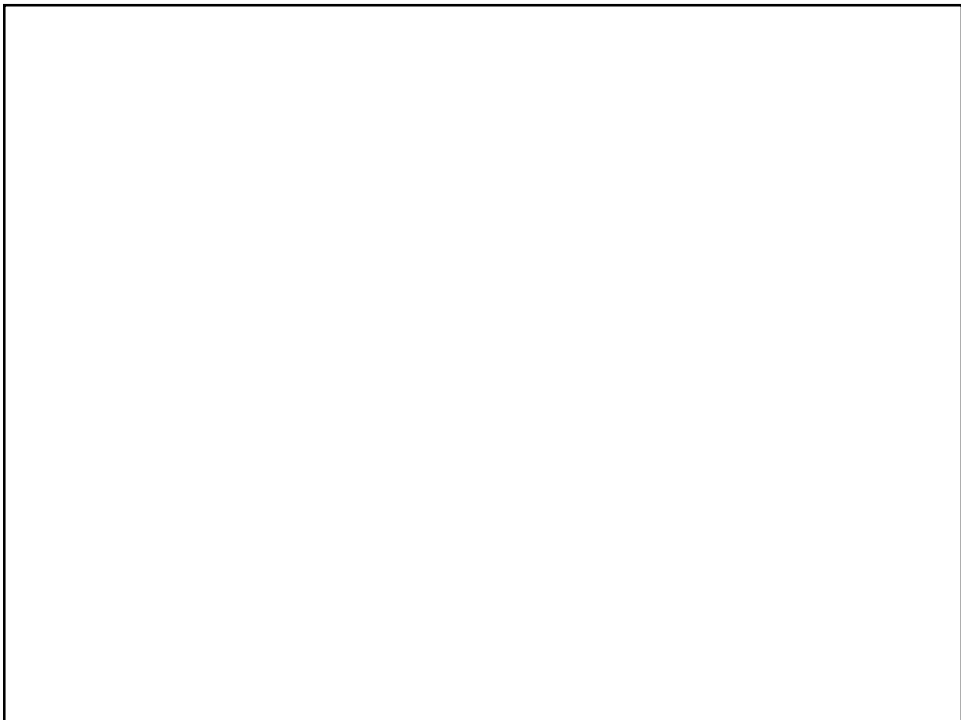


写真： 2004年1月24日

# 降雪モードと降雪分布について

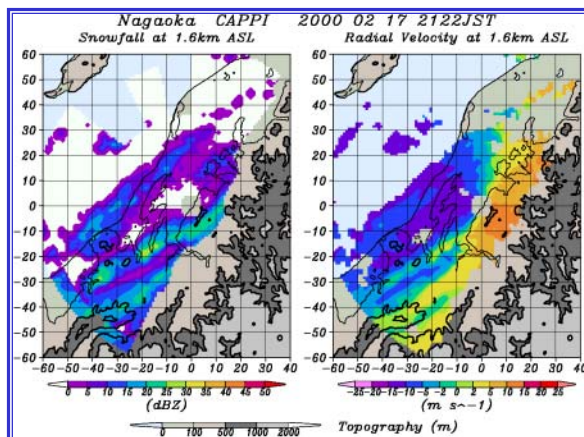
防災科学技術研究所 / 雪氷防災研究部門 中井専人



# 1. 降雪モード

## 降雪モードの決め方

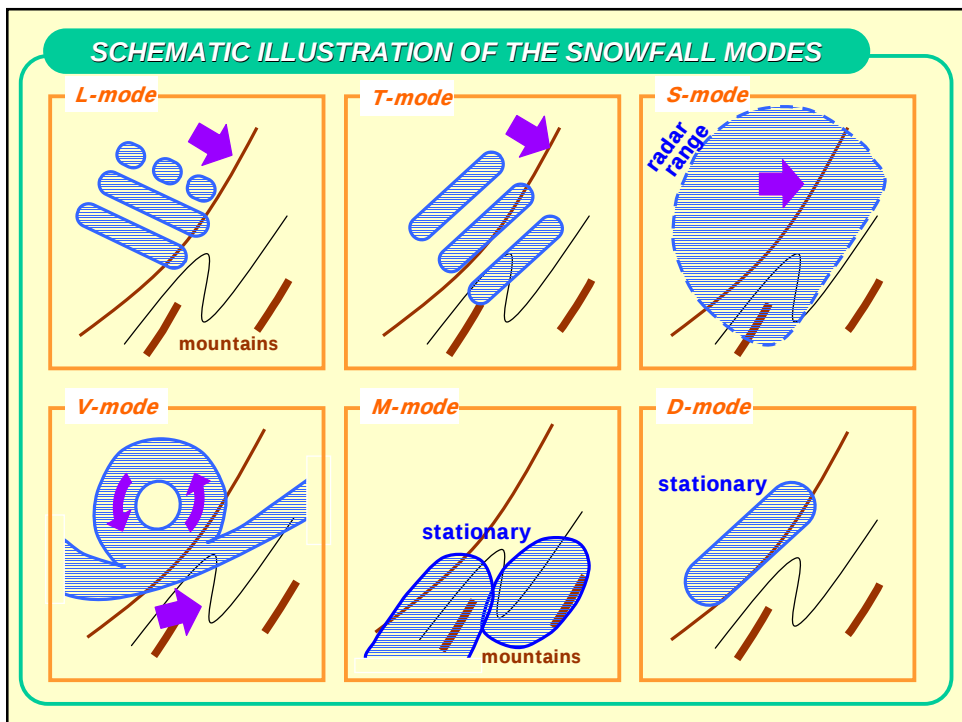
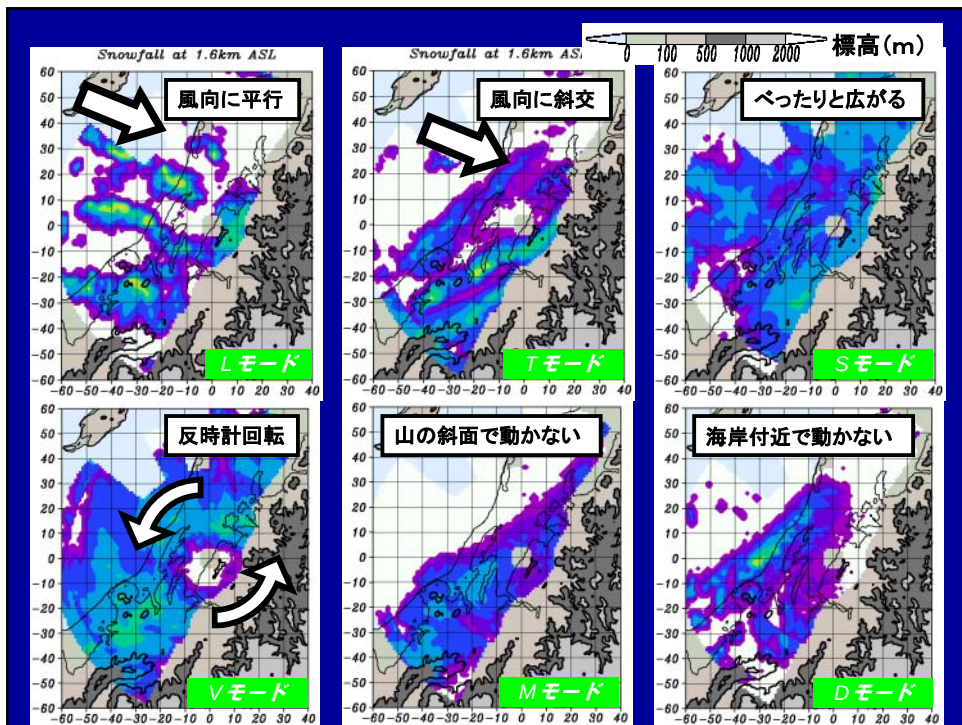
1. Zeの高度1.6km(1.5km)のCAPPI(水平断面)の動画を作る。
2. 動画による降雪分布パターンの時間変化を見て降雪モードを決める。
  - ◆観測されている範囲全体の傾向で判断する。
  - ◆細かい遷移期は除き、特徴的な形状が継続した期間を1事例とする。



1999/2000冬季  
2001/2002冬季  
2002/2003冬季  
2003/2004冬季  
(観測中)

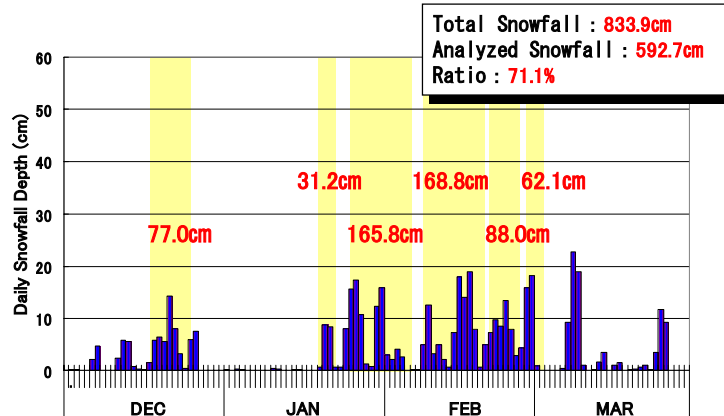
## 参考文献

中井専入・岩波越・三隅良平・  
朴相郡・清水増治郎・小林俊  
市, 2003: 新潟県中部の雪雲  
モード別降水分布. 防災科学  
技術研究所研究報告, No.64,  
9-17.



## 2. 降雪モードの出現特性と 降雪分布の特徴

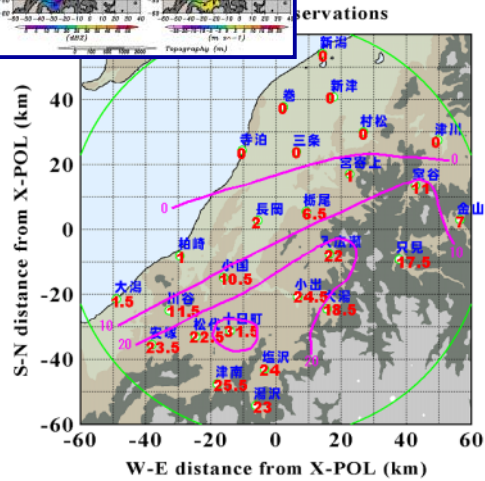
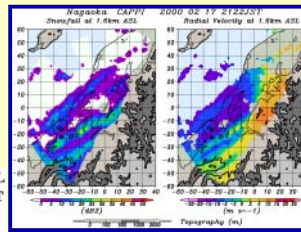
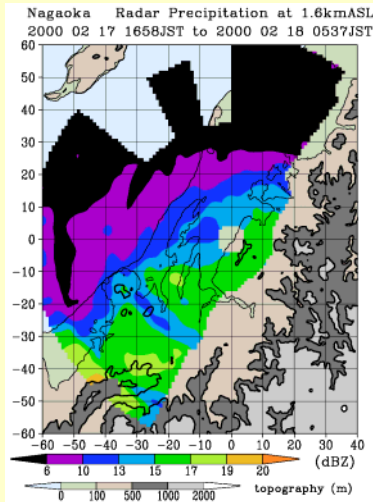
### ANALYSIS PERIOD



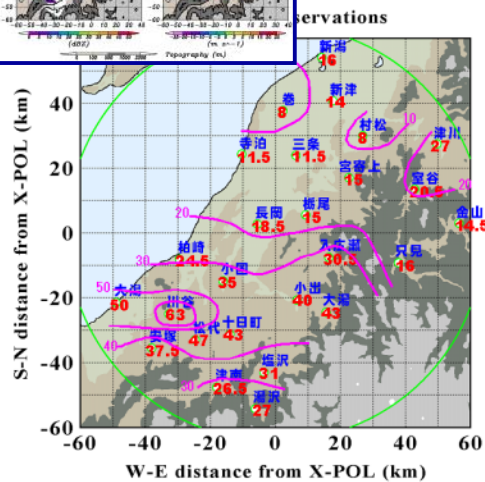
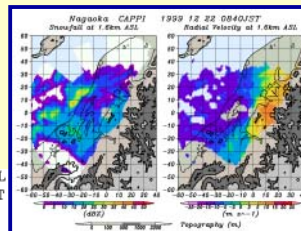
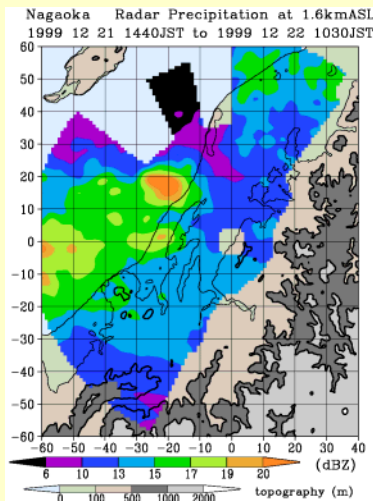
参考文献 新潟県企画調整部, 2000: 新潟県降積雪及び気温観測調査報告  
平成11年度(1999年11月～2000年4月). CD-ROM.



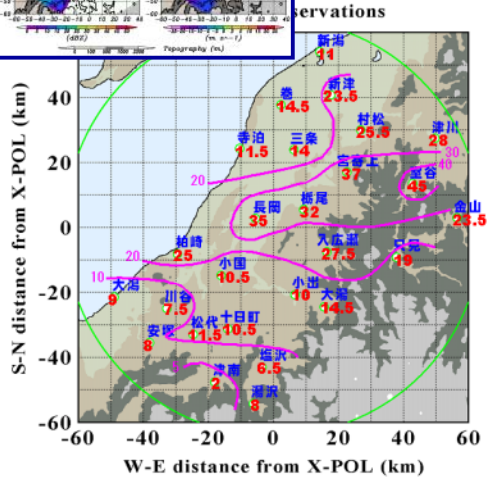
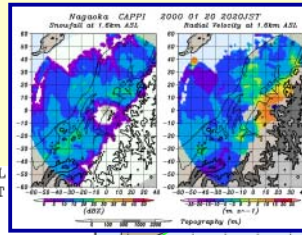
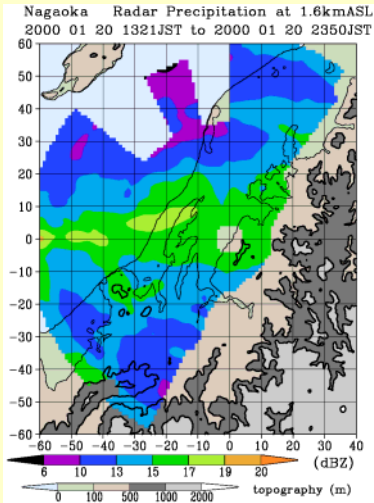
## Tモード WNW



## TIモード WNW



Vモード W→NW



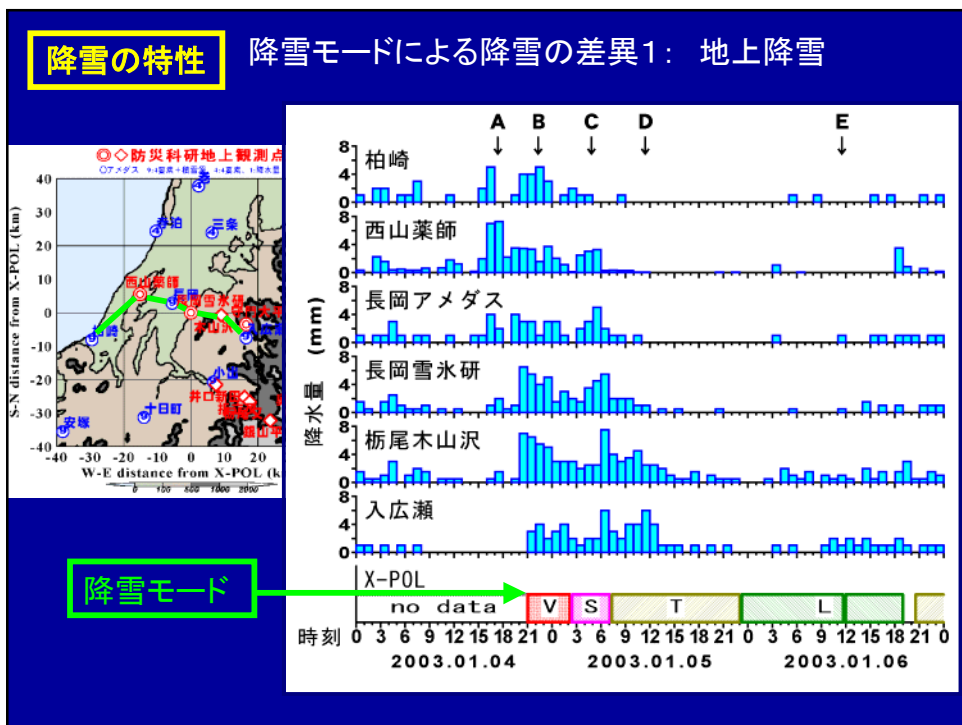
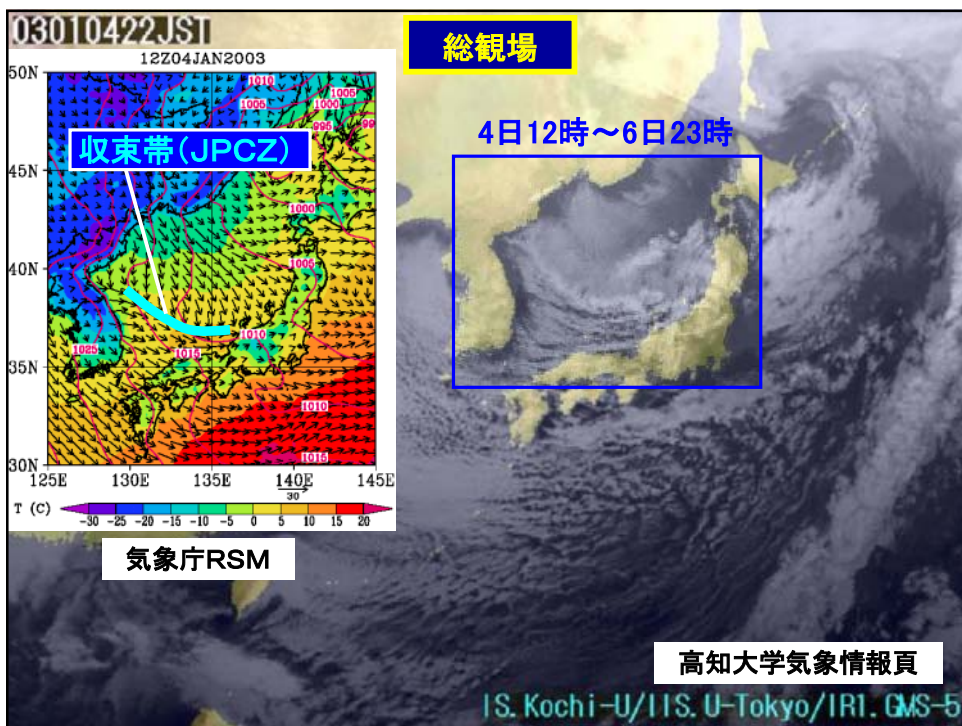
## 降雪モード毎の地上降雪分布の特徴

|                |                                |
|----------------|--------------------------------|
| Lモード(平行モード)    | ラインの上陸したところで多い。また内陸で増加する傾向がある。 |
| Tモード(斜交モード)    | 内陸で多い。                         |
| Sモード(面状モード)    | 全体に広がるが、平野部で多くなる傾向がある。         |
| Mモード(山岳斜面モード)  | 山岳風上斜面に集中する。                   |
| Vモード(渦モード)     | 山岳北側斜面で多くなる。                   |
| Dモード(不連続線モード)  | 停滞したエコーの風下にピークがある。             |
| Iモード(エコー強化モード) | 強化されたエコーの風下にピークが現れる。           |

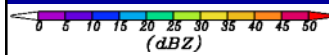
風向(事例開始時刻), 降雪モード別事例数

| 風向  | L  | LI | T | TI | S | SI | M | D | V | 計  |
|-----|----|----|---|----|---|----|---|---|---|----|
| 北北西 |    |    |   |    | 1 |    |   |   |   | 1  |
| 北西  | 1  |    | 1 | 1  | 1 |    | 3 | 1 |   | 8  |
| 西北西 | 11 | 1  | 3 | 2  |   | 2  | 2 |   |   | 21 |
| 西   | 2  |    | 1 |    | 4 |    |   |   | 2 | 9  |
| 西南西 | 2  |    |   |    | 1 |    |   |   | 1 | 4  |
| 南西  |    |    |   |    |   |    |   |   | 1 | 1  |
| -   |    |    |   |    | 1 |    |   |   | 1 | 2  |
| 計   | 16 | 1  | 5 | 3  | 8 | 2  | 5 | 1 | 5 | 46 |

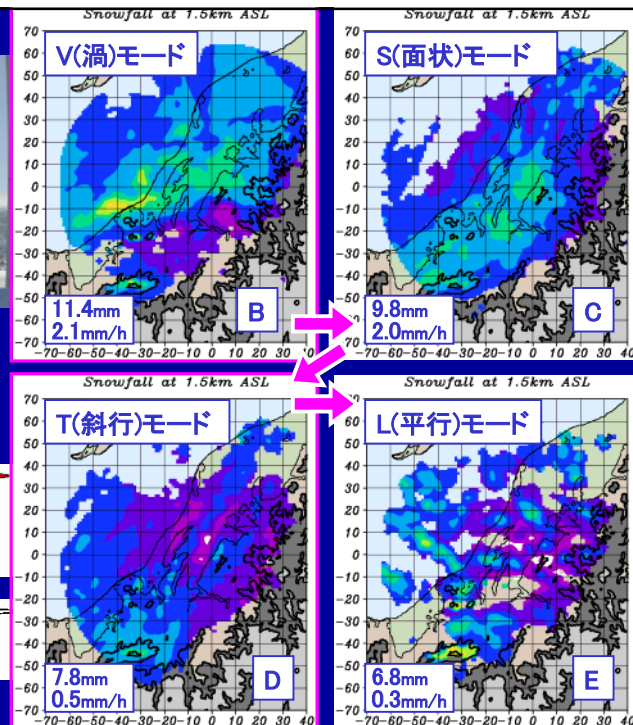
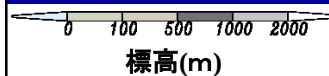
### 3. 降雪モードによる 雪雲の構造の差異



## 観測結果

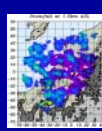


降雪強度  
(レーダー反射強度因子)

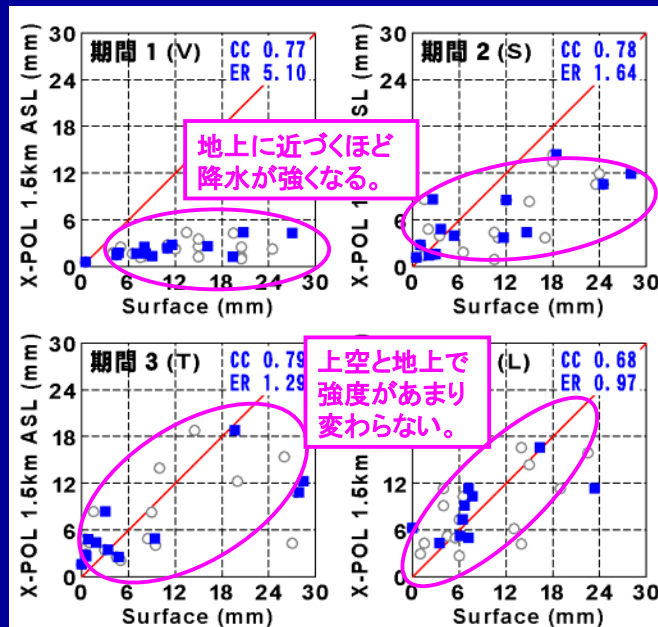


## 降雪の特性

### 降雪モードによる降雪の差異3: 鉛直変化



地上降水量



ER:増幅率  
CC:相関係数  
全体での相関係数 0.54

Z-R  
Fujiyoshi et al.  
(1990)  
 $Z_e = 554R^{0.88}$

## 2003年1月4－6日の帯状雲(JPCZ)の南下と筋雲に伴う 降雪の特徴

- JPCZ帯状雲の西－東の内部構造がV、S、T、その東の筋雲がLに対応した。
- Vモード: 渦、強い降雪、高いエコー頂、極めて高い数濃度  
JPCZの中で最も激しい対流。  
水平シア、不安定ともに最大の環境場を反映していると思われる。
- L、Tモード(共通): 霰、低いエコー頂、内陸で多い降雪、小さい降水増幅率  
Tモードはスナップショットで見ても内陸ほどエコーが強くなるがLモードは  
そう見えない。
- 降水増幅率は  $V > S > T > L$  であった。  
もとの構造＋地形性凝結＋Z-Rの変化 → 分けなければならない。

### まとめ

メソスケールの“降雪モード”が実体として存在することはわかった。

### 今後知りたいこと

- 降雪モードを決める(選択する)条件は何か？  
←→総観場との関係
- 降雪モード毎の雪雲の構造と発達・維持過程
- 熱的・力学的な陸地の影響
- 降水増幅率の差異(V,S,Mで大, T,Lで小)は何を意味するか？

### そのためにやりたいこと

観測・解析

モデリング

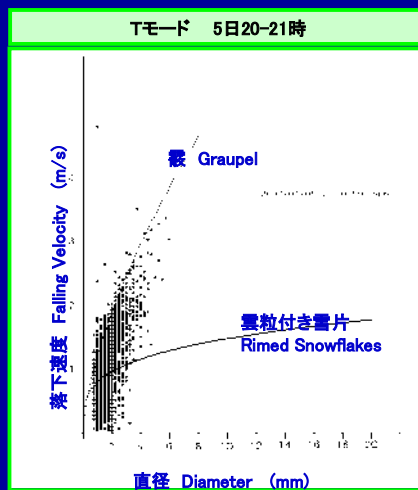
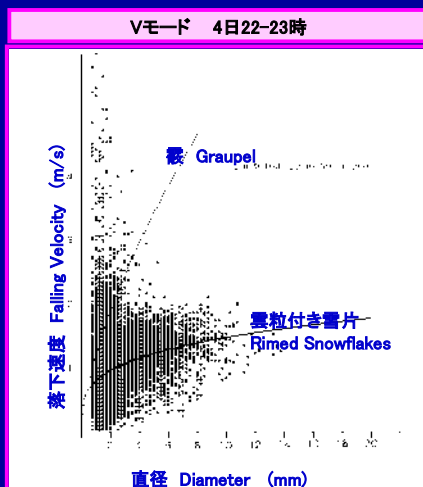
Review

謝辞 共同研究者: 岩波 越, 三隅良平, 朴相郡, 清水増治郎, 小林俊市,  
石坂雅昭, 岩本勉之, 佐藤篤司, 丸山敏介  
GMS画像は高知大学気象情報頁のものを使用しました。  
X-POLデータの解析にはdraftを使用しました。

# EOP

## 降雪の特性

降雪モードによる降雪の差異2: 降雪粒子



Vモードでは霰と雲粒付き雪片, Tモードでは霰のみが降り、  
数濃度はVモードの方が1桁以上高かった。

# 冬期季節風時の雪雲の構造に違いをもたらす要因



地球観測フロンティア研究システム

山田 広幸

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 背景

### 季節風時に現れる雪雲の形態と、その発生要因

- 筋状の雲、セル状の雲 → 静力学的不安定 ← **本研究の対象**
- 日本海収束帯(JPCZ)の帯状雲 → 静力学的不安定 + 下層収束
- メソ低気圧に伴う渦状の雲 → //

### 筋状・セル状降雪雲の気象学的な特徴と役割

- 日本海の他に太平洋・大西洋・五大湖などで広範囲に発現し、海洋から大気への熱・水輸送を広範囲において担う。

### 筋状・セル状降雪雲の構造に関するこれまでの研究

- 乾燥ロール状対流との相違点に注目した観測研究
- 降水過程の役割に注目した観測研究

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## ロール状対流に似た構造を観測した研究例

### Kelly (1982) 1 台のレーダーにより観測

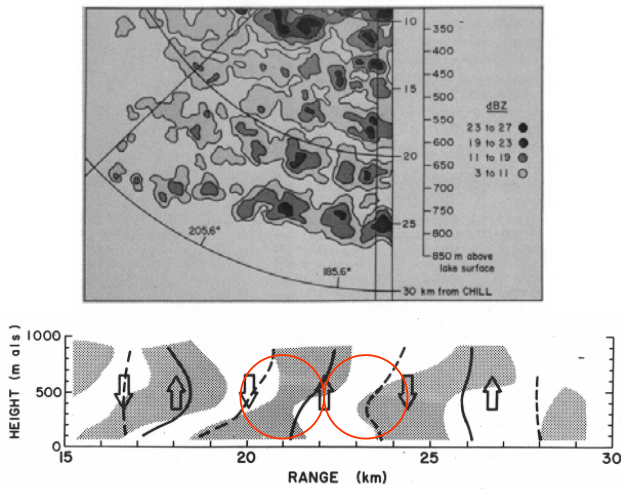
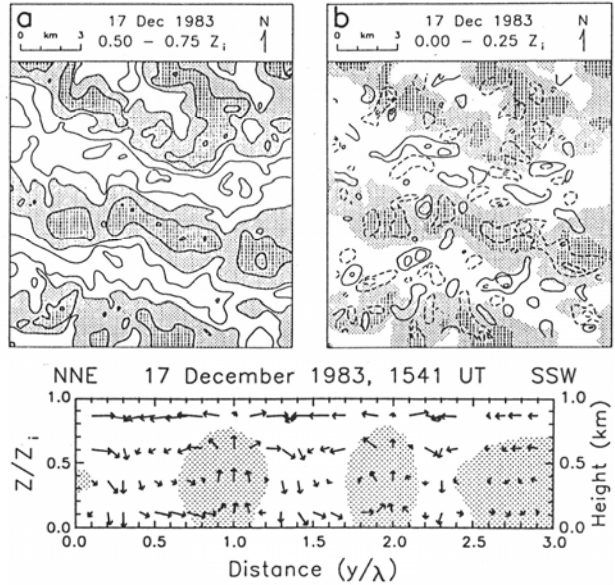


FIG. 13. Vertical cross-section along  $180^\circ$  azimuth from CHILL radar. Stippling denotes regions of diffluence; intervening clear areas denote confluence. Heavy solid and dashed lines mark echo maxima and minima, respectively. Arrows mark approximate locations of updrafts and downdrafts.

### Kristovich (1993) 2 台のレーダーで観測



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 降水過程に着目した観測例

### Shirooka and Uyeda (1990)

力学的要因（霰によるローディング）の役割

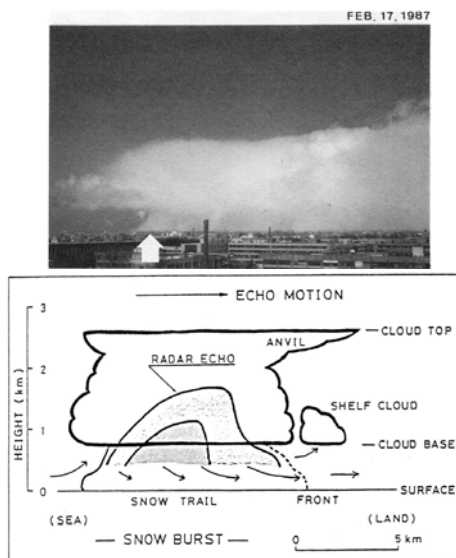
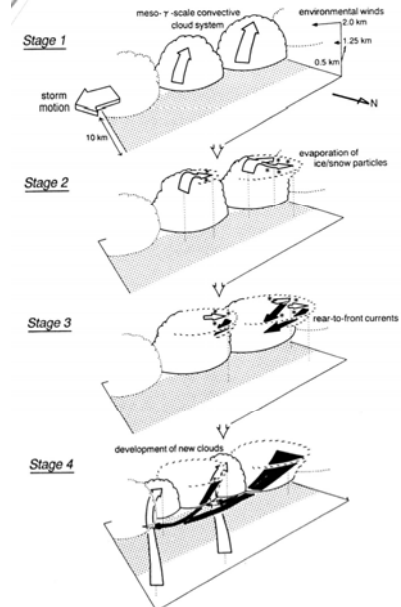


Fig. 14. Schematic illustration of a snowburst.

