

—発表会要旨①—

平成2年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成2年10月31日（水）

場所：札幌管区气象台 大会議室

1. 大規模場から見た暖候期の北海道の大雨.....	24
前札幌予報課	石原 洋
2. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨機構.....	26
—ドップラーレーダーによる雲内の気流観測—	
北大・理	岩波 越
" "	上田 博
" "	菊地 勝弘
北大・環境研	小泉 直子
北大・理	高橋 暢宏
" "	松浦 馨
3. 中規模雲に伴う降雨の解析.....	28
北大・環境研	若松 英寿
北大・理	播磨屋敏生
4. 1989年台風14号、17号による大雨.....	30
札幌・予報課	四宮 茂晴
小樽測候所	菅原 聡
5. 多結晶の初期氷晶の成因について.....	32
北大・理	菊地 勝弘
" "	原田 素子
6. 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測.....	34
北大・低温研	佐藤 晋介
名大・水圏研	藤吉 康志
北大・低温研	若濱 五郎
北大・理	城岡 竜一
" "	上田 博
7. 札幌の圏界面について.....	36
札幌・高層課	宮内 誠司
8. 北海道における過去70年間の気象の変化について.....	38
北大・低温研	仲山 智子
" "	福田 正己
9. 石狩平野に上陸した渦状擾乱のドップラーレーダー観測.....	40
北大・理	城岡 竜一
" "	上田 博

1 大規模場から見た暖候期の北海道の大雨

石原 洋 (前札幌予報課)

1、はじめに

一般に、日本の天候は北極の極渦の動向や、フィリピン付近の対流活動の強弱、さらにエルニーニョやラニーニャといった現象に左右される。たとえば、冬期にフィリピン付近の対流活動が活発になると、日本に寒気が入りやすくなる。また夏期においては、エルニーニョ年には台風の発生が平年より少なく、梅雨明けが遅れる傾向がある。しかし北海道に話を限定すると、夏期における、熱帯の対流活動と北海道の天候との関係は、本州や九州のそれと比べて、あまり明確ではないと言われている。

そこで、北海道の大雨の現れ方に何か規則性がないかを探り、さらに、大雨と熱帯（インドの南やフィリピンの東）の対流活動の季節内変動との関係を調べてみた。

2、調査方法

ここでいう大雨とは、任意の24時間に道内の1地点以上（気象官署、アメダスなど）で50ミリ以上の雨が降った場合をさす。そして、その雨をもたらしたじょう乱による一連の雨の降り始めから降り終わりまでを「ひと雨」とする。1981年から1989年の4月から10月の間に、道内で発生した、上記大雨を含むひと雨をすべて検索し、それらがどの半旬に発生したか調べた。その際、ひと雨が1つの半旬におさまる時もある、2つの半旬にまたがる時もある。そこでひと雨に2ポイントずつポイントを与え、ひと雨が1つの半旬におさまる場合は、その半旬に2ポイント、2つの半旬にまたがる場合は、各半旬に1ポイントずつつけることにした。図1にポイントのつけ方の例をいくつか挙げる。

○ は「ひと雨」

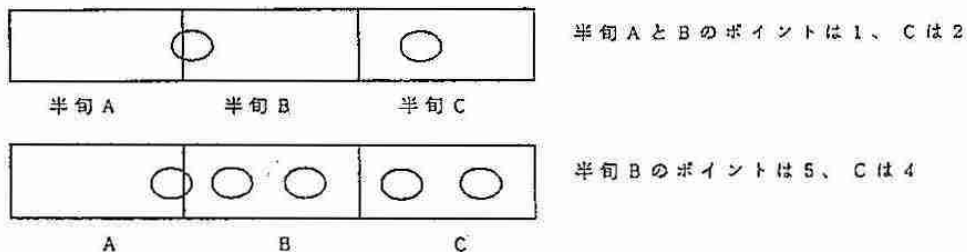


図1

表1に1981年から1989年の4月から10月の各半旬のポイントを示す。表中、4、1や10、6はそれぞれ4月の第1半旬、10月の第6半旬の意味である。また、ポイント3以上の半旬にはハッチをかけた。（○と△の印については後で説明する。）

全387半旬のうちポイント0の半旬が152個、2が115個、3が30個、4が8個、5が2個であった。年ごとにポイントの合計をみると、1981年が最も多く、88年が少ない。半旬別にみると、7月の第3半旬から9月の第5半旬にかけて、ポイントの高い半旬が続いているが、その中で7月の第6半旬のポイントが小さくなっている。また10月の第4半旬は、前後の半旬よりもポイントが高くなっているなど、大雨の発生しやすい半旬と発生しづらい半旬があることがわかる。1981年は4月から10月にかけて、一様に大雨が発生しているが、85年は5月から6月にかけて大雨の発生がなく、また87年から89年の3年間は、他の年に比べて8月に大雨が集中している。

3、北海道の大雨と熱帯の対流活動の季節内変動との関係

一般に熱帯の対流活動を、その活動の度合によって、極小期、増加期、極大期、減少期の4つの段階に分けることができるが、それらと日本付近（おもに東、西日本）の前線活動との間には次のような関係がある。

- ① インドの南（北緯0～1.0度、東経70～90度）の対流活動が減少期または極小期の時、日本付近の前線活動は活発になる。（5月から10月にかけて共通した特徴）
- ② フィリピンの東（北緯1.0～2.0度、東経120～140度）の対流活動が減少期または極小期の時、日本付近の前線活動は活発になる。（7、8月だけの特徴で、5、6、9、10月には明瞭な関係はない）

今回は②の領域についての結果だけを載せた。ポイントの高い半旬（ポイント3以上）に注目する。表1より5月から10月までで、そのような半旬は全部で39個あることがわかる。このうち②の条件の時に発生したものは表1で、○または△をつけた半旬である。ここで○と△の違いを説明する。図2は南緯30度～北緯40度、東経120～140度の範囲における、1989年6月から9月までの対流活動の強さを表しており、ハッチ部分が対流活動の強い部分である。ここで注目するのは北緯10～20度の領域（図中、点線で囲まれた領域）で、大雨の発生した半旬を縦線で示した。なお横軸の数字は半旬番号である。7月の第3半旬（第39半旬）の大雨は、対流活動の極小期に発生しているのので○印だが、8月の第5半旬（第47半旬）の大雨は極大期に発生しているのので、上の条件②に当てはまらない。また、8月の第4半旬、第7半旬の大雨は、大きな目でみると極小期だが、細かくみると増加期、あるいは極大期ともとれるので△印とした。

表1をみると、7月と8月のポイント3以上の半旬22個のうち、○または△をついた半旬（②の条件の時の半旬）は14個で、比率は64%であった。これは条件①の時もほぼ同じ比率である（図略）。また、7月と8月で①と②の両方の条件を満たさなかった半旬は、81年8月の第5半旬と88年8月の第2半旬の2つだけであった。このことから、北海道の大雨は、インドの南やフィリピンの東などの熱帯の対流活動と、何らかの関係があると考えられる。

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	計
4.1			2	1	2					5
2	1	1		1					2	5
3	1	2								3
4	1	1				1		2	2	7
5	1		2		2					8
6	1		2			2		2		7
5.1	1			1		2	2			6
2			2	1						3
3	2					1		2	2	7
4		1	2			1	2			6
5	1	1				1				3
6	2	2								7
6.1								1		4
2	2		3	2				2	2	11
3	2		2	2				1		7
4			1	1		1			2	5
5	2		1	1		1				5
6	1	2	1	2					3	9
7.1	2		1	2	2	2	1		1	11
2	2		1				3	1	1	8
3	1	2	2	2	3	2	2	1	3	18
4	2	2	1	2	3	2	2	2	1	17
5	2	2	3	2	2	2			1	17
6	2	2	2	1						7
8.1	1	4	2	2			2	2	2	19
2	3			1		2	3		1	14
3	2	1	2	1	2	2	2	1	2	15
4	1	1	1		2	2	1	2	2	13
5	2	2	3	1		2	1	1	3	16
6		3		1	4		4	3	2	17
7	2	1	2		Δ	1	Δ	1	Δ	18
9.1	2	2	3		1	1	1		1	11
2	2	3	2	2	1	2	1			16
3	2	1	1	2	2	1		1	1	11
4			2	2	2	5	2	2	3	18
5	2	2			2	2	2		2	17
6	2		2	2	2			2	2	13
10.1			2	2	3			1	2	10
2	2		2		2			1		7
3	2			4	1	1	1		1	10
4	2	2	2	2	1	2	3		3	18
5	1	2		2	3	1	2	1		12
6								1		1
計	65	42	56	48	48	48	42	40	52	442

表1 1981年から1989年の4月から10月までの各半旬のポイント。ハッチはポイント3以上。○や△の印は、フィリピン東の対流活動が減少期や極小期だった時を示す。

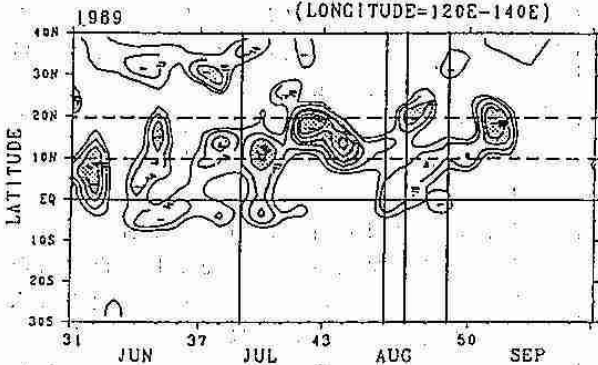


図2 南緯30度～北緯40度、東経120～140度の範囲における、1989年6～9月の対流活動の強さの時間変化（ハッチ部分が対流活発）。破線で囲まれた部分が注目する範囲で、縦線はポイント3以上の半旬。横軸の数字は半旬番号。

2 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨機構 —ドップラーレーダーによる雲内の気流観測—

岩波 越・上田 博・菊地 勝弘 (北大・理)・小泉 直子 (北大・環境研)
高橋 暢宏・松浦 馨 (北大・理)

<はじめに> 北海道南西部の苫小牧から白老・登別にかけてのオロフレ山系南東斜面は、道内では他に例をみない多雨地域で、日雨量 100 mm を越す大雨も年間 4、5 回発生する。自記雨量計・風向風速計・微気圧計・気象レーダーを設置して行った 1985・86 年の観測結果については、これまで報告を続けてきた。今回は、1989 年夏に孤立峰である羊蹄山周辺の降雨機構を探ることを主目的として行ったドップラーレーダー観測のデータを用いて、1985・86 年には情報が得られなかったオロフレ山系南東斜面上空の降水雲内の気流について報告する。

