

—発表会要旨①—

平成3年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成3年11月8日（火）

場所：札幌管区气象台 大会議室

1. 陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係……………24		
—1991年1月21日～23日の事例解析—		
北大・低温研	佐藤 晋介	
"          "	立花 義裕	
"          "	遠藤 辰雄	
2. 降水量面的予報の可能性について……………26		
札幌・予報課	若林 正夫	
"          "	松本 政美	
"          "	谷内 一弘	
"          "	八尾 孝	
3. えぞつゆについて……………28		
	大川 隆	
4. 融雪期と消雪後の大気—地（雪）表面相互作用の比較……………30		
北大・低温研	竹内由香里	
"          "	兒玉 裕二	
"          "	石川 信敬	
5. オホーツク海の流水と北日本の春から夏の気候……………32		
札幌・予報課	山田 豊	
"          "	前田 潔史	
6. 信楽における梅雨前線降雨の雨滴粒径分布の観測……………34		
北大・理	石田 晴彦	
"          "	播磨屋敏生	
"          "	菊地 勝弘	
"          "	上田 博	
"          "	遊馬 芳雄	
"          "	高橋 暢宏	
"          "	清水 収司	
"          "	上野 圭介	
京大・超高層	山中 大学	
福島大・教育	渡辺 明	
東大・気候システム	住 明正	
7. 積乱雲中を通る12GHz衛星波の伝搬……………36		
北海道東海大・工	浅利 英吉	
8. 層積雲の雲頂の高度分布……………38		
北大・環境研	菅野 正人	
北大・理	菊地 勝弘	
"          "	遊馬 芳雄	
9. ドップラーレーダーで見た降水雲中に発生したK-H不安定波について……………40		
北大・理	高橋 暢宏	
"          "	上田 博	
"          "	菊地 勝弘	
10. 北海道における大雨の主成分析について……………42		
札幌・予報課	豊田 威信	
"          "	四宮 茂晴	

# 1. 陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係 - 1991年1月21日~23日の事例解析 -

佐藤 晋介・立花 義裕 (北大・低温研)  
遠藤 辰雄 (北大・低温研)

## 1. はじめに

1991年1月19日から2月3日にかけて、石狩湾周辺における降雪雲の特別集中観測が行われた。本報告では、そのうち最も降雪量の多かった1月21日から23日の事例について、主に1台のドップラーレーダーのデータを用い解析を行う。

これまでの研究によって、冬季、石狩湾周辺に大雪がもたらされる時には、多くの場合、ごく下層に北西季節風と反対方向の陸風が出現していることが知られている。ところが、この陸風がどのような時間変化をするか、またその変化に伴い降雪雲の形態はどのようになるか、といったことはあまり知られていない。そこで、本研究では2日半にわたる陸風の発達・衰弱の時間変化とエコーパターンの関係、及びそのときの降雪量分布について調べる。

## 2. 陸風の時間変化

解析を行った期間は上空に強い寒気が入り込み(第1図)、気象衛星画像によると北海道西岸域は発達した雪雲で覆われていたが、内陸部は晴れており、放射冷却によって陸風が発生し得る場にあった。ドップラーレーダーは海岸線から5km内陸に入った、石狩川の河川敷に設置した。第2図は、VAD法で求めたレーダー真上の風向の時間・高度断面である。陸風(点線で示した領域)は、22、23日とも、前の日の19時頃ごく下層に発生し、その厚さを増していくが(最大800-1000m)、14時頃にはほとんど消滅するといった日変化を示すことが分かる。これらの陸風内の平均風向は北東~東で、風速は4~8m/sである。また風速は、陸風の厚さが増すにつれて大きくなる傾向にある。

## 3. 特徴的なエコーパターン

解析期間中に見られた特徴的なエコーパターンを第3図に示す。

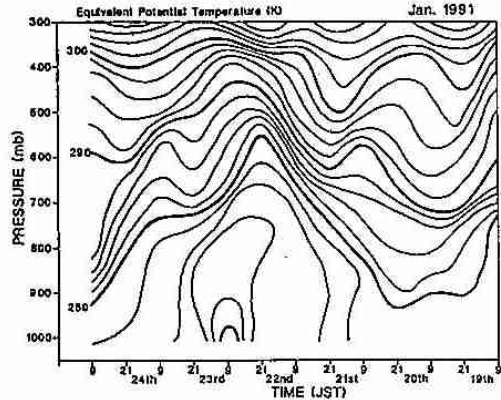
パターンI: 「Tモードの雲」

(21日, 11:26 - 18:01)

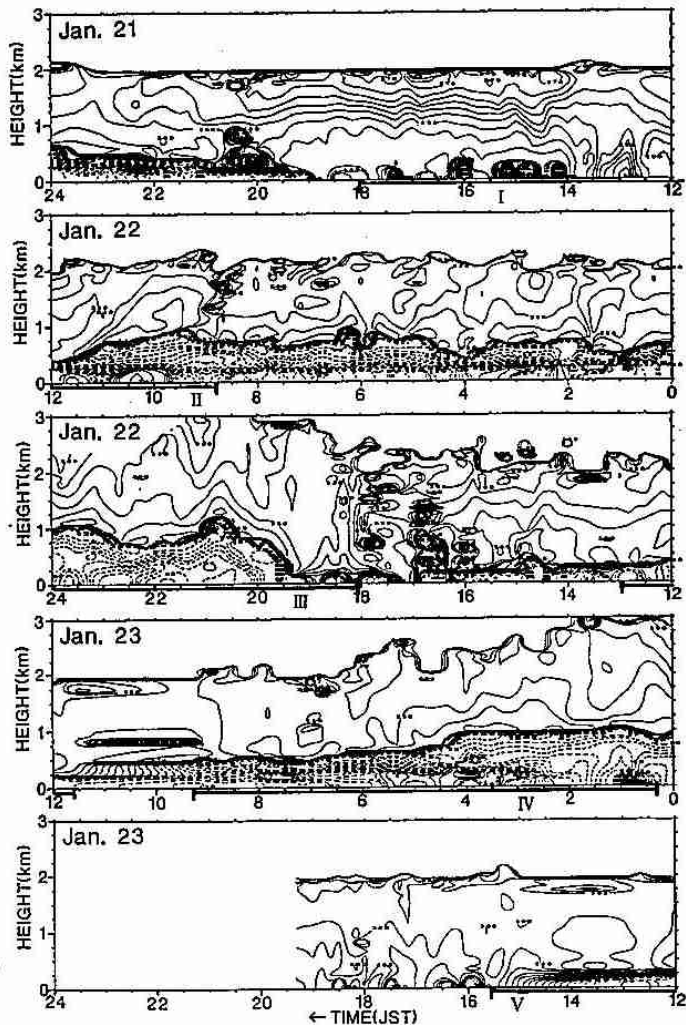
風向が高さと共に変化する場合(第2図)、筋状エコーはシアベクトルの方向(北東方向)に伸びている。また積丹半島沿いに強いエコー域がある。

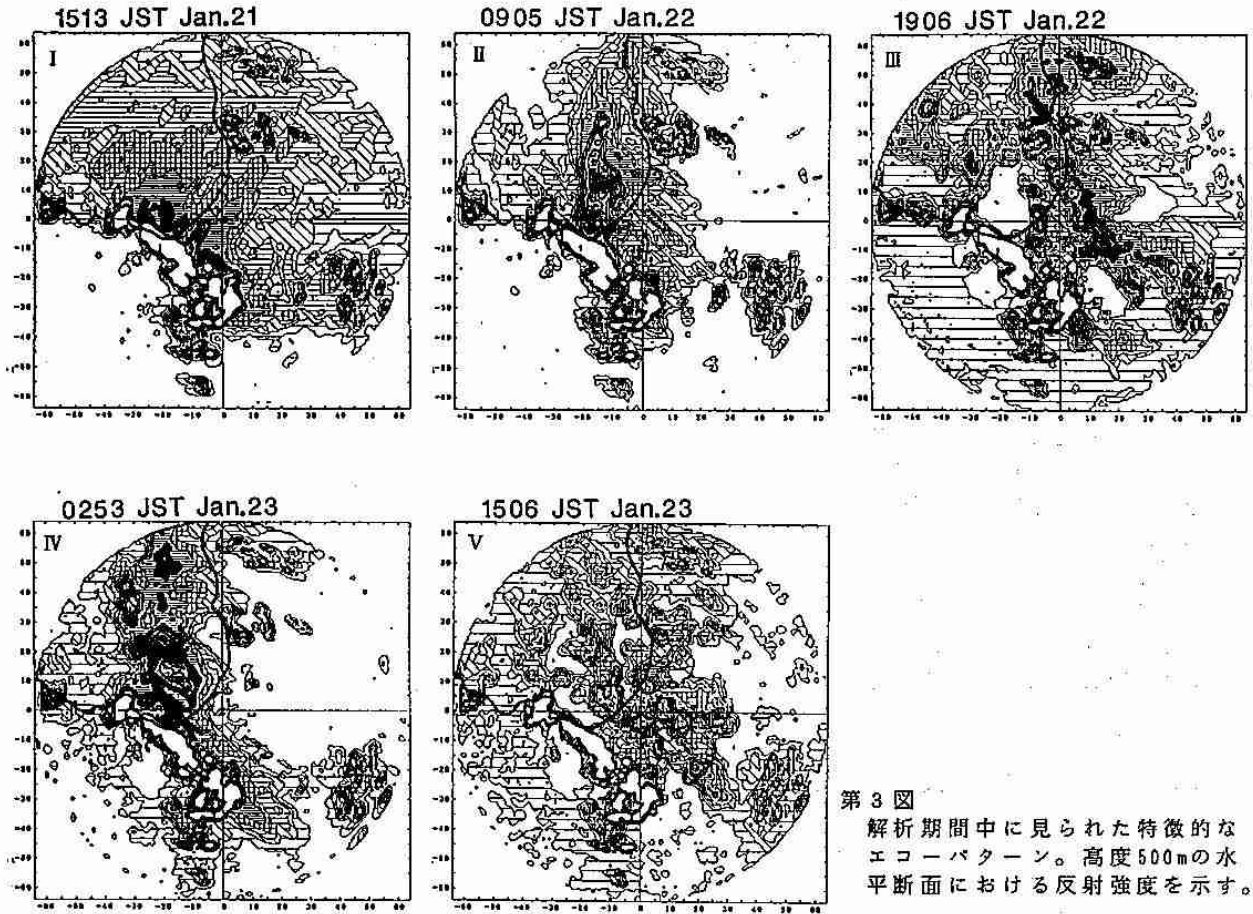
## 第2図

仰角20°のVAD走査によって求めたレーダー上空の風向の時間変化。点線は東風成分が正の領域を示す。



第1図 札幌上空における相当温位の時間・高度断面図





第3図  
解析期間中に見られた特徴的な  
エコーパターン。高度500mの水平  
断面における反射強度を示す。

パターンⅡ：「温暖前線型带状収束雲」(22日,08:43 - 12:59)

南北に伸びる带状エコーは、陸風が衰退するにつれて、東に移動し上陸する。エコー強度は、陸風がまだ発達している時、即ち収束雲が海上に位置する時に大きい。

パターンⅢ：「寒冷前線型带状収束雲」(22日,18:02 - 23:58)

北から南東方向に伸びる湾曲したエコーは、南西方向に移動する。その後方には発達した陸風がある(第2図、22日,19:30以降)。この収束雲のエコーは、陸上でもかなり発達している。

パターンⅣ：「海上で停滞する带状収束雲」(23日,00:17 - 09:16)

陸風が発達している間は、収束雲は海上のほぼ同じ位置で停滞しているが、陸風が弱まるにつれて(5時以降)、東進をはじめ温暖前線型収束雲となる。

パターンⅤ：「Lモードの雲」(23日,11:37 - 15:36)

陸風がほとんど消えた時に(高度200-300mのごく下層には残っている)、北西季節風に沿った筋状エコーが現われる。

4. おわりに

解析期間中、日変化をする陸風に大きく依存して、いくつかのエコーパターンが現れた。陸風が無い期間は、LモードまたはTモードの筋状エコーが見られたが、陸風が強まると季節風と陸風の間形成される収束線上にいわゆる带状収束雲が発生した。単時間当たりの降雪量は温暖前線型収束雲が最も多かったが、そのほとんどは海上におけるものであり、陸上に最も雪を降らしたものは寒冷前線型収束雲であった。寒冷前線型収束雲の発生した22日夜は、札幌上空を寒気ドームの中心が通過しており(第1図)、下層まで寒気が進入したことが陸風を強める結果になったと考えられる。また、収束雲自体が陸風を強化するメカニズムも知られているが、その効果は総観場の影響に対して小さいと考えられる。

