

## 気象衛星ひまわりを用いたチベット高原上の地表面温度の算出

奥 勇一郎・石川 裕彦

### 要旨

NOAA/AVHRR を用いて地表面温度を算出する赤外スプリットウィンドウ法を GMS/VISSR に適用し、チベット高原上の地表面温度を算出した。地表面温度の算出に必要な大気透過率は放射伝達モデルを用いて、可降水量は水蒸気チャンネルの輝度温度からそれぞれ回帰的に求めた。正確な地表面温度の算出には雲領域を適確に除去する必要がある。赤外チャンネルの輝度温度を用いた変動閾値法により、従来の固定閾値法に比べて効果的に雲領域を検出することができた。その結果、地上観測値との相関係数が 0.8 以上、平均誤差 10K で地表面温度を算出することができた。

**キーワード:** 衛星気象学, リモートセンシング, 放射, 地表面温度

### 1. はじめに

平均海拔高度が 4000m を越えるチベット高原は、ユーラシア大陸南東部に位置し、その面積は 100 万  $\text{km}^2$  に及ぶ。チベット高原はその海拔高度の高さゆえに対流圏中層の大気に直接熱的な影響を及ぼし、またその広大さゆえにアジア地域の気候、とりわけアジアモンスーンの動態に影響を与えと考えられている。チベット高原における大気陸面の相互作用について理解することを目的のひとつとして、アジアモンスーンエネルギー水循環計画 (GAME) の集中観測がチベット高原で行われた (Koike et al. 1999)。チベット高原東部を中心に自動気象観測装置 (AWS) が設置され (Ishikawa et al. 1999)、GAME/Tibet 集中観測期間 (IOP) 中には Amdo において渦相関法に基づく地表面フラックス観測が実施された (Tsukamoto et al. 1999)。これらに観測データに基づいて大気境界層の発達に関する研究 (Tsukamoto et al. 2001) や、地表面のエネルギー収支に関する研究 (Tanaka et al. 2001) が行われてきた。

チベット高原上における大気境界層の発達について考える際に重要になってくるのは、太陽からの日射がどれだけ効率よく地表面を加熱し、大気へ顕熱

あるいは潜熱として輸送されるかである。このような大気と陸面の相互作用について理解するためには、地表面からのエネルギーフラックスをチベット高原全体において面的にかつ日周期変化がとらえられるような時間解像度で見積もることが重要である。しかし地上観測データはその周辺領域の空間代表性はあるものの、チベット高原全体に対して議論の拡張を行うことは困難である。高原全体からの寄与を考察するにはより広範囲から平均的な寄与を見積もる必要があり、人工衛星によるリモートセンシング技術は有効な手段のひとつであるといえる。Wang et al. (1995) では LANDSAT/TM により HEIFE 領域の、Ma et al. (2003) では NOAA/AVHRR により GAME/Tibet 強化観測領域の地表面エネルギーフラックスの空間分布を求めているが、これら極軌道衛星ではその日変化までとらえることはできない。それゆえに時間的に連続にデータを提供してくれる静止軌道衛星の活用が効果的である。

本研究では地表面エネルギーフラックスの算出過程で重要な物理量である地表面温度に着目し、静止軌道衛星「ひまわり」(GMS) によるその算出を試みた。2 節では算出手法としてよく用いられているスプリットウィンドウ法の理論について述べる。

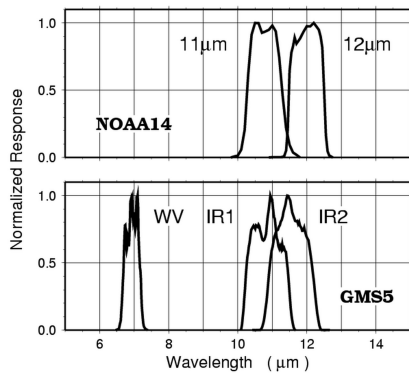


Fig. 1: Instrument response profile (normalized to a peak value of 1.0) of NOAA-14/AVHRR2 (upper) and GMS-5/VISSR (lower) as a function of wavelength  $\lambda$ .

この手法では衛星が地表面からの放射をとらえていることが前提なので、雲が存在する領域を適切に検出し除去しないと地表面温度を正確に算出できない。3節ではこの雲検出方法について説明し、4節で地上観測値と推定値との比較を、5節でまとめと結論を述べる。

## 2. 地表面温度の算出

衛星画像を用いての地表面温度の算出は、それを用いての海水面温度の算出アルゴリズムを応用するというかたちで研究が進められてきた。海水面は黒体放射を仮定したときの射出率がほぼ一定とみなせることから、McClain et al. (1985) をはじめ海水面温度の算出はかなり正確に見積もられてきた。しかし、陸表面は地形による起伏があるだけでなく植生も一樣でないため、地表面温度の算出は海水面のそれよりも複雑になるが、Prata (1993), Prata (1994), Sobrino et al. (1996), Coll and Caselles (1997) など NOAA/AVHRR を用いて地表面温度の分布を算出している。本研究では同様の手法を GMS/VISSR に適用するが、図 1 に示すように NOAA/AVHRR と GMS/VISSR の赤外チャンネルにおける感度関数のスペクトルには違いがあるため、若干の修正が必要である。なお、地表面温度算出までの流れを図 2 に示す。

### 2.1 データ

GMS/VISSR は 4 つの異なる波長帯のセンサ、すなわち可視、水蒸気 (GMS/WV,  $6.7\mu\text{m}$ ), 赤外 1

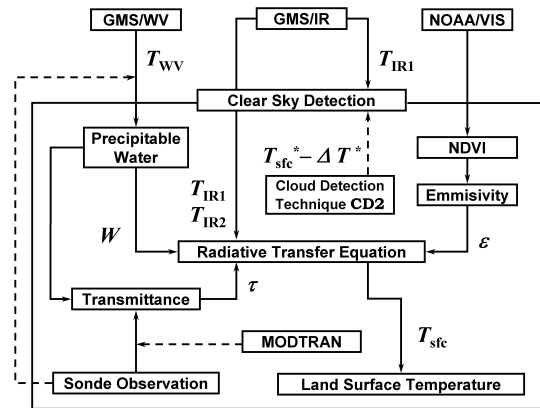


Fig. 2: Flowchart of the procedure for estimating land surface temperatures from satellite data.

