

長野県の季節風による大雪について*

内 山 文 夫**

要 旨

季節風による長野県の大雪は北陸豪雪の山雪型に属し、その機構は総観場の統計的調査による顕著な上層寒気と強い季節風の吹き出しによって説明され、大部分の大雪について予測が出来る。しかし、季節風衰弱期の県北東部の大雪は上層寒気の吹き出しだけでは予測できない場合があり、これは降雪の機構的な差異によるものと考えられる。長野県飯山地方における観測資料から2～3時間周期の気圧の微小振動があり、風下側の山腹における渦状の流れなど多くの中小規模解析で報告されているような現象が解析され、この地方の大雪との関係が推定された。

1. まえがき

長野県北部の大雪は北陸豪雪型に属する。この地域の大雪は交通機関にとって大きな障害の一つであり、生活面にも大きな影響をもっている。

長野県の季節風降雪は、天気図上で明らかな低気圧または前線に伴うものばかりでなく、むしろ高気圧性の場合でも大雪が降ることがある。このことは大陸高気圧の発達に伴う寒気の移流として解析ができ、極東域40°N緯度圏の500mb気温を指針とした場合、-35°Cを越す低域が日本海にあるとき豪雪が多く、-40°C前後となれば必ず豪雪となる。大雪の判定は古くから特定地点の特定高度の気温が大雪の予報指標として注目されてきたが、これまでの日常の予報作業の中で、また、諸先輩の研究から得られた予報因子を集め、500mbによる降雪のチェック・シートを作成した。冬季極地方の上空に存在する大規模な寒冷うずの一部が切離され、南に移動して沿海州付近に達すると長野県では吹き出しがはじまる。県内における降雪の地理的分布は必ずしも一様ではなく、季節風初期は西部山沿い一帯、季節風最盛期は北部一帯、季節風衰弱期は県北東部が降雪の中心となる。しかし、上層寒気が北海道に抜け、季節風衰弱期に降る北東部飯山地方の大雪は北部一帯の大雪に比べて度数は少なく、上層寒気の吹き出しだけでは解決されない点もある。このことは大気の流れと飯山地方の地形が相互に

関連して大雪を降らせると推論される。

2. 季節風降雪の地域特性と500mbうず度の位置

大雪域は季節風初期、最盛期、末期で大約の区分ができる。1967年～1970年の4か年間、長野県内のどこかで日降雪の深さ30cm以上となった例について取り扱った。

降雪地域の平均的分布を表現するため、対象地域内の長野県内の最大地点降雪量を S_m 各地点降雪量を S として降雪率 A を

$$A \equiv \frac{S}{S_m} \times 100 (\%)$$

と定義することにした。また、うず度の位置は気象庁から送信された500mbうず度分布図 $T=0$ を降雪分布型別に合成したものである。一般にジェット流(主として極ジェット流)を境に北側は寒気、南側は暖気とみなせるのでうず度は寒気に対応すると考えられる。第1図は長野県内の観測地点の地理的位置を示す。

(1) 西部多雪型

西部山沿い一帯は季節風初期に大雪が降る地域で、最大地点降雪量は北城の35cmである。

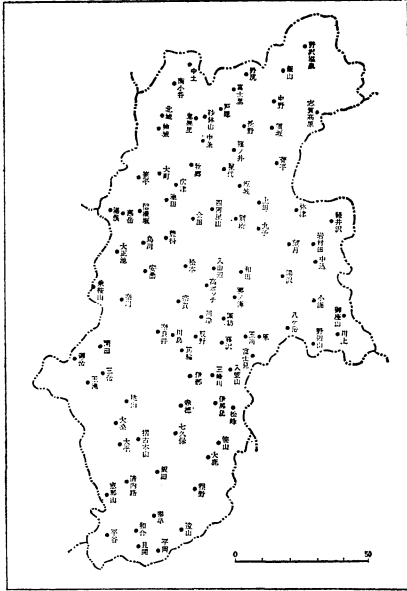
第2図は降雪率の分布図で、風上側の富山県山間部がはるかに多く、新潟県の山沿いも多くなっている。この型は上層の風向が西ないし西北西で寒気がかなり強く、本州の中央せきりょう山脈に流入する場合である。また中央アルプスの中腹に位置する大平付付近では岐阜県の山合いを通過した雲雲が地形効果のため大雪を降らせるものである。

地上天気図では発達した低気圧が本邦付近を通過し、

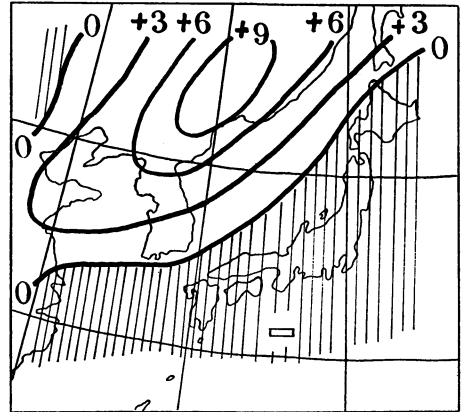
* On the Heavy Snow of Winter Monsoon in Nagano Prefecture

