

《研究ノート》

衛星データの熱赤外バンドデータを用いた 気温推定に関する研究

櫻木 洋子

(奈良女子大学・大学院人間文化研究科)

村松 加奈子

(奈良女子大学・共生科学研究センター)

醍醐 元正

(同志社大学経済学部)

1 はじめに

気温は光合成量推定などの研究を行なう際、大変重要なパラメータである。しかし、地球の全地点における気温を実際に測定するのは困難であり、そのようなデータは存在していない。また、実測値からモデル計算によって、全地球をカバーする形で計算された再解析データも、地上 2 m での値であり、緑の多い山間部等の解析に使用する際、誤差を大きくすることがある。一方、地球を観測する人工衛星から得られる熱赤外波長帯のデータにはこのような高度や土地被覆の情報を取得できる可能性がある。

そこで、本研究では、気温、地表面温度、日射量の間の実験的に得られた関係による、衛星データの熱赤外バンドデータを用いた全球レベルの気温推定を目的とする。

2 物体からの放射

大気や地表面を含め地球上に存在する様々な物体は、太陽からのエネルギーを受けたり、その他の要因により温められることである温度となる。温度を持った物体は、それを熱エネルギーとして外部に放出している。

ここで、すべての熱エネルギーを外部に放出する理想的な物体として定義された「黒体」というものについて触れておく。ある温度を持つ黒体は、それに見合うだけのエネルギーを放射する。その黒体が放射するエネルギーは、Stefan-Boltzmann の法則によって次のように与えられる。

$$E = \sigma T^4 \quad (1)$$

これは、温度 $T[K]$ の黒体が、 $E (w/m^2)$ のエネルギーを放射するということを表している。 σ は Stefan-Boltzmann 定数と呼ばれる値で、 $\sigma=5.67 \times 10^{-8}(w/m^2/K^4)$ である。

また、温度 $T[K]$ の黒体における各波長毎の分光放射エネルギーはプランクの法則によって次のように与えられる。

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1} \tag{2}$$

$B_{\lambda}(T)$: 黒体の分光放射輝度 ($W/m^2/\mu m/sr$)

T : 黒体の絶対温度 (K)

λ : 波長 (μm)

c : 光速 $2.998 \times 10^8 (m/s)$

h : プランク定数 $6.626 \times 10^{-34} (J/s)$

k : ボルツマン定数 $1.380 \times 10^{-23} (J/K)$

Fig. 1 は横軸に波長、縦軸に放射エネルギーをとり、ある温度における黒体の放射エネルギーと波長の関係を表している。このように、放射される熱エネルギーの大きさは波長帯によって大きく異なる。特に熱赤外と呼ばれる波長帯において、エネルギーは大きくなる。

更に、温度を持った物体は、自身の持つ熱エネルギーを一定の割合で外部に放出している。黒体は、すべてのエネルギーを放射すると先に述べたが、実際の物体は黒体ではなく、全エネルギーを放出することは出来ない。放出の割合は、物体の種類によって異なるが、この黒体を基準の 1 として決めた熱エネルギー放出の割合のことを放射率という。

よって、黒体ではない実際の物体の放射エネルギーは、黒体の放射エネルギーに放射率 ϵ をかけることで求めることが出来る。

Fig. 2 に表されている物体 A の放射率 ϵ は物体 A から放出されるエネルギーを黒体から放出されるエネルギーで割った値となる。このそれぞれの分光放射エネルギーは波長に依存する

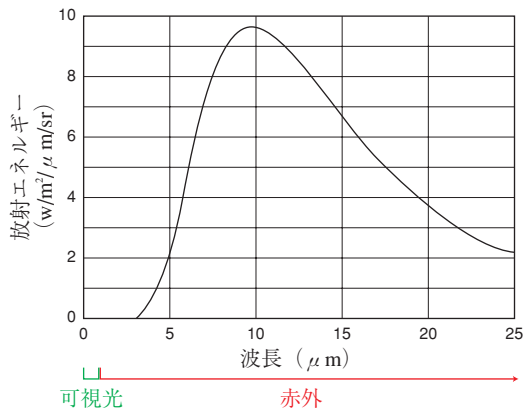


Fig. 1 ある温度における黒体の放射エネルギーと波長の関係

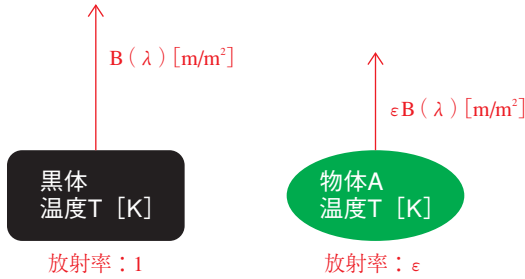


Fig. 2 物体からの放射

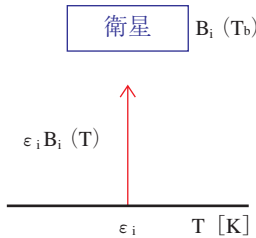


Fig. 3 大気がない状態

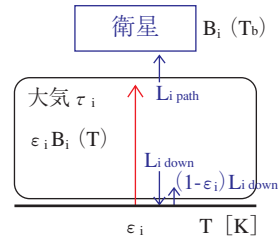


Fig. 4 大気がある状態

量であるから、放射率 ϵ も波長に依存する値であることがわかる。この各波長毎の放射率のことを特に分光放射率とよぶ。

分光放射率が波長によらず一定であるものは黒体 (black body) に対してグレイボディ (gray body) と定義される。これまでの本研究室の研究より、植物はグレイボディだといえるということがわかっている。

