

湖沼の水理とその解析

Hydraulic in Lakes and Their Numerical Analysis

村 本 嘉 雄
Yoshio MURAMOTO

1. 概 説

湖沼の水理については、今世紀初頭から陸水学あるいは湖沼学の分野で本格的な研究が行われ¹⁾、湖沼の分類とともに水温成層や各種の湖流などの物理特性が明らかにされてきた。一方、湖沼水理の数値解析は、概ね半世紀遅れてスタートした。初期の数値解析においては、閉鎖性水域の非定常問題が、数値解析の格好の計算対象として取扱われ、計算の不安定性を克服し、モデルの確立が急がれたため、湖沼学とは遊離した数学寄りの分野を一時は形成していたようにも思われる。

1970年代には、湖沼水理の平面2次元モデルが大いに発展した。表面静振や水平環流が陽解法で調べられ、五大湖のような大湖沼の地形性環流の解析には渦度モデルが用いられた。水面・底面の摩擦係数や、エクマンタイプモデルでは一定の鉛直渦動粘性係数が議論され、五大湖では、1972~73年にかけての観測年²⁾に、集中的に計算結果と比較すべきデータが収集された。また、成層が2層化により考慮され、多くの湖で内部静振が計算された。

1980年代になると3次元モデルが発達し、モデルの洗練が図られるとともに、モデルの検証のための詳細な観測が行われ、鉛直分布と境界フラックスの評価が重要視されるようになった。開水路流れの室内実験の数値解析のように乱流モデルの導入は進んでいないが、鉛直渦動粘性係数の鉛直分布や水温成層による変化などの導入が行われている。この間、湖沼水理とその解析の問題は国際水理学会の議題となり^{3), 4)}、各国の湖流の事例が示され、レビューやモノグラフも多く著された。例えば、Lerman⁵⁾は「湖沼の科学」として、化学、地形学及び物理学に関する豊富なデータを紹介した。また、Graf・Mortimer⁶⁾は70年代の湖沼モデルの枠組みを示し、Imberger・Patterson⁷⁾は成層流体の混合現象を中心に、現地実験の結果とともに示した。Henderson-Sellers⁸⁾は湖沼物理学の工学的側面を強調したレビューを行い、岩佐⁹⁾は湖沼の水文・水理及び水質・生態とそれらの管理を含む「湖沼工学」を著した。Hutter¹⁰⁾は、主にヨーロッパの深水湖を対象として、内部波の計算法と湖水の動態を示した。

さて、1990年代には、湖沼水理についても本格的な数値予測の時代が到来することが予想される。大気や底泥のモデルと結合して周辺分野へも拡張していくものと期待され、やがては、水質や生物過程を包含する数値湖沼水理学へと発展していくと考えられる。湖流の解析がこのように変貌していくとき、膨大な情報をいかに表示するかも重要な課題となるであろう。既存の3次元モデルは、モデル毎に層分割の方法や細部のスキーム、鉛直・水平の渦動粘性係数などのパラメータの表現が異なり、また、対象とする流系に応じて、モデルを選択しているのが現状といえる。今後、望まれることは、複数の湖での観測結果から実証された、汎用性の高い、標準的な湖流モデルの開発である。

ここでは、湖沼における各種の水理現象のうち、主に湖流の特性に注目してその現象を説明するとともに、70~80年代の湖流解析を中心に、現状を述べる。以下、第2章で、種々の湖流成分について概説し、これに基づいて、第3章では1次元~3次元数値モデルの特徴を分析する。最後に、第4章では、最近の現地観測

の発展とそれらの知見について述べる。

2. 湖流の分類

2.1 湖の分類

結氷や塩分の有無により、熱帯・温帯・寒帯湖、汽水・淡水湖などに分けられるが、水温分布のみを考慮すれば、浅水湖と深水湖はその成層状態、すなわち季節で区分できる。季節的な成層の消長は湖の鉛直拡散過程に依存する。日本の湖は二季成層型及び夏季成層型に限られるが、湖の混合現象は、概ね緯度と高度で決まる成層強度と、大気の状態及び周辺の地形・植生で決まる風の強度に支配される。単純な円形湖の成層と水理は径と水深の組合わせで決まる。図-1は北米の多くの湖について調べられたフェッチと夏の変水温層の深さの関係であり、有効な風応力が成層の深さを支配することを示す。上部混合層が水深より小さい場合は夏季に安定した成層が維持される成層型（深水湖）になるが、水深が浅い場合は、混合型に区分される。問題は、この単純な鉛直拡散過程においてさえ、数値モデルが湖毎に変化するパラメータを含むことである。その数を減らし、例えば、陸水学的な熱帯・温帯湖などの区分を、水理学的パラメータによって行うことが数値モデルの標準化にとって重要と思われる。

湖の水平的な大きさを考える際のひとつの方法は、非回転系と回転系の区別、すなわち、地球自転によるコリオリ効果の重要度により大小の湖沼を区分することである。数値解析におけるコリオリ項の導入は比較的容易であるが、解析結果の解釈が変わると考えられる。河川と湖沼では平均流速が2オーダー異なるので単純な比較はできないが、少なくとも我国の河川の場合はコリオリ効果は考慮されない。これは我国最大の琵琶湖でも、均質流（湖水密度が一樣）の場合は同様であるが、浮力の存在により重力効果の減少している密度流系では自転効果が重要となる。この問題では平均流速 V 、コリオリパラメータ f 及び湖の幅 b を用いたロスビー数 $Ro = V/fb$ を考える。ただし、 f の緯度変化が効くような湖は、五大湖のように湖岸延長が数千km以上の、とくに南北に長い湖に限られ、我国の場合は、一つの湖で f は一定として扱える。 Ro は、流れの変形半径 V/f と幅の比、すなわち湖の水平長に関わる無次元数である。一方、鉛直渦動粘性係数 ν 、水深（成層流の場合は注目する層の厚さ） h を用いた鉛直エクマン数 $Ev = \nu/fh^2$ は、慣性時間と鉛直拡散時間の比、またはエクマン境界層厚 $(\nu/f)^{1/2}$ と h の比の平方を表す無次元数である。

ν は風速とともに増加するが、密度勾配が増加すると減少し、これによって Ev は3～4オーダー変化する。琵琶湖南湖の吹送流観測¹¹⁾より、冬季の浅水湖でも流速分布が湖水の安定度に強く依存しており、密度流から吹送流に遷移するとき鉛直方向に顕著な流速差が見られ、水温及び濁度分布の時間的な変化から評価した鉛直渦動拡散係数も減少していた。このような成層破壊過程においては、短時間であるが、回転系に特有のエクマンスパイラルが現れ、これを遷移領域として、成層・回転・深水領域と非成層・非回転・浅水領域が区分される。多くの観測は日中行われるため、昼・夜間における流れの劇的な相違について考察されることが少なかったが、こうした日成層の形成と破壊によって日中と夜間の湖流は大きく異なることが示された。同様に、霞ヶ浦における夏の観測¹²⁾でも吹送流に及ぼす日成層の影響が卓越することが報告されており、これが夏と冬の違いと同様に重要とすれば、水理学的な湖流の区分、実際の混合現象の時間スケール及び数値解析の時間刻みからみても、日成層は極めて重要な現象であって、その再現のため湖流の標準的な数値モデルは成層・非成層状態が取扱えるものでなければならないといえる。

