

## 東シナ海およびその周辺海域における熱収支の季節変化\*

## —海洋運搬熱と貯熱量—

石井 哲雄\*\*・近藤 純正\*\*\*

## 要 旨

東シナ海・黄海・ボツ海における熱収支の季節変化を調べた。

海洋運搬熱の発散値  $F_{Div}$  の季節変化を重点的に調べた ( $F_{Div} > 0$  は流出,  $F_{Div} < 0$  は流入)。その結果によれば、海洋運搬熱の発散値  $F_{Div}$  は 2～5 月の期間には、九州西方から久米島を通り石垣島にかけての帯状のメッシュに負の最も大きな値を持ち、そのメッシュから北西に遠ざかるにつれて、黄海の西側から正になりはじめ、しだいに正の領域が増える。それに呼応して貯熱量  $S$  が正になりはじめて、しだいに大きくなっていく。従って貯熱量  $S$  の大きな値の分布と海洋運搬熱の発散値の負で絶対値の大きな分布領域とが、大体一致している。この 2～5 月の期間、貯熱量を支配する因子は海洋運搬熱の発散値とみなすことが出来る。

7～8 月の期間、海洋運搬熱の発散値は九州南方と西方の狭いメッシュだけ負となり、ここに海洋運搬熱が収束するため、貯熱量はここが一番大きな値を示す。海洋運搬熱の発散値は九州南方と西方以外は、全域で正の値を示し、その絶対値は黄海西部とボツ海で大きい。貯熱量が九州南方と西方のメッシュで最大になる理由は前報告(石井・近藤, 1987)で示したように 7～8 月は海面が大気から正味吸収する熱が黄海とボツ海で一番大きいために、大気から海洋へ正味入った熱量が海洋運搬熱として黄海とボツ海から東シナ海へ流出してここで収束するのに加えて、この海域自体が大気から正味吸収した熱量(大きな量ではないが、黄海の半分程度の熱量)が追加されるためである。このようなメカニズムで夏の期間に大量の熱収束が九州南方と西方のメッシュに起こるので、このメッシュの貯熱量が最大になり、このメッシュを含む東シナ海に大量の熱が貯えられる。しかし 10 月以後、海洋運搬熱の発散値は、ほとんどのメッシュで負となり始め、1 月に南西諸島北方海域に負の最大値ができる。秋から冬にかけて(9～1 月)、海面が大気から正味獲得する熱が負で絶対値が大変大きくなるので、海洋運搬熱の流入があっても、貯熱量は減少し続ける。年間を通してみると、対象とする全海域に海洋運搬熱として周辺から入ってくる熱量は年平均値で  $7.4 \times 10^{13}$  W となり、前報告(石井・近藤, 1987)で求めたように海面が大気へこれだけの熱量を年平均で失う。

## 1. はしがき

世界の海洋の熱収支のありさまは、場所により、さまざまである。赤道付近の熱帯海域は大西洋について Hoflich (1984) が調べているように、正味放射  $R_n$  と潜熱フラックス  $1E$  および顕熱フラックス  $H$  の季節変

化は小さい。しかし中緯度海域は水温、気温の年較差が大変大きいので各種熱フラックスの季節変化も大きいと思われる。特にアジア大陸の東岸に位置する中緯度海域は水温、気温、湿度の大きな季節変化があり、加えて各季節により異なった強い卓越風が存在し、それによる海面と大気間の熱のやりとりの強い海域である。このような特徴を持つ海域は、その熱収支においても季節変化が大きく現れると考えられるので、特徴を述べるには各種熱フラックスの年平均値だけでは不十分である。

アジア大陸の中緯度海域で共に冬の寒気吹き出しと気団変質の顕著な大陸沿岸の中でも、暖流の通り過ぎ

\* Seasonal Variation of Heat Balance in the East China Sea and Its Vicinity.—Ocean heat transport and Ocean storage of heat—

\*\* Tetsuo Ishii, 麻布大学教養部。

\*\*\* Junsei Kondo, 東北大学理学部。

—1992 年 3 月 26 日受領—

—1992 年 12 月 14 日受理—

る日本海と、本研究の対象とした東シナ海・黄海・ボツ海を含む閉じた海域では特に海洋運搬熱の季節変化に違いがあると思われる。Kato and Asai (1983) は日本海の熱収支の季節変化を調べて、対馬海流によって日本海に流入する海洋運搬熱の収束が夏に最大値を示し、その熱が主に日本海の暖流域で貯えられ、それが冬の日本海全域での大気への熱放出に大きく関与すること、また日本海では、海面温度と気温の差 ( $T_s - T_a$ ) および比湿の差 ( $q_s - q_a$ ) が季節によって大きく異なり、海面における大気との熱交換の状態が季節によって大きく違うことや、海面から大気へ失う正味の熱フラックスの年平均値は日本海全域の平均が  $85 \text{ Wm}^{-2}$  になることを述べている。ちなみにこの値が東シナ海では  $91 \text{ Wm}^{-2}$  であることを Ishii and Kondo (1987) が報告している。なお Kurasawa, Hanawa and Toba (1983) は本州南方域 (南方定点,  $29^\circ\text{N}$ ,  $135^\circ\text{E}$ ) での海洋中の熱収支の季節変化を調べ、貯熱量 (含熱量の時間変化) は数日から 1 カ月程度の時間スケールでは、海洋運搬熱の収束がきいてくるが、季節変化の時間スケールでは、① 12~2 月の期間は海面での熱交換で主にきまり、② 3~5 月の期間は海洋内の熱収束で、③ 6~11 月の期間は双方の過程 (海面での熱交換と海洋内の熱収束) で貯熱量がきまると述べている。

本研究の対象である東シナ海・黄海・ボツ海はアジア大陸東岸に沿った中緯度にあり、冬は寒気吹き出しと気団変質の盛んな海域であり、冬期を中心に寒冷期には顕熱および潜熱フラックスの放出という形で大気へ熱量を供給し、熱放出の大きさは東シナ海で特に大きい。

また夏期を中心とする温暖期は強い太平洋高気圧の西のへりにあたるので、高温多湿の南よりの卓越風が吹くため、黄海、ボツ海の海面温度と気温の差が少なくなり、大気から正味獲得する熱量が増大する。その結果黄海・ボツ海から東シナ海への海洋運搬熱の流出量が増加し、東シナ海は、日射の吸収と海洋運搬熱の収束により加熱される。春、秋は移動性高低気圧の発生域ならびに通り道になるので、熱収支の有り様も夏、冬と違って来る。従って、今回対象とする海域は季節変化が大きく、熱収支を支配する機構も季節ごとに異なるので、その詳細を知る必要がある。

今回は海洋の貯熱量の季節変化を海水温度から解析し、海洋の熱収支式を用いて、周辺海域から流入する海洋運搬熱の季節変化について調べた。

## 2. 貯熱量の計算方法

### 2.1 定義式

海洋の貯熱量 (ある厚さの海水の平均温度の時間変化率、貯熱量とも言う)  $S$  は次の式で定義される。

$$S = \int_0^b c\rho \frac{\partial T}{\partial t} dz \dots\dots\dots (1)$$

ここで  $c$ ,  $\rho$  はそれぞれ海水の比熱と密度、 $T$  は水深と共に変わる海水温度、 $t$  は時間、 $z$  は海面から鉛直下向きに測った水深である。積分下端の「0」は海面を、積分上端「 $b$ 」は海底を意味する。 $S$  は海面下の平均水温上昇をもたらした単位時間当たりの熱量のことであり、本研究では月別に求める。

### 2.2 海域区分と海水温度データ

先ず東シナ海・黄海・ボツ海を面積の等しい 3 つの海域にわけ (各々の面積  $4.3 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ) 北から順に A, B, C 海域とし、海域境界線を  $a$ ,  $b$ ,  $c$  とした。そして各海域を緯度、経度  $2^\circ \times 2^\circ$  のメッシュで区切って、その一つ一つに番号を付けた。この A, B, C 海域の分け方は Kondo (1976) による区分と同じである。

海水温度のデータは、東シナ海については、長崎海洋気象台発行の「海洋速報 (1965~1990 年)」から、それ以外の海域は海上保安庁水路部日本海洋データセンターの「統合水温観測ファイル (1960~1989 年)」から入手した。

