

宇宙線と気象に関するシンポジウム*

今世紀初頭宇宙線が発見されて以来、その根元を大気外の天文学的な領域におくとはいえ、宇宙線が気象要素と深い関係をもつため、宇宙線学者にとって気象の勉強は必須であった。しかしながら気象学者との交流は必ずしも密ではなかった。最近宇宙線日変化の研究が細密化されるに伴い、高層気温の日変化がどのようなものであるかという疑問が切実になってきた。一方高層気象の方でもオゾン層の問題等で日変化に興味をもたれ、ゾンデの日射誤差補正等前からの懸案もかかえている。気圧についても、強風下の気圧測定その他気象測候の現状にそのまま頼れぬところまで、宇宙線で問題にするようになってきた。このような機会に、気象研究所や気象庁の方々を中心とする気象学会の肝入りで表記のシンポジウムが開かれ、予期以上の成果を与えられた。ここに、シンポジウム開催にお骨折り下さった方々、このような変わった題目にもかかわらず、会場を埋め盛会のもとをきずいて下さった方々に厚く御礼申し上げます。

なお今回は丸一日の講演討論で充分の結果を得たが、年に一回さらにつづけたいという希望が参加者より表明された。(シンポジウム世話人：和田雅美、須田友重)

宇宙線日変化に及ぼす成層圏の気温日変化

北 村 正 逵 (気象研究所)

1. はじめに

地上の宇宙線中間子強度に及ぼす大気効果の理論的研究は、これまで多くの研究者によって研究されているが、ここでは特に日変化の現象について取り扱ってみる。

宇宙線の時間変化(δI)は、これを二つに大別すれば、A) 大気内で変化する部分(δI_A)と、B) 大気外で変化する部分(δI_B)とに分けられる。更に前者の原因を内容的に見れば気圧効果($\delta_p I$)、気温効果($\delta_T I$)、湿度効果等々であるが、湿度効果は量的に小さいので殆ど無視することが出来、第一近似では、

$$\delta I = (\delta I)_A + (\delta I)_B = \delta_p I + \delta_T I + (\delta I)_B$$

で記述される。

ここで気圧は常時観測されているので、適当な気圧効果係数が求められれば、気圧効果の項は完全に知ることが出来る。一方、大気外で変化する部分(δI_B)に対する理論が確立されれば、理論的に求めた(δI_B)と観測される δI 及び $\delta_p I$ とから $\delta_T I$ が求められ、これによって宇宙線の変化から大気上層の温度を議論出来る可能性

があるが、ここでは直接大気の温度変化によってひき起される宇宙線強度の変化 $\delta_T I$ について検討を行う。

2. 地上宇宙線中間子強度に及ぼす大気効果

我々が地上で観測している宇宙線硬成分は、殆んどが μ -中間子で、それは大気外から突入して来た宇宙線粒子(一次宇宙線)が、大気の上層で起した原子核反応の結果発生した π -中間子が崩壊したもので、 μ -中間子は更に一定の寿命($2 \times 10^{-6} \text{sec}$)の後崩壊して電子になる。

以上の過程を考慮に入れて、地上における μ -中間子に及ぼす大気効果を計算すると、

$$\begin{aligned} \delta I(P_0)/I(P_0) = & A_1 \frac{R}{Mg} \int_{x_1}^{x_2} \frac{\delta T(x')}{x'} dx' \\ & + \frac{A_2}{x_s - x_2} \int_{x_2}^{x_s} \delta T(x') dx' + A_3(P_0) \delta T(x_3) \\ & + A_4(P_0) \delta T(x_4) + A_5 \delta x_s \dots \dots \dots (1) \end{aligned}$$

となる。ここで各項の x_i は P_0 の函数であるが今 $P_0 = 300 \text{Mev}$ (cut off range $\sim 100 \text{g/cm}^2$ に相当する)に対する x_i の値、及び各係数の値を求めれば次の様になる：

$$\begin{aligned} x_1 &= 100 \text{gcm}^{-2} & x_2 &= 175 \text{gcm}^{-2} & x_3 &= 175 \text{gcm}^{-2} \\ x_4 &= 330 \text{gcm}^{-2} & x_s &= 1000 \text{gcm}^{-2} \\ A_1 \frac{R}{Mg} &= -0.106 & \frac{A_2}{x_s - x_2} &= -1.0909 \times 10^{-4} \end{aligned}$$

$$A_3(P_0) = 0.026 \quad A_4(P_0) = 0.026$$

* Symposium on Cosmic Rays and Meteorology

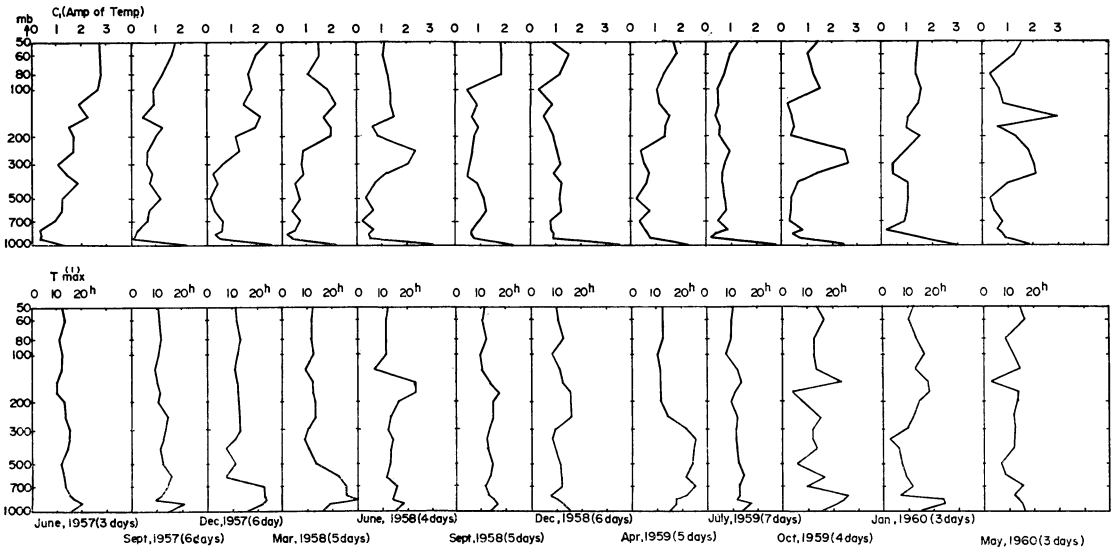


Fig. 1. 館野における気温日変化の高度分布

C₁: 日変化振巾, T⁽¹⁾_{max}: 日変化最大時刻, 括弧内の日数は解析に用いた日数を示す

(1)式の外に

$$\delta I(P_0)/I(P_0) = \int_0^{x_s} W(x') \delta T(x') dx' \dots \dots (2)$$

なる形にして W(x') の値を与えておく方法が Dorman によって開発され、又

$$\delta I(P_0)/I(P_0) = \beta \int_0^{x_s} \delta T(x') dx' \dots \dots (3)$$

なる形で、統計的に係数 β を与えておく方法等があるが結果において大差はない。

3. 高層気温日変化の観測及びそれより求めた宇宙線日変化

1957年6月より1960年5月までに3カ月に数日の割合で、茨城県館野の高層气象台で行った高層気象の1日4回観測の結果を解析して、気温日変化の高度分布を求めた。Fig. 1. の上下の図は夫々、気温日変化の振巾及び最大時刻の高度分布を示したもので、下端の括弧内に示した日数は解析に採用した日数である。高度及び時間による差異はあるが、100mb 付近での振巾は発表された数値をそのまま用いれば 1~2°C、最大時刻は13h(L.M.T) 前後となっている。気温の高度分布から、前節で述べた式を用い、高層気温の日変化によって惹き起される宇宙線の日変化は、以前に報告した通り、振巾~0.15%、最大時刻~13hとなる。これを Fig. 2. に示す。

前節で示した3通りの計算結果を同時に示してあるが何れを用いても大差はない。

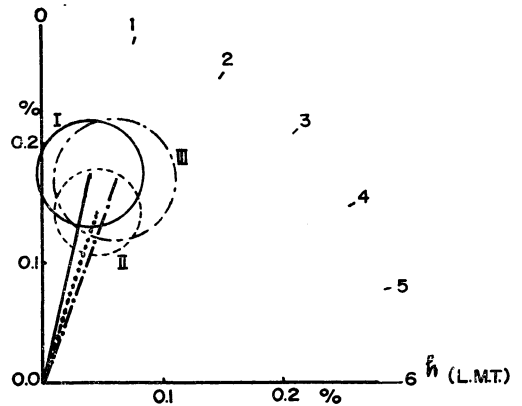


Fig. 2. 高層気温日変化によって起される宇宙線日変化、(1957年6月~1960年5月の平均) I, II及びIIIはそれぞれ Eq. (1)—A₅δx_s, Eq. (2)及び Eq. (3) によって計算されたもの。

4. 吟味

前節の解析に用いた高層気温は報告された値そのままであるが、その中にはまだかなり日射の影響が含まれていることが考えられる。高層気温観測の日射誤差の問題を解決するために、J. Kobayashi et al は改良型ゾンデを試作し、観測を行った。それによれば 100mb 付近における気温日変化の振巾は0.15°Cで極めて小さく、前節で用いた値の約 1/10 であることが分った。このことから、気温による宇宙線日変化の振巾は~0.015%程度と

