

冬季の総観規模擾乱に伴う南極昭和基地の昇温現象

内藤 望・西 憲敬

WARMING AT SYOWA STATION IN THE ANTARCTIC DUE TO SYNOPTIC SCALE DISTURBANCE IN WINTER

By Nozomu NAITO and Noriyuki NISHI

Synopsis

It has been reported before that Antarctic temperature suddenly rises especially at surface when synoptic scale disturbance arrives. Authors have examined the mechanism of this warming by the data observed at Syowa Station in mainly 1993 by the 34 th Japanese Antarctic Research Expedition (JARE 34). The study is mainly done for the periods of 11 prominent warming events and done on the two points.

The first is the contribution of destruction of temperature inversion on the surface. By comparison of vertical profiles of temperature before and after the events, it has been shown that strong temperature inversion made by radiative cooling was destroyed. Its average contribution for surface temperature's rise has been shown 8.2 K for 21.8 K.

The second is the contribution of horizontal advection of sensible heat in upper layers. Heating rate estimated from it has been larger than the observed value. The discrepancy is regarded mainly due to cooling by vertical upward motion. Vertical velocity has been estimated about 0.3 ~ 0.9 cm/s upward.

1. は じ め に

南極地域の地上気温は、冬季に10日前後の周期帯において激しい変動を示している。第34次南極地域観測隊(越冬隊)によって昭和基地と南極大陸内陸部の2地点で1993年1月9日から1994年1月23日の約1年間にわたって観測された毎正時の地上気温データとその1~30日周期変動成分をFig. 1, 2に示す。

昭和基地は南極大陸沿岸から約4 km離れた島上に位置し、みずほとMD 364は昭和からそれぞれ約250 km南東、約500 km南南東の南極大陸上に位置しており、内陸2地点のデータは無人自動気象観測装置によるものである。

1~30日の周期帯において冬季には変動幅が±20 K、最大では±30 Kを越える激しい変動が卓越するが、夏季には顕著ではなくなっている。この気温変動は、総観規模擾乱の影響によるものとして報告されてきている^{1~4)}。

Fig. 3は前記3地点の気温の相互相関である。内陸部より沿岸部が先行して変動していることが示されている。約500 km離れた昭和とMD 364では約10時間のLagとなっている。ただしこの相互相関は、厳冬の2ヶ月間の観測データに限って計算したものである。これは、Lag=0に相関の極大を示すであろう太陽高度の変化に従う日周期の影響を除去するためである。5月30日~7月12日は3地点のうち最低

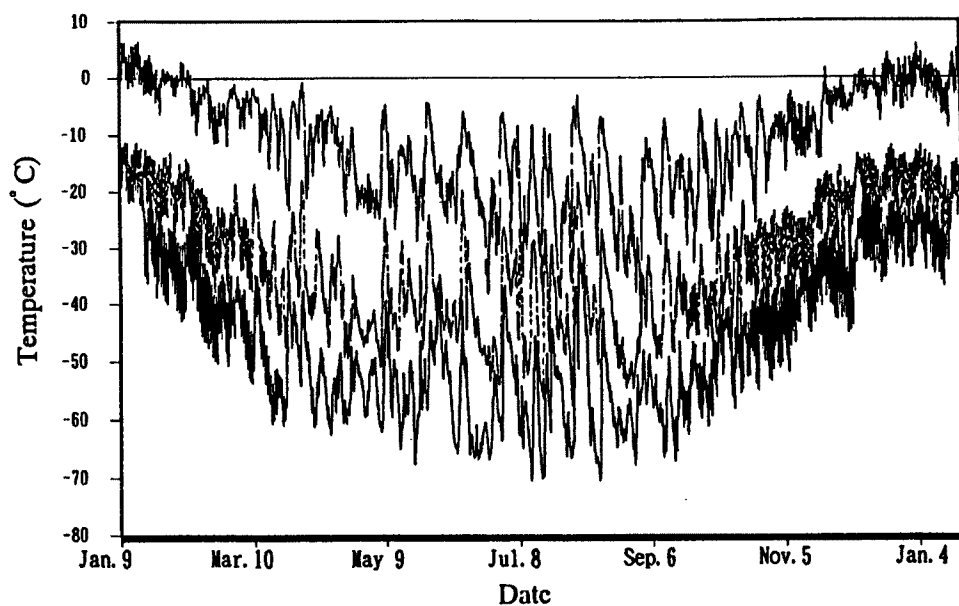


Fig. 1. Surface temperature observed at Syowa (upper), Mizuho (middle) and MD 364 (lower) from January 9, 1993 to January 23, 1994.