本研究は、文部省科学研究費「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」(研究代表者：菊地勝弘)の援助によるものである。また、観測においては、西山直樹氏(北大・理)、小沢久氏(ETH)に協力していただいた。ここに感謝の意を表します。

## 2. 降水量面的予報の可能性について

若林 正夫・松本 政美  
谷内 一弘・八尾 孝 (札幌・予報課)

### 1. はじめに

この研究の目的は①各アメダスポイントの降水量が、下層の風系や大気の状態によってどのように変化するかを明らかにする事。②それらの特徴が地形性降水モデルを用いてどの程度再現できるかを調べる事であり、ひいては将来、MRRやFRR等から得られる平均的な降水量を、地形性降水モデルを用いて面的に配分するという方法で、降水量の面的予報が出来るかどうかその可能性を探るものである。

今回は、まず道内でも有数の大雨発生地点である森野と支笏湖畔における降水量の集中性と850mbの風系との関係を取り上げ、実況とモデルの比較を行った。

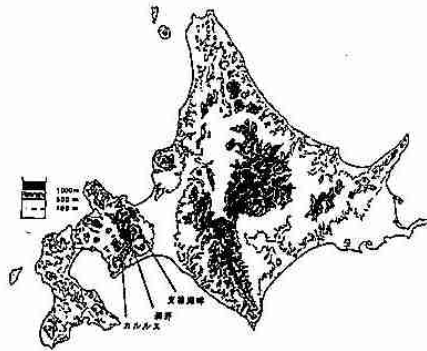


図1 北海道地形図

### 2. 下層風系から見た森野と支笏湖畔における降水パターンの特徴

図2は胆振支庁の森野で6時間に30ミリ以上の雨が降った時の、札幌の850mbの風との関係を示している。用いた資料は1981年から1990年の10年間で、降水量の値によって記号の大きさを変えている。

森野では札幌の850mbの風がSE~SSW風系の時に、大雨の発生するケースが多く、また特徴的な点として、SE風系の時には多くの大雨が発生しているが、風向がそれより東成分を持ちESE風系になった時には、大雨は1ケースも発生していない事である。

図3は森野の降水量をその時の胆振支庁の面積平均降水量で割った比率をプロットした物で、850mbの風系がどうい風系の時に森野に降水量が集中しやすいかをあらわしている。図2と比較すると、SE風系の時には多くの大雨が発生しているにも関わらず、その時の比率はすべて3倍未満と小さくなっており、SE風系の場合は集中性が小さく、広い範囲で一様に降る大雨になっている事がわかる。それに対して風が南分を強め、SSE~SSW風系になると、比率が大きくなり、森野に集中した局地的な大雨の発生が多くなっている。

以上の点を降水量分布図で見てみたのが図6、7である。図6はSE風系の時に森野で発生した6時間50ミリ以上の大雨13ケースについて、その時の各アメダスポイントの降水量を平均したものである。集中性は小さく、森野、カルルス等の山間部と白老、苫小牧等の海岸地方

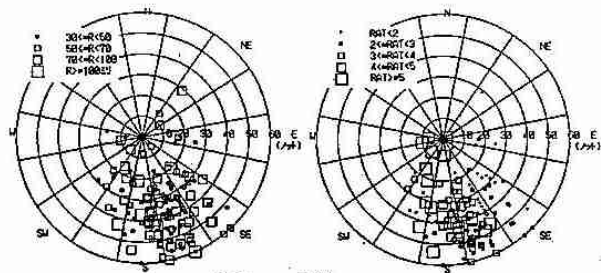


図2 札幌の850mb風向と森野の降水量との関係

図3 札幌の850mb風向と森野の降水量平均比との関係

地域 胆振  
地点雨量 30ミリ以上  
面積雨量 条件無し  
個数 133

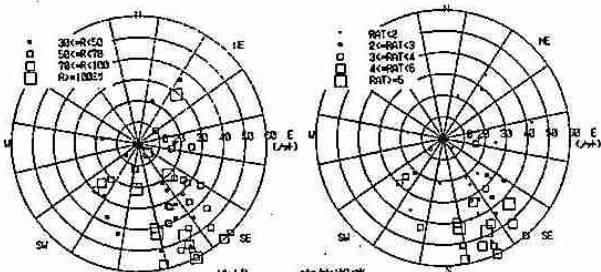


図4 札幌の850mb風向と支笏湖畔の降水量との関係

図5 札幌の850mb風向と支笏湖畔の降水量平均比との関係

地域 支笏湖畔  
地点雨量 30ミリ以上  
面積雨量 10ミリ以上  
個数 52



とで降水量の差はほとんどなく、また、石狩、渡島、桧山支庁にも降水域が広がっている。それに対して図7は、S~SSE風系の時に森野で発生した6時間50ミリ以上のケースで、かつ比率の大きな13ケースを選んで、その時の平均降水量を示したものである。図6と違って、森野、カルルス、支笏湖畔といった山間部に集中しており、白老、苫小牧等の海岸地方の降水量は非常に少ないのが特徴的である。

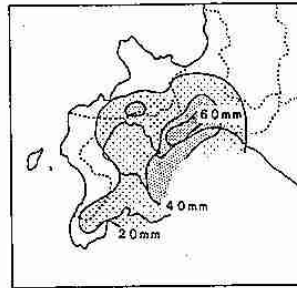


図6 SE風系時の平均降水量分布

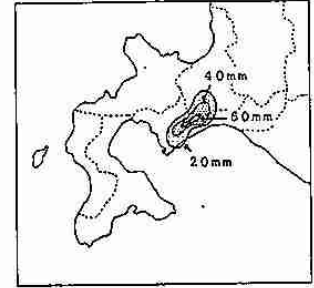


図7 S~SSE風系時の平均降水量分布

図4、5は森野と同様の関係を石狩支庁の支笏湖畔について調べたものである。SE~S風系にかけて多くの雨が発生しているが、比率を見ると風速が30ノット未満の場合には、比率が小さくて一様な大雨で、30ノット以上と風速が強くなると、比率は大きく、支笏湖畔に集中する局地的な大雨になる事がわかる。

以上のように、局地的な大雨になるか、一様性の強い雨になるかは、支笏湖畔の場合は下層の風速に、森野の場合は下層の風向に大きく依存している。

### 3. 地形性モデルによる計算結果

前期の特徴がモデルで再現できるかどうか調べた。計算で用いたモデルは立平の地形性降水モデルである。このモデルの特徴は①地形による上昇流によって雨滴が成長する事。②この雨滴と非地形性降水粒子が雲水をとらえる事。③およびそれらによって雲水が減る事である。簡単化のため1層とし、地形の間隔は10kmではアメダスポイントの降水量を求めるには荒いと思われるので、5kmの地形を用いた。

支笏湖畔について、それぞれ非地形性降水として4mm/hをあたえ、風速を変えて、地形性降水の絶対値、それらの支庁平均に対する倍率を求めたのが図8、9である。支庁平均に対する倍率を見ると、S~SE風系で風速が強い時に、支庁平均の2から3倍となっており、風速が弱い時には2倍以下となっている。これは2.の結果と比べて倍率が低いもののほぼ同じ結果である。なお、図には無いが、非地形性降水の大小によって降水量があまり変わらないのが特徴となっている。

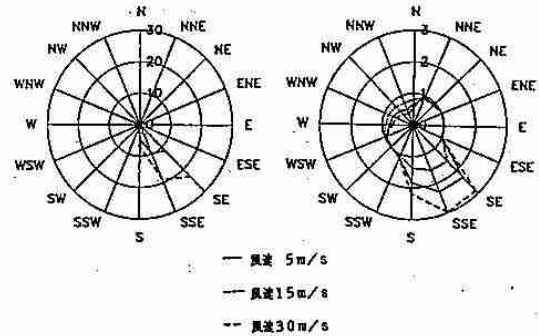


図8 支笏湖畔の地形性降水 (mm/h) 図9 支笏湖畔の地形性降水 支庁平均比

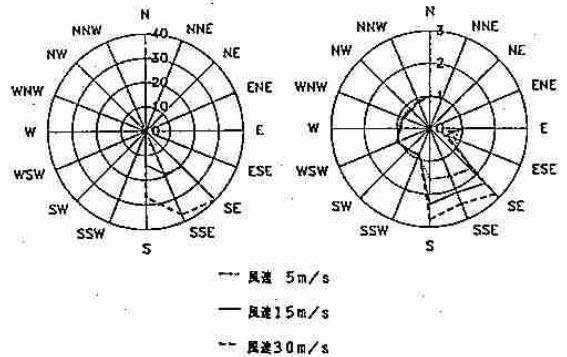


図10 森野の地形性降水 (mm/h) 図11 森野の地形性降水 支庁平均比

図10、11は森野について同様のものを求めたものだが、地形性降水の絶対値としては、S~SEの風系にかけて多いという2.の特徴と同じ傾向となっている。しかし、支庁平均に対する倍率を見ると、SE風系で倍率が低いという2.の特徴に反して大きくなっている。この原因としては、非地形性降水による取り込み効果の過小評価や、地形による収束の効果が考えられる。なお、図にはないが、森野では、非地形性降水を与えた時と与えない時では、降水量の値は支笏湖畔よりも倍率が大きく2から3倍の値となっている。

### 4. まとめ

2地点の計算でしかないが、今回の計算で観測事実をある程度再現できることがわかった。今後の課題は、下層の風系や大気の状態によって降水の分布がどの様に変化するかに更に詳しく調べ、その特徴的な降水分布をより良く表現できるように、地形性降水モデルを、雲水の成長の過程や、降水粒子が雲水をとらえる割合等を上手に表現する事によって、改良していくことである。

### 3. えぞつゆについて

大川 隆

#### 1. はじめに

気象庁の定義では、北海道には梅雨は無いことになっているが、巷間では古くから“えぞつゆ”という言葉が流布している。このため北海道の動天候を論ずるには避けて通れない問題である。少なくとも北海道に梅雨があるのか否かの、またあるとするとその地域は、ということについて一つの見識をもたなければならぬ。

#### 2. 梅雨と梅雨期の定義

梅雨とは暦の上の入梅～出梅の期間の頃を中心に雨量が多くなる現象で、もともとは梅雨前線とは直接関係はない。筆者は、梅雨という季節現象であるからには、程度の差はあっても毎年現われるものであり、その現象は降水量で認知されるものでなければならぬ、と考えている。北海道の梅雨を論ずるには、東北地方の梅雨期と決める必要がある。筆者は梅雨型気圧配置のときに出現するE型オホーツ海高気圧の日別の出現頻度から梅雨期と前期(5月30日～6月24日)、後期(6月25日～7月20日)に分けることを提示した。この後期が図1にみるように、新潟から東北地方で雨量が増大する期間であり、筆者はこれを新たに「東日本梅雨期」と称することとした。北海道で梅雨があるということは、この期間が若干遅れて雨量が増大しなければならぬ。「梅雨期には北海道は低温と日照時間の減少が起り、これをえぞつゆという」といっている人もいるが、梅雨というからには雨量で認知されるべきである。

#### 3. 東日本梅雨期の雨量推移

図1は新潟以北の主要気象官署の半月降水量平年値(1951～1980)の6～7月の変化をみたものである。図中、縦の2本の細線で区別した期間は東日本梅雨期である。

これによると、新潟ではこの期間に雨量が増大し、7月20日以後梅雨明けとともに減少している。以下、福島、仙台、酒田と同様な傾向が認められる。しかし新潟、酒田など日本海側の方が太平洋側より雨量増加が顕著となっている。これは、寒冷なオホーツ海高気圧の特性として、三陸沖と沿海州沖に高気圧分枝が、本州日本海沿岸部に気圧の谷がそれぞれ形成されるため、南からの暖湿気流が日本海沿岸部に流入しやすいためである。

