

資 料

地下 μ 粒子計数率の時間変動に関わる因子ごとの効果係数

湊 進

放射線地学研究所

461-0024 愛知県名古屋市東区山口町 9-6

地下宇宙線 μ 粒子の計数率は気象因子や太陽活動の変化に伴い常に変動している。主な変動因子は気圧、太陽磁場強度、及び高層気温である。気圧と太陽磁場に関しては地表面でのエネルギー・角度二重微分スペクトルを入力データとし、連続減速近似飛程とエネルギーとの関係から深さごとの透過粒子束を求める。高層気温については地上気温観測データと関連づけて解析を行う。

Key Words : underground, muon, atmospheric pressure, force field potential, upper atmospheric temperature

1. はじめに

宇宙線 μ 粒子は一般の非破壊検査用放射線源に比べて透過力がきわめて強い。したがって地下数十 m までの探査には好適である。これから多方面でこの種の開発・応用研究が広がっていくものと期待される¹⁾。

μ 粒子の計数率は検出器固有の統計的ゆらぎのほかに、気圧、太陽磁場強度、及び高層気温の変化により、わずかながらも常に変動している。通常時は線源として十分に安定しているものの、時として統計的ゆらぎを上回る比較的大きな変動にみまわれることがある。台風などの低気圧の通過、太陽嵐、高層気温の急変などが主因である。これらによる変動量を因子ごとに評価できれば、地盤探査目的で取得したデータの解釈に役立つであろう。

本報告の目的は、地下 μ 粒子計数率の変動に関わる上記の各因子が、単位の変化をしたときの μ 粒子計数率の変動量 (%表示) を示すことである。すなわち、それぞれの因子の効果係数を地下の深度別に表すのである。

まず、気圧が高いときと低いときの、地表面における μ 粒子の入射角度別エネルギースペ

クトルを入力データとして理論計算する。太陽磁場についても強度が強いときと弱いときについて同様の取り扱いをする。気温については、一つのエネルギースペクトルに対していろいろな上層気温分布が対応するので、上記の手法が使えない(後述)。そのため本研究では、地下 μ 粒子計数率の時間変動データから気温効果を抽出して、地上気温と関係づけるにとどめる。

2. 地表面における μ 粒子の変動例

地表面で観察される μ 粒子の計数率変動について概要を説明する。Figure 1 は 2005 年の 1 年分の日々変動である。名古屋大学太陽地球環境研究所のウェブサイト²⁾より μ 粒子望遠鏡による鉛直成分のデータを取得した。名古屋大学データは気圧補正後のものであるが、ここでは例示のために復元してある。

気圧に関しては Fig. 1 a) で短時間変動として μ 粒子とのはっきりした逆相関関係が認められる。Fig. 1 b) は気圧効果を補正した後に太陽磁場強度 (Force field potential) との関係を見たものである。1 月、5 月、7 月及び 9 月に磁場強度の鋭い立ち上がりが見られる。これに呼応して μ 粒子の減少 (Forbush decrease)

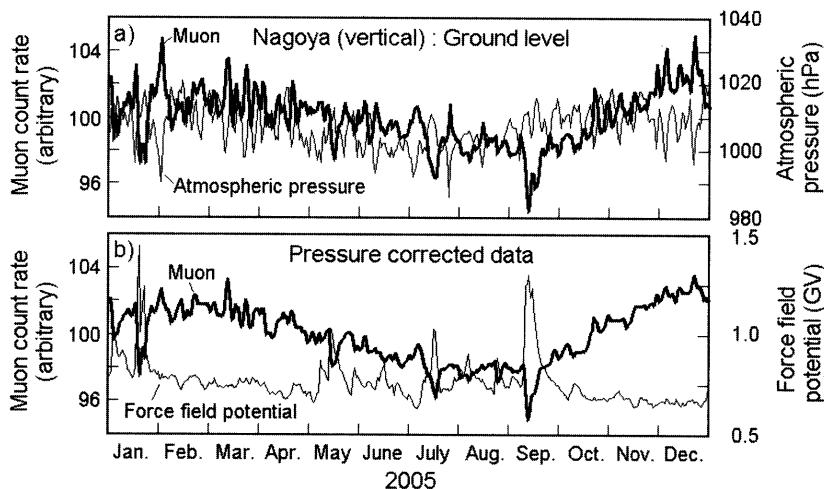


Fig. 1 Example of time variation in cosmic ray muon count rate at ground level along with atmospheric pressure a) and force field potential b).

