

昭和63年度 第1回支部研究発表要旨

日時：昭和63年6月14日(火) 14時～17時

場所：北海道大学理学部地球物理学教室

3-401 講義室

1. 地形性筋雲の三次元レーダーエコー構造 28

北大・低温研	○藤吉 康志
〃	坪木 和久
〃	佐藤 晋介
〃	若濱 五郎
2. 北海道の日降水量、一時間降水量の最大値発現時の総観場の特徴と地域特性 30

札幌・技術部	若原 勝二
--------	-------
3. 北海道羊蹄山周辺の降雨特性 32

北大・環境研	○大口 修
〃	大本隆太郎
北大・理	菊地 勝弘
〃	上田 博
〃	谷口 恭
〃	岩波 越
4. 絶壁の山に trap された波動の性質 (2, 3層モデルを用いて) 34

札幌・技術部	豊田 威信
--------	-------
5. 風の経年変化 36

札幌・技術部	○能登 美之
〃	花房 龍男
6. レーダーから見た北海道西岸羽幌沖の小低気圧の形成過程(3) 38

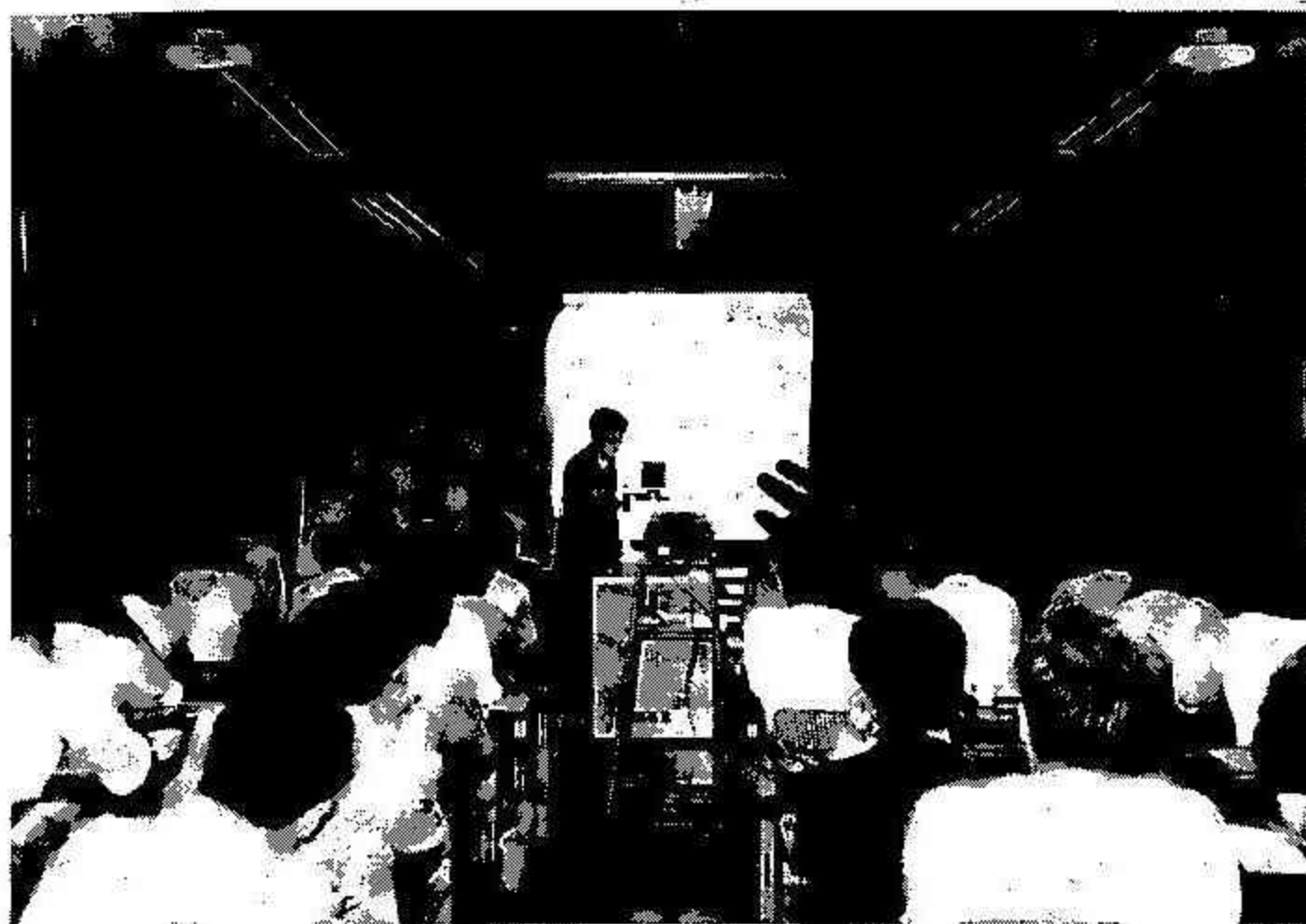
—— 100km程度の過状擾乱の事例解析 ——

北大・理	○小林 文明
〃	菊地 勝弘
〃	播磨屋敏生
7. GMSから見た日本海北部の冬季の雲の特徴 40

北大・理	○吉田 晋
〃	菊地 勝弘
〃	遊馬 芳雄
新日本気象海洋(株)	疋田 尚志
気象衛星センター	元木 敏博
8. 降雪をもたらす温帯低気圧にみられた band 構造 42

北大・低温研	○坪木 和久
〃	藤吉 康志
〃	若濱 五郎
9. 西部熱岸太平洋の海水温経年変動と北海道の降雪量経年変動の関係 44

北大・低温研	○立花 義裕
北大・理	松本 善之
北大・低温研	遠藤 辰雄
〃	若濱 五郎



◀ 研 究 発 表 藤 吉 会 員



◀ 研 究 発 表 坪 木 会 員



◀ 動 画 気 象 衛 星 「GOES」 上 映

1 地形性筋雲の三次元レーダエコー構造

藤吉康志, 坪木知久, 佐藤晋介, 若瀬五郎 (北大低温研)

1. はじめに

冬期季節風下で発生する筋雲は、降雪をもたらす雪雲の典型であるが、その内部構造は明確では無い。同じ筋雲の中でも、村松バンドのように特に太い筋雲は、山の風下で発生する地形性の筋雲である。このような地形性の筋雲は、気象衛星によって、世界各地に発生していることが知られている。北海道においても、利尻島の風下、積丹半島の積丹岳の風下、及び天狗峠から高島岬の赤岩山を結んだ線上に発生する筋雲がよく知られている。今回報告するのは、この最後の場合である。

2. 観測結果

観測は、1988年2月6日16時4分～17時29分まで行なった。データは、ASIMモードで秒6分間毎に取った。図1は、観測時間中のエコーを積算して平均をとって作った三次元データから得た、高度750mの平均CAPPIである。レーダ観測点から西30km地点にある高島岬辺りから急速にエコーの中が広くなり、上陸後、距離10km付近にある阿曾岩山(418m)でエコー強度が最も強くなり、以後エコー強度が弱まっていることが分る。10dBZで定義したエコートップも、高島岬の赤岩山(371m)で高くなった後低くなり、以後海上では次第に高くなっていく。しかし、上陸地点から5kmほど手前でエコートップは一定となり、更に内陸に入ると阿曾岩山の上空辺りでエコートップが急速に高くなっていくことが分る。以後エコートップは急速に下降する。

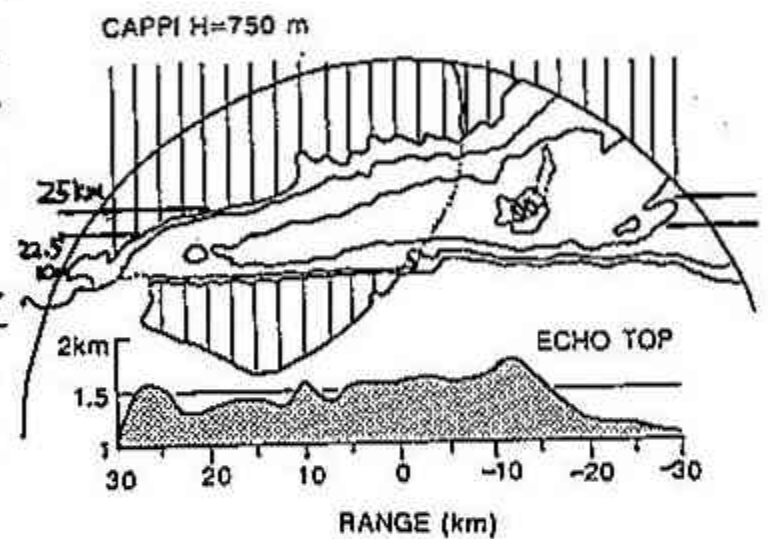


図1

図2は、このエコーの中のエコートップとの関係を示したものである。中は、距離の平方根に比例して広くなり、軸対称物体の後の伴流の中が広がり極めて良く一致している。エコートップも、出現地点付近の山の高さ分だけ差し引いてプロットする(図中白丸)と、中の広がりによって高くなっていくことが分る。又、図に示した数字は、アスペクト比(中/高さ)であり、出現地点から遠ざかるにつれて次第に扁平になっていくことが分る。

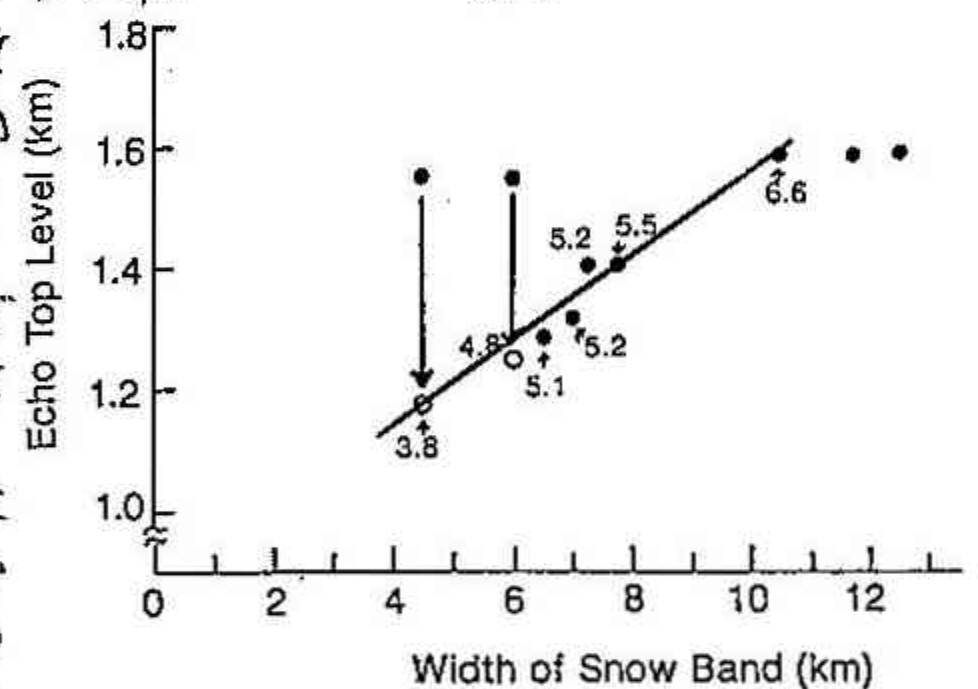


図2

図3は、バンド状エコーの地上レベルでの最大エコー強度と、エコートップとの関係を示したものである。出現初期には急速にエコー強度が増し、その後傾きが緩やかになるか、エコートップに比例してエコー強度も増していることが分る。又、エコートップが一定となった定常状態では、エコー強度もほぼ一定である。一方、阿曾岩山上空ではエコートップが急速に高くなり、それにつれてエコー強度も増加している。山を越えた以降は、エコー強度もエコートップも共にゆっくりと下がっている。

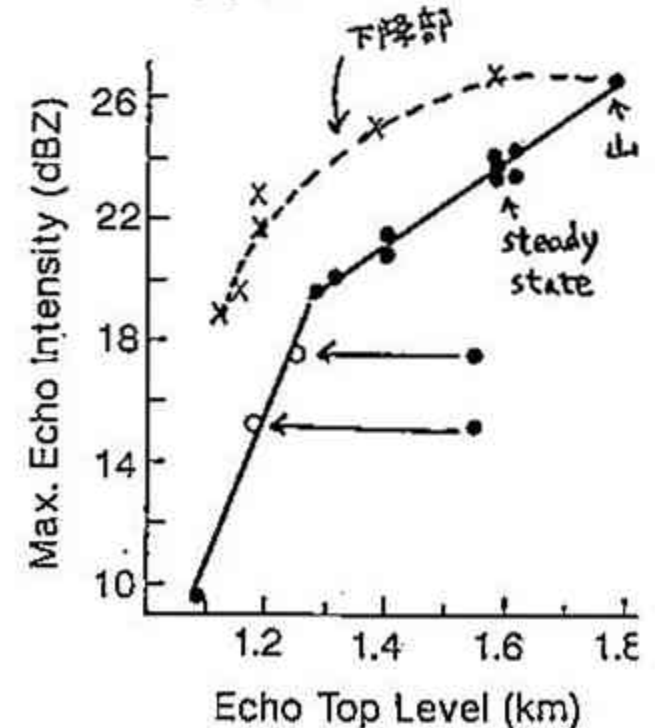


図3

図4は、図1の筋雲の走向に沿っての鉛直断面図の時間合成平均図である。下段の図から、エコーが出現してから上陸するまでのエコートップの上昇率は0.26m/sであり、山を通過後のエコートップの下降率は、10dBZで0.24m/s、20dBZで0.64m/sである。この下降速度は、雪粒子の落下速度にほぼ等しく、山を通過した後は、単に雪粒子が落下するのみで、新たな雪粒子の生産は無いと考えられる。一方、上昇速度は、

個々の対流雲の上昇速度としては小さ過ぎるここから、暖房付近の氷晶が成長して、レーダで検知できる大きさになって行く、一種の氷晶化進行速度を示していると思われる。更に、丁度山の上を通過する鉛直断面図(上段)を見ると、山頂の4~5km手前でエコートップが高くなり、強いエコー域が山頂から山下にかけて存在していることが分る。この強いエコーは、1.84%で落下しており、アラレに近い粒子が形成されていることが予想される。

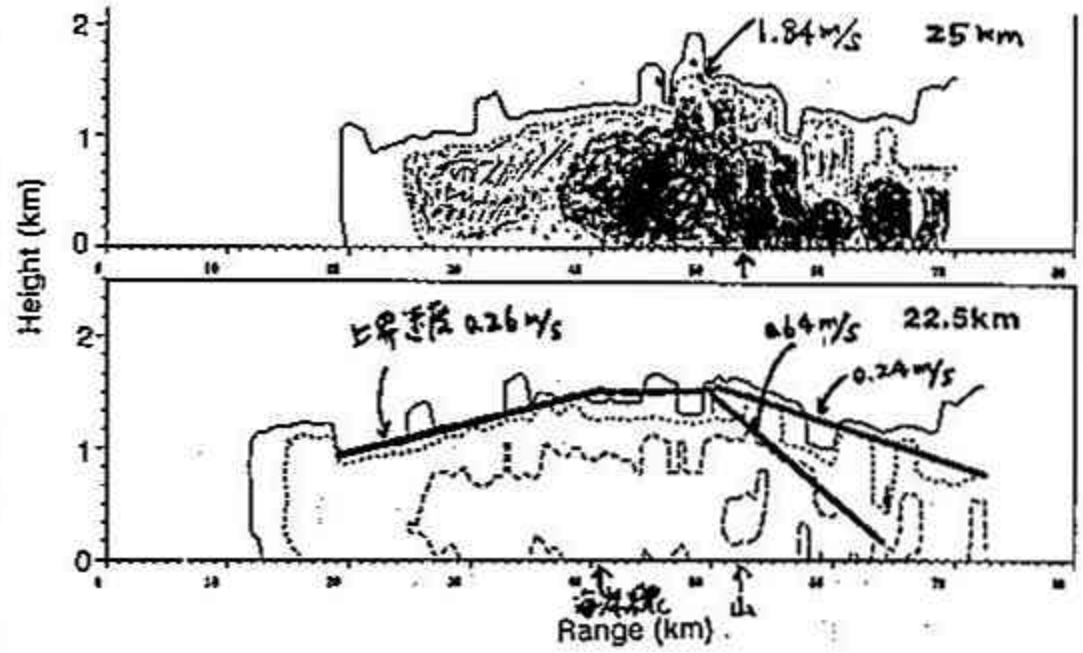


図4

図5は、図1の筋雲の走向に直交な面内の時間合成平均図である。図から、(1)左端のエコーは強く背が高い。(2)海岸に近づくにつれて右側に新しいセルが増えている。(3)個々の対流セルの大きさは1~5km程度である。(4)エコーの右下端は左方向に向いており、図中右から左(図2では上から下の方向)に風が侵入していることを示唆している。実際に、この断面内のドップラー速度を見ると、下層では右から左、上層では左から右に風が吹き、7.5kmの鉛直断面内に示したような循環が生じている。(5)エコーが山の上に達する(-12.5km地点)と、強いエコー域は2つに分裂し以降急速に弱まっていっていることが分る。

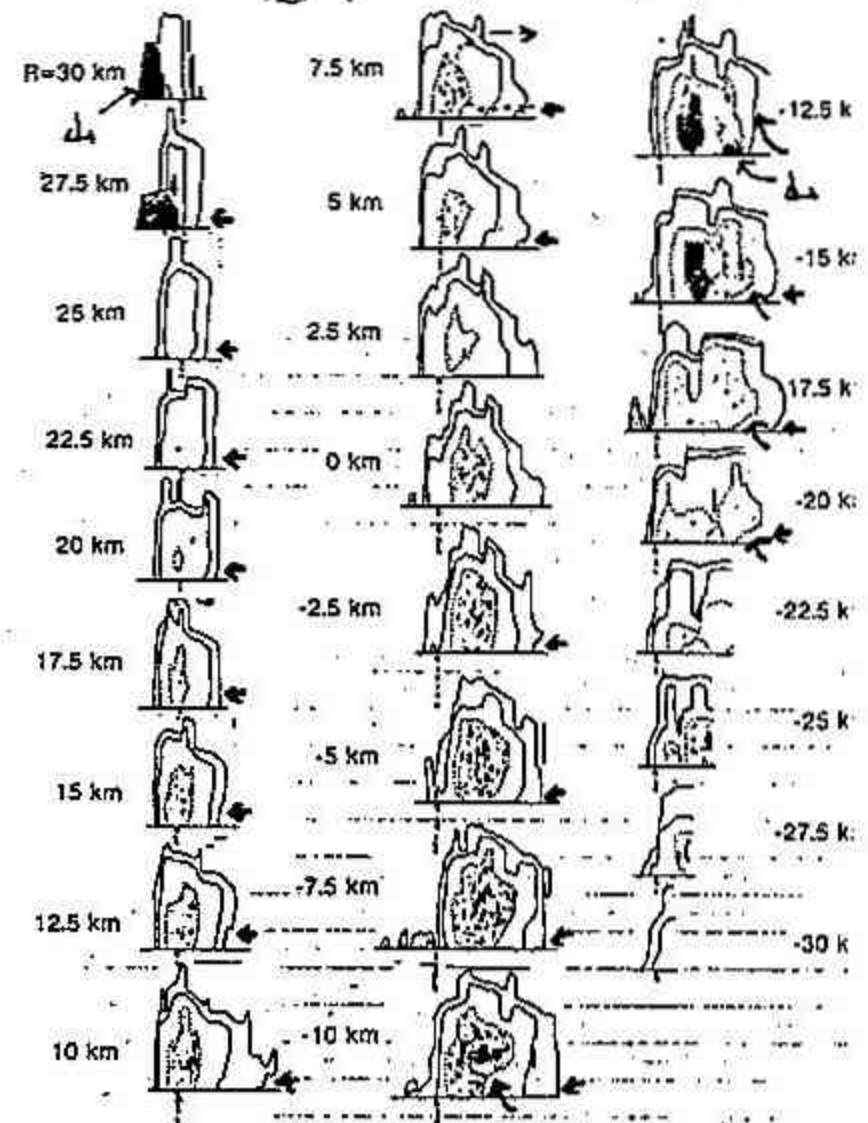


図5

図6は、時間合成図では無い、16時14分の高度1500mのCAPPIである。図から、中約20kmのメソスケールのエコーが規則的に並んでいることが分る。エコーの移動速度は8%であることから、メソ構造の出現間隔は約40分である。このメソ構造は、少なくとも1時間以上の寿命を持っているが、内部に存在する中1~5kmの対流セルの寿命は20分程度であり、対流セルは次々と入れ替わっていた。又、図には示さないが、図5のような各メソ構造の鉛直断面を見ると、下層において、図中上から下への空気の流入が見られるが、メソ構造とメソ構造との間には、このような空気の流入は見られなかった。

3. まとめ

限られた字数であるので、十分な図と説明を書くことはできず、より詳細な議論は学会誌上で行うこととして、現在のところ得られた結果を簡単にまとめる以下のようなことになる。(1)今回観測した筋状エコーは、天狗嶽の風下に発生した伴流が、高島岬の赤岩山の風下で更に強められた結果、海面との熱気と水蒸気交換が活発になり、下層で対流不安定が生じたために発生したものである。(2)筋状エコーは、長さ約20km、寿命が1時間以上のメソ構造が規則的に並んだものであり、メソ構造は更に、中1~5kmの20分程度の寿命を持つ対流セルから構成されている。(3)筋状エコーの中は既述の各乗に比例して広がり、これは、次々と新しい対流セルが進行方向の右側に形成されたためである。(4)メソ構造は、下層で進行方向右側から空気が流入し、上層で右側へ流出する循環を持っている。(5)エコートップ及び地上のエコー強度も、エコーの中にはほぼ比例して大きくなるが、上陸直前でほぼ一定となる。上陸後阿曾岩山上空で急速にエコーは発達し、2つの大きなセルに分裂した後急速に消滅した。これは、メソ構造の持つ循環が山によってさえぎられたためと考えられる。

