

## 気温変化に対する水蒸気・気温減率の変化とその放射効果

村松 久史

### CHANGES IN WATER VAPOR AND TEMPERATURE LAPSE RATE DUE TO THE TEMPERATURE VARIATION AND THEIR RADIATIVE EFFECT

By *Hisafumi* MURAMATSU

#### Synopsis

The changes in the vertical distributions of temperature and water vapor accompanying the change in the surface air temperature are obtained and their contributions to the longwave radiation fluxes are estimated for clear sky in winter (Tateno) and summer (Wajima).

The net upward longwave radiation fluxes at the tropopause increase by  $3.10 \text{ W/m}^2$  and  $3.82 \text{ W/m}^2$  in winter and summer, respectively, when the surface air temperature increases by 1 K with fixed temperature lapse rate and water vapor. The contributions from the change in the temperature distribution in the upper air (the change in the lapse rate) are  $+0.12 \text{ W/m}^2$  and  $-0.57 \text{ W/m}^2$  for winter and summer, respectively, and the corresponding contributions of water vapor are  $-0.17 \text{ W/m}^2$  and  $-1.22 \text{ W/m}^2$ . As a whole the net longwave radiation fluxes at the tropopause increase  $3.06 \text{ W/m}^2$  and  $2.03 \text{ W/m}^2$  in winter and summer respectively, showing that the effects of temperature lapse rate and water vapor are greater in summer than winter.

It is shown that the water vapor density has decreased in last 20 years and the contribution to the greenhouse effect is beyond cancelling that due to the increase in carbon dioxide for this period.

#### 1. はじめに

赤外領域に吸収帯をもつ気体（温室効果気体または放射活性気体）の大気中での濃度が増加すると地表—対流圏系の温度が上昇すると考えられる。この現象を2つの段階に分けて考える。第1は着目する気体の濃度の変化に対して他の気候要素（水蒸気量、雲の状態、気温の高度分布など）は変化しないという条件のもとで、放射収支が変化する段階である。第1近似として地表—対流圏系の平均気温の変化は圏界面での放射収支の変化で決まると考えられる（Ramanathan et al., 1987<sup>1)</sup>）。したがって温室効果気体の濃度変化による圏界面での正味下向き放射量の変化（放射外力の変化）がわかればよい。第2は放射外力の変化により温度が変化する段階であるが、この段階を2過程に分けて考える。第1過程は放射外力の変化に対して平均気温の変化は起るが、その他の気候系には変化が起らない。この場合、気温の変化により放射外力の変化が打ち消され地球の放射平衡は温室効果気体の濃度変化以前の状態となる。第2の過程はフィードバックに関するもので、第1過程の気温変化により引き起こされる気候系の変化（主として雲、

水蒸気、気温減率、雪・氷、などの変化)による気温の変化である。この第2の過程(フィードバックを含む過程)では気温の変化に対する雲、水蒸気、気温減率の変化に関して不明確な点が多くその説明が必要とされている。

この報告では冬季(筑波)と夏季(輪島)の晴天時の高層観測資料から、地上気温の変化に対応する高層の気温・水蒸気の変化を統計的に求めた。これをもとに地上気温の変化と放射外力の変化の関係、および水蒸気・気温の高度分布の変化に対する放射外力の変化を計算した。

気候モデルにおいてフィードバック過程は通常地球全体の平均状態について定義されるものであり、本報告の結果は規模として局地的であるため厳密にはフィードバック過程を扱ったものではないが、本報告の方法を全球規模に広げれば通常の意味のフィードバックを求めることが出来る。また水蒸気分布の長期変動を観測資料から求めそれによる放射外力の変化と二酸化炭素濃度の増加によるものとの比較を行なった。

## 2. 資 料

赤外放射伝達の計算に用いた月平均大気モデル(気温、気圧、水蒸気その他の温室効果気体の高度分布)は次のようにして求めた。まず1971年から1989年の18年間の高層観測資料(Aerological Data of Japan, 気象庁)から晴天時(全雲量1以下の場合)の観測のみを選び、指定気圧面の月平均の高度、気温、水蒸気量を求めこれを基礎資料とした。気球到達高度以上(26 km以上)の気温、気圧は綾里での気象ロケット観測の資料を利用した。26 kmにおいて気温、気圧のロケット観測値と気球観測値との間に差がある場合には、高度とともにロケット観測値に近づけ40 kmで一致させ、それ以上ではロケット観測値(5年平均値)を採用した。

水蒸気の高度分布については、100 mbより上方では混合比を一定と仮定し、露点(霜点)ゾンデ(Muramatsu, 1981)<sup>2)</sup>で得られた100 mbでの混合比を採用した。即ち100 mbより上層では冬季では3.19 ppmm, 夏季では4.03 ppmmとした。気球による水蒸気(相対湿度)観測の上限高度(冬季, 夏季でそれぞれ約5および9 km)と100 mbの間は内挿した。

オゾン(O<sub>3</sub>)の高度分布は気球到達高度(約33 km)以下は館野(筑波)でのオゾンゾンデ観測<sup>3)</sup>を用い、それ以上では標準大気値<sup>4)</sup>を採用した。高度分布の経年変化は無視した。

二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の混合比の高度分布は一様とし、経年変化は1958年, 1970年, 1985年の平均値をそれぞれ315, 325, 346 ppmvとし<sup>5)</sup>, 他の年の値は指数関数もちいて補間した。