が観察される。

太陽磁場効果を補正してもなお緩やかな1年周期の変動が残る。夏に低く冬に高い。これは高層気温の変化に伴う等圧面高度の変化により、 μ 粒子の寿命に起因する負気温効果として現れたものである。

地下でも同様の効果が観測されるが、深くなるほど変化幅が小さくなる。では、どの程度に小さくなるのであろうか？ 以下で理論的に計算して実測値と比べてみよう。

3. 入力データと計算方法

Figure 2が本計算に使用した μ 粒子の地表面でのエネルギー・角度二重微分スペクトルである。宇宙線計算コードLWINで日本の海面高度におけるスペクトルを計算した。LWINコードの概要は文献3)を参照されたい。

図に見られるように、気圧に関しては通常レベルの太陽活動時での大気深さ900及び1033 g/cm²のデータ(883及び1013 hPaに対応)、太陽磁場については太陽活動がほぼ最大及び最小時の1013 hPaに対するデータを用いた。

Figure 2のデータを線源スペクトルとして、連続減速近似飛程とエネルギーとの関係から深

さごとの透過粒子束を求める。地下深さはhg/cm²(100 g/cm²)単位で表す。また、地中では μ 粒子は直進すると仮定する。連続減速近似飛程のデータはParticle data groupのウェブサイト⁴⁾から採った。

Figure 3はBugaev et al.⁵⁾によりまとめられた地下の実測データと計算結果との比較である。両者の一致は良い。すなわち上記の計算方法が妥当であることを示している。

この図では30 hg/cm²より浅い地下では実験値がない。しかし、それより深いところでの一致具合から見て、上記の計算方法は浅い地下にも適用できると判断した。

4. 気圧効果係数

いろいろな地下深さについて気圧883及び1013 hPaに対する μ 粒子束を上記の方法で計算し、その勾配を求める。地表面における天頂角0°の場合を例にして具体的な計算方法を述べる。気圧883 hPaに対する μ 粒子束は0.008020 cm⁻²・s⁻¹・sr⁻¹と計算され、1013 hPaに対しては0.006825 cm⁻²・s⁻¹・sr⁻¹と計算された。差分(0.008020 - 0.006825) = 0.001195の、中央値(0.008020 + 0.006825)/2 = 0.007423に対