(GMS/IR1,  $11\mu\text{m}$ ), 赤外 2 (GMS/IR2,  $12\mu\text{m}$ ) で構成されており、東経 140 度の赤道上空の静止軌道から 1 時間おきに観測を行っている。line-pixel 形式の衛星画像を緯度経度  $0.1$  度間隔の grid 形式の輝度温度データに変換し、チベット高原について 1998 年 1 年分のデータを用意した。なお、本研究では海拔高度  $4000\text{m}$  以上の領域をチベット高原と定義する。瞬間視野は衛星直下で可視が  $1.25\text{km}$ 、水蒸気と赤外が  $5\text{km}$  であるが、衛星天頂角が  $50$  度を越えるチベット高原においては瞬間視野は  $7\text{km}$  以上になる。

地表面の射出率の算出および雲検出法の閾値決定のために、NOAA/AVHRR の可視 (NOAA/VIS1:  $0.58\text{--}0.68\mu\text{m}$ , NOAA/VIS2:  $0.73\text{--}1.10\mu\text{m}$ ) および赤外 (NOAA/IR4,  $10.3\text{--}11.3\mu\text{m}$ ) の 3 つのチャンネルを用いた。NOAA/AVHRR を用いるのは、地表面の射出率の推定には可視チャンネルのスプリットウィンドウの反射強度が必要であり (Sobrino and Raisouni 2000), GMS/VISSR にはそれが無いためである。詳しくは 2.3 節で述べる。

放射伝達の計算のためのモデル大気として、Amdo におけるゾンデ観測データを用いた。AWS の赤外放射温度計で観測された地表面温度のデータは、衛星から求めた推定値と比較するための実測値として使用した。チベット高原上の観測地点の分布を図 3 に、その詳細を表 1 に示す。

### 2.2 アルゴリズム

Sobrino et al. (1996) における NOAA/AVHRR を用いたスプリットウィンドウ法を GMS/VISSR に適用する。雲などによる放射の散乱や減衰がないもの

Table 1: Observation station information and data period.

| Observation  |          |           |          | Surface | Sonde          |
|--------------|----------|-----------|----------|---------|----------------|
| Station Name | Latitude | Longitude | Altitude | Obs.    | Obs.           |
| D66          | 33.5°N   | 93.8°E    | 4,600m   | ○*      |                |
| Tuotuohe     | 34.2°N   | 92.4°E    | 4,535m   | ○*      | △              |
| D110         | 32.7°N   | 91.9°E    | 5,070m   | ○*      |                |
| MS3608       | 31.2°N   | 91.8°E    | 4,610m   | ○*      |                |
| Amdo         | 32.2°N   | 91.6°E    | 4,700m   | △       | △ <sup>†</sup> |
| Shiquanhe    | 32.5°N   | 80.1°E    | 4,279m   | ○       | △              |
| Gaize        | 32.1°N   | 84.4°E    | 4,416m   | ○       | △              |
| Naqu         | 31.5°N   | 92.1°E    | 4,508m   |         | △              |
| Lhasa        | 29.7°N   | 91.1°E    | 3,650m   |         | △              |
| Dingri       | 28.6°N   | 87.1°E    | 4,300m   |         | △              |
| Yushu        | 33.0°N   | 97.0°E    | 3,682m   |         | △              |
| Darlag       | 33.8°N   | 99.7°E    | 3,968m   |         | △              |
| Qamdo        | 31.2°N   | 97.2°E    | 3,307m   |         | △              |
| Linzhi       | 29.6°N   | 94.5°E    | 3,007m   |         | △              |

○ indicates all of data in 1998 is used, △ is available in May through September.

\*For estimating threshold value of CD2 cloud removal technique (see section 3.)

<sup>†</sup>To derive regression line for precipitable water retrieval (see section 2.7)

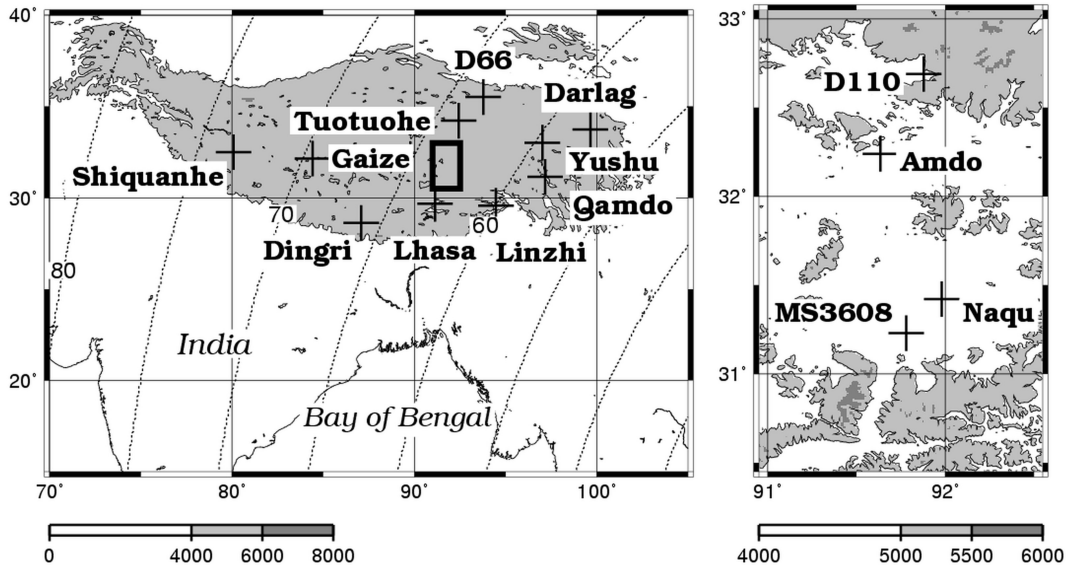


Fig. 3: Locations of AWS observation points across the Tibetan Plateau. The left panel shows the distribution of satellite zenith angles from GMS as dotted curves. The contour interval is 5 degrees. Shaded regions in the left panel indicate altitudes of over 4000 m ASL and the bold square is the enhanced observation area used in GAME/Tibet, of which the topography is shown in the right panel. Light shading in the right panel indicates altitudes of over 4500 m ASL and dark shading indicates altitudes of over 5000 m ASL.

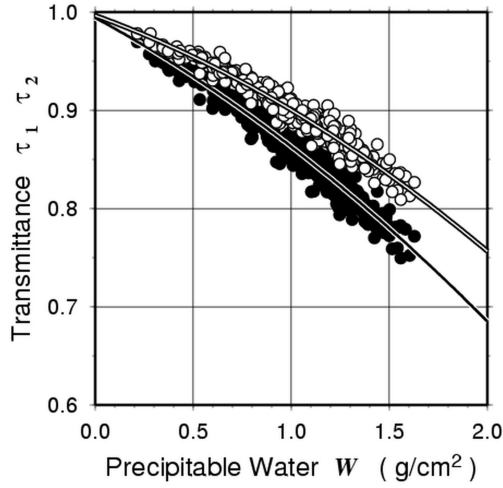


Fig. 4: Atmospheric transmittance for GMS/VISSR 11  $\mu\text{m}$  band  $\tau_1$  (circle), and 12  $\mu\text{m}$   $\tau_2$  (dot) as a function of precipitable water  $W$  with regression curve.

