－発表会要旨②－

平成12年度 第１回支部研究発表会要旨

日　時：平成12年６月９日（金）14時25分～16時45分
場　所：北海道大学百年記念会館（大会議室）

1　札幌におけるエアロゾルと雲の光学的特性について……40
　その２：光学的厚さと一次散乱アルベドの変動
　北大・低温研　青木　一真・藤吉　康志

2　対流雲の発達段階と雨滴粒径分布との関係……42
　北大院・理　橋本　明弘・播磨屋敏生
　気象研　吉崎　正憲・加藤　輝之
　ＮＡＳＤＡ　古川　欣司・清水　収司
　〃　若林　裕之
　北大・低温研　藤吉　康志・川島　正行
　〃　大井　正行・福上　博樹
　〃　間辺　一雄
　気象研ドップラーレーダー観測グループ・X-BAIU-99観測グループ

3　X-BAIU-99 期間中に見られた２本の線状降水域が併合する降水システムの構造と発達過程 …44
　北大院・理　茂木　耕作・上田　博
　〃　篠田　太郎・前坂　剛
　〃　山田　広幸・尾崎　尚則
　気象研　加藤　輝之・吉崎　正憲
　NASDA/EORC　清水　収司
　X-BAIU-99観測グループ

4　オホーツク海上の気団変質の航空機観測……46
　北大・低温研　猪上　淳・藤吉　康志
　〃　若土　正暁

5　日本付近で急激に発達する低気圧の発達要因……48
　北大院・理　吉田　聡・遊馬　芳雄

6　天気予想と台風（その４）……50
　松木　昇

1．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２：光学的厚さと一次散乱アルベドの変動

*青木一真、藤吉康志（北大・低温研）

1.　はじめに

近年、エアロゾルと雲と気候との関係は、温暖化予測をより正確に求めるためにも、グローバルでの定量的なデータの蓄積とそのメカニズムの解明が急がれている。太陽放射によるエアロゾルや雲の散乱・吸収過程の特徴は、時間・空間変動が大きいこと、粒子の形状や物質が多種多様であり物理的化学的性質が異なって存在するために、未だに厳密な評価をすることが難しい。我々は、まず、長期モニタリングを行い、地上観測からエアロゾルや雲の光学的特性の実態把握を行い、それらを定量的に見積もることを行ってきた。前回の発表（日本気象学会北海道支部会 1999 年秋）では、その季節変動や短時間の変動について報告しましたが、今回の報告では、札幌におけるエアロゾルの光学的特性の中で、各波長ごとの光学的厚さと一次散乱アルベドの量に着目し、その時間変化や季節の特徴を定量的に示していく。

2.　観測と解析方法

観測は、北海道大学低温科学研究所（札幌市 *43.08N, 141.34E*）の屋上にて、1997 年 7 月より現在まで、太陽直達光と周辺光の放射輝度を多波長で自動測定できる Sky radiometer（Prede Co., Ltd.）を使って、晴天時の日中に約 10 分おきに連続観測を行っている。5 波長（400, 500, 675, 870, 1020 nm）のエアロゾルチャンネルにより、太陽直達光と角度別の周辺光の比を取り、規格化した放射輝度を定義して粒径分布を計算し、オングストロームパラメータ、一次散乱アルベドなどのエアロゾルの光学的特性の解析を行った。

3.　エアロゾルの光学的特性の月変動

Fig. 1 は、札幌における 1997 年 7 月～2000 年 5 月までの各波長ごとのエアロゾルの光学的厚さの月平均値（上）、オングストローム指数の月平均値（中）、各波長ごとの一次散乱アルベドの月平均値（下）の結果を示したものである。エアロゾルの光学的厚さは、各波長とも同じような季節変化が見られ、冬から春にかけて増加し、夏から秋にかえて減少する傾向が見られた。波長間の変動幅については、春、夏に大きく、秋、冬に小さいことがわかった。オングストローム指数は、冬から春にかけて一番小さい値を示していたが、2000 年の冬から春は、小さな値を示さなかった。しかし、光学的厚さは、例年同様に大きな値を示していた。一次散乱アルベドは、各波長とも夏に極大を示し、他の季節より散乱の寄与が大きいことがわかった。冬にも小さいなピークが見られた。

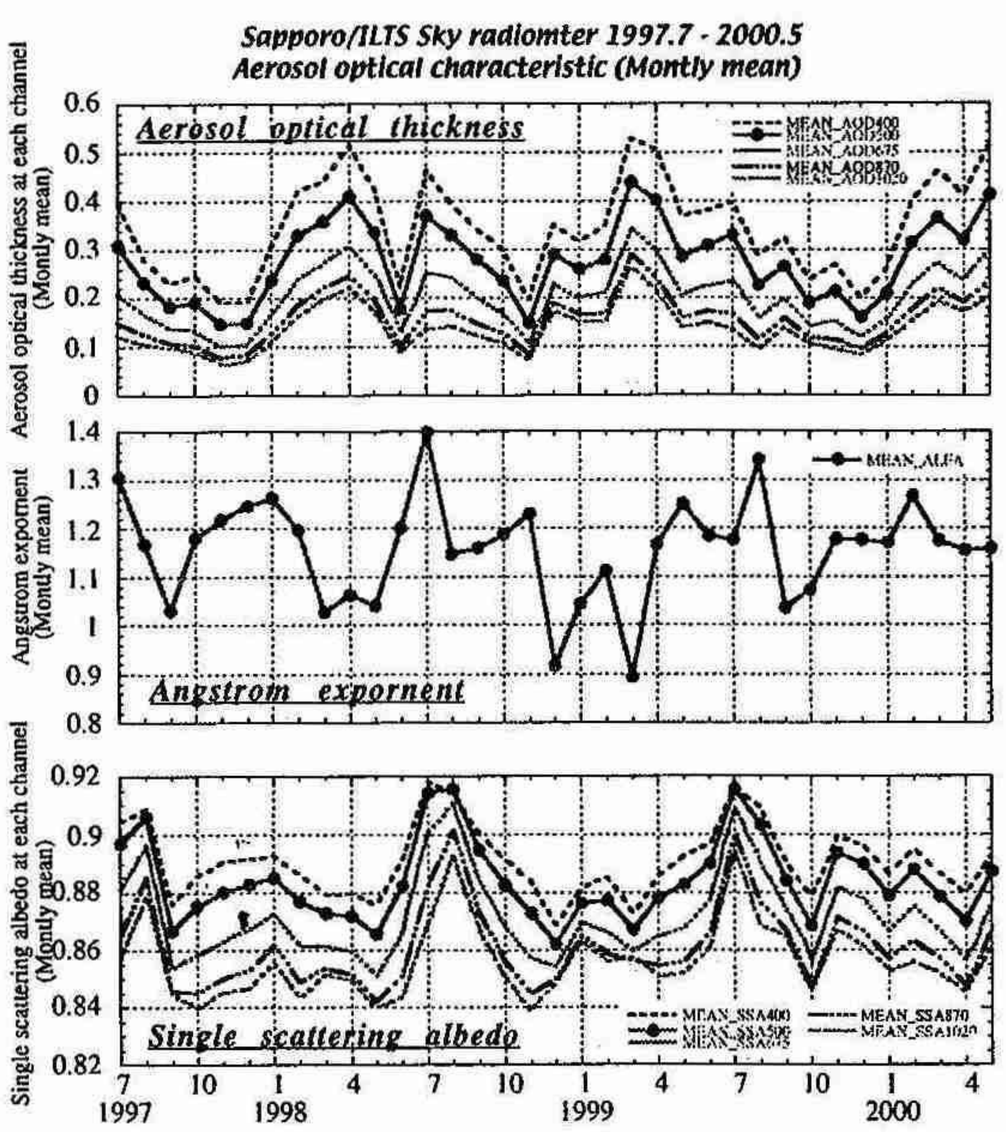


Fig. 1　札幌における 1997 年 7 月～2000 年 5 月までの各波長ごとのエアロゾルの光学的厚さの月平均値（上）、オングストローム指数の月平均値（中）、各波長ごとの一次散乱アルベドの月平均値（下）

4.　光学的特性の頻度分布

Fig.1 では、季節変化の特徴を見ることが出来たが、Fig. 2 では、各季節ごとで光学的特性が、どのような頻度分布をしているのか示した。Fig.2 は、札幌における 1999 年の各季節ごとの、500 nm のエアロゾルの光学的厚さ

(左)、500 nm の一次散乱アルベド (中) と 1020 nm の一次散乱アルベド (右) の頻度分布を示した。500 nm のエアロゾルの光学的厚さは、どの季節も傾向が似ており、0.1 ～ 0.2 ぐらいにピークを持ち、ほとんどが、0.5 以下の値である。500 nm の一次散乱アルベドは、夏に 2 つ山のピークが見える他は、1 つ山の分布をしている。1020 nm の一次散乱アルベドは、比較的、幅の広い分布をしている。500 nm の一次散乱アルベドと 1020 nm の一次散乱アルベドを比べてみると、1020 nm の方がどの季節もピーク値が吸収の効果の方にあるのが確認できた。

5. まとめと今後の課題

各波長ごとのエアロゾルの光学的厚さや一次散乱アルベドの季節変化を示すことができ、特徴的な変動を示すことが出来た。必ずしも、同じような季節変動を見ることが出来ないのは、エアロゾルの特徴を反映していることであるが、基本的な季節変化は、示すことが出来た。また、波長ごとの特徴が、そこに存在するエアロゾルの粒径に強く依存し、一次散乱アルベドの結果からより詳細な散乱・吸収過程の定量的なデータを示すことが出来た。今回の発表で示したものは、季節変動など見る上では、適していると思われるが、実際にここで示さなかったが、数分から数 10 分ぐらいの変動を細かく見ることが出来るので、実際に気候へ与える放射効果がどのぐらいの時間スケールで議論すればいいのかは、これからの課題である。

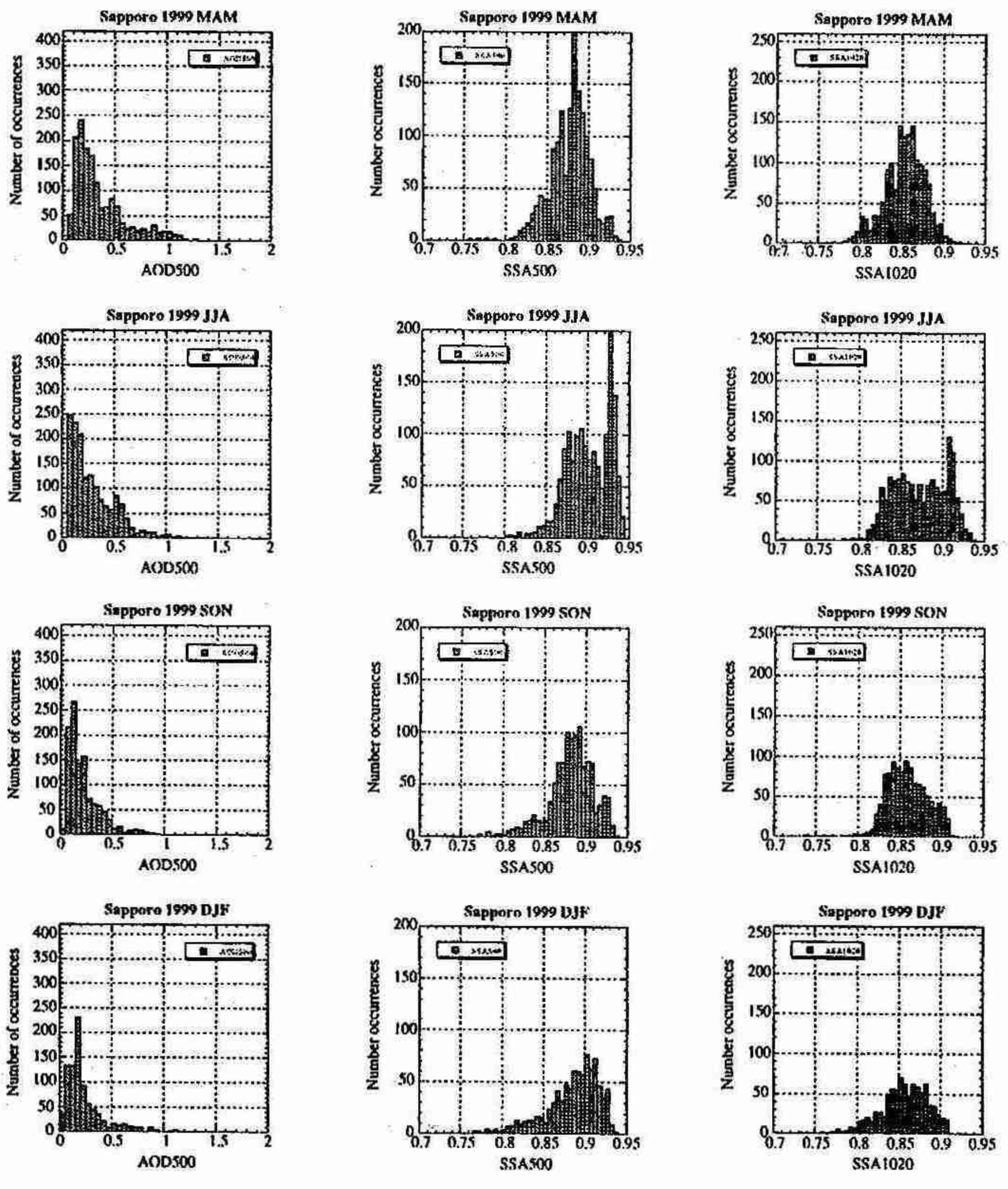


Fig. 2　札幌における 1999 年の各季節ごとの、500 nm のエアロゾルの光学的厚さ (左)、500 nm の一次散乱アルベド (中) と 1020 nm の一次散乱アルベド (右) の頻度分布

