

—発表会要旨①—

平成13年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成13年11月16日（金）13時00分～17時00分

場 所：北海道大学大学院地球環境化学研究科 C棟1階

- | | | |
|----|--------------------------------|----|
| 1 | 亜熱帯対流圏における水蒸気変動 | 10 |
| | 北大院・地球環境 大島 和裕・沼口 敦・山崎 孝治 | |
| 2 | 台風域内の対流性雲の日変化 | 12 |
| | 北大院・地球環境 上延 史・石渡 政樹・沼口 敦 | |
| 3 | 北大の気温分析特性について—北大元気プロジェクト観測速報— | 14 |
| | 北大・低温研 猪上 淳 | |
| | 北大院・地球環境 長浜 則夫・久保田 圭 | |
| | 北大元気プロジェクト観測グループ | |
| 4 | 霧観測レーダーを用いた釧路周辺の霧の特性調査 | 16 |
| | 札幌管区気象台観測課 大橋 康昭 | |
| 5 | 札幌におけるエアロゾルと雲の光学的特性について | 18 |
| | 北大・低温研 青木 一真・藤吉 康志 | |
| 6 | 北海道西方海上に出現した渦列を伴う収束線の解析 | 20 |
| | 北大院・理 坪田 敦緒・遊馬 芳雄 | |
| 7 | 2001年6月29日北竜町で発生した竜巻 | 22 |
| | 札幌管区気象台予報課 福島 秀明 | |
| 8 | 日本付近で急激に発達する低気圧の発達環境と構造 | 24 |
| | 北大院・理 吉田 聡・遊馬 芳雄 | |
| 9 | 北極圏ニーオルセンにおける降雪粒子と環境大気の化学成分の調査 | 26 |
| | 北大・低温研 遠藤 辰雄 | |
| | 道教育大 高橋 庸哉・林 徳郎 | |
| | 北海道環境科学研究センター 野口 泉 | |
| | 国立資源環境技術総合研究所 古賀 聖治 | |
| | 地球フロンティア 栗田 直幸 | |
| | 北大院・地球環境 田中 教幸 | |
| | 極地研 和田 誠 | |
| 10 | レーダーエコーと雷放電活動との関係 | 28 |
| | 北大・低温研 大石 英子・藤吉 康志・新井健一郎 | |
| | 阪大・工 吉橋 幸子・河崎善一郎 | |
| | 大阪教育大学 小西 啓之・吉本 直弘 | |
| | 気象庁観測部 石原 正仁 | |
| 11 | シベリア高/低気圧の年々変動について | 31 |
| | 北大院・地球環境 畠中 準裕・山崎 孝治 | |

北大元気プロジェクト観測グループ 北大・低温研 猪上 淳
 北大院・地球環境 長浜 則夫・久保田 圭・大竹 秀明
 工藤 玲・岸 寛人・新井健一郎

1. 亜熱帯対流圏における水蒸気変動

※大島 和裕, 沼口 敦, 山崎 孝治
(北大院 地球環境)

1. はじめに

水蒸気は温室効果ガスであり、放射バランスに影響を与える。特に亜熱帯域はハドレー循環の下降域にあたり、晴天域である。よって、積雲の発達している熱帯域での長波放射が雲頂高度に支配されるのに対して、亜熱帯域の長波放射は水蒸気量の変動が直接的に影響すると考えられる。したがって、亜熱帯の水蒸気変動について調べることは気候変動を考える上で重要である。

しかし、過去に亜熱帯対流圏の水蒸気変動に関する研究はほとんどなされていなく、不明な点が多い。そこで本研究では、亜熱帯対流圏の水蒸気量の変動・維持のメカニズムについて解明することを目的とする。

ここでは太平洋上の水蒸気フラックスを見積もることによって、亜熱帯域の水蒸気輸送についての特徴を述べる。

2. データおよび解析について

解析には、ECMWF 客観再解析データ(ERA)の1988年1月~1992年12月まで、1日2回のデータを用いる。

水蒸気収支は(1)式のように表され、可降水量(PW)の時間変化が水平方向の水蒸気フラックスの収束発散($-\nabla_H \langle q \cdot \bar{v}_H \rangle$), 蒸発(E)および降水(P)によって決まる。

$$\frac{\partial PW}{\partial t} = -\nabla_H \langle q \cdot \bar{v}_H \rangle + E - P \quad (1)$$

水蒸気フラックスの全量 $\overline{q \cdot v}$ は(2)式のように定常成分 $\bar{q} \cdot \bar{v}$ と非定常成分 $\overline{q' \cdot v'}$ に分ける。

$$\overline{q \cdot v} = \bar{q} \cdot \bar{v} + \overline{q' \cdot v'} \quad (2)$$

また、この全量、定常成分、非定常成分の水蒸気

フラックスをもとに収束発散を求め、水蒸気輸送を考える。水蒸気輸送を考える際には、図1に示した、7つの領域を取って比較する。

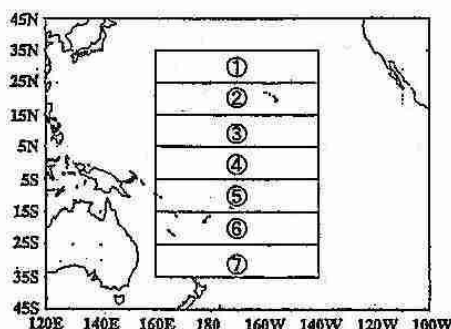


図1 水蒸気輸送を考える7つの領域。

各領域の特徴をととして、図2の可降水量の気候値と比較すると、③はITCZ(熱帯収束帯), ⑤はSPCZ(南太平洋収束帯)の領域に相当し、その間の④は赤道域である。また、ここではITCZより北側の①, ②の領域およびSPCZより南側の⑥, ⑦の領域を亜熱帯域と定義する。

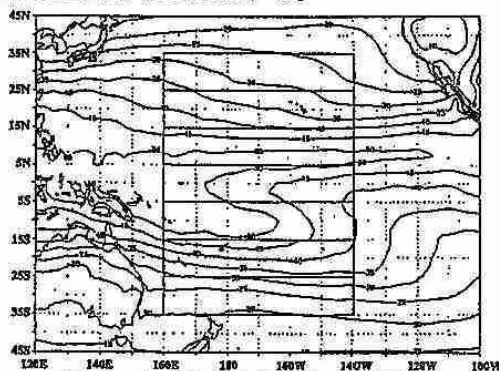


図2 可降水量(PW)の気候値
ERA : 1988/1~1992/12

3. 結果

図3は各領域での全量の水蒸気フラックスと収束を示す。この図から先ほど述べたITCZ, 相当する③の領域では、東西方向には発散している

が南北方向の収束が大きいことによって収束域となっている。それとは逆に SPCZ に相当する⑤の領域では南北方向に発散しているが東西方向の収束が大きいことにより収束域となっている。

それに対して、亜熱帯域の①, ②, ⑥, ⑦領域では、いずれも発散域となっており、これには⑦の領域を除いて南北方向の発散が効果的に働いていることがわかる。

次に定常成分, 非定常成分による水蒸気の輸送を図4に示す((a): 定常成分, (b): 非定常成分)

まず水蒸気の輸送に関して, 東西方向は(a)の定常成分の水蒸気フラックスが全量の値とほぼ同じであることから, 東西方向の水蒸気輸送は定常成分によって大部分が決まっていることがわかる。このことは(b)の非定常成分の東西方向の水蒸気輸送が少ないことから明らかである。

南北方向の水蒸気輸送については, 定常成分と全量を比較すると, 25Nを除いてフラックスの向きは同じであるが, 値が大きく違っている。そこで非定常成分の南北輸送に注目すると, どの領域でも赤道から高緯度へ水蒸気が運ばれており, フラックスの値も大きい。特に亜熱帯域ではフラックスの値が大きく水蒸気の輸送に大きく影響している。

各領域の収束発散に関しては, 全量で収束している③, ⑤の領域で定常成分による収束が大きい

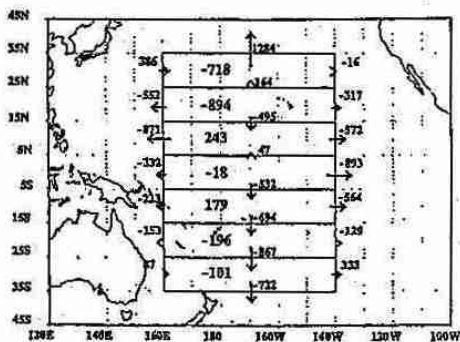


図3 全量の水蒸気フラックスによる各領域でのフラックスと収束.

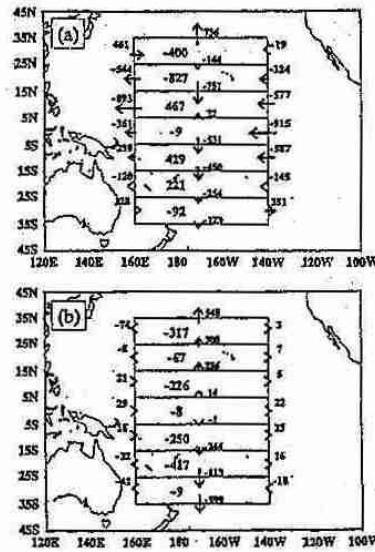


図4 (a)定常成分, (b)非定常成分による各領域での水蒸気フラックスと収束.

が非定常成分のよって発散していて, 正味で収束域となっている。

亜熱帯域の①の領域は全量で発散しているがこの発散は定常, 非定常成分によるそれぞれ発散が同程度に寄与している。⑥の領域は全量で発散域であったが定常成分は収束しており非定常成分による発散が大きい。また, ②, ⑦の領域での非定常成分の役割は小さい。

4. まとめ

全量の水蒸気フラックスのうち, 東西方向は定常成分で決まる。それに対し南北方向は定常成分に加え, 非定常成分による輸送も影響している。

亜熱帯域の水蒸気輸送については非定常成分による南北方向の発散が比較的大きな影響を及ぼしていることがわかる。

ここでは水蒸気フラックスの全量を定常成分と非定常成分に分けたが, 非定常成分には長期変動, 季節変動, 擾乱による変動がすべて含まれている。よって, 今後はそれらを分けることで, より明確な変動要因を解明することができると考えられる。

2. 台風域内の対流性雲の日変化

上延史 石渡正樹 沼口敦 (北大院地球環境)

1. はじめに 台風域内の T_{bb} (Black body temperature: 黒体輝度温度) 分布は明瞭な日変化を示すことが知られている。

Browner *et al.* (1977) は 8 個の台風について $T_{bb} \leq -20^{\circ}\text{C}$ 、の雲域面積の台風全体の面積に占める割合 (以下では、これを雲域の面積比と呼ぶことにする) の時系列のコンポジット解析を行った。また、Gentry and Steranka (1984) は 23 個の台風について、中心からの約 110 km 毎に区切った領域の平均 T_{bb} の時系列のコンポジット解析を行った。これらの結果において、各時系列のパターンは極大 (山) を一つ極小 (谷) を一つ持つ (このパターンを以下では『山谷パターン』と呼ぶことにする) が示された。

Muramatsu (1983) は 6 台風の各々に対して、 $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ 、 $-70^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < -50^{\circ}\text{C}$ 、 $-50^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < -30^{\circ}\text{C}$ 、 $-30^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < 0^{\circ}\text{C}$ となる雲域の面積比の時系列を調べた。その結果、上述の 4 つの雲域で 2 種類の日変化パターンがあることを明らかにした。ひとつは Browner *et al.* (1977) や Gentry and Steranka (1984) で示された特徴と同様の『山谷パターン』であり、もうひとつは極大 (山) が二つ現れるパターン (このパターンを以下では『山山パターン』と呼ぶことにする) である。 $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域での『山谷パターン』の山と谷は各々朝と午後が存在する。これは朝に背の高い対流性雲域が多く午後は少ないことを示唆する。また $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域での『山山パターン』の二つの山は朝と午後が存在する。これは午後にも背の高い対流性雲域が多いことを示唆する。

2. 本研究の目的 Browner *et al.* (1977)、Gentry and Steranka (1984) と Muramatsu (1983) で扱われた 40 事例に共通する日変化の特徴は、『山谷パターン』である。このことから朝に極大、午後に極小となる日変化は台風一般にあらわれやすいと思われる。しかし、Muramatsu (1983) では 2 事例に『山山パターン』が存在することが示された。日変化に『山谷パターン』と『山山パターン』ではどちらがあらわれやすいのかや他のパターンの存在の有無や、パターン毎の存在比に関して、検討の余地がある。また台風は個々に個性があると考えられる。しかし、過去の研究ではコンポジット図が多く用いられており、台風の個性まで検討されていない。そこで、本研究では対流性雲域の面積比が『山谷パターン』となる日変化が台風一般に見られるかどうかや他のパターンの存在の有無に着目する。そして、個々の台風毎に、更に事例数を増やして、時系列を詳細に検討する。

他にも、Muramatsu (1983) で示唆された $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ となる雲域面積比において午後にも極大が現れる要因について検討を行う。 $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の面積比に朝に極大が現れるのは、夜間の雲上端での放射冷却によって、成層の不安定性が大きくなったことにより対流活動が活発となり、発達した対流性雲上端からの吹き出しが要因であると考えられている。一方、午後にも極大が現れるのは、日中陸が加熱されることによって、成層が不安定化することが要因であると考えられている。本研究では、日変化に『山山パターン』が見られる要因を明らかにするために、台風域の対流活動に及ぼす陸の効果に関しても検討を行う。

以上のことをふまえて本研究では、1999、2000 年の 38 個の台風を対象とし、 T_{bb} 分布の日変化、台風中心から 500 km 以内に陸域を含む時間を調べ、上述の疑問点に対する考

