

日射量および下向き大気放射量の推定*

近藤 純正・中村 亘・山崎 剛**

要 旨

日積算日射量と日平均下向き大気放射量の推定式を作った。

日積算日射量は、日照率から推定する方法をとった。3種類の日照計に対する推定式を比較した結果、日照計に応じて推定式を変える必要があることが明らかになった。

日平均下向き大気放射量は、日平均気温と日平均有効水蒸気量と日照率（あるいは快晴日の値で規格化した日射量）から推定する方法をとった。日照率から雲の効果を表すファクターを推定する場合、日照計によらず、ジョルダン式による推定式を使用してよい。

以上の方法により、日積算日射量は $1.3 \sim 1.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ (日中の平均約 $30 \sim 40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、日平均値で約 $15 \sim 20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)、日平均下向き大気放射量は $8 \sim 11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 程度の標準推定誤差で推定できる。

1. はじめに

地球上には山岳などを含む複雑地形からなる地域も多く、そこでの熱循環過程を明らかにすることは重要な研究課題である。

その際、熱収支解析を行う上で重要となるのは、入力放射量である。しかし、ルーチンで観測しているのは、主な気象官署での日射量のみで、下向き大気放射量の観測は行われていない。特に、山岳地域には気象官署がなく、複雑地形上における放射量は推定式に頼らざるを得ない。

今までにも入力放射量の推定に関する様々な研究が行われてきたが、日射量については次の4つに大別できる。

$$\frac{S^{\downarrow}}{S_f^{\downarrow}} = a_1 + b_1 \frac{N}{N_0} \quad (1)$$

$$\frac{S^{\downarrow}}{S_f^{\downarrow}} = 1 - b_2 n \quad (2)$$

$$\frac{S^{\downarrow}}{S_0^{\downarrow}} = a_3 + b_3 \frac{N}{N_0} \quad (3)$$

$$\frac{S^{\downarrow}}{S_0^{\downarrow}} = a_4 - b_4 n \quad (4)$$

ただし、 $S^{\downarrow}$ は日射量、 $S_f^{\downarrow}$ は快晴時の日射量、 $S_0^{\downarrow}$ は大気上端での日射量、 N は日照時間、 N_0 は可照時間、 n は雲量である。式 (1) の例としては Ångström (1924)、式 (2) の例としては Kimball (1928)、式 (3) の例としては Black *et al.* (1954)、Glover and McCulloch (1958 a)、吉田・篠木 (1978)、式 (4) の例としては Pochop *et al.* (1968) がある。

本研究ではアメダス観測所への応用を考えて、式 (3) を用いることにする。しかし、この式の係数は変化する可能性があるので注意が必要である。Glover and McCulloch (1958 b) によれば、 a_3 は緯度によって変化するし、Glover and McCulloch (1958 a) によれば、 a_3 および b_3 は対象とするデータの期間（たとえば、日々の値、旬平均値、月平均値）によって変化する。

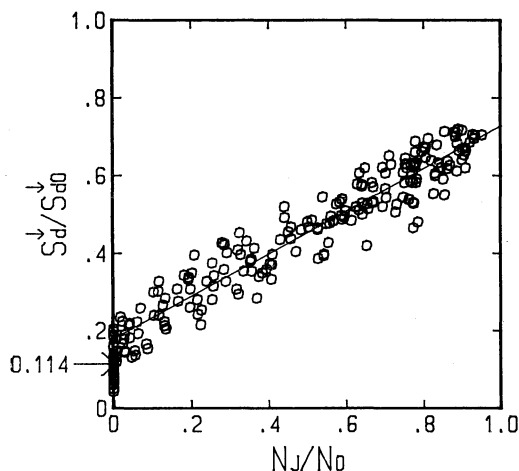
長波放射量については、Budyko (1974)、近藤 (1981)、Brutsaert (1982) にまとめられているように、地上の気温、水蒸気のデータから快晴時の長波放射を推定し、雲の効果を補正して求める方法がある。しかし、雲の効

* Estimation of the Solar and Downward Atmospheric Radiation.

