

## 山形県庄内平野中部の局地強風について\*

竹内 衛 夫\*\*

## 要 旨

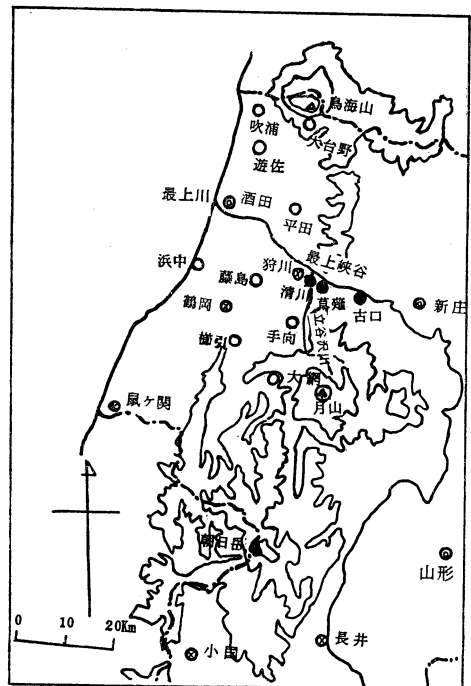
1977～1983年の山形県庄内平野の観測資料を用いて、同平野中部の強風の統計的特性を調べた。1950年6月7日21時の清川及び周辺の上層風観測によって、清川ダシの垂直構造を調べた。1977～1983年の清川ダシの際の秋田、仙台の高層観測を用いて、大気下層の状態を調べた。1965～1973年の狩川が10 m/s以上の強風であるときの地表面風分布を、農業気象観測網資料を用いて調べた。以上の観測結果から、庄内平野中部の強風は、月山朝日山系の方向の山岳地帯及びその北側の丘陵地帯による山越え気流の風上側及び風下側における流れの場の変形にともなって生じた、流線が混み合う地域の形成によるものであることを考察した。

## 1. はしがき

山形県東田川郡北部の立川町、余目町および酒田市等の庄内平野中部の最上川沿いの地方は、強風地域として知られている。南東あるいは東南東の強風は、方言で「ダシ風」とよばれている。この地方のダシ風は、最上峡の庄内平野への出口に位置し、昔は舟着場として栄え、関所も置かれていた立川町清川にちなんで、「清川ダシ」とよばれてよく知られている。

1949～1950年に、仙台管区気象台、秋田営林局、山形県が共同調査を行い、その結果は、「清川ダシ」風害調査報告として刊行された。各種の気象観測資料の他に、6日間のパイロットバルーン観測や県内の学校気象班の協力による細かい風の分布観測等を含む特別観測資料に基づく組織的な調査であった。その後35年、気象観測網も変遷して、風の観測も当時は、気象官署を除いては1日1回の目視観測であったのが、計器観測に変わり、また特に地域気象観測網になった近年では、通年の24時間の連続観測値も得られるようになった。また、清川ダシの強風機構についても、当時は最上峡の出口清川付近にのみ注目していて、同時に生じている月山おろしとよばれている立谷沢川峡谷や最上川沿いの庄内平野中部の強風についての考察が充分ではなかった。

1962～1976年に展開されていた農業気象観測網では、庄内平野に比較的多数の観測所が展開された。風の測定は計器観測になったが、揃って資料が得られるのは、1日に9時1回であり、風向は、8方位観測であった。



第1図 庄内平野付近地形図。等高線は500m毎、  
◎：気象官署、⊗：地域（四要素）並びに  
農業気象観測所、○：農業気象観測所。

\* On the local strong winds in the middle part of Shonai Plain of Yamagata prefecture.

\*\* Morio Takeuchi, 山形地方気象台。

——1985年1月28日受預——

——1986年3月24日受理——

第1表 年平均強風日数 (1977~1983)

	年間強風日数
狩 川	91.0
酒 田	47.8
鶴 岡	10.2
新 庄	15.1

しかし、それ以前に比べれば、信頼度が増した観測であり、流れの状態を細かく見ることができた。土屋(1970, a, b)は1962~1967年のこれらの資料を用いて、ダシの気候的な特性を調査した。ここでも、1965~1973年の間のこの資料を用いて、狩川が9時に10 m/s以上の強風であったときの庄内平野の流れの状態を調べた。

1976年12月に、清川の西方約4 kmの立川町狩川に、地域気象観測所が設置された。強風域の立川町で、通年の24時間の風の連続観測値が初めて得られるようになった。ここでは、1977~1983年の7年間の狩川、酒田、鶴岡、新庄の毎時の風の観測資料を用いて、この地方の強風(10 m/s以上)の統計的調査を行い、その特性を調べた。下田・大沼(1982)は、主として、清川ダシの水稲に及ぼす影響および被害軽減対策について研究したが、その中で狩川での5~9月のダシ風の気候特性を調べている。

1977~1983年の間で狩川が東寄りの強風の際の秋田、仙台の高層観測資料を用いて、大気下層の状態を調べた。更に、1950年1月17~18日、6月6~8日に清川およびその付近の草薙、古口等で、仙台管区気象台が行ったパイロットバルーン観測による上層風観測資料とあわせて、清川ダシの垂直構造を調べた。

これらの諸観測資料に基づいて、庄内平野中部の最上川沿いの地方の局地強風の機構を調べた。

## 2. 狩川の強風の統計的特性

現行の気象管署の地上気象観測の統計では、強風を示す気候的な指標として、日最大風速10 m/sec以上をとり、それ以上の階級別日数(10.0~14.9 m/s, 15.0~28.9 m/s, 29 m/s以上)および総日数が統計されている。ここではそれで強風として、10 m/s以上を対象とすることにす。日最大風速10 m/s以上の日数は、暴風日数あるいは強風日数とよばれてきたが、現在は公式には使われていない。ここでは、簡単のために以下で日最大

第2表 年間平均強風日数変化

	1951~1960	1961~1970	1975~1980
酒 田	165.0	90.5	52.2
新 庄	73.1	48.6	20.2

第3表 年平均西寄り強風日数 (1977~1983)

	西寄り強風日数(年)
狩 川	57.5
酒 田	40.2
鶴 岡	10.2
新 庄	12.7

風速10 m/s以上の日数を強風日数とよぶことにす。

1977~1983年の7年間の狩川、酒田、鶴岡、新庄の毎時の風の観測資料を用いて、これらの地点の強風の統計的調査を行い、狩川における強風の特性を調べた。

### 2.1. 狩川の年間平均強風日数

年間の平均強風日数は、第1表に示している通り、1977~1983年の年平均で、狩川では、91.0日、同じ庄内平野の酒田、鶴岡に比べても著しく強風日数が多い。

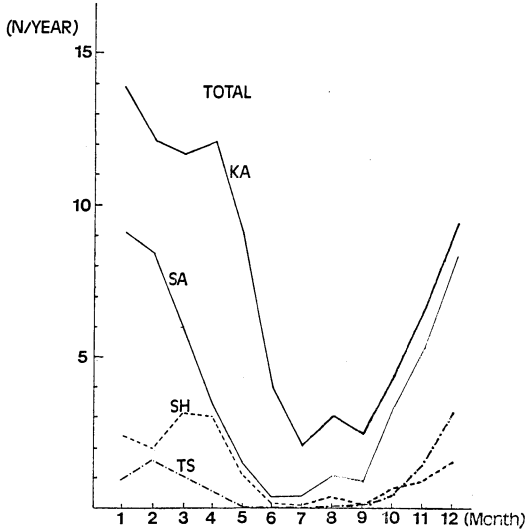
日本気候表(その2)(気象庁, 1982)によって、風車型自記風向風速計を用いるようになった1975~1980年の6年間の日本海側各地の年間平均暴風日数と比較してみると、狩川は、寿都の175.3日、相川の95.5日に次いで多かった。狩川は内陸であるにもかかわらず、強風日数が多く、強風地点であることが判る。

