

# 日本の降雪の長期変動に及ぼす、 中緯度海洋と Siberian-Japan pattern 双方の影響

\*立花義裕(三重大・生物資源/JAMSTEC)・  
高野陽平(コロラド州立大)・岩本勉之(防災科研)

## 1 緒言と要旨

2005/06 年の日本周辺は、本州日本海側での約 40 年ぶりの豪雪と、オホーツク海での史上最少の海氷量で代表されるように、際だった寒さと際だった暖かさが南北に隣接しあっていた。本研究では 2005 年 12 月の豪雪を、日本海の熱・水収支の年々変動の観点から調査した。そして、豪雪の長期変動に関連する大規模大気場、そして日本海海面水温の変動との関連についても調べた。

NCEP/NCAR 再解析データを用いて 1958 年以降の冬季の日本海の熱源および水蒸気源（いわゆる Q1Q2）の年々変動を算出した。その結果 2005 年の熱および水蒸気源（Q1Q2）は、1958 年以降では 12 月としては他の年の値を圧倒し最大であった。従って 2005 年 12 月は過去 50 年間で最大規模の降雪雲が日本海に生成されたことが示唆される。また日本海の Q1Q2 を豪雪の年々変動の指標として用い、大気場の線形相関回帰解析を行った。その結果、豪雪年には北部ユーラシア大陸を東西に横断する型のテレコネクションパターンが見られた。我々は、このパターンを Siberian-Japan パターン(SJ pattern)と名付け、その年々変動の指標(インデックス)を求めた。その結果、2005 年 12 月は、SJ pattern index の値は、過去 50 年間で最大であった。従って SJ pattern の変動の長期変動やその駆動源の理解を深めることが豪雪の年々変動を理解する上での鍵となる。一方、北極振動と日本海の Q1Q2 には有意な関連性は見られなかった。

一方日本海の SST の年々の変動も、豪雪に影響を及ぼすことが考えられる。なぜなら、日本海の SST が通常年よりも高温の年の場合、海面からの水蒸気の蒸発と顕熱輸送が促進され、降雪雲が通常年に比べより活発化することが考えられるからである。本研究では、秋の SST と冬の Q1Q2 とのラグ相関を調べた。その結果、秋(10月, 11月)の日本海の SST が高温偏差の年は、12 月の Q1Q2 が、通常年よりも大きくなることが示された。従って、秋の SST は、冬の日本海の降雪雲の活動度に影響を及ぼしていることが示唆された。従って、秋の日本海の SST が高温偏差でかつ、大規模大気場が、SJ pattern が顕著な年は、豪雪になりやすい傾向にある。2005 年 12 月はその典型年であった。なお本報告の大部分は、Takano, Tachibana, and Iwamoto, SOLA (2008)に掲載されている。

