

閉鎖性水域における温度成層の形成のモデル化

中村 由行*・西田 克司**・早川 典生***

1. 序 論

密度成層と富栄養化の両者の原因が複合した汚濁現象の例として、大規模な貧酸素水塊の発達や青潮の形成が知られている。沿岸域においては、淡水の流入や大気との熱交換に起因して、塩分と水温の両者が密度分布を決める因子となる。淡水流入量の相対的な大きさによって、あるいは季節によって水温の寄与の程度は異なるが、Ochi・Takeoka(1986) はひうち灘の、また、中村ら(1988)は大阪湾における貧酸素水塊の形成に、水温躍層が支配的に関与していることを示している。

以上の事から、温度躍層が物質の輸送を支配する効果は重要であり、水質予測を行うためには、まず、温度成層の形成過程をモデル化する必要があることが認識される。季節的な温度成層をモデル化する試みは、従来より主として湖沼や貯水池、あるいは海洋においてなされているが、沿岸域においては必ずしも多くない。これは、移流の効果や塩分の影響が複合しているためであろう。計算容量の制約もあって、鉛直多層のモデルは少なく、貯水池などを対象としたモデルがかなり精細な鉛直構造の再現を目指してきたのとは対照的である。しかしながら、貧酸素水塊の形成時には、底層水は貧酸素なのに対して表層はむしろ過飽和となるなど、鉛直方向の水質の変化は大きく、複雑である。従って、沿岸域の水質をモデル化するには、多層のモデル化が不可欠であると考えられる。

従来展開されてきた温度成層のモデル化には、大別して、混合層内を積分した形でエネルギー収支を議論する混合層型のアプローチ(例えば、Kraus・Turner, 1967)と、乱流拡散型のアプローチ(例えば、Sundaram・Rehm, 1973; Henderson-Sellers, 1985)とがある。後者のタイプは、鉛直方向の細かい水質の変化を記述するためには有利であるが、乱流拡散係数をどう推定するかという問題がある。この点に関して、中村・西田ら(1989)は、鉛直拡散係数 K_z を回転及び密度成層の両方の効果をと

り入れた式で表す方法を開発し、大阪湾における K_z の分布をよく再現することを見いだしている。従って、本研究では、彼らの方法を取り入れた乱流拡散型の温度成層モデルを構築する事を目的とする。

2. 温度成層のモデル化と鉛直拡散係数の推定

一般的には、沿岸域は三次元性の強い海域であるが、鉛直方向の重要性を考え、沿岸域のモデル化の第一段階として、鉛直一次元モデルを構築する。断面積の水深方向変化を考慮した、鉛直一次元の熱収支を考える。鉛直一次元熱輸送方程式は、以下のように表される。

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

ここで、 z は鉛直軸で水面より下向きを正とする。 $A(z)$, T , t , K_z , ρ , C_p , $q(z)$ は、それぞれ、断面積、水温、時刻、鉛直拡散係数、水の密度、比熱、及び短波放射による水中の熱フラックスである。 $q(z)$ については、Dake・Harleman (1969) に基づいて、

$$q(z) = (1 - \beta) Q_0 \exp(-\eta z) \quad \dots\dots\dots (2)$$

とおく。但し、 η は消散係数、 β は短波放射のうち水表面近傍で吸収される割合、 Q_0 は正味の短波放射量である。

乱流拡散型のモデルにおいては、式(1)における K_z の推定が重要である。特に、沿岸域においては、回転と密度成層の両者の効果を考える必要がある。この点に関して、著者らは Henderson-Sellers (1985) の方法を改良し、以下のような推定式を提案している(中村・西田ら, 1989)。

$$K_z = \kappa u_{*s} z P_r^{-1} \exp(-k_* z) f(Ri) \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 κ はカルマン定数、 P_r は中立状態における乱流プラントル数、 u_{*s} は水表面摩擦速度、 k_* は摩擦速度の減衰係数である。また、 Ri は局所リチャードソン数であり、以下のように表すことができる。

$$Ri = \frac{-1 + \{1 + 40 N^2 \kappa^2 z^2 / u_{*s}^3 \exp(-2k_* z)\}^{1/2}}{20} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 N はブルントバイセラ振動数である。

