

日本における大雪の経年変化とその環境場との関係

—気象庁と鉄道の日降雪深データを用いた解析—

鈴木 博 人*

要 旨

本研究では、気象庁と鉄道の日降雪深データを用いて、北海道から山陰にかけての日本海側地域と北海道から中部にかけての太平洋側地域を対象に、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度について、経年変化とその要因に関する解析を行った。大雪の出現頻度は、北陸では1950年代から2000年代にかけての減少傾向と、1980年代後半における減少側へのジャンプが有意水準5%で有意である。一方で、他の地域では大雪の出現頻度に有意水準5%で有意なトレンドやジャンプは検出されなかった。また、対象地域全ての冬期平均気温、冬季東アジアモンスーン指標 (MOI)、および北極振動指標 (AOI) には1980年代後半にジャンプがみられ、冬期平均気温は対象地域全てにおいて MOI および AOI との相関が有意水準5%で有意である。これから、冬期平均気温のジャンプには MOI や AOI のジャンプが関係していると考えられる。大雪の出現頻度は、多くの地域において冬期平均気温、MOI、および AOI との相関が有意水準5%で有意である。これらの相関は、北陸で高く、他の地域で相関が低いか、相関がない傾向にあり、この傾向が最も強いのが冬期平均気温である。さらに、大雪が出現した日の日平均気温は、北陸では降水が雪と雨になる割合が50%ずつになる気温をわずかに下回る気温領域に集中する傾向が強く、大雪の出現頻度は気温の変化に敏感に応答すると考えられる。これから、北陸における大雪の出現頻度の減少側へのジャンプには、降水が雪と雨になる割合が50%ずつになる気温と地上の気温に近い地域において、MOI や AOI といった大気循環のジャンプの影響を受けた冬期平均気温の上昇側へのジャンプが大きく影響していると考えられる。

1. はじめに

著者は、鉄道の駅構内で観測された降雪の深さの記録を用いて、新潟県とその周辺地域において、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度と冬期(12月から2月)平均気温との関係を論じた(鈴木2010)。これによると、大雪の出現頻度は地上から対流圏中層における冬期平均気温と負の相関があり、特に地上付近の冬期平均気温との相関が高い。さらに、大雪の出現頻度は1985/1986年冬期(この場合を1986年冬期とし、以下同様とする)と1987年冬期の間で減

少側に不連続的变化(ジャンプ)したことを示すとともに、これには地上から対流圏下層における冬期平均気温の上昇側へのジャンプが関係しているとした。本研究は、鈴木(2010)の続編といえる研究で、鈴木(2010)において今後の課題とした他の地域における大雪の出現頻度の経年変化を明らかにするとともに、その要因について解析を行った。

大雪は、鉄道や道路などの交通機関や市民生活に大きな影響を及ぼす一方で、大雪によって蓄えられた積雪は水資源や冷熱源などに利用されてきた。そのため、大雪の出現頻度の経年変化やその要因を明らかにすることは、気象学・気候学的に重要なだけでなく、社会的にも重要な課題である。冬期の日本付近では、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、北西季節風が卓越

* 東日本旅客鉄道株式会社千葉支社設備部。

—2010年8月2日受領—

—2012年2月22日受理—

する。日本海側の地域では、日本海の海面から熱と水蒸気の供給を受けた北西季節風によって大量の降雪がもたらされることになる。一方で、太平洋側の地域では、北西季節風が弱まったときに、東シナ海で発生した低気圧が日本の南岸を通過するときに降雪がもたらされるのが一般的である。また、日本付近は地球規模でみると雪氷圏の縁辺部にあたり、特に東北から山陰にかけての日本海側の地域は比較的温暖な気候のもとで多量の降雪がもたらされる地域である。このため、日本における雪氷現象は気温や大気循環などのわずかな変化によって大きく変化することが予想される。

降積雪量は、気温と負の相関があることや降水量と正の相関があることが知られている。例えば、気温との関係では、北半球における4月の積雪面積と北緯40度から60度の4月の気温 (IPCC 2007)、日本では北海道などの寒冷地を除く多雪地域における年最大積雪深と冬期の気温 (福田 1960; Nakamura and Shimizu 1996など)、東北から北陸の日本海側の地域における年降雪深と冬期の気温 (鈴木 2006a, b)、新潟県とその周辺地域における大雪の出現頻度と冬期の気温 (鈴木 2010) などが挙げられる。また、鈴木 (2010) では大雪の出現頻度は高層よりも地上付近の気温との相関が高いとしている。降水量との関係では、新潟県とその周辺地域における年降雪深および年最大積雪深は冬期の降水量と相関がある (鈴木 2006 a)。

20世紀半ば以降の気候の変化として、例えば地球温暖化に伴う気温の上昇や北半球の積雪面積の減少 (IPCC 2007)、東北から北陸の日本海側の地域における年最大積雪深の減少 (鈴木 2006a, b)、新潟県とその周辺地域や北海道の太平洋側の地域における年降雪深の減少 (鈴木 2006a; 札幌管区気象台・函館海洋気象台 2010)、および新潟県とその周辺地域における大雪の出現頻度の減少 (鈴木 2010) などが挙げられる。また、気象モデルを用いて地球温暖化時における大雪の出現頻度を予測した気象庁 (2008) では、地球温暖化時における大雪の出現頻度は北海道の標高の高い地域で増加するが、北海道を除くほとんどの地域で減少するとしている。

さらに、北半球では1980年代後半に様々な気候が変化したとの報告がある。例えば、北極振動指数の高指数側へのジャンプや冬季東アジアモンスーン指数の低指数側へのジャンプ (Tian *et al.* 2008)、日本の年平均気温の上昇側へのジャンプ (徐ほか 2002)、日本海

の海水温の上昇側へのジャンプ (Tian *et al.* 2008)、北半球における春の積雪面積の急激な減少 (IPCC 2007)、オホーツク海南部の海水量の急激な減少 (Tachibana *et al.* 1996)、北陸における年降雪深の急激な減少 (気象庁 2002)、および新潟県とその周辺地域における大雪の出現頻度の減少側へのジャンプ (鈴木 2010) などが挙げられる。

このように雪氷現象は、気温や降水量との関係が深いとともに、総じて減少傾向にある。また、鈴木 (2010) では1980年代後半における大雪の出現頻度の減少側へのジャンプには、同時期における冬期の気温の上昇側へのジャンプが関係しているとした。Tachibana *et al.* (1996) では、オホーツク海南部の海水量の減少の原因として、同時期におけるアリューシャン低気圧の弱まりと気温の上昇を挙げており、大気循環の変化が影響している可能性を指摘した。

本研究では、日本における大雪の出現頻度の経年変化とその要因を明らかにするための解析を行った。初めに、気象庁の降雪の深さの観測データを用いて、再現期間が2年の日降雪深が5 cm以上である日本海側の北海道から山陰にかけての地域と太平洋側の北海道から中部にかけての地域を対象に、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度の経年変化を概観するとともに、ジャンプとトレンドの検定を行った。次に、一冬期における降雪、降水、および気温の状態を表す年降雪深、冬期降水量、および冬期平均気温、そして北半球の中緯度地域および半球規模の大気循環を表す冬季東アジアモンスーンおよび北極振動の経年変化について解析した上で、これらが大雪の出現頻度に与える影響について解析を行った。また、現在でも降雪の深さの観測が継続されている鉄道における観測データを用いて、同様の解析を行った。

2. 資料と解析方法

2.1 観測データと対象地点

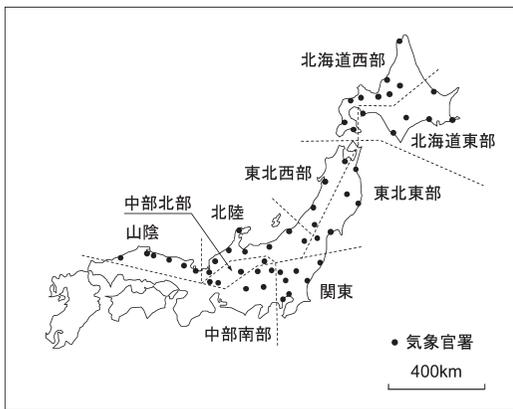
本研究では、日降雪深に雪板を用いて目視観測された降雪の深さの観測値の合計を用いた。日本における長期間かつ多数地点における降雪の深さの観測データは、著者の知る限り気象庁と鉄道によるものがあり、第1表にはこれらの機関における降雪の深さの観測概要を示した。

気象庁では、雪板による降雪の深さの目視観測は1953年1月1日に1日3回に統一され、2005年10月1日にほとんどの地点 (気象官署) で積雪計による自動

第1表 気象庁と鉄道における降雪の深さの観測概要.

機関	降雪の深さの観測時間	観測地域	観測場所	観測期間
気象庁	9, 15, 21時	日本全国	気象官署	1954年冬期～2005年冬期
鉄道	8時, 16時 (1987年冬期まで) 8時30分, 17時 (1988年冬期から)	新潟県平野部	駅構内	1961年冬期～2011年冬期

観測に変更されている。そのため、解析の対象地点は、1954年冬期から2005年冬期までの52年間にわたって1日3回の降雪の深さの観測記録がそろうとともに、2,3項で示す再現期間が2年の日降雪深が5 cm以上の地点とし、北海道から山陰にかけての53地点の気象官署を抽出した(第1図)。日降雪深は、1960年までは気象庁のマイクロフィルムから転写した1日3回観測の降雪の深さの合計とし、1961年以降は地上気象観測時日別データCD-ROMおよび地上気象観測原簿過去データ(気象庁年報)CD-ROMの日降雪深データ(1日3回観測の降雪の深さの合計)から入手した。



第1図 気象庁の解析対象地点(気象官署)と地域区分.

