

—発表会要旨②—

平成16年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成16年6月9日（水）13時40分～16時40分
 場 所：北海道大学百年記念会館大会議室

1 平成15年台風第10号と前線による日高地方の豪雨について	28
札幌管区気象台 佐々木 洋	
2 天気予想と台風 その6	30
一般会員 松木 昇	
3 空港気象ドップラーレーダーの機器の紹介と 低層ウインドシヤーの検出状況	32
札幌管区気象台 藤田 英治	
4 2003年台風第10号の北海道付近での水蒸気収支	34
北大院・理学研 平山 洋介	
遊馬 芳雄	
5 中緯度海面水温の時空間変動場に伴う大気海洋相互作用	36
北大院・地球環境 谷本 陽一	
6 北海道西岸で発達する太い筋雲に関する研究 －風上の大規模な山脈の効果に関する考察－	38
北大院・地球環境 大竹 秀明	
北大・低温研 藤吉 康志	
川島 正行	
7 北極振動と水蒸気輸送との関係	40
北大院・地球環境 大島 和裕	
山崎 孝治	
8 南極昭和基地でのカタバ風 －気象庁南極気象資料CD-ROM(1999～2001)より－	42
北大院・理学研 小松 麻美	

1. 平成15年台風第10号と前線による日高地方の豪雨について 佐々木洋（札幌管区気象台）

1はじめに

平成15年8月9日、北海道日高地方では台風第10号の接近に伴い前線の活動が活発化し、平取町旭では1時間最大雨量75.5ミリ(22時)、総雨量389ミリの日高地方としては未曾有の豪雨となった(第1図)。土砂災害や河川の氾濫が多発し、不幸にして多くの人命を失った。

ここでは、降雨のピークとなった9日21時から22時の現象に着目し、最新の観測データ、解析技術を用いて、豪雨をもたらした大気現象を解析する。

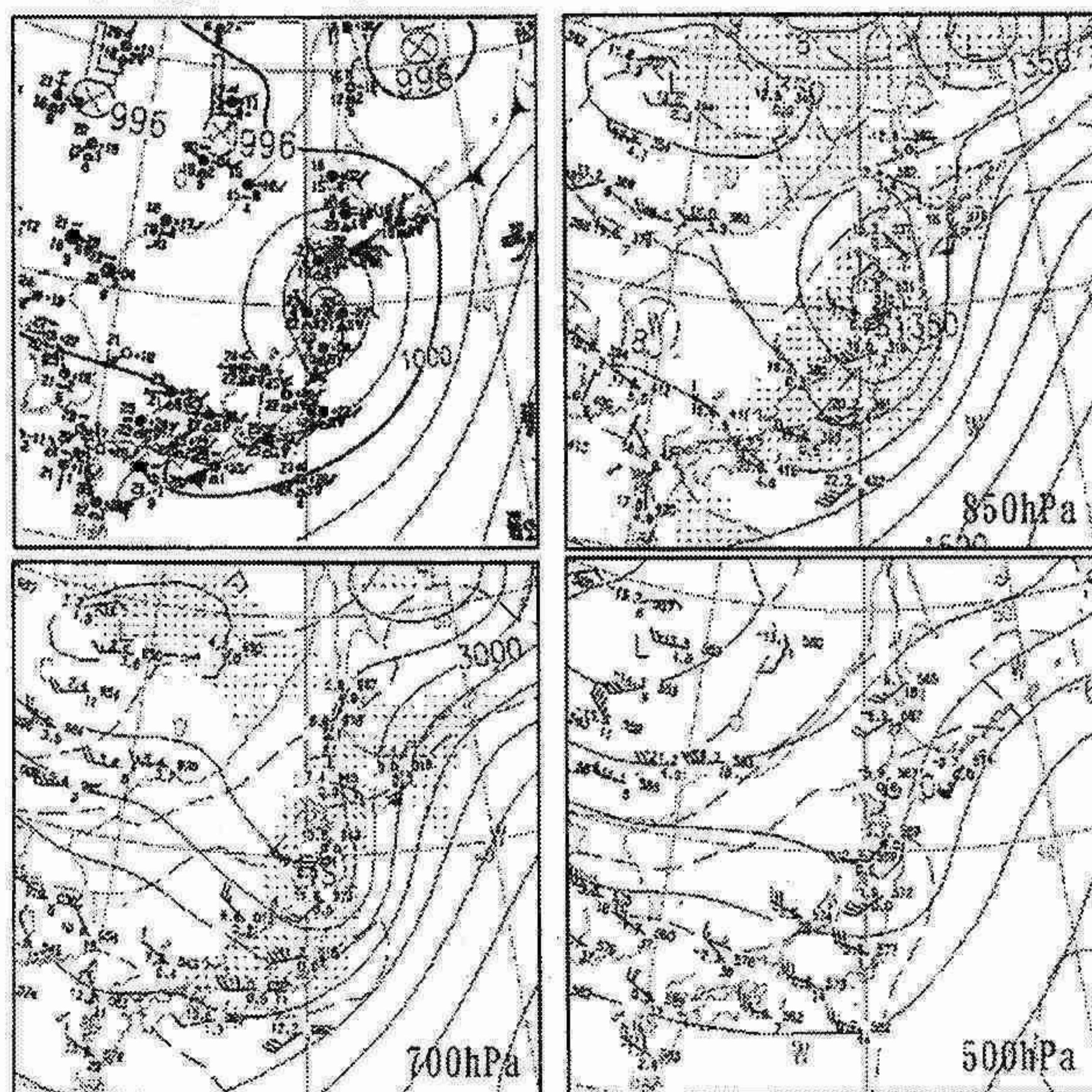
2 総観場の把握

台風は8日夜高知県に上陸後、関西地方から北陸・東北地方を縦断し、一旦太平洋に抜けた後、北海道日高地方に再上陸した。一方、オホーツク海の低気圧から伸びる前線が北海道の太平洋側にかかり、台風の前面の湿った南風が前線に向かって吹き込んでいた。(第2図)

3 メソ現象の解析

衛星画像(赤外)で豪雨をもたらした時間帯を見ると、台風中心はまだ東北地方にあるが、北海道の太平洋側には台風を取り巻く雲組織(アウターバンド)が次々かかり、そのうち下北半島付近から北東進して21時から22時に日高地方に達する雲域(第3図の破線)を追跡することができる。

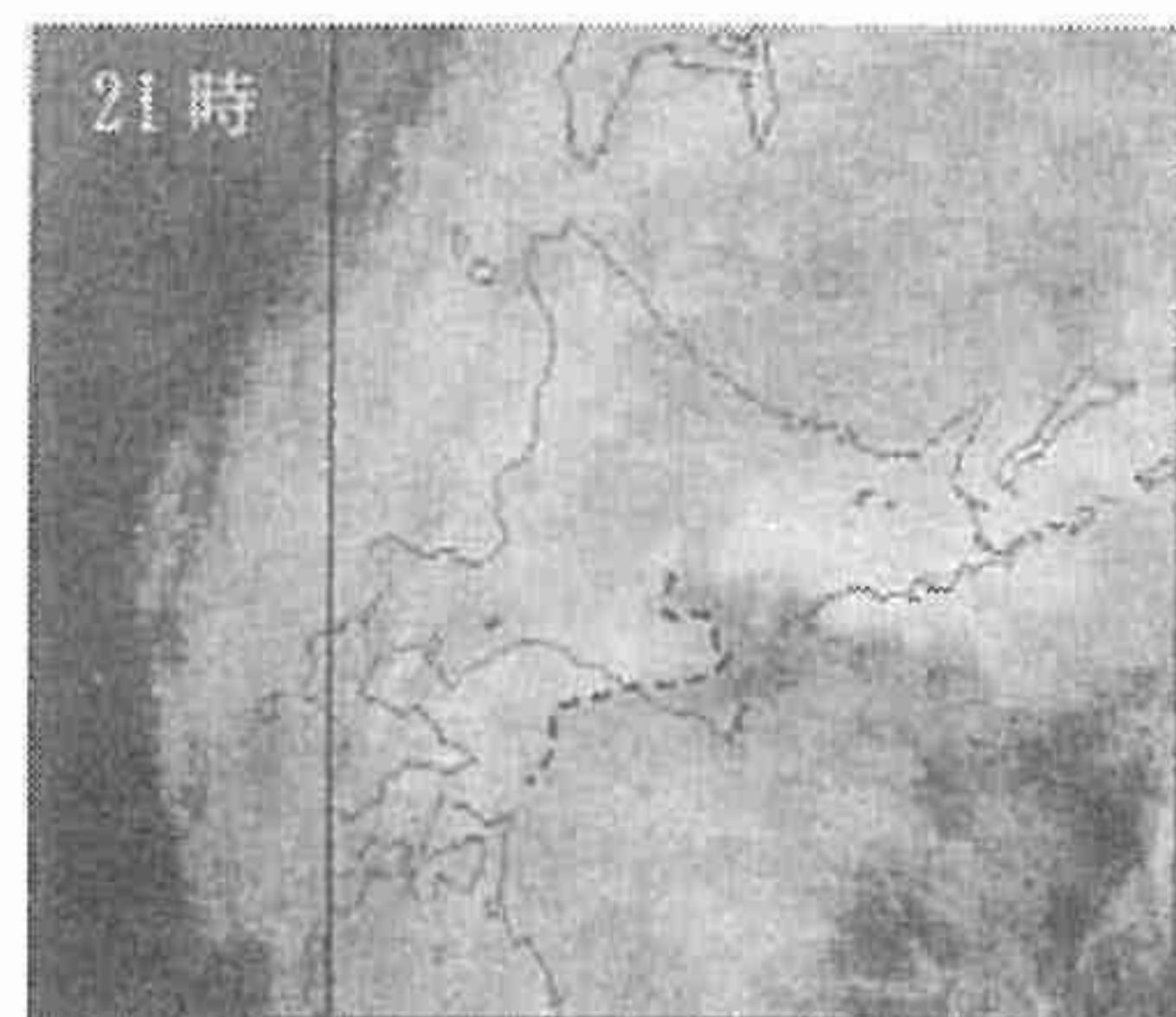
解析雨量(第4図)では、22時までの1時間に平取町を含む日高西部で時間80ミリを越える格子が散在し、最大90ミリに達している。



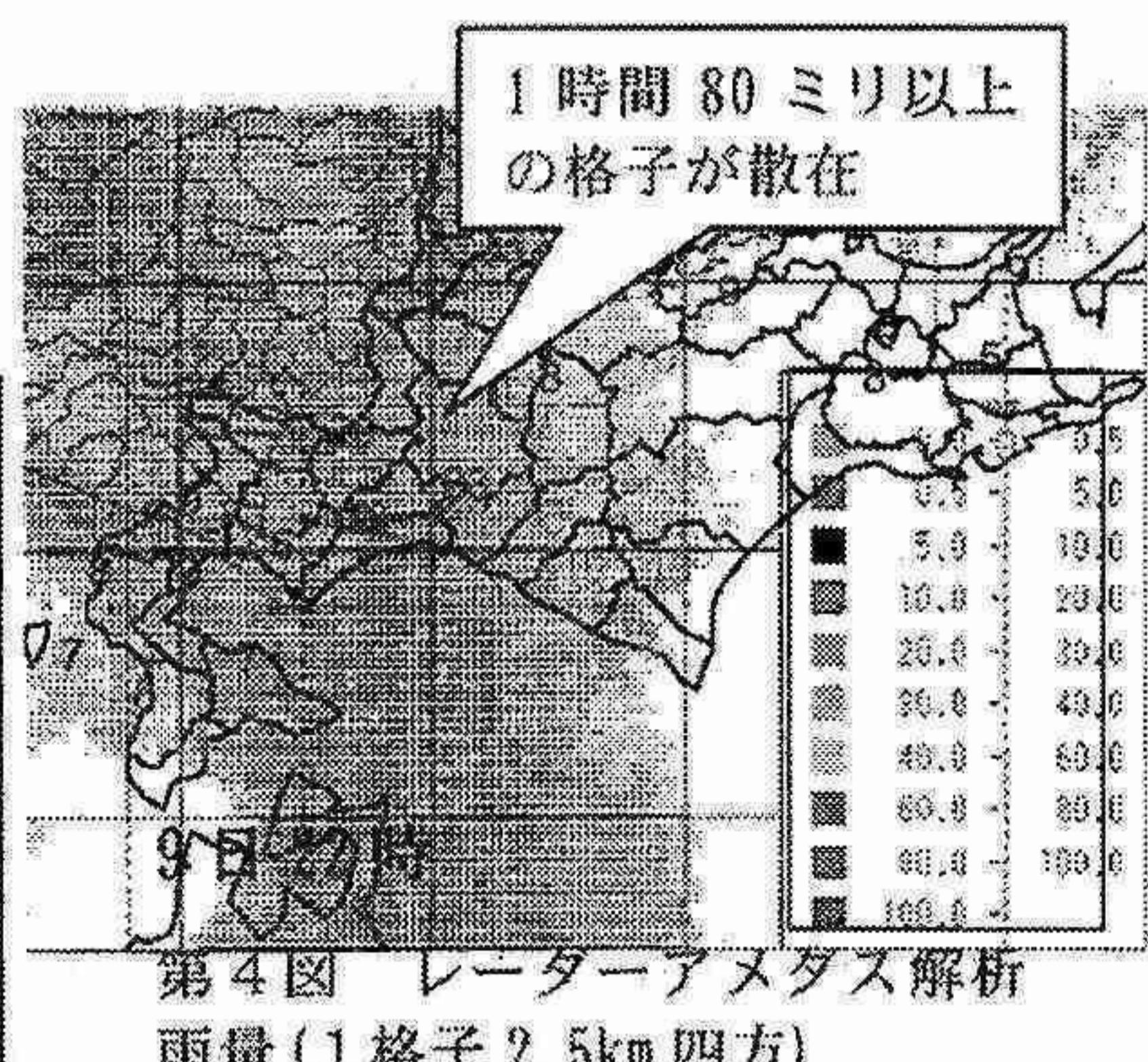
第2図 地上天気図と高層天気図 9日21時



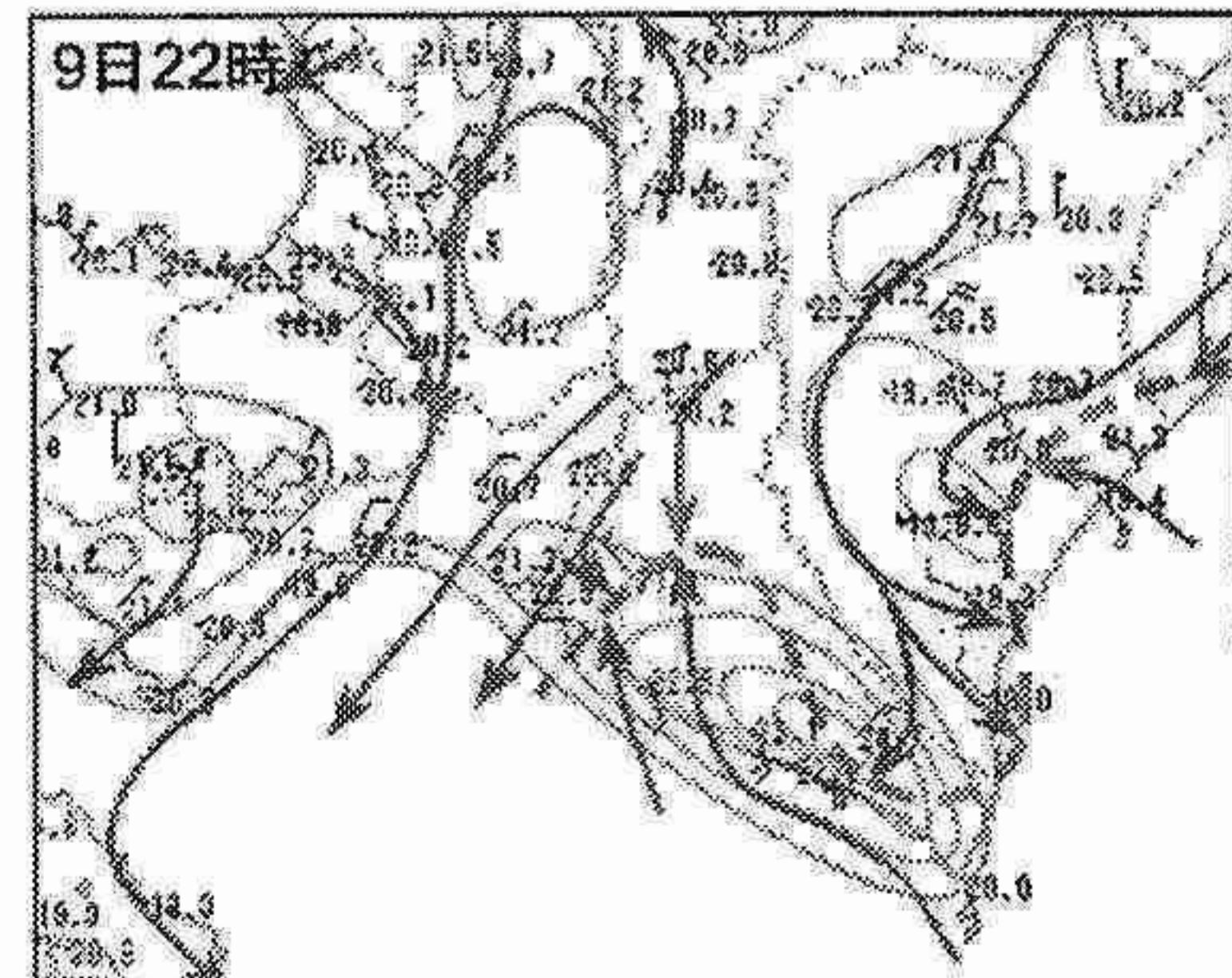
第1図 総雨量分布図
7日18時～10日06時



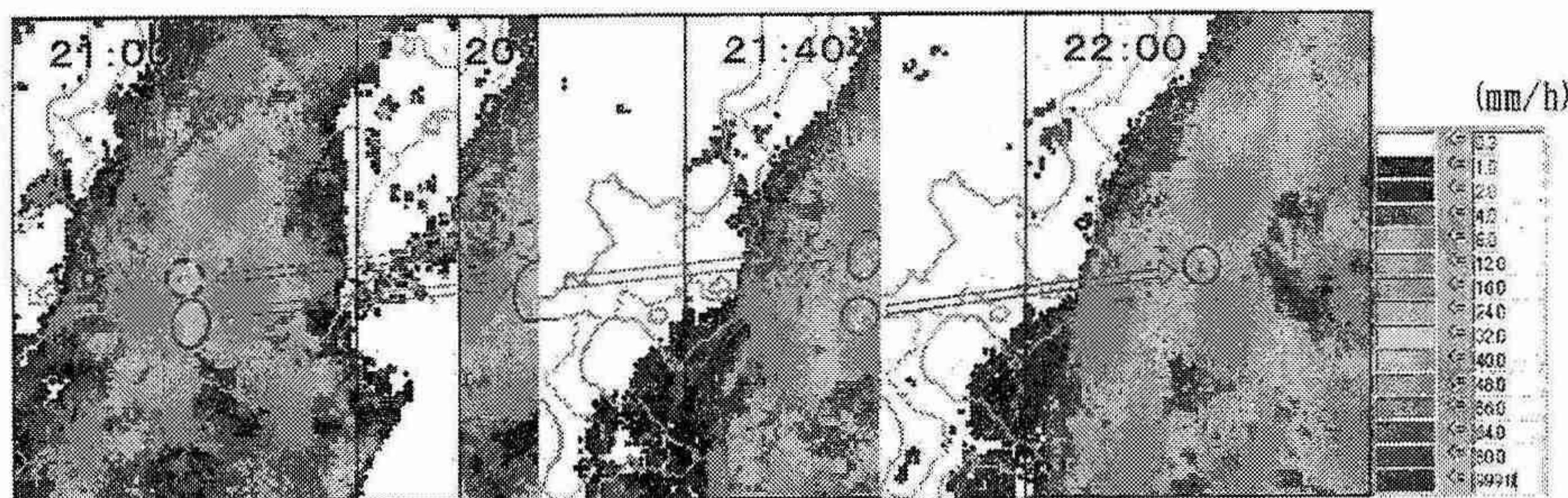
第3図 衛星画像(GOES-9赤外) 9日21時
破線は日高地方を通過した活発な雲域。



第4図 レーダーAMeDAS解析
雨量(1格子2.5km四方)