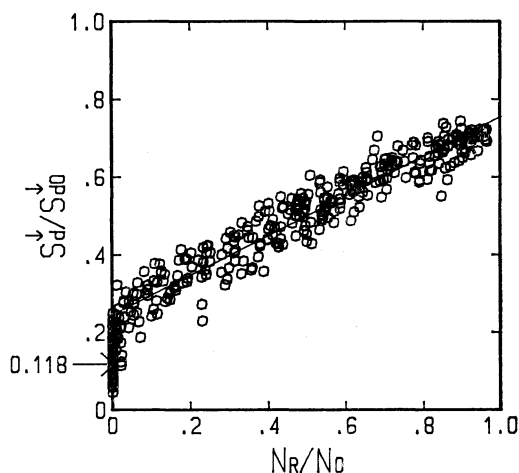
** Junsei Kondo・Toru Nakamura・Takeshi Yamazaki, 東北大学理学部地球物理学教室。

——1990年7月19日受領——

——1990年9月19日受理——



第1図 ジョルダン式日照計での日照率 N_J/N_0 と大気上端の値で規格化した日積算日射量 $S_d^{\downarrow}/S_{d0}^{\downarrow}$ の関係. 直線は式 (5 a).



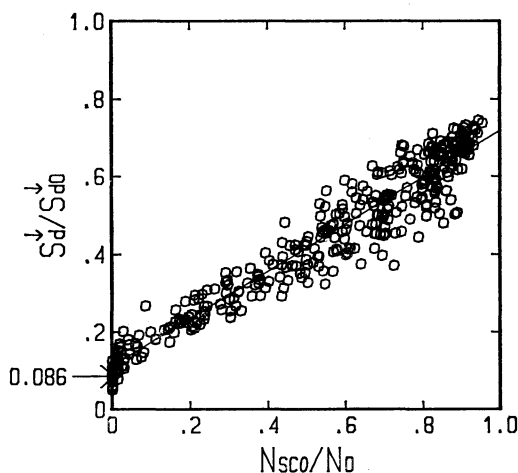
第2図 回転式日照計での日照率 N_R/N_0 と大気上端の値で規格化した日積算日射量 $S_d^{\downarrow}/S_{d0}^{\downarrow}$ の関係. 直線は式 (6 a).

果の補正方法は、気象官署で観測されている雲量によるものがほとんどであるため、ここでは利用できない。

そこで本研究では、日本を対象とし、アメダスのデータを使うように、日照率から日積算日射量や日平均下向き大気放射量を推定する式を作ることにした。推定式を複雑にしないために、本研究では係数の季節変化等を考えないことにした。第2章では、日積算日射量 $S_d^{\downarrow}$ を推定する式を、第3章では、快晴日の日平均下向き大気放射量 $L_{df}^{\downarrow}$ を推定する式と、雲の効果を表すファクター C を日照率や日射量から推定する式を示した。日本では、WMO の勧告に基づき、1986 年を境に日照計が、ジョルダン式から回転式に、太陽電池式も旧型から新型に切り換えられている。日照計が異なると得られる日照時間に差が生ずる。その理由は、日照計は種類ごとにしきい値などが異なるからである。本研究では、ジョルダン式、回転式、太陽電池式（旧型）について推定式を求めて比較検討を行った。第4章では、快晴日の日積算日射量 $S_{df}^{\downarrow}$ や日平均下向き大気放射量 $L_{df}^{\downarrow}$ の推定の際に必要な、可降水量 w や有効水蒸気量 w_{∞} の推定式を示した。

2. 日射量の推定

ジョルダン式、回転式、太陽電池式（旧型）の各日照計について、仙台管区気象台における日照時間と日積算



第3図 太陽電池式（旧型）日照計での日照率 N_{sco}/N_0 と大気上端の値で規格化した日積算日射量 $S_d^{\downarrow}/S_{d0}^{\downarrow}$ の関係. 直線は式 (7 a).

日射量（熱電対式全天日射計）のデータから、第1～3図の関係が得られた。使用したデータの期間は第1表に示す。これらを用いて、日積算日射量の推定式を作ると、

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.550 \frac{N_J}{N_0} + 0.179, \quad 0 < \frac{N_J}{N_0} \leq 1 \quad (5a)$$

第1表 日積算日射量推定式を作るのに用いたデータの期間

日照計	期 間
ジョルダン式	1979年8月～1980年10月
回転式	1986年1月～1986年12月
太陽電池式(旧型)	1983年1月～1983年12月

第2表 各推定式における各地点での標準推定誤差(単位は $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$).