2．対流雲の発達段階と雨滴粒径分布との関係

*橋本明弘・播磨屋敏生 (北大院・理)・吉崎正憲・加藤輝之 (気象研)・古川欣司・清水収司・若林裕之 (NASDA)
藤吉康志・川島正行・大井正行・福土博樹・間辺一雄 (北大低温研)・気象研ドップラーレーダー観測グループ
X-BAIU-99 観測グループ

1. はじめに

気象レーダーを用いた降雨量推定や、降雨機構の研究のため、異なる気象条件下での雨滴粒径分布に関する知識が望まれる。

以前に、雨粒粒径分布が対流性降雨と層状性降雨で異なることを示した (橋本他, 1997, 1998)。対流雲はその時間変化が激しいため、発達段階毎に雨滴粒径分布が異なった特徴をもつ可能性があり、この点に着目して解析を行った。

2. データ

解析されたデータは 1996 年 (TREX)・1998 年 (X-BAIU98)・1999 年 (X-BAIU99) の 3 カ年にわたる観測で得られた。3 回の観測全てで、粒径分布観測と同時に粒径分布観測サイト上空のドップラーレーダー観測も行われた (図 1)。図中の円はドップラーレーダーの探知範囲である。

雨滴粒径分布を測定した雨滴粒径分布計 (ORS: Optical Raindrop Spectrometer) は、水平面を一定時間に通過した雨滴数と直径を光学的に測定するもので、最小直径 0.4mm、分解能 0.1mm、時間分解能 10 秒で測定が行われた。Gunn and Kinzer (1949) の雨滴の落下速度を用いて測定データを空間数濃度データに変換した。反射強度因子とドップラー速度データは、気象研 (1996)、低温研 (1998)、NASDA(1999) のドップラーレーダーによる観測で得られた。

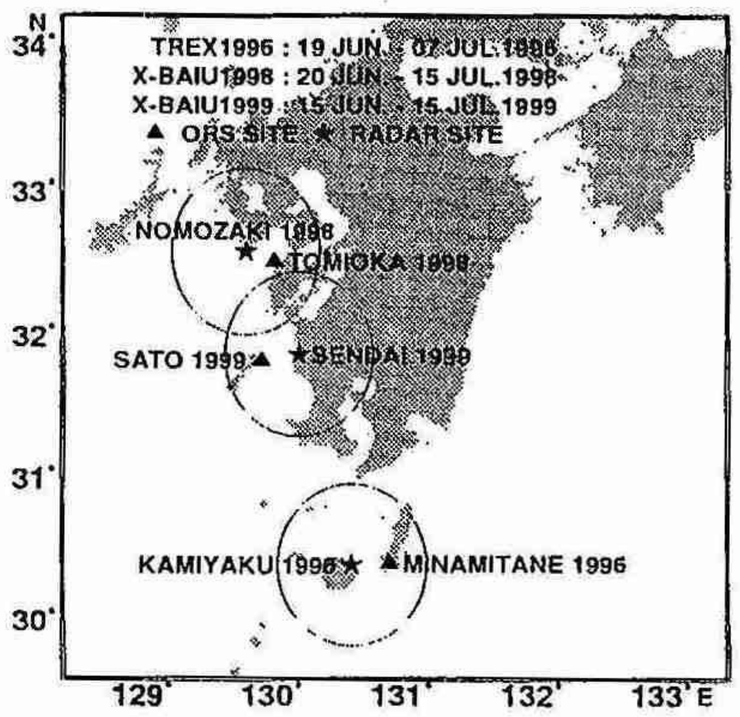


図 1　観測期間と場所

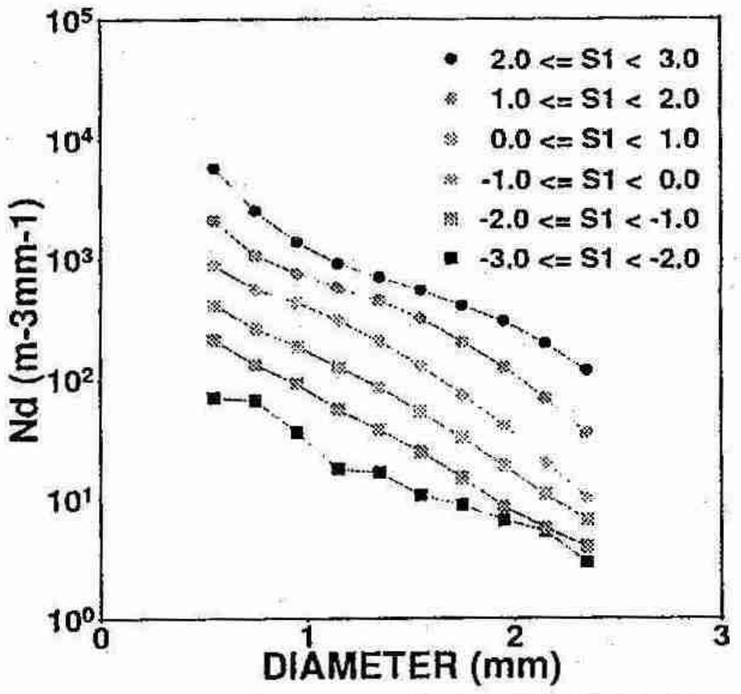


図 2　第一主成分スコア値毎の平均粒径分布

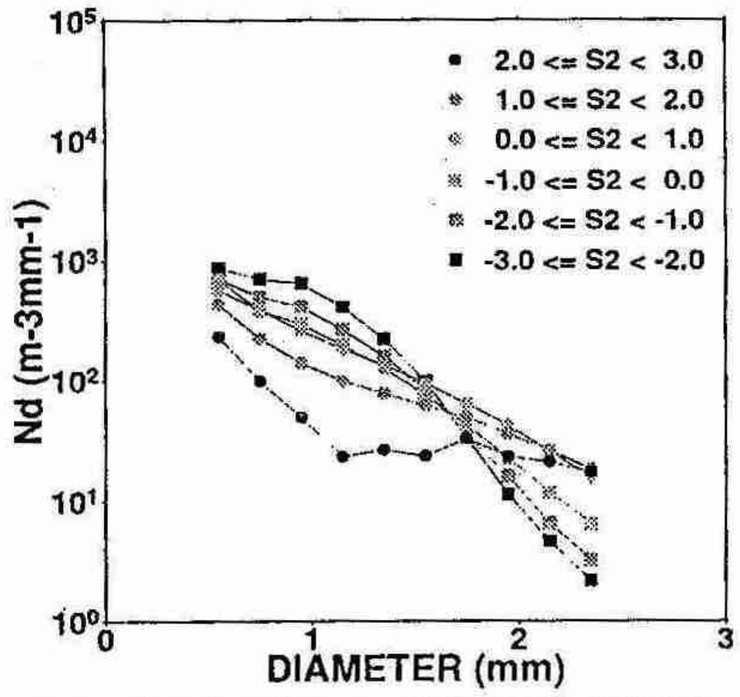


図 3　第二主成分スコア値毎の平均粒径分布

3. 解析結果

測定された雨滴粒径分布データの直径 0.4mm から 2.4mm のサイズを 0.2mm 間隔に区切り、それぞれの区間の数濃度の対数値を変量として主成分分析を行った。第二主成分までの累積寄与率が約 80 %以上であることから、第一・第二主成分のみを解析に用いた。図 2 は第一主成分スコア (S1) に対する粒径分布の変化を表しており、S1 が増加すると、粒径分布の傾きは変化せずにすべての粒径で数濃度が増加することが分かる。図 3 は第二主成分のスコア (S2) に対する粒径分布の変化を表しており、S2 が増加すると、数濃度軸方向には変化せずに粒径分布の傾きが緩やかになることが分かる。つまり粒径分布の変化は図 2 と図 3 のようなモードが合成されたものであり、S1, S2 は粒径分布の形状を表すパラメータと捉えることができる。

