

## 昭和62年度第1回支部研究発表要旨

日時：昭和62年6月10日（水）13時～15時  
 場所：北海道大学学術交流会館第1会議室

1. スコールラインに伴って発生したマイクロバーストについて  
 北大・理 ○小林 文明 ..... 94  
             菊地 勝弘
2. 係留気球による大気境界層内のエアロゾルの測定  
 北大・環境研 ○石岡 太 ..... 96  
             李 東仁  
 北大・理 菊地 勝弘  
             谷口 恭
3. 北海道オロフレ山系の降雨機構  
 -雲の二層構造による降雨の増幅-  
 北大・理 ○岩波 越 ..... 98  
             菊地 勝弘  
             上田 博  
             谷口 恭
4. チベット高原のまわりの寒気の流れについて  
 札管・観測課 豊田 威信 ..... 100
5. 気象庁微格子モデルによる降水の予測能力  
 -じょう乱別に見た降水の予報特性-  
 札管・予報課 若原 勝二 ..... 102
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  
 北大・理 ○小林 文明 ..... 104  
             菊地 勝弘  
             上田 博  
             谷口 恭  
             加藤 聖治  
             城岡 竜一  
             藤井 雅晴
7. 北海道西海上に現れる弧状雲の発生に及ぼす地形の効果  
 北大・低温研 ○藤吉 康志 ..... 106  
             若浜 五郎
8. 北海道西岸帶状収束雲の上陸地点について  
 北大・低温研 ○遠藤 辰雄 ..... 108  
             立花 義裕  
             若浜 五郎

# I スコールラインに伴って発生したマイクロバーストについて

小林文明・菊地勝弘（北大理）

## 1. はじめに

1986年9月23日、21時30分頃、北海道空知管内北村から美唄市を小規模擾乱が通過し、住宅ならびに農作物が炎風により多大の被害を受けた。我々は現地に赴きのべ2日にわたる詳しい被害調査を行い興味ある結果を得たので、この小擾乱の特徴を報告する。

## 2. データ

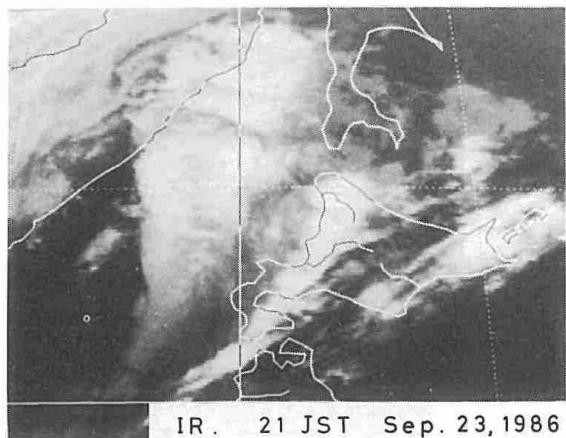
解析に当っては、現地で得られた被害データの他、札幌管区気象台における10分毎のレーダーデータ、高層データ、各測候所の自記紙およびAMeDASデータを使用した。

## 3. レーダー工コーエ・気象要素の特徴

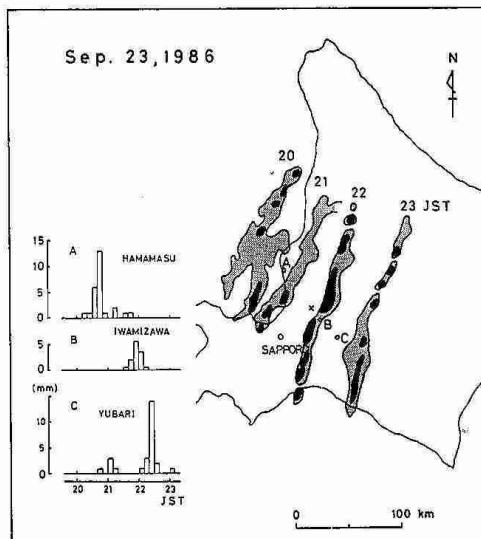
当日の気象状態は、オホーツク海北部に発達した低気圧が停滞し、大陸からの700mbで-6°Cという寒気を伴った低気圧の接近時であった。第1図は9月23日21時のGMS画像で、大陸上有る低気圧の雲の前方、北海道西岸に南北に連なるはっきりとした雲系が認められる。レーダー工コーカら、北海道西岸の海上に点在していた積雲が15時すぎからライン状に発達し、上陸して消滅した後20時頃から、第2図に見られるような工コーカその後方50kmで発達したことがわかる。工コーエ面積の変化から、このシステムは上陸して一旦弱まった後、22時15分まで急激に成長しライフタイムは4時間程度であった。また、工コートップ8~9kmの非常に強い簇つかのセルを有しながら平均時速50kmで南東進し、工コー通過時には10分間で15mmにも達する。短時間に強い降水が見られた。そこで地上の気象要素の変化を詳しく調べると(第3図)、降水の始まる前には、はっきりとしたpressure jump (0.5~1.0mb)が起これ、それとほぼ同時に風向の急変(SE→W)、風速増加、気温下降(3°C/10min)が確認され、明確なガストフロント(スコールラインのleading edgeに当る)の様相を呈した。最も降水の強かった時刻は10分程度遅れ、例えは岩見沢では22時に60mm/hrという降水強度を記録した。以上のことから、我々は矢印の時刻をもってスコールライン通過時と同巣した。

第4図から明らかのように、石狩平野内には南風が卓越し、気温はこの時期の夜としては非常に高い20°Cにも達し、スコールライン通過後の寒気移流を反映してそこには強い温度勾配と風のシアーラインが形成されていたことがわかる。

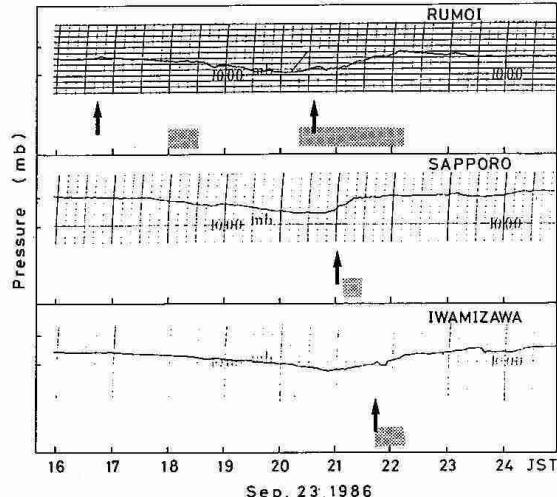
この小擾乱をもたらしたセルを追跡すると、



第1図 1986年9月23日21時のGMS赤外画像



第2図 I-9-I-1の時間変化と3地点の10分間降水量。  
X印が北村、II-1はmoderate以上を示す。



第3図 留萌、札幌、岩見沢の気圧変化。矢印はpressure jumpの起時を、影は降水の時間帯を表す。

21時15分から35分にかけて成長し衰弱していく変化が認められ、レベル3（内側の黒い部分）で特徴づけられるエコーのエッジが尖り始め21時25分にはちょうど北村がこのセルの前面に位置していたことがわかる。このエコーの形状はFujita(1981)の提唱したbowエコー（その先端をspearheadエコーと呼ぶ）と良く似ており、この時刻でのマイクロバーストの発生が推定される。

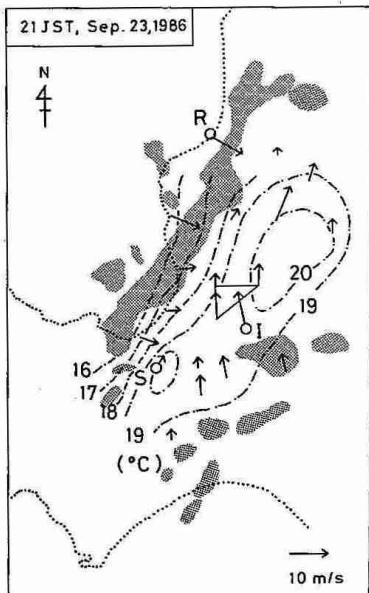
#### 4. 被害状況

現地調査から得られた個々の被害の特徴はここでは省略するが、まとめたのが第6図の被害地図である。矢印は各々の被害状況と発行方向から推定された流線を表わし、影の領域は最も被害の大きかった所でF1~F2の被害スケールに当り、点線内はそれ以下の領域で主な被害域の境界を示している。

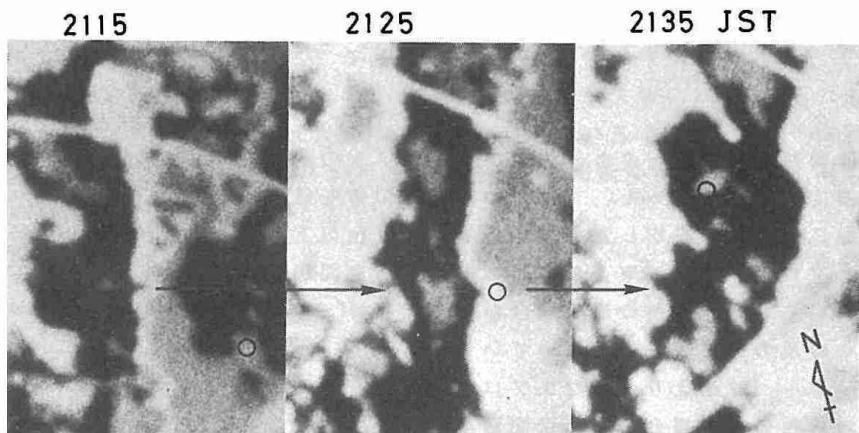
全体の様相は発散的な直線風であり、竜巻の際見られる巻き込む風の痕跡（例えは小林等(1987)）もほとんど認められなかつたことから、この小擾乱か竜巻であるとは言いかたく、近年指摘されているマイクロバースト的な現象であったことが推測される。またこの図から、小擾乱の特徴として次の2点があげられる。すなわち第1に被害域が連続していない点であり、第2に被害域の幅が1~2km

と狭く、その方向もシステムの移動方向と一致して一方に向かっていることである。前者は、マイクロバーストが断続的に生じた結果と考えられ、後者については、上層の一般風に加えて下層で見られた南西風のジェットにより、下降流の向きが一方向にシフトされたと解釈できる。

