

# 三陸沿岸海域における水温分布の推定

福 渡 淳 一\*・田 中 仁\*\*・首 藤 伸 夫\*\*\*

## 1. はじめに

三陸地方の内湾には規模が小さいものや湾口幅の大きなものも多く、その流動や湾内環境は外海の影響を敏感に受けやすい。長尾ら（1993）は三陸沿岸に位置する志津川湾の海水交換現象の原因の一つを、外海の密度前線の急激な移動としており、外海の水塊分布とその変動が沿岸域の流動や水温構造に非常に大きな影響を与えることを示している。このことから、湾内の流動や水質の解析のためには水温、塩分度、流速などの湾外条件を定量的に把握することが不可欠である。

一方、三陸沿岸海域には南方から黒潮系水塊、北方からは親潮系水塊、また沿岸沿いからは津軽暖流水が流入し、それぞれが渦状となって混在し、またあるときは相互に混合している。それゆえ当海域は移行海域、あるいは混乱海域などと呼ばれ、その海況は非常に複雑な様相を呈している。

このように三陸沿岸海域の海況は非常に複雑であるにも関わらず、その状況を把握することは重要である。本研究では、湾内の流動や水質の推定のために境界条件として必要な湾外条件のうち、沿岸域での水温鉛直分布を、衛星画像などの広域表層水温データから推測するための手法について検討を行う。

## 2. 水塊分類

三陸沿岸海域には南方から黒潮系水塊、北方から親潮系水塊、また沿岸沿いには津軽暖流水が流入している。黒潮系水塊は蒸発が降水よりも卓越している亜熱帯海域を起源とするために、他水塊に比べ高温高塩分である。また、親潮系水塊は降水が卓越する亜寒帯海域を起源とするため、比較的低温低塩分といえる。一方、津軽暖流は対馬暖流の一部が津軽海峡を通過して三陸沿岸沿いを南下している暖流であり、その海水の起源は黒潮水である。しかし沿岸沿いを流れているために淡水流入の影響を受け、前出二水塊に比べると中温中塩分の海水といえ

る。  
このように三陸沿岸海域に性質の異なった海水が混在するため、水温の鉛直分布の推定の際には季節変動のみならず、水塊変動をも考慮しなくてはならない。したがって、まずはじめに水塊の分類を行う必要がある。

宮城県水産研究開発センターでは月に1度、宮城県沿岸海域においてCTDによる水温、塩分度などの実測を行っている。測点は図-1に示すように北緯38度、38.5度、39度の3測線上の計18点である。ただし、図中の数

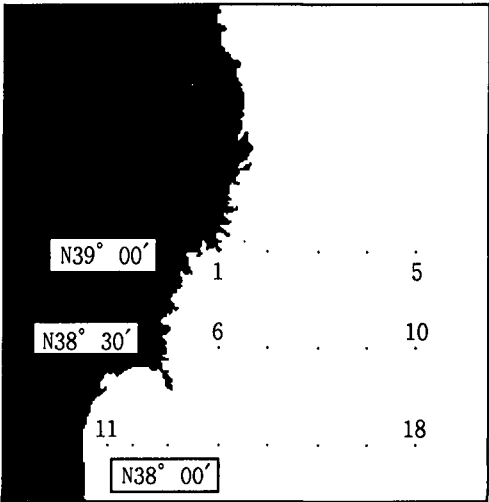


図-1 宮城県水産研究開発センター測点

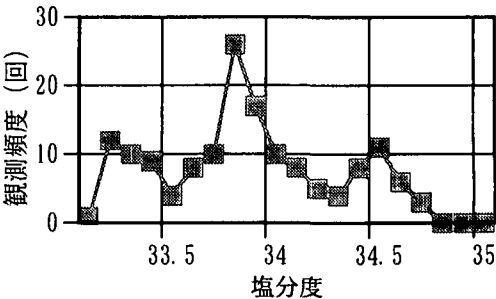


図-2 水深100 mにおける塩分度の観測頻度分布

\* 正会員 工修 日本工営  
\*\* 正会員 工博 東北大学教授 大学院工学研究科土木工学専攻  
\*\*\* 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

字は測点番号を示している。

水塊分類の指標や水塊フロントの位置を示す指標には一般に水温や塩分度が用いられる。ここでは季節変動の影響を比較的受けにくい塩分度の値を用いることにする。また、水深の浅い部分では塩分度は降水等の淡水流入の影響を受ける。そこで本研究では水深 100 m における塩分度の値を用いて水塊分類の指標とする。