メタン(CH<sub>4</sub>)の高度分布については地上から2 kmまでは大阪上空の観測値<sup>6)</sup>, 2-10 kmは2 kmの値1.750 ppmvの一定値, 10 km以上はWMO (1985)<sup>5)</sup>を採用した。

亜酸化窒素(N<sub>2</sub>O)の高度分布は対流圏ではHirota et al. (1988)<sup>7)</sup>の観測値0.330 ppmv(一定値)を、成層圏ではWMO (1985)<sup>5)</sup>の値を採用した。経年変化は無視した。

フロン11とフロン12の高度分布は、対流圏内はHirota et al. (1988)<sup>7)</sup>の一定値即ちフロン11が0.238 ppbv, フロン12が0.390 ppbvとし、成層圏内ではWMO (1985)<sup>5)</sup>の値を採用し、経年変化は無視した。

## 3. 気温・水蒸気の高度分布の変化と赤外放射収支の変化

### 3.1 平均状態

晴天時の圏界面での正味上向き赤外放射量(放射束密度)を決める主要素は地上気温であるが、水蒸気、二酸化炭素、気温の高度分布などによっても変化する。1971-1989年の冬季(館野)及び夏季(輪島)

の平均の気温高度分布を Fig. 1 に示す。これに対応する正味上向き赤外放射量を Fig. 2 に示す。使用した資料数は冬季が 580, 夏季が 548 である。赤外放射量の計算法は村松 (1990)<sup>8)</sup>による。

圏界面をどの高度とするかは気温, 放射束密度の高度分布から決める。Fig. 1 の気温分布をみると気温の最低値は夏季, 冬季とも 17 km 付近にある。冬季には約 9 km に第 1 圏界面がみられる。Fig. 2 の正味上向き放射束密度の高度分布をみると冬季, 夏季とも高度 17 km 以下では高度とともに増加しているが, 17 km 以上では変化は小さい (冬季には増加, 夏季には減少)。したがって圏界面高度として冬季・夏季とも 17 km とする。Fig. 2 の正味上向き放射束密度の高度分布から大気加熱率を計算したものが Fig. 3 である。圏界面付近の高度で冬季の冷却率は最小であり, 夏季には加熱の部分 (16-20 km) がみられる。

Fig. 4 および Fig. 5 に冬季 (館野) および夏季 (輪島) の月平均地上気温  $T_s$ (K) に対する圏界面での正味上向き放射量  $F_T$ (W/m<sup>2</sup>) の変化を示す。黒丸は各年の季節平均値を示す。各年の資料数は冬季では最小, 最大, 平均がそれぞれ 23, 42, 31 個であり, 夏季はそれぞれ 13, 46, 29 個である。直線は回帰直線を示し, また  $T_s$  と  $F_T$  の相関係数は冬季が 0.90, 夏季が 0.88 である。回帰直線の勾配が冬季と夏季で異なるが, これは気温・水蒸気の高度分布が異なることによる。

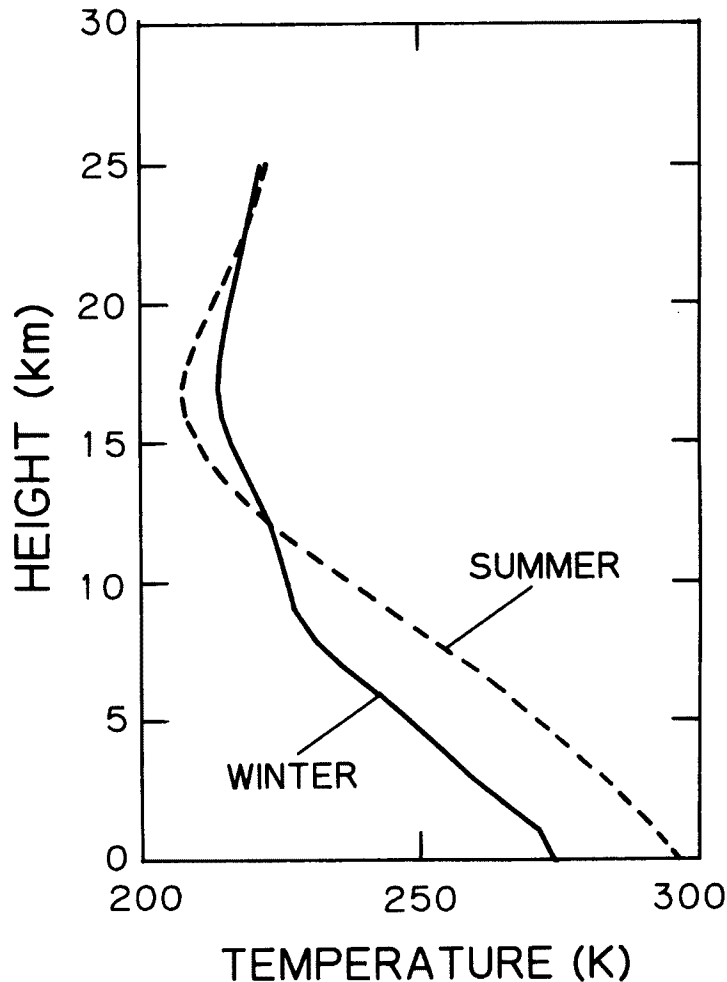


Fig. 1. The mean temperature profiles for winter (at Tateno) and summer (at Wajima) for the period 1971-1989.