と仮定し、地形が平坦で植生などが均質な地表面において局所的な熱力学の平衡を考える。衛星で観測される放射輝度  $I_{\nu\theta}$  は次式で表すことができる。

$$I_{\nu\theta} = B_{\nu}(T_{\nu\theta}) = \epsilon_{\nu\theta} B_{\nu}(T_{\text{sfc}}) \tau_{\nu\theta} + R_{\text{atm}\nu\theta}^{\uparrow} + R_{\text{ref}\nu} \tau_{\nu\theta} \quad (1)$$

$\nu$  は波長、 $\theta$  は衛星天頂角、 $B_{\nu}$  はプランクの関数、 $\epsilon_{\nu\theta}$  は地表面の射出率、 $T_{\text{sfc}}$  は地表面温度、 $B_{\nu}(T_{\text{sfc}})$  は地表面の放射輝度、 $R_{\text{atm}\nu\theta}^{\uparrow}$  は大気の上向き放射、 $R_{\text{ref}\nu}$  は地表面で反射される大気の下向き放射、 $\tau_{\nu\theta}$  は大気の透過率である。右辺第1項の  $\epsilon_{\nu\theta} B_{\nu}(T_{\text{sfc}}) \tau_{\nu\theta}$  は大気により減衰を受けた地表面からの放射を示し、第2項の  $R_{\text{atm}\nu\theta}^{\uparrow}$  は大気からの上向き放射、第3項の  $R_{\text{ref}\nu} \tau_{\nu\theta}$  は地表面で反射された大気の下向き放射とあわせて放射輝度  $I_{\nu\theta}$  として衛星で観測される。

Sobrino et al. (1994) によると大気の上向き放射  $R_{\text{atm}\theta}^{\uparrow}$  は次の式で与えられる。

$$R_{\text{atm}\nu\theta}^{\uparrow} = (1 - \tau_{\nu\theta}) B_{\nu}(T_{\text{air}\nu}) \quad (2)$$

ここで  $T_{\text{air}\nu}$  は大気層の平均温度である。第3項の  $R_{\text{ref}\nu}$  は地表面の状態などに依存した非常に複雑な放射量であるがその絶対的な量は小さく、大気からの放射が等方性であることを仮定すると、大気からの下向き放射の半球での値  $R_{\nu(\text{hem})}^{\downarrow}$  を用いて

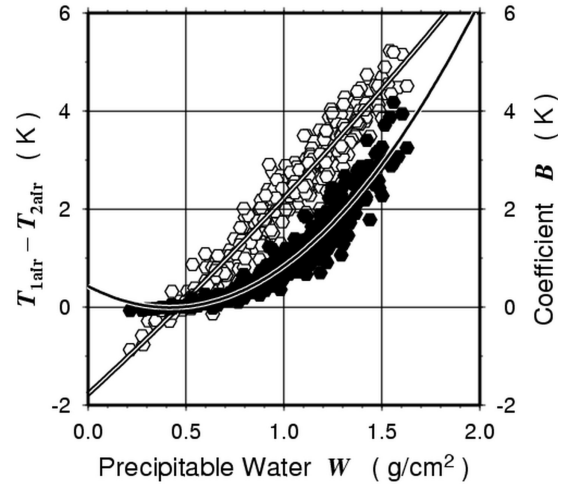


Fig. 5: Same as Fig.4, but Atmospheric temperature differences between 11 $\mu\text{m}$  and 12 $\mu\text{m}$  ( $T_{1\text{air}} - T_{2\text{air}}$ ) (circle), and the coefficient  $B$  (dot) of Eq.(8).

$$R_{\text{ref}\nu} = R_{\nu(\text{hem})}^{\downarrow} (1 - \epsilon_{\nu\theta}) / \pi$$

となる。この大気の下向き放射の半球での値は、天頂角  $\theta = 53^\circ$  からで入射する放射と等価である。よって、

$$R_{\nu(\text{hem})}^{\downarrow} = \pi R_{\text{atm}\nu\theta=53^\circ}^{\downarrow}$$

また、Kondratyev (1969) により、

$$R_{\text{atm}\nu\theta=53^\circ}^{\downarrow} = (1 - \tau_{\nu\theta=53^\circ}) B_{\nu}(T_{\text{air}\nu})$$

であることを利用すると、 $R_{\text{ref}\nu}$  は

$$R_{\text{ref}\nu} = (1 - \epsilon_{\nu\theta}) (1 - \tau_{\nu\theta=53^\circ}) B_{\nu}(T_{\text{air}\nu})$$

となり、(1) は次のように変形される。

$$B_{\nu}(T_{\nu\theta}) = \epsilon_{\nu\theta} B_{\nu}(T_{\text{sfc}}) \tau_{\nu\theta} + B_{\nu}(T_{\text{air}\nu}) \{ (1 - \tau_{\nu\theta}) + (1 - \epsilon_{\nu\theta}) (1 - \tau_{\nu\theta=53^\circ}) \tau_{\nu\theta} \} \quad (3)$$

異なる波長帯の放射量を観測できるセンサーを用いて、その放射の吸収特性の差を利用し地表面温

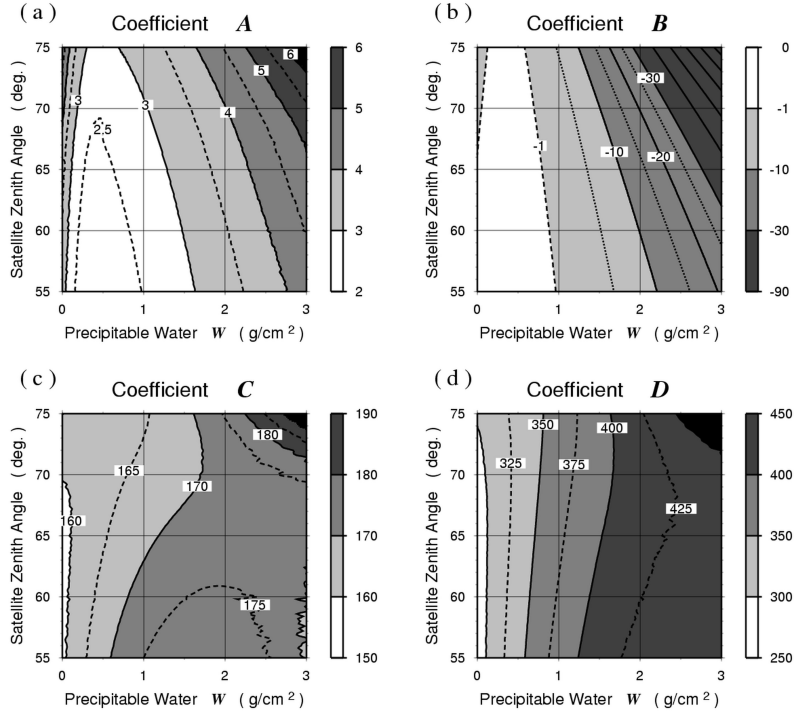


Fig. 6: Distribution of the coefficients (a)  $A$ , (b)  $B$ , (c)  $C$  and (d)  $D$  of Eqs.(7–10) as a function of both precipitable water  $W$  (horizontal axis) and satellite zenith angle  $\theta$  from GMS (vertical axis).