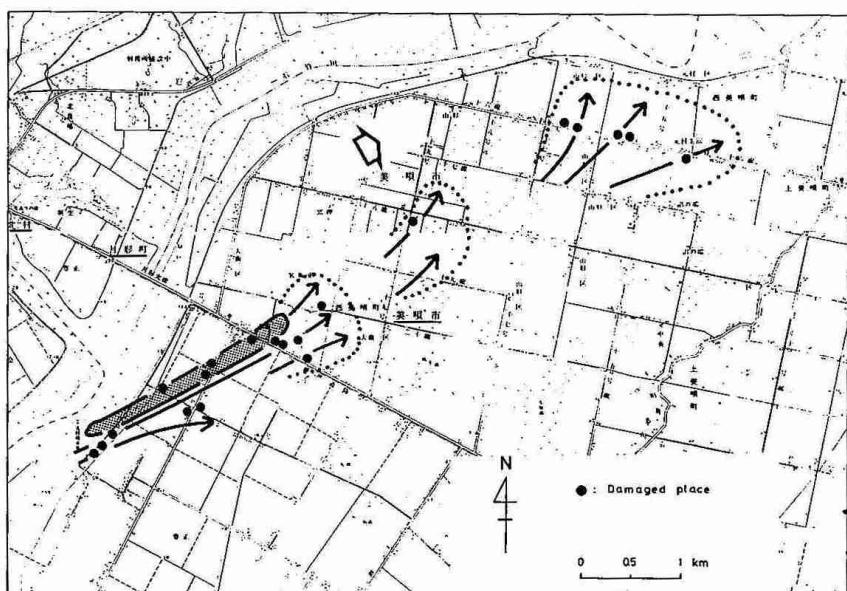
我が国においては、タウンバーストの解析例は少なくその構造を把握するためにも、今後データを蓄積する必要がある。



第4図. 21時の石狩平野内の風の場、  
温度場(1点録線)および  
レーダーEコー(点画)



第5図. Bow Eコーの変化 (○印が北村)



第6図  
被害地図

## 2 係留気球による大気境界層内のエアロゾルの測定

石岡 太、李 東仁（北大環境研）  
菊地勝弘、谷口 恒（北大理）

### 1. はじめに

大気境界層内のエアロゾルは、その発生源や、それ自身の大気中での滞留時間などが多く多様であるためにその振舞いは非常に複雑で、従ってそれらの動態はまだ良く解明されていない。特にサブミクロンサイズの大粒子から数ミクロンの巨大粒子の領域のエアロゾルを、粒径別に大気境界層内で観測した例は殆ど無い。

そこで、1986年8月下旬から9月中旬にかけて、北海道大学構内に於て、大型係留気球を用いた大気境界層内のエアロゾルの空間濃度の測定を行ったので報告する。

### 2. 観測概要

観測は、北海道大学理学部3号館西側草地で、1986年8月24日から9月12日までの20日間の内、係留気球を飛揚させるのに適した気象条件の時に於いて、同時に3号館屋上の音波レーダー（ソーダー）で下層大気の状態も記録した。

エアロゾルの空間濃度は、光散乱を利用したリオン社製のパーティクルカウンターを容積70m<sup>3</sup>の係留気球の係留索に固定し、0.3~0.5μm、0.5~1μm、1~2μm、2~5μm、5μm以上の5レンジについて、2分ごとの値を測定した。また場合によっては、係留ゾンデも搭載した。解析には、札幌市衛生局、アメダスのデータも参考にした。

### 3. 観測結果

観測期間中、地上でも連続してエアロゾルの空間濃度の測定を行った。表1は、それらの値を風向別に分類して平均したものである。1μm以下のエアロゾルでは、東よりの風の時に最も空間濃度が高く、北から西の風の場合がそれに続き、南よりの風の時は最も低くなっている。

一方、1μmより大きなエアロゾルでは、逆に北から西の風の場合が最も空間濃度が高く、次に東よりの風の時で、最も低いのはやはり南よりの風の時であった。このように平均的な粒径別のエアロゾル濃度の値は、1μmを境に風向によって異なることが分かる。以後この結果を基に、この報告では2例の海風について考察する。

#### <1986年8月28日の例>

この日は比較的静穏で高雲りであった。地上では、13時28分頃から急激な気温の降下、相対湿度、風速の上昇が見られ、これより観測地点をこの頃海風前線が通過したと思われる。図1は、日中のソーダーエコーを示しているが、この時間以降厚さ500~700mの海風層が進入してきたことが分かる。

図2は、地上、上空でのエアロゾルの空間濃度の時間変化を5つの粒径レンジ別に示したものである。図中の矢羽根は地上での毎時の風向風速を表している。9時頃東風であったのが、北よりに変わるために、特に1μm以下の粒径で空間濃度が減少し、矢印で示した時刻に海風が進入すると、1μm以下の粒径では更に減少するのに対して、1μmより大きな粒径では逆に増加している。これは表1からも分かるように、海風進入前が北東系の風であったことによる。

表1 エアロゾル空間濃度の風向別平均値

	STANDARD AEROSOL CONCENTRATION (no./cm <sup>3</sup> )				
	0.3~0.5μm (x10 <sup>-1</sup> )	0.5~1μm (x10 <sup>0</sup> )	1~2μm (x10 <sup>-1</sup> )	2~5μm (x10 <sup>-2</sup> )	5~μm (x10 <sup>-3</sup> )
N	3.99	5.18	11.2	2.19	8.77
N E	4.92	4.90	8.49	1.70	7.77
E	6.23	7.10	10.3	1.88	7.96
S E	4.23	5.24	8.29	1.71	7.64
S	3.33	3.75	7.76	1.47	6.85
S W	1.54	1.87	4.78	1.16	6.14
W	3.45	4.09	9.11	1.65	8.54
N W	3.72	4.14	14.1	2.33	11.9
CALM	5.96	6.44	9.40	1.88	8.96
TOTAL	4.69	5.22	8.72	1.87	7.89

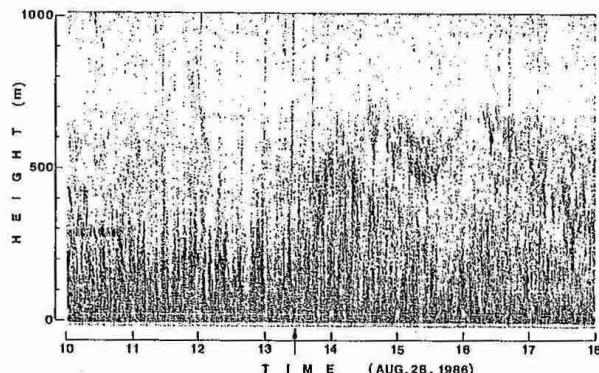


図1 ソーダーの記録

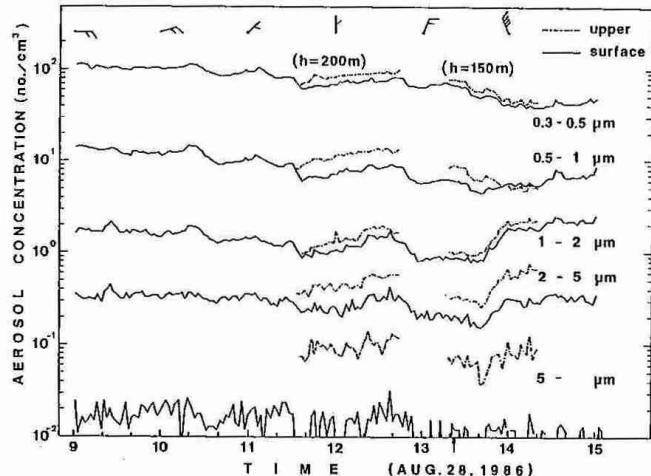


図2 粒径別エアロゾル濃度の時間変化

#### <1986年9月2日の例>

この日は一日中晴天で、気温も $29.8^{\circ}\text{C}$ まで上昇した。地上での気象要素の同様の変化より、13時40分頃観測地点を海風前線が通過したと考えられ、図3のソーダーエコーからこれ以降厚さ500m前後の海風層が見られる。

図4のエアロゾル濃度の時間変化を見ると、9時頃の東よりの風から、8月28日とは逆に南よりの風へと風向が変わるにつれて、空間濃度もほぼ全ての粒径で減少し、海風が入ってくる前の南南東の風の時に最も値が小さくなっている。その後、海風が進入してくると全てのレンジで値が増加している。

しかし、海風時の空間濃度のレベルは両日ともほぼ同じであるので、結局海風進入後に $1\mu\text{m}$ 以下のエアロゾルの空間濃度が増加するか、減少するかは、それ以前の風系に依存していることになる。海風を北西系の風で代表させると、表1の値から、海風進入前が北～東の風だと空間濃度は減少傾向、南よりだと増加傾向を示す事が理解できる。

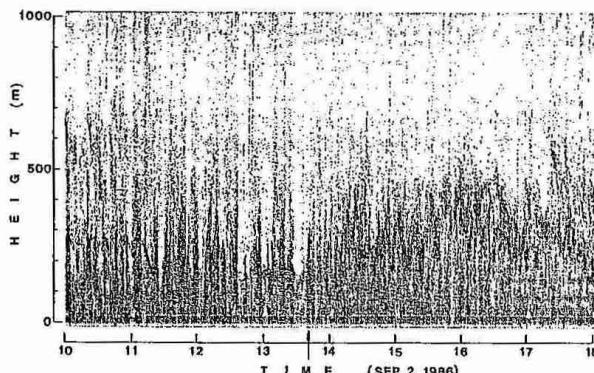


図3 ソーダーの記録

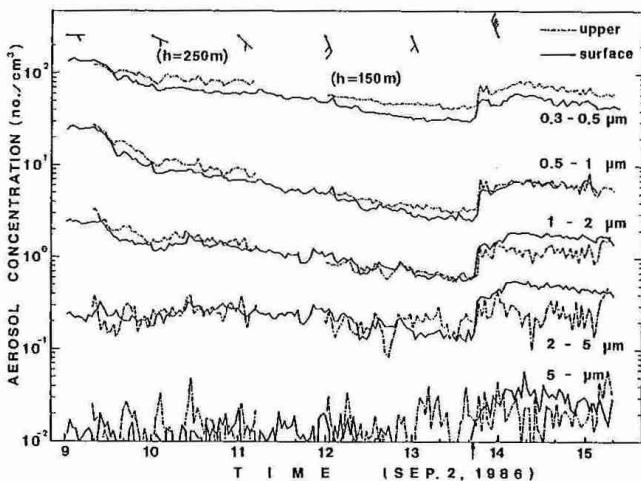


図4 粒径別エアロゾル濃度の時間変化

#### 4. おわりに

今回の海風の例では、進入後のエアロゾル濃度変化のパターンが違ったが、それは海風進入以前の風系の違いによる影響であった。

従って、エアロゾル濃度の変動の意味を明らかにするためにも、対象領域の粒径ごとのバックグラウンドの値を長期間観測することが今後必要になると思われる。

日本気象協会北海道本部、東北本部、東京本部には係留気球その他をお借りしました。また、快く資料を提供して下さった、札幌市衛生局、札幌管区気象台の方々に、深く感謝いたします。

