

<研究ノート>地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について

HIGUCHI, Masamichi / 樋口, 将貫

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理

(巻 / Volume)

21

(開始ページ / Start Page)

39

(終了ページ / End Page)

53

(発行年 / Year)

1993-03-24

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00026130>

地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について

樋口将貴*

- I はじめに
- II 資料
- III 方法

- IV 結果
 - 1 気圧配置型別にみた降雪分布
 - 2 降雪発現域からみた降雪現象
- V まとめ

I はじめに

日本の冬季の降水現象には他の季節と異なる二つの特徴がある。その第一の特徴は、いわゆる「西高東低」と呼称される冬型の気圧配置に要因する現象である。これは、太平洋側の地域では乾燥した晴天が続くのに対し、日本海側の地域では降水が多く、曇天が続くという現象を指したものである。前島(1954)は、日本の冬季の降水を気流型により区別し、各地方別の降水分布を気候学的に説明した。鈴木(1961)は、冬型降水の及ぶ範囲について気候学的視点から解析を試みている。河村(1964)は、総観気候学の立場から、冬季の天候の詳細な分布とその推移の状態について報告している。また一方で、この冬型の気圧配置がゆるみ、低気圧が日本列島に近づく場合におきる太平洋側の降水現象をとらえた研究もある。田坂(1977)は、台湾低気圧¹⁾と日本の降水分布について調査を行い、さらに田坂(1980)は、日本に影響を及ぼす低気圧全般²⁾と日本の降水分布について、低気圧の通過に伴う時間的差異に着目して解析を行なっている。

冬季の降水現象の第二の特徴として、雪や霰^{みぞれ}などの固体降水が地上に降ることが挙げられる。もちろん、気温の低い地方では冬季の降水はほとんど固体降水である。しかし、関東から西の太平洋

側や西日本では個々の気象擾乱によって降水形態が異なる。その中でとくに関東地方には都市が多く位置し、ひとたび大雪が降れば様々な障害をもたらすことがある。そのため、冬型の気圧配置による研究とは別の観点からの研究が進められてきた。それは、冬季における関東地方の降水現象に関する研究である。とくに固体降水である雪を対象に研究した報文が多い。

伊藤(1956)は、東京の降雪について研究を行ない、日本の南岸を発達しながら東進する低気圧が八丈島と鳥島の間を通過するときに降雪が発現する傾向を示した。新井(1972)は、関東地方の降雪パターンについて、南岸低気圧による降水以外にもいくつか事例があることを指摘している。上田・八木(1989)は、1978年から1984年にかけての7年間の日降雪深分布を地上気象観測データをもとに統計的な解析を行なっている。さらに山本(1984)は、短時間予報の立場から関東平野の降雪特性を事例解析によって調べ、下層寒気の移流と接地層内の気温が大きく影響していることを明らかにしている。また安藤・河村(1989)は、南岸低気圧によってもたらされる降雪を広域降雪型・広域降雨型・雨雪急変型という3つの型に類型化し、雪領域・雨領域の分布についてその変化を事例解析によって調べている。一方、関東平野の降雪は現象的に雨と雪の境界に相当することが多く、日本海側とその点で異なる特徴がある。そ

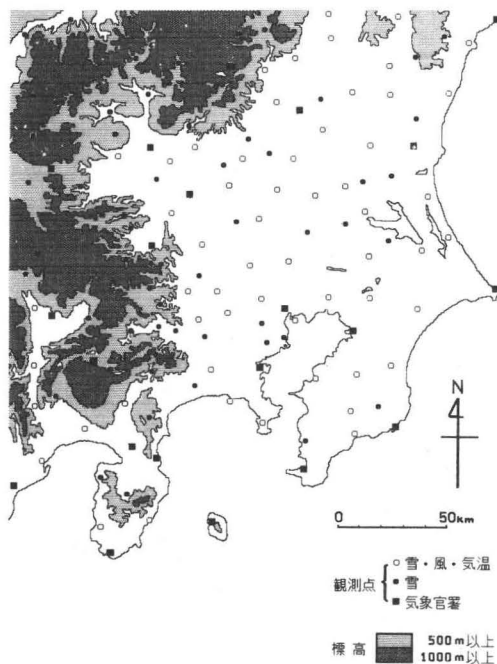
* (株) 社会調査研究所

ここで雪氷学の立場から八木・上田(1988)が、降雪粒子について調べ、関東平野の降雪粒子は濡れていて融解過程状態であることを明らかにしている。

そこで本研究では、関東平野に降る固体降水が気候学的に及ぼす影響を重視し、解析を試みた。解析の基本的手法としては統計的な手順を用いることにした。その理由として、関東地方の降雪現象の解析については事例解析⁵⁾によるものが多く代表性に乏しいので、帰納的な方法によって一般性を導き出す必要があると考えたからである。換言すれば、関東地方の降雪分布について気候学的にその現象を把握することが本研究の目的である。

II 資料

本研究の対象地域を第1図に示した。また、降雪発現域の時間経過図からみた解析においては、標高500m以下の地域(第1図の白地の部分)をさらに詳しく取り扱った⁴⁾。対象地域の観測点は、



第1図 研究対象地域と観測地点分布図

気象官署が21地点、アメダスが118地点である。第1図の白丸の地点では、降雪の他に毎時の風向、風速、気温の観測が行なわれている。さらに、各気象官署では3時間ごとの天気が記録されているので、この官署の天気をその周辺の天気の代表とみなして扱うことにした。

対象期間は1980年から1990年までの11年である。本研究では寒候期を便宜的に前年の11月から当年の4月までとした。したがって、本研究の対象期間は1981年から1990年までの10寒候期である。

III 方法

本研究の解析手順を第2図に示した。以下、解析手順に従って説明する。

①降雪日;

気象庁月報と各気象官署の日原簿から降雪日⁵⁾として数えられた日を、対象期間の中から選出する⁶⁾。

②地上気圧配置型の分類;

①で示した降雪は日単位でその現象を区切っているため、日界による現象の虚像をとらえる危険性がある。そこで、「ひと雪」によって現象を把握するねらいから地上気圧配置型の分類を行なった⁷⁾。ここでは、印刷天気図を用いて、対象降雪日の天気図とその前後12時間の天気図を併用して、単一の擾乱に含まれるか否かを吟味した。