第5図 AMeDASの風と高度補正気温
主観解析により等温線(実線)、流線(矢印)、シアライン(破線)を描画



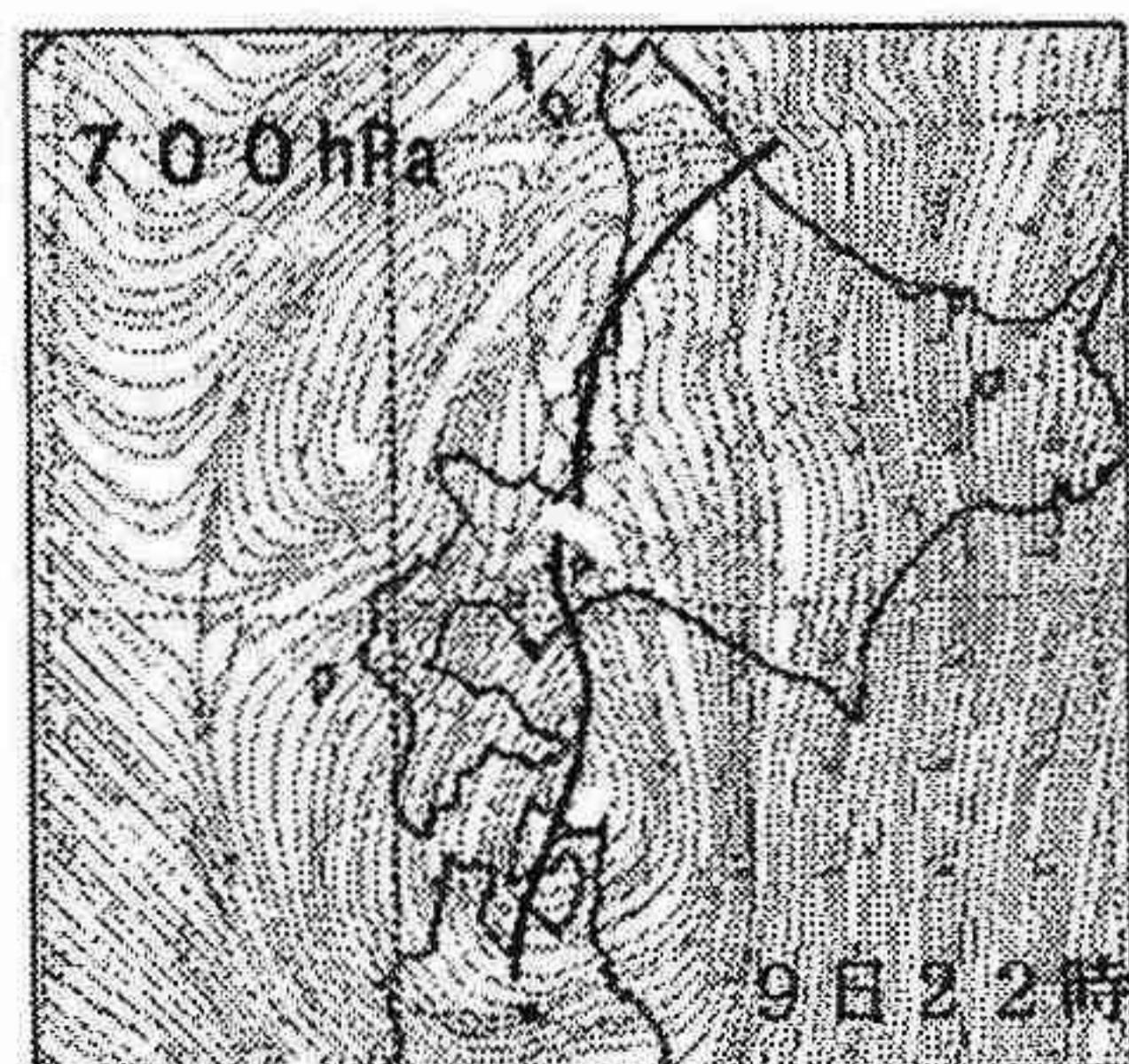
第6図 レーダーエコー合成図で見られるメソ対流系の移動 9日21時～22時

この時のアメダスの風・気温を解析すると（第5図）、日高地方の沿岸部に高温域があり、北側の相対的な低温域との間に温度傾度をなすと共に、南東風と北風のシアラインが形成されていた。降水系の推移を見ると（第6図）、平取町旭に豪雨をもたらしたエコーは北北東から南南西の走行を持つライン状エコーで、その中に複数のメソ対流系（水平スケール約20km）が連なっており、30～40分のライフサイクルで発達・衰弱を繰り返しながら北上した。

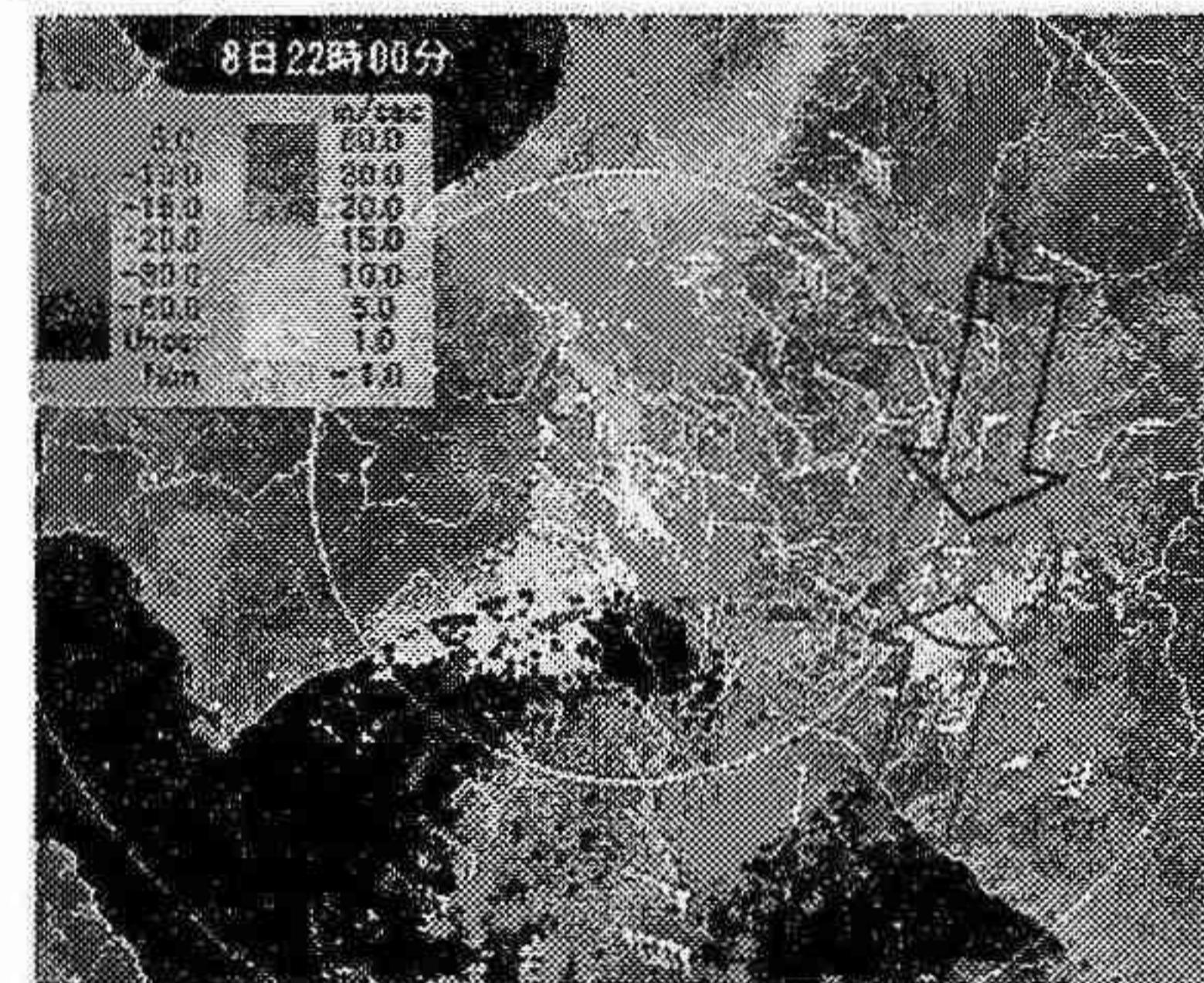
新千歳航空測候所のドップラーレーダーによる降水粒子のドップラー速度と VVP 法 (Volume Velocity Processing) で推定された風の分布を見ると（第7図）、22時日高西部に、北側で北風50kt、南側で南風65ktという強烈な収束を伴うシアラインを形成していた。

室蘭のウインドプロファイラの時間・高度断面では（第8図）、20時～22時にかけて高度2800m付近に南東風と北東風の鉛直シアがあり、地表付近には東～南東風の薄い層がある。さらに、5000m付近には北西風と南西風の鉛直シアがあり、幾つかの気層が入り組んだ多層構造となっていたことが分かる。また、中層4000m付近の欠測頻発や札幌の高層観測から中層は相対的に乾燥していた。メソ数値モデルの予想値を推定値として風の観測値を同化した下層風解析（第9図）では、留萌沿岸から胆振地方の南海上にメソ α スケールの擾乱が解析される。

豪雨には、大量な雨の素となる水蒸気の補給と水蒸気を凝結させる強い上昇流の維持が不可欠である。今事例では、台風からの暖湿気の流入に加え、中層への乾燥空気の貫入が特徴的であった。両者が接した日高西部において成層状態が不安定となり、メソ対流系が発達し豪雨をもたらしたと考える。（第10図）

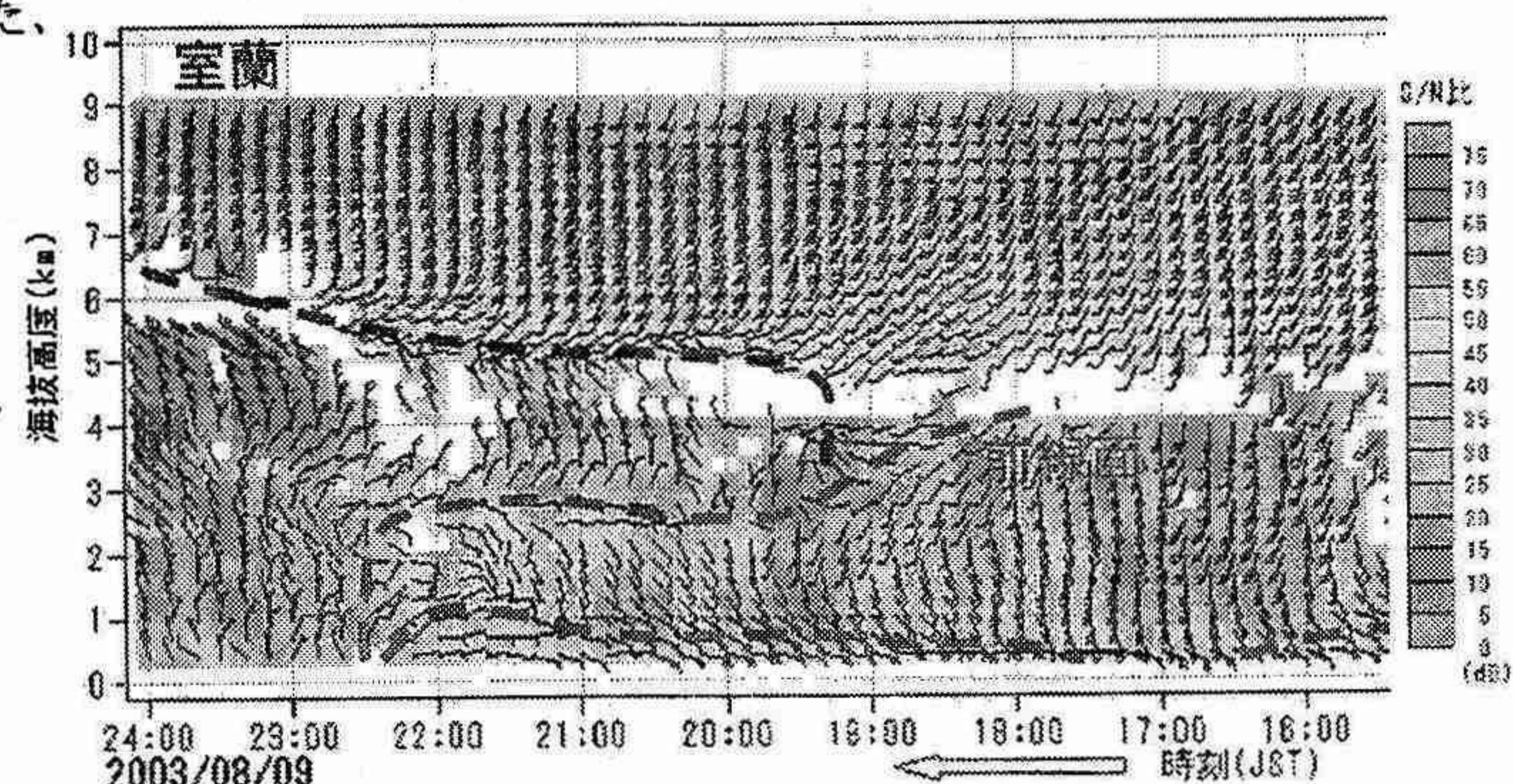


第9図 每時下層風解析 700hpa の風と流線。シアラインは主觀による。

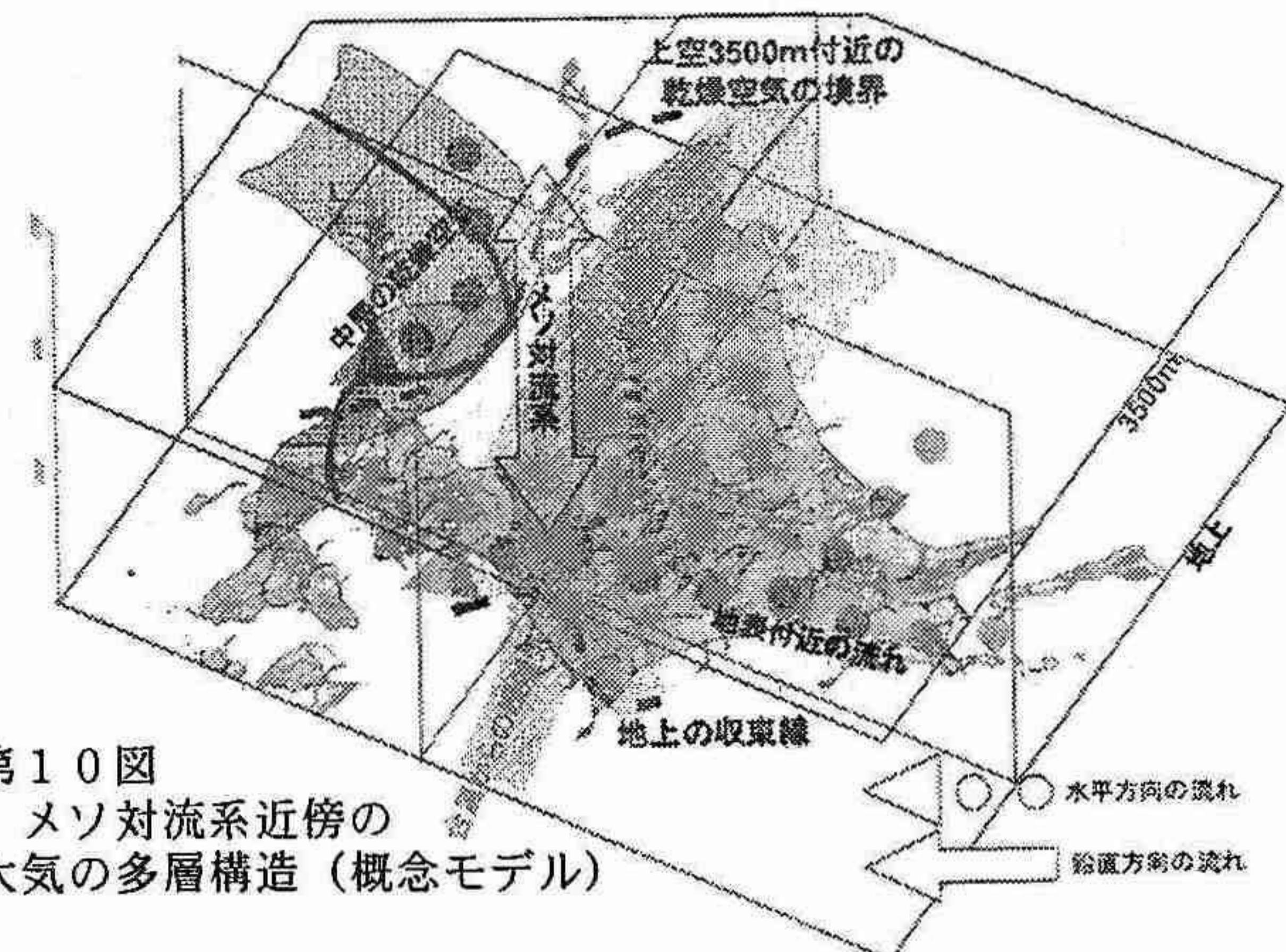


第7図 ドップラーレーダー（新千歳）による降水粒子のドップラー速度と VVP 風（矢羽）

ここで、VVP 風は最低仰角 0.7 度のデータを使用しているので日高西部では高度 700～800m の風を表している。



第8図 ウィンドプロファイラの時間・高度断面図

第10図
メソ対流系近傍の大気の多層構造（概念モデル）

2. 天気予想と台風 その6

松木 昇

平成15年は5個の台風が接近上陸しました。別表①台風4号、②台風6号、③台風10号北海道に大変な被害が出ました。④台風14号北海道に上陸これは合っていません。⑤台風15号は合っていました。下の表は太陽黒点が平成14年8月～平成15年2月迄中央線を通過した日です。縦に並ぶ数字は★印の所に太陽黒点が中央線を通過した日です。太陽面の同じ様な所に何回も通過するのです。其の数字を平成15年4月～に変えるのです。すると（計とA）の所に太陽黒点が集中していますので、そこを低温の予想します。それに台風の予想も出します。この数字は昭和30年8月15日～26日25日24日23日また23日24日25日26日とプラスして繰り返し計算した物です。尚A、中、Bは4分の1にした物です。

このような事で太陽黒点と台風について調べてきましたが皆さん何か良い方法あれば教えて下さい。

北見市相内町199 松木昇 0157(37)2927

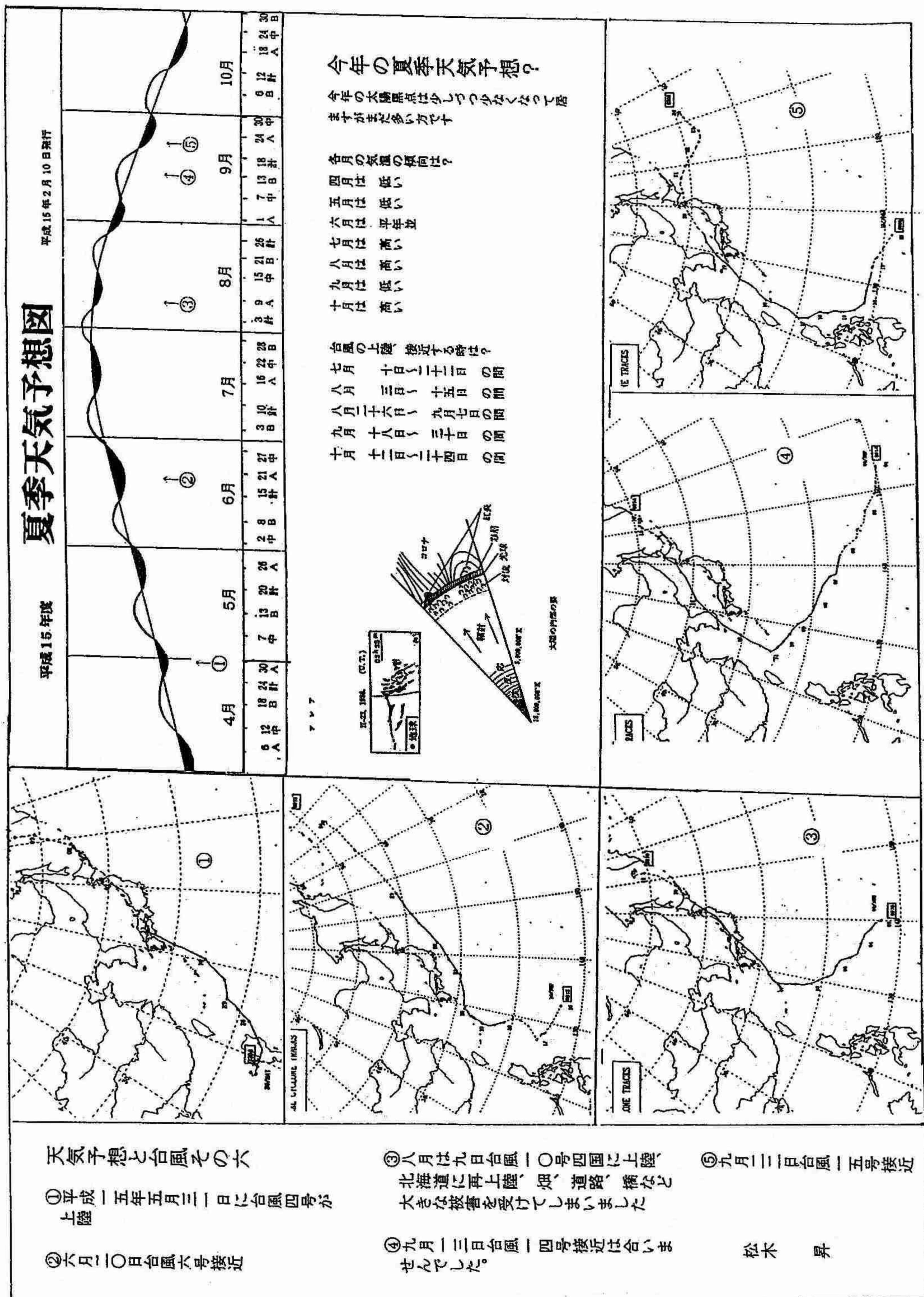
H14年

	計	A	中	B
14年8月	22	★25	28	★9/3
9月	★15	★19	★21	★27
10月	★10	★12	★16	★23
11月	★5	★8	★11	★16
12月	1		★7	★9
12月	26	★28	★1/1	★3
15年1月	★19	★22	25	★27
2月	★11	★13	17	
				★7
			18	★22
			23	24
				29
				20
				★22
				★13
				6
				3/1

H15年

	計	A	中	B
15年3月	3/30	★4/3	6	★12
4月	★24	★27	★30	★5/3
5月	★20	★23	★26	★7
6月	★15	★18	★21	★24
7月	10		★16	★19
8月	3	★6	★9	★12
8月	★26	★29	9/1	★3
9月	★18	★21	24	
10月	12		18	
11月	6		12	
				★15
				★10
				★13
				8
				7/3
				28
				★30
				★21
				★13
				10/6
				30
				24

★太陽黒点が中央子午線を通過した日



3. 空港気象ドップラーレーダーの機器の紹介と低層ウインドシヤーの検出状況

藤田英治(札幌管区気象台) 菅谷重平(新千歳航空測候所)
大山浩明(新千歳航空測候所) 柴 元太(中標津空港出張所)

1 はじめに

2001年6月、新千歳空港気象ドップラーレーダー(以下DRAW)で得られたデータから、航空機に対して低層ウインドシヤー情報文の提供業務が開始された。ここでは今後のデータ品質の維持向上のための基礎データ収集を目的として、検出された低層ウインドシヤーの統計的な手法による取りまとめを行ったので紹介する。

