

—発表会要旨①—

平成11年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成11年11月19日（金）13時00分～17時30分

場 所：札幌管区気象台（大会議室）

オゾンに関する招待講演

- | | | |
|---|---------------------|-------|
| 1 | オゾン層の現状と今後の見通し..... | 8 |
| | 旭川地方気象台 | 宮内 正厚 |
| 2 | 赤道域におけるオゾン変動..... | 18 |
| | 北大院・地球環境 | 塩谷 雅人 |

一般講演

- | | | |
|----|---|----------------------------|
| 3 | 北海道を通過する寒冷前線の構造について..... | 20 |
| | 札幌管区気象台 | 加賀 俊博・四宮 茂晴
福島 秀明・計盛 正博 |
| 4 | 冷温帯落葉広葉樹林における炭酸ガスフラックスの季節変化..... | 22 |
| | 北大・苫小牧演習林 | 田中夕美子 |
| | 北大院・地球環境 | 田中 教幸 |
| 5 | 札幌におけるエアロゾルと雲の光学的特性について..... | 24 |
| | 北大・低温研 | 青木 一真・西川 寛子 |
| | 〃 | 藤吉 康志 |
| | 国立環境研 | 杉本 伸夫・松井 一郎 |
| 6 | 大分空港におけるLAWSのドップラーソーダ観測..... | 26 |
| | 北大院・理 | 城 朋洋・上田 博 |
| | 秋田県立大 | 菊地 勝弘 |
| | 防大地球科学 | 小林 文明 |
| 7 | 数値計算を用いた孤立積乱雲の発生に伴う水蒸気収支の見積り..... | 28 |
| | ～GAME/HUBEX IOP 中の1998年7月14日のケースについて～ | |
| | 北大院・理 | 篠田 太郎・上田 博 |
| 8 | 梅雨前線南下時に見られる降水システムの構造..... | 30 |
| | (GAME/HUBEX IOP 1998年7月1～3日) | |
| | 北大・低温研 | 栗原佳代子・藤吉 康志・郭振海 |
| | 北大院・理 | 上田 博・勝俣 昌己 |
| | 〃 | 孫 首祥・前坂 剛 |
| | 名大・大気水圏研 | 武田 喬男・坪木 和久 |
| | | 耿 驪・若月 泰孝 |
| | | 塚本 英士・物江 大輔・佐野 成人 |
| | 岡山大・教育 | 加藤内蔵進 |
| 9 | 1998年8月7日大阪湾上でダウンバーストを発生させた積乱雲列の構造..... | 32 |
| | 北大・低温研 | 新井健一郎・藤吉 康志 |
| | 大阪教育大 | 吉本 直弘・小西 啓之 |
| | 関西航空地方気象台 | 好本 誠 |
| | 気象庁観測部 | 石原 正仁 |
| 10 | 強い水平シアー流中における、降雪を伴う小規模渦の発生・発達過程..... | 34 |
| | 北大・低温研 | 椿 哲弥・藤吉 康志 |
| | | 川島 正行・末吉惣一郎 |
| 11 | 日本付近で急激に発達する低気圧に関する統計的解析 | |
| | 北大院・理 | 吉田 聡・遊馬 芳雄 |

1. オゾン層の現状と今後の見通し

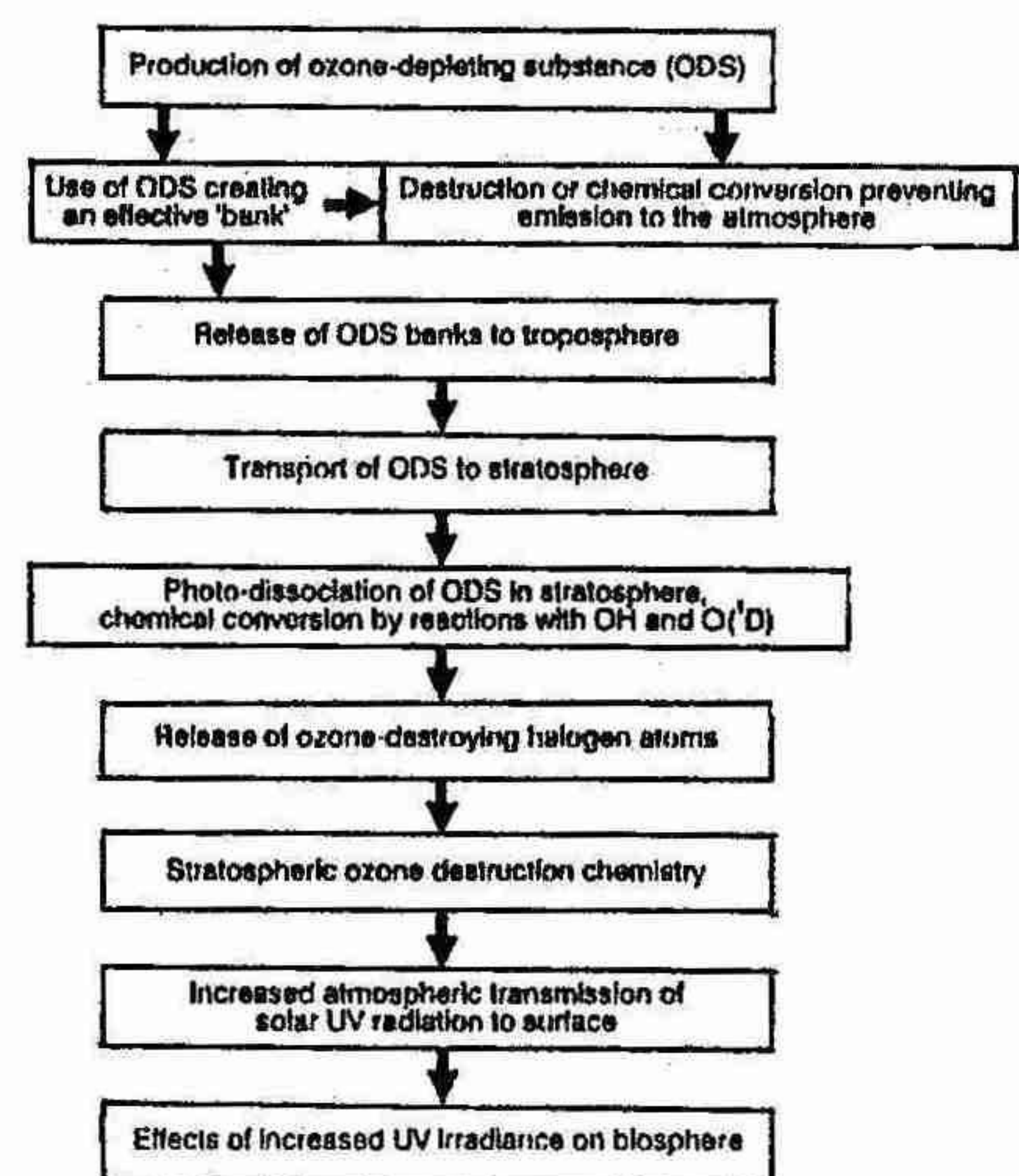
宮内 正厚 (旭川地方気象台)

1980年代の始めにオゾン層の破壊が顕在化し、それがオゾン層破壊物質によるものであるとし(以後 ODS: Ozone Depleting Substance という)、国際的な合意の基にその対策が執られた。いわゆる「オゾン層の保護のためのウィーン条約」(以後単に「ウィーン条約」という)、それに続く一連の「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」(以後単に「モントリオール議定書」という)の採択・改正である。これらをはじめとしたオゾン層破壊防止のための国際協調を通して、現在オゾン層がどのような状態に至っているか、また、今後どのように推移していくのか、気象庁がまとめている「オゾン層観測報告」と最近 WMO, UNEP によって発表された「オゾン層破壊の科学アセスメント: 1998」に基づいて解説する。

1. オゾン層破壊の現状

気象庁は 1957, 8 年に実施された国際地球観測年を契機として国内 4 地点(札幌、つくば、鹿児島、那覇)でオゾン層の観測を開始した。アメリカのミッジリーによって CFCs が発明され(1928 年)、引き続き化学的に安定な、オゾン層破壊物質を含む多くの種類のハロカーボン類(そのうちの一部を国内では広くフロンと呼ばれているが、詳しくは気象庁から出版された「近年における世界の異常気象と気候変動 ～その実態と見通し～(Ⅵ)(各論)」を参照のこと)が大量に生産・使用されるようになった。これらの一部(オゾン層破壊物質)がオゾン層を破壊するという理論、または観測によってオゾン層の破壊が現実のものとなり、オゾン層を保護するという立場で 1985 年に「ウィーン条約」が採択され、1987 年に「モントリオール議定書」が採択された。国内においてはこれらの条約、議定書の精神に基づき、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(以後単にオゾン層保護法という)が施行された。

オゾン層が破壊された場合、最も懸念されることは、地上において有害紫外線が増加し、生態系に大きな影響を及ぼす事である(第 1 図)。こういう中で気象庁は 1990 年から逐次上記の国内 4 地点で有害紫外線(B 領域紫外線)の観測を始めた。



第 1 図 ODS の生産から生態系に対する影響に至るまでの過程(オゾン層破壊の科学アセスメント: 1998)

1) 日本上空のオゾン層の状況

第2図に国内4地点で観測されたオゾン全量の年平均値の経年変化を示す。年々の変動の原因は11年周期の太陽活動、26ヶ月周期のQBO、火山噴火等によるが長期的な変化はODSによるオゾン層の破壊によるものと理解されている。太陽活動およびQBOの影響を除去した1998年までの20年間でみた10年あたりのトレンドは札幌で-3.3%で有意

な減少を示し、国内4地点では低緯度ほど減少の程度は低い。季節的に見た場合、札幌の冬季(12~2月)は-4.9%と特に大きい減少を示す。しかし、1998年までの10年間で見てみると有意ではないが2.1%と増加の傾向を示し、冬季については4.9%とおおきく+に転じている。これには後で

も述べるが火山噴火によるオゾン層の破壊が回復期に向かったこと

とが大きく寄与していると判断されている。

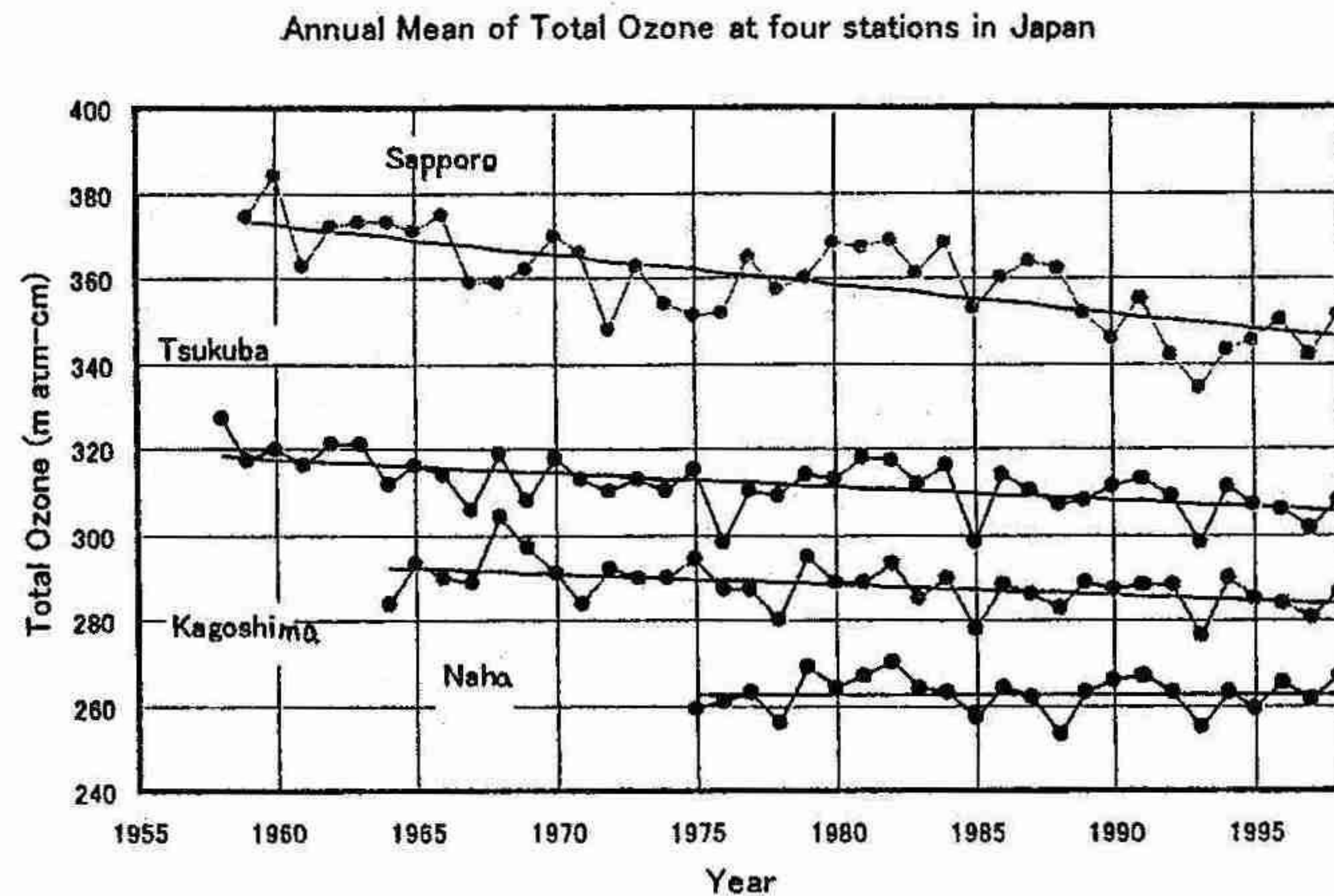
札幌以外の地点でも同様な傾向がみられ、特に那覇では過去10年間については10年あたり2.4%の有意な増加が見られた。

2) 極域におけるオゾン層破壊

オゾンホールとは南極域で春先の8月から12月にかけてオゾン層におけるオゾンの異常減少を示す言葉であるが、1980年代のはじめ頃から顕著に現れるようになった。オゾンホールの生成・消滅のメカニズムはほぼ解明されている。すなわち、人工起源のODSが南極上空に到達し、南極大陸に関わる特異な気象現象(極渦、極成層圏雲)によってオゾンと化学反応を起こし、結果として大量にオゾンが破壊される事による。このことについては種々の研究報告があるが、気象庁出版の「オゾン層観測報告」及び「近年における世界の異常気象と気候変動~その実体と見通し~(VI)~(各論)」を参照されたい。

このオゾンホールは消長を繰り返しながら拡大し続け、その領域は1998年には過去最大に拡大し、南極大陸のほぼ2倍にまで達する勢いとなり、現在も最大規模のオゾン減少が続いている。後で述べるが対流圏におけるODSは北半球対流圏では1994年頃にピークを迎え、その後緩やかに減少に向かっているが、南極成層圏では数年(3ないし5年)遅れてその等価塩素量がピークに達すると試算されている。オゾンホールはODSだけでなくそれに関係してくる地球温暖化等に伴う気象要素の変化(成層圏の温度変化、極渦の発達)にも依存すると云う試算があり、今後の動向が注目されている。

一方、北極域において、南極のオゾンホールと同じ機構の破壊はオゾンホールが発見された後数年の間は

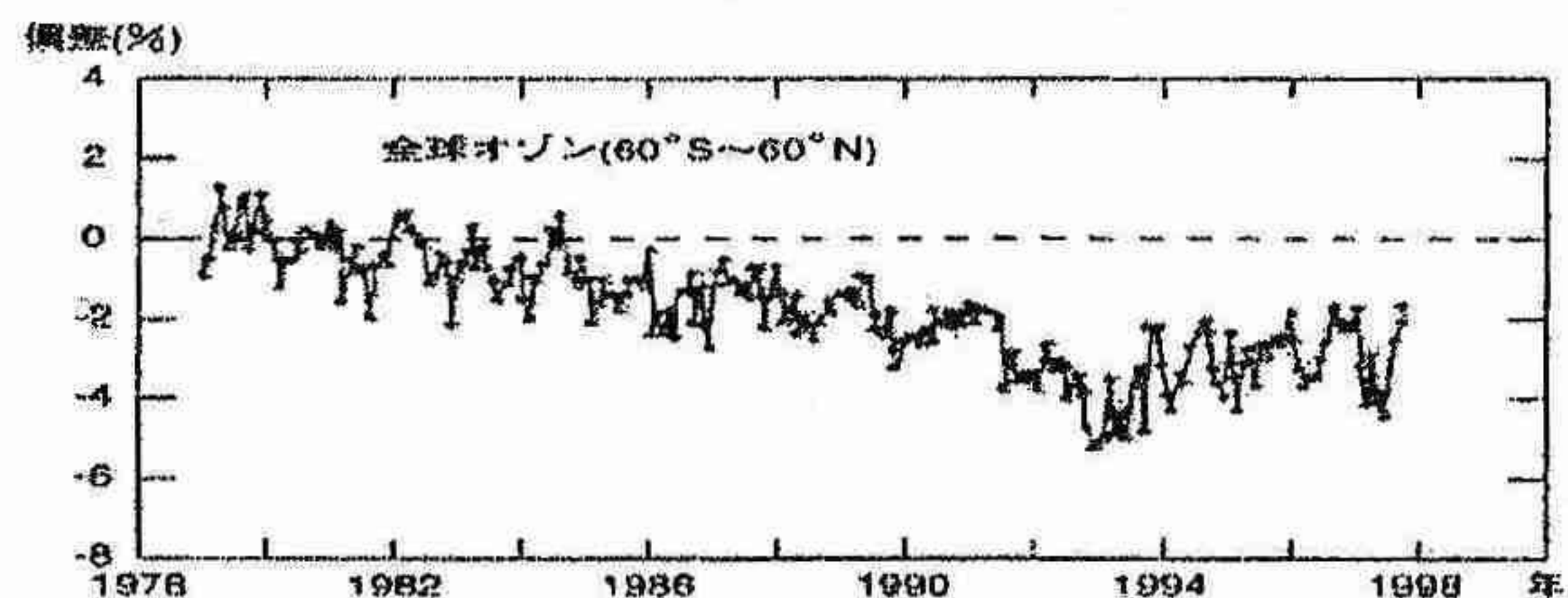


第2図 国内4地点のオゾン全量年平均値の経年変化、直線は全期間の長期的な傾向を示す(オゾン層観測報告、1998年版)

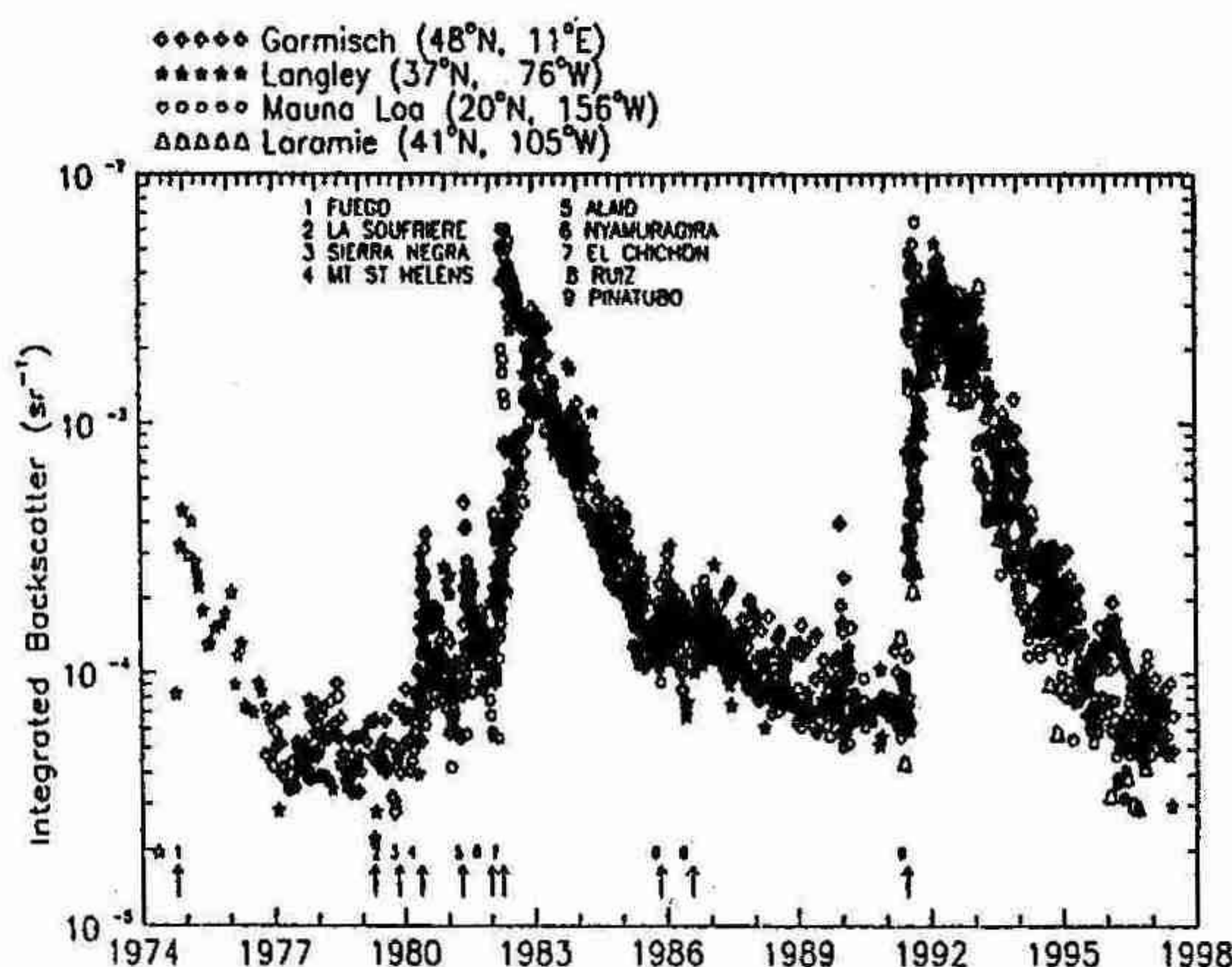
起こらなかった。その理由として北極域の地理的状況による大規模な極渦の生成など、劇的にオゾンを破壊するための気象条件が整わないからであるとされてきた。しかし、1990年に北半球高緯度（60度以北）での平均のオゾン全量が3、4月平均で $-40\text{m atm}\cdot\text{cm}$ を下回る減少を示し、北極域では3月平均値で -30% 近くの減少を示した。その後、年によって増減を繰り返し1997年の3、4月平均で北半球高緯度での減少が約 $-70\text{matm}\cdot\text{cm}$ にまで達し、北極域では3月4月共に平均で -30% を超えるオゾン層の破壊があった。この年の特徴として、北極域で極渦が発達し、広範囲にわたり成層圏温度（例えば50hPa）が安定して低温（ -78 度以下）で、極成層圏雲を発生させる条件が整っていた。結果として最近の9年間のうち、冬から春にかけて6年にわたり規模の大きなオゾン減少が出現した。これは南極オゾンホールと同じメカニズムであるが、先に述べた地理的条件を克服する大気状態の変化がもたらしたものであると解釈されている。このことは大規模なオゾン層破壊は大気の状態によって大きく変化することを示した事になり、現在進行中の地球温暖化と対流圏で緩やかに減少を始めた ODS とが北極域のオゾン層破壊にどのように関係していくか注目されている。

3) 高緯度を除く全球のオゾン層の状況

1979年を規準とした $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ のオゾン全量の変化を第3図に示す。これは地上における観測データを基に平均されたものであるが、1992年頃から1993年にかけて急激な減少を示し、1993年を境にして増加に転じている。これは1991年のピナツボ火山の爆発による成層圏エアロゾルの影響と認められている。その影響は1993年



第3図 高緯度を除く全球のオゾン全量の月別経年変化（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998総括要旨から）



第4図 ライダー観測による圏界面から33kmまでの高度からの後方散乱強度、下段の番号は主な火山噴火の時期を示す（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998から）。

頃にピークに達し、その後回復傾向にある。このように火山噴火を起源とする成層圏のエアロゾルは、オゾン層破壊を促進する物質と理解されている。第4図に成層圏エアロゾルの観測例を示す。これらはドイツの Garmisch-Partenkirchen (48 N)、アメリカの NASA-Langley (37 N)、ハワイ、Maunaroa (20 N)、アメリカ、Laramie (41 N) で観測されたものを1つに合成したもので、 $0.6943\mu\text{m}$ のライダーによる圏界面から33Km付近までの後方散乱強度を示している。エル・チチョン（1982）、ピナツボ（1991）の大噴火の影響があるが、特にピナツボは ODS の増加と関わって大き

くオゾン層を破壊させたと解釈されている。

第3図において、高緯度を除くピナツボ噴火後のオゾン全球平均値は1998年まで増加の傾向が見られる。札幌の観測結果もこの変化と同様な傾向を示し、前に述べたように1989～1998年の10年間の統計では2.1%（つくばでは1.4%）の増加傾向を示している。1979年の衛星観測値を規準とした1994年と1998年のオゾンの減少を次に示す。

	1994	1998
北半球中緯度の冬・春	- 7.6%	- 5.4%
北半球中緯度の夏・秋	- 3.4%	- 2.8%
南半球中緯度	- 7.2%	- 5.0%

このように両半球の中緯度に関しては以前に予想されたオゾン減少（オゾン層破壊の科学アセスメント：1994）よりも緩やかな結果となった。

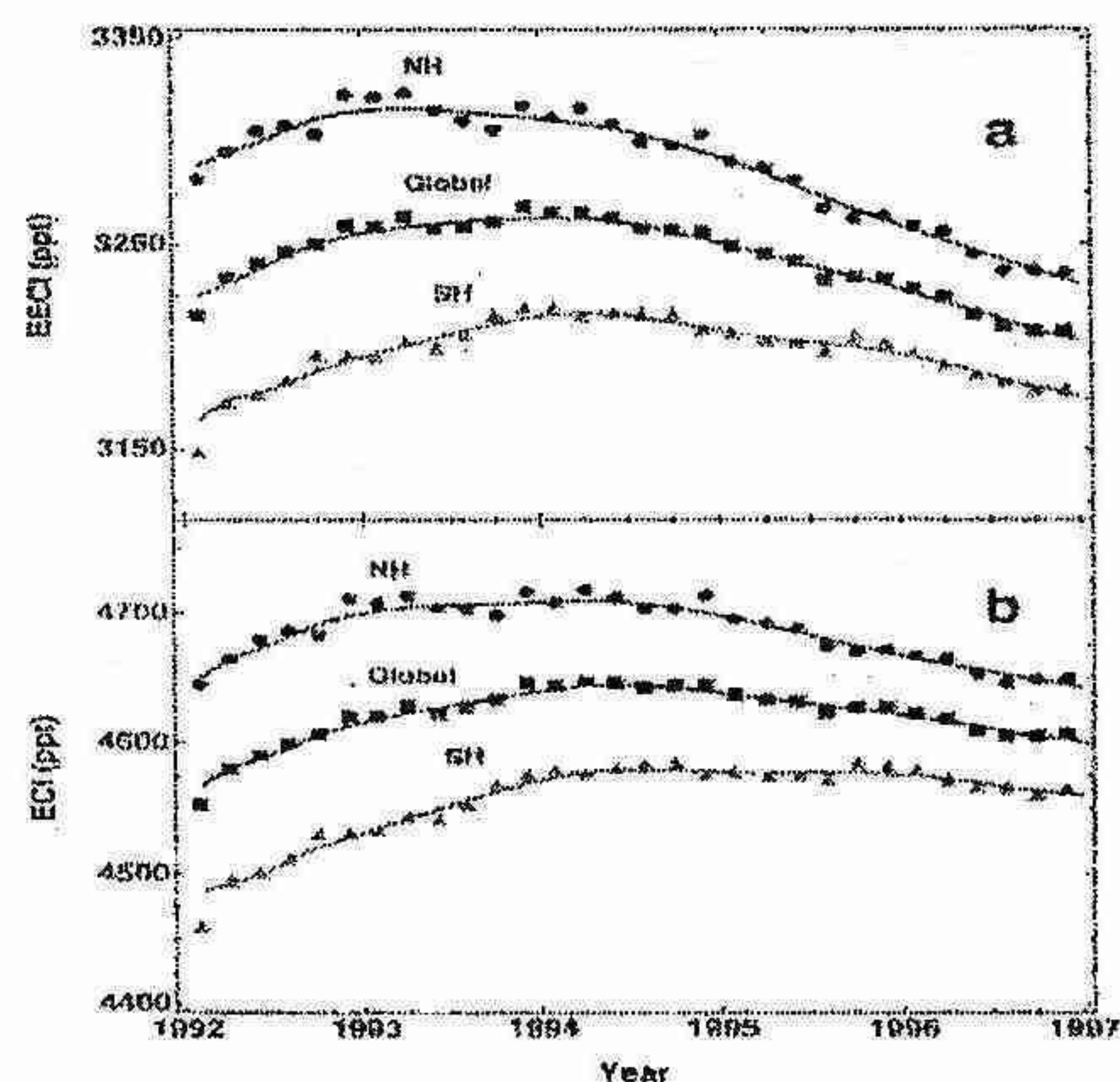
2. ODS の動向

一般的にオゾン層を破壊する気体は、自然界のものと人工起源のものがあり、成層圏に到達するものは大部分が人工起源のものである。これらの物質は「モントリオール議定書」にうたわれ、国内では「オゾン層保護法」で定義され、その施行令で具体的に示されている。これらは先に述べたハロカーボンと呼ばれ、代表的なものとして、CFCs、HCFCs、ハロン（ハロゲンとして臭素が結合したもの）、4塩化炭素、メチルクロロホルムなどがある。これらの寿命、オゾン破壊係数（ODP）等は「オゾン層破壊の科学アセスメント：1994、1998」に詳しく示されている。

第5図にオゾン層に影響を及ぼす対流圏の長寿命 ODS の等価塩素量（Cl, Br）の動向を示す。図中で、

a (EECL)：中緯度下部成層圏を対象にした対流圏における等価塩素量；1994年頃にピークを迎えた。

b (ECL)：成層圏極渦を対象にした対流圏における等価塩素量；1994～1995年頃がピーク、ただし南半球についてはピークが遅れている傾向があるが、いずれにしても緩やかに回復に向かっている。



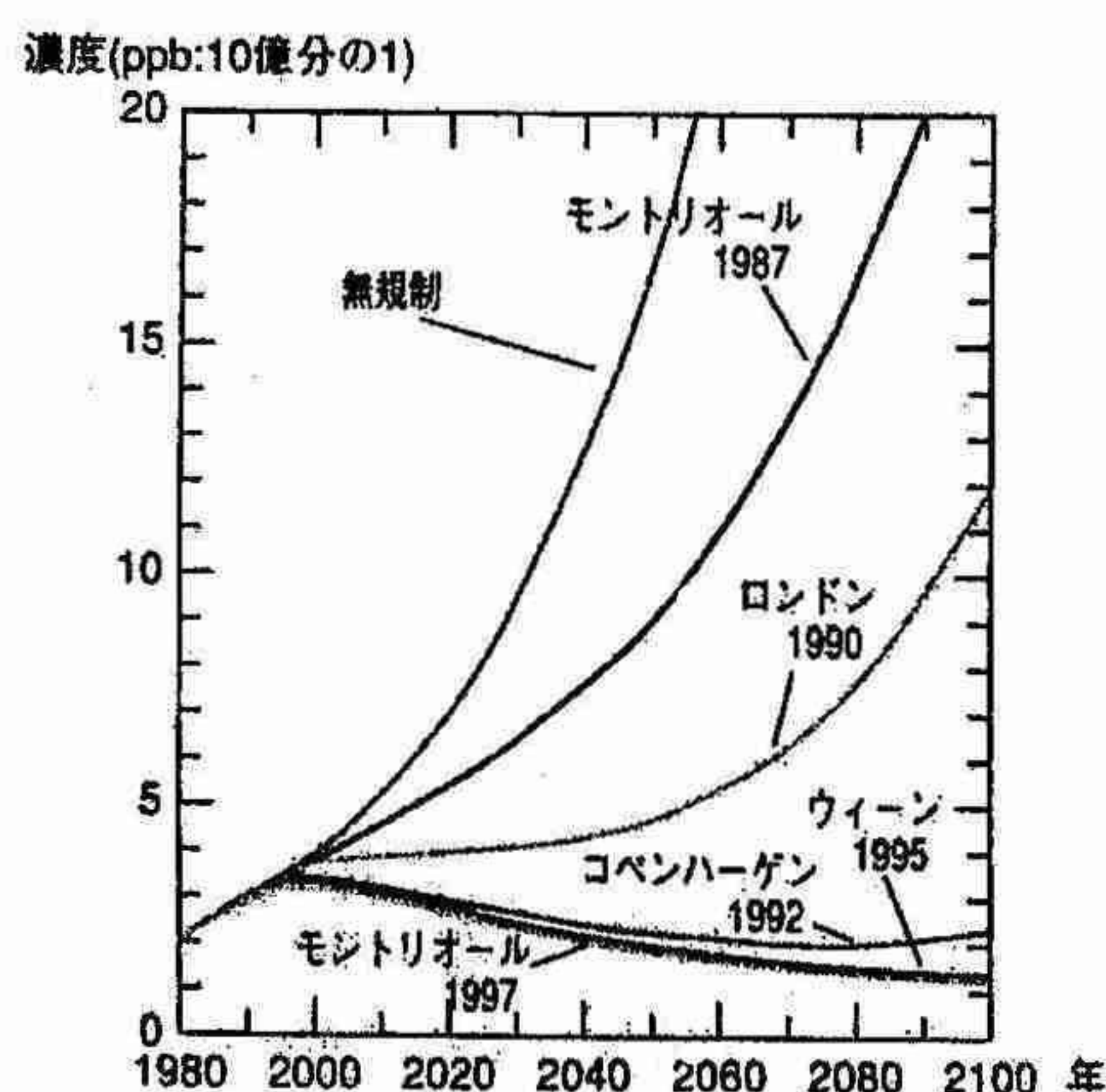
第5図 対流圏における塩素と臭素の濃度予測（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998から）

これらのピークが下部成層圏に到達するのは3～5年かかると試算されており近年にそのピークを迎えたと判断されている。

3. オゾン層破壊防止の為に国際協調

オゾン層破壊が顕在化し、1985年に採択された「ウィーン条約」をはじめとして、「モントリオール議定

書」とそれに引き続く幾つかの「モントリオール議定書の改正」が採択されてきた。その根拠となったのは国際機関である WMO、UNEP などを中心となって報告された一連の「オゾン層破壊の科学アセスメント」である。そのうちの「オゾン層破壊の科学アセスメント：1998」は 1998 年版で第 5 回を数え、これらは ODS の製造・使用の禁止に大きな役割を演じ、将来のオゾン層回復の兆しの原動力となっている。詳しくは Executive Summary-Scientific Assessment of Ozone Depletion:1998 を参照されたい。なおこれは日本語に翻訳され、「オゾン層破壊の科学アセスメント：1998、総括要旨」として気象庁から出版されている。



第 6 図 成層圏における塩素と臭素の濃度予測（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998 総括要旨）

先に述べたように対流圏の ODS の総量は 1994 年頃にピークに達し、その後の緩やかな減少傾向は、以上の一連の国際的な合意の基に実施されてきたそれらの製造・使用の禁止等の効果と見てよいのであろう。ただしこれは主にメチルクロロホルム（金属洗浄剤として使用）の減少によるものであるが、ハロン類（消化剤）、臭化メチル（土壌、木材の薫蒸）は依然として増加している。

