

湾内水温の変動とその決定機構について

和田 明*・宮池 克人**

1. ま え が き

内湾の海況は、それをとりまく大気、地形、外海といった境界を通してやりとりされる運動量、熱量、淡水などの物理量や物質により、時々刻々その姿をかえている。この変動の内部機構を解明することが、湾内における排水の拡散問題を取り扱ううえで、きわめて重要な課題であると考えられ、このような研究展開のうえにたって始めて信頼できる拡散モデルシステムがつくられ、それにもとづいて海況変動の予測も可能となるであろう。

湾内に放出される排水が温排水の場合、対象とする海域の自然水温変動の特性を把握し、その決定の機構を明らかにすることは、温排水拡散モデルシステムの作成とそれによる海況変動の予測に重要な役割を果たし、一方では温排水の拡散状況のモニタリングの面や、海生生物への影響を推しはかる観点からも重要であるとする。

本報告は研究対象地点として三河湾を選び、現地における気象、海洋観測の調査資料をもとに、湾内水温の変動の特性を明らかにし、さらに数理モデルによる水温のシミュレーション解析により、水温変動を支配する要因として何が支配的に作用するかを検討したものである。

なお、本報告に用いた海洋観測の調査資料は、三河湾内に設けられた海況自動観測装置、および三河湾水底質調査（事業者：愛知県）にもとづくものである。前者は、図-6 に示す湾内3カ所に設置された海況自動観測ブイと基地局から成り、気温・水温・塩分等が1時間毎に観測され基地局へ送信されている。観測水深は水面下1m（以下表層とよぶ）、および海底面上2m（以下底層とよぶ）であり、水温の測定精度は $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ となっている。後者は、図-6 に示す各観測点位置で毎月1回の割合で水温・塩分等を水面から5m毎に観測したものである。

2. 水温変動の特性

(1) 水温変動の大きさ

a) 日較差：1日を周期とする水温変動に注目し、0時から23時の間に観測された最高水温と最低水温の差、すなわち水温の日較差を求め、その月毎の平均と標準偏差を各ブイ毎に求めた結果を図-1に示す。

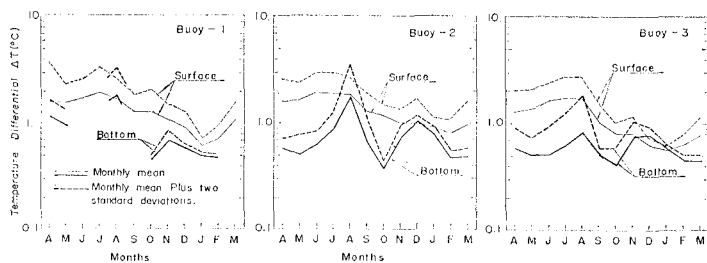


図-1 水温日較差の月平均（表層：1973/4～1978/6，底層：1973/4～1974/3）

水温の日較差の季節的な特徴として、表層では4月から8月にかけての昇温期に大きくなり、9月から3月にかけての降温期に小さくなる。底層では表層に比べて日較差は一般に小さい。

b) 長周期変動の大きさ：水温変動を1カ月以上の周期を有する低周波成分 (T_L)、週以上月以下の周期を有する中周波成分 (T_M)、日以上週以下の周期を有する高周波成分 (T_H) に分割し、これら各成分の水温変動の大きさについて検討した。これに用いたデータは、日以上の時間スケールに関する検討であることを考慮して、日平均水温 (T_0) を用い、これの T_L, T_M, T_H の各周波成分への分割は移動平均法を用いた。

各周波成分のうち、 T_L 成分は正弦波的な形状を示すが、 T_M, T_H 成分はランダムな変動を示すことが認められ、変動の大きさは昇温期に増大し、降温期に減少する。これらの変動の大きさを定量的に把握するため、原データ T_0 、および T_M, T_H 成分の各月毎の標準偏差 $\sigma_0, \sigma_M, \sigma_H$ を求めた。図-2 にその結果を示す。