### 2.3 計算方法

対象海域には、海面水温のデータはあるが、水温鉛直分布のデータがないメッシュもあるため、水温鉛直分布のデータのあるメッシュとないメッシュにわけて記述する。

#### 2.3.1 水温鉛直分布のデータがある場合

貯熱量  $S$  を次の 2 通りの方法で求める。

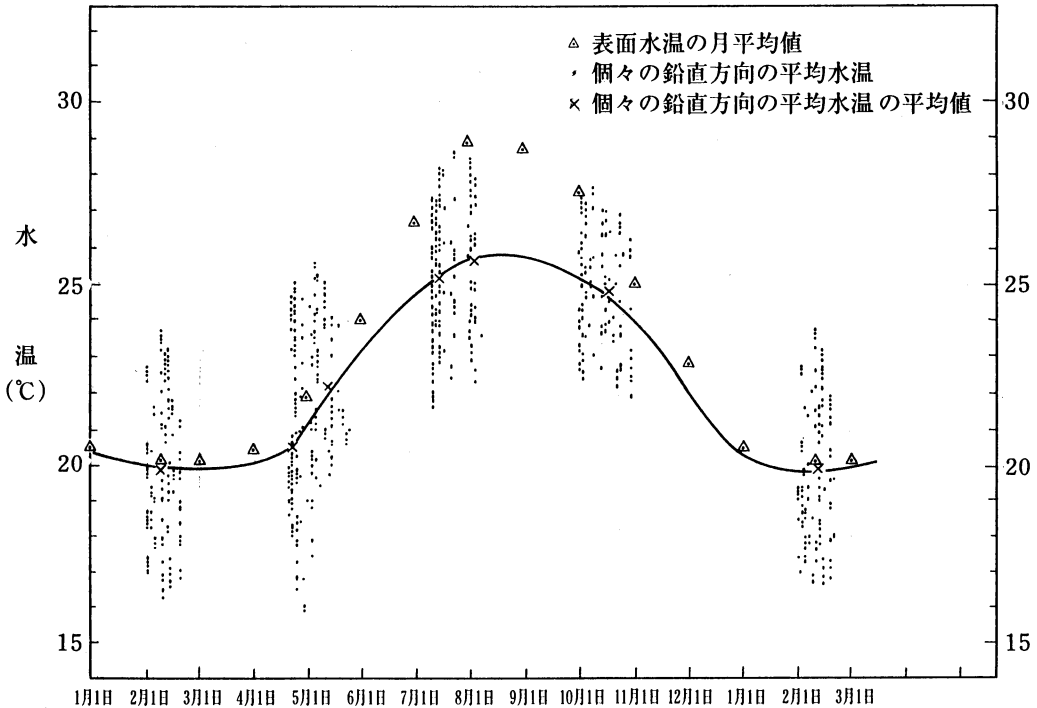
##### ① 鉛直方向の平均水温を用いる方法

##### ② 混合層相当の深さと海面水温を用いる方法

データのあるメッシュについて得た①と②の結果を比較検討し、②の方法の妥当性を確認し、水温鉛直分布のデータのないメッシュの貯熱量を後述の方法で推定する際に役立てる。

##### ① 鉛直方向の平均水温を用いる方法

水深 200 m 未満のメッシュは海底までを対象とし、水深が 200 m 以上のメッシュは季節変化のない 200 m までを対象とし、水の層を  $n$  に分割し、上から順に第 1, 第 2, ……、第  $i$ , ……、第  $n$  層とし、ある月の水温鉛直分布曲線  $T_1$  の各層における水温を  $T_{11}$ ,  $T_{12}$ ,



第1図 個々の鉛直方向の平均水温の観測データを用いて計算した鉛直方向の平均水温の月平均値の季節変化の例。△×の意味については図中の説明を参照。メッシュ (28~30°N, 126~128°E)

.....,  $T_{11}$ , .....,  $T_{1n}$ , また, 翌月の水温鉛直分布曲線  $T_2$  の各層のそれを  $T_{21}, T_{22}, \dots, T_{2i}, \dots, T_{2n}$  とする. 層の厚さ  $\Delta z (=10 \text{ m})$  は各層とも等しくする. 従って層の数  $n$  は対象とするメッシュ ( $2^\circ \times 2^\circ$ ) の深さにより異なり, 深いメッシュで大きく, 浅いメッシュで小さい.

貯熱量  $S$  の定義式 (1) について, 計算式を作ると,  $c, \rho$  は一定とみなし,

$$S = \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b \Delta T dz = \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b (T_{2i} - T_{1i}) dz$$

$$= \frac{c\rho}{\Delta t} \sum_{i=1}^n (T_{2i} - T_{1i}) \Delta z = \frac{c\rho \Delta z}{\Delta t} \left( \sum_{i=1}^n T_{2i} - \sum_{i=1}^n T_{1i} \right)$$

$$= \frac{c\rho n \Delta z}{\Delta t} (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \dots \dots \dots (2)$$

$\bar{T}_2$ : ある月の水温  $T_2$  の鉛直方向の平均水温

$\bar{T}_1$ : 前月の水温  $T_1$  の鉛直方向の平均水温

$\Delta t$ : 期間の長さ (一カ月)

ここで, 式 (2) を計算するために, ある月の1つの水温鉛直分布から1つの水温鉛直分布の平均値  $\bar{T}_2$  を求める. ある月に  $m_2$  個の水温鉛直分布の観測があるので,  $m_2$  個の  $\bar{T}_2$  の平均値を  $\langle \bar{T}_2 \rangle$  とおく. 同様に

別の月の  $m_1$  個の  $\bar{T}_1$  の平均値を  $\langle \bar{T}_1 \rangle$  とおく. このようにして求めた  $\langle \bar{T}_1 \rangle, \langle \bar{T}_2 \rangle, \langle \bar{T}_3 \rangle, \dots$  をグラフ用紙に一年間プロットする. 例を第1図に示した. 鉛直方向の平均水温は表面水温より常に低いので, 表面水温の月平均値も三角印で毎月プロットしておき, それを参考にして,  $\langle \bar{T}_1 \rangle, \langle \bar{T}_2 \rangle, \langle \bar{T}_3 \rangle, \dots$  をプロットした点をなめらかにつないで曲線を引く. こうしてなめらかに引いたグラフ上の曲線から改めて読み取った毎月一日の鉛直方向の平均水温を  $\langle T_i \rangle$  と書き, これを使って貯熱量  $S$  を求める. 例えば2月1日の  $\langle \bar{T}_2 \rangle$  と1月1日の  $\langle \bar{T}_1 \rangle$  を読み取って, 1月の貯熱量  $S_1$  は,

$$S_1 = \frac{c\rho}{\Delta t} n \Delta z \left\{ \langle \bar{T}_2 \rangle - \langle \bar{T}_1 \rangle \right\} \dots \dots \dots (3)$$

と表せる.

一般式は

$$S_i = \frac{c\rho}{\Delta t} n \Delta z \left\{ \langle \bar{T}_{i+1} \rangle - \langle \bar{T}_i \rangle \right\} \dots \dots \dots (4)$$

$i = 1, 2, \dots, 12$

ただし

$$\langle \bar{T}_{12} \rangle = \langle \bar{T}_1 \rangle$$

とする。

なお、海上保安庁のデータは個々のものではなく、各水深ごとに水温の平均値（データが50個あれば50個の平均値）だけ表示されているので、表面水温（第1図の三角印）を参考にして、平均値（第1図の×印に相当）を曲線でなめらかに結んだ。

② 混合層相当の深さと海面水温からSを求める方法

貯熱量の定義式（1）を変形し、1カ月間の貯熱量を求めると、

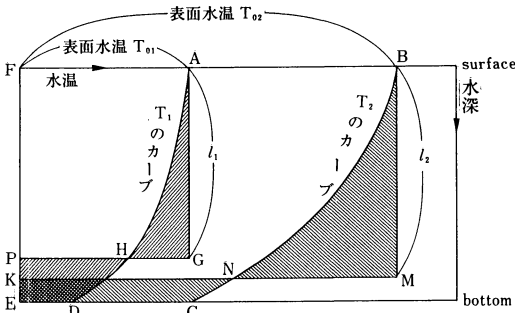
$$S = \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b \Delta T dz = \frac{c\rho}{\Delta t} \int_0^b (T_2 - T_1) dz$$

$$= \frac{c\rho}{\Delta t} \left\{ \int_0^b T_2 dz - \int_0^b T_1 dz \right\} \dots\dots\dots (5)$$

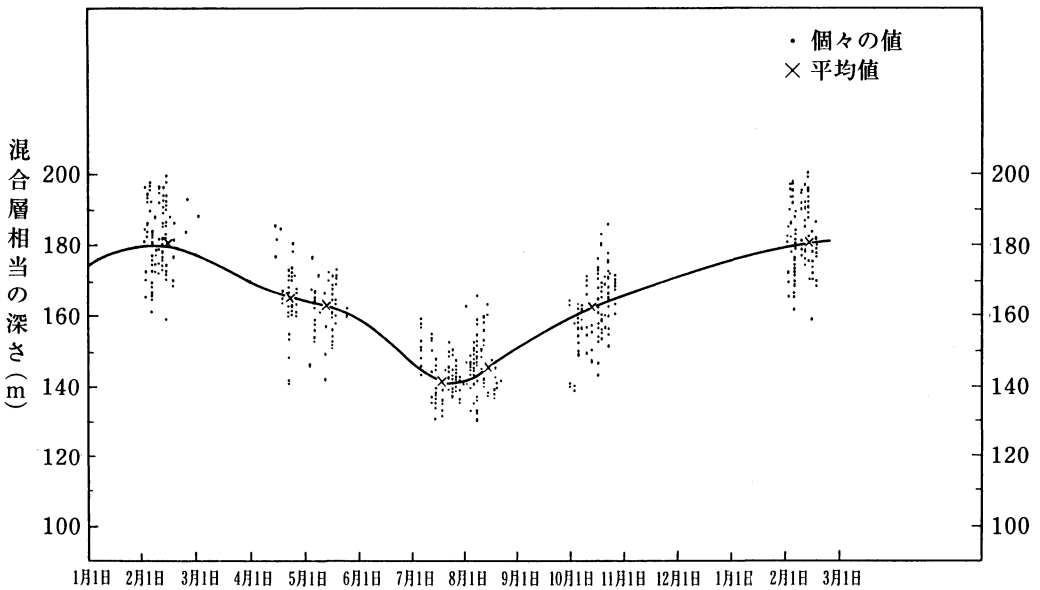
$T_1, T_2$  は同一メッシュにおけるある月と翌月の水温鉛直分布である。このうち { } 内は  $T_2$  のカーブと  $T_1$  のカーブで囲まれた面積に等しい。この面積を求めるために「混合層相当」の深さ  $l$  を定義し、第2図のような作図をする。 $l_1$  は図形 AGH と図形 HDEP の面積が等しくなる深さでこれを  $T_1$  の「混合層相当」の深さと呼ぶことにする。 $l_2$  は図形 BMN と図形 NCEK の面積が等しくなる深さで、これを  $T_2$  の「混合層相当」の深さという。また、 $T_1, T_2$  の表面水温をそれぞれ  $T_{01}, T_{02}$  とすると、 $T_1, T_2$  のカーブで囲まれた面積 ABCD は  $(T_{02}l_2 - T_{01}l_1)$  に等しい。よって貯熱量の式は