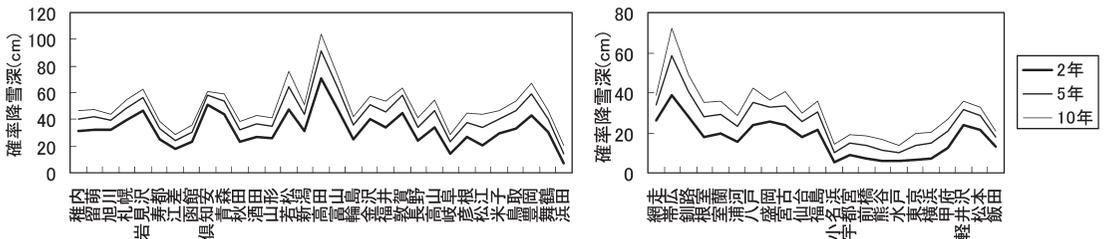
鉄道では、冬期の列車運行を確保することを目的に鉄道駅構内で降雪の深さの観測を行っている(鈴木2006a)。鉄道の日降雪深は降雪の深さの1日2回観測の合計で、本研究では1961年冬期から現在(2011年冬期)までの51年間にわたって降雪の深さの観測が継続されている新潟県の村上駅、新潟駅、長岡駅、および直江津駅を解析の対象にした(鈴木(2010)の第2図参照)。

2.2 地域区分

気象庁の地点は、気象庁(1986)による気候区分を基本に、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪をもたらした気象じょう乱を天気図を用いて調べて、北西季節風による場合が日本の南岸を通過する低気圧による場合に比べて多い地点を日本海側、その逆の場合を太平洋側に区分した。日本海側の地域は第1図に示す北海道西部、東北西部、北陸、中部北部および山陰の5地域、太平洋側の地域は北海道東部、東北東部、関東、および中部南部の4地域に区分した。なお、鈴木(2010)によると、大雪の出現頻度に関する解析は地域を代表する4地点の観測値があれば、それ以上の地点の観測値を用いた解析と同様の結果を得ることができるとしており、本研究で4地点以上が含まれている地域を対象にした。また、鉄道の4地点は新潟県平野部とした。

2.3 大雪の基準

大雪の基準は、鈴木(2010)と同様に1961年冬期から1986年冬期までの年最大日降雪深から一般化極値分



第2図 1954年冬期から1986年冬期までの年最大日降雪深から算出される2, 5, 10年確率日降雪深.

布を用いて推定される再現期間が2年以上の日降雪深を大雪と定義した。鈴木(2010)が1986年冬期までの年最大日降雪深を用いて確率降雪深を推定したのは、新潟県とその周辺地域において、年最大日降雪深が1986年冬期と1987年冬期の間を境にして減少側にジャンプしたためである。気象庁の地点の年最大日降雪深に対するジャンプの検定結果は3.2項に示すとおりで、北陸とその周辺地域の7地点において1980年代後半における減少側へのジャンプが有意水準5%で有意である。また、一般化極値分布は、田中・宝(1999)が確率分布に採用した指数分布、Gumbel分布、平方根指数型最大値分布、一般化極値分布、対数Pearson III型分布(実数空間法、対数空間法)、対数正規分布(2母数、3母数)の中で、標準最小二乗規準(Standard Least-Squares Criterion (SLSC)、高樺ほか(1986))が0.04以下になる地点数が最も多く、SLSCが0.04以下の地点は53地点中42地点である。

第2図は、気象庁の地点における再現期間が2, 5, 10年の日降雪深である。再現期間が2, 5, 10年の日降雪深は、日本海側では高田(新潟県)が最も大きく、北陸で大きい傾向にある。また、太平洋側では帯広(北海道)が最も大きく、北海道で大きい傾向にある。鉄道の地点における再現期間が2, 5, 10年の日降雪深は、鈴木(2010)の第6図に示したように、新潟県平野部では高緯度の地点から低緯度の地点に向かって大きくなる傾向にある。

2.4 大雪の出現頻度の算出方法

地域ごとの再現期間が2, 5, 10年の日降雪深の出現頻度の算出は、次の手順で行った。初めに、各地点について再現期間が2, 5, 10年の日降雪深を超過した回数を冬期ごとに求めた。次に、地域ごとに属する全地点の超過回数を冬期ごとに積算した。最後に、それぞれの地点数で除することで、再現期間が2, 5, 10年の日降雪深を超過した1地点・1冬期あたりに規格化した大雪の出現頻度を求めた。

3. 経年変化

再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度について、経年変化を概観するとともに、ジャンプとトレンドの検定を行った。また、大雪の出現頻度と関係があると考えられるとともに、一冬期における降雪、降水、および気温の状態を表す年降雪深、冬期降水量、および冬期平均気温、そして北半球の中緯度地域および半球規模の大気循環を表す冬季東アジアモンスーン

および北極振動について経年変化を概観するとともに、ジャンプとトレンドの検定を行った。また、日降雪深の再現確率を計算するために用いた年最大日降雪深について同様の解析を行った。

3.1 大雪の出現頻度の経年変化

大雪の出現頻度について、第3図は再現期間が $t \geq 10$ 年、 $10 > t \geq 5$ 年、 $5 > t \geq 2$ 年の各階級に区分して1地点あたりの出現頻度を時系列で示したものである。気象庁の地点では各地域ごとに1954年冬期から2005年冬期、鉄道の地点では新潟県平野部について1961年冬期から2011年冬期の時系列を示した。また、第3図には再現期間が2, 5, 10年以上の日降雪深の出現頻度の変動傾向をみるために、その11年移動平均値を示した。

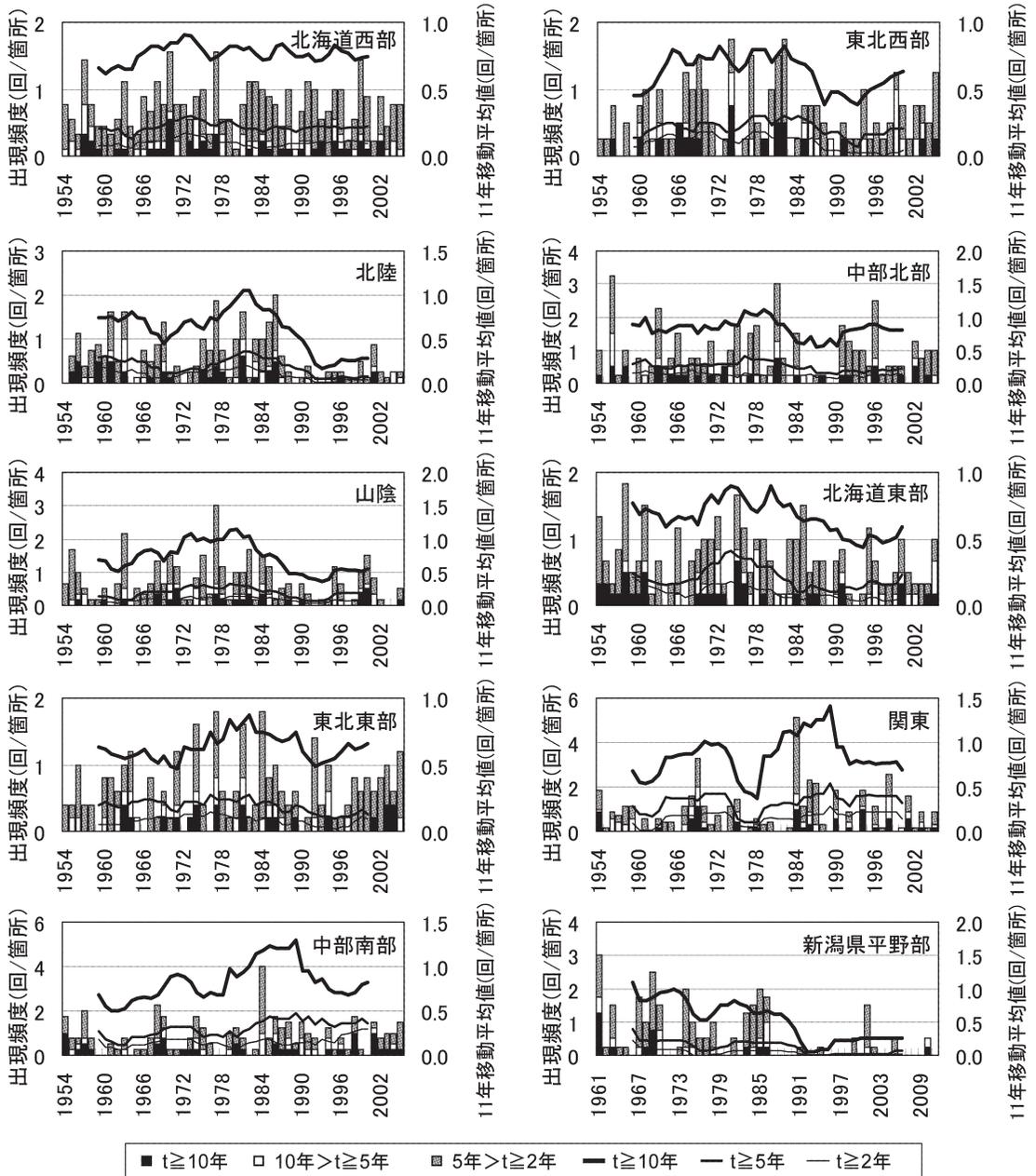
再現期間が2, 5, 10年の日降雪深の出現頻度の経年変化について、第3図の11年移動平均値から概観すると以下のとおりである。日本海側の地域における気象庁の地点の場合では、北海道西部において全期間を通して変化が小さい傾向にある。また、東北西部、北陸、中部北部、および山陰では、1970年代から1980年代半ばにかけて高い傾向にある。太平洋側の地域では、北海道東部と東北東部において、1970年代半ばから1980年代半ばにかけてやや高い傾向にある。また、関東と中部南部では、1960年代と1980年代に高い傾向にある。鉄道の地点の新潟県平野部では、1980年代半ばまで高く、1980年代後半以降が低い傾向にあり、現在まで低い傾向が続いている。

