

干潟の温熱・水理環境の評価

喜岡 渉*・柿塚 愛子**・関 信郎***

干潟の温熱・水理環境に対するモデル方程式を提案し、その数値シミュレーションによる潟土中の温度分布の再現性について検討を加えた。三河湾の最奥部に位置する汐川干潟における気象および潟土の温度特性に関する現地観測をもとに、干潟の熱収支モデルにおいて温熱環境特性の支配的なパラメータとなるバルク輸送係数を検討し、得られたバルク輸送係数と観測データを用いて、熱収支解析により干潟の温熱特性が及ぼす湾内への影響を評価した。干出時の干潟の顕熱、潜熱に対するバルク輸送係数は、それぞれ $C_H=3.3\times10^{-3}$ 、 $C_E=3.2\times10^{-3}$ であった。

1. はじめに

干潟が有する水質および生態系に対する環境保全機能に着目して、干潟の保全や人工干潟の造成が行われるようになった。そのためには干潟生物の生息環境、生態系を含む物質循環等に関する基礎的知見の取得を図るほか、干潟の温熱・水理環境を定量的に把握しておく必要がある。特に、潟土中の温度、浸透流および塩分濃度の特性は、生物の生息環境や植栽にも直接影響を与えるので、干潟の環境特性を検討する上で重要な要素である。朴ら (1997)、松永ら (1998) は干潟の現地観測を行い、潟土中の温度や熱収支について検討している。また、内山ら (1998) は干潟と砂浜周辺の熱輸送特性の違いを現地観測結果に基づいて検討している。

本研究では、三河湾最奥部に位置する汐川干潟における気象および潟土の温度特性に関する現地観測をもとに、干潟の熱収支モデルにおいて温熱環境の支配的なパラメータとなるバルク輸送係数を検討し、得られたバルク輸送係数と観測データを用いて、温度、塩分濃度および浸透流に対して数値シミュレーションを行う。潟土中の温度分布の観測結果との再現性について検討を加えるとともに、熱収支解析により干潟の温熱特性が及ぼす湾内への影響を調べる。

2. 現地観測

観測が行われた汐川干潟は三河湾の最奥部の愛知県豊橋市と田原町にまたがって広がっており、汐川前方に発達した泥質干潟である。観測は 2002 年 7 月、10 月と 2003 年 2 月の合計 3 回実施した。観測地点は汐川と蜷川の間地点で、護岸と両河川からの流の影響が及ばない地点を選んで、高度 1 m における風速・気温・相対湿度、潟土および海水中的鉛直温度分布、および水深を各 12 時間連続計測した。観測地点を図-1 に示す。

観測日はともに大潮前日の中潮にあたり、干潮直後か

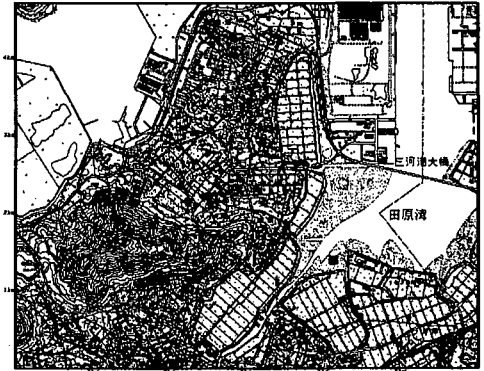


図-1 観測地点

ら次の干潮まで、すなわち干潟が最も干出している状態から冠水を経て、再び干出するまで計測を行った。潟土中温度は深さ 0.2、5.0、10.0、20.0、30.0 cm の 5 地点で、海水温度は表面、中間水深、底面の 3 点でそれぞれ連続観測した。傾度法によりバルク輸送係数を算出するために、高度 3.0 m と 0.26 m、0.5 m、1.0 m の組み合わせによる風速・気温・相対湿度の 2 高度同時測定を、1 時間毎に行なった。また、7 月の観測時には、30 分毎にフロートを用いた潮流の測定を行った。

2 月の観測日を除き、大気は中立から不安定の状態であったが、大気安定度が中立に近い観測データのみを抽出し、対数+直線則が成立するとして傾度法によりバルク輸送係数を求めた。

3. 熱収支解析手法

干出時の潟土表面の熱収支、および冠水時における海水表面および潟土表面の熱収支は、図-2 のように大気、海水および潟土間におけるエネルギー交換を考えると、それぞれ次式で表される (近藤, 1994; 松永ら, 1998)。

$$R_n = H + \epsilon E + G \dots\dots\dots (1)$$

$$\bar{R}_n - Q_s = H + \epsilon E + H_{ws} \dots\dots\dots (2)$$

$$Q_B + H_{wb} = G \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 R_n 、 $\bar{R}_n$ はそれぞれ潟土表面、海水表面に入射