第 6 図にこれらの一連の「モントリオール議定書、およびその改正：モントリオール（1987）；ロンドン（1990）；コペンハーゲン（1992）；ウィーン（1995）；モントリオール（1997）」の規制による大気中の ODS のシナリオを示す。無規制の場合は、年 3 % の CFCs、4 塩化炭素、メチルクロロホルム、ハロン類、HCFC-22、臭化メチルの増加とその他は「モントリオール議定書とそれに続く改正」に基づいて試算したものである。「モントリオール議定書およびその改正」によって成層圏における ODS が無規制の場合と比較して少なく推移する事が予測されている。

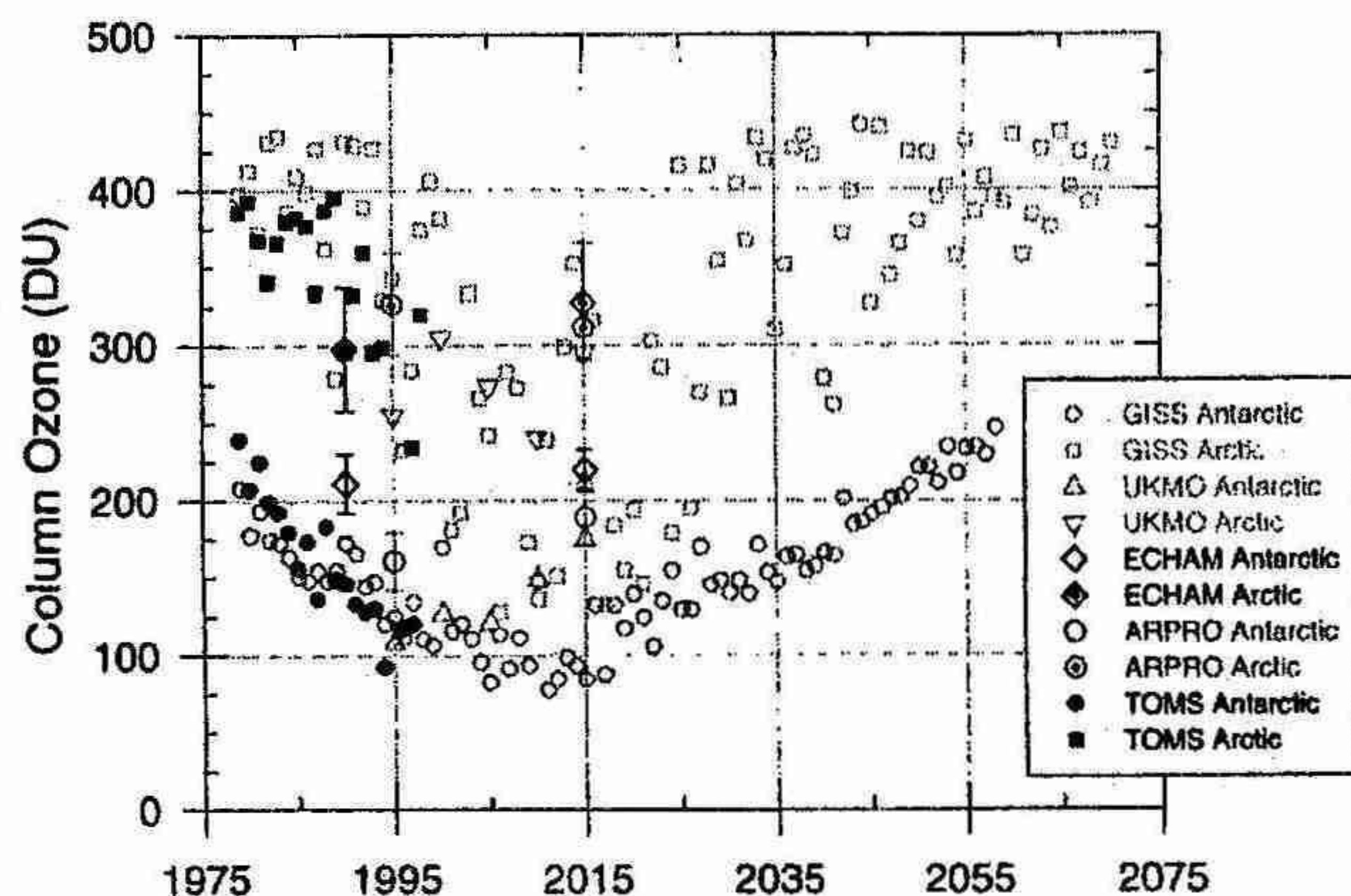
結果として、成層圏の ODS は 2050 年頃までに人為起源による大気汚染の少ない 1980 年以前の状態（等価塩素量:2ppb）に戻ると推測される（無規制の場合は 17ppb）。

4. オゾン層の破壊に関する今後の見通し

「ウィーン条約」をはじめとして、「モントリオール議定書」の策定等の国際協調の結果、ODS の大気中の総塩素量はピークを迎え、緩やかに減少を始めていると解釈されている。これらの国際協調がうまく機能した場合に上記のようにオゾン層は 21 世紀の半ばに回復すると考えられている。ただし、回復する過程は ODS の減少だけでなく、その他の大気微量成分（メタン等）、大気温度、成層圏エアロゾル等に関係しているので、それらとの関連も考慮していかなければならない。

1) 極域におけるオゾン層破壊予測

幾つかの化学気候モデルによってオゾン層破壊の過去の状態を試算した検証と予測例をモデル計算によって示す（第7図）。それぞれのモデルの条件が異なるので一概に比較はしにくい所があるが、その中で GISS (Goddard Institute for Space Study) モデルの結果は南極域の最低オゾン全量（丸印）、及び北極域のそれ（四角印）で示されている。塗りつぶした印は 1997 年までの TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) による観測値である。北極域の年々の変動が大きいことも含めて 1997 年までの検証値と実測値が酷似している。さらに今後の予測については南極域で 2015 年頃まで最低値が比較的安定して継続している。北極域では検証値は年によるばらつきが激しいが、観測値も年による変動が激しく、モデルはこのことをよく再現している。この変動を伴ったオゾン層の破壊の傾向はしばらく続き、2015～2020 年頃にかけてはオゾンホール並に破壊される年が現れる結果となっている。



第7図 各種大気科学モデルによる極域のオゾン全量予測、本文参照（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998 から）

ODS が緩やかに減少し始めた後に、さらに激しい破壊が起こることの主な理由として、炭酸ガス等による気候変化が北極域のオゾン層破壊を強めるということを、すでに 1992 年に Austine 等はモデルを使って示唆していた。

GISS モデルは 1995～2015 年間で、塩素量減少を 0.1ppbv としたが、一方、UKMO (United Kingdom Meteorological Office) model による計算例は 1995～2015 年間で、塩素量減少を 0.2ppbv とした。そのほかの条件も異なるが結果として GISS ほどの破壊は起こっていない。この結果の違いは、オゾン層破壊は今後の大気中の塩素量に大きく依存することを意味する。

2) 全球の見通し

現在の北半球高緯度の成層圏の最低気温は、極成層圏雲が生成する気温とほぼ同じである。この状況下では成層圏気温が少しでも下がると、多くの極成層圏雲が生成され、一気にオゾン破壊が進む可能性があり、地球の温暖化によるオゾン層破壊が懸念される。その他オゾン破壊に関連する諸大気微量成分変化、例えば最近のメタンの大気中における増加率の減少傾向、亜酸化窒素の動向が加わり複雑なものとなっている。これに大規模な火山噴火があればさらに成層圏の硫酸エアロゾルにより、破壊は加速すると考えられる。そのためオゾン層の破壊は、ODS の総量のピークよりも遅れると考えられる。

このような状況から「オゾン層破壊の科学アセスメント：1998」では、「最大のオゾン減少はこの 10 年かまたは今後 20 年のうちに起こると推定される。したがって、オゾン層の回復傾向が観測により確認されるにはなお 20 年必要である」と推測している。

5. UV-B の状況

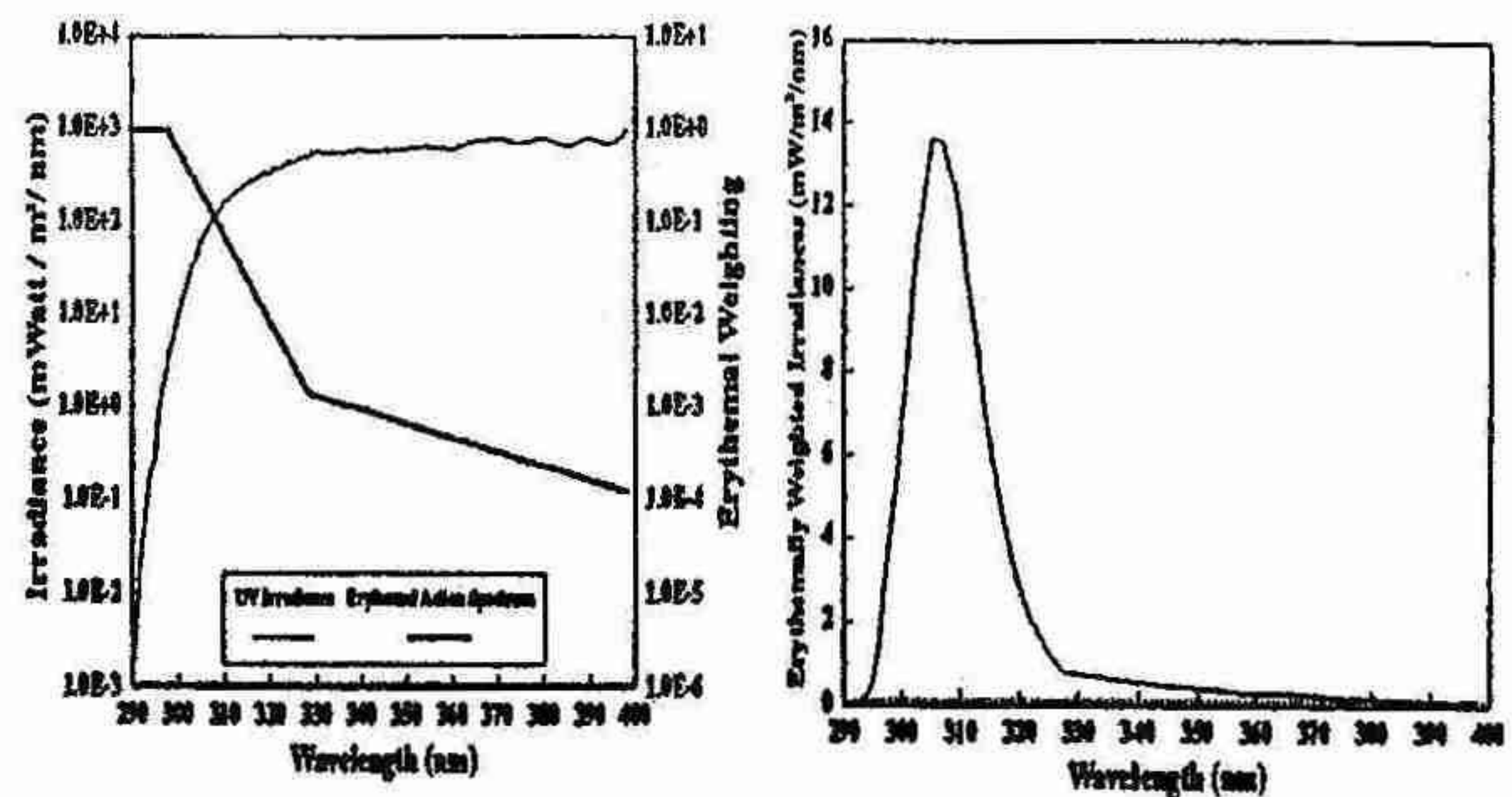
オゾン層破壊によって最も深刻となる問題は、人体およびその他の多くの生物に有害な紫外線が増加することにある。これを吸収するオゾン層は地球上の生物の生命線であるといわれている。第8図にこの有害紫外線スペクトルの観測例を示す。図中の観測スペクトルに、国際照度委員会が定めた人体の皮膚に及ぼす影響の度合いを示す CIE 作用曲線に乗じた波長積分値が紅斑紫外線量である。第9図に札幌での紫外線分光光度計による観測例と紅斑紫外線スペクトルを示す。

第10図はMaunaloa における1995年7月～1996年7月まで、太陽天頂角が45度の晴天時のオゾン全量と紅斑紫外線量をプロットしたもので、Maunaloa は地理学的特徴からオゾン以外の他の要素の影響が少なく、両者の逆相関がはっきりと確認される。このようにオゾン層が破壊された場合に有害な紫外線が増加することは観測からも明らかである。

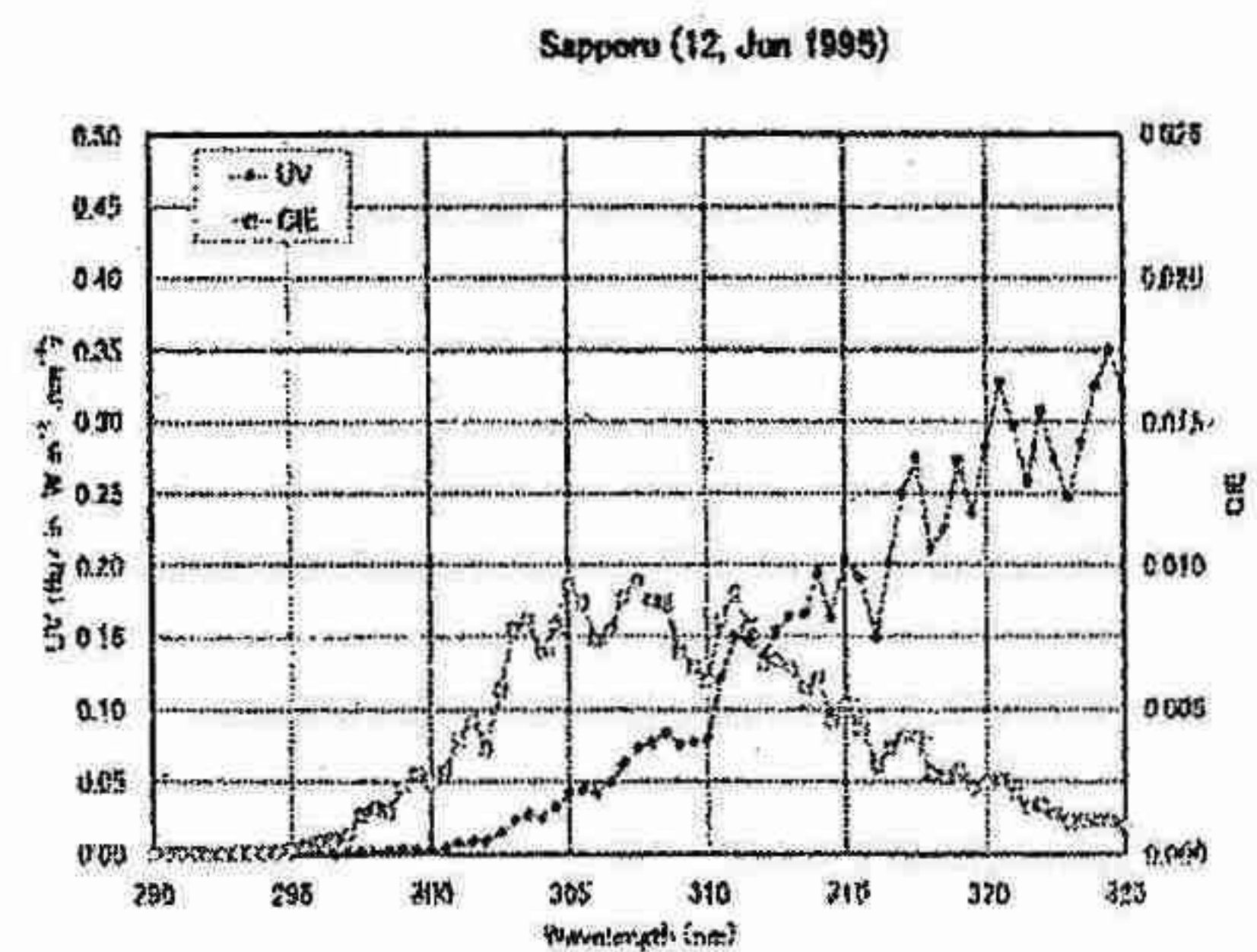
それでは過去のオゾン層破壊によって有害な紫外線がどの程度増加したのだろうか。紫外線量を一定の精度で長期間にわたり観測することは高度な技術を必要とする。またそれを同じ仕様で全球に展開することはまた難しい。このことについてはWMO/SAG (Scientific Advisory Group) on UV が観測のための指針を策定し、ガイドラインとして出版を予定している。第11図はTOMS データによる1979～1992年の10年あたりの地上における有害紫外線の全球トレンド分布図を示す（最上段に着目）(Herman 等、1996)。これはほぼオゾン層破壊のトレンド分布に対応している。

6. まとめ

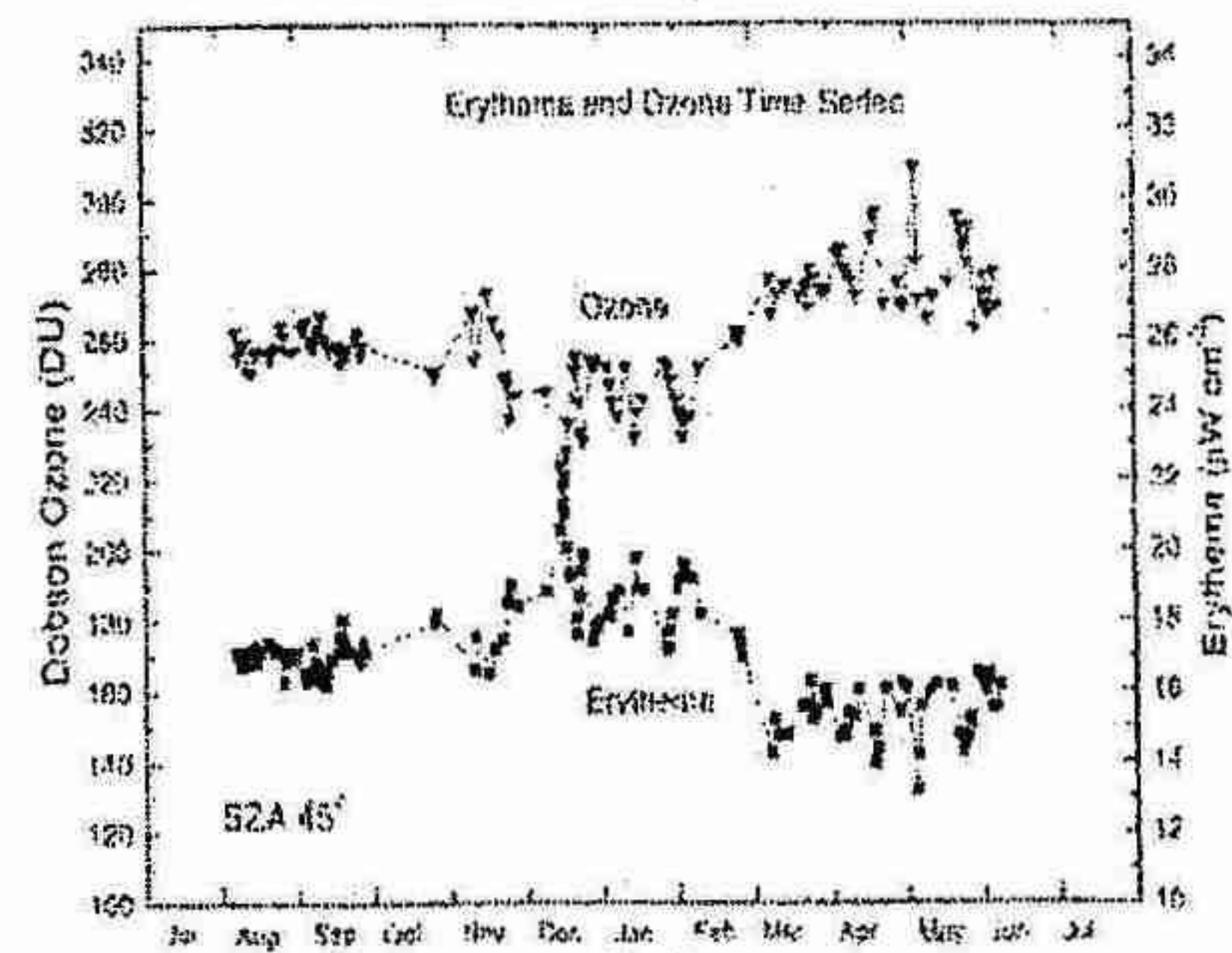
WMO と UNEP は、これまで、1988、1989、1991、1994 年の4回の「オゾン層破壊の科学アセスメント」報告を公表してきた。それらは「モントリオール議定書」による ODS について、規制の検討または改正の必要性を判断する際の重要な基礎資料として活用されてきた。1998 年版は中国で開催された第11回締



第8図 紫外線スペクトルの観測例と紅斑紫外線スペクトル、この場合、308～310 nm にピークがある (Long, et al., 1996)



第9図 札幌で観測された UV-B スペクトルと紅斑紫外線のスペクトルの一例



第10図 マウナロアで観測された紅斑紫外線量とオゾン全量（オゾン層破壊の科学アセスメント：1998 年から）。

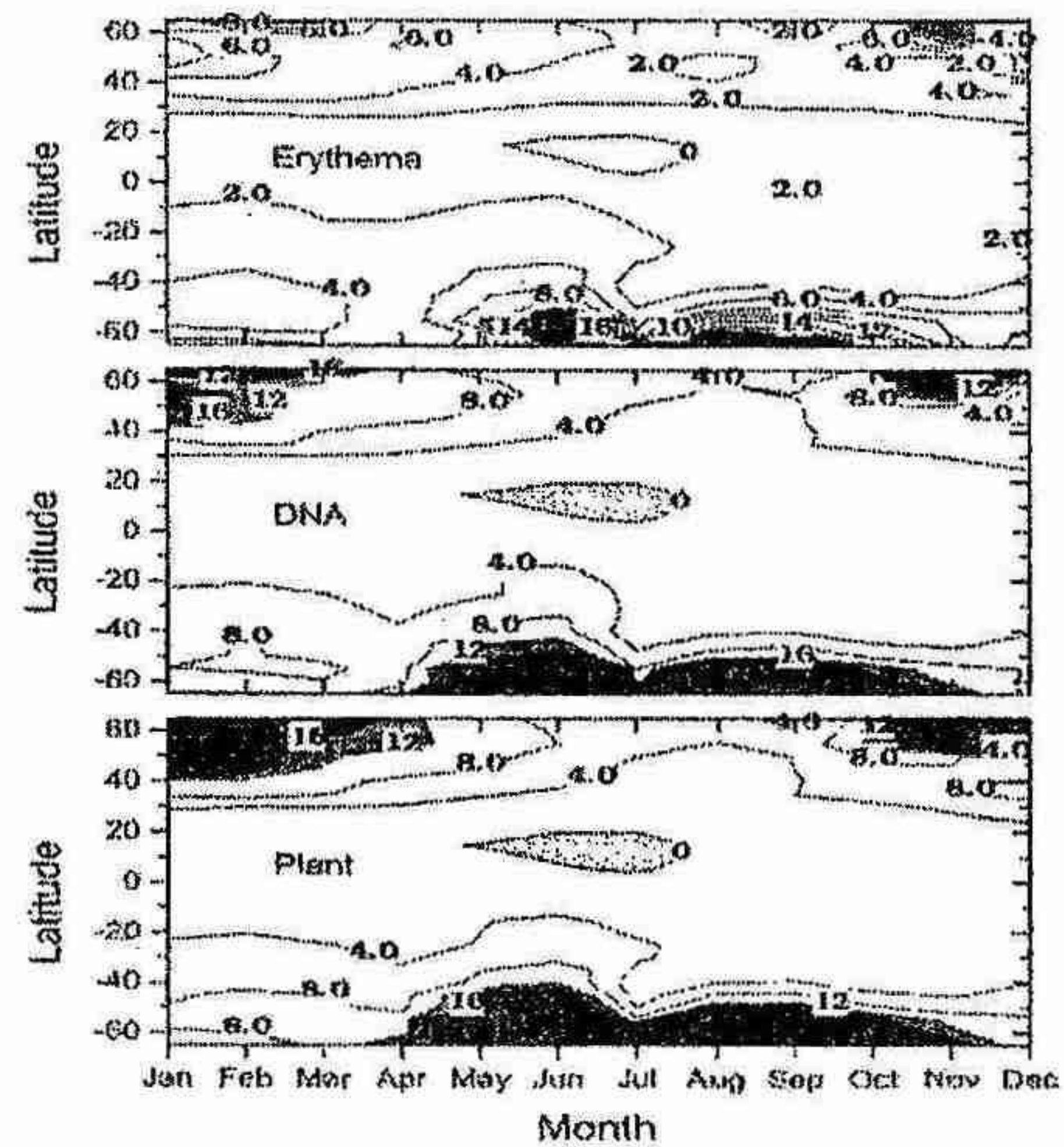
約国会議の基礎資料として使用された。

今回の「オゾン層破壊の科学アセスメント」では前回(1994)予測されたほど破壊は進まず、観測による対流圏の ODS の総量は既にピークを迎え、緩やかに減少しているとしている。成層圏では 2000 年までにピークを迎えるが、オゾン層が最も破壊されるのは現在も含めたこの 10 年、または 20 年のうちに現れるであろうとしている。このことは ODS 以外の気象要素などに大きく関連していることを考慮した結果である。従って、オゾン層の回復を観測によって確認できるのは後 20 年を待たなければならないとしている。しかし

「モントリオール議定書」による規制が機能すれば大気中の ODS は、21 世紀半ばにオゾン層破壊が始まる以前の状態になると予想し、従ってその時にはオゾン層も一定の回復をするであろうとしている。

仮にこれら一連の規制が行われなかったとしたら、2050 年には北半球中緯度ではオゾンが約半分に破壊され、UV-B は約 2 倍になっていることになると推定される。南半球では 2050 年には 70% のオゾンが破壊され、UV-B は約 4 倍になっていたことになると推定される。それにとどまらずそれ以降さらに深刻な状況になることになると推定される。

さらにオゾンは有力な温室効果ガスの 1 つであり、1980 年以降のオゾン減少は温室効果ガスの増加による対流圏の温暖化を 30% 相殺しているとしている。従ってオゾン層回復は地球温暖化を加速することにつながる。また、ODS の多くはまた強力な温室効果化ガスでもある。オゾン層の変化は気候変化に影響を及ぼす可能性があり、また先程述べたようにオゾン層は気候変化によって変化することから、オゾン層破壊は地球温暖化と切り離して議論することはできない。



第 11 図 TOMS による 1979～1992 年までのデータに基づき作成された紅斑紫外線の 10 年あたりのトレンド

引用文献

Austin, J., N. Butchart and K. Shine, 1992: Possibility of an Arctic ozone hole in a doubled- CO_2 climate, *Nature*, 360, 221-225.

Herman, J.R., P.K. Bhartia, J. Ziemke, Z. Ahmad and D. Larko, 1996: UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2117-2120.

Long, C.S., A.J. Miller, H.-T. Lee, J.D. Wild, R.C. Przywarty and D. Hufford, 1996: Ultraviolet index forecasts issued by the National Weather Service, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 729-748.

WMO, 1994: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, 37.

WMO, 1999: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, 44.

WMO, 1999: Executive Summary: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, 44.

気象庁、1998：近年における世界の異常気象と気候変動 ～その実態と見通し～ (VI) (各論)

気象庁、1999：オゾン層破壊の科学アセスメント：1998 総括要旨

気象庁、1999：オゾン層観測報告 1998.

2. 赤道域におけるオゾン変動

塩谷 雅人 (北大院・地球環境)

1 はじめに

大気の大循環という観点からみると、赤道域は唯一の大規模な上昇流域にあたっており、対流圏起源の大気が成層圏へ流入していると考えられている領域である。対流圏において自然あるいは人為起源の大気微量成分のうち光化学的な寿命の長いものも、この流入から成層圏に入り子午面循環によって上部成層圏に運ばれそこで光解離する。たとえば対流圏で放出されたメタンやフロンが、上部成層圏まで運ばれそこで光解離することによって、放射収支を考える上で重要な水蒸気やオゾン破壊につながる塩素化合物を生成することはよく知られている。このように、赤道域の対流圏から下部成層圏の力学過程や微量成分分布を知ることは、大気中の微量成分の放射・光化学的な影響を評価する上で非常に重要である。ここでは赤道域におけるオゾンの観測を通して、この領域の面白さについて話す。

2 衛星から見た長周期変動

赤道域は中高緯度に比べてオゾンの時空間的な変動度が小さいため、これまであまり詳細な解析がなされてこなかった領域である。図1は月平均した衛星 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) データにもとづく赤道上におけるオゾン全量の時間・経度断面図である。まず目につくのが、赤道域においてはオゾン全量が東西波数1の構造を持ちながら1年周期で変動していることである。さらに年変動成分を取り除くと、1年周期と同じ程度の振幅を持った準2年周期の変動があらわれる。(これは容易に予想されるように、赤道域下部成層圏における東西風の準2年周期振動と密接に関係している。) また、東西の非一様性に着目すると ENSO (El Niño-Southern Oscillation) サイクルと関連した東西変動も検出することができる。

さらに、時空間的なデータ密度という点では TOMS に劣るものの、鉛直プロファイルを得ることのできる SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) データにもとづき、これらの特徴的な変動が卓越する高度領域について調べると、まず、成層圏領域について積分したオゾン量を計算したところ、その経度構造はほぼ帯状一様であって、TOMS データに見られた波数1成分は対流圏起源であると考えられる。また、年周期成分および ENSO と関連した変動成分については、高度 16-20 km 付近に限られており、対流圏界面あるいは成層圏に入り込む上昇流の変動がこういったオゾンの変動を作り出していることが示唆される。

3 東太平洋域ガラパゴスでの観測

赤道域、特に太平洋域においては、定常的なオゾンの観測点は皆無といってよい。そこでわれわれはこのデータの不足を補うべく、1998年から年に2回(3,4月と9月頃)、熱帯東太平洋のガラパゴス諸島に位置するサン

クリストバル島において、オゾンと水蒸気のゾンデ観測キャンペーン、Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER)/Pacific Mission を実施している。

図2はサンクリストバルにおける2つの期間それぞれについて、オゾン観測を平均したものを示す(3-4月: 図2左, 9月: 図2右)。サンクリストバルでおこなわれている高層気象ゾンデ観測の結果からも知られているように、対流圏界面は3-4月の方が9月よりも1 km ほど高くなっているのがわかる。対流圏におけるオゾン分布は、3-4月には対流圏内ではほぼ一定値(〜30 ppb)をとるのに対して、9月には地表付近で20 ppb ほどの値から6-7 km 付近で50 ppb ほどの値にまで増加したあと、上部対流圏まではほぼ一定の値をとる。地表から16 km まで積分したオゾン量は、3-4月に18.4 DU, 9月には28.3 DU である。対流圏におけるこの鉛直分布の違いは、海面水温変動(SST)と関連した対流活動の変化と対応しているものと考えられる。すなわち、SST が高く対流が活発な3-4月には、大気は湿潤でオゾンは少なく、さらに上下混合がさかんため鉛直分布は一定となっている。いっぽう、9月には大気は比較的乾燥しており、オゾンは豊富で、鉛直方向に構造が見られることが多い。また、オゾン全量の変化は TOMS - SAGE から見積もられる対流圏部分のオゾン変動とだいたいよい一致を示している。

4 照洋丸による観測

SOWER/Pacific の一環として、1999年9月から10月にかけて赤道東太平洋域へ向かった水産庁の漁業資源調査船「照洋丸」に同乗する機会を得て、これまで観測のなかった赤道東太平洋域で船舶からのオゾンゾンデ観測をおこなった。図3には、ラジオゾンデ(GPS)観測およびオゾンゾンデ観測(ラジオゾンデ観測を含む)をおこなった場所を×印で示してある。船はハワイから西経140度、北緯2度を目指し、その後北緯2度線に沿って航行した。西経110度付近から徐々に北上してコスタリカドームと呼ばれるガラパゴスの北方領域に向かった。このあいだ1日1回のオゾンゾンデ観測と4回のラジオゾンデ(GPS)観測(一回はオゾンゾンデ観測と同時)をおこなった。オゾンゾンデおよびラジオゾンデ観測とも、おおむね30 km を越える観測をおこなうことができた。

北緯2度線に沿った観測領域は、熱帯収束帯の南側に位置しており、ここではオゾンの高度プロファイルが湿度プロファイルと逆相関の関係で変動するような構造を持っている事例がしばしば観測された。これはちょうど、ガラパゴスにおける9月の観測結果の特徴とよく似ている。さらに、その層構造を持った領域では北風成分が卓越し、熱帯収束帯からの湿ったオゾンの少ない空気塊が、流れ出していることを示唆している。また、地表オゾンにも熱帯収束帯あるいは雲の多い湿った領域と乾いた領域との間で地域的なコントラストが見られた。

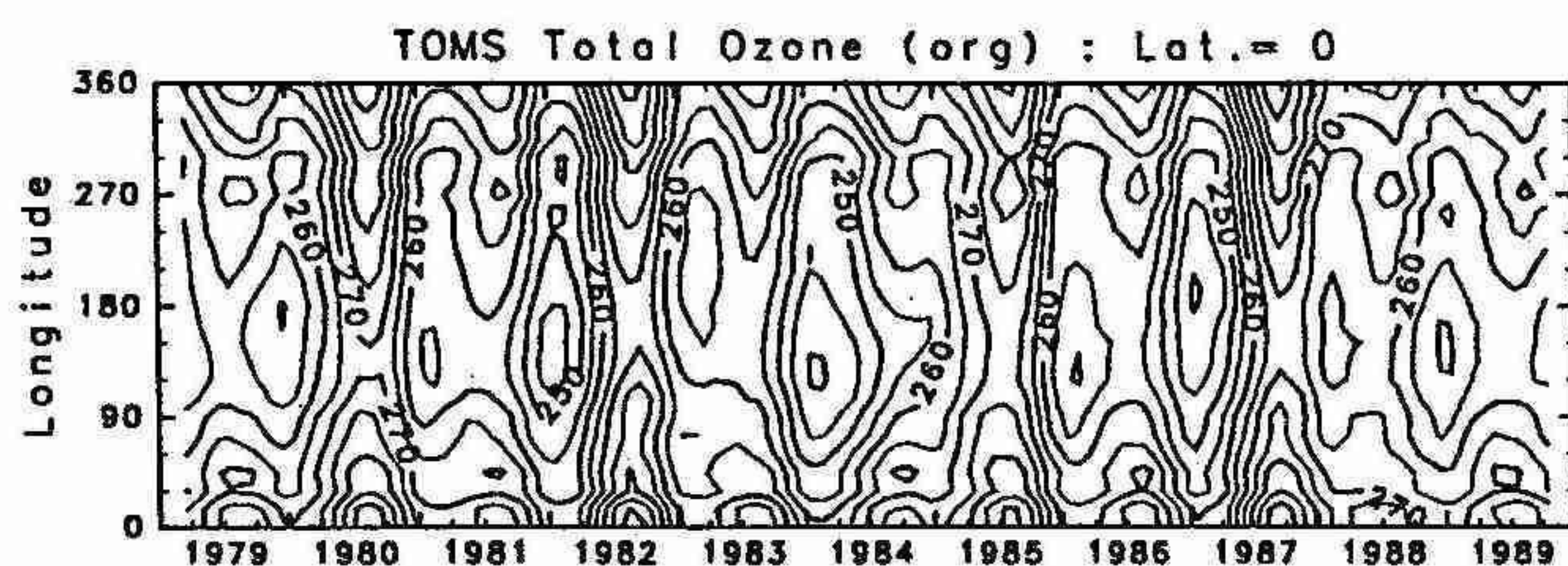


図 1: 月平均したデータにもとづく緯度 0° におけるオゾン全量の時間・経度断面図.