次に、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度について、ジャンプの検定を行った。ジャンプの検定には、ある時期を境とする2つの標本の分布の位置の差を検定するWilcoxon検定と散らばり具合の差を検定するAnsari-Bradley検定を同時に行うLepage検定(松山・谷本2005など)を用いた。Lepage検定は、対象期間を前半と後半に分けて、それぞれ最低でも10年間をとった上で、前半と後半の境を一冬期ずつ移動させて行った。例えば、解析の対象期間が1954年冬期から2005年冬期の気象庁の地点では、1987年冬期と1988年冬期の間を境にする場合には、前半が1954年冬期から1987年冬期、後半が1988年冬期から2005年冬期である。なお、Lepage検定ではLepage統計検定量が5.991以上の場合に期間の前半と後半の境におけるジャンプが有意水準5%で有意である。

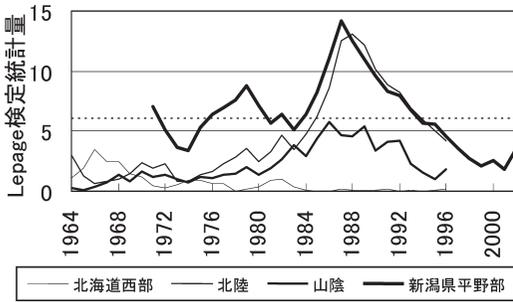
第4図には、気象庁の地点の場合の北海道西部、北

陸、および山陰と鉄道の地点の場合の新潟県平野部における大雪の出現頻度に対するLepage検定統計量を例示した。この図において、Lepage検定統計量が図中の点線より大きければ、その冬期を境にするジャンプが有意水準5%で有意である。大雪の出現頻度は北

陸と新潟県平野部において1980年代後半から1990年代前半を境にしたジャンプが有意水準5%で有意で、このジャンプの有意性が最も高いのは北陸が1987年冬期と1988年冬期を境にした場合、新潟県平野部が1986年冬期と1987年冬期を境にした場合である。Wilcoxon



第3図 再現期間が2, 5, 10年以上の日降雪深の出現頻度の時系列と11年移動平均値.



第4図 大雪の出現頻度に対する Lapage 検定統計量で、任意の冬期を境にして前半を前の冬期以前、後半をその冬期以降として示した。図中の点線は、ジャンプが有意水準5%で有意になる Lapage 検定統計量。

検定と Ansari-Bradley 検定を行うと、これらは分布の位置の減少側へのジャンプである。なお、他の地域では有意水準5%で有意なジャンプは検出されなかった。

また、トレンドの検定には、時系列データのデータ間の差の符号の情報に基づいて傾向性を検定する Mann-Kendall 検定(松山・谷本 2005など)を用いた。トレンドの検定は全期間を対象に行い、例えば気象庁の地点では1954年冬期から2005年冬期の52年間を対象にした。大雪の出現頻度に対してトレンドの検定を行うと、北陸と新潟県平野部において減少傾向が有

意水準5%で有意である。

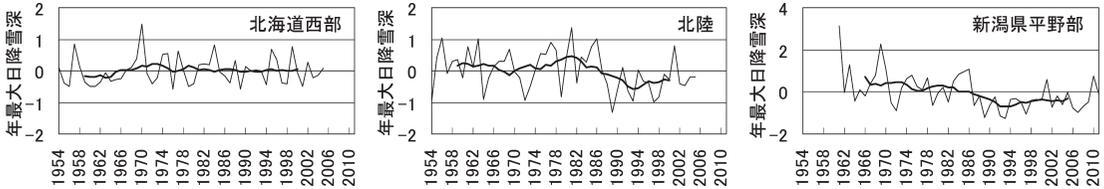
これから、大雪の出現頻度は北陸と新潟県平野部において、1980年代後半に減少側にジャンプしたとともに、1950年代から2000年代にかけて減少傾向にあると考えられる。なお、第2表には大雪の出現頻度のジャンプおよびトレンドが有意水準5%で有意な場合に、ジャンプの有意性が最も高い冬期の境およびトレンドの方向をまとめて示した。

3.2 年最大日降雪深の経年変化

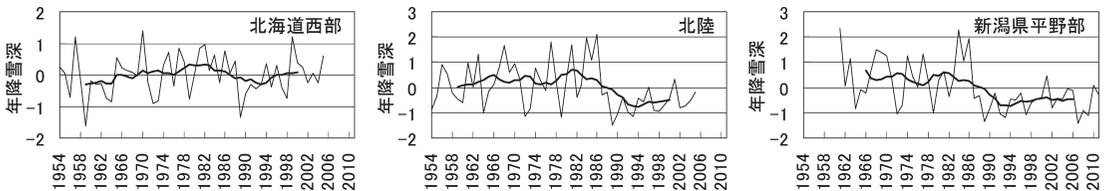
年最大日降雪深は、前年から当年にかけての一冬期における日降雪深の最大値である。第5図は、気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸、および鉄道の場合の新潟県平野部における年最大日降雪深の時系列とその11年移動平均値を例示したものである。なお、各地域における年最大日降雪深の時系列データは、次の手順で作成した。初めに、各地点について全期間の平均値からのアノマリを冬期ごとに求めて、次にそれらを標準偏差で規格化する。最後に、冬期ごとに各地域に属する地点の平均値を求めることで作成した。年最大日降雪深に対して地域別に Lapage 検定を用いてジャンプの検定を行うと、第2表に示すように、年最大日降雪深は山陰において1960年代後半、北海道東部において1970年代後半、北陸と新潟県平野部において1980年代後半のジャンプが有意水準5%で有意である。Wilcoxon 検定と Ansari-Bradley 検定を行うと、北陸、北海道東部、および新潟県平野部にお

第2表 大雪の出現頻度、年最大日降雪深、年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温に対するジャンプとトレンドの検定結果。なお、新潟県平野部の冬期降水量と冬期平均気温は気象庁の新潟と高田の観測値から算出。ジャンプについては、ジャンプが生じた冬期の境を示すとともに、分布の位置のジャンプの場合には方向を矢印、散らばり具合のジャンプの場合には*で示した。トレンドについてはトレンドの方向を矢印で示した。なお、解析期間は気象庁が1954冬期から2005年冬期、鉄道が1961年冬期から2011年冬期。

機関	地域	大雪頻度		年最大日降雪深		年降雪深		冬期降水量		冬期平均気温	
		ジャンプ	トレンド	ジャンプ	トレンド	ジャンプ	トレンド	ジャンプ	トレンド	ジャンプ	トレンド
気象庁	北海道西部	-	-	-	-	-	-	81/82 ↓	↓	88/89 ↑	-
	東北西部	-	-	-	-	-	-	74/75 ↓	↓	88/89 ↑	↑
	北陸	87/88 ↓	↓	87/88 ↓	↓	86/87 ↓	↓	68/69 ↓*	↓	86/87 ↑	↑
	中部北部	-	-	-	-	84/85*	-	-	-	86/87 ↑	↑
	山陰	-	-	69/70*	-	88/89 ↓	↓	69/70 ↓	↓	86/87 ↑	↑
	北海道東部	-	-	79/80 ↓	↓	75/76*	↓	73/74 ↓	↓	88/89 ↑	-
	東北東部	-	-	-	-	-	-	73/74 ↓	↓	88/89 ↑	↑
	関東	-	-	-	-	-	-	-	-	88/89 ↑	↑
	中部南部	-	-	-	-	-	-	-	-	86/87 ↑	↑
鉄道	新潟県平野部	86/87 ↓	↓	86/87 ↓	↓	86/87 ↓	↓	70/71 ↓	↓	86/87 ↑	↑



第5図 気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸、および鉄道の地点の場合の新潟県平野部における年最大日降雪深の時系列と11年移動平均値。各地域の年最大日降雪深は、地点ごとに平均値からのアノマリを求めて、標準偏差で規格化した後に、各地域に属する地点の平均値を求めることで作成。



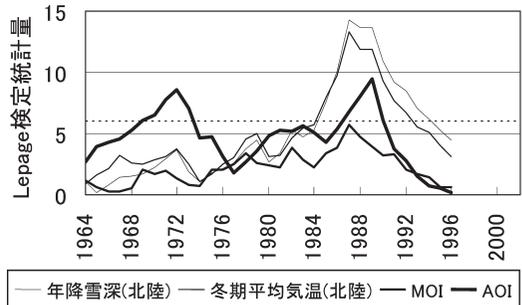
第6図 気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸、および鉄道の地点の場合の新潟県平野部における年降雪深の時系列と11年移動平均値。各地域の年降雪深は、年最大日降雪深と同様の方法で作成。

けるジャンプは分布の位置の減少側へのジャンプで、山陰におけるジャンプは散らばり具合の増加側へのジャンプである。次に、Mann-Kendall 検定を用いてトレンドの検定を行うと、年最大日降雪深は北陸、北海道東部、および新潟県平野部において減少傾向にある。なお、鉄道の地点の新潟県平野部では、年最大日降雪深は1980年代後半から現在まで小さい傾向が続いている。

また、年最大日降雪深について地点別にジャンプの検定を行うと、1980年代後半には気象庁の地点では酒田、新潟、高田、金沢、福井、敦賀、米子、鉄道の地点では村上駅、新潟駅、長岡駅、直江津駅において減少側へのジャンプが有意水準5%で有意である。

