

第30回メソ気象研究会報告

—雪や降雪研究の最近の展開—

コンピナー：遊馬芳雄 (琉球大学理学部)

1. はじめに

2005/06年冬季の豪雪は我々の記憶に新しいところです。昨年、今年の冬は降雪量が少ないにもかかわらず、北海道や北日本を暴風雪が襲い、入学試験が延期され、航空や鉄道、道路などにも大きな影響が出ました。雪や降雪問題はメソ気象研究の重要な課題ですが、過去のテーマを調べたところ、最近メソ研究会では取り上げられていませんでした。そこで今回のメソ研究会では雪や降雪に焦点をあて、最近精力的に行なわれている観測や野外・室内実験、数値実験などから新しい試みや知見について講演をお願いしました。研究会は日本気象学会春季大会前日の2008年5月17日に気象庁講堂で開催しました。土曜日にもかかわらず、100名を超える方々の参加があり、気象学会員の関心の高さを実感しました。

2. 人工降雪研究の現状

村上正隆 (気象研究所物理気象研究部)

本講演では、過去10数年間、気象研究所が中心に進めてきた利根川ダム統合管理事務所との共同研究や科学技術振興調整費による人工降雪プロジェクトを例に取り、人工降雪研究の現状を紹介する。また、その基礎となる山岳性降雪分布や山岳性降雪雲の内部構造および降水機構に関する研究の現状も紹介する。

平成6年度から14年度まで気象研究所と国土交通省利根川ダム統合管理事務所は共同プロジェクトを実施し、関東地方の主要な水源地である利根川上流域に十分な量の雪を安定して降らせるための山岳性降雪雲の人工調節の可能性を調べた。

本研究において、①気象研究所が開発した特殊ゾンドを使用して新潟県と群馬県の県境の越後山脈にかか

る雪雲の内部構造を詳細に調べ、人工調節に適した雲が出現することを確認するとともに、気象衛星や地上のリモートセンサーのデータから一冬のうち時間にして15~20%と高い頻度で人工調節に適した雲が出現していることを明らかにした。②さらに航空機を用いた小規模なシーディング(種まき)実験を実施し、少量のドライアイス(氷)を蒔いて雲の中に人工的に微小な氷粒を散布することによって、ダム流域上空で雪や霰を作り出すことが可能なことを実証した。③またメソ気象モデルを用いた人工降雪の数値実験からは、理想的な(最も効率の良い)シーディングを実施した場合、一冬の降雪量を30~40%増加させる可能性があることを示した。

平成18年度から5年計画で、気象研究所が中心となって約10の機関が参加して始まった科学技術振興調整費「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」では(第1図)、上述の共同研究で開発した人工降雪技術を将来の実用化に向けて更に高度化するために、次のような研究を実施している。①各種リモートセンシング技術を用いた人工降雪に適した雲の定量的(予想される増雪量も含めた)モニタリング法を開発し、数少ないシーディング実験からできるだけ大きな効果を上げることを可能にする。②種々の観測データを用いて、シーディング効果の統計的評価法を改良し、より短い期間(少ないサンプル)で効果判定を可能にする。③数値気象モデルの精度向上を図り、人工降雪効果の定量的評価の精度向上を図るとともに、このモデルと積雪融雪流出モデル・水管理モデルを組み合わせた総合的水資源予測システムを構築し、人工降雪の水資源確保(渇水緩和)技術としての有効性を定量的に評価する。

次に山岳性降雪の定量的評価の現状・問題点・その改善に向けた取り組みに関して簡単に紹介する。利根

川の上流域の冬期降雪は、関東地方に欠かすことのできない水資源である。より計画的なダム運用と水利利用、さらには水資源確保・渇水被害軽減の予防措置としての人工降雪実施の判断材料として、雪としての水賦存量を可能な限り正確に把握する必要がある。しかし、厳しい気象と険しい地形などの制約により、山岳地帯の降雪量は直接観測することができなかった。ダム集水域付近に設置した小型 X バンドレーダや地上降雪測定装置を組み合わせた観測や数値モデルを用いたシミュレーションにより、従来の方法より精度良く山岳域の降雪量を推定できることが分かってきた。

