

サブグリッドスケールの物理量分布を考慮したマクログリッド蒸発量の算定

Estimation of Macrogrid-Scale Evaporation considering Subgrid-Scale Distribution of Physical Quantities

東京大学大学院

○仲江川敏之*

東京大学生産技術研究所

沖 大幹**

虫明 功臣††

by Tosiya NAKAEGAWA, Taikan OKI and Katumi MUSIAKE

The main objective of this study is to develop an methodology for estimating the evaporation from macro-scale hydrologic grid. Macro-scale evaporation formulas, into which the subgrid-scale distribution of related physical equations can be incorporated, were derived from ordinary estimation of formulas of evaporation by means of perturbation method. These formulas are expressed in terms of variance and covariance of the physical quantities. The sensitivity of the sub-grid-scale distributions of surface soil moisture and temperature on the evaporation estimation was examined using bulk method. The major conclusions obtained here are as follows: (1) The estimated values of evaporation is smaller than those without considering subgrid-scale distributions of physical quantities, and (2) Mean and variance of subgrid-scale distribution have the most significant effect on macro-scale evaporation estimation.

*Keywords: Macro scale evaporation, Macro hydrology,
subgrid scale distribution, Bulk method, perturbation
method*

1. はじめに

環境問題が社会問題の重要な位置を占めるようになってから久しいが、近年盛んに言われているや温暖化などによる環境問題は全世界が同時に直面すると言う意味で新しい問題である。水文学においても陸面と大気の相互作用や温暖化による水資源の増減などこれらにまつわる重要な研究課題が山積している。

これらはいずれも対象とする領域が今まで水文学が扱って来た領域に比べて大きく、観測が困難であることも手伝って、未開の研究領域であった。数年後に始まる国際共同研究全球エネルギー水循環実験 (GEWEX) における大気との相互作用を考える上での対象領域は、10km~100km 四方程度のいわゆるマクログリッドである。これらの実験プロジェクトが進む一方で、例えばマクログリッドの各種フラックスを評価する手法を開発することが極めて重要となっている。

実際のサブグリッド分布がどの程度算定フラックスに影響を与えるかについて、我々は100m 四方スケールで検討した [5]。その結果、10m グリッドで測定された土壌水分量の分布を考慮した蒸発量とその平均値で算定した蒸発量とでは最大10%近くの差が生じた。このように小さなスケール内の測定されたサブグリッド分布もフラックスを算定する際には考慮しなければならないことが示され、実用上においてもサブグリッド分布の影響を検討することは重要であると考えられる。

本研究ではこの点に着目し、マクログリッド平均値としての蒸発量を算定する式を導出すると共に、地表面物理量がどの程度算定蒸発量に影響を与えるかを検討する。

2. サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド蒸発量の定式化

蒸発量を算定する方法は数多く知られているが、ここでは一般的な蒸発量の算定法に対してサブグリッドスケールの分布を考慮した蒸発量の算定式を導く。

* 学生会員 修士 (工学) 東京大学大学院 工学系研究科土木専攻、日本学術振興会 特別研究員 (〒106 港区六本木 7-22-1)

** 正会員 博士 (工学) 東京大学生産技術研究所助手 (〒106 港区六本木 7-22-1)

†† 正会員 工学博士 東京大学生産技術研究所教授 (〒106 港区六本木 7-22-1)

ここでサブグリッドとは各物理量が一樣と考えられる領域で、そこでの物理量の計測は一点だけを観測すればその代表値が得られるような範囲である。これに対して領域とは多数のサブグリッドからなるマクロ水文モデルの最小単位である。

2.1 マクログリッド平均計算式を導出するための定義

マクログリッド蒸発量を算定する式を導出するに際しては以下のように $\bar{f}(x)$ と $\bar{f}'(x)$ を定義する。

ある物理量 $f(x)$ について平均 $\bar{f}(x)$ とはそのマクログリッドでの変数 x の算術平均値から求められる量、即ち

$$\bar{f}(x) = f\left(\frac{1}{A} \int_A x dA\right) \quad (1)$$

で定義されるものである。ここに A はマクログリッドの面積である。

一方、マクログリッド平均とは対象としている領域で領域積分を行ない、その結果から単位面積当たりの平均値を求めるものである。

$$\bar{f}(x) = \frac{1}{A} \int_A f(x) dA \quad (2)$$

ここで明らかなように、演算 f が積分演算と可換であれば式(1)と式(2)は一致する。

以上の準備の下、サブグリッドスケールでの f の値はマクログリッド平均値 $\bar{f}$ とそれからの偏差 f' の和として表すことができる。

$$f(x) = \bar{f}(x) + f'(x) = \bar{f}(x) \left(1 + \frac{f'(x)}{\bar{f}(x)}\right) = \bar{f}(x) \{1 + f^*(x)\} \quad (3)$$

