

干潟表面における熱伝達に関する検討

Heat Transfer from the Surface of Tidal Flat Areas

(財)電力中央研究所 正員 水 鳥 雅 文
(財)電力中央研究所 正員 角 湯 正 剛
(財)電力中央研究所 正員 曾 我 雅 海
(財)電力中央研究所 正員 和 田 明

1. はじめに

我が国の沿岸海域には、干潮時に干潟の発達する非常に浅い水域の存在する海域が少なくない。このような海域は、海苔や貝類の生育場所として適しており、重要な水産漁場となっている。また干潟には、多くの種類の底生生物が生息しており、生物学的に重要なフィールドである。このような沿岸浅海域の環境問題を考える上で海域の自然水温変動現象を把握することは、重要な要素の一つである。

筆者等は、予てよりこのような海域の比較的短周期の自然水温変動現象について、主に海表面での熱交換作用や潮汐による移流作用の影響を中心に検討してきた。しかし、このような水域における水温変動現象を把握するためには、海底面からの熱伝達、特に干潟表面からの熱伝達について検討しておく必要がある。

本研究は、2度にわたる現地観測の結果をもとに、干潟域における地温の変動特性および干潟表面からの熱伝達量を明らかにし、干潟域の水温変動への干潟からの熱伝達の寄与度を検討すると共に、新たに気象条件および地中温度より干潟表面での熱伝達量を算定する式を提案し、これを用いた干潟の地温シミュレーション結果を検討した結果について述べるものである。

2. 現地観測の内容

現地観測は、瀬戸内海西部海域沿岸を対象に、夏季（昭和57年8月）および冬季（昭和59年2月）の計2回実施した。測定項目は、干潟域の水温・泥温、海域の水温および気象要素であり、各2日間連続観測（ただし夏季は、大潮期、小潮期の2度）を行った。

対象海域の概要および測点位置は、図-1に示すとおりであるが、当海域は比較的水深が浅く、干満の差が大きく、干潮時には測点1から5をはじめ沿岸沿いから河口部にかけて広く干潟が形成される。今回の観測では、測点1から5の地点に図-2に示すような観測塔を設置し、熱電対あるいは電気水温計によって連続測定を行った。

3. 地温の変動特性

干潟表面での熱交換過程は、潮時により複雑に変化する。例えば、満潮時には海水との間で熱交換が行われるのに対し、干潮時には直接大気との間で熱交換が行われることになる。

図-3に地温変動の観測結果の一例を示す。夏季は、海底表面（0cm）、海底下2、5、10cmの4層、冬季は、海底下5、20、50cmの3層について測定した。両季節とも、冠水時には上・下層の温度差が小さく、温度変化も比較的緩やかであるのに対し、干潟時には顕著な鉛直分布が形成され、日中には上層ほど高温に、夜間には逆に上層ほど低温になる傾

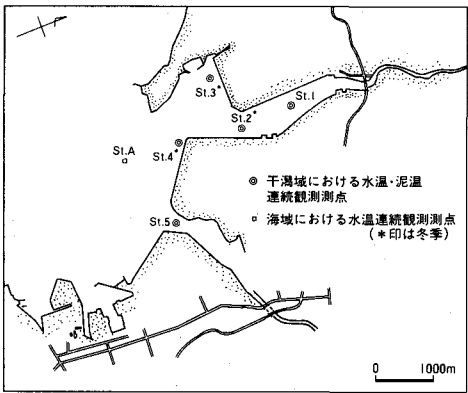


図-1 観測点位置

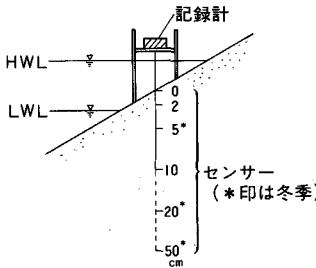


図-2 観測装置

向が認められる。また、季節別にみると、夏季には日中の地温上昇が急激であるのに対し、冬季には夜間の急激な気温の低下に伴った地温降下が特徴的に認められる。

4. 干潟地中の熱伝導率

上述の地温観測結果をもとに干潟地中の熱伝導率を以下の方法により算出した。干潟での地温変動は、土中での水移動が小さいと仮定すれば、次式の一次元熱伝導方程式により表わされる。