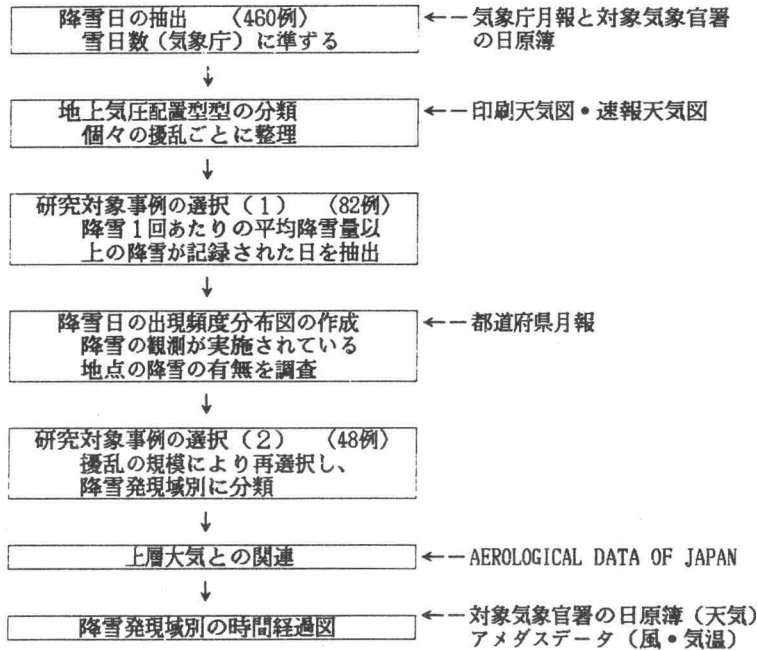
③研究対象事例の選択(その1);

降雪現象に関しては、その事例選択基準として量的な一定値を設定して行なうことは不可能である。なぜなら、降雪現象が発現したと降雪の深さについては各地点において同等の意味あいを保持しているわけではないからである。そこで、各官署で同等の意味あいをもたせるために1回あたりの平均降雪量(降雪の深さの1回あたりの平均値)を

$$M = SF/D$$

という式を用いて求めた。ここでMは1回あたりの平均降雪量、SFは降雪の深さの総合計値、Dは降雪日の総合計値を示している。そして、1

地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について



第2図 資料と解析手順

地点でもこのMより多い降雪の深さが出現した日を解析対象日として選び出した⁸⁾。

④降雪日の出現頻度分布図の作成;

対象地域内に含まれる12冊⁹⁾の各都道府県月報から積雪観測点の対象日における積雪の有無を調べた。ただし、積雪は1日1回9時に観測を行っているにすぎないので、その日の最大積雪を正確に確認することは不可能である。また、地点によって積雪量にはかなりのひらきがあると想定されるので、ここでは単に選定した対象日に対象地域内の全地点における積雪深の増減のみを識別することにした¹⁰⁾。したがって、本研究では積雪深の増加はその間に降雪の生じたことを意味している。このような判断は官署以外の観測地点でも降雪の有無を客観的に把握することを可能にした。そして、②で行なった地上気圧配置型別の各観測地点ごとに降雪のみられた日を累計し、全体の例数で除して、その出現頻度分布図を作成した。

⑤研究対象事例の選択(その2);

④までの作業により気圧配置型別の関東地方に

おける降雪発現域を把握することができたので、次段階では降雪発現域に着目し、その降雪発現域別に対象地域を分類した。しかし、③で求めた対象事例の中には官署とその周辺にのみだけ降雪がみられた日も含まれている¹¹⁾。よって、このような局地的降雪を除外し、なおかつ、ある程度の面的広がりをもった出現事例のみを解析対象とするため、大規模擾乱¹²⁾では③のMの値を上回る降雪の深さが3地点以上の官署で記録された場合を、同じく、小規模擾乱¹²⁾では2地点以上の官署で記録された場合のみを抽出して、この事例を対象に降雪発現域別に分類した。

⑥上層大気との関連;

対象地域の降雪現象に及ぼす上層寒気の影響についてはすでにいくつか報告されている¹³⁾。ここでは上層寒気が対象地域の降雪発現域の差異に及ぼす影響に注目した。すなわち、Aerological Data of Japanのデータに依拠し、降雪発現域別に対象日の館野の風向、風速、気温の各要素を調べた。

⑦降雪発現域別の時間経過図;

降雪発現域別に分類できた原因を調べるため、天気・気温・風向・風速の各要素の時間経過図を作成した。作成は以下の手順で行なった。まず、3時間ごとに記録されている各官署の天気の記録をもとに選択対象事例の各官署の同時刻の天気の記録を集計した。また、固体降水の継続時間を求め、開始期、最盛期、終了期に分離した。ここで、各対象事例の天気と継続時間から判断できる擾乱の強度を統計的におけるバラツキの範囲内であると定義するため、この両方の分類結果に対してカイ2乗検定を行なった。カイ2乗検定とは、

$$x^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(O_i - e_i)^2}{e_i}$$

で示され¹⁴⁾、カイ2乗 (x^2) が x^2 曲線に含まれるかどうかを検討するものである。しかし、均一に各期を3等分するのでは結果が有意になるため、固体降水の多い対象日と時刻を開始期や終了期から最盛期に動かし、反対に、固体降水の少ない対象日と時刻を最盛期から開始期や終了期に動かし、最小限の移動で x^2 曲線に適合するように調整した。また、この適合した各降雪発現域別の時間

経過図において、各官署とアメダスの風向、風速、気温のデータを調べた。本研究では、対象事例選択日の3時間ごとに風向、風速、気温を集計している。そして、風向、風速にはベクトル合成を施し、気温に対しては平均値をとって、それぞれ降雪発現域別の降雪に影響を及ぼす要素としてあらわした。前述した天気については、各官署の観測記録の累計値¹⁵⁾から各天気の出現頻度を求め、天気を決定した。すなわち、開始期、最盛期、終了期ごとに雨の出現頻度が50%以上の場合には天気を雨とし、同様にして雪の出現頻度が50%以上の場合には雪とした。さらに、雨、雪の出現頻度が各々50%未満のときでも双方を加算して50%以上となる場合は天気を雨と雪の漸移期間とし、双方を加えても50%未満の場合には「降水なし」と便宜的に定めた。こうして求めた天気を降雪発現域別の時間経過図に記すことにした。