** H. Uchiyama, 長野地方気象台

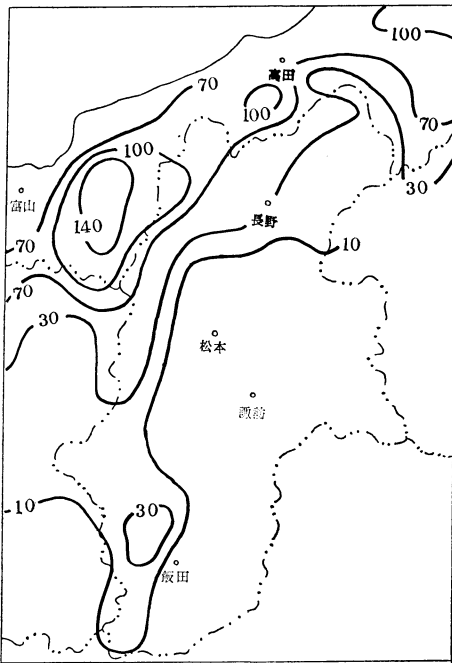
—1975年4月1日受理—



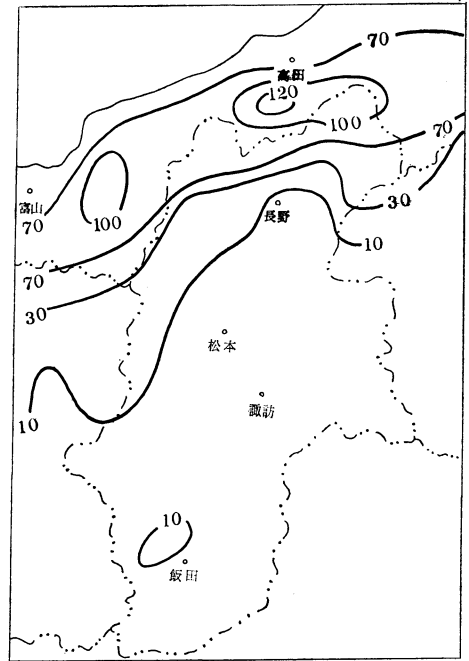
第1図 長野県内の観測所配置図



第3図 長野県西部多雪型の平均的な500mbうず度分布図



第2図 長野県西部多雪型の降雪率分布図(%)



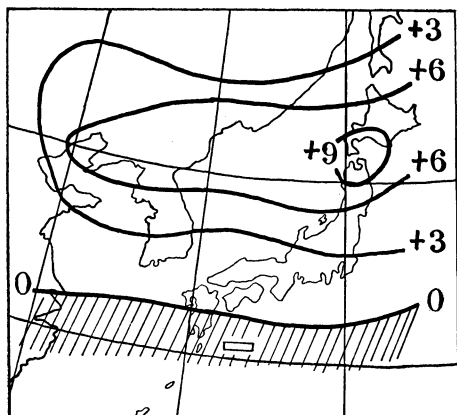
第4図 長野県北部全域多雪型の降雪率分布図(%)

大陸の高気圧が西方に張り出し始めたころ季節風初期の
パターンとなる。第3図はこの型の平均的なうず度分布
図であるが、日本付近は負うず度の中にあり、正うず度

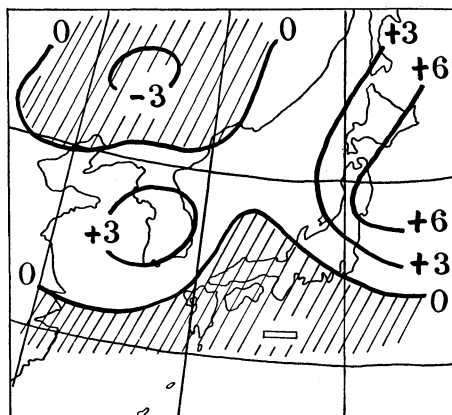
の中心は沿海州方面の 44°N, 130°E 付近に位置してい
る。

(2) 北部全域の多雪型

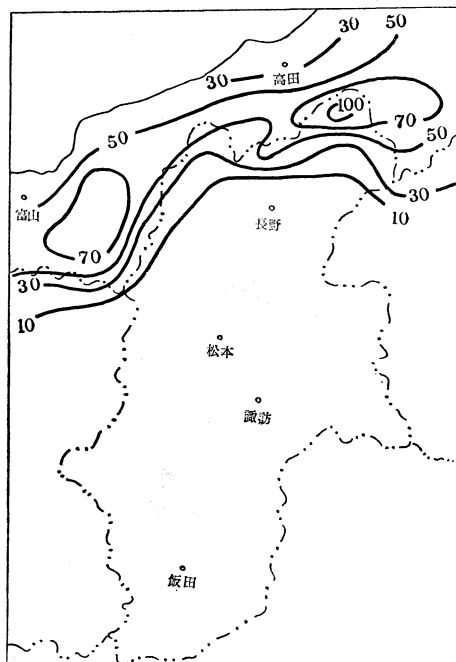
北部全域の大雪は季節風最盛期に現われ、北陸豪雪の
典型的な山雪型である。最大地点降雪量は野沢温泉の60
cmで、降雪率の分布図(第4図)は本州の中央せきり
ょう山脈またはその西斜面が大雪となることを示してい