ここで右辺はマクログリッド平均で括った形式で、 $f^*(x)$ は正規化された偏差と呼ぶ。

以下でマクログリッド平均蒸発量を算定するための計算式を提示する。式を展開するに当たっては摂動法を用いる。基本的には $1 \gg f^*$ の仮定の下、Taylor(Maclaurine)展開を用いて計算し、3次以上の微小項を無視することによって求める。

2.2 マクログリッド平均蒸発量を算定するための計算方法

(1) 水収支法

$$\bar{E} = \bar{P} - \bar{R} - \bar{i} - \bar{\Delta S} \quad (4)$$

上式中 E は蒸発量、 P は降水量、 R は流出量、 i は深層地下への流去、 ΔS は貯留量の変化量である。この式は通常の水収支法の式と記号が異なるだけで式形は同一であるが、意味するところは重大である。即ち、マクログリッド蒸発量を算定するには右辺各項のマクログリッド平均値を算定しなければならないことを示唆している。ここでは各項のマクログリッド平均に関する論議には立ち入らない。

(2) 熱収支法

熱収支式に現れる各フラックスはそれぞれ、 R_{net} :正味放射量、 L :水の気化熱、 G :地中への熱伝導である。ここでは代表的な熱収支法であるボーエン比法を取り上げる。

$$\bar{E} = \frac{\bar{R}_{net} - \{\bar{B}'(LE') + \bar{G}\}}{1 + \bar{B}} \quad (5)$$

B はボーエン比である。この式の特徴は普通のボーエン比による蒸発量算定式に比べて、 B' と LE' との共分散の項が加わっている点である。

(3) 空気力学的方法

滴相関法や傾度法などがこの手法に分類されるが、ここではバルク式を用いてマクログリッド平均を求める定式化を示す。陸面からの実蒸発量を計算するには一般に α 、 β 法と呼ばれる式から求めることができる。以下に β 法による算定式を計算する。

$$\begin{aligned} \bar{E} &= \int_A E dA \\ &= \rho \bar{c}_E \bar{u} \bar{\beta} (\bar{q}_s^* - \bar{q}_a) \left[1 + \left\{ \text{cov}(c_E^*, u^*) + \text{cov}(c_E^*, \beta^*) + \text{cov}(u^*, \beta^*) + \text{cov}(c_E^* + u^*, (q_s^{*'} - q_a^*)) \right\} \right] \end{aligned} \quad (6)$$

ここで c_E はバルク係数、 u は風速、 β は蒸発抵抗、 q_s^* は地表面での飽和比湿、 q_a は大気比湿である。

3. 地表面物理量のサブグリッド分布を考慮したマクログリッド蒸発量の算定

上で導出された β 法によるマクログリッド蒸発量計算式により計算した蒸発量と、平均値だけから求められる、サブグリッドの分布を無視した蒸発量を比較する。

地表面物理量としてはバルク係数も考えられるが、本計算では表層土壌水分量と地表面温度だけの分布を考えて蒸発量の算定結果に対する検討を行なった。

この場合マクログリッド蒸発量を計算する式(6)は簡単になって、

$$\bar{E} = \rho \bar{c}_E \bar{u} \bar{\beta} (\bar{q}_s^* - \bar{q}_a) \quad (7)$$

となる。即ち見かけ上、共分散項は消えた式形となる。

3.1 計算条件と計算方法

現実の現象として表層土壌水分量と地表面温度との間には、リモートセンシングで用いられているサーマル・イナシーア法の理論からも、何らかの相関があると考えられるが、ここでは簡単のために両者の間に相関が無いものとして計算を行なう。計算に当たってはマクログリッド内の分布、即ちサブグリッドでの分布データが必要である。このサブグリッドの分布データは平均値と分散を与えて、疑似乱数から求める。平均値周りのデータの分布として、簡単な一様分布と正規分布を用いる。疑似乱数から正規分布に従う乱数を計算するために Box and Muller 法 [2] を用いた。この場合、上記で定めた表層土壌水分量と地表面温度が無相関であると言う前提が成り立つことは明らかである。