IV 結果

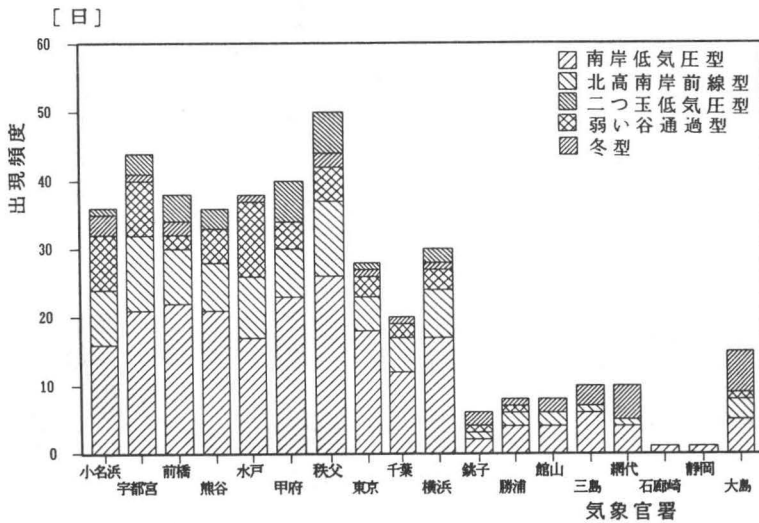
第1表 地点別降雪出現日数と降雪量

気象官署	寒 候 期										合計 (日)	降雪量 (cm)
	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990		
小名浜	22日	15	16	35	16	27	22	22	6	17	198	229
宇都宮	17	15	13	39	17	22	21	25	10	18	197	308
前橋	19	16	14	39	17	18	22	18	9	12	184	291
熊谷	13	10	6	25	12	14	17	14	5	11	127	261
水戸	10	11	8	32	17	25	23	18	4	12	149	238
甲府	13	11	8	21	7	16	14	14	4	13	121	382
秩父	14	12	11	24	14	17	17	16	6	14	145	563
東京	10	14	4	29	6	15	17	14	4	10	123	191
千葉	6	10	4	30	8	19	13	13	1	9	113	132
横浜	11	8	5	28	8	21	15	18	2	11	127	228
銚子	5	10	2	19	6	13	10	5	1	9	80	11
勝浦	8	8	1	13	4	11	8	6	1	4	64	45
館山	10	6	2	25	2	13	11	8	1	6	84	39
三島	1	2	1	13	0	6	6	4	1	3	37	41
網代	5	3	1	17	2	9	8	5	1	8	59	29
石廊崎	2	3	0	10	0	4	2	2	0	2	25	2
静岡	3	1	3	9	2	3	6	1	0	3	31	2
大島	15	14	10	40	13	21	7	10	2	10	142	62

地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について

第2表 地上気圧配置型の分類と解析対象事例数

気圧配置型	分類基準	事例数
I：南岸低気圧型	・台湾，東シナ海，華中より前線を伴って東進したもの。 波動や閉寒点による中心の移動も含めた。	30例
II：北高南岸前線型	・2つ以上の低気圧が南岸沿いにある前線上を東進したもの ・北緯35度以北に高気圧の中心のあるもの。 ・関東付近の等圧線が北東から南西にのびているもの。	16例
III：二つ玉低気圧型	・日本海と南岸沿いに低気圧が東進したもの。	8例
IV：弱い谷通過型	・関東の南，東に発生する弱い低気圧によるもの。 ・関東付近を前線が通過したもの。	15例
V：冬型	・日本付近を西高東低の気圧配置が支配しているもの。	13例



第3図 各官署における降雪出現時の地上気圧配置型別出現頻度 (単位・日)

1 気圧配置型別にみた降雪分布

対象期間における地点別降雪日と降雪量（降雪の深さの総合計値）を第1表に示した。この表から1984年，1986年，1987年に降雪日が多い反面，1989年には降雪日が非常に少ないことが理解できる。1984年がいわゆる寒冬年である一方，1989年が暖冬年であった事実を考慮するならば，一般に言われている「暖冬の年に雪が多い」とは必ずしも言えないようである¹⁶⁾。なお，対象期間内の降雪日は全部で460日であった。

一般的に関東地方に降雪が発現する地上気圧配置型は次の通りとされている。すなわち，シベリ

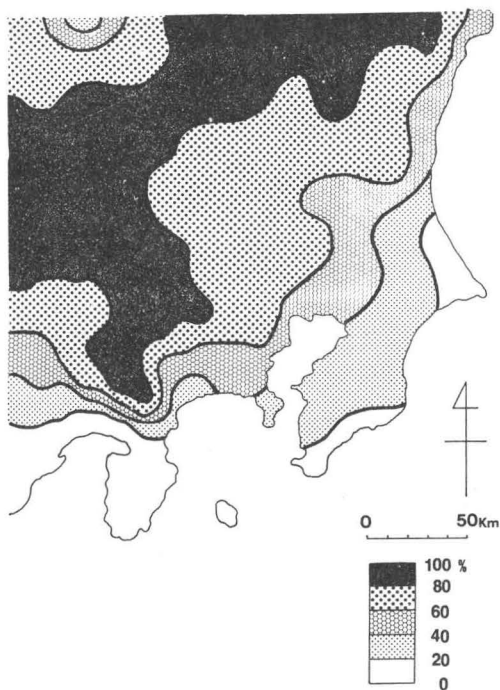
ア方面から張り出した寒冷な高気圧が三陸沖に位置し，その高気圧から関東地方に冷たい北東風が吹送る。そして，なおかつ，日本の南岸を低気圧が東進し，低気圧前面の暖湿な気塊がこの擾乱に十分な水分を供給する場合である。このとき，暖湿な気塊が上昇し凝結温度に達したあと，冷たい北東風に低温が維持されてそのまま地上付近まで雪として落下する。しかし，降雪日の気圧配置を調べたところ，この現象に該当しないものも少なくない。そこで研究対象事例を選択したうえで，新井（1972）が提示した地上気圧配置型の分類を参考にして，本研究では第2表のように定義

した。さらに、各官署における地上気圧配置型の出現頻度を第3図に示した。これらを見るとI型やII型は前述の関東地方に降雪をもたらす地上気圧配置型とほぼ一致すると考えられるもので、これら2つの型の出現頻度を合わせると対象地域全域で半分以上に達する。しかし、それ以外の降雪に関しては各官署ごとにそれぞれ固有の地上気圧配置型がある。たとえば、それは小名浜や水戸のようにIV型が多いもの、甲府や秩父のようにIII型が多いもの、銚子や網代、館山、伊豆大島のようにV型が多いものなどである。この固有の地上気圧配置型を対象地域全体でみたものが第4~8図の各地上気圧配置型別の降雪日出現頻度分布図である。すなわち、これらはある地上気圧配置型のもとで、どの地域にで雪が降りやすいか否かを示した図である¹⁷⁾。

