

閉鎖性水域における密度成層のモデル化

中 村 由 行*・高 津 治**

1. 序 論

沿岸水域にはしばしば密度成層が発達し、鉛直方向の物質輸送速度を抑制している。例えば、貧酸素水塊は、鉛直混合が抑えられ、酸素の拡散輸送が減少するために生じると考えられている。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、水温成層が支配的に関与していることを示し、それぞれ水温と溶存酸素収支に関する鉛直一次元のモデル化を行っている。しかしながら、沿岸水域においては、淡水の流入のために、塩分の影響も無視できない。従って、水質予測を行うためには、まず、熱及び塩分両方の収支を考慮した、密度成層のモデル化が必要である。

季節的な密度成層をモデル化する試みは、従来よりなされているが、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鉛直構造の再現を目指してきたとは対照的である。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、水質の鉛直構造を精度良く再現するためには、鉛直方向に分解能の高い、かつ混合過程を適切に表現できるモデルが必要になる。

従来展開されてきた密度成層、特に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, 1971; 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(1989b)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に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。さらに著者ら(高津ら, 1991; Nakamura・Hayakawa,

1991) はこの K_z 推定式を用いて乱流拡散型の温度成層モデルを構築し、湖沼における水温成層を精度よく再現した。本研究では、著者らの手法を沿岸海域に拡張し、塩分と水温の影響を含んだ密度成層の形成モデルを構築することを目的とする。

2. 沿岸海域の密度成層モデル

本研究では、対象水域の密度分布の季節変化を日平均値で記述する成層モデルを開発し、温度及び塩分の観測データの揃っている、大阪湾に適用して数値シミュレーションを行う。

2.1 基礎方程式

沿岸海域では、一般に、水平移流成分を無視できない。又、密度は水温と塩分によって支配される。ここでは、沿岸域をエスチュアリーとして捉え、河口を含む沿岸海域を鉛直二次元でモデル化する。密度の季節変化を再現することを目的とし、流れは潮汐周期よりも長い周期を持つ成分を考えることにする(ここでは密度差によって駆動される密度流のみを考え、潮汐残差流や吹送流は考えない)。水平縦方向を x (外洋に向かって正)、深さ方向を z (鉛直下向きを正) とし、水平横方向には現象は一樣であるとする。ブシネスク近似、静水圧近似を用い、水平方向の運動方程式において移流項を無視すれば、基礎式となる両方向の運動方程式、連続の式、熱及び塩分の輸送方程式、及び海水の状態方程式は以下ようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (1)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial (uT)}{\partial x} + \frac{\partial (wT)}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial q}{\partial z} \end{aligned} \dots\dots\dots (4)$$

* 正会員 工博 九州大学助教授 工学部建設都市工学科

** 正会員 工修 東京都

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(uS)}{\partial x} + \frac{\partial(wS)}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \dots\dots\dots(5) \\ \rho = \rho(T, S) \dots\dots\dots(6) \end{aligned}$$

ここで, u , w , はそれぞれ x および z 方向の流速, ν_z , K_x , K_z は渦動粘性係数及び拡散係数, p は圧力, ρ 及び ρ_0 は海水の密度と基準密度, g は重力加速度, T は水温, S は塩分, C_p は海水の比熱, t は時間, $q(z)$ は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,

$$q(z) = (1 - \beta) Q_s \exp(-\eta z) \dots\dots\dots(7)$$

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_s は正味の短波放射量である. 固体壁との境界で断熱条件, 水面では大気からの熱フラックスと共に, 降水と蒸発にともなう塩分の変化を考慮すると, 海表面及び底面での境界条件は以下のように書ける.

$$\begin{aligned} K_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q - (1 - \beta) Q_s}{\rho C_p}, \quad K_z \frac{\partial S}{\partial z} = S(P_r - E_v), \\ \nu_z \frac{\partial u}{\partial z} = 0, \quad w = 0 \quad \text{at } z = 0 \dots\dots\dots(8) \\ K_z \frac{\partial T}{\partial z} = K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \quad u = w = 0 \quad \text{at } z = H \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$

以上の式において, H は水深, Q は短波放射以外の熱フラックス, P_r は降水速度, E_v は蒸発速度である.