察を試みた。

3. 使用データ 気象衛星ひまわり (GMS) 5 号の VISSR 放射データ、気象庁発行のベストトラック、中心気圧、NGDC ETOPO5 全球地形を用いた。

4. 結果 まず対流性雲域の面積比の日変化に『山谷パターン』が台風一般に見られるかどうかについて検討した。そのために、38 個の台風で 1 日のうちの $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比の時系列を調べた。その結果、極大が表れやすい時間帯は朝、極小が表れやすい時間帯は夕方に多く見られた (図 1)。これは過去の研究で示された、背の高い対流性雲域の日変化が朝に極大、午後に極小が現れやすいとする結果と一致する。

次に個々の台風に対して、雲域面積の日変化に現れやすいパターンを明らかにすることを試みた。すると、その結果個々の台風に対する $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比を毎正時で平均した図を 4 種類の型に分類することができた。それらは『山谷パターン』、『山山パターン』、午後極大朝一定 (明瞭な最高や最低のピークがみられない意味) 型とその他である (図 2)。そのなかで『山山パターン』は 38 例中 10 例存在し、午後に日変化のピークが見られることは稀な現象ではないといえる。(表 1)

『山山パターン』と陸の有無との関係については、以下に述べるように、『山山パターン』が発生するためには陸の存在が必須ではないことが示唆された。まず、個々の台風に対して、 $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比を毎正時で平均したコンポジット図に『山谷パターン』と『山山パターン』が現れる頻度と陸の通過時間を調べた。ここで、陸 (海) 通過時間の定義として、台風の中心から 500 km 以内に陸域を含む (含まない) 時間である。この結果、海域より陸域を含む時間が長い例は『山谷パターン』が 20 例中 15 例、『山山パターン』が 10 例中 6 例であった。(図 3、図 4) これは、コンポジット図でみられる日変化の特徴には、Muramatsu (1983) で示唆された、陸の存在する場合に必ずしも『山山パターン』が現れるとはいえないことを示している。次に日々の日変化に『山山パターン』が現れたときに台風が海陸上のどちらを通過していたかを調べた。台風が存在した全期間 283 日に対して面積比の時系列に $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ で午後にピーク、 $-70^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < -50^{\circ}\text{C}$ 、 $-50^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < -30^{\circ}\text{C}$ 、 $-30^{\circ}\text{C} \leq T_{bb} < 0^{\circ}\text{C}$ のいずれかに『山山パターン』が表れたのは 152 日あった。さらに海を通過していた日は 31 日あった。(表 2) これは、陸の影響を全く受けない場合にも『山山パターン』の特徴が現れることを示唆している。

5. まとめ 38 個の台風の個々の $T_{bb} \leq -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比を毎正時で平均したコンポジット図及び時系列を調べた。その結果、現れやすい日変化の特徴は『山谷パターン』であった。これは、Browner *et al.* (1977)、Gentry and Steranka (1984) と Muramatsu (1983) の結果と整合的である。次に個々の台風のコンポジット図及び時系列に『山山パターン』が現れた場合、海陸のどちらを台風が通過していたかに着目して調べた。その結果、午後のピークが現れるのは陸の効果があるとは必ずしも限らないことが分かった。これは、Muramatsu (1983) で『山山パターン』が現れるのが陸の効果であるとの示唆に沿わないものであった。

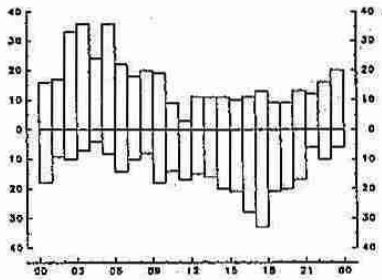


図 1: 38 台風 の $T_{bb} < -70^{\circ}\text{C}$ の雲域面積の面積比の極大 (上側) と極小 (下側) が現れる時間のヒストグラム 縦軸: 頻度 横軸: 地方時

日変化パターン	事例数
『山谷パターン』	21
『山山パターン』	10
『山一定パターン』	2
その他	5
全体数	38

表 1: 38 台風 の各々の対して各時刻で $T_{bb} < -70^{\circ}\text{C}$ の雲域面積の面積比を最大値で規格化し、毎正時毎での平均した図を 4 パターンに分類した内訳

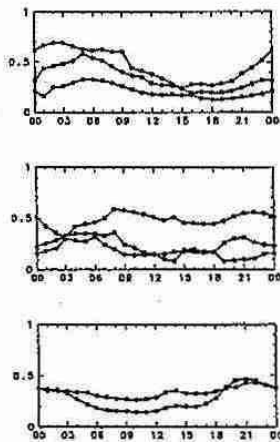


図 2: 各パターン の $T_{bb} < -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比の日変化。各時刻で $T_{bb} < -70^{\circ}\text{C}$ の雲域の面積比を最大値で規格化し、毎正時毎で平均したもの。横軸は地方時。上段: 山谷パターンの 3 例, 中段: 山山パターンの 3 例, 下段: 朝極大午後一定型の 2 例

	現れた日	現れなかった日
日数	152	137
	陸	海
	121	31

表 2: 『山山パターン』が現れた日と現れなかった日の日数と現れた日に海陸を通過した日数に着目した内訳

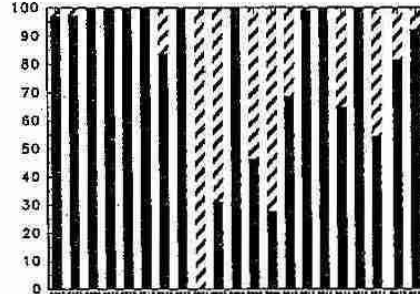


図 3: 『山谷パターン』を示す台風における海陸の滞在時間比 (%) 各々の台風が存在した期間を 100 とする 横軸: 台風号数 黒: 陸期間 縞: 海期間

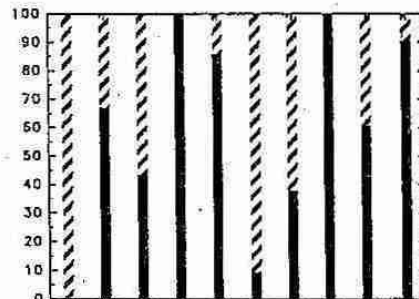


図 4: 『山山パターン』を示す台風における海陸の滞在時間比 (%) 各々の台風が存在した期間を 100 とする 横軸: 台風号数 黒: 陸期間 縞: 海期間

3. 北大の気温分布特性について – 北大元気プロジェクト観測速報 –

*猪上 淳 (北大・低温研), 長浜則夫, 久保田圭 (北大院・地球環境)

¹ 北大元気プロジェクト観測グループ

1. はじめに

近年, 都市化に伴う熱大気汚染 (ヒートアイランド現象) が東京だけではなく中小都市でも問題となってきた。そのため, アメダス等のデータを用いた現象の実態とその影響の分析が行われている。また, 数値モデルを用いたその形成要因の研究成果から, 現象緩和の対策の一つとして地表面の緑地化が有効な手段であることが報告されている。

日本有数の広さを誇る北海道大学 (北大) キャンパスは札幌市中心部に位置しながらも植生が豊富に存在する。年々都市化が進む札幌中心部において北大が豊富な植生を保持することは, 構内とその周辺の気温調節に強く影響を与えるため, 北大キャンパスの存在意義は極めて高い。しかしながら北大構内は南北に長く, さらに農場や研究棟群など地表面の状態も様々であるために, 気温の日変動・季節変動は変化に富んでいると考えられる。そこで¹北大元気プロジェクト観測グループでは多数の気温計をキャンパス内に密に展開することで, 北大構内の気温の水平分布とその日変化・季節変化の特徴を調べた。

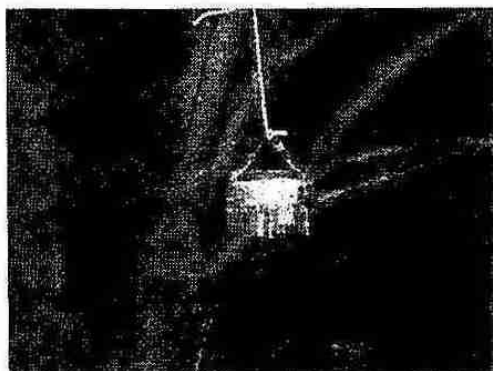


図 1: 温度計 (HOBO) の設置状況 (北大・第二農場)

2. 観測計画

観測には全天候型 (簡易防水) データロガー付の温湿度計 (HOBO-32) 4 個と温度計 (HOBO-30) 12 個を用いた。測器は小型・軽量であるが, 雨・雪の影響を避けるために, ペットボトルの底を利用し

¹ 北大元気プロジェクト観測グループ: 猪上淳 (北大・低温研), 長浜則夫, 久保田圭, 大竹秀明, 工藤玲, 岸寛人, 新井健一郎 (北大院・地球環境)

たカバーを取りつけ (図 1), それに通気を保てる穴を設けた。データのサンプリング間隔は 10 分に設定し, データは 1ヶ月に一度回収した。今回報告する結果は 9 月 21 日から 11 月 10 日までの観測データを使用している。

北大構内の気温分布を調べるには温度計を東西南北に平均的に設置する必要がある。まず北大構内の代表的な気温を得るためにメインストリート沿いに 6 個設置した (中央ローン・エルムの森・教育学部・工学部・18 条門・低温研)。また市街地と接する西 5 丁目通り沿いに 3 個 (正門・医短・武道館), 残りの 7 個は構内西部に配置した (農学部・ポプラ並木・理学部裏・サッカー場・サークル会館・第二農場)。このように設置することで, 南北方向の気温差・構内中心部と構内縁辺部との気温差・北大の全体的な気温分布など多角的に調べることが可能となる。なお, 温度計は各ポイントの周囲の気温を代表する場所の樹木につり下げた (図 1)。

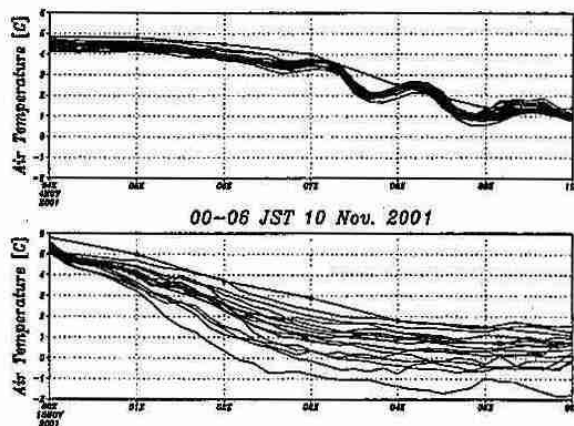


図 2: 11 月 4 日 (上) と 11 月 10 日 (下) の各観測ポイントでの気温の時系列。黒丸は AMeDAS (札幌) の気温。

3. 観測結果

図 2 に 11 月 4 日 4 時から 10 時まで (上図) と 11 月 10 日 0 時から 6 時まで (下図) の各観測ポイントでの気温の時系列を示す。11 月 4 日はこの冬最初の寒気吹き出しの事例で, 明け方から気温の低下が始まった。AMeDAS (札幌) の気温の一時間値 (図中黒丸) と比較すると, 各観測ポイントの気温は全体的に 0.5°C 前後低く推移した。またこの期間, 札幌上空では組織化した対流システムが筋状

雲として頻りに通過していたが(図省略), 北大構内の気温が7時から10時にかけて1時間以下のスケールで2°C以上の変動を伴っているのは個々の対流セルの影響を受けているためと考えられる。

一方, 静穏・晴天日であった11月10日は4日に比べて各ポイントの気温は著しくバラついた。0時には5°C前後ではほぼ等しい値であったが, 時間と共に各ポイントの温度差は増加し2時以降では最大で3°C弱にまで達した。北大構内で高温を記録した観測ポイントとAMeDAS(札幌)を比べると気温の変化傾向が類似していることから, 北大構内でも札幌中心部の気温を反映する領域と, 外部の影響を受けずにクールスポットを形成する領域とが共存することが明らかである。

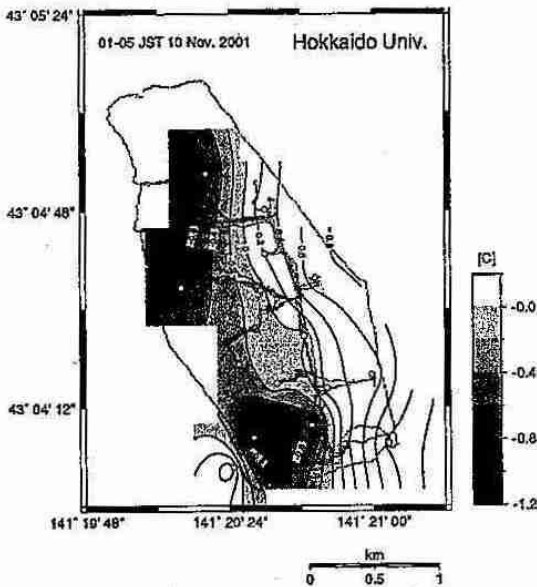


図3: 11月10日の各観測ポイントにおける1時から5時の気温偏差(等値線は0.2°C毎)。白丸は観測ポイント, ハッチは気温の負偏差を表わす。

そこで, 11月10日の事例に関して各ポイントにおける北大構内の気温偏差の水平分布を調べた(図3)。東西1kmにわたり2.5°C以上の温度傾度が存在するのが顕著である。特に南側の正門→中央ローン→エルムの森→農学部のラインは4時間平均で2.96°Ckm⁻¹, 2時30分には3.55°Ckm⁻¹の非常に強い温度傾度が存在した。夜間は晴天・弱風であったことから(農学部気象データより), 西側の農場では放射冷却によって著しく冷えるが, 東側は札幌中心部の影響を受けて高温になるため, 北大中央部で顕著な気温の不連続線が形成されたと考えられる。