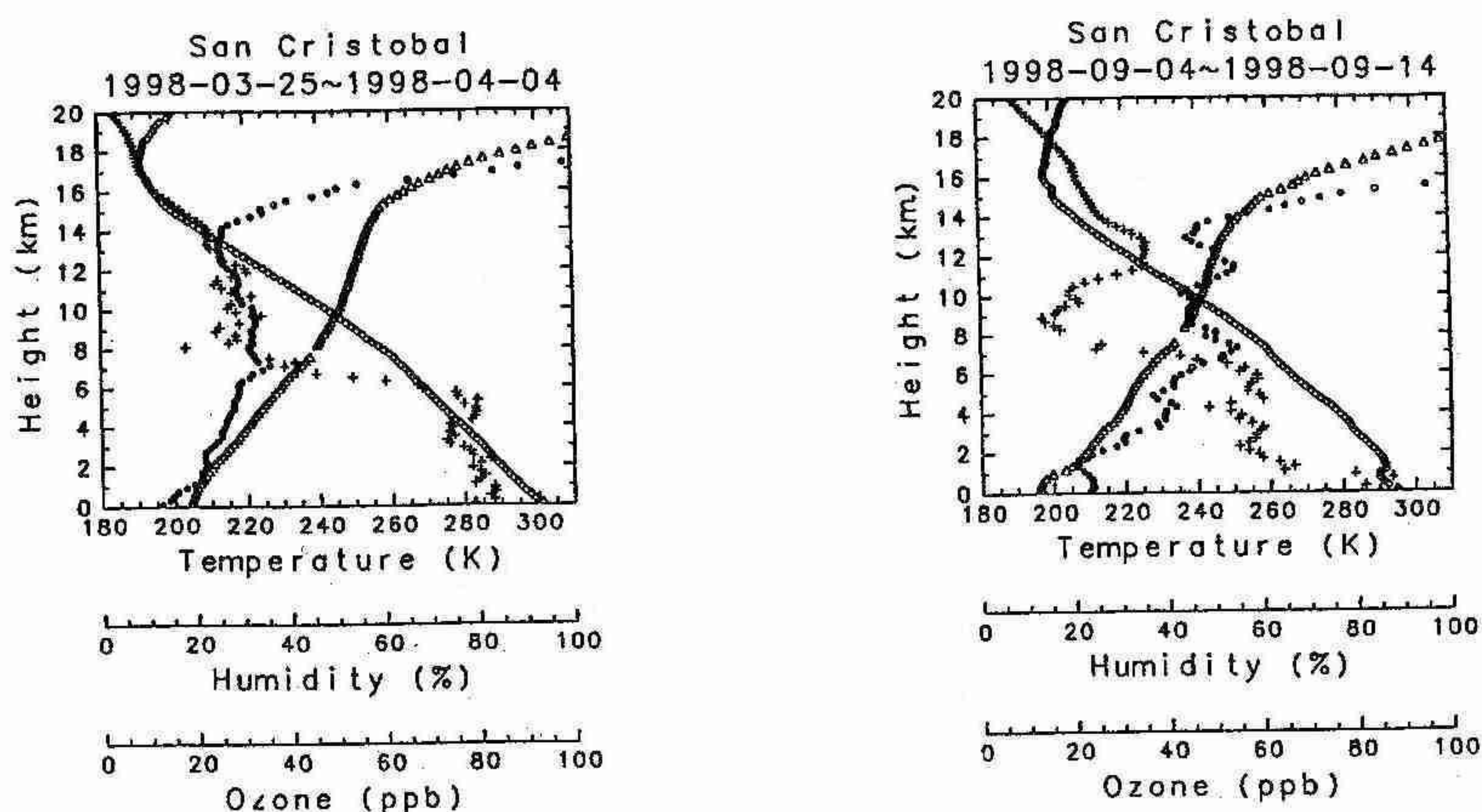


図 2: 左: 3-4 月, 右: 9 月におけるオゾンの混合比(●), 温度(◇), 仮温位 (△: 100 K ずらしてある), 湿度(+) の期間平均鉛直プロファイル

SHOYO MARU 1999

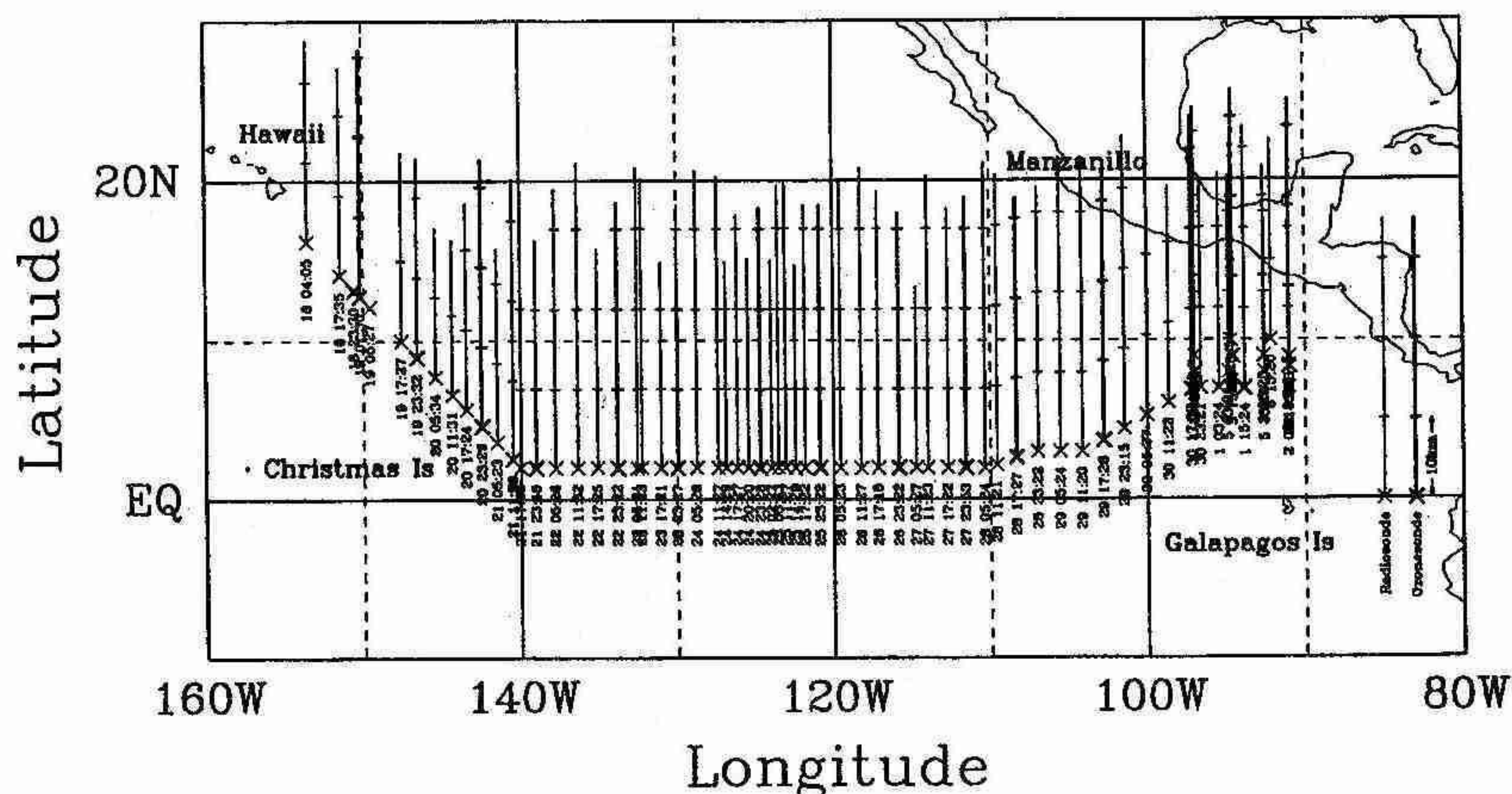


図 3: 照洋丸からのラジオゾンデ(細線), オゾンゾンデ(太線)の観測点. 到達高度は縦線の長さ(1目盛が 10 km)で示す. また観測時刻を“dd hh:mm (日 時:分)”の形式であらわしてある.

3. 北海道を通過する寒冷前線の構造について

加賀俊博・四宮茂晴・福島秀明・計盛正博
(札幌管区気象台予報課)

1. はじめに

札幌管区気象台予報課では気象研究所との共同研究で「降水の集中・強化をもたらすメソスケール場の解析と予測に関する研究」を3年計画で実施中で、その一環として北海道を通過する寒冷前線の構造と強雨をもたらすメソスケール場について調査した。

その結果、寒冷前線の構造を理解するためには、Browning(1990)で述べられるWCB(warm conveyor belt)と後面の寒気移流との相対関係が重要であり、北海道においてはその構造が変形され、ほとんどの場合、Browningの分類では「前方傾斜型」のWCBを持つタイプになる事が分かった。

また、寒冷前線に伴い強雨をもたらすメソスケール場については、①WCB内、②UCF(upper cold front)、③UCFと地上寒冷前線の間の潜在不安定域、④地上寒冷前線本体の4種類に分類できる事が分かった。

2. 調査方法

以下の条件で典型的な寒冷前線を抽出した。期間は1996年～1998年で冬型の季節風による降水を除くため、4月～11月の事例を対象とした。

- (1) 寒冷前線が北海道を通過しキンク^{注1}無し
- (2) 低気圧本体は宗谷海峡以北を通過
- (3) 北緯40度以北を別の低気圧が通過していない
- (4) 閉塞点・温暖前線が北海道を通過していない
- (5) 期間(寒冷前線が日本海中部に達してから抜けるまで)の最大雨量(解析雨量^{注2}を使用)が20ミリ以上

これらの条件に当てはまる15事例を予備的に解析し、その中から更に6事例を選んで詳細な解析を行った。解析には実況データの他にRSM^{注3}データの初期値及び最も近い時間の予想値(最大12時間まで)を用いた。

3. 寒冷前線の構造

3.1. Browningによる解析

Browningによれば寒冷前線に相対的な視点から見ると、寒冷前線前方の暖湿気は帯状

に傾斜上昇する。この暖湿気の流れはWCBと呼ばれている。WCBは寒冷前線(後面の下層寒気)の進行速度よりも早い前方傾斜型(以下カタ型:図1)と、遅い後方傾斜型(以下アナ型:図2)に分けられ、それぞれに特徴的な降水分布が見られる。さらに、カタ型寒冷前線の中には、上中層の低相当温位の気塊が下層の寒冷前線よりも先行してWCBの上に進み、UCFを形成してスプリットフロント構造となる場合がある(図1)。なお、同一の寒冷前線でも、その成熟の程度や低気圧中心からの距離により、どちらのタイプも取り得るとしている。

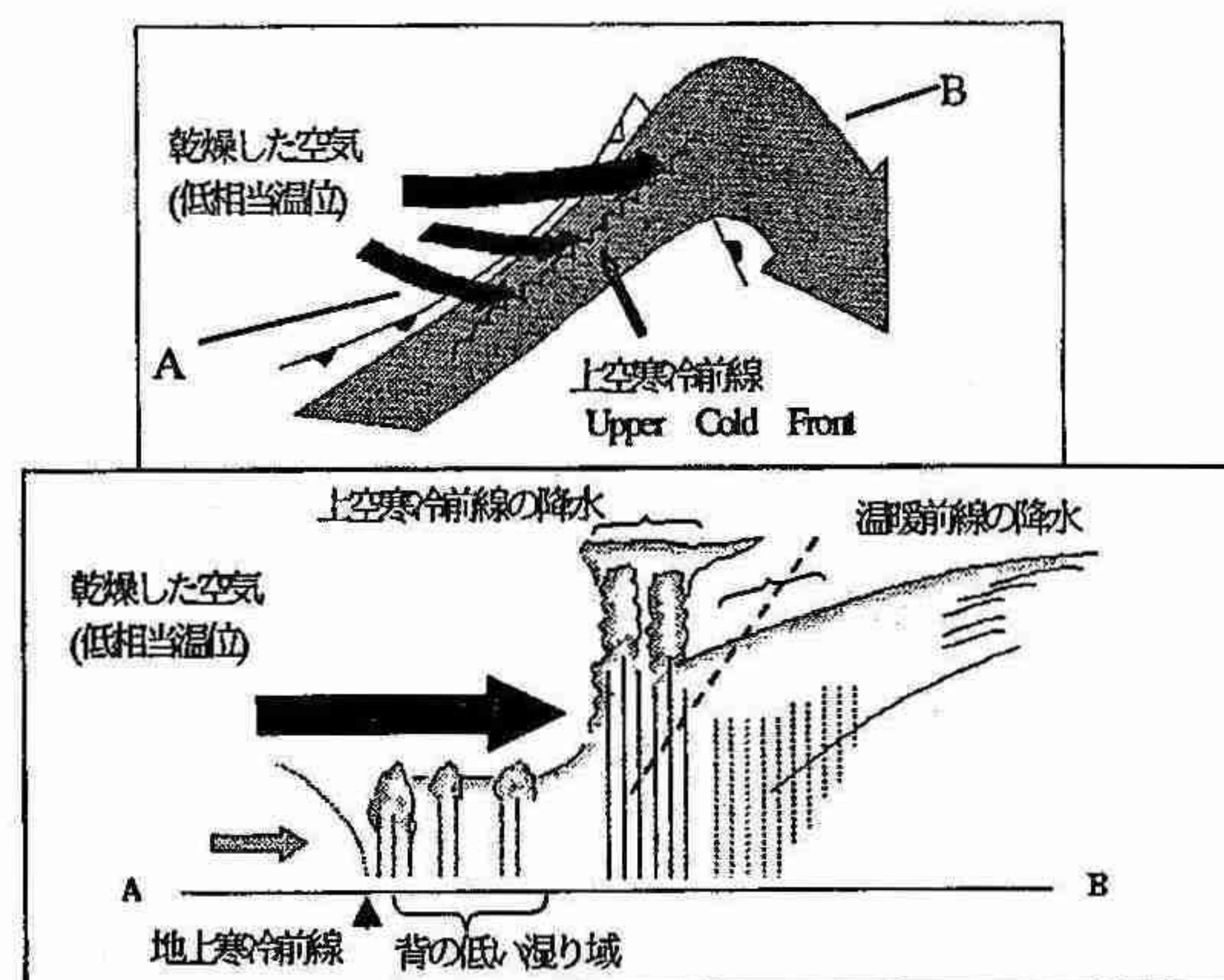


図1 前方傾斜型のWCBとスプリットフロント構造

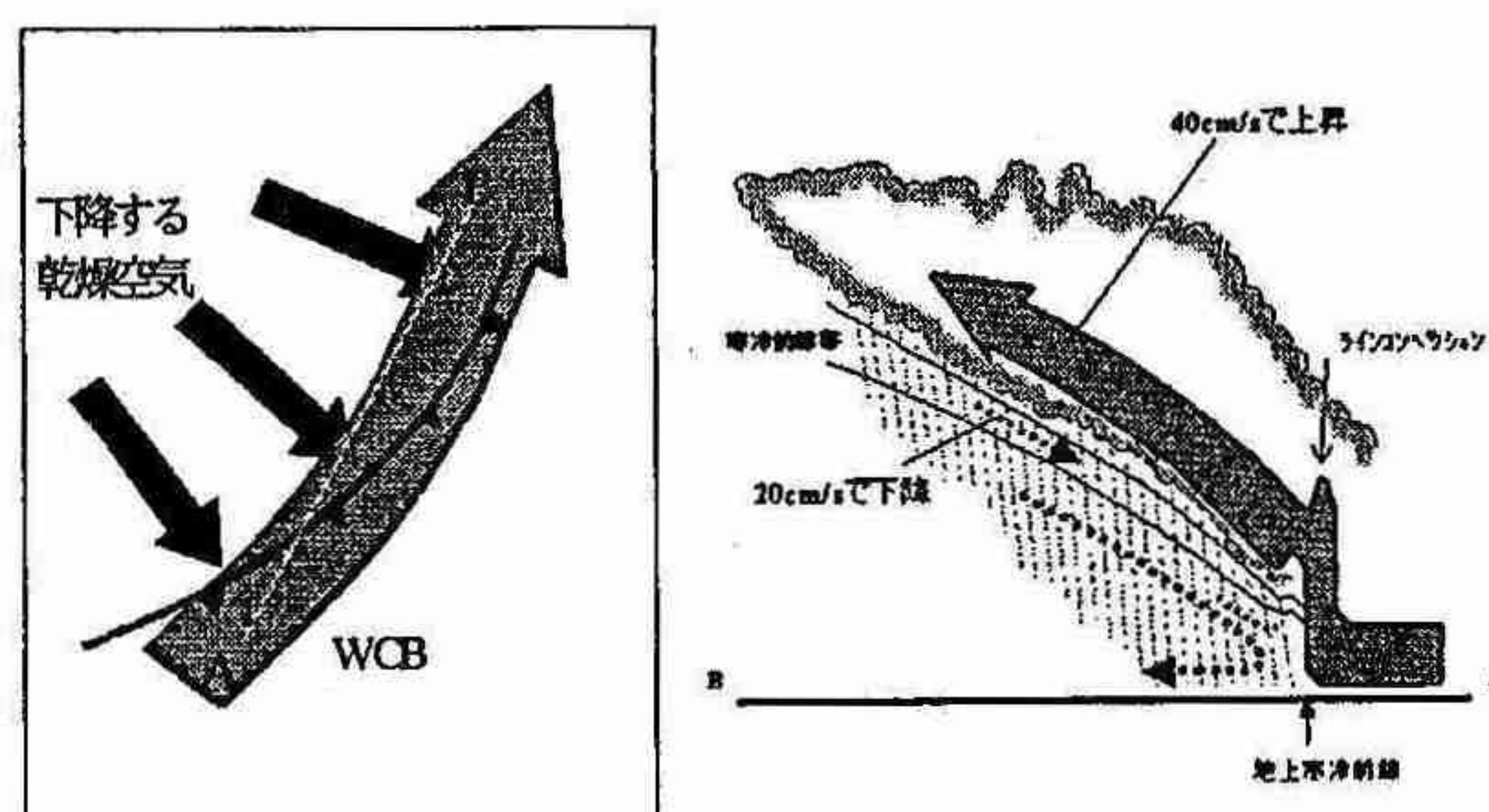


図2 後方傾斜型のWCB

3.2. 北海道通過の寒冷前線の構造

事例解析の結果、寒冷前線の構造は様々だが、一般に北海道通過に伴って、地上の寒

冷前線は、おもに地形の影響で後面の下層寒気が流入しやすい場所に差があるため変形される。さらに、地面粗度の増大により上中層の気塊より下層寒気が遅れてカタ型寒冷前線となり、スプリットフロント構造を持つ場合が多い。従って、脊梁山脈より西側では後方傾斜型の WCB を持つ寒冷前線も解析されるが、脊梁山脈より東側ではほとんどカタ型の寒冷前線のみが解析される。

4. 寒冷前線に伴う強雨

寒冷前線に伴う強雨としては、

- ① WCB の地形等による強制上昇による強雨
 - ② UCF による強雨
 - ③ UCF と地上寒冷前線との潜在不安定域での不安定の顕在化による強雨
 - ④ 地上寒冷前線本体による強雨
- の 4 種類が解析された。

これらの強雨は北海道内の何処でも発生する可能性があるがそれぞれの種類によって発生し易い場所がある。

4.1. WCB 内における強雨

この強雨は WCB が地形による強制上昇を受けたり滞留寒気に乗り上げる形で起こるため地形の影響が大きい(図 3)。強い暖湿気が流入しやすい南西部で強雨となる事が多い。

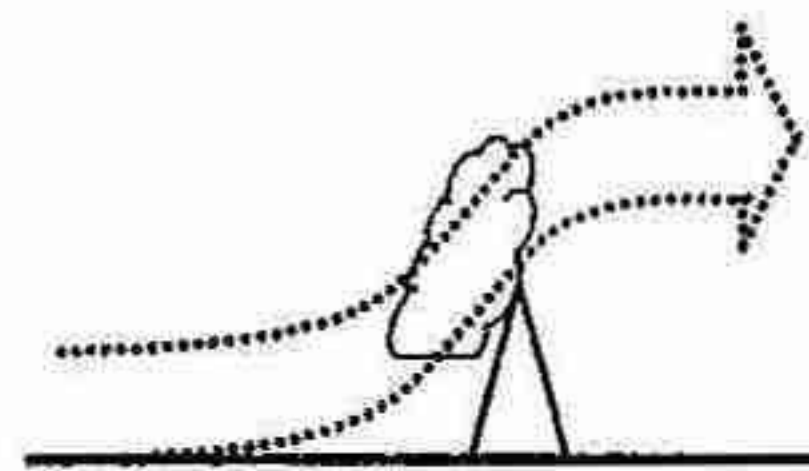


図 3 WCB 内の強雨

4.2. UCF による強雨

この強雨はカタ型の前線で、WCB の上に上中層の低相当温位(以下 θ_e)の気塊が進む事によって対流が活発になって始まり、①の WCB 内の強雨と重なると更に強い雨となる(図 4)。この強雨はライン状を呈し、暖域内を前線の前方に進み前線の移動方向とも似ているため、しばしば寒冷前線本体と間違われる。一般には WCB の θ_e が高く、上中層の流れに対して山岳の風上側になる脊梁山脈より西側で強雨となりやすい。

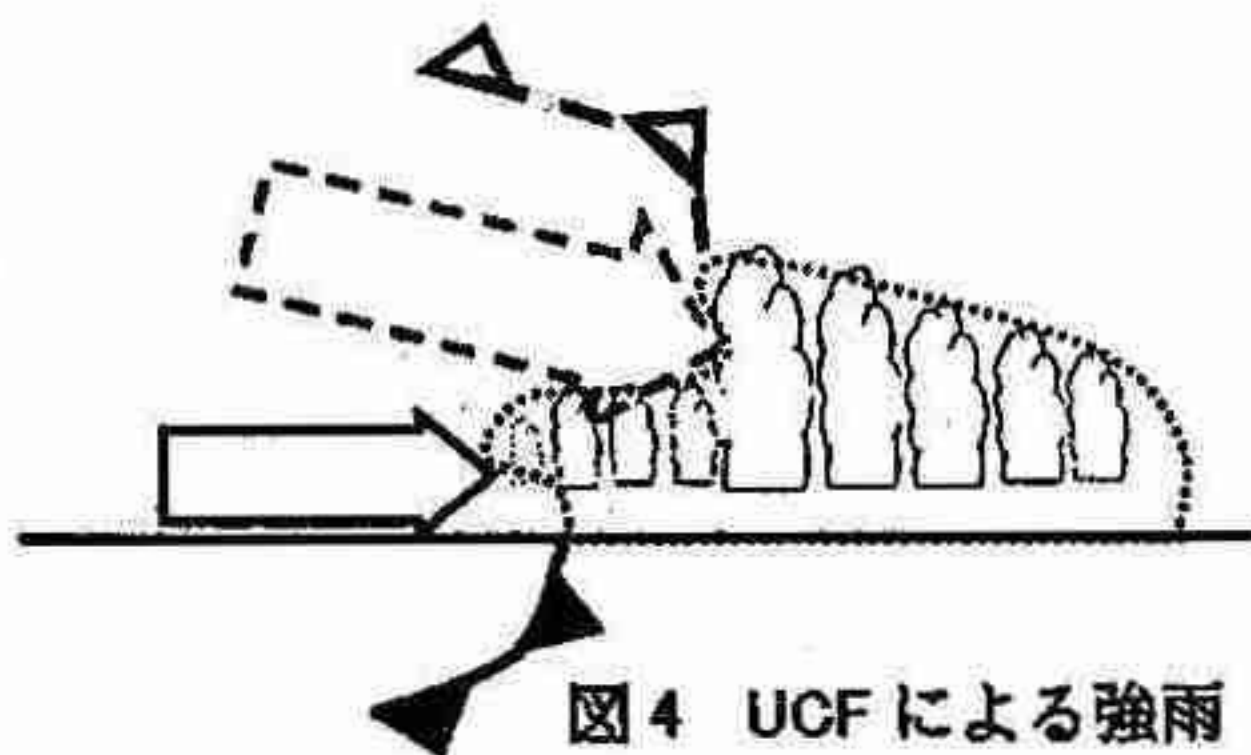


図 4 UCF による強雨

4.3. 潜在不安定域の強雨

UCF と地上寒冷前線の間の領域では、下層には高 θ_e の WCB が流れ、上中層に低 θ_e の気塊が入るため潜在不安定

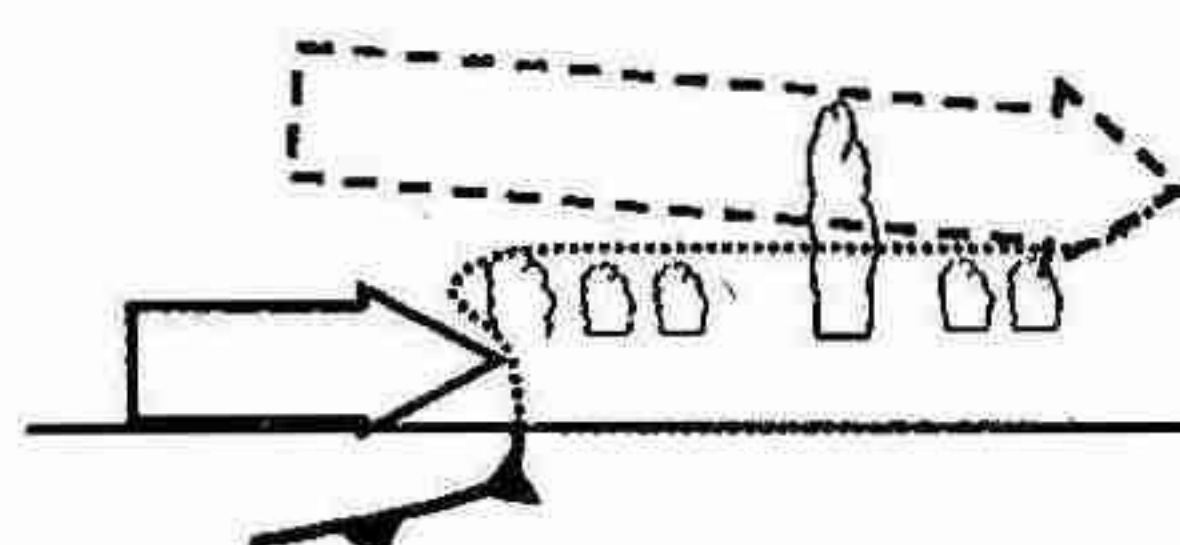


図 5 潜在不安定域の強雨

となるが、上中層の低 θ_e の気塊は非常に乾燥しているため、一般的に雲域は消散傾向になる。この低 θ_e の気塊が次第に下層まで進入して地上の前線も不明瞭となる場合が多いが、下層に多量に湿りが補給され、収束など何らかのトリガーがあると不安定が顕在化し、急速に対流雲が立ち上がって発達する(図 5)。地形や暖湿気の入りやすさから南西部で多い。

4.4. 寒冷前線本体の強雨

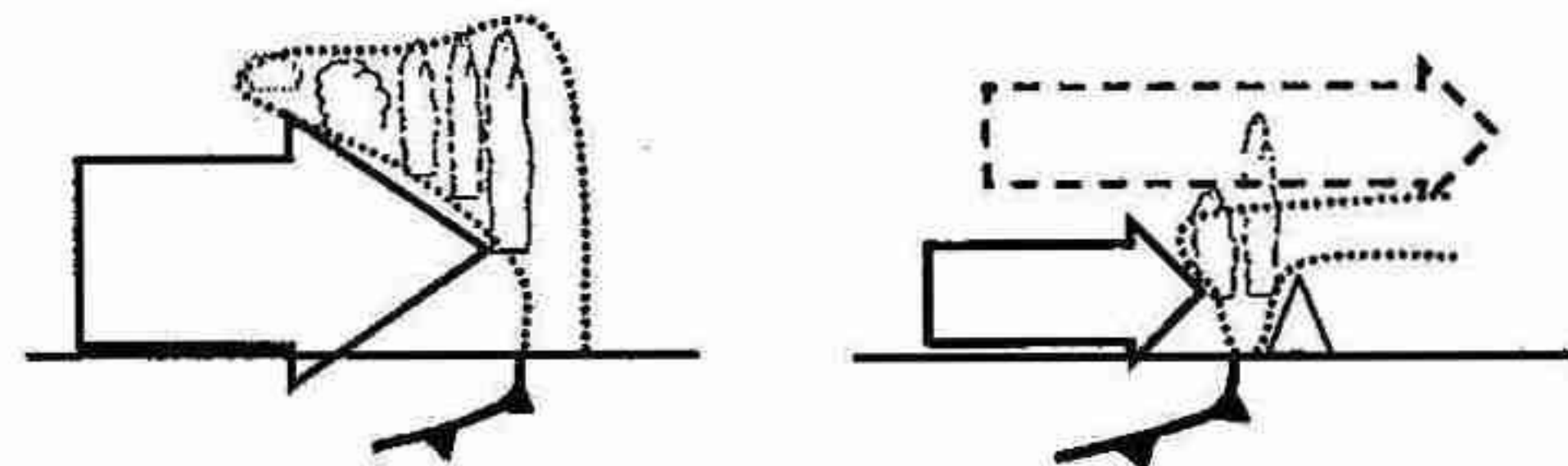


図 6 寒冷前線本体の強雨(左アナ型:右カタ型)

後面の寒気が前面の暖気を押し上げる寒冷前線本体の強雨はアナ型の前線で顕著だが、前述のように北海道通過に伴いほとんどがカタ型の前線に変化するため、これによる強雨は脊梁山脈の西側に限られる(図 6)。カタ型の前線では前面の WCB の θ_e が高い時は③の潜在不安定域と同様で、地形などトリガーがあると強雨となる場合もあるが、一般にはあまり強雨とはならない。脊梁山脈の西側で多い。

5. 予報業務への活用

今後はこれらの知見を基にワークシートや地方ガイダンスを作成し、予報業務に活用していく予定である。

参考文献

Browning(1990): Extratropical cyclones: The Eric Palmen Memorial Volume, C.W. Newton and E.O. Holopainen Eds. American Meteorological Society. 129-153

注 1) キンク: 総観規模で見たとき前線の折れ曲がりて表現される前線上の波動

注 2) 解析雨量: レーダー・アメダス解析雨量

アメダスの雨量を用いて 1 時間に 8 回観測したレーダーエコーデータを雨量に換算したデータ。

注 3) RSM: Regional Spectral Model

気象庁の短期予報用ルーチンモデル

格子間隔=20Km、鉛直=36 層、物理・湿潤過程=荒川シューベルト+大規模凝結+対流調節

4. 冷温帯落葉広葉樹林における炭酸ガスフラックスの季節変化

田中夕美子（北大苫小牧演習林）・田中教幸（北大院地球環境研究科）

1. はじめに

木本植生の光合成による炭酸ガス吸収量を評価することは、温室効果ガスによる環境変化を予測する上で重要である。木本植生は草本、稲作物、畑作物に比べて炭酸ガス吸収量が多いと推定されているが、年間の吸収量はどのくらいか、植生の種類によって、また、生育ステージによって吸収量がどの程度違うか、年による変動はどの程度か、その原因は何かなど不明な点が多い。本研究は冷温帯落葉広葉樹林において長期間、CO₂フラックスの連続観測を行い、着葉期のCO₂吸収量を評価した。観測は苫小牧演習林の落葉広葉樹林で行った。観測期間は1999年5月から10月までの6カ月間であって、6月から10月までが着葉期である。

2. 観測方法および観測結果

観測方法は、渦相関法のClosed-pathといわれる方法である。超音波風速計と赤外線ガス分析計を組み合わせ、サンプル空気の分析結果からCO₂フラックスを求めた。使用した機器は、超音波風速温度計（kaijo DAT-600）と非分散型赤外線ガス分析計（LI-COR LI-6262）である。

