and calculated average daily water temperature

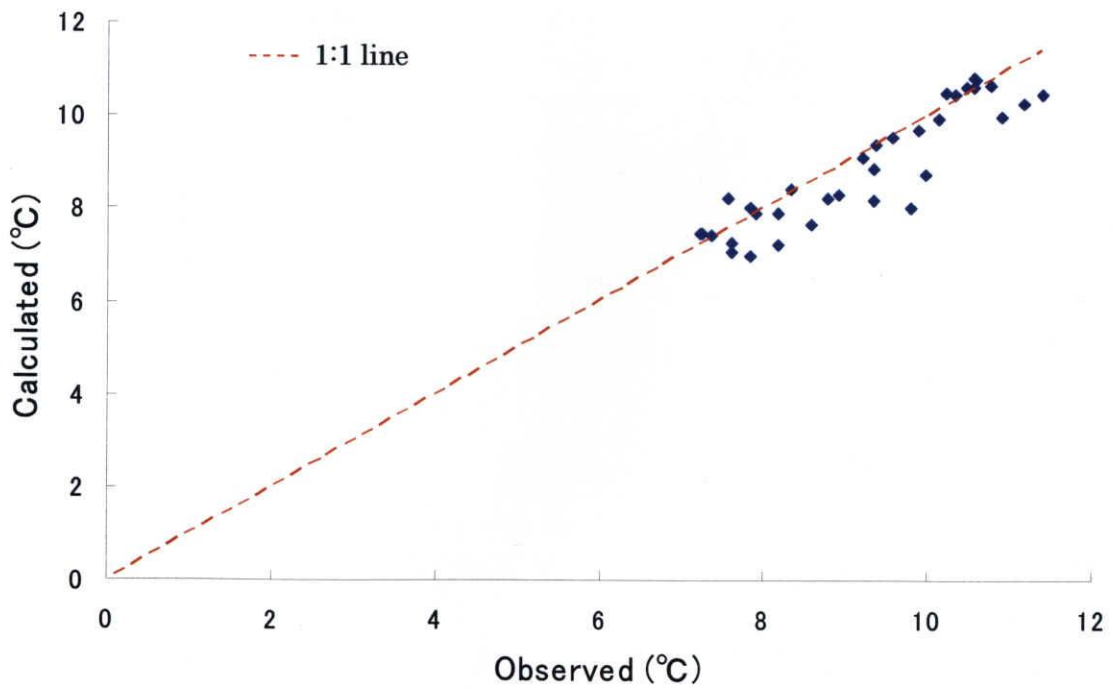


Fig.15 Plot of observed and calculated average daily water temperature

## 5.2 水質モデル

### 5.2.1 流入負荷量

4.2.1 で述べたように、水位  $h$  から流量  $Q$  を推定するため、観測した水位と流量を Fig.16 にプロットした。  $R^2 = 0.86$  で 1% 有意水準で相関が得られたので、この回帰式を用いて流量を推定した。

L-Q 式を求めるため、観測した流量と濃度から水路の流入量と流入負荷量をプロットし、Fig.17 には式(45)を用いた回帰式を示し、Fig.18 には式(46)を用いた回帰式を示す。データ数が少し少ないが、  $R^2 = 0.95 \sim 0.99$  となり 1% 有意水準で相関があり、良い相関が得られた。しかしながら、どちらの回帰式でも低流量時に T-N が D-N より小さくなってしまったので、低流量時に P-N の流入負荷量が負の値にならないように Fig.18 の P-N の回帰式から求めることとした。D-N は、Fig.17 と Fig.18 を比較したところ Fig.17 のほうが若干  $R^2$  が良いので、Fig.17 の回帰式を使用することにした。

