

一発表会要旨②一

平成8年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成8年6月7日(金)

場所：北海道大学理学部3号館

地球物理学教室3の401 講義室

1. 帯状平均流と大気角運動量の収支解析で見た1989年の成層圏突然昇温現象……………26
 北大院・地球環境 薛 東一・山崎 孝治
2. 衛星観測にもとづく水蒸気分布の観点から見た成層圏循環について……………28
 京大・理 河本 望
 北大院・地球環境 塩谷 雅人
3. カナダBASEプロジェクトで観測された降雪の安定同位体……………30
 北大院・地球環境 栗田 直幸
 北大・低温研 遠藤 辰雄
 北大院・地球環境 田中 教幸
4. 北極圏における厳冬の水蒸気、エアロゾル、雪結晶の研究
 (WANTS-ARCTIC;Canada)……………32
 北大院・理 菊池 勝弘・遊馬 芳雄
 “ 上田 博・井上 雄介
 秋田大・教育 梶川 正弘
 大阪府教育センター 佐藤 昇
 北教大 桜井 兼市
 東北大・理 早坂 忠裕
5. オホーツク海の海氷が大気大循環場に及ぼす影響について……………34
 北大・低温研 本田 明治・竹内 謙介
 北大院・地球環境 山崎 孝治
 東海大・文明研 立花 義裕
6. ドップラレーダーを用いた海風前線の3次元構造に関する研究……………36
 —1995年8月16日の事例—
 北大院・理 半田晋二郎・上田 博
 “ 井上 雄介・小林 博介
 “ 晴山 卓・菊池 勝弘
 札幌総合情報センター 金村 直俊
7. LLSデータによる北海道地方の落雷特性……………38
 北大院・理 小林 博文・遊馬 芳雄
 “ 菊池 勝弘・上田 博
 北電・総究 黒沢 公雄
 札幌総合情報センター 金村 直俊
8. 季節風の先端に形成されたバンド状エコーの構造……………40
 北大院・理 山田 広幸・上田 博
 “ 遊馬 芳雄・菊池 勝弘
 防災科研・気水圏 真木 雅之
 防災科研・長岡 岩波 越
9. 長崎における1996年の黄砂の光学的特性について……………42
 北大・低温研 青木 一真
 “ 遠藤 辰雄
 東大・気候システム 中島 映至
 長崎大・教育 荒生 公雄

1. 帯状平均流と大気角運動量の収支解析で見た 1989 年の成層圏突然昇温現象

薛 東一・山崎 孝治 (北大院・地球環境)

1 はじめに

1988 年から 1989 年にかけての北半球冬季の成層圏では、2 度 (1 月 29 日頃、2 月 12 日頃) の小昇温 (minor warming) と 1 度 (2 月 23 日頃) の大昇温 (major warming) が起きている。

ここでは、成層圏突然昇温に伴う帯状平均流と大気角運動量の変化をより明らかにするために、変形オイラー平均方程式系 (Transformed Eulerian Mean formalism) を用いて定性・定量的な解析を行なう。

2 データと解析方法

使用したデータは、NMC の 1989 年 1 月 1 日から 3 月 31 日までの 1 日 1 回 (1200GMT) の高度、風、温度場の客観解析値であり、水平分解能は緯度 2.5 度・経度 5.0 度、層は 0.4hPa から 1000hPa までの 18 層である。

帯状平均流と大気角運動量変化の解析のためにそれぞれ変形オイラー平均方程式系の東西平均運動方程式と角運動量方程式を用いる。変形オイラー平均方程式系の角運動量方程式は、

$$\frac{\partial \bar{m}}{\partial t} + \frac{\bar{v}^*}{a} \frac{\partial \bar{m}}{\partial \phi} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{m}}{\partial z} = (a \cos \phi) \bar{G} \quad (1)$$

である。ここで、それぞれの項をある高さ (z_1, ∞) と緯度 (ϕ_1, ϕ_2) 帯について積分し、全球 ($\phi_1 \rightarrow -\frac{\pi}{2}, \phi_2 \rightarrow \frac{\pi}{2}$) を仮定すると式 (1) は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} &= \frac{\partial M_r}{\partial t} = 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} a^2 \cos \phi \bar{w}^* \bar{m} d\phi \\ &- 2\pi \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} a^2 \cos \phi F^{(z)} d\phi \end{aligned} \quad (2)$$

になる。この式 (2) を用いて、突然昇温時における大気角運動量の変化を調べる。ただし、 $\bar{m} = a \cos \phi (\bar{u} + a \cos \phi \Omega)$ 、 M (絶対角運動量

) $= 2\pi \int_{z_1}^{\infty} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \rho_0 a^2 \cos \phi \bar{m} d\phi dz = M_r$ (相対角運動量) $+ M_\Omega$ (惑星角運動量)、 $\bar{G}$ と $F^{(z)}$ はそれぞれ wave-induced force と E-P flux の鉛直成分である。

3 結果

帯状平均流の変化は主に eddy forcing によって支配され突然昇温時に大きく変化し、残差平均子午面循環に作用するコリオリ力の項 ($f\bar{v}^*$) は同じぐらいの大きさと反対の傾向で eddy forcing を調節する役割をする。帯状平均流の変化に多少の影響を及ぼす残差平均子午面循環の鉛直成分 ($\bar{w}^*$) は低緯度域での上昇と高緯度域 (60N 以上) での強い下降、子午面成分 ($\bar{v}^*$) はほぼ北半球全域で極向きの循環を示す。客観解析データから直接求めた帯状平均流の変化と運動方程式よりの変化は全体的に同じ傾向を示し、突然昇温の時にその傾向は強い。しかし、変化量においてはいくらかの差が存在する。

1988/89 年の北半球冬季の成層圏においては突然昇温現象と関連した大幅の大気角運動量の減少が見られる (図 1)。しかし、3 度の突然昇温にもかかわらず大気角運動量は昇温の終わる 1 カ月以前から起伏がない、緩やかな減少傾向を示す (図 1)。昇温が終わると大気角運動量の減少も止まり、すぐ回復する (図 1)。大気角運動量の減少はほぼ北半球全域の成層圏で起こるが、特に中緯度域 (30~60N) の上部成層圏 (10hPa 以上) でその程度が大きい。それから大気角運動量の減少は中緯度域 (30~50N) で先行し、昇温後の回復もだいたい同じ緯度域から始まる傾向がある (図 2)。式 (2) の結果から、大気角運動量の変化は主に eddy forcing (右辺第 2 項) によって支配されるのが分かる (図 3)。即ち、E-P flux の鉛直成分の eddy forcing が大気角運動量の減少を引き起こす。それに反して

右辺第1項は反対の傾向で eddy forcing を調節する(図3)。100hPa以上の全球に対して客観解析データから直接求めた大気角運動量の変化と角運動量方程式からの変化を比べると、傾向は類似するが変化量においては差が存在するのが分かる(図3)。大昇温が発生した2月中旬の約1カ月以前より E-P flux の鉛直成分が持続的に強くなったことから、この eddy forcing に伴って大気角運動量も約1カ月間に渡って持続的に減少したと推測できる。

4 まとめ

以上の解析結果から、突然昇温時における帯状平均流と大気角運動量の変化は主に eddy forcing によって支配されるのが分かった。特に大気角運動量は eddy forcing に伴って大昇温の終る1カ月以前から緩やかな大幅の減少傾向を示し、昇温が終わるとすぐその減少も止まる。大気角運動量の減少はほぼ北半球全域の成層圏で起こり、中緯度域で先行して回復もだいたい同じ緯度域から始まる。

客観解析データから直接求めた帯状平均流・大気角運動量の変化と方程式系からの変化との間に存在する差の原因としては重力波 drag とデータの不正確性などが上げられる。

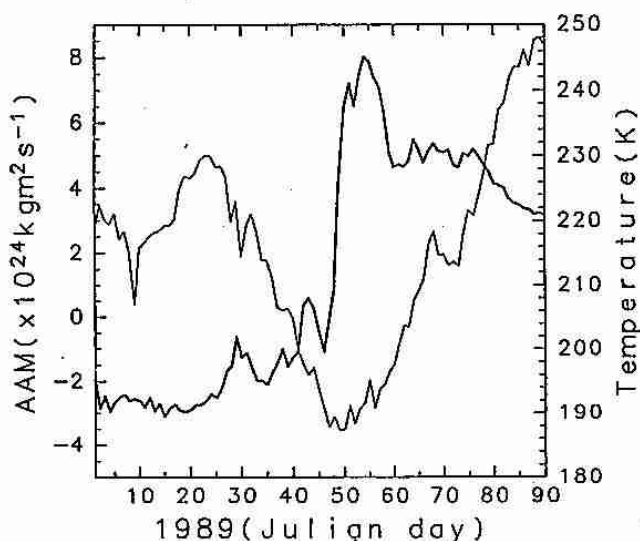


図1 帯状平均気温(90N、30hPa:太実線)と大気角運動量(90S~90N、100~0.4hPa:細実線)の時間変化図

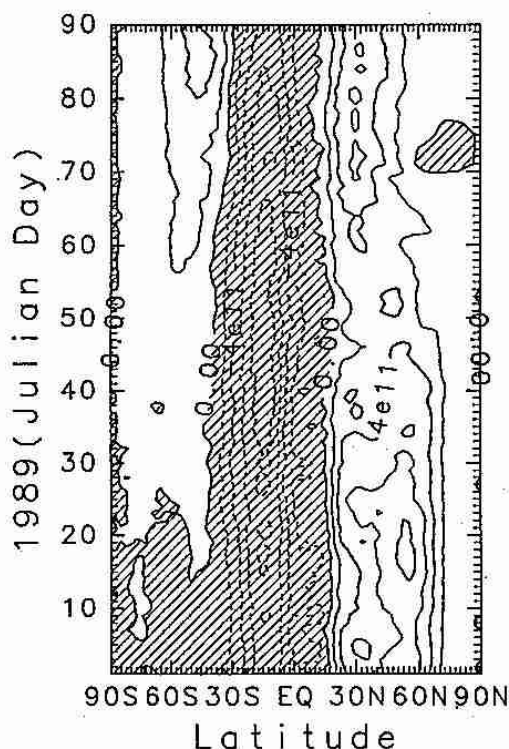


図2 大気角運動量の鉛直積分によって計算された、100hPaにおける大気角運動量の時間・緯度断面図 ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Pa}$ 、図は $\bar{m} \cos \phi$ の鉛直積分)