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial (k \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z} \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 ρ 、 c 、 k はそれぞれ干潟の密度、比熱、熱伝導率である。

ここで、 $T(t, 0) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos i\omega(t - t_{oi}) \dots\dots\dots (2)$

$T(t, \infty) = A_0 \dots\dots\dots (3)$

の境界条件のもとに(1)式を解くと次のような解が得られる。

$T(t, z) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i e^{-\frac{z}{D}} \cos \{ i\omega(t - t_{oi}) - \frac{z}{D} \} \dots\dots (4)$

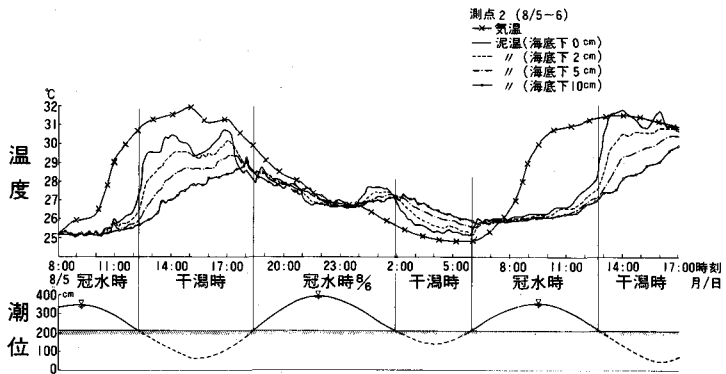
ここで、 D は減衰深さ(温度振幅が地表面での $1/e$ になる深さ)であり、これより熱伝導率 k は、次式のように求められる。

$k = \rho c \omega D^2 / 2 \dots\dots (5)$

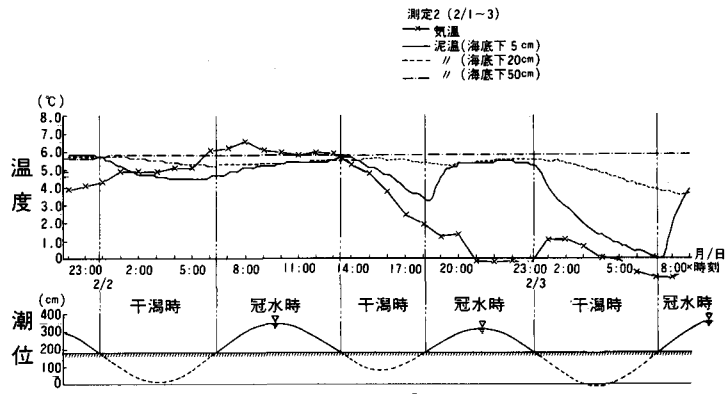
今、 $\omega = 2\pi / (24 \times 3600)$ (1/sec) として、夏季については、0 cm 層でのデータを境界条件に各パラメータ A_{oi} 、 A_i 、 t_{oi} を求め、式(4)から非線型最小自乗法により各層に対する D を求めた。冬季については、5 cm 層でのデータを境界条件として、20 cm 層のデータに対して式(4)で $Z = 20 - 5 = 15$ (cm) として同様に D を求めた。

この減衰深さより熱伝導率を算定する場合、容積比熱(ρc)の値が必要となる。この値は各測点での底質の組成や含水率等が問題となる。表-1 に各測点での底質分析結果を示す。測点間に若干の値のバラツキはあるものの、ほぼ同様の粒度組成および含水率をしており、これらの構成から ρc の値を算定すると、約 $0.63 \text{ Cal/cm}^2\text{ }^\circ\text{C}$ と推算される。

