

NDVIを用いた時空間蒸発散量推定法の 開発と単層モデル法による検証

THE ESTABLISHMENT AND VERIFICATION OF SPATIO-TEMPORAL EVAPOTRANSPIRATION MODEL USING NDVI

渡辺 浩明¹・風間 聡²・沢本 正樹³

Hiroaki WATANABE, So KAZAMA, Masaki SAWAMOTO

¹学生会員 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉06)

²正会員 博士(工学) 東北大学大学院環境科学研究科環境科学専攻 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉04)

³フェロー 工博 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉06)

The NDVI data set is used for the estimation of evapotranspiration. Evapotranspiration in paddy fields is estimated using the solar radiation method instead of NDVI. The estimated flux by NDVI and solar radiation method is compared with single layer model as physical method. As a result of the comparison, the single layer model method shows smaller evapotranspiration. Considering the evaporation by canopy interception in single layer model, evapotranspiration estimated by both models show the near value in forest area. NDVI method shows smaller evapotranspiration in city area. We understand that NDVI method underestimates evapotranspiration in city area. However, distribution pattern is quite similar and it concludes that NDVI method could estimate evapotranspiration.

Key Words: NOAA/AVHRR, NDVI, single layer model, canopy interception, LAI

1. はじめに

地球表面上のエネルギー移動の多くは、大気中の水蒸気に含まれる潜熱によって行われる。潜熱量を知るには蒸発散量を正確に把握する事が不可欠である。蒸発散とは水文学において水収支を解明するためだけではなく、エネルギー収支の面でも重要な因子となっている。しかし蒸発散は様々な水文要素の中でその精度の保証が最も困難なものであるため、広域面からの蒸発散量を定期的かつ定量的に算定する方法はまだ確立されていない。

既往の蒸発散量推定法としては水収支法¹⁾、乱流理論に基づく渦相関法²⁾、経験的方法²⁾が挙げられる。水収支法は流域の降水量と流出量との差が蒸発散によって失われた水量に等しいとして、蒸発散量を求めるものである。従って流域での総蒸発散量を知る事は可能だが、流域内での蒸発散の分布状況を知る事は出来ない。渦相関法は局所的な現象のモデル化であり精密な気象情報を必要とするため、広域の蒸発散量を推定する目的には適合しにくい。経験的方法にはThornthwaite法やHamon法などがある。どちらも気温と可照時間だけを変数としており簡易に求められるという利点を持つ。しかしこれらの式による推定値は本来可能蒸発散量を推定するものである。

また気象データの観測点が限られているため、広域の蒸発散量分布を求めるのは困難である。

本研究はリモートセンシング技術の利用と、植生と蒸発散の相関に着目した蒸発散量の推定法の検証を行った。植生を用いた蒸発散量の推定は、多田ら³⁾や近藤ら⁴⁾によってその有用性が確かめられている。植生は人工衛星データから計算されるNDVI (Normalized Difference Vegetation Index : 正規化差植生指標) が用いられるが、NDVIによる蒸発散量の推定は統計的な方法であり、その物理特性や妥当性はまだ確かめられていない。そこで、熱収支法の一つである単層モデル法による蒸発散量との比較からNDVIによる蒸発散量の推定法を検証し、妥当性の確認や問題点の改善を行う事で、より実用的な流域蒸発散分布の推定法を開発する事を本研究の目的とする。

2. 対象地域およびデータセット

(1) 対象流域

対象流域は宮城県名取川水系である(図-1)。宮城県の中央部に位置し、主流である名取川は水源の蔵王山系から仙台平野を流れて仙台湾へと注ぐ。幹線流路延長は

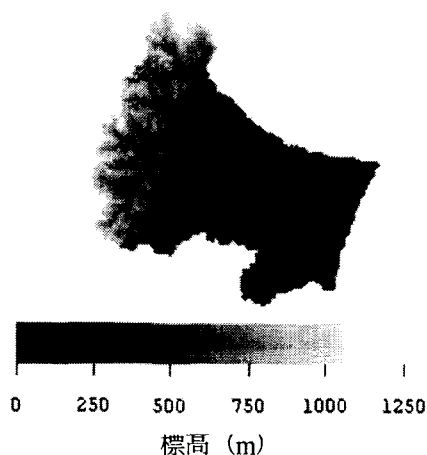
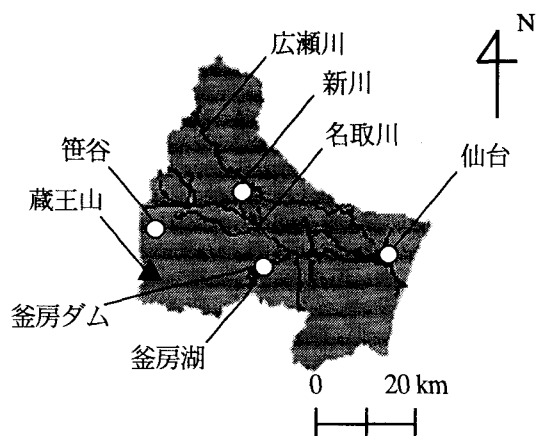


