

## 特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) の業務への活用について」

### 日本海の貯熱量と冬季降水量\*

日比野 祥・谷口 雅洋\*\*

#### 要 旨

北西太平洋海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-WNP (以下 MOVE) の再解析データを用いて、対馬暖流の流入量、日本海の熱収支及び貯熱量の時間変化を調べ、日本各地の冬季降水量との関係について検討した。対馬暖流の流入量と日本海の熱収支については、日本海を囲む各海峡での流量及び熱輸送量の季節変化が MOVE で再現されていることを確認し、8～11月における対馬海峡からの熱の流入が、11月の貯熱量の多寡に大きな影響を与えたことが分かった。11月の貯熱量の水平分布をクラスター解析したところ、対馬暖流の影響を強く受ける北緯40度以南の日本沿岸寄りの海域と、極前線の北側に相当する北緯40度から北緯42度の日本海北部における11月の貯熱量が、北日本及び東日本の日本海側の多くのアメダス地点の冬季降水量と有意な相関を持つことを見出した。

#### 1. はじめに

対馬海峡から日本海に流入し、津軽海峡あるいは宗谷海峡を通じて流出している対馬暖流は、日本海の温暖な海面水温及び表層の貯熱量の変化に大きく影響を及ぼしている。この対馬暖流の流入に伴う移流による正味の熱輸送量は、海洋から大気へ供給される熱・水フラックスを通して、冬季季節風の風下側の各地における冬季降水量に影響していると考えられる。Hirose and Fukudome (2006) は、1997年以降に対馬海峡を横切るフェリーによって得られた流速データを用い、8～11月の対馬海峡における流量は日本海側の12～2月の降水量との間に強いラグ相関があり、3～4か月の先行指標となることを示した。また日比野

ほか (2008) は、冬季季節風の強さ、日本海の貯熱量及び冬季降水量の関係について検討し、10～12月の日本海中部の貯熱量が日本海側の冬季降水量に大きな影響を与えており、冬季季節風の強さとともに大雪の条件となっていることを指摘した。しかし、日比野ほか (2008) の海域分けは海面水温のクラスター解析結果に基づき北部と中部に2分割したものであり、必ずしも熱的な保存量を議論したものではなかった。また、Hirose and Fukudome (2006) 及び日比野ほか (2008) の解析した降水量データは日本海側の地域全体の領域平均値のみであり、各地域における特徴を議論するには至っていない。

海洋の貯熱量を評価するには、その微分量であ

\* Heat Content of the Sea of Japan and Regional Winter-time Precipitation in Japan

\*\* Sho Hibino, Masahiro Taniguchi

Oceanographical Division, Maizuru Marine Observatory (舞鶴海洋気象台海洋課)

る熱収支が重要であり、熱収支は移流による熱輸送量及び海面熱フラックスから成っている。近年になって開発された海洋データ同化システムを用いれば、モデルの力学を通じて整合性を持った熱収支を求めることができる。閉じた海域を設定しにくい大洋では、移流による熱輸送量の誤差は無視できない量となるが、陸に囲まれた日本海では、海峡での熱輸送量の流入出のみで移流による熱の蓄積を評価でき、システムに外力として与えられる海面熱フラックスと合わせることで、日本海全体の熱収支を見積もることができる。しかし、水温及び塩分は対象海域内での観測データが同化されることで修正されるため、見積もった熱収支と、データ同化の結果から評価した貯熱量の時間変化には、少なからず差（同化により修正された量）が生じる。海洋データ同化システムを用いて貯熱量の変化要因や熱収支を調べるためには、この同化修正量を正しく評価しておく必要がある。

気象庁で2008年3月から運用されている北西太平洋海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-WNP（以下 MOVE）（Usui *et al.*, 2006）は、狭い海峡の水温・流速を評価するに十分な空間解像度を有している。本稿では MOVE の再解析デ

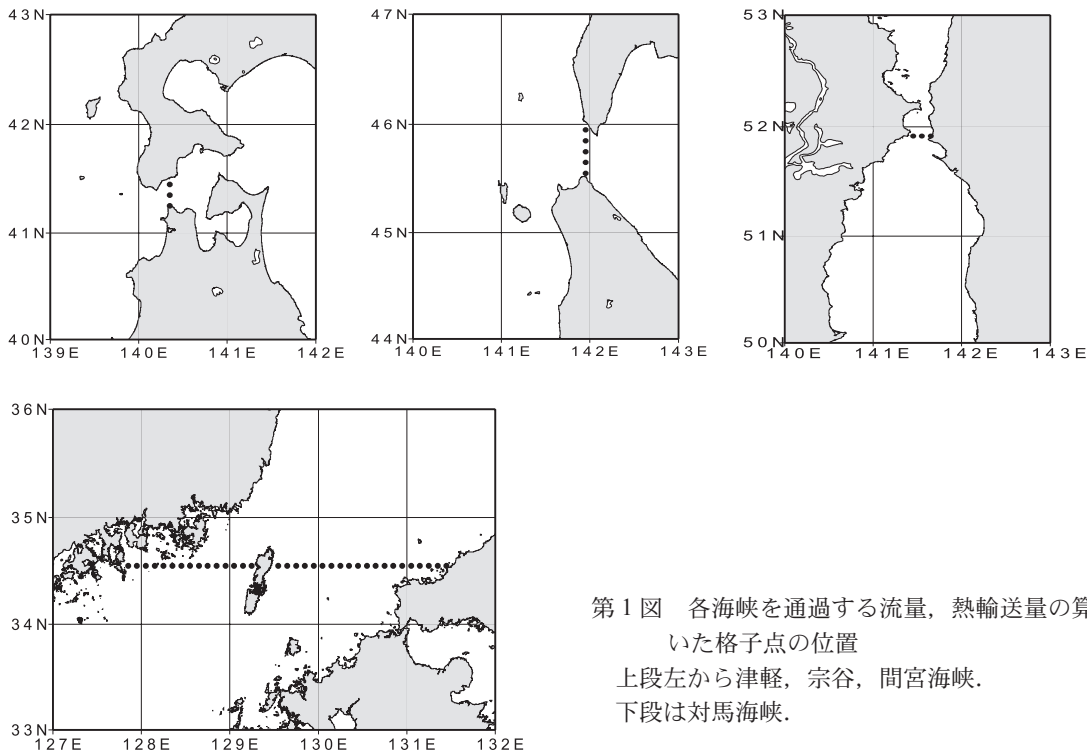
ータを活用し、まず MOVE の表現する対馬暖流の流入出量（海峡を通過する流量、熱輸送量）及び日本海の熱収支について検討した。さらにクラスター解析によって分類した各海域の貯熱量の経年変化と日本各地のアメダス地点での冬季降水量との関係を調べた。