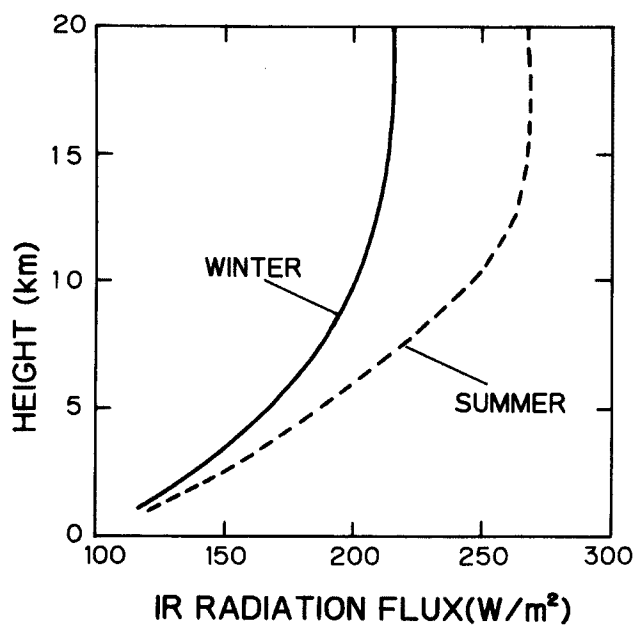


Fig. 2. The mean profiles of the net upward longwave radiation flux for the period 1971-1989.

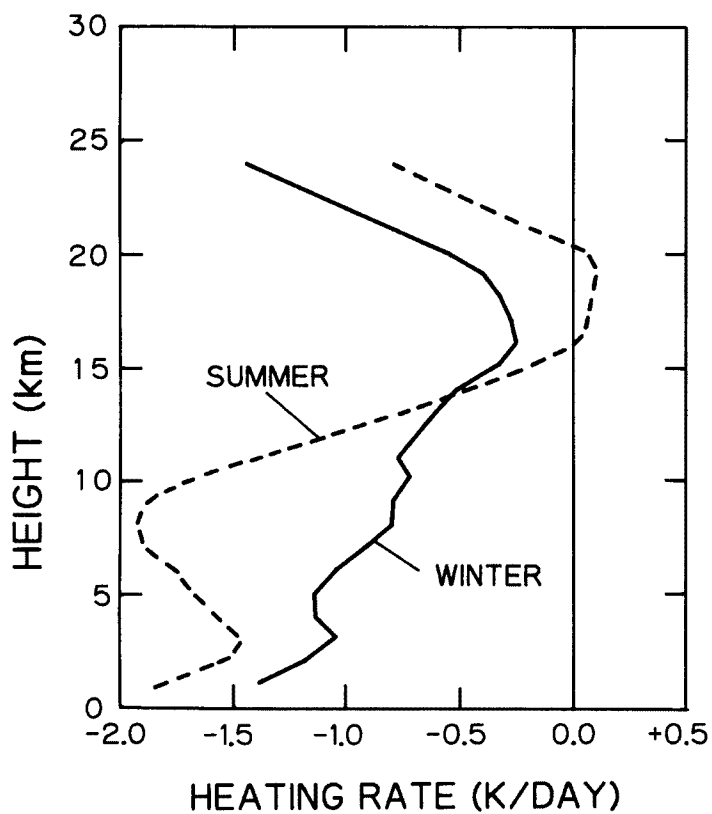


Fig. 3. The vertical profiles of the heating rate.

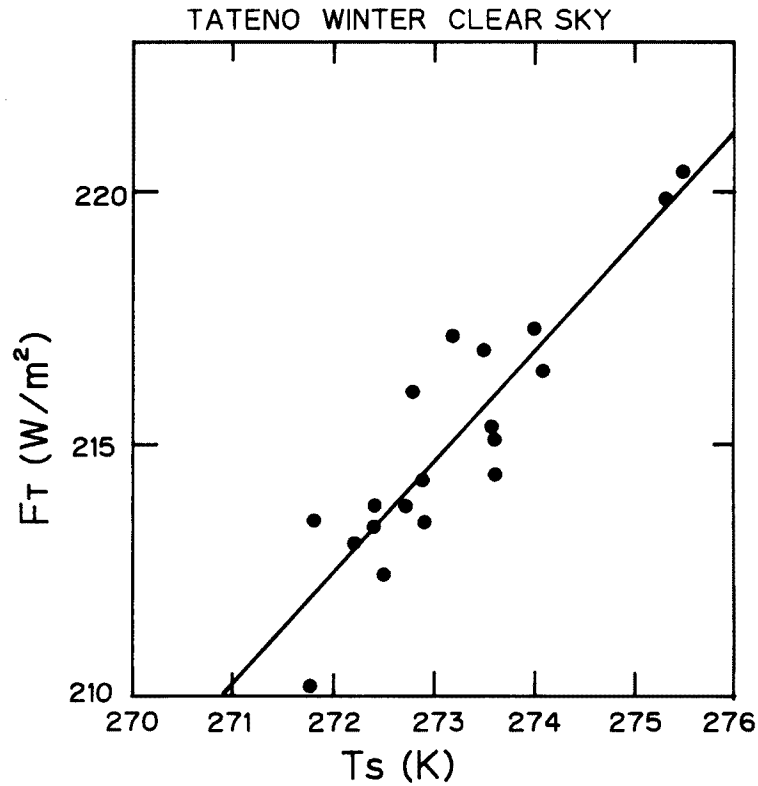


Fig. 4. The relation between the net upward longwave radiation flux at the tropopause  $F_T$ (W/m<sup>2</sup>) and the surface air temperature  $T_s$ (K) for winter at Tateno. The solid line shows the linear regression fit to the data.

