

—発表会要旨①—

平成7年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成7年11月16日(木)

場所：札幌管区気象台大会議室

1. 山岳性降雪の微物理過程（その1）	10
北大院・理	中井 安未 ・ 播磨屋敏生
気象研・物理	村上 正隆 ・ 水野 量
2. オホーツク海の海水による気圧場への影響と大気の冷却過程について	12
北大・低温研	本田 明治
東海大・文明研	立花 義裕
北大・低温研	竹内 謙介
3. 雪雲発生要因である冷気流に関する研究	14
北大・工	中山 恵介 ・ 長谷川和義
〃	藤田 膳博
4. 札幌における気候変動の実態について	16
気象台・予	上田 崇裕 ・ 竹内 良一
5. 敦煌に雨をもたらす擾乱の総観的構造 —1995年1月6日の事例—	18
北大院・地球環境	山崎 孝治 ・ 藤田 創造
〃	小野 有五
6. 若狭湾周辺に冬期雷をもたらす雪雲の観測	20
北大院・理	乙津 孝之 ・ 上田 博
〃	遊馬 芳雄 ・ 菊池 勝弘
阪大・工	川崎善一郎
関西電力㈱	園井 康夫
7. B A S E 期間中に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて	22
北大院・理	島村 泰介 ・ 遊馬 芳雄
〃	岩田 総司 ・ 菊池 勝弘
〃	上田 博
東大・海洋研	木村 竜治 ・ 坪木 和久
8. 化学組成に基づいたエアロゾル光学的特性推定法の検討	24
北大・工	堀 雅裕 ・ 太田 幸雄
〃	村尾 直人 ・ 山形 定

1. 山岳性降雪の微物理過程 (その1)

中井 安末・播磨屋 敏生(北大院・理)、村上 正隆・水野 量(気象研・物理)

1. はじめに

内陸部に比べ海岸部では降雪粒子の成長において雲粒捕捉過程が重要な役割を果たしていることが分かっている(Harimaya and Kanemura, 1994)が、山岳性降雪の形成における微物理過程の研究はこれまであまりなされていない。それらについて調べるために1995年1月10日から31日にかけて新潟県三国山脈中腹の三国川ダムサイトで雪片分解法による雲粒寄与率の測定(Harimaya and Sato, 1989)を行った。これは雪片を結晶1つ1つに分解して付着雲粒量の割合によって結晶を4段階にタイプ分けし、タイプ毎の直径と質量の経験則から1つの雪片に占める雲粒の質量の割合(雲粒寄与率)を求めるというもので、降雨では調べられない雲粒捕捉成長量を求めることができる。

2. 観測

図1に観測地点とその周辺の地形図を示す。海岸線とほぼ平行に山々が連なっており冬の北西季節風はこの山脈に垂直に吹くかたちとなる。なお観測点は標高440mに位置している。

図2に観測期間中の気温・風向・風速を示す。1月13日から18日にかけて寒気の吹き出しに伴って北西季節風が吹き日降雪量50cmから1mもの雪が降り続いた。15日21時の天気図を図3に示すが、西高東低の典型的な冬型気圧配置で上空には強い寒気が存在していた。この期間を中心としてP1からP7に合計64時間の観測を行い約370の雲粒寄与率のデータを得ている。また気象研究所所有のマイクロ波放射計が常時観測点上空の積算雲水量を測定していた。

3. 結果

図4は1月15日の気象庁合成レーダー画像である。海上で発生したエコーが風に向かって山まで移動し面積を増していた。エコー域が増加する機構としてSeeder-Feeder Mechanismが推測されたのでそれについて調べた。

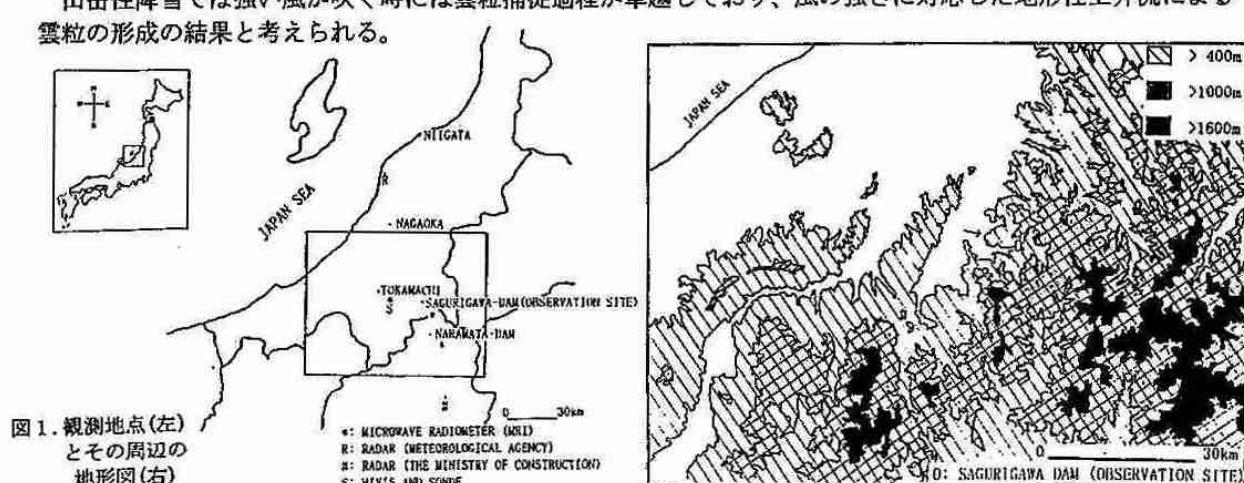
図5は降雪強度と雲粒寄与率の関係を示している。雲粒捕捉過程が卓越している、つまり雲粒寄与率が50パーセントを越えるような降雪は全体の44パーセントであった。降雪強度が増す程その値は大きくなっている。5mm/hを越える非常に強い降雪では8割近くに及んでいた。山岳での強い降雪には雲粒捕捉過程が大きく貢献していると言える。

山岳で雲粒捕捉が卓越する理由として地形性上昇流による雲粒の形成が考えられるので、北西季節風の風速と雲粒寄与率の関係をプロットしたのが図6である。風速が大きくなると雲粒寄与率の下限の値も大きくなることが読み取れる。このことは図7に占められたように風の弱い時(P5)と強い時(P1-P3)で降雪強度に占める結晶量の平均が約1:2と変化が少ないのに対し、降雪強度に占める雲粒量は約1:5と大きく変化することからも確かめられる。

P1、P2では上空にはわずかな雲水しか残されておらず、形成された雲粒の多くが結晶に捕捉されて地上へ降下していくことが分かるが、P1-P3のなかでもとりわけ風の強かったP3では、平均して1.5m/hの雲粒の降下があつてなお上空に平均0.3mmの雲水が残っていた(図7)。これはこの期間には強い風に伴って活発な地形性上昇流がおこり、多くの雲粒が形成されたためと考えられる。

4.まとめ

山岳性降雪では強い風が吹く時には雲粒捕捉過程が卓越しており、風の強さに対応した地形性上昇流による雲粒の形成の結果と考えられる。



OBSERVATION PERIOD 10 JAN, 1995 - 31 JAN, 1995
 P1 13JAN, 1995 1920JST - 14JAN, 1995 0830JST
 P2 14JAN, 1995 1520JST - 14JAN, 1995 1910JST
 P3 15JAN, 1995 2020JST - 16JAN, 1995 0850JST
 P4 17JAN, 1995 1530JST - 17JAN, 1995 1640JST
 P5 17JAN, 1995 1950JST - 18JAN, 1995 0730JST
 P6 25JAN, 1995 0250JST - 25JAN, 1995 2100JST
 P7 27JAN, 1995 0910JST - 27JAN, 1995 1220JST

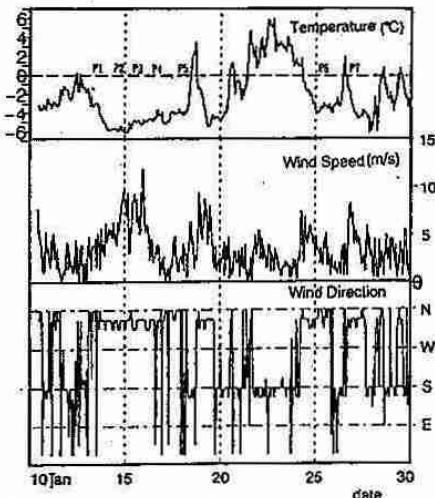


図2. 観測期間と期間中の気温・風速・風向

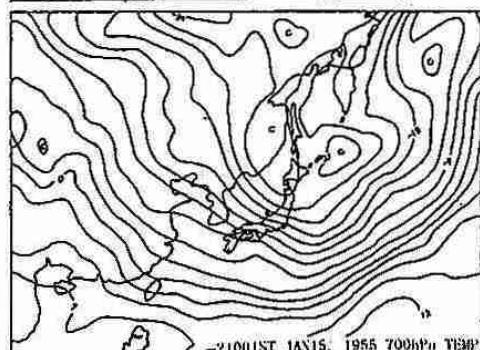
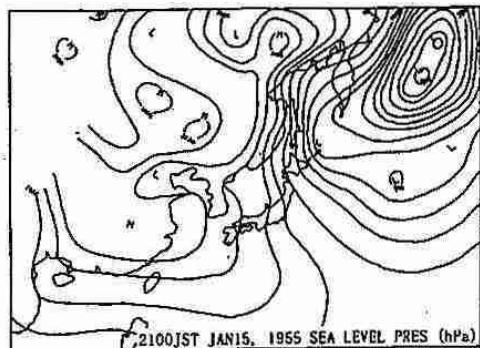