## 2. 使用データ

MOVE の再解析による 1985～2007 年の 5 日平均の流速、水温、塩分、海面高度データ（解像度：水平 0.1 度、200m 深までに 17 層）を用いた。対馬、津軽、宗谷、間宮海峡を通過する流量  $V$  及び熱輸送量  $H$  は、

$$V = \iint v dx dz, \quad H = \iint \rho C_p T v dx dz$$

から求めた。ここで、 $\rho$  は海水の密度、 $C_p$  は海水の比熱、 $T$  は水温、 $v$  は格子点の並びに直交する流速成分、 $x$  は格子点間の水平距離、 $z$  は海面高度を考慮した層の厚さであり、密度及び比熱については、水温及び塩分から海水の状態方程式を用いて算出した。第 1 図に、流量、熱輸送量の算出に用いた格子点の位置を示す。本報告では、これら各海峡で囲まれる海域を便宜的に日本海と呼ぶ



第 1 図 各海峡を通過する流量、熱輸送量の算出に用いた格子点の位置  
上段左から津軽、宗谷、間宮海峡。  
下段は対馬海峡。

ことにする。この日本海における、海面から200 m深までの水温を平均して貯熱量を求めた。

海面熱フラックスは、MOVEに外力として与えたJRA-25/JCDAS再解析データセット(Onogi *et al.*, 2007)の月平均値(1985～2007年)を用いて評価した。

冬季降水量は、全国のアメダス1,059地点(第7図)の12～2月で平均した冬季平均値を用いた。ここで例えば、1999年12月～2000年2月の期間を指して、便宜的に2000年冬季と呼ぶことにする。なお、冬季降水量については、1986～2008年冬季のうち月平均値が欠側となっている地点は除外している。

冬季季節風の強さとして、日本付近における西高東低の気圧配置の強さを反映する指標として12～2月の福岡と寿都の海面気圧の差(hPa)の月平均値(1986～2008年冬季)を用いた。なお、月平均は福岡と寿都の海面気圧の差が正となる日別値のみを平均して求めた。

### 3. 対馬暖流の流入量

以下では、各海峡を通過する流量及び熱輸送量は、対馬海峡では日本海への流入を正、津軽、宗谷、間宮海峡では日本海からの流出を正とする。また、間宮海峡の平均的な流量は $0.01 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 、熱輸送量は1 TWであり、ほかの海峡の1%程度と小さいことから、図には示さない。

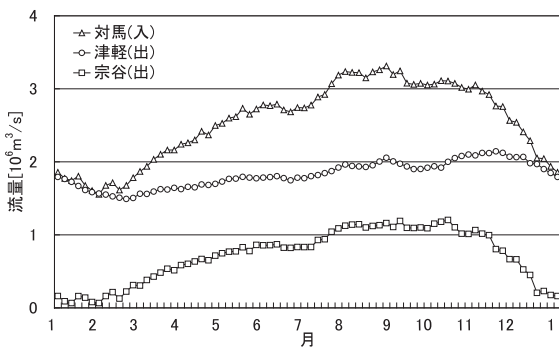
#### 3.1 流量

第2図に、対馬、津軽、宗谷の各海峡を通過する流量の季節変化を示す。対馬海峡からの流入量は $1.6 \sim 3.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の範囲で季節変化しており、1～2月に極小、8～9月に極大を示している。これらの特徴は、Chang *et al.* (2004)がまとめたこれまでの観測結果と一致する。また、6月には小さな極大が見られ、Takikawa *et al.* (2005)が示した春から秋にかけて現れるとされる2回の極大を再現している。津軽海峡からの流出量の季節変化の幅は小さく( $1.5 \sim 2.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )、西田ほか(2003)の1993～2000年の音響ドップラー流速計(ADCP)観測結果と一致する。宗谷海峡からの流出量は $0.1 \sim 1.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の範囲で季節変