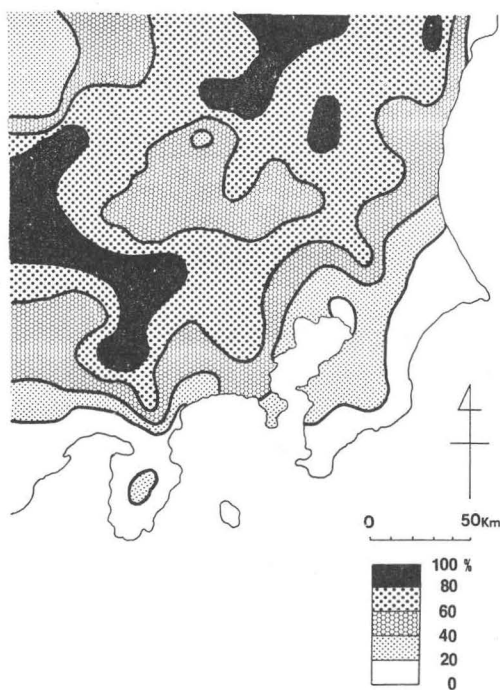
第4図は南岸低気圧型(I型)のもとでの降雪日出現頻度分布をあらわしている。この事例では、かねて伊藤(1956)が東経140度線における低気圧の通過位置で指摘した「鳥島(N31°30′)

と八丈島(N33°)の間を低気圧が通過したとき降雪がある」という傾向よりは少し北寄りを低気圧の中心が通過しているということが新たにわかった。また、低気圧の中心示度は $1000 \pm 5\text{hPa}$ を示す事例が多い。第4図の出現頻度分布図から、山地で降雪の割合が高く、分水嶺を越えた日本海側でその割合が低いものの、全体的には北西から南東へ徐々にその割合が漸減する傾向にある。これは、低気圧の通過位置が関東地方に近いほど、そこから送りこまれる暖気によって雪が雨に変化してしまう確率が高いからである。しかし、いずれにせよ出現頻度20%の等値線の通る位置と第3図とを考えあわせると、このI型は一般的に関東地方全域に降雪をもたらしやすい型であると指摘できる。ただ、降雪域がどこまで及ぶかは個々のケースにより若干異なるようである。

第5図は北高南岸前線型(II型)のもとでの降雪日出現頻度分布である。天気図の特徴としては、関東地方より北側に高気圧が位置し、南岸沿いに前線があるという点¹⁸⁾があげられる。第5図



第4図 南岸低気圧型における降雪日出現頻度分布



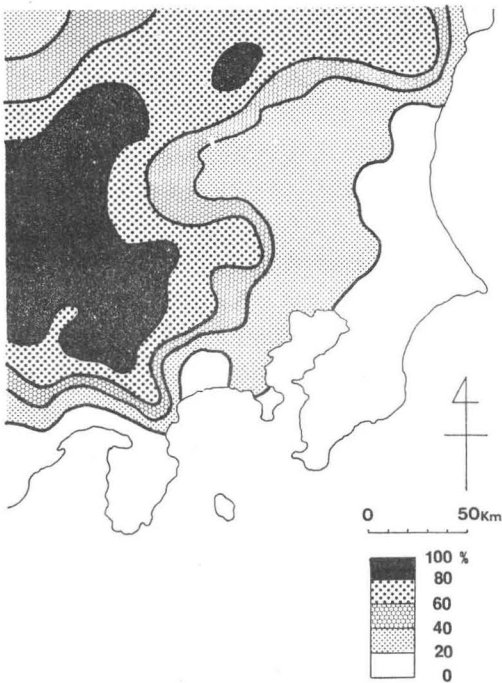
第5図 北高南岸前線型における降雪日出現頻度分布

は、第4図と類似した傾向を示しているが、多少地点ごとの値のバラつきが大きくなっている。しかし、この型も南岸低気圧型と同様に関東地方全域に降雪をもたらす可能性の高い型であるといえる。

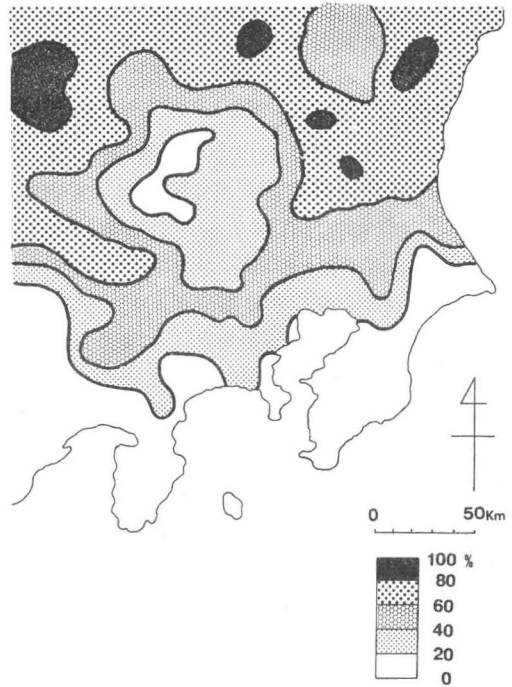
第6図は二つ玉低気圧型(Ⅲ型)のもとでの降雪日出現頻度分布である。この事例では、二つの低気圧のうち南側の低気圧が関東地方にかなり接近して通過している。第6図から理解できるように、関東平野中央部にまで降雪がみられることもあるものの降雪の主力は西部にある。とくに出現頻度40%の等値線は、図には記していないが標高250mの等高線とはほぼ一致している。また、第3図をみると、甲府、秩父での降雪の頻度が明らかに高い事実が理解できる。したがって、この型は関東地方の西部を中心として、やや標高の高い地域に降雪をもたらす型であるといえる。

第7図は弱い谷通過型(Ⅳ型)のもとでの降雪日出現頻度分布をあらわしている。この事例の地上気圧配置型は、低気圧の位置が関東地方の東方

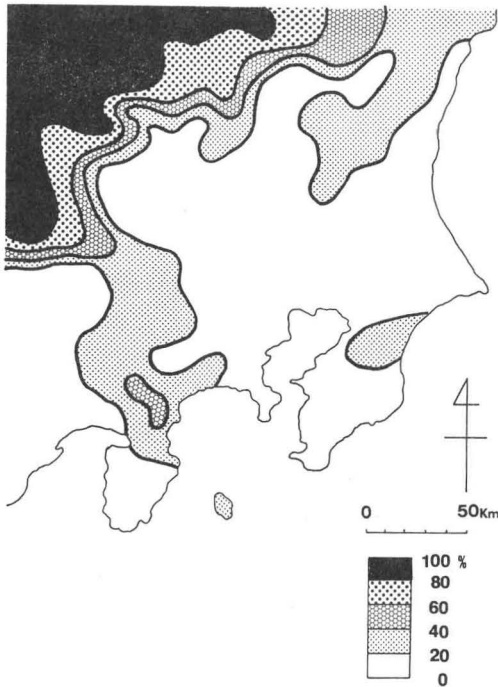
沖にあるものと南方沖にあるものとに大別できる。前者では気圧の谷の移動を把握することが難しく、東方沖に抜けたあとに明瞭な低気圧に発達する傾向がある。また、後者は南岸低気圧型とは異なり、日本の南方沖合の海上に発生し、あまり発達せずに東進する傾向がある。この南方海上の弱い低気圧については櫃間(1979a), (1979b), 櫃間・成川(1980), 長谷川(1982), 岩瀬(1988)など多くの研究例があるが、ここで扱う型が彼らの指摘する低気圧と同種か否かについて詳しく言及することはできない。しかし、結果として関東地方に降雪がみられたので、本研究では一つの類似した型として扱うことにした。第7図では、栃木県南東部、茨城県など関東地方北東部に降雪発現域の中心があることが特徴としてあげられる。また、群馬県中央部にはほとんど降雪のみられない地域が存在する。これは、ほぼ同一の現象に関して解析を行なった新井(1972)の結果によく一致している。新井によれば、この現象は南岸低気圧に原因する場合と降雪機構が異なり、上空の寒