こうして得られた様々な地温



(a) 夏季



(b) 冬季

図-3 干潟の地温経時変化

表-1 底質分析結果

a. 昭和57年8月調査分										
項目 測点	含水率 (%)	比重		比 熱 (Cal/g·°C)	容積比熱 Cal/cm ² ·°C	粒 度 組 成 (%)				
		± 砂子	± 粘土			■ 全 2mm以上	● 全 2.0-0.42mm	● 全 0.42-0.075mm	● 全 0.075-0.005mm	● 全 0.005mm以下
2	21.7	2.58	2.24	0.278	0.622	0	6.0	71.0	21.5	1.5
3	21.7	2.61	2.26	0.277	0.626	0	5.0	75.0	18.0	2.0
4	23.9	2.65	2.25	0.285	0.641	0	6.5	91.5	2.0	0.21

変動の特性値を表-2に示す。この表より、地温の日変動に対する減衰深さは、約0.1～0.18 cm、地表面からの位相の遅れ時間は、5 cm層で1～2 h、10 cm層で2～3 h程度であった。熱伝導率は、 $2 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-3}$ cal/cm・s・°Cとなり、一般にいわれている wet soil の場合の値 $3 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-3}$ cal/cm・s・°C⁴⁾ とほぼ近い値を得た。また、これらの諸量の値には季節間の相違はあまり認められない。

5. 干潟表面における熱伝達量

地表面からの熱伝達量(Q_g)は、一般に次式によって表わされる。

$$Q_g = -k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad \dots\dots (6)$$

ここで、地表面より極薄い層($Z \sim Z_2$)を対象とすれば、上式は次のように考えることができる。

$$Q_g = k (T_1 - T_2) / (Z_2 - Z_1) \quad \dots\dots\dots (7)$$

一方、Pivovarov は、式(1)より河床での熱伝達量を求める方法として次式を提案している。⁵⁾

$$Q_g = \frac{2\sqrt{kc\rho}}{\sqrt{\pi \cdot \Delta t}} \left[\frac{T_b - T_0}{2\sqrt{P}} + \sum_{m=0}^P T_m \Psi_{m,p} \right] \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$\Psi_{m,p} = \begin{cases} \sqrt{P} - \sqrt{P-1} & \dots\dots (m=0) \\ 2\sqrt{P-m} - \sqrt{P-m-1} - \sqrt{P-m+1} & \dots\dots (1 \leq m \leq P-1) \\ -1 & \dots\dots (m=P) \end{cases}$$

ただし、 T_m ：地表面温度、 T_b ：初期平的地温、 Δt ：時間間隔である。この方法では、地表面温度の時系列変動のみから地表面熱伝達量を算定することができる。

これら式(7)および(8)を用いて、夏季観測結果より干潟表面での熱伝達率を算定した。その結果の一例を図

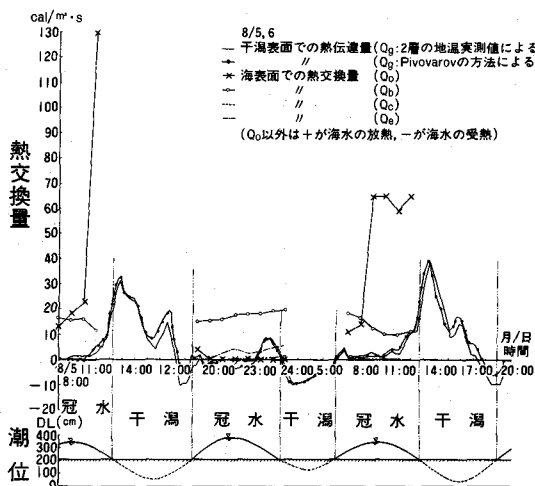
表-2 地温変動特性値

夏季(昭和57年8月)