度を推定する手法がスプリットウィンドウ法と呼ばれるものである。GMS/IR2はGMS/IR1に比べて水蒸気による減衰による輝度への影響がやや大きい。式(3)をGMS/IR1とGMS/IR2に適用すると、

$$B(T_1) = \epsilon_1 B(T_{\text{sfc}}) \tau_1 + B(T_{1\text{air}}) \{ (1 - \tau_1) + (1 - \epsilon_1)(1 - \tau_{53^\circ}) \tau_1 \} \quad (4)$$

$$B(T_2) = \epsilon_2 B(T_{\text{sfc}}) \tau_2 + B(T_{2\text{air}}) \{ (1 - \tau_2) + (1 - \epsilon_2)(1 - \tau_{53^\circ}) \tau_2 \} \quad (5)$$

となる。添え字の 1, 2 はそれぞれ GMS/IR1, GMS/IR2 を示す。これらの差をとって  $T_{\text{sfc}}$  について解くと、

$$T_{\text{sfc}} = T_1 + A(T_1 - T_2) - B - C(1 - \epsilon) - D\Delta\epsilon \quad (6)$$

が得られる。ここで

$$\epsilon = \frac{\epsilon_1 + \epsilon_2}{2}$$

$$\Delta\epsilon = \epsilon_1 - \epsilon_2$$

であり、それぞれの係数は

$$A = \alpha_0 \quad (7)$$

$$B = \alpha_0 (1 - \tau_2) (T_{1\text{air}} - T_{2\text{air}}) \quad (8)$$

$$C = \alpha_1 (T_1 - T_2) + \tau_{53^\circ} L_1 \quad (9)$$

$$D = \tau_2 \alpha_0 B_1 \quad (10)$$

となる。式(6)は、係数  $A$ ,  $B$ ,  $C$ ,  $D$ , すなわち  $\epsilon$ ,  $\Delta\epsilon$ ,  $\tau_1$ ,  $\tau_2$ ,  $\tau_{53^\circ}$ ,  $(T_{1\text{air}} - T_{2\text{air}})$  が既知であれば、地表面温度  $T_{\text{sfc}}$  が  $T_{\text{IR1}}$  と  $T_{\text{IR2}}$  で算出できることを示している。 $\epsilon$  などの放射に関する物理量の扱いについては次節以降で説明する。

### 2.3 地表面の射出率

Sobrino and Raissouni (2000) では NOAA/VIS1 と NOAA/VIS2 から正規化植生指数 (NDVI) を算出し、NDVI の関数として  $\epsilon$ ,  $\Delta\epsilon$  を推定している。GMS にも可視チャンネルはあるが、NOAA のようにスプリットウィンドウにはなっていないため、NDVI を導出することはできない。しかし、植生の日変動



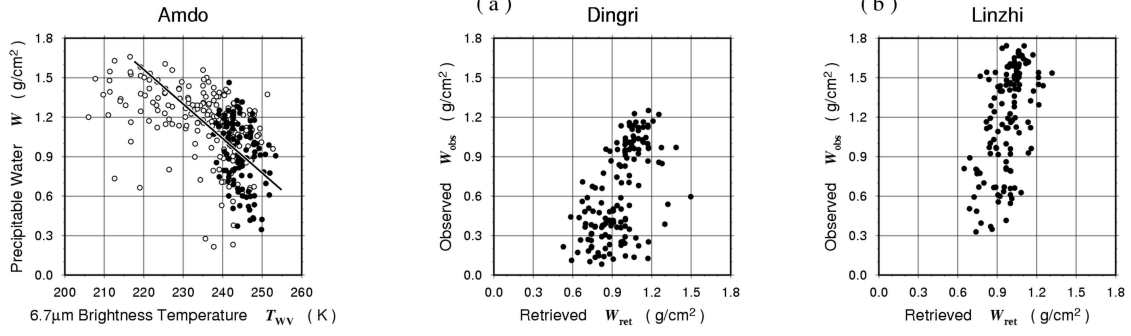


Fig. 7: Scatter diagram (left panel) of sonde data over 6.7μm brightness temperature  $T_{WV}$  (horizontal axis) and precipitable water  $W$  (vertical axis) at Amdo. Dots indicates cloud free cases and circles cloudy cases as identified using 11μm brightness temperature with CD2. The solid line is linear regression over the dots.

Fig. 8: Scatter diagram (center and right panel) of precipitable water as inferred from 6.7 μm brightness temperature  $W_{ret}$  (horizontal axis) and observed by sonde data  $W_{obs}$  (vertical axis) at (a) Dingri (center) and (b) Linzhi (right).  $R$  in the diagram indicates the correlation factor of the datasets.

は季節変動に比べれば無視できるほど小さいので、 $\epsilon$ 、 $\Delta\epsilon$ の推定に NOAA で代用することは十分可能である。NDVI は、

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}, \quad (11)$$

であり、 $\rho_1$ 、 $\rho_2$  はそれぞれ NOAA/VIS1, NOAA/VIS2 の反射強度である。衛星直下での NOAA/AVHRR の瞬間視野は 1 画素あたり 1.1km であるが、ここでは GMS と同じ緯度経度 0.1 度間隔の grid 形式に変換して NDVI を求め、 $\epsilon$ 、 $\Delta\epsilon$  を導出した。

## 2.4 大気の透過率

大気の透過率は大気を組成する気体の鉛直プロファイルに依存して変動するが、赤外波長帯では水蒸気による放射の減衰が支配的である。水蒸気以外の気体の時空間的な変動は水蒸気に比べると小さく、その大気の透過率への影響は相対的に無視できる。よって平均的な大気組成気体の鉛直プロファイルに加え、水蒸気の鉛直プロファイルの時空間的な変動がわかれば大気の透過率は求まる。Sobrino et al. (1996) をはじめ多くの研究者は、大気の透過率を水蒸気の鉛直プロファイルの積分量である可降水量の関数として導出している。水蒸気の鉛直プロファイルの時空間的分布を GMS から求めるのは困

難であるが、可降水量ならば GMS/WV を用いて推定することができる。これについては 2.7 節で説明する。

大気の透過率の計算には放射伝達モデル MODTRAN を用いる。気圧、気温、湿度の鉛直プロファイルは Amdo におけるゾンデデータを、その他の気体については中緯度の平均的なプロファイルを与え、GMS の感度関数を考慮した上で放射伝達をシミュレートし大気の透過率を可降水量の関数として回帰的に求める。図 4 は可降水量  $W$  に対する  $\tau_1$  と  $\tau_2$  の値の分布を示している。可降水量が大きくなればなるほど、すなわち水蒸気の量が多くなればなるほど大気の透過率は低くなる。また  $\tau_1$  よりも  $\tau_2$  の方が低く、可降水量が大きいほどその差は顕著になる。

## 2.5 大気の温度

Sobrino et al. (1996) によれば、可降水量が 2.0g/cm<sup>2</sup> 未満の場合、衛星直下で NOAA/IR4 と NOAA/IR5 により検出される大気の温度の差 ( $T_{1air} - T_{2air}$ ) は、無視できるほど小さい。したがって ( $T_{1air} - T_{2air}$ ) を含む係数  $B$  は可降水量が 2.0g/cm<sup>2</sup> を越える場合にのみ考慮すればよい。Ma et al. (2003) ではチベット高原の大気可降水量が 2.0g/cm<sup>2</sup> 未満と乾燥していることに着目し、地表温度を導出する際にこの項の値を 0 として扱っていた。

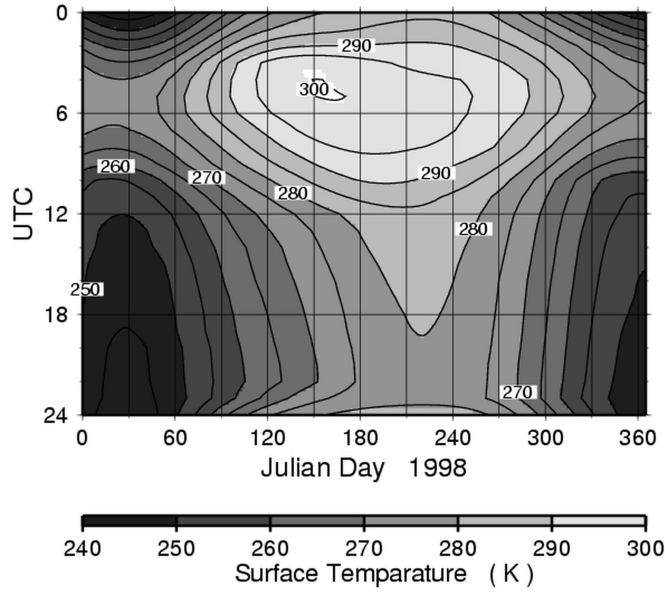


Fig. 9: Seasonal (horizontal axis) and diurnal (vertical axis) variation of land surface temperature.

