

平成 19 年度 修士論文

北海道における降雪の年々変動と大気循環場の関係

北海道大学大学院 環境科学院
地球圏科学専攻 大気海洋物理学・気候力学コース

内藤 智志

平成 20 年 2 月 15 日 提出

要旨

日本は温帯に位置しているが、ユーラシア大陸東方にある島国であるため、冬季には大陸側より冷たい季節風が吹き込み、多量の降雪がもたらされる。北海道における降雪の形態には、このような北西季節風による降雪や、東進する低気圧による降雪がある。

力石ら (2004) は道内アメダス地点における日降水量の相関関係から、北海道における冬季の降水は局地性がかなり強いことを示した。しかしこの結果は、いくつかの地点で一点相関を行うことで、その相関域がその地点の周辺に限られているといった断片的な情報を得たものであり、統合的に局地性を示したものではなかった。また、Tachibana(1995) は冬季の毎時降水量について回転 EOF 解析を行うことで、石狩平野を中心とした里雪型と旭川など道央地方を中心とした山雪型に分類し、それぞれの場合の気象場について考察した。しかしその解析領域は日本海側に限定され、道東地方の降雪については議論されなかった。このように降水イベント時の気象場に関する研究は多く存在するが、降雪の年々変動やその変動に寄与する大気場の変動について、北海道内における地域による違いを含めて考察した研究は少ない。また、降雪と大気変動との関係についての研究として、Tachibana et al.(2007) は東京で降雪が起こる月には EU パターンというテレコネクションパターンに似た変動が見られることを示した。しかしこのような大気変動パターンと北海道の局所的な降雪との関係について議論した研究は少ない。そこで本研究では、北海道における降雪の年々変動に対する大規模な大気の変動や総観規模擾乱の影響について考察し、その地域差について議論した。

まず始めに、クラスター解析を用いて北海道のアメダス観測点を年々変動が似ている領域に区分した。その結果、大きく 5 つの領域に区分することができ、それらは北海道を南北に走る山脈や山地によってほぼ説明ができる程度に地域性を持った領域となった。この結果は力石ら (2004) の結果より北海道の降雪が局地性が強いことを明確に示す結果であると考えられる。これらの領域のなかから本研究では特に相関の低かった道東地方と道央地方 (相関係数、12 月 : 0.14、1 月 : -0.12、2 月 : 0.33)、また比較のため道南地方の計 3 地方に注目した。

大規模な場として季節風との関係を調べるために、Hanawa et al.(1988) で定義されたモンスーンインデックス (以下、MOI) を用いて考察した。道南地方はこの MOI とかなり相関が高い関係にあったが、旭川に関しては 12、2 月とも有意な相関が無く、北西季節風よりも西風による降雪が多いことがわかった。しかしこれは、旭川の降雪に対し北西季節風が寄与していないことを示しているわけではなく、北西季節風が強くてかつ、その風向を東向きに変えるような高度場が存在することが重要であるためであった。また、極東域における 12 月の 300hPa 面高度場の主成分分析によって、第 1 モードとして太平洋にお

けるダイポール構造を持った変動が抽出され、この変動が北海道に低温偏差と西風偏差をもたらすため、旭川の降雪と正の相関があることがわかった。その構造は11月から徐々に形成されるが、それに先行して熱帯の太平洋東部における下層大気の温度が上昇しており、12月のダイポール構造や旭川の降雪について予測できる可能性が示唆された。また第2モードはヨーロッパから極東域へ向かって正、負の高度場偏差が連なったような変動パターンをしており、このモードは極東域の対流圏下層において西高東低の気圧配置を作り出し、また通常より高緯度域からの冷気流入が起こりやすい場となるため、旭川に限らず日本海側や道南地方における降雪と高い正の相関があった。

これらの考察からは道東地方の降雪について説明ができなかっただけでなく、低気圧活動度を定義し、考察した。その結果、12月、2月ともに道東地方の降雪は日本海上の低気圧活動度と正の相関があるものの、低気圧活動度に対する主成分分析の結果を考慮するとその変動はかなり局所的なものであり、アリューシャン低気圧を形成するような大きな変動とはほぼ関係がないことがわかった。また12月に関しては、その日本海上の低気圧活動の変動や道東の降雪の年々変動は1ヶ月前の日本海上における大気の傾圧性と正の相関があり、その傾圧性は本州の南海上における海面温度の上昇によるものであると示唆され、予測へと繋がる可能性があると考えられた。

目次

第 1 章	はじめに	1
1.1	研究背景	1
1.2	先行研究	1
1.3	本研究の目的	5
第 2 章	使用データ	7
第 3 章	降雪域の区分	9
3.1	解析手法	9
3.2	結果	10
第 4 章	冬期降水イベント時の気象場	15
4.1	気象場に関するコンポジット解析	15
第 5 章	降雪の年々変動と大規模な大気循環との関係	21
5.1	道央、道南地方の降雪の年々変動と大規模場との関係	21
5.2	道東地方の降雪の年々変動と大規模場との関係	41
5.3	まとめ	44
第 6 章	降雪の年々変動と総観規模擾乱との関係	45
6.1	低気圧活動度	45
6.2	気候値	46
6.3	道東の降雪年々変動と低気圧活動度との関係	47
6.4	低気圧活動度の変動パターン	49
6.5	まとめ	51
第 7 章	議論	53
7.1	道東地方に降雪をもたらす低気圧活動について	53

7.2	高度場卓越パターンの発達について	60
第8章	まとめ	65
8.1	降雪域の区分	65
8.2	冬期降水イベント時の気象場	65
8.3	降雪年々変動と大規模な大気循環との関係	66
8.4	道東の降雪の年々変動と総観規模擾乱との関係	66
8.5	早期からの降雪の予測について	67

第1章

はじめに

1.1 研究背景

日本列島はユーラシア大陸東方に位置し、冬期には大陸からのアジア冬期季節風の影響を強く受ける。冷たい空気塊は日本海において熱や水蒸気を供給されるなど気団変質過程を経て、日本に多量の降雪をもたらす。北海道における日々の降雪に着目すると、このように北西季節風によってもたらされる場合や、東進する低気圧によってもたらされる場合などがある。

また降雪量は年々変動が大きく、例えば2005/06年の冬期は日本海側の各地で記録的大雪に見まわれ、12月においては全国の気象官署および積雪を観測しているアメダス点の計339地点のうち106地点で月最深積雪の最大値を更新した。この豪雪について後に気象庁は「平成18年豪雪」と命名した。しかし翌冬である2006/07年の冬期は全国的に顕著な暖冬であったこともあり少雪の年であった。「札幌雪祭り」では深刻な雪不足により通常より遠地から雪の運搬をしなければならず、また札幌近郊のスキー場では相次いで営業開始日を延期するなど、雪国北海道の経済に大きな影響を与えた。日々の降雪のみならず、このような降雪の年々変動と大気循環との関係はどのようなものであるか、地域差を含めて考察することが重要である。

1.2 先行研究

ここで「北海道における降雪の地域性」と、「降雪と大気循環との関係」について過去の研究を紹介する。

降雪の地域性について、力石ら(2004)はアメダス地点における日降雪量を用いて考察した。図1.1-aは1982/83年～1990/91年の12、1、2月の日降雪量についての、石狩平野の新篠津を基準としたときの他の地点との一点相関図である。相関の高い領域が新篠津

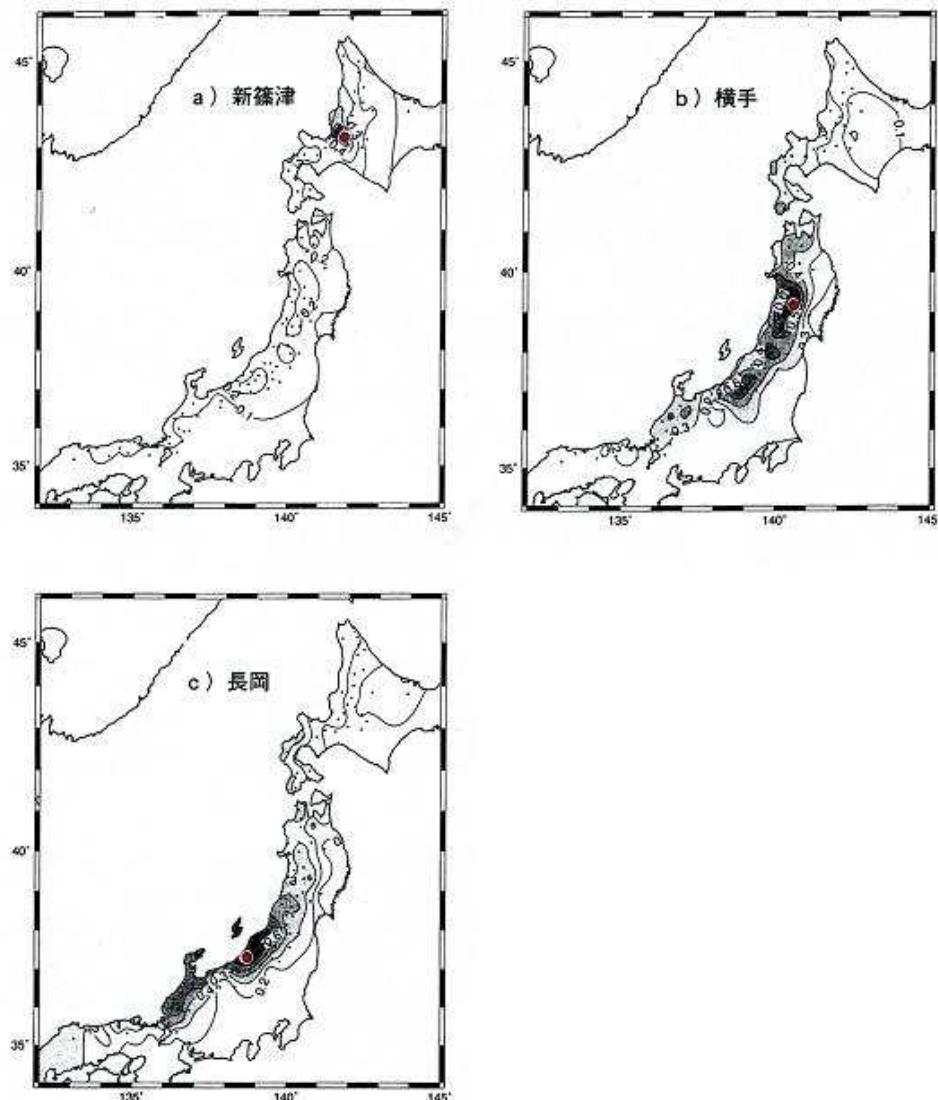


図 1.1 基準地点(図中の赤○印)の日降雪量と他の地点の日降雪量との一点相関分布図(力石ら(2004))。基準地点は、a) 北海道 新篠津、b) 秋田県 横手、c) 新潟県 長岡。

の周辺のみに限定されていることがわかる。この傾向は北海道内の他の地点(初山別、富良野、朱鞠内など)を基準としたときも同様であり、北海道の降雪は日降雪量で見ると非常に地域性を持った降り方をするということがわかる。比較のために、図 1.1-b、図 1.1-c はそれぞれ秋田県の横手と新潟県の長岡を基準とした場合である。内陸部に位置する横手の場合は内陸部を中心に、日本海沿岸に位置する長岡の場合は沿岸部を中心に南北に正相関域が広がっており、本州の日本海側の降雪は北海道に比べて広く同時に起こる傾向にあるということがわかる。

また、このような北海道内における降雪の地域性について、大きく二つに分類したのが Tachibana(1995) である。図 1.2 は 1982/83 年～1990/91 年の 12、1、2 月の毎時降水量について回転 EOF 解析を行ったものであり、左図が第 1 モードで寄与率は 31%、右図が第 2 モードで寄与率は 11% である。なお、解析範囲には道東地方は含まず、北海道の中心部のみを対象としている。

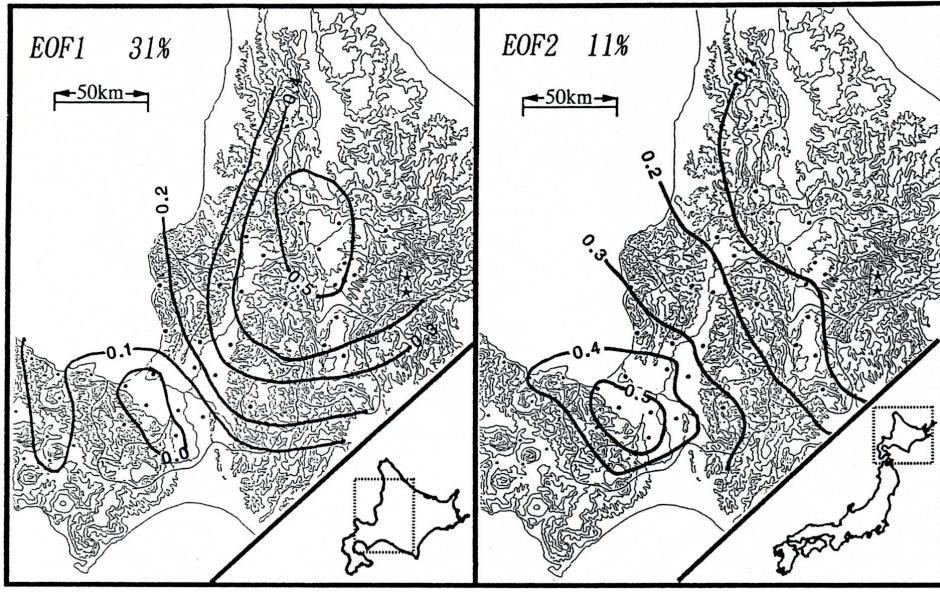


図 1.2 回転 EOF 解析の空間パターン (Tachibana(1995))。左図) 第 1 モード (mountain-type)、右図) 第 2 モード (plain-type)。単位は mm/hour。

第 1 モードは旭川など山間部や内陸部を中心として降水が起こる場合 (mountain-type) であり、第 2 モードは石狩平野を中心として降水が起こる場合 (plain-type) である。これらのモードは北海道の地形の効果を反映しており、季節風が石狩川に沿って上流へ流れ込み内陸部まで到達する場合は第 1 モードのように内陸部を中心に降り、そうでなければ第 2 モードのように平野部で降ることになる。このように北海道の降雪の地域性には地形や局地的な風向きなどが重要である。

次に大規模な大気循環と降雪との関係についての研究として、Tachibana et al. (2007) は東京の降雪と大気のテレコネクションパターンとの関係について考察した。図 1.3 は 1958 年から 2006 年の 1、2、3 月のうち、積雪があった月 (事例数 : 61) についての合成図を示している。500hPa 面高度場偏差は西ヨーロッパと極東域に負の偏差、それらの間に正の偏差が存在しており、極東域の負偏差に伴って 850hPa 面での温度も大陸から日本にかけて負の偏差となっている。この高度場の負、正、負といったパターンは EU パターンという大気のテレコネクションパターンに類似しており、東半球域 (北緯 30° ～ 67.5°、西経 20° ～ 東経 160°) における 500hPa 面高度場の EOF 第 1 モード (寄与率

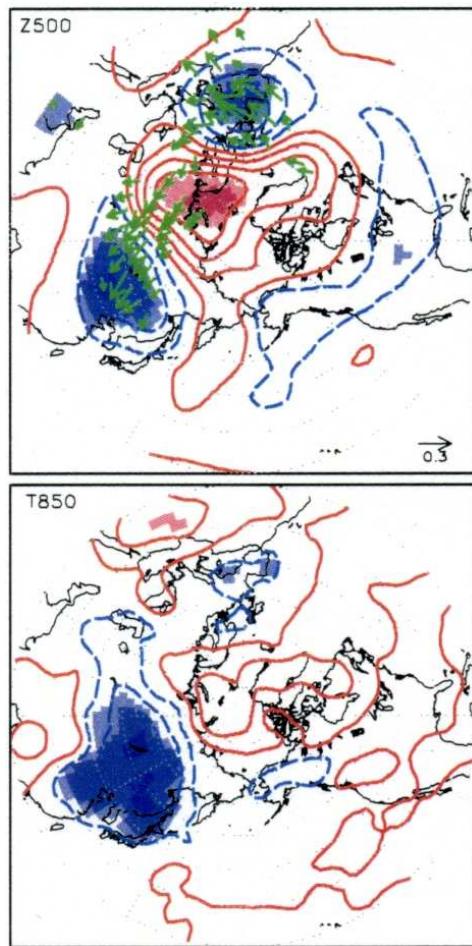


図 1.3 東京の積雪月における気象場偏差の合成図 (Tachibana(2007))。上図) 500hPa 面高度場偏差 (等値線間隔 5m) と波活動度フラックス (単位長さは図中右下に示されており、値は $0.3\text{m}^2/\text{sec}^2$)。下図) 850hPa 面温度 (等値線間隔 0.3K)。各図において t 検定で 90、95、99% 有意な部分に陰影。

22%) で表現された EU パターン (図 1.4) とよく似ていることがわかる。また各図において Takaya and Nakamura(2001) で定義された波の活動度フラックスはヨーロッパから極東域に向かっていることから、東京に降雪をもたらす大規模な大気の変動パターンはヨーロッパから極東域に伝播するロスピーウェーのパターンであり、ユーラシアで最も卓越するパターンであることが示された。

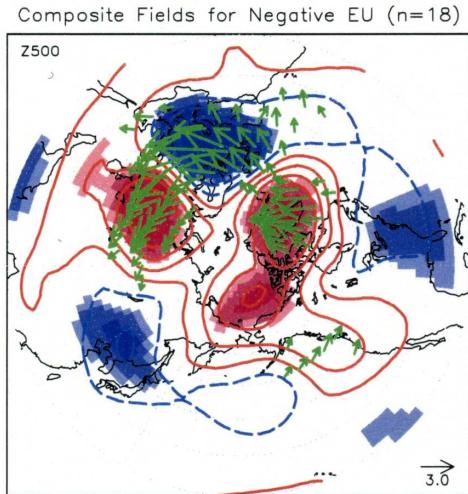


図 1.4 図 1.3 と同様。ただし 500hPa 面高度場の EOF 第 1 モードのスコアが -1 標準偏差を越えた月における 500hPa 面高度場偏差の合成図。等値線間隔は 15m、10m。波活動度フラックスの単位長さは図中右下に示されており、値は $3.0 \text{m}^2/\text{sec}^2$ 。

1.3 本研究の目的

以上の先行研究のように、北海道の日々の降雪はその地形の複雑さから地域性を持ったものであることが理解されるが、年々変動について道東地方を含めた北海道全域において地域性を統合的に見出した研究は少ない。また大規模な大気循環と降雪の年々変動との関係については、東京を例にとると東半球に卓越する大気の変動パターンと大きく関係しており、北海道の場合はどのようなパターンと関係があるのかは興味深い。

そこで本研究では、

- 北海道の降雪の年々変動について、その地域性を捉える。
- 北海道の降雪の年々変動について、どのような大気循環と関係があるのかを捉え、予測に繋がる情報が得られるか考察する。

以上二点を目的とする。

第2章

使用データ

• 月積算降雪量データ

本研究において降雪量データは日々のデータではなく月積算降雪量を用いた。気象庁のホームページ (<http://www.jma.go.jp/jma/>) より取得した。ただし、期間に関しては、解析によって異なる。

- 期間 : 1979/80 - 2006/07 12月、1月、2月
- 使用データ : 月積算降雪量
- 地点 : 気象官署 22 地点、アメダス観測点 70 地点 計 92 地点 (図 2.1)

• 日降水量データ

月積算降雪量データと同様に、気象庁のホームページ (<http://www.jma.go.jp/jma/>) より取得した。

- 期間 : 1979/80 - 2003/04 12月、2月
- 使用データ : 日降水量データ
- 地点 : 気象官署 22 地点

• 全球客観解析データ

気象データとして、気象庁・電力中央研究所の長期再解析データ (JRA-25) を使用した。

- 期間 : 1979/80 - 2003/04 12月、1月、2月

- 水平解像度 : $1.25^\circ \times 1.25^\circ$
- 鉛直レベル : 23層 + 地表 (使用したのは 1000、925、850、700、500、300hPa、地表面)
- 使用データ : ジオポテンシャル高度、海面気圧、温度、水平風速
- 時間間隔 : 6 時間

● 全球海面温度データ

海面温度のデータとして、イギリス気象局の HadISST v.1.1 を使用した。

- 期間 : 1979/80 - 2003/04 12月、1月、2月
- 水平解像度 : $1.0^\circ \times 1.0^\circ$
- 時間間隔 : 月平均値



図 2.1 北海道内の気象官署と、降雪を観測しているアメダス観測点。気象官署のみ地点名を記載。

第3章

降雪域の区分

まずははじめに、クラスター解析によって北海道を降雪の年々変動が似ている地域に区分した。クラスター解析は変動の最も類似しているものから順に集団（クラスター）化していく、最終的にいくつか少數個の集団を作成する解析手法である。

3.1 解析手法

使用したデータは前章の月積算降雪量だが、アメダス観測点の観測期間は気象官署の期間より短いため、1987/88年から2006/07年までの20年分の12、1、2月のデータを使用した。まずははじめに、変動のみを考慮するために各地点における降雪量のデータを各月ごとに標準化したものを3ヶ月分使用し、データ数(N)が60の時系列を作る。次に全地点間の平方ユークリッド距離 d_{ij} を計算し、その距離が最も短いものが最も変動が類似していると判断し、ひとつのクラスターとする。ここで I 番目、 J 番目の地点の時系列をそれぞれ

$$x_i = (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{iN}) \quad (3.1)$$

$$x_j = (x_{j1}, x_{j2}, \dots, x_{jN}) \quad (3.2)$$

とすると、これらの地点間の平方ユークリッド距離は、

$$d_{ij} = \sum_{k=1}^N (x_{ik} - x_{jk})^2 \quad (3.3)$$

と計算することができる。

ひとつのクラスターが出来るたびに、そのクラスターと他の地点及びクラスターとの距

離を再計算し、そのなかで距離が最も短いものを次にクラスター化する。この作業を繰り返すことでいくつかの大きなクラスターを作成することが出来る。

ここで、距離の再計算の際にはウォード法を用いた。距離が d_{ab} であるクラスター A (地点数 n_a) と、クラスター B (地点数 n_b) が新しくクラスター J (地点数 $n_j = n_a + n_b$) を形成した場合、このクラスター J と別のクラスター I (地点数 n_i) との距離 d_{ij} は、元のクラスター A 、 B との距離をそれぞれ d_{ia} 、 d_{ib} とすると、

$$d_{ij} = \frac{n_i + n_a}{n_i + n_j} d_{ia}^2 + \frac{n_i + n_b}{n_i + n_j} d_{ib}^2 - \frac{n_i}{n_i + n_j} d_{ab}^2 \quad (3.4)$$

と再計算される。

3.2 結果

クラスター化をどの段階まで続けるかは主観的に判断しなければならないのだが、今回は5つのクラスターが出来たところで解析を止めた。その結果が、図3.1である。大まかに見ると、日本海側北部、日本海側南部(道南地方)、道央地方、オホーツク海沿岸、太平洋沿岸(道東地方)というある程度の地域性を持ったクラスターとなった。図中には日高山脈、天塙山地、北見山地の位置を簡略化して示しているが、天塙山地、北見山地によって日本海、道央、オホーツクのクラスターがおおよそ分けられ、また日高山脈によって道央や道南と、道東のクラスターがおおよそ分けられていることがわかる。このようにクラスター解析の結果得られた年々変動の似た降雪域というのは、ある程度地形によって分断されていると判断できる。

次に各クラスター内の全地点の月ごとの平均値を20年分計算し、さらにその20年分の平均(気候値)からの偏差について、その年々変動を調べた。各月ごとに計算したのが図3.2である。各月とも、道東クラスターとオホーツククラスターに比べて日本海、道央、道南クラスターの変動が大きいことがわかる。これらのクラスターはどの程度異なる変動をしているのかを調べるため、ここで全クラスター間の相関を12、1、2月の各月ごとに計算した(表3.1)。道東クラスターと他のクラスターとの相関関係は、オホーツククラスターについては各月とも相関が高いが他のクラスターとの相関はいずれも低いことがわかる。また日本海クラスターと道南クラスターの相関は高いなど、月降雪量のクラスター平均値の振る舞いを大きく分けると日高山脈の東西で降雪の様子が異なることがわかる。

今後の解析においては、特に相関の低かった道東地方と道央地方、また道央地方との相関がさほど高くなかった道南地方の3つの地方に焦点を当て、大規模な大気循環や総觀規模擾乱の強さの年々変動との関係を考察することとする。また、気象データとして使用す

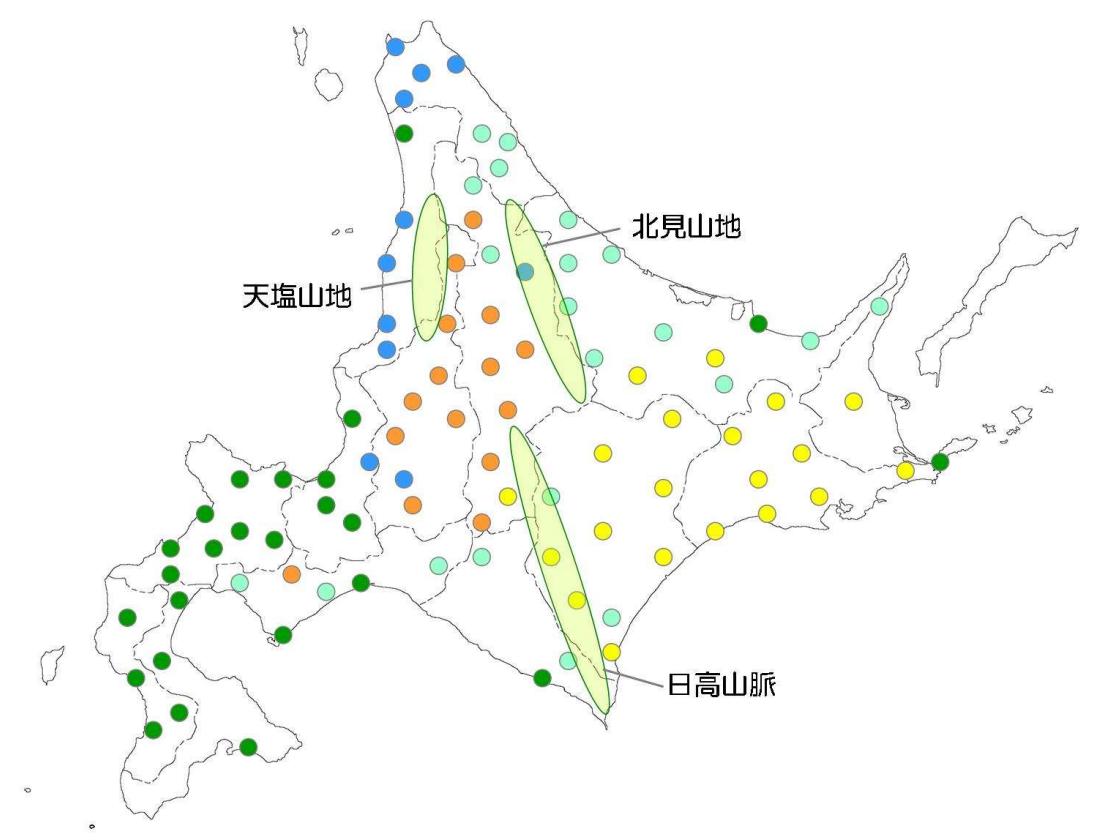


図 3.1 クラスター解析による、北海道の降雪域区分と簡略化した山岳帯。緑：道南クラスター、青：日本海クラスター、橙：道央クラスター、淡青：オホーツククラスター、黄：道東クラスター。

