

熱収支量から見た内湾の水環境変化(その2) Change of Water Environment in the Inner Bay in Consideration of Heat Balance

(財)電力中央研究所土木技術研究所 正員 和田 明
中部電力(株)総合技術研究所 正員 宮池 克人

1. まえがき

汽力発電所の運転により、海域へ放出される温排水が、地域気候に与える影響を検討するためには、その海域での海面と大気との間の熱量収支を正確に捉えることが必要である。本研究は、内湾を対象海域として、内湾水の熱収支の機構を、現地観測資料、および数値モデルシミュレーションにもとづいて解明し、この海域に温排水が放出された場合を仮定し、大気に対して与えられる熱や水蒸気がどの程度変化するかを求めたものである。

本報告は、外海水の影響が比較的少ない湾奥海域を対象とした先の検討¹⁾にひきつづき、湾全域を対象として、内湾水の熱収支機構の解明と、温排水が海域の熱収支におよぼす影響を検討した結果を述べる。なお、研究対象海域は、三河湾とした。

2. 内湾水の熱収支モデルの構成

(1) 三河湾の海況

三河湾における現地観測資料の解析結果²⁾によれば、湾内の水温、ならびに密度の分布は次のような特徴を有している。冬季には、湾内水温の鉛直分布は、底層に比べ表層の水温がやや低く、また平面分布は湾口水温が高く、湾奥との水温差は約5℃近い。表層塩分濃度はやや低い、密度の鉛直分布はほぼ一様である。一方、夏季には、顕著な水温成層の存在が認められ、河川水の流出による淡水成層とあいまって、極めて安定した密度成層を形成する。表層水温は湾奥部でやや高く、湾口部との差は約2℃である。

以上のように、三河湾においては、季節により湾内水温の鉛直ならびに水平分布がまったく異なるほか、塩分濃度や密度についても季節変化が著しいことが認められるが、流動についても次のような特徴を有している。

すなわち、三河湾においては、水平運動の卓越する潮汐往復流に伴う大きな水平渦、潮汐残差流としての水平循環流のほかに、顕著な季節風の存在する冬季には、風の吹送による鉛直循環流が形成されることが、三河湾を対象とした3次元数値モデルによる潮汐流ならびに吹送流のシミュレーション³⁾解析と流れの観測結果から明らかとなった。

(2) モデルの基本構成

内湾水の熱収支現象は、湾をとりまく大気、海底、陸岸、外海の四つの境界を通してたえずなかつづけられている。したがって、たとえば気象や河川流量といった境界条件の変動は、内湾水の熱収支現象の変動につながることであり、その結果、熱収支現象は、さまざまな時間スケールをもって変動することになる。

ここでは、空間スケールとして、三河湾全域を対象とし、主に季節変動による、内湾水の熱収支現象の変動機構を明らかにすることを目的として、モデルを構成する。したがって、モデルが取り扱う現象は、1カ月程度、ないし、それ以上の変動周期を有するものに限られる。

熱収支モデルとして、流体の運動方程式、連続方程式、および水温、塩分濃度に関する拡散方程式を基本とした、3次元数値モデルを適用した。

式中に表われる移流項としては、さきに述べた潮汐残差流、冬季の季節風による吹送流を考慮する。潮汐往復流は、時間スケールが短かいので、式中の拡散係数の中にこの効果を含ませることとした。この潮汐往

復流は、シア拡散効果などにより分散効果を生じるので、乱数を用いた粒子シミュレーション手法⁴⁾により分散効果を求め、これを潮汐流の効果を含んだ拡散係数と定義する。

湾内では、河川水の流入や海面加熱により密度成層が形成される。また、冬季には湾奥が湾口に比べて冷却され水温が低下する。これらの効果による密度流の存在が考えられる。このため、3次元数理モデルでは、海域の密度場に対応した密度流を非定常条件のもとで計算し、密度流の効果を検討している。

潮汐残差流、吹送流の計算においては、海域の密度場は一様であるとして仮定し、かつ各々独立に計算を進めており、流れと密度との coupling，ならびに流れの非線型結合は考慮されていない。また、河川水や温排水の流入による海域の流動についても、表層の一定の厚さを流動すると仮定したほかは、同様の条件で計算を進めている。なお、これらの計算では、静水圧近似を仮定している。