図-1 名取川水系図（上）と標高分布図（下）

55km, 流域面積は939km²（山地675.1km², 平地245.1km², 河川区域20.7km²）で, その下流域には東北地方の中心都市である仙台市を有し, 仙台市民をはじめとする約43万人の生活用水の取水源として利用されている。上中流域はそのほとんどが森林に覆われており, 名取川水系全域においても約70%は森林であり, 植生は非常に豊かである。

(2) データセット

衛星データとして, NOAA/AVHRRデータより作成された日本画像データベースJAIDAS (JApan Image DAtabaSe) を利用した。NOAA/AVHRRデータの回帰日数は2回/日, 地上分解能は約1.1 kmである。

名取川水系の標高データ, 土壌土地利用データは国土地理院が発行している国土数値情報⁹⁾を基に作成した。空間分解能は250 mである。

単層モデル法に用いる仙台の気象データを気象庁月報⁹⁾の2001年分より用意した。また, 気象庁月報の仙台, 新川の風速データと日本道路公団の笹谷の風速データを用いて, 名取川水系の風速分布を推定した。

また, 分光反射率測定で利用されているポータブルフォトメータ (阿部設計製, 2703型) を使用して, アルベドの現地観測を行った。

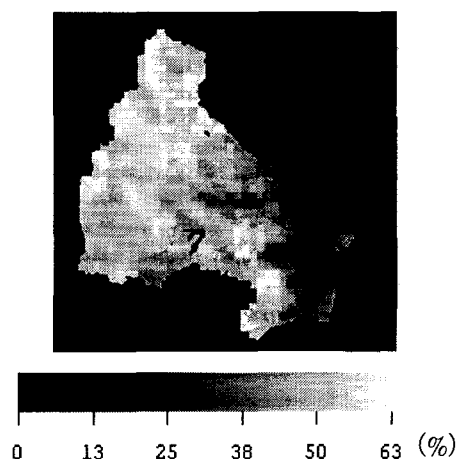


図-2 2001年7月のNDVI分布図

3. NDVIについて

NDVIはNormalized Difference Vegetation Indexの略であり, 正規化差植生指標と訳される。NDVIはNOAA/AVHRRのChannel1 (0.58~0.68 μm) とChannel2 (0.75~1.10 μm) の波長域の輝度値を用いて (1) 式で計算される。

$$\text{NDVI}(\%) = \frac{\text{Ch.2} - \text{Ch.1}}{\text{Ch.2} + \text{Ch.1}} \times 100 \quad (1)$$

NOAA衛星から毎日のデータを得ることは可能だが, その多くが雲の影響を受けてしまう。そのためNDVIは過小に観測され, 良好な植生データが作成できない。そこで, 渡辺ら⁷⁾によって開発されたNDVIの時間的補間法を用いて, 名取川水系の月単位NDVIデータを作成した。図-2に2001年7月のNDVI分布を示す。下流域の市街地は小さく, 上流域の森林地帯は大きい値を取っている事が分かる。

4. 蒸発散量推定モデル

(1) NDVIによる蒸発散量の推定

釜房ダム流域において多田らによって推定されたNDVIと蒸発散量との関係 (図-3) を適用して, 名取川水系の蒸発散量推定を行った。多田らはこの関数をThornthwaite法と重回帰分析から得ている。Thornthwaite法は本来可能蒸発散量を推定するものであるが, 日本において流域全体の実蒸発散量と良く一致する事が野上⁸⁾によって指摘されている。水田に関しては稲の成長期には蒸発散量の大部分を水面からの蒸発が占める一方で, 稲が生長しLAI (Leaf Area Index : 葉面積指数) が大き

