

日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす 冬季季節風の影響

松村伸治*・謝尚平*

要旨

季節風の吹き出しは冬季日本および日本海の経年気候変動をもたらす最も重要な要素の一つである。本研究は、現在入手可能な船舶、地上、衛星観測データを用いて、冬季季節風変動の影響を総合的に調べたものである。

日本冬季降水量の変動パターンは日本海側と太平洋側に分かれており、季節風が強い年には日本海側で降水量が多く、太平洋側では逆に少なくなる。一方、日本海上の降水量、水蒸気量はともに季節風が強いときに減少していることが衛星データを用いた解析から示された。しかし、日本列島に近づくにつれ雲水量が増加しており、日本海側で降雪量が増えていることが示唆された。

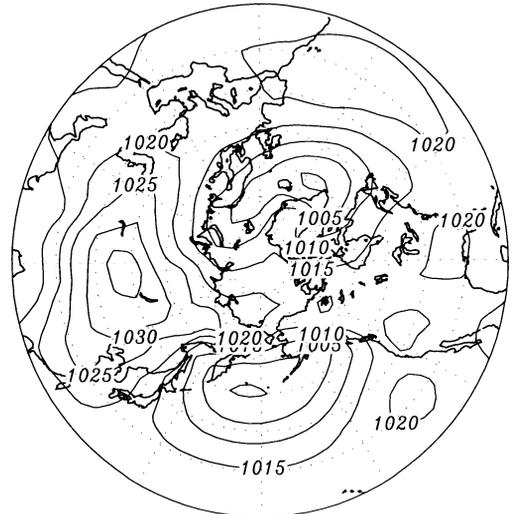
また、季節風の強い年に海面水温 (SST) が低くなるという影響は日本海南部 (40°N 以南) のみにしか現れず、北部においては季節風よりも海洋の内部変動による影響が大きい。このような SST 変動の南北相違は日本の気温にも現れており、全国的には季節風と地上気温とが有意な負相関を示すものの、北日本では相関係数が小さくなっている。

以上のように、40°N 以南の日本海・日本列島上の気温変動が2～3年周期を持つ季節風の強弱に強く影響される一方で、10年スケールの変動が北日本に見られることも分かった。後者の変動要因に関する詳しい解析は今後の課題である。

1. はじめに

冬季の東アジア一帯は、南向きの季節風が卓越している。第1図に示したようにシベリア高気圧とアリューシャン低気圧の間に形成される大きな東西気圧傾度によって、特に日本付近では北西季節風の吹き出しが維持される。シベリア上空で形成された寒冷で乾燥した気団が北西季節風として日本海上を吹走する間に、海面から熱と水蒸気の補給を受けて下層から変質し、不安定となって積雲を生じ、やがて日本列島上に到達して降雪をもたらすため、日本海側の地域は世界有数の多雪地帯となっている。この日本海側の豪雪現象の研究は従来より盛んであった。例えば、日本海からの水蒸気供給量は、日本海側にもたらす降雪量に関係しており、古くは Manabe (1957, 1958) によって、

SLP



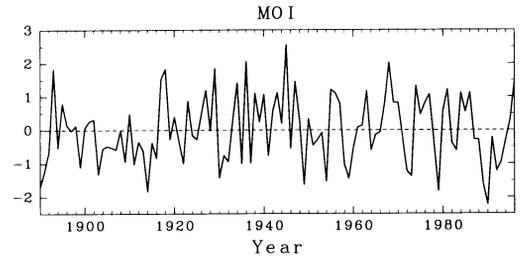
第1図 北半球 (北緯20度以北) の冬季平均海面気圧場。1952～1996年までの45冬季の平均。気象庁の5°×5°データによる。

* 北海道大学大学院地球環境科学研究科。
—1998年3月30日受領—
—1998年8月7日受理—

日本海を取り巻くゾンデ観測網による高層気象観測資料に基づいて、日本海から大気に供給される熱量・水蒸気量が求められている。また、Ninomiya (1964, 1968) もゾンデデータに船舶データを加えて、熱・水蒸気収支解析を行っている。Kato and Asai (1983) は、バルク法により日本海における海面熱フラックスの各成分を見積っている。しかし、日本海上におけるデータの入手が困難であったため、こうした研究の多くは、海面熱フラックスの気候学的な特徴を明らかにするのにとどまっている。Hirose *et al.* (1996) はこれまで入手困難であったロシアからの船舶データを含めた過去最大量と思われるデータセットを作成し、日本海的全領域での熱収支の季節変化を記述し、高田 (1997) はその経年変動を求めている。一方、季節風は海面熱フラックスを通して、海洋にも影響を与えている。季節風の吹き出しが強い (弱い) 冬季には、日本海 (Watanabe, 1996; 平井, 1994) と日本南方海域 (Hanawa *et al.*, 1988; 渡邊, 1989; Bingham *et al.*, 1992; Suga and Hanawa, 1995) では負 (正) の SST 偏差が現れやすい。

このように冬季季節風は、数日スケールの現象から一冬にわたる変動にまでその影響を及ぼしている。本研究の目的は、後者の冬季 (12, 1, 2月) 平均に着目して、日本海において、現時点で最良と思われる高田 (1997) のデータを使用し、季節風が SST や熱フラックスなどに与える影響を明らかにすることである。一方、従来の船舶観測では、時空間サンプリングが足りないため、熱フラックスに重要な海上風や降水量の経年変動を正確に捉えていない。日本海の中深層を占める固有水の形成には淡水フラックスが熱フラックスと共に重要であるため、降水量を正確に把握することは日本海中深層水の循環および変動を理解する上で不可欠である。本研究では人工衛星のマイクロ波放射計 (SSM/I: Special Sensor Microwave Imager) 資料を利用し、季節風の強弱に伴う降水量変動の推定を試みる。