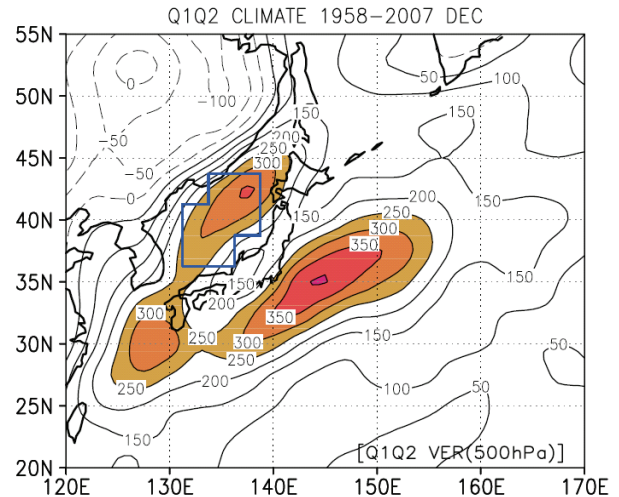


図1 12月のQ1Q2の気候値(1958年~2007年)。単位は、 $W/m^2$ 。矩形で囲われた領域は、図2の時系列作成のため用いた領域。

## 2 データ解析と手法

日本海側の平均的な降雪量の長年の変動を日本海側の気象観測点から評価することは難しい。なぜなら降雪分布の地域差が非常に激しいことが知られているからである(例えば、Akiyama 1981a, b; Tachibana 1995)。そこで我々は日本海の熱と水蒸気の収支解析を行うことによって、より客観的に、かつ等質のデータを用いて、日本海全体を代表する雪雲の活動度の年々変動を記述することにした。シベリアからの寒気が日本海に吹送する過程で、日本海からの大量の熱と水蒸気の供給を大気を受けることによって、大気混合層が発達し雪雲が生成されることはよく知られている。これは気団変質と広く呼ばれている(例えば Manabe 1957; Ninomiya 1968; Kato and Asai 1983)。本研究では NCEP/NCAR 再解析データの daily データから Yanai et al. (1973)の熱収支解析の手法に準じ見かけの熱源、Q1、と見かけの水蒸気シンク Q2 を計算した。得られた毎日の Q1、Q2 からさらに月平均を計算し、Q1、Q2 の差(Q1-Q2)を 1000hPa から 500hPa の間で鉛直積分した。鉛直積分によって得られた値は、海面からの水蒸気と熱のフラックスの変動を主として反映する(ここではこれを以後 Q1Q2 と書く)。日本海における Q1Q2 の値の年々の変動は、気団変質に伴う日本海の大気対流性の降雪雲の強さの年々変動を主として反映されているであろう。

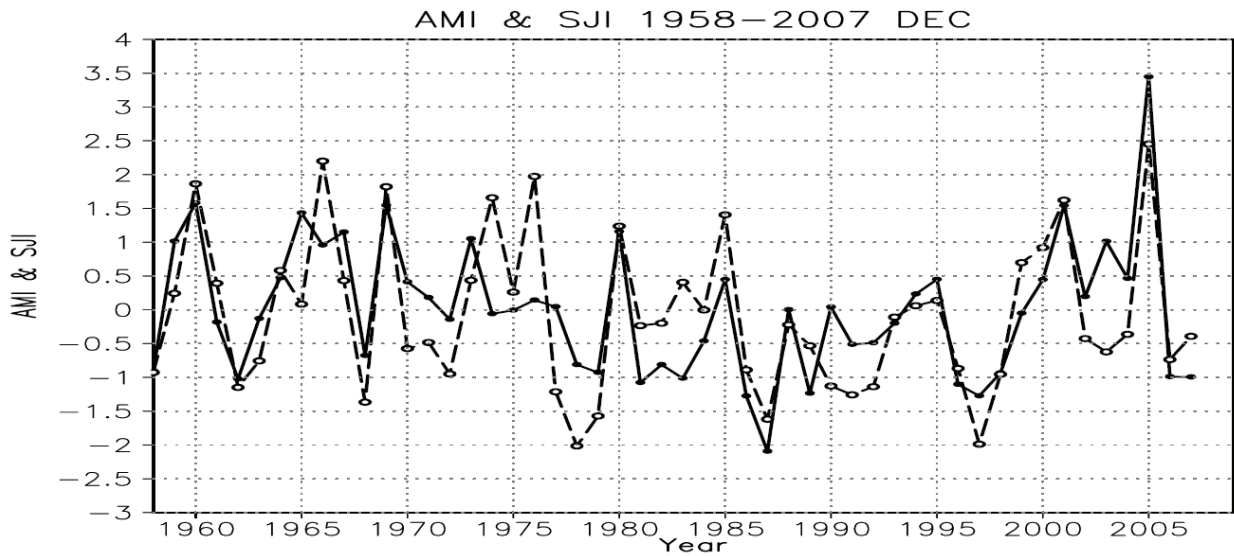


図2 12月の(実線) Air mass modification Index (AMI), と(点線) Siberian—Japan Index (SJI) の年々変動。時系列データは標準化してある。