<観測・解析方法> 観測は、北大理学部ドップラーレーダーをオロフレ山系西側の洞爺湖西岸に設置して、1989 年 8 月下旬から 9 月上旬にかけて行った。解析は、VAD 法、2 仰角の PPI データを用いた VVP 法 (Velocity Volume Processing Method; Waldteufel and Corbin, 1979; Koscielny et al., 1982) と、2 次元性を仮定して RHI データから鉛直面内の気流を計算する方法を用いた。VVP 法の analysis volume は仰角差 1~2°、方位角差 30°、レンジ差 15km で囲まれる領域とした。この方法は、2 仰角の速度データから多変量回帰問題を解いて analysis volume 内の風や発散量を求めるものである。解析対象として、南東斜面上空を降水雲が広くおおい、下層風向が異なる 3 事例を選んだ。

<結果> 8 月 27~28 日の降雨は、レーダーサイトの東を通過した台風 17 号に伴うもので、オロフレ山系南東斜面のカルルスで、193mm の降雨を記録した。観測域の地形および総降雨量分布は図 1 に示したとおりである。図 2 に仰角 3.0° と 4.0° のデータを使って VVP 法によって求めた水平風の分布を示す。異なる 2 仰角のデータを用いているので、この分布はレーダーサイトに近い点ほど高度が低く、つまり鉛直シアの影響を含んでおり、比較のため図の左下に VAD 法によって求めたレーダーサイト上空の水平風 (平均風と考える) を高度 (km) とともに示した。下層 3.0km までは東南東から南南東、上空は南の風で風速は大きい。この VAD 法の結果と比較すると、水平風が南東に張り出した尾根 R0・R1・R2 の間に集まっていることがわかる。反射強度を重ねると (右図)、尾根 R1・R2 の間では地形の影響によると考えられる気流の収束によってエコーが強められている。

次に、9 月 3~4 日の降雨は前線を伴う低気圧によるもので、南東斜面の森野の総降雨量は 140mm だった。図 2 と同様の水平風分布を図 3 に示す。VAD 法による平均風は下層 1.5km まで東南東から南、上空は南南西の風であった。この事例でも地形の影響と考えられる水平風の変化が尾根 R1・R2 の間に認められる。

山系と同じ走向を持つ活発なバンド状エコーが南東斜面上を通過した時の、バンドに直交する RHI の反射強度と、2 次元性を仮定して求めた気流を図 4 に示す。下層 3.0km 以下の海側からの強い流入、尾根付近の最大 4.0m/s の上昇流、上空の逆向きの流れで特徴づけられる循環がとらえられた。上昇流域と反射強度の強い部分はよく一致しており、海上から水蒸気や雲水が供給され、地形性上昇も加わって降水雲が発達したものと考えられる。

最後に、9 月 6 日の降雨は日本付近が大きな気圧の谷の中に入った時に発生し、南東斜面での降雨量は 3~6mm と少なかった。図 5 に水平風の分布を示す。平均風は高度 2.0km のシアをはさんで、下層では南よりで弱く、上空は西北西から南西の風であった。分布は前の 2 例と異なり、VAD 法による平均風に近く、地形の影響はあまり見られない。

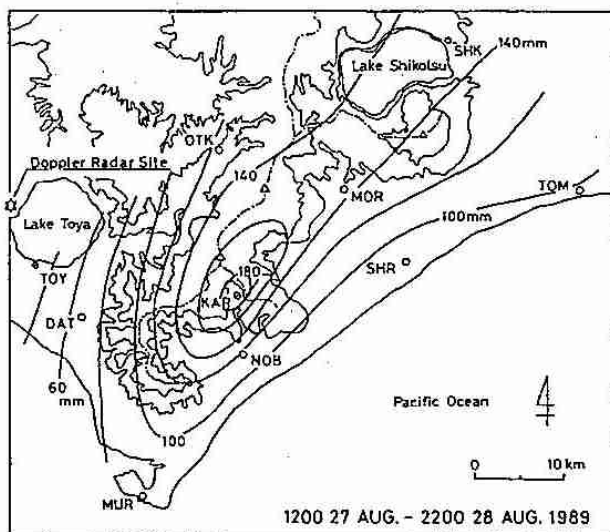
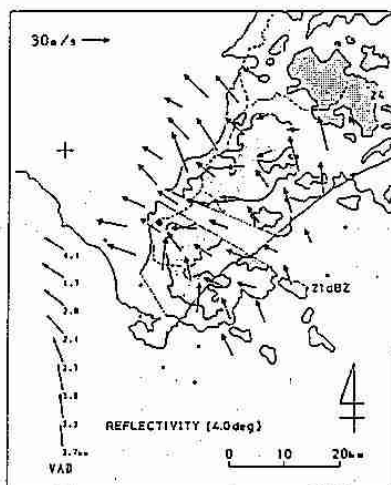
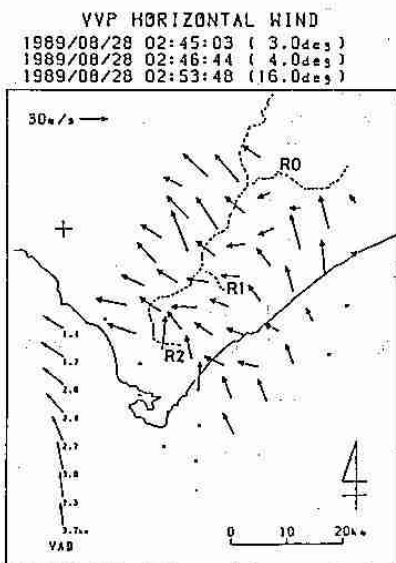
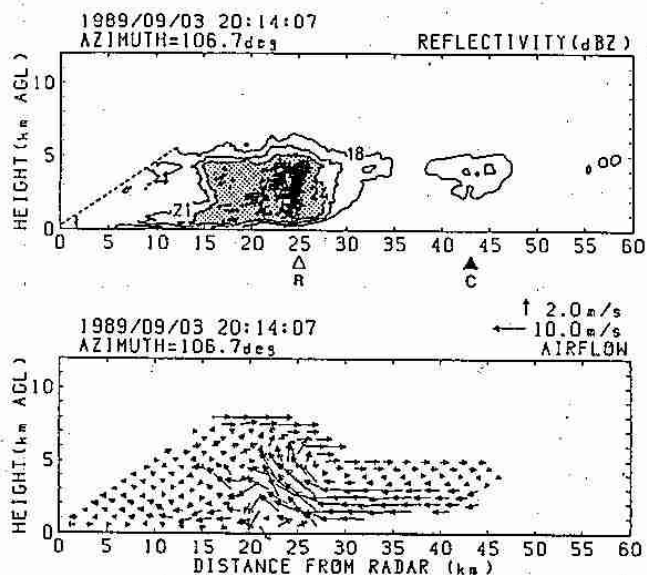
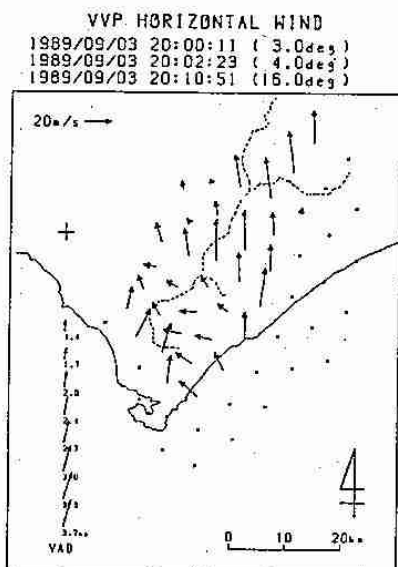


図 1 総降雨量分布。○は気象官署もしくは



← 図2 (左) VVP法による水平風分布と (右) 反射強度を重ねたもの。



↓ 図4 (上) RHI 反射強度と (下) 気流。△と▲はそれぞれ尾根と海岸の位置。

図3

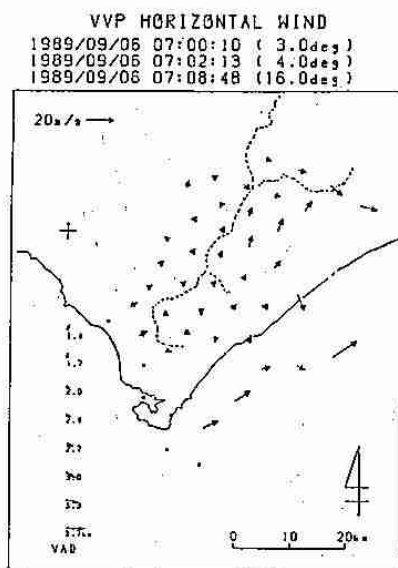


図5

それぞれの事例について、仰角 4.0°と 6.0°、6.0°と 8.0°、8.0°と 9.9°のデータを使ってさらに高い高度の水平風分布を求めたところ、地形の影響は現れず、比較的的平均風に近いそろった分布がえられた。

<まとめ> オロフレ山系を対象としたドップラーレーダー観測を初めて行い、VAD法・VVP法などから降水雲内の気流を調べた。利用した生データの質などに関する問題はあるが、1台のドップラーレーダーで風の間を求めるために、VVP法は有効な手段と思われる。

風向が東南東から南の場合、下層の水平風は南東にはりだした尾根の影響で曲げられて収束し、降水雲の発達に寄与していた。この地形による効果は高度 3 km程度までに限られ、一方、下層風が弱く、西成分が大きい場合には地形の影響は見られなかった。また、2次元性を仮定して求めたバンド状エコーの鉛直断面内の気流の循環で、反射強度の分布が説明できた。

3 中規模雲に伴う降雨の解析

若松 英寿 (北大・環境研)

播磨屋敏生 (北大・理)

1. はしがき

北海道全域、特に道央地方を中心として発生した1981年8月3～6日の集中豪雨について、雲群の構造に注目し、アメダスの降雨量データを用いて解析を行った。この大雨は前半は前線、後半は台風に伴ってもたらされたものである。今回はこの雲群に伴う降雨を詳しく調べるために、3時間降雨量と20分間降雨量についての $\Delta R(t)$ 解析を行い、降水クラスターの空間的特徴と移動を内部の降水セルとの関係で詳しく見ていくことにする。

2. 結果

4日の降雨量分布によると、100mm以上の強い降雨は、道央付近を中心として南西から北東の方向にのびて存在していた。その多降雨量域内にある観測点の降雨量の時系列をみると、対応する降雨の強いピークが北の地域ほど時刻が遅れることがわかった。その降雨の強い部分の動態を調べるために次のような解析を行った。