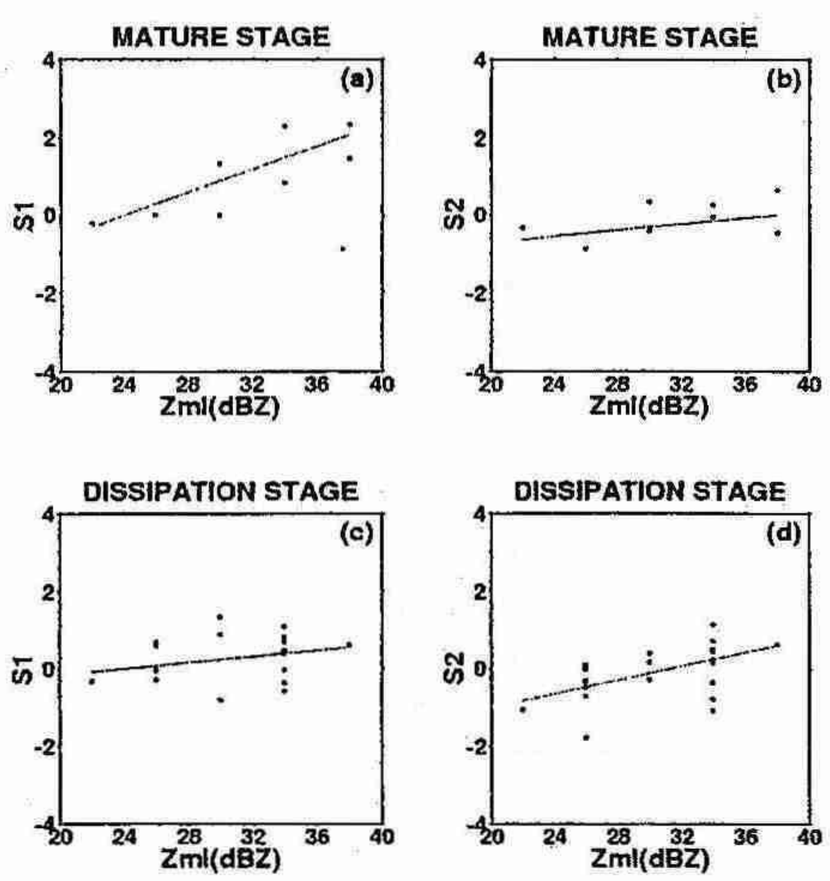


図４　最大反射強度因子とスコアとの関係

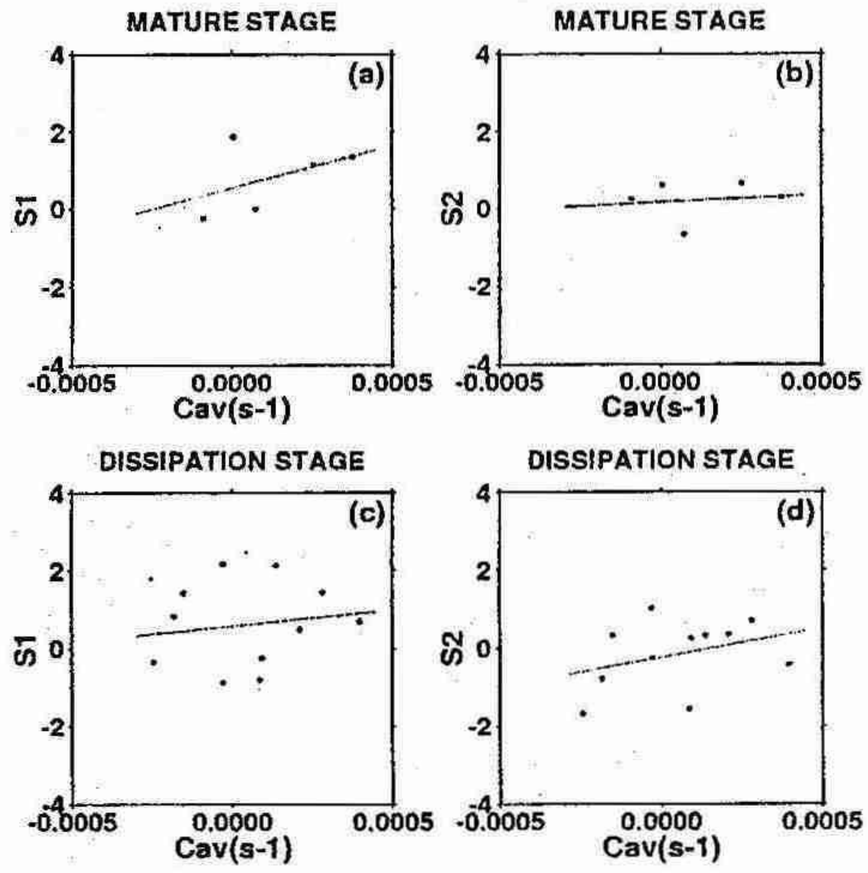


図５　収束量とスコアとの関係

対流雲のライフステージに対して、雨滴粒径分布の特性がどのように変化するかを調べるために、反射強度データを用いて、粒径分布観測サイト上空を通過した対流雲を３つのステージに分類した。すなわち対流性エコーの鉛直断面図内で、エコーコアが時間と共に上昇しながら粒径分布観測サイトを通過したものを発達期、ほとんど高度を変えずに粒径分布観測サイトを通過したものを最盛期、下降しながら粒径分布観測サイトを通過したものを衰退期とした。発達期と分類された例数が少なかったので、最盛期と衰退期について考察を行う。また、個々の対流雲が発達から衰弱にいたるまでの最大反射強度因子 (Z_{ml}) を求めた。この値を対流雲が最盛期にある時の対流活動の活発さを表す指標とみなして解析を行った。X-BAIU1999観測期間中に得られたドップラー速度データから１仰角 VAD 法を用いて収束値の鉛直分布を求め、1.5km から 4.5km の間の平均値を計算し、これを一つの対流雲に伴う収束量として、解析に用いた。収束量と上記スコアを比較する際には、粒径分布観測サイトとレーダーサイト間の距離とエコーの移動速度から求めた時間差を考慮した。

図４は対流の活発さに対して、S1, S2 がどのように変化するかを発達段階毎に表している。最盛期では、対流の弱い雲に対して強い雲の方が S1 の値が大きいが、S2 の値はほとんど変化していない。また、衰退期では、対流の弱い雲に対して強い雲の方が S2 の値が大きいが、S1 の値は大きな増加を示していない。さらに収束量を、Z_{ml} と同様に、対流雲内の対流活動の活発さを表す指標とみなし、Z_{ml} を 収束量 に置き換えても同様の傾向が見られた (図５)。つまり、最盛期では、対流活動が活発な雲ほど、粒径分布の傾きは変化せずに全てのサイズで数濃度が増えていた。一方衰退期では、対流活動が活発だった雲ほど数濃度軸方向には変化せずに、傾きが緩やかになっていた。

4. 考察

このことを微物理的に解釈すると、最盛期では小さな水滴が供給されるのと同時に衝突併合によって大きな雨滴も増加する、つまり、小雨滴の生成過程と衝突併合過程がバランスしている。一方衰退期では、小雨滴の生成過程と衝突併合過程の両方が共存しているものの、衝突併合過程の方が相対的に卓越していることを表している。

5. まとめ

対流性降雨では対流雲の発達段階によって、雨滴粒径分布が異なる特性をもつことを観測結果から示した。

具体的には、最盛期では、対流活動が活発なほど粒径分布の全てのサイズで数濃度が増えていた。衰退期では最盛期での対流活動が活発なほど粒径分布の傾きが緩やかになっていた。

このことに対する可能な説明として、最盛期では小さな水滴の生成過程と衝突併合過程がバランスしており、衰退期では衝突併合過程が比較的卓越しているということが挙げられる。

参考文献

Gunn, R. G. and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for warter droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243–248.

橋本明弘, 播磨屋敏生, 高橋劭, 村本健一郎, 気象研ドップラー観測グループ, 1997: 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴. 細氷, **43**, 42–43.

橋本明弘, 播磨屋敏生, 高橋劭, 気象研ドップラー観測グループ, 1998: 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴 (その２). 細氷, **44**, 26–27.

3．X-BAIU-99期間中に見られた2本の線状降水域が併合する降水システムの構造と発達過程

* 茂木 耕作・上田 博・篠田 太郎・前坂 剛・山田 広幸・尾崎 尚則 (北大院・ 理),
加藤輝之・吉崎正憲 (気象研), 清水 収司 (NASDA/EORC), X-BAIU-99 観測グループ

1. はじめに

1999 年 6 月から 7 月に南九州において X-BAIU-99 の特別観測が行なわれ (図 1)、梅雨前線帯に発生する種々の形態を持った降水システムが多く捉えられた。強化観測期間を含む 6 月 25 日から 7 月 2 日までの期間には川内市と吹上町に設置された 2 台のドップラーレーダーのデータを用いたデュアル解析が可能な領域において、主に 5 つの降水システムの顕著な発達過程が観測された。そのうちの、6 月 27 日 12 時 (JST) から 13 時過ぎにかけて 2 本の線状降水域が併合して発達するケースについて、詳しい内部構造の変化をデュアルドップラーレーダー解析と気象研非静力学モデル (MRI-NHM)(斉藤・加藤,1999) による数値実験を用いて調べた。

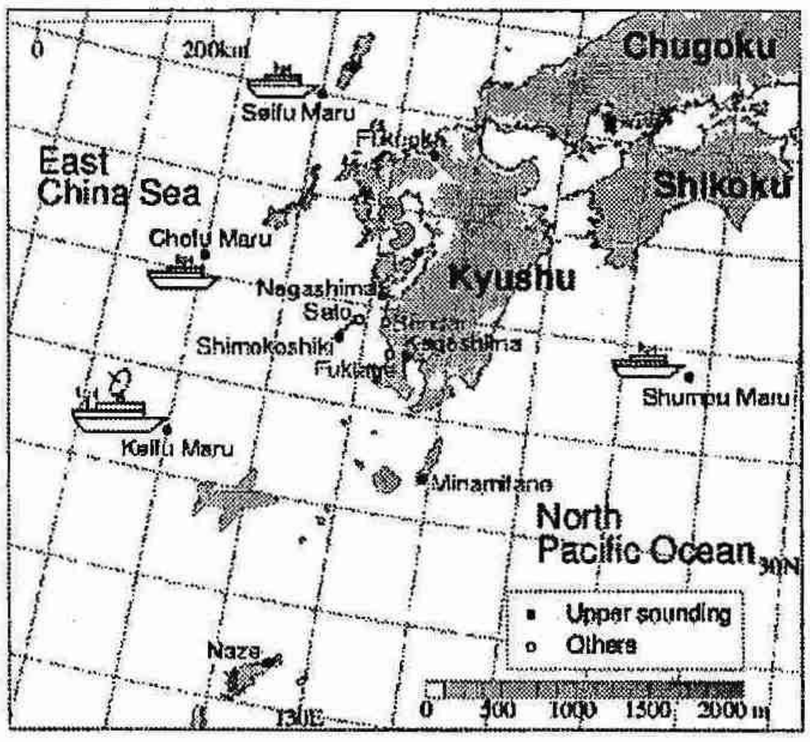


図 1 X-BAIU-99IOP 中の高層観測点 (黒点) 及びその他地上気象観測装置等の観測点 (白点)。ドップラーレーダーは長島、川内、吹上の 3 地点に設置した。

2. 総観スケールの特徴

6 月 26 日 21 時 (JST) から 28 日 9 時には、中国大陸から九州付近にかけて形成された梅雨前線がゆっくりとした南下傾向にあって、前線付近では継続的に降水域が見られた。27 日 9 時ごろから 15 時では本州中央部の低気圧が発達し、九州南西部における前線付近での対流活動が活発化した。

3. デュアル解析による降水システムの構造

図 2 は 12 時 40 分 (a) と 13 時 (b) の高度 1.75km における水平断面図である。LINE1 は水平シアの強い部分に形成されており、東側に層状域を伴ってほぼ停滞していた (図 2(a))。LINE2 は約 10m/s で南東進して 13 時に LINE1 と併合し、LINE1 の急激な発達をもたらした (図 2(b))。併合前における 2 本のラインはいずれもバックビルディング型の形成機構をもっていた (図 3(a),(b)) が、LINE2 は LINE1 に比べて最大エコー頂、反射強度ともに大きく (図 3(c)) 対流活動がより活発であった。併合した 13 時には LINE1 全体で反射強度が急激に増加していたが、併合の起きていた LINE1 上の東側のセルでは西側のセルより増加が大きかった。このことは LINE2 から LINE1 に向かう強い吹き出し (図 3(c)) によって引き起こされる強い収束と、LINE2 から水平移流によって雲水供給があったことが原因と考えられる。

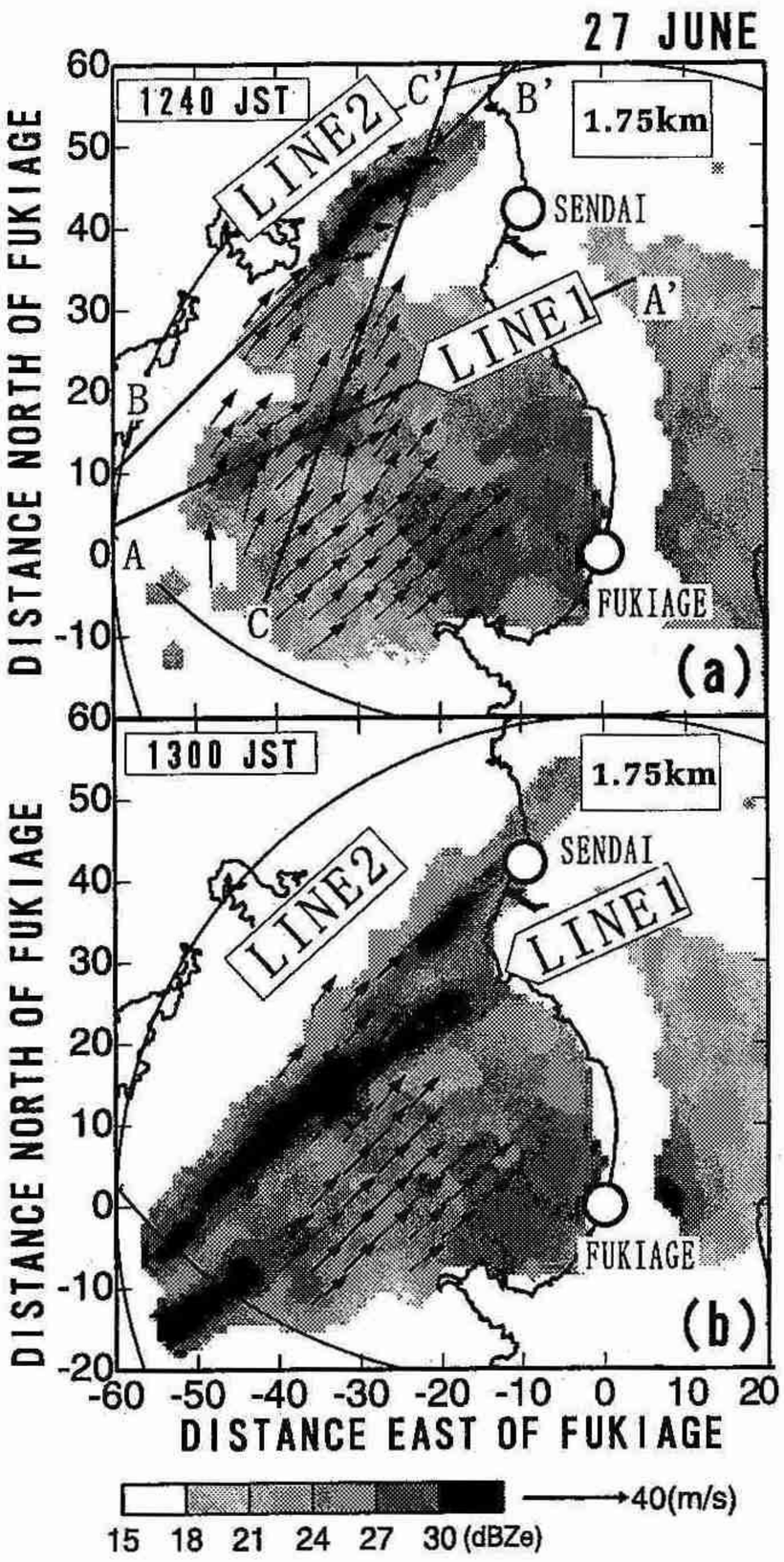


図 2 6 月 27 日 12 時 40 分 (a) 及び 13 時 (b) の高度 1.75km における反射強度分布と地上に相対的な風の場。

4. 非静力学モデルによる数値実験

初期値・境界値データを格子間隔 20km の気象庁領域スペクトルモデル (RSM) を用いて作成し (26 日 12 時の初期値を使用)、格子間隔 5km の MRI-NHM にネストして再現実験を行なった (26 日 6 時から計算開始)。この結果をレーダ・アメダス解析雨量図 (図省略) と比較すると、全体的な降水域はやや南にシフトしていたが、2 つの降水域 (LINE1,2) を良く再現した。計算開始から 6 時間後の降水域と高度 20m における気温の水平分布を図 4(a) に示す。LINE2 は北西風の吹き出す先端で、地上の前線に対応すると考えられる温度傾度の大きな部分で形成されている。図 4(b) は高度 20m の気温の水平分布と高度 520m における相当温位の分布である。LINE1 のシアラインの位置は、高度 520m における相当温