さて、東日本梅雨期間中の雨量増加は、盛岡ではやや不明瞭となり、青森、函館では痕跡のみ認められるが、増加は認められる。すなわち、雨量からみた顕著な梅雨現象は東北地方中部までである。しかし空蘭の雨量増加が認められ、札幌では全く認められない。そこで、空蘭の西隣のアメダス観測所の登別、伊達の半月雨量平年値(1979～1987の9年平均)を細破線で記入した。登別の雨量はこの梅雨期中、新潟でみた以上に増大している。そこで9年平均アメダス平年値により、東日本梅雨期の6月25日～7月19日の5半月合計雨量の北海道内の分布を画き、図2に示した。

#### 4. 東日本梅雨期間の北海道内の雨量分布

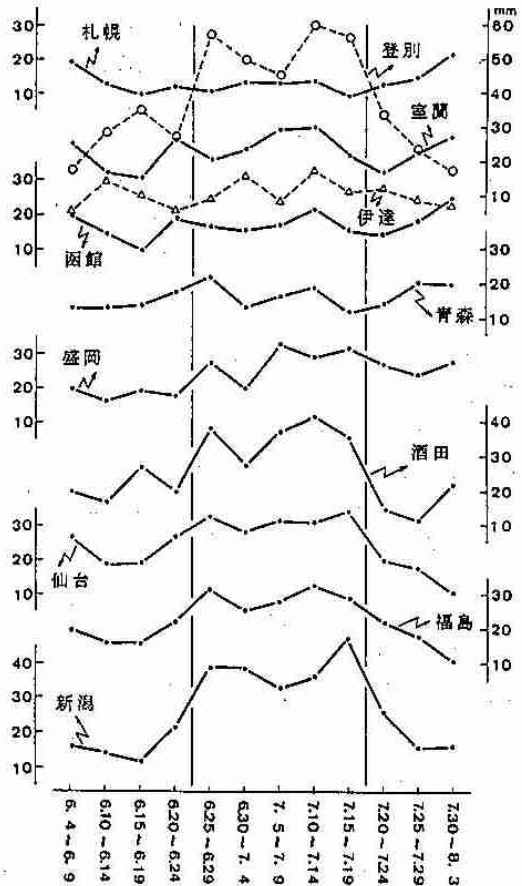
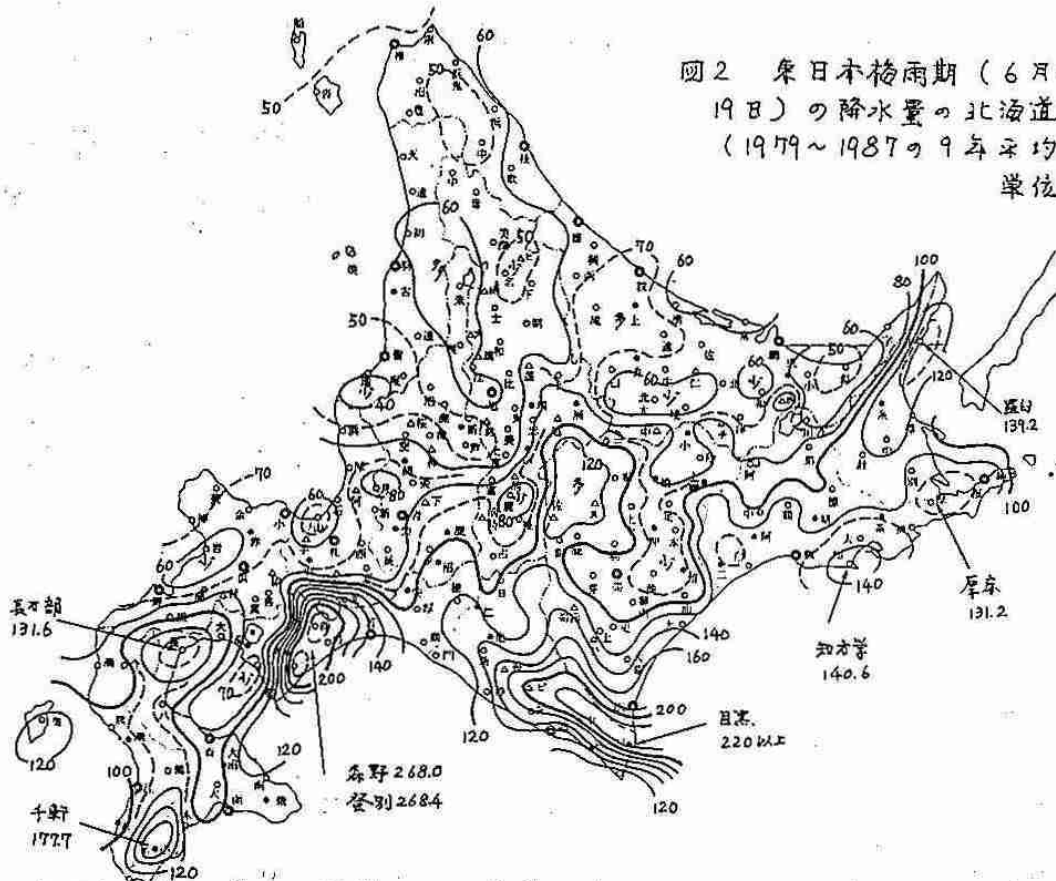


図1 東日本各地の6月～7月の半月降水量平年値の経過図

図2 東日本梅雨期(6月25日~7月19日)の降水量の北海道内の分布(1979~1987の9年平均値)  
単位: mm



この5半旬合計雨量は北海道の日本海側やオホーツク海側では一般に50~70mmと少ないが、太平洋側では100~130mm、一部には200mm以上と多くなっている。すなわち、胆振中部:260mm、日高東部:220mm、福島町千軒:170mmと多く、これは長石部、羅臼および厚床湾付近から厚床にかけての地域も130~140mmと多くなっている。これら6地域の6月から7月の半旬降水量の推移をみると、図1の登別雨量でもたうように、この東日本梅雨期間に多くなり傾向が認められる。ただし、知方半、厚床、羅臼の雨量変化をみると、これら釧路、根室管内沿岸部では6月上・中旬にも雨量がやや増加している。これは、その頃、本州南岸の梅雨前線上の低気圧が時々発達して道東沖を北東進することに伴う降雨が関係しているものとみられる。

5. えびつゆ

さて、図2にみた6地区の多雨域の降雨はどのような機構で降っているかが問題である。総観スケールの低気圧や前線系の雨雲のみではこのような局地性をもたない。これらの地域はやはり南東風による地形性豪雨地帯であり、日高東部は南西風による多雨地帯でもある。親潮上で涵養された海霧から変質した下層雲のみでもひと晩に100mm近い大雨(驟か雨)が降ることが筆者によって提示されている。おそらく雲頂高度4000m以下の低い雨雲であるからこそ、このように局地性が大きいのである。

いわゆる梅雨期後半にあたるこの東日本梅雨期に、梅雨前線によらずに雨量が局地的に増大するこれら北海道太平洋岸の6地域の降雨現象を「えびつゆ」と称することこそ筆者は提案する次第である。

(参考文献)

大川 陸, 1991: 動気候学的にみた北海道の季節細分, 日本気象学会北海道支部機関誌 細水, 37号, 52~53

——, 1991: 北海道胆振中部の豪雨, 天声, 38巻10号

花房老男監修, 1990: 北の天象, 北海道新聞社, 118~120(蝦夷梅雨)。

## 4. 融雪期と消雪後の大気-地(雪)表面相互作用の比較

竹内由香里・兒玉 裕二  
石川 信敬 (北大・低温研)

## 1. はじめに

積雪のある地域は地球全体の熱収支に大きな影響を及ぼしているといわれている。地球の熱収支における積雪の効果については、これまでに数値モデルを用いて研究されているが、観測にもとづいた研究はほとんどない。そこで、大気と地(雪)表面の熱収支における積雪の効果について、その素過程を明らかにするため、大気の加熱・冷却に対して積雪がどのように効いているかを調べる観測を行った。ここでは、地(雪)表面熱収支と夜間冷却層の解消のしかたについて、融雪期と消雪後を比較した結果を報告する。

## 2. 観測

観測は、1991年4月から5月初旬にかけて、北海道幌加内町母子里の観測露場で行った。地上気象観測に加えて、カイツーンによる大気境界層の観測を行った。

## 3. 観測結果

露場の消雪日は4月24日だった。観測期間を通して、晴天日の日射量はほぼ等しかったが、雪面に比べて地面のアルベドが小さいため、正味放射量が消雪後に大きくなった。放射温度計で表面温度を測定した結果、表面温度の日最低値は融雪期と消雪後でほとんど差がなかった。一方、日最高値は融雪期には $0^{\circ}\text{C}$ におさえられるのに対し、消雪後の晴天日には約 $30^{\circ}\text{C}$ まで上昇した。融雪期・消雪後の各期間から晴天日(4/12, 5/4)を選んで、地上気象の日変化(図1)と地(雪)表面熱収支成分の日変化(図2)をそれぞれ表した。融雪期は日の出後のわずかな時間を除いて気温が表面温度より高いので、大気から雪面に向かって顕熱が輸送される。これに対し消雪後の日中は、表面温度が気温より高くなるので、地面から大気へ向かう顕熱輸送が起こり、ここに融雪期と消雪後の地(雪)表面熱収支における顕著な違いがみられた。また、電子天秤を用いて地(雪)表面からの蒸発・凝結量を測定して潜熱フラックスを求めた結果、消雪後の地面からの蒸発による潜熱が地表熱収支成分の中で大きな割合を占めることがわかった。

図3に4月12日と5月4日の朝、カイツーンで得た大気境界層下層の気温のプロファイルを示す。4月12日には、第3回目までのプロファイルで逆転層が見られた。5月4日には、第1回目のプロファイルに逆転層が見られ、第2回目には、高さ約100m-200mで逆転層が残っていたが、それより下層では解消されていた。

これと同じデータを用いて、高さ200mと高さ10mの2地点の気温の時間変化を表したのが図4である。200mは逆転層のトップの高さであり、10mは最も低い位置の観測点である。正味放射量が負から正に変化する頃に第1回目のプロファイルを得るようにした。4月12日5時32分の逆転の強さは $6.9^{\circ}\text{C}$ 、5月4日5時13分では $1.7^{\circ}\text{C}$ だった。日の出時刻は各々4時30分と3時50分で、日の出から逆転層が解消されるまでに、4月12日は約4時間、5月4日は約2時間かかった。

## 4. 考察と今後の課題

地(雪)表面熱収支の日変化(図2)において残差を次のように考えた。融雪期の残差は融雪熱量と考えた。一方消雪後の5月4日では、残差が負となった6時から11時頃までは温まった地表面から地中へ伝わる熱流量と考えた。残差が正となった11時以降については、表面温度と地温のデータをさらに詳しく解析する必要がある。

次に、気温のプロファイル(図3)から以下のことはいえる。融雪期の4月12日は大気に比べて雪面温度が低いので、顕熱フラックスによる下からの加熱は考えられない。また、消雪後の5月4日も、逆転層が解消した頃には上向きの顕熱フラックスがほとんど0に近い値であり、地面からの顕熱フラックスだけで逆転層が解消されたと考えすることはできない。そこで、図3のプロファイルが示すように逆転層が解消された要因として、周囲の樹木が加熱されて、そこから熱の輸送があったことが考えられる。4月12日については、第



1回目から3回目までのプロファイルを見ると、逆転層内ではほぼ一様に気温が上昇していることから、下層の冷気が移動し、上層からの沈降が生じていた可能性も考えられる。いずれにしても、両日のプロファイルに見られた逆転層解消時の違いが、雪面と地面の違いを反映したものであるのかどうかを確かめなくてはならない。

逆転層の解消にかかる時間が、4月12日と5月4日で大きく違った。図4から逆転層が解消されるまでの Heating Rate は両日ともほぼ等しいことがわかる。このことから、逆転層の解消時間は逆転の強さの差に起因するといえる。さらに逆転の強さの差は、主に夜間の冷却量によるので、今後は夜間冷却層の生成時についても融雪期と消雪後を比較しながら解析しなければならない。