* 正会員 工 博 長岡技術科学大学助手 建設系
 ** 正会員 工 修 不動産建設(株)
 *** 正会員 Ph. D 長岡技術科学大学教授 建設系

表面摩擦速度 u_{*s} 及び k_* は、それぞれ、以下のよう
に表わされる。

$$u_{*s}^2 = \frac{\rho_a}{\rho} C_D U^2 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$u_*^2 = u_{*s}^2 \exp(-2k_* z) \quad \dots\dots\dots (6)$$

但し、 ρ_a は空気密度、 C_D は抵抗係数、 U は風速である。 k_* は、風の持つ運動量が到達する深さスケールを表し、乱流エクマン層のスケールと関連がある。 k_* に関する系統的な研究は少ないが、中村・西田ら(1989)は、

$$k_* = 4.7f/u_{*s} (=0.51 \sin \phi/U) \quad \dots\dots\dots (7)$$

という表示式を提案している。但し、 f はコリオリ係数、 ϕ は緯度である。式(6)において(7)の関係式を用いた結果と、海洋混合層において Kondo ら(1979)が求めた応力の分布を比較したものが図-1である。理論上は、応力の分布をよく再現していると考えられる。従って、式(5)、(6) 及び (7) を用いれば、任意の風速条件下における中立条件での K_z の値を推定することができる。

非中立、即ち成層条件下での K_z の値については、式(3)において、さらに安定度の効果を表す $f(Ri)$ の関数形を定める必要がある。 $f(Ri)$ については従来より様々な経験式が提案されてきた。それらの提案式を式(3)に用いて計算した結果を、大阪湾において推定された K_z の分布(Nishimura・Nakamura, 1989)と比較した一例が、図-2である。比較の結果、Munk・Anderson(1948)の式

$$f(Ri) = (1 + 10/3 Ri)^{-3/2} \quad \dots\dots\dots (8)$$

が K_z の分布を最も良く再現できることが見いだされている(中村・西田ら, 1989)。以上から、任意の成層条件下においても K_z の推定が可能になった。従来、 K_z の空間的な分布を沿岸域において比較した例は少なく、この結果は有用であると考えられる。

3. モデルの検証

河川流入のある沿岸海域において、密度は塩分によっても支配されるが、塩分の輸送に関わる物理過程には鉛直循環流の取扱いなど未解決の問題が多い。水平拡散あるいは分散係数に関しても未解明の状態である。従って、水平拡散や移流項の寄与を水平方向に積分した形で無視しうること、及び、塩分の影響もないという点で、一次元温度成層モデルの直接の検証としては、淡水湖沼を対象とする方が合理的である。以上から、本研究においては、詳細な温度測定値のある中禅寺湖を対象として、モデルを検証する。

中禅寺湖は、表面積 12.1 km²、平均水深 94.7 m、総貯水量 11.4 億 m³ の深い温帯湖である(平田・村岡, 1984)。春から夏期にかけての受熱期に水温躍層が発達し、冬期には逆列の水温成層がみられ、正列及び逆列の成層が交代する時期には、深層まで水温が一様となることが知ら

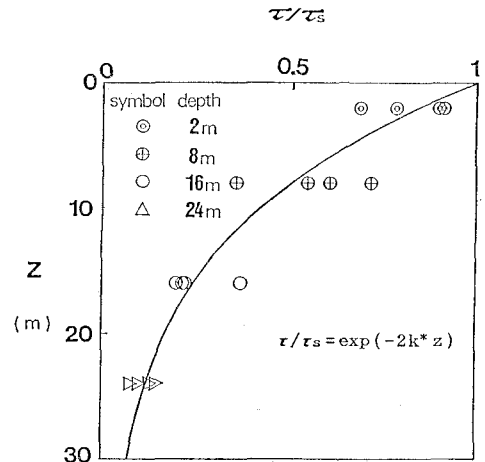


図-1 せん断応力の鉛直分布(記号は Kondo ら(1979)の結果)