$$S = \frac{c\rho}{\Delta t} (T_{02}l_2 - T_{01}l_1) \dots\dots\dots (6)$$

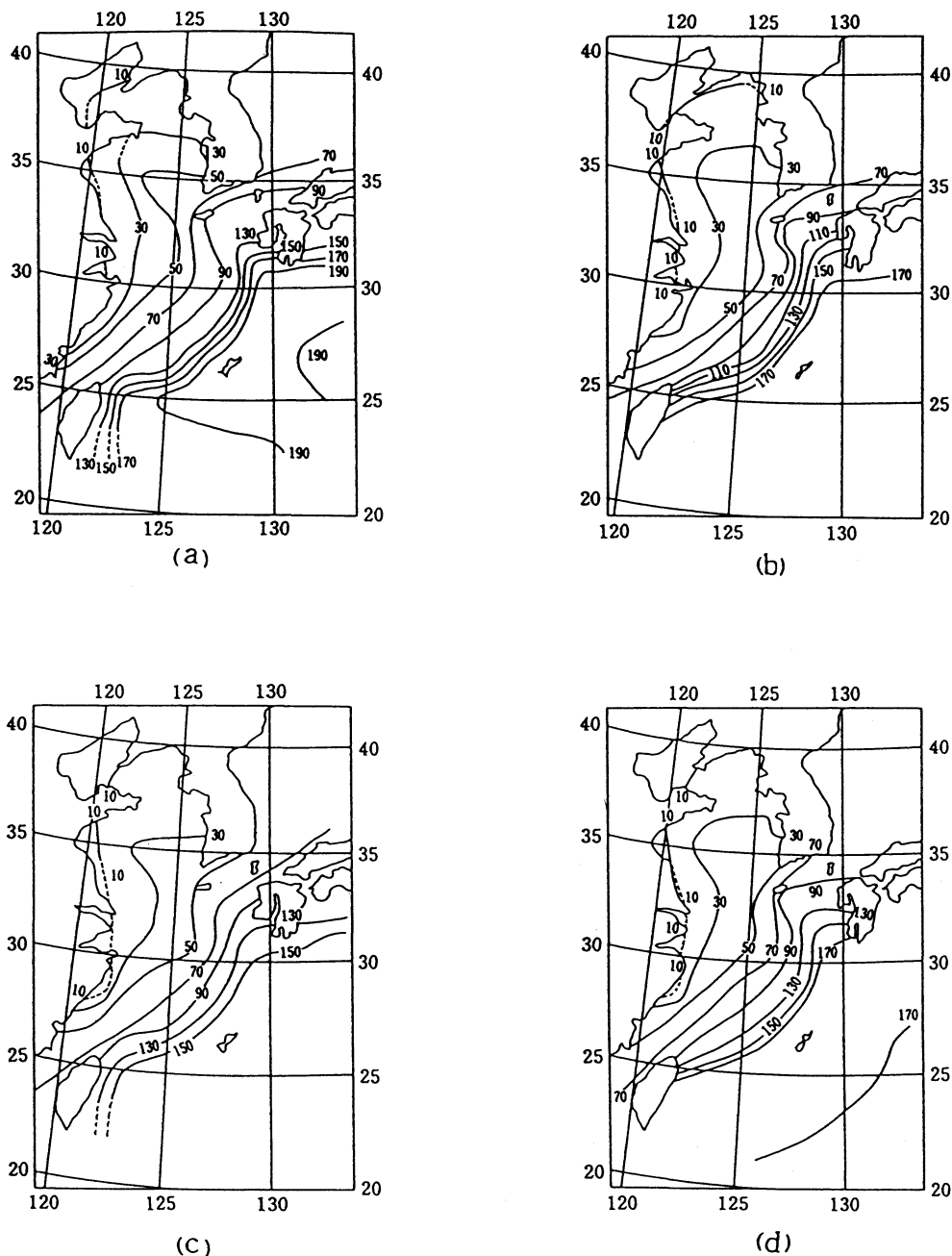
となる。このような  $T_1, T_2$  が  $2^\circ \times 2^\circ$  の同一メッシュに 20~40 個観測されているので、それぞれについて  $l_1, l_2$  をだしてから  $l_1, l_2$  の平均値  $\bar{l}_1, \bar{l}_2$  を出す。こうして各月の各メッシュごとに  $\bar{l}_1, \bar{l}_2$  が分かると、二つの水温鉛直分布曲線で囲まれた面積の平均値は近似的に  $(T_{02}\bar{l}_2 - T_{01}\bar{l}_1)$  となる。なお第2図の作図の際、水



第2図 混合層相当の深さ  $l_1, l_2$  を利用して、貯熱量  $S$  を求める概念図。



第3図 個々のデータによる混合層相当の深さ（ドット）と、それらの平均（×印）の季節変化の例。メッシュ (30~32°N, 128~130°E)。



第4図 混合層相当の深さ1(m)の分布図。1を推定したメッシュは、破線で描いてある。(a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月。

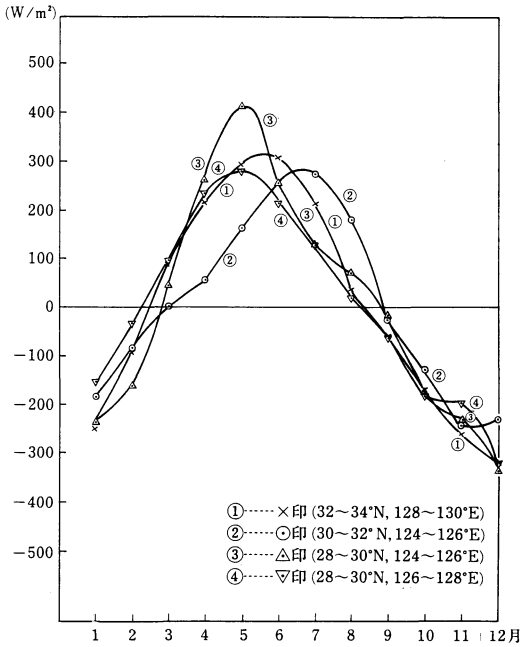
温の零点はセ氏でとっている。

よって貯熱量は

$$S = \frac{c\rho}{\Delta t} (T_{02}\bar{I}_2 - T_{01}\bar{I}_1) \dots\dots\dots (7)$$

で求められる。実際の計算では、毎月のSを求める

ため、 $\Delta t=30$ 日にとる。なお、鉛直方向の水温の観測は、2, 4, 5, 7, 8, 10月に多いので、これらの月の個々のデータから個々の $\bar{I}_1, \bar{I}_2$ を第3図のようにプロットして、さらに対応する月の「混合層相当」の深さの平均値を×印でプロットし（この×印は個々のデータの



第5図 貯熱量  $S$  ( $Wm^{-2}$ ) を鉛直方向の平均水温を使って求めた例。  
 メッシュ① ×印 ( $32\sim 34^{\circ}N, 128\sim 130^{\circ}E$ )  
 ② ○印 ( $30\sim 32^{\circ}N, 124\sim 126^{\circ}E$ )  
 ③ △印 ( $28\sim 30^{\circ}N, 124\sim 126^{\circ}E$ )  
 ④ ▽印 ( $28\sim 30^{\circ}N, 126\sim 128^{\circ}E$ )

平均だから計算で先に求めておく), ×印の近くを通るようになめらかな曲線を一年間にわたって引く。こうして引いた曲線上の値を読むことにより、毎月1日の「混合層相当」の深さの平均値  $\bar{l}$  が分かる。同時に毎月1日の表面水温の値も北太平洋海洋気候表10年報(1961~1970年)からグラフを書いて読み取っておく。以上は気象庁データがある場所の「混合層相当」の平均の深さの求め方であるが、気象庁データがないところは、海上保安庁水路部のデータを用いた。水路部のデータは月ごとに各深さごとに水温が平均値で示されているので、個々の値は分からず、平均値のみを用いた。

このようにして求めた毎月1回の「混合層相当」の平均の深さ ( $\bar{l}_1, \bar{l}_2, \dots, \bar{l}_{12}$ ) と毎月1日の表面水温 ( $T_{01}, T_{02}, \dots, T_{012}$ ) を使って、1月の貯熱量は、

$$S_1 = \frac{c\rho}{\Delta t} (T_{02}\bar{l}_2 - T_{01}\bar{l}_1) \dots\dots\dots (8)$$