そこで夜間における冷気塊の形成過程を調べるために, 北大構内の気温分布の時間変化を調べた。

図4は夕方から翌朝まで晴天・静穏(放射冷却が卓越したと思われる)であった10月18日19時と19日5時の気温分布である。日没後(左図)から0時まではメインストリート沿い, すなわち北大中央部から冷え始め, 西側・東側は共に相対的に高温で推移した。これは北大沿いの幹線道路での自動車からの排ガス等の影響が北大縁辺部の気温に現れたことを示唆する。一方, 交通量が少なくなる深夜以降(右図)では農場等では放射冷却の影響が強くなるため, 北大の西側半分が低温領域になったと考えられる。

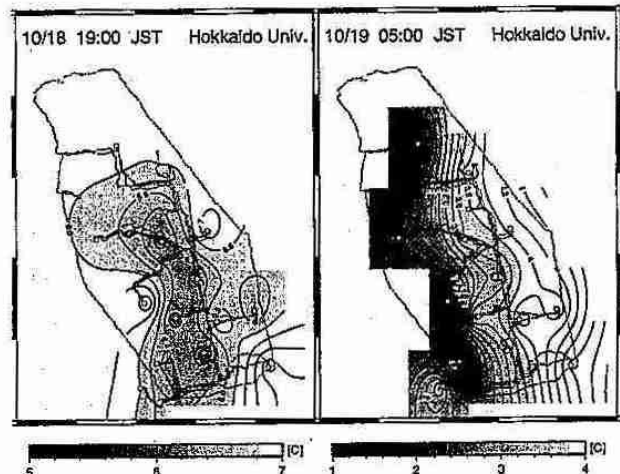


図4: 10月18日19時(左)と19日5時(右)の気温分布(等値線は0.2°C毎)。白丸は観測ポイント, ハッチは低温領域を表わす。

4. まとめ

16個の温度計を北大構内に密に展開した観測を行い, その気温分布特性を北大構内の地表面の差異と札幌市中心部のヒートアイランド現象の関わりに着目して調べた。その結果, 北大の夜間の気温分布は時間帯と場所により特徴的な変化を示すことが明らかとなった。静穏・晴天日における深夜の放射冷却は北大の西側の農場で顕著だが, 日没直後の気温は放射冷却よりもその他の要因(自動車の排ガスなど)による加熱が強い。また, 研究棟が集中する北大の東側の気温は相対的に常に高温で推移し, AMeDAS(札幌)と同じ気温変化傾向を示すことから, 札幌中心部の気温を反映していることが分かった。以上の結果は, 北大の気温は地表面状態と人為的要因の両方の影響を受けていることを意味する。

謝辞

本研究で使用した農場の気象データは北海道大学農学部の北海道大学農学部附属農場気象観測報告を引用致しました。また, 本研究は北海道大学による『北大元気プロジェクト』のサポートを受けています。

4. 霧観測レーダーを用いた釧路周辺の霧の特性調査

大橋康昭（札幌管区気象台観測課）

1. はじめに

平成12年度から3ヶ年計画で、気象研究所、釧路地方気象台とともに、釧路空港に設置された霧観測レーダーを用いて新たな視点から周辺の霧の特性調査を実施している。この調査により、霧の特性がより詳細に解明され、さらに霧観測レーダー自体の特性が解明されれば、今後の航空機の安全運航に大きく寄与する他、霧の動向を予測するのに有効活用できると考えられる。

霧観測レーダーの最終的な目的は、観測されたレーダー反射強度から霧域を決定することである。平成12年度特別観測の結果から、空港気象霧観測レーダー評価部会で評価した結果によると、霧による典型的反射強度は $-28 \sim -14$ dBZの範囲で観測されるが、この範囲を霧判定条件とするとの的中率は68%、空振り率は55%、見逃し率も32%に達する。すなわち、かなりの割合で霧でない時にも何らかのエコーが出現しているといえる。

2. 調査方法

霧観測レーダーのデータのみでは霧域の特定は困難であるため、霧レーダーのオフラインデータの外に地上気象観測、航空気象観測及びアメダスデータを用いて現象別に区分して、各現象観測時においてエコー分布にどのような特徴が見られるか事例毎に解析した。

3. 結果

(1) 霧の事例（平成12年8月1日）

平成12年8月1日には顕著な移流霧、霧雨が発生した。特別観測期間中であったため、様々な測器で観測が行われていた。

図1は、この日の霧レーダー観測例である。サイトから西側では地形の影響によりエコーは捕捉されない。

サイトから南東方向に $-25 \sim -15$ dBZのエコー領域が存在している。この日は南または南東風系が卓越しており、エコー領域はこの風に流されて海上からサイトに向かって移動した。エコーの移動の様子を調べるために、図1のA-Bライン（サイトから南東方向20km）に沿ったエコー時系列を作成した（図2）。もしラインに沿って領域が移動しているなら、時系列ではエコー分布の傾きで移動の様子が把握できる。

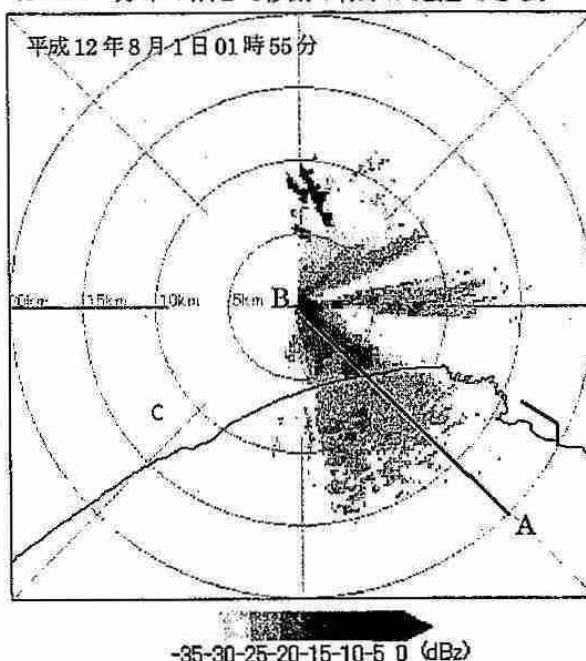


図1. 霧レーダーによる観測例。仰角1°。中央がサイト、A-Bラインは図2参照。釧路地方気象台と白糠の風向風速が重ねてある。白糖は無風(C)。格子間隔は200m×200m。

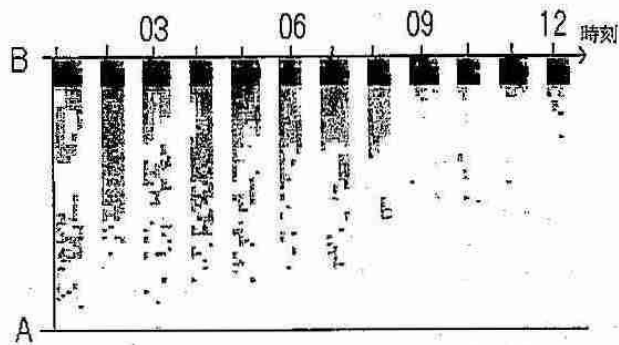


図2. 平成12年8月1日午前の図1A-Bラインに沿ったエコー時系列。横軸時刻、縦軸距離。空白はデータ欠測。

図2の時系列から、9時頃までの間に-25~-15dBZの領域がAからBに向かって3回移動していることがわかる。仰角1から仰角3まではほぼ同様の構造が見られたが、それより高仰角では見られなかった。図2のエコーの傾きからおおよそのエコー移動速度を計算すると、約1.8m/s (=10km/1.5h)となる。海岸付近の大楽毛での風速は2.0m/s前後であったから、エコー領域が風に流されて移動したといえる。

(2) 霧雨の事例 (平成13年8月8日)

釧路地方気象台では午前9時頃までと夜間を中心に霧雨を観測した。また、釧路空港では、日中雨を観測していた。風向は午前8時までは東から北東風、それ以後は南東から南風が卓越していた。

エコー観測例を図3に示す。霧よりも反射強度が全体的に大きく、-15~-5dBZの領域が、サイト東側に、斑紋状に分布しているのが特徴的である。一つの斑紋状領域の大きさは数100mから2km程度までと様々である。海上のエコーは徐々に北西方向に移動してサイトに接近した。

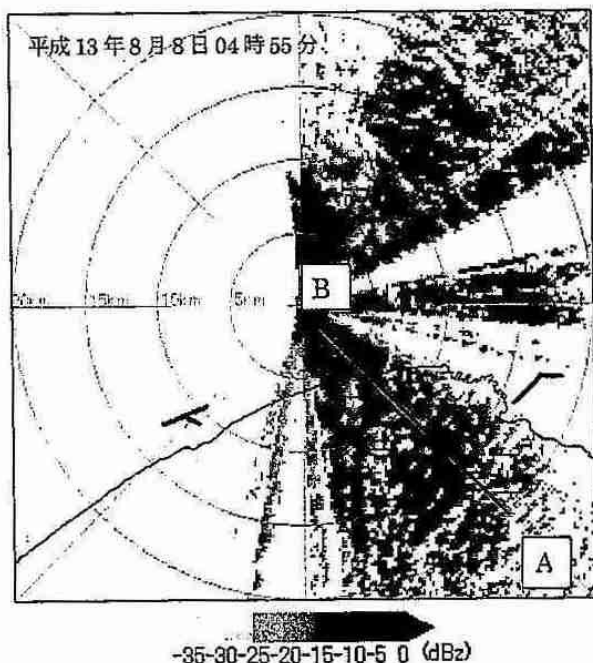


図3. 霧レーダーによる観測例。仰角1。中央がサイト、A-Bラインは図4参照。釧路地方気象台と白糠の風向風速が重ねてある。格子間隔は200m×200m。

図2と同様にして、サイトから南東方向のラインに

沿ったエコー時系列を図4に示す。

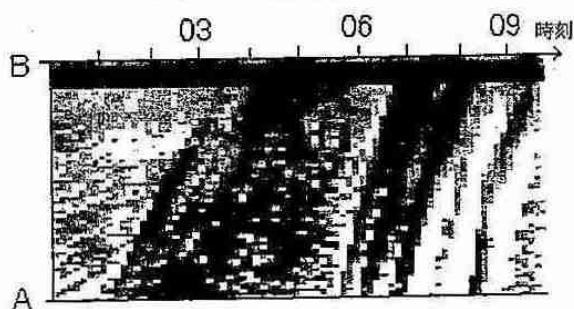


図4. 平成13年8月8日0時から9時までの図3A-Bラインに沿ったエコー時系列。横軸時刻、縦軸距離。

図4から、細かい縞状の構造が見られる。これは、水平分布(図3)で見た斑紋状のエコー領域がAからBに移動していることを示している。

この時間帯では、地方気象台とアメダス地点の風向は東から北東風系が卓越していたが、エコーは北西方向に移動しており、地上風向とエコーの移動方向は一致しなかった。

この他に、雨の事例も解析して釧路現業レーダーとの比較も行った。その結果、格子間隔が違うものの同じ場所に対応するエコーが観測されることを確認した。霧観測レーダーでは雨の領域は-5dBZ以上の強い反射強度が観測された。

4. まとめ

札幌管区気象台レーダー班では、霧観測レーダーのオフラインデータを用いて解析を行った。現象区分には釧路地方気象台と釧路空港の観測データを用いた。分類された各現象発生時では、反射強度に違いが見られ、その移動の様子も捉えることができた。

しかし、現状では霧観測レーダー反射強度からだけでは霧域の特定は困難であり、現在、霧観測レーダー評価部会で他の測器データの活用を含めた検討がなされている。

札幌管区気象台では、今後は鉛直断面図を用いてエコーの立体構造を把握することや、霧水量などの他のデータを活用すること、冬季のデータを用いて雪の場合の反射強度を比較検討することなどによって、霧の特性調査を進める予定である。

5. 札幌におけるエアロゾルと雲の光学的特性について

その3：長期変動から短期変動まで

*青木一真、藤吉康志（北大・低温研）

1. はじめに

1997年7月から北海道札幌市(43.08N, 141.34E)において、Sky radiometer を使った太陽直達光と周辺光の角度分布の放射輝度の連続観測を行い、さまざまな時間スケールにおけるエアロゾルの光学的特性の変動について、他地点との違いを含め、明らかにすることを目的とした。前回の報告(日本気象学会北海道支部会 2000 春)では、2000年5月までの光学的特性の月変動を示したが、今回は、それ以降の結果も含め、波長 0.5 μm のエアロゾルの光学的厚さ $\tau(0.5)$ とオングストローム指数 α の関係から、季節変動をもたらす起源を推定するために、長期観測から得られた3地点(札幌、つくば、東京)の $\tau(0.5)$ と α の平均値の大小関係から4つのタイプに分類し、それぞれの季節と地域の違いについて調べた。また、1998年4月20日、1999年10月31日と2001年4月10日の黄砂現象と1998年8月21日のシベリア森林火災の影響が札幌で観測されたので、その光学的特性についても報告する。解析は、太陽直達光と周辺光を規格化した放射輝度により、気柱あたりの粒径分布をインバージョン法(Nakajima *et al.* 1996)により算出し、そこから、 $\tau(0.5)$ と α を求めた。

2. 札幌上空のエアロゾルの光学的特性の月平均値

図1は、1997年7月~2001年8月までの札幌における $\tau(0.5)$ と α の月平均値である。 $\tau(0.5)$ は、春に最大、秋に最小であったのに対し、 α は、はっきりした季節変動が見られなかったものの、夏に最大、春に最小であった。