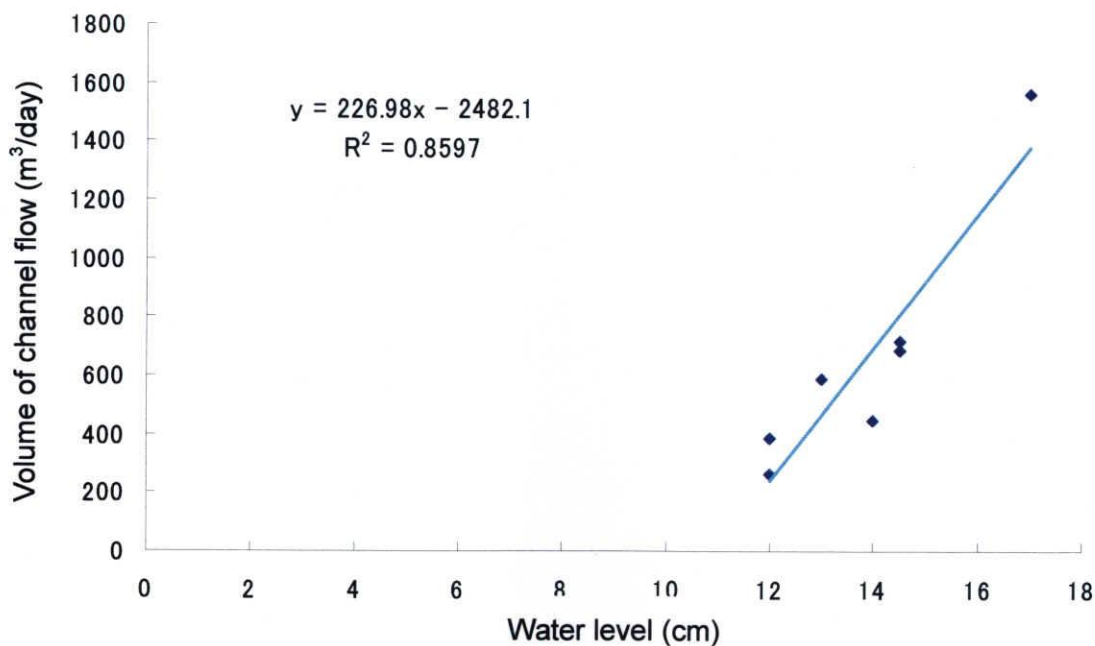


Fig.16 Relationship between water level and volume of channel flow

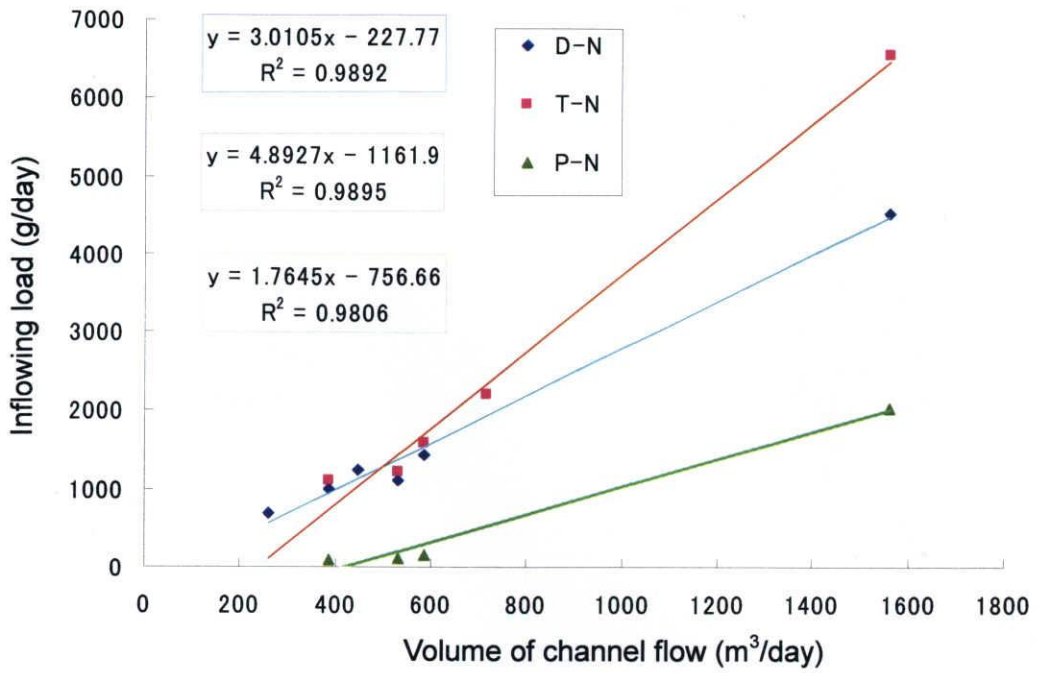


Fig.17 Relationship between volume of channel flow and inflowing load (T-N, D-N, P-N) with the use of mathematical expression (45)