計算は、1958年から2007年の12月までの50年間の The National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) データを用いて行った。このようにして計算した、Q1Q2の12月の気候値が図1である。日本海と、黒潮上に極大の海域が見られる。前者は日本海上の雪雲発生による熱及び水蒸気源に対応し、後者は、シベリアの寒気が日本を吹き抜けた後の太平洋での海面からの熱と水蒸気のフラックスの極大海域を表す。この図を基に極大域を囲むように、Q1Q2を日本海(37°N~42°N、132°E~140°E)の範囲で面積平均を行い Q1Q2の日本海時系列を作成し、この Index と大気場との関係を調べた。以後、このインデックスを、Air mass modification Index (AM Index) と呼ぶ。

### 3. 結果

図2の実線は日本海AM Indexの1958年~2007年12月の標準化した時系列である。2005年に着目すると、標準偏差の3倍(3σ)を超え、解析期間で最大の気団の変質があったことがわかる。2番目に大きい値であった年の値は高々1.5σ程度である。従って、2005年12月が他の年を圧倒する気団変質が日本海で起こったことがわかる。このような他の年を圧倒する日本海上の大気の気団変質が、未曾有の豪雪を12月にもたらした直接的原因であると考えることが出来る。近年では1981年以降ほとんどの年で負偏差年が続いており、近年の12月は降雪の少ない状態が長年続い

ていたことにも対応する。

次に、アメダスの積雪深データと、AM indexの関連性について調べた。図3によると、特に山岳に近い地域の積雪深との相関が高いことが解る。従って、日本海の気団変質の多寡は、平野部よりも内陸や山間地帯での降雪や積雪と関連していることがわかる。但し、北海道の積雪とはあまり関連性は無い。