図-2 は、宮城県水産研究開発センターの 1993 年の全観測に対する各 100 m 深塩分度ごとの観測頻度の分布を示している。図を見ると観測頻度の分布は塩分度値 33.2, 33.8, 34.5 において極大値をとっていることがわかる。各極大値はそれぞれ低塩分の親潮系海水、高塩分の黒潮系水塊、中塩分の津軽暖流水（あるいは前記二者の混合水）を代表する塩分度値である。これより観測頻度分布の谷となっている塩分度の値 (33.5 と 34.3) を水塊分類の年間を通した指標とすることができる。

3. 水温分布状況の推定

本研究では鉛直水温分布推定の主要な問題点として、以下の 2 つをあげる。

- 1) 水温躍層における水温の鉛直分布状況の推定
- 2) 混合層の厚さの推定

以下、それぞれの推定について述べる。

3.1 水塊分類と水温躍層における水温分布

図-3 に親潮系水塊の水温鉛直分布の季節変動の例を示す。春から夏にかけて日射によって表層が暖められ、成層化がすすむ。秋になると逆に表層は冷却し水温一様な混合層が形成され始め、冬季には混合層は水深 100 m にまで達する。水温躍層における水温分布形状には年間を通して相似性がみられる。このことから、もし他水塊

の貫入現象などがなければ無次元数  $z_* = (z - d_m) / (d_s - d_m)$ ,  $T_* = (T - T_B) / (T_s - T_B)$  を用いることによって、季節変動を考慮する必要のない水温分布モデル  $T_* = f(z_*)$  を求めることができる。ただし図-4 に示すように  $d_m, d_s$  はそれぞれ混合層の厚さ、躍層下端の水深、 $T_s, T_B$  は躍層上端、下端の水温を示す。 $T_s$  は表層水温に等しいと考え、衛星画像等の表層水温データから既知である。また、 $T_B$  は季節変動をほとんど受けず、同一水塊ならば年間を通して一定の温度であると仮定する。

図-5 に親潮系水塊に分類された実測値の無次元水深と無次元水温のプロットとその回帰曲線を示す。ただし、回帰曲線は指数型とした。この回帰曲線を  $T_* = f(z_*)$  とすると、

$$T = T_B + (T_s - T_B) f\left(\frac{z - \delta_m}{\delta_s - \delta_m}\right) \dots\dots\dots (1)$$

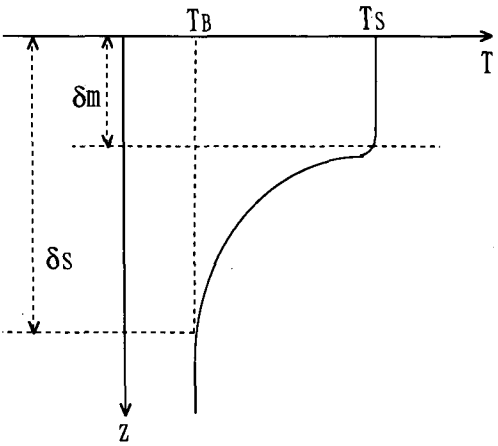


図-4 モデル図

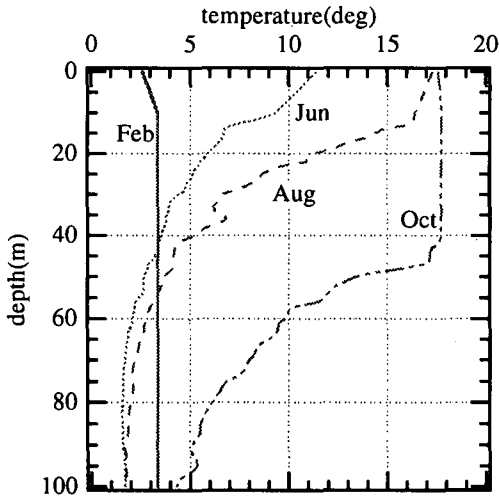


図-3 鉛直水温分布の季節変動

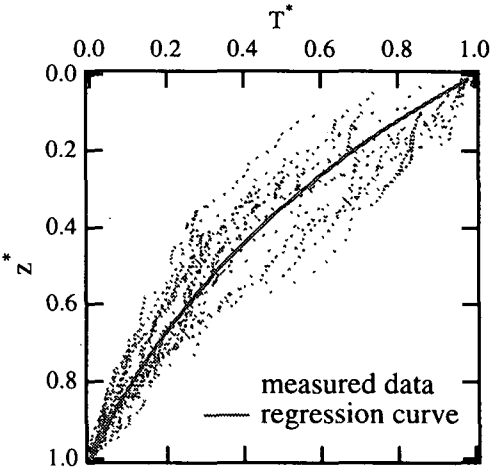


図-5 無次元化した鉛直水温分布

のように水温躍層における水温分布関数を決定できる。分布関数は各水塊ごとに求めることができ、いずれの場合も実測水温との平均誤差は無次元水温  $T_*$  において 0.09 程度であり、これは実際の水温では  $(T_s - T_b)$  が  $20^\circ\text{C}$  だとしても  $2^\circ\text{C}$  に満たない。