クラスター	相関係数		
	12月	1月	2月
道東 vs 道央	0.15	-0.12	0.34
道東 vs 日本海	0.29	0.10	0.11
道東 vs 道南	0.36	0.10	0.35
道東 vs オホーツク	0.63	0.66	0.72
道央 vs 日本海	0.45	0.47	0.72
道央 vs 道南	0.32	0.27	0.67
道央 vs オホーツク	0.62	0.42	0.58
日本海 vs 道南	0.59	0.78	0.70
日本海 vs オホーツク	0.35	0.35	0.19
道南 vs オホーツク	0.52	0.33	0.51

表 3.1 月ごとのクラスター間の相関係数。

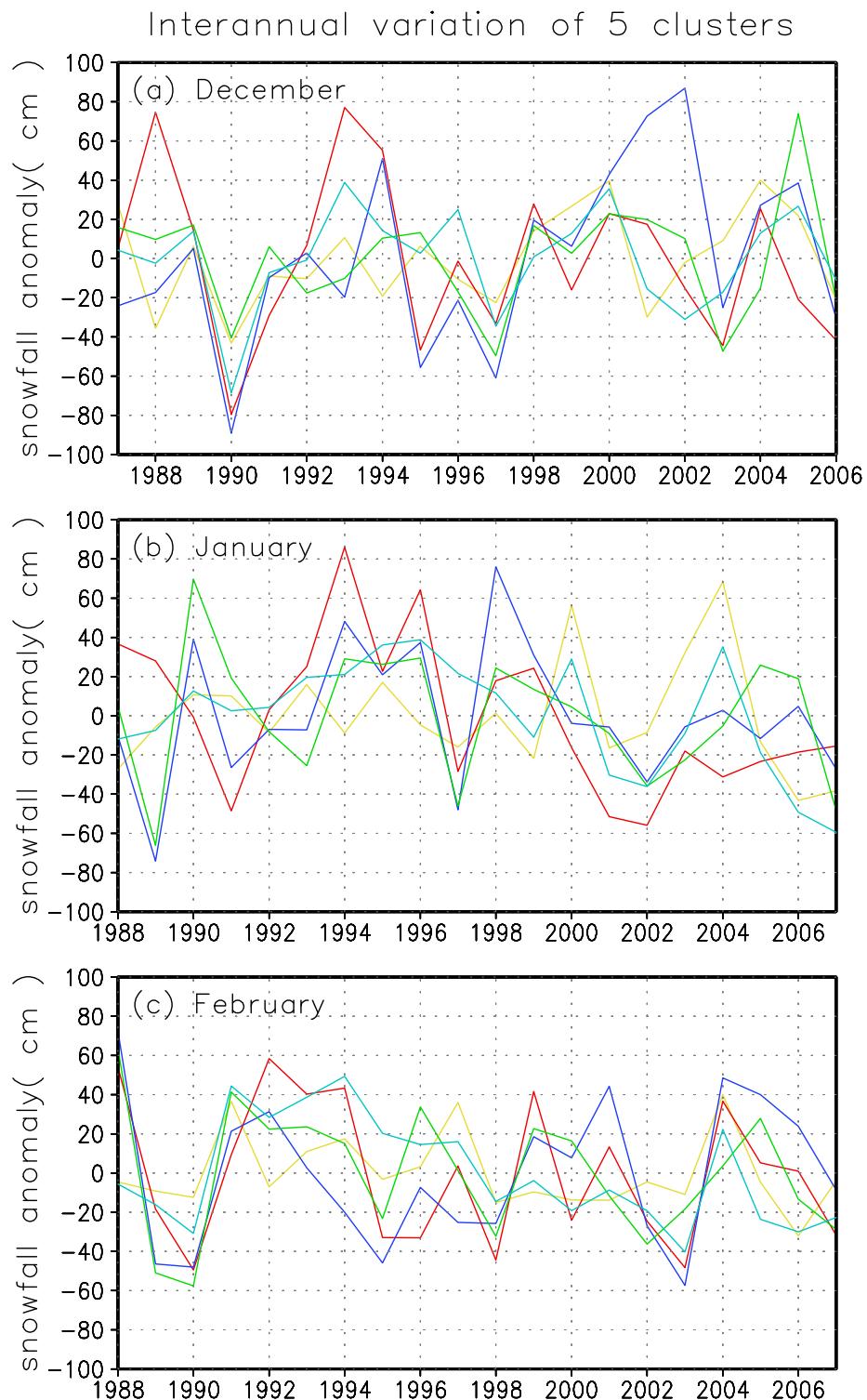


図 3.2 各クラスター平均の月積算降雪量偏差 (cm)。色は図 3.1 に対応。(a) 12 月、(b) 1 月、(c) 2 月。

る JRA-25 のデータ期間は 1979 年～2004 年であるのに対し、各クラスターのデータは 1987/88 年からのものであるが、これはアメダス観測点のデータ期間が短いためである。そこで、各クラスターの観測点のうち気象官署のデータのみを扱い、その平均値をクラスターの代表値とすることによって JRA-25 と同期間のデータを扱った。道東クラスターの場合は広尾、帶広、釧路の平均値を、道南クラスターの場合は小樽、札幌、寿都、苫小牧、室蘭、浦河、江差、俱知安、函館の平均値を、道央クラスターの場合は旭川のデータを代表値とした。本来、道南クラスターには網走と根室という気象官署が含まれているが、地域性を重視するためこれらはクラスターから除外した。しかし除外することで変動が大きく変わることは無く、問題無いとした。また、代表値と元のクラスター平均値との相関係数は 12、1、2 月の順に、道東で 0.86、0.84、0.73、道南で 0.94、0.94、0.95、道央で 0.84、0.73、0.86 と高いことから、代表値で考察しても問題が無いとした。

第4章

冬期降水イベント時の気象場

4.1 気象場に関するコンポジット解析

前章において北海道を降雪の年々変動が似ている地域に区分した。そのうちの道東、道央、道南地方の年々変動について考察するのだが、その前に日々の降水時にどのような気象場になっているのかは知っておく必要がある。そこで本章では、日々の降水がある基準値を越える日を抽出し、その際の気象場の平均値を求めるコンポジット解析を行った。期間は1979/80～2003/04年の25冬期における12月、2月とした。また道央地方については、旭川のデータのみを用いているため、これ以降では「道央地方」ではなく、「旭川」と記述する。

ここでは、各クラスターの代表値の日降水量がそのクラスターでの各月の25年分の変動において1標準偏差を越え、また他の4つのクラスターでは越えない日、という基準を設けた。その結果、抽出した日数は、表4.1の通りであった。

	コンポジット日数	
クラスター	12月	2月
道東	13	7
道南	30	21
旭川	37	41

表4.1 各地域における、コンポジット解析に用いた日数。

各クラスターにおいて抽出した日における海面気圧、地上気温、地上水平風速についてコンポジットする、すなわち平均値を求めるわけだが、気象データは1日4回、6時間ごとのデータであるのに対し、降水は日降水量データであるためどの時間のデータを用いるべきか明確ではない。そこでその日の4回のデータの平均値をその日のデータとして用い

た。また12時間前、12時間後のコンポジットについてはそれぞれ前後に1データ分ずらした4回のデータの平均値を用いている。まず図4.1、図4.2は道東の12月、2月の場合である。両月とも低気圧が日本海上を東進していることがわかる。2月に特に顕著であるが、道東で降水が起こる際は低気圧が日本海上を東進したのち、北海道の南岸を通過して太平洋側に向かうことになる。それに際し、道東地方には太平洋側からの南東風が吹き込み、降水が起こる。12月には日本付近での昇温が顕著に見られるが、これは南東側から暖気が流入するためであり、降雪ではなく降雨が起きている可能性も含まれている。

次に図4.3、図4.4は道南の12月、2月の場合である。道東の場合のように低気圧の通過が見られるが、その通過と降水イベントとのタイミングが異なり、道南の場合はわりと低気圧が太平洋側に抜け、西高東低に近い状態で降水が起こっている。それに際し、道南地方には北東風が吹き込んでいる。これは道南地方のみでの顕著な降水という条件下であるため、単純な冬型による北西風とはややれてしまっていると思われる。

次に図4.5、図4.6は旭川(道央)の12月、2月の場合である。この場合道東、道南と異なり、低気圧偏差はサハリン付近といった北海道より高緯度側に位置している。それにより、北海道付近は高度場偏差の等値線が比較的東西方向に延びており、それに伴って主に西風が吹き込んでいる。これは道南地方と大きく異なる点であると言える。

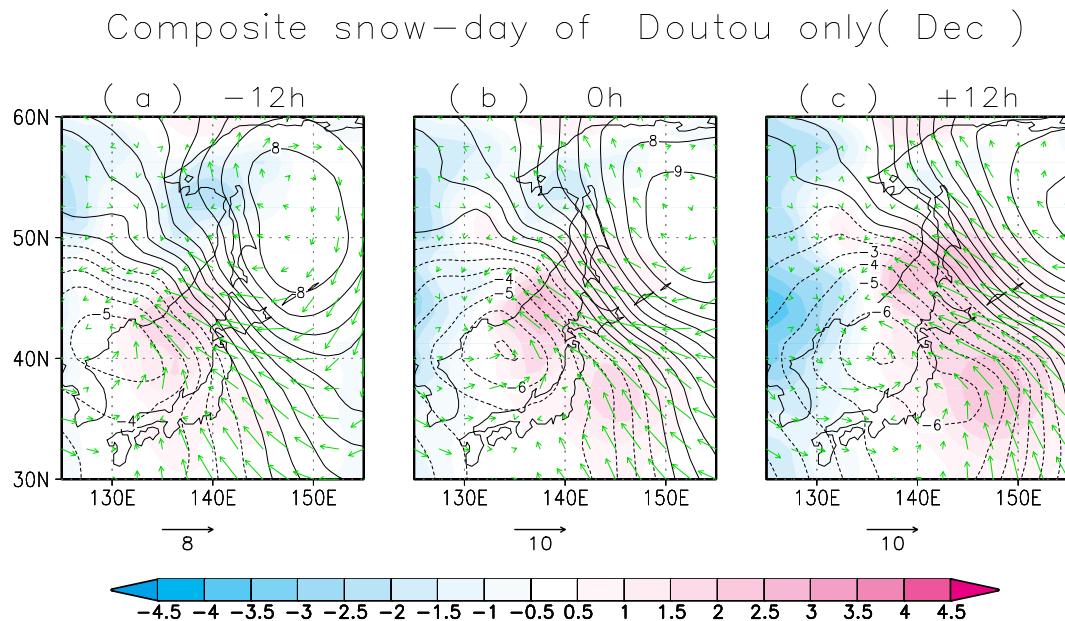


図4.1 12月において道東のみで1標準偏差を越えるような降水がある日についてのコンポジット図。等値線は海面気圧偏差(hPa)、陰影は地表温度偏差で暖色が正偏差、寒色が負偏差(K)。矢印は地表水平風偏差(ms⁻¹)。(a) 12時間前、(b)当該時、(c) 12時間後。

以上のように、本章では冬期降水イベント時の気象場についてコンポジット解析を行っ

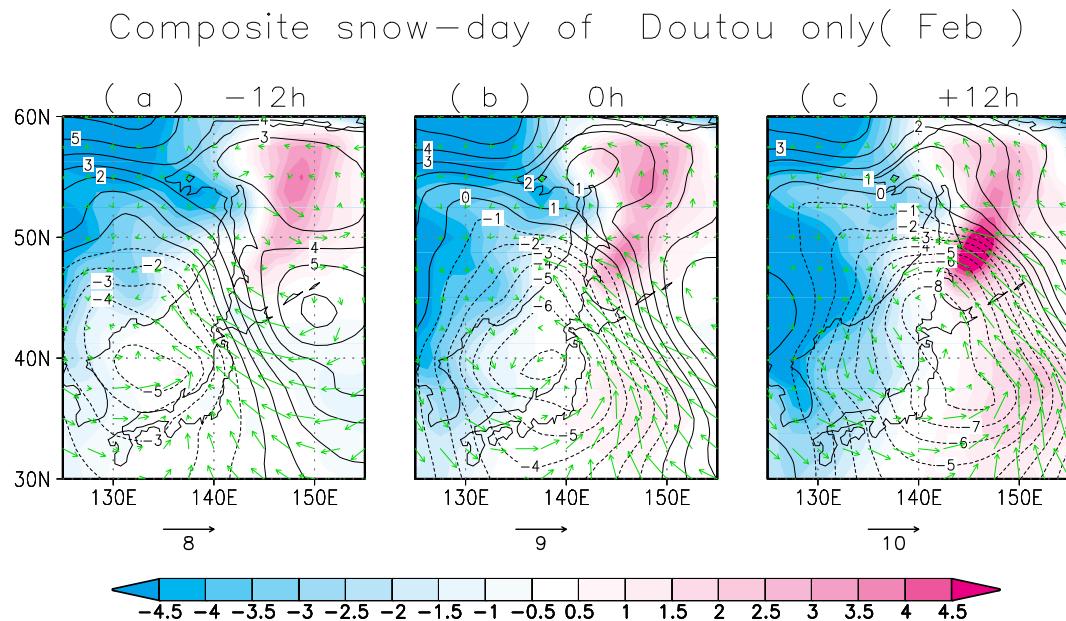


図 4.2 図 4.1 と同様。ただし 2 月に道東のみで降水が起こる場合のコンポジット図。

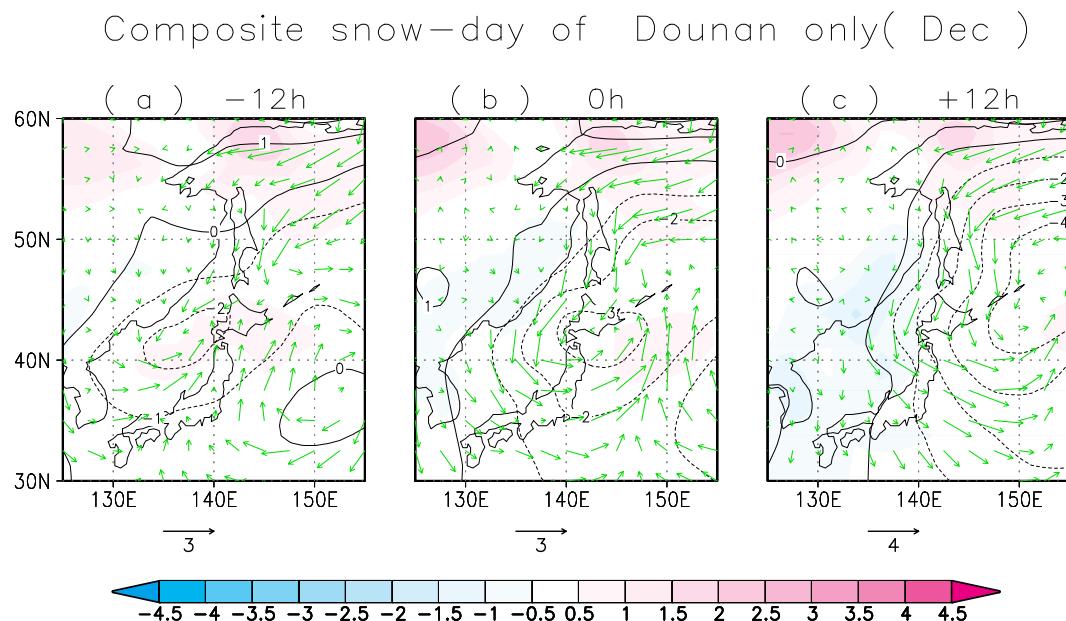


図 4.3 図 4.1 と同様。ただし 12 月に道南のみで降水が起こる場合のコンポジット図。

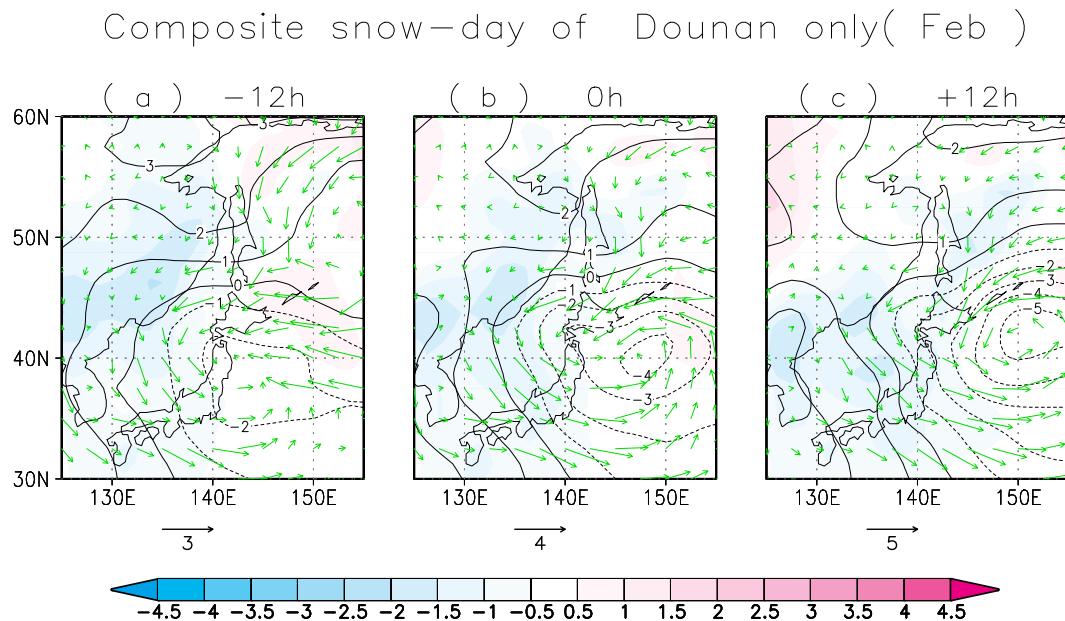


図 4.4 図 4.1 と同様。ただし 2月に道南のみで降水が起こる場合のコンポジット図。

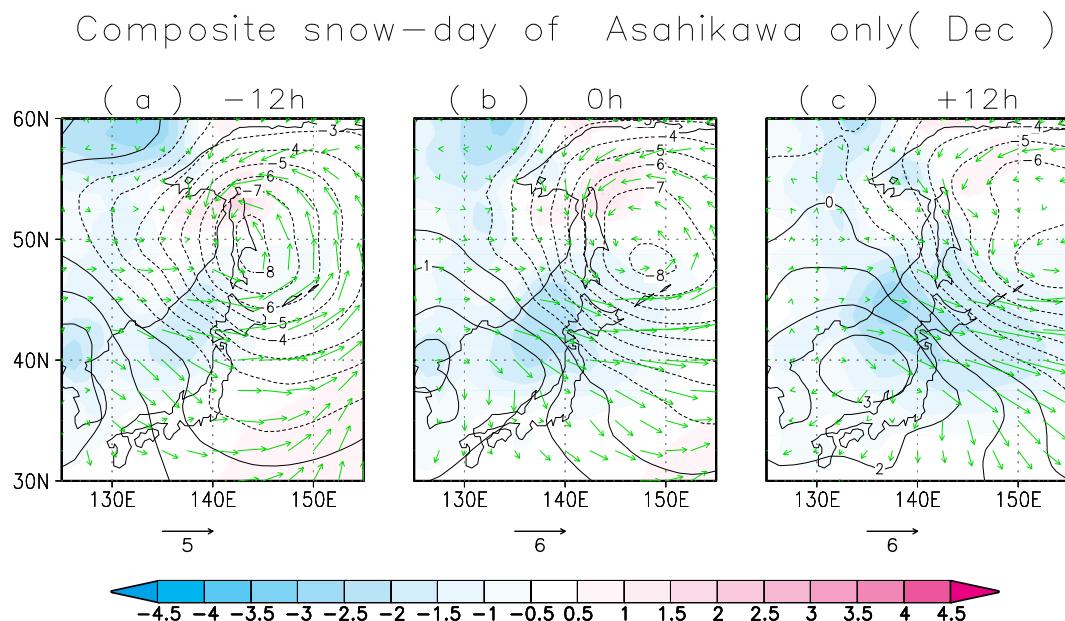


図 4.5 図 4.1 と同様。ただし 12月に旭川のみで降水が起こる場合のコンポジット図。

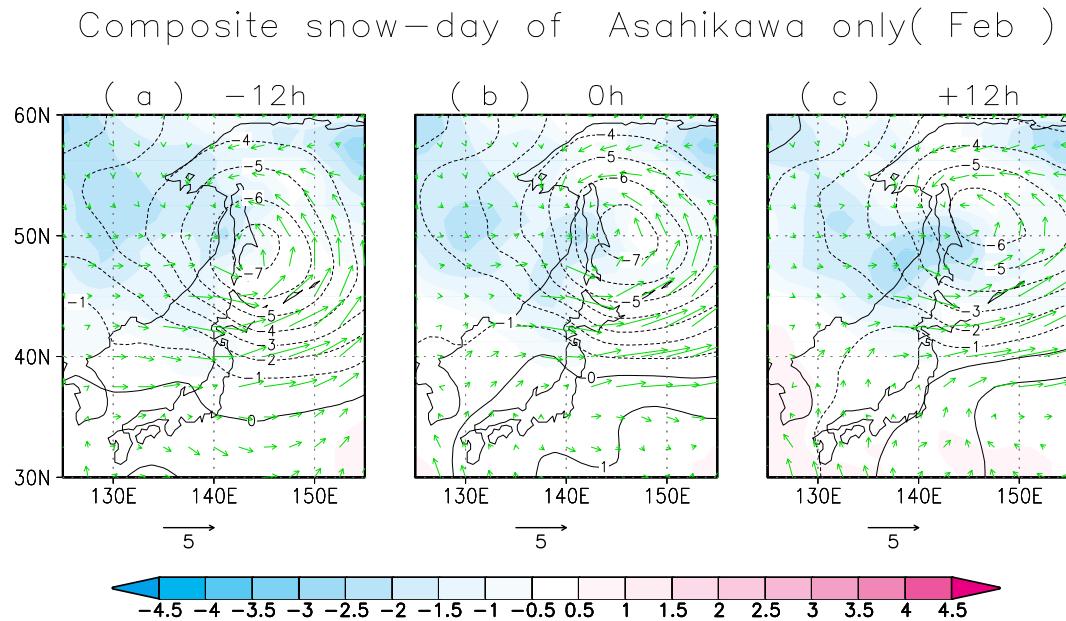


図 4.6 図 4.1 と同様。ただし 2 月に旭川のみで降水が起こる場合のコンポジット図。

た。その結果、各地方によって北海道に吹き込む風向が大きく異なり、それによって降水分布の違いが現れているものと考えられる。このことを踏まえ、次章以降では、降雪の年々変動についてより大規模な視点から考察することとする。

第5章

降雪の年々変動と大規模な大気循環との関係

5.1 道央、道南地方の降雪の年々変動と大規模場との関係

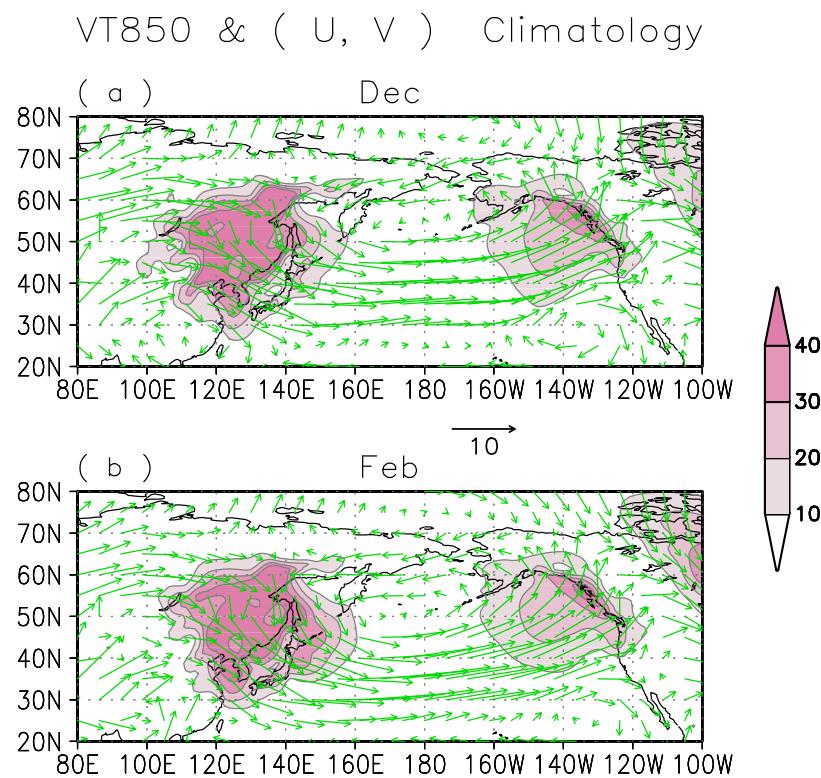


図 5.1 風ベクトル(単位長さは図中に示されており、値は 10.0ms^{-1})と長周期変動による南北熱輸送量(Kms^{-1})の 25 年気候値。(a) 12 月、(b) 2 月。