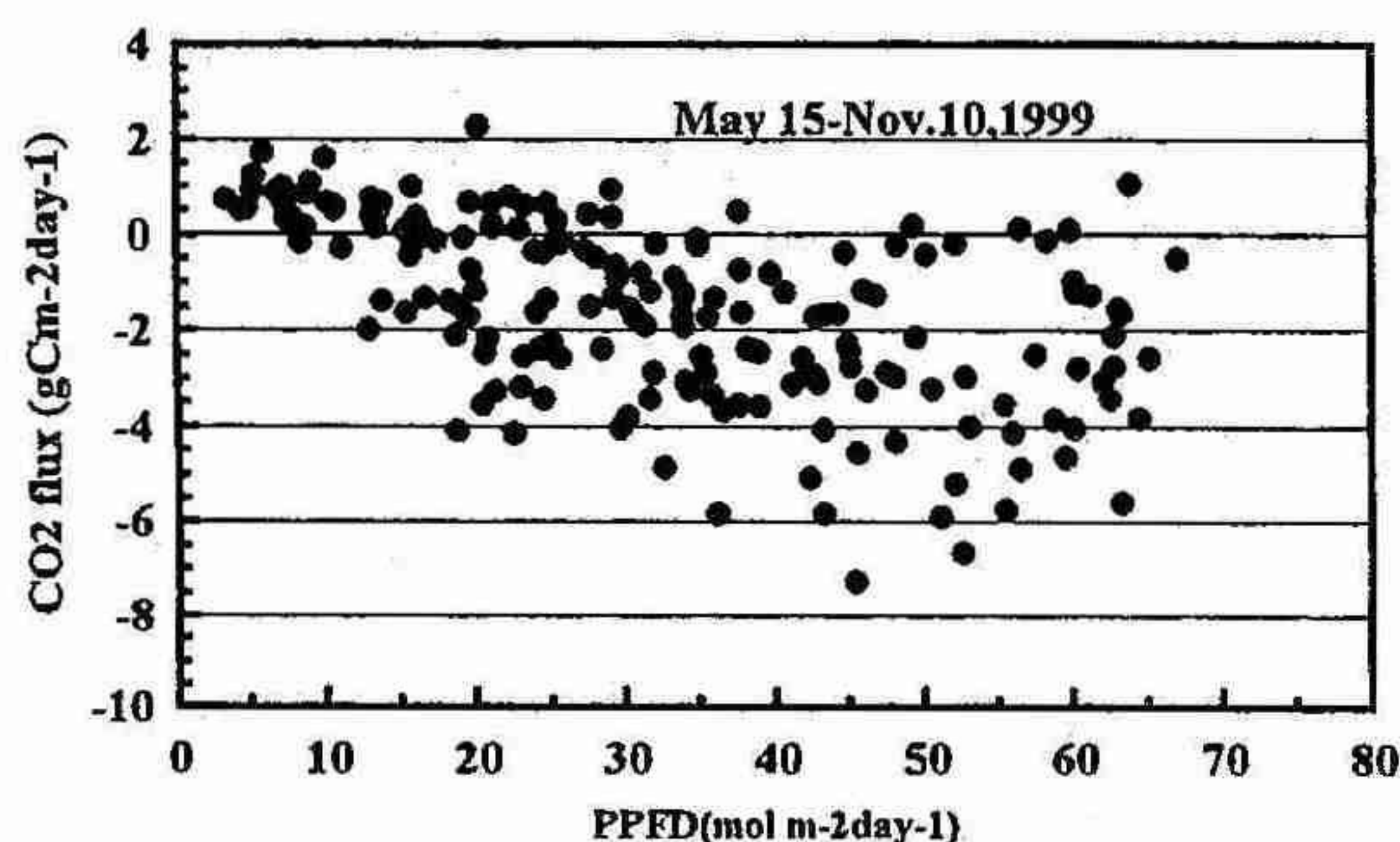
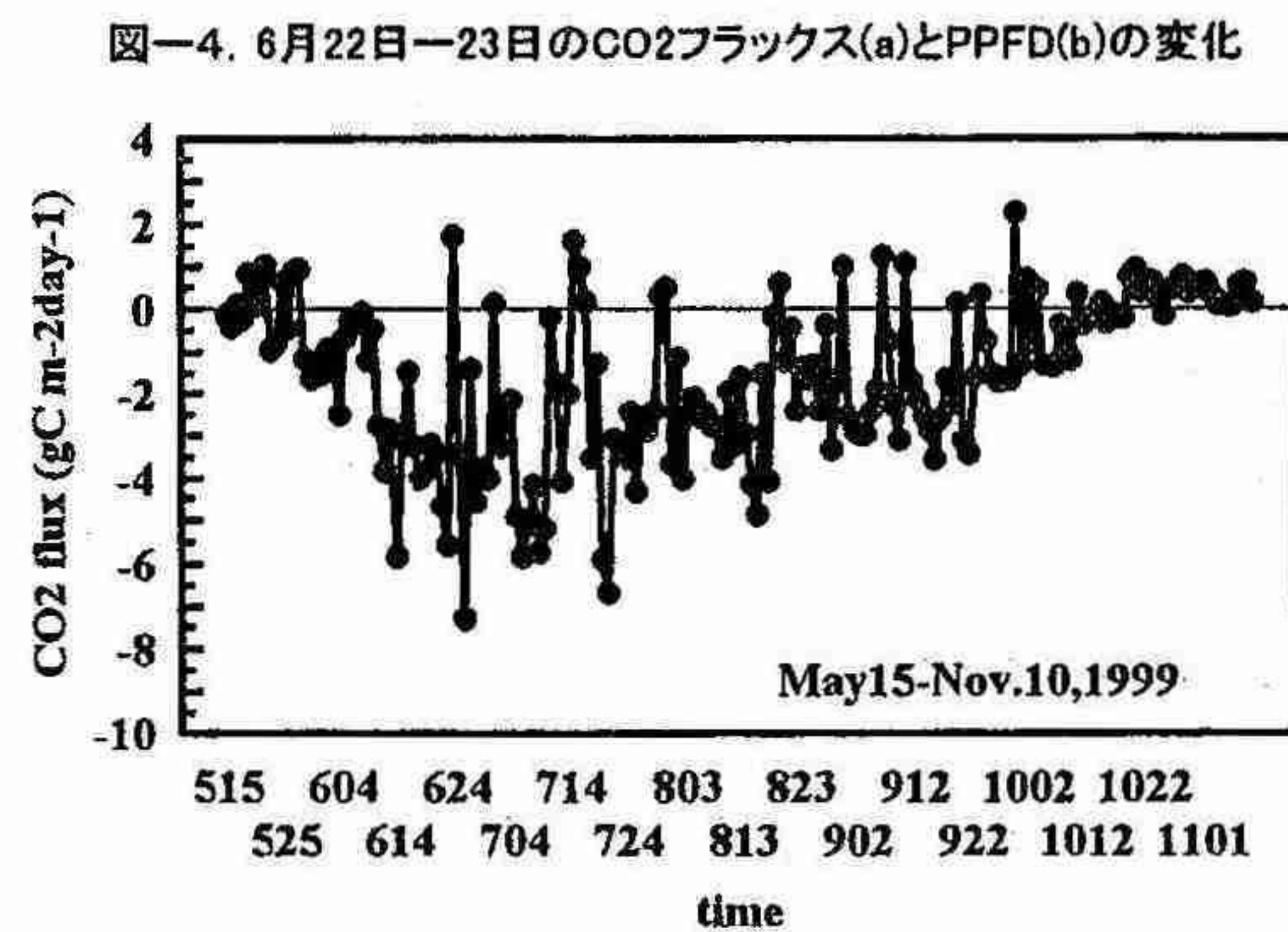
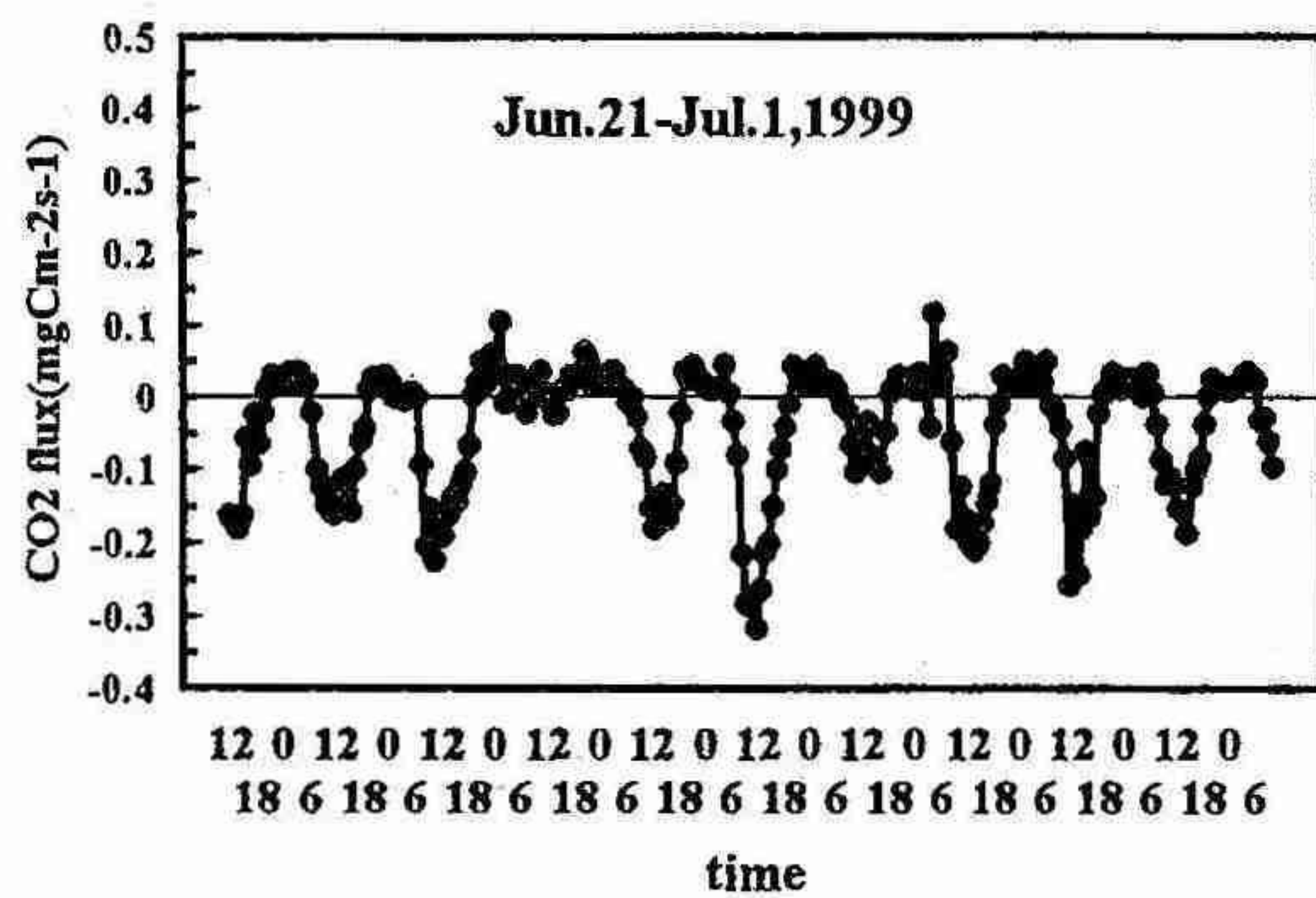
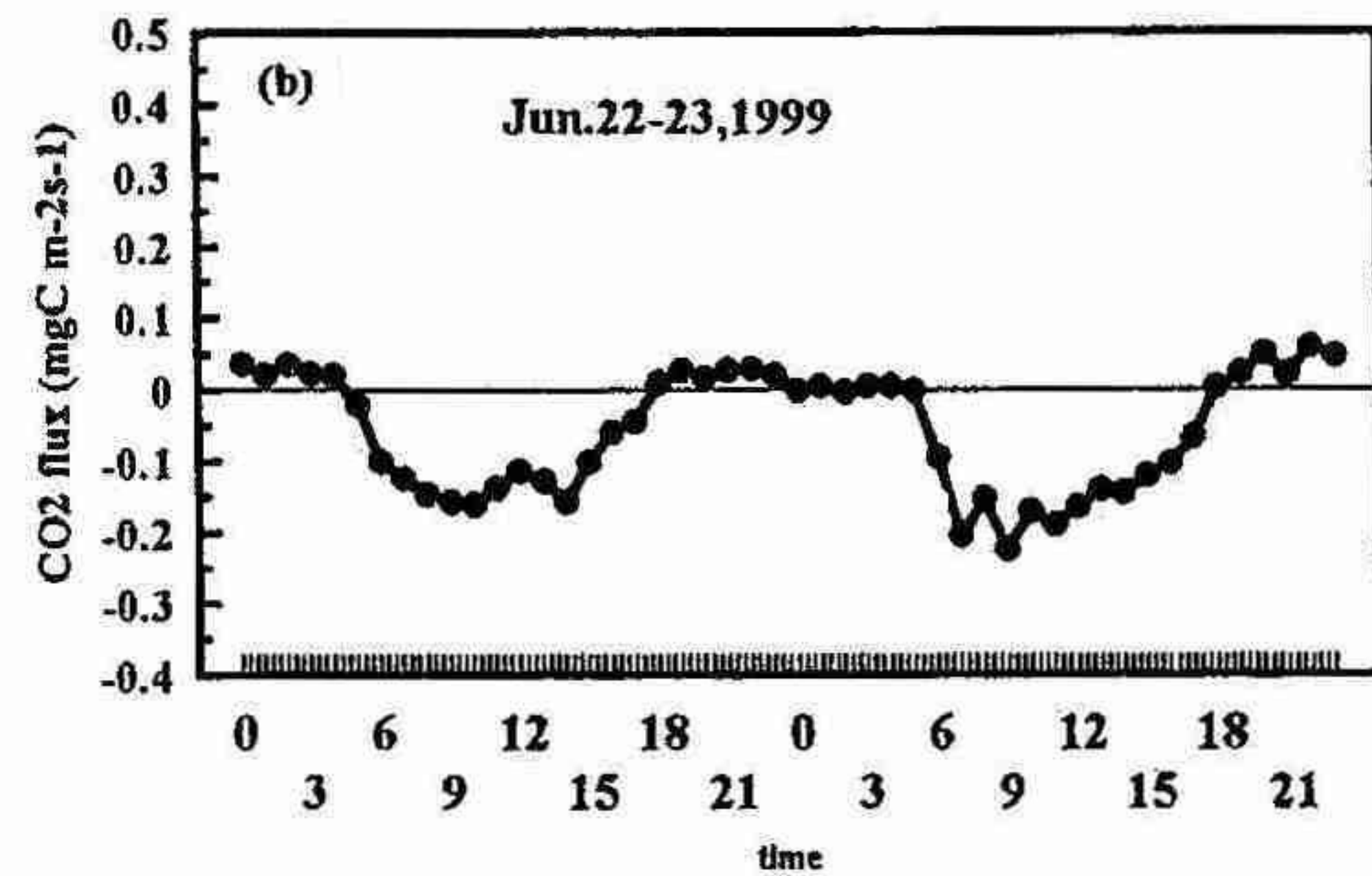
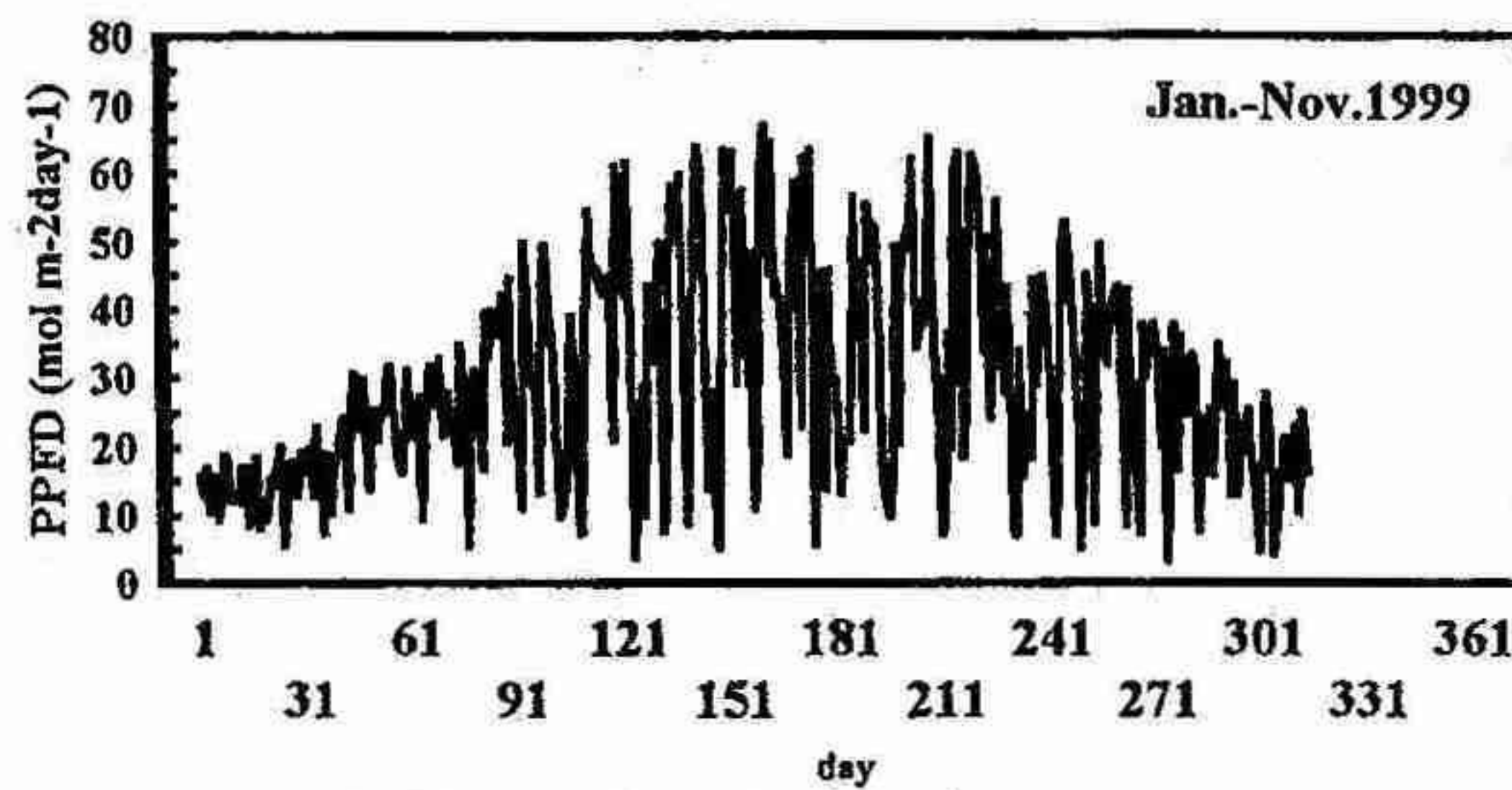
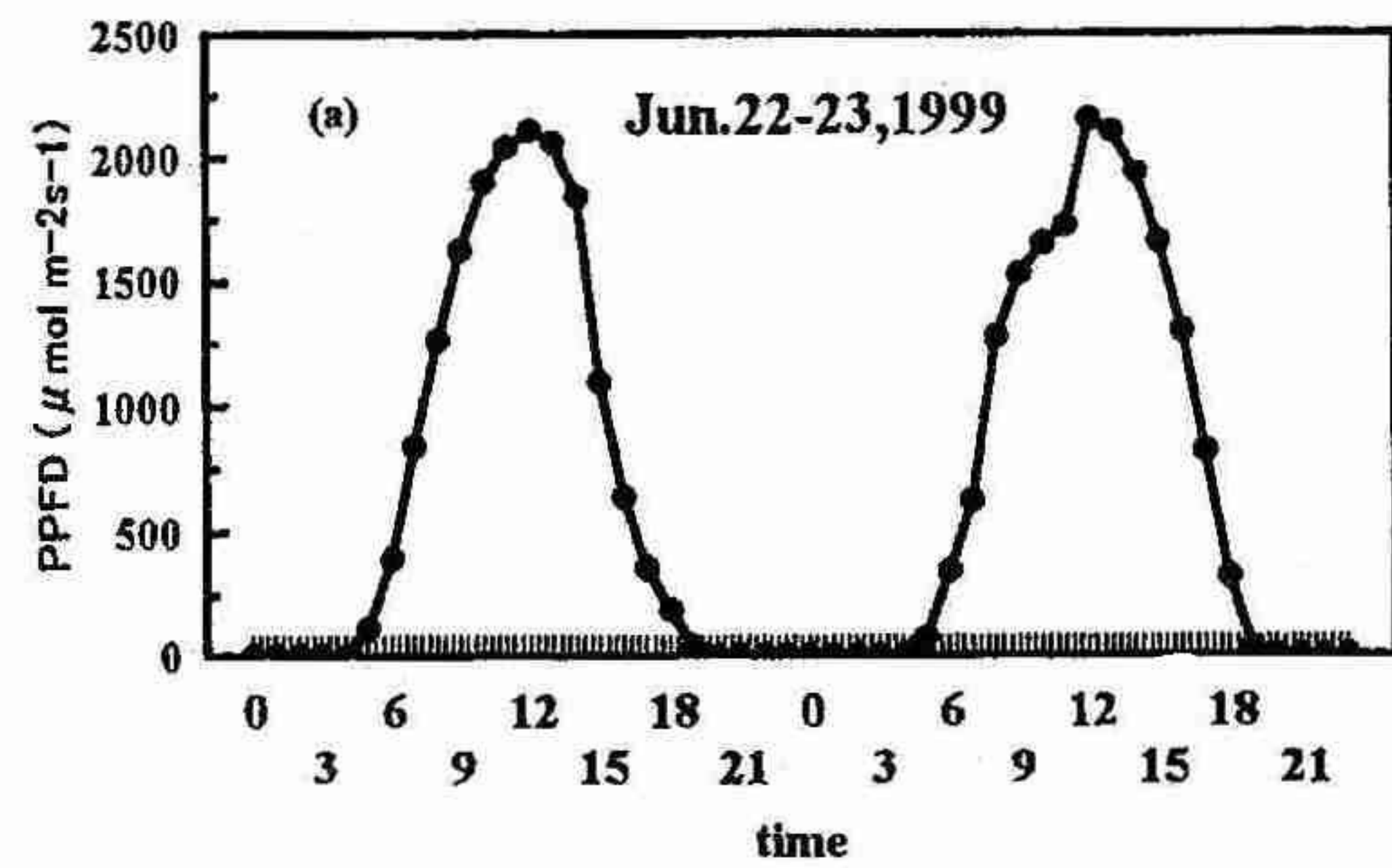
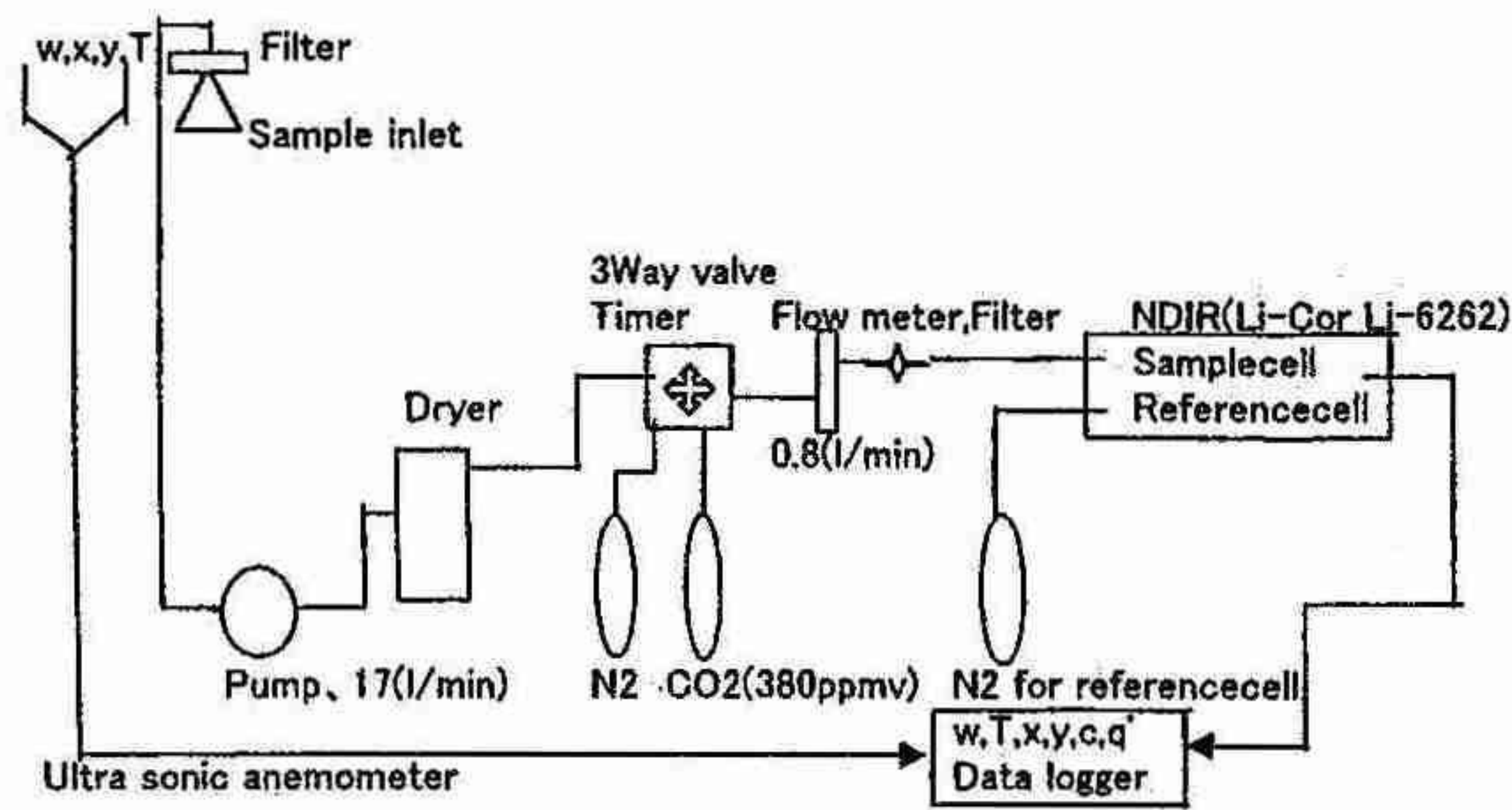
CO₂フラックスは次式を用いて求めた。

$$Fc = \overline{w' \rho c'} \quad (1)$$

ここで、 w' は風速の鉛直成分、 $\rho c'$ は乾燥空気中のCO₂濃度の変動成分である。

図-1に、Closed-path渦相関法のシステムを示した。測定高度は21mである。サンプル空気は17ℓ/minで地上まで引き下ろされ、除湿した後、校正ガスのフローコントロールを加えて分析計へ導入される。分析結果を風速の鉛直成分と共に10Hzでデータロガーに収録した。

図-2に光量子束密度PPFDの年間の変化を示した。PPFDは6月下旬に最大値を示す。図-3に6月下旬のCO₂フラックスの日変化を示す。日中のCO₂フラックスは最大-0.3 (mgC m⁻²s⁻¹)であった。図-4に6月22日～23日の2日間のCO₂フラックスとPPFDの変化を合わせて示した。CO₂フラックスの最高値は午前中に現れる。図-5に5月から10月までのCO₂フラックスの変化と月別の合計値を示した。11月にはCO₂フラックスは放出に転じた。着葉期6カ月間のCO₂吸収量の合計は約286 (gC m⁻²)であった。この結果は、北方亜寒帯林の120 (gC m⁻²)より大きく、熱帯林の500 (gC m⁻²)より小さい、中間の値であった。図-6に6カ月間のCO₂フラックスとPPFDとの関係を示した。PPFDの値45 (mol m⁻²day⁻¹)に対して、CO₂フラックスの吸収量の最高値-7.3 (mgC m⁻²s⁻¹)が現れている。これは6月下旬のPPFDが大きい季節に観測された。7月以降は、PPFDの値が更に増大してもCO₂フラックスの値は減少した。今後は、CO₂フラックスに占める光合成の寄与と生物呼吸によるCO₂放出について、それぞれ態様を明らかにする必要がある。



5. 札幌におけるエアロゾルと雲の光学的特性について

*青木一真、西川寛子、藤吉康志（北大・低温研）

杉本伸夫、松井一郎（国立環境研）

1. はじめに

雪が降り四季がはっきりしたある程度高緯度の札幌のような場所でのエアロゾルや雲の放射観測の長期モニタリングは、今まであまり例がなかった。我々は、北海道大学低温科学研究所（札幌市 43.08N, 141.34E）の屋上で、1997 年 7 月から太陽の直達光と周辺光の放射輝度の観測を、1999 年 2 月からミーライダーによる鉛直分布の観測を開始して、エアロゾルと雲との関係について、それらの輸送や時間・空間変動に着目した研究を進めている。今回は、札幌上空のエアロゾルと雲の光学的特性について、今までの観測から得られた、長期変動（季節変化など）と黄砂現象のような短時間の変動について報告する。

2. 解析方法

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.) の解析は、SkyRadPack (Nakajima et al., 1996) を使い、エアロゾルチャンネル 5 波長 (400, 500, 675, 870, 1020 nm) により、オンゲストロームパラメータ、一次散乱アルベドや粒径分布などについて解析を行った。また、940 nm の水蒸気チャンネルを使って、水蒸気量も計算している。ここで、オンゲストロームパラメータ α は、

$$\tau(\lambda) = \tau(0.5\mu\text{m}) \left(\frac{\lambda}{0.5} \right)^{-\alpha} \quad (1)$$

である。基本的に観測間隔は、晴天時の日中に 10 分おきに測定を行った。雪に覆われた期間の計算は、地表面アルベドなどのパラメータを変更し解析を進めた。また、ライダーは、Sky radiometer では得ることのできない、散乱強度と偏光解消度の鉛直分布を観測した。

3. エアロゾルの季節変動

Fig. 1 は、札幌における 1997 年 7 月～1999 年 10 月までの 500 nm のエアロゾルの光学的厚さの月平均値 (AOT500(mean))、500 nm のエアロゾルの光学的厚さ (AOT500(min)*10) の月最低値を 10 倍にしたものと、オンゲストローム指数 (Alfa) の月平均値の結果である。エアロゾルの光学的厚さの月平均値は、冬から春にかけ

て増加して春に極大となり、夏から秋にかえて減少し、秋に極小になる傾向が見られ、はっきりとした季節変化が確認された。また、500 nm のエアロゾルの光学的厚さの月最低値もほぼ月平均値と同じ傾向であり、ほとんどの月で、最低値が 0.1 以下の低い値を示しているのに対し、春には高い値が確認された。オンゲストローム指数は、大粒子の影響により、春先には低い値を示しており、黄砂粒子の輸送の影響やローカルな土壌粒子の舞い上がりによる効果が伺えた。

4. 札幌における黄砂現象

春先の西日本でよく観測される黄砂粒子が、札幌でも観測することができた。Fig. 2 は、1998 年 4 月 20 日の札幌における 500 nm のエアロゾルの光学的厚さの変動を示したものである。光学的厚さが午前中では、0.3～0.5 ぐらいであったのに対し、12 時 30 分すぎから 16 時頃まで急激に 1.0 ぐらいまで増加した。その前後の体積粒径分布について示したのが、Fig. 3 の結果である。左右の図を比べると、右は、急激な大粒子の増加が見られ、逆に小粒子が少し減少していることがわかる。光学的厚さの増加が大粒子の影響であることが示された。この期間の黄砂現象は、太平洋を横断して、アメリカまで飛来したことが衛星からの結果からも報告されている。

(例: <http://jwocgy.gsfc.nasa.gov/>)

5. まとめと今後の課題

札幌において、エアロゾルの光学的特性の季節変化を示すことができた。光学的厚さやオンゲストローム指数の季節変化は、春の光学的厚さが最大なときにオンゲストローム指数が小さい傾向であり、大粒子の影響により、光学的厚さの増加につながったことが確認された。また、黄砂現象については、数時間で急激な光学的厚さの増加が見られ、時間分解能のよく示すことが出来た。今後の課題は、各物理量の波長による違いを明確に示すこと、高緯度地域での観測は、特に冬の地表面アルベドや複素屈折率などのパラメータを正確に与えることでより詳細なデータを示すことが出来るであろう。

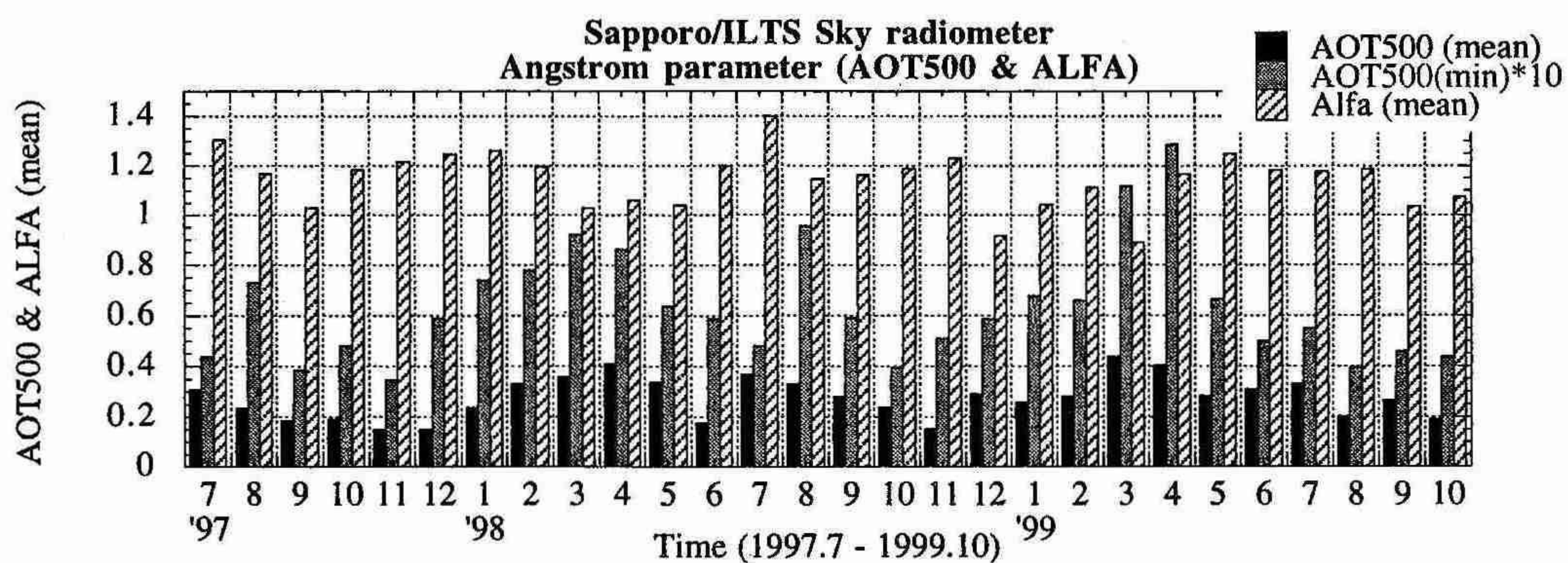


Fig. 1 札幌における1997年7月～1999年10月までの
500 nmのエアロゾルの光学的厚さの月平均値 (AOT500(mean))
500 nmのエアロゾルの光学的厚さ (AOT500(min)*10) の月最低値を10倍にしたものと、
オングストローム指数 (Alfa) の月平均値