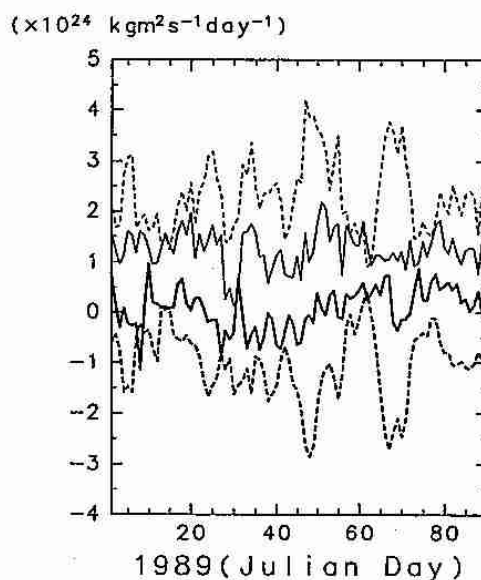


図3 成層圏(100~0.4hPa) 全球の大気角運動量の時間変化図(細点線:式(2)の右辺第1項、太点線:式(2)の右辺第2項、細実線:式(2)の右辺第1項+第2項、太実線:NMCデータから直接求めた大気角運動量の時間変化)

2. 衛星観測にもとづく水蒸気分布の観点から見た成層圏循環について

河本 望 (京大・理)・塩谷 雅人 (北大院・地球環境)

1. はじめに

近年、人工衛星からの観測によって、成層圏のオゾンとともにオゾンの光化学反応に関係する大気微量成分の全球分布が知られるようになってきている。その中で光化学的寿命の長いものは、成層圏循環の解析にトレーサーとして利用することができる。そこで人工衛星 Nimbus 7 号に搭載された Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS) が測定した大気微量組成、その中でも特に水蒸気データを用いて物質輸送の観点から成層圏循環の解析をおこなった。水蒸気は光化学的寿命が大変長く、成層圏の力学現象を解析する上でトレーサーとして広く利用できる。ここでは、中高緯度のプラネタリー波動にともなう輸送・ミキシング作用について解析した結果を報告する。

2. LIMS データ

解析には LIMS の温度と水蒸気データを用いた。データは 1978 年 10 月 25 日から 1979 年 5 月 28 日まで北半球冬季を中心とした 216 日間 (daily) について、東西平均値と東西波数 6 までのフーリエ係数が緯度 4° おきに存在するかたちで 84°N から 64°S まで提供されている。鉛直方向には温度のデータは以下の等圧面上に存在している: 100, 70, 50, 30, 16, 10, 7, 5, 3, 2, 1.5, 1, 0.7, 0.5, 0.4, 0.2, 0.1 hPa。水蒸気データは同じ等圧面上に 100 hPa から 1.0 hPa まで提供されている。また、NMC 100 hPa の高度場のデータをベースにして、LIMS の温度データからそれぞれ等圧面上の高度場の値を計算した。

3. 成層圏の水蒸気分布

図 1 はある日の東西平均した水蒸気混合比の緯度-高さ断面を示している。Brewer-Dobson 循環の考えにしたがうと、低緯度圏界面で対流圏から成層圏に入る気塊は、上昇流にともなう断熱変化によって冷され、その低い温度に対応する飽和水蒸気量以上の余分な水蒸気を氷結落下で失うために乾燥する。成層圏に入ったのち、気塊は子午面循環によって輸送されるが、上部成層圏でメタンが酸化されることにより水蒸気が生成されるため、気塊の持つ水蒸気混合比は上層に行くにしたがって徐々に大きくなる。いっぽう両極で比較的大きな値をとるのは、子午面循環によって上層の混合比の大きい気塊が下方に輸送されてきたためと考えられる。

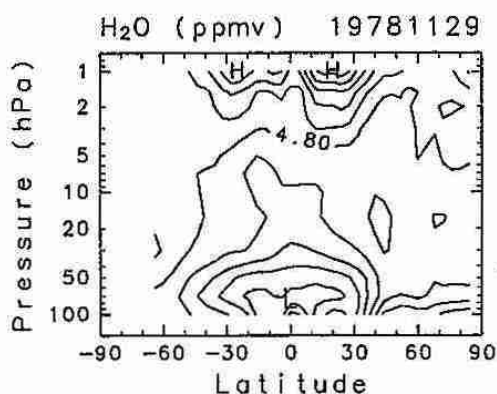


図 1: 1978 年 11 月 29 日の東西平均した水蒸気混合比の緯度-高さ断面 (contour interval 0.6 ppmv).

4. 中高緯度の波構造

Labitzke (1981) によると 1978 年から 79 年の冬季北半球のプラネタリー波動の活動は次のような特徴を示している: 高度場の東西波数 1 の振幅は 1 月の終りに第 1 最大、2 月のはじめに第 2 最大を持ち、これは 2 度の小昇温のタイミングと一致している。いっぽう波数 2 の振幅は 2 月の後半に最大が見られ、これはおおそ大昇温のタイミングに一致している。図 2 は 850 K 等温位面 (~ 10 hPa) に線型内挿した水蒸気の分布図で、(a) は波数 1 が卓越しはじめるころ: 1 月 20 日、(b) は波数 1 の振幅最大: 1 月 26 日、(c) は波数 2 の振幅最大の日: 2 月 21 日をそれぞれ示している。(b)、(c) では高度場同様にそれぞれ東西波数 1, 2 の波構造が明瞭で、空間分布はポテンシャル渦度とよく対応している。(a) では波数 1 が卓越しつつも、まだ混合比の大きな気塊は極域をとりまわっている。しかし (b) では極周辺にあった気塊は低緯度

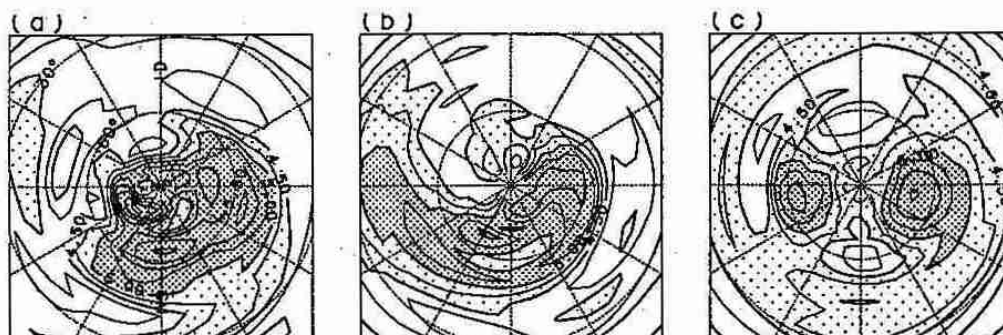


図 2: 850 K 等温位面上に線型内挿した水蒸気の分布: (a) 1 月 20 日, (b) 1 月 26 日, (c) 2 月 21 日 (contour interval 0.25 ppmv, 緯度経度線は 30° おき). 4.5 ppmv 以上の領域に薄いトーン, 5.0 ppmv 以上の領域に濃いトーンをはっている。

側に移動し, 逆に低緯度から混合比の小さい気塊が輸送されてきている。ここには示さないが, 波数 1 の振幅第 2 最大の 2 月のはじめでも同様な特徴が確認できる。波数 2 の卓越する (c) では極域は完全に混合比の小さい気塊に囲まれている。このような波動活動にともない, 東西平均した時間-緯度断面においても混合比の小さい気塊が低緯度から高緯度に輸送されているのが見てとれた。またこの非可逆な輸送によって徐々にミキシングが進行し, 中緯度を中心に混合比の比較的一様な領域が広がることもわかった。

図 3 は高緯度域 (84°N~76°N) における東西平均値の時間-高さ断面を示している。例えば 10 hPa の高さを見ると, 高度場の東西波数 1, 2 の振幅が大きくなるタイミングで, 低緯度からの気塊の輸送によって混合比が小さくなっていることがわかる。ほかの特徴としては, 2 月のはじめを中心に混合比の大きい領域があり, また全体をとおして見ると今まで見てきたタイムスケールの短い現象とは別に, 混合比の大きい領域が北半球の冬の時期をとおしてゆっくりと下降してきていることがあげられる。この速度はおおよそ 3 mm s⁻¹ で一般に言われている冬極域の下降流の速度とよくあっている。

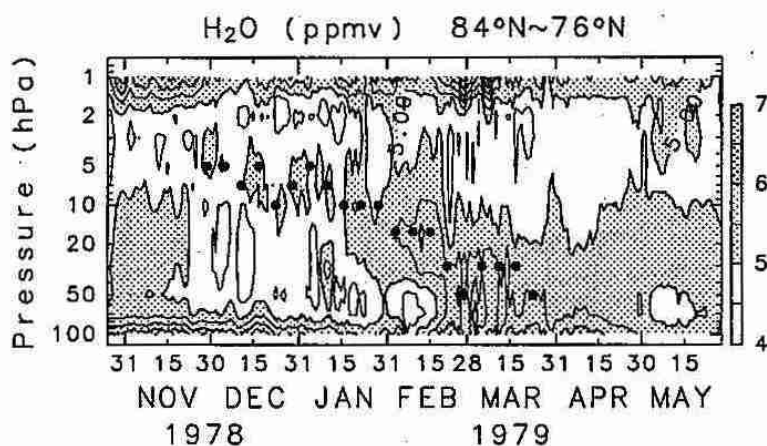


図 3: 東西平均した水蒸気混合比の時間-高さ断面, 84°N~76°N の平均 (contour interval 0.5 ppmv). • は下降にそった最大値の移行を示している。

5. まとめ

LIMS の観測した水蒸気データを用いて, 物質輸送観点から成層圏循環の解析をおこなった。中高緯度では, 水蒸気の分布がプラネタリー波動の影響を強く受けて高度場同様の波構造をもつことがわかった。それにもなって低緯度から混合比の小さい気塊が高緯度に輸送され, また非可逆的な効果のために次第に中緯度を中心にミキシングが進行している。極域の東西平均断面では, 冬の時期をとおして混合比の大きい領域が下降するのが見られた。

参考文献

Labitzke, K., 1981, *Mon. Weather Rev.*, 109, 983-989.