強風日数は、統計年度によりまた、観測所の移転、測器の変更によって、変動が大きい。第2表に示しているように、酒田は測候所が1970年3月6日に移転し、また測器の変更もあって、近年は著しい減少を示している。一方新庄では、1951~1960年と1961~1970年の間では、統計年度の差だけしかなかったが、73.1日から48.6日に減少している。測器の変更が行われた後の1975~1980年では、20.2日に減少している。強風日数は、このように変動が大きい量なので、その気候的な取扱いは注意を要するが、同じ統計年度の間の諸地点の相対的な大小は比較することができるものと思われる。

西寄りの強風日数の年平均は、第3表に示すように、狩川では57.5日、他の3地点に比べて多くなっている。狩川は東寄りのダシ風のみならず、西寄りの強風日

第4表 年平均東寄り強風日数 (1977~1983)

	東寄り強風日数 (年)
狩川	33.5
酒田	7.3
鶴岡	0.0
新庄	0.3



第2図 月平均強風日数 (狩川 (KA), 酒田 (SA), 新庄 (SH), 鶴岡 (TS)) (1977-1983).

数も周辺に比べて多い地点であることが判る。

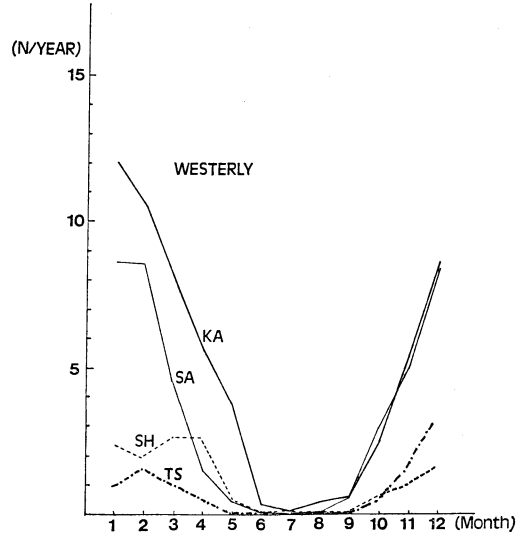
東寄りの清川ダムの強風日数は、狩川で年平均33.5日であった。周辺と比較すれば著しく多く、清川ダムは局地性が著しい強風であることを示している (第4表)。

2.2. 狩川の強風日数の年変化

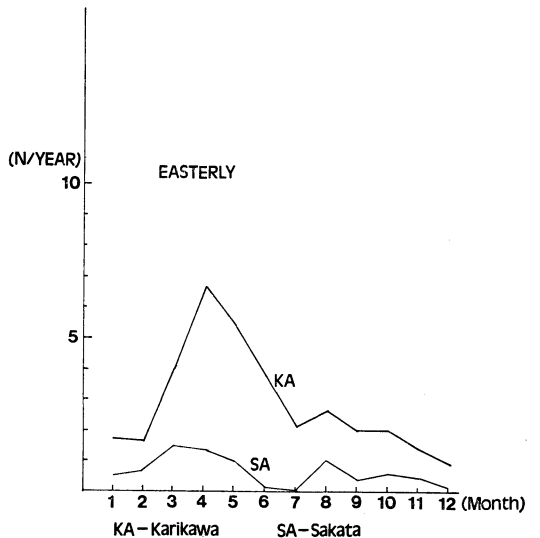
第2図に、狩川、酒田、新庄、鶴岡の各地点の各月毎の平均の強風日数を示している。狩川は各月とも最も多い。狩川では、1~4月に最も多く、次いで、12, 5, 11月で、6~10月迄は少なく、7, 8, 9月は特に少ない。

第3図に示している西寄りの強風日数は、1~4月および11~12月の寒候期に多く、6~9月の暖候期に著しく少ない。1~6月には、他の地点と比べて、狩川は西寄りの強風日数も多い。

第4図に、東寄りの強風日数を示している。狩川では、4月にピークがあり、3~6月に多い。7~10月には少なくなり、11, 12, 1, 2月の冬期には更に少なく



第3図 月平均の西寄りの強風日数 (狩川 (KA), 酒田 (SA), 新庄 (SH), 鶴岡 (TS)) (1977-1983).



第4図 月平均の東寄りの強風日数 (狩川, 酒田) (1977-1983).

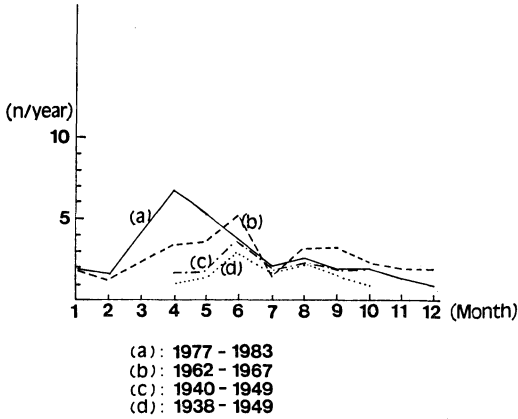
なる。

第5図に従来調べられている結果との比較を示している。著しい違いは、4月をピークとする3~6月の山である。従来結果では6月にピークがあらわれている。これは、竹花 (1950), 小笠原 (1967) の結果は、1日1回9時の目視観測、また土屋 (1970, a) は同じく9時

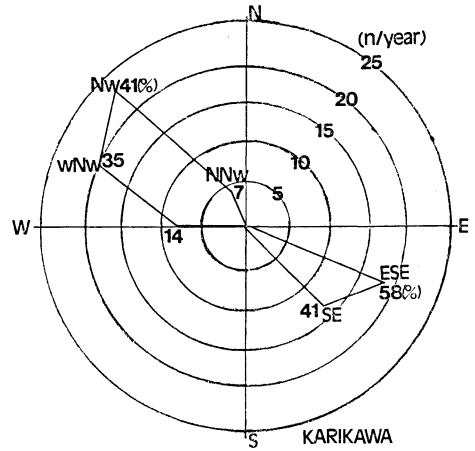
1回の計器観測であるが、ここでの結果は、1日24回の毎時観測であるということ、統計年度の差異によるものである。