### 3.2 混合層厚さの推定

a) 推定方法 混合層は秋から春にかけての海面冷却によって形成されるが、その厚さを推定するには広域の海面熱収支と流動場を把握する必要がある、非常に困難である。そこで、より簡単に混合層厚さを推定できる方法を提案する。

水柱の貯熱量  $H$  がわかれば次式を解くことにより、混合層厚さにより求めることができる。

$$H = \rho c_p \delta_m T_s + \rho c_p \int_{\delta_m}^{\infty} T(z) dz \quad (2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = F + Q \quad (3)$$

(2) 式の  $T(z)$  は前節で求めた水温分布関数を表し、 $\rho$ ,  $c_p$  ( $0.24 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$ ) は海水の密度、定圧比熱である。また (3) 式中の  $F$ ,  $Q$  はそれぞれ熱移流量、海面熱フラックスである。つまり熱移流量と海面熱フラックスがわかれば (3) 式から水柱の貯熱量がわかり、さらに (2) 式から混合層厚さを求めることができる。

以下、宮城県水産研究開発センター測点 6 における熱移流量、海面熱フラックスについて考察する。測点 6 は  $N 38^\circ 30'$  測線の西端であり、 $E 141^\circ 50'$  に位置している。これは宮城県雄勝町から 25 km 程度沖にあたる。

b) 海面熱フラックスの計算 海面熱フラックスは次式で与えられる。

$$Q_n = Q_A - Q_b - Q_E - Q_H \quad (4)$$

ただし、 $Q_A$  は太陽からの長波放射、 $Q_b$  は海面からの有効長波放射、 $Q_E$ ,  $Q_H$  は潜熱輸送量、顕熱輸送量であり、それぞれ次式によって計算される。

$$\left. \begin{aligned} Q_A &= (1 - \alpha)(0.235 + 0.765 S) I_0 \\ Q_b &= \sigma T_a^4 (1 - a - b\sqrt{e})(1 - cn^2) \\ &\quad + 4\sigma T_a^3 (\theta_{\text{surf}} - \theta_a) \\ Q_E &= 0.622 \rho_a L C_E (e_s - e_a) W/P \\ Q_H &= \rho_a C_p C_h (\theta_{\text{surf}} - \theta_a) W \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

ただし、 $\alpha$  は海面のアルベド、 $I_0$  は 1 日の最大可能な日射量、 $\sigma = (8.14 \times 10^{11} \text{ cal/cm}^2 \text{ min})$  はステファン・ボルツマン定数、 $T_a$  は大気の大気温度、 $a, b, c$  は定数でそれぞれ 0.51, 0.066, 0.68 である。また、 $\rho_a$  は大気密度、 $L$  は蒸発の潜熱で  $586 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$ ,  $e_s, e_a$  は飽和蒸気圧、大気蒸気圧、 $W, P$  は風速、気圧、 $\theta_{\text{surf}}, \theta_a$  はそれぞれ海面、大気温度 ( $^\circ\text{C}$ )、 $C_E, C_h$  はバルク係数 ( $1.1 \times 10^{-3}$ ) である。計算において気象データは沿岸におけるアメダ

ステータを、表層水温として実測データと NOAA 画像を用いた。

図-6 に測点 6 での 1993 年 3 月から 94 年 10 月までの海面熱フラックスと表層水温の時系列を示す。表層水温の最小値は 4 月、最大値は 8、9 月頃に見られる。NOAA 赤外画像を見るとこれらはそれぞれ親潮系水塊勢力、黒潮系水塊勢力の最も強い時期に一致しており、この海域の水温の季節変動には水塊分布が重要であることを示している。海面熱フラックスは下向き (海洋が大気から熱を得る方向) を正としてあるが、当海域ではフラックスが負である期間が正である期間よりも短く、年間を通すと海面は熱を吸収していることがわかる。これは三陸沿岸海域が亜寒帯海域に近く低温の親潮系水塊の影響が強いことから、大気から海洋への逆放射が大きいためであると考えられる。

c) 熱移流量と水柱貯熱量の推定 次に熱移流量  $F$  を推定することを考える。三陸沿岸海域は多くの水塊が混在しており、水平方向の水温変化が大きい。したがって、海面熱フラックスに対する熱移流の効果は他の海域に比べてはるかに大きいことが予想される。