なお、機器の紹介については、日本気象学会北海道支部機関紙細水47号(2001)の気象業務紹介において要目や機器構成について紹介しているので参照されたい。

2 調査方法

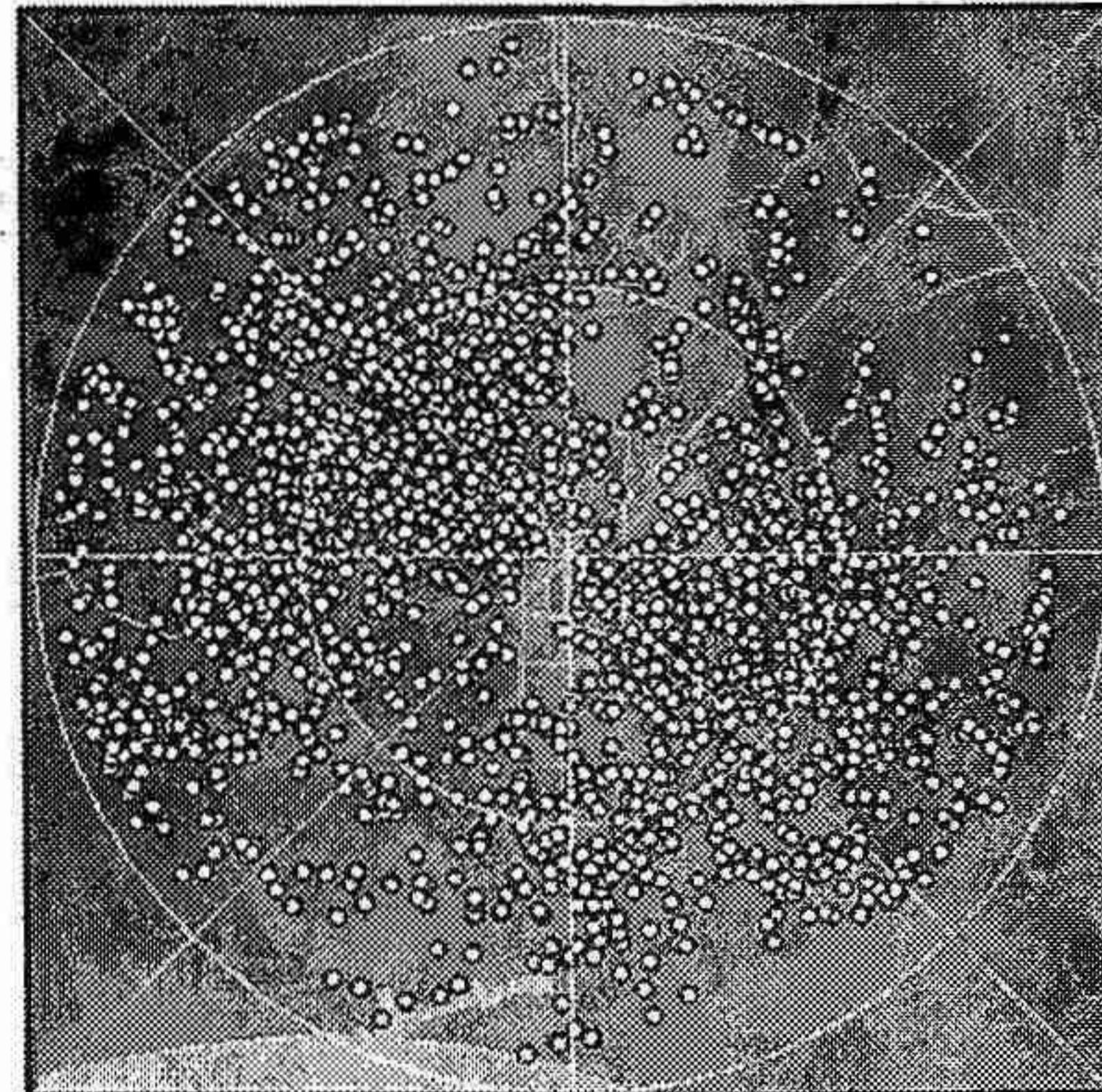
2001年6月から2003年11月までの2年半(30か月)の間に新千歳DRAWで検出されたマイクロバースト(以下MB)、シヤーライン(以下SL)について検出場所や風速差などを統計処理した。また検出数に加えて、「時間的空間的に連続して検出されたMB、及びSL」については同じ1つの個体であるとして、月別に個体数を調査した。

さらにDRAWの測風精度を確認するため、低層ウインドシヤーが空港を通過した事例について風向風速計との比較、また新たなプロダクトの可能性として、1台のDRAWデータから水平風を推定する方法(時空変換法)により水平風向風速の算出を試みた。

3 調査結果

(1) MBの検出状況

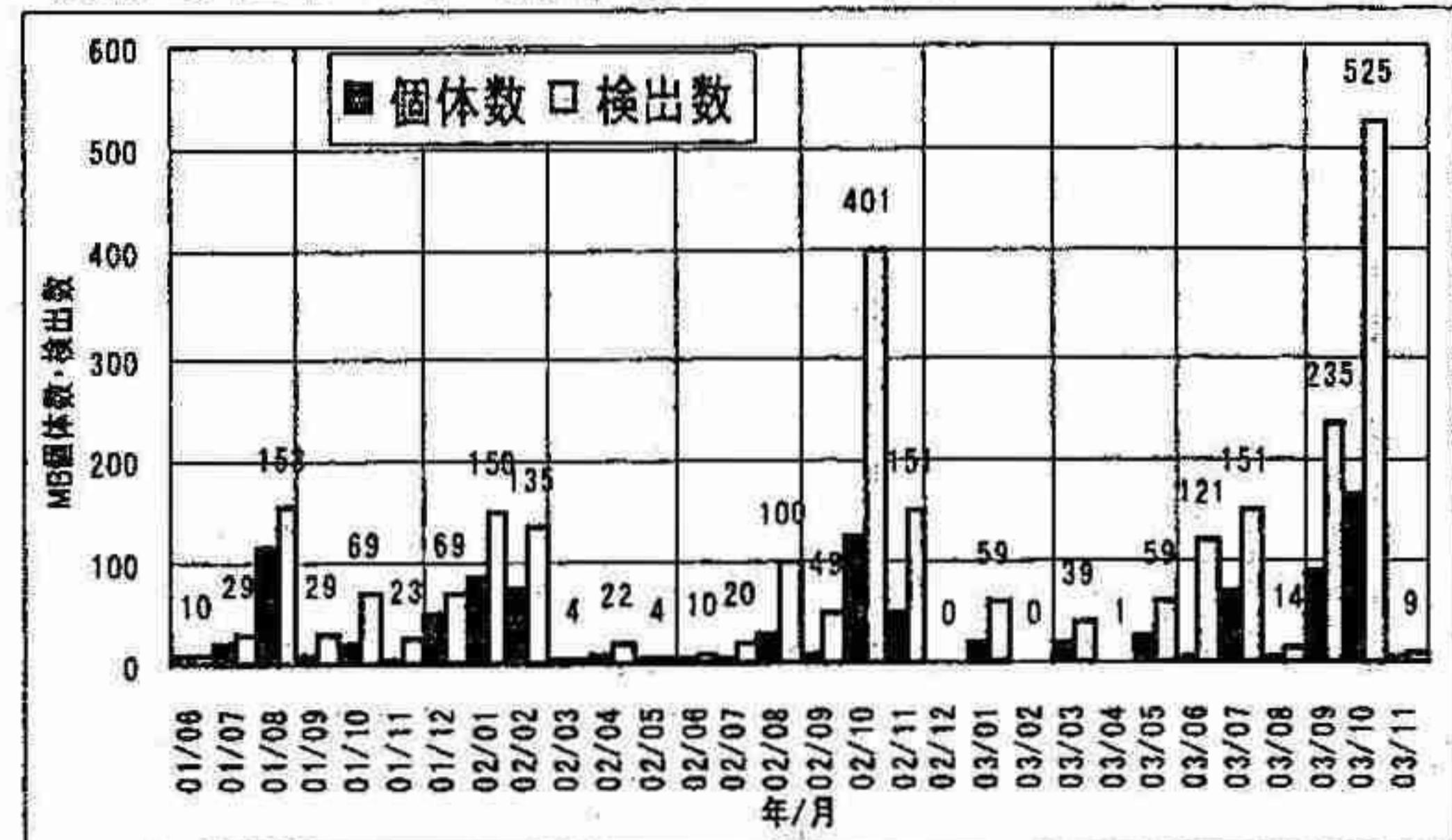
第1図にMBの検出領域であるサイトから半径20km以内でのMB検出分布を示す。調査期間の2年6か月間で2,641検出、1,019個体であった。サイトの北西側と南東側及び東側の丘陵付近で検出数が多い傾向がある。



第1図 MB検出分布(2001.6~2003.11)

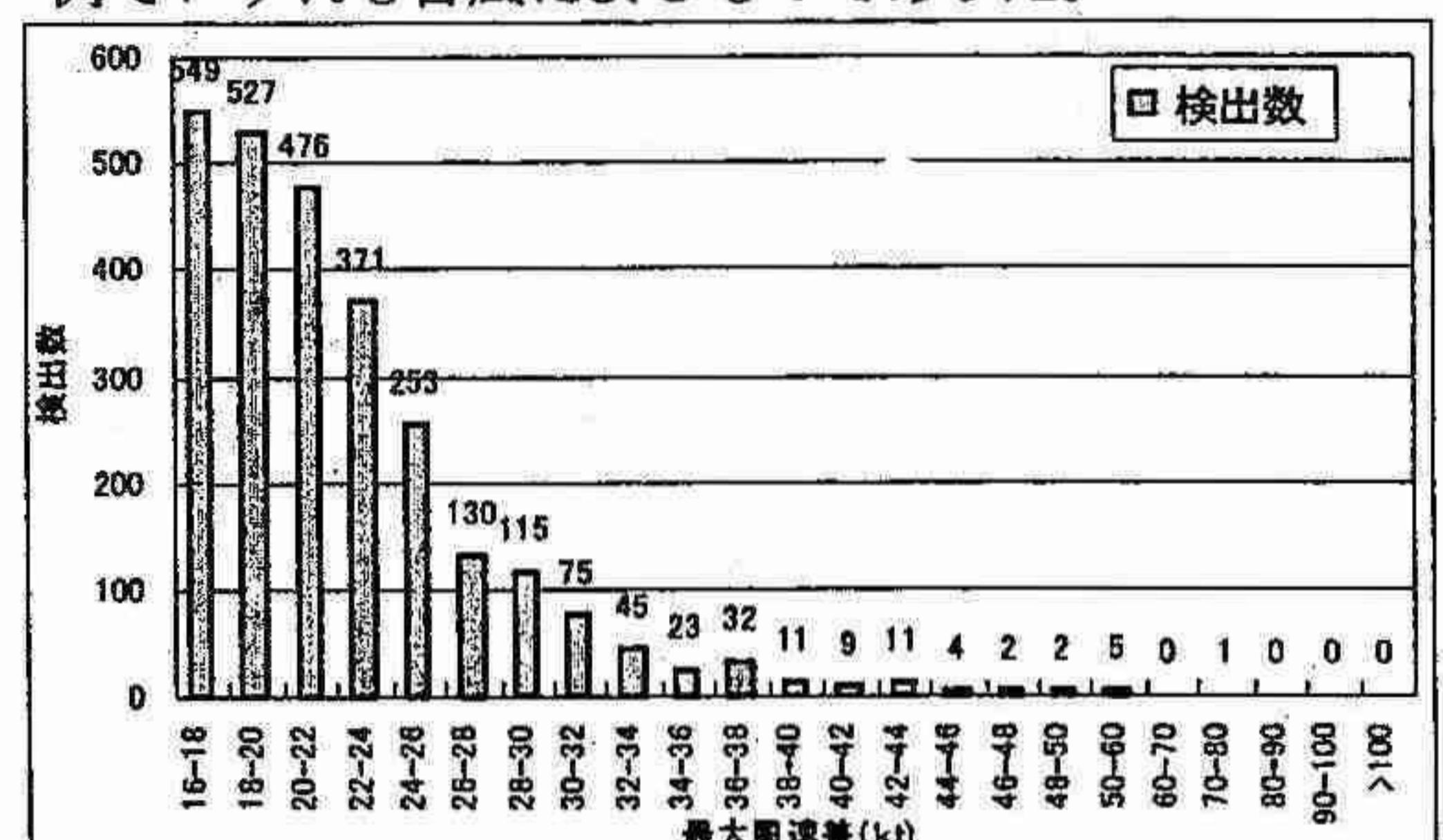
第2図には、月別のMB個体数と検出数を示す。月によって変動があるが、個体数は多い月でも100~150個体となっている。また2002年10月と2003年9~10月頃に多いが、この時期は、低気圧の通過後に寒気が流入し不安定となる事例が多くなったためと考えている。また合計30か月中のうち10か月でMBの検出は無く、1

個体あたりの平均検出数は2.6検出であった。



第2図 月別MB個体数と検出数

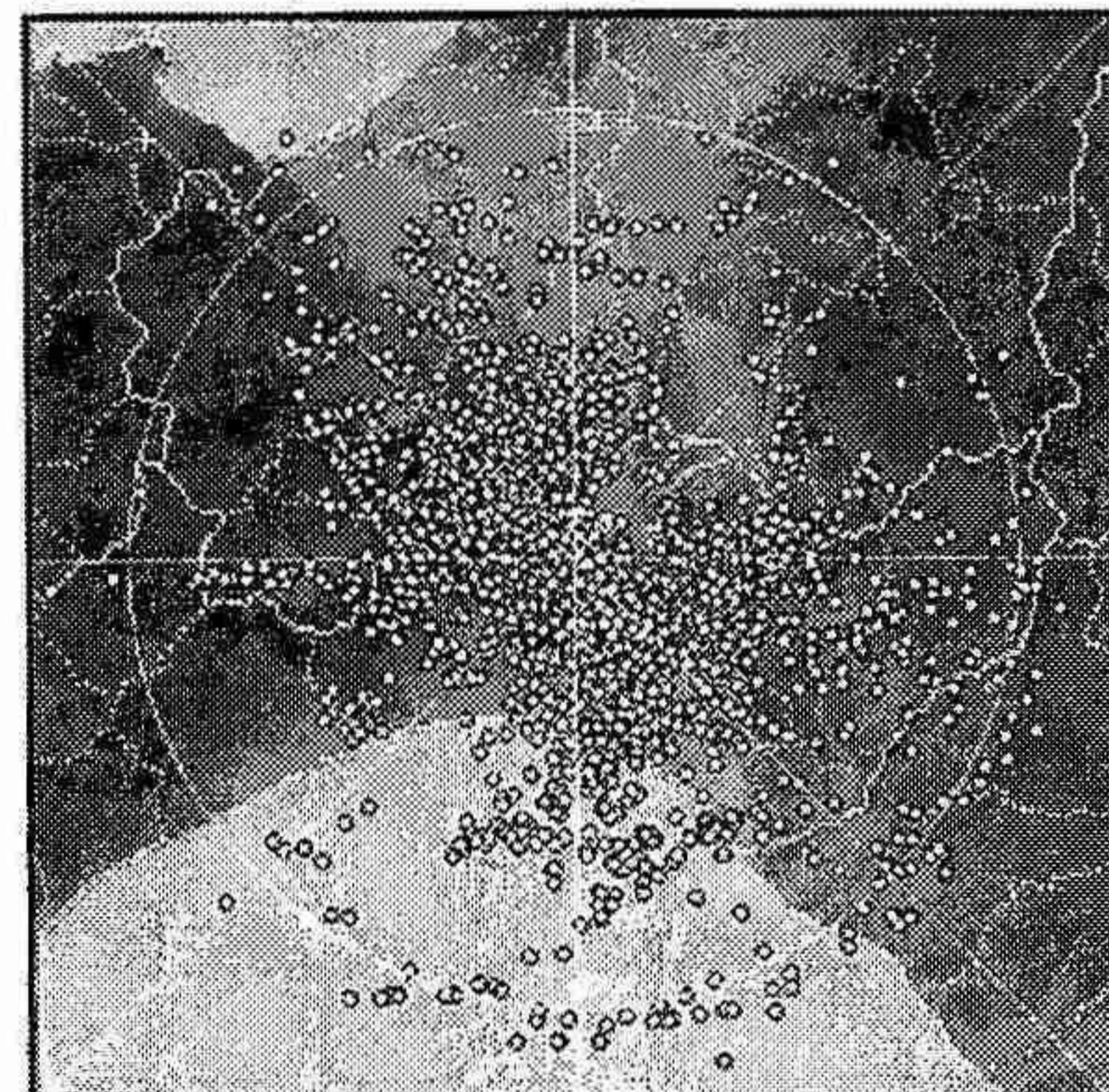
第3図にMBの最大風速差(発散の強さ)別の検出数を示す。MBの検出基準は最大風速差が16kt以上であり、16kt未満の検出は無いので省略した。最大風速差30kt未満が2,421個で全体の92%を占めている。一方、風速差の大きいものは50kt台が5例、70kt台が1例でいずれも台風によるものであった。



第3図 最大風速差別MB検出数

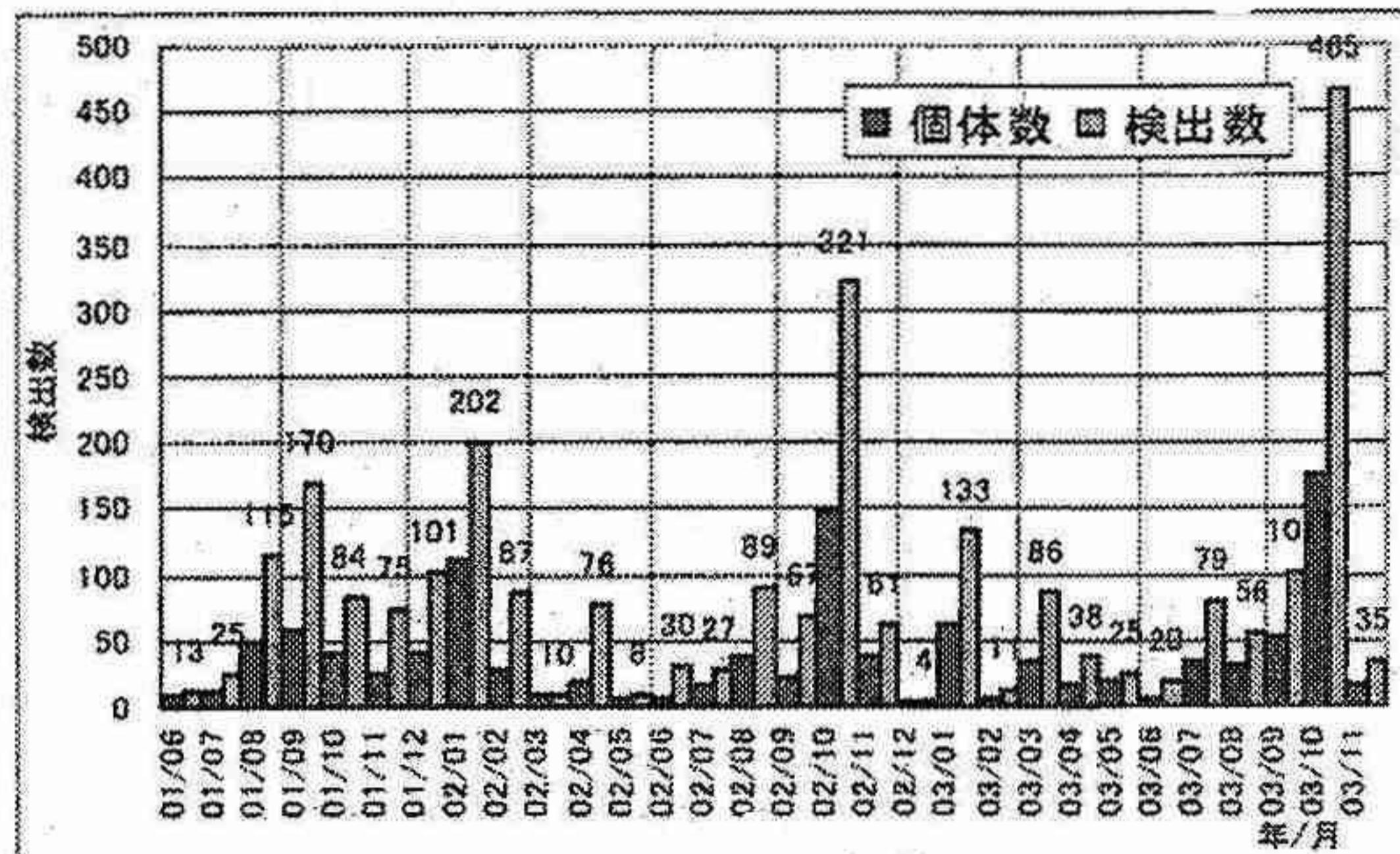
(2) SLの検出状況

第4図には検出範囲(半径60km以内)で検出されたSLの中心位置の分布を示す。MBと同様にサイトの北西側と南東側に集中して分布している。SLの検出は調査期間内で合計2,614検出、1,116個体であった。



第4図 SL(中心点)の検出場所(2001.06-2003.11)