図3. 地上天気図及び700 hPa面の温度水平分布図

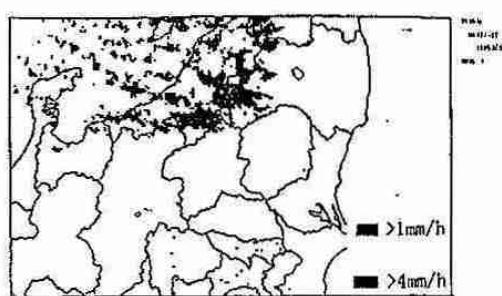


図4. 1月15日21時37分の気象庁合成レーダー画像

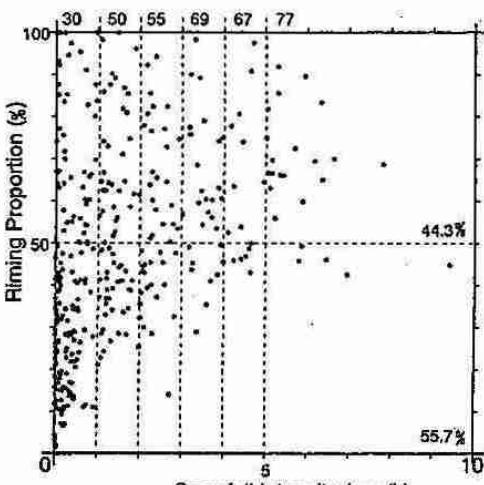
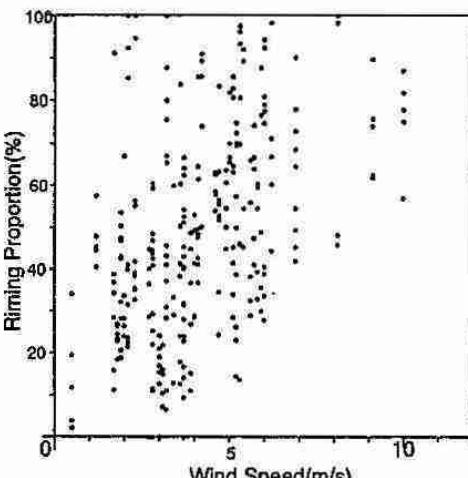
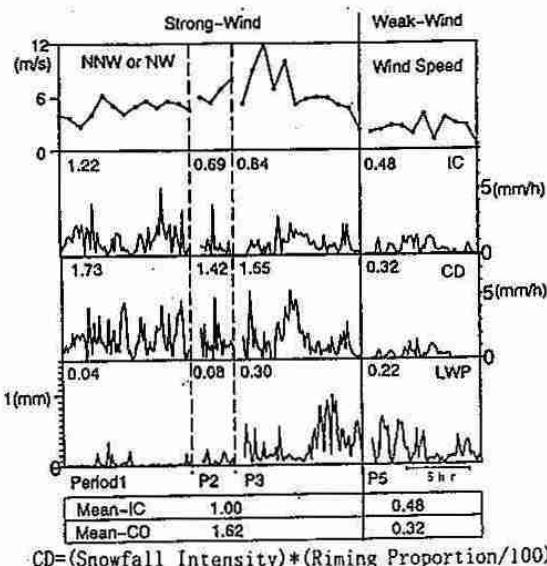
図5. 降雪強度と氷粒寄与率の関係
*グラフ上の数字は各降雪強度ごとの氷粒寄与率が50%を越える降雪の割合(%)

図6. 風速と氷粒寄与率の関係

図7. 各期間における風速・降雪強度に占める氷結晶量 IC・
降雪強度に占める氷粒量 CD・上空の積算雲水量 LWP
*グラフ内の数字は各期間での平均値

2. オホーツク海の海水による気圧場への影響と大気の冷却過程について

本田明治¹、立花義裕²、竹内謙介¹

1：北海道大学低温科学研究所 2：東海大学文明研究所

1. 本研究の目的

オホーツク海の海水は2～3月に最盛期となるが、年にによってその勢力や分布は大きく異なる。オホーツク海の海水の盛衰は大気循環場に強く依存するが、逆に海水がその勢力や分布状況によって大気場に及ぼす影響も異なると考えられる。本研究では、顕著な多氷年と少氷年の大気場を比較することによって、海水の存在による気圧場への影響と大気の冷却過程を理解することを目的とする。

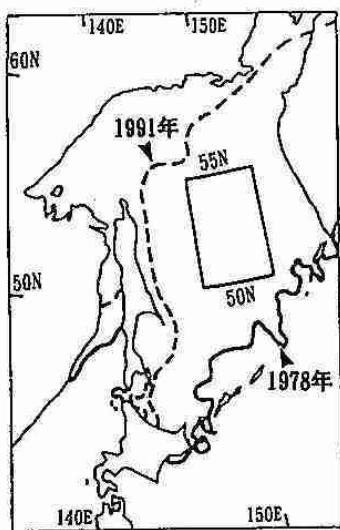
2. データ

気象資料は、北半球のNMC客観解析データの気圧、高度、気温、風の地上～200 hPaまでのものを用いた。期間は1973～94年で海水最盛期に相当するDAYS 31-70(1.31-3.11、2月上旬～3月上旬に相当)を対象とした。海水資料は気象庁のオホーツク海海水グリッドデータを用いた。

3. 多氷年(1978年)と少氷年(1991年)の大気場の状況

図1は1978年と1991年の2月20日の密接度9割以上の海水域の氷縁でそれぞれ実線と破線で示してある。78年は記録的な多氷年で、オホーツク海のほぼ全域が海水に覆われている。一方91年は記録的な少氷年で北西部を除き海水にはほとんど覆われていない。いずれも多氷・少氷の傾向が期間を通じて継続しているので、海水の有無による大気場への影響を見るのに適している。

図2と図3は78年と91年のいずれも2月中旬～下旬の海面気圧と地上気温の平年値(73～94年)からの偏差を示す。多氷の78年(図2 a)で注目されるのはオホーツク海上の4～6 hPaの高気圧性のアノマリーである。一方少氷年の91年(図2 b)でははっきりした傾向はみられないが、オホーツク海はやや低気圧場になっている。図3の地上気温の偏差図ではより多氷時と少氷時の差がはっきりする。78年(図3 a)ではオホーツク海上を中心に-6～-8°Cの気温の低下がみられるが、91年(図3 b)では逆に4～6°Cの気温上昇がみられる。尚、この海水上高気圧に伴う北海道付近の風の場は



北東系であることが予想される。Honda et al. (1994)は北海道沿岸の多氷時に低温をもたらす北東風の成因は海水上高気圧の存在によるものと示唆したが、78年の例はこの事実をデータ面から裏付けるものである。

図1. オホーツク海と1978年(実線)と1991年(破線)の2月20日の密接度9割以上の海水域の氷縁。

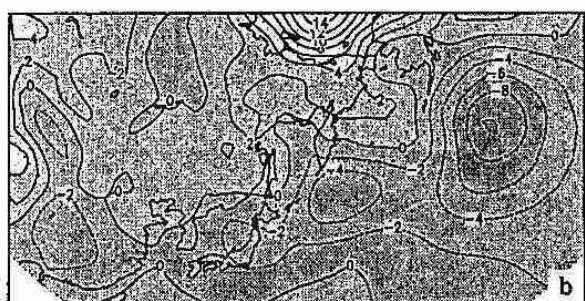
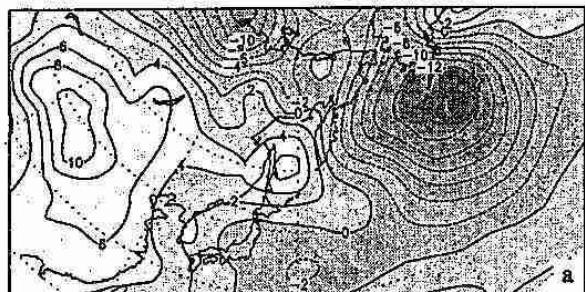


図2. 海面気圧の平年値からの偏差分布図(hPa)。a : 1978年、b : 1991年、いずれも2月中旬～下旬。

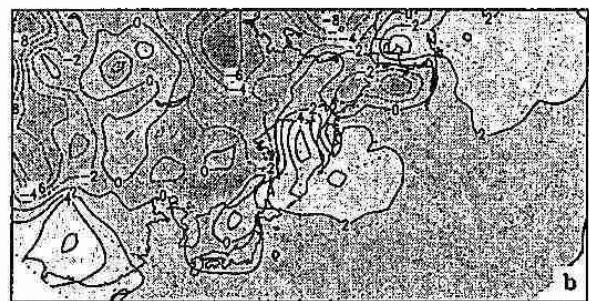
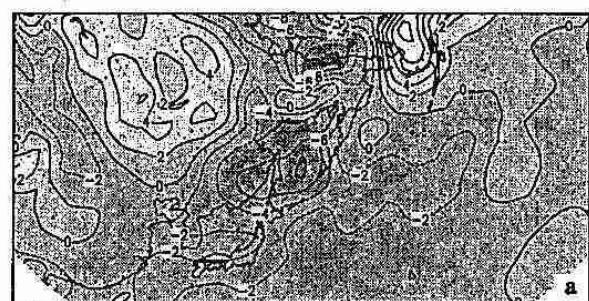


図3. 地上気温の平年値からの偏差分布図(°C)。a : 1978年、b : 1991年、いずれも2月中旬～下旬。

4. 大気冷却過程と海水上高気圧形成のメカニズム

図2、図3の比較より、海水の存在に伴う気圧上昇や気温低下が予想される。これが実際に海水→大気への影響かどうかは現段階で判断できないが、定性的には以下のようなメカニズムを考えられる。この場合、海氷上の放射冷却の効果は量的に十分ではなく(本田他、1994)、海水上への寒気移流が本質的と考えられる。すなわち下層を中心とした寒気移流がある場合、海水上では気塊が変質を受けにくいため周囲に比べて相対的に thickness の減少が起こる。これに伴い対流圈の中上層では高度の低下によって低気圧性の渦度が形成されなければならない。オホーツク海の上空は気候学的な谷に相当するがこれは停滞性ロスピーブの性質を示し、基本的に惑星渦度と相対渦度の移流は相殺されると考えられる。従って渦度の保存則から低気圧性渦度の形成には収束を伴うことになる。よって海水上では気圧が上昇、あるいは下降流に伴う下層の発散により高気圧性渦度が形成されることになる。この海水上高気圧は背の低い寒冷高気圧と考えてよい。

尚、下層の流線の場は78年、91年ともにシベリア側からの寒気移流場になっており、91年はオホーツク海上に出ると海面からのheat fluxによる顕著な気温上昇を示しているが、78年はオホーツク海上に出ても気温上昇は弱く、海水上での気塊の変質がほとんどないことが予想される(図略)。

上記のメカニズムを確認するため、多氷時と少氷時の各気象要素の鉛直断面の時系列を図4に示す。北緯50°～55°、東経150度を中心とした領域(オホーツク海中央部、図1参照)の平均で78年(左列)は海水上、91年(右列)は海水面上に相当する。要素は高度偏差(a)、気温偏差(b)、相対渦度(c)、収束・発散(d)である。期間は2月中旬～下旬に相当するDAYS 41-60(2.10-3.1)で、短周期の擾乱を取り除くため7日間の移動平均を取っている。