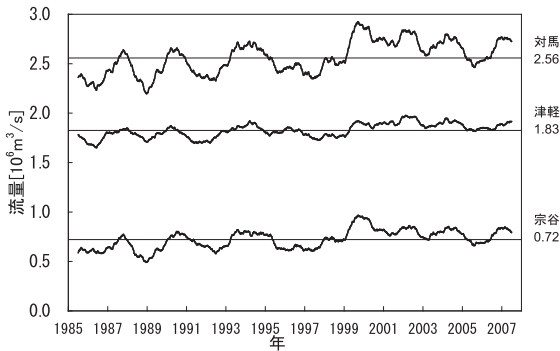
化し、1～2月に極小、9～10月に極大を示している。これらの特徴は、松山ほか(1999)の観測結果と一致する。間宮海峡を通過する流量は $-0.2 \sim 0.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ の季節変化をしており、間宮海峡を含めた4つの海峡での流入流出量の総和は非常に小さくなっており( $\pm 0.06 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下)、海水の体積の収支は1年を通じて閉じており、整合性が取れている。このように、MOVEでの日本海を囲む各海峡を通過する流量の季節変化は、観測による知見と一致し再現性の高いものとなっている。

津軽海峡からの流出量には大きな季節変化が見られない一方で、対馬海峡からの流入量に見られる幅の大きな季節変化は宗谷海峡からの流出量の季節変化とよく対応している。このような特徴に関して、Tsujino *et al.* (2008)は、これら各海峡の流量の駆動要因が年平均場と季節変化では異なることを指摘しており、「岸に沿った向きの風応力の季節変化によって生じた水位偏差が、宗谷海峡の北岸を通り、大陸沿岸をほとんど減衰しないまま対馬海峡の西岸に伝播するために、対馬・宗谷海峡を通過する流量の季節変化は大きくなる。平均場については、太平洋中央部の風応力によって生じた水位差が、対馬・津軽・宗谷海峡での流量の年平均場を決めている」としている。このため、宗谷海峡からの流出量は、平均的に見ると津軽海峡からの流出の半分以下にもかかわらず、対馬海峡からの流入量に対応した大きな季節変化の幅を示すと考えられる。

第3図に、対馬、津軽、宗谷の各海峡を通過する流量の経年変化を示す。対馬海峡を通過する流量が最大となるのは1999年であり、これはTakikawa *et al.* (2005)の対馬海峡を横切るフェリーによるADCP観測(1997～2002年)と一致する。対馬海峡からの流入量と津軽、宗谷海峡からの流出量との相関係数は、それぞれ0.90、0.96で有意な高い同時相関がある。また、各海峡を通過する流量の経年変動には2000年ころにピークが見られるが、全般としては増加傾向があるように見える。



第2図 各海峡を通過する流量の5日ごとの季節変化  
△は対馬, ○は津軽, □は宗谷海峡を通過する流量を示す対馬海峡では日本海への流入を正とし, 津軽, 宗谷海峡では日本海からの流出を正としている. 統計期間は1985~2007年.



第3図 各海峡を通過する流量の経年変化  
上から順に対馬, 津軽, 宗谷海峡を通過する流量(365日移動平均値)を示す. 対馬海峡では日本海への流入を正とし, 津軽, 宗谷海峡では日本海からの流出を正としている. 図右の数値と直線は1985~2007年の平均値を示す.

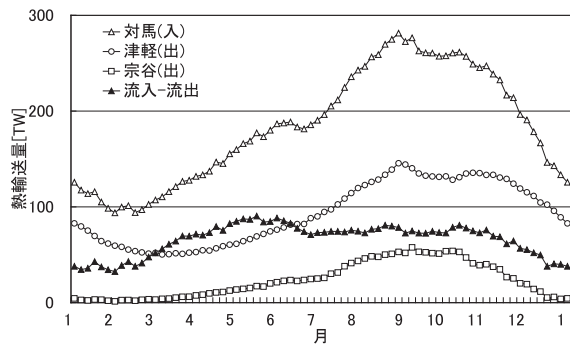
### 3.2 熱輸送量

第4図に, 対馬, 津軽, 宗谷の各海峡を通過する熱輸送量の季節変化を示す. 対馬海峡から流入する熱輸送量から, 津軽, 宗谷, 間宮海峡から流出する熱輸送量を差し引いたものが移流によって日本海にもたらされる正味の熱輸送量(以降, 移流による熱蓄積量と呼ぶ)と考えられるが, その季節変化を第4図に併せて示す.

千手ほか(2007)は1971~2000年の観測データを用いて, 対馬海峡を通過する熱輸送量の2か月ごとの季節変化を示し, 10月に極大で260

TW, 2月に極小で120 TW, 年平均で180 TWと見積もっている. 今回, 求めた対馬海峡を通過する熱輸送量は94~281 TWの範囲で季節変化しており, 2月ごろに極小, 8月ごろに極大となり, 年平均で185 TWとなっており, 千手ほか(2007)の報告とほぼ一致した結果となっている.

各海峡を通過する熱輸送量は8~9月に極大になるのに対して, 移流による熱蓄積量の季節変化幅は小さく, 32~90 TWの範囲で季節変化しており, 5月に極大となる. Hirose *et al.* (1996)は, 対馬, 津軽, 宗谷海峡での水温観測データを用いて移流による熱蓄積量を見積もり, 4~9月が47 TW, 10~3月が58 TW, 年平均で53 TWとしている. 今回の移流による熱蓄積量は4~9月が78 TW, 10~3月が55 TW, 年平均で66 TWであり, Hirose *et al.* (1996)よりも年平均では13 TW大きく, 特に4~9月では31 TW大きい. しかし, 彼らの用いた見積もりの手法は, 流量は1年を通して一定であるという仮定のもと, 水温の季節変化のみを考慮しているため, 第2図に示した流量の季節変化は考慮されていない. このことも, 今回の移流による熱蓄積量が, 彼らの結果と異なり4~9月に大きくなる季節変化を示す結果となっている.



