

広域蒸発散量の推定における分布水文量 の内挿と平均化について

STUDY ON AVERAGING THE DISTRIBUTED HYDROLOGICAL CONDITIONS FOR
ESTIMATION OF REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION

砂田憲吾¹・直井崇宏²・中谷真一³

Kengo SUNADA, Munehiro NAOI and Shinichi NAKATANI

¹正会員 工博 山梨大学教授 工学部土木環境工学科 (〒400-8511 甲府市武田 4-3-11)

²学生会員 山梨大学大学院工学研究科 (〒400-8511 甲府市武田 4-3-11)

³建設省中部地方建設局 浜松工事事務所 (〒430-0811 静岡県浜松市名塚町 266)

Regional evapotranspiration in the East-Japan is estimated by using NOAA/AVHRR data and GPV (Grid Point Values of meteorological conditions) data based on the heat balance method. Spatial resolutions of those data are different each other.

In order to get the estimated value of evapotranspiration, following two ways of data arrangement are examined and the results computed from the both ways are compared. At first in the paper, GPV data is interpolated to the scale of NOAA/AVHRR data. In the next, NOAA/AVHRR data is averaged to the scale of GPV data. At last, the authors make discussions on the scale averaging the hydrological conditions for getting more reasonable estimation of regional evapotranspiration.

Key Words : evapotranspiration, Spatial distribution, Remote Sensing, Grid Point Value

1. はじめに

蒸発散は、陸域一大気間における水と熱の交換を行う極めて重要な水文過程である。その過程に関わる水文量（物理量）は多く、その条件は時間的に変動が大きい。さらに、陸域地表面では、空間的な不均一性も著しく、広い領域での蒸発散量の推定には、これら地表面の条件を把握し、集約して評価する方法の確立が必要となる。

広域蒸発散量の推定には、月・日の気温や湿度などの限定された気象項目に基づく可能蒸発散量から経験的な係数による実蒸発散量を求める方法があるが、地表面条件が陽に考慮されないのが、地表面物理過程としての把握には限界がある。一方、地表面の不均一な土地利用、地被状態を把握するために、衛星リモートセンシングデータを用いる方法がある。土地利用ごとに蒸発散パラメータを定めておき経験式に基づいて、区画ごとにあるいはそれらの和として推定する方法¹⁾

である。さらに、リモートセンシングを用いてNDVI（標準化された植物活性度指数）との関係を用いて同様にして、広域の蒸発散量を求めるもの²⁾である。これらの方法は時間平均された概略値が得られるが、本来、物理現象として条件の変化に応じた蒸発散量を与えることはできず、月や季節の概略値を与えることが主な目的となろう。

筆者らは、比較的容易に得られる気象項目を用いて、時間ごとに変動する蒸発散量をモニタリングする手法の開発を進めてきた^{3, 4)}。熱収支に基づいてある仮定の下で、均一と思われる地表面条件に対して物理的な係数をデータから逆算して求める方法である。このことを、衛星リモートセンシングデータと分布した主な気象データとを用いて多様な地表面条件を考慮して適用すれば、やがては蒸発散量のモニタリングが可能となり、これまでに、この方法の基本的な適用性も得ている。しかしながら、入手できるデータは一般に空間的にも時間的にも同様な間隔・分布で得られることは少ないので、こうしたデータの内挿や平均化についての影響を調べておく必要がある。

本研究は、1km 程度のスケールの情報を持つ衛星データと 20km 程度のスケールの気象データとを組み合わせることで広域の蒸発散量を推定する場合の各データの内挿と平均化の影響について比較検討したものである。