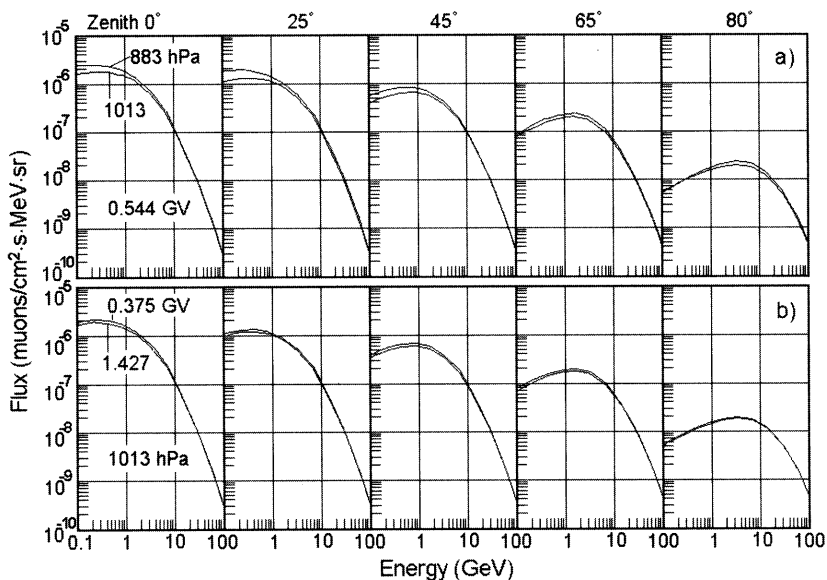


Fig. 2 Double differential spectra of muon flux as a function of zenith angle for atmospheric pressure a) and force field potential b).

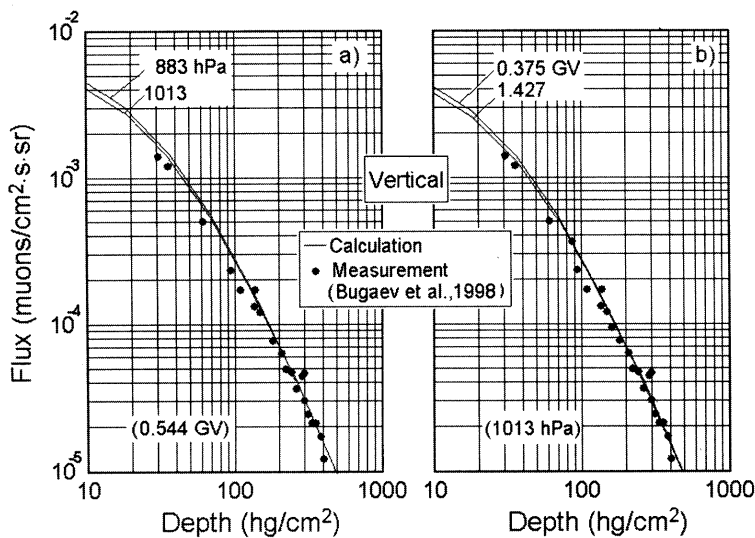


Fig. 3 Comparison between calculated and observed results for depth profiles of muon flux for atmospheric pressure a) and force field potential b).

する割合は $0.001195 / 0.007423 \times 100 = 16.10\%$ である。したがって勾配は $16.10 / (883 - 1013) = -0.124\% / \text{hPa}$ となる。このような計算の結果が Table 1 である。

天頂角依存性は小さかったので、全ての天頂角に対する平均値と標準偏差の形で示してある。天頂角依存性が小さいことは名古屋大学のウェブサイト²⁾にある観測データによっても裏付け

Table 1 Calculated variation in muon intensity with atmospheric pressure for zenith angles between 0 and 80 degrees

Depth (hg/cm ²)	m ± 1σ (%/hPa)
0	-0.124 ± 0.010
10	-0.094 ± 0.005
20	-0.074 ± 0.005
30	-0.062 ± 0.004
50	-0.046 ± 0.002
70	-0.037 ± 0.002
100	-0.028 ± 0.002
200	-0.016 ± 0.002

Table 2 Calculated variation in muon intensity with force field potential for zenith angles between 0 and 80 degrees

Depth (hg/cm ²)	Zenith angle (degrees)				
	0	25	45	65	80
0	-10.93	-10.06	-9.16	-7.50	-3.52
10	-9.63	-8.97	-8.07	-6.12	-2.24
20	-8.70	-8.16	-6.90	-4.75	-1.80
30	-7.55	-7.09	-5.88	-4.00	-1.45
50	-5.66	-5.14	-4.08	-2.69	-1.10
70	-4.48	-3.73	-3.21	-1.98	-0.83
100	-3.20	-2.67	-2.14	-1.50	-0.74
200	-1.84	-1.54	-1.19	-0.78	-0.31