日照計	札幌	仙台	那覇	鹿児島
ジョルダン式	1.618	1.383	1.699	
回転式	1.569	1.550	1.658	
太陽電池式(旧型)	1.553	1.602		1.324

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.114, \quad \frac{N_f}{N_0} = 0 \quad (5b)$$

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.511 \frac{N_R}{N_0} + 0.244, \quad 0 < \frac{N_R}{N_0} \leq 1 \quad (6a)$$

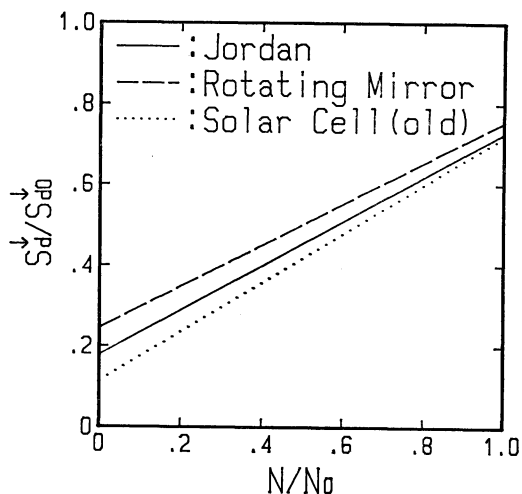
$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.118, \quad \frac{N_R}{N_0} = 0 \quad (6b)$$

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.607 \frac{N_{SCO}}{N_0} + 0.113, \quad 0 < \frac{N_{SCO}}{N_0} \leq 1 \quad (7a)$$

$$\frac{S_d^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = 0.086, \quad \frac{N_{SCO}}{N_0} = 0 \quad (7b)$$

となった。ただし、日照率 $N/N_0=0$ の日は別扱いとした。 $S_d^{\downarrow}$, $S_{d0}^{\downarrow}$ はそれぞれ地上および大気上端での日積算日射量である。日照時間 N の添え字 J , R , SCO は、それぞれジョルダン式、回転式、太陽電池式(旧型)日照計による値であることを意味する。 N_0 と $S_{d0}^{\downarrow}$ については、付録参照。式(5)～(7)における標準推定誤差はそれぞれ、0.0482, 0.0434, 0.0521である。なお、上式において日射量が日照時間に比例するとした根拠は、日射量の大部分が直達光からなり、日照計が主として直達光に感じるからである。

次に、各式について札幌、仙台、那覇(一部鹿児島)の3地点で、1年間のデータを用いて検証を行った(図



第4図 日積算日射量の推定式の比較。実線は式(5a), 破線は式(6a), 点線は式(7a)。

省略)。その結果、各地点での検証における標準推定誤差は第2表のようになった。

以上3つの経験式の比較を第4図に示した。この図からわかるように、日積算日射量を推定する場合には、日照計に応じて推定式を変えることが望ましい。

3. 下向き大気放射量の推定

Kondo (1967) は、日平均下向き大気放射量 $L_d^{\downarrow}$ について次の推定式を提案している。

$$L_d^{\downarrow} = \sigma T^4 \left\{ 1 - \left(1 - \frac{L_{df}^{\downarrow}}{\sigma T^4} \right) C \right\} \quad (8)$$

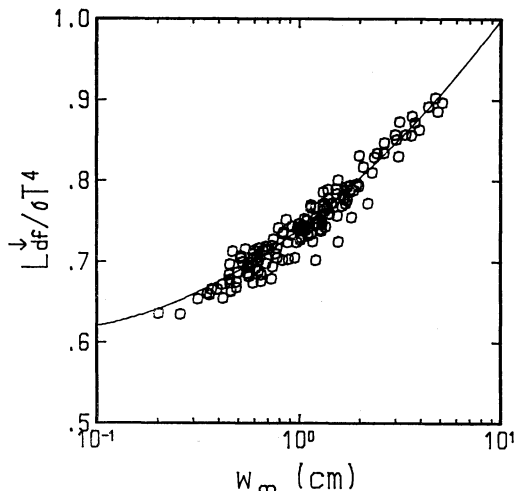
$$C = 1 - C_h n_h - C_m n_m - C_l n_l$$

ただし、 $L_{df}^{\downarrow}$ は快晴日の日平均下向き大気放射量、 T は日平均気温、 σ は Stefan-Boltzmann の定数、 C は $L_d^{\downarrow}$ に対する雲の効果を表すファクター、 n_h , n_m , n_l , C_h , C_m , C_l はそれぞれ上層、中層、下層雲の雲量とその係数である ($n_h + n_m + n_l \leq 1$)。

よって、 $L_d^{\downarrow}$ を推定するには T の他に $L_{df}^{\downarrow}$ と C の値がわかればよい。以下で $L_{df}^{\downarrow}$ と C を推定する方法について述べる。

3.1 快晴日の日平均下向き大気放射量 $L_{df}^{\downarrow}$

近藤(1981)は快晴時の下向き大気放射量 $L_f^{\downarrow}$ の推定式を提案している。しかし、用いたデータは夜間のものであったので、ここでは日中のデータも加えて解析を行い(第5図)、次の関係式を得た。