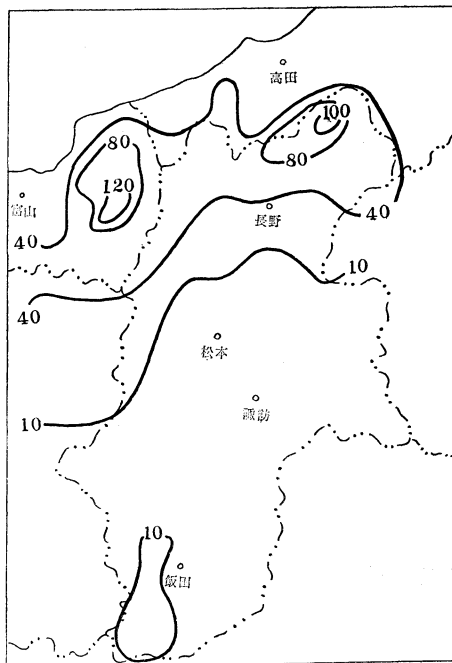
第5図 長野県北部全域多雪型の平均的な500mbうず度分布図



第7図 長野県北東部多雪型の平均的な500mbうず度分布図



第6図 長野県北東部多雪型の降雪率分布図(%)



第8図 長野付近までの多雪型降雪率の分布図(%)

る。上層風は西よりで間もなく谷が通り過ぎようとしている。

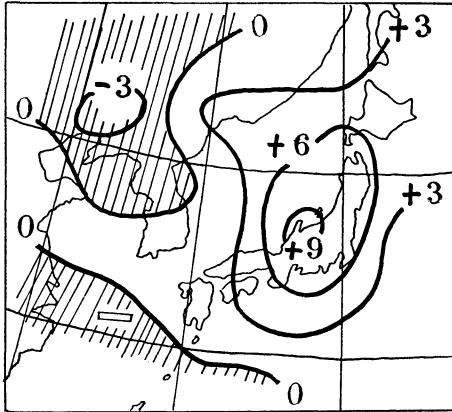
地上天気図ではオホーツク海か三陸沖に発達した低気圧があり、大陸から優勢な高気圧が張り出して等圧線はほぼ南北に立っている。

第5図はこの型の平均的なうず度の位置で、正うず度の中心は北海道付近に移っている。

(3) 北東部の多雪型

北東部の大雪は季節風衰弱期に現われ、最大地点降雪量は野沢温泉の47cmである。

降雪率の分布図(第6図)は風上側の新潟県や富山県より風下側の長野県が局地的に大雪となることを示している。長野市付近では北東方向に雲がある程度で快晴となっていることが多い。第7図はこの型の平均的なうず



第9図 長野付近までの多雪型の平均的な500mbうず度分布図

度分布図であるが、正うず度の中心は三陸沖に進み、本州中部から西日本は弱いながら負のうず度となっている。また、次の気圧の谷に相当する正うず度の中心が朝鮮付近にみられる。

(4) 長野付近までの多雪型

長野付近までの大雪は季節風最盛期で、寒気が十分に南下したときに現われる。最大地点降雪量は野沢温泉の63cmで、降雪率の分布図(第8図)では富山県の山間部で最大128%、長野付近も40%となっている。地上天気図では(2)北部全域の多雪型と大差はない。第9図はこの型の平均的うず度分布図であるが、正うず度の中心

は本州中部にあって日本の上空には十分な寒気が入っていると云える。

3. 500mbによる季節風降雪の判定

長野県の季節風降雪については今までに多くの調査がなされている。これまでの日常の予報作業の経験や宮沢(1949)、北沢(1952)、百瀬(1969)の研究を要約すると次のことが云える。