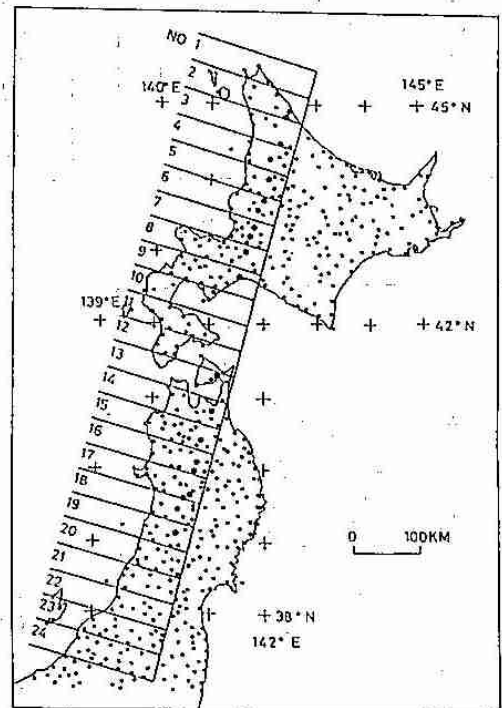
解析に使用したアメダスの観測点とエリアを第1図に示す。そのエリア毎について、地形の影響による降雨を取り除くのに有効な $\Delta R(t)$ 解析を行った。 $\Delta R(t)$ の定義式は以下の通りである。

$$\Delta R(t) = 2R(t) - \{R(t-a) + R(t+a)\}$$

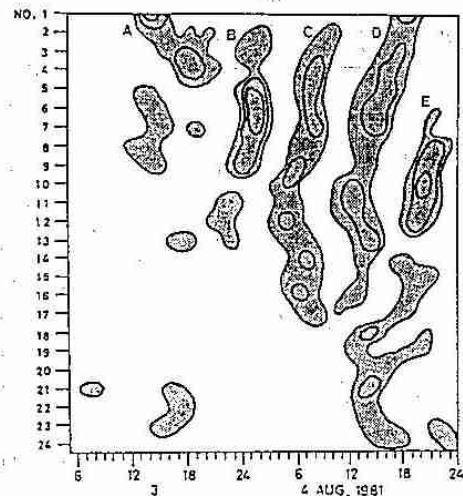
その解析結果が第2図である。この図によると、時間の経過とともに5つの $\Delta R(t)$ の値が正の領域が現れた。これらを降水クラスターと定義し、それぞれにA、B、C、D、Eと名をつけた。Aを除いた4つの降水クラスターは、エリアナンバー10以北の北海道地方に限ってみると、時間の経過とともに北北東の方向に移動していることがわかる。

それらの降水クラスターがもたらした降雨量の時系列を見ると、エリアナンバー7の岩見沢を含む領域、つまり道央付近を中心として強い降雨量のピークが認められた。すなわち、降水クラスターは徐々に北東の方向に移動してきて、同じ地域つまり道央地方にさしかかった時に最盛期を迎え、多量の降雨をもたらしたことがわかった。

降水クラスター内部のより小さいスケールの構造を見るために、20分間降雨量の $\Delta R(t)$ 解析を行った。まず最初に第1図の黒丸の観測点を使用した結果が第3図である。線で囲まれた領域が $\Delta R(t)$ の値が正の領域である。この正の領域を降水セルと定義する。時間は4日の12時から19時までであり、おもに北海道では降水クラスターDが存在していた時間帯である。この図から見られる特徴は、どの時刻においても数多くの降水セルが同時に存在しており、そのどれもが時間の経



第1図 解析に使用したアメダスの観測点とエリア。



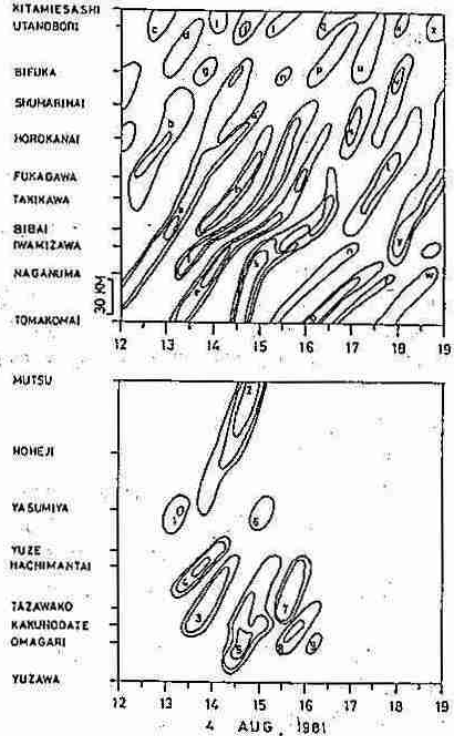
第2図 3時間降雨量をもとに $\Delta R(t)$ 解析で求められた降水クラスター。

過とともに北北東に移動していることである。また新しい降水セルは既存の降水セルの背後に発生する傾向にあり、次々に入れ替わっていることである。次に降水クラスターと降水セルの関係を水平分布で見つめる。第4図において降水クラスターDは13時30分のものであり、青森県北部から道央地方にかけてライン状の形で南南西から北北東に伸びて存在している。そしてこの降水クラスターDの内部に降水セルe、a、cが存在している。そしてこの降水セルは時間の経過と共に北東の方向にその位置を変えている事がわかる。

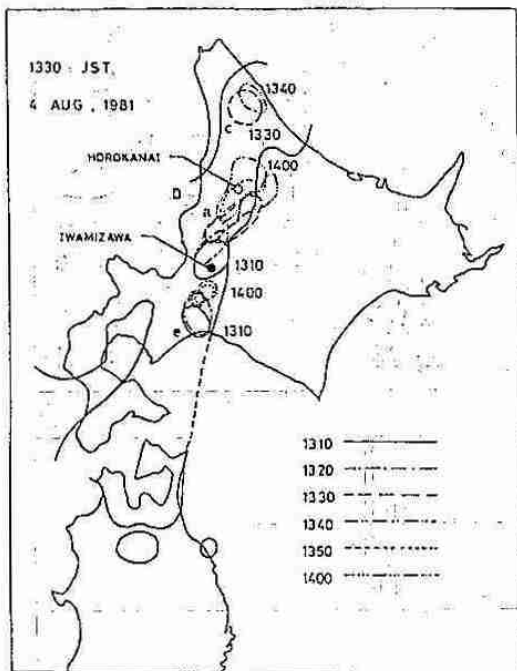
次に各々の降水セルによる降雨量と降水クラスターによる降雨量の関係を見たのが第5図である。これを見ると寿命が長くかつ多重の降雨をもたらした降水セルの多くは道央地方に集中しており、ピークも降水クラスターによる降雨がピークであった長沼から滝川といった領域に集中していた。

3. まとめ

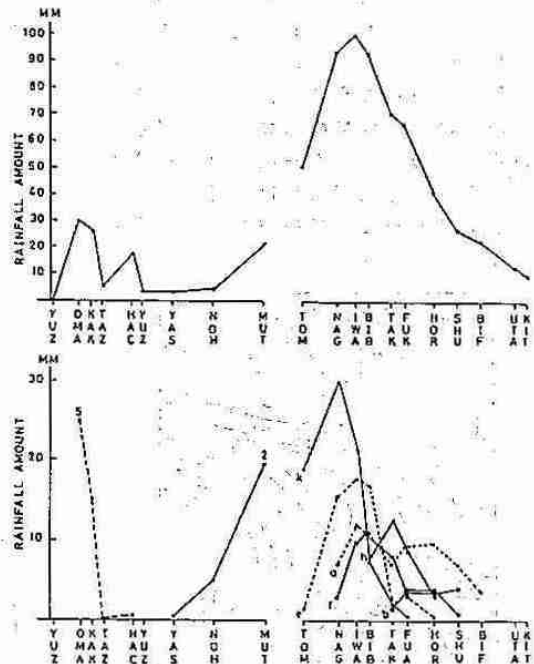
降水クラスターは前線に伴う雲群に対応していて、合計5個存在していた。そしてそれらは時間の経過とともに前線に沿った方向に南南西から北北東の方向に移動して行き、岩見沢を中心とした道央付近で最盛期に達して多重の降雨をもたらした。降水クラスター内部には、降水セルが多数存在しており、それらが活発に入れ替わりながら降水クラスターを維持していた。この降水クラスターを構成する降水セルは道央付近に達したときにおもに最盛期に達したために、降水クラスターもそこで最盛期に達したように見えた。このように、発達した積乱雲の特定地域通過に原因する豪雨についての形成過程が明らかになった。



第3図 20分間降雨量をもとに $\Delta R(t)$ 解析で求められた降水セル。



第4図 降水クラスターと降水セルの合成図。



第5図 降水クラスターDによる総降雨量(上図)と降水クラスターDの内部に存在する降水セルによる総降雨量(下図)。

4 1989年台風14号、17号による大雨

四宮 茂晴 (札幌・予報課)

菅原 聡 (小樽測候所)

1. はじめに

北海道に直接影響を及ぼす台風は数少ないが、昨年の8月は台風14号と17号が北海道に近づき、太平洋側東部に局地的な大雨をもたらせた。この時の事例解析を行ったので報告する。

2. 台風の経路

台風14号は、8月15日から17日にかけて、停滞前線を押し上げるような形で本州の東海上を北上。16日21時に根室半島をかすめ、17日06時にオホーツク海で温帯低気圧となった。一方、台風17号は、8月27日から28日にかけて、日本列島を縦断しながら北東進。28日08時に函館付近に上陸した後、16時頃には苫小牧付近に再上陸。その後オホーツク海に抜けて温帯低気圧に変わった(図1)。

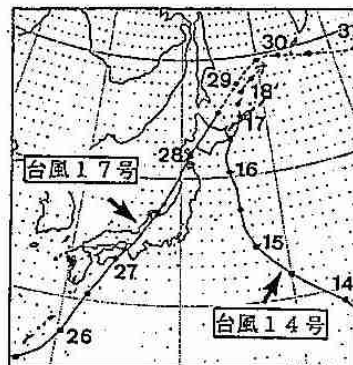


図1 台風経路図

3. 解析

(1) 台風14号

図4を見てみると、16日03時から南東風による暖湿気移流が始まり、850~650mb付近にかけ対流不安定となり、先行する弱い降水が始まった。その後、09時にかけて低相当温位の気塊が入り不安定層が薄くなり、降雨は小康状態となった。16日09時から15時にかけて温位傾度が強まり、地上天気図に見られる停滞前線の通過を示している。その後、15時を中心にして340~345°Kという高相当温位の熱帯気団が入り込んでいる。ちょうどこの頃を中心にして大雨となっており、観測レーダーの時系列(図6)を見て分かるように、停滞前線系の降水の後に、強度Mのエコーが通過している。このクラスターは台風の中心近くにあり、地表面における風の水平収束をトリガーとして発達した積乱雲であると考えられる。