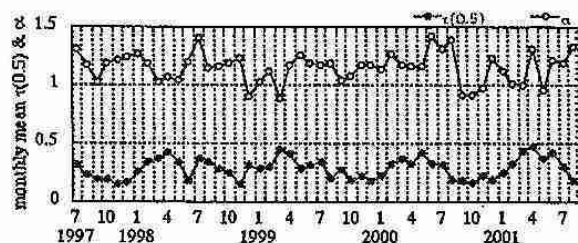


図1 1997年7月~2001年8月の札幌の $\tau(0.5)$ と α の月平均値

図2は、 $\tau(0.5)$ と α の月平均値とそれぞれの標準偏差($SD\tau(0.5)$ と $SD\alpha$)の関係である。 $\tau(0.5)$ は、正相関関係

にあり、 $\tau(0.5)$ が高くなるにつれて、変動幅が大きくなることが示されたが、 α は、相関が見られず、 α の変動幅は、粒子の大小にあまり依存しないことが示された。

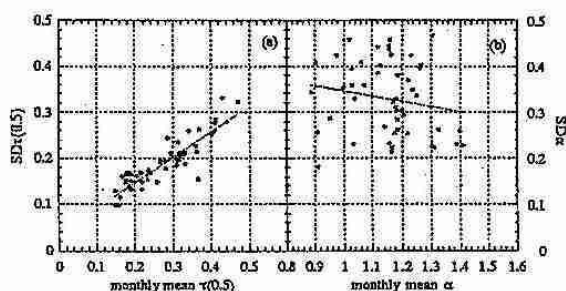


図2 1997年7月~2001年8月の札幌の $\tau(0.5)$ と α の月平均値と標準偏差の関係について

3. 札幌における黄砂と森林火災の影響

図3は、1998年4月20日と1999年10月31日の黄砂現象と1998年8月21日のシベリアからの森林火災の影響の体積粒径分布の結果である。黄砂は、2.0 μm 付近にピークを持ち、森林火災は、0.2 μm 付近のピークが確認され、短期変動の粒径の違いが示された。春と秋の黄砂現象の起源を調べるために、トラジェクトリー解析を行ったところ、秋は、春より高緯度から輸送されていることが確認された。

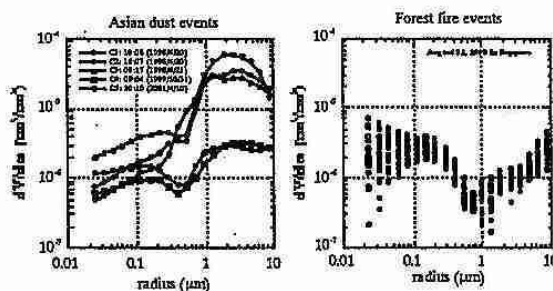


図3 札幌における黄砂と森林火災時の体積粒径分布の結果

4. $\tau(0.5)$ と α の季節変動の分類

札幌における各季節の $\tau(0.5)$ と α の関係について、図4に示した。どの季節も光学的厚さが高まると、 α が低くな

る傾向にあるが、特に、春 (MAM) は、他の季節に比べて、その傾向にある。このことから、光学的厚さが高まる要因として、大粒子の影響を受けていることが示された。また、札幌では、 $\tau(0.5)$ が高く、 α が高い、小粒子による光学的厚さの増大は、あまり見られなかった。

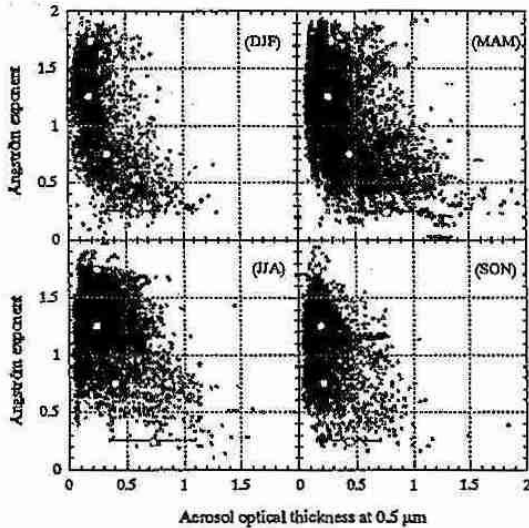


図4 札幌における $\tau(0.5)$ と α の関係について

図4の関係から、長期間データが得られた札幌、つくば、東京の3地点の全データ(59,847)の $\tau(0.5)$ と α の平均値の大小関係から、4つのタイプ(Type-1-4)に分類した。全データの $\tau(0.5)$ と α の平均値は、それぞれ0.29と1.18であった。図5は、札幌における4つのタイプに分類した季節変化である。 $\tau(0.5)$ が低く α が高いType-1では、夏と冬に頻度が多く、特に、夏は、平均より高い傾向を示した。このタイプは、他のタイプに比べて頻度が一番多い(約4割)、他の地点でもこのタイプの頻度が一番多かった。 $\tau(0.5)$ も α も高いType-2は、平均よりも低い傾向を示し、小粒子の寄与による光学的厚さの増大は、他の地点に比べると少ないことがわかった。 $\tau(0.5)$ も α も低いType-3は、秋に頻度が多く、光学的厚さが低いものの、図3に示した秋の黄砂の影響が寄与していると示唆される。 $\tau(0.5)$ が高く α が低いType-4では、冬から春にかけて頻度が多く、春は、図3に示した黄砂現象による大粒子の影響によるものと示唆される。この結果は、どの地点も春に同じ傾向を示しており、 $\tau(0.5)$ の最大が春なることが裏

付けられた。また、冬は、他の地点と比べて、頻度が多く、Type-2の秋に頻度が少ないという関係から、札幌の $\tau(0.5)$ の最小が、他の地点の冬と違い、秋になることが確認された。

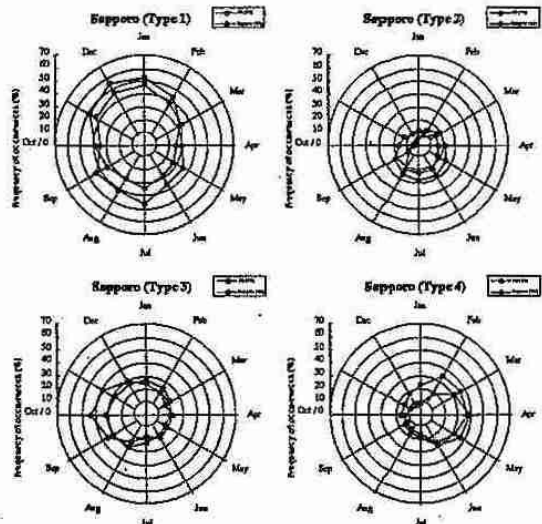


図5 札幌における4つのタイプに分類された $\tau(0.5)$ と α の関係 (●は、札幌、○は、3地点の平均)

5. まとめ

約4年余の札幌におけるエアロゾルの光学的特性に時間変動について、特に、 $\tau(0.5)$ と α の関係から、季節ごと、他地点との相違を明瞭に示すことができた。 $\tau(0.5)$ の季節変化は、春に最大で、秋に最小であり、タイプ別により季節変動をもたらすエアロゾルの起源について、詳しく示すことができた。

これからも、衛星観測やモデルの検証も含め、このような地上観測による長期観測の継続が必要であり、また、散乱や吸収を示す一次散乱アルベドと $\tau(0.5)$ と α の関係について調べることで、さらなるエアロゾルの光学的特性の時間・空間変動の解明につなげていきたい。

謝辞

本研究のために観測データを提供して頂いた、SKYNETと東京商船大の村山さんに感謝いたします。

6. 北海道西方海上に出現した渦列を伴う収束線の解析

*坪田 敦緒・遊馬 芳雄
(北大院・理)

1. はじめに

北海道西方海上で発生・発達する気象擾乱は、北海道に局地的な大雪をもたらし、市民生活に大きな影響を与えるので古くから注目され、これまで多くの調査・研究が行われてきた。しかし、スケールが小さく海上で発生・発達するので、陸上のように直接観測することは困難であった。このため、その発生・発達過程や環境場の実態については必ずしも完全には理解されていないのが現状である。そこで本研究では、1998年1月12・13日に北海道西方海上に南北に伸びる渦列エコーが出現したケースの環境場について解析を行った。

2. 使用データ

今回の解析に使用したデータは、GMS-5気象衛星の可視画像及び赤外画像、札幌総合情報センターの札幌市レーダーデータ、気象庁レーダー・アメダス解析雨量データ、気象庁アメダスデータ、気象庁領域客観解析データ(RANAL)である。

3. 渦列エコーの特徴

図1に1998年1月12日18UTCから13日03UTCまで3時間ごとのレーダー・アメダス解析雨量図と地上アメダスデータの風向・風速を示した。南北に伸びた帯状のレーダーエコーが北海道の西にあり、時間を追うごとに東進していった。このエコーの東側には、北海道からの吹き出しに対応する東から南東の風が見られるが、エコーが移動するにつれその西側では北西風に変わっていった。この2つの風の境にあるエコーには複数のくびれが見られ、このエコーは渦列を伴う構造をしていたことが分かる。1月13日00UTCのGMS-5可視画像(図2)では、北海道の西に一つの大きな渦が存在し、詳細に見ると、その中に北西から南東に並んだ渦列を確認することができる。この渦列が図1の渦列エコーに対応していたものと考えられる。

4. 総観場の特徴

気象庁領域客観解析データ(RANAL)の解析(図3)から、1月12日00UTCに日本海北部に大陸からの弱い吹き出しと北海道からの吹き出しが存在し、これらが合流して弱い北寄りの風が形成されていた。この風の流れによって、沿海州北部から海上に吹き出された大陸の空気塊は、日本海上の吹走距離が長いため海上で大量の熱と水蒸気の供給を受け、北海道南西海上に達するまでには十分な熱と水蒸気の補給を受けていた。また、日本海南部は北北西風の大陸からの寒気吹き出し場において、この境界の北海道南西では、北海道西方の北寄りの風と大陸からの北北西風とが合流収束し、低圧部が形成されていた。その後、この収束域は北上し、低圧部とそれに伴う低気圧性循環は明瞭になっていった。13日00UTCには、

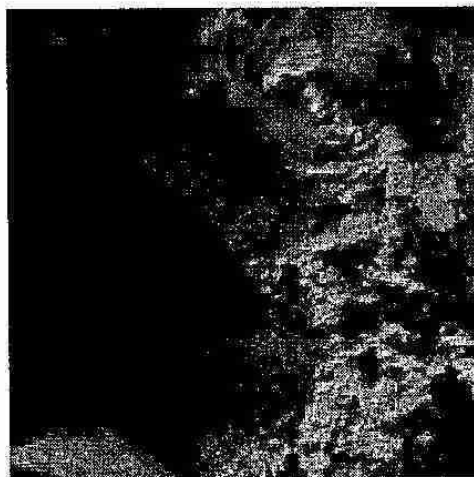


図2 1998年1月13日00UTCのGMS-5可視画像。

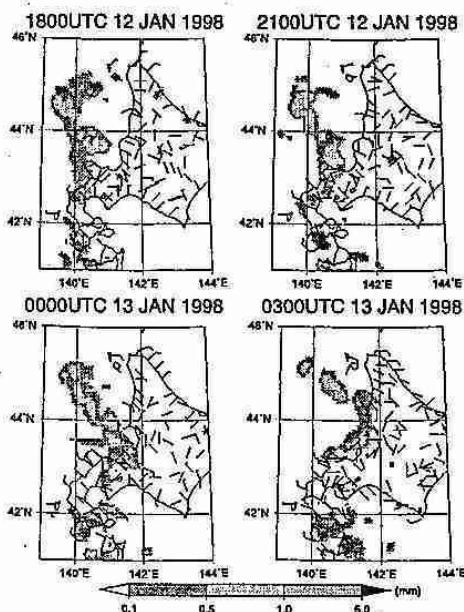


図1 1998年1月12日18UTCから13日03UTCまで3時間ごとのレーダー・アメダス解析雨量図(影)とアメダスデータによる風の場(矢羽)。

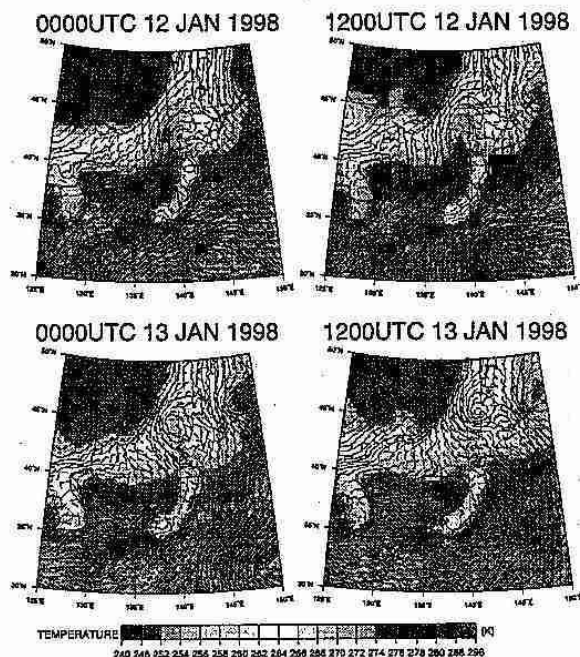


図3 1998年1月12日00UTCから13日12UTCまで12時間ごとの地上の客観解析図(RANAL)。実線は等圧線(1hPaごと)、影は気温、矢羽は風を示す。

この小さな低気圧が北海道の西に存在し、北西から南東に若干伸びた形となっていて、北東側の北海道からの風と南西側の大陸からの風のいずれもが強まっていた。この様子が図1に示したレーダーエコーとして観測されたものと考えられる。同日12UTCになると、この低気圧はさらに発達して稚内付近に達し、北海道西部は西風となっていた。