と表せる。以下同様に12月まで求める。上記の方法①と②で評価した貯熱量の値には、誤差が

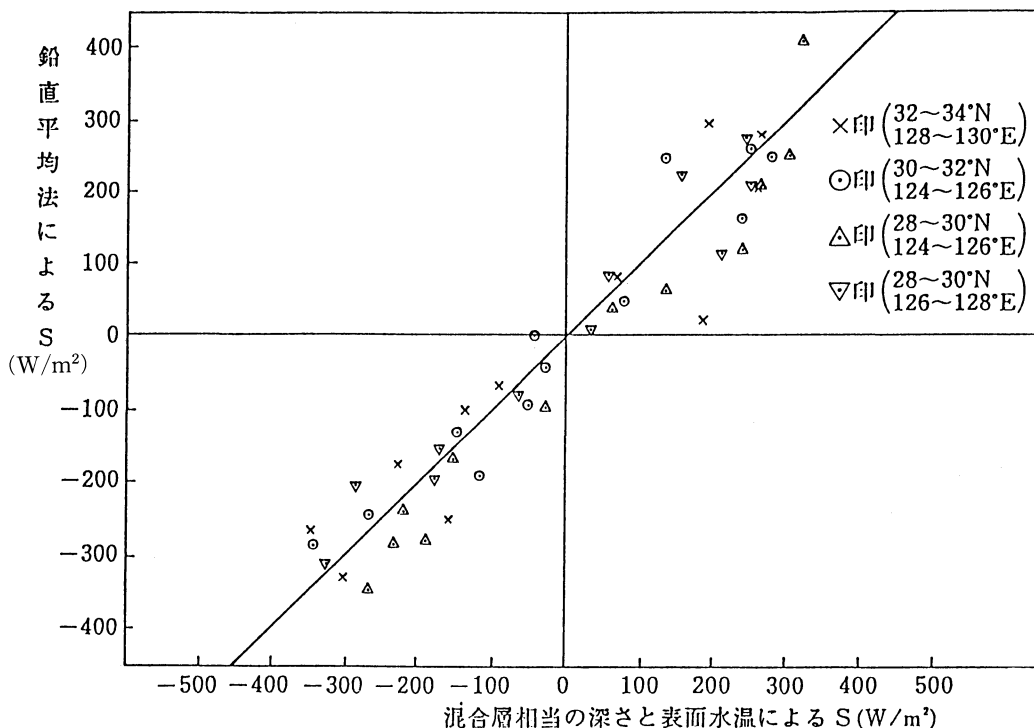
含まれると考えられる。その理由は、水温分布の観測は必ずしも回数が多くなく、各メッシュを十分に代表していないと思われるからである。後で比較される①と②の結果の差が、 $S$ の評価誤差の目安であろう。

2.3.2. 水温鉛直分布の観測のないメッシュの「混合層相当」の深さの推定法と貯熱量の求め方

黄海北部からボツ海にかけてのメッシュで、海水温の鉛直分布がないところは、白地図に観測のある場所の「混合層相当」の深さをすべて記入して、それをもとに等値線を引いて外挿するのであるが、これだけだと毎月の値の詳しい変動が判らないので、近接して観測のあるメッシュの「混合層相当」の深さ1が年間にどのくらい変動したかを見比べて、それと同じ程度に変化すると仮定して方眼紙に一年分の変化曲線を書いて、毎月1日の値を推定した。その際、1の変化幅はそのメッシュの海底までの水深を超えることはないということも考慮に入れた。「混合層相当」の深さ1の2月の分布を第4図(a)に、5, 8, 11月の分布を(b), (c), (d)図にそれぞれ示した。1を推定したメッシュは破線で等値線を描いてある。1の分布を見ると、冬の2月には値が大きく、夏の8月には値が小さく、5月と11月は2月に近いパターンとなっている。こうして「混合層相当」の深さ1が判れば、それと表面水温とを使って(8)式によって1月~12月の貯熱量  $S$  をもとめることができる。黄海北部からボツ海にかけては水深は100m未満で、50m未満のところも多いので、このような方法で貯熱量を推定しても、広い範囲の熱収支の総量には重大な誤差は生じない。ちなみに、「混合層相当」の深さの推定誤差が10mとすると、貯熱量の1か月平均値の誤差は  $47 Wm^{-2}$  程度である。

3. 貯熱量の季節変化

第5図は、観測データが沢山あるメッシュにおける貯熱量  $S$  の季節変化の例である。この結果によれば、 $S$  は夏を中心に暖候期は正に、冬を中心とした寒冷期は負になっている。 $S$  の最大値は8月でなく、5~6月に現れている。また、 $S$  の最小値(負で絶対値最大)は12月に現れている。この貯熱量  $S$  はその定義から明らかのように、年平均値は0になる。なお貯熱量の求め方①と②による結果がどのくらい一致するかを見るために、第5図に示したのと同じメッシュについて、①と②の両方法で  $S$  を求めて比較したのが第6図である(1ヶ月ごとの値である)。双方とも傾き45度の直線に沿って分布し、ほぼ同じ値になるので、「混合層相



第6図 第5図と同じメッシュについて、「鉛直平均法」と「混合層相当の深さと表面水温による方法」の両方法で求めた  $S$  ( $Wm^{-2}$ ) の比較。

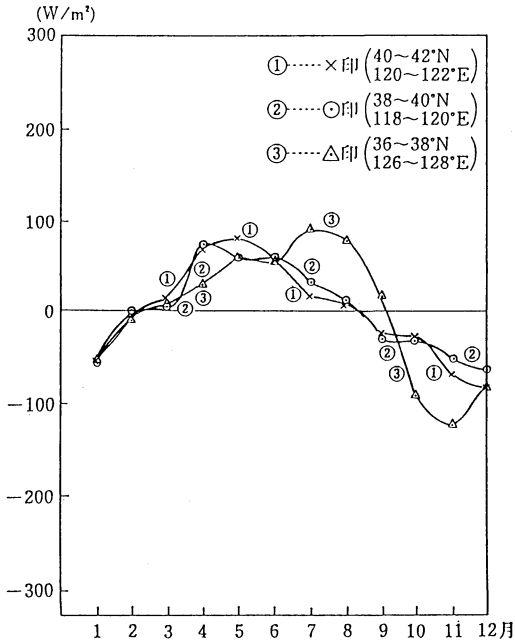
当」の深さ1と表面水温による方法②も使えると考える。ちなみに両方法で求めた1ヶ月ごとの各メッシュにおける貯熱量  $S$  の値の「ばらつき」の「標準偏差」は  $60$  ( $Wm^{-2}$ ) である。そこで黄海北部からボツ海にかけて海水温鉛直分布の観測データがほとんどないメッシュは、この「混合層相当の深さ」1と表面水温による方法で  $S$  が求められる。

第7図は②の方法で求めた貯熱量の季節変化の例で、ボツ海および黄海北部域について示す。水深の浅いメッシュなので、貯熱量の絶対値は小さい。

第8図(a), (b), (c), (d)は2, 5, 8, 11月のメッシュごとの貯熱量  $S$  の値である。2月は大部分のメッシュで水温下降期なので負である。しかし南西諸島南部海域では正になっている。ここは後で述べるように海洋運搬熱が大変大きく、水温がすでに若干上昇しつつあることを意味する。一方、 $S$  が負で絶対値が最大になっているのは九州の南のメッシュである。5月はすでに全海域で  $S$  は正となり、特に九州の西方と南方から、沖縄を通り、石垣島に至るメッシュの集団で大きく、このメッシュの集団が急速に暖まっていることを示している。年間を通してみると、5, 6月の海水温の昇

温率は一番大きいので  $S$  が一番大きくなっている。8月も全海域で  $S$  は正であるが、絶対値は5月より小さい。 $S$  が大きな値を示すメッシュの集団は、九州の南方から西方海域、朝鮮半島南方に存在し、沖縄から石垣島にかけてのメッシュは、 $S$  の値が小さくなっている。

11月は全域で  $S$  は負となり、その絶対値も2月より大きくなっている。それは水温の下降率が2月より急だからである。特に冷え込みが強く、負で  $S$  の絶対値が大きいメッシュの集団は九州西方と南方の範囲に存在し、沖縄から石垣島にかけて存在するメッシュの集団より水温下降が大きい。これは前報告(石井・近藤, 1987)で、顕熱と潜熱の和がやはり九州南方と西方のメッシュの集団で最大だったのとよく対応している。貯熱量  $S$  の全海域の年間の状況を述べると、8月は全域で正であるが、9月になると、九州南方と沖縄の東側海域を除いて、残りは全域で負になる。10月から1月までは  $S$  は全域で負であり、12月が負で絶対値が最も大きい。12月の負で絶対値最大の場所は九州の南方と西方の海域である。そして年が明けて2月になると、石垣島付近のごく一部に  $S$  が正の値が出始め、3月に



第7図 混合層相当の深さと表面水温を用いて求めた貯熱量 S (Wm<sup>-2</sup>) の季節変化の例。  
メッシュ① ×印(40~42°N, 120~122°E)  
② ○印(38~40°N, 118~120°E)  
③ △印(36~38°N, 126~128°E)