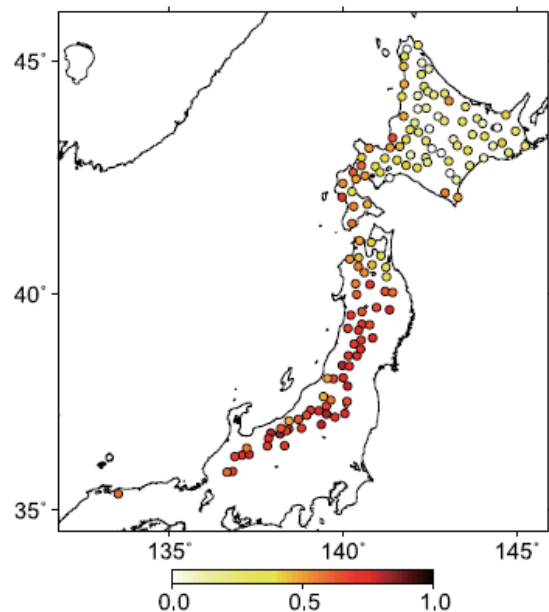
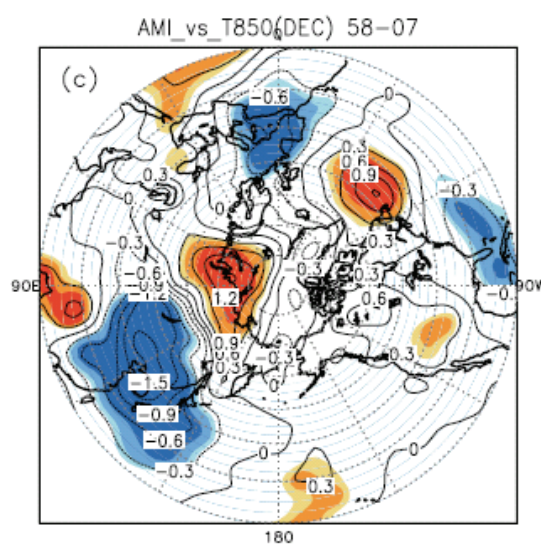
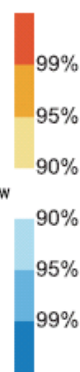
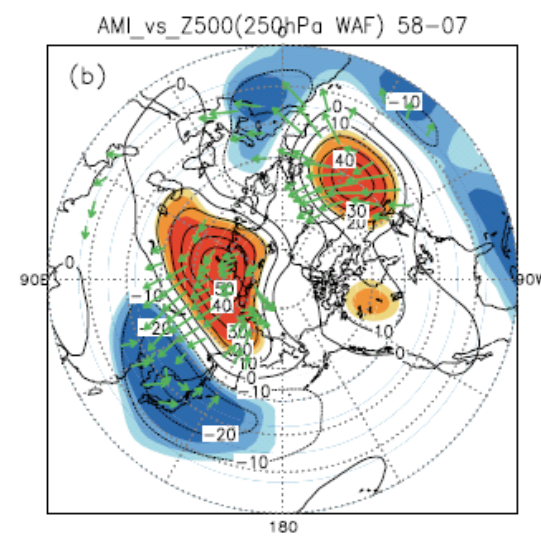
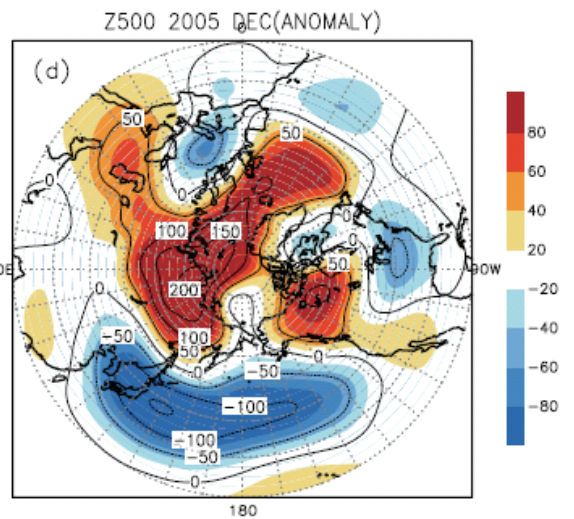
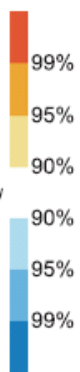
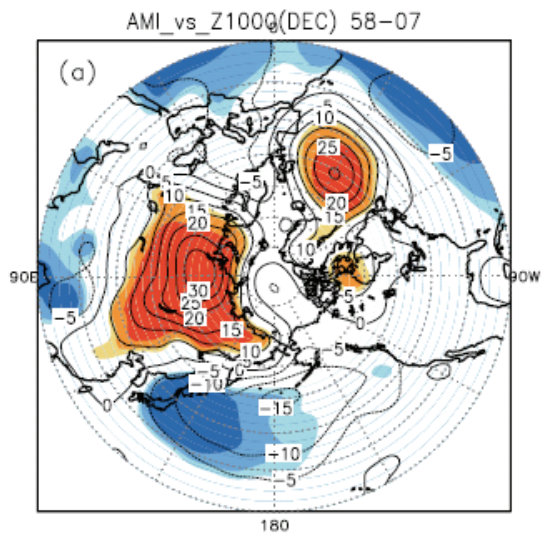


図3 12月のAMIと翌1月1日のアメダス積雪深との相関係数。





SJI\_vs\_Z500(250hPa:WAF)

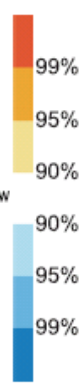
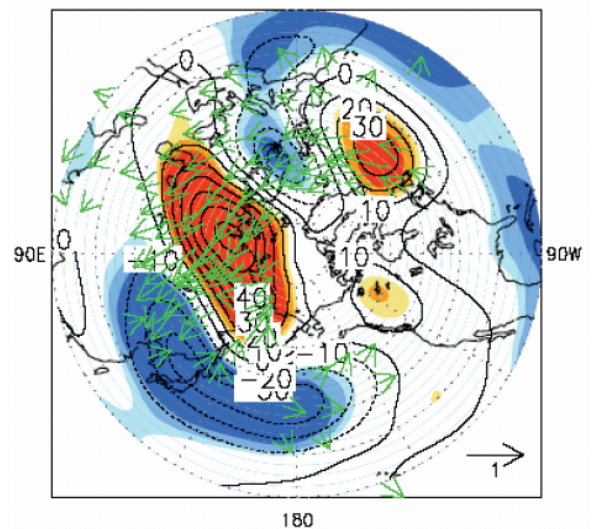