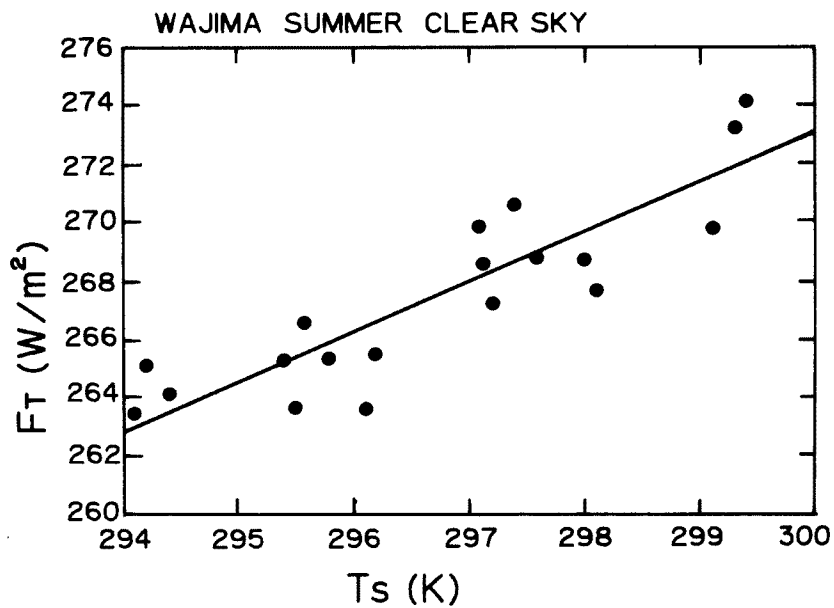


Fig. 5. Same as Fig. 4, but for summer at Wajima.

### 3.2 地上気温の変化と上層の気温の変化

上層の気温  $T(K)$  と地上気温  $T_s(K)$  との間に1次の関係,

$$T = aT_s + b$$

を仮定し、1971-1989年の資料を使って任意の高度の気温の地上気温への回帰係数  $a$  を決定した。得られた回帰係数を **Table 1** に示す。\*印は統計的に有意な値 (信頼係数 0.95) である。冬季には地上気温の上昇 (低下) に対して上層の気温は 12 km 以下で上昇 (低下), 13 km 以上で低下 (上昇) である。但し有意な変化は 16, 17 km を除くと 8 km 以下である。地上気温の変化に対応して最も大きな変化を示すのは 3 km であり、地上気温 1 K の上昇に対して 1.62 K 上昇することになる。このことは地上気温の変化に対応して気温減率が変化することをしめす。夏季には地上気温の上昇に対応して 12 km 以下で有意な気温上昇, 14 km 以上で有意な低下を示す。地上気温 1 K の上昇に対して最も大きな上昇を示すのは 9 km で 0.93 K であり、地上に近い下層では変化が小さく気温減率の変化がおこる。下層での気温減率の変化は地上気温が上昇すると冬季は減少, 夏季は増大する。

Table 1. Regression coefficient. Linear regression,  $T = aT_s + b$ , is assumed, where  $T_s(K)$  and  $T(K)$  are the temperatures of the surface and the upper atmosphere, respectively

Height (km)	Winter (Tateno) $a$	Summer (Wajima) $a$	Height (km)	Winter (Tateno) $a$	Summer (Wajima) $a$
1	1.13 *	0.63 *	12	0.14	0.46 *
2	1.45 *	0.68 *	13	-0.11	-0.02
3	1.62 *	0.72 *	14	-0.36	-0.51 *
4	1.38 *	0.66 *	15	-0.63	-0.80 *
5	1.20 *	0.66 *	16	-0.87 *	-0.93 *
6	1.08 *	0.71 *	17	-0.88 *	-0.95 *
7	1.03 *	0.79 *	18	-0.77	-0.76 *
8	0.87 *	0.88 *	19	-0.54	-0.62 *
9	0.63	0.93 *	20	-0.24	-0.55 *
10	0.28	0.91 *	21	0.05	-0.46 *
11	0.22	0.79 *	22	0.27	-0.29 *

\* : Significant at 0.95 confidence coefficient

### 3.3 地上気温の変化と上層の水蒸気の変化

任意の高度での気温  $T(K)$  と水蒸気密度  $w(\text{ng}/\text{cm}^3)$  との間につきの一次の関係を仮定し,

$$w = aT + b$$

1971-1989年の資料から得られた回帰係数  $a$  および  $a/w$  を **Table 2** に示す。回帰係数は冬季, 夏季ともすべての高度で正であり, 気温とともに水蒸気濃度が増加することを示す。ただし有意な値 (\*印, 信頼係数 0.95) は冬季では 0-2 km と 5 km で, 夏季は 9 km 以下すべての高度で見られる。気温 1 K の上昇に対する水蒸気濃度の変化の割合  $a/w$  をみると, 冬季では 0, 1 km で大きく約 10%, それ以上の高度では 5% 以下である。夏季には地上を除き 10-12% と大きい。なお冬季には高度約 6 km 以上, また夏季には約 10 km 以上では低温のため水蒸気の測定値がない。