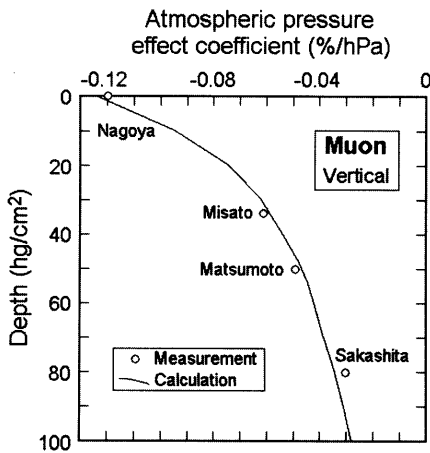


Fig. 4 Comparison between calculated and observed results for atmospheric pressure effect.

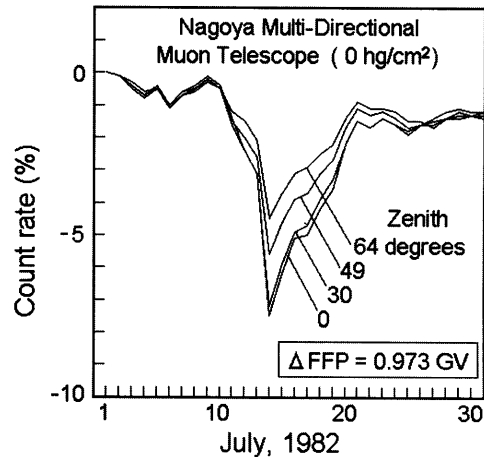


Fig. 5 Example of muon count rate variations as a function of zenith angle during a period of Forbush decrease. The term ΔFFP represents the difference between maximum and minimum force field potentials.

られる。

Figure 4 は計算結果と実測データの比較である。図中の Nagoya は名古屋大学のウェブサイト²⁾, Misato は宗像⁶⁾, Matsumoto は Ichinose et al.⁷⁾, Sakashita は名古屋大学のウェブサイト⁸⁾を利用した。計算と実測は良く一致している。

5. 太陽磁場効果係数

いろいろな地下深さについて太陽磁場強度 0.375 及び 1.427 GV に対する μ 粒子束を上記の方法で計算し、その勾配を求めたものが Table 2 である。表から明らかのように、太陽磁場効果係数は天頂角によってもかなり異なる。Figure 5 に名古屋大学のウェブサイト²⁾にある

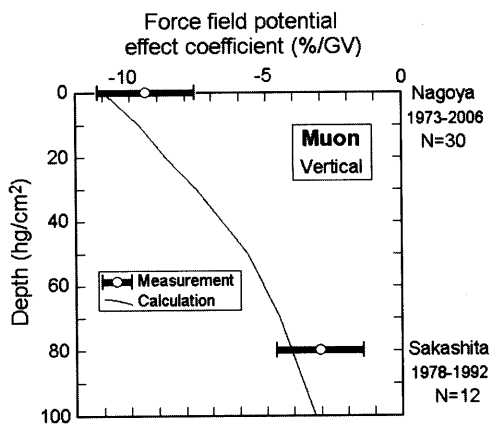


Fig. 6 Comparison of force field potential effect between observations during periods of Forbush decrease (the term N denotes the number of samples) and theoretical calculation. The horizontal bar represents one standard deviation.

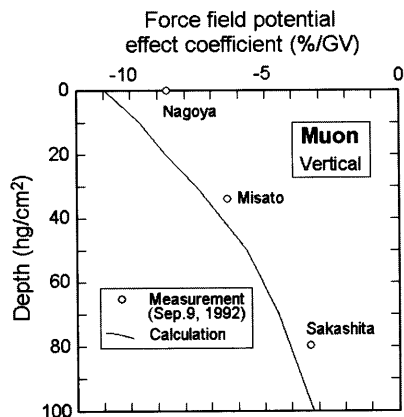


Fig. 7 Comparison between observation for the Forbush decrease on September 9, 1992 and theoretical calculation.

