

—発表会要旨①—

平成6年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成6年11月25日（金）

場所：札幌管区气象台会議室

1. 氷晶雲の光散乱特性に与える氷晶の落下姿勢の効果.....10	北大・低温研	西山 直樹
"	"	古川 義純
2. 局地的な収束線と熱的不安定降水.....12	札幌管区气象台	永戸 久喜
"	"	加藤 公司
3. 冬期北陸で観測されたレーダーエコーの形態と偏波レーダーからみた構造.....14	北大院・理	遊馬 芳雄
—1993年12月16~18日のケース—	"	菊地 勝弘
"	"	上田 博
4. オホーツク海の霧と北海道のヤマセ.....16	北海道動気候研究会	大川 隆
5. Eady モデルにおける傾圧波の最適励起.....18	北大院・地球環境	向川 均
福井地方气象台	池田 徹	
京大院・理	赤堀 浩司	
6. TOGA-COARE マヌス島レーダー観測 (XI)20	北大院・理	清水 収司
—クラウドクラスター内の層状性領域の構造と変化—	"	上田 博
"	"	木下 温
NOAA	J-COARE マヌス島レーダー観測グループ	
"	Warner L. Ecklund	
"	Kenneth S. Gage	
7. Signature of Rainfall from the Convective and Stratiform Components Observed22	北大院・理	Md. Nazrul Islam
by Keifu Maru Radar during the TOGA-COARE IOP	"	上田 博
"	"	勝俣 昌己
"	"	菊地 勝弘
8. 熱帯太平洋上のクラウドクラスターのメソスケール構造について.....24	北大院・理	勝俣 昌己
—地上及び衛星リモートセンシングデータによる事例解析—	"	上田 博
"	"	Md. Nazrul Islam
"	"	高橋 暢宏
9. 西太平洋赤道域の積乱雲に関する二次元数値実験.....26	北大院・理	佐藤 芳昭
—薄い Outflow の形成及びその発達過程—	"	上田 博
"	気象研究所	吉崎 正憲
10. 北極域と南極域の水蒸気循環の比較.....28	北大院・地球環境	山崎 孝治

1. 氷晶雲の光散乱特性に与える 氷晶の落下姿勢の効果

西山直樹・古川義純 (北大・低温研)

1. はじめに

氷晶雲が気候変動に与える影響について多くの報告があるが、その氷晶雲の光散乱特性すらいまだ十分には理解されていない。特に FIRE (First ISCCP Resonal Experiments) などの観測結果は、従来の理論や実験から得られた散乱特性が氷晶雲のアルベドを過少評価することを示している。

この問題を解決するために、雲内でしばしば観測される砲弾集合などの光散乱特性を求める試みはあるが、氷晶の落下姿勢がそろっているという事実があるにも関わらず、その光散乱特性への効果は調べられていない。

そこで、氷晶の落下姿勢の変化が光散乱特性にどのような影響を与えるかを調べるために、人工的に発生させた氷晶雲を用いて、氷晶の落下姿勢を強制的に変えて氷晶雲の光散乱特性を求めた。

2. 実験

実験装置の概略は図 1 に示す。実験ははじめに、雲箱と呼ぶ 1m × 1m × 1m の木箱の中で、超音波加湿器から供給した水滴を、液体窒素によって冷やした金属棒を挿入することで、急冷し氷晶を発生させる。発生した氷晶は雲箱の底に開けた直径 15cm の穴から自重で測定部へと落下する。

測定部では、He-Ne レーザー (波長 $\lambda = 6328 \text{ \AA}$, 10 mW) のビームをレンズ系によって直径 1cm の平行光束にして、氷晶雲に水平照射している。散乱強度測定用のセンサーには Si フォトダイオードを用い、このセンサーを、地面に垂直な面内を自由に回転できる回転台に、スリットを 2 枚通して取りつけた。この測定面は、アルベドに寄与する光散乱が上下方向であるという理由から選んだ。

この回転台を回転させて氷晶雲の光散乱強度を連続測定し、自記記録計を用いて記録した。散乱角度は、回転台に描いた白黒の縞模様を平行光を当てて、その反射光の強弱をフォトダイオードで測定して求めた。散乱角度の定義は図 2 に示すようにレーザービームの入射方向を 0° とし、測定は $0^\circ \sim 180^\circ$ まで行なった。ただし解析からは、強いレーザービームが入射する $0^\circ \sim 10^\circ$ と、センサーの陰になる $160^\circ \sim 180^\circ$ は除いている。測定された散乱強度は、散乱角によって散乱体積が異なることを考慮して

$$f(\theta) = \frac{I(\theta) \sin(\theta)}{I(10^\circ) \sin(10^\circ)}$$

という規格化を行なった。ここで $I(\theta)$ は測定された散乱強度、 θ は散乱角を表す。以下の議論には、全てこの相対散乱関数 $f(\theta)$ を用いる。

また氷晶の落下姿勢は、落下している氷晶雲の中に (レーザービームの脇に) 小型のファンを設置して、そのファンから風を送って氷晶雲を乱すことによって変えることができる。

3. 結果と考察

図 3 は氷晶を自然落下させた場合の相対散乱関数である。これによると、 22° 付近だけでなく、 80° 付近にもピークが現れている。この結果を、従来の水平面で測定された実験結果と比較すると、十分に側方散乱が増加していることがわかる。

空気中を氷晶が落下する場合、その落下姿勢は抵抗が最大になる方向を向くと考えられるので、角板型の結晶の場合には c 軸を鉛直に、角柱型結晶の場合には c 軸を水平に向けていると考えられる。しかし、実験室で得られるようなサイズが小さい粒子では、ランダムな向きのもも含まれる。

従来の水平面での測定では c 軸を鉛直に向けた結晶からの散乱光を主に測っていると考えられるので、 22° のピークや結晶の後方散乱以外の散乱強度は弱くなる。一方、鉛直面で測定した場合、水平面と同様な散乱光に加えて、向きのそろった結晶からの散乱光が含まれるようになる。その結果、鉛直面での測定結果は水平での測定に比べて側方散乱が増加すると考えられる。

図 4 は同じ結果を Takano and Liou (1989) の数値シミュレーションの結果と重ねたものである。この結果は Takano and Liou (1989) の散乱関数とよい一致を示している。したがって、今回得られた散乱関数は従来の実験結果よりも観測結果と合うと予想される。

次に、ファンを用いて風を送ることによって、氷晶の落下姿勢を変えた場合の結果を示す。

図5は自然落下、人肌に感じる程度の風、ほこりを巻き上げる程度の風を送った場合の相対散乱関数をそれぞれ表す。これを見ると、通風が強くなるほど、 $60^\circ \sim 80^\circ$ 付近で散乱関数が強く減少していることがわかる。このことは、氷晶の落下姿勢の変化が相対散乱関数に強く影響を及ぼすことを表している。

風を送って氷晶を乱すことは、氷晶の落下姿勢をランダムに近づけていると考えられる。したがって、氷晶の落下姿勢がランダムになると散乱光の得られる確率が減り、散乱強度が減少したと考えられる。このことは図3で行った考察と一致する。

ライダーによる観測から雲内の氷晶の落下姿勢がそろっていることが報告されている (Sassen et al., 1989)。したがって落下姿勢の効果を考慮して光散乱特性を求めることは重要な課題であるといえる。

4. まとめ

地面に垂直な面内で光散乱強度を測定し、氷晶の落下姿勢を反映した氷晶雲の光散乱特性を測定した。その結果は、従来の水平面で測定された実験結果に比べて十分に側方散乱が増加することを示し、これは従来の実験よりも観測に合うことが予想される。また、氷晶の落下姿勢の変化が氷晶雲の光散乱特性に十分影響することを示した。

したがって、氷晶の落下姿勢の変化が氷晶雲の光散乱特性に与える影響はかなり大きいといえ、今後は氷晶の落下姿勢の効果を取り入れて議論がすすめられることが望まれる。

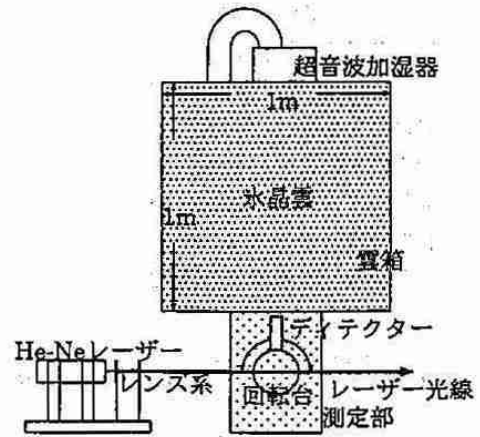


図1: 実験装置概略図

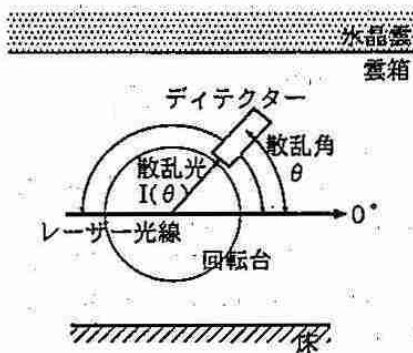


図2: 散乱角の定義

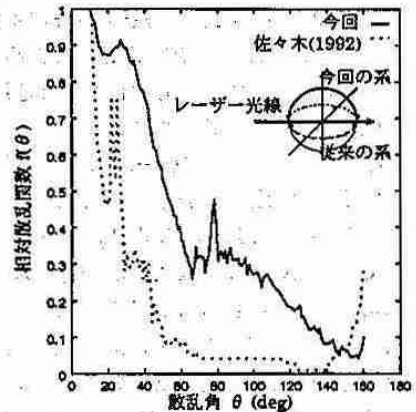


図3: 自然落下の相対散乱関数

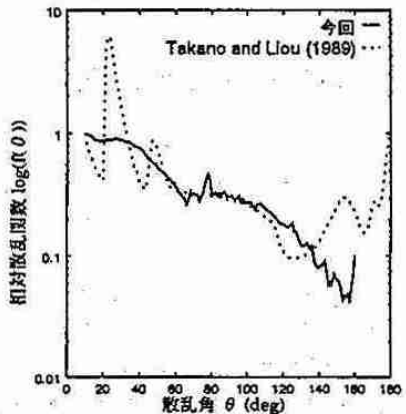


図4: 自然落下の相対散乱関数と理論との比較

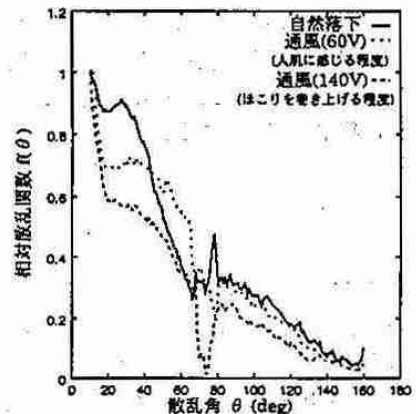


図5: 落下姿勢の変化と相対散乱関数

2. 局地的な収束線と熱的不安定降水

永戸 久喜・加藤 公司 (札幌管区气象台)

1 はじめに

熱的不安定降水とは、熱対流を原因とする対流不安定性の降水のことを指す。この現象は、その時間・空間スケールが小さいことから数値予報モデルなどによる予測が困難である。

今回は、まずこれまで行われた調査や研究で得られた成果を基に、熱的不安定降水の北海道における発生環境を明らかにする。次にその予測に向けて、熱的不安定降水が数値予報モデルでどのように表現されているかを調べた。さらにそれを補うワークシートの作成したのでその検証結果を併せて報告する。

2 熱的不安定降水の発生状況

熱的不安定降水発生の必要条件は、場が潜在不安定な成層であることと何らかのきっかけで下層の空気が自由対流高度まで持ち上げられることである。前者については上層での寒気移流や下層への暖湿気移流など、後者については日射による加熱や熱的低気圧・海陸風などの発生による収束線の形成がその要因となる。現象のスケールについては、降水をもたらす個々の積雲対流は空間・時間スケールがそれぞれ約10km・約1時間のメソスケールであるが、ここで扱うもののほとんどが収束線によって組織化された対流雲群によるものであり、それらは約100km・約数時間のメソβスケールの現象となる。図1に、収束線と降水の発生領域の実況例を示す。

北海道においては、太平洋・日本海・オホーツク海という性質の異なる三つの海に囲まれていることと、大雪山系という中央にある山岳地帯の存在によって収束線が形成され易い。図2(c)に、今夏の降水の発生領域を示す。発生領域は中央の山岳地帯とその周辺に集中していることがわかる。

3 数値予報モデルによる予測

ここでは気象庁のルーチンモデルの中で最も細かい分解能を持つ日本域モデル(JSM)による予測を考える。JSMは水平分解能が日本付近で約25kmであり、 $O(100\text{km})$ のメソβスケールの擾乱が表現可能である。これは熱的低気圧や収束線のスケールであ