3.2 サブグリッドスケール分布を考慮した飽和比湿

β 法では蒸発量を計算する場合、地表面の飽和比湿が必要となる。飽和比湿 q_{sat} は近似的に以下のように表される。

$$q_{sat} = \frac{0.622 e_{sat}}{p} \quad (8)$$

ここで e_{sat} は与えられた温度に対する飽和水蒸気圧、 p は気圧である。サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド平均 $\bar{q}_{sat}$ は次のように表される。

$$\bar{q}_{sat} = \frac{0.622 \bar{e}_{sat}}{\bar{p}} \{1 - \text{cov}(e_{sat}^*, p^*)\} \quad (9)$$

図1と図2に式(9)の平均値と分散を変化させた時の飽和比湿の挙動を示す。図1は一様分布を、図2は正規分布を平均値周りに仮定した時のものである。

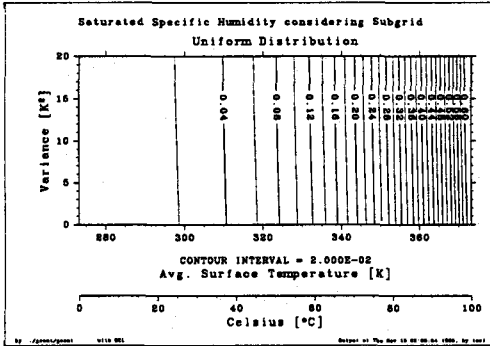


図1: サブグリッドスケールの分布を考慮した場合の算定飽和比湿。(I) 平均値に周りに一様分布を仮定した場合。

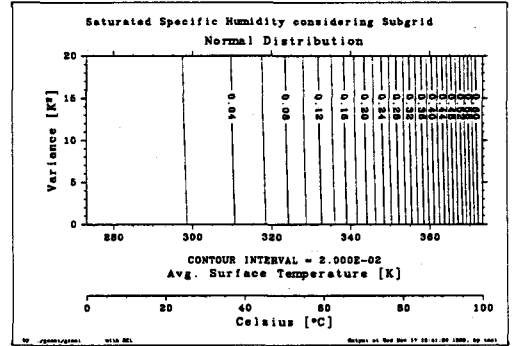


図2: サブグリッドスケールの分布を考慮した場合の算定飽和比湿。(II) 平均値周りに正規分布を仮定した場合。

この図では等値線が横軸にほぼ直角に交わっており飽和比湿はサブグリッドスケール分布の影響を大きくは受けないことがわかる。また平均値周りの分布が一様分布の場合と正規分布の場合とを比較しても両図はほぼ一致しており、分布形状にはよらないことがわかる。

このことは式(9)において $\bar{e}_{sat}$ はサブグリッド分布の影響を受けないことを意味している。但し、地表面気圧と蒸気圧との間には相関があることは周知のところであり、従って地表面気圧と飽和蒸気圧の共分散を考慮すると若干上の二つの図と異なることが考えられる。

3.3 サブグリッドスケール分布を考慮した蒸発抑制効果

多くの研究者によって β 法によるパラメタリゼーションの研究が行なわれているが、ここでは近藤ら [4] の方法によるパラメタリゼーションを用いる。これは土壌水分の関数である $F(\theta)$ というパラメータを導入して、

$$\beta = \frac{1}{1 + c_E u F(\theta) / D_{atm}} \quad (10)$$

と表される。 D_{atm} は水蒸気拡散係数。この式も同様に振動展開が可能で、分散と共分散で書き表されるマクログリッド平均値 $\bar{\beta}$ が与えられる。ここでは式形が繁雑になるので完全な形は省略するが、今回の計算で仮定している大気側の物理量を一定として考えると、

$$\bar{\beta} = \frac{1}{1 + \frac{\overline{c_F u F}(\theta)}{\bar{D}_{atm}}} \quad (11)$$

$$\left[1 + \left(\frac{\overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}}{1 + \overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}} \right)^2 \left\{ \text{var}(F^*) + \text{var}(D_{atm}^*) \right\} - \left(\frac{\overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}}{1 + \overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}} \right) \left\{ 1 + 2 \left(\frac{\overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}}{1 + \overline{c_F u F}(\theta) / \bar{D}_{atm}} \right) \right\} \text{cov}(F^*, D_{atm}^*) \right] \quad (12)$$

と表すことができる。

地表面温度を一定値 $T = 303.15(\text{K})$ とし、土壌水分量の平均値と分散を変化させたときの $\bar{\beta}$ の変化の様子を図3と4に示す。