ここで、衛星が地球からの放射エネルギーをどのように観測しているかを説明する。

まず、大気がない時には Fig. 3 のように衛星は地表面から放出される放射エネルギーをそのまま観測することが出来る。つまり、 $B_i(T_b) = \epsilon_i B_i T$ となる。しかし、実際の地球には大気があるので、大気の効果も考えなければならない。それを考えたのが Fig. 4 である。

大気がある時には、地表面が温度を持つとき、大気も温度を持っているので、大気からもエネルギーが放射されている。よって衛星は地表面からの放射と、大気からの放射両方を観測することになる。また、大気からの下向放射も地表面で反射して衛星で観測されることになる。

衛星の観測波長帯バンド i で観測される地球からの放射エネルギー $B_i(T_b)$ は次の通りになる。

$$B_i(T_b) = \tau_i(\epsilon_i B_i(T) + (1 - \epsilon_i)L_{i\text{down}}) + L_{i\text{path}} \quad (3)$$

ここで、 T_b は輝度温度 (単位: K)、 $B_i(T)$ は地表面温度が $T [K]$ の時の地表面からの放射エネルギー (単位: $W/m^2/\mu m/sr$)、 $L_{i\text{path}}$ は大気からの上向きの放射エネルギー (単位: $W/m^2/\mu m/sr$)、 $L_{i\text{down}}$ は大気からの下向きの放射エネルギー (単位: $W/m^2/\mu m/sr$)、 τ_i は大気の透過率、 ϵ_i は地表面の放射率である。

地表面温度から放出されるエネルギー $B_i(T)$ がわかれば、地表面温度 T の値が求められる。大気の透過率 τ_i 、大気からの上向きの放射エネルギー L_{ipath} 、大気からの下向きの放射エネルギー L_{idown} は、大気中の水蒸気に依存する値として、シミュレーションにより推定することが出来るが、本研究ではこの推定を省略する。

3 日平均気温の推定方法

大気と地表面は、太陽の放射からエネルギーを与えられ温められることで、温度を持つことが出来る。つまり、太陽からの放射と大気や地表面の温度にはの間には密接な関係があることが想像出来る。

その関係についての過去の実験によって、気温 T_a と日射量 S 、また地表面温度 T_g と日射量 S には、時間 t を関数として次のような関係があることが示された。

$$\sigma T_g^4(t-\delta) = \alpha_{g,i} S(t) + \beta_i(\tau) \quad (4)$$

$$\sigma T_a^4(t-\delta) = \alpha_{a,i} S(t) + \beta_i(\tau) \quad (5)$$

(参考：日本リモートセンシング学会誌別刷 Vol. 21 No. 5 (2002))

太陽がエネルギーを与えてから、大気・地表面がそれぞれ温まるまでに多少の時間を要するので、それを表しているのが δ である。位相にずれを与えることで、それぞれのエネルギーと日射量を対応させている。

この2式は、ある時間において温度 $T_a(t-\delta)$ を持つ大気または温度 $T_g(t-\delta)$ を持つ地表面が持っているエネルギーとそれらに対応する時間での日射量 $S(t)$ が、線形関係にあるということを表している。

この式を連立して大気を持つエネルギーについての式に変形すると、

$$\sigma T_a^4(t-\delta) = \sigma T_g^4(t-\delta) + (\alpha_{a,i} - \alpha_{g,i}) S(t) \quad (6)$$

となる。この関係も実験的に確かめられており、 $(\alpha_{a,i} - \alpha_{g,i})$ には季節での変化やその土地被覆の違いによる変化は見られるが、それを総合的にフィッティングした結果も日本リモートセンシング学会誌別刷 Vol. 21 No. 5 にて次の様に示されている。

$$\sigma T_a^4(t-\delta) = (1.004 \pm 0.003) \sigma T_g^4(t-\delta) + (-0.045 \pm 0.019) S(t) \quad (7)$$

本研究ではこの関係を用いて日平均気温の推定を行なうこととする。その推定の際、日平均日射量には、提供されている再解析データを使用するが、日平均地表面温度は衛星データを使って計算する。

次に、気温推定に使用する地表面温度の日平均値の推定手法について述べる。(3)式にて、衛星で観測される地球からの放射エネルギーは以下の様になると説明した。

$$B_i(T_b) = \tau_i(\varepsilon_i B_i(T) + (1 - \varepsilon_i) L_{idown}) + L_{ipath}$$

この式より $B_i(T)$ を求め、プランクの法則によって温度へと変換することで、衛星が観測

する時間帯の地表面温度を求めることが出来る。

この式にかかるパラメータである、放射率 ϵ_i については、分光放射計 (FTIR) によって、実際に測定する。その他のパラメータ $\tau_i, L_{idown}, L_{ipath}$ については、本研究室 2004 年度卒業生の横山みきが、本学科の教諭・久慈誠の開発したアルゴリズムを用いて推定した値を使用していく。