2.3. 狩川の強風の風向、風速の頻度

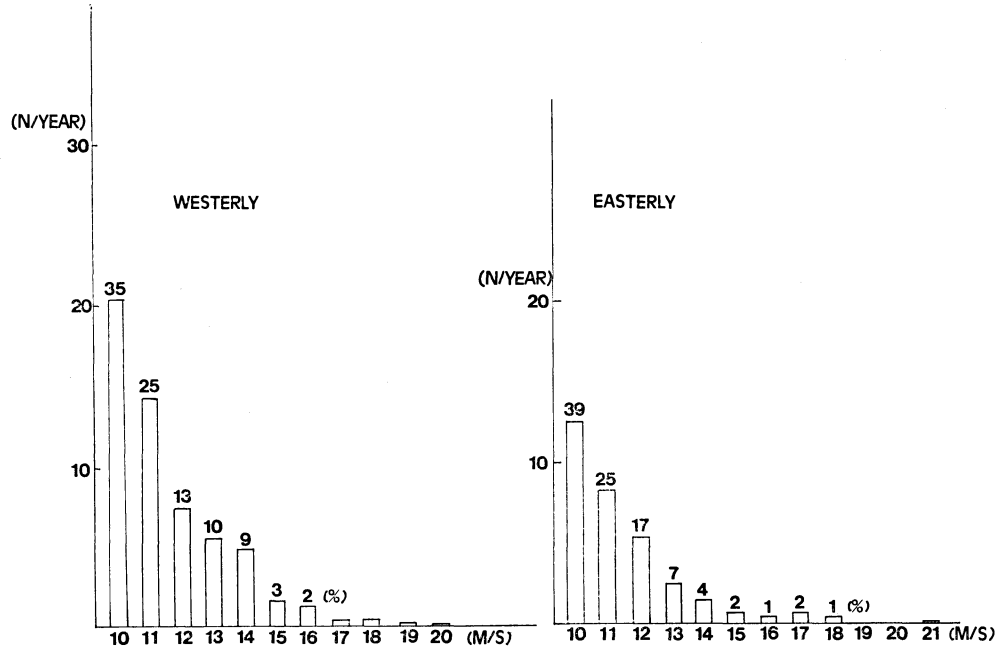
第6図は、狩川の強風の風配図を示している。西寄りの強風の内41%は北西であり、西北西が35%、西が14%であり、この3方向で西寄り強風の90%を占めている。東寄りの強風の内、東南東が58%、南東が41%で、この



第5図 狩川月平均強風日数比較  
 (a) : 1977-1983  
 (b) : 土屋 (1970, a) (1962-1967)  
 (c) : 竹花 (1950) (1940-1949)  
 (d) : 小笠原 (1967) (1938-1949)  
 (秋田営林局大平苗圃)

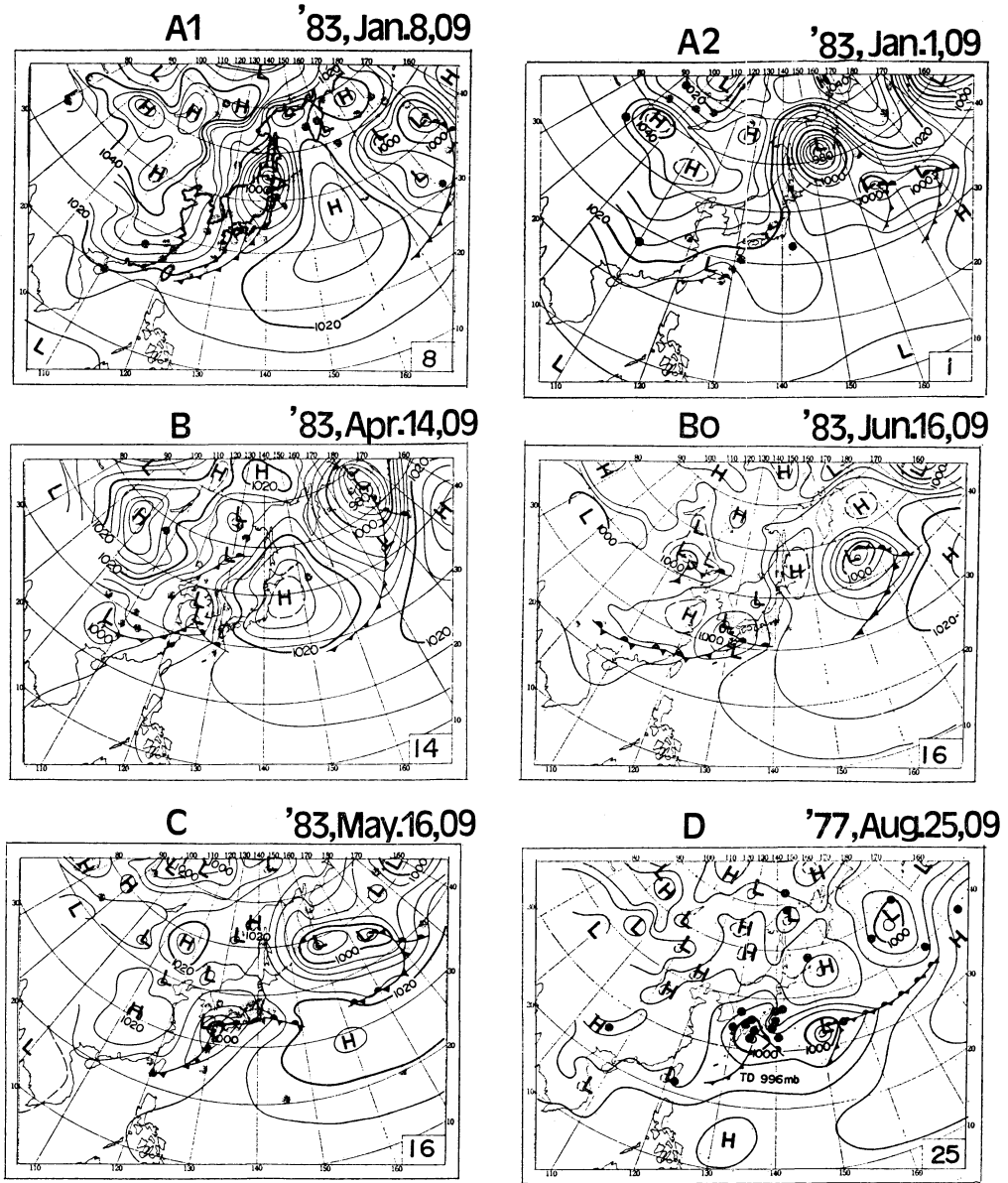


第6図 狩川年平均強風風配図 (1977-1983)  
 図中の数字は、西寄り及び東寄りの強風をそれぞれ100としたときの各方向の百分率を示している。



(a) : 西寄りの強風 (b) : 東寄りの強風

第7図 狩川の強風の風速別頻度 (1977-1983).



第8図 狩川強風気圧配置型.