最後に、現在採用している山岳性降雪雲に対するドライアイスシーディング法の根拠となっている雲の内部構造と降水機構に関する知見を紹介する。一般的に越後山脈にかかる山岳性降雪雲の内部構造は準定常的で、風上側に弱い上昇流域が広く分布し、ドライアイスシーディングに必須な過冷却の雲水域ともほぼ一致している。下層の弱風域の上に乗り上げるような形で季節風が山を越えるので、複雑な山岳地形の割に上昇流域・過冷却雲水域は比較的一様に広がっている。自然の雲からの降水効率にも大きな影響力を持ち、かつシーディング効果に対して負の影響を持つ自然の氷晶・雪の数濃度は、雲頂温度の低下と共に増加する傾向

にあるがバラツキも大きい。

今後は、日々の天気予報・人工降雪の観点だけでなく、水資源管理の観点からも、直接・間接観測手法と数値モデルを組み合わせた山岳性降雪（雲）の研究が望まれる。

3. Xバンド偏波レーダーによる降雪雲の粒子判別

岩波 越 (防災科学技術研究所)

降水雲内の粒子種別分布を知ることは、降水過程の理解に重要であるばかりでなく、降雪量の推定、データ同化を取り入れた数値雲モデルによる降水予測精度の向上、及び降雪や雷の監視・予測並びに雨雪判別による災害の軽減等に役立つと期待される。偏波レーダー (MPレーダー) 観測値は、降水粒子の形状・向き・粒径・相・落下形態などの特性に敏感なため、粒子判別に有効と考えられている。

降水粒子判別手法として、ディジションツリー (Höller *et al.* 1994)、ファジーロジック、ニューラルネットワークなどが提案されてきた。本研究では重複や観測誤差を含む問題に適したファジーロジックを採用した (Lim *et al.* 2005)。ファジーロジックの中で特に重要なメンバーシップ関数の設定に、防災科研 X バンド偏波ドップラーレーダー (MP-X レーダー；

Iwanami *et al.* 2001) データと、雲粒子ゾンデ：

HYVIS (Murakami and Matsuo 1990) の雲内直接

観測データの比較により得られた粒子タイプごとの偏

波パラメータ及び気温の出現頻度を利用した。この

データは2001年12月に新潟県塩沢町 (現南魚沼市) で

実施した気象研究所との共同観測で取得したものである。開発した手法により降水

粒子判別を行い、HYVIS データによる検証

を行った。

判別のための入力データとして、偏波パラメータの

水平偏波の反射因子 Z_{H1} 、

反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相

関係数 ρ_{HV} と気温 T の 4



第1図 科学技術振興調整費「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」の概念図。

個を利用し、粒子種別は水滴 R (多くが drizzle)、みぞれ S、あられ G、雪片 A と、樹枝状・板状・角柱状・針状結晶をまとめた単結晶 X の 5 種類の分類とした。

粒子種別ごとの偏波パラメータ及び気温の出現頻度から、各種別において、頻度の極大値を含み $P\%$ の積算頻度を持つ入力データの範囲を求めることができる。多くの場合、1 枚の HYVIS 画像には複数種別の粒子が存在するが、両者のデータの比較照合による頻度計算にはこの重複を許した。メンバーシップ関数は積算頻度 $P\%$ の幅をもつベータ関数で設定した。入力データ種 Y のあるデータ y はこのメンバーシップ関数により、各粒子種別 j に対する $(0,1)$ の間のメンバーシップ値 $\mu_j Y(y)$ に変換される。

次に各格子 (水平 500 m × 鉛直 250 m) で rule strength : R_j を計算し、各粒子種別 j の R_j のうち、最大値をとる j をその格子の粒子種別と判定する。 R_j の計算には、メンバーシップ値の積 (Liu and Chandrasekar 2000)、あるいは重み係数を乗じたメンバーシップ値の和 (Zrnić *et al.* 2001) を用いる二つの流れがあるが、ここでは両者を組み合わせたハイブリッド法 (Lim *et al.* 2005) を採用した。

$P=70\%$ の幅を用いてベータ関数型メンバーシップ関数を設定し、判別を行った結果を報告した。検証には、HYVIS の 1 画像に単独の粒子種別のみが存在したデータを利用した。重み係数を固定した場合、平均正解率は画像数では 58%、判別側からは 50%、検出側からは 36% であった。メンバーシップ関数の重なりに応じて各入力データ種・粒子種別ごとの重み係数を設定することにより、平均正解率はそれぞれ 65%、47%、41% になり、一部を除いて改善された。