地表面での測定例を示す。1982年7月に起きたForbush減少である。7月1日を0としたときの相対値で表してある。Table 2がこの天頂角依存性の傾向をよく表している。

次に鉛直成分について太陽磁場計算結果を名古屋大学のウェブサイトの観測データと詳しく比較してみる。名古屋市の地表²⁾と岐阜県坂下町の地下(80 hg/cm²)⁸⁾で得られたデータである。前述のように、これらのデータは気圧効果を補正してある。このうち変化率の大きいForbush減少期のデータのみを抽出した。

Figure 6に計算値との比較を示す。ここで太陽磁場強度データはEXPACSプログラム⁹⁾より取得した。計算値は観測データから評価した係数の標準偏差内に収まっている。

1992年9月9日に観測されたForbush減少は名古屋、坂下以外に長野県三郷村の地下(34 hg/cm²)¹⁰⁾でもとらえられている。理論計算との比較をFig. 7に示す。1事象の例なので数値の妥当性を論ずるには無理があるが、地下深くなるにしたがって減少する傾向は確認できよう。

6. 気温効果係数

地上に到達する μ 粒子の数は高層気温に左右される。本研究で対象としている地下数十mまでは高層気温が上がれば μ 粒子到達数は減り、下がれば増える。これは負気温効果と呼ばれている。高層気温の高・低が空気の膨張・収縮を引き起こすため、 π 中間子崩壊による μ 粒子発生の高さが変わるからである。すなわち、 μ 粒子の発生高度から地上までの走行距離の長短に対応するため、その間での μ 粒子崩壊の多寡により変化するのである。

地下の深いところでは高エネルギー μ 粒子のみが透過できるため正気温効果が現れる。気温が高くなると空気密度が低くなる。そのため、 π 中間子が空気を構成する原子と衝突する前、すなわち核カスケードを引き起こす前に崩壊して μ 粒子が発生する確率が増えるのである。高層気温が低くなれば逆の関係になる。しかも、気温効果は高度ごとに異なり、粒子のエネルギーにも依存する¹¹⁾。つまり、地表面における一つのエネルギースペクトルに対していろいろな高層気温分布が対応する。このようなわけで気温効果係数は気圧効果や太陽磁場効果を評価

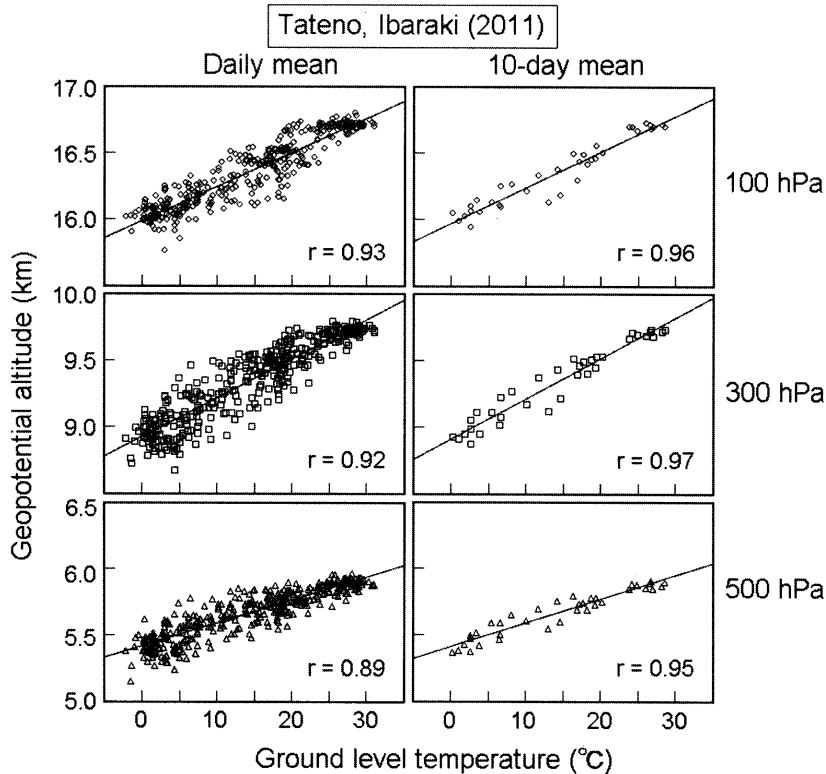


Fig.8 Relationship between ground level temperature and geopotential altitude at Tateno.