考えられる。

尚、高層気温の最大時刻は正午過ぎか、日没前かは将来の研究問題であるが、何れにしても、それによつて起る宇宙線日変化の振巾は極めて小さい。S. Matsushashi はゾンデ観測による昼夜の高層気温の解析を行ったが、その結果を用いれば、100 mb での気温日変化の最大時刻を 13h L.T. とすれば振巾は $\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ 、18h L.T. とすれば $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ となり、これだけでは決定的なことは言えない。これらのことはすべて将来の問題として残される。

〔附 記〕

以上検討した高層気温日変化振巾を用いれば、気温の最大時刻が何時であっても、気温補正をした宇宙線中間子成分日変化の最大時刻は中性子成分のそれより前進していることを付け加えておく。

長島：日変化は逐日変化にかくされないか。

松橋：高層気温の日変化はあるはずで、30km で 1°C 位はある。長期間の平均をとれば出る。I.G.Y. 中の4回観測は、1週間至10日位の連続資料がある。

長島：10日程度の平均では、無理ではないか。

堀内：擾乱の大きいときは無理だが、できないことはない。

大田：逐日変化が大きいから、統計処理は注意しなければならない。

大田：宇宙線にはどの気層がきくか、

和田：一次線が二次線になるのは、30又は50mb位から100mb位の所で、50mbから地上までのものが効いている。

宇宙線日変化よりみた高層気温日変化

森 覚 (名大理)

1. 序 論

地球上で観測される宇宙線強度変化は、主として：(1) 一次宇宙線そのものの変化と、(2) 大気効果 (主として気圧及び気温効果) による変化をうけている。従つて(1)の変化を知る為には、(2)の大気効果を正確に知っておく必要がある。例えば「宇宙線の異方性」に関係する「太陽時日変化」を議論する場合、特に中間子成分では、気温による変化が本来の異方性の大きさと同程度或はそれ以上になる。

そこで、「宇宙線強度の日変化」の解析から中間子成分の日変化に及ぼす「大気気温効果」について述べ、又宇宙線からみた高層気温の日変化についても簡単にふれ

る。

今まで行われている解析には2通りの方法があった。すなわち

(1) Meteorological な方法

高層気温の日変化の観測データを用いて

$$(\text{中間子強度の気温による日変化}) = (\text{気温の日変化}) \times (\text{効果係数})$$

として、気温による分を求める。和田等 (1962) は、効果係数 $= -0.25\%/^{\circ}\text{C}$ 、気温日変化：振巾 0.54°C 、極大時刻13.9時を用いて、気温による中間子の日変化分は、振巾 0.16% で極大時刻1.9時 (地方時) をえている。

(2) 宇宙線2成分の日変化を比較する方法

これは、中性子成分の大気効果が大部分、気圧によっており ($\sim -0.72\%/mb$)、この補正をすれば、中性子成分の観測日変化は、すべて惑星空間での「宇宙線の異方性」によるものと考え事が出来る。こうして求めた宇宙線の異方性による中間子成分の日変化分の期待値と、中間子成分の観測値の差として、「大気による日変化分」が求められる。

この方法で Quenby 等 (1960), Bercovitch 等 (1963) は、気温による中間子日変化として

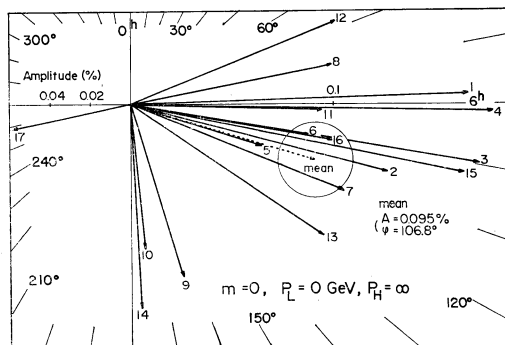
$$\text{振巾} = 0.05 \sim 0.1\% \quad \text{極大時刻} = \sim 6 \text{時 (地方時)}$$

を得ている。

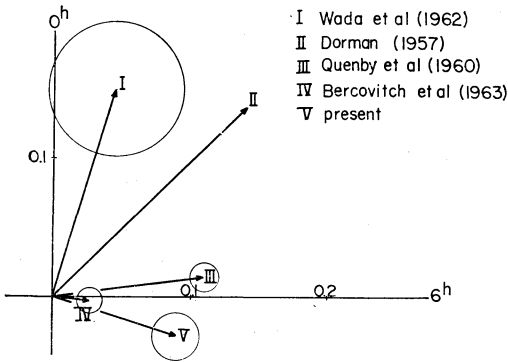
2. 中間子日変化に対する気温効果

我々の方法も上述(2)と同種のもので次のように行った。

まず、IGY. 37 観測所の中性子成分日変化のデータを用い、宇宙線日変化の理論値と観測値の比較から両者の「残差最小」の考えから、最適の一次宇宙線スペクトルが決められた。このスペクトルを用いて、中間子成分の日変化の期待値を計算し、中間子の観測値との差を気温



第1図



第2図

Table I

List of meson monitor and ion-chamber stations:

Station No.	Station	Station No.	Station
1.	Kodaikanal*	11.	Weissenau
2.	Huancayo*	12.	Yakutsk
3.	Makerere*	13.	Sulphur Mt.*
4.	Lae	14.	Kiruna
5.	Makapuu Point	15.	Churchill
6.	Mt. Norikura*	16.	Mawson
7.	Tokyo	17.	Resolute
8.	Hermanus		
9.	Berkeley		
10.	Zugspitze*		

* Mountain Stations

Table II

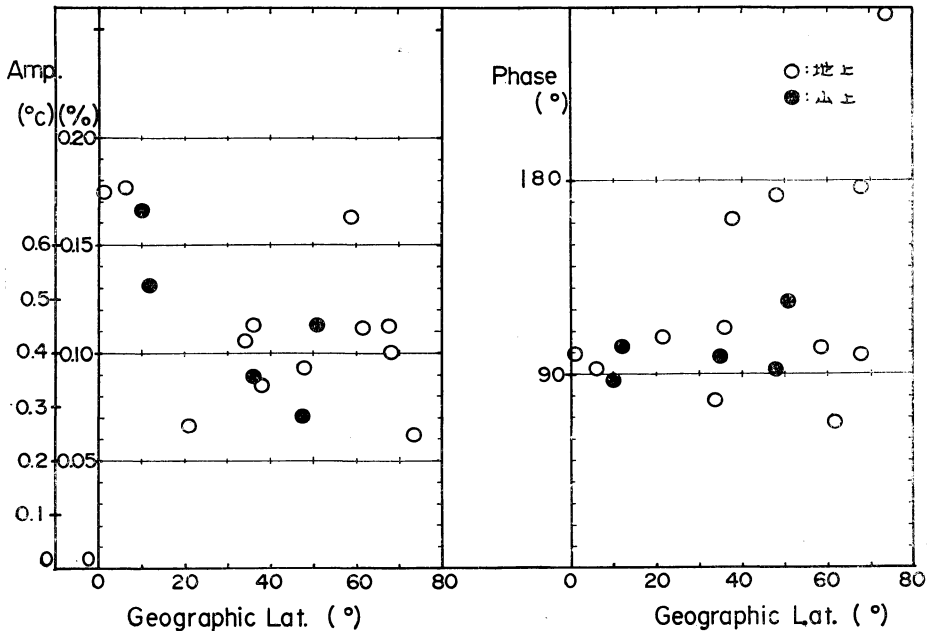
	A(%)	Phase(h)	Method	Author
I	0.16	1.1	Meteorological	Wada et al.
II	0.2	3	Meteorological	Dorman
III	0.11	5.5	Cosmic Ray d.v. at Huancayo	Quenby et al.
IV	0.03	6.4	Cosmic Ray d.v. at Deep River	Bercovitch et al.
V	0.095	7.1	Cosmic Ray d.v. spectrum	Ours

による分として求めた(第1図). 図中の番号1~17は第1表の各観測所と夫々対応している. 第2図及び第2表は, 我々の結果と他の結果をまとめて示した. ここで我々の方法は次の2つの重要な仮定に立っている. すなわち(1)宇宙線日変化を起す「異方性」は惑星空間で一方向のみと仮定している. この仮定は必ずしも妥当でなく更に検討を要する. (2)期待値と気圧補正をした観測値はすべて気温による分と見做していることである.

3. 結果及び討論

(1) 位相(極大時刻)について

我々の結果は, Quenby 等及び Bercovitch 等の結果とよい一致を示している. この6時の極大時刻は, 気温日変化の極大時刻18時を得るが, Quenby 等も指適しているように, Harris (1959) の気温の観測及び解析結果



第3図

と一致している。一方 meteorological な方法で求めた Wada 等, Darman (1957) の3時の極大時刻に比べて可成りおそく、又高層気温(宇宙線にきく全高度の積分値の平均の高さ、約 400mb に於ける温度)の観測日変化の位相13時頃とも必ずしも合っていない。気温観測データには日射の未補正分が残っていると宇宙線日変化から得られた位相と比べられる高層気温の正確な観測が望まれる。

(2) 振巾について

我々の結果は Quenby等とはよく一致したが Bercovitch等の結果に比べ可成り大きい。Bercovitch等の解析によれば、気温による宇宙線日変化は毎日可成り変化しており、それは又地上気温とのよい相関を持つことが示されている。この事から、一日の時間スケールでは気温効果として、単に平均的な日変化を用いる事は正しくないと思われる。更に気温による日変化には可成りの「局所性」があると云う事実とあわせて、宇宙線に対する気温による日変化には、各地での中性子成分、中間子成分の観測と同時に、高層気温の観測が必要である。第3図は、気温効果の振巾及び極大時刻夫々について、第1図の結果を地磁気緯度で示した。明瞭な相関はみられない。振巾については、 $-0.25\%/^{\circ}\text{C}$ の効果係数を用いて温度目盛も同時に示した。

References

- Bercovitch, M., Steljes, J.P. and Carmichael, H., 1963, Proc. Cosmic Ray Conf., Jaipur, India., Vol. II, 327-330.
 Bercovitch, M., Steljes, J.P. and Carmichael, H., 1965, Proc. Cosmic Ray Conf., London, England.
 Dorman, L.T., 1957, Cosmic Ray Variations, State Publishing House, Technical and Theoretical Literature, Moscow.
 Harris, M.F., 1959, J. Geophys. Res., **64**, 983-995.
 Mori, S., Ueno, H. and Nagashima, K., 1965, Proc. Cosmic Ray Conf., London, England.
 Quenby, J.J., and Thambyahpillai, T., 1960, Phil. Mag., **5**, 585-600.
 Wada, M. and Kudo, S., 1962, Rep. Ionos. Space Res. Japan, **18**, 57-60.; 1965, Uchusenkenkyu (in Japanese), **10**, 299-312.