地表面温度の日平均値推定の方法には、日射量と地表面温度の関係を表した (4) 式を使う。

$$\sigma T_g^4(t - \delta) = \alpha_{g,i} S(t) + \beta_i(\tau)$$

この式はある瞬間における日射量と地表面が持つエネルギーについて表したものであるが、これを時間で積分することで、地表面が持つエネルギーの日積算値を出すことが出来る。よって、これを積分すると、

$$\int_{day} \sigma T_g^4(t - \delta) dt = \int_{day} \{ \alpha_{g,i} S(t) + \beta_i(\tau) \} dt$$

ゆえに、

$$\int_{day} \sigma T_g^4(t - \delta) dt = \alpha_{g,i} S_{total} + \beta_i(\tau) day \quad (8)$$

この地表面が持つエネルギーの日積算を一日平均すれば、日平均のエネルギーを出すことが出来る。更にプランクの法則により温度への変換を行なえば、地表面温度の日平均値を出すことが可能である。

この (8) 式における S_{total} は日射量の日積算値であり、再解析の日射量の日積算値を使用する。

よって、この中で未知数は、 $\alpha_{g,i}, \beta_i(\tau)$ である。これらは、(4) 式に戻ると、ある時間における地表面が持つエネルギーと日射量に線形関係があると見たときの傾きと切片に当たる値である。

この直線の切片と傾きは、二つの座標を決めることで求めることが出来る。つまり、二つの時間での日射量と地表面が持つエネルギーのペアが決まれば、 $\alpha_{g,i}, \beta_i(\tau)$ を求めることができる。

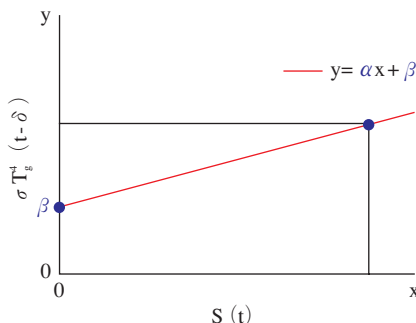


Fig. 5 日射量と地表面が持つエネルギーの関係

ここで、Fig. 5における一つの座標の y の値として、前節で説明した衛星データより求めた地表面温度を使う。また、 x の値として、これに対応する時間での日射量の再解析のデータを使用する。

もう一点には、日射量が0で、地表面温度が最低値を取る時間帯の値を使う。その理由は、この時、外部からのエネルギーが入って来ないため、地表面温度と気温が大変近い値をとるので、地表面温度を気温で近似することができるからだ。よって、本研究では、地表面温度の最低値として、気温の最低値を近似して使用することとする。この気温の最低値には、再解析の気温データの最低値を使用する。

以上より、地表面温度の日平均値の推定に必要なデータは、衛星データ、放射率の実測値、衛星データに対応する時間での日射量の再解析データ、日平均の日射量の再解析データ、再解析の気温データの最低値である。

4 使用したデータ

本研究に用いた衛星データは、全球観測衛星である ADEOS-II に搭載された GLI センサで観測されたものである。ADEOS-II は、2002年12月にグローバルな環境変化のメカニズムの把握などを目的として、宇宙開発機構（JAXA）により打ち上げられた。残念ながら、ADEOS-II 衛星は、2003年10月に起こった異常発生をうけ、運用終了となっている。

GLI（グローバルイメジャー）センサは、可視近赤外域に23バンド、短波長赤外域に6バンド、中間・熱赤外に7バンドを持つ、多波長バンドのセンサで陸域、水域、雲などの観測を行なうセンサである。これは、地方時間の10:15~10:45に全球の同じ場所を16日間で4回観測するので、その中で雲のないものを選んで合成したモザイクデータが提供されている。この空間分解能は1km×1kmである。

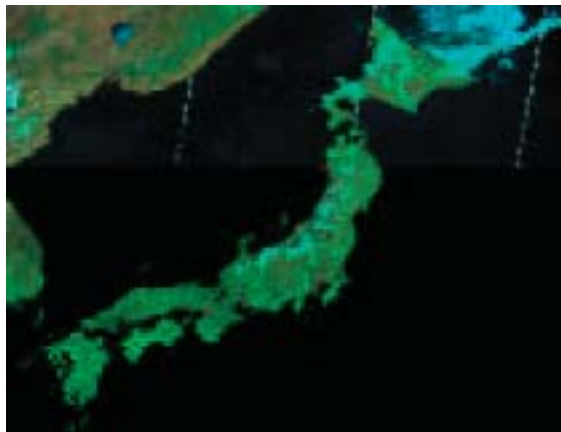


Fig. 6 日本付近を切り出したモザイクデータ（2003年04月07日~22日）

今回は特に、日本を含むタイル 15 から、Fig. 6 に示すように日本付近を切り出して使用した。更に、主に熱赤外波長帯である ch 35(10.268 μm ~11.268 μm)と ch 36(11.5013 μm ~12.5013 μm) のデータを使用して、2003 年 4 月 7 日のシーンについての解析を行なった。