本章では、北海道の道央地方、道南地方の降雪と大規模な大気循環の変動との関係について考察する。ただし道央地方については、前章と同様に「道央地方」ではなく、「旭川」と記述する。また期間についても、初冬と真冬について考察するため、1979/80年～2003/04年の25年間の12月と2月に着目した。各地域の降雪の年々変動については、25年気候値からの偏差を規格化してインデックスとして扱った。

まず始めに、本章において考察に用いている南北熱輸送量について説明する。本章では、季節風と降雪との関係について考察するが、その季節風の影響を表すものとして用いているのが、長周期変動による南北熱輸送量である。南北熱輸送量は南北風速 V と温度 T との積、 VT によって表現されるが、ここでは主に季節風によるものを抽出するために31日移動平均をした長周期の \bar{V} と \bar{T} を用いている。高度は850hPa面高度である。さらに、局在した熱輸送量偏差を抽出するために東西平均からの偏差 \bar{V}' 、 \bar{T}' を用いて、 $\bar{V}'\bar{T}'$ とした。

図5.1は12月と2月における南北熱輸送量と風の25年気候値である。南北熱輸送量は北からの寒気移流や、南からの暖気移流があるところで正の値をとるが、ユーラシア大陸から日本にかけての極大値が前者、北アメリカ大陸の高緯度西海岸における極大値が後者によるものである。これらは冬期の間、ユーラシア大陸にシベリア高気圧、太平洋上にアリューシャン低気圧が定在していることによるものである。

この南北熱輸送量について、月平均値を求めた上で25年気候値からの偏差を計算し、降雪の年々変動に対する相関、回帰係数を求めた。また他の気象データに関しても同様の解析を行った。

5.1.1 モンスーンインデックスを用いた考察

河村ら(2007)は、第1章において記述した平成18年豪雪について、12月における季節風強度が月を通して大きかったことを示している。このように、日本における降雪には北西季節風が大きく寄与しており、その強度について地点間の気圧差から求めた指標が用いられている。

そこでまず始めに、一般的に季節風強度として使用されている Hanawa et al.(1988)によるモンスーンインデックス(Monsoon Index; 以下、MOI)を用い、この指標によって北海道の降雪が説明できるのかを考察した。MOIはロシアのイルクーツク(北緯52°、東経104°)と日本の根室(北緯43°、東経145°)との海面気圧の差によって定義される。この差が大きいということは、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の間の気圧差が大きく、日本付近では海面気圧の東西傾度が大きくなり、それに伴って季節風が強化される。したがってこのMOIは季節風の強さを表す一つの指標とされている(松村と謝, 1998)。本研究においては、各々の点を含む図5.2のような領域における海面気圧

の領域平均の差を用いて月平均値を求め、その 25 年平均からの偏差を規格化したものを MOI とした。

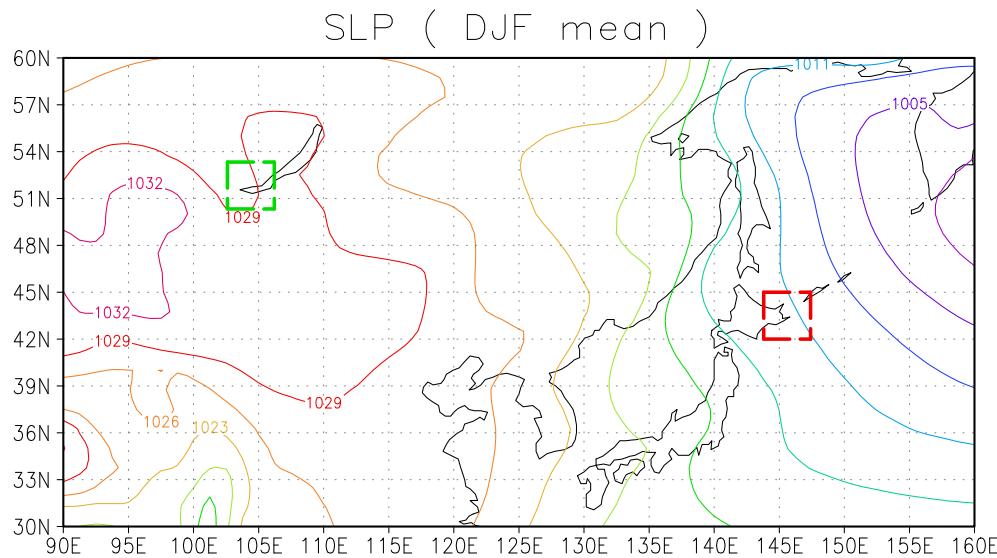


図 5.2 12、1、2 月の海面気圧の気候値 (hPa)。緑破線、赤破線で囲まれた領域がそれぞれイルクーツク、根室を含む領域。これらの領域の海面気圧の差でモンスーンインデックスを定義する。

図 5.3 は 12 月、2 月の MOI と規格化した旭川、道南の月積算降雪量の時系列を示している。相関係数を各月について調べると、道南においては 12 月が 0.36、2 月が 0.71 となっており、2 月の道南の降雪は MOI によってほとんど説明されるということがわかる。旭川においては 12 月が 0.16、2 月が 0.33 となっており、MOI との間には有意な相関関係は見られなかった。またこの他のクラスター及び、本州の日本海側の地域（秋田県秋田、長野県長野、新潟県新庄、新潟県高田）についても同様に相関係数を計算したのが表 5.1 である。道東やオホーツク地方は相関が低く、季節風の影響をあまり受けていないと考えられ、日本海側の地域は道南と同様に両月ともにある程度相関がある。また本州の 4 地点に関しては各地点とも相関が高いことがわかる。

このように本州の地点に関しては、MOI は降雪の変動をもたらすものとして良い相関を持っているが、いま着目している道南や旭川の降雪にとってはさほど良い指標とはなり得ていない。MOI は季節風強度の指標であるが、実際どのような大気場の変動を表しているのだろうか。図 5.4 は、12 月における 850hPa 面における高度偏差、温度偏差、東西風偏差、南北熱輸送偏差の、MOI への相関回帰図である。海面気圧の相関回帰図は 850hPa 面高度の場合とほぼ同様の偏差分布を示していたため、ここでは 850hPa 面での図を示す。高度場の偏差は、大陸側ではイルクーツクを含む広い範囲で正の偏差、太平洋側では、アリューシャン低気圧の領域から根室を含む日本列島全域にかけて負の偏差と

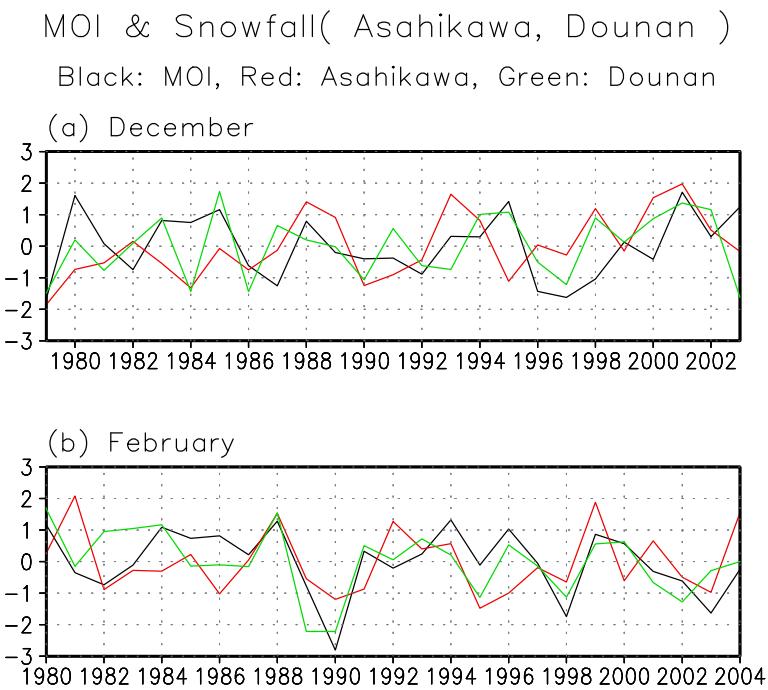


図5.3 モンスーンインデックス（黒線）と、規格化した月積算降雪量（旭川：赤線、道南：緑線）。(a)12月、(b)2月。

	相関係数	
	12月	2月
道南	0.36	0.71
旭川	0.16	0.33
道東	-0.03	0.13
日本海	0.35	0.45
オホーツク	0.14	0.19
秋田	0.51	0.55
長野	0.68	0.43
新庄	0.74	0.60
高田	0.45	0.67

表5.1 各地点の降雪とモンスーンインデックスとの相関係数。

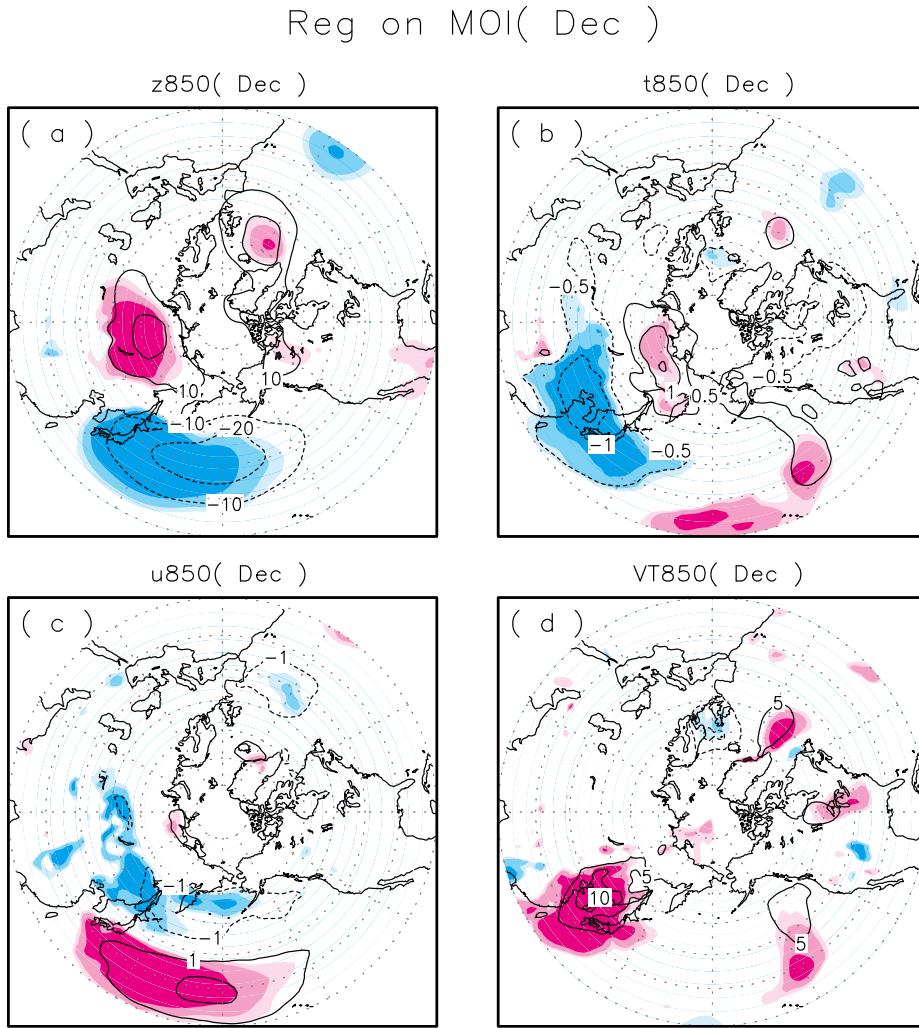


図 5.4 12月のモンスーンインデックスへの相関回帰図。850hPa面の(a)高度偏差(m)、(b)温度偏差(K)、(c)東西風偏差(ms^{-1})、(d)南北熱輸送量偏差(Kms^{-1})。相関係数が90、95、99%の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

なっており、MOI の変動によって日本を挟む広い範囲で西高東低の気圧配置が強まったり弱まったりしていることがわかる。このことは MOI を東西気圧傾度の指標として用いていることの妥当性となり得る。これに伴って、日本列島のうち東北地方以南においては季節風による南向きの負の熱輸送が盛んであり、低温偏差となっている。しかし北海道においてはそのような低温偏差は見られず、また東西風は東風偏差となる。

図 5.5 は図 5.4 と同様で 2 月の MOI への相関回帰図である。高度場はアリューシャン低気圧の中心領域から日本海にかけて負偏差であるという点は 12 月の場合とほぼ同様であるが、大陸側は大きく様子が異なる。シベリア高気圧の中心領域は MOI と正の相関関

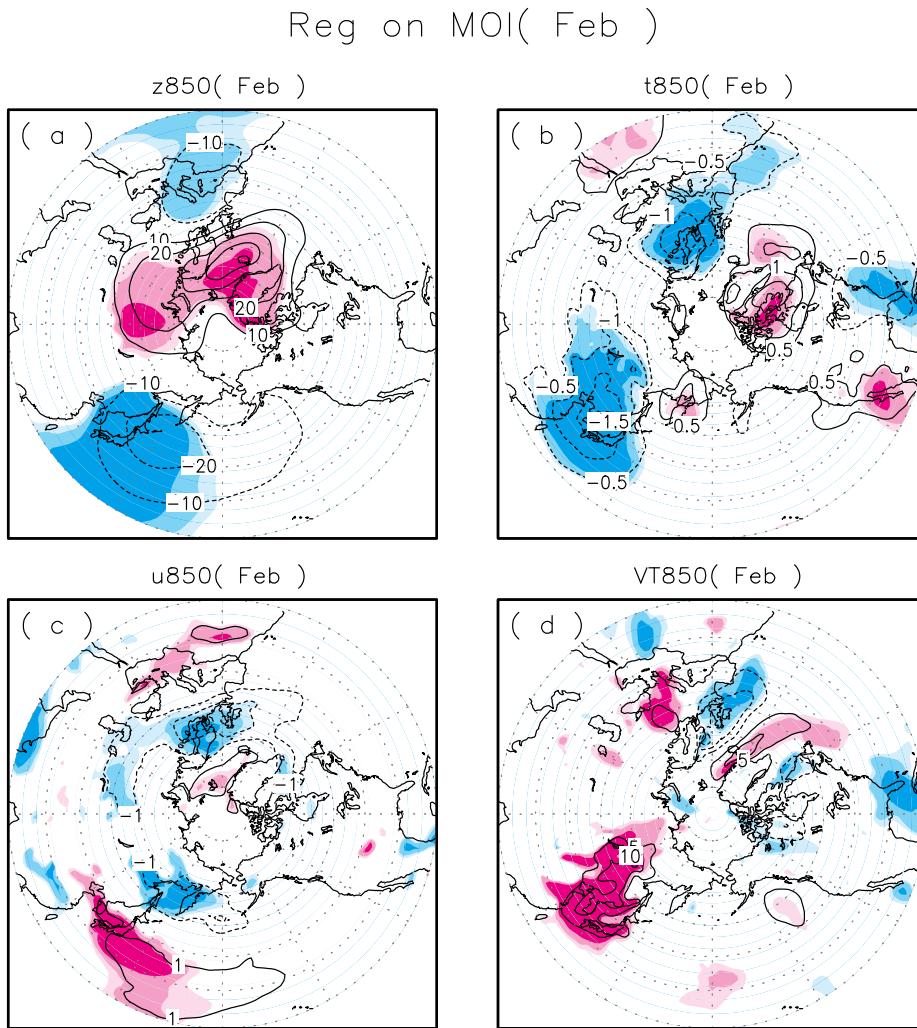


図 5.5 図 5.4 と同様。ただし、2月のモンスーンインデックスへの相関回帰図。

係にはなっておらず、正の相関域はその北東部へとずれている。しかし結果的に日本付近は西高東低の気圧偏差にはなっており、12月と同様に季節風による北方からの負の熱輸送がもたらされ、北海道は低温偏差域の北端となっている。また東西風については、北海道においてほぼ無相関である。両月とも、季節風の影響、低温偏差は本州を中心に作用していることから北海道の各クラスターよりも本州の地点において MOI と相関が高くなっていると考えられる。つまり、本州の日本海側の降雪は季節風によるものが多く、MOI によってある程度の変動を説明できると考えられる。

それでは、旭川、道南の降雪がどのような場合に多いのかについて考察し、2月の道南を除くと MOI によってほとんど説明ができないのはなぜか議論する。

図 5.6 は規格化した 12 月の旭川の降雪の年々変動に対する相関回帰図を示している。MOI への相関回帰図と比較すると、大陸側の正偏差域はいわゆるシベリア高気圧の中心

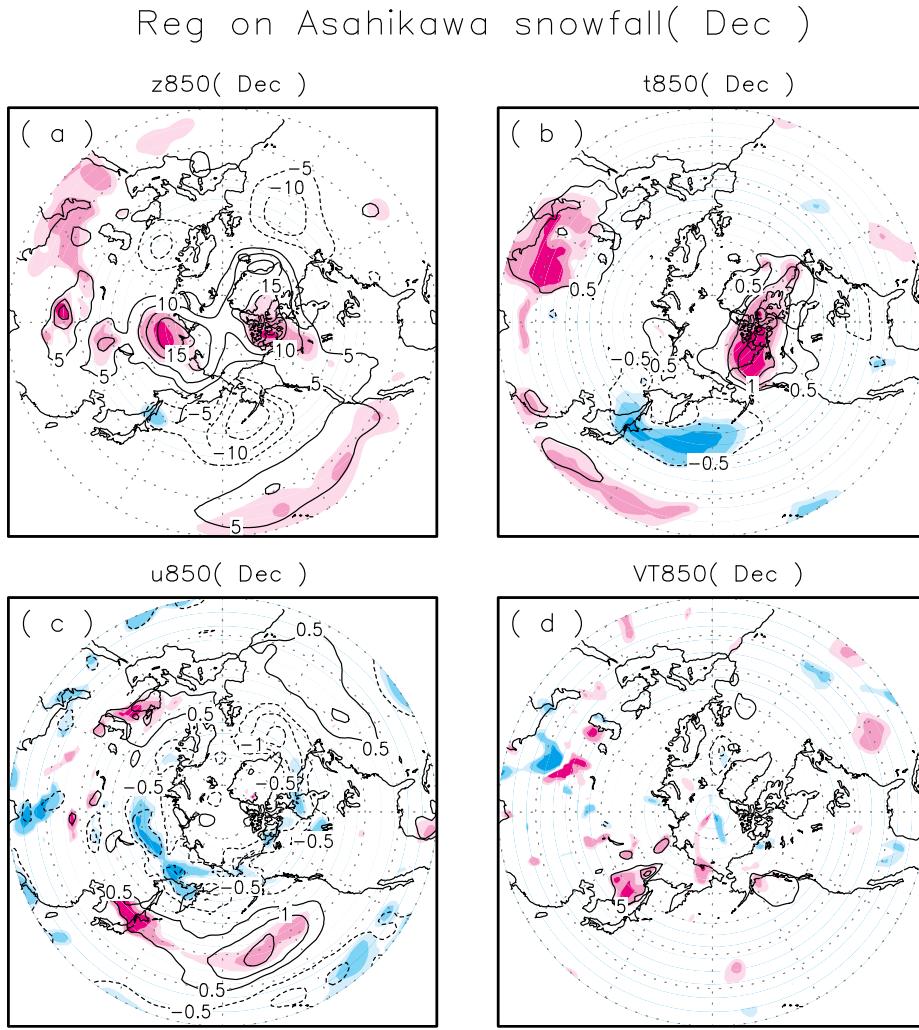


図 5.6 図 5.4 と同様。ただし、規格化した 12 月の旭川の降雪の年々変動への相関回帰図。

領域より高緯度の地域に広がっており、アリューシャン低気圧の中心領域から日本の北部にかけては、有意であるのはサハリン近辺だけであるものの負偏差が広がっている。このとき気温、東西風との関係については北海道上空において低温偏差、東西風は西風偏差であるが、季節風による熱の輸送については、大陸上では有意な偏差は見られるものの北海道上空においては有意な偏差は見られない。つまり、北海道上空において気温が低温偏差であることと、西風偏差であることが旭川の降雪にとって重要であり、単純に季節風が強いから降雪が多い、とはならないと考えられる。この結果はコンポジット解析の結果と同様である。しかし、前述した通り、MOI に伴う気象場の変動としては、北海道において低温とはならず、また東西風は東風偏差となる。これらの関係から、MOI によって旭川の降雪の年々変動は説明できず、相関が低いということがわかる。この西風偏差がどのようにもたらされるのかについては、後に考察する。

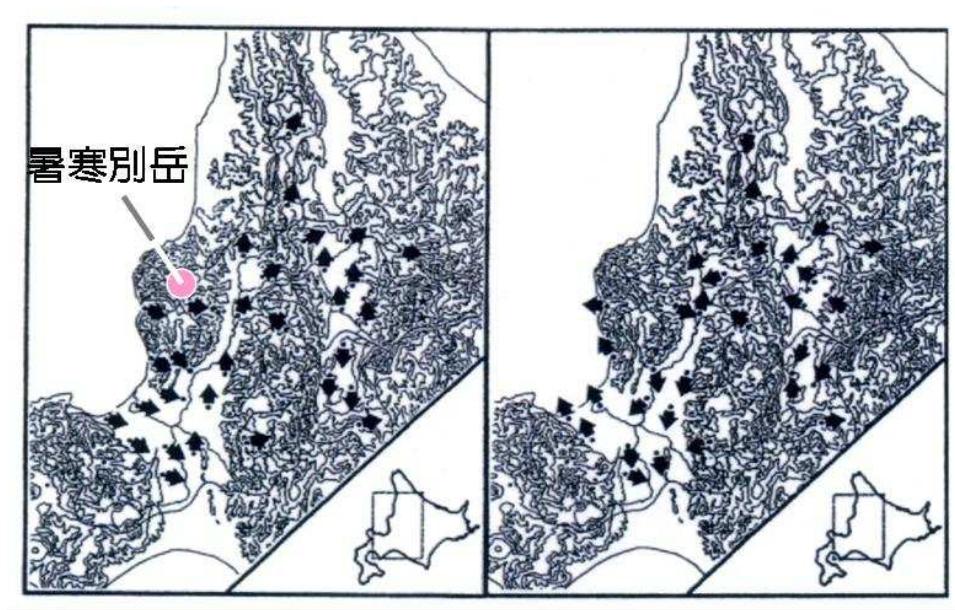


図 5.7 Tachibana(1995)における、降雪型ごとの最も卓越する局所的な風向分布。左図) 道央地方(山間部)で降雪が起こる場合、右図) 石狩平野を中心とした平野部で降雪が起こる場合。

ここで、なぜ旭川における降雪は単純に季節風とではなく西風偏差と正の相関があるのかについて考察する。図 5.7 は、第 1 章でも紹介した Tachibana(1995) の解析結果の一部である。冬期の北海道中心部の降雪分布を、EOF 解析によって山間部を中心に降る mountain-type と平野部を中心に降る plain-type の二つの降雪型を抽出したことは前述の通りだが、この図は各々の型が卓越する際に最も発生頻度の高い風向を示している。plain-type の際は山間部より石狩川に沿って風が吹いており、この風が石狩湾付近で北西季節風と衝突することで平野部に降雪が起こる。しかし mountain-type の際は風向がまったく逆であり、石狩湾から流入した空気塊は石狩川に沿って上流へと入り込むことがわかる。このように冷たい空気塊が上流まで到達したとき、旭川を中心とした、道央地方で降雪が起こる。しかし、季節風として北西寄り、北寄りの風が日本海を通過したとしても、石狩平野の北側の暑寒別岳などの山岳地形に阻まれ、風が内部まで流入しにくいと考えられ、なるべく西寄りの風であることが内部まで流入するためには重要であると思われる。こうした理由により、年々変動においても、旭川の降雪と西風が正の相関にあるのだと考えられる。

図 5.8 は 12 月の道南の場合の相関回帰図である。高度場偏差に関しては旭川の場合と似ており西高東低の気圧配置となっている。しかし、東西風や南北熱輸送、温度の偏差は大きく異なっており、道南の降雪には西風偏差は関係がなく、季節風による南向きの熱輸送と、それによる低温偏差が重要であることがわかる。しかし MOI の変動によると、季

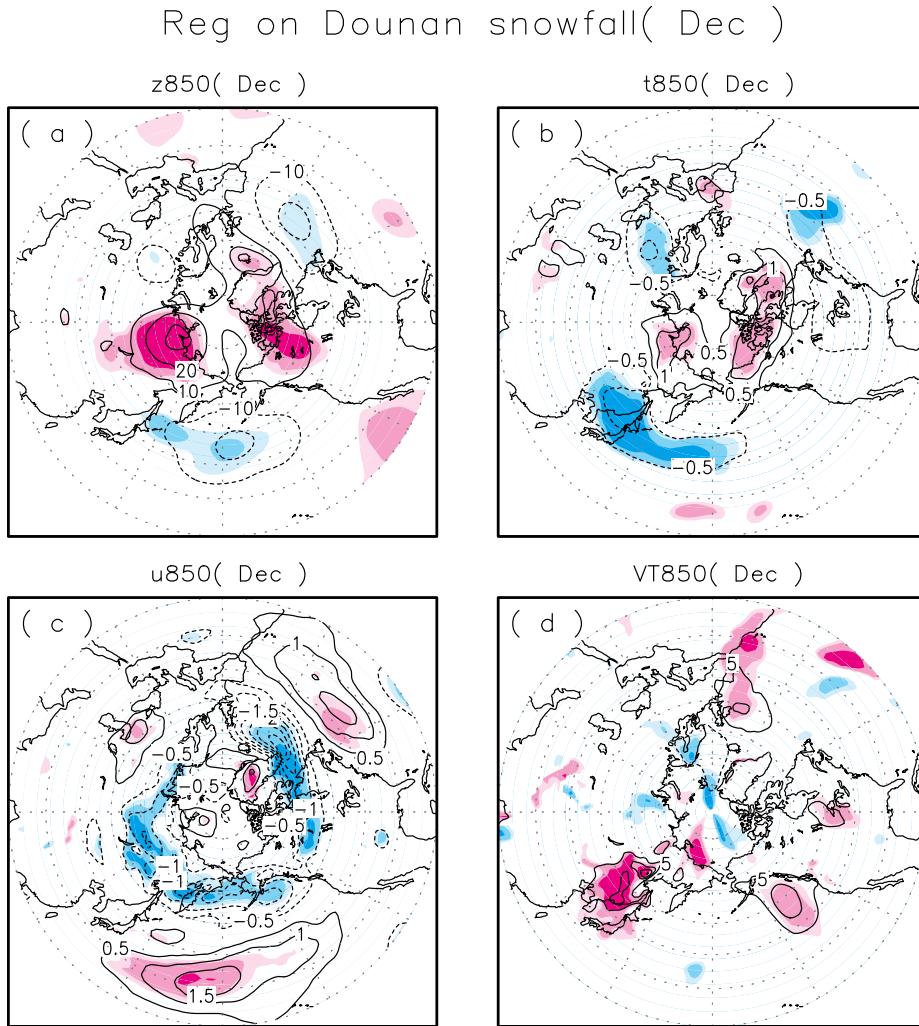


図 5.8 図 5.4 と同様。ただし、規格化した 12 月の道南の降雪の年々変動への相関回帰図。

節風による熱輸送や低温の偏差は、本州を中心にもたらされており、北海道には有意な低温偏差はもたらされない。これにより道南地方の降雪と MOI との相関が低いものと考えられる。

