

局地風「松本の南風」について*

杉原保幸** 浅井富雄***

要旨

顕著な局地風の一例と思われる松本の南風について、まず、その気候学的特徴を明確にするとともに、現象のスケールを定めることを第一の課題とした。

つぎに、松本の南風に重要な役割を果たすと考えられる松本の気圧偏差 ΔP を導入し、南風との統計的関係を調べ、それに基本場の気圧傾度 \bar{P} を考慮することで、松本の南風を定式化することができた。さらに、 ΔP を生じさせる要因と予測された高層風 U との統計的関係に基づき、 ΔP を U の関数として表現し、それは、直接山越え流を用いたデータからも支持された。また、山越え流の理論(Queney, 1948)との対応にも触れた。

最後に、諸要因の組合わせで、「松本の南風」の構造分類を試みた。その結果は、宇田川(1966)の「松本南風発生機構のモデル」の主要な点を支持している。

1. まえがき

第1図から、松本周辺の地形を見ると、大町から、松本、塩尻にかけて、50km余りの南北に細長い盆地状地形である。この地帯は、穂高町を中心に安曇野とも呼ばれ、その地上風系は、三澤(1939)の指標植物による卓越風向の研究を始めとして、松本方面からの南風、大町での北風の卓越が知られる。さらに、河村(1966, 1970)の中部日本における地上風系の研究で、松本の南風を、強風である性質を含めて、一般場の特定の傾度風向における、大規模の山脈や地形の影響により生じる一連の地上風系の一環と見ることも可能であろう。

いっぽう、松本の南風を、顕著な局地風として調査研究したものに、宇田川(1966)、関・手塚(1963)、小川(1968)その他がある。その成果は、中部山岳を吹き越える山越え気流の効果により発生した局所的低圧部(「松本低気圧」と仮称される)と、高層風の谷に沿う滑降風によるとした宇田川(1966)の「松本南風発生機構のモデル」に集約されよう。

この調査の目的は、主に1974年3月から1年間の調査

期間を対象として、松本の南風の気候学的な特徴を示し、現象をモデル化する諸要素を定量的、統計的に検討することである。さらに、その結果により、松本の南風の局地風としての性格付けを試みることにある。

第1図には、各地の日最大風速の風の各方位別の風向出現頻度(以下wind rose と呼ぶ)を実線で示し、破線では、 6 ms^{-1} 以上の日最大風速のものを示してある。実線の松本のwind roseの特徴は、その細長い盆地状地形の中に松本があることから、南北方向に卓越することが理解される。しかし、破線の 6 ms^{-1} 以上のwind roseでは、S風の56%を最大として、SW~SSEで90%近くを占め、強風では南成分の風が、圧倒的に卓越しているのがわかる。この特徴を、すでに関・手塚(1963)は、 10 ms^{-1} 以上の風の月別風向回数から指摘している。こうした強風では、特定風向(南成分)の風のみが顕著に卓越するwind roseの特徴は、松本に隣接する穂高や松本空港でも同じく見られる。しかし、それらの北側の大町では、実線のwind roseで、南北方向の谷沿いの風が卓越するが、北風が逆に圧倒的に卓越し、破線の 6 ms^{-1} 以上のwind roseでも、その特徴は変わらない。

長野、諏訪、飯田では、実線の日最大風速の風のwind roseと、破線の 6 ms^{-1} 以上のものとの形状の差異はほとんど見られない。さらに、木曾福島、伊那では、谷沿いの南成分の風が、実線・破線のwind roseともに卓越している。高山では、 6 ms^{-1} 以上で、南成分の