成層に関係する鉛直尺度としてオブコフ長 $L = u_*^2/\kappa B$ を導入し、表面ロスビー数 $R_t = u_*^2/fL$ を考える。ここに、 u_* 及び B はそれぞれ、水面での摩擦速度と浮力束、 κ はカルマン定数である。有効重力加速度 g' 、連行速度 u_e を用いて $B = g'u_e$ と書けば、 $R_t = \kappa g'(u_e/f)/u_*^2$ は一種のリチャードソン数である。さらに、 $\nu = \kappa u_* L$ とすれば、 $R_t = \kappa^{-1}(h/L)^2 Ev$ のように、エクマン数を含む形にも書直すことができ、成層破壊過程の指標とみなしうる無次元数である。

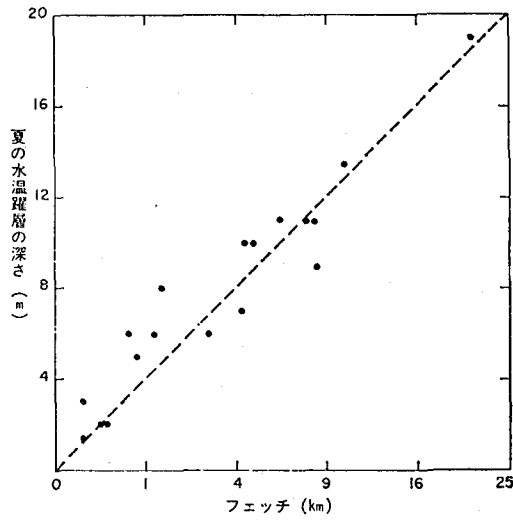


図-1 湖のフェッチと夏の水溫躍層の深度の關係⁵⁾

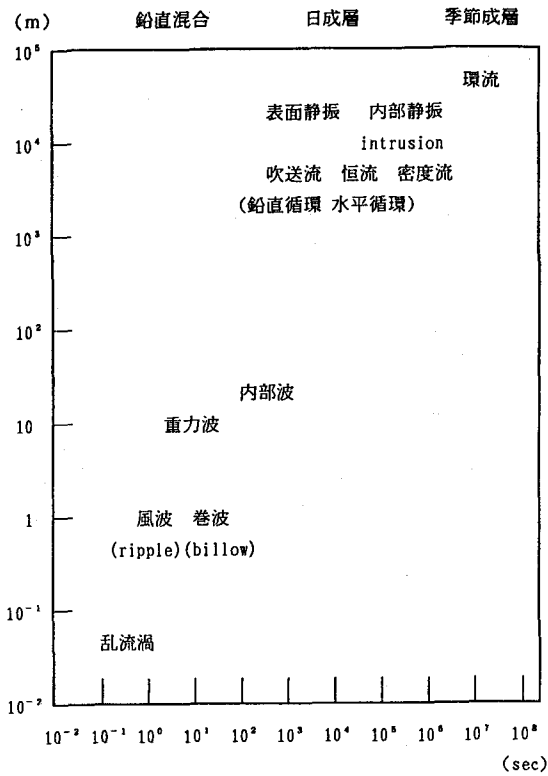


図-2 琵琶湖でみられる流系の時間及び空間スケール

湖を天然の貯水池と見れば、その重要度は貯水量や滞留時間で規定される。工学的にはその流出水量の制御がまず問われるが、水資源としての湖への依存度は、水量のみならず、水温、水質、生態系など水環境全般に及ぶ。この場合、湖の位置や周辺の土地利用なども強く関わっており、より基礎的な過程から個々の湖を眺め、解析の対象とする湖がどのように分類されるのかを見極めた上で、緩慢な湖の変化を説明する長期モデルを考える必要がある。

2.2 湖の流系

琵琶湖は、浅水湖の南湖と深水湖の北湖が連結していることにより、両湖境界の琵琶湖大橋断面で種々の流れがみられる。両湖には、それぞれのスケールに特有の流系が存在する。図-2は、各流系とそれらに関連する現象の時間スケールを示している。

(1) 環流

大湖沼では、春先に湖岸部から湖水が暖くなる熱門現象が知られており、そうした湖には大規模な環流が存在することが多い。琵琶湖北湖の環流は成層季を通して観測される上層密度流であって、地衡流近似で説明されている。環流の成因は風とも熱とも言われるが、上部混合層の形成には風が効いている。

(2) 内部静振

琵琶湖北湖の規模では、自転効果により旋回性の内部静振としての内部ケルビン波がみられ、その周期は上下層の層厚とその密度差の変化により、成層季の間にもかなり変化するが、盛夏で45時間の程度である。また、表面静振に比べて振幅が大きく、稀に南湖まで冷水塊が侵入することもある。

(3) 密度流

密度の非一様性に起因する水塊構造を緩和する成分であり、冬季には南湖から北湖に向かう下層密度流が発生する。沿岸の境界混合による中間層貫入のような密度場の再調節過程も含まれる。

(4) 吹送流

晴天時の緩風速条件では日成層の影響で鉛直方向の流速差が大きくなる。鉛直循環流を形成して、恒流と相互作用する。また、風と直角方向の水深変化による水平循環流を形成し、沿岸域で湧昇流と沈降流を伴う。地形性の二次流は、エクマンスパイラルを伴う自転性の二次流と相互作用する。

(5) 表面静振

大半は風で起り、水深分布と湖の長径で周期が決まる。逆にその周期から平均水深を評価することもある。琵琶湖の単節静振の周期は4時間である。長軸方向の風の場合に発生頻度が高く、風速がピークを過ぎて緩むときに、吹寄せが解除されて発生する。

(6) 内部波

ブルント・パイセラ振動数あるいは簡単に浮力振動数 $N = \{(g/\rho_0) | \partial \rho / \partial z | \}^{1/2}$ に相当する周期は数分～数10分程度であるが、変水温層付近には内部波が集中する。日成層でも内部波がみられるが、浮力振動数の数倍の周波数成分は巻波 (billow) を生じ、周期は風波の程度まで減少したものは波動性を失い、乱流渦となっていると思われる。

(7) 恒流

流入河川の配置とそれらの流量で決まる湖流の成分であり、湖水の滞留時間や回転率を支配し、年間の水・熱収支に大きく寄与する。琵琶湖南湖では、霞ヶ浦や諏訪湖などと比べて、この効果はかなり大きい。ただし、恒流の時間スケールを定義することは難しいので、図-2では、密度流や吹送流のような鉛直シアア流との相互作用を考えると意味で、両者の中間程度の時間スケール、すなわち、2種の流れが混在する日成層の時間スケールである数時間～10数時間の範囲に注目する。