季節風の吹き出しの強い年に日本列島上の気温が低下し、また北陸から北海道にかけての日本海側では降雪が増加することが経験的に知られている。しかし、その統計的な根拠があまりよく示されておらず、また日本海の変動との関連も分かっていない。渡邊 (1989) は季節風の強弱指標を作成し、日本の15地点における地上気温との相関解析を行った。本文の後半では、日本の気象官署における地上気温観測地点を約140か所



第2図 Monsoon Index (MOI). 成分は平均値を差し引いてアノマリとし、さらに標準偏差で規格化。

にまで増やし、同様な解析を行うと共に、降水量・降雪量との相関まで解析を拡張する。さらに、高層ゾンデデータを用いて、季節風の強弱に伴う気温・風速アノマリ鉛直構造を明らかにする。

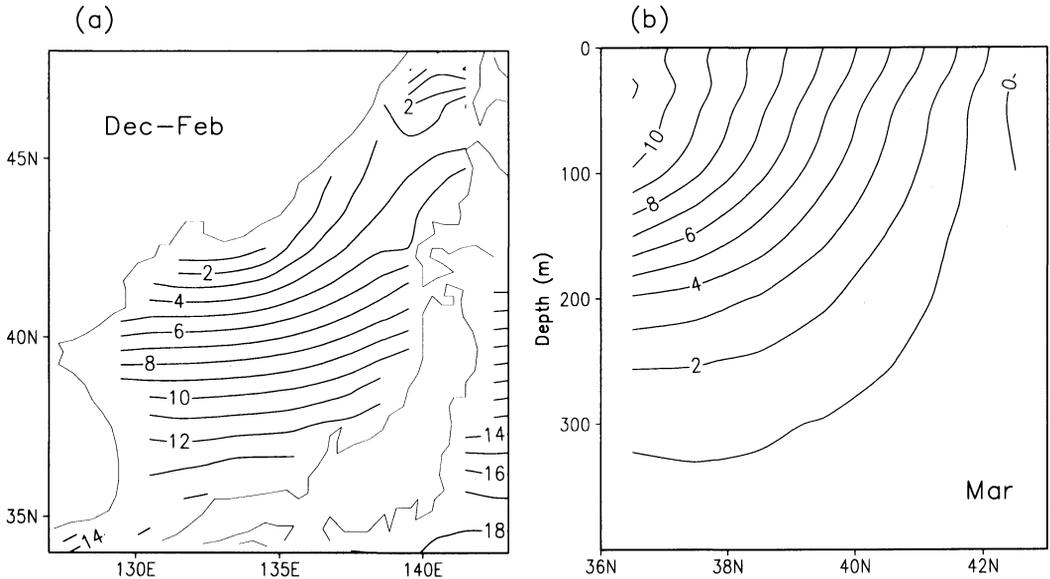
季節風の吹き出しの強弱が日本および日本海の冬季経年変動に強く影響を及ぼしている。しかし、それについての過去の研究は海上もしくは陸上データに限定したものが多く、各種データの整備が整いつつある現在、入手可能なデータの全てを使用し、日本海上および日本列島上の変動を統一的に扱い、この問題を観測データから総合的に調べることが重要であると思われる。本研究はこの目標に向けた1つの試みで、将来の更なる研究の布石になれば幸いである。

次節では本研究で用いたデータを説明し、第3節で日本海における冬季季節風の影響を海面水温、海上風、および海上降水量から明らかにする。そして、その影響が日本列島上ではどのように現れるのかを、降水量 (第4節) と気温 (第5節) について明らかにする。さらに第6節では季節風以外の変動による影響を気温によって明らかにする。そして、最後に第7節でこれらの結果をまとめる。

2. データと解析手法

ここで用いたデータは、全て冬季 (12, 1, 2月) の3か月平均をしたものである。1998年の冬とは1997年12月～1998年2月までの3か月平均を指す。

季節風の強弱指標として赤川 (1980) と渡邊 (1989) に従い、Monsoon Index (MOI) を用いている。これはシベリア高気圧の中心に近いロシアのバイカル湖岸のイルクーツクと北海道の根室の海面気圧差で定義されている。アリューシャン低気圧の中心が位置する北太平洋上に固定観測点がないので、日本付近の季節風の強弱を表すために、日本の最も北東端の観測所で、



第3図 (a) 日本海冬季(12~2月)海面水温分布, (b) 135°Eにおける3月の水温の緯度・深さ断面(Levitus and Boyer, 1994より).

アリューシャン低気圧に最も近い根室のデータを使っている。第2図にMOIの時系列を示す。MOIが高指数の時、西高東低の気圧配置が強く、季節風が強い年であり、低指数の時は、逆に弱い年であると考えられる。また、2~3年程度の変動を持っていることも分かる。このように定義されたMOIは、1890~1996年までの100年以上の時系列として利用が可能である。

この季節風の強弱を示す指数MOIをもとに、以下に日本海や日本の冬季気候の経年変動に着目し、同時相関解析や合成図(composite)解析を行っている。

2.1 日本海

1) 日本海上データセット

日・韓・露の3国共同観測CREAMS(Circulation Research of East Asian Marginal Seas)の一環として、九州大学応用力学研究所とロシア極東水文研究所の共同研究により、得られた海上気象要素および海面フラックスデータである(九州大学広瀬氏提供)。

このデータセットには2つの大きな利点があり、1つはCOADS(総合海洋大気データセット)の船舶観測データにロシアからの観測データも加えたことによって、日本海北部のデータ不足を解消することができたことである。そしてもうひとつは、日本海の熱フラックスの経年変化を初めて見積もった(高田, 1997)データも含まれていることである。熱フラックスの算出にはバルク法を用いている(Hirose *et al.*, 1996)。

使用したデータは、海上気温、海面水温、顕熱フラックス、潜熱フラックスであり、日本海全域にわたる、130°~142°E, 35°~48°Nの海域で、1°×1°のグリッドによる1971~1990年までの20年間のデータである。