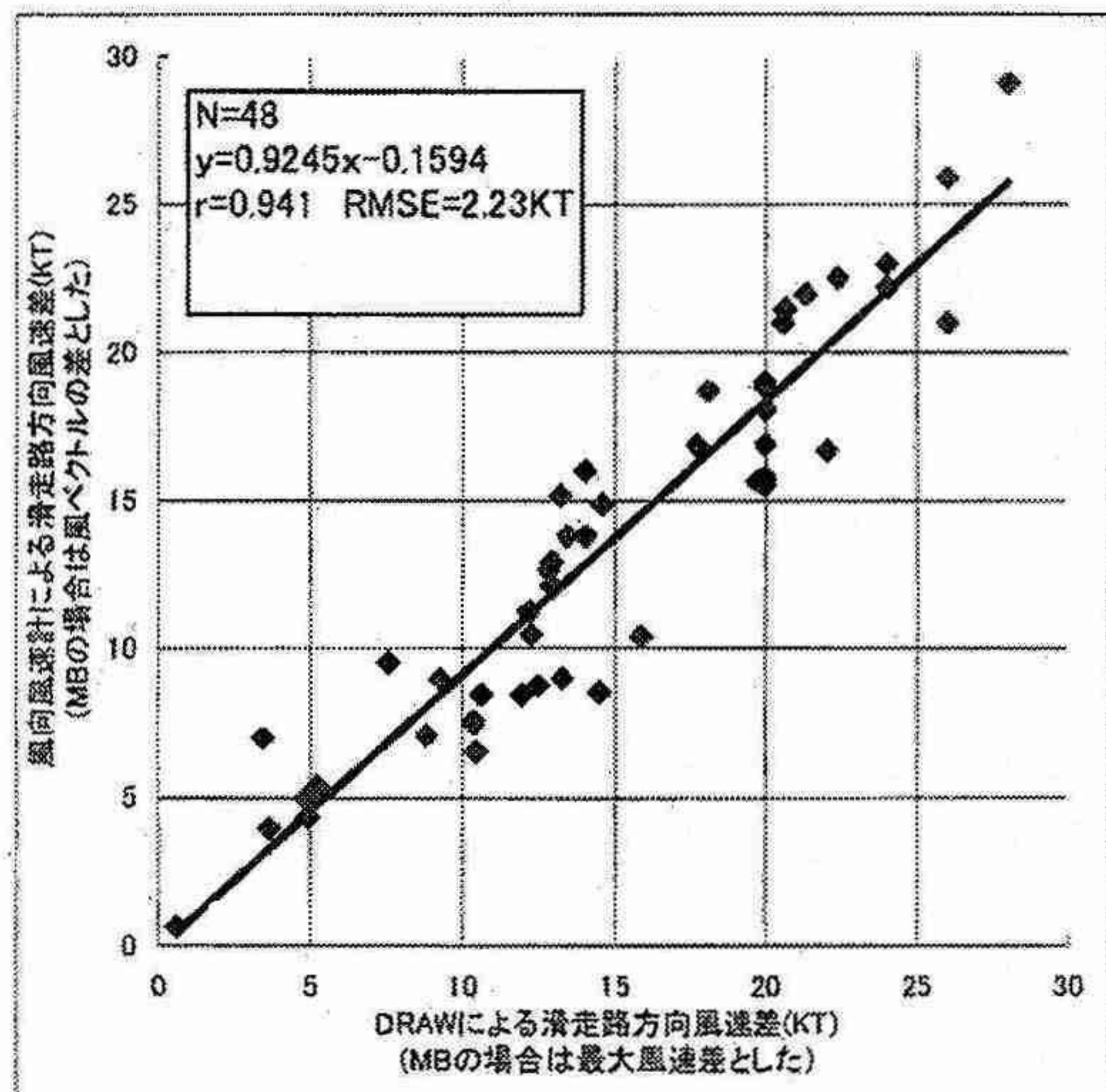
第5図には、月別のSL個体数と検出数を示す。ほとんどMBと同じ傾向であるが、SLについては全ての月で検出されている。また、個体数はMB同様に多い月で100~150個体程度であり、1個体あたりの検出数も平均は2.5検出とMBとほぼ同じであった。



第5図 月別SL個体数と検出数

(3) 風向風速計によるDRAW測風精度の検証

調査期間において、低層ウインドシャー情報文が発表された時の二次データからMBまたはSLが滑走路を通過したものを合計48事例抽出した。この48事例について新千歳空港内に設置している風向風速計(4感部)の2分間平均風向風速値を用い、MBについては通過前後の風向風速のベクトル差、SLについては通過前後の風向風速の滑走路方向成分風速差を算出した。情報文で発表された風速差と上記により求めた風速差を1対1のデータとして比較したものが、第6図である。相関係数が0.941、RMSEは2.2ktと良い結果が得られた。これによりDRAWの測風精度は十分高いものと考える。



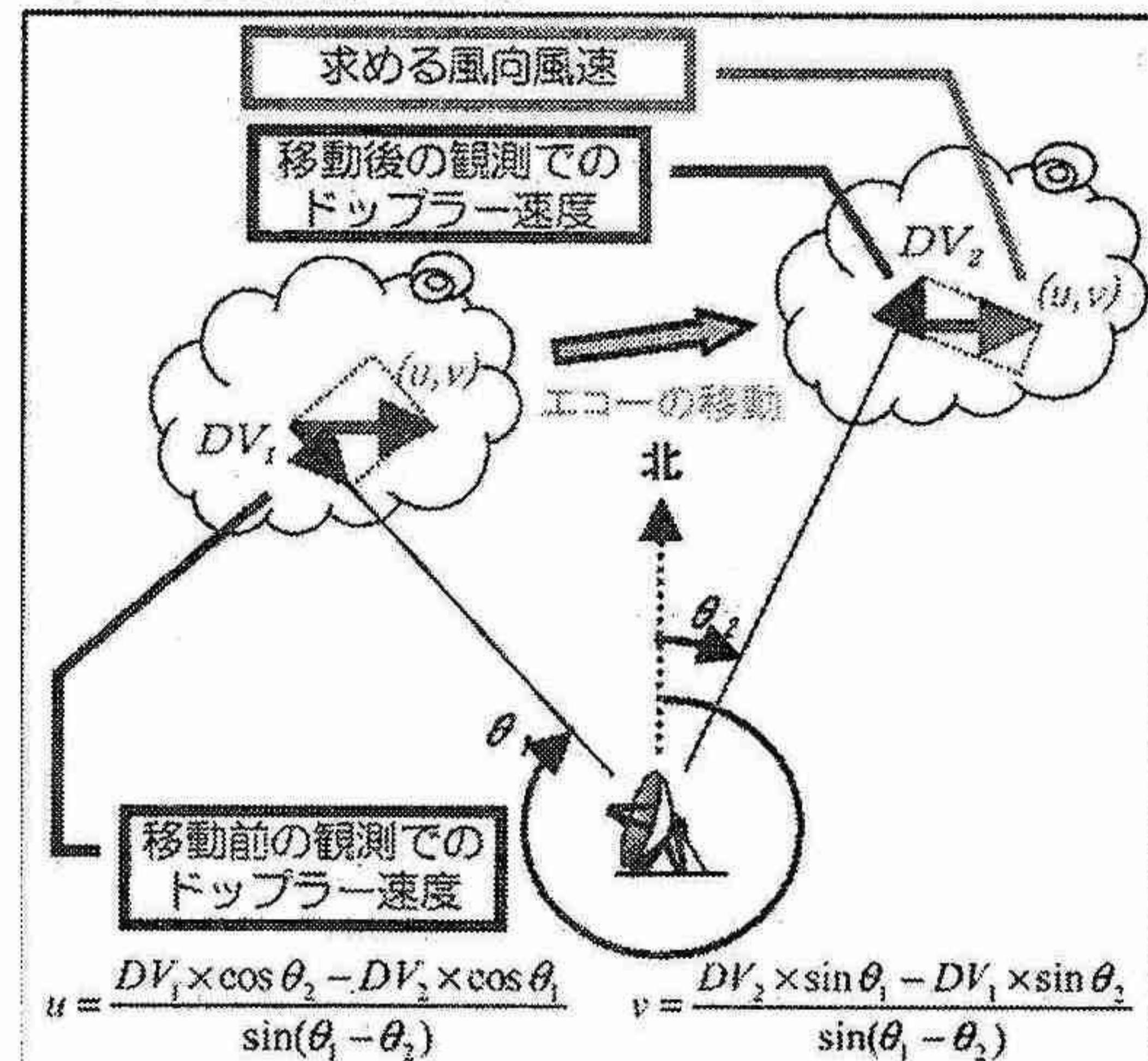
第6図 風観測装置とDRAW測風結果との比較

(4) 時空変換法による水平風速場の推定法と事例解析

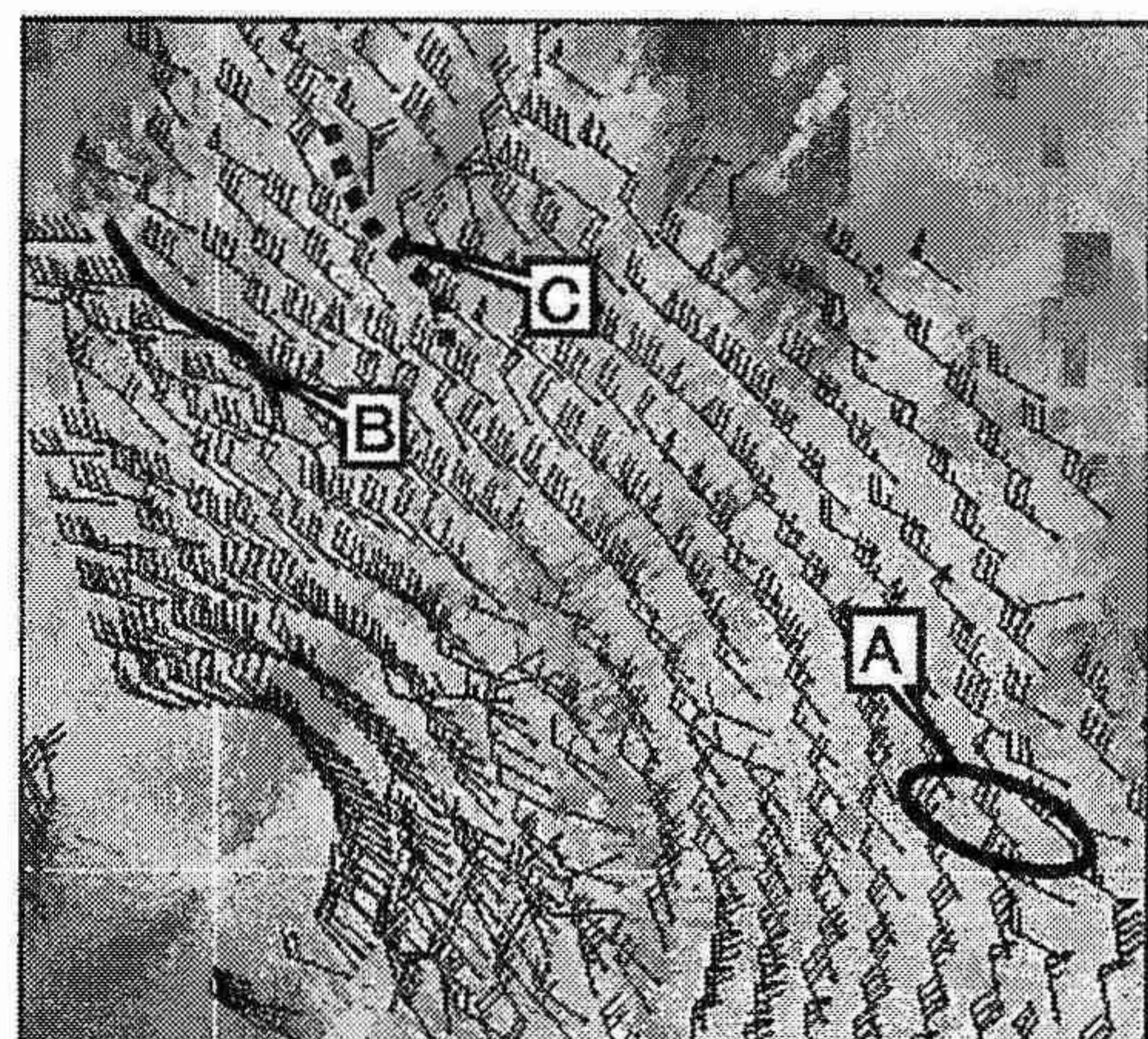
冬型気圧配置時のエコーの水平風向風速分布を1台のドップラーレーダーで推定したので紹介する。手法は、連続した2枚の同じ観測仰角の一次データからエコーの移動速度から時空変換を行い、移動距離に相当する間隔で2台のドップラーレーダーがあると仮定して風向

風速を求める方法である(第7図)。この手法はエコーが定常的であることを仮定していること、エコーの移動方向によっては2画面のサイトからの見かけの角度差($\theta_1 - \theta_2$)が小さくなり計算精度が悪くなるなどの欠点もあるが、観測メッシュごとに風向風速を算出できる特徴がある。

第8図には2003年1月5日22:46の一次データと算出した風向風速を示す。図中の楕円(図中A)、実線(同B)はDRAWにて検出されたMBとSLであるが、対応してシヤーが認められた。また、点線部分(図中C)においては、DRAWによる検出は無かったが弱いシヤーラインがあったと推測できた。



第7図 時空変換法による風向風速の算出方法



第8図 時空変換法による風向風速の推定

- ・画面はレンジ40km×40kmの北東側を拡大した。
- ・風向風速データは方位4.2度毎、距離1.2km毎に平均して算出した。

(謝辞)

時空変換法による水平風速場の推定法につきましては、気象庁観測部観測システム整備運用室赤枝健治調査官にご指導頂きました。ここに感謝申し上げます。

4. 2003年台風第10号の北海道周辺での水蒸気収支

平山陽介・遊馬芳雄(北大院・理)

1. はじめに

一般に台風は熱帯で発生し、北上し、北緯30~35度程度で最盛期に達する。その後海面温度が低くなることや上陸することで衰退し、温帯低気圧へと変遷していくことが知られている。さらに、温帯低気圧への変遷過程において中緯度に存在している前線との相互作用によって再発達や大雨や強風などをしばしばもたらすことも知られている。昨年(2003年)8月9日に北海道東部に大雨と災害をもたらした台風第10号の記憶は新しい。本発表では、この台風の温帯低気圧への変遷過程と2003年8月9日の北海道東部への大雨を例に調べ、温帯低気圧化に伴う北海道周辺での水蒸気収支や降水分布の変化を報告する。

2. 使用データ

解析に使用したデータは気象庁天気図、気象庁領域客観解析データ(RANAL)、気象庁レーダー・アメダス解析雨量年報、気象庁気象衛星観測月報、気象庁月報である。

3. 解析結果

図1は台風第10号の経路と中心気圧を示している。熱帯地方で発生した台風第10号は、その後中緯度へ北上するにつれて、海面温度の低下や日本への上陸により弱まっていった。台風は8月9日に北海道東部に大雨をもたらせたが、台風自身は再発達しないで減衰し、温帯低気圧に変遷していった。図2は8月9日18UTCにおける台風第10号の北海道周辺での衛星画像である。北からの乾いた寒気の流入により、台風中心の南西部では晴天域になっていて、非対称の構造になっていることがわかる。

図3は8月9日12UTCの950hPaでの温度フラックスと温度移流を示している。下層において台風の中心の北東側に暖気が強く移流されており暖気移流によって前線の強化が起こっている。図4は同時刻、同高度の水蒸気フラックスの分布を示しているが、台風の中心の東側で、より多くの水蒸気を含む空気が北に輸送されており、日高地方で強い収束域が見られる。

図5は6時間後の8月9日18UTCの500hPaでの温度フラックスと温度移流を示している。このときの下層では継続して台風の中心の北東側に強い暖気移流が起こっていたが、台風の中心の西側で上層からの寒気が、500hPa中層から下層にかけて降下しながら移流していた。下層の暖気の上に寒気が移流することで、この地域でも前線強化が起こっていることがわかる。また図6はこのときの950hPaでの水蒸気フラックスを示している。下層は引き続き台風の中心の東側に多くの水蒸気が輸送され、台風の中心の北東部の釧路や根室地方で収束していた。

図7は1000~300hPaの間で鉛直積算した水蒸気フラックスの収発散と可降水量、時間雨量である。8月9日12UTCと18UTCでの可降水量の分布は北海道上の強化された前線の位置と一致している。水蒸気フラックスの収発散の分布は12UTCでは日高地方、18UTCでは釧路や根室地方で強い収束域を示しており、各時刻で強い降水が起こった地域と一致していた。降水が起こる過程では、地形の効果が大きく影響することが知られているが、この解析では地形の効果を考慮していない。しかし、地形の効果を考慮しなくても水蒸気フラックスの収束域と、多くの降水の起こった地域とがよく一致しており、この事例ではより大規模の環境からみても日高地方や根室地方が多く降水が起こる地域であったと考えられる。

4. まとめ

熱帯地方で発生した2003年台風第10号は北上するにつれて中緯度に存在する傾圧帯と作用することにより、それまでの台風の対称な構造から非対称な構造の温帯低気圧へと変遷し、前線構造を強化していった。前線構造の強化の過程では対流圏下層から中層での台風の中心の東側での暖気移流、西側での寒気移流による前線強化が顕著であった。台風の東側では台風の循環により下層でより多くの水蒸気を含む空気が運ばれ、その収束域はその時間に降水が多く起こっている地域に一致していた。また今後の課題として、地形が降水に与える効果を今回は考えていないので、地形の効果がどの程度降水に影響していたのかを調べる必要がある。