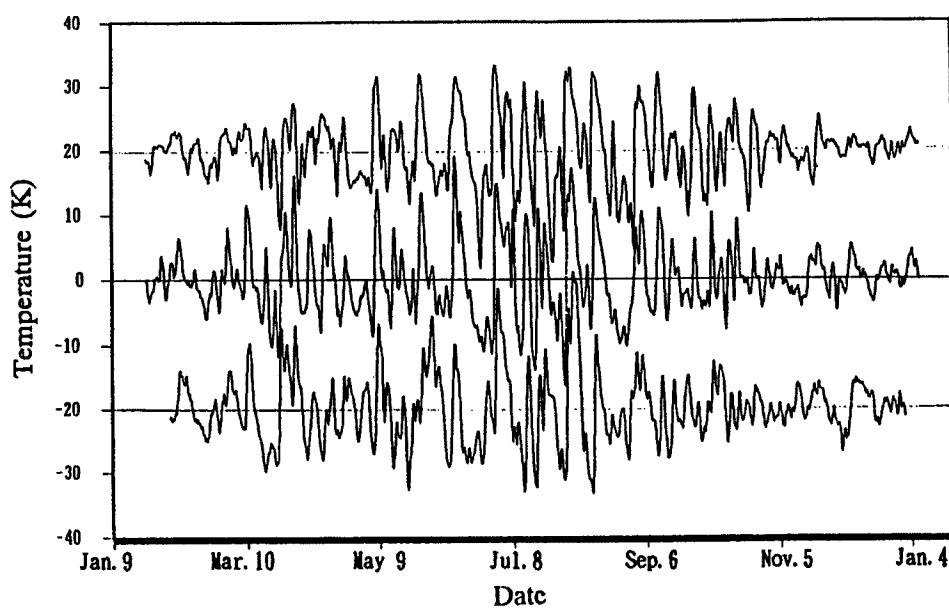


Fig. 2. The variance components for the period of 1 to 30 days for surface temperature at Syowa (upper), Mizuho (middle) and MD 364 (lower) from January 9, 1993 to January 23, 1994. Ordinates are shifted to + 20 K at Syowa, and - 20 K at MD 364.

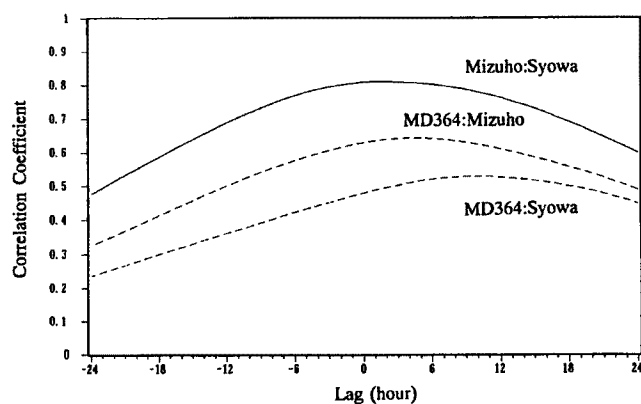


Fig. 3. The cross-correlation of surface temperatures at two sites in mid winter (from May 22 to July 23). Lag shows delay at interior site.

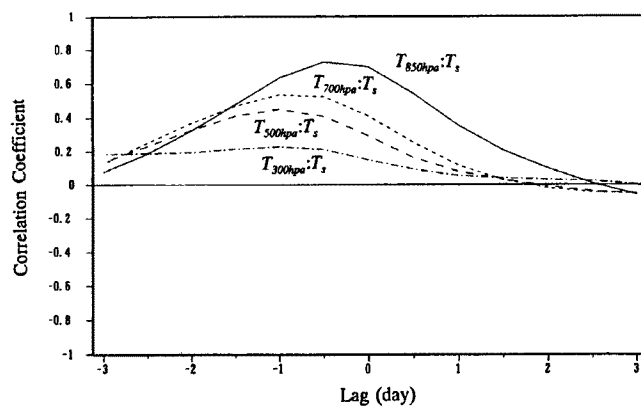


Fig. 4. The cross-correlation of the variance components for the periods of 1 to 30 days for temperatures between surface (T_s) and upper layers ($T_{850, 700, 500, 300hpa}$) at Syowa.

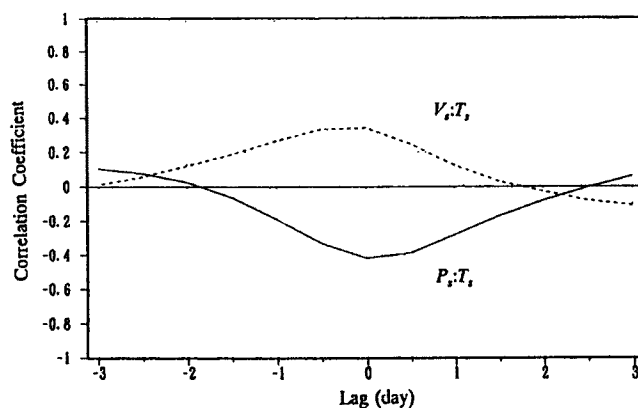


Fig. 5. The cross-correlation of surface temperature (T_s) with surface pressure (P_s) and surface wind speed (V_s) at Syowa.