また、日射量や気温のデータとして、地球上の各地点での観測値を基にモデル計算によって全球の値を解析した、再解析 (Reanalysis) データを使用した。

更に、分光放射計を使用して、実際に現地に行き測定した値から、補正した植生の放射率のデータも使用した。

5 放射率の測定

放射率測定のために使用したのは、FTIR (Fourier transfer infrared) という分光放射計である。これは、屋外において熱赤外放射スペクトル (2 μm ~14 μm) を計測するための装置である。小型フーリエ分光計を内蔵し、高速の数値処理によりスペクトルを得ている。

また、基準黒体とその温度制御システム、金反射拡散板 (金板) も付属されており、それらの使用によって、熱放射スペクトル、分光放射率を求めることが出来る。

これを用いて、実際に農業技術センターの水田で稲の放射率を測定した。

測定手順について以下に示す。

1. 液体窒素を用いて、本体を十分に冷やす。
2. 付属の計算機に電源を入れ、計測の準備をする。
3. レンズ部に疑似黒体装置を取り付け、黒体低温・高温でのそれぞれの放射を測定する。
4. 疑似黒体装置をはずし、レンズを測定サンプルに合わせる。
5. 黒体を測定した時と同様にサンプルについての測定を行なう。

測定によって得られるのは、物体からの放射シグナルのデータで、放射率を得るには、これを更に放射エネルギーへ校正する必要がある。FTIR より得られた生のシグナルデータを Fig. 7 に示す。図の緑のプロットがサンプル、赤いプロットが黒体高温、青いプロットが黒体低温

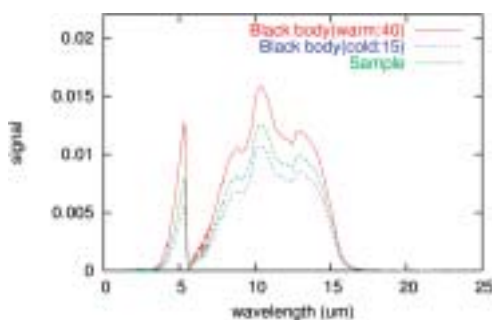


Fig. 7 放射シグナル

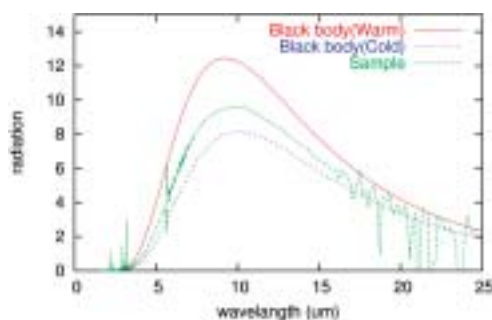


Fig. 8 校正後の放射エネルギー

(2005 年 10 月 6 日 農業技術センター水田にて測定)

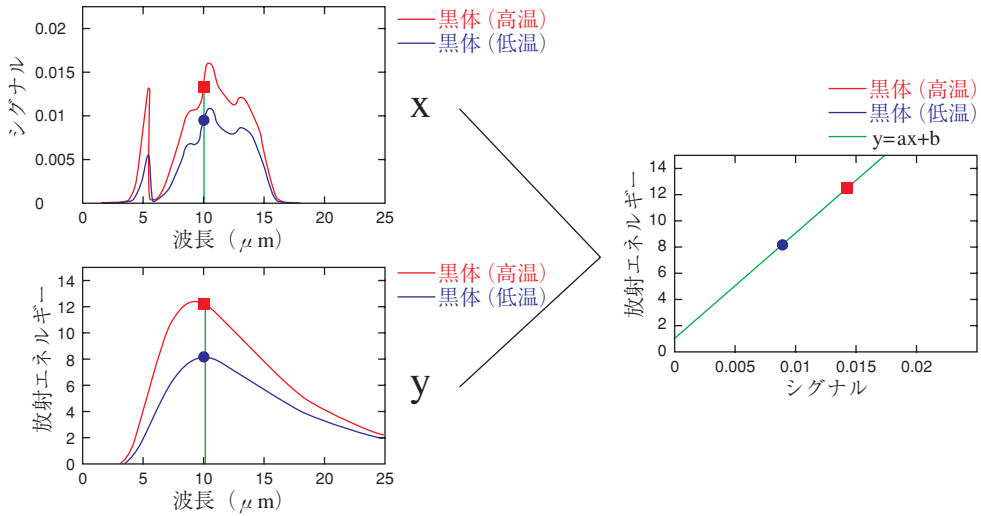


Fig. 9 ある波長帯でのシグナルと放射エネルギーの関係

を表している。これを Fig. 8 のような放射エネルギーへと変換を行ないたい。

測定した放射シグナルから放射エネルギーへの校正を行なう際に、二つの温度での黒体の同シグナルが必要となる。温度を決めた低温・高温の黒体の温度において、プランクの法則により、放射エネルギーを出すことができる。

観測波長帯毎にみると、Fig. 9 のように x 軸にシグナル、y 軸に放射エネルギーを取った時、シグナルと放射エネルギーは線形関係にある。直線の式は、二つの座標がわかれば得ることができるので、黒体の低温・高温の値を使うことで $y=ax+b$ の式が与えられる。この x にサンプルのシグナルを代入することで、サンプルの放射エネルギーを求めることが出来る。