一般に地表面からの放射が大気層を通過する距離が長くなればなるほど、大気層による放射の減衰が大きくなり、衛星により観測される放射輝度が弱くなる。チベット高原からGMSへの衛星天頂角は50度以上であるので、NOAAに比べると相対的に大気による減衰、赤外チャンネルでは水蒸気による減衰が大きくなる。したがって可降水量が $2.0\text{g/cm}^2$ 未満の場合でも、 $(T_{1\text{air}} - T_{2\text{air}})$ が大きくなる可能性がある。そこで2.4節で大気の透過率を求めたときと同様に、MODTRANにより放射伝達をシミュレートし、衛星が観測する放射輝度を大気の透過率およびGMSの感度関数などを考慮して求め、プランクの関数を用いて $T_{1\text{air}}$ および $T_{2\text{air}}$ を算出した。図5は可降水量に対する $(T_{1\text{air}} - T_{2\text{air}})$ とこれを含む係数 $B$ の分布を示している。水蒸気による大気減衰の差に起因して、 $T_{1\text{air}}$ の方が $T_{2\text{air}}$ よりも高くなる傾向があり、可降水量が大きいほどその差は顕著になる。GMSの場合は係数 $B$ が可降水量が $2.0\text{g/cm}^2$ 未満の場合でも見積もる必要があることがわかる。

## 2.6 衛星天頂角

チベット高原は南北1000km、東西2000kmにも及ぶ。図3の点線はチベット高原上のGMSへの衛星天頂角の分布であるが、東経140度の赤道上空の静止軌道に位置するGMSへの衛星天頂角は、北

緯35度東経100度からでも52.5度、東経80度からでは実に73.5度に達する。2.5節でも述べたが、衛星天頂角が大きくなると大気による減衰も大きくなる。したがって $\tau$ や $T_{\text{air}}$ は可降水量だけでなく衛星天頂角の関数としても扱う必要がある。チベット高原上でとりうる衛星天頂角を3度きざみで変化させ、そのときの放射伝達をMODTRANを用いてシミュレートした。それぞれの結果に対し、図4や図5のような近似曲線を求め、係数 $A$ 、 $B$ 、 $C$ 、 $D$ について見積もった結果が図6である。この結果より本研究では、式(6)におけるこれら係数を可降水量と衛星天頂角の関数とした。

## 2.7 可降水量

これまで述べてきたように、地表面温度の算出には可降水量の分布が必要不可欠である。GMS/WVは300hPaから600hPaの大気層からの水蒸気量に感度がある。したがって大気層の中で最も多く存在する下部対流圏の水蒸気量を見積もることができない。しかしチベット高原の平均海拔高度は4000mであり、これは500hPa前後に相当する。これらの特性に着目し、Yatagai (2001)ではGMS/WVが高原上の湿度の情報を持っていることを示した。図7はAmdoにおけるGMS/WVの輝度温度とゾンデ観測データから求めた可降水量との相関を示す散布図である。黒は晴天時、白は曇天時のデータであり、

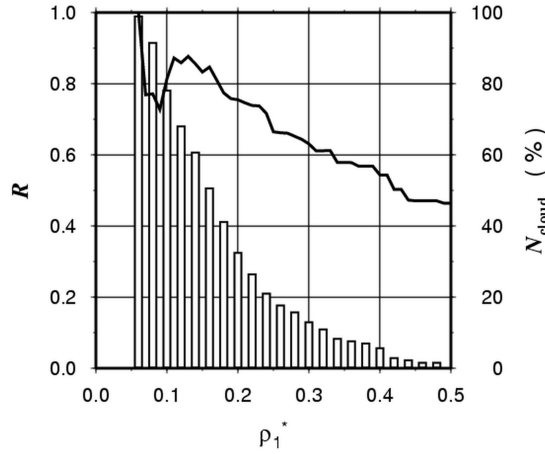


Fig. 10: Correlation coefficient  $R$  of surface temperature observed by D66-AWS and  $11 \mu\text{m}$  brightness temperature of NOAA channel 4 for the pixel that includes D66-AWS (solid curve, left axis) and relative frequency of cloud identifications (white bar, right axis) as a function of threshold value  $\rho_1^*$ , reflectance of NOAA channel 1.

晴天時における両者の相関係数は  $-0.5233$  であった。また図中の回帰直線は晴天時のデータから算出したものであり、GMS/WV の輝度温度を  $T_{\text{WV}} [\text{K}]$  とすると、可降水量  $W_{\text{ret}} [\text{g}/\text{cm}^2]$  は

$$W_{\text{ret}} = 0.1 (-0.273 T_{\text{WV}} + 75.9) \quad (12)$$

で推定できる。この回帰式による推定の正確さを調べるために、他のゾンデ観測地点において実測値と比較を行ったのが図 8 であり、両者の相関係数は  $0.5$  前後であった。この回帰式 (12) を用いて GMS/WV からチベット高原上の可降水量の分布を求める。

### 3. 雲領域の検出

式 (6) は衛星が地表面からの放射をとらえている場合に成立する。したがって地表面温度を精度よく算出するには、衛星が地表面からの放射をとらえられない雲に覆われた領域と覆われていない領域とを正確に判別しなければならない。その判別方法のひとつとして可視画像の利用が考えられる。すなわち可視画像の反射強度において、ある閾値を決め、その閾値よりも強い反射強度をもつ領域を雲とし

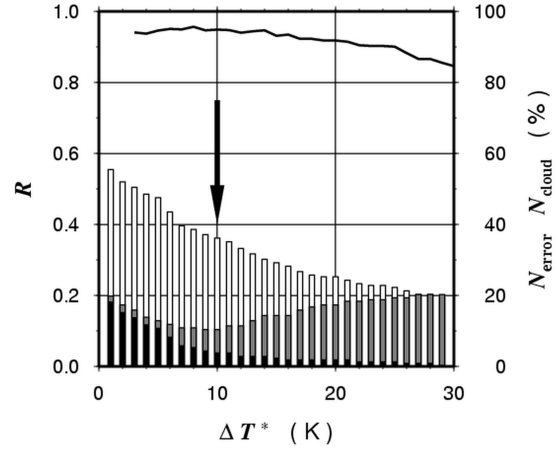


Fig. 11: Solid line indicates the correlation coefficient of  $T_4$  and  $T_{\text{sfc}}$  for cases identified as cloud free by CD2 at D110-AWS (left axis). The relative frequency of identifications (right axis), where the white portion corresponds to identification as cloudy by both CD0 and CD2, the gray portion by CD2 only and the black portion by CD0 only.