図 5.9 は 2 月の旭川の降雪の年々変動に対する相関回帰図である。この図によると、2 月は 12 月の場合より MOI への相関回帰図（図 5.5）に似ており、北海道はアリューシャン低気圧から伸びた負偏差域に覆われている。北海道近辺での季節風による熱輸送の偏差や低温偏差とは全く相関がなく、2 月の場合もやはり西風偏差と正の相関がある。温度偏差と相関がないのは、2 月は 12 月と比較して平均的に温度が低いので、低温偏差であることは必ずしも必要ではないものと考えられる。以上より、12 月とは気圧偏差のパターンは違うものの、2 月の場合も典型的な西高東低の気圧配置による北西季節風ではなく、西風が強い年に降雪が多いため、MOI からは説明ができないと考えられる。図 5.10 は道

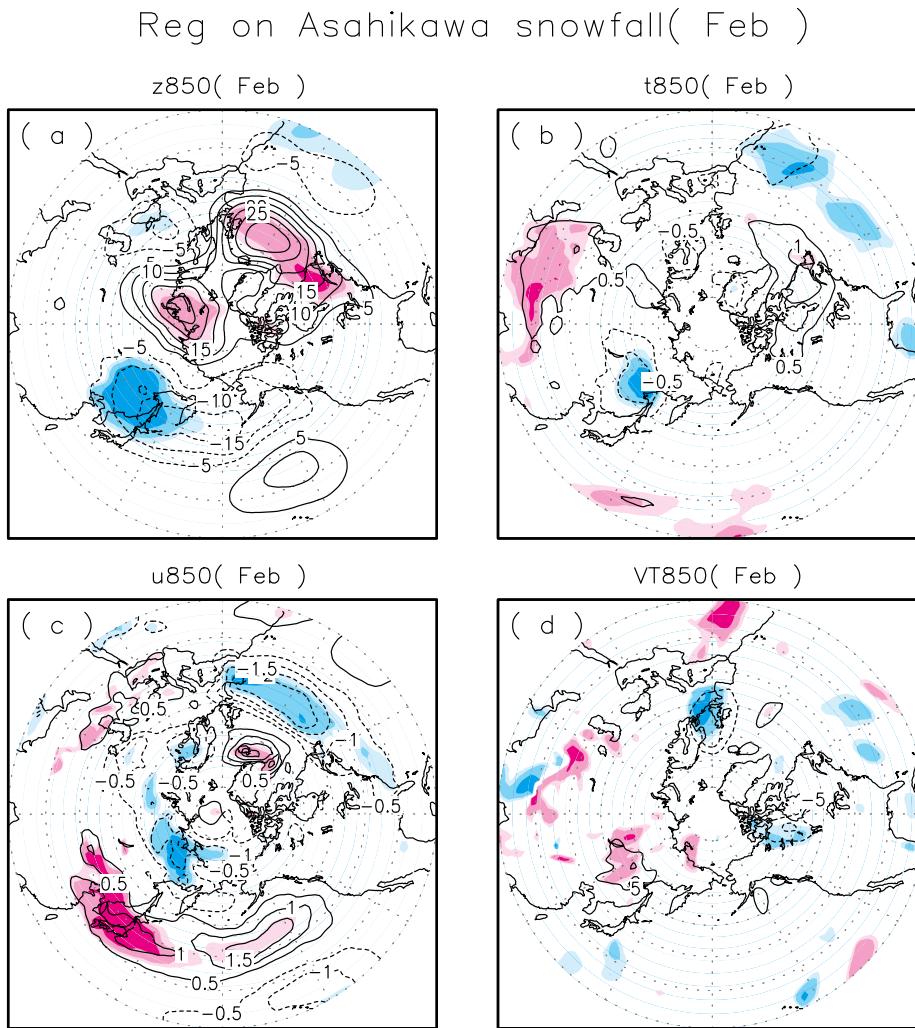


図 5.9 図 5.4 と同様。ただし、規格化した 2 月の旭川の降雪の年々変動への相関回帰図。

南の場合であるが、MOI への相関回帰図（図 5.5）と特徴がほぼ同じであることから、道南の降雪が MOI と相関が高い（相関係数 0.71）ことが理解され、12 月の場合と同様に、季節風の強さに依存した降雪形態であるということがわかる。

以上のように本節では、モンスーンインデックスによって北海道の降雪が表現できるのかについて考察した。旭川の場合は、12 月も 2 月も MOI との相関は強くなかったが、これは季節風自体が全く関係ないのではなく、大陸上における季節風の強さに加え、北海道上空で西風偏差があることが旭川の降雪にとって重要であるからであると考えられる。この西風偏差がどのようにもたらされるのかを考察する必要がある。また、道南地方は季節風が直接降雪の多寡に寄与しており、2 月については MOI とかなり良い相関が得られた。しかし 12 月については、MOI は季節風の強化を表すにも関わらず相関は低かった。これは図 5.6(a) や図 5.8(a) からわかるように、旭川や道南で降雪が多い年は MOI の変

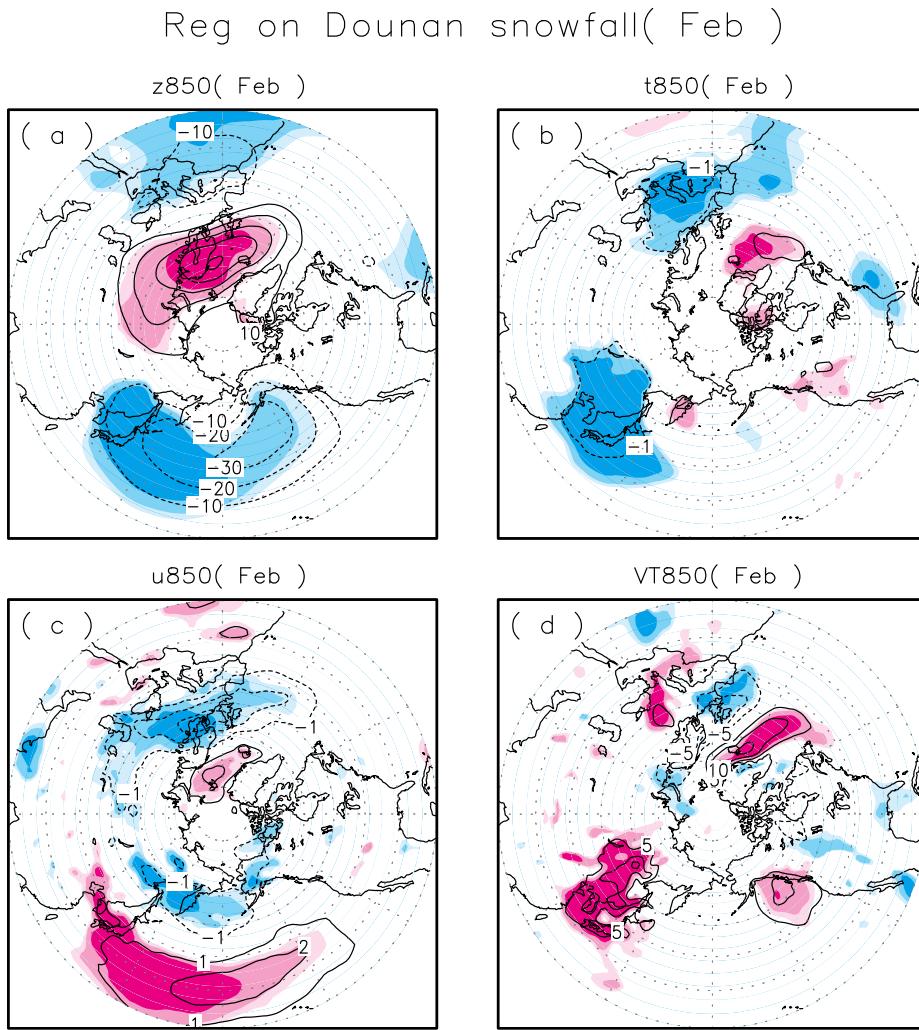


図 5.10 図 5.4 と同様。ただし、規格化した 2 月の道南の降雪の年々変動への相関回帰図。

動のようにバイカル湖付近ではなく、北極海に面するような高緯度域において気圧が高くなることで、より高緯度域から冷気が流入されやすくなることが重要であるためであり、よって季節風の寄与はあるものの MOI からは説明ができない、という結果になる。

5.1.2 旭川と道南の降雪の違いをもたらすもの

前節において考察した通り、旭川の降雪には西風偏差が重要である。この西風偏差がどのようにもたらされるものなのかについて、本節では考察する。図 5.11 は、12 月における旭川の降雪が 1 標準偏差を越えるような年のうち、道南では 1 標準偏差を越えないような年についてコンポジット解析したものである。該当する年は 1988、1993、1998、2000 年の 4 年間である。この図から、北緯 50° 付近の大陸上では北風偏差が大きく、北西季節

風は強まっていることがわかる。しかし、本州南部を中心とした高度場の正の偏差があることによって、その高気圧性の循環により北緯45°付近の大陸上で北風偏差はその風向を東向きに変えられていることがわかる。このように、もともと季節風が強い年に、北海道の南側における高気圧性の高度場偏差が卓越することで、旭川に降雪をもたらすような西風偏差が強化されると考えられる。

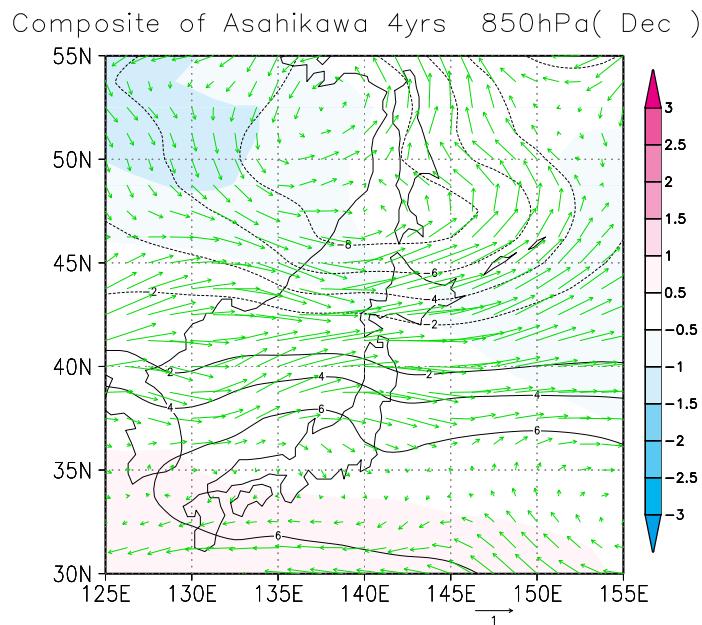


図5.11 12月における旭川での降雪が1標準偏差を越え、道南では越えない4年間についての850hPa面でのコンポジット図。等値線は高度場偏差(m)、陰影は温度偏差で暖色が正偏差、寒色が負偏差(K)。矢印は水平風偏差(ms^{-1})。

5.1.3 大規模変動パターンとの関係性(12月)

前々節において、モンスーンインデックス(MOI)は北海道の降雪を表現するには不十分であることがわかった。そこで、旭川や道南の降雪とより良い相関を持った高度場偏差パターンが存在しないか考察する。

図5.12は12月における旭川、道南の降雪年々変動への500hPa面、300hPa面高度場偏差の相関回帰図である。先に述べたような850hPa面高度場における相関関係はさらに上空でもほぼ順圧的に存在し、その関係がさらに明確である。両地域とも高緯度域における特徴が似ており、アリューシャン低気圧の中心領域からサハリンにかけてが負偏差、北シベリアが正偏差、黒海北部が正偏差、地中海が負偏差となっている。旭川や道南の降雪に対してユーラシア大陸を東向きに伝わる変動のパターンが寄与していることが推測される。このときやはり、バイカル湖付近のないわゆるシベリア高気圧の中心領域の上空

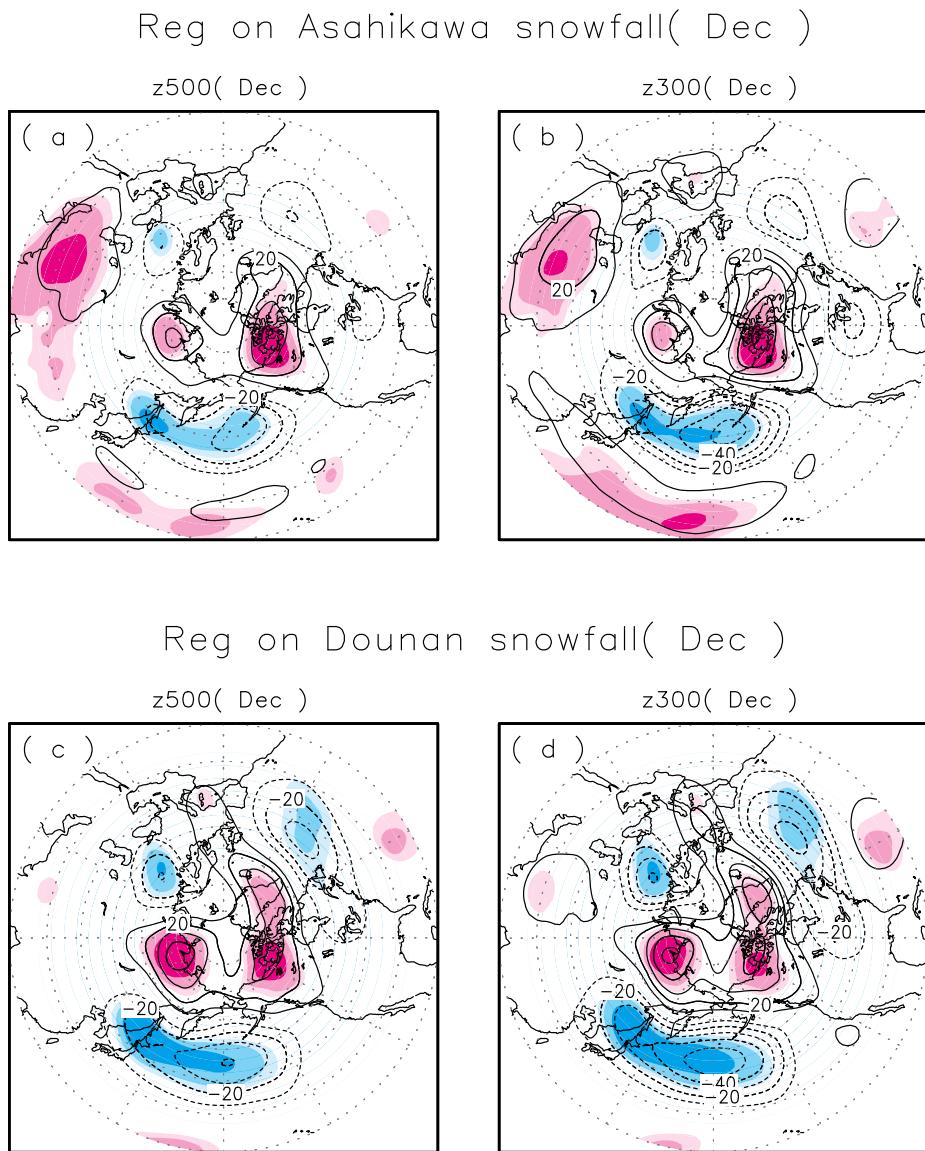


図 5.12 規格化した 12 月の旭川の降雪の年々変動への相関回帰図。(a) 500hPa 面高度場偏差 (m)、(b) 300hPa 面高度場偏差 (m)。 規格化した 12 月の道南の降雪の年々変動への相関回帰図。(c) 500hPa 面高度場偏差 (m)、(d) 300hPa 面高度場偏差 (m)。 相関係数が 90, 95, 99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

よりも高緯度側の上空に正の偏差が見られる。また旭川においてはアリューシャンの負偏差域の南、低緯度太平洋域に正偏差が見られ、このような太平洋域の南北の変動パターンも寄与し、前節で考察したような西風偏差がもたらされると考えられる。

そこで、これらの変動パターンが存在し、旭川や道南の降雪にどの程度影響を及ぼしているのかを調べるために高度場の EOF 解析を行った。ここでは 300hPa 面で解析を行ったが、500hPa 面でもほぼ同様の変動パターンが抽出された。また全球規模の変動ではなく、あくまでも日本付近の変動を主体に抽出するために、解析の範囲は北緯 $20^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 、東経 $100^{\circ} \sim 180^{\circ}$ とした。

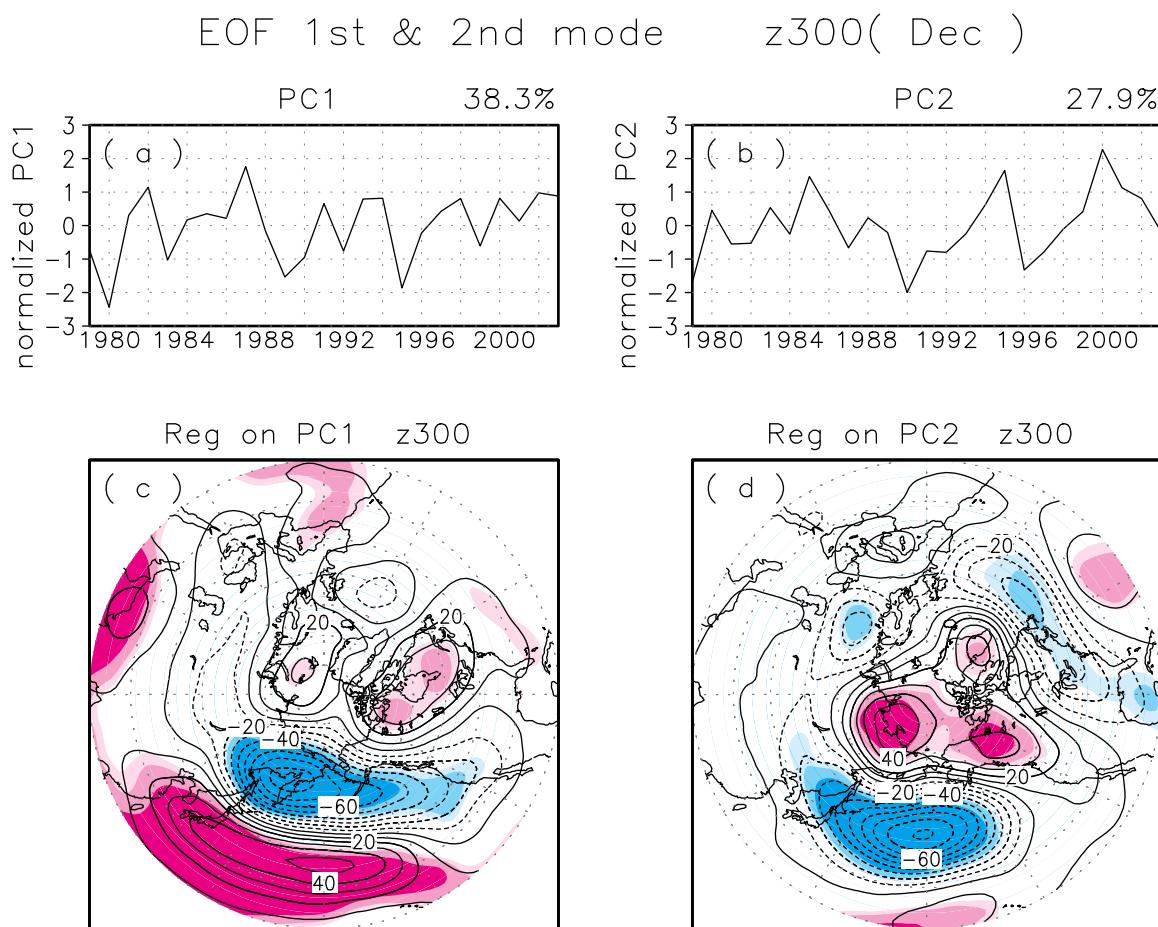


図 5.13 EOF 解析のスコアと 300hPa 高度場偏差の相関回帰図。スコアは (a) 第 1 モード、(b) 第 2 モード。相関回帰図は (c) 第 1 モード (m)、(d) 第 2 モード (m)。ただし、相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

図 5.13 は第 1 モードと第 2 モードのそれぞれスコアと 300hPa 面高度場の相関回帰図

である。第1モードは太平洋西部の中緯度域に正偏差、カムチャッカ半島付近を中心とした高緯度域に負偏差を持つダイポール構造をしており寄与率は38.3%、第2モードは地中海からアリューシャンへと続く正、負、正、負といった波列のようなものが見られ、寄与率は27.9%である。この第2モードは、位置は少し異なるが旭川や道南の降雪年々変動に対する高度場の偏差の列と似ている。これら各モードのスコアと降雪との相関係数を計算すると、旭川は第1モードが0.37、第2モードが0.43、道南は第1モードが0.07、第2モードが0.66であった。旭川に対しては、いずれのパターンもMOIより相関が高く、これらの高度場偏差は旭川の降雪に少しずつではあるが寄与していることがわかる。また、道南に対しては、第2モードの相関がかなり高く、第2モードの高度場偏差はMOIによる偏差より道南に降雪をもたらすパターンであると言える。

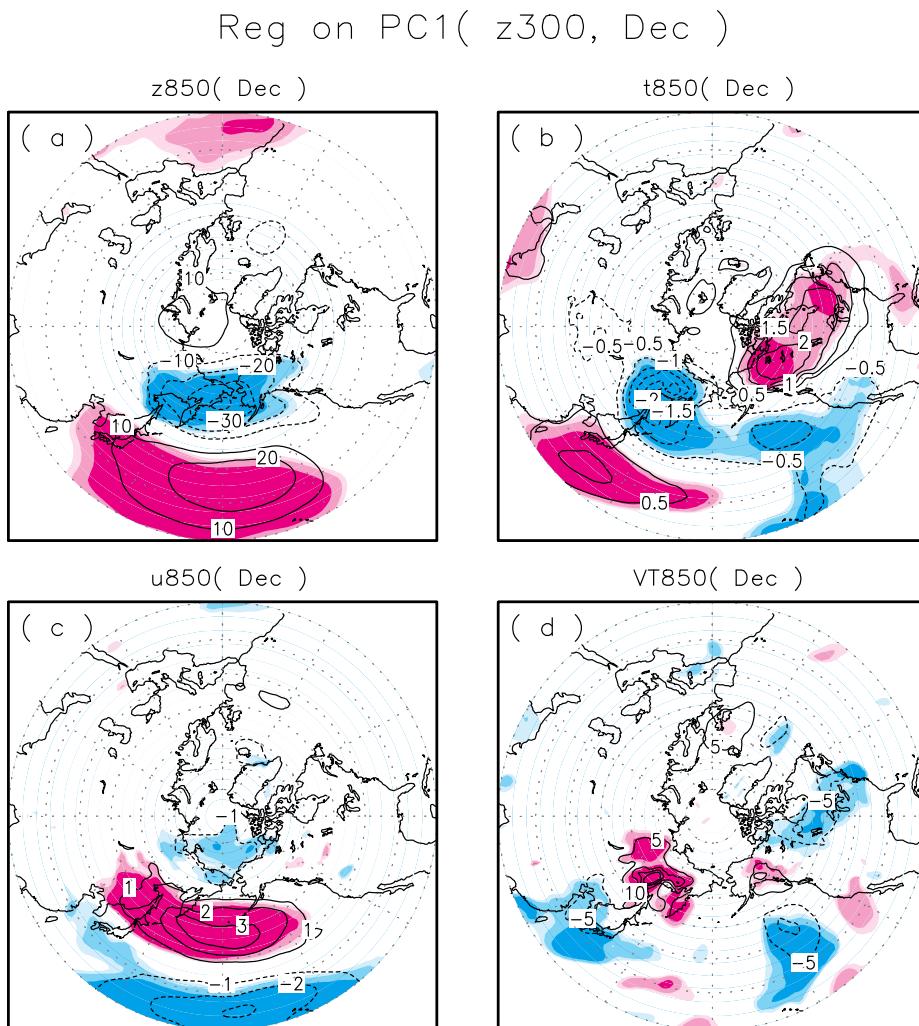


図5.14 図5.4と同様。ただし、12月の300hPa面高度場偏差のEOF第1モードへの相関回帰図。

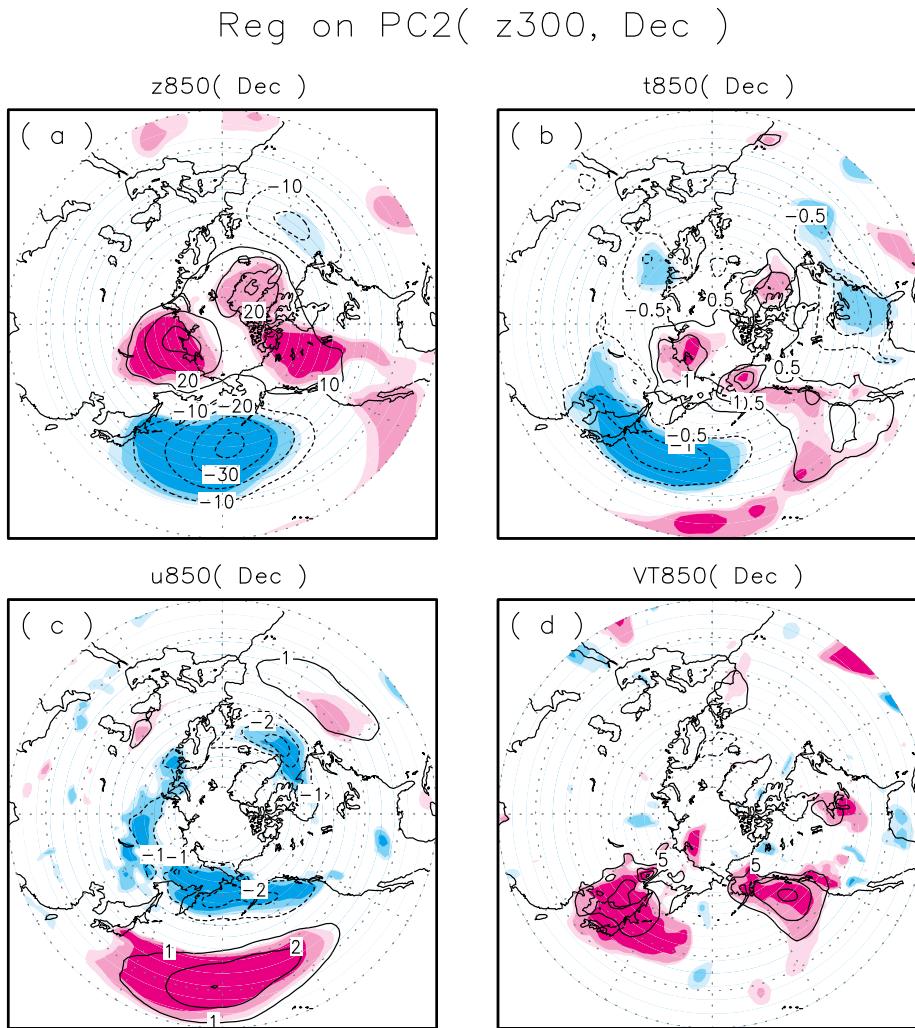


図 5.15 図 5.4 と同様。ただし、12 月の 300hPa 面高度場偏差の EOF 第 2 モードへの相関回帰図。

それではこれらのパターンがなぜ旭川や道南の降雪の年々変動と有意な相関関係にあるのだろうか。図 5.14 は第 1 モードのスコアへの 850hPa 面高度偏差、温度偏差、東西風偏差、南北熱輸送偏差の相関回帰図である。対流圏下層においても太平洋域のダイポール構造は存在し、これに伴ってオホーツク海を中心に温度の低温偏差が広がり、北海道はその南端に含まれている。また、北海道は南北熱輸送との間には特に有意な相関は見られないとため、このダイポール構造は北海道上空においては季節風の影響を反映していない。しかし北海道はこのダイポール構造の二つの循環の間に位置しており、北部の低気圧性循環と南部の高気圧性循環によって、東西風については西風偏差が広がっている。このことは前節の考察の結果を反映しており、ダイポール構造の正偏差が北西季節風を東向きに変えているため、旭川の降雪とやや相関があるパターンとなっている。