第4図 各海峡を通過する熱輸送量の5日ごとの季節変化

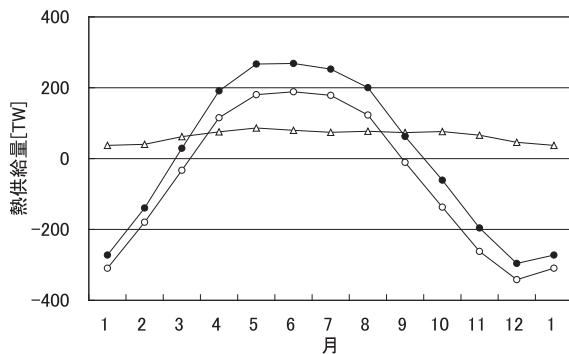
△は対馬, ○は津軽, □は宗谷海峡を通過する熱輸送量を示す. 対馬海峡では日本海への流入を正とし, 津軽, 宗谷海峡では日本海からの流出を正としている. ▲は流入と流出の差で, 移流による熱蓄積量を示す. 統計期間は1985~2007年.



#### 4. 日本海の熱収支

##### 4.1 境界から見積もられる熱収支

第5図に、移流による熱蓄積量及び海面熱フラックスの季節変化を示す。移流による熱蓄積量と海面熱フラックスの和は、境界から見積もることができる熱収支の総和（熱供給量）を示している。移流による熱蓄積量と比べると、海面熱フラックスの季節変化の振幅は非常に大きい。Hirose *et al.* (1996) は、船舶による気象観測データから海面熱フラックスを見積もり、4～9月が87 TW, 10～3月が-195 TW, 年平均で-54 TW とし、この年平均-54 TW が移流による熱蓄積量 53 TW とつり合うとしている。今回、求めた海面熱フラックスは4～9月が129 TW, 10～3月が-211 TW, 年平均で-41 TW となり、移流による熱蓄積量は年平均で66 TW であるから、年平均の熱収支の総和は+25 TW の過剰な熱供給を示す結果となった。Hirose *et al.* (1996) のように年平均で見ると熱収支の総和は、おおむねつり合っていると考えられる。実際に MOVE でデータ同化した貯熱量の季節変化は、年平均でみると、おおむね平衡状態にあるため（後述）、年平均+25TW の余剰分はデータ同化によって修正されていると考えられる。



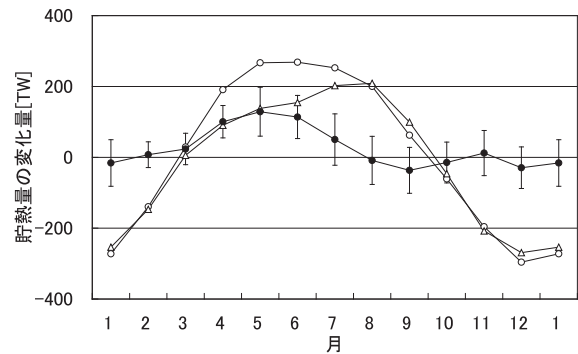
第5図 移流による熱蓄積量及び海面熱フラックスの月ごとの季節変化

○は海面熱フラックス（下向き正）、△は移流による熱蓄積量、●は○と△の和で境界から見積もった熱供給量を示す。統計期間は、1985～2007年。

##### 4.2 同化修正量

ここでは、移流による熱蓄積量と海面熱フラックスから見積もった熱供給量と、MOVE でデータ同化した結果の格子点値から求めた日本海の貯熱量の時間変化を比較することで、同化修正量について検討した。なお、貯熱量は、海面から200m深まで（水深が200mより浅い沿岸域は海底まで）の日本海全体の水温格子点値から算出している。

第6図に、熱供給量と貯熱量の時間変化量の季節変化を示す。両者の差（同化修正量）は、4～6月に100 TW を超え特に大きくなっているのに対し、8～3月は-37～+24 TW と小さい。このことから、4～6月の3か月間で、年間の熱的な余剰分（年平均+25 TW）をほぼすべて修正しており、8月以降の貯熱量の時間変化は、熱収支の総和によって説明可能と考えられる。4～6月については、移流による熱蓄積量と海面熱フラックス（4～6月は下向き、第5図）の片方若しくは両方が過大となっているのか、さらに、それらの現象が特定の海域に偏在しているのか等については、今後、検討すべき課題として残されている。



第6図 熱供給量と日本海表層の貯熱量の時間変化量の月ごとの季節変化

○は熱供給量（移流による熱蓄積量と海面熱フラックスの和）、△は貯熱量の時間変化量を示す。●は○と△の差で同化修正量に相当し、エラーバーは同化修正量の標準偏差を示す。統計期間は、1985～2007年。