緯度の昭和基地においても極夜期間であった。

Fig. 4 は昭和基地における地上と高層の気温の 1 ～ 30 日変動成分の相互相関である。少なくとも対流圏の 500 hPa の高度までは、高層の方が地上よりも先行して、同様の変動が存在していることが伺える。

Fig. 5 は昭和基地の地上における気温と気圧、風速との相互相関である。気温に対して気圧は逆相関、風速は正相関の関係にある。

これらの相関関係に代表される特徴などからこの気温変動が総観規模擾乱に伴うものであると考えられるが、このほかにも内陸部で卓越する定常性の高いカタバ風の風向が昇温時には変化することや、雲量との相関が高いことなども知られている。またこの変動の形態として、急激な昇温と緩やかな降温という特徴的なサイクルを持つことも知られている⁴⁾。

2. 昇温イベントの選定

総観規模擾乱に伴う気温変動のメカニズムについての従来の議論は定性的なものが中心であり、定量的検討は少ないといえる。著者らはこの変動のもっとも代表的な特徴である、1 ないし 2 日で + 20 K 以上といった急激な昇温過程に注目し、その昇温に対する接地気温逆転の破壊、高層の顕熱水平移流の 2 点についての寄与の検討を行った。検討の中心対象として、1993 年の冬季において顕著であった昇温イベントを 11 例選定した。選定法は、昭和においておおよそ 20 K 以上の地上気温上昇を示し、かつ内陸 2 地点における昇温も顕著であったイベントを採用し、それらのイベント前後の昭和地上における最低、最高気温を記録した時刻に最も近い高層観測時刻（現地時刻で 3、15 時）をイベントの開始、終了時刻と定義した。選定したイベントを **Fig. 6** と **Table 1** に示す。11 例の平均では、昭和において 21.8 K の地上気温上昇が 2.5 日の間に起こっている。

Table 1. The selected 11 prominent warming events in winter. Date, time (local time) and surface temperature (T_s) at Syowa of the beginning and the end of the events, period of the events, change of surface temperature in the events (dT_s), intensity (dT_i) and height (H_i) of temperature inversion on the surface before the events, are shown.

No.	the beginning		the end		in the events		Temp. Inv.	
		T_s (°C)		T_s (°C)	period (d)	dT_s (K)	dT_i (K)	H_i (m)
1	Mar. 26 03 LT	- 23.2	Mar. 28 03 LT	- 4.3	2.0	18.9	4.3	180
2	May. 6 03 LT	- 24.6	May. 7 15 LT	- 8.6	1.5	16.0	4.9	257
3	May. 26 03 LT	- 23.0	May. 28 15 LT	- 4.3	2.5	18.7	7.1	215
4	Jun. 10 03 LT	- 23.3	Jun. 13 15 LT	- 7.7	3.5	15.6	9.5	204
5	Jun. 28 15 LT	- 28.6	Jul. 1 03 LT	- 7.5	2.5	21.1	6.5	199
6	Jul. 10 03 LT	- 30.0	Jul. 14 15 LT	- 8.4	4.5	21.6	10.7	303
7	Jul. 18 15 LT	- 36.9	Jul. 20 03 LT	- 8.8	1.5	28.1	13.7	237
8	Jul. 31 15 LT	- 35.5	Aug. 2 15 LT	- 5.2	2.0	30.3	9.5	176
9	Aug. 12 15 LT	- 30.2	Aug. 14 15 LT	- 7.3	2.0	22.9	6.7	102
10	Sep. 1 03 LT	- 40.3	Sep. 2 15 LT	- 14.8	1.5	25.5	12.8	218
11	Sep. 9 03 LT	- 28.3	Sep. 12 15 LT	- 7.3	3.5	21.0	4.5	103
average		- 29.4		- 7.7	2.5	21.8	8.2	199.5