2) 人工衛星データ

アメリカ空軍の人工衛星DMSPに搭載されているマイクロ波放射計であるSSM/Iから、Remote Sensing Systems社のWentzのアルゴリズムを使用し算出した、海上風速、降水量、可降水量(鉛直積算水蒸気量)、液体水量(鉛直積算凝結水量)の1°×1°のグリッドデータを用いている。期間は1988~96年までの9年間である。そのほか、同期間の人工衛星搭載のAVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)によるMCSST(Multi-Channel SST; 米国ジェット推進研究所作成)を使用した。

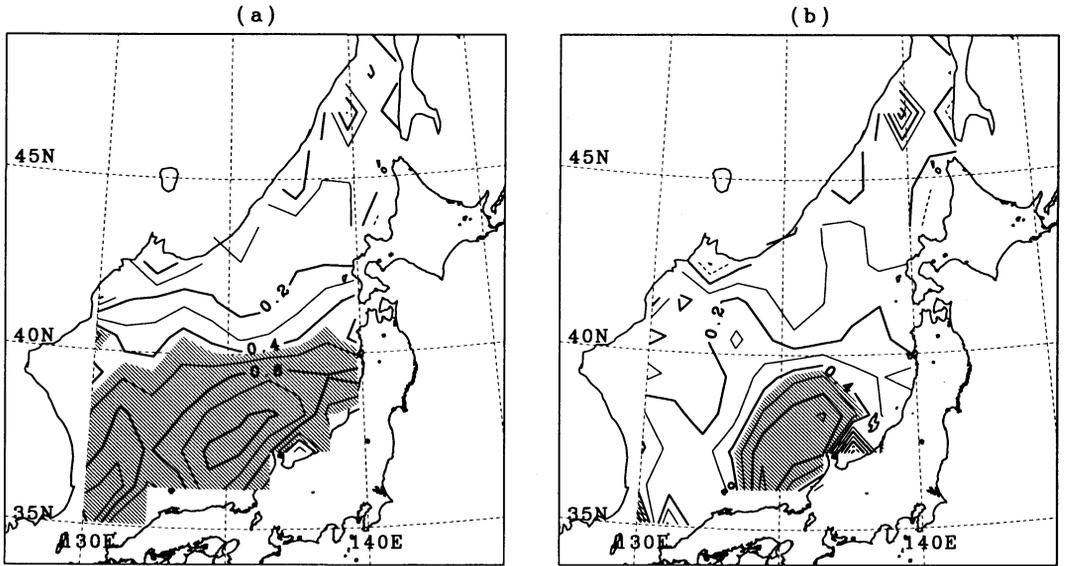
2.2 日本列島

1) 地上気象官署観測(要素別月別累年値ファイル)

日本の各地の気象官署、約140地点(高山、離島などを除く)における各官署の観測開始以来1994年までの平均気温、降水量データを用いた。

2) 高層ゾンデ観測

日本国内の18官署で毎日9時および21時に実施されている高層ゾンデ観測から統計された月平均値である。用いた地点は稚内、札幌、根室、秋田、仙台、輪島、館野、米子、潮岬、福岡の10地点で、高度は地上、



第4図 MOIと(a) 顕熱, (b) 潜熱フラックスの相関係数の分布. 斜線部は相関係数が0.44以上で有意水準が95%の領域.

900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200, 100 hPaの11高度である. 各官署の観測開始以来1996年までの気温, 風速データを使用した.

3. 日本海における冬季季節風の影響

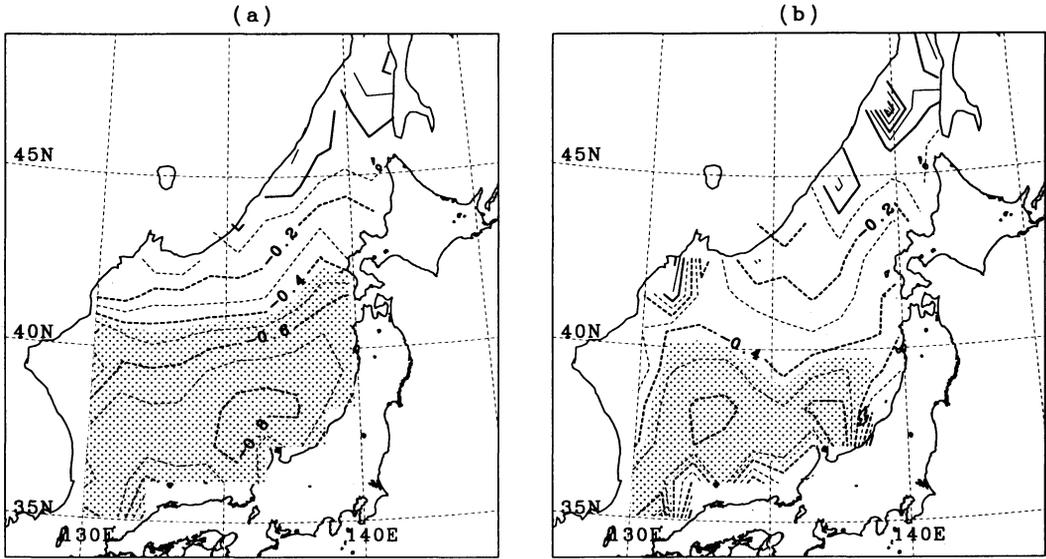
日本海は寒気の吹き出しに最も近い海域である. 黒潮系の暖かい水が対馬海峡より流入しているため, 日本海南部の海面水温は冬でも 10°C もしくはそれ以上に保たれる(第3図a). 降水によって表面塩分が低下し, 日本沿岸部で20-30 mの深さで温度逆転層が見られ, 混合層が薄い(第3図b). 一方, ロシア沿岸付近で海水が強く冷やされ, 混合層が非常に深い. 冷たいロシア沿岸部と本州の間には, 極前線と呼ばれる強い温度傾度が形成されている. 冬季, 大陸上の寒冷で乾燥した気団が直接日本海上を吹き抜ける. それによって海から熱と水蒸気を供給して日本海側の地域に降雪をもたらす. 海面顕熱フラックスは日本海全域にわたりほぼ一定であるのに対し, 潜熱放出量は極前線を挟んで日本列島に向かって急に増加する(Hirose *et al.*, 1996). この顕熱・潜熱フラックス分布の違いはポーエン比の温度依存性から説明できる.