3. カナダBASEプロジェクトで観測された降雪の安定同位体

栗田 直幸(北大院・地球環境) 遠藤 辰雄(北大・低温研) 田中 教幸(北大院・地球環境)

1. はじめに

国際気象観測プロジェクトBASE(Beaufort Arctic Storm Experiment)期間中の1994年9/1から10/1にかけてカナダ北部のInuvik(北緯68度18分、西経133度29分)で採取された降雪試料の水素同位体組成を測定し、採取された雪の結晶形とその他の物理パラメーターを用いて水蒸気の供給源及び雪結晶形成機構を明らかにすることを目的とした。

2. 研究内容

高さ約5mの暴風ネットを建て、その中に1415平方センチメートルの底面積を持つ降雪コレクター4個を設置し約1時間毎にサンプルを得た。サンプルは観測期間中冷凍保存しておき、日本に持ち帰ってから全て同時に密封容器中で融解し、その一部を10mlのバイアル瓶に入れて測定するまで冷蔵保存した。本研究では測定は降雪量が0.1mm以上の27試料について水素同位体組成の解析を行った。

また測定結果の解釈に使用した雪結晶形は、サンプリングと同時にすぐわきで写真撮影を降雪が観測されている間連続で行ったものを使用し、トラジェクトリー解析は、エドモントのカナダ気象局で行われたものを使用した。

3. 結果と考察

各ストーム毎の水素同位比の変動は、図-1に示した。測定された水素同位体比は同じストームのなかで70%程度の変動、観測期間中全体では δD_{snow} 値で-148から-248‰の範囲で変動した。また、平均値(算術平均)は-202‰であった。

同じストームの中で観測された同位体比の変動とそのストーム中で観測された雪結晶形の変化と比較してみると、雪結晶形が変化していないにも関わらず大きな同位体比の変化が観測され、さらに雪結晶形の変化から予想される同位体比の変動の方向と逆方向に変化している場合もあった。さらに降雪量と水素同位体比の変化にも相関がなかった。以上のことから、今回観測された同じストーム内の同位体比のばらつきは、雪結晶形成時の同位体分別効果の変動によるものとして説明できないことが明らかとなり、何らかの他の要因が重要であることが明らかとなった。

トラジェクトリー解析から、観測期間中のストームは大まかにStorm Trackグループと、Pacific Originグループのふたつに分けることが出来る(図2参照)。Storm Trackグループは、北極海に起源を持ち北緯70度の線に沿って移動してきた気塊であり、Pacific Originのグループは、北太平洋からロッキー山脈を越えて移動してきた気塊である。それぞれのグループの平均値を求めると、Storm Trackグループ-155±26(1σSD)‰、Pacific Originグループ-216±24(1σSD)‰であり、2つの平均値の間には有意な差が見られた。Trajectory解析によって求められたStorm TrackグループおよびPacific Originグループのストームの起源気塊の水蒸気同位体組成を、北半球の海洋表面水の水素同位体比を0‰、かつInuvikに到達するまで降雪、または降水を形成しないと仮定して試算すると、Storm Trackグループでは-120‰、Pacific Originグループでは-90‰となる。これはInuvikで観測された降雪の同位体組成の関係と逆で、Storm Trackグループのほうが、Pacific Originグループよりも同位体比が軽いという結果となった。Pacific Originグループは、どこか途中で同位体比を軽くするプロセスが存在する必要がある、その有力な候補として北太平洋からロッキー山脈を越えてInuvikに到達する途中で全水蒸気量中の約60%を降水(降雪)として除かれたと仮定すれば、Inuvikで観測されたような軽い値になることも説明可能であることが示唆された。観測されたストーム毎の同位体比の変化は、それぞれのストーム起源の気塊の違いに起因するものと考えられる。このことから同位体を用いればストームの気塊の起源が同定出来る可能性があることが判明した。

4. 今後の課題

今回、ストーム内水蒸気同位体組成の複雑さにより、研究目的の1つであった雪結晶と同位体比の関係から雪結晶形成機構を明らかにすることが出来なかった。よって今後ストームが単純で且つストームの水蒸気起源が安定している日本の冬季モンスーン期に同様の観測を実施する予定である。また今後、今回観測したストームの繊細な物理情報が手に入る予定であるのでそれを用いて今回分からなかった同一ストーム内で観測された水素同位体比の変動理由を明らかにし、極域性ストーム内の水収支を明らかにする研究に発展させていく予定である。

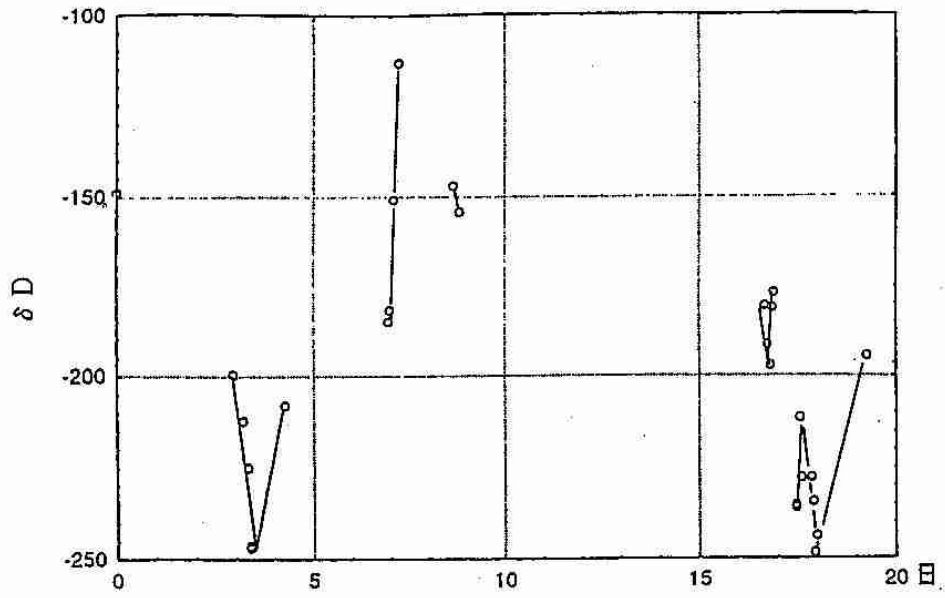


図1 降雪中の水素同位比変動

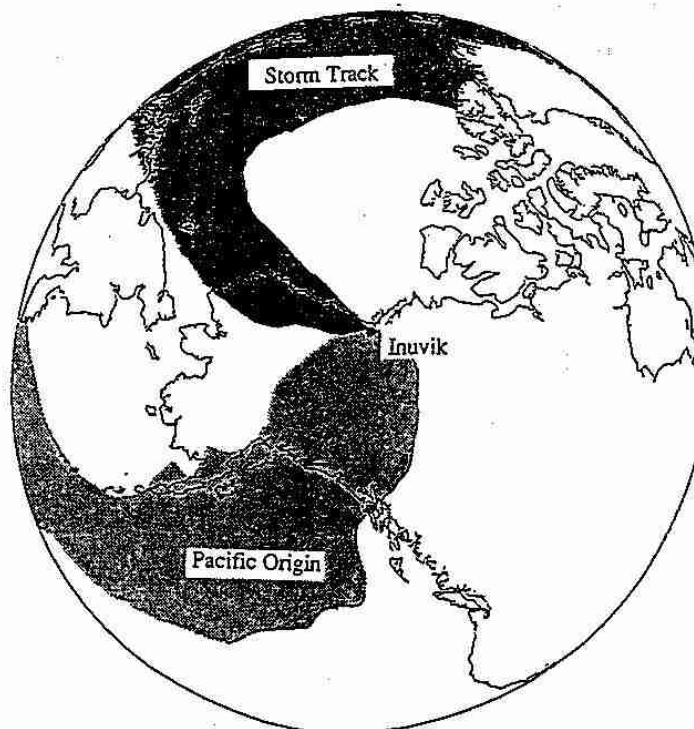


図2 500mb Bask Trajectory

4. 北極圏における厳冬期の水蒸気, エアロゾル, 雪結晶の研究 (WANTS-ARCTIC; Canada)

菊地勝弘・遊馬芳雄・上田 博・井上雄介 (北大院・理)

梶川正弘 (秋田大・教育)・佐藤 昇 (大阪府教育センター)

桜井兼市 (北教大・旭川)・早坂忠裕 (東北大・理)

冬期の北極域に降雪をもたらす水蒸気の輸送及びエアロゾル等の循環機構は未だ十分には理解されてはいない。しかしながら、これまでカナダ・ノースウェスト準州イヌビック周辺ではいくつかの観測プロジェクトが行われてきた。例えば、1979年11月から1980年1月に行われた POLEX-North をはじめとする観測研究において北大理学部、名大大気水圏研による雪結晶やミリ波レーダー等による観測によって降雪の特徴が明らかになってきた。一方、1994年晩秋から初冬にかけての降水機構はカナダ気象局、トロント大学等による BASE (Beaufort and Arctic Storms Experiment) 期間中に行われた北大理学部、東大海洋研によるドップラーレーダー観測等によってストームの特徴が明らかにされつつある。

この研究は、1995年12月初旬から1996年1月中旬にかけてイヌビック (図1) において行われた厳冬期の北極域における水蒸気, エアロゾルの輸送過程と多結晶雪結晶の成長に関する現地観測である。観測はノースウェスト準州イヌビック科学研究センターに鉛直ドップラーレーダー, 降雪量計, 降水粒子観測装置 (PMS, 2D-P プローブ), 風向風速計, 温度計, マイクロ波放射計, エアロゾルサンプラー等を設置し, さらに顕微鏡による降水粒子の観察と成長, レプリカ法による雪結晶の採集を行った。

厳冬期の40日間におよぶ鉛直レーダー, マイクロ波放射計による連続観測を行うことができ, カナダ北極域での水蒸気, エアロゾル輸送, 多結晶雪結晶に関する貴重なデータを得ることができた。図2にイヌビックにおける気圧, 気温, マイクロ波放射計からの水蒸気量, 雲水量を示した。冬期間, 観測領域に水蒸気をもたらす経路には主に2種類あり1つはアラスカ湾から北東進する経路 (12月20日から30日) と北極域から東進する経路 (1月6日から15日) がある。この輸送経路の違いによって現地で観測される降水過程は大きく違っていることがわかった。前者の場合, 概して気温が全層にわたり高く, マイクロ波放射計から雲水量も多く観測され雲粒付樹枝状結晶や霰, 過冷却水滴等の降水が観測された。降水持続時間が短いが1回当たりの降雪量は多かった。後者の場合は, 風が強くて気温が低く, マイクロ波放射計からは雲水量がほとんど観測されず, 砲弾集合や角柱, 交差角板等が観測され, 降水の継続時間が長いにもかかわらず, 降水量が少ない傾向にあることが特徴的であった。