両方向で99%であった。風速別の頻度を見てみると、西寄りの強風の第7図(a)では、10~12 m/s が全体の73%である。また 15 m/s 以下の風速が全体の95%であった。それ以上の強風は全体の5%程度と少ない。この7年間の最高は、20 m/s であった。第7図(b)の東寄りの強風では、10~12 m/s の範囲内が全体の81%であった。また、15 m/s 以下の風速が94%であった。こ

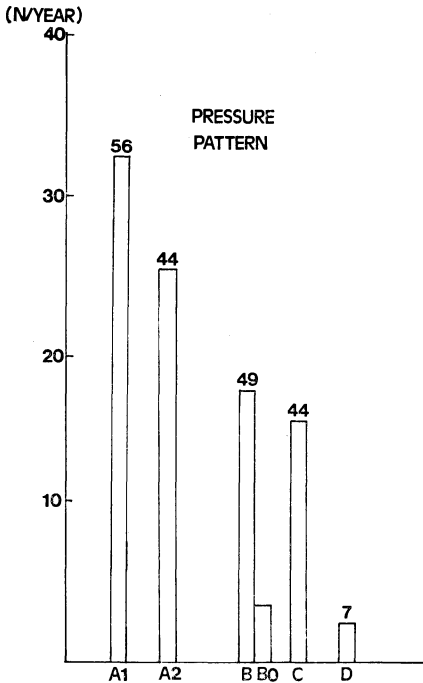
の7年間の最高は 21 m/s であった。

#### 2.4. 狩川の強風の気圧配置別頻度

1977~1983年の間の狩川での強風の際の気圧配置型を分類して、その頻度を調べた。

西寄りの強風は、寒候期の北西季節風の吹き出しが大部分であった。暖候期には、低気圧の西側の部分にあるとき生じているものが多い。年を通じて、狩川が低気圧

の西側の部分に属する型 (A 1 型) と高気圧の東側の部分に属する型 (A 2 型) に分類した (第 8 図). A 1 型が平均年間 32.3 日で 56% を占め, A 2 型は 25.2 日で 44%

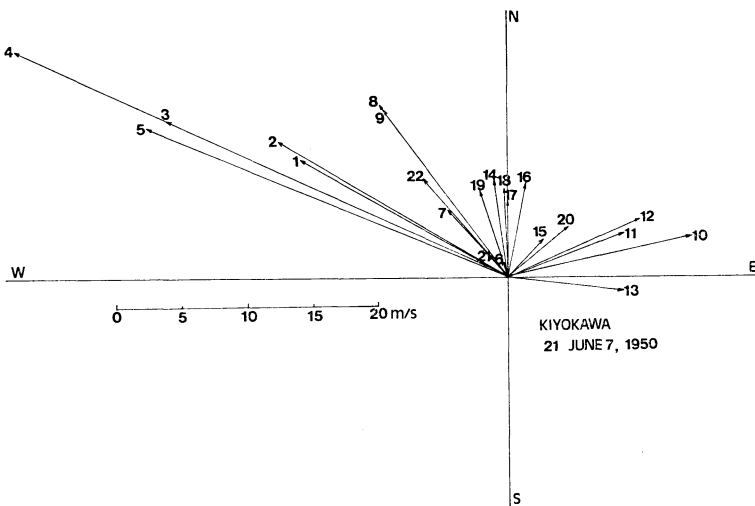


第 9 図 狩川強風気圧配置型頻度 (1977-1983). 図中の数字は, 西寄り及び東寄りの強風の場合をそれぞれ 100 としたときの各気圧型の占める百分率である.

であった (第 9 図).

東寄りの強風の場合には, 本邦の太平洋側に高気圧の中心があって, 狩川が高気圧の西側の部分に属している型 (B 型) と, 日本海側に低気圧があって, その東側の部分に属している型 (C 型) および, 本邦南岸に低気圧があって, それからの気圧の谷が日本海に伸びている型 (C 型) の 3 つの型に分類した (第 8 図). B 型が最も多くて, 平均年間 16.9 日で 49% を占め, 次に C 型が 14.9 日で 44%, D 型は少なく 2.3 日で 7% という結果であった. (第 9 図) 何れの場合にも, 日本列島による気圧場の変形が著しく見られ, 風上側が高圧部, 風下側が低圧部になり, 等圧線が日本列島を挟んで, いわゆる「Z 字型」になっていた.

「清川ダム」風害調査報告の統計では (竹花, 1950), 4~10 月の 1 日 1 回の目視観測の東寄りの強風 (7m/s 以上) を対象とし, 且つ昭和 23, 24 年の 2 年間の統計であり, ここでの取扱いと基準が違うので, 比較はできないが, オホーツク海高気圧の場合が 22 回で, その他の気圧配置が 21 回という結果でありオホーツク海高気圧の場合の比率が著しく高かった. この 7 年間の統計では, オホーツク海高気圧の場合 (BO 型) は, 平均年間 3.6 日で, 東寄りの強風日数の 10.6% にすぎなかった. しかしながら, 1977 年 6 月のように 1 カ月に 9 日もオホーツク海高気圧の張り出しによって強風を生じた年もあるので, 統計年度によっては, 多い年も考えられる. 5~6 月は, 水稻の田植期に当たり, この時期のダム強風は, 水稻の苗の活着を阻害し, 被害が大きい. そのためもあ



第 10 図 風の垂直分布 (清川)

って、ダン強風の特性として、オホーツク海高気圧の場合がクローズアップされてきた。しかしながら、何れにしろ、この場合は、清川ダシの一部分であることには、注意を払う必要がある。

### 3. ダシ強風の垂直構造

1950年1月17～18日および6月6～8日に、清川およびその付近の草薙、古口等で、仙台管区气象台によって、パイロットバルーン観測による上層風観測が行われ、ダン強風の垂直構造が調査された。この結果は、清川ダン風害調査報告に報告されている(竹花, 1950)。それによると、

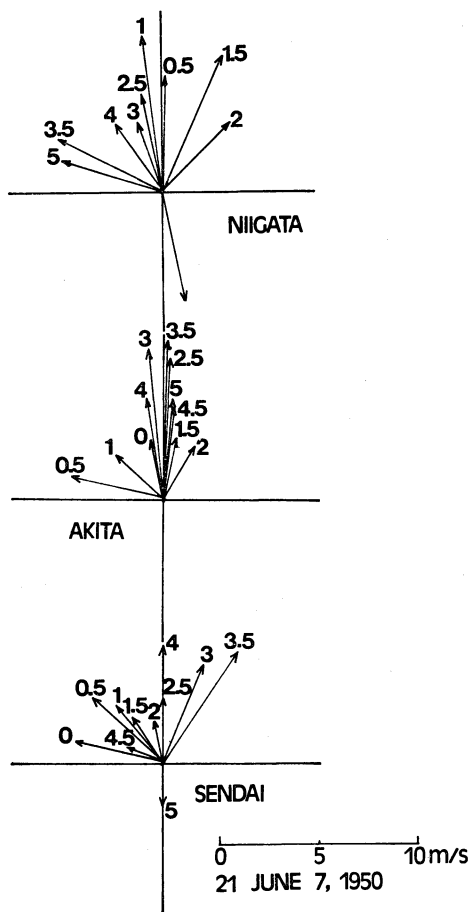
(1) ダシの強風層は、地表面から400～600m位の高さまでであって、最上峡谷の両側の山の高さ以下に限られている、