次に旭川、道南の両地域の降雪と相関のある第2モードについて考察する。図5.15は図5.14と同様で第2モードの場合である。この場合の850hPa面高度場は北シベリアで正の偏差、アリューシャンから北海道にかけて負の偏差となり、北海道上空は気圧の東西傾度が大きくなる。MOIで表現される変動よりも大陸上の高度場の正偏差は高緯度域に広がっており、これに伴って季節風による北方からの負の熱輸送も盛んで、北海道は低温偏差に覆われる。このような理由から、道南の降雪との相関が高く、12月の道南の降雪年々変動を十分に説明するパターンであると言える。またこのパターンの場合、北海道は低温偏差に覆われることによって、東西風との間に有意な相関関係は見られないものの旭川の降雪と正の相関があることがわかる。

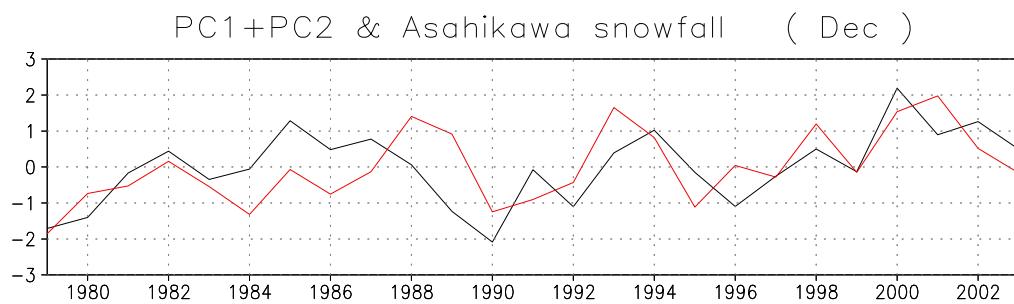


図5.16 EOF第1モードと第2モードのスコアを足し合わせたインデックス（黒線）と、旭川の降雪の年々変動（赤線）。

以上まとめると、日本付近で冬季に最も卓越する上層の高度場偏差パターンは、太平洋域においてダイポール構造をしており、その構造による下層の西風偏差が旭川の降雪に影響を与える。またその次に卓越する地中海から続く波列パターンは、下層に西高東低の気圧配置を作り、北海道に季節風による低温偏差をもたらし、道南や旭川など広く北海道の日本海側の降雪に影響を与えるということがわかった。このように旭川に対しては、極東域から太平洋域にかけてのこれら二つの大気循環パターンが寄与しているため、図5.16の黒線のように、第1モードと第2モードのスコアを足し合わせ新しいインデックスとすると、旭川の降雪との相関は0.57とさらに大きいものとなった。

5.1.4 大規模変動パターンとの関係性（2月）

次に2月についても同様に大規模変動パターンと降雪との関係について考察する。

図5.17は、図5.12と同様で2月の場合の旭川、道南の降雪に対する500hPa面高度場偏差、300hPa面高度場偏差の相関回帰図である。12月の場合のような明確な東向き伝播パターンやダイポールパターンなどは見えていないが、旭川に関しては、12月と同様で低緯度域に正の高度場偏差が見られ、これによって西風偏差がもたらされると考えられる。

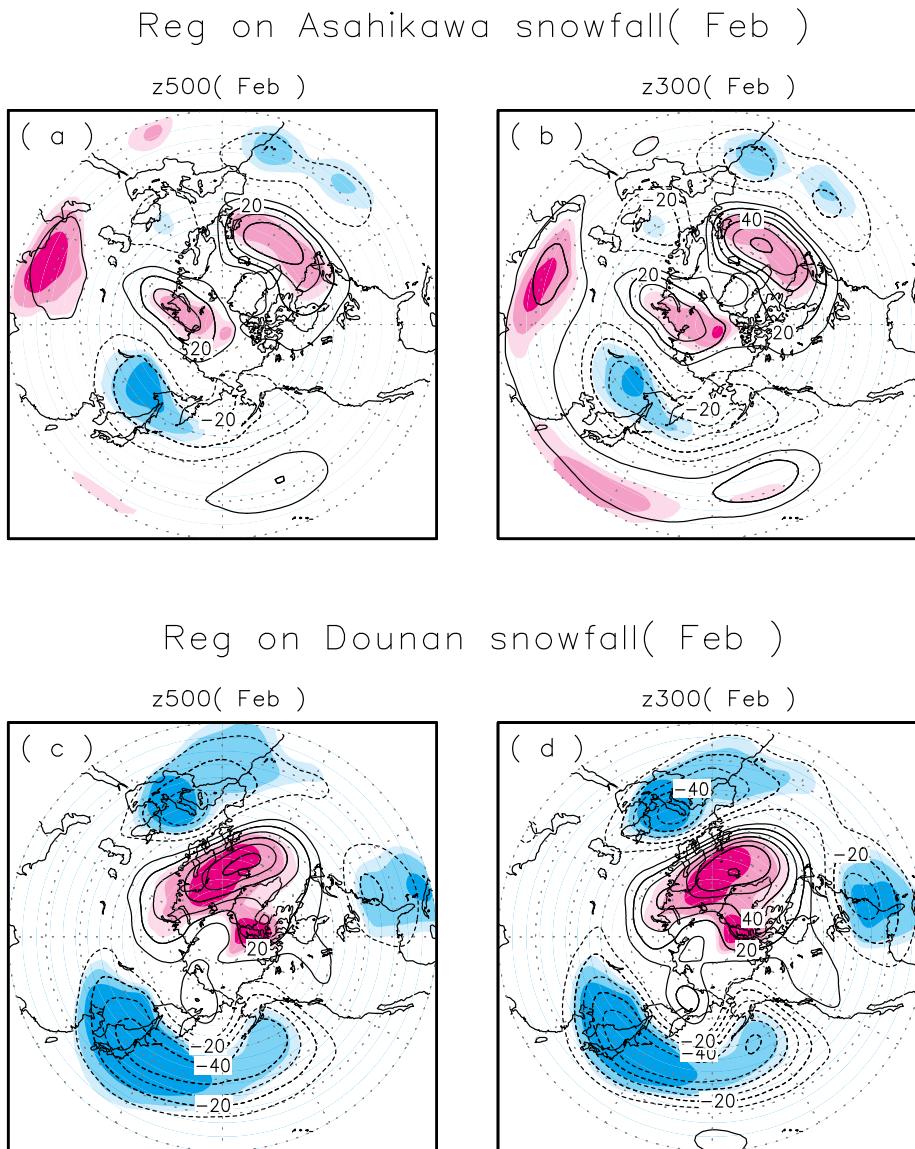


図 5.17 図 5.12 と同様。ただし、規格化した 2 月の旭川、道南の降雪年々変動への相関回帰図。

これらの高度場偏差は 12 月の場合のように日本付近における主要な変動パターンとして抽出することができるのか、またできないとすればどのようなパターンが卓越しているのか調べるために、2 月の 300hPa 面高度場に対しても、EOF 解析を行った。

図 5.18 は、図 5.13 と同様で、第 1 モードと第 2 モードのスコアと 300hPa 面高度場の相関回帰図である。第 1 モードはバイカル湖付近からアリューシャンにかけて負偏差域が広がっている。その南側に正偏差域が広がり、12 月の場合のようなダイポール構造が存在しそうに見えるが、実際には正偏差は小さく、明確なダイポール構造とはなっていない。第 2 モードはカムチャッカ半島北部や、スカンジナビア半島沖といった高緯度に強い

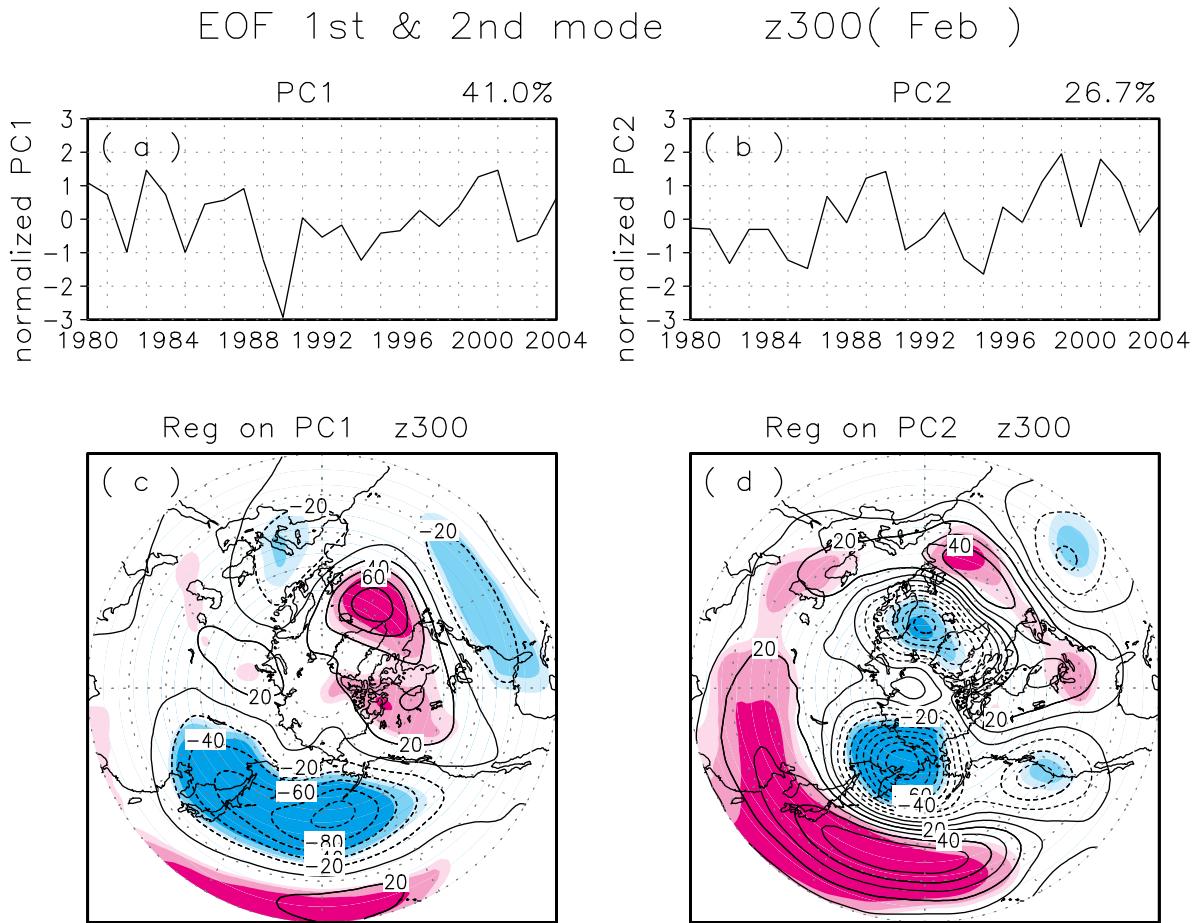


図 5.18 図 5.13 と同様。ただし、2月における EOF 解析のスコアと 300hPa 面高
度場偏差の相関回帰図。

負偏差域が広がり、それらを取り囲むように北緯 30° 付近に正偏差域が広く分布している。第 1 モード、第 2 モードの寄与率はそれぞれ、41.0%、26.7% である。これらのモードのスコアと降雪との相関係数を計算すると、旭川は第 1 モードが 0.37、第 2 モードが 0.23、道南は第 1 モードが 0.60、第 2 モードが -0.38 であった。旭川の降雪は MOI との相関係数は 0.33 であったが、EOF 各モードはこれを大きく越えるような相関を持った変動ではなかった。また、道南の降雪と第 1 モードの相関は高いものの MOI との相関のほうが高く、道南の降雪は日本付近で最も卓越する変動より、季節風の強化に直接繋がる高度場偏差によってほぼ説明され得るということがわかる。

図 5.19 は第 1 モードのスコアへの、850hPa 面高度場偏差、温度偏差、東西風偏差、南北熱輸送偏差の相関回帰図である。特徴として、北海道において低温偏差であること、東西風偏差とは相関がないこと、季節風による北からの熱輸送が盛んであることなど、図

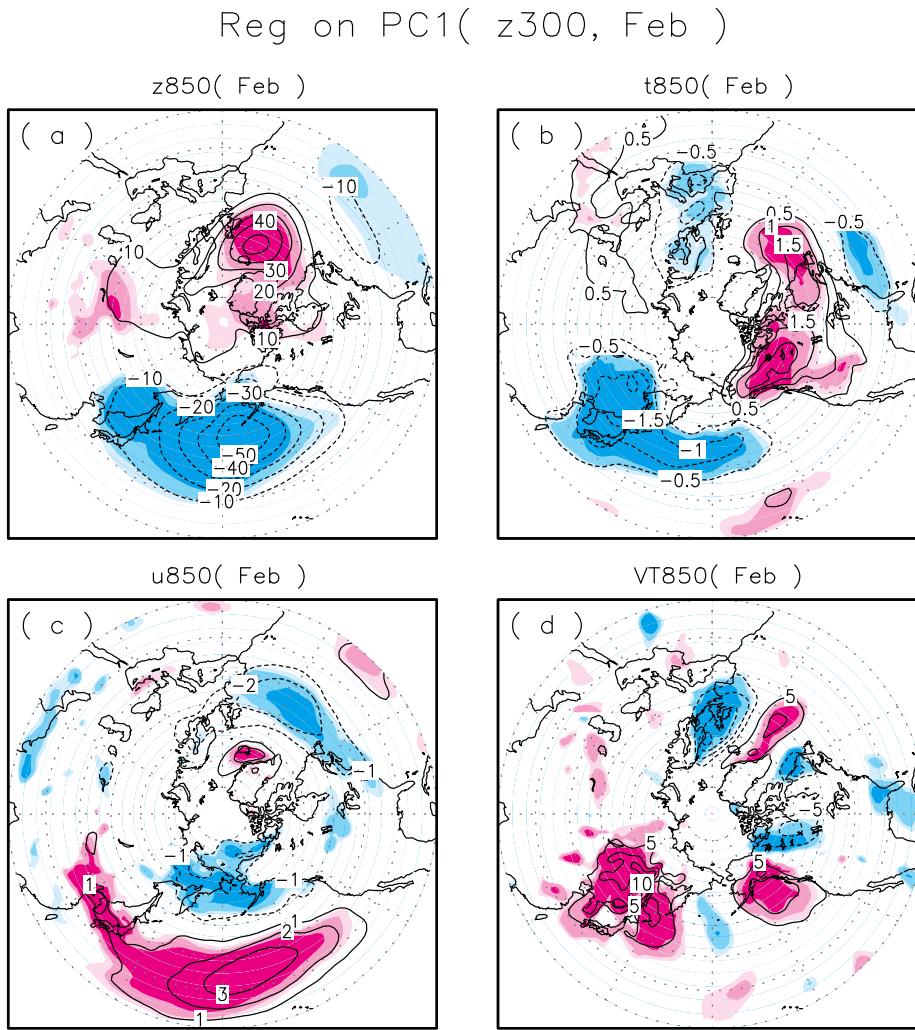


図 5.19 図 5.4 と同様。ただし、2月の 300hPa 面高度場偏差の EOF 第 1 モードへの相関回帰図。

5.5 に示した MOI による偏差パターンと似ており、旭川や道南の降雪との相関がある程度高いものになっていることが理解できる。

図 5.20 は図 5.19 と同様で、第 2 モードの場合の相関回帰図である。このパターンの場合、日本列島のほぼ全域を高度場の正の偏差域が覆うため、北寄りの熱輸送が減少し、西日本を中心に高温偏差となる。そのため、第 2 モードと道南の降雪とは負の相関となり、また、西風偏差となるにも関わらず旭川において相関が低いという結果になっている。

以上まとめると、2月に関しては、道南地方の降雪はほとんどがモンスーンインデックスによって説明されることがわかった。日本付近で最も卓越する高度場偏差のパターンはこの MOI による変動と類似しているが、道南の降雪にとって MOI との相関を越えるような変動ではなかった。旭川の降雪は MOI からは十分に説明することができず、また卓

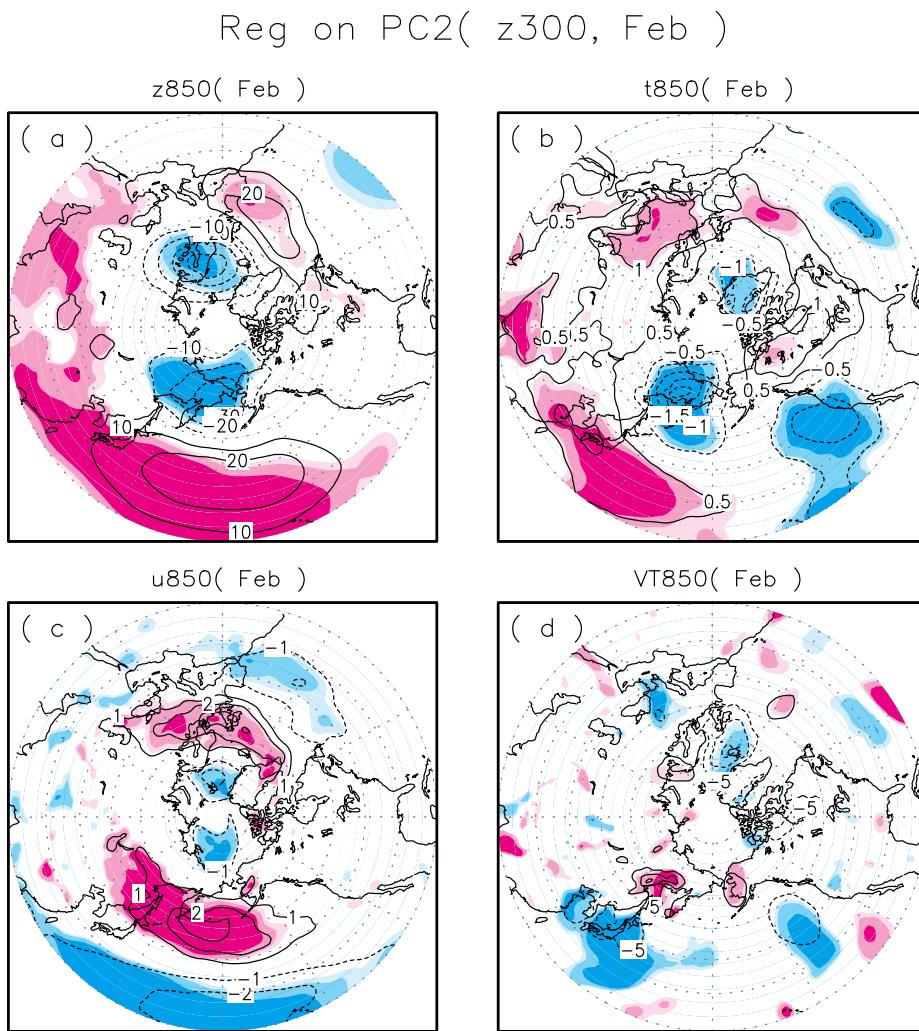


図 5.20 図 5.4 と同様。ただし、2月の 300hPa 面高度場偏差の EOF 第 2 モードへの相関回帰図。

越する二つの高度場偏差パターンからも説明することができなかった。

5.2 道東地方の降雪の年々変動と大規模場との関係

次に道東地方の降雪に対する大規模場の影響について考察する。前節においてモンスーンインデックス (MOI) を用いて旭川や道南地方の降雪の年々変動について考察した。そこで道東地方の降雪についても MOI との相関係数を計算すると、12月は -0.03 、2月は 0.13 と、いずれの月もほぼ相関が無いということがわかる。さらに、300hPa 面高度場の EOF 解析の各モードとの相関は、12月は第 1 モードが 0.16 、第 2 モードが 0.22 、2月は第 1 モードが 0.17 、第 2 モードが -0.16 であり、こちらもほぼ相関がないことがわか

る。このように道東地方の降雪は冬季に主に卓越する高度場偏差パターンによってほとんど説明ができない。そこでこの道東地方の降雪が多い年の大規模な大気循環はどのようなものであるのか、前節と同様に相関回帰分析を行う。

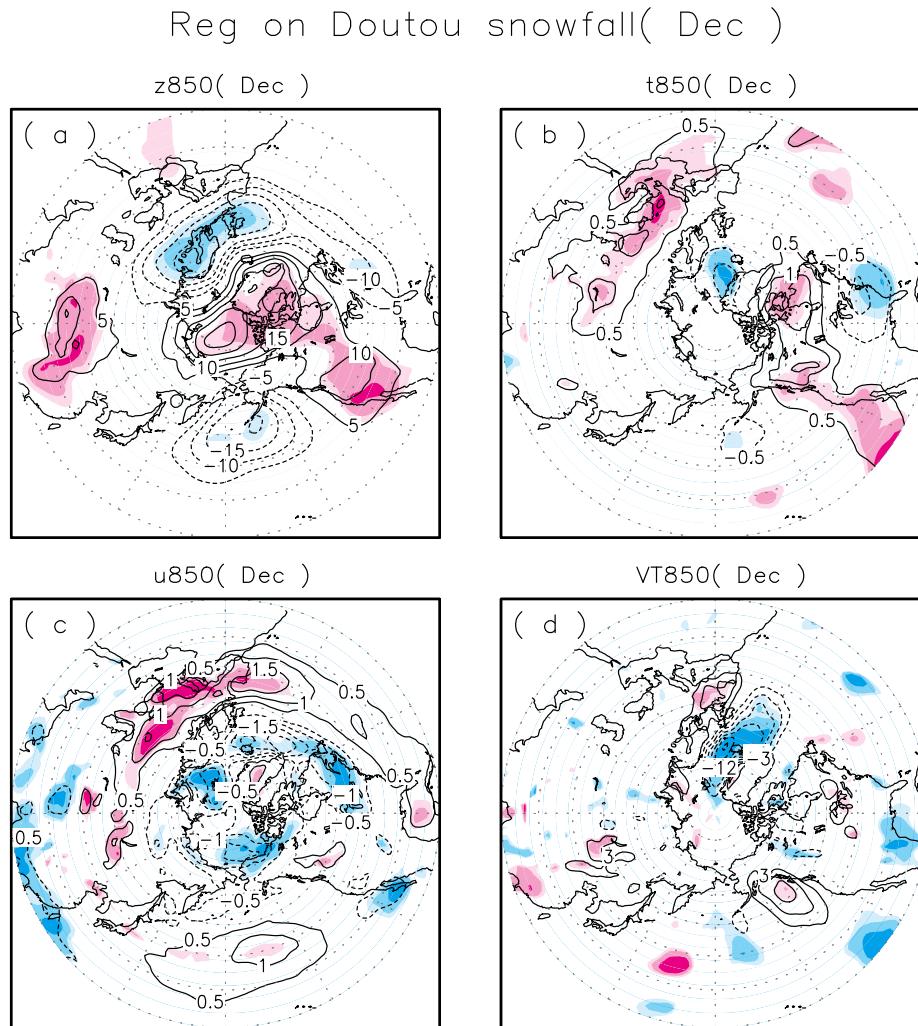


図 5.21 規格化した 12 月の道東の降雪年々変動への相関回帰図。850hPa 面の (a) 高度偏差 (m)、(b) 温度偏差 (K)、(c) 東西風偏差 (ms^{-1})、(d) 南北熱輸送 (Kms^{-1})。相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

図 5.21 は、規格化した 12 月における道東の降雪の年々変動への 850hPa 面高度場偏差、温度偏差、東西風偏差、南北熱輸送偏差の相関回帰図である。高度場偏差は北極域で正偏差、アリューシャンとヨーロッパ北部で負偏差となっているが、季節風による南北熱輸送や温度、東西風の偏差は北海道において有意な偏差が全く見られないことから、この高度場偏差は直接道東の降雪と関係がある可能性は低い。また、対流圏中層、上層におい