図-7 には測点 6 水柱の 1 カ月毎の貯熱量変化とその期間の総海面熱フラックス量を示す。ただし同一水塊ならば水深 100 m 付近になると水温の年変動はほとんど見られないことから、貯熱量には水深 100 m までの値を

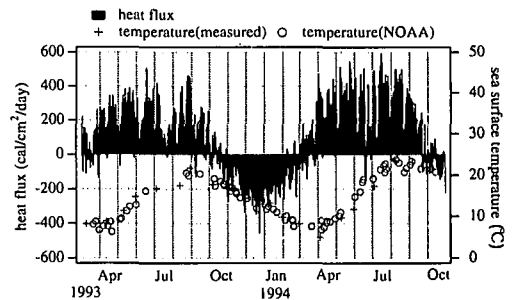


図-6 SST と海面熱フラックスの時系列

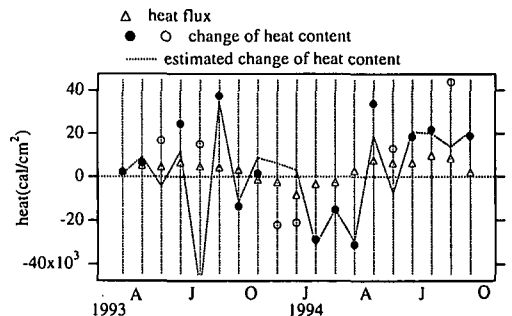


図-7 海面熱フラックスと貯熱量変化

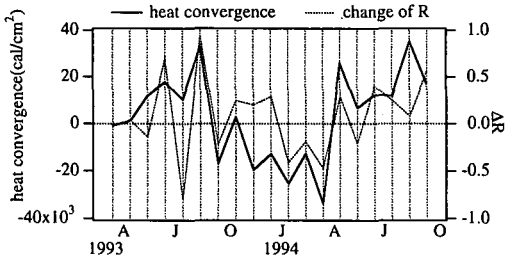


図-8 Rの変化と熱移流量

用いた。100 m 以深は季節変動の影響はほとんど受けず、同一水塊ならば水温分布もほぼ等しい。この図よりこの海域では、100 m 以浅の水柱の熱収支に対しても海面熱フラックスよりも熱移流が支配的であることがわかる。また、熱移流量の変動は、水塊分布の変動と大きな関係があり、他水塊の流入による熱移流が重要であることがわかる。

ここで水塊の流入、あるいは混合の程度を定量的に評価するために以下のように定義される量を考える（章他, 1991）。

$$R = \frac{T - T_0}{T_K - T_0} \quad (6)$$

ただし、 $T_K$  は黒潮水の代表的表層水温、 $T_0$  は親潮水の代表的表層水温、 $T$  は今対象となっている測点 6 の表層水温である。 $R=1$  ならその海水は黒潮水、 $R=0$  なら親潮水であることを表す。この  $R$  の時間的変動はその場所を占有している水塊の変化を表している。そこで  $R$  の時間変動と熱移流量を関連づける。

図-8、月毎の  $R$  の変化量と貯熱量変化と、海面熱フラックスの差として与えられる熱移流量の時系列変化を示す。両者の変動パターンは非常に似ており、ほぼ線形関係が成立しているようである。

図-9 に、 $R$  の変化と熱移流量との関係を示している。いくつかのおかしな点（▲印）はあるものの、それ以外はきれいな線形関係が見られる。さらに熱移流量  $F$  が正のとき（■印）と負のとき（●印）で線形関係の傾きが異なっており、正の時は負の時に比べて直線の勾配が緩やかである。これは暖水の流入は上層で起こり、冷水の流入は下層で起こるからである。つまり暖水塊は上層から流入してくるために表層水温で定義された  $R$  の上昇が、実際の熱流入量に対し相対的に大きくなり、図のように直線の勾配は比較的緩やかになる。これに対し冷水塊の流入は下層から生じるため  $R$  の変化は実際の熱流出量よりも相対的に小さく、直線の勾配は急なものとなる。