単独での観測数が極端に少なかった雪片 A の低い正解率が平均値を下げている。また、すべての入力データ種に対するメンバーシップ関数の幅が広い単結晶 X に誤判定される例が多く、改善の余地がある。雪片 A と単結晶 X を、たとえば雪 (dry snow) としてまとめた場合、平均正解率は判別側、検出側とも 10% 以上上昇することが期待された。

今回利用していない比偏波間位相差 K_{DP} の入力データへの追加、偏波間相関係数 ρ_{HV} の S/N 比依存補正などの入力データの改良、重み係数設定等の手法の改良により今後も判別手法の高度化を図る。現在は、対象を暖候期の降水雲に拡張するため、2003 年から関東地方で観測を実施している MP レーダーデータを

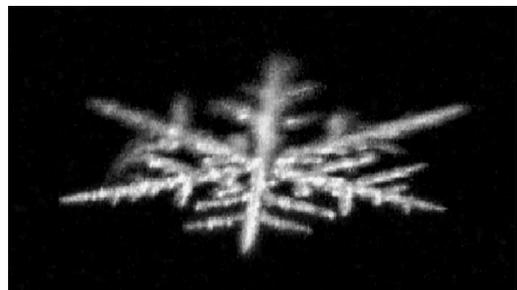
使って、雨、融解層と雹に対するメンバーシップ関数の設定に取り組んでいる。防災科研が首都圏に展開している X バンド MP レーダーネットワーク (X-NET) によるリアルタイム降水粒子判別を目標にしている。

4. 実験室から降雪過程を読む～鉛直過冷却雲風洞による雪結晶浮遊成長実験から～

高橋庸哉 (北海道教育大学)

雪結晶研究で世界の先駆となったのは故中谷吉郎北大教授らが 70 年ほど前に行った人工雪実験であることは周知の通りである。結晶を支持物の上に成長させたもので、結晶癖の理解が主に図られた。一方、天然により近い形で、雪結晶を自由落下させながら成長させる実験も行われた。しかし、落下距離を十分に取れないため、成長時間は高く 3 分程度で、大気中の雪結晶の成長、落下挙動は不分明のまま残されてきた。この困難を克服する鉛直過冷却雲風洞の開発が米国ユタ大学福田矩彦教授を中心に始まり、筆者もこれに加わり、実験を継続している。

この風洞の最も大きな特長は落下速度に等しい上昇気流を与えて、雪結晶 1 個を空中の一点に浮遊させながら成長させ得る点にある (第 2 図)。ちょうど、気球に乗って、雲の中に入り、1 個の雪結晶が成長していく様を追いつけ続けたことに相当する。得られた結晶は成長時間 30 分で 5 mm (樹枝)、2 mm (針) に達し、天然でも最大の部類に属する。狭い実験室内に天空と同じ条件を作ることができないので細い繊維を用いた旨が中谷の名著「雪」に記されているが、自然界の雪結晶成長と同じ条件を再現できるようになった。ここでは、水飽和・等温条件下で得られた雪結晶の気相析出成長や雲粒付着凍結成長の結果を紹介する (Takahashi and Fukuta 1988 b; Takahashi *et al.*



第 2 図 過冷却雲上昇気流中で成長する樹枝状雪結晶 (成長時間 26 分、直径約 4.3 mm)。

1991; Fukuta and Takahashi 1999; Takahashi and Endoh 2000; Takahashi *et al.* 2008 他).

気温によって、2つの成長モードが存在する。形状強調成長モードでは形状が時間と共に変化し、一方の結晶軸方向の成長が卓越する：例えば、角柱から鞘、針 (-5.5°C)、及び角板から扇形 (-12°C)、広幅六花から樹枝 (-14.5°C)。これに対応して、成長速度はc軸方向には -5.5°C 付近、a軸には -14.5°C 付近で顕著に大きく、抵抗が大きくなるので落下速度は遅くなる。もう一つは等方的結晶-雲粒付着凍結成長モードで、気相成長期及び遷移成長期、霰成長期と経過する。晶癖変化の境界である -3 、 -8 、 -22°C 付近では軸比がほぼ1の等方的結晶が気相成長する。この結晶は抵抗が小さく、落下速度が大きいため、雲粒を捕捉しやすい。遷移成長期では流れに垂直な面での雲粒付着が卓越し、霰成長期では結晶全面に雲粒が付着凍結した。霰成長期には質量は時間の6乗に比例し、時間と共に急速に増加する。Takahashi and Fukuta (1988 a) は天然の霰を顕微鏡下で注意深く碎き、等方的結晶がエンブリオとなっている例を見出した。成長が速く、落下速度が遅い形状強調成長モードは雲の有効厚が薄く、雲水量も小さい非対流性雲で、等方的結晶-雲粒付着凍結成長モードは上昇気流により有効落下距離が長く、雲水量が大きい対流性雲でそれぞれ有利となる。