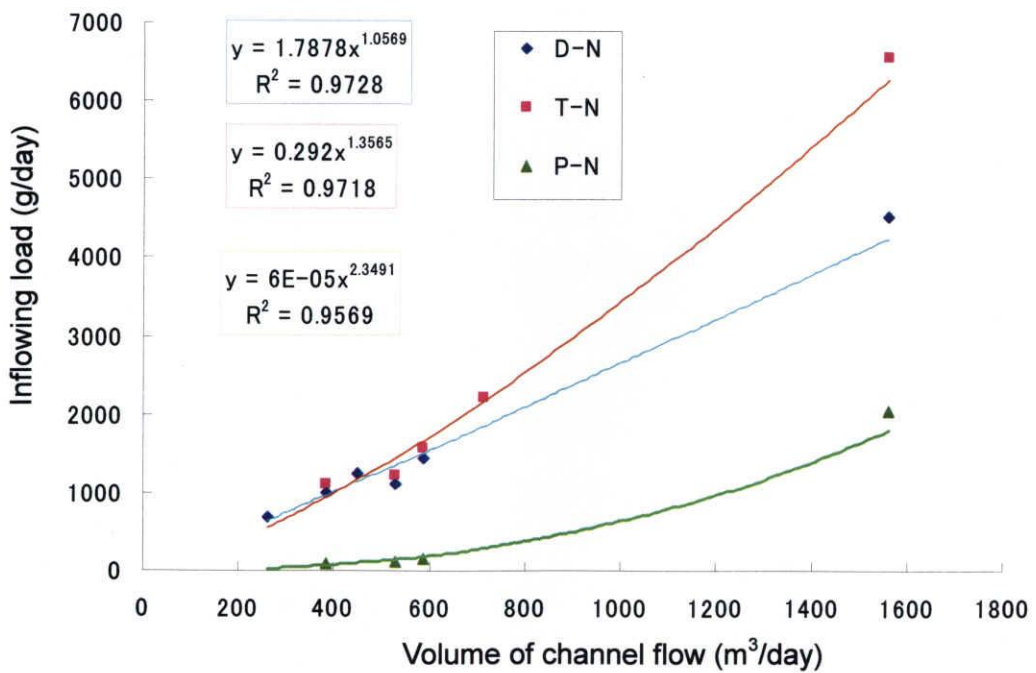


Fig.18 Relationship between volume of channel flow and inflowing load (T-N, D-N, P-N) with the use of mathematical expression (46)

## 5.2.2 Calibration

本研究で用いる生態系モデルには様々なパラメータがあるので、これらを設定するため、10/29～11/30までの期間を用いて Calibration を行った。その方法は、まずパラメータの値が文献によって差の小さいものや同じ値がよく使われるもの ( $T_{opt}, I_{opt}, r_N$ ) をその値で決定し、続いて、他のパラメータの値は観測値と計算値の差が小さくなるように文献値を試行錯誤して Table 2 のように設定した。この妥当性については、12/1～12/27 の T-N と D-N の実測値と計算値の比較にて検討する

Table 2 Values of parameters used in the ecosystem model

パラメータ	記号	単位	設定値	備考
比増殖速度	$\mu_{max}$	1/day	0.95	岩佐 <sup>1)</sup> (1989)より引用
最適温度	$T_{opt}$	°C	25	古川・金木 <sup>21)</sup> (2003), 大久保・細見 <sup>5)</sup> (1999)などより引用
窒素半飽和定数	$K_N$	g/m <sup>3</sup>	0.1	斉藤ら <sup>6)</sup> (2006)より引用
最適日射量	$I_{opt}$	cal/cm <sup>2</sup> /day	300	岩佐 <sup>1)</sup> (1989), 鈴木・阿部 <sup>22)</sup> など引用
死滅定数	$k_d$	1/day	0.005 $T$	古川・金木 <sup>21)</sup> (2003)より引用
分解定数	$k_M$	1/day	0.05	井野場・宮永 <sup>23)</sup> (2001)より引用
温度補正係数(D)	$\theta_D$		1.2	井野場・宮永 <sup>23)</sup> (2001)より引用
沈降速度(A)	$v_A$	m/day	0.05	津野ら <sup>24)</sup> (1978)より引用
沈降速度(D)	$v_D$	m/day	0.01	N.Nyholm <sup>25)</sup> (1978)より引用
換算係数(A から N)	$r_N$	gN/gChl·a	6.3	宗宮・津野 <sup>26)</sup> (1999)より, プランクトン(C <sub>106</sub> N <sub>16</sub> P <sub>1</sub> H <sub>263</sub> O <sub>100</sub> )の乾燥重量 100mg が Chl.a 1mg に相当するとして計算
溶出速度(N)	$R_N$	g/m <sup>2</sup> /day	0.015	Han Weiming, Zhang Guo xun <sup>27)</sup> (1990)より引用
温度補正係数(R)	$\theta_R$		1.08	Han Weiming, Zhang Guo xun <sup>27)</sup> (1990)より引用