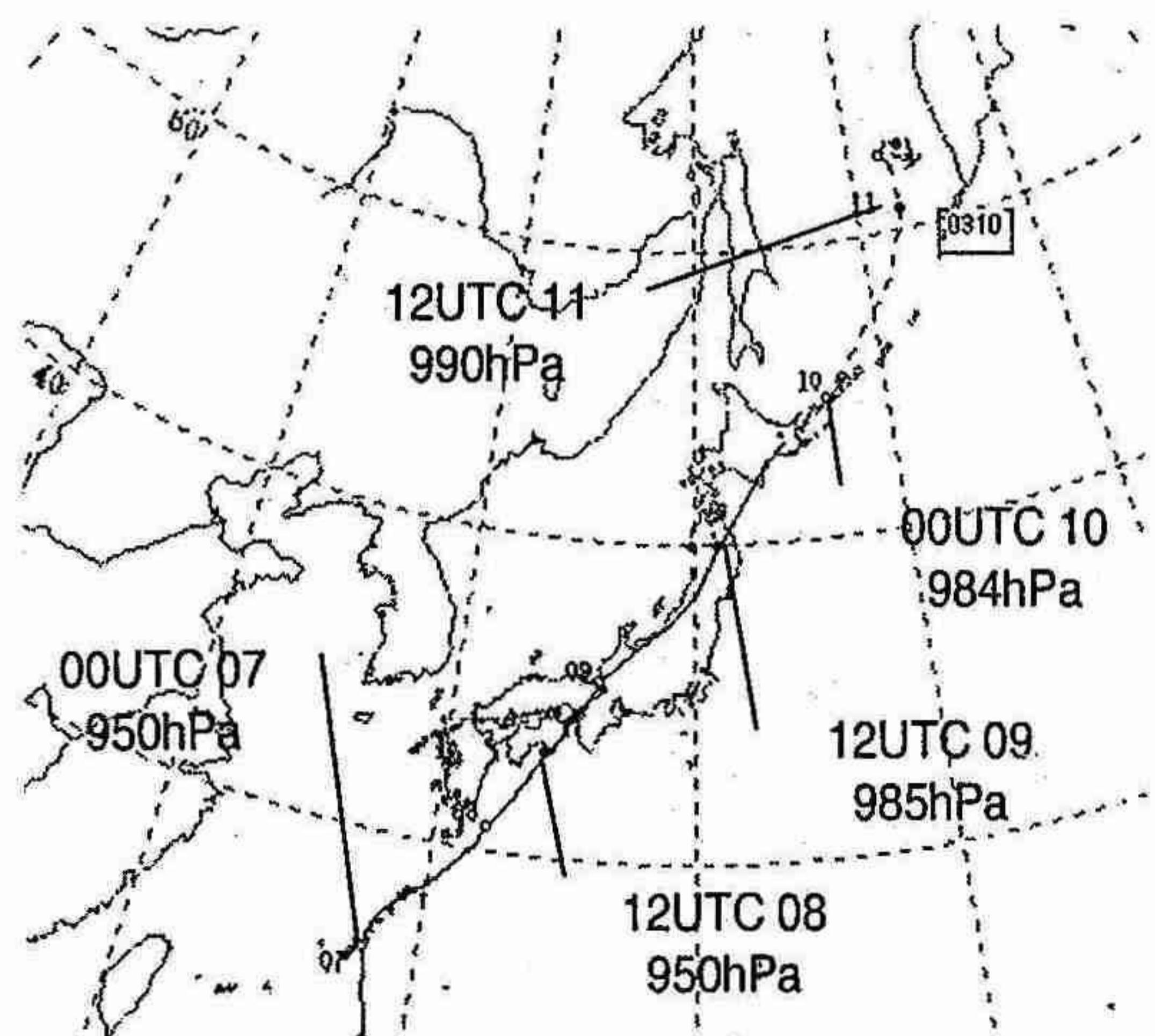


図1. 台風第10号の経路と中心気圧。

18UTC 09 AUG 2003 IR

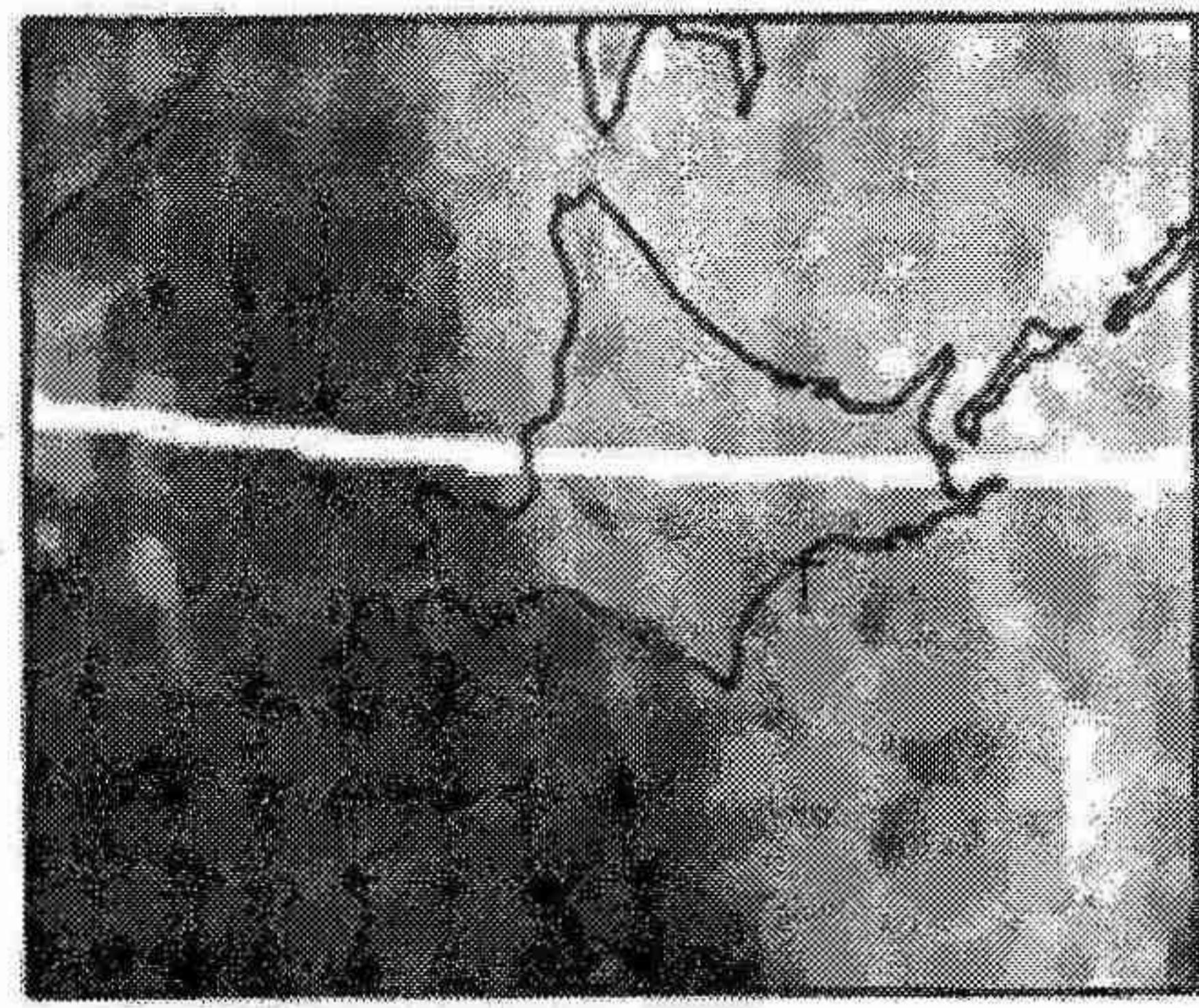


図2. 8月9日18UTCでの北海道周辺の赤外画像。Tは地上低気圧の中心を示す。

12UTC 09 AUG 2003 950hPa

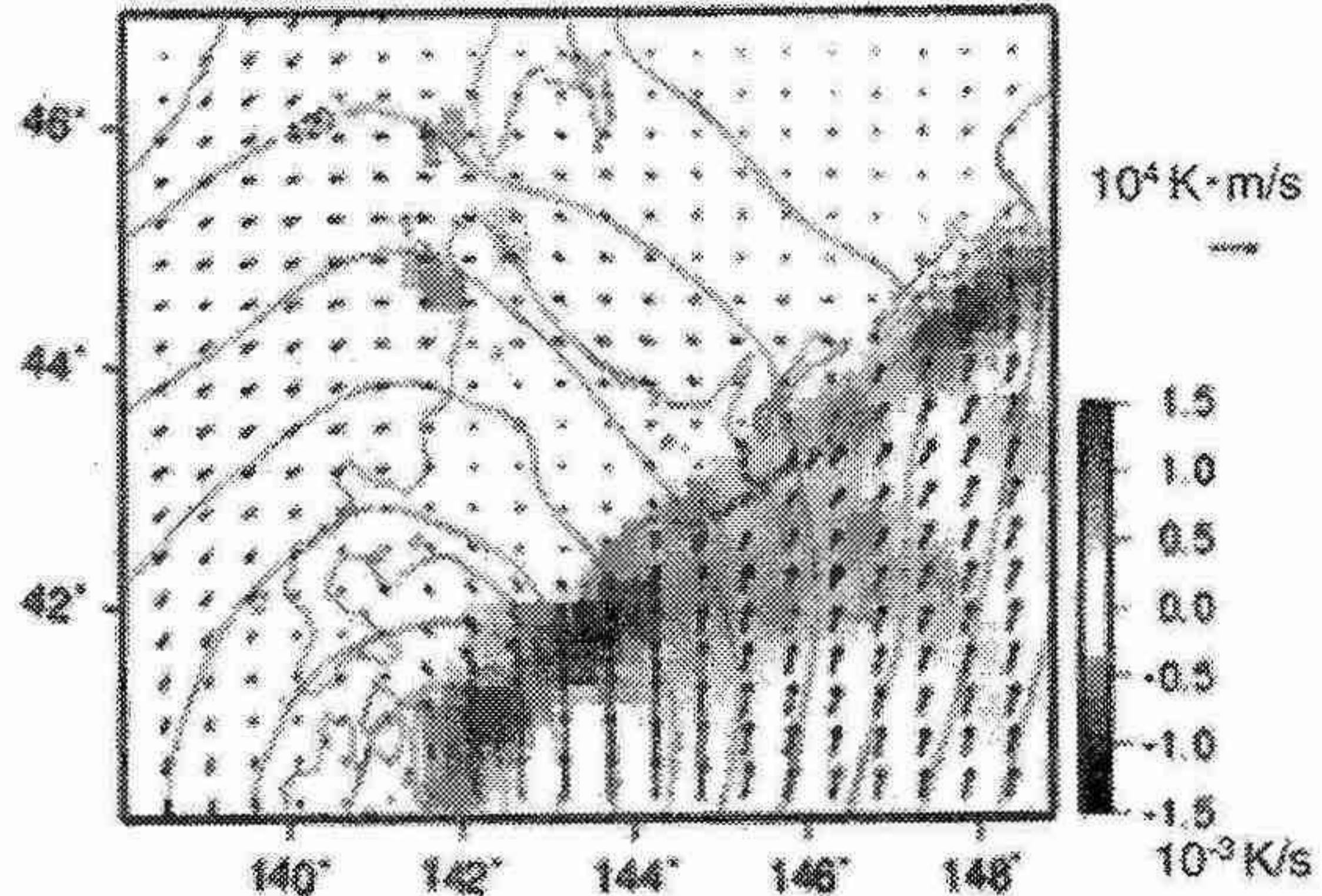


図3. 8月9日12UTCの950hPaにおける温度フラックスと気圧高度、温度移流項。実線は気圧高度、矢印は温度フラックス、影は温度移流項を示す。

12UTC 09 AUG 2003 950hPa

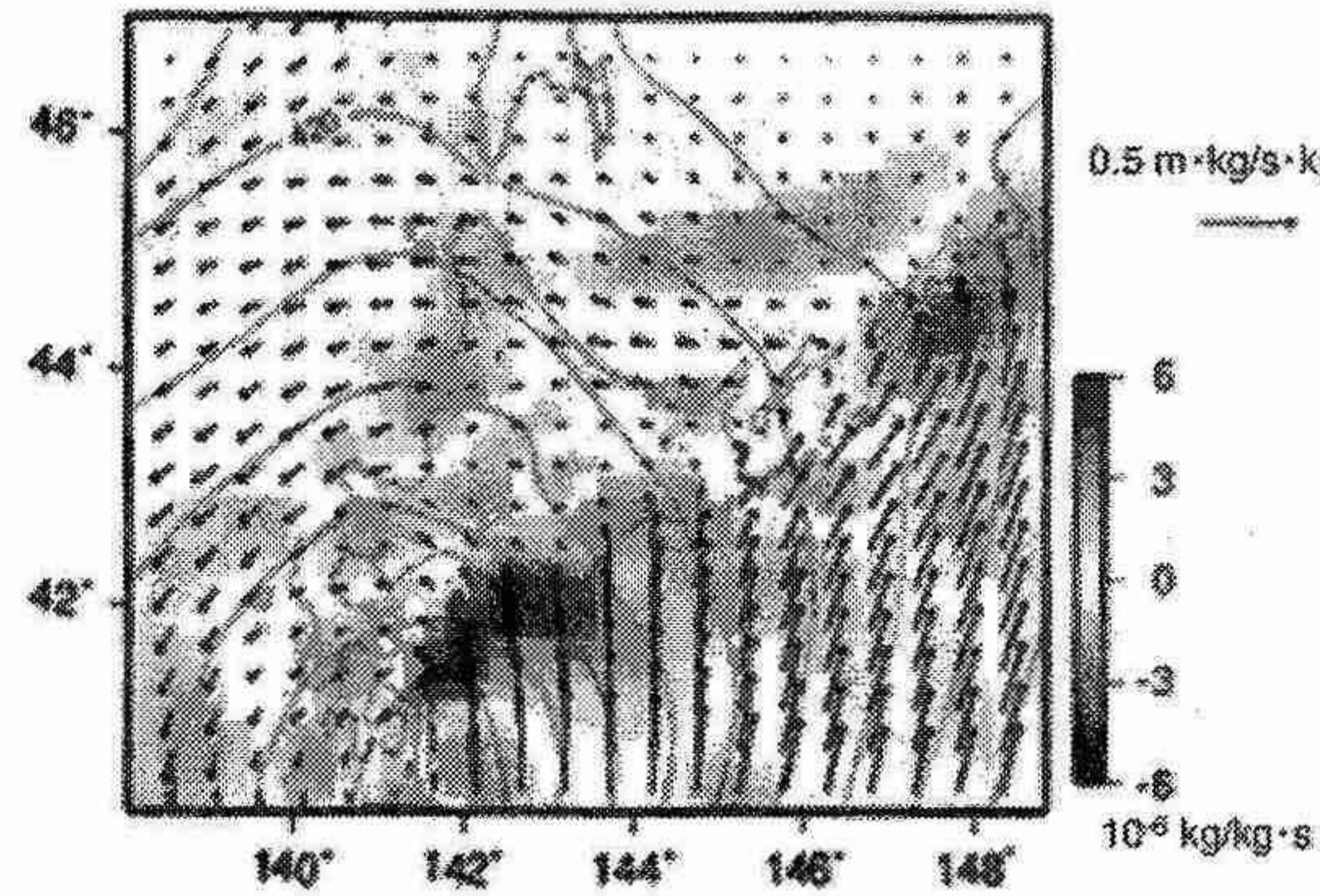


図4. 8月9日12UTCの950hPaにおける水蒸気フラックスとその収発散。実線は気圧高度、矢印は水蒸気フラックス、影は水蒸気収束を示す。

18UTC 09 AUG 2003 500hPa

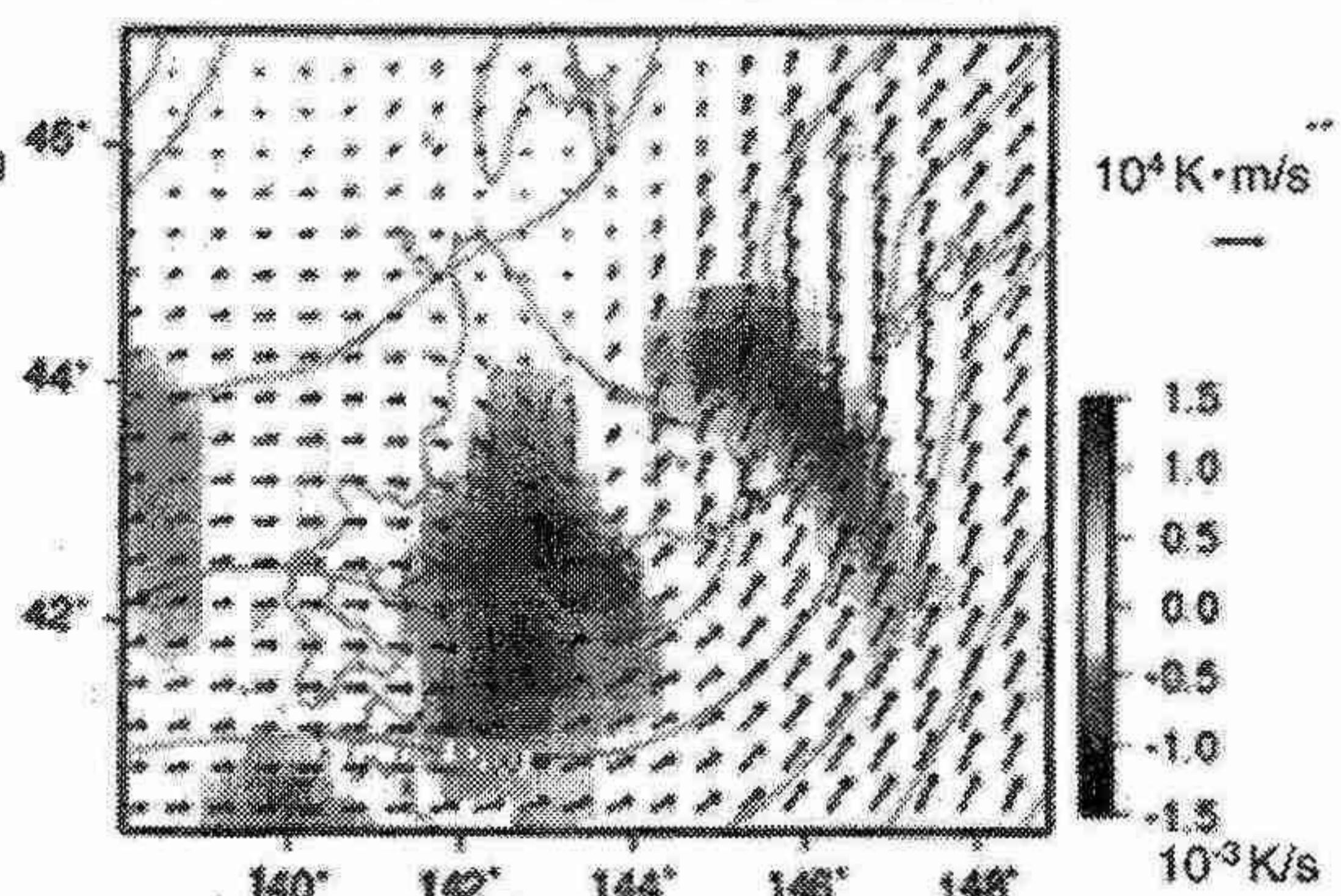


図5. 8月9日18UTCの500hPaにおける温度フラックスと気圧高度、温度移流項。実線は気圧高度、矢印は温度フラックス、影は温度移流項を示す。

18UTC 09 AUG 2003 950hPa

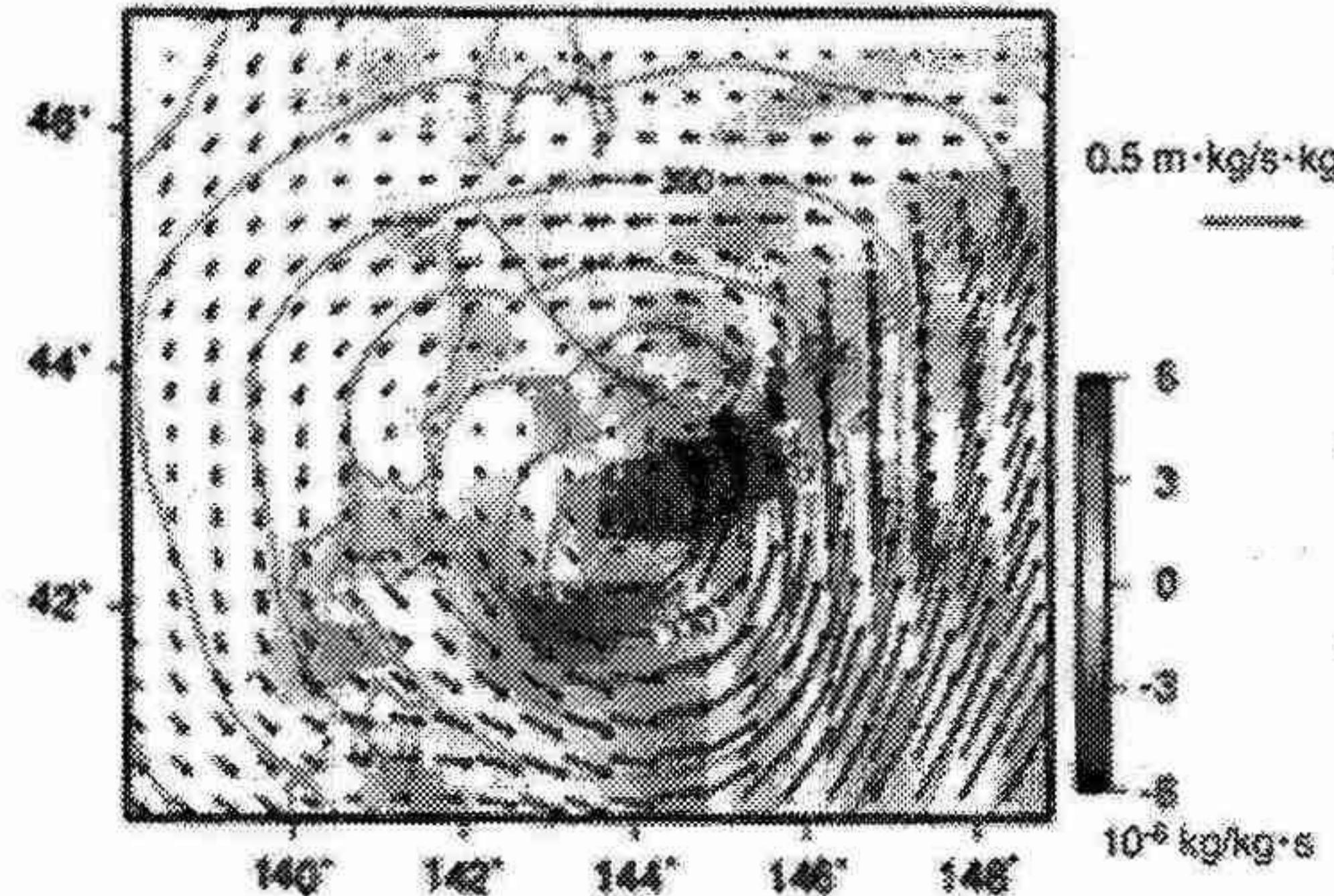


図6. 8月9日18UTCの950hPaにおける水蒸気フラックスとその収発散。実線は気圧高度、矢印は水蒸気フラックス、影は水蒸気収束を示す。

12UTC 09 AUG 2003 1000-300hPa



18UTC 09 AUG 2003 1000-300hPa

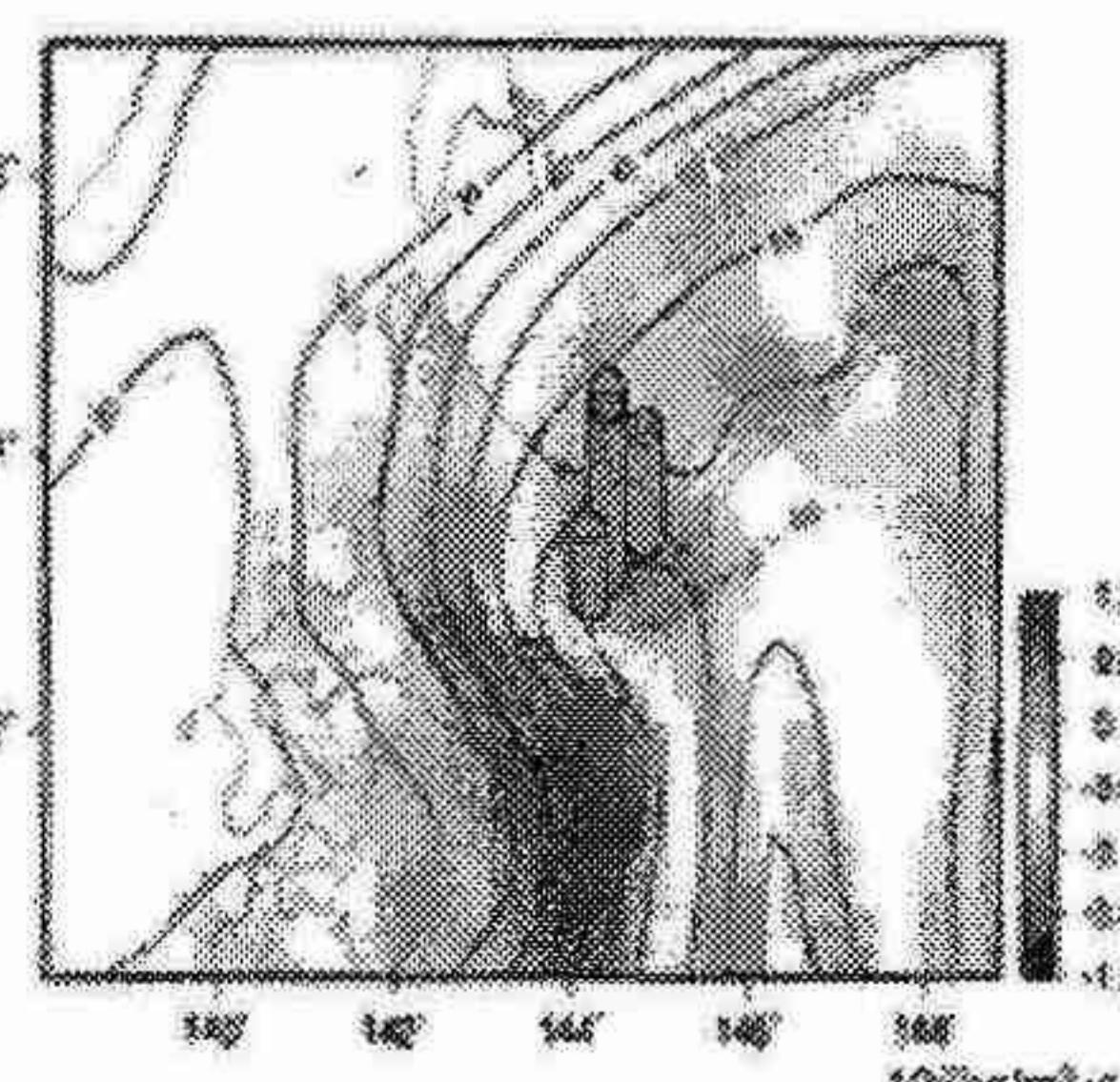


図7. 8月9日12UTCと18UTCでの1000-300hPaの間で鉛直積算した可降水量、水蒸気フラックスの収発散と実際に観測された降水量。実線は可降水量(kg/m^2)、影は水蒸気フラックスの収発散、円柱は各地点での時間雨量(mm)を示す。

5. 中緯度海面水温の時空間変動に伴う大気海洋相互作用

谷本陽一（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

1. はじめに

熱帯海洋の熱的状態（海面水温分布）が中緯度の気候に与える影響については多くの研究がこれまでに進んでいる。新聞紙上にも時折掲載されるエルニーニョ/ラニーニャやインド洋ダイポールから日本の天候への影響といったものはその代表例と言える。だが、現在のところ、中緯度の海洋が中緯度の気候にどのように関わっているかについてはまだよくわかっていない。

従来の大気と海洋の関係に対する概念では、中緯度における海洋は大気の強制力に対して受動的であり、海面から大気への蒸発に伴う潜熱放出が中緯度の海面水温を形成する主要因であると考えられてきた。冬季の場合、シベリアからの季節風の変化による大気側の風速や気温の変動が強制力であり、海洋側の水温変動はその大気強制力に対する単なる受動体として認識されてきた。「風が強いと大気から海洋への熱放出が促進され、それにより水温が冷える」、つまりお茶を冷ますことと同じ潜熱放出の原理だけが働いているとされてきた。一般にお茶の温度が口から吹く風の強さを規定することは考えにくいのに対し、現実の海洋では水温の時間・空間変動が大気に対して影響を与えることも考えられる。しかし、これまでに中緯度における海から大気への影響は観測的に明らかにされていなかった。