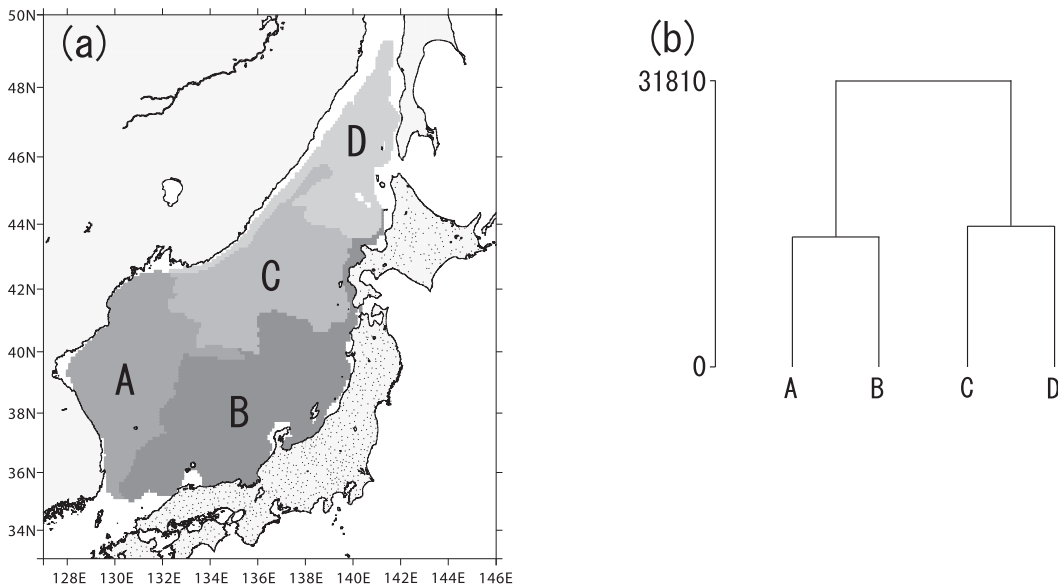
### 5. 日本海の貯熱量と冬季降水量

Hirose and Fukudome (2006) は、1997 年以降に対馬海峡を横切るフェリーによって得られた流速データを用いて、8～11 月の対馬海峡における流量は日本海側の 12～2 月の降水量との間に強い相関があることを示した。このことは、対馬海峡から流入した熱が日本海に蓄えられ、海洋から大気へ供給される熱・水フラックスを通して、日本海沿岸の冬季降水量に影響していることを示唆する。前章では、MOVE の熱収支、貯熱量変化及び同化修正量の相対的な大きさを評価して、8～3 月には同化修正の寄与が小さいことが示された。このため、Hirose and Fukudome (2006) が冬季降水への影響を指摘している、8～11 月における対馬暖流による日本海への熱の蓄積は、MOVE の結果にも再現されていると考えられる。そこで MOVE の再解析結果を用いて、まず、冬季降水量の対象期間 (12～2 月) の直前である 11 月の日本海の貯熱量の水平分布をクラスター解析によって分類することとした。分類された各海域の 11 月の貯熱量と 8～11 月の熱収支を比

較して貯熱量の変動要因について検討するとともに、各海域における貯熱量の経年変化と日本全域のアメダス地点での冬季降水量との関係を調べた。

#### 5.1 クラスタ解析による海域分け

日本海のどの海域の貯熱量がどの地域の冬季降水量に影響を及ぼしている可能性があるのかを探るために、11 月の日本海の貯熱量の水平分布 (1985～2007 年) をクラスター解析 (ウォード法、規格化) して、類似した変動特性を持つ 4 つの海域に分類した。なお、ここで用いた貯熱量は MOVE (解像度: 水平 0.1 度, 200m 深までに 17 層) の格子点ごとに海面から 200 m 深まで平均した水温から算出したものであるが、水深が 200m より浅い沿岸域は除外している。分類された海域を第 7 図 (a) に、その樹状図を第 7 図 (b) に示す。第 7 図からは、貯熱量の変動特性の違いから、日本海の北緯 40 度付近に存在する極前線を境として、A 及び B の海域と、C 及び D の海域の 2 つのグループに分かれていることが分かる。



第 7 図 11 月の貯熱量の水平分布のクラスター解析結果

分類されたクラスター領域 (a) と、その樹状図 (b)。図中の A・B・C・D は分類したクラスター領域を示す。統計期間は 1985～2007 年。(a) 日本列島に付された点「・」はアメダス地点を示す。(b) 縦軸はクラスター間の平方ユークリッド距離を示す。クラスター間の距離が短いことは、変動特性が類似していることを示し、A と B は C と D よりも変動特性が類似している。

### 5.2 各海域における熱収支の特性

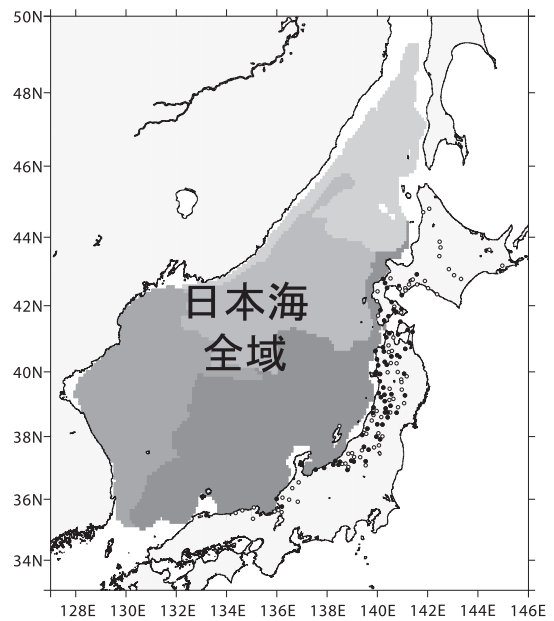
ここでは、クラスター解析により分類された各海域の11月の貯熱量に対して、先行する8～11月における熱収支の各項（第1表）を調べ、各海域における熱収支の変動特性について検討した。