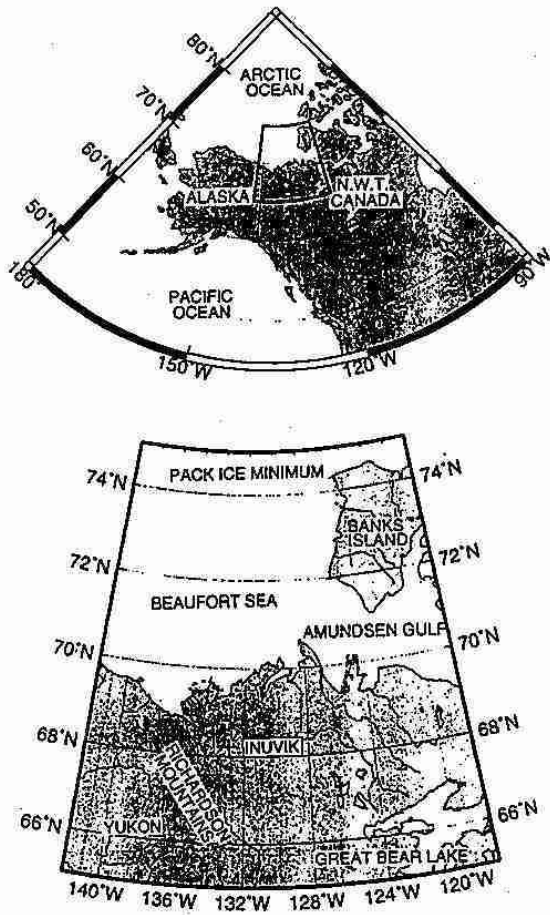


図1. WANTS-ARCTICプロジェクトを行ったノースウェスト準州イヌビク周辺の地図。

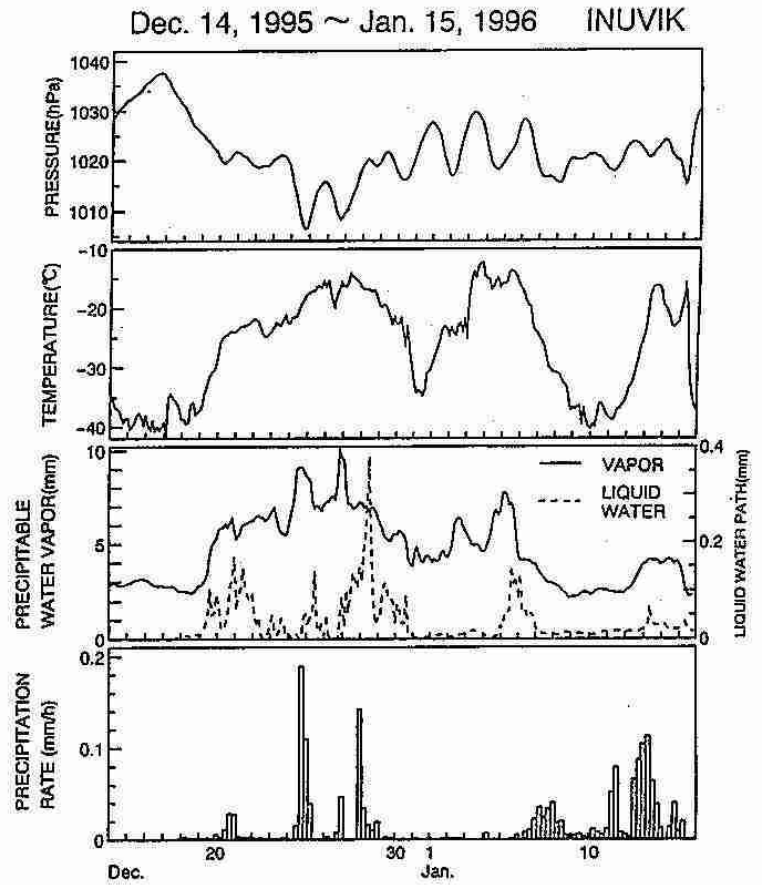


図2. 観測期間中の気圧、気温、マイクロ波放射計からの水蒸気量、雲水量、降水量の時系列。

5. オホーツク海の海水が大気循環場に及ぼす影響について

*本田明治¹、山崎孝治²、立花義裕³、竹内謙介¹

¹：北海道大学低温科学研究所 ²：北海道大学地球環境科学研究科 ³：東海大学文明研究所

1. 本研究の背景と目的

オホーツク海の海水が大気場に及ぼす影響についてこれまで主にNMC客観解析データを用いて調べてきた。NMCデータによって典型的な多氷年と少氷年のオホーツク海周辺の大気場を比較してみると、多氷ケースは少氷ケースに比べて、オホーツク海の下層では寒冷高気圧とそれに伴う発散場の形成が見られ、一方対流圏の中上層では高度低下、収束場の形成とそれに伴う下降流の存在などが特徴的である。これは海水が海を塞ぐという熱的な影響のみならず、何らかの力学過程を通じて海水の影響が対流圏の中上層まで及んでいることが示唆される(本田他、1995、1996)。しかし、海水が原因か大気が原因かというような因果関係についてはデータ解析で特定することは困難である。そこで、大気大循環モデル(AGCM)を用いて、オホーツク海の海水が大気場に及ぼす影響を調べる数値実験を行なった。

2. 数値実験について

使用したAGCMは気象研/北大-スペクトルモデル(T21L30)である(e.g., Chiba et al., 1996)。水平分解能は約5.6度でオホーツク海には6つの格子点がある。海水はグリッド毎に密接度"100%"か"0%"(気候値の海面水温を設定)を与える。海水の有無は観測に合うように12月～5月まで多氷ケースと少氷ケースをそれぞれ境界条件として月毎に設定した。同じ大気の初期条件からそれぞれランを行った。海水のシグナルを抽出するため、結果の統計的検定のため、初期条件を少しずつ変えて、多氷ランと少氷ランをそれぞれ5例行なった。

3. 数値実験による結果について

ここでは、統計的に有意な1、2月の平均の場について、多氷ランと少氷ランのそれぞれの平均の差について議論する。図1に海面気圧と地上気温の差(多氷-少氷)を示す。オホーツク海では多氷ケースは少氷ケースに比べて海面気圧は約12 hPa上昇、地上気温は約20℃低下しているのが見られる。少し過大評価しているが、これまでのデータ解析の結果に矛盾しない。一方、多氷と少氷の差にみられる顕著な偏差場はオホーツク海にとどまらず、気圧場、気温場ともに偏西風の downstream 方向にあたるベーリング海、アラスカ、北米方面まで、統計的にも有意な正偏差、負偏差のパターンが伝播しているようにみえる。比較のため図2にNMCデータによる海面気圧と地上気温の差(多氷年-少氷年)を示す。これからは、弱いながらも downstream 方向に同様の正偏差、負偏差のパターンがみられる。従って、図2に示される海面気圧や地上気温のパターンは、オホーツク海の海水の存在の有無を反映している可能性が高いが、これ以上の議論は現段階では困難である。以下は数値実験の結果のみにについて考える。

図1より示唆されるオホーツク海の海水の有無に伴う downstream 方向への渦列の伝播は、対流圏中上層にもはっきりと現れており、この応答は停滞性ロスビー波の伝播と考えられる。数値実験による渦度場、発散場の東西鉛直断面図(多氷-少氷、50-60Nの平均)よりこのことについて検証を行なう(図3)。渦度場(a)をみるとオホーツク海付近(140-160E)の下層には高気圧性の渦度が存在し、これより downstream 方向に傾圧的な渦列のパターンが伝播しているようにみえる。発散場(b)との対応をオホーツク海のすぐ東側のトラフ(160E-180Eの低気圧性渦度場)を軸に考えてみる。トラフの

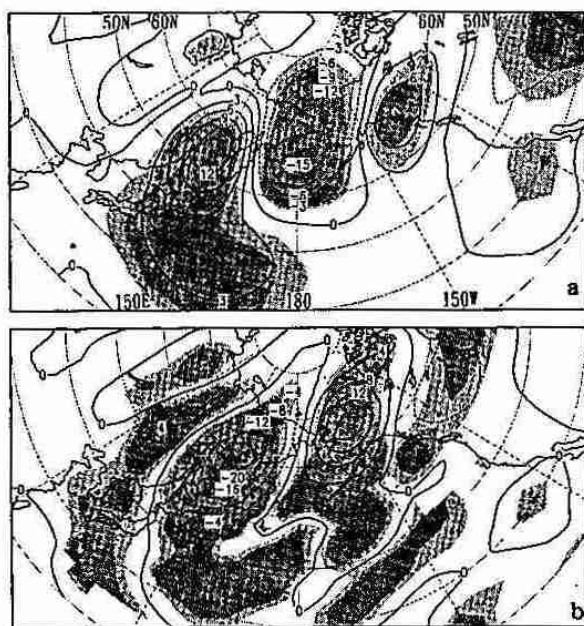


図1. 数値実験による「多氷ラン」と「少氷ラン」の1、2月平均の、a：海面気圧の差(hPa)、b：地上気温の差(℃)。薄い陰影と濃い陰影はそれぞれ差が1検定によって95%、99%で有意であることを示す。

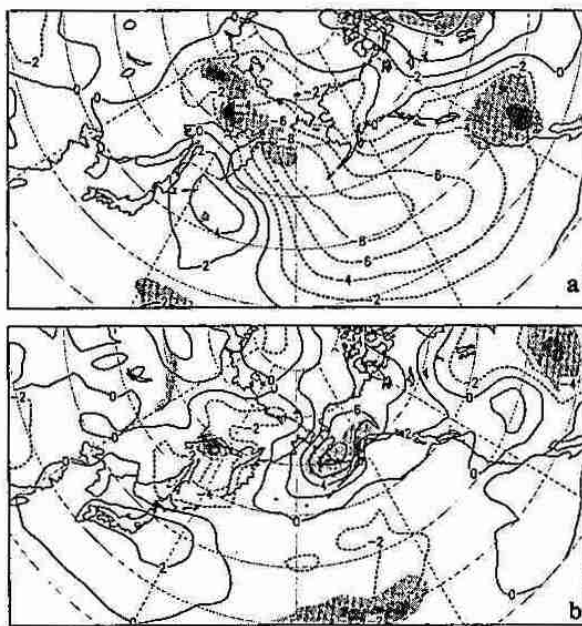


図2. NMCデータによる2月の多氷年平均(1978, 79, 80, 83年)と少氷年平均(1975, 84, 91, 94年)の差。a：海面気圧(hPa)、b：地上気温(℃)。陰影は図1に同様。