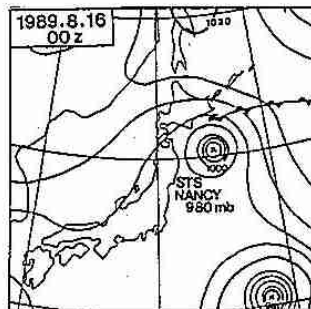


図2 地上天気図

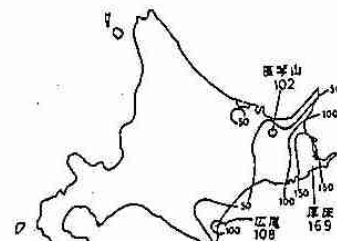


図3 総雨量図
8/15・22h~8/17・24h

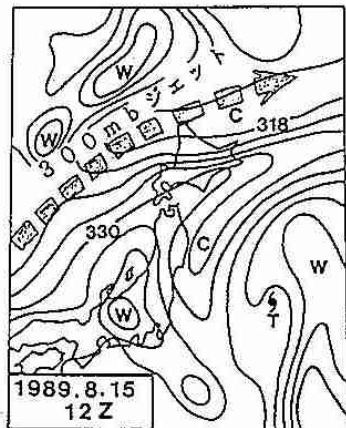


図5 850mb相当温位

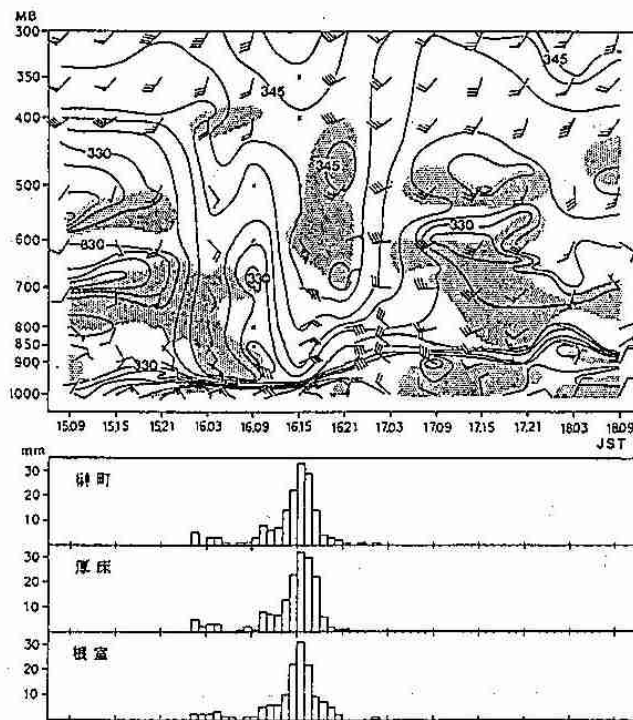


図4 根室の相当温位時間断面図と1時間雨量
ハッチ部分は $\omega\theta_e/aP > 0$

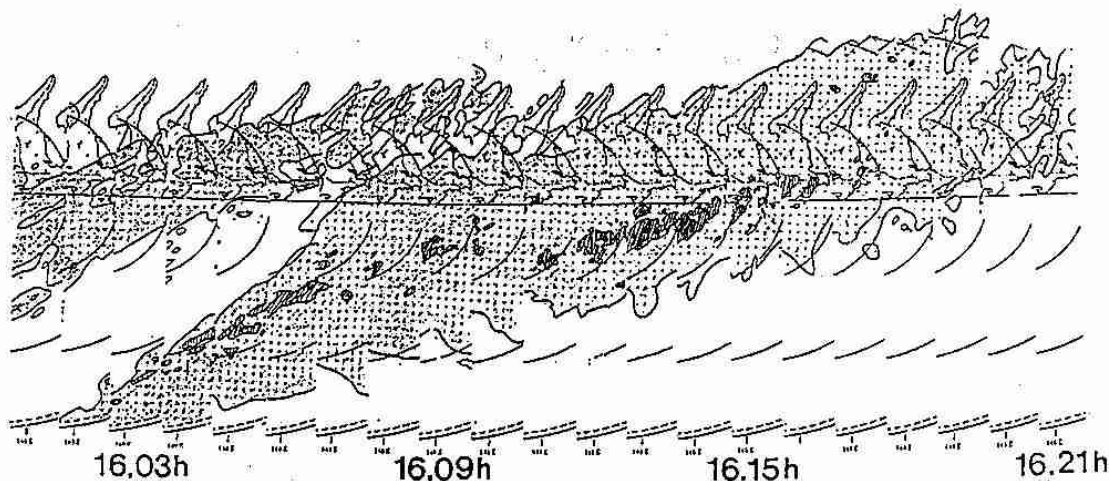


図6 釧路レーダー時系列 (斜線部は強度Moderato)

(2) 台風17号

札幌・根室間の850mb相当温位の東西時間断面図と、主だった地点の毎時降水量を図9に示す。また降水量の多かった広尾に注目するため、広尾の850mbの風を札幌と根室の風を内挿したものと想定し図中に示した。

これを見ると雨の最盛期は28日07時前後となっており、この頃は32.4°Kの相当温位の移流が見られる。なお相当温位が一番高かったのは28日09時前後である。

風系では東成分が入っている期間を矢印で示したが、雨の降り始めとの対応は良くないが、降り終わりは東成分がなくなった時とほぼ一致している。

また、この台風は14号と較べると相当温位は全体的に2.0°K程低く、かなり温低化が進んでいた。

これらのことから今回の広尾方面の大雨は、熱帯気団の移流によるものというよりは温暖前線による雨に近かったといえ、このような時には下層風が東成分を持つ間にある程度の暖気移流があれば、西側に控える日高山脈の地形効果が大きく働きまとまった雨になると考えられる。

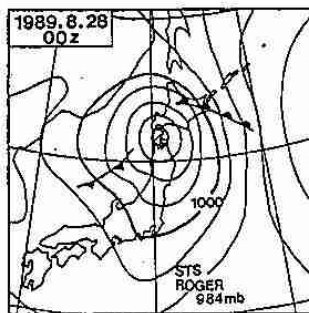


図7 地上天気図



図8 総雨量図
8/27・12h~8/28・24h

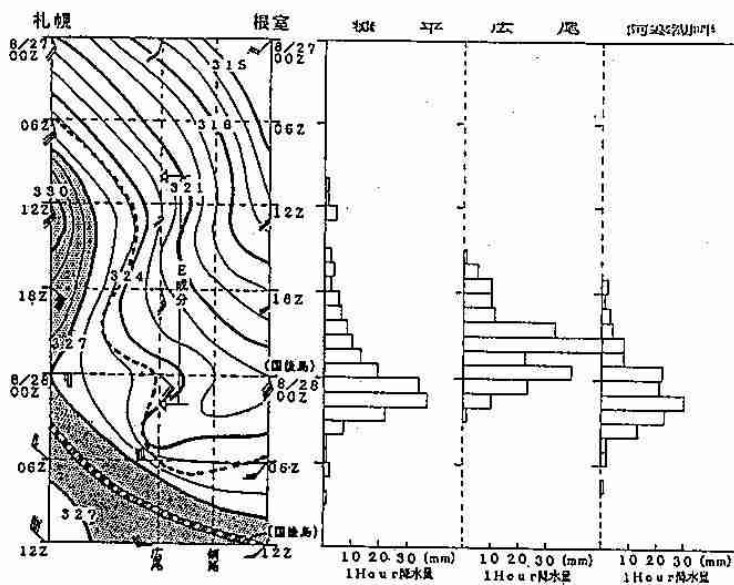


図9 札幌・根室間の東西時間断面図と1時間雨量

4. まとめ

台風による太平洋側東部の大雨の機構として、2つのパターンが認識された。

1. 熱帯気団中に生じた活発なCbクラスターが通過した地点で大雨となるもの。
2. 温帯低気圧による大雨のように下層暖湿気移流に地形効果が加わり局地的な大雨となるもの。

5 多結晶の初期氷晶の成因について

菊地 勝弘・原田 素子 (北大・理)

1. はじめに

主として単結晶の雪の成長条件については、中谷 (1954) による研究以来、様々な実験と観測が行われてきた。それらの結果は、中谷の $Ta-s$ ダイアグラムや、小林の $Ta-4\rho$ ダイアグラムとしてまとめられている。

これとは別に、菊地は、主に極域において、「御幣型」などのいわゆる低温型雪結晶を数多く報告し、また実験的にも成長させることに成功している。それらの成因は、通常が多結晶雪と同様に、立方晶構造モデルにより説明されている。

一方、 -2.5°C 以下の低温領域においては、多結晶の初期氷晶も観測されているが、これまでに報告された例は非常に少ない。これらの成因を知ることは多結晶雪の成長機構を研究する上でも重要なので、観測例をもとに考察を行なった。

2. 観測及び考察

図1,2はカナダ北極圏ノースウエスト準州イヌビック ($68^{\circ}22' \text{N}$, $133^{\circ}42' \text{W}$) で1985年12月から1986年1月にかけて観測された、板状に成長した多結晶の初期氷晶である。

放射樹枝や交差角板に代表される多結晶雪は、過冷却雲粒の凍結によって生じると考えられている。過冷却度が大きい場合には、凍結の核生成の際に通常の六方晶氷 I_h よりも立方晶の氷 I_c が生じる方がエネルギー的に有利である。氷 I_c の核が平衡形をとると仮定すると、 $\{111\}$ 面で囲まれた正八面体となる。この面と氷 I_h の $\{0001\}$ 面とは結晶学的に同等なので、氷 I_h が各面に連続して成長することができる。このようにしてできた多結晶氷の各要素は a 軸を共有し、 c 軸は 109.5° (70.5°) の角度をなすことが分っている。

この研究ではまず、これまでに観測されたいくつかの多結晶の初期氷晶の形態を分類し、それらの成因について考察した。

氷 I_h の成長には8つの可能な方向がある。その組み合わせにより、板状成長する場合には、例えば図3のような形の多結晶の初期氷晶が考えられる。図1はこのうちの (k) に対応し、図2は (b) に対応するものである。観測時の地上気温は、 -1.5°C から -4.0°C の範囲である。

これまでの極域で得られた写真から、このような形の多結晶の初期氷晶を選びだして分類した。(表1) 全体的な傾向として、結晶軸数が2のものが多い。これは、過冷却水滴の凍結実験や、天然の多結晶雪での観測結果と一致している。