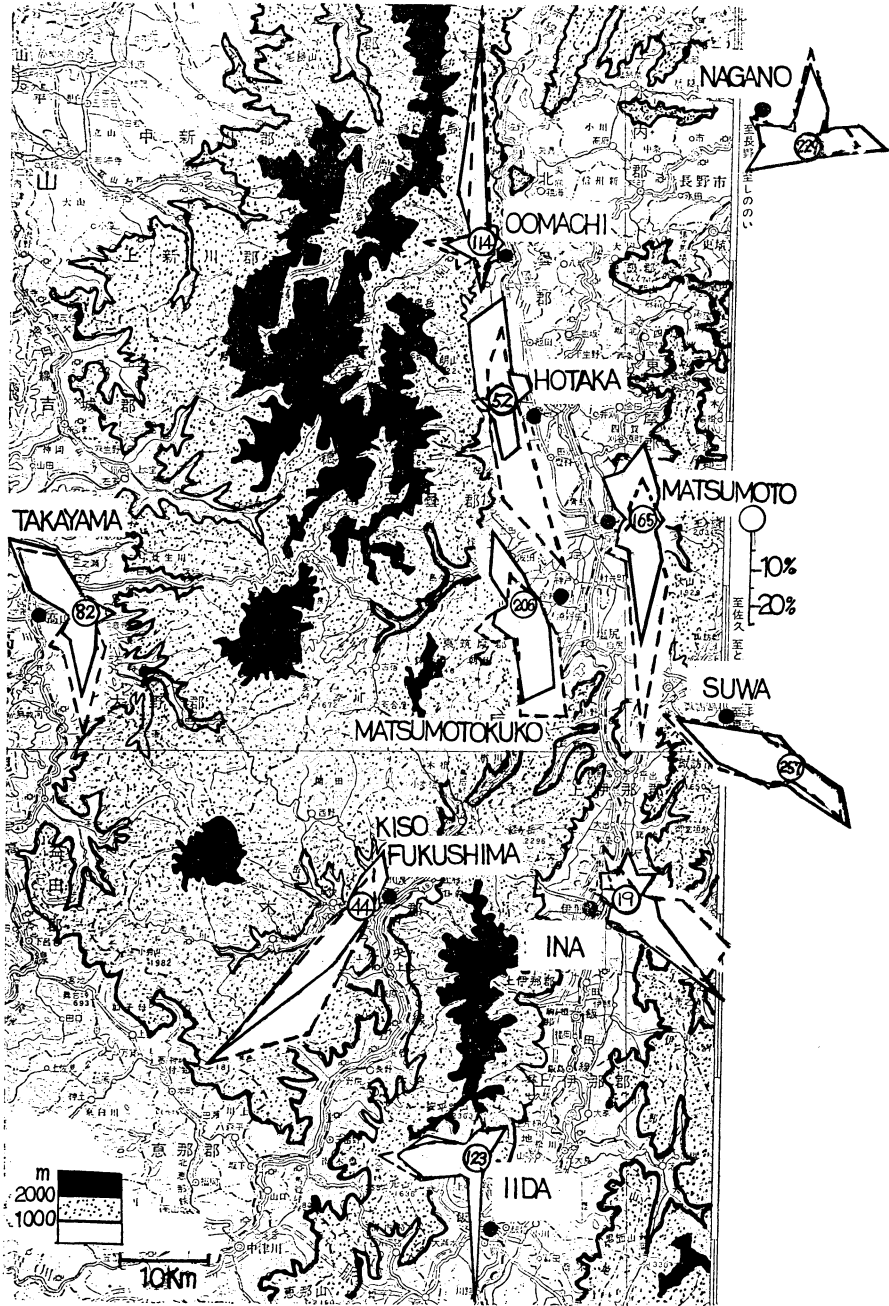
* On the Local wind "Southerly wind at Matsumoto".

** Y. Sugihara, 千葉大学園芸学部.

*** T. Asai, 東京大学海洋研究所.

—1977年4月18日受領—

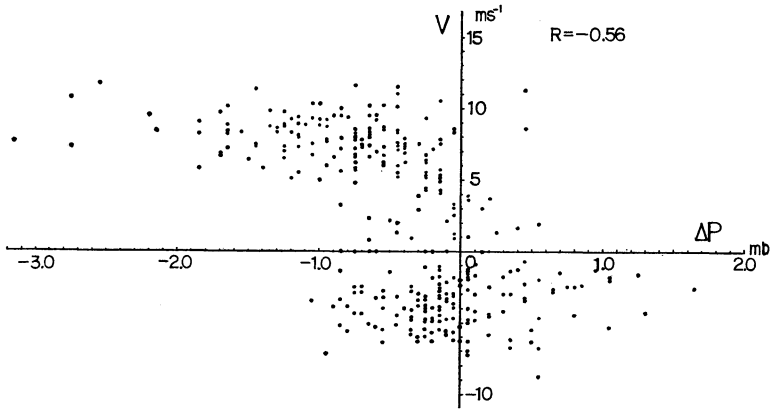
—1977年7月4日受理—



第1図 松本周辺の地形、および、松本周辺各地の日最大風速の風による風向別頻度分布 (以下 wind rose). 実線の wind rose は、1974年3月から1カ年の日最大風速の風。破線は、 6ms^{-1} 以上のもので、円内の数字はその日数を示した。

風が増加しているが、松本に比し顕著なものではない。
ここでは、松本の月別の wind rose を省略するが、松

本の南風が通年で見られることは、後述する典型的「松本の南風」の月別分布 (第3図) から、理解されよう。



第2図 松本の気圧偏差 ΔP と松本の日最大風速の風の南北成分 V の相関図。
 6 ms^{-1} 以上で、正の気圧偏差を示した2点のうち、1例は9月2日の16号台風時、残りは5月31日で上層風が強く南偏していた。