(2) その上層では、1月の場合には西風、6月の場合には南風になっている、ことが報告されている。

第10図に、1950年6月7日21時の清川におけるパイロットバルーン観測による風の垂直分布を示している。この図では、100mの厚さの層の平均風をベクトルで表示している。数字は層の上限高度を100m単位で示したものである。たとえば、1は、0～100m、2は100～200m……の層の平均風ということを示している。この風の垂直分布は、

- (1) 500m以下の東南東の強風層
- (2) 600～900mのそれ以下の層よりやや南寄りの風の層
- (3) 900～1300mのダン風と反対の西寄りの風の層
- (4) それ以上の南寄りの弱い風の層

の4つのグループに分かれていることが見られる。この風の分布を周辺の新潟、秋田、仙台の風の垂直分布(第11図)と比較してみる。これらの観測所では、500m毎の観測値なので細かい状態は見られないが、(1)～(3)のグループは、清川での地形の影響によって生じたものと推定される。このことを更に明らかに示すために、第12図に0.5、1.5、2kmの各高度における付近の風の分布を示している。清川では、これらの面を中心とする200mの厚さの層の平均風をそれぞれの面の風とした。これを見ると、0.5km面では清川は著しく風が強い。1kmの面では風向が西寄りでも周囲と逆になっている。1.5および2kmの面では、周囲の観測所と変わった点は見られない。すなわち、1,300m以下では清川は特異な風の吹き方をしているが、それ以上では周囲と同様な

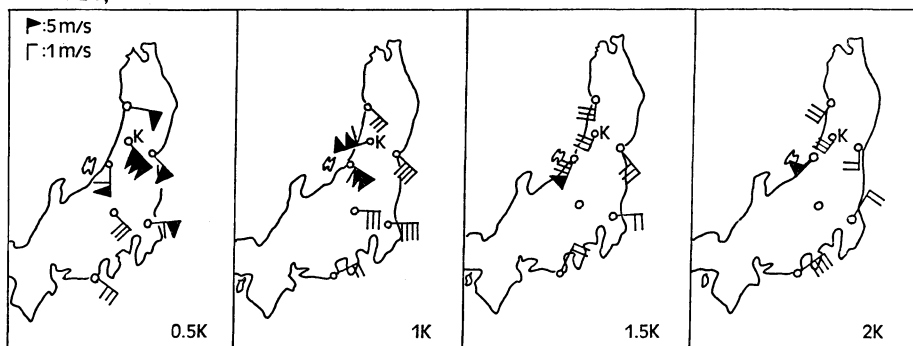


第11図 風の垂直分布(新潟, 秋田, 仙台)。

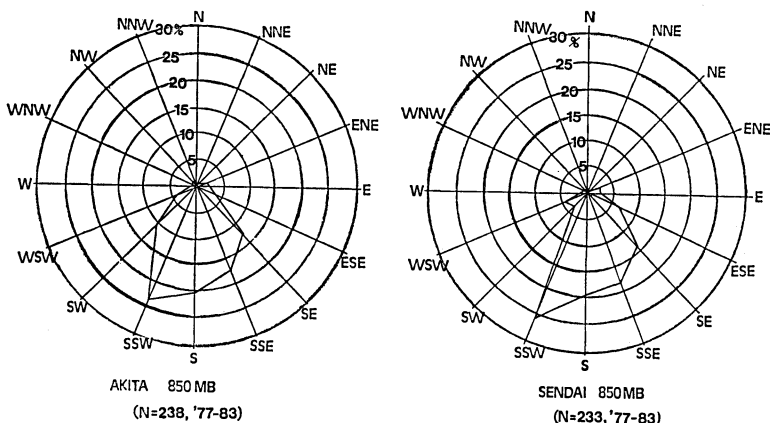
気流系になっていることが判る。特に、上述の清川ダン風害調査報告に指摘されているように、ダン強風層が500m以下の層に限られていること、およびここで示されている900～1,300mのダン風と反対の西寄りの風の層が存在していることが注目される。

第13図に1977～1983年間の狩川のダン強風の際の秋田(238例)および仙台(233例)における850mb面の風配図が示されている。この例数の差は、欠測があったためである。これを見ると、東南東、南東、南、南々西、南西の方向の風が両地点とも全体の約85%を占めていることが見られる。上で見たように、清川従って狩川付近でも、この高度では、仙台や秋田等周囲の観測所とほぼ同じような気流の流れ方をしているものと見られる。狩川や清川から見て、これらの方向には、月山、朝日山系が連なっている。従って、狩川のダン強風の際に

21 JUNE 7, 1950



第12図 風の水平分布 (0.5, 1, 1.5, 2 km) (K: 清川).



第13図 850 mb 年平均清川ダシ時の風配図 (秋田, 仙台) (1977-1983).

は、これらの山系を越して気流が流れていることを示している。

第14図に、狩川がダシ強風の際の秋田, 仙台における850 mb の風速の頻度分布を示している。秋田, 仙台では、850 mb の年平均風速は約 10 m/s である。狩川でダシ強風が吹いているときには、秋田で60%, 仙台で50%が 10 m/s 以下、すなわち年平均風速以下であった。また、全体の約80%は 15 m/s 以下であった。従って、清川ダシの際の山越え気流の一般流の大気下層の風速の垂直シアは、むしろ小さい状態が多いことが判る。この図の両地の例数の差は、狩川の強風時もしくはそれに近い時間の上層観測に欠測があったことと、また6時間間隔の上層風観測の中間の時間に狩川が 10 m/s 以上の強風になっていたときには、その両方を採用したためである。