次に、客観解析データから計算した水平収発散(図4)を調べると、12日00UTCに北海道西方海上にあった収束が、その後強まりながら北上していたことが確認できた。また相対渦度場(図5)は、収束域に対応して正の相対渦度が存在していて、時間とともに強まっていた。13日00UTCの水平収束の位置とレーダーエコーと比較すると、これらは一致しており、直線状に伸びた収束域と正の相対渦度は、収束線上に渦列が形成されていたことと対応する。渦の中心を東西に横切る鉛直断面図(図6)より、12日00UTCに日本海上の北寄りの風と北海道からの東風との境にあった弱くて背の低い正の相対渦度が時間の経過とともに強まり、深さも深まっていた。この図では、上層にも正の相対渦度が存在していることから、上層と下層との相互作用が下層の相対渦度の強化に寄与していたことも示唆される。

5. まとめ

北海道西方海上に出現した渦列エコーの発生・発達状況について解析を行った。日本海北部では、大陸からの弱い吹き出しと北海道からの吹き出しによって弱い北寄りの風が形成され、大陸からの空気塊が日本海上で熱と水蒸気の供給を受けて北海道南西海上で暖められていた。この北寄りの風と、日本海南部の大陸からの吹き出しの北北西風とが北海道南西で合流収束し、弱い低圧部を形成していた。その後この低圧部は強まり北上していた。この低圧部の収束域がレーダーエコーの位置とほぼ一致していて、また北西から南東に伸びた正の相対渦度を持っていて、レーダーで観測されたような収束線上に渦列が形成されていた。

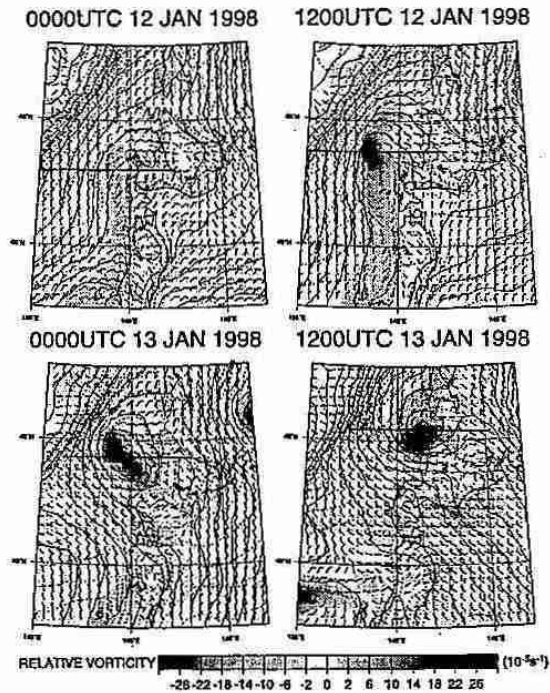


図5 影は相対渦度、太い直線は図6に示す鉛直断面図の位置を示し、他は図4に同じ。

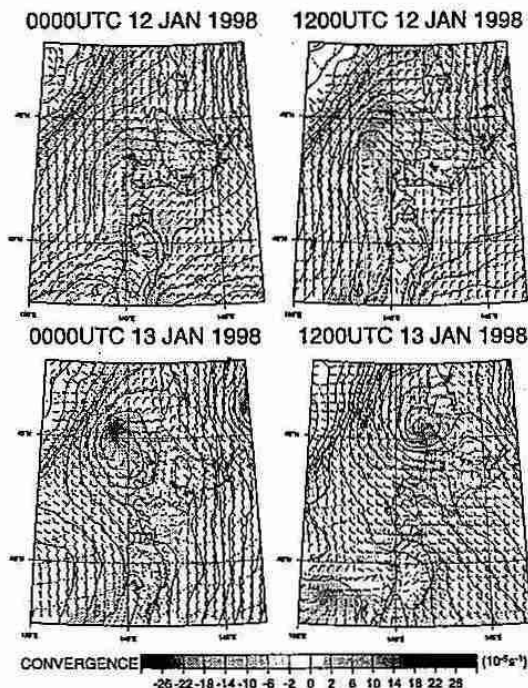


図4 1998年1月12日00UTCから13日12UTCまで12時間ごとの地上における気圧(実線, 1hPaごと)、気温(破線, 2Kごと)、水平収束(影)、風(矢羽)。

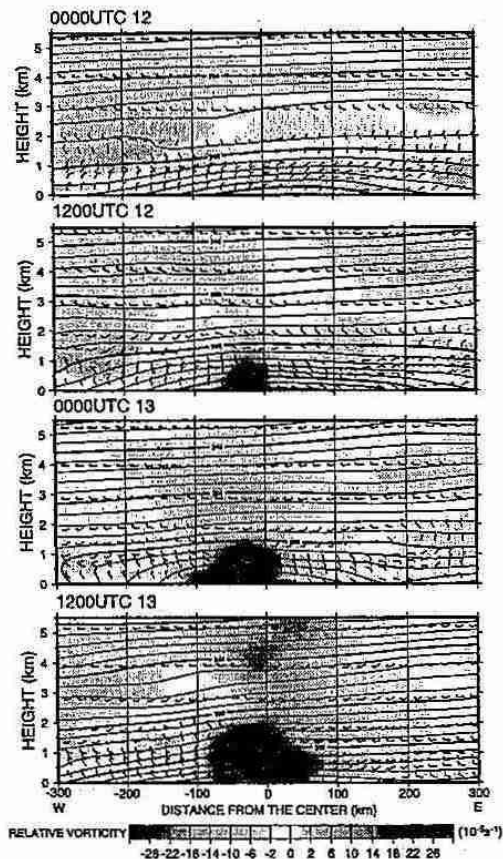


図6 図5に示した位置に沿った鉛直断面図。実線は気温(2Kごと)、矢羽は風、影で相対渦度を示す。

7. 2001年6月29日北竜町で発生した竜巻

福島 秀明 (札幌管区气象台予報課)

1. はじめに

2001年6月29日14時30分頃、北海道空知管内北竜町で竜巻が発生し、14時50分頃消滅した。北竜町は札幌市の北東約80kmに位置しており、その西側にはおよそ1500mの高さの暑寒別岳が存在している。

札幌管区气象台の現地調査によれば、竜巻による被害幅は約200~300m、移動距離は約7kmにわたり東北東進し、北竜町から隣の秩父別町にかけて、負傷者3名(内重傷1)、住家1棟全壊、非住家倒壊、住家の屋根・ガラス破損、ビニールハウス倒壊などが生じ、F2スケール(道内最大級)の強い竜巻と推定された。

よって今回は、この竜巻発生時の気象状況を、総観場及びメソスケール場において調査し、この竜巻の発生のメカニズムについて考えてみる。

2. 総観場の特徴

500hPaでは、当日朝9時で日本海に -15°C 以下の寒気トラフがあり、昼過ぎには北海道付近にその乾いた寒気が移流してきたと推定される。その寒気の程度は、平年より 5°C 前後低く、6月上旬並であった。また、850hPaでは、日中、北海道付近は日本海にあった気圧の谷の前面で、西南西風の暖湿気が入り込んでいた。その暖気の程度は、平年より 5°C 前後高く、8月中旬並であった。以上のことから、この日の北海道付近は大気の状態が非常に不安定であった。

なお、留萌のウインドプロファイラーデータでは、18時頃に、下層から上層において気圧の谷の通過が見られたが、下層ほど緩やかな風向変化となっており、総観スケールの明瞭なシアの通過は見られなかった。

よって、北海道付近は日中、日本海にある気圧の谷の前面にあたり、地上付近では大きくみると、気圧傾度の緩い谷場であった。また、中下層で顕著な鉛直シアやジェットは見られなかった。

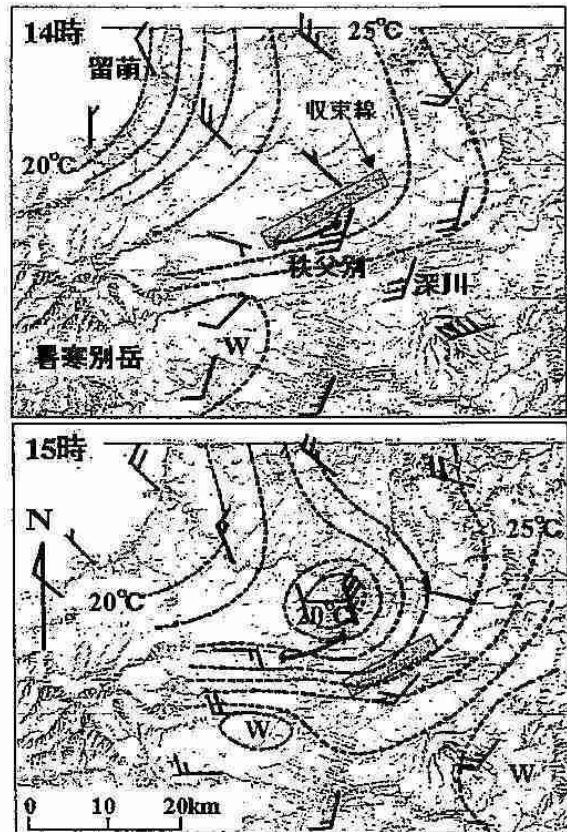
3. メソスケール場の特徴

3.1. アメダス(部外観測含む)に基づく解析

北竜町の竜巻発生地点付近では、地上付近の気圧傾度が緩いということもあり、苫小牧から石狩平野を通過して北空知へ向かう暖かい南南西風と、留萌方

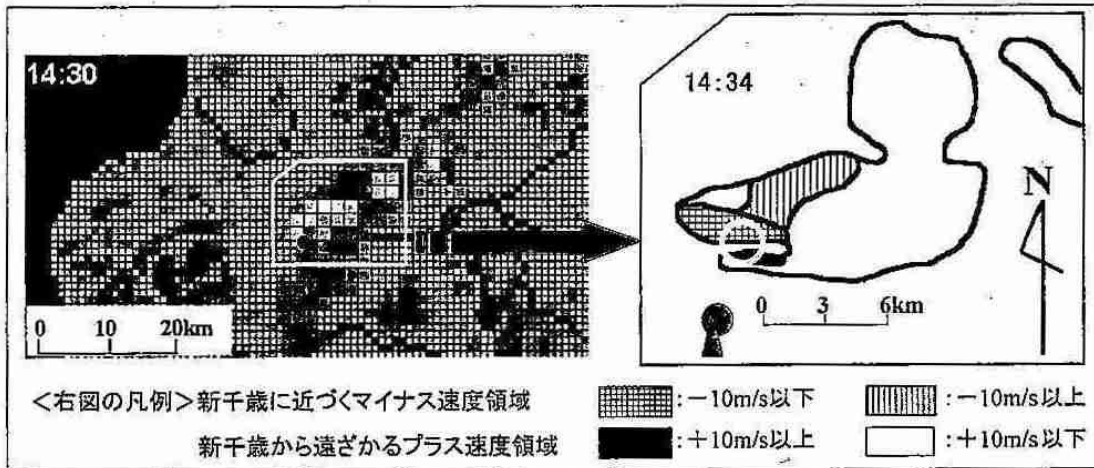
面からの相対的に冷たく湿った北西風(海風)が、昼前から竜巻発生直前まで収束していた。この局所的な収束線付近に竜巻が発生した。

竜巻発生前後の正時にあたる14時と15時の北竜町付近の風向・風速及び等温線の分布を第1図に示す。



第1図：6月29日14時と15時のアメダス及び部外観測から解析した北竜町付近の風向風速・等温線の分布図。中央の実線は竜巻の移動経路を示す。点線は等温線で 1°C 毎に描かれている。風速は長い羽根1本が 2m/s 。

第1図を説明すると、竜巻発生前の14時には、北竜町付近に局所的な収束線が形成されていた。その収束線の南側の内陸では、日射による昇温で、地上付近の気温が 25°C 以上となっていた。そのため、地上と500hPaとの気温差は 40°C 以上となり、大気不安定な状態を助長していた。それに対し、収束線の北側の海岸部は、日本海からの海風の影響で、気温は 20°C 前後と内陸より相対的に低く、温度傾度が急であった。



第2図：6月29日竜巻発生時の高度1500m付近の札幌レーダーの様子（左図）と左図の四角で囲まれた範囲の新千歳ドップラーレーダーによる高度2400m付近の速度分布（右図）。左図中央付近の黒丸は竜巻位置を示す。右図エコー西縁部の円はミソサイクロンを示す。エコーから見て南南西方向が新千歳のレーダーサイト。

竜巻消滅後の15時には、秩父別のすぐ北側で最盛期あるいは衰弱期の積乱雲から地上付近へ吹き出した冷気と考えられる、20℃以下の局所的な低温域が見られた。このため深川・秩父別間では温度傾度が約5℃/10kmとなり急となっていた。また、秩父別の風向風速が北北西7m/sと変化しており、これは冷気外流出(cold outflow)であると考えられる。そして、その流れと石狩平野からの南南西風が新たな収束線を形成していた。

3.2 札幌レーダー及び新千歳のドップラーレーダーに基づく解析

竜巻の親雲を札幌レーダーで追跡すると、14:10頃には、北竜町付近に形成されていた収束線上に下層の降水エコーが出現し、急速に発達して積乱雲の雲頂は10000mを超えた。その後エコーは収束線上に広がり、14:30には、そのエコーの西縁部で竜巻が発生した(第2図)。14:30~14:50頃にかけては、竜巻のすぐ北東側で、エコー強度が48mm/h以上と強まり、実況で直径2~3cmの激しいひょうが観測された。15:00頃には、これまでエコーや竜巻が一般風の風向に合わせて東北東進していたものが、マルチセルタイプとなって向きを右に変え東南東進し始め、16:00頃にはこの一連の降水セルは消滅した。

新千歳のドップラーレーダーによると、竜巻発生直後の14:34には、エコーの西縁部の高度2400m付近では、直径数kmの循環すなわちミソサイクロンが見られた(1900m未満のデータは仰角の都合上取得できなかった)。このような循環は、その直径によってメソサイクロン(直径4km以上)あるいはミソサイクロン(直径4km未満)と呼ばれ、竜巻と密接

な関係があることが知られている。また、竜巻発生時とミソサイクロンの渦度が一番強まった時刻がほぼ一致し、両者は位置的にも対応していた。

4. 結論

以上のような観測結果から、この竜巻は熱的不安定な場で、局所的な収束線が形成されている所で発生した。また、ストームをとりまく中下層の環境の風の鉛直シアは弱かったため、スーパーセルを親雲としない竜巻であったと考えられる。

よって、この竜巻の発生メカニズムとしては、Wakimoto and Wilson (1989) が提案したモデルのように、局所的な収束線で、水平シア不安定が起き、渦が存在する時に、積乱雲による上昇流とその渦がカップリングして、渦が鉛直方向に伸張して竜巻が発生したと考えられる。

謝辞

本竜巻の研究調査では、札幌管区气象台や新千歳航空測候所観測課の方々からデータや貴重な意見をいただいた。また、秩父別町役場や札幌土木現業所の方々からもデータをいただき深く感謝いたします。

参考文献

- 小倉義光(1997);ノン・スーパーセルの竜巻, 気象, 487, 34-39.
- R. M. Wakimoto and J. W. Wilson(1989);Non-supercell Tornadoes, Mon. Wea. Rev., 117, 1113-1140.
- 気象庁(1993);平成2年12月11日千葉県内で発生した竜巻等調査報告, 気象庁技術報告, 第113号, 200pp.