図4 12月の Air Mass modification Index と大気場との回帰図。(a) :1000hPa 高度、(b) :500hPa 高度、(c) :850hPa 温度。(d) は、2005 年 12 月の 500hPa 高度偏差図。高度場の単位はメートル、温度場の単位は、K である。%の数値と濃淡は、t 検定による有意水準を表す。(b) 図の矢印は、250hPa の wave activity flux (単位  $m^2s^{-2}$ ) (Takaya and Nakamura, 2001) を表す。

図5 12月の Siberian-Japan Index と 500hPa の高度場との回帰図。矢印は、250hPa の wave activity flux (単位  $m^2s^{-2}$ ) (Takaya and Nakamura, 2001) を表す。図の濃淡と数値は、図 4 と同じ。

# AMI\_VS\_OISST DEC

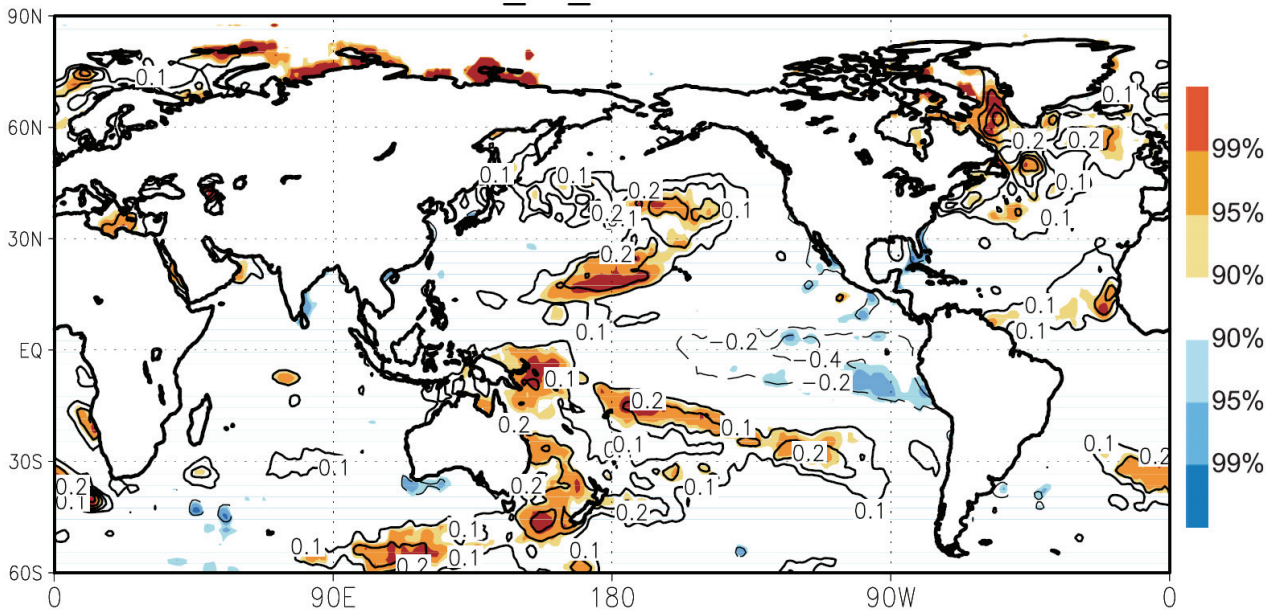


図6 12月のAir Mass modification Indexと12月のSSTとの回帰図。SSTの単位はK。図の濃淡と数値は、図4と同じ。

次に、熱源水蒸気源の時系列とそれに関連する大規模な大気場との関連性について示す。図3は日本海AM Index時系列(図2実線)に対する相関回帰パタンの分布図である。日本、ヨーロッパで低気圧性の偏差、シベリア大陸の北方を中心として高気圧性の偏差パターンがみられる(図4-b)。なお1000hPa高度偏差パターンも500hPa偏差パターンとほぼ同様な分布であった(図4-a)。対流圏下層の温度偏差もほぼ同等の傾向が見られた。対流圏下層の温度偏差も、日本を含む極東域で低温偏差である。一方、北シベリアでは高温偏差が見られる。(図4-d)は、2005年の12月の500hPa高度場偏差図である。図4(a)と酷似した空間パターンであり、かつその偏差が際だって大きいことが読み取れる。

我々は図4-b)に見られるような波列パタンの時系列Siberian-Japan Index (SJI)を次のように定義した。

$$SJI(i) = Z_p \cdot Z(i) / \sigma, \quad (1)$$

ここで、 $Z_p$ は、図4-b)に現れた空間パターンベクトルを表し、 $Z(i)$ は、各年の月平均の500hPa高度場ベクトルを表す。 $\sigma$ は、 $Z_p \cdot Z(i)$ の標準偏差である。 $i$ は、年*i*を表す。また、 $Z_p$ 、 $Z(i)$ は、北緯30度以北、東経30度から東回りで、西経150度の範囲のみで計算した。式(1)は、各年の500hPa空間パタンの $Z_p$ への射影を