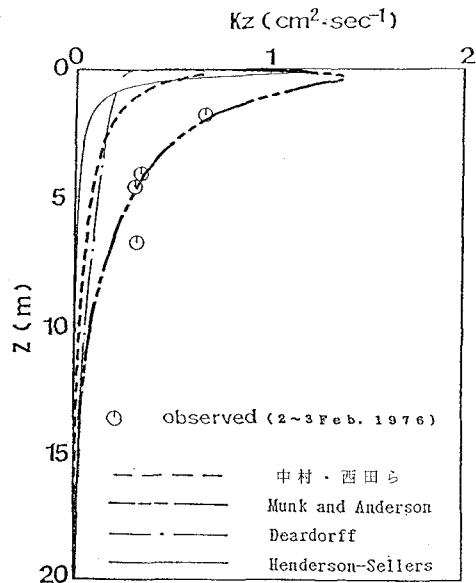


図-2 K_z の鉛直分布計算結果と Nishimura・Nakamura (1987) による推定値○との比較

れている。

中禅寺湖の水温構造については、平田・村岡(1984)が B.T. を用いた詳細な観測を行っている。本研究においては、観測水温が水平方向平均値であると仮定して、彼らの測定結果を用いてモデルを検証することを考える。

水表面における熱交換量については、簡単のため 全熱交換量 Q_T を正味の短波放射量 Q_0 とそれ以外の熱フラックス Q_1 との和で表し、 Q_T は1年間で積分すると熱交換量が0になるように正弦関数で与えた。 Q_1 は簡単のために一定値をとるものとした。図-3 にその概略を示す。底面における境界条件は、熱フラックスが無い

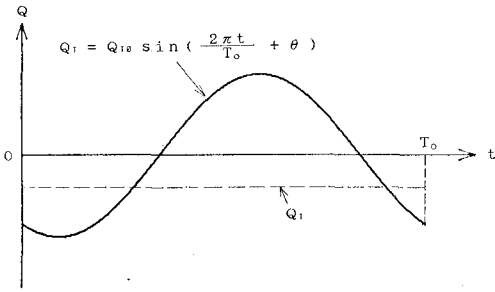


図-3 表面熱フラックスの季節変化の模式図

ものとした。また、風速及び消散係数は計算期間を通じて一定値を与えた。水温と密度との関係は、IUPAC の式(海洋観測指針, 1985)によった。

初期条件は水温が一様になる1月の実測水温を与えた(平田・村岡, 1984)。計算の時間及び鉛直メッシュ Δt , Δz は、それぞれ 0.1 day 及び 2 m とし、数値安定性の基準である

$$K_z \leq (\Delta z)^2 / 2\Delta t \quad \dots\dots\dots (9)$$

を考慮して、 K_z は 20 m²/day を超えないものとした。

本モデルでは、風速 U 、消散係数 η 、熱フラックスに関するパラメータ Q_{T0} , Q_1 , β の値を決める必要がある。中禅寺湖の現実の正味の受熱量を考え、 $Q_{T0} = 2.3 \times 10^7$ J/m²/day, $Q_1 = 1.7 \times 10^7$ J/m²/day とし、 β は、Dake and Harleman (1969) に基づいて、0.4 とした。風速及び消散係数については実測を再現できるような値を試行錯誤によって求め、それぞれ、3 m/s, 0.2 m⁻¹ とした。