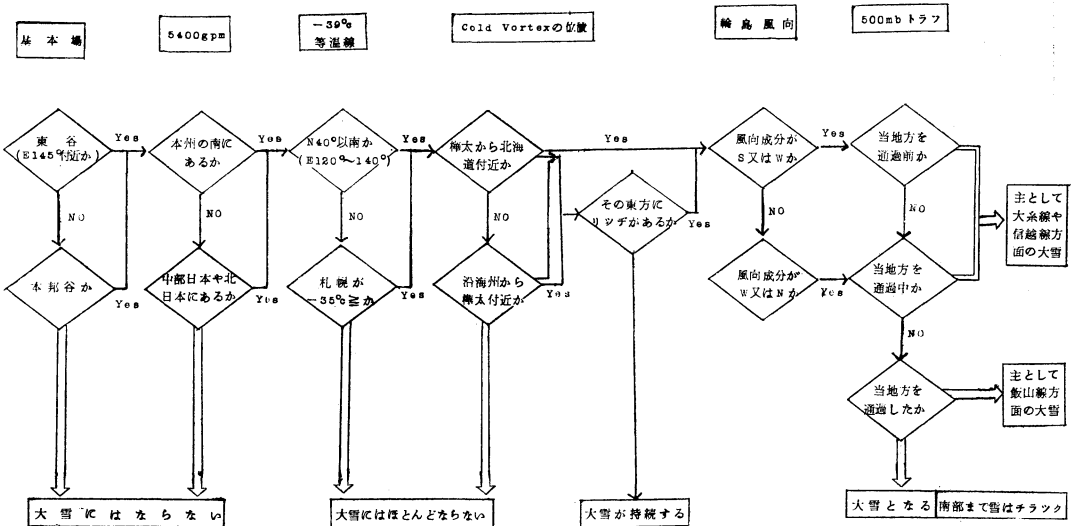
イ) 少雪型は高層の平均の谷が日本の西方に存在し流れは南分をもっている。また、地上の気圧場では大陸の高気圧が北東および南東に張り出し、日本付近の等圧線は低気圧性の曲率をもっている。

ロ) 多雪型は高層の平均の谷が日本の東方にあり流れは北分をもっている。地上の気圧場は典型的な西高東低型で、日本付近の等圧線は高気圧性の曲率をもっている。

ハ) 日本上空は強い寒気と強い風速が大雪の絶対的条件である。すなわち高層天気図上では寒気移流の場であり、500mb面の特定等温線で囲まれた寒気核を追跡することによって大雪の判定ができる。

第1表 500mbによる季節風降雪の判定結果(%)

予報	実況	
	大雪となる	大雪にならなかった
大雪と判定された場合	21	3
大雪にならないと判定された場合	8	68

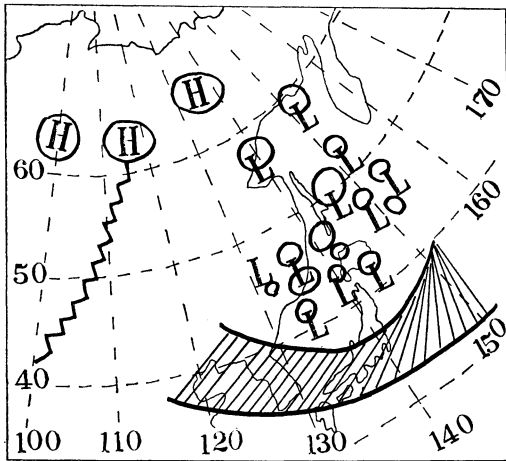


第10図 500mbによる季節風降雪の判定図

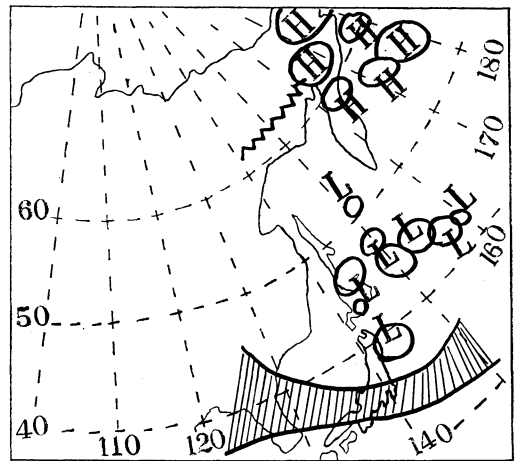
第2表 飯山地方の大雪に於ける輪島の観測値

チェック・シート	回数	500 mb		700 mb		風速の平均値	
		気温	回数	気温	回数		風速
大雪と判定された場合	18	~-30°C	3	~19°C	6	850 mb	24ノット
		-31°C~-34°C	2	-20°C~	12	700	39
		-35°C~	13			500	71
大雪にならないと判定されて大雪になった場合	21	~-30°C	3	~19°C	9	850 mb	20ノット
		-31°C~-34°C	14	-20°C~	12	700	32
		-35°C~	4			500	52

統計期間：1971年1月~1974年3月。
大雪として：日降雪の深さ 30 cm 以上。



第11図 A型(大雪と判定され適中した場合)の500 mb 高, 低気圧の位置と5400 gpmで代表させた強風軸の位置(斜線をほどこした部分)



第12図 B型(大雪にならないと判定されて大雪になった場合)の500 mb 高, 低気圧の位置と5400 gpmで代表させた強風軸の位置(斜線をほどこした部分)