てもほぼ同様で、道東の降雪に関係のありそうな高度場偏差は見られなかった。

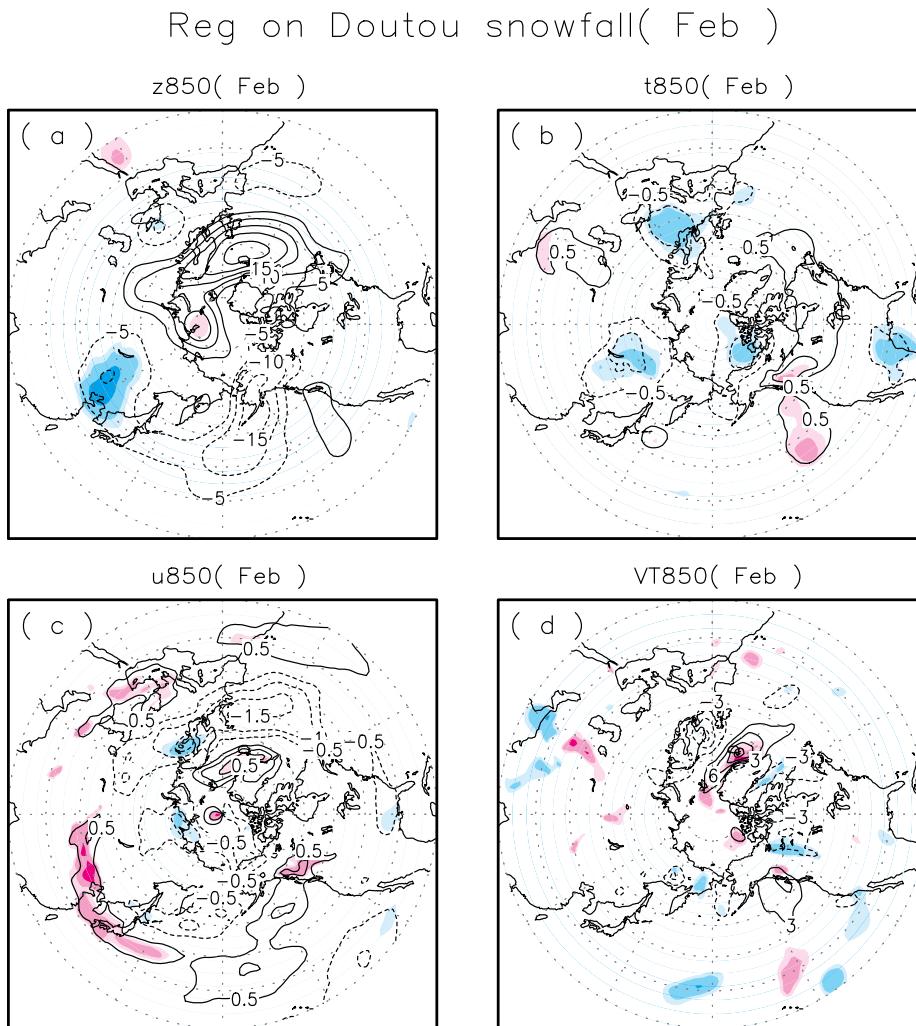


図 5.22 図 5.21 と同様。ただし、規格化した 2 月の道東の降雪年々変動への相関回帰図。

次に同様に 2 月の道東の降雪について考察する。図 5.22 は図 5.21 と同様で、2 月の相関回帰図である。高度場の偏差はシベリア高気圧の中心領域のやや東側で負偏差となっており、それに伴って、バイカル湖付近で低温偏差、モンゴル付近から西日本にかけて西風偏差となっている。しかしこの場合もこれらの偏差が道東の降雪と直接関係があるとは言えない。このように、道東の降雪は冬季に卓越する高度場偏差パターンと相関が無いばかり

りではなく、直接関係のある高度場偏差が存在しなかった。

5.3 まとめ

本章においてはまず季節風の強さと降雪の年々変動との関係について、モンスーンインデックス (MOI) を用いて考察した。12月については、旭川の降雪には北海道が低温偏差、西風偏差であることが重要であり、道南の降雪には低温偏差、季節風による北寄りの熱輸送が重要である。両地域とも MOI との相関は高くなかったが、旭川については季節風の影響を受けるものの、北海道の南側において気圧が高くなり、季節風の風向がより東向きに傾くことが重要であったため、MOI からは説明ができなかった。また道南については、北海道上空における季節風が寄与しているものの、MOI に伴う気象場の偏差は、本州を中心にもたらされ、北海道は有意な低温偏差とはならないことから、MOI との相関は高くなかった。日本付近の高度場偏差において卓越するパターンを EOF 解析で抽出すると、第 1 パターンとして太平洋域における南北ダイポールパターン、第 2 モードとしてユーラシア大陸の高緯度域を東向きに移動するようなパターンが見られた。ダイポールパターンは北西季節風を東向きに変えるような高度場偏差を持っており、その結果北海道に西風偏差と低温偏差をもたらすため、旭川の降雪とやや相関があった。また波列パターンは北海道上空で西高東低の気圧配置となって季節風を強化するだけではなく、より高緯度域より冷気が流入しやすくなる構造を持つことで低温偏差をもたらすため、旭川、道南とともに相関があった。

2月については、旭川の降雪には12月と同様に西風偏差が重要であり、道南の降雪には西高東低の気圧配置による季節風と低温偏差が重要であった。MOI に伴う気象場の偏差としては、季節風による北寄りの熱輸送が北海道において盛んであり、その結果道南の降雪との相関は非常に高く、道南の2月の降雪年々変動はほぼ MOI によって説明される。しかし、西風偏差にはならないため、旭川の降雪とはあまり相関が高くなかった。

また、道東地方の降雪は MOI や卓越する高度場偏差パターンとは相関がほとんどなく大規模な大気循環からは説明ができなかった。そこで次章では、総観規模擾乱が活発かどうかを指標として用い、道東の降雪との関係について考察する。

第 6 章

降雪の年々変動と総観規模擾乱との関係

前章において、高度場や温度場、東西風、季節風による南北熱輸送の年々変動と各地の降雪の年々変動との関係について考察した。その結果、旭川においては北海道上空における西風偏差や低温偏差と有意な相関関係が見られ、またそれらをもたらすような高度場の変動パターンが存在していた。また、道南地方はいわゆる典型的な冬型の降雪形態であった。しかし道東地方においては、高度場の変動との間に有意な相関関係は見られたもののどういった関係があるのか解釈ができなかった。第4章において、冬期における日々の降水事例についてコンポジット解析を行ったところ、道東の冬期降水は北海道の南岸を通過する低気圧によってもたらされることが示された。よって、低気圧の通過数が多い、または一つの低気圧の勢力が大きい、といったことを含め月平均の低気圧活動が活発であれば道東の降雪が多いはずである。そこでそのような指標を用いて低気圧活動と道東の降雪の年々変動との関係を示したのち、その低気圧活動がどういった現象と関連しているのかについて考察する。それにより、道東の降雪が単に日々通過する低気圧によるものなのか、それともその背景に低気圧の活動を活発にするような場があるのかを考察する。本章では、総観規模擾乱の活発さを与える指標として、ストームトラックと同様の考え方によつて「低気圧活動度」という指標を定義する。

6.1 低気圧活動度

本研究では Nakamura and Takaya(2002)に基づき、南北熱輸送を用いた指標を扱う。これは低気圧が通ると南から北へと暖気が、北から南へと寒気が輸送されるため、その輸送量 VT を低気圧活動の活発さの指標とするというものである。 V 、 T はそれぞれ 850hPa 面での南北風速、温度である。ここで日々の低気圧による成分のみを用いるため、

V 、 T は9日ハイパスフィルター（偏差に9日移動平均を施し、元の偏差から除く）を施して周期が9日未満の高周波成分 V_h 、 T_h とし、その積 $V_h T_h$ を低気圧活動度とした。また低気圧活動の年々変動には、日々の低気圧活動度の月平均値の、25年気候値からの偏差を用いた。

6.2 気候値

まず始めに北半球における低気圧活動度とはどのようなものであるか、月ごとの気候値を調べた。図6.1は12月と2月の低気圧活動度の25年気候値である。12月、2月ともに、中緯度太平洋域と北大西洋西部に極大域があり、これらの領域において総観規模の低気圧活動が活発であり、そのなかでも大西洋のほうが活発である。また、太平洋においては2月より12月のほうがやや活発であり、大西洋においては逆に2月のほうがやや活発であることがわかる。

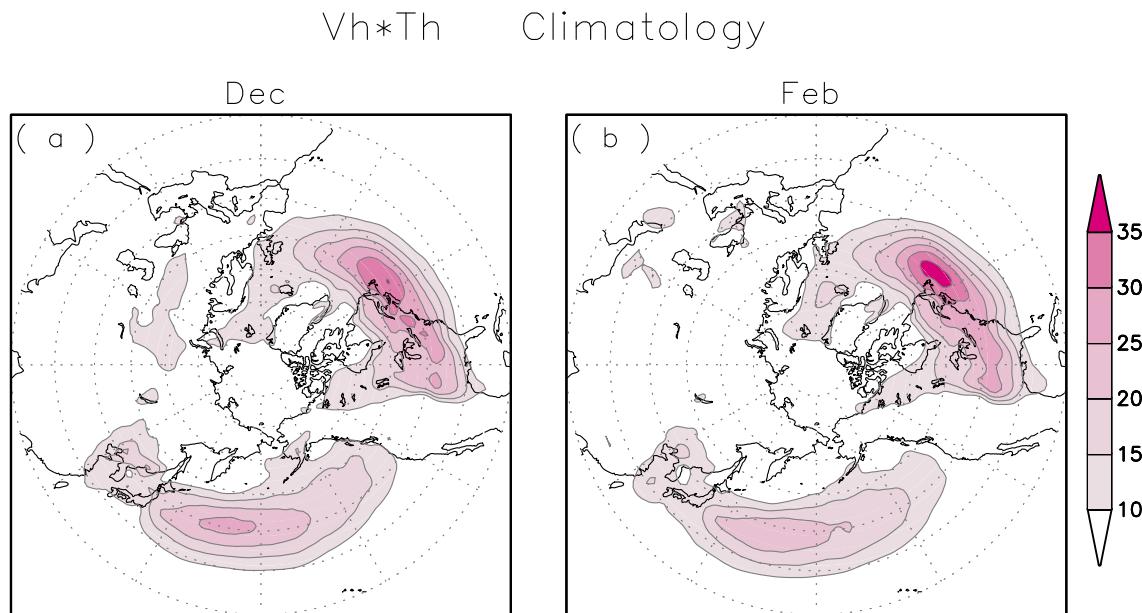


図6.1 低気圧活動度の気候値 (Kms^{-1})。(a) 12月、(b) 2月。

次に図6.2は、低気圧活動度の日々の気候値の冬期季節内変動を示しており、経度に関しては太平洋域の東経140°～西経140°で東西平均している。また31日移動平均によって日々の変動を取り除き、変動を滑らかにしている。この図によると、太平洋の低気圧活動は冬期の間、おおよそ北緯40°付近に最大値をとり続けるが、なかでも12月が最も活発であることがわかる。

日本の降水、降雪に影響を与えるであろう、日本海における気候値はどのような季節内

変動をしているだろうか。図 6.3 は、東経 130° ～ 140° で東西平均しており、おおよそ日本海を含む経度帯平均である。この図によると低気圧活動は 12 月に最大であり、その緯度はおおよそ北緯 43° あたりと、ほぼ北海道の西側であることがわかる。この緯度においては季節が進むに連れ徐々に低気圧活動度は小さくなり、1 月下旬から 2 月中旬にかけて最小となる。その代わりに、1 月中旬から 2 月にはその少し南側の北緯 35° 付近、おおよそ西日本の中国地方あたりで徐々に活発になっており、日本海や西日本を含む経度帯においては冬期季節内で低気圧活動が活発な領域が南に移動することがわかる。

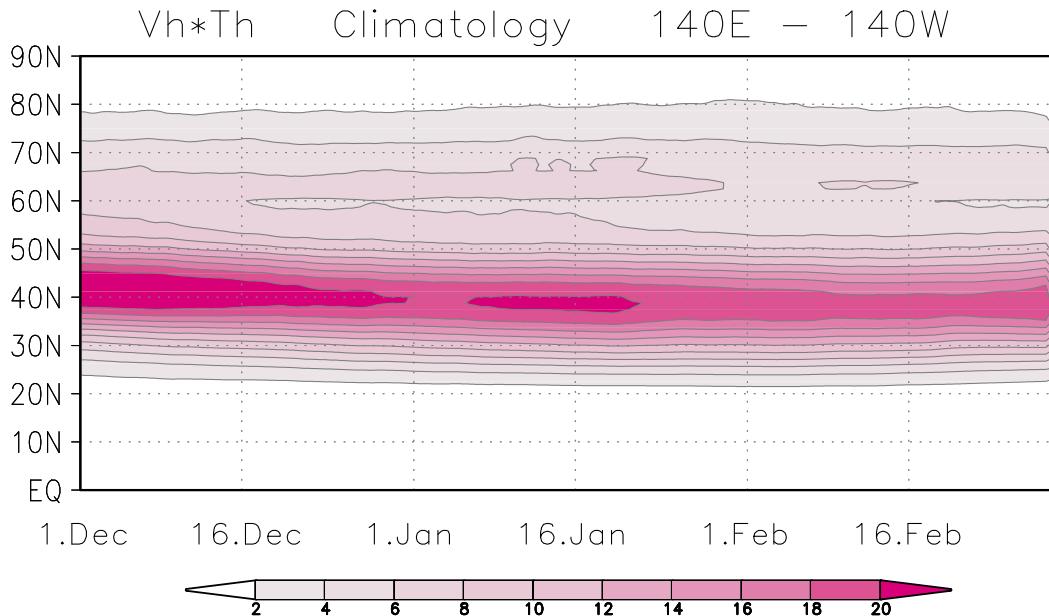


図 6.2 東経 140° ～西経 140° で東西平均した低気圧活動度気候値の季節内変動 (Kms^{-1})。

6.3 道東の降雪年々変動と低気圧活動度との関係

次に、図 6.4 は 12 月と 2 月の道東地方の降雪の年々変動に対する低気圧活動度の相關回帰図である。

12 月は日本海上の北緯 40° 近辺に正の相関域が見られ、道東地方で降雪が多い年は大陸側から日本海を通り、北海道の南岸を通過するような低気圧の活動が活発であるといえ、これはコンポジット解析の結果と整合的である。この正偏差はかなり局所的なものであり、また、低気圧活動が最も活発なアリューシャン低気圧の中心領域では負偏差となっており、道東で降雪が起こることとアリューシャン低気圧を形成するような低気圧活動とは直接関係はないものと思われる。

2 月は朝鮮半島付近から日本の東海上まで正の偏差が見られる。12 月の場合と比較す

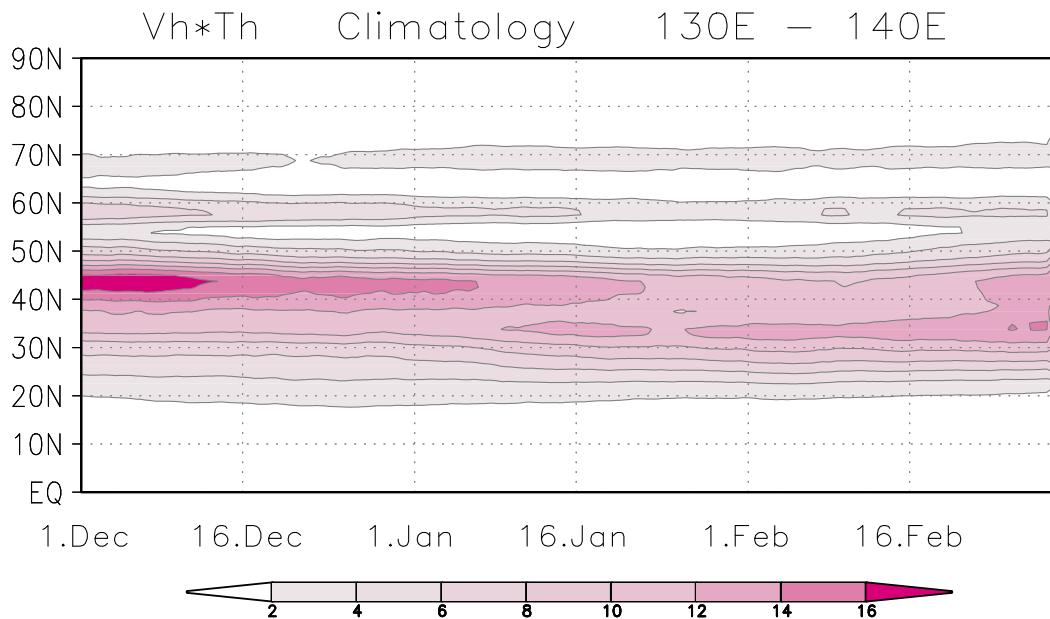


図 6.3 図 6.2 と同様。ただし、東経 130° ~ 140° で東西平均 (Kms^{-1})。

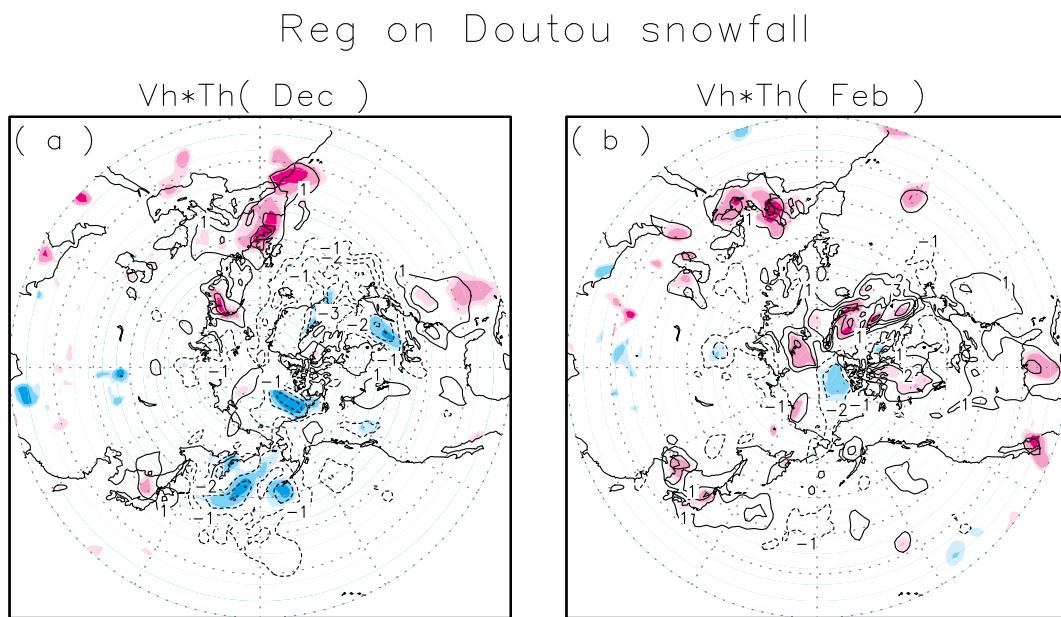


図 6.4 道東の降雪の年々変動への低気圧活動度の相関回帰図 (Kms^{-1})。(a) 12月、(b) 2月。相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

ると、道東で降雪が多い年の低気圧の経路はやや南側であり、図 6.3において、日本海での 2 月の低気圧活動の気候値は 12 月よりやや南で最大値となることに対応していると考えられる。

前章において、道東地方の降雪の年々変動を大規模な大気循環から説明することはほぼ不可能であったが、このように総観規模の擾乱を月平均したものを指標とすることによって、説明することが可能になる。しかしこの結果によると、道東地方の降雪と関係のある低気圧活動はかなり局所的なものであることがわかる。この領域における低気圧活動がどのような場合に活発になるのかについては、次章で考察する。

6.4 低気圧活動度の変動パターン

図 6.4において、道東の降雪と関係のある低気圧活動の変動は日本海上のかなり局所的なものであることが示された。ここでは、この日本海上の低気圧活動がどの程度局所的なものなのか、日本付近における低気圧活動の主要な変動はどのようなものなのかと合わせて考察する。そこで低気圧活動度について EOF 解析を行った。解析領域は北緯 20°～60°、東経 100°～180° である。

図 6.5 が 12 月の各モードのスコアと、低気圧活動度の相関回帰図である。第 1 モードはアリューシャン低気圧の中心付近で低気圧活動の変動が大きいモードで寄与率は 39%、第 2 モードは日本付近とアリューシャンとの間でシーソー的に変動するモードで寄与率は 11% である。第 1 モードは図 6.1 の気候値とほぼ同じ領域で大きな値を示しており、それらは平均も変動も大きな領域であると言える。しかし、この第 1 モードや第 2 モードの変動は道東に降雪をもたらす日本海上の低気圧活動の変動を含んでおらず、各モードと道東の降雪との相関は -0.25、-0.12 と小さい。また、第 3 モードは寄与率は 9% と小さいながらも、日本海上からほぼ同緯度の太平洋域にかけて変動するモードであり、道東の降雪との相関は 0.45 と比較的大きなものであった。このように 12 月における日本から太平洋にかけての低気圧活動の主要な変動は、道東の降雪とはほぼ関係がなく、関係があるのは日本海上の局所的な低気圧活動のみであるということが確認された。

図 6.6 は図 6.5 と同様で、2 月の場合である。第 1 モードは 12 月と同様にアリューシャン低気圧の中心付近で低気圧活動の変動が大きいモードで寄与率は 42%、第 2 モードは朝鮮半島あたりから日本にかけて変動が大きいモードで寄与率は 12%、第 3 モードは北海道の北部と本州南部でシーソー的に変動するモードで寄与率は 11% であった。2 月の場合も 12 月と同様で、各モードとも図 6.4 で示したような道東に降雪をもたらす低気圧活動の変動とは似ておらず、道東の降雪との相関係数は第 1 モードが 0.03、第 2 モードが 0.19、第 3 モードが 0.03 とほとんど相関がない。つまり 2 月においても、道東での降雪にはかなり局地的な低気圧が寄与しており、低気圧活動度の主要変動パターンはほぼ関係

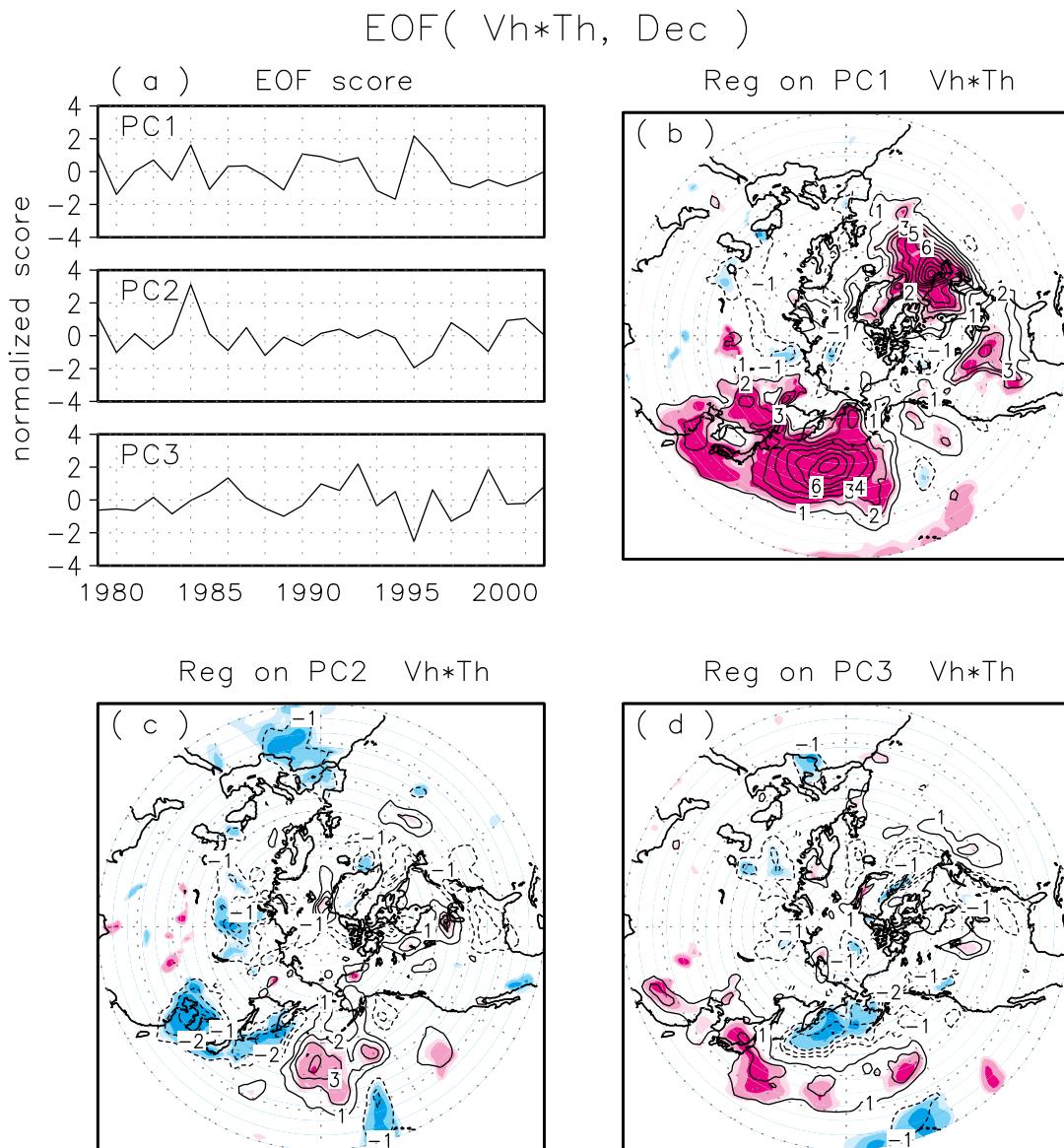


図 6.5 12月における低気圧活動度の EOF 解析。(a) 各モードのスコア。上から第 1、2、3 モード。(b)、(c)、(d) それぞれ第 1、2、3 モードへの低気圧活動度の相関回帰図 (Kms^{-1})。相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