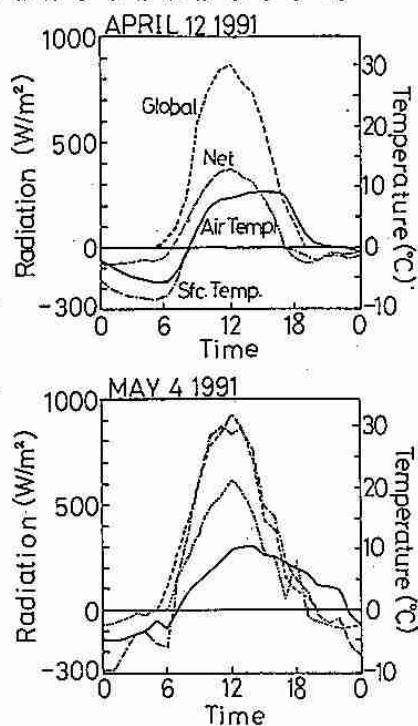


図1 日射量・正味放射量・気温・表面温度の日変化

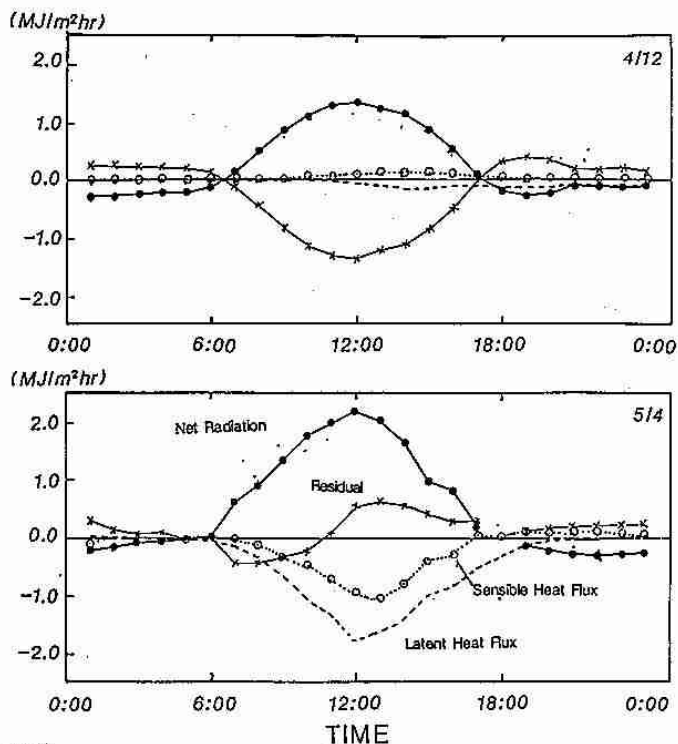


図2 地(雪)表面熱収支成分の日変化

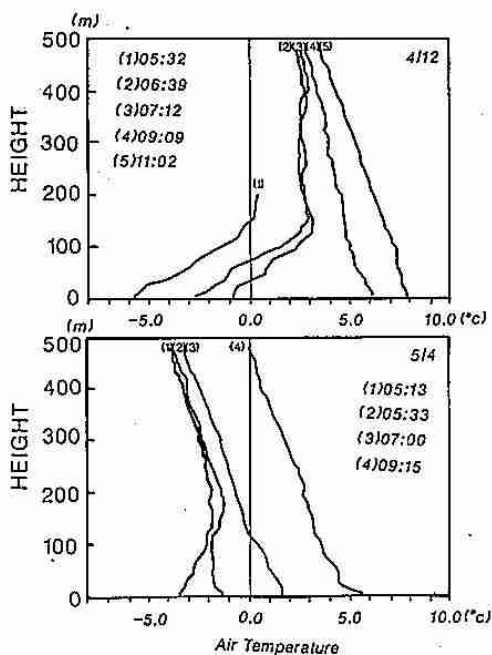


図3 大気境界層の気温のプロファイル

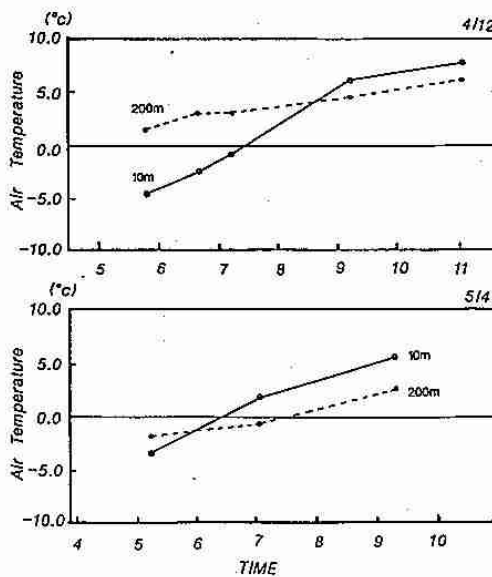


図4 気温の時間変化

## 5. オホーツク海の流氷と北日本の春から夏の気候

山田 豊・前田 潔史 (札幌・予報課)

### 1. はじめに

オホーツク海の流氷と北日本の気候との関係は北日本の冷夏及び冷害との関係に結びつき、これまでも多くの調査がされてきているが、ここでは海面水温との相関を調べることによって流氷の融解水がどこへいくのかを調べ、さらに海面水温の偏差との相関を調べた。

### 2. これまでの調査の回顧

オホーツク海の流氷と北日本の気候との関係は、「流氷が春の融解で親潮の勢力を強め、それによる三陸沖の海の低温が北日本の凶冷に関連している」との考えで、明治の終わりから調査が行われてきた。当時はオホーツク海全体の流氷状況についての情報は不十分で、流氷の勢力の指標として沿岸各地の流氷期間や平均気温などを使って調査が行われ、田畑(1948)は択捉島紗紗の流氷期間と太平洋沿岸の4~8月の月平均水温との間に-0.64~-0.09の相関係数を得ている。

その後、気象衛星「ひまわり」等によりオホーツク海全体の流氷状況が得られるようになり、あらためて調査が行われたが主な結果をみると、

「海水面積と東北地方平均気温との間にはほとんど相関がない」

安久津(1986)

「海水面積最大値が夏から秋の海水温、北日本気温に正相関を有する」

大川(1983)

等が得られている。

### 3. 調査方法

東北地方の地域に注目して、海面水温と春から夏の気温とは「東北地方の冷夏についての研究」(1986)等で密接な関係があることがわかったので、流氷の勢力としてオホーツク海の最大海水面積を用いて次の調査を行った。

1. 月別に日本の東方海上の広い範囲で海面水温との相関を調べ、オホーツク海から流れ出る流氷の融解水がどこへ行くのか。
2. 春から夏にかけての海面水温の上がり方(偏差)との関係はあるか。

### 4. 使用した資料

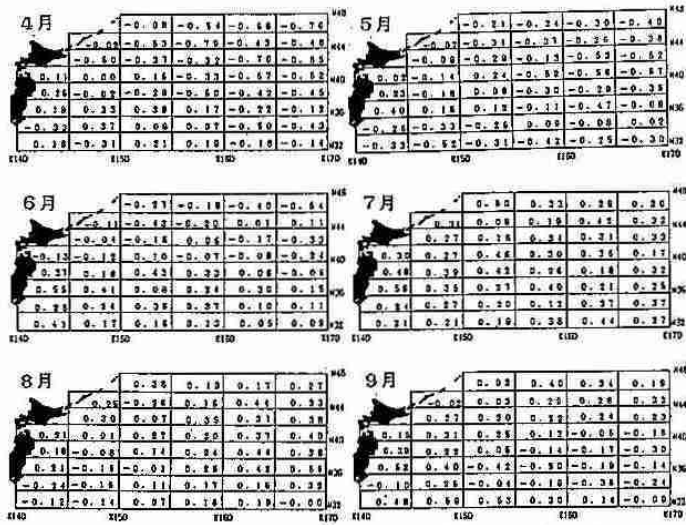
オホーツク海最大海水面積は気象庁海水統計資料第2号(1991)、東方海上の海面水温は北太平洋海洋気候表(1971~1983)より得た。

海面水温は、北緯32度~48度、東経140度~170度の太平洋を緯度で2度、経度で5度ごとの海域に分けた単純平均である。

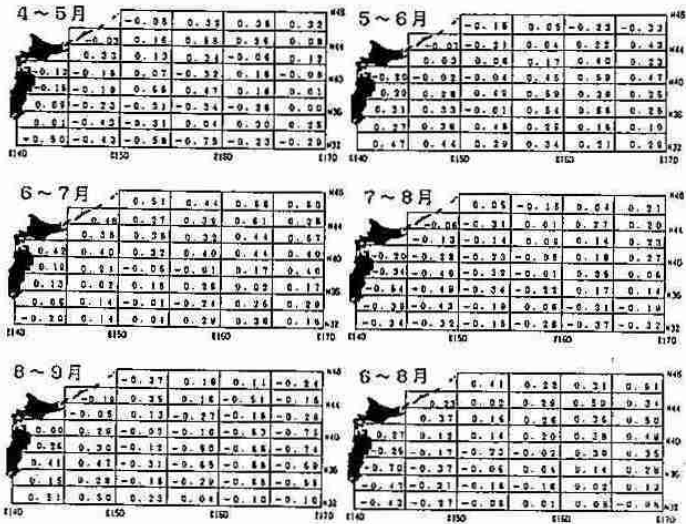
調査期間は1971年から1983年までの13年間で、各年の4月~10月までを調べた。

### 5. 融解水の追跡(第1図)

これまでの調査では、北日本の海面水温と流氷との関係があまり無いということだが、それでは流氷の融解水はどこへ行くのかという事と、これまでの調査の検証を含めて、各海域の月別海面水温とオホーツク海の最大海水面積との相関を調べた。



第1図 オホーツク海の最大海水面積と月別の海面水温との相関係数



第2図 オホーツク海の最大海水面積と月別の海面水温偏差との相関係数

図で東北地方の沿岸に注目して見ると、これまでの調査の通り正相関となっており、流水が多い年は水温が高いことを物語っている。

次に融解水の追跡だが、4月の根室の東の海域での-0.50やその北東の-0.53、さらにその東の-0.79等は流水の融解が大きく作用していると思われる。その後の動向に注目すると、5月になると-0.5より良い相関は全体に少なくなり、4月に注目した海域の相関の動向ははっきりせず、強いて考えると東南東進して北緯40度、東経155~170度付近に移ったようにも見える。さらに6月になると-0.5より良い相関は一つしかなくなり、追跡は不能となってしまった。

このようなことから、海面水温との相関による融解水の追跡は難しいようだ。

6. 海面水温の偏差との相関 (第2図)

東北沿岸の海域に注目して各月毎の偏差との相関を調べた。

まず、1月毎の偏差との関係を調べると、4~5月、5~6月、6~7月と正相関で、係数も小さくあまり関連はなさそうだが、7~8月になると東北沿岸の海域はすべて負の相関に変わり、福島県沖には-0.54という係数のやや高い相関が突然現れる。

次に、2月毎の偏差との相関を調べると、6~8月に同じ海域で-0.70という係数の高い相関が得られた。このことは、

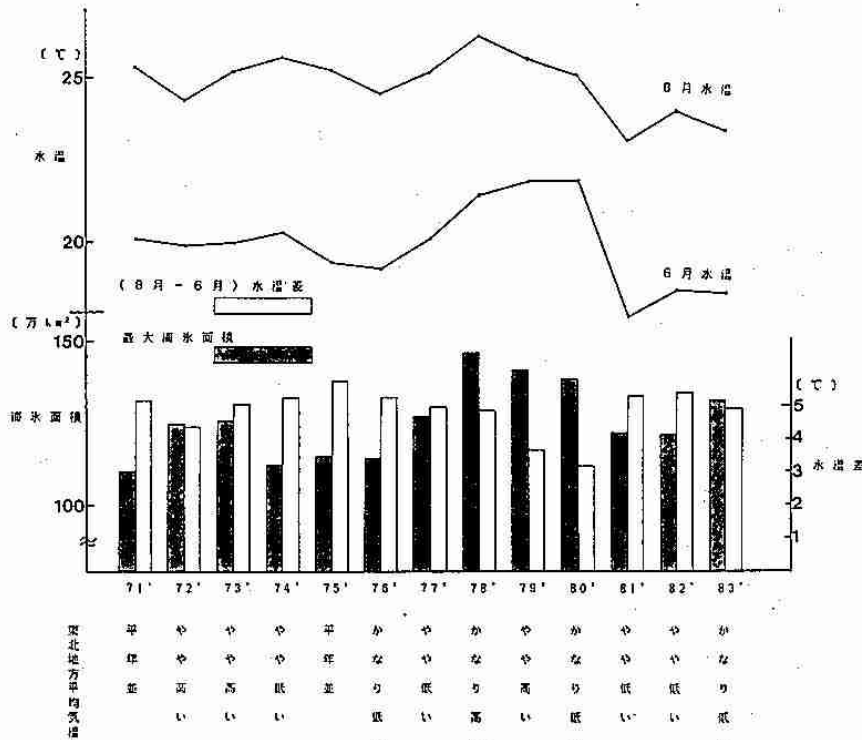
「流水が多い年ほど6月から8月にかけての海面水温の上がり方が少なく、流水が少ない年ほど上がり方が大きい」ということを物語っている。