第6図 二つ玉低気圧型における降雪日出現頻度分布



第7図 弱い谷通過型における降雪日出現頻度分布



第8図 冬型における降雪日出現頻度分布

冷渦に対応したものであるとしている。

第8図はいわゆる西高東低の冬型(V型)のもとでの降雪日出現頻度分布である。この事例では、上空850hPa面における -9°C の等温線の位置が関東地方付近にまで大きく張り出している。一般的に、関東地方に降る雨と雪の境目は上空850hPa面で、 $-2\sim-3^{\circ}\text{C}$ とされているので、それに比べればこの温度はかなり低い値であり、強い上層寒気の進入がみられる。このような状態のとき、関東地方に降雪が発現することがあり、かつて山本(1984)が指摘した事実¹⁹⁾とも一致する。第8図では、降雪のみられた場合のみが対象であるが、降雪の出現頻度は関東平野のほとんどの地域で非常に小さい。しかし、他の降雪日出現頻度分布図と対比すると関東地方南部にやや出現頻度の大きい地域が認められる。とくに他の型ではあまり降雪の発現しない伊豆半島北部から伊豆大島にかけてと房総半島の一部で降雪の出現頻度が高くなっている。この理由は、対象地域の山脈を避け北東方面からまわりこむ風と西南方面からまわ

第3表 解析対象事例数
(I~Vは第2表参照)

降雪発現域型	地上気圧配置型					合計
	I	II	III	IV	V	
全域降雪型	8例	1	0	1	0	10例
準全域降雪型	9	5	2	2	0	18
西部降雪型	3	1	2	0	0	6
北東部降雪型	0	0	0	4	2	6
南部降雪型	1	2	0	1	4	8

りこむ風が駿河湾付近で収束線を形成し局地低気圧を発生させるからと考えられている。つまり、この型は強い上層寒気の進入がみとめられるときという条件つきながら関東地方の南部に降雪をもたらしやすい型であるといえる。

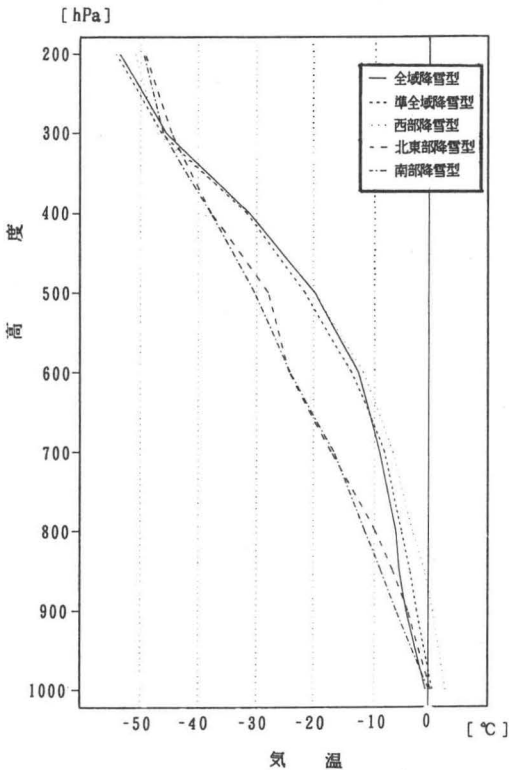
2 降雪発現域からみた降雪現象

前項で地上気圧配置型からみた関東地方の降雪分布について解析し、全域まで降雪の及ぶ型とある一部の地域に降雪日出現頻度の高い型の存在することを明らかにした。しかし、地上気圧配置がほぼ同じでも降雪発現域は個々の擾乱により少しずつ異なっている。そこでここでは、地上気圧配置型ではなく、逆に降雪発現域²⁰⁾からみた関東地方の降雪現象について考察を試みた。ここでは、第3表に示した通り、研究対象事例を再選択して解析を進めることにした。

まず、対象日の降雪発現域別に館野の上空の風向、風速、気温がどのように影響したかを調べるため、第4表、第9図にその結果を示した。第4表は、上空の風向、風速を各高度ごとに記したものである。これによると全域降雪型、準全域降雪型、西部降雪型という大規模擾乱²¹⁾の影響を受ける型では800~850hPa付近に東~南風²²⁾が卓越している。したがって、低気圧による暖湿な気流が東~南方面から侵入していると推察できる。一方、これとは逆に北東部降雪型、南部降雪型という小規模擾乱の影響を受ける型では、西よりの風が卓越し、季節風の影響があらわれている。また、風速に着目すると大規模擾乱の影響を受ける型が小規模擾乱の影響を受ける型より強い。さらに、

第4表 各降雪発現域別の上層風向・上層風速

高度 hPa	全域降雪型		準全域降雪型		西部降雪型		北東部降雪型		南部降雪型	
	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速
200	WSW	75.4	WSW	62.6	W	69.3	WSW	70.0	W	54.1
300	WSW	62.3	WSW	50.3	WSW	43.8	WSW	67.5	W	48.9
400	WSW	47.9	WSW	41.4	WSW	37.0	WSW	51.7	WSW	40.3
500	WSW	38.6	WSW	32.2	SW	31.3	WSW	45.5	WSW	29.3
600	WSW	27.5	WSW	22.9	SW	22.7	W	24.5	W	18.8
700	SW	15.8	SSW	16.6	SSW	20.2	WSW	14.1	W	14.3
800	SSE	10.8	S	12.7	SSE	16.5	WSW	7.0	W	9.0
850	ESE	9.2	SE	12.2	SE	13.9	SW	5.7	WNW	7.8
900	N	9.5	ESE	12.6	ESE	12.3	SW	5.2	NNE	7.6
1000	NNE	5.5	NNE	6.3	NNE	7.2	NNE	3.2	N	5.4
surface	N	2.4	N	3.3	NNE	4.0	NNE	1.8	N	2.5