### 3 北海道オロフレ山系の降雨機構

—雲の二層構造による降雨の増幅—

岩波 越・菊地勝弘・上田 博・谷口 恒（北大・理）

胆振地方の苫小牧から白老・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100mmを超える大雨も年間4-5回発生する。この地域の大雨については当研究室で観測・研究を行なってきており、雨滴の粒径分布測定や数値実験から雲の二層構造が示唆されていていた。今回の降雨観測は、1985年と1986年の8月下旬から9月上旬にかけて、移動型レーダー（室蘭南東の高台に設置）、雨量計、風向風速計などを用いて行なった。

1985年9月6-8日の降雨は、日本海上を東北東進して北海道付近に停滞した、前線をもつ低気圧に伴うもので、森野(S-13)で総降雨量は218mmに達した。図1が、この事例の総降雨量分布で、オロフレ山系の南東斜面ばかりではなく、広い範囲に降雨が分布しているのが特徴で、この総降雨量の大部分は9月7日の午前中に集中していた。

S-11からS-14(Sライン)の9月7日の20分間雨量の時間変化を図2に示す。山側のS-13・14では夜半から地雨性の降雨が続いている。一方、海側の2地点では6時までに降雨はほとんどなく、7-8時にピークに達している。他のH-, Tラインについても同様の特徴がみられた。

5-6時のピークに注目してレーダー・エコーを調べた。図3は高度2.0kmと4.0kmのCAPPIの時間変化である。4時20分一南東斜面山間部に地雨性の降雨をもたらしていたのが、山系にはほぼ平行な背の低い降水雲である。地上風向は南東-南南東だったので、海に面したこの南東斜面特有的地形性の降水雲と考えられる。北西にみられるのが前線に伴う厚い降水雲で、個々のセルは札幌のゾンデの風のデータと符合する東北東に進んだが、パタンとしては観測域に北西から近づき、4時50分には山系の尾根に達した。5時20分に、尾根を越えて侵入した前線に伴う降水雲は南東斜面を一面におおい、これに伴って下層のエコーは強まり、35dBZ以上の部分が広がった。この前後に降雨もピークに達し、20分間雨量でS-13は26mm、T-34で24mmを記録した。この後、エコーは一体となりて移動し、6時10分には海岸から海上に抜けた。また海岸部に強い降雨をもたらしたのは、この後室蘭の北から海岸沿いに北東進した強いエコードだった。

さらに、立体構造を調べるために図3中の

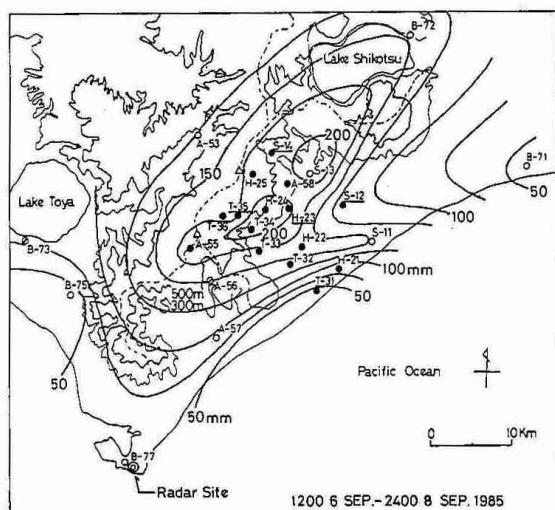


図1 総降雨量分布。○は気象官署・AMeDAS、●は設置した雨量計。センターは50mmから25mm間隔。

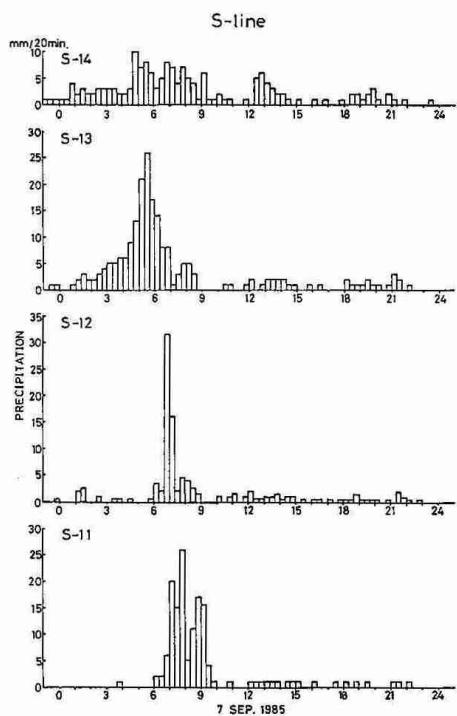


図2 Sラインの20分間雨量の時間変化。

S-S'に沿った鉛直断面を図4(a)に示す。(b)はS-13-11の10分間雨量の時間変化である。S-13に地雨性の降雨をもたらしていたのが、南東斜面中腹にある地形性の降水雲で、エコー直江Sライ

ンでは約5kmである(4時31分)。擾乱に伴う降水雲が北西から近づき、4時50分には尾根に達する。5時00分に両者は合体して下層のエコーは35dBZ以上に強まった。その後、南東斜面でもエコー頂は8km近くになり(5時10-30分),この時間帯にS-13の降雨はピークに達した。両者は一体となつたままさらに海側に進み、6時02分には中心部が海上にぬけた。

次に、この両者の相互作用の有無を確かめるために、それぞれの降水雲の降雨強度をみつもってみた。擾乱に伴う降水雲のみからの降雨強度を北西斜面のA-53の雨量で代表させると11mm/hrで、地形性の降水雲のみからの降雨強度はT-34の雨量から23mm/hrだった。前者が南東斜面上空を通過した時間帯のT-34での降雨強度は55mm/hrで、両者の単純な和34mm/hrの約6割増しになっていた。また、E-R関係を仮定して、エコーの反射強度からそれぞれの降雨強度をみつもった。E-R関係の仮定やデータの平滑化などのため、実測の降雨量と直接比較はできないが、それぞれ1.8mm/hr, 3.3mm/hrで、単純な和は5.1mm/hrとなる。通過時は6.7mm/hrで、単純な和の約3割増しとなっていた。従って、擾乱に伴う降水雲の通過時に、両者の間で降雨強度を増加させるような相互作用が働いていたと考えられる。

当事例でBergeron(1965)以来提唱されていいる「seeder-feeder×カニズム」が働いている雲の二層構造をレーダーでとらえることができた。つまり、南東斜面の山間部で9月7日5-6時に降雨量が増加したのは、既に存在していた地形性の降水雲の上空を擾乱

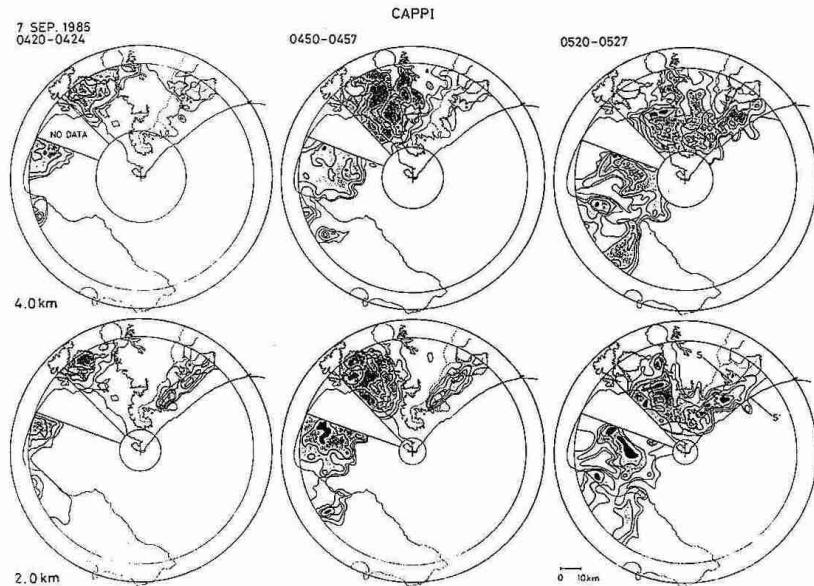
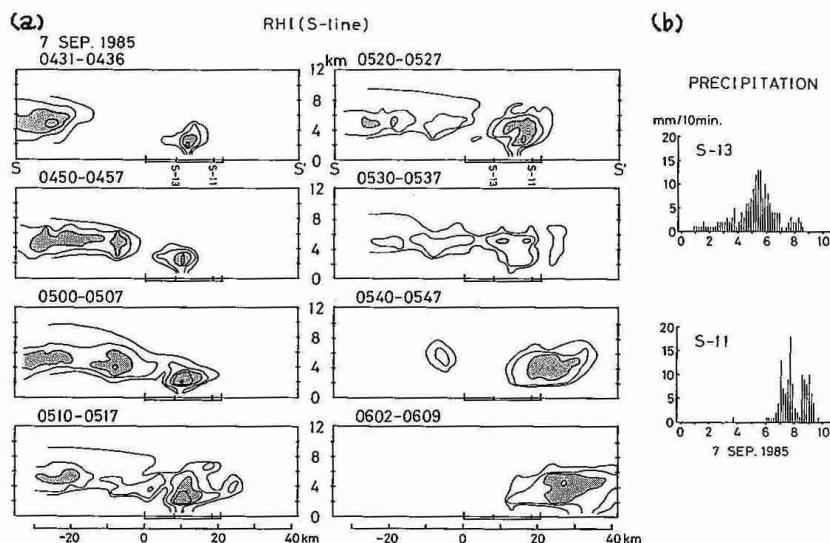