以上の関係を水蒸気密度に代えて相対湿度と気温の関係でみる。気温の上昇に対する相対湿度の変化は, 冬季には 1 km 以下では増加, 2 km 以上では減少であるが, 有意な値 (信頼係数 0.95) は 3-5 km のみである。夏季には地上では減少, 2-9 km で増加であるが, 有意な値 (信頼係数 0.95) は 2, 6, 7 km のみ見られる。

Table 2. Regression coefficient. Linear regression,  $w = aT + b$ , is assumed, where  $w(\text{ng}/\text{cm}^3)$  is the density of water vapor and  $T(\text{K})$  is the air temperature

Height (km)	Winter (Tateno)		Summer (Wajima)	
	$a$	$a/w$	$a$	$a/w$
0	238 *	0.10	905 *	0.055
1	199 *	0.10	1080 *	0.10
2	60.0 *	0.053	740 *	0.11
3	13.4	0.024	370 *	0.094
4	8.7	0.029	270 *	0.12
5	7.6 *	0.045	150 *	0.11
6			84 *	0.11
7			52 *	0.11
8			29 *	0.11
9			16 *	0.11

\* : Significant at 0.95 confidence coefficient

ないと仮定して計算すると、圏界面での正味上向き赤外放射量の増加は冬季および夏季でそれぞれ 3.10 および 3.82 W/m<sup>2</sup>である (Fixed lapse rate and water vapor の欄)。つぎに地上気温の変化に対応して上層の気温は Table 1 に示された変化をするが水蒸気量は変化しないとすると、冬季、夏季でそれぞれ +0.12 W/m<sup>2</sup> および -0.57 W/m<sup>2</sup> 変化する (Lapse rate の欄)。また地上気温の上昇にともない上層の水蒸気量は Table 2 に示された変化をするが、気温は対流圏内で一様の変化 (1 K の上昇) とすると、冬季、夏季でそれぞれ -0.17 W/m<sup>2</sup> および -1.22 W/m<sup>2</sup> の変化となる (Water vapor の欄)。

冬季には圏界面での正味上向き放射に対して、上層の気温分布の変化は正の増幅作用 (プラスのフィードバック) を示し、水蒸気量の変化はマイナスのフィードバックを示すが、絶対値は同程度であるので両者の効果はほとんど打ち消される。したがって実際のフラックスの変化 (Total) は Fixed lapse rate and water vapor の値に近い。夏季の場合には気温分布および水蒸気量の変化の効果は冬季より大きく、また気温分布の効果は水蒸気の効果と同符号であるため実際の変化 (Total) は Fixed lapse rate and water vapor の約 1/2 となる。

地上気温に対する温室効果の観点からすると、地上気温の上昇に伴う水蒸気量の変化 (増加) は冬季、夏季とも圏界面での正味下向き放射を増加させるのでプラスのフィードバックを示す。上層の気温分布の変化は冬季にはマイナス、夏季には冬季より大きいプラスのフィードバックを示すが水蒸気の効果よりは小さい。

### 3.4 圏界面での赤外放射量の変化

地上気温の変化及びそれにもなう上層の気温と水蒸気量の変化が圏界面での赤外放射収支に与える影響を検討する。地上気温が 1 K 上昇した場合の影響を Table 3 に示す。表中の Total の値は 1971 - 1989 年の平均値であり、冬季 (館野) では正味上向き赤外放射量が 3.06 W/m<sup>2</sup> 増加し、夏季 (輪島) では 2.03 W/m<sup>2</sup> 増加する。これらの値は地上気温 1 K の上昇に対して上層の気温が Table 1 に示された割合で変化し、水蒸気量は Table 2 で示した割合で変化するとして計算した。

次に地上気温の上昇に対応する上層の気温と水蒸気の分布の変化を分けて考慮する。まづ対流圏内での気温減率が一定 (すべての高度で 1 K 上昇する)、かつ水蒸気量は変化し

Table 3. The changes in the net upward longwave radiation flux (W/m<sup>2</sup>) at the tropopause due to the increase in the surface air temperature by 1K

	Components			
	Fixed Lapse Rate and Water Vapor	Lapse Rate	Water Vapor	Total
Tateno (Winter)	+3.10	+0.12	-0.17	3.06
Wajima (Summer)	+3.82	-0.57	-1.22	2.03