日本海上の顕熱フラックスと潜熱フラックスが季節風の変動に対してどのように応答するのかを第4図に示した. これは, MOIとそれぞれの熱フラックスの各海域における同時相関の分布である. 実(破)線は正

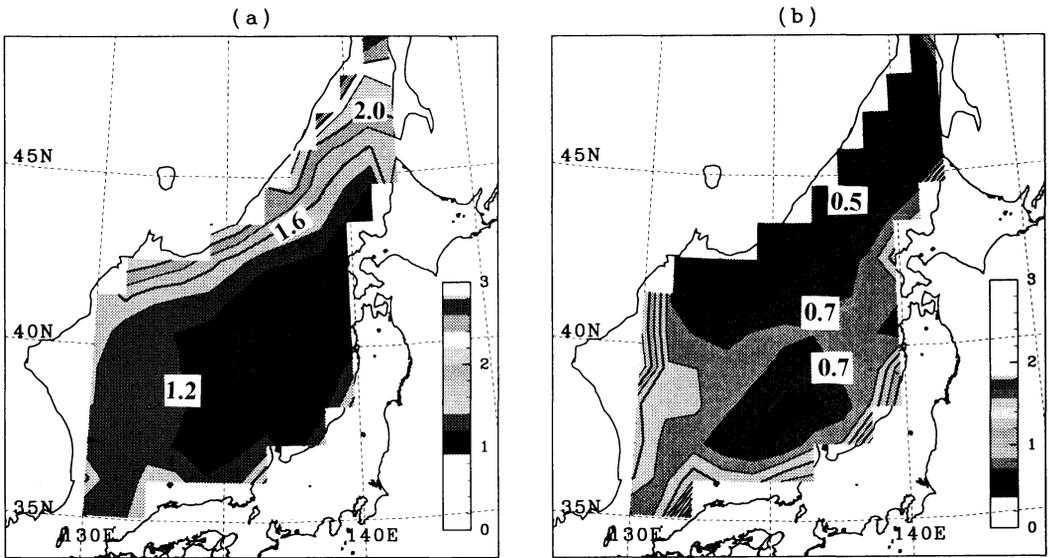
(負)相関を表わし, 斜線部は有意水準が95%の領域である. 熱フラックスは海から大気へ正の向きを取っている. 図から斜線部の領域は季節風が強い年に多くの熱が放出されることを示している. しかし, その領域は, 40°N 以南に限られている. 経年変動の標準偏差では潜熱の変動は南の暖流域で大きいのに対し, 顕熱の変動はロシア沿岸域で大きい(図略).

熱フラックスは主に, 風速と海気温差によって決まる. 逆に上記の熱フラックス変動は, 海面水温・気温に変動をもたらす. この海上気温, 海面水温とMOIの相関分布を第5図に示した. 点線は負相関を表わし, 点描域は負相関で有意水準が95%の領域である. 海面水温との相関分布では, 点描域が 40°N 以南に限られ, 熱フラックスにおける相関分布と同様であることが分かる. また, 海上気温との相関分布においても点描域がやや北まで広がっているものの, 日本海南部に高い相関を示している. 従って, 日本海南部では季節風の強い年に海面から大量の顕熱・潜熱が奪われ, 海面水温が下がることが第4図と第5図から分かる.

第4図と第5図のような相関分布は日本海の混合層分布に関係している. 日本海北部は混合層が深いため, 季節風の2~3年の短周期変動に対するSST応答が小さい. よって, ロシア沿岸では海上気温標準偏差が最大にもかかわらず, SST標準偏差が最小となっている(第6図). また, 日本海北部は固有水の形成域であ



第5図 MOI と (a) 海上気温, (b) 海面水温の相関係数の分布. 点描域は -0.44 以下で有意水準が95%の領域.

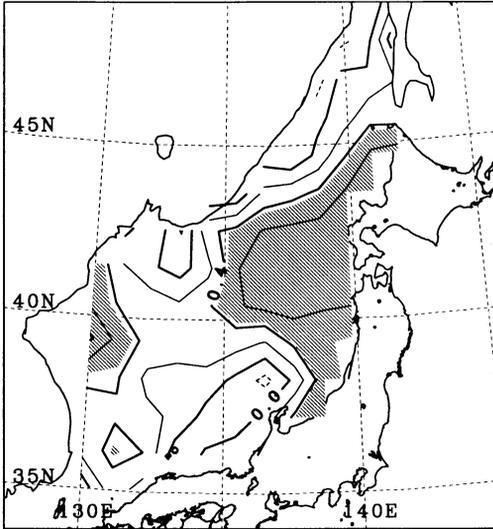


第6図 日本海の冬季標準偏差場. (a) 海上気温 ($^{\circ}\text{C}$), (b) 海面水温 ($^{\circ}\text{C}$).

り、河川流量や降水量による塩分変動も混合層の深さおよび温度に影響を及ぼしていると考えられる。

第7図に海面水温と潜熱フラックスの相関分布を示す。日本海北東部で高い正相関域を示している。潜熱のみに限らず、他の熱フラックスにも同様の傾向が見られる。これは、海面水温が昇温傾向にある年は熱も多量に放出することを意味する。一般的には、熱が海

から大気へ放出されることによって海面水温は降温するが、海面水温偏差が海洋内部の熱輸送の変化によって引き起こされた場合は、第7図のような熱フラックスとの正相関を示す。従ってこの海域においては、季節風による表面熱強制よりも、極前線の移動 (Isoda, 1994) や温度躍層の上下などの海洋内部変動の効果が大きいと考えられる。