2. 人工衛星搭載センサーによる大気海洋観測の結果

我々の研究グループは中緯度海洋の特徴である水温フロントに着目し、人工衛星を使った観測結果の解析から、新たな大気と海洋の関係を見いだした。熱帯から極に向けて下降する水温の傾きは一定ではなく、例えば黒潮と親潮の間で顕著に大きい。これを水温フロントと呼ぶ。このような水温フロントは日本東方の黒潮フロントや亜寒帯フロントに限らず、熱帯域からの暖水を運ぶ流れと極域からの冷水を運ぶ流れが出会うところで生じ、大西洋のメキシコ湾流の北側やアルゼ

ンチン沖のブラジル海流の南側（図1）などで見られる。また、東シナ海・黄海においても、冬季の北西季節風と海底地形の双方の効果により北東-南西方向に傾いたフロントを形成する。これらのフロント域では1000km以内の空間スケールの中で数度に及ぶ海面水温の空間変動がある。このような水温フロントに伴い、暖かい海の上では風が強く、冷たい海では風が弱い、という新たな大気と海洋の関係が中緯度における多く

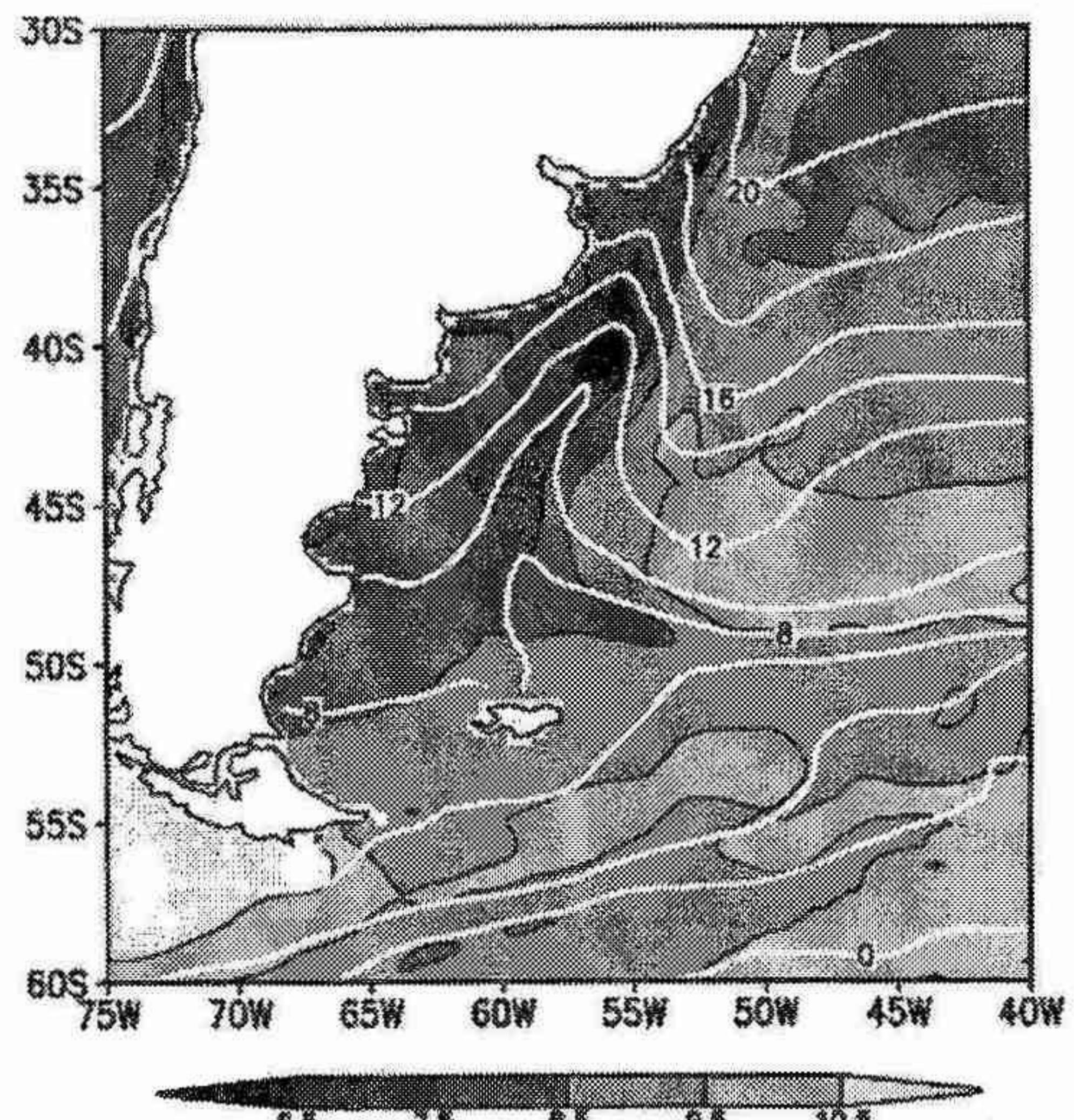


図1：ブラジル/マルビーナス海流付近での海面水温（等値線、2°C間隔）と海上風速（ハッチ）。50°S, 60°Wから北北西に伸びる冷水上で風速が遅く、30°S, 50°Wから南に伸びるダンス以上で風速が速いことを示している。

の水温フロントで存在することを新たに見いだした（図1）。これらの風速と海面水温の相関関係には、フロント方向（水温が変化する方向として定義）や風の向き、あるいはフロント方向と風向の関係などには依らない。

先行研究は風速変化に伴う潜熱放出が水温変化の要

因とし、変化した海洋が大気に対してどのようにフィードバックするかを示していない。もし、大気（風速変化）から海洋（水温変化）への影響である潜熱放出の原理だけが機能しているのであれば、冷たい海の上で風は強いという関係でなければならない。これとは逆の関係が存在することは、海から大気への影響があることを強く示唆する。これは従来の概念を否定するものではなく、中緯度の大気と海洋の関係は一方通行よりむしろ双方向であることを人工衛星観測から指摘している。

3. 船舶観測資料による観測結果

人工衛星は海面の水温と風向風速データを提供するが、海上気温や海面気圧は現在のところ計測されていない。フロントを表現する分解能（経緯 0.5 度程度）で作成した新たな海上気象要素データセットは、気温マイナス水温で定義される海面付近の静的安定度が強い（弱い）ほど、風速が遅い（速い）ことを示し（図 2）、同時にこれらの風速変化には海面気圧分布から

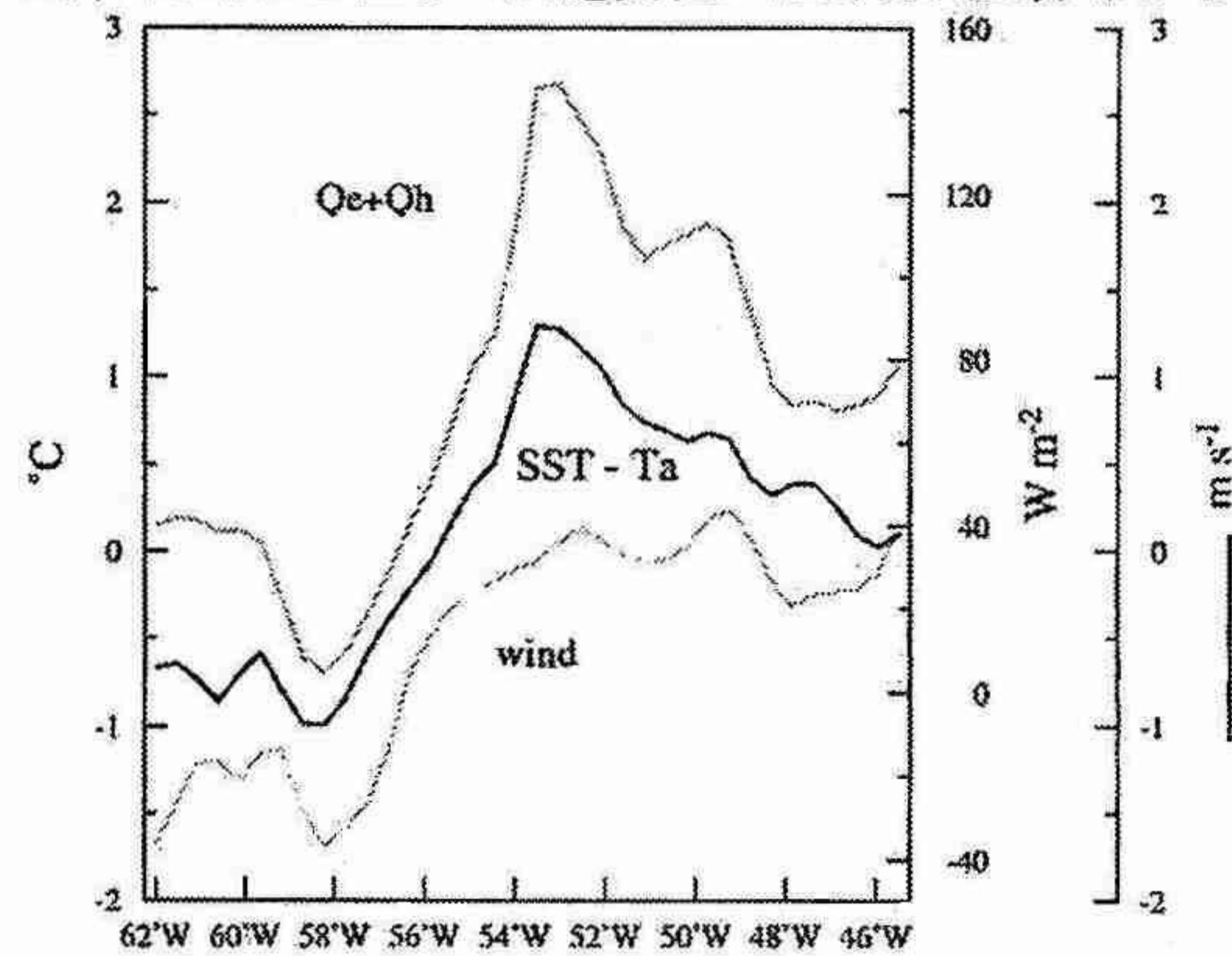


図 2：42° S に沿った年平均値の分布曲線。上から海面熱フラックス、海面水温マイナス気温、海上風速。海面が安定（不安定）の海域で海面からの熱放出が大きく（小さく）、風速も高い（低い）ことを示している。

求められる地衡風成分とは一致していないことを示した（図省略）。これらの結果は、高（低）水温と高（低）風速の一貫には海面水温の影響を受けた海洋上の大気境界層構造の変質が強く関わっていることを示唆する。つまり、下層が安定（不安定）な状態は境界層における鉛直混合を抑制（促進）し、風速の鉛直シアーアーを強める（弱める）。そのため、冷たい（暖かい）海面付近では風速が減速（加速）されることになる（図 3）。

一方、我々は空間変動だけでなく、海面水温の時間変動も大気の時間変動に対して強制力となり得ることを船舶による海上気象要素観測データの解析より示した

これまでの中緯度海洋における水温偏差の形成には、
水温と風の分布はほぼ一致する

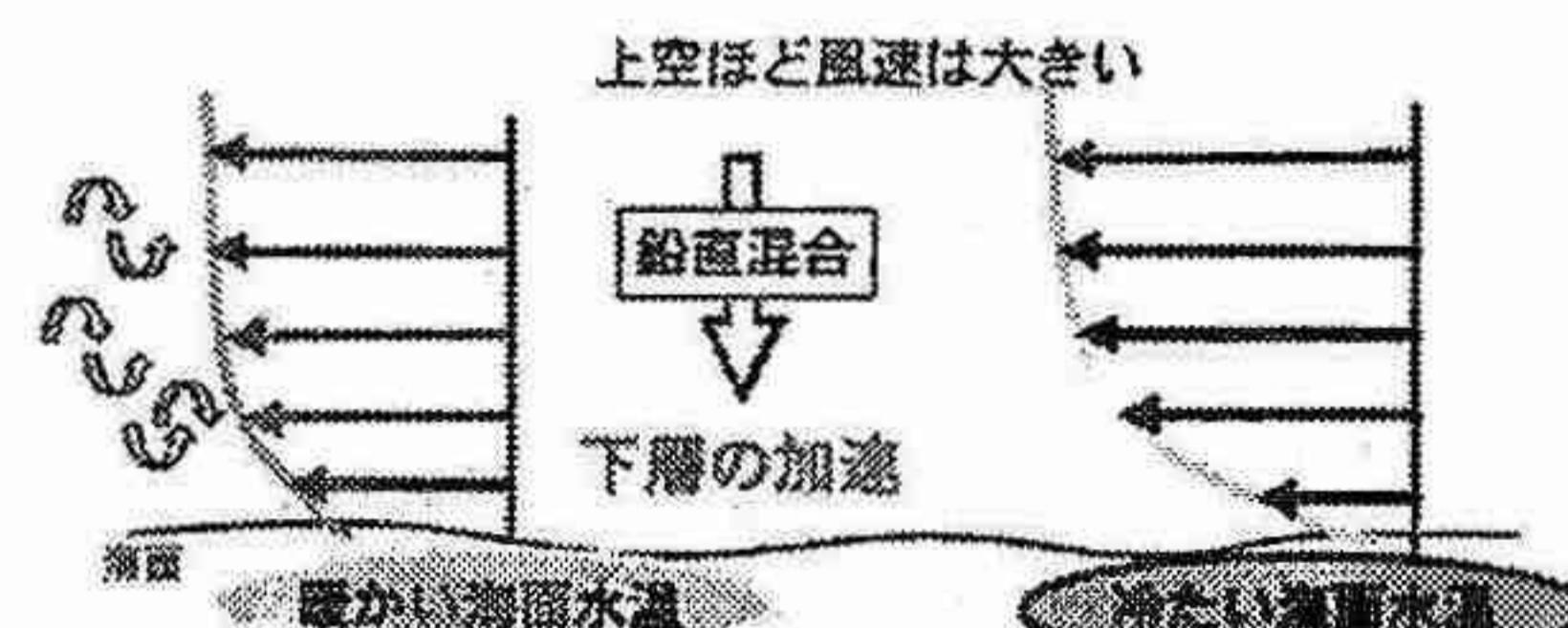


図 3：暖かい（冷たい）海面水温偏差の海域で、海上風速が大きい（小さい）メカニズムの概念図

大気の時間変動が果たす役割だけが支配的であり、黒潮や親潮による海洋の時間変動が果たす役割はほとんど認識されていなかった。我々は船舶通報から精度の高い熱フラックスデータセットを作成することにより、中緯度海洋における水温の時間変動は大気の時間変動に支配されているだけではなく、水温変動が能動的に海面からの熱放出を規定し、さらに熱帶の水温変動と同じように中緯度大気の時間変動の強制力ともなり得ることを観測的に示すことに成功した（図 4）。この観測事実は、水温が高いところで大気下層が加熱され

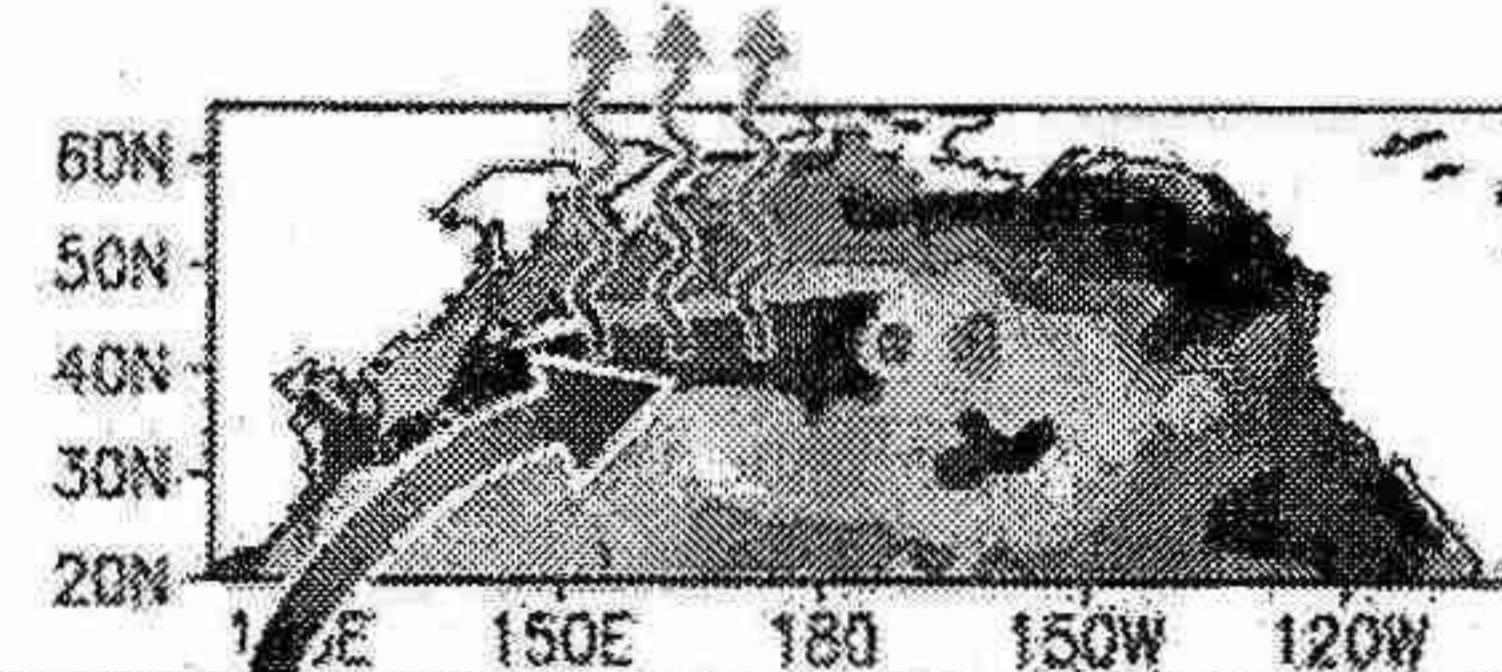


図 4：黒潮/親潮などが関わる亜寒帯フロントで水温が上昇しているとき、海面からの熱放出がより大きくなっていることの概念図

不安定になりやすいことを示唆しており、人工衛星で観測された事実と整合する。

4. おわりに

以上の観測成果は中緯度海洋の変動が大気境界層の変質を通して大気循環に影響を与える可能性を示唆する。境界層の変質については洋上における GPS ゾンデ観測を行い、その構造の変化を明らかにする。大気循環への影響についても、高空間分解能の数値モデルを用いた実験などにより明確にしていく方針である。

本報告に関わる研究には以下の研究チームのメンバーが関わっている。時長宏樹（北大院地球環境）、謝尚平、田口文明（ハワイ大学気象学科）、野中正見、鍵本崇、山根省三（地球環境フロンティア研究センター）、安田一郎、中村尚、深町智宏（東大地球惑星）。

参考文献

- Xie et al., 2002, *Geophysical Research Letters*, 29(24).
Tanimoto et al., 2003, *J.G.R.-Oceans*, 108(C10).