### Fujiyoshi et al. (1998)

熱力学的要因（雲頂での蒸発冷却）の役割



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 本研究の目的

### これまでの観測研究からわかること

- 雪雲を構成する対流セルの構造に多様性がみられる。
  - 降雪域に下降流を伴わないセル（乾燥対流に近い特徴）
  - 降雪域に下降流を伴うセル（積乱雲に近い特徴）

このような違いを整理し、その要因を明らかにするような試みは行われたことがない。

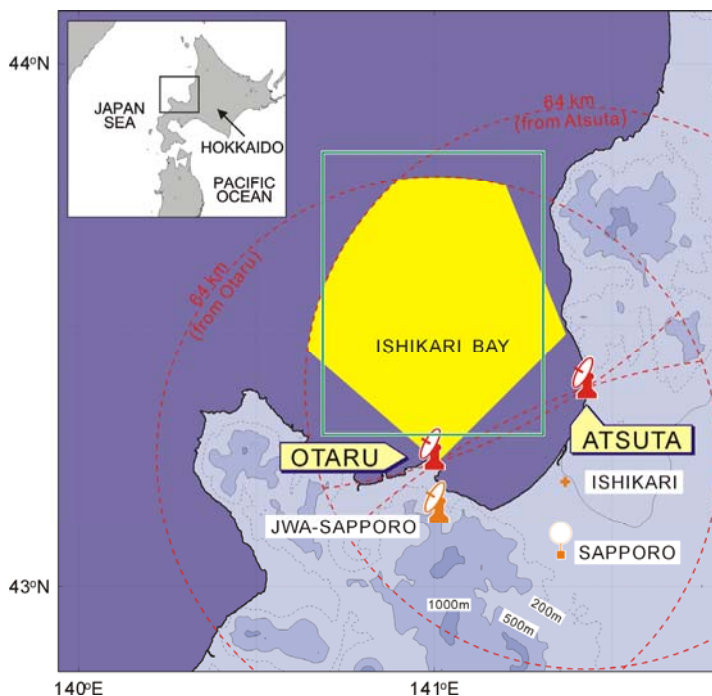
### 本研究の目的

- 2台のレーダーを用いて雪雲の構造を観測し、対流セルの構造に違いをもたらす要因を明らかにすること。

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 石狩湾における雪雲の観測



### 観測期間

- 1995年1月18～28日
- 1996年1月19～28日

### レーダー

- 防災科研 X-DOP （厚田）
- 防災科研 X-POL （小樽）
- 札幌管区レーダー （毛無山）

### 高層観測

- 札幌管区気象台

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 対流セルの調査方法

- 解析で注目すべき点

1. 対流セルの構造が時間とともに  
どのように変化するか？
2. その変化をもたらす要因は何か？

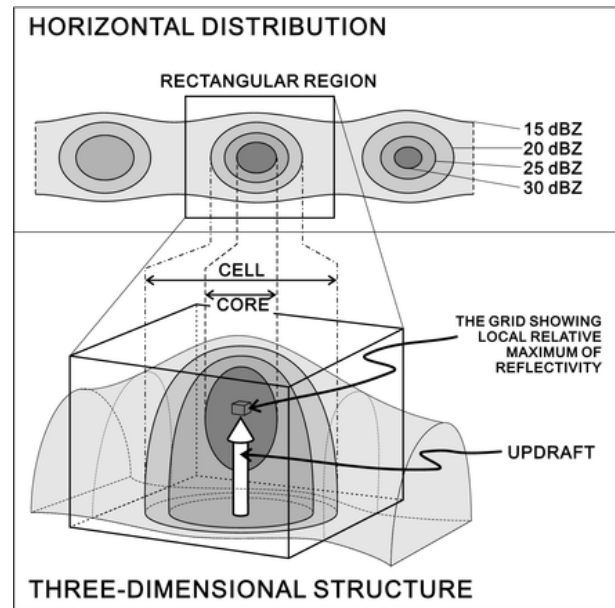
- 解析方法

### 対流セルの定義

→ 上昇流を伴う反射強度の極大域

### 対流セルの時間変化の追跡作業

→ 大量のデータから、良質の事例  
を選び出す



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 解析に用いた対流セルの選定方法

- 21日分の観測データ



非季節風時やメソ低気圧に伴う事例などを除く

- 81時間分の観測データ

- |                  |      |
|------------------|------|
| • 不活発な降雪雲        | 11 % |
| • 地形性の降雪雲        | 14 % |
| • セル状の構造が不明瞭な降雪雲 | 29 % |
| • セル状の構造を示す降雪雲   | 47 % |



- 対流セルの選定

1. 等間隔（6分／12分）で取得された3次元データがあり、反射強度で36分以上、気流データで18分以上も追跡が可能であること。
2. 追跡期間中に上昇流が卓越する（発達段階の）期間が含まれる。
3. 環境場の特徴が異なるものを選ぶ。

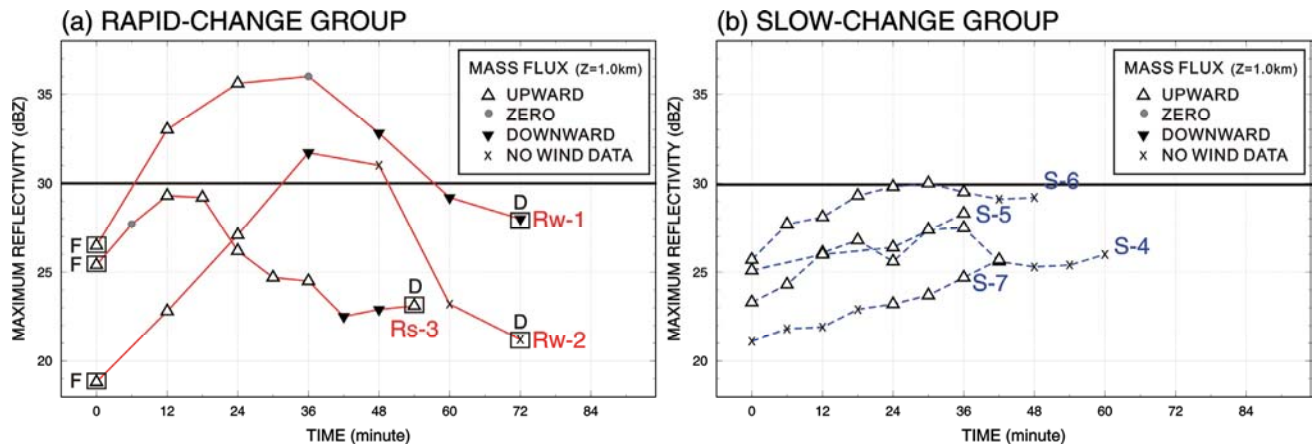


- 解析に用いられた対流セル 7事例

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 対流セルのタイプ分け

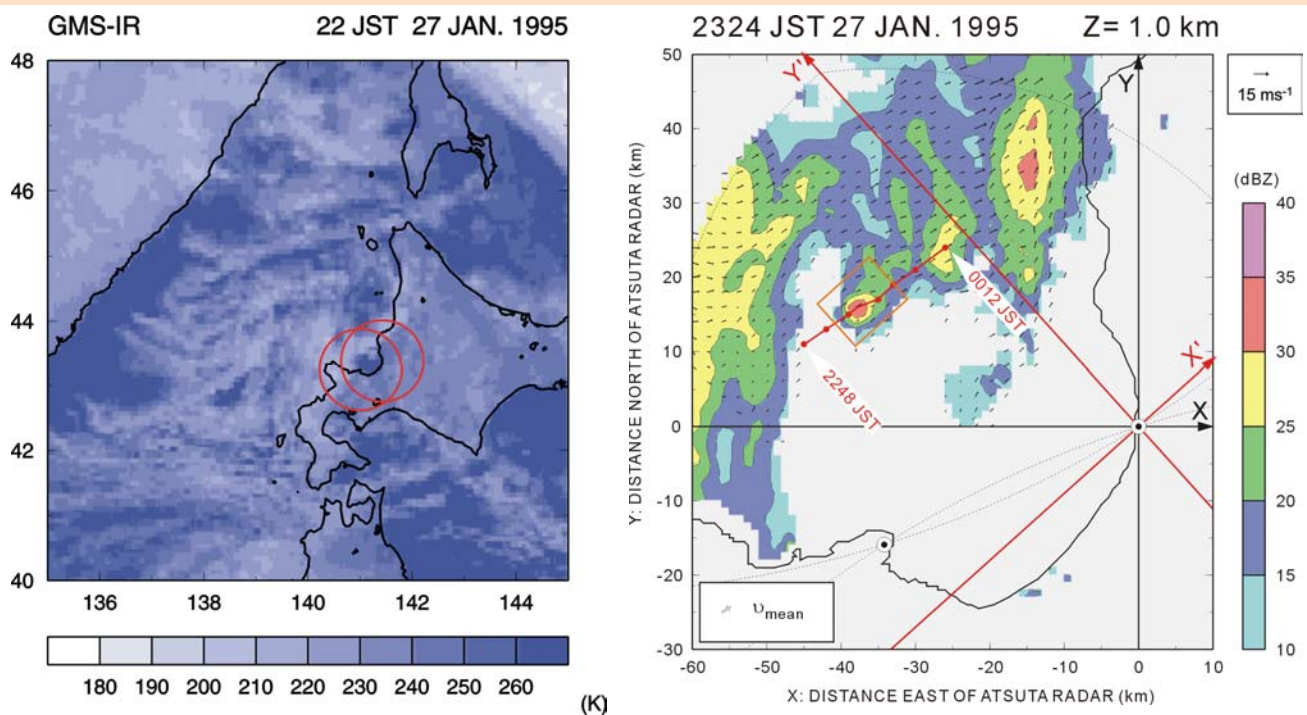


- Rグループ (構造の変化が急激)
  - Rwタイプ (弱い鉛直シアーの環境)
  - Rsタイプ (強い鉛直シアーの環境)
- Sグループ (構造の変化が緩やか) → Sタイプ

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Rwタイプ（急激な変化・弱いシアー）

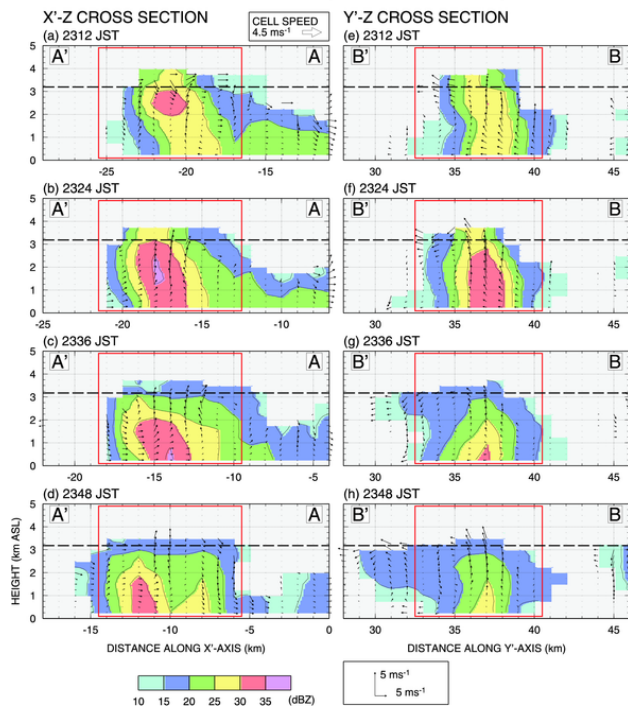


2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Rwタイプ（急激な変化・弱いシア）

Rw-1 CASE (27 JAN. 1995)



← 反射強度35dBZを越えるコアが  
直立した上昇流内で形成

← コアが降下

← 上昇流が衰退

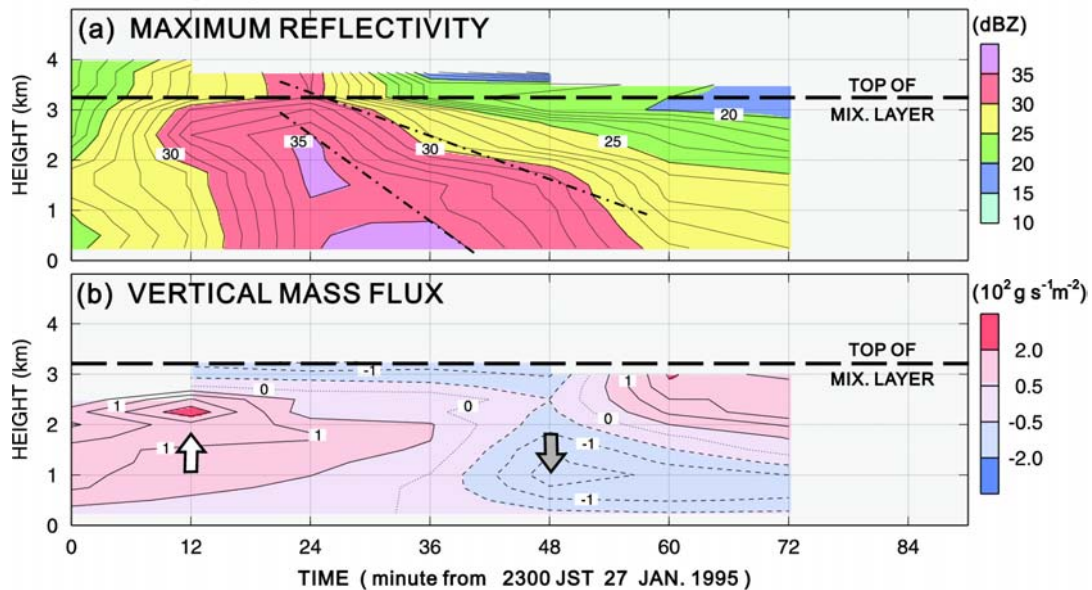
構造の変化が著しい

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Rwタイプ（急激な変化・弱いシア）

Rw-1 CASE



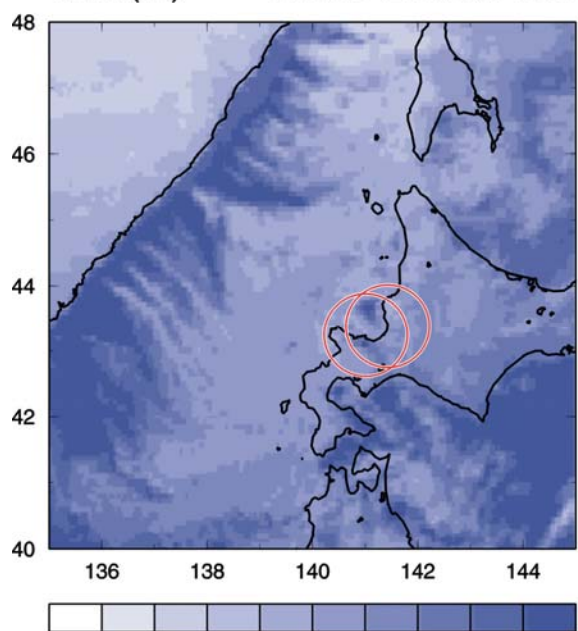
上昇流域での霰の形成と、そのローディングによる上昇流の衰退が、セルの構造の急激な変化をもたらしたと推測される。

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

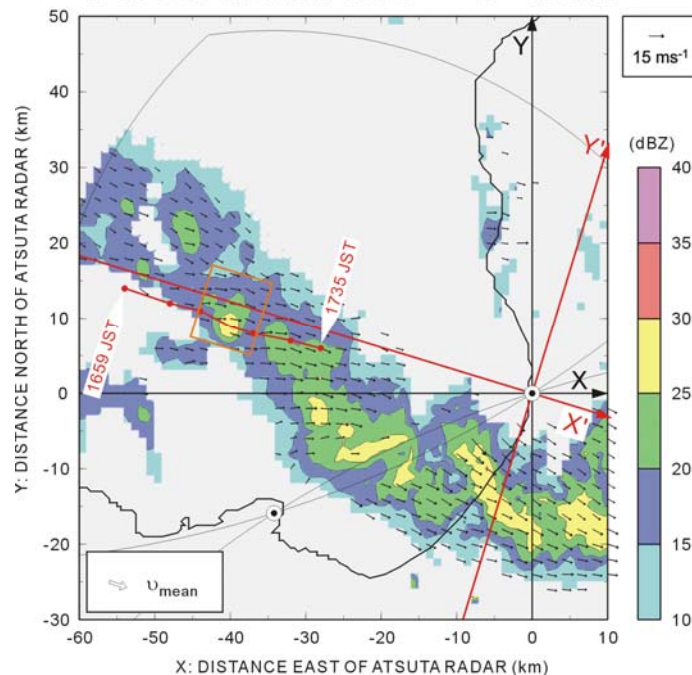
## Rsタイプ（急激な変化・強いシアー）

GMS (IR) 18 JST 23 JAN. 1996



(K)

1717 JST 23 JAN. 1996 Z = 1.0 km

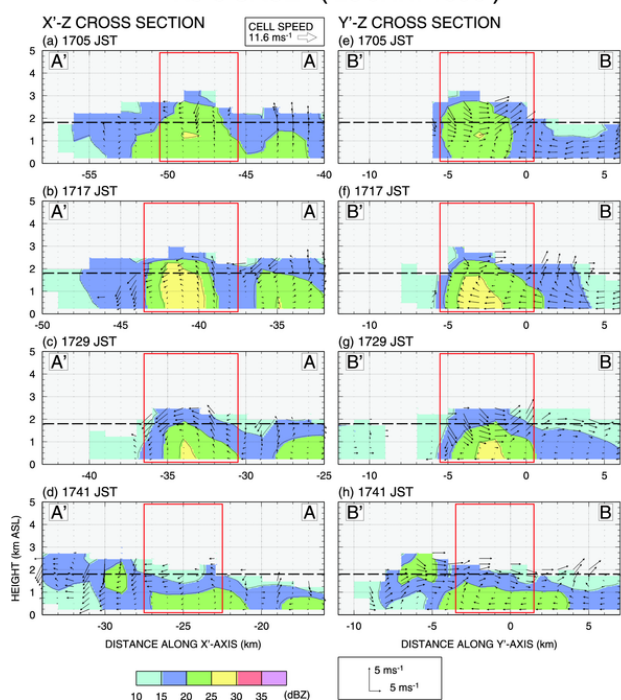


2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Rsタイプ（急激な変化・強いシアー）

Rs-3 CASE (23 JAN. 1996)



→ 強い鉛直シアーにより上昇流の軸がダウンシアー側に傾く。

→ 弱いコア(< 30dBZ) は、上昇流の風下側に降下。

← コアの降下開始から24分経ってから上昇流が衰退

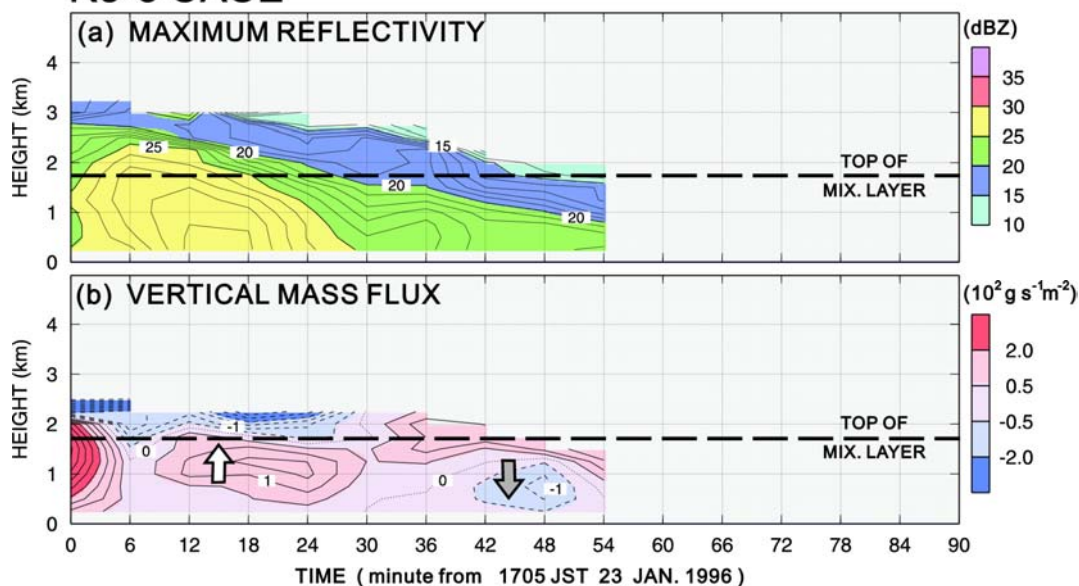
構造の変化が著しいが、Rwタイプとは異なる過程

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Rsタイプ（急激な変化・強いシアー）

### Rs-3 CASE



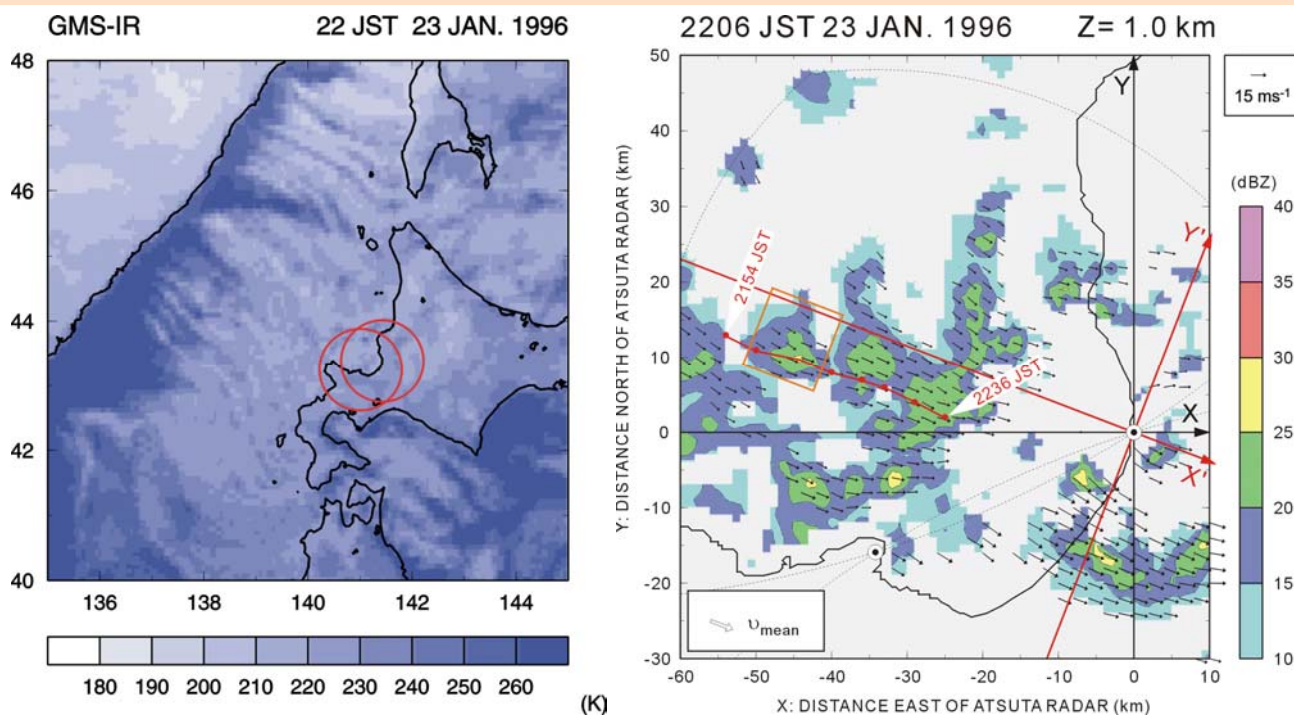
霰のローディングは上昇流の盛衰に直接影響しない。

上昇流の衰退は、強い鉛直シアーの環境により上昇流自体が短寿命になることに起因していると推測される。

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Sタイプ（緩やかな変化・弱いシアー）

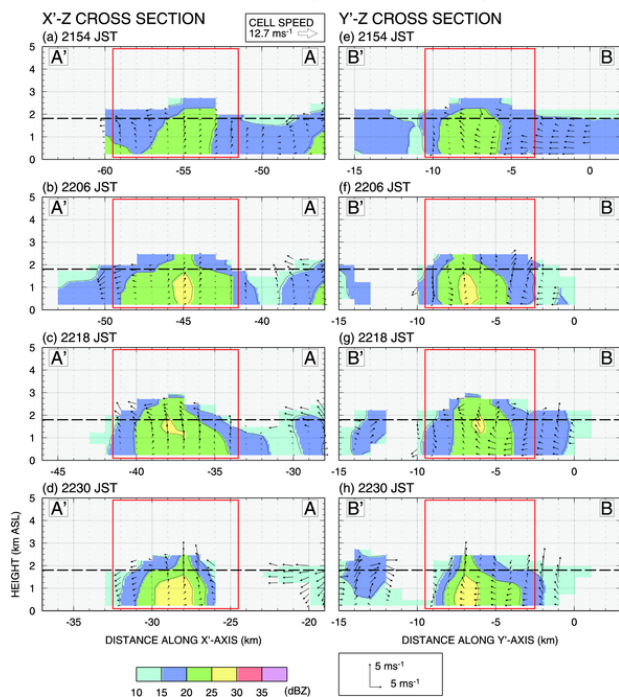


2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Sタイプ（緩やかな変化・弱いシアー）

S-4 CASE (23 JAN. 1996)



→ 直立した上昇流

→ 弱いコア(< 30dBZ)の形成・降下  
がみられる。

← コアの降下に抗して上昇流は持  
続

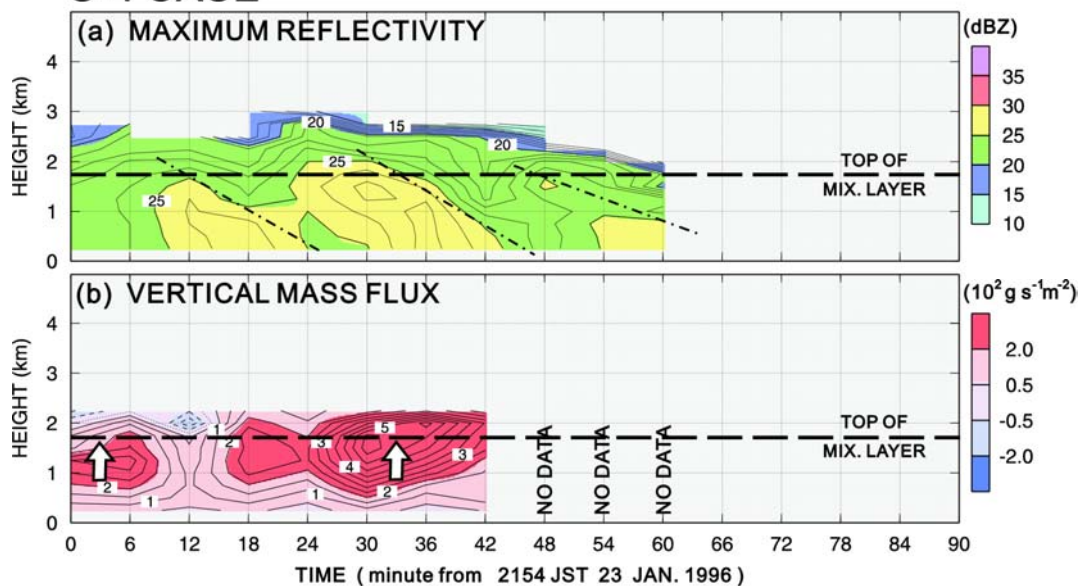
持続的な構造

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## Sタイプ（緩やかな変化・弱いシアー）

S-4 CASE

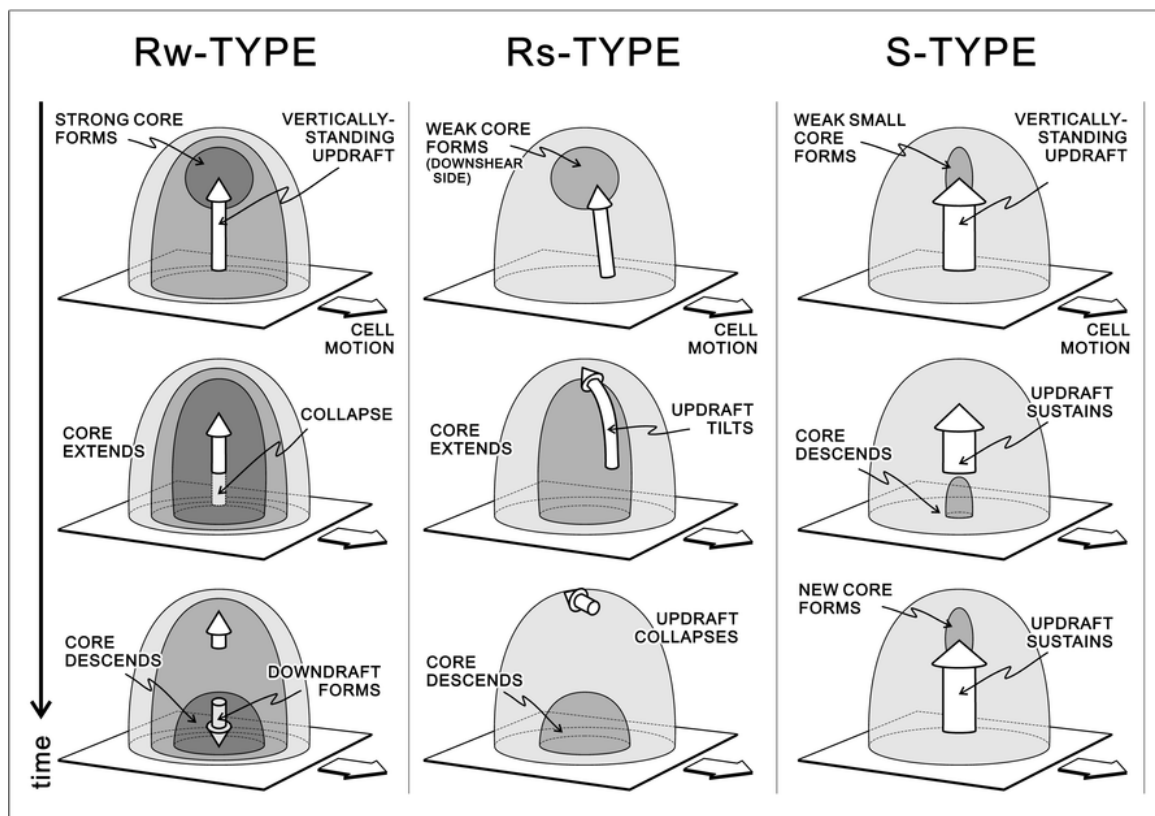


霰の形成が少なく、そのローディング効果が弱いため、直立した上昇流でも持続できると推測される。

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

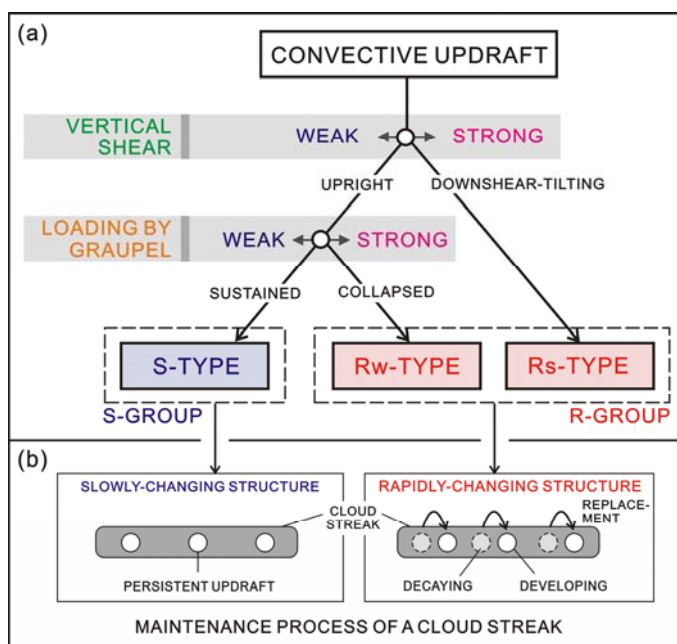
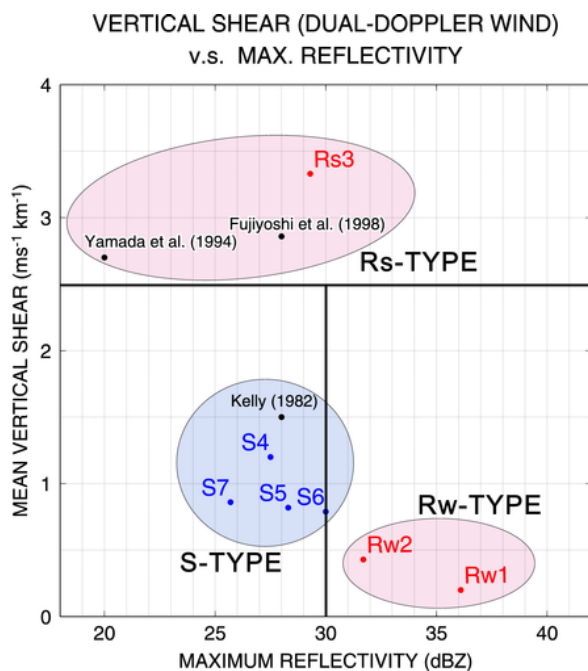
## 3タイプの発達過程の違い



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

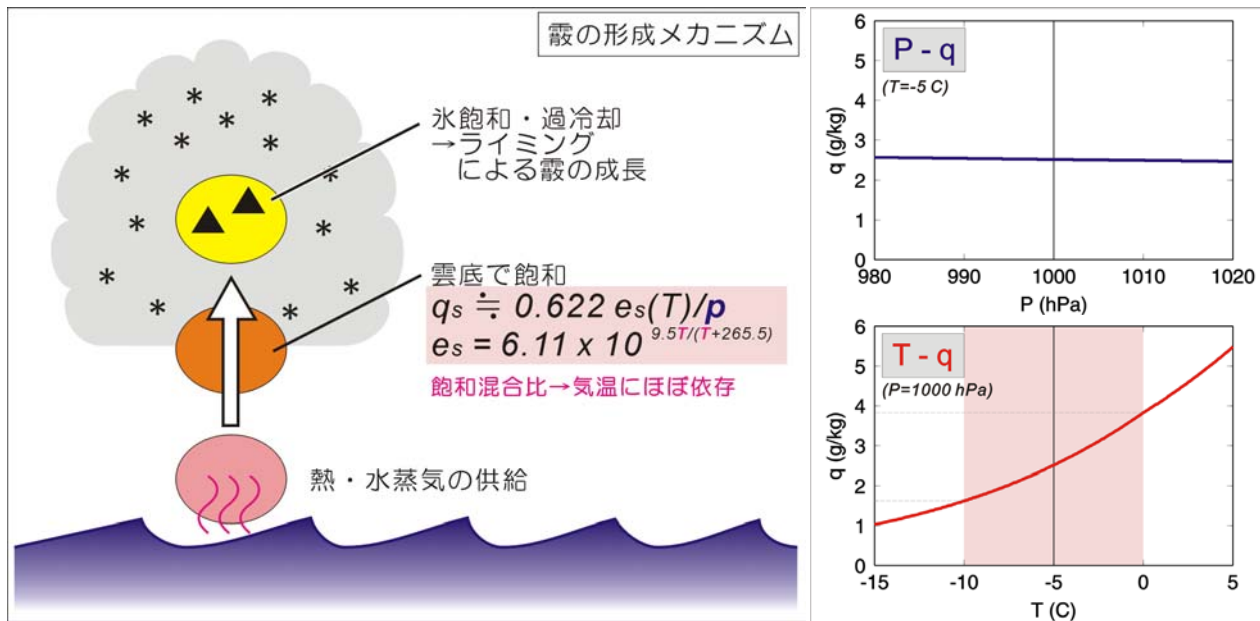
## 3タイプの違いをもたらす要因



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

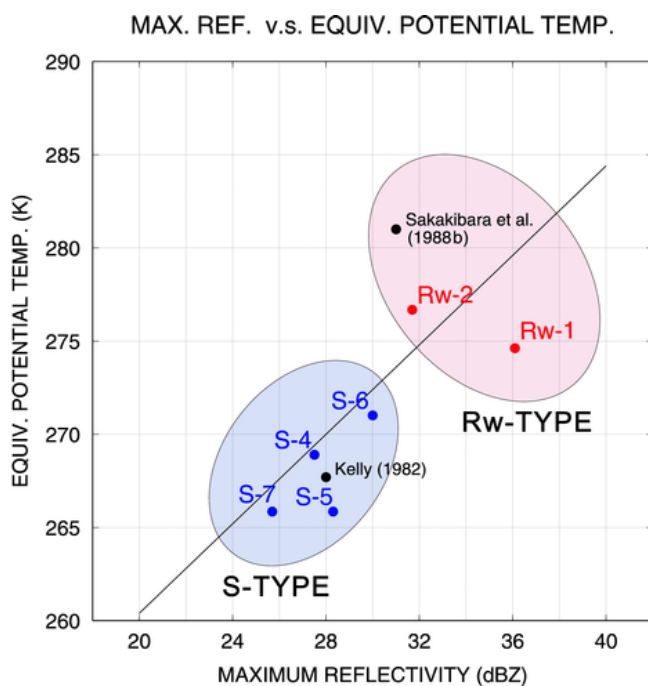
## 考察：ローディング効果の温度依存性



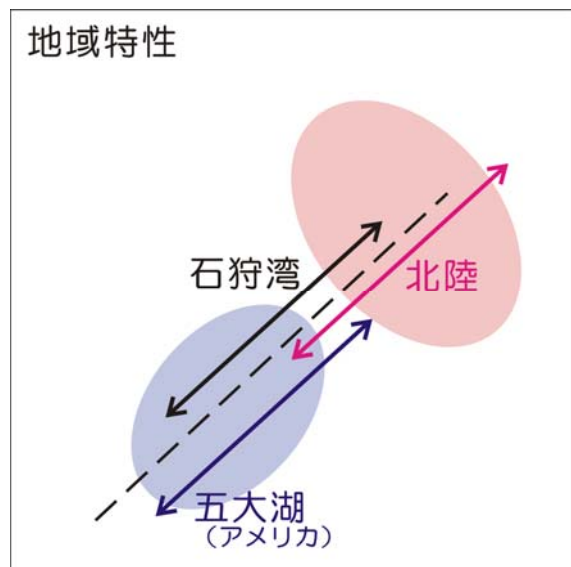
2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## 考察：ローディング効果の温度依存性



### 地域特性



2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## まとめ

- 雪雲の構造に違いをもたらす要因を、観測データを用いて調べた。
- 対流セルは鉛直シアーと最大反射強度により3つのタイプに分類される。

- $R_w$  (構造の急激な変化、弱い鉛直シアー)
- $R_s$  (構造の急激な変化、強い鉛直シアー)
- $S$  (構造の緩やかな変化、弱い鉛直シアー)

このうち季節風時の一般的なタイプは  $R_w$  と  $S$  の2つだと考えられる。

- 直立した上昇流をもつセル ( $R_w$ ,  $S$ ) の違いは、霰によるローディングの強さに依存していると考えられる。

霰の形成には温度依存性があるようで、寒気の強さが両者の違いをもたらしている可能性がある。(石狩湾の場合、弱い寒気なら  $R_w$ 、強い寒気なら  $S$ )

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

## References

- Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto, and T. Takeda, 1998: A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part I: A three-dimensional kinematic structure of Meso-g-scale convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 72-91.
- Kelly, R. D., 1982: A single Doppler radar study of horizontal roll convection in a lake-effect snow storm. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1521-1531.
- Kristovich, D. A. R., 1993: Mean circulations of boundary-layer rolls in lake-effect snow storms. *Bound. - Layer Meteor.*, **63**, 293-315.
- Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1988: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 937-950.
- Shirooka, R., and H. Uyeda, 1990: Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 677-686.
- Yamada, H., H. Uyeda, K. Kikuchi, M. Maki, and K. Iwanami: 2004: Dual-Doppler radar observations on factors causing differences in the structure of snow clouds during winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 179-206.
- Yamada, Y., T. Matsuo, M. Murakami, H. Mizuno, and K. Iwanami, 1994: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part II: Time change in airflow structures in isolated snow clouds derived from dual-Doppler radar observations: A case study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 695-708.