密度流の計算は、密度流と密度との coupling 効果を考慮して計算をすすめるが、潮汐残差流や吹送流との非線型結合は考慮しない。計算では、Boussinesq 近似、および静水圧近似を仮定するため、ここで求める密度流は、海域の密度の非一様性による圧力勾配によって生ずる流れである。

これらの仮定は、安定成層、および不安定成層が形成されたとき、浮力効果が表現できないため、鉛直方向の流れの再現性に問題がある。数理モデルでは、この浮力効果を、水温、塩分濃度に関する拡散方程式の計算において、次のように盛り込んでいる。

その一つは、不安定成層が形成された場合の海水の対流過程で、この時鉛直拡散係数は見かけ上無限大²⁾になって、瞬間的に上下の海水が混りあうとしている。

他方、安定成層が形成された場合には、潮汐残差流、および河川水や温排水による海域の流動は、とくに成層内の鉛直方向の流動成分について、密度勾配が強くなると微弱になると設定する。また、密度流については、安定成層内での下降流は存在しないものとする。

このようにして、浮力効果を拡散方程式中に盛り込むことにより実海域の塩分、水温の鉛直分布構造の再現性を向上させることができる。したがって、この効果は密度流の計算過程にも反映されることになる。

計算手順を図-1に示す。

(3) 計算条件

熱収支に関する3次元数理モデルを用いて数値計算を進めるため、湾内を水平方向1,000 m、鉛直方向3.2 mのセル群に分割した。

湾内の潮汐残差流、および吹送流は、先の研究³⁾で求めた値を用いた。これらは、本モデルと同一のセル群を用いて計算されたもので、潮汐残差流はM₂分潮の潮位条件、吹送流はこの海域の代表的な冬季節風にそれぞれ対応した流れである。

一方、河川水や温排水の流入による海域の流動は、塩分濃度や水温の鉛直分布の観測例から、表層の6.4 mの範囲に限られるものとして、計算を進めた。

流体の運動方程式に含まれる渦動粘性係数の大きさとして、水平方向10 m²/s、鉛直方向0.01 m²/sを、すべての流れに共通して用いた。

潮汐往復流による分散効果を含んだ水平方向の拡散係数は、流れの長期連続観測、およびM₂分潮成分のもとづく潮汐往復流の計算結果を用いて、粒子シミュレーション手法⁴⁾により、投入粒子のひろがり⁴⁾を求め、次式によって与えられた。

$$K_{\theta} = \sigma_r^2 / t \quad (1)$$

ここに、 K_{θ} ：潮汐往復流による分散効果を含んだ拡散係数、 σ_r^2 ：投入粒子群の重心からの距離の分散、

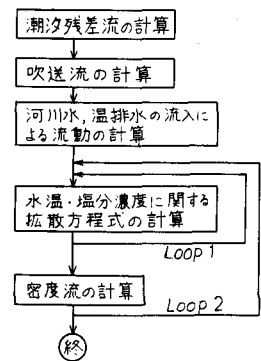


図-1 数理モデルの計算手順

t : 時間, である。図-2に, このようにして求められた拡散係数 K_L を示す。数理モデルでは, これらの結果をもとに, 湾口海域では $30 \text{ m}^2/\text{s}$, 湾内では $5 \text{ m}^2/\text{s}$ の拡散係数を設定した。

一方, 鉛直方向の拡散係数としては, 先の検討結果と同様, $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ を設定した。

海面での熱交換量は, 水中に吸収される全日射量 Q_{so} 有効長波放射量 Q_b , 海水と大気の伝導による顕熱 Q_c , 海水の相変化に伴う潜熱量 Q_e からなっており, これらの推定に必要な海上気象要素として, 伊良湖測候所における月平均値を線型補間して用いる。海底, 陸岸からの熱フラックスは0とした。

一方, 塩分フラックスは, 海面, 陸岸, 海底のいづれにおいても0とした。

湾口境界(図-2参照)においては, 次の条件を設定する。

$$\partial v / \partial n = 0 \quad (2)$$

$$\partial^2 T / \partial n^2 = \partial^2 S / \partial n^2 = 0 \quad (3)$$

ここに, n : 湾口境界線に垂直方向の距離, v : n 方向の流速成分, T : 水温, S : 塩分濃度, である。

ただし, 湾口から流入する海水の水温, および塩分濃度については, St-17(図-2参照)における観測値(1969年4月~1977年3月, 月1回観測, 測定水深0, 5, 10, 20, 30mおよび海底)の月平均値を求め, 時間ならびに水深方向に線型補間して得られた結果を設定した。