第1表に、A・B・C・D各海域の11月の貯熱量と8～11月における熱収支の各項との相関係数を示す。B海域は対馬海峡から流入する熱輸送量の影響を大きく受けている。C海域も対馬海峡から流入する熱輸送量の影響を少なからず受けているが、熱収支の総和の変動と良く対応している。A海域は対馬海峡に接しているにもかかわらず、対馬海峡から流入する熱輸送量の寄与が小さい。D海域は海面熱フラックスの変動との対応が見られる。

A海域は朝鮮半島東岸を北上する対馬暖流（東鮮暖流）の影響を強く受け、B海域は日本の沿岸を流れる対馬暖流の影響を受けており、いずれも対馬海峡から流入する熱輸送量の変化と係わりを持つ海域である。しかし、A海域の11月の貯熱量変動は対馬海峡から流入する熱輸送量の変動と相関がないことは、11月の東鮮暖流の消長が、8～11月の対馬海峡から流入する熱輸送量の多寡だけで決まっていないことを示唆している。C・D海域は亜寒帯水に覆われる海域であり、B海域に比べて対馬海峡から流入する熱輸送量の寄与が低下し、相対的に海面熱フラックスによる影響を強く受けていると考えられる。特にD海域は移流による熱蓄積量の影響が小さくなっており、海面熱フラックスの影響とともに、日本海全体の熱蓄積量の評価に際しては無視しうるリマン海流（アムール川起源の淡水フラックスを含む）の影響が局所的に及んでいる可能性がある。

### 5.3 貯熱量の冬季降水へのインパクト

第8図に、11月の日本海全域の貯熱量に対する日本各地のアメダス地点における冬季降水量の相関を示す。危険率1%以下で有意な相関のあるアメダス地点が、能登半島から渡島半島にかけての日本海側の地域に見られる。



第8図 冬季降水量と日本海全域の11月の貯熱量の相関

○は危険率5%以下（相関係数0.41以上）、●は危険率1%以下（相関係数0.53以上）の有意な相関があるアメダス地点を示す。1986～2008年の冬季降水量に対する相関を算出した。

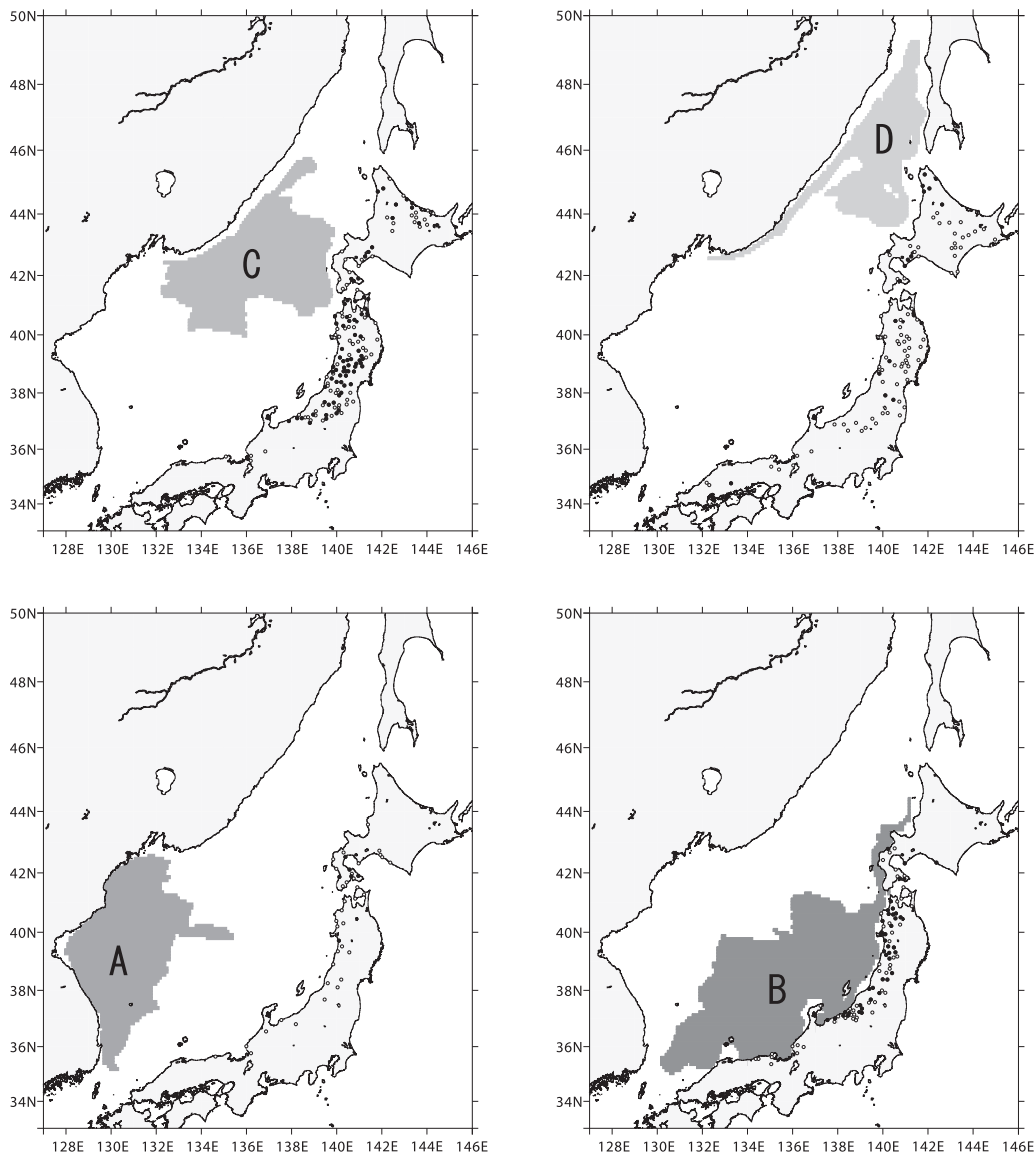
第1表 A・B・C・D各海域の11月の貯熱量と8～11月の熱収支を構成する各要素の相関係数  
\*、\*\*を付した相関係数はそれぞれ危険率5、1%で有意な相関があることを示す。海域は第7図と対応する。統計期間は、1985～2007年。