多氷の78年(左列)では、高度場(a)では下層の高度上昇(気圧上昇)と上層の高度低下、すなわち thickness の減少を示している。気温場(b)では下層を中心とした顕著な気温の低下がみられる。これらから、この海水上の高気圧は背の低い寒冷高気圧であることが分かる。渦度場(c)は下層の高気圧性渦度と上層の低気圧性渦度が継続しており、収束発散場(d)は、弱いながら上層の収束と下層の発散の傾向がみられる*。全体として傾圧的な場が維持されているのも特徴的である。これらの結果は上記のメカニズムが定性的に正しいことを示唆している。

一方少氷の91年(右列)では、下層を中心とした顕著な気温上昇(b)と収束場の形成(d)がみられ、多氷時とは明らかに逆の傾向を示す。また、高度場と渦度場の傾向ははっきりせず、1978年のような傾圧性の維持はみられない。

*1978年以前のNMC客観解析データは収束・発散場をかなり過小評価すると指摘された(中村、私信、1995)。図4 d では確かに91年に比べ78年はオーダーが一桁小さくなっている。

5. まとめと今後の課題

以上の結果より、海水の存在と海水上への寒気移流が対流圈中上層に力学的に影響を及ぼし、それに伴い海水上での気圧上昇と高気圧性渦度の形成をもたらすことが定性的ながら示された。すなわち海水の大気場への影響を示唆するものである。

今後は、他の年も検討して多氷時と少氷時の一般的な傾向を示すこと、各物理量を定量的に見積もり力学過程を構築すること、また熱力学過程についても矛盾無く説明することが必要である。更に、海水～大気間の因果関係をはっきりさせるために数値モデルによる検証も行う予定である。

参考文献

- Honda, M., Tachibana, Y. and Nakatsuchi, M., 1994.
Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 8, 81-94.
本田・立花・若土, 1994. 気象学会秋季大会予稿集(66), A354.

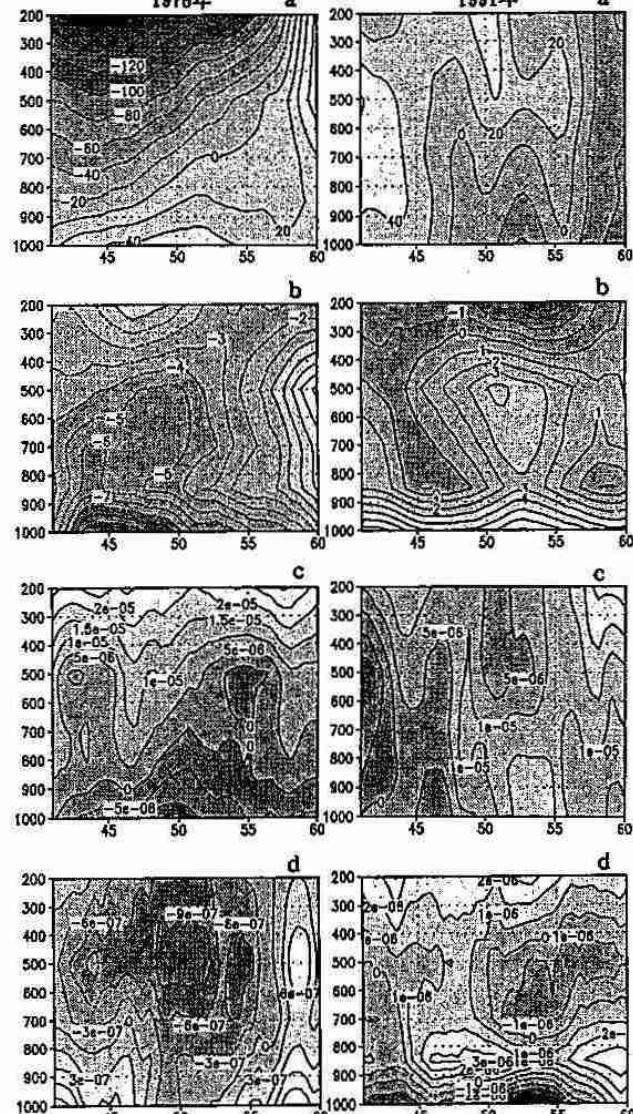


図4. オホーツク海中央部(北緯50°～55°、東経150度を中心とした領域、図1参照)の各気象要素の鉛直分布の時系列。左列は1978年、右列は1991年でそれぞれDAYS 41-60(横軸)を示す。縦軸は気圧(hPa)。a : 高度偏差(m)、b : 気温偏差(°C)、c : 相対渦度(s⁻¹)、d : 収束発散(s⁻¹)。いずれも7日移動平均値。

3. 雪雲発生要因である冷気流に関する研究

*中山恵介・長谷川和義・藤田睦博（北大・工）

1. はじめに

冬期石狩湾において、札幌に豪雪をもたらす雪雲がいくつかのパターンで発生している。その中で、最も大きな降雪をもたらす雪雲のひとつが冷気流張り出しをともなったものである。張り出した冷気流の先端が、あたかも前線のフロントを形成するかのごとくはたらき、雪雲を発生させる。雪雲が冷気流張り出しに一对一で対応して発生しているのであれば、この冷気流張り出しの機構を解析することは、収束雲の発生予測にきわめて重要であると思われる。

これまで冷気流と収束雲の関係については観測による研究が多くなされ、雪雲発生位置が冷気流により規定されていることが知られている¹⁾。本研究は雪雲発生の大きな要因である冷気流を簡単な二層流としてモデル化を行い、実地形への適応を検討したものである^{2) 3)}。

2. 実地形のモデル化

冷気流は図-1に示す矢印の方向に、季節風に逆らい張り出してゆくことが知られている⁴⁾。冷気流の張り出し機構は大きく二つに分けることが出来ると思われる。ひとつは山間部において発生する冷気塊が斜面勾配により流下させられる部分、残りは流下してきた冷気塊(この時点で冷気流)断面を境界条件とし、海上へと張り出してゆく部分(斜面勾配ゼロ)である。

図-1中のA-Bラインが山地流下部と海上張り出し部の境界を示している。図-2にA-Bラインに対応した鉛直断面図を示す。A-B全長に着目すると山地断面が正弦波で近似できることが分かる。以上より、モデル地形として図-3(図-2の四角に対応する)を適用した。尚、山地地形勾配および奥行き長は、冷気流が石狩川流域を流下してくるものと仮定して決定した。

式(1)に海上での冷気流張り出しを表現する際に用いた運動方程式・連続式、擾動展開式を示す。山間部流下方程式はほぼ同様のものであるので省略する。コリオリ力による効果、冷気流と季節風との間の摩擦が考慮されている点が特徴である。

運動方程式・連続式：

$$\begin{cases} F_t^2 h u \frac{\partial u}{\partial x} + F_t^2 \phi h v \frac{\partial u}{\partial y} - \zeta h v + f_t F_t^2 \left(\frac{U}{V_B} - u \right)^2 = -h \frac{\partial h}{\partial x} \\ F_t^2 h u \frac{\partial v}{\partial x} + F_t^2 \phi h v \frac{\partial v}{\partial y} + \zeta u + f_t F_t^2 \left(\frac{V}{V_B} - v \right)^2 = -\phi h \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \phi \frac{\partial(vh)}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (1)$$

$$\phi = \frac{h_B}{L_M}, \zeta = \frac{f V_B}{g \epsilon}$$

擾動展開式：

$$\begin{cases} u(x, y) = u_{00}(x, y) + \phi u_{01}(x, y) + \zeta u_{10}(x, y) + \dots \\ v(x, y) = v_{00}(x, y) + \phi v_{01}(x, y) + \zeta v_{10}(x, y) + \dots \\ h(x, y) = h_{00}(x, y) + \phi h_{01}(x, y) + \zeta h_{10}(x, y) + \dots \end{cases}$$

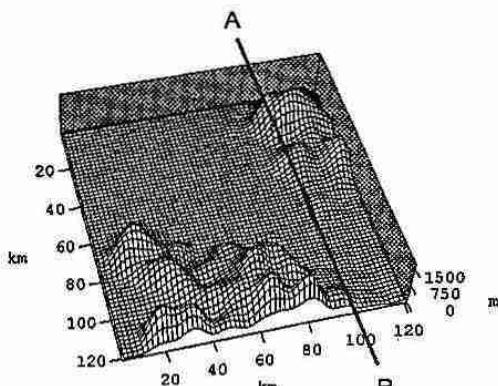


図-1 石狩湾周辺鳥瞰図

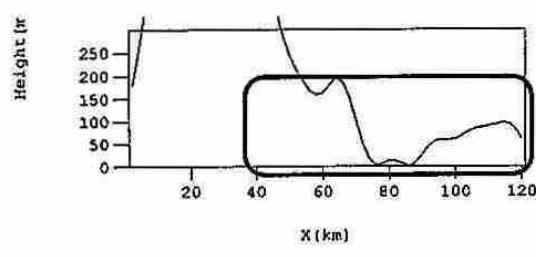


図-2 A-B鉛直断面

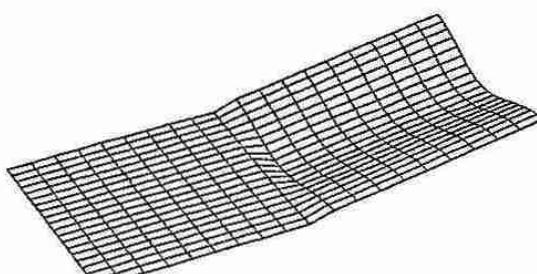


図-3 モデル地形

ここで、 h ：冷気流高さ、 f ：コリオリパラメータ、 U, V ： x, y 方向季節風風速、 u, v ： x, y 方向冷気流風速、 h_B ：冷気流境界高さ、 L_M ：冷気流張り出し長、 V_B ：冷気流境界風速、 F_i^2 ：内部フルード数、全ての変数：無次元化された量である。

図-4に図-3をもとに解析を行い得た冷気流下張りだし形状を示す。山間部を流下してくる冷気流が、正弦波で与えられた地形勾配により谷部において集中していることが分かる。流下方向に直交する山部から谷部への流れが生じていることを意味する。海上での冷気流は、山間部からの流下を境界条件として採用していることから、冷気流高さが最大値を示す谷部において最も大きく張り出している。解析結果においてコリオリ力による風速場の変化が得られたが、冷気流形状に影響を与えるものではなく無視できるものであった。