3.3 年降雪深の経年変化

年降雪深は、前年から当年にかけての一冬期における降雪の深さの合計である。年降雪深は、年最大日降雪深と同様の方法で時系列データを作成し、第6図に第5図と同様の地域について時系列とその11年移動平均値を例示した。また、第7図には北陸における年降雪深に対する Lapage 検定統計量を例示し、第2表に対象地域全ての検定結果を示した。第2表によると、年降雪深は北海道東部において1970年代半ば、中部北部において1980年代半ば、北陸、山陰、および新潟県平野部において1980年代後半におけるジャンプが有意水準5%で有意で、北陸、山陰、および新潟県平野部



第7図 北陸における年降雪深および冬期平均気温、MOI および AOI に対する Lapage 検定統計量で、任意の冬期を境にして前半を前の冬期以前、後半をその冬期以降として示した。図中の点線は、ジャンプが有意水準5%で有意になる Lapage 検定統計量。

のジャンプは分布の位置の減少側へのジャンプ、中部北部と北海道東部は散らばり具合の減少側へのジャンプである。次に、Mann-Kendall 検定を用いてトレンドの検定を行うと、年降雪深は北陸、山陰、北海道東部、および新潟県平野部において減少傾向が有意水準5%で有意である。なお、鉄道の地点の新潟県平野部では、年降雪深は1980年代後半から現在まで小さい傾向が続いている。

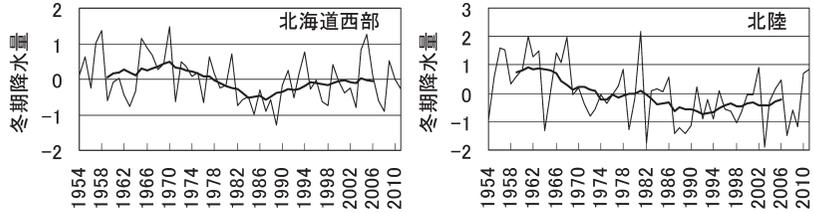
3.4 冬期降水量の経年変化

冬期降水量は、気象庁年報 CD-ROM の月降水量から冬期（前年の12月から当年の2月）の降水量の合計値として求めた。冬期降水量を12月から2月の合計としたのは、図示は省略するが各地域における大雪のほとんどがこの期間に出現していたためである。なお、横山ほか（2003）は降水量計の雪の捕捉損失から、冬期の降水量は多くの場合に補正する必要があるとしているが、本研究では冬期降水量の補正は行っていない。

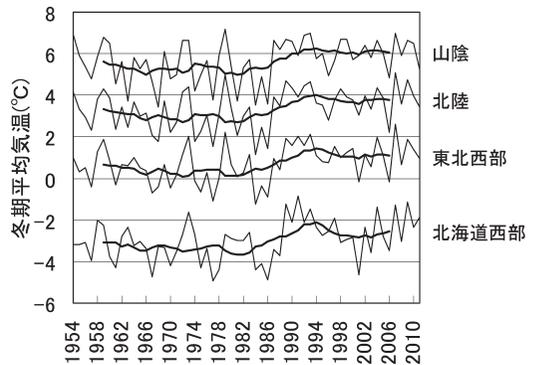
冬期降水量は、年最大日降雪深と同様の方法で時系列データを作成し、第8図に気象庁の地点の場合の北海道西部および北陸について時系列とその11年移動平均値を例示した。なお、冬期降水量の時系列データは気象庁において降水量が接続と判定されている地点のデータから求めた。また、鉄道の地点の新潟県平野部の冬期降水量は、気象庁の新潟と高田のデータから求めた。冬期降水量に対して地域別に Lapage 検定を用いてジャンプの検定を行うと、第2表に示すように、冬期降水量は北海道西部、東北西部、北陸、山陰、北海道東部、東北東部、および新潟県平野部において分布の位置の減少側へのジャンプが有意水準5%で有意で、これらのジャンプの時期は地域ごとに異なるが1960年代後半から1980年代前半である。また、北陸では1960年代後半に散らばり具合の減少側へのジャンプも有意水準5%で有意である。次に、Mann-Kendall 検定を用いてトレンドの検定を行うと、冬期降水量はジャンプが検出された地域において、減少傾向が有意水準5%で有意である。

3.5 冬期平均気温の経年変化

冬期平均気温は、気象庁年報 CD-ROM の月平均気温から、冬期（前年の12月から当年の2月）の平均値として求めた。なお、冬期を12月から2月としたのは冬期降水量と同様の理由である。各地域における冬期平均気温は、冬期ごとに各地域に属する地点の平均値を求めることで時系列データを作成した。第9図は、気象庁の地点の場合の北海道西部、東北西部、北陸、および山陰における冬期平均気温の時系列とその11年移動平均値を例示したものである。なお、冬期平均気



第8図 気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸における冬期降水量の時系列と11年移動平均値。各地域の冬期降水量は、年最大日降雪深と同様の方法で作成。



第9図 気象庁の地点の場合の北海道西部、東北西部、北陸、および山陰における冬期平均気温の時系列と11年移動平均値。各地域の冬期平均気温は、各地域に属する地点の平均値を求めることで作成。

温の時系列データは気象庁において気温が接続と判定されている地点のデータから求めた。また、鉄道の地点の新潟県平野部の冬期平均気温は、気象庁の新潟と高田のデータから求めた。

第7図には北陸における冬期平均気温に対する Lapage 検定統計量を例示し、第2表に対象地域全ての検定結果を示した。第2表によると、冬期平均気温は対象地域全てにおいて1980年代後半における分布の上昇側へのジャンプが有意水準5%で有意である。次に、Mann-Kendall 検定を用いてトレンドの検定を行うと、冬期平均気温は東北以南の対象地域全てにおいて上昇傾向が有意水準5%で有意である。

3.6 冬季東アジアモンスーンの経年変化

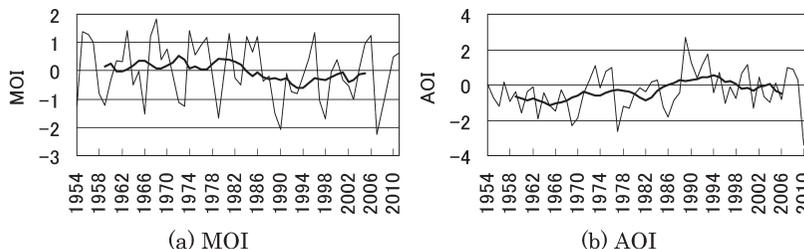
冬期の日本周辺では、シベリア上空のシベリア高気圧と北太平洋上のアリューシャン低気圧の間に形成される大きな東西気圧傾度に伴う北西季節風が卓越する。本研究では、北西季節風の強弱の指標として、渡

邊 (1989) が提案した冬季東アジアモンスーン指標 (East Asian Winter Monsoon Index, 以下 MOI とする) を用いた。MOI は、ロシアのイルクーツクと北海道の根室の海面気圧の差で定義され、東西気圧傾度が大きい (小さい) 場合に高指標 (低指標) になり、その場合に北北西季節風

が強い (弱い) と考えられる。また、松村・謝 (1998) では、MOI は冬期の気温や降水量に強く影響を及ぼすとしている。

MOI を求めるにあたって、根室の海面気圧は気象庁年報 CD-ROM の月平均海面気圧、イルクーツクは米国海洋大気庁/気候予測センター (NOAA/CPC) が公表しているデータおよび世界の地上月気候値気象通報 (クリマット報) の月平均海面気圧を用いた。MOI は、冬期平均気温と同様に冬期 (前年の12月から当年の2月) における気圧差の平均値とし、1954年冬期から2005年冬期の平均値から各冬期のアノマリを求めた上で、標準偏差で規格化することで求めた。なお、イルクーツクの月平均海面気圧に1980年冬期と2008年冬期に欠測のある月があることから、これらの冬期は欠測とした。

第10図 a は MOI の時系列とその11年移動平均値で、MOI には1980年代後半に正符号から負符号への反転がみられる。また、第7図には1954年冬期から2005年冬期を対象期間にした MOI に対する Lapage 検定統計量を示した。1961年冬期から2011年冬期を対象期間にした MOI に対する Lapage 検定統計量の図示は省略するが、いずれの対象期間の場合も MOI に有意水準5%で有意なジャンプはみられなかった。ただし、Lapage 検定統計量は有意水準5%で有意な水準をわずかに下回る値である。また、Tian *et al.* (2008) では MOI に1980年代後半に低指数側へのジャンプがみられるとした。そこで、Tian *et al.* (2008) が解析の対象期間にした1950年冬期から2004年冬期における MOI に対して Lapage 検定を行うと、1980年代後半における低指数側へのジャンプが有意水準5%で有意である。このように、MOI は1980年代後半に正符号から負符号に反転したこと、対象期間によってジャンプが有意水準5%で有意となるこ



第10図 MOI および AOI の時系列とその11年移動平均値。MOI は、平均値からのアノマリを求めて標準偏差で規格化することで作成。

と、およびジャンプが有意水準5%で有意でない対象期間の場合も Lapage 検定統計量が有意水準5%で有意な水準をわずかに下回る値であることから、1980年代後半に低指数側にジャンプした可能性が高いと考えられる。また、MOI に対してトレンドの検定を行うと、MOI は有意水準5%で有意なトレンドは検出されなかった。これから、北北西季節風は1980年代後半に北北西季節風が強い状態から弱い状態にジャンプした可能性が高いと考えられる。