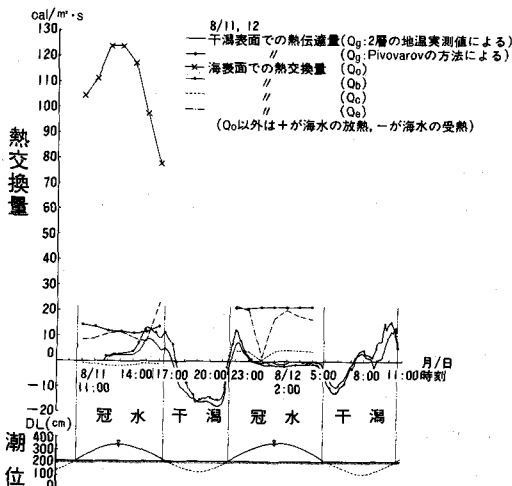
項目 測点名	減衰深さ D (m)		地表面からの遅れ時間 (h)		熱伝導率 k ($\times 10^{-3}$ cal/cm・S・°C)	
	5 cm層	10 cm層	5 cm層	10 cm層	5 cm層	10 cm層
st. 1	0.172	0.139	1.11	2.75	6.77	4.44
st. 2	0.156	0.178	1.22	2.15	5.59	7.28
st. 3	0.099	0.123	1.93	3.11	2.23	3.45
st. 5	0.122	0.128	1.57	2.98	3.41	3.77

冬季(昭和59年2月)

項目 測点名	減衰深さ D (m)	地表面からの遅れ時間 5 cm層 (h)	熱伝導率 k ($\times 10^{-3}$ cal/cm・S・°C)
st. 2	0.181	1.06	7.71
st. 3	0.144	1.33	4.88
st. 4	0.112	1.71	2.98



(a) 8月5, 6日



(b) 8月11, 12日

図-4 干潟表面および海表面での熱交換量

- 4 に示す。式(7)においては、0 cm 層と 2 cm 層の実測値をもとに算定した。その結果、次のような変動傾向が認められた。

i) 干潟表面での熱伝達量は、冠水時にはほぼ $\pm 10 \text{ cal}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ 程度の範囲にあり、干潟時に比べて比較的小さい。

ii) 潮時に関係なく、干潟では日中は受熱状態、夜間は放熱状態になる傾向が認められ、特に 8 月 5 日から 6 日のように日中干上がる場合には、比較的大きい熱量を受熱している。

また一方、この図から Pivovarov の式より求めた干潟表面の熱伝達量と前述の結果とを比較すると、両者はほぼ良好な一致を示していることがわかる。これは、本測点の地温変動が式(1)に示す一次元熱伝導方程式によって十分表現し得ることを意味すると共に、干潟表面の温度変動さえわかれば、式(8)から干潟表面での熱伝達量を推算できることを示している。

次に、こうして得られた熱伝達量を、海表面での熱交換量と比較検討し、干潟域における水温変動への影響について検討した。図-4 中には、前述の干潟表面での熱伝達量と共に、各測点における海表面温度と気象観測結果から算定した冠水時における海表面での熱交換量を併記している。ここで、 Q_0 : 海表面で吸収される日射量、 Q_b : 有効長波放射量、 Q_c : 海表面と大気の熱伝達量、 Q_e : 海水の相変化に対する潜熱量であり、それぞれの算定式は以下のとおりである。

$$Q_0 = (1 - \alpha) \beta Q_{so} \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$Q_b = 1.32 \times 10^{-12} \times (273 + T_w)^4 - 1.24 \times 10^{-17} (273 + T_a)(1 + 0.17 C^2) \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$Q_c = 0.0288 C_H (T_w - T_a) U_{10} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$Q_e = 0.0437 C_E (e_w - e_a) U_{10} \quad \dots\dots\dots (12)$$

ただし、 Q_{so} : 全日射量、 T_w : 水温、 T_a : 気温、 U_{10} : 海面上 10 m での風速、 e_w : 水温 T_w における飽和蒸気圧、 e_a : 大気の水蒸気圧、 C : 雲量、 C_H : 顕熱輸送係数、 C_E : 蒸気輸送係数、 α : 水面反射率、 β : $(1 - \alpha) Q_{so}$ のうち水面部分で吸収される熱量の割合、である。