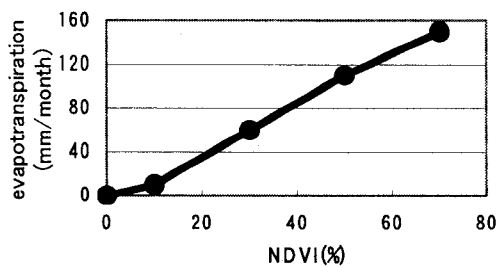


図-3 釜房ダム流域におけるNDVIと蒸発散量との関係

くなる時期には蒸発散の大部分は蒸散で占められる。このように水田の蒸発散量は植生のみには依存していない。水田のように多湿で植生高さが低く土壌水分が十分な場所では蒸発散量は主に日射量によって支配される。本研究では日射法⁹⁾を用いて水田からの蒸発散量を推定した。

(2) 単層モデル法による蒸発散量の推定

NDVIによる蒸発散量推定法の物理性や妥当性を検証するため、熱収支法の一つである単層モデル法¹⁰⁾によっても蒸発散量の推定を行った。

単層モデル法は式(2)に式(3)と式(4)を代入し、逐次近似法によって地表面温度 T_e (K)を求める。ここで得られた T_e (K)を式(3)に代入し、各場所の1日毎の蒸発散量を算定した。その積分から月毎の蒸発散量の推定を行った。種々のパラメータについては一般的に参照されている値¹⁰⁾を土地利用毎に利用した。ただし地中伝導熱 G は微小な値なので、本研究においては $G=0$ と仮定した。

単層モデル法に使用する気象データの中で、全天日射量 $S\downarrow$ の実測値は仙台の1箇所しかない。しかし、この規模の流域で全天日射量が大きく違うことは考えにくいので仙台のデータを水系全域に一律に適用した。水蒸気圧と大気圧から計算される比湿 q も同様の理由から、仙台のデータを水系全域に一律に適用して計算した。長波放射量 $L\downarrow$ は実測データがないため、日照時間と緯度、露点温度から推定した¹¹⁾。風速およびアルベドは、後述するそれぞれの手法を用いて水系全域の推定と補間を行った。

$$(1 - \text{ref})S\downarrow + L\downarrow = \sigma T_e^4 + IE + H \quad (2)$$

$$E = \rho \beta C_H U [q_{\text{SAT}}(T_e) - q] \quad (3)$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_e - T) \quad (4)$$

$$\left[\begin{array}{l} \text{ref: 地表面のアルベド (無次元)} \\ S\downarrow: \text{全天日射量 (w/m}^2\text{)} \\ L\downarrow: \text{長波放射量 (w/m}^2\text{)} \quad \sigma: 5.67 \times 10^{-8} \text{ (W/m}^2\text{K}^4\text{)} \\ IE: \text{潜熱フラックス (w/m}^2\text{)} \\ l: \text{水の蒸発の潜熱 (J/kg)} \\ E: \text{蒸発量 (kg/m}^2\text{s)} \quad H: \text{顕熱フラックス (w/m}^2\text{)} \\ \beta: \text{地表面の蒸発効率 (無次元)} \end{array} \right]$$

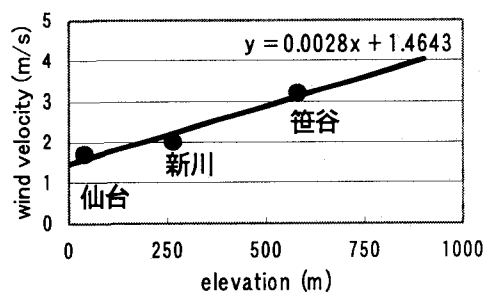


図-4 2001年4～9月の6ヶ月平均風速と標高の関係

$$\left[\begin{array}{l} C_H: \text{バルク輸送係数 (無次元)} \quad U: \text{風速 (m/s)} \\ q_{\text{SAT}}: \text{飽和比湿 (無次元)} \quad q: \text{比湿 (無次元)} \\ c_p: \text{空気の定圧比熱 (J/kgK)} \quad \rho: \text{空気の密度 (kg/m}^3\text{)} \end{array} \right]$$