は、ほぼ全域が正となり、4月、5月としいに正でかつ絶対値が大きくなってくる。6月からSの大きい範囲は南西諸島を含むメッシュの集団より北に移り、九州西方および南端のメッシュから南西諸島の北側を通りながら、台湾北方にかけて、帯状に延びるメッシュの集団に正で絶対値の大きな値が分布している。7月、8月は九州の南方と西方から朝鮮半島南方にかけてのメッシュの集団でSは正でかつ絶対値が大きいが、絶対値は冬の12月、1月頃の2/3程度である。黄海北部からボツ海にかけては、水深も浅いため、正の値でも負の値でも絶対値は小さい。一般に全海域でいえることは、5月から6月に正で絶対値が最大となり、12月に負で絶対値が最大となる。

4. 海洋運搬熱の計算結果および季節変化

4.1 海洋運搬熱の計算方法

冬の東シナ海は海流や、その他の海水の諸運動により、周辺海域、主として南方海域から東シナ海に熱の流入があるはずで、顕熱および潜熱フラックスとして大量の熱を大気へ放出しても、水温の低下はそれに見合う程は大きくない (Kondo, 1976)。

この海洋運搬熱の発散量を F<sub>DIV</sub> (Wm<sup>-2</sup>) とすれば、

貯熱量 S および海面が大気から正味獲得する熱 G との関係

$$G = S + F_{DIV} \dots\dots\dots (9)$$

の関係がなりたつ。S は前節で求められ、G は前報告 (石井・近藤, 1987) で既知なので、

F<sub>DIV</sub> = G - S として求まる。ただし、前報告 (石井・近藤, 1987) で用いられた記号 Q は本報告では G と記号を変えてあることに注意のこと。F<sub>DIV</sub> の値が正という事は熱の発散、負は熱の収束を意味する。

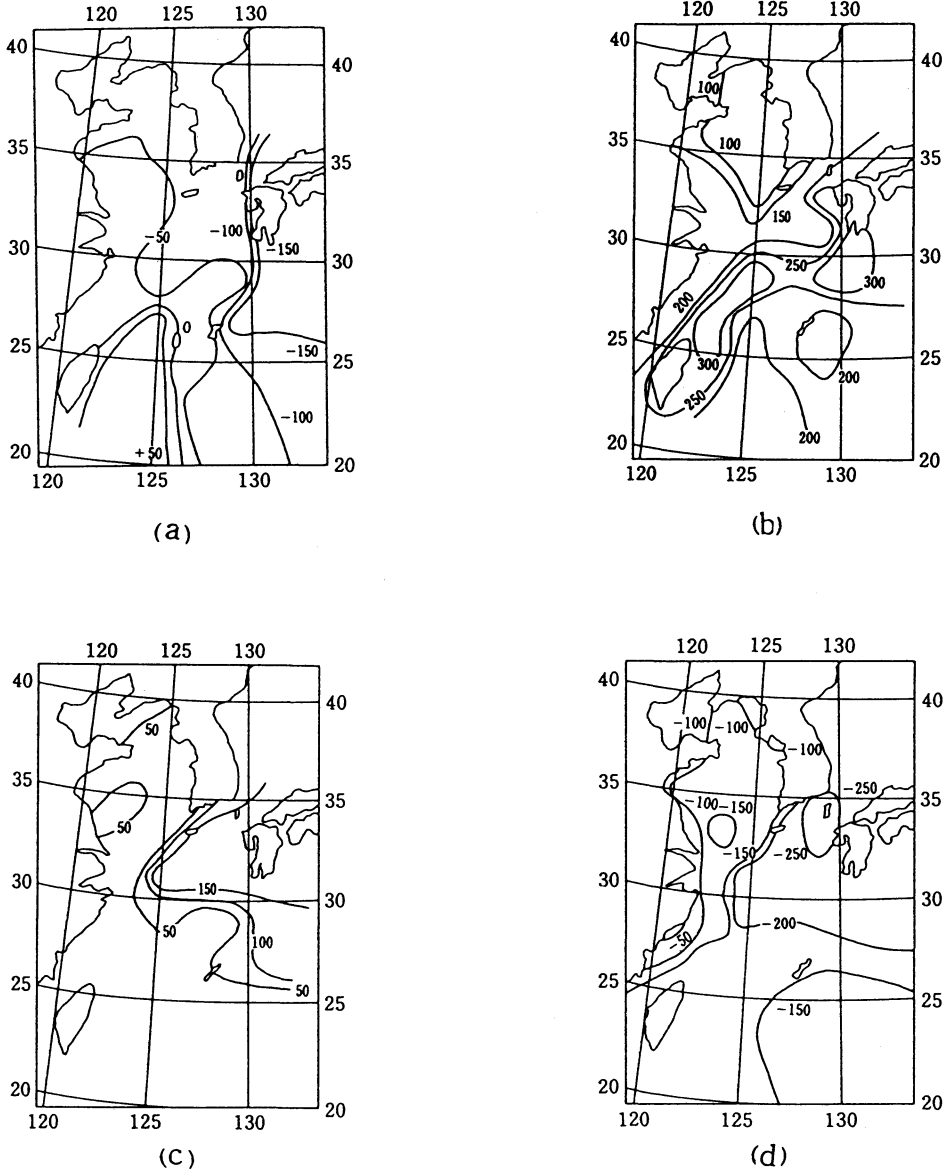
4.2 F<sub>DIV</sub> の季節変化

第9図(a), (b), (c), (d)は F<sub>DIV</sub> の値の2, 5, 8, 11月の分布図である。また、各月のGの分布も、石井・近藤 (1987) より再掲載し、第10図に示す。

2月の F<sub>DIV</sub> は、ほとんど全海域で負である。これは周辺海域から海流や水平拡散等の各種のプロセスにより、東シナ海・黄海・ボツ海に熱があつまってきていることを意味する。F<sub>DIV</sub> の最大値は九州西方のメッシュの集団から石垣島にかけて南西にのびる帯状のメッシュの集団である。石垣島と宮古島周辺は2月に F<sub>DIV</sub> が大変大きいので、前述の貯熱量 S が早くも正となった (他メッシュの S はまだ負である)。3月も2月も同様に F<sub>DIV</sub> の大きい範囲は九州西方のメッシュの集団から石垣島にかけて南西にのびる帯状のメッシュの集団であり、絶対値も2月とほぼ同程度だが、九州西方と南方の値は2月よりやや大きい。2月と違うのは黄海北部とボツ海で F<sub>DIV</sub> = 20~80 (Wm<sup>-2</sup>) の範囲で正のメッシュが出現し始めたことである。状況は4月も同様であるが、九州西方から石垣島にかけて南西に延びる大きな負の値の絶対値が減少している。5月は東シナ海のほとんどのメッシュの集団で、F<sub>DIV</sub> は負である。九州南端から石垣島付近にかけての南西諸島を含む帯状のメッシュの集団は負で絶対値が最大である。4月よりこの帯状のメッシュの集団の値は負で絶対値が大きくなっている。これは前報告 (石井・近藤, 1987) で示したように、正味放射フラックス Rn が大きくなったにもかかわらず、この領域の大気から海への正味熱フラックス G が負または0に近い値なので、貯熱量の大きな値に対し (第8図(b)), この海域に流入・収束する海洋運搬熱の寄与の大きいことを示している。

8月は、ほぼ全域で F<sub>DIV</sub> が正となるが、九州西方のせまい範囲でのみ、負となる。黄海やボツ海は水深が浅いため、水温が高くなって、大気から海へ正味流入した熱 (第10図(c)) が周辺海域へ出ていっていること

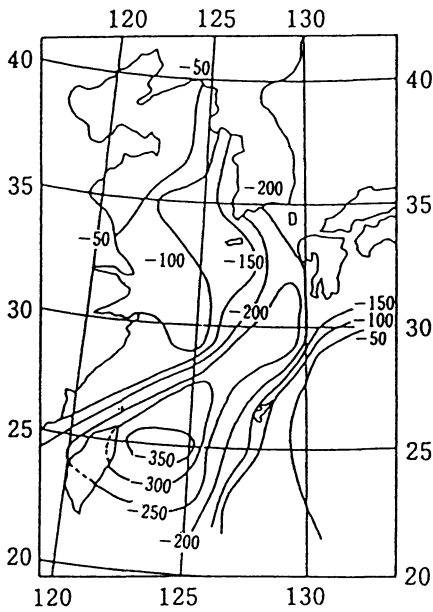




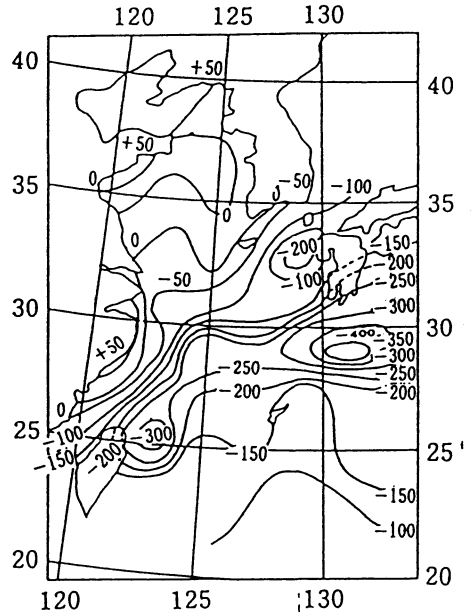
第8図 貯熱量  $S$  ( $Wm^{-2}$ ) の分布. (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月.