### 5.2.3 Validation

Fig.19 は、前述のパラメータを用いた 12/1～12/27 の T-N と D-N の実測値と計算値の比較を示している。計算結果はオーダー的にはほぼ一致しているが、観測頻度が少なく、T-N が  $R^2 = 0.003$ 、D-N が  $R^2 = 0.46$  であり、5%有意水準で有意な相関が見られなかった。実測データでは増加傾向を示しているが、これは降雨により P-N と D-N が増加し、その後 P-N は沈降や分解により減少し P-N の分解によって D-N が増加したためと考えられる。しかし、計算結果では減少傾向を示しており、再現できていない。この理由に関しては以下のような可能性を考えている。

#### (1) モデル内のパラメータ調整が不十分

今回用いたパラメータは、文献値をそのまま引用したので大澤池に適していない可能性がある。特に、 $\mu$  の過大評価または  $R_N$  の過小評価により D-N が減少傾向を示したと考えている。そのため、感度分析などを行うことにより文献値に修正を加える必要がある。

#### (2) 降雨時に流入水路以外から面源負荷の流入

降雨時の濃度上昇の再現性が特に低いことから、大澤池は周囲が約 1.8km あるので幅 3m 全長約 1km の流入水路だけでは降雨時の面源負荷の流入が再現できないと思われる。そこで、流入水路以外から面源負荷の流入を考慮するパラメータを流入負荷量  $L$  に加える必要がある。