3.7 北極振動の経年変化

北極振動は、Thompson and Wallace (1998) によって提唱された現象で、北極域と中緯度域の気圧偏差のシーソー的な変動である。北極域の海面気圧が負 (正) 偏差で中緯度域が正 (負) 偏差のとき、北極振動指数 (Arctic Oscillation Index, 以下 AOI とする) は正 (負) となる。AOI が負のとき偏西風ジェットは日本付近で大きく蛇行して南下するため、日本付近では寒気移流となり、北日本を中心に低温になるとされている (山崎 2004)。

AOI は、NOAA/CPC が公表しているデータを用いて、冬期平均気温と同様に冬期 (前年の12月から当年の2月) の平均値として求めた。第10図 b は AOI の時系列で、AOI には1980年代後半に負符号から正符号への反転がみられる。また、第7図には1954年冬期から2005年冬期を対象期間にした AOI に対する Lapage 検定統計量を示した。1961年冬期から2011年冬期を対象期間にした AOI に対する Lapage 検定統計量の図示は省略するが、いずれの対象期間の場合も、AOI は1970年代前半と1980年代後半に高指数側へのジャンプが有意水準5%で有意で、1980年代後半の方が有意性が高い。次に、トレンドの検定を行うと、AOI は対象期間が1954年冬期から2005年冬期の場合に高指数化傾向が有意水準5%で有意であるが、

第3表 年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温、MOI、およびAOIの間の相関係数。網掛けは相関が有意水準5%で有意な場合。なお、解析期間は気象庁が1954冬期から2005年冬期、鉄道が1961年冬期から2011年冬期。

機関	地域	年降雪深				冬期降水量			冬期平均気温		MOI
		冬期降水量	冬期平均気温	MOI	AOI	冬期平均気温	MOI	AOI	MOI	AOI	AOI
気象庁	北海道西部	0.47	-0.52	0.48	-0.24	-0.05	0.23	-0.21	-0.42	0.50	-0.30
	東北西部	0.36	-0.78	0.75	-0.40	-0.11	0.35	-0.29	-0.67	0.43	
	北陸	0.63	-0.91	0.77	-0.52	-0.50	0.55	-0.28	-0.78	0.40	
	中部北部	0.09	-0.76	0.67	-0.28	0.30	-0.31	0.23	-0.78	0.37	
	山陰	-0.04	-0.82	0.73	-0.40	0.21	-0.06	0.23	-0.78	0.37	
	北海道東部	0.51	-0.23	0.04	-0.27	0.20	-0.13	-0.19	-0.32	0.49	
	東北東部	-0.03	-0.67	0.57	-0.31	0.26	-0.20	-0.09	-0.65	0.41	
	関東	0.17	-0.33	0.11	-0.20	0.41	-0.50	0.13	-0.69	0.37	
中部南部	0.23	-0.32	0.19	-0.20	0.51	-0.57	0.13	-0.73	0.34		
鉄道	新潟県平野部	0.57	-0.84	0.72	-0.51	-0.39	0.48	-0.24	-0.74	0.40	-0.37

1961年冬期から2011年冬期の場合には有意水準5%で有意な傾向性は検出されなかった。これから、北極域の海面気圧が負偏差で中緯度域が正偏差の状態に1970年代前半と1980年代後半にジャンプしたと考えられる。

4. 相関関係

再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度、

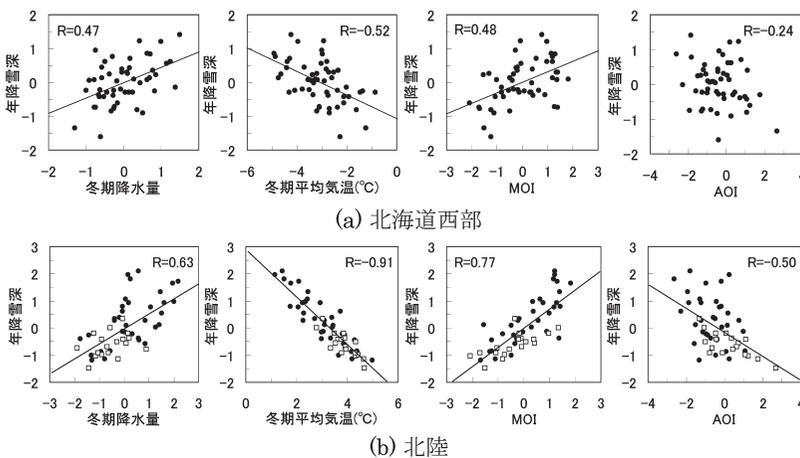
降雪、降水、気温、および大気循環の一冬期の状態を表す年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温、MOI、およびAOIの間の相関関係を地域ごとに調べた。

4.1 年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温、MOI、AOIの関係

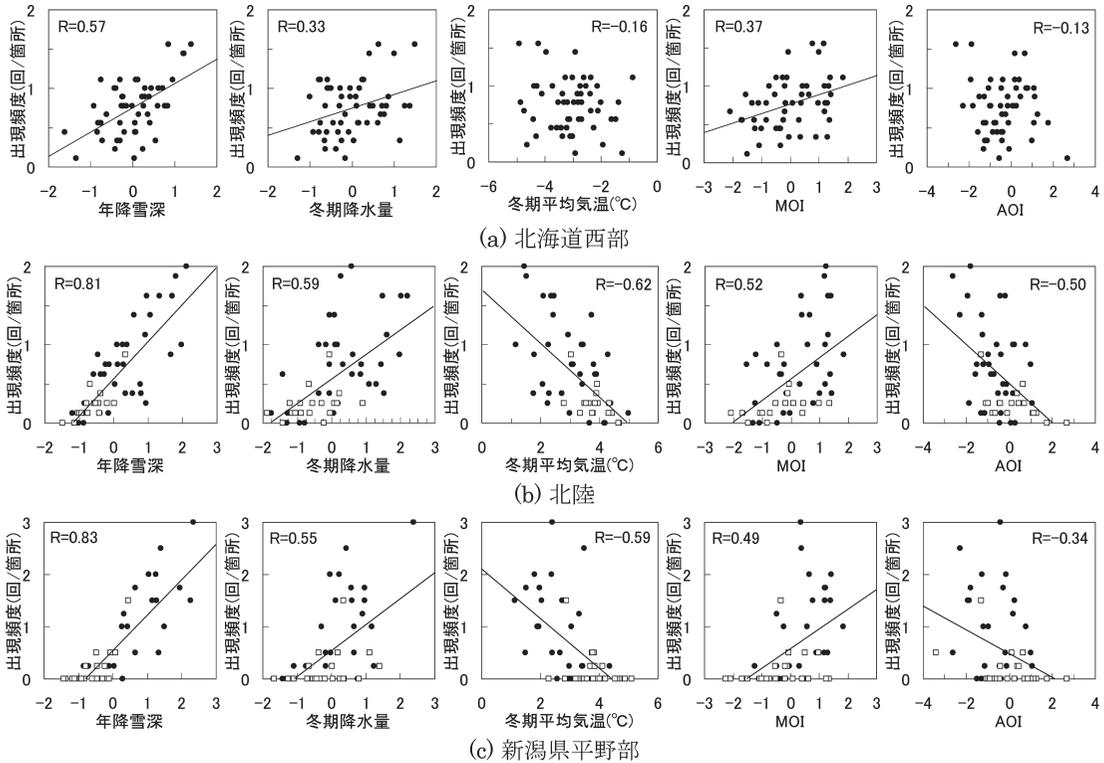
初めに、年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温、MOI、およびAOIの間の相関関係を地域ごとに調べた。第3表は、これらの間の相関係数を示したものである。

4.1.1 冬期平均気温

第3表によると、冬期平均気温は対象地域全てにおいてMOIとの負の相関、およびAOIとの正の相関が有意水準5%で有意である。これは、MOIは低指数の場合、AOIは高指数の場合に日本付近が寒気移流となるためであると考えられる。冬期平均気温は、北海道ではAOIとの相関がMOIとの相関に比べて高く、東北以南の地域ではその逆である。これから、冬期平均気温は、北海道では半球規模の現象である北極振動の影響をより強く受け、東北以南の対象地域で



第11図 気象庁の地点の場合の北海道西部および北陸における年降雪深と冬期降水量、冬期平均気温、MOI、およびAOIとの関係で、年降雪深に有意水準5%で有意なジャンプがみられる場合はジャンプより前半を●、後半を□で示した。また、年降雪深との相関が有意水準5%で有意な場合には、図中の直線は最小二乗法により求めた回帰直線を示した。図中のRは相関係数。



第12図 気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸、および鉄道の地点の場合の新潟県平野部における大雪の出現頻度と年降雪深、冬期降水量、冬期平均気温、MOI、およびAOIとの関係で、大雪の出現頻度に有意水準5%で有意なジャンプがみられる場合はジャンプより前半を●、後半を□で示した。また、大雪の出現頻度との相関が有意水準5%で有意な場合には、図中に最小二乗法により求めた回帰直線を示した。図中のRは相関係数。

は中緯度地域の現象である冬季東アジアモンスーン、つまり北西季節風の影響をより強く受けると考えられる。また、冬期平均気温とMOIとの相関は北海道に比べて東北以南の地域が高く、これは松村・謝(1998)の解析結果と一致する。なお、MOIとAOIは負の相関が有意水準5%で有意であるが、これらの間の相関は高くない。

4.1.2 冬期降水量

第3表によると、冬期降水量はMOIとの相関が最も高く、日本海側の東北西部、北陸、および新潟県平野部では正の相関、日本海側の中部北部と太平洋側の関東および中部南部では負の相関が有意水準5%で有意である。このような冬期降水量とMOIの相関関係にみられる地域性は、松村・謝(1998)の解析結果と一致し、これによると相関が正の地域は主に北西季節風によって冬期に降水がもたらされる地域で、相関が負の地域は主に低気圧によって冬期に降水がもたらさ

れる地域である。次いで、冬期降水量は冬期平均気温との相関が高く、日本海側の北陸と新潟県平野部では負の相関、日本海側の中部北部と太平洋側の関東および中部南部では正の相関が有意水準5%で有意ある。また、冬期降水量とAOIは東北西部で弱い負の相関が有意水準5%で有意である。

日本海側の東北西部、北陸、および新潟県平野部では、冬期降水量はMOIと正の相関があり、さらに北陸と新潟県平野部では冬期平均気温と負の相関がある。これは、冬季東アジアモンスーン、つまり北西季節風が強く(弱く)、冬期平均気温が低い(高い)ほど、日本海からの熱と水蒸気の供給が増加(低下)して降水量が増加(減少)するためと考えられる。一方、日本海側の中部北部と太平洋側の関東および中部南部では、冬期降水量はMOIと負の相関および冬期平均気温と正の相関がある。これは、北西季節風が弱く(強く)、冬期平均気温が高い(低い)ほど、日本

第4表 大雪の出現頻度と年降雪深, 冬期降水量, 冬期平均気温, MOI, AOI との相関係数, および冬期平均気温の平均値と大雪が出現した日の日平均気温の平均値. 網掛けは相関が有意水準5%で有意な場合. なお, 解析期間は気象庁が1954冬期から2005年冬期, 鉄道が1961年冬期から2011年冬期.