(a) 風速の空間的補間

水系3地点（仙台、新川、笹谷）の風速データと風速の鉛直分布を表す対数則の式¹⁰⁾を用いて、まず3地点の地上30mの風速を推定した。種々のパラメータは一般的に参照されている値¹⁰⁾を使用した。

$$U_{30} = \frac{u_*}{K} \ln \frac{30(\text{m}) - d}{Z_0} \quad (5)$$

$$u_* = K U_z / \ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right) \quad (6)$$

$$\left[\begin{array}{l} U_{30}: \text{地上30 mの風速 (m/s)} \quad u_*: \text{摩擦速度 (m/s)} \\ \kappa: \text{カルマン定数 0.4 (無次元)} \quad d: \text{ゼロ面変位 (m)} \\ Z_0: \text{粗度長 (m)} \quad U_z: \text{地上} z \text{ (m) の風速 (m/s)} \\ z: \text{水系3地点それぞれの観測高度 (m)} \end{array} \right]$$

30m地点の風速を取る理由は、単層モデル法に使われているバルク輸送係数 C_H が地上30mの値であるためである。

一般的に標高が上がれば風速は大きくなると考えられる。そこで、水系3地点の地上30mの風速データを基に標高との関係を調べた。風速と標高の関係を図-4に示す。仙台、新川、笹谷の標高はそれぞれ海拔39m、264m、580mであり、ここで示されている風速は2001年4～9月の6ヶ月平均風速である。図-4を見ると標高と風速の間には正比例の関係がある事が分かる。図-4に示された近似直線と新川の日平均風速、水系の標高分布を利用して、水系全域の日平均風速の空間的補間を行った。外挿区間の精度に問題はあるが、笹谷よりも標高の高いピクセルはそれほど多くないので、今回はそのまま使用した。土地利用が水田の場所に関してはバルク輸送係数 C_H が地上10mの値であるため、対数則より地上10mの値に変換した。

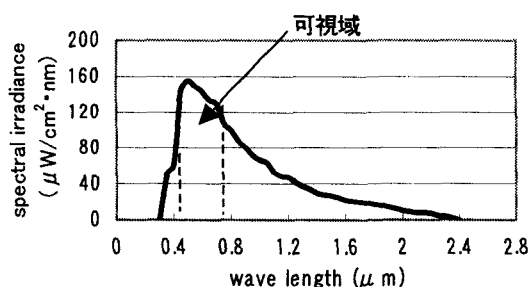


図-5 地表における太陽光の分光放射照度

表-1 水系4地点で計算されたアルベドと反射輝度

	Point1	Point2	Point3	Point4
Land use	crops field	suburb	forest	forest
calculated albedo ①	0.22	0.22	0.07	0.05
calculated albedo ②	0.24	0.14	0.16	0.03
Brightness (JAIDAS)	86	71	43	35

Point1: 仙台市近郊の畑作地 Point2: 仙台市近郊の市街地

Point3: 釜房湖周辺の森林 Point4: 笹谷周辺の森林

(b) アルベドの空間的補間

水系内の4地点で、ポータブルフォトメータを使用して0.4~0.7 μmの範囲の反射率を0.025 μm刻みで測定した。測定対象物について得られた値Vと、同じ条件にした白色板について得られたV₀からそれぞれの波長の反射率Rは、

$$R = 10^{(V-V_0)} \quad (7)$$

で求められる¹²⁾。なお、観測視野は全て10°とした。観測高さは地上1.6mである。測定した各波長の反射率と地表における太陽光の分光放射照度¹³⁾(図-5)から各波長の反射照度を求め、(8)式よりアルベドを計算した。

$$\text{albedo} = \frac{\sum_{i=1}^n R_i E_i}{\sum_{i=1}^n E_i} \quad (8)$$

R_i: i番目の波長の反射率

E_i: i番目の波長の放射照度(μW/cm²·nm)

R_iE_i: i番目の波長の反射照度(μW/cm²·nm)

アルベドの計算は各地点において2回づつ行った。計算されたアルベドとNOAA/AVHRRのchannel1より得られた輝度値を表-1に示す。輝度は0~255の256階調で表される。なおこれらの観測は、水系全体が晴天であった2003年6月3日に行われた。4地点で計算されたアルベドは、一般的に参照されているアルベドと比較的良好一致をみせた。表-1で表した各地点のアルベドと輝度の関係を図-6に示した。両者には比例関係があったので、直線による近似を行った。この近似直線を用いてNOAA/AVHRRのchannel1の輝度値を実アルベドに変換し、水系全域のアルベドを推定した。図-7に推定した名取川水系の2001年6月3日のアルベド分布を示す。