西側(オホーツク海上空)では上層に収束場、下層には発散場が存在し、これに対応して下降流が形成されている。トラフの東側では逆に下層の収束場、上層の発散場に対応して上昇流が存在する。続いて渦度バランスを考える。上空では基本場の西風が卓越しており、この西風に伴う擾乱の渦度の移流(トラフの西側で負、東側で正)にバランスするように、それぞれ収束場と発散場が存在している。渦度方程式によるバランスの式は以下になる。

$$-\bar{U} \cdot \nabla \zeta' - (f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{U}' \approx 0 \quad (1)$$

ここで、 $\mathbf{U}$: 風の水平成分、 ζ : 相対渦度、 f : コリオリパラメーター、上線は基本場を表し、ダッシュは擾乱場(ここでは多氷-少氷)を表す。一方、下層では西風は弱く、擾乱の南北風による惑星渦度の移流(β 効果)が卓越する(トラフの西側で正、東側で負)ので、それにバランスするように、それぞれ発散場と収束場が存在している。

$$-\beta v' - (f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{U}' \approx 0 \quad (2)$$

ここで β は df/dy 、 v は風の南北成分を表す。また熱のバランスに関しては、トラフの西側では擾乱の北風による寒気移流が擾乱の下降流による断熱加熱と、東側では暖気移流が上昇流による断熱冷却とバランスする(式(3))。

$$-\mathbf{U}' \cdot \nabla \bar{T} = \frac{\kappa}{H} w' \bar{T} \quad (3)$$

ここで κ は気体定数と定圧比熱の比、 H はスケールハイト。

以上の結果より、渦度・熱のバランスから全体として停滞性ロスビー波の構造を維持していることが分かる。図3などからもこの停滞波がオホーツク海上の冷源(寒冷高気圧)によって励起されたものであることが推測できるが、これを確認するために波の活動度フラックスをPlumb(1985)に従って評価してみる。波の活動度とは波に伴うある種のエネルギーで、波束とともに群速度で伝えられる保存量である。Plumb(1985)では地球に相対的な活動度フラックスを評価するので、この場合停滞波の励起源を推定することが出来る。図4は多氷ランと少氷ランの差を擾乱として計算し

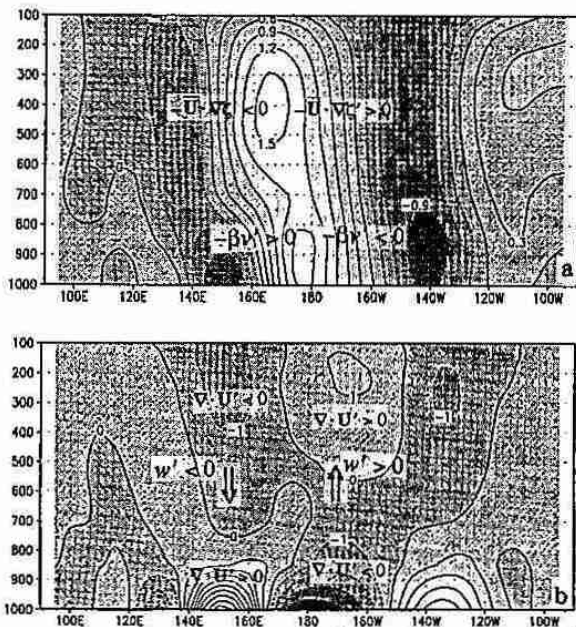


図3. 数値実験による渦度場(a)と発散場(b)の東西鉛直断面図(50-60Nの平均)。「多氷ラン」と「少氷ラン」の1、2月平均の差。単位は、a: $10^{-5}(\text{s}^{-1})$ 、b: $10^{-5}(\text{s}^{-1})$ 。縦軸は気圧(hPa)。

た活動度フラックスの東西成分を示したもので、コンターは鉛直成分を表す。いずれも対流圏内で鉛直平均している。この図からはオホーツク海付近で上向きに励起された波の活動度が下流方向に伝わっている様子がみられる。図5に顕熱・潜熱フラックスの差(多氷-少氷)を示すが、海水分布の違いに伴うオホーツク海・カムチャッカ半島付近の冷熱源分布のアノマリーによって停滞性ロスビー波が励起されていることが分かる。また、アラスカ西部付近からも波の活動度が上向きに励起されているが、これはオホーツク海の海水分布の差に伴いアラスカ付近の風系が変化し、冷熱源分布が変わった結果(図5)を反映したものである。

4. まとめ

数値実験の結果、オホーツク海の海水の存在の有無はオホーツク海付近のみならず、下流方向の大気場にも影響を及ぼし、これは渦度・熱バランス及び波の活動度フラックスを用いた解析からオホーツク海の海水によって励起された停滞性ロスビー波応答として評価出来ることが分かった。今後はNMCデータを用いて改めて解析を行い、その結果と比較検討して現実の場に海水の影響がどの程度反映されているのか、定量的に説明する必要がある。

謝辞: 本研究に関して、中村尚さん(東大・理)より度々有益なコメントを頂きました。この場を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- Chiba, M., Yamazaki, K., Shibata, K. and Kuroda, Y., 1996, Papers Meteor. Geophys., 47, in press.
 本田・立花・竹内, 1995, 気象学会秋季大会予稿集(68), B160.
 本田・立花・竹内, 1996, 細氷, 42, 印刷中.
 Plumb, A., 1985, J. Atmos. Sci., 42, 217-229.

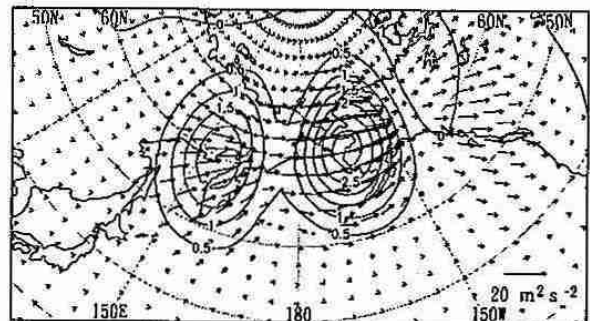


図4. 多氷ランと少氷ランの差(1~2月平均)を擾乱とみなして計算した波の活動度フラックスの東西成分。コンターは鉛直成分。いずれも850~150 hPaの鉛直平均。

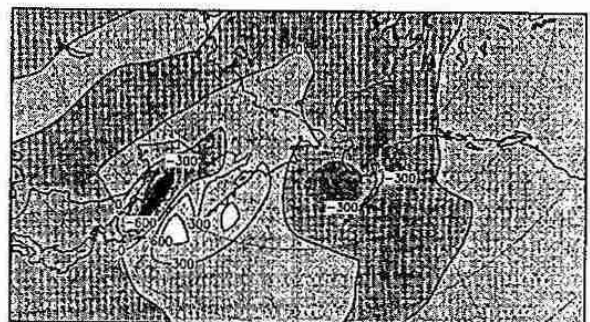


図5. 数値実験による1、2月平均の顕熱・潜熱フラックスの差(多氷-少氷)。単位は Wm^{-2} 。

6. ドップラーレーダーを用いた海風前線の3次元構造に関する研究

—1995年8月16日の事例—

半田 晋二郎、上田 博、井上 雄介、小林 博文、晴山 卓、菊地 勝弘（北大院・理）、
金村 直俊（札幌総合情報センター）

1. はじめに

海風前線の構造に関してはこれまで多くの研究が行われ、定点観測によるタイムハイトクロスセクション等により、その鉛直断面の構造についてはよく知られている。しかし、海風前線の3次元構造を観測した例は少ない。そこで、1995年の夏期に北大大学院理学研究科ドップラーレーダーを用いて観測を行った。このうち顕著な前線が札幌を通過した8月16日の事例について報告する。

2. 観測の概要及び使用データ

1995年7月から9月にかけて、北大X-バンドドップラーレーダー（北大構内に設置）を用いて石狩平野に進入する海風前線の観測を行った。解析には、札幌市レーダー、札幌市マルチセンサー（風向、風速、気温、降水量）のデータを使用した。

3. 解析結果

観測期間中顕著な海風前線を4例観測した。8月16日は海風前線の位置がライン状の弱いエコーとして札幌市レーダー観測範囲に14時10分から3時間観測され、ライン状エコーは15時頃札幌市の中心部を通過した。

図1に16日9時の地上天気図を示す。図1より、北海道は寒冷前線の後面にある事がわかり、また高層天気図では、16日の日中、上空に寒気が流入していた事がわかる。

図2に30分毎の札幌市レーダーの低仰角エコーを示す。海岸線に平行な、北東—南西にのびるライン状のエコー（ $>-4\text{dBZ}$ ）が時間と共に内陸へ進入し、14時40分から16時20分迄に約40度時計回りに回転し走向が東西に変化した。このエコーの移動速度は $4.4\sim 7.2\text{ m/s}$ であった。レーダーエコーとマルチセンサーデータを比較すると、ライン状エコーは北西から進入してきた海風の先端とその前面の弱い一般風との収束域と一致していた。

ライン状エコーが北大構内の南東側に存在した、15時36分のドップラー速度のPPI（仰角 2° ）と15時40分の札幌市マルチセンサーデータを重ねて示す（図3）。レーダーから遠ざかる速度成分（ $> 2.0\text{ m/s}$ ）を持つ、東西にのびる領域が存在し、その進行方向後面から前面にかけて動径速度が増大し、最大速度は $8\sim 10\text{ m/s}$ で、最も前面に収束線が見える。この収束線が札幌市レーダーエコーの位置と一致していた。気温分布は、ライン状エコーと平行に気温の等値線が密になっており、海側の方が低くなっていた。なお、ライン状エコーが見られた14時10分～17時10分には札幌市マルチセンサーでは全く降水が観測されなかった。

図3中の破線で示した位置のドップラー速度のRHIを図4に示す。レーダーから22km離れた位置の、大きい速度成分領域の盛り上がった部分がライン状エコーと対応している。速度成分が $0.0\sim 2.0\text{ m/s}$ 以上の領域のアウトラインは重力流の形状を示し、ライン状エコー後面に約6kmの波長を持つ波が見えている。

以上の事から、この反射強度の小さなライン状エコーは海風前線に対応していたと言える。

4. 考察

Wakimoto and Atkins(1994) はC-バンドレーダーによる海風前線の解析を行っているが、今回の観測結果はX-バンドレーダーでも海風前線を観測しうることを示したものである。このことは地上データのみでは解明できない海風前線の構造を明らかにする一つの方法を示すものであると考えられる。ただし、レーダーの散乱体が何であるかは現在の所、まだ特定できない。