* 正 会 員 Ph.D. 名古屋工業大学教授大学院工学研究科社会工学専攻
* 正 会 員 工 修 日本建設コンサルタント(株)名古屋支店
* 学生会員 名古屋工業大学大学院工学研究科社会工学専攻

する正味放射量, Q_s は海水表面下に入射する日射量, Q_b は海水を透過し潟土表面に到達する日射量, G は地中伝導熱, H_{ws} は海水面から水中への顕熱輸送量, H_{wb} は水中から潟土表面への顕熱輸送量である。

干出時の潟土表面が吸収する正味放射量 Rn は, 潟土表面でのアルベードを ref , 水平面日射量を S^1 , 大気からの長波放射量を L^1 とすると, 次式で表される。

$$Rn = (1 - ref)S^1 - \epsilon(\sigma T_s^4 - L^1) \quad (4)$$

ここで, ϵ は射出率 (黒体度 $\cong 1.0$), σ はステファン・ボルツマン定数 ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_s は地表面温度を表す。

冠水時に対しては短波長である日射の水中への透過, 減衰および潟土表面での反射を考慮して, $\tilde{R}n$ および Q_s , Q_b をそれぞれ次式で与える (二瓶ら, 2002)。

$$\tilde{R}n = (1 - ref_w)S^1 - (1 - \beta_s)^2(1 - ref_w) \cdot ref S^1 \exp(-2\gamma h_w) - \epsilon(\sigma T_s^4 - L^1) \quad (5)$$

$$Q_s = (1 - \beta_s)(1 - ref_w)S^1 - (1 - \beta_s)(1 - ref_w) \cdot ref S^1 \exp(-2\gamma h_w) \quad (6)$$

$$Q_b = (1 - \beta_s)(1 - ref_w)(1 - ref)S^1 \exp(-\gamma h_w) \quad (7)$$

ここで, ref_w は潟土表面のアルベード, β_s は海水表面における日射の吸収率, γ は光の水中消散係数, h_w は水深, T_s は海水表面温度を表し, 水面における射出率は $\epsilon \cong 0.96$ である。式 (2) のように, 海水表面で吸収される正味放射量 $\tilde{R}n - Q_s$ は大気中への顕熱輸送量 H , 潜熱輸送量 ϵE および海水表面から水中への顕熱輸送量 H_{ws} に変換される。

潟土中への伝導熱 G は潟土表面付近の温度勾配から求め, 潟土・海水表面から大気への顕熱および潜熱輸送

量 H , ϵE は, バルク法により次式から求める。

$$H = C_p \rho_a C_H U (T_s - T_a) \quad (8)$$

$$\epsilon E = \epsilon \rho_a C_E U (q_s - q) \quad (9)$$

ここに, C_p は空気の比熱, ρ_a は空気の密度, U , T_a は基準高度の風速および気温, ϵ は水の気化熱, q_s は潟土表面温度 T_s に対する飽和比湿, q は空気の比湿, $C_{H,E}$ は基準高度における顕熱・潜熱に対するバルク輸送係数である。なお, 顕熱輸送量 H_{ws} , H_{wb} は式 (2), (3) を用いて残差として算出する。

干出時の $C_{H,E}$ は現地観測で得た風速・気温・比湿の2点観測値に次式のモニン・オブコフの相似則を適用して算出する。

$$U(z) = (u_* / k) [\ln(z/z_0) + \beta_1(z - z_0)/L] \quad (10)$$

$$T_a(z) = T_s + (T_* / k) [\ln(z/z_T) + \beta_1(z - z_T)/L] \quad (11)$$

$$q_a(z) = q_s + (q_* / k) [\ln(z/z_T) + \beta_1(z - z_q)/L] \quad (12)$$

ここで, z は地表面または海水表面からの高さ, k はカルマン定数 ($= 0.4$), $z_{0,T,q}$ は風速, 温度, 比湿分布に対する地表面の粗度, L はモニン・オブコフの安定度スケール, β_1 は L に依存する定数 ($\cong 3$), u_* , T_* , q_* はそれぞれ摩擦速度, 摩擦温度, 摩擦比湿を表す。上式から, 2 高度における風速・温度・比湿 (U , T , q) の観測値を用いて, 未知のパラメータである粗度 $z_{0,T,q}$, 安定度スケール L および摩擦速度 u_* , 摩擦温度 T_* , 摩擦比湿 q_* を逐次計算により求めることができる。このとき無次元抵抗およびバルク輸送係数は, それぞれ次式により求められる。