て検出する（この方法を CD0 とする）。可視画像を用いているので雲を視覚的に検出できる CD0 であるが、太陽に照らされていない夜の領域の雲の検出は不可能である。

一方、赤外画像による雲の検出は夜間も有効である。CD0 同様、赤外画像の輝度温度においてある閾値を決め、その閾値よりも低い輝度温度をもつ領域を雲として検出する（この方法を CD1 とする）。たとえば Nitta and Sekine (1994) では、GMS/IR1 の輝度温度  $T_{\text{IR1}}$  を用いて、

$$\begin{aligned} I_C &= T^* - T_{\text{IR1}} : T_{\text{IR1}} < T^* \\ I_C &= 0 : T_{\text{IR1}} \geq T^* \end{aligned}$$

のような対流活動度  $I_C$  を定義し、熱帯領域の対流活動度を評価している。ここで  $T^*$  は固定閾値である。Nitta and Sekine (1994) では  $T^* = 250\text{K}$  としており、 $I_C \geq 0$  の領域は雲頂が  $250\text{K}$  以下の輝度温度、すなわち雲頂高度が約  $400\text{hPa}$  以上の雲に覆われていることを意味する。チベット高原においては Ueno (1997) が  $T^* = 240\text{K}$  としてモンスーン期の対流活動度を見積もっている。CD1 は対流雲の検出には有効であるが、固定閾値を用いているため雲に覆われていない地表面でも地表面温度が低けれ



Table 2: Correlation coefficient and RMSE of  $11\mu\text{m}$  brightness temperature  $T_{\text{IR}1}$ , calculated surface temperature  $T_{\text{sfc}}$  using CD1 cloud removal and  $T_{\text{sfc}}$  using CD2 cloud removal compared to observed surface temperature.

|           | $T_{\text{IR}1}$ |         | $T_{\text{sfc}} \text{ with CD1}$ |         | $T_{\text{sfc}} \text{ with CD2}$ |         |
|-----------|------------------|---------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|---------|
|           | $R$              | (RMSE)  | $R$                               | (RMSE)  | $R$                               | (RMSE)  |
| D66       | 0.5122           | (23.54) | 0.6501                            | (13.82) | 0.9532                            | ( 4.43) |
| Tuotuohe  | 0.4731           | (24.73) | 0.4595                            | (20.77) | 0.9456                            | ( 5.53) |
| D110      | 0.4694           | (21.17) | 0.5945                            | (12.56) | 0.9028                            | ( 7.16) |
| MS3608    | 0.3699           | (27.20) | 0.5593                            | (14.92) | 0.9054                            | ( 6.50) |
| Amdo      | 0.5162           | (17.02) | 0.5838                            | (14.67) | 0.8304                            | ( 8.60) |
| Shiquanhe | 0.5297           | (23.13) | 0.4865                            | (22.85) | 0.8181                            | (11.99) |
| Gaize     | 0.5058           | (24.57) | 0.5118                            | (21.98) | 0.8969                            | ( 9.52) |

ば雲と判定されたり、閾値よりも輝度温度が高くて  
も弱い対流雲や層状雲に覆われている可能性もあり  
うる。

実際にチベット高原の地表面温度は冬季の夜間には  
240K 以下になることもあり、日較差も 30K を  
越えることがしばしばある (Tanaka et al. 2001). 図  
9 は D66, Tuotuohe, D110, MS3608 で観測された  
地表面温度のコンポジットをもとに DOY-UTC 図  
にしたものである。これら観測地点は東経 92 度沿  
いにあるので地方時  $\text{LST} = \text{UTC} + 6$  である。図  
9 はこれら観測地点における地表面温度の平均的な  
変動を示すもので、6 月の日中には 300K に達し、  
1 月の明け方には 240K まで冷え込んでいることが  
わかる。また日較差は 5 月から 6 月にかけて 32K  
になり、明け方における年較差も 41K に達してい  
る。したがって、このように地表面温度の日較差お  
よび年較差が非常に大きいチベット高原において、  
固定閾値を用いた CD1 による雲の検出は不十分で  
あると考えられる。そこで閾値を時間的に変動させ  
て雲を検出する方法を考える。図 9 で求めたチベッ  
ト高原の代表的な地表面温度を  $T_{\text{sfc}}^*$  とし、この温  
度より  $\Delta T^*$  以上低い輝度温度を雲と判定する、す  
なわち、

$$T_{\text{IR}1} < T_{\text{sfc}}^* - \Delta T^* \quad (13)$$

である輝度温度  $T_{\text{IR}1}$  の領域を雲として検出する（こ  
の方法を CD2 とする）。このように地表面温度の  
日変化および季節変化を反映した  $T_{\text{sfc}}^*$  を閾値とし  
て導入することで、CD1 に比べてより効率よく雲  
の検出ができるものと思われる。また  $\Delta T^*$  は定数  
で CD2 と CD0 との判定誤差が最も小さくなるよう  
に決定する。

まず NOAA/VIS1 を用いて CD0 により雲判別を  
行い、その判定結果を晴天曇天の定義とする。 $\rho_1$   
を NOAA/VIS1 の反射強度、 $\rho_1^*$  をその閾値とす  
ると CD0 による雲判別は、

$$\begin{aligned} \rho_1 > \rho_1^* &: \text{cloudy} \\ \rho_1 \leq \rho_1^* &: \text{cloud free} \end{aligned}$$

である。雲が適切に判別されているかどうかは  
NOAA/IR4 の輝度温度と地表面温度との相関係数  
で判断する。地表面からの放射をとらえている場  
合、NOAA/IR4 の輝度温度と地表面温度との差は  
小さくなり、両者は強い正の相関を示す。図 10 は  
Tuotuohe における様々な値の  $\rho_1^*$  について雲判別  
を行ったときの相関係数の変化および雲の判定数  
を示している。 $\rho_1^*$  を大きくとればとるほど雲の判定は少  
なくなり、また相関は弱くなるが、 $\rho_1^* = 0.12$  のと  
きにその相関係数が極大になる。これは  $\rho_1^* = 0.12$   
のときの雲の判別が最も正確に行われていること  
を示唆する。

次に  $\rho_1^* = 0.12$  のときの雲判別を真であると仮  
定し、この判定との誤差が最も小さくなるような  
 $\Delta T^*$  を求め CD2 の閾値とする。図 11 は D110 で  
の CD0, CD2 による雲判別の結果である。棒グラフ  
の白い部分は CD0 と CD2 両方で、灰の部分は CD2  
のみ、黒の部分は CD0 のみの雲の判定数をそれぞ  
れ示している。つまり灰と黒を足し合わせた数が両  
者の判定誤差に相当する。図 11 から矢印をつけた  
 $\Delta T^* = 10\text{K}$  で判定誤差が極小になっている。また  
このとき、CD2 による晴天データの NOAA/IR4 の  
輝度温度と地表面温度との相関係数も極大になっ  
ている。以上から CD2 の閾値  $\Delta T^*$  を 10K とする。