次に、前で求めたサンプルと金板の放射エネルギーを用いて放射率を求める。放射率は、

$$\text{放射率} = \frac{\text{観測物体の放射エネルギー}}{\text{観測物体と同温の黒体放射エネルギー}}$$

として定義されている。

FTIR で測定したサンプルの放射エネルギーは、大気の影響を含んでいる値であるため、物体そのものの放射エネルギーを得るには、大気の影響を差し引く必要がある。そこで、金板の放射エネルギーを使う。金板は、熱エネルギーに対する放射率が0、つまり反射率が1であるとみなせる物体である。よって、金板を測定することで、金板の温度に関係なく、大気の影響だけを取り出すことができる。

サンプル、金板について、FTIR で測定する値についての式をたてると、次のようになる。ただし、対象物と計測器の位置が大体 1 m 以内ならば、透過率は 1 と見なすことが出来るということを前提とする。

$$L_s = (1 - \epsilon)L_{down} + \epsilon \text{Planck}(T) + L_{path} \tag{9}$$

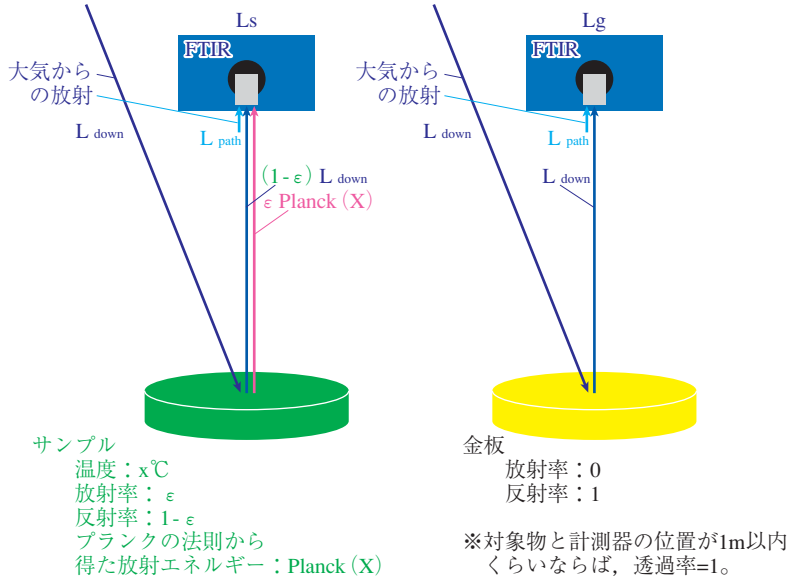


Fig. 10 FTIR でのサンプルと金板の測定の様子

$$L_g = L_{down} + L_{path} \quad (10)$$

L_{path} は他のエネルギーと比べると、はるかに小さいので、 $L_{path} = 0$ と考え、二つの方程式を連立させて ϵ について解いたものを以下に示す。

$$\epsilon = \frac{L_s - L_g}{\text{Planck}(T) - L_g} \quad (11)$$

L_s , L_g は測定によって得られる値で、 $\text{Planck}(T)$ は観測物体の温度がわかれば得られる値なので、この関係を使って、サンプルの放射率 ϵ を求める。

放射率をもとめるための観測物体と同温の黒体放射エネルギーを求めるには、観測物体の温度が必要となってくる。

しかし、物体の温度を正確に測るのは難しい。そこで、本研究では、観測した波長のうち特に $8 \mu\text{m} \sim 14 \mu\text{m}$ の間での最大の放射率を 1 と仮定する方法で温度を推定し、放射率を求めた。この手法は、本研究室 1999 年度卒業生の笹隈 晴奈の卒業論文を参考にした。

その方法を簡単に述べる。

1. 適当に決めた温度を使って、(11) 式より放射率を計算する。
2. $8 \mu\text{m} \sim 14 \mu\text{m}$ の間で放射率の最大値を探し、その時の波長を $\lambda_{1_{max}}$ 、その放射率を $\epsilon(\lambda_{1_{max}})$ とする。
3. $\epsilon(\lambda_{1_{max}}) = 1$ と仮定する。放射率が 1 ならば黒体放射とサンプルからの放射が等しいので、 $\lambda_{1_{max}}$ とサンプルの放射エネルギーを使ってプランクの法則よりこの時の温度を求める。
4. この温度を使って (11) 式より放射率を計算してその時の放射率の最大値を探し、その