- 
- Bound. -Layer Meteor.* = Boundary-Layer Meteorology.  
(C) Kluwer.
- J. Atmos. Sci.* = Journal of the Atmospheric Sciences.  
(C) American Meteorological Society.
- J. Meteor. Soc. Japan* = Journal of the Meteorological Society of Japan.  
(C) Meteorological Society of Japan.
- Mon. Wea. Rev.* = Monthly weather review.  
(C) American Meteorological Society.

2004年3月8-9日

ワークショップ『降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

ワークショップ 降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

2004年3月8～9日  
防災科学技術研究所  
長岡雪氷防災研究所

## 雲解像モデルを用いた筋状雲の 数値シミュレーション

坪木和久

(名古屋大学 地球水循環研究センター)

### CONTENTS

1. 雲解像モデルCReSSの概要
2. 地球シミュレータへの最適化
3. 地球シミュレータにおけるモデルの性能
4. Dry model によるシアー流の実験
5. 筋状雲の実験
6. Labrador Sea の筋状雲の実験
7. おわりに

## 雲解像領域気象モデル

### Cloud Resolving Storm Simulator “CReSS”

雲スケールからストームスケールの現象のシミュレーションを地球シミュレーターなどの大規模並列計算機で行うことを目的とした雲解像領域気象モデル。

大規模並列計算機に最適な純国産の雲解像領域モデルを開発することを目標として、1998年よりCReSSの開発を行なってきた。

### CReSS の目標とするものは

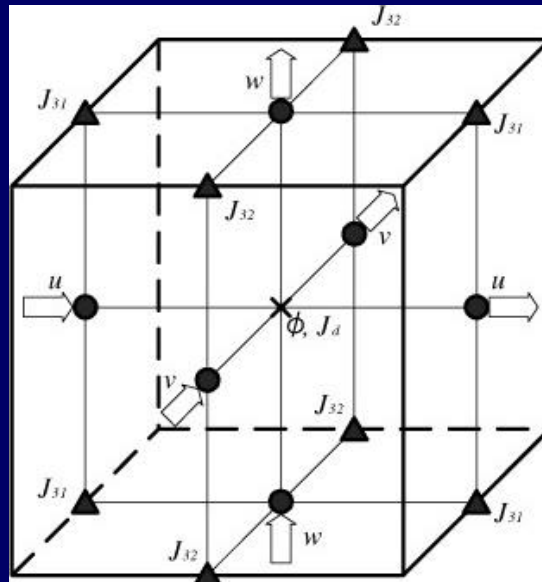
積乱雲とその組織化したメソスケールのストームの数値実験、および実際の激しい気象現象の予報実験を行うこと。

- ◆雲に比べて非常に大規模な領域  
( ~ 1000 km × 1000 km )
- ◆非常に高い解像度 (水平解像度1 km ~ 10 m )
- ◆詳細な雲物理過程
- ◆大規模並列計算機 (地球シミュレーターなど) に最適化

## CReSSの特性

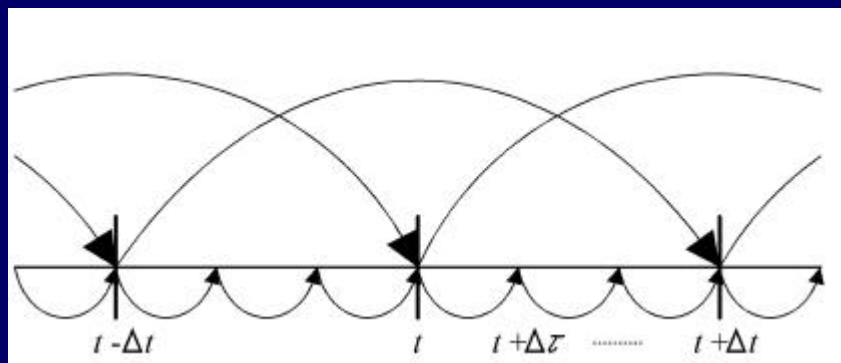
- ◆ 方程式系は非静力学・圧縮系（直交座標系における近似のない系）
- ◆ 座標系は地形に沿う3次元または2次元のもの。
- ◆ 鉛直にはローレンツ格子、水平にはアラカワC格子。
- ◆ 従属変数:
  - ▶ 3次元の速度成分
  - ▶ 気圧偏差
  - ▶ 温位偏差
  - ▶ 乱流運動エネルギー
  - ▶ 水蒸気および雲・降水物質の混合比
  - ▶ 雪・あられ・雲氷の数濃度

## CReSSの格子における物理量の配置



- ◆空間の離散化には有限差分法。
- ◆時間積分は**モード分割積分法**。音波には短いタイムステップ、それ以外の項には長いタイムステップ。  
長いタイムステップにはアセリンの時間フィルターを併用した leap-frog 法。短いタイムステップには、
  - ▶ 水平に陽解法、鉛直に陰解法
  - ▶ 水平 鉛直ともに陽解法
- ◆重力波に関わる項も鉛直に陰解法が可能。
- ◆移流は4次のスキーム。
- ◆乱流はスマゴリンスキーの1次または乱流運動エネルギーを用いた1.5次。
- ◆2次または4次の数値粘性。

## モード分割時間積分法



小さい時間ステップは音波に関する項、大きい時間ステップはそれ以外の項についての時間積分

◆雲物理は**バルクの冷たい雨のパラメタリゼーション**。

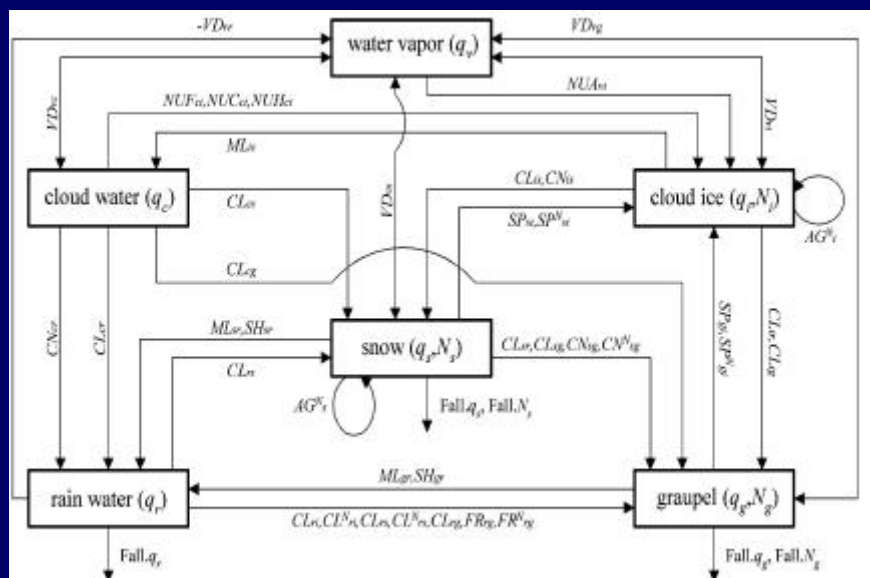
◆混合比についての従属変数:

- ▶ 水蒸気
- ▶ 雲水
- ▶ 雨
- ▶ 雲氷
- ▶ 雪
- ▶ あられ

◆数濃度についての従属変数:

- ▶ 雲氷
- ▶ 雪
- ▶ あられ

## モデルにおける雲 降水物理学過程の概念図



◆初期条件：

- ▶ 高層観測または理論的関数から水平一様に与える。これは数値実験のときに主に用いる。
- ▶ 3次元の不均一データの内挿。これは主に予報実験のときに用いる。

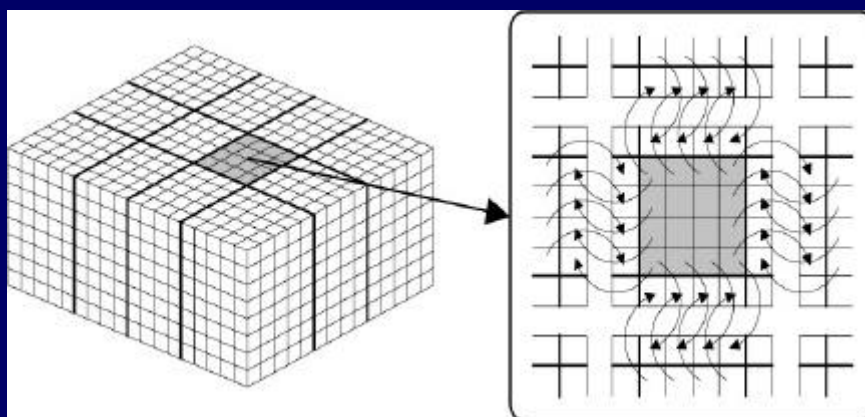
◆側面境界条件：

- ▶ 固定壁、周期境界、傾きゼロ
- ▶ 放射
- ▶ 時間変化する外部データによる境界

◆下面境界として地表面過程（地温・地表面フラックス）を導入。

◆広い領域の計算が可能なように、地図投影（ポーラステレオ図法、ランベルト図法、メルカトル図法）を導入。

並列計算における計算領域の分割とPE間の通信



## CReSSの地球シミュレーターへの最適化

- ◆CReSS Ver.2 では、F90への全面的な書き直しを行なった。
- ◆I方向についてはベクトル長を長くすることで、ベクトル化率を高くする。
- ◆J方向についてはMPIを用いたノード間並列を行なう。その効率化を図った。
- ◆K方向については、OpenMPを用いたノード内並列を行なう。
- ◆その他

## CReSS Ver.2 のESにおける性能テスト

CReSSの性能試験を地球シミュレーターの128 ノード(1024CPU)と64 ノード(512CPU) を用いて性能テストを行なった。

- ベクトル化率 : **99.4%**
- 並列化率 : **99.985%** (申請可能ノード数は約800 ノード> 640 ノード)
- 申請 ノード : **128 ノード**
- 並列化効率 : **86.5%**
- ピーク性能比率 : **約30%**

CRess Ver.2 のES小規模 ノードにおける並列化率  
並列化率とベクトル化率の測定を、小規模のノードを用いて行なった。

➤ベクトル化率 **99.3%**

➤各CPU数間で計算した並列化率：

|        | 24 CPU  | 32 CPU  | 48 CPU  | 64 CPU  |
|--------|---------|---------|---------|---------|
| 16 CPU | 1.00067 | 1.00068 | 0.99985 | 0.99984 |
| 24 CPU | -----   | 1.00069 | 0.99957 | 0.99967 |
| 32 CPU | -----   | -----   | 0.99897 | 0.99940 |
| 48 CPU | -----   | -----   | -----   | 0.99982 |

## 寒気流中の筋状雲の数値実験

➤冬季の高緯度では、寒気流が海上に流れ出したとき、しばしば筋状雲が形成される。

➤これはシアー流中のロール状対流と理解されている一方で、下流にあたる日本海沿岸ではセル状対流で構成されていることが観測されている。

➤大気下面から加熱されて徐々に対流が発達するとき、基本場であるシアーそのものも変化する。その中でどのような対流雲が形成されるのか。

➤このような筋状雲がどのように形成されるのか、上流から下流にかけて雲はどのように変質するのか、またその中でどのように降水が形成されるのかを数値実験により調べる。

## **Observational Background**

Kuettner (1959, 1967): Interval of cloud band is 2-3 times of the mixing layer.

Miura (1982): Relation between height and interval of cloud bands.

Satoh (1994): Doppler radar observation of transversal mode.

Yoshimoto et al. (2000): Doppler radar observation of longitudinal mode.

Renfrew and Moore (1999): Roll convection over the Labrador Sea.

## **Theoretical Background**

Jeffreys (1928): The longitudinal roll convection in unstable shear flow.

Asai (1970a): Convection in unstable stratified plane Couette flow.

Asai (1970b): Convection in unstable stratified plane parallel flow.

Asai (1972): Convection in unstable stratified shear flow turning direction.

## **Modeling studies**

**Ikawa et al. (1991): Microphysics of convective snow clouds over the sea.**

**Sykes et al. (1990): cloud street in 2-dimension.**

## **Dry model experiments**

## Free convections in unstable stratified shear flows

Domain: 3-dim  $1103 \times 259 \times 63$

H: 500m, 500m, V: 200m

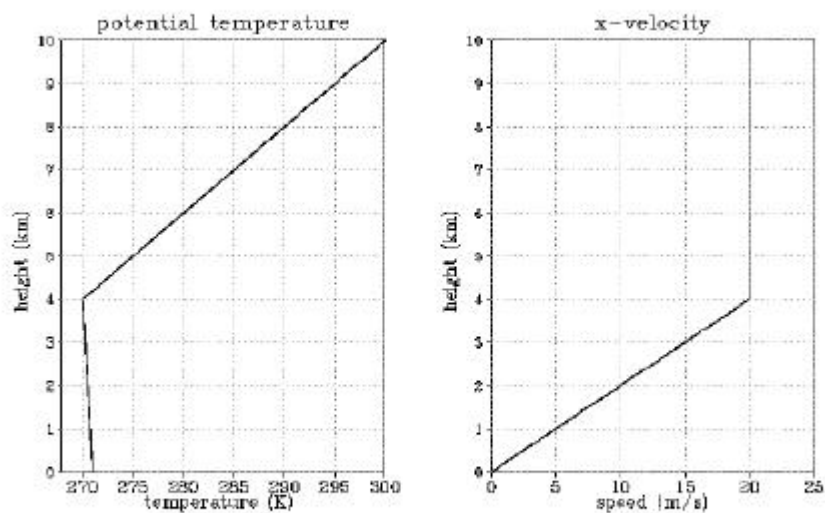
Initial condition: unstably stratified horizontally uniform

Vertical shear: uni-directional linear shear and constant speed with turning direction

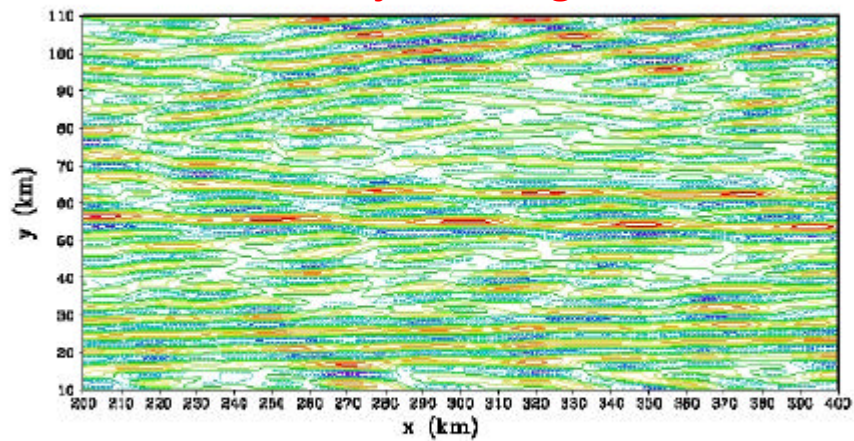
Surface process: not included

Moist process: not included

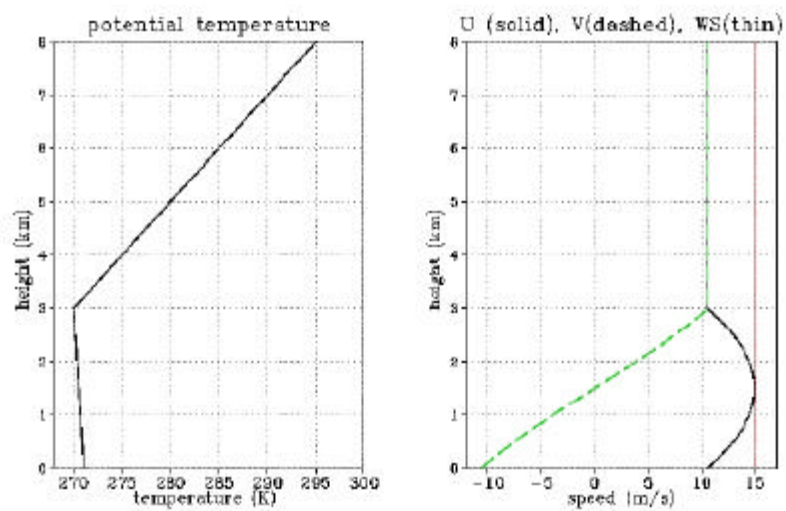
## Profiles of basic field



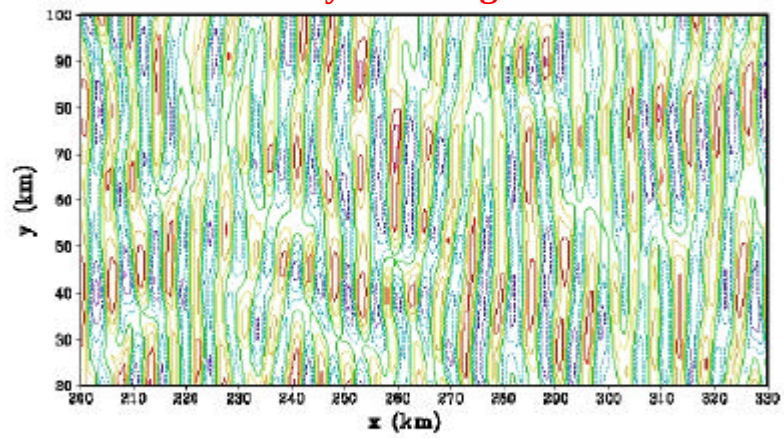
## Vertical velocity at a height of 1.5 km



## Profiles of basic field



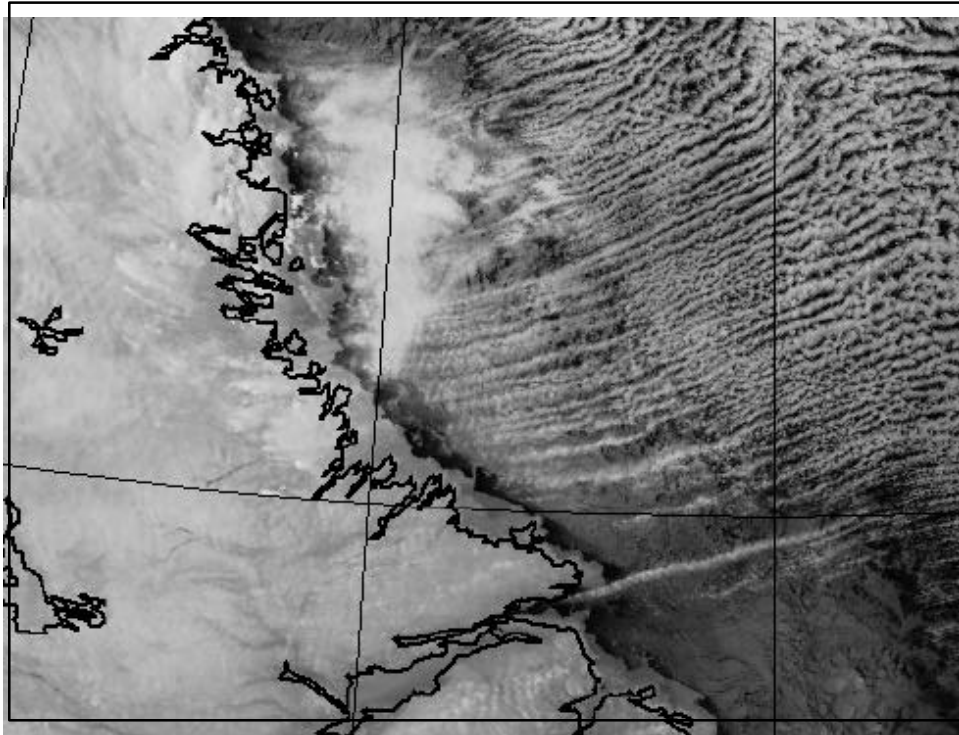
### Vertical velocity at a height of 1.5 km

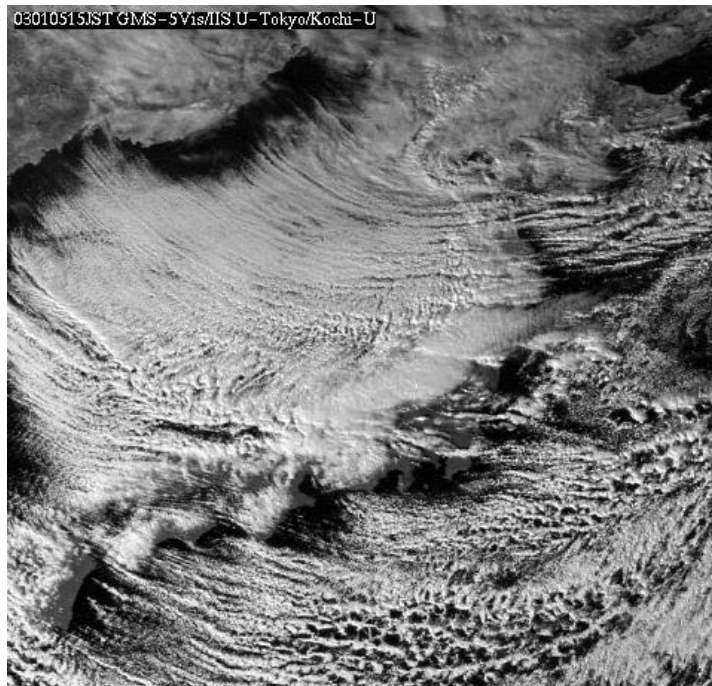


## Simulation of snow cloud bands

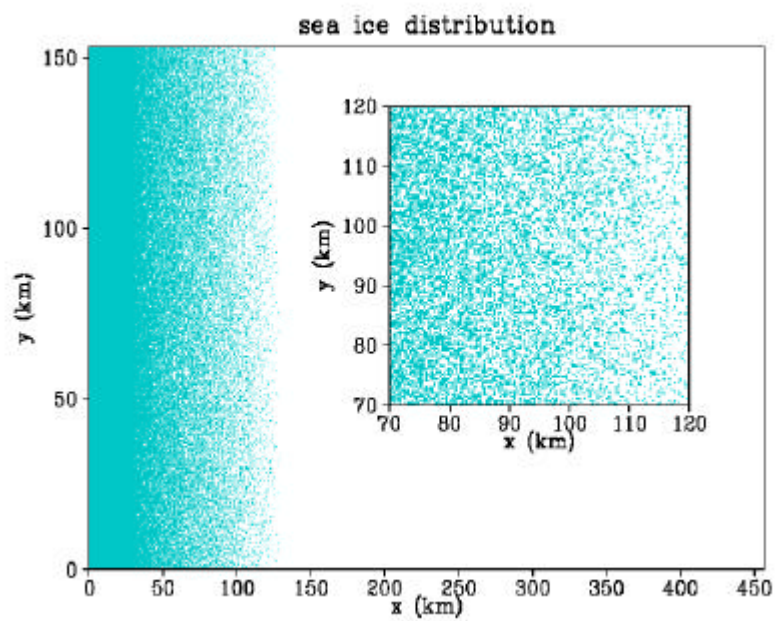
## 寒気流中の筋状雲の数値実験の設定

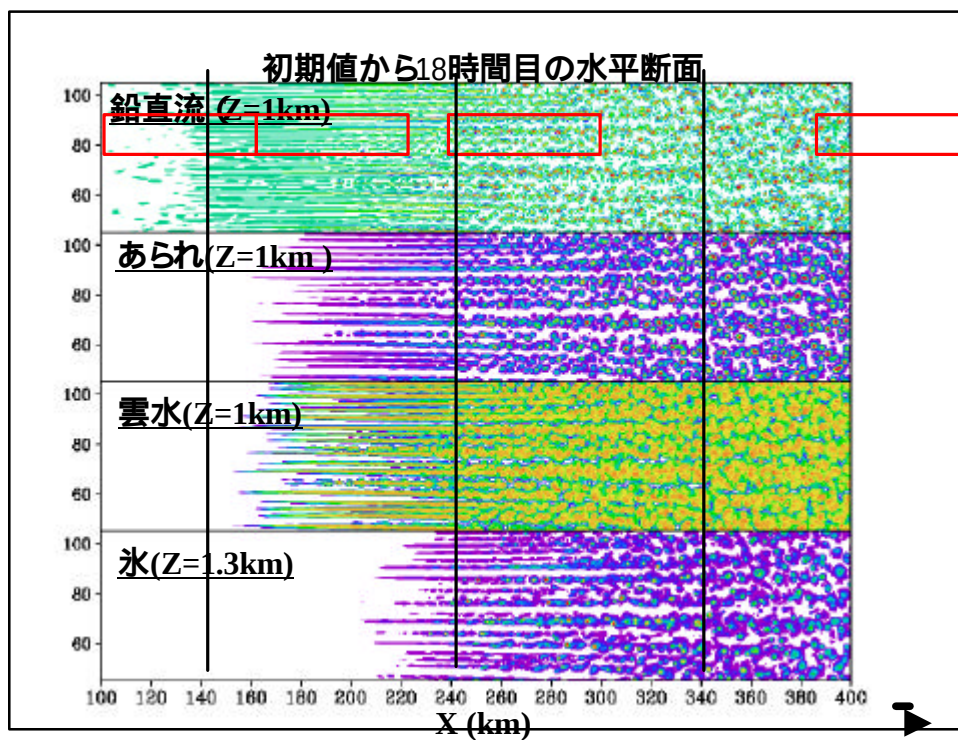
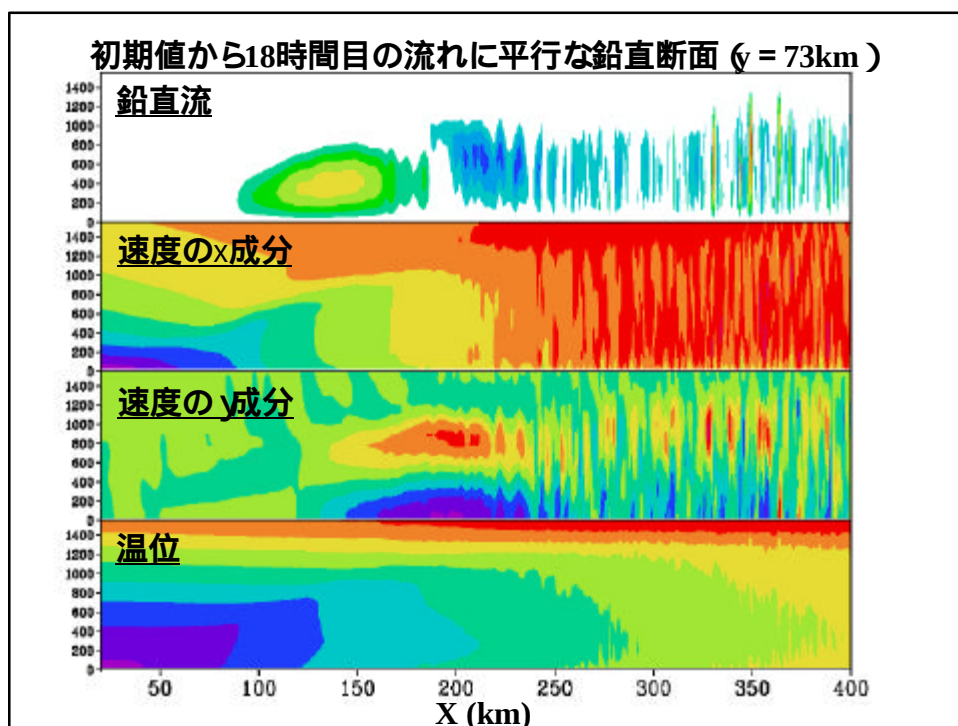
- ▶ 計算領域 水平: 457km × 153km × 鉛直: 11km
- ▶ 水平格子サイズ 300 m
- ▶ 鉛直格子サイズ 50 ~ 150m
- ▶ 格子数 水平: 1527 × 515 × 鉛直: 73
- ▶ 積分時間 20 時間
- ▶ 時間間隔 large: 1sec, small: 0.25sec
- ▶ 雲・降水の物理 冷たい雨のバルク法
- ▶ 初期条件 カナダ東岸の高層観測、初期擾乱なし
- ▶ 境界条件 放射境界条件
- ▶ 地表面条件 海氷を存在確率で格子点に配置
- ▶ 計算 ノード数 32 ノード (256 CPU)