2. 松本の気圧偏差 ΔP と南風

松本の気圧偏差 ΔP を、長野、諏訪、高山の日平均海面気圧から、線形的に、松本に内挿した値に対する、松本の日平均海面気圧の偏差として、つぎのように定義する。

$$\Delta P = P(\text{松本}) - 0.2976 P(\text{長野}) - 0.5238 P(\text{諏訪}) - 0.1786 P(\text{高山}) \dots\dots\dots (1)$$

前述の調査期間の365日について、 ΔP と松本の日最大風速の南北成分の相関を見たものが、第2図である。両者の相関係数 R は、 -0.56 である。なお、 ΔP の年平均は、 -0.4 mb であった。とくに、 6 ms^{-1} 以上の南成分の風速には、台風時などの2例を除き、負の気圧偏差が対応しているのが見られる。

さらに、松本周辺の基本場の気圧傾度 P を、先の長野、諏訪、高山の日平均海面気圧から同じく線形性を仮定して計算する。その南北成分 $\frac{\partial P}{\partial y}$ を、北向き 20 km における気圧差 $P_N(\text{mb})$ で表わす。松本の風の北向き成分 V 、および、 ΔP と P_N の重相関係数を求めると、 0.69 を得る。またその重回帰式、

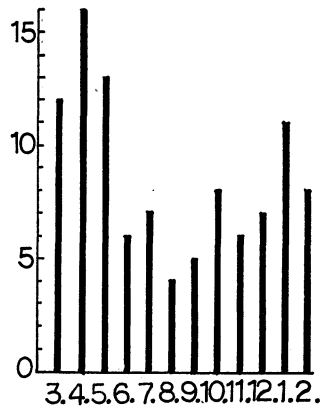
$$V = 1.19 - 4.16 \Delta P - 6.30 P_N \dots\dots\dots (2)$$

を得る。ここで、 V を ms^{-1} 、 ΔP を mb 、 P_N を mb で表わす。

3. 典型的「松本の南風」とスケール

3-1 典型的「松本の南風」

典型的な「松本の南風」日を、(1) 風向が $\text{SW} \sim \text{SSE}$ で 6 ms^{-1} 以上の日最大風速、(2) 0.5 mb 以上の負の気圧偏差、とすることにする。その日数は、調査期間の1