2. 使用データについて

(1) リモートセンシングデータ (NOAA-AVHRR) 概要⁵⁾

米国海洋大気局 (National Oceanic and Atmospheric Administration) の打ち上げられている極軌道気象衛星は、AVHRR、TOVS、および DCS を搭載し、特に AVHRR は雲、大気、陸上の温度分布をリアルタイムで世界中に伝送することから広く利用されている。軌道は太陽同期軌道で、軌道高度は 870km および 833km、軌道傾斜角は 98.9° および 98.7° である。原則として常時 2 機 (奇数号機と偶数号機) が運用されており、同一地点を 1 機で最低 1 日 2 回、計 4 回以上の観測が可能である。従って回帰日数が他の衛星と比較して短いため、時系列解析に適している。搭載されている AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer、改良型超解像度放射計) は、4 ないし 5 バンドのセンサーで物理分解能がよく (10bit)、地上分解能も比較的よい (1.1km)。

東北大学理学部大気海洋センターでは、AVHRR/NOAA 衛星の画像を毎日作成し、東北大学大型計算機センターを共同で利用者に公開している。このデータベース JAIDAS (Japan Image Database)^{6), 7)} に登録されているデータは AVHRR の Channel-2 (近赤外, $0.73\text{--}1.10\mu\text{m}$) と Channel-4 (熱赤外, $10.5\text{--}11.5\mu\text{m}$) の 2 画像が 1 日 1 回ずつ納められており、Channel-2 からはアルベドの分布が、Channel-4 からは地表面温度分布が知れることとなる。登録されている画像は、東日本と西日本の 2 領域に分かれており、このうち東日本領域は東北地方を中心とした $1024 \times 1024\text{pixels}$ で、図-1 に示すように、北は北海道の北部が少しかけるところまで、西は近畿地方にかかるところまで及んでいる。各 pixel は 256 段階となっており、座標は北緯 41° 度、東経 141° 度を中心としたメルカトル図法で表されている。

(2) 気象データ (GPV) 概要⁸⁾

一般に、格子点値 (Grid Point Value, GPV) とは、空間に規則的に配置された格子点上の数値データを指す。GPV 形式で伝送されたデータを利用する場合、それをコンピュータなどを利用して画像化したり、数値データとして各種の演算を施しての利用も可能になるなど、効率的かつ多方面での利用が可能となる。GPV 形式での格子は、必ずしも直交座標である必要

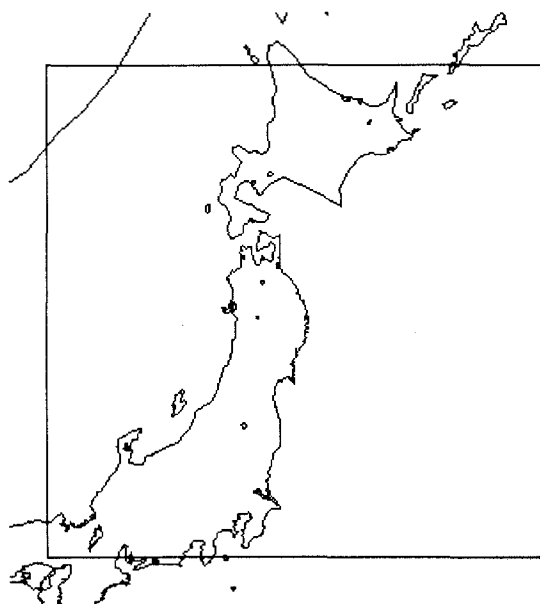


図-1 NOAA 画像取得範囲

はなく、地球に対応したデータでは緯度・経度による格子座標の方が都合の良い場合もあり、数値予報資料や天気予報ガイダンス、降水短時間予報資料など、緯度・経度座標の GPV として送られているものも多い。

今回用いるのは、気温、風速、気圧、雲量等のデータで、メッシュスケールは緯度・経度格子座標で $15'$ (東西) $\times 12'$ (南北)、時間スケールは 1hr である。ただし、気圧に関しては、平均海面のものでメッシュスケール $30' \times 24'$ 、時間スケールは 3hr である。