したような方法では求めることができない。

高層気象観測は1日に2度しか行われていない。それに加えて、高層気温観測地点は地上気温観測地点ほど密ではないため、使用できる地点が限られる。以上の理由で、ここでは理論的厳密さには目をつぶり、ひたすら実用性の観点から解析する。すなわち、文献調査で得られた地下 μ 粒子計数率の時間変動データから気温効果を抽出して、地上気温との関係を調べることにする。地上気温ならばほぼ全国どこでも利用できるからである。

μ 粒子解析に入る前に地上気温と等圧面高度との関係を見ておこう。Figure 8は2011年の茨城県館野における両者の関係である。データは気象庁の高層気象のウェブサイト¹²⁾から採った。もとより地上気温と各高度の気温の変

動にはズレがあるため高い相関は望むべくもない。しかし地上気温が上がるにしたがって等圧面高度がほぼ直線的に上昇していく傾向はFig.8で確認できる。では μ 粒子に関してはどうか？

Figure 9は地上気温に対する地下での μ 粒子の温度効果係数である。つまり、地下での μ 粒子数は等圧面高度のみの関数であるので、地上気温との直線性を仮定して推定したのである。

文献によりデータ取得法や解析法が大きく異なるため、ここでは比較方法も述べることにする。

図中のNagoyaは名古屋大学のウェブサイト²⁾より気圧補正データを得た。1980から1993年までの欠測の少ない11年分を取り出し、Table 2により太陽磁場効果を補正した。

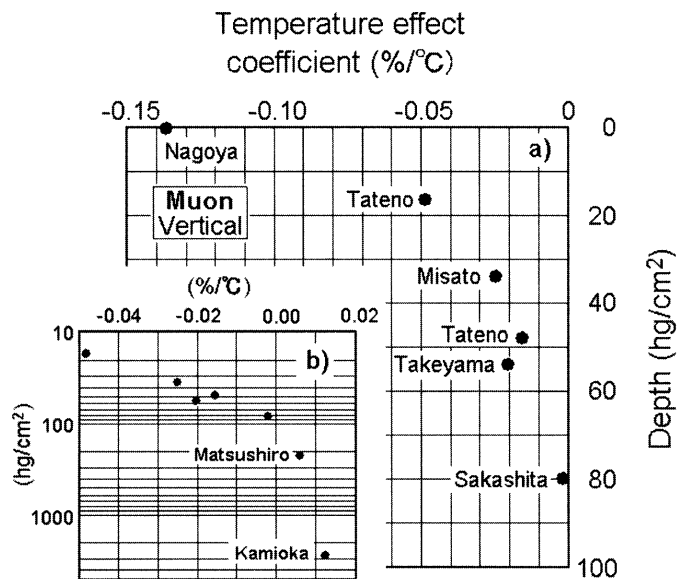


Fig. 9 Variation in muon count rate with ground level temperature for shallower underground a) and deeper underground b).