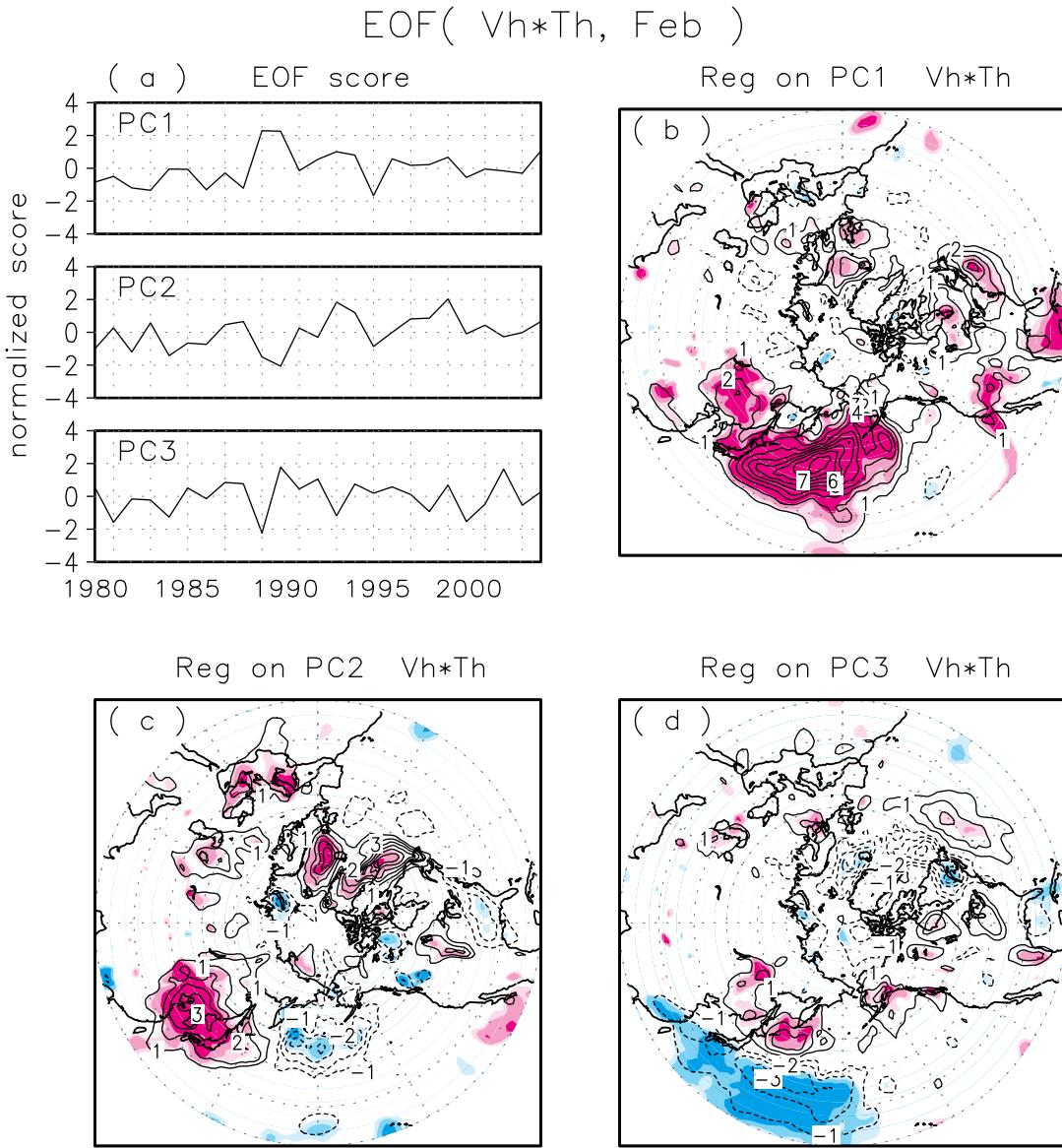


図 6.6 図 6.5 と同様。ただし、2月における低気圧活動度の EOF 解析のスコアと相関回帰図。

がないことがわかった。

6.5 まとめ

本章において、短周期の南北熱輸送によって総観規模擾乱の活発さを表現し、道東の降雪の年々変動との関係について考察した。道東地方の降雪に対しては、12月、2月ともに日本海上における低気圧活動度に正の偏差が見られた。つまり日本海上を通過する低気圧の活動が平均的に活発な年ほど、道東地方の降雪が多いということがわかり、コンポジッ

ト解析によって示した日々の低気圧活動と道東の降雪との関係と整合的であった。しかし、これら日本海上の低気圧活動は、日本付近における低気圧活動の主要な変動パターンとは異なっており、かなり局所的な変動であることが本章において示された。

第7章

議論

7.1 道東地方に降雪をもたらす低気圧活動について

前章において、道東地方の降雪の年々変動は日本海上の低気圧活動度と正の相関関係にあったが、その領域は狭く局地的な変動であり、日本付近における低気圧活動度の卓越モードにも含まれなかった。そこでこの日本海上の低気圧活動がどのように発達するのかを考察する。

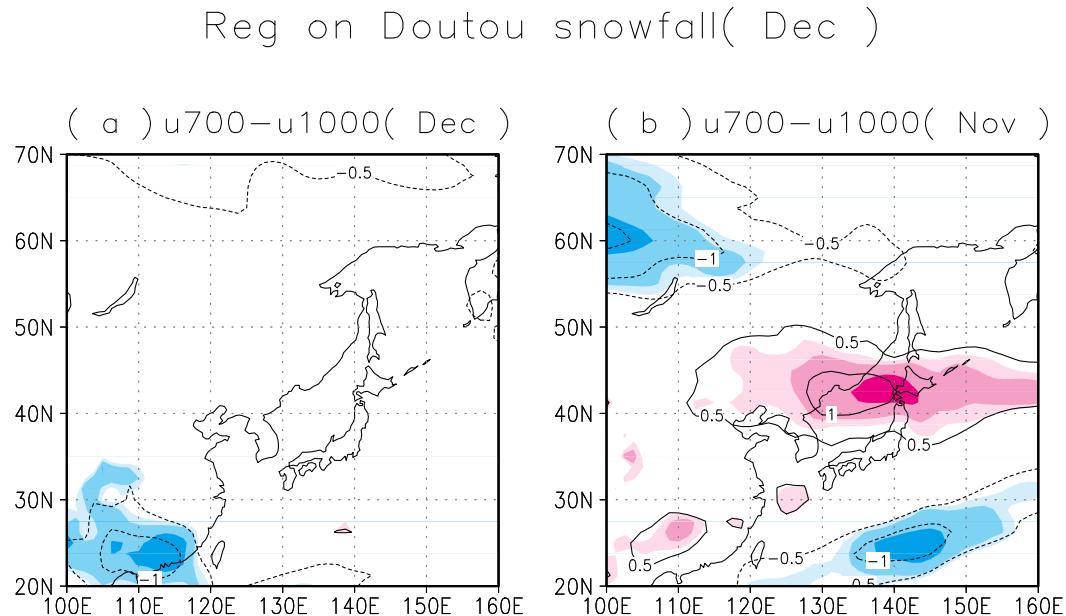


図 7.1 12月における道東の降雪年々変動への 700hPa 面、1000hPa 面の東西風の差の相関回帰図 (ms^{-1})。(a) 12月、(b) 11月。相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

図 7.1 は、12月における道東の降雪年々変動への、対流圏下層の傾圧性指標の相関回

帰図である。大気の傾圧性を表現するものとして、Nakamura et al. (2002) と同様に 700hPa 面と 1000hPa 面における東西風の差、すなわち東西風の鉛直シアーを用いている。ここで大気の傾圧性について考察するのは、低気圧は傾圧性の高いところで発達するため、日本海上の局地的な低気圧活動の活発域の形成について考察できるためである。まず同時相関として 12 月の傾圧性との関係については、日本付近において特に相関関係は見られない。しかし、ここで 1 ヶ月のラグ相関として 11 月の傾圧性との関係を見ると、北海道の西側の日本海上を中心として東西に広く有意な正の偏差が見られ、これはちょうど、前章において道東の降雪と相関のあった低気圧活動が活発な領域である。つまりこの領域において、低気圧活動が活発になる要因である傾圧性の強化が 1 ヶ月前の 11 月に現れているということで、この点について考察することは道東の降雪について 1 ヶ月前からの予測ができるかについて考察することに繋がる。そこで 1 ヶ月平均からの考察ではなく、11 月、12 月を通した季節内の変動について考察する。

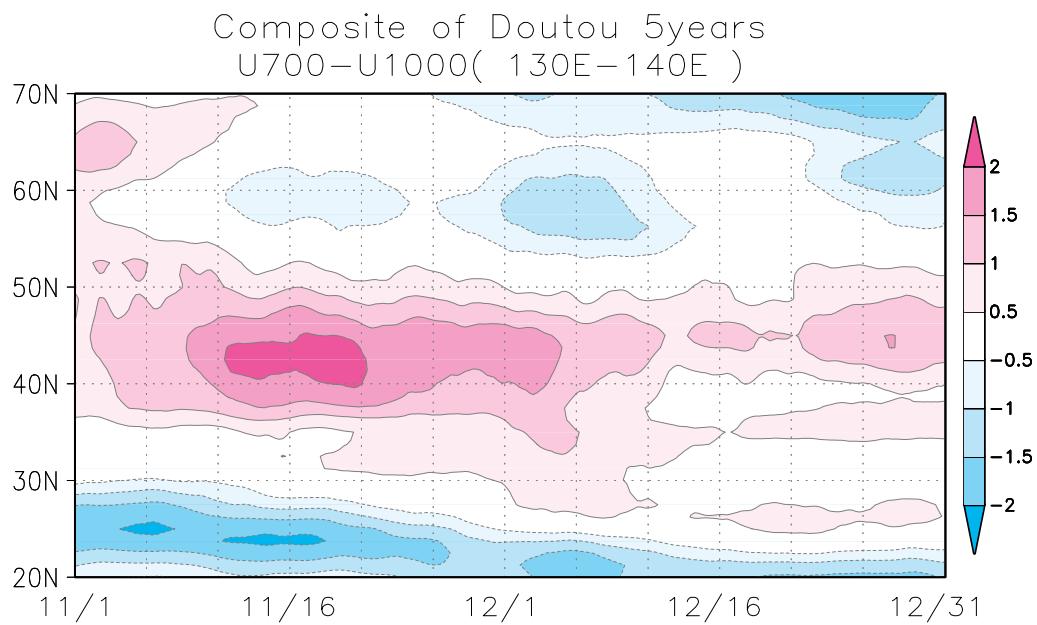


図 7.2 11 月～12 月における、700hPa 面、1000hPa 面の東西風の差の気候値からの偏差を、道東で降雪の多い 5 年間でコンポジットした図 (ms^{-1})。暖色が正偏差、寒色が負偏差。

ここで、道東で特に降雪の多かった 5 年間 (1987、1993、1999、2000、2003 年) において、11 月から 12 月の毎日の東西風鉛直シアー (傾圧性指標) の気候値からの偏差についてコンポジットし、日本海を含むように東経 $130^{\circ}\sim 140^{\circ}$ で東西平均したのが図 7.2 である。つまり、道東で降雪が多い年には、11 月から 12 月にかけて傾圧性がどのように変動するのかを示している。この図から北海道の西側、すなわち北緯 40° 付近において 11

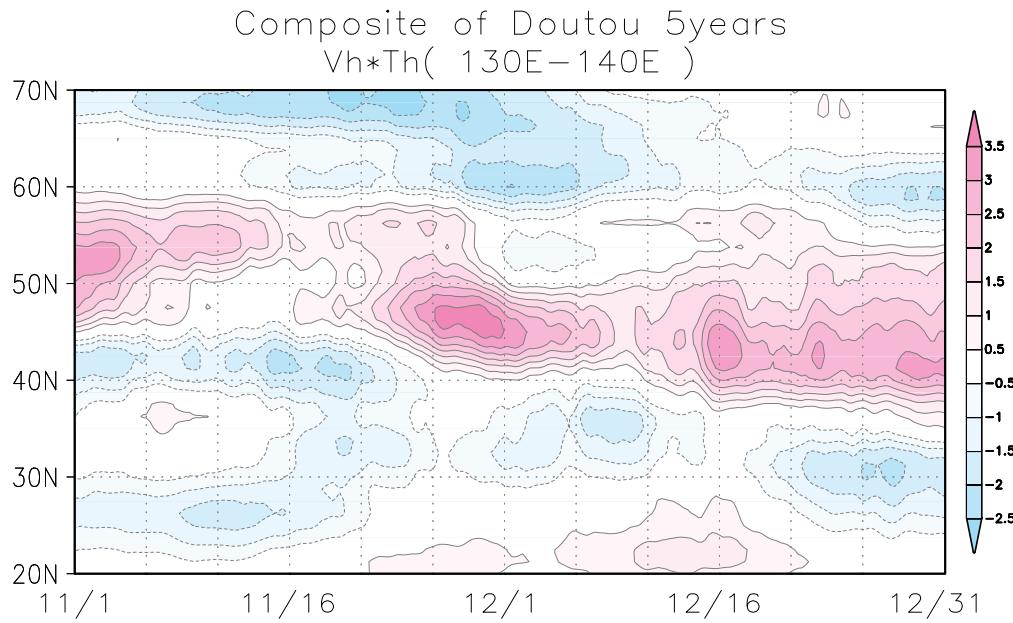


図 7.3 図 7.2 と同様。ただし、低気圧活動度に関するコンポジット図 (Kms⁻¹)。

月を通じて傾圧性が高い状態であり、11月中旬に極大値をとった後は徐々に弱化していくことがわかる。

図 7.3 は図 7.2 と同様で、低気圧活動度に関するコンポジット図である。この図から道東で降雪が多い年には、傾圧性が発達するのとほぼ同様の緯度において 11月末から 12 月中に低気圧活動が活発であることがわかる。つまり、こういった年には傾圧性の発達が低気圧活動の発達より約 2 週間ほど先行するということになる。そして低気圧活動が活発になることで 11 月に強化した傾圧性は解消され、12 月に向けて弱化していくということになる。

それでは、この傾圧性の強化はどのようにもたらされるものであろうか。ここで図 7.4 は下層の 1000hPa 面における温度についての同様のコンポジット図である。この図から北緯 30° 付近において、傾圧性が高まるのと同時期に下層の温度が上昇していることがわかる。このように下層の温度が上昇することによって、その北側で温度の南北勾配が大きくなり、温度風の関係から上空で東西風の鉛直シアーが大きくなる、言いかえれば傾圧性が高まると考えられる。このように下層の温度の上昇が関係しているのだが、それではこの温度の上昇はどのようにもたらされるのだろうか。東経 130°~140° において北緯 30°あたりというと、本州の南海上にあたるため、ここで海面温度について考察する。海面温度については月平均値しかデータがなかったため、季節内の変動については解析出来ないが、図 7.5 は 12 月の道東の降雪年々変動に対する 12 月、11 月の海面温度偏差の相関回帰図である。

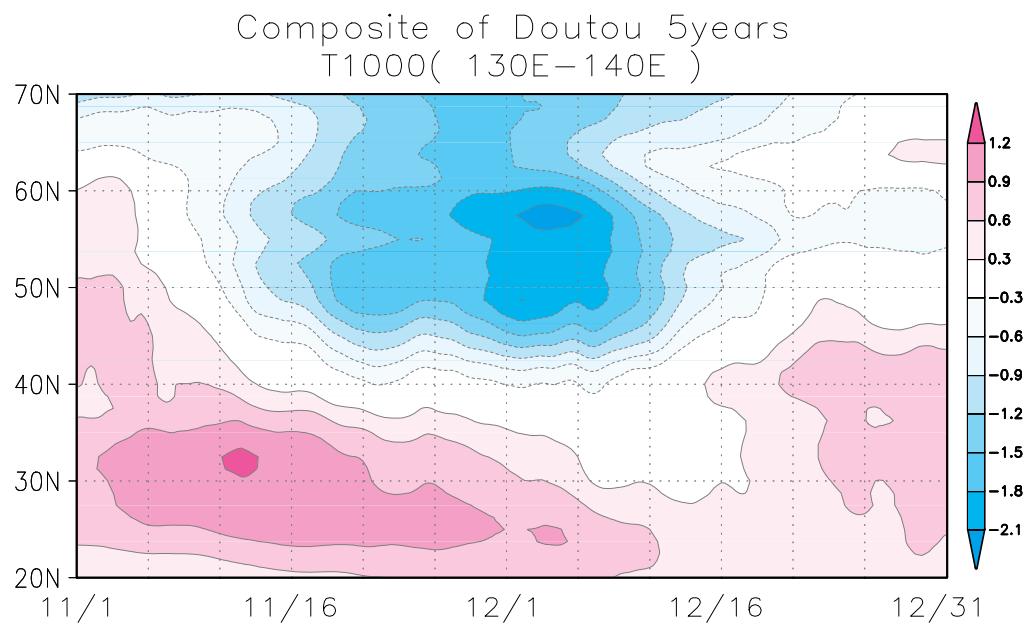


図 7.4 図 7.2 と同様。ただし、1000hPa 面における温度に関するコンポジット図 (K)。

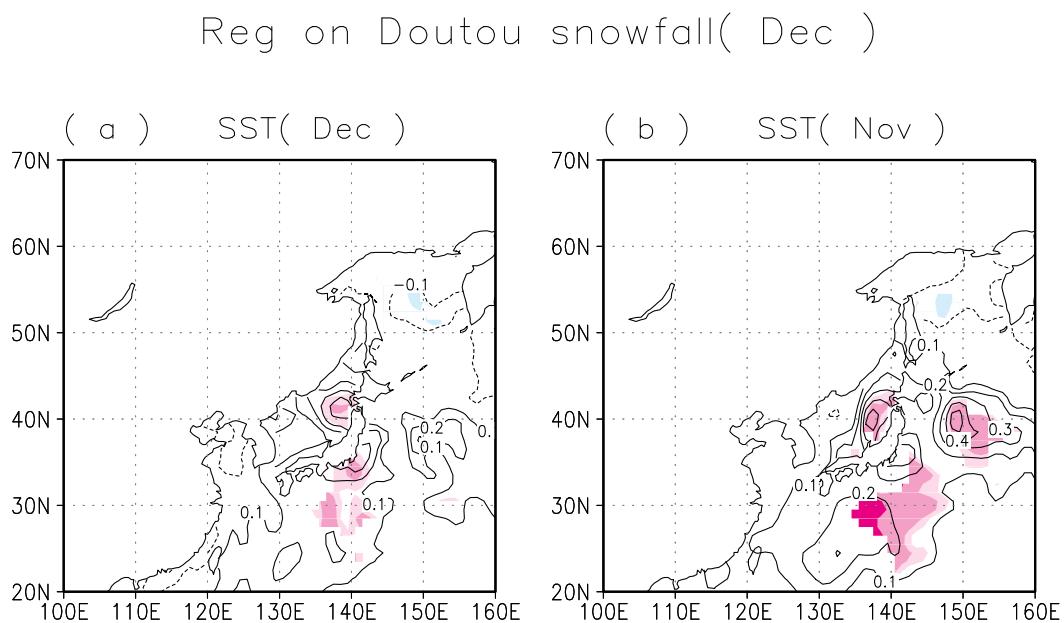


図 7.5 図 7.1 と同様。ただし、海面温度の相関回帰図 (K)。(a) 12月、(b) 11月。

このように、下層の温度が上昇したのとほぼ同緯度である本州南海上において、12月も11月も有意な正の偏差が見られ、11月は特に顕著である。つまりまとめると、12月に道東地方で降雪が多い年は11月中旬に大気の傾圧性が強化されていることがわかったが、その傾圧性の強化は本州の南海上における海面温度の上昇が同領域における大気下層の温度を上昇させ、日本付近で下層大気の南北温度勾配を強化するためであると考えられる。

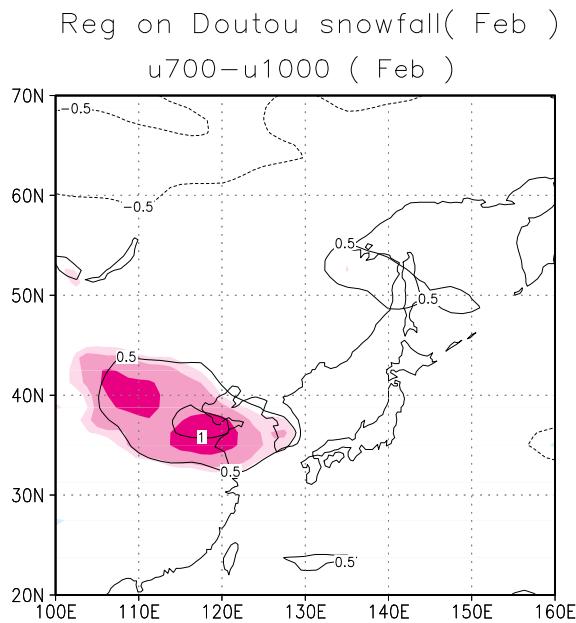


図 7.6 2月における道東の降雪年々変動への、700hPa面、1000hPa面の東西風の差 (ms^{-1}) の相関回帰図。相関係数が 90、95、99% の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。

次に図 7.6 は、2月における道東の降雪年々変動への、2月の東西風鉛直シアーの相関回帰図である。12月の場合と異なり、1ヶ月前ではなく当該月である2月の傾圧性に有意な正偏差が見られる。そして、12月の場合とのもうひとつの大きな違いは、この傾圧帯が日本海上ではなく大陸上、中国華北地方を中心広がっているという点である。これはつまり12月の場合と異なり、この傾圧帯の形成に際して海面温度の上昇が要因となっていないことを示している。

ここで図 7.7 は、図 7.2 と同様で、1月から2月にかけての東西風鉛直シアーをコンポジットした図である。年は2月に道東で降雪の多かった5年間（1983、1985、1991、1997、2004年）であり、図 7.6において傾圧性の正偏差が見られる東経 $110^{\circ}\sim120^{\circ}$ において東西平均した。この図からわかるように、北緯 $35^{\circ}\sim40^{\circ}$ 付近の大気の傾圧性は2月の初旬から強化され始め、下旬に最大値をとる。図 7.8 は同様に2月の低気圧活動度に関するコンポジット図であるが、これは日本海上を含む東経 $130^{\circ}\sim140^{\circ}$ で東西平均した

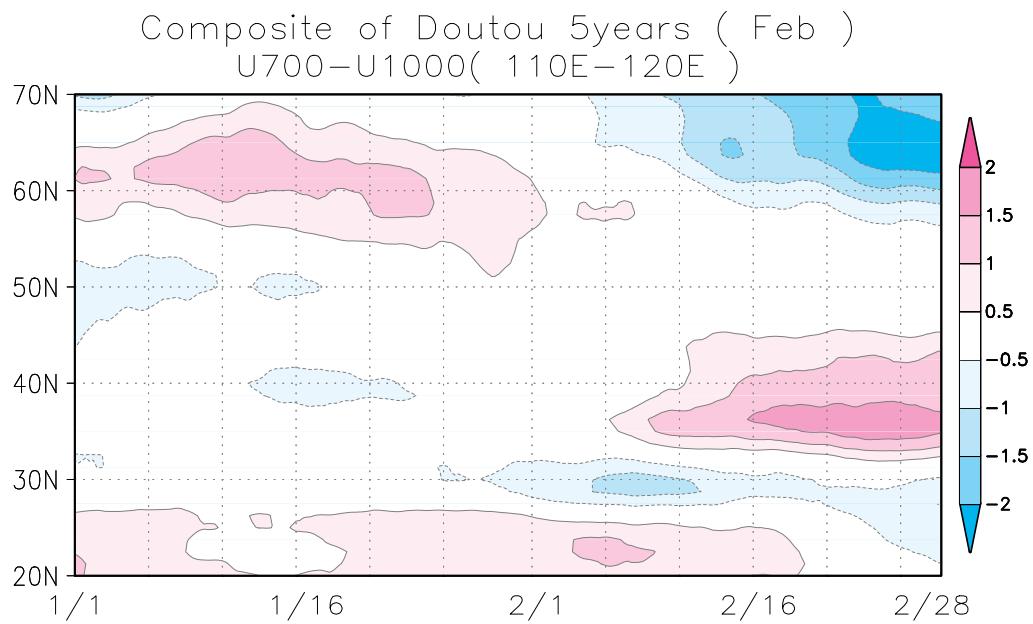


図 7.7 図 7.2 と同様。ただし、1月～2月における、東西風シアー偏差のコンポジット図 (ms^{-1})。

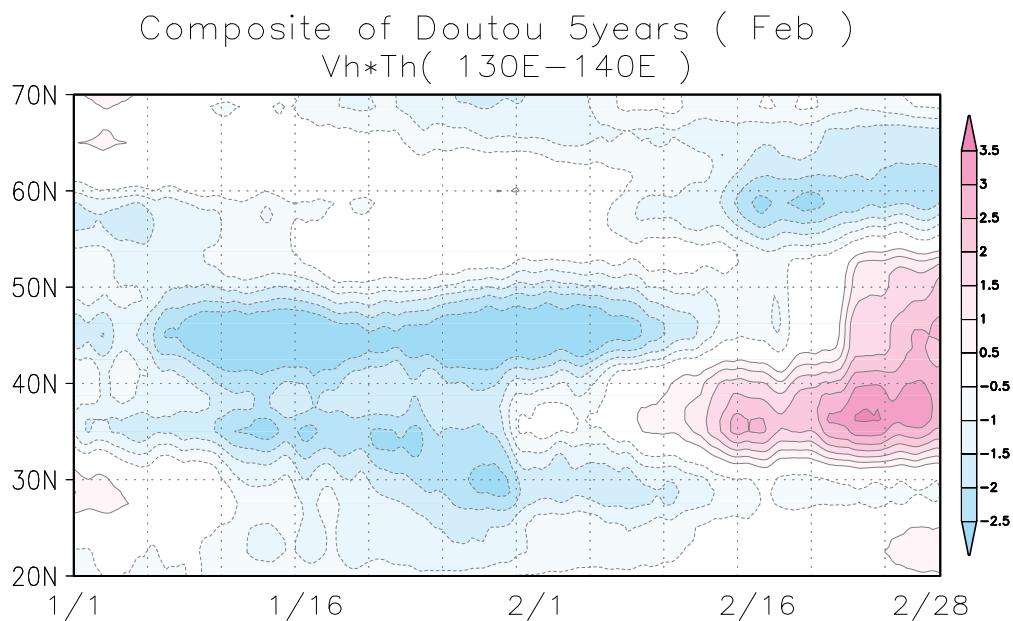


図 7.8 図 7.2 と同様。ただし、2月の低気圧活動度に関するコンポジット図 (Kms^{-1})。

ものである。経度は異なるものの、傾圧性の発達とほぼ同時期に低気圧活動が活発になっており、12月の場合のようなタイムラグは生じない。12月の場合は、海面温度によって傾圧性がもたらされたが、2月の傾圧性はどのようにもたらされるものだろうか。図7.9は図7.7と同様の経度帯における1000hPa面の温度に関するコンポジット図、図7.10は2月の道東の降雪年々変動に対する海面温度の相関回帰図である。図7.9から、1月の間は北緯70°付近で下層大気が冷えていたのだが、2月の初旬から冷気が徐々に南下し、中旬には北緯40°付近まで南下することがわかる。この要因については定かではないが、この結果として北緯35°付近で下層大気の南北温度勾配が大きくなり、傾圧性が強化されると考えられる。図7.10は道東の降雪年々変動に対する海面温度の相関回帰図であるが、日本海や本州の東海上には有意な偏差は見られず、12月のように海面温度からの強制は与えられていないことがわかる。また太平洋域において、北緯30°付近に負偏差、北緯45°付近に正偏差が広く分布しているが、これはもともと温度勾配が平年どおりであった海域において、低気圧の通過により南北の温度が混合され、その経路の北側で高温偏差、南側で低温偏差となることを示している。