機関	地域	相関係数					冬期平均気温 (°C)	大雪の出現日 の平均気温 (°C)
		大雪頻度						
		年降雪深	冬期降水量	冬期平均気温	MOI	AOI		
気象庁	北海道西部	0.57	0.33	-0.16	0.37	-0.13	-3.06	-4.36
	東北西部	0.61	0.41	-0.34	0.46	-0.38	0.66	-2.32
	北陸	0.81	0.59	-0.62	0.52	-0.50	3.29	-1.15
	中部北部	0.79	0.21	-0.38	0.36	-0.19	2.24	-1.86
	山陰	0.80	-0.03	-0.54	0.56	-0.32	5.61	-0.56
	北海道東部	0.62	0.44	-0.26	0.02	-0.12	-3.53	-2.53
	東北東部	0.80	-0.10	-0.42	0.39	-0.15	0.94	-1.26
	関東	0.98	0.20	-0.33	0.12	-0.20	4.67	0.89
鉄道	中部南部	0.81	0.06	-0.37	0.23	-0.03	1.88	-1.43
	新潟県平野部	0.83	0.55	-0.59	0.49	-0.34	3.27	-

の南岸を低気圧が通りやすく（にくく）、降水量が増加（減少）するためと考えられる。

4.1.3 年降雪深

第11図は、気象庁の地点の場合の北海道西部および北陸について、年降雪深と冬期降水量, 冬期平均気温, MOI, および AOI との関係を示したものである。第11図および第3表によると、年降雪深は冬期平均気温との相関が最も高く、北海道東部を除く対象地域において負の相関が有意水準5%で有意で、日本海側の東北西部から山陰にかけての地域で高く、特に北陸において非常に高い相関を示す。次いで、年降雪深は、MOI との相関が高く、日本海側の対象地域全てと太平洋側の東北東部において正の相関が有意水準5%で有意である。また、年降雪深と冬期降水量とは日本海側の北海道西部から北陸にかけての地域と太平洋側の北海道東部において正の相関が有意水準5%で有意である。年降雪深との相関が最も低いのが AOI で、AOI は日本海側の東北西部, 北陸, 山陰, 新潟県平野部および太平洋側の東北東部において負の相関が有意水準5%で有意である。

日本海側の地域では、年降雪深は対象地域全てにおいて冬期平均気温と負の相関および MOI と正の相関があり、さらに北陸以北の地域においては冬期降水量と正の相関、北陸以南の沿岸部の地域において AOI と負の相関がある。これは、北西季節風が強（弱）く、冬期平均気温が低い（高い）ほど、前述のように降水量が増加（減少）することと、降水が雪になる割合が増加（減少）するためと考えられる。太平洋側の地域では、地域ごとに傾向が異なっており、年降雪

深は北海道東部では冬期降水量と正の相関、東北西部では冬期平均気温と負の相関、MOI と正の相関、および AOI と負の相関がある。また、関東と中部南部では冬期平均気温と負の相関がある。これから、関東と中部南部では、冬期平均気温が低い（高い）ほど、年降雪深が多く（少なく）なる一方で、冬期平均気温が低い（高い）ほど降雪をもたらす低気圧が日本の南岸を通りにくく（やすく）なるという環境下で、年降雪深に多寡が生じていると考えられる。

4.2 大雪の出現頻度との相関関係

再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度と年降雪深, 冬期降水量, 冬期平均気温, MOI, および AOI との相関関係を地域ごとに調べた。第12図には、気象庁の地点の場合の北海道西部と北陸、鉄道の地点の場合の新潟県平野部について、大雪の出現頻度と年降雪深, 冬期降水量, 冬期平均気温, MOI, および AOI の関係を示した。また、第4表にはこれらの間の相関係数をまとめて示した。

大雪の出現頻度は、対象地域全てにおいて年降雪深との相関が最も高い。これは、両者が従属関係にあるためであると考えられる。このため、大雪の出現頻度と冬期降水量, 冬期平均気温, MOI, および AOI との相関関係は年降雪深の場合と類似している。

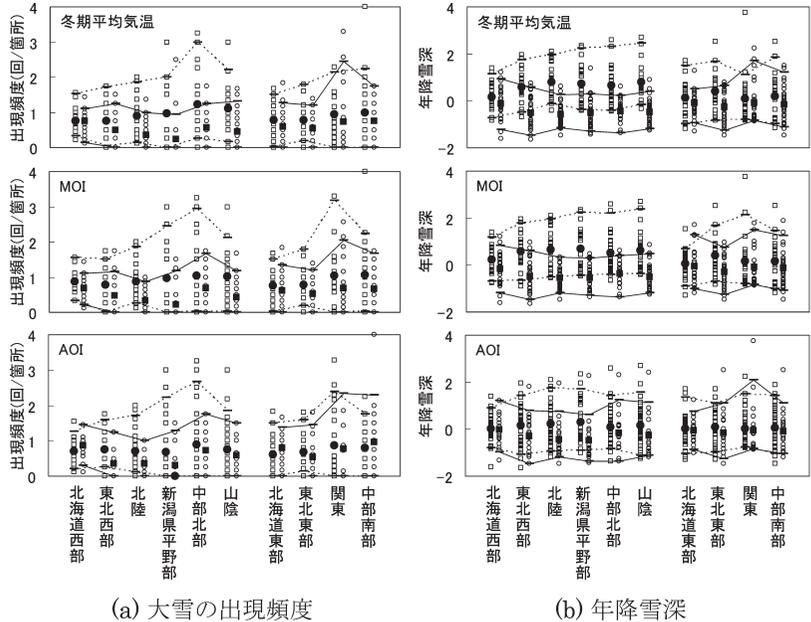
大雪の出現頻度は、年降雪深を除くと、冬期平均気温との相関が最も高く、相対的に気温が高い東北以南の地域において負の相関が有意水準5%で有意で、北陸と新潟県平野部で高い傾向にある。次いで、大雪の出現頻度は MOI との相関が高く、日本海側の対象地域全てと太平洋側の東北東部において正の相関が有意

水準5%で有意である。また、冬期降水量とは、相対的に気温が低い北海道西部から北陸にかけての地域と太平洋側の北海道東部において正の相関が有意水準5%で有意である。大雪の出現頻度との相関が最も低いのがAOIで、AOIは東北西部、北陸、山陰、および新潟県平野部において負の相関が有意水準5%で有意である。

日本海側の地域では、大雪の出現頻度は対象地域全てにおいてMOIと正の相関があり、さらに東北以南の地域では冬期平均気温と負の相関、北陸以北の地域では冬期降水量と正の相関がある。特に、北陸と新潟県平野部では冬期平均気温や冬期降水量の影響を冬季東アジアモンスーンよりも強く受けている。これは、北西季節風が強く(弱く)、冬期平均気温が低い(高い)ほど、前述のように降水量が増加(減少)することと、降水が雪になる割合が増加(減少)するためと考えられる。太平洋側の地域では、年降雪深と同様に地域ごとに傾向が異なっており、大雪の出現頻度は北海道東部では冬期降水量と正の相関、東北西部では冬期平均気温と負の相関およびMOIと正の相関がある。また、関東と中部南部では冬期平均気温と負の相関がある。これから、関東と中部南部では、年降雪深と同様に冬期平均気温が低い(高い)ほど大雪の出現頻度が高く(低く)なる一方で、冬期平均気温が低い(高い)ほど降雪をもたらす低気圧が日本の南岸を通りにくく(やすく)なるという環境下で、大雪の出現頻度に高低が生じていると考えられる。

4.3 大雪の出現頻度の高低の判別

再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度は、多くの地域において、冬期平均気温、MOI、およびAOIとの相関が有意水準5%で有意である。そこで、その高低を冬期平均気温、MOI、およびAOI



第13図 大雪の出現頻度および年降雪深について、地域ごとに左側に冬期平均気温が平均値より低い場合、MOIが正の場合、およびAOIが負の場合の冬期ごとの値を□、右側に冬期平均気温が平均値より高い場合、MOIが負の場合、およびAOIが正の場合の冬期ごとの値を○で示した。また、平均値を●および■、5および95パーセンタイル値を一で示した。