放熱期において表層水温が 3.98°C 以上の場合には、計算の結果、密度が鉛直方向に不安定となる結果を生じ得る。その場合には、瞬間的に混合するものと考えた。

実測及び計算による温度分布を 図-4, 5 に示す。風速及び消散係数の値は一定値とするなど、かなり簡化した計算であるが、実測値との対応はよい様に思われる。特に、4月から形成され始める水温成層が8月に完成し、9月には deepning が始まること、2月及び3月には 3°C 未満の逆列の水温成層がみられること、正列及び逆列の成層が交代する1月及び4月は、深層まで水

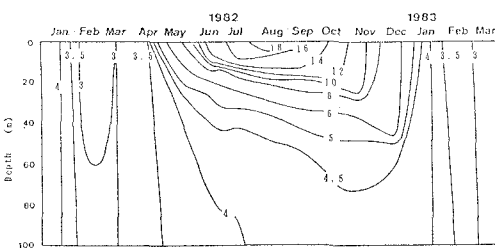
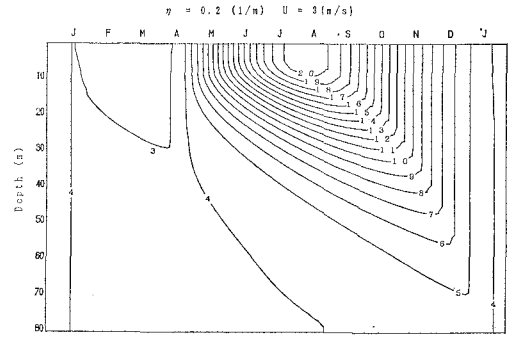
図-4 中禅寺湖における水温観測値 (平田・村岡, 1984)
数値は水温 (°C)

図-5 数値計算結果 (数値は水温, °C)

温が一様となる循環期となることなど、計算結果は水温の季節変化をよく再現していると考えられる。躍層の位置については、実測値は 10~20 m 付近にかなり明瞭な躍層がみられる。一方、計算結果は全体的に躍層の水深方向の幅を広げた結果となっている。この違いは現段階では必ずしも明確ではないが、実際の気象条件が、モデルで仮定した滑らかな変化とは異なっていたためであると考えられる。

4. 躍層形成に及ぼす透明度及び風速の影響

温度躍層の形成は、表面熱収支、混合のエネルギー源としての風速、湖沼内部の条件として、透明度などの影響を受ける。ここでは、風速及び透明度(光の消散係数)が温度成層の形成に与える影響を評価するため、両者の値を変えて温度場に与える変化を数値的に調べた。風速は熱収支にも影響を及ぼすが、ここでは単独の影響を調べるため、熱フラックスの値は一定値を与えた。

図-6 は、消散係数を 2.5 倍 (0.5 m⁻¹) にした結果である。消散係数は透明度にほぼ逆比例していると考えられ、有機汚濁量の指標ともなる。その値が大きくなることは、より水面の近傍において入射熱が吸収されることを意味する。従って、夏期の表層水温は、現状を再現したと考えられる 図-5 に比較して約 3°C 高くなってお