大田: 宇宙線へのきゝ方として、気圧、気温を完全に分離できるか。

和田: 気圧効果は、時間変化と高度変化で同じ係数がえられているから気圧は分離してもよい。しかし気温が

完全に分離できるかどうかは、第一近似では平均気温(等圧面での平均)が使えるが、日変化などになると問題が出てくる。

堀内: 中性子と中間子の差は気温によると考えてよいか。

森: 中性子の気温効果は無視出来るので一応そう考えている。

堀内: 気温の max. が地表の max. より夕方にかたよる事は考えにくい。

関口: しかし宇宙線から出た、気温日変化18時の極大はオゾン層の温度と似ている。振巾の緯度効果が出ているが、オゾン層には季節変化があるので、はっきりしないが、平均的には同じとみてよいのではないか。

松橋: 緯度効果は、どちらかという低高度の気温の変化に似ている。

関口: 地表から又は太陽からの輻射を対流圏の水蒸気が吸収して、温度が上るとすると、対流圏で日没時頃0.5°C位の極大があらわれると考えてもよい。

関戸: ここの結果は宇宙線だけから出したもので、どの層の気温が効いているか解らない。地表附近の気温をもっと重視しなければならないのかもしれない。オゾン層と比べる為に宇宙線日変化を季節別にやってみる必要がある。

北村: I.G.Y. 中の宇宙線の data からみると、夏おそく、冬は早い傾向がある。振巾は、夏が大きく冬は小さい。しかし緯度による違いは未だ解らない。

山と地上の気圧差よりみた平均気温日変化

奥谷 晶子 (理研)

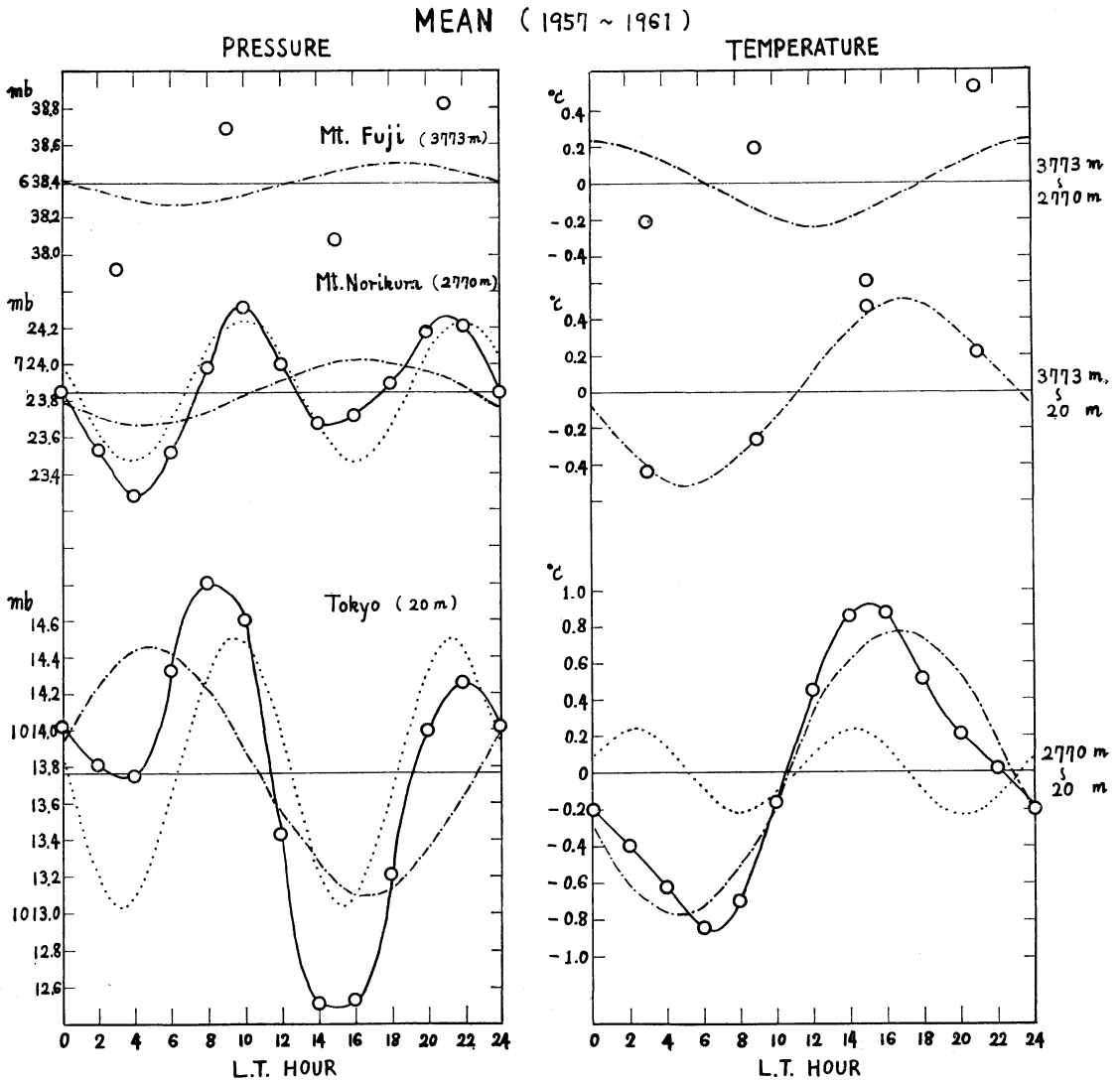
観測される Meson強度の日変化には、気圧補正後は、1 ryの異方性による部分と高層気温の日変化による部分が含まれており、此等の振巾が同じ位の大きさなので異方性の分布を調べる為には可成り正確な気温補正が必要になる。

Fig. 2 (Vector diagram) の点線で結んだ大●印は、Tateno で測定された各等圧面に於ける気温日変化の振巾及び位相を示す。IGY 期間の World-day (60日間) に radio sonde で1日4回測定された data (balloonの上昇開始時刻のずれや上昇速度等は考慮した) を使用した。○印の I (0.63°C, 13.5h) は 1000~50mb にわたる平均値である。Kagoshima および Wakkanai で測定された高層気温の日変化も大体これと同じ傾向を示

す。同じく点線で結んだ小・印は、Washington で 1956, 57年の夏測定された data (通風筒を使用せず、温度計に非常に反射率の良い塗料をぬり radiation error を上層で 0.5°C以下に抑えた) を用いて、Harris が計算した各高度に於ける気温日変化を示す。○印のⅢ (0.48°C, 17.5h) は、0.1~10km にわたる平均値である。問題は日本で測定された高層気温日変化の位相が Washington より4時間も早いことで、これは季節や緯度の差では説明できない。日本の気温 data は、radiation error の補正が不十分の為に、位相が早くなったものと

思われる。

此様に sonde の気温は radiation error を含む上に、IGY 以後は測定が1日2回なので日変化を決定しないから、これを用いて宇宙線中間子の日変化を補正することはできない。気温の日変化は、地上付近で大きく上層では小さいと考えれば、全層の代りに地上附近の気層の気温日変化だけを考えれば良さそうである(最近中間子日変化の補正に地上の気温日変化を用いて案外良い結果を得た例がある)。地上附近の気層の気温日変化 ΔT は、地上と山の気圧日変化 $\Delta P_1, \Delta P_2$ を用いて、Lapla-



第1図

ce の測高公式から

$$\Delta T = 0.0342h(\ln(P_1/P_2))^{-2}(\Delta P_2/P_2 - \Delta P_1/P_1)^\circ\text{C} \dots (1)$$

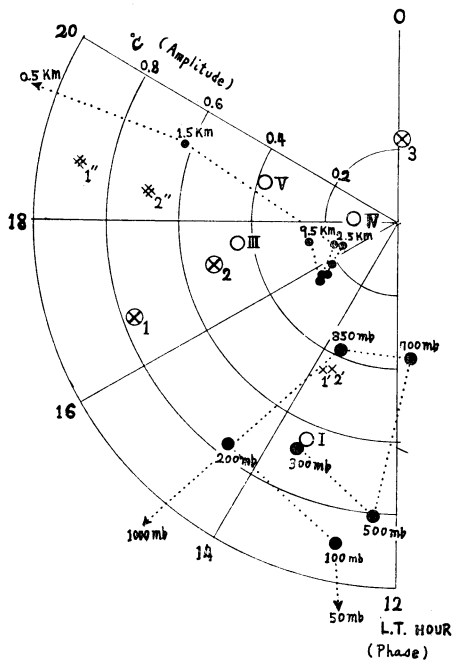
と計算できる。ここに、h は標高差、 P_1 、 P_2 は地上と山との平均気圧である。