意味するから、各年の500hPaパタンの、図4-b)の東半球図との類似度を表す指標であるとも言換えることができる。この定義に基づいて計算したSiberian-Japan Indexの時系列が、図2の点線である。定義からも自明であるが、Siberian-Japan Indexは日本海の気団変質の年々変動を線形的にもっとも多く説明する大規模場インデックスである。図5は、Siberian-Japan Indexを用いて、500hPa高度場と回帰を取った図である。大西洋からの波列パターンが、図4よりもより顕著である。以後、このパターンをSiberian-Japan patternと呼ぶことにする。よって、日本海の気団変質の年々変動に線形的に関連する大規模大気場は、Siberian-Japan patternであると言い換えることができる。過去の研究では、シベリア高気圧やアリューシャン低気圧などを指標にして、日本海への寒気の吹き出しの強弱を主観的に照らし合わせる研究がしばしば見られた。本研究では、日本海の気団変質の年々変動に最も効く大規模場が、Siberian-Japan patternであることを客観的に示すことができた。なお、図2の両者の時系列が非常に似ている。お互いの相関係数は、0.71であることから、日本海の気団変質の約50%は、Siberian-Japan patternによって説明されることも客観的に示された。なお図5に示されたパターンは、Sakai and Kawamura (2009)がジェット気流を分類することから求めたパターンとも類似している。

なお、2005年の冬の異常について、ラニーニャや、北極振動の影響についての議論が気象学会



の全国大会等で盛んになされた。そこで両者の日本の豪雪に及ぼす影響が一般的に成立するか否かについて調べた。Nino3 海域の SST の時系列と北極振動 index の時系列(Ogi et al., 2004)を用意し、それらと日本海の Q1Q2 index との相関係数を調べた。なお Nino3 海域とはエルニーニョの監視領域であり東部熱帯太平洋の海面水温のことである。しかしながら Nino3、北極振動の両者ともに有意な相関関係を得ることは出来なかった。これはラニーニャ年や北極振動の振幅が極端な年であっても必ずしも日本が豪雪になるとは限らないことを意味する。図 6 は、SST との回帰図である。この図では熱帯に若干のシグナルが見えるが、さほど有意ではない。むしろ、ユーラシア大陸から北極に面したバレンツ海に高温 SST 偏差が見られる。これは図 5 に見られる波列パターンの波源域に近い。従って、北極周辺の SST の偏差 or 海氷の偏差が、Siberian—Japan pattern を励起し、それが遠隔的に日本海の気団変質に影響を及ぼした可能性も示唆される。