を用いて判別できる可能性について考察する。

第13図aには、大雪の出現頻度について、地域ごとに左側に冬期平均気温が平均値より低い場合、MOIが正の場合、およびAOIが負の場合、右側にそれぞれ逆の場合に分けて、冬期ごとの値、平均値、小さい順に並べた場合に5および95%の順位に相当する5および95パーセンタイル値を示した。ここで、95パーセンタイル値以上には上位5%の冬期のみが含まれることから、95パーセンタイル値は一般的な場合の上限と考えることにする。また、5パーセンタイル値は同様に一般的な場合の下限と考えることにする。第13図aによると、大雪の出現頻度の5パーセンタイル値は対象地域全てにおいて冬期平均気温が平均値より低い場合と高い場合でほとんど差がなく、0または0に近い値を示す。一方で、大雪の出現頻度と冬期平均気温との相関が高い日本海側の北陸以南の地域では、冬期平均気温が平均値より低い場合と高い場合を比べると、大雪の出現頻度の平均値は低い場合が高い場合の2倍以上、95パーセンタイル値は2倍程度の値を示すとともに、冬期平均気温が高い場合の大雪の出

現頻度の95パーセンタイル値は低い場合の平均値と同程度の値を示す。これから、日本海側の北陸以南の地域における大雪の出現頻度は、冬期平均気温が平均値より高い場合に低く、冬期平均気温が平均値より低い場合に低い場合から高い場合までであるという判別が可能と考えられる。また、MOIは冬期平均気温と同様の傾向にあり、日本海側の北陸、山陰、および新潟県平野部において、大雪の出現頻度はMOIが負の場合に低く、MOIが正の場合に低い場合から高い場合までであるという判別が可能と考えられる。AOIは、正の場合の大雪の出現頻度の95パーセンタイル値は負の場合の平均値以上になり、大雪の出現頻度の高低の判別能力は低くなる。

第13図bには、年降雪深について、第13図aと同様に示した。これによると、年降雪深の5パーセンタイル値から95パーセンタイル値の範囲は、日本海側の北陸以南の地域では冬期平均気温が平均値より高い場合と低い場合で重複する範囲があるものの分離されており、冬期平均気温が平均値より高い場合が低い場合に比べて低いという判別が可能と考えられる。また、MOIは正の場合と負の場合の年降雪深の5パーセンタイル値から95パーセンタイル値の範囲の重複が冬期平均気温に比べて大きくなるが、冬期平均気温と同様に日本海側の北陸以南の地域では、年降雪深はMOIが負の場合が正の場合に比べて低いという判別が可能と考えられる。AOIは、それらの重複範囲がさらに大きくなり、年降雪深の多寡の判別能力としては低くなる。

なお、大雪の出現頻度と冬期平均気温、MOI、およびAOIとの相関が年降雪深とこれらの相関に比べて低いのは、冬期平均気温が平均値より低い場合、MOIが正の場合、およびAOIが負の場合に大雪の出現頻度が取り得る範囲が年降雪深に比べて広く、その最小が0または0近くまで分布するためと考えられる。

5. 大雪の出現頻度のジャンプの要因

再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度に見られるジャンプの要因について考察する。

5.1 大雪の出現頻度のジャンプの時期と相関

1980年代後半は、MOIが正符号から負符号に、AOIが負符号から正符号にジャンプしたと考えられる。これから、日本付近の大気循環には1980年代後半に符号が変わる大きな変化が生じたと考えられる。

冬期平均気温は、MOIとAOIがジャンプした1980年代後半に対象地域全てにおいて上昇側へのジャンプが有意水準5%で有意である。さらに、冬期平均気温は、対象地域全てにおいてMOIおよびAOIとの相関が有意水準5%で有意である。これから、冬期平均気温にみられる1980年代後半の上昇側へのジャンプには、MOIやAOIのジャンプが影響していると考えられる。これは、北半球の中緯度地域および半球規模の大気循環の状態を表すMOIとAOIは寒気移流と関係が深い指標であるためと考えられる。

大雪の出現頻度は、北陸と新潟県平野部において、冬期平均気温、MOI、およびAOIがジャンプした1980年代後半における減少側へのジャンプが有意水準5%で有意である。さらに、これらの地域では大雪の出現頻度は、冬期平均気温、MOI、およびAOIとの相関が有意水準5%で有意である。また、年降雪深も1980年代後半に減少側へのジャンプがみられる地域において、大雪の出現頻度と同様に冬期平均気温、MOI、およびAOIとの相関が有意水準5%で有意である。一方で、大雪の出現頻度や年降雪深にジャンプがみられない地域では、これらと冬期平均気温、MOI、およびAOIとの相関がこれらにジャンプがみられる地域に比べて低いか、相関がみられない。これから、大雪の出現頻度や年降雪深のジャンプには、冬期平均気温、MOI、およびAOIのジャンプが関係していると考えられる。また、冬期平均気温、MOI、およびAOIのなかで、大雪の出現頻度や年降雪深との相関が、大雪の出現頻度や年降雪深にジャンプのみられる地域で高く、ジャンプがみられない地域で相関が低いか、相関がない傾向が最もみられるのが冬期平均気温である。

冬期平均気温、MOI、およびAOIのジャンプは、全国的な現象である。一方で、大雪の出現頻度や年降雪深にジャンプがみられる地域は限定される。これから、大雪の出現頻度や年降雪深にジャンプが生じる地域と生じない地域を分離する要因があると考えられる。この要因として、雪が雨になる気温と地上の気温との関係が考えられる。

5.2 大雪の出現頻度と気温の関係

大雪の出現頻度のジャンプには、雪が雨になる気温が関係していることを検証するために、各地域における冬期平均気温の平均値、大雪が出現した日の日平均気温の平均値、およびその頻度分布を調べた。

各地域における冬期平均気温の平均値を気象庁にお

いて気温が接続と判定されている地点のデータから求めると、第4表のとおりである。冬期平均気温の平均値は、日本列島の北側から南側に向かって高くなり、北海道では 0°C 以下、東北以南の地域で 0°C 以上である。長谷美(1991)によると、降水が固体(雪、霰、霰)と液体(雨)になる割合が50%ずつになる気温(以下、雪と雨の判別気温とする)は、北西季節風による場合が $2^{\circ}\text{C}\sim 4^{\circ}\text{C}$ 程度、低気圧による場合が $1^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$ 程度である。これから、冬期平均気温の平均値は、北海道では雪と雨の判別気温を下回り、東北でわずかに下回り、北陸、中部、および新潟県平野部で同程度、山陰と関東で上回っている。また、各地点における大雪が出現した日の日平均気温の地域ごとの平均値は第4表のとおりで、日平均気温の平均値は冬期平均気温の平均値と同様に日本列島の北側から南側に向かって高くなり、関東以外の対象地域で 0°C を下回り、関東で 0°C をわずかに上回っている。

第14図は、上記の日平均気温の頻度分布を示したものである。大雪は、冬期平均気温が高い(低い)地域ほど、日平均気温が高い日に出現する頻度が高く(低)くなる傾向にあるが、日平均気温が雪と雨の判別気温を上回るとほとんど出現しなくなる。一方で、大雪が出現した日の日平均気温の下限は地域によって大きく異なり、冬期平均気温の平均値と同様に日本列島の

北側から南側に向かって高くなる。このため、大雪が出現した日の日平均気温の範囲は、北側から南側に向かって狭くなる。これから、大雪が出現した日の日平均気温は、東北以南の地域では雪と雨の判別気温をわずかに下回る気温領域に集中する傾向にあり、特に北陸において集中度が高い傾向にある。

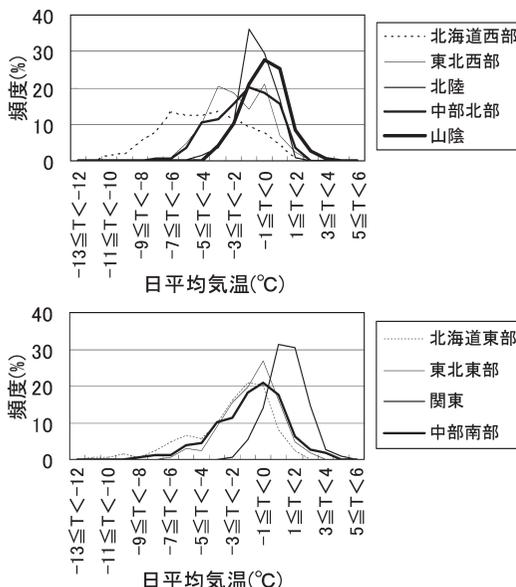
東北以南の地域では、大雪が出現した日の日平均気温は、雪と雨の判別気温をわずかに下回る気温領域に集中する一方で、冬期平均気温の平均値は雪と雨の判別気温の前後で、 0°C を上回っている。このため、気温が上昇(低下)して、日平均気温が取り得る範囲が高温(低温)側に移動すると、大雪をもたらすような降水が生じたときに雪ではなく雨になる割合が増加(減少)して、大雪の出現頻度が減少(増加)するものと考えられる。これから、大雪の出現頻度が気温の影響を受けやすく、大雪の出現頻度と冬期平均気温の間に相関が生じるものと考えられる。

特に、北陸では大雪が出現した日の日平均気温は、雪と雨の判別気温をわずかに下回る気温領域に集中する傾向が強い。このため、大雪の出現頻度は、気温の変化に敏感に応答して、冬期平均気温との間に高い相関が生じるとともに、冬期平均気温のジャンプに伴ってジャンプが生じたと考えられる。これから、北陸における大雪の出現頻度や年降雪深の減少側へのジャンプには、雪と雨の判別気温と地上の気温に近い地域において、MOIやAOIといった大気循環のジャンプの影響を受けた冬期平均気温の上昇側へのジャンプが大きく影響していると考えられる。