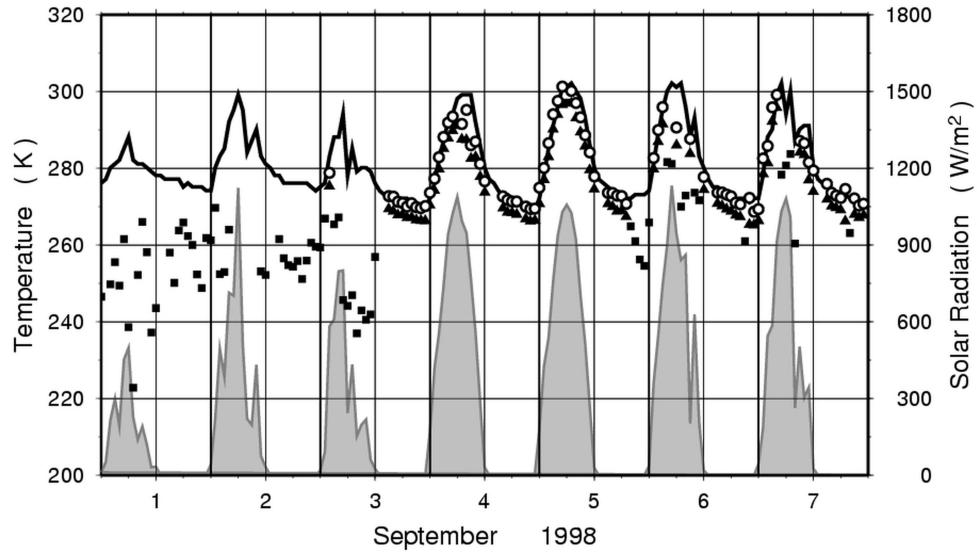


Fig. 12: Time series of surface temperatures observed by Tuotuohe-AWS (solid line, left axis), measured by satellite (circle), 11  $\mu\text{m}$  brightness temperature judged as cloud free by CD2 cloud removal (triangle), as cloudy (square) and downward solar radiation (shaded area with gray line, right axis).

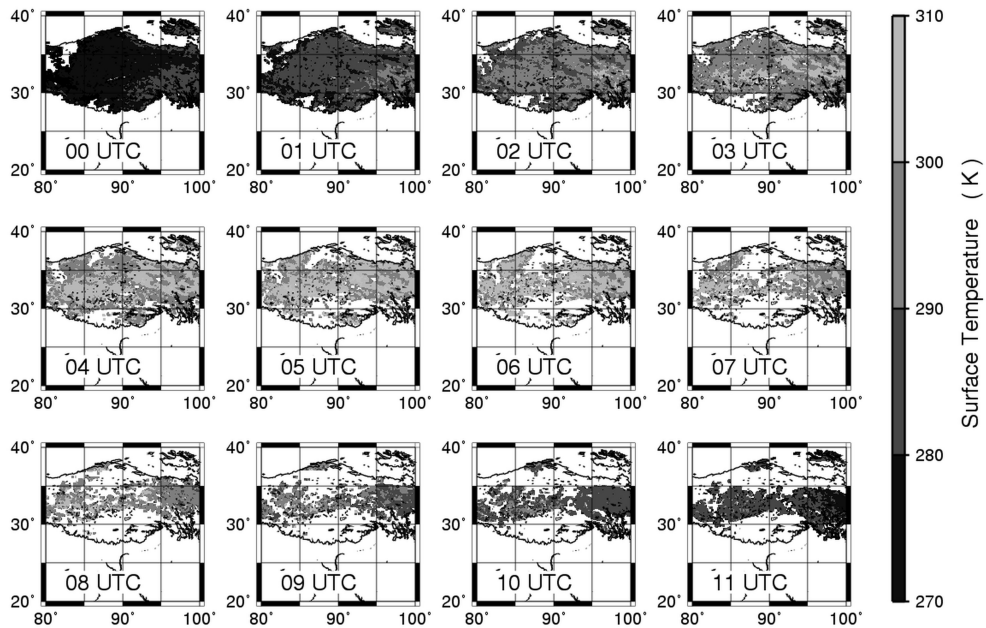


Fig. 13: Horizontal distribution of available retrieved surface temperatures from 00UTC to 11UTC, 25 April 1998. Blank white region over the Tibetan Plateau is a cloudy area.

#### 4. チベット高原の地表面温度

GMS で推定した地表面温度を地上観測による実測値と比較し、両者の相関係数と根二乗誤差 (RMSE) を計算した。その結果を表 2 に示す。GMS/IR1 の輝度温度との相関係数は 0.3–0.5 であり RMSE も 17K 以上ある。CD1 を用いた地表面温度との相関係数は 0.4–0.5, RMSE も 12–22K と依然誤差が大きい。これは正確に雲領域の除去が行えていないことに起因しているものと考えられる。しかし、CD2 を用いた地表面温度との相関係数は 0.8 以上, RMSE も 12K 未満と精度よく推定できていることがわかった。これは CD1 で検出できなかった雲が CD2 では検出されて、より正確に雲の判別ができていたことを示している。図 12 は Tuotuohe における 1998 年 9 月 1 日から 7 日までの時系列である。前半の 9 月 1 日から 3 日までは日射のデータから曇っていたと思われる。この期間の GMS/IR1 の輝度温度は地表面温度の実測値と比べるとかなり低く、CD2 により雲と判定されたため地表面温度は算出されていない。一方、後半の 9 月 4 日から 7 日まではよく晴れていたと考えられ、GMS から求めた地表面温度は実測値に極めて近い値をとり、地表面温度の日変化が再現されている。

しかしながら GMS で求めた地表面温度は依然として 10K 前後の RMSE を含んでいる。これは GMS で求めた地表面温度は数  $10\text{km}^2$  の空間スケールをもった領域の代表値であるのに対し、地上観測による実測値はせいぜい数  $\text{m}^2$  である。AWS で観測された地表面温度は、いつもその周辺領域の地表面温度の代表値をとりうるとは限らないので、RMSE が大きいのはこのことに起因している可能性もある。一般に衛星天頂角が大きくなればなるほど両者の差は大きくなる。GMS/IR1 の 1 ピクセルあたりの面積が Toutuohe では約  $51\text{km}^2$  であるのに対し、Shiquanhe では約  $74\text{km}^2$  に達する。またこれらの空間スケールよりも小さな雲が地上観測地点の上空を局地的に覆っていたとしても、GMS では解像することができないので見逃してしまう可能性がある。さらに図 7, 8 からわかるように可降水量の推定においてある程度の誤差が含まれており、これが地表面温度の誤差を生む要因になっている。大気の透過率は衛星天頂角が大きな地域ほど可降水量による減衰を受けやすく、同じ大きさの可降水量の誤差でも衛星天頂角の比較的大きなチベット高原西部は東部に比べてそれによる誤差が大きくなると考えられる。