第7図 海面水温と潜熱フラックスの相関係数の分布。破線は負相関域を示し、斜線部は相関係数が0.44以上で有意水準が95%の領域。

冒頭でも述べたが、寒気の吹き出しが日本海上を吹き抜けることにより水蒸気を供給して日本海側に多量の降雪をもたらす。その過程において、今までは日本海上の降水分布についてはあまり知られていなかった。しかし、最近人工衛星搭載のマイクロ波放射計(SSM/I)によって、その分布が観測できるようになった。ここではSSM/Iデータから降水変動の特徴を明らかにする。

データ期間が10年程度と短いために、composite解析を行った。季節風の強い年は1995、96年、弱い年は1989、90、92、93年である。これらの強い年から弱い年の差を取ったのが第8図である。まず、海上風であるが、日本海全域で正の偏差を示しており、値としては南部よりも北部の方がやや大きい。これはMOIの妥当性を示すと共に、また、先ほどの海面水温その他の相関解析で得られた南北構造が風速分布によるものではないことをも示している。人工衛星データから得られたSSTのcompositeは第8図eだが、SST南北偏差は第4図bの相関解析と一致しており、このcomposite解析が妥当性あるものと言える。

乾燥した大陸から日本に向かって大気中の水蒸気量が大きく増加する。吹き出しの強い年には、この水蒸気量フロントが通常より南下し、日本海全域にわたり水蒸気量の負偏差が現れる。海上風速と海気湿度差の

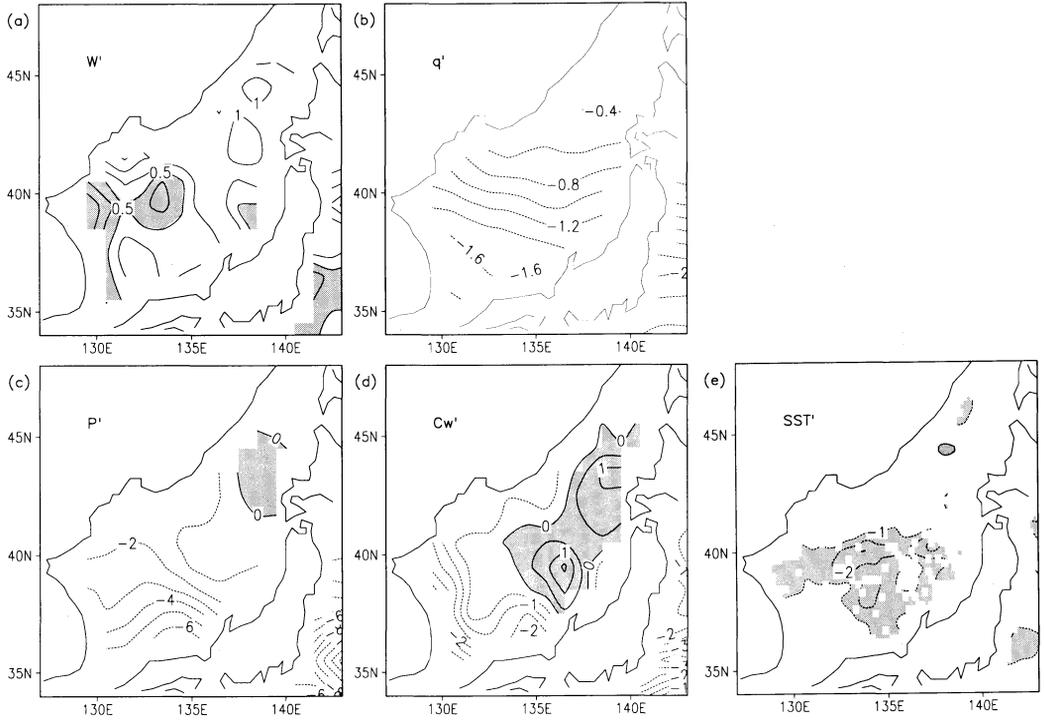
増加によって海からの水蒸気の供給が増えたにもかかわらず、SSM/Iの降水量が負の偏差を示す。これはSSM/Iから降雪量を直接に評価できないことによると思われる。本州・北海道沿岸付近にSSM/I雲水量の正偏差が現れており、降雪量の増加が示唆される。

このように、日本海における季節風の影響は海洋から大気まで現れており、これは日本の冬季気候にも影響を与えていると思われる。次節以降ではこの日本海が日本の気候に季節風を介して及ぼす影響について明らかにする。