第5図 快晴日の大気放射の射出率 $L_{df}^{\downarrow}/\sigma T^4$ と有効水蒸気量 w_{∞} の関係。実線は式 (9)。

$$\frac{L_{df}^{\downarrow}}{\sigma T^4} = 0.74 + 0.19 X + 0.07 X^2 \quad (9)$$

$$X = \log_{10} w_{\infty}$$

ただし、 T は地上付近の日平均気温、 w_{∞} は日平均有効水蒸気量 (単位は cm)。この関係における標準推定誤差は 0.0158 である。なお、式 (9) を作るに際し、1979 年から 7 年間の仙台と秋田における快晴日のラジオゾンデデータを用いて、山本の放射図 (Yamamoto, 1952) から計算した下向き大気放射量を使用した。

なお、 w_{∞} がわからない場合の推定方法は第 4 章で述べる。

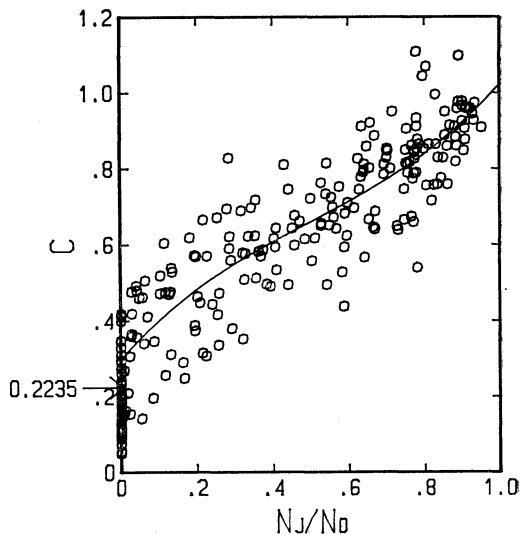
3.2 雲の効果のファクター C

式 (8) で示したファクター C は雲量の関数である。雲量は日照時間や日射量との関係があるので、これらと C の間にも何らかの関係があると思われる。式 (8) より、

$$C = \frac{1 - L_d^{\downarrow}/\sigma T^4}{1 - L_{df}^{\downarrow}/\sigma T^4} \quad (10)$$

となり、 C は快晴日と雲のある日との、大気放射の射出率を含む項の比で表される。そこで、以下では日照率 N/N_0 や規格化した日射量 $S_d^{\downarrow}/S_{df}^{\downarrow}$ と C の関係を調べた。ただし、快晴日の日積算日射量 $S_{df}^{\downarrow}$ については付録参照。

3.2.1 日照率と C の関係



第6図 ジョルダン式日照計による日照率 N_J/N_0 と $L_d^{\downarrow}$ に対する雲の効果を表すファクター C の関係。実線は式 (11a)。

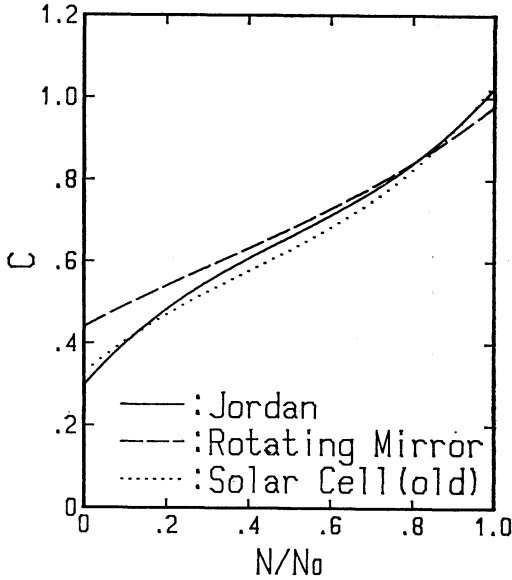
1979年8月～1980年10月の仙台区気象台におけるデータを用いたジョルダン式日照計による日照率 N_J/N_0 と C の関係を調べた。ただし C は、青葉山にある東北大学研究棟屋上において観測された下向き大気放射量のデータを用いて式 (10) より計算した。その際、 $L_d^{\downarrow}$ は観測値の日平均を、 $L_{df}^{\downarrow}$ は T や w_{∞} の日平均値を用いて式 (9) から計算した値を用いる。下向き大気放射量 $L^{\downarrow}$ は、英弘精機のネオ放射計で観測し、日中の値に関しては、Sato (1983) の提案した方法により補正した。 w_{∞} は高層気象データから計算した。なお、仙台区気象台と本研究棟は 5.2 km 離れており、日によっては日射量が異なるので、両地点における日積算日射量の差が、 $1.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上ある場合のデータは除外した。