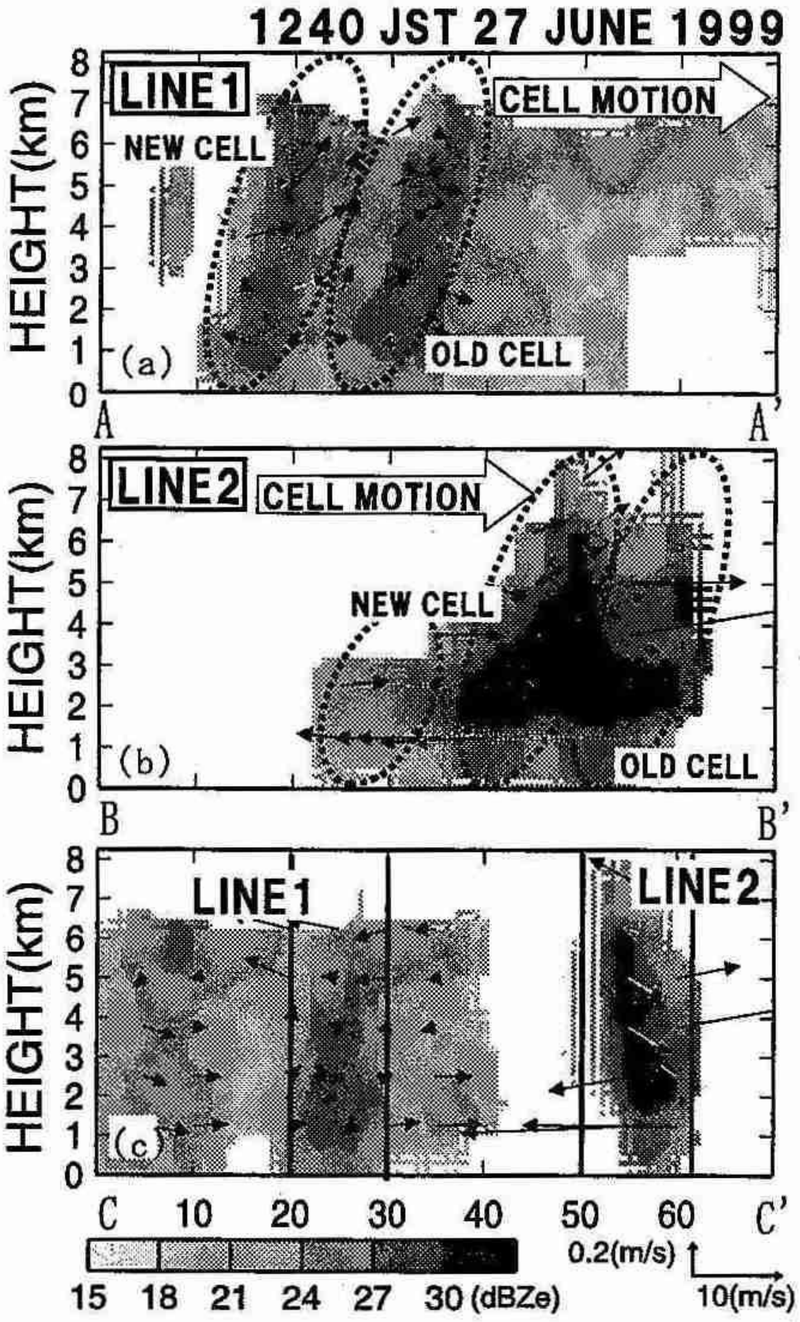


図 3 図 2(a) の A-A' 断面 (a)、B-B' 断面 (b)、C-C' 断面 (b) における反射強度分布とストームに相対的な風の場。

位の傾度が大きな部分と一致している。このことから LINE1 は約 0.5km 以上の高度で地上の前線よりも南東側に突出した北西風と前線に吹き込む暖湿な南西風との収束線上で形成されたものと考えられる。また、併合した時間帯には地表付近の強い温度傾度のラインが LINE1 に到達していたことから、2 つのラインの併合時に地表の前線が LINE1 に到達して強制上昇を強めることによって急激な発達が引き起こされたと考えられる。これらの結果は降水域と風の場の関係においてデュアルドップラーレーダー解析から得られた結果とも良く一致した。

5. まとめ

1999 年 6 月 27 日の 12 時 40 分から 13 時過ぎにかけて吹上沖で見られた降水システムの気流構造の概念図を図 5 に示す。LINE2 は北西風の吹き出す先端で形成され、前線の南下とともに南東進して LINE1 と併合した。LINE1 は 12 時頃から吹上サイトの 30km ほど沖合いで南西から北東方向の走向をもって停滞していたが、地上の前線より南東側に突き出した高度 1km 付近の北西風と南西風との収束によって形成されたものであった。これらの結果から LINE1 の急激な発達は、地表付近での北西風の先端が到達することによって強められた南西風の強制上昇と LINE2 との併合による雲水の増加が引き起こしていたと考えられる。

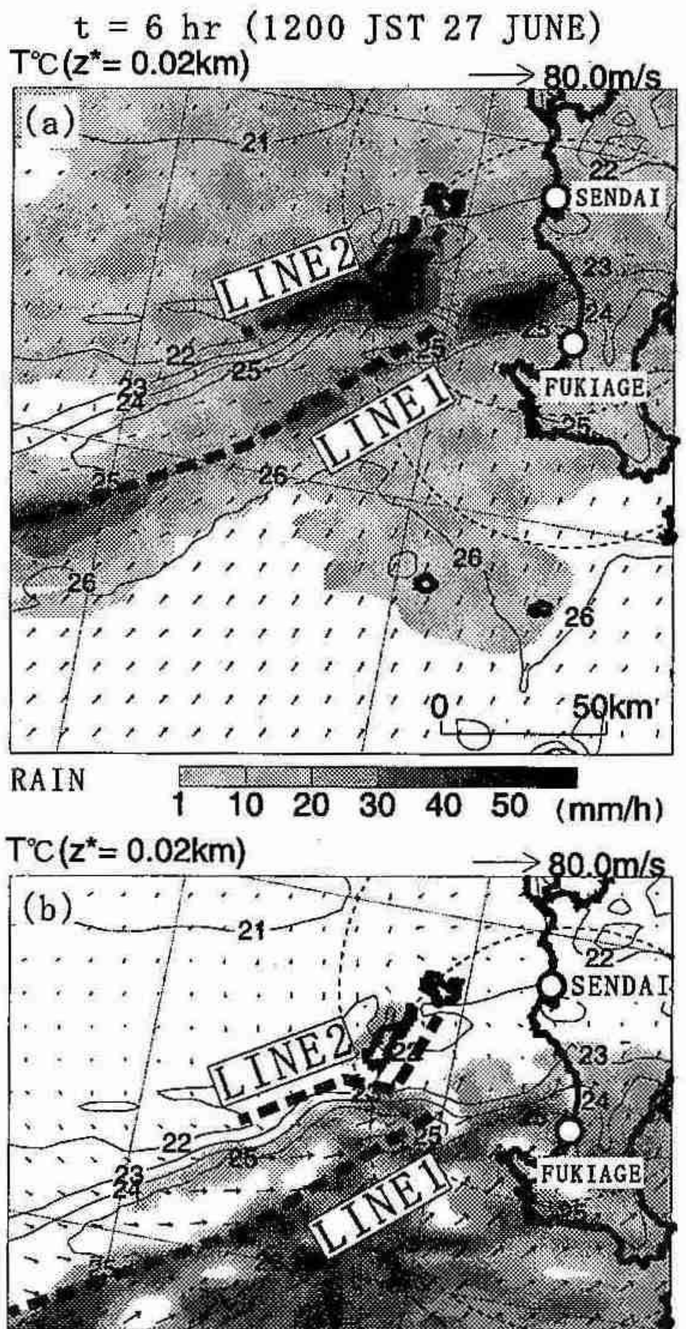


図 4 12 時 00 分の高度 20m における気温 (実線)、降水域 (陰影) 及び風の分布 (a) と高度 20m における気温 (実線)、高度 520m における相当温位 (陰影) 及び風の分布 (b)。

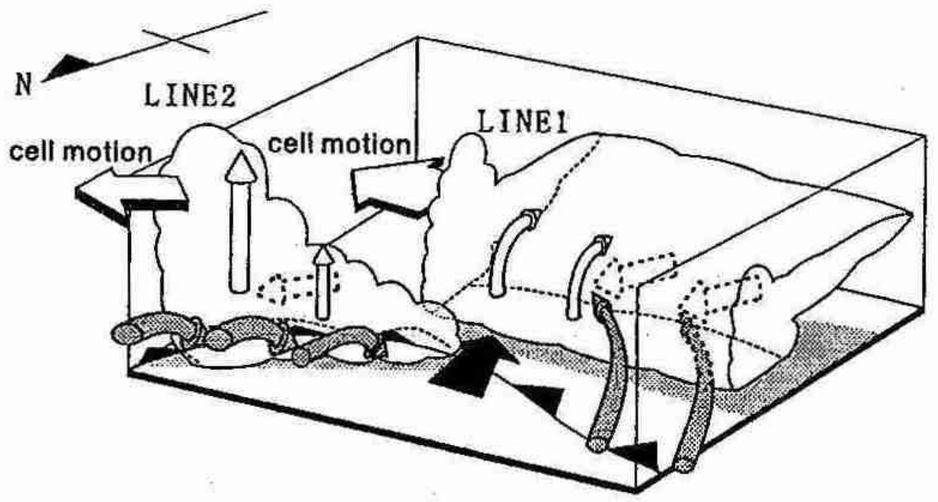


図 5 6 月 27 日 12 時 40 分から 13 時 00 分における降水システムの気流構造の概念図。

4. オホーツク海上の気団変質の航空機観測

*猪上 淳, 藤吉康志, 若土正暁 (北海道大学 低温科学研究所)

1. はじめに

冬期寒気吹き出し時のオホーツク海上では気団変質と同時に海面冷却によって海氷が生成される. 海氷は大気-海洋間の断熱材・高アルベドという特性を持ち, それが大気に与える影響はメソスケールからグローバルスケールにまで及ぶことから, 海氷が大気に与える影響を実際に観測することは極めて重要なことである. 北大低温研では戦略的基礎研究『オホーツク海氷の実態と気候システムにおける役割の解明』(研究代表者：若土正暁) の一環としてロシア航空機を使用したオホーツク海氷上の気団変質の航空機観測を 2000 年 2 月 9・14・18 日に行った. 今回はこの観測のなかでも海氷の状態に着目した大気への応答について報告する.