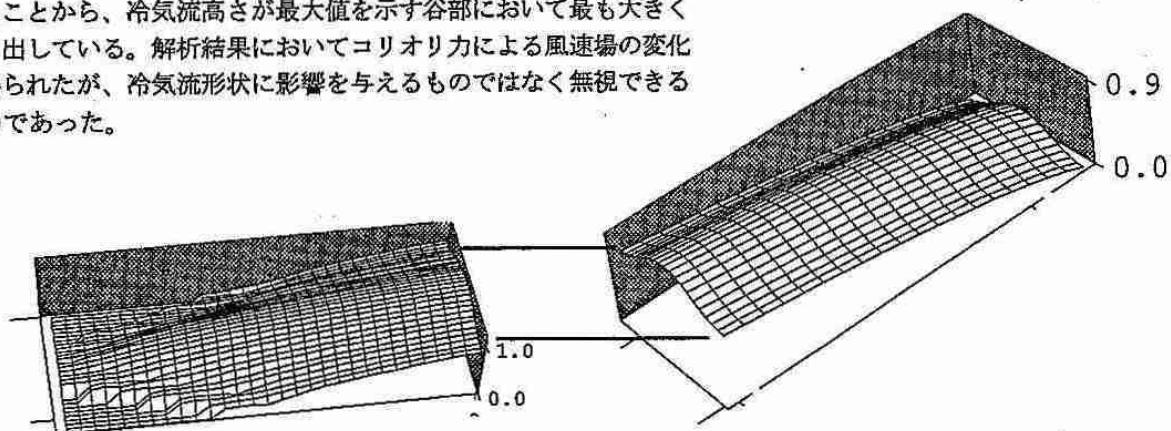


図-4 解析結果

3. 実現象との比較

3次元解析において得られた結果を、北海道大学低温科学研究所のデュアルドップラーレーダ観測により得られた1990年1月23日の降雪データに適用する。図-5に適用結果を示す。ベクトルおよびコンターラインはそれぞれ観測により得られた風速ベクトルおよび反射強度コンタを示す。図中の実線が、解析結果により得られた冷気流張り出し先端位置を示す。

雪雲は冷気流先端形状に起因して発生している。雪雲発生位置であろう降雪強度の大きいコンターラインが冷気流先端位置を示しているものとすれば、解析結果はよい一致を示しているものと思われる。

張り出した冷気流において安定解析も行った。紙面の都合上結果のみ示す。冷気流内部において冷気流張り出し長よりも小さな波長の擾乱(K-H不安定)は、冷気流に不安定をもたらすものではないことが分かった。更に、張り出した冷気流は中立安定的性質を有することも確認された。

4. まとめ

波状のモデル地形を想定し、3次元解析を試みた結果、降下方向に直交する断面において、山間部波長に対応した解が卓越することが知られた。3次元張り出しモデルにおいて、海上における冷気流張り出しを再現することが出来た。

謝辞：本研究を進めるにあたり、本学低温科学研究所の牛山朋来氏にデータの入手および研究に対して多くの助言を頂いた。記して、感謝の意を表します。

【参考文献】1) 菊池勝弘：都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究, 1993 2) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 冬期石狩湾における鉛直断面内の冷気流形状に関する研究, 水工学論文集第39巻, 1995. 3) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 冬期石狩湾において豪雪をもたらす冷気流張り出しに関する研究, 土木学会論文集, 平成7年, 登載決定 4) Yoshihiro Tachibana: SNOWFALLS AND THEIR RELATION TO COLD AIR DRAINAGE IN HOKKAIDO ISLAND, January, 11, 1994. 5) 佐藤晋介, 若瀬五郎: 2台のドップラーレーダによる3次元風速場の測定, 本学低温科学研究所業績第3509号

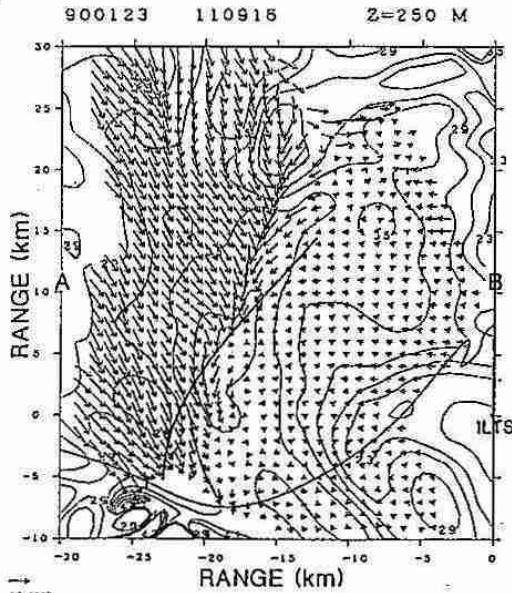


図-5 解析結果とレーダ強度
(図-5のベクトル図は、佐藤晋介, 若瀬五郎⁵⁾から引用した。)

4. 札幌における気候変動の実態について

上田 崇裕・竹谷 良一（札幌管区気象台 予報課）

1. はじめに

近年、世界的な気候変動が叫ばれている。日本においては'90年代から気温の上昇が目立ち、各地で記録づくめの話題が相次いでいる。また、北海道においても、最近は'93年の大冷夏、'94年の大暑夏、そして7年連続の暖冬など、極端な天候が現れ易くなっている。そこで、気候系監視の一端として、札幌における気候要素の長期傾向を調査し、気候変動の実態に迫ってみた。

2. 資料と調査の方法

はじめに、札幌における気候監視に有効な、観測開始以来の気候資料のデータベース化を行った。資料は統計継続可能な全要素で、単位は月、季節、年である。なお、高層資料は21時のものを使用した。つぎに、これらの資料をもとに、線形回帰から長期傾向を求めてその有意性を検定し、また、周期解析から卓越周期を求めて周期変動を検討する。

第1表 札幌における気象要素の長期傾向

	年	季	夏	秋	年	標準/統計年	
最高気温	-0.081	-0.065	-0.066	-0.068	-0.042	hPa/105年	
平均気温	0.268	0.212	0.174	0.189	0.211	℃/106	
最低気温	0.134	0.129	0.084	0.057	0.126	℃/154	
最高気温 最低気温	0.515	0.395	0.372	0.355	0.387	℃/154	
降水	4.43	3.34	0.05	0.45	1.36	mm/100	
日直時間	2.42	0.84	0.59	1.82	1.23	%/104	
湿度	0.72	0.27	0.14	0.15	0.35	%/105	
湿度	-1.45	-1.41	-1.07	-1.58	-1.37	%/105	
全天日射量	-1.47	-2.50	-0.05	-2.51	-1.47	%/34	
最高気温 最低気温	100hPa気温	-0.06	-0.17	-0.45	-0.25	-0.22	℃/44
300hPa気温	-0.02	-0.30	-0.21	-0.25	-0.18	℃/44	
500hPa気温	-0.01	-0.21	-0.02	-0.10	-0.08	℃/44	
850hPa気温	0.16	0.00	0.10	0.07	0.08	℃/44	
30-85気温差	-0.19	-0.32	-0.31	-0.33	-0.28	℃/44	
10-70気温差	-2.63	-1.71	-1.51	-0.91	-1.73	℃/37	
冬季	-3.59	B/110		初霜日	1.67	B/119	
夏季	-1.43	B/110		終霜日	-2.71	B/119	
夏	0.41	B/125		初雷日	0.02	B/119	
夏	0.15	B/125		終雷日	0.70	B/119	
雷日数	0.60	B/112		初雪日	0.19	B/105	
雷日数	0.14	B/112		終雪日	-0.71	B/105	

統計年のデータの統計回帰から求めた。(単位/10年)

印は、先駆年 1% 水准で有意 ^{}印は、先駆年 5% 水准で有意

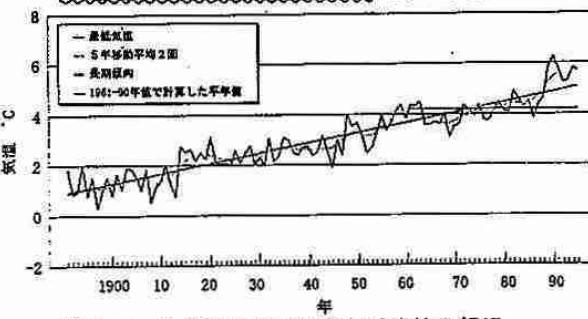
3. 解析結果

解析結果を第1表に示し(数値は10年当たりに換算した値)、主な気候要素毎の特徴を以下に述べる。

(1) 気温について

- ア. 平均気温：全季節で106年間に1.8~2.8°C
長期上昇傾向がみられ、全季節に共通した10年規模の周期変動がみられる。
- イ. 最高気温：年平均と冬・春季は104年間で1.3°Cの、夏・秋季は同0.8°Cの長期上昇傾向がみられる。

ウ. 最低気温：10年規模の周期変動をしながら、全季節で104年間に3°C以上の長期上昇傾向がみられる。特に冬季は104年間で5.2°Cを越える上昇量である。(第1図)

第1図 札幌の最低気温の年平均値の経過
気温の上昇量：5.16°C/104年

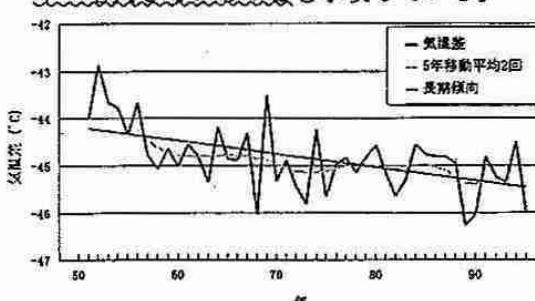
(2) 降水量について

降水量は冬季に106年間で46%を越える増加量、年合計でも14%を越える長期増加傾向が見られる。各季節共20~30年規模の比較的長周期の変動が卓越している。

(3) 高層気温について

ア. 300hPa-850hPa気温差 (第2図)