以上述べた予報因子を総合して500 mbの資料による降雪のチェック・シート(第10図)を作成した。なお、この判定図は500 mb 強風軸を5400 gpm 等高線で、寒気の強さを500 mb 気温で代表させて主な判定因子としている。

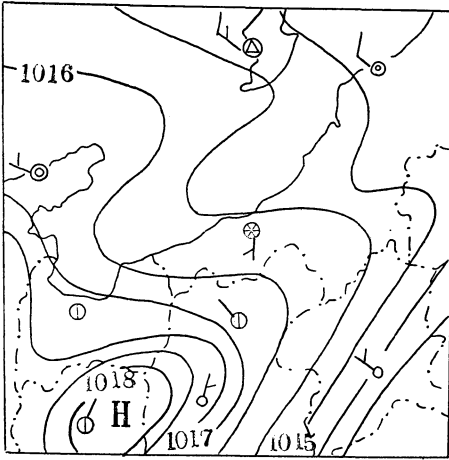
このチェック・シートを用いて昭和41年から43年の3年間1月, 2月について大雪を判定した結果が第1表である。適中率は89%であるが、大雪にならないと判定して大雪となった場合が8%もあったのは予報上問題である。

4. 高層資料

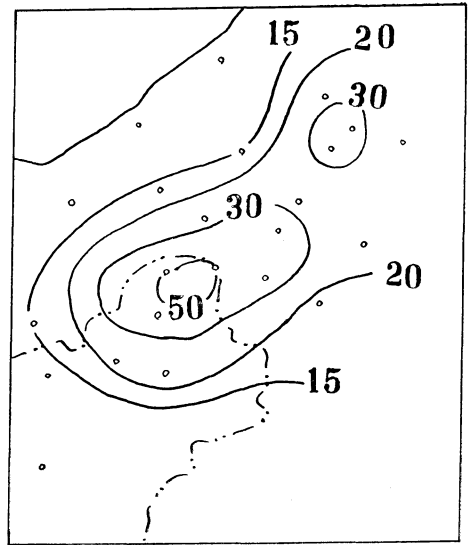
大雪と判定され適中した場合(以下A型という)と大

雪にならないと判定されながら大雪となった場合(以下B型という)について輪島の高層資料から求めた結果(第2表)はA型の場合上層には強い寒気の流入と強い風速が観測され、飯山地方では終日強い北よりの風が観測された。また、B型は上層に強い寒気の流入はあるがA型に比べて500 mb 気温はやや高くなっており、風速もやや弱く特に500 mb では弱くなっている。

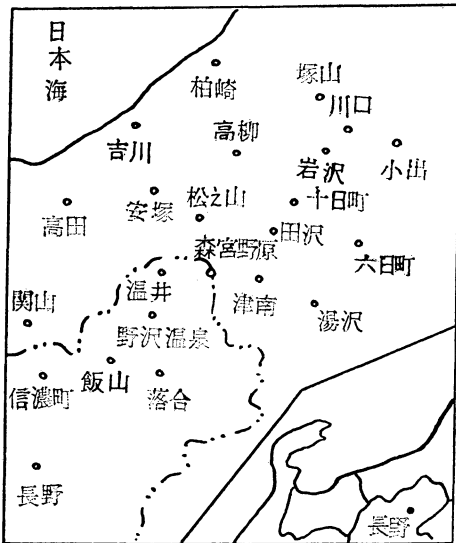
A型の500 mb 天気図では日本海北部に低気圧があり、110°E にリッジがあって典型的な冬型の気圧配置となっている(第11図)。5400 gpm で代表させる強風軸は本州の南岸まで下がり、強い寒気が日本上空に流入していることがうかがわれる。B型は170°E~180°E の高緯度



第13図 地上局天気図, 1974年1月12日21時



第15図 降雪の深さの分布図, 1974年1月12日16時
～13日8時まで, (cm)

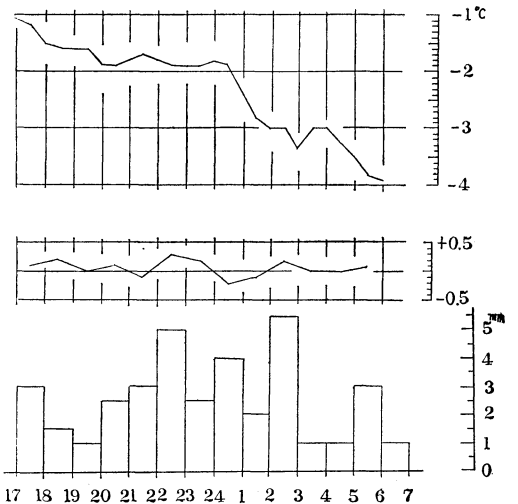


第14図 観測所の配置図

に切離高気圧があり, 低気圧は北海道の東海上に位置している(第12図). 5400 gpm で代表させる強風軸の南限は朝鮮中部から山陰, 東海道沖に位置している. A型では強い季節風の吹走で日本上空に寒気が侵入しているのに対して, B型では上層の切離高気圧に示されるようにブロッキング現象のため低気圧は減速し, 東日本で寒気移流場が続き, 飯山地方のみ大雪が数日間続くことさえる.