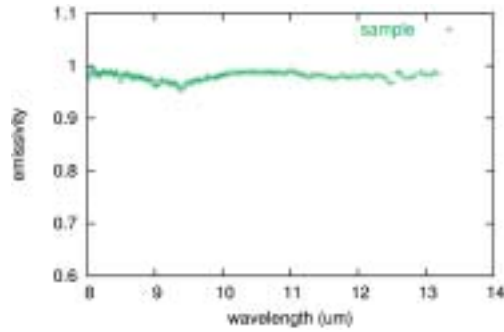


Fig. 11 サンプルの平均放射率

時の波長を λ_{2max} , その放射率を $\varepsilon(\lambda_{2max})$ とする。

5. $\lambda_{1max} = \lambda_{2max}$ となれば、この時の温度をサンプルの温度とする。
6. $\lambda_{1max} \neq \lambda_{2max}$ の場合には、波長 λ_{2max} , 放射率 $\varepsilon(\lambda_{2max}) = 1$ とした時の放射エネルギーを (11) 式より求める。
7. この放射エネルギーと λ_{2max} から、プランクの法則を使って温度を求める。
8. この温度を使って、(11) 式より放射率を計算し、最大値を探す。その時の波長を λ_{3max} , その放射率を $\varepsilon(\lambda_{3max})$ とする。
9. これを繰り返して、 $\lambda_{imax} = \lambda_{(i+1)max}$ となった時の温度をサンプルの温度とし、その時の放射率をサンプルの放射率とする。

こうして求めた放射率を次に示す。

本研究において必要なのは、GLI センサの Ch 35 (10.7680 μm) と Ch 36 (12.00130 μm) に当たる波長帯の放射率なので、FTIR で観測している波長でそれに対応する、10.780992 μm と 11.994961 μm における放射率を求めた。

いくつかのサンプルから得たいくつかのデータを使って求めた結果を平均化すると、どちらの波長帯でも、約 0.98 という放射率が得られた。本研究では、この 0.98 という値を植生の放射率として採用することにした。

6 日平均地表面温度の推定

GLI データを用いた地表面温度の推定

まず、地表面温度の日平均値を求める為に、衛星データを使って、その観測時間帯での地表面温度を推定する。

推定には、3章で説明したように、

$$B_i(T_b) = \tau_i(\varepsilon_i B_i(T) + (1 - \varepsilon_i) L_{idown}) + L_{ipath}$$

という式を使用する。本研究で用いた ADEOS-II 衛星が地球上の各地点を観測するのは、現地

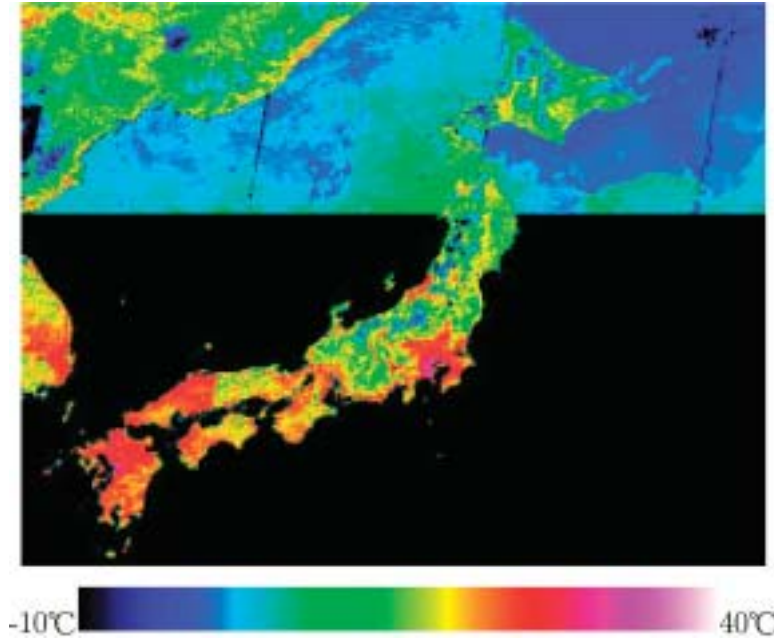


Fig. 12 衛星観測時の地表温度推定結果 (2003/04/07~4/22)

時間で 10:15~10:45 なので、この時間帯の地表面温度を推定することができる。放射率 ϵ_i は、前章で推定した 0.98 という値を使用した。

また、衛星データは、16 日分のモザイクデータなので、 τ_i , L_{idown} , L_{ipath} を求める為の水蒸気のデータには、全国的に天気の良かった 2003 年 04 月 17 日のデータを使用した。このデータも衛星から得られるデータである。

衛星が観測する時間帯での地表面温度推定結果を Fig. 12 に示す。使用データには欠測やおかしな値 (以後欠測値に含む) も含まれていたため、それらはすべて取り除いて黒色で表している。海上は、欠測値であるか、データがあっても正しく推定出来ていない。海上以外の欠測の主な原因は、雲がかかっていたり、大気の状態の影響によるところが大きい。

以後も、同じように欠測値は取り除いて解析を行なう。

日平均地表面温度の推定

次に、前で求めた約 10:30 の地表面温度を用いて 2003 年 4 月 17 日の地表面温度の日平均値を推定する。

地表面温度の日平均値は、3 章で述べたように以下の (8) 式に値を代入することで推定される。

$$\int_{day} \sigma T_g^4(t - \delta) dt = \alpha_{g, i} S_{total} + \beta_i(\tau) day$$