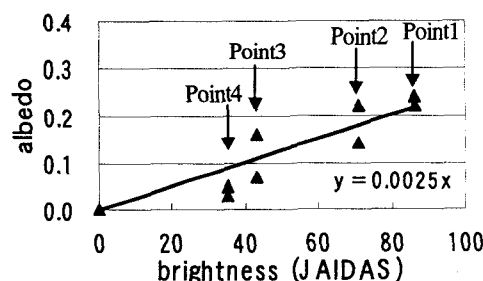


図-6 NOAA/AVHRRのch.1の輝度とアルベドの関係

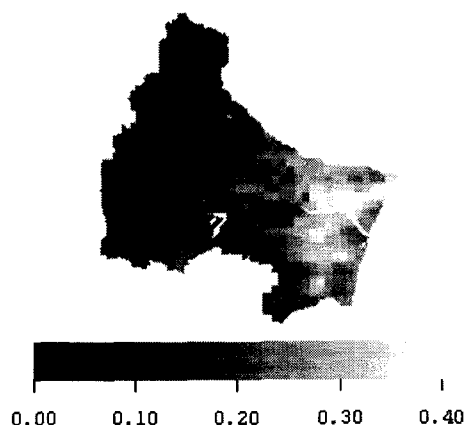


図-7 2001年6月3日のアルベド分布

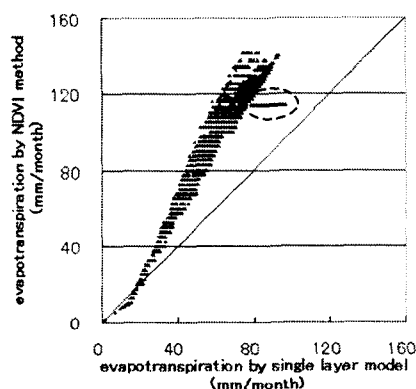


図-8 NDVIより推定された蒸発散量と単層モデル法より推定された蒸発散量との相関(2001年7月)

5. 両モデルから推定された蒸発散量の比較

2001年7月の名取川水系の各ピクセルにおいてNDVIより推定された蒸発散量と単層モデル法より推定された蒸発散量の比較を行った。図-8にその相関を示す。図-8を見ると、NDVIより推定された蒸発散量の方が単層モデル法より50%程大きい値となっている。この事は他のどの月についても同様である。またNDVIが大きいピクセル、つまり森林地帯になるに従って蒸発散量の差は顕著になっている。

点線の丸で囲まれた地点の土地利用は水田である。ただし水田の蒸発散量はNDVIからではなく、今回は日射

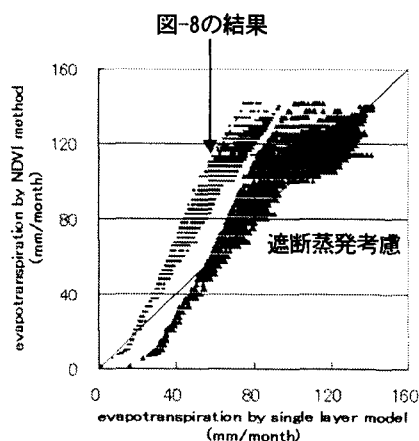


図-9 NDVIより推定された蒸発散量と時別遮断蒸発を考慮した単層モデル法より推定された蒸発散量との相関（2001年7月）

法から推定している。水田から推定された蒸発散量は、他の土地利用から推定された蒸発散量よりは1対1の直線に近づいている。

両モデルから推定された蒸発散量の差の理由として以下の事が挙げられる。

- ・ NDVIの大きいピクセルは葉面積が大きいので遮断蒸発量が大きくなり、それだけ両モデルの蒸発散量の差を大きくする。
- ・ 単層モデル法に使用している気象データが日平均値であり、蒸発効率 β は月を通して一定であることから降雨中、降雨後の湿潤状態を捉えられていない。
- ・ 都市や地表面が水面である水田のように、降雨による湿潤状態の変動が小さい場所では、他の土地利用よりも両モデルの蒸発散量が近い値を示している。