5. 気流系の乱れによる風下側(飯山地方)の大雪

A型, B型とも上層に強い寒気の侵入が必要条件であ



第16図 1974年1月12日～13日の温井の降水量(下段), 飯山の気圧前1時間差(中段)と気温(上段)の変化図

ることはもちろんである. しかし, 季節風衰弱期の北東部飯山地方の大雪は上層寒気の吹き出しだけでは予測できない場合があり, A型, B型とでは降雪の機構に差異があると考えられる. そこで飯山地方における観測資料を詳細に読取ったところ局地的な風の変化と大雪の関係が見い出された.

1974年1月12日～13日の解析例.

(1) 局地天気図

局地天気図(第13図)は飛騨山脈から信越山系をへて東頸城丘陵が高圧部となっており、北陸沿岸沿いでは低圧部となっている。しかし、850 mb 局地天気図では高圧部は消失している。

(2) 降雪分布

第14図は観測所の位置である。降雪の深さは国鉄で観測した実測値と他の観測所については百分率法で求めた値による分布図を第15図に示す。風上の新潟県側より風下の長野県側が多く降っており、国鉄飯山線の森宮野原駅と桑名川駅では50 cmの降雪の深さを観測している。

(3) 降水の特徴

第16図は温井の毎時降水量、飯山の気圧前1時間差と気温の変化図である。気圧の日変化はとりのぞかれているので、記録を詳細に吟味すると、多くの中規模解析で報告されているように、2~3時間の周期で微小な振動が見いだされる(例えば松本, 1968)。

17時~18時の間にじょう乱が通過、気圧は上昇し次第に寒気が流入して、寒気内で降水が記録されはじめた(17時間は日記記録にあらわれない程度の降水量である)。19時~20時の間と21時~22時の短い時間にじょう乱が通過、気圧上昇域で強雪を観測している。また、24時前に最後のじょう乱が通過、寒気のはんらんがはじまって気温は大きく下降し、気圧も次第に上昇している。

降水現象は多くの中間規模または小規模じょう乱で報告されているように強雪は気圧上昇域で観測している(例えば松本, 1968)。

(4) 寒気のたい留

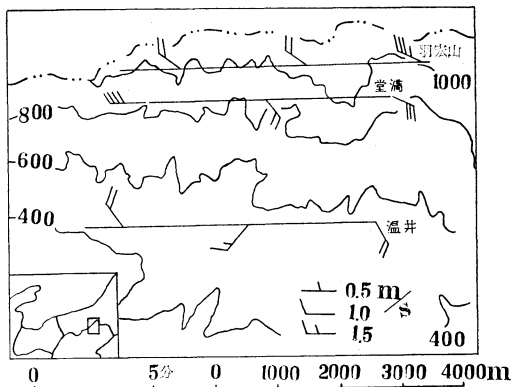
東頸城丘陵と信越山系を結ぶ風上側では寒気が基本流に乗って西方または北西から移動してきたものが山のため進行をささげられ、寒気を堆積させる地形の効果が推測される。すなわち川本(1960)のエクマンら線を用いて計算した風速減衰は日本海上での10 m/sの風速は長野県境で1~2 m/sと弱くなり、上層800 mでは6 m/sと推定される。このことは風上側で十分寒気のたい留を可能にする。松本(1968)はドーム状寒気が日本列島を通過する際に地形の影響を受けると指摘している。

冷気流は重力によって流下する空気の流れであるから、ライハーの式(Reihari, 1936)がよくなりつつ(Geiger, 1951)。すなわち、冷気の流速(風速) K は

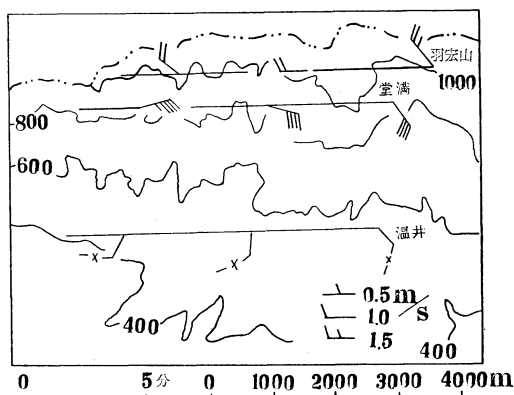
$$K = \sqrt{\frac{2gh(T' - T)}{T'}}$$

h : 落下高度

1975年7月



第17図 一般流で流した風を5分毎にプロットしてえられた飯山山地のメソ風系図(17時40分)