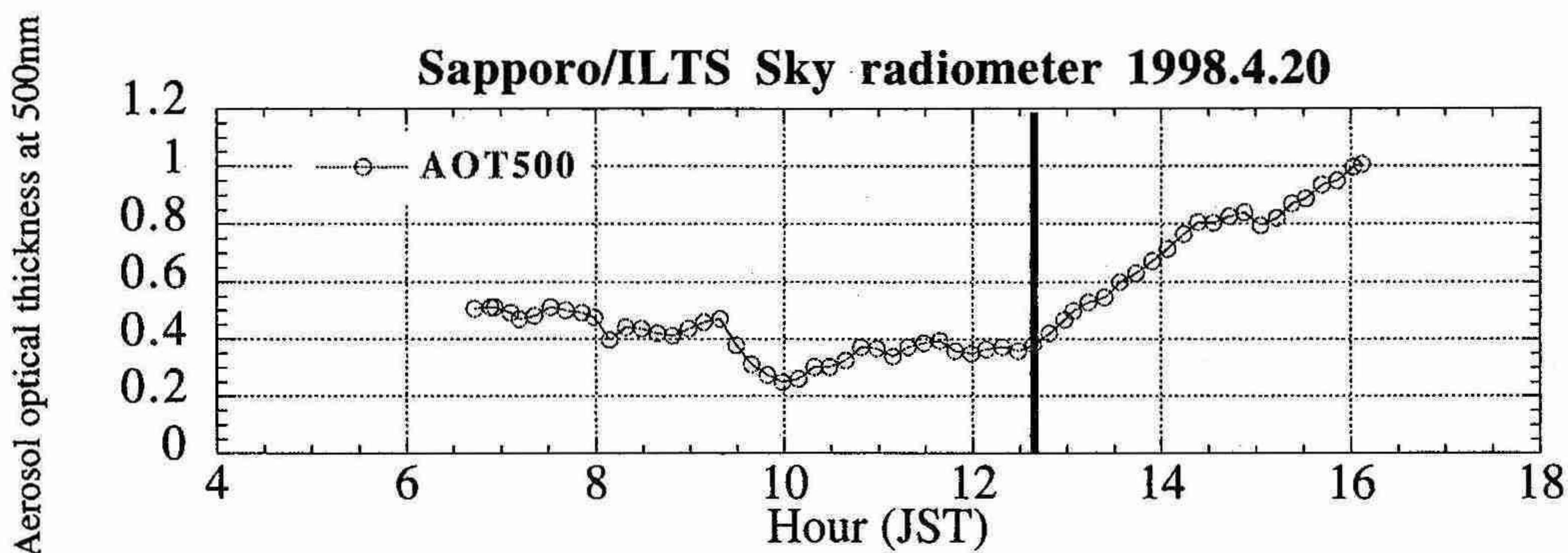


Fig. 2 1998年4月20日の札幌における500 nmのエアロゾルの光学的厚さの変動

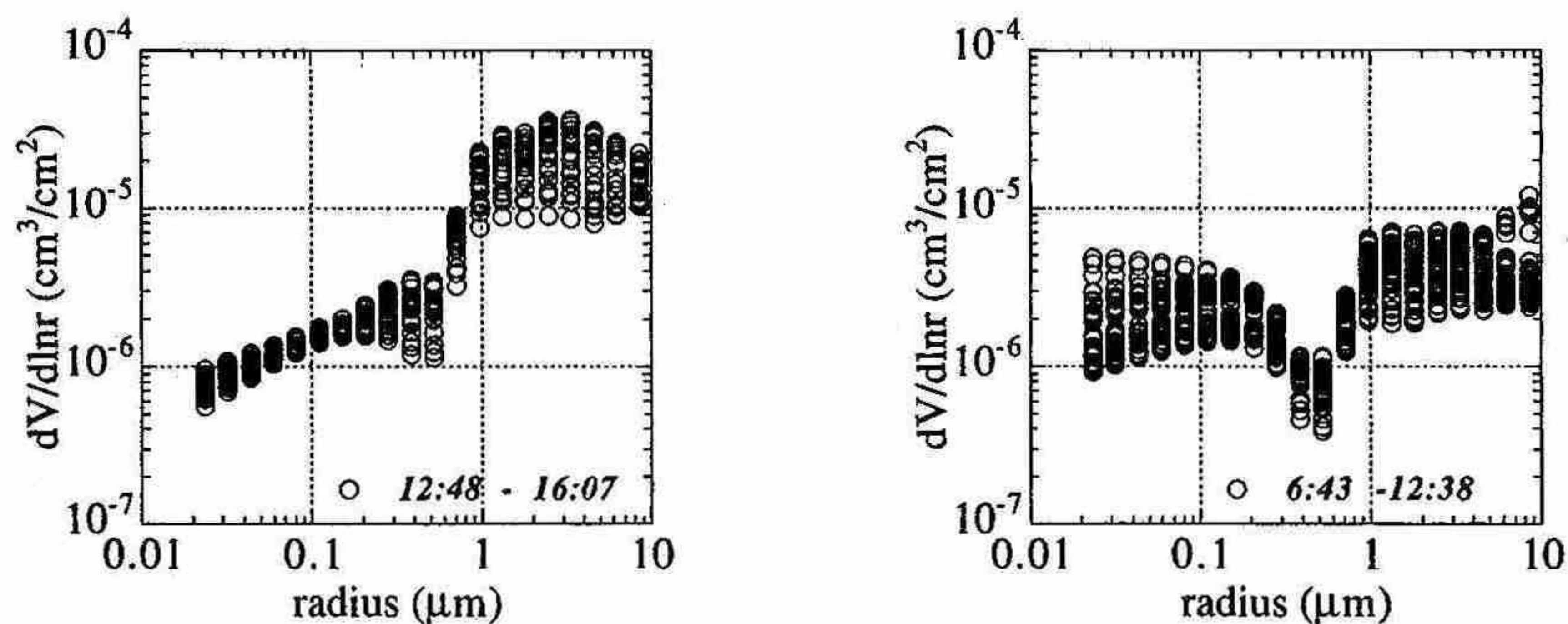


Fig. 3 1998年4月20日の札幌における黄砂が来る前 (左) と黄砂が来たとき (右) の体積粒径分布の違い

6. 大分空港における LAWS のドップラーソーダ観測

*城 朋洋・上田 博(北大院・理)、菊地勝弘(秋田県立大)、小林文明(防大地球科学)

1. はじめに

航空機の離発着に支障をきたす大気境界層内のウインドシアは Low Altitude Wind Shear(LAWS)と呼ばれている。LAWS の例として、大分空港において冬期に気流が乱れるのは北西部に位置する山岳の影響が考えられる事が経験的に知られているが、詳細な観測は行われていない。そこで、大分空港の滑走路両端に、ドップラーソーダとウェザーステーションを設置し、1997 年 11 月から 1998 年 12 月まで、約一年間観測を行った。観測期間全データの統計的な解析を行うことによって乱れの風向・時間依存性を調べた。

空港北西約 20km には、両子山(標高 721m)がある(図 1)。また、観測期間中で、北西風でパイロットからの“Turbulence”が 4 件報告され、空港内の気流の乱れが特に大きかった。1998 年 2 月 8 日のケースを選び、乱れが大きくなった原因を考察した。

2. 使用データ

解析にはドップラーソーダデータ、ウェザーステーションデータ、福岡の高層データを用いた。ドップラーソーダは 01 サイト(南側)では 30 秒ごとに、19 サイト(北側)では 60 秒ごとに、両サイトとも水平風の風向・風速、鉛直風の風速のプロファイルが 23 高度について測定可能である。ソーダから求めた水平風から、乱れの状態を客観的に調べるために、水平風変動量を次式で定義して用いた。

$$\text{水平風変動量} = \sqrt{\Sigma\{(\bar{u}-u_i)^2 + (\bar{v}-v_i)^2\}/n} = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2} \quad (i=1 \sim n)$$

但し、 u は西風成分、 v は南風成分、 n はデータの個数である。30%以上データが取得できた場合について出力した。

3. 水平風変動量の統計解析

図2に、01 サイト(南側)における、1997 年 11 月から 1998 年 10 月までの、高度 30m から 100m までの水平風変動量の風向・風速毎の平均値を示す。北西風(NW)域では、水平風が 5m/s 以上になると水平風変動量が大きくなった。これは、水平風 5m/s 以上で山岳の影響が現れたものと考えられる。図 3 に、北西風域において、時間帯別による風速毎の水平風変動量の平均値を示す。夜間よりも、日中の方が値が大きくなった。

4. 1998 年 2 月 8 日の事例解析

1998 年 2 月 8 日は日本海と関東沖を低気圧が東進し、福岡上空に寒気が進入していた。当日は高層天気図の風向・風速はほとんど変化せず西北西の風であり、福岡の風下に大分空港が位置していた。

図 4 に大分空港の RWY01(南側)における 2 月 8 日のソーダで求めた水平風変動量の大きさの時間変化を示す。午前 11 時頃から午後 4 時頃にかけて水平風変動量の高いピークが見られ、最も強かった時には 7m/s を超える値が 30m、100m、200m の各高度で観測された。

大分空港の北西側にある山岳が空港周辺の風の流れにどのような影響を及ぼしたかを調べるために、福岡の、高層観測のデータと大分空港の 2 月 8 日の RWY01(滑走路南側)におけるソーダのデータを比較した。図 5 に 2 月 8 日にソーダの最も高い観測高度である高度 300m の風向・風速と、福岡の、地表面の影響が少ないと思われる、925hPa (高度 750m)の風向・風速の比較を示す。8 日午前 11 時頃から午後 4 時頃にかけて風向・風速がほぼ一致した。これは、上層の運動量が山岳による乱流と共に下層に伝播したためだと考えられる。福岡の上層の気温と大分空港の気温を図 6 に示す。925hPa の気温と大分の地上気温の温度差は、上層の気温を 8 日の 9 時から 21 時まで一定と考えると、最大で 11℃程度の差があった。これは、大分空港において推定される気温減率が -1.45℃/100m になり乾燥断熱減率を上回るので大気が不安定であったと考えられる。

5. まとめ

大分空港では北西風の場合に、水平風変動量の値が大きくなり、北西風の場合顕著に日中に高くなった。これは日中に気温が上昇し、大気境界層内の鉛直混合が盛んになった結果、上層の山岳によって生じた乱流成分が地表付近まで到達したためだと考えられる。尚、北西風以外では顕著な日変化は認められなかった。2月8日は上層の強い寒気と日射により大気が不安定になり、山岳の影響と考えられる乱流成分が上層の強風と共に大分の下層に

進入した結果、乱れが強くなったと考えられる。また2月中に北西風で水平風変動量が高くなったケースは5日間あり、1例を除き上層と地上の温度差が大きく、別の1例を除き上層の強風を観測していた。北西風の時には以上の条件を満たすと水平風変動量が高くなると考えられる。

謝辞 本観測において日本エアシステム運航技術部および大分空港関係者に多大な協力を頂いた。ここに謝意を表します。

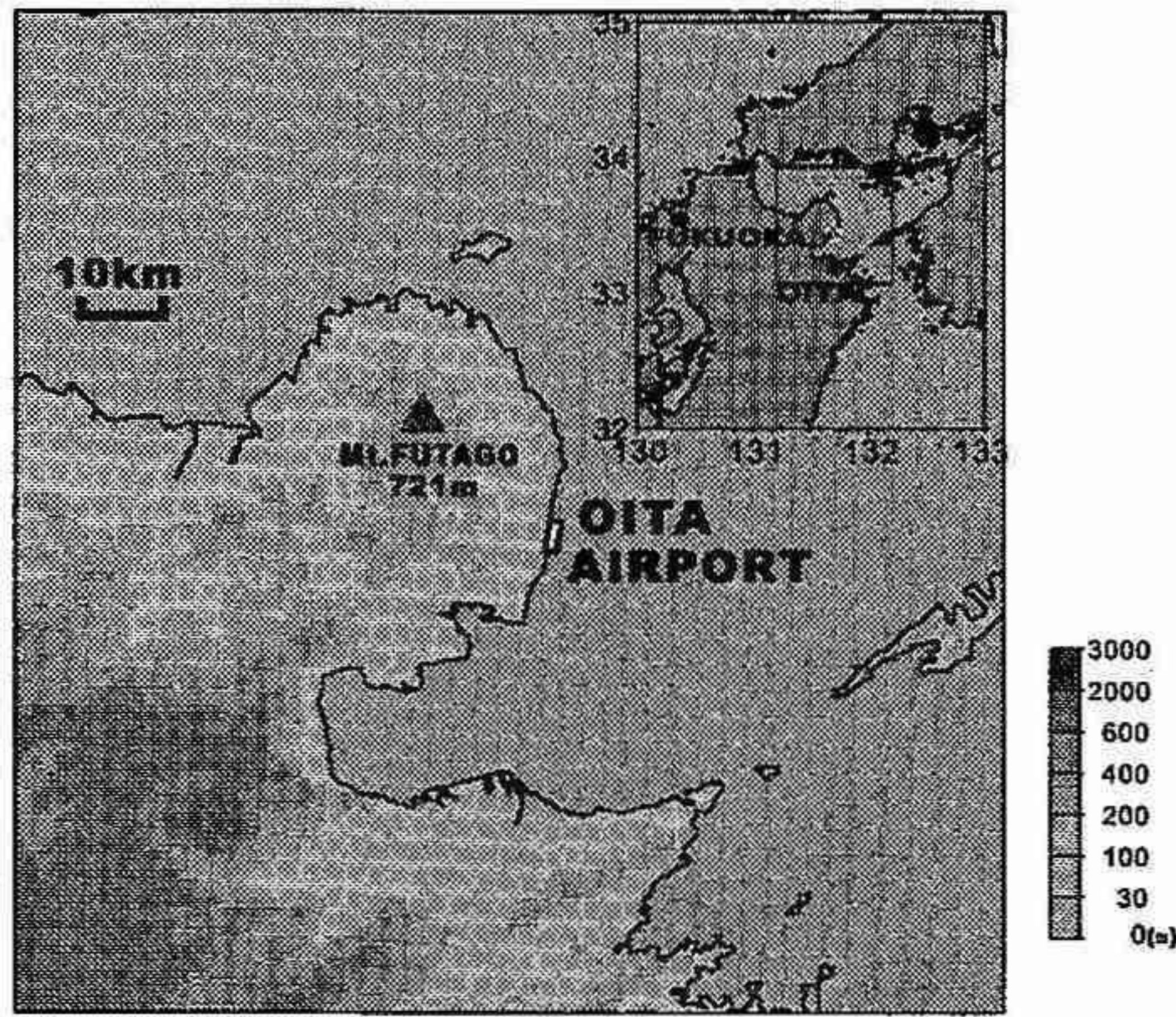


図1. 大分空港周辺の地形。

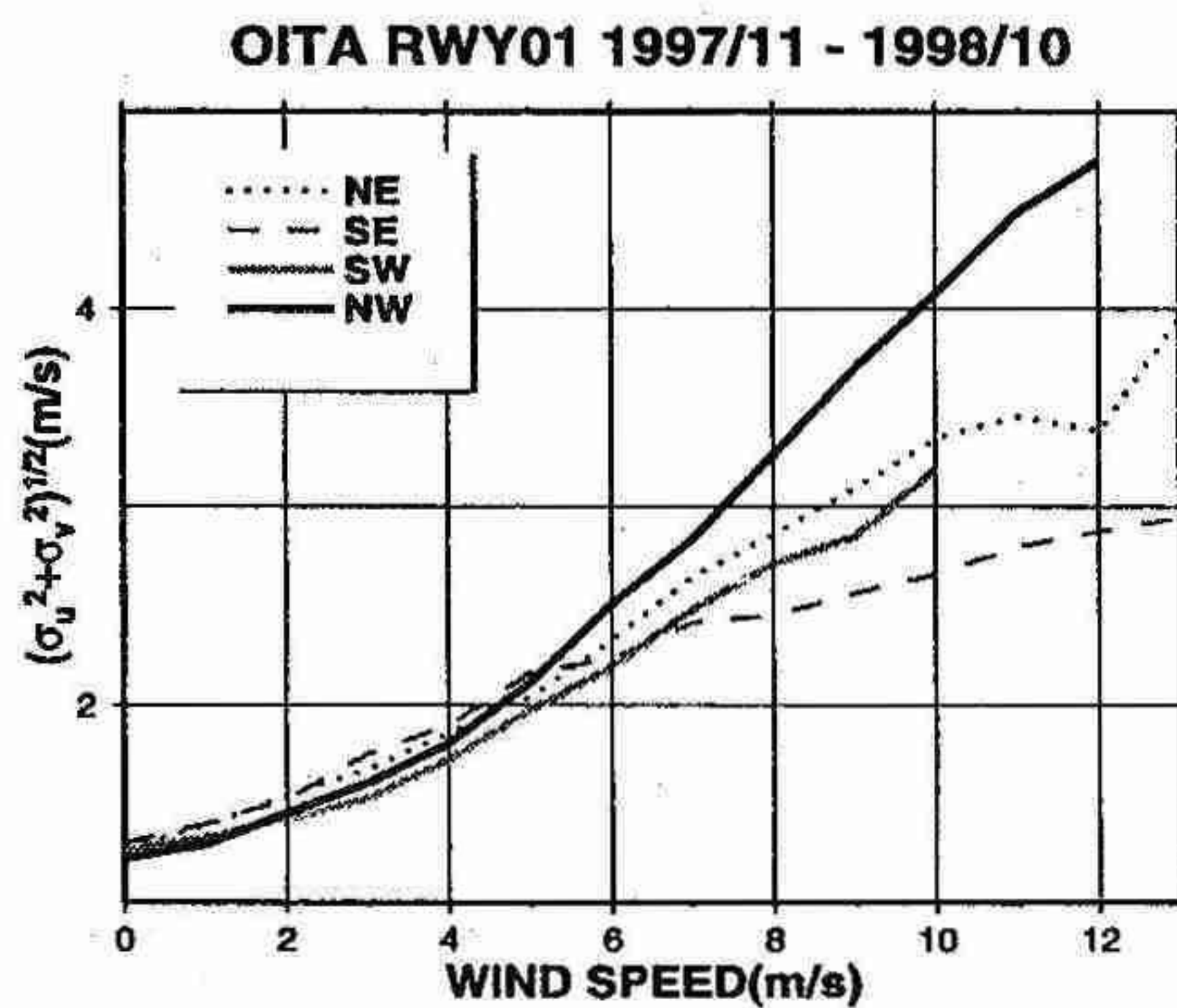


図2. 1997年11月から1998年10月までの、風向・風速毎のソーダで観測された風速と水平風変動量の関係。高度30mから100mのソーダの値を風速毎に平均を行った。

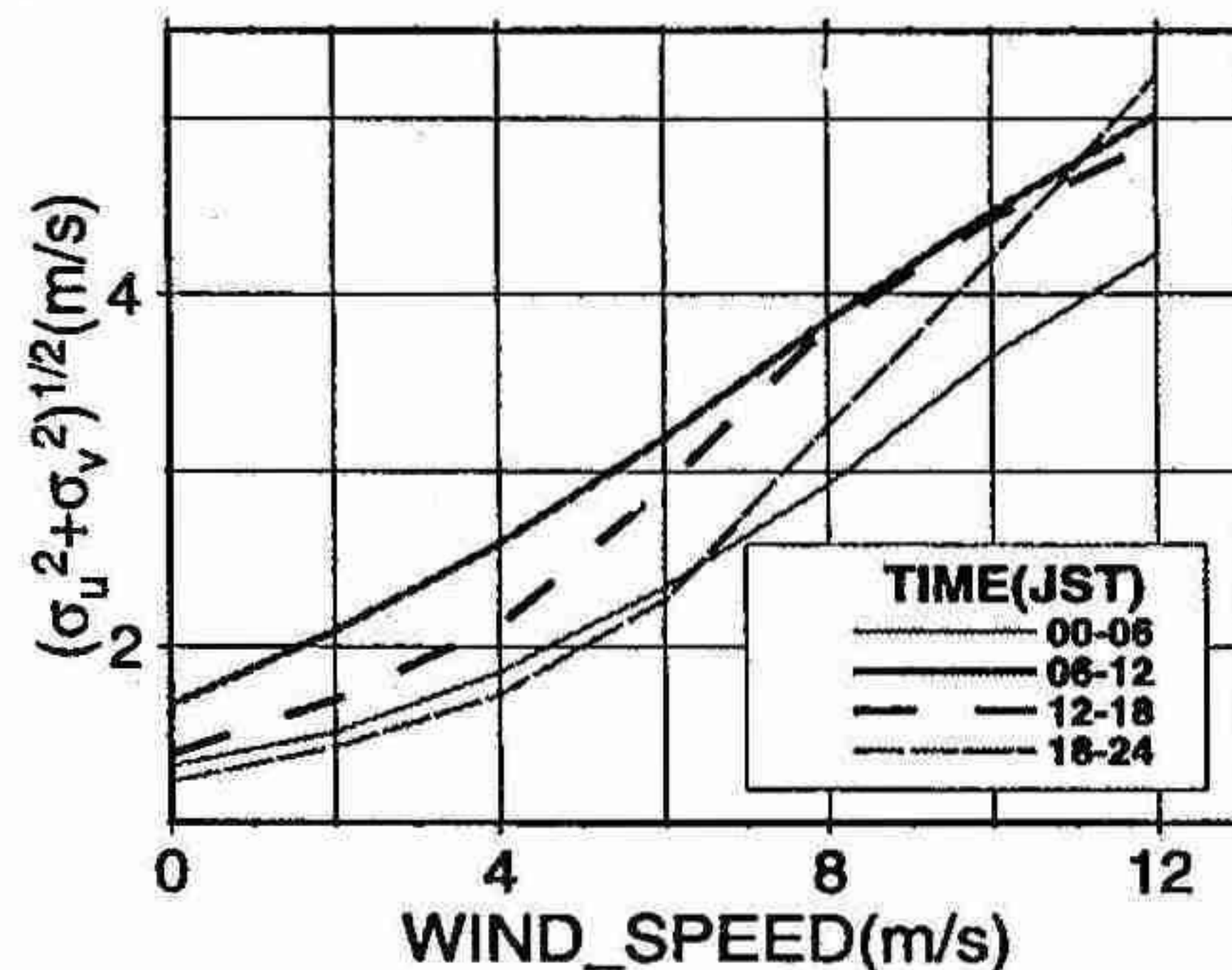


図3. 1997年11月から1998年10月までの、北西風(図2のNW)の場合における、時間別に分けた、風速と水平風変動量の関係。

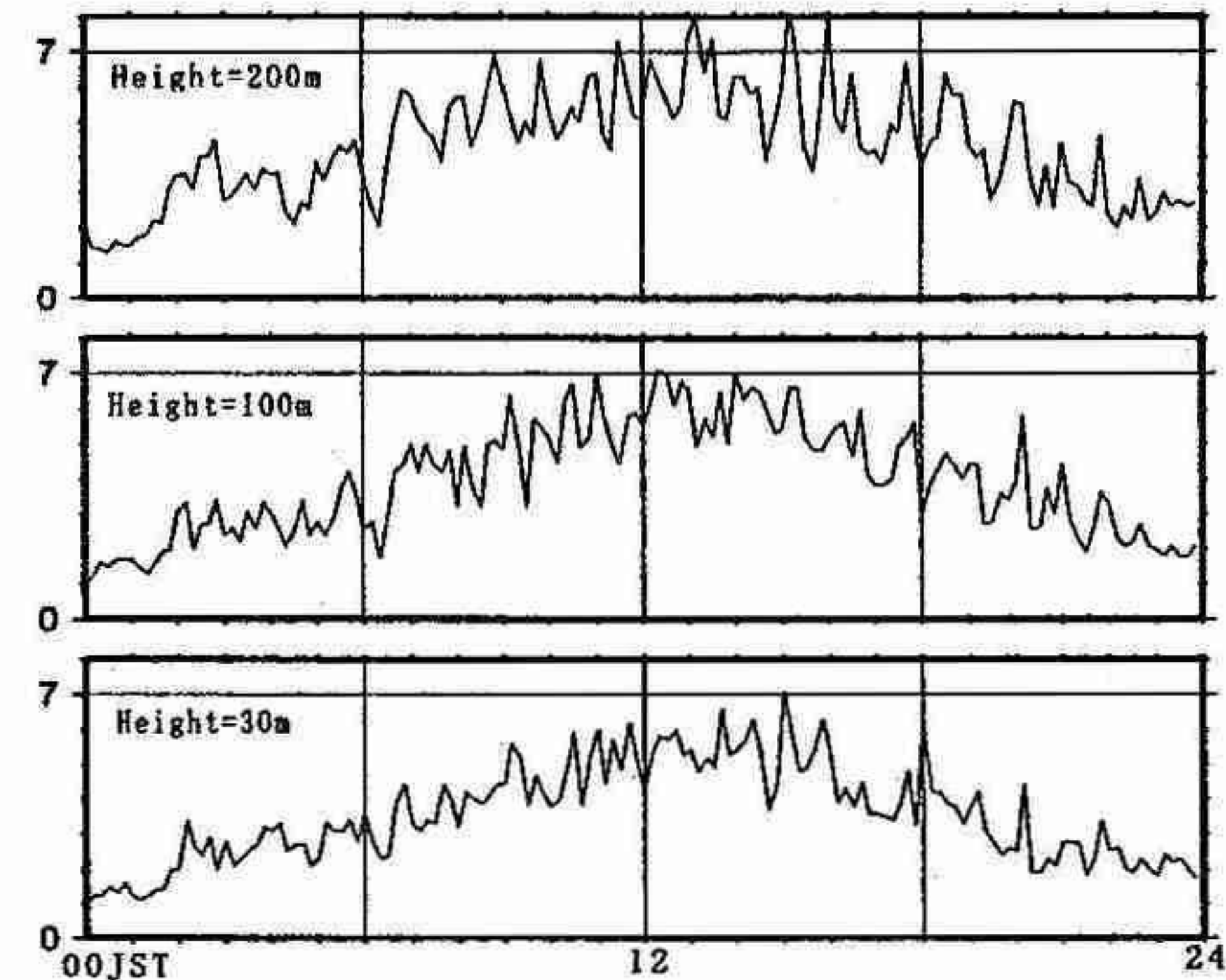


図4. 1998年2月8日、RWY01(南側)におけるソーダで観測された水平風変動量の時間変化。

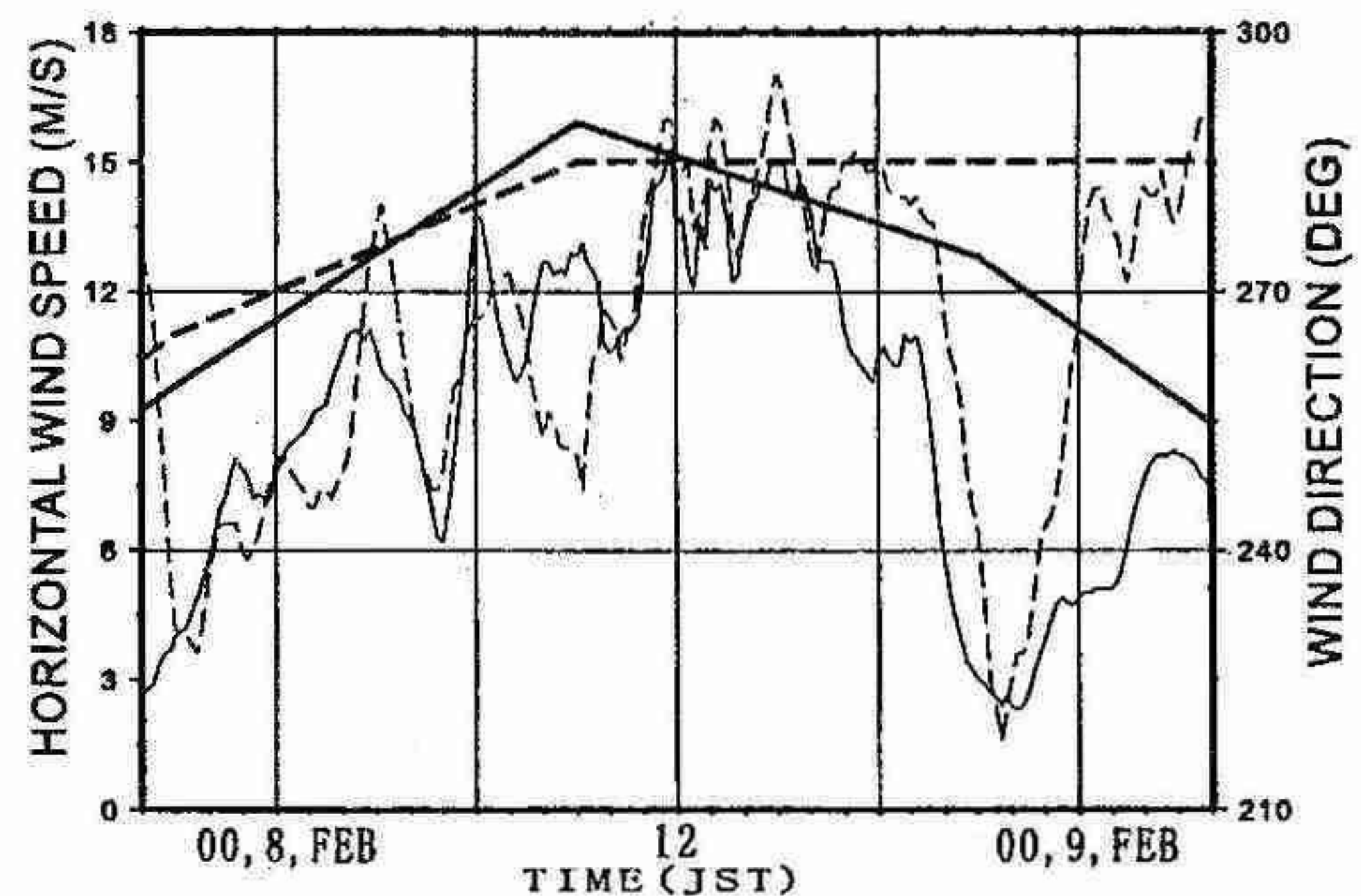


図5. 1998年2月8日のソーダ(高度300m、細線)と福岡のゾンデ(925hPa、太線)の風向(点線)と風速(実線)

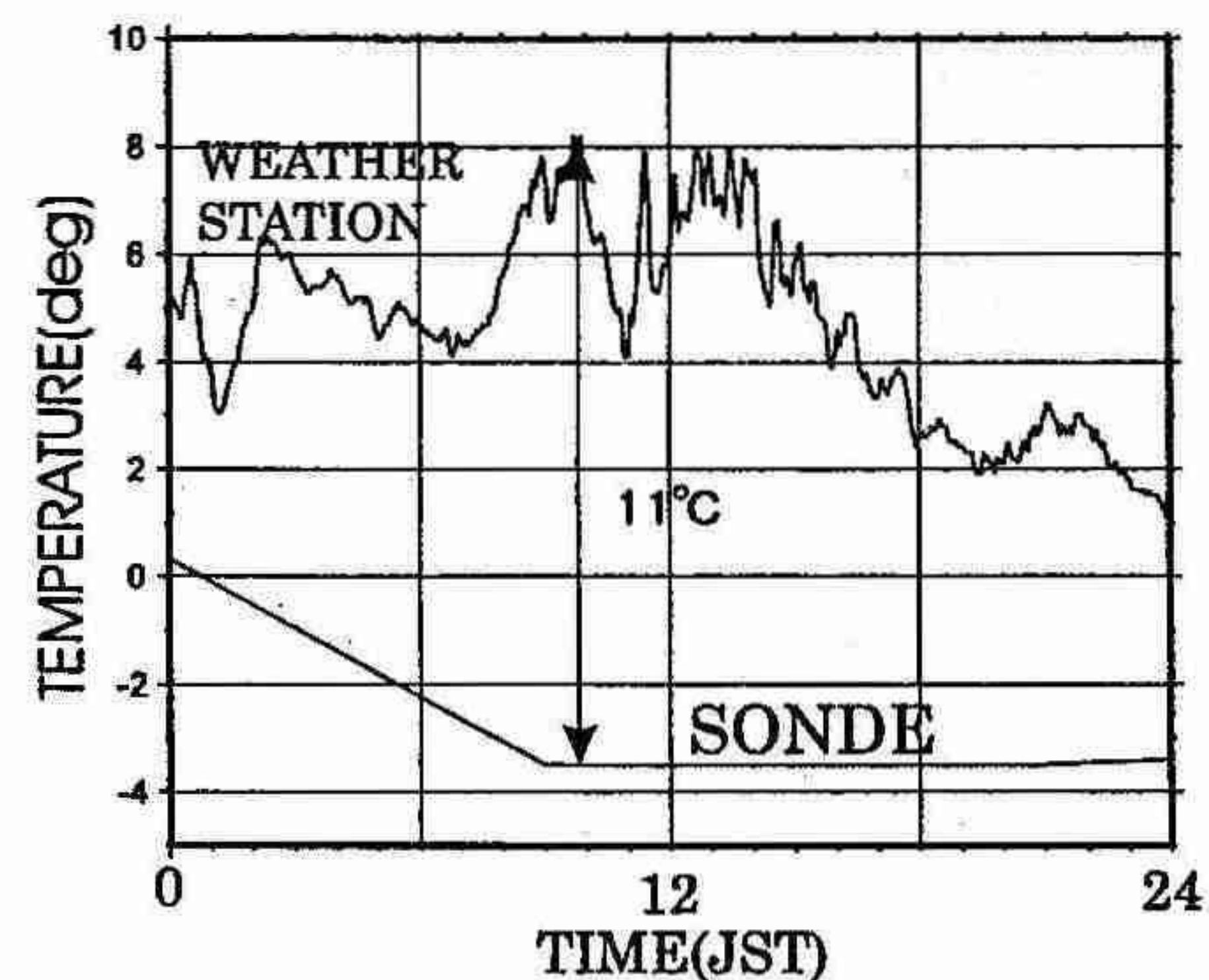


図6. 1998年2月8日の福岡のゾンデ(925hPa)の気温とRWY01(南側)ウェザーステーションによって観測された気温。

7. 数値計算を用いた孤立積乱雲の発生に伴う水蒸気収支の見積り ～ GAME/HUBEX IOP 中の 1998 年 7 月 14 日のケースについて ～

篠田太郎・上田博 (北大院・理)

1. はじめに

積乱雲の発達によって、対流圏下層から上層への水蒸気の輸送が行なわれる。この過程を経て対流圏上層の水蒸気量が増加することによって発生する上層雲は、放射過程を通じて大気大循環に影響を及ぼすと考えられている。そこで、本研究では、GAME/HUBEX IFO 期間中の 7 月 14 日に観測された積乱雲を対象として数値実験を行ない、以下の点に関して検討を行なった。すなわち、(1) 水蒸気の鉛直分布は対流雲の発生に伴ってどのように変化したか? (2) 水蒸気はどのような過程によって対流圏中層(上層)に輸送されたか? (3) 対流雲の発生に必要な水蒸気の源は何か? という 3 点に関する検討を行なった。

2. 観測結果

観測は中国の安徽省において行なわれた(図 1)。GAME/HUBEX IOP 中の 1998 年 7 月 10 日から 17 日にかけては、観測範囲は亜熱帯高気圧の辺縁部に位置しており、午後に対流雲が発達し、夕方から夜間にかけて対流活動が衰退するという日変化が観測された。

今回はそのうち活発な対流活動が観測された 7 月 14 日の事例を示す。この日の対流活動は 17 BST 頃から活発化し、21 BST 頃まで続いた。図 2 は 1756 BST に観測された積乱雲の反射強度とドップラー速度の RHI を示す。この図より、エコー頂の高度が 16km にまで到達していることや、エコーの上部が上層の風に流され、風下側(東側)に傾いていることが見てとれる。そして、新しい対流セルが既存のセルの風上側(西側)に生成されるバックビルディング型の積乱雲であったことがレーダー観測から明らかになった。さらに、21 BST 以降は新しい対流雲が発生しなくなり、次第に層状化していく過程がレーダー観測より得られた。

3. 数値実験の概要

実験に使用した雲解像度モデルは吉崎(1988)の非静力学・弾性系の二次元モデルである。境界層は Louis(1979)、雲物理過程は Murakami(1990)のスキームを使用している。また、地表面温度の熱収支式を解くことによって日射の効果を含み、対流の日変化の再現を行なっている。計算領域は GAME/HUBEX の観測領域の東西断面を想定した 360×45 グリッドを取り、格子間隔は水平方向は 1km、鉛直方向は最下層の 60m から徐々に広がる形を取っている。計算領域の上端の高さは 19km である。初期条件として、1998 年 7 月 13 日 1800UTC (14 日 0200 BST) の阜陽(Fuyang)におけるゾンデデータを使用し、24 時間の時間積分を行なった。

4. 数値実験の結果

数値実験においては、対流雲は 1600 BST 頃より発生した。図 3 は数値実験における想定時刻 1820 BST における反射強度と各降水粒子の混合比の鉛直断面図を示している。ドップラーレーダーなどによる観測によって得られた、新しい対流セルが既存のセルの風上側に形成される構造、上層におけるエコーの風下側への傾き、氷粒子の発生に伴うアンビルの成長などが再