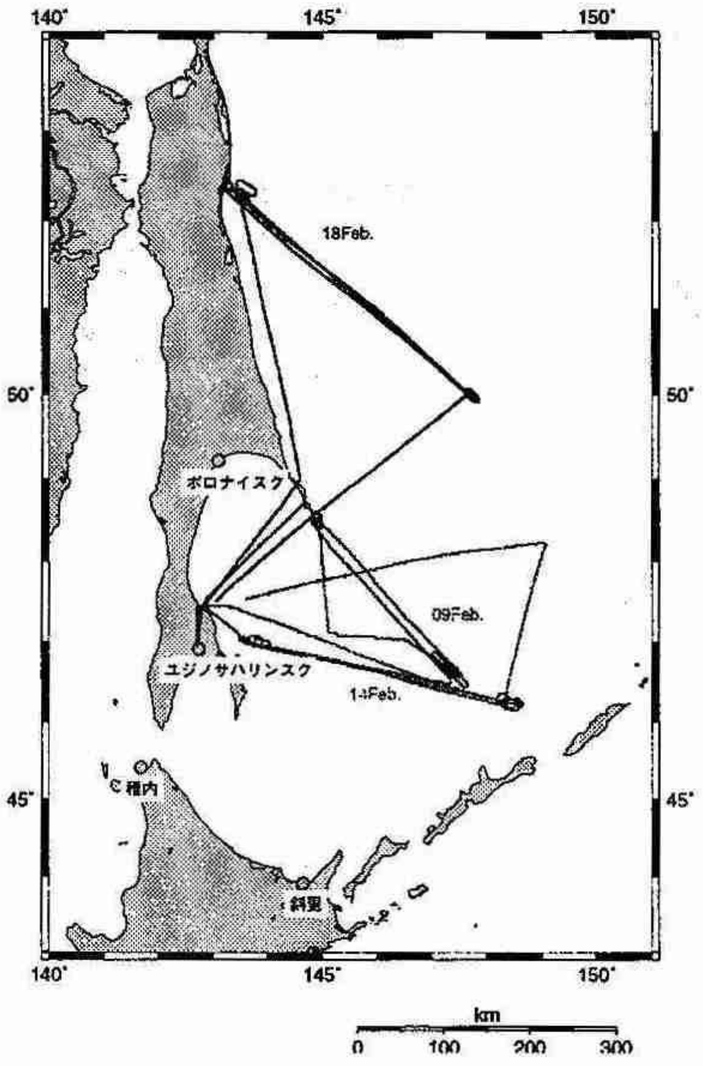


図 1: 2 月 9・14・18 日の飛行観測ルート.

2. 観測概要

観測航空機はロシア CAO (Central Aerological Observatory) 所有の ILYSHIN-18 で, 観測日は常にサハリンのユジノサハリンスクから出発した. 航空機の飛行経路は GPS によってモニターされ, 高度・飛行速度・姿勢・気温・露点温度・風向・風速などの気象データが観測された. そのほか乱流フラックス観測, PMS を使用した微物理観測, 放射計による上・下向き長・短波放射観測, 可視・赤外カメラによる海氷の表面状態の観測も同時に行われた. 各観測日の飛行ルートを図 1 に示す. 観測はすべて寒気吹き出し時におこなわれ, サハリンの北部・中部・南部を起点とし, 風向と平行な方向へ 3 高度 (高度 100・300・800m) 観測した. さらに上流の海氷上と下流の海面上では鉛直サンプリングも行われた.

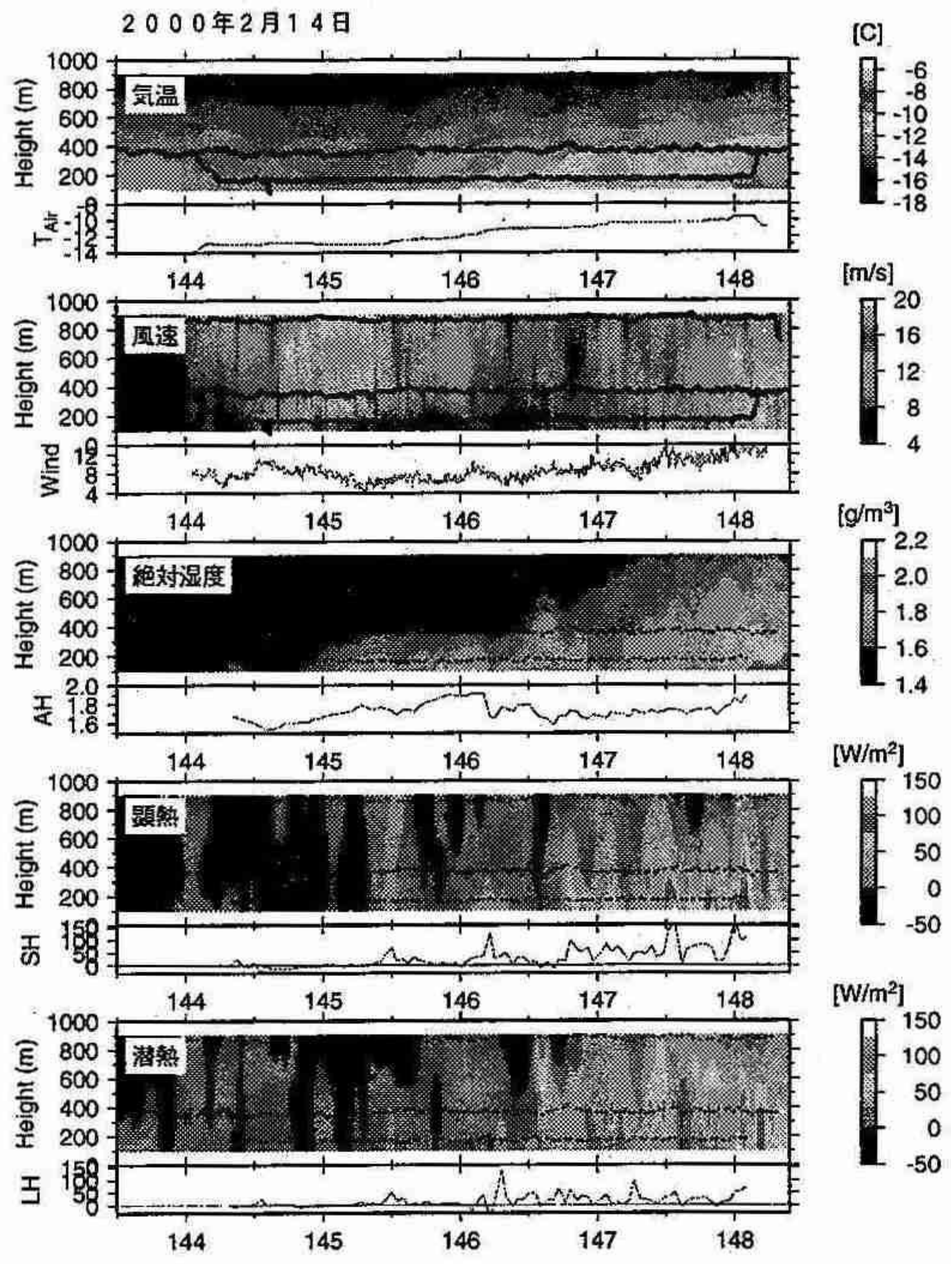


図 2: 気温・風速・絶対湿度・顕熱・潜熱の鉛直断面. 下段は最下層 (高度 100m) の観測値.

3. 観測結果

2 月 14 日に観測された気温・風速・絶対湿度・顕熱・潜熱の鉛直断面を図 2 に示す. 気温や湿度は氷縁域よりも風上の海氷上ですでに増加し始めていた. これは海氷密接度図 (図省略) から判断できる疎氷域に対応し, 顕熱・潜熱は高度 100m においても海氷上で $50W/m^2$ を越える領域が存在した. 一方, 下流の海面上では顕熱・潜熱は急激に増加しそれぞれ $100W/m^2$ を上回った. また氷縁域からは雲水量も増加し始め, 寒気吹き出し時の気団変質によって形

成される筋状雲の発生地点を捉えることができた.

航空機には赤外線カメラと可視ビデオカメラが下向きに搭載されているため, それらの画像から海氷・海面及び雲の状態を知ることができる. 本研究では赤外画像から海氷の表面温度（T_S）を, 可視画像から海氷密接度と海氷の形状をそれぞれ 10 秒毎に読み取り（水平スケールで 1km 間隔）, 海氷の状態と観測された気温や風速との対応を調べた. 図 3 に 2 月 14 日の高度 100m から観測された海氷の表面温度（T_S）と気温, その温度差, T_S と乱流フラックスとの関係を示す. T_S は上流側（海氷野）では-14 ℃と低いが, 途中で 10 度以上変動する領域（砕けた海氷域）が 100km 以上続き次第に-1 ℃（海水面温度）に近づいた. 気温は風下に向かって次第に増加するが, 海氷域でも水平スケール 10km 以下の海水面が存在するとそこで急激に増加する.

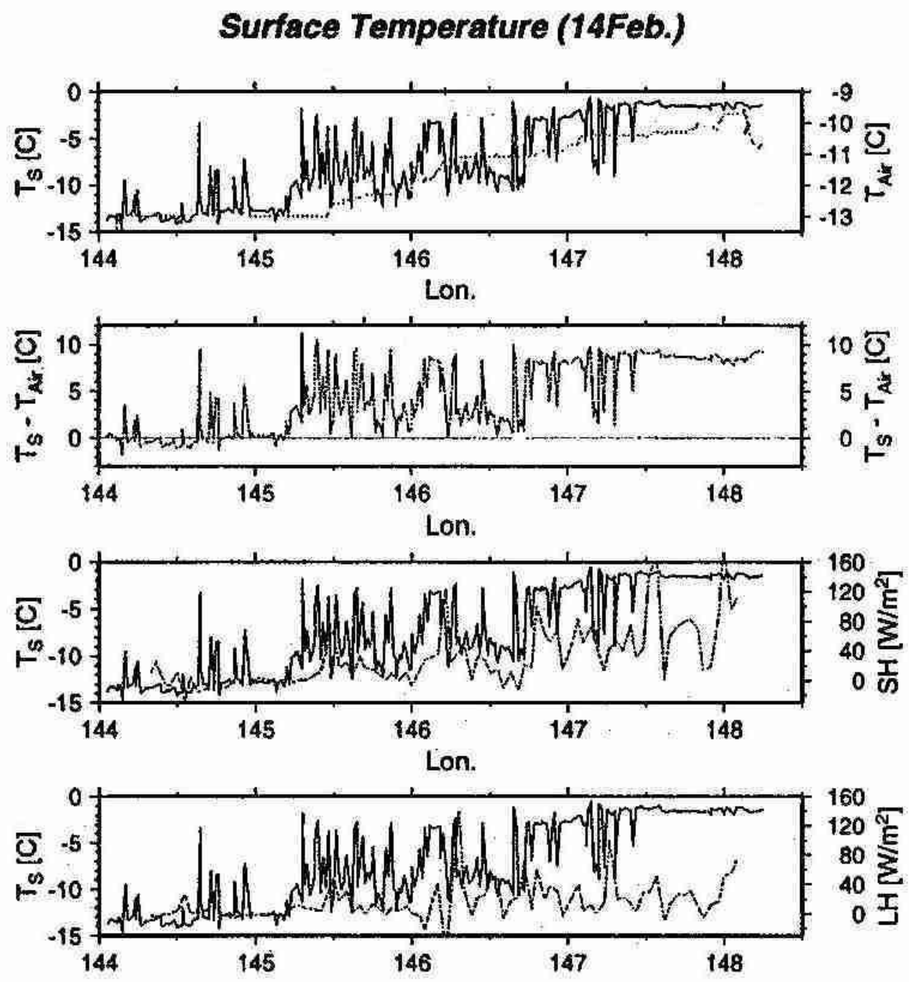


図 3： 2 月 14 日の高度 100m における T_S（実線）と気温（点線）, 温度差, T_S（実線）と顕熱・潜熱フラックス（点線）.

風速は風上から風下に向かって次第に増加する傾向にあるが, 海氷密接度あるいは海氷の形状と風速との対応を見ると（図省略）, 海氷密接度が最大であるより, むしろある程度海水面が存在する（海氷がある程度砕けている）場合に風速がもっとも減速していた. 図 4 に T_S 及び海氷密接度と気温及び風速の関係をそれぞれ示す. T_S 及び海氷密接度と気温の相関が良いことから, 14 日に関しては高い密接度であれば厚い海氷が存在すると考えられる. また図 3 より, 上流の T_S が低いことは沿岸付近で厚い海氷が存在することを示唆する. 海氷密接度と風速の関係はある程度海水面が存在する領域で最小値をとることから, 海面と海氷の凹凸が風速に影響していると考えられる.

一方, 2 月 18 日の観測はサハリン北部の沿岸ポリニア上を起点とした観測であるが, T_S を同様に調べたところその水平分布は 14 日のそれとは全く異なり, 上流側では T_S が-5 ℃と高く, それに伴い気温も上流から次第に増加していた. T_S は沖向きに次第に減少するが, その最小値も-10 ℃以上と高かった. 以上の結果はポリニアで生成された薄い氷が沖向きに成長して厚さが増加したことを意味し, その様子は可視画像からも確認できた. また T_S の最小値が 14 日の方が低いことから 14 日の上流側の海氷はそこで生成されたものではなく, 移流してきた厚い海氷と考えることができる.