次に、ローカルな日本海の SST との関連について述べる。ここで注目すべきは、日本海には有意な相関が得られていないことである。これは、日本海の SST が高温であろうとも、低温であろうとも、気団変質の年編変動と日本海のローカルな SST は無関係であることを意味するように見える。しかし、月平均での SST を比較することが危険である。その理由を以下に示す。2005 年の秋から初冬にかけては日本海の海面水温は通常年よりも高温に推移していた。海面水温が高温である場合は、海から大気への熱や水蒸気のフラックス量は一般的に多いことが期待される。従って、2005 年 12 月の日本海上大気の異常な気団変質の候補として、Siberian—Japan pattern に代表される大気側の事情ばかりではなく、高温であった海洋の影響が示唆される。

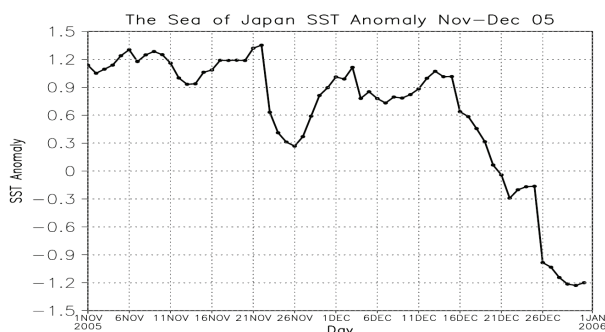


図 7 2005 年の 11 月 1 日～12 月 31 日までの日本海域で領域平均した、毎日の SST 偏差の時系列。偏差を求めるための SST の気候値は、毎日の領域平均の SST から求めた。単位は K。平均領域は図 1 の矩形と同じ。

図 7 は日本海海域で面積平均した SST の 2005 年の平年からの偏差の推移を表す。なお面積平均を実施した領域は、図 1 で示した領域と同じである。この年の日本海は秋から高温偏差が持続していた。その値は 1 度以上の高温偏差であった。図に示すように 11 月下旬に一端高温偏差が急激に弱まった。これは日本海側に豪雪をもたらした季節風の第一波に対応して、寒気によって海面が冷やされたことに対応するであろう。その後再び高温偏差が持ち直し、それは 12 月中旬まで続いた。その後、急激に SST 偏差は下降を続け、12 月下旬には低温偏差となり、月末には 1 度以上の低温偏差となった。このような SST 偏差の推移から、11 月下旬から 12 月上旬の高温偏差時は海洋が主導的に気団変質に係わっているが、12 月中旬以降は、海洋は日本海の気団変質の偏差には主導的ではないことが示唆される。むしろ、強い気団変質に伴う海洋混合層の過大な冷却によって海洋混合層の温度が、高温偏差から急激に低温偏差へ移行したと考えるのが妥当であろう。