N_J/N_0 と C の関係は第 6 図のようになった。この関係から次の推定式が得られた。ただし、 $N_J/N_0 = 0$ の場合は式 (9)、(10) を用いた $L_d^{\downarrow}$ の計算値と観測値の残差平方和が最小になるように C の値を決めた。

$$C = 0.826 \left(\frac{N_J}{N_0} \right)^3 - 1.234 \left(\frac{N_J}{N_0} \right)^2 + 1.135 \frac{N_J}{N_0} + 0.298, \quad 0 < N_J/N_0 \leq 1 \quad (11a)$$

$$C = 0.2235, \quad N_J/N_0 = 0 \quad (11b)$$

式 (11a) における標準推定誤差は 0.1066 である。な



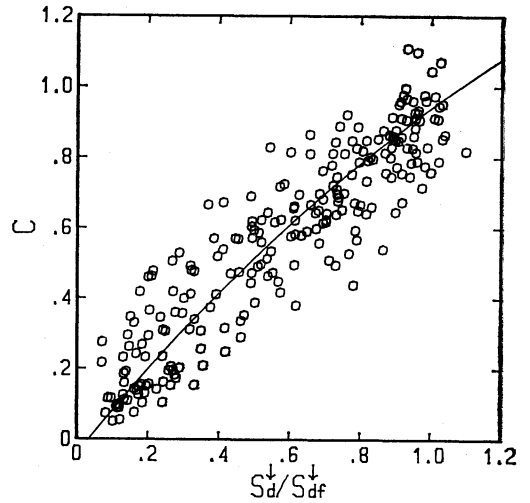
第7図 $L_d^\downarrow$ に対する雲の効果を表すファクター C の推定式の比較。実線は式 (11 a), 破線は式 (12), 点線は式 (13)。

お, 上式において, C を日照率の1次式にせず, 3次式とした根拠は, 大気放射量は雲の高さや厚さによって決まり, 日射量と傾向が異なるためであり, さらに観測値とよく一致するからである。

次に, 同じデータを用いて式 (11) の再現性を調べた (図省略)。再現性に関する標準推定誤差は $8.09 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ である。

また, 1988年1月～1988年4月の仙台管区気象台でのデータを用いた回転式日照計による日照率 N_R/N_0 と C の関係, および1980年6月～1980年10月の仙台管区気象台でのデータを用いた太陽電池式 (旧型) 日照計による日照率 N_{SCO}/N_0 と C の関係も調べ (図省略), 次の推定式を得た。 C はどちらも, ジョルダン式日照計の場合と同様に, 東北大学研究棟屋上において観測された下向き大気放射量のデータを用いて算出した。ただし, この場合はデータ数が少ないので, $N/N_0=0$ の場合は考えていない。

$$C = 0.239 \left(\frac{N_R}{N_0} \right)^3 - 0.237 \left(\frac{N_R}{N_0} \right)^2 + 0.537 \frac{N_R}{N_0} + 0.440, \quad 0 < N_R/N_0 \leq 1 \quad (12)$$



第8図 快晴日の値で規格化した日積算日射量 $S_d^\downarrow / S_{df}^\downarrow$ と $L_d^\downarrow$ に対する雲の効果を表すファクター C の関係。実線は式 (14 a)。

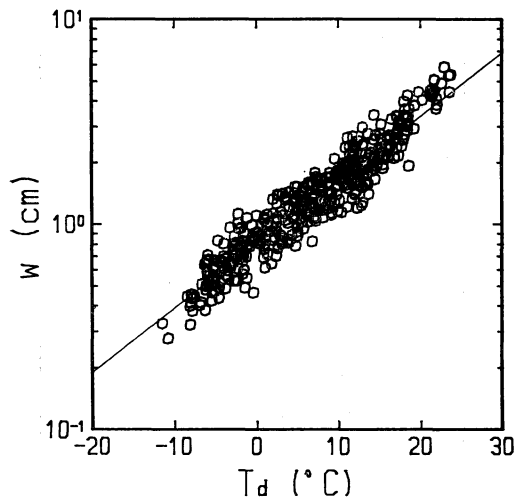
$$C = 0.713 \left(\frac{N_{SCO}}{N_0} \right)^3 - 0.859 \left(\frac{N_{SCO}}{N_0} \right)^2 + 0.852 \frac{N_{SCO}}{N_0} + 0.328, \quad 0 < N_{SCO}/N_0 \leq 1 \quad (13)$$