4. まとめ

オホーツク海氷上での気団変質が航空機によって観測された. 観測日は典型的な寒気吹き出し時で, 海面上からは筋状雲が発生していた. 気温・湿度の増加は海氷上で始まり, 氷縁域に達すると顕熱・潜熱は急激に増加した. 赤外・可視画像から得られた海氷の表面温度（T_S）と密接度は場所によりかなり変動するが, 10km 以下のスケールの変動でも気温や風速に影響していた. 14 日の結果では海水面がある程度存在する海氷域で風速が最小値をとる関係が得られた. しかしながら, 14 日と 18 日の結果から上流側の海氷の状態の違いによって大気が全く異なる応答をすることも明らかとなった.

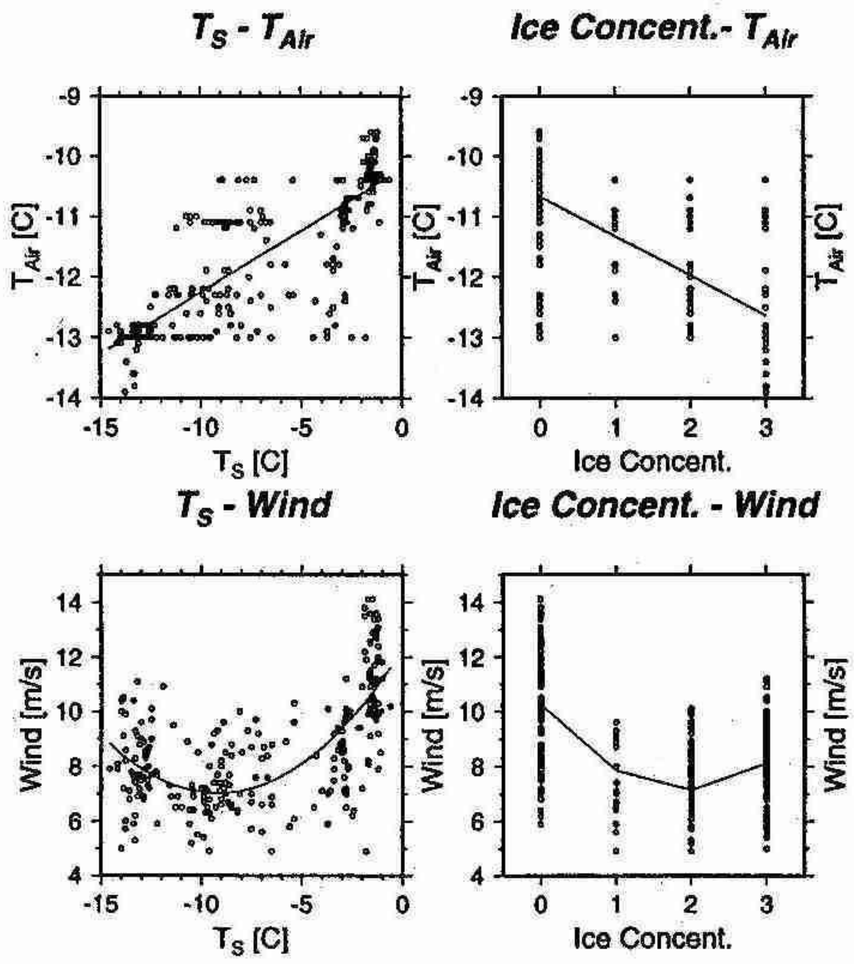


図 4： 2 月 14 日の高度 100m における T_S 及び海氷密接度（4 段階評価）と気温及び風速との関係.

5. 日本付近で急激に発達する低気圧の発達要因

* 吉田 聡・遊馬 芳雄 (北大院・理)

1. はじめに

日本付近で急激に発達する爆弾低気圧は、発生・発達位置、移動経路からオホーツク海及び日本海で発達する「OKHOTSK-JAPAN SEA」(OJ) タイプ、太平洋上で発生、発達する「PACIFIC OCEAN(OCEAN)」(POO) タイプ、大陸上で発生し太平洋上で発達する「PACIFIC OCEAN(LAND)」(POL) タイプの 3 タイプに分類でき、発生時期や発生環境に違いがあることを前回 (1999 年第 2 回研究発表会) 報告した。今回はそれぞれのタイプの典型例について、Zwack and Okossi(1986) の発達方程式 (以下 Z-O86) を使って、発達に寄与する要因について解析した。

2. データと解析方法

データとして気象庁全球客観解析データ (GANAL) を使用した。任意の地点における 12 時間の地表気圧変化 ΔP は、Z-O86 による地衡風相対渦度の時間変化と静水圧平衡から以下のように表される。

$$\Delta P = \langle VADV \rangle + \langle TADV \rangle + \langle LATH \rangle + \langle ADIA \rangle + \langle RESID \rangle$$

ここで、$VADV$ は渦度移流項、$TADV$ は温度移流項、$LATH$ は潜熱放出項、$ADIA$ は断熱冷却項、$RESID$ は残差で $\langle\rangle$ は鉛直積算を表す。この関係を用いて、12 時間毎の低気圧中心での気圧変化に対する各項の寄与を見積もった。さらに各項の鉛直分布についても解析を行なった。

3. 解析結果

解析した 3 つの事例の発生、最大発達日時と最大発達率を表 1 に、その間の移動経路を図 1 に示す。

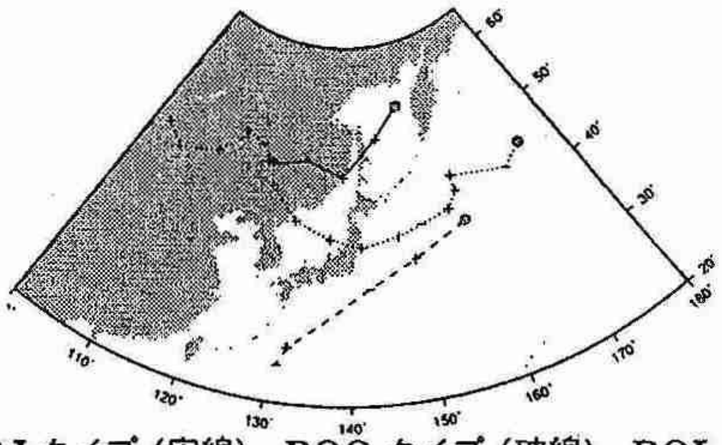


図 1　OJ タイプ (実線)、POO タイプ (破線)、POL タイプ (点線) の移動経路と最大発達位置 (●). ×は 12 時間毎の位置.

まず OJ タイプの解析結果を図 2 に示す。最大発達の 12 時間前には渦度移流項が気圧変化の 3 分の 2 を占めていたが、最大発達時には温度移流項が増加し渦度移流と同等の寄与をしていた。最大発達時の各項の鉛直分布 (図 3) を見ると、渦度移流は上層から中層にピークがあったが、温度移流は下層で大きくなっていた。このことから、OJ タイプははじめは上層から中層にかけての渦度によって発達していたが、最大発達時には下層の傾圧性が強まり急激に発達したと考えられる。

Type	Formation date	Maximum deepning date	Bergeron
OJ	12UTC 01 Nov 94	00UTC 4 Nov 94	1.6
POO	00UTC 30 Dec 94	00UTC 1 Jan 95	2.7
POL	12UTC 24 Apr 94	00UTC 3 May 94	1.2

表 1 解析した低気圧の発生・最大発達日時, 最大発達率.

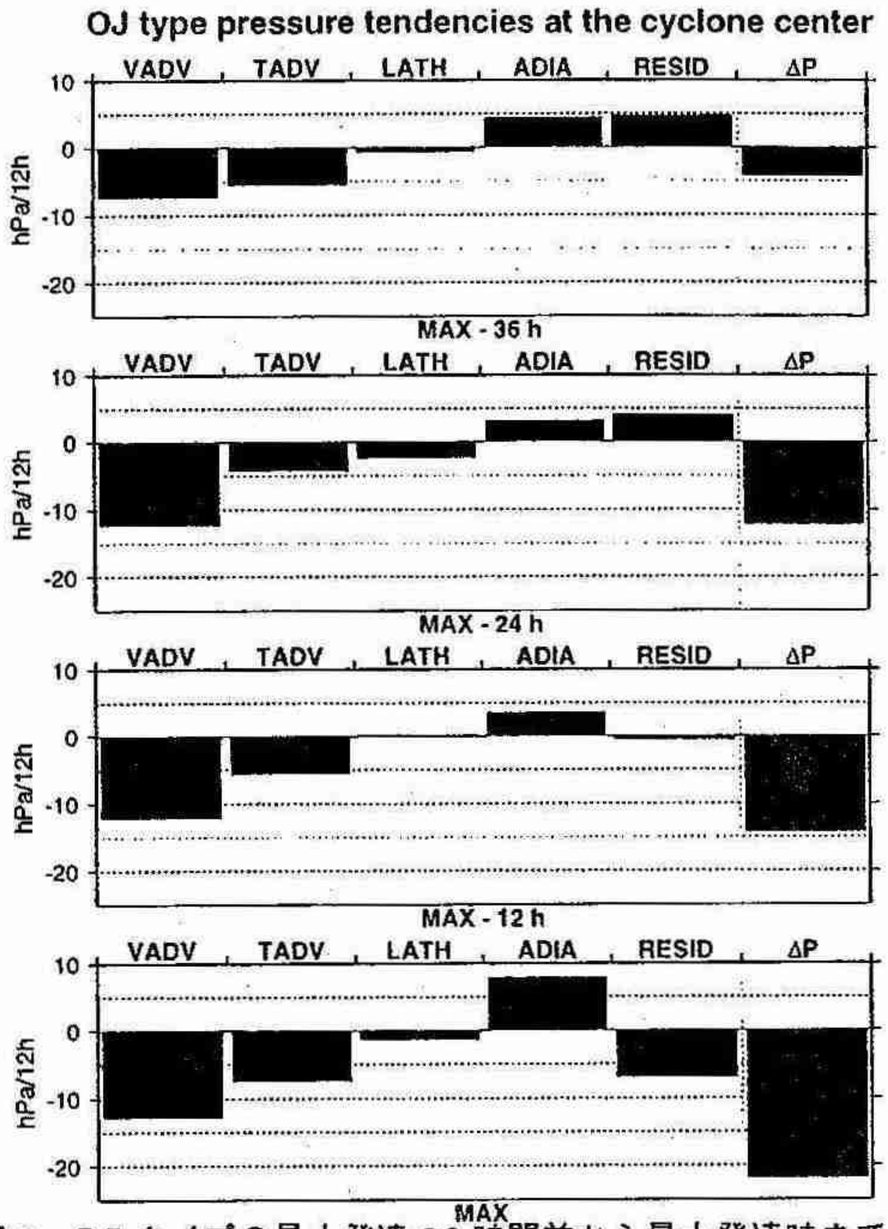


図 2　OJ タイプの最大発達 36 時間前から最大発達時まで 12 時間毎の低気圧中心における ΔP と Z-O86 の各項による気圧変化.

次に POO タイプの気圧変化を図 4 に示す。渦度移流項と温度移流項がともに最大発達時に増加して、急激な発達を引き起こしていた。その時の鉛直分布 (図 5) では、渦度移流は上層で大きく、温度移流は上層と下層の 2 箇所にピークがあった。この結果から、POO タイプは上層からの渦度と温度の移流、さらに下層での傾圧性の強化が発達の要因として寄与していたと考えられる。

一方、図 6 に示した POL タイプの気圧変化は、渦度移流項が 12 時間前も最大発達時もその発達を支配していた。鉛直分布 (図 7) では、渦度移流は上層にピークを持っており、温度移流、潜熱放出はほとんど寄与していなかった。これから、POL タイプは上層での渦度の移流のみによって急激な発達が起こったと考えら

れる。

4. まとめ

日本付近で発達する爆弾低気圧を移動経路と発達位置で3つのタイプに分類し、その典型的な事例についてZ-O86を用いて発達の要因を解析した。その結果、3つのタイプによって最大発達時の発達要因が異なっており、OJタイプは下層の傾圧性、POLタイプは上層の渦度移流、POOタイプは上層の渦度移流及び温度移流と下層の傾圧性が急激に発達した要因となったいた。

参考文献

Zwack and Okossi(1986).Mon.Wea.Rev.,114,655-666.