り、これらのメソβスケールの擾乱により組織的に発生する熱的不安定降水をJSMで表現できるはずである。図1にJSMで降水をよく予測している例を示す。

しかしながら、中村(1992)はJSMが対流性の降水を出しすぎることを指摘している。そこでは太陽放射量が実際より過剰にでることや、積雲対流のパラメタリゼーションの問題等により、弱い降水が出過ぎたり低い雲で雨を降らせたりするというような問題点が示されている。

今回検証に用いたのは、予報値としては12Z初期値のJSMの雨量予報値(FRR)とJSMガイダンスの格子内平均雨量予報値(MRR)の2種類を、比較すべき実況値としてはレーダーアメダス解析雨量(PRR)の併せて3種類のデータである。格子間隔は20'(約25km格子)で、データは予報期間のT=06-24(03I-21I)まで3時間間隔、データ期間は1994年6-8月である。

次に検証結果を示す。図2(a),(b)はJSMとJSMガイダンスの熱的不安定降水の発生領域の予想図である。実況(図2(c))と比較すると、JSMはおおむね良くあっているといえる。一方、MRRは降水を表現していないか、表現していても領域は非常に狭くなっている。また、前述したような実際に無い降水を表現した例もかなり見られた。

さらに量的な検証結果を示す。図3によると、FRRは最大雨量の平均値だけをみればPRRに近い値となっている。しかし相関係数は0.35と悪く、このままではオーダーが合っているという程度である。MRRは量的にもかなり少なく見積もっている。

4 ワークシートによる予測

上記したような数値予報モデルによる予測の不備を補うために、ワークシートによる予測を試みた。ワークシートとは、あるメソ現象についてこれまで理解されている観測事実や物理法則に基づいて理解されている特質から、その現象を予測する際の客観的な判断基準を定め、それらを実際の予報作業に使えるように流れ図的に示したものである。

ここではワークシートの詳しい内容は述べないが、判断基準となる物理量や特質は、発生の予測につい

では JSM での予想の有無や大気安定度・下層の湿りなど、発生領域の予測については北海道の中心付近の気圧傾度力及び総観規模の気圧配置、量的予測については札幌における JSM の予報値及び高層観測値から計算した各種不安定要素などである。

表1にワークシートの検証結果を示す。特徴的なのは、モデルの出しすぎを大幅に修正し発生予測の精度を向上させた点である。発生領域予測についてもモデルとの組み合わせにより支庁単位の予測を可能にしている。量的予測はまだ不完全で特に警報クラスが良くない。

5 まとめと課題

熱的不安定降水についてその発生と降水量の予測を数値予報モデルとワークシートにより試みた。発生予測についてはモデルの出しすぎをワークシートが大幅に修正し予測精度を向上させたが、降水量の予測はいずれの方法によっても不完全である。

今後の課題は量的予測となるが、JSM の雨量予報値を基にした熱的不安定降水用ガイダンスの作成に取り組む予定である。

参考文献

中村 誠臣, 1992: 雷雨, 気象庁平成4年度数値予報テキスト, pp53-59.

1. 発生の予測

発生予想の比較				
	事例数	スレトスコア	空振り	見逃し
JSM	45	0.69	31%	0%
ワークシート	32	0.91	9%	0%

2. 発生領域の予測

発生領域の予想の支庁別比較				
支庁名	事例数	スレトスコア	空振り	見逃し
上川支庁	24	0.54	33%	13%
網走支庁	22	0.59	27%	14%
十勝支庁	21	0.62	29%	10%

3. 量的予測

注意報クラス以上 (20mm/h 以上) の予測				
	事例数	スレトスコア	空振り	見逃し
JSM の GPV	50	0.66	29%	5%
高層実況値	50	0.81	19%	0%

警報クラス (40mm/h 以上) の予測				
	事例数	スレトスコア	空振り	見逃し
JSM の GPV	15	0.40	20%	40%
高層実況値	12	0.50	25%	25%

表1:ワークシートの検証結果

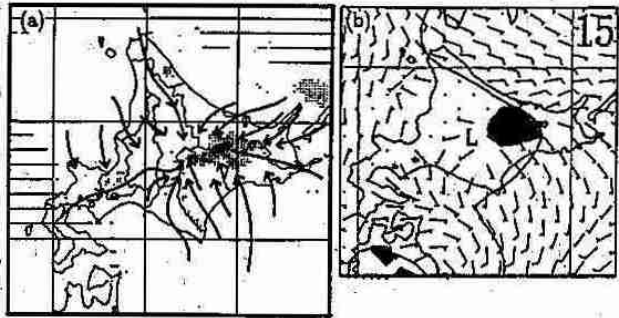


図1:収束線の位置と降水発生の実況例及びJSMの予想例。1994年8月10日の事例を示す。(a)15時のレーダー-アメダス合成図。矢印はアメダスによる15時の流線を示す。(b)8月9日21時初期値のJSM18時間予想図。矢羽・実線はそれぞれ地上風・地上気圧を、ハッチされた部分は14-15時の1時間雨量が1mm未満の領域を示す。

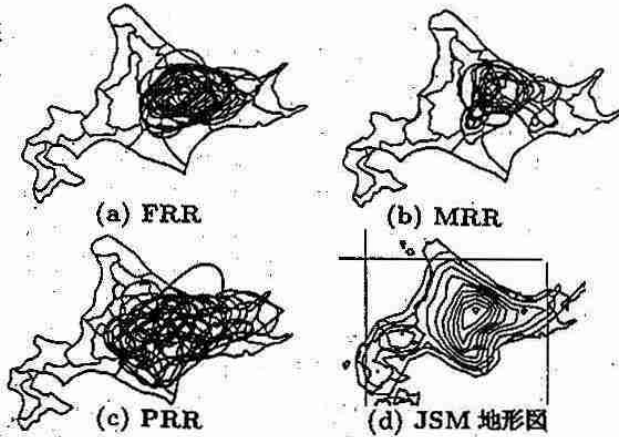


図2:降水の発生領域。黒線は降水の発生または予測領域で、データ期間の全22事例を重ね書きした。

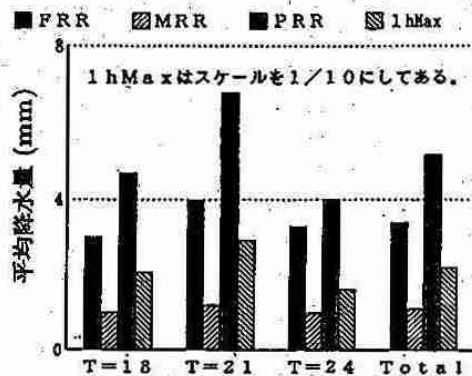


図3:各種降水量の最大値の時別及び合計平均。データ期間の全22事例を平均した。

3. 冬期北陸で観測されたレーダーエコーの形態と偏波レーダーからみた構造

— 1993年12月16～18日のケース —

遊馬芳雄・菊地勝弘・上田 博(北大・理)

1. はじめに レーダーや気象衛星による観測によると冬期季節風時にしばしば日本海海上で組織化された降水雲が観測される。この降水雲の組織化には周囲の風の場合が重要な役割を果たしていることが知られている。降水雲の組織化の違いによって、雲内の降水粒子の分布、すなわち、降水雲の内部構造に違いが現れ、降水雲の電氣的活動にも違いが生じることが考えられる。

1993年11月下旬から12月下旬まで、福井県三方郡美浜町に北大理学部偏波ドップラーレーダーを設置し、冬期日本海海上での降水雲のレーダー観測を行った。観測期間中、12月16日から18日にかけて一連の組織化された降水雲をレーダー観測することができた。GMS画像より、日本海上の場を支配している低気圧性循環が日本海を北上し、宗谷海峡西方で急激に発達し、オホーツク海海上で強い循環を維持しながら停滞していた。そこで、この低気圧性循環の中心位置と観測されたレーダーエコーを関連させて解析を行い、降水雲の組織化と偏波レーダーから見たその内部構造の特徴的な違いについて述べる。

2. 観測及び解析結果 GMSの赤外画像から、12月16日21:31～18日12:31まで3時間毎に低気圧性循環の中心位置をプロットしたのが図1である。前線を伴う弱い低気圧性循環が16日21時から17日6時まで日本海北部を東進し、その後、北海道西岸沖に沿って北東進した。この循環は12時に宗谷海峡西方で急激に発達し、しばらく停滞した後、21時以降はオホーツク海海上でほぼ停滞していた。

レーダーで観測されたエコーは図2のような進行方向に対して直角に並んだいわゆるTモードの対流性エコーが17日2時から16時の間観測され、その後、図3のようなオープンセル型対流のエコーが19時から18日18時まで観測された。Tモードのエコーが観測されたのは低気圧性循環が日本海北部を通過している時期に対応していた。また、オープンセル型のエコーは低気圧性の循環がオホーツク海上に停滞し、日本海上は季節風吹き出しの場において、レーダーサイトの美浜付近は中国大陸と朝鮮半島からの吹き出しの合流部に当たり、GMS画像からも日本海南部にオープンセル型の対流が確認された。

図2、3において、実線で示した対流性エコーの中心を通る方位角約300°のRH I画面のレーダー反射因子(Z)と偏波反射因子差($Z_{DR}=10\log(Z_{HH}/Z_{VV})$)を高さ毎に平均しプロットしたのが図4、5である。図4がTモード型のエコーの場合、図5がオープンセル型エコーの場合である。 Z は双方とも最大で25dBZ程度でありほぼ同じ位の強さを示している。一方、 Z_{DR} は融解層(高度約1km)以下では1.2～1.5dBで雨滴の存在を示唆している。また、雲頂付近では1dBを越えていて、 Z も小さく樹枝状結晶や板状結晶のような水平に偏平した雪結晶の存在を示している。 Z の強い高度1～2kmを比較するとTモード型のエコーの場合 Z_{DR} は0.5dB程度で霰粒子の存在を示しているのに対し、オープンセル型のエコーの場合は1.0dB程度で雪片の様な水平に偏平な大きな粒子の存在を示唆している。この内部構造の違いは電氣的活動度の違いにも反映されていて、大阪大学のグループによる岳山に設置された地上電場計より、Tモード型の対流の方がオープンセル型の場合よりも電氣的活動が活発であることが明らかになった。

3. まとめ 冬期季節風時の日本海沿岸の福井県美浜町で観測されたレーダーエコーの形態をGMS赤外画像から求めた低気圧性循環の位置と関連づけて解析を行なった。観測期間中、Tモードの対流性エコーとオープンセル型の対流性エコーが観測され、降水雲の組織化は周囲の風の場合と密接なかわり合いがあり、周囲の風の場合は日本海上の総観場を支配する低気圧性循環と関連していることがわかった。また、偏波レーダーから2つの対流性降水雲の雲内の粒子分布の違いが示唆され、電氣的活動度にも違いがあることが示された。