このように、日成層サイクルを基準とすれば、季節成層の形成及びその振動に関係する環流と内部静振がこれより長い湖流の成分である。一方、分単位の現象は、界面近傍の巻波を含む高周波の内部波による鉛直

混合とみなす。

琵琶湖大橋の水温・流速資料を用いて、南・北湖間の湖水交換における恒流、表面静振、内部静振および冬季密度流の寄与を定量的に把握するため、各流系の発生頻度や南湖の水・熱収支の検討が行われ、湖水交換に及ぼす密度流の重要性が指摘された。図-3に、準定常流のシア効果による日毎の熱輸送量、SHDの年間変化を示す。また、琵琶湖大橋断面で二次流が実測され、地球自転の効果の増大に伴って流量が減少する機構と密度流の間欠的な発生が説明された。冬季密度流の観測では、図-4に示すように密度流から吹送流への遷移がしばしばみられ、さらに、表面静振の影響を受けて界面の速度勾配が大きく変動する。とくに、恒流に関しては、非成層の場合に顕著な流速分布がみられる。

以上の考察は水温成層の問題に限定していたが、淡塩成層と水温成層が共存し、静振以外に潮汐の影響も受ける汽水湖についても、同様な複雑さは存在する。

2.3 境界条件とパラメータ

ここでは、成層を考慮した境界条件とパラメータについて簡単に述べる。

(1) 水文条件

計算対象期間の降雨量、河川流量、水位のデータが時系列的に必要である。とくに、洪水時に河川水温が湖水温と大きく異なる場合、表層フロント、中間層貫入、下層密度流などがみられるので、流量以外に水温や濁度なども重要な因子と考えられる。

(2) 気象条件

湖水の密度が一樣な吹送流の場合、自由水面における風のせん断応力 τ のみを考慮すればよい。これは

$$\tau_s = \rho_a C_r W^2 \quad (1)$$

で与えられる。ここに、 ρ_a ：空気の密度、 C_r ：抗力係数、 W は基準高さの風速である。 C_r は一定とするか、風速の関数、さらに大気安定度の補正をいれたものが用いられる。ただし、安定度が著しく変化する状態では、日成層を追跡する熱収支の評価のために、多くの気象量が必要となる。簡単には水面浮力束と放射熱の発生のみを考慮する方法があるが、一般に、気温、湿度、日射量、日照率（または雲量）の測定値の他に、短波放射に関して水面の反射、表層の吸光及び水中の消散係数や潜熱の風関数、顕熱のボウエン比を与える必要がある。湖心代表点でもこうした気象データを揃えることは容易ではないが、これらの空間分布や光の波長スペクトルを考えると、境界条件の段階で数値解析が必要となる。

(3) 摩擦係数

底面のせん断応力の各方向成分は、

$$\tau_{bx} = \rho_a \gamma_b^2 u W, \quad \tau_{by} = \rho_a \gamma_b^2 v W, \quad W = (u^2 + v^2)^{1/2} \quad (2)$$

のように与える。ここに、 ρ_a は基準密度、 u, v は底面付近の流速成分である。 $\gamma_b^2 = 0.0026$ が、しばしば用いられる。単層モデルでは、各成分から水面応力が差し引かれるが、成層状態では、密度界面でのせん断応力のため、湖底応力は減少する。さらに、湖底の摩擦係数は湖床の形態に依存し、例えば、強風時に形成された砂連に影響され、厳密には、波と流れの相互作用に基づく粗度の動的予測¹³⁾が必要となると思われる。

(4) 鉛直渦動拡散係数

Henderson-Sellers⁸⁾は、鉛直渦動拡散係数に関する種々の経験式や関数型を紹介しているが、中立成層の鉛直渦動拡散係数として、

$$K_v = P_r^{-1} \kappa u_* z \exp(-k_* z) \quad (3)$$

の形が示されている。ここに、 P_r は乱流プラントル数、 k_* は緯度と風速に依存する関数である。なお、成層がある場合には、勾配型のリチャードソン数 R_i の関数 $f(R_i)$ を用いて、 $K_v = K_{v0} f(R_i)$ とする。

Hutter¹⁰⁾によれば、鉛直渦動粘性係数が

$$\nu = \max(\nu_0, \rho_a^{-1} \nu_1 |\tau_s|) f(R_i) g(z) \quad (4)$$

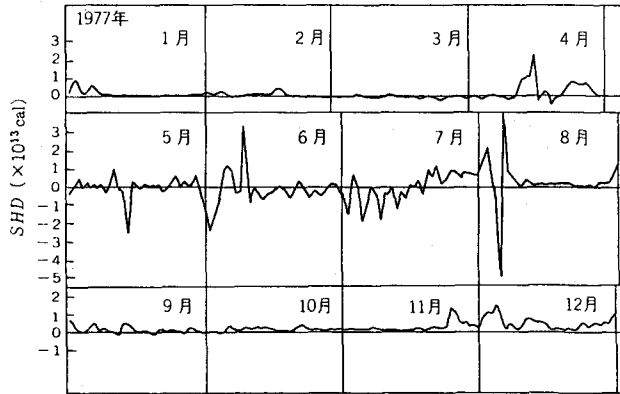


図-3 準定常流（6時間以上の周期帯）成分のシア効果による熱輸送量の年間変化
（琵琶湖大橋断面；1977）

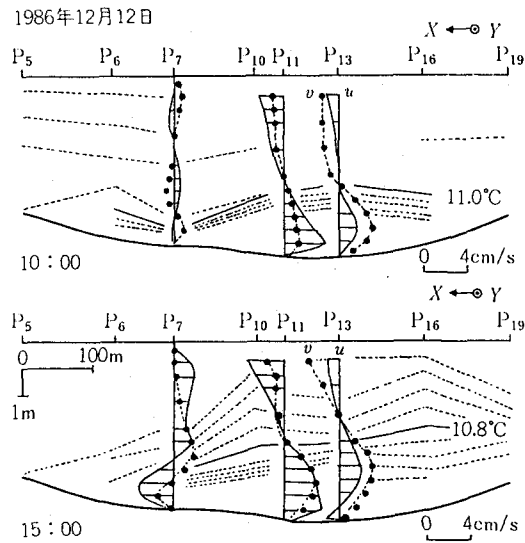


図-4 密度流と吹送流の水溫・流速分布（1986年12月12日） ●；北向き成分、実線；東向き成分

のように、より経験的な形で与えられている。ここに、 $\nu_0 = 0 \sim 0.0025 \text{ m}^2/\text{s}$, $\nu_1 = 25 \sim 100 \text{ s}$ 程度の一定値であり、 $f(R_i) = \{1 + (10/3)R_i\}^{-1/2}$ を用いている。さらに、 $g(z)$ は成層湖では1、非成層の場合には、 $g(z) = \exp(z/d)$ とし、水深が100m以上のZurich湖について、 $d = 20 \text{ m}$ としている。