第18図 一般流で流した風を5分毎にプロットしてえられた飯山山地のメソ風系図(23時40分)

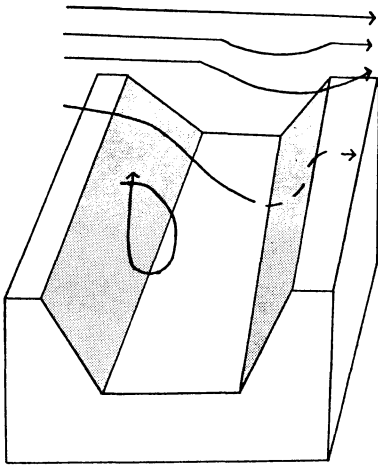
T' , T は周囲の空気と冷気の絶対温度

で与えられ、冷気流の速度 6.6 m/s が得られ、川本の式による推定とほぼ一致する。

(5) 風下側での回転状の気流

観測地点は第14図に示すように温井 553 m, 堂満 845 m, 山頂付近の羽宏山 1020 m で、山脈はほぼ北東から南西に走っている。冷気流の 6.6 m/s を一般流の風速として時間軸を水平軸に変換してメソ天気図を描いてみた結果を第17図と第18図に示す。

17時40分は最初のじょう乱が通過した時刻で山の中腹では回転状の気流がみいだされた。この回転状の気流は寒気が山脈を越えて流下することに関連するものと思われる。千曲川沿いに北上する弱い南風が存在することは百瀬(1968), 宇田川(1966)の報告にも述べられている。山脈を流下した冷気流はこの温かい気流の上流れ



第19図 飯山地方の谷を卓越風が横切るとき、谷の中心に発生する気流の乱れのモデル図

て不安定度を増すものと推測される。

山頂付近の羽宏山では西よりの風が、平坦部の飯山(313m)では北北東の風が吹走し、中腹の堂満と温井では気圧極小値付近で風の変化をしている。23時40分はスケールの大きなじょう乱の通過による最後の回転状の気流と推測され、その後寒気のはんらんが続き気温は -2°C から -4°C と大きく下がっている。

第19図は風下側の気流の乱れをモデル的に図示したもので、卓越風が谷の走向に直角またはそれに近い状態で吹く場合、ある一定の周期で渦が現われ卓越風に面する斜面では風が大きく曲流するものと考えられる。

むすび

長野県の大雪分布を予報するチェック・シートで成績の悪いのは飯山地方の大雪であった。そこで局地資料を用いて若干の解析を行ったところ、飯山地方の大雪は

i) 上層には強い寒気が存在し、500 mb 面で -35°C 内外。

ii) 上層風は典型的な季節風よりやや弱い風速となっている。

iii) 日本海から南下する割合新鮮な P_c 気団が山岳効果で風上側にたい留。

iv) 風下側では回転状の気流の乱れが周期的に観測され、冷気の流下に関連するものと思われる。

まだ推定の域を脱しない点が多いが、幸い日本気象学会のご援助により1974年～1975年冬期間、飯山地方で若干の特別観測を実施したのでいま解析中である。その結果は追って報告する予定である。

終りに助言と本稿を閲読して下さいました草野和夫長野地方気象台長をはじめ助言して下さいました宮沢清治気象庁天気相談所長、井原仙三長野地方気象台予報官と調査に際し協力して下さいました長野地方気象台職員各位のご厚意に厚くお礼申し上げます。また、この報告に際し、資料を提供して頂いた新潟地方気象台、日本気象協会長野支部に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 赤羽俊朗, 1961: 1960年12月末北陸地方大雪のシノプティック研究, 天気, 8, 282-285.
- 藤田敏夫, 1966: 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴, 天気, 13, 359-366.
- 福田喜代志, 1959: 日本の最深積雪について, 第1部山岳地の積雪について, 雪氷, 21, 65-70.
- 川本敏夫, 1960: 北陸不連続線についての考察, 研究時報, 12, 389-391.
- 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—, 地理学評論, 39, 538-554.
- 北沢貞雄, 1948: 季節風雪の降雪機構について, 研究速報, 32, 13-17.
- 北沢貞雄, 1952: 季節風下における上層寒気の流入と降水の関係について, 甲信地区気象研究会.
- 倉嶋 厚, 1968: 上空寒気と降雪, 気象庁技術報告 66, 52-60.
- 松本誠一, 1968: 寒冷うずの立体構造, 気象庁技術報告, 66, 60-69.
- 松本誠一, 1968: じょう乱の構造, 気象庁技術報告, 66, 174-186.
- 宮沢清治, 1949: 高層解析による季節風雪の研究(1), 研究時報, 1, 287-291.
- 宮沢清治, 1957: 長野県地方における強雨雪の出現時刻について, 研究時報, 9, 570-574.
- 宮沢清治, 1965: 北陸地方の豪雪について(3)—降雪帯のメソ解析—, 研究時報, 17, 751-758.
- 宮沢清治, 1966: 北陸地方の豪雪について(4)—中規模のうず性じょう乱と豪雨雪—, 研究時報, 18, 22-29.
- 百瀬悦也, 1958: 寒気はんらんの型と長野県の季節風雪について, 甲信地区気象研究会.
- 百瀬悦也, 1961: 主として電計資料による長野県の季節風雪の予報について, OMEGA, 4, No. 4, 9-16.
- 百瀬悦也, 1969: 長野県の季節風雪について, 研究時報, 21, 18-37.
- 二宮光三・秋山孝子, 1965: 1963年1月18日の北陸豪雪のメソ解析, 研究時報, 17, 641-654.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論, 日本気象協会, 105 pp.
- 瀬下慶長, 1952: 季節風末期における南風機構の一考察, 東京管区気象台研究会誌, 11, 178-183.