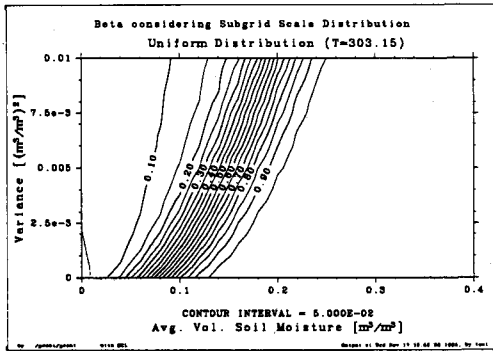


図3: サブグリッドスケールでの分布を考慮した場合の蒸発抑制効果を表す $\bar{\beta}$ 。(I) 平均値周りに一様分布を仮定した場合。(地表面温度 $T = 303.15 \text{ K}$ で一定)

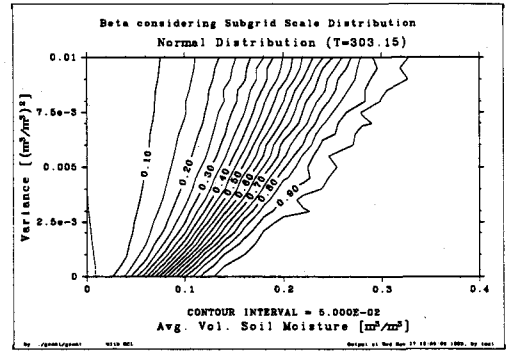


図4: サブグリッドスケールでの分布を考慮した場合の蒸発抑制効果を表す $\bar{\beta}$ 。(II) 平均値周りに正規分布を仮定した場合。(地表面温度 $T = 303.15 \text{ K}$ で一定)

この図の分散が0の所の値はサブグリッドスケールでの分布を考慮しない場合の値 $\bar{\beta}$ である。例えば図3で土壌水分量が $0.1(\text{m}^3/\text{m}^3)$ のところでは、分布を考慮しない場合0.8であるのに、分散が0.01の時は0.13程度である。この両者には蒸発量の算定結果に6倍近くの差があることを示唆している。

図3と図4を比較すると、一様分布の場合よりも、正規分布の方が等値線の傾きが大きいことが分かる。これは一様分布に比べ、正規分布の方が偏差の大きいデータを多く含んでいることに起因するものである。すなわち、 $\bar{\beta}$ は偏差の大きいデータに対して敏感であると言える。

図3を見ると土壌水分量が $0.1(\text{m}^3/\text{m}^3)$ 近傍のとき下端の座標軸に沿ったところ、即ちサブグリッドの分布を考慮しない場合は、等値線が混んでおり急激な変化が生じているが、上端の軸に沿った分散が0.01でサブグリッドの分布を考慮した場合は変化が小さいことがわかる。

3.4 表層土壌水分量と地表面温度に対する算定蒸発量の検討

マクログリッド蒸発量を算定するに際して表1に掲げる物理パラメータを用いて計算を行なう。

3.4.1 平均値に対するマクログリッド蒸発量の検討

平均値周りの分布に対して、一様分布を仮定した場合の結果を図5に、正規分布を仮定した場合の結果を図6に示す。平均蒸発量とマクログリッド蒸発量とを比較するため、以下の図にはマクログリッド蒸発量に対する平均蒸発量の比で示してある。

図5と図6とはほぼ傾向が一致していると言える。詳しく見ると5%程度の差はあるが、これが有意であるかどうかは疑似乱数の発生などの問題に起因するとも考えられる。従って一様分布と正規分布とでは大きな差異は無いとして、この結果について考察を行なう。

全体的傾向として土壌水分量が $0.25(\text{m}^3/\text{m}^3)$ 以下のところではサブグリッドスケールの分布を考慮した方が蒸発量が小さく算定され、逆に大きく算定されているところは飽和に近かつ地表面温度が通常観測される $320(\text{K})$ 以下の部分と、土壌水分量がほぼ $0(\text{m}^3/\text{m}^3)$ に近いところである。

飽和に近いところを除いて、等値線はほぼ地表面温度の軸に平行であり、地表面温度のマクログリッド蒸発量に対する感度は低いと言える。

表 1: サブグリッドスケールの分布を考慮した蒸発量を計算するための条件

物理量	分散を固定した場合		平均値を固定した場合	
	平均値	分散	平均値	分散
体積含水率	0~0.4(m ³ /m ³)	0.001	0.1(m ³ /m ³)	0~0.001
地表面温度	273~373 (K)	20	303.15 (K)	0~20
大気比湿	0	0	0.00	0
バルク係数	0.002	0	0.002	0
風速	2.0 (m/s)	0	2.0 (m/s)	0
気圧	1013 (hPa)	0	1013 (hPa)	0