Fig. 1a の白丸及び実線は、1957年から1961年迄の東京(20m)、乗鞍(2770m)、富士(3773m)の気圧日変化である。東京と富士とは気象庁の data、乗鞍は理研宇宙線研究室が測定した現地気圧である。此等を用いて、1 東京~乗鞍、2 東京~富士、3 乗鞍~富士、各々の気層の平均気温日変化を求めた結果が Fig. 1b の白丸及び実線である。鎖線と点線は夫々 1st および 2nd Harmonics である。1st の振巾、位相を Fig.2 に plot すると、各々⊗印の1 (0.76°C, 16.7h)、2 (0.51°C, 17.2h)、3 (0.24°C, 0.3h) となる。sonde の data から、此等に相当する気層の平均気温日変化を求めると、Washington では # 印の 1'' (0.88°C, 18.7h)、2'' (0.68

°C, 18.5h) となり、日本では×印の 1' (0.45°C, 13.8 h)、2' (0.44°C, 13.6h) となる。(1)式から得られた平均気温日変化⊗印の1、2は日本(×1'、2')よりも Washington (#1'', 2'')に近く、宇宙線から逆算した全層の平均気温日変化Ⅲ、Ⅳ、Ⅴにも近い。平均高度が増すと振巾が減少する傾向も、⊗印と#印とは同じである。尚、⊗印の3は半日変化の影響その他で精度が悪い。

⊗印の1、2は季節変化をするので Fig. 3 に示す。白丸が1の季節変化で、春振巾が大きく(0.93°C)、秋小さい(0.61°C)。此の傾向は毎年同じで安定している。黒丸は2の季節変化で、振巾よりも位相の変化の方が大きい。×印の1、2及び○印の I (Fig. 2)には季節変化が見られなかった。(1)式から求めた平均気温日変化に季節変化が見えるのは、宇宙線中間子日変化が季節変化する事実と関連して考えると興味深い。

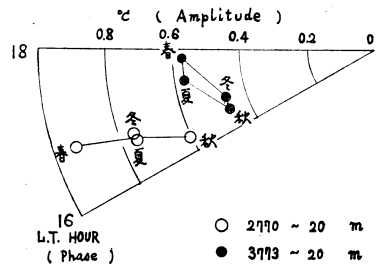
DIURNAL VARIATION OF ATMOSPHERIC TEMPERATURE



- Tateno
- Washington
- I Wada et al
- III Quenby et al
- V Bercovich et al
- Mori et al
- ⊗ 1 2770 ~ 20 m
- ⊗ 2 3773 ~ 20 m
- ⊗ 3 3773 ~ 2770 m
- × 1' 725 ~ 1000 mb
- × 2' 640 ~ 1000 mb
- * 1'' 2770 ~ 100 m
- * 2'' 3770 ~ 100 m

第2図

SEASONAL VARIATION OF ATMOSPHERIC TEMPERATURE



第3図

以上の結果から、地上と山の気圧日変化から求めた地上附近の気層の平均気温日変化は宇宙線中間子日変化の補正に十分使用できると結論してよさそうである。

関戸: Balloon で気圧をはかって、レーダー等を使って高さを出す事はどうか。

関口: echo sonde で直距離が出る。高度の測定にはめがね(迎角測定)を使うのがよい。気圧計自身にも問題はあるが、地上から 50mb 位までならよい。

大田: 3km 位までは、sonde の精度はよい。Laplace の式で高度を出す時の計算誤差が大きくなるか。

関口: 地上附近ではゾンデの日射誤差は小さい。アメリカのサーミスターを用いたゾンデでは、長波の輻射誤差があるかも知れない。日本のは Time Lag を考えなければならぬ。

宮崎: 測器に問題があるかどうか。

松橋: 同時観測もやつたが、日変化の検出には問題が

ある。下層の方では日変化量の真値が小さく誤差の方が大きい事がある。!

関戸：気圧から気温に直す事はよいか。

松橋：この方法から求めたものは平均気温と考えてよい。しかし、乗鞍と東京など異なる地点を使う場合、気圧場の補正をする必要がある。map を作って乗鞍の下の値を出してみたらよい。

長島：map の作れる回数は。

松橋：1日8回位。

須田(滝)：富士山で測定している気温は使えないか。

奥谷：山から地上までの平均気温が宇宙線に効いて来る。

成層圏の気温の日変化について

松橋 史郎 (高層気象台)

本稿については「天気」12巻、8号265頁の下記論文を参照されたい。

下部成層圏における日本のゾンデの指定 気圧面気温の日変化について

松橋 史郎 (高層気象台)

関戸：オゾンはずいぶん3月に多いか。

関口：photo chemical な反応だけを考えると低緯度が多くなるが、大気垂直、水平運動で下部成層圏では高緯度に多くなり、位相は3月に max.になる。

長島：オゾンの max.の高度はどの辺か。

関口：オゾンの日変化の振中の max.は40~50km位で、オゾン量の max.は、20~30km 辺である。

堀内：日変化の位相の仮定の理由は？

松橋：オゾン層の資料や、Harrisの解析から18時max.を仮定した。

堀内：宇宙線にはもっと低い所が問題になるのではなにか、オゾンの季節変化を使えないか。

松橋：圏界面附近の事はゾンデのよいのが出来るまでは、はっきりいえない。

須田(滝)：日変化の季節変化をマーカスの風でしらべた結果は、1、9月に max. (5~25km)になる。

和田：ゾンデは太陽高度角の補正をやっているのではなにか。

松橋：元の data で 50mb では5~6°C位の補正をしている。しかし補正しきれない分がある。

和田：風から気温を求めるものはどうするのか。

松橋：風から力学的な式で気圧を求め、それから測高公式を使って気温を出す。しかし、風、気圧にも日変化が入ってくるのでかならずしも正確でない。echo sonde の風なら気圧に無関係なのでそれから求めた気温はよい。

北村：風から気温を求めるときの誤差はどの位か。

松橋：成層圏なら風から求めた方がよい。125mb~地上では、気温の実測の方がよいだろう。

須田(滝)：風の日変化は、高さにより時計廻り反時計廻りになる。気温に直すのには問題がある。下層気温なら富士山の気温は、夏は13時、冬は16時に max. になる。

奥谷：平均気温はどうか。他の高度のものもほしい。

関口：日射補正は、地上の風洞で熱源をおいてやった。通風筒もちがうし、上空とも条件が異なる。又日変化がなくなるような補正をヨーロッパではしている所もあるから注意すべきだ。風の data の信頼度については、成層圏では、風を使った天気図はかけるが、気圧、気温を用いた天気図はかけない。

宇宙線と気象との関係

関戸 弥太郎 (名大理)

気象学の中の空中電気学は宇宙線の研究の生みの親であった。宇宙線の発見の前駆となった大気内電気伝導の研究は Exner の構想に負う所が多いし、宇宙線の発見者 Hess も後々まで空中電気学者として活動している。今日、宇宙線の研究は気象学だけでなく宇宙物理学や原子核物理学にも関係しているが、それ等を離れて宇宙線の研究があるわけではなく、宇宙線と気象との関係はそのまゝ気象学の1分野である。

この分野で先ず宇宙線が大気に及ぼす影響を考えて見よう。空中電気学では宇宙線の作るイオンが大気に電導度を与えて成層圏の電位傾度を定める主因となることが分っただけでなく、宇宙線によって1 Amp の電流が地球に流入することは mesosphere の電位傾度にも問題を投げかけている。電波気象に関してはイオンの発生による電波の屈折が考えられ、気象光学に関しては大気分子の励起によって発生する Scintillation 光と、誘電体としての大気を宇宙線の高速荷電粒子が通過する際の偏極によって発生する Cerenkov 光とが考えられる。これ等3つは特にエネルギーの高い宇宙線粒子が大気に

入射した時の現象として観測が考えられているが、そのうち Cerenkov 光は既に写真にも撮影されている。以上は宇宙線粒子の電磁相互作用の産物であるが、核相互作用の産物としては、大気中の窒素や酸素核が破壊されて各種の isotope が出来ることが考えられ、特に C^{14} については、大気や海水の環流の問題ともからみ合いつつ、既に多くの興味ある結果が得られている。

次に大気が宇宙線に及ぼす影響を考えよう。空中電気学者で雷の研究家として有名な Schonland は大気が宇宙線を作る可能性を考え、既に 1932~3 年頃に Cape-town で宇宙線観測を行った。その結果、雷による宇宙線の発生は認められなかったが、宇宙線強度の年周変化が発見された。このことが宇宙線の Atmospheric modulation 中で今日最大の問題となっている気温効果の発見となったのである。1935年に湯川理論が出ると、間もなく Blackett はこれを用いて Schonland の年周変化を気温効果として説明した。しかし単に年周変化の観測だけではそれが気温によるものとする根拠に乏しい。そこで年周変化以外の種々の現象について、地上の中間子強度が上空の気温に従って変動することを気象学的に立証する段になって、気象学者の荒川秀俊等の研究が与って力があつた。なおここで用いられた宇宙線観測は岡田武松等の計画のもとに 1935 年以来東京で行われたものである。