河口(ここでは, 矢作川, および豊川のみを対象とし, 他の中小河川は省略した)では, 海水と河川水の混合が既に終了しているものとして, $S_0 = 20\%$ を設定した。また, 河川水温は適当な資料が見いだせなかったため, 河口前面海域水温と同じとした。

$$\partial T / \partial n = 0 \quad (4)$$

月平均河川流量を図-3に示す。

温排水は, 図-2に示すA, B2地点から放出するものとし, A地点から約 $56 \text{ m}^3/\text{s}$, B地点から約 $100 \text{ m}^3/\text{s}$ の温排水が放出されているものと仮定した。放出水温は, 深層取水設備により, 水深8m層の海水が取水されるものとして, これに復水器通過による温度上昇分 7°C を加えて設定した。

海底, 陸岸からの熱, 塩分のフラックスは0とした。

さきに述べたように, 安定成層が形成されている場合の潮汐残差流, および河川水や温排水による海域の流動のうち, 成層内の鉛直方向の流動成分は, 密度勾配の強さをあらわす shape function の関数として与えることにより, 浮力効果を拡散方程式中に盛り込む。したがって, 拡散方程式中の鉛直方向に関する移流項は, 次式で与えられる。

$$w = (w_T + w_R + w_0) f(S) + w_W + w_D \quad (5)$$

$$S = |1/\rho \cdot \partial \rho / \partial z| \quad (6)$$

ここに, w は拡散方程式中の鉛直方向の移流項, w_T は潮汐残差流の, w_R, w_0 は河川水と温排水による海域の流動の, w_W は吹送流の, w_D は密度流の鉛直方向の流動成分をそれぞれあらわす。また, S は shape function, ρ は海水密度, z は水深方向の距離である。 $f(S)$ は, 現地観測資料を参考にして,

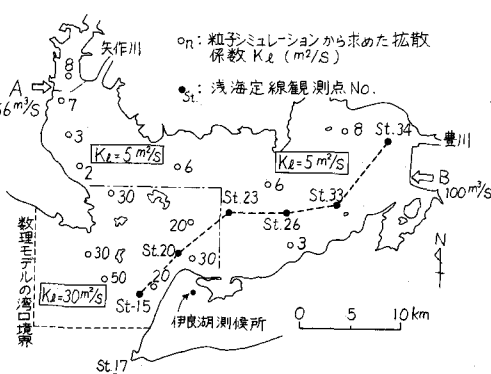


図-2 粒子シミュレーションから求めた拡散係数と数理モデルの設定値

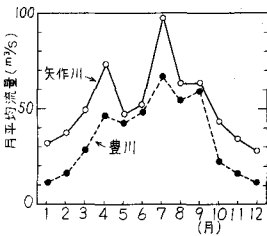


図-3 月平均河川流量

図-4に示す関数を設定した。なお、 w_D は、 $S \geq 10^{-7} (cm)$ で、かつ顕著な安定成層の形成される7, 8, 9月に限り、下降流成分を0に設定する。

一方、不安定成層が形成された場合は、セル(水平方向 $1,000 \times 1,000 m$)の水柱内で上下の海水が瞬間的に混合するとしている。²⁾

3. 解析結果

(1) 水温、塩分濃度の再現性

数理モデルによって得られた水温、塩分濃度を、現地観測資料と比較して、モデルの適合性を検討する。

図-5は、三河湾中央部のSt. 26(図-2参照)の表層における水温、塩分濃度の年変化を示している。計算結果は、冬季水温がやや低くあらわされるほかは、精度良く年間水温変化を再現している。一方、塩分濃度についても、計算の初期条件の影響が残る4, 5月を除いて、ほぼ良好な一致を示している。

図-6は、安定成層が形成されたときの水温、塩分濃度の鉛直分布の一例である。安定成層が形成されている場合、成層内の鉛直方向流動成分の大きさを、shape functionの関数として与え、浮力効果を拡散方程式中に盛り込むことにより、水温や塩分濃度の鉛直分布を良好に再現することができる。