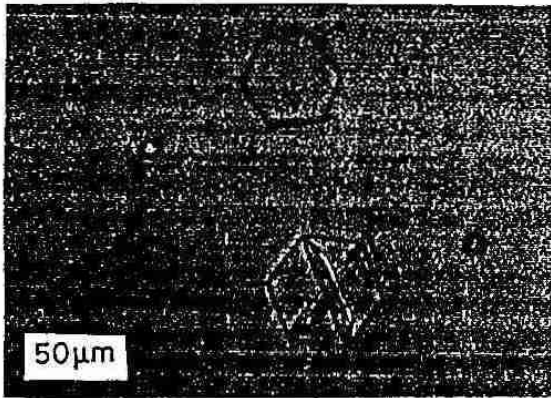


図 1

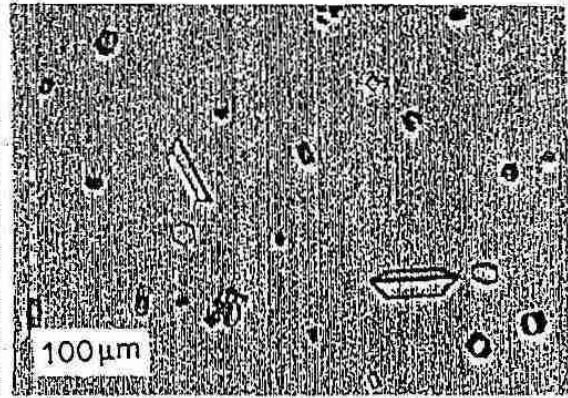


図 2

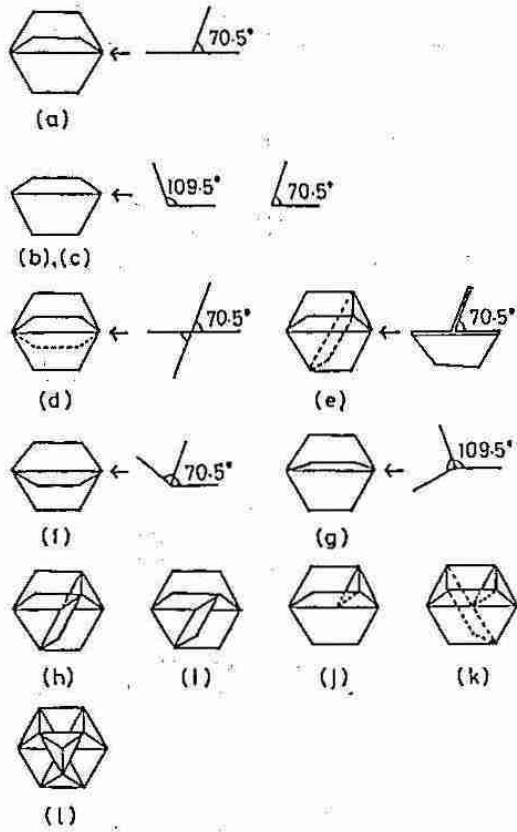


図 3

Type	G	I	S. P.	Total
a	5	24	2	31
b, c	6	26	4	36
d	3	2	1	6
e	0	1	0	1
f, g	1	7	0	8
h	0	4	2	6
i	3	5	3	11
j	0	3	1	4
k	0	2	0	2
l	0	1	1	2
other shapes	4	11	6	21
Total	22	86	20	128

G : Godhavn (Greenland)
 I : Inuvik (Arctic Canada)
 S. P. : South Pole (Antarctica)

表 1

6 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測

佐藤 晋介 (北大・低温研) ・藤吉 康志 (名大・水圏研)
 若濱 五郎 (北大・低温研)
 城岡 竜一・上田 博 (北大・理)

1. はじめに

局地的大雲をもたらす北海道西岸帯状収束雲の力学的構造は、これまで主に1台のドップラーレーダーの観測によって研究されてきた。しかし、1台のドップラーレーダーからは、速度の成分(レーダーに向かう方向)の情報しか得られない。その為、これまでの研究では、時間的定常性や空間的一様性を仮定した上で、ある1つの断面(例えば時間高度断面)内の気流系を推定することしかできなかった。このような無理な仮定を用いることなく、また3次元的な速度場を得る為には、2台のドップラーレーダーをある間隔を置いて配置し、同一目標物に対する各ドップラー速度を観測すればよい。本研究の目的は、このような2台のドップラーレーダーの観測から、帯状収束雲の3次元気流系を明らかにし、その力学的構造を解明することである。

2. 気象衛星から見た帯状収束雲

1990年1月23日、冬型の気圧配置の下、気象衛星「ひまわり」の可視画像(第1図)に見られるような、北海道西岸帯状収束雲が発生し、その南端が石狩湾に侵入した。この収束雲は、明瞭な渦を伴うタイプではなく、ほぼ南北にまっすぐ伸びている。収束雲の西側には北西季節風に平行な筋状雲(Lモードの雲)があり、東側は晴天域となっている。

3. 2台のドップラーレーダーによる解析結果

第2図に、2台のドップラーレーダーの配置と解析可能範囲を示す。解析可能範囲は、2つのレーダーと目標物のなす角度が 15° 以上になる領域とした。また、解析方法については、石原(1986)に準じた(注)。

第3図に、11時09分からのシリーズから得た各高度毎のレーダー反射強度と水平風を示す。まず反射強度をみると、発達した収束雲に対応する35dBZ以上の強エコー域が、海上では南北に、上陸後は手稲山麓(斜線で示した南西部の地形)に沿って南東方向に伸びている。水平風の最大の特徴は、高度0kmに、風の不連続線(図中の太い実線)があることである。これは、西側の北西季節風と東側の陸風(弱い東風)の間でできた陸風前線であり、その厚さは0.5km程度であることが分かる。また陸風前線の形は、収束雲エコーの形とよく一致しており、その付近は明らかに水平収束の場、すなわち上昇流域になっている。この陸風前線の西側には、北西季節風の方向に伸びたLモードエコーが見られる。

次に、高度1.0km以上の風向を見ると、全体的には風はエコーの走向にほぼ沿って吹いているが、地形の影響を受けていない海上の収束雲エコーでは、高度が増すにつれて風向が北寄りに変化していることが分かる。最後に、手稲山麓に沿って南東に伸びる強エコー域では、地上付近を除いた全ての高度で強い北西風が卓越し、特に高度1.5km以下では風速が海上よりも大きくなっていることが特徴的である。

4. まとめ・考察

2台のドップラーレーダーの観測から、帯状収束雲の風の場を求めた。それによると、帯状収束雲は陸風前線上でもっとも発達し、特にLモードエコーと合流した地点では、エコー頂の高い発達したセルが見られた。また、手稲山麓に沿って強風が観測されたのは、地形によって気流が収れんされた為と考えられる。

陸風が存在しない高度1.0km付近では、風向はほぼLモードエコーの走向と一致する北西風であるが、それ以上の高度になると、海上では収束雲の走向に沿った北風、手稲山系近辺では、エコーの伸びる南東方向に向かう風が卓越する。

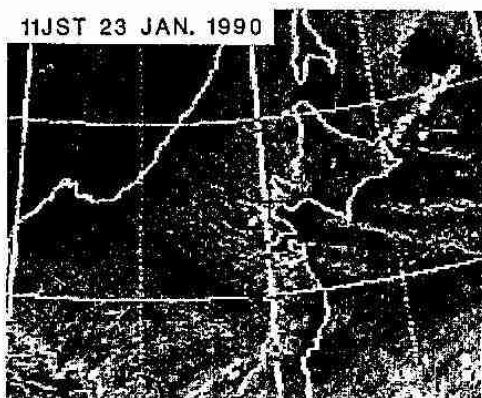
これらの観測結果から、ごく下層では、陸風前線や手稲山系による地形効果が収束雲の発達に重要な役割を果たしているが、それとは別に上層(雲頂高度以下)では、収束雲の持つ独自の風系(収束雲の走向に沿った風)が存在すると考えられる。

文献

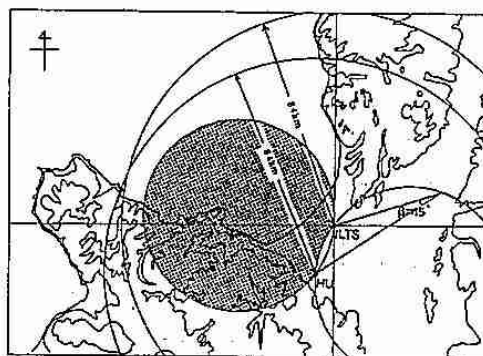
- 石原正仁, 1986: 2台のドップラーレーダを用いた観測と解析, 気象研究所技術報告, 19, 59-69.
 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎, 1988: 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測(1)
 - 温帯前線型 -, 天気, 35, 427-439.
 Tsuboki, I., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989: Doppler Radar Observation of Convergence Band Cloud Formed on the West Coast of Hokkaido Island. - Cold Frontal Type -. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 985-999.

(注)

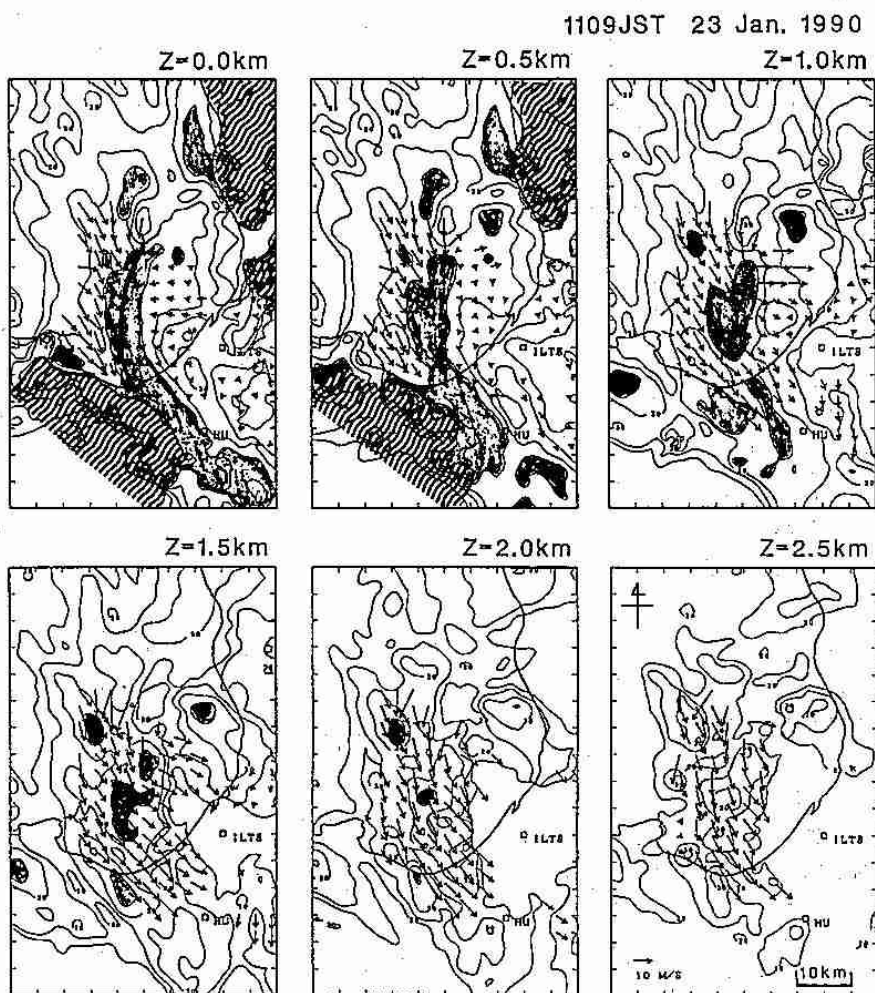
- ・座標変換は $1 \times 1 \times 0.5 \text{ km}$ (最下層は $1 \times 1 \times 0.25 \text{ km}$) の直方体内に含まれる極座標データを平均化することによって行った。
 ・系(エコー全体)の移動速度は、東南東に 4.2 m/s で Gal-Chen(1982)の方法に従って移動補正をした。
 ・境界条件は高度 0 km で鉛直流 0 m/s とし、各高度の水平収束を下層から上層に積分することによって鉛直流を計算した。
 ・図に示した反射強度は低温研レーダーから得た値である。