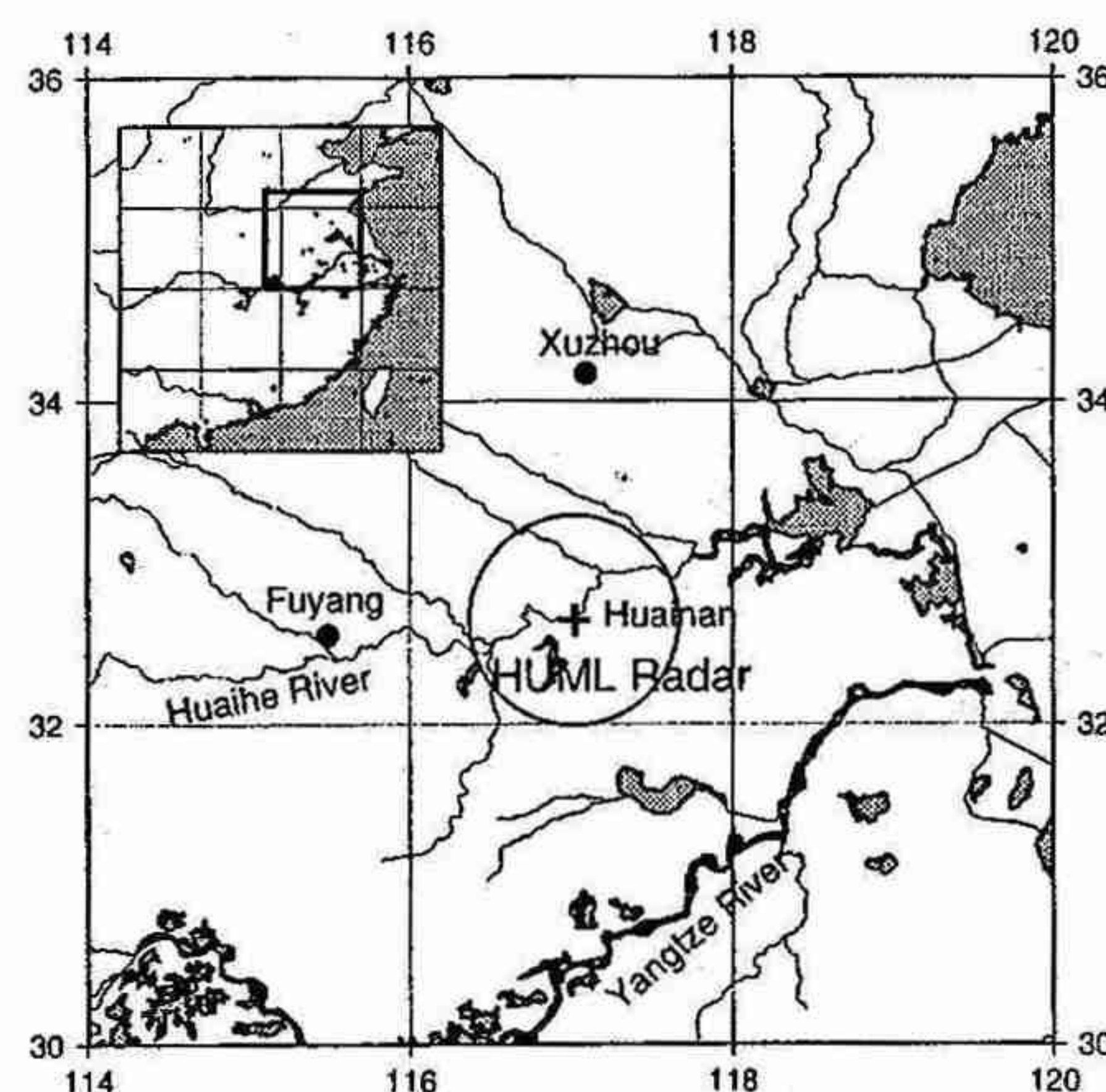


図 1 GAME/HUBEX の観測期間中、淮南(Huainan)市に設置された北大(HUML)レーダーとその観測範囲、及びゾンデが上げられたサイトのうち阜陽(Fuyang)と徐州(Xuzhou)の位置を示す。

現されている。また、積乱雲の発生時刻や雲が層状化して衰退するまでの過程も再現することができた。

数値実験の結果は観測結果と積乱雲の発達過程や内部構造についてよい一致を示したので、本研究の課題である積乱雲の発生に伴う水蒸気の鉛直分布の変化について調べる。図 4 は初期条件となった阜陽の 14 日 02 BST における水蒸気の混合比の鉛直分布と計算開始 24 時間後の全領域平均の水蒸気混合比の鉛直分布を示す。下層、特に高度 4km 以下において、水蒸気の混合比が顕著に増加していることが見てとれる。この結果を 15 日 02BST における徐州(観測領域の風下側のゾンデサイト)の鉛直分布と比較すると、下層における水蒸気の増加が観測されており、積乱雲の発生に伴って混合層中の水蒸気が対流圏下層から中層に輸送されたことを示している。

この水蒸気の輸送過程を検討するために、高度 4km における各層の水の混合比と水蒸気の増加率の時間変化のグラフを図 5 に示す。図 3 に示された積乱雲が急速に発達し始める時刻(1740BST 前後)から、水蒸気量は急速に増加しており、この増加が水蒸気の鉛直移流(QVADVZ)に伴うものであることが見てとれる。一方、発達中の積乱雲内部(1800BST 前後)においては水蒸気量は雲内の上昇気流による鉛直移流によって増加するが、その水蒸気が凝結して雲水に変化する(VDVC の負値)ため、水蒸気量の増加は両者のバランスによって決められることが見てとれる。

最後に積乱雲への水蒸気の供給源として、地表面からの水蒸気フラックスがどの程度寄与しているかを確かめる感度実験を行なった。数値実験における地表面からの潜熱フラックスは日中の最大値で 500 W/m^2 に及んだが、この値は観測において水田からの値によく一致している。この潜熱フラックスを除いて実験を実

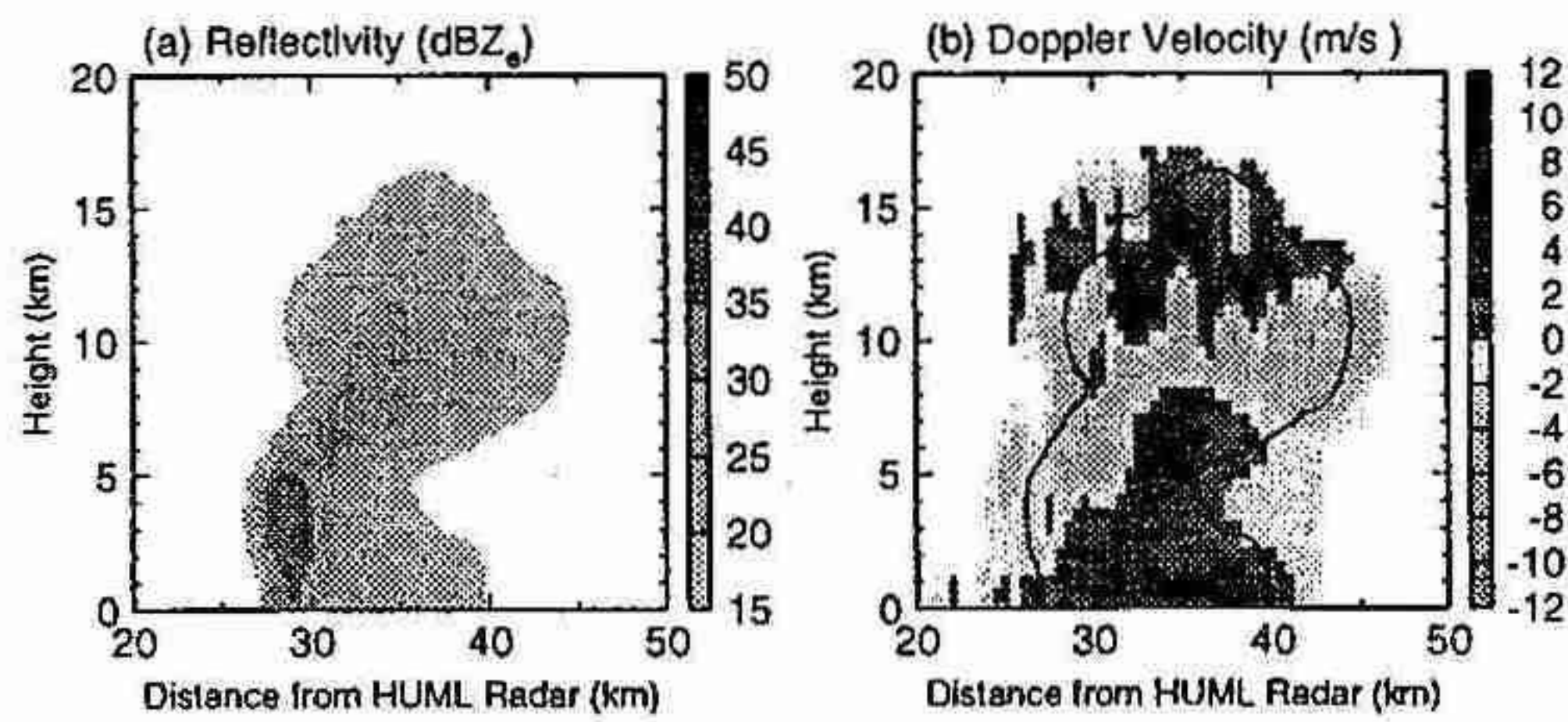


図2 1998年7月14日1756BST、北大レーダーによって観測された方位角128.5度の反射強度(a)とドップラー速度(b)の鉛直断面図(RHI)。ドップラー速度の正値はレーダーに近づく成分の風速を、負値は遠ざかる成分の風速を示す。

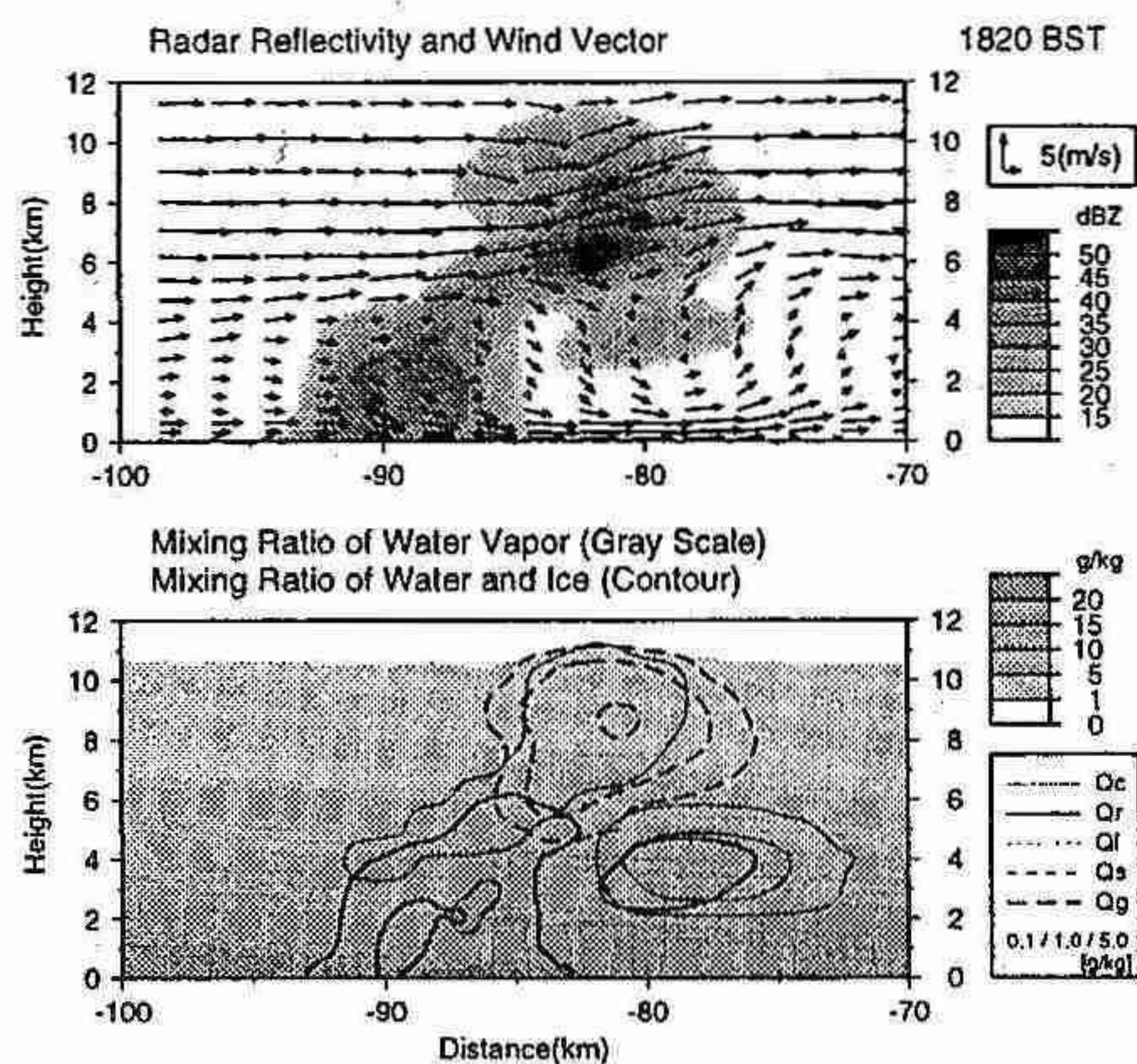


図3 数値実験による想定時刻1820BSTにおけるレーダーの反射強度と風ベクトル(上図)と各相の水の混合比(下図)の鉛直断面図。

施したところ、活発な積乱雲は発生しなかった。このことから、水蒸気の供給源として、地表面からの潜熱フラックスは無視できない要素であると考えられる。一方、今回の数値実験では行っていないが、大規模場における下層の水蒸気の水平移流の効果も供給源の一つであると考えらる。下層の水蒸気の水平移流の効果の確認については今後の課題である。

5. まとめ

数値実験を用いて、GAME/HUBEX IOP中に観測された積乱雲に関する再現実験を行なった。実験の結果は、積乱雲の発達過程や内部構造について観測結果とのよい一致を示した。そこで、数値実験の結果を用いて、観測された積乱雲について水蒸気の輸送過程に関する検討を行なったところ、以下の結果が得られた。(1) 積乱雲の発達に伴って、混合層中の水蒸気が下層から中層に輸送された。(2) この水蒸気輸送は積乱雲中の上昇気流による鉛直移流と凝結(蒸発)過程のバランスによって行なわれていた。(3) 地表面からの水蒸気フラックスは積乱雲に対する水蒸気供給源として重要である。

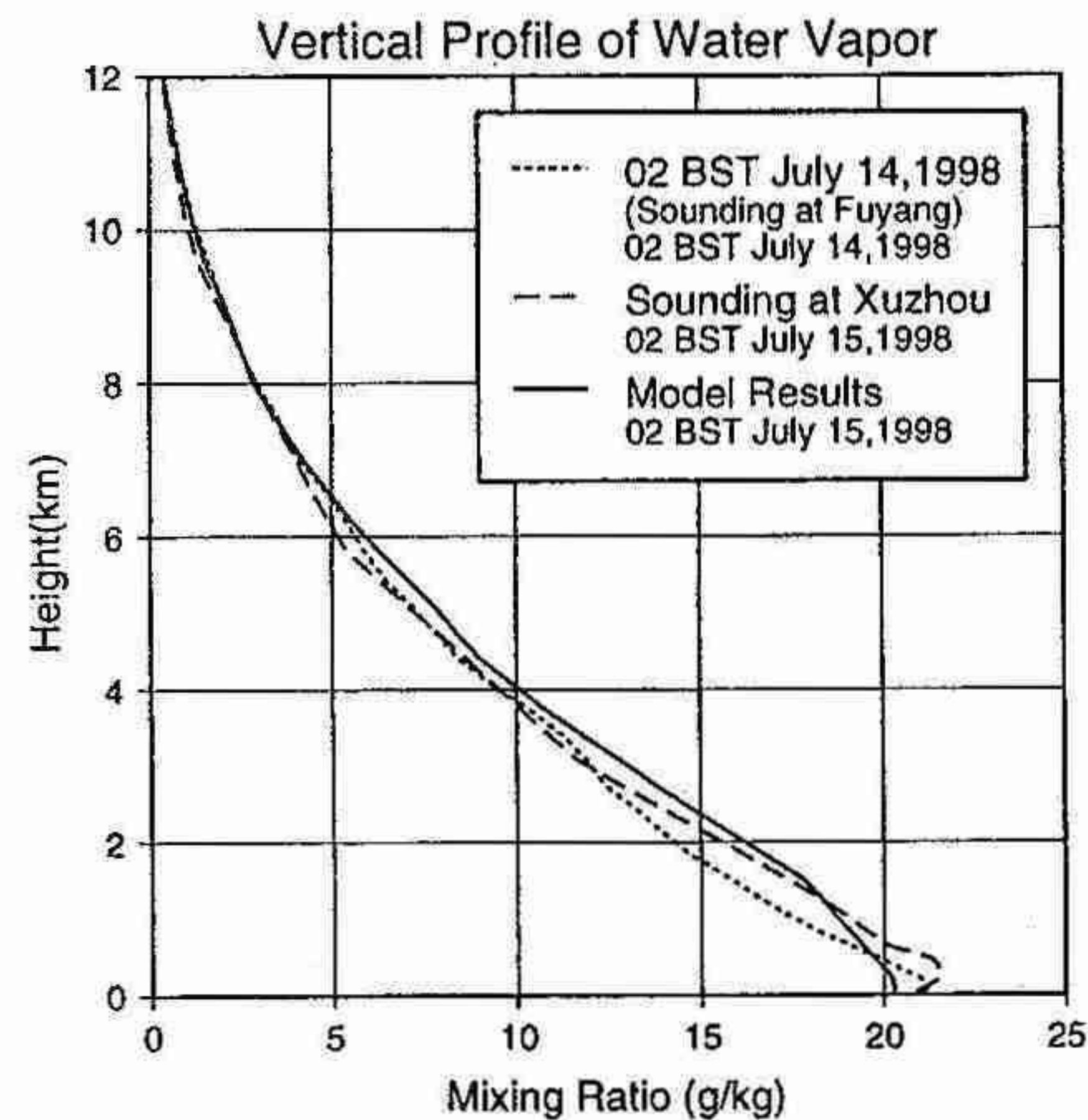


図4 水蒸気の混合比の鉛直分布を示す。点線が初期条件、実線が計算開始24時間後の各高度毎の全領域平均値を示している。破線は阜陽の風下に位置する徐州における24時間後(15日02BST)のゾンデより観測された混合比を示している。

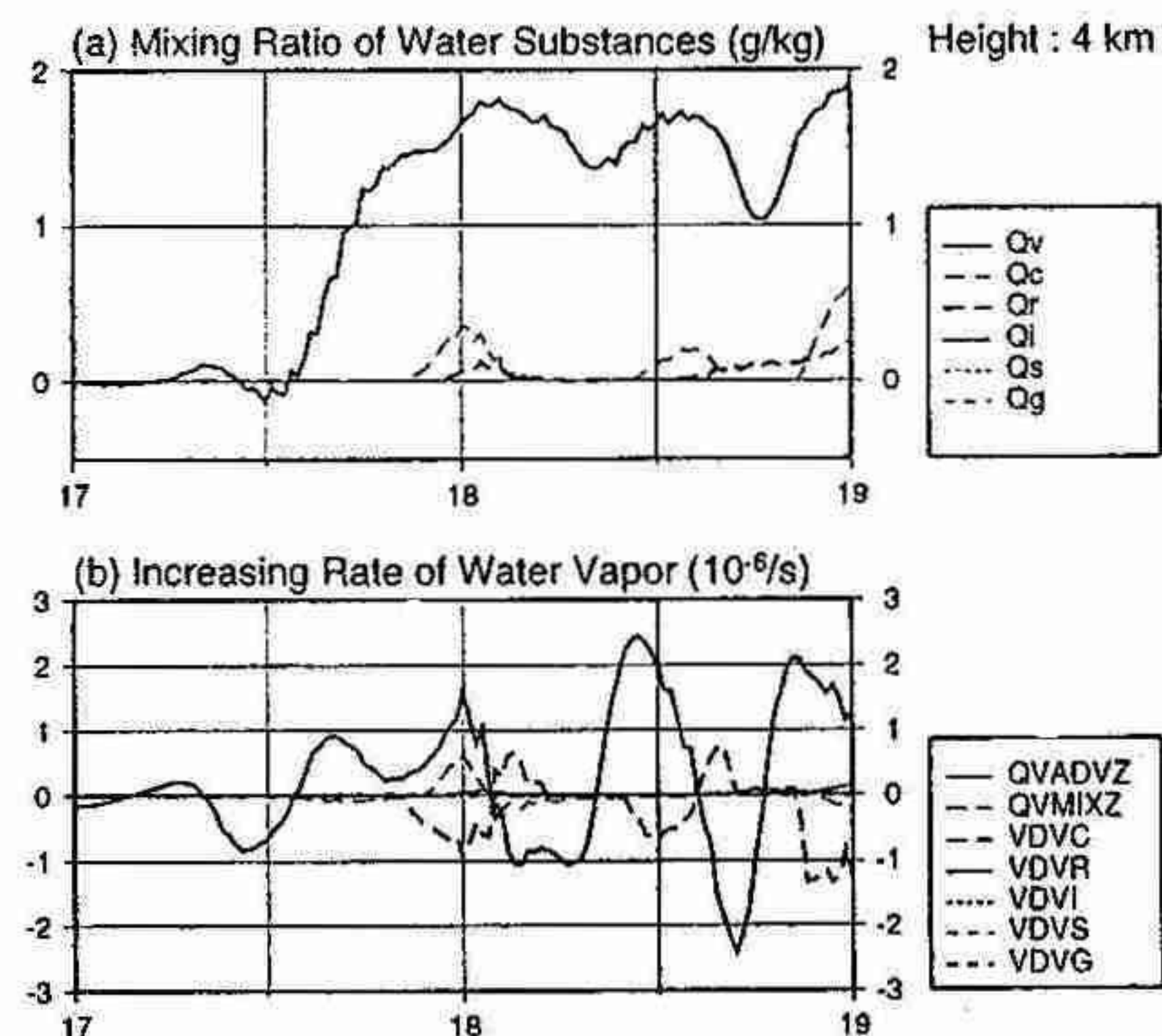


図5 図3で示された対流雲の中心付近、高度4kmにおける各相の水の混合比(上図)と水蒸気の増加率に占める各項の寄与率(下図)の時間変化を示す。上図の Q_v は水蒸気を、 Q_c は雲水を、 Q_r は雨水を、 Q_i は雲氷を、 Q_s は雪を、 Q_g は霰の混合比をそれぞれ表す。下図の $QVADVZ$ は水蒸気の鉛直移流項を、 $QVMIXZ$ は乱流混合項を、 $VDVC$ は雲水の蒸発による水蒸気の増加(正値)を、 $VDVR$ は雨水の蒸発を、 $VDVI$ は雲氷の昇華蒸発を、 $VDVS$ は雪の昇華蒸発を、 $VDVG$ は霰の昇華蒸発による寄与をそれぞれ示す。

8. 梅雨前線南下時に見られた降水システムの構造 (GAME/HUBEX IOP、1998年7月2日～3日)

*栗原佳代子・藤吉康志・郭振海(北大・低温研)、
上田博・勝俣昌己・孫首祥・前坂剛(北大院・理)、
武田喬男・坪木和久・耿驥・若月泰孝・佐野成人・塚本英士・物江大輔(名大・大気水圏研)、
加藤内蔵進(岡山大・教育)

1. はじめに

東アジアモンスーン・梅雨前線域の水・エネルギー循環過程の解明を目的として GAME/HUBEX(the GEWEX Asian Monsoon Experiment / Huaihe River Basin Experiment) が行われている。この一環として 1998 年 6～7 月梅雨期に中国安徽省の淮河流域で行われた特別集中観測では、高層気象特別観測、地上気象特別観測、Fuyang での気象レーダー(観測範囲:半径 250km)強化観測に加え、Huainan(32.64N、117.02E)、Shouxian(32.56N、116.78E)、Fengtai(32.71N、116.70E)に 3 台(北大・理、名大・大気水圏研)のドップラーレーダー(半径 60km)を設置して観測を行った。この期間中、6 月 28 日から 7 月 3 日にかけて梅雨前線通過の様子が観測された。そのうち梅雨前線が停滞し、36 時間かけて観測域を南下した 7 月 2～3 日に見られた降水システムの構造について報告する。

2. 梅雨前線南下時に見られた特徴

総観場における梅雨前線南下時の雲と気流の分布を見ると、梅雨トラフを巡る北寄りの風と太平洋高気圧に沿って入り込む湿潤な南西風との収束域に梅雨前線の雲域が伸びていた。また、観測域には北寄りの風と南西風の他に、収束により生じた西寄りの風も存在した。

さらに、Fuyang レーダーの PPI 画像を見ると、スケール 200km 程の擾乱が渦状或いは弧状に発達しながら、前述のシアー域に沿って次々東北東進していた。

ドップラーレーダーから求めた観測点上空の水平風の高度時間断面(図 1 上)からは、北側気団の弱風域と南側の強風域とのシアーが明瞭である。前線の南下に伴い下層の北寄りの弱風域の厚みが時間と共に増しており、その上空に南西風が存在していた。ただし、弱風域の厚みは単調に増加していたのではなく、およそ 12 時間毎に増す階段状の構造を示していた。この厚みの増加は強い降水エコーの出現間隔と良く一致していた。

3 観測点内における降水の時間変化を見るため、Fuyang レーダーで得られた領域内平均の反射強度を降水強度に変換した値を図 1 下に示す。図から、降水の変動には前線通過と共に減少するという大きなトレンドの中に、1～2 時間スケールで現れる降水量の増減が見られた。この変動を風の場合と対応させると、風速の増加による前線面の鉛直シアーの強化や、風向変化の著しい時間と降水の強化が良く一致していた。よって、前線面のシアー層で発生する擾乱の重要性が示唆される。

また、観測域内における水平収束の高度時間断面(図 2 上)を見ると、前線面より上では 1～2 時間スケール

の収束が期間を通じて現れており、前線面より下では発散場が広がっていた。これにより、上昇流は前線面よりも上層の気層中に存在していたことが示唆される。次に渦度の高度時間断面(図 2 下)を見ると、高度 1km 辺りと 3～5km に正の渦度のピークが見られているが、中でも極大はやはり前線面に沿って現れていることが分かる。

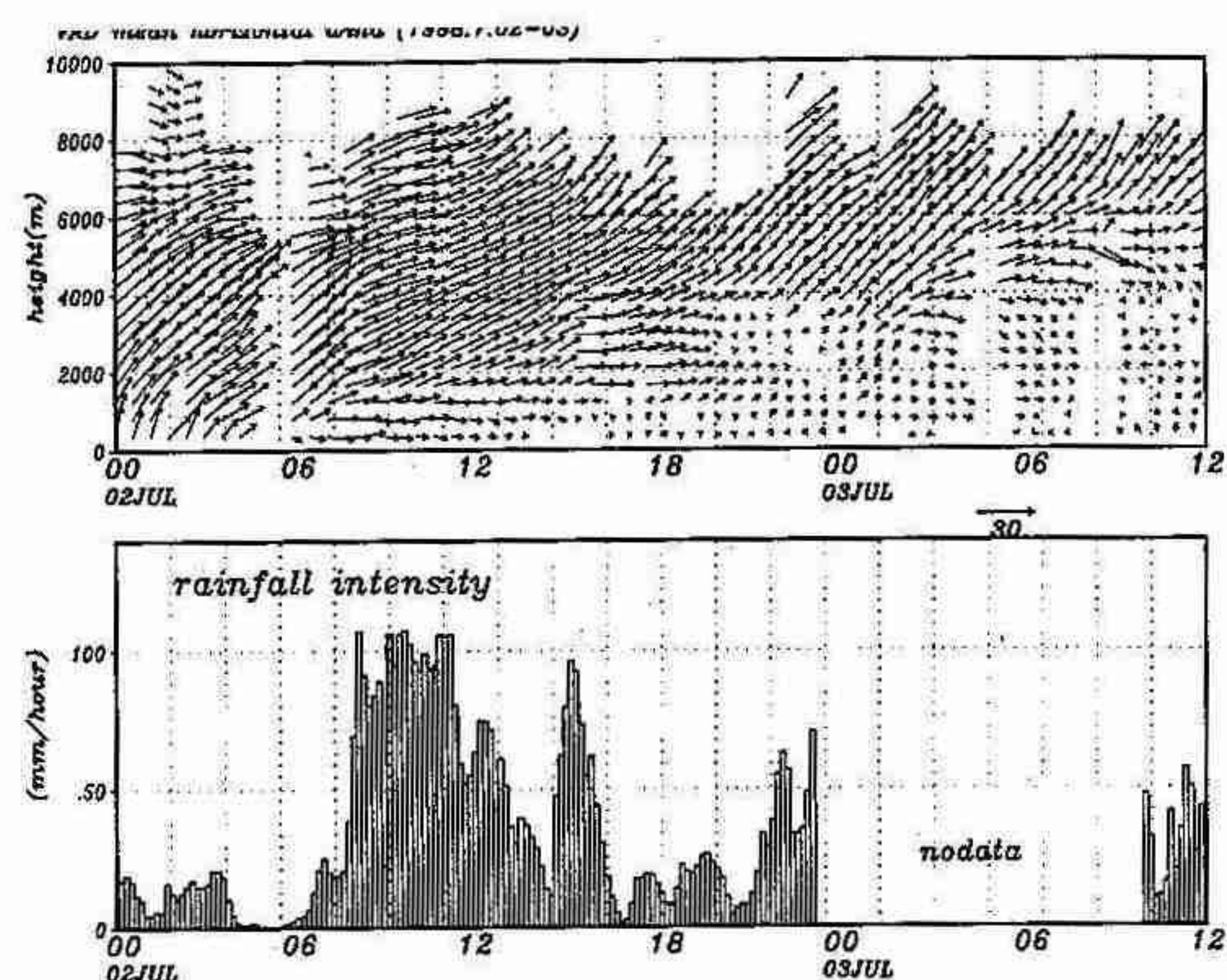


図 1: VAD 法を用いて計算した、3 観測点平均した風ベクトルの高度時間断面図(上)と、Fuyang レーダーから求めた 3 領域内の降水強度

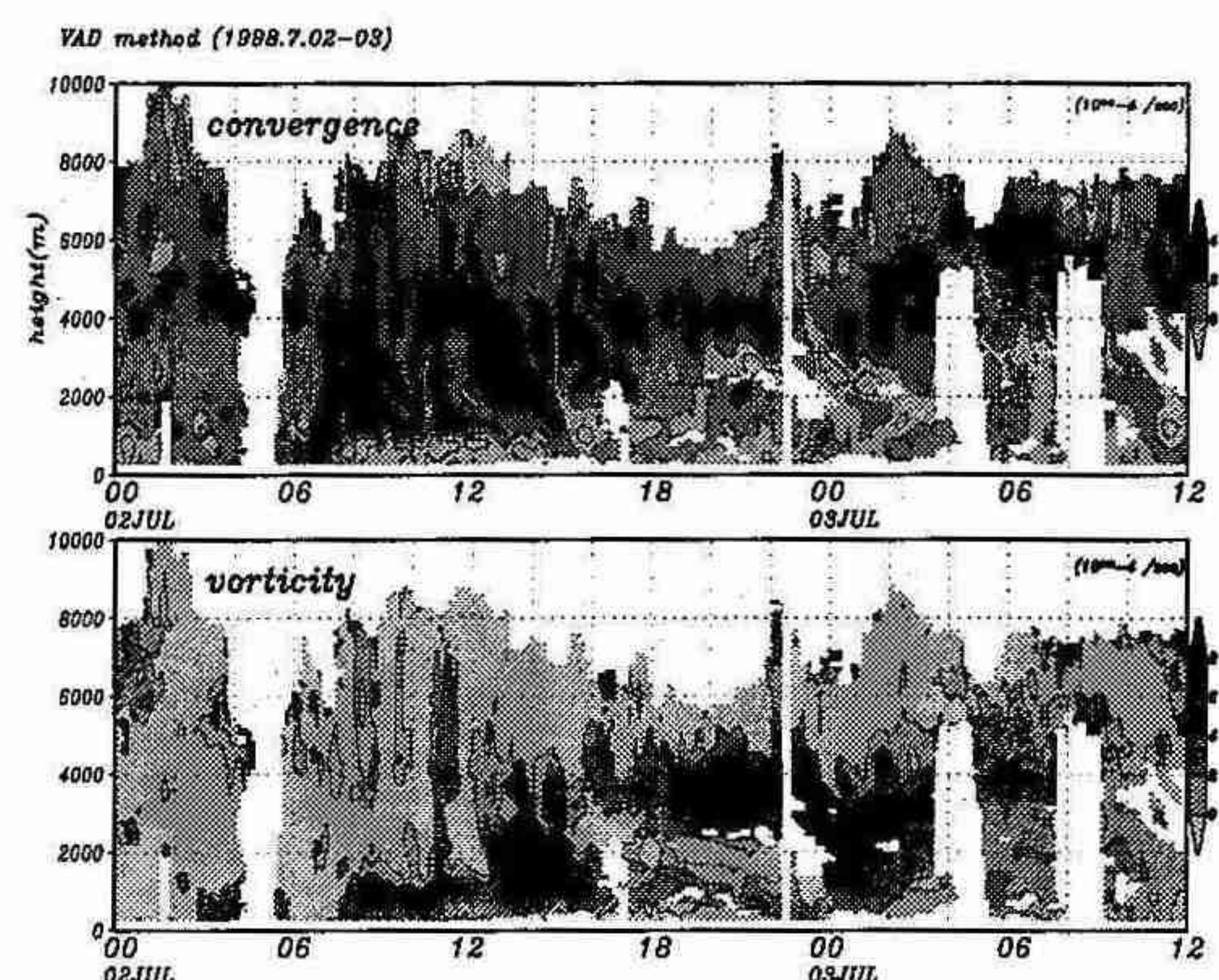


図 2: VAD 法を用いて 3 観測点内で求めた発散(上)及び渦度(下)の高度時間断面図

3. 降水システムの 3 次元構造

以上見てきた擾乱の構造を調べるため、3 台のドップラーレーダーを用いて 7 月 2 日 10～16 時の風の 3 次

元分布を求めた。10~12時、14~16時とも降水の増加が見られた時期を選んだが、特に後者は、高度4km以下の南西風領域内に急激に西風が入り込み、多量の降水をもたらした期間にあたる。

10時には、梅雨前線の降雨帯は最下層とその上空の南と北で異なる3層構造を示していた。最下層2km以下では寒冷前線型に入り込んだ北寄りの弱風層が広がり、その上空の南側では高度3~6kmに強風軸を持つ南西風、北側には高度6~8kmに強風軸を持つ西南西風が存在していた。南西風は西南西風との収束によって上昇気流を形成し、その領域と強いエコー域はほぼ一致していた。水平断面で見ると、強い南西風領域の通過が確認できる。そして、この南西風と北側の西南西風とのシア領域で収束が起き、この収束ラインに沿って線状の強いエコーを発達させた。さらに、この上昇流は下層の北風を持ち上げており、その持ち上げに伴って最下層の北風の厚みが増している様子が確認できた。

その後14~15時の間に構造は大きく変化し、上層に南西風、中層以下に西南西風、そして最下層に北寄りの弱風層という構造になった。上層の緩やかな変化は梅雨トラフの軸の移動に伴うものである。一方、中層の急激な変化は、中層の南西風域にわずか20分ほどで西風成分が流入した変動に対応している。中層の変動を水平断面で見ると、線状エコーは形を変えながらも強さを維持した。このときの気流を相対風で示すと(図3)、シア層内で発生した渦擾乱(メソβスケール)が成長し通過していった様子が分かり、こうした擾乱が降水の短期変動をもたらしていると言える。次に収束とそれに伴う気流構造を明らかにするため、風向と反射強度の経度高度断面を図4に示す。擾乱に伴って高度2~4kmに入り込んできた西風が南西風と強く収束し、背の低いエコーを発達させた様子が明瞭である。

さらに期間を広げ、より大きなスケールに対する2ケースの位置づけを行う。時間平均から差し引いた相対風の緯度時間断面(高度2.0km)を図5に示す。強い擾乱の発達した上述のケースの期間を中心に、それぞれ南西風成分或いは東風成分の強い入り込みが5時間程のスケールで見られた。さらに高度3km以上では短時間スケールで発生した擾乱をトリガーとする伝搬性の風域が認められた。つまり、1~2時間スケールの擾乱と、より大きなスケールの擾乱との相互作用が示唆される。