を示している. ただし, 絶対値が小さいので, 誤差も含まれていることに注意する必要がある. 水深の深い東シナ海よりも, 水深 10~30 m 程度の黄海・ボツ海の大陸沿岸で  $F_{Div}$  が正で絶対値が大きい点が注目される. これは, 浅いところほど夏は層全体の平均水温を上昇させるのに要する熱量は少ないため, 大気から海洋へ正味流入した熱が, 周辺の深い海域へ流れ (海洋運搬熱の発散), 高温・低温海水の入替えとして出て

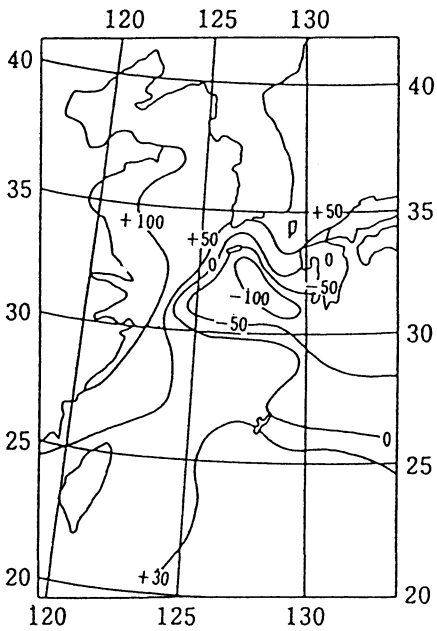
いていることを示唆している. なお, 黄海の中でも 8月, 9月の  $F_{Div}$  は, その東側で正で絶対値が小さく, 西側で正で絶対値が大きい. 11月は, ほぼ全域で  $F_{Div}$  が再び負になるが, 冬の2月と違うのは大陸沿岸に沿って, 台湾北方から黄海の大陸沿岸を経て, ボツ海にかけて負の数値が大きい. 南西諸島付近も負であるが, 数値は大きくない. これは南西諸島近海より大陸沿岸に熱が多く収束していることを示している. この



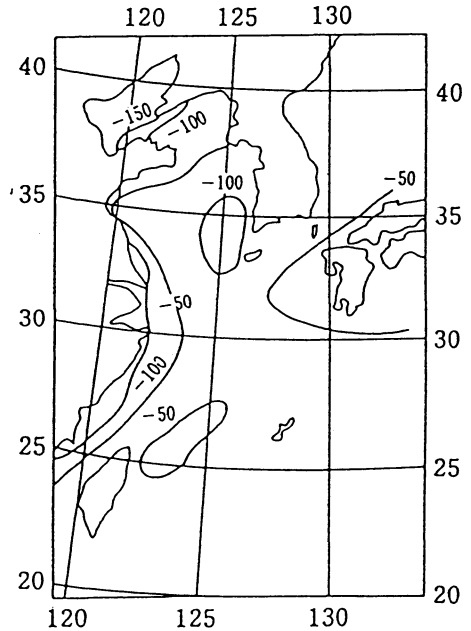
(a)



(b)

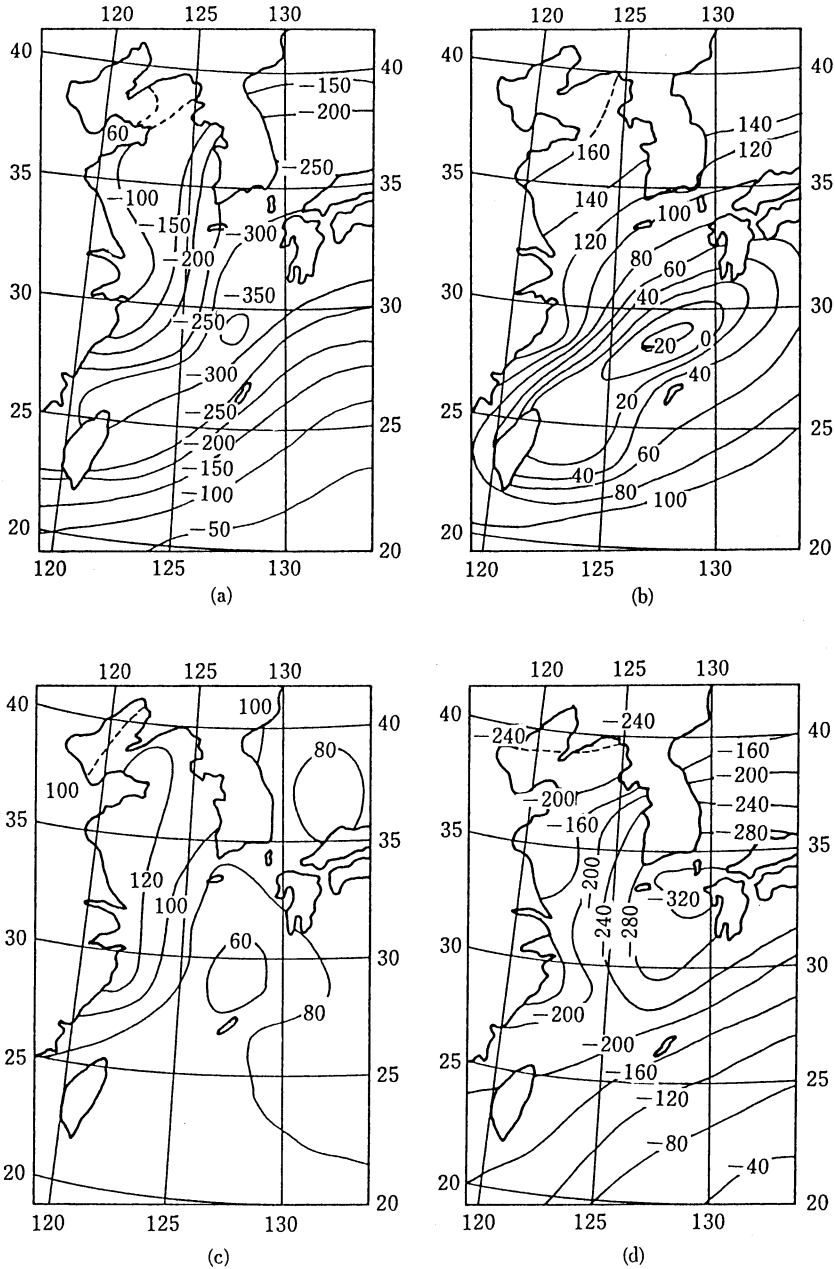


(c)



(d)

第9図 海洋運搬熱の発散量  $F_{DIV}$  ( $Wm^{-2}$ ) の分布. (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月.



第10図 大気から海への正味の熱フラックス  $G$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) の分布, (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月, (石井・近藤, 1987より再掲). ただし前報告における  $Q$  は本論文中では記号を替え  $G$  としてある.

傾向は12月についても同じであり、東シナ海・黄海・ボツ海の西側で  $F_{\text{DIV}}$  は負で絶対値が大きく、東側も負だが絶対値が小さい。海域の西側の  $F_{\text{DIV}}$  の数値は負で絶対値が11月よりさらに大きくなり、冬期は海域の西側に強い熱収束がある。

#### 4.3 海洋中の熱収支

4.2と重複する点もあるが、ここで貯熱量  $S$  (第8図(a), (b), (c), (d)) と海洋運搬熱の発散値  $F_{\text{DIV}}$  (第9図(a), (b), (c), (d)) 及び海面が大気から正味獲得する熱量  $G$  (第10図(a), (b), (c), (d)) に基づき、海洋中の熱

収支（各種のバランス状態）の季節変化についてまとめる。

① 2月

第10図(a)に示すようにGは全海域が負で九州西方海上から台湾北方にかけて南西に延びる帯状メッシュの集団に負で絶対値が大きい領域がある。これは海面が大気へ大量の熱を失っていることを示しており、これに呼応して大量の正味の海洋運搬熱の収束があり（第9図(a)に示すように  $F_{Div} < 0$ ）、その結果第8図(a)に示すようにSはあまり大きな負値にはならない。海洋運搬熱の収束 ( $F_{Div} < 0$ ) が特に大きい台湾東方から南西諸島南部海域は、海洋運搬熱の正味の収束量が大气への熱放出量を上回り、海面が大量に熱を放出するにもかかわらず、ごく僅かだがSは正になっている。つまりこの時期でも海水温は上昇している点は興味深い。

② 5月

第10図(b)に示すように海洋が大気から正味獲得する熱量Gは九州南西海上の  $-20 \text{ Wm}^{-2}$  を示すメッシュを中心に九州南部から台湾にかけて南西諸島を含むメッシュの集団で小さく、これを取り巻くように周辺にいくほどGは正で大きくなる。

これに対し、Gの小さなメッシュの集団に大きな海洋運搬熱の収束がある ( $F_{Div} < 0$ )。海洋運搬熱の収束量は大气への正味の熱の流出量をはるかに上回るため、Gの小さな海域でも貯熱量Sは大きくなる。具体的にはこの海域では、3～5月のGの平均が  $-40 \text{ Wm}^{-2}$ 、 $F_{Div}$ の平均が  $-213 \text{ Wm}^{-2}$  なのでこのことから3～5月にかけては貯熱量Sは大气から海洋が正味に得る熱Gよりも海洋運搬熱の収束 ( $F_{Div} < 0$ ) により決まることがわかる。その傾向は黒潮主流の通る東シナ海でも顕著である。