Atmospheric modulation の過程を概観すると、1 次宇宙線 (エネルギー E_0) は大気に入射して先ず核 cascade を作り、そこから出る中性中間子 π^0 は電子 cascade を作るが、これら cascade が地上に到達するのは $E_0 \geq 10^{14}$ eV の場合である。しかし核 cascade から出る荷電中間子 π^\pm の作る μ^\pm は $E_0 \sim 10^{10}$ eV でも相当多く地上に達し、又核 cascade から出る中性子 n は $E_0 \sim 10^9$ eV でも容易に地上に達するから、 μ^\pm や n の強度は地上で精密に測定され、それは大気の状態と密接な関連をもって変動している。この際、 μ^\pm の非弾性衝突や n の弾性散乱によるエネルギー損失は通過する物質の量に従って起る吸収の形をとり、気圧効果として現れる。但し n の散乱によるエネルギー損失は水素との衝突の場合に大きいので、大気中の水蒸気量の効果もあることが最近指摘された。一方パイ中間子からミウ中間子への転化 ($\pi^\pm \rightarrow \mu^\pm$) とミウ中間子から電子への転化 ($\mu^\pm \rightarrow e^\pm$) とは大気存在に直接には関係しない自然崩壊で、且つ粒子の速度が殆ど 1 定 (\sim 光速) であるために、走行距離に従って起る減衰の形をとり、気温効果として現

れる。

従って μ^\pm の強度を測っている場合は、気圧効果は吸収による減少だけでなく、気圧の上昇に従って μ^\pm の発生の等圧面高度が上昇し $\mu \rightarrow e$ 崩壊を起すための減少も加わる。又 μ^\pm の気温効果は地上から μ^\pm の発生層までの平均気温が上れば上と同様崩壊 $\mu \rightarrow e$ で μ が減少すること (負気温効果) の他に、 μ^\pm の発生層での温度が上ると逆に μ が増加すること (正気温効果) も加わる。それは核 cascade から π^\pm が出来ても、其処の気温が低いと密度が高いために π^\pm は物質に衝突して再び核 cascade の中に帰るが、気温が高と衝突以前に $\pi \rightarrow \mu$ 崩壊を行う確率が高まるからである。

π 中間子の存在が実証される以前から我が国では湯川理論の発展である 2 中間子論に基づいて正気温効果の存在を予想し、且つこれを気象観測に利用しようとする企てがあつた。地上に到達する μ^\pm のうち、エネルギーの低いものは負気温効果を、高いものは正気温効果を受け易いので、地上でエネルギーの異なる μ^\pm を同時に連続観測すれば、低空及び高空の気温を同時に連続的に推定することが可能と考えられるのである。連続性を別にしても、中間子強度はゾンデにおける日射の問題等を含まずに大気の拡がりをもそのまゝ反映し、中性子強度は気圧計における風圧の問題等を含まずに大気の状態をそのまゝ反映することが考えられる。そのような 1 つの新しい気象要素として、宇宙線強度は従来の気象要素と相補いつつ、気象学の中にもっと深く組み入れられる余地があるのではなからうか。

最後に Atmospheric modulation と Space modulation との関係に触れたい。宇宙線が地球大気に入射する以前に磁気圏、惑星空間及び銀河空間の 3 つの space を通る時に受ける modulation は atmospheric modulation とからみ合つて観測され、分離が容易でない場合も屢々ある。日変化を例にとると、大気内には気温の日変化があるが、磁気圏には地球磁場が宇宙線を払い除ける限界運動量の日変化がある。且つ惑星空間には太陽磁場やその運動に沿う宇宙線の異方性があり、銀河空間には銀河磁場に沿う異方性がある。銀河空間の異方性は恒星時日変化として現れるから、大気効果の太陽時日変化と区別出来そうなものであるが、銀河磁場に沿う異方性が南北両半球で向きを異にしていると、それは気温の日変化の位相が春と秋とで異なる場合には粉らわしくなる。又それならば気温効果のない中性子強度だけを扱えばよさそうであるが、中性子は大気中の散乱で進行方向が乱

れ、且つエネルギーの低い宇宙線の変化に敏感であるため、異方性の観測には限界があり、どうしても μ 中間子の観測も必要となる。これらの事情のため atmospheric modulation の研究と space modulation の研究とはどちらも単独では進歩出来ず、相互の緊密な提携によって始めて同時に発展することが期待される。

北岡：上と下の効果の境はどの高さか。

和田：正気温効果は50—100mb位、エネルギーが高くなると30mb位まで効いてくる。負の気温効果は対流圏がきいている。

堀内：宇宙線日変化に、磁気圏の影響があるか。

関戸：磁気圏の歪を入れた計算では23時が極大で、振巾0.1%位になるが、もっと正確にしらべる必要がある。

北岡：宇宙線の日変化からみて、どの位の大気の日変化が必要か。

長島：磁気圏の影響も含めて計算した23時と実測の差を気温効果と考えると宇宙線日変化の季節変化は、3月が21時、6月が15時、9月が9時、12月が3時極大の日変化を年平均日変化にかさねた形をしている。3、9月の振巾が6、12月の振巾より大きい。之が温度によるとすると温度の振巾は 0.1°C の大きさである。

北岡：振巾の季節変化はあるだろうが、位相の季節変化はどうか？

長島：大陸上と海洋上で位相がかわると云う話がある。

須田(滝)：富士山では夏は12時に近く、冬は15時に近よっている、春と秋はあまりちがわないうである。

宇宙線観測に関係する高層気象について

関口理郎(気象庁高層課)

宇宙線観測に影響する気象要素のうち、気温場を取り上げ、その日変化を中心に議論を進める。

大気中の気温場を支配する作用の源は太陽輻射であることは言うまでもないが、その過程は対流圏と成層圏では全く違っている。対流圏では、直接地面を加熱し、対流によって自由大気中に運ばれる熱が大きな役割を果たしている。また、水蒸気の蒸発、凝結、輸送にも、輻射・対流の影響が大きい。大気中の H_2O 、 CO_2 の長波輻射も気温場に大きな影響を与えている。太陽輻射(地面・雲・ H_2O による吸収、反射)、対流(部分的)、水蒸気の潜熱、地表面、雲、 H_2O 、 CO_2 の長波輻射を考慮して対流

圏の気温の垂直分布を計算すると(Manabe & Strickler)、ほぼ実際の分布に近いものが得られる。

しかし、気温場を考える時、対流圏では、対流による熱の垂直輸送のほかに、水平方向の輸送が重要である。中緯度では、平均としては地球に出入する輻射エネルギーはバランスしているが、低緯度では入ってくるエネルギーの方が大きく、高緯度では逆に小さい。この過不足は熱の北向きの輸送によって補償されている。

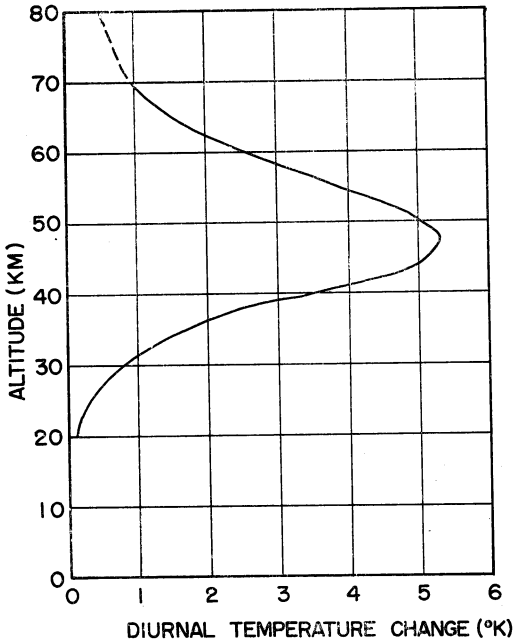
一方、成層圏では、軸射平衡計算による南北断面の気温分布は比較の実測に近い。成層圏では、対流・潜熱の作用はないという意味では輻射平衡に近い状態にあるわけである。この場合長波輻射に、あずかる吸収物質は H_2O ・ CO_2 のほかに O_3 が加わる(CO_2 が主である)。また、 O_3 による紫外及び可視域の太陽輻射(反射・散乱光を含む)が輻射温度を大きく支配している。

実際の成層圏気温分布を輻射平衡温度と比較してみると、細かい点では差がみられる。夏の半球の上部成層圏では両者がほぼ一致しているが、冬の半球では、計算値は実際よりかなり低温になっている。その結果南北気温傾度も過大である。下部成層圏では、年間を通じて実測は高緯度ほど気温が高いが、計算ではほぼ一様になっている。また、polar vortex 内部の計算気温傾度は実測よりも大きく(高緯度ほど低温)、また計算では上層程低くなっているが、実測では30kmあたりが最低である。さらに、下部成層圏の warm belt は計算では現われない。このような実測との差はすべて大規模な運動による熱の南北輸送や垂直輸送によって気温分布が輻射平衡状態から deviate した結果と考えられる。

季節変化のような気温の長周期の変化については、ほぼ平衡状態と考えた各季節の気温分布を対応させることができ、理解も比較的容易である。一方、日変化は対流圏中部から成層圏中部においてその振巾が小さく、観測による実証が困難であり、また気象学上、その意義が小さいため理論的な研究も活発でない。

対流圏下部の日変化は実測も豊富であり、原因としての太陽高度の1日周期変化と対応させて理解することも容易である。しかし、このような地表面の影響による日変化は上空では急速に damp してしまう。日射による大気の昇温率は中緯度では5kmで $0.4^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 、10kmで $0.3^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 、15kmで $0.1^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 程度(Londonの計算)であり、日変化の振巾はこの1/2程度となる。

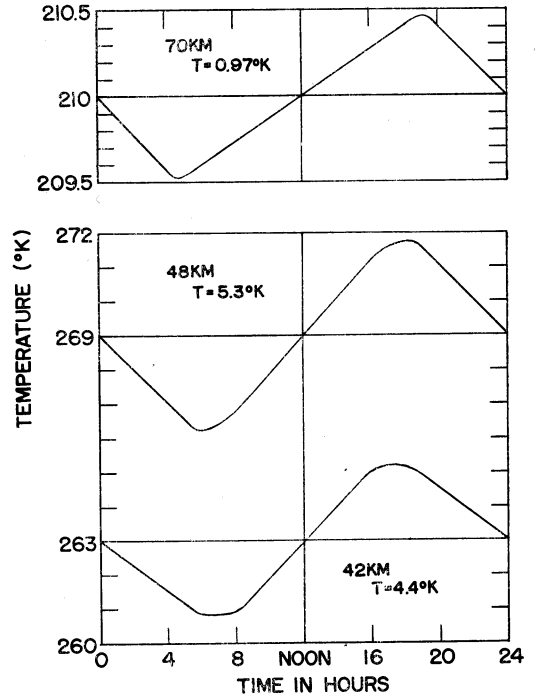
一方、成層圏の気温の日変化の原因はオゾンの日射吸収による昇温である。この問題に関しては、幾つかの計



第1図 太陽輻射のオゾンによる吸収による気温の日変化 (日較差). F.S. Johnson による.