(3) 国土数値情報 (1km メッシュ (平均標高)) 概要⁹⁾

国土地理院が刊行している 2 万 5 千分 1 地形図に描かれている等高線から求めた数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) データである。20 万分 1 の地形図の大きさに相当する第 1 次地形区画、2 万 5 千分 1 の地形図の大きさに相当する第 2 次地形区画、第 2 次地形区画を縦横 10 等分した第 3 次地形区画 (1km メッシュ) となっている。1km メッシュに含まれている数値地図 250m メッシュ (標高) データの標高値 ($4 \times 4 = 16$ 点) の平均値が記録されている。標高点間隔は緯度 (南北) 方向で 30 秒、経度 (東西) 方向で 45 秒となり、実距離では約 1km となる。

この平均標高ファイルは、標高ファイルに比べてメッシュ内標高の均一化がなされているため、地形モデルの解析等に適している。

3. 蒸発散量推定方法について

本研究は衛星観測データを念頭に、画素をもとに

した多数の要素内での蒸発散量推定値から広域な場における蒸発散量推定を考えているが、各画素ごとに地表面粗度長や土壌物理パラメータなどの条件を設定する必要のない簡潔な方法として、地表面でのエネルギー収支を基本とした、広域蒸発散量推定の検討を行うこととする。この方法は、すでに試験地規模の観測データにより検証されている^{3), 4)}が、ここではNOAA-AVHRRとGPVデータを組み合わせて適用する。

(1) 推定方法の概要

地表面におけるエネルギー収支をフラックスで表せば、以下ようになる。

Q* = H + IE + G (1)

ここに、Q*:正味放射量, H: 顕熱フラックス, IE: 潜熱フラックス, G: 地中熱フラックスである。顕熱・潜熱フラックスはバルク式を用いて次式のように表される。

H = ρ c_p C_H U (T_s - T_a) (2)

IE = l ρ β C_H U {q_{sat}(T_s) - q_a} (3)

ここに、c_p, ρ: それぞれの空気sの定圧比熱と密度, β: 蒸発効率, U, T_a, q_a: それぞれある地上高度での風速, 気温, 比湿 (GPV データ), T_s: 地表面温度 (衛星データ), q_{sat}(T_s): T_s に対する飽和比湿, C_H: 顕熱に対するバルク輸送係数である。

ここで、(1) 式の Q*, G が算定できれば、C_H はエネルギー収支式より逆推定され、(3) 式より水蒸気フラックス (蒸発散量) が推定できることとなる。

(2) 正味放射量の推定

地表面には、太陽エネルギー (短波放射: R_S) のほか、雲や大気中に存在する水蒸気その他微量の気体の出す大気放射 (長波放射: R_L) がきいている。一方、地表面は、その温度の 4 乗に比例した長波放射量 R_E を上空に向けて出している。これらの放射エネルギーの収支より、地表面における正味放射量 Q* は、以下のように表される。

Q* = R_S + R_L - R_E (4)

各項は、以下の推定式により算出することとなる。

R_S = SV(1 - α)(1 - C_d α_c)(sin φ sin δ + cos φ cos δ cos ω) (5)

R_L = ε σ T_a⁴ + 0.553e^{1/7} (6)

R_E = ε σ T_s⁴ (7)

ここに、S: 太陽定数, α: 地表面アルベド, C_d: 雲量, φ: 観測点での緯度, δ: 太陽赤緯, ω: 太陽時角, σ: ステファン・ボルツマン定数, e: 大気中の水蒸気圧である。

ここでは、短波放射の大気での伝達率 V は、V = 0.75, 雲のアルベド α_c は、α_c = 0.5, 放射率 ε は、ε = 0.95 として設定した。また、地表面温度 T_s および地表面のアルベド α は、それぞれ NOAA 衛星画像の Channel-2, Channel-4 のデータを、気温 T, 雲量 C_d は GPV 気

象データを用いる。

(3) 地中熱フラックスの仮定

地中熱フラックス G は、一日周期の次式の余弦波で近似できるとする。

G = ΔT_s(ωCλ)^{1/2} cos(ωt + φ) (8)