例えば (第3図)、1980年の最大海水面積は約140万km<sup>2</sup>で、調査対象の13年間で3番目に流水の勢力が強い年であった。この年の6月と8月の海面水温を見るとその差は3.2度と最も上がり方が少なく、東北地方の

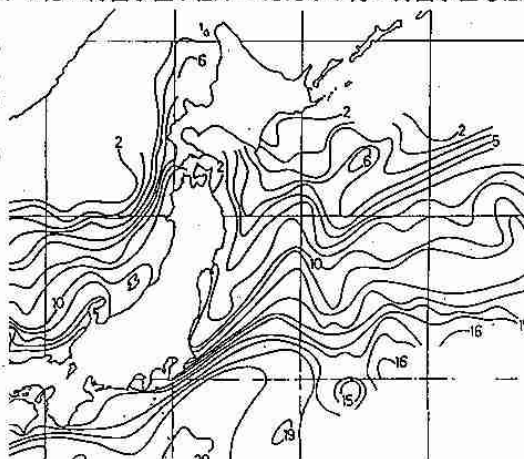
夏期の平均気温は平年よりかなり低くなった。また、1976年の最大海水面積は約115万km<sup>2</sup>と3番目に勢力が弱い年だったので水温の上昇は5.3度と上がり方が大きかったが、6月の海面水温が低かったため8月の海面水温も低く、平均気温は平年よりかなり低くなった。

この相関は初夏になると突然現れるということから、海面下からの作用と考えられる。6月の水深100メートルの水温を見ると (第4図)、親潮によるものと思われる冷水が北から三陸沿岸に張り出している。流水の融解水も潜流となって南下し、黒潮との境界付近で停滞して海面水温の上昇を抑えているのではないかとと思われる。

まとめると、流水の多い年はその夏の福島県沖の水温の上がり方が少なく、このことが原因で冷害になることもある。



第3図 年別オホーツク海最大海水面積と福島県沖6~8月海面水温及び東北地方平均気温



第4図 6月の月平均水深100メートル水温平年値

7. 参考文献

- 「オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連」 赤川 正臣 (1979)
- 「オホーツク海の北海道の気象への影響」 大川 隆 (1983)
- 「オホーツク海海水の変動と特徴」 安久津 俊幸 (1986)
- 「東北地方の冷夏についての研究」 仙台管区気象台 (1986)

## 6. 信楽における梅雨前線降雨の雨滴粒径分布の観測

石田 晴彦・播磨屋敏生・菊地 勝弘・上田 博  
 遊馬 芳雄・高橋 暢宏・清水 収司・上野 圭介 (北大・理)  
 山中 大学 (京大・超高層)  
 渡辺 明 (福島大・教育)  
 住 明正 (東大・気候システム)

## 1. はじめに

地上で観測される雨滴粒径分布は、降雨をもたらした雲の中での力学的課程と、雨滴間の衝突や併合などの微物理課程によって決まる。

梅雨期の梅雨前線に伴う降雨の形成を調べるために、雨滴粒径分布の測定を行った。観測は、1991年6月19日から7月9日にかけて、滋賀県信楽町の京都大学信楽MU観測所で行った。雨滴の粒径は、光学的に直接粒径を測定するディストロメーター(森技術研究所製)を用い、これを観測所の屋上に設置して観測した。また、観測所にはMUレーダー、5cmの垂直レーダーの他、北大の3cmレーダーを設置した。

観測期間中9日間の降雨に対して解析した。多くの雨滴粒径分布の特徴を客観的に判断するために、主成分分析を行った。この際に雨滴の数密度を、粒径0.55mmから2.35mm迄0.2mmおきに10段階とって主成分分析の変量とし、2分間の積算値186データを主成分分析のデータとした。

## 2. 結果

主成分分析の結果、第1主成分の寄与率は69.7%、第2主成分の寄与率は16.1%となり、第2主成分まででこの粒径分布の特徴を表現できると考えられる。

第1主成分のスコア別平均粒径分布を図1に示す。それぞれの分布は指数分布をしているが、スコアが高くなるにつれて粒径分布は数密度の高い方へパラレルに移動していく。スコアがどんな気象要素と関係しているか調べるために降雨強度とスコアの関係を図2に示す。降雨強度が高くなるとスコアも高くなり、第1主成分は降雨強度がパラメーターになっていることが分かる。これから第1主成分の示す分布は、各分布は指数分布をなし降雨強度が高くなるにつれ数密度の高い方へ平行移動する分布と言える。この結果はMarshall-Palmar分布のN<sub>0</sub>が一定で降雨強度が高くなると傾きが緩やかなる分布とは異なった結果を示している。

第2主成分のスコア別平均粒径分布を図3に示す。分布の変化を分かりやすくするため固有ベクトルの要素が負から正に変わる粒径1.53mmの点での数密度が各分布で等しくなるように粒径分布を平行移動してそろえた。これを見るとスコアが高くなると分布型がパラボラ型から1.75mm付近にピークを持つ変曲点を持った分布に変化していることが分かる。第2主成分のスコアと降雨強度の関係を見ると(図4)、約20mm/h以下では正負両方の値をとっているが、それ以上では正の値をとっていることが分かる。

ListとMcFarquhar(1990)の数値計算では、1.7mm付近にピークを持つ分布は、2.2mm以上の雨滴が約0.9mmの雨滴と、また約0.3mmの雨滴と衝突することによりできると報告している。図5に第2主成分のスコアが正負両方の値をとる4-6mm/hの分布と正の値をとる20mm/h以上の分布を、それぞれスコア別に分けて重ね書きしたものを示す。降雨強度が弱い分布ではスコアが低いものに関しては大きな雨滴は存在しないがスコアが高い分布では2.2mm以上の大雨滴が存在している事が分かる。これは20mm/h以下の全ての降雨強度に対してこの傾向がみられた。降雨強度が高い分布では、全ての降雨強度で大雨滴が存在していることが分かる。第2主成分の特徴である1.7mm付近にピークを持つためには、2.2mm以上の大きな雨滴が存在することが必要であるといえる。

次に雲の構造との関係を調べた。大阪管区のレーダーエコーと北大の3cmレーダーのエコーから、エコーを“非常に強いエコー”(Very Strong Echo: V.S.)、“強いエコー”(Strong Echo: S.)、“弱いエコー”(Weak Echo: W.)の3段階に分類した。図6に5cm垂直レーダーによる反射強度の高度時間断面、MUレーダーによる鉛直風の高度時間断面(上昇流を正)、降雨強度の時系列、第2主成分のスコアの時間変化を、7月4日15-18時を例に示す。この間7個のセルがサイト上空を通過した。第2主成分のスコアがプラスのものは“非常に強いエコー”、“強いエコー”に対応し、スコアがマイナスのものは“弱いエコー”に対応している。レーダーの反射強度は大雨滴の存在に左右されるため、反射強度の強いところは大きな雨滴が存在していると考えられる。

## 3. まとめ

変動の69.7%をしめる第1主成分は、指数分布を保ちながら数密度の高い方向に変動し、降雨強度が高くなるとこういった変化を示す。

変動の16.1%をしめる第2主成分は、パラボラ型から1.7mm付近にピークを持つような分布へと変化する。これは粒径分布については粒径2.2mm以上の大きい雨滴がある場合であり、雲の構造については、反射強度が大きくなるにつれこのような変化をする、ということが分かった。



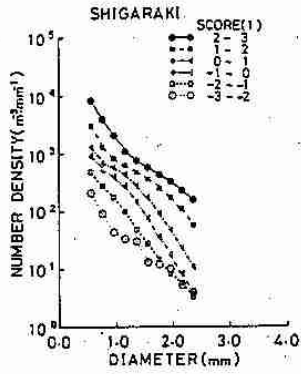


図-1 第1主成分のスコア別平均粒径分布

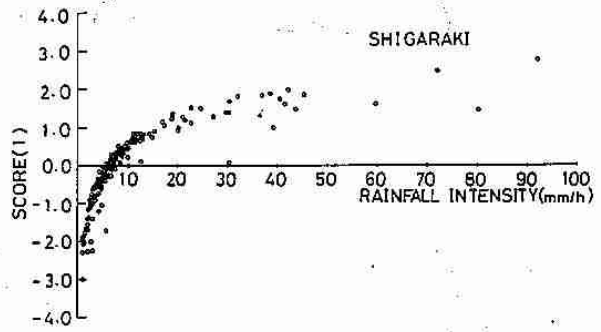


図-2 第1主成分のスコアと降雨強度の関係

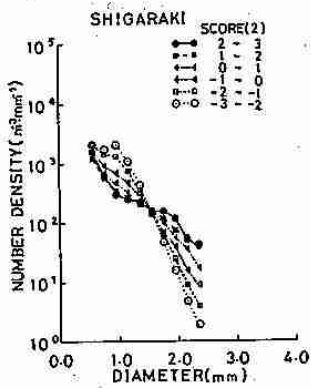


図-3 第2主成分のスコア別平均粒径分布

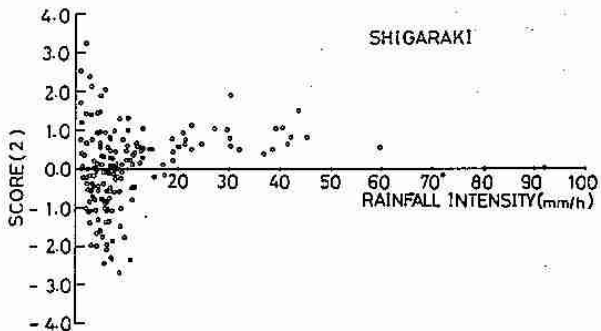


図-4 第2主成分のスコアと降雨強度の関係

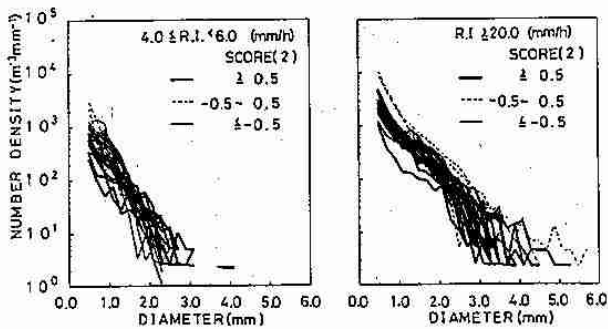


図-5 第2主成分のスコアで分類した降雨強度4-6mm/hの全粒径分布(左)と20mm/h以上の全粒径分布(右)