8. 日本付近で急激に発達する低気圧の発達環境と構造

* 吉田 聡、遊馬 芳雄 (北大院・理)

1. はじめに

これまで、1994年10月から1995年3月まで1シーズンに日本付近で発生発達した爆弾低気圧について、その発生環境と発達要因に関する解析を報告した(1999年第2回支部発表会、2000年第1回支部発表会)。その結果、爆弾低気圧の発達には下層の傾圧域と上層のポテンシャル渦度の移流が重要で、発達位置は大規模場の環境に大きく依存し、発達位置によって発達に寄与する物理過程が異なることを示した。本研究では解析期間を4シーズンに延長し、日本付近での爆弾低気圧の発達環境と構造について解析を行った。

2. データおよび解析方法

解析には気象庁提供の全球客観解析データ(GANAL)を使用した。解析期間は1994年から1995年と1996年から1999年の4冬季間(10月から3月)である。解析領域は東経100度から180度、北緯20度から65度である。低気圧は12時間以上持続し、少なくとも一度中心気圧の低下があったものとして定義し、さらに爆弾低気圧はその中でSanders and Gyakum(1980)の定義によって抽出した。また発生位置と発達位置から日本海およびオホーツク海で発達した低気圧をOkhotsk-Japan Sea(OJ)タイプ、太平洋上で発生発達した低気圧をPacific Ocean-Ocean(PO-O)タイプ、大陸上で発生し太平洋上で発達したものをPacific Ocean-Land(PO-L)タイプ、大陸上で発生発達したものをLand-Land(L-L)タイプ、太平洋上で発生しオホーツク海上で発達したものをOkhotsk-Ocean(O-O)タイプとして分類した。

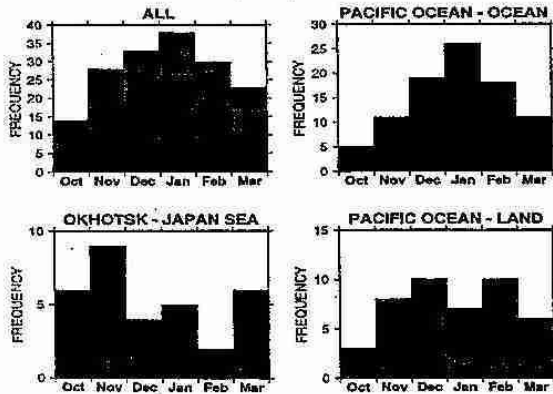


図1 爆弾低気圧の月別発生頻度。全爆弾低気圧(左上),OJタイプ(左下),PO-Oタイプ(右上),PO-Lタイプ(右下)。

3. 解析結果

解析期間中、爆弾低気圧は184ケース発生し、OJタイプが33ケース、PO-Oタイプが91ケース、PO-Lタイプが44ケースあった。L-LタイプとO-Oタイプはそれぞれ13ケースと3ケースであった。そこで前回と同様発生頻度の多いOJ、PO-O、PO-Lの3つのタイプ

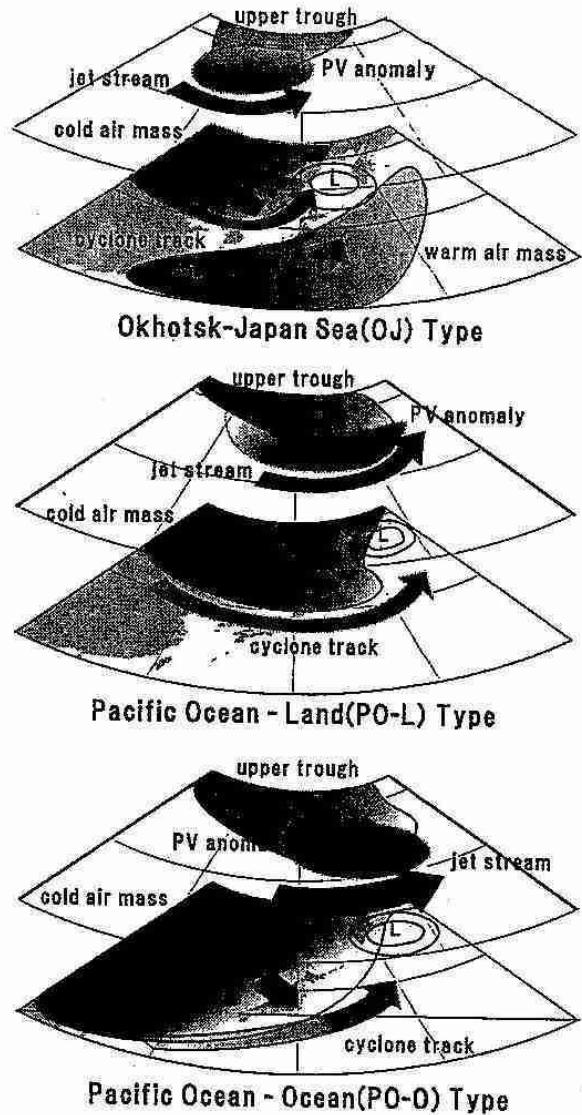


図2 各タイプの発達環境の概略図。上からOJタイプ,PO-Lタイプ,PO-Oタイプ。

プについての解析結果を述べる。まず図1に各タイプの低気圧の月別発生頻度を示す。全体としては1月に最も発生数が多い。PO-Oタイプも同様に1月にピークを持つ。OJタイプは11月に最も多く発生し、次いで3月に多い。一方PO-Lタイプは12月と2月に発生数が多い。このことから爆弾低気圧の発生位置と発生数に季節依存性があることが示唆された。

次に、最大発達した時刻におけるコンポジット解析を行った結果の400hPa面と850hPa面の概略図を図2に示す。OJタイプでは上層のトラフが中国大陸上に南北に延び、PO-Lタイプのトラフはオホーツク海上から日本上空に分布している。PO-Oタイプではトラフは北西太平洋に大きく張りだしている。一方、下層の総観場では、OJタイプはオホーツク海に、PO-Oタイプ

イブとPO-Lタイプはベーリング海上に低気圧が存在し、PO-OタイプはPO-Lタイプに比べて強い。また、この低気圧に伴う傾圧域が各タイプの発達位置に形成されていた。これらの特徴的な環境場は大陸の寒気の張り出しの季節変動と一致しており、各タイプの発生頻度の季節変化が環境場の季節変動の影響であることが示唆される。

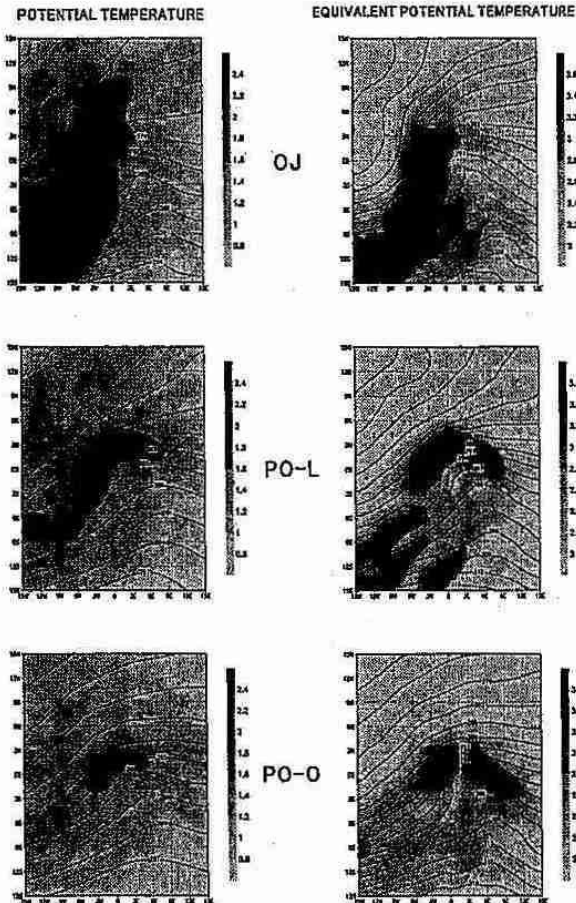


図3 最大発達時の850hPa面の温位(左列)と相当温位(右列)分布(コンター)とその水平勾配(陰影)のコンポジット(中心は低気圧中心)。上からOJタイプ、PO-Lタイプ、PO-Oタイプ。

一方、爆弾低気圧の構造を調べるため、各タイプで発達率が1.5bergeron以下の低気圧について中心を一致させた最大発達時のコンポジットを作成し解析を行った。まず850hPa面の温位および相当温位分布を図3に示す。OJタイプは温位でも相当温位でも、低気圧の西側に寒冷前線に対応する大きな水平勾配があり、傾圧帯が南北に伸びている。しかしPO-LおよびPO-Oタイプでは温位勾配は小さいが相当温位勾配は大きい温暖前線が東西に伸びた構造をしている。これからOJタイプでは傾圧性が大きく、PO-LおよびPO-Oタイプでは非断熱の効果が大きいことが示唆される。また図4の低気圧中心を南北に切ったジオポテンシャル高度の12時間変化の鉛直断面図からOJタイプが最も鉛直スケールが小さく、次いでPO-Lタイプで、PO-Oタイプが最も鉛直スケールが大きくなっていることも

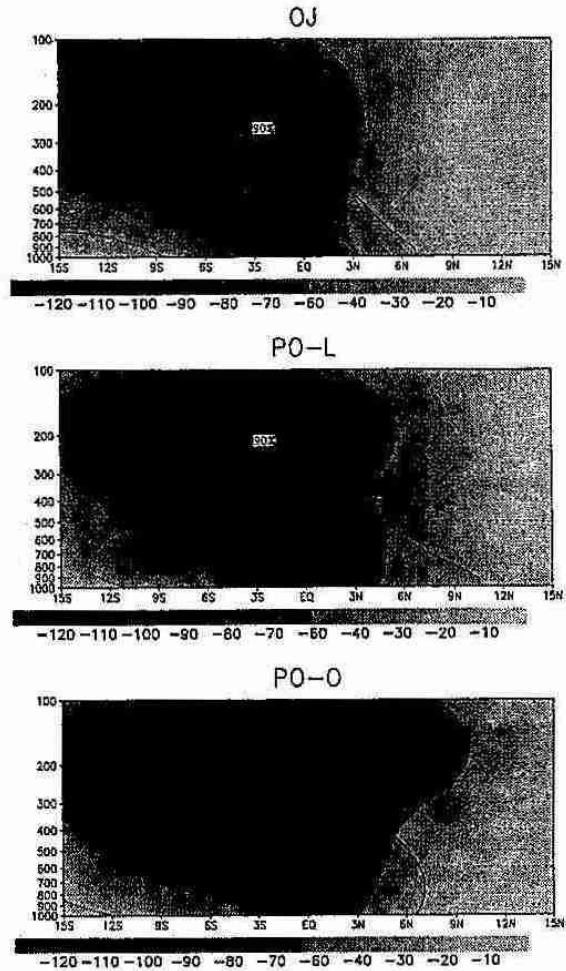


図4 ジオポテンシャルの最大発達時から前12時間変化のコンポジットで、低気圧中心の南北断面図。上からOJタイプ、PO-Lタイプ、PO-Oタイプ。

わかった。

3. まとめ

日本付近で発達する爆弾低気圧について4冬季間の客観解析データを用いて統計的な解析を行った。その結果、爆弾低気圧の発生位置、発達位置は季節によって異なり、それは大規模場の季節変動の影響によることを示した。また爆弾低気圧の構造の解析からは、OJタイプは寒冷前線が発達し傾圧性が大きい、PO-L、PO-Oタイプはともに温暖前線が顕著で非断熱過程も重要であることがわかった。更にPO-Oタイプが最も鉛直スケールが大きく、次いでPO-Lタイプ、最も小さいものはOJタイプであったこともわかった。

以上のことから、環境場は爆弾低気圧の移動経路に影響するだけでなく、低気圧内の前線構造にも影響し、低気圧内で非断熱過程が発生する領域を変化させていた。その結果、寒冷前線的なOJタイプよりも温暖前線的なPO-L、PO-Oタイプのほうが非断熱過程の中心気圧低下に対する寄与が大きく、より急激な発達をしたことがわかった。

9. 北極圏ニーオルセンにおける降雪粒子と環境大気の化学成分の調査

遠藤辰雄(北大・低温研)、高橋庸哉・林 徳郎(北海道教育大)野口 泉(北海道環境科学研究センター)、古賀聖治(国立資源環境技術総合研究所)栗田直幸(地球70年代)、田中教幸(北大院地球環境研究科)、和田 誠(極地研)

1. はじめに

雲粒付きと雲粒なしの雪結晶は対照的な化学成分の取込みがみられ、それぞれ SO_4^{2-} と NO_3^- を選択的に卓越して含んでいることが発見された。これを確認するために遠隔地であり光化学反応のない12月下旬から1月上旬のニーオルセン(北緯79度)で試験的な観測を行なった。

2. 方法

降雪試料を防風ネット内で採取し、同時に降雪粒子の形状をタイムラプスビデオ撮影と電子天秤型降雪計を用いて降雪強度を測定した。環境大気 λ の粗粒子と微粒子のエアロゾルとガス状物質はローボリュームエアサンプラーが使われた。解析されたデータは垂直レーダ、OPC(Optical Particle Counter)及びオゾン計と地上気象観測のデータである。

3. 観測結果

結果として、雲粒付き雪粒子が卓越する降雪事例(Case-1)と雲粒の付かない雪結晶が卓越して降る事例(Case-2)が観測された。ここではそれぞれ2例ずつ(-a, -b)報告することにし、以後C1-a, C2-a, C1-b, C2-bと略記する。

C1-a.