第1図 気象衛星「ひまわり」の可視画像。



第2図 2台のドップラーレーダーの配置と解析可能範囲。



第3図 各高度 (Z) における反射強度 (等値線) と水平風 (矢印)。矢印の長さは風速を表す。反射強度は 20dBZ から 5dBZ 毎、35dBZ 以上の領域に影を付ける。また、斜線部は地形を示す。

7 札幌の圏界面について

宮内 誠司 (札幌・高層課)

1. はじめに

圏界面(対流圏界面)は、対流圏と成層圏の境界面である。対流圏の寒帯・中緯度・熱帯気団(子午面循環の三細胞)の上に対応して、寒帯(POLAR)・中緯度(MIDDLE)・熱帯(TROPICAL)圏界面と命名されている。それぞれの境界は不連続であることが多く、この不連続部付近にはJp(寒帯ジェット)・Js(亜熱帯ジェット)が存在する。日本のような中緯度の上空では、これら三種類の圏界面が観測される。

圏界面はラジオゾンデ観測で得られる状態曲線から、国際的な基準に基づいて決定されている。1観測で2つ以上の圏界面が選ばれていることがあるが、最下層のものから順に第一圏界面・第二圏界面……と呼び、国際気象通報式で通報されている。しかしこれらの統計は行われておらず、調査例も少ないのが現状である。今回は札幌の1989年の第一圏界面(以下圏界面と略す)について調査を行った。

2. 資料と処理

圏界面の資料は、1989年の AEROLOGICAL DATA OF JAPAN の札幌09時のデータを用いた。今回の調査では、三細胞に対応する圏界面の種類を分類し、その幾つかの特徴について調べた。圏界面の判別法は様々考えられるが、高度や温位などの単一量では分類が困難なので、幾つかのファクターを組み合わせる必要がある。ここでは札幌の状態曲線からの経験的な分類(杉本・小野(1960)による)と250mb・500mb気温の月平均偏差・南北断面図等を利用して判別した。

また圏界面は、オゾンの鉛直分布に起因する放射平衡によって決まる(真鍋・メラー、1961)面であるため、オゾン量との関連が深い。オゾン量との関連を調べるために、札幌のオゾン全量観測資料(09時に近いDS・ZB観測を優先する)を使用した。

3. 圏界面の温位と高度

日々の圏界面は、三細胞循環の季節変動や傾圧不安定波の位相に対応して、寒帯・中緯度・熱帯の三つの型が出現する。定性的な特徴としては、寒帯圏界面は高度・温位が低く気温が高い。熱帯圏界面は高度・温位が高く気温が低い。中緯度圏界面は両者の中間である。また、寒帯圏界面は下部成層圏に暖域(Warm Sector)が存在することが多い。同じ型の圏界面でも高度・気温の変動が大きい、温位の変動も大きく、断熱的に変化しているとは言えない。

1989年札幌の09時の圏界面の温位と高度の関係を型別に示した(図1)。相関係数は寒帯圏界面で0.85、中緯度圏界面で0.92、熱帯圏界面で0.86と、特に中緯度圏界面の相関が良く、直線性が高い。寒帯・中緯度圏界面と熱帯圏界面とでは回帰直線の傾きに差がある——熱帯圏界面付近では鉛直温位傾度が大い——のがわかる。

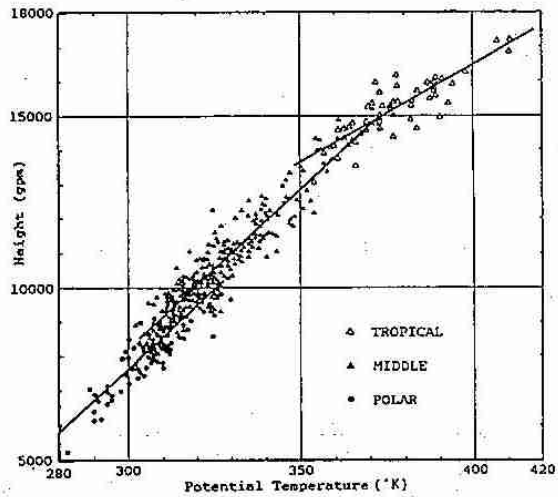


図1. 札幌上空の第一圏界面の温位-高度散布図。(圏界面の型別、1989年09時)

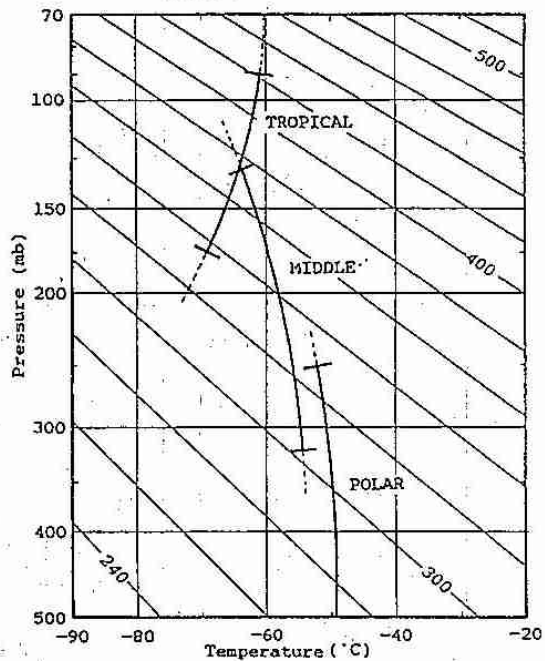


図2. エマグラム上の第一圏界面グイヤグラム。(1989年09時) 斜線は等温位線を示す。

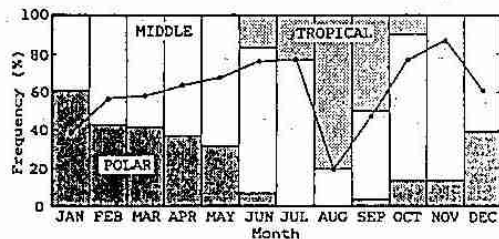


図3. 各月の圏界面型の出現頻度。中央折れ線は中緯度圏界面の出現頻度を示す。

これらの回帰式と測高公式を連立させることにより、圏界面の気圧と気温の関係式が得られる。これをエマグラム上に表現したのが図2である。この図は1989年の札幌の圏界面の概要を示しているが、長期間の資料を元に作成すれば、圏界面分類の参考となる。なお、図3には各圏界面の月別出現頻度を示した。

4. オゾン全量との関連

圏界面高度の日々の変動がオゾン全量と良い相関を示すことは、これまで多くの研究者によって示されてきた。これは成層圏のオゾン層の存在、すなわち圏界面から上層でオゾン濃度が急激に増加することによる。岩崎(1981)は、圏界面の上昇によって高濃度域が上方に押し上げられ鉛直割分値であるオゾン全量が減少すると述べている。

1989年について、月毎に毎日9時の圏界面気圧とオゾン全量との相関を調べたところ、図4のようになった。図中の破線は5%有意水準で、3・11・12月は有意な相関がない。散布の例(3・7月)を図5に示すが、3月の相関を悪くしているのは寒帯圏界面のデータの様である。7月の散布図では、熱帯圏界面の散布範囲が狭く、直線性は中緯度圏界面に依存していることがわかる(図には示していないが、8月の散布図でこの傾向は明瞭である)。このため圏界面の型別に相関を調べてみた。中緯度・寒帯圏界面については前半と後半に分けている。結果は図6に示す通り、中緯度圏界面以外は有意な相関がないことがわかった(ただし同時に中緯度圏界面の相関係数も低下しているので、時間的な分け方については考慮する余地がある)。岩崎(1981)は、オゾンの鉛直輸送について寒帯圏界面と熱帯圏界面にはさまれた領域が重要な役割を果たすとしているが、これを示唆する結果と言えよう。

ところで、両者の回帰直線の傾きは対流圏と成層圏の平均的なオゾン混合比の差についての情報を与える。傾きの変化はオゾン全量値と同じ傾向を示すはずだが、そうならない(図7、特に7月)のは、上述の寒帯圏界面などの影響で直線回帰に無理があった、特殊な年だった、などが原因として考えられる。これらの評価や、圏界面高度の日々の変動の原因の考察については今後の課題とした。

参考文献

- (1) 杉本豊, 小野けい子(1960): 圏界面の形態と圏界面を考慮に入れた200mb等圧面高度の推定値について, 研究時報12
- (2) 四宮茂晴(1984): 根室における圏界面の変動について, 昭和59年度札幌管区研究会誌
- (3) 金戸進(1981): 札幌上空の圏界面高度について, 気象学会北海道支部だより 第27号
- (4) 岩崎俊樹(1981): 成層圏のオゾンについて, 気象学会北海道支部だより 第27号
- (5) 木田秀次(1983): 高層の大気, 東京堂出版
- (6) 島崎達夫(1989): 成層圏オゾン(第2版), 東京大学出版会