$$\gamma_{M,H,E} = (1/k) [\ln(z/z_{0,T,q}) + \beta_1(z - z_{0,T,q})/L] \quad (13)$$

$$C_{H,E} = 1/\gamma_{M,H,E} \quad (14)$$

7 月および 10 月の観測時の大気は中立から不安定であったが, 大気安定度スケールが $|L| > 30$ の中立に近い観測データのみを抽出し, バルク輸送係数を算出した。高度 1 m のバルク輸送係数 $C_{H,E,1}$ は, 高度 1 m の風速 U_1 が小さいときばらつくが, $U_1 > 3.4 \text{ m/s}$ ではバルク輸送係数の値はほぼ一定値をとった。これは, 測定誤差による影響と考えられるので, $U_1 > 3.4 \text{ m/s}$ のデータの平均値をとってバルク輸送係数を求めた。図-3 に 10 月の観測値に基づく算定値を示す。その結果, 干出時の顕熱・潜熱のバルク輸送係数は, それぞれ $C_{H,1} = 3.3 \times 10^{-3}$ および $C_{E,1} = 3.2 \times 10^{-3}$ であった。潜熱の輸送係数は冬期には小さく, 2 月観測時には $C_{E,1} = 1.2 \sim 2.0 \times 10^{-3}$ であった。7 月と 10 月の観測値については, $C_{H,1} \cong C_{E,1}$ とみなせる。冠水時の海面の輸送係数は $C_{H,1} = 1.8 \times 10^{-3}$, $C_{E,1} = 1.9 \times 10^{-3}$ で, 海水に対して求められている値と一致する。

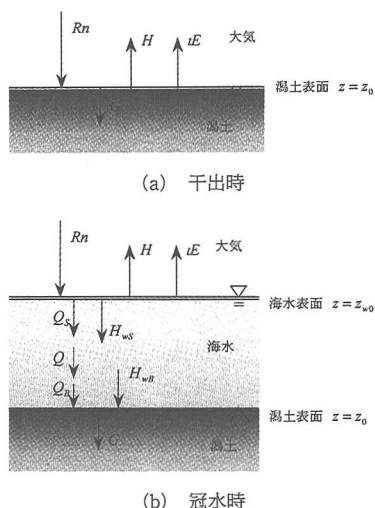


図-2 潟土・海水・大気間の熱収支

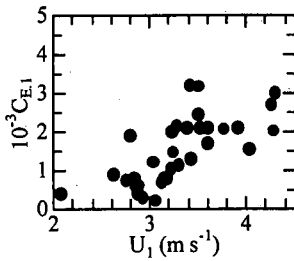


図-3 潜熱バルク輸送係数 (10月観測値)

(Kondo, 1975).

4. 計算モデル

均質な土壌における飽和・不飽和浸透流に対して、圧力水頭 h 、塩分濃度 s に対して密度変化を含めた拡張されたリチャーズ式 (Greenblatt・Sobey, 2001; 喜岡ら, 2000) と塩分に関する従来の移流拡散方程式を用いた。潟土の温度に対しては、土粒子と流体の温度は等しいものとして、含水率 θ 、圧力水頭 T および温度 T についての熱伝導方程式を用いた。

$$\left(\rho_f C + \theta \frac{\partial \rho_f}{\partial h} \right) \frac{\partial h}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho_f}{\partial s} \frac{\partial s}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho_f}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho_f K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_f K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad \dots\dots\dots (15)$$

$$\rho_f \theta \frac{\partial s}{\partial t} - \rho_f K_x \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial s}{\partial x} - \rho_f K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\theta E \frac{\partial (\rho_f s)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta E \frac{\partial (\rho_f s)}{\partial z} \right] \quad \dots\dots\dots (16)$$

$$\begin{aligned} & (\rho_f c_f \theta + \rho_s c_s (1 - \theta_s)) \frac{\partial T}{\partial t} \\ & - \rho_f c_f K_x \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} - \rho_f c_f K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \frac{\partial T}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left[(\theta \lambda_{fx} + (1 - \theta_s) \lambda_{sx}) \frac{\partial T}{\partial x} \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left[(\theta \lambda_{fz} + (1 - \theta_s) \lambda_{sz}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \theta_e \quad \dots\dots\dots (17) \end{aligned}$$