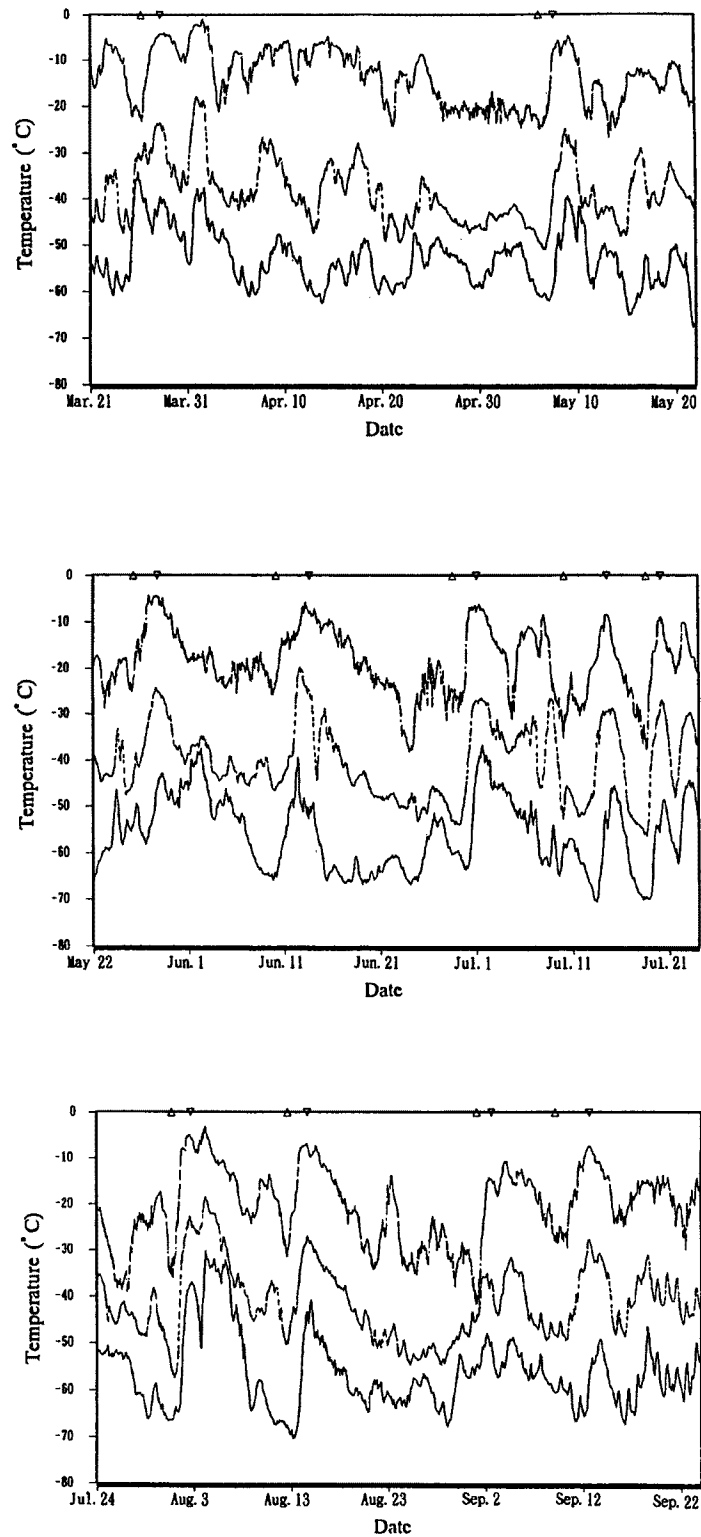


Fig. 6. Same as Fig. 1, but for only in winter (from the autumnal equinox to the vernal equinox). Triangles on 0°C line show the beginning (upward) and the end (downward) of the selected 11 prominent warming events.

3. 接地気温逆転の破壊の寄与

冬季南極地域においては強い放射冷却のために接地気温逆転が形成、発達することは従来からよく知られた事実である⁵⁾。擾乱の到来に伴いこの接地逆転が破壊されて地上気温の上昇に寄与していると考えられる⁶⁾。地上気温上昇時の昭和上空の気温鉛直分布の変化例を冬季、夏季それぞれについて Fig. 7, 8 に示す。冬季には全層での昇温に加え、強い接地逆転が破壊されていることで地上気温の上昇幅をより大きなものになっているが、夏季にはそもそも接地逆転がほとんど形成されないために高度による昇温幅の顕著な差異はみられないことが示されている。

この冬季の接地逆転破壊の平均的な様子を、前述の 11 例の昇温イベントの前後についての昭和上空の気温鉛直分布の合成によって示したものが Fig. 9, 10 である。ただし 11 例の合成のため x 座標は地上気温からの差 $T - T_s$ として示してある。また昇温前の Fig. 9 では 11 例に共通して自由大気とみられる高度 2 km 以上、同じくほぼ共通して接地逆転層とみられる高度 200 m 以下、残りの遷移区間である高度 200 m ~ 2 km の 3 層に分けて求めた回帰直線を記入し、昇温後の Fig. 10 では全高度 (5 km 以下) を通じた回帰直線を記入した。そして 11 例の接地逆転の強さ dT_i と高さ H_i は Table 1 中に示している。

これらによると昇温前にはいずれも接地逆転が存在しており、この逆転がイベントを通じて破壊されていることが明瞭である。そして前述の平均 21.8 K の地上気温上昇幅のうち平均 8.2 K は接地逆転破壊による寄与という結果であり、やはりこの寄与はかなり大きいということが判明した。

また風速と相対湿度についての同様の鉛直分布合成図を Fig. 11 ~ 14 に示す。これらからは接地逆転破壊のプロセスについて推察することができる。つまり、昇温前に比べて昇温後には擾乱の到来に伴う風速、相対湿度双方の増大が明らかであり、この強風による混合、拡散作用や雲量の増加による放射収支環境の変化 (下向き長波放射の増大) によって接地逆転が破壊されているものと考えられる。ここで Fig. 13, 14 において相対湿度が 20% 以下や 90% 以上にはなっていないが、これは測器の特性によるものと思われ、80% 近い値は実際には雲が存在していると考えても良い⁷⁾。

また Fig. 8 の例のように、そもそも長波長放射平衡による放射冷却の結果として形成される接地逆転は白夜に代表される夏季には発達し得ないため、この接地逆転破壊による効果は擾乱に伴う地上気温の変動の季節差にも寄与していると考えられる。