8～11月の熱収支を構成する各要素	A海域	B海域	C海域	D海域	全域
対馬海峡から流入する熱輸送量	0.18	0.62**	0.56**	0.32	0.56**
移流による熱蓄積量 (①)	0.30	0.45*	0.63**	0.15	0.55**
海面熱フラックス (②)	-0.01	0.08	0.34	0.46*	0.21
境界から見積もった熱供給量 (①+②)	0.20	0.37	0.72**	0.50*	0.55**

第9図に、A・B・C・D各海域の11月の貯熱量に対する日本各地のアメダス地点における冬季降水量の相関を示す。各海域と冬季降水量の関係で危険率1%以下の有意な相関のある地点が集中している地域に注目すると、B海域とC海域の場合には北日本及び東日本の日本海沿岸の地域を中心に有意な相関が見られ、B海域の場合には日本海沿岸の地域に限って有意な相関が見られるの

に対して、C海域の場合にはより内陸まで広範囲に影響が及んでおり、北海道オホーツク海側にまで有意な相関が見られる。D海域の場合には北海道と東北の一部の地域に有意な相関が見られるだけであり、A海域の場合には有意な相関のある地点はほとんどない。

冬季季節風の強弱と冬季降水量の関係を検討するため、日本周辺の冬季季節風の指標となる福岡



第9図 冬季降水量とA・B・C・D各海域の11月の貯熱量の相関

○は危険率5%以下（相関係数0.41以上）、●は危険率1%以下（相関係数0.53以上）の有意な相関があるアメダス地点を示す。海域は第7図と対応する。1986～2008年の冬季降水量に対する相関を算出した。



と寿都の気圧差に対する日本各地のアメダス地点における冬季降水量の相関を、第10図に示す。危険率1%以下の有意な相関のあるアメダス地点は、北日本及び東日本の日本海沿岸の地域を中心に広範囲に見られる。

異常気象レポート2005（気象庁、2005）において長期変動解析に用いられているアメダス地点の中から、北日本及び東日本の日本海側の8地点を選んだ。これらの地点の冬季降水量とA・B・C・D各海域の11月の貯熱量の相関係数を、第2表に示す。寿都の冬季降水量はB、C及びD海域と、秋田の冬季降水量はA及びB海域、福井の冬季降水量はB海域、敦賀の冬季降水量はC海域の貯熱量との間に危険率5%以上で有意な相関が見られることが分かった。

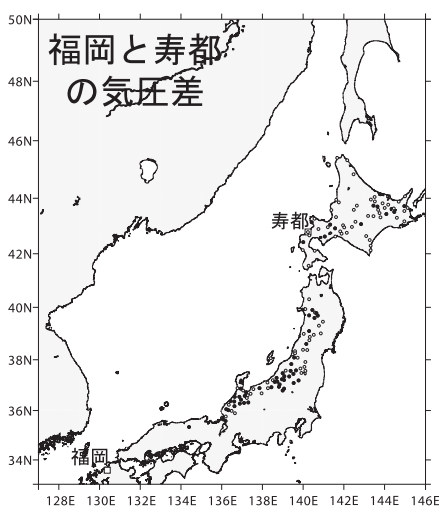
日本の沿岸を流れる対馬暖流の影響を受けているB海域との間で相関の大きな秋田の冬季降水量について、さらに調査を行った。第11図に1986～2008年の冬季降水量に対する同期間における前年11月のB海域の貯熱量及び同期間における日本周辺の冬季季節風の指標の対応関係を示す。正規化偏差で1.0を超える冬季降水量を大雪

と見なすと、1991、1993、2000、2005年が、それに該当する。これらの各年はいずれも第11図の第1象限にあり、貯熱量と冬季季節風の両者が正偏差の場合に、大雪となることが分かる。また、冬季降水量に先行する11月の貯熱量の正規化偏差が1.0を超える年は1990、1999、2004年であり、いずれの場合も直後の冬季に大雪となっている。

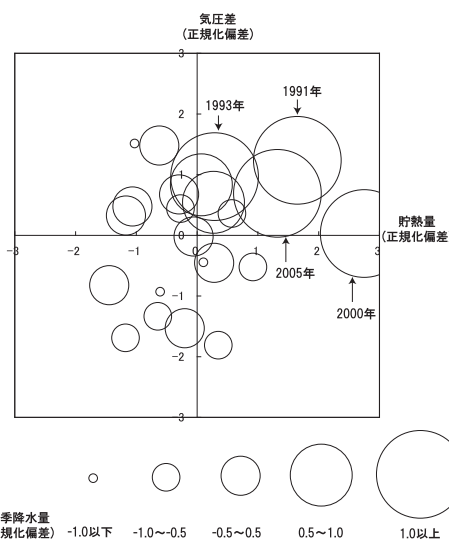
第2表 冬季降水量とA・B・C・D各海域の11月の貯熱量の相関係数

\*, \*\*を付した相関係数はそれぞれ危険率5, 1%で有意な相関があることを示す。海域は第7図と対応する。1986～2008年の冬季降水量に対する相関を算出した。