Tateno のデータ¹³⁾と Takeyama のデータ¹⁴⁾は 1 か月間の日平均値のグラフで表示されている。太陽磁場補正後，地上データとの相関をとり，その回帰係数の勾配を Nagoya データと比較して気温効果係数を求めた。

Misato のデータ¹³⁾は 1 年間の月間平均としてグラフ表示されている。太陽磁場補正後のデータと地上気温を比較して係数を求めた。

Sakashita は名古屋大学のウェブサイト⁸⁾より 1980 から 1992 年までの欠測の少ない 6 年分の気圧補正データを取り出した。このデータは検出効率が年に約 0.5% の割合で低下している。光電子増倍管，増幅器，ディスクリミネーターの安定性に起因するものである。これを補正した後に太陽磁場効果を補正した。さらにこのデータには室温変化による変動 $-0.02\%/^{\circ}\text{C}$ が含まれているため，この分を差し引いてある。

きわめて深いところに観測所がある Matsushiro と Kamioka の μ 粒子データ¹⁵⁾と地上気温の比をとると正気温効果が見られる (Fig. 9 b)。浅いところと深いところでの係数

はほぼ滑らかにつながっているように見える。

Sagisaka et al.¹³⁾は 50 hg/cm² 程度の深さまでの気温効果係数に対する μ 粒子天頂角の影響を理論計算している。これによれば天頂角依存性は小さい。筆者も Sakashita データ (80 hg/cm²) で天頂角依存性は小さいことを確認している。

以上の説明でわかるように気温効果係数の推定には取得データの質や解析方法の粗さにより，かなりの誤差が含まれている可能性がある。しかし地上気温との関係づけはここまでの解析が精一杯である。さらに精度良い結果が得られるまでの参考値として利用されたい。

Figure 8 を見ると 1 日平均と 10 日平均では相関の程度にかなりの開きがある。地上気温としては 10 日以上移動平均を使うのが実用的であろう。

7. おわりに

以上の研究から，地下 μ 粒子計数率の変動因子ごとの効果係数が得られた。実際に応用す

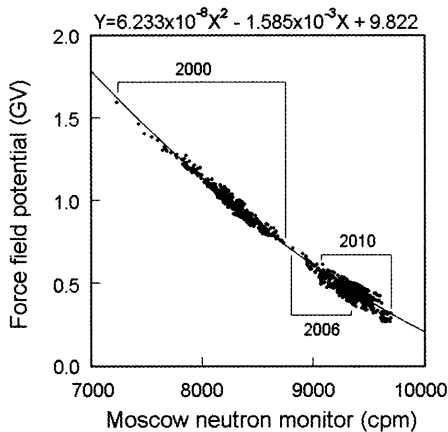


Fig.10 Conversion from pressure corrected neutron monitor count rate into force field potential.

る場合には、まず Table 1, Table 2 及び Fig.9 のデータを内挿して地盤調査地点の深さでの係数値を決める。次に基準日を決めて、その日の太陽磁場強度と、当該地における地上気圧及び地上気温を基準とする。1日ずつ基準からの偏差の和をとることにより μ 粒子計数率の変化量を計算できる。これと地盤調査データとを比較することにより、上記3因子による変化か、あるいは地盤の密度変化によるものかを判定する。

太陽磁場強度については EXPACS プログラムを利用できる。ただし同プログラムではリアルタイム・データが得られない。最新のデータを解析したい場合は Moscow 中性子モニターのウェブサイト¹⁶⁾が日々更新されているので、これを太陽磁場強度に換算する(付録参照)。中性子は μ 粒子に比べて寿命がはるかに長いいため、太陽磁場強度の指標として使用できると考えられている。他所の中性子モニターを使いたい場合は、あらかじめ付録と同様な校正曲線を作成しておく。

地上気圧と地上気温は気象庁のウェブサイトが日々更新している。

付 録

Moscow 中性子モニターのウェブサイトから、過去 11 年間のデータのうち、高・中・低レベルの太陽活動に応じた 3 年分の日平均気圧補正データを取り出した。対応する EXPACS プログラムの値と比較したものが Fig.10 である。1 地点のデータなので複数地点平均の EXPACS に比べて精度は落ちるが、 ± 0.03 GV 程度の誤差で太陽磁場強度に換算できる。