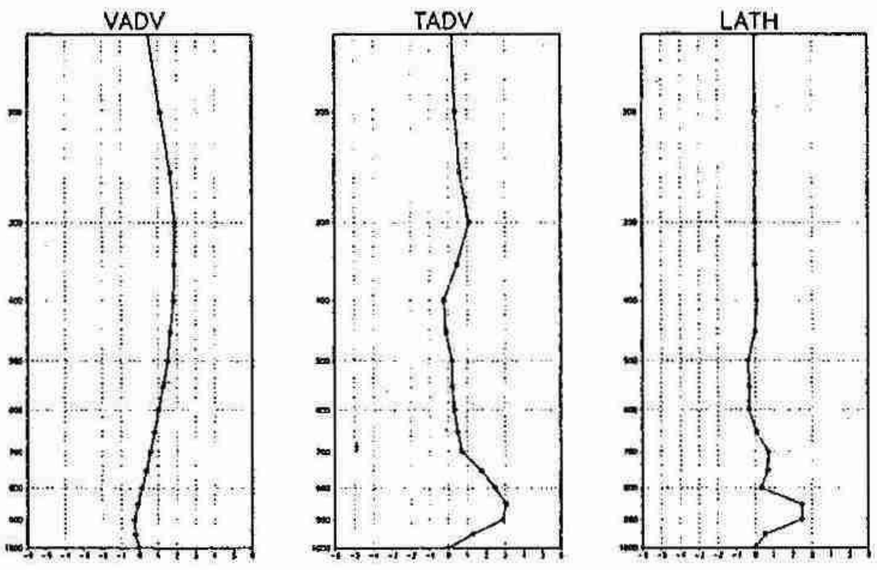


図3 OJタイプの最大発達時における渦度移流項 ($VADV$), 温度移流項 ($TADV$), 潜熱放出項 ($LATH$) の鉛直分布.

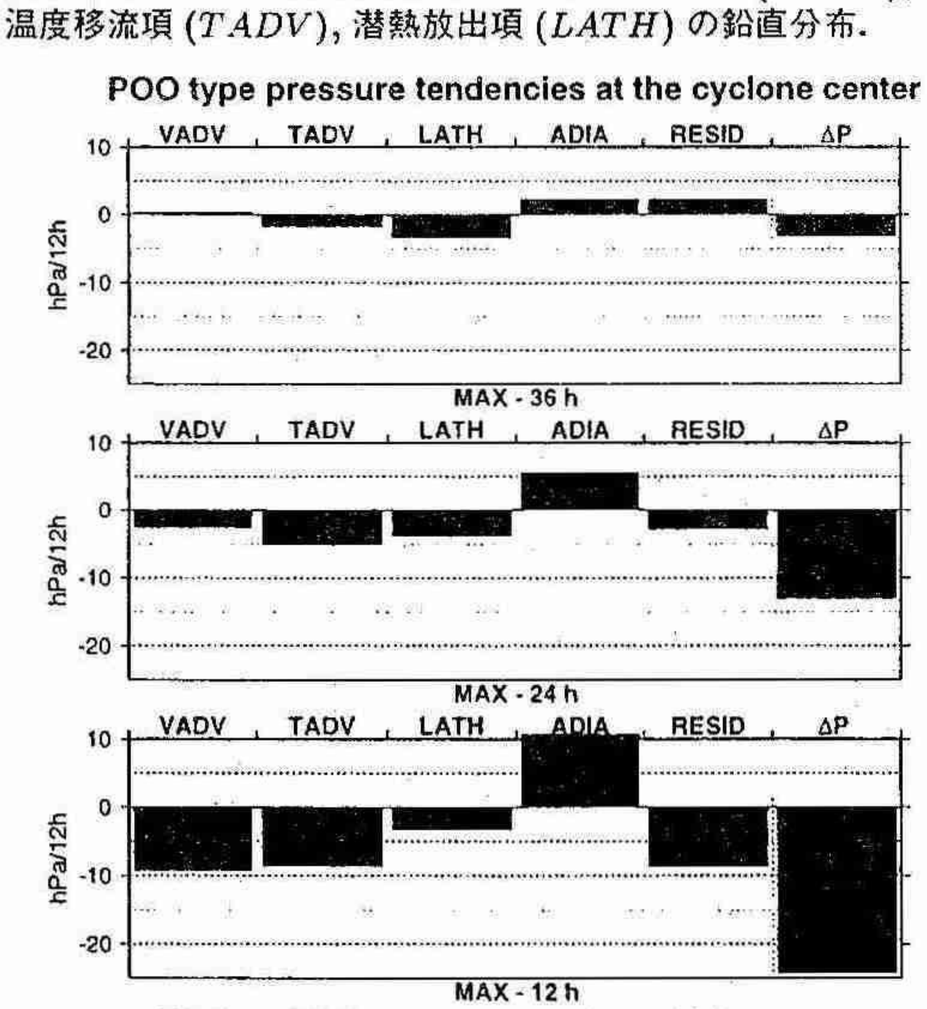


図4 POOタイプの気圧変化. 図2と同様.

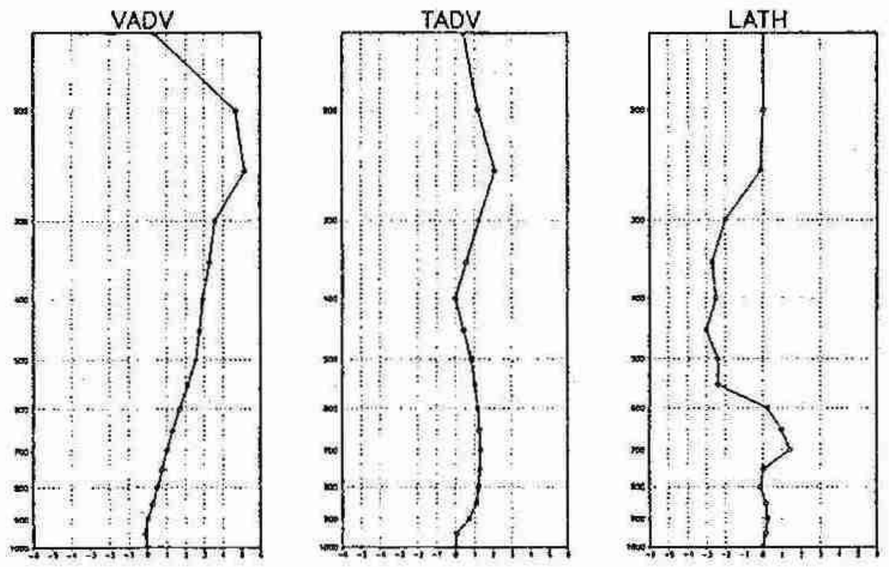


図5 POOタイプの鉛直分布. 図3と同様.

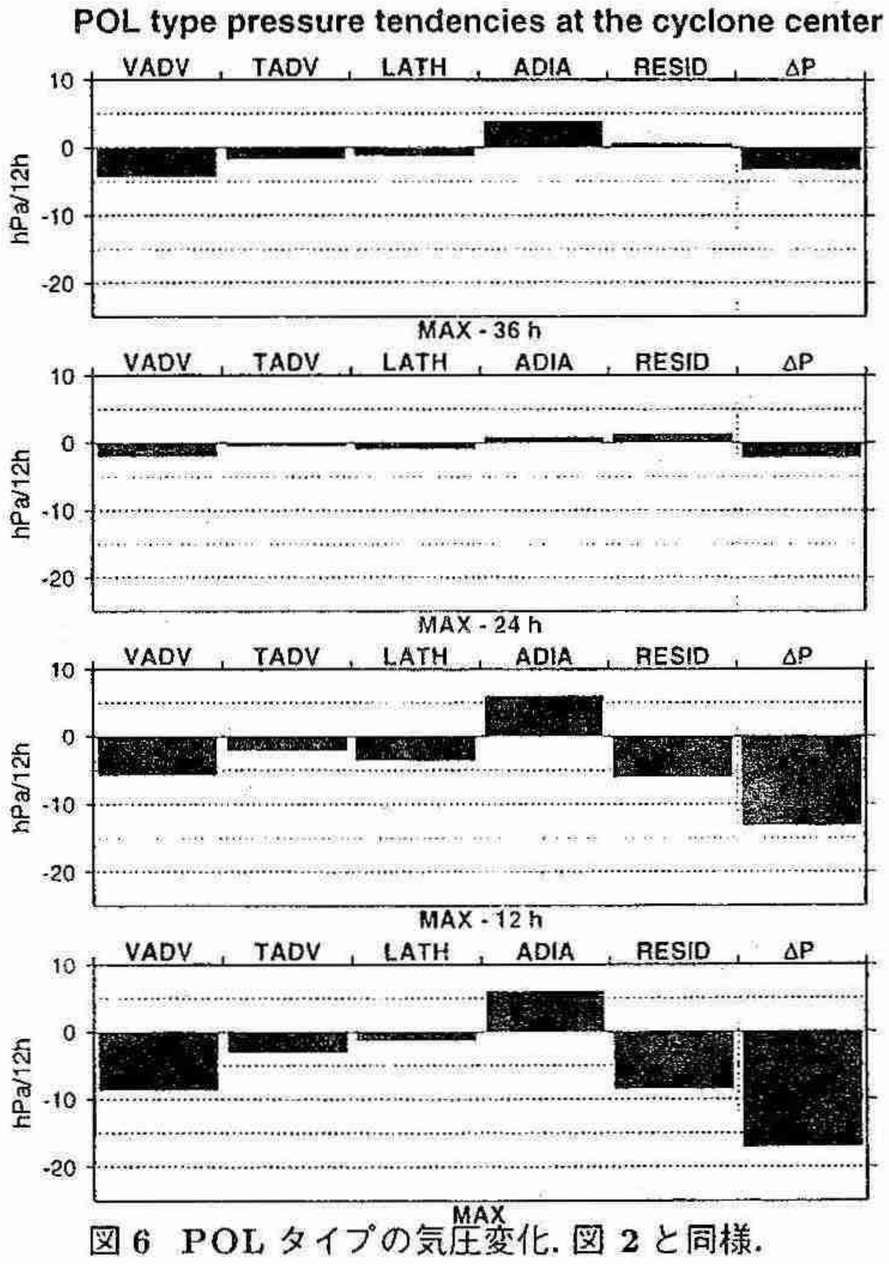


図6 POLタイプの気圧変化. 図2と同様.

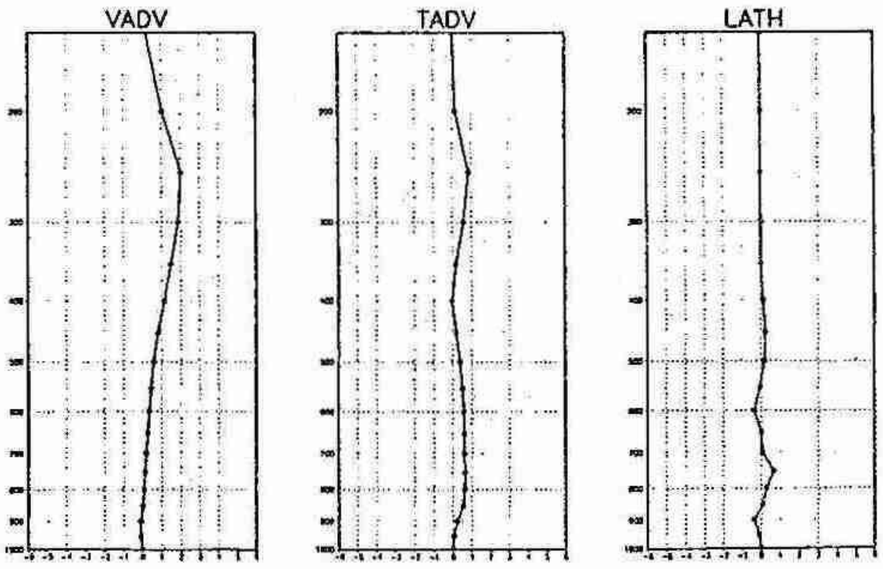


図7 POLタイプの鉛直分布. 図3同様.