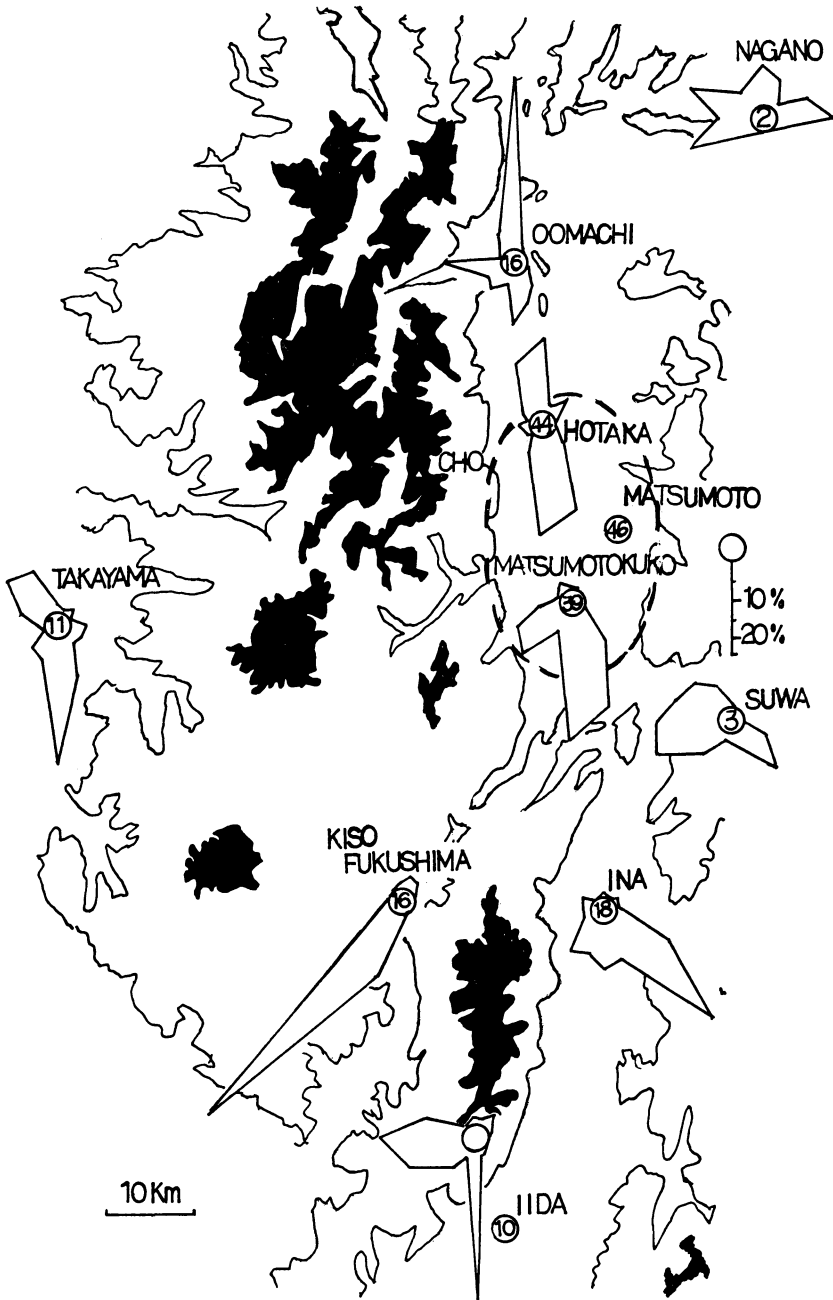


第3図 典型的「松本の南風」日の月別度数分布。横軸に1974年3月から12月をとり、縦軸にその度数を示した。「南風」日は、1カ年に延103日を数えた。他の年度でも、春、冬、秋、夏の順に出現日数が多い。

カ年に103日を数え、その月別分布を第3図に示した。以下、典型的「南風」日、103日に対して、その空間スケールおよび時間スケールに検討を加えることにする。

3-2 空間スケール

典型的「南風」日の、日最大風速による各地の wind rose を第4図に示した。円内の数字は、日最大風速の全年平均に対するその103日の平均風速の増加割合を%で示したものである。各地とも、第1図の実線の全年の wind rose と比較し、その形状の差異が目立っている。その主な変化を拾うと、長野： $\text{N}(7\% \text{ 減}) \rightarrow \text{WNW}(6$



第4図 典型的「松本の南風」日の wind rose と平均風速の増加割合。典型的「南風」日103日における、日最大風速の風の各地の wind rose とその平均風速の全年平均日最大風速に対する増加割合が円内に%で表示されている。破線で囲まれた領域が、典型的「南風」の平均的空間スケール。

%増), 諏訪: WNW (10%減)→WSW (12%増), 飯田: NE (5%減)→S, WSW (5%増), 高山: NW (10%減)→S (14%増), 大町: N (11%減)→S, W (5%, 7%増), 穂高: N (5%減)→S (14%増), 松本空港: NNW (16%減)→S (14%増), 木曾福島: SSW (16%減)→SW (22%増), 伊那: SE (5%減)→SW (5%増)がある。

この変化は, 典型的「松本の南風」が, 特定の気圧場(日本海低, 季節風の吹き出し型)で出現しやすいことと関係している。しかし, 松本, 稿高, 松本空港の3地点は, 円内の平均風速の増加割合が約40%であることから, ΔP に代表される局地的要因がより作用していると考えられる。同時に, 第4図で破線で囲んだ3地点周辺が, 典型的「松本の南風」の平均的空間スケールと見なせよう。それは, 大町まで南風が吹き抜けるのは, 全体の約20%と考えられ, 稿高周辺で気流の収束が予想される。南限については, 木曾福島, 伊那など, 松本平に谷沿いに連なる地点で, 谷風風向の卓越が存在し, 確定が困難である。しかし, それら2地点は, 大町と合わせて, 平均風速の増加割合が20%弱であることから, 空間スケールとしては, 2次的な領域と考えられる。

鉛直方向について, 宇田川(1966)は, 松本でのパイバルのデータを用いて, 南風時の風の鉛直分布を示している。その例では, 最大風速が, 地上400~500mに現われ, 1,500m以上では, 西よりの風であった, しかし, 定期的な観測はないので, 典型的「南風」の鉛直スケールは判じ難い。

3-3 時間スケール

典型的「南風」の継続時間を調べた。103日で, 延べ85回の吹走回数を示し, その継続時間別の度数分布を見たものが第5図である。半日以上の継続時間を持つものが, 40回を数えることから, 典型的「松本の南風」が, 日変化するような現象でないことを間接的に示している。松本の風向の日変化については, 百瀬(1967)の研究があり, 日変化を示す風向は, 主にSWからNまで順転するが, S風は, 風向の日変化を伴わず, 持続する傾向があることが示されている。