従って、遮断蒸発を考慮した単層モデル法を用いて新たに蒸発散量を推定し、比較を行わなければならない。

6. 樹冠遮断の影響

樹体（葉・枝・幹）は降水粒子を捕捉して濡れる。この水分は、森林の単位面積上の厚さに変換すると最大で2mm程度である¹⁴⁾。遮断蒸発の影響を単層モデル法に取り入れるため、時別の気象データを使用して1時間毎の蒸発散量を推定しその積分から月単位の蒸発散量を計算した。湿潤状態を表すパラメータである蒸発効率 β は、降雨中は $\beta=1$ とした。降雨後、樹冠がまだ湿っている間は $\beta=1$ とし、完全に樹冠が乾燥した後に β は定常値に戻るようにした。なお樹冠に捕捉される最大樹冠遮断量 $L_{\max}$ mmは、LAIの大きさに応じて分布させた。LAIはNemani&Runningの式¹⁵⁾を用いてNDVIから求める事が出来る。

$$LAI = \exp \left[\frac{NDVI/100 - 0.1335}{0.31} \right] \quad (9)$$

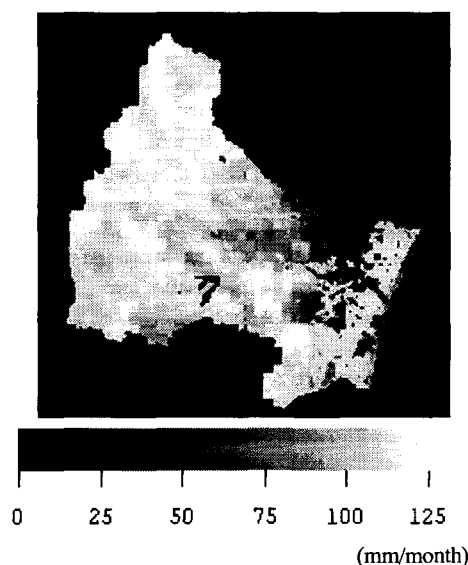


図-10 NDVIより推定された蒸発散量分布（2001年7月）

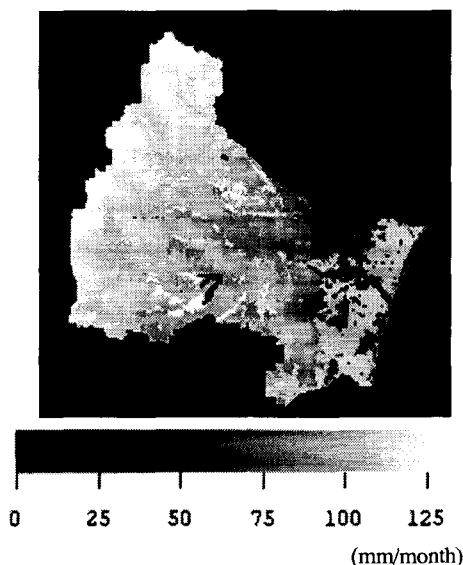


図-11 単層モデル法より推定された蒸発散量分布（2001年7月）

時間毎の気象データを使用し、遮断蒸発を考慮した単層モデル法より推定された蒸発散量とNDVIより推定された蒸発散量との相関を図-9に示す。遮断蒸発による効果の比較を容易にするため、図-8の結果も同時に示した。遮断蒸発を考慮する事で単層モデル法より推定される蒸発散量は増加し、考慮する前よりも良い一致を見せた。また、図-10と図-11にNDVIより推定された蒸発散量と単層モデル法より推定された蒸発散量の分布を示す。下流域において一様な値で分布し、図-11の中流域において斑点状に見えるのは水田地帯である。両モデルの分布形状は似通っている。NDVIによる蒸発散量の推定は、NDVIが大きければそれだけ多くの蒸発散が生じる考えに基づいているが、単層モデル法と良い分布形状の一致

を見せたことから、この考えは妥当であると言える。

しかし、NDVIの小さい都市域においては、単層モデル法から推定された蒸発散量の方が大きくなった。NDVIがほぼ0である仙台市街地中心部において日平均0.66mm、月平均に直すと約20mm蒸発すると言う報告¹⁶⁾がなされていることから、都市域の単層モデル法による推定値は妥当な値であると言える。従ってNDVIによる推定は、都市域では蒸発散量を過少に推定していると考えられる。

都市域以外の場所では両モデルの推定蒸発散量は良く一致しているが、図-9を見ると横軸方向に25%程度の推定蒸発散量の幅を持っている。この事は同じNDVIを示す場所であっても気象条件、標高が異なれば蒸発散量に若干の違いが生じる事を示している。今後は、風速等をNDVIによる推定法の中に考慮しなくてはならないだろう。