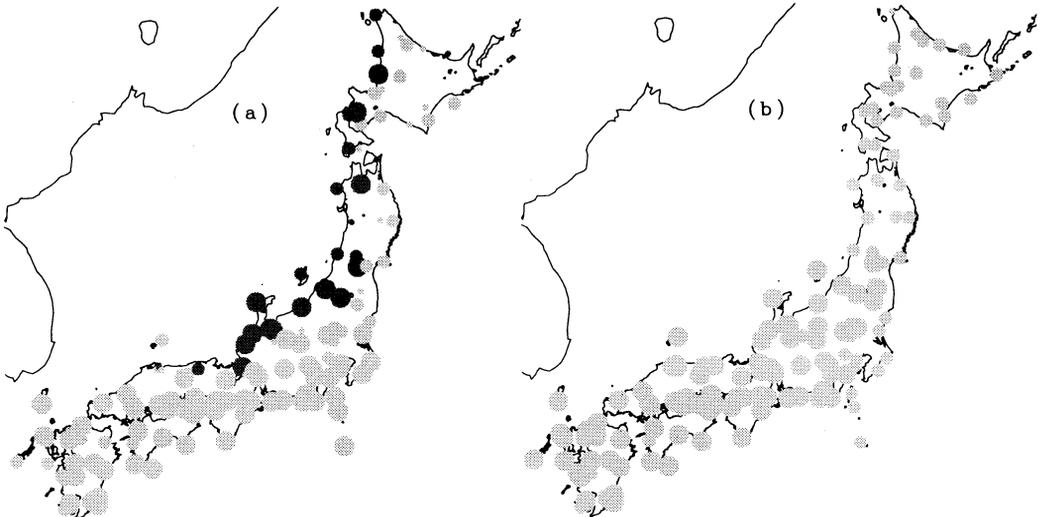
4. 日本の冬季降水量に及ぼす季節風の影響

MOIと日本列島上の気象官署における冬季降水量の相関分布(第9図a)は、大きく2つのパターンに分かれる。北東日本海側とそれ以外、主に太平洋側および西日本である。すなわち、季節風が強い年には北東日本海側で降水量が多く、それ以外の地域では少なくなることを表わしている。この北東日本海側の正相関は、寒気の吹き出しによるものと考えられ、日本海全域で平均した潜熱、顕熱の変動と日本列島上の気象官署における冬季降水量の相関分布を求めた結果、第9図aと全く同様な傾向を示した。潜熱の放出は水蒸気の放出でもあり、日本海上から大気へ多量に熱が供給された年には日本海側地方にも多くの降水をもたらされることはごく自然である。このように季節風の変動は、海面熱フラックス変動を引き起こし、日本海側の降水量の変動にも影響を与えている。これは、第8図dの雲水量の増加と一致する。

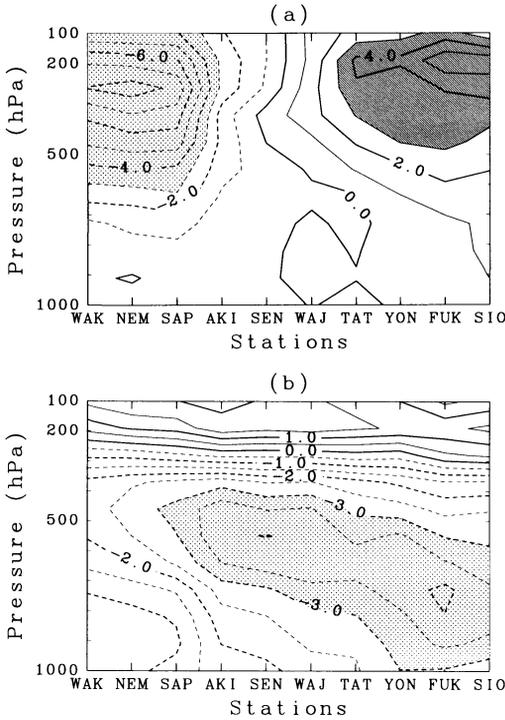
一方、太平洋側および西日本での負相関についてであるが、一般に、太平洋側や西日本に降水をもたらすのは主として移動性低気圧によるものである。また、その高・低気圧の経路は主に偏西風の動きによって左右されている。そこで第10図aにMOIをもとに、高層観測の風速によるcomposite解析を行った。季節風の強い年が、1963、68、74、77、81、84、86、96年、季節風の弱い年が、1972、73、79、83、89、90、92、93年のそれぞれ8年間である。横軸は日本列島上の各高層観測地点を北から南に緯度方向に並べたものである。それぞれの地点は、稚内、根室、札幌、秋田、仙台、輪島、館野、米子、福岡、潮岬である。季節風が強い年には、偏西風は通常よりやや南下して日本列島南部を通り、日本海側に寒気の吹き出しによる降水を多くもたらす。一方、季節風が弱い年には、偏西風は北上して日本列島北部を通り、太平洋側に低気圧が通



第8図 日本海における composite 解析. MOI の大きい年から小さい年を引いた偏差を表す. (a) 海上風速 (m/s), (b) 水蒸気量 (mm), (c) 降水量 (10^{-2} mm/hr), (d) 雲水量 (10^{-2} mm), (e) 海面水温 ($^{\circ}$ C). ただし, (a), (b), (c), (d) は SSM/I で, (e) は AVHRR による.



第9図 MOI と (a) 降水量, (b) 気温との相関係数の分布. 1963~1994年までの32冬季の相関で, 濃い色の丸は正相関, 薄い色の丸は負相関を表し, それぞれ相関係数が大, 中, 小丸の3段階に分かれており, (a) では, $|0.0| \leq \text{小丸} < |0.15|$, $|0.15| \leq \text{中丸} < |0.35|$, $|0.35| \leq \text{大丸} < |1.0|$ である. (b) についても3段階で, $-0.35 < \text{小丸} \leq 0.0$, $-0.8 < \text{中丸} \leq -0.35$, $-1.0 \leq \text{大丸} \leq -0.8$ である. ただし, いずれも有意水準が95%の領域にある値は0.35以上.

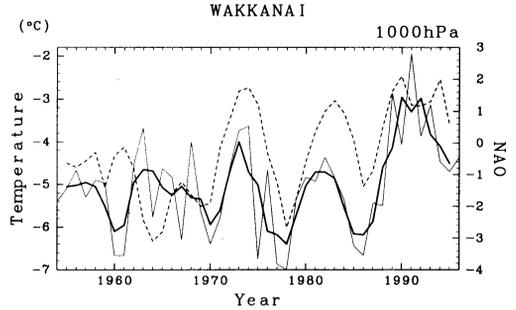


第10図 高層ゾンデ観測データによる composite 解析. MOI の大きい年から小さい年を引いた偏差を表わす. (a) 風速 (m/s), (b) 気温 (°C) である. ただし, WAK は稚内, NEM は根室, SAP は札幌, AKI は秋田, SEN は仙台, WAJ は輪島, TAT は館野, YON は米子, FUK は福岡, SIO は潮岬.

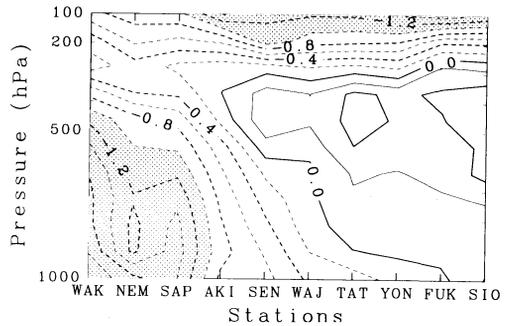
りやすくなり, 多くの降水をもたらすものと思われる.