図より、いづれの周波成分についても、表層は底層に比べて水温変動の大きいことが認められるが、降温期にはその差は減少する傾向にある。季節的な特徴として、

* 正会員 工博 (財)電力中央研究所土木技術研究所環境水理部長

** 正会員 工修 中部電力(株)総合技術研究所土木研究室

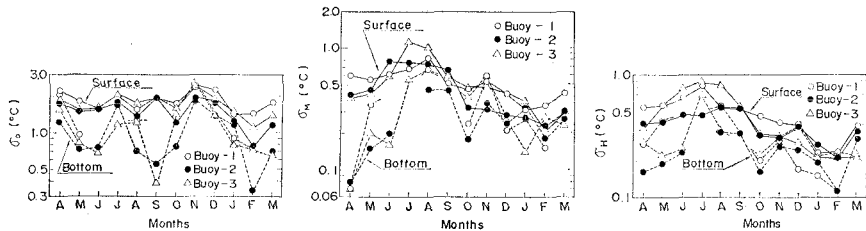


図-2 各周波成分の月毎の標準偏差 (表層: 1973/4~1978/6, 底層: 1973/4~1974/3)

T_M , T_H 成分とも 7, 8 月に最も大きな水温変動を示し, 1, 2 月に水温変動は最小となる。

T_M , T_H 成分が正規分布するものとして, 水温変動の大きさを 2σ で定義すると, 表層の T_M 成分では, 夏季の $1.5\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ から冬季の $0.4\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ の間に水温変動の大きさが存在し, 一方表層の T_H 成分では, 夏季の $1.0\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ から冬季の $0.4\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ の間に水温変動の大きさが存在する。

(2) 水温変動の相互相関

表層水温と底層水温の相互相関関数を昇温期と降温期について求め 図-3 に示す。用いた水温のデータは 3 号

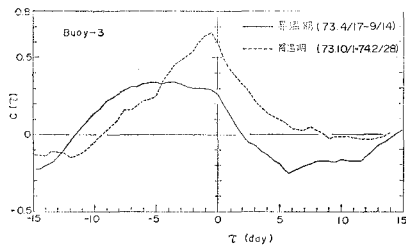


図-3 昇温期および降温期における表層水温と底層水温の相互相関関数 (3 号ブイ)

ブイにおける 3 時間毎の観測値であり, 移動平均法により 1 カ月以上の低周波成分を除去してある。図より, 昇温期においては表底層間の水温の相関値は小さく, 水温変動は互に独立しているものと推定されるが, 降温期の相関値は大きく, この期間の表底層間の水温変動は互に密接なかわりをもっているものと推定できる。

表層における T_M , T_H 成分の観測ブイ間の相互相関関数を, 降温期および昇温期について求め 図-4 に示す。

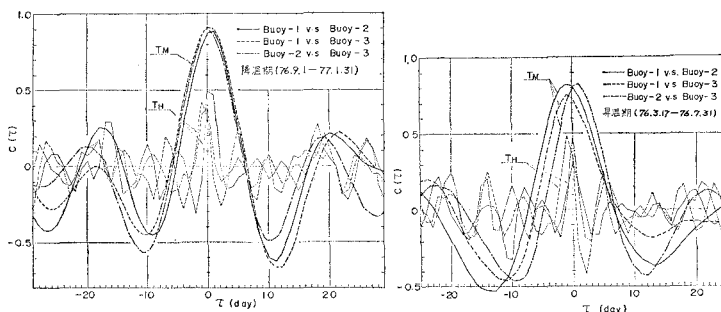


図-4 表層水温の観測ブイ間の相互相関関数 (降温期および昇温期)

T_M 成分については, 昇温期, 降温期ともにいずれの観測ブイ間にも高い相関値が認められる。各ブイ間の位相遅れは, 降温期には認められないが, 昇温期には 2 号—3 号—1 号の順で約 1 日の位相遅れが生じている。 T_H 成分については, 相関値が 0.3 から 0.5 程度と小さく, この成分の水温変動は観測ブイ間で密接なかわりをもっているとは言えない。

3 号ブイ表層の T_M , T_H 成分と気象要素 (伊良湖測候所における気温・湿度・風速・雲量と名古屋地方気象台における全天日射量) の相互相関関数を, 降温期および昇温期についてそれぞれ求め, 一例を 図-5 に示す。