図-9を見ると、推定蒸発散量が大きくなるにつれて単層モデル法で推定した値が大きくなっている。NDVI値が大きくなるほど遮断蒸発の影響がより大きくなるためである。NDVIと蒸発散量の関係（図-3）は線形関係として求められているが、この結果は線形でNDVIと蒸発散量の関係を導く事の問題を表している。

今回、単層モデル法に遮断蒸発の影響を考慮するために1時間毎の気象データを使用した。そのため1日毎の気象データを使用した時よりも推定される蒸発散量の分散が大きくなった。

7. まとめ

本研究は人工衛星データから得られるNDVIを用いて任意時間・任意地点の蒸発散量推定法の開発と、その妥当性や物理特性の検証のため、単層モデル法から推定された蒸発散量との比較を行った。本研究で得られた結果を以下に整理する。

- ・ NDVIから推定された蒸発散量の方が単層モデル法から推定されたそれよりも概ね大きい値を示す。
- ・ 単層モデル法に遮断蒸発の影響を考慮する事で、都市域以外ではNDVIより推定された蒸発散量と単層モデル法より推定された値は良い一致を見せた。
- ・ 同じNDVI値でも標高による風の効果によって推定される蒸発散量に違いが生じる。
- ・ 同じNDVI値においても25%程度の推定蒸発散量の幅があるが、分布形状に良い一致があることから、NDVIによる蒸発散量の推定は概ね妥当であると言える。

謝辞：本研究を遂行するにあたって、日本道路公団東北支社建設部の御好意で笹谷の風速データを使わせて頂きました。人工衛星データに関しては東北大学情報シナジーセンターの援助を受けました。また、防衛大学の多田毅氏には様々なご意見、アドバイスを頂きました。本研究は土木学会と国土交通省との共同研究の一部であります。ここに併せて謝意を表します。

参考文献

- 1) 鈴木雅一：短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定、日林誌、Vol.67, pp.115-125, 1985.
 - 2) 塚本良則：森林水文学、文永堂出版、1992.
 - 3) 多田毅、風間聡、澤本正樹：NDVIを用いた広葉樹林帯の蒸発散量分布推定、水文・水資源学会誌、Vol.7, No.2, pp.114-119, 1994.
 - 4) 近藤昭彦：リモートセンシングによる広域蒸発散量の推定法、日本水文学会誌、第26巻、第4号、pp.267-280, 1996.
 - 5) 建設省国土地理院：数値地図ユーザーガイド、(財)日本地図センター、1994.
 - 6) 気象庁：気象庁月報、2001.
 - 7) 渡辺浩明、風間聡、多田毅、澤本正樹、岡崎新太郎：土地利用を考慮した時空間蒸発散解析、河川技術論文集、第8巻、pp.419-424, 2002.
 - 8) 野上道夫：暖かさの指数と流域蒸発散量 - 気候値メッシュデータによる解析 -, 地学雑誌、Vol.99, No.6, pp.144-156, 1990.
 - 9) Makkink,G.F.: Ekzameno de formulo de Penamn, Netherland Journal of Agriculture Science, Vol.5, pp.290-305, 1957.
 - 10) 近藤純正：水環境の気象学、朝倉書店、第6刷、2000.
 - 11) 近藤純正、中村亘、山崎剛：日射量および下向き大気放射量の推定、天気、Vol.38, pp.41-48, 1991.
 - 12) 美濃憲：衛星データによる広域環境評価方法の開発、東北大学修士論文、1994.
 - 13) 日本リモートセンシング研究会：改訂版図解リモートセンシング、社団法人日本測量協会、2001.
 - 14) 近藤純正：森林における降雨の遮断蒸発量、水文・水資源学会誌、第5巻、第2号、pp.29-36, 1992.
 - 15) Nemani,R., Pierce,S., Running,S. and Band,L.: Forest ecosystem processes at the watershed scale -sensitivity to remotely-sensed leaf area index estimates-, Int.J.Remote Sensing Vol.14, pp.2519-2534, 1993.
 - 16) 多田毅、風間聡、沢本正樹：植生域の混在する都市域における蒸発散量の簡易な推定、水文・水資源学会誌、Vol.9, No.1, pp.23-30, 1996.
- (2003.9.30受付)