雲粒付き雪粒子が卓越、対流性のシャワー、エコ一頂は4km、降水には SO_4^{2-} が卓越、N/S比は0.1~0.3、OPC(Optical Particle Counter)による粒径分布の時間変化曲線には2ミクロン以下の微粒子には減少が、2ミクロン以上の粗粒子は増加するトレンドがみられ、双方とも負のスパイクが多数みられている。風向はS, SSE, SEでメキシコ湾流による open sea からの湿潤気流による降雪である。

C2-a.

雲粒なしの雪結晶が卓越、エコ一頂は層雲性タイプ、 SO_4^{2-} 濃度は低く、 NO_3^- 濃度は比較的に高く見られるが、日本国内の観測地の最小の1/4から1/5に相当し、N/S比は0.3~1.0である。OPCの時間

変化ははじめ減少し途中から一定になっている。風向はNW, NNW, Nで北極海の高氷野からの乾燥気流による降雪である。

C1-b.

降雪粒子は雲粒付きが卓越、停滞前線性の持続する降雪でエコ一頂は2~3km、降水中の nns-SO_4^{2-} 濃度は高く、N/S比は0.1、OPCの時間変化は微粒子も粗粒子も共に緩やかに減少している。 NO_3^- 濃度は途中で測定限界以下になり枯渇する例が見られた。

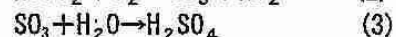
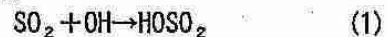
C2-b.

降雪粒子は雲粒なしの低温型雪結晶、僅かな一山の降雪で、エコ一頂は3.2km。降雪中の NO_3^- 濃度は観測中で異常に高く、 nns-SO_4^{2-} 濃度はかなり低くて、N/S比は14.5である。また NO_3^- の濃度と H^+ の濃度がほぼ等しいことから、これらは HNO_3 ガスの形で取りこまれたことを示して居る。風向はS, SE, SW, Wで弱く、OPCの時間変化は穏やかで粗粒子が増加し、微粒子に減少がみられる。降雪中の O_3 の変化は短時間に僅かな負のスパイクが見られるだけでほぼ一定である。

4. 議論と考察

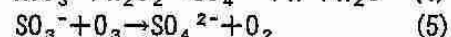
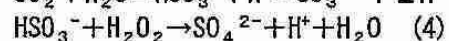
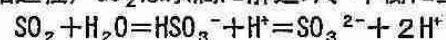
硫酸塩の酸化過程には普通二つの反応プロセスが考えられている。光化学反応を含む気相過程

(気相過程)



と雲粒の水溶液内で起こる液相過程

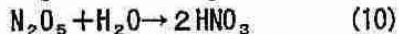
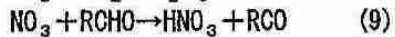
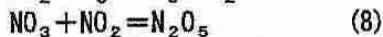
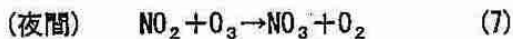
(液相過程) SO_2 は水滴に解込み、平衡に至る。



であるが、完全な極夜であるためにOHの存在はあり得ないので、この気相過程は無く、硫酸塩の酸

化過程は液相反応のプロセスだけである。しかし、硫酸塩は長距離輸送物質であるので、低緯度の光化学反応で生産されたものが移流されてくる可能性も考えられるので、5日間のBack Trajectory解析を行ったところその起源は完全極夜円内から外れていない事が分かった。従ってここでは、雲粒付雪結晶であれば硫酸塩が卓越し、硫酸塩が卓越していれば雲粒付であり、この濃度が極端に低いと雲粒無しの雪結晶であるとさえ言えることになる。

硝酸塩の酸化過程では通常は日中と夜間に分けて次の反応が考えられる。



ただしRはH or CH₃である。

ここでも完全なる極夜であるからOHは存在せず、(6)の反応は考えられない。NO₃⁻は長距離輸送物質ではないので、ここではO₃による酸化のプロセスのみが考えられる。C1-b.における長時間の降雪によるNO₃⁻の枯渇が地方標準時の日中に起こっているが、もしも低緯度で極夜でなかったらこの枯渇現象は発見されなかったと考えることが出来る。

雲粒の付かない低温型雪結晶に見られる異常に高い濃度の硝酸塩はほぼ同じ濃度のH⁺と共存して分析されたことから、HNO₃ガスの形で結晶表面に物理吸着すると考えることが出来る。そうであれば、雲粒付の結晶の凍結した雲粒の表面も氷であることに変わりはないので、これにも硝酸ガスとして吸着することはあり得ることである。これがC2-b.の雲粒付雪結晶により硝酸ガスを消費尽くしたことになる。その証拠に、この時の環境大気中の硝酸ガス濃度はほとんどzeroである。一方、粗粒子と微粒子には高濃度のNa⁺と有意な濃度のNH₄⁺が存在し、それぞれHNO₃ガスと反応してNH₄NO₃とNaNO₃のエアロゾルの存在を示唆するものである。この硝酸ガスと液滴の海塩粒子の形成に際して、塩酸ガスが生産されるはずであるがガス成分にはHClガスの存在は見られず塩素ロスが推定される。

降水に含まれる化学成分は海洋起源が多く見とめられたのでNa⁺との相関を見たところ、K⁺、Ca⁺、Mg⁺には相関があり、NO₃⁻とSO₄²⁻には相関が無く、非海洋性起源であることを示している。

OPCの時間変化に特徴が見られ、C1-a.では粗

粒子が増加がみとめられ、海塩粒子が南風で運ばれてきていることが分かる。これが降雪粒子に含まれるNa⁺やCl⁻に時間と伴に増加することが注目される。他の化学成分は降雪開始から徐々に減少していくのと対称的である。後者は地上大気成分が浄化されていくことを示している。一方激しい降雪に伴って、上空の清純な大気が引きおろされている効果であると考えることが出来る。

これらの結果から、掃去比(Scavenging Ratio)Wを大気密度dとし降雪粒子中と大気中のイオン濃度をそれぞれC_{snow}とC_{air}とすると、

$$W = d \cdot C_{\text{snow}} / C_{\text{air}}$$

で定義される。これにより推算される掃去比をグリーンランドの結果と比較すると約100倍ほど大きくなり、観測点の高度2000mまでの下層大気中の掃去の有無による違いであると考えられる。

5. まとめ

ニーオルソンでも日本国内の石狩や母子里と同様に、単結晶や雪片(un-rimed Xtal)にNO₃⁻が顕著に含まれ、雲粒付き雪結晶(rimed Xtal)に含まれる濃度に対して約2倍(石狩では1.5倍)であった。雲粒無しの雪結晶には、この様な遠隔地でも低濃度であるが他と比べて特徴的にNO₃⁻イオンが含まれていることが確認された。

その取りこみはHNO₃ガスの吸着によると思われる事例が発見された。

単結晶や雪片(un-rimed Xtal)にSO₄²⁻は少なく、雲粒付き雪結晶(rimed Xtal)に含まれる濃度に対し約1/5倍(石狩では1/10倍)であった。この時、環境大気中の微粒子エアロゾル(2μ以下)に含まれるNO₃⁻濃度は検出限界以下に減少していた。長期間の降雪の後半では雲粒付き雪結晶(rimed Xtal)の降雪であっても、降雪粒子中のNO₃⁻がほとんど検出限界以下になる例が認められた。この時の環境大気中のガスや微粒子エアロゾルのNO₃⁻の濃度は低いが無ではない。特に粗粒子エアロゾルについて顕著である。降雪中にNO₃⁻が卓越している例では、正イオンとしてH⁺が卓越していて、双方の濃度がほぼ等しいことから、HNO₃ガスの形で取りこまれたものと推定される。この時期の現地では光化学反応はあり得ないので、ここではSO₄²⁻の酸化過程は液相反応だけに限られるので、逆にSO₄²⁻が検出されると降雪粒子は雲粒付であると言う事が出来る。

謝辞 レーダ解析法のご指導と天気図のご照会等で大阪教育大学の小西啓之氏と極地研究所の平沢尚彦氏の方々にお世話になりました。心から感謝致します。

10. レーダーエコーと雷放電活動との関係

The relationship between radar echos and lightning discharge of thunderclouds

* 大石英子, 藤吉康志, 新井健一郎 (北大・低温研), 吉橋幸子, 河崎善一郎 (阪大・工),
小西啓之, 吉本直弘 (大阪教育大学), 石原正仁 (気象庁観測部)

1. はじめに

これまで雷雲については, 航空機観測, 地上観測などの野外観測や, 電荷生成機構に関する室内実験など多くの研究が行われている。レーダーエコーと雷放電活動に関しては, エコー強度 30dBZ の領域が -20°C 高度に達してから 5 分後に放電が始まること, エコー頂温度が -20°C 以下の高度にまで達し, かつ -10°C 温度の高度が 1.8km を越えた雲で雷放電活動が起こること (Michimoto, 1991), MCS の対流域では負極性落雷が支配的であるが, 層状域では衰退するにしたがって正極性落雷の割合が増加すること (Holle et al, 1994), 0°C 高度に 10dBZ のエコーが達してから 15~20 分で落雷が起こる (Hondl et al, 1994) という報告などがなされている。また, 上昇流の強さによって雲内の電荷の鉛直分布が異なり, 上昇流がある時は電荷の層は 4 層で, 上昇流が強くなるほど主な負電荷領域が存在する高度は高くなり, また上昇流が弱い時には電荷の層は 6 層になる (Stolzenburg, 1998) ということが報告されている。電荷発生機構については, 雲内でアラレと氷晶が衝突する時に電荷が発生し, -10°C を境に発生する電荷の符号が逆転する (Takahashi, 1984) という説が現在最も有力である。

しかしながら, 放電開始に必要な局所的な電場の大きさや, 中和される電荷の大きさ, さらに何がきっかけとなって放電が起こるのかといったことが明らかににはなっていないため, いつ, どこで落雷, 放電が起き

るのかについては未だ正確な予測が困難である。

そこで本研究では, 1998 年 8 月 25 日に大阪湾上で発生した帯状積乱雲群に注目し, レーダーエコーと, 雷放電活動を示すパラメーターとの関係, 発雷予測の可能性について議論することを目的とした。この事例は, 1998 年 7 月から 2000 年 11 月まで, 大阪平野に発生する雷, ダウンバースト (強風), 豪雨の特性, 発生原因を明らかにし, さらに得られた観測データから予報の精度を向上させることを目的として行われた観測の際に得られたデータの一部である。本観測では, 北大低温研のドップラーレーダーを大阪教育大学柏原キャンパスに設置し, 関西国際空港気象ドップラーレーダーとの共同観測を行った。

2. 観測領域, 及びデータ

図 1 は観測領域を表したものである。+印は北大低温研と関西国際空港のドップラーレーダーの中心位置を示している。低温研のレーダーは X バンドで観測範囲は半径 64km である。また, 関西国際空港のドップラーレーダーは C バンドで, 観測範囲は半径 120km であり, 特に半径 20km の範囲ではダウンバースト, シアーラインを自動検出することができる。この 2 台のレーダーによるデュアルドップラー解析を行うことにより 3 次元での気流場の分布を得ることができる。

◆印は関西電力, 大阪大学が共同で稼働している SAFIR (広域雷予知警報システム) のアンテナの位置である。SAFIR の周波数帯域は 110~118MHz, 帯域幅は 1MHz で, 淡路, 彦根, 宮津, 三国の 4ヶ所に設置されている。これにより, 時間分解能 100ms で, 雲放電, 負極性, 正極性落雷の位置を, 緯度, 経度の 2 次元で評定できる。気温の鉛直プロファイルは潮岬, 輪島の気象ゾンデから求めた。

3. 解析結果

17 時頃から大阪湾上に帯状の積乱雲群が発生し, 雲システム全体として北東の方向に移動しながら発達, 衰退していった。また, 19:30 頃から南東方向にアンビルが伸びていくのがレーダーで確認された。図 2 は, 雷放電活動の様子を時系列で示したものである。上段が雲放電, 下段が落雷 (負極性落雷, 正極性落雷の合計) を表している。18:30 から 20:00 までの約 1 時間半, 雷放電活動が活発であったことが分かる。

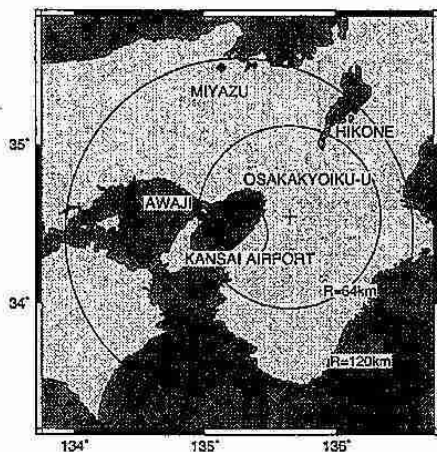


図 1: 観測の概要 (円は 2 つのレーダーの観測範囲)