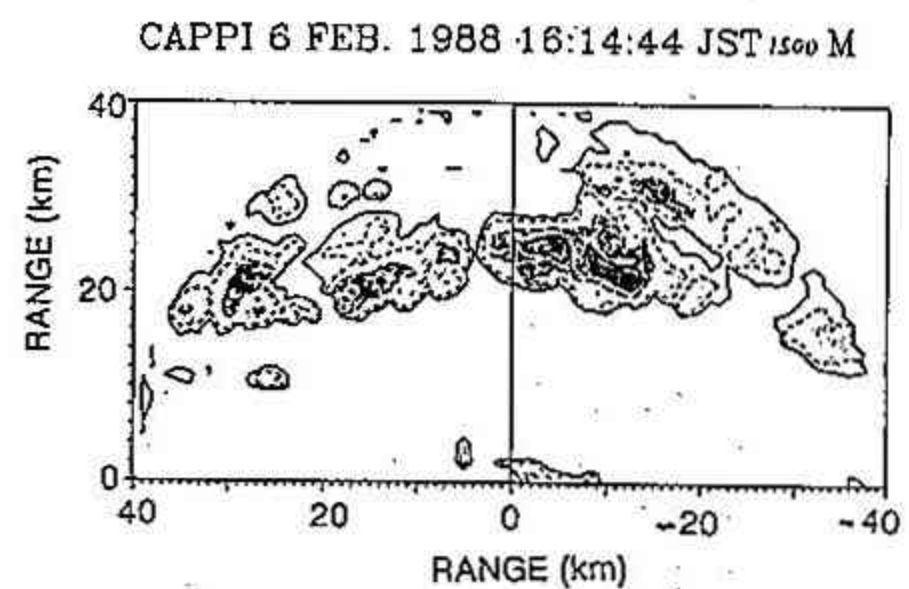


図6

限られた字数であるので、十分な図と説明を書くことはできず、より詳細な議論は学会誌上で行うこととして、現在のところ得られた結果を簡単にまとめる以下のようなことになる。(1)今回観測した筋状エコーは、天狗嶽の風下に発生した伴流が、高島岬の赤岩山の風下で更に強められた結果、海面との熱気と水蒸気交換が活発になり、下層で対流不安定が生じたために発生したものである。(2)筋状エコーは、長さ約20km、寿命が1時間以上のメソ構造が規則的に並んだものであり、メソ構造は更に、中1~5kmの20分程度の寿命を持つ対流セルから構成されている。(3)筋状エコーの中は既述の各乗に比例して広がり、これは、次々と新しい対流セルが進行方向の右側に形成されたためである。(4)メソ構造は、下層で進行方向右側から空気が流入し、上層で右側へ流出する循環を持っている。(5)エコートップ及び地上のエコー強度も、エコーの中にはほぼ比例して大きくなるが、上陸直前でほぼ一定となる。上陸後阿曾岩山上空で急速にエコーは発達し、2つの大きなセルに分裂した後急速に消滅した。これは、メソ構造の持つ循環が山によってさえぎられたためと考えられる。

2 北海道の日降水量・1時間降水量の最大値発現時の総観場の特徴と地域特性

若原 勝二 (札幌管区気象台)

1. はじめに

北海道内の気象官署における過去の大雨記録を発現時の総観場で分類すると、大雨発現地点にじょう乱毎の集中性が表れた。

日降水量の最大値発現時には台風が、1時間降水量の発現時には気圧の谷や前線が他のじょう乱より多く関連していることが分かった。

1時間40mm以上の豪雨地帯は脊梁山脈西側に多く、特に126mm/hrの記録をもつ登別・苫小牧を含む胆振中部を中心とした南西部の海岸と山系南斜面では60mm/hr以上の地点が多い。

2. 日降水量最大発現時の総観場 (第1表、第1図)

道内気象官署の日降水量最大値をじょう乱別に分類したのが第1表である。台風と前線が一番多く次は台風、前線・気層不安定、低気圧の順になっている。

台風と前線による大雨記録は第1図のように、南西部日本海側から北見枝幸にかけて発現している。このタイプは降水面積が広く、長時間の降水で雨量も多くなり、大河川の洪水を引き起こすことが多い。最近では昭和50年8月、56年8月の石狩川大洪水である。

台風(温帯低気圧に変わった台風も含む)による大雨記録は釧路から網走にかけての道東の海岸に発現している。

前線と気層不安定による大雨は旭川・帯広の内陸と南西部太平洋側に発現している。この中で苫小牧の447.9mmの記録は日降水量では道内1位である。

3. 1時間降水量最大値発現時の総観場 (第2表、第2図)

日降水量の記録が主に台風に関係しているのに比べて、1時間降水量の最大値発現は気圧の谷・気層不安定、前線によるものが多く、台風に関連して発現したのは千歳だけである。低気圧による大雨は3地点である。低気圧は中間規模のものである。

気圧の谷の場合は上層のトラフに対応して気層不安定によるものが多く、その大雨の発現は南西部太平洋側を除いてほぼ全道的に分布している。脊梁山脈周辺の帯広・旭川・岩見沢では、熱的小低気圧の発生も関連して気層不安定が増大し強雨に結びついている。

前線による大雨は、室蘭から広尾にかけての太平洋側と小樽から留萌を経て北東方向のオホーツク海側にかけて分布しており、前者は梅雨前線、後者は寒冷前線が関連している。

このように、1時間降水量の発現には中規模から中間規模のじょう乱が関連している。

4. 40mm/hr以上の大雨発生分布 (第3図)

道内各気象官署とアメダス地点の観測開始から1987年までの1時間最大降水量40mm以上の分布を20mm毎の階級別に示したのが第3図である。126mm/hrの記録をもつ苫小牧・登別の胆振中部を中心に、渡島半島から襟裳岬周辺にかけては、60mm/hr以上の地点が集中している。この地帯は梅雨前線の北上や中規模低気圧の通過により南からの暖湿気流が効率よく、降水に変換できる地理的条件が備わっているからである。同じ太平洋側でも道東の海岸地帯には60mm/hr以上の地点が現れていない。この他に60mm/hr以上を記録したのは、熱雷による上川南部と寒冷前線の通過による道北日本海側の地点である。

40mm/hr以上の地点に着目すると、石狩中部から南空知を経て上川中部にかけては内陸でも集中している。これに反して、十勝北部から網走地方にかけてと中空知から上川北部を経て宗谷南部に至る領域・後志の羊蹄山麓が40mm/hr以上の大雨を記録していない。

ただし、40mm/hr以上の降水は直径10から20kmの対流セルによって発生するので、アメダス地点にキャッチされない場合もあり、観測点のない山岳周辺では、40mm/hr以上の大雨が発生している可能性が大きい。

5. おわりに

日降水量と1時間降水量の記録(第1表、第2表)が同じ降水によって発現した地点は苫小牧と函館だけである。強く、しかも多量の降水を発生させる条件がこの南西部太平洋側にあることをしめしている。

台風と前線が相互に関連して発生する大雨は面積降水量が多く大洪水に結びつき、短時間強雨は山ガケ崩れが主な被害となりやすい。

総観場は主に地上天気図を使用して分類したが立体的な構造も含めて、今後調査することが必要である。

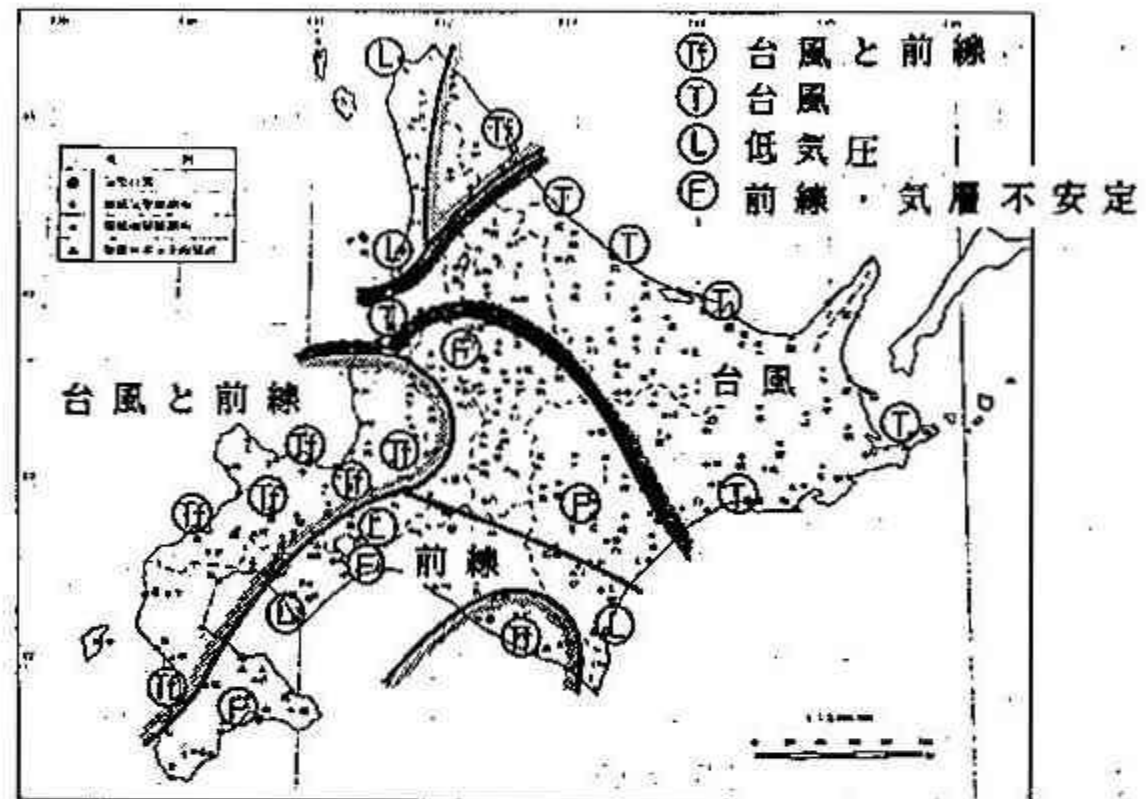
第1表 北海道内気象官署日降水量の記録
(観測開始-1986年)

	地名	日降水量最大値	起 日
台風と前線	岩見沢	262.0	1981. 8. 4
	札幌	207.0	1981. 8. 23
	苫小牧	208.3	1982. 8. 3
	浦河	190.0	1981. 8. 5
	倶知安	180.9	1982. 8. 3
	江差	168.0	1975. 8. 23
	小樽	161.0	1982. 8. 3
台風	北見枝幸	123.5	1981. 8. 5
	網走	182.4	1941. 9. 6
	紋別	148.0	1973. 8. 18
	根室	147.5	1986. 9. 4
	釧路	147.5	1973. 8. 18
	武蔵	125.7	1950. 9. 4
前線不安定	網走	106.6	1935. 8. 30
	苫小牧	447.8	1950. 8. 1
	旭川	184.2	1955. 8. 17
	釧路	176.0	1939. 8. 25
低気圧	帯広	181.3	1948. 8. 14
	尾闕	244.3	1984. 6. 4
	室蘭	170.0	1975. 11. 7
	千歳	163.0	1975. 7. 26
庄	稚内	155.5	1970. 10. 25
	幌向	140.0	1975. 9. 8

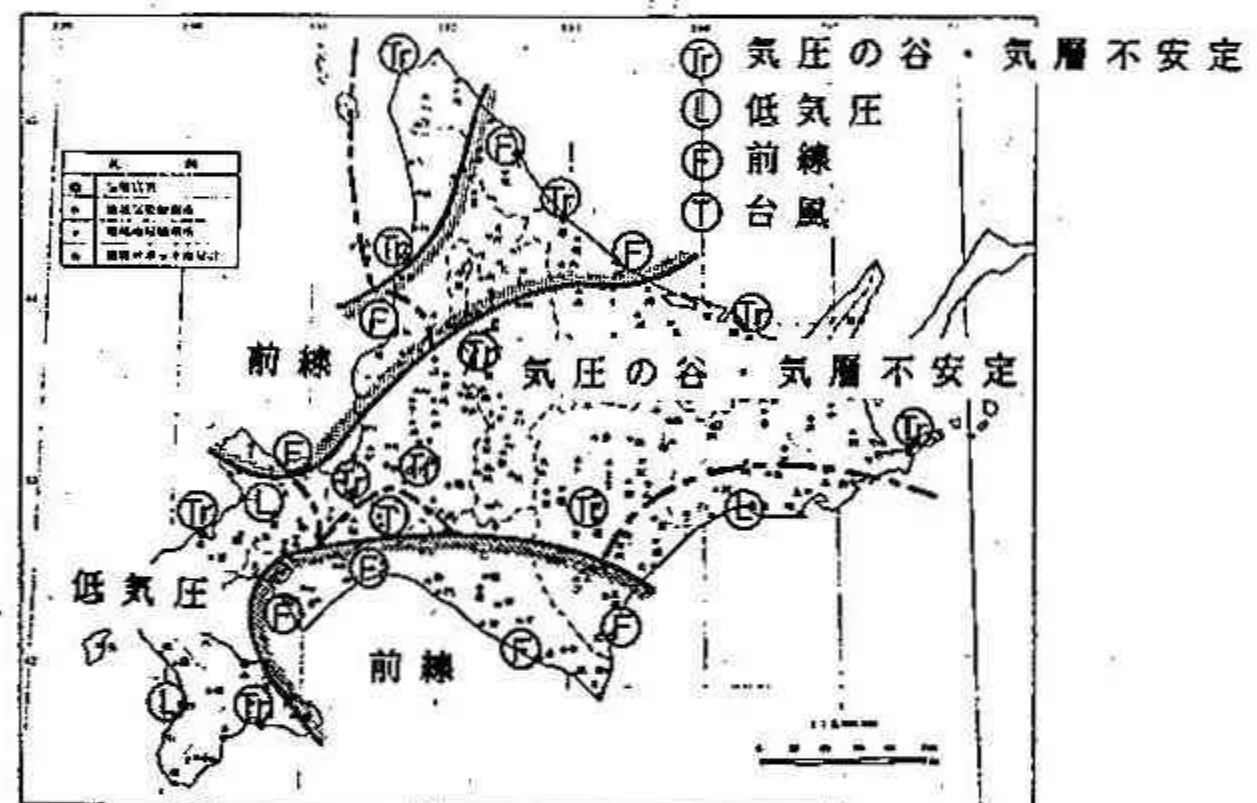
注) 台風の中には温帯低気圧に変わったものも含む。

第2表 北海道内気象官署1時間降水量最大値
(観測開始-1987年)

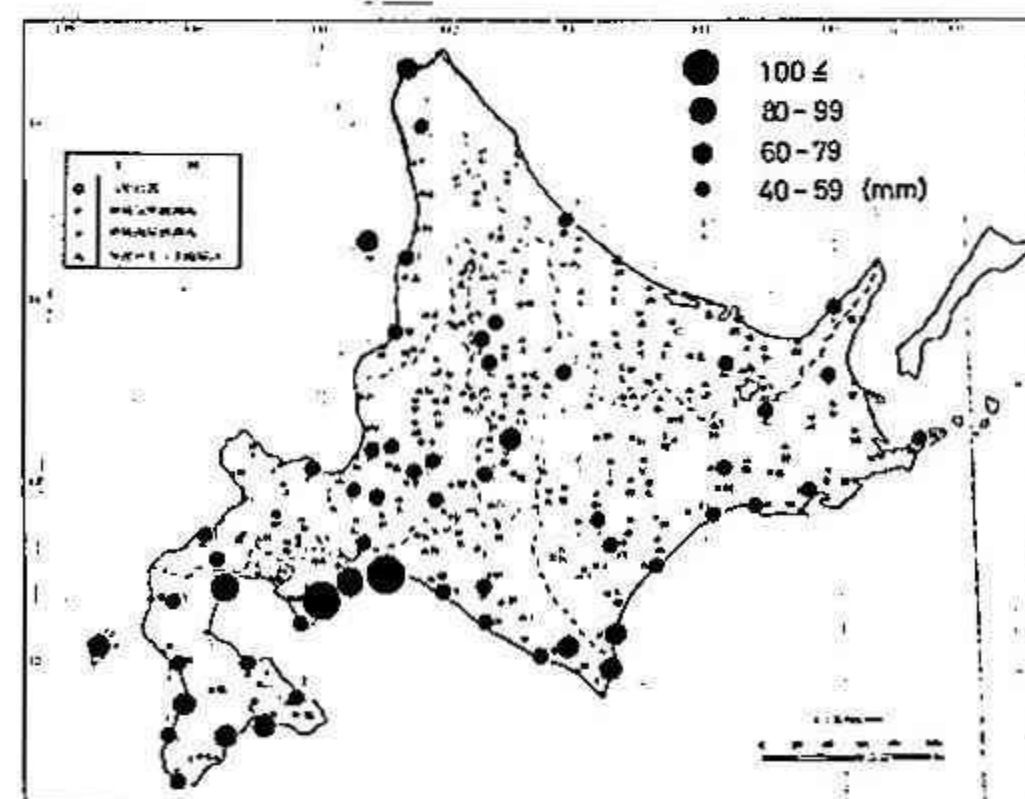
	地名	1時間降水量	起 日
気圧の谷・気層不安定	稚内	64.0	1938. 9. 1
	函館	63.2	1939. 8. 25
	旭川	57.3	1912. 8. 14
	帯広	56.5	1975. 7. 17
	根室	52.8	1955. 10. 15
	釧路	52.1	1955. 10. 2
	岩見沢	50.2	1913. 8. 28
	札幌	49.0	1973. 8. 10
	浦河	48.7	1953. 8. 14
	倶知安	41.7	1931. 8. 23
	小樽	36.8	1925. 8. 27
前線	苫小牧	126.0	1950. 8. 1
	旭川	70.3	1959. 10. 13
	帯広	51.3	1949. 9. 23
	釧路	45.0	1962. 7. 31
	浦河	43.5	1958. 7. 31
	小樽	40.2	1954. 9. 11
	北見枝幸	39.0	1983. 8. 19
低気圧	江差	68.5	1975. 9. 8
	網走	55.9	1947. 8. 26
	倶知安	36.0	1981. 6. 28
台	千歳	44.0	1985. 9. 1



第1図 日降水量最大値発現時のじょう乱別地域特性



第2図 1時間降水量最大値発現時のじょう乱別地域特性



第3図 40 mm/hr以上強雨の階級別発生分布
(気象官署、アメダス地点、観測開始-1987年)

3 北海道羊蹄山周辺の降雨特性

大口 修・大本隆太郎（北大・環境）

菊地勝弘・上田 博・谷口 恭・岩波 越（北大・理）

§ 1. はじめに

北海道後志地方の羊蹄山は、標高1893mの孤立峰で、道内の山々の中でも最も典型的な円錐形の山容を呈している。このような典型的な孤立峰が、降雨に与える影響を調べるために、昨年、独自の雨量計ネットワーク、北大理学部レーダーを用いて観測を行なった。

§ 2. 観測期間、方法

1987年8月下旬から9月上旬の16日間、洞爺湖の西側、羊蹄山の南23kmの位置にレーダーを設置し、羊蹄山周辺のレーダーエコーを、またこれと同時に独自に18台の雨量計を設置して、この地域の降雨観測を行なった。特に羊蹄山周辺では、各高度で羊蹄山を取り巻くように雨量計を設置した。（図-1）

§ 3. 結果

観測期間中の主な降雨のうち、2つの例について一雨の総降雨量分布を図-1に示す。

8月31日から9月1日にかけての雨は、台風12号から変わった温帯低気圧によるもので、31日、日本海を北東進する台風の接近とともに、夕方から風雨が強まって全般に荒れ模様の天気となった。羊蹄山周辺では、31日20時、1日03時及び09時を中心に降雨があり、風向は南南西であった。図-2は、この風向とほぼ同方向の、レーダーサイトから羊蹄山に至る南北のラインについて、地形断面及び降雨量を示している。図からわかる様に、羊蹄山の風上側では、レーダーサイトでの降雨量0mmから標高900mでの28mmまで、観測点の高度と降雨量が良い対応を示している。

また、図-3は羊蹄山の山頂よりみた観測点の方位と高度及び降雨量を示しているが、この図からも各斜面毎にみると高度が高いほど降雨量が多くなっていることがわかる。また、