2.2 大気との熱交換量

密度の鉛直構造とその季節変化を正しく表現するためには, 水表面における熱交換量の適切な評価が必要である. 中村ら (1989a) は, 大阪湾における熱と溶存酸素の分布に関する三層モデルを開発しているが, その際に熱交換に関する様々な提案式の精度を比較し, 以下のような式群が最もよく熱交換量を推定し得ることを示している. これらの式を用いるための気象データは, すべて気象月報として公表されており, 実用上も便利である. それによると, 対象とする水域と大気との全熱交換量 Q_T は, 以下のように表される.

$$Q_T = Q_s + Q_R + Q_E + Q_C \dots\dots\dots(10)$$

ここで, Q_s , Q_R , Q_E , Q_C はそれぞれ, 短波放射量, 長波放射による有効逆放射量, 蒸発による潜熱輸送量, 熱伝導や対流による顕熱輸送量を表す. これらの量は, ここではすべて大気から水面への入射を正とする. 単位を ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) として, 各熱量を以下の式より算定する.

$$\left. \begin{aligned} Q_s &= (1 - r) I \\ Q_R &= -\varepsilon \sigma \theta_s^4 (0.39 - 0.058 e_a^{1/2}) \\ &\quad \cdot (1 - k_c C) - 4 \sigma \theta_s^3 (\theta_s - \theta_a) \\ Q_E &= -L \rho E \\ Q_C &= R Q_E \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(11)$$

ここで, r は水面でのアルベド, I は日射量, ε は有効放射率, σ はステファン-ボルツマン定数 ($=1.71 \times 10^{-7} \text{ cal}/\text{cm}^2/\text{day}/\text{deg}^4$), θ_s は表面水温 (K), θ_a は気温 (K), e_a は水面付近における大気の水蒸気圧 (mb), k_c は緯度による係数 (北緯 35 度においては 0.65), C は雲度, L は単位質量当りの蒸発潜熱, ρ は海水の密度, E は蒸発速度, R はボーエン比である. さらに, L , E , R はそれぞれ

$$L = 597.1 - 0.57 T_s \dots\dots\dots(12)$$

$$E = 1.037 \times 10^{-2} U (e_s - e_a) \dots\dots\dots(13)$$

$$R = 0.66 (\theta_s - \theta_a) / (e_s - e_a) \dots\dots\dots(14)$$

で与えられる. ただし, T_s は表面水温 ($^{\circ}\text{C}$), e_s は T_s に対する飽和水蒸気圧 (mb) であり, U は風速である. e_s は

$$\begin{aligned} e_s &= (4.583 + 0.3535 T_s + 0.007182 T_s^2 + 0.0003775 T_s) \\ &\quad \times 1013 / 760 \dots\dots\dots(15) \end{aligned}$$

で与えられる.

2.3 鉛直拡散係数の推定

乱流拡散型のモデルにおいては, 式 (4) 及び (5) 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 (中村ら, 1989b).

$$K_z = \kappa u_{*s} z S_c^{-1} \exp(-k_* z) f(R_i) \dots\dots\dots(16)$$

ここで, κ はカルマン定数, S_c は中立状態における乱流シュミット数, 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, R_i 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.

$$R_i = \frac{-1 + \{1 + 40 N^2 \kappa^2 z^2 / u_{*s}^2 \exp(-2k_* z)\}^{1/2}}{20} \dots\dots\dots(17)$$

ここで, N はブルントバイセラ振動数である.

表面摩擦速度 u_{*s} 及び k_* は, それぞれ, 以下のように表される.

$$u_{*s}^2 = \frac{\rho_a}{\rho} C_D U^2 \dots\dots\dots(18)$$

$$k_*^2 = u_{*s}^2 \exp(-2k_* z) \dots\dots\dots(19)$$

但し, ρ_a は空気の密度, 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, Henderson-Sellers (1985) は, k_* について, 緯度を ϕ として,

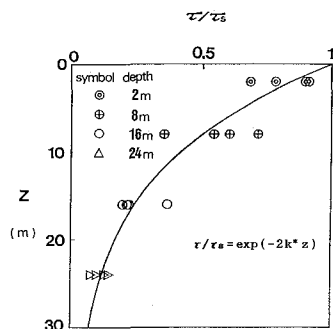


図-1 剪断力の鉛直分布 (記号はKondoら(1979)による結果を示す)