式 (12), (13) における標準推定誤差はそれぞれ, 0.1191, 0.1034 である。同じデータを用いて式 (12), (13) の再現性を調べた結果 (図省略), 標準推定誤差は $10.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ と $11.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ となった。

以上3つの経験式の比較を第7図に示した。この図によると差があるように見えるが, C に関するいずれの式を用いても, 日平均下向き大気放射量の推定には大きな差は生じない。その根拠は, 日射量は晴天と曇天では大きな違いがあるのに対し, 下向き大気放射量は雲量の他に, 気温と水蒸気量にも依るので, 雲量そのものの依存性は日射量はほど大きくないからである。したがって, $L_d^\downarrow$ を推定するには, 日照計の違いは考慮しなくてもよく, どの日照計に対しても, 式 (11) を用いてよい。

3.2.2 規格化した日射量 $S_d^\downarrow / S_{df}^\downarrow$ と C の関係

日照率の場合と同様にして, 1979年8月～1980年10月の仙台管区気象台でのデータによる $S_d^\downarrow / S_{df}^\downarrow$ と, C の関係 (第8図) を調べ, 次の推定式を得た。ただし, C は式 (11) のときに用いたものと同一である。



第9図 快晴時における地上の露点温度 T_d と可降水量 w の関係。直線は式 (15)。

$$C = 0.03 \left(\frac{S_d^1}{S_{df}^1} \right)^3 - 0.30 \left(\frac{S_d^1}{S_{df}^1} \right)^2 + 1.25 \frac{S_d^1}{S_{df}^1} + 0.004, \quad C \geq 0 \quad (14a)$$

$$C = 0, \quad C < 0 \quad (14b)$$

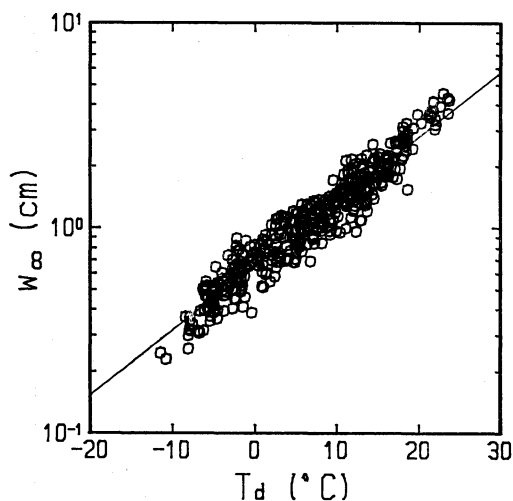
式 (14'a) における C の標準推定誤差は 0.1156 である。

次に、式 (14) による再現性を調べた結果 (図省略)、下向き大気放射量の標準推定誤差は $9.21 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となった。また、岩手県沢内村におけるデータ (近藤・山崎, 1987) を用いて検証したところ、標準推定誤差は $8.61 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となった。さらに、熱帯海洋 (Kondo and Sato, 1979) のデータ (1979年5月9～20日) に適用してみたところ、標準推定誤差は $10.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となった。

4. 可降水量と有効水蒸気量の推定

快晴日の日積算日射量を計算するには可降水量が、下向き大気放射量を計算するには有効水蒸気量が必要である。可降水量や有効水蒸気量は高層気象観測データから計算することができる。しかし、高層気象観測を行っている地点は少ないので、地上気象のデータから可降水量や有効水蒸気量を推定する必要がある。ここでは、これらを地上の露点温度から推定する方法と、可降水量と有効水蒸気量の対応関係を示す。

近藤・三浦 (1983) は、地上の露点温度 T_d から可降



第10図 快晴時における地上の露点温度 T_d と有効水蒸気量 w_∞ の関係。直線は式 (16)。

水量 w を推定する式を提案している。しかし、その報告で使用しているデータは快晴以外のものも含んでいる。ここで必要としているのは、快晴日の日射量や下向き大気放射量を推定するのに必要な可降水量 w や有効水蒸気量 w_∞ である。そこで、快晴時のラジオゾンデのデータを用いて、 T_d (°C) と w (cm)、または w_∞ (cm) との関係調べ (第9図, 第10図)、次の推定式を得た。