大久保¹⁴⁾は、夏の浅水湖で測定した日成層の密度分布を一定+直線+対数の3領域に分割し、基本的に対数+直線則に適合することを確認、つぎに、薄い変水温層の厚さ a の逆数を k_a とする拡散係数の分布形(3)式からも上記の水温分布則が導かれることを示した。したがって、浅水湖でも成層破壊過程の初期にはここに挙げたような分布形を用いることができると考えられる。

(6) 水平渦動拡散係数

多くの数値解析では、経験的に一定値が与えられてきた。富所¹⁵⁾は、リチャードソンの経験則から水平渦動粘性係数を格子サイズの4/3乗則で与えている。

さて、以上のパラメータのうち、水平粘性係数を除く全てのものは、鉛直一次元解析でテストすることができる。この感度分析が系統的になされなければ3次元モデルの標準化は困難と思われる。これまでの過程として、まず平面2次元の湖流モデルから発達してきたが、詳細な鉛直拡散過程を追跡するモデル化が必要と考えられる。

3. 種々の湖流モデル

3.1 1次元モデル

(1) 水平1次元モデル

典型的な水平1次元の問題は、現実の湖盆地形に対して表面静振の周期を決定するDefantの方法である。表面静振の周期は湖に固有の値であるが、内部静振については密度差や層厚によって周期がかなり変化する。Hutter¹⁶⁾のレビューでは、上記の方法を内部静振の周期解析に拡張したいいくつかの研究が紹介されている。一方、恒流による長軸方向の水温分布を決定するような目的のためには、熱移流モデルが使用できよう。

(2) 鉛直1次元モデル

水温成層の形成や破壊のような鉛直拡散現象を取扱うために、種々のモデルが展開されてきたが、前章で述べた複雑な境界条件をパラメタライズする上でこれらのモデルは極めて重要といえる。そのモデル化では、深さに伴う湖面積の変化を考慮する方法と適当な代表点の鉛直拡散を追跡する方法がある。また、元来は、季節成層を取扱うモデルであるが、日成層の形成・破壊過程と鉛直渦動拡散係数を推定する試みもなされてきた。しかし、水平移流を考慮しないために、細長い湖の鉛直拡散解析には限界がある。

水温の鉛直拡散過程で重要であるのは、水面・底面の熱フラックスである。すなわち前者を求めるバルク公式が数多く存在し、モデルの細部における統一化を困難にしている。一方、底面での熱収支は、地下水の湧出、底泥の再浮上などと密接に関係していると考えられる。また、これらの問題は湖水の濁度のみならず、植物プランクトンの増殖に伴う自己遮蔽効果により、成層状態や流速分布を変化させる可能性がある。

もう一つの、しばしば議論される鉛直一次元構造はエクマンスパイラルの存在である。この構造が我国の湖沼で実際に形成されるか否かは、エクマンタイプモデルが適用可能かどうかに関わっている。逆に、この構造のスケールから鉛直渦動粘性係数が推定できる。多くの風洞実験で明らかにされてきた吹送流の対数則にすりつく乱流のスパイラルがMadsen¹⁷⁾により示された。図-5のデータ¹⁷⁾は、この乱流解における典型的な表層偏角(風向と表層流向のなす角度)の値 15° 以内にある。一方、McPhee¹⁸⁾は、成層が存在する場合のスパイラルを提案しており、琵琶湖南湖でみられた成層破壊時のスパイラル構造を説明することがわかった。

最後に、水温鉛直拡散過程のモデルについて述べる。図-6は、モデルの計算結果と観測結果の比較の一例を示す。点線は一定の渦動拡散係数(図の場合は分子拡散係数がとられた)拡散モデル、細線及び太線は、ともに乱れ運動エネルギー(TKE)の収支式の各項をモデル化して連行則を表示し、混合層の深化を解く

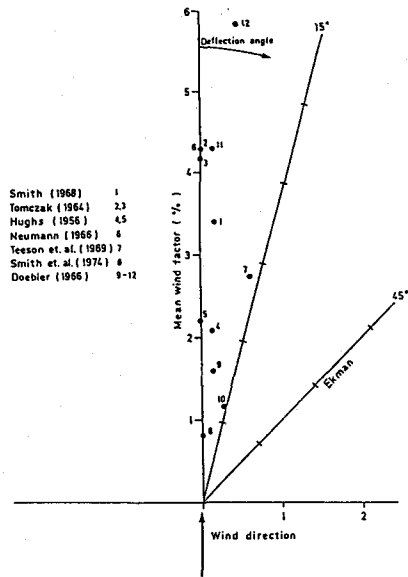


図-5 風向に対する表層流の偏向；流速は風速に対する相対値¹⁷⁾

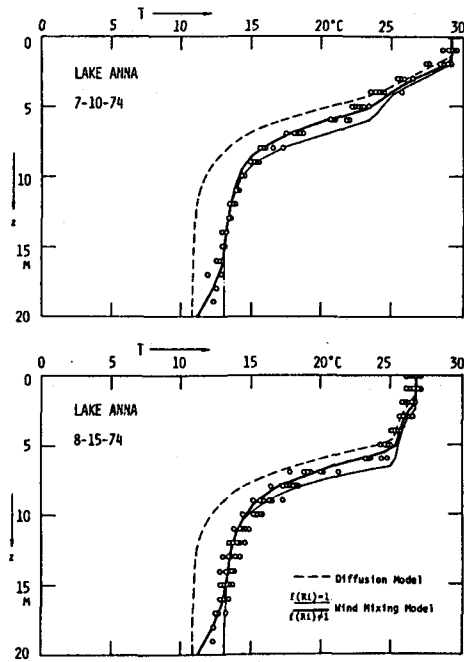


図-6 Anna湖の実測水温分布(O)に対する拡散モデルと混合層モデルの計算値の比較¹⁸⁾

混合層モデルの計算結果を示す。運動エネルギーから位置エネルギーへの変換効率が常に1と仮定した場合と、変換効率がリチャードソン数の関数とした場合が示されており、後者が実測値によく合うことが示されている¹⁹⁾。

3.2 2次元モデル

(1) 水平2次元モデル

陽解法の2次元モデルは早くから湖流の計算に適用され、Imasato²⁰⁾は琵琶湖の2次元解析によって表面静振の周期と水位の分布を示した。また、岩佐ら²¹⁾は琵琶湖南湖の湖流を風向毎に計算し、南湖における湖水の滞留特性を検討した。このモデルの長所は、表面静振がよく再現される点である。

(2) 2層モデル

内部静振について2層モデル計算が行われている。しかし、水深の変化が大きな場合には1層領域と2層領域が混在する際に困難が伴う。Kanari²²⁾は琵琶湖北湖を50mの一樣水深に置換えた2層モデルを用いて内部静振、とくに長周期の内部ケルビン波に注目して数値計算と観測を行い²³⁾、旋回性の内部静振の周期や位相を検討した。線形解であるので表面静振も同時に解かれた。ただし、界面摩擦や混合は含まず、水温躍層は考慮されない。