-8°C ~ -12°C で等方的結晶や角板が成長する時には、雪結晶質量は時間の1.5乗に比例し、拡散成長理論から得られる値と一致した。他方、形状強調が起きた場合には、雪結晶の質量増加は時間の2乗より速く、水分子が結晶面上に効率的に拡散、気相析出している。樹枝や扇形が成長する時には、顕著な通風効果が認められた。静止空気中での実験によれば、水に対して過飽和が数%にならなければ樹枝は成長しない。したがって、その成長は通風効果による結晶の縁での水蒸気勾配が急となるために励起されたと考えられる。この結果は強制対流による実験結果とも符合する。針状結晶では通風効果は明瞭でなく、流れを規定するのがa軸方向の大きさであることによる。低雲水量で行った実験では樹枝状雪結晶の成長温度域は -14 ~ -16°C であったが、広汎な雲水量域で実験を近年行ったところ、 -12.5 ~ -14°C では雲水量と共に形状が変化し、樹枝状結晶が成長し得ることが示された。通風効果に加えて、水蒸気及び潜熱輸送が雲粒の存在で促進される効果(雲粒効果)が働くためと考え

られる。

5. 降雪特性の観測とモデルによる再現性

中井専人 (防災科学技術研究所
雪氷防災研究センター)

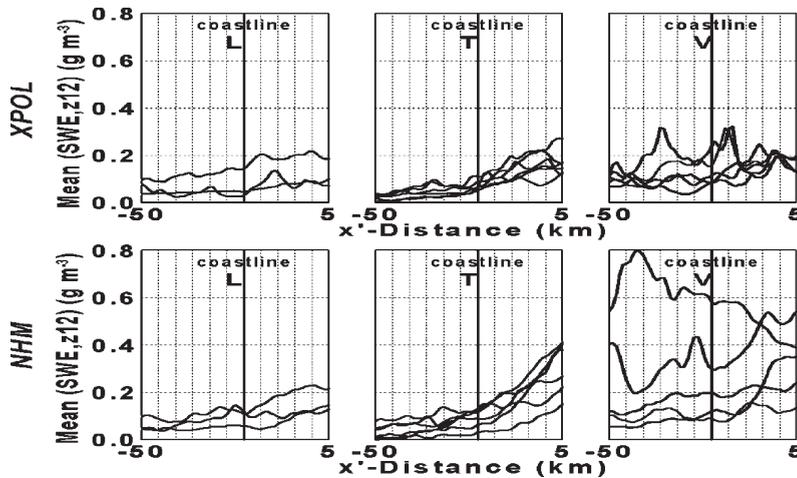
雲が日本列島に上陸するとき、雪雲の構造、ひいては地上降雪分布が変化し、最終的には雪氷災害の発生にも関わってくると考えられる。そのような変化が雪雲の種類によりどう異なるか、またそれがモデルで再現されるかどうかについて調査した。雪雲の種類のうち、多く観測されるLモード、Tモード、渦状降雪の3種類について述べる。

観測データは雪氷防災研究センター(新潟県長岡市)設置の偏波ドップラーレーダーXPOLによるものを使用した。高度1500 mのCAPPIをアニメーションにして雪雲の分類(Nakai *et al.* 2005)を行い、特徴的な降雪が持続した期間(以下caseと呼ぶ)を抽出した。海岸線に直交に近い北西~西北西より雪雲が上陸した14 caseを解析対象とした。観測された等価反射強度因子 Z_e はFujiyoshi *et al.* (1990), Gunn and Marshall (1958), Langleben (1954)を用いて降雪水当量SWE (snow water equivalent, 単位は gm^{-3})に変換した。

シミュレーションのデータとしては、RANALを初期値・境界値としてJMA-NHMを5 km, 1 km分解能で2重ネストしたものを使用した。シミュレーションは6時間毎に初期値から計算され、1時間毎に出力したもののうちRANAL初期時刻から数えて7-12時間後のデータを解析した。解析期間は観測データの解析に合わせ、case毎の比較を行った。