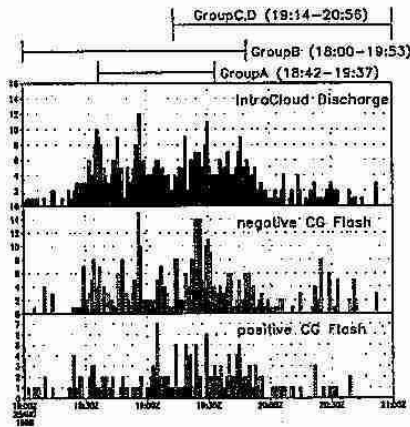


図 2: 雲放電, 落雷数の時間変化

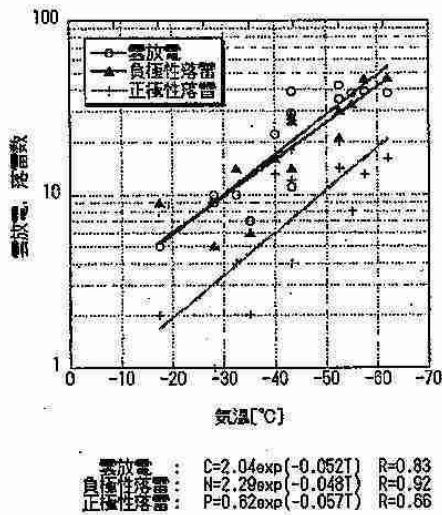


図 3: エコー頂 (10dBZ) と雲放電, 落雷数との関係

雲群全体でのエコー頂 (10dBZ) の温度高度 (ゾンデデータより計算) と, 雲放電数, 落雷数との関係を見てみると, 雲放電数, 負極性落雷で特に相関が良いことが分かる (図 3)。したがって, 約 50km 四方全体で見ると, これまでの報告と同様に, エコー頂の温度高度は発雷予測 (特に雲放電, 負極性落雷) のパラメーターとして使うことが可能だと言えよう。しかしながら, 個々の雲放電, 落雷の発生位置は, 図 4 に示すように大きく 4ヶ所に分かれており, グループごとに発雷時間帯が異なっていた (図 2)。以下では, それぞれを Group A, B, C, D として議論することにする。これらを, グループ毎に調べてみると, 上記の関係は必ずしも成り立っていない。

そこで, グループ毎に発雷した位置と, 電荷生成が最も盛んに行われていると考えられている -10°C 高度のエコー強度の頻度分布を取ったところ, 殆どどのグループでも 20~30dBZ のエコー域に発雷位置のピークが見られるが, Group B のみは 10dBZ 以下の領域で発雷していた。電荷生成に最も関与するアラレ, ヒョウが存在する強エコー領域 (エコー強度が 40dBZ 以上)

からの発雷は少なく, かつグループによって発雷が多いエコー領域は異なっていた。これらのことから, グループ毎に, 発雷の起こりやすさが異なっていると考えられる。

以下では, 最も発雷数が多く, 雲群の寿命も長かった Group C について調べる。アラレなどの生成と発雷開始の因果関係を調べるために, 1 ボリュームスキャンごとの -10°C 高度での, 強エコー域面積 (アラレ, ヒョウなどの存在量を示す) と, 放電数, 落雷数の時間変化を比較した (図 5)。図より, 強エコー域の面積が急激に増加し始めて (19:06) から 5~10 分後に雲放電が起こり (19:14), さらにその後落雷が起こって (19:22) いることが分かる。このことから, 強エコー面積 (体積) の時間変化を調べることによって, 放電, 落雷の開始を予測できる可能性が示唆される。

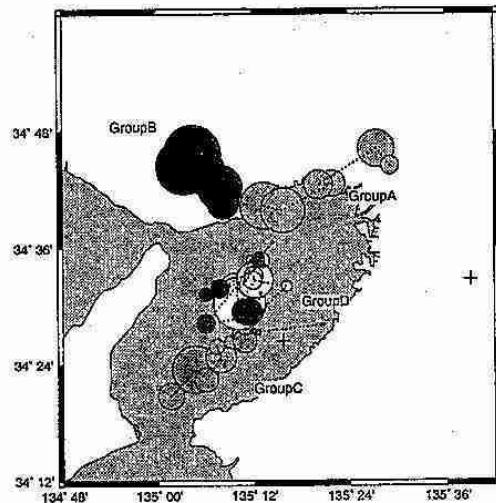


図 4: 雲放電, 落雷の発生位置の分布

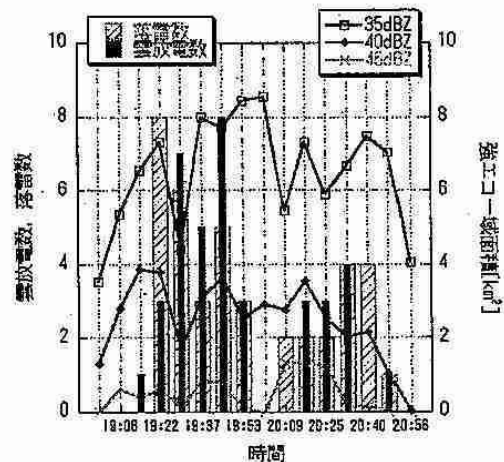


図 5: 雲放電, 落雷数と強エコー域面積の時間変化

また, Group C では, 発雷が始まる時間帯あたりから急速にアンビルが伸びていたことがレーダーエコーから分かっている。さらに, 上に述べたように, アラレ,

ヒョウなどが生成されていると考えられる強エコー域内での発雷は少なく、ほとんどが強エコー域から離れたアンビル内で発雷していた。このことを明瞭に示すために、発雷位置の重心とエコーの重心の時間変化を、図6に示した。▲印で示されているのがエコーの重心位置、丸で示されているのが発雷の重心であり、両者の距離が実線で示されている。エコー重心、発雷の重心共に、ほぼ同じ方向、速度で進行していた。図より、必ずしも強エコー域内で発雷があるわけではなく、強エコー域から離れた所 (-10°C 高度でのエコー強度が 20~30dBZ 程度) で発雷していることが明らかである。これらのことから、強エコー域で生成された電荷を帯びた氷晶などが上層の風によって運ばれ、アンビルを形成し発雷に至ったと考えられる。さらに、両者の距離は雷放電活動の開始直後では 12km 程であったが、その距離は時間と共に接近し、雷放電が終了する頃には 5km であった。雲の発達期には、上昇流が強いために、強エコー域で生成された大量の帯電粒子が遠くまで運ばれて発雷していたものが、衰退期では、帯電粒子の数や電荷量が少ないために、エコー重心に近いところで発雷したのではないかと定性的には考えられる。しかし、定量的説明はまだできていない。

4. まとめ

本報告では、1) システム全体 (約 50km 四方全体) として見る限りでは、エコー頂は雲放電、負極性落雷を予測するパラメーターとして使うことが可能である、2) 同じ雲システム内でも雷放電活動が活発な場所は時間によって変化し、そのグループごとに異なった特徴を持っている、3) 強エコー域の面積が急激に増加し始めてから 5~10 分後に雲放電が起こり、さらにその後落雷が起こった。すなわち、これまでの研究と同様に、アラレの生成が始まることによって雲内の電荷が生成され、その結果雷放電活動が始まるということが確認されたが、なぜ、5~10 分後に発雷するのかについては、まだ明らかになっていない。4) 発雷位置の重心と

エコーの重心位置の時間変化から、エコー重心は発雷の進む方向などを知る指標となりえる可能性が示された。ただし、その距離は、一定ではなく、時間と共に接近した。これは、強エコー域で生成された帯電した粒子が上空の風によって運ばれアンビルを形成し、それが発雷を起こしていることを示唆している。今後は、他のグループや他の事例を用いて、エコー重心との関係、特に上層の風やアンビルが形成される過程の違いに注目して調べていく予定である。

本研究は気象庁、関西航空地方気象台と北大低温研による共同調査「低層ウィンドシアアの構造の解明」の一環としてなされた。

参考文献

- Michimoto, K., 1991: A Study of Radar Echoes and their Relation to Lightning Discharges of Thunderclouds in the Hokuriku District, Part I: Observation and Analysis of Thunderclouds in Summer and Winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, No. 3, 327-335
- Holle, R. L., A. I. Watson, R. E. Lopez, D. R. MacGorman, R. Ortiz, and W. D. Otto, 1994: The Life Cycle of Lightning and Severe Weather in a 3-4 June 1985 PRE-STORM Mesoscale Convective System, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1798-1808
- Hondl, K. D., and M. D. Bilts, 1994: Doppler Radar Signatures of Developing Thunderstorms and Their Potential to Indicate the Onset of Cloud-to-Ground Lightning, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1818-1836
- Stolzenburg, M., W. D. Rust, B. F. Smull, and T. C. Marshall, 1998: Electrical structure in thunderstorm convective regions 1: Mesoscale convective systems, *J. Geophys. Res.*, 103, D12, 14059-14078
- Takahashi, T., 1984: Thunderstorm Electrification - A Numerical Study, *J. Atmos. Sci.*, 41, No. 17, 2541-2558

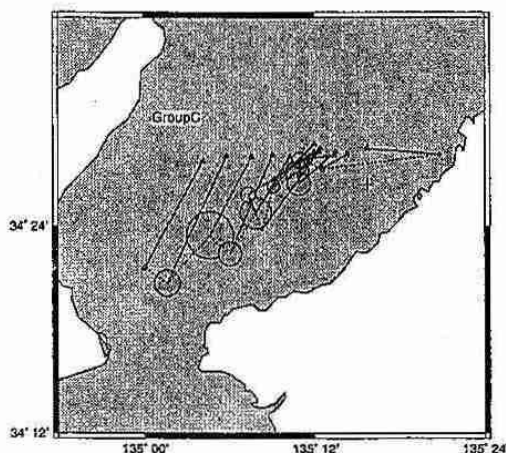


図 6: 発雷開始点の重心とエコーの重心

1.1. シベリア高/低気圧の年々変動について

畠中準裕・山崎孝治 (北大院・地球環境)

《はじめに》シベリア、モンゴル地方(以下シベリア域)の気圧変動は、アジア域の気候形成に大きな影響力をもつ。冬季は寒冷な高気圧(シベリア高気圧)が出現し、冬のモンスーンの中心になる。一方夏季にはこの地域は低気圧の中心になり、インドのモンスーントラフと並んで夏季モンスーンの一つの中心となる。最近では、Gong et al. (2001) によって冬季シベリア高気圧と北極振動(AO)との間に有意な負の相関があると報告された。本研究では、シベリア域の冬、夏各々の気圧変動(年々変動)について注目し、全体規模での関連について考える。

《データと解析方法》海面気圧、高度場、水平風速のデータは、NCEP/NCARの再解析データ(2.5°×2.5°)を、海面水温については、GISST2.3b(1.0°×1.0°)のデータを使用した。全てのデータについて、1967年12月から2000年11月まで(33年間)のものを使用し、3ヵ月毎の季節平均値を作った。以下ではDJFを冬季、JJAを夏季として議論を進める。また、シベリア域の気圧変動を観察するために、海面気圧の領域(北緯40度~55度、東経85度~120度)平均値から、INDEX(SIBERIA INDEX 以下SI)を作成した。

《結果》図1に、冬季におけるSIと500hPa面の高度との相関係数、回帰係数(Regression)を示す。アリューシャン列島付近に有意な負の相関、強い負のRegressionを確認できる。この傾向は海面から1000hPa付近まで見ることができ、非常に背の高いものであることがわかる。また北半球において、正と負の相関を交互に繰り返すパターンが、500-100hPaに

存在し、Yang et al. (2001 投稿中)にある、冬季東アジアジェット強度(EAJS)と500hPa高度の関係を示す図が、これと類似したパターンを描いている。ここで、図2のようにSIとEAJSの時系列における相関を求めると0.72となり、有意な相関があることがわかった。

図3に、夏季におけるSIと500hPa面高度との相関係数とRegressionを示す。850hPaから30hPaにかけて、また赤道の南北30度くらいの広い領域に正の相関が、南極周辺に負の相関が確認できる。さらに、SIとSSTとの相関係数、Regressionを見ると、アリューシャンから北米大陸西岸にかけて Pacific Decadal Oscillation (Mantua et al. 1997) に関係すると思われるパターンを確認できた。

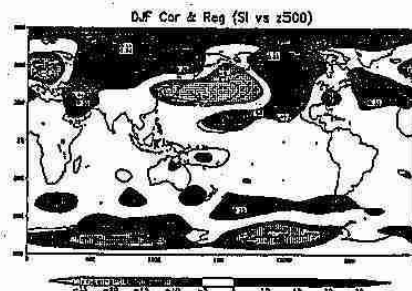


図1

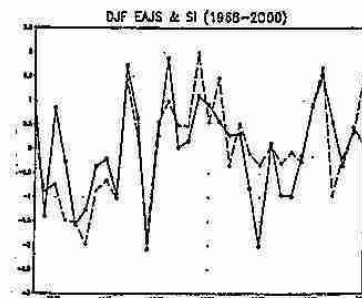


図2. 実線がEAJS、破線がSI

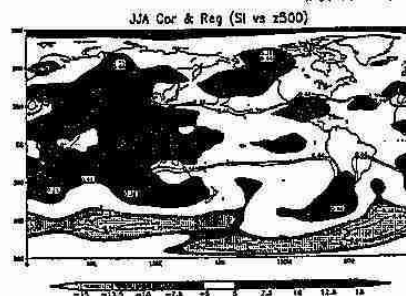


図3