(3) 縦断2次元モデル

貯水池では、このタイプのモデルがよく用いられるが、湖沼でも、例えば、Oonishi・Imasato²⁴⁾が琵琶湖南・北湖の湖水交換の問題に適用している。

(4) 横断2次元モデル

傾斜底における吹送流の沿岸湧昇などを取扱えるモデルである。Speziale²⁵⁾は一樣水路のコリオリ効果による二次流の渦度方程式を数値解析し、Larsson²⁶⁾は同様な流れ場について、主流の対数速度分布が成立するような水路での2次元流の解を示した。

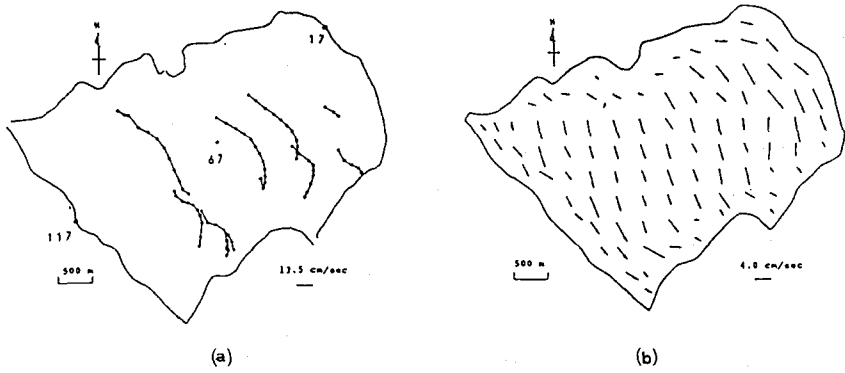
3.3 3次元モデル

(2) エクマンタイプモデル

このモデルは、線形で水平粘性項を省略した平面2次元解析であるが、流速の分布形を仮定して3次元の流速場が検討される。余越・富所²⁷⁾は諏訪湖の吹送流を計算し、風下をみて右向きに偏る浮子の観測結果を裏付けた(図-7)。村岡・福島²⁸⁾はこのモデルを霞ヶ浦に適用し、道上ら²⁹⁾は湖山池の湖流に関して、島の影響も考慮にいたした計算(図-8)と観測値の比較も行っている。さらに、岩佐ら³⁰⁾は諏訪湖の湖流に境界要素法を適用している。

(1) 3次元モデル

静水圧分布を仮定し、鉛直流速は連続式から求める。流速は陽解法、水位は陰解法によるので半陰解法と呼ばれる。そのため、表面静振の変動が小さく出すぎる欠点がある。大久保ら³¹⁾は琵琶湖南湖を3層分割した湖流解析により、非成層吹送流の鉛直・水平循環流の基本的特性を示し、ベルゲン流速計による湖流の連続観測結果と計算結果の比較から、吹送流の流速・流向について両者は一致するが、一部絶対値が異なることから流速値とその鉛直分布の重要性を指摘した。一方、Iwasa・Inoue³²⁾は、成層季を含む琵琶湖全湖の3次元湖流解析を行い、内部ケルビン波や吹送流の鉛直構造を示すとともに、陽解法と陰解法の表面静振の振幅を比較した。図-9は内部ケルビン波の伝播する状況を示す水温分布であり、南西風の連吹が停止直後、及び12、24、36、48時間後の結果であって、観測で知られた周期を再現している。なお、北湖は24層に分割され、示された水温分布は第9層(深さ20~22.5m)のものである。Oman³³⁾によるZurich湖の計算では、前章(4)式の渦動粘性係数の分布を与えた8層モデルを用いた計算結果が示されている。実測の等温線の変位との比較(図-10)では計算結果に高周波の波動は現れていないが、周期44時間の内部静振はよく再現され



a) 浮子漂流観測結果

黒丸点は浮子の漂流原点(10時)を, 白丸点は30分ごとのその位置を示す。
観測時の風向, 風速を下に示す。

時刻	10	11	12	13	14	15	16
風向	WNW	WNW	N	NW	NW	NNW	WSW
風速 (m/s)	4.0	4.0	1.6	2.6	2.5	2.2	2.7