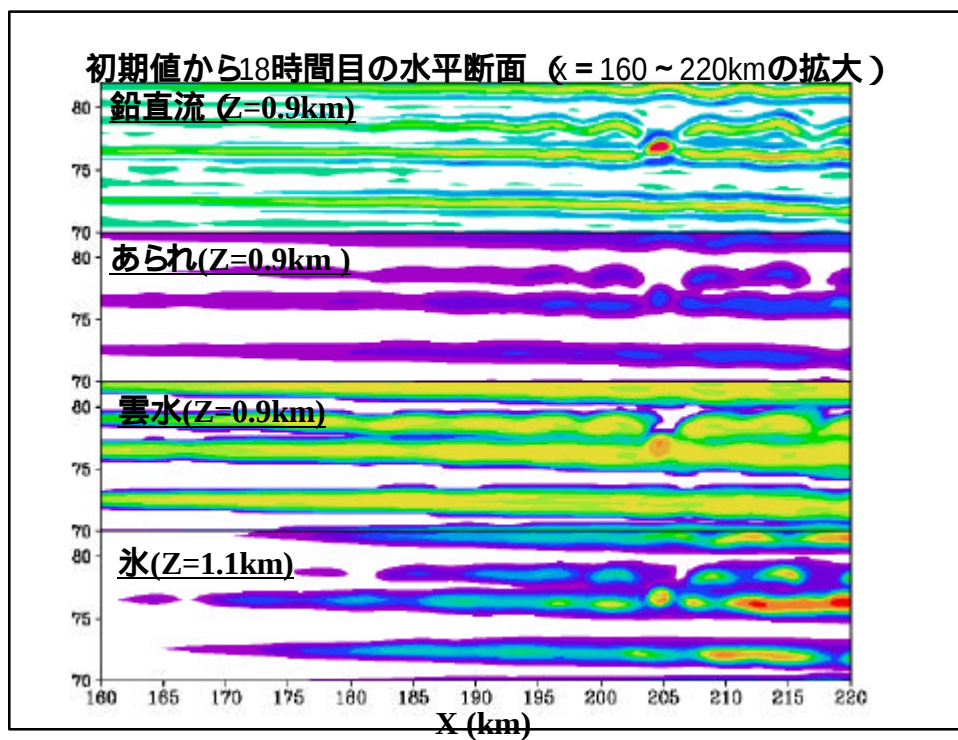
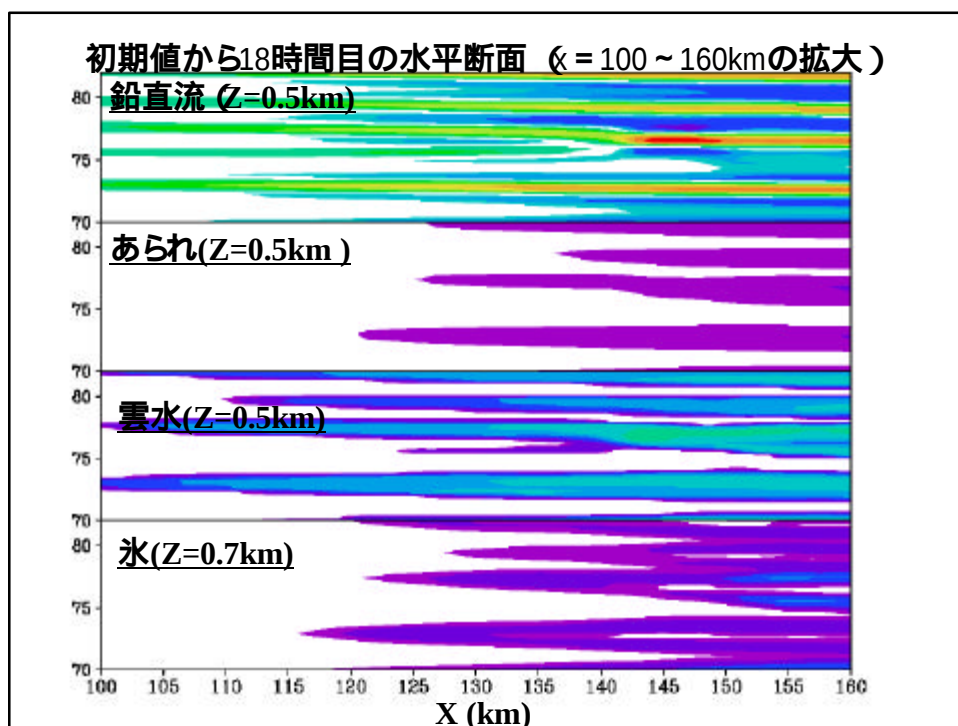


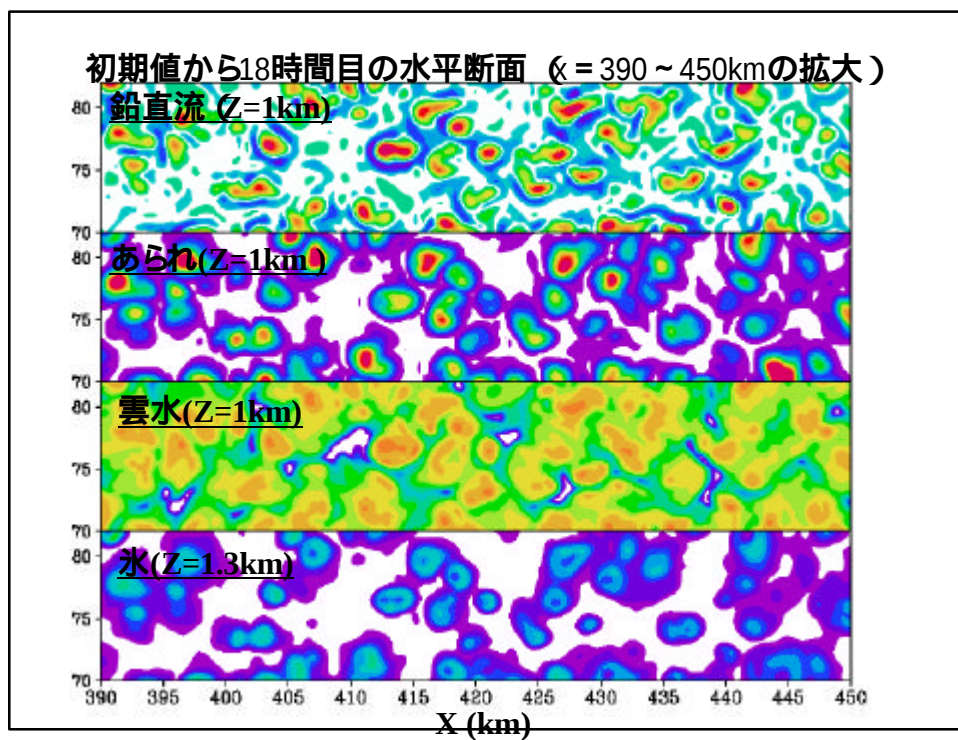
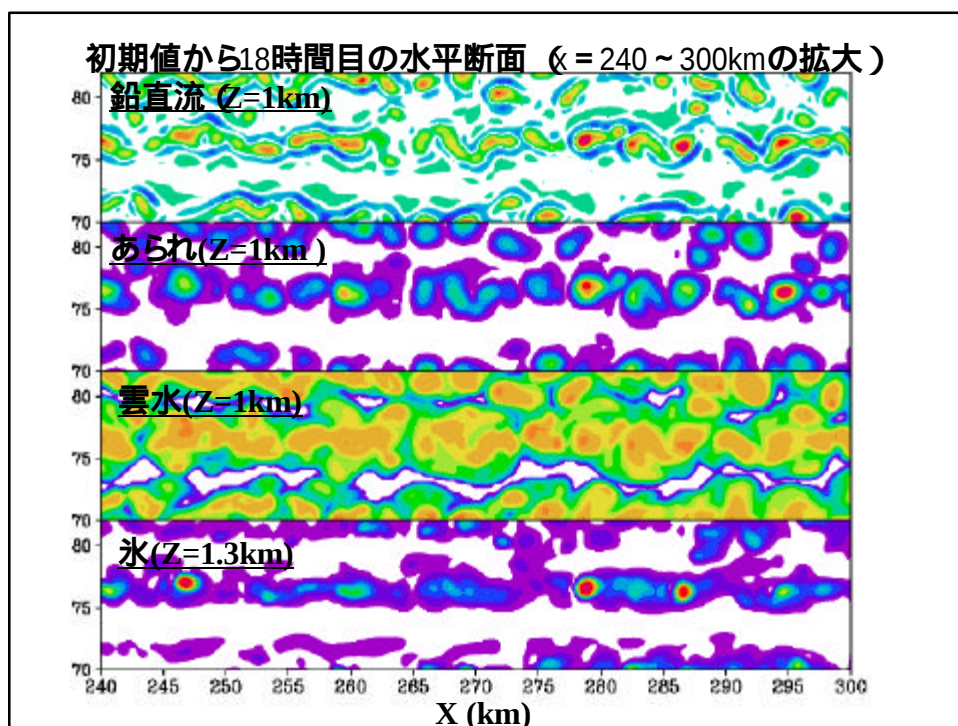


数値実験で下面境界条件として用いた海氷の分布 (全体と拡大図)

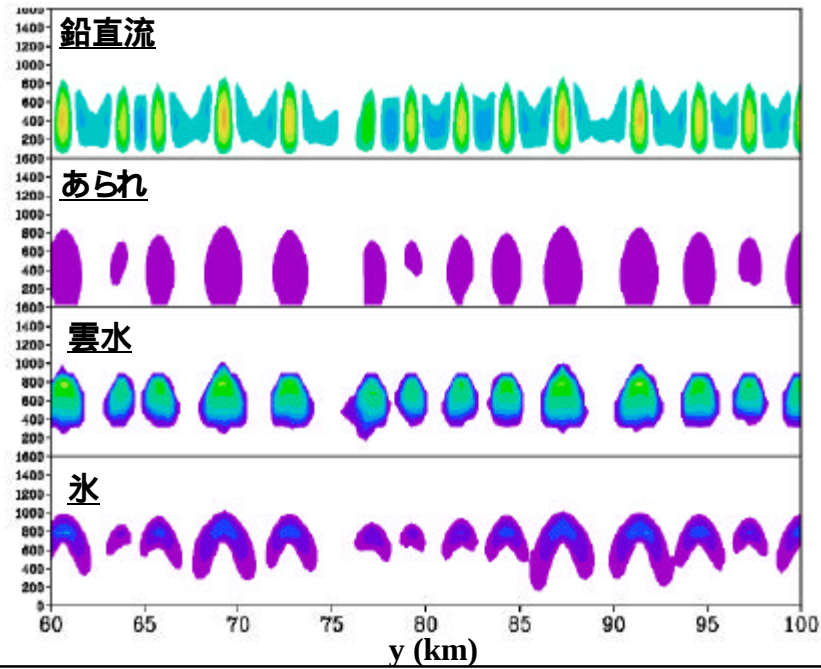




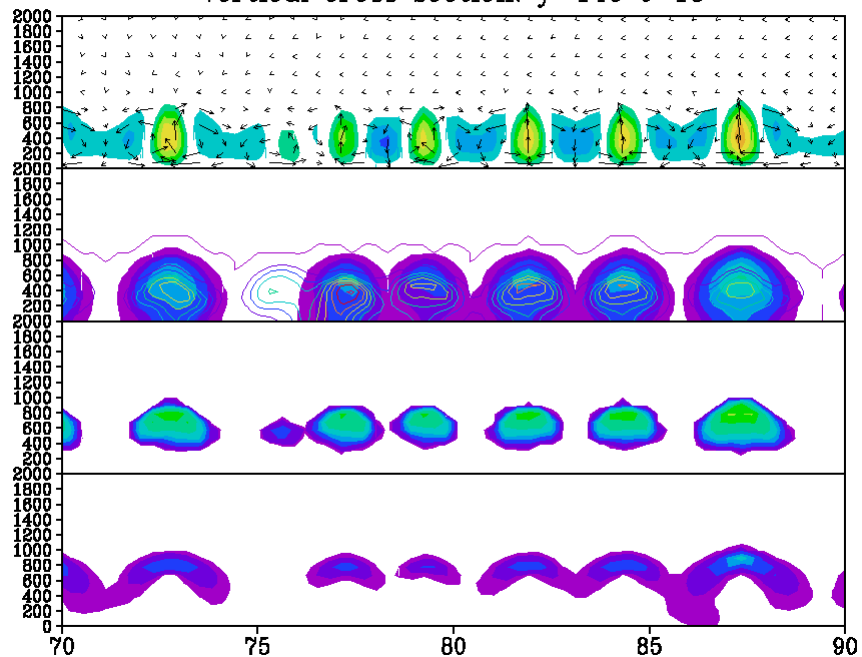


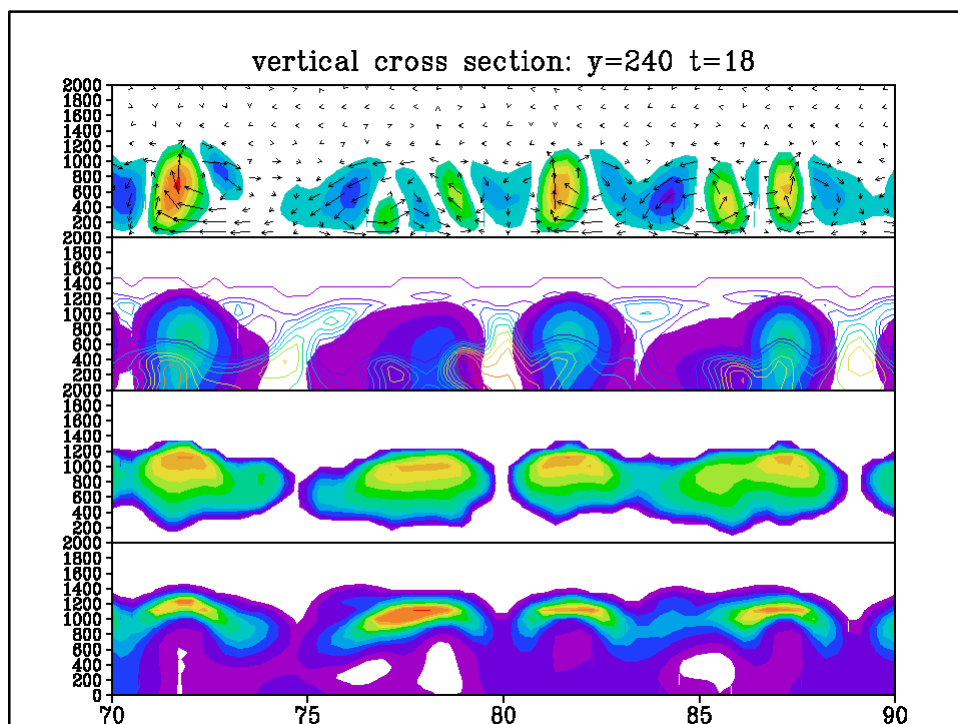
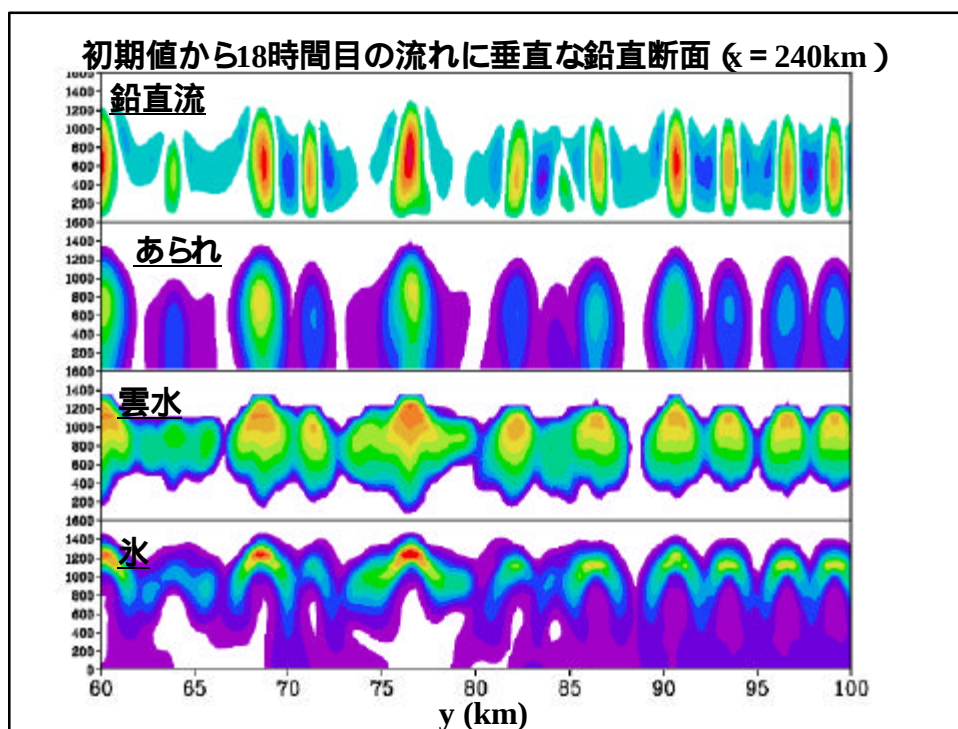


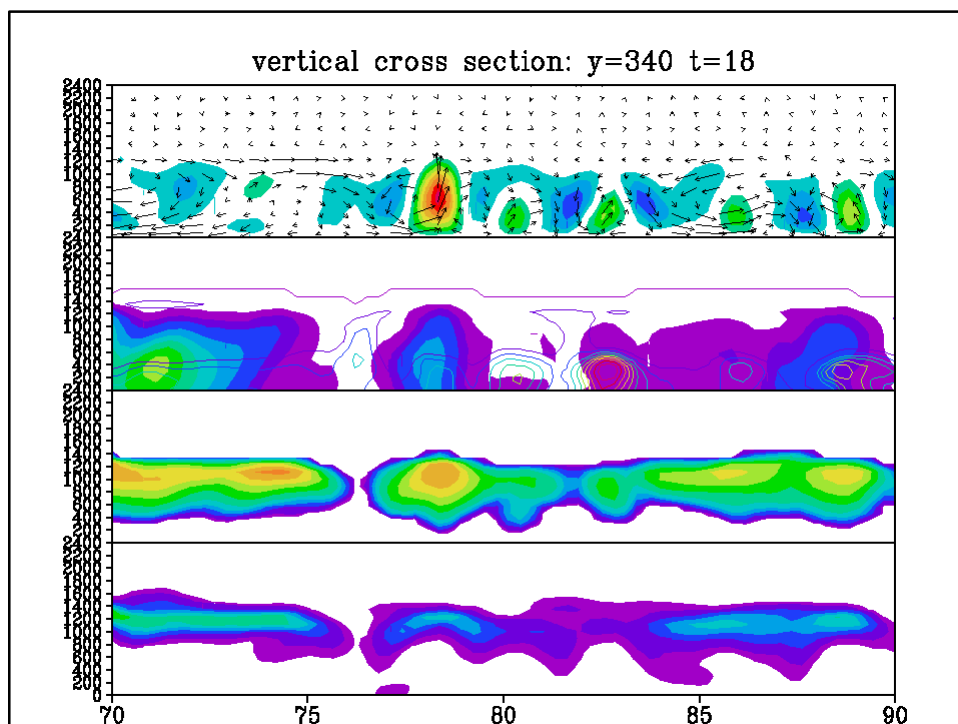
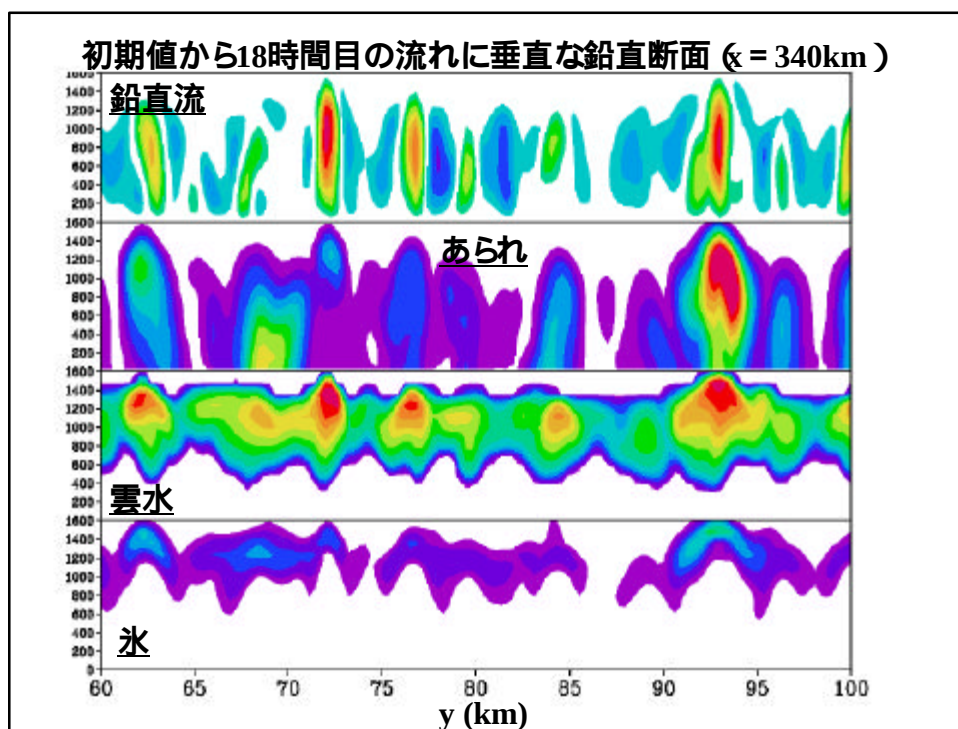
初期値から18時間目の流れに垂直な鉛直断面 ( $x = 140\text{km}$ )

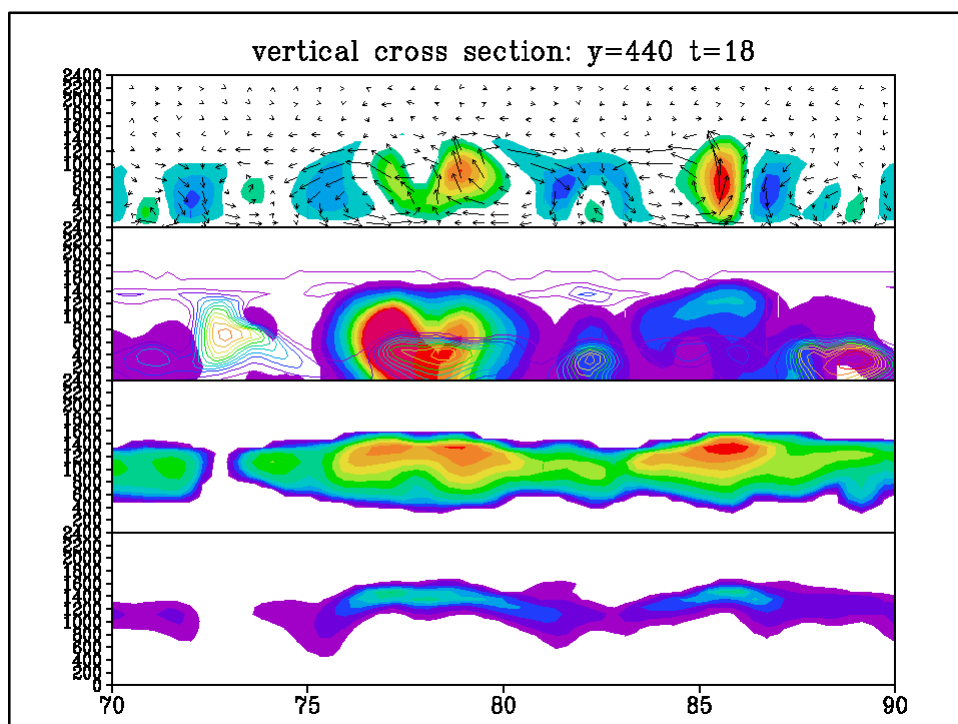


vertical cross section:  $y=140$   $t=18$









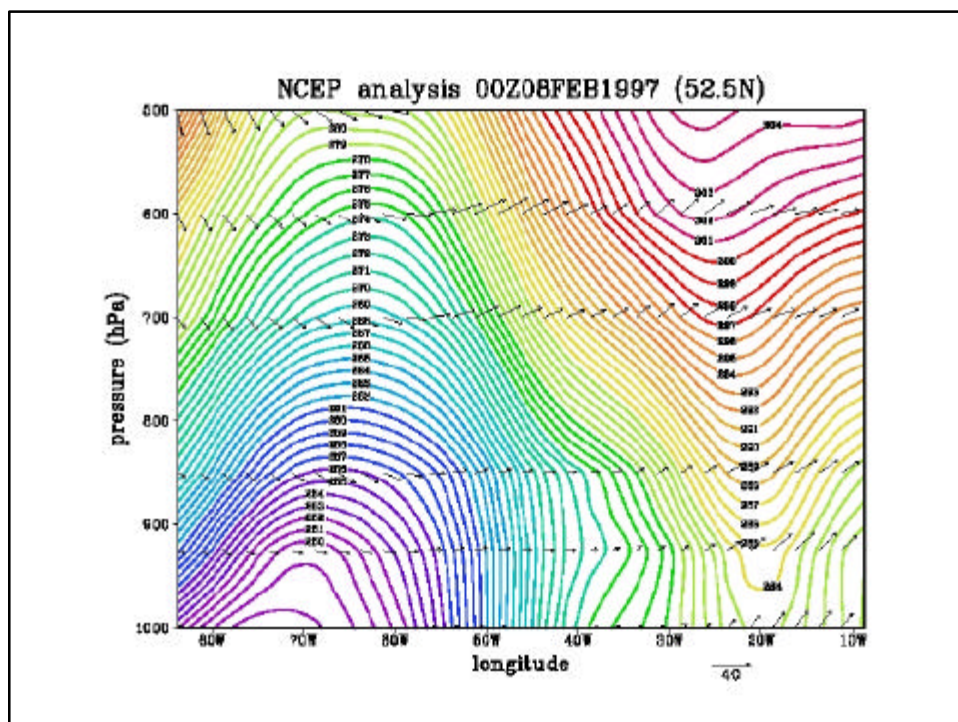
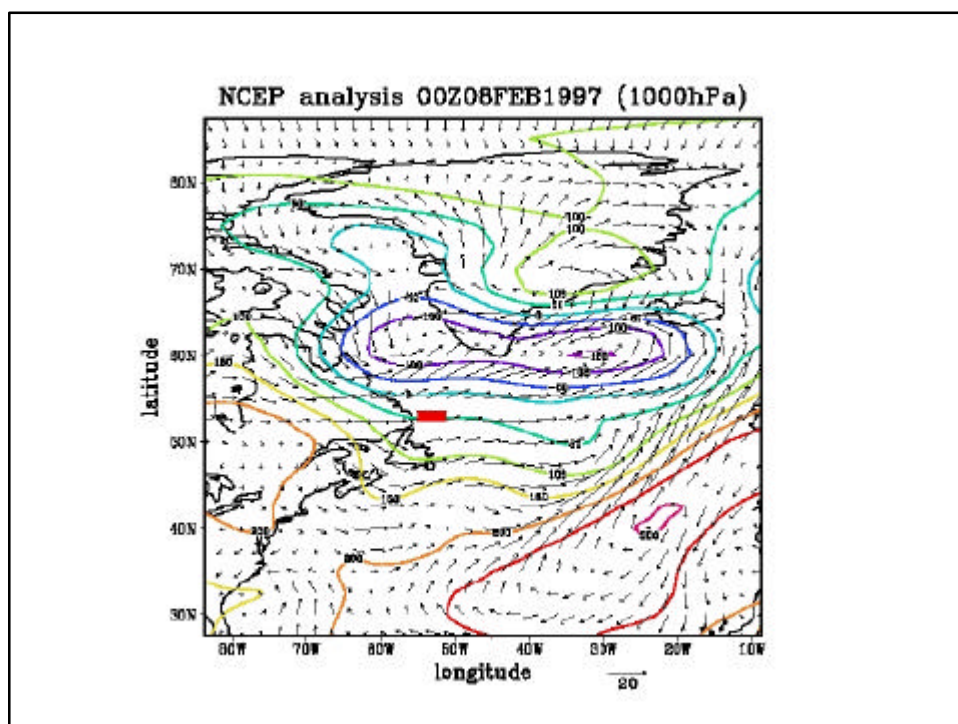
### 寒気流中の筋状雲の数値実験のまとめ

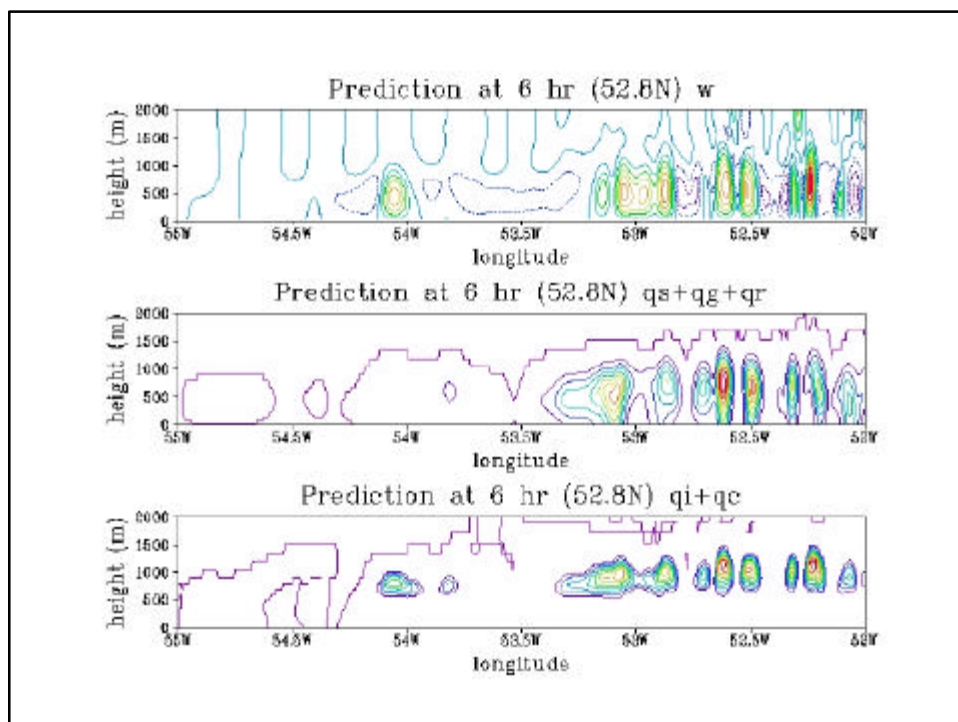
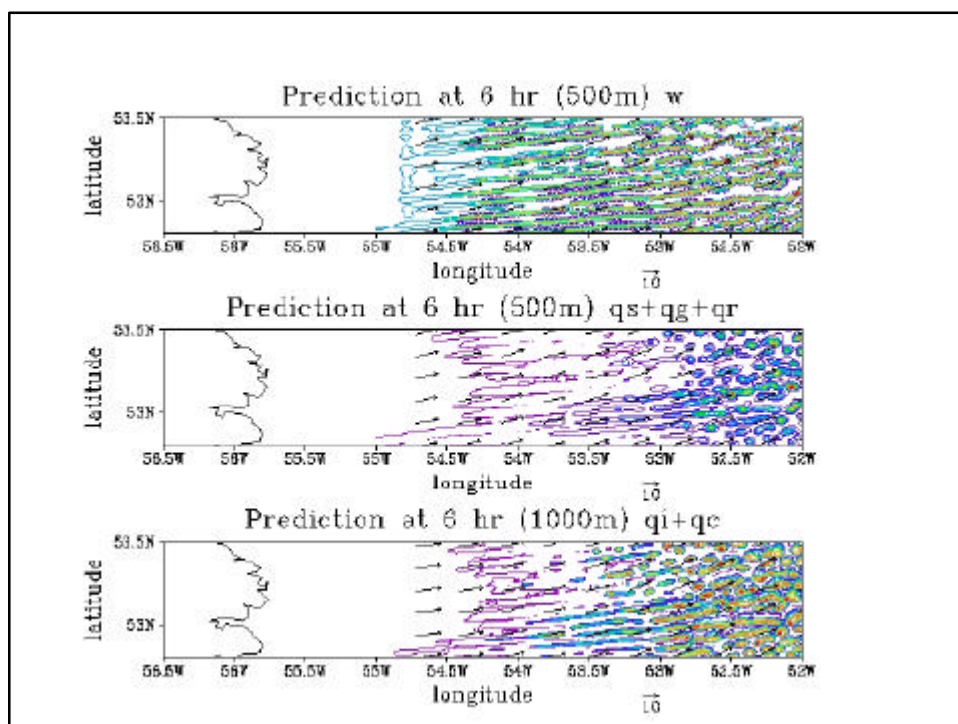
- 数値実験において氷野から海上に寒気が吹き出すとき、混合層が発達し、筋状雲が形成された。
- 筋状雲は海水の密度が小さくなるあたりから始まり、上流部ではロール状対流、中流部ではセル状対流が列を成したものの、さらに下流に行くとランダムなセル状対流となった。
- また、上流からの距離とともに、個々のバンドが太くなり、本数が減少するのがみられた。
- 混合層の発達とともに運動量の輸送により、鉛直シアが弱まり、セル状対流の部分では、ほとんどシアが無くなった。
- 降水はセル状となるにつれてあられが増加した。

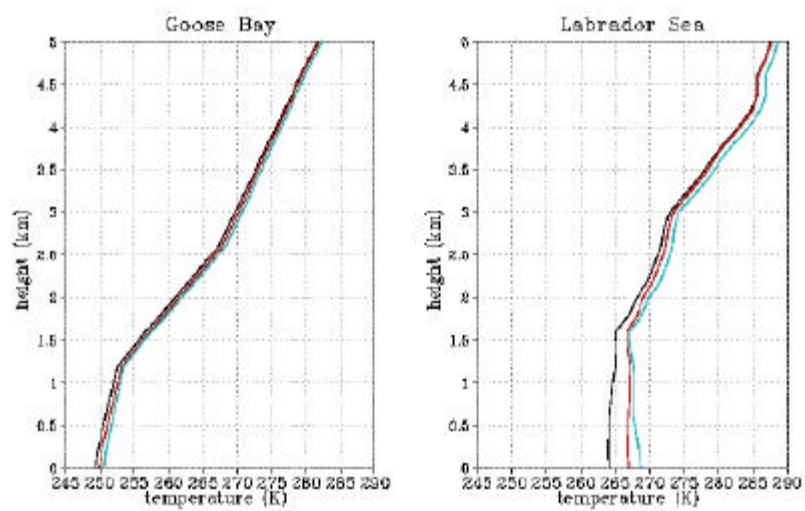
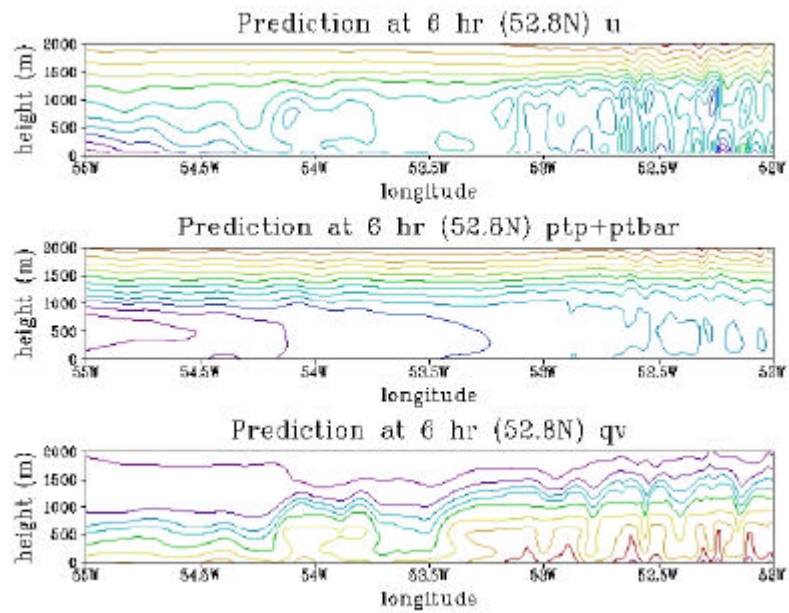
## Simulation of cloud bands in Labrador Sea on 8 February 1997

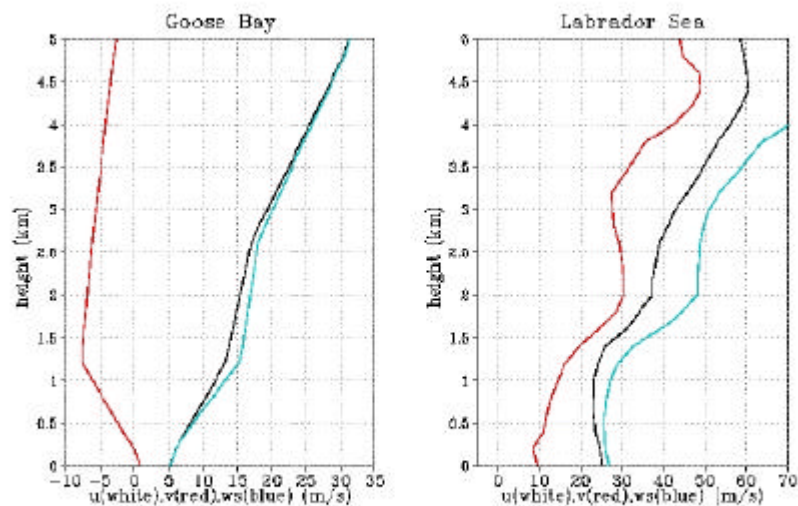
### Experimental design of prediction experiment - Labrador Sea Case on 8 February 1997 -

- ▶ domain 250 km × 120 km × 12 km
- ▶ horizontal grid size 500 m
- ▶ vertical grid size 200 m
- ▶ grid numbers 503 × 243 × 63
- ▶ integration time 6 hours
- ▶ time increment large: 2s, small: 0.5s
- ▶ topography sea
- ▶ surface process included
- ▶ sea surface temp. constant at 3 C
- ▶ microphysics the bulk cold rain type
- ▶ initial condition NCEP analysis
- ▶ boundary condition NCRP analysis
- ▶ platform NEC SX6 : 4 CPUs









## おわりに

- 高緯度で寒気吹き出し時に見られる筋状雲について、雲解像モデルを用いて数値シミュレーションを行った。
- 地球シミュレータを用いて大規模シミュレーションを行なうことで、個々の対流を解像してかつ筋状雲全体をシミュレーションした。
- 数値実験では、上流でロール状対流、下流にいくにつれてセル状対流に変化する様子が示された。
- ロール状対流は不安定成層のシアー流中に発生する対流に似ていた。
- 中流は対流セルが並ぶように筋状雲が形成され、下流はランダムにセルが配置された。

Thank you !!