ここに、 θ は含水率、 h は圧力水頭、 $C(h) = \partial \theta / \partial h$ であり、 θ_s は飽和含水率、 ρ_f は流体密度、 s は塩分濃度、 T は温度、 K は透水係数、 E は拡散係数、 c は比熱、 λ は熱伝導率、 θ_e はエネルギー消散を表す。 K 、 λ の添え字 x 、 z については方向を、 c 、 λ 、 ρ の添え字 f 、 s についてはそれぞれ流体と土粒子を表す。海水密度 $\rho_f(h, s, T)$ は国際状態方程式より求め、不飽和状態における含水率および透水係数と圧力水頭の関係式としては、van Genuchten の式 (Greenblatt・Sobey, 2001; 喜岡ら, 2000) を用いた。

数値計算には差分法を用いた。計算は2次元で行った

が、海側および陸側境界の影響は局所的にとどまり (喜岡ら, 2000)、観測点付近の圧力水頭、塩分、温度の応答は鉛直1次元である。境界条件は、干出時については熱収支式 (1) より潟土表面温度を与え、バルク式 (9) より蒸発による上向き流出流量を与え、潟土表面の塩分濃度は次式より与えた。

$$\rho Q_s = \theta E \frac{\partial (\rho_f s)}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (18)$$

5. 解析結果

初期条件には、全領域で静水圧、一様な塩分濃度 $s = 30$ psu を与えた。透水係数、拡散係数および熱伝導率は、それぞれ $K = 0.4$ cm/hr、 $E = 5 \times 10^{-4}$ cm²/s、 $\lambda = 4.5 \times 10^{-3}$ cm²/s で一様とした。風速・気温・相対湿度および水深は汐川干潟の現地観測で取得した計測値を、日射量は愛知県水産試験場による観測当日の計測値を用いた。図-4 に7月の観測値を示す。

観測で求めた $C_{H,1}$ 、 $C_{E,1}$ を用いて干潟の熱フラックスの配分と潟土中温度を計算した結果を7月の観測値について図-5 に示す。冠水直後に、熱を蓄えた潟土と海水が接触することで激しい熱交換が行われている。冠水時の各種熱フラックスと海水温度を図-6 に示す。海水温度分布については、移流分散効果が大きく影響しており、計算においては2次元流動場を再現できていないことから、ここでは実測値のみを示す。冠水直後に急に潟土表面付近の温度が2度程上昇するが、これは潟土が海水で覆われ干出時のように潜熱を大気へ放出できず、潟土に

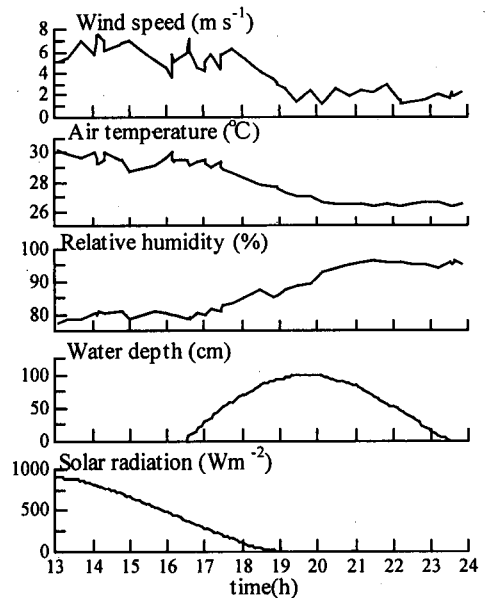


図-4 気象および水深の時間変化

到達した日射 Q_B が潟土表面付近を温めるための熱に変換されるためと考えられる。冠水直後は日射が潟土中へ貯熱されるが、17:40頃からは潟土から海水への放熱が始まっており、そのために潟土の温度は下がっていく。 G の正負の急激な変化は、まだなお 6 m/s 程の強い風により Rn を上回る 200 W/m^2 程の潜熱 ϵE が大気へ放出され、潟土中から海水、大気へと大きな熱の輸送が生じているためである。その後、18:00頃から風速が弱くなっていくのに伴い、 ϵE 、 G は小さな値で推移し、ゼロに近づいていく。海水へ放出される熱は最大で 300 W/m^2 に達し、潟土から海水への放熱量の平均は 75 W/m^2 であった。