シミュレーションにおいては、Lモード降雪はバンドの走向も含めて良く再現された。Tモード降雪も比較的良く再現されたが、バンドの走向がやや異なるcaseがあった。渦状降雪は5 case中3 caseで渦や曲率を持つバンドの特徴が再現された。

観測によるSWEでは、Lモード降雪での上陸後の増加、Tモード降雪でのさらに顕著な増加、渦状降雪のいくつかに見られた海岸付近でのピークが特徴として表れた。これに対応して、シミュレーションによる高度1500 mのSWEでも同様な特徴が表れ、特にLモード、Tモード降雪では量的にも良く再現された(第3図)。しかし、鉛直断面を比較したところ、高度1500 mより上層における再現性は良かったが、それより下層ではレーダー観測のSWEは高度が下がると



第3図 高度1500 mにおいてcase毎に平均したSWE (g m^{-3})の x' (海岸線に垂直)方向の変化。海岸線に平行に50 km幅で平均した値を示す。上段がレーダー観測、下段がモデル出力で、それぞれ左からLモード、Tモード、渦状降雪。海岸線の位置は $x' = -20$ kmである。

ともに増加、モデルのSWEは逆に減少するという違いが表れた。地上観測の降水量と比較したところ、捕捉率補正を行った降水量に対してモデルの降水量は半分から2/3程度であり、過剰蒸発による降水量の過小評価が示唆された。

関連して、降水量計(雨量計)による観測の誤差について述べた。降水量の定量的議論には捕捉率による補正が必要である。しかし、捕捉率は降水量計の型によって異なる。特に助炭(風防、風よけ)の有無による差異は大きく、降雪の場合、降水量の観測値に約20%影響する(横山ほか2003)。気象庁では降水量計を順次助炭付きに変更しているが、変更年月日は地点によって異なり、また豪雪地帯では逆に着雪による欠測回避のため助炭を設置しないことがある。助炭設置前後では降水量統計は接続するとされており、助炭の加除を考慮せずに降水量を解析すると、偽の増加傾向や年差の正バイアスなど解釈を誤るおそれがある。気象庁以外の機関では助炭設置の記録があるかどうか危ぶまれる。問題は、助炭の設置、撤去が観測値に関わる情報として認識されていないことであり、工事記録等しか資料のない場合、近い将来廃棄され補正が不可能になるおそれすらある。降水量計の捕捉率及び助炭の情報の重要性について、認識の普及を図る必要があると考えられる。

6. シアライン上に生じる渦状降雪雲の数値実験

川島正行(北海道大学
低温研究所)

冬季、日本海上では曲率を持ったスパイラル状の降雪雲からなる渦状擾乱(以下、渦状降雪雲)が衛星画像やレーダーでしばしば確認される(Miyazawa 1967; Asai and Miura 1981)。渦状降雪雲は日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)や、寒冷的陸風と温暖な海側の風の間形成されたシアライン上で多く観測され、比較的小規模なものは水平シア流

の力学的不安定(水平シア不安定)により生じると考えられている(Nagata 1993; Kawashima and Fujiyoshi 2005)。しかし、すべてのシアライン上に渦状降雪雲が発生するとは限らず、その発生条件については不明な点が多い。本研究では、非静力学モデルを用いた理想化した数値実験により、シアライン上に発生する渦状降雪雲の構造と発達環境場依存性、特にシアラインを構成する風向の異なる気塊の温度差の効果について調べた。

モデルはKawashima(2007)による寒冷前線の数値実験で用いた3次元非弾性系のモデルと基本的な部分は同一であるが、対象とする渦状降雪雲は小さいため、簡単のため地球の回転の効果は無視している。

格子間隔は水平500 m、鉛直方向は最下層で100 mとしモデル上端は500 mまでstretchさせた。領域はシアラインに沿った方向に200 km、直交方向に100 km、鉛直方向に6 kmとした。側面境界条件はシアライン方向には周期境界条件、それと直交する方向にはopenとした。

環境風と、陸風などの風向の異なる寒冷気塊との収束によりシアラインが形成される状況を想定し、モデルの片側の境界付近では冷却を与え、シアライン方向の風速の予報方程式にも加速項を与えた。以上の設定によりモデル中央付近で風向の異なる冷氣と暖気間に準定常なシアラインが作られ、そこで降雪雲が形成する。冷氣と暖気の温度差、水平シアの強さはそれぞれ