# 新潟地域におけるNHM 降雪実験

長岡雪氷防災研究所  
岩本勉之

# 新潟地域における降雪分布予測に関する研究

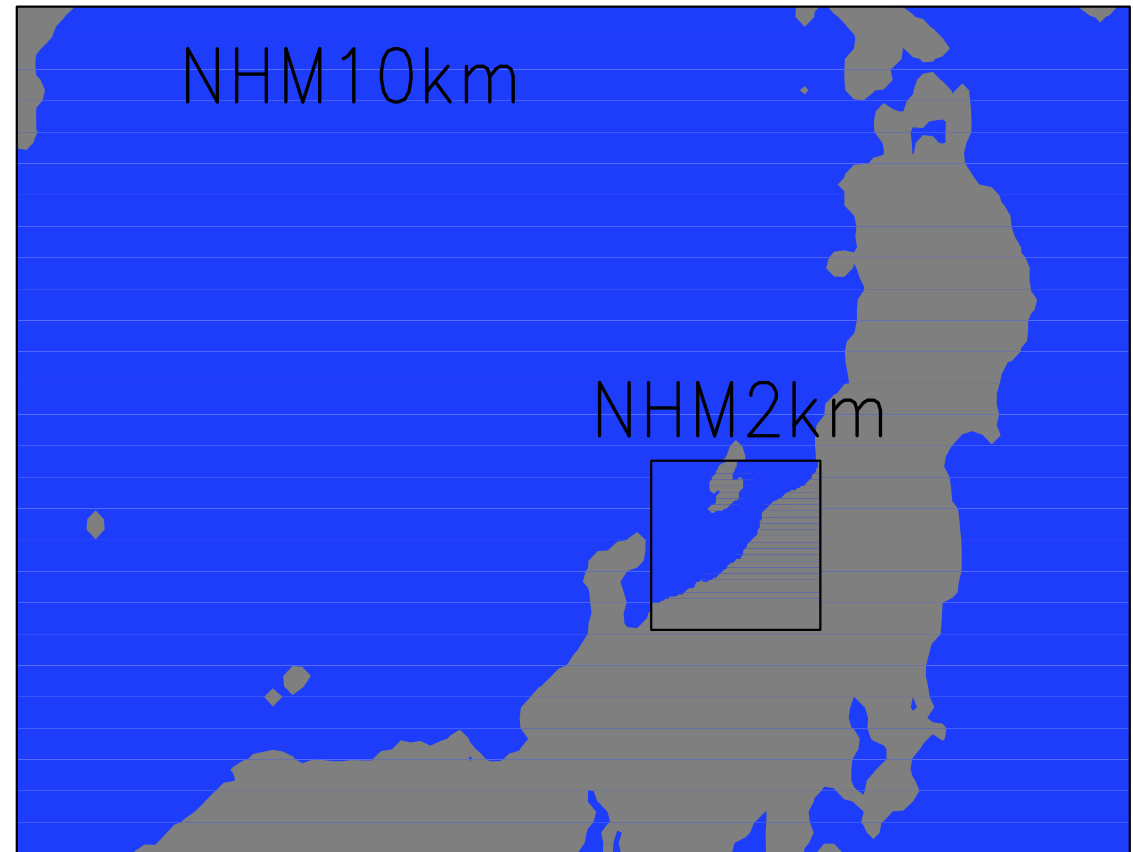
- 何を知りたいか（知る必要があるか）
  - － どのような雲がやってくるか
    - \* 構造（L、T、V など） → レーダー
    - \* 降水の特徴（雪、あられ） → 地上観測
  - － どのような環境でどういう雲がやってくるか
    - \* 風や温度、SST との関係
    - \* JPCZ との関係 → レーダー、衛星画像
  - － 降雪雲の種類による降雪分布の違い
  - － どこに降るか → 地上観測、レーダー
  - － なぜそこに降るか

手始めに、

2003年1月5日00JST 前後に観測された Vモード降雪雲に関して数値実験を行なった

# 実験について

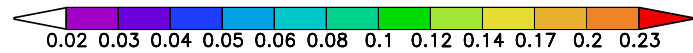
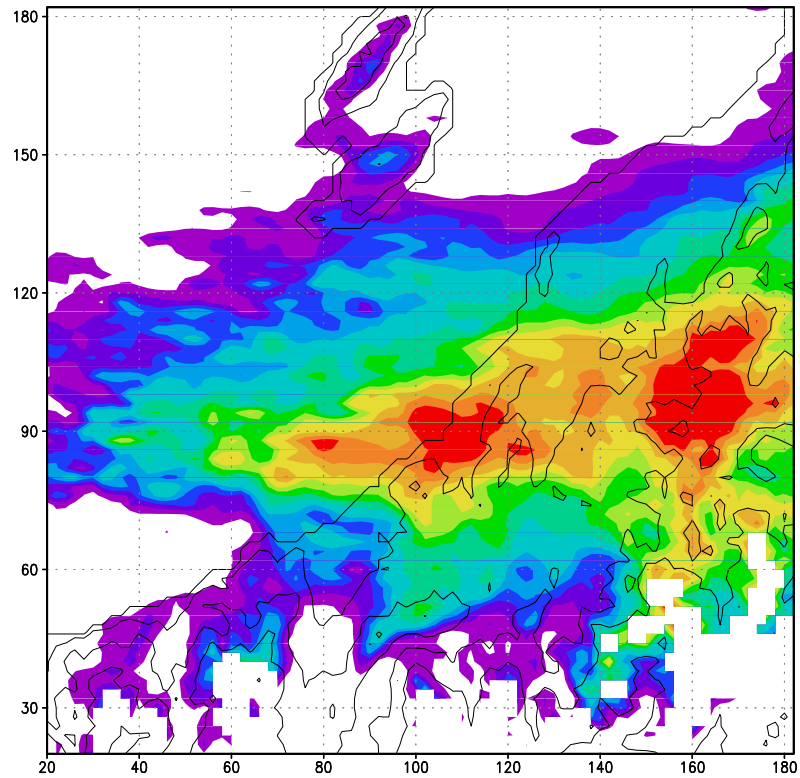
- 2003年1月5日00Zから45時間積分  
境界値時間変化なし
- 2重ネスティング  
RSM  
↓  
NHM（分解能10km）  
↓  
NHM（2km）
- 積雲パラメタリゼーション  
（Kain-Fritsch）
- 1時間毎に出力



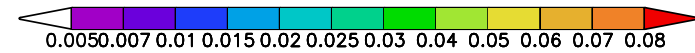
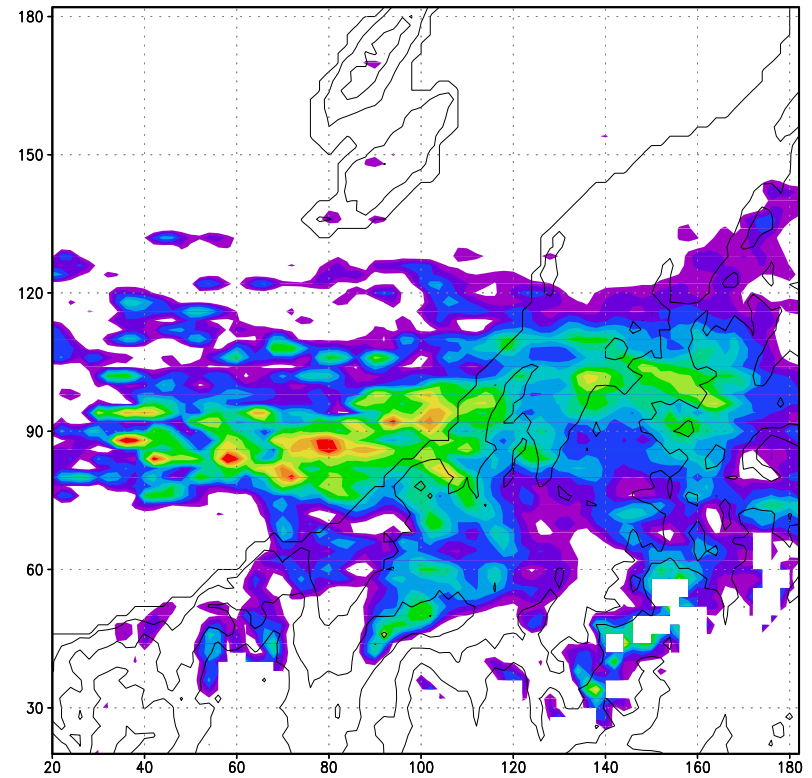


# 混合比（雨 + 雪 + あられ）高度1.5km

平均

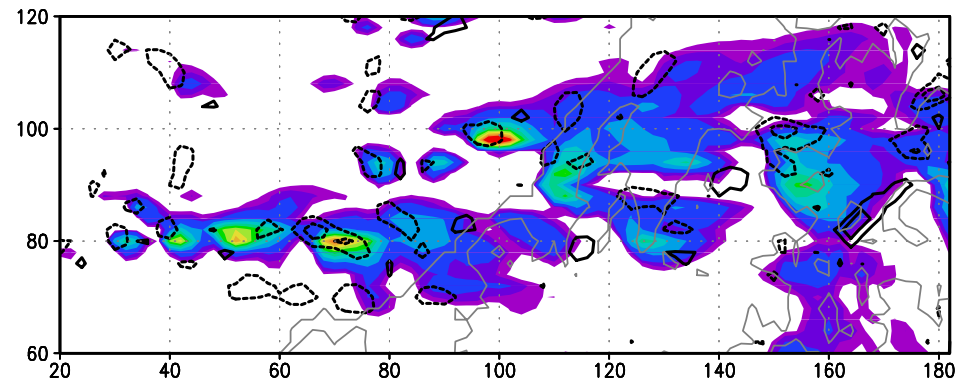


分散

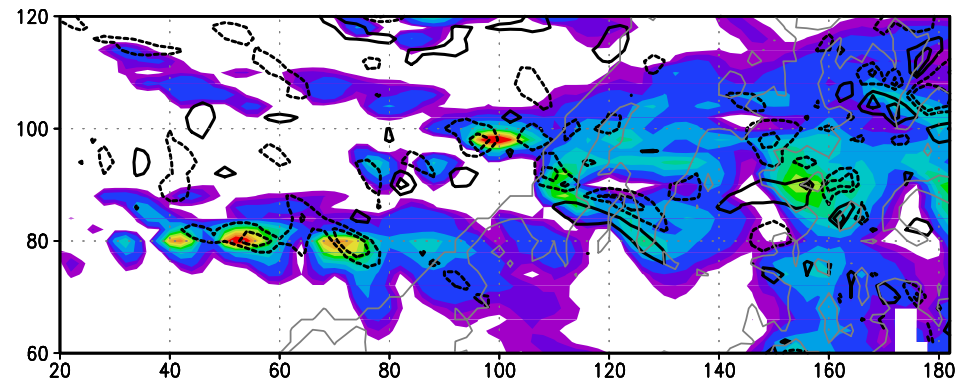


# 混合比（雨＋雪＋あられ） 渦度

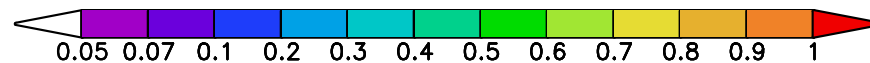
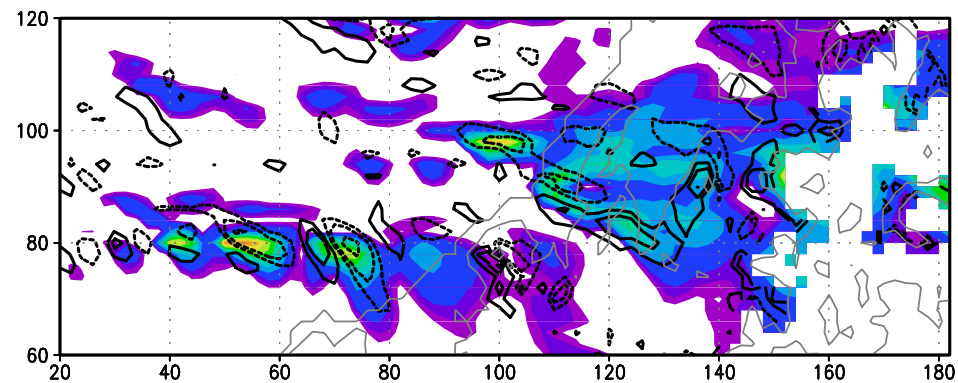
2110m

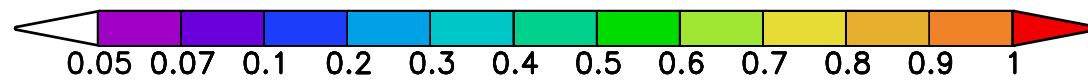
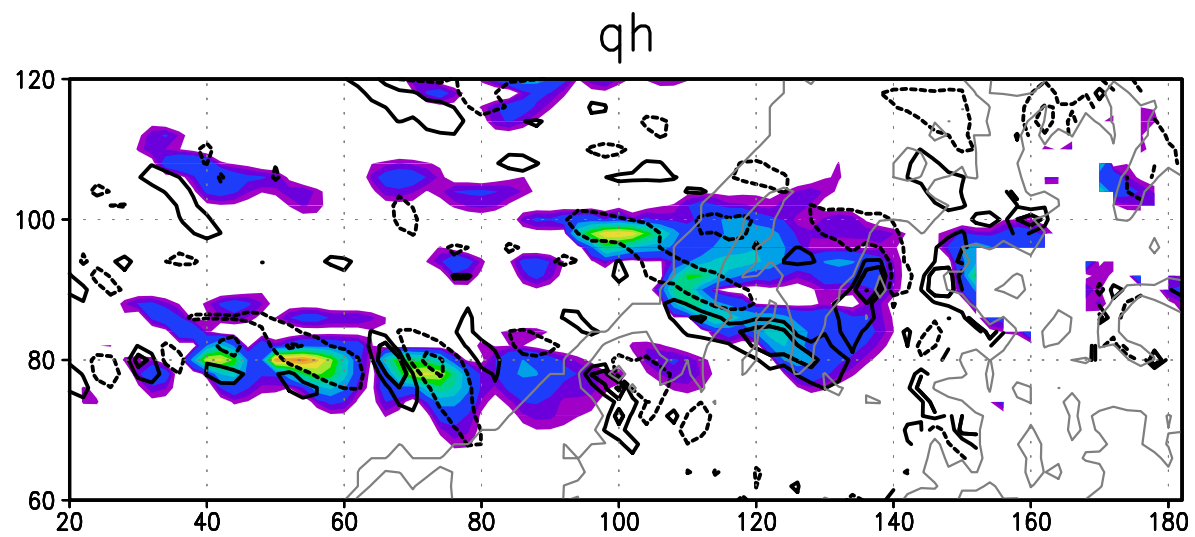
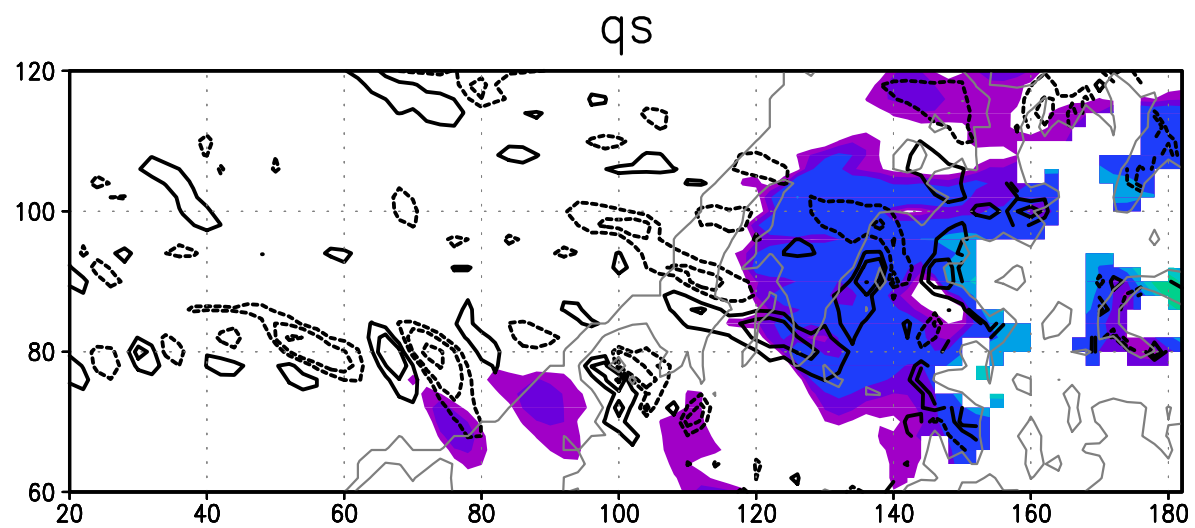


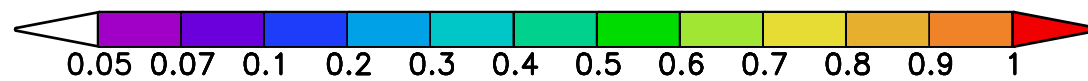
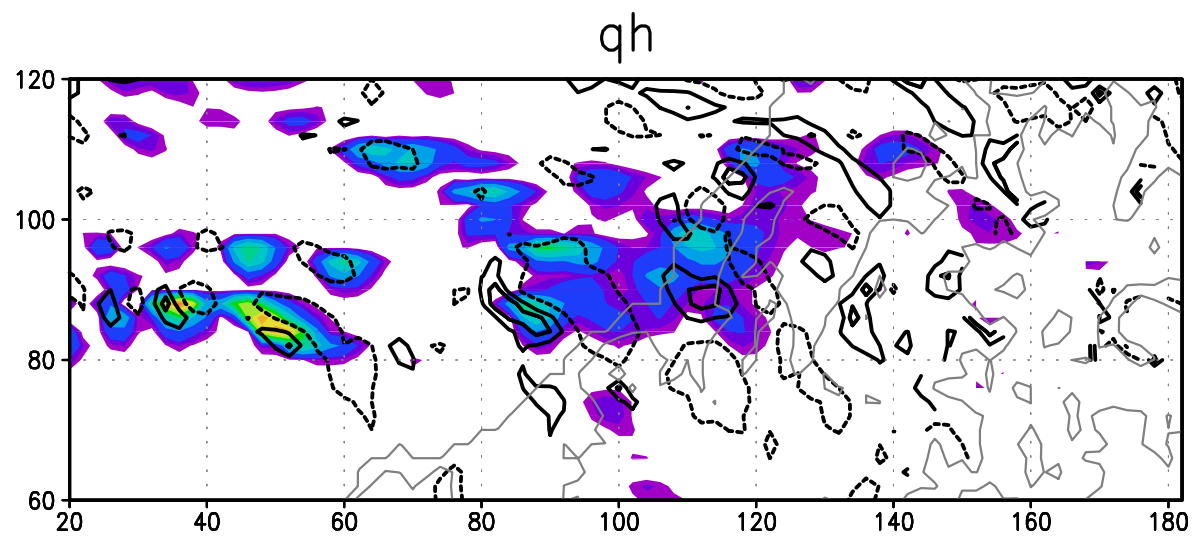
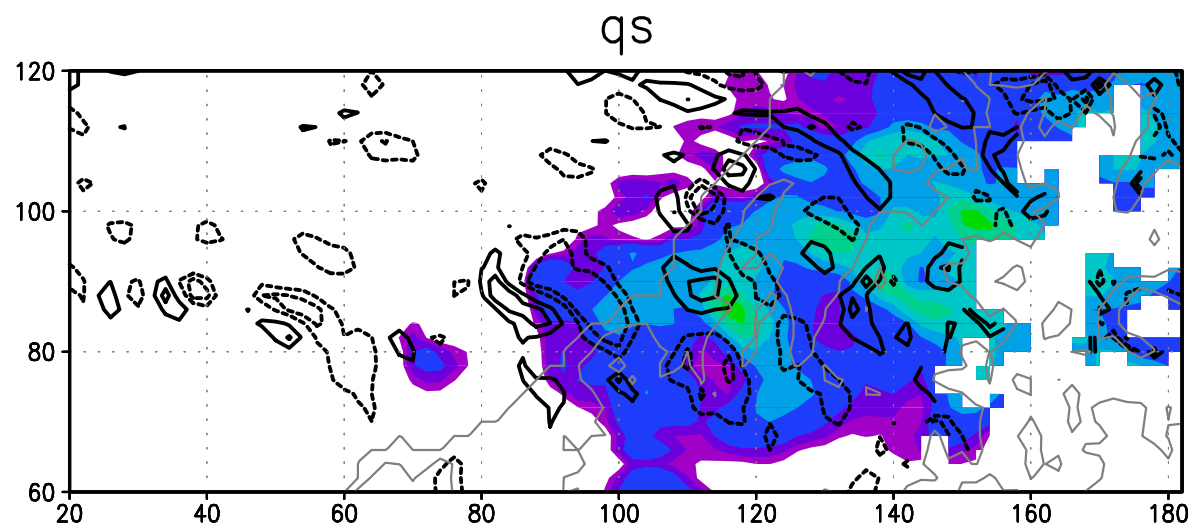
1460m



710m







# まとめ

## 2003年1月上旬に観測されたVモードの事例に関して

- NHMで再現することができた
  - － 山の北側斜面での降水
  - － 渦状の降水セル
- 波状の渦列を形成  
波長は10km（海上）～20km（陸上）
- 海上ではあられが卓越、陸上では雪片

## 今後の課題

- 渦の構造 / 成因
- 時間発展
- 降水分布と地形との関係
- 他の降雪モード
- モデルに“くせ”のようなものはないか

# 短時間大雪の 面的監視・予測技術の開発

新潟地方気象台 高田伸一  
ワークショップ「降雪とレーダと数値モデルによる研究」  
2004.3.8 長岡雪氷防災研にて

## (降雪) 予報について

予測をシステム化することが重要

数値予報モデル、この後紹介する大雪監視予測システム、...

しかし、災害を起こすような特異現象では当たらないことも多い

人間(予報官)による修正

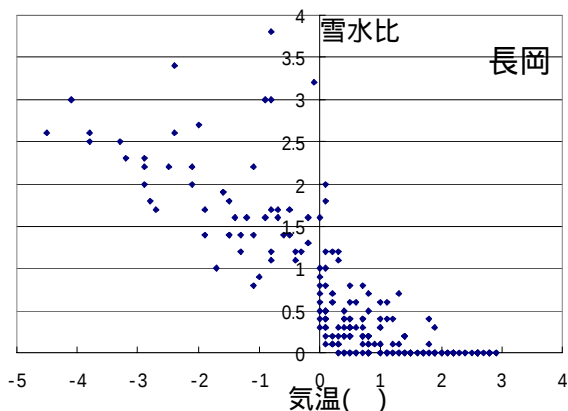
- ・気象現象に関する知見(研究者による調査結果が非常に有効)
- ・経験は今でも重要

# 降雪量予報によるポイント

予報官はどのような点を注目しているのか？



## 気温に注目 - 気温と雪水比の関係 -



降雪量(積雪深計)

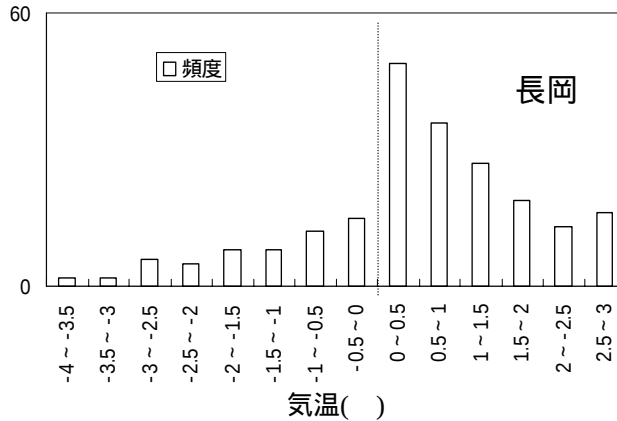


降水量(雨量計)

雪水比 = 降雪量(cm)/降水量(mm)で、降水1mmに対する降雪量を示す。雪水比1とは、降水量が10mmの場合に新雪が10cm積もること。同じ量の水が降ってきても雪の量は気温によって大きく異なる。気温の予測が非常に重要(1~2 の誤差)。



# 気温と降水頻度

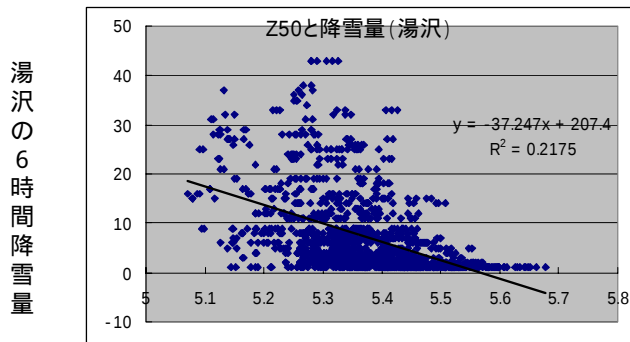


どの気温で降水が多いかを示した図（1998年1月～2002年3月）

雪か雨の微妙な気温での降水が多い→降雪量予報の難しさ  
昔は12月が難しかったが、最近では真冬も

## 寒気の強さに注目

- 500hPa高度で大雪ポテンシャル -



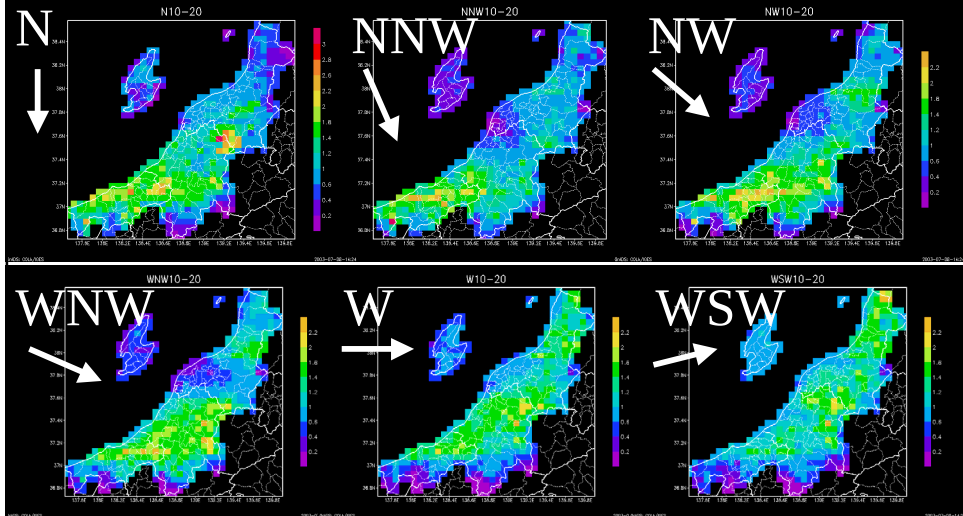
500hPa高度（5km以下の平均気温に対応）

← より上空の気温が低い

500hPaの高度（5km以下の平均気温）が降雪量と一番相関が高く、この値により大雪のポテンシャルを考える。

# 風向に注目

- 下層の風向で降りやすい所が変化(地形の影響) -

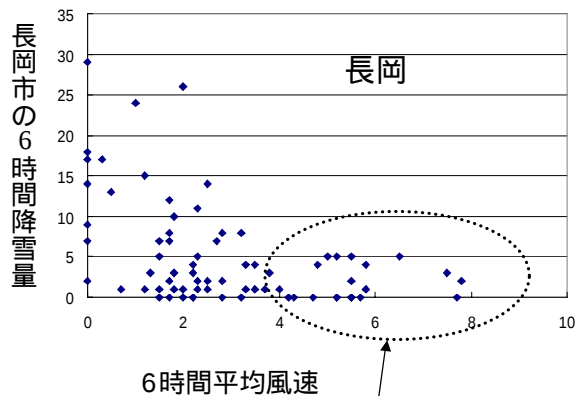


紫→青→緑→黄→赤につれて、より降水となりやすい場所を示している

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

# 風速に注目



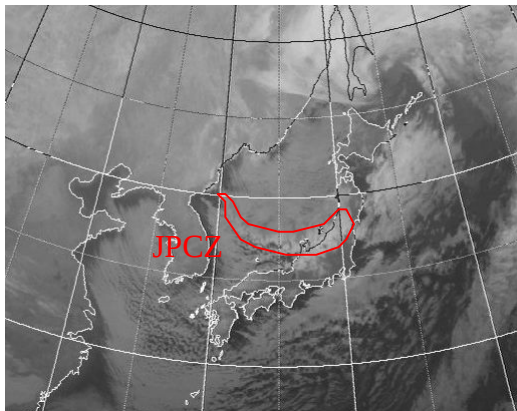
6時間平均で  
4 m/s以上は  
長岡では強い

風が強いと吹き払いなどで平野部で雪は積りにくい。  
山や太平洋側で多くなる。

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

## JPCZに注目

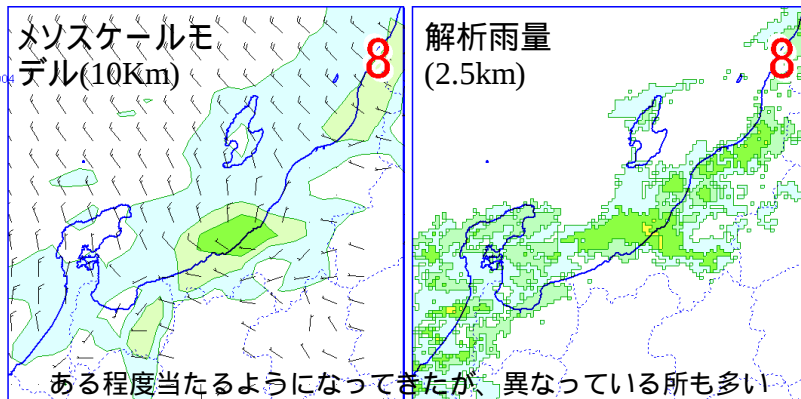


2003年1月5日午前0時の気象衛星画像

寒気吹き出しが強い程JPCZが発達。さらにJPCZは降水の集中をもたらすため、JPCZの動向は北陸の降雪予報の重要なポイント。JPCZの予測は数値予報モデルでかなり当たるようになったが、数10kmの誤差は出る。