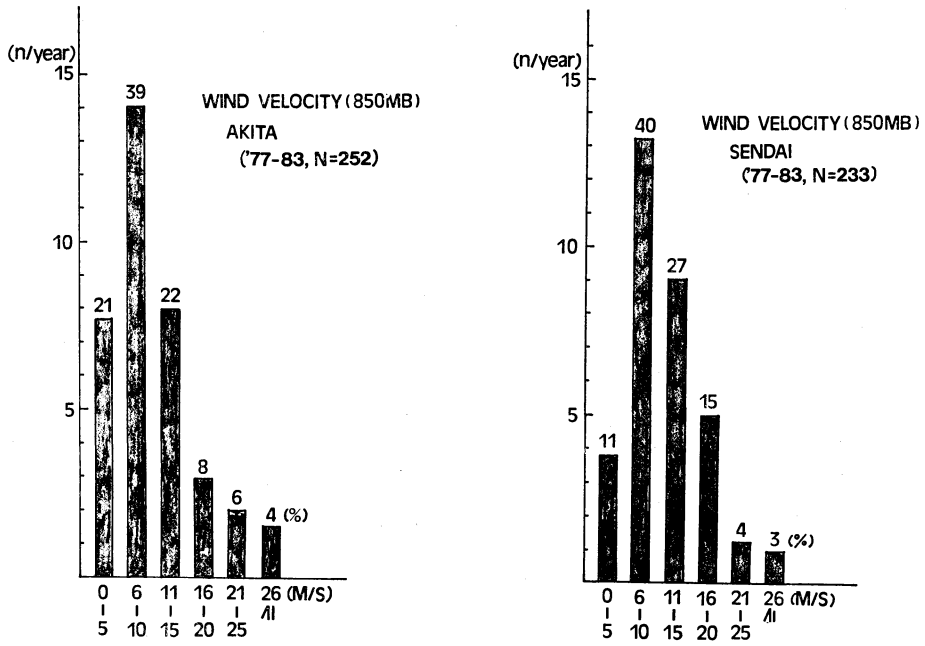
第15図に、狩川がダシ強風の際の秋田, 仙台における

地表面 - 850 mb 面までの大気下層の平均の気温減率の頻度分布を示している。気温減率が 0.5°C/100 m 以下の安定な場合が、秋田で81%, 仙台で73%であった。一方、0.7°C/100 m 以上の場合には、秋田で2% 仙台で4%であり、大部分は大気下層の安定度が良かった。

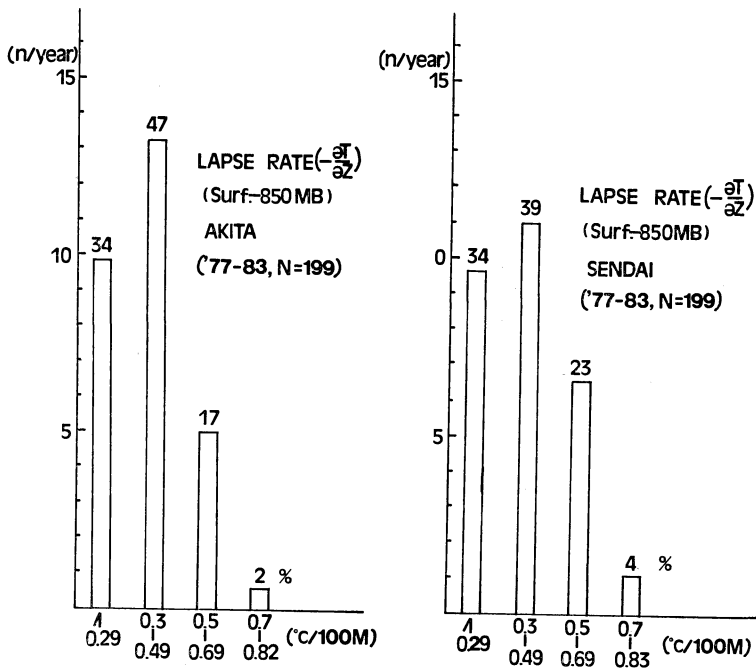
4. 狩川の強風のときの庄内平野の流れ

庄内地方への地域気象観測網の展開によって、観測内容は著しく改善されたが、観測点の数は農業気象観測網より著しく少なくなった。庄内地方で現在風の観測が得られる観測所は、酒田測候所および鶴岡, 狩川, 鼠ヶ関の4地点であるが、農業気象観測網では、楡引, 大網, 手向, 藤島, 鶴岡, 狩川, 浜中, 平田, 遊佐, 吹浦, 大台野, 鼠ヶ関と酒田測候所の13地点に及んだ。しかしながら、揃って風の観測が得られるのは、1日1回9時だけであり、風向は8方位観測であった。清川ダシの際の

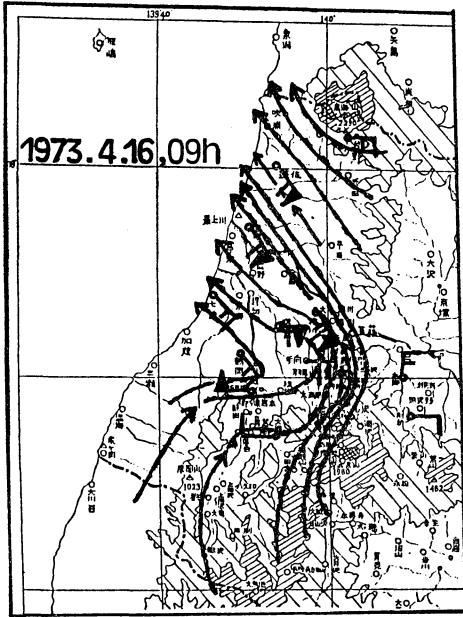




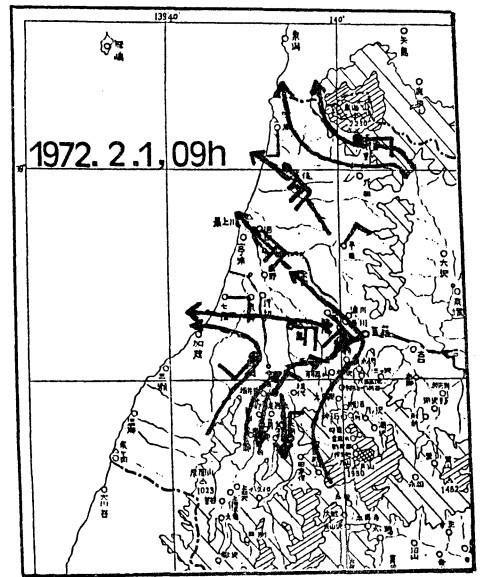
第14図 850 mb 年平均清川ダシ時の風速別頻度 (秋田, 仙台). (1977-1983).



第15図 年平均の清川ダシ時の気温減率頻度 (地表面-850mb) (秋田, 仙台) (1977-1983).



第16図 地表面風分布。(⊢ : 10 m/s, ⊣ : 2 m/s, ⊤ : 1 m/s)



第17図 地表面風分布 (風速は第16図に同じ)。

庄内平野付近の細かい流れの様子を見るために、1965～1973年の間の農業気象観測所の資料を用い、狩川で09時に10 m/s以上の強風が観測されたときの同時刻の庄内平野付近の流れの状態を調べた。

#### 4.1. 東寄りの強風(清川ダシ)の時の庄内平野の気流系。

狩川で9時に南東の10 m/s以上の強風が観測されたときの庄内平野の風の分布を71例について調べた。

狩川で南東の強風が吹いている時には、田沢川沿いの谷間にある平田を除いては、酒田、遊佐は南東ないし東南東であり、大台野は東、吹浦は南あるいは南東で、庄内平野北部では余り変わっていない。これに反して、庄内平野南部では、場合によって次の3つの型に分類される風の吹き方をしていた。