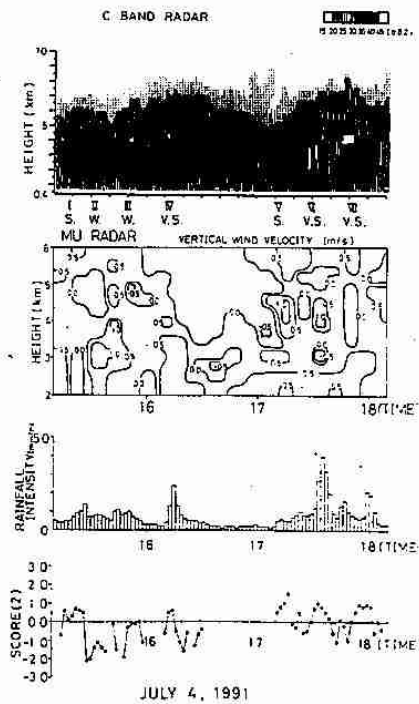
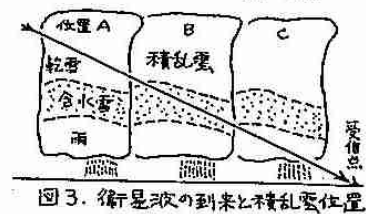
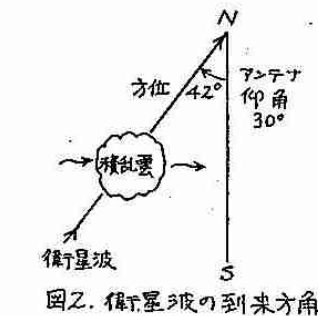
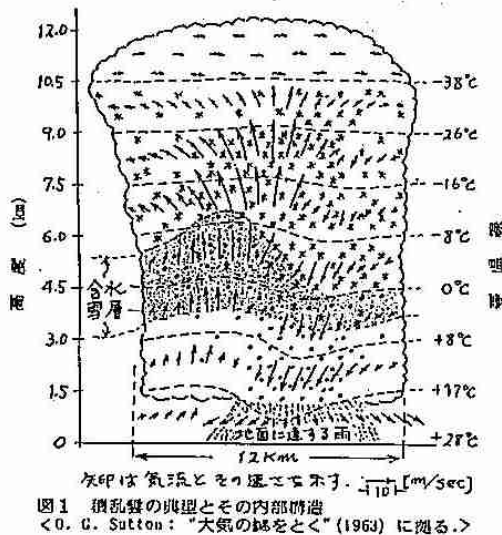


図-6 反射強度(5cmレーダー)、鉛直風(MUレーダー)、降雨強度、第2主成分のスコアの時間変化

## 7. 積乱雲中を通る 12 GHz 衛星波の伝搬

浅利 英吉 (北海道東海大・工)

1. まえがき 雨や雪の源泉となる積乱雲は、図1に示すように最大直径約12km、高さ10-12kmに達する円柱状の雲で、内部に強い上昇・下降気流の行き交い、また雲頂まで70℃に及ぶ温度差があり、上から氷晶-乾雪-含水雪-雨と降水の階層が形成される活発で複雑な構造を持つ。衛星からのマイクロ電波が積乱雲を通り抜けるとき、内部の大気擾乱と大量の降水粒子による顕著な電界変動が生ずる。北海道では衛星波は水平面に対して30度の角度で到来する。積乱雲を通過するスパンは雲の直径 $\times \sec 30^\circ$ を限度とするが、受信点との位置関係によっては乾雪-含水雪-雨の3層を含むことが起き、その時に生ずる減衰が可能な最大となる。含水雪による減衰は、起こりうる減衰の過半を占める可能性があり、含水雪層の厚み $\times \csc 30^\circ$ に応じて発生する。また、積乱雲の発生する気象は激しい大気の活動を伴っているため、伝搬波に活発なフェーディングをもたらし、逆にそれが雲内の様相を知るための情報資料となる。衛星放送波受信を気象観測に利用することは、広く国民の参加する情報収集システムを形成して、対流圏内気象現象を立体的に把握する新しい可能性をもたらすものと考えられる。



2. 積乱雲による衛星波の減衰 衛星波は図2に示すように真南から西へ約42度の方位から到来する。積乱雲は概ね西から東へ進み、衛星波伝搬路と交叉する。このとき、図3に示すように受信点に対する位置によって波の通過高度が異なり、それに応じて主にどの降水層を経過するかが変わる。単位の空間内に含まれる降水の量が同じならば、波が主に含水雪の層を通るBのケースで最も大きな減衰が生ずる。このケースの起き方はクリチカルで、かつまた雪による減衰の生成機構もそうであることにより、受信電界変動の時間的推移も秒単位の速くかつ深い変化を含む。1987年7月1日に札幌地方および千歳地方であった雷雨について採取した受信電界変動の記録はこの状況をよく表わしたものである。(昭和62年電気関係学会北海道支部連合大会アブストラクト) このときのデータは積乱雲内部に雹を含む空間があったことを示している。雹は図1の積乱雲内部で上昇気流の最も強い空域で生成し発達する。それが気流の押し上げに抗して地上に落下してくるとき、"降雹"として観測されるが、普通は途中で溶けて雨粒になってしまい、大粒子による豪雨の形となる。衛星波が主にその空域を通るとき、図2のCのケースにあたり、変動の振幅の小さい特有の形の減衰が現われる。

3. 衛星波の減衰事例 1991年6月から行なっている観測で得た減衰事例を図4-図6に示す。降水は乱層雲からもたらされるものと積乱雲から降ってくるものがあるが、前者は比較的小さな減衰が長時間にわたりゆるやかに推移するのに対し、後者は1時間程の間に8dBにも

達する減衰が速く大きな変動振幅を伴って現われる。図4は位置関係が図3のCに相当するときの伝搬において得られた減衰であることが電界変動の様相からわかる。

図5は乱層雲によって生じた雨による減衰の推移が前駆しており、そのあとに図3のBの位置関係で積乱雲が受信点に至る伝搬路と交叉している。その後数時間を経て再び別な積乱雲と交叉し図3のAとBの中間の位置関係で2dB程度の減衰が生じている。それらの間に振幅が約1dBのピッチの速い変動が安定して続き、対応する天気は曇である。

図6の減衰は5分間で6dBに達した後復旧している。これは特別に大きな減衰をもたらす種類の降水粒子が含まれる狭い空域と交叉したものと考えられる。この事象の説明としては次の3つがあげられる。第1は局部的に大降水量の細胞ができたことである。第2は本来クリチカルな図3のBのケースが速い速度で推移したとすること、第3は電の空域との交叉とすることである。固形降水粒子による減衰の生じ方からみて後2者のいずれかあるいは両者の複合である公算が高い。

4. むすび 通観すると、伝搬路に直交して通過する積乱雲によって生ずる減衰にはマクロにみてふたつの谷とひとつの中だるみがみられる。これは他の機会に得た地上伝搬時の記録にもみられる共通の特徴で、降水空域の構造によるものと考えられる。また、降水の始まる数時間前から振幅の大きい急速な変動が続く。これは快晴のときにもある現象で、大気の垂直移動に伴うものである。しかしそれが前兆として降水の予知に有効であることは他の傍証を併用すればすぐ判ることである。

衛星波の受信記録を追跡すると、その時の天気-大気の状態がいろいろな形で反映していることが判る。それらの解説が今後の問題である。

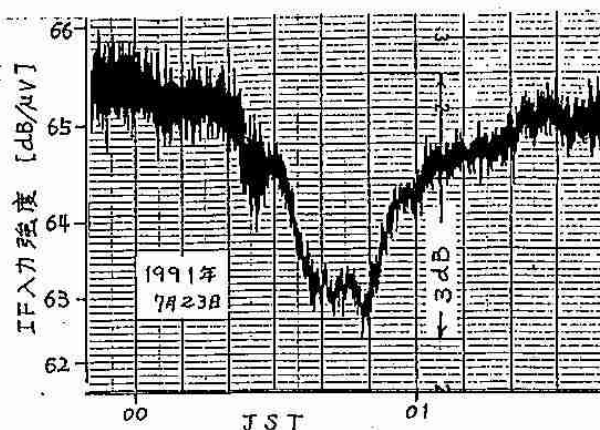


図4. 降水による減衰事例(1)

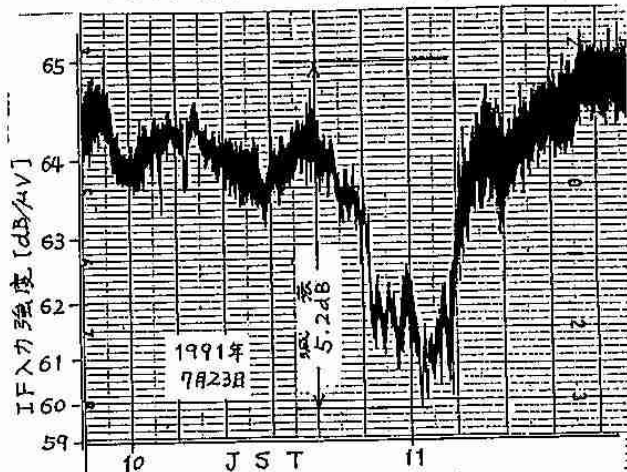


図5. 降水による減衰事例(2)

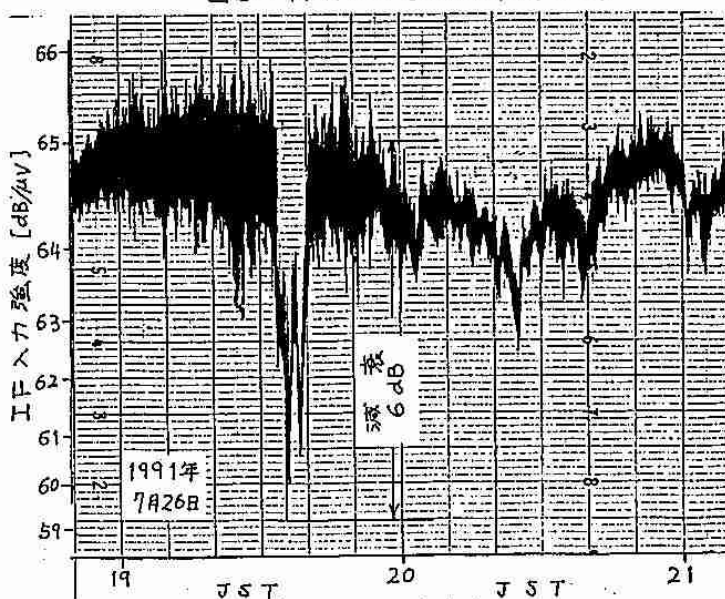


図6. 降水による減衰事例(3)

## 8. 層積雲の雲頂の高度分布

菅野 正人 (北大・環境研)

菊地 勝弘・遊馬 芳雄 (北大・理)

### 1. はじめに

ここ数年、WCRP「雲と放射」特別観測の一環として、航空機観測が北海道大学、東北大学、名古屋大学などにより行われているが、今回はそのうち1991年1月14日に奄美大島付近で行われた北大グループによる雲頂の連続ステレオ写真から、層積雲の高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算して、反射率と比較した。さらに雲の形状を細かく知るために、雲の出ている領域の個数分布を計算した。

### 2. 雲頂高度の水平分布と反射率

第1図の下の図は連続ステレオ写真から求めた幅1km、飛行距離10kmの雲頂高度の水平分布である。これを見ると雲頂高度の最低値は1950m、最高値は2350m程度で、約400mの差があるのがわかる。

第1図の上の図は東北大学グループによって得られた、波長0.3~2.8 $\mu$ mの全天の下向きフラックスに対する上向きフラックスの比、すなわち反射率の変動を示している。これを見ると、反射率は1km付近で最低の0.46、9km付近で最高の0.70になっているのがわかる。

また、雲頂高度と比較すると、雲頂高度の高いところは反射率が高く、低いところは反射率が低くなっている傾向が見られる。

### 3. 高度2200m以上の雲の出ている領域の分布

第2図は第1図の水平分布から高度2200m以上の部分を抜き出して、黒で塗りつぶしたものである。この図を見て明らかなように、大小の様々な雲の凹凸が存在しているのがわかる。

そこで、先程の反射率の極値に対応する1km付近(0.5~1.5km)と9km付近(8.5~9.5km)の2つの領域で、高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算した。

### 4. 高度毎の雲の出ている領域の面積比

第3図がその結果である。反射率が小さかった1km付近では、雲頂高度が低くてばらつきが大きく、雲頂が尖っているのに対し、逆に反射率が大きかった9km付近では、雲頂高度が比較的高くてばらつきが小さく、雲頂の構造が平坦であることがわかる。

### 5. 雲の出ている領域の円近似半径分布

さらに、雲の形状をさらに細かく知る手段として、第2図の個々の雲の出ている領域を等面積の円の半径で近似し、その半径に関する個数分布を計算した。

第4図がその結果で、反射率の極小値を含む0~5kmと、同じく極大値を含む5~10kmの2つの領域で、又、しきい値の高度を2200m、2250m、2300mと変えて計算を行った。

しきい値の高度を変えたときの直線の傾きの変化、全体の個数の変化などから、のこぎり状やパルス状などの大体の雲の形状を知ることができるが、グラフを見て明らかなように、グラフの傾きの変化や全体の個数の変化が2つの領域で異なっているのがわかる。そして、この計算結果を反射率と比較することによって、今後、雲の高さなどの他に雲頂の形状と放射の関係についても調べることができると期待される。