図-7は、三河湾の湾軸に沿う表層の水温、塩分濃度の分布である(図-2に示す、St. 15から、St. 34を結ぶ区間)。冬季には、湾口海域が湾奥に比べて水温が高く、一方、夏季には、湾奥海域が湾口に比べて高温となる傾向が、計算結果においても再現されている。

これらの結果から、数理モデルは三河湾全域を対象とした熱収支現象、および保存物質としての河川水の湾内での流動・拡散現象、等の季節変動を、空間的に3次元条件のもとで、良好に再現しているものと考えられる。

(2) 海域に形成される密度流

図-8に、密度流の計算結果を示す。密度流の基本的なパターンとして、表層では湾奥から湾口へ向かって流出し、底層では湾口から湾奥へ向かって流入する、鉛直循環流の形成が、渥美・知多両湾に認められる。流れの強さは、計算上の境界条件の影響を受けて強い流れの発生している湾口海域を除いて、湾内ではほぼ $1 cm/sec$ 前後となっている。密度流の季節的な変動は小さく、年間を通じて存在し、主として湾奥に流入する河川水が密度流を発生させる主要な因子となっている。

湾内における密度流を、さきに求めた潮汐残差流や冬春季節風による吹送流と比較すると、流れの強さはほぼ $1 cm/sec$ 程度と似かよっているが、流れのパターンは異なっている(潮汐残差流は水平循環流、吹送流は北西の季節風の吹送方向の鉛直循環流としてのパターンを、それぞれもつ)。このように、密度流は潮汐

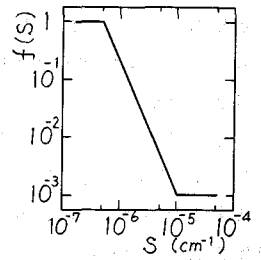


図-4 関数 $f(S)$

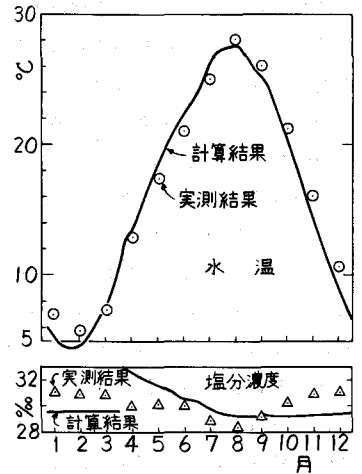


図-5 水温と塩分濃度の年変化 (St. 26, 表層)

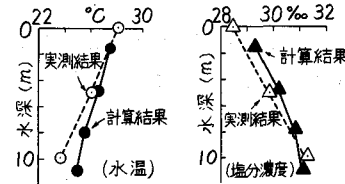


図-6 成層期の水温と塩分濃度の鉛直分布 (8月, St. 26)

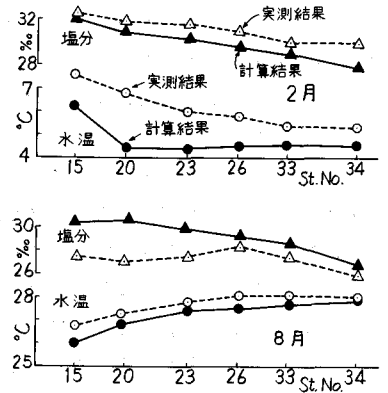


図-7 湾軸に沿う水温・塩分濃度(表層)