算があるが、これらの結果によると、日変化の最も大きいのは45~50kmにあり、日較差は5~6°Cである。(第1図)。この値は30km以下では1°C以下、20km以下では0.5°C以下である。気温の極値が現われるのは、日出・日入より若干早い。70km以上の高度では、日射のオゾンによる減衰が弱いので、日変化の curve は sharp で、ほぼ日出・日入の時刻に極値が現われる。50kmあたりでは、太陽高度が低い時の太陽紫外線のオゾンによる減衰が大きく、極値の出現時刻は日出・日入の時刻より1時間半程度早くなり、curve は丸みを帯びてくる。40kmより低い所では、低太陽高度角の時の加熱は紫外域の Huggins bands や Hartley bands の光は減衰しているため、主として可視域の Chapman bands による。可視光線の光の減衰は少ないので、curve の形は70kmのものに似てくる(第2図)。20km以下では、Johnsonの結果では0.1°C程度しか日変化はない。

このような計算結果は、太陽スペクトルやオゾンの垂直分布の与え方によって差が生ずるのは当然である。Johnson と Pressman の結果はほぼ一致しており、日変化のオーダーとしては真実に近いものを表わしているものと考えられるが、detail では若干の誤差がある。Johnsonの結果では、30kmの日較差が約0.9°Cである



第2図 オゾン吸収による変日化 (Johnson による)

が、Pressman では 1.9°C (45°N) から 1.5°C (赤道及び春の 75°N) である。Pressman はオゾンの分布として光化学平衡分布と相似であるが、その全量が観測値に一致するような値を使っているため、30kmあたりのオゾン量が過大に見積られ、その結果日変化も過大に計算されている可能性がある。一方、Johnson のオゾン分布は低緯度の夏の分布であり、上層のオゾン量は日本付近に比較して過大、逆に下部成層圏では過小に見積っている可能性がある(太陽輻射についても、下部成層圏では過小となる可能性も含む)、したがって、30km以下の日変化は過小に見積っている恐れがある。

このような不確定性を考慮に入れると、下部成層圏の気温の日変化の Johnson らの結果に或程度の中を持たせる必要があるようだ。しかし、その中もそれ程大きくはなく、最大、20kmでは1°C以下、15kmでは0.5°C以下 (factor 5以下) であろう。現在考えられている日変化の値は20kmで0.5°C内外、15kmでは0.1°C前後という程度で、現用のラジオゾンデではこのような小さい日変化を検証することは不可能であり、ルーチン観測資料に現われる昼夜の気温差は主として測定誤差によ

の見掛けのものと考えるのが妥当である（日射の誤差の補正は行なっているが、補正值は地上実験を基にしているので、完全ではない）。

何れにしろ、対流圏下部では地表面の影響で大きな日変化があり、これは対流圏中部では急速に damp し、 H_2O や雲の日射吸収による気温の日変化は $0.5^{\circ}C$ 以下であり、成層圏にはいると、 H_2O の減少に伴ってさらに減小し、15km あたりでは $0.1^{\circ}C$ 程度となる。一方、オゾン層の日変化も 20km 以下では小さく、15km では $0.1^{\circ}C$ 程度と考えられるから、15km あたりは大気中で最も日変化の小さい層と考えられる。

長島：風に26ヶ月変化があると聞いているが、いつごろまでさかのぼれるか。

関口：最近10年位。

北岡：大気の動きがオゾンの分布にきくが、日変化の場合はどうか。

関口：全くきかぬとは云えぬ。

北岡：上空の大気の膨張、収縮は少くとも入れる必要があるのではないか。

関口：考えた方がよい。

堀内：等圧面高度でやれば、それは逃げられるのではないか。

大田：北岡氏の云う 15km 附近の上下動が宇宙線にきくか。

長島：空気の動きそのものは、宇宙線の速度に影響しない。

北岡氏のコメント。

ゾンデで測定した気温の昼と夜の差の月平均を年平均の昼と夜の差から引くと、冬に高緯度上層(10mb附近)で大きくなる。一方ゾンデで気圧気温から出した高度は、エコーゾンデではかった高度より冬に高くでる。この2つの事から、冬期の日射補正量が小さいのではないかと考えられる。



Deep River における宇宙線大気効果の研究

小玉正弘(理研)

1. 序

Deep River とはカナダの宇宙線観測所の1つであるが、ここでは地上最大の宇宙線計が開発され、それによって従来よりも少くとも4倍測定精度の高い宇宙線データが1962年以来得られている。

宇宙線に及ぼす大気効果の研究は、宇宙線強度の連続観測開始と共にスタートし、理論的にも解析的にも大筋のところは殆んど解明されたかに見える。そこで問題は、今までのそれほど精度の良くない宇宙線データを基にして導き出された結果が、精度の高いデータによって check された時、どの程度まで正しく評価されるかである。

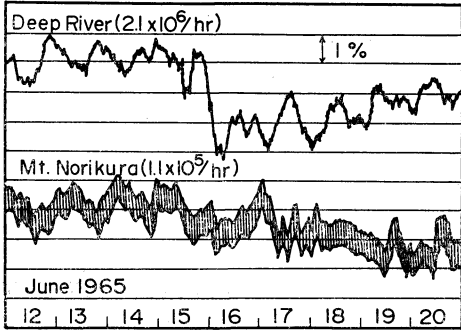
Deep River における新しい宇宙線計（以下 super monitor と呼ぶ）は、正にこの要望に応えるものであるが、更に幸いなことに観測期間が太陽活動極小期に近いので、大気外での宇宙線変動は小さく、従って大気中での変化をくわしく調べるのに好都合である。彼等の研究のすすめ方は決して巧妙ではないが、データの質の良さと、計算機の能力とを最大限に利用して、種々の気象現象が宇宙線に与える影響をかなり細かいところまで分析し、大気外の宇宙線の本当の姿、即ち一次宇宙線の姿を見るには如何なる補正が必要かの実際方法まで述べている。この事は逆に云えば、宇宙線を利用して大気の様子を知る可能性の高いことを示すもので、気象関係の方々にとっても大いに関心を引くところではないかと思われる。

本稿はどちらかと云えば、宇宙線屋よりもむしろ気象関係者を対象として書かれたものであるが、前者のため当面の問題点だけは明らかにしたつもりである。

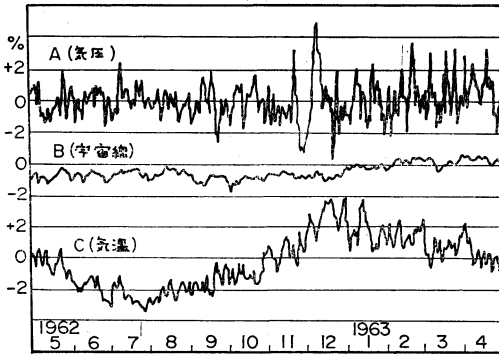
2. 大気効果の大きさ

始めに super monitor の測定精度が従来 monitor に比べてどの程度ものかを示し、それによって大気効果の研究もどの程度の細かさまでもが云えるかの見当をつけて頂こう。Fig. 1 に Deep River の super neutron monitor の時間的变化と、Mt. Norikura の同種のものとを同じスケールで比較した。後者は世界中の I.G.Y. stations の中でも、高精度の monitor であったが、それにしても前者との差が歴然であることがよく分る。

ところで Fig.1 の変化は一次宇宙線(と考えられるもの)の強度変化であるが、大気中に入ってから宇宙線が気圧とか気温の変化によって受ける変化量はどの程度かと云うと、Fig. 2 に示されるように、大気中で受ける分が遥かに大きい。と云うことは気圧(A)、気温(C)に対する補正のやり方一つで、本来の宇宙線の姿(B)は如何様にもゆがめられてしまうことを意味するだけに、宇宙線屋にとって大気効果の研究はなおざりにできないし、逆に気象屋さんにとっては、A、Cに比べれば一見 constant に見えるBを気象学研究に利用しないの



第1図



第2図

も勿体ないと思われる。

それはともかく、Fig. 2で宇宙線変化の一番大きな部分は気温の季節変化によるものである。当然のことながら気温変化自身は地上から上空まで変化の様子が異なる。かくて宇宙線は各高さにおける気温の変化を積分量として受けながら地上に到達する。かかる部分気温効果の問題は、大気効果を論ずる際常につきまとう重要なものであるが、先ず季節変化についてとり上げてみる。