### 6. まとめ

航空機観測の連続ステレオ写真から、高度毎の雲の出ている領域の面積比を計算したところ、反射率の小さい領域では雲頂高度が比較的低く、雲頂が尖っているのに対し、反射率の大きい領域では雲頂高度が比較的高く、構造が平坦であることがわかった。

又、さらに雲の細かい形状を調べるために、個々の雲の出ている領域を円近似して、個数分布を計算した。その結果から、雲の形状と放射の関係についても調べることができると考えられる。



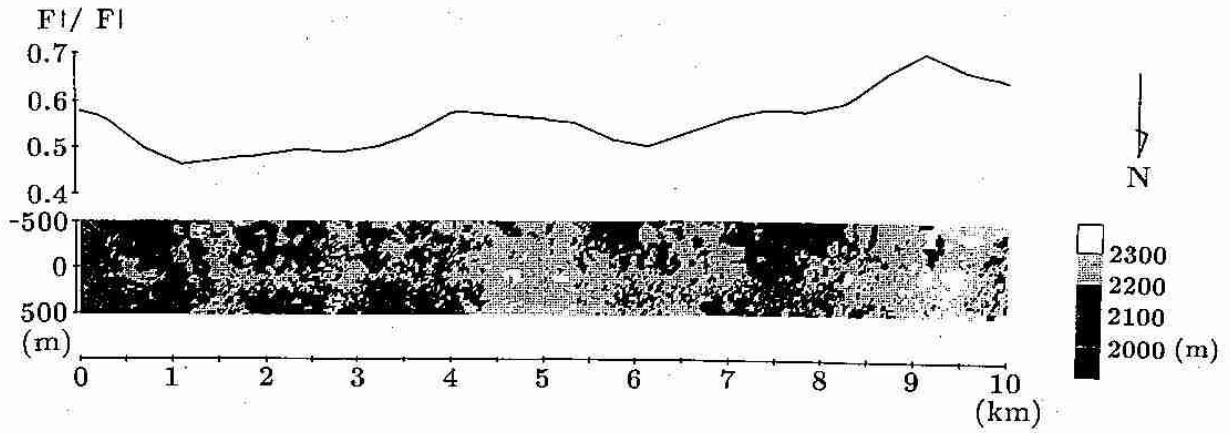


図1 層積雲の雲頂の高度分布と反射率

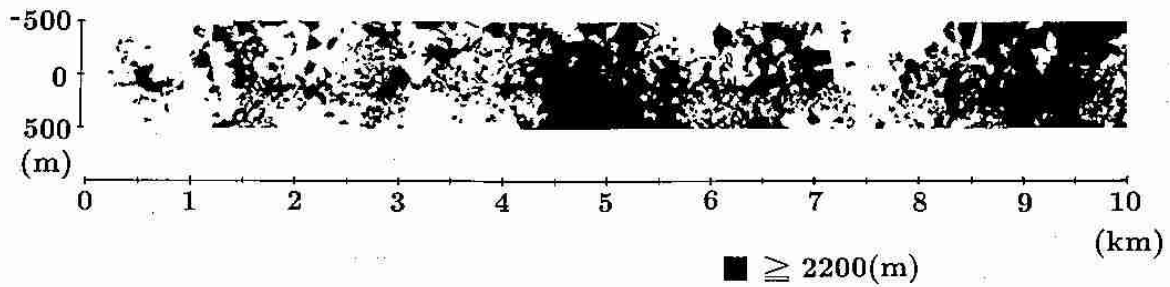


図2 高度2200m以上の雲の出ている領域

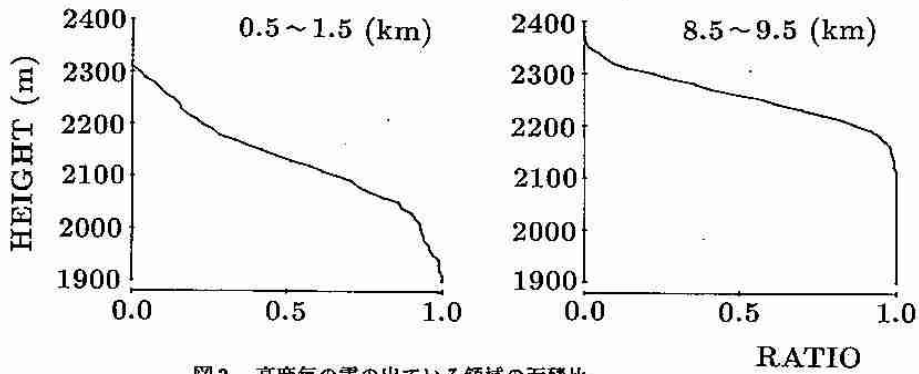


図3 高度毎の雲の出ている領域の面積比

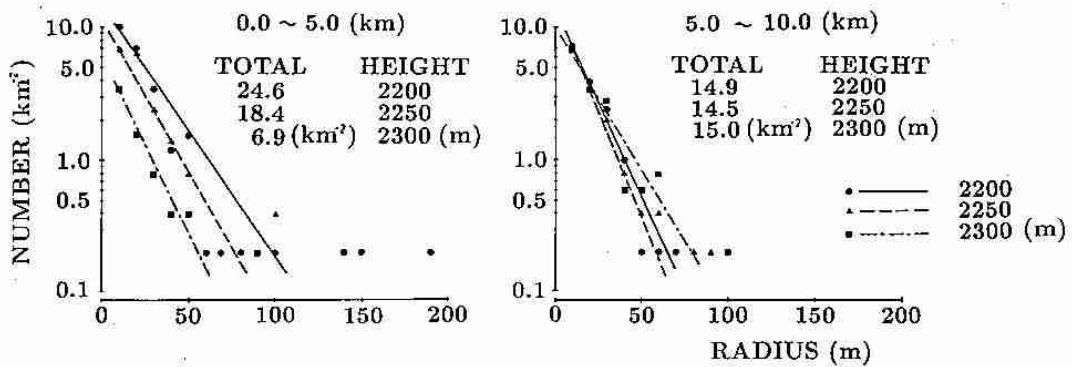


図4 雲の出ている領域の個数分布

## 9. ドップラーレーダーで見た降水雲中に発生した K-H不安定波について

高橋 暢宏・上田 博  
菊地 勝弘 (北大・理)

<はじめに> Kelvin-Helmholtz不安定波 (K-H波) は強い鉛直シアー中に発生することはよく知られており, リチャードソン数 (Ri) が 0.25 以下の条件下で発生する。この不安定波のレーダー観測例としては, FM-CWレーダーを用いた晴天乱流の観測や, ストームの下降流に伴うガストフロントによって発生する K-H波のドップラーレーダーを用いた3次元の気流解析がある。ここでは, 1989年9月6日に, 洞爺湖西岸に設置した北大理学部ドップラーレーダー (図1) の観測中, 弱い降水雲中で発生した K-H不安定波について報告する。

<観測・結果> まず, 総観場を図2に示す。地上天気図から, 北海道付近はカムチャッカ付近に中心を持つ低気圧の後面に位置し, 風が弱い状況であった。500mb面では, 北海道は気圧の谷の接近により風速が増しており, このような総観的な状況が強い鉛直シアーをつくり出していた。

観測された K-H波の特徴的な一例として, 05時18分の PPI の反射強度を図3に示す。レーダーサイトの東北東約40kmの高度約3~4kmに北西~南東に走行 (図中の破線) を持ち, 波長約3.5kmの細かいエコーパターンが見られる。また, ドップラー速度場も同様なパターンを示した。図4に示した様に,

その時の VAD法による風の鉛直プロファイルは高度3~4km間に約  $20\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$  の強い鉛直シアーがあった。また, VADデータ

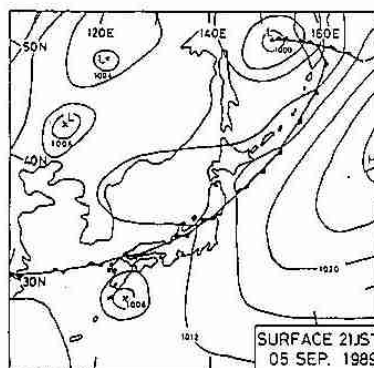
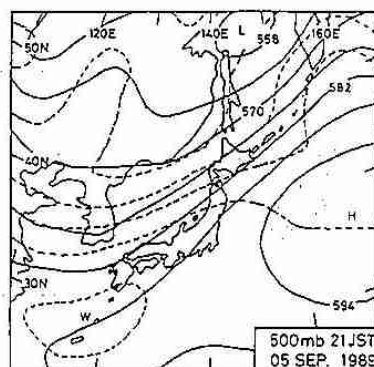


図2. 1989年9月5日21時の地上及び500mb天気図。

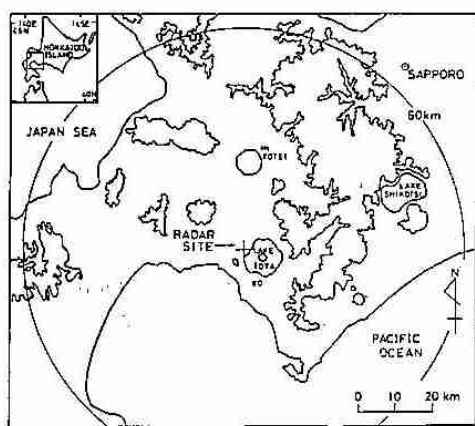


図1. 観測域の地図。地形を500mの等高線で示す。北大理学部レーダーの探知範囲を円で示す。

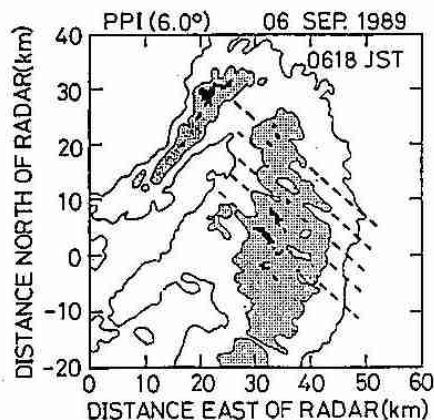


図3. 05時18分の PPI の反射強度。コンタは18dBZから2dBZ毎。

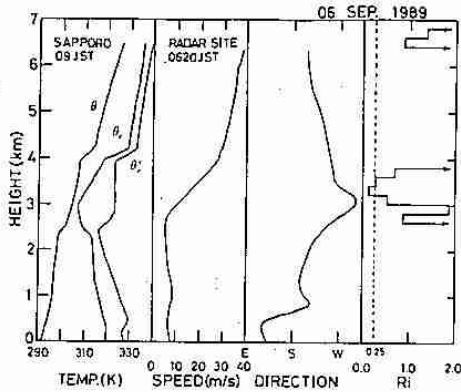


図4. 温位(09時,札幌), VAD法による風及び, リチャードソン数の鉛直プロファイル.

と, レーダーサイトから約60km離れた札幌の09時のサウンディングのデータを用いて求めたリチャードソン数(Ri)はこの高さで0.25以下の値を示した(図4). このようなエコーはおおよそ05時34分~06時28分の間に見られ, とくに05時48分頃と06時20分頃に顕著に現われていた. その時間帯を含む05時14分から06時51分まで約15分毎のVAD法による風の鉛直プロファイルを用いて, それぞれの時間でのRiを求めた. 図5にRiの時間変化を示した. Riの小さい値を示したのは高度3~4kmのみであった. この期間中で臨界リチャードソン数(Ric=0.25)以下の値を示した時刻は, レーダーで波状のエコーを観測していた時刻に対応し, 特に顕著に波が現われた時刻(05時48分, 06時28分)でのRiはこの期間での極小値(ともにRi=0.14)を示していた.

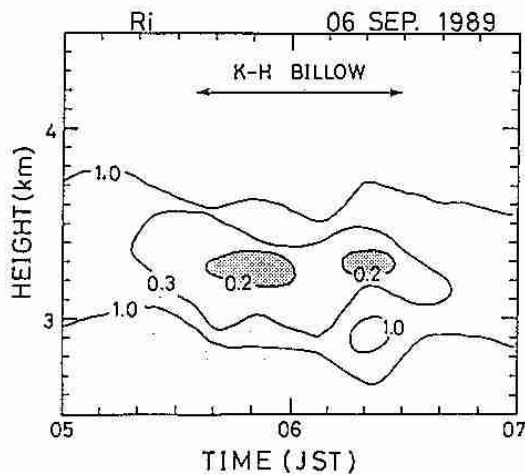


図5. リチャードソン数の時間変化.