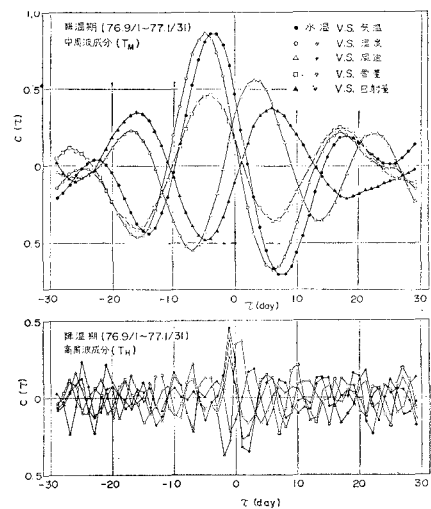


図-5 表層水温と気象要素との相互相関関数 (降温期)

ここでは, 気象要素の各データも水温と同様に高・中・低周波成分に分割し, 水温の各周波成分に対応させている。相関値の大きさより, T_H 成分と気象各要素とのかわりは小さく, むしろ T_M 成分と気象各要素とのかわりあいが認められ, とくに降温期にこの傾向が顕著となる。

水温変動の特性を相互相関関数を用いて検討した結果, 次のことが推定される。降温期の T_M 成分の水温変動は, 観測ブイ間に互に高い相関が認めら

れ、位相の遅れは認められない。気象要素の変動が空間スケールとして湾全域より大きく、 T_M 成分とも高い相関を示すことを考慮すると、気象要素が降温期における T_M 成分の水温変動を支配する主要な因子であると考えうる。一方、昇温期の T_M 成分の水温変動は、気象要素との相関値も降温期ほど大きくはなく、湾口から湾奥へ向かって約1日づつ水温変動の位相遅れが認められることから、外海水と湾内水との交換といった海水の流動にかかわる要素も水温変動を支配する一因子であろう。

一方、 T_H 成分の水温変動は、ブイ間の空間的な相関値も、気象要素との相関値も、 T_M 成分に比べて小さく、空間スケールとして湾全域よりも小さい因子（たとえば、河川水の流入、地形性の流動など）が T_H 成分の水温変動を支配する一因子として働いているものと考えられる。

3. 水温の空間分布

図一6は、三河湾水底質調査より得られた表層水温(0

がやや低く、また平面分布は湾口部に顕著な水温勾配の形成されることを示している。湾口と湾東部との水温差は 5°C 近い。なお、湾内の鉛直密度分布は、表層水温が低層水温に比べて低いにもかかわらず、表層塩分濃度が低いため、ほぼ一様となっている。

8月の湾内水温の鉛直分布は、顕著な水温成層の存在が認められる。この水温成層は河川流出による淡水成層とあいまって、極めて安定な密度成層を形成する。平面分布より、湾東部と湾口部の水温差は 2°C 程度である。

このように、夏と冬では湾内水温の鉛直ならびに水平分布がまったく異なり、水温変動を支配する因子の構成が異なることが推定される。

4. 水温のシミュレーション解析

(1) 数理モデルの構成

数理モデルによる水温変動のシミュレーション解析により、水温変動を支配する因子としてどのようなものが支配的に作用するかを検討する。第1近似モデルとして、湾内水域内に単位水柱を考え、水柱周囲の水温の場が水平方向に均一であるとして、水平方向の流動・拡散による熱量輸送を省略する。一方、鉛直方向には水温分布が形成されるとし、この方向の拡散による熱量輸送を考慮する。この水柱の熱収支方程式は次のようにあらわされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{1}{c\rho} \frac{\partial}{\partial z} \{ Q_s(z) \} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 T : 水温、 t : 時間、 z : 座標軸で鉛直下向きを正、 K_z : 鉛直乱流拡散率、 c, ρ : 海水の比熱および密度、 $Q_s(z)$: 水深 z に達する日射量で次式で与える¹⁾。