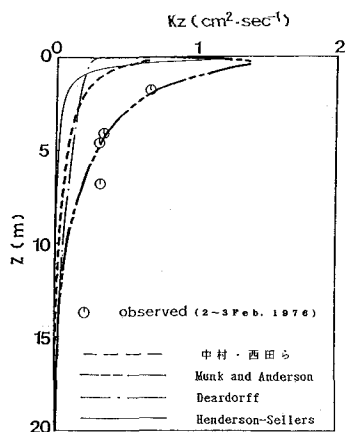


図-2 K_z の鉛直分布計算結果と Nishimura & Nakamura (1987) による推定値 (○) との比較

$$k_* = 6.6 \sqrt{\sin \phi} U^{-1.84} \dots \dots \dots (20)$$

としている。これは、Smith (1979) の実験式を基に提案された式であるが、その導出に当たっては物理的に矛盾がある。そこで、中村ら (1989b) は、

$$k_* = 4.7f/u_{*s} (=0.51 \sin \phi/U) \dots \dots \dots (21)$$

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(19)において(21)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。理論式は、応力の分布をよく再現していると考えられる。従って、式(16)、(18)及び(21)を用いれば、任意の風速条件下における中立条件での鉛直拡散係数 K_{z0} の値を推定できる。

成層条件下での K_z の値については、式(16)において、さらに安定度の効果を表す $f(R_i)$ の関数形を定める必要がある。 $f(R_i)$ については従来より様々な経験式が提案されてきた。表-1にそれらの代表例を示す。これらの提案式を式(17)に用いて計算した結果を、塩分収支から全く別に推定された K_z の分布 (Nishimura・Nakamura,

表-1 K_z の R_i 数依存性の提案式における係数

$$K_z/K_{z0} = f(R_i) = (1 + aR_i^b)^{-c}$$

Reference	a	b	c
Munk and Anderson (1948)	10/3	3/2	1
Sundaram and Rehm (1971)	0.1	1	1
Newbold and Liggett (1974)	0.00176	0.5	1
Deardorff (1967)	50	1	1
Henderson-Sellers (1982)	37	1	2

1987) と比較した一例が、図-2である。比較の結果、Munk・Anderson (1948) の式

$$K_z/K_{z0} = f(R_i) = (1 + 10/3R_i)^{-3/2} \dots \dots \dots (22)$$

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 (中村ら, 1989b)。ただし、添え字0は中立条件における値を示す。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。また、式(21)の導出に当たって、渦動粘性係数 ν_z の安定度依存性は以下のように仮定されている。

$$\nu_z/\nu_{z0} = g(R_i) = (1 + 10R_i)^{-1/2} \dots \dots \dots (23)$$

本研究では、式(1)における渦動粘性係数 ν_z は(23)で与えるものとする。

3. 結果と考察

大阪湾の中央部や海峡部が比較的海水交換がよいのに比較して、水深20mの等水深線が南北に走るあたりを境に、より東部の湾奥部は停滞性が強いことが知られている。この、淀川河口を中心とした大阪湾奥部は、大阪

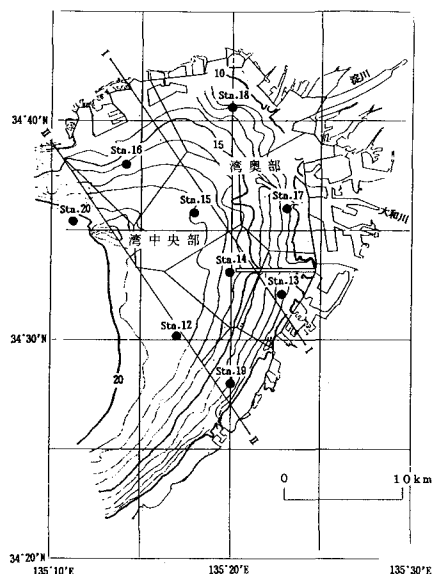


図-3 大阪湾湾奥部の計算対象領域

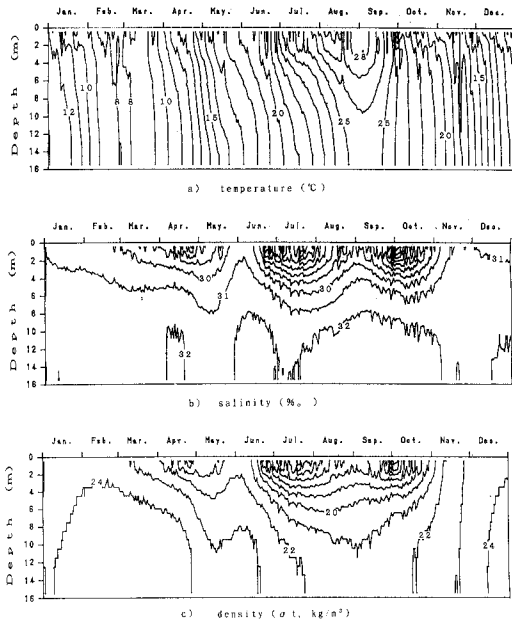


図-4 水温・塩分・密度の計算結果 (1983)
a) 水温 (°C), b) 塩分 (パーミル), c) 密度 (σ_t , kg/m^3)