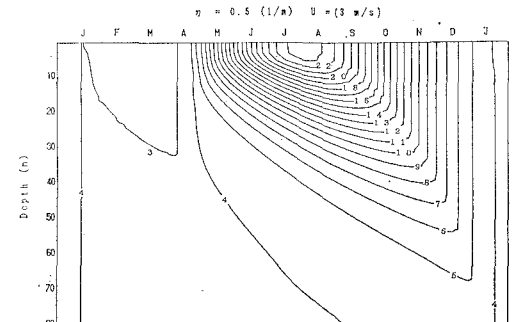


図-6 消散係数を 2.5 倍にした計算結果

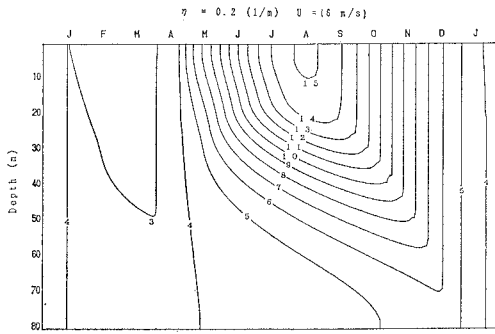
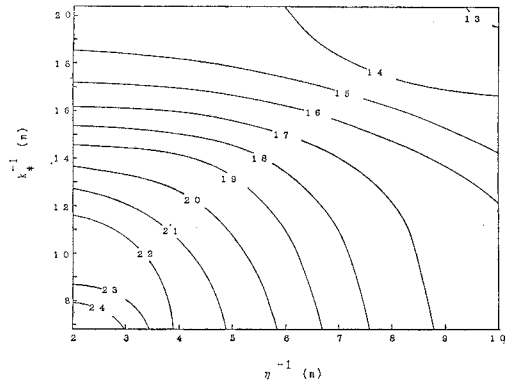


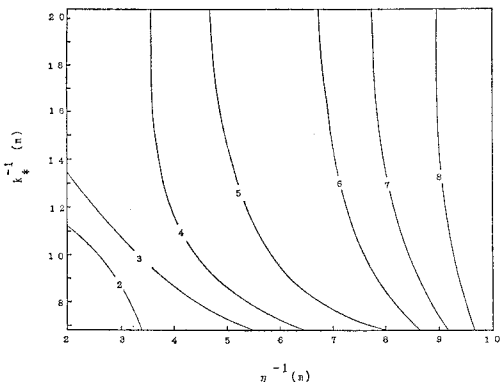
図-7 風速を2倍にした計算結果

図-9 表層最高水温に与える k_* 及び η の影響 (数値は水温, $^{\circ}\text{C}$)

り、水温躍層の位置も水面に近づいている。deepningの開始の時期は、同一水深で比較して、数日程度遅れている。一方、逆列成層の時期及びその大きさについてはほとんど差が無い。

図-7は、風速を2倍 (6 m/s) にした結果である。混合のエネルギーの増加によって、夏期における表層水温の上昇量は小さく、躍層の位置も深い。deepningの時期は早くなり、そのために冬季における循環期の期間は長くなる。また、逆列成層期の 3°C の等温線の位置も深くなっている。消散係数の変化に対して、逆列成層の形成が余り変化を受けないことを考えると、逆列成層は、水面での正味の熱フラックスと風速によって支配されていると考えられる。

図-8及び9は、系統的に風速と消散係数の値を変えた結果であり、夏期における最小の混合層厚及び最高水温が、 k_*^{-1} (U に比例する) 及び η^{-1} の関数として表されている。縦軸及び横軸の k_*^{-1} 及び η^{-1} はそれぞれ、風のもつ運動量及び日射量の代表的到達水深を示す。両者の感度は必ずしも一樣でなく、例えば最高水温についてみると、風速が低い場合には消散係数の影響が強いが、ある程度以上の風速に対しては透明度の大小は敏感ではなくなる結果を与えている。

図-8 夏期における最小混合層水深に与える k_* 及び η の影響 (数値は水深, m)

5. 沿岸海域への適用性

鉛直一次元モデルが沿岸海域に直接適用可能であるかどうかは、海域の熱収支が表面過程で十分支配されているかどうかによって判断できる。

大阪湾奥部について、中村・一宮ら (1989) は、1976～1984年の9年間の水温観測値及び気象月報に掲載された気象データを用いて海面における熱フラックスを計算した。但し、熱フラックスの算定に当たっては、Murakamiら (1985) の用いた式と同じものを用いた。その結果、4月から8月にかけての受熱期において水平過程の寄与は少なく、全熱収支はほぼ表面過程によって支配されていることが示された。しかしながら、大阪湾においては淡水流入が全体の浮力の流入に占める割合は大きく、密度場の算定のためには、塩分の分布を別に計算する必要がある。