これらの時刻における構造に関して, RHIのエコーとドップラー速度場の詳細な解析を行なった. 図6は, 05時56分のRHIの距離19km~29.5kmのドップラー速度の等値線に, 24dBZ以上のエコー域を重ねたものである. ドップラー速度の等値線間隔が密なところが強い鉛直シアアの領域を示しており, この部分で等値線のうねりが見られる. 図6ではこのようなうねりは3カ所(21, 25, 29km付近)見られ, そのうち2カ所では, 強エコー域(24dBZ)がみられた. 層状の降水においてはドップラー速度は, 高度毎にはほぼ一様であると考えられる. そこでドップラー速度の等値線を等温位線になぞらえれば, このようなうねりは等温位線のうねりであると考えられる. また, このうねりは0℃高度にはほぼ位置し, この高度付近でブライトバンドが現れていた状況であった. 従って, この等温位線のうねりが, ブライトバンドを局所的に強化した事により図3に見られる波状のエコーとして現われたと考えられる.

<まとめ> 強い鉛直シアア中に観測された降水エコー内に発生したK-H波は, 波長約3.5km, 北西-南東の走行をもち, その発生は, VAD法から求めた細かい時間間隔の風の鉛直プロファイルの変化によく対応し, かつ, Riが0.25以下の時に現われていることがわかった. また, この波動はドップラー速度のうねりとして現れ, そのうねりの効果としてブライトバンドを強化して, うねりに対応してエコーが現われたと考えられる.

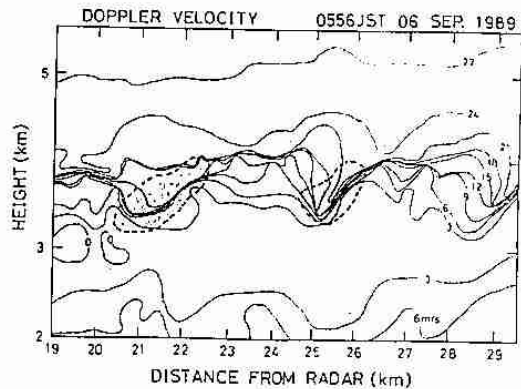


図6. 05時56分のRHIのドップラー速度場. ドップラー速度の正の値はレーダーから遠ざかる成分, 点描部は21dBZ以上のエコー域を示す.

## 10. 北海道における大雨の主成分分析について

豊田 威信・四宮 茂晴 (札幌・予報課)

### 1. はじめに

北海道で大雨が発生したときの降水量分布の特性を、客観的に把握するために、主成分分析を行った。

### 2. 資料

1981年～89年の9年間の4月～10月にかけて、1つの擾乱により北海道のどこかの地点(アメダス地点)で総降水量50ミリ以上、または1時間に20ミリ以上の降水があったものを1つの大雨の事例としてサンプリングした。(計237例)

### 3. 固有ベクトル分布図

第1から第4主成分まで固有ベクトルを求めた結果を第1図に示したが、その分布から見た降水パターンの特徴は以下の通りである。

#### (1) 第1主成分固有ベクトル(寄与率57%)

各地の降水量の平均値を基準として、全道的に降水量が多くなるパターン。

#### (2) 第2主成分固有ベクトル(寄与率11%)

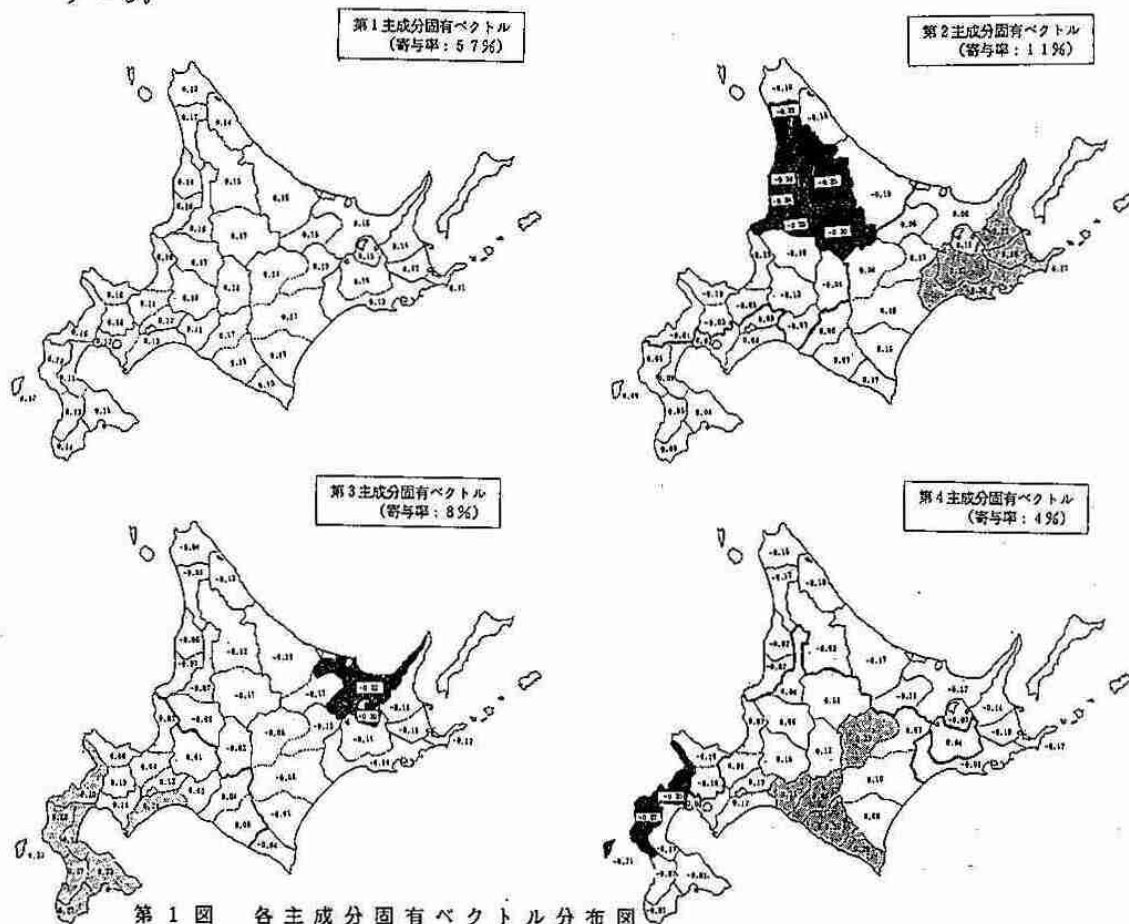
太平洋側東部で降水量が多く、日本海側北部で少ない。またはその逆のパターン。

#### (3) 第3主成分固有ベクトル(寄与率8%)

渡島半島と胆振中部で降水量が多く、網走方面で少ない。またはその逆のパターン。

#### (4) 第4主成分固有ベクトル(寄与率4%)

日高方面で降水量が多く、日本海側南部及び根室方面で少ない。またはその逆のパターン。



第1図 各主成分固有ベクトル分布図



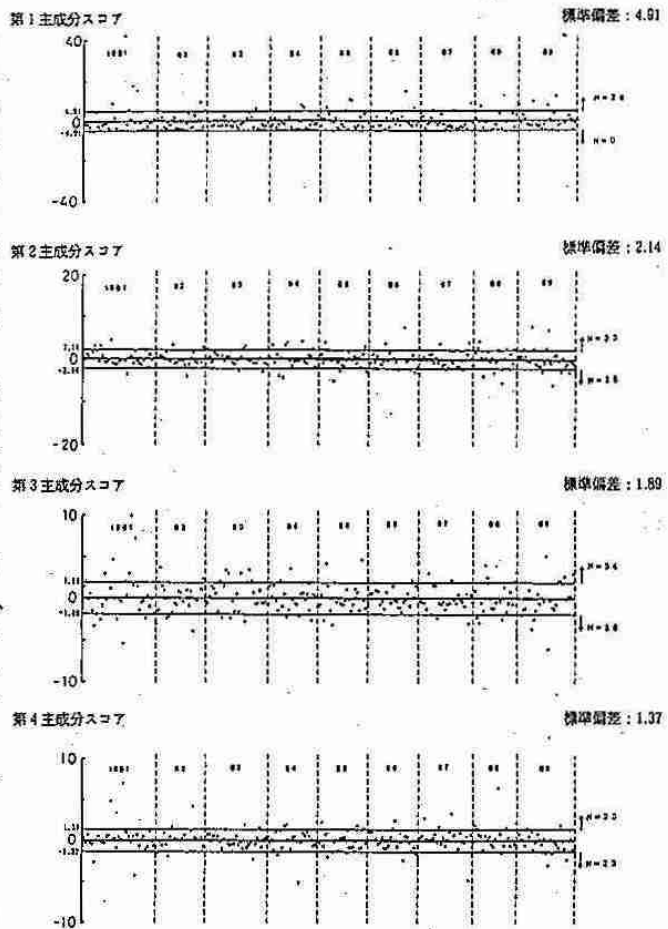
4. 各スコア卓越例の抽出

先の降水分布はどういった擾乱によってもたらされるのかを知るために、各スコアの時系列を作成し(第2図)、その中でスコアの標準偏差を超えるものを卓越するものとみなして抽出し、その時の擾乱の種類、コースを調べ、また、アメダスの降水量を平均して総降水量合成図を作成した。第2主成分スコアの負値が卓越した場合(第3図)を見てみると擾乱は、低気圧と前線が多く、低気圧のコースはB:本道北部を東~北東進、前線はJ:寒冷前線が東または南東進が圧倒的に多く、このパターンには擾乱の種類とコースが大きく関係していることが明らかになった。

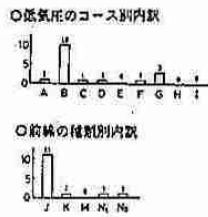
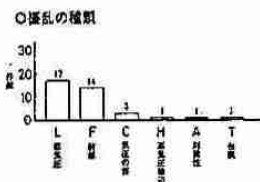
また、どの主成分も卓越しない61個の事例について調べたところ(第4図)、擾乱の種類は低気圧が関与しないものが約半数を占め、大雨の継続時間が短い特徴的であった。継続時間が5時間以下のものの中には、日中昇温による熱雷、森野の山岳性強雨が含まれ、局所的短時間強雨のパターンがこの中に含まれていることがわかった。

5. まとめ

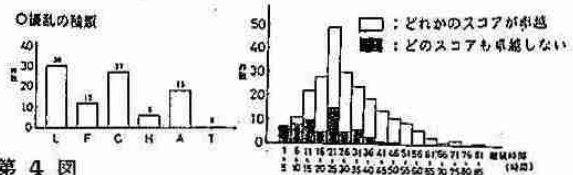
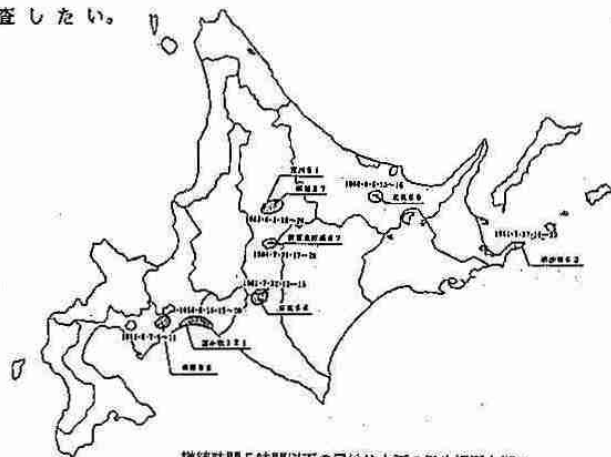
主成分分析により237例中191例を分類することができたが、各パターンが卓越するときの気象的背景は、擾乱の種類やコースだけで説明できるものは少なく、今後は下層風系や暖湿気移流などに注目して調査したい。



第2図 各主成分スコア時系列と標準偏差



第3図 第2主成分スコアの負値が卓越する場合



第4図 どの主成分も卓越しなかった事例