ここに、ΔT_s: 地表面温度変化の振幅, ω: 角振動数 (π/12), C: 地表土壌の熱容量, λ: 土壌の熱伝導率, (ωCλ)^{1/2}: 熱慣性であり、φ は最大地表面温度の生起時刻の位相差を示す。

4. 東日本地域への適用について

(1) 推定の対象領域と期間

用いるリモートセンシングデータと GPV データのデータ形式をまとめると表-1 のようになる。推定の対象とした領域は JAIDAS の東日本領域である。この領域は、琵琶湖プロジェクト共同観測の行われている琵琶湖北地域を含んでいるため、今後も含めた推定の検証などを目的としてこの領域を対象領域とした。また、NOAA 衛星データは対象領域に雲がかかっていると雲のデータを拾ってしまうため、なるべく広域に晴れ渡っている日を用いることが望ましい。

(2) 衛星データと GPV データを利用した水文学的空間分布

ここでは解析の一例として、1996.4.24 の 13:30 に取得された衛星データおよび GPV データを用いて行った 13:30 の瞬間値の解析結果についてまとめることにする。この日 (瞬間) は広域にわたって晴れており衛星からの地表面情報がよくとらえられていると思われる。図-2 に NOAA 衛星の Channel-4 から得られる地表

表-1 用いるデータの形式

	JAIDAS 形式		GPV 形式	
	Channel2	Channel4	RSM 地上	RSM 上層
用いるデータの 種類と要素	α	T _s	T, T-Td, U, V, Ckl	Ps
使用データ範囲	東日本領域		-	
座標系	41° N, 141° E を 中心とした メルカトル図法 1024×1024pixels		緯度・経度格子座標	
グリッド間隔	中心において 1.1km/pixel		15' (東西) 12' (南北)	30' (東西) 24' (南北)
データ取得回数 (予報時間間隔)	1 回/日		2 回/日 (1hr)	2 回/日 (3hr)