一方、Murakamiら (1985) は、密度流の効果を考慮できる鉛直二層の三次元モデルを提案し、瀬戸内海全域の水温及び塩分のシミュレーションを行っている。彼らによれば、ひうち灘、大阪湾等の閉鎖性の強い水域においては、受熱期の熱収支はほぼ表面過程に支配されていることが同様に示されている。ひうち灘では、淡水の流入は相対的に少なく、温度場が全体の密度場をほぼ決定し、貧酸素水塊の形成に関与していることが知られている (Ochi・Takeoka, 1986)。

以上から、淡水流入の少ない閉鎖性水域において、主として受熱期を対象として本モデルを適用すれば、よい近似として内部の混合過程を表現することが可能であると考えられる。

6. 結 論

鉛直一次元温度成層モデルを構築した。モデル中の鉛直拡散係数は、安定度に依存した関数として与えられ、大阪湾の K_z の分布を良く説明する。本モデルを中津寺湖に適用したところ、実測の季節的水温分布を良く再現

で、モデルの妥当性が示された。

謝 辞： 本研究の一部は文部省科学研究費補助金奨励研究 (A) No. 01750500 により行われた。ここに記して、謝意を表す。

参 考 文 献

- 気象庁編 (1985): 海洋観測指針, pp. 91~94.
- 中村由行・西村 肇 (1988): 沿岸域における貧酸素水塊の形成機構, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 802~806.
- 中村由行・西田克司・早川典生・西村 肇 (1989): 沿岸海域における鉛直拡散係数の推定法に関する研究, 第36回海岸工学論文集, pp. 809~813.
- 中村由行・一宮大祐・早川典生・西村 肇 (1989): 内湾の熱収支と貧酸素水塊の形成について, 長岡技術科学大学研究報告, Vol. 11, pp. 69~81.
- 平田健正・村岡浩嗣 (1984): 中禅寺湖の水温成層と内部波, 国立公害研究所研究報告, No. 62, pp. 5~35.
- Dake, J. M. K. and D. R. F. Harleman (1969): Thermal stratification in lakes: analytical and laboratory studies, Water Resour. Res., Vol. 5, pp. 484~495.
- Deardorff, J. W. (1967): Empirical dependence of the eddy coefficient for heat upon stability above the lowest 50 m, J. Appl. Meteorol., Vol. 6, pp. 631~643.
- Henderson-Sellers, B. (1982): A simple formula for vertical eddy diffusion coefficients under conditions of non-neutral stability, J. Geophys. Res., Vol. 87, pp. 5860~5864.
- Henderson-Sellers, B. (1985): New formulation of eddy diffusion thermocline models, Appl. Math. Modelling, Vol. 9, pp. 441~446.
- Kondo, J. and Y. Sasano (1979): On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the oceanic planetary boundary layer, J. Phys. Oceanogr. Vol. 9, pp. 360~372.
- Kraus, E. B. and J. S. Turner (1967): A one-dimensional model of the seasonal thermocline, II. The general theory and its consequences, Tellus, Vol. 19, pp. 98~105.
- Munk, W. H. and E. R. Anderson (1948): Notes on a theory of the thermocline, J. Mar. Res., Vol. 7, pp. 276~295.
- Murakami, M., Y. Oonishi and H. Kunishi (1985): A numerical simulation of the distribution of water temperature and salinity in the Seto Inland Sea, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 41, pp. 213~224.
- Nishimura, H. and Y. Nakamura (1987): A new method of estimating vertical diffusion coefficient, Continental Shelf Res., Vol. 7, pp. 1245~1256.
- Ochi, T. and Takeoka (1986): The anoxic water mass in Hiuchi-Nada. Part 1. Distribution of the anoxic water mass, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 42, pp. 1~11.
- Sundaram, T. R. and R. G. Rehm (1973): The seasonal temperature structure of deep temperate lakes, Tellus, Vol. 9, pp. 1322~1330.