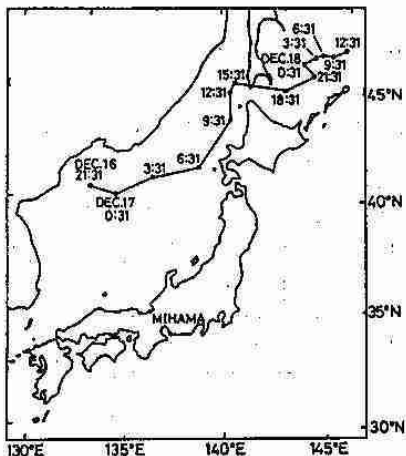


図 1 12月16日21:31から18日12:31までの3時間毎の低気圧性循環の中心位置。

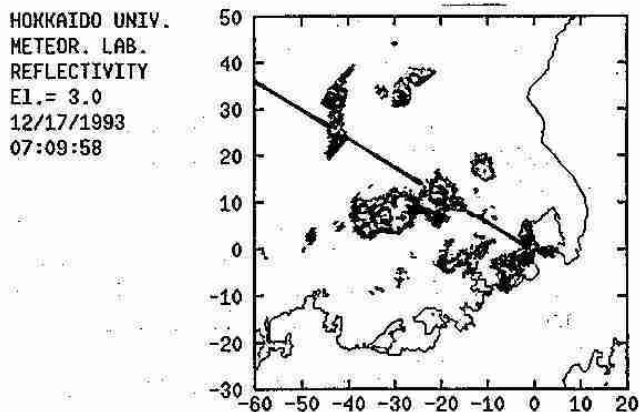


図 2 12月17日7時9分、仰角3.0°のPPIレーダーエコー。

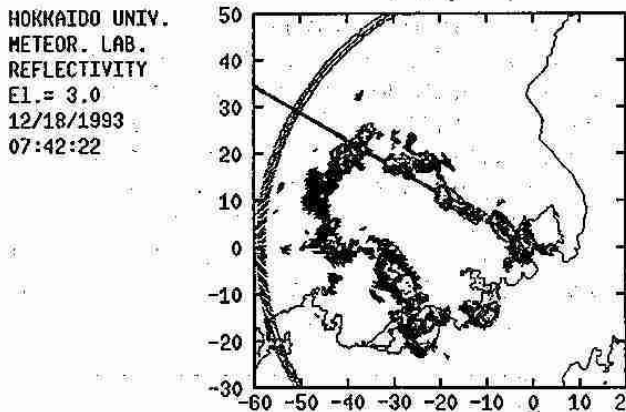


図 3 12月18日7時42分、仰角3.0°のPPIレーダーエコー。

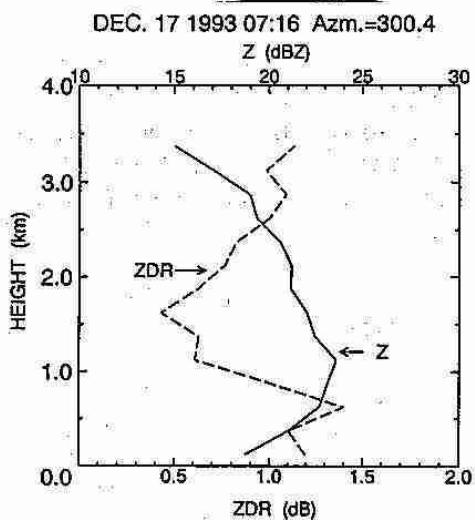


図 4 図 2 の実線で示した方位角の Z と Z_{DR} の RH I 画像の高さ毎の平均値。

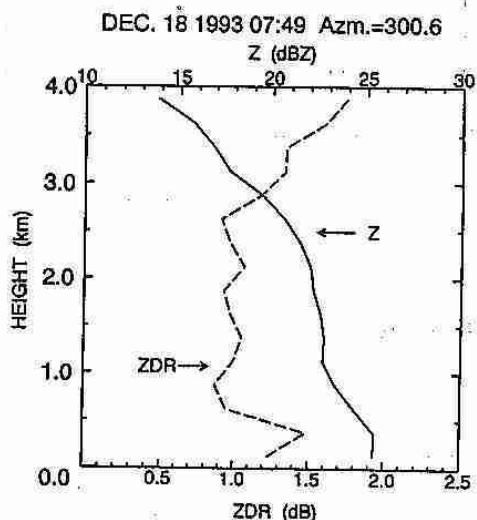


図 5 図 3 の実線で示した方位角の Z と Z_{DR} の RH I 画像の高さ毎の平均値。

4. オホーツク海の霧と北海道のヤマセ

大川 隆 (北海道動気候研究協会)

1. はじめに

筆者は気象庁現役時代、オホーツク海高気圧の研究をライフワークとして行ってきたが、たえず気掛かりな2つのことがあった。1つは梅雨期にこの高気圧が出現したとき、この海域の中央部では天気現象がどのような比率で出現しているのかということ、他の1つはオホーツク海高気圧からの冷湿な気流が北海道に吹きつけたとき(これを便宜的に北海道のヤマセといわせていただく。)北海道各沿岸部の天気はどのような比率で出現しているのかということである。今回、機会があってこれらを取りまとめたので報告する。

2. オホーツク海中央部の海霧

1971~78年の8年間の5月の気象庁啓風丸の観測資料からオホーツク海高気圧圏内の50° N, 150° E近傍の3時間毎の観測値を抽出・整理し、図1を得た。

図1の下段には全資料数226に対する各天気現象の出現率が示されているが、霧(視程1km未満)と共存した場合は両方に数えたため、各出現率の合計は100%以上となっている。これによると、オホーツク海高気圧圏内の天気は、霧40%、曇41%と多く、次いで晴または快晴が13%で、霧雨は4%にとどまっている。すなわち、オホーツク海中央部の天気は霧と曇から変わったとみられる曇を合わせると8割強となり、霧雨は極めて少ないものとなっている。

図1によると、霧のほとんどは水・気温差(海上気温-海面水温)が負の場合に出現している。この海域での海霧の発生は、海面付近の湿潤な気塊が海面で加熱されての対流上昇により発生し、霧層

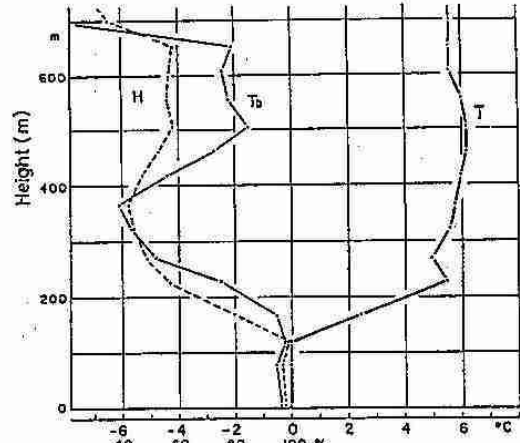


図2 オホーツク海中央部(50° N, 150° E)でのU-Dゾンデによる低層観測。1972年5月28日14時啓風丸観測。

は上の方から生成されると考えられる。しかし、上昇流に応じての下降流も発生するので、海面上のレベルまで霧が急速に形成されるためには低い逆転層があると都合がよい。

図2はかつて啓風丸によるオホーツク海中央部でのU-Dゾンデによる低層観測である。高度120mから230mにかけて強い逆転層があり、120m以下の接地層は飽和に近い状態となっていた。この時期のオホーツク海の流水融解による寒冷海面でこの接地層はかん養されるものである。

オホーツク海中央部の海霧は、その発生機構からは蒸発混合霧の部類に入るが、他海域と異なる主要因は極めて高度の低いかつ強い逆転層にあるわけである。

3. 北海道のヤマセ

図3はオホーツク海高気圧から冷気が本道に吹きつけたときの道内沿岸6気象官署の天気の出現率をみたものである。用いた資料は図示した最近の5冷夏年の5月30日から8月15日までの78日間のうちヤマセとなった日の1日4回(3時、9時、15時、21時)の観測値である。ここでは、ヤマセの悪天のみを抽出することが目的であるため、晴または快晴と視程20km以上の曇と雨の資料を除外した。かくして抽出された各官署別のヤマセ資料数を図の官署名の右下に示してある。

ヤマセ資料数の大小はヤマセによる悪天出現の度合いを示すものである。根室が387で最大で、次いで釧路と室蘭が約340となっている。網走が意外に少なく213にとどまっている。各地点のヤマセ資料数に対する天気の出現率をみたのが図3の棒グラフである。霧と共存する分は両方に数えてある。各地点とも曇が最も多くなっているほかは、網走、釧路で霧雨が多く、室蘭、函館、稚内では霧雨と雨が多くなっている。根室は異質で、霧と霧雨が多発している。

1993年5月下旬のオホーツク海高気圧出現時の網走東方沖での函館海洋気象台高風丸による高層観測例を図4に示す。この時期、本道のオホーツク海沿岸は宗谷暖流のため海面水温は11℃と高くなっ

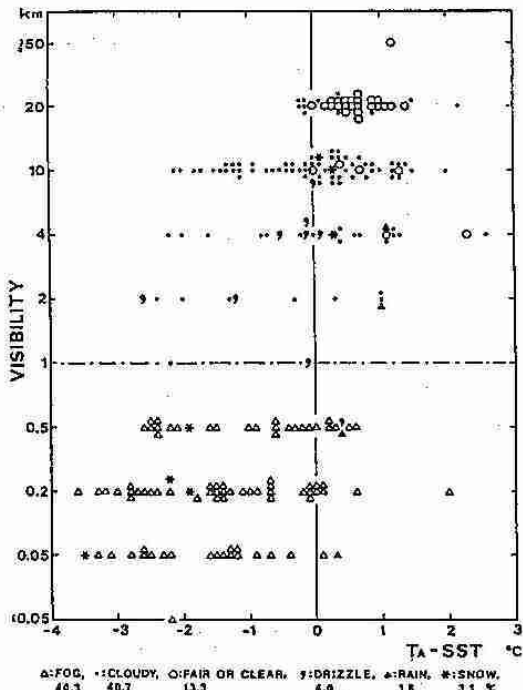


図1 5月のオホーツク海高気圧圏内の50° N, 150° E近傍での気温・海面水温差と視程、天気の関係。

ている。このため図2にみた強い接地逆転層は高水温で励起された対流現象で破壊され、風のエクマンスパイラルで分かるように高度1000mまでの層は十分に攪拌された混合層を形成している。すなわち、オホーツク海中央部で発生した海霧は本道沿岸に接近するに及んで組織的に上昇させられ、霧雨へと変質するわけである。

釧路沿岸部は親潮の流れているところである。にもかかわらず釧路で霧雨が多発するのはなぜであろうか。その原因は分からない。ヤマセ発現時には北海道を含む緯度帯は北の寒気と南の高気圧の間の潜在的な前線帯となっており、対流圏中層で湿潤層が形成されやすいことが寄与していることが考えられる。

室蘭を含む胆振中部ではヤマセ時に霧雨や雨が多発し雨量も多くなる。これは筆者(1991)*の解説にあるように、南東風系で侵入する海霧がオロフレ山系によって地形上昇を受けることによるものである。継続的な上昇流の場が霧粒を雨滴へと成長させるわけである。

函館を含む渡島半島南部や日高山脈南東側でもヤマセ時に霧雨や雨が多くなり、稚内でも弱いながらその傾向がみられる。これらの原因の1つは海峡による気流の水平収束が持続的な上昇流場を形成することにあるが、ヤマセ下層寒気の日高山脈や渡島半島によるシールド効果も寄与していると考えられる。

さて、ヤマセ時の根室の天気は他の5地点とは異なって霧が多発している。なぜであろうか。高風丸の海上気象観測資料から1970~83年の主として7月のヤマセ時のウルフ島付近の天気94例を抽出して、天気別出現率を求めた。曇67%、霧23%、霧雨9%、晴または快晴4%、雨2%となっている。すなわち、千島近海では霧の出現は根室と同等に多いが、霧雨は極めて少ない(図5)。

千島列島沿いの海面水温は潮汐作用による湧昇で夏でも6~8℃の強い低温となっている。この寒冷海水面が背の低い、かつ強い接地逆転層を形成して、海霧の発生をもたらす、その霧がオホーツク海高気圧による偏東風で根室に流入するのであろう。根室の霧雨の多発の原因については釧路と同様によく分からない。

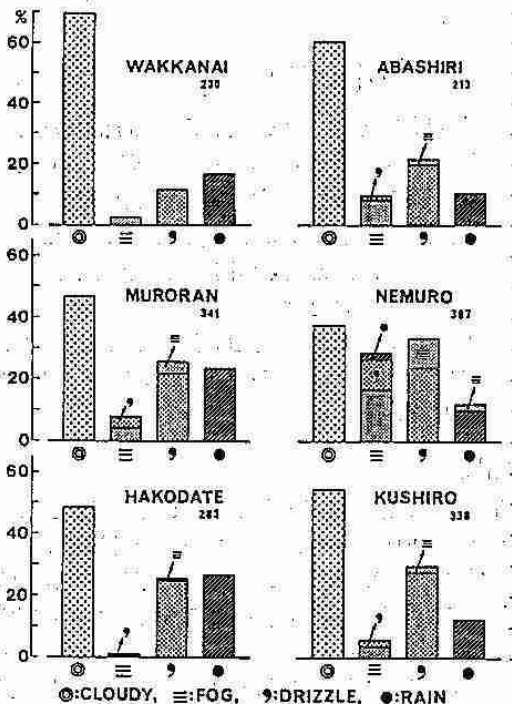


図3 ヤマセのときの北海道各沿岸部の天気の出現率。
83, 86, 88, 92, 93の5冷夏年の1日4回の資料による。

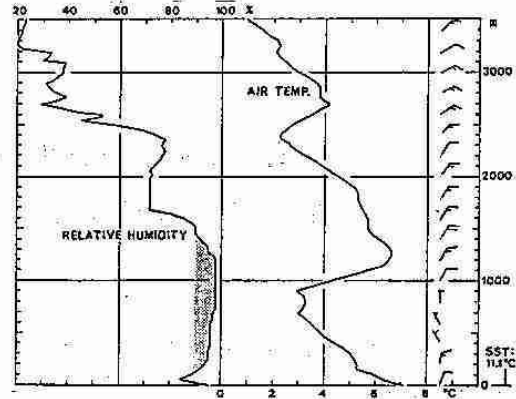


図4 1993年6月24日3時高風丸観測による網走沖(44°00' N, 144°23' E)の高層状態曲線。

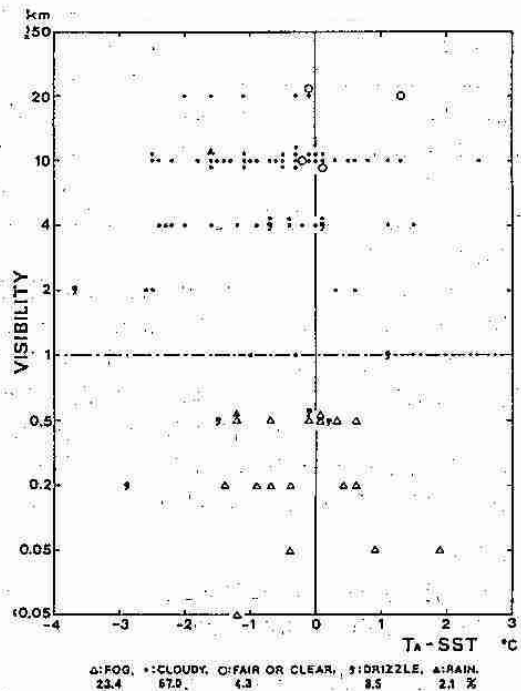


図5 主として7月のオホーツク海高気圧圏内、ウルフ島付近での気温・海面水温差と視程、天気の関係。
総資料数:94, 高風丸観測による。

4. 今後の課題

三陸沿岸の気象・海洋の関係者に聞いたところ、三陸のヤマセは風が強く、陸上や湾内では霧となりやすいが、霧雨や雨となることはまれであるという。衛星観測によるヤマセ雲解析の2つの研究、すなわち雲粒解析(早坂ほか、1994)と海上風解析(川村(宏)、1994)と今回の筆者の研究を勘案してみると、北海道のヤマセは三陸沿岸のそれとはかなり異なることが分かってきた。この故に筆者は北海道のヤマセを「エゾヤマセ」と称して、区別することを提案する次第である。本道太平洋沿岸の霧雨の多発現象とともに、今後この方面の一層の研究、解明が望まれる。

* 大川 隆, 1991: 北海道胆振中部の豪雨, 天気, 38, 649-653.