表-2 パラメータ諸量とその値

全水深	H	16.0	(m)
一層厚さ	dz	1.0	(m)
時間ステップ	dt	1/20	(day)
緯度	ϕ	35.0	(°)
日射吸収率	β	0.4	
消散係数	η	0.4	(m^{-1})
海水基準密度	ρ_0	1030.0	(kg/m^3)
空気密度	ρ_a	1.205	(kg/m^3)
海水比熱	C_p	3.90	(J/g/K)
カルマン定数	κ	0.4	
抵抗係数	C_d	1.2×10^{-3}	
アルベド	r	0.04	
有効放射率	ε	0.96	

湾の中でも最も水質が悪く、毎夏、貧酸素水塊の発達する水域である。本研究では、大阪湾湾奥部に本モデルを適用した。ここでは、図-3のように湾奥部を二つの領域に分割し、図における「湾中央部」の塩分及び水温観測値を時・空間的に内挿して境界条件として与え、「湾奥部」のみを計算の対象とした、最も単純なケースを考えた。即ち、鉛直二次元系といっても、ここで解かれるのは鉛直方向のみである。鉛直方向には水深1m毎にメッシュを切り、16のボックスから構成される。水温及び塩分は各ボックスの重心において定義され、流速、拡散係数及び渦動粘性係数は隣合うボックスの境界において定義される。

計算の対象期間は1977~1985年の各年について行っ

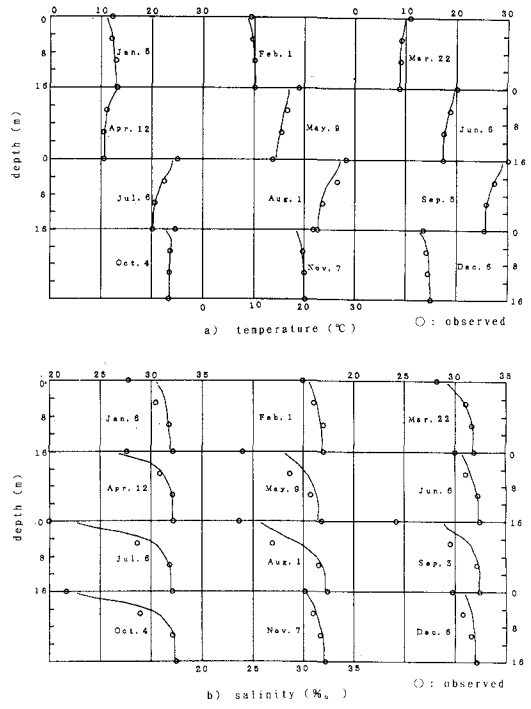


図-5 水温・塩分の計算値の実測値との比較 (1983)

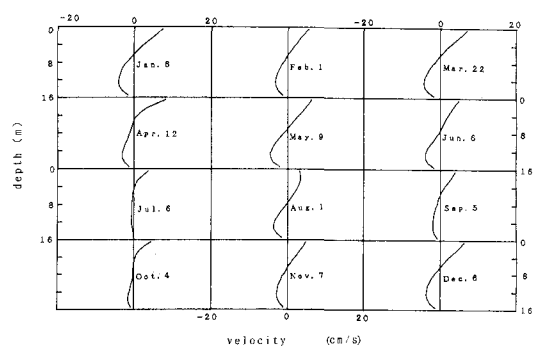


図-6 水平流速鉛直分布の計算結果 (1983)

た。計算に必要な気象データは大阪測候所の、河川流入量は淀川水系枚方流量観測所における毎日の観測値を用いた。ただし、気温 T_a 、水蒸気圧 e_a 、風速 U については、陸上における観測値を、以下のように海上値に換算した(中村・一宮ら, 1989)。

$$T_{as} = 0.89(T_{al} - T_s) + T_s \dots \dots \dots (24)$$

$$e_{as} = 1.055e_{al} \dots \dots \dots (25)$$

$$U_s = 1.5U_l \dots \dots \dots (26)$$

ここで、添字 s は海上値を、 l は陸上値を示す。
用いたパラメータの一覧を表-2に示す。表におけるパラメータはすべて過去の研究において同定されたものである。また、鉛直方向の拡散係数及び粘性係数はさき