これを求める為には、衛星データから得た地表面温度とそれと対をなす時間での日射量のデータ、地表面温度の最低値として近似するための気温の最低値が必要であった。

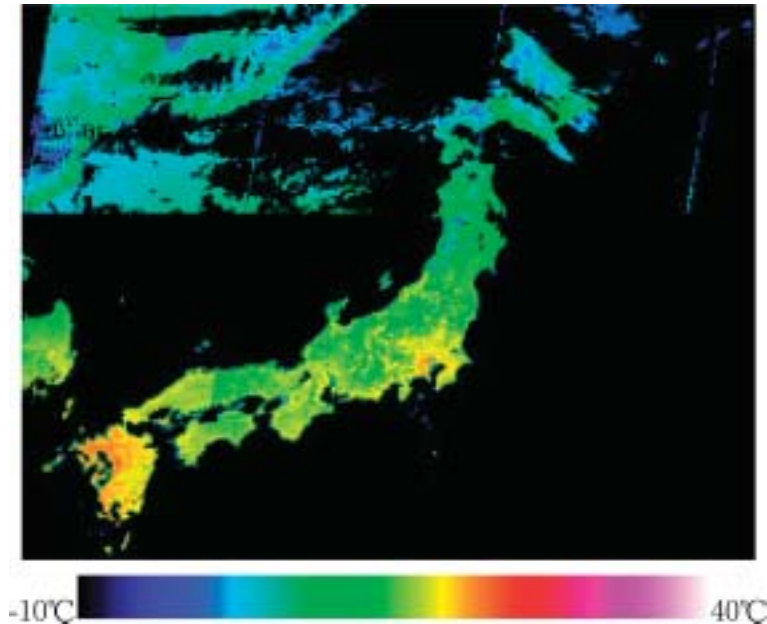


Fig. 13 日平均地表温度推定結果（2003/4/17 のデータ使用）

衛星データから得られる地表温度は、前節で求められた。これは、現地時間で約 10：30 の地表温度であるから、それに対応する日射量の値は位相のずれをふまえると、9：00 くらいのデータとなる。

そこで、NOAA にて提供されている再解析の日射量のデータから、9：00 のデータを得ようとしたのだが、提供されているデータは、世界標準時で 0：00 から 6 時間刻みのデータであったので、全球についてちょうど対応する時間のデータを取得することができなかった。そのため、ひとまず解析範囲を日本付近に絞り、日本時間で 9：00 にあたる再解析の日射量データを使用した。

また、同じく NOAA にて提供されている再解析の気温データも世界標準時で 0：00 から 6 時間刻みのデータであったので、気温の最低値としては、この 0：00、6：00、12：00、18：00 の 4 つの時間帯からの値を比較して最小値を採用することで、最低値とした。

よって、これらの値を使うことで、地表温度の日平均値を求めることができた。

この地表温度の日平均値の推定結果を Fig. 13 に示す。

7 推定結果と考察

これまでに、地表温度 T_g の日平均値を求めることが出来た。日射量の日平均値としては、NOAA にて提供されている再解析データを使用するため、これらの値を以下の (4) 式に代入することで、気温の日平均値を求めることが出来る。

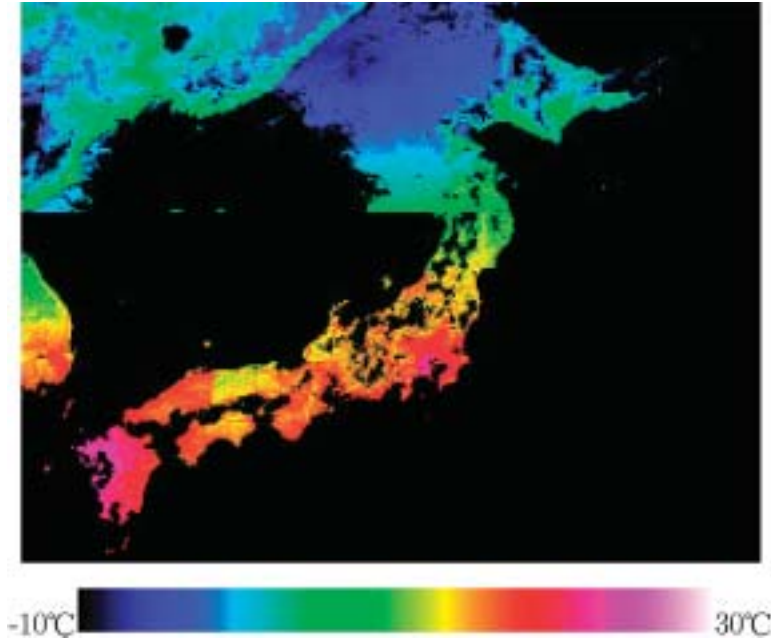


Fig. 14 日平均気温推定結果 (2003/4/17 のデータ使用)

$$\sigma T_a^4(t-\delta) = (1.004 \pm 0.003) \sigma T_g^4(t-\delta) + (-0.045 \pm 0.019) S(t)$$

地表面が持つエネルギー、日射量にかかっている値は、幅を持つ値であるが、本研究ではひとまず、

$$\sigma T_a^4(t-\delta) = 1.004 \sigma T_g^4(t-\delta) - 0.045 S(t)$$

の組み合わせを採用して、気温推定を行なった。その結果を Fig. 14 に示す。

また、2003年4月17日に観測されたデータについて、気温を横軸に、標高を縦軸にとった分布図見ていく。Fig. 15 に推定気温について、Fig. 16 に再解析の気温データについての図を示す。また、参考までに、実測の値であるアメダスの2003年4月17日に観測された日平均気温の分布図を Fig. 17 に示しておく。