冬季を除いて44年間で1°C以上の長期下降傾向がみられ、対流圈太気の成層不安定化が年々増大していることを示唆している。



第2図 札幌の300hPaと500hPaの気温差

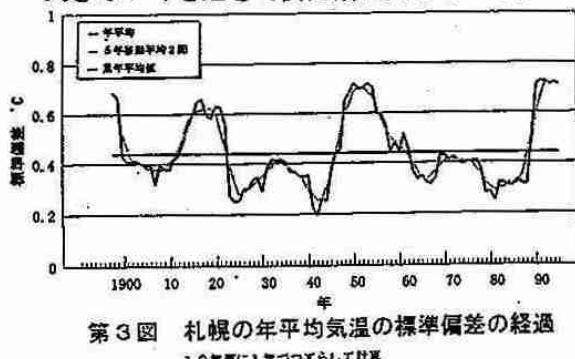
イ. オゾン全量について

全季節に37年間で3~9%の長期減少傾向がみられる。

(4) 気温の変動傾向について (第3図)

気温の標準偏差(10年毎に1年ずつずらして計算)で年々変動の長期傾向をみると、18年程度の周期で変動期と安定期を繰り返しており、この2倍の36年周期では変動の大きさに-

クが現れている。最近は変動の大きな時期に入っている。季節別にみると、秋・冬季は変動の大きな時期に、春・夏季は'80年末の変動の大きなピークを過ぎて安定期に入っている。



第3図 札幌の年平均気温の標準偏差の経過
10年間に1年づつずらして計算

(5) 異常気象の出現傾向について

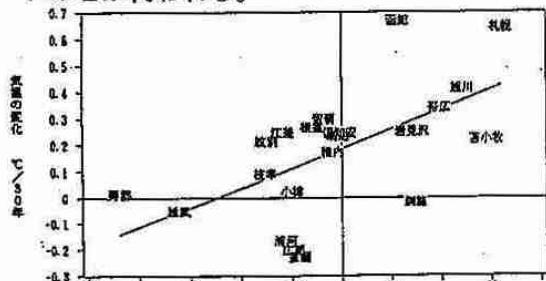
「異常気象」は「'94」P8の定義に従って、札幌における気温・降水量の5年毎の回数（気温は概ね標準偏差の2倍以上、降水量は立方根をとって正規化した標準偏差の概ね2倍以上の回数）の経過をみた。

ア. 月平均気温：1940年代後半～50年代と'80年代後半～90年代は異常高温の出現回数が多く、1910年代、'30年代、'40年代後半、'60年代後半～70年代は異常低温が多くなっている。

イ. 月降水量：1920年代後半～30年代、「60年代～70年代前半、'90年代後半は異常多雨の出現回数が多く、「40年代～50年代前半と'70年代後半、'80年代後半は異常少雨が多い。

(6) 人口の変化と気温の変化について

1960年と1989年の人口の差を1989年の人口で割ったものを人口の変化率と定義し、同期間の気温の上昇率との関係を第4図に示す。この図から、人口の増加率が大きい都市ほど気温の上昇率が大きく、都市化の影響が大きいことが伺われる。



第4図 北海道の人口の変化と気温の変化の関係
相関係数 0.693 相関率 1%未満で有意

4.まとめ

解析結果の主な特徴をまとめて以下に示す。

(1) 札幌における気候要素の長期傾向には、冬季を中心に地上気温や降水量、日照時間、湿度、雲量、冬季季節現象等に統計的に有意な変動量がみられた。

(2) このような、冬季を中心とした気温の上昇と、全季節にみられる最低気温の上昇と乾燥化現象は人口の急激な増加による都市化（ヒートアイランド効果）の影響によるものと考えられる。

(3) 年平均気温の100年当たりの上昇量（2.1°C）に換算した他地域との比較では、北半球平均（0.59°C）の4倍、日本全国平均（0.87°C）の2.5倍、北海道で人口の変動が少ない寿都（0.5°C）の実に4倍の上昇量である。

(4) 冬季の昇温、降水量の増加、雲量の増加と湿度の低下は一見矛盾するようだが、これらの関係については今の所都市化の影響以外は考えつかない。

(5) 降水量で特徴的なことは、温暖化に伴って全国平均では100年で20%程度減少しているのに対して、札幌では逆に40%以上も増加していることである。

(6) 下部成層圏と上部対流圏の温度低下傾向と、地上及び下層大気の温度上昇と相まって、大気の成層不安定化が増大していることが特徴的である。

(7) 北海道の人口の増加速度が大きい都市ほど気温の上昇が大きくなっている。これは都市化によるものと考えられる。

5. おわりに

今回は、気候系監視を目的として、札幌における気候資料の整備・解析を行い、札幌における気象要素の長期変動でおもしろい結果が出た。また、都市化による気温の上昇についても良い結果が出た。今後は他の地点の調査も行う。

6. 参考文献

- (1) 気象庁(1994)：「異常気象」'94」, P8 ~13, P41~42
- (2) 気象庁(1995)：平成7年度「今日の気象業務」, P80~81
- (3) 杵渕健一, 竹谷良一(1994)：「室蘭における気温の経年変化について」, 「研究時報45巻別冊」, P18
- (4) 竹谷良一(1990)：「冬期北太平洋域を中心とした500mb高度場に現れる周期性について」, 「研究時報41巻別冊」, P8

5. 敦煌に雨をもたらす擾乱の総観的な構造

山崎 孝治・藤田 創造・小野 有五（北大・院・地球環境）

1. はじめに

敦煌付近は、チベット高原のすぐ北にある乾燥地域で、その年降水量の大部分を占める夏の降水は、ジェット気流など総観場の変化と深く関係していると思われる。しかし、敦煌に降水をもたらした擾乱は地上天気図でははっきりしない。そこで、敦煌で月降水量の最も多い7月、比較的大きな降水があった日の前後について、高層データを用い総観場の構造と時間変化を調べた。

2. 調査期間及びデータ

調査期間は、1979～1993年の7月である。

調査資料の主なものは以下の通りである。

- 敦煌気象台の日降水量観測記録：（以降、「日降水量」と略）の写し（1961～1993 12Z TO 12Z）
- NMC（米国気象局）データ：（1979～1993, 0/12Z）7月分のうち12層 鉛直分布：1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50hPa、水平分布： $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格子点、要素：等圧面高度、風速、気温（12層）、相対湿度（1000～300hPaの6層）

調査した気象要素は、上記要素および全水蒸気フラックス（〔地上から800hPaまで積分したもの〕）及び各層の水蒸気フラックス（相対湿度と同じ6層）

3. 調査方法

1. 事例解析 日降水量10mm以上の日について、降水日2日前の0Zから、降水日1日後の0Zまで、NMCデータから総観場の経過観察を行った。

2. KEY-DAY 解析 日降水量3mm以上の日から22件を抽出し、降水記録日の0ZをKEYとしてコンポジットするKEY-DAY解析を行い、降水前後の共通パターンを探る。月末・月初の事例は除き、3mm以上の2日統計の記録は1日分【KEYは第一日12Z】とした。降水前々日から翌日までの4日間各々の日平均にまとめ、1979～1993の全平均場からの偏差を求めた。結果的に18例を取り出した。偏差と18例内の標準偏差から偏差の統計的有意性も検定した。

上記2つの結果をあわせて検討した。

4. 調査結果

4. 1 事例解析

敦煌に雨を降らせた水蒸気は、敦煌の東／西／北のいずれかから入っていた。西は中緯度ジェットに伴うもので、どの事例にも見られた。北は、ウラル東方に発達した巨大なリッジによる偏西風蛇行、リッジ東縁の北風が原因であった。東はバイカル湖南東方の低気圧の水蒸気を、その西にある高気圧性の渦が西へ運んだものである。

また、中緯度ジェット気流上のトラフによって、水蒸気の

輸送経路と収束域が変化し、敦煌にまとまった降水をもたらす事例が目立ち、どの事例でも、降水日前後の敦煌上空近辺にはトラフが解析されている。

一方、敦煌付近を通る40°Nに沿った東西鉛直面での気温分布をみると、背の高い発達中のトラフの構造が認められた。また湿潤域は地上から400hPaまで存在し、このことを考慮すると、降水は対流圈中層のトラフ東方で起こり、それより下の強い湿潤域は降水に伴うものと考えられる。

4. 2 KEY-DAY 解析

図1は、500hPa高度の偏差パターンの時間経過である。降水前、敦煌の東に弱い正偏差域、西に弱い負偏差域、その西に強い正偏差域がある。降水日から翌日にかけて、負偏差域が敦煌を通過している。また、高度の負偏差域のすぐ西に気温の負偏差域が分布し、高度の正偏差域は気温の正偏差域が覆っている。擾乱に対応する負の高度偏差が500hPaでは小さく、下層ではさらに小さくなる。しかし、上層にゆくと大きくなる。シグナルは70hPaまでみられ、かなり背の高い構造をしている。また、500hPaでみると直接雨をもたらしたトラフより北西のリッジが強いのが特徴である。この偏西風蛇行のパターンは、事例解析にあった敦煌付近のトラフ、ウラル東方のリッジの存在とよく一致し、妥当な結果と思われる。

敦煌に雨をもたらした水蒸気がどこから来たかを見るために、KEY-DAY前日及び当日の鉛直積分した水蒸気フラックス及び偏差を図2に示す。通常は、敦煌付近には西から水蒸気が来ているが、降雨時には、敦煌の西方で西からのフラックスが強まり、東方で東向きフラックスが弱まり、敦煌付近で収束しているのが、見てとれる。

5. まとめ

- 降水時、対流圈中層～上層で湿っており、高い所からの降水ではないかと推察される。
- 対流圈中層より上に西から弱まりながら、近づいてくるトラフが解析される。降水はトラフの前面の暖気移流・水蒸気収束の場で起こる。但し、700hPaより下層では、トラフはみられない。
- 全水蒸気フラックスは西から来ており、降水時にはやや南になりながら西からのフラックスは強まる。一方、敦煌より東では東向きフラックスが減少する。故に、敦煌付近で収束する。