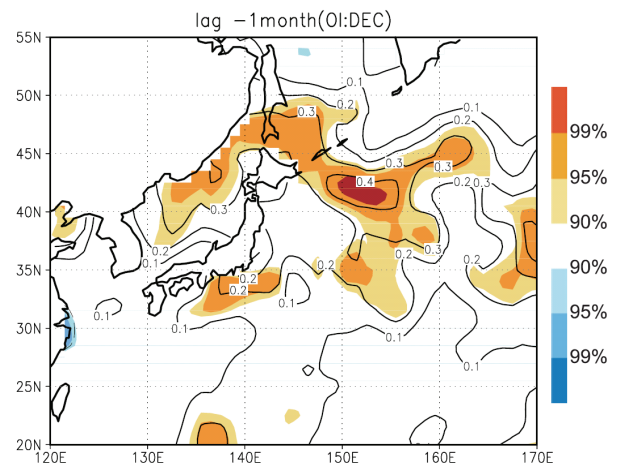


図 8 11 月の SST(単位 K)と 12 月の Air Mass modification Index とのラグ回帰図。図の濃淡と数値は図 4 と同じ。

このような強い寒気のため SST は大気場の影響を受けて短期的に変動する。このようなことは他の年でも起こっている可能性がある。従って、日本海の月平均の SST と、Air Mass modification Index との相関がほとんどゼロとなるのであろう。そこで日本海の SST 偏差の影響を客観的に抽出するために、11 月の SST と Air Mass modification Index との相関を求めた (図 8)。図から明らかのように、日本海北部には正の相関領域が分布している。これは、11 月の日本海 SST が高温偏差の年は、12 月の日本海の気団変質は、通常年よりも大きいことを意味する。この結果は海洋が大気の気団変質に対して積極的に関わっていること示

唆する。そこで、11月の日本海での領域平均の SST 偏差と、12月の Siberian—Japan index の二つの独立な 2 変数を用いて、日本海の気団変質を予測する重回帰モデルをたてた。計算の結果は、

$$AMI(i) = 0.78 \cdot SJI(i) + 0.29 \cdot SST(i). \quad (2)$$

のようになった。ここで、 $SST(i)$ は、11月の日本海 SST、 $SJI(i)$ は、12月の Siberian—Japan index であり、それぞれは、標準化したインデックスである。このモデルで予測された気団変質 AMI と、観測される AMI (図 2 の実線) との相関係数は 0.81 であった。従って、日本海 SST と Siberian—Japan pattern の 2 者によって、約 65% の気団変質の変動を線形的に説明できることになる。また、式(2)の係数から、大気 (SJI) と海洋(日本海 SST)との貢献度の比は、7 対 3 程度であることがわかる。従って、気団変質の年々変動をもたらす主役は大気であるが、ローカルな海洋の影響も無視できるほど小さいわけではなく、大気に対して、半分弱程度は海洋も重要である。

## 謝辞

気象庁の SST データのデジタルデータを提供して頂いた気象庁の方達に感謝致します。なお余談ではありますが、筆者の一人である立花義裕に久しぶりの日本海側の豪雪の研究を再開するきっかけをもたらしたのは、長岡大地震があった数ヶ月後の 2005 年 2 月 1 日の、長岡の防災科学研究所・雪氷防災研究所出張の際の偶然の出来事でした。この日の長岡は、前日からの僅か 1 日で 1 メートル以上の新たな降雪があり、地震の爪痕がまだ生々しい市内はパニック状態でありました。これは、1986 年以來の豪雪であると、その当日に防災研究所所員達に教わりました。この体験が、生来、現場第一主義者である筆者を豪雪研究へ再び向かわせることとなりました。

## 参考文献

Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I. Principal time and space variations of precipitation described by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 578-590.

Akiyama, T., 1981b: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I. Large-scale situations for typical distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 591-601.

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.

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.

Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan island in winter season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 342-372.

Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana 2004: The summertime annular mode in the northern hemisphere and its linkage to the winter mode, *J. Geophys. Res.*, **109**, D20114, doi: 10.1029/2004JD004514.

Sakai, R. and R. Kawamura 2009: Remote response of the East Asian winter monsoon to 3 tropical forcing related to El Niño-Southern Oscillation *J. Geophys. Res.*, (Accepted)

Tachibana, Y., 1995: A Statistical Study of the Snowfall Distribution on the Japan Sea Side of Hokkaido and Its Relation to Synoptic-Scale and Meso-Scale Environments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 697-715.

Takano, Y., Y. Tachibana, and K. Iwamoto, 2008: Influences of large-scale atmospheric circulation and local sea surface temperature on convective activity over the Sea of Japan in December, *SOLA*, 113-116, doi: 10.2151/sola.2008-029.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase independent wave-activity flux for a stationary and migratory quasi geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.

Yanai, M., S. Esbensen, and J. H. Chu, 1973 : Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.