4. 高層の顕熱水平移流の寄与

今章では高層における昇温について議論する。極夜期の南極大陸上の自由大気の熱収支は長波長放射収支による放射冷却量、顕熱の水平移流量、そして鉛直流に伴う断熱変化の 3 つの主要な項で考えられる。本来ならばこの他に潜熱の効果も考えられるところだが、低温のため南極の大気に含まれる H_2O は極めて少量であり、他の項に比べて無視されうる⁸⁾。

そこで著者らは高層の顕熱水平移流による昇温量を温度風の関係式を用いて見積った。すなわち昭和上空の 2 つの指定気圧 p_1, p_2 面間の風のシアは温度風によるものとし、温度風の関係式

$$\mathbf{v}_1 - \mathbf{v}_2 = \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right) \cdot \mathbf{k} \times \nabla_p \bar{T} \quad \dots\dots\dots (1)$$

からその気圧面間の平均気温の水平傾度 $\nabla_p \bar{T}$ が逆算されうる。ただし $\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2$ はそれぞれ p_1, p_2 面における水平風を示し、 $\bar{T}$ は p_1, p_2 面間の平均温度を示す。

そして温度風の左側 (北半球とは逆) の暖気が平均の風によって昭和上空に移流されるとして Δt (ここでは 12 時間) 間の昇温量 $dT(HA)$ を次式により見積る。

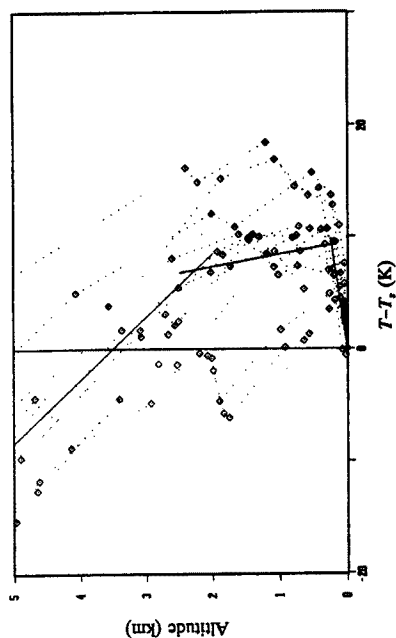


Fig. 9. The vertical profile of the temperature relative to surface temperature ($T - T_s$) at Syowa before the 11 prominent warming events. Solid lines are the regression lines above the altitude of 2000 m (upper), between 2000 m and 200 m (middle), and below 200 m (lower).

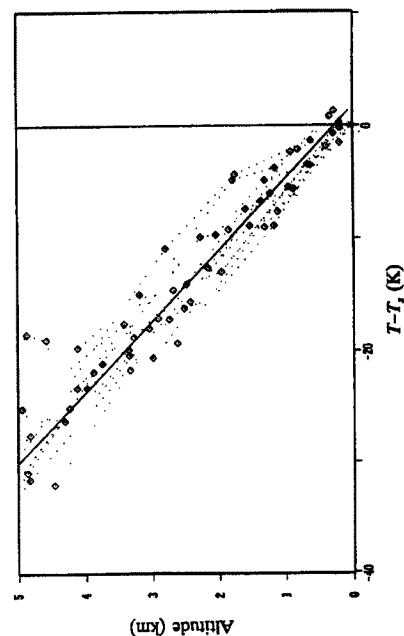


Fig. 10. Same as Fig. 9, but for after the events. Solid line is the regression line below the altitude of 5000 m.

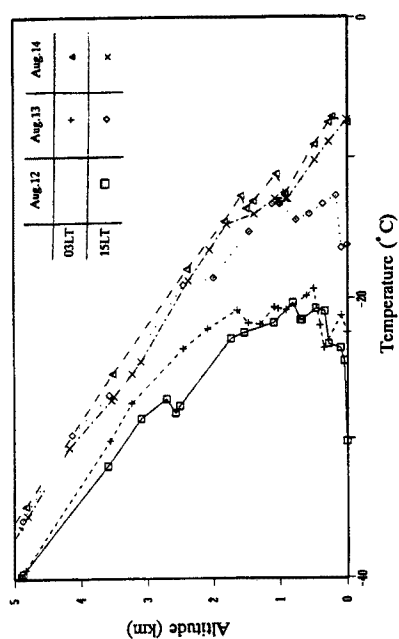


Fig. 7. Example of changing vertical profile of temperature at Syowa during warming events in winter. (From 15 LT on August 12 to 15 LT on August 14)