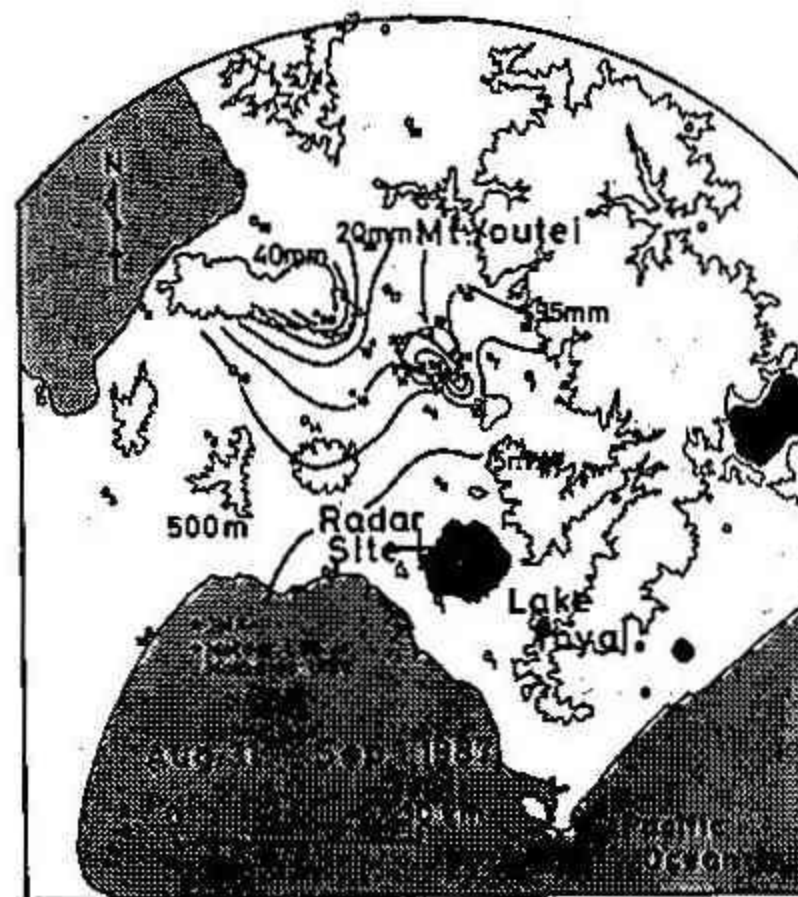


図-1 雨量観測点及びAMeDASによる1987年8月31日から9月1日の総降雨量分布。

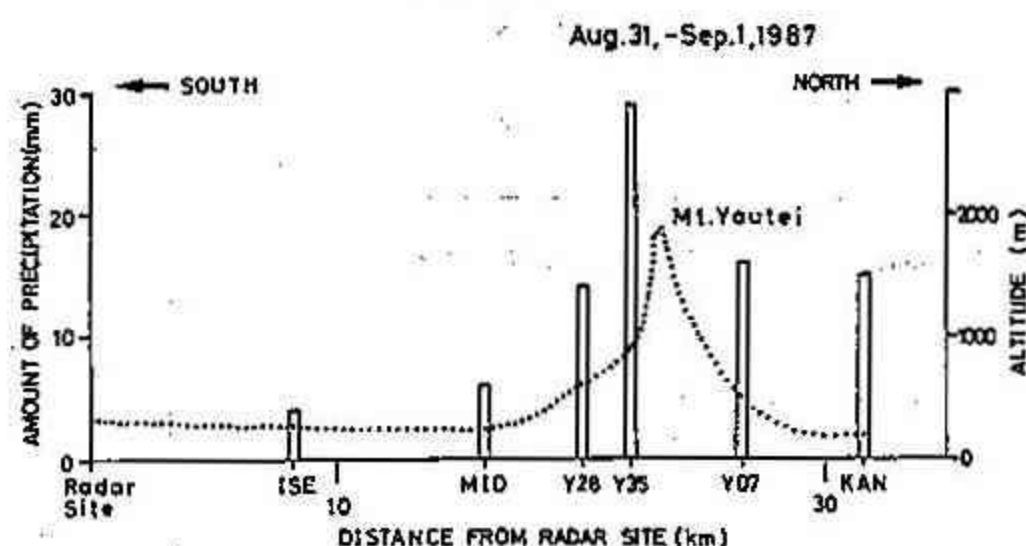


図-2 羊蹄山の南北断面（点線）とその周辺の降雨量。

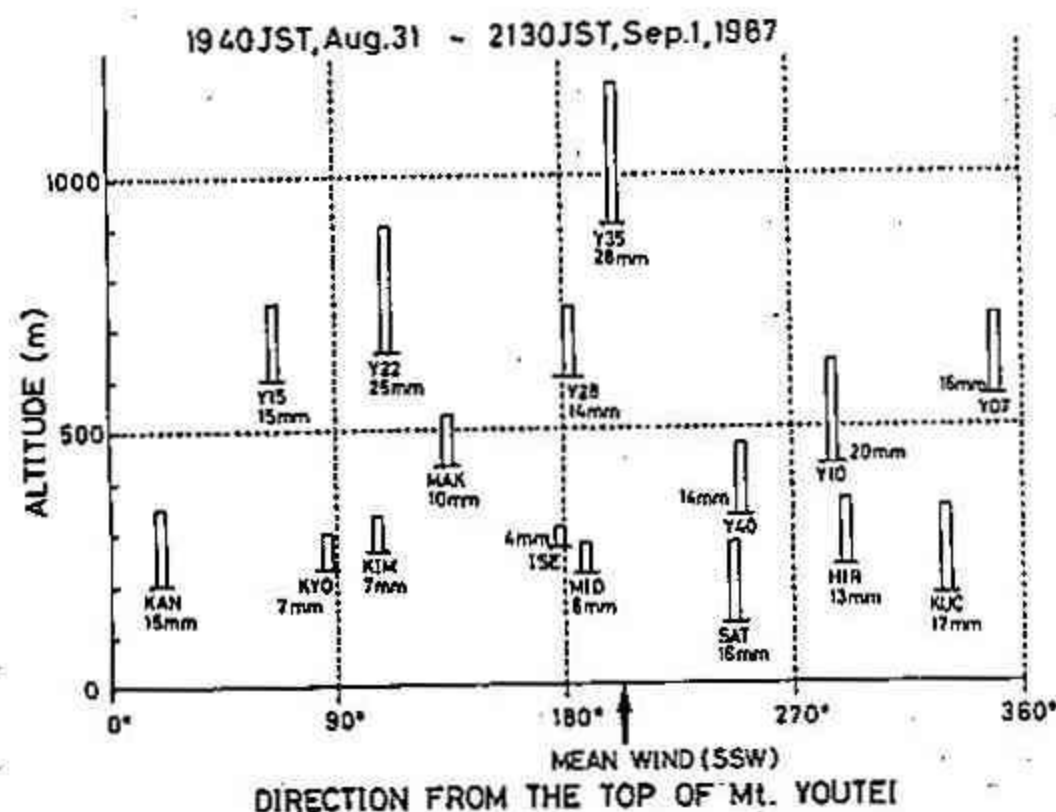


図-3 観測点の高度、羊蹄山々頂からの方位及び降雨量。

風上にあたる南南西斜面よりもその側面の斜面の方が、降雨量が多くなっていることもわかった。

図-4は、31日19時から21時にかけて観測域を南西から北東へ通過したエコーの20時のPPI図である。このエコーの、風向に平行で羊蹄山の山頂を含む鉛直断面での時間変化を、図-5に示す。この図よりエコー強度の最も強い部分が羊蹄山にぶつかることによって、そのエコー強度が強められることと、さらにその風上側に同じ様な形状のエコーが存在していることがわかる。この様な二重のエコーは19時50分の図でも認められるため、このエコーが最初からこの様な構造を持っていたとも思われるが、その強度に注目すると羊蹄山に近づくと共に確実に強くなっており、風上側20km程度でもその効果が認められる。

一方図-6には、羊蹄山の影響の、風向に対して横方向の広がりを見るために図-4に示すAからEの5つの面での鉛直断面を示すが、この図より横方向の広がりに関しても、2重の構造及びエコー強度が羊蹄山付近を中心にエンハンスされていることがわかる。

8.4 まとめ

羊蹄山の斜面上では高度が高いほど降雨量が多く、また風上側斜面よりもその側面の斜面の方が降雨量が多かった。

羊蹄山周辺に移動してきたエコーは羊蹄山の影響によって強められ、今回の例では20km近く手前から、また横方向では片側10km程度の範囲で、その影響があると思われた。

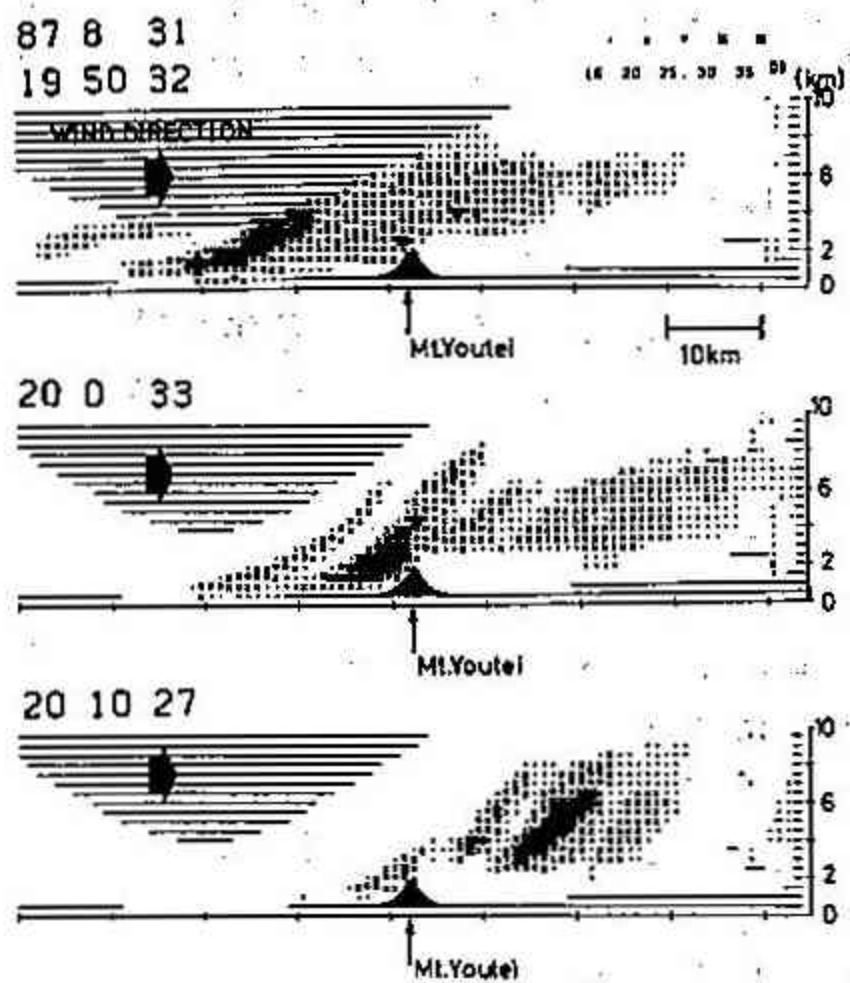


図-5 レーダーエコーの羊蹄山々頂を含む鉛直断面の時間変化。

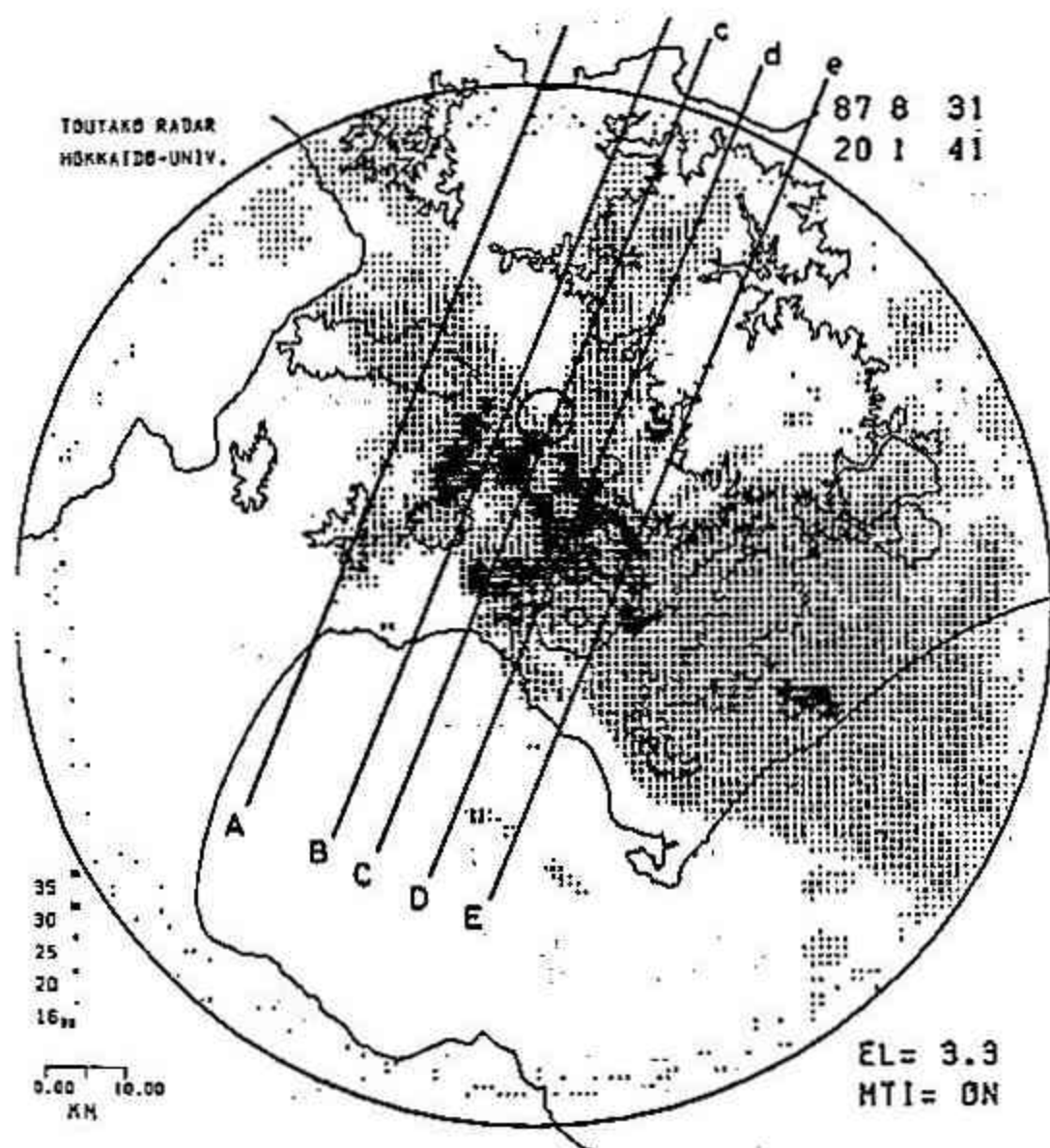


図-4 洞爺湖西側に設置した北大理学部レーダーによる1987年8月31日20時01分のPPIレーダーエコー。

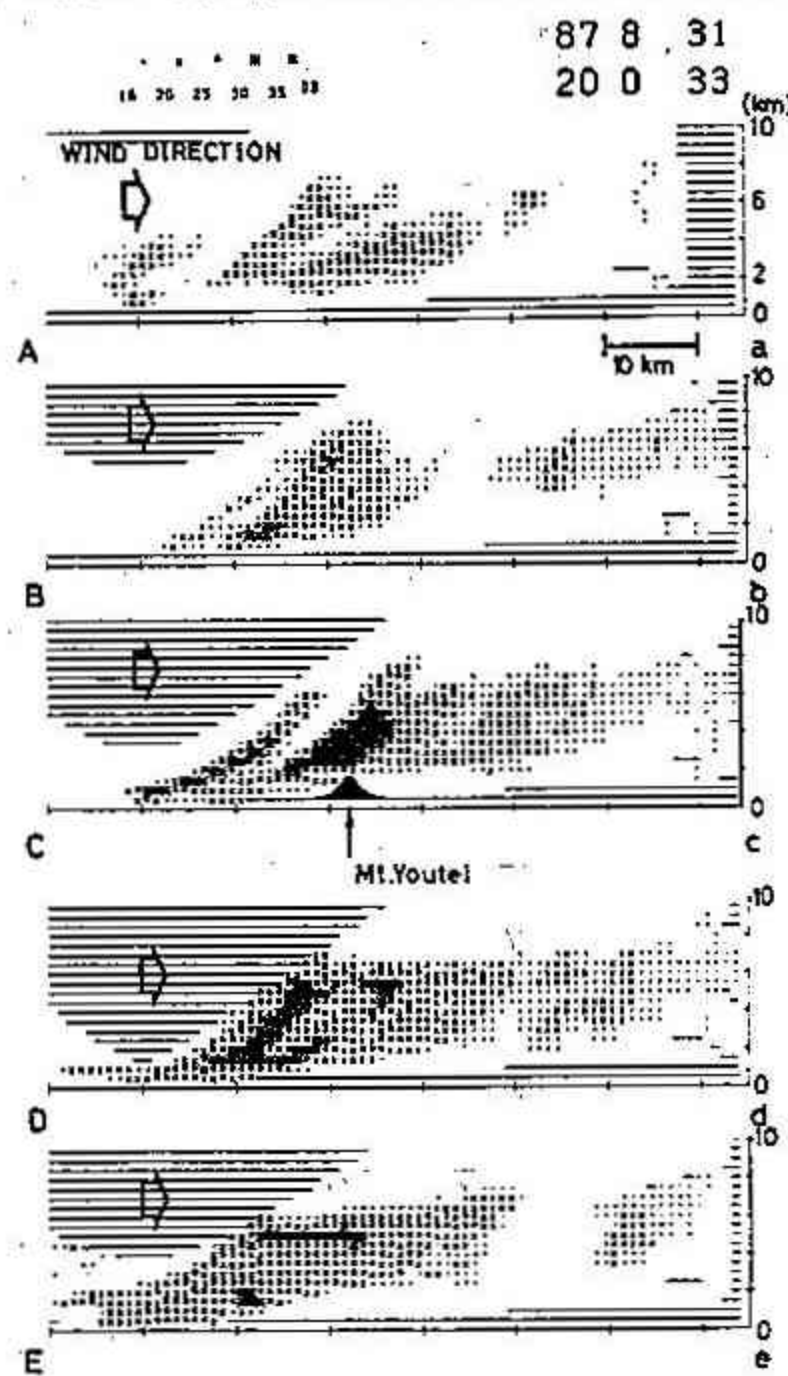


図-6 レーダーエコーの鉛直断面の空間変化。

4 絶壁の山に trap された波動の性質 (2, 3 層モデルを用いて)

札幌管内気象台

皇田 威信

1. はじめに

南アフリカでは総観規模の擾乱の通過後、海岸の山脈に沿って海側に coastal low が形成され、海岸のまわりを 5~10% の速度で移動する現象があることが知られている (図1)。Gill (1977) はこれを coastal Kelvin Wave とし、side boundary としての山の効果を唱えた。その後 Bannon (1981) は内陸側にも海岸線に trap された low があつたことに目をつけ、これを説明するために山脈よりも高い層にも逆転層のあるモデル (図2(c)) を考え、一定の周期と波長をもつた forcing を与えて似たような構造をもつ波がでることを示した。これを彼は「強制内部ケルビン波」と呼んだが、そもそも図2(c) のような状況の時、絶壁に trap された波はどんな性質を持てているかについてはほとんど議論をしておらず、どのように「内部ケルビン波」的なものかについては触れていない。従つてこうした気象現象を理解する上でも、今一度図2(c)で絶壁に trap された free mode の波動の性質を調べておくことは意味のあることと思われる。(南アフリカの海岸でこのような成層になる時があることは報告されている。) 定はこのモデルについてのモード解は海洋学の方で調べられている (例えば Kajikawa (1974)) のだが、解の構造までは図にしていなため、ここで調べておくことは意味のあることと思われる。手順としてはまず図2(b) (Longuet-Higgins (1968) が提唱) について調べ、図2(c)の結果の参照にしたい。

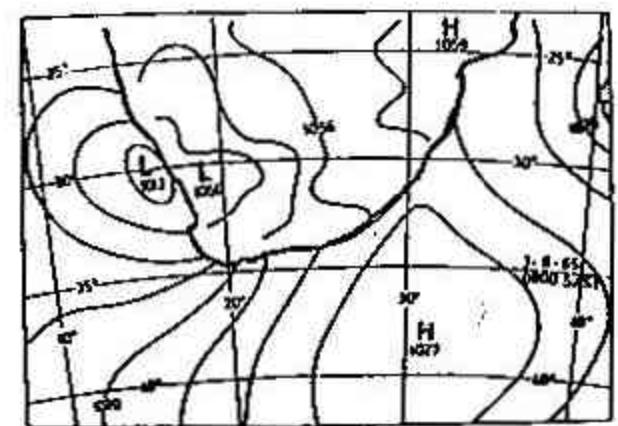
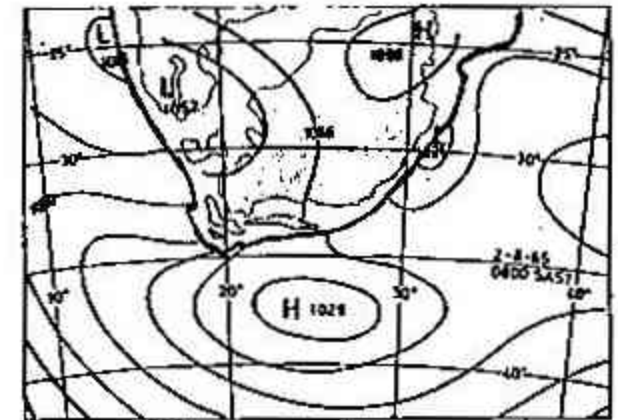


図1. 南アフリカの coastal low (Gill (1977))

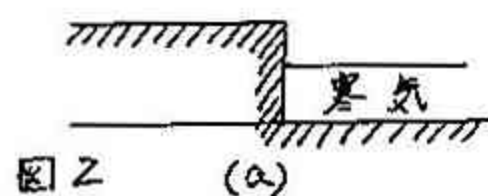
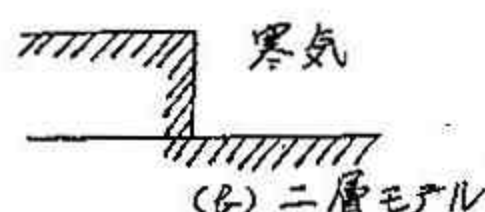
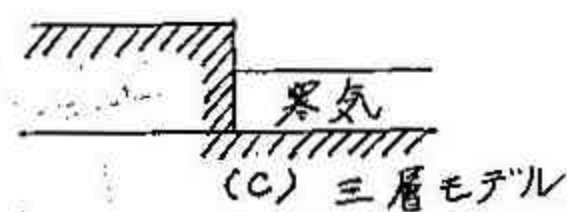


図2 (a)



(b) 二層モデル

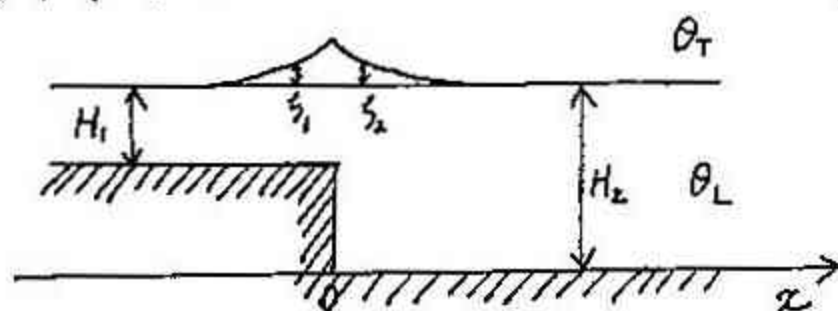


(c) 三層モデル

2. 問題設定・問う手法

2-1. 二層モデル

あくまで線型化された shallow water equation で解く。山の高さは 3500m。



$$\begin{cases} \frac{\partial u_i}{\partial t} - f v_i = -g^* \frac{\partial \zeta_i}{\partial x} \\ \frac{\partial v_i}{\partial t} + f u_i = -g^* \frac{\partial \zeta_i}{\partial y} \\ \frac{\partial \zeta_i}{\partial t} = -H_i \left(\frac{\partial u_i}{\partial x} + \frac{\partial v_i}{\partial y} \right) \end{cases}$$