$$Q_s(z) = (1 - \beta) Q_{s0} \exp(-\gamma z) \quad \dots\dots (2)$$

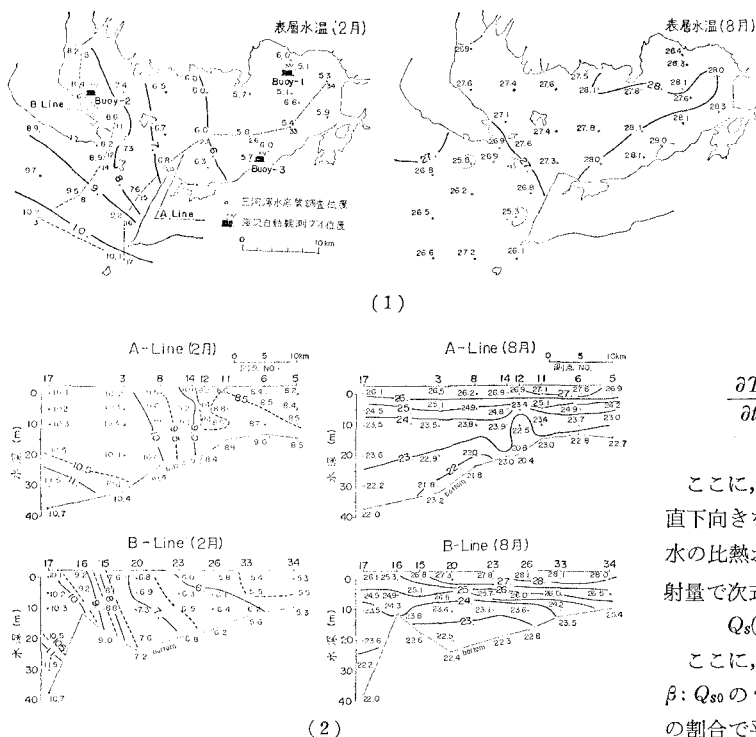
ここに、 Q_{s0} : 水中に吸収される全日射量、 β : Q_{s0} のうち水面部分で吸収されてしまう熱量の割合で平均的な沿岸付近の海水に対し 0.69、 γ : 同様の海水に対して 0.325 (1/m)。

式(1)に対する境界条件として、海底では断熱条件、海面では次式を適用する。

$$-c\rho K_z \partial T / \partial z = \beta Q_{s0} - (Q_b + Q_e + Q_c) \quad \dots\dots (3)$$

ここに、 Q_b : 有効長波放射量（海表面から大気へ向かう逆放射と大気からの長波放射との差）、 Q_e : 海表面と大気の熱伝達量、 Q_c : 海水の相変化に伴う潜熱量。

これらの算定式はいろいろ提案されているが、ここで



図一6 (1) 表層水温の水平分布 ($^{\circ}\text{C}$, 1969~1976)
(2) A, Bラインにそう鉛直断面水温分布 ($^{\circ}\text{C}$, 1969~1976)

m層)の分布、およびA, Bラインにそう鉛直断面の水温分布を、2月および8月について示している。なお、ここに示す水温分布は1969年から1976年に至る間に観測されたデータを月毎に平均して得られた結果にもとづくものである。

2月の湾内水温の鉛直分布は、底層に比べ表層の水温

は Q_0, Q_e として近藤のバルク輸送係数を用いた式を、 Q_{s0} として日射量計による観測値から水面反射分をさし引いた値を、 Q_b としてステファン・ボルツマンおよび修正 Swinnbank 式を用いる。詳細については文献²⁾を参照されたい。

鉛直方向への熱量輸送は、一般に流動による動的な不安定や、密度の鉛直分布形状による重力不安定に起因する乱流拡散現象によって行なわれる。動的な不安定に起因する乱流拡散は、潮汐流・吹送流・波浪などこれにかかわる因子は多種でその過程も複雑である。一方、重力不安定に起因する乱流拡散は、水温および塩分による密度の鉛直分布構造によって支配される。夏季のように安定した密度成層が形成された場合、重力不安定による乱流拡散は生じにくい、冬季のように鉛直密度分布が一樣のときに海面冷却が行なわれると、重力不安定が生じ対流などによる乱流拡散がさかに行なわれる。

ここでは、重力不安定による乱流拡散を動的な不安定による乱流拡散と区別して数理モデルに盛り込むため、重力不安定が生じた場合（上層密度が下層密度より大きくなった場合）、乱流拡散によりただちに z_l の水深まで一様水温 T_a となるとして、単位水柱に対し次式を適用する³⁾。

$$T_a = \int_{z_s}^{z_l} T dz / \int_{z_s}^{z_l} dz \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 z_l は 図-7 に示すそれぞれの斜線部に含ま

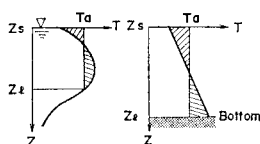


図-7 重力不安定による混合モデル

れる熱量が等しくなる位置であり、 z_l が海底より深いとき、 z_l は海底の位置でおきかえられる。

これより、式 (1) の K_z は動的な不安定による鉛直乱流拡散率をあらわすものと定義される。この大きさは、たとえばチャードソン数といったパラメータの組み合わせにおいて考えるべきであるが、未だ資料も少ないので K_z として大ざっぱな値を見積りおき、数値シミュレーション結果と実測との比較を通して妥当な値を探る。