		A海域	B海域	C海域	D海域	全域	
日本海側の地点	北日本	旭川	-0.08	-0.21	0.06	0.08	-0.09
		札幌	0.07	0.21	0.21	0.30	0.23
		寿都	0.35	0.62**	0.51*	0.65**	0.67**
		秋田	0.57**	0.65**	0.34	0.30	0.68**
		山形	-0.09	-0.05	0.14	0.25	0.02
	東日本	伏木	0.20	0.11	0.19	0.03	0.20
		福井	0.30	0.47*	0.39	0.29	0.49*
		敦賀	0.17	0.36	0.53**	0.35	0.45*



第10図 冬季降水量と冬季季節風の強さの相関  
冬季季節風の強さの指標として福岡と寿都（図中□）の海面気圧の差を用いた。○は危険率5%以下（相関係数0.41以上）、●は危険率1%以下（相関係数0.53以上）の有意な相関があるアメダス地点を示す。1986～2008年の冬季降水量に対する相関を算出した。



第11図 1986～2008年の秋田の冬季降水量に対する前年11月のB海域の貯熱量及び冬季季節風の強さの対応関係

横軸はB海域（第7図）の11月の貯熱量を、縦軸は冬季季節風の強さ（福岡-寿都の気圧差）を、それぞれ正規化偏差で示す。図中の円の大きさは冬季降水量の多さを示し、冬季降水量の正規化偏差が1.0を超える年はその年を併せて示す。統計期間での平均値、標準偏差（冬季降水量：365 mm, 63 mm, 貯熱量：11.0℃, 0.5℃, 気圧差：9.2 hPa, 1.1 hPa）を用いて正規化した。

## 6. まとめ

北西太平洋海洋データ同化システム MOVE による 1985～2007 年の再解析データを用いて、対馬暖流の流入量、日本海の熱収支及び貯熱量の時間変化を調べ、日本各地の冬季降水の関係について検討した。

MOVE の結果を検討したところ、対馬、津軽、宗谷海峡を通過する流量及び熱輸送量の季節変化がこれまでの観測に基づいた知見と一致することを確認することができた。経年変化に見られた流量の増大傾向については、そのメカニズムやほかの気候要素の長期変動との関連性も含め今後、検討していきたい。

MOVE の結果によれば、海峡を通じて流入する熱輸送量と海面熱フラックスの合計である熱供給量は、年平均での日本海の貯熱量変化と一致しておらず、熱的に余剰な供給があることが分かった。この熱的な余剰分は、主に 4～6 月の期間に海洋観測に基づく海洋データ同化によって修正されており、その後の 8～3 月の期間は同化修正量の寄与が小さく熱収支が均衡していることが分かった。

海面から 200 m 深までの水温格子点値から算出した 11 月の貯熱量の水平分布をクラスター解析して、類似した変動特性を持つ A・B・C・D の 4 海域に分類し、それぞれの貯熱量と、全国 1,059 地点のアメダス地点における冬季降水量を用いて、両者の関係を調査した。その結果、日本沿岸を流れる対馬暖流の影響を強く受ける B 海域と、極前線の北に位置する C 海域における 11 月の貯熱量が、北日本及び東日本の日本海側の地域における冬季降水量に影響していることが示唆された。さらに、冬季季節風の指標となる福岡と寿都の気圧差を用いて、冬季季節風の強弱と冬季降水量の関係についても検討した。その結果、冬季季節風の強弱についても北日本及び東日本の日本海側の冬季降水量に影響をもたらしており、特に秋田の冬季降水量を調べたところ、過去に大雪となった年はすべて、B 海域の貯熱量と冬季季節風が共に高偏差の年であることが分かった。

## 参 考 文 献

- Chang, K.I., W.J. Teague, S.J. Lyu, H.T. Perkins, D.K. Lee, D.R. Watts, Y.B. Kim, D.A. Mitchell, C.M. Lee and K. Kim, (2004) : Circulation and currents in the southwestern East/Japan Sea : Overview and review. *Prog. Oceanogr.*, 61, 105-156.
- 日比野祥・大門秀志・谷政信 (2008) : 日本海の貯熱量の変動及びその日本海側の降雪との関係. *測候時報*, 75, 特別号, S69-S76.
- Hirose, N., C. H. Kim and J. H. Yoon (1996) : Heat Budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 52, 553-574.
- Hirose, N. and K. Fukudome (2006) : Monitoring the Tsushima Warm Current Improves Seasonal Prediction of the Regional Snowfall. *SOLA*, 2, 061-063.
- 気象庁 (2005) : 異常気象レポート 2005. 383pp.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999) : 宗谷暖流の季節変動. *海の研究*, 8, 333-338.
- 西田芳則・鹿又一良・田中伊織・佐藤晋一・高橋進吾・松原久 (2003) : 津軽海峡を通過する流量の季節・経年変化. *海の研究*, 12, 487-499.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- 千手智晴・松井繁明・韓仁盛・滝川哲太郎 (2007) : 東シナ海から日本海への熱・淡水輸送. *海と空*, 28, 47-54.
- Takikawa, T., J. H. Yoon, and K. D. Cho (2005) : The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferryboat ADCP data. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 1154-1168.
- Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008) : Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, 64, 141-161.
- Usui, N., Y. Fujii, S. Ishizaki, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *J. Advances Space Res.*, 37, 806-822.