図3 高度2.0km(下段), 4.0km(上段)のCAPPIの時間変化。地形は海岸線・300mの等高線と尾根線を示した。センターは1本めは16dBZ, 2本めの20dBZから5dBZ間隔。点描は25dBZ以上, 黒の部分は35dBZ以上を示す。



に伴う厚い降水雲が通過する際に、上空からの降水が下層の降水粒子と衝突・併合といった相互作用を行なった結果と考えられる。また、この時間帯の前後にても降水雲の侵入はあったが、侵入した降水雲が弱かつたり、下層の降水雲が存在しなかったために、5-6時のピークほど降雨量は多くならなかった。

## 4 チベット高原のまわりの寒気の流れについて

豊田 威信 (札幌管区気象台)

### 1. はじめに

冬期チベット高原のすぐ東側の中国では急な北風とそれに伴う温度の低下をきたす cold surge という現象があることが知られている。この現象は大局的に見ればモンスーン循環 (Local Hadley 循環) の一岐にあたり、Chang and Lau (1980) はその影響が西アジア、中部太平洋にまで及ぶと指摘し (図 1 参照) その後も循環に及ぼす cold surge の影響が議論されている。ではそもそも cold surge とはどういう現象なのであろうか。村上 (1981) は grid data を使って短周期成分 (6-9日周期) をとりだして山のすぐ東の、山の周辺をまわる High に伴うものであることを明らかにした。その後この山の周辺をまわる High の性質を調べるために村上 & 中村 (1983), 中村 & 堂谷 (1985) は東進するトラフがチベット高原にぶつかってときに生ずる流れを数値シミュレーションにより調べた。その結果、山に沿って地形性ケルビン波的性質ももたらされができることが示され (水平スケール ~500km) このように山に沿ってできる北風の強さが cold surge にあたると彼らは解説した。佐々木 (1985) は数値予報モデルにおいてチベット高原の高さをかえた比較実験を行うことにより cold surge の地形性ケルビン波的性質に注目した。その後も一部の人々の間では cold surge をそのように考える傾向がある。しかし数値モデルの影響をうけた grid data ではなく観測データから cold surge の構造を調べる試みはこれまでほとんどなされていない。そこで本研究では cold surge の実体を調べるために東アジアの station data を用いて cold surge の構造を解明することを試みた。

### 2. データ

気象庁の TEMPA, TEMPB のデータ (station data) を用いた。どちらも 1 日 08, 12 時の 2 回の頻度であり緯度は  $25^{\circ}$  ~  $135^{\circ}$  E,  $~60^{\circ}$  N, 対象期間は 1983 年 12 月 ~ 1984 年 2 月である。長周期成分、日変動を除くために T, Z, H については 08, 12 時別々に次式で示されるアノマリーデータを用いた。

$$X'_{00}(t) = X_{00}(t) - \bar{X}_{00}(t) \quad , \quad X'_{12}(t) = X_{12}(t) - \bar{X}_{12}(t)$$

$\bar{X}_{00}(t)$ ,  $\bar{X}_{12}(t)$  は trend でここでは放物線で近似した。

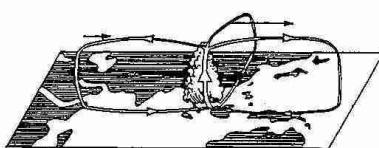


図 1 Chang and Lau (1980)

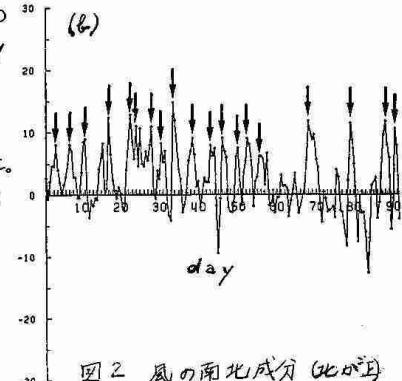
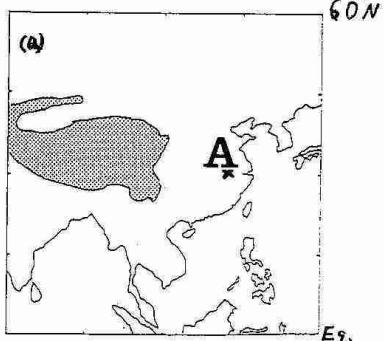


図 2 風の南北成分 (cm/day)

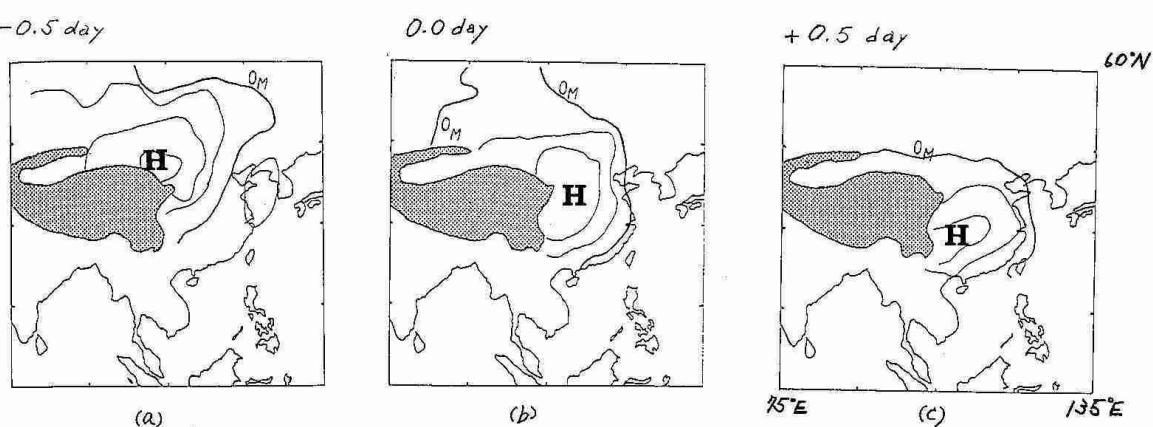


図 3 850mb の composite map (contour 間隔は 10m)

### 3. 結果

解析の結果チベット高原のまわりの寒気の流れには異なる scale のものがあることがわかった。1つは水平 scale が 1000 km を超えるもので所謂 cold surge に対応するものでありもう1つは水平スケールが 300~400 km でチベット高原に trap されたもので中村 & 堂谷 (1985) が数値実験で示した所謂 edge disturbance と非常によく似た性質を持つものである。

Cold surge : ここでは図2(a)の地点Aの 850mb の北風が 5m/s を超えて最大となる図2(b)中矢印の時を cold surge event として定義した。個々の event は上空のトラフの通過に対応しており、非常に頻繁に生じていることがわかる。(19例) 850mb の高度、風の場でみると 19例ともほぼ似たパターンを示したことので composite を行なった。(図3(a)(b)(c)) これらの図からもわかる通り 1000 km を超える大きな scale で山のまわりをまわる現象と言える。風の場で見ても北風の最大は山から 1000 km 以上東方の地点で現われ、山に trap された現象であるという印象は薄い。

edge disturbance : 下層の山に trap された現象で cold surge event が先行し、頻度は多くないことがわかる。調べた期間内でこの現象が現われたのは 2 例で、composite するわけにはいかないので興奮に現われた 12月 19~20日の 850mb ごとの変動図を図4 に示す。まず 18日頃、上空のトラフが東進して高原にぶつかり、トラフの後面の北風が山の障壁効果を受けて高原の北西端で寒気が蓄積され始めこれが図4(a)の北西端の High に対応している。その後、main のトラフに先行して山に沿って流れ、それが図4(c)(d)の山に沿っての High anomaly に対応している。図4(e)の山のまわりの T' の鉛直断面図が図6 であり、main のトラフに対応する寒気場に先行して山のまわりを回っている寒気の流れが非常に興奮に現れている。寒気の高さは 3~4 km でありこれは高原の高さにほかならない。その後 main のトラフが追いつき、東に抜けで cold surge event につながる(図5 参照)。

main のトラフに先行するのはトラフは地衡風的な運動であるのに対し、これは発散場の運動であるためだろう。

### 4.まとめ

1983年~84年の冬期 3ヶ月について解析した結果、チベット高原のまわりをまわる寒気には異なる scale をもつ運動があり両者は区別されるべきであることがわかった。edge disturbance の出現頻度が少ないのはトラフの強弱に関連があるようと思われ、cold surge の scale が何によって決定されているのかは未知である。双方ともに今後の興味ある課題と思われる。

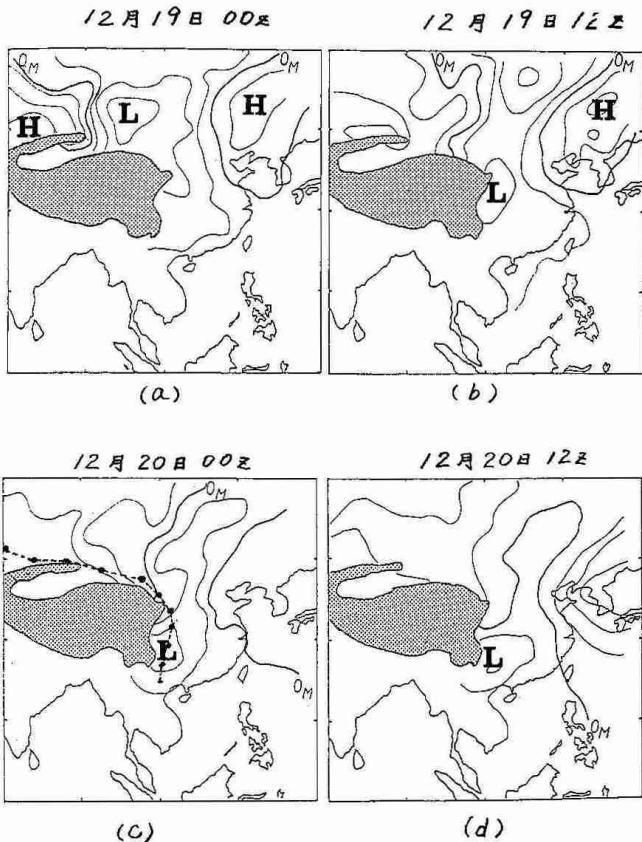


図4 850mb  $Z'$

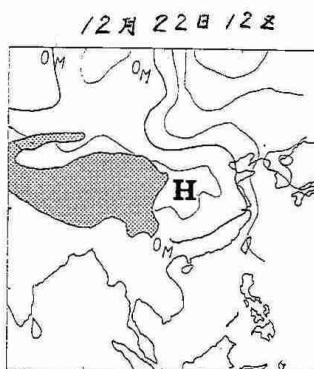


図5 850mb  $Z'$   
(cold surge event)