北海道では、冬期平均気温の平均値が 0°C 以下であるとともに、大雪のほとんどが日平均気温 0°C 以下で出現している。このため、気温が上昇すると、日平均気温が取り得る範囲が高温側に移動するが、大雪をもたらすような降水はほとんどが雪のままであるために、大雪の出現頻度が変化しないと考えられる。これから、大雪の出現頻度は、気温の変化の影響を受けず、冬期平均気温との間に相関が生じず、ジャンプも生じないと考えられる。

6. まとめ

本研究では、気象庁の日降雪深データを用いて、再現期間が2年以上の日降雪深の大雪の出現頻度について、1954年冬期から2005年冬期における経年変化とその要因に関する解析を行った。対象地域は、再現期間が2年の日降雪深が5 cm以上である北海道、東北、



第14図 各地域における大雪が出現した日の日平均気温の頻度分布。

北陸、関東、中部、および山陰で、日本海側と太平洋側の地域に分けて解析を行った。また、鉄道において現在でも降雪の深さの観測が行われている新潟県平野部における1961年冬期から2011年冬期の観測データを用いて、同様の解析を行った。

- (1) 大雪の出現頻度は、気象庁の地点の場合の北陸では1987年冬期と1988年冬期を境にした減少側へのジャンプと、1954年冬期から2005年冬期にかけての減少傾向が有意水準5%で有意である。鉄道の地点の場合の新潟県平野部では、1986年冬期と1987年冬期の間を境にした減少側へのジャンプと、1961年冬期から2011年冬期にかけての減少傾向が有意水準5%で有意である。一方で、他の地域では大雪の出現頻度に有意水準5%で有意なトレンドやジャンプは検出されなかった。
- (2) 大雪の出現頻度は、日本海側の地域では対象地域全てにおいてMOIとの正の相関が有意水準5%で有意である。また、冬期平均気温とは東北西部から山陰にかけての地域において負の相関が有意水準5%で有意で、北陸と新潟県平野部ではMOIとの相関より高く、中部北部と山陰ではMOIと同程度の相関を示す。冬期降水量とは、北海道西部から北陸にかけての地域において正の相関が有意水準5%で有意で、北陸と新潟県平野部では冬期平均気温に次いで高い相関を示す。これから、大雪の出現頻度は、日本海側の地域では冬季東アジアモンスーン、つまり北西季節風の影響を受け、さらに北陸と新潟県平野部では冬期平均気温と冬期降水量の影響をより強く受けていると考えられる。太平洋側の地域では、大雪の出現頻度は、北海道東部で冬期降水量、その他の地域で冬期平均気温との相関が有意水準5%で有意である。これから、大雪の出現頻度は、北海道東部で冬期降水量の影響、その他の地域で冬期平均気温の影響を受けていると考えられる。
- (3) 大雪の出現頻度は、北陸と新潟県平野部において1980年代後半に減少側にジャンプした。一方、他の対象地域ではジャンプはみられなかった。また、1980年代後半には、冬期平均気温が上昇側、MOIが低指数側、AOIが高指数側にジャンプしたと考えられる。冬期平均気温は対象地域全てにおいて、MOIおよびAOIとの相関が有意水準5%で有意であることから、冬期平均気温のジャンプにはMOIやAOIのジャンプが影響していると考えられる。大雪の出現頻度と冬期平均気温、MOI、および

AOIとの相関は、北陸や新潟県平野部で高く、その他の地域で相関がないか、相関が低い傾向にあり、この傾向が最も強いのが冬期平均気温である。さらに、大雪が出現した日の日平均気温は、北陸では降水が雪と雨になる割合が50%ずつになる気温をわずかに下回る気温領域に集中する傾向が強く、大雪の出現頻度は気温の変化に敏感に応答すると考えられる。これから、北陸と新潟県平野部における大雪の出現頻度の減少側へのジャンプには、降水が雪と雨になる割合が50%ずつになる気温と地上の気温に近い地域において、MOIやAOIといった大気循環のジャンプの影響を受けた冬期平均気温の上昇側へのジャンプが大きく影響していると考えられる。

- (4) 大雪の出現頻度は、日本海側の北陸から山陰にかけての地域において、冬期平均気温が平均値より高い場合に低く、冬期平均気温が平均値より低い場合に低い場合から高い場合までであるという判別が可能と考えられる。また、日本海側の北陸、山陰、および新潟県平野部では、大雪の出現頻度は、MOIが負の場合に低く、MOIが正の場合に低い場合から高い場合までであるという判別が可能と考えられる。

謝 辞

本研究で用いた観測データは、気象庁と鉄道のものを用いました。これらの観測・保存に従事した方々に心より感謝致します。また、本論文をまとめるにあたり、担当編集委員と2名の査読者から数々の有用なコメントとアドバイスを頂きました。ここに、深く感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 福田喜代志, 1960: 日本の最深積雪について 第3部 気温との関係. 雪氷, 22, 15-17.
- 長谷美達雄, 1991: 冬季降水における降雪の発生割合と地上気温の関係(1)―発生割合の地域性と雨雪判別の的中率について―. 雪氷, 53, 33-43.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, 996pp.
- 気象庁, 1986: 気候値メッシュファイル作成調査報告書(降水量). 51pp.
- 気象庁, 2002: 20世紀の日本の気候. 財務省印刷局, 116

- pp.
- 気象庁, 2008: 地球温暖化予測情報 第7巻. 59pp.
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/GWP/Vol7/pdf/synthesis.pdf> (2011. 6. 30閲覧)
- 松村伸治, 謝 尚平, 1998: 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. 天気, 45, 781-791.
- 松山 洋, 谷本陽一, 2005: UNIX/Windows を使った実践気候データ解析. 古今書院, 107 pp.
- Nakamura, T. and M. Shimizu, 1996: Variation of snow, winter precipitation and winter air temperature during the last century at Nagaoka, Japan. J. Glaciol., 42, 136-140.
- 札幌管区気象台・函館海洋気象台, 2010: 北海道の気候変化～北海道における気候と海洋の変動～. <http://www.jma-net.go.jp/sapporo/kikohenka/All.pdf> (2011. 6. 30閲覧).
- 鈴木博人, 2006a: 新潟県とその周辺における降積雪量の1927～2005年の経年変化—鉄道駅構内の露場で観測された降積雪量データを用いた解析—. 天気, 53, 185-196.
- 鈴木博人, 2006b: 東北と北陸地方の日本海側における降水と積雪の気温依存性. 水工学論文集, 50, 427-432.
- 鈴木博人, 2010: 新潟県とその周辺における大雪の出現頻度の経年変化とその気温との関係—鉄道駅構内の露場で観測された日降雪深データを用いた解析—. 天気, 57, 289-303.
- Tachibana, Y., M. Honda and K. Takeuchi, 1996: The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low. J. Meteor. Soc. Japan, 74, 579-584.
- 高棹琢馬, 宝 馨, 清水 章, 1986: 琵琶湖流域水文データの基礎的分析. 京都大学防災研究所年報, 29(B-2), 157-171.
- 田中茂信, 宝 馨, 1999: 河川流量の頻度解析における適合度と安定性の評価. 水工学論文集, 43, 127-132.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys. Res. Lett., 25, 1297-1300.
- Tian, Y., H. Kidokoro, T. Watanabe and N. Iguchi, 2008: The late 1980s regime shift in the ecosystem of Tsushima warm current in the Japan/East Sea: Evidence from historical data and possible mechanisms. Prog. Oceanogr., 77, 127-145.
- 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.
- 徐 宗学, 竹内邦良, 石平 博, 2002: 日本の平均気温・降水量時系列におけるジャンプ及びトレンドに関する研究. 水工学論文集, 46, 121-126.
- 山崎孝治, 2004: 北極振動の概要. 気象研究ノート, (206), 1-9.
- 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和, 2003: 冬期における降水量計の捕捉特性. 雪氷, 65, 303-316.

Long-term Changes in Frequency of Heavy Snowfall and Their Relation to Environmental Fields in Japan —Analysis Using Data Observed at Meteorological Stations and Railway Stations—

Hiroto SUZUKI*

* Chiba Branch office, East Japan Railway Co., 1-3-24, Shinchiba, Chuou-ku, Chiba-shi, Chiba, 260-8551, Japan.

(Received 2 August 2010; Accepted 22 February 2012)

Abstract

This study analyzed long-term changes and the causes of the frequency of heavy snowfall, which was defined by a daily snowfall event over the 2-year return period, in regions where the daily snowfall of the 2-year return period is greater than 5 cm in Japan, by using daily snowfall data provided by Japan Meteorological Agency (JMA) and observed by East Japan Railway Company. The frequency of heavy snowfall shows a significant decreasing trend from the 1950s to the 2000s and a significant downward jump in the late 1980s in the Hokuriku region, but no significant trend or jump in other regions. In the late 1980s, a significant jump is detected in the winter mean temperature in all regions of this study, the East Asian Winter Monsoon Index (MOI), and the Arctic Oscillation Index (AOI). The winter mean temperature has a significant correlation with MOI and AOI in all regions of this study. This fact indicates that the jump in the winter mean temperature is related to the jump in MOI and AOI. The frequency of heavy snowfall has a significant correlation with the winter mean temperature, MOI and AOI in many regions of this study. These correlations are high in the Hokuriku region, but low in other regions. The correlation between the frequency of heavy snowfall and the winter mean temperature tends to be higher than the correlation between the frequency of heavy snowfall and MOI or AOI. Furthermore, the frequency of heavy snowfall in the Hokuriku region is sensitive to the change of temperature, because most of the heavy snowfall events occur at temperature slightly below the threshold between rain and frozen precipitation. As a result, in Hokuriku region, the downward jump in the frequency of heavy snowfall is strongly affected by an upward jump of the winter mean temperature.