5. Eady モデルにおける傾圧波の最適励起

向川 均 (北大・地球環境)・池田 徹 (福井地台)・赤堀 浩司 (京大・理)

1. はじめに

近年、世界の各予報センターでは、数値予報誤差の予測や力学的中期(1カ月)予報を実用化するため、数値予報モデルを多数の初期値から時間積分するアンサンブル予報の開発が盛んに行われている。このアンサンブル予報では、適当な初期値とその数をどのように選択するかが問題であり、最近、その有力な解法の一つとして、ある有限時間で最大に発達する最適励起擾乱に対応する初期擾乱を数値予報モデルの初期値に加える手法が提出されている(Mureau et al., 1993)。この手法により、ある予報期間で最も拡大しやすい予報誤差のパターンとその大きさを、線形論の範囲では特定することができるので、予報誤差の予測に有用な情報を与えることができる。

ところで、この最適励起擾乱の特徴は、古典的な不安定論から求められる不安定モード解とは異なり、擾乱の発達に伴いその空間構造が変化し、その振幅も指数関数的には成長しないことにある。従って、有限時間では、不安定モード解よりも早く発達する擾乱の存在が可能となる(Farrell, 1989)。ここでは、Eady モデルにおける最適励起問題を考え、有限時間での擾乱の発達特性について詳しく調べる。

2. モデル

次の無次元化された Eady モデルを考える(無次元化パラメータは対流圏での典型的な値を仮定する):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_0 \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\nabla^2 \psi + \frac{1}{S} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}\right) = 0. \quad (1)$$

ここで、 $U_0 = \lambda z$ ($\lambda = \text{一定}$) は基本流、 $\psi(x, y, z, t)$ は擾乱の流線関数、 S ($= \text{一定}$) は鉛直安定度、 $\nabla^2 (= \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2)$ は水平ラプラシアンである。また、鉛直方向 $z = 0, 1$ 及び、南北方向 $y = \pm 1$ に剛体壁を仮定する。さらに、式(1)を鉛直方向に差分化し、 N 層モデルを作成する。

式(1)は、線形方程式なので、各層の流線関数からなる N 次元ベクトル $\psi(x, y, t) = (\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_N)^T$ (T は転置を表す)は、

$$\begin{aligned} \psi(x, y, t) &= \text{Re} \left[\sum_{i=1}^N \alpha^i \phi^i \exp ik(x - c^i t) \right] \cos l_n y \\ &= (\psi_c(t) \cos kx + \psi_s(t) \sin kx) \cos l_n y, \end{aligned} \quad (2)$$

とノーマルモード ϕ^i の和で記述できる。ここで、 α^i は係数、 k, c^i は擾乱の東西波数と位相速度、 $l_n = (n+1/2)\pi$ で n は非負の整数である。以下では最も不安定なモードを仮定し、

$n=0$ とおく。

次に、式(2)を用いると、時刻 τ での擾乱を表現する $2N$ 次元実ベクトル

$$y(\tau) = \begin{pmatrix} \psi_c(\tau) \\ \psi_s(\tau) \end{pmatrix} \quad (3)$$

は、初期擾乱 $y(0)$ を用いて、

$$y(\tau) = M(\tau)y(0), \quad (4)$$

と表記することができる。ここで、 $M(\tau)$ は、固有値 c^i 、固有ベクトル ϕ^i で記述される $2N \times 2N$ の実行列である。

ここでは、最適励起擾乱として、時刻 τ における擾乱の振幅に相当する y の L_2 ノルム:

$$\|y(\tau)\| = \sqrt{\sum_{i=1}^{2N} y_i^2}, \quad (5)$$

を最大にする擾乱を求める。そのため、時刻 $t=0$ に

$$y^T(0)y(0) = 1, \quad (6)$$

で与えられる半径 1 の $2N$ 次元球殻上に等方的に分布する初期擾乱の時間発展を考える。式(4)を用いると、この球殻は時刻 τ では、

$$y^T(\tau) [M(\tau)M^T(\tau)]^{-1} y(\tau) = 1, \quad (7)$$

と $2N$ 次元楕円体に変換される。対称行列 $M(\tau)M^T(\tau)$ の固有値 Γ_i の平方根と固有ベクトル ζ_i は、それぞれ楕円の主軸長とその方向を表すので、最大固有値 Γ_1 に対応する固有ベクトル ζ_1 が最適励起擾乱の鉛直構造を表現し、その振幅は $\Gamma_1^{1/2}$ で与えられる。また、有限時間 τ での最適励起擾乱の成長率は $\ln \Gamma_1 / (2\tau)$ と定義できる。

一方、時刻 τ での最適励起擾乱に対応する初期擾乱は、対称行列 $M^T(\tau)M(\tau)$ の最大固有値 Γ_1 を持つ固有ベクトル f_1 で与えられる。

3. 結果

以下では、最適励起擾乱の成長率の収束性を考慮して、50 層モデルを用いた結果を示す。まず、図 1 に発達評価時間 $\tau = 3$ (約 7 日) で見積もった、最適励起擾乱の成長率を示す。不安定波は、東西波数 $k \leq 4.53$ の領域にのみ存在するが、擾乱は中立領域でも発達することがわかる。また、最適励起擾乱の成長率は不安定波の成長率よりも大きく、最大

成長率をとる擾乱の波数は、基本流の鉛直シア (λ) が小さくなるほど、高波数側にシフトすることがわかる。

線形的に不安定な領域では、最適励起擾乱は、不安定モードと同様にはほぼ指数関数的に成長する。時間τが増加するに従い、その鉛直構造は不安定モードのそれに漸近する。また、対応する初期擾乱は不安定モードの随伴モードとなる。しかしながら、時間τが小さいときには (τ ≤ 3 日)、最適励起擾乱の等位相線の傾きは不安定モードに比べより水平に近く、不安定モードは擾乱の初期の発達には関与しないことが示される。

一方、図 2 より、線形的に中立な領域における最適励起擾乱は、 $C\tau^2 + 1$ (Cは定数) のように代数的に成長することがわかる。また、最適励起擾乱に対応する初期擾乱の構造は、鉛直シアーに対し傾いた平面波 $\psi = A \sin(kx + mz)$ ($m > 0$) でよく近似できることがわかる (図 3 左)。その等位相線の傾きは時間τの増加に比例して水平に近づき、擾乱の鉛直スケールは逆比例して減少する。初期擾乱の発達に伴い、その等位相線は次第に鉛直に立ち、最適励起擾乱ではほぼ順圧的な構造となる (図 3 右)。この構造は、位相速度の異なる特異点を持たない2つの中立モードにより主として決定されており、最大発達した後の振幅の周期的変動 (図 2 の破線) は、これらのモード間の干渉により説明できる。

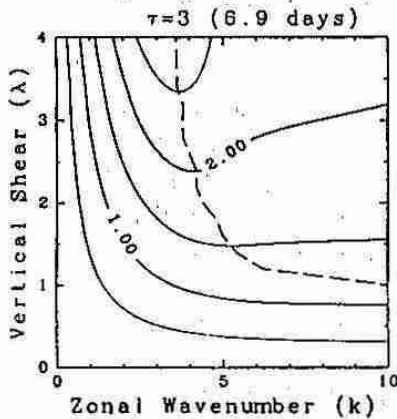


図 1 50 層モデルにおける最適励起擾乱の発達率 (τ = 3; 約 7 日)。横軸は擾乱の東西波数 k, 縦軸は基本流の鉛直シア λ。破線は、各 λ に対し最大成長率を与える東西波数を示す。

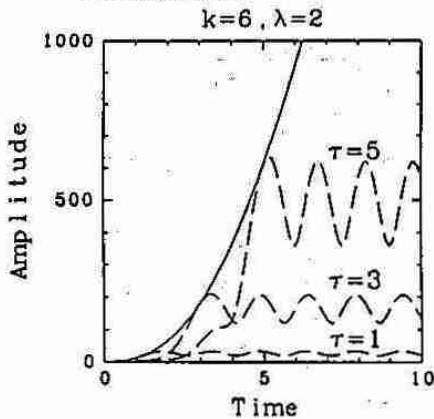


図 2 中立領域における最適励起擾乱の最大振幅 ||v(τ)|| の時間変化 [k = 6 (東西波長; 約 2000 km), λ = 2 (鉛直シアー; 2 m/s/km)] (実線)。破線は、各発達評価時間 (τ = 1, 3, 5) に対する最適励起擾乱の振幅の時間変化。

4. 考察

流体内部では擾乱の渦位が保存されることを用いると、中立領域での最適励起擾乱の発達特性は、 $O\pi$ のメカニズムで定量的にうまく理解できることが示される。このことは、擾乱の発達にとっては、鉛直シアーを持つ基本流の移流効果による擾乱の位相の立ち上がりが本質的であることを示している。また、成長した最適励起擾乱の構造は、各モード φ の射影性 (projectability) を考慮すると、うまく説明することができる。

5. まとめ

擾乱発達の評価時間が長くなるほど、初期擾乱の鉛直スケールは小さくなるため、最適励起問題を扱うには空間分解能の高いモデルが必要となる。従って、数値予報モデルの予報誤差予測を行うには、数値予報モデルと同程度の空間解像度を持つモデルが必要であることが示唆される。

また、今後の研究課題として、最適励起擾乱に対する放射や拡散などによる消散の効果や、擾乱発達に伴う非線形効果の評価などが残されている。

引用文献

Farrell, B. F., 1989: Optimal excitation of baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1193-1206.
Mureau, R., F. Molteni, and T. N. Palmer, 1993: Ensemble prediction using dynamically conditioned perturbations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 299-323.