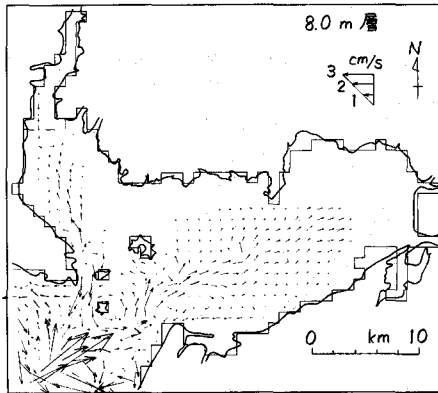
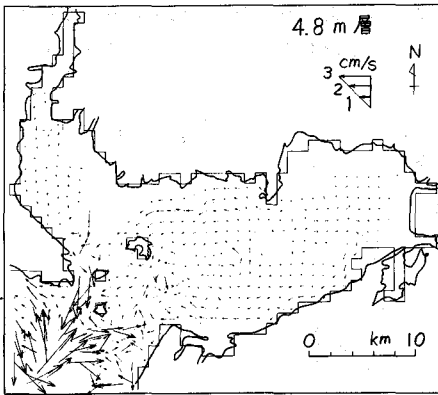
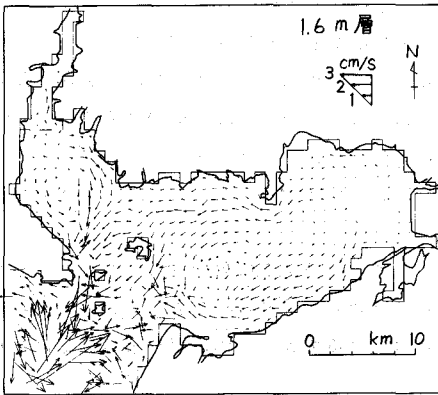


図-8 代表的な水深での密度流(8月)

ΣQ の値から、内湾水は2月から8月にかけて、大気から加熱され、9月から1月にかけて冷却されることがわかる。一方、湾口水温は4月から9月にかけて、湾内水温よりも低いため、この期間は湾内は外海水によって冷却されているが、10月から3月にかけては、湾内は外海水温よりも低くなって、湾口を介して加熱されていることとなる。なお、内湾水と大気との熱収支の各項は、水柱モデルによるさきの計算結果と同等であり、水柱モデルによる熱収支の算定が妥当なものであることが確認された。

残差流や吹送流と同様、湾内の分散過程に影響をおよぼすものと考えられる。

(3) 湾内水の熱収支

図-9は、内湾水の熱収支現象の境界条件である大気と外海水の温度を、内湾水のそれと比較して示す。また、図-10は、計算結果から得られた内湾水(St.26)と大気との熱収支の各項の年変化を示す。図中、海面を加熱する方向に働く場合を正、冷却する方向に働く場合を負で示す。また ΣQ は、各熱収支項の総和である。

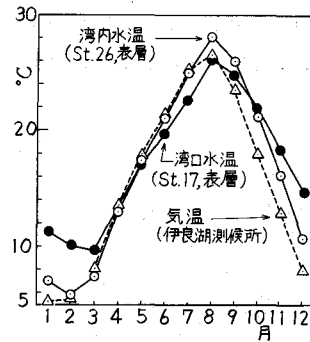


図-9 気温と水温の関係

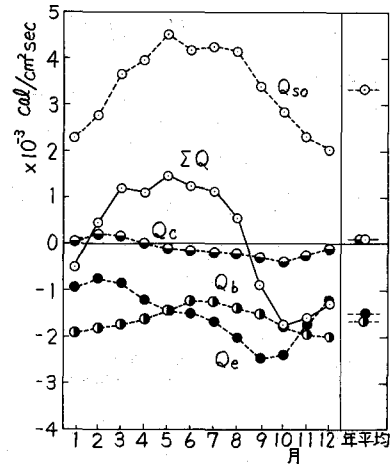


図-10 熱収支項の年変化(St.26)

図-11は、湾内表層水温 T_w 、大気と内湾水との総熱収支量 ΣQ 、海水の相変化に伴う潜熱量 Q_e の分布を、温排水が放出されていない条件と、放出されている条件で計算した結果を比較して示す。

2月の水温分布より、湾口部に顕著な水温勾配が形成されることが認められる。放出した温排水の影響範囲は、湾奥に限られている。総熱収支量 ΣQ の分布より、湾内水は加熱、湾外水は冷却の状態にある。湾奥の温排水の影響範囲では、海水は冷却されている状態にあり、湾口部の総熱収支の状態に一致する。また、潜熱量 Q_e は、湾口部で蒸発による冷却作用が大きくなっており、この状態は湾奥の温排水の影響範囲のそれと同等である。

8月の水温分布は、湾口から湾奥に向かって徐々に上昇しており、温排水の影響範囲は、2月よりも狭い。総熱収支量 ΣQ は、湾内水を加熱している状態にあるが、湾奥に向かって加熱量は減少しており、温排水の影響範囲では冷却されている状態にある。蒸発による冷却作用は、湾奥で大きい、温排水の影響範囲では、これがさらに増大する。