b) 表面流速 風向NW, 風速 3 m/s

図-7 諏訪湖における浮子漂流観測結果と数値解析による表面流速²⁷⁾

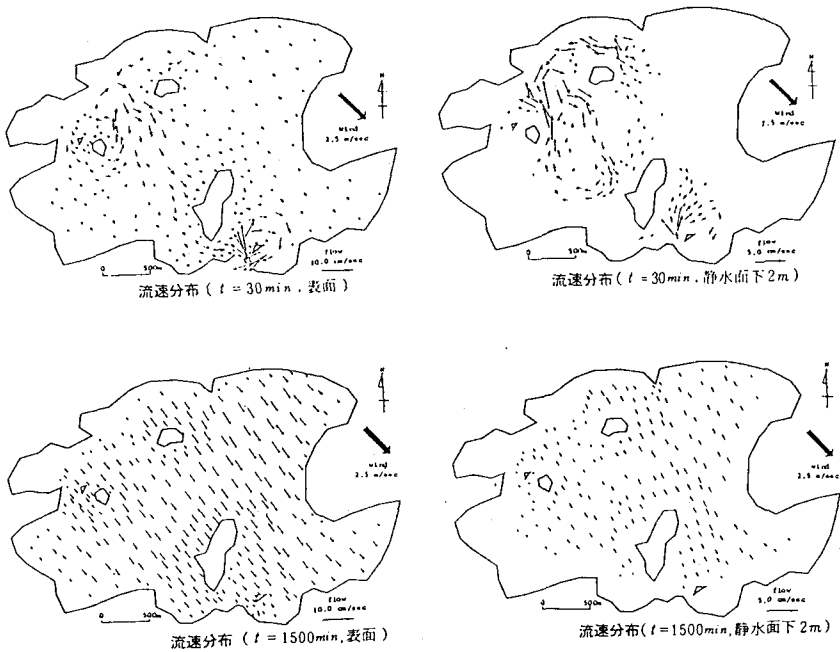


図-8 湖山池におけるエクマンタイプモデルの流速分布²⁸⁾

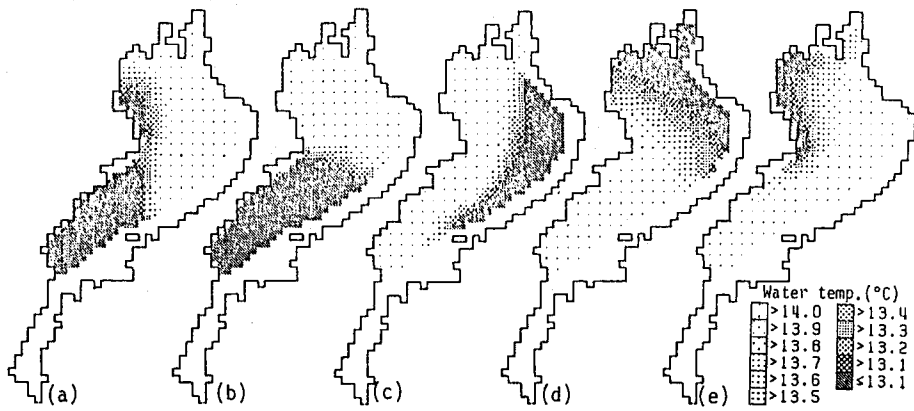


図-9 琵琶湖の内部ケルビン波に伴う平面的な水温分布の変化³²⁾

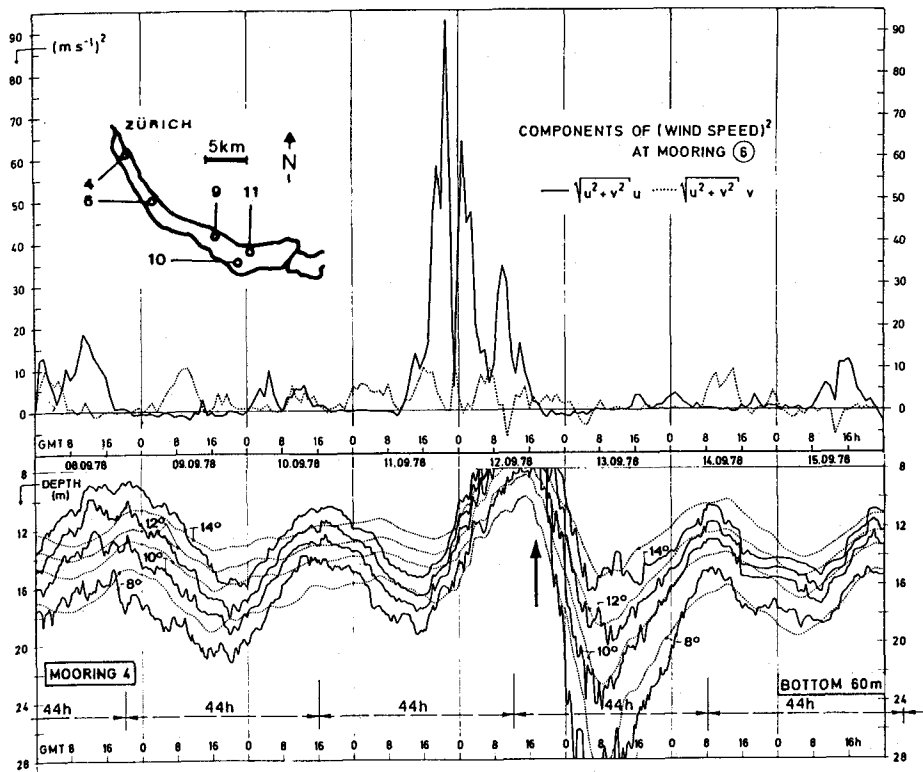


図-10 2乗風速の方向成分(上段、測点6)及び等温線の変位(下段、測点4)³³⁾
(Zurich湖) 等温線は、実線；実測、点線；計算

ている。道上・檜谷³⁴⁾ は矩形のモデル湖の鉛直渦動粘性係数とスケールを広範に変えた条件で計算を行い、湖のスケール効果を R_0 と E_0 を用いて考察している。檜谷³⁵⁾はこのモデルを湖山池に適用し、強風時の流れと波による底泥の巻上げを計算した(図-11)。

(3) 各種乱流モデル

湖沼では、格子サイズが大きくなるため、数値粘性が効き、また比較すべき観測値が容易には得られないこともあり、乱流モデルの適用はほとんど見られない。Koutitasら³⁶⁾は2方程式モデルを均質な吹送流の平面問題にも適用したが、層分割数を一様とした点が実用的モデルとなっている。Svensson・Sahlberg³⁷⁾は実際の湖に乱流モデルを適用した。鉛直1次元解析では単に安定度の関数とする渦動粘性係数分布とあまり変わらないが、ここでは表面・内部静振が考慮された。図-12は湖の季節成層の実測結果と再現計算の比較を示す。圧力勾配を考慮した場合に実測結果がよく再現されており、水平移流効果の重要性が指摘された。Iveticら³⁸⁾は格子サイズ以下の応力と浮力束をSmagorinsky型の渦動粘性係数で与えてモデル湖の吹送流を計算し、渦動粘性係数が一定の場合との比較を行って湖流解析におけるLESの可能性を示した。

4. 湖流の検証

4.1 実験的方法

数値モデルの使い分けに対応して、湖流の水利実験もいくつかのタイプに分けられる。恒流や表面静振は密度一定の状態では模擬しうる。Liら³⁹⁾及びLienら⁴⁰⁾はオンタリオ湖やスベリオ湖の湖流実験を回転水槽で行い、後者では比較のためのエクマンタイプモデルの計算も行われた。一方、琵琶湖北湖の成層化と環流については、Okuboら⁴¹⁾が琵琶湖の回転模型による環流の再現とその相似則に関する検討を行っている。さらに、相似則を検討し、内部静振の模型実験が可能になれば、湖における主要な水利現象がカバーでき、観測の困難な内部波の斜面遡上と碎波混合、それにより形成された中間密度水塊が界面層へ貫入する過程も模擬できるようになる。模型の流れは R_0 や E_0 を合わせており、無次元化方程式が同一であるので、実験結果は数値解析との比較のために使用できよう。

4.2 現地観測

現地観測には以下に述べるようないくつかのものが挙げられる。時間的・空間的分解能の観点からみて、現地実験と呼ぶのが適当なものもある。

(1) 係留観測

少数の測器を固定点の固定層に一定期間設置して時系列を得る。最大規模の内部静振は、数日以上前の風で起こる場合があり、数時間の観測で完全な過程を追跡することはできない。村岡・平田⁴²⁾は、中禅寺湖西側の定点水温観測により、複数のモードの内部静振を実測し、その中で単節内部静振の周期12.2時間は、連続密度分布に基づくHolmboeモデルによる評価、12.5時間に近いことを指摘した。一方、高周波内部波とそれに基づく湖水の混合は断片的に観測されているが、観測値は個々の条件に強く依存する個別的な事例で過ぎず、さらに多くの観測を繰返さねばならない。ただし、最近の観測機器の自動記録系の記憶量が増加しており、バースト観測の採用もあって、高周波の観測で半日程度は測定できる場合も多い。

(2) 遠隔観測

リモートセンシングの方法による水面情報を得るため、これに合わせて湖上観測が計画されることも多い。Strubら⁴³⁾は衛星画像と漂流板追跡結果を併用して水温・流動場を解釈し、内湾規模について、Kenney⁴⁴⁾はフロートや染料の航空写真から吹送流の鉛直構造を明らかにした。これらの試みは画像データで得られる水温場に流動場を結合するものといえる。