この図より、今ある単位水柱あたりに作用する全熱収支量 ($\Sigma Q = Q_0 - (Q_b + Q_c + Q_e + Q_g)$) を考えた場合、干潟表面からの熱伝達量 Q_g の占める割合はおおむね小さいと判断されるものの、短期間には冠水直後や干上がる直前に比較的大きい熱量を示す期間が認められる。これより、干潟表面からの熱伝達量は、水深の非常に浅い場合に水温に対して比較的大きい影響をおよぼしていると判断される。

これに対して、常時海水の存在する一般海域における海底面熱伝達量について検討する。図-1 に示す測点 A を対象に、海底面付近の水温を境界条件として式(8)を用いて熱伝達量を算定し、前述と同様に海表面での熱交換量と比較する。その結果を図-5 に示す。この図より、海底面熱伝達量は、海表面での各熱交換量に比べ、非常に微小であり、一般海域の水温にはほとんど影響をおよぼさないと考えられる。

6. 干潟表面での熱伝達量算定式の提案

前節において干潟表面での熱伝達量の実態を明らかにしたが、実際に干潟地中の温度変動や、それに関連する海域の水温変動をシミュレーションする目的から考えると、この干潟表面の熱伝達量を海表面の熱交換量の場合のように、式(9)~(12)のような算定式によって算出する手法が必要となる。

干潟表面の熱交換量は、前述のように冠水した状態と干上がった状態によって異なるため、両者を分けて考

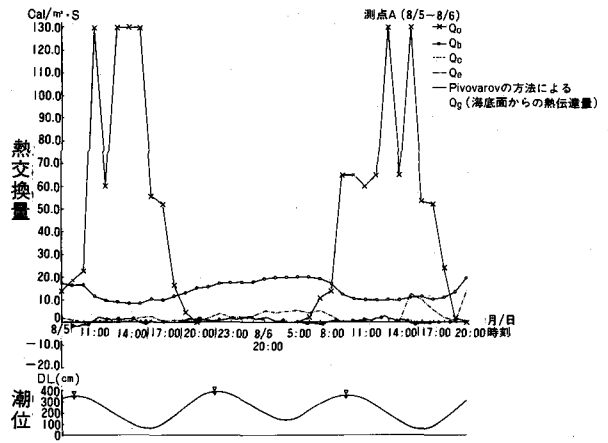


図-5 海底面および海表面での熱交換量

える必要がある。冠水した状態においては、干潟表面付近の温度は、底面近くの水温 T_w とはほぼ同一と考えられるから、干潟表面での熱伝達量は式(7)より次式によって求められる。

$$Q_g = k(T_w - T_2) / (Z_2 - Z_1) \dots\dots\dots (13)$$

次に干上がった状態について検討する。この状態では大気と干潟表面との間で熱交換が行われるわけであるが、この表面での熱収支は、干潟表面に吸収される日射量 (Q_o')、大気と干潟表面との間の長波放射収支量 (Q_b')、干潟表面での顕熱伝達量 (Q_c')、干潟中に存在する水の相変化に伴う潜熱量 (Q_e')、および干潟地中への熱伝達量 ($Q_g = -k \partial T / \partial Z |_{Z=0}$) の5者間でバランスが保たれていると考えられるから、次式のように表わせる。

$$Q_g = Q_o' - (Q_b' + Q_c' + Q_e') \dots\dots\dots (14)$$

上式の中で、 Q_o' は干潟表面に供給される熱源であり、日射条件と干潟表面での日射吸収率 A_1 に依存する量であり、次式のように表わされる。

$$Q_o' = A_1 \cdot Q_{so} \dots\dots\dots (15)$$

また、式(14)の右辺の()内の3項は、気温・湿度・風速等の気象条件および干潟表面付近の地温に依存する量であり、ここでは、式(10)から(12)に習い、次式のように表わせるものとする。