5. 日本の冬季気温に及ぼす季節風の影響

冬季季節風の影響は日本の地上気温にも影響を及ぼしている. 第9図bで第9図aと同様に, MOIと気温の相関で表わした. 日本列島全域で負相関であり, これは季節風が強い年は気温が低くなることを意味している. しかし, 東北以北と以南で相関係数の大きさが異なっており, 東北以南では-0.8を越えるのに対して, 東北以北ではそれよりも低い. 渡邊 (1989) でも15地点のデータを用いて, 北日本の冬季気温の経年変動に別の変動が卓越していることを示しており, 本解析の結果と一致する. また, 都市化や地球温暖化の効果(藤部, 1997)を取り除くため, 日最高気温についても解析を行い, 同様な相関分布を得ている(図略). 第9図bの南北構造は日本海の海面水温や海上気温にも現れ



第11図 稚内の地上気温(太い実線)とNAO指数(点線)の時系列. それぞれ3年の移動平均成分. 細い実線は年平均気温の生データを示す.



第12図 高層ゾンデ観測データによる気温の10年振動に関する composite 解析. 第11図の稚内の地上気温の低い年から高い年を引いた偏差を表わす. 地点は第9図に同じ.

ていたもので, 船舶データの信頼性を示すものである. しかし, 定量的には長期間で質の良い地上気温データの方がより高い相関係数を示している.

MOIに伴う気温変動の鉛直構造を第10図bに示した. 最も気温差の大きい点描域は500hPa付近にあり, 北から南へ向かうにつれて下層に降りてきている. この上空の温度低下が地表面より大きいため, 季節風の強い年に下部大気の静力学安定性が小さくなり, 日本海沿岸の降雪量増加に寄与しているのかも知れない. 一方, 北日本では下層の気温差が小さく, 第9図bと同様に季節風の変動による影響は弱いことを示している. 特に, このアノマリの小さい領域は境界層内のみ限られており, MOIと連動しない日本海の海面水温変動の影響による可能性が示唆される.

1997年12月~1998年2月期は観測史上最大のエルニーニョの影響で季節風の吹き出しは弱かった. 冬季平均気温として日本全国的に正の偏差を記録したが,

東北から北海道に向かって偏差の値が徐々に小さくなっていった。また、降水量は日本海側で減少し、太平洋側で増加した(高野, 1998)。これらの特徴は第9図の分布とよく対応しており、1998年冬は季節風が弱い年の典型的な例と言えよう。

6. 日本の冬季気温の10年変動

前節までは、冬季季節風の変動による影響が日本海や日本列島上で見られる特徴について明らかにした。MOI との相関が弱い北日本では、2~3年周期を持つ季節風変動とは別に、顕著な準10年気温変動が見られた。稚内における地上の1954~1996年までの43年間の気温時系列を第11図に示す。明らかに10年程度の振動が卓越しているのが分かる。この10年振動はやや位相がずれるものの鉛直方向に一樣に現れる(図略)。

この10年振動の空間分布をさらに詳しく見るために、前節と同様な composite 解析を行った。基準として、稚内の地上気温を用いた。気温の高い年が、1963, 73, 82, 91年で、気温の低い年が、1960, 70, 78, 86年であり、それぞれの前後年を合わせた計12×2年の composite である。第12図は気温の低い年から高い年を引いた差を示している。特に差が大きいのは点描域で示した北日本である。下層と上層とで10年振動の位相が若干ずれているために、どの高度を基準にとるかによって合成図が多少変わってくる。しかし、北日本で10年程度の変動が大きいことには変りはない。これは季節風の強弱を基準とした第10図bの合成図とは異なっている。すなわち、2~3年周期の卓越する季節風変動の影響は主に、日本の南部で大きく、10年変動については北日本で大きく卓越している。

これまで最も良く知られている10年振動として、北大西洋振動(NAO)が挙げられる(Hurrell, 1995)。NAOは従来はアイスランド低気圧と大西洋高気圧(Azores High)の間のシーソー振動を指したが、最近はその影響が熱帯まで及び、南大西洋からグリーンランドまでの環大西洋振動の一部であることが提案されている(Xie and Tanimoto, 1998)。

北東アジアを含む北ユーラシア大陸の地表面気温変動は北太平洋よりも、偏西風上流に位置するNAOと良く対応している(Hurrell, 1996; 渡部・新田, 1997)。第11図にAzores諸島のPonta DelgadaとアイスランドのStykkisholmurの冬季海面気圧差で定義されたNAO指数を示す。1960年代後半以降、稚内の地上気温とNAOとのほぼ一対一の対応関係が第11図からも

見られる。この北日本を中心とした10年振動は小出・小寺(1997)の500 hPa高度とSSTのSVD(特異値分解; 谷本, 1996)解析の第2モードに対応するものと思われる。彼らの500 hPa高度回帰分布は北大西洋の南北シーソーと北東アジアにアノマリ中心を示している。なお、1965年以前はNAOの10年振動が弱く、稚内の気温も2~3年変動が卓越しており、3年移動平均した時系列がNAOと逆位相を示しているようにも見える。これはNAOと無相関を示すのか、もしくは別の長期変動による位相の逆転が生じたためかを明らかにするためには更なる研究が必要である。

7. まとめ

本研究は、現在入手可能な船舶、地上、衛星データを用いて、日本海および日本の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響を総合的に調べた。その結果から以下のように結論付けることができる。

1) MOIに代表される季節風の強弱は、冬季日本海の熱フラックス、および日本の冬季降水量の経年変動に強く影響を及ぼしている。

2) 冬季日本海の海面水温は、北緯40度以南の日本海南部領域では季節風の強弱によって変動し、北部領域ではその影響は弱い。

3) MOIの強弱をもとにSSM/Iデータをcomposite解析した結果、季節風の強い年に冬季日本海上では降水量と水蒸気量が減少する一方、日本列島沿岸の海上では雲水量は増加し、日本海側の地上降水量の増加に対応する。