第9図 各降雪発現域別の上層大気の垂直的気温分布

気温に注目した第9図では、大規模擾乱の影響を受ける型と小規模擾乱の影響を受ける型ではそれぞれほぼ同様な気温の垂直的分布を示している。

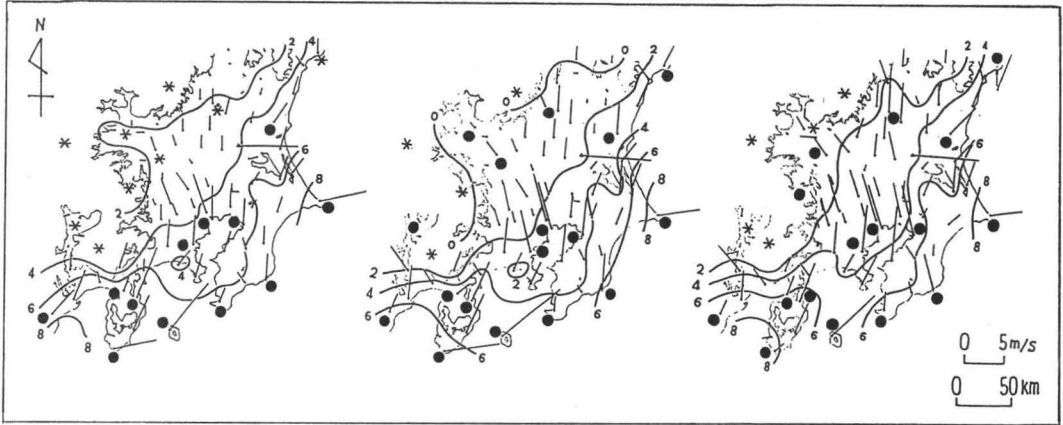
次に、降雪域が時間経過とともにどのように変

位するのかが検討するために各型別の時間経過図を作成した。

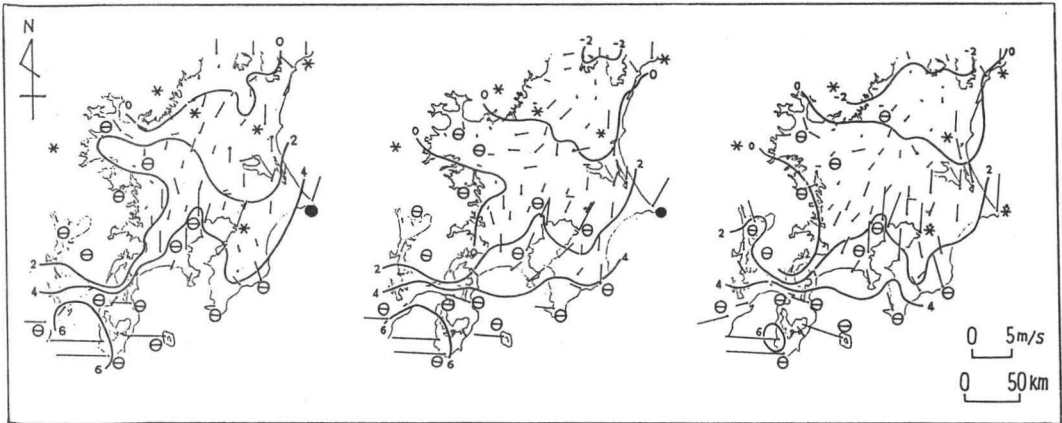
全域降雪型(第10図参照): 降雪の開始期から、最盛期、終了期にかけて降雪域の広がりや移動が明瞭である。まず開始期では、西方からの雨域の東進と東部から南部にかけての降水がみられる。茨城県付近の降水は、かつて山本(1984)が指摘しているように八溝山地の滞留寒気と海からの湿った大気の相互作用に起因するものと考えられ、関東地方では雪の降り出しが比較的早い地域に相当している。最盛期になるとほぼ対象地域全域に降雪が広がる。このとき、地上平均気温はほぼ全域で2°C以下となり、雪の降る温度としては十分である。終了期になると降水域は東進し、西部から天気が回復してくる。開始期では2°C以上の気温を示す地域が多かったが、降雪域の広がりとともに気温が下がり、終了期ごろまで2°C以下の低温が持続する。一方、風向、風速は内陸部で弱く沿岸部で強い。また、これらにはベクトル合成を施してあるため変化が小さく、北東よりから徐々に北、または北北西へ向きを変えるにとどまる。しかし、この変化は低気圧の通過後の季節風による影響が終了期にあらわれた姿と考えられる。なお、筑波山の風向が東南東から次第に北よりに変化する事実のもこの風向変化と対応している。

準全域降雪型(第11図参照): この型は全域降

地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について



第12図 西部降雪型の時間経過図



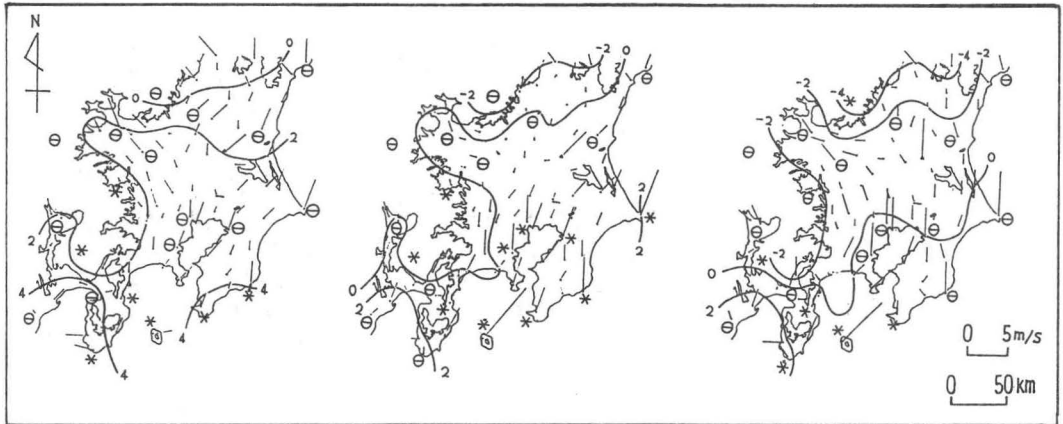
第13図 北東部降雪型の時間経過図

強いために大気が掻き回され、気温の低下が全域降雪型に比較して生じにくいと考えることができる。準全域降雪型と全域降雪型は大規模擾乱に原因があることが多いために降雪量（降雪量）一般に多い。擾乱の発達が著しく、かつその影響が長時間に及ぶとさらにその量は多くなる。