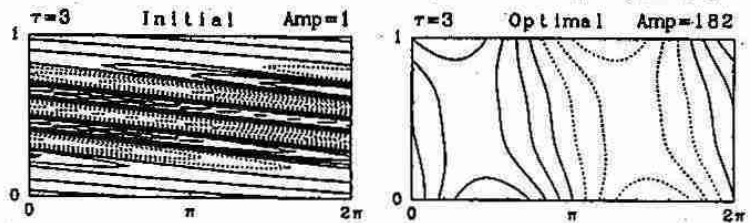


図 3 中立領域における最適励起擾乱の流線関数場 (y = 0) [k = 6, λ = 2, τ = 3]。横軸は、東西方向 (1 波長), 縦軸は鉛直方向を示す。左図は初期擾乱, 右図は最適励起擾乱。

6. TOGA-COARE マヌス島レーダー観測 (XI)

—クラウドクラスター内の層状性領域の構造と変化—

清水収司・上田博・木下温 (北大・理) ・ J-COARE マヌス島レーダー観測グループ

Warner L. Ecklund · Kenneth S. Gage (NOAA, Aeronomy Laboratory)

<はじめに> これまで熱帯における観測・解析例は、積乱雲等の対流性降水に対するものが中心であったが、その出現頻度及び降水量の観点から層状性降水についても解析を行うことが重要である。そこで本報告ではクラウドクラスター内の層状性領域の構造と変化に注目して解析を行ったものである。

<観測・解析方法> パプア・ニューギニア・マヌス島に設置した北大理学部ドップラーレーダーデータを用いて、VAD・2仰角VAD解析を行い、レーダーサイト上空の風及び発散量の鉛直プロファイルを求めるのと同時に、NOAAのISS(Integrated Sounding System)・ウィンドプロファイラーにより上空の風・温度の場を求め、それぞれの時系列を作成した。さらに北大理学部及び低温研のX-band ドップラーレーダーを用いて dual-Doppler 解析を行い、3次元の風の場を求めた。

<結果> 1992年12月14日22LST頃からマヌス島の北東から徐々に層状のエコーが移動してきた。これはGMS画像で見ると、半径約200kmのクラウドクラスターに対応していたものである。このクラスターはこの22LST付近が最盛期で、この後マヌス島付近に広がり、15日02LST以降急速に衰退した(図1)。図2に観測点の位置と14日23LSTの風の場を示す。高度1kmでは北西風、4kmでは北風が卓越していた。また全体的には層状であるが、レーダーサイトの北側には特に中層で対流的な部分が見られた。

図3に(a)ウィンドプロファイラー(b)理学部レーダーVAD解析による14日22LST~15日06LSTの水平風の鉛直プロファイルの時系列を示す。共通する特徴として、下層で北西風、中・上層で北風が卓越していた。この両層間のシアラインは全体的に見ると徐々に高度が低下していた。その中で15日00LST付近からシアラインが上昇し、03LST付近で急激に下降していた。相違点としては、西側にある理学部レーダーの方が約45分早く変化が起きていることである。これは層状域の中で北西から移動してくるより小さいスケールの対流雲によるものと考えられる。このことは理学部レーダー上空を見た低温研レーダーのPPI画像でも北西から移動してくるライン状エコーとして認められた。

図4に2仰角VAD解析による発散量の鉛直プロファイルの時系列を示す。シアラインが上昇するのに対応して、高度3km付近で収束量が増加していた。シアラインの高度がピークになるとき全高度で弱い収束に、その急降下の後には逆に下層で発散、上層で収束となっていた。このことからレーダーの観測範囲内で中層での収束によって対流が発達していると考えられる。

以上をまとめた概念図を図5に示す。北東から広がる衰退期にあるクラウドクラスターの層状域の中で、対流雲が北西からやってくることにより、中層における収束が強まり、新たに上昇流が発生する。このことにより解析領域内のシステムは再度発達すると考えられる。この対流雲が消滅後、システムは本来の衰退期に戻り、急速に消滅していくと考えられる。

<まとめ> 衰退期にあるクラウドクラスターの層状域の中で、対流雲が発達することにより、解析領域内のシステムが維持されることがわかった。またこの対流雲の発達には中層における収束が寄与していた。以上のことは熱帯の層状域における一形態であると考えられる。

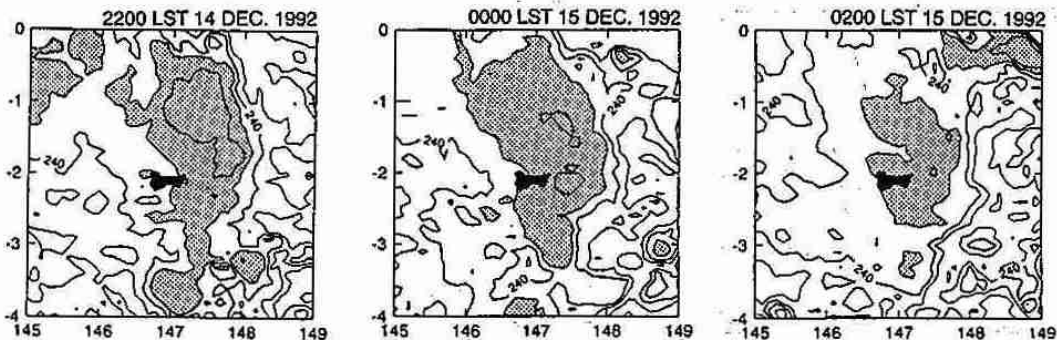


図1 GMS-IRの T_{BB} 。点描は220K以下を示す。黒い領域はマヌス島を示す。

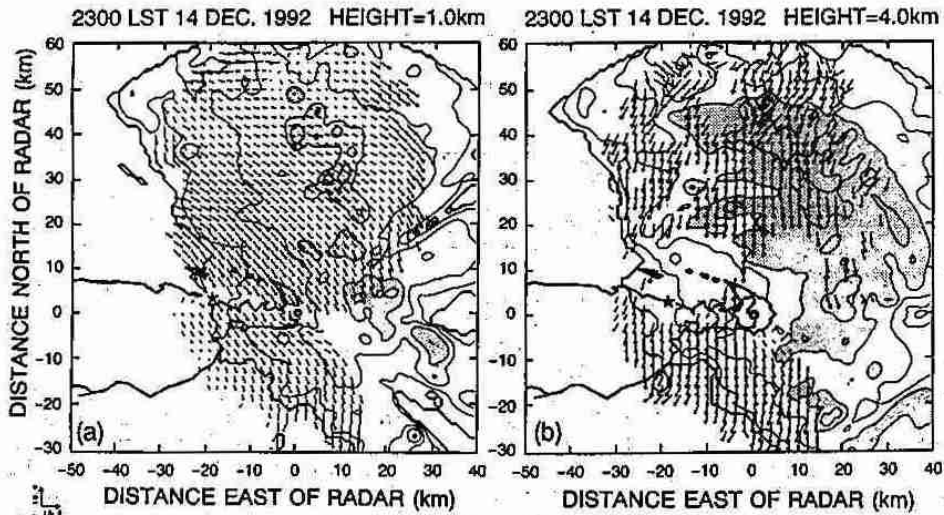


図2 dual-doppler 解析から求めた高度(a)1km(b)4kmの風速場。点描部は反射強度 30dBZ 以上の領域。
★印は理学部レーダー、◎印は低温研レーダー及びISSの位置を示す。

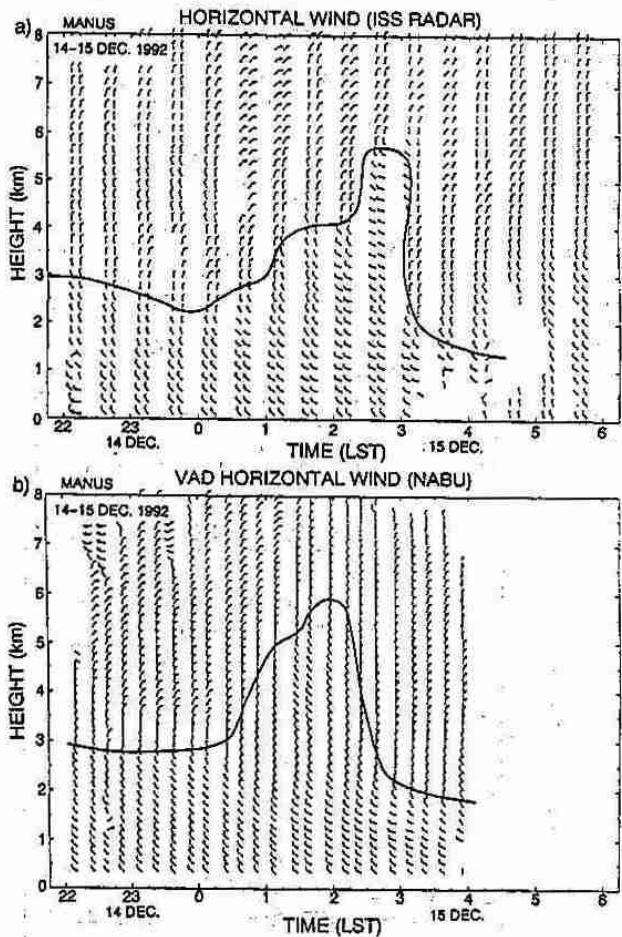


図3 (a)ウィンドプロファイラー(b)VADによる鉛直時間断面。実線は北風と北西風のシアラインを示す。

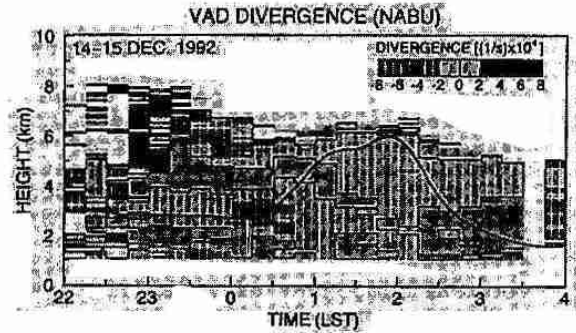


図4 2仰角VAD法による発散量の鉛直時間断面。

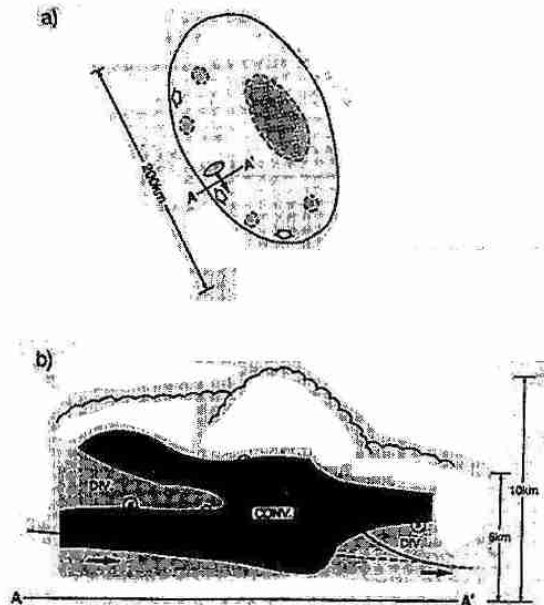


図5 (a)クラウドクラスターの水平概念図。点描部は対流的な領域を示す。(b)解析領域内の鉛直概念図。

7. Signature of Rainfall from the Convective and Stratiform Components Observed by KEIFU MARU radar during the TOGA-COARE IOP

Md. Nazrul Islam, Hiroshi Uyeda, Masaki Katsumata and Katsuhiko Kikuchi
(Graduate School of Sci., Hokkaido Univ.)

<Introduction> To understand the characteristics of the tropical cloud cluster in the TOGA-COARE domain, cloud development, sub-structural(convective & stratiform) features, estimation of rainfall etc. are essential. In order to reveal such characteristics we used KEIFU MARU radar data, GMS-IR data, Convective Stratiform Technique(CST), and analyzed behavior of Sub-System during the TOGA-COARE IOP.

<Data> Radar(500km x 500km) data(2.5 km mesh) was collected by KEIFU MARU during the TOGA-COARE IOP. We preferred the data in PPI(El.=0.0°) scans on Nov.12, 1992. We also utilized the hourly brightness temperature(T_{bb}) data(0.1°mesh) of GMS-IR in CD-ROM.

<Procedure> Analysis of radar data for a Sub-System(SS) was discussed by Islam et al.(1994) in Spring Conf., JMS. In order to analyze satellite data, we followed the CST algorithm modified by Goldenberg et al.(1990) for WMONEX.

<Results & Discussion> Figure 1 shows the area covered by the SS($7 \times 10^3 \text{ km}^2$) and total echo($56 \times 10^3 \text{ km}^2$). We see that the fluctuation of total echo area is due to the existence of developing, mature and dissipating echoes including 'to and fro' in the KEIFU MARU region.

Rain rate for SS and total echo is shown in Fig. 2. The variation of the SS convective rain rate(S_c), is controlled by the internal active convective cells, intensify the average rain rate(S_a). Even the SS covered 6.5% of the total echo area(Fig.1), its rain rate is higher than the rain rate of the total echo(R_a).

Figure 3 shows the variations of area and rain rate with time for the SS. Rapid increase of rain rate related to the warm rain process in the developing stage. In the dissipating stage, rain rate peak(shown by the thick arrow) coincides with the peak of the echo area, related to the cold rain process. Rain rate is inversely related to the area from Nov.11, 2130GMT to Nov.12, 0030GMT, due to the merging effect, related to the formation of the SS.

Figure 4 shows the comparison of area between the results of radar(R) and CST(G) analysis. The area for the convective and stratiform components are comparable. On the other hand, the area-integrated rates(Fig. 5) for the convective component of CST(G_c) is lower than the area-integrated rates for the convective component of radar(R_c). This lower estimation of convective rainfall underestimates the total CST's rainfall amount even the area was comparable(Fig. 4).

Figure 6 shows the calculated area of the SS by radar(R) and CST(G) analysis. We see that CST can't identify any cloud components till Nov.11, 2143GMT, after that time convective area R_c is comparable with G_c . As expected, the area for the stratiform component of CST(G_s) is higher than the area for the stratiform component of radar(R_s) after Nov.12, 0043GMT. The rainfall amount(Fig. 7) of the SS again shows the underestimation of convective rainfall for CST(G_c) analysis.