$$\log_{10} w = 0.0312 T_d - 0.0963 \quad (15)$$

$$\log_{10} w_\infty = 0.0315 T_d - 0.1836 \quad (16)$$

式 (15), (16) における w および w_∞ の標準推定誤差はそれぞれ 0.340 cm, 0.250 cm である。

なお、 w_∞ と w の対応関係は、

$$w = 1.234 w_\infty - 0.021 \quad (17)$$

$$w_\infty = 0.808 w + 0.021 \quad (18)$$

となった。式 (17), (18) における標準推定誤差はそれぞれ、0.058 cm, 0.047 cm である。

5. まとめ

本研究では、日積算日射量と日平均下向き大気放射量、およびこれらの推定に必要な可降水量と有効水蒸気量の推定方法を示した。

日射量に関しては、3種類の日照計 (ジョルダン式、回転式、太陽電池式 (旧型)) 別に推定式を作り、日照計に応じて推定式を使い分けた方がよいことを示した。

下向き大気放射量に関しては、快晴日の値を気温と有

効水蒸気量から推定する式と、雲の効果を表すファクター C を日照率や日射量で推定する式を作り、この2つから求める方法を示した。雲量は1日数回の観測であるし、日照時間も日中だけのデータであることから、これらの値は代表性がやや悪いので、従来の雲量からの推定と今回示した日照率からの推定の精度には、優劣が付け難い。 C を日照率で推定する式も、3種類の日照計別に作ったが、 L_d^1 を求める上ではあまり差がなく、ジョルダン式の推定式(11)で代用してよいことを示した。

以上のような方法は外国の日照計に対しても適用できるが、日照計の種類によって推定式の係数が変わる可能性があることに注意のこと。

可降水量や有効水蒸気量に関しては、地上の露点温度から推定する式を作り、両者の対応関係を示した。

最近(1985年~1988年以降)、アメダス観測所で使用されている太陽電池式(新型)日照計による推定式は、同時観測データを入手できなかったのではなかった。しかし、気象庁観測部の「地域気象観測(アメダス)の日照データの取り扱い」によれば、太陽電池式(新型)と回転式による日照時間の差は比較的小さいので、おおまかな日射量を推定する場合には、回転式の推定式(6)で代用してよいと思われる。もう少し正確に推定したい場合は、気象庁観測部の換算方法(半旬~年)、すなわち太陽電池式(新型)による日照時間 N_{SCN} と回転式の値 N_R の関係式、

$$\begin{aligned} &\bullet \delta \leq 0 \\ &N_R = N_{SCN} \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} &\bullet \delta > 0 \\ &N_R = N_{SCN} + 3.9 \sin \delta, \quad N_{SCN} \geq 1\text{hr} \end{aligned} \quad (20\text{ a})$$

$$N_R = (1 + 3.9 \sin \delta) N_{SCN}, \quad 0.16\text{hr} < N_{SCN} < 1\text{hr} \quad (20\text{ b})$$

$$N_R = N_{SCN}, \quad N_{SCN} \leq 0.16\text{hr} \quad (20\text{ c})$$

を日合計値に適用して、回転式の推定式(6)を使用すればよい。ここで、 δ は太陽の赤緯である。しかし、式(19~20)はあくまで概略的な換算であるから良い精度は期待できない。この点に関して、気象庁観測部の「地域気象観測(アメダス)の日照データの取り扱い」には、次のような注意が記されている(要点のみ)。

- (1) アメダスで用いている日照計はそれぞれ測定原理や測定基準が異なるため、完全な換算はできない。
- (2) 日照時間の特別値・日合計値については精度のよい有効な換算値が得られない。

(3) 4月上旬から9月上旬にかけては、太陽電池式(新型)と回転式は同一には扱えない。

また、本研究で使用した日照率は、地形地物の遮蔽の影響を受けないものである。山間部や谷にある、地形地物の遮蔽を受ける地点での、入力放射量を正確に推定する場合には、日本気象協会(1982)のような日照率の補正を行う必要がある。

可降水量や有効水蒸気量の推定式を作るのに使用したデータは、沿岸部における高層気象観測によるものである。よってこの推定式は、沿岸部における気温や水蒸気の高高度分布を想定したものになっている。よって、深い盆地などの特殊条件下で、この推定式を使用する場合には注意が必要である。

なお、本研究で提案した推定式に月平均気温・日照率などを用いて、月平均日射量および大気放射量を求めることができるが、その際の推定誤差は日射量が $1\text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ (日平均値で約 $10\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)、大気放射量が約 $10\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ である。

謝 辞

本研究で使用した、下向き大気放射量観測資料は防災科学研究所新庄雪氷防災研究支所の佐藤 威博士の好意によるものであり、ここに謝意を表します。

付録 1. 可照時間と大気上端での日積算日射量の計算
可照時間 $N_0(\text{hr})$ は、

$$N_0 = \frac{2h}{0.2618} \quad (\text{A. 1})$$

$$\sin \frac{1}{2} h =$$

$$\left\{ \frac{\sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi - \delta + \gamma}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi - \delta - \gamma}{2}\right)}{\cos \phi \cos \delta} \right\}^{\frac{1}{2}}$$