5. まとめ

1995年夏期に石狩平野で観測を行い、8月16日の事例について解析を行った。

- (1) 移動速度は $4.4\sim 7.2\text{ m/s}$ で南東進した。
- (2) ライフタイム約3時間の間に走向を約40度時計回りに回転した。
- (3) ヘッドの厚さは1.6kmで、後面の厚さは $0.8\sim 1.2\text{ km}$ であった。
- (4) マルチセンサーの観測範囲内では深い対流を伴わなかった。
- (5) ・ライン状エコーの位置
 - ・ドップラー速度の収束域
 - ・マルチセンサーによる地上風の収束域
 - ・地上付近の気温の勾配が急な領域
 が一致した。

以上より、このライン状エコーは海風前線であり、X-バンドドップラーレーダーで海風前線を観測できたとと言える。

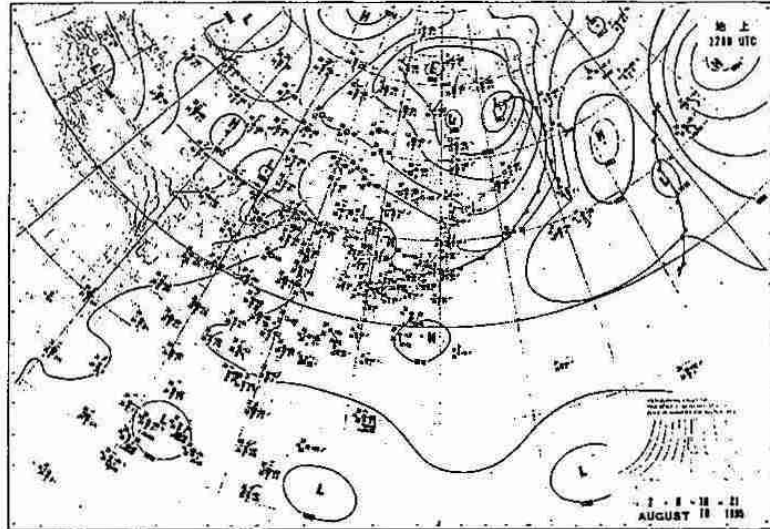


図1. 1995年8月16日9JSTの地上天気図。

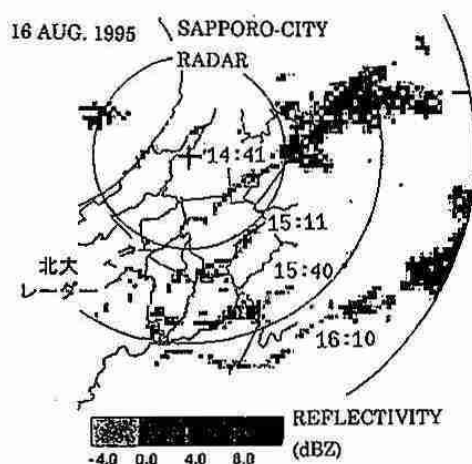


図2. 8月16日のライン状エコーの時間変化。14時41分と15時11分は仰角 1.0° 、15時40分と16時10分は 0.6° 。ライン状エコーを見やすくする為、15時11分と15時40分については前線以外のエコーは除いてある。図中の十印が当別レーダーの位置を、矢印が北大ドップラーレーダーの位置を示す。

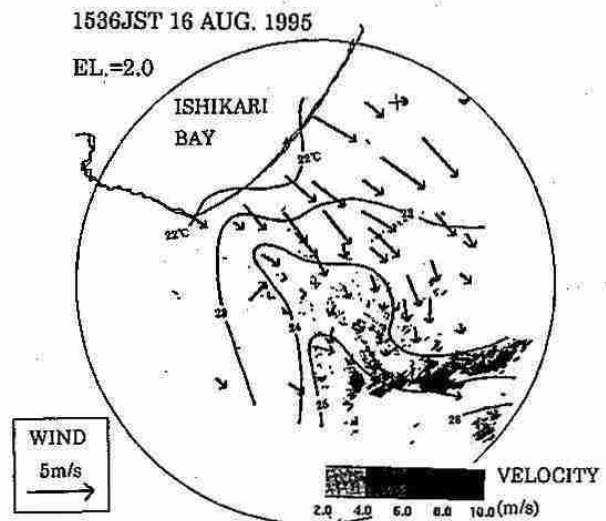


図3. 8月16日15時36分の仰角 2° のドップラー速度のPPI及び地上の気温と風向・風速。矢印が風を、等値線が気温分布を表す。

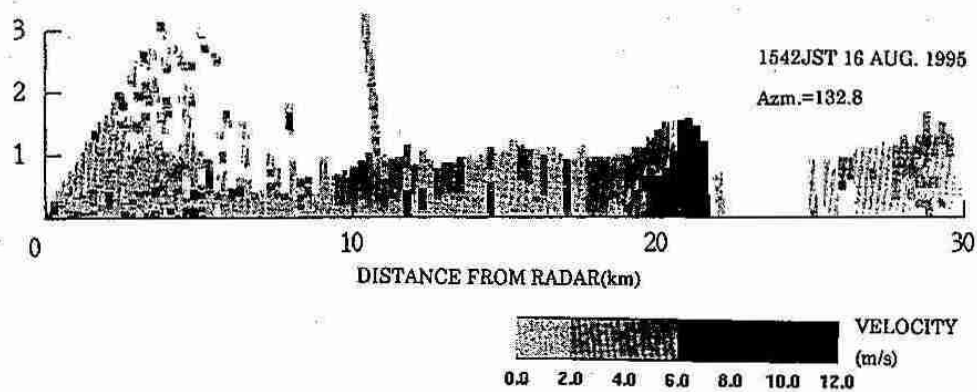


図4. 図3の方角 132.8° での鉛直断面図(RH1)。

7. LLSデータによる北海道地方の落雷特性

小林博文・遊馬芳雄・菊地勝弘・上田博（北大院・理）
黒沢公雄（北海道電力）・金村直俊（札幌総合情報センター）

1. はじめに

近年、レーダー観測網やメソネット等のメソスケール現象を捉える観測網が充実してきてデータが蓄積されつつある。一方、LLS（落雷位置標定システム）に代表される雷活動をモニターする観測網も整備されデータが蓄積されつつあるが、両者を比較して雷活動を理解しようとする研究は少ない。そこで今回はまず北海道電力（株）所有のLLSデータを用いて北海道内に起きた落雷活動の特性を、特にその極性に注目して調べた。

2. データ

LLSは、落雷時に生じる電磁波を複数地点の直交磁界アンテナで捉え、落雷位置と雷撃電流を測定するシステムで、北海道内では1988年から3局の検出局で運用を始め、現在では7局で北海道全体をカバーしている。今回は1988年10月～1995年12月までのデータを使用した。解析対象範囲は東経139.0～146.0度、北緯41.0～45.7度で囲まれる範囲内とした。

3. 解析結果

図1に月別の平均落雷数とそれに対する正極雷の割合を示す。夏から秋（とくに8月～10月）にかけて落雷数が多いが、冬（1月～3月）は非常に少ない。一方正極雷の割合は1～3月に55%以上と高く、夏（特に6～8月）は10%程度と低くなっていることがわかる。

次に正極雷の割合の低い夏の代表として、8月の落雷密度と正極雷の割合の地理的分布を図2、3に示す。落雷数の多いものは前線など大きなスケールの擾乱の影響を受けているものがほとんどだが、落雷密度は道央の山岳域で高くなっていて山岳域での地形・日射効果によって雷活動が強められているものと思われる。また落雷数の多い領域は正極雷の割合が低くなっていることがわかる。

図は載せていないが、秋は西海上から北海道西部での落雷が多い。また冬期は、季節風の影響を受ける日本海側での落雷数より、前線、低気圧の影響を受けた南岸や南海上での落雷数の方が多い。

次に落雷をもたらす擾乱の一つ一つについて、それがどのような正極雷の割合を持つのかを調べた。図4は8月の結果で、これをみるとほとんどの擾乱について正極雷の割合が20%以下と低いことがわかる。

さらに解析期間中の全擾乱を3ヶ月毎の季節のグループに分け、その総落雷数と正極雷の割合の関係を図5に示す。図から6～8月の夏の擾乱では落雷数の多いものはほとんど正極雷の割合が20%以下と低いのに対し、9～11月の秋の期間の擾乱は正極雷の割合の高いものも多い。また3～5月の春に相当する期間は夏に似た傾向を示すが、極端に正極雷の割合の低いものは少ない。また全体的に、擾乱の総落雷数が多くなるにつれて、正極雷の割合の高いものが少なくなるという傾向もみられる。図5の下図は落雷数500以下の拡大図だが、やはり上述のような傾向がみられる。また冬の擾乱は正極雷の割合の高いものが特に多いというわけではないが、正極雷の割合の低い擾乱が相対的に少ない。このように擾乱の一つ一つについてみても、正極雷の割合は夏、次いで春は低く、秋、冬は高いものが多く起きるようになるというように季節変化することがわかった。

4. まとめ

北海道地方の落雷特性をLLSデータを用いて調べた。落雷数は8～10月に多く、1～3月に少ないが、正極雷の割合は1～3月に高く、6～8月に低い。さらに落雷をもたらす擾乱の一つ一つについて落雷数と正極雷の割合をみると、落雷数が多くなるほど正極雷の割合の高いものが少なくなるという傾向と、正極雷の割合が夏、ついで春に低く、秋、冬は高いものが多く起きるようになることがわかった。