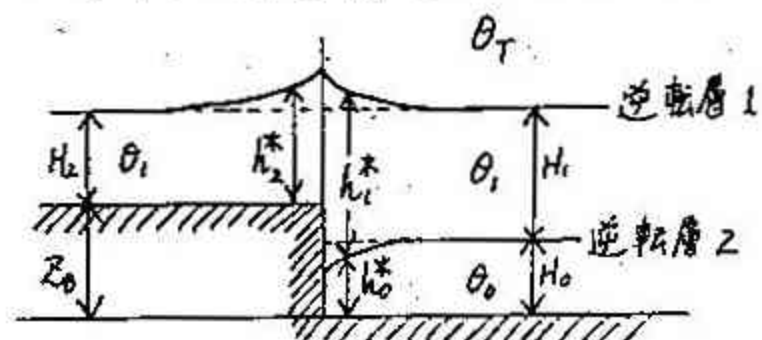
here $g^* = \frac{\theta_T - \theta_L}{\theta_L} g$
 $i = 1, 2$

境界条件は $\zeta_1 = \zeta_2, H_1 u_1 = H_2 u_2$ at $x=0$

$$\zeta_{1,2} \propto \begin{cases} \exp\{K_1 x + i(\ell y - \omega t)\} & x < 0 \\ \exp\{-K_2 x + i(\ell y - \omega t)\} & x > 0 \end{cases}$$

trapped mode の解を求める。

2-2. 三層モデル



$$\begin{cases} \frac{\partial u_i}{\partial t} - f v_i = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_i}{\partial x} \\ \frac{\partial v_i}{\partial t} + f u_i = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_i}{\partial y} \\ \frac{\partial \zeta_i}{\partial t} + H_i \left(\frac{\partial u_i}{\partial x} + \frac{\partial v_i}{\partial y} \right) = 0 \end{cases} \quad i = 0, 1, 2$$

境界条件は

$$h_0^* + h_1^* = h_2^* + z_0$$

$$H_0 u_0 = 0$$

$$H_1 u_1 = H_2 u_2 \quad \text{at } x=0$$

trapped mode の解を求める。

3. 結果・考察

2層モデルにおいては位相速度は南向きであり北向きの位相速度は存在せず、与えられた波長に対して解は1つである (Fig.3参照)。このうち波長1000kmに対応する構造がFig.4に示されており、風はほとんどgeostrophicに吹いている。これは湾として伝播してゆく波動であり地形性ロスビー波の性質を持っていることがわかる。実際、波の性質の成層の強さに対する感度は逆転層の高さに対する感度に対してより弱い。

3層モデルの場合も位相速度は南向きであり北向きの位相速度は存在しない。約400kmより長い波長に対しては2つのモードが存在し、それ以下の波長に対してはモードは1つである (Fig.5)。このうち波長1000kmの波動に対してその構造をFig.6(a)(b)に示す。この図から、2つのモード解のうち1つはロスビー波的なふるまいをし (Fig.6(a)), もう一つは深い側ではケルビン波的、浅い側では重力波的にふるまうことが示唆される。ロスビー波モードでは2層モデルの構造と似ていることがわかるであろう。ケルビン波モードでは逆転層2の変位が逆転層1の変位に比べて大きく、その重要性が判る。またその位相速度は山の上空に逆転層がない時に比べて遅くなることも判った。この結果からすると南アフリカの coastal low はむしろ Fig.6(b) よりも Fig.6(a) に近い印象をうける。

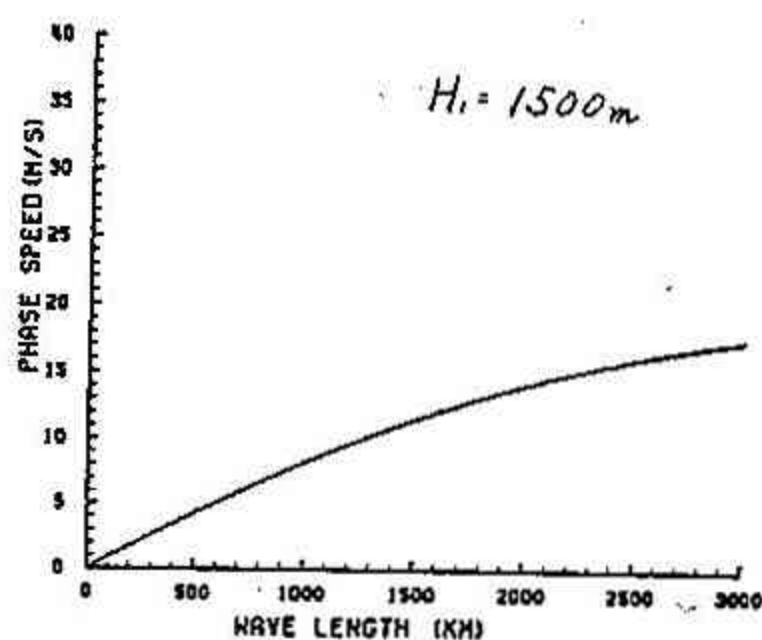


Fig.3

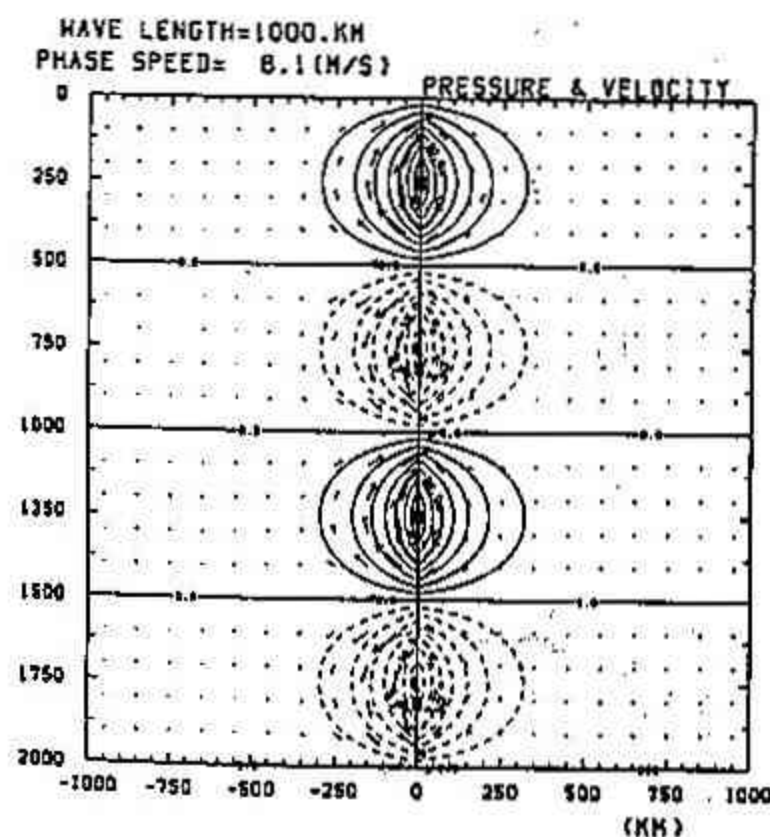


Fig.4

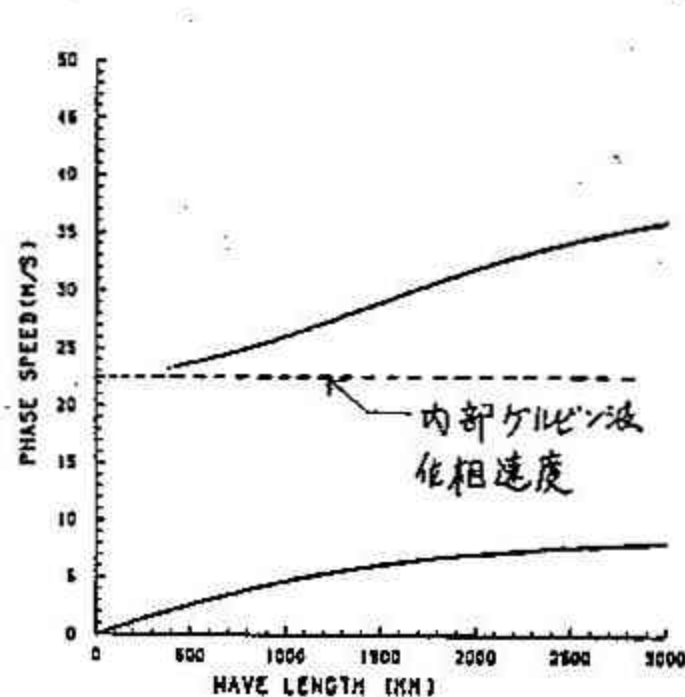


Fig.5

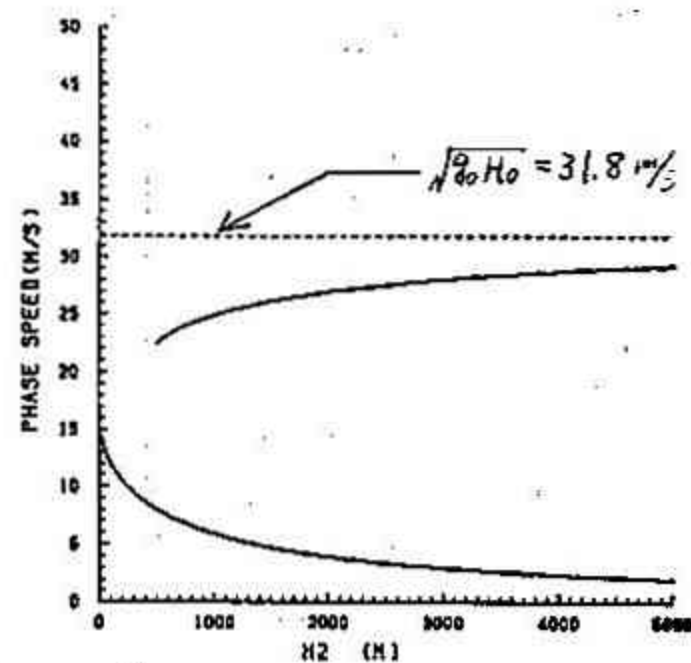


Fig.7

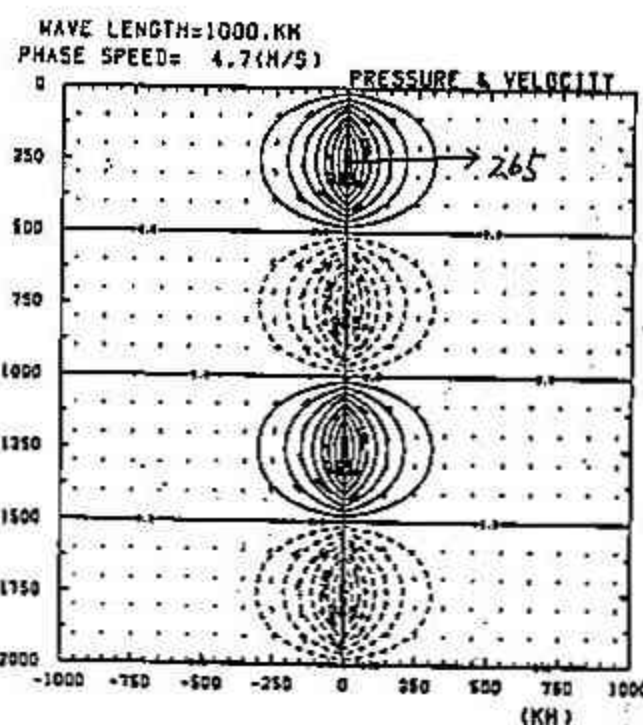
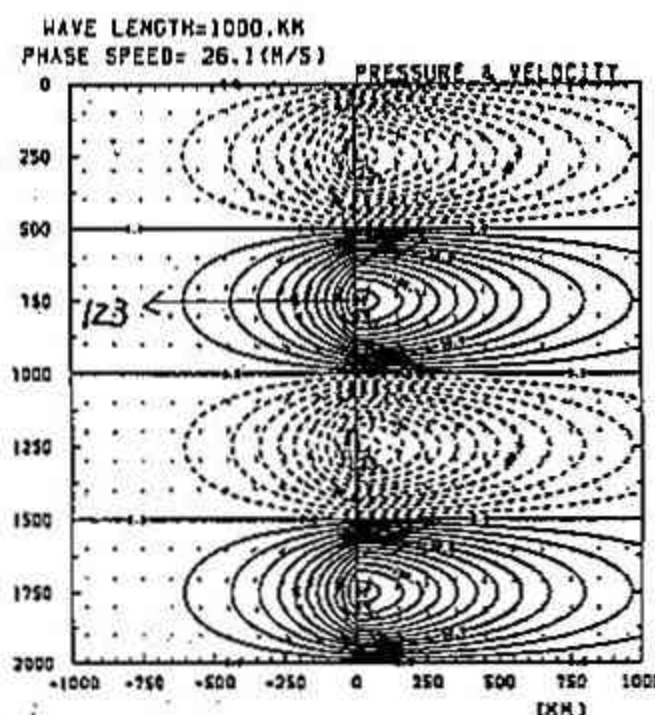
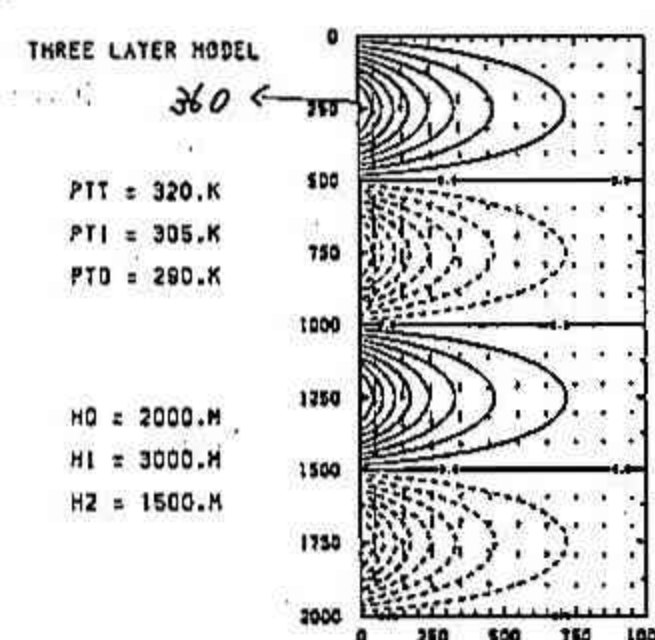
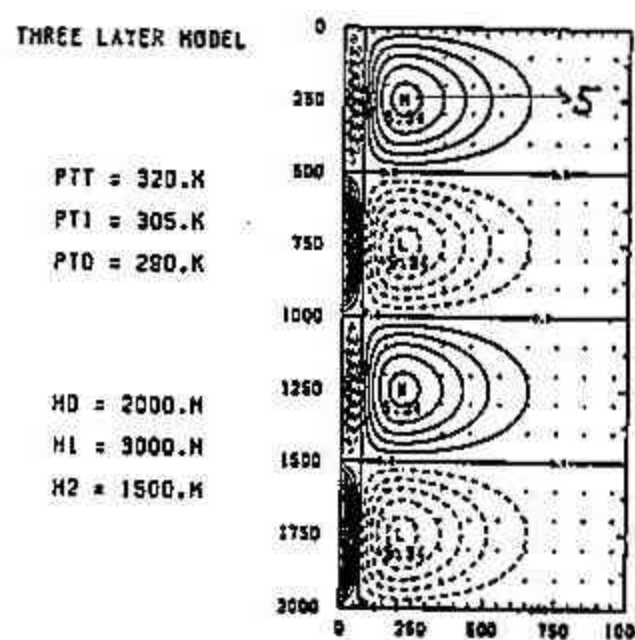


Fig.6 (a)



(b)



5 風の経年変化について

能登美之・花房龍男（札幌管区气象台）

最近の地上風速が減少している原因の一つに地上の粗度の増加がよくあげられているが、経年変化を見る上では長周期の気候変動との関係を見捨てることはできない。今回は、全国15カ所の1957～1986年の30年間の高層資料を基に風速の経年変化を調べた。

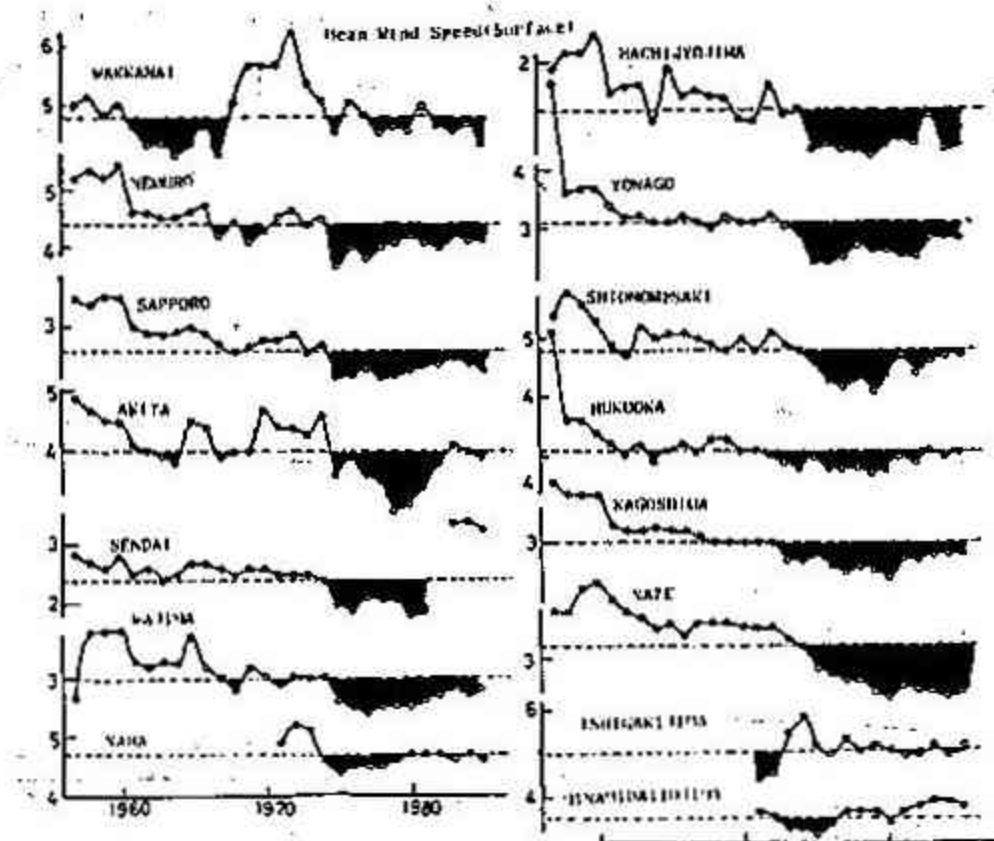


図1-1 地上風経年変化（平均風速）

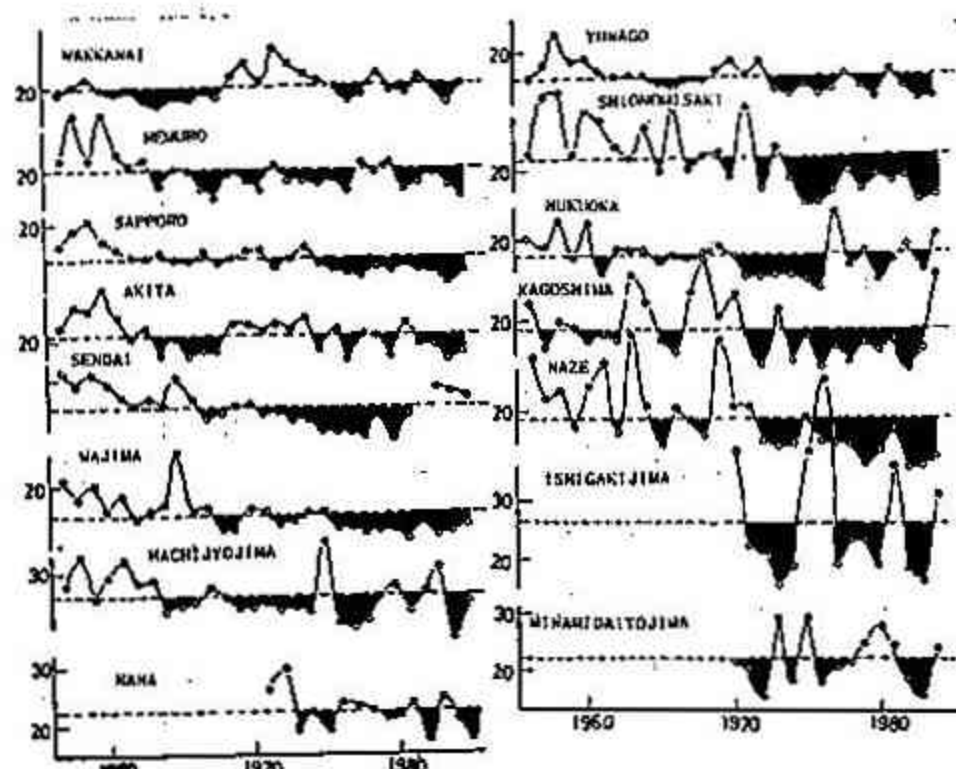


図1-2 地上風経年変化（最大風速）

1 地上の平均風速と最大風速の変化

気象官署52地点の最大風速の再現期待値を求めたところ、前半（1929～1956年）資料による期待値と、後半（1957～1984年）の資料による期待値では、81%の地点で前半の期待値の方が大きいという結果を得た。これは明らかに最大風速が小さくなっていることを示す。実際、高層の資料を持つ、全国15地点のデータは図1に示すように、平均・最大共に減少の傾向を示している。また、図2は筑波の気象観測用鉄塔の資料と850mb高層資料である。年最大風速の全国平均（図3）で見ても同様で、1960年以降急激に減少している。

2 地上の粗度（Roughness）

これらの傾向の要因の一つとして、地上の粗度の増加が上げられている（田村1984）。気象官署が置かれている場所が年を追って都市化が進み、建物の密集度が風速に影響を与えていると言うものである。気象官署の周りの建物密度を田村（1984）による次の式を用いると

$$\gamma = a \cdot h / 10 A \quad (h=3.5m)$$

（但し、 a ：気象官署周辺の建物の総延べ床面積（ km^2 ）、 A ：該当地域面積（ km^2 ）、 h ：建物の平均階高（ m ））最大風速の全国平均と建物