に述べた予測式を用いて計算される。従って、ここでの未知量は水平方向の拡散係数（分散係数）のみである。本計算では、水温及び塩分の計算値がうまく実測値を再現するように、水平拡散係数の値を同定した。その結果、 $1 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$ という値が得られた。

計算の代表例として、密度成層がよく発達し、貧酸素化が顕著であった1983年の結果を示す。水温、塩分及び密度の季節変動の計算結果を図-4に示す。計算の結果、7月に最も強い密度成層が形成された。大阪湾湾奥部では水深が浅いため温度成層はさほど顕著でなく、むしろ淀川の流入の影響で塩分成層が卓越していることがわかる。月一度行われた浅海定線の観測値と比較したのが図-5である。水温はかなり良く観測値を再現できている。塩分については、表層の塩分が高めに計算されている。この原因として、淡水流入を淀川のみで与え、他の大和川などの流入を与えていない事が考えられるが、水平方向の拡散係数（分散係数）の評価にも問題が残る。本モデルでは流れとしては密度流のみを考えており、より周期の短い潮汐流、吹送流などの影響による分散の効果は、すべてここでいう水平拡散係数の中に含まれる。10 kmの水平スケールに対して水平拡散係数が $1 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$ という値は、従来の報告値（例えば、熊谷・西村, 1974; 早川, 1988）と比較して高めである。その原因は分散の影響を含むためであると考えられるが、そうすると、季節的に水平拡散係数の値が変動する可能性がある。但し、現在の知識ではそれらの適切な評価は困難であろう。

最後に、水平流速鉛直分布の季節変化の計算値を図-6に示す。この図における日時は図-5におけるそれに対応している。一年を通じて表層流出、下層流入の傾向を示し、大阪湾湾奥部は河口域の性質をもつという一般の見解（Yanagi, 1987）に一致している。

4. 結 論

鉛直二次元密度成層モデルを開発した。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、大阪湾における K_z の分布をよく説明する。本モデルを大阪湾湾奥部に適用したところ、実測の密度分布の季節変化をよく再現し、モデルの妥当性が示された。

本研究を行うに当たり、文部省科学研究費補助金総合研究 (A) No.02302065 (研究代表者: 早川典生) 及び同奨励研究 (A) No.04750490 の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

気象月報 (1972-1983), 日本気象協会

- 熊谷幹郎・西村 肇 (1974): 沿岸海域における汚染物質の分散の法則性, 化学工学, 第38巻, 9号, pp. 659-663.
- 高津 治・中村由行・早川典生 (1991): 湖沼の水温構造の予測モデル, 水工学論文集, 第35巻, pp. 179-184.
- 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回海講論文集, pp. 802-806.
- 中村由行・一宮大祐・早川典生・西村 肇 (1989a): 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, No. 11, pp. 69-81.
- 中村由行・西田克司・早川典生・西村 肇 (1989b): 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.
- 早川典生 (1988): 潮汐水理模型の水平拡散係数と柱状粗度の効果について, 第35回海講論文集, pp. 282-286.
- 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 50m, 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 Turner, J. S. (1967): A one-dimensional model of the seasonal thermocline, Tellus, Vol. 19, pp. 98-106.
- Munk, W. H. and E. R. Anderson (1948): Notes on a theory of the thermocline, J. Mar. Res., Vol. 7, pp. 276-295.
- Nakamura, Y., N. Hayakawa and H. Nishimura (1991): Vertical diffusivity in coastal seas, Coastal Engineering in Japan, Vol. 34, pp. 67-80.
- Nakamura, Y. and N. Hayakawa (1991): Modelling of thermal stratification in lakes and coastal seas, In: Hydrology of natural and manmade lakes, IHAS Publ. No. 206, pp. 227-236.
- 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.
- 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 H. Takeoka (1986): The anoxic water mass in Hiuchi-Nada. Part I. Distribution of the anoxic water mass, J. Oceanogr. Soc. Jap., Vol. 42, pp. 1-11.
- Smith, I.R. (1979): Hydraulic conditions in isothermal lakes, Freshwater Biology, Vol. 9, pp. 119-145.
- Sundaram, T. R. and R. G. Rehm (1971): Formation and maintenance of thermoclines in temperate lakes, A. I. A. A. J. Vol. 9, pp. 1322-1330.
- Yanagi, T. and T. Koike (1987): Seasonal variation in the thermocline and tidal fronts, Seto Inland Sea, Japan, Continental Shelf Res., Vol. 7, pp. 149-160.