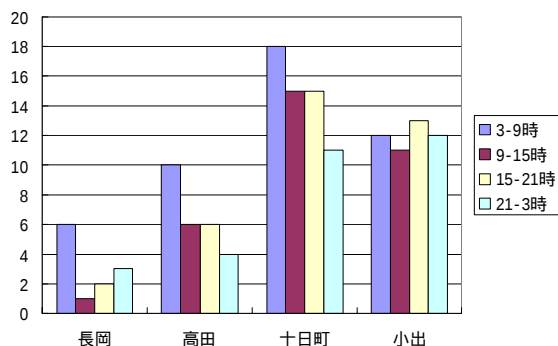
## 下層風の収束に注目

- 特に陸風と季節風の収束 -



季節風がやや弱まった時に南風と収束し、海岸・平野部に大雪をもたらす(交通機関に大きな影響)。

# 明け方に注目 - 大雪の降りやすい時間帯 -



6時間降雪量が20cmを超えた回数（1998年1月～2003年3月）

平野部では3-9時の明け方に大雪となることが多い  
（陸風との収束が起こりやすい、気温低いためと思われる）



## 短時間大雪の 面的監視・予測技術の開発



# 概要

## 解析降雪量

5km間隔で3時間降雪量実況を解析（36時間前～現在）

+ 時間的に結合

## 予測降雪量

5km間隔で今後の3時間降雪量を予測（現在～36時間後）



大雪監視予測システム（可視化）。

- ・ 任意時間における3,6,12,24時間降雪量を面的に示すことが可能（種々の雪害対策に使える）
- ・ マンマシンにより予測を変えうることもできる

## 解析降雪量(5km,3時間間隔の実況)

(1) 積雪深から求める降雪量(沈降を考慮)

- ・ 地点降雪量
- ・ 精度高い

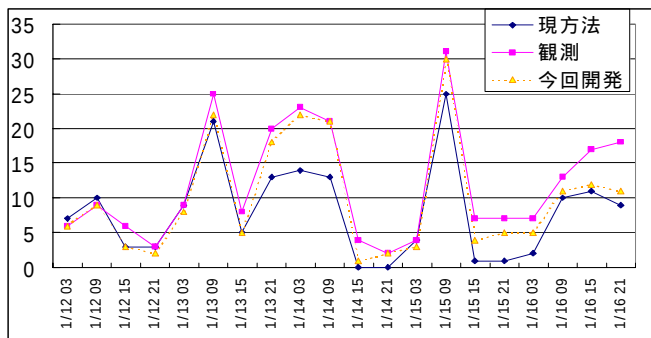
(2) 「解析雨量」×「雪水比」から求める降雪量

- ・ 面的降雪量
- ・ 精度低い

2つから作成  
最適内挿法による解析  
(2)を第一推定値として、(1)を内挿

解析降雪量  
5km格子,3時間ごとに求める

## (1) 積雪深計による降雪量



高田測候所での2001年1月中旬の大雪

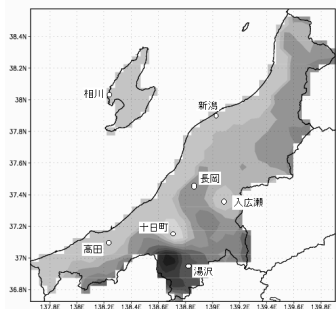
前日にまとまった降雪があった場合に、現在の降雪量推定法(1時間積雪差の合計)は少なくなる。14日9時の前24時間降雪量は27cmも少ない。

→これを克服するために沈降量を考慮した推定を開発した

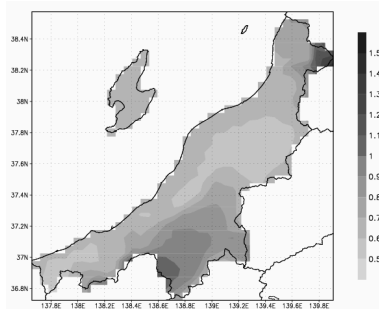
短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

## (2) 解析雨量 × 雪水比 —雪水比の設定—



0 以下での雪水比(基準値)



0-0.7 での雪水比(基準値)

0.7-1.5 では全域0.2 (基準値)

この他、湿度・上空気温・圧密・(風)も考慮し、精度が高い雪水比を設定した。

風に流される効果の導入、気温解析の精度向上、卓越粒子の確定が課題(中井さんの降雪モードによる分類など)

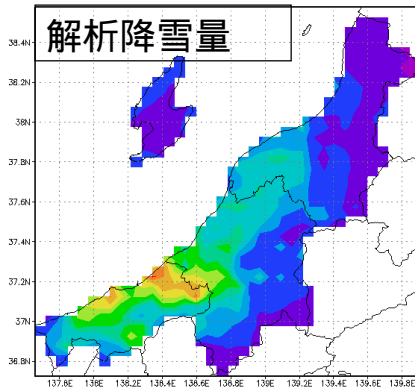
短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

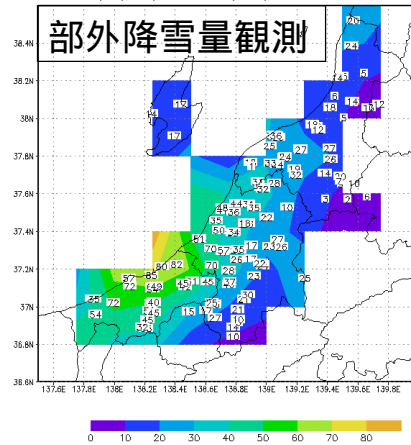
# 解析降雪量の例

2001.1.13日9時 - 14日9時

2001/1/13/9JST- 1/14/9JST Snow Fall



気象庁のデータのみから降雪量の実況を推定した図



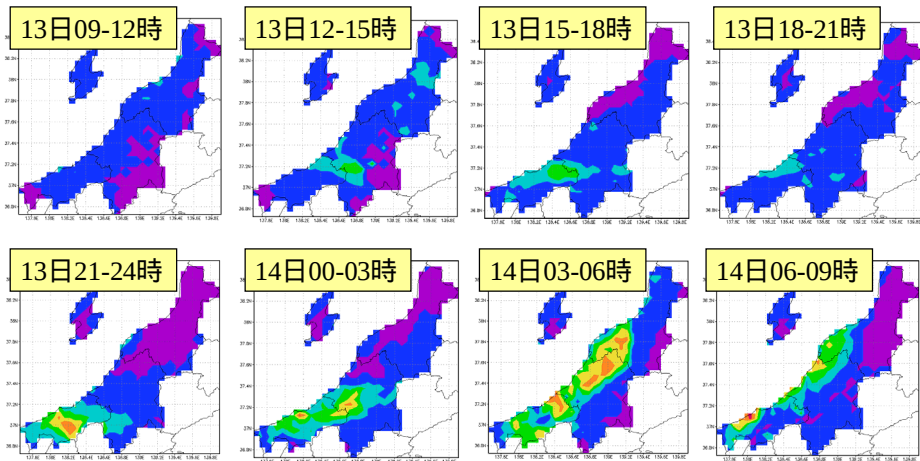
各機関から入手した降雪量観測

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

## 解析降雪量

2001年1月13日9時～14日9時



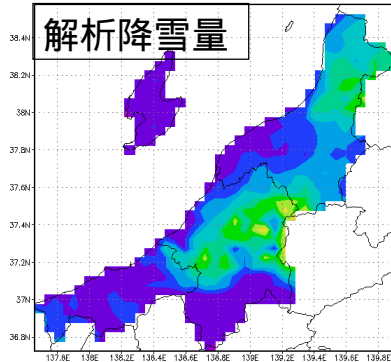
3時間降雪量の経過。短時間の大雪を監視できる

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

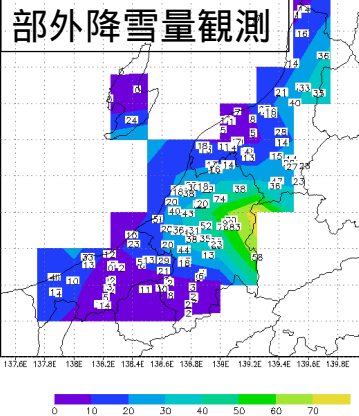
Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

# 解析降雪量の例

2002.12.11日9時 - 12日9時



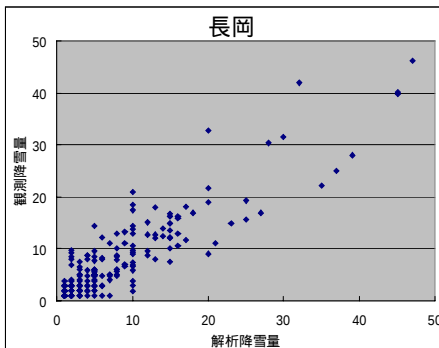
2002/12/11/9JST- 12/12/9JST Snow Fall



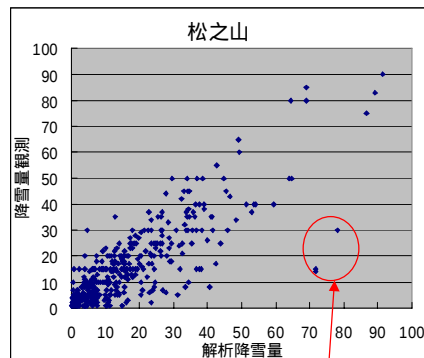
短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

## 解析降雪量の精度検証 ー県雪情報システム観測値との比較ー



積雪深計が近くにあるため、精度高い



雨雪判別の失敗

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

# 降雪量予測(5km、3時間間隔)

2つの方法を用いている

## (1) 統計的手法による予測

降雪量観測と数値予報モデルの出力値を統計的に関連付けて予測する

## (2) 数値予報モデルの降水量を直接利用

数値予報モデルの降水量予測 × 雪水比による予測

(2) は降水量予測の誤差に雪水比の変換誤差が加わるため、一般的には(1)より精度が落ちる。ただし、数値予報モデルがJPCZや収束による大雪を予測できた場合は、(2)の精度が高くなる。

# 統計的手法による降雪量予測

数値予報GPV(格子点予測値)と降雪量の因果関係を調べておく

101地点の6時間降雪量データの作成



「6時間降雪量 数値予報GPV」の重回帰式を作成

日々の数値予報GPVを用いて予測

101地点の6時間降雪量地点予測



5km格子予測値を作成  
(地点予測が無い格子は周り3地点から内挿)

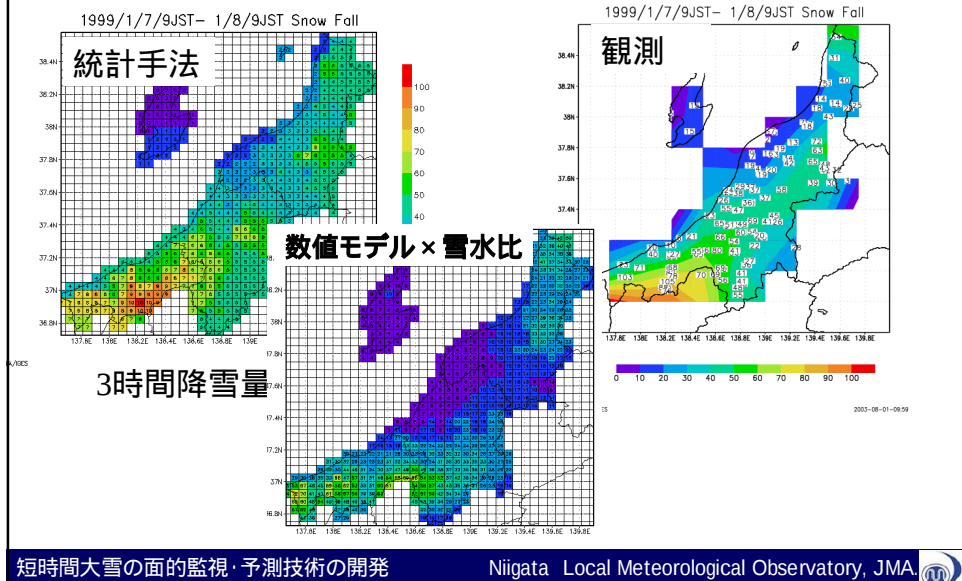


雨雪判別, 降水有無判別, 3時間降雪量へ配分

5km格子・3時間  
間隔の雨雪判別

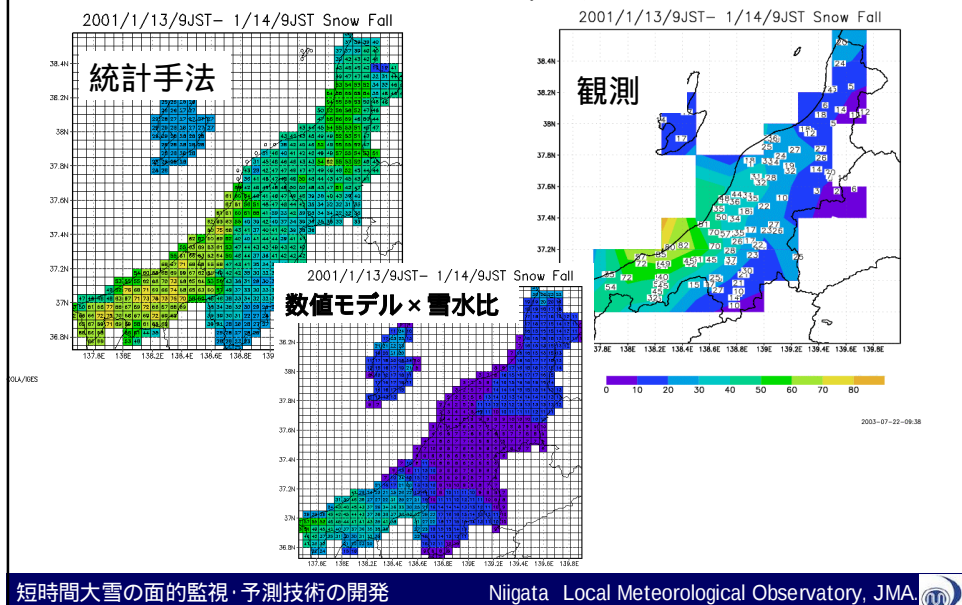
# 降雪量予測の例1

1999年1月7日9時～8日9時。上越山沿い大雪警報



# 降雪量予測の例2

2001年1月13日9時～14日9時。上越海岸平野大雪警報

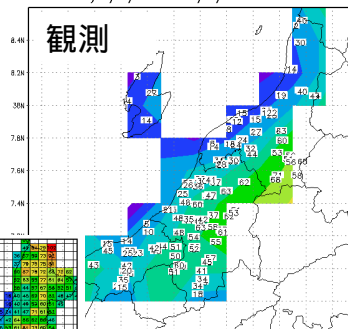
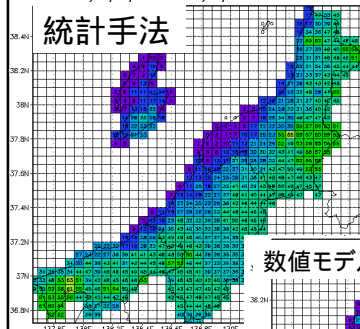


# 降雪量予測の精度

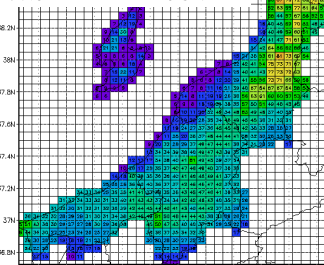
2003年1月4日～5日

2003/1/4/9JST- 1/5/9JST Snow Fall

2003/1/4/9JST- 1/5/9JST Snow Fall



数値モデル×雪水比



長岡市で50cm

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA



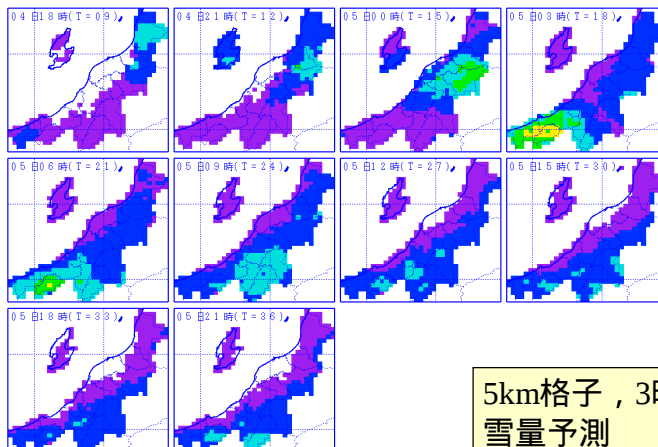
## 統計的手法による降雪量予報

ファイル 表示 地上気高度表 オプション

3 時間降雪量分布図

初期時刻 2003/01/04/09 時

■ 1-5 ■ 5-10 ■ 10-15 ■ 15-20 ■ 20-25 ■ 25-



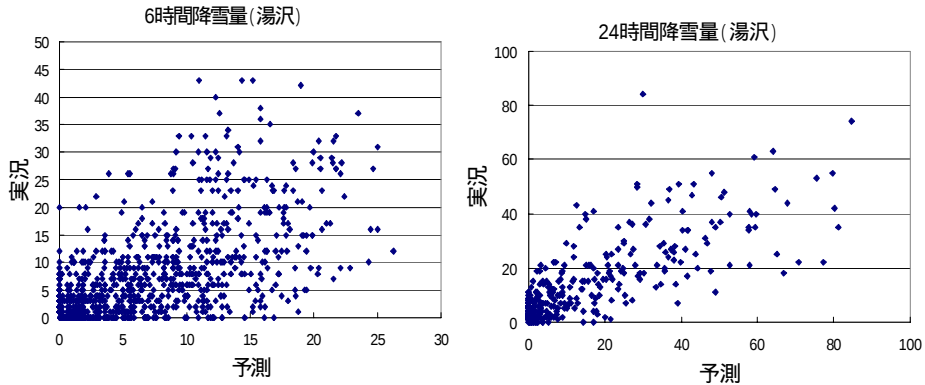
5km格子, 3時間降雪量予測

短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA

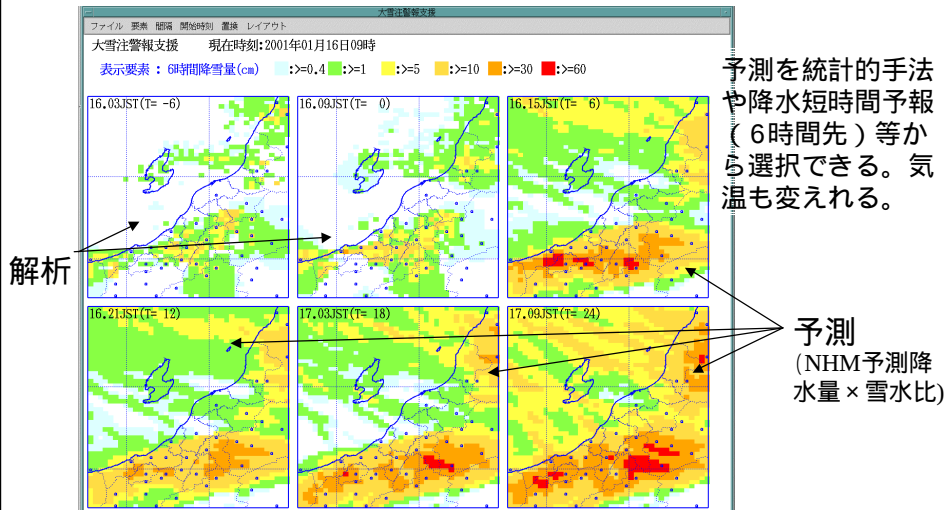


# 湯沢における予測精度 ー6時間及び24時間降雪量予測精度の比較ー

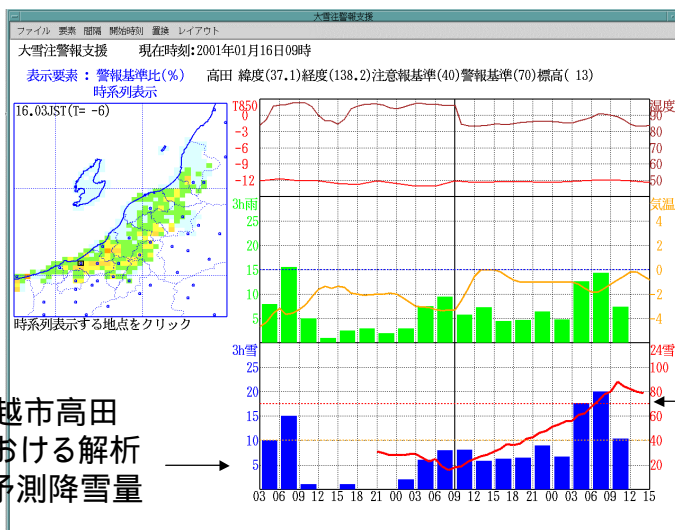


6時間降雪量の方が時間的ずれによる誤差が生じるため、難しい。

## 大雪監視予測システム(分布図) 解析降雪量と予測降雪量を結合



# 大雪監視予測システム(地点時系列)



短時間大雪の面的監視・予測技術の開発

Niigata Local Meteorological Observatory, JMA



# 寒気進入に伴い新潟県海岸付近で 発達したバンド状降雪雲の構造

岩波 越\* (防災科研), 川原靖広 (富山大・理)  
中井専人・真木雅之・三隅良平・朴 相郡 (防災科研)  
川村隆一 (富山大), 楠 研一・田中恵信 (気象研)  
WMO-01観測グループ

## はじめに

### ・目 的

寒気進入時の降雪雲の形成・発達過程と  
環境場の変化の関係

### ・解析事例

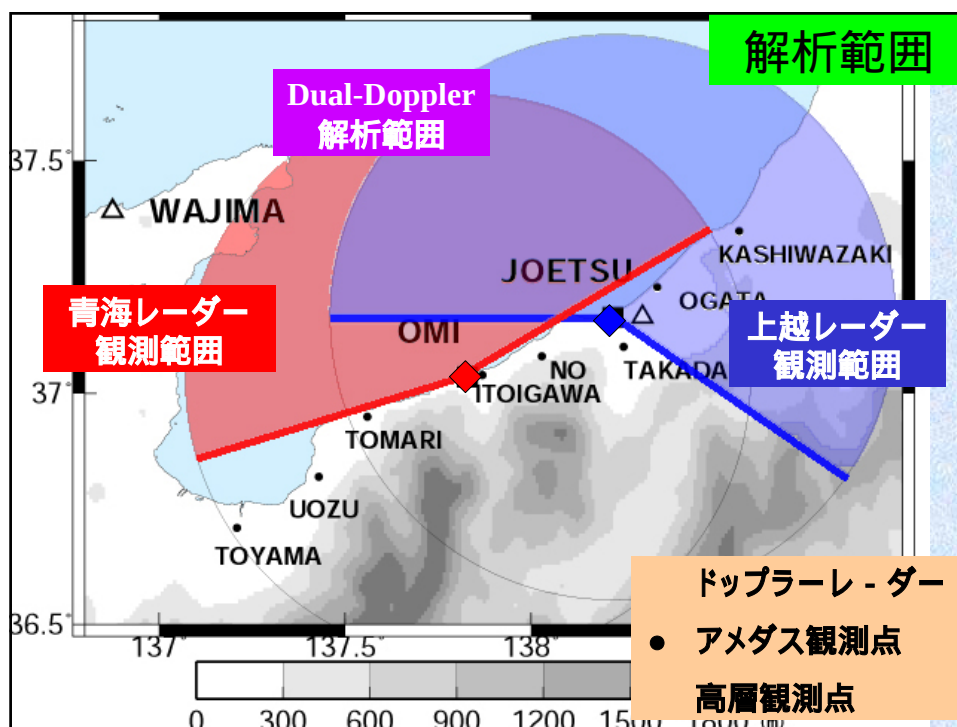
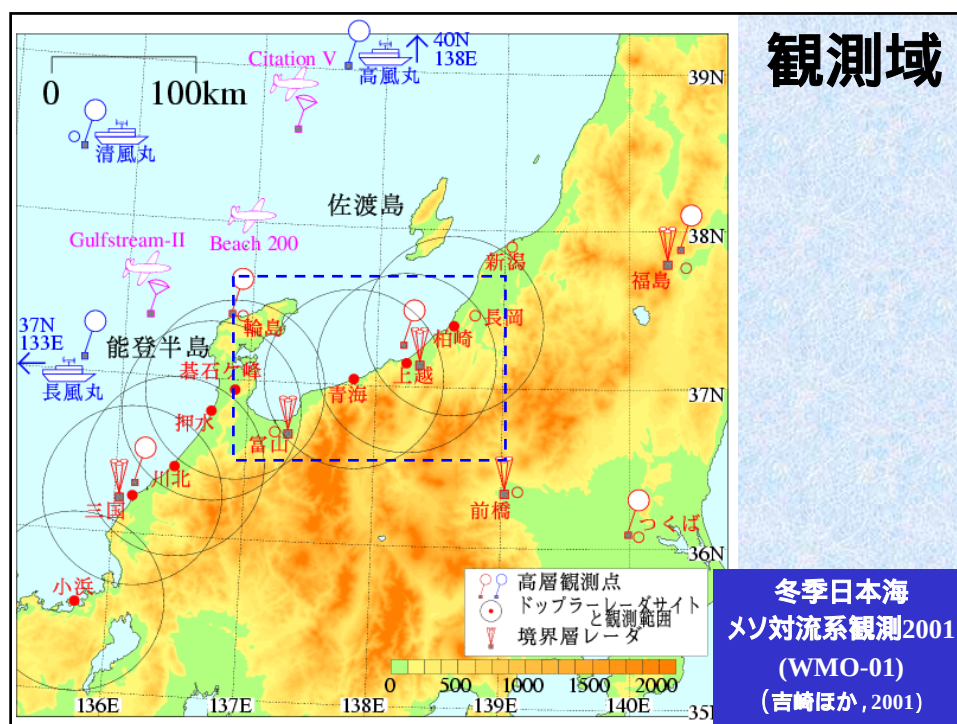
2001年1月14日18:00~1月15日06:00

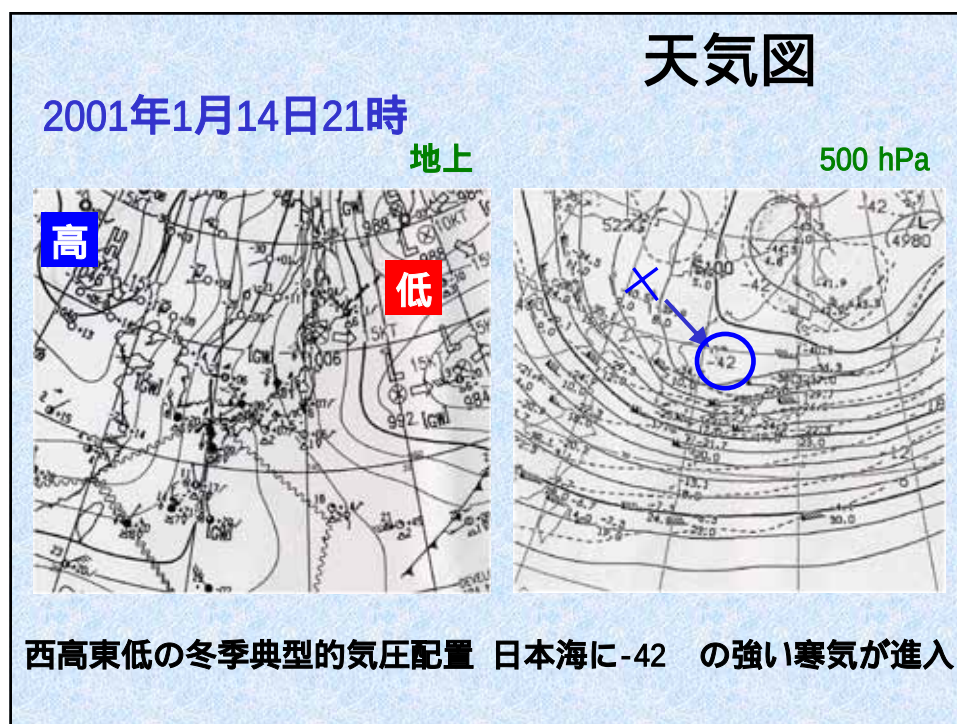
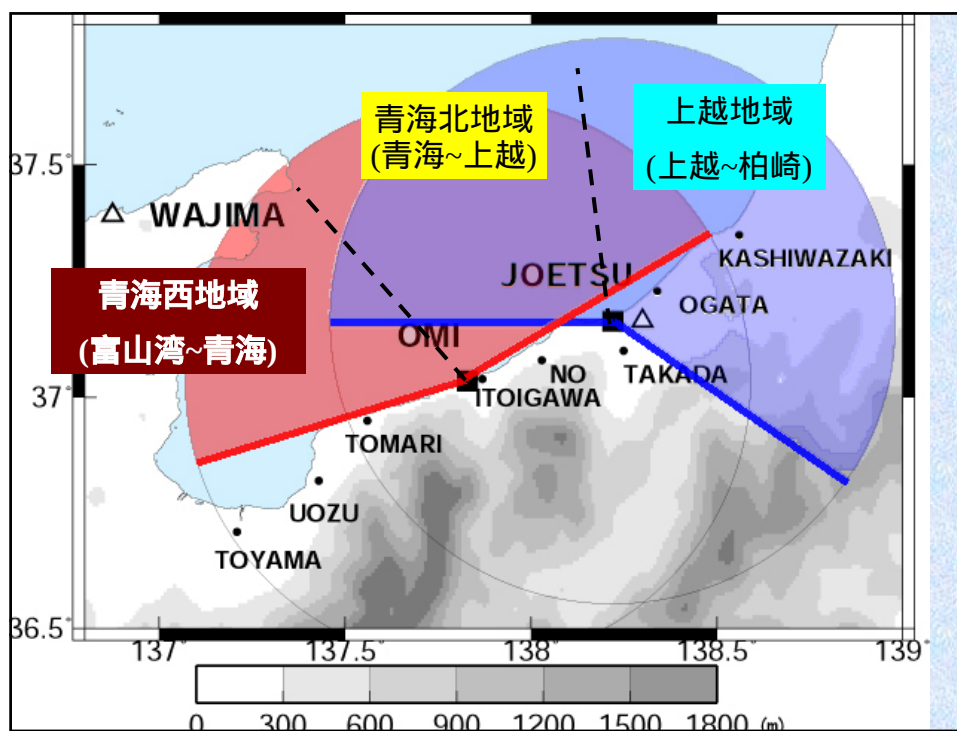
### ・解析区域

新潟県上越地方海岸付近

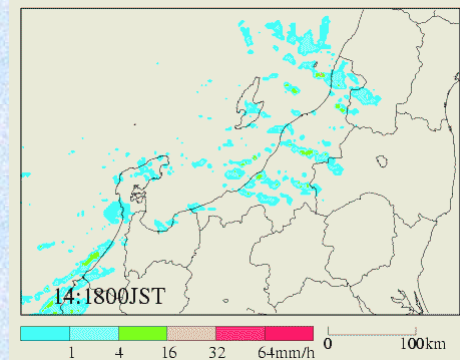
### ・使用データ

- ― 防災科研ドップラーレーダーデータ (青海・上越)
- ― 冬季日本海メソ対流系観測2001 (WMO-01) 観測資料
- ― アメダス10分値データ (気象庁月報)