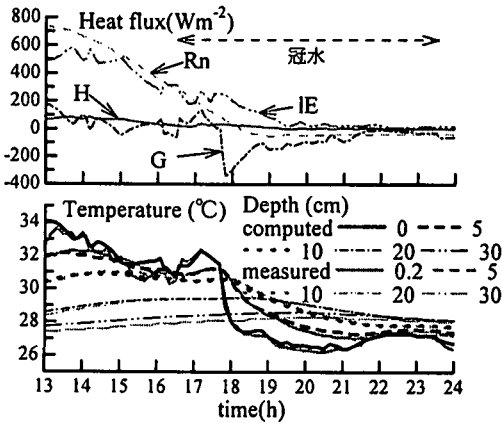


図-5 熱フラックスと潟土中温度

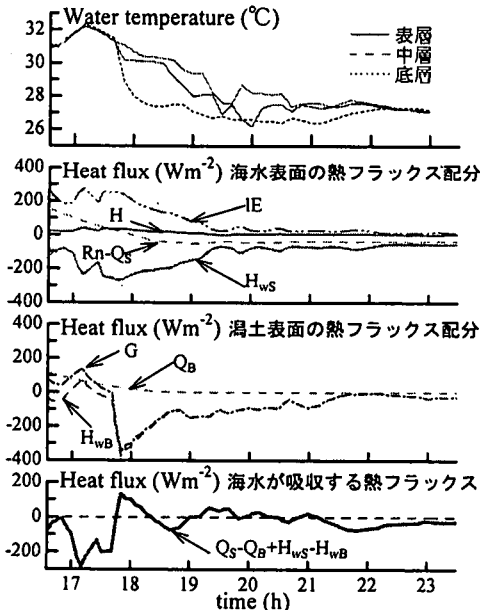


図-6 冠水時の熱フラックスと海水温度

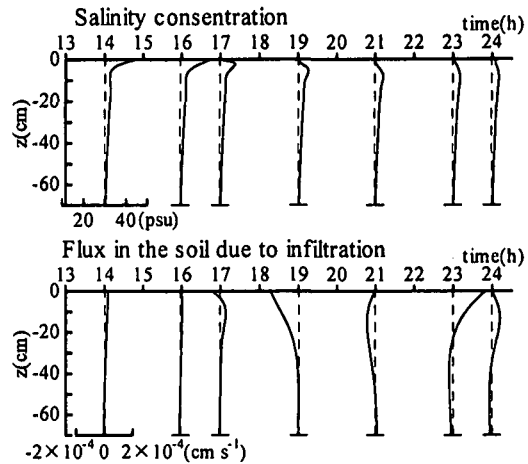


図-7 塩分濃度および圧力水頭鉛直分布

このときの潟土中の塩分濃度および浸透流の鉛直分布を図-7に示す。塩分濃度および浸透流は潮位変動や蒸発散に伴い変動するが、その変動は地表面付近に集中する。浸透流は干出時の蒸発散による水分流出よりも潮位変動に伴う変化の方がはるかに大きい。塩分は蒸発散により地表面付近の濃度が上昇するが、冠水時の潮位変動に伴い生じる浸透流により徐々に薄められていく。

6. おわりに

干出時の干潟の温度特性については実測値の特性を再現することができ、熱収支解析により干潟の温熱特性が明らかになった。7月観測時における潟土から海水への放熱量 $-H_{ws}$ 平均は、半日あたり 75 W/m^2 という結果になった。湾内の大気・海水間の熱交換と同程度のオーダーの熱量が潟土から海水へ放出されていると考えられ、浅い湾であれば海水の熱構造に影響する要素になる。

なお、本研究の一部は高橋産業経済研究財団の補助を受けて行われたものである。

参考文献

- 内山雄介・灘岡和夫・堀川誠司 (1998): 砂浜と干潟の比較による湾奥部極浅海域の水環境特性に関する研究, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 1051-1055.
- 喜岡 渉・永田誠一・Rodney J. Sobey (2000): 干潟の地下浸透流と塩分濃度の変動特性, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 1141-1145.
- 近藤純生 (1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, 350 p.
- 二瓶康雄・網島康雄・佐藤正也・青木康哲・佐藤慶太・灘岡和夫 (2002): 現地観測に基づくマングローブ域の水・放射環境に関する研究, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 1206-1210.
- 朴 鍾和・山中哲儀・瀬口昌洋 (1997): 干潟底生生物の生息環境に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 1161-1165.
- 松永信博・児玉真史・福田和代・杉原裕司 (1998): 干潟におけ

- る熱収支の観測, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp. 1056-1060.
- Greenblatt, M. S. and R. J. Sobey, (2001): Subsurface flow and salinity response patterns in a tidal wetland marsh plain, J. Coastal Research, Vol. 27, pp. 88-104.
- Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficient in diabatic conditions, Boundary-Layer Meteor., Vol. 9, pp. 91-112.
-