## 4. 水蒸気濃度の長期変動と赤外放射

水蒸気は温室効果に対して最も大きく寄与する気体であり、大気中の濃度の変動による放射外力の変化を明らかにすることが、二酸化炭素、メタン等増加しつつある気体の温室効果を検出する上で必要である。1971-1989年の期間での冬季、夏季の水蒸気密度の経年変化を Fig. 6 および Fig. 7 にしめす。黒丸は水蒸気密度の各年の季節平均値であり、実線は回帰直線、破線は信頼区間（信頼係数 0.95）をしめす。冬季、夏季のすべての高度で水蒸気密度の減少傾向が見られる。水蒸気密度  $w$  のトレンド  $a$  と年変化率  $a/w$  を Table 4 に示す。水蒸気濃度は冬季（館野）、夏季（輪島）のすべての高度で減少傾向であり、地上を除き有意（信頼係数 0.95）である（\*を付した値）。水蒸気密度の減少の年変化率は冬季には 1-4 km で大きく約 2.5%/年であり、夏季には 4-5 km で最も大きく約 3%/年である。

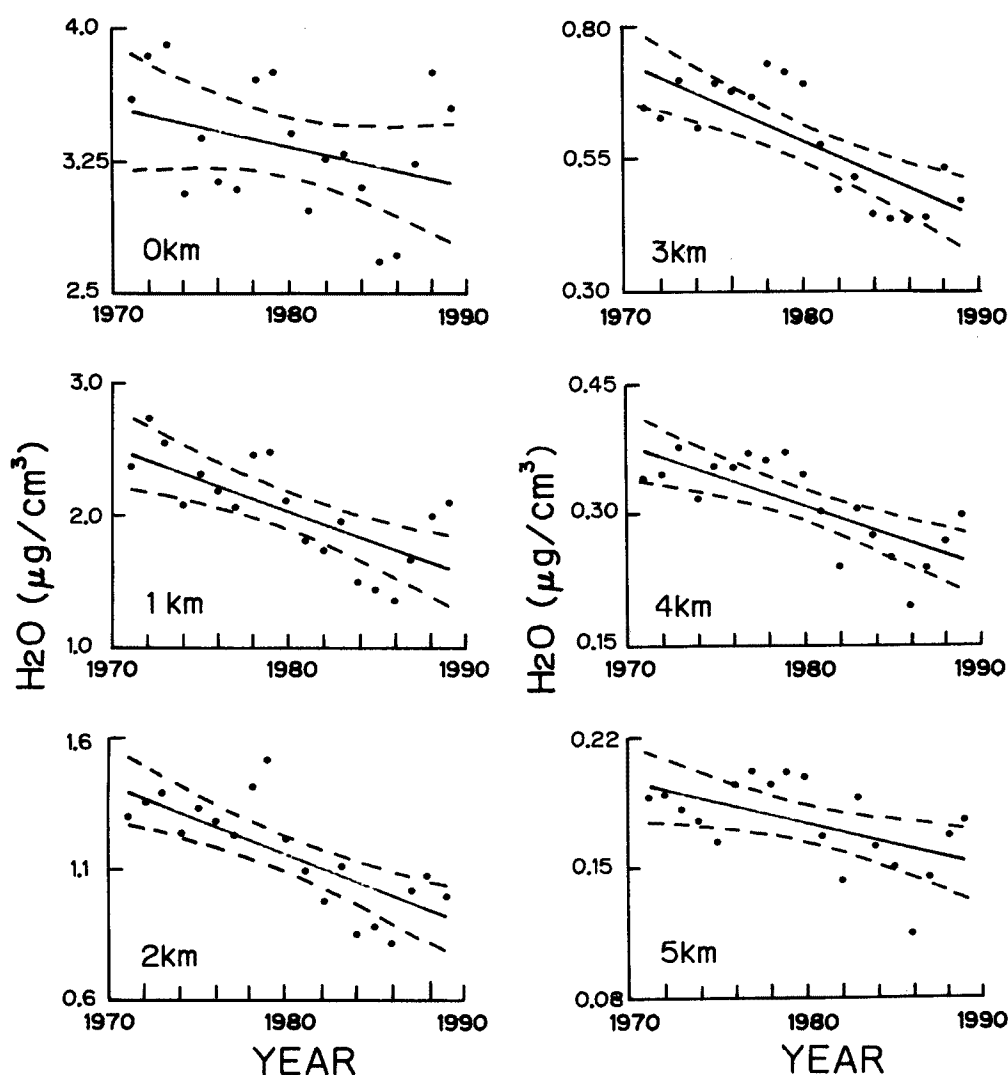


Fig. 6. The variation of the water vapor density in winter at Tateno. The solid line shows the linear regression fit to the data and dashed lines show the 95% confidence limits.