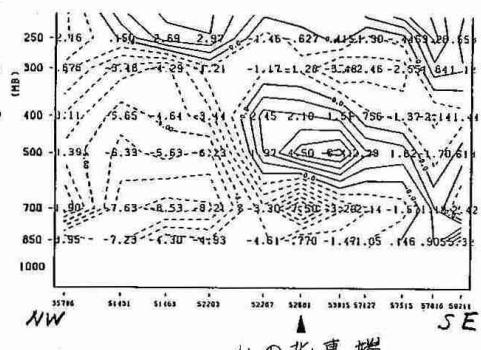


図6 図4(c)の山のまわりの  $T'$  の鉛直断面図 (点線: 負, 実線: 正)  
山の北東端

## 5 気象庁微格子モデルによる降水の予測能力 —じょう乱別に見た降水系の予報特性—

若原 勝二（札幌管正気象台）

### 1. はじめに

微格子モデル（VFM）は、層の数が13層、水平分解能が63.5 Km（格子間隔）、物理過程は放射過程が陸面だけ日射と赤外放射による温度変化を計算することになっている。このモデルはアジアモデル（FLM）より気圧系、風の変化、温位分布、降水系の表現が、きめ細かく、天気系の変化を予測する場合、有効な手段となっている。

今回は面積降水量から降水の予報特性を調査した。その結果、じょう乱の構造やスケールによって降水能力に違いのあることが分かった。

### 2. 調査期間と調査方法

調査期間は1985年、1986年の5月から9月。対象領域は、石狩、室蘭、後志地方。面積降水量は、VFMは対象領域内の最大値と最小値を加算して2で割って求め、一方、観測値は二次細分地域の代表9地図の降水量を平均して求めた。

### 3. VFMの降水能力別に見た各物理量の比較

観測値（OB）がVFM予想値の3倍以上でしかも5mm以上の場合を OB>>VFM。VFMが観測値の3倍以上でしかも5mm以上を予想した場合を VFM>>OB。VFMの予想値と観測値の降水量がいずれも10mm以上で、しかも両者の比が0.5から2の範囲にある場合をVFM≈OBと分類し、それぞれの事例について、降水時間に対応した安定指数、各層の相当温位差、湿数、850mb相当温位の予想値を求めて平均したのが、表1である。その特徴は

#### (1) OB>>VFMの場合

3分類の中では、大気成層が一番不安定で、表1表 VFMの特性別に見た各物理量の比較  
各層の相当温位の差を見ると700mbと850mbの層でマイナスになっている。湿数から見ると850mbで湿润、500mbで乾燥しているのが特徴的である。以上のことから、対流不安定な状況下でメソじょう乱の発生しやすい場であることが分かる。

#### (2) VFM≈OBの場合

(1)の特性と類似しているが、安定指数や温位差から見ると(1)の場合より大気成層がやや安定している。また、湿数は700mbから500mbで他の場合より湿润になっていて総観的スケールのじょう乱による降水であることを示唆している。

#### (3) VFM>>OBの場合

全層乾燥している。大気成層はこの3分類の中で一番安定している。850mb相当温位の予想が実況より6°以上高いのは、下層の湿めりを過大に評価していることを裏付けている。

### 4. VFM予想面積降水量の特性とじょう乱の種類

前項、3の分類によって、それぞれの場合について総観場の特徴を調べると表2表のようになる。

#### (1) OB>>VFMの場合

降水を発生させたじょう乱は、暖域や寒冷前

	ssi	$\Theta_e^{7-8}$	$\Theta_e^{5-8}$	T - Td			850 $\Theta_e$ VFM12-ob 24	850 $\Theta_e$ VFM-ob 24
				850	700	500		
OB>>VFM	3.1	-1.8	2.7	2.8	6.5	11.8	3.7	3.4
VFM≈OB	3.7	-1.0	6.6	3.2	3.8	7.3	3.6	6.5
VFM>>OB	4.7	2.1	10.5	9.0	10.7	9.7	6.4	6.3

注) 観測値は札幌

OB>>VFM : OB/VFM ≥ 3 N = 15

VFM>>OB : VFM/OB ≥ 3 N = 10

VFM≈OB : VFM/OB 0.5~2 N = 9

第2表 VFM予想面積降水量の特性とじょう乱の種類

特性	じょう乱の種類	例 数
OB>>VFM	(1) 暖域と寒冷前線 (2) 弱い谷、寒気渦 (3) 前線上の波動 (4) 発達した低の後面 (5) 熱低から変わった低	5 5 3 1 1
OB≈VFM	(1) 低と閉塞前線 (2) 発達中の低南岸通過 (3) 低の後面	5 3 1
VFM>>OB	(1) 高気圧の縁辺 (2) 弱い低40°N以南東進	7 3

線、寒気渦に伴うものが多く、総観スケールの低気圧によるものは含まれていない。VFMの予想降水量は0~5mmであるが、実況では5~49mmに達している。その降水分布は前線や不安定線に沿って降水のメソ的状況を示している。

### (2) $VFM \approx OB$ の場合

総観スケール低気圧の通過に伴う場合が多く、低気圧が北海道の北を通る時は、閉塞過程に入っている。VFMと実況の降水状況を比較すると、VFMの予想は温暖前線に沿って広く帶状を呈しながら、北海道北部まで強雨域が移動するように表現しているのに対して、実況は道央以南に多く、強雨域は下層風向に依存する地形性降雨域に一致している。

### (3) $VFM \gg OB$ の場合

高気圧の縁辺が圧倒的多く、次に弱い低気圧が北緯40度以南を東進する場合である。実際の降水量は0~3mmであるのに對してVFMの予想降水量は8~23mmと多く表現されている。VFMの予想降水分布に対応した帶状の雲組織は形成されていたが、実際は無降水であったり、VFMの降水極大域が観測値の極大域から100~200km離れていたりする。

## 5. 12時間面積降水量と物理量の時間変化(1986年9月の例)、第1回参照

3日から5日にかけての降水は熱低から変わった発達中の低気圧に伴う降水でVFMの予想をはるかに上回った。傾圧不安定波の前面に熱帯じょう乱の暖湿気流が流入していた。

10日から11日にかけての降水は、VFMに予想されていない。500mbは弱いトラフ前面で成層は条件付不安定になっていた。

18日から20日にかけては、下層暖湿気流による降水を予想していたが、実況では500mbトラフに對応して降水があった。

21日から23日にかけては、発達中の低気圧の通過によって降水が発生した。VFMの予測能力は高かった。

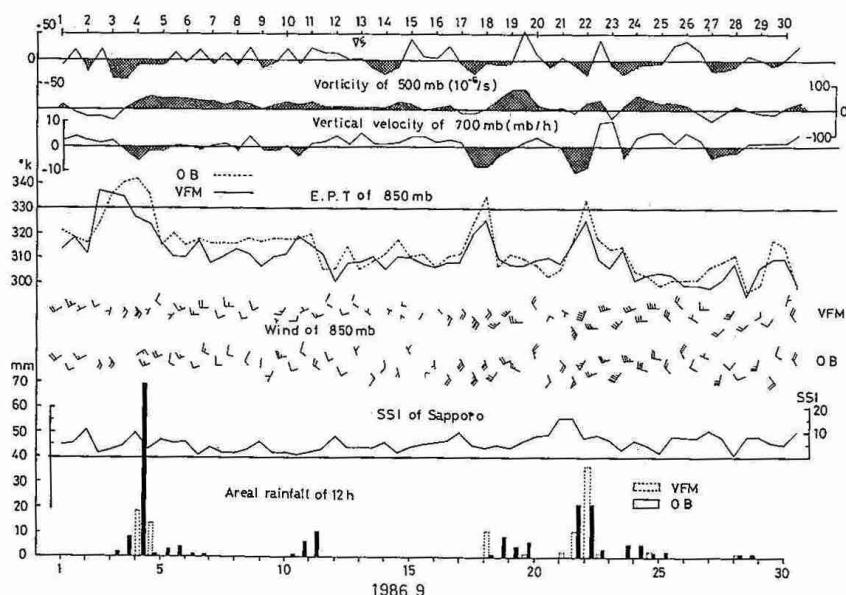
23日から25日にかけての降水は、500mbトラフによる不安定性のものである。

### 6. あとがき

発達中の低気圧の通過に伴う降水は、予測能力が高いか、条件付不安定な成層と高気圧の縁における降水は予測能力が低い。

予測能力の低い場合を考えると(1)検証の対象領域( $200 \times 200\text{ km}$ )がメソじょう乱のスケールと同程度であるため、モデルでメソじょう乱が形成されたとしても対象領域からずれることがある。(2)モデルで扱つてある地形が現実より単純であるため、山岳の風上側での地形性降水が過少評価されたり、風下側での不安定化が減少する傾向がある。(3)VFMの降水分布の形状がその時刻の雲組織のパターンに一致していることが多いため、降水分布に表現されない時がある。この時は下層で乾燥している。850mbの予想相当温位が高目に予想されていることから、下層の湿度が過大に評価されていることが原因である。高気圧の縁辺でなぜこのようなになり易いのか興味あるところである。

最後に、モデルを有効に利用するためには、モデルの特性を知ることと同時にモデルを通して現実大気への理解を深めることが大切である。



第1回、12時間降水量と安定指数、相当温位、上昇流、うが度の変化。

## 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

小林文明・菊地勝弘・上田博・谷口恭  
加藤聖治\*・城岡竜一・藤井雅晴 (北大理)