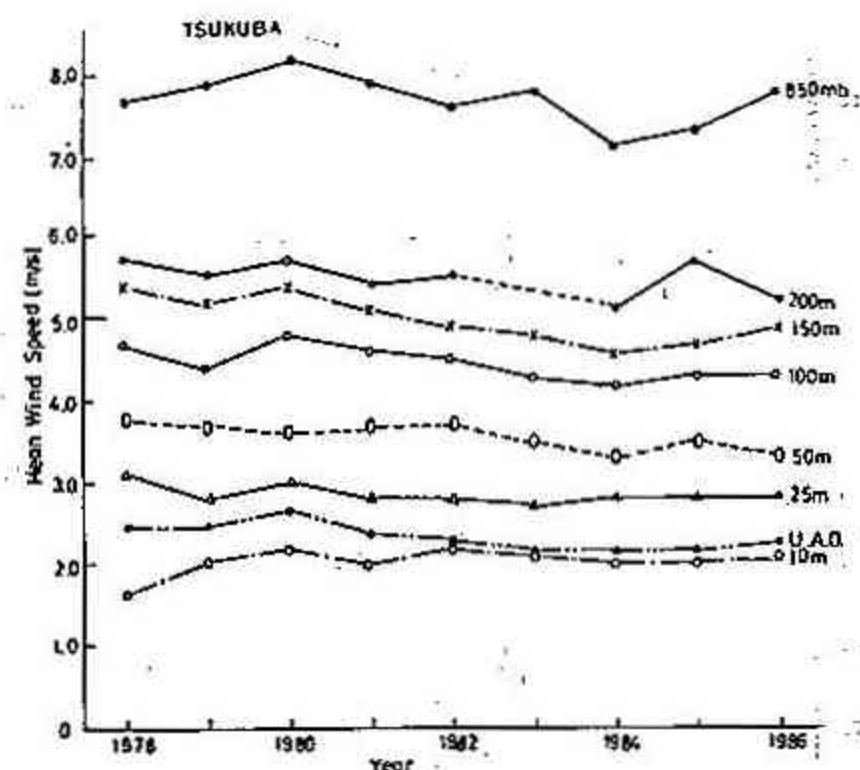


図2 気象観測用鉄塔

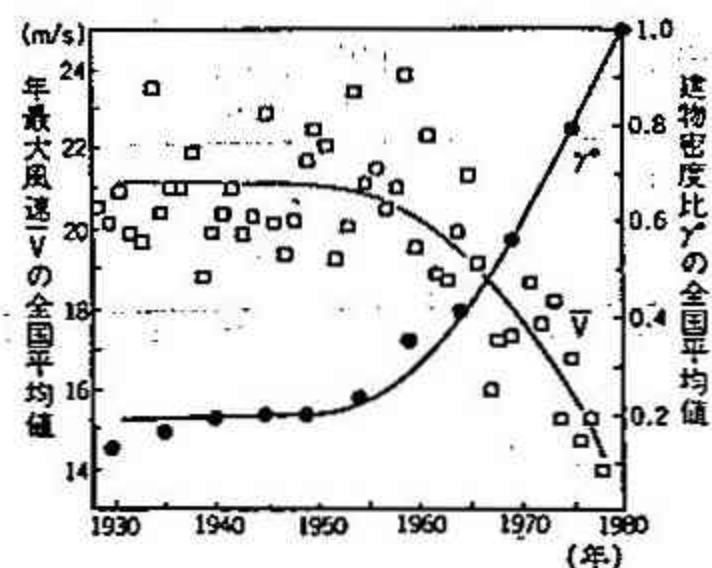


図3 最大風速と建物密度比の全国平均値の経年変化（田村1984）

密度の全国平均の関係は、図3のよう相反する関係になる。稚内と札幌における結果(図4)も明らかに密度と風速に相反関係がみられる。図中の実線は平均、破線は最大風速を表し、黒点は建物密度である。

このように、風速の低下は気象官署の周りの建物密度と密接に関係していると言える。

3 850mb高層資料

次に気候変動との関係を見るために、地上の粗度による影響をあまり受けない850mb高層資料の、平均・最大風速の経年変化を示す(図5)。

地上ほど顕著ではないが、やはり小さくなっていることがわかる。このことは、地上の粗度の増加ばかりではなく、一般風の変化が少なからず影響していることを示している。

さて、850mbの風の変化が気候変動に関わるとすれば、全球規模の変化を見ることが必要である。次に日本と同緯度にある、北米Boiseと仏Lyonの850mbの平均風速の経年変化を示す(図6)。ここでははっきりとした減少傾向とは言えないが、長周期の変動がみられる。

4 まとめ

近年の風速の低下は、都市化による粗度の増加に原因の一つがあることは確かだが、同時に長周期の気候変動

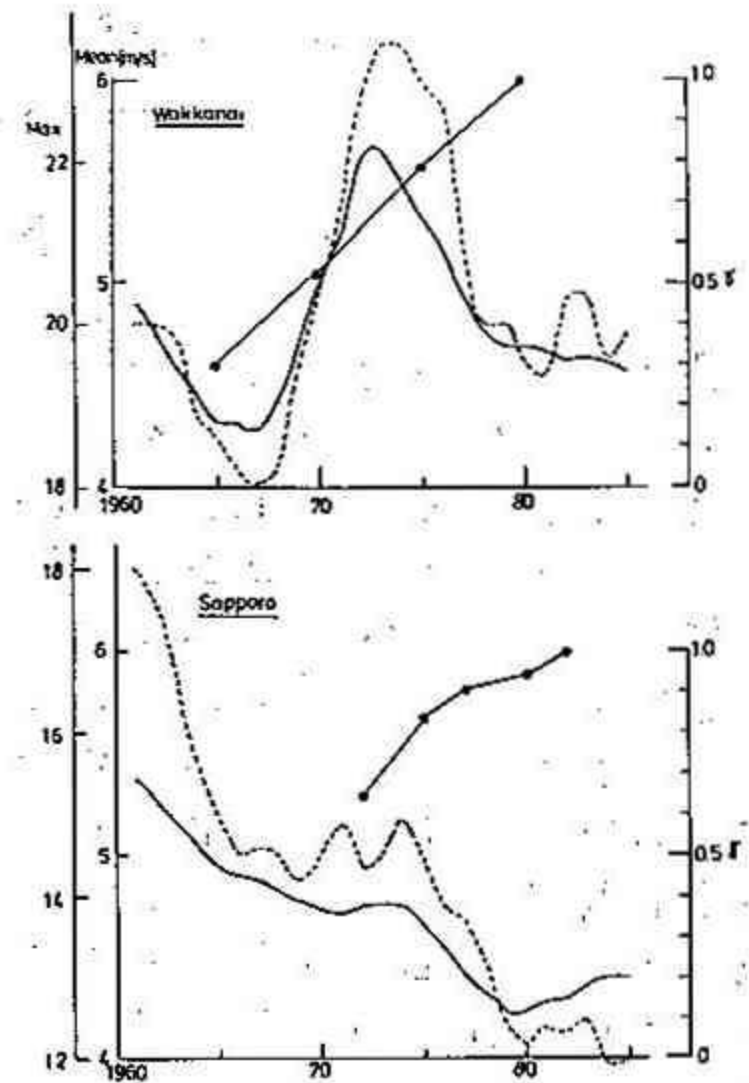


図4 札幌と稚内の風速と建物密度

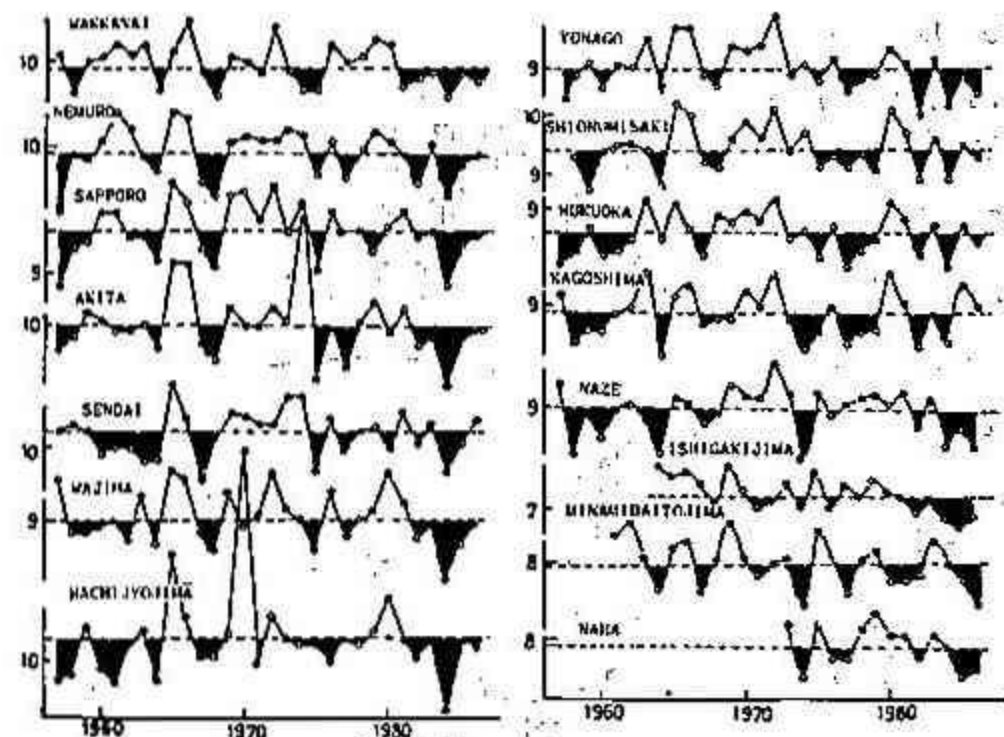


図5-1 850mb風の経年変化(平均風速)

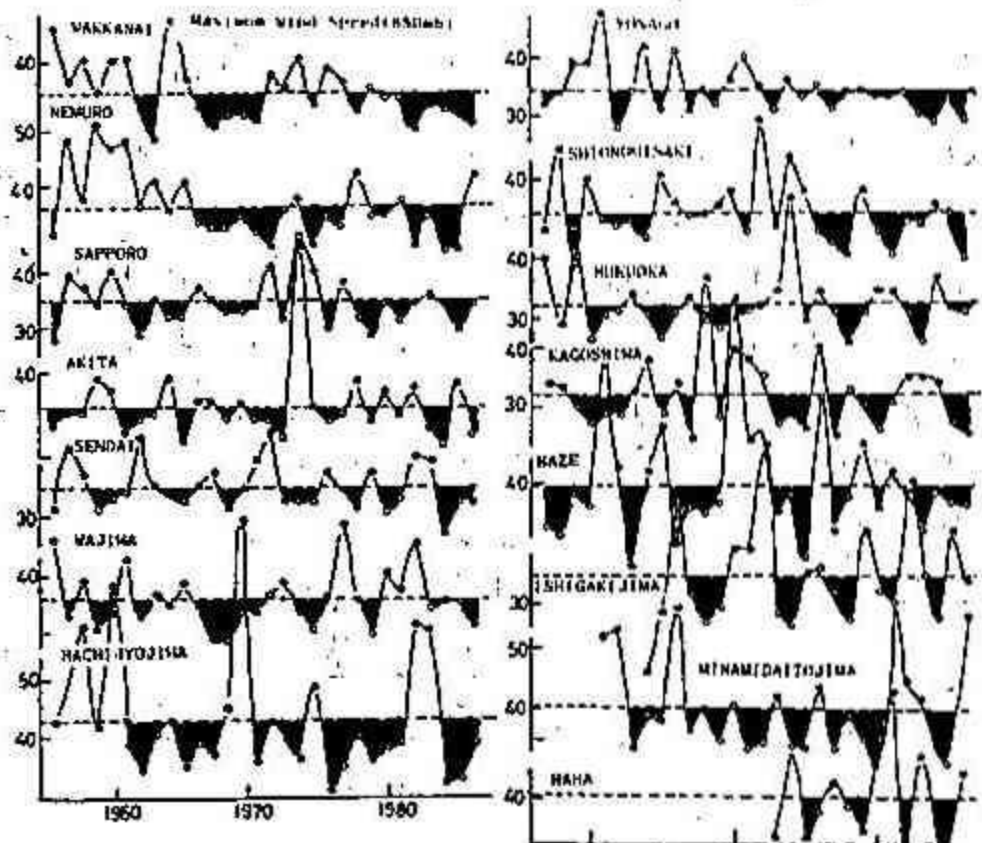


図5-2 850mb風の経年変化(最大風速)

による風速の変化を無視できない。均一化した高層資料は30年分で、全球的な資料も揃わなかったこともあり、気候変動の様子を知るには充分とは言えなかったが、気温や降水量のような他の気象要素では、気候変動の詳細を長期的な資料によって見ることが出来る。

風速の問題も、長期間の資料で、台風の来襲頻度等を含めた気候変動の立場から見ることも必要と考えられる。

参考文献

- 1 伊藤学 「風のはなし 1」(1986.10.1技報堂出版)
- 2 「異常気象レポート'84」
近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて (S59.3.22気象庁編)
- 3 田村幸雄、須田健一、松井源吾：
「建物密度の永年変化を考慮した年最大風速の均質化」(風工学シンポジウム1984)
- 4 花房龍男：「工学における風」(S59.6日本風工学会誌第20号)

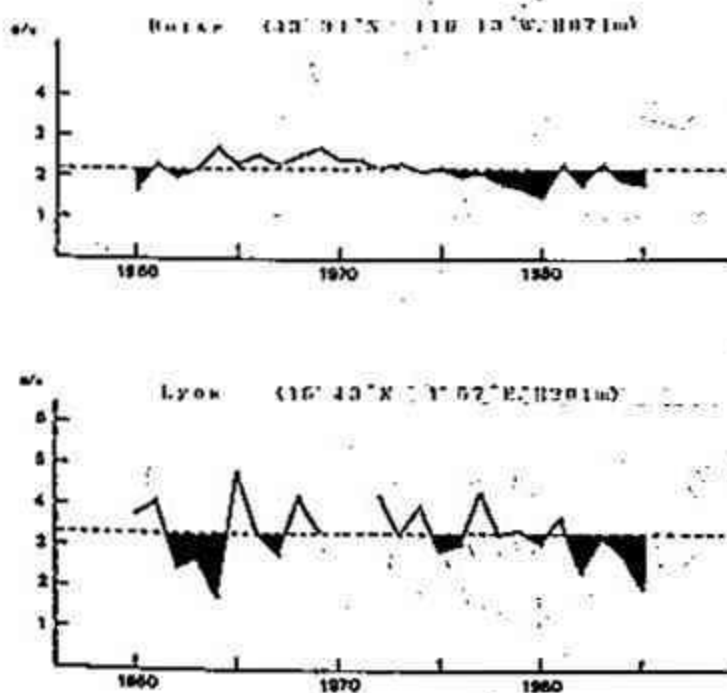


図6 BoiseとLyonの850mb平均風速の経年変化

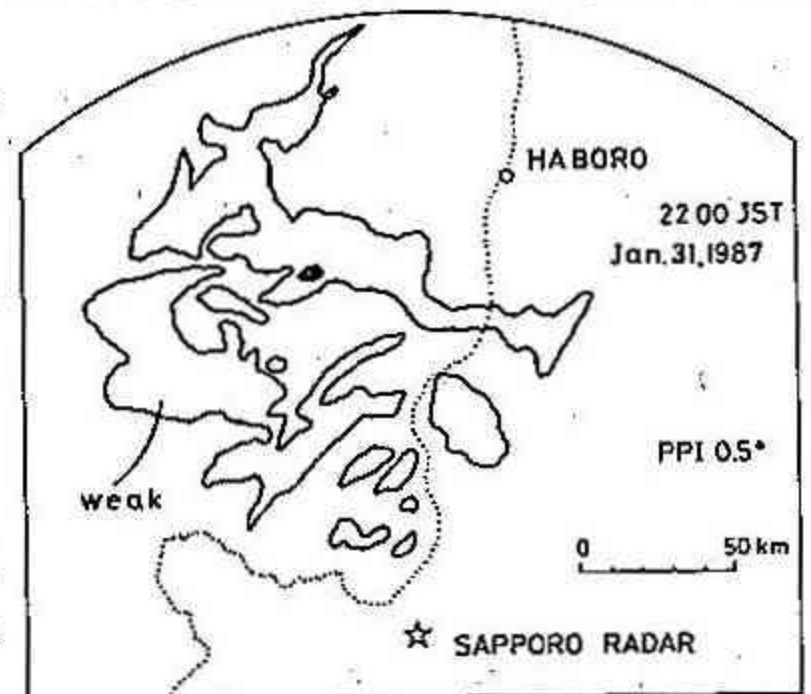
6 レーダーから見た北海道西岸羽幌沖の小低気圧の形成過程(3) —— 100 km程度の渦状擾乱の事例解析 ——

小林文明・菊地勝弘・播磨屋敏生 (北大理)

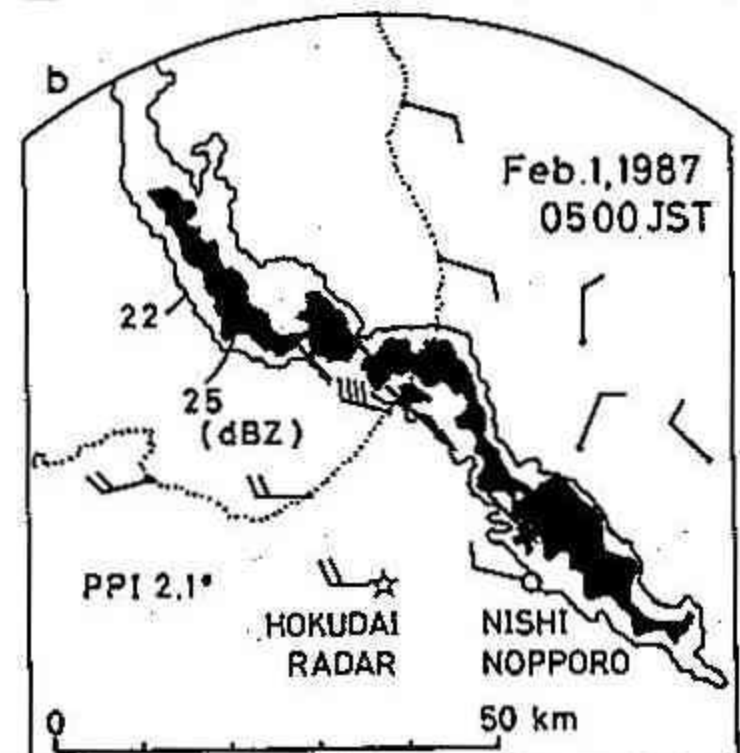
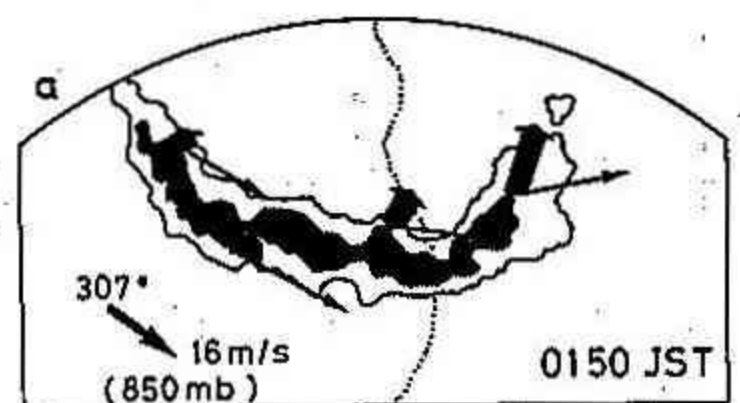
冬期、北海道西岸の日本海上で発生する小低気圧は、そのスケールが数kmから数100 kmまで多様であり、各々の特徴を明確にする必要がある。1987年1月に羽幌で行った観測によって、エコー-free area数km、全体で20~30 km程度の非常に強い循環を伴った小低気圧(メソサイクロン)が頻りに形成される過程が示された(1987年春季・秋季大会、支部会等)。一方、石狩平野の局地的な豪雪に関しては、サハリン西岸から南北にのびる渦状雲(帯状収束雲)の存在が重要であるが、その発生場所は宗谷海峡西方が頻度が高く、これよりレーダー等の情報は得られなかった。本報告では、日本海上で発生した100 km程度の小低気圧が石狩平野に局地的な大雪をもたらした事例(1987年2月1日)をレーダーで追跡することができたので、そのエコーパターンについて行ったメソスケールの解析の結果を述べる。

総観的な特徴としては、31日12時頃北海道を通過した主低気圧がカムチャッカ付近で982 mbまで発達し、北海道上空は季節風が卓越した強い寒気場内であり、上層のトラフの通過時にあたっていた。このようなもとで第1図に示したようにGMSから、31日18時に羽幌西方の日本海上に擾乱が発生し(a)、南下しながら次第にスパイラル状の形を有したことがわかる(c)。その後、この小低気圧が衰弱するにつれ収束雲が顕在化した(d)。

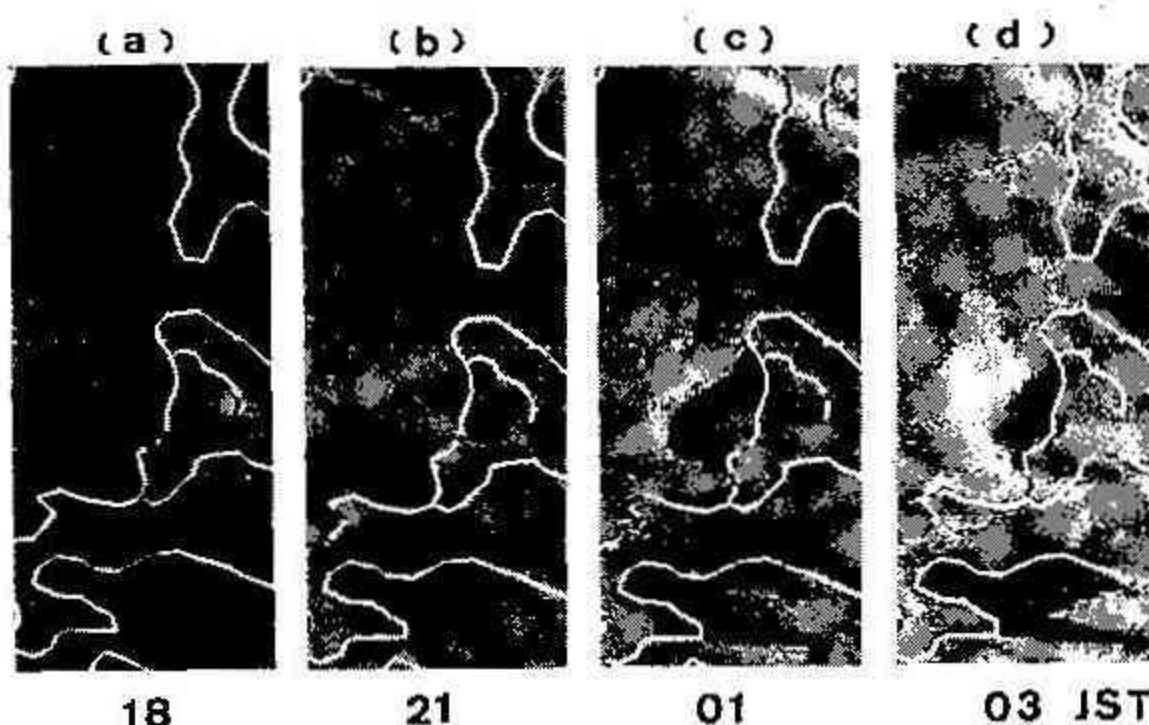
31日22時の札幌レーダーには、留萌の西方100 kmに中心をもつ小低気圧のエコーパターンが確認でき、全体にエコー-top 3 km以下のweak echoから成り立っていたことから、組織化される過程であったことが示唆される(第2図)。小低気圧の東進に伴い、その後のエコーの時間変化は北大理学部レーダーで追跡したが(第3図)、2月1日03時過ぎまでは(a)のような、わん曲した小低気圧の南側のバンドエコーが認められ、10分間の変位ベクトルも低気圧性の流れの場を示し、一般風(札幌上空850 mb)を差し引くと、エコーの前方でその循環が強調される。03時以降、内陸40 kmまで侵入したエコー