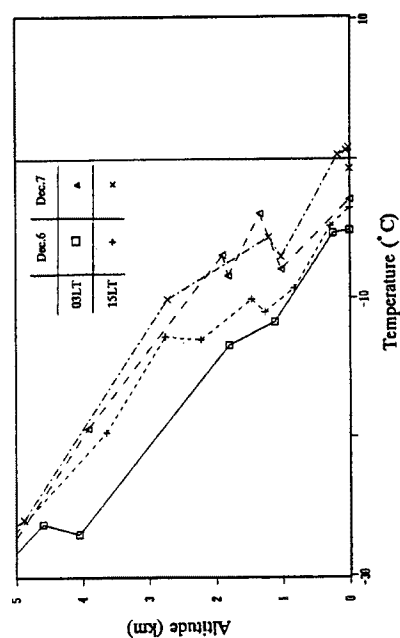


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for in summer. (From 03 LT on December 6 to 15 LT on December 7)

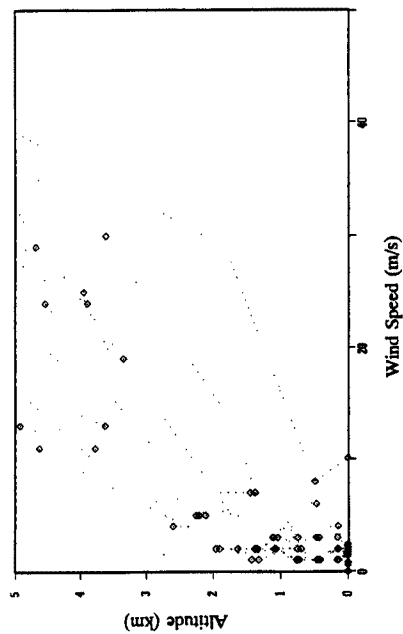


Fig. 11. The vertical profile of wind speed at Syowa before the 11 prominent warming events.

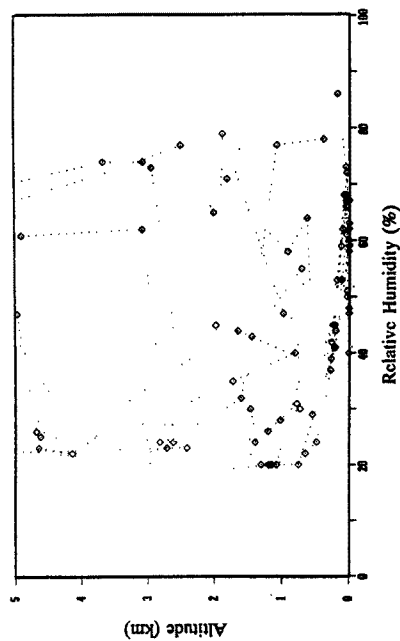


Fig. 13. Same as Fig. 11, but for relative humidity.

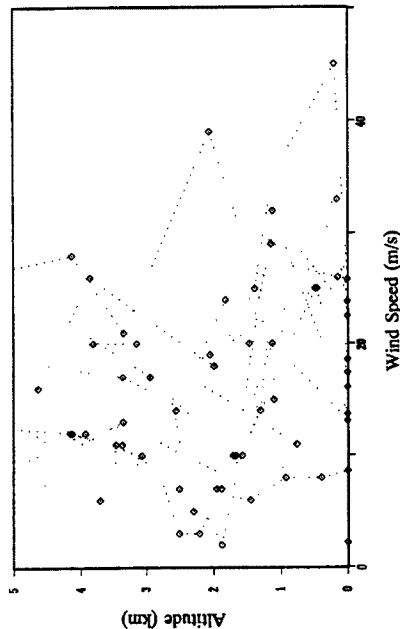


Fig. 12. Same as Fig. 11, but for after the events.

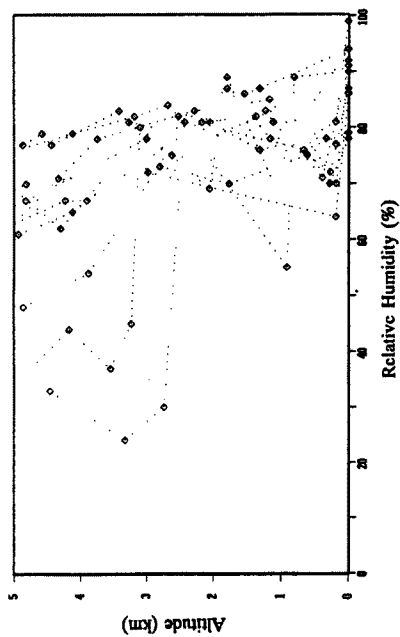


Fig. 14. Same as Fig. 12, but for relative humidity.

$$dT(HA) = - \int_{t-dt/2}^{t+dt/2} \left(\frac{\mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_2}{2} \right) \cdot \nabla_p \bar{T} dt = \frac{f \Delta t}{R \ln(p_1/p_2)} \cdot (u_2 v_1 - u_1 v_2) \dots\dots\dots (2)$$

ただし (u_1, v_1) , (u_2, v_2) はそれぞれ $\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2$ の東西, 南北成分を示す。

この式(2) によって, 850 hPa~700 hPa, 700 hPa~500 hPa, 500 hPa~300 hPa の3層においてそれぞれ見積った顕熱水平移流による昇温量 $dT(HA)$ の結果を Fig. 15 に示す。そして Table 2 に, この $dT(HA)$ の通年, 冬季半年間(秋分~春分), 前述の11例の昇温イベントの3つの期間についての各層における平均を示す。これにより昇温時に暖気の移流が活発化しており, 高層の昇温に寄与していることが認められる。