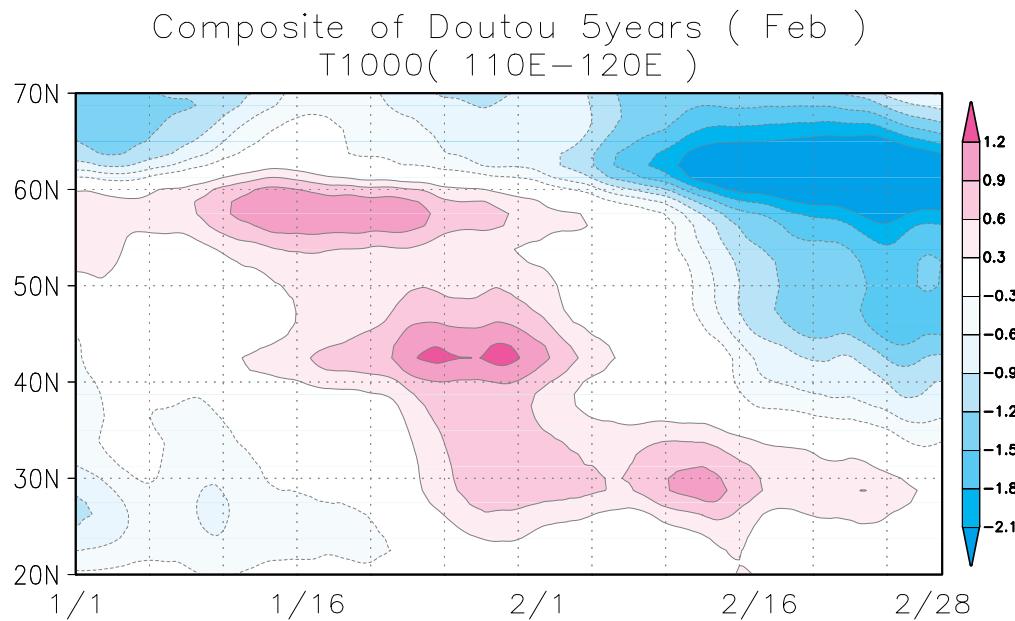


図7.9 図7.2と同様。ただし、2月における1000hPa面の温度に関するコンポジット図 (Kms^{-1})。

以上のように、道東に降雪をもたらすような低気圧活動が日本海上で活発な年には傾圧帶の形成が関係しているが、その形成の要因は12月と2月で異なっており、12月の場合は11月における本州の南海上の海面温度の上昇が、2月の場合は2月における大陸上の下層大気の低温偏差が寄与していることがわかった。また、12月の場合のみ1ヶ月のタ

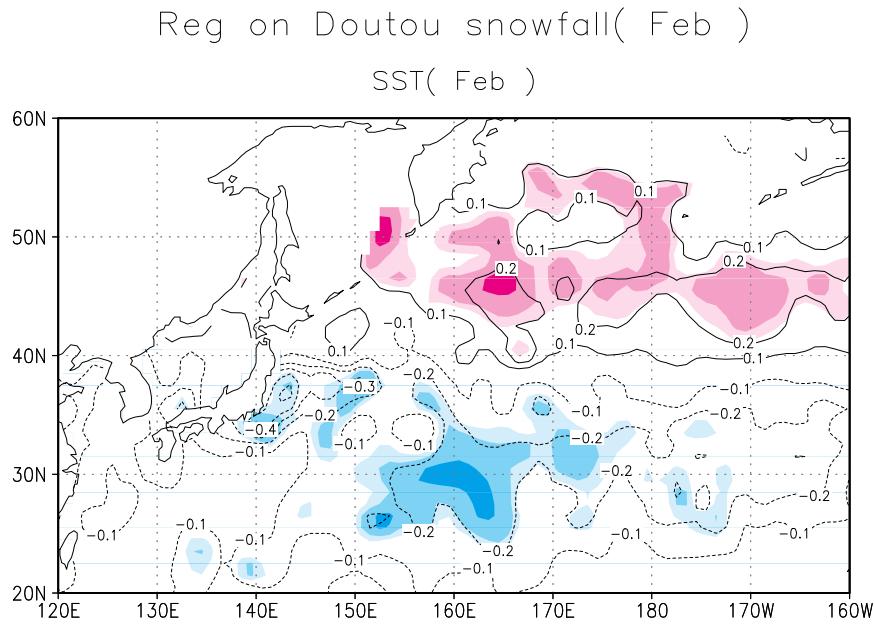


図 7.10 図 7.6 と同様。ただし、2月の海面温度の相関回帰図。

イムラグが発生しているのは、海面温度の昇温、その大気への作用には大気と大気の反応より時間を要するからであると推測される。一般に道東の降雪は日々の低気圧によるものであって一度に大量に降ることが多く、年々変動としての予測がつかないとされている。しかし 12 月の降雪の多寡については、それをもたらす低気圧の数が多いのか、ひとつの勢力が強いのかについてはわからないものの、11 月の段階で低気圧が発達しやすい場が形成されるということによってある程度の予測ができるのかもしれないということが示唆された。

7.2 高度場卓越パターンの発達について

第 5 章において、12 月の 300hPa 面の高度場偏差について EOF 解析を行ったところ、太平洋域においてダイポール型をした変動パターン、ユーラシア大陸上の高緯度域で偏差の列を持ったパターンが得られた。それらのパターンは旭川や道南の降雪の年々変動をある程度の相関を持っており、これらの形成時期が早ければこれらの地域の 12 月における降雪の多寡について早い段階で予測することができるかもしれない。そこで本節ではこれらのパターンのうち、ダイポールパターンについて考察した。

そこで、ダイポール構造の強度を定義したうえで 11 月、12 月における季節内変動について考察した。ここで強度として、正、負の作用中心間の高度差を用いた。図 7.11(a) のように、太平洋域における正の作用中心を、北緯 $32.5^{\circ}\sim37.5^{\circ}$ 、東経 $170^{\circ}\sim$ 西経 170° と

し、またカムチャッカ半島における負の作用中心を北緯 $55^{\circ}\sim65^{\circ}$ 、東経 $150^{\circ}\sim170^{\circ}$ とし、それぞれの領域平均の差を強度とし、各時間における25年気候値からの偏差をインデックスとした。さらに、EOF第1モードが特に卓越する年について考察するため、図7.11(b)のスコアのうち、最もスコアが正に大きい5年間(1982、1987、2000、2002、2003年、図中の緑点)についてコンポジットした。

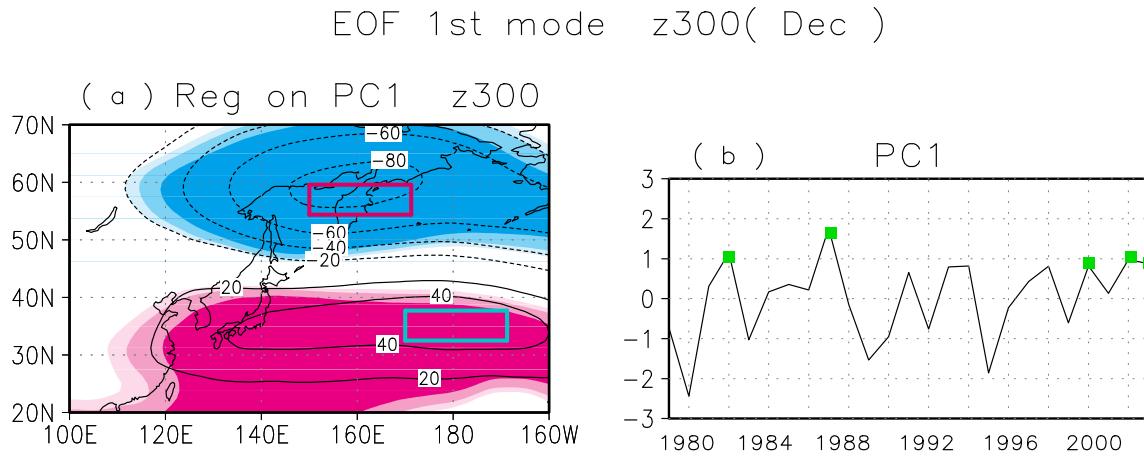


図7.11 12月における300hPa面高度場のEOF解析第1モード。(a) 300hPa面高度場偏差の線形回帰図。青線で囲んだ領域が正の作用中心、赤線で囲んだ領域が負の作用中心。(b) スコア。緑点のついた年が最もスコアが大きい5年間。

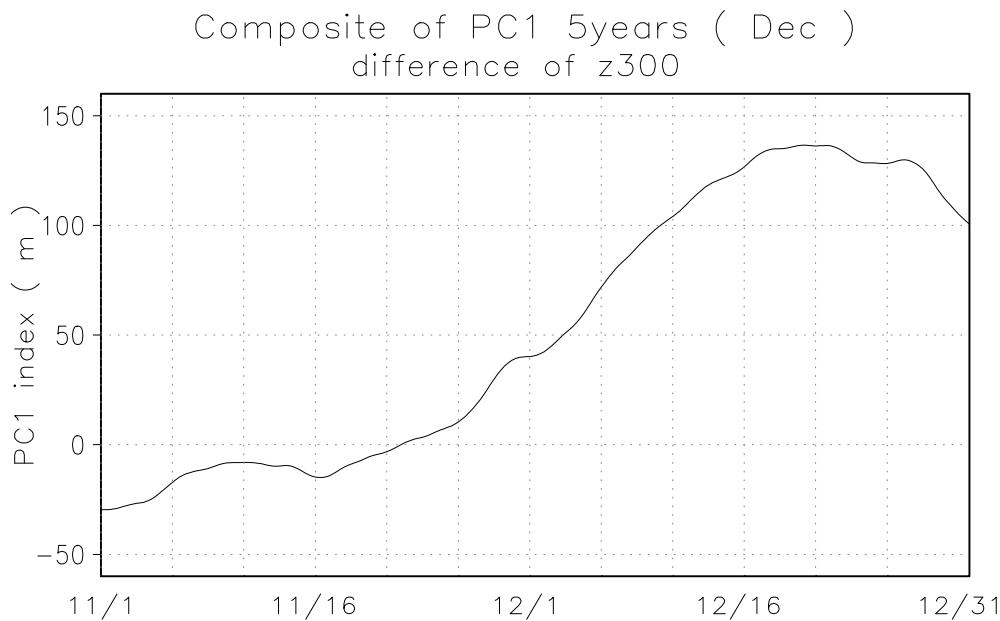


図7.12 11月から12月におけるダイポール強度の気候値の時系列(m)。

図7.12はその合成したダイポール強度であり、日々の変動を除去するため、31日移動平均を施している。正の値が大きければ大きいほど、両領域間の高度の差が大きいため、ダイポール強度が大きい。これによると、強度は11月は負であるが徐々に大きくなり、12月に入る少し前から急速に大きくなることがわかる。つまり、このダイポール構造は11月には顕著には見られないものの、11月から徐々にそういった構造に向かうということがわかる。しかし、この情報からだけでは11月の時点では12月にこの構造が卓越し、北海道に西風偏差がもたらされ、旭川で降雪が多い、といったところまで予測は出来ないと考えられる。

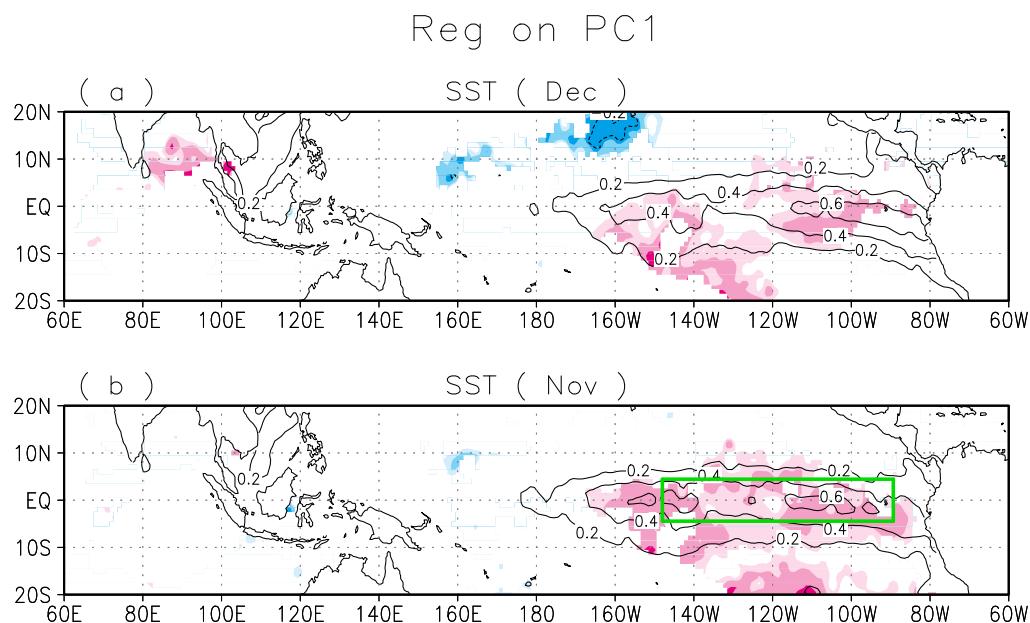


図7.13 第1モードのスコアへの相関回帰図。(a) 12月、(b) 11月の海面温度偏差(K)。相関係数が90、95、99%の信頼限界で有意である領域に陰影。正相関が暖色、負相関が寒色。緑線で囲んだ領域はエルニーニョ監視海域NINO.3。

そこで、この構造が卓越する要因について考察した。図7.13はこの第1モードのスコアに対する12月、11月の熱帯域の海面温度偏差の相関回帰図である。両月とも太平洋上の東部熱帯域において有意な正の偏差が見られ、特に11月に顕著である。つまり、月平均で見た場合11月にこの領域において海面温度が上昇すると、12月にダイポール構造が卓越することが示唆される。ここで海面温度の日データが入手できなかったため大気下層の1000hPa面における温度の、エルニーニョ監視海域「NINO.3」(南緯5°～北緯5°、西経90°～150°)での季節内変動について図7.12と同様にコンポジット解析を行った。図7.14はその結果であるが、11月の初旬から温度が上昇し、12月の初旬から中旬にかけて最も温度が上昇することがわかる。この傾向について図7.12と比較すると、熱帯域の下

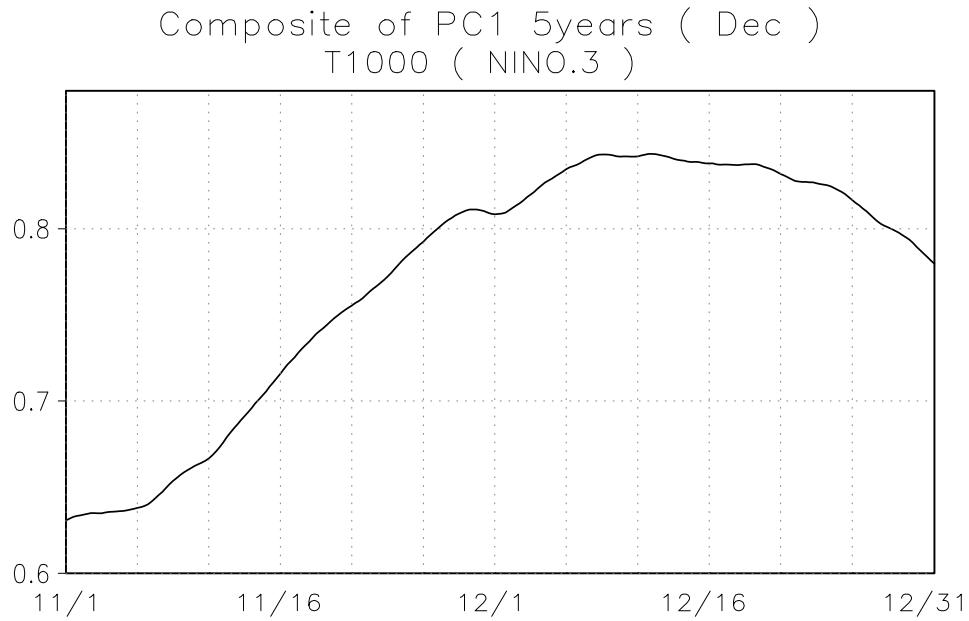


図 7.14 図 7.12 と同様。ただし、NINO.3 海域における 1000hPa 面での温度偏差 (K)。

層温度の上昇がダイポール構造の強化に対し 2 週間ほど先行していることがわかる。また海面温度の上昇と大気下層温度の上昇との間にもタイムラグはあると考えられるため、実際には海面温度の上昇はもう少し早く先行すると考えられる。この海面温度の上昇とダイポール構造形成の間の力学的な関係についての議論には至らなかったが、1 ヶ月弱前の時点でダイポール構造の形成、北海道上空の西風偏差の強化、旭川の降雪の増加を示唆できるのではないかと考えている。

第8章

まとめ

本研究は、北海道における降雪の年々変動についてその地域差を捉え、その年々変動がどのような大気循環によって支配されているのかを解明することを目的とした。

8.1 降雪域の区分

まず北海道内の気象官署及びアメダス観測点の月積算降雪量データを用い、クラスター解析によって降雪域の区分を行った。その結果、北海道内を縦横に分断する山脈や山地によって降雪域がほぼ区分されている様子を捉えることができ、先行研究より明確な降雪域区分とすることができた。道南地方、日本海沿岸、道央地方、オホーツク海沿岸、道東地方の5つの降雪域に区分したが、そのうち相関の低かった、道南、道央（旭川）、道東の3地方に注目してこれ以降の解析を行った。

8.2 冬期降水イベント時の気象場

日々の降水イベント時の気象場についてコンポジット解析を行った。顕著な場合のみを抽出しているため、ほとんどが低気圧による降水であったが、その経路やタイミングに伴う風向の違いが降水分布をもたらすことが示された。

- 道東の場合は低気圧が北海道の南岸を通過することにより、太平洋側から南東風が吹き込むことがわかった。
- 道南の場合は道東の場合と似た経路を低気圧が通るもの、降水が起こるときには低気圧はすでに太平洋側に抜けており、道南には北風もしくは北東風が吹き込むことがわかった。
- 旭川の場合はサハリン付近を低気圧が通過することにより、ほぼ西風が吹き込むことがわかった。

8.3 降雪年々変動と大規模な大気循環との関係

次に日々の事例ではなく年々変動について、降雪が多い年は平均的に大気がどのような状態であるか、12月と2月に分けて考察した。

- まずモンスーンインデックス（MOI）から旭川、道南の降雪の年々変動を説明することができるか考察した。しかし2月の道南を除いては説明することができず、MOIは本州以南の降雪を説明するのに適したインデックスであった。
- 旭川の降雪には12月、2月ともに北海道上空の西風偏差が寄与していた。これは北西季節風が寄与していない、というわけではなく、日本の南部における高度場の正偏差によって、季節風の風向が東向きに変えられることが重要であると示唆された。
- 道南の降雪には12月、2月ともに北海道上空で季節風による負の熱輸送があることが重要で、典型的な季節風型の降雪形態を示していた。
- 300hPa面高度場のEOF解析を行ったところ、第1モードとして太平洋域のダイポールモードが卓越することがわかり、このモードによって北西季節風が東向きに風向を変えられることで、旭川の降雪の年々変動にやや影響を与えていた。
- 第2モードとしてユーラシア大陸上を東向きに伝播するような偏差の列が卓越することがわかり、MOIによって示される変動よりもより高緯度からの冷気流入がされやすい高度場となることで、旭川、道南の降雪の年々変動に影響を与えていた。
- 道東の降雪の年々変動は、大規模な大気循環からは説明できなかった。

8.4 道東の降雪の年々変動と総観規模擾乱との関係

道東の降雪の年々変動は大規模な大気循環からは説明ができなかつたが、コンポジット解析の結果から北海道の南岸を通過するような低気圧によって日々の降水はもたらされていることがわかる。そこでその低気圧の数や、勢力に関係なく低気圧活動の「活発さ」を短周期の南北熱輸送によって定義し、その年々変動と道東の降雪との関係について考察した。

- 12月、2月ともに道東の降雪と日本海上の低気圧活動との相関関係が確認され、コンポジット解析の結果と整合的であった。
- EOF解析によって卓越する低気圧活動を考察した結果、日本海上の低気圧活動はかなり局地的なものであり、主要な太平洋ストームトラックなどとは関係性がほと

んどないということが示された。

8.5 早期からの降雪の予測について

最後の考察として、道東の降雪に関係のあった日本海上の低気圧活動についてと、旭川の降雪に関係のあった太平洋上のダイポールパターンについて詳しく考察した。

- 12月に道東で降雪が多い年には、11月において何らかの要因で本州の南海上で海面温度が上昇しており、その影響で日本海上で大気の傾圧性が高まっていた。2週間ほどのタイムラグの後、12月に低気圧活動が活発になることから、12月の降雪について11月の時点である程度予測できる可能性が示唆された。
- 2月に関しては、低気圧活動が活発になる時期と傾圧性が発達する時期はほぼ一致していることから予測に繋がる情報は得られなかった。
- 12月の旭川の降雪に対して影響を与えていた太平洋上のダイポールパターンの形成について、その作用中心間の高度差を用いて考察したところ、ダイポールパターンは11月から徐々に形成されることが示されたものの、予測ができるほどの情報は得られなかった。しかし、このパターンは11月におけるペルー沖の海面温度と正の相関関係にあることから、エルニーニョ監視海域 NINO.3 における大気下層の温度について調べると、パターンが卓越するより2週間ほど先行して温度が上昇しており、海面温度自体の上昇はもう少し先行すると推測される。よって12月のダイポールパターンの卓越と旭川の降雪の増加について11月の時点で予測できる可能性が示唆された。

以上のように本研究において、北海道の降雪はかなり明確な地域性をもっていることがまず示された。またそのうち道東、道央（旭川）、道南地方に関する考察の結果、日々の降雪からの結果のみならず、年々変動として気象場との関係を示すことができ、また予測に関する情報も少しながら示すことができた。今後はこれらの関係性を活かし、北海道の降雪の多寡についての予測可能性がより一層高まることを期待する。

謝辞

本研究を進めるにあたり、主査である山崎孝治教授には研究方針から解析手法、結果の解釈に至るまで、多くの有益な指導、アドバイスをいただきました。山崎先生がいたからこそ、この自己満足な題目であってもきちんと修士論文として提出するまでに至りました。心より感謝致します。いつか私が一人前の社会人になったら二人でお酒を飲みましょう。また、指導教官である中山康裕准教授には、研究の土台を固めるにあたり、大変有益なアドバイスをいただきました。心より感謝致します。またお忙しいなか本論文を査読していただいた長谷部文雄教授、谷本陽一准教授、また何度も発表の場に足を運んでいただき、アドバイスをしてくださった本学理学部の稻津将准教授にも心より感謝致します。また、大島和裕さん、森正人さん、青木マッコイさん、三角和弘さん、古関俊也さん、佐藤健介さん、藤本剛志さん、山本彬友さんなど多くの素晴らしい先輩方には、いつもくだらない質問にも丁寧に答えていただき、御指導していただいたことに大変感謝しております。また研究以外の面でも、一緒にごはんを食べてもらったり、恋の相談に乗ってもらったり、くだらない話につっこんでもらったり、大変御世話になりました。とても楽しい3年間でした。ありがとうございました。同期のみんなとは、研究で大変な時期に励ましあったり教えあったりと、刺激しあいながら、切磋琢磨しながら成長できました。時間帯が合わず、なかなか一緒にごはん食べれなかったけど、みんなと徹夜した日々、スノーボードをした日々、いろんな所に旅行に行った日々、最高だったよ。こんな充実した二年間、今までなかったよ。ありがとう。

最後にいつも影ながら私のことを支えてくれた家族に心より感謝します。毎日研究で大変だったけど、いつもみんなが支えてくれたおかげでどうにか無事卒業できそうです。この題目で研究ができたのも私を北海道に産み、育ててくれたおかげです。ありがとう。

北海道なまら最高！！

参考文献

1. 河村 武：北海道における冬季の降水分布の総観気候学的考察. 地理学評論, **34**, 11, 583-595, 1961.
2. 河村 隆一, 小笠原 拓也, 吉池 聰樹：平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 気象研究ノート, **216**, 95-108, 2007.
3. 松村 伸治, 謝 尚平：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. 天氣, **45**, 31-40, 1998.
4. 森 正人, 小山 博司, 渡部 雅浩：2005 年 12 月の「北極振動」の励起と予測可能性. 気象研究ノート, **216**, 221-240, 2007.
5. 力石 國男, 高森 泰人, 宮畑 信吾, 半田 友美：北海道と本州の降雪特性の比較. 雪水, **66**, 6, 623-636, 2004.
6. Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba : Surface Thermal Conditions in the Western North Pacific during the ENSO Events. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **66**, 3, 445-456, 1988.
7. Inatsu, M., and M. Kimoto : Two Types of Interannual Variability of the Mid-winter Storm-tracks and their Relationship to Global Warming. *SOLA*, **1**, 061-064, 2005.
8. Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe : Interannual and Decadal Modulations Recently Observed in the Pacific Storm Track Activity and East Asian Winter Monsoon. *textitJournal of Climate*, **15**, 1855-1874, 2002.
9. Tachibana, Y. : A Statistical Study of the Snowfall Distribution on the Japan Sea Side of Hokkaido and Its Relation to Synoptic-Scale and Meso-Scale Environments. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **73**, 3, 697-715, 1995.
10. Tachibana, Y., T. Nakamura, and N. Tazou : Interannual Variation in Snow-accumulation Events in Tokyo and its Relationship to the Eurasian Pattern. *SOLA*, **3**, 129-132, 2007.
11. Wallace, J. M., and D. S. Gutzler : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 784-812, 1981.