6. 北海道西岸で発達する太い筋雲に関する研究 -風上の大規模な山脈の効果に関する考察-

* 大竹秀明(北大院・地球環境)、藤吉康志、川島正行(北大・低温研)

1. はじめに 冬季北海道西岸沖では、太い筋雲が発生することがある。図1は、太い筋雲が発生した2003年1月31日(日本時間10時)におけるGMS可視画像と気象庁レーダエコー図である。矢印で示した太く発達した筋雲は、石狩圏内に6時間で20~30cmの大雪をもたらした。この太い筋雲の存在は古くから知られており、Muramatsu(1979)はこの筋雲(以下、村松バンド)は沿海州の山岳の影響を受けて発生していると指摘している。しかし、これまでの研究では衛星画像を用いた解析はなされているものの、筋雲発生点付近での観測例はないため、太い筋雲が形成メカニズムなどについては未解決な点が多い。大竹(2003)は海岸付近にある標高1627mの山地(図2(下)領域M1内▲印の山地)が村松バンド発生のトリガーであることを数値実験により示唆している。

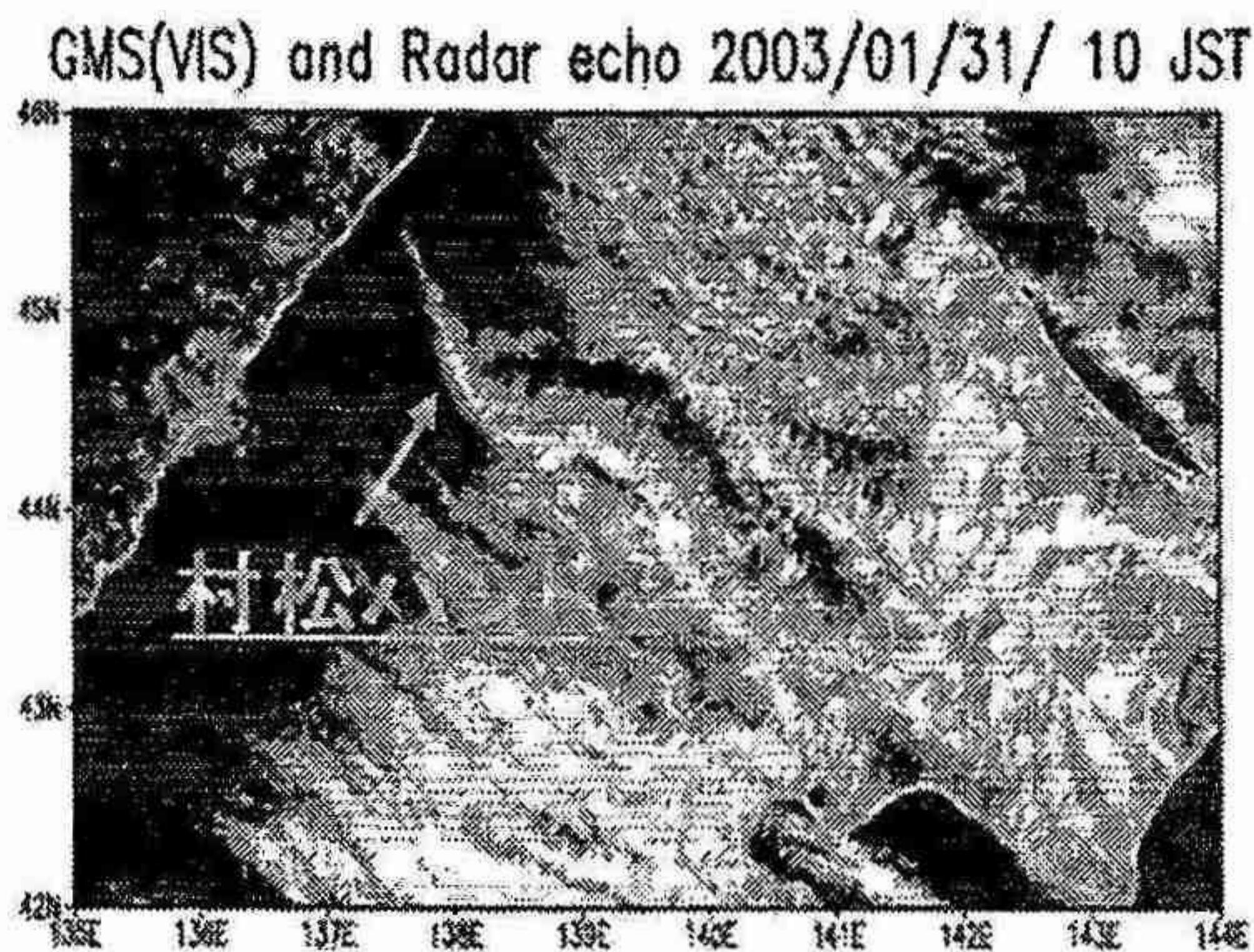


図1: GMS可視画像と気象庁レーダエコー 2003年01月31日(日本時間10時) shade域はアルベドの高い場所(雲域)を示し、コンターは降水強度の高いことを示す。

2. 目的と方法 なぜ太い筋雲が形成されるのかという問題について、本研究ではロシア沿海州に広がるシホテアリン山脈(図2(上), 46-51°N付近。以下、大規模山地と呼ぶ)の役割に注目し数値実験を行なった。地形を理想化して数値実験を行ない、大規模山地が風下海上の風系に与える影響を調べた。

3. 実験設定 本研究では、非静力学モデルARPS¹ ver.4.5.2を用いた。初期条件については最下層の温位を253(K)とし、Brunt-Väisälä振動数 $0.01(s^{-1})$ の安定大気を初期値として与えた。日本海上の風の場に対する大規模山地の力学的な効果を調べる上で、計算結果の理解をし易くするために大竹(2003)で用いた細かい地形データではなく、ベル型の山地を与えた。用いた式は、Smolarkiewicz and Rotunno(1990)を参考にした(図3、センターが地形を示す)。初期の風は鉛直方向に一様な西風 $10ms^{-1}$ を与えた。大規模山地の影響を明瞭に示すために大気をDRYな条件(雲なし)で行ない、海面からの熱フラックスもOFFとした。本研究で行なった実験を、以下の表に示す。

4. 大規模山地の力学的効果 -理想化実験-

図3はEX.Bell-Aの流線を描いたものである。高度0mについてみると山岳上で高気圧性回転を示している。これは、安定大気が大陸を吹走し山地帯に達すると渦位の保存($\frac{f+\zeta}{h} = \text{一定}$)²により、気柱が縮んだためと説明される。一方、風下海上の広い領域では下層において渦状の構造が特徴的である。高度825mに注目すると山岳南東部(45°N-46°N付近)の海上で流線の密な領域が明瞭である。発散をとると初期条件の大気の安定度が高いため鉛直方向の運動が抑えられるので、収束域は不明瞭であった。EX.Bell-Bの渦度分布(図省略)をみるとEX.Bell-Aに見られる南北非対称な気流構造は確認されなかった。

表:理想的な地形を組み込んだ実験

Bell-A	大規模山地を与えた実験
Bell-B	海岸付近の山地のみを与えた実験

5. 考察 -大規模山地の筋雲発達に関する役割-

実際に、太い筋雲が発生している事例のNASA散乱計NSCATデータ(海上風データ)を眺め

¹The Advanced Regional Prediction System

²fはコリオリパラメーター、ζは渦度(鉛直方向)、hは気柱の厚さをそれぞれ示す。

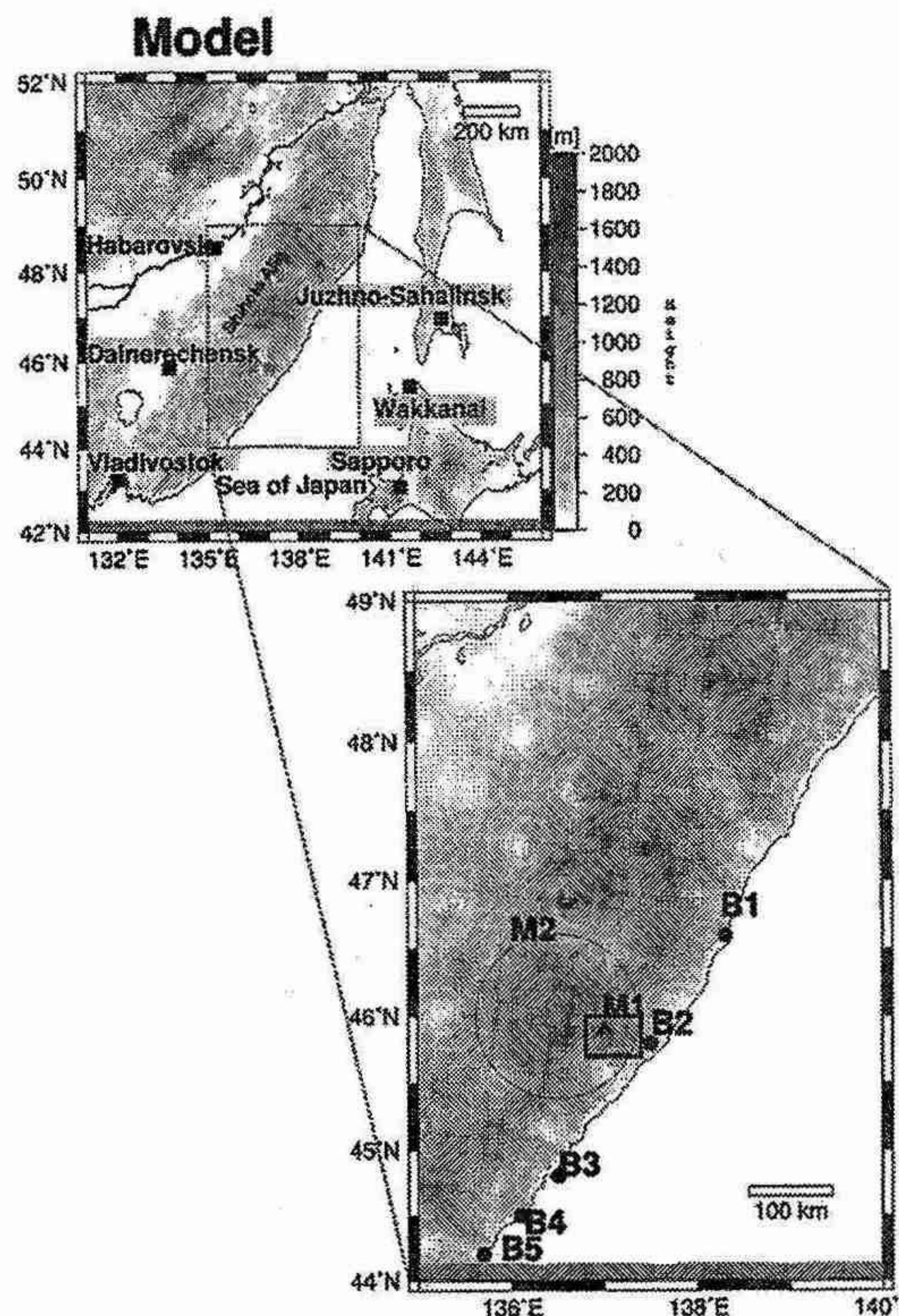


図 2: 日本海北部の地形(上)とその拡大図(下)。
Muramatsu(1979)で示唆されたトリガーとなる山地群をM2で示した。●印(B1~B5)は長浜(2002)で統計的に特定した筋雲発生点を示す。

ると、やはりシホテアリン山脈東部では北寄りの風が卓越し、その南部では西風があるため、バンド発生点では大規模な収束域が形成されていると考えらる。そこで、大規模山地とトリガー山地の力学的な役割について理想化した地形を用いて実験を行なった。その結果、大規模山地は地球の回転(コリオリ力)の効く水平スケールを持ち、風下海上にて山岳南東部に収束域と考えられる流れが見られた。これは、NSCATデータの観測結果とも整合的である。一方、海岸付近にある山地は水平スケールが小さいが、筋雲発生のトリガーとして働く(大竹2003)。この山地は大規模山地の南部に位置することから、大規模山地による収束の効果により太く発達するのではないかと推測される。

今後は大規模山地と海岸付近の山地を合わせた地形を与えて実験を行ない、雲バンドが

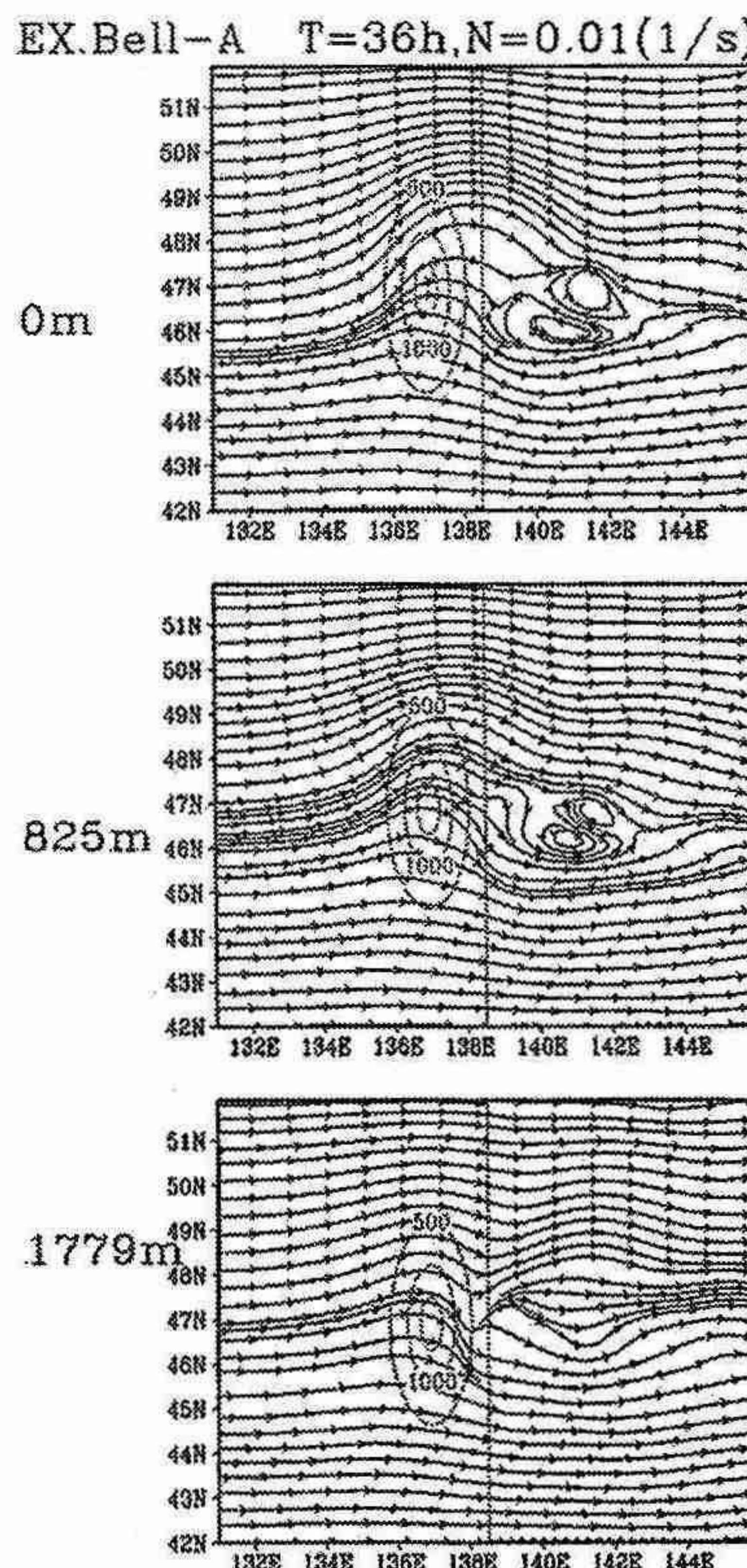


図 3: EX.Bell-A の結果。上から高度 0,825,1779m における流線を示す。センターは大規模山地の標高を示す。積分時間 36 時間後の結果。

実際に強められるのかどうかを調べる予定である。

参考文献

- Muramatsu,T.,1979:Cloud line enhanced by upwind orographic features in winter monsoon situations.*Geophys.Mag.*,38,1-14.
- Smolarkiewicz,P.K.,and R.Rotunno,1989:Low Froude number flow past three dimensional obstacles.Part I:Baroclinically generated lee vortices.*J.Atmos.Sci.*,46,1154-1164.
- 大竹秀明,2003:数値シミュレーションによる冬季北海道西岸の日本海上で特に発達する筋雲の発達要因. 北海道大学大学院地球環境科学研究所修士論文,76pp.
- 長浜 則夫,2002:発生初期の筋雲の形態とその変化に及ぼす要因. 北海道大学大学院地球環境科学研究所修士論文,68pp.

7. 北極振動と水蒸気輸送との関係

大島 和裕, 山崎 孝治 (北海道大学大学院 地球環境科学研究科)

はじめに

北極域への水蒸気輸送は水循環、水収支という点から興味深い。北極域における大気循環は北極振動 (Arctic Oscillation, AO) と関連しており (Thompson and Wallace, 1998, 2000), 水蒸気輸送もまた AO との関連があることがわかっている (Rogers et al. 2001, Boer et al. 2001, Groves and Francis, 2000)。そこで本研究では、AO に伴って水蒸気輸送の水平パターンがどのように変化するのかについて調べた。

データと解析

水蒸気フラックスの計算には 15 年間 (1979-1993) の ECMWF 客観再解析データを用い、AO index は NOAA CPC で配布されているものを用いる。水蒸気輸送は月平均の鉛直積分した水蒸気フラックスで示す。AO と水蒸気輸送との関連を調べるために相関、回帰分析を行った。相関係数については 15 年間の平均的な季節変化からの偏差により計算した。

結果

図 1 に東西平均の水蒸気フラックスと AO index との相関係数の緯度分布を示す。AO と東西風の関係から AO と東西方向の水蒸気フラックスが関連することは容易に想像がつく。AO index と東向きフラックスとの相関係数は 57.5°N で正のピーク (0.66), $27.5^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{N}$ で負のピーク (-0.53) となる。すなわち、水蒸気の東西輸送は、AO が正のとき、高緯度で東向き、中緯度で西向きの偏差となる。これは東西風が高緯度で西風、中緯度で東風の偏差になることに対応する。一方、AO と南北方向の水蒸気フラックスにもまた有意な相関があり、正のピーク (0.59) が $60^{\circ}\text{-}62.5^{\circ}\text{N}$, 負のピーク (-0.49)

が $32.5^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{N}$ にある。すなわち、南北輸送については、高緯度で極向き、中緯度で赤道向きの偏差となる。これもまた子午面循環の偏差に対応しており、対流圏下層の南北風は高緯度で北風、中緯度で南風の偏差となることに対応する。このように AO が正のときには北極域への水蒸気の流入が多くなる。この結果は先行研究と整合的である。

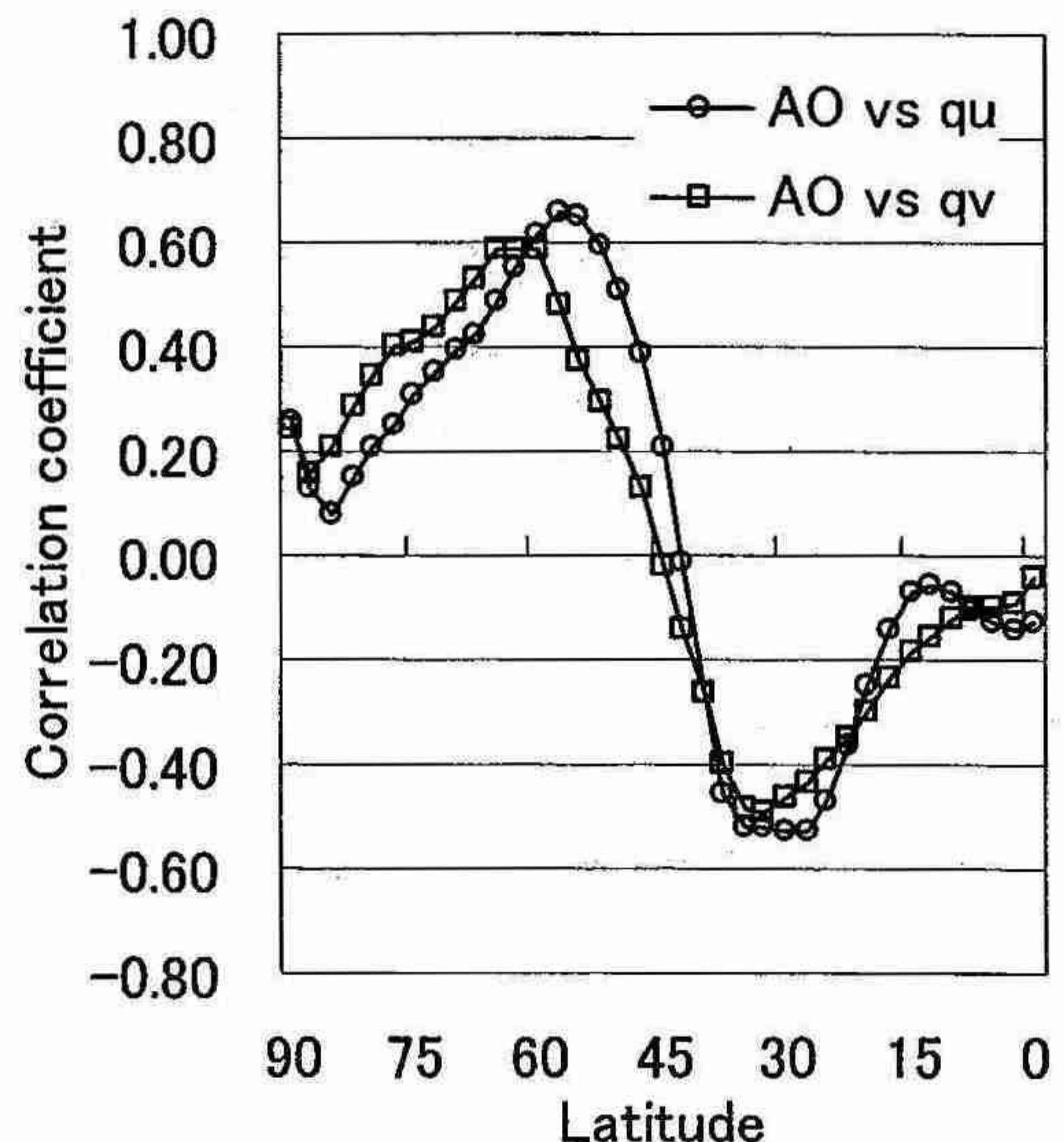


図 1. AO index と東西平均した水蒸気フラックスの相関係数。○は東向きフラックス(qu)、□は北向きフラックス(qv)との相関。

回帰分析により AO に伴った水蒸気フラックスの水平パターンを調べた。図 2 に北半球における AO index と水蒸気フラックスとの回帰図を示す。北半球においては、AO が正のときに、太平洋では高気圧性循環、一方大西洋側ではアイスランド周辺で北東方向、中緯度で西向きの偏差となることがわかる。これらは AO に伴いアリューシャン低気圧が弱まり、アイスランド低気圧が強まるこ

とに対応する。

また、図3は、図2と同様で、北極域における冬(DJF)と夏(JJA)の回帰図である。AOが正のとき、冬には大西洋と太平洋からの極向きの偏差となり、グリーンランドの西側で赤道向きの偏差となる(図3a)。中でも大西洋から北極域への極向きの偏差が大きい。一方、夏には、水蒸気量が多いため、冬に比べて偏差は大きく顕著である。北極海上で低気圧性循環、大西洋およびユーラシアの中北部で極向き、カナダ多島海付近とヨーロッパの東部で赤道向きの偏差となる(図3b)。