いっぽう, 風向がSW~SSEで 6ms^{-1} 以上のとき, 気圧偏差が, -0.5mb 以上の23例では, 1例を除き, 半日以下の継続時間であった。

4. ΔP と高層風の関係の定式化

松本の負の気圧偏差 $-\Delta P$ と, 高層風との関係を第6図に示す。横軸には, 輪島の21JSTの700mbにおける風のWSW成分(宇田川, 1966によると, 250度で, 松本の南風との対応が一番よい)をとり, 高層風を代表させてある。両者の相関係数は0.42である。

松本の西北西約20kmにある蝶ヶ岳(2,661m)の夏山観測(気象協会)の風のデータによると, 7~8月の観測期間中その稜線に直角な西寄りの風が卓越している。そのWSW成分の風速と松本の気圧偏差のそれぞれの時間的変化を第7図に示す。ただしここでは現地気圧を用いて ΔP を求めた。松本の標高が, 他の3地点の標高を線形的に内挿したのより12.6m低いので, (1)式の右辺から, 1.2mbを減じたものが ΔP として第7図に示されている。両者の変化には, よい並行性が見られる。なお, 白抜きの破線で示された値は3項移動平均で, それらを用いた両者の相関係数は0.68である。

第7図において, 欠測および東よりの風の吹く以前の1日から19日までの74例について, 平均化された蝶ヶ岳のWSW成分の風速 U と現地気圧による ΔP との回帰直線は,

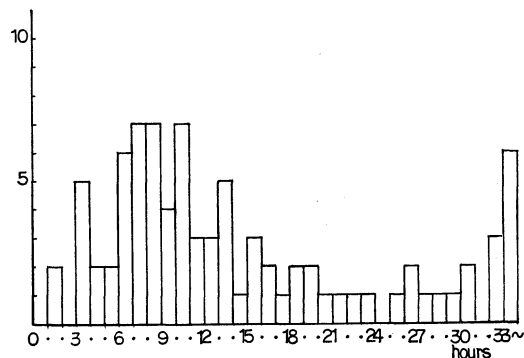
$$\Delta P = -0.071U - 0.013 \dots\dots\dots(3)$$

で表わされる。ここで, 相関係数は0.67である。

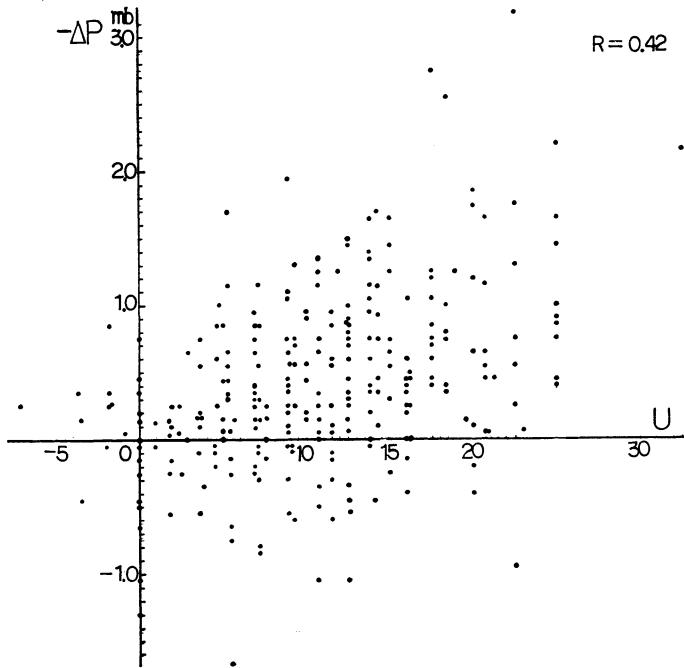
さらに, 典型的「松本の南風」日で, 吹走継続時間が18時間以上の20例と, 蝶ヶ岳の風の調査期間内で, 典型的「南風」日に該当し, かつ南風吹走中の13例を合わせ, 33例について, (3)式と同様に定式化すると,