$$Q_b' = A_2 \cdot \sigma (273 + T_g)^4 - 1.24 \times 10^{-17} (273 + T_a)(1 + 0.17 C^2) \dots\dots (16)$$

$$Q_c' = 0.0288 \cdot A_3 (T_g - T_a) U_{10} \dots\dots (17)$$

$$Q_e' = 0.0437 \cdot A_4 (e_g - e_a) U_{10} \dots\dots (18)$$

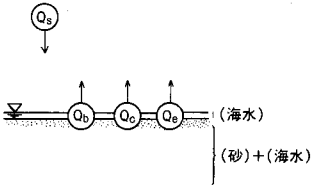


図-6 干潟表面での熱収支機構

ただし、 T_g : 干潟表面付近の代表地温、 e_g : 干潟地温 T_g における飽和蒸気圧、 σ : Stefan-Boltzman 常数 (1.36×10^{-12} cal / $cm^2 \cdot sec \cdot ^\circ C^4$) であり、各定数は、 A_2 : 黒体放射と干潟表面放射との比を表わす係数、 A_3 : 顕熱輸送係数、 A_4 : 蒸気輸送係数、に相当する。

本節では、この式(14)から(18)ならびに前節で求めた Q_g の値をもとに、最小自乗法により、各式中の定数の決定を試みる。ただし、ここでは次のような仮定を考える。今回の対象としている干潟は粒径の比較的に細かい地質であり、干上がった状態においてもかなり過飽和な湿潤状態を呈しており、図-6に示すように境界層では薄く水の浮いた状態となっている。よって顕熱量や潜熱量を考える場合にはほぼ海表面の状況と同一であると仮定する。つまり、 $A_3 = C_H$ 、 $A_4 = C_E$ とし、求める定数は、 A_1 および A_2 の2つとする。求める計算手順は、次のとおりである。(I)夜間 ($Q_{so} = 0$ 状態) の時間帯を対象として、最適な A_2 を求める。(II)、(I) で求めた A_2 を用い、日中の時間帯を対象に最適な A_1 を求める。

8月5、6日の測点2を対象として、上記の方法で各定数を求めた。ただし、ここでの干潟の代表地温は2cm層の値を用いた。その結果、 $A_1 = 0.222$ 、 $A_2 = 0.863$ という値を得た。 A_2 の値は、普通の砂表面で0.8程度であるから、ほぼ同程度の値といえる。 A_1 の値は、普通の地表面での0.9、海表面での0.69という値と比較すると、かなり小さい値である。この理由は明確ではないが、一つの考え方として、ここでは前述のように境界層で水の浮いた状態であるため、日射のかなりの部分はこの表層の水分に吸収され、地温によって評価される値以上に潜熱や顕熱などによって消費され、実質的に干潟地中に吸収される割合が、 A_1 の値であると考えられる。また、今回観測された日射量

表-3 計算条件

の測定精度についても若干検討する必要があると思われる。

7. 干潟地中温度のシミュレーション

前節で求めた熱伝達量の算定式を用い、測点2を対象に干潟地中温度のシミュレーションを実施した。基礎方程式は、前述のように一次元熱伝導方程式、式(1)を用いる。境界条件は、干潟表面では、冠水時には式(13)を、干潟時には式(14)～(18)を用いる。ただし、気象条件および水温は実測値を、干潟表面付近の代表地温は第一層(深さ2cm)の地

計算領域	干潟表面から深さ2m
格子分割(Δz)	4 cm
計算期間	8/5 8:30～8/6 13:00
時間間隔(Δt)	600秒
初期条件	2、10cm層は実測値 他層は線形補間
熱拡散率($\frac{k}{\rho c}$)	$1.02 \times 10^{-3} cm^2/s$