3. 季節変化

地上で観測される宇宙線中間子強度 (meson) M は最小自乗法により式(1)に fit される。

$$\delta M = C_P \delta P + C_N \delta N + C_T \delta T \quad (1)$$

但し $C_P \delta P$: 気圧 P の変化によって受けた M の変化分

$C_N \delta N$: 一次宇宙線の変化分、普通は中性子成分 (neutron) N が温度変化を受けないと仮定して、これを使う

$C_T \delta T$: 気温 T の変化による M の変化分

ここで δT は May 1962~Apr. 1963 の平均気温 T からの差で T は

1966年3月

$$T = \sum_{i=1}^{11} \omega_i \Delta P_i t_i \quad (2)$$

で与えられる。 i は等圧面高度の記号で

$$\begin{cases} \omega_i: & i \text{ 番目層の温度 weighting factor} \\ \Delta P_i: & \text{mass} \\ t_i: & \text{温度} \end{cases}$$

ω_i は最終的に知りたい値で理論的に色々与えられているから (Fig. 3) M の観測値と、(1)式の右辺の値との差 ΔM が最小になるかどうかで check される。

即ち

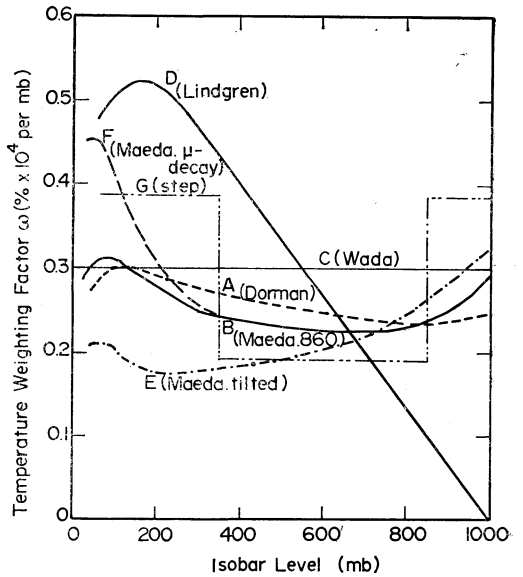
$$\Delta M = \sqrt{\sum_{k=1}^n [\delta M(K) - \delta M_{FIT}(K)]^2 / n} \quad (3)$$

$$\delta M_{FIT}(K) = C_P \delta P(K) + C_N \delta N(K) + C_T \delta T(K) \quad (4)$$

$$R = \sqrt{1 - \left(\frac{\Delta M}{\gamma_M}\right)^2} \quad (5)$$

$$\sigma_M = \sqrt{\sum_{k=1}^n [\delta M(K)]^2 / n} \quad (6)$$

式(5)の R が fitness の判定を与える。結果は部分気温を考慮しない場合と共に Table.1 に示される。各層の



第3図

気温を考慮する必要性はこれから理解できるが、むしろ問題は統計のやり方にあることが明かになった。次にそれを述べる。

4. Day-to-Day 変化

式(1)の δT として全期間の平均値からの差でなく、

Table 1

方 法	R
1. 気温考慮せず (G=0)	0.6787
2. 地上気温のみ	0.9791
3. 300mb の高度だけ考慮	0.9825
4. 部分気温考慮	
A	0.9961
B	0.9964
C	0.9953
D	0.9900
E	0.9948
F	0.9967
G	0.9964

夫々“前日との差”をとってゆく方法を試みた場合、R の値は1を除き大差はないが、Table 2 に示すように C_T に明かな差がある(本来 W が正しいものであれば $G = 1$ になるべきである.)

Table 2 G の値

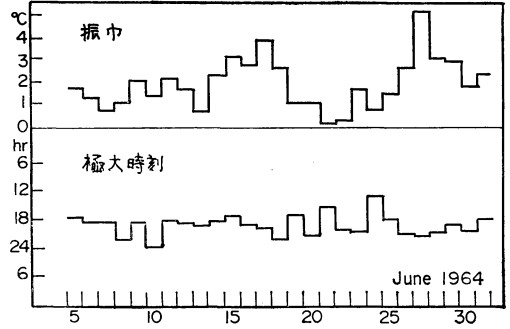
	Seasonal	Day-to-Day
A	1.181±.009	.964±.023
B	1.229±.009	1.017±.024
C	1.230±.010	.974±.022
D	1.421±.017	.958±.051
E	1.220±.008	.951±.021
F	1.238±.008	1.056±.027
G	1.185±.008	1.048±.034

このよな結果は多分 neutron に気温効果は無いものと仮定したことに帰因するのであろう。§3 の方法ではその影響がより大きく入り易い。これについては §6 でふれる。

5. 日周変化

宇宙線屋の関心が一次宇宙線の日変化に対して大きいだけに、本シンポジウムでもたびたび取り上げられているので、ここでは詳しくは繰返さない。ただ meson と neutron の日変化の差引きから気温日変化の day-to-day 変化を導き出すことができるのでその一例を Fig. 4 に示す。但しこの場合気温は上空から地上までの積分量であり、調和分析の 1st 成分のみとり出した。

meson, neutron, 気温の 1st harmonics をベクトル量で \underline{M} , \underline{N} , \underline{A} と書く



第4図

$$\underline{M} = \underline{A} + R \underline{N} \tag{7}$$

但し R は meson と neutron の一次宇宙線への response の割合、又

$$\underline{A} = C_t \underline{T} + C_p \underline{P} \tag{8}$$

の \underline{T} として地上気温を使用した時、715 日間のデータから

$$\sigma^2 = \frac{1}{715} \sum_{i=1}^{715} |R \underline{N}_i - (M_i - C_t \underline{T}_i - C_p \underline{P}_i)|^2 \tag{9}$$

の値が $R=0.47$, $C_p=0.038\%/mb$, $C_t=-0.052\%/^{\circ}C$ で $0.012(\%)^2$ の極小値をとることを示した。

もう一つ注目すべきことは下層気温の影響で、Deep River は大きな河に面しているため、昼と夜とで気温の高度分布が 900mb あたりで逆転する。これは total の気温日変化を打消すむきにあるので、式(7)の \underline{A} が小さくなる。このことは 130km 離れたゾンデの気温データ分布から推定される \underline{A} に比べて、この観測値が小さすぎることから確かめられた。

6. Neutron の気温効果と水蒸気効果

neutron の大気効果としては気圧効果だけで、他は negligible とされてきた。しかし精度が向上された現在、その他のものも無視できなくなった。例えば気温や水分の影響である。大気効果を完全に補正された i-day の neutron は

$$N_i' = N_i (100 + C_T \delta T_i + C_w \delta W_i + \Delta \beta \delta P_i) / 100 \tag{10}$$

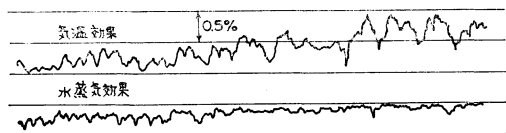
で示される。但し

N_i : 見掛けの気圧効果係数 β で補正された neutron

δT_i : 気圧効果 ($= T_i - \bar{T}_i$) 式(2)の W_i として Dorman を使用

δW_i : 水蒸気 ($= W_i - \bar{W}_i$) 大気 top までの全量

δP_i : 気圧 ($= P_i - \bar{P}_i$)



第5図

4β: βの補正項

4 stations について(10)式から $\delta N/i = 100(N/i - \bar{N}/i)$
 $/N/i$ を求め, j, k stations 間の

$$\sigma_{ik}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\delta N'_{ij} - \delta N'_{jk})^2 \quad (11)$$

が最小になるように C_T , C_W をきわめると平均として

$$C_T = 1.28 \pm 0.1$$

$$C_W = -0.09 \pm 0.03\% / \text{gm/cm}^2$$

これを使得の Deep River における実際の変化量を Fig. 5 に示す。 C_T が 1.28 と云うことは, Dorman の計算が underestimate であることを意味する。又 C_W の -0.09 は水中での attenuation length が空中よりも 12% 短いことを意味するが, これは H の cross section が大きいことから当然であろう。 Fig. 5 で気温効果がしばしば, 数日間とゆう短期間の間に 0.5% 程度の変化を示すことは注目してよい事実である。又水蒸気効果が気温効果と同じ sense にあることも興味がある。従って正確にはこの 2つを考慮して § 3, § 4 の方法をもう一度やり直すべきであろう。

しかし気象学的に見れば, neutron の水蒸気効果は, 例えば雲に含まれる全水量の推定に役立つのではないかとと思われる。

7. 結 び

以上甚だ簡単な記述のため分りにくい点が多いと思われるが総じて Deep River のやり方は機械的であるにも拘らず, データの質の良さのおかげで今まで不鮮明であった諸点が可成り明らかになってきたようである。今少し解析方法を工夫すれば更に大気効果の実態がより浮き掘りされるだろう。と同時に super cosmic ray monitor は気象学にとつても有力な研究手段となり得るとと思われる。

尚 § 6 はその後の資料により追加記述した。

(Feb 8, 1966)