文 献

- 1) 鈴木敬一, ミュー粒子による土木物理探査の可能性, 物理探査, **65**, 251-259(2012)
- 2) 名古屋大学太陽地球環境研究所, Nagoya Multi-Directional Muon Telescope, <http://www.stelab.nagoya-u.ac.jp/ste-www1/div3/muon/muon3.html>
- 3) 藤元憲三, O'Brien, K., 我が国における宇宙線からの線量評価, 保健物理, **37**, 325-334(2002)
- 4) Particle data group, Atomic and nuclear properties of materials for more than 300 substances, <http://pdg.lbl.gov/2007/Atomic Nuclear Properties/index.html>
- 5) Bugaev, E. V., Misaki, A., Naumov, V. A., Sinegovskaya, T. S., Sinegovsky, S. I. and Takahashi, N., Atmospheric muon flux at sea level, underground, and underwater, *Phys. Rev.*, **D58**, 054001, 1-27(1998)
- 6) 宗像一起, 私信(2010)
- 7) Ichinose, M., Mori, S., Sagisaka, S. and Yasue, S., Continuous measurements of cosmic-ray intensity with multi-directional muon telescope 50 m. w. e. underground at Matsumoto, *J. Fac. Liberal Arts, Shinshu Univ. Pt. II*, **6**, 9-30(1971)
- 8) 名古屋大学太陽地球環境研究所, Sakashita Underground Telescope, <http://www.stelab.nagoya-u.ac.jp/ste-www1/div3/muon/ug01.html>
- 9) EXPACS Homepage, Excel-based program for calculating atmospheric cosmic-ray spectrum, <http://phits.jaea.go.jp/expacs/jpn.html>
- 10) Munakata, K., Bieder, J. W., Yasue, S., Kato, C., Koyama, M., Akahane, S., Fujimoto, K., Fujii, Z.,

- Humble, J. H. and Duldig, M. L., Precursors of geomagnetic storms observed by the muon detector network, *J. Geophys. Res.*, **105**(A12), 27457-27468 (2000)
- 11) 和田雅美, 宇宙線を用いた大気各層の気温の推定, *天気*, **14**, 389-391 (1967)
 - 12) 気象庁, 過去の気象データ検索 (高層), <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/upper/index.php>.
 - 13) Sagisaka, S., Murakami, K., Inoue, A., Mishima, Y. and Nagashima, K., Atmospheric effect on muon intensity for observations at various atmospheric and underground depth, *Proceedings of 16th International Cosmic Ray Conference*, **4**, 235-240 (1979)
 - 14) Kohno, T., Imai, K., Inoue, A., Kodama, M. and Wada, M., Estimation of the vertical profile of atmospheric temperature from cosmic-ray components, *Proceedings of 17th International Cosmic Ray Conference*, **10**, 289-291 (1981)
 - 15) The Matsushiro and Kamiokande II Collaborations, Time variation of the cosmic ray muon flux in underground detectors and correlation with atmospheric temperature, *J. Phys. Soc. Japan*, **60**, 2808-2811 (1991)
 - 16) Moscow Neutron Monitor, Real-time cosmic-ray

data,

<http://cr0.izmiran.rssi.ru/mosc/main.htm>

Abstract

Evaluation of Effect Coefficient for Each Factor Affecting Time Variations in Underground Muon Count Rate
Susumu MINATO: Radiation Earth Science Laboratory, 9-6 Yamaguchi-cho, Higashi-ku, Nagoya-shi, Aichi Pref. 461-0024, Japan

Underground cosmic-ray muon count rates always change with time due to variations in various kinds of meteorological factors and solar activity. The main factors are atmospheric pressure, force field potential and temperature in the upper atmosphere. The pressure and force field potential effect coefficients are evaluated as a function of depth under the ground through theoretical calculations based on a continuous slowing down approximation for energy-angle double differential spectra. The temperature effect coefficient is derived from ground-observed data analyses in relation to the temperature in the upper atmosphere.