第2図 1987年1月31日22時の札幌管区気象台のレーダースケッチ図(レンジ=200 km)



第3図 北大理学部レーダーエコー矢印は10分間変位ベクトル、太い矢印は一般風を差し引いたベクトルを表す。矢羽根(2.5 m/s毎)は地上の風系を示す。(レンジ=64 km)

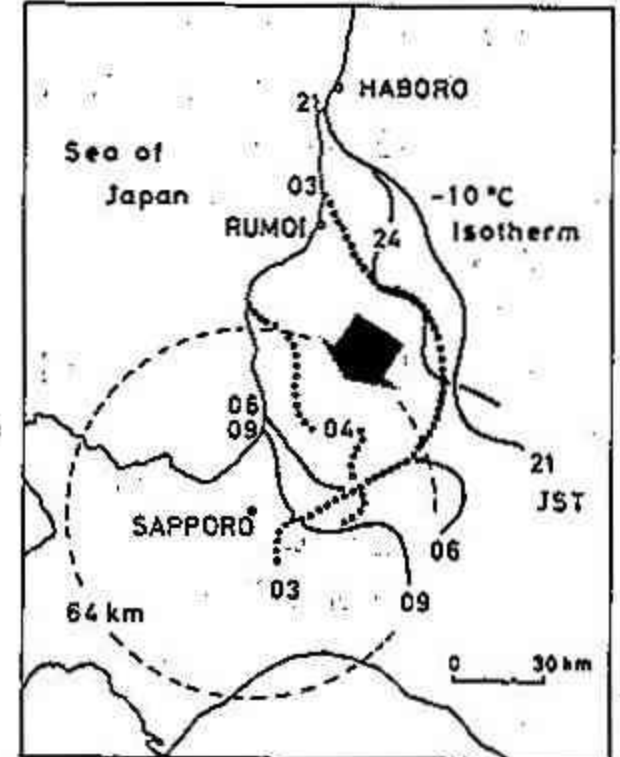
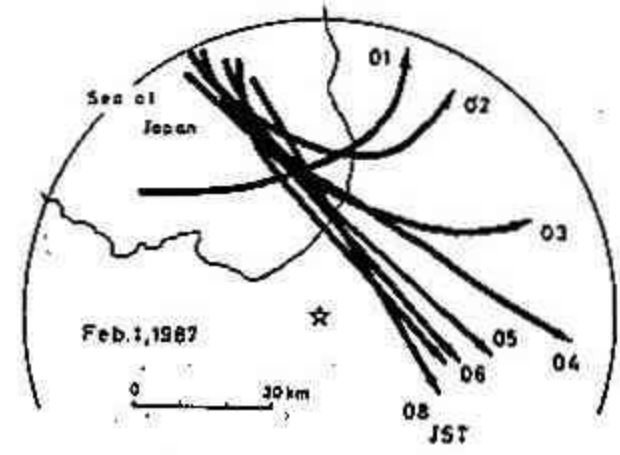


18 21 01 03 JST
第1図 GMS-IR画像

の先端が南側へシフトし始め、全体として直線的なエコーの形状を有した。05時(下)には収束雲に伴う強いバンド状を呈し、風系もバンドの南側で季節風が、北側で内陸からの風系が卓越していたことがわかる。エコーの停滞した西野幌では12時間24mmという降水量を記録し、石狩平野の大雪の典型的なパターンを示した。このエコーの変化をまとめたのが第4図であり、エコー(バンド)の位置と -10°C の等温線の移動とは非常に良い一致を見ている。すなわち、小低気圧が上陸して消滅するまでは石狩平野は相対的高温域が続き、04時から温度変化が顕著になったことがわかる。特に、この -10°C で特徴づけた等温線の境界は、海上と同程度の気温を表わすとともに、第5図に示したように内陸からの風系と海上の季節風との風のシアラインも意味している。この図から明らかのように、一般に夜間気温の低下する石狩低地帯が相対的高温域になっており(02時)、小低気圧が消滅した後、内陸からの寒気の移流が急激に強められたことが確認できる。故に、石狩平野において観測されたバンドエコーパターンの変化は、一般風である季節風と内陸からの吹き出しの風系とのバランスに依存していると結論づけられる。

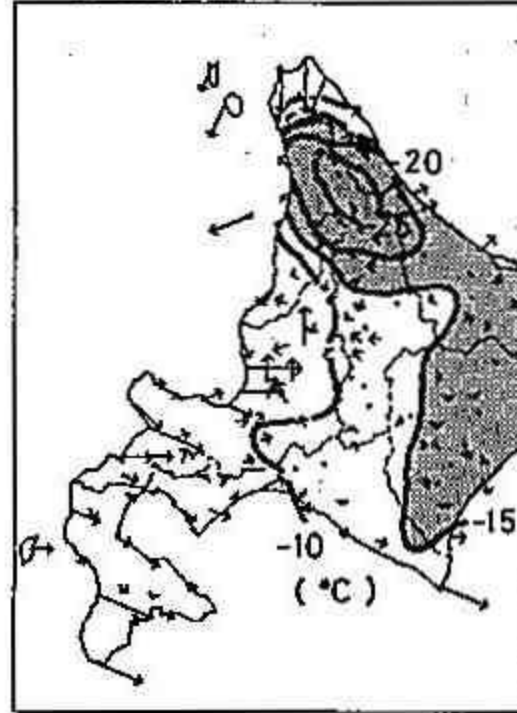
第6図のメソマップの時間変化からわかるように、今回の小低気圧は相対的低圧域の日本海上で発生・移動し、内陸高気圧の発達に伴って消滅し、またそれに伴うエコーの変化は、周囲の温度場・風系、すなわち100km程度のメソスケールの高低気圧に大きく影響を受けたと考えることができる。

最後に、今回の解析に際してレーダー等の資料を提供して頂きました札幌管区气象台に、感謝の意を表します。

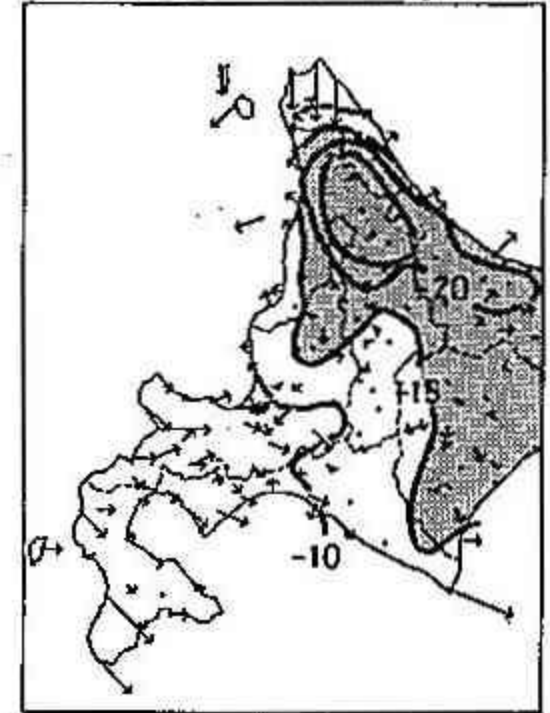


第4図 1時間毎のエコーの走向の変化(上)と、3時間毎の -10°C の等温線(下)。特に03時・04時は点線を示している。

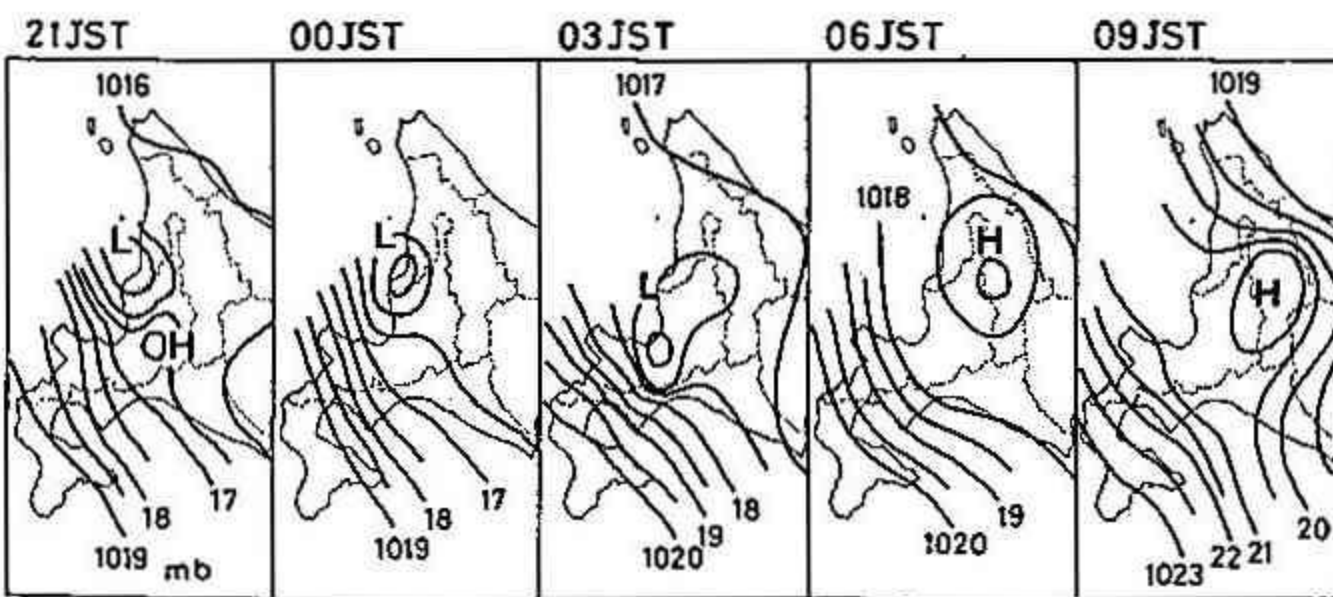
02 JST



06 JST Feb.1,1987



第5図 小低気圧消滅前後のメソスケールにおける風系(矢印)と等温線(5°C 毎)。影は、 -15°C 以下の領域を表わす。



Feb.1,1987

第6図 3時間毎の局地天気図

7 GMSから見た日本海北部の冬季の雲の特徴(2)

吉田 晋・菊地勝弘・遊馬芳雄(北大・理)

足田尚志(新日本気象海洋(株))・元木敏博(気象衛星センター)

冬季における日本海北部の大気の擾乱に伴う雲の性質を知ることは、石狩平野の降雪現象を理解することにもつながり、大変興味深いことである。そこで、前報では、第1図に示す範囲の雲分布について、1983年の2、3月におけるGMSの赤外デジタル・データを用いて雲の特徴を解析し、いくつかの新しい知見を得た。今回はその解析方法を若干修整し、さらに、1984年、2、3月のGMSデータを加えた2年間について同様な解析を試みた。

まず、前回と同様に全観測期間について領域内の温度の出現頻度分布を求めたところ、1983年と1984年は非常によく似た傾向を示した(第2図)。すなわち、0℃付近にピークが存在し、-20℃及び-45℃付近で頻度が若干高くなっている。そこで、雲の閾値を-5℃と決め、各観測時間における領域内の温度の出現頻度分布を出し、その形をもとにして前回と同様の分類を行った。そのうちわけは、高温域にユニットが集中するタイプA、-20℃付近にゆるやかなピークを持つタイプB、低温域(-40℃以下)にユニットが集中するタイプC、顕著な二山型の分布を示すタイプDの4タイプであり、その典型例を第3図に示す。なお、タイプ分けは半日を1グループとして扱い、気象衛星NOAAの画像及び札幌とテルネイの850mbにおける風向、札幌の850mbの風向を支配する低気圧の位置から、各タイプを代表する雲の特徴を次のように決定した。

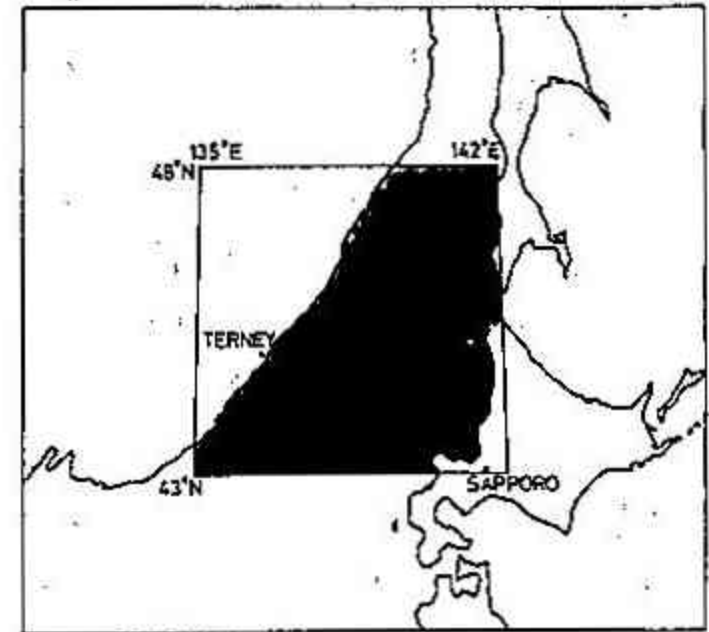
タイプA: 季節風末期型のまばらな雲。

タイプB: 低気圧の後面への吹き込みによる雲。

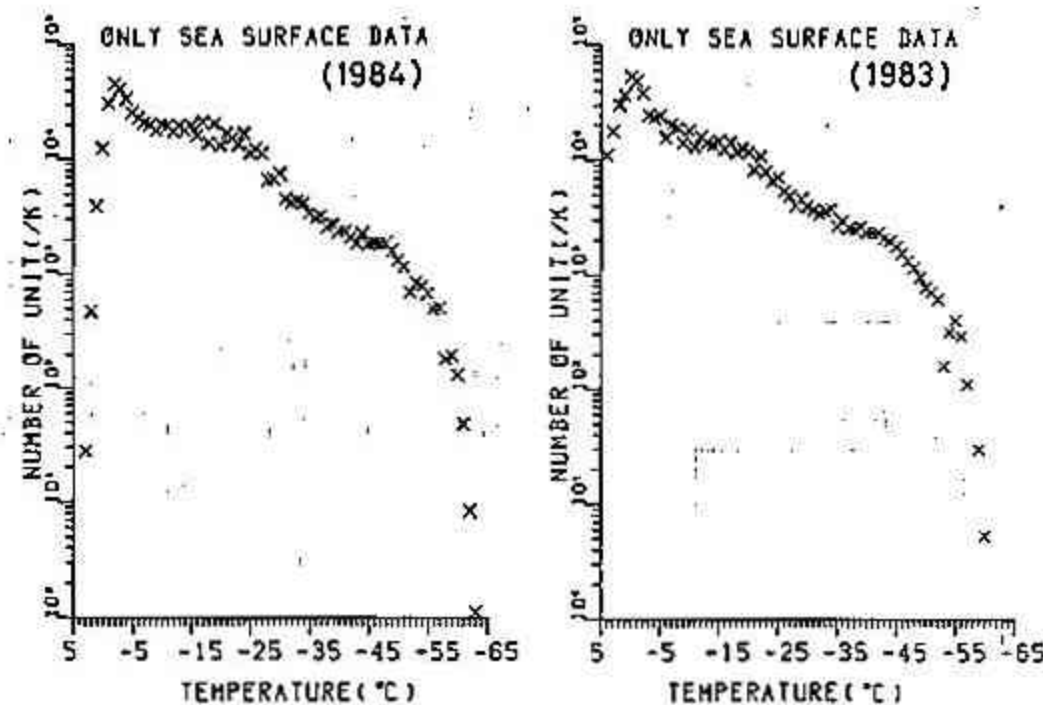
タイプC: 低気圧の前面への吹き込みによる雲。

タイプD: 季節風卓越時における筋状の雲。

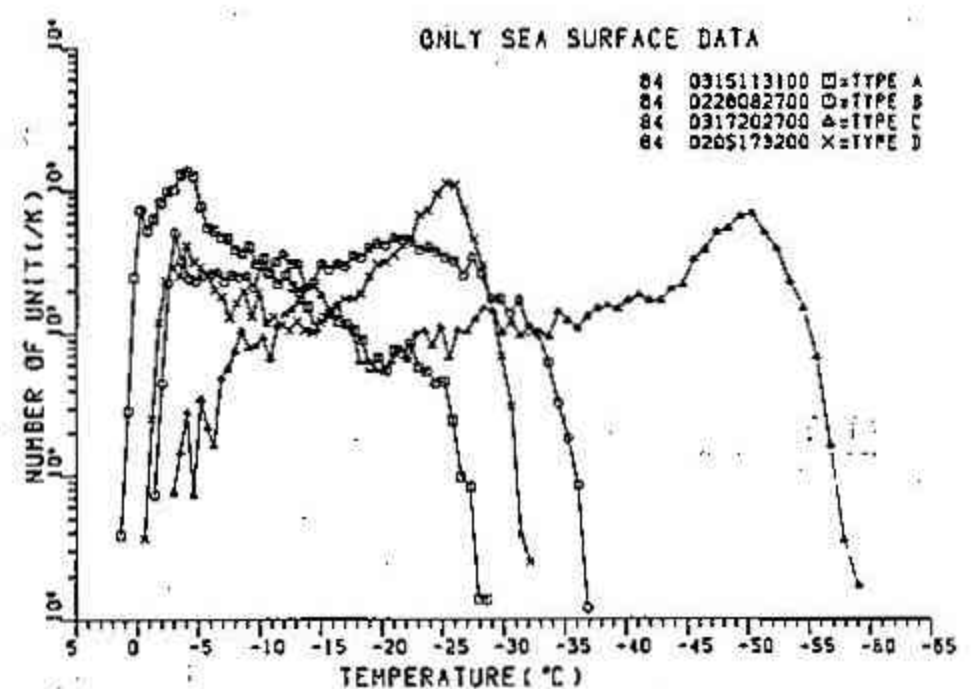
なお、今回はタイプ分けを行なった頻度分布図(第3図と同じ形式)において、縦軸のユニット数を1Kでnormalizeしたために、図が前回に比べてかなり改善されたことをここで述べておく。



第1図 解析対象領域(アミの部分)



第2図 全観測期間におけるユニットの温度の出現頻度分布



第3図 各タイプの温度出現頻度分布の典型例

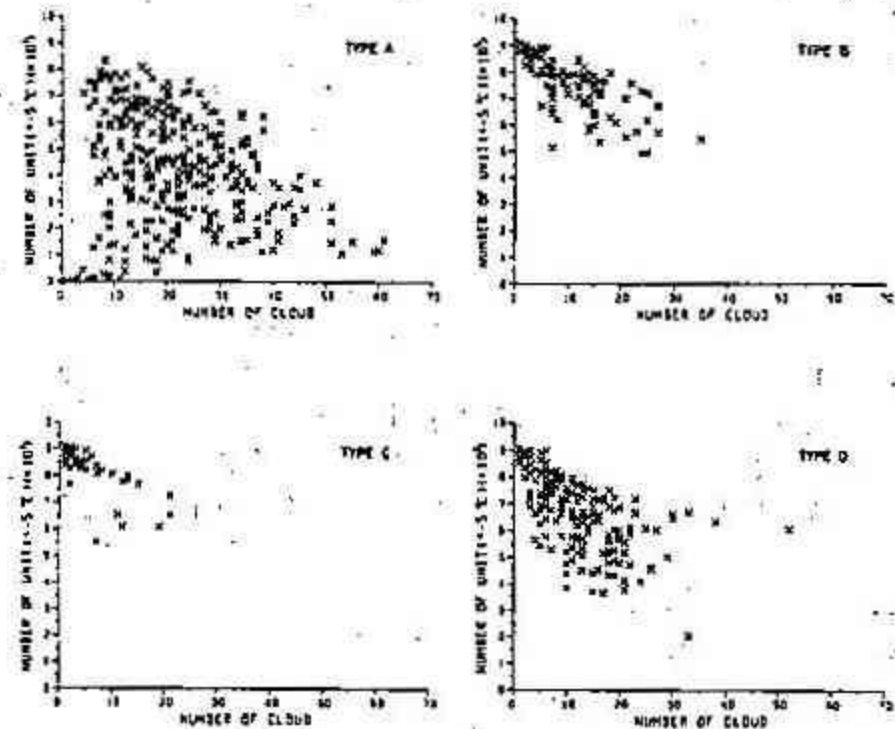
次に、それぞれのタイプにおける雲の特徴を見るために、雲の数と雲が占めるユニット数との関係を出してみた（第4図）。この結果は前回とほぼ同じで、季節風末期型の雲（タイプA）、季節風卓越時の雲（タイプD）、低気圧の後面への吹き込みによる雲（タイプB）、低気圧の前面への吹き込みによる雲（タイプC）の順に領域内の雲の数が減少し、また、雲が占めるユニット数が増加している。