温計算値を用いる。最深層は、一定値(27.1℃)を与える。その他の計算諸条件は表-3に示すとおりである。

図-7には、干潟表面下2cm層および10cm層の地温変動の計算結果と実測値の比較を示す。8月5日日中の地温のピーク出現時間に若干の相違があるものの、両層とも干潟時・冠水時にかかわらず計算値と実測値は、ほぼ一致しており、地温変動特性をよく再現している。

図-8には、干潟表面での熱伝達量の計算結果と前述の実測値から算定した結果との比較を示す。

計算値の方のピーク値が

若干小さいものの、ほぼ良好に計算値は実測値を再現していると判断される。

以上の結果より、前節で求めた干潟表面の熱伝達量の算定式が妥当なものであると判断されるとともに、この算定式を用いた一次元熱伝導モデルによって干潟地中温度を予測することが可能であることが明らかとなった。

8. おわりに

以上、現地観測結果をもとに、干潟域における地温変動特性および干潟表面からの熱伝達量の実態について検討した。その結果、地温変動特性の潮時や季節による相違、ならびに熱伝達量の変動傾向の実態や海域水温への影響程度を明らかにした。また、新たに気象および地温条件から干潟表面の熱伝達量を求める算定式を提案し、これを用いた干潟地温シミュレーションを行い、この算定式の有用性を検証した。

今後は、この算定式中の各係数値について、他の多くのデータを用いてさらに詳細な検証を行っていくと共に、今回実施できなかった冬季の熱伝達量の実態について検討していく予定である。また、本報で示した干潟地温の予測手法を用いた、干潟表面からの熱伝達量を考慮した海域の水温変動予測モデルの開発にも努めていく予定である。

<参考文献>

- 1) 水鳥・角湯・加藤・和田：干潟域における水温変動に関する検討，第27回水理講演会論文集，1983。
- 2) 水鳥・角湯・曾我・加藤・和田：干潟の発達する浅海域の水温変動機構と熱輸送について，第30回海岸工学講演会論文集，1983。
- 3) 水鳥・角湯・曾我・和田：干潟域における地温変動と熱伝達について，第39回年次講演会概要集，1984。
- 4) R. E. Munn: Descriptive Micrometeorology, 1966。
- 5) A. A. Pivovarov: Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers.

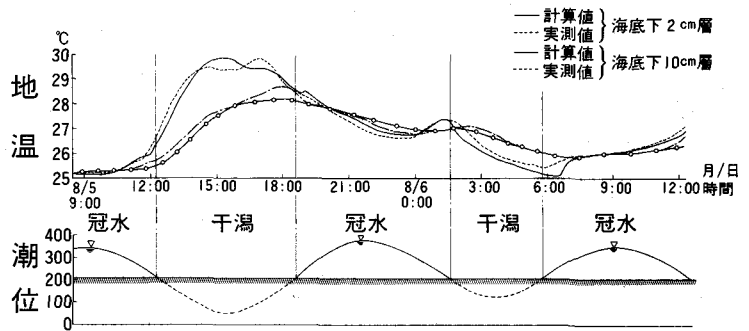


図-7 干潟地中温度の計算値と実測値の比較

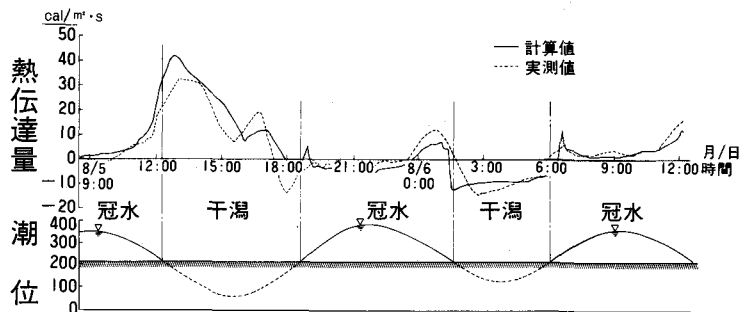


図-8 干潟表面での熱伝達量の計算値と実測値の比較