ところが11例の昇温イベントについて観測値による実際の昇温量 dT と見積値 $dT(HA)$ を比較すると, Table 3 中に示されている通り見積値の方がかなり大きな値となっている。この差は熱収支にかかわる残りの2つの主要項, すなわち放射冷却と鉛直流の効果によるものと考えられる。

長波長放射収支による放射冷却量については, かつての昭和における放射ゾンデ観測の結果から得られた7月の平均値が知られている⁹⁾。これは900 hPa~600 hPa, 600 hPa~300 hPa の2層に分けて求めた値であるが, 今回は850 hPa~700 hPa, 500 hPa~300 hPa においてはそれぞれこの2層の値を採用し, 中間の700 hPa~500 hPa においてはこの2層の平均値として示したものが Table 3 中の $dT(LR)$ である。

鉛直流の効果については残念ながら参考にするべき値がないため, ここでは逆に観測の裏付けはないものの, Table 3 中の残差 $dT - dT(HA) - dT(LR)$ を鉛直流によるものと考えた。すると, この昇温時の鉛直流に伴う断熱変化は冷却作用に働く, すなわち上昇流の存在を示唆する結果となった。この冷却量に必要な上昇速度 w の見積結果を Table 4 に示す。この見積には断熱減率が必要であるが, 湿潤(飽和)断熱減率 Γ_s を実際の気温変動範囲のおおよその平均温度から Table 4 中の値のように求めた⁹⁾。この結果, さまざまな仮定のもとではあるが, 総観規模擾乱に伴う昇温時の鉛直上昇流の速度は0.3~0.9 cm/s と見積ることができた。南極地域の鉛直流については, 平均的に下降流となっていることが従来から指摘されてきてはいるが^{8, 10)}, 擾乱時にはかなり異なる大気循環系が存在しているといえる。

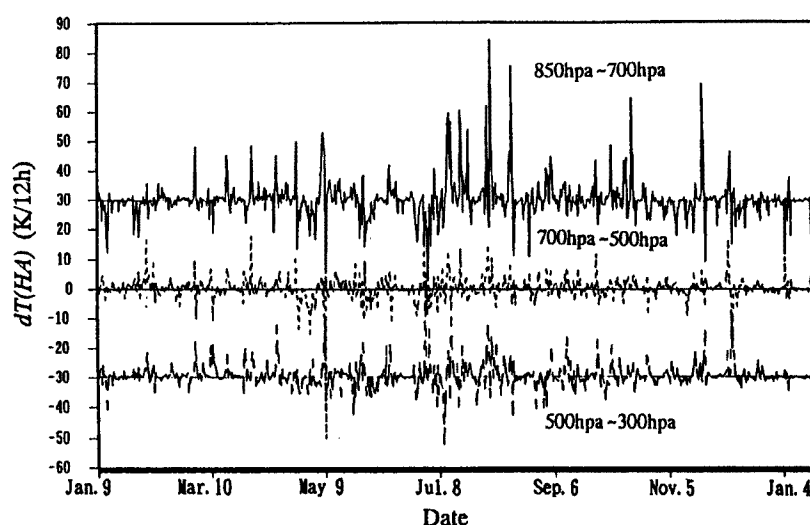


Fig. 15. Heating rate estimated from horizontal advection of sensible heat ($dT(HA)$) for three layers above Syowa calculated by the relation of thermal wind shear. Ordinates are shifted to +30 K/12h between 850 hpa and 700 hpa levels, and -30 K/12h between 500 hpa and 300 hpa levels.

Table 2. The average heating rate estimated from horizontal advection of sensible heat for the periods of about one year (380 days), cold half a year (187 days) and 11 warming events (27 days).

(K/12 h)	in year	in winter	in the events
850 hPa~700 hPa	0.13	0.85	5.30
700 hPa~500 hPa	0.32	0.21	2.38
500 hPa~300 hPa	0.68	0.54	2.95

Table 3. The balance of average heating rate in the 11 warming events. The observed value is shown by dT , the estimated value from horizontal advection of sensible heat (same as the right column in Table 2) by $dT(HA)$, the value from longwave radiation⁷⁾ by $dT(LR)$. The residual shown by $dT-dT(HA)-dT(LR)$ is regarded as the value due to vertical motion.

(K/12 h)	dT	$dT(HA)$	$dT(LR)$		$dT-dT(HA)-dT(LR)$	
			clear	cloudy	clear	cloudy
850 hPa~700 hPa	1.09	5.30	-0.55	-1.2	-3.66	-3.01
700 hPa~500 hPa	0.42	2.38	-0.45	-0.825	-1.50	-1.13
500 hPa~300 hPa	0.11	2.95	-0.35	-0.45	-2.49	-2.39

Table 4. Average vertical velocity calculated in the 11 warming events. According to the variation range and the average of temperature in each layer, the saturated adiabatic lapse rate (Γ_s) is defined⁹⁾. Vertical velocity (w) is calculated by regarding the residual of the heat balance in Table 3 as the effect of vertical motion with the dry (Γ_d) and the saturated (Γ_s) adiabatic lapse rate for clear and cloudy case, respectively.