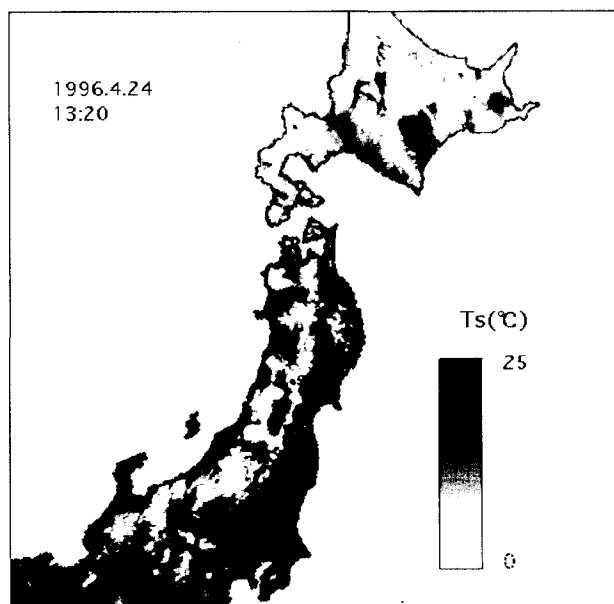


図-2 地表面温度分布

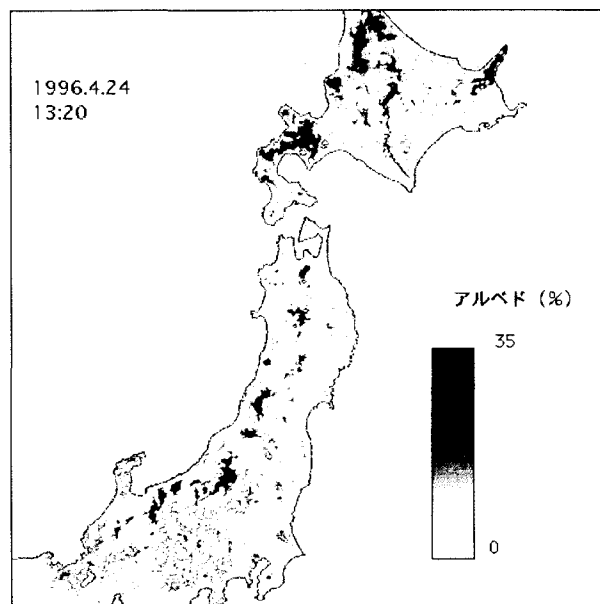


図-3 アルベド分布

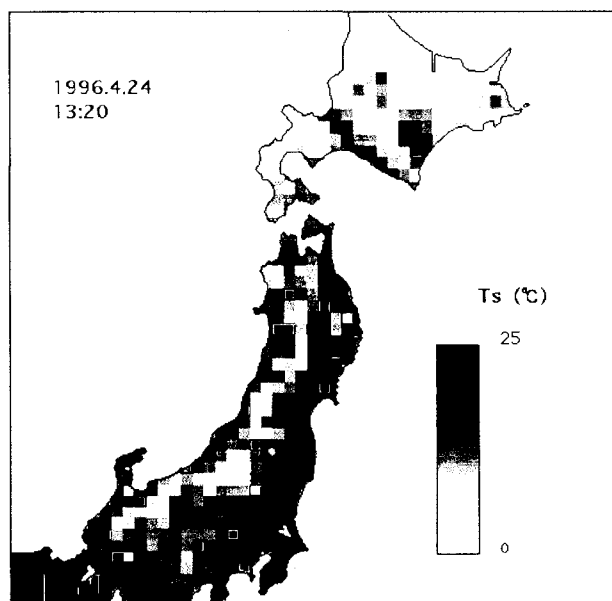


図-4 平均化した地表面温度分布

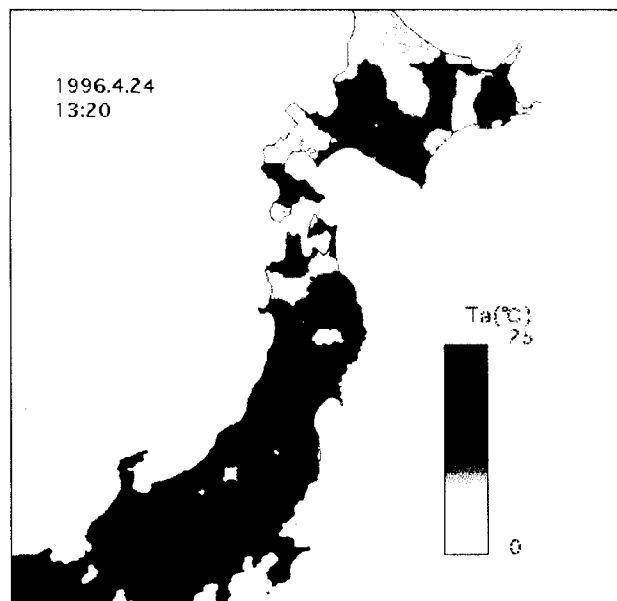


図-5 気温分布

面温度分布を、図-3 に同じく Channel-2 から得られるアルベド分布を示す。よく晴れており、地表面における分布がよくとらえられていることが分かる。北海道北部、北陸の一部が該当するが、地表面温度分布にしては 0°C 以下を示す領域に関しては雲または雪とみなし、蒸発散量の推定は行わないことにした。しかし、雲の温度に関しては、下層雲などは 0°C 以上の温度を示す場合もあり、雲領域の判断に関しては今後の検討を要する。地表面温度分布に関しては、東北地方から関東平野にかけて高くなっており、森林地帯では低い分布となっている。アルベド分布に関しては、地表面の種類によって異なるだけでなく（森林では 3～15%，裸地（湿）では 5～15%）、太陽高度や大気の混濁状態にも関係する。全体的に 0～5% とかなり低めの値となっているが、これは大気の混濁状態がひ