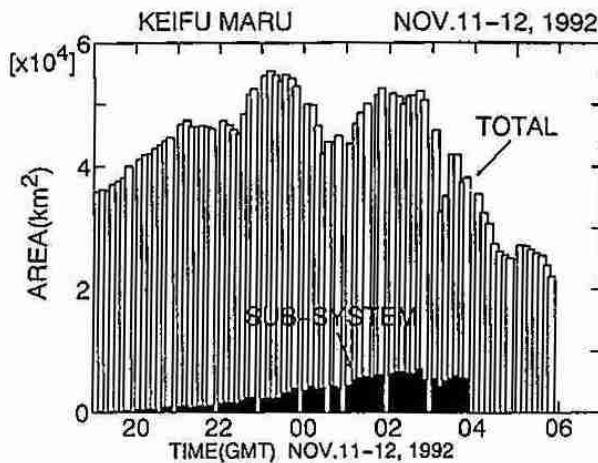


Fig. 1. Area of the Sub-System and radar echoes.

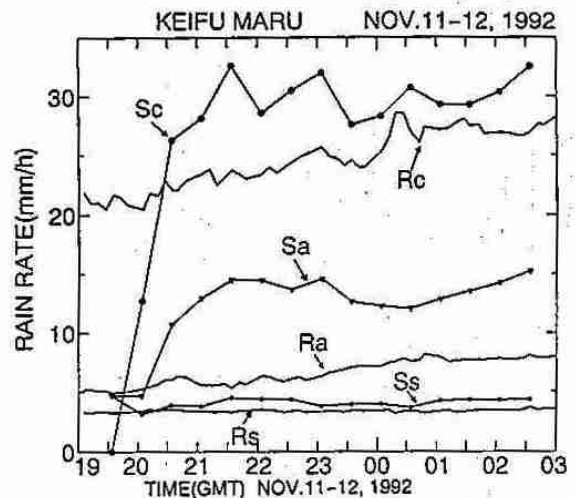


Fig. 2. Sub-System(S) & radar echoes(R) rain rate. Subscripts c, s & a are for convective, stratiform and average.

The stage dependent threshold temperature is shown in Fig. 8. We see that radar echo area is comparable and lies below CST identified area. The CST identified area lies below cirrus shield of $T_{bb} 215^{\circ}K$ up to Nov.11, 2343GMT. Between Nov.11, 2343GMT and Nov.12, 0448GMT, CST identified area lies below cirrus shield of $220^{\circ}K$ and after that it is below $230^{\circ}K$.

<Conclusions> It was found that the SS moved ENE and covered 6.5% of the total echo area brought a large amount of rainfall. Its higher rain rate, especially the variation of the convective rain rate, time lag between the peaks of rain rate and echo area disclose the internal structure of the tropical cloud cluster. Estimated rain rate of the cloud components, long lasting of stratiform region, and continuation of convective region during the dissipating stage infer heavy rainfall from large and active cloud cluster in the IFA of TOGA-COARE.

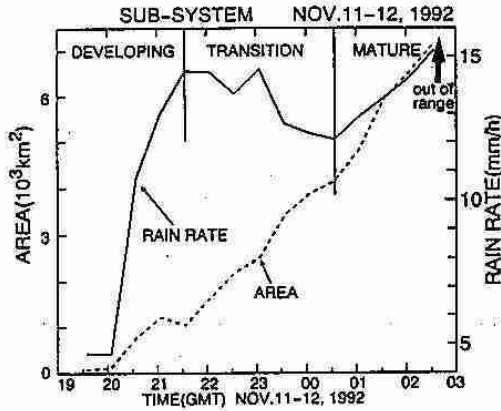


Fig. 3. Area and rain rate for Sub-System.

AREA-INTEGRATED RATES NOV.11-12, 1992

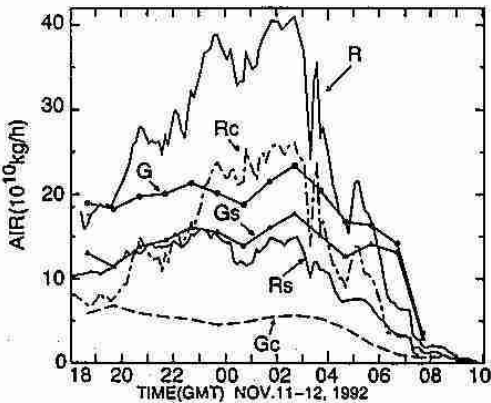


Fig. 5. Same as Fig. 4 except for area-integrated rates(AIR).

SUB-SYSTEM RAINFALL AMOUNT

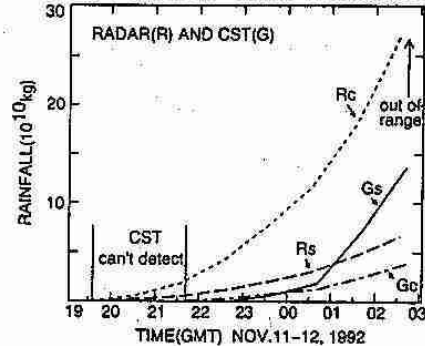


Fig. 7. Same as Fig. 6. except for rainfall.

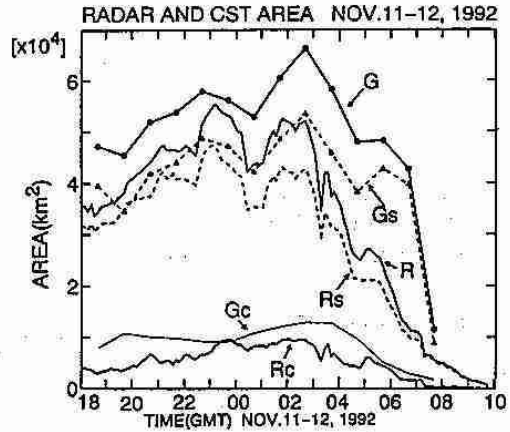


Fig. 4. Area for CST(G) analysis and radar echoes(R). Subscripts c and s are same as in Fig.2.

SUB-SYSTEM AREA

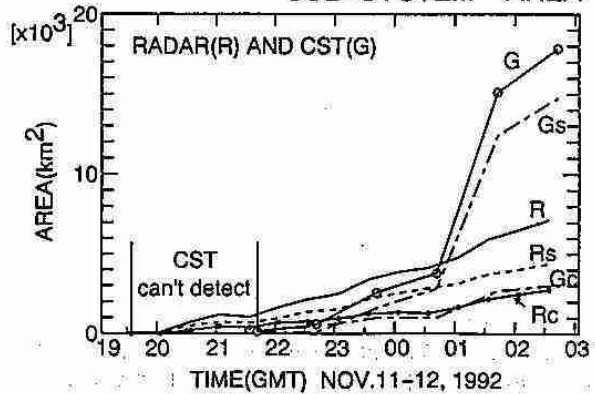


Fig. 6. Radar(R) & CST(G) area for SS. Subscripts c & s are same as in Fig. 4.

RADAR-CST-GMS AREA NOV.11-12, 1992

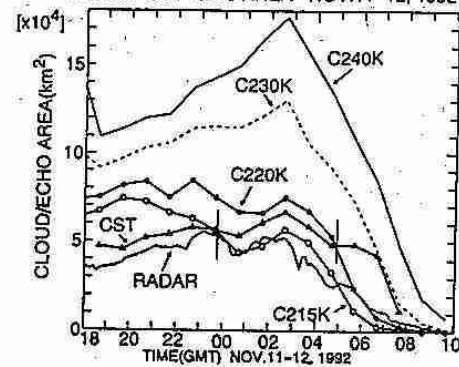


Fig. 8. Cloud/Echo area. Cirrus shield area indicated by C with respective T_{bb} .

8. 熱帯太平洋上のクラウドクラスターの メソスケール構造について — 地上及び衛星リモートセンシングデータによる事例解析 —

*勝俣 昌己・上田 博・Md. Nazrul Islam (北大・理), 高橋 暢宏 (北大・理, 現:通信総研鹿島)

< はじめに >

TOGA/COARE IOP(Intensive Observational Period)の初期, 1992年11月10日~12日にかけて, クラウドクラスターの大規模な西方伝播がみられた. このイベント中のSSM/Iの2シーンについて衛星及び地上からのリモートセンシングデータを主に用いた事例解析を行ったので, 結果を以下に報告する.

< 使用データ >

SSM/Iデータは, 85GHz垂直偏波チャンネルの輝度温度(85V TB), 垂直, 水平偏波チャンネルの輝度温度比(85H/V)の2つのパラメータを使用した. また, VISSR/GMSの赤外輝度温度データ(IR-TB, TOGA/COARE CD-ROMより)も同時に使用した. これらの衛星データを, 集中観測領域であるIFA(Intensive Flux Array)領域に展開していた啓風丸のレーダー(2°S, 155°E), 或いはマヌス島(2°S, 147°E)に展開していた北大理学部レーダーのデータと比較, 解析を行った.

< 解析結果 >

このイベントは, 日付変更線付近での新たな対流の発生(11月9日)によって始まり, その後クラウドクラスターが成長, 衰弱を繰り返しながら西へ伝播, 最終的には140E付近まで伝播した(11月12日).

この期間中におけるSSM/Iの観測のうち, 啓風丸レーダーの観測領域に対応する11月11日19GMTでのSSM/I 85V TB画像を図1に示す. ここで, 低TB(<220K)の部分は, 2種類に分類することができる. そのうちひとつはVISSR/GMS(図2)で認識される発達したクラスターの中心部に対応する部分で, これはクラスター内の降水粒子及び上層の雪氷による散乱がよく効いている部分であると思われる. 対するに, それらの現象を約150~500kmの間隔をおいて取り囲むように, いくつかの線状の低TB部がみられる. これは, VISSR/GMSでは240K以上のTBを示しており, 雲頂高度が低い, ライン状の雲として認識される. SSM/Iの同じ観測における85H/V画像(図3)では, このライン状組織はクラスター中心部とほぼ同じ値を示している. これは, クラスター中心部とライン状組織が鉛直積算雲水量においてほぼ同等の値をもっていることを示している.

これを対応する時刻の啓風丸レーダー画像(図4)でみると, 前者は広がった, 層状域と思われるエコーパターンを示しているのに対し, 後者はエコー域が極めて狭いにもかかわらず, 極めて強い(>50dBZ)反射強度を示していた. 以上から後者は, 雲頂が低く雪氷層が薄いにもかかわらずマイクロ波の強い散乱を引き起こす粒子を多く含み, 融解層下の雲水及び雨水の密度も高い, 強い対流の発達初期に対応するものであることがいえる. このような強い対流域がクラスターを取り囲む形で存在すること, つまり同時に発生していることは, クラスター中心部から外縁部へ伝わる何物かの存在を示唆している. 現に, VISSR/GMS及びレーダーの時系列画像では, 前者の衰弱に対応して後者がスコールラインへと発達しており, この両者の密接な関係を裏付けるものとなっている.

もう1シーンのSSM/Iは12日08GMTのマヌス島近辺を観測している. VISSR/GMSによると, この時刻までに, 上記の位置のクラウドクラスターは消滅しているが, 新たなクラウドクラスターがマヌス島付近にあり, 水平スケールが300km以上であった. このクラスターに対応する領域において, SSM/Iの85V TB画像では複数の明瞭な数十kmスケールのライン状の低TB部がみられる. これは85H/V画像においても不明瞭ながらも確認できる. このうち, マヌス島に最も近いものは, 北大理学部レーダーのエコー分布及びドップラー速度パターンから, 東に伝播するレインバンドとして認識することができた. つまり, このバンドは先頭の対流域と後方の層状域を明瞭にもっていた. この区分に対応して, レインバンドにおける85V TBでは伝播の先頭部がより低TBであるパターンを示し, SSM/Iからも対流性領域が確認することができた. また同様のTBパターン, つまりライン状組織の一方のエッジが明瞭な低TB部であるようなパターンがクラスター内の他のライン状組織に於いてもあるように見える. これらライン状組織はそれぞれが別の方向を向いており, 全体がクラスタースケールの場によって組織化されている印象は薄い. ここから, 数百kmスケールのクラスターを構成する要素として, 伝播する数十kmスケールの組織が重要な存在となっている状態が考えられる.

< まとめ >

複数の衛星及びレーダーのデータを組み合わせることにより, 一連のイベントでの2シーンについてクラウドクラスターに関するメソスケール構造を示すことが出来た. 特に, SSM/Iは雲内部の構造についてよく認識することができており, 今後の同様の解析に極めて有効であることがわかった. また, 熱帯域の対流活動における, 特にメソスケールを軸としたマルチスケールの組織化について一端を示すことができた. 今後にも更に多くの事例について, スケール間の関係に重点をおいて解析を進めていきたい.