これらの図を見ると、実測値であるアメダスの観測気温は、場所によって、同じくらいの標高でも気温にばらつきがあり、標高が高くなると気温の下がる傾向が見られるが、再解析デー

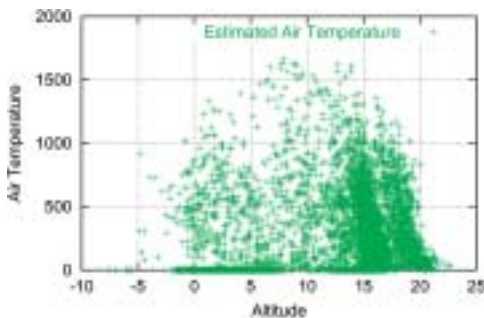


Fig. 15 推定気温の分布

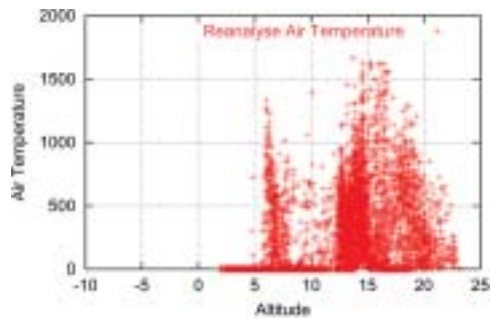


Fig. 16 再解析の気温の分布

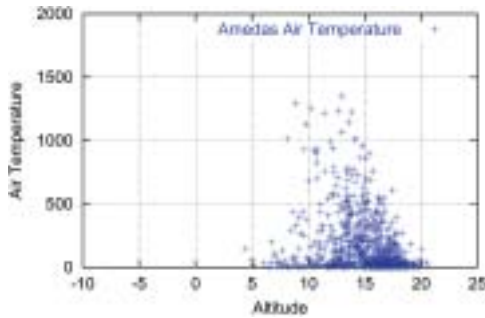


Fig. 17 アメダスの気温の分布

タは、特に標高の高い場所において、高度上昇に伴う気温低下の傾向は表れていない。一方、本研究で推定した気温は、再解析のデータと比較して、場所による気温のデータの広がりを持つ事が出来ており、多少、標高に反比例して気温の下がる傾向が表れている。

しかし、実測値と比較した際の精度は、それほど良くないので、今後精度向上の為のさらなる努力が必要である。

8 まとめ

本研究では全球の日平均気温を推定するために、まず、分光放射計を使って、植生サンプルの放射エネルギーの測定を行ない、校正を施して植生の放射率を得た。その結果、本研究で使用した GLI センサの ch 35 と ch 36 の波長帯における放射率は、0.98 という値であった。

次に、測定から得た放射率と ADEOS-II 衛星に搭載された GLI センサの熱赤外バンドのデータを使用してその観測時間での地表面温度を求めた。そして、その地表面温度を使用して、地表面温度の日平均値を算出した。

更に、その地表面温度の日平均値を使って、気温の日平均値の推定を行なった。これによって得られた日平均気温は、再解析の気温データと比較して各場所による温度の広がりを見せており、標高が高くなるにつれて、気温の下がる傾向も多少みられた。しかし、実測の気温データと比較してそれほど精度の高い値ではなかった。

今後の課題としては、まず、地表面温度の日平均値の推定をより精度のいいものにするために、GLI データとは別に、もう一種類気象衛星などのデータを使用すること。土地被覆の状態も考慮して、反射率などのパラメータの値を決めることなどがあげられる。また、さらにその他の原因を追求し、解明していく必要がある。

謝辞

本研究は、文部科学省フロンティア推進事業（平成 11 年度～平成 20 年度）により行なわれた。また本研究で使用した、ADEOS-II/GLI データは、宇宙航空研究開発機構（JAXA）より、研究用として提供されたものである。加えて、奈良女子大学プロジェクト経費の支援を受けた。ここに感謝の意を表したい。

参考文献

Kanako MURAMATSU, Yumiko KIKUOKA, Motomasa DAIGO and Noboru FUJIWARA 「The Diurnal Time Series Relationship between Surface/Air Temperature and Global Solar Irradiance」, Journal of Remote Sensing Society of Japan Vol. 21, No. 5, pp. 410-417, 2001.

- 横山みき, 「ADEOS-II/GLI を用いた日本全域における地表面温度の推定のための研究」, 奈良女子大学 2004 年度卒業論文.
- 中山沙織, 「人工衛星データを用いた森林地帯と乾燥地帯における地表面熱エネルギー収支の解析」, 奈良女子大学大学院 人間文化研究科・2001 年度修士学位論文.
- 笹隈晴奈, 「衛星データ解析のための地上被覆物の分校放射率測定とその解析」, 奈良女子大学 1999 年度卒業論文.
- 三下泰子, 「ADEOS-II/GLI データを用いた紀伊半島における地表面アルベドの推定」, 奈良女子大学 2004 年度修士学位論文.
- 近藤純正, 「水環境の気象学」, 朝倉書店, 1994.
- 文部科学省 国立天文台, 「理科年表 平成 15 年」, 丸善株式会社, 2002.