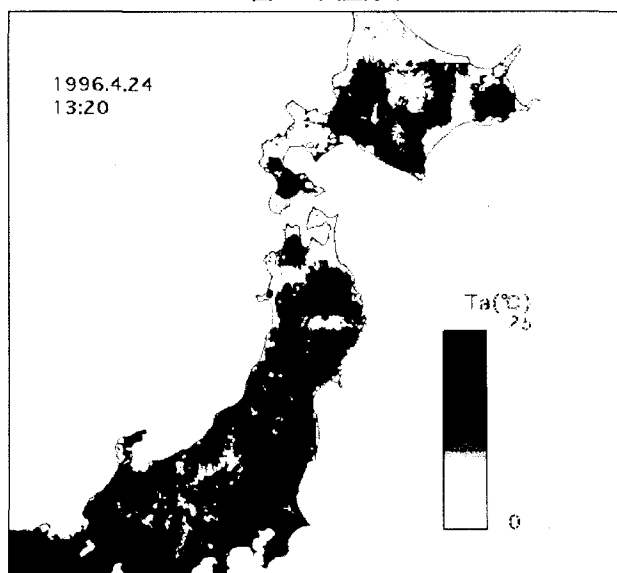


図-6 標高を考慮した気温分布

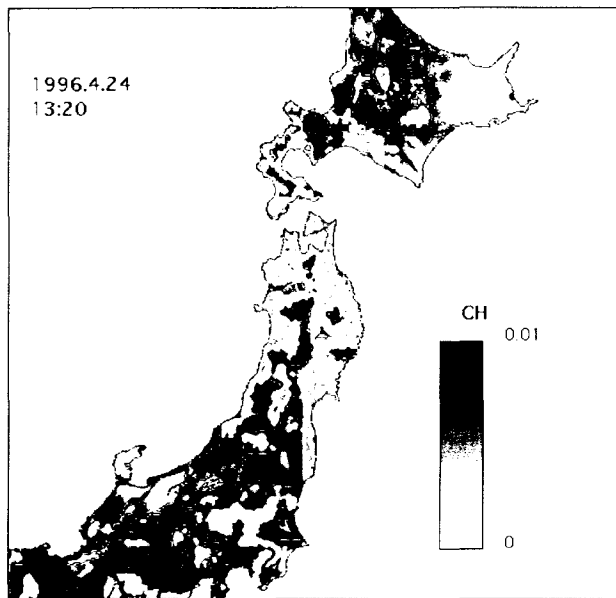


図-7 バルク輸送係数 (NOAA スケール)

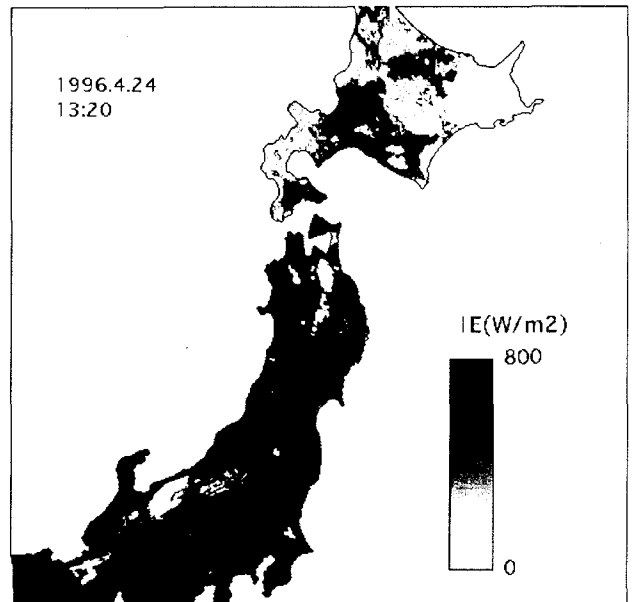


図-8 潜熱フラックス (NOAA スケール)