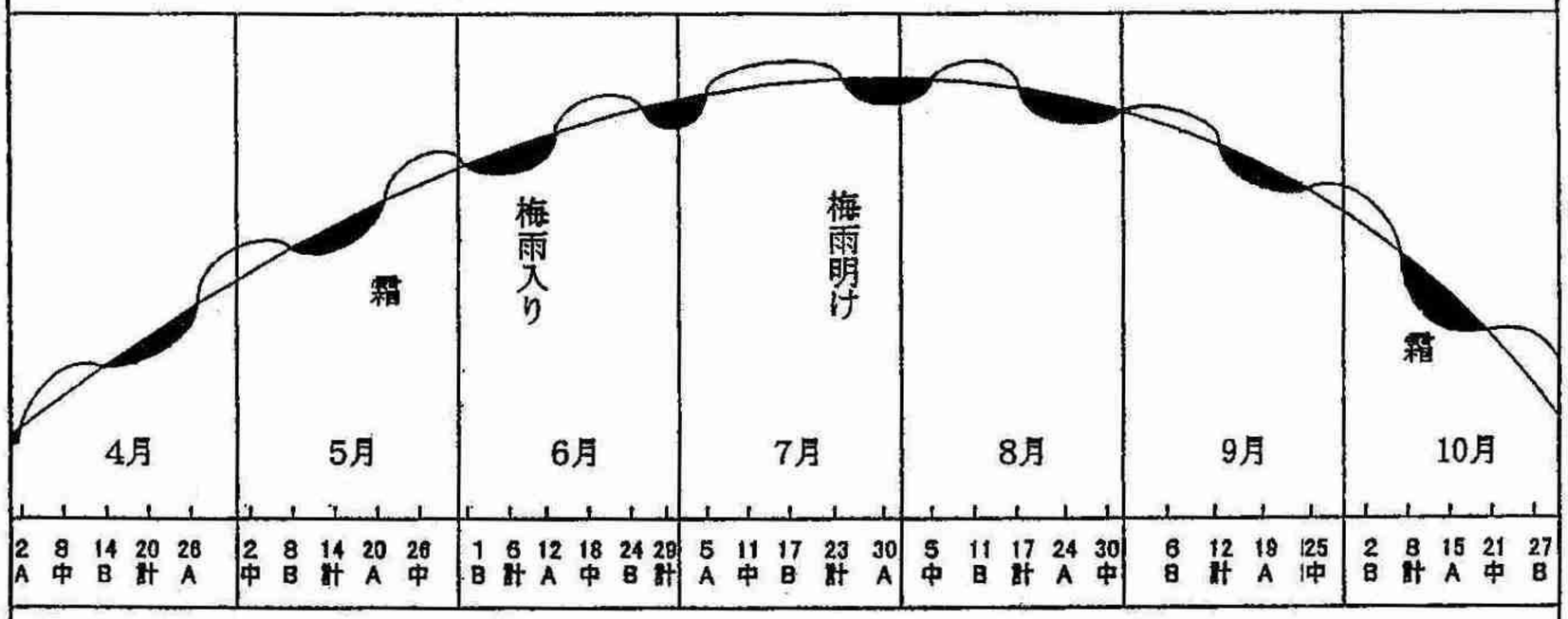
天気予想と台風　その４

松　木　　昇

昨年も３個の台風が接近上陸しましたが予想に全部合っています。それに６年間合っていました。だが合わなかったことがなかったのか？と言われた事がありました。平成４～５年の２年間合いませんでした。その前も大変よくあって居ました。どうしてかと考えた訳です。平成４年の湾岸戦争で原油が 10 ヶ月位燃えたのです。現地では昼間でもライトを付けないと車が走れないと言われていたのです。そうして、平成５年の年は北海道から九州まで冷夏になり米を外国から買わなければならないという事が起きていたのです。

今年の天気予想を下に示します。

平成12年度　**夏季天気予想図**　平成12年2月10日発行



今年の夏の天気は？

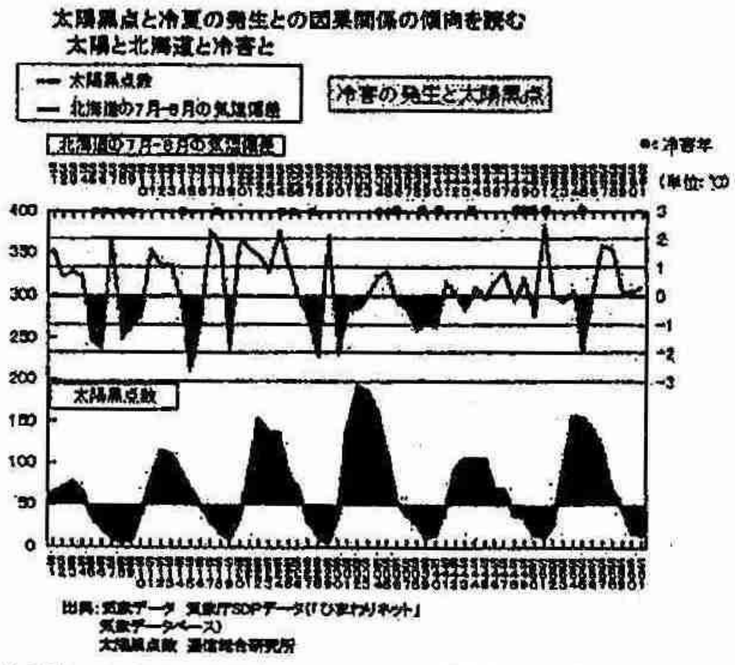
太陽黒点は多くなっていますが、まだ不安定な時期に居ます。

四月　平年より高い
五月　平年より高い
六月　平年より低い
七月　平年並み
八月　平年より低い
九月　平年より高い
十月　平年より高い

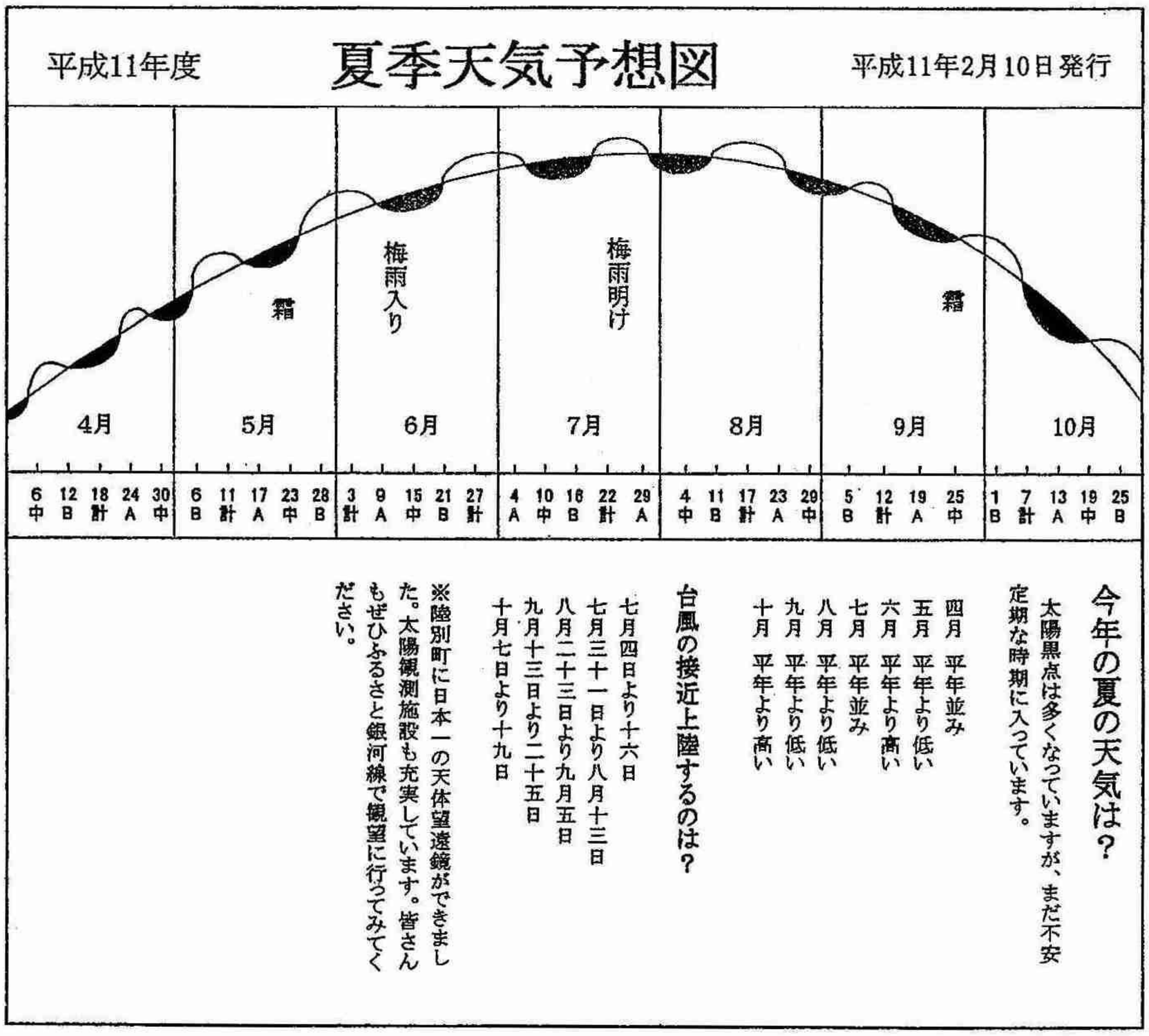
台風の接近上陸する予想は？

六月二十四日より七月五日
七月二十三日より八月五日
八月十七日より八月三十日
九月十二日より二十五日
十月八日より二十一日

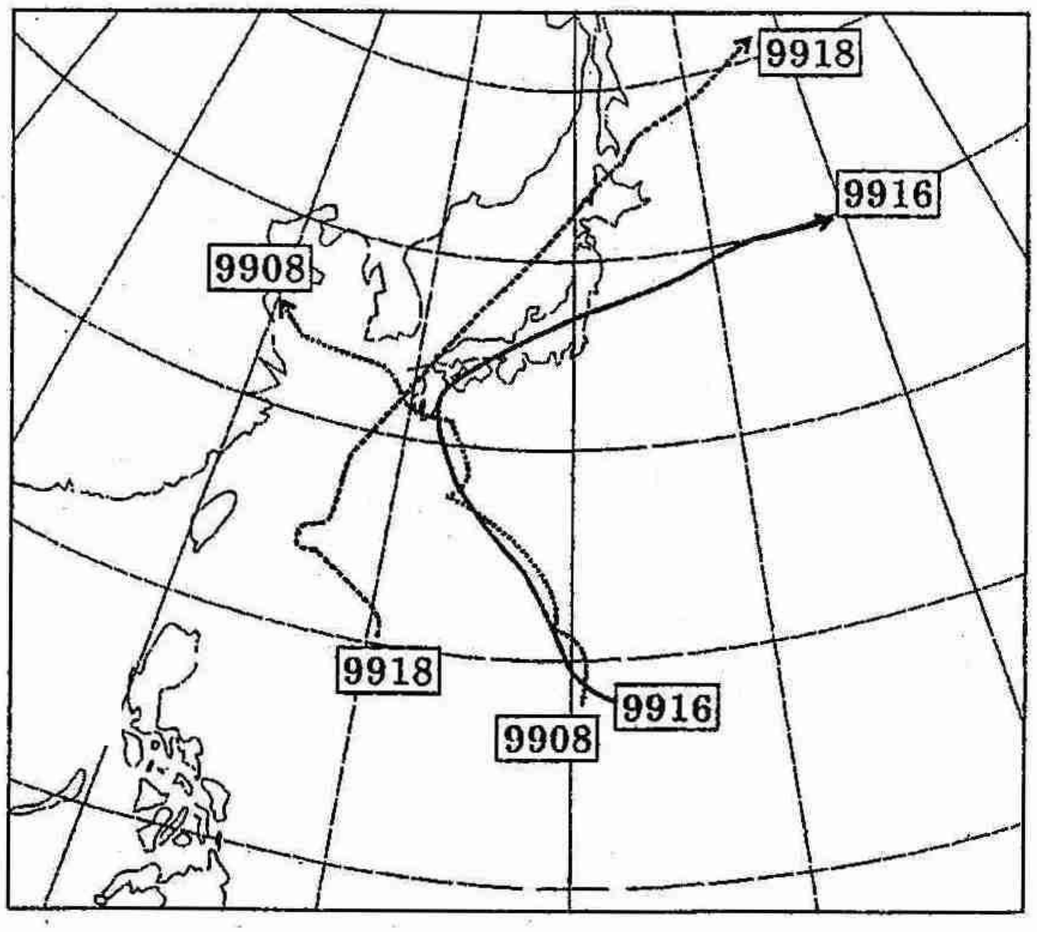
平成六年から平成十一年まで台風の接近上陸の時期の予想がよく合いました。



昨年の天気予想図を下に示します。



台風の進路を以下に示します。



※左の図は(財)日本気象協会発行「気象 2000-3」より転載

台風８号は８月７日上陸
台風 16 号は９月 15 日に上陸
台風 24 号は９月 24 日に上陸