謝辞

敦煌の日降水量の資料は、北大地球環境科学研究所の高橋助教授のご協力で入手した。ここに謝辞を申し上げます。

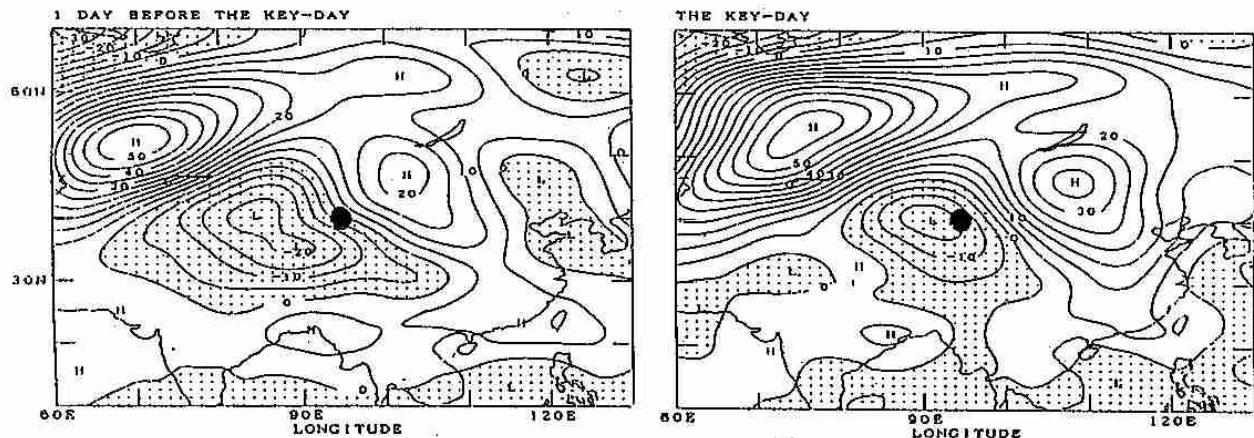


図1 KEY-DAY前日（左）と当日（右）の500hPa高度偏差。等値線間隔は5m。負域に点彩。●は敦煌の位置を示す。

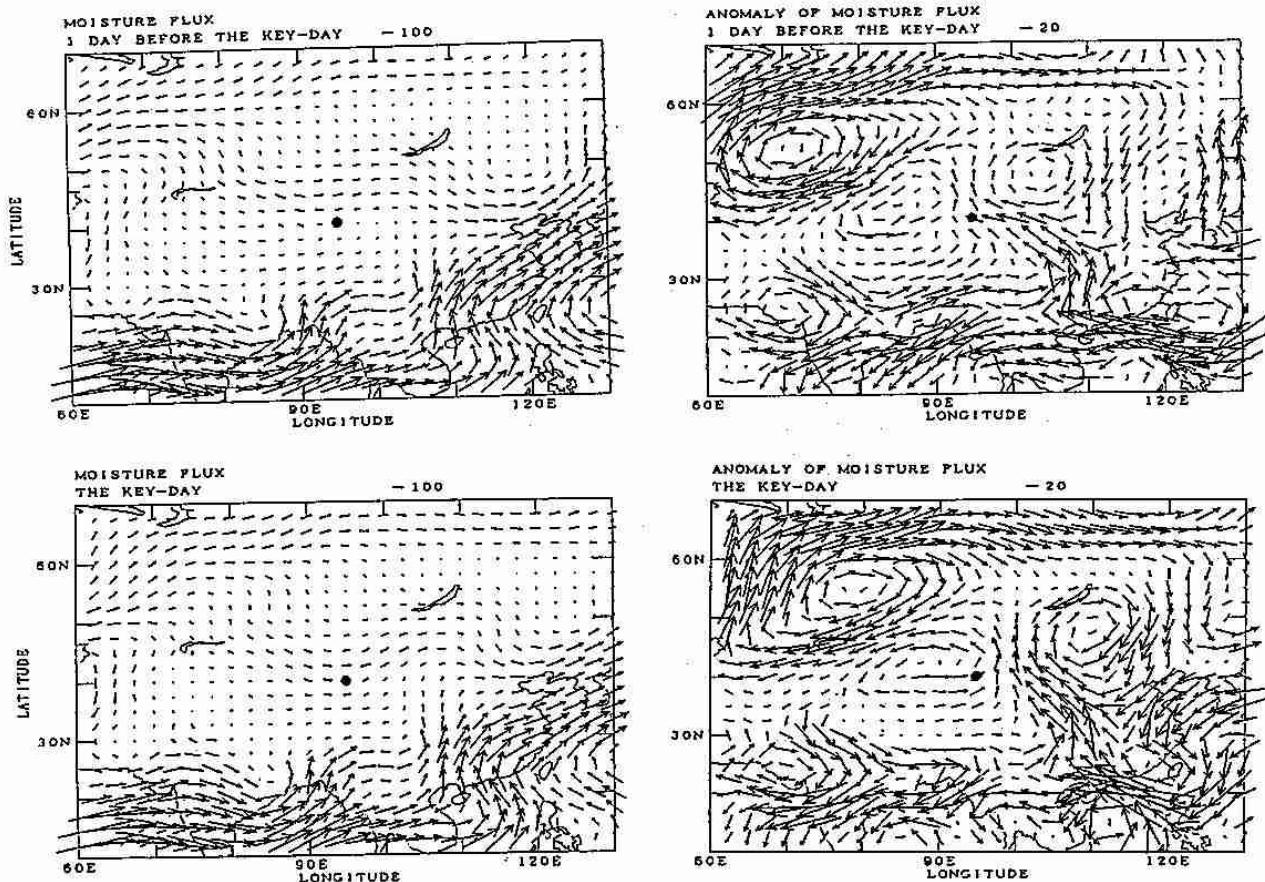


図2 KEY-DAY前日（上）と当日（下）の全水蒸気フラックス（左）及びその偏差（右）。●は敦煌の位置を示す。

6. 若狭湾周辺に冬季雷をもたらす雪雲の観測 —1995年1月6日の事例一

乙津 孝之・上田 博・遊馬 芳雄・菊地 勝弘(北大院・理)、
川崎 善一郎(大阪大・工)、園井 康夫(関西電力(株))

1. はじめに

北陸地方の冬季雷の構造と落雷の発生に至るまでの過程を明らかにするため、1993年冬の観測に引き続き1994年12月から1995年1月上旬にかけて若狭湾沿岸の福井県三方郡美浜町に北海道大学理学部の偏波ドップラーレーダーを設置し、雪雲の観測を行った。ここでは、観測期間中最も頻繁に雷が観測された1995年1月6日の事例について報告する。

2. 観測の概要

1994年12月9日から1995年1月8日まで敦賀半島西岸の福井県三方郡美浜町竹波にレーダーを設置した。レーダーにより観測できるパラメーターは、反射強度、ドップラー速度、レーダー反射因子差(Z_{DR})であり、観測できる範囲は直交二偏波モードで約30km、ドップラーモードで約60kmである。観測サイトではレーダー観測と平行して地上の気温、風向速、雨量、微気圧の観測も行った。また、落雷の時間と位置を知る手段として関西電力の落雷位置評定システム(LLP)のデータを用いた。1月6日はLLPによりレーダー観測範囲内の海上で数発の落雷が観測されたが、そのうち落雷前後のレーダーエコーを追跡できた11時16分の正極雷、15時32分の負極雷の2ケースについて解析を行った。

3. 結果

この日は弱い冬型の気圧配置で、高層天気図では上空に寒気が流入して大気の状態が不安定であった。また一般風の風向は北から北西で、多くのライン状エコーがレーダー観測範囲内で捉えられた。

11時16分に正極雷が観測されたエコーのPPIによる時間変化(図1)を見ると、海上で発生したエコーが発達しながら北北西の方向から敦賀半島に近づき、図1(d)の位置で落雷が観測されている。この落雷時のRH1を図2に示す。 Z_{DR} による霞が存在すると推定される領域(図中□印)は下降流域内にあり、この時すでに落下しつつあることがわかる。このことからこの落雷はエコーセルの発達期ではなく衰退期に発生していることがわかった。

次に15時32分に負極雷が観測されたエコーのPPIを図3に示す。このケースも海上で発生したライン状エコーが一般風により南東方向へ移動

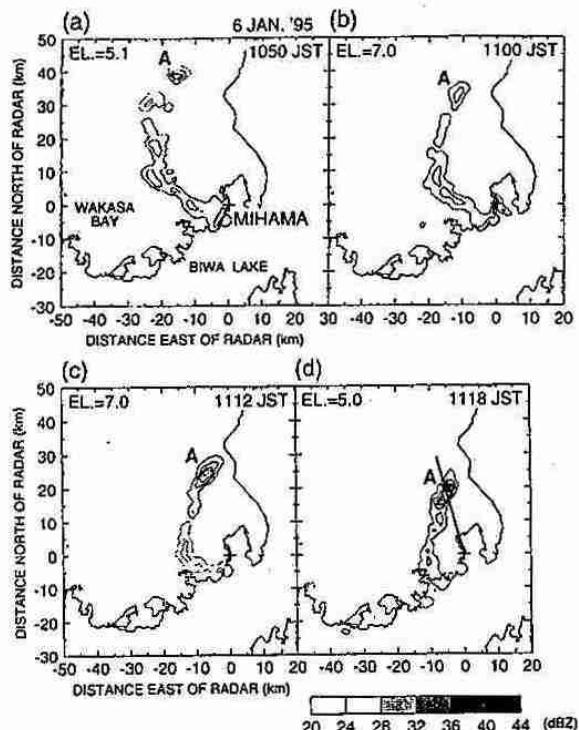


図1 11:16に落雷が観測されたエコー(図中A)のPPIによる反射強度の時間変化。センターは20dBZから4dBZごと。(d)の図中の直線は図2に対応するRH1の方向、★印は落雷位置を示す。

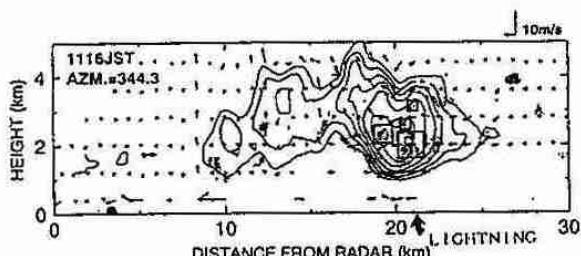


図2 RH1による水平偏波の反射強度、レーダー反射因子差(Z_{DR})。小さな矢印はドップラー速度から計算された風速場。反射強度のセンターは図1と同様。陰影の部分は Z_{DR} が0~0.6dB以下の領域で、そのうち四角で囲まれているのが霞が存在すると推定される領域。