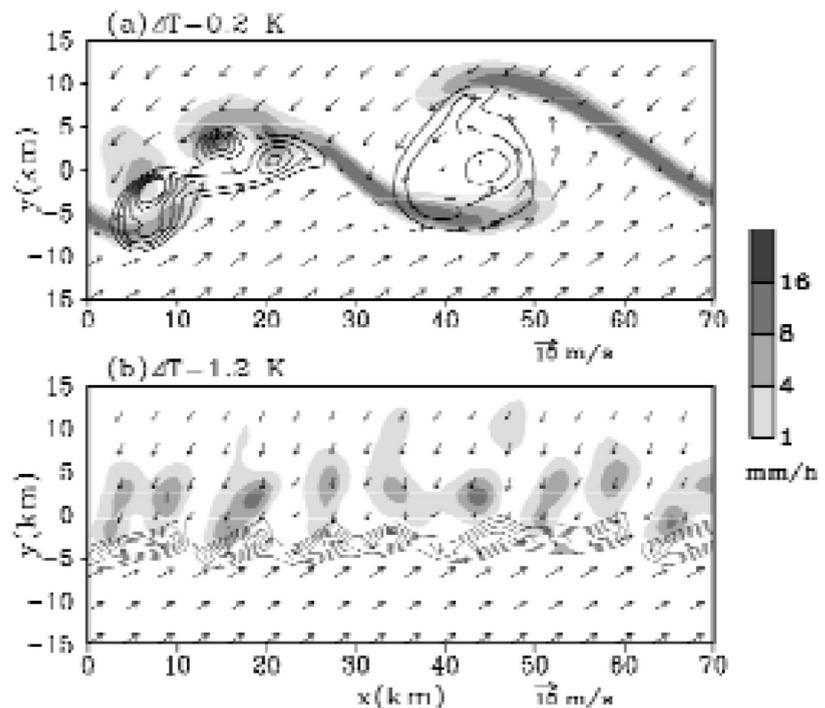
れ冷却項，加速項の大きさを
 変えることで変化させた。

冷気と暖気の温度差が小さい場合，シアライン上での水平シア不安定の発達により渦が生じ，その後，隣り合った渦同士が次々と融合することで拡大成長した。渦度の強い領域を取り囲むようにスパイラル状の降水域ができ，降水の場には明瞭な眼が現われた（第4図a）。渦状擾乱に伴う風速偏差は下層程大きいため，風速場の変形に伴う気圧（動圧）偏差は下層程大きくなる。これに伴う鉛直気圧傾度力により，独特の降水パターンが生じることが示された。

領域全体で平均した平均降水強度はシアラインと直交する成分の風の収束に比例するため，シアの強さを変えてもあまり変わらない。しかし，渦状擾乱に伴う気圧偏差や上昇流はシアの強さとともに強くなるため，降水強度の最大値はシアが強くなるほど大きくなった。

一方，シアラインを形成する気塊の温度差を大きくすると，渦の融合成長は遅れ，冷気側に大きく傾いた上昇流により降雪粒子は寒気側に移流されるために明瞭な渦状の降雪パターンは見られなくなった（第4図b）。さらに温度差を大きくすると，シアライン上に渦自体が生じなくなった。温度差が大きい場合は，冷気と暖気の境界は冷気側に大きく傾くため，そこでは水平シアだけでなく，鉛直シアも大きくなる。このような場で水平シア不安定波が生じた場合，ある振幅以上になると平均水平シア流から擾乱へ与えられる運動エネルギーよりも擾乱から平均鉛直シア流への運動エネルギー輸送の方が大きくなってしまふ。このため，温度差が十分大きい場合はシアライン上に渦状擾乱が発達しなくなると考えられる。

ただし，Rotunno *et al.* (1988) などで述べられて



第4図 積分開始後6時間後のモデル最下層の降水強度（陰影， mm h^{-1} ）と渦度の鉛直成分（等値線， $2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 間隔），水平風ベクトル。（a）南北の気塊の温度差が約0.2 Kの場合。（b）南北の気塊の温度差が約1.2 Kの場合。