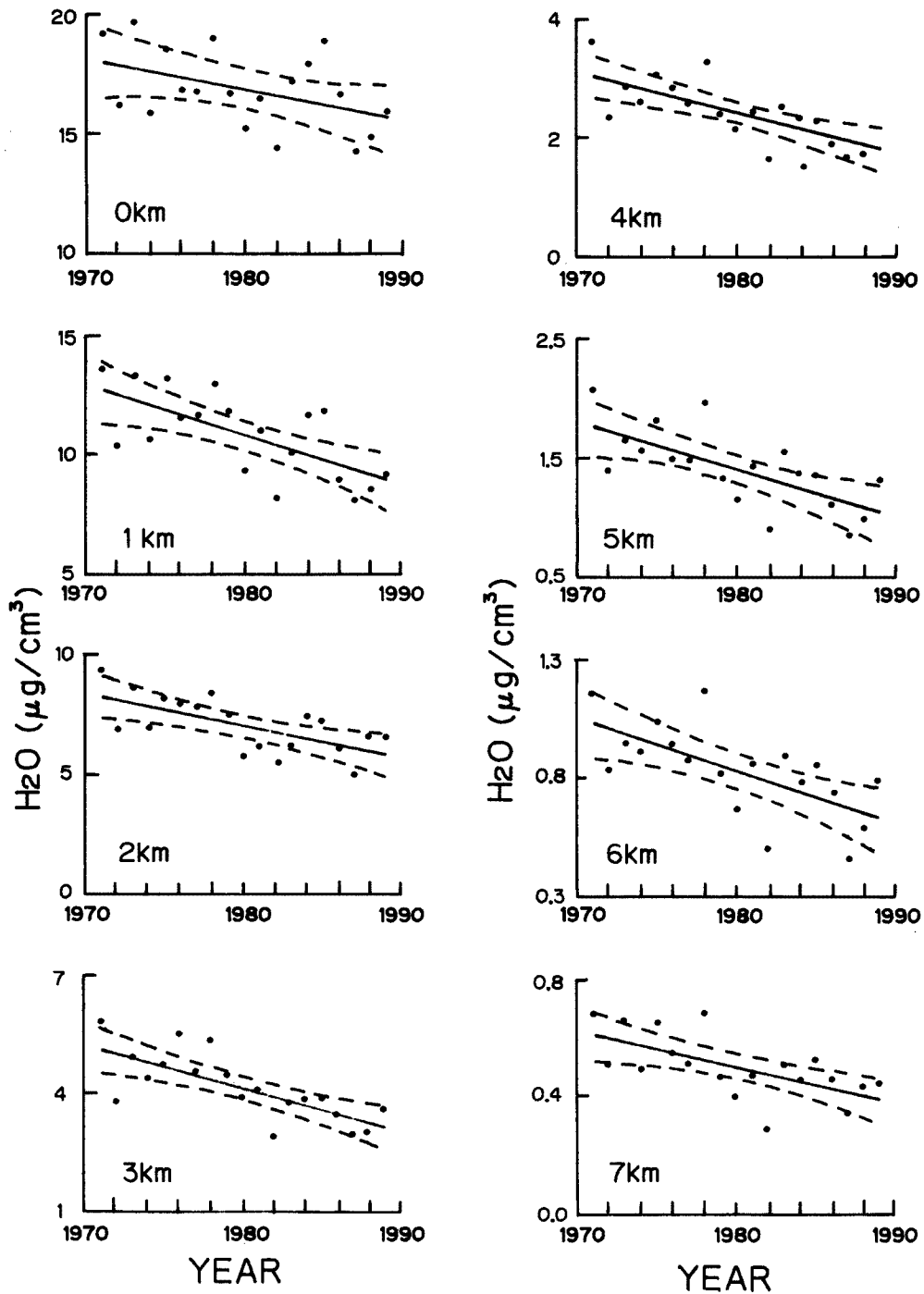


Fig. 7. Same as Fig. 6, but for summer at Wajima.

なお水蒸気の経年変化を相対湿度で見ると、そのトレンドは冬季、夏季とも地上を含めて観測値のあるすべての高度で（信頼係数 0.95 の）有意な減少傾向である。減少傾向の最も大きな高度は冬季、夏季おと 1km で約 1.1% /年である。

この水蒸気密度の減少が赤外放射収支に与える影響を Table 5 に示す。算定の方法はまず Table 4 の

トレンドから19年間(1971-1989年)の水蒸気密度の変化量を求め、この変化量に対する赤外放射の変化を各年の月平均大気モデルについて計算しその平均をとった。Table 5から正味上向き赤外放射の19年間の増加は地上付近で大きく、圏界面高度では冬季には $1.4 \text{ W/m}^2$ 、夏季には $6.0 \text{ W/m}^2$ の増加であることが分かる。

この結果を二酸化炭素の増加による効果と比較する。同じ期間での大気中の二酸化炭素の増加による圏界面での正味上向き赤外放射の変化は $-0.48 \text{ W/m}^2$ である。この期間での水蒸気量の減少による放射外力の変化は二酸化炭素の増加によるものの数倍以上で、また符号が異なることが分かる。温室効果気体への影響を考える場合、数十年の期間においては水蒸気の変動の影響を考慮する必要があり、二酸化炭素等の温室効果の検出には水蒸気の変動を無視出来ないことが分かる。

## 5. ま と め

晴天時(全雲量が1以下の場合)の冬季(館野)、夏季(輪島)の1971-1989年の高層観測資料、綾里でのロケット観測資料から、地上気温の変化と上層の気温・水蒸気の変化の関係を統計的に求めた。この関係を利用して地上気温、上層の気温・水蒸気分布の変化の赤外放射収支への影響を見積った。また水蒸気量の経年変化とその放射収支への影響を見積り、以下の結果を得た。

(1) 地上気温が上昇すると対流圏内の気温は上昇するが、その大きさは地上気温の上昇に比べて、冬季では大きく夏季には小さい。この結果地上気温の上昇による圏界面での正味上向き赤外放射束密度の増加に対して冬季にはプラス、夏季にはマイナスの効果を示す。その大きさは地上気温 $1 \text{ K}$ の上昇に対して、冬季は $+0.12 \text{ W/m}^2$ 、夏季 $-0.57 \text{ W/m}^2$ であり、夏季の方が大きい。