どいのではないかと考えられる。

NOAA 衛星データと GPV データを用いて水文量の空間分布が与えられることになるが、表-1 をみると NOAA 衛星データのグリッド間隔は 1 画素約 1.1 km であるのに対して、GPV データのグリッド間隔は小さくても 12' × 15'、距離にして約 20 km と非常に大きいグリッドである。このため、衛星データに合わせて GPV データを内挿するか、GPV データのスケールにまで衛星データを平均化する必要がある。まず、衛星データで得られた 1 画素を基準として各要素ごとに推定を行うためには、GPV データを用いるにあたっては、格子内の要素に対して格子点からの距離の逆数を重みにとって内挿を行った。しかし内挿を行った GPV データに対して、NOAA 衛星から得られるデータの分布変動は大きく、気温 (GPV) と地表面温度 (NOAA 衛星) との温度差が不安定になってしまうおそれがあるため、気温については、200m 上昇すれば 1.3℃下がる気温低減率をもとに、地点標高を考慮して内挿を行うことにした。ここでは、この標高補正した気温を用いて推定した蒸発散量を GPV スケールに平均化した結果と、NOAA 衛星データを GPV スケールに平均化して、GPV スケールで蒸発散量を推定した結果を比較し、平均化について検討する。

5. 結果と比較

図-4 は GPV データのスケールにまで衛星データを平均化した地表面温度を示す。図-5 は GPV データにより得られる気象条件のうち気温の空間分布を、図-6 は地形情報を考慮して内挿を行った気温の空間分布を示す。図-5 に比べ図-6 は、地形情報を考慮して

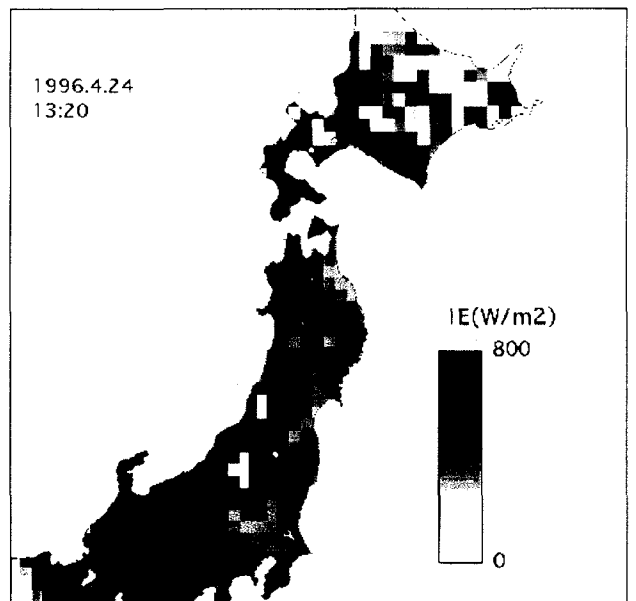


図-9 潜熱フラックス分布 (GPV スケールに平均化)

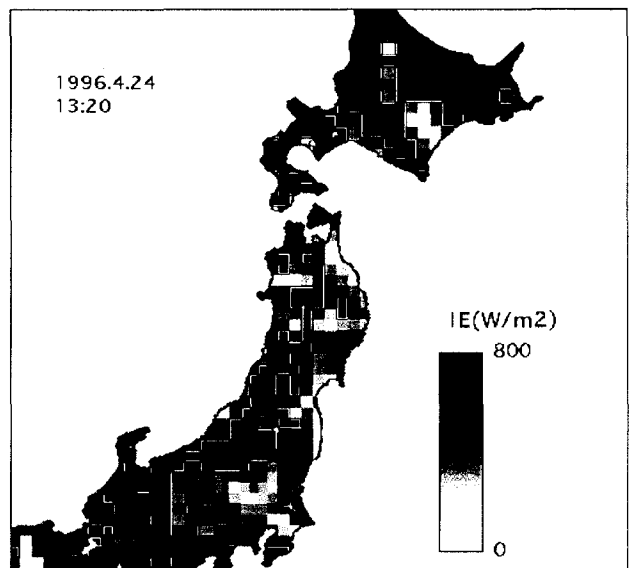


図-10 潜熱フラックス分布 (GPV スケール)

