Study of Radiosonde Observation for Telescope Array Project

○鶴飼 久 (山梨大大学院) 露口 勇輔 (山梨大大学院) 富田 孝幸 (山梨大大学院)

岩本 祥平 (山梨大大学院) 正 本田 建 (山梨大)

Hisashi UKAI, University of Yamanashi, Takeda-4, Kofu, Yamanashi

Yusuke TUYUGUCHI, University of Yamanashi, Takeda-4, Kofu, Yamanashi

Takayuki TOMIDA, University of Yamanashi, Takeda-4, Kofu, Yamanashi

Shouhei IWAMOTO, University of Yamanashi, Takeda-4, Kofu, Yamanashi

Ken HONDA, University of Yamanashi, Takeda-4, Kofu, Yamanashi

Key Words: radiosonde, coefficient of the Rayleigh scattering, Relative Humidity, US Standard model

1. 要旨

我々は現在ユタ州デルタを実験地にして超高エネルギー宇宙線を観測するために宇宙線望遠鏡計画を実行している。我々は主に宇宙線の粒子数や宇宙線から発せられる大気蛍光を観測している。大気蛍光は大気蛍光望遠鏡で観測するもので、蛍光が発光したところから望遠鏡まで到達するまでに大気中の分子などの影響で散乱・吸収が起こる。それらは大気の状態が大きく左右されるので、大気の状態をモニタリングする必要がある。そこで我々はレーザーを使ったシステムで大気の消散係数という要素を求めて、大気蛍光の減衰率を求めるなどして大気の状態を見ている。消散係数は大気気温や気圧によって決まるので、それらを測定する必要がある。デルタから約 200km 離れたソルトレークシティでラジオゾンデを毎日決められた時刻に打ち上げている。ラジオゾンデ・データにより、地表からの各高度における気圧、気温、湿度、風速が得られる。これらのデータからレイリー散乱による大気の消散係数が各高度で求めることができる。ここでは米国ユタ州のソルトレークシティでのラジオゾンデ観測データを使い、宇宙線望遠鏡計画での大気モニター等にラジオゾンデ観測が必要かの検討した結果について述べる。

2. レイリー散乱の消散係数、ラジオゾンデ・データの有効性

レイリー散乱とは、光の波長よりも小さいサイズの分子(散乱体)による光の散乱のことである。太陽光が大気で散乱されて空が青く見えるのはレイリー散乱による。それに対し光の波長よりも大きいサイズの分子による光の散乱をミー散乱と呼び、大気中に浮遊する塵や雲などで起こる散乱のことである。我々の実験では、レイリー散乱とミー散乱の両方を含めた大気の減衰率が得られる。レイリー散乱は大気の状態(気圧、気温)で決まるのでレイリー散乱の消散係数を求めてそれを差し引けば、ミー散乱の消散係数が求められる。

ある高さのレイリー散乱の消散係数は次式で表される。

$$\alpha = N_0 \cdot (P/P_0) \cdot (T_0/T) \cdot \sigma$$

ここで、 N_0 は $T_0=15+273.15$ [K]、 $P_0=1013.25$ [hPa] における分子数密度で、 P は気圧、 T は気温、 σ は散乱断面積である。

この式の P と T にラジオゾンデの気圧と気温の高度ごとのデータと US 大気モデルの気圧と気温ごとのデータを代入することで消散係数を求められる。ラジオゾンデはその打

ち上げた場所の上空の大気データを観測するものなので、レイリー散乱の消散係数を求めるためにはアメリカ全土の大気データの平均と言える US 標準大気モデルより有効であるといわれる。ではどれだけ有効なのかを図 1 で示す。図 1 はソルトレークシティの夏と冬のラジオゾンデのデータと US 標準大気モデルのデータを使ってそれぞれのレイリー散乱の消散係数を求めたものである。ソルトレークシティのラジオゾンデ・データに関しては消散係数の平均を高度ごとで求めた。なお時間は世界標準時刻 12 時の観測値である。図 1 から地表から 3km 以上ではほとんど差がないことがわかる。3km 以下では夏のデータがわずかに小さくなっている。気温が大きいため小さく考えられる。図(a)(b)から夏と冬で地表で大きな違いが見られる。気圧の高度変化は季節による違いはほとんどないのでやはり気温による影響であると考えられる。また海拔 3.3km と 4.3km でのレイリー散乱の消散係数 α を使い大気蛍光量の減衰率を次式に使うと、

$$F = 1 / \exp(-\alpha x)$$

水平距離 20km での蛍光量は約 6.7% 以下、30km では約 10% 以下、40km では約 13.7% 以下の誤差が出ることが推定される。

Fig 1 The dispersion coefficient of the Rayleigh scattering winter and the summer of using the radiosonde data and the US Standard atmosphere model data.

Fig 2 (a)(b) The US standard atmosphere model data from the dispersion coefficient by the data of the radiosonde. SLC is Salt Lake City. Horizontal is height from the surface of the earth. The blue line is average of difference. Red line is the maximum. Green line is the minimum.

3. 相対湿度の高度変化の平均と場所による違い

相対湿度について述べる。気温と気圧の高度変化は場所による違いは大きく見られないが、湿度はそうはいかない。相対湿度はラジオゾンデの付属品の湿度センサーで測定する。気温と露点温度からそれぞれの水蒸気圧を求め、それらから相対湿度を求める。
気温を $T[^\circ\text{C}]$ 、そのときの飽和水蒸気圧を $E(T)$ 、露点温度を $T_d[^\circ\text{C}]$ 、そのときの水蒸気圧を $E(T_d)$ とすると、

$$E(T) = 6.11 \times 10^{\{7.5 \times T / (237.5 + T)\}}$$

$$E(T_d) = 6.11 \times 10^{\{7.5 \times T_d / (237.5 + T_d)\}}$$

よって、相対湿度 $H(\%)$ は、

$$H = E(T) / E(T_d) \times 100$$

となる。

ソルトレークシティの相対湿度の高度変化について図3に示す。(a)は夏(7月)と(b)は冬(1月)の相対湿度であり、時間は世界標準時刻12時(現地時間で午前6:00)で比較してある。青色は平均を表わし、赤色は最大値、緑色は最小値を示す。

Fig.3 The altitude change of the relative humidity in Salt Lake City. (a) A plot of January. (b) A plot of July.

図3から冬は地表の湿度が平均で約60%と高いのに対し、夏は地表の湿度が約40%と低い。このことから夏は乾季で、冬は湿季であることがわかる。また夏は地表から約5kmで最も高くなるのに対し、冬は約2kmで最も高くなり、標準偏差も最も大きくなることから夏と冬で雲のできる高さが違うと考えられる。

先ほどはソルトレークシティのみの湿度データのみを使用していたが、今度はそこ以外の場所3ヶ所のデータも使ってソルトレークシティのデータとどれだけ違うか図4に示す。なお選んだ場所はソルトレークシティから西へ316km離れたELKO、南西へ580km離れたMERCURY、6南へ16km離れたFLAGSTAFFという場所である。時間は世界標準時刻12時の観測値である。同じく(a)は夏の7月、(b)は冬の1月の相対湿度を示している。

図4の(a)からFLAGSTAFFの場所を除いて地表から約10kmより上の高度では相対湿度の場所による違いはそれほど見られないが地表に近いほど場所による違いが見られること

Fig.4 A difference by the place of the altitude change of the relative humidity.(a) A plot of January (b) A plot of July.

7. 参考文献

- (1) 部山和愛, 大気修論, (2007), 26.
- (2) 榊直人・他2名大気蛍光論文, 3(2008), 3