また、それぞれのタイプの雲の空間的な分布についても調べてみた。第5図は、その中で非常に系統的であった、季節風卓越時（タイプD）における領域内の各ユニットの平均温度分布を示している。この結果もまた、前回とほぼ同様であった。すなわち、解析対象領域の西部に高温域が存在し、そこから北海道の沿岸に近づくにつれて温度が低くなっている。この温度が雲頂の温度を示しているとすれば、大陸からの寒気の吹き出しによってできた雲が、海上を渡るにつれ徐々に発達していく過程が良く現われていると言える。

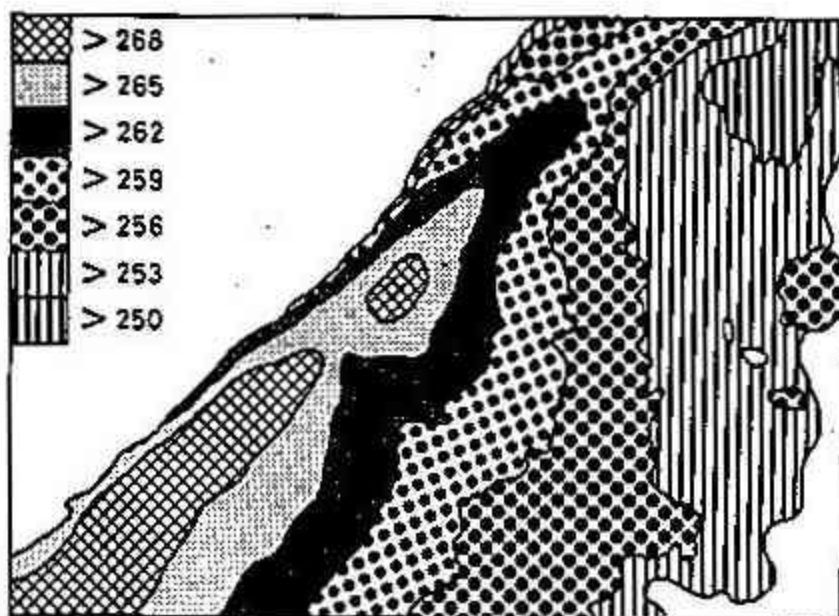
次に、季節風卓越時（タイプD）について、高層データとの比較を行った。用いた高層データは、寒気の吹き出しの風上側にあたるテルネイと風下側にあたる札幌の2点のデータである（第1図参照）。第6図は、この2点の温位と雲が占めるユニット数との相関係数、 R_θ 、また同様に、比湿と雲のユニット数との相関係数、 R_q の値をそれぞれ高度別に示した表である。 R_θ の値を見るとすべての高度において、テルネイの温位が低いほど雲のユニット数が多くなっていることがわかる。その傾向は札幌においても見られるが、札幌とテルネイの温位差をとると、 R_θ は地上付近において非常に高い正の値を示し、高度が高くなるにつれ小さい値になっている。これは、大陸から吹き出した寒気が日本海上空を渡っていく間に海面から熱の供給を受け、その下層が暖められるという気団変質の理論と合致している。

しかしながら、 R_q については際だった相関が見られなかった。この原因としては、札幌がある程度海から離れており、また札幌から上げられたラジオゾンデが強い北西風によって内陸へと運ばれるために札幌における比湿のデータが気団変質の風下側を代表するような値となっていないことなどが考えられるが、はっきりとした原因は不明である。

以上、GMSの赤外データから、前回と同様に冬季の日本海北部に現われる雲を4つのタイプに分類し、それぞれの特徴を示すと共に各タイプにおける平均的な温度場を見出した。特に季節風卓越時（タイプD）については気団変質の様子が明瞭に示された。



第4図 タイプ別の雲の数と雲が占めるユニット数との関係



第5図 季節風卓越時におけるユニットの平均温度分布

(TYPE D)

		SAPPORO	TERNEY	SAPPORO-TERNEY
R_θ	SURFACE	-0.50	-0.73	+0.70
	850mb	-0.49	-0.61	+0.30
	700mb	-0.53	-0.67	+0.11
	500mb	-0.40	-0.45	-0.03

		SAPPORO	TERNEY	SAPPORO-TERNEY
R_q	SURFACE	-0.24	-0.45	-0.03
	850mb	-0.36	-0.16	-0.20
	700mb	-0.19	-0.05	-0.10
	500mb	+0.16	-0.09	+0.06

第6図 高度別の札幌とテルネイにおける温位及び比湿と雲が占めるユニット数との相関係数

8 降雪をもたらす温帯低気圧にみられたバンド構造

坪木和久 藤吉康志 若濱五郎 (北海道大学 低温科学研究所)

1. はじめに

北海道の降雪は、大別すると北西季節風によるものと、温帯低気圧によるものがある。前者の降雪機構についてはこれまで多くの研究があるが、後者については、そのメソスケール構造という観点から研究された例はほとんどない。温帯低気圧は前線を伴い、前線付近では様々なタイプの降水系が存在する。それらの降水系はそれぞれに固有のメソスケール構造と降水機構を持ち、それぞれに異なった擾乱のメカニズムが働いていると考えられる。温帯低気圧にともなう降雪を理解するためには、これら降水系のメソスケール構造とその降雪のメカニズムを知る必要がある。この研究では、降雪をもたらす温帯低気圧を観測し、その降水系の特徴と擾乱のメカニズムを調べることを目的とする。問題点としては、温帯低気圧のどの領域にどのようなタイプの降水系が存在するか。また、どのような組織化がみられるかということである。

2. 解析データ

観測は本研究所の屋上に設置された高速三次元ドップラーレーダを用いておこなった。このドップラーレーダは特に降雪雲の観測用に設計されたもので、降雪に対し高感度で時間空間分解能が高い精度の良い情報を短時間に収集することができる。このレーダの三次元走査から次の三種類の表示を作成した。1) 任意高度の水平断面表示 (CAPP I)。2) エコー頂分布表示 (ETPP I: Echo Tops PPI)。3) 任意鉛直断面表示 (AVSI: Arbitrary Vertical Section Indicator)。

レーダの観測地点では1分毎の気温・気圧・湿度・風向・風速・視程・降雪強度を測定し連続記録した。また札幌管区気象台のゾンデ及び本研究所で独自に上げたゾンデから、大気の大気熱力学的特徴を解析した。気象衛星については、GMS-3およびNOAAの受信画像を用いた。

3. 温帯低気圧の観測例

これまで15例の温帯低気圧にともなう降雪を観測した。これらの例について、各々の降雪をもたらした前線のタイプ及びその時みられた特徴的なエコーを表1にまとめた。米国のワシントン大学のグループの研究によると、前線付近で組織化されたメソスケールの降水バンドや、生成セルと呼ばれる上空で氷晶を生成する対流セルの存在が報告されている。我々の観測からも、降雪をもたらす温帯低気圧内にも組織化されたメソスケールの降水バンドや生成セルが存在することがわかった。対流性のバンド状のエコーは特に寒冷前線に関連した降水系に多くみられるが、ケース5のように温暖前線にともなう降水系においても対流性のエコーとバンド構造がみられたものもあった。この例では幅が約80 km程度のバンド状エコーが観測された。生成セルについては、温暖前線にともなう降水系だけでなく寒冷前線にともなう降水系においてもみられた。

4. Wave-like Bands: ケース8の解析

ここでは表1の観測例のうちケース8についての解析結果について報告する。このケースは1988年1月22-23日に観測されたもので、波状に組織化されたバンド状エコー (Wave-like Bands) と、その各々のバンド内に生成セルとそこから伸びるストリーマーがみられた。

図1に温位の時間高度断面を示した。これより22日の午前中に温暖前線が、23日の午前中に寒冷前線が通過したことがわかる。しかしながら22日21 JSTの地上天気図には、沿海州に980 mbの低気圧があるが、北海道付近には前線は描かれていなかった。これより地上の温度傾度は前線を定義できるほど大きくなかったと考えられる。図1で注目すべきことは、22日後半の、高度3 kmから6 km付近にみられる温位傾度の大きな領域があることである。これは上空の先駆寒冷前線 (Prefrontal Cold Surge) であると考えられる。先駆寒冷前線は閉塞状態の地上の寒冷前線の前方で温暖前線の前面上に存在することが1960年代に発見された。図の下に矢印でWave-like bandsのみられた時刻を示した。この現象は上空の先駆寒冷前線の後方で、地上の寒冷前線の前方で起こったものであることがわかる。

図2に高度3250 mのCAPP Iを示した。01:43 JSTから01:53 JSTの10分間に図の右半分に波状のエコーが急速に発達した。バンドは波長が約10 kmで、ほぼ東西の走向を持っていた。この走向は先駆寒冷前線及び地上の寒冷前線と大きな角度を持っていたと推定される。01:53 JSTでは6-7本のバンドがみられる。またひとつひとつのバンドはいくつかのセルの列から構成されていることがわかる。バンドのひとつに平行な鉛直断面A1-A2 (図3) をみると、幅2-3 km、高さ500 m程度のセルが並んでいるのがわかる (図3中矢印)。図4に01:59 JST (図2C) のバンドに直行する方向 (南北方向) の鉛直断面を示した。西側5 kmでは波状構造が明らかで各々のバンドが一つの生成セルからできており、そこからストリーマーが伸びている。一方、東側10 kmの鉛直断面にはそのような構造はみられない。エコーは高度1 km付近で消えており、降水は地上に達していなかった。

表1. 温帯低気圧の観測例

CASE	観測年月日	FRONT TYPE	特徴的なエコー
1	85/12/30-31	Warm/Occluded	非常に一般的な広域に広がった層状エコー
2	86/01/09	Occluded	広域の層状エコーとGenerating Cells その後、対流性のエコーとBands
3	86/01/20	Cold	Bands
4	87/12/25	Warm	広域の層状エコー
5	88/01/14	Warm	対流性のエコー その後、層状エコーとGenerating Cells
6	88/01/20	Cold	Bands (E-W, NE-SWの走向, W=15 km)
7	88/01/21-22	Occluded	Bands (N-Sの走向, W=15-20 km)
8	88/01/22-23	Cold	Bands (N-Sの走向, W=30-40 km) Wavelike Bands・Generating Cells
9	88/02/02-03	Cold・Occlusion	Bands (N-Sの走向, W=6 km, H=4 km) 閉塞した低気圧の後方のBands (E-Wの走向, W=40 km)
10	88/03/03		Bands (NE-SWの走向, W=5-10 km, H=3 km)
11	88/03/12	Warm	層状エコーとGenerating Cells
12	88/03/18-19	Non-frontal	Bands (W=20 km)
13	88/03/22-23	Non-frontal	層状エコーとGenerating Cells
14	88/04/06-07	Warm/Occluded	広域の層状エコーとGenerating Cells その後、Bands (NE-SWの走向, W=20-30 km)
15	88/04/12-13	Cold	

W: Bandの幅 H: 最大エコー頂

図5に22日21JSTのゾンデ観測から得られた温位・相等温位・飽和相等温位、及び23日03JSTのゾンデの風の鉛直プロファイルを示した。これよりこの時、高度3.5 kmから4.7 kmの間が対流不安定になっていることがわかる。図1にみられるような先駆寒冷前線の気塊が温暖前線に沿って上昇する時、このような対流不安定層が形成され、その不安定の解消にともない対流が発生することが知られている。また対流不安定層の高度はレーダエコーにみられる生成セルの高度と一致していた。これらのことより生成セルはこの対流不安定の解消によるものと考えられる。風向風速についてみると、高度2 kmから6 kmでは、ほぼ210~220の風向で、100mにつき1.3m/sの様なシアーがあった。バンドはこのシアー中に風向とほぼ50度の角度を成していた。

5. まとめ

ドップラーレーダを用いて、15例の温帯低気圧にともなう降雪を観測し、その特徴的なメソスケール構造を調べた。これによりいくつかの異なるタイプのバンド構造や、生成セルの存在することが分かった。これらの観測例のうち、ここではWave-like bandsのみられた例の解析結果を示した。このWave-like bandsは先駆寒冷前線の後面付近に発生したもので、上空の対流不安定の解消によるものと考えられる。またこの時存在した鉛直シアーもバンドの発生に重要な働きをしていると考えられる。ワシントン大学のグループは次の4つのタイプのWave-like rainbandsを発見した。A) 寒冷前線付近に発生し、前線に直角な走向をもつもので、シアー不安定によるもの。B) 温暖前線付近で前線に平行に発生するもの。C) 先駆寒冷前線後方に発生し前線に直角な走向を持つもので、対流不安定によるもの。D) 閉塞前線付近に発生するもの。今回観測された例は、これらのうちC) のケースに近いものであると考えられる。

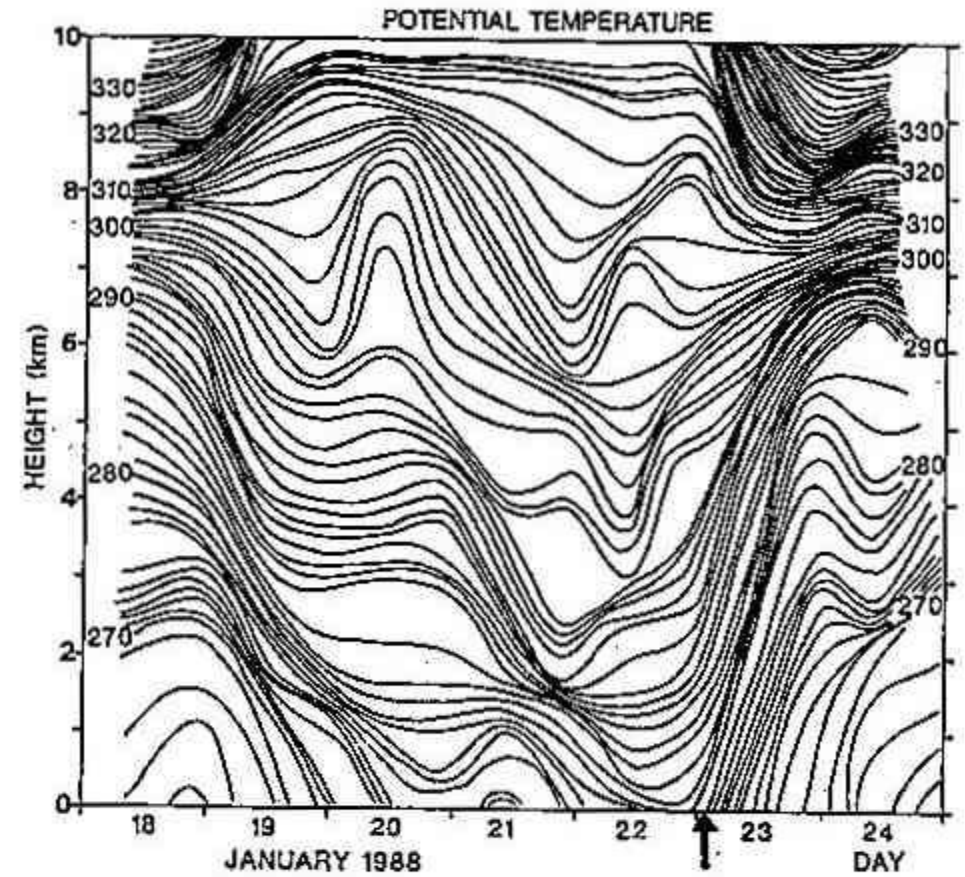


図1. 温位の時間高度断面

図2. 1988年1月23日、高度3250mのCAPPI

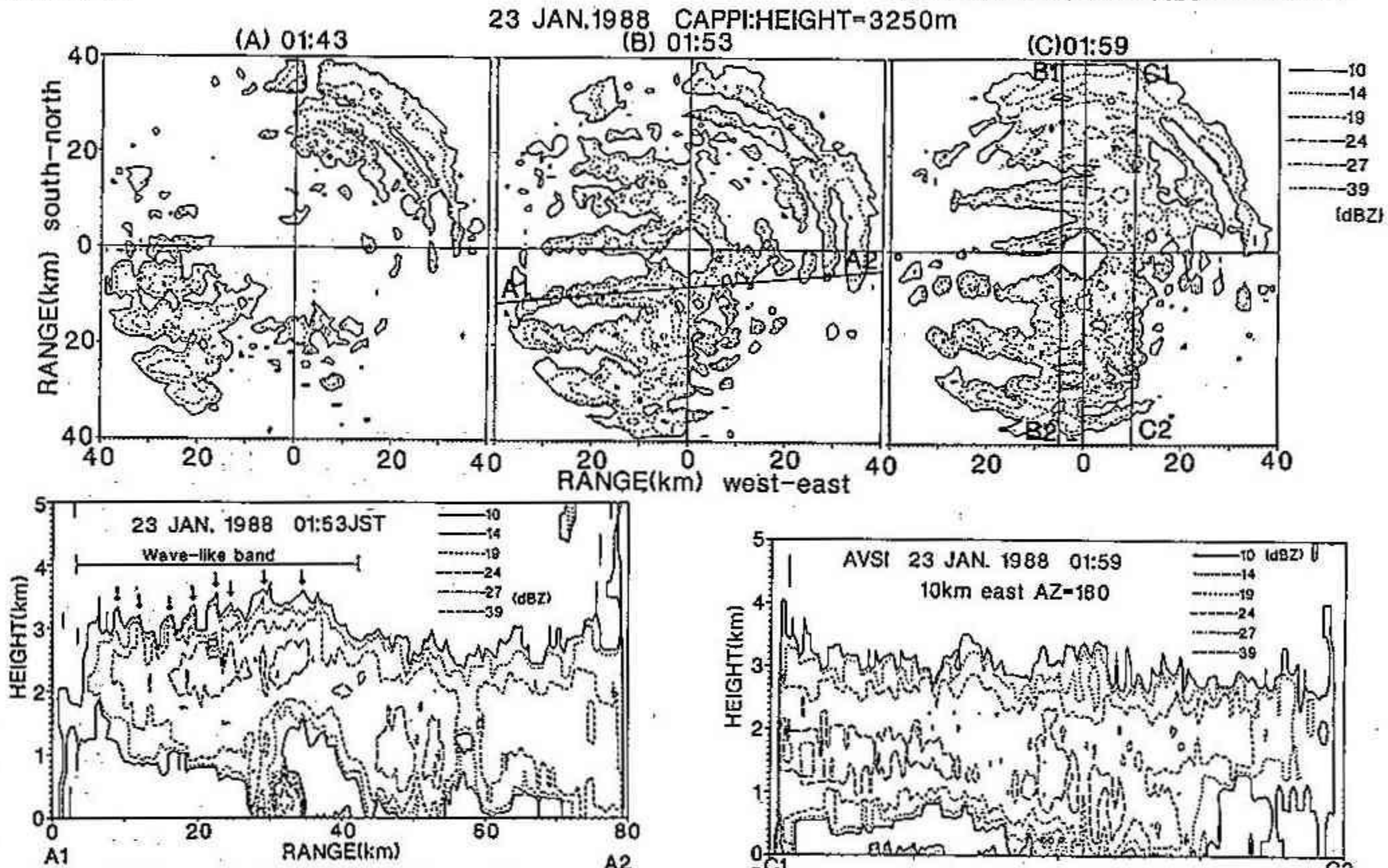


図3. 図2 Bのバンドに平行(A1-A2)な鉛直断面

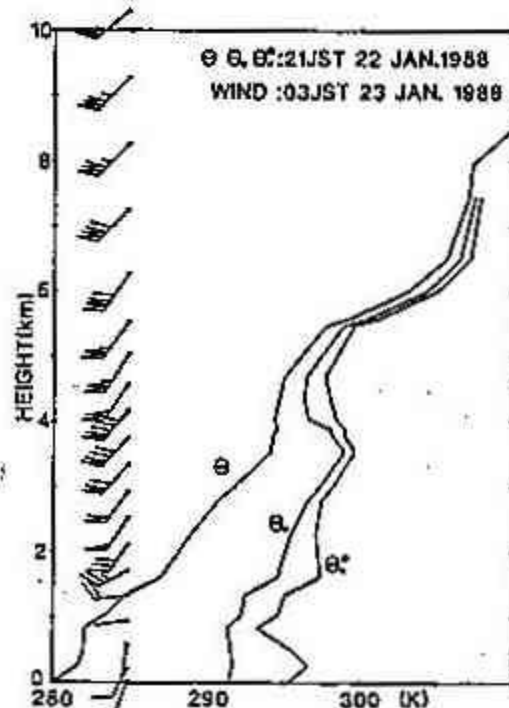


図5. ゾンデ観測から得られた風向・風速・温位・相当温位・飽和相等温位の鉛直分布

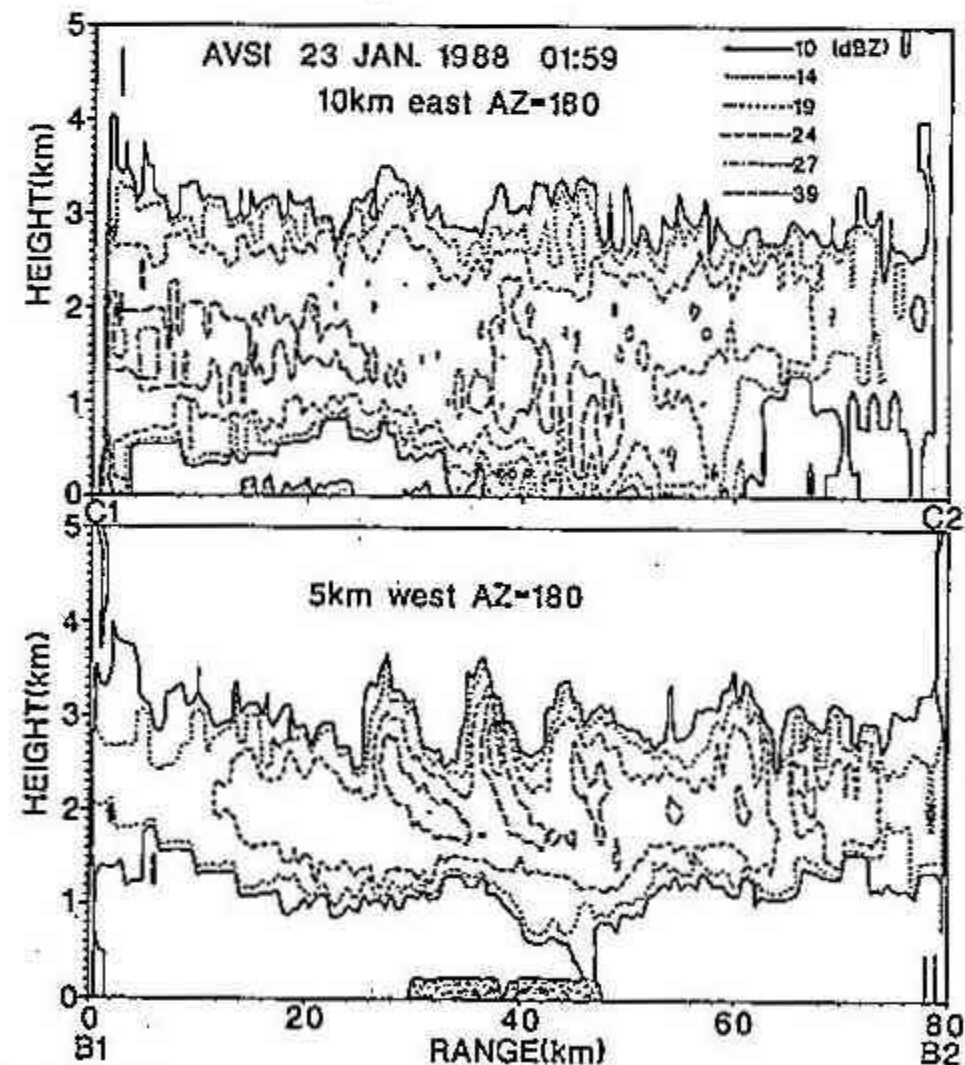


図4. 図2 Cのバンドに直交 (B1-B2, C1-C2)する鉛直断面

9 西部熱帯太平洋の海水温経年変動と北海道の降雪経年変動の関係

立花義裕(北大・低) 松本善之(北大・理) 遠藤辰雄 若濱五郎(北大・低)