これらの例が示すように、数理モデルによって、湾内各水域の熱収支各項の季節変動や、温排水の放出による熱収支量の変化を求めることができ、温排水が地域気候に与える影響の評価が可能となるとともに、海

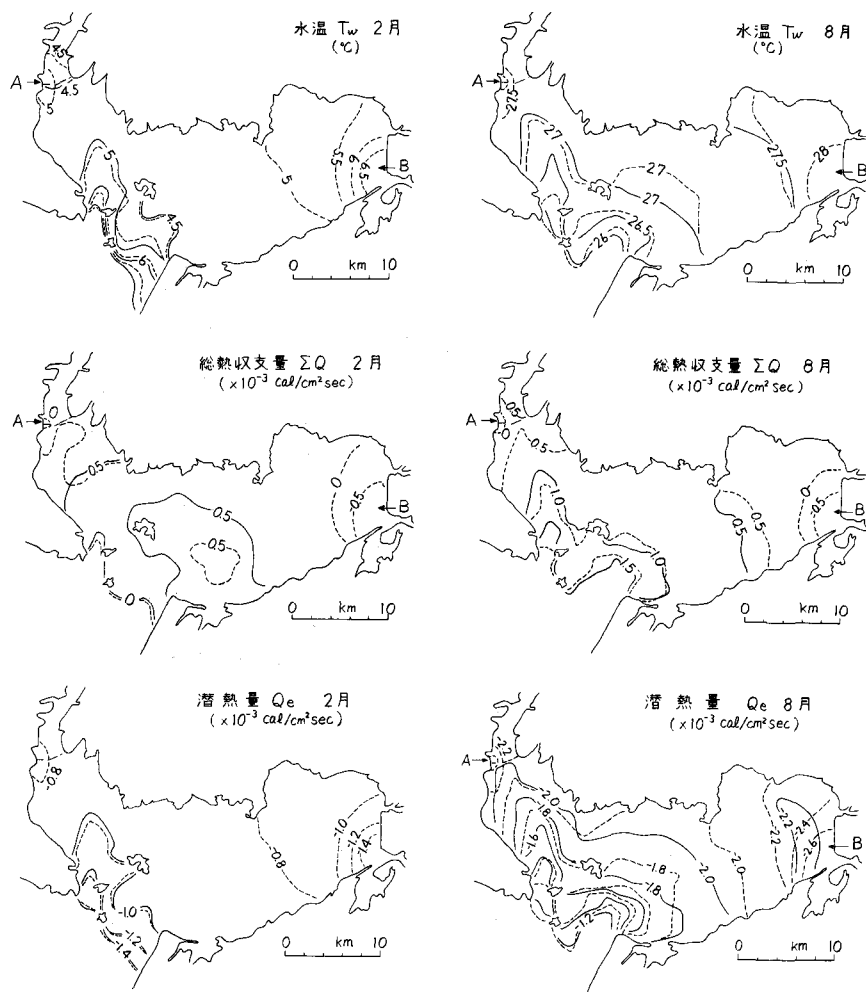


図-11 水温、総熱収支量、潜熱量の分布 (—— 温排水の放出のない場合、----- 温排水が放出されている場合)

域と大気との熱収支量の変化に対する大気の応答の研究の展開に役立つものと考えられる。

4. あとがき

ここに提案した3次元数値モデルにより、内湾の熱収支現象の季節変動を再現することができ、海域へ放出される温排水が地域気候に与える影響の評価に用いることができる。

本研究にあたり、愛知県水産試験場、および運輸省第五港湾建設局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) 和田 明・宮池克人：熱収支量からみた内湾の水環境変化，第24回水理講演会論文集，1980.
- 2) 和田 明・宮池克人：湾内水温の変動とその決定機構について，第26回海岸工学講演会論文集，1979.
- 3) 和田 明・宮池克人：湾内水の循環機構に関する研究，第25回海岸工学講演会論文集，1978.
- 4) 和田 明・角湯正剛：瀬戸内海における水粒子運動の数値シミュレーション，第20回水理講演会論文集，1976.