西部降雪型（第12図参照）：西部降雪型では開始期の地上気温が高い傾向を示し、ほぼ全域で 2°C 以上となっている。したがって、降水は雨として降り始めることが多く、最盛期、終了期となっても雨のままであることが多い。そのため、降雪は標高の高い地点や西部に限定されやすい。しかし、西部降雪型は他の降雪型に比べて、2つの特

徴がある。その一つは、上空の大気の気温が高いので多量の水蒸気を含む可能性を保持しているという点である。つまりこれは、降雪のあった地域で降雪量がひじょうに多くなる傾向を示すということで、第1表で秩父の降雪量が多いのはこの型によって起因するからである。さらにもう一つの特徴は、暖気の移流という点である。つまり、暖気の移流によって内陸部と沿岸部の気温差が大きくなり、最盛期で 10°C くらいに達する。

北東部降雪型（第13図参照）：この型の例数は比較的少なく、時間的にも短い降水であるため、開始期、最盛期、終了期を通じてあまり大きな変化はない。風向の分布をみると、伊豆半島、伊豆



第14図 南部降雪型の時間経過図

大島、館山が西よりの風となっており、しかも房総半島南部に風の収束域が認められる。そこで、この西よりで、かつ相対的に暖かい大気が北よりの寒気の上に上昇するために、対象地域の北東部に降水があらわれやすい。この様子は第9図の対流圏下層の風向分布において、北風の上に南西風が存在していることから容認できる。気温分布では、関東平野北部から房総半島にかけて寒気の南下が顕著である。したがって、西よりの風が暖かく、上昇しやすいことがこの面からも類推できる。つまり、湿った暖かい空気塊が大気の収束域で上昇し、その結果水蒸気が凝結して降水となる過程が想定できる。そして、房総半島へ張り出した寒気がこの降水を冷たいまま保持し、対象地域の北東部を中心に雪を降らすと考えられる。

南部降雪型（第14図参照）：南部に降雪のあるこの型は上空の大気の状態が北東部降雪型に類似しているが、より気温は低い傾向にある。また北方からの寒気の移流は北東部降雪型よりも顕著で、房総半島南部や伊豆大島付近にまで到達している。地上風分布を注目すると、西よりの風と北よりのそれとの収束域は伊豆半島と大島の間の海上に位置している。石廊崎や松崎で風速が弱く、風速に定常性が認められないのは西よりの風と北東よりの風の双方が吹送する結果にベクトル合成を施したからである²³⁾。しかし、収束域が伊豆半島の東方沖合に位置することは北東部降雪

型に比べ、より南西部の地域に降雪が発現しやすいことにつながる。降雪の発現域と気温の分布とはあまり良い対応はみられないが、南部の地域といえども開始期を除き気温が 2°C 以下であり、雪の降る温度としては十分である。また、風向、風速に関しては、対象地域の東部地域で北東風の影響が強い²⁴⁾。しかし、悪天候が対象地域の南部にのみ存在するという事は、この降雪型は北東風吹走状態であっても、先の北東部降雪型とは降雪機構が若干異なると思われる。なぜなら、第3表を参照する限り、I型やII型によっても生じる可能性があるからである。この原因についてはI型やII型であっても、擾乱が対象地域の全域まで及ばない場合、南部を中心とした降雪になりやすいことを意味している。ただ、この南部降雪型は上空大気の気温が低いため、大気中に含有する水蒸気量が少なく、降雪があったとしてもその量は総じて少ない。

以上、降雪発現域から論じてきた対象地域に現れる寒気の移流と北よりの風が吹送するという結果は、冬季を対象にひと雨の観点から解析を試みた藤部（1990）の結果に、ほぼ一致している。また、安藤・河村（1989）が示したように、関東地方の北部山地に形成される局地高気圧が、北よりの風を吹かせ、寒気を南下させるという結果にも準じていると思われる。したがって、この寒気の移流と北よりの風は、冬季の降雪時においては欠

くことのできない現象であると判断できる。ここに上空の大気の状態と対象地域内の風向、風速、気温といった気象要素が関係することにより、いくつかの特徴的な降雪発現域が生ずるものと考えられる。

V まとめ

関東地方における地上気圧配置型と降雪発現域からみた降雪現象について、気候学的視点から解析をした結果、以下の諸点が明らかになった。

1) 降雪日と地上気圧図型による1回ごとの擾乱を分別、整理すると、関東地方の降雪は5つの天気図型(南岸低気圧型、北高南岸低気圧型、二つ玉低気圧型、弱い谷通過型、冬型)によってもたらされる。

2) 5つの天気図型が及ぼす降雪について、類型化された各地上気圧配置型ごとに降雪日の出現頻度分布図を作成し、以下の結果を得た。

①南岸低気圧と北高南岸前線型は、一般的にいわれている関東地方の降雪が発現する地上気圧配置型に準じており、両者を合わせると対象地域全域で降雪日の半分以上に達する。また、降雪日の出現頻度分布図からは、北高南岸前線型がやや観測地点ごとに降雪日のバラつきが大きいもののおおよそ全域で降雪のみられる型である。

②二つ玉低気圧型は南よりの低気圧が比較的関東地方に接近して通過するため、低気圧による暖気の進入で雪が雨に変化しやすく、降雪の主力は西部と標高の高いところに限られる。

③弱い谷通過型は天気図に示される気圧の谷が明瞭でないものの、北東部を中心とした降雪になりやすい。

④冬型は冬季の気候を支配している現象で一般的には関東地方の天気は良い。しかし、上空の強い寒気が関東地方まで及んだ場合、南部を中心に弱い降雪がみられる。

3) 降雪発現域に着目した結果、関東地方の降雪

発現域には5つの型(全域降雪型、準全域降雪型、西部降雪型、北東部降雪型、南部降雪型)に分類できる。

4) 上記3)の5つの降雪発現域型は上空の風向、風速、気温の状況から、その原因が大規模擾乱によるものと小規模擾乱によるものとに大別され、大規模擾乱の影響を受ける降雪発現域型は上空気温が相対的に高く、小規模擾乱の影響を受ける降雪発現域型のそれは相対的に低い。

⑤降雪の経過に伴う変化を調べるため、降雪の開始期、最盛期、終了期の区分を行った。その結果、対象地域にあらわれる寒気層と北よりの風の存在を示し、降雪の開始期における地上気温がその最盛期では低下する傾向のあることや、風速の違いに由来する収束域の形成などを対象地域のアメダス観測網と官署の天気の詳細に検討し、各要素の分布と推移の状態を明らかにした。