③ 8月

九州南西にGが正で小さな値を示すメッシュの集団があり、黄海にGの大きなメッシュの集団がある。それに対して九州南西海上を中心に  $F_{Div}$  が負で絶対値の大きなメッシュの集団があり、そこから離れるにつれて0の等値線がそこを取り囲み、さらに離れると、 $F_{Div}$  正の等値線がそこを取り巻く。Gの小さなメッシュの範囲は、 $F_{Div}$  が負で絶対値が大きいメッシュの範囲と大体重なっている。従ってこの海域では、周囲に比べ大気から正味獲得する熱量は大きくないにもかかわらず、海洋運搬熱の収束は大変大きいので、貯熱量Sはこの部分が最大になる。まとめると、①黄海は

Gが大きく  $F_{Div}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) は発散（正）であるが、②東シナ海はGが小さく、 $F_{Div}$ の大きな収束（負）がある。このように8月の貯熱量は大气からの熱フラックスの吸収が特に寄与するメッシュの部分と海洋運搬熱の収束が主に寄与する部分とがあることになる。

④ 11月

11月も2月と同様全海域でGが負でかつ絶対値が大きい、とりわけ九州西方のメッシュの部分でその値が負で絶対値最大となる。つまり、海面が大气に大量の熱を放出している。それに対して、黄海とボツ海に大きな海洋運搬熱の収束があるが、Gの負の値も大きく、また九州西方のメッシュの部分はGが負で大きい、小さな海洋運搬熱の収束しかない。その結果、いずれのメッシュの部分でも海水の冷却率は大きい。とりわけ、九州西方のメッシュの部分では最も多くの熱を大气へ失うことを反映して、貯熱量も負で絶対値最大となる。つまり全海域とも海洋運搬熱の収束が小さいので、11月と12月（図示していない）の貯熱量は主として海から大气への多量の熱放出によって決まることがわかる。

#### 4.4 海洋運搬熱の面積分値の季節変化

次に東シナ海・黄海・ボツ海を含めた海域を3等分して（各々の面積  $4.3 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ）、北から順番にA、B、C海域と分け、海域境界線をa、b、cとして、各海域ごとに熱収支を論ずる。これはKondo (1976) による区分と同じである。 $F_{Div}$ の面積分すなわち

$$F_T \equiv \int F_{Div} ds \dots\dots\dots (10)$$

をA、B、Cの各海域ごとに毎月求めたのが、第1表である。次にこの結果を使って海域境界線a、b、cを横切って周辺海域へ流出する熱量（海洋運搬熱）を毎月求める。まず海域Aから境界線aを通して流出する正味の熱量は第1表のA海域の面積分  $F_T$  と同じものである。次にB海域から境界線bを通して流出する正味の熱量は、第1表のA海域とB海域の  $F_T$  の和である。次にC海域から境界線cを通して流出する正味の熱量は第1表のA、B、C海域の  $F_T$  のすべての和である。そのような方法で、各海域から流出する熱量を求め、グラフにしたのが、第11図である。図中の横の破線a、b、cは、それぞれ、境界線a、b、cを通して東～南方向へ流出する熱量の年平均値である。符号の正は流出する熱量、負は流入する熱量である。

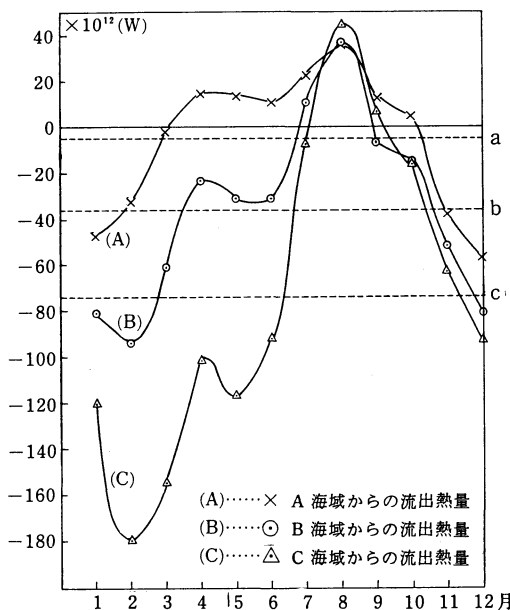
各海域において、夏を中心に暖かい季節はより外側の海域へ流出、冬を中心に寒い季節は流入となっている。

第1表 海洋運搬熱の発散量  $F_{Div} = G - S$  の面積分  $F_T$  の月別値と年平均値 (単位  $10^{12}W$ )

月	A海域	B海域	C海域	A, B, C 海域の和
1	-47	-34	-39	-120
2	-32	-62	-85	-179
3	-2	-59	-93	-154
4	15	-38	-78	-101
5	14	-45	-86	-117
6	11	-42	-62	-93
7	23	-12	-17	-6
8	36	2	8	46
9	13	-19	13	7
10	5	-19	-2	-16
11	-37	-16	-11	-64
12	-57	-24	-12	-93
合計	-58	-368	-464	-890
年平均値	-5	-31	-39	-74

る。境界線cを通して、A, B, C 3海域から流出する総熱量を表す第11図(c)の曲線によれば、2月の総流入量が最大(大きな負の値)、次に3月、1月の順である。2月のこの海域の南部では、大気へ正味に放出する熱量が大きいにもかかわらず、海洋運搬熱の収束も大きいため、弱いながらも貯熱になることを述べたが、境界cを通る熱の総流入量は1年を通してみると特に2月~3月に最大になることと関係しているのである。また流出量は8月が最大である。次に各境界線a, b, cを横切って矢印の方向に出入する海洋運搬熱の絶対値を2, 5, 8, 11月および年平均値について第12図(a), (b), (c), (d)及び第13図に示す。第12図(a)で示されるように、2月のC海域へ流入する熱量は年間最大であるが、その半分がC海域内で水温上昇(貯熱量の増加)と大気への放出に使われ、残り半分がB海域へ入っていく。A海域へも、C海域からB海域へ正味流入する熱量の3分の1程度運ばれていく。第12図(b)で示されるように、5月のC海域への流入量は2月について大きい、大きさは約2/3程度である。流入量の2/3程度がC海域内で使われて、約1/3がB海域へ輸送される。4.3で述べたようになお、A海域では大気から正味獲得する熱量が大きく、海洋運搬熱の流出があるが、B海域ではC海域からの熱の収束のみでなくA海域から収束する熱も(値は小さいが)使われている点は注目される。

第12図(c)に示すように、8月は全海域で平均すれば他海域へ海洋運搬熱として出ていく。これは4.3で述べたように、九州南西海域(B海域)だけは海洋運搬



第11図 海洋運搬熱の発散量  $F_{Div}$  の面積分  $F_T$  の季節変化

横の各破線 a, b, c は、海域境界線 a, b, c を通って出ていく海洋運搬熱の年平均値を示す。

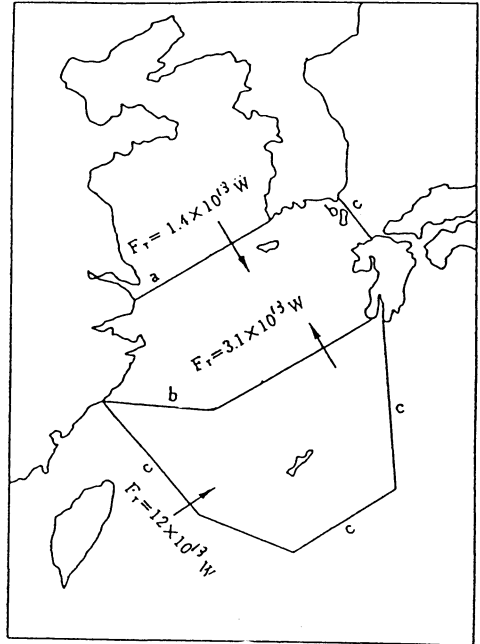
- (A) ×印 境界線 a を通って流出する熱量
- (B) ○印 境界線 b を通って流出する熱量
- (C) △印 境界線 c を通って流出する熱量