1: 始めに

エルニーニョを含めた熱帯の海洋の構造と中緯度の気候循環とは密接な関係があることは疑うことのない事実である。日本の冬の気象とエルニーニョとの関係については、例えば宮崎他(1986)は、エルニーニョ年には日本は暖冬傾向にあることを指摘している。しかし冬の降雪、しかも北海道の降雪との関係を調べた研究はまだ無い。そこで今回は熱帯太平洋の変動の指標としてデータの完備している西部熱帯太平洋の海水温の変動と、北海道の降雪の変動に着目し、両者の関係について統計的に調べた。

2: 資料及び解析方法

降水量データは 1972-1977年までは気象庁の農業気象観測所データを用いそれ以降 1979-1987年はアメダスデータを用いた。なお、1978年はアメダスへの移行年であり欠測が非常に多いため除外した。これらのデータからアメダス以前と以後で観測に継続性のある地点(13地点)の15年間(465日)の1月の日降水量データを用いた。

海水温データは、気象庁の凧風丸によって夏と冬、年2回観測が行われた1972年から1987年(16年間)の東経 137度線データを用いた。このデータは一部の例外をのぞき南緯 1度から北緯34度までの緯度 1度毎に1000m深までの海水温が観測されている。

両者の年々変動を調べるために各々のデータセットについてEOF解析を行った。海水温については季節内変動を取り除いた海水温のアノマリー値について解析を行い、降水量データについては生のデータを用いた。得られたEOF時変係数(スコア)をさらに、降水量については時変係数(スコア)の月平均値を求め、海水温については各時変係数の冬の値のみを抽出した。このような手法で冬期における降水と海水温の年々変動を記述した。さらに両者の変動の相関を調べ、西部熱帯太平洋の海水温と北海道の降雪の関係について調べた。

3: 結果

図1が北海道の降水のEOFパターン、図2が西部熱帯太平洋の海水温のEOFパターンである。それらの年々変動の相関は表1のようになり、海水温の第1パターンと降水の第5パターンとの相関が有意である。図3は海水温の第1パターンと降水の第5パターンの時系列である。これをみてもかなり良い対応関係があることが読み取れる。つまり、西部熱帯太平洋の海水温が高い年には、中緯度の海水温は低くなり、北海道の日本海側の石狩後志地方を中心とした海岸部の降雪が多くなる。逆に西部熱帯太平洋の海水温が低いときは、こ

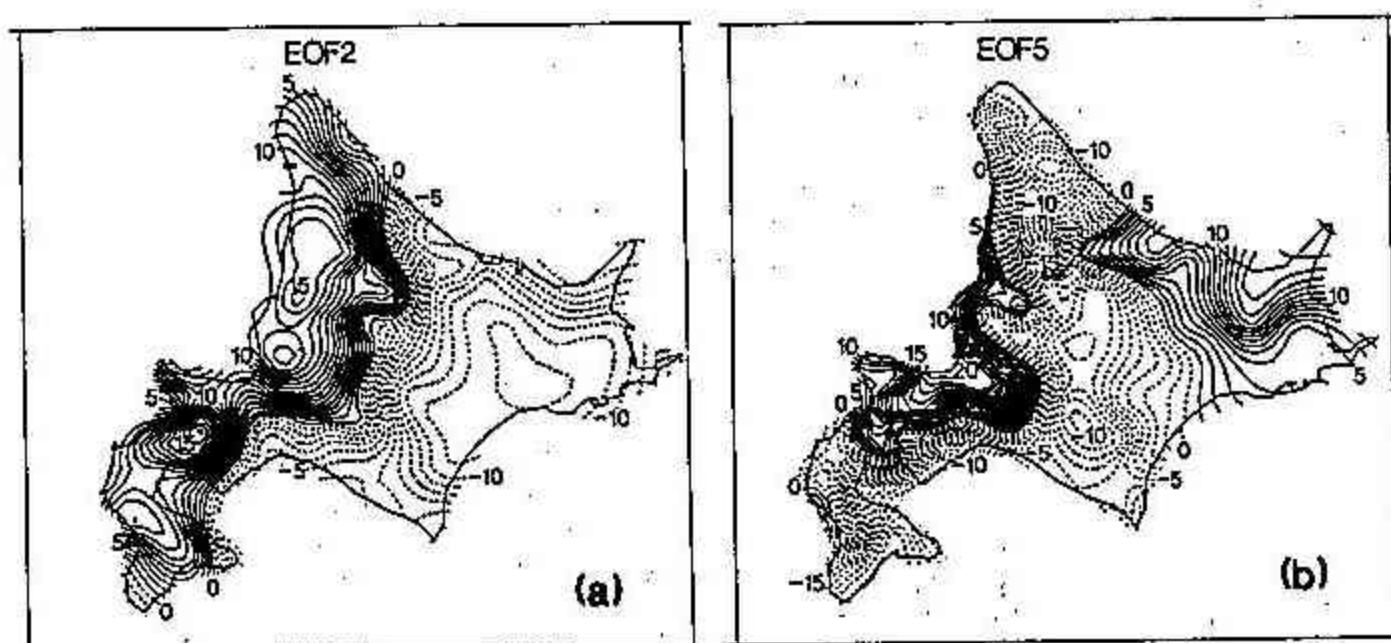


図1 北海道の1月の日降水量に対するEOF、(a)第2モード 寄与率10% (b)第5モード 寄与率4.2% 等値線は100倍している(他のモードは省略)

CORR.	SEA1	SEA2
SNOW1	0.19	0.38
SNOW2	0.20	0.20
SNOW3	0.24	-0.13
SNOW4	0.16	0.36
SNOW5	0.50	0.36
SNOW6	0.31	-0.05
SNOW7	-0.05	0.03

表1 降水量の時変係数(スコア)の月平均値と、海水温の時変係数の1月の値との相関係数

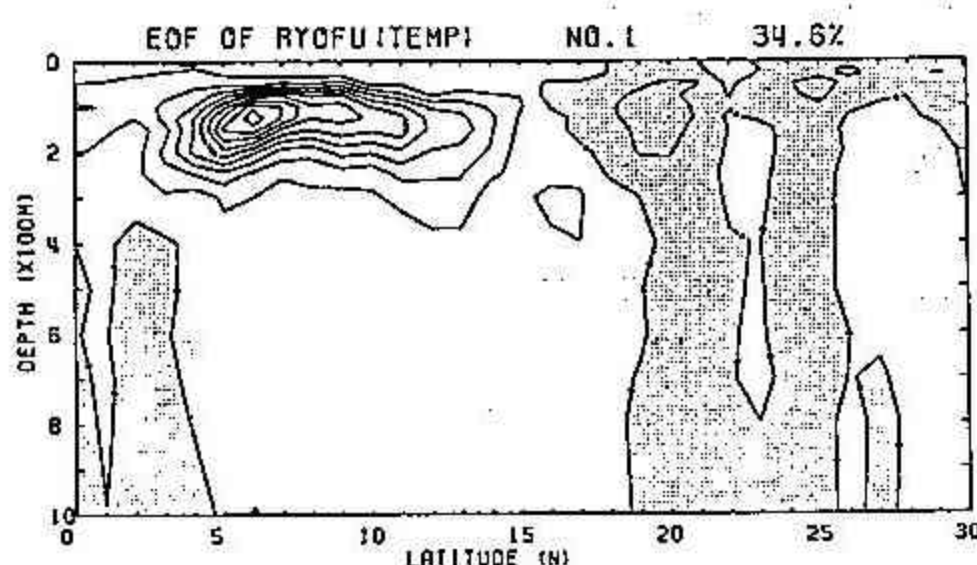


図2 東経 137° 線鉛直海水温断面に対するEOF 第1モード 寄与率36% ハッチは負の領域

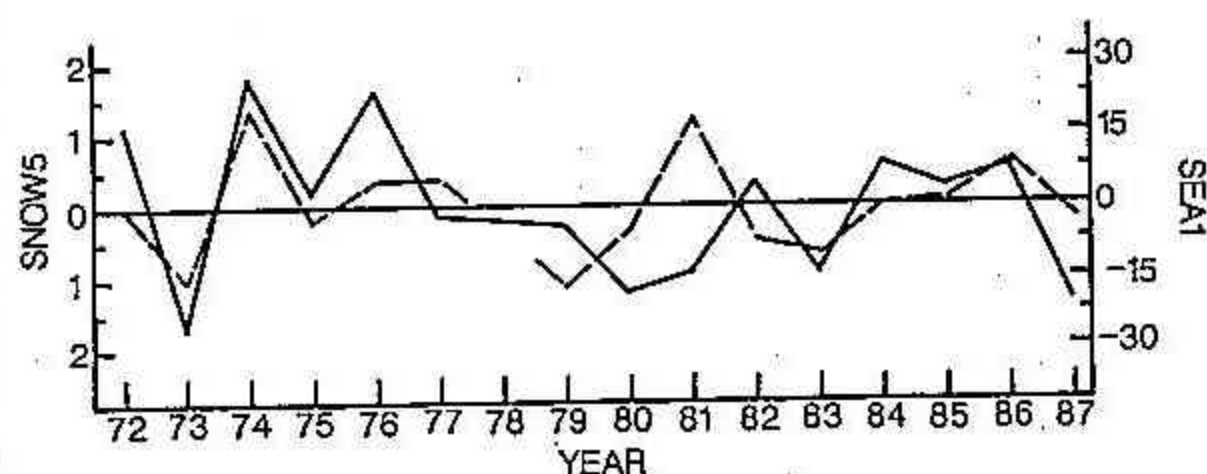


図3 海水温の第1モードと、降水量の第5モードの時変係数の時系列 実線: 海水温 波線: 降水量

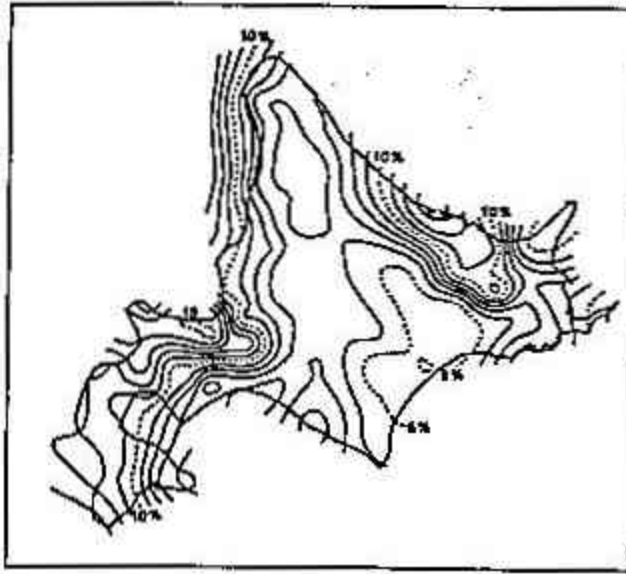


図4 気象衛星ひまわりからみて北海道西岸小低気圧（収束帯状雲を含む）がみられた日の冬期（1978年12月—1986年2月）の日降水量に対する寄与率

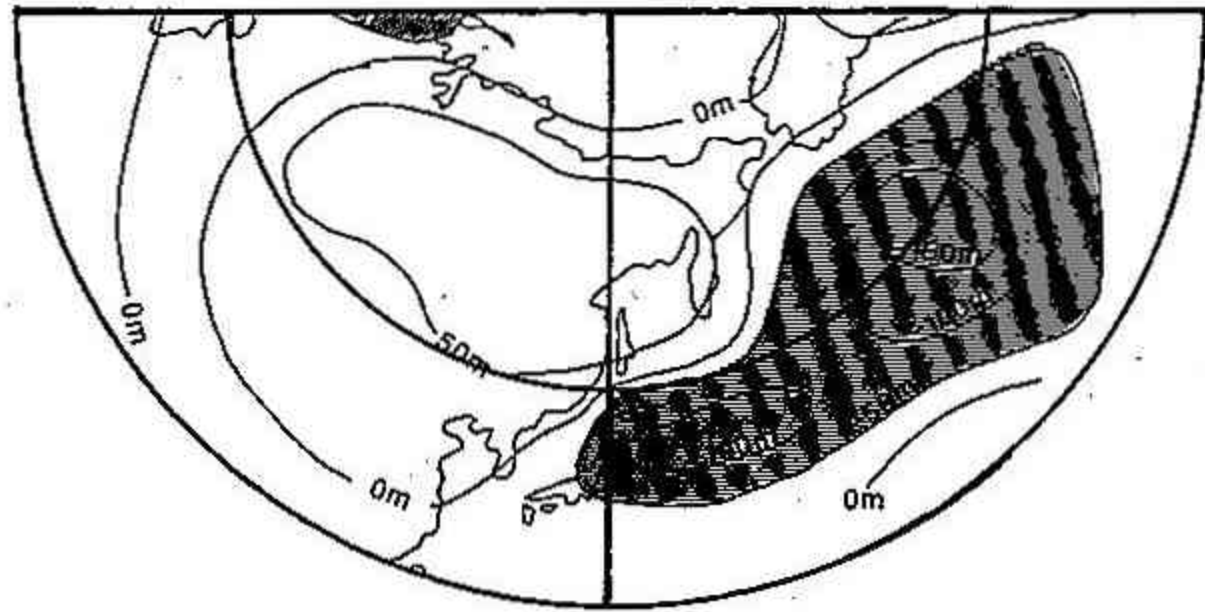


図5 小低気圧による降雪が卓越した日の 500mb高度偏差の合成図

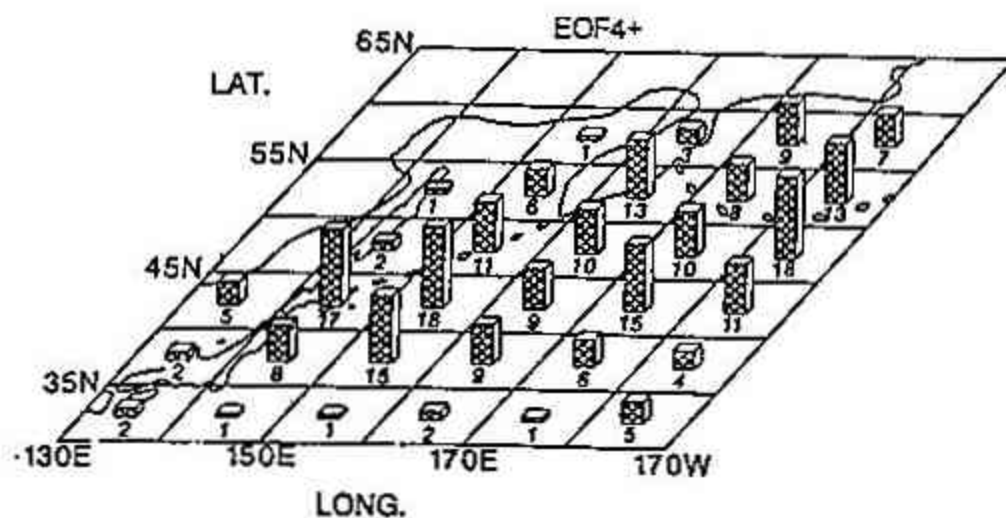


図6 小低気圧による降雪が卓越した日について1000mb未満の低気圧の中心が緯度幅5度経度幅10度の四辺形内に位置した個数

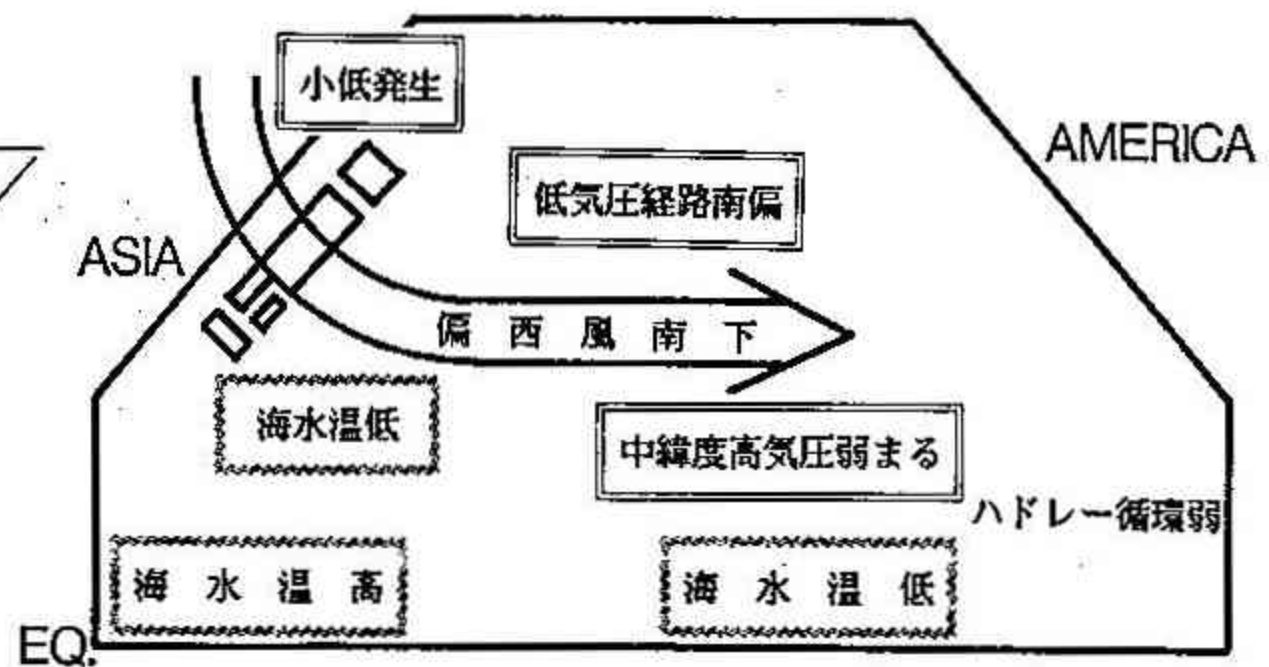


図7 小低発生時の熱帯太平洋と北海道の降雪との関係の模式図

のような降雪パターンが起こることは少なくなる。なお、降水の第5パターンは図4からも分かる通り北海道西岸に発生する小低気圧（収束帯状雲を含む）によってもたらされる降雪分布にほぼ一致している。即ち、西岸小低気圧の発生は日本の南方の熱帯の海水温の変動となんらかの関係（テレコネクション）があり、西部熱帯の海水温が高い年ほど西岸小低気圧の発生が多くなる。

4：考察

このような関係がどのようなメカニズムによって生じているのかについて考察を試みる。まず、西岸小低気圧はどのような総観規模の場において発生しているのだろうか。図5は小低気圧型の降雪が卓越したときの 500mb高度偏差の合成図である。この特徴は日本付近に南北に偏差があり偏西風が蛇行し日本付近に寒気が入りやすい状況であることが分かる。また北太平洋西部の負の偏差が非常に大きいのが特徴的である。これに対応して、低気圧がより南に位置している（図6）。また北海道よりも遙か東方に位置していることも特徴的である。

一方、西部熱帯太平洋域での海洋の変動についてはエルニーニョと関係があることが分かっている、東部熱帯太平洋域の海水温偏差が高温のとき（エルニーニョ時）は、西部熱帯太平洋域の海水温は低くなる。逆に東部熱帯太平洋の海水温偏差が低温のとき（反エルニーニョ時）は、西部熱帯太平洋の海水温は高温となる。つまり、エルニーニョ年は北海道西岸の小低気圧による降雪が少なくなる。

これは次のように考えることが出来る（図7）。エルニーニョ年は東部熱帯太平洋の海水温が高いために、東部熱帯太平洋上での大気対流活動（ITCZ）が活発になりハドレー循環が東部太平洋で強まる（convection center が東へ移る）。このため中緯度高気圧が東部太平洋上で強まりこの辺の偏西風帯が北上する。このため、太平洋上での低気圧の経路が北上する。従って、西岸小低気圧は発生しにくくなる。逆に反エルニーニョ年は、東部熱帯太平洋の海水温が低いために、東部太平洋のハドレー循環は弱まって、中緯度高気圧は弱まり、北太平洋の偏西風帯は南下する。このため、東部北太平洋上の 500mb高度は負偏差となり低気圧経路は南偏し、小低気圧型の降雪が増加する。また、偏西風が蛇行するために、寒気が日本の南方まで南下し、西部太平洋の中緯度の海水温が低くなる。

5：結び

北海道の降雪とエルニーニョを含めた熱帯太平洋の変動との関係を以上のようなメカニズムで説明したが、これはあくまで推測にすぎず、今後さらに解析を行い、現象の解明を行わなければならない。ここで特筆すべき点は、北海道における小地域の降雪の変動が大規模な大気—海洋の変動と関係があることである。また、北海道の降雪で最も重要な季節風型の降雪（図1-a）との関係については今回の解析からはみいだせなかった。