本研究における問題点は、以下の点である。まず、降雪発現域を分類した段階で、顕著な事例のみを抽出して扱う方法である。しかしながら、ここでは例数の減少を避け、対象事例選択日をすべて取り扱った。また、本研究のように降雪の場合だけを扱うのではなく、降水全体を考える必要があると思われる。さらに、冬季の対象地域における降水量や降雪量などの量に注目した研究も欠かせない²⁵⁾。それは降雪量が多いほど社会生活への影響が大きいため、その予報の必要性が高まるからである。

本研究は1991年度法政大学文学部地理学科に卒業論文として提出したものを加筆修正したものである。また、本研究の一部は法政大学地理学会大会(1992年4月19日)、全国地理学専攻学生卒業論文発表大会(1992年3月16日)において発表したものである。

注記

1) 一般的に「台湾坊主」とも呼ばれ、台湾付近に発生し、日本の南岸を北東進する低気圧のこと。現在ではこの呼称は使わず、東シナ海低気圧、あるいは南岸低気圧と呼んでいる。

2) 主として南岸低気圧と日本海低気圧。

- 3) 前掲の上田・八木(1989)も積雪分布については気温と降水量を用いた時間変化を事例ごとに解析している。
- 4) 対象地域内は関東の7都県のほか、山梨県のほぼ全域、福島、新潟、長野、静岡県の一部が含まれているが、本研究では総称して「関東地方」と呼ぶ。また、標高500m以下(本研究では「関東平野」とする)を別に扱った理由は、雪片が融解せず雪のまま関東平野全域に降る標高として500mを採用したからである。
- 5) ここでの降雪日の定義は、「地上気象観測統計指針」(気象庁)による。
- 6) 日光、軽井沢、河口湖の3地点は標高の高いところに位置し、しゅう雪などの影響があるため除外した。
- 7) 地上気圧配置型の分類にあたっては降雪量1cm以上を対象とした。
- 8) 積雪深が不明などの理由で2例は除外してある。
- 9) 各都県ごとに1冊ずつである。
- 10) [(当日の積雪深) - (前日の積雪深) = 0] は積雪有り と判断した。
- 11) 降雪発現域からみた場合は、ある程度の面的広がり を考える必要がある。
- 12) 南岸低気圧型、北高南岸前線型、二つ玉低気圧型は日本列島が深い気圧の谷に入っているため、これを大規模擾乱、弱い谷と冬型は気圧の谷の及ぼす影響が小さいため小規模擾乱として対象事例を選択した。
- 13) 山本(1984)、安藤・河村(1989)など。
- 14) oi, ei はそれぞれ i 番目の場所の観測値と期待値、k は場所の数を各々あらわしている。
- 15) 各期において、1回の時刻でも雨があれば天気は雨、1回の時刻でも雪があれば天気は雪とした。したがって、この場合の天気は降水の割合を示しており、その日の天気がそれぞれ必ずしも雨や雪ということにならない。
- 16) 雨も含めた降水で考えることは別問題である。つまり、寒冬年は気温が低いので雪になり、暖冬年は逆に雨になるわけで降水からみた暖冬、寒冬の降水量については改めて検討する必要がある。
- 17) 以下の各降雪日出現頻度分布図における天気図の解析は各図の作成前に考察を行っている。
- 18) 一例ごとにもみると前線だけのもの、高気圧だけのものなどそれぞれ違いがある。
- 19) 上層の寒気が日本付近(中部地方の山岳地帯)を通過するときに降りやすいとしている。
- 20) 降雪発現域の区別は以下のようにした。1回の降雪現象のうち、10官署以上降雪が確認された場合を全域降雪型と判断し、10官署未満では降雪発現域の分布によって4つの型に分類した。ただし、判別不明な

1例だけは除いてある。

- 21) 方法5)で擾乱別に対象事例を選択したが、全域・準全域・西部降雪型は合わせて88%が大規模擾乱の影響を受け、北東部・南部降雪型は合わせて79%が小規模擾乱の影響を受けている(第3表参照)。
- 22) 風向は度数の平均を16方位別に示した。
- 23) ベクトル合成を行なうと一般的な風配図と異なり、その地点では確定的にあまりあられない方位の風向が求まることがある。しかし、今回の解析ではこのような例は全図を合わせても10地点ほどにすぎなかった。
- 24) 参考までに南部降雪型の地上風分布は、河村(1966)のIV型に類似している。
- 25) 降雪量は関東地方では観測されていない。また、降水量も降雪の場合には欠測になることが多く、本研究では取り扱わなかった。本論文で扱った量的なものは各気象官署で観測されている降雪の深さだけである。

文 献

- 新井豊治(1972): 関東地方の降雪パターンについて、電力気象連絡会彙報, 20, 61-65.
- 安藤 淳・河村 武(1989): 関東平野における南岸低気圧による降雪分布. 筑波の環境研究, 12, 135-153.
- 伊藤彊自(1956): 東京の雪. 雪氷, 18, 25-27.
- 岩瀬松治(1988): 関東南岸における停滞性雲組織の予報. 研究時報, 40, 105-110.
- 上田 博・八木鶴平(1989): 関東平野の日降雪深分布について. 雪氷, 51, 27-36.
- 榎根 勇(1963): 関東平野部における気温分布にあらわれた中規模の不連続域. 地理評, 36, 143-156.
- 河村 武(1964): 日本における冬の天候分布の総観気候学的研究. 地理評, 37, 64-77.
- 河村 武(1966): 中部日本における冬の地上風系—とくに冬の季節風に関連して—. 地理評, 39, 538-552.
- 鈴木秀夫(1961): 冬型降水の及ぶ範囲について. 地理評, 34, 321-326.
- 田坂郁夫(1977): 台湾低気圧と本邦の降水分布. 東北地理, 29, 101-108.
- 田坂郁夫(1980): 冬期の低気圧通過に伴う日本の降水分布について. 地理評, 53, 18-28.
- 長谷川隆司(1982): 南岸沖小低気圧. 研究時報, 34, 1-15.
- 櫃間通夫(1979a): 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域. 天気, 26, 309-311.
- 櫃間通夫(1979b): 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域(その2). 天気, 26, 605-610.
- 櫃間通夫・成川二郎(1980): 本州南岸沖を西進して発

地上気圧配置型と降雪発現域からみた関東地方の降雪分布について

- 達する中規模の雲域. 天気, **27**, 809-816.
- 藤部文昭 (1990): 本州中部におけるひと雨降水時の地上風系と冷気層. 天気, **37**, 843-851.
- 前島郁雄 (1954): 総観気候学の研究—本邦冬期の降水について—. 東大地理学研究, **3**, 127-148.
- 八木鶴平・上田博 (1988): 関東地方における降雪粒子の観測・雪氷, **50**, 143-150.
- 山本晃 (1984): 関東平野の雪—雨と雪の境目—研究時報, **36**, 131-149.