$$\Delta P = -0.066U - 0.263 \dots\dots\dots(4)$$

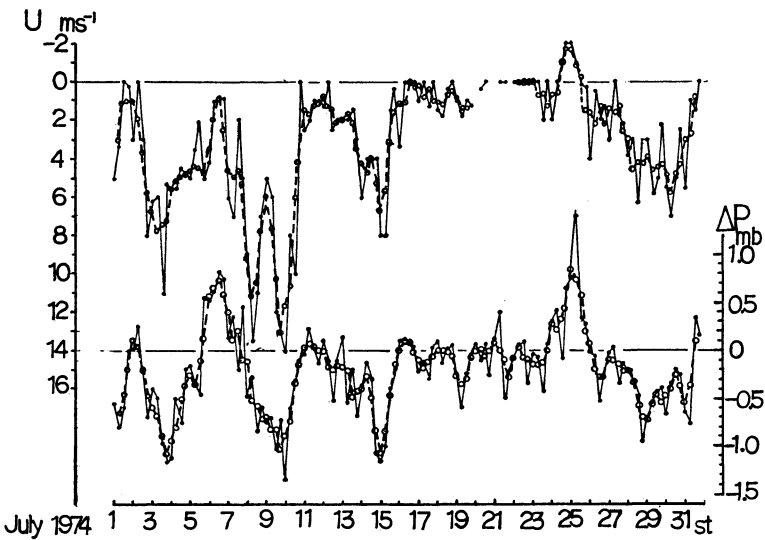
が得られる。ここで, U は, 「松本の南風」吹走時の高層風のWSW成分の風速である。輪島では, 09, 21 JST



第5図 典型的「南風」の吹走継続時間分布。典型的「南風」日の日最大風速の風(SW~SSE)の吹き出しからの継続時間を松本の風の自記紙から読み取った。縦軸にはその度数を示した。33時間以上の最長時間は63時間であった。



第6図 高層風速(輪島21JST 700mb の風のWSW成分) U と松本の負の気圧偏差 $-\Delta P$ の相関図。



第7図 蝶ヶ岳のWSW成分の風速 U と現地気圧による松本の気圧偏差の対応。現地気圧が得られた日4回(03, 09, 15, 21 JST)の時刻における値を黒点の実線で示し、白抜きの破線は、前後の時刻の値との3項移動平均したものである。

の平均、蝶ヶ岳では、3項移動平均した値を用いる。

(3), (4) 式ともに、 U が、 10ms^{-1} の山越え気流で、約 0.7mb の負の気圧偏差が生じると解釈することができる。Queney (1948) の山越え気流の理論によれば、山越え気流に伴う気圧の変動量は次式で与えられる。

$$\Delta P = -2\pi\rho h U a T_N^{-1} [(a \sin(2\pi U^{-1} T_N^{-1} Z) + x \cos(2\pi U^{-1} T_N^{-1} Z)) \cdot (a^2 + x^2)^{-1}] \dots\dots\dots (5)$$

地表面 ($Z=0$) では、 ΔP の極値は、 $x = \pm a$ のところで、それぞれ、 $\Delta P = \mp \pi \rho h U T_N^{-1}$ となる。なお、 U は基本流速、 ρ は空気の密度、 T_N は Brunt-Väisälä 周期、 h は山岳の高さ、 a は h の半減する山中のスケールである。たとえば、 $a=10\text{km}$ 、 $U=10\text{ms}^{-1}$ 、 $T_N=10\text{min}$ 、 $h=1\text{km}$ を与えると、地上気圧の変動量の極値は、約 0.7mb となる。北アルプスの場合、 h については、 2km 程度であり、 h の半減するスケール a は、 10km 程度であろう。

松本の負の気圧偏差を、(5) 式の地表気圧の変動と見れば、その低圧域の中心と考えられる穂高周辺は、山脈の中心から、およそ $+2a$ の距離にあり、松本の位置は、 $x = +3a$ を代入する。(5) 式を計算すると、 $\Delta P = -\frac{3}{5} \pi \rho h U T_N^{-1}$ が得られ、ここで、 $h \sim 2\text{km}$ 、 $T_N \sim 630\text{s}$ 、 $\rho \sim 1.2 \times 10^{-3} \text{gcm}^{-3}$ を代入すると、

$$\Delta P = -0.072 U \dots\dots\dots (6)$$

が得られる。このように、(3), (4) 式と類似の式が得られたことは、 ΔP と U の定式化は、現象をよくとらえるとともに、両者の因果関係を示唆しているものと考えられる。

5. 典型的「松本の南風」の分類

松本の南風は、(2) 式のように、松本の負の気圧偏差

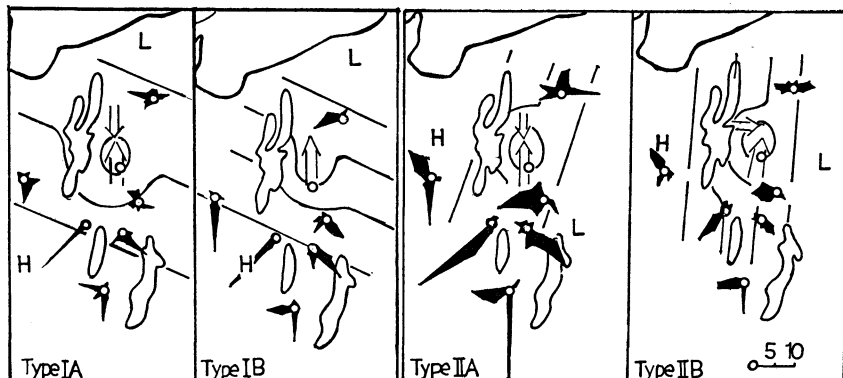
と周辺気圧の南北傾度を用いて、定量的に関係付けられた。さらに、穂高-大町の風系の特徴を加えることにより、典型的「松本の南風」日、103日を、第8図の4種類に分類することができた。