	T (°C)		Γ (K/km)		w (cm/s)	
	range	average	Γ_d	Γ_s	clear	cloudy
850 hPa~700 hPa	-35 ~ -8	-20	9.76	8.21	0.87	0.85
700 hPa~500 hPa	-43 ~ -17	-30		8.86	0.36	0.30
500 hPa~300 hPa	-65 ~ -28	-45		9.43	0.59	0.59

5. まとめと課題

総観規模擾乱に伴う冬季南極地域の気温変動について昭和基地の観測データの解析から、特にその昇温過程に注目し、接地気温逆転破壊による効果と高層の顕熱水平移流の見積に基づくメカニズムの考察の2点からの検討を行った。今回得られた主要な結果を以下にまとめる。

(1) 昭和基地における昇温時には、平均 21.8 K の地上気温上昇に対して平均 8.2 K は接地逆転破壊による寄与といえる。そしてこの接地逆転破壊の効果によって、この昇温幅は地上気温において最大となっている。

(2) またこの接地逆転破壊の効果は、総観規模擾乱に伴う地上気温変動幅の季節差にも寄与している。

(3) 同じく昇温時には高層の暖気水平移流が活発化しており高層気温上昇に対して大きく寄与している。

(4) 高層の暖気水平移流、放射冷却と同時に鉛直上昇流による冷却効果が存在することが示唆され、その上昇流の大きさはおよそ $0.3 \sim 0.9 \text{ cm/s}$ と見積られた。

次に、今回は言及しえなかったこの気温変動に関する課題を列挙する。

(1) 今回は総観規模擾乱に伴う気温変動のうち昇温過程に注目して検討を進めたが、その後に引き続き降温過程についての検討もこの変動全体のメカニズムを把握するうえで必要であろう。

(2) またこの変動の空間構造に関する研究も興味深い。ただし南極地域の観測データは極めて限られており、客観解析データの活用等の工夫が必要であるが、その際にはデータ自体の信頼性に対する検証等の配慮が必要となろう。

(3) 南極大陸内陸部では、冬季にさらに大きな接地気温逆転が形成されることが知られているが^{3,6)}、接地逆転破壊の様子や顕熱の移流の違い等、内陸部での擾乱に伴う変動のメカニズムが果たして昭和基地と同様であるのかどうか興味ある問題といえる。内陸部での高層観測をはじめとする観測の充実と研究が期待される。

6. 謝 辞

今研究に当たっては、災害気候部門の村松久史教授ならびに田中正昭助教授には有益な助言と議論をして頂きました。厚く感謝いたします。

また今回用いた観測データの利用に当たっては、北見工業大学工学部の榎本浩之助教授、国立極地研究所の本山秀明助手、気象庁観測部高層観測課の鎌田吉博氏および東京管区気象台レーダー室の小池仁治氏らに便宜をはかっていただきました。記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) Nakajima, C., J. Inoue and Y. Fujii : Comparison of the Seasonal Meteorological Variations between Mizuho and Syowa Stations, Antarctica in 1977, *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special Issue No. 19, 1981, pp. 210 - 222.
- 2) 川口貞男：総観規模擾乱とみずほ基地の気象，第5回極域気水圏シンポジウム予稿集，1982，pp. 54 - 55.
- 3) Ishikawa, N. and S. Kobayashi : Climatological Features of Mizuho Station in Katabatic Wind Zone, East Antarctica, *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special Issue No. 29, 1983, pp. 1 - 15.
- 4) Kikuchi, T., Y. Ageta, F. Okuhira and T. Shimamoto : Climate and Weather at the Advance Camp in East Queen Maud Land, Antarctica, *Bulletin of Glacier Research*, 6, 1988, pp. 17 - 25.
- 5) 山内 恭：放射，南極の科学 3 気象，国立極地研究所編，古今書院，1988，pp. 10 - 56.
- 6) Kawaguchi, S., S. Kobayashi and N. Ishikawa : Aerological Soundings of the Surface Boundary Layer at Mizuho Station, East Antarctica, *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special Issue No. 24, 1982, pp. 77 - 86.
- 7) Wada, M. : Analysis of Aerological Data and Cloud Observations at Syowa Station, East Antarctica in 1979, *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special Issue No. 24, 1982, pp. 127 - 132.

- 8) Schwerdtfeger, W. : Weather and Climate of the Antarctic, Development in Atmospheric Science, 15, Elsevier, 1984, p. 261.
- 9) List, R. J. : Smithsonian Meteorological Tables, Sixth Revised Edition, Smithsonian Institution Press, 1949, p. 527.
- 10) 川口貞男 : 大気循環, 南極の科学 3 気象, 国立極地研究所編, 古今書院, 1988, pp. 109 - 126.