## 東部北陸レーダー画像



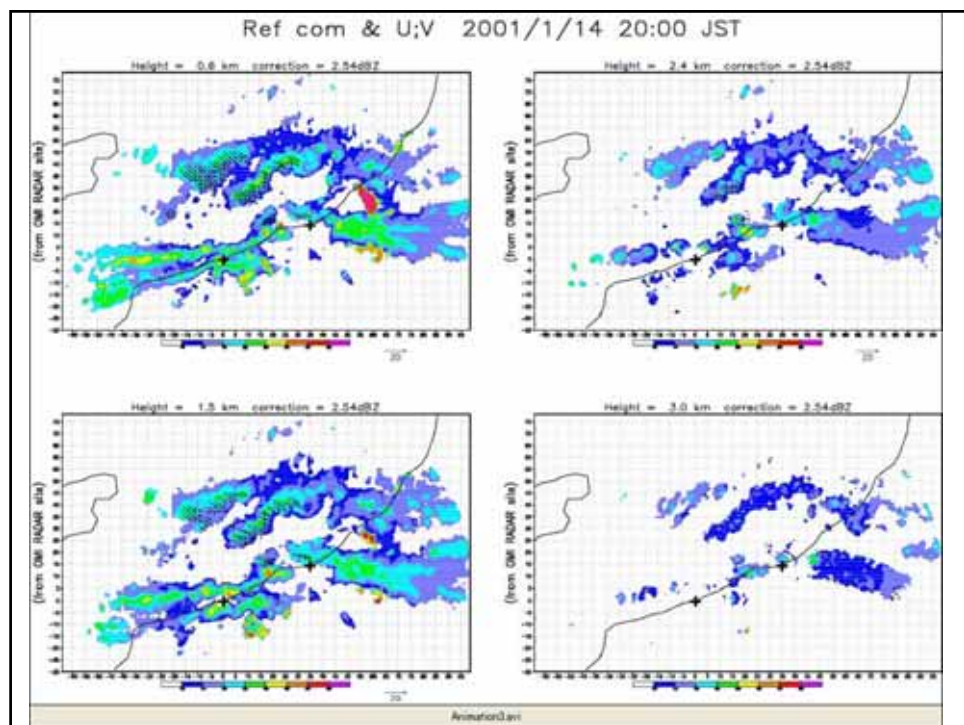
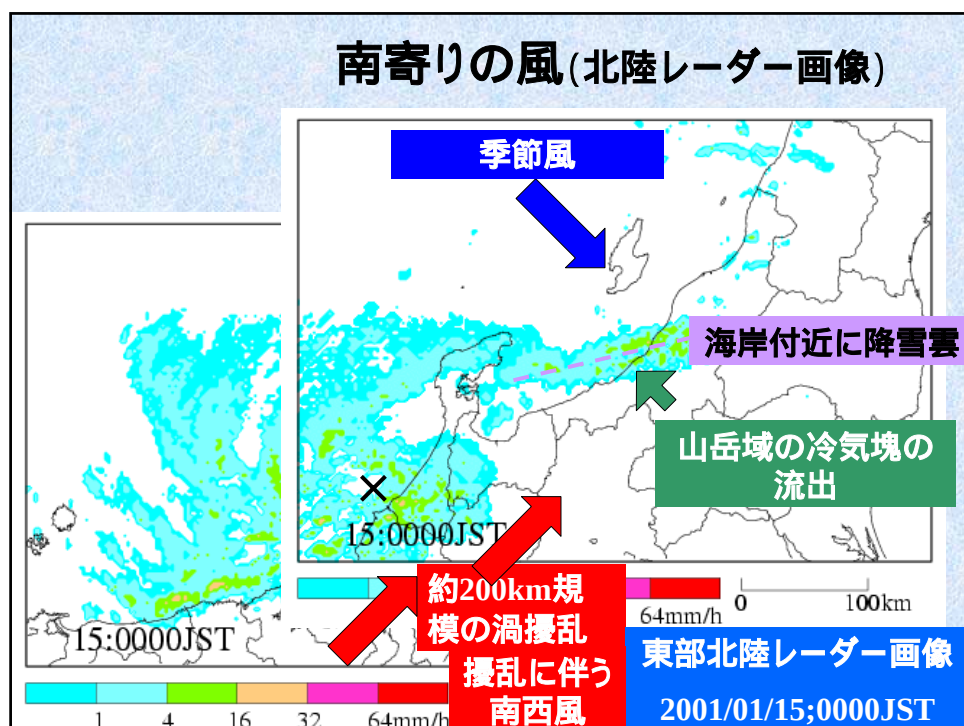
2001年1月14日18:00 - 15日09:00

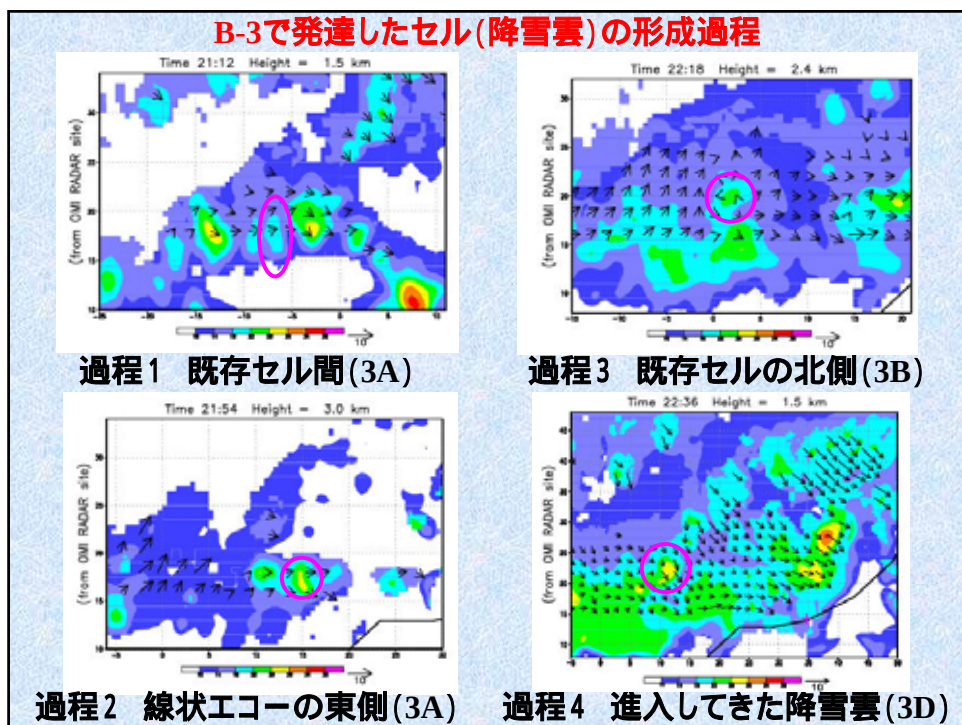
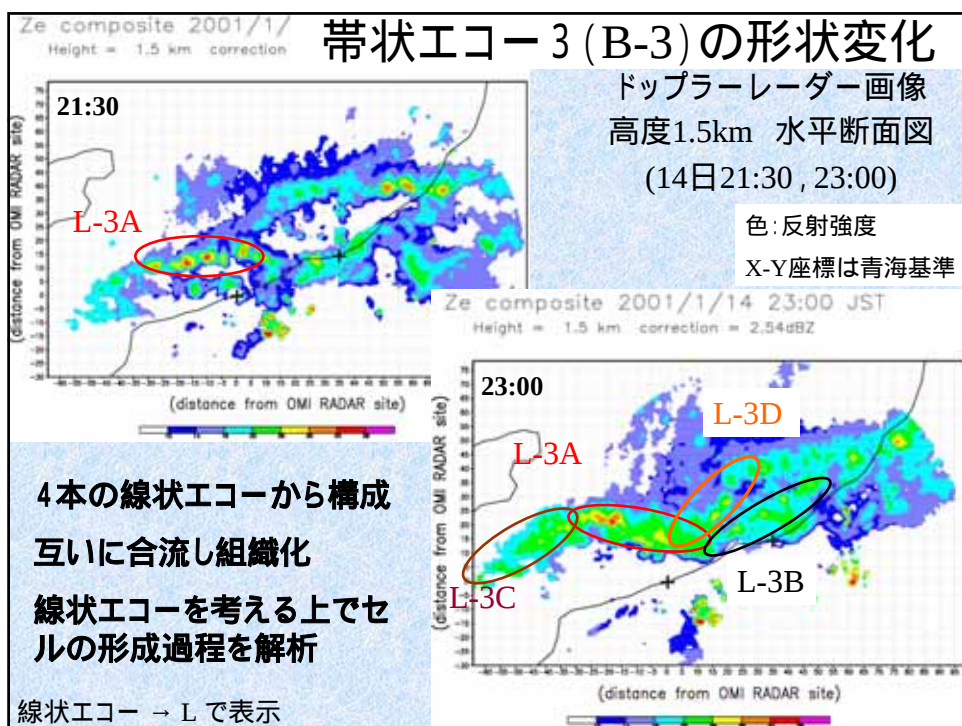
## 解析地域における降雪系の時間変化

| 降雪エコーの特徴 <small>&lt;&gt;は降雪系の移動方向</small> |                                  |                  |                 |
|-------------------------------------------|----------------------------------|------------------|-----------------|
| 領域区分<br>日時                                | 青海西地域<br>(高山湾～青海)                | 青海北地域<br>(青海～上越) | 上越地域<br>(上越～柏崎) |
| 14日                                       | T-modeエコー<東南東進>                  |                  |                 |
| 18:30                                     | 帯状エコー1・2<br><東南東進>               |                  |                 |
| 21:30                                     | 帯状エコー3形成<br><北進開始>               |                  |                 |
| 22:00                                     | 帯状エコー3とT-modeエコーの合流<br><北進から北東進> |                  |                 |
| 23:30                                     | 帯状エコー4                           | 帯状エコー3衰弱開始       |                 |
| 15日 00:30                                 | 帯状エコー4 → 渦状エコー1                  | 渦状エコー2・帯状エコー5    | 渦状エコー3          |
| 03:00                                     | <南進開始>                           |                  |                 |
|                                           | レンジ外へ(04:30)                     | レンジ外へ(05:30)     | レンジ外へ(06:00)    |
| 06:00                                     | 筋状エコー<東南東進>                      |                  |                 |

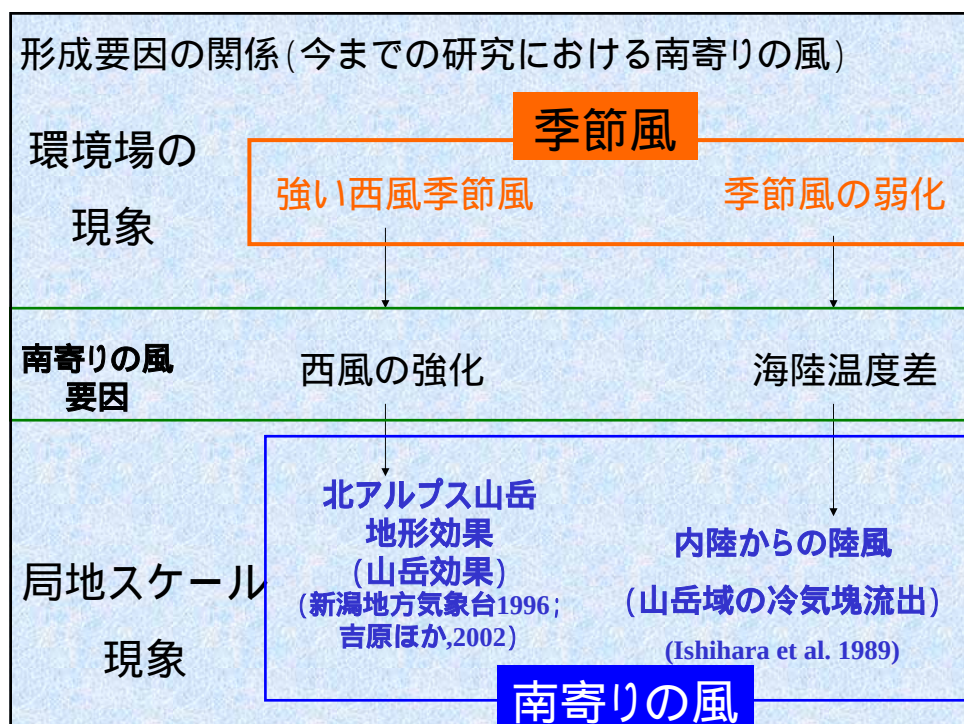
以降: 帯状エコー → Bと省略

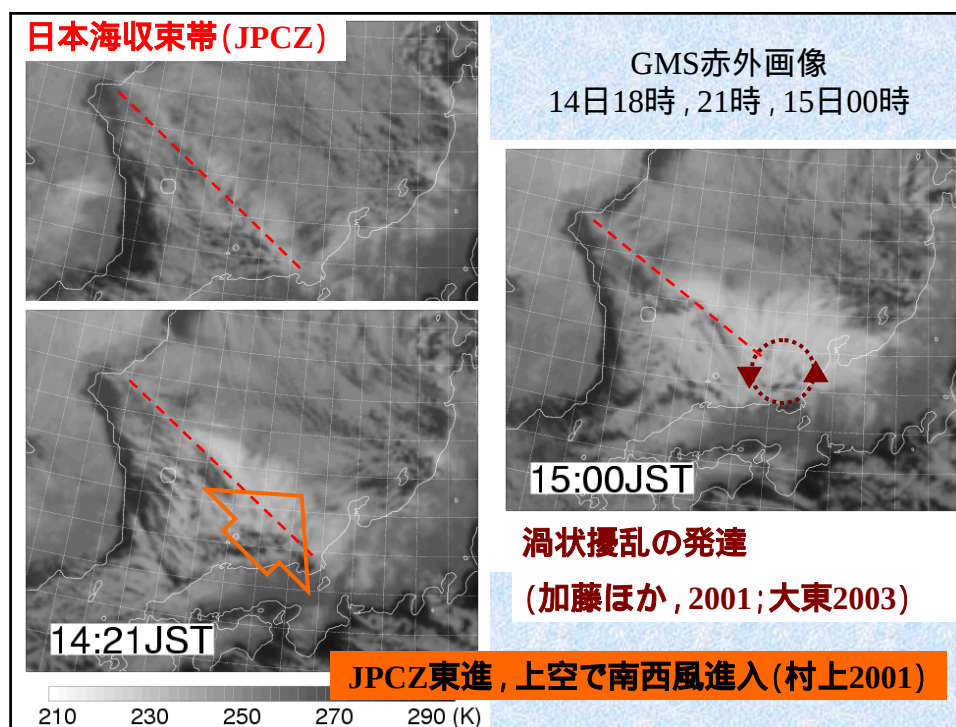
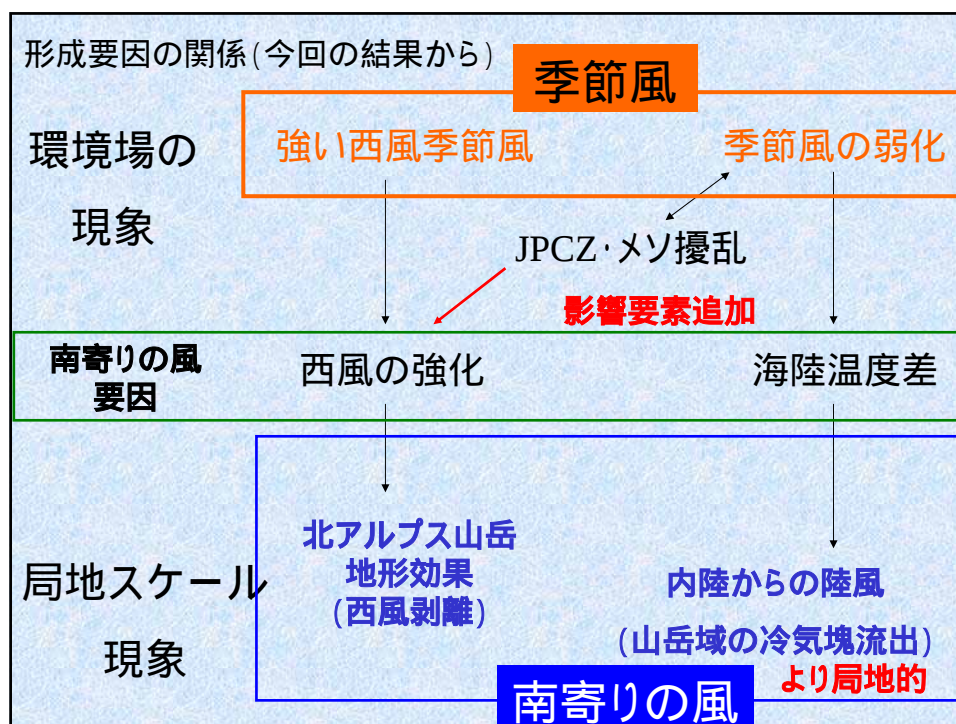
移動方向: 2,500mの風向

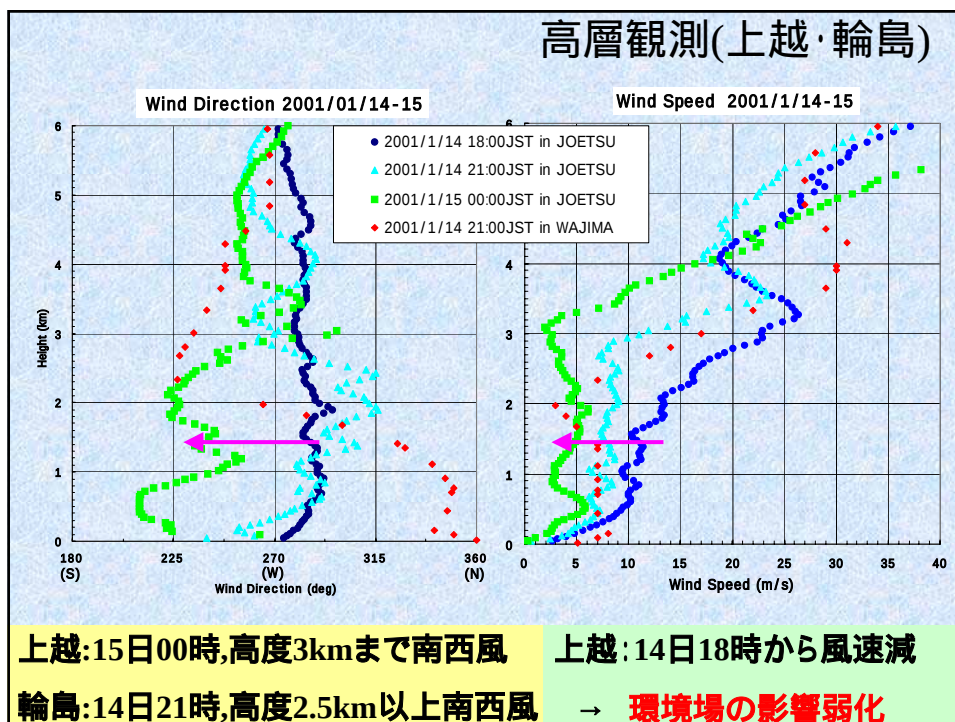
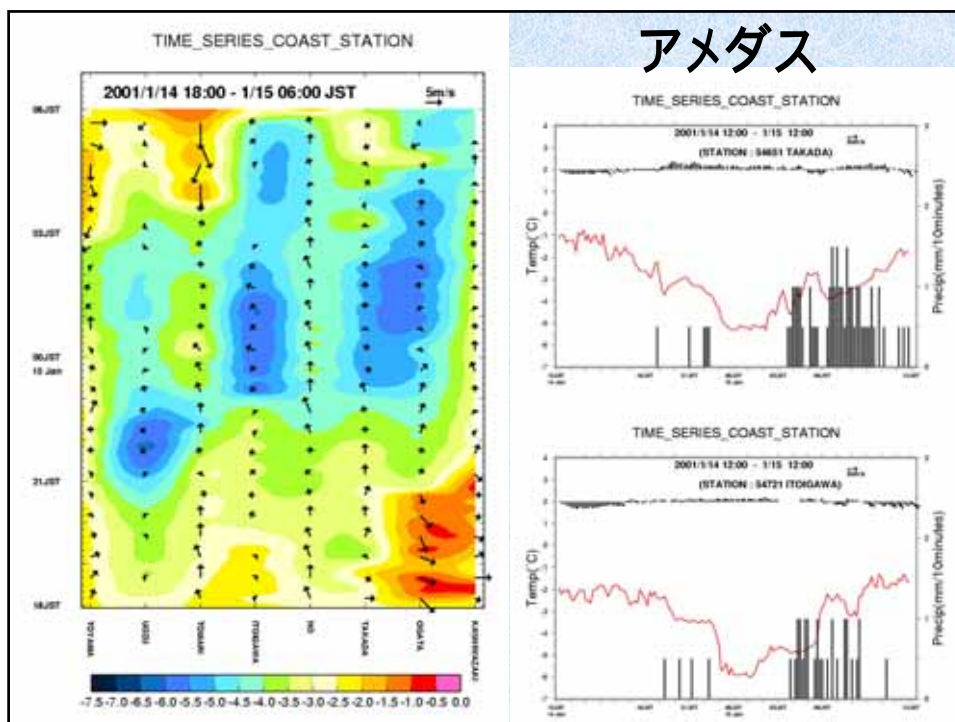


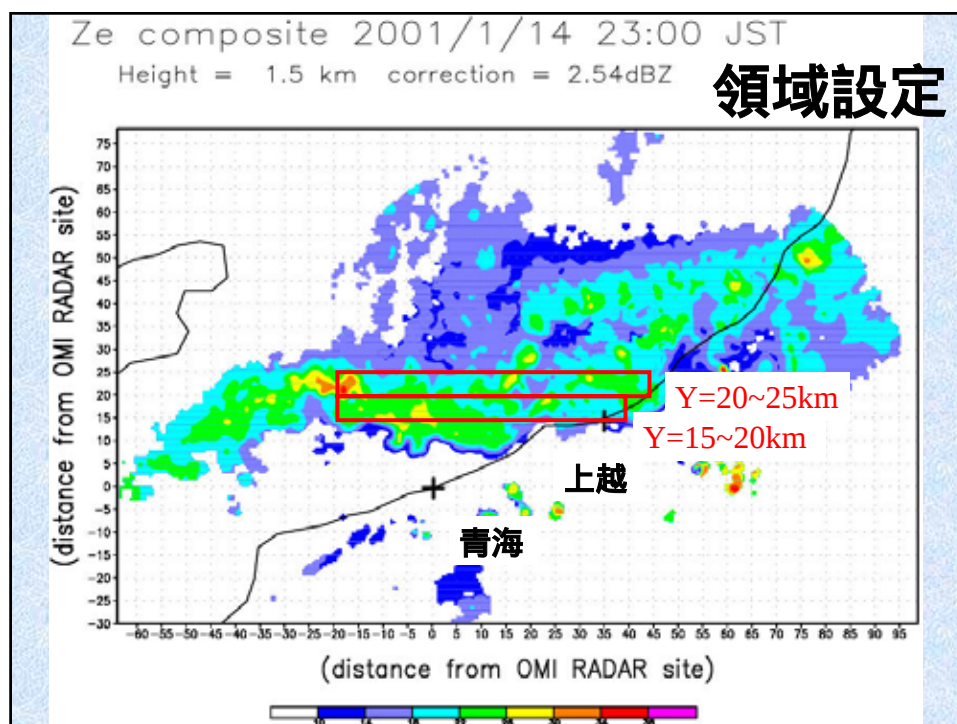
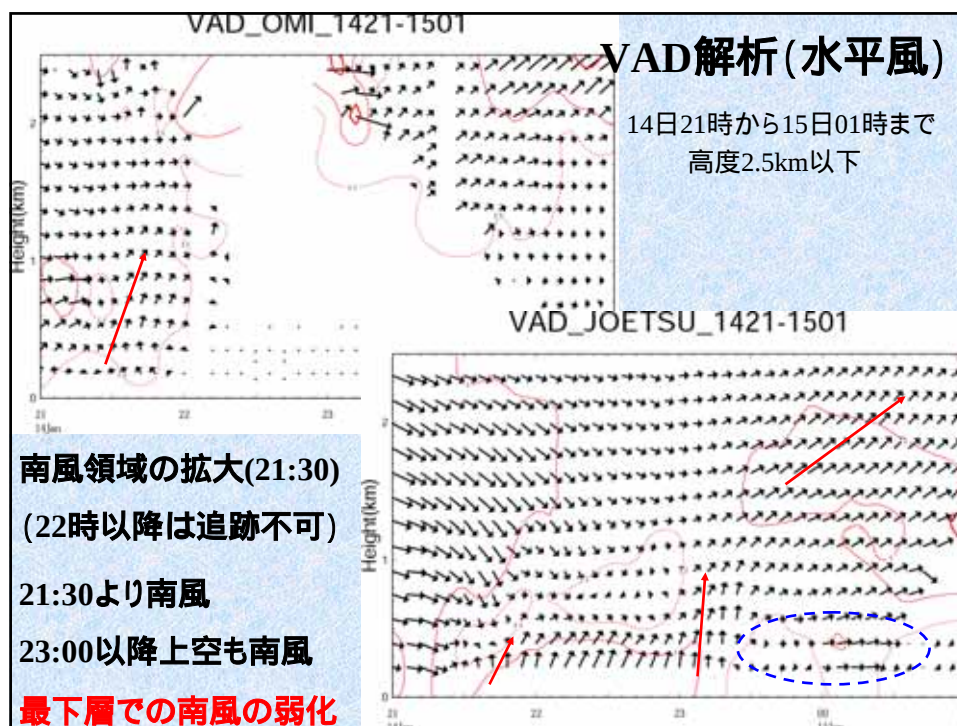


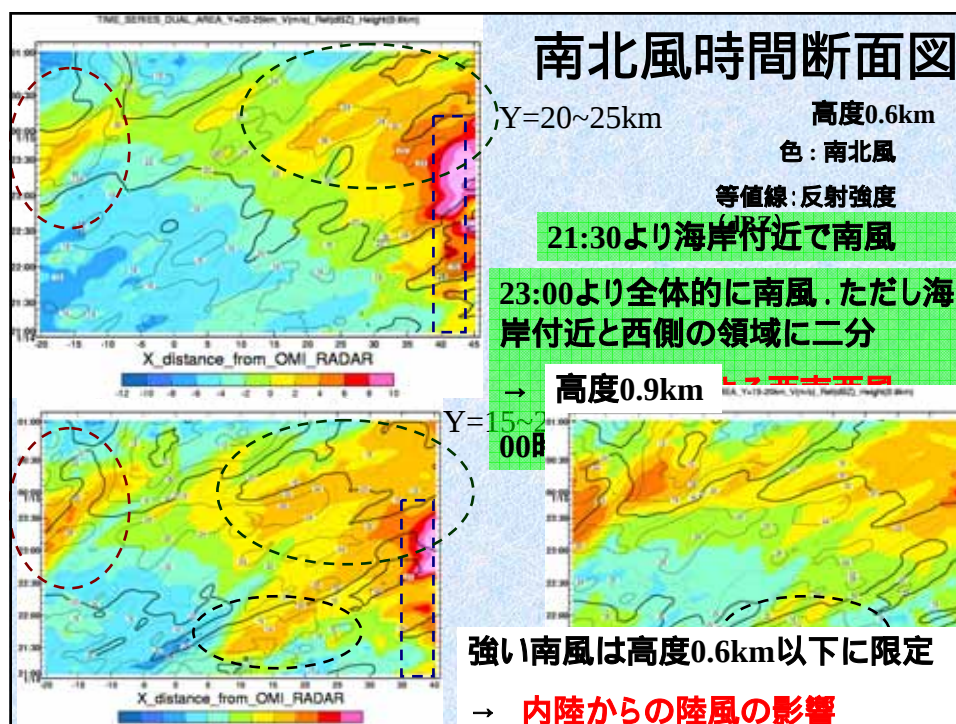
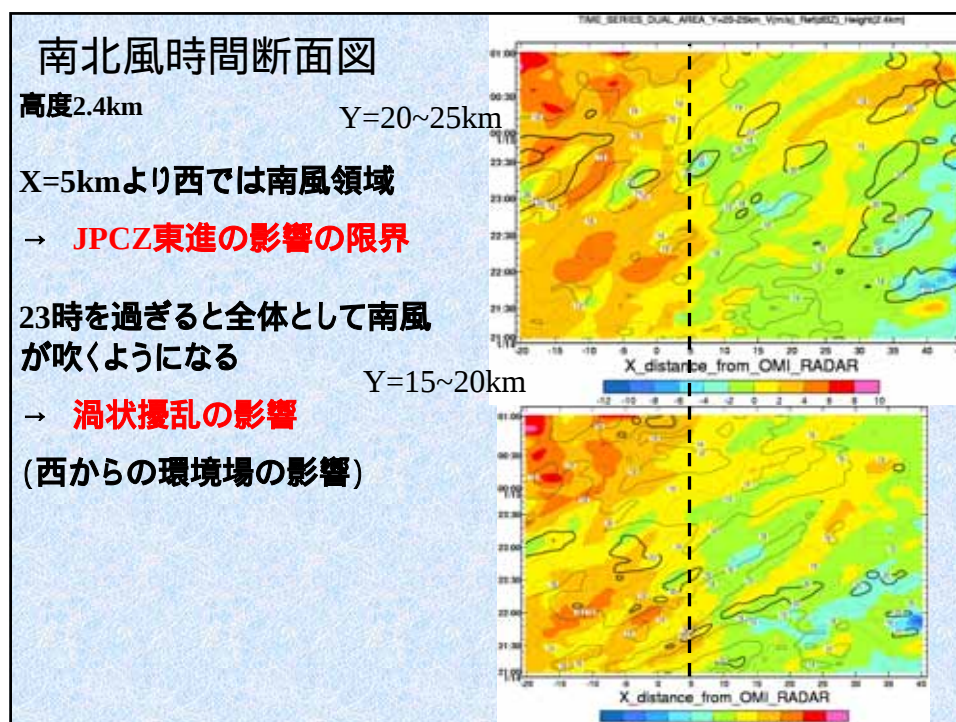
| B-3で形成された各構造の特徴                 |                         |                |                        |
|---------------------------------|-------------------------|----------------|------------------------|
| B-3における線状エコーの特徴                 |                         |                |                        |
|                                 | 形成時刻                    | 形成走向           | 最大発達時の長さ               |
| L-3A                            | 1/14 21:06 - 22:48      | EW → WNW - ESE | 約40km                  |
| L-3B                            | 1/14 21:48 - 1/15 00:00 | EW → NE - SW   | 約45km                  |
| L-3C                            | 1/14 21:18 - 1/15 00:18 | ENE - WSW      | 約50km                  |
| L-3D                            | 1/14 22:36 - 1/15 00:30 | NE - SW        | 約30km                  |
| B-3におけるセル形成過程                   |                         |                |                        |
|                                 | 構成線状エコー                 | 収束要因 (季節風以外)   | 対流形成要因                 |
| 過程1                             | L-3A                    | 既存セル外出流, 陸風    | 鉛直シアと陸風による渦度形成         |
| 過程2                             | L-3B                    | 陸風             | 季節風乗り上げ(下層), 種まき効果(上層) |
| 過程3                             | L-3A                    | 既存セル外出流        | ロール状対流と下層収束の複合効果       |
| 過程4                             | L-3D                    | L-3B外出流        | 季節風乗り上げ(下層), 降雪雲進入     |
| 下層収束要因 ほぼ同様かつ南寄りの風 対流形成要因 過程間相連 |                         |                |                        |

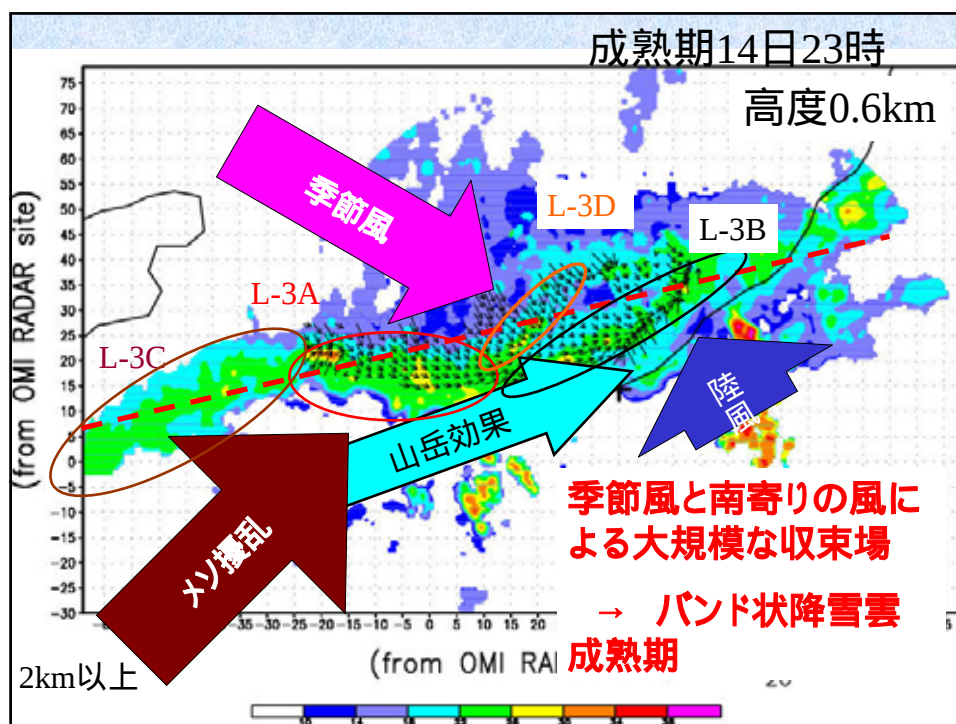












## 結 果

- バンド状降雪雲の発達過程…
  - メソβスケール(水平規模約50km)の4つのライン状対流系から構成
  - それぞれが異なる発達, 互いに組織化
- バンド状降雪雲の形成過程…
  - 季節風と南寄りの風との下層収束が最大要因
  - 南寄りの風の成因は短時間に急激に変化
    - セルの形成過程に違い
- 上層南風の要因…
  - 日本海収束帯(JPCZ)の東進
- 下層南風の要因…
  - 環境場の変化 → 日本海渦状擾乱, 山岳効果
  - 局地スケール → 内陸からの陸風

## 結 論

- バンド状降雪雲の発達過程において、ライン状降雪雲・降雪セルに多様な形成過程が認められた。さらに、その要因は周辺大気環境場の風系(特に南寄りの風)の急激な変化であった。
- これは、これまで指摘されていたモデルに対し、環境場の違いを考慮した更なる考察を要することを示唆。
- 降雪系の形成に寄与した南風の成因について数値実験などを利用した力学的・熱力学的アプローチが必要。

ワークショップ 降雪に関するレーダと数値モデルによる研究(第2回)』

2004年3月8～9日  
防災科学技術研究所  
長岡雪氷防災研究所

## トランスバース型降雪バンドの形成過程に 関する観測的研究

清水健作 坪木和久  
名古屋大学  
地球水循環研究センター

1.はじめに  
冬季日本海上で寒気吹き出し  
時には多くの筋状雲が発生

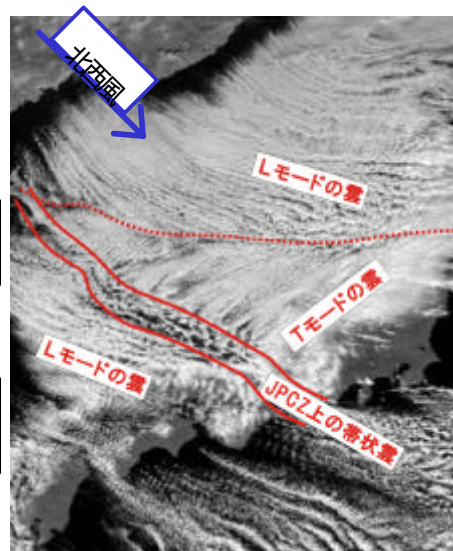
雲列の走向 : ほぼ直交

Tモードの雲  
(Transverse mode)