##### 4.1.1. 低気圧性曲率型。

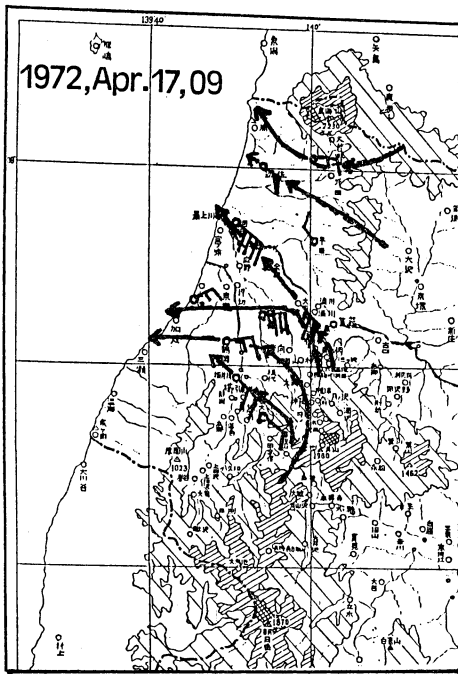
この型は、第16図に示されているように、庄内平野南部の大網、櫛引で西寄りの風が吹いており、また、手向、鶴岡、浜中で東ないし南東の比較的弱い風が吹いている。一方、庄内平野中部の狩川、藤島、酒田および北部の遊佐では南東の強い風が吹いている。このような型は、71例中38例(54%)あった。「清川ダシ」風害調査報告(竹花, 1950)によれば、古くからの土地の経験で、清川ダシが吹いているときには、立谷沢川(月山か

ら北に流れて、清川付近で最上川に注いでいる)の峽谷では、南の方向の月山山系から“月山おろし”とよばれている気流が吹き下していることが知られている。第16図の流線は、それを考慮に入れている。

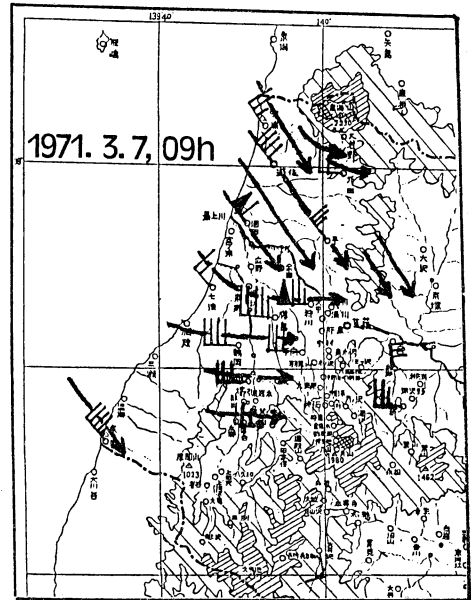
ここで注目されることは、風上側の月山、朝日山系の方向の山岳地帯で、高気圧性曲率をもつように変形された流れが、風下側の庄内平野では、著しい低気圧性曲率を示すように変形されていることである。月山、朝日山系山麓の櫛引、大網では、西寄りの風であり、月山の山腹や山麓沿いに東向きに流れている気流が、南北に連なって月山と鳥海山系の間を結んでいる低い丘陵地帯に衝突して堰き止められ、そこで急激に東あるいは南東の風に方向を変えられている。狩川から庄内平野中部にかけて、流線の混んだ地域が生じて、強風帯になっていることが見られる。

##### 4.1.2. 反流型

これは、第17図に示されているように、庄内平野南部の大網、櫛引では、弱い北風になっていて、主気流系とは逆に、山に向かって反流が吹いている型である。このときの反流は、山岳上で主気流が剝離現象を生じ、風下側には、渦が形成されて生じているものと考えられる(Corby, 1954)。主気流系は、その反流の先で平野に下降して、低気圧性曲率をもつように変形されている。このような例は、71例中11例(15%)あった。



第18図 地表面風分布 (風速は第16図に同じ)。



第19図 地表面風分布 (風速は第16図に同じ)。

#### 4.1.3. 順流型

これは、庄内平野南部の大網、櫛引でも、他の平野部同様、南東風になっている型である(第18図)。このような型は、71例中22例(31%)あった。

何れの場合にも、庄内平野北部の遊佐では、鳥海山のまわりを高気圧性の曲率で廻る流れと、平野部の南東風系との間に流線の収束が見られ、風が強くなっている。

#### 4.2. 狩川が西寄りの強風のときの庄内平野の流れ

狩川が9時に西寄りの強風であるときの庄内平野の風の分布を24例について調べた。その結果、何れの場合も第19図に示されているように、庄内平野南部の西風流と庄内平野北部の北西風の流れが、庄内平野中部で収束しているのが見られた。第19図に見られるように、狩川では風が最も強くなっている。

庄内平野南部では、月山、朝日山系を高気圧性の曲率で廻るような風が吹いている。

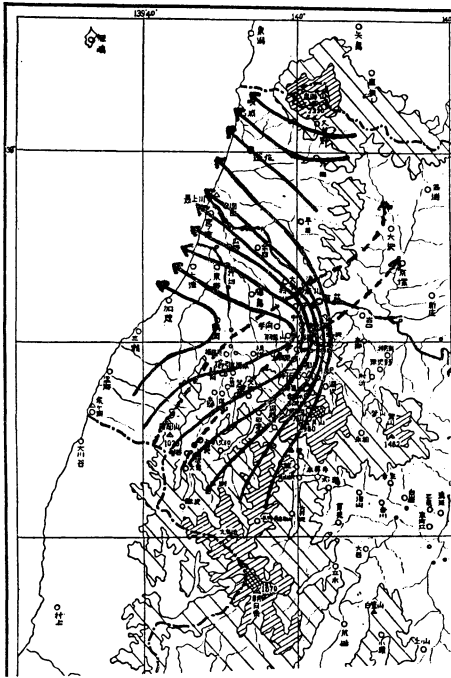
### 5. 庄内平野中部の局地強風機構

「清川ダシ」風害調査報告では、新庄盆地から気流が狭い最上峡谷を吹き抜けるときに、峡谷内で流線が混んで強風を生じていると考えられている(竹花, 小笠原, 1950)。また、清川ダシの際の最上峡谷内の風の分布が

観測されていて、その結果が報告されている(竹花, 1950)。それによると、峡谷の入口の古口では静穏であり、峡谷内の古口-草薙温泉間約10 kmでは風が弱く、それから下流4 kmの出口に近い清川付近ではじめて強風になっていた。すなわち、峡谷内の多くの部分で風が弱く峡谷の出口付近だけ強風になっていて、上述の強風機構では説明が難しい。また、同時に月山山系を越えて、立谷沢川峡谷を吹き下している強風の存在もあるが、それは単にこの出口付近の強風を補うものとされていて、この月山おろしの強風機構については触れていない。また、強風域は、庄内平野中部の最上川沿いに、清川から20 km離れた酒田にまで広がっていることが報告されており、平野部の強風は単に山越え気流によるものとされていて、その機構には触れられていない。峡谷の出口ばかりではなくて、月山北側から清川を経て、庄内平野中部に広がっていて、同時に生じている強風域全体を説明する必要があると考えられる。

まず、3章で示された通り、秋田および仙台の高層風観測および清川における上層風観測から、清川ダシの際には、月山、朝日山系の方向から山を越えてくる南寄りの気流系が庄内平野に流入していて、庄内平野は風下側になっている。

4章で見た通り、調べた例71例中約70%は、庄内平野



第20図 清川ダシ流線モデル.