内挿を行っているために当然のことながら分布変動が大きくなり、地形の影響が反映されていることがわかる。以上のような空間分布を用いて(1)～(8)式により前述のようにして蒸発散量推定を行った。図-7には、GPV データによる気象値を内挿して衛星データスケールで逆推定したバルク輸送係数 C_{H1} を示す。 C_{H1} の分布に関しては、平野部で 0.002～0.006、山岳・森林部では 0.01 以上の値となっており、平野部で低く、山岳・森林部で高いという傾向がみられ、山岳・森林部では空気が活発に混ざり合い、平野部では混合の度合いが低い結果となっている。この値は、近藤らにより示される値（森林：0.005、裸地：0.0015）¹⁰⁾ に比べやや高めに推定されている。図-8には、この C_{H1} を用いて衛星データスケールで推定した蒸発散量を、図-9には、図-8の蒸発散量を GPV スケールに平均化した蒸発散量を示す。図-10は、NOAA 衛星データを GPV スケールに平均化して、GPV スケールで蒸発散量を推定したものを示す。蒸発散量の分布に関しては、対象期間が 4 月であることを考えると関東平野においては 300～400W/m² とオーダー的にほぼ妥当な結果が得られていると考えられる。図-9と図-10を比較してみると、ほぼ全体的に類似した分布を示していることが分かるが、図-9の GPV データを内挿してから蒸発散量を求め、平均化した蒸発散量の方が全体的に推定値がやや大きくなっている。

6. おわりに

広域地表面における水文現象の把握・評価として、広域蒸発散量の推定を試みた。リモートセンシングデータと GPV 気象データを用いて水文学の空間分布を設定し、熱収支を基本とした簡潔な推定方法により広域蒸発散量推定を試みた結果、用いたリモートセンシングデータと GPV 気象データにおいてデータのグリッドの違いによる問題はあるものの両者による推定値はほぼ一致し、妥当な結果が得られた。これにより、提案される蒸発散量推定法の適用値が大枠で得られたと考えられる。今後の課題としては、得られた空間分

布を用いた空間変動の検討や、日平均蒸発散量の推定による時間変動などの問題が考えられる。広域実蒸発散量のモニタリング方法の独立を目指して検討を重ねる予定である。

謝辞：NOAA-AVHRR データの利用に懇切な助言を与えられた東北大学の澤本正樹教授、風間聡助教授、防衛大学校の多田毅講師に、また、GPV データの利用にご協力を頂いた日本気象協会関西本部の友村秀光氏、桜井康博氏に厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) たとえば、古藤田一雄ほか：ランドサットデータによる土地利用区分と広域蒸発散量算定手法の開発に関する研究，筑波大学水理実験センター報告，No.8,pp57-66,1984.
- 2) たとえば、多田毅・風間聡・澤本正樹：NDVIを用いた広葉樹林帯の蒸発散分布推定，水文・水資源学会誌 Vol.7, No.2, pp.114-119, 1994.
- 3) Sunada,K・S.Sorooshian・L.A.Gay:A Basic Study on Estimation of Regional Evapotranspiration Using Remotely Sensed Data, Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering, Vol.7, No.2, 1990,pp.27-38.
- 4) 砂田憲吾・長谷川哲郎：NOAA データを用いた広域蒸発散量推定モデル，水工学論文集，第 39 巻，pp.203-208,1995.
- 5) 日本リモートセンシング研究会：リモートセンシング用語辞典，共立出版，1989.
- 6) 澤本正樹：NOAA 画像データベース TIDAS の紹介，水文・水資源学会誌，Vol.6,No.2,pp.45-47.
- 7) 川村宏：WWW 版日本画像データベースの公開について 水文・水資源学会誌，Vol.8,No.4,pp.408-409,1995.
- 8) 朝倉正・関口理郎・新田尚：新版気象ハンドブック，朝倉書店,1999.
- 9) 国土庁計画・調整局，建設省国土地理院：国土数値情報，1987.
- 10) 近藤純正：水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-，朝倉書店，1994.

(1999. 9. 30 受付)