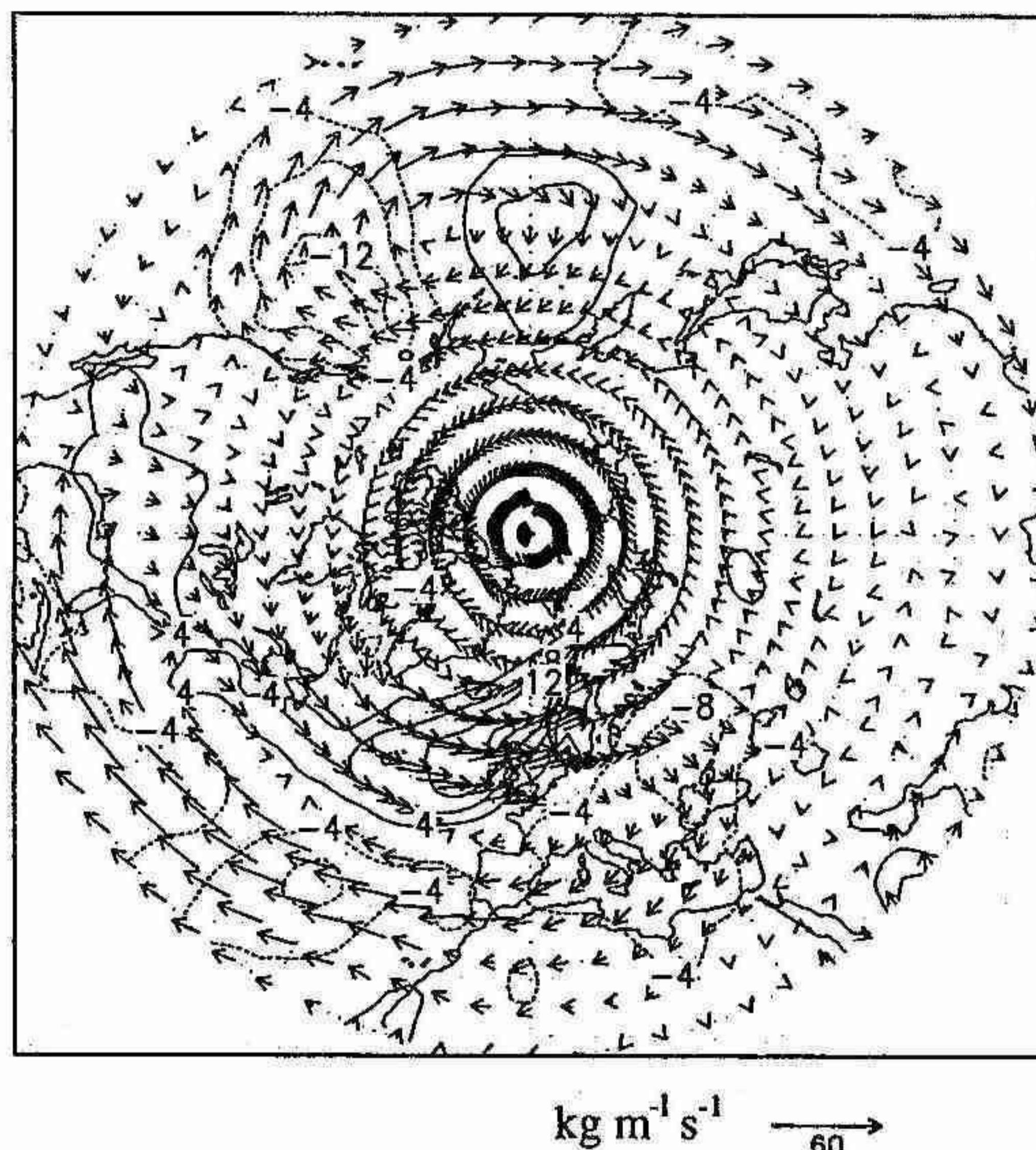


図2. 北半球におけるAO indexと水蒸気フラックスとの回帰。ベクトルは水蒸気フラックス、センターはその北向き成分

まとめ

AOに伴った水蒸気輸送の水平パターンを調べた。AOが正のときに、主に大西洋およびユーラシアの中北部からの極向きフラックスが大きくなる結果として、北極域への水蒸気の流入が大きくなることがわかった。また、以上のAOに伴った水蒸気輸送の変化は、AOに伴った対流圈下層の

風の偏差と一致する。

さらに、ここでは対象としていないが、南極域でも南極振動と水蒸気輸送に同様な関係があることもわかった。

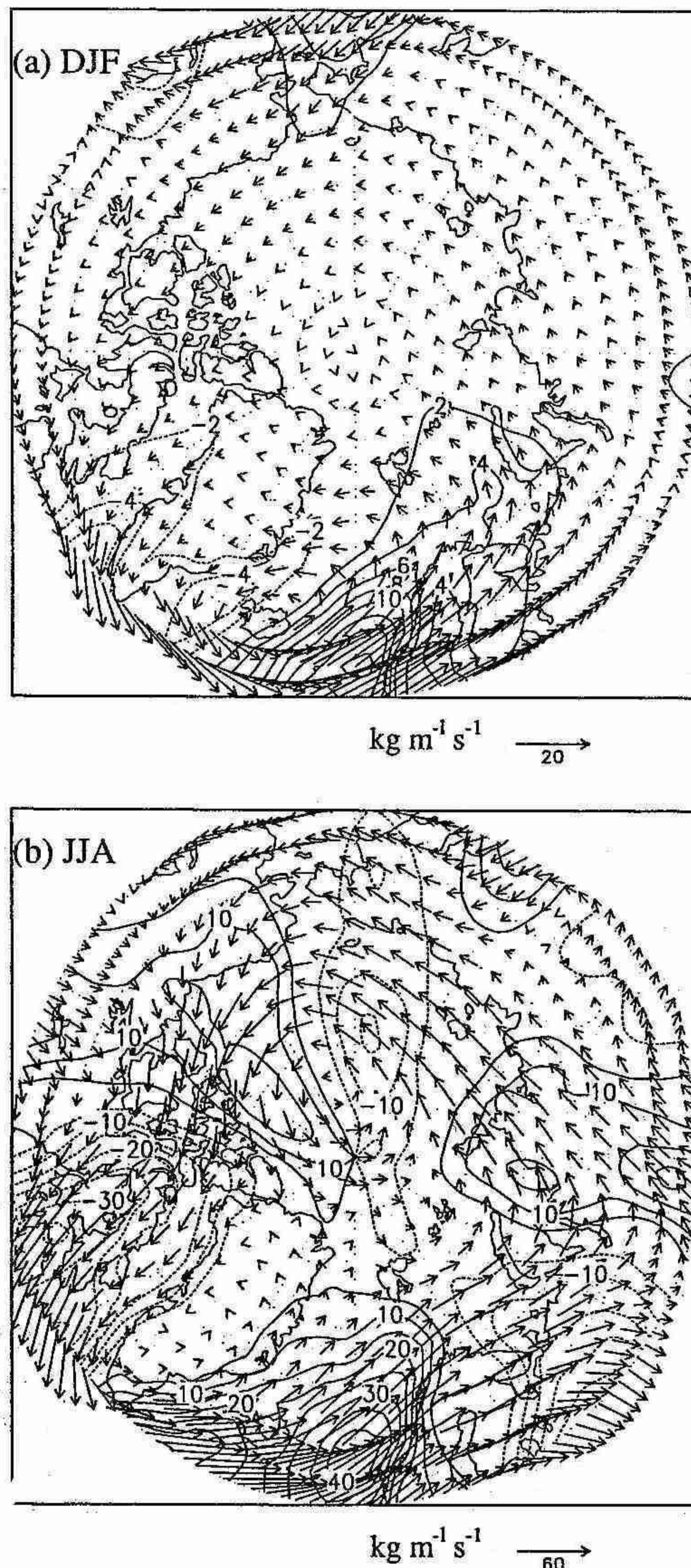


図3. 図2と同様、ただし北極域(60°N 以北)について。(a)は冬(DJF)、(b)は夏(JJA)。

8. 南極昭和基地でのカタバ風 —気象庁南極資料 CD-ROM (1999~2001) より—

*小松麻美・遊馬芳雄(北大院・理)

1. はじめに

メソスケールモデルを南極昭和基地周辺に適応させるための第一歩として昭和基地付近の気象特性を特にカタバ風に注目して調べた。昭和基地は南極大陸から約 4km 離れた東オングル島に位置していて(図 1)、大陸の方向は東にあたる。

2. データと解析手法

解析に使用したデータは気象庁南極資料 CD-ROM に収録されている昭和基地(南緯 69 度、東経 39 度、海拔 18m)で 1999 年 1 月から 2001 年 12 月までの 3 年間の毎時地表観測データと 1 日 2 回(00UTC, 12UTC)の高層ゾンデ観測データである。

これまで昭和基地のカタバ風について 1959~61 年の 3 年間の地表観測データを用いて守田(1968)で解析されているので、それと同じ以下のカタバ風抽出条件を使った。

- (a) 風速が 1 時間当たり 50%以上の割合で増大する。
- (b) 最大風速が 6m/s 以上である。
- (c) 気温低下を伴って風速が増大する(但し風速 15m/s 以上では気温降下がなくてもよい)。
- (d) 2 時間以上にわたって風速が増大する。
- (e) 気圧の変化から総観スケールの擾乱に支配されてないと判断される。

3. 解析結果

3.1. 全体的傾向

図 2 に今回の解析で抽出された 1999~2001 年の 3 年間のカタバ風月別発生回数を示し、守田(1968)の結果も合わせて示した。この二つを比べると、今回の解析結果は守田の解析より出現回数は少なかったが、冬よりも夏に出現回数が多い傾向は同じであった。次に今回の解析と守田の解析を夏、春と秋、冬の 3 つの季節に分け、カタバ風時の風向・風速の頻度を調べたのが図 3 である。この場合の風速も守田同様の傾向を示し 20m/s 以上の事例は抽出されなかった。風向についても年間を通じて東北東の風が最も卓越しており、夏は北東風が、冬は東風が多いという傾向も同じであった。

3.2. 夏のカタバ風

例えば、夏季の 2001 年 1 月にカタバ風と判別された事例は 5 日 19UTC、6 日 03UTC、6 日 17UTC、10 日 19UTC、22 日 21UTC の 5 件であった。風向はこの 5 件のうち 4 件が北東であり、22 日 21UTC が東北東であった。夏季においては日射の日変化が大きく、抽出された時刻も夜間または明け方であった。22 日 21UTC については雲量が 0 であ

ったが、5 日 19UTC、6 日 03UTC、6 日 17UTC、10 日 19UTC の 4 件については雲量が 0 ではなかった。しかし全ての事例において下向き長波放射よりも上向き長波放射の方が際立って大きかった。従って雲が存在しても地表からの上向き放射を遮るほど厚い雲ではなかったことが分かる。更に高層データで温位の鉛直分布を調べると、地表付近で大きな安定成層状態を示していた。夜間に放射冷却の影響により低い、高さが 150~200m 程度の接地逆転層が生成され昼間には解消されていた。

3.3 冬のカタバ風

冬期の 2000 年 5 月の事例は 8 日 11UTC、12 日 01UTC、14 日 13UTC の 3 件がカタバ風と判断され、それぞれ風向は東北東、北東、東であった。昭和基地で 5 月の終わりは極夜の状態なので太陽からの下向き放射はほとんどない。3 件とも雲量は 0 ではなく、雲からの下向き長波放射が大きく、高層データからも湿度の高い領域が上層まで広がっていることから厚い雲に覆われていたことが分かる。上層の風はそれ程強くなく、高さ約 3km 以下の下層だけで風が強く、風のピークは高さ約 0.5~1km にあった。温位の鉛直分布から夏季の場合よりも高く(高度約 5km 以上)、大気の安定度が強いことが分かった。逆転層も夏の場合とは異なり 1 日では解消されず、高さ約 1.5km~2km の強風層が数日間持続していた。第 2 章のカタバ風の定義による継続時間は季節による変化はなかったが、逆転層と強風層の持続時間から冬期においては夏期よりも強くカタバ風が吹いていることが分かる。

4. まとめ

昭和基地で観測されるカタバ風を調べた結果、次の様に特徴をまとめられる。

夏のカタバ風

- 日射の日変化に従い高さ 100~200m の逆転層の生成と解消を繰り返す(空間的・時間的スケールが小さい)。
- 昭和基地ではオングル島東側の大陸方向からの風向となる。

冬のカタバ風

- 逆転層の持続時間が長い。
- 強風層が高度 1.5~3km にまで及び、その層の持続時間も長い(空間的・時間的スケールが大きい)。

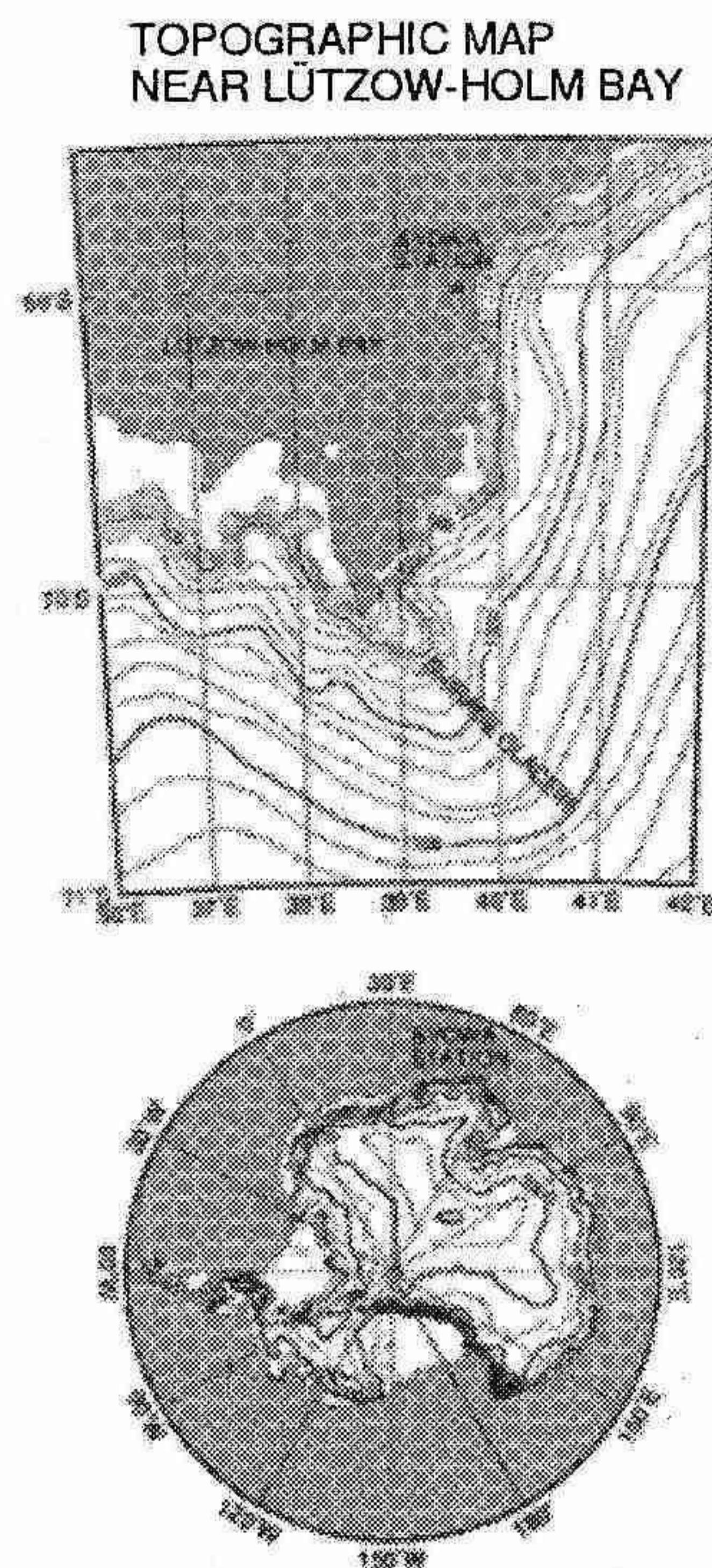


図1 上は昭和基地周辺の地形図。下は南極大陸の地形図。等高線間隔：上は100m、下は500m。灰色の領域は海。

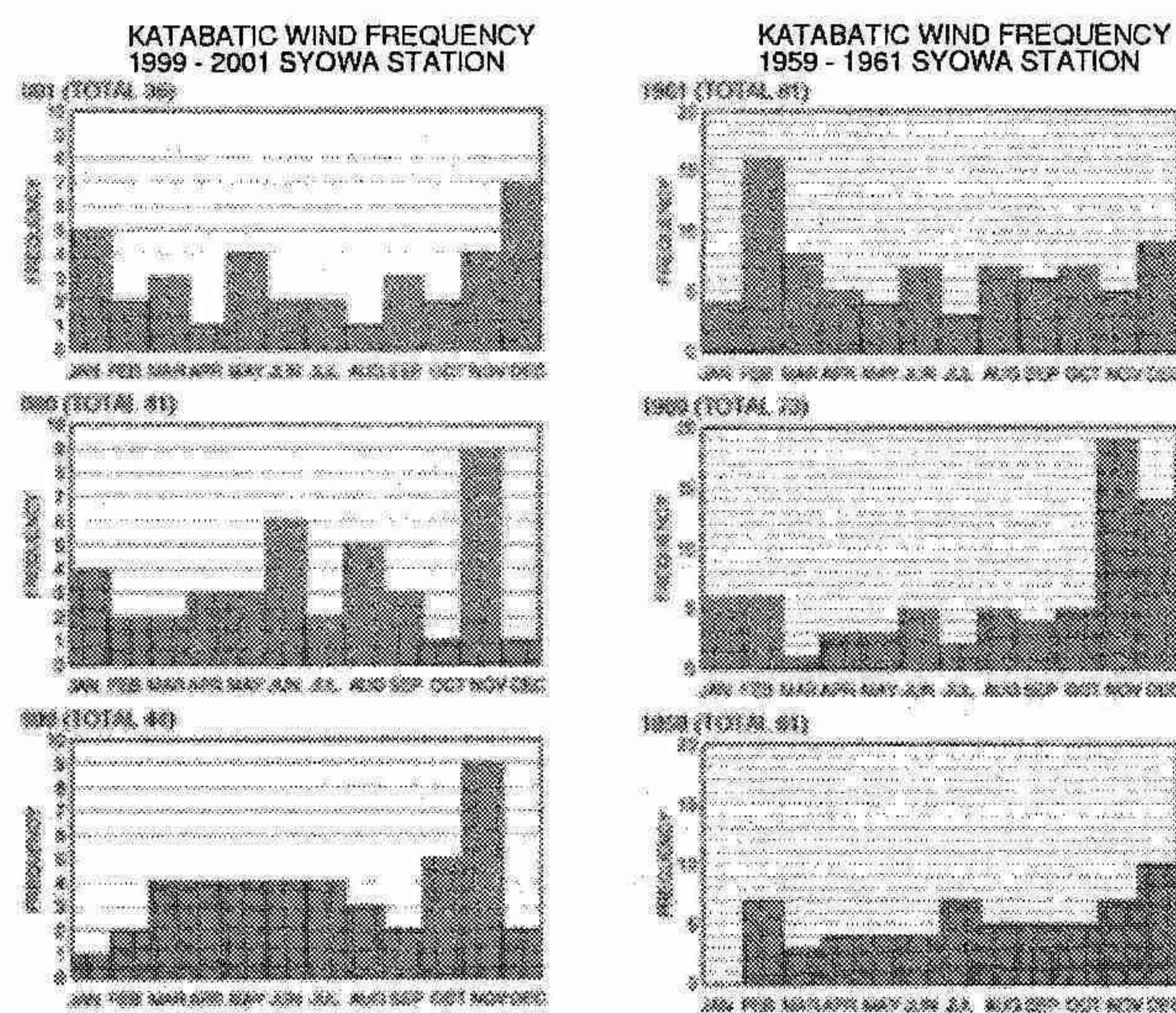


図2 守田(1968)によるカタバ風の条件で検出された年別・月別の事例数。左図は今回解析した1999年～2001年まで、右図は守田(1968)による1959年～1961年までの解析結果である。

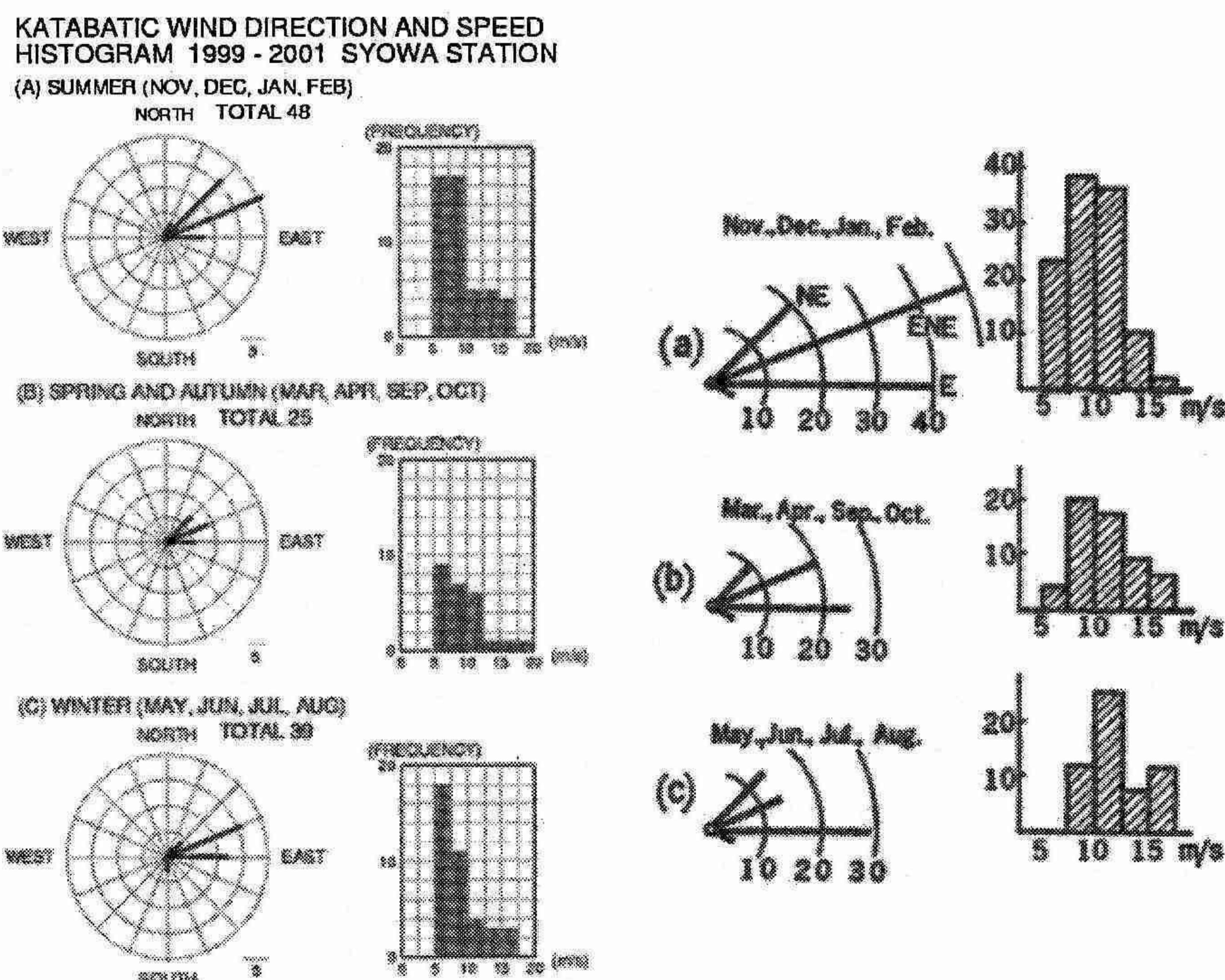


図3 カタバ風事例の季節別の風向・風速の頻度を回数で示している。左の組は今回解析した1999年～2001年、右の組は守田(1968)の解析図である。