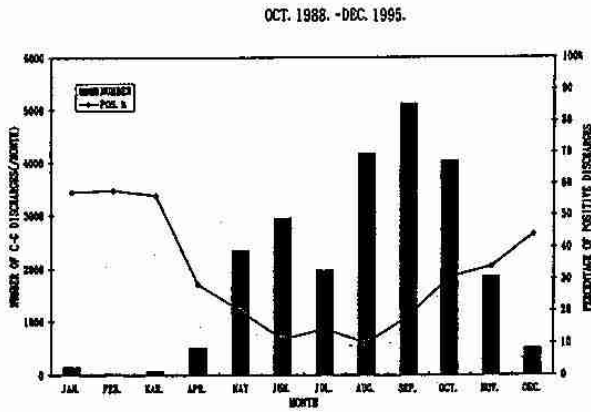


図1. 月別の平均落雷数と正極雷割合

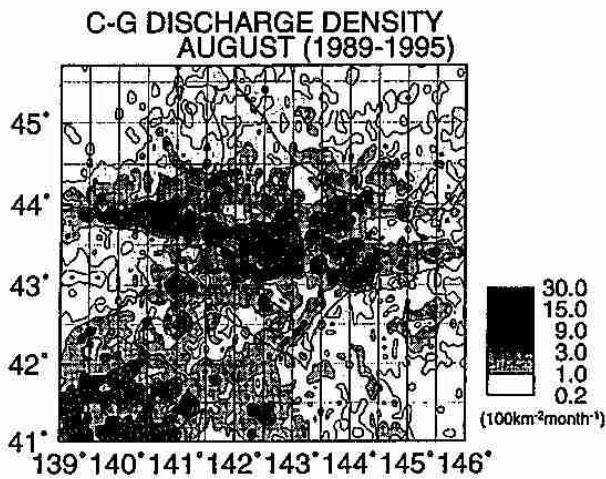


図2. 8月の落雷密度分布

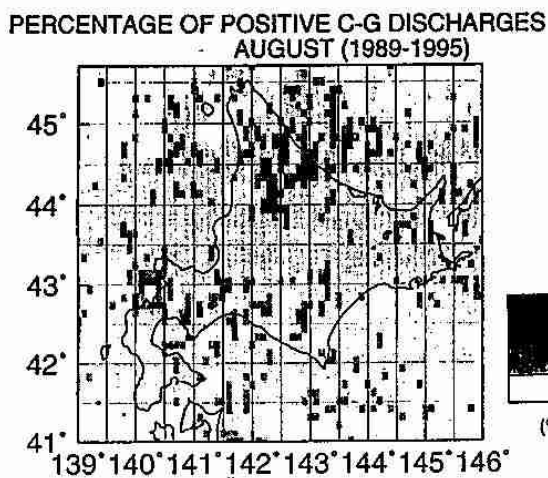


図3. 8月の正極雷割合の分布

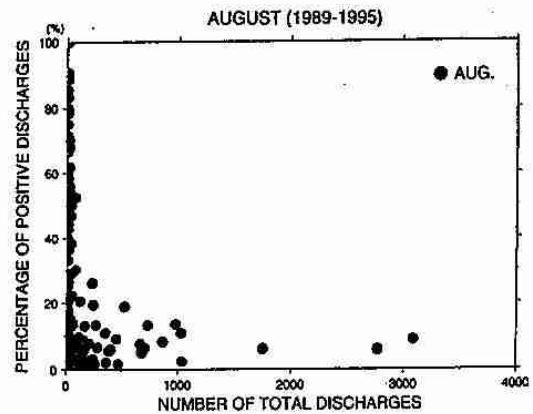


図4. 8月におきた擾乱の落雷数と正極雷割合

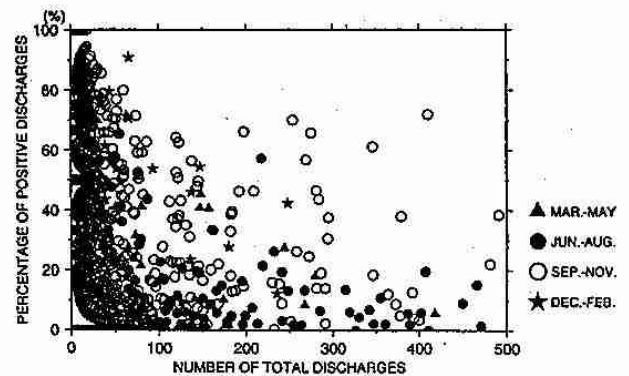
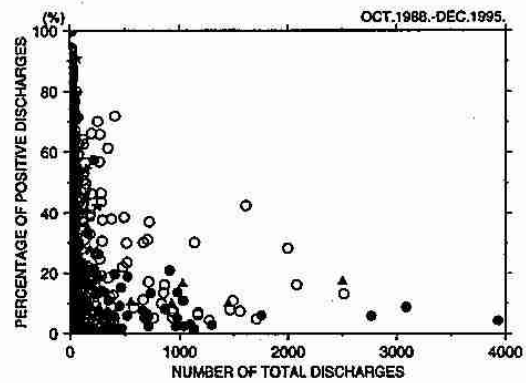


図5. 解析期間中の各擾乱の落雷数と正極雷割合
(下図は落雷数500以下の拡大図)

8. 季節風の先端に形成されたバンド状エコーの構造

* 山田広幸・上田博・遊馬芳雄・菊地勝弘（北大院・理），
真木雅之（防災科研・気水圏），岩波越（防災科研・長岡）

1. はじめに

我々の研究グループは、吹雪をもたらすような雪雲の発達機構を明らかにするために、石狩湾周辺に複数台のドップラーレーダーを設置して観測^{*)}を行なっている。今年1月19日から28日の厳冬期に実施したが、この期間中に、冬季季節風先端部のシアライン上に形成された、進行にほぼ直交する走行を持つバンド状エコーが石狩湾上を通過するような事例を数回捉えた。

雪雲に関するこれまでの研究では、冬季季節風内に出現する雪雲に注目が集まり、このような季節風の先端に形成されるような雪雲の構造を詳しく解析した例は極めて少ない。このためここでは、主にドップラーレーダーのデータを用いた事例解析の結果を報告する。

2. 観測方法

石狩湾周辺の小樽・厚田および札幌の3点に、それぞれ防災科学研究所新庄・つくば、および北大院理学研究科のドップラーレーダーを設置し、このうち小樽・厚田のレーダーを用いてデュアルドップラーレーダー観測を行なった。得られた反射強度および気流場(U,V,W)の3次元データの時間分解能はそれぞれ6分および12分である。

3. 解析結果

1月24日9時の地上天気図を図1に示す。日本海上には宗谷海峡に中心を持つ低気圧から伸びるトラフがあり、西から東に進行していた。このトラフは対流圏中層の正渦度極大域と対応しており、また850hPa面（図なし）において後面に強い寒気移流が見られた。従ってこのトラフは、総観低気圧後部の寒気場に形成された、メソαスケールの季節風の先端に対応したものである。

石狩湾周辺では、このトラフに伴うレーダーエコーが9時から11時30分の期間に通過し、特に10時30分から11時の間にエコーパターンおよび下層風系の急激な変化が見られた。図2に、10時36分における高度0.5kmの反射強度・水平風分布を示す。石狩湾上には南北に伸びる2つのバンド状エコーA・Bがあり、全体的に東進していた。この図では見えないがバンドBの東側には下層で南寄り、高度1km以上で西寄りの風向を持つ層状エコーが広がり、またバンドAの西側では強い北西風となり背の低い（2km以下）セル状のエコーが卓越していた。2つのバンドは幅が10～15km程度で、進行にほぼ直交するように形成されており、類似したエコーパターンを示していた。しかし下層風系に注目すると、先行するバンドBでは南

風から西風へと風向が急激に変化しているのがみられ、このため強い収束（最大で $5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ ）を伴っているのに対し、バンドAでは風向の変化は小さく収束も $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 程度と弱く、気流構造は大きく異なっていると考えられた。

そこで気流構造の比較を行なった。図3(a)(b)は、バンドBの走行に直交・平行な方向における、バンドに相対的な風ベクトルを示す。（なお、バンド内部の全体的な特徴をとらえるため、10～20kmの幅で平均した値をここでは用いた）バンドBでは、直交する方向(a)の下層でバンドの両側から流入し、上層で層状エコーのある東側に吹き出すような流れがみられる。しかしバンドに平行な方向(b)では、高度1～2kmに南に向かうような流れがみられるが前者と比べると弱い。このためバンドBでは走行に直交する方向の循環が卓越していたといえる。これに対しバンドA（図3(c)(d)）では、直交する方向(c)よりも平行な方向(d)の流れの方が大きく、走行に平行な方向の循環が卓越していたといえる。この様にバンドBおよびAは、それぞれ2次元・3次元の風の循環場をもっていることがわかった。

このような気流構造は、上陸直前に地形の影響を受けて一部が変形したものの、海上においてはほぼ定常状態を維持していた。

4. まとめ

以上の結果を模式的に表わしたのが図5である。下層の水平風はバンドBを境界に強い北西風に変化しており、バンドBが地上のトラフ（季節風の先端）に対応した雪雲であったと考えられる。これに対しバンドAは季節風内に現れた小規模の吹き出しに対応しているものと考えられる。このように、エコーパターンが似ていて気流構造の全く異なっている対流雲が、たった20km程度の間隔で存在していたことは大変興味深い。

このような季節風の先端部に形成されたバンド状エコーは、この他にも観測されており、今後はこれらについても解析し比較を行なう予定である。

^{*)}この観測は、科学技術庁防災科学技術研究所の特別研究『吹雪の広域予測手法の開発と広域ウォーニングシステムの実用化に関する研究』によるものである。

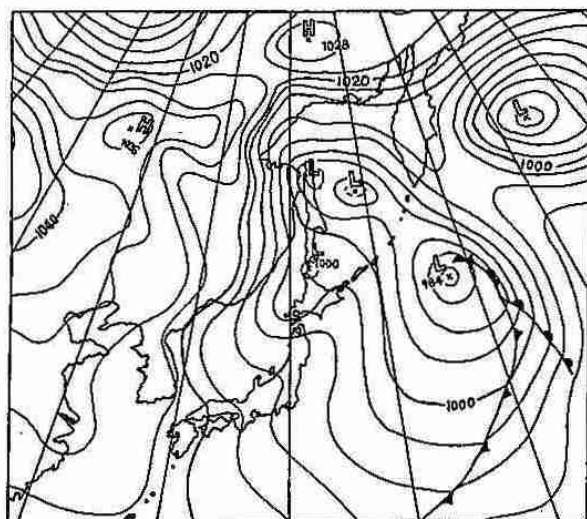


図1 1996年1月24日9時の地上天気図

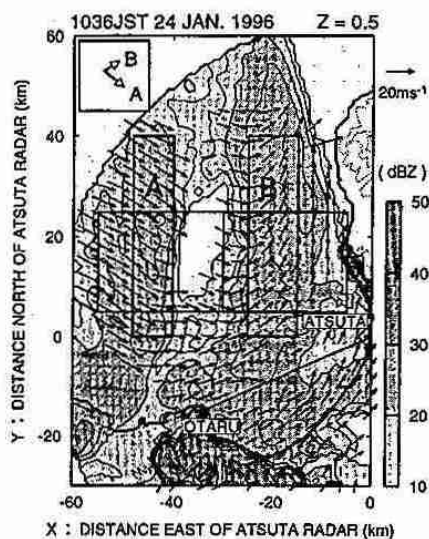


図2 10時36分の高度0.5kmにおける反射強度と水平風の分布。太枠は図3の断面図作成時に平均化を行った領域に対応する。左上の太いベクトルは、バンドの移動を示す。