図-9 中に、おかしな点を除き、熱流出期と熱流入期の 2 パターンについて回帰した直線を示してある。この線形変換で求めた推定貯熱量変化と実際の貯熱量変化との

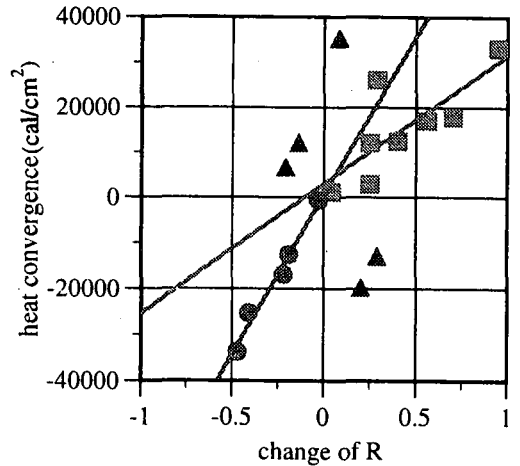


図-9 Rの変化と熱移流量との関係

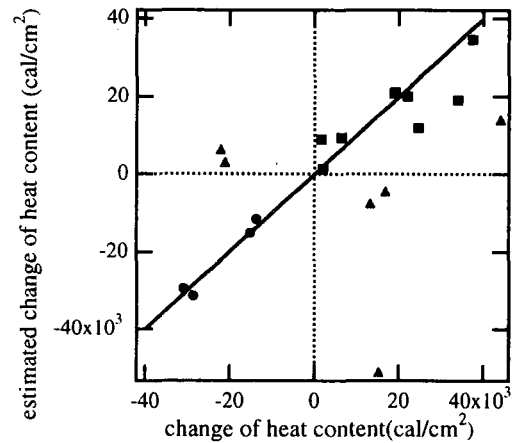


図-10 貯熱変化量の評価

対応を図-10 に示す。また、推定値の時系列を図-7 に示してある。ただし、図-10 中の点の形は図-9 の点と対応している。また、図-7 において白丸が図-9 中のおかしな点に一致している。図-9 において直線上に乗っている点に関しては両者は非常によく一致していることがわかる。

### 3.3 水温鉛直分布の推定結果

以上のように NOAA 赤外面像より得られる表層水温から  $R$ 、さらには式 (3) の  $F$  が求まるので、式 (2) から混合層厚  $d_m$  を求めることが可能となる。また、水温躍層における水温分布は (1) 式によって表される。図-11 に以上の方法を用いて推定された水温鉛直分布と実際の鉛直分布を示す。図-11 (a) は 1994 年 8 月の成層発達期、(b) は 1994 年 10 月の混合層発達期のものである。

図のように熱移流量が正確に推定できれば、実測値と

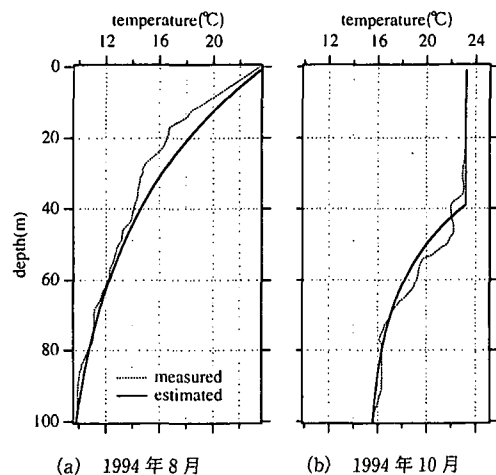


図-11 推定鉛直水温分布

推定値は比較的良好に一致していることがわかる。しかし図-9に見られるように、熱移流量が正確に推定されない場合もある。この原因として、鉛直方向に複雑な水塊分布が存在していることが考えられる。これらの点を解決するためには、さらに詳細な議論が必要であろう。

#### 4. おわりに

三陸沖の鉛直水温分布の推定を、1)水温躍層の分布形状の推定、2)混合層厚さの推定、の2つの面からとらえ、それぞれについて推定方法を提案した。より詳細な議論が必要な点もあるものの、この方法によって推定された水温鉛直分布は実測値と比較的良好に一致する。これによって衛星画像などから得られる表層水温データのみを用いて、三陸沿岸海域での水温鉛直分布を推定することが可能となった。

謝辞：本研究を行うに際し、宮城県水産研究開発センターより貴重なデータを提供して頂いた。また、本論文の公表に当たり、小川基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表する。

#### 参考文献

- 長尾正之・今村文彦・張旭紅・首藤伸夫 (1993): 成層構造を有する内湾での水温急変についての現地観測, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 991-994.
- 章若 潮・花輪公雄 (1991): 北大西洋に見られるフロントについて, 月刊海洋, Vol. 23, No. 8, pp. 526-529.
- Hanawa, K. and H. Mitsudera (1987): Water System Distribution in the Sanriku Coastal Area, J. Oceanogr. Soc. Japan Vol. 42, pp. 435-446.