まず、気圧傾度の向きによって2つに大別する。Type I は、南高北低型で、Type II を、西高東低型とした。つぎに Type I について、大町まで南風が吹き抜けていた21例を Type I B とし、大町あるいは稿高で北風であった17例を Type I A とした。Type II については、大町あるいは穂高で西風であった21例を Type II B とし、残りの44例は、そのほとんどが大町あるいは稿高が北風で、Type II A とした。

第1表には、各 Type ごとに、出現日数、および、「南風」風速、高層風速、松本の気圧偏差、北向き 20km の気圧差、気圧傾度について平均値を与えてある。また、括弧内に、標準偏差 σ を与え、周辺各地の最多風向と回数を示してある。第8図は、各 Type の平均的狀態を模式的に示したもので、同時に各地の風向別度数を日最大風速の風について与えてある。

気圧傾度の向きは、東向きを 0° とし、反時計回りを正の向きに、時計回りを負とした。典型的「松本の南風」日は、気圧傾度の向きが、 -65° から $+135^\circ$ の範囲で103日のほとんどが出現している。この範囲は、Type II A の平均値 -18.0° からその 2σ を減じて -65° を得、Type I A の平均値 $+65.1$ にその 2σ を加えて $+135^\circ$ を得たもので、2例のみがこの範囲からはずれていた。

Type I の A, B は、気圧傾度の向きが、北向きであるので、松本で南風が吹くことはむしろ当然で、負の気圧偏差が松本の南風をさらに強める。Type I A では、大



第8図 典型的「松本の南風」の構造分類。典型的「松本の南風」を、 ΔP 、 ∇P および穂高、大町の風系(矢印)で、4つのタイプに分類し、その平均的狀態を模式的に示した。

第1表 各 Type の平均値, 諸要素の平均値と標準偏差 (括弧内の数字), および各地の最多風向, 回数を示した.

Type	日 発 現 日 数	ms ⁻¹		mb ΔP	mb P _N	-∇P×20km		各地の最大風速の最多風向/回数									
		V	U			mb 気圧傾度 の大きさ	deg 気圧傾度 の向き	長野	諏訪	高山	飯田	大町	穂高	松本空 港	木曾	伊那	
I A	17	8.8	16.7	(0.62) -1.20	-0.28	(0.19) 0.36	(35.0) 65.1	WNW /6	NW ESE /3	S /5	S /7	N /16	S /9	SSE /7	SW /17	SE /7	
I B	21	8.9	15.6	(0.51) -1.11	-0.51	(0.22) 0.61	(22.3) 64.0	WSW /8	SE /6	S /14	S /7	S /19	S /20	S /8	SW /18	SE /10	
II A	44	7.7	15.8	(0.47) -1.02	0.23	(0.31) 0.68	(23.9) -18.0	E /10	WSW /12	S /12	S /20	N /35	N /11	S /12	SW /26	SE /15	
II B	21	7.8	17.7	(0.47) -1.24	0.19	(0.31) 0.98	(18.1) -8.8	E /5	W /6	NNW /6	NNW /6	W /13	S /6	SW /7	SW /11	SE /5	

町の日最大風速は北風となり, Type I Bでは, 大町まで松本からの南風が吹き抜けている. Type I Aでは ΔP=-1.2, P_N=-0.28 であるのが, Type I Bでは ΔP=-1.1, P_N=-0.51 となり, Type I A に比し P_N の効果が強い.

Type II の A, B では, 気圧傾度の向きが, 東, ないしやや南向きであることから, 「松本の南風」にとって, 負の気圧偏差の意義はより大きくなる. Type II B で, 東西方向の気圧傾度が強まると, 大町, 飯田, 諏訪といった地点で西風が卓越してくる. 松本においても, SW の日最大風速が目立って増加している.