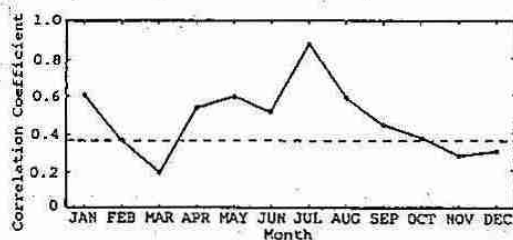


図4. 日々の圏界面気圧-オゾン全量の相関係数。破線は有意水準を示す。

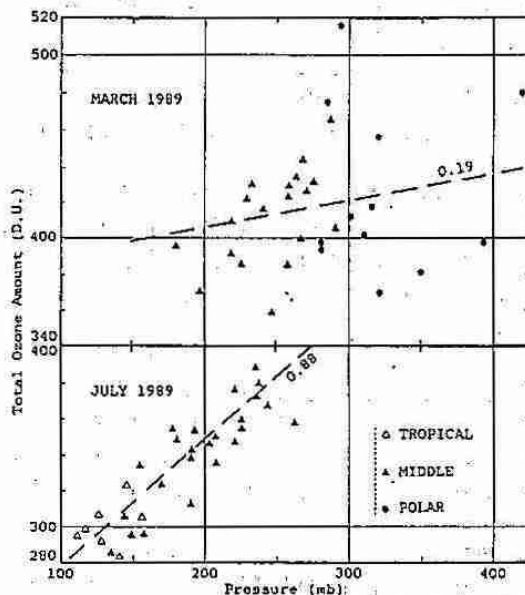


図5. 日々の圏界面気圧-オゾン全量の散布図。上段は3月, 下段は7月。破線は各々の回帰直線を示す。

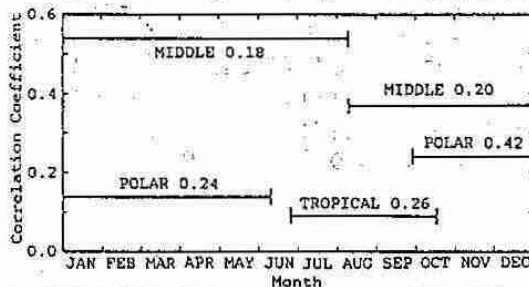


図6. 圏界面型別の圏界面気圧-オゾン全量の相関係数。図中の数字は各々の5%有意水準。

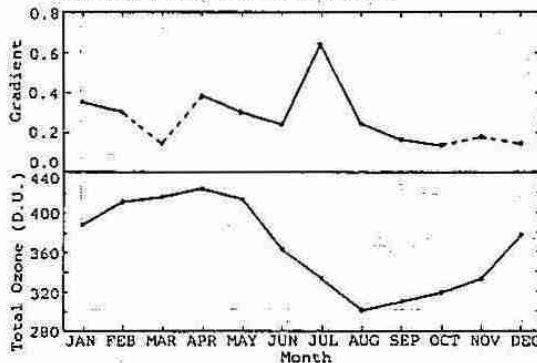


図7. 月毎の回帰直線の傾きの変動(上段)とオゾン全量の変動。破線は有意水準以下の値。

8 北海道における過去70年間の気象の変化について

仲山 智子・福田 正己(北大・低温研)

1. はじめに

近年、大気中の二酸化炭素の増加などにより、地球全体の気温が上昇し、気候が変化しつつあるといわれている。しかし、それが実際どの程度のものであるのかは未だよくわかっていない。そこで、ここ数十年の気象の変化がどのような傾向を持ち、またローカルな現象としてはどの様に現れているのかを知るために、北海道の過去70年にわたる気象データを解析した。今回は気温及び積雪深の変化の傾向を把握することを主な目的としている。

2. データ及び解析

用いたデータは、札幌管区気象台による1918年以降の道内22地点の月平均気温、年平均気温、年間最大積雪深のデータである。比較のために、森林総合研究所十日町試験地における1918年以降のデータ(同項目)も使用した。今回は特に札幌、旭川、根室及び十日町を中心に示す。

これらのデータから、まず5年毎の平均値を計算し、その値を用いて回帰分析を行った。最大積雪深については各地点における変動係数(=標準偏差/平均値×100)も求めた。さらに札幌と十日町については、月平均気温から凍結指数を計算し、その経年変化、最大積雪深との関わりなどについても検討を加えた。

3. 結果及び考察

図1は札幌、旭川、根室、十日町の年平均気温を5年毎に平均しプロットしたもの(実線)である。これらに最小自乗法で回帰直線をひくと破線のようになり、その傾きは図の右に示す通りである。どの地点においても回帰直線の傾きは正であり、気温は上昇する傾向にあることが分かる。この回帰直線の傾きを年変化率として、表1に他の地点との比較を示す。これを見ると全ての地点で気温の年変化率は正となっている。しかし、その値は都市によって大きく異なり、札幌の上昇率が $1.7^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ と大きいのに対して網走では $0.03^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ とほとんど上昇していない。気温の上昇率が高いのは人口の増加率の高いところであり、都市化の影響があらわれているものと考えられ、北海道全体での明確な温暖化の傾向はここからは読み取れない。

次に季節によって気温の上昇傾向にどんな違いがあるかを図2に示す。図2は月平均気温の年変化率を示したものである。まず4地点とも5月にピークがあり、また7月から11月の夏から秋にかけては年変化率が小さいという傾向がある。さらに冬を見ると札幌と旭川は高く、根室、十日町は小さくなっていることから、都市化の影響はおもに冬に現れているようである。5月に気温の上昇率が高くなっている理由は現段階ではよく分かっていないが、冬から夏への季節の移り変わりの時期が早まっている可能性などが考えられる。

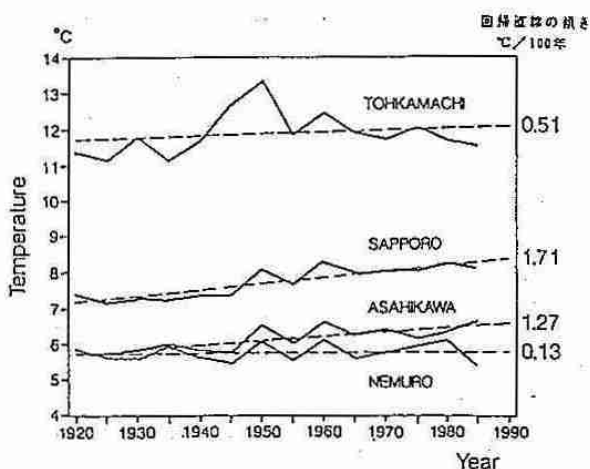


図1 年平均気温の経年変化(5年平均値)

表1 気温及び最大積雪深の年変化率

	気温	最大積雪深
札幌	1.71	0.014
帯広	1.43	0.100
旭川	1.27	-0.004
函館	1.05	0.054
釧路	0.56	0.144
十日町	0.51	-0.009
根室	0.13	-0.121
寿都	0.04	-0.482
網走	0.03	-0.112
	$^{\circ}\text{C}/100\text{年}$	$\text{cm}/\text{年}$

次に冬に着目し、特に積雪がどの様に変化しているかについて考察する。表1の右側に最大積雪深の年変化率を示してあるが、その値は地点ごとにはばらつき、気温の年変化率との相関も見られない。これは気温を支配するものと積雪を支配するものとが、共通のメカニズムに依存していないためである。図3では積雪の分布をコンターで表し、その上に変動係数の分布を重ねて示した。この図から、日本海側から内陸にかけては雪が多く変動係数が小さいのに対して、太平洋側では雪が少なく変動係数が大きくなっていることが分かる。これは日本海側が毎年決まった季節風によって雪が大量にもたらされるのに対して、太平洋側では冬の終わりに通過する低気圧によって雪がもたらされるという雪の降り方の違いを反映している。

冬の寒さを表す量として凍結指数（その冬の0℃以下の温度の積算）がある。図4に札幌、十日町の凍結指数の経年変化を示す。札幌の凍結指数は冬の気温の上昇を反映して年々低くなる傾向がみられる。また最大積雪深と凍結指数の関係を標準化して図5に示したが、十日町では寒い年ほど雪が多いという関係があるのに対して、札幌では雪の量と寒さは無相関であることが分かった。これは、十日町においては冬期間の平均気温が札幌より数度高く、基本的にプラスであることから、暖かい年には降水が雨として降るためである。しかし、一定の降水量が雨として降るか、雪として降るかではなく、寒い年には降水量自体も増えているため、季節風の強さの変化なども依存していると考えられる。

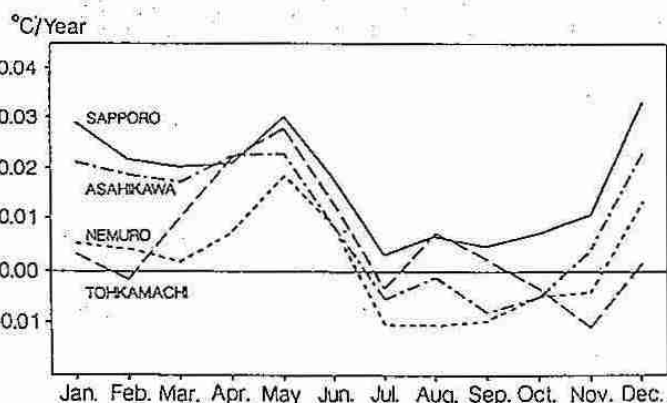


図2 月平均気温の年変化率

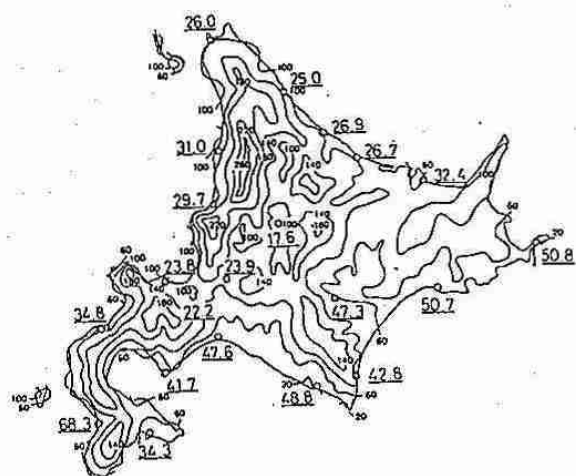


図3 積雪の分布(1962-1981平均最深:等値線)及び変動係数の分布(アンダーライン)

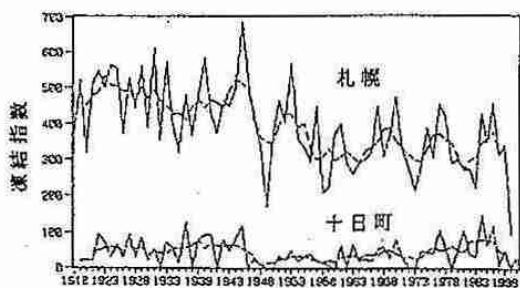


図4 凍結指数の経年変化

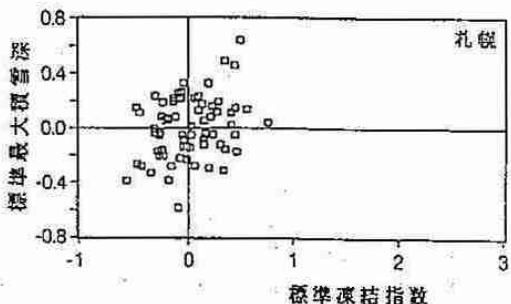
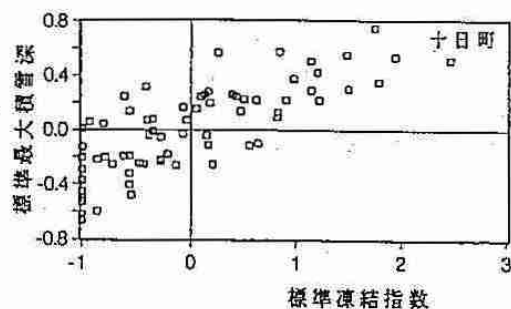