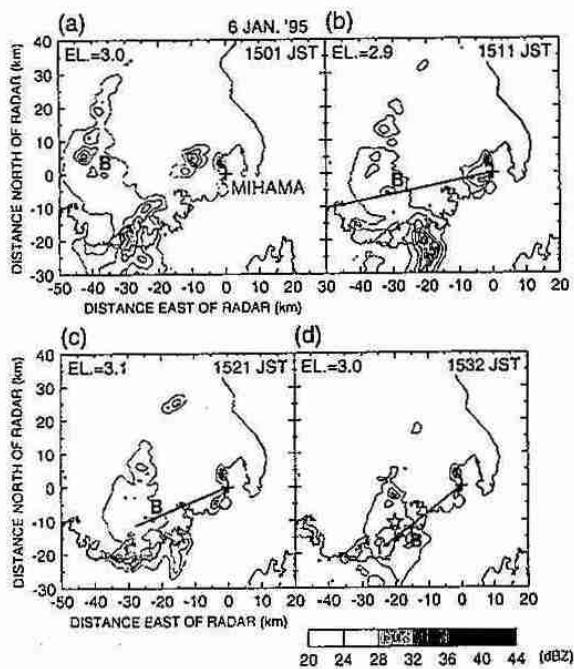


図3 図1と同じ。ただし15:32に落雷が観測されたエコー(図中B)。(b)～(d)中の直線はそれぞれ図4(b')～(d')の方向に対応する。☆印は落雷位置。

し、海岸の近くで落雷が観測されている。RHIによるエコーの鉛直断面を見ると、図4(b')に見られるように落雷16分前ではエコーに対応する位置に下層の弱風域と一般風による強い収束が存在しているが、他のエコーのRHIにはこのような収束は見られなかった。よってこの下層の収束が落雷をもたらすようなエコーセルの発達に重要な役割を果たしたものと考えられる。次に落雷前後における霰の分布を見ると、落雷8分前(図4(c'))では高度1～2kmに散在し、そのほとんどが下降流域内に位置していた。そして落雷3分後(図4(d'))では霰が存在すると推定される領域はその多くが低下し、落雷位置の上空ではほとんど無くなっている。このように11時16分のケースとは極性は異なるが、このケースも霰が落下しつつあるエコーの衰退期に落雷が発生しているという点で一致していた。

極性とエコーセルの内部構造との関係を調べるために、落雷前における霰の分布について正極雷と負極雷を比較してみると(図5)、正極雷では高度2～3kmに分布しているのに対し、負極雷では2km以下の中層で分布している。しかも正極雷のケースのRHIは落雷時のものであるため、落雷前はかなり高い高度に存在していたと予想される。したがって落雷前において霰の存在していた高度は両者の間でかなり差があったことがわかる。このことから、このような霰の高度分布の違いが落雷の極性に関係していると考えられる。

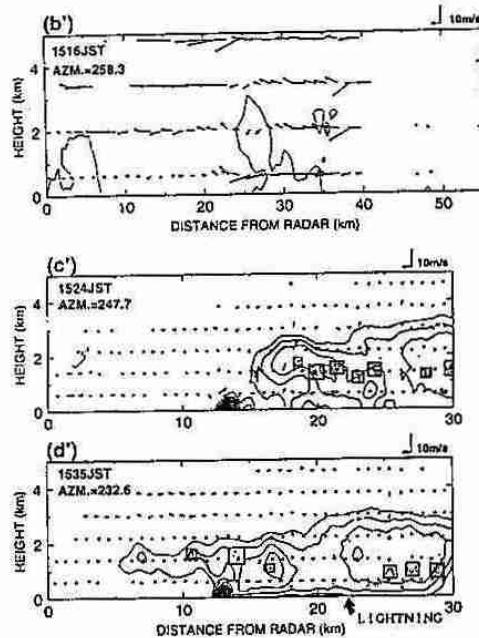


図4 (b')は反射強度と風速場のみ。(c'),(d')は図2に同じ。

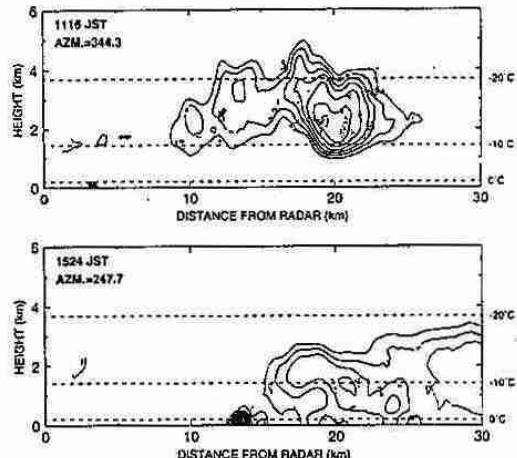


図5 上は11:16の正極雷(落雷時)、下は15:32の負極雷(落雷8分前)に対応するRHI。

4. まとめ

1月6日の11時16分の落雷と15時32分の落雷のどちらのケースも霰が落下しつつある、もしくは霰が落下してしまっているようなエコーの衰退期に発生していた。また15時32分のケースではエコーの発達期に下層で収束が見られ、エコーの急速な発達に寄与したと思われる。落雷前において霰の存在していた高度が、正極雷では高く、負極雷では低い傾向にあった。よってこの高度の違いが極性の違いに関係しており、落雷発生のメカニズムを知る手がかりになるとと考えられる。

7. B A S E 期間中に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて

*島村泰介・遊馬芳雄・岩田総司・菊地勝弘・上田博（北大院・理）
木村竜治・坪木和久（東大・海洋研）

1. はじめに

極域は地球規模での気候学、水収支、エネルギー収支を考える上で重要な役割を果たす領域である。しかし、これまで極域擾乱の観測的研究はほとんど行われていない。そこで、極域擾乱の構造と降水機構を調べるために、1994年9月1日から10月15日にかけて行われたBASE(Beaufort and Arctic Storms Experiment)に参加し、カナダ北極圏、ノースウエスト準州Tuktoyaktuk($69^{\circ}27'N, 133^{\circ}02'W$)に北大理学部偏波ドップラーレーダーを設置し観測を行った。ここでは、期間中の9月26日に観測された、Beaufort海上で発生、発達した渦状擾乱を伴う筋状エコーについて報告する。

2. 解析方法

TVAD法によって水平二次元的な気流を、また、RHIデータから鉛直二次元の気流を求めた。さらに、反射因子(Z_{HH})、反射因子差(Z_{DR})、およびレーダーサイトに設置した降水粒子観測用ビデオから、エコー内での粒子分布を調べた。

3. 解析結果

図1は1994年9月26日12UTCの地上天気図である。Tuktoyaktuk付近はBeaufort海からの強い北西風が吹き込んでいる。衛星画像によると、Beaufort海北部は海氷に覆われているが、沿岸付近は海水面が存在し、海氷と大陸からの吹き出しに伴う収束帯がみられた。収束帯の南端には、数十km間隔で並んだ筋状雲が見られ、レーダーサイト上空を次々に通過した。レーダーPPI反射因子とストームに相対的な気流の合成図を図2に示す。図2のように、10kmスケールの渦を伴う対流性のエコーが観測された。レーダーサイトに設置した風速計によると筋状エコーの通過に伴って風速が急変した。筋状エコーを挟んで南北の強い水平シアー(最大 $2 \times 10^{-3} s^{-1}$)が存在し、これが渦状擾乱を励起し、特徴的な形態を呈していたと考えられる。方位角 331.3° の Z_{HH} 、鉛直流、および Z_{DR} のRHI断面をそれぞれ図3から図5に示した。図6は Z_{HH} と Z_{DR} の分散図である。図3と図4から、水平距離20km近傍の大きな Z_{HH} の北側に上昇域(実線)がみられ、強い Z_{HH} は粒子の落下により下降域になっている。また図6から、大きな Z_{HH} は大きな Z_{DR} ($> 1.3\text{dB}$)と一致していて、雪片のような偏平な粒子の存在が推定される。このことは、降水粒子観測ビデオで強い降水が樹枝状結晶と雪片に対応していたことと一致する。以上から、今回観測されたストームでは、生成された雪片がその領域の外側に落下し、大きな Z_{HH} が観測されたものと推定される。このような気流は、水平的には南側の大きな水平運動量を北側に輸送し、鉛直的にはBeaufort海面の熱を上方に輸送する役割をはたしていると考えられる。

4. まとめ

BASE期間中1994年9月26日に観測された、渦状擾乱を伴う筋状エコーについて偏波ドップラーレーダー観測を行い、この筋状エコーの構造について調べた。筋状エコーを挟む南北の水平シアーによって渦状擾乱が励起され、特徴的な形態が見られた。雪片や樹枝状結晶は外側で落下し、大きな Z_{HH} の領域を作っていた。この構造は、南北方向の運動量輸送、鉛直方向の熱輸送の役割をはたしていると考えられる。