熱の収束が起こるが、A海域のみならずC海域でも大きなGを反映して海洋運搬熱が発散し、それが全海域で平均した海洋運搬熱の発散に寄与するためと考えられる。

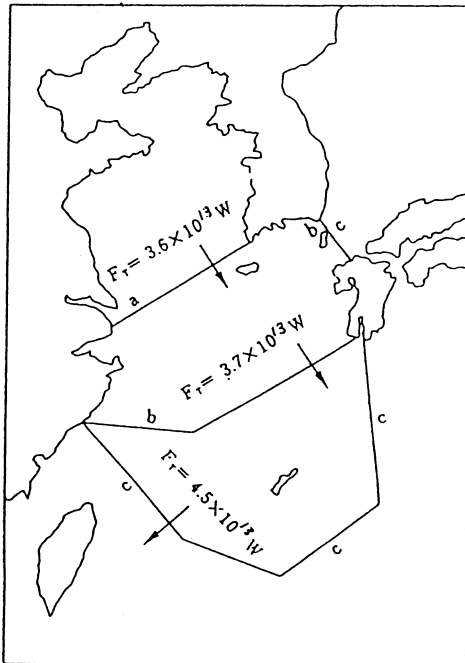
第12図(d)に示すように11月ほどの海域も流入のみである。第10図(a)と(d)にみるようにGの分布は2月のみであるが、C海域に流入する海洋運搬熱は2月の約1/3しかない。さらにGは10, 11, 12月と時間(月単位)とともに負で絶対値は増加するが、海洋運搬熱は増え方が極く僅かでGの変化に見合うものではない。従って大気との熱交換によって失う熱量をおぎなえないので、第8図(d)にみるように水温低下すなわち貯熱量の減少を引き起こす。これは図示していないが、貯熱量Sの月別値のグラフを書いてみると、10, 11, 12月と貯熱量Sは負で次第に絶対値が大きくなっている、減少しているのがわかる。第8図(a)と(d)を比較し、さらに上述の貯熱量の月別値のグラフ(図示していない)を見れば、海洋運搬熱の流入が少ない11月は2月よりも貯熱量の減少が全海域で大きいことがいえ



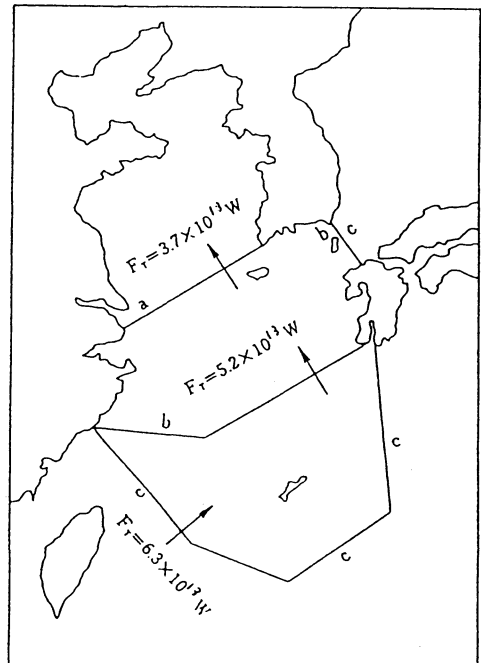
(a)



(b)

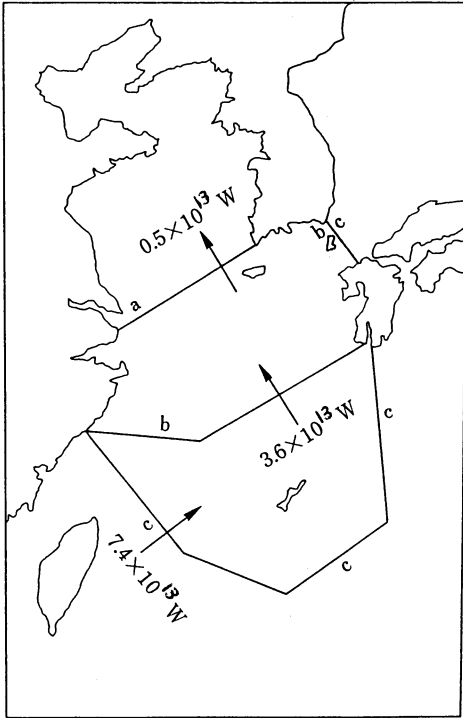


(c)



(d)

第12図 各海域の各境界線を矢印の方向に流入する正味の熱量  $F_r$  (W).  
(a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月.



第13図 第12図に同じ、ただし年平均値。

る。

なお海域境界線cを通る海洋運搬熱の年平均値は、前報告(石井・近藤, 1987)ですでに示したように $7.4 \times 10^{13}$  Wである。またA, B, Cの3海域は面積は等しいが、各海域内にとどまる熱量は、第1表によれば、年平均値でA海域  $5 \times 10^{12}$  W, B海域  $31 \times 10^{12}$  W, C海域  $39 \times 10^{12}$  W でC海域が一番大きい。前報告(石井・近藤, 1987)によれば、大気・海洋間の次のような各種の熱輸送形態, 「顕熱フラックス  $29 \text{ Wm}^{-2}$ , 潜熱フラックス  $122 \text{ Wm}^{-2}$ , 正味放射フラックス  $93 \text{ Wm}^{-2}$ , 海面が正味放出する熱フラックス  $58 \text{ Wm}^{-2}$ 」の中で、潜熱フラックスが一番大きい(ただし全海域の年平均値である)。

## 5. まとめ

今回対象とした海域全部で共通に言えることであるが、貯熱量(ある厚さの海水の平均温度の時間変化率)は年間を通して見ると、5~6月に正で大きな値をとり、12, 1月に負で絶対値が年間最大となるが、この期間、特に絶対値が大きいメッシュの集団は、九州西方のメッシュから南西諸島の北方を通して南西にのび

る帯状の部分で、いわゆる黒潮に近接するメッシュの集団である。このメッシュの部分は前報告(石井・近藤, 1987)で明らかにしたように大気へ放出される顕熱、潜熱の和が最大になった場所に一致する。貯熱量がこのような分布をとるのは2~5月に海洋運搬熱の収束が大変大きく、さらに4~6月には日射がしだいに強くなるので、両方の効果で貯熱量が急激に増えるためである。また11月~1月の期間は海洋運搬熱の収束が小さくそれに加えて日射も弱いため、海洋は熱を放出する分が獲得する分よりはるかに多いため、貯熱量は減少する一方である。

海洋運搬熱の収束を季節ごとにみると、2月に南西諸島付近にあった最大値が3~4月と季節が進むにつれて、より北方に場所を移し、その場所の貯熱量を増加させる。しかし、6~10月までは、どのメッシュの集団も小さな値となり、最大値の位置もはっきりしない。この期間はGが貯熱量を増加させる。11月に入ると黄海西部と東シナ海西部で海洋運搬熱の発散量は負で大きくなりはじめ、12月はその傾向が一段と強まり、この方面に熱が収束するのがわかる。しかし11~12月にかけて黄海西部と東シナ海西部でGが大きく負でその絶対値が時間(月単位)と共に増加するのに対し、海洋運搬熱の収束はほとんど変化しないか、その増加が微々たるもので、Gの半分ほどしかないので、Gにより失われた熱量を補えず、その結果、貯熱量は減少する一方である。

## 6. 謝辞

この研究を行うにあたり、資料閲覧に便宜をはかっていただいた気象庁統計室、気象庁図書館、海上保安庁水路部日本海洋データセンターの方々に感謝致します。

## 資料

- 気象庁：北太平洋海洋気候表 10年報 (1961~1970)
- 長崎海洋气象台：海洋速報 (1965~1990)
- 海上保安庁水路部日本海洋データセンター：統合水温観測ファイル (1960~1989)

## 参考文献

- 石井哲雄, 近藤純正, 1987: 東シナ海における海面熱収支の季節変化, 天気, 34, 29-38.
- Hoflich, O., 1984: Climate of the South Atlantic Ocean, in "Climates of the Oceans" (ed. H. Van Loon), Elsevier, 1-191.

Kondo, J., 1976 : Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment, J. Meteor. Soc. Japan., 54, 382-398.

Kurasawa, Y., K. Hanawa and Y. Toba, 1983 : Heat balance of the surface layer of the sea at ocean weather station T, J. Oceanogr. Soc. Japan, 39, 192

-202.

Kato, K., and T. Asai 1983 : Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea Area, J. Meteor. Soc. Japan., 61, 222-238.

### 「第40回風に関するシンポジウム」講演募集

標記シンポジウムを下記の通り開催致しますので奮ってご応募下さい。

#### 記

1. 共 催：地震学会，土木学会，日本海洋学会，日本風工学会，日本気象学会，日本建築学会，日本航空宇宙学会，日本地理学会，日本農業気象学会(幹事学会)，日本流体力学会，日本林学会（五十音順）
2. 日 時：1993年12月21日（火）
3. 会 場：農林水産省 農業環境技術研究所講堂  
〒305 茨城県つくば市観音台3-1-1  
TEL. 0298-38-8204

- ① 常磐線牛久駅下車，農林団地経由筑波大学中央（筑波センター）行きバス，農業環境技術研究所前下車，徒歩5分，または常磐線荒川沖駅よりタクシー15分
- ② 東京駅八重洲口より筑波山行き高速バス（2時間に一本）で農林団地中央下車，徒歩10分
- ③ 東京駅八重洲口より，筑波センター行き高速バス

で筑波センター下車，タクシー10分または牛久駅行きバス，農業環境技術研究所前下車，徒歩5分

#### 4. 開催要領：1講演15分程度

前刷り集は作成致しません。

5. 申込方法：題目，講演者氏名（連名の場合は講演者に○印），所属学会，勤務先（電話，ファックス），100字程度の要旨，スライド・OHP の使用別等を記入

6. 申 込 先：〒305 茨城県つくば市大わし1-2  
熱帯農業研究センター環境資源利用部  
真木太一

（日本農業気象学会「風に関するシンポジウム」係）

TEL.0298-38-6355

FAX.0298-38-6316

7. 申込締切：1993年9月15日（必着）

8. 懇 親 会：講演終了後開催の予定