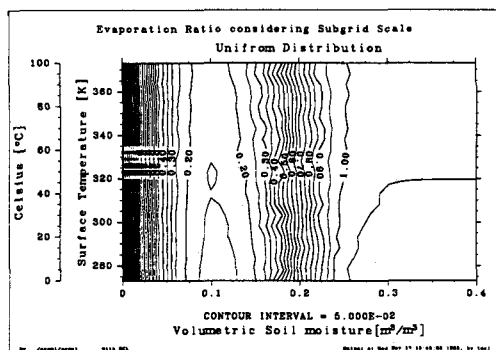


図 5: サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド蒸発量と平均値だけから求めた蒸発量の比較。(I) 平均値に周りに一様分布を仮定した場合。考慮した蒸発量を平均値だけから求められた蒸発量で割った値を示している。

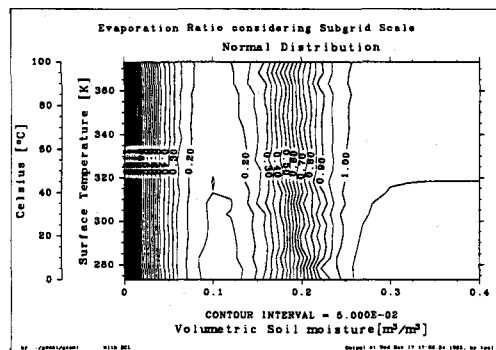


図 6: サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド蒸発量と平均値だけから求めた蒸発量の比較。(II) 平均値周りに正規分布を仮定した場合。考慮した蒸発量を平均値だけから求められた蒸発量で割った値を示している。

例えば 300(K) の値のところを乾燥しているところから湿っている方向に等値線の縦断値を見てゆくと、0(m³/m³) で 1.8 程度の値を取り、始め急激に変化するが徐々に緩慢になり 0.1(m³/m³) 付近で 0.15 程度の最低値を取る。こののち 0.25(m³/m³) まで緩やかに増加し、0.25(m³/m³) でサブグリッド分布を考慮したマクログリッド平均と考慮しない平均との比が 1 となる。これ以降余り変化せず 1 付近の値を取る。

ここで着目すべき図の特徴として、土壌水分量 0.1(m³/m³) 近傍に現れる 0.15 の等値線である。これは地表面温度が通常観測される領域内にだけ存在し、高温になると消失している。これは蒸発抑制効果を表した図 3 と関連付けることができる。簡単のために地表面での飽和水蒸気圧に対するサブグリッドスケール分布の効果を無視すれば、図 5 の土壌水分量方向の縦断値は図 3 の上端の値を下端の値で割った値に等しいと言える。図 3 は地表面温度 $T = 303.15(K)$ で一定の図であるが、この温度より低い場合でもこの比が変わらないことを示唆している。

3.4.2 分散に対するマクログリッド蒸発量の検討

図 7 と図 8 に平均値を $\theta = 0.10(m^3/m^3)$ と $T = 303.15(K)$ と固定して土壌水分量と地表面温度との分散を変化させた時に算定される蒸発量比を示す。

両図共に共通の傾向として、地表面温度の分散に対する感度は低く土壌水分量の分散に対しては感度が高い。土壌水分量の分散が小さければ、地表面温度の分散に殆んど関わりなく、グリッドスケールの分布を考慮した場合のマクログリッド蒸発量と平均値から求められる平均蒸発量はあまり差がない。ところが土壌水分量の分散が大きくなると 20%程度にまで低下することが分かる。つまり土壌水分量の分散の大きさがサブグリッドスケールの分布を考慮するものとししないものの間に差を生じさせる主要因であると言える。

次に両図を比較すると、図 7 の一様分布の方は分散が大きくなるにつれて単調減少していき土壌水分量の分散が 0.005 のところで 20%程度の値を示すが、図 7 の正規分布の方では土壌水分量の分散が 0.007 の近傍でまで同じ等値線がずれている。またこの等値線には地表面温度の分散に少しの感度があることがわかる。全体として、一様分布の方が正規分布に比べ蒸発量比が小さくサブグリッドの分布の効果が大きいことが分かる。これは $\bar{\beta}$ のところで述べたのと同じ理由に基づくものである。