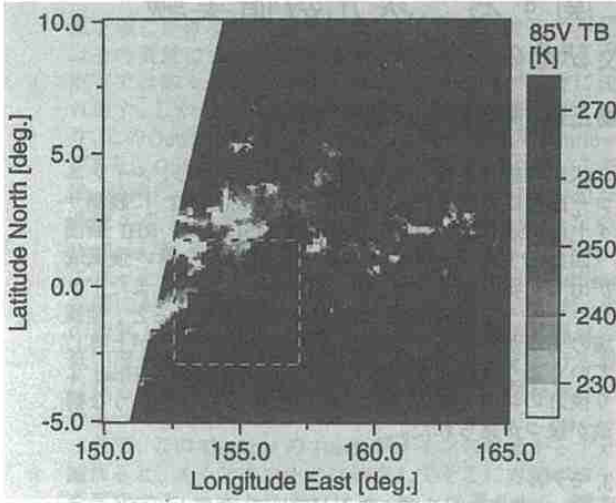


図 1 : 11月11日 18:42GMTのSSM/I 85V TB.

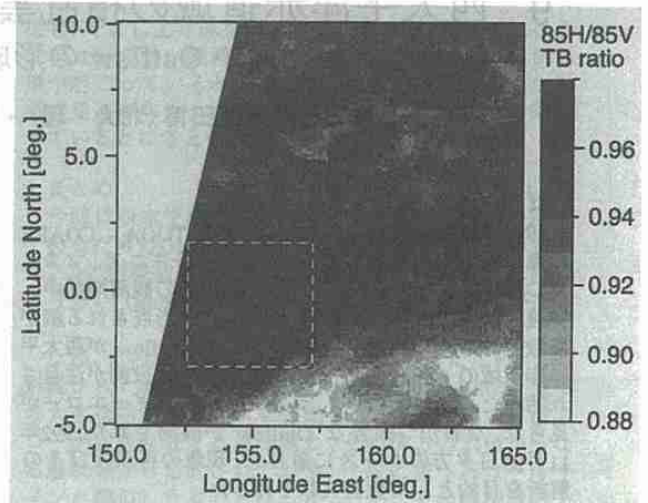


図 3 : 図 1 に対応する時刻のSSM/I 85H/V ratio.

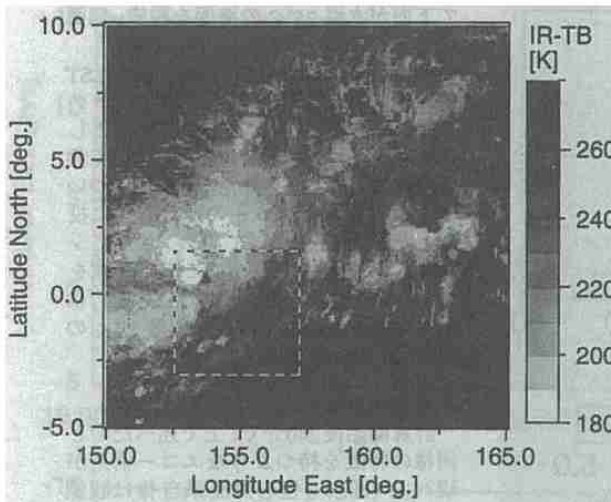


図 2 : 図 1 に対応する時刻のVISSR/GMS IR-TB.

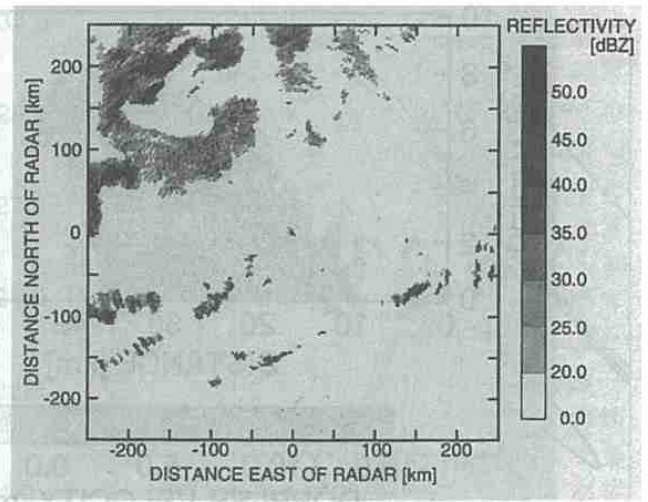


図 4 : 図 1 に対応する時刻の啓風丸レーダーエコー.
範囲は図 1 ~ 3 中に示される領域に同じ。

9. 西太平洋赤道域の積乱雲に関する二次元数値実験

— 薄い Outflow の形成及びその発達過程 —

佐藤芳昭・上田博(北大・理)・吉崎正憲(気象研・台風研究部)

1. はじめに

1992年11月から1993年1月にかけて TOGA - COARE の集中観測の一環として、バブアニューギニア、マヌス島においてレーダー観測が行われた。その観測期間中、発達初期の対流雲から薄い Outflow が形成される例が多数観測され、その形成過程と、この Outflow が西太平洋赤道域の Cloud Cluster の形成に果たす役割が注目され始めた。そこで今回は、ライン状のレーダーエコーが見られ、なおかつ顕著な Outflow が観測された1992年11月25日夕方のケースに着目し、現象の再現及びその解析を目的として数値実験を行った。

2. 観測

1992年11月25日 16:15LST に北西からレーダーのレンジ内に入ってきたエコー領域は 16:45LST 頃からライ

ン状に組織化しながら観測サイトに接近し、メインエコー前面に形成された Outflow が 18:05LST に観測サイトに到達した。その20分前の 17:45LST の RHI 断面(図1)を見ると、メインエコーの前方から薄い強風域が出ているのが分かる(図1, 10km~16km)。またドップラーモードで探知されたエコー領域を見ると、強風域の先端からある一定の傾きでエコートップが上昇していくような構造が見られ、さらに Outflow の Head より後方のエコー上部では、風が収束しているような構造が幾つか見られた。

3. モデル

用いたモデルは氷相を含んだ弾性系・非静水圧二次元モデル(吉崎, 1988)で、雲物理過程には Murakami (1990) のスキームを使用している。モデル領域は200x18kmで、格子間隔は水平方向に 1km、鉛直方向には最小格子間

隔 60m から間隔を徐々に広げながら最大で 800m とっている。境界条件として下面が水温 26°C の海面を設定、側面は Open にしている。

初期条件は1992年11月25日 16:00LST にマヌス島で上げられたゾンデデータを用いた。但しここでは対流を起こしやすくするため、下層 2km について相対湿度で 14% 湿らせた。また風についても観測されたエコーの進行方向に投影した風を理想化して用い、さらにシステムの移動にあわせてモデル領域を -5m/s で移動させた。対流の立ち上げは $\Delta x = 40\text{km}$, $\Delta z = 2\text{km}$ に最大偏差 2.5K の Thermal Bubble を与えて行った。

4. 結果及び考察

計算開始後240分で、上で述べたのと同様の特徴を持つようなエコー構造が現れた(図2)。但し対流系自体は観測例と比べてエコートップの傾斜が小さく、水平方向に広がりを持っていた。Outflow に注目しても、この時点でモデルで現れているものは、幅が 15km 高さが 500m であり、観測された Outflow を横に二倍した位の規模があった。なお観測地点で Outflow は図 3a のような気温及び風速の変化をもたらしているが、これと比較するため図2の時点で Outflow の先端から 10km の $t = 240\text{min}$, $x = -50\text{km}$ の地点での U 及び T' の時間変化を図 3b に示す。これらを比べると絶対量には多少の違いがあるが、大まかな傾向ではよく一致していることが分かる。

計算結果からこの Outflow の起源は次のように考えられる。Thermal Bubble によって立ち上げられた対流はその絶対湿度により、十分上方に発達をしないうちから降雨を形成する。この降水領域下部では雨滴の蒸発によりここから

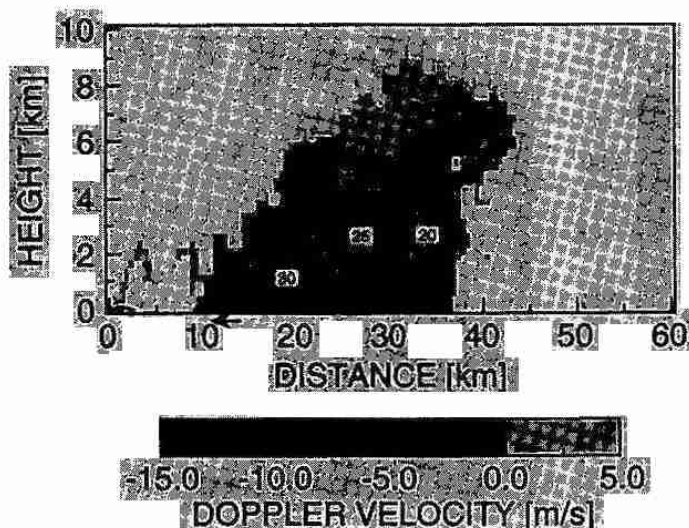


図1. 1992年11月25日17:55LSTにマヌス島で観測されたRHI。陰影はドップラー速度を、実線は反射強度を20dBZから5dBZ毎に示している。

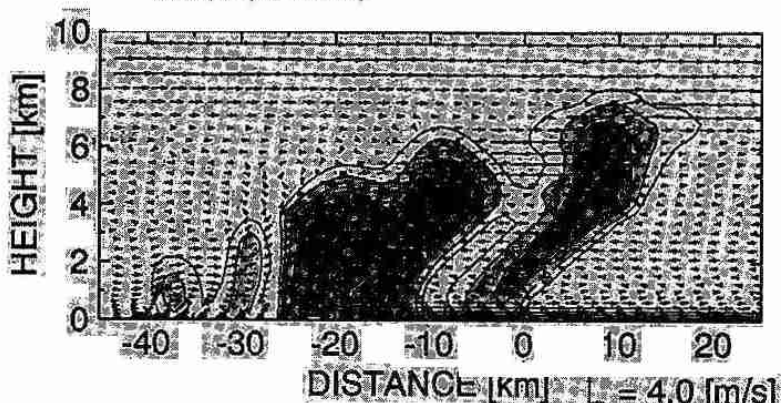


図2. 計算開始後240分のレーダーエコー。コンタは10dBZ毎、矢印は気流系を示す。

風下側にかけて冷気層を形成し、また降水粒子の存在はその質量によって下降流を引き起す。このためその直下では徐々に圧力が高まり、やがてこれが前方に流れ出す。しかしエコー上部では対流はまだ発達しており、このOutflowのすぐ上にはこの上昇流域に入るInflowがあり、Outflowは極薄い層のみに限定される。この後、降雨による下降流は時間の経過と共に中層の相当温位の低い大気を引き込むようになる。このためOutflowは徐々に強化されていく(図4)。しかしながら、エコー上部の対流に吸い込まれていくInflowはOutflow先端においてわずかに持ち上げられてくるのだが、その断熱上昇によってOutflowの上には局部的に温度の低い層が発生する。これがOutflowを押さえつける形になるため、これはその薄さを保ったまま、維持されていると考えられる。

さて、このOutflowのHeadがメインの対流から十分離れると、メインエコーとは独立してそこに対流エコーを形成する。しかしここではOutflowの薄さから、緩やかな上昇流しか生じていないため、対流の急激な発達は見えない。このようにして、生じた対流エコーが徐々に発達しながら後方に移動していくため、結果としてエコー領域全体が一定の傾きを持つようになっている。

さらに計算結果では、メインエコーの後方で霰が発

生し、そこに上昇流を引き起こしていた。観測ではここにエコーの強い領域が存在してないため、一概に同じ事が起こっているとは言えない。しかしこのような水相の発達がエコー上部に現れている収束の形成に寄与しているとは考えられる。

5. まとめ

今回は西太平洋赤道域の観測事例に基づき、特徴的であった薄いOutflowに注目して二次元数値実験を行った。この実験結果はその対流現象をよく再現し、これにより薄いOutflowの形成・維持についての説明がなされた。

なお、この実験では一般場を一様に与えたため、この対流システムは引き続き発達し、最終的に100km規模の大きな対流システムを構築した。これは弱い対流エコーが複数存在する対流域と、その後方の水相からなる層状域から形成されており、一般に言うスコールラインと類似したものとなった。しかしその層状域の上部には局部的に上昇流が発達するなど、現実でも見られたような興味深い現象が現れた。そのため今後も、この実験の後の方の時間について引き続き解析する予定である。