第8図の気圧傾度の基本場は, 長野, 諏訪, 高山をおおう, たかだか 100km のスケールのものであり, それをいわゆる総観規模の気圧配置に置き換えることはできない. しかし, 松本の南風が日本海低気圧や冬の季節風の吹き出し型で出現しやすい (関・手塚, 1963など) ことと対比させれば, Type I は, 前者に対応し, Type II の半数ほどが冬の季節風の吹き出しのような西高東低型に対応している.

なお, Type I と Type II の分類は, 気圧傾度の向きが, +30° から +180° までを Type I とし, -180° から +25° までを Type II とした. +25° から +30° の間の6例については, 南風が大町まで吹き抜けていた3例を Type I B に, 大町が WNW であった1例を Type II B とし, 残りの2例は, とともに大町で北風であったので,

+29.2° を Type I A, +25.4° を Type II A をとした.

6. ま と め

全年および 6 ms⁻¹ 以上の各地の日最大風速の風による wind rose から, 松本の近傍において, 特定の風向 SSE~SW のみが強風となりやすいことが, 周辺各地との比較のもとに示された. 松本の南成分の風速は, 松本の負の気圧偏差と相関があり, さらに, 周辺の気圧傾度の南北成分を考慮することで, (2) 式のように定式化された.

第4図の典型的「南風」日, 103日による日最大風速の風の wind rose および, その平均風速の増加割合から, 「松本の南風」の空間スケールを, 松本, 松本空港, 穂高周辺の 30km 程度のもの, 時間スケールは, 第5図の吹走継続時間の度数分布から, 日変化するものでなく, 12時間以上のものが50%近くあることを示した.

松本の負の気圧偏差は, (3), (4) 式で見ると, 蝶ヶ岳, あるいは, 輪島の 700mb における WSW 成分の風速の1次式で示され, それは, Queney の山越え気流の理論による地表気圧の変動量から導かれた (6) 式とよく一致している.

局地風としての「松本の南風」は, 空間スケール 30 km 程度の松本の負の気圧偏差によって特徴付けられる. 負の気圧偏差が, (3), (4) 式, あるいは (6) 式と, 山越え気流の力学的効果を予想させるものであることから, 山越え気流に伴う局地風の一つとみなせる. し

かし、山越え気流が、地表に「松本の南風」となって及ぶのは、構造分類で示した Type II B の場合で、この Type のみが、すでに小川 (1968) が指摘しているように、各地の山越え気流による強風と同じものと考えられる。

さらに、一般場との関連は、「松本の南風」が、周辺の気圧傾度の負の向きの一定範囲 SSE から反時計回りに NW で出現していることから、特定の地上風系の Type で発生しやすいと考えられ、その Type はすでに河村 (1966, 1970) が示している中部日本の地上風系の Type I, II, V であろう。こうした、一般場の Type の差異による松本周辺の気圧傾度、それに対する負の気圧偏差の存在による、穂高一大町の風系の特徴で、典型的「松本の南風」を、Type I A, I B, Type II A, II B の 4 つに分類できた。以上のような、局地風としての「松本の南風」は、前述の宇田川 (1966) の「松本南風発生機構のモデル」を全体として支持するものとなっている。

7. あとがき

本論文は、著者の 1 名 (杉原保幸) が、昭和50年度東大海洋研究所研究生として取り組んだ局地気象の研究の

結果を基礎としていることを付記する。

文 献

- 河村 武, 1966: 中部日本における地上風系, 地理学評論, 39, 538-554.
 —, 1970: 南西気流に伴う中部日本の地上風系, 地理学評論, 43, 203-210.
 三澤勝衛, 河角 広, 1939: 二三の卓越風指標植物に就て, 地理学, 7, 佐々倉抗三, 1950: 小気候学, 古今書院, 87-88. (参照).
 百瀬秀雄, 1967: 松本の風向の日変化について, 関東地方気象研究会誌, 北部地区, No. 16
 小川祐嗣, 1968: 松本の南風, 東京管区地方研究会誌, No. 1, 44.
 Queney. P., 1948: The problem of air flow over mountains, A summary of theoretical studies, Bull. Ame. Met. Soc., 29, 16-26.
 関 三孝, 手塚喜三, 1963: 松本の南風について (第1報), 関東地方気象研究会誌, 甲信地区, No. 4.
 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.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
月例会「高層気象」	昭和52年 9 月29日	日本気象学会	気象庁
昭和52年度 日本気象学会 秋季大会	昭和52年10月 4 日～6 日	日本気象学会	札幌市教育文化会館
水資源に関するシンポジウム	昭和52年10月25日～28日		プレスセンターホール
第3回リモートセンシング・ シンポジウム	昭和52年11月 4 日～5 日		機械振興会館
第24回 風に関するシンポジ ウム	昭和52年11月11日		日大生産工学部 (習志野校舎)