4. まとめ

GAME/HUBEX IOP中、梅雨前線が観測域を南下したケース(7月2~3日)の解析を行った。その結果、前線面上の水平・鉛直共にシア層で形成された擾乱が降水の短期変動をもたらしている様子や、その変動がより大きなスケールと連動している様子が明らかとなった。今後は、モデルによる、メソβスケールの擾乱の発生発達機構、他のスケールとの関係等の解明が望まれる。

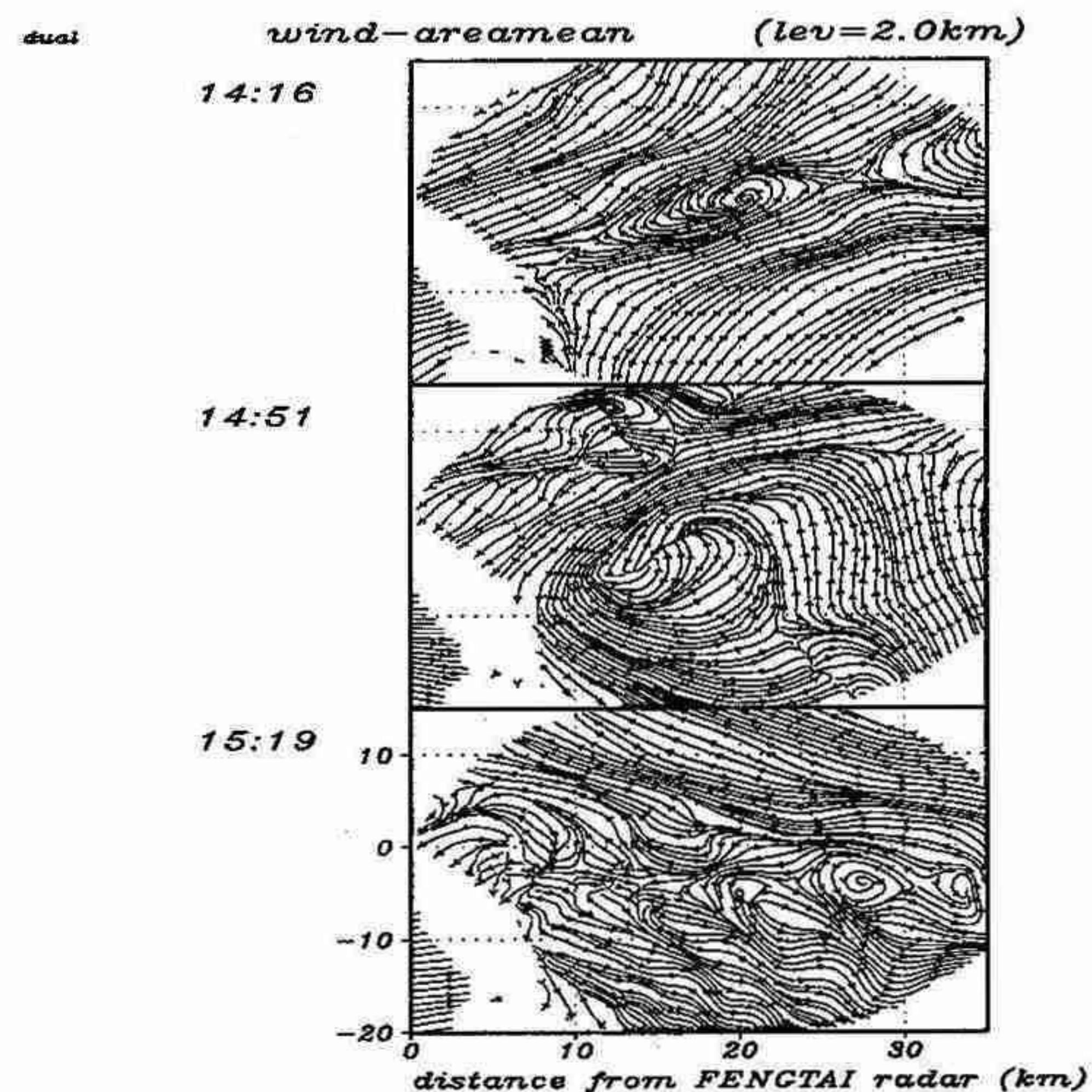


図3: dual解析による、高度2.0kmにおける相対風の時間変化(7月2日14~16時)

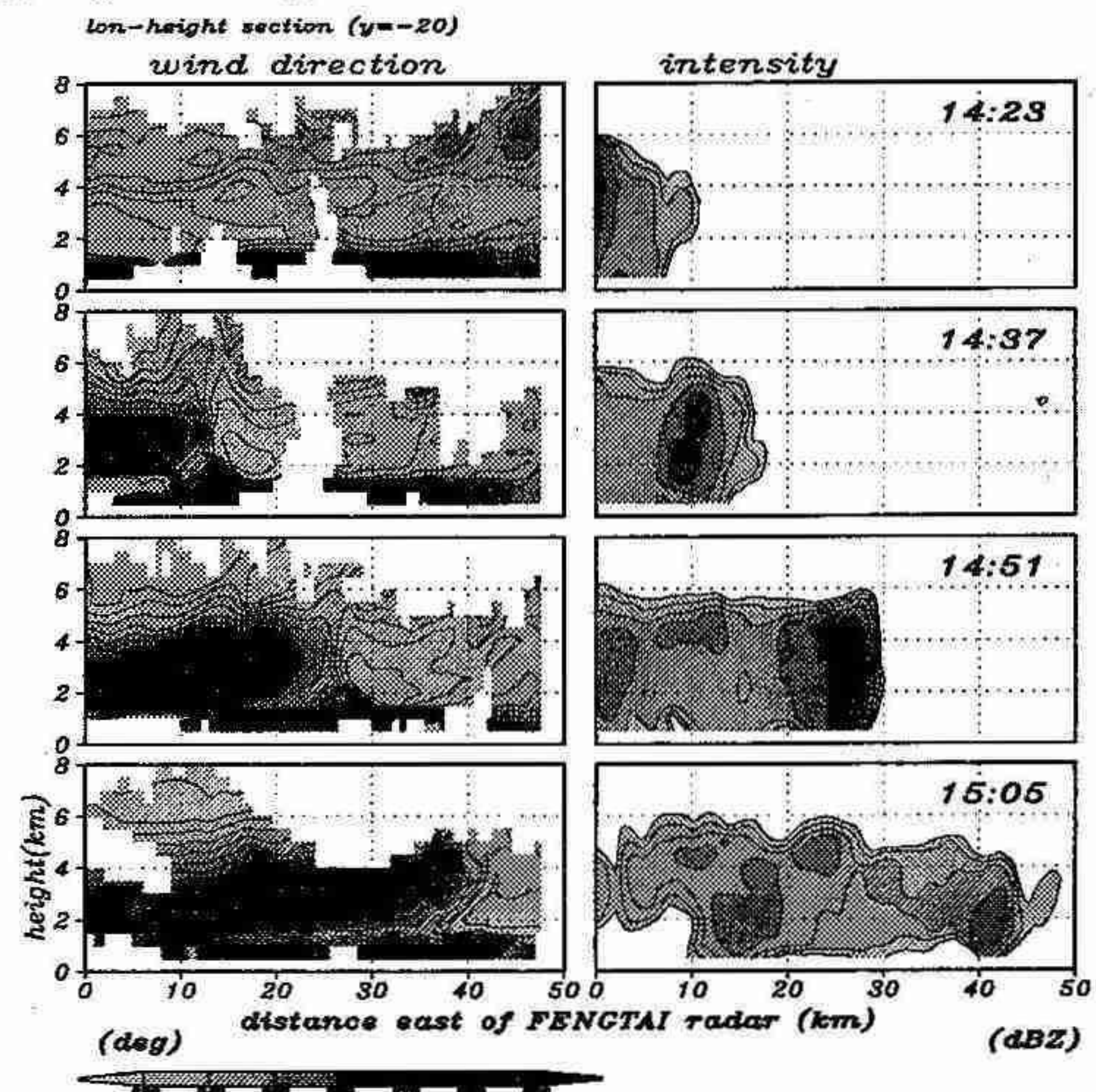


図4: 風向(左)と反射強度(右)の経度高度断面(7月2日14~16時)

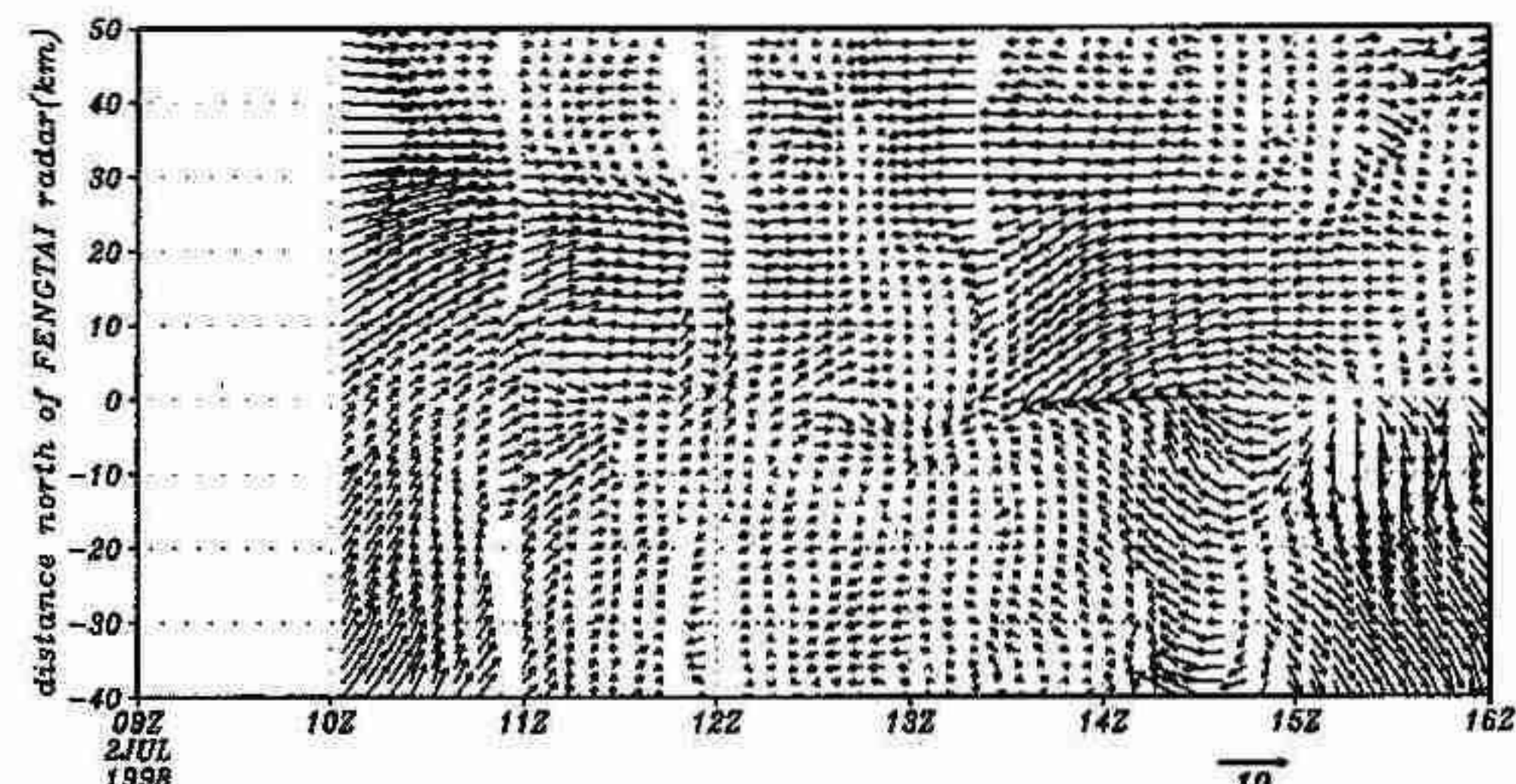


図5: dual解析による、相対風の緯度時間断面(7月2日10~16時、高度2.0km)

9. 1998年8月7日大阪湾上でダウンバーストを発生させた積乱雲列の構造

* 新井健一郎・藤吉康志 (北大・低温研)、吉本直弘・小西啓之 (大阪教育大)、
好本 誠 (関西航空地方気象台)、石原正仁 (気象庁観測部)

1 はじめに

現在、大阪平野・大阪湾とその周辺に発生する激しい気象擾乱のメカニズムを捉えるため、大阪教育大学柏原キャンパスに仮設した北海道大学低温科学研究所のX-band ドップラーレーダと、関西国際空港に常設されている気象庁の空港気象ドップラーレーダ (C-band) を中心とする観測 (DROP: Doppler Radar at Osaka Plain) が行なわれている (図1)。

関西空港の空港気象ドップラーレーダは、航空機の運行に大きな影響をもたらす「低層ウィンドシアア」の検出を主目的とした日本初の現業用ドップラーレーダであり、1996年4月の全面運用開始以来、多数の「低層ウィンドシアア」を自動検出し、航空機の安全運行に貢献している。この空港気象ドップラーレーダによるダウンバースト等の検出事例について、北大低温研のドップラーレーダとの間でデュアルドップラー解析を行なうことにより、その3次元気流構造の解析が可能となった。

ここでは、2台のドップラーレーダによる共同観測期間中に捉えられたダウンバースト発生事例の1つとして、1998年8月7日に空港気象ドップラーレーダにより大阪湾上に検出されたダウンバースト事例についてその構造と特徴を述べる。

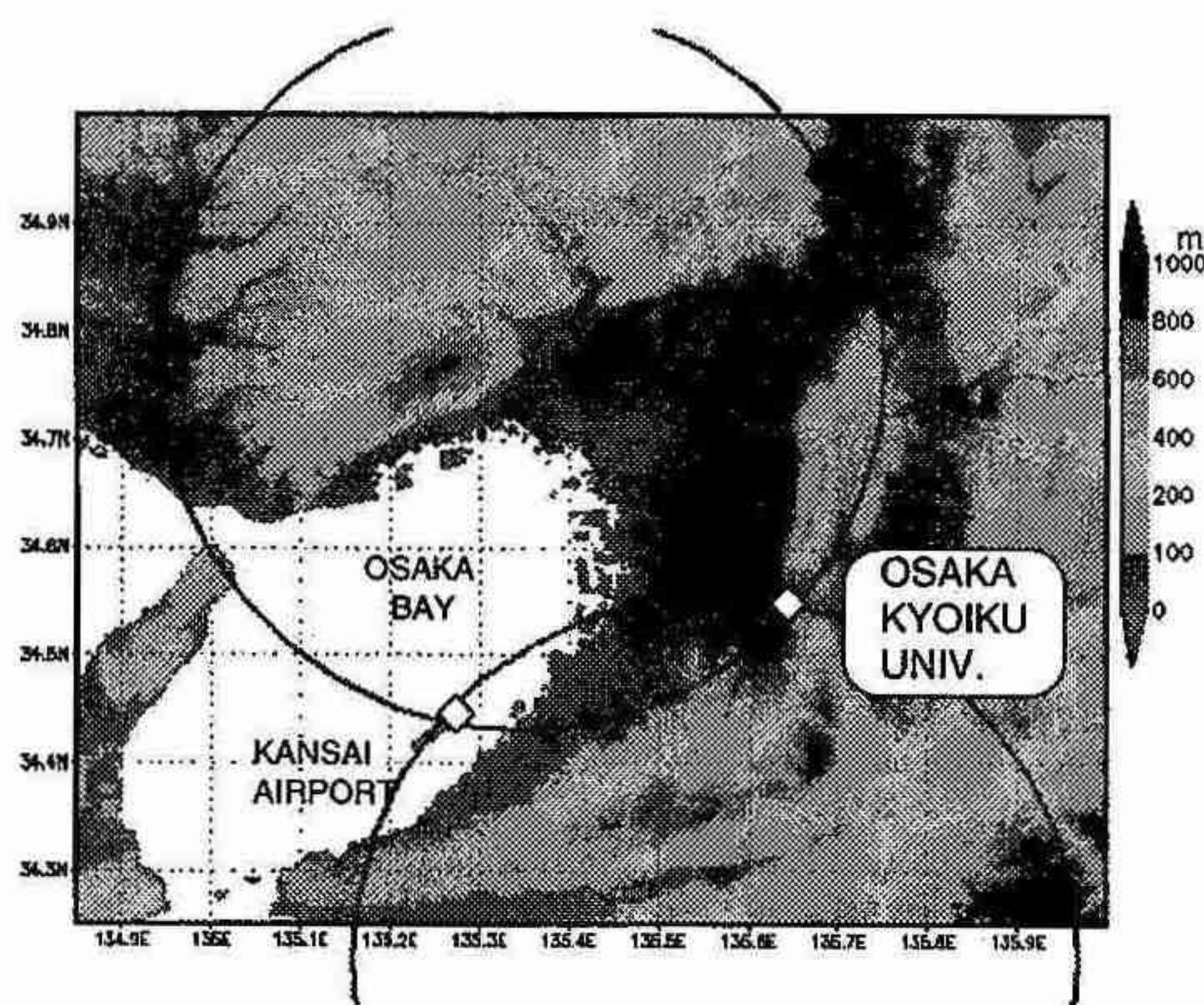


図1: デュアルドップラー観測領域。

2 停滞前線南下時のエコーの振舞い

8月7日の日中 (日本時間)、東北地方南部から中国山東半島に延びた停滞前線が南下し本州各地に降水をもたらしたが、近畿地方通過時には神戸市付近で最も発達し、その後大阪湾上にて空港気象ドップラーレーダによりマイクロバーストが複数回検出された。

最盛期及びダウンバースト発生を含む、近畿地方通過時のエコーの一連の挙動を調べると、兵庫県南部に到達したエコーが最も発達した時、特に発達した一群においてその中央部が南側に張り出す形で屈曲した。このため、それまで概ね西北西 - 東南東の走向を維持してきたエコー南側境界面が部分的に折れ曲がり、六甲山地の南側に全長約20kmにわたり北東 - 南西の走向を持つバンド状エコーが形成された。その後このバンド状エコーは衰弱しながら大阪湾上を南東進した。

3 親雲内部の3次元気流構造

図2は、デュアルドップラー解析によって得られた14時18分における高度0.5km及び5.0kmの水平断面である。高度0.5kmにおいてダウンバーストによるものと思われる強い水平発散場はバンド状エコーの中央北側に存在し、水平発散の強さは最大 $3.5 \times 10^{-3} s^{-1}$ であった。高度5.0kmの様子をみると、最下層の発散中心の直上ではエコーの進行方向前面及び後面からの流入が見える。また反射強度の弱い領域がくさび状に存在し、その先端は地表のダウンバーストの直上に達しており、エコーの進行方向後方からの乾燥空気の流入が示唆される。このダウンバーストがエコー後方からの乾燥空気の流入によるエコー内部の雨滴の蒸発冷却によって強化されている可能性が示された。

図3はデュアルドップラー解析によって得られた14時24分における高度0.5km及び5.0kmの水平断面である。14時18分における強い水平発散場は衰弱し、エコーの南西端に新たに強い発散場が確認された。その強さは最大 $4.0 \times 10^{-3} s^{-1}$ に達するものであった。高度5.0kmの様子を見ると、後面からの流入の先端は14時18分のそれと比べエコー内部に大きく進入している。また、後方流の経路に沿った領域ではエコー強度が弱い。地表のダウンバースト直上は反射強度が弱

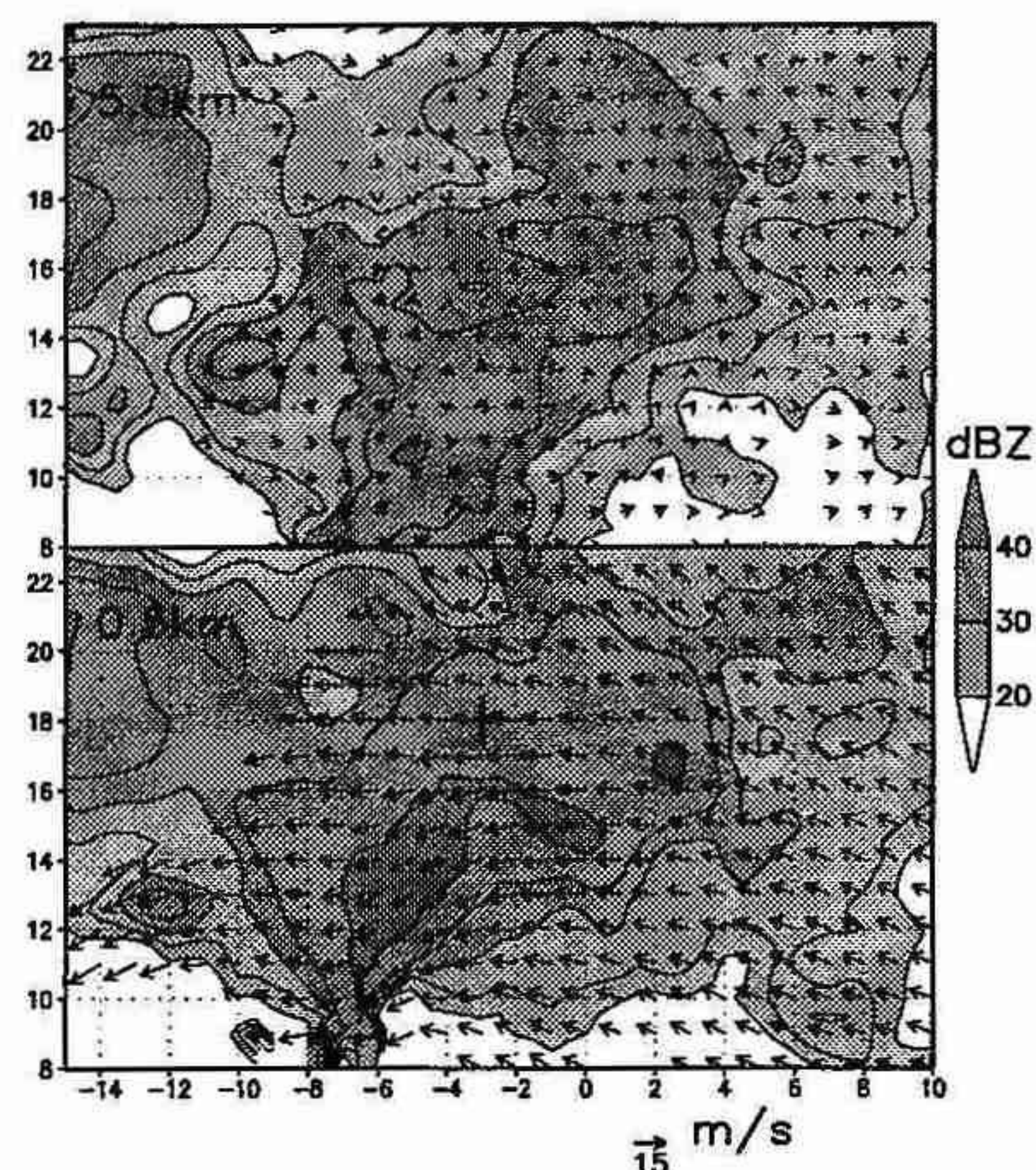


図 2: 14 時 18 分の高度 0.5km (下) 及び 5.0km (上) における反射強度 (陰影) とエコーに相対的な風 (矢印)。下図中の十字はこの時刻における強い発散場の中心を表す。

く、強い反射強度域がドーナツ状に囲むような分布を示しているのが興味深い。この領域には後面からの流入は殆んど見られない。

この 2 つの時刻における強い水平発散の中心の位置の違いから、それぞれが別個の位置から発生したダウンバーストである可能性が高い。この事実は空港気象ドップラーレーダの自動検出からも確認できる。

2 つの時刻における、ダウンバーストの中心を通りバンド状エコーの走向にほぼ沿った鉛直断面を見ると、少なくとも 2 つのダウンバーストが発生したことがさらにはっきりしてくる (図 4)。14 時 18 分には反射強度 30dBZ 以上の領域の、中心より北東側に強い下降流が確認できる。この下降流は 14 時 24 分にもほぼ同位置で確認できるが、水平方向への吹き出しは若干弱まっている。一方、14 時 24 分にはエコー南西寄りの領域に新たな強い下降流が現れている。これが 14 時 24 分の解析 (図 3) に現れたエコー南西領域のダウンバーストと考えられる。

4 まとめ

8 月 7 日に大阪湾上で発生したダウンバーストは複数の個体を持ち、発生のタイミングもずれていた。デュアルドップラー解析の結果から、エコーの進行方向後面からの (乾燥空気の) 流入の程度がこのような発生時刻のずれをもたらす可能性が示された。つまり、後面からの流入が大きいとエコー内部の雨滴の蒸発冷却が活発に行なわれるようになり、ダウンバーストの早期発生を促すと考えられるからである。エコーの走向の変化が後面からの流入の偏在をもたらした可能性もあると思われる。

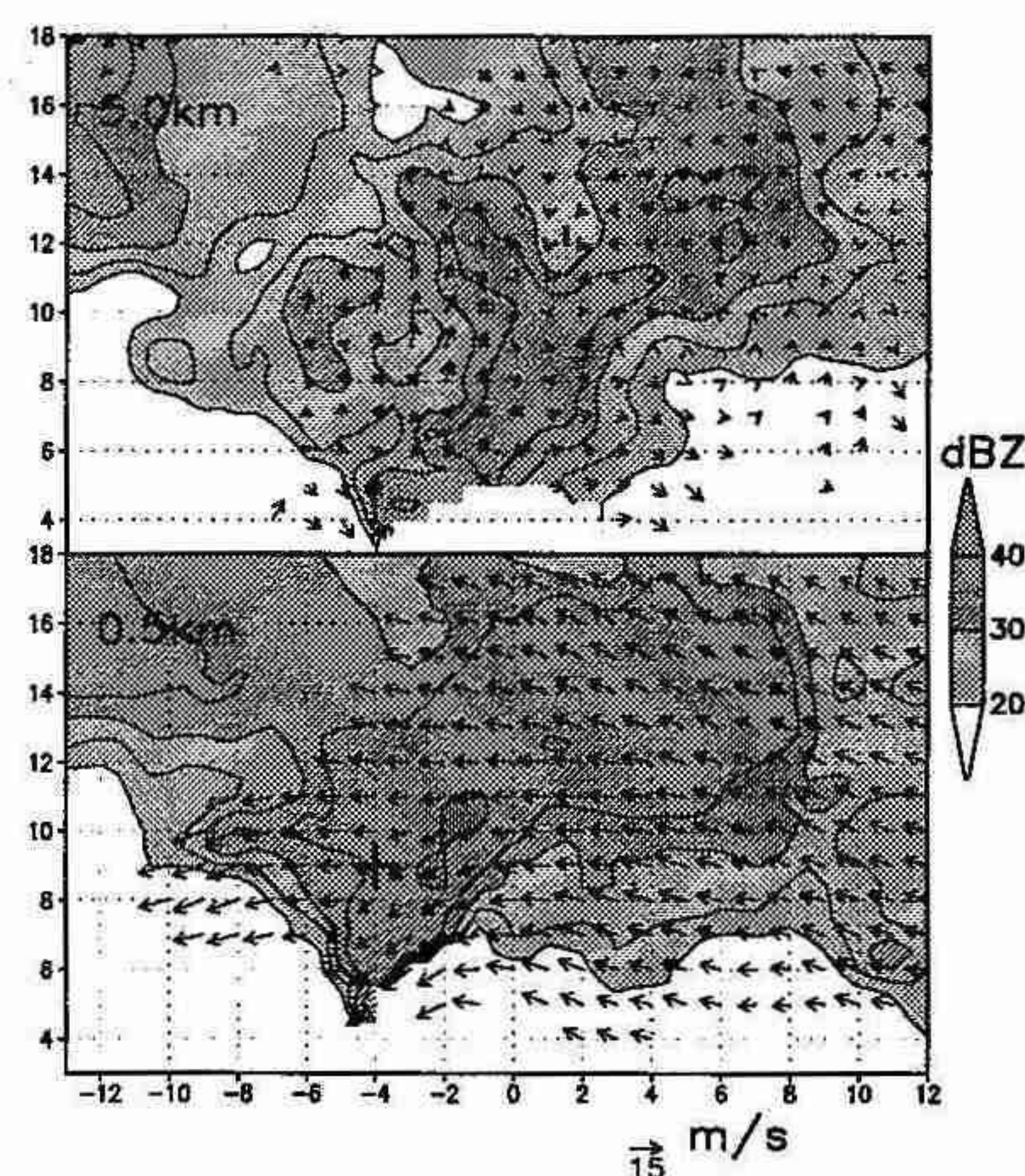


図 3: 14 時 24 分の高度 0.5km (下) 及び 5.0km (上) における反射強度 (陰影) とエコーに相対的な風 (矢印)。下図中の十字はこの時刻における強い発散場の中心を表す。

本研究について 本研究は平成 10 年度文部省科学研究費補助金基盤研究 (A) 「大阪周辺域における強風・落雷・豪雨の短時間高精度測定と予測システムの構築」 (研究代表者: 藤吉 康志)、及び北大低温研と関西航空地方気象台による「低層ウィンドシアアの構造の解明」に関する共同調査の一環として行なわれた。

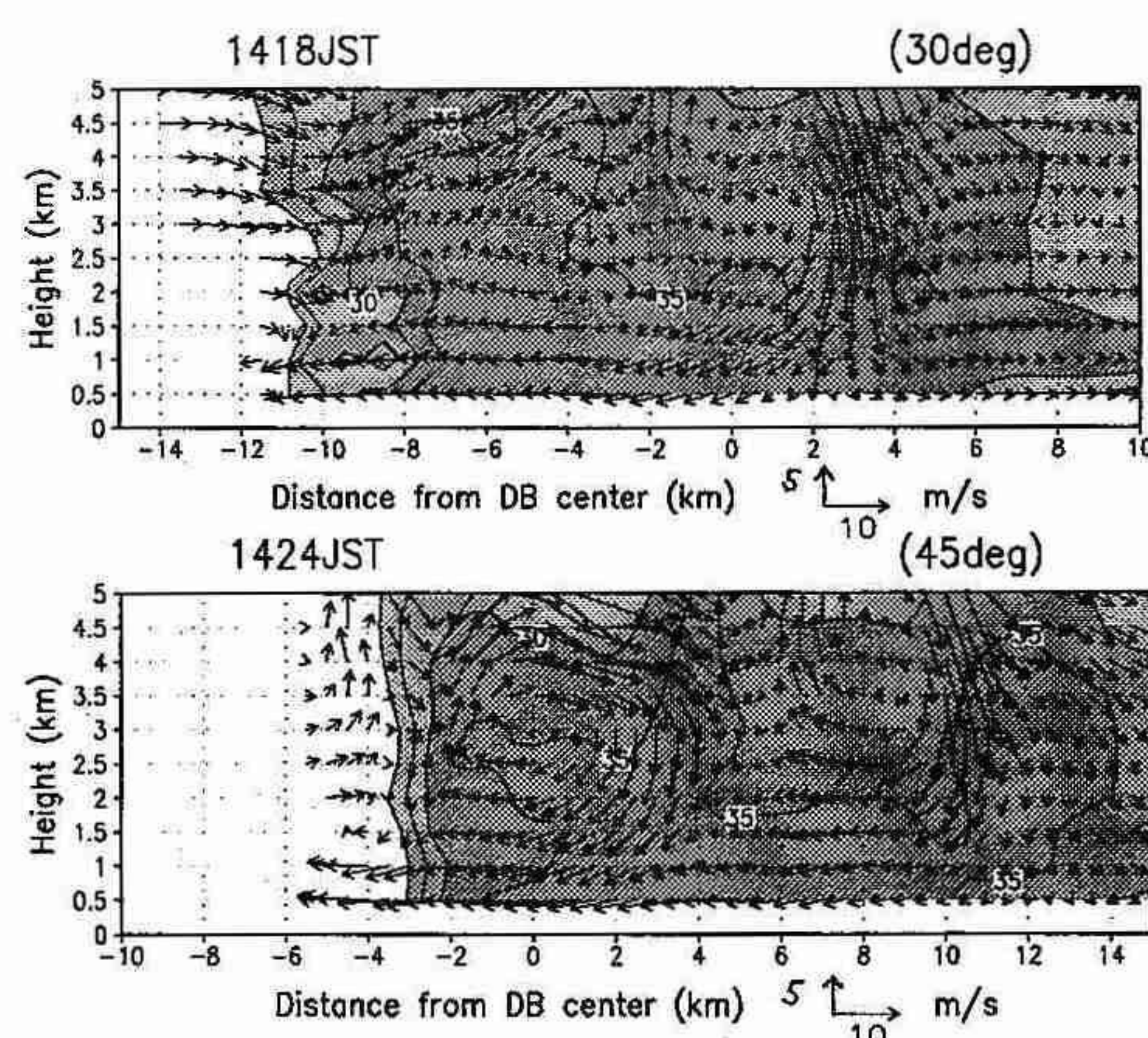


図 4: 14 時 18 分 (上) 及び 14 時 24 分 (下) における、ダウンバーストによる発散中心を通る鉛直断面。反射強度 (陰影) とエコーに相対的な風 (矢印)。各図右上の数値は断面の走向 (北から東側に回転させた角度)。図に向かって左が南西側、右が北東側。

10. 強い水平シアー流中における、降雪を伴う小規模渦の発生・発達過程

* 椿 哲弥・藤吉 康志・川島 正行・末吉惣一郎（北大低温研）

1. はじめに

大気中には様々なスケールの渦が存在し、その成因や発達のメカニズムも多種多様である。低気圧、高気圧は主に有効位置エネルギーが運動エネルギーへ変換することにより発生、発達（傾圧不安定）し、台風は水蒸気の凝結に伴う潜熱を主なエネルギー源としている。一方、竜巻や小低気圧のようにスケールこそ小さいが局地的に激しい災害をもたらす小規模現象に対しては、数値モデルによる研究は行われているものの、観測例が少ないためその成因については未だに結論が得られていない。特に、その3次元力学構造を発生初期から消滅まで詳細に観測した例はわが国ではほとんど皆無に近い。

1992年1月から2月にかけて北海道石狩湾周辺で、名大水圏研、北大低温研と北大理学部の計4台のドップラーレーダを用いて降雪雲の集中観測が行われた。本研究ではその観測期間中の1月18日から19日にかけて出現した直径10~15km程のメソγスケールの渦（図1）に着目し、その時間発展を3次元的に詳細に調べることににより、渦の発生・発達過程について考察した。

2. 渦発生前後の天気概況

地上天気図を見ると、1月18日には北海道の東岸沖と西岸沖に、低気圧（主低気圧）とメソβスケールの低気圧（小低気圧）が存在した。石狩湾外では、18日夜半以降、北海道東岸沖の主低気圧からの東寄りの風が、湾内では小低気圧の南下に伴い南西風が強まり出し、湾の内外で全く正反対の風が同時に存在した。渦は、両者の境界に形成された強い水平シアーライン上で発生、発達した。

3. 水平シアー不安定

風速場 (u, v) を基本場 $(\bar{u}, \bar{v})$ と擾乱 (u', v') に分け、擾乱の運動エネルギーを計算した。擾乱のモーメントフラックスの軸は基本場の風系に対し風上側に傾いており、基本場から渦へ運動エネルギーが変換されている事が示された。基本場から擾乱への運動エネルギーの変換率は、基本場の水平シアーの強い領域で極大を示し、またそこでは擾乱の運動エネルギーも極大を示していた。渦はシアー領域で周囲の風の運動エネルギーを自身の運動エネルギーに変換することで発達した事が確かめられた。