いるように，冷気先端部の温度傾度により生じる水平渦度を打ち消すようなシアラインに直交する風の鉛直シアがある場合，冷気先端部の鉛直方向からの傾きは小さくなる。このような条件下では水平シアも強化されるためにシア不安定波の成長は促進され，明瞭な渦が生じて降水も渦状のパターンを示した。以上の結果から，渦状降雪雲の発達の有無はシアラインを構成する気塊の温度差とシアラインに直交する風の鉛直シアに大きく依存することが分かった。

7. 総合討論

当初，今回の研究会では，観測や実験を通して実際に何が起きているかを議論し提言する場と考えていた。しかし，実際に研究会を開いてみると観測と数値モデルの密接な連携が重要であり，両者の利点を活かした取り組みが必要であることを再認識させられた。また，新しい器機や解析方法によってこれまでは情報が得られず検証も困難であった事柄への挑戦や，自然に近い状態での室内実験による理解や認識も大切であ

ることを改めて認識させられた。特に、室内実験の講演は、最近では研究そのものが少なくなってしまったこともあって新鮮に感じた。雪や降雪に限らずメソスケール気象学は我々が日常身近に接する気象学である。最近では数値モデルの助けを借りた理解は不可欠であるが、「天然」をよく観て現実とつきあわせながら発展させる姿勢が特に重要な学問分野であると感じた。

謝 辞

今回のメソ気象研究会を開催するに当たって、会場の予約・準備・運営をしていただいた気象庁数値予報課および企画課の方に感謝します。

参 考 文 献

- Asai, T. and Y. Miura, 1981 : An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 832-843.
- Fujiyoshi, Y., T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana and G. Wakahama, 1990 : Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 147-152.
- Fukuta, N. and T. Takahashi, 1999 : The growth of atmospheric ice crystals—A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1963-1979.
- Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall, 1958 : The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, **16**, 452-461.
- Höller, H., V. N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P. F. Meischner, 1994 : Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2500-2522.
- Iwanami, K., R. Misumi, M. Maki, T. Wakayama, K. Hata and S. Watanabe, 2001 : Development of a multiparameter radar system on mobile platform. *Proc. 30 th Int. Conf. Radar Meteor.*, 104-106.
- Kawashima, M., 2007 : Numerical Study of precipitation core-gap structure along cold fronts. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2355-2377.
- Kawashima, M. and Y. Fujiyoshi, 2005 : Shear instability wave along a snowband : Instability structure, evolution, and energetics derived from dual-Doppler radar data. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 351-370.
- Langleben, M. P., 1954 : The terminal velocity of snowflakes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 174-181.
- Lim, S., V. Chandrasekar and V. N. Bringi, 2005 : Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements : Model improvements and in situ verification. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **43**, 792-801.
- Liu, H. and V. Chandrasekar, 2000 : Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements : Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 140-164.
- Miyazawa, S., 1967 : On vertical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 166-176.
- Murakami, M. and T. Matsuo, 1990 : Development of hydrometeor videosonde. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 613-620.
- Nagata, M., 1993 : Meso- β -scale vortices developing along the Japan-Sea polar-airmass convergence zone (JPCZ) cloud band : Numerical simulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 43-57.
- Nakai, S., K. Iwanami, R. Misumi, S.-G. Park and T. Kobayashi, 2005 : A classification of snow clouds by Doppler radar observations at Nagaoka, Japan. *SOLA*, **1**, 161-164.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988 : A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Takahashi, T. and T. Endoh, 2000 : Experimental studies on the dendritic growth of a snow crystal in a water cloud. *Proc. 13 th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Reno, USA*, 677-680.
- Takahashi, T. and N. Fukuta, 1988a : Observations of the embryos of graupel. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3288-3297.
- Takahashi, T. and N. Fukuta, 1988b : Supercooled cloud tunnel studies on the growth of snow crystals between -4°C and -20°C . *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 841-855.
- Takahashi, T., T. Endoh, G. Wakahama and N. Fukuta, 1991 : Vapor diffusional growth of free-falling snow crystals between -3 and -23°C . *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 15-30.
- Takahashi, T., N. Fukuta and T. Hashimoto, 2008 : Vertical supercooled cloud tunnel studies on the growth of dendritic snow crystals. *Proc. 15 th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Cancun, Mexico, 6 pp.* (CD-ROM)

横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和,
2003: 冬期における降水量計の捕捉特性. 雪氷, **65**,
303-316.
Zrnić, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. Liu and J. Vive-

kanandan, 2001: Testing a procedure for automatic
classification of hydrometeor types. J. Atmos. Oce-
anic Technol., **18**, 892-913.