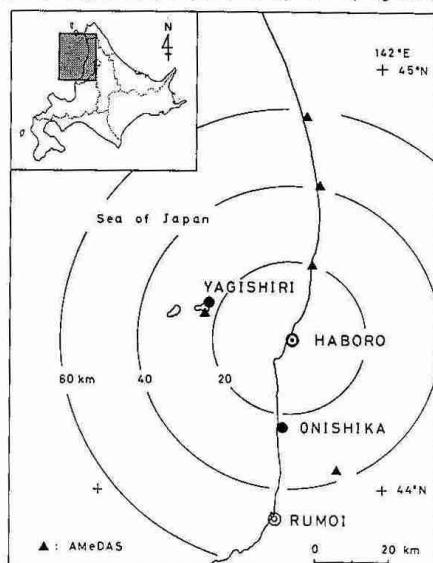
1986年12月中旬から1987年1月中旬までの約1ヶ月間、留萌管内羽幌町に北大物理学部の移動用気象レーダーを設置し、降雪雲内のマイクロスケールの擾乱を解明するとともに、帯状収束雲の形成過程を捉える目的で観測を行った。またレーダーサイトの他に、焼尻島と鬼鹿に風向風速計、微気圧計、温度計を置き、AMeDAS 地点も含めて第1図のような観測網を設定した。

この期間中観測された典型的な1例として、1月12日03時すこから帯状雲の先端で小低気圧が形成される過程をレーダーで捉えることができたので、そのエコーの特徴を報告する。

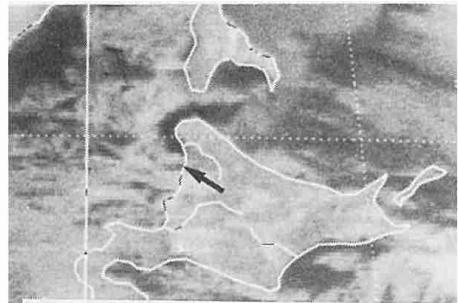
GMS画像では、宗谷海峡付近からわん曲した雲が認められ(第2図)、矢印で示した先端部分で小低気圧が形成された。1月8日から12日にかけて冬型が続き、GMSの変化を見ると10日から西岸海上に帯状収束雲が確認され、今回の現象は収束雲というイベントの消滅期に当っていたことがわかる。

レーダーから見ると、北上した帯状エコーの1部が焼尻島の北に残り北西からは新たにバンドが侵入して、03時30分から2本のバンドで特徴づけられる北からのサイロニックなエコーパターンが明瞭になり、03時50分には小低気圧としての形状がはっきりした(第3図)。この時ノード領域で決定される中心の直径は7 kmあり、外側のバンドまで含めるとこの小低気圧のスケールは40 km程度になる。この中心の移動を示したのが第4図であり、初め南東進しその後一様に東進し、羽幌では04時30分から05時30分まで1mbの気圧降下が見られた。この小低気圧は上陸時には直径が20 kmに達し、循環が次第に弱まりつつ内陸14 kmまで侵入し、そこで停滞し消滅したと考えられる。また、ライフタイムは2時間程度で、平均速度時速30 kmで移動したと計算された。

小低気圧形成時のエコー変化を調べるために、進行方向に直角に最もエコーの強い所を3図のA-A'断面図で切ってみる(第5図)。エコートップは2 kmと低いが、南側のバンドは対流性の構造がはっきりしているのに対し、相対的に背の低い北側のエコーが南へ移流し、この水蒸気の補供により内側のセルが北側に発達し傾斜していく変化が認められる。すなわち、このことは小低気圧による気流の収束の効果のため、バンド状エコーの先端ではエコーが強化されることを意味している。

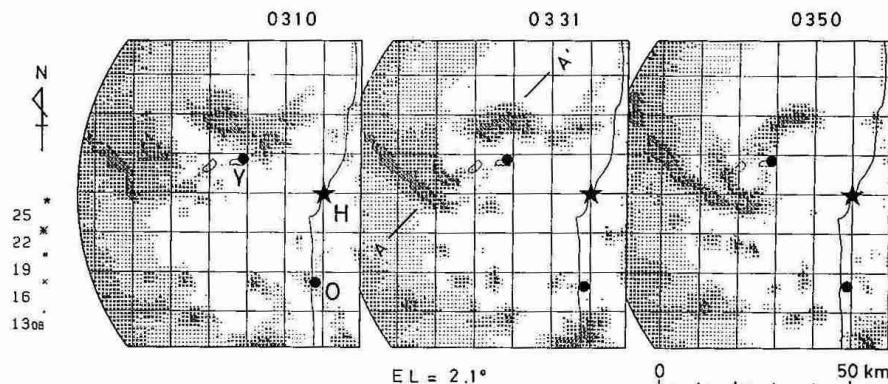


第1図 観測地点



IR. 03 JST Jan. 12, 1987

第2図 GMS画像



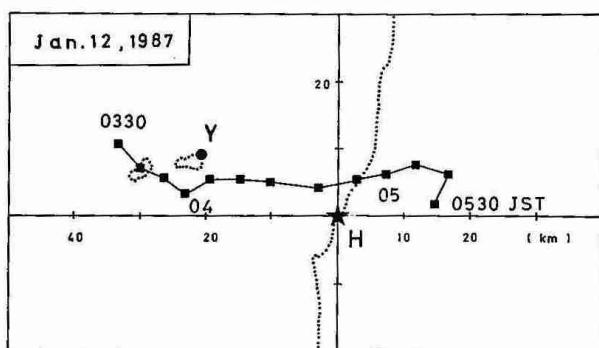
← 第3図  
小低気圧形成時の20分毎の  
レーダーエコーの変化。  
星印はレーダーサイト(羽幌)、  
Y,Oはそれぞれ焼尻、鬼鹿を  
表す。

焼尻島の風の変化(第6図)を代表させて風の場をみると、その中心の通過時に風向も  $S \rightarrow W \rightarrow N$  と変化し、通過直後  $17 \text{ m/s}$  のカストを記録し特徴的な変化を示した。そこで焼尻、羽幌、鬼鹿の3点から収束量と渦度を計算すると、小低気圧発生前から収束、正の渦度場が続いていたものの、特に中心がこの領域を通過した04時に、両者にはっきりとしたロークが現われ、この小低気圧の中心部分は明瞭な循環と上昇流を伴ったメソサイクロン的な構造を有していたことが示唆される。

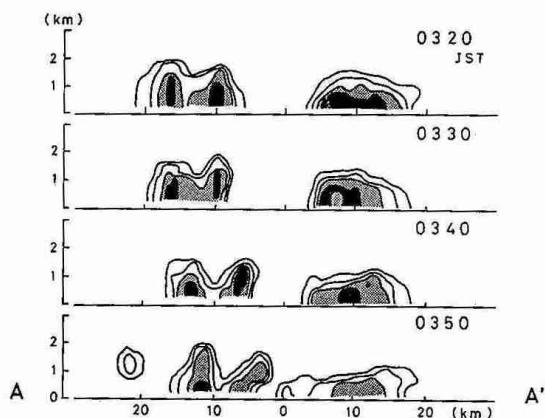
以上のことから、今回の小低気圧は内陸からの吹き出しである南東風と北西風、さらには北側でみられる北東風のバランスにより形成された一種の前線であるシーライン上で発生したメソサイクロン的擾乱であったと結論できる(第7図)。このことは換言すれば、このような小低気圧は収束雲に伴って発生する頗る高く、しかも風のシアーの強いその先端部すなわち海岸線付近で形成され易いことを意味している。

これまで北海道西岸の観測点でみられた特徴的な現象をレーダーで捉え、しかも石狩湾以北の地形の影響を受けない所で小低気圧の形成過程を把握できたことは意義深く、今後は、スケールの多少異なる  $100 \text{ km}$  程度の中規模擾乱との比較、帶状収束雲の時間変化に対応した解析が必要である。

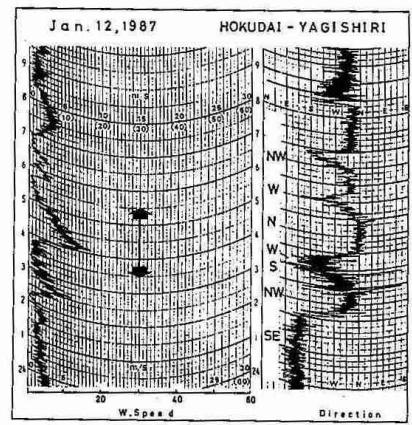
\* 現在所属：札幌市建築部



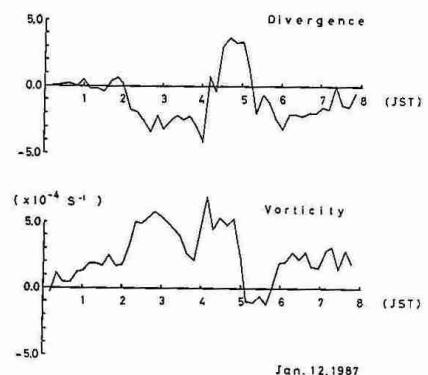
第4図. 小低気圧の中心の10分毎の移動経路



第5図. 第3図のA-A'断面図におけるT3の時間変化。コータ-は  $16 \text{ dB}$  ら  $3 \text{ dB}$  每、原点は相対的に小低気圧の中心を表す。

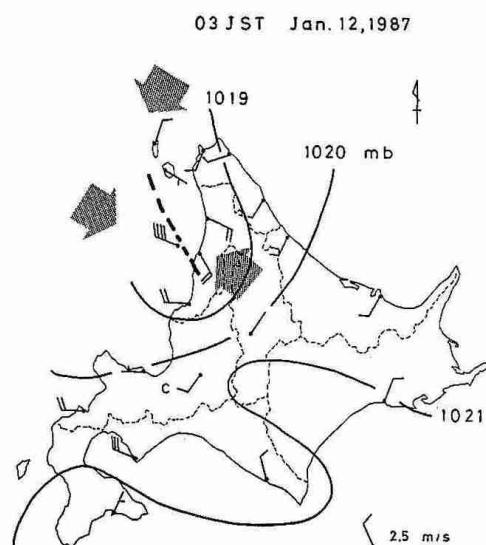


(a)



(b)