宇田川和夫・百瀬悦也, 1960: 長野付近の季節風雪について, 甲信地区研究会。
 宇田川和夫, 1964: 北陸不連続線と松本の南風および高山高気圧について, 研究時報, 16, 498-504。
 宇田川和夫, 1966: 松本の南風の発生機構について, 研究時報, 18, 338-352。
 内山文夫, 1969: 長野県の大雪と地上風の特性, 東京管区地方気象研究会誌。

内山文夫, 1970: 500 mb による季節風降雪の判定, 東京管区地方気象研究会誌。
 内山文夫・小池茂徳, 1973: 季節風による長野県の降雪の深さの地域とうづ度の位置, 東京管区地方気象研究会誌。
 内山文夫, 1974: 気流系の乱れによる飯山地方の大雪, 東京管区地方気象研究会誌。
 吉野正敏, 1961: 小気候, 地人書館, 172-174。



岡林一夫著

天気図の見かた

保育社, カラー自然ガイド 27, 1975, 文庫版, 150頁, 380円

山や海での遭難のニュースを聞くたびに、遭難者が多少でも気象の知識をもっていれば、あるいは難をのがれたのではないかと思うことが少なくない。天気図のみかたを心得ていれば、当然予想されたと思われる天気の変化にまきこまれている例が多いからである。

とはいっても、一般の方がたが、気軽に読める気象の本は非常に少ない。大部分は専門的な本であるし、ページを開けたトタンに、数式が列んでいたのでは、皆しりごみしてしまう。

こんど岡林さんが「天気図の見かた」という本を保育社のカラーブックの一冊として出版された。一般の人が手軽に気象に親しめるという意味で、上のような穴をうめてくれる本である。

天気予報は、理くつだけわかっていても、旨く当るといものではない。何年かの経験が積み重ねられなければ、予報は出せるものではない。その点著者は、第一線の子報官として、苦みも喜びもいくどとなく味わってきている。その経験が、文章の中に、酒のコクのような味わいをかもしている。その点、読みものとしても面白い。気象のほとんどすべての項目が、この小冊子に盛り込まれているが、その反面個々の問題としては、ややあき足りない点がないでもない。しかしこの小冊子に、予報も観測も、応用気象ももり込むとなれば、やむをえないことであろう。

この小冊子が、一般の人びとに愛されて、広く気象の知識の普及に役立つことを願っている。また気象に興味をもたれる方の、手軽な入門書としても、お勧めしたい。
 (大阪管区気象台 安藤隆夫)

——会員の広場——

雑 感

10月ごろから12月にかけて、月の半分ぐらいは霧が出るとい福知山などは別としても、舞鶴地方でも複雑な地形環境からか、同じころ霧がよく発生する。交通のはげしい昨今やはり障害となる。この種の霧は大体放射性的ものだから、太陽が上るにつれて気温があがり、次第に消えてしまう。

霧に関連して、こちらで経験したことではないが、こんな現象をどう解釈したらよいのだろうか？

雨はあがってはいるが、霧(霧雨性のもの)がかかってぼうっと見通しの悪い状態がつづいている時、何かの原因で急に霧が晴れてくる場合を見たことがある。気象

的にまた時間的にみて風も弱く、気塊がいれかわったともまた気温変化などあったとはとても考えられそうもないのに、現在大気温度測定にアスマン通風乾湿計程度の精度のものしか用いていない。したがって、そのとき微少な気温変化がたとえ起きていたとしても、それを検出できないのかもしれない。それにしても物理的にみて微少な気温変化が霧の消散に充分寄与をするのだろうか？ それについては何もわからない。もっと別な原因によるものだろうか？ これらの現象をとおして、霧の発生や消滅を考えると、もっと別な測定方法なり、あるいは考え方をしなければ、今より前に進むことができないのではないかと——そういう気がしてならない。

(舞鶴海洋気象台 金谷光三)