雲列の走向 : ほぼ平行

JPCZ上の帯状雲  
(JPCZ:日本海寒帯気団収束帯)

Lモードの雲  
(Longitudinal mode)



2000年12月26日12:30 LSTのGMS可視画像

## Tモードの雲

内田 (1979, 1982)

▶ Tモードの雲が発生時に日本海沿岸で広範囲にわたり大雪

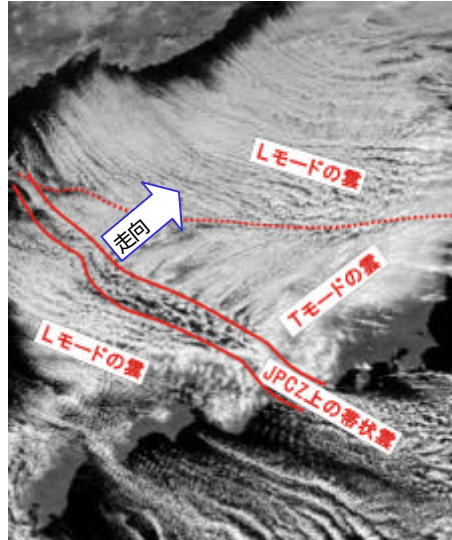
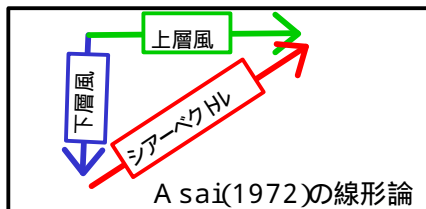
Tモードの雲の走向

主風向とほぼ直交した走向



八木 (1985)

▶ A sai(1972)の線形論で示唆するシアーベクトルの方向



2000年12月26日12:30 LSTのGMS可視画像

▶ Tモードの雲の内部構造は？

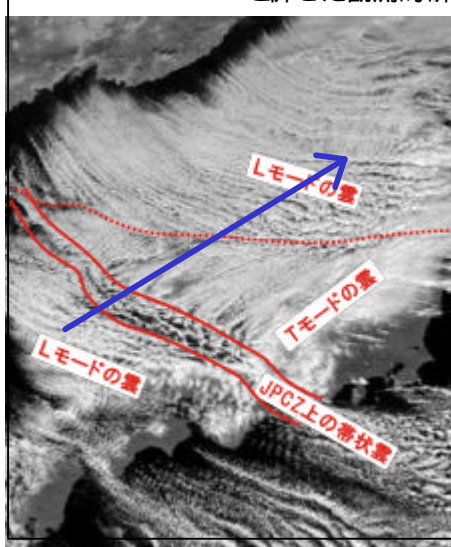
## Tモードの雲の内部構造

Hozumi and Magono(1984)

メソ気象調査グループ (1988)

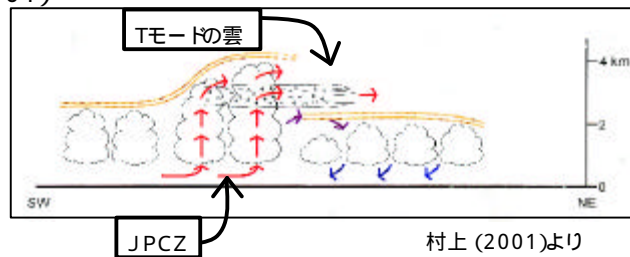
村上 (2001)

▶ 航空機、気象観測船による帯状雲と併せた観測的研究



### Tモードの雲の内部構造

Hozumi and Magono (1984) → 航空機、気象観測船による帯状雲  
メソ気象調査グループ (1988) と併せた観測的研究  
村上 (2001)



村上 (2001)より

Tモードの雲はJPCZ上の帯状雲から吹き流される層状雲

### 過去の研究の問題点

航空機、気象観測船による観測 → 時間変化を含まないデータ  
JPCZから吹き流される層状雲 → 実際にはたくさんの降雪

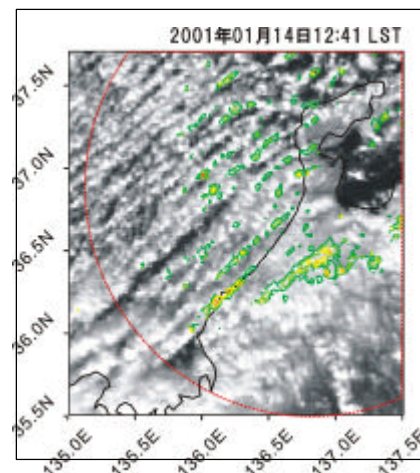
### 高度1250mのレーダーエコーの分布

(雨、雪、霰、雹などの降水粒子)

Tモードの雲と同じ走向



Tモードの雲とレーダーエコー  
には対応関係がある



ほぼ同時刻のレーダーエコーとGMS可視画像

### 2. 本研究の目的

走向が衛星画像で観測できるTモードの雲と一致する  
レーダーエコーを解析し、それらレーダーエコーの  
時間変化も含めた形成過程を明らかにする

### 3. 観測概要・データ

2000～2001年、2002年～2003年の冬季に「**冬季日本海メソ対流系観測**」

冬季に発生する降水降雪を伴う気象現象のメカニズム解明



名古屋大学は2台のX-bandドップラーレーダーを持ち込み観測

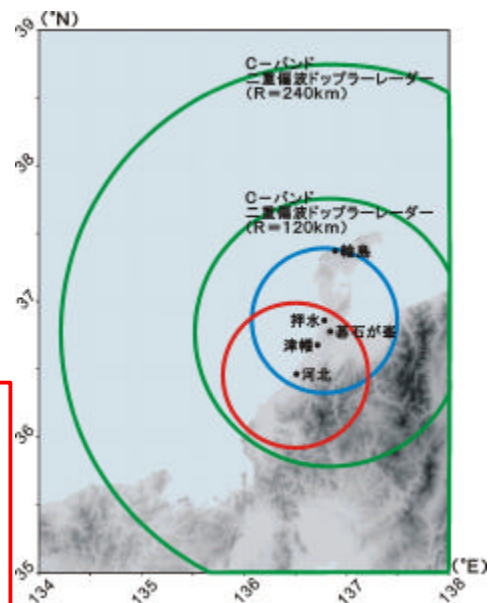
名古屋大学 X-bandドップラーレーダー  
北陸電力 C-band2重 偏波ドップラーレーダー

・2000年12月26日 00:00～10:00 LST

・2001年01月14日 05:00～19:00 LST

輪島の高層気象データ

2000年12月26日 09:00 LST



### 4. Tモードの雲域のエコー

レーダーエコーには長さが100km以上のものが存在

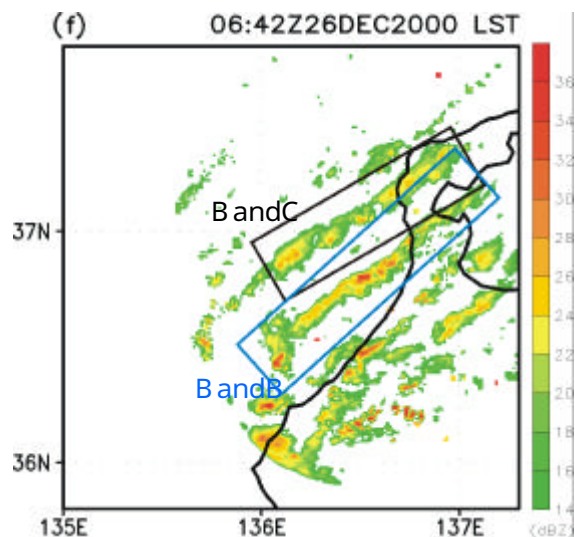


「**Tモード降雪バンド**」

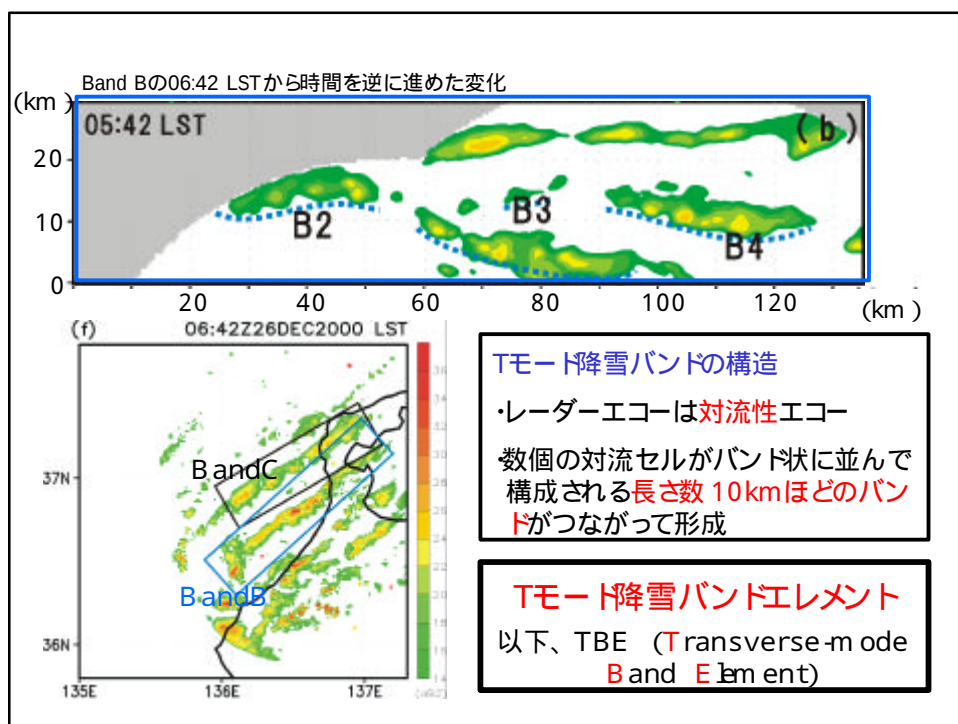
2000年12月26日のTモードの雲域には数本のTモード降雪バンドを観測



最も長い期間観測された**Band B**に注目



高度1250mにおける北陸電力及び名古屋大学ドップラーレーダーのレーダーエコーを合成した図



#### TBEの時間変化

2000年12月26日、2001年01月14日に発生したTBEの分類 (22事例)

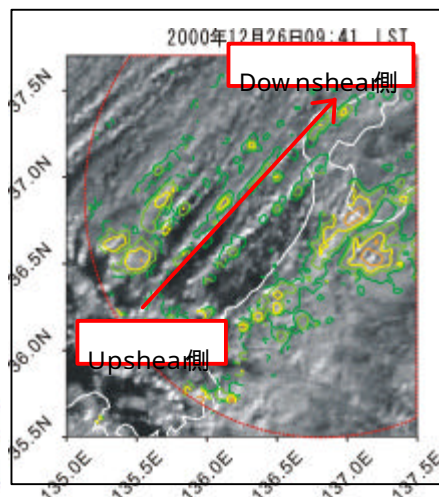
解析手法

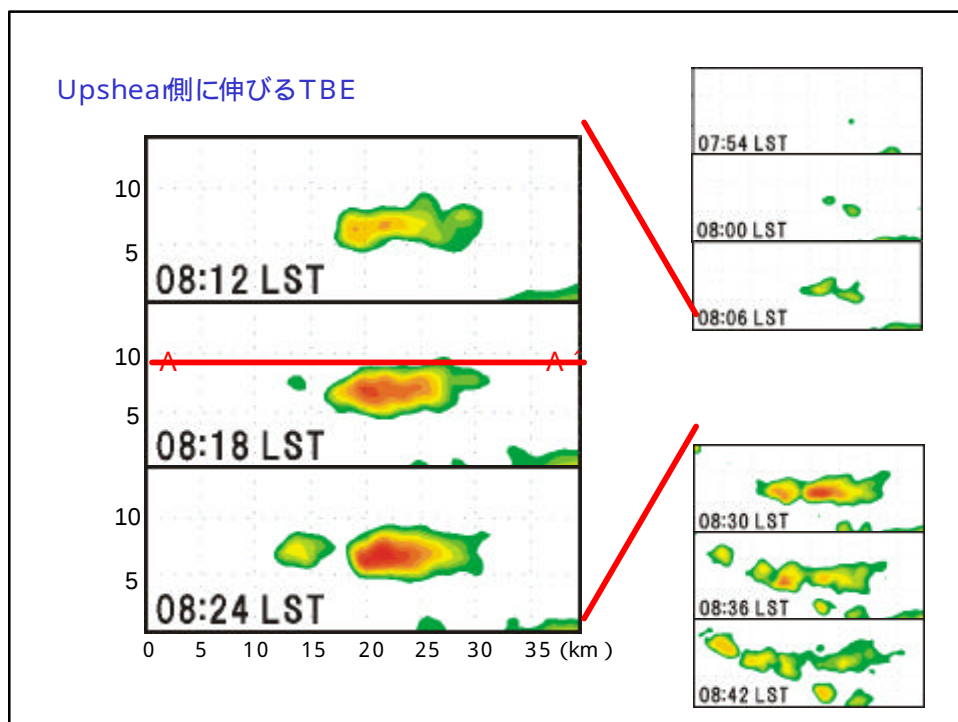
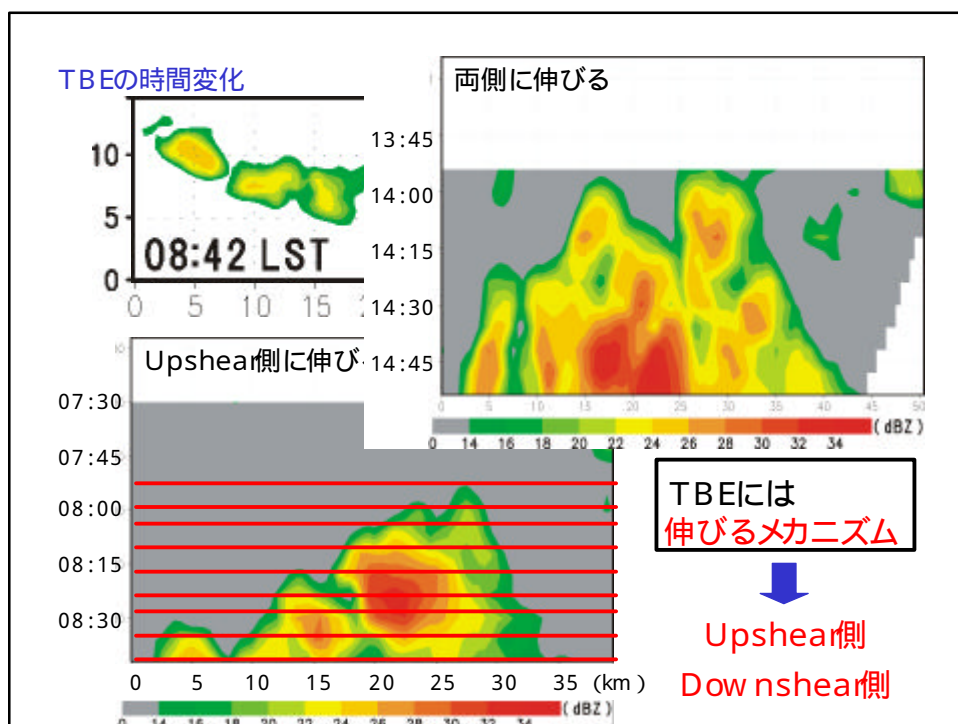
既に形成された数10kmほどの長さのTBEを時間をさかのぼって追跡

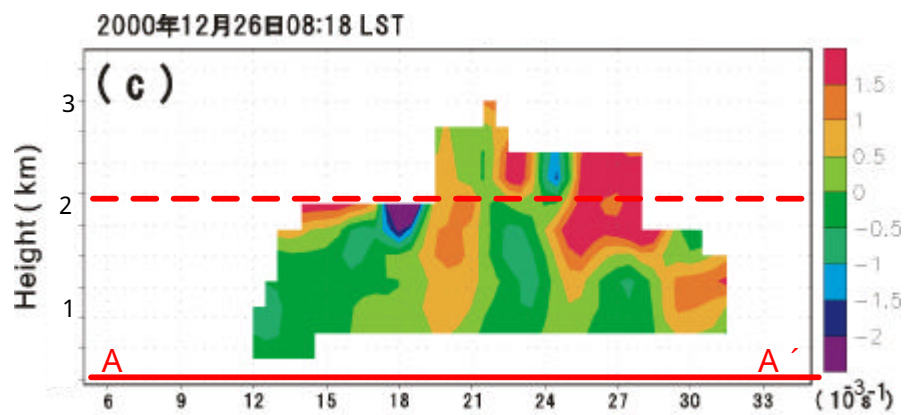
・シアーブクトルに対して

南西側を**Upshear**、  
北東側を**Dow nshear**

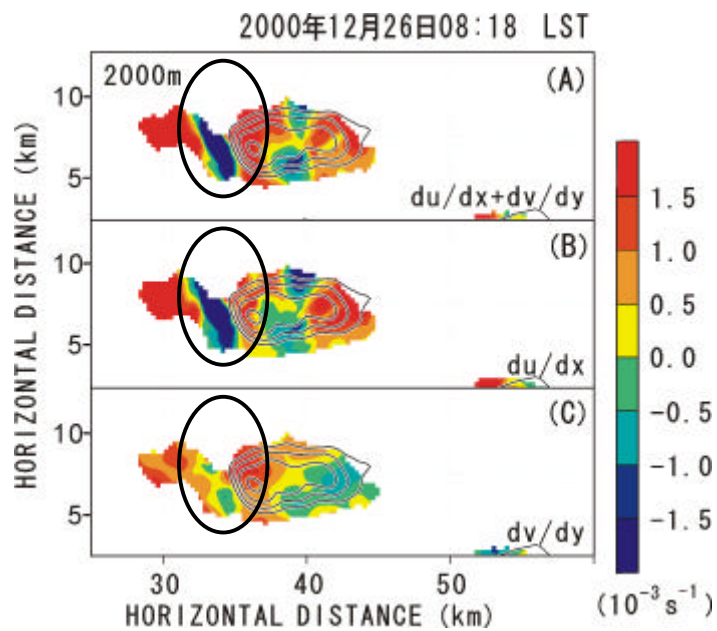
| エレメントの分類        | エレメント名                                |
|-----------------|---------------------------------------|
| Upshear側に伸びた    | <b>5事例</b> 6C,26K*,26N*,14E,14F       |
| Dow nshear側に伸びた | <b>3事例</b> 26B*,26E,14C*              |
| 両側に伸びた          | <b>4事例</b> 36L,26I,14D*,14H*          |
| 長さに変化なし         | <b>10事例</b> 0,26H,26L,26M,14A,14B,14G |



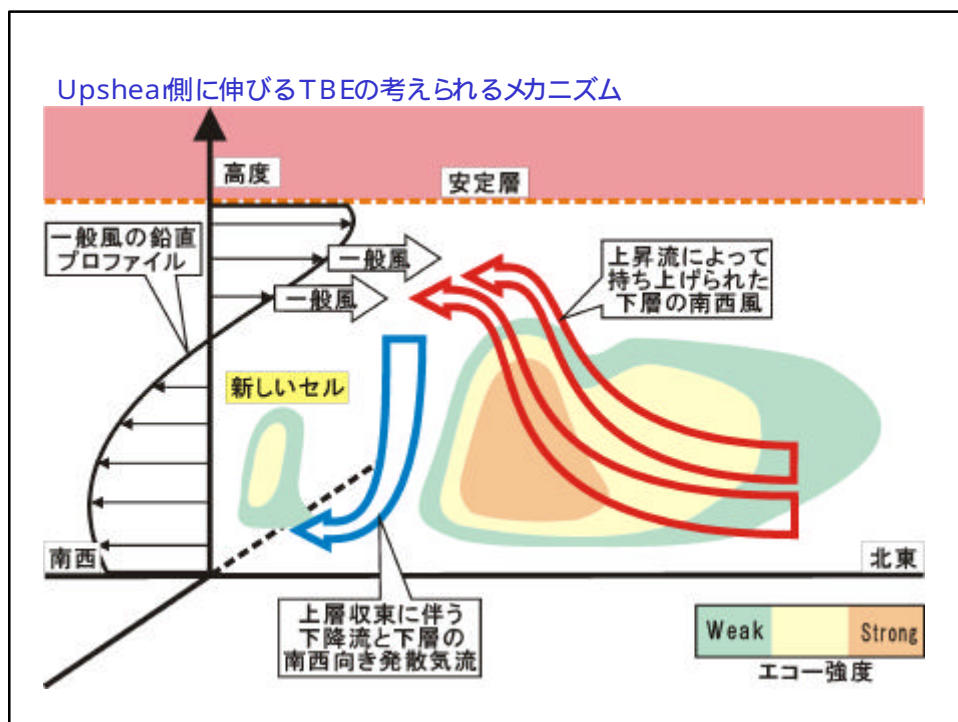
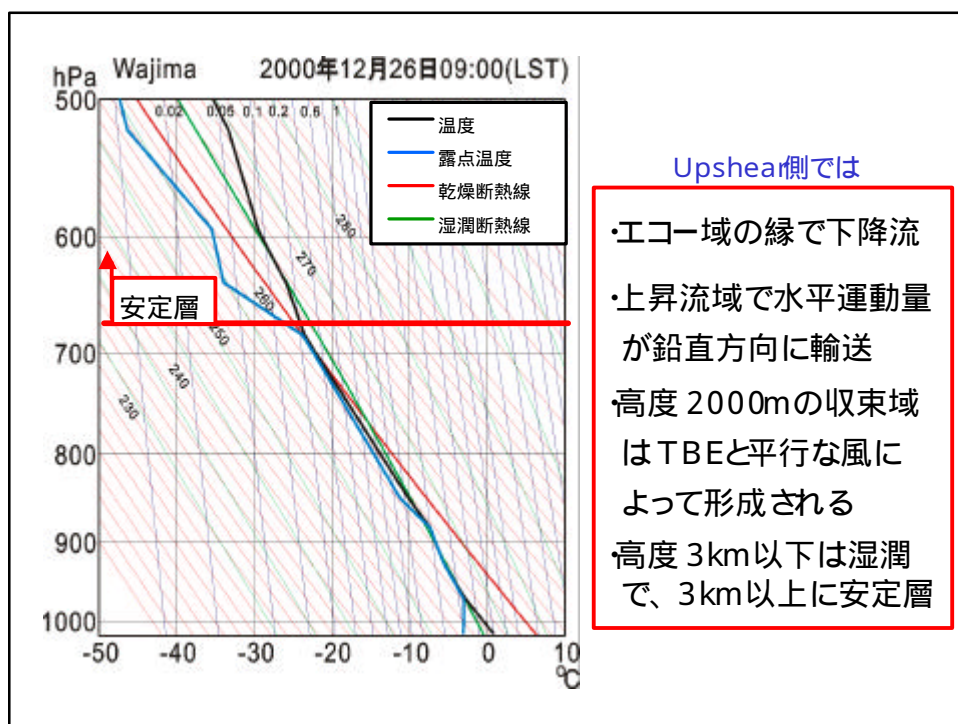


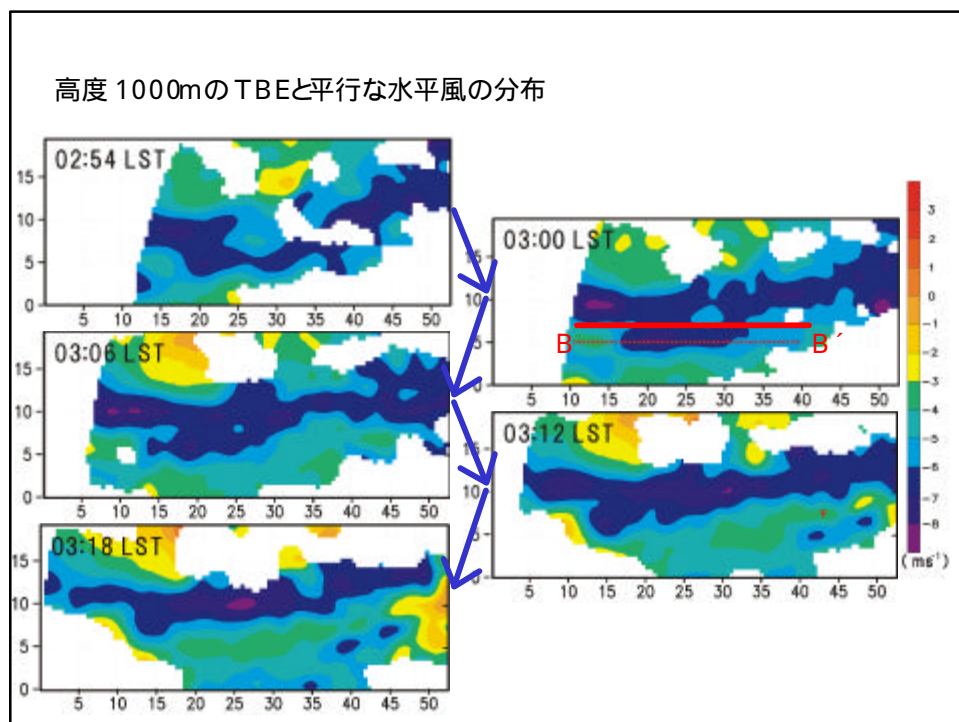
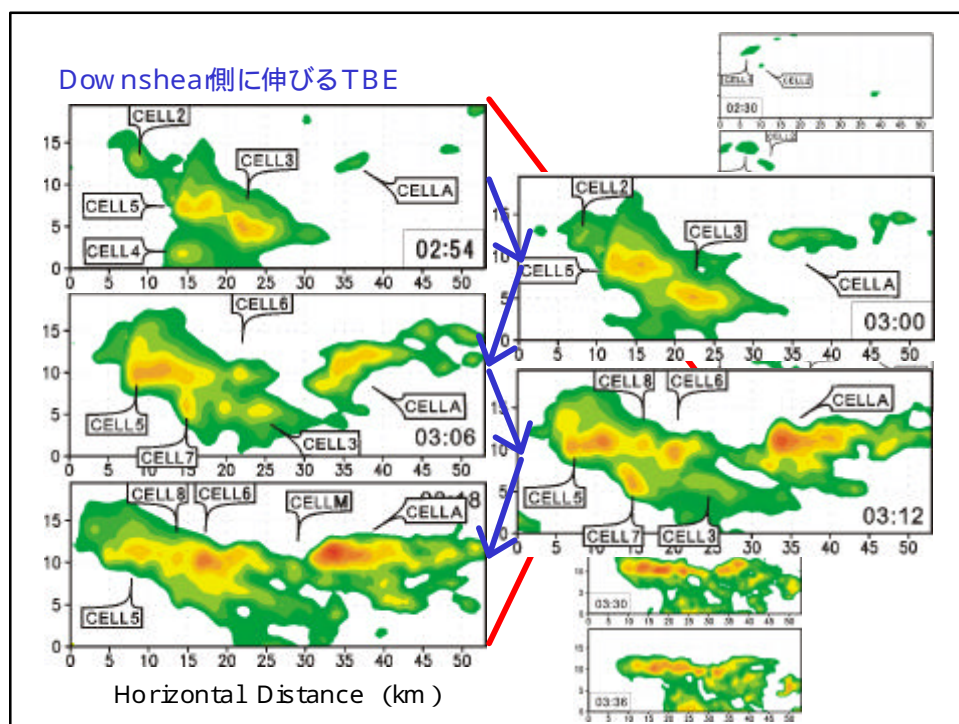


- (a) エコー強度  
 (b) TBEと平行な水平風 (陰影) 鉛直風 (コンター)  
 (c) TBEと平行な風の収束・発散

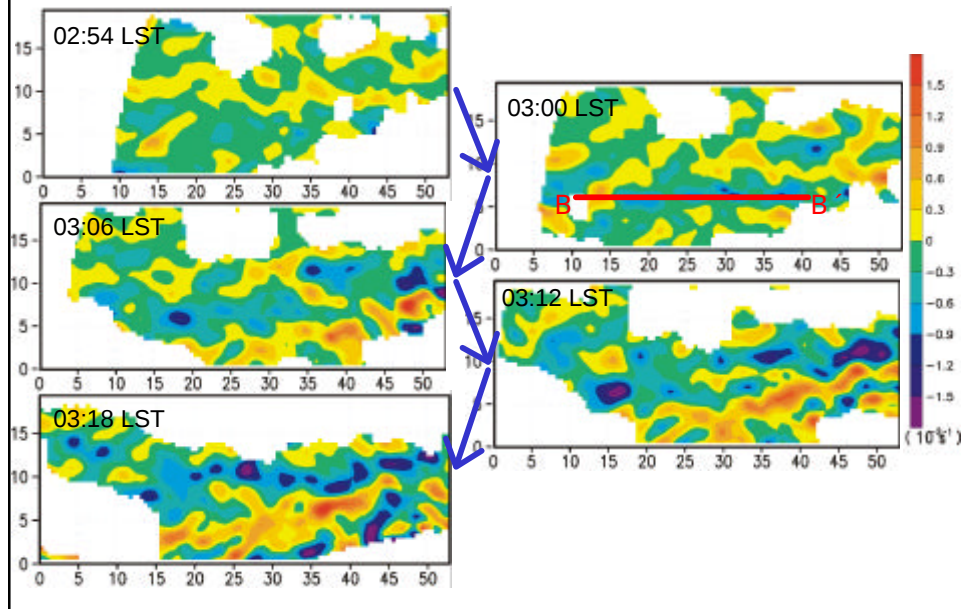


高度2000mのと収束・発散量 (陰影) レーダーエコー (コンター)

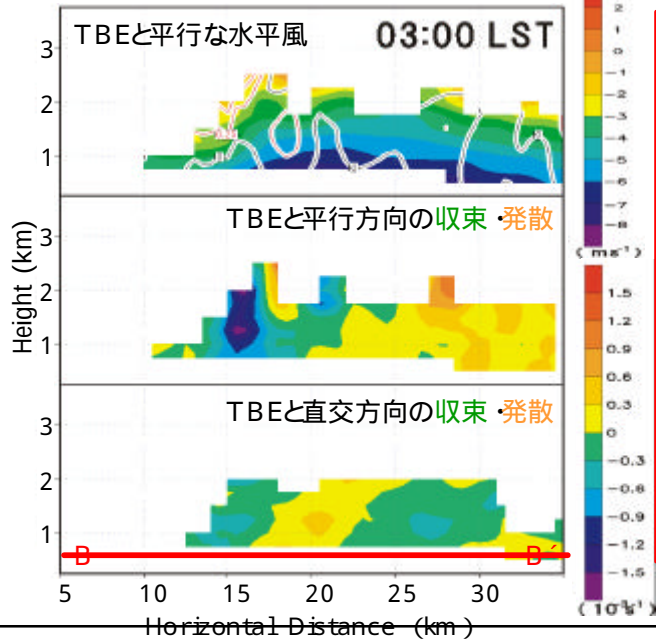




高度 1000m の TBE と直交な水平風の収束・発散量



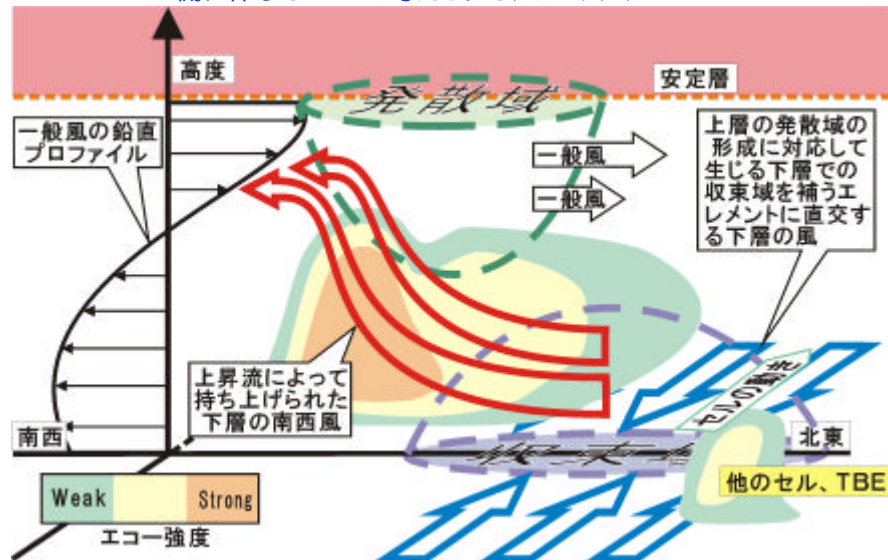
03:00 LST における B - B 鉛直断面



Downshear側では

- まばらなエコー域が帯状に変化
- TBE と平行な水平風と TBE に直交する水平風の収束・発散量がエコー域の変化と一致
- 風速が Upshear 側に向かい速くなる領域では、上層発散、下層の TBE と直交方向の収束が形成

### Dow nshea側に伸びるTBEの考えられるメカニズム



### 5.まとめ

2000年12月26日と2001年01月14日のTモードの雲域に存在するレーダーエコーを解析した

- ・レーダーエコーは対流性であり、長さが100kmを超えるような「Tモード降雪バンド」が存在する
- ・Tモード降雪バンドの発達プロセスは数個のセルが線状に並んだ数10kmほどのバンドが複数個並んだ「TBE」が時間と共につながることで形成される
- ・TBEの発達プロセスはシアベクトルに対しUpshear側に伸びるTBEとDow nshea側に伸びるTBEと両側に伸びるTBEが存在する
- ・TBEの伸びるメカニズムはUpshear側には新しいセルを作るメカニズムが存在し、Dow nshea側には対流が発達しやすい場を作るメカニズムが存在すると考察した