第6図. 烧尻における風の自記紙(a)、羽幌、焼尻、鬼鹿の10分間平均風から計算された発散量と渦度(b)。  
矢印は小低気圧のナウルムを表す。



第7図. 1月12日03時の局地天気図。  
点線はシーラインを表す。矢印は  
今回特徴的で、た3気流の  
風向を示す。

## 7 北海道西海上に現われる弧状雲の発生に及ぼす地形の効果

藤吉 康志・若瀬 五郎（北大・低温研）

### 1. 序

北海道西岸小低気圧による大雪については、長谷川（1949）以来多くの研究がなされてきた。村松（1975）は、i)西岸小低による明瞭な渦を伴う場合と、ii)単なる低圧帯の帶（環状低圧帯）のような構造を持つ、二つの要因。たタイプをあらわすことを指摘した。何れのタイプでも、西海上には、ほぼ南北に伸びた太い帯状雲が出現する。この帯状雲は、北西寄りの風と北東寄りの風の収束線上に発生する収束雲と考えられてきた（岡林、1972；村松、1975）。

気象衛星「ひまわり」が打ち上げられる以前の研究は、天気図、地上気象データ及び、レーダーデータの解析を中心にして行われてきたため、上陸地点付近の構造についてのみ詳しく調べられてきた。しかし、帯状雲は日本海上で発生し、長さは数100kmにも及ぶため、時間分解能の良い気象衛星画像の利用無くしては、その全体像を捉えることは困難である。小林せぬ（1986）は、衛星画像を主に用いて、帯状雲のメソスケール構造の時間変化について詳しく解析を行っており、帯状雲の発生以前から消滅に至るまでのライフサイクルは、依然として不明瞭である。

本研究は、帯状雲を発生させる擾乱の発生構造とライフサイクルを明らかにする為の前段階として、気象衛星画像上で帯状雲の発生初期から消滅までの時間変化を着目したものである。

### 2. データ

用いたデータのうち、1978年12月から1982年3月までのものは、気象衛星センターで接写させて頂いたものである。1982年12月から1986年3月までのデータは、本研究所の「ひまわり」受信受画装置（JRC社製）に印画されたものを用いた。1986年12月以降は、ノア及び「ひまわり」受信受画装置（JRC社製）で得たデジタル画像を用いた。

### 3. 結果

帯状雲の発生原因を大別すると、(1)顕著

な中規模渦状擾乱によるものと、(2)渦はほとんど見られない低気圧の後面の場の中で発生するものの、更に(3)北海道に帶状雲が接岸した後、再び海上に張り出したものの、三通りである。このうち、中規模渦は、宗谷海峡の西側で最も高頻度で発生し、(4)によるもののうち50%を占める。次いで樺太の西海上に発生する渦が約30%を占める。中規模渦の発生は、1月と2月に集中するのも特徴的である。

(4)のうち、低気圧の中心は、北海道の北東海上にある場合と、南東海上にある場合の二通りある。た。 (4)による帯状雲の発生は、12月～3月までほとんどピークを持たず、(2)の約半分の発生回数である。 (4)が生ずるのは、夜間に限られており、放射冷却による内陸の冷気塊の海上への吹き出しを原因であると考えられる。

(4)の場合には、擾乱の発生前半で帯状雲も発生し、渦状擾乱の西南進につれて西海上に大きな曲率で張り出し、擾乱の東進につれて帯状雲も東進し消滅する。(4)の場合については、図1に、帯状雲のライフサイクルの典型例を示した。即ち、北海道西海上では、低気圧に吹き込む形で北東風が卓越し、北東から南西に向かう明瞭な筋雲が先づ現われる(a)。低気圧の東進につれて、筋雲の走向は次第に北寄りになると共に(b), (c)、筋雲は次第に不明瞭になる(d)。次で、大陸からの北西から南東に向かう筋雲が顕著になり、帯状雲も顕在化する(e)。帯状雲と筋雲は東進を続け、北海道に上陸後急速に衰える(f)。このようなライフサイクルを示す割合は、(4)のタイプでは80%，(1)のタイプでは、北東から南西に伸びる明瞭な筋雲が現われるのは、20%弱である。

初期に出現する筋雲の北端位置を調べることにより(図2)、この筋雲が高山の風下で発生したものであることが分った。

図3に示した筋雲の走向範囲を見ると、西～南西方向にはばく離されており、このことは、風向が北東～東の、比較的狭い範囲でのみ筋雲が形成され得ることを意味している。

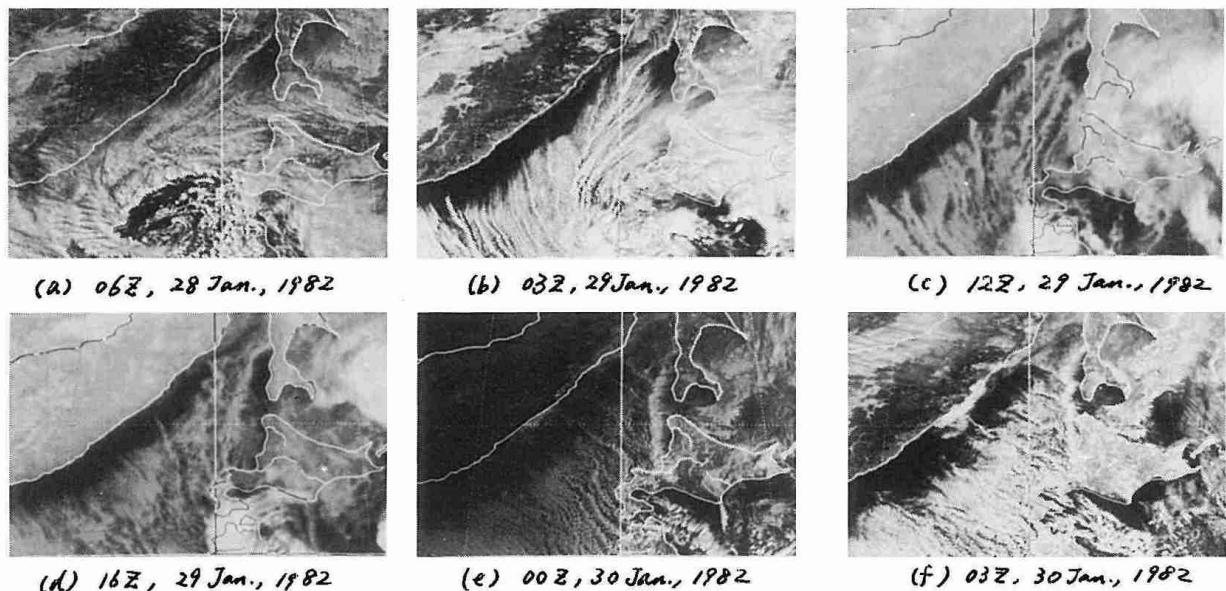


図1 帯状雲のライフサイクルの典型例

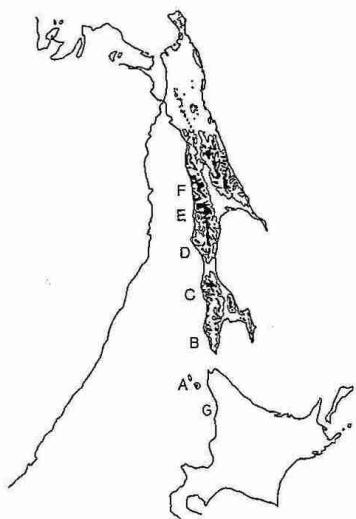


図2 筋雲の北端位置

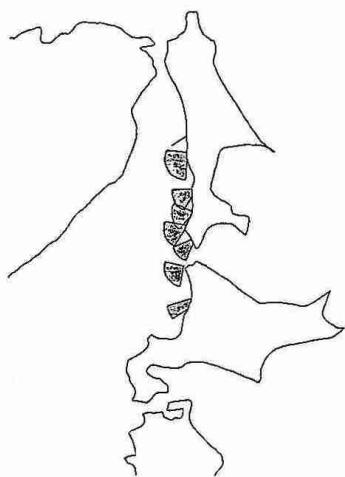


図3 筋雲の走向範囲

今後は、(Ⅳ)～(Ⅶ)の各タイプについて、ドップラーレーダーを主に利用し、風構造層位とダエコー構造を詳細に解析し、成因、発達、維持機構について研究を進める予定である。

辰谷川(1949)：北海道西岸に発生する副低気圧について、研究時報、1, 207-212

岡林(1972)：気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート、113, 74-106.

村松(1975)：北海道西海岸小低気圧型の大雪、天氣、22, 177-179.

小林他(1986)：冬期北海道西岸に発生する帶状吹き雲の研究(I)，北大地球物理学研究報告、49, 341-357.

## 8 北海道西岸帯状収束雲の上陸地点について

遠藤辰雄・立花義裕・若瀬五郎（北大低温科学研究中心）

気象衛星の画像が利用されようになつてから、冬季日本海上に様々な雲パターンが認められようになつてきた。その一つが北海道西岸帯状収束雲である。その形は弧状で、西側は雲があるが東側は必ず晴れていて海面が見えているのが特徴の一つである。また風系から収束によつて発達した雲と考えられて収束雲と呼ばれている。この収束雲の詳しい事例解析は小林・菊地（1986）によつてなされている。

「ひまわり」が観測を開始して以来10余年にはまづ、これまでの雲画像を集計して解析した立花・遠藤・若瀬（1987）の結果によれば、この現象は8年間で47回、年平均6回起り

、その変動巾は±6回である。1回の持続時間は平均21時間であるから、3時間毎の観測で統計をとることは問題はないと言えられる。ところで、この収束雲の弧が海岸と交差する地点、すなはち上陸点では長時間連続して大雪が降るので予報にとってはきわめて関心の高い問題である。

図1はこの帯状雲が上陸する頻度の高い地帯を黒く示したものであるが、A～Iに至る地帯の観測数は図の右表に示す通りである。それによると積丹半島を境として、こより北で上陸するA～Eの割合がほど9割になることがわかる。またそのうち約半分が石狩湾の南側に上陸し、次いでゾーンCが残りの半分を占めていることがわかる。またAは宗谷海峡の南端に当り、他は弧状の海岸の南端であることが注目される。すなはち弧ABのB、弧ACのCはBCのC、弧CDのD、弧EFのF等である。