図5 凍結指数と最大積雪深との関係

9 石狩平野に上陸した渦状擾乱のドップラーレーダー観測

城岡 竜一・上田 博 (北大・理)

<序> 冬期の日本海上で発生する渦状擾乱は、直径数km~数100kmの様々なスケールを持ち、これまでも数多くの研究がなされている。しかし、ドップラーレーダーを用いて、それらの内部の詳しい速度構造を解析した例は少ない。1989年2月3日の早朝、積丹半島沖で直径約100kmのスケールを持つ小低気圧が発生した際に、石狩湾上で直径約30kmの低気圧性の渦状擾乱の形成がみられた。ここでは、この特徴的な渦状エコーに対して、1台のドップラーレーダーから水平風を求める手法を適用し、その内部構造の解析等を行った。

<方法> 冬期季節風時に発生する積乱雲からの降雪を伴う激しい下降流(スノーバースト)の構造を解明することを目的として、1988年12月から1989年2月にかけて、札幌市においてドップラーレーダー及び地上気象要素の観測を行った。図1に気温と風向・風速の地上気象要素の観測点とレーダーサイトを示す。北大構内に設置した理学部ドップラーレーダーでは、仰角2°~4°でのセクターPPI(収録範囲180°、収録半径約64km)を10分間隔で収録し、RHIデータも取得した。

2台のドップラーレーダーから水平風を求める方法(Dual)を、1台レーダーの2つの時刻のデータに適用する時間差デュアル(Time Lag Dual or Synthetic Dual)の方法を用いて水平風を求めた。図2に、その概念図を示す。時刻 T_1 ・ T_2 におけるレーダーエコーを E_1 ・ E_2 とし、エコーが一定の速度 V で移動したとすると、その移動距離は

$$L = V(T_2 - T_1)$$

となる。このときのストーム内の水平風が太矢印のように定常を保っていたとすると、ドップラー速度成分はそれぞれ細矢印のように得られる。これを、距離 L だけ離れた2点のレーダーサイト R_1 ・ R_2 からエコー E を同時に観測したと仮定して、その水平風を再現すると下図の太矢印のようになる。従って、システムがある程度の速度を持って移動しており、そのシステムに特有な速度パターンが変化しないような場合には、有効な速度場を得ることが出来る。

<結果> 図3に示したような渦状エコーが7時30分頃にレーダーサイト付近を通過した。このエコーは、6時40分頃から石狩湾上で顕在化し、システム全体としては、ほぼ定常な形態を保ったまま西北西から東南東に約10m/sで進行して上陸した。渦を構成する各セルは、渦による低気圧性の回転を示しつつ、新たな対流セルをその回転方向前方に形成していた。

図3の時刻に対応する速度場を、7時22分と7時42分の2つの時刻のPPIドップラー速度から時間差デュアルの手法で求め、図4(図3の長方形領域の範囲)に示した。7時22分のレーダーサイトの位置を R_2 としてエコーの移動を考慮すると、7時42分のレーダーサイトは R_1 になり、基線長約12kmのDualを行うことに相当する。図3の時刻(7時31分)のレーダーサイトは R_3 に対応し、エコーと対比すると、渦の中心部での南成分を持った風及び渦の

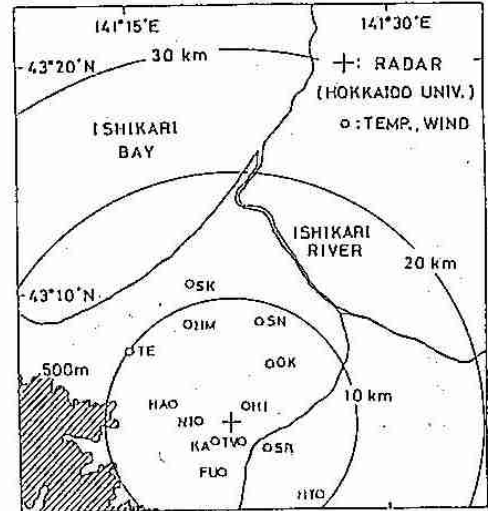


図1 札幌周辺の地上気象観測点とレーダーサイト。

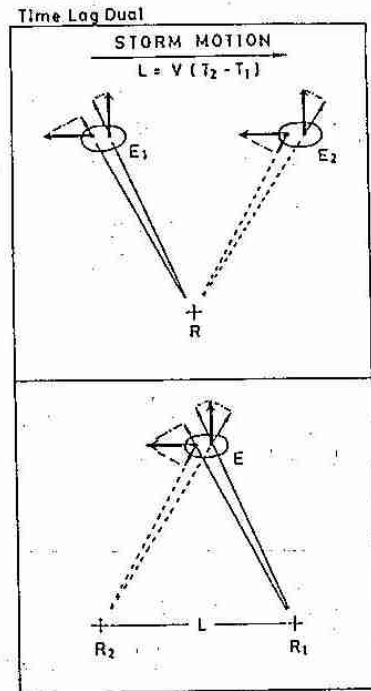


図2 時間差デュアル(Time Lag Dual)の概念図。

北西側で発達中のエコーの進行方向前方でのガスト的な北西風等が明瞭にあらわれている。これは、図5に示した測定点SK(図3の星印)での瞬間風向・風速にみられる7時25分頃の北西風のカストや、それ以前にみられる弱い南西風によく対応していた。また、このようなガストは海岸から内陸までのほとんどの測定点で、エコーの移動に対応して観測された。しかし、地上気温には特徴的な構造はみられなかった。

7時10分頃のドップラーレーダーによるRHIからも、エコーの進行方向前方のカストが確認された。

<まとめ> 1台のドップラーレーダーを用いた観測において、時間の異なる2枚のPPI画像にDualの方法を適用して水平風を求めた。エコーが定常状態を保ち、レーダーサイトとの位置関係が適当なときには、地上風との比較においても非常によい結果を得た。また、ガストのような小さいスケールの現象も比較的よく再現でき、今回解析を行った渦状擾乱では、渦を構成するエコーの進行方向前方に存在するガストをよくとらえていた。

今回観測を行なった渦状擾乱を模式的にまとめ図6に示した。6時40分頃から顕在化しはじめた渦状エコーは低気圧性の回転を示しながら全体として東南東へ約10m/sで進行した。渦を構成する個々のエコーは、低気圧性の回転を示しながら、その回転方向の前面に強風域またはガストフロントを伴い、そこに新たなエコーを発生していた。エコーがレーダーサイト付近を通過した7時40分頃には、渦の中心付近での南風と北西風のカストが時間差デュアルの手法によって得られ、この渦状エコーは個々のセルが低気圧性の回転を示しているだけでなく、渦状の速度場を持ち、強いエコーの進行方向前方のカストによって、新しいセルが次々と形成されていたことが分かった。

この渦状エコーの通過にともない、地上観測点では顕著な風向・風速の変化がみられたが気温には大きな変化はみられなかった。従って、この渦状擾乱の発生要因としては、熱的效果よりも石狩湾周辺の地形の効果や小低気圧発生による強い渦度場の形成等の力学的な効果が大きく影響していたと考えられる。

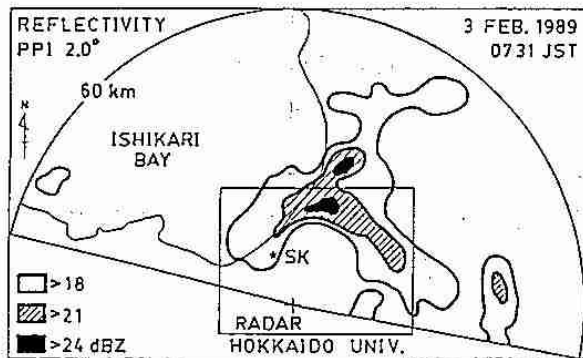


図3 1989年2月3日7時31分セクター-PPI 2.0°の反射強度

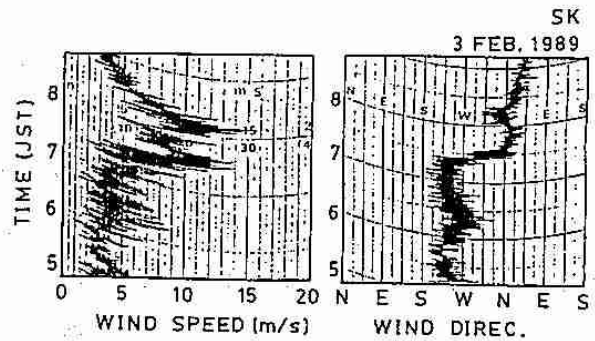


図5 測定点SKでの瞬間風向・風速

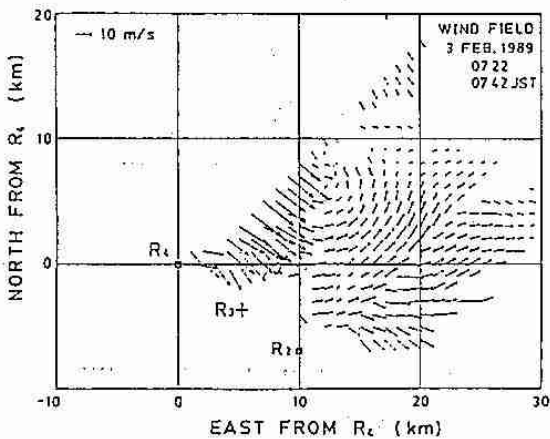


図4 図3の長方形領域内の時間差デュアルによる速度場

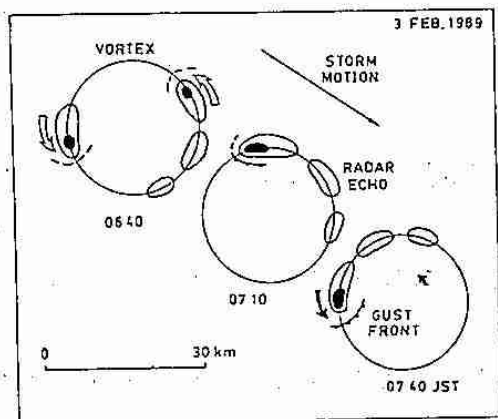


図6 1989年2月3日石狩平野に上陸した渦状擾乱構造の模式図