長島: 季節変化と, 逐日変化から求めた C_T がちがうのはなぜか。

小玉: 今の所分らない。

大田: 精度を上げる為の費用はどの位か。

小玉: 今より 1 桁上げるのに, 5 千万及至 1 億円位かかる。

北岡: 気象のデータとして宇宙線が使えるか。

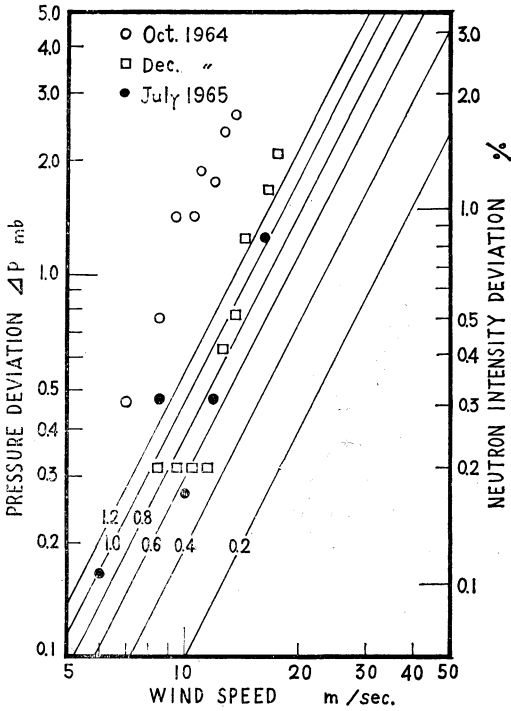
関戸: 下層, 中層, 高層の気温を出す可能性は今でもある。

気圧測定に及ぼす風の影響

川崎 信吉 (理研)

地上又は山上で記録された宇宙線強度の変化から大気外の宇宙線強度の時間変化を知るためには, 大気内の宇宙線の変化を補正する必要がある。そのような大気効果のうちで最も大きいものは気圧による変化である。従って宇宙線強度の連続記録を行うさい, 常に気圧を同時記録し, 観測する宇宙線の成分に固有な補正係数を用いて補正を行っている。一方強い風が吹くと, 密閉に近い建物内で測定された気圧に誤差を生ずる。之が原因となり気圧補正の不適のため, 宇宙線強度に見かけ上の変化を生ずる。このような変化は, 宇宙線の変動が静穏となるに従い。又観測装置が大型化して統計精度が増すに従って重要となって来る。我々は乗鞍岳 (高さ 2770m) の観測所に於て, このような風の影響をしらべるため, 1964 年の 7 月以来三杯型の風力計を用いて, 風速の連続測定を始めた。通常宇宙線の強度変化は 2 時間の積算値を用いるので風速の方も 2 時間の平均値を読みとる。風向は記録していないが経験的な知識によれば, 観測所附近の地形のため, 年間を通じて, 大部分が北々東の風である。平均風速は月平均で 5~7 米/秒であるが, 12 月中旬より 3 月初旬にいたる厳冬期には, 着氷のため測定出来ない日が多いので, 年間を通じて最も強風が予想される此の期間については十分な記録が得られていない。最大風速は ~20 米/秒程度であり, 日変化の極大時は, 地方時の午前にあられる。

風により生ずる観測室内の気圧測定の偏差をしらべるにあたり, そのような偏差分だけをとり出す事が出来ないで次に述べるような解析法を用いた。1964~1965 は太陽活動の極小期にあるため汎世界的な宇宙線強度の変化は極めて少い。従って主な宇宙線強度の変化は殆んどが風の影響による見かけ上の変化と考える。此の仮定を妥当なものとするためには, 宇宙線の長期の変動が含まれないようにするため出来る丈短期間のデータを用いるのが望ましいが, 一方, 揺動の影響を除くためには, 或程度の期間を平均する必要がある。此処では期間を一ヶ



第 6 図

月毎に区切り、既に気圧補正の行われた宇宙線中性子成分の強度と風速とを関係づけて見た。風速が5米/秒以下の場合には若し風による影響が存在しても現在の宇宙線中性子強度の統計的精度に覆われてしまう程度である事が予想されるのでその強度の平均値を風による偏差が零の点と考え、その点からの宇宙線強度の変化を風による見かけ上の変化とした。此のような分布を更に、風速を1米/秒の区間に区切って平均したものを第1図に示した。

この関係は、既に知られている気圧補正係数を用いれば一義的に、風と気圧の関係に変換する事が出来る。図中 1.2 より 0.2 に至るパラメータであらわされた斜線は、風による気圧偏差が

$$\Delta P = C \times \frac{1}{2} \rho V^2$$

のような動圧であらわされると考えた場合のものである。係数は、建物の構造により 1.0 ~ -1.0 の値をとるものと云われているが、この場合 >1.0 も含まれている。この原因については、解析方法が適当でないためのものかどうか明確でない。このような方法では、風による宇宙線の見かけ上の変化を正確に知る事は出来ない

が、従来、極めて強風下にある観測所で指適されていたような事実が乗鞍岳の観測所に於ても存在する事が示された。現在、このような風による気圧偏差を出来るだけ除くような方法で気圧を観測するように準備を進めている。

大田：風がなくても、気圧の精度は 0.1mb しかないが、宇宙線では問題になるか。

川崎：現在の宇宙線計の精度では日平均にしたとき、0.1 mb が問題になる。しかし日平均すればよくなるだろう。

関戸：気圧誤差の 0.1mb は何からくるか。

大田：例えば振動している中心をとったと云っても本当の中心をとったかと云う事等疑問だしその他メニスカスの合せ方、温度補正等総合すると 0.1mb 位の誤差は生ずる。

関戸：地形による気圧測定誤差はどの位か。

川崎：あまり影響はないと測器課の清水さんは云っています。

菅野：風速は10分平均か。

川崎：2時間位を用いた。

菅野：気圧の短周期変動について考える必要がある。

宇宙線強度と気圧の半日変化

和田 雅 美 (理研)

宇宙線中性子強度は気圧 1 mb の変化に対し、-0.72 % の変化という負の気圧効果を示す。この係数は日平均値を用い逐日変化から最小自乗法で求められる。

一方 J. Katzman と D. Venkatesan [Canadian J. Phys. 38, 1011 (1960)] は中性子強度と気圧それぞれの半日変化から同様の係数を得ている。赤道から極まで散る13カ所の観測値を用いた。両者の半日変化の位相はほぼ 180 度ずれている。振巾の比をしらべてみると、-0.72%/mb ですべて説明できる。

さて、いく分の残りがあるが、その解釈として次の3点が考えられる。

1) 測定誤差からあまり出てないので、単なる誤差である。すなわち中性子強度の半日変化はすべて気圧によるものである。

2) 位相が、気圧の位相から約90度ずれている。これは、気圧計が気圧半日変化を正しく記録せず、20~30分おくれで記録している。と考えれば解決する。結果は、中性子強度の半日変化は気圧のみによるということにな

る。

3) 気圧計のおくれがそれほどあることはおかしい。一方気圧補正した中性子強度の位相がかたまっているのは偶然とは思えぬ。そうすると、これは一次宇宙線の半日変化を示していることになる。

このシンポジウムできたいことは、(2)の可能性があるかということである。アネロイド気圧計でドラムにペンで記すとしたら、ペンや梃子のまさつで、気圧変化をおくれて記録することにならないか、その一つの証拠として、半日変化の大きい赤道の観測所の例がある。Kampara (アフリカ) と Kodaikanal (インド) では残りの半日変化が 0.2~0.3%あるのに、Huancayo(南米)では0.05%と小さい。Huancayoの気圧計は、まさつによるおくれを除くため、ひんぱんに振動を与えているという。

20~30分のおくれは、位相にして10~15度に対応する。わずかな量なので、ずれのない装置と比べたとしても、1月前後の資料が必要ではなからうか。しかし宇宙線の半日変化をしらべる前にぜひ解決しておきたい問題である。

関戸：気圧振動のある場合、静圧をはかっているか。上昇下降気流は問題にならないか。

北村：月の tide (潮汐) が地形で変ると同じように、気圧の tide も地形による事はないか。

大田、松橋：いずれも現在の問題には静圧だけを考えたよいのではないか。

長島 tide による上昇速度から量的に静圧以外のものがきくかどうか出るのではないか。

和田：自記気圧計のペンのまさつによるおくれはどうか。

大田：くわしく調べている人に聞く必要があるが、まさつによるおくれは考えなくてもよさそうだ。

長島：Fortin と空盒の間のおくれはしらべられるか。

大田：Fortin の24時間観測があるから比較できる。

ま と め

宮崎友喜雄(理研)

宇宙線の研究には核物理と宇宙空間物理との2つの面があるが、宇宙空間物理に関する研究面においては、気象学が極めて重要な地位を占めている。

従来宇宙線研究者は個人的に気象学者の力をかりて、種々の問題の解決をはかってきたが、気象学者と宇宙線学者が協力して、シンポジウムを開き、夫々の立場から問題を提起し、質疑応答を行なったのは、日本としては初めての試みであり、一つの大きなエポックであると思う。

宇宙線の研究は近年次第に巨視的から微視的になってきた。それにつれて宇宙線観測の精度向上が要求され始めた。それにつれて、気象の重要性が強調されるようになり、こうしたシンポジウムは誠に時機に適したものであったという感じを深くする。

本日行なわれた講演について、個々にとりまとはしないが、宇宙線研究者の立場から、気象の重要性が強調されると同時に、気象要素の測定について数々の要求を出された。又気象学者からは最近の新しい気象要素について詳しい説明が行なわれ、お互に知らなかったことや、みすごしていたことを話しあう事が、出来きわめて意義深いものがあった。

たゞ気象学者の立場からみると、宇宙線学者の注文はやゝ細かすぎ、気象学者としてこの興味を離れたかと思われる点もあったようであるが、地上における宇宙線観測から、上空の気象を居ながらして知る可能性があることを認識されたかと思う。宇宙線学者の気象要素観測に対する様々な要求を気象学者が直ちに引き受けて、それが実施されるまでには、かなりな日時を要するであろうが、今後両者の連絡を更に密接にし、お互に知識の交換を活潑に行なうことにより、両学問分野が急速に発展するであろうことが期待されるし、夫々の観測をどのように進展させるべきかについての方策も立て得よう。今後引きつづいてこの種のシンポジウムが開かれ、活潑な討論がなされることを強く希望する者である。