南部で著しい低気圧性曲率をもった流れを示していた。

数百 km 程度のスケールの山岳の山越えの気流は、風上側および山岳で高圧部になり、著しく高気圧性の流線の曲率をもつように変形され、逆に風下側では低圧部になり、低気圧性の曲率をもつように変形されることはよく知られている。現象としてのこのような著しい例は、フランスやスペインの地中海沿岸の強風ミストラルやトラモンテーンの場合に報告されている (Cruette, 1976; Barry, 1982)。

これは、山岳の風上側では気柱の収縮従って水平発散、風下側では気柱の伸長と水平収束が生じ、水平のシアがないような場合には、それに伴う渦度変化が、流線の曲率変化としてあらわれると定性的に説明されている (Godske *et al.*, 1957)。また、Queney (1948) の取扱いは、数百 km 程度以上のスケールで、地衡風近似がほぼ成り立つ程度 of 山岳による流れの場の変形では、上のような流線の曲率変化が著しくあらわれることが導かれている (Queney, 1948; Cruette, 1976; Godske *et al.*, 1957)。

4.1. および 4.2. に示された流れの状態は、清川の南方の月山、朝日山系およびそれに続く本州の山岳地帯で

高気圧性の曲率をもつように変形された流れが、庄内平野南部の月山山麓では、ダシ風と反対の西寄りの風になって、山沿いを東に流れ、平野部では低気圧性の曲率をもつように変形されて、東あるいは南東の風に変わって流れている。しかし、3章で示されたように清川におけるダシ風の強風層の厚さは、400~600 m 以下のほぼ周辺の丘陵地帯の高さ以下に限られ、清川の 1,000 m 近辺の上空では、ダシ風と反対の西寄りの風の層が存在している。第12図の 1 km 面の風の分布に示されているように、風下側での低気圧性曲率への変化は、この高度では未だ清川では生じていない。このことは、月山の北方で庄内平野の東側を区切って南北に連なっていて鳥海山に続いている低い丘陵地帯で、月山山腹に沿って東方に流れる西寄りの風が堰き止められて、この丘陵の高さ以下の下層では、急激に東寄りの風に変まっていることを示している。すなわち、山岳の風下側の低気圧性曲率への流れの場の変化に、低い丘陵地帯での堰き止め作用が加わって、風下側の下層での低気圧性曲率を強めていることが見られる。このために、月山の北側から庄内平野中部にかけて、流線の混んだ地域が形成され、強風域を形成していることが見られる。以上のことをモデル的に示したのが第20図である。

4章で述べた順流型は、庄内平野では、すべて南東あるいは東風になっていて、上述の流れの状態と違っている。このような例は、調べた例の中約30%あった。この場合に、もし、山越えの下降流が山腹側に近いところで著しくあらわれ (Corby (1954) の分類で、ローター流型とよばれているもの)、ここで高気圧性の曲率をもった流れから、低気圧性の曲率に急激に変化しているならば、上述の、低気圧性曲率型や反流型の場合と全く同様の強風機構が考えられるが、山腹側の資料がないので、ここでは結論を得ることはできなかった。

西寄りの風の強風の場合には、山岳の風上側の流れの方向の左側の山麓で、高気圧性の曲率をもつように変形された、山岳の周りを廻る流れと、変形の度が少ない流れとの間に、流線の収束を生じており、そこで強風域が生ずる、コーナー効果とよばれているものであると考えられる。このような効果による局地強風域の形成は、世界各地でよく知られている (Godske *et al.*, 1957)。また、4章で述べたように、東寄りのダシ強風の際の、鳥海山麓の遊佐における強風は、鳥海山系によるコーナー効果であると考えられる。

## 6. 結 語

山形県東田川郡立川町狩川の強風の統計的特性を調べた。その結果、狩川は、北西および西北西の西寄り、また、南東および東南東の東寄りの両方の強風域であることが判った。西寄りの強風は寒候期に多く、東寄りの強風清川ダシは、4月にピークをもち、3～6月に多かった。強風の気圧配置別頻度を調べた。

また、1965～1973年の農業気象観測網によって、狩川の強風時の庄内平野の流れの状態を調べた。清川ダシの垂直構造を、清川におけるパイロットバルーン観測や、秋田、仙台における高層観測等によって調べた。

以上の観測事実から、庄内平野中部の強風機構について、次のような考察をしている。

(1) 東寄りの強風すなわち清川ダシは、月山、朝日山系の方向から気流が山越えして、庄内平野に流入するときに、風上側および山岳地帯では、高気圧性曲率をもつように、また風下側では、低気圧性曲率をもつように流線が変形され、それに南北に月山と鳥海山の間に連なっている丘陵地帯による気流の堰止めが加わって、月山の北側から庄内平野中部にかけて、流線が混んだ地域を生ずるために生じている。

(2) 西寄りの強風は、月山、朝日山系の風上側における山岳のコーナー効果、すなわち流れの方向に向かって山岳の左側に流線の混んだ領域、すなわち強風域を形成する効果によって生じている。

## 謝 辞

本研究は、気象研究所地方共同研究“東北地方の冷夏の研究”の一環として行われた。製図をして戴いた、山形地方気象台 田宮隆一技官に感謝します。

## 文 献

- Barry, R.G., 1981: Mountain weather and climate, Methuen, London and New York, 87-115.
- Corby, G.C., 1954: The airflow over mountains: A review of the state of current knowledge, Q.J. R. Met. Soc., 80, 491-521.
- Cruette, D., 1976: Experimental study of mountain lee-waves by means of satellite photographs and aircraft measurements, Tellus, 28, 499-523.
- Godske, C.L., T. Bergeron, J. Bjerknes and R.C. Bundgaard, 1957: Dynamic meteorology and weather forecasting, American meteorological society and Carnegie institution of Washington, 407-412, 600-607.
- 小笠原和夫, 1950: 「清川ダシ」発生地の地形的気象的原因, 「清川ダシ」風害調査報告, 仙台管区気象台, 秋田営林局, 山形県, 4-9.
- , 1967: 局地風と防風林, 地理, 12, 73-77.
- 気象庁, 1982: 日本気候表(その2) 地点別月別平年値(1951-1980).
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies, Bull. Am. Met. Soc., 29, 16-26.
- 下田英雄, 大沼 済, 1982: 山形県庄内地方における偏東風“清川ダシ”の実態と水稻に及ぼす影響並びに被害軽減対策, 山形県立農業試験場研究報告, 17, 27-43.
- 竹花峰夫, 1950: 「清川ダシ」観測結果の解析, 「清川ダシ」風害調査報告, 仙台管区気象台, 秋田営林局, 山形県, 10-21.
- 土屋正一, 1970 a: 山形県の風系について, 一平均流線と偏東風(ダシ)について, 昭和45年度秋田, 福島, 山形地区調査研究会資料.
- , 1970 b: 山形県の風系について, 一清川ダシについて, 昭和45年度東北地方調査研究会・日本気象学会東北支部講演会資料, 7-8.