(2) 解析結果

上述した数理モデルにより水温のシミュレーション解析を実施し、実測結果と比較した。数値計算にあたっては差分法を用いた。計算の対象期間は 1973 年 4 月より 1 年間で、気象要素として伊良湖測候所（全日射量は名古屋）で観測された日平均値を用いた。計算地点の水深として 14m を用い、これは 3 号ブイの位置の水深と同等である。鉛直方向の差分間隔は 1m とし、 K_z として

1.0, 0.1, 0.01 cm^2/sec （鉛直方向に一樣）の 3 種を見積った。

図-8 は計算結果の一例 ($K_z=0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$) を 3 号ブ

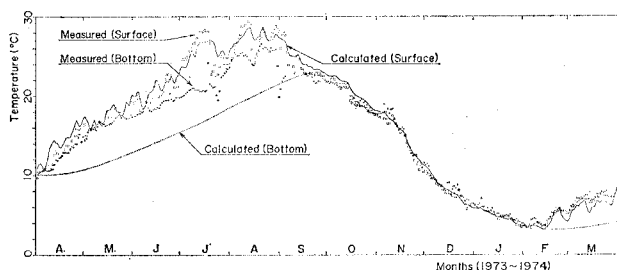


図-8 計算結果と実測結果の比較 (3 号ブイ, 1973/4~1974/3, $K_z=0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$)

イ地点で観測された日平均水温と比較して示す。4 月から 8 月にかけての昇温期の計算結果は、表層水温については実測値とほぼ一致するが、底層水温は実測値よりも低く与えられる。 $K_z=0.01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ として計算した結果によれば、底層水温はさらに低く与えられるが、7, 8 月に観測された表層水温の変動を、 $K_z=0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ として得られた計算結果よりさらに正確に再現する。一方、 $K_z=1.0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ として計算した結果によれば、底層水温は実測値に近づいけれども、7, 8 月に観測された表層水温の変動の再現性が著しく低下する。

9 月から 2 月にかけて降温期には計算結果は表層、底層とも実測値とよく一致する。この期間は海面冷却のため重力不安定による鉛直乱流拡散がさかに行なわれる期間であり、 K_z の値の大小がこの期間の水温の決定におよぼす影響は、昇温期における水温履歴によるものであり、その影響のなくなる 12 月から 2 月にかけての計算結果は、 K_z の値によらずほぼ同一の水温を与える。

以上の結果より、ここに示した水柱モデルは昇温期底層水温を除いて湾内水温変動をほぼ再現する。したがって、湾内水温の変動は主として気象要素の変動に従うものと考えられるが、昇温期における底層水温については、動的な不安定による乱流拡散や水平方向の移流・拡散による熱量輸送の影響も水温変動の主要な因子と考えられる。

5. ま と め

三河湾における水温の変動記録を統計解析して、水温の時間・空間的な変動を調べ、数理モデルによる水温のシミュレーション解析を行なった結果、気象要素の変動が湾内水温の変動の主要な因子であることが明らかとなった。昇温期においては、密度成層が形成されやすく、表層水温は気象要素の変動に支配される。一方、底層水温は密度成層のため鉛直方向の乱流拡散による熱量輸送が減少するため、気象要素以外の要因、たとえば水平方

向の移流・拡散による熱量輸送なども水温変動の主要な因子と考えられる。降温期においては、海面冷却による鉛直混合により、表層、底層を問わず水温は気象要素の変動に従う。

今後の課題として、海水の流動を考慮した数理モデルにより、移流・拡散による熱量輸送が湾内水温の決定に果たす役割を明らかにすることが必要である。

謝 辞： 本研究にあたり、愛知県水産試験場より資料提供を受けたことを記し、謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) T. V. A. Div. of Water Control Planning Engineering Laboratory: Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere, Rep. No. 0-683, 1972.
 - 2) 片野尚明・和田 明： 温排水拡散予測における水面と大気間の熱交換過程の検討と熱交換係数計算図表の提案, 電力中央研究所報告 No. 74005, 1975.
 - 3) Huber, W. C., D. R. F. Harleman and P. T. Ryan: Temperature prediction in stratified reservoirs, ASCE, HY4, 1972.
-