図 13 は 1998 年 4 月 25 日のチベット高原上の地

表面温度の分布を 1 時間ごとに算出したものである。白抜きの領域は雲に覆われているため、地表面温度が算出できない地域である。日の出直後はチベット高原のほぼ全土が晴れているのに対して、午後は高原の半分以上の地域が雲に覆われている様子がわかる。午前中、太陽高度の上昇を反映して地表面温度はチベット高原東部から上昇しはじめ、正午までに 30K 以上も上昇する地域もある。

#### 5. 結論

NOAA/AVHRR から地表面温度の分布を求めるアルゴリズムを修正し GMS/VISSR に適用した。GMS/VISSR の感度関数を考慮した上で、放射伝達モデル MODTRAN を用いて大気の透過率などを回帰的に求め、地表面温度の導出のための式 (6) の係数を衛星天頂角と可降水量の関数として与えた。また、可降水量の推定にはチベット高原の地理的条件と水蒸気チャンネルの吸収特性を用い、GMS/WV の輝度温度から推定した。さらに、地表面温度が算出できる雲に覆われていない領域の検出には従来の固定閾値に代わる変動閾値を導入した。GMS から求めた地表面温度と地上観測による実測値とは相関係数 0.8 以上であった。RMSE が 10K 前後であるのは、GMS と地上観測の間にある空間代表性の問題に起因するものである。

GMS を用いることの最大の利点は、中低緯度地域において物理量の空間分布を 1 時間間隔で算出できる点である。これは NOAA のような極軌道衛星では観測できない。GMS5 は 1995 年 6 月に運用が開始されて以来、約 8 年間のデータが蓄積されている。この手法により算出された地表面温度のデータは地上観測地点が少ないチベット高原の 4 次元データ同化に大きく貢献できるものと期待される。GMS5 の後継の人工衛星である MTSAT は GMS5 の 4 倍の感度をもつセンサを搭載しており、MTSAT のデータを用いることでより正確な地表面温度を算出できることが期待できる。また中国の気象衛星 FY2c が東経 105 度の静止軌道から GMS 同様の観測を行う予定である。FY2c は GMS5 と同様の赤外スプリットウィンドウのセンサを搭載しており、衛星天頂角が GMS5 より小さいので正確な地表面温度の算出が期待できる。地表面温度は Su (2002) や Ma et al. (2003) における領域地表面エネルギーフラックス算出アルゴリズムの中で重要な物理量であり、GMS を使えばチベット高原のフラックスの日変化を推定することも可能である。

## 参考文献

- Coll, C. and V. Caselles: 1997, A split-window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16697–16713.
- Ishikawa, H., T. Hayashi, K. Tanaka, O. Tsukamoto, H. Fudeyasu, I. Tamagawa, J. Asanuma, Y. Qi, J. Wang, Y. Ma, Z. Hu, and H. Gao: 1999, Summary and the preliminary results of PBL observation. *Proceeding of the 1st International Workshop on GAME-Tibet*, Xi'an, China, 69–72.
- Koike, T., T. Yasunari, J. Wang, and T. Yao: 1999, GAME-Tibet IOP Summary Report. *Proceeding of the 1st International Workshop on GAME-Tibet*, Xi'an, China, 1–2.
- Kondratyev, K. Y.: 1969, *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, New York, San Francisco, London.
- Ma, Y., H. Ishikawa, O. Tsukamoto, M. Menenti, Z. Su, J. Wang, T. Yao, and K. T.: 2003, Regionalization of surface fluxes over heterogeneous landscape of tibetan plateau by using satellite remote sensing data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, (in press).
- McClain, E. P., W. G. Pichel, and C. C. Walton: 1985, Comparative performance of AVHRR-based multi-channel sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11587–11601.
- Nitta, T. and S. Sekine: 1994, Diurnal variation of convective activity over the tropical western pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627–641.
- Prata, A. J.: 1993, Land surface temperature derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer, 1. Theory. *J. Geophys. Res.*, **98**, 16689–16702.
- 1994, Land surface temperature derived from the advanced very high resolution radiometer and the along-track scanning radiometer, 2. Experimental results and validation of AVHRR algorithms. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13025–13058.
- Sobrino, A., J., Z.-L. Li, M. P. Stoll, and F. Becker: 1994, Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 243–253.
- 1996, Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with atsr data. *Int. J. Remote Sensing*, **17**, 2089–2114.
- Sobrino, A., J. and N. Raissouni: 2000, Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to morocco. *Int. J. Remote Sensing*, **21**, 353–366.
- Su, Z.: 2002, The surface energy balance sysytem (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, **6(1)**, 85–99.
- Tanaka, K., H. Ishikawa, T. Hayashi, I. Tamagawa, and Y. Ma: 2001, Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 505–517.
- Tsukamoto, O., H. Fudeyasu, S. Miyazaki, K. Ueno, Y. Qi, Y. Ma, and I. H.: 1999, Turbulent surface flux measurements over the Tibetan Plateau with flux-PAM system. *Proceeding of the 3rd international scientific conference on the global energy and water cycle workshop*, volume Beijing, China, 411–412.
- Tsukamoto, O., M. Joko, H. Ishikawa, S. Miyazaki, J. Kim, Y. Ma, and Z. Hu: 2001, Diurnal and seasonal variations of surface fluxes and boundary layer over the Tibetan Plateau. *Proceedings of the Fifth International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME*, Nagoya, Japan, 300–303.
- Ueno, K.: 1997, Some problems about the precipitation system in the tibetan plateau. *J. Geography*, **106**, 293–301, in Japanese.
- Wang, J., Y. Ma, M. Menenti, W. Bastiaanssen, and Y. Mitsuta: 1995, The scaling-up of processes in the heterogeneous landscape of heife with the aid of satellite remote sensing. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 1235–1244.
- Yatagai, A.: 2001, Estimation of precipitable water and relative humidity over the tibetan plateau from gms-5 water vapor channel data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 589–598.

# **Estimation of Land Surface Temperature over the Tibetan Plateau using Geostationary Meteorological Satellite "Himawari"**

Yuichiro OKU and Hirohiko ISHIKAWA

## **Synopsis**

GMS/VISSR images have been used to estimate the land surface temperature distribution over the Tibetan Plateau. The infrared split-window algorithm is used with some modifications to obtain surface temperatures from NOAA/AVHRR measurements. Radiative transfer simulations are carried out to obtain the atmospheric transmittances and the difference temperatures that are involved in the internal coefficients of the split-window algorithm. Precipitable water distribution that is required by this algorithm is estimated from 6.7  $\mu\text{m}$  brightness temperature utilizing spectral characteristics of GMS water vapor channel.

Cloud removal has an important part to play in surface temperature retrieval process. To identify convective cloud activity, many researchers use satellite infrared measurements with the fixed threshold technique. But in this study, it is necessary to remove not only convective clouds but also all kind of clouds. For this purpose, the variable threshold technique is proposed. The threshold varies dependently on both seasonal and diurnal, and its value is determined on the basis of surface observation. As a result of adoption this technique, it becomes possible to remove relatively warmer clouds in summer and detect colder ground surface in winter nighttime.

The results of comparing estimated surface temperature from GMS data using this algorithm with in-situ surface measurements shows high correlation coefficient, it is nearly 0.8 or over.

**Keywords :** satellite meteorology; remote sensing; radiation; surface temperature