(3) 移動観測

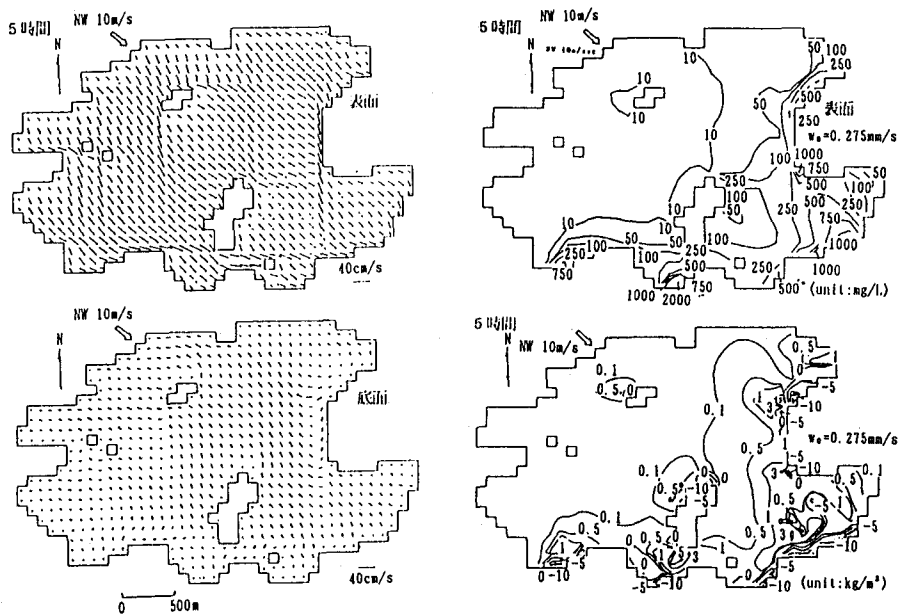


図-11 湖山池における強風時の湖流と濁度及び侵食・堆積量の分布³⁵⁾

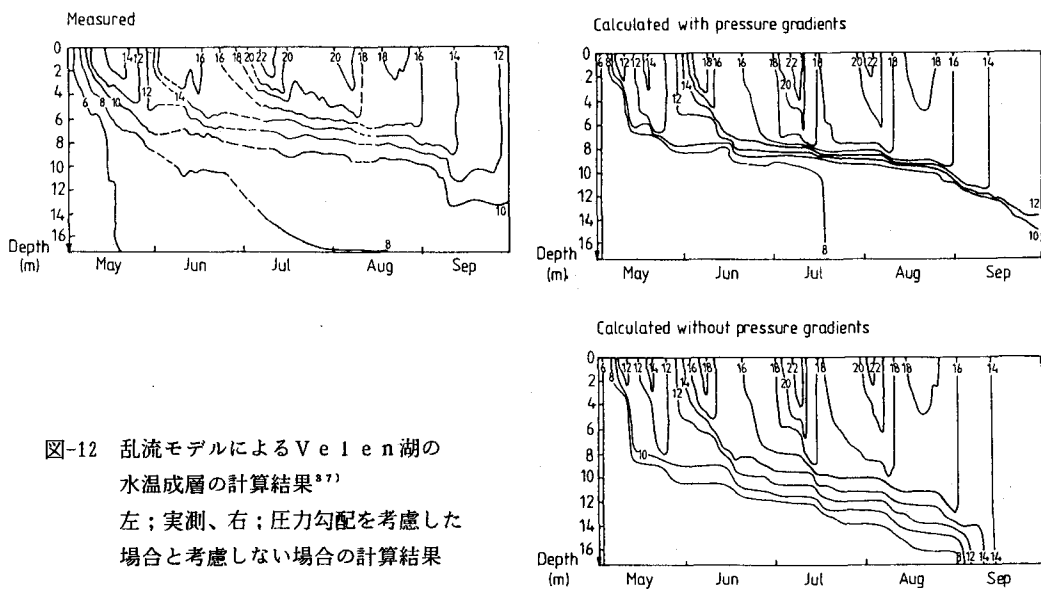


図-12 乱流モデルによるVelen湖の水温成層の計算結果³⁷⁾
左；実測、右；圧力勾配を考慮した場合と考慮しない場合の計算結果

湖上を移動しながら空間分布を測定する。移動中も測定する連続曳航型と離散的に測定、または採水していく格子網型がある。前者は魚探やA D C P (Acoustic Doppler Current Profiler)のイメージ、後者は、従来の目読観測、C T D (Conductivity-Temperature-Depth) のような鉛直に移動させるプロファイラーを用いる。

(4) 定点観測

固定式・移動式プロファイラーで定点鉛直分布の時間変化を知る。係留観測との違いはオペレータの有無である。2.1で述べた観測^{11)・12)}は、この方法で日成層の重要性を指摘したものであり、浮力束や風応力に短時間で応答する成層せん断流については、数値解析で重要な鉛直拡散係数の分布についても、従来より短い時間スケールで与えられるようになってきている。

現地観測結果による数値解析結果の検証は、観測値の時間的・空間的分解能による。係留観測は昼夜連続の時系列が得られる確実な方法であって、図-10や図-12のような多層水温のデータはとくに重要といえる。一方、リモートセンシングは雲に弱く、A D C Pは水温がとれないという弱点はあるが、空間的な分解能が優れており、前者の平面情報と、後者による複数の横断面観測を組み合わせれば、かなり詳細な三次元構造が得られると期待される。また、有人観測は継続時間も限られているので、より高周波の測定などに向けられるべきであろう。

5. 結 言

湖の流系には、各々に適した数値モデルがあり、最初から一般的なモデルで計算したのでは時間を要し、結果の解釈も容易ではないことも多い。多様な計算環境が整っているので、対象とする流系と目的に応じて数値モデルを使い分けが必要である。しかし、複数の流系が存在し、それらが相互作用するような湖では一般的なモデルが必要であり、他の湖にそれを適用する場合は、標準化されたものでなければならない。湖流の基礎式は同一で、渦動粘性係数の分布が重要という認識は一致しており、式系を閉じる問題として、標準的な湖流モデルが指向されてきた。

日成層はどの湖でもほぼ同一の時間スケールで起こる現象であり、観測値により流速の検証を行う際にはこれを考慮すべきである。このサイクル、すなわち日成層による渦動粘性係数の変化を基本とするモデルでは、浅水湖でも成層を考慮する必要がある。したがって、標準的な湖流モデルとは3次元解析であり、本文で概観した中には、つぎのようなものがあった。

(1) 層厚が一定の3次元(レベル)モデルは、内部静振なども取扱える(例えば、図-9, 10)。

(2) 層分割数が一定の3次元モデルは、水深変化の小さい湖に適するようである(図-11)。

一方、エクマンタイプモデルは完成度が高く、均質湖の吹送流に多用されている。また、鉛直1次元モデルに水平1次元2層モデルを結合した試みもある。残念ながら、まだ、標準モデルといえる段階ではないが、各計算方式についてはかなり標準化されつつある。むしろ、境界条件を構成する気象データの質や量の影響も無視できない。今後の数値モデルは、成層破壊過程を扱え、しかも数値拡散のないスキームが望まれる。また、短周期の内部波などによる混合をパラメタライズすることや、湖底の境界条件を改良していく必要があると考えられる。