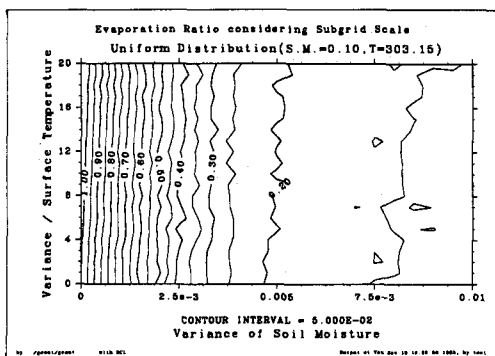


図 7: サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド蒸発量と平均値だけから求めた蒸発量の比較。(III) 土壌水分量の平均値 $\theta = 0.10(\text{m}^3/\text{m}^3)$ と地表面温度の平均値を $T = 303.15(\text{K})$ に固定して、一様分布で分散を変化させた場合。マクログリッド蒸発量を平均値だけから求められた蒸発量で割った値を示している。

4. 結論

本研究ではサブグリッドスケールの分布を考慮した蒸発量算定式を導出し、そこで導かれたバルク式に基づいた β 法により算定される蒸発量について検討を行なった結果は次のようにまとめられる。

- (i) サブグリッドの分布を考慮すると、平均値周りの分布を一様分布としても正規分布としても、蒸発量は考慮しない場合に比べて一般に減少する。
- (ii) 平均値に対する感度については土壌水分量の平均値に対する感度が高く、分散に対する感度についても土壌水分量の分散の影響が支配的である。

以上からマクログリッド蒸発量を算定するにはサブグリッドスケールの分布を考慮しなければならないと結論付けられる。

5. 今後の課題

今後は大気側のサブグリッドスケールの分布を考慮した解析を行なうとともに、実際の各物理量間の相関に関する検討も必要である。

本研究が対象としているものは10～100km程度のスケールである。このようなスケールの物理量を観測するには人工衛星からのリモートセンシングデータが必要不可欠であり、衛星データの利用に対する検討も合わせて行なう必要がある。

参考文献

- [1] Avissar, R. and R.A. Pielke. A parameterization of Heterogeneous Land Surface for Atmospheric Numerical Models and Its Impact on Regional Meteorology, Vol.117, *Mon. Wea. Rev.*, 2113-2136, 1989.
- [2] G. E. P. Box and M. E. Muller. *Ann. Math. Statist.*, Vol.29, 610, 1958.
- [3] Entekhabi, D. and P.S. Eagleson. Land Surface Hydrology Parameterization for Atmospheric General Circulation Models Including Subgrid Scale Spatial Variability, *Journal of Climate*, Vol.2, 816-831, 1989.
- [4] Kondo, J, N. Saigusa and T. Sato. A Parameterization of Evaporation from Bare Soil Surface, *J. Appl. Meteor.*, Vol.29, 383-387, 1990.
- [5] 仲江川敏之、沖大幹、虫明功臣. 土壌水分量の空間変動が蒸発量算定に及ぼす影響について、1993 年秋季大会講演予稿集、Vol.64、日本気象学会、p70, 1993.
- [6] Vinnikov, K. Y., and I. B. Yeskepeva. Soil Moisture: Empirical Data and Model Results, *Journal of Climate*, Vol.4, 66-71, 1991.
- [7] Wetzel, P. J. and J.-T. Chang. Evaporation from Nonuniform Surfaces: A First Approach for Short-Term Numerical Weather Prediction, *Monthly Weather Review*, Vol.116, 600-621, 1988.

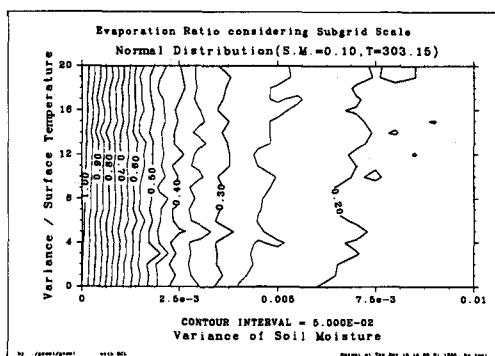


図 8: サブグリッドスケールの分布を考慮したマクログリッド蒸発量と平均値だけから求めた蒸発量の比較。(IV) 土壌水分量の平均値 $\theta = 0.10(\text{m}^3/\text{m}^3)$ と地表面温度の平均値を $T = 303.15(\text{K})$ に固定して、正規分布で分散を変化させた場合。マクログリッド蒸発量を平均値だけから求められた蒸発量で割った値を示している。