(2) 地上気温が上昇した場合に対流圏内の水蒸気密度は冬季、夏季とも増加し、その結果圏界面での正味上向き赤外放射束密度を減少させる。その効果の大きさは地上気温 $1 \text{ K}$ の上昇に対して、冬季には $-0.17 \text{ W/m}^2$ で気温分布の変化の効果と同程度であるが、夏季には $-1.2 \text{ W/m}^2$ であり、気温分布の変化の効果より大きい。

(3) 対流圏内の水蒸気量は過去約20年間で減少傾向にあり、これによる圏界面での放射外力(正味上向き赤外放射束密度)は増加し、その大きさは二酸化炭素濃度の増加による寄与(正味赤外放射束密度の

Table 4. The trend in water vapor density. Trend,  $a$ , is given by  $\text{ng/cm}^3/\text{yr}$ , and water vapor,  $w$ , is given by  $\text{ng/cm}^3$

Height (km)	Winter (Tateno)		Summer (Wajima)	
	$a$	$a/w$	$a$	$a/w$
0	-22.0	-0.007	-131	-0.008
1	-48.8*	-0.025	-209*	-0.020
2	-26.8*	-0.024	-137*	-0.020
3	-14.6*	-0.026	-109*	-0.028
4	-7.09*	-0.024	-68*	-0.030
5	-2.25*	-0.013	-40*	-0.030
6			-22*	-0.028
7			-12*	-0.025
8			-8.6*	-0.028
9			-4.5*	-0.030

\* : Significant at 0.95 confidence coefficient

Table 5. The increase in the net upward longwave radiation flux  $F_{up}$  ( $\text{W/m}^2$ ) due to the decrease in water vapor for the period 1971-1989

Height (km)	$F_{up}$	
	Winter (Tateno)	Summer (Wajima)
0	6.4	15.1
5	2.6	12.4
10	1.4	6.5
15	1.4	6.1
20	1.4	6.0

減少)の数倍以上である。

フィードバックは本来地球全体の平均状態に関して定義されるものであり、全球平均に対するフィードバックパラメーター $\lambda$ は次の関係で表わされる。

$$\Delta Q = \lambda \cdot \Delta T_s$$

但し、 $\Delta Q$ は放射外力(圏外面での正味下向き放射量の変化)、 $\Delta T_s$ は地上気温の変化である。ここで取り扱った一地点の場合にもこれを拡張して、仮に「地域フィードバックパラメータ」 $\lambda'$ を定義する。

二酸化炭素など温室効果気体の増加により気温が上昇する場合、現在の気候システムには大きな変化は無いものと予想される。その場合には地上気温の上昇に対応する上層の気温・水蒸気の変化は本報告で求めた統計的結果が温暖化後も適用されると考えらる。即ち $\lambda'$ は温暖化後も一定に保たれる。気温減率・水蒸気についての $\lambda'$ はTable 3から得られる。

さらにフィードバックを考慮しないと、考慮したときの気温の変化を各々 $\Delta T_{s0}$ および $\Delta T_s$ とすると「地域フィードバックファクタ」 $f'$ は、

$$\Delta T_s = f' \cdot \Delta T_{s0}$$

与えられる。 $f'$ は $\lambda'$ から計算される。冬季(館野)の場合 $f'$ は気温分布の変化のみ考慮した場合、水蒸気のみ考慮した場合、および気温分布・水蒸気を考慮した場合、それぞれ0.96, 1.06および1.01である。夏季(輪島)の場合には同様に、1.18, 1.47および1.88である。

今後このような見積りを他の地域および季節に適用し、全球平均のフィードバックを求める必要がある。

#### 参考文献

- 1) Ramanathan, V., L. Callis, R. Cess, J. Hansen, I. Isaksen, W. Kuhn, A. Lacis, F. Luther, J. Mahlman, R. Reck, and M. Schlesinger: Climate-Chemical Interactions and Effects of Changing Atmospheric Trace Gases, Rev. Geophys. Vol. 25, 1987, pp. 1441-1482.
- 2) Muramatsu, H.: Water Vapor Budget in the Lower Stratosphere Over Japan, Paper Meteor, Geophys., Vol. 32, 1981, pp. 1-17.
- 3) Aerological Data of Japan, 20-Year Period Averages (1961-1980) of Atmospheric Ozone, Japan Meteor. Agency, 1984, 109 p.
- 4) U. S. Standard Atmosphere, 1976, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C. 1976, pp. 36-40.
- 5) World Meteorological Organization: Atmospheric Ozone 1985, Global Ozone Res. and Monit. Proj. Rep. 16, Geneva, Switzerland, 1986, Chapter 9, 10, 11, 15.
- 6) Muramatsu, H.: Distribution and Flux of Methane Over Hanshin District, Proc. Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Kyoto, Japan, July, 1989, pp. 211-216.
- 7) Hirota, M, H. Muramatsu, T. Sasaki, Y. Makino and M. Asahi: Atmospheric Concentrations of  $CF_2Cl_2$ ,  $CFCl_3$  and  $N_2O$  Over Japan Between 1979 and 1986, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 66, 1988, pp. 703-708.
- 8) 村松久史: メタン・亜酸化窒素・フロン等の放射外力について, 京大防災研年報, 第33号B-2, 1990, pp. 97-110.