最後に、本稿の執筆に際して全面的にご協力頂いた大久保賢治氏に謝意を表する。

参考文献

- 1) 上野益三：陸水学史、培風館、1-367, 1977.
- 2) Csanady, G. T.: Hydrodynamics of Large Lakes, Ann. Rev. Fluid Mech., 357-386, 1975.
- 3) Graf, W. H. and U. Lemmin (Ed.): Topics in Lake and Reservoir Hydraulics, Proc. 22nd Cong., IAHR, Lausanne, C1, 1987.
- 4) LOC APD-IAHR: Environmental Hydraulics, Proc. 6th APD-IAHR Cong., Kyoto, Vol. III, 1988.
- 5) A. レルマン編；奥田節夫・半田暢彦監訳：湖沼の科学－化学・地質学・物理学－，古今書院，1984.
- 6) Graf, W. H. and C. H. Mortimer (Ed.): Hydrodynamics of Lakes, Developments in Water Science, 11, Elsevier, 1979.
- 7) Imberger, J. and J. C. Patterson : Physical Limnology, Advances in Applied Mechanics, 27, Academic Press, 1990.
- 8) Henderson-Sellers, B.: Engineering Limnology, Monographs and Surveys in Water Resources Engineering, 8, Pitman, 1984.
- 9) 岩佐義朗編著：湖沼工学，山海堂，1990.
- 10) Hutter, K.: Hydrodynamic Modeling of Lakes, Ch. 22, Encyclopedia of Fluid Mechanics; P. C. Cheremisinoff Ed., GULF, 6, 1987.
- 11) Ookubo, K. and Y. Muramoto: Vertical Water Diffusivity of Wind-Driven Currents in a Shallow Lake, Proc. 6th Cong., APD-IAHR, Vol. III, 193-200, 1988.
- 12) 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，第405号，II-11, 63-72, 1989.
- 13) Grant, W. D. and O. S. Madsen: The Continental-Sheaf Bottom Boundary Layer, Ann. Rev. Fluid Mech., 18, 265-305, 1986.
- 14) 大久保賢治：水温計格子を用いた浅水湖の成層破壊過程の観測，京都大学防災研究所年報，第34号B-2, 319-336, 1991.
- 15) 富所五郎：閉鎖水域における風成流の解析，第20回水工学に関する夏季研修会講義集，A-7-1～A-7-16, 1984.
- 16) Madsen, O. S.: A realistic model of the wind induced Ekman boundary layer, J. Phys. Oceanogr., 7, 248-255, 1978.
- 17) Pearce, B. R. and C. K. Cooper : Numerical calculation model for wind induced flow, Proc. ASCE, HY3, 285-301, 1981.
- 18) McPhee, M. G.: An analytic similarity theory for the planetary boundary layer stabilized by surface buoyancy, Boundary Layer Meteorol., 21, 325-339, 1981.
- 19) Harleman, D. R. F.: Hydrothermal Analysis of Lakes and Reservoirs, Proc. ASCE, 108, HY3, 301-325, 1982.
- 20) Imasato, N.: Study of Seiche in Lake Biwa-ko(II), On a Numerical Experiment by Nonlinear Two-Dimensional Model, Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 11, 77-90, 1971.
- 21) 岩佐義朗・井上和也・足立敏之：琵琶湖南湖の湖流と拡散に関する数値シミュレーション、京都大学防災研究所年報、第21号B-2, 293-305, 1978.
- 22) Kanari, S.: On the Study of Numerical Experiments of Two Layer Lake Currents, Jap. J. Limnol., 35(1), 1-17, 1974.

- 23) Kanari, S.: Some Results of Observation of the Long-Period Internal Seiche in Lake Biwa, *Jap. J. Limnol.*, 35(4), 136-147, 1974.
- 24) Oonishi, Y. and N. Imasato: A note on the water exchange between the south and the north basins of Lake Biwa, *Contributions, Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, 14, 11-19, 1974.
- 25) Speziare, C. G.: Numerical study of viscous flow in rotating rectangular ducts, *J. Fluid Mech.* 122, 251-271, 1982.
- 26) Larsson, R.: Coriolis Generated Secondary Currents in Channels, *J. Hydraulic Eng.*, 112, 750-767, 1986.
- 27) 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267号、53-63, 1978.
- 28) 村岡浩爾・福島武彦: 霞ヶ浦(西浦)の湖流、国立公害研究所研究報告、19、1981.
- 29) 道上正規・鈴木幸一・檜谷 治: 閉鎖水域における流動特性について、第28回水理講演会論文集、283-288, 1984.
- 30) 岩佐義朗・多田彰秀・泊 宏: 境界要素法を適用した諏訪湖の湖流に関する数値解析、京都大学防災研究所年報、第29号B-2、561-578, 1986.
- 31) 大久保賢治・村本嘉雄・久保田一: 琵琶湖南湖の湖流解析、京都大学防災研究所年報、第26号B-2, 503-530, 1983.
- 32) Iwasa, Y. and K. Inoue: Mathematical Simulation of Plane and Multi-Layer Flows in a Large and Deep Lake, *Proc. 21st Cong., IAHR, Melbourne*, 254-259, 1985.
- 33) Oman, G.: Das Verhalten des geschichteten Zurichsees unter ausseren Windlasten, *Mitteilungen der Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 60, 155-171, 1982.
- 34) 道上正規・檜谷 治: 鉛直渦動粘性係数および湖のスケールの吹送流に及ぼす影響、土木学会論文集、第405号、II-11, 185-194, 1989.
- 35) 檜谷 治: 河川および浅水湖の3次元流れと平面2次元河床変動に関する研究、京都大学学位論文、133-175, 1992.
- 36) Koutitas, C. and B. O'Connor: Modelling three-dimensional wind-induced flows, *Proc. ASCE, HY11*, 1843-1865, 1980.
- 37) Svensson, U. and J. Sahlberg: Formulae for Pressure Gradients in One-Dimensional Lake Models, *J. Geophys. Res.*, 94, C4, 4939-4946, 1989.
- 38) Ivetic, M., Y. Iwasa and K. Inoue: Operator Splitting Based Method for Numerical Simulation of Turbulent Flow in Lakes, *Proc. 6th Cong., APD-IAHR, Vol. III*, 225-232, 1988.
- 39) Li, C. Y., K. M. Kiser and R. R. Rumer: Physical model study of circulation patterns in Lake Ontario, *Limnol. Oceanogr.* 20, 323-337, 1975.
- 40) Lien, S. L. and J. A. Hoopes: Wind-driven steady flows in Lake Superior, *Limnol. Oceanogr.*, 23, 91-103, 1978.
- 41) Ookubo, K., Y. Muramoto, Y. Oonishi and M. Kumagai: Laboratory experiments on thermally induced currents in Lake Biwa, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 34(2), 19-54, 1984.
- 42) 村岡浩爾・平田健正: 中禅寺湖の内部波(2)、第28回水理講演会論文集、327-332, 1984.
- 43) Strub, P. T., P. M. Kosro and A. Huyer: The Nature of the Cold Filaments in the California Current System, *J. Geophys. Res.*, 96, C8, 14, 743-14, 767, 1991.
- 44) Kenney, B. C.: Shear at the Surface of a Lake in Light Winds, *J. Geophys. Res.*, 96, C4, 7175-7180, 1991.