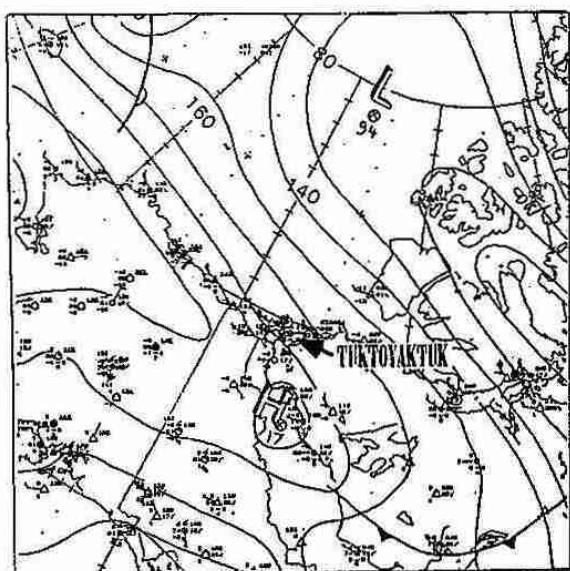


図 1. 1994年9月26日12UTCにおける地上天気図。

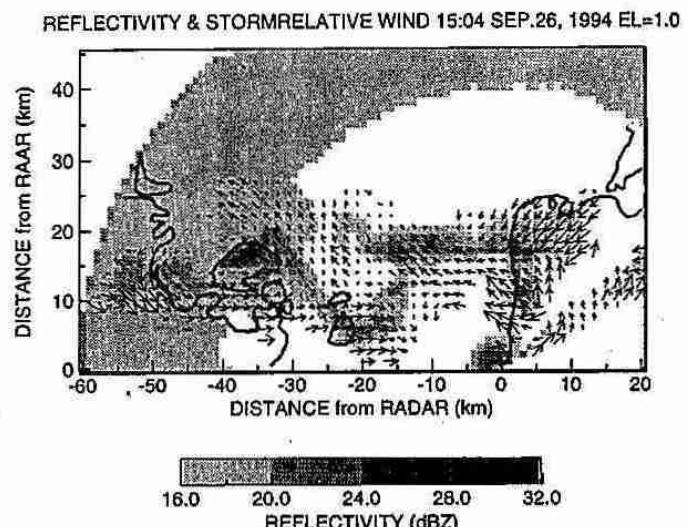


図 2. 1994年9月26日15:04UTCにおける仰角 1.0° のPPI反射因子とストームに相対的な気流の合成図。

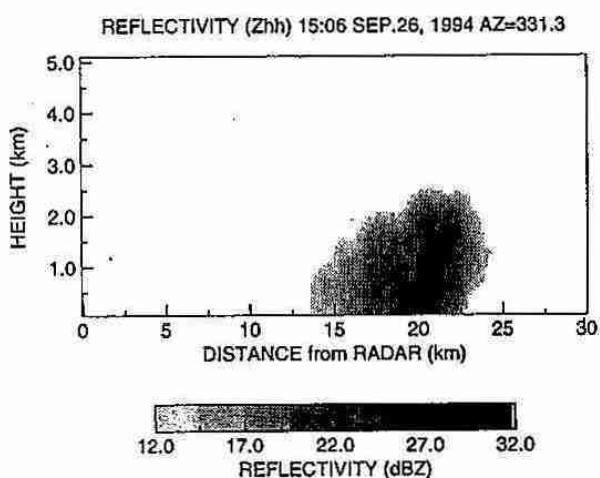


図 3. 1994年9月26日15:06UTC, 方位角 331.3° の Z_{HH} RHI断面図。

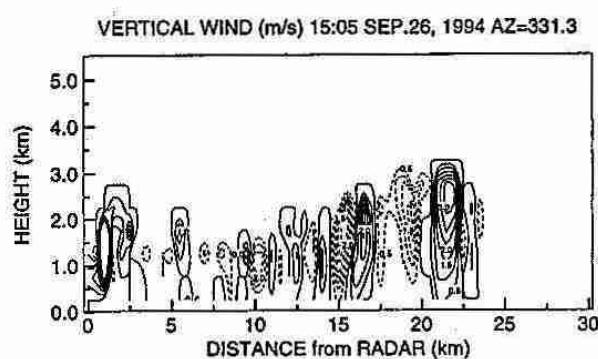


図 4. 1994年9月26日15:05UTC, 方位角 331.3° の鉛直流のRHI断面図。

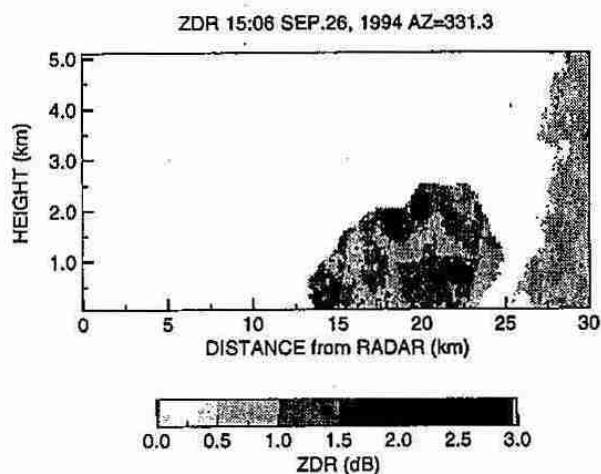


図 5. 1994年9月26日15:06UTC, 方位角 331.3° の Z_{DR} RHI断面。

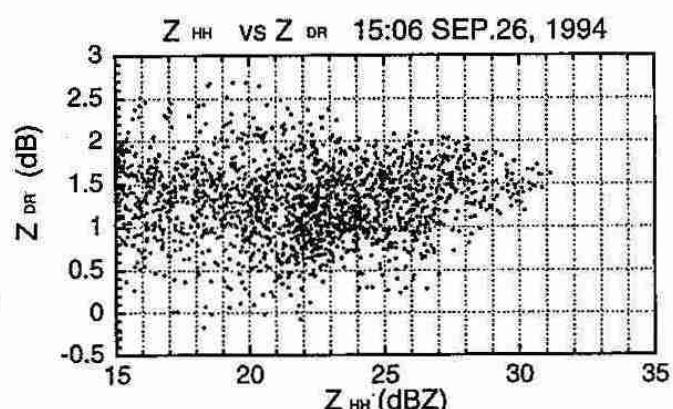


図 6. 1994年9月26日15:06UTCにおける図2と図3の分散図. 横軸 Z_{HH} , 縦軸 Z_{DR} .

8. 化学組成に基づいたエアロゾル光学的特性推定法の検討

○堀 雅裕, 太田幸雄, 村尾直人, 山形 定
(北海道大学工学部)

1. はじめに 近年、人間活動によって排出された大気エアロゾルが太陽放射を散乱し、温室効果気体による地球温暖化の進行を抑制していることが指摘されている。将来の地球温暖化の影響を正確に予測するためにはエアロゾルの放射影響を評価することが不可欠である。エアロゾルの放射影響を評価するためには、大気中のエアロゾルの光学的特性（単一散乱アルベド、phase function）を特定することが必要であり、エアロゾルを捕集しその化学組成に基づき、各成分ごとに粒径分布や存在形態を考慮しMie散乱理論を用いて算出することができる。しかし、多成分の粒子で構成されるエアロゾルの粒径分布や存在形態には未だ不確定な部分があり、エアロゾル放射影響の現実的な評価を難しくしている。本研究では、化学組成に基づいて算出したエアロゾルの光学的特性値の有効性を検証することを目的として、算出した光学特性値を用い放射伝達計算を行い地上における散乱日射量を計算し、実際に観測した散乱日射量と比較、検討を行う。

2. 方法 札幌にて快晴日の昼間、エアロゾルを5~6時間捕集し、その間に全天日射計で全天および散乱日射量を、sunphotometerで直達日射量を3~4回観測する。化学組成を明らかにした後、成分粒子ごとに粒径分布n(r)、複素屈折率m_r、また大気中での存在形態を考慮して、体積消散係数(σ_{ext})、体積散乱係数(σ_{sca})および単一散乱アルベド($\omega = \sigma_{sca}/\sigma_{ext}$)を算出する。その際、存在形態として都市大気エアロゾルであることを考慮し、黒色純炭素と硫酸アンモニウムの質量の半分が、黒色純炭素を核、硫酸アンモニウムを殻とする混合粒子を形成し、残りの半分と他の成分粒子は均質粒子として存在するものとした。また、粒径分布は対数正規分布に従うとして、過去の実測値を参考に以下の3つのシナリオについて計算した。シナリオX：外国における観測値に基づく非常に小さな粒径分布、シナリオY：本研究室で過去に実測した粒径分布（かなり大きい）、シナリオZ：XとYの中間の粒径をもつ分布。次に、算出した単一散乱アルベドを使い、 δP_3 近似法による放射伝達計算を行い、地表面における散乱日射量(F_{diff})、直達日射量(F_{dir})を計算した。このF_{diff}とF_{dir}の比 ϕ cal (=F_{diff}/F_{dir})を、エアロゾル捕集時に同時に観測した各日射量F_{diff}、F_{dir}の比 ϕ obsと比較した（図1）。

3. 結果・考察 大気エアロゾルの捕集および日射観測は、1994年6~11月の雲のない快晴の日を選び行い、13のエアロゾルサンプルをとり、49回の日射観測を行った。各サンプルから三つの粒径分布シナリオについて単一散乱アルベドを算出した結果、X<Z<Yの順に散乱割合が大きな値をとった。次に図2に、求めた単一散乱アルベドを用いて計算した ϕ calと観測から求めた ϕ obsとの相関図を粒径分布シナリオ別に示す。粒径分布の幾何平均半径はシナリオX<Z<Yの順に大きくなっている。図2より、シナリオXでは ϕ が大きくなればなるほど計算値の方が観測値より小さくなっている。つまり、エアロゾルによる散乱を過小評価していることが分かる。一方シナリオYでは、全体的に計算値の方が大きくなり、シナリオZで観測値と計算値の一一致が最も良くなっている。これはシナリオYでは粒径分布（特に硫酸塩粒子）の設定が大きすぎてエアロゾルの散乱を過大評価しており、XとYの中間の大きさをもつシナリオZで最も適切な評価が得られたことによる。このことから今回考慮した三つのシナリオの内、シナリオZの粒径分布を採用してエアロゾルの光学的特性を算出すれば、現実に近い値が得られることが分かった。

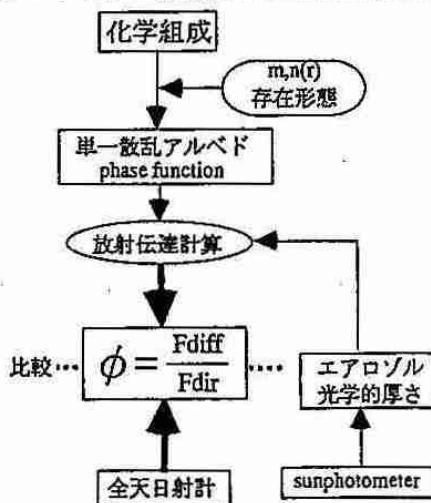


図1 解析方法

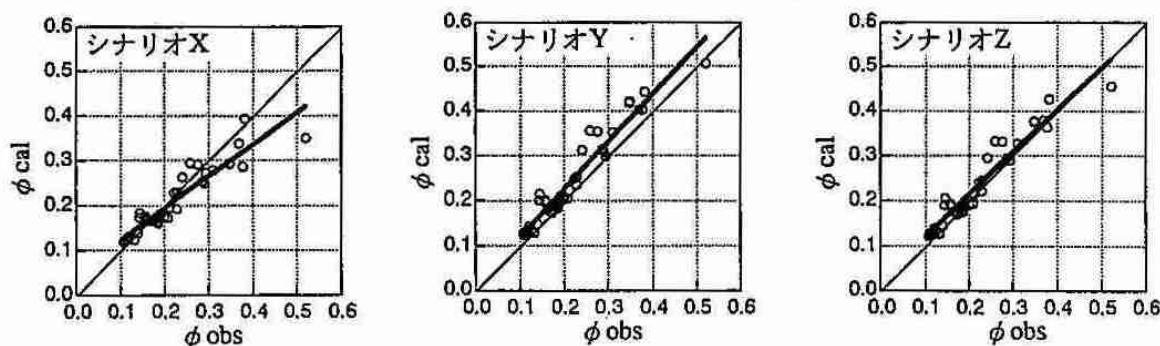


図2 粒径分布シナリオ別に示した散乱日射量/直達日射量(φ)の計算値(φ cal)と観測値(φ obs)の比較図