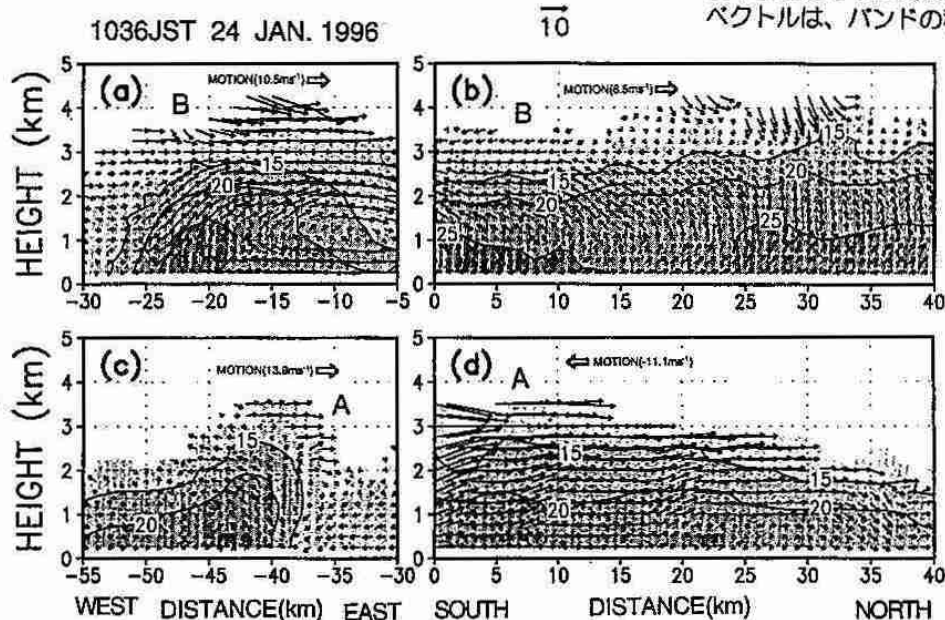


図3(a) バンドBの走向と直交する方向の鉛直断面。コンターが反射強度でベクトルがバンドに相対的な東西-鉛直流を示す。(ともに平均値を示す)

(b) バンドBの走向に平行な方向の鉛直断面。ベクトルは平均した、バンドに相対的な南北-鉛直流を示す。

(c) バンドAの走向と直交する方向の鉛直断面。

(d) バンドAの走向に平行な方向の鉛直断面。

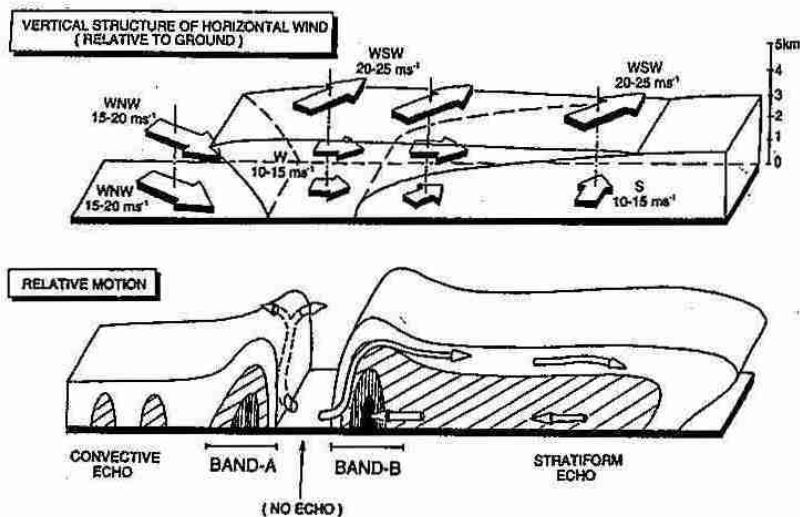


図4 この事例の模式図

9. 長崎における 1996 年の黄砂の光学的特性について

*青木一真、遠藤辰雄 (北大・低温研)、
中島映至 (東大・気候システム)、荒生公雄 (長崎大学・教育)

1 はじめに

平成8年8月に打ち上げが予定されている、ADEOS衛星搭載のOCTSによる海色探査を行うにあたり、大気中に入射する太陽放射による大気エアロゾルの散乱吸収過程を厳密に評価することは、重要な課題である。しかし、このようなことは、今まで困難であった。これは、大気エアロゾルの光学的特性 (光学の厚さ、粒径分布、複素屈折率) が地域により、あるいは季節によって大きく変動するためである。そこで、このような変動を知るために、今回は黄砂現象に注目した。特に黄砂現象が顕著である春先の長崎において、黄砂粒子の光学的特性についての地上観測を行ったので、その結果について報告する。

2 観測概要

観測は、長崎大学教育学部屋上 (Fig.1): 32.781N, 129.867E) において、最大透過波長 (315, 400, 500, 870, 940, 1040 nm) の6チャンネルで測定できる、Sky Radiometer (全天輝度計: プリード社製) を使用した。この測器は、2軸駆動系マウントに取り付けられた波長別放射計で、太陽の直達光と周辺光を含む全天輝度を自動測定出来るように設計されている。観測期間は、1996年3月13日~5月31日で、晴天時に太陽直達光と周辺光の連続観測を行った。

3 解析

Sky Radiometer から得られた太陽の直達光と周辺光 (30度まで) の比 (式 (1)) から、エアロゾルの粒径分布をインバージョン法により求め、エアロゾルの光学的特性について解析を行った。

$$R(\Theta) = \frac{E_s(\Theta)}{mE_d\Delta\Omega} = \omega\tau P(\Theta) + R_m(\Theta) \quad (1)$$

$$\omega\tau P(\Theta) = \int_0^\infty K(\Theta, r) \frac{dV}{d\ln r} d\ln r \quad (2)$$

R : 規格化された放射輝度、 E_s : 各散乱角における放射輝度、 E_d : 直達光輝度、 $\Delta\Omega$ は放射計の立体視野外角、 m は大気の光学的路程、 ω : 一次散乱アルベド、 τ : 光学の厚さ、 P : 気塊の散乱関数、 R_m : 多重散乱の寄与、 K : 積分核、 $dV/d\ln r$: 体積粒径分布



Fig.1 Sky radiometer による黄砂観測風景

4 黄砂の光学的特性

Fig.2 は、オングストロームパラメータ ($\tau_{0.5}$, α) 間の相関 (式 (3)) を取ったものである。

$$\tau_\lambda = \tau_{0.5} (0.5/\lambda)^\alpha \quad (3)$$

Fig.2 の結果より、長崎の黄砂飛来時には、エアロゾルの光学の厚さが大きくなり、混濁指数 α が小さくなるといった顕著な傾向がみられた。また、同じ月でも黄砂が飛来していないときは、エアロゾルの光学の厚さが大きくなり、混濁指数が大きくなるといった顕著な傾向がみられた。これら2つの特徴は、エアロゾル

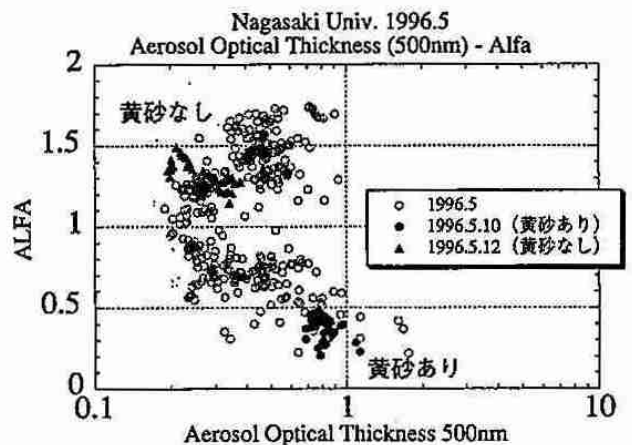


Fig.2 オングストロームパラメータ間の相関

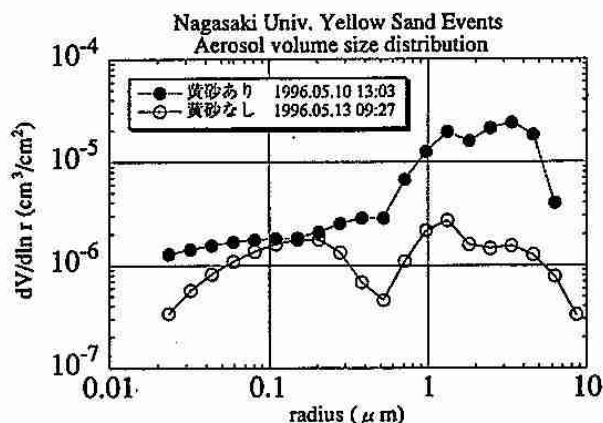


Fig.3 黄砂時と非黄砂時のエアロゾルの粒径分布

の光学的厚さ0.2、混濁指数1付近で相関が逆の傾向が示された。Fig. 3は、黄砂時（長崎海洋気象台発表）と、非黄砂時のエアロゾルの体積粒径分布を示した。これから、黄砂時（5月10日）と非黄砂時（5月13日）を比べると、黄砂時には、小さな粒子の変動はあまり見られなかったが、粒径半径 $2\mu\text{m}$ を中心とした、大粒子の増加が見られた。

5 まとめ

Fig. 3の結果より黄砂時には、数 μm の大粒子の増大が確認された。Fig. 2のオンゲストロームパラメータの相関から、春先の長崎では、エアロゾルの光学的厚さが高いときには、混濁指数が、高いときと低いときの2つのパターンに分けられることができた。混濁指数が低いときは、顕著な黄砂日と一致しており、それらの結果より、黄砂の光学的特性が示された。特に、5月10日における黄砂現象は、顕著であった。

今後の課題として、今回のような2つのパターンに分けて、このような春先の黄砂時と、非黄砂時特徴を示して行きたい。また、より詳細な結果を得るために、非球形性や後方散乱の問題、化学分析との検証も行っていきたい。

6 参考文献

- Nakajima et al., 1996 : Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *App.Opt.*, 35, 2672-2686
 Tanaka et al., 1989 : Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-Part I observations. *J.Meteor. Soc. Japan*, 67, 267-278

7 謝辞

今回の観測に協力して頂いた、(株)ブリードに御礼申し上げます。