4) 冬季日本における気温の経年変動は、季節風の変動に強く影響されており、それは地上に限らず、上層にも現れている。ただし、北日本に限っては地上付近では季節風による影響は小さい。

5) 冬季北日本の気温において10年スケールの変動が卓越しており、1970年以降、この10年振動がNAOと良い対応関係を示している。

最後に今後の課題として、ここで見出された局所の変動がglobal scale変動とどのように対応しているか、また、本研究における冬季の季節平均的描像と、日々の総観規模現象とがどのように関係しているかについて明らかにすることが必要と思われる。

謝辞

貴重な日本海上のデータセットを提供して頂きました。九州大学総合理工学研究科の広瀬直毅氏に、また、

Monsoon Index を提供して頂きました。遠洋水産研究所の渡邊朝生氏に感謝致します。北海道大学低温科学研究所の竹内謙介教授、藤吉康志教授、同大学理学研究科の見延庄士郎助教授には本研究についての議論、御助言を頂き、また野口英行氏に本稿の改訂に当たり手伝っていただきました。厚く御礼申し上げます。査読者の方には論文の構成・表現につき貴重なコメントを頂き、感謝致します。

参 考 文 献

- 赤川正臣, 1980: オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連, 海と空, **55**, 21-33.
- Bingham, F. M., T. Suga and K. Hanawa, 1992: Comparison of upper thermal conditions in the western North Pacific between two pentads: 1938-42 and 1978-82, *J. Oceanogr.*, **48**, 443-453.
- 藤部文昭, 1997: 都市気象官署における気温極値の経年変化, 天気, **44**, 19-29.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- 平井光行, 1994: 対馬暖流域における春期の海面水温に与える冬季の海面冷却の影響, 日本海区水産研究所報告, **44**, 1-17.
- Hirose, N., C.-H. Kim and J.-H. Yoon, 1996: Heat budget in the Japan Sea, *J. Oceanogr.*, **52**, 553-574.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the north Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.
- Isoda, Y., 1994: Interannual SST variations to the north and south of the polar front in the Japan Sea, *La mer*, **32**, 285-293.
- Kato, K. and T. Asai, 1983: Seasonal Variations of heat budgets of both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 222-238.
- 小出寛, 小寺邦彦, 1997: 冬季における最近の 대기・海洋の長周期変動の特徴について, 天気, **44**, 535-550.
- Levitus, S. and T. P. Boyer., 1994: World Ocean Atlas 1994 Volume 4: TEMPERATURE, NOAA Atlas NESDIS4, 117pp.
- Manabe, S., 1957: On the modification of air-mass over the Japan Sea when the outburst of cold air predominates, *J. Meteor. Soc. Japan*, **35**, 311-326.
- Manabe, S., 1958: On the estimation of energy exchange between the Japan Sea and the atmosphere during winter based upon the energy budget of both the atmosphere and the sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, **36**, 123-134.
- Ninomiya, K., 1964: Water-substance budget over the Japan Sea and the Japan Islands during the period of heavy snow storm, *J. Meteor. Soc. Japan*, **42**, 317-329.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.
- Suga, T. and K. Hanawa, 1995: Interannual variations of North Pacific subtropical mode water in the 137°E section, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1012-1017.
- 高田照幸, 1997: 日本海における海面熱収支の経年変化, 九州大学大学院総合理工学研究科修士論文.
- 高野清治, 1998: 1998年日本の天候・冬, 気象, **42**(5), 34-36.
- 谷本陽一, 1996: SVD (Singular Value Decomposition: 特異値分解) 解析, 天気, **43**, 243-245.
- 渡邊朝生, 1989: 西部北太平洋における海面水温アノマリの形成過程の研究, 東北大学大学院理学研究科博士論文, 122pp.
- Watanabe, T., 1996: Interannual variation of upper ocean in the western North Pacific and its relationship to the East Asian wintertime monsoon, *Proc. of International Workshop on the Climate System of Monsoon Asia*, 288-290.
- 渡部雅浩, 新田勲, 1997: 冬季北半球における近年の気候変化と10年規模変動, 天気, **44**, 59-64.
- Xie, S.-P. and Y. Tanimoto, 1998: A pan-Atlantic decadal climate oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2185-2188.

Response of Temperature and Precipitation over Japan and the Japan Sea to Variability of Winter Monsoon

Shinji Matsumura* and Shang-Ping Xie**

* (*Corresponding author*) Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan.

** Graduate School of Environmental Earth Science Hokkaido University.

(Received 30 March 1998 ; Accepted 7 August 1998)

Abstract

Winter monsoon is an important cause of winter climate variability over the northeast Asia and northwestern Pacific. Cross-correlation and composite analyses based on a monsoon index (MOI) are conducted to investigate the climate response over the Sea and Islands of Japan.

In a strong monsoon year, both column integrated water vapor and precipitation decrease over the Japan Sea. The Japanese west coast north of 35N receives more precipitation/snow because of enhanced winds impinging on alongshore mountain ranges. Winter precipitation decreases in the rest of the country because the upper westerly jet shifts southward reducing the number of cyclones passing over Japan.

Increased winds and reduced humidity enhance both latent and sensible heat fluxes from the ocean. This enhanced heat loss leads to negative sea surface temperature (SST) anomalies in the southern Japan Sea where the mixed layer is shallow, whereas in the northern ocean where the deep water forms, SSTs are not significantly correlated with the MOI. Significant negative correlation of air temperature with the MOI is found throughout Japan. The MOI-associated temperature variance is minimum within the planetary boundary layer over northern Japan presumably due to the effect of SST variability over northern Japan Sea. Largest monsoon-induced cooling occurs around 500 hPa along the Japanese Islands, reducing the static stability of the lower atmosphere.

In addition to interannual (2-3 years) monsoon-induced variability, pronounced quasidecadal temperature variations, well correlated with the North Atlantic Oscillation since late 1960s, are found over northern Japan.