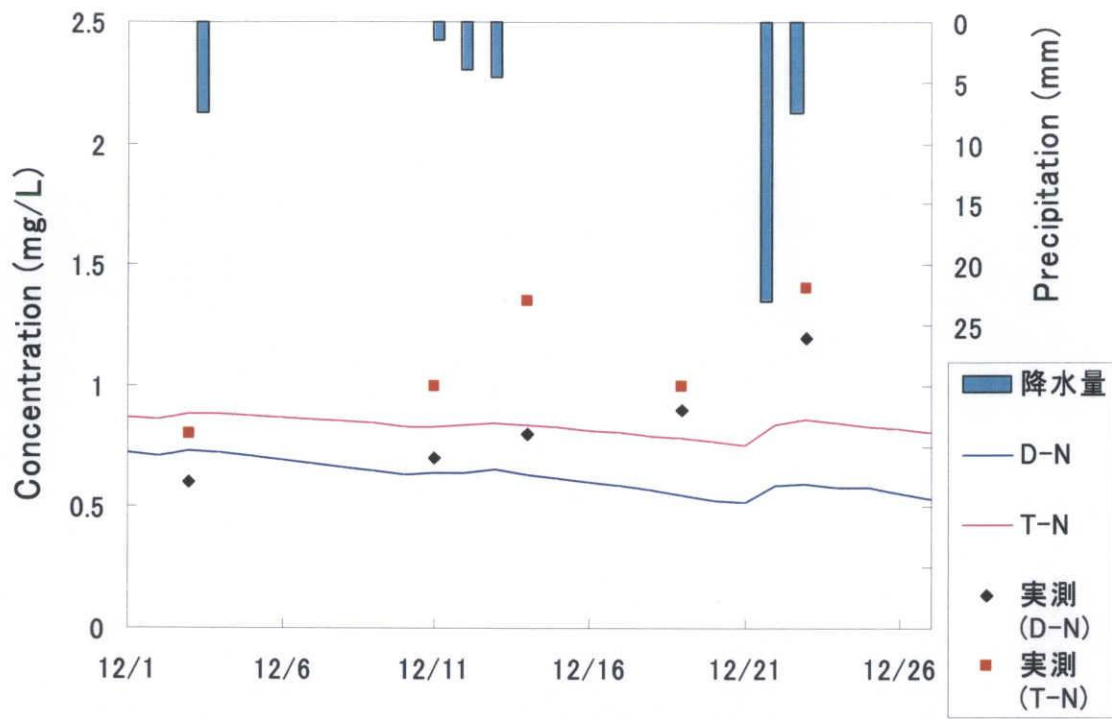


Fig.19 Comparison of measured and calculated water quality (T-N, D-N)

## 第6章 まとめ

大澤池の水質解析のためのモデルを構築した。このモデルは、まず池底面温度など幾つかの仮定を設けることにより、熱の輸送を熱収支に基づく鉛直 1 次元のみと考え、熱拡散方程式を Crank-Nicholson の陰解公式によって差分式化して 3 重対角連立方程式を解くことにより水温の鉛直分布を求めた。そして、この求めた水温を用いて植物プランクトンと栄養塩である溶存態窒素、デトリタスの収支式を解くことで水質を推定した。池の水温は  $NSE = 0.66$ ,  $R^2 = 0.73$  であり、概ね精度良く推定できた。水質は T-N が  $R^2 = 0.003$ , D-N が  $R^2 = 0.46$  であり、オーダーが合っているにとどまった。

今後の課題としては、まず生態系モデルにおいてパラメータの再調整と流入水路以外から面減負荷の流入を考慮するパラメータの導入が必要である。その上で、夏季に水温、水質、水位、取水量などの観測を行うことにより、取水による水位変化や水温分布の構造の変化、夏季のアオコの発生にも対応するモデルを構築する必要がある。

## 謝辞

本論文を進めるにあたり，葛葉泰久教授には学部3年の時から4年間にわたり御指導をしていただき感謝致します。また，清澤秀樹准教授と伊藤良栄助教にはゼミや観測方法等に助言をしていただき感謝致します。そして，水域環境学研究室の皆様には観測をする際に協力していただいたことを感謝します。

最後に，大澤池を貸して下さった窪田町自治会の皆様に厚くお礼申し上げます。

## 引用文献

- 1) 岩佐義朗編著(1990)：湖沼工学，山海堂
- 2) 環境省 <http://www.env.go.jp/policy/assess/index.html>
- 3) ため池の自然談話会(1994)：身近な水辺 ため池の自然学入門，合同出版
- 4) 浜島繁隆，土山ふみ，近藤繁生，益田芳樹編著(2001)：ため池の自然 - 生き物達と風景，信山社サイテック
- 5) 大久保卓也，細見正明(1999)：湖沼生態系モデルによる西湖水質浄化対策効果の検討，信州大学理学部付属諏訪臨湖実験所報告，No.11，pp.109-122
- 6) 斉藤孝，原田昌佳，平松和昭，森牧人(2006)：生態系モデルによるため池の窒素の動態解析と窒素量低減のためのシナリオ分析，九州大学大学院農学研究院学芸雑誌，第 61 巻，第 2 号，pp.297-301
- 7) 近藤純正(1994)：水環境の気象学，朝倉書店
- 8) 和達清夫監修(1993)：気象の辞典，東京堂出版
- 9) 初井和郎(2003)：池田湖の蒸発量の推定，水文・水資源学会誌，Vol.16，No.2，pp.142-151
- 1 0) 倉島栄一，成田総一郎，藤居宏一，三輪式，向井田善朗，加藤徹(2003)：水温推定のための水柱モデルと貯水池への適用，水文・水資源学会誌，Vol.16，No.2，pp.162-169
- 1 1) 中村由行，高津治(1993)：閉鎖性水域における密度成層のモデル化，海岸工学論文集，第 40 巻，pp.981-985
- 1 2) 有田正光編著(1998)：水圏の環境，東京電気大学出版局
- 1 3) Newbold, J. D. and J. A. Liggett (1974)：Oxygen depletion model for Cayuga Lake, Proc. ASCE, J. Environ. Eng. Div., Vol. 100, pp.41-59
- 1 4) Henderson-Sellers, B.(1984)：Engineering Limnology. Pitman Advanced Publishing Program, Boston, MA, pp.356
- 1 5) Smith, I.R. (1979)：Hydraulic conditions in isothermal lakes, Fresh Water Bio., 9, pp.119-145
- 1 6) Hostetler, S.W. and P. J. Bartlein(1990)：Simulation of Lake Evaporations with Application to Modeling Lake Level Variations of Harney-Malheur Lake, Oregon, Water Resources Research, 26(10), pp.2603-2612
- 1 7) Sundaram, T. R., Rehm, R. G.(1973)：The seasonal thermal structure of deep temperature lakes, Tellus, 25, pp.157-167
- 1 8) 田淵俊雄，安楽敏，中曾根英雄，柚山義人(1998)：清らかな水のためのサイエンス—水質環境学—，農業土木学会