図2は典型的な収束帶状雲の雲パターンの時間変化で

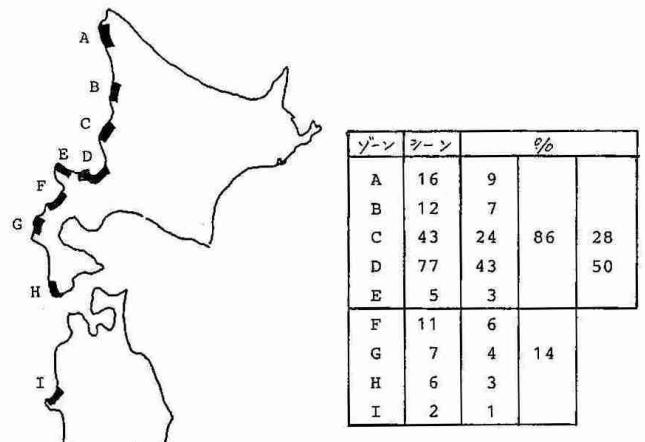


図1 高頻度上陸地帯AB～Iとその観測された画面数

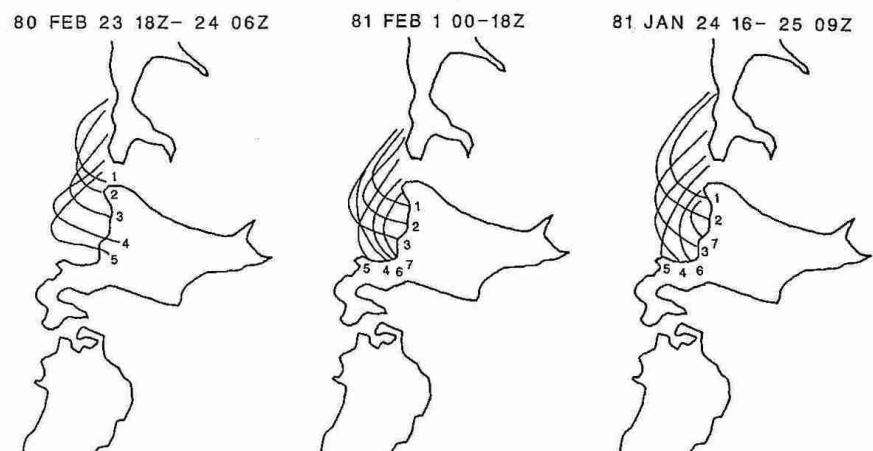


図2 典型的な帯状雲のパターンとその時間変化

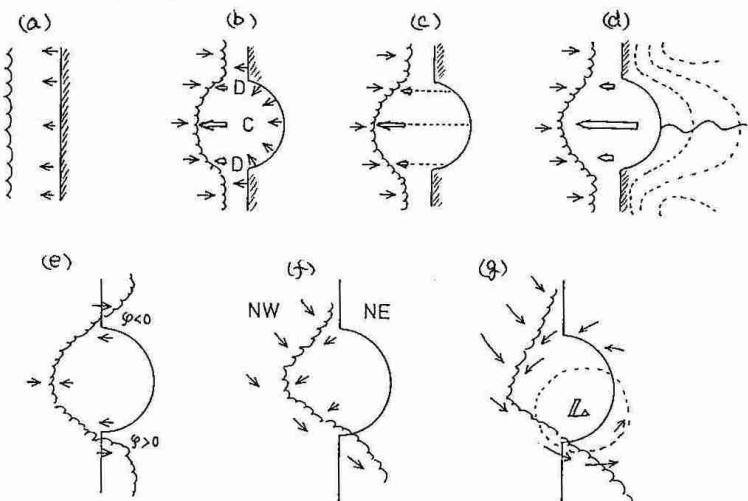


図3 湾型海岸とこれに対称に湾曲する弧状雲の形成に関する考察

ある。これによると雲の弧は海岸の弧と対称の形となり、この上陸地点は弧の南端で海岸線の突出部の北西斜面であることが多いのがわかる。

この成因を参考すると図3の(a)は直線海岸であるが、彎曲海岸では(b)のように凹部では風が収束して凸部では発散するので海上への張り出しの勢力が凹部が強くなるといえる。また(c)のようにマサツの小さい海上に出てから次の吹送距離が長い凹の風が強くなるとも考えられる。一般に(d)で示すように凸部は海岸で山岳があり、凹部は平野の谷であることが多くて凹部からの吹き出しが卓越すると考えられる。また(e)のように弧状地形の南端と北端では強度が矢印正と負に反るので積雲対流が強化される条件は南の方であると考えられる。実際には(f)のように風系全体に北成分が入っていて(g)のように湾の南西部に渦性擾乱や小低気圧が発生してもよいことになる。

収束帶状雲の時間的推移とその消長を再び図2にまとめてみると、初めはカラフトのホロムスク湾曲部に発生して、宗谷海峡で強化され沖へ張り出し、その分だけ上陸点は南下する。出発点が海峡より南下すると弧状雲は沖へ張り出すのが止まり、再び海岸へもどってくる。その結果、上陸点は再び北上し、その中心が図1のBゾーンあたりで消滅してしまう。したがってD点を往復して二回通るためその上陸頻度が高いことが説明される。この動態は、さながら海峡の吹送流にかかる帆のことをくわである。図4は帶状雲の位置が持続した例のもので、その現象は主低気圧の中心位置が図5で実線に示すように、一旦、停止して東から西へ後退した時期に相当することが注目される。このときの北海道上空の収束・発散の変化の様子を図6でみると、上空で収束、下層には発散がみられ、全体的に次降流の場にはつながるがわかる。

数多くの雲パターンを集約すると、この収束帶状雲の上陸地点は図7で示すように、図中の破線より南方の海上の北西風系と、これより北方の北ないし北東風系の雲列との境界として、この破線部を南限としていることが多いことがわかる。その二つの雲列系の境とて積丹半島と共にへばく山岳部(東線)が分けてあることが安定のようである。もう一つは石狩湾を入口として苦小牧へ抜けた石狩低地帯が、安定した気流系の持続構造に一役かっているようである。

#### 文献

- 立花義裕、遠藤辰雄、若瀬五郎(1987) 気象衛星からみた北海道西岸帶状収束雲—流水との関係— 日本国気象学会北海道支部だより 第33号、昭和61年度第2回支部研究発表会要旨。
- 小林文明、栗地勝弘(1986) 北海道西岸に発生する帶状収束雲の事例解析 同上支部だより 第32号 26-27。
- 遠藤辰雄、若瀬五郎(1987) 1983年2月26日、札幌全域に降った大雪に関する事例解析—その2— 同上支部だより 第33号、昭和61年度第2回支部研究発表会要旨。

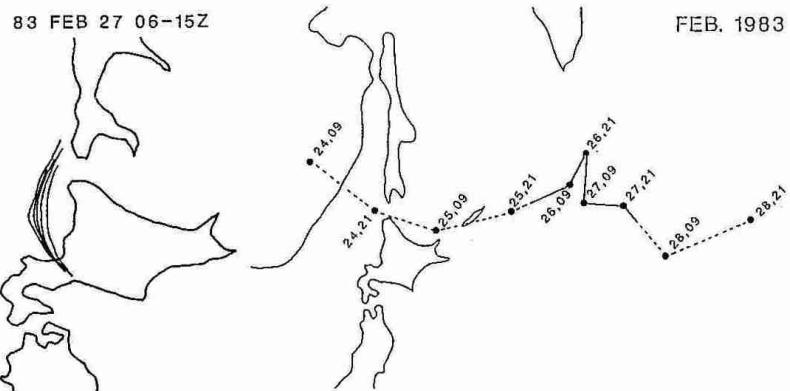


図4 安定型雲パターンの例

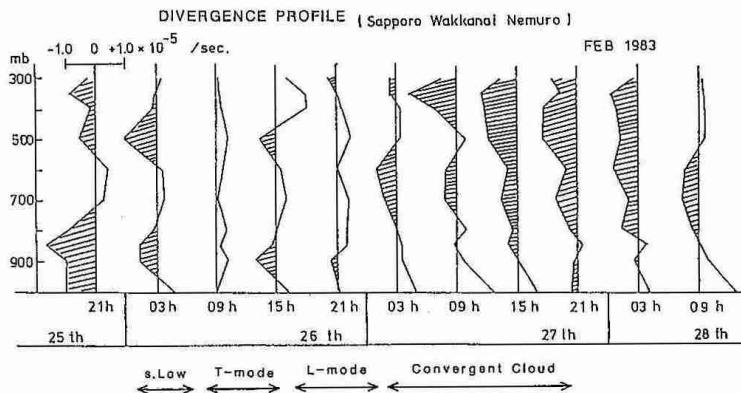


図5 主低気圧の中心位置の変化

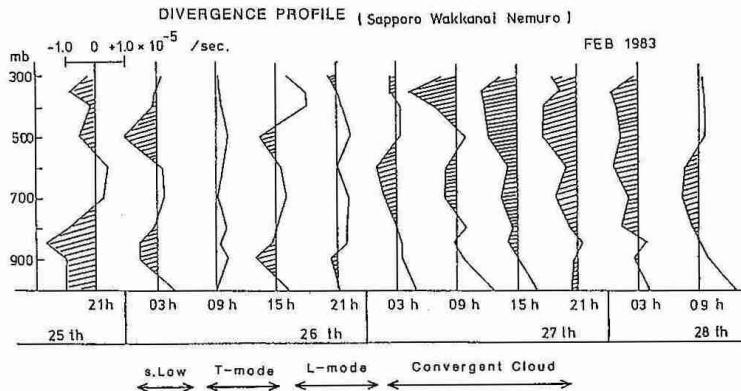


図6 北海道上空の収束(ハッチ)発散(白)の高度分布の時間変化

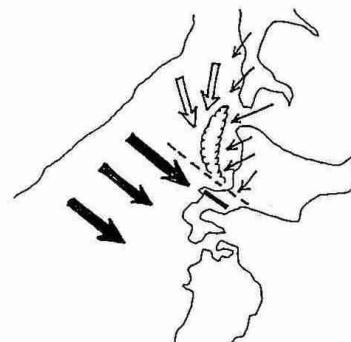


図7 収束帶状雲の上陸点の南限