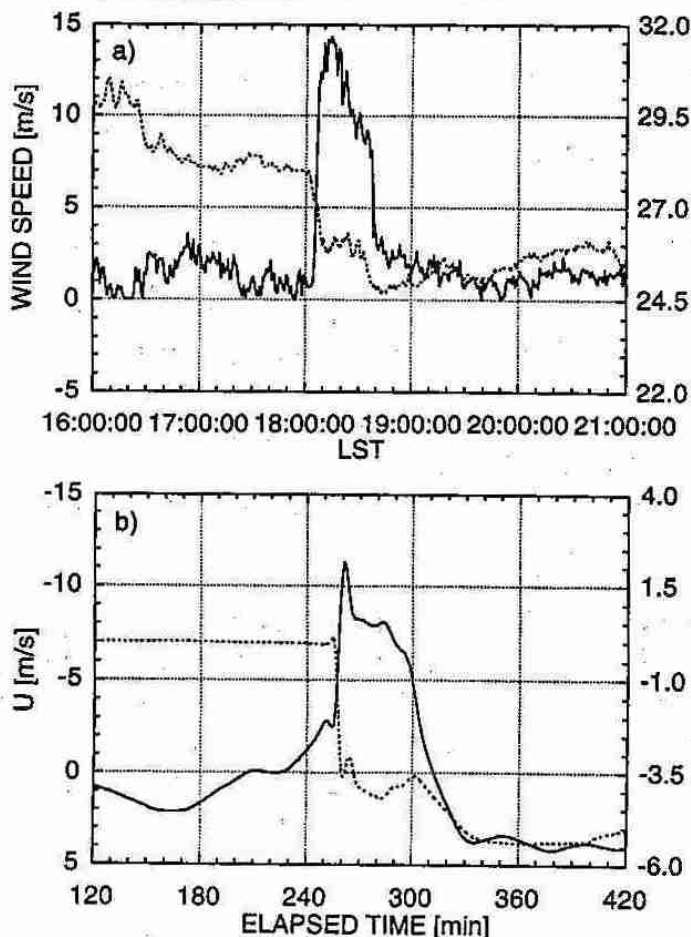


図3. a:1992年11月25日のマヌス島で観測された風速(実線)及び気温(破線)の時系列。b: 今回の実験における $t = 240\text{min}$, $x = -50\text{km}$ の地点の U (実線) 及び T (破線) の時系列。

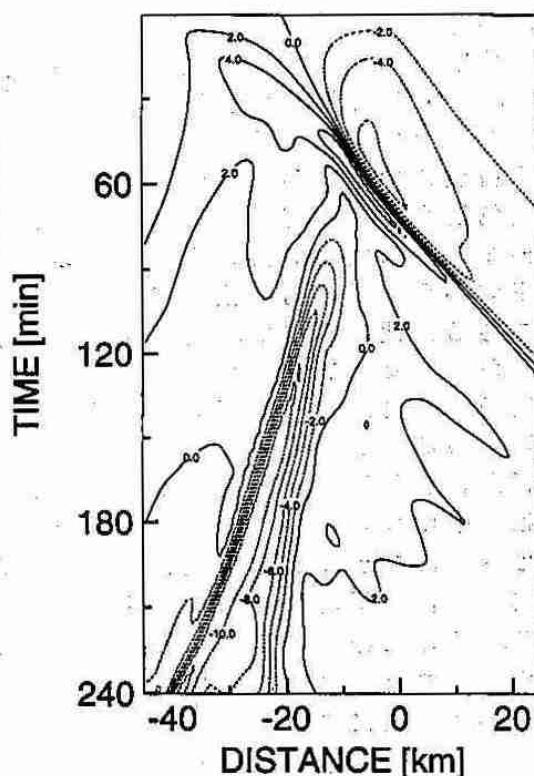


図4. 今回の実験における最下層の U 。コンタは 2m/s 毎で実線が正(右向き)、破線が負(左向き)を示す。

10. 北極域と南極域の水蒸気循環の比較

山崎 孝治 (北大・地球環境)

1. はじめに

極域は低温であるため、大気中に含まれる水蒸気量は少なく、観測も難しい。ここでは、客観解析データを用いて南極域と北極域の大気中の水循環の様子を比較する。客観解析データは、いわば観測量を数値予報モデルによって内挿したもので、観測値そのものではないが、グローバルに均一なデータが得られる利点がある。最近、予報モデルやデータ同化技術の進歩により、以下の様な解析が可能になってきた。

2. データ

使用したデータは米国気象庁(NMC)の客観解析データで、1日2回、1986年から1991年までの6年間、水平分解能は緯度・経度とも2.5度である。NMCデータには標準気圧面6層(1000~300hPa)に相対湿度データがあり、それと温度データから水蒸気混合比を求めた。鉛直積分する際は、氷床高度データを用いて地上から300hPaまで積分した。詳細についてはYamazaki(1992, Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 6, 36-45)を参照されたい。

3. 結果

可降水量は南極域では北極域よりかなり少なく、南極大陸の内陸部では1mm以下であるが、60°付近では差は小さくなる。季節変化は南北でかなり異なる。いずれも、夏に多いが、その振幅は北極域が圧倒的に大きい(図1)。

水循環の指標として水蒸気フラックス(輸送量)について述べる。水蒸気フラックスは水蒸気混合比と風速ベクトルの積を鉛直に積分したもので、年平均の水平パターンを示す(図2)。南極域海上の60°Sの緯度円では強い東向きのフラックスがある。特に、インド洋から太平洋南方領域で強く、極向き成分が顕著であるが、北極域と比べれば同心円的である。北極域では、北大西洋から北欧にかけて強い極向き(北東向き)フラックスが見られ、また、アラスカにも極向き(北向き)フラックスが見られる。

南極大陸沿岸には、西向きフラックスがあるがこれは東西平均しても存在し、特に夏に顕著である。この点も南極の特徴であり北極には見られない。

極向き水蒸気フラックスの季節変化(図3)をみると、南極域では面白いことに可降水量は夏季に大きいのに、極向きフラックスは冬季のほうが夏季より大きくなる。北極域では夏季にフラックスも大きく南極域とは異なる。この南極域の特異な季節変化は南極大陸周辺の低気圧活動の季節変化による。即ち、環南極低気圧帯は冬季のほうが深く活発である。そのため、水蒸気量(温度による)と風速(低気圧活動による)の積の積分量である水蒸気フラックスの季節変化は南北風の強い冬の方が大きくなる。北半球でも低気圧活動は冬に活発になるが温度の季節変化の効果の方が大きく夏にフラックスが大きくなる。南極域では、さらに、フラックスは春と秋に大きくなる半年周期変動もみられ、低気圧活動の半年周期と対応していると思われる。水蒸気フラックスの収束(降水量-蒸発量)も同様な差が見られる。

4. まとめ

年平均では常識どおり、北極の方が南極より可降水量、水蒸気フラックス及びその収束は大きい。しかし、季節変化は北極では顕著ですべて夏に大きくなるのに対し、南極では、水蒸気フラックス及びその収束は低気圧活動の活発化に伴い、冬に大きくなる。このことは、南極域が温暖化した場合、低気圧活動がどう変化するかを考慮せず、単純に“降水量-蒸発量”が増え氷床が増大するという説明は不十分であることを示唆している。

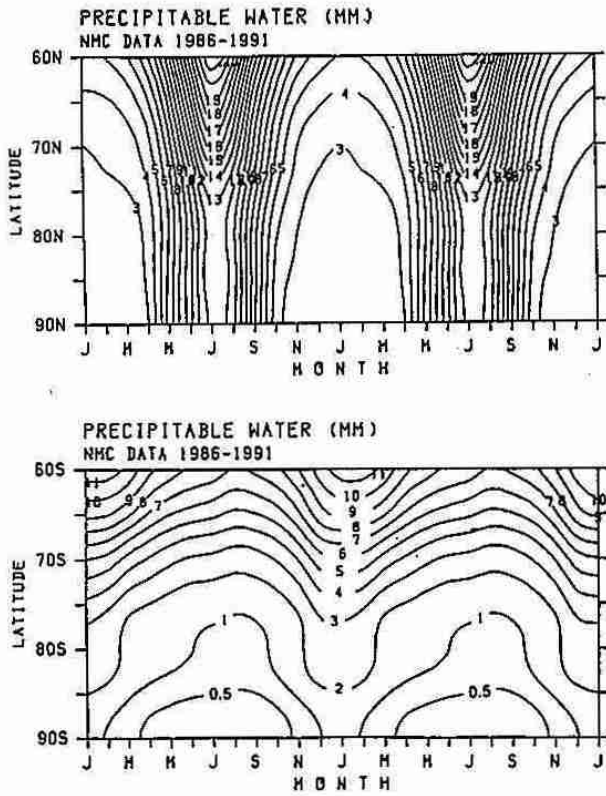


図1 可降水量の緯度・季節変化
(上) 北極域、(下) 南極域

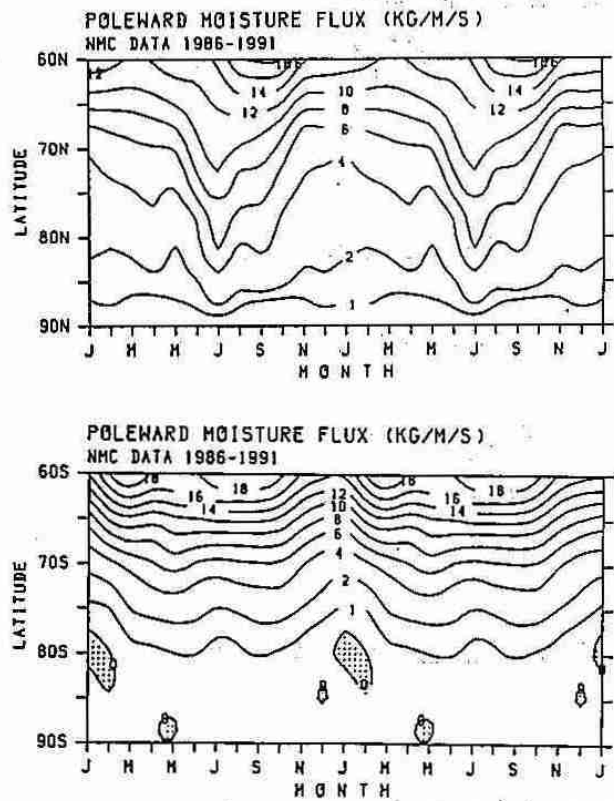


図3 水蒸気フラックスの緯度・季節変化
(上) 北極域、(下) 南極域

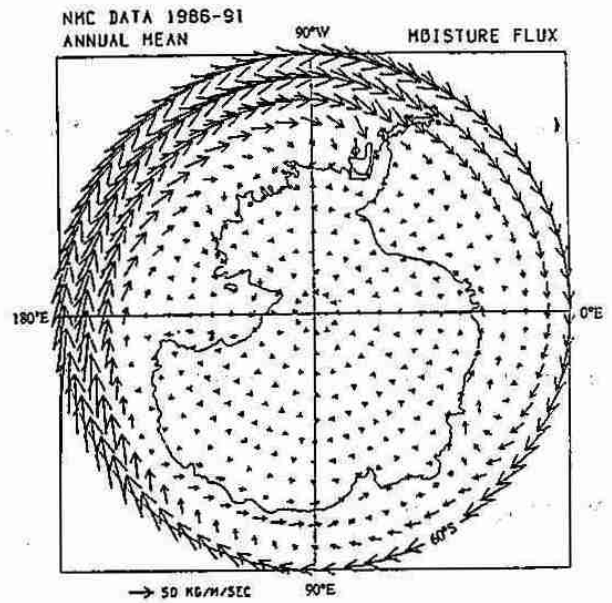
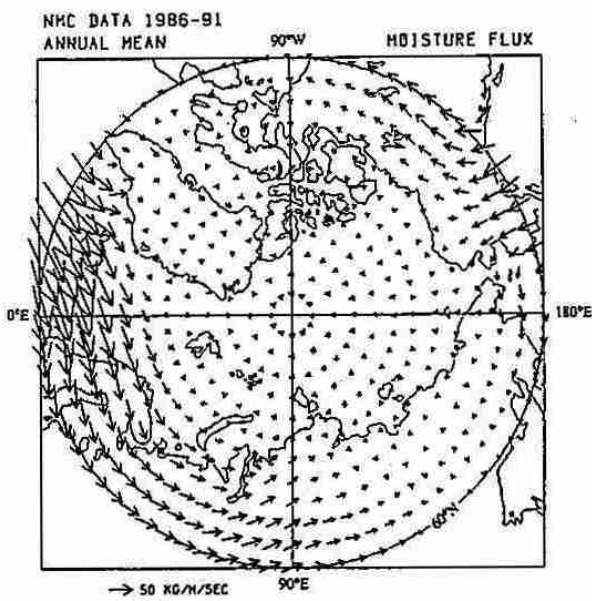


図2 年平均水蒸気フラックスの水平分布。(左) 北極域、(右) 南極域。