- 1 9) Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, (1970): River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10(3), pp.282-290
- 2 0) 伊藤広高(2006): 山上池の水温分布推定に関する研究, 三重大学卒業論文
- 2 1) 古川政行, 金木亮一(2004): 内湖を対象とした水質モデルの開発とその適用, 農業土木学会論文集, No.232, pp.67-73
- 2 2) 鈴木穰, 阿部千雅(2006): 土木研究所成果報告書, Vol.2005, 2分冊-1, pp.381-422
- 2 3) 井野場誠治, 宮永洋一(2001): COD を考慮した貯水池の鉛直二次元富栄養化シミュレーション, 電力中央研究所我孫子研究所報告, No.U01026 , pp.1-20
- 2 4) 津野洋他(1978): 霞ヶ浦高浜入における藻類増殖のシミュレーションに関する研究, 第 12 回水質汚濁研究に関するシンポジウム公演集, 日本水質汚濁研究会, pp.66-72
- 2 5) N. Nyholm(1978): A Simulation model for Phytoplankton growth and nutrient cycling in eutrophic shallow lakes, *Ecological Modeling*, Vol.4, pp.279-310
- 2 6) 宗宮功, 津野洋(1999): 環境水質学, コロナ社
- 2 7) Han Weiming, Zhang Guo xun(1990): Simulant study on the phosphorus release from the sediments of the West Lake, Hangzhou, *Studies on Eutrophication of The West Lake in Hangzhou*, Hangzhou Environmental Science Institute, pp.31-38

## 参考文献・HP

- 新井正(2003)：水環境調査の基礎 改訂版，古今書院
- 新井正(2004)：地域分析のための熱・水収支水文学，古今書院
- 新井親夫(1998)：Fortran90 入門，森北出版株式会社
- 石塚瞳，北澤大輔，金野祥久(2005)：琵琶湖物理環境の数値計算における乱流モデルの比較検討，数値流体力学シンポジウム講演論文集，Vol.19th
- 香川県農林水産部(2000)：香川県ため池実態調査
- 国立天文台偏(1997)：理科年表，丸善
- 白谷栄作(1994)：水質環境解析(その 4)-生態系モデルによる解析-，農業土木学会誌，第 62 巻，第 1 号，pp.47-53
- 田口浩一(1998)：水質と生態系モデル，海洋と生物，118，pp.366-374
- 土山ふみ(2003)：ため池という水環境，水環境学会誌，Vol.26，No.5，pp.2-7
- 鳥居康彦(1994)：初めての統計学，日本経済新聞社
- 中田喜三郎(1998)：生態系モデル概論，海洋と生物，118，pp.355-359
- 野口寧代，長坂貞郎，堀野治彦，三野徹(2000)：ため池における底泥からの栄養塩類の溶出，農業土木学会論文集，No.206，227-234
- 刀根薫(1998)：FORTRAN77 基本+応用，培風館
- 道奥康治(2002)：閉鎖水域の環境水工学の歩みと展望，水工学に関する夏季研修会講義集，Vol.38，No.A
- 初井和郎，長勝史，伊藤祐二(2002)：池田湖の放射量の推定，鹿大農学部学術報告，第 52 号，pp.1-8
- 日本ダム協会 HP <http://wwwsoc.nii.ac.jp/jdf/>
- 津地方气象台 HP <http://www.tokyo-jma.go.jp/home/tsu/>
- 気象庁 HP <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>