ただし、 h は日出から南中までの時角、 ϕ は緯度、 δ は太陽の赤緯、 γ は地平屈折度で $9.89 \times 10^{-3}(\text{rad})$ である。

大気上端での日積算水平面日射量 S_{d0}^1 は、

$$S_{d0}^1 = \frac{I_d}{\pi} \left(\frac{d_s}{d_s} \right)^2 (h \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h) \quad (\text{A. 2})$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{d_s}{d_s} \right)^2 &= 1.00011 + 0.034221 \cos \eta \\ &+ 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta \end{aligned}$$

$$+0.000077 \sin 2\eta$$

$$\eta = 2\pi \frac{k}{365}$$

で与えられる。 I_d は太陽定数に1日の長さを掛けたもので $118.11 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, d_s は地球と太陽との距離, $\overline{d_s}$ はその平均, η は1年の k 番目の日に対するパラメータである。

付録 2. 快晴日の日積算日射量の計算

快晴日の地上における日積算日射量 $S_{df}^{\downarrow}$ と大気上端におけるそれ $S_{d0}^{\downarrow}$ の比は近藤・三浦 (1983) による次式から計算する。

$$\frac{S_{df}^{\downarrow}}{S_{d0}^{\downarrow}} = (C' + 0.7 \times 10^{-fm})(1-i)(1+j) \quad (\text{A. 3})$$

$$C' = 0.21 - 0.2\beta, \quad \beta \leq 0.3$$

$$= 0.15, \quad \beta \geq 0.3$$

$$f = 0.056 + 0.16\sqrt{\beta}$$

$$i = 0.014 (m + 7 + 2 \log_{10} w) \log_{10} w$$

$$m = km_0$$

$$m_0 = \frac{1}{\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta}, \quad |\phi - \delta| < \pi/2$$

$$= \infty, \quad |\phi - \delta| \geq \pi/2$$

$$k = 1.402 - 0.06 \log_{10} (\beta + 0.02)$$

$$-0.1\sqrt{m_0} - 0.91$$

$$j = (0.066 + 0.34\sqrt{\beta})(A - 0.15)$$

ただし, β は大気混濁度, w は可降水量, A は地表面アルベド, ϕ は緯度, δ は太陽の赤緯である。

文 献

- Ångström, A., 1924: Solar and terrestrial radiation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **50**, 121-125.
- Black, J.N., C.W. Bonython and J.A. Prescott, 1954: Solar radiation and the duration of sunshine, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 231-235.
- Brutsaert, W.H., 1982: *Evaporation into the atmosphere*, Reidel Pub., Dordrecht Holland, 299 pp.

Budyko, M.I., 1974: *Climate and life*, Academic Press, N.Y., 508 pp.

Glover, J. and J.S.G. McCulloch, 1958 a: The empirical relation between solar radiation and hours of bright sunshine in the highaltitude tropics, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **84**, 56-60.

———, and ———, 1958 b: The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **84**, 172-175.

Kimball, H.H., 1928: Amount of solar radiation that reaches the surface of the earth on the land and on the sea, and methods by which it is measured, *Mon. Wea. Rev.*, **56**, 393-399.

近藤純正, 1981: 日射と大気放射 (竹内・近藤著, 大気科学講座 1 地表に近い大気 (第3章)), 東京大学出版会, 71-88.

Kondo, J., 1967: Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **18**, 91-124.

———, and T. Sato, 1979: Radiation measurements and heat balance analysis, Prelim. Rep. Hakuho Maru Cruise KH-79-2 (MONEX Cruise), *Ocean Res. Inst., Tokyo Univ.*, 48-71.

近藤純正, 三浦 章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射計をチェックする簡便な方法, *天気*, **30**, 469-475.

———, 山崎 剛, 1987: 熱収支法による融雪量の予測, *雪氷*, **49**, 181-191.

日本気象協会, 1982: 太陽エネルギーシステムの研究 (気象調査), 昭和56年度サンシャイン計画委託調査研究成果報告書, 16-123.

Pochop, L.O., M.D. Shanklin and D.A. Horner, 1968: Sky cover influence on total hemispheric radiation during daylight hours, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 484-489.

Sato, T., 1983: A method to measure the daytime long wave radiation, *J. Met. Soc., Japan*, **61**, 301-305.

Yamamoto, G., 1952: On a radiation chart, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **4**, 9-23.

吉田作松, 篠木誓一, 1978: 日本における月平均全天日射量およびその年々の変動度のマップの作成, *天気*, **25**, 375-389.