4. 渦の発達過程

石狩湾上に形成されていた水平シアーの強い

ライン上で、直径2~3kmの渦が複数発生しだした。下層では、渦発生当初、シアーライン上のほぼ全域が収束域になっており、上昇流域となっていた。渦の発達に伴い収束域が渦の両端の下層に規則正しく形成され、渦の両端は強い上昇流域になった。渦の中心部では下降流が発達を始めた。

その後シアーラインは屈曲し始め、渦の発達に伴って屈曲も大きくなっていった（図2a）。その結果、渦の軸も水平面内で傾き始めた。屈曲ライン上では風の下層収束が特に強く、上昇流が発達し、エコー強度も強くなっていた。渦の中心部では下降流が強まり、雪粒子の蒸発によりエコー強度は弱くなっていた。渦は隣り合う渦同士が併合しながら大きな渦へと成長した。その際、中心気圧のより低い渦が生き残る形で渦の併合は行われた。

併合後、渦は直径10~15kmとなった（図2b）。渦の中心部では渦の発達に伴い下降流が更に強まり、明瞭な目を持つ渦状エコーが形成された。渦中心部に存在したエコーの無い「目」の領域は時間と共に広がっていき（図2c）、00時56分には渦は確認できなくなった。渦消滅後の00時56分には、風の水平シアーはほとんど無くなり、全域にわたってほぼ一様な東風が卓越した。

5. 渦の3次元構造

図3は渦の成熟期（図2b）におけるレーダーエコーの3次元分布図である。レーダエコーは渦の右側手前で持ち上がり、後面で落ちた形、すなわち3次元的にツイストしていた。また2つの渦の間では、下層で後面から前面に向かってエコーが潜り込み、その上空ではエコーが発達した。つまり、降雪粒子は渦の右側手前の上昇流域で持ち上げられ、後面に運ばれ落下しながら基本場の風に流され渦の縁を形成した。その結果、渦に対応した位置に渦状エコーが形成された。

6. まとめ

- 渦はシアーの強いライン上で発生、発達した。また、エネルギー解析の結果、渦はシアー領域で周囲の風の運動エネルギーを自身の運動エネルギーに変換することで発達（シアー不安定）した事が確かめられた。
- 2つの渦の併合成長過程の特徴として、中心気圧がより低い渦が残る形で併合が生じた。
- 渦が発達する事でシアーラインが屈曲を起こし、そこは強い風の収束域となった。また、それに伴い収束域では上昇流が発達し、強い降雪エ

コー域が形成された。一方、渦の中心は下層で発散域となり、下降流が発達しエコーが消滅した。
 ●渦は3次元的に発達し、成熟期には明瞭な目を持つ渦状エコーが形成された。

謝辞 本研究は平成2年度～平成4年度の文部省科学研究費 重点領域研究「自然災害の予測と防災力」(研究代表者 菊地 勝弘)によって行われた。

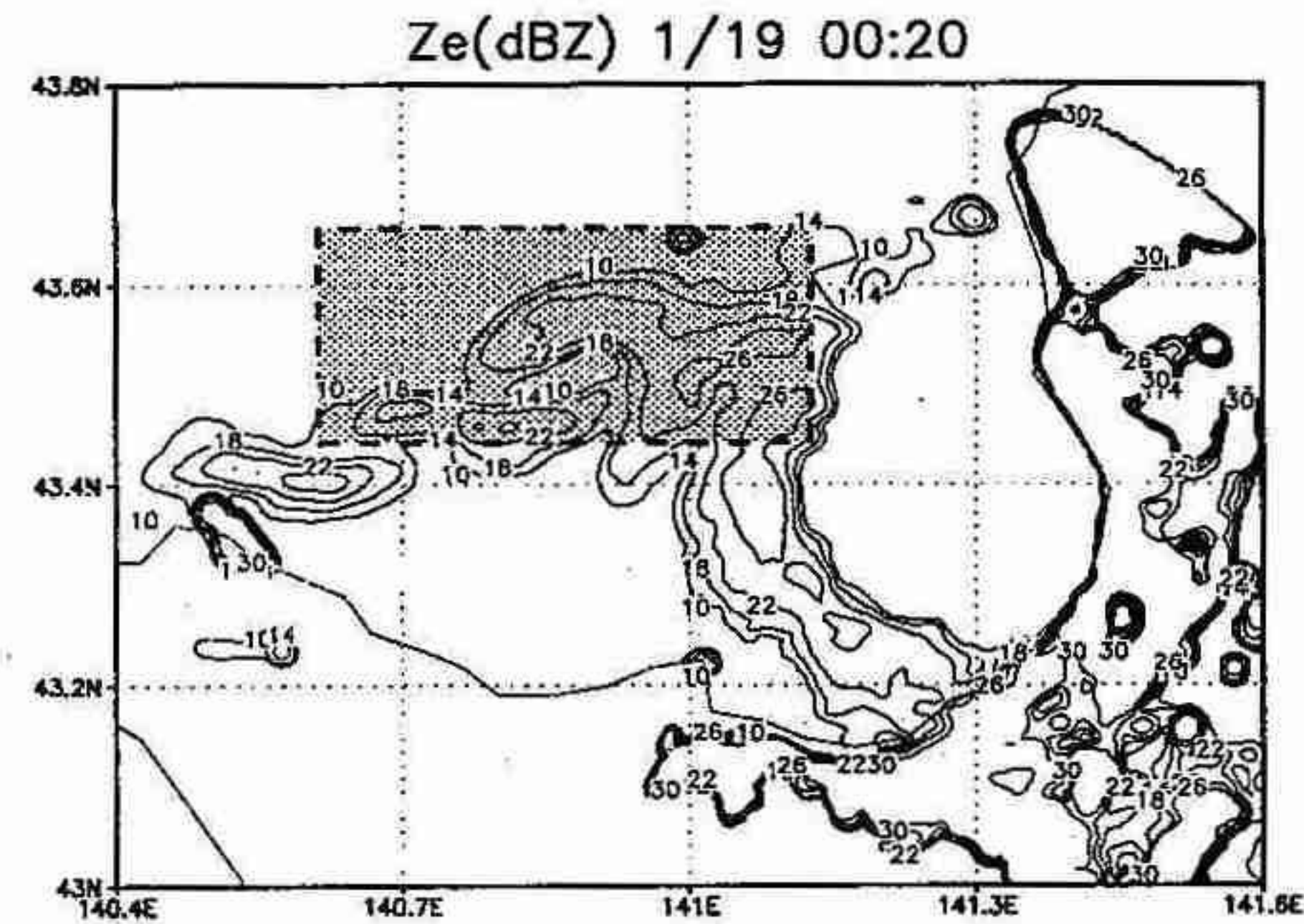
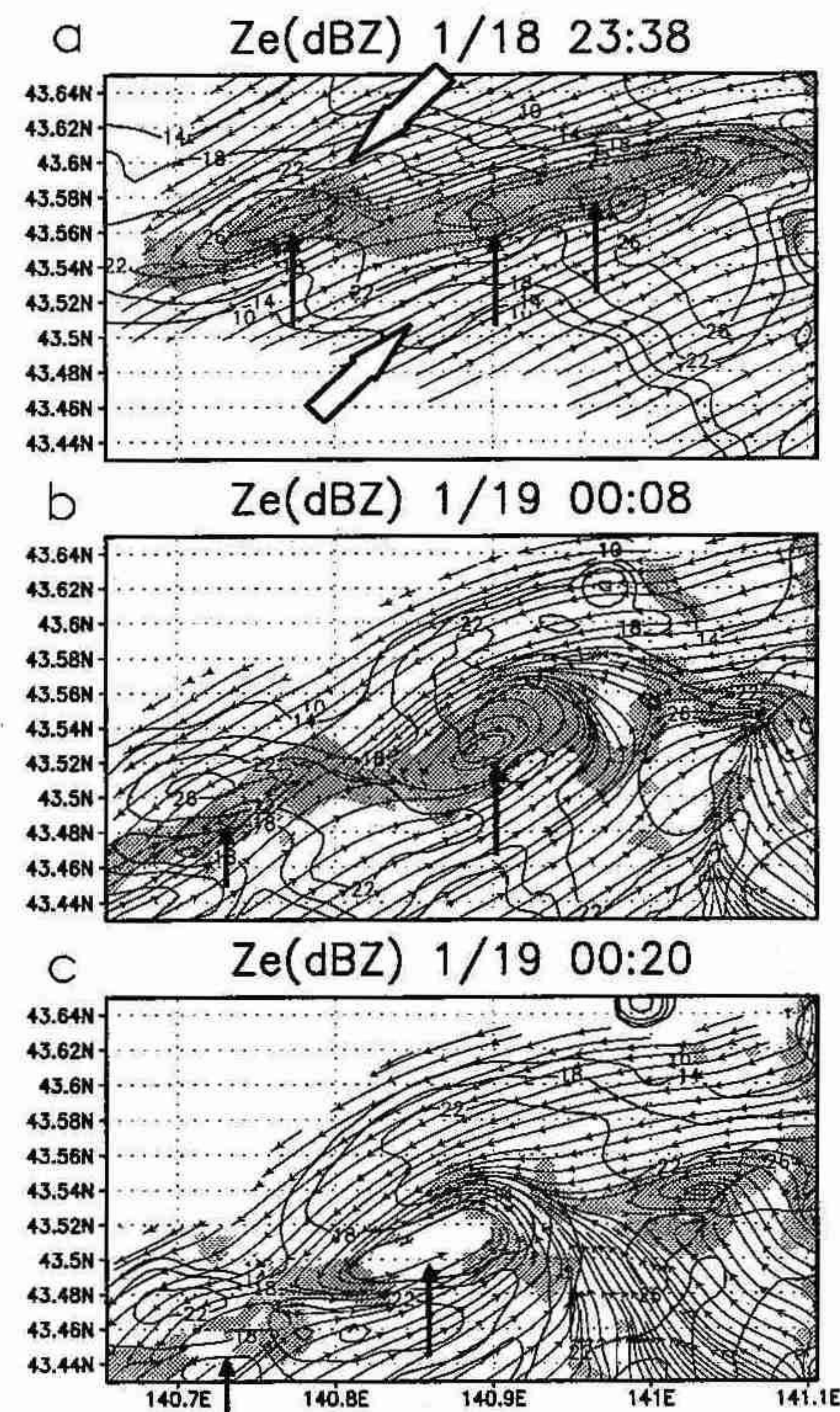


図1:石狩湾上に発生した渦状擾乱(1992年1月19日00時20分)。高度300mのエコー強度Ze(dBZ)。破線内のハッチを付けた領域は図2の範囲を示す。



Ze=18.82(dBZ) 1992/1/19 00:08

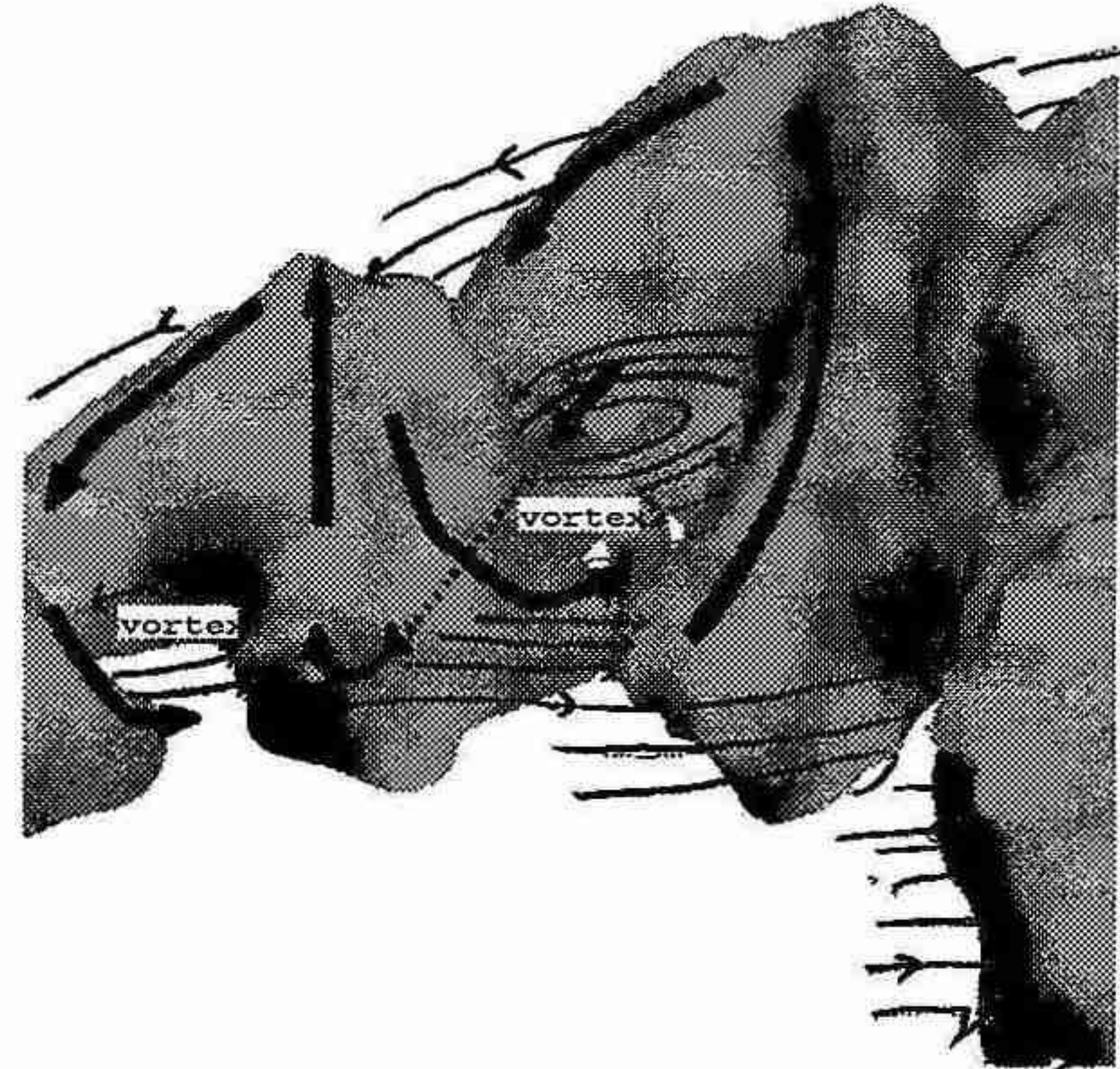


図3:渦の成熟期である19日00時08分の2つの渦に伴った雪粒子の流れ(黒矢印)。渦はエコー強度約19(dBZ)の等強度面で表した。流線は水平風を表す。

図2:渦状擾乱の成長する様子。高度300mのエコー強度Ze(dBZ)と降雪系に相対的な水平風。黒矢印は渦の位置、白抜き矢印はその付近の風向きを示す。風の水平シアが $2 \times 10^{-3}(s^{-1})$ 以上ある領域をハッチを付けて示す。

11. 日本付近で急激に発達する低気圧に関する統計的解析

* 吉田 聡、遊馬 芳雄 (北大院・理)

1. はじめに

24 時間で 24hPa 以上中心気圧が低下する低気圧、いわゆる爆弾低気圧に関しては、Sanders and Gyakum(1980)以降、いくつかの研究がなされているが、日本付近で発達するものについては、その発達過程やメカニズムについてまだ十分に解明されていない。そこで、今回は気象庁提供の印刷天気図と客観解析データを用いて、1994 年 4 月から 1995 年 3 月まで 1 年間に日本付近で発達した爆弾低気圧について統計的解析を行なった。

2. 解析手法

データは気象庁の印刷天気図と全球客観解析データ (GANAL) を使用した。解析期間は 1994 年 4 月から 1995 年 3 月までの 1 年間である。解析領域は北緯 20 度から 65 度、東経 100 度から 180 度である。

爆弾低気圧は、印刷天気図から 12 時間で 10hPa 以上中心気圧が低下した低気圧のうち、Sanders and Gyakum(1980)による以下の爆弾低気圧の定義式で気圧変化率 ΔP (bergeron) が 1 以上のものを抽出した。

$$\Delta P = \left\{ \frac{p(t-12) - p(t)}{12} \right\} \cdot \frac{\sin 60^\circ}{\sin \frac{\phi(t-12) + \phi(t)}{2}}$$

但し、 $\phi(t)$ は時刻 t での低気圧の中心緯度を表す。

3. 解析結果

解析期間中、解析領域内で 30 ケースの爆弾低気圧が発生した。これらが発生・発達位置と移動経路で 3 つのタイプに分類した。図 1 がその移動経路と最大発達位置である。今回の解析では、オホーツク海及び日本海で発達するタイプを「OKHOTSK-JAPAN SEA」(OJ) タイプ、太平洋上で発生、発達するタイプを「PACIFIC OCEAN(OCEAN)」(POO) タイプ、そして、大陸上で発生し太平洋上で発達するタイプを「PACIFIC OCEAN(LAND)」(POL) タイプと名付け、解析を行なった。

まず、図 2 に各タイプの月別発生頻度分布を示す。これを見ると OJ タイプは 11 月に多く発生していた。また POO タイプは 1 月にピークをもち最も発生数が多かった。一方 POL タイプは発生数が最も少なく、発生時期は冬に集中していた。また、発達率の頻度分布では POO タイプが最も強く、OJ、POL タイプは比較的弱かった (図省略)。このことから、発達位置や移動経路は発達率や発生時期と関連していると考えられる。

次に発達に寄与する要因を調べるため、最大発達時の低気圧中心における 400hPa 面の相対渦度及び地表の温度勾配と、発達率との相関図を図 3 に示す。これを見ると、OJ タイプでは上層の渦度とは負の相関があるが、下層の温度勾配と正の相関が見られる。一方、

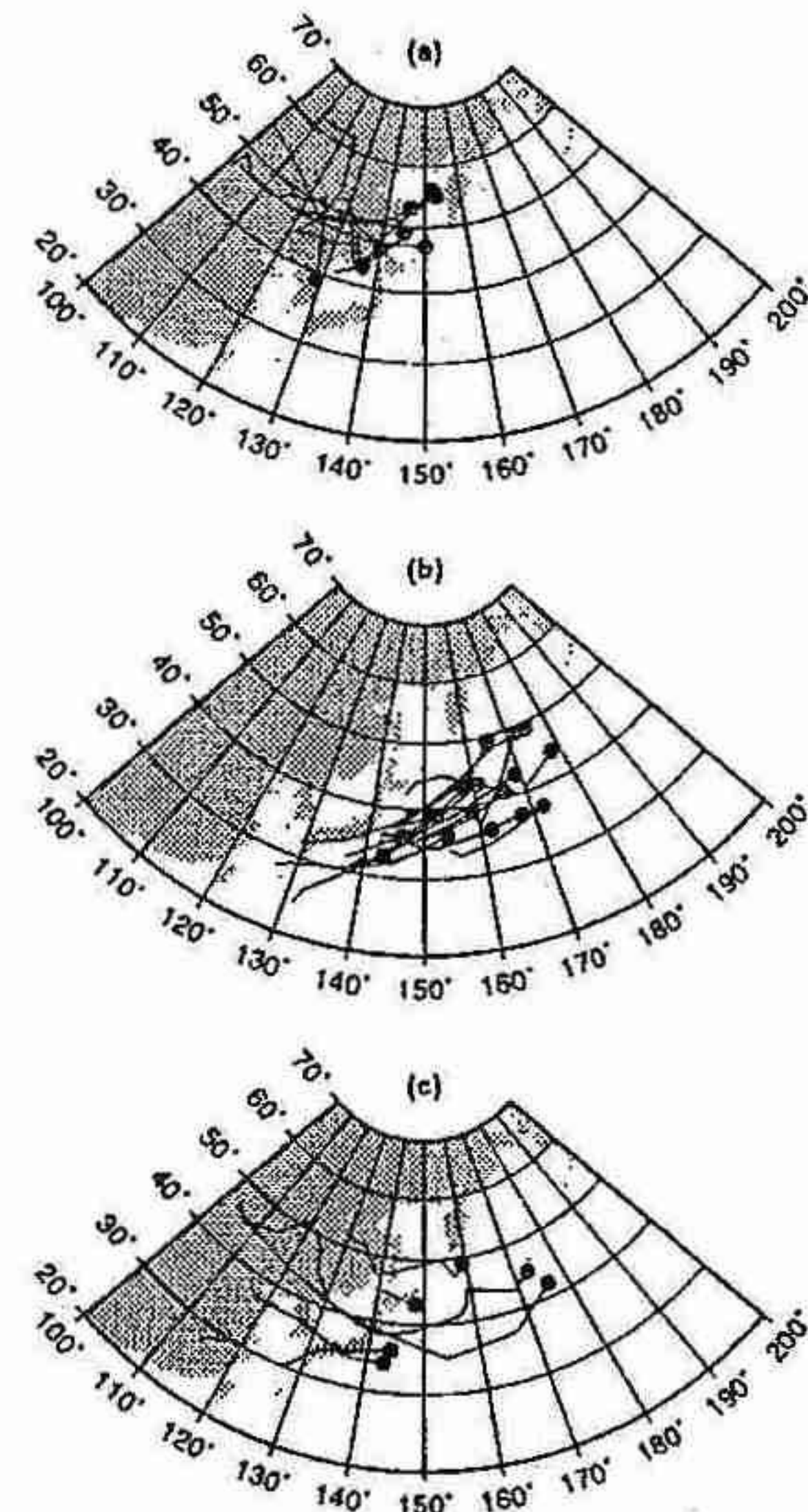


図 1 3 つのタイプの発生位置から最大発達位置 (●) までの移動経路。(a)「OKHOTSK-JAPAN SEA」タイプ、(b)「PACIFIC OCEAN(OCEAN)」タイプ、(c)「PACIFIC OCEAN(LAND)」タイプ。

POO タイプは渦度、温度勾配共に正の相関が見られる。また、POL タイプでは渦度と正の相関があるが温度勾配とは負の相関になっている。このことから、OJ タイプは下層の傾圧性、POL タイプは上層の渦度、POO タイプはその両方が急激な発達に寄与していることが示唆される。

さらに 3 タイプの発生環境を調べるために、各ケースの最大発達時を中心とした 6 日平均値のコンポジット解析を行なった (図 4)。400hPa 面の渦位のコンポジットでは、OJ タイプは北海道の北部に弱いアノマリーがあるが、POO タイプでは北海道上空を中心に強い高渦位域が広がっている。一方 POL タイプでは高渦位の中心は日本の北東側の太平洋上に分布している。850hPa 面の相当温位のコンポジットでは、OJ タイプは寒気が大陸上に分布し、オホーツク海との境界で温度勾配が強くなっている。POO タイプでは寒気は日本上空に大きく張り出し、傾圧域が日本の南岸に東西に分布している。また、POL タイプでは寒気は日本の東側に抜け発達位置における傾圧性は弱くなっている。

以上の結果から、OJ タイプが寒気の吹き出しの弱い環境において、日本海からオホーツク海上に伸びる傾圧域において発達することが示され、これが初冬に発生数の多い原因と考えられる。POO タイプは下層の寒気が大きく張り出す真冬に、日本南岸に存在する傾圧域において発達し、上空の渦位と下層の傾圧性の両方

が発達に寄与していると考えられる。

一方、POLタイプは寒気が太平洋上に抜けた環境において発達していた。下層の温度勾配と発達率との関係が負であることと発達域における傾圧性の弱さを考えると、POLタイプの発達には上層の渦位が主に寄与していると考えられる。

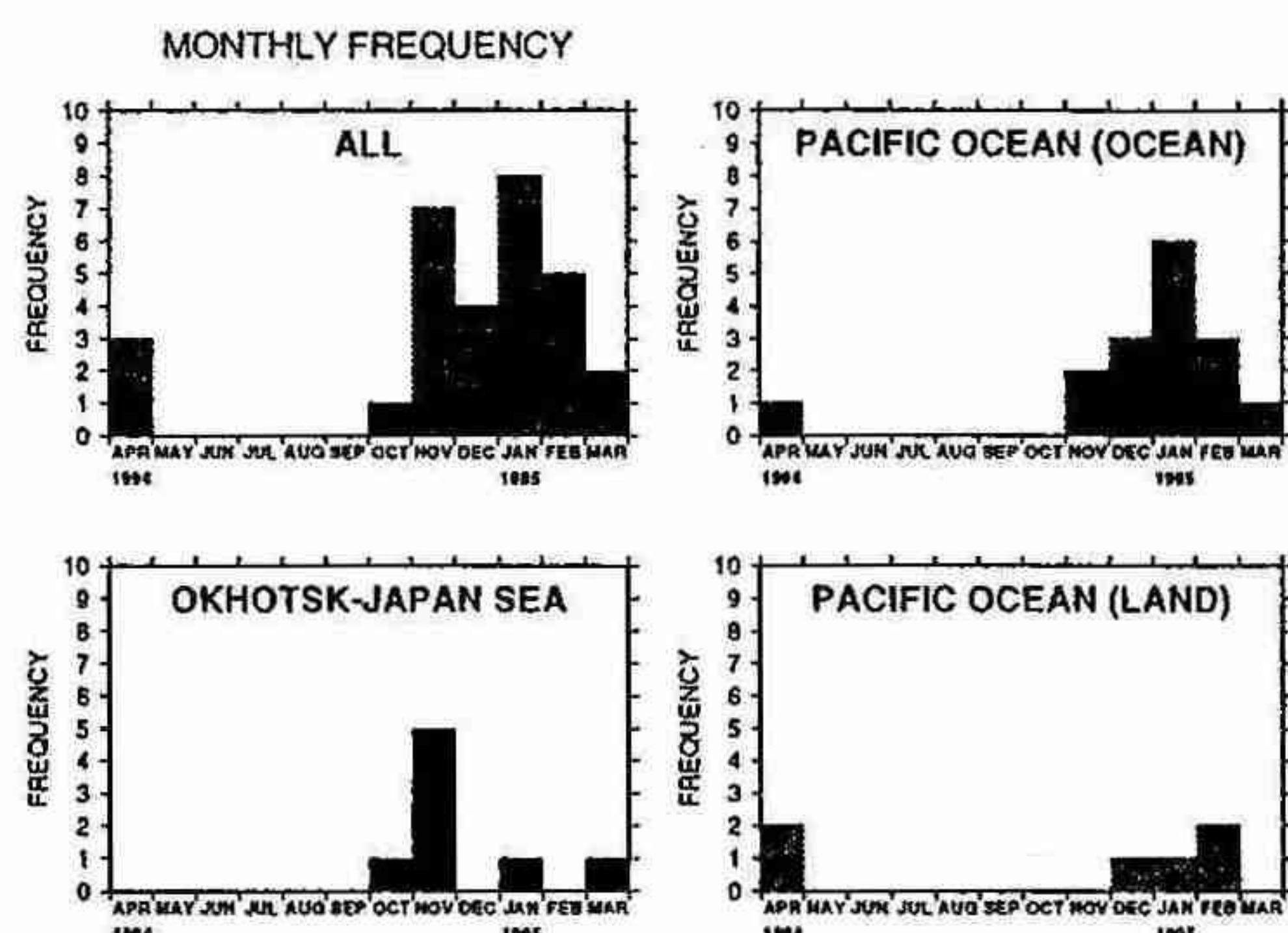


図2 1994年4月から1995年3月までの爆弾低気圧の月別発生頻度分布。

4. まとめ

日本付近で発達する爆弾低気圧について、GANALデータを用いて統計的解析を行なった。その結果、発達位置、移動経路から3つのタイプに分類でき、上層の渦位と下層の寒気分布がタイプ毎に異なっていることがわかった。また、発達要因と考えられる上層の渦位と下層の傾圧性の寄与がそれぞれのタイプで異なることが示唆された。

参考文献

Sanders and Gyakum(1980).Mon.Wea.Rev,116,2725-2703

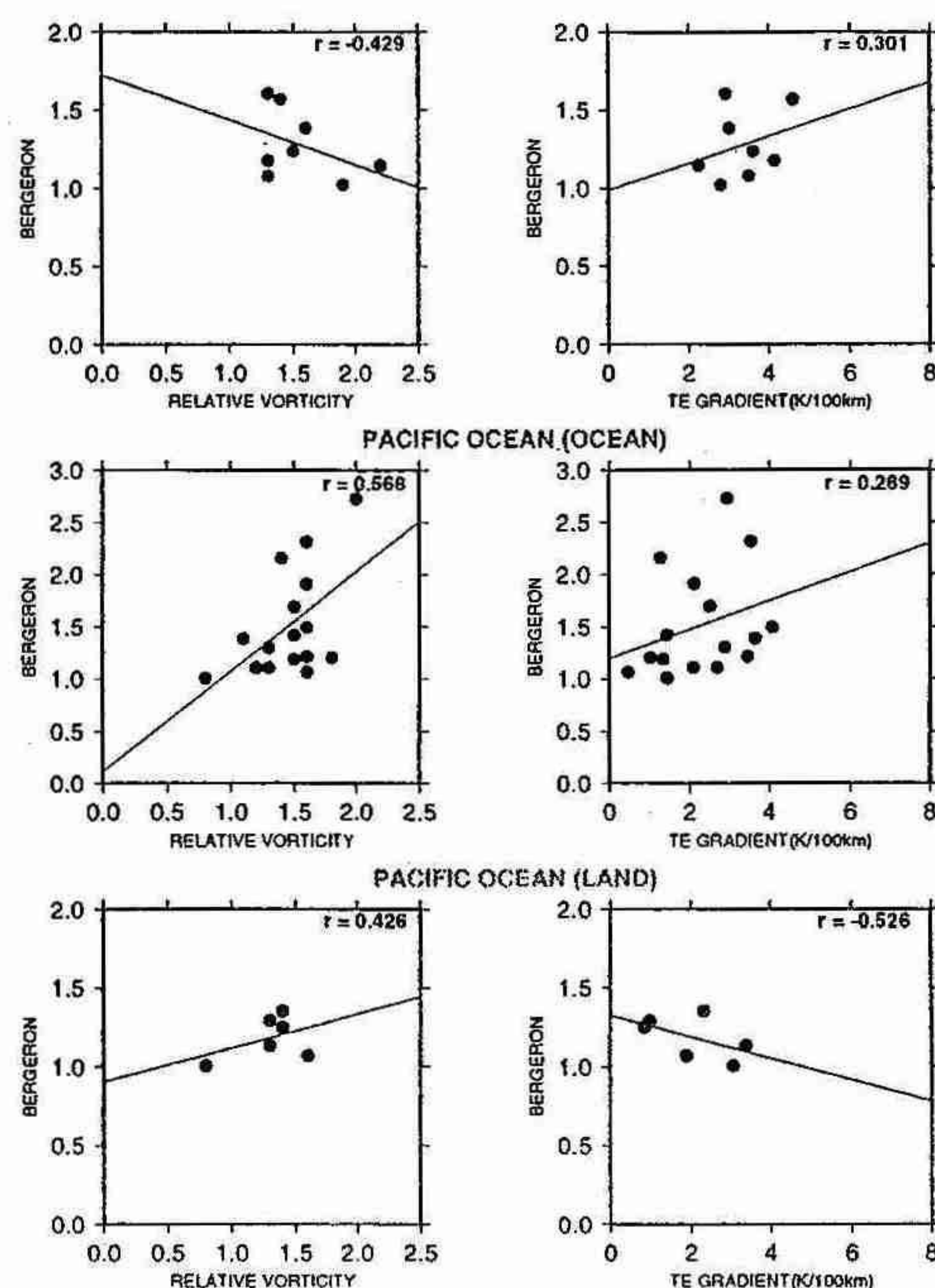


図3 各タイプの発達率(縦軸)と低気圧中心での400hPa面の相対渦度($10^{-4}s^{-1}$, 左側), 地表の相当温位勾配の大きさ($K/100km$, 右側)の関係. r は相関係数. 実線は回帰直線.

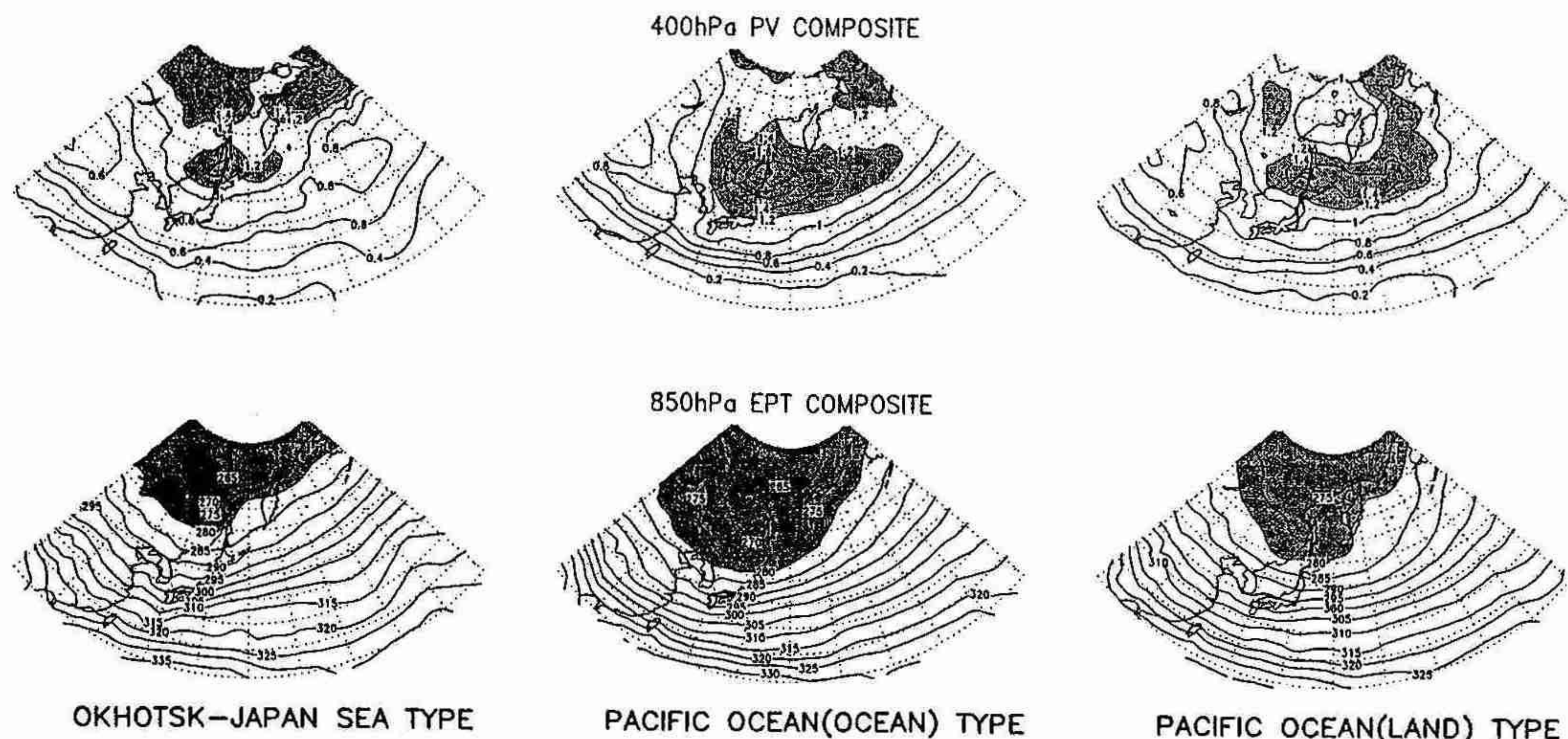


図4 各タイプの最大発達時を中心とした6日間平均コンボジット. 400hPa面の渦位(上, コンターは0.2PVU間隔, 影は1.2PVU以上の領域), 850hPa面の相当温位(下, コンターは5K間隔, 影は280K以上の領域)