

補完関係式を用いた実蒸発散量推定式の改良

中道丈史* 諸泉利嗣** 三浦健志**

Improvement of complementary relationship-based evapotranspiration model

Takeshi NAKAMICHI*, Toshitsugu MOROIZUMI** and Takeshi MIURA**

Advection-Aridity(AA) model can calculate actual evapotranspiration by using only meteorological data. However, comparing the model with Penman equation showed that AA model doesn't properly evaluate evapotranspiration from urban moisture area. In urban area, Actual evaporation from water calculated by AA model(E) are much less than that by Penman equation(E_{po}). Multiple regression analysis using estimation results indicates that the difference between the models is due to the difference of the sensitivity to vapor pressure deficit between the models. To improve this problem, modification coefficient k , defined as $k=a \cdot albedo+b$, is suggested. Regression coefficients a , b are determined as satisfying $k=E_{po}/E$ for water and $k=1$ for urban surface. By using this coefficient k , evaporation from water is nearly equal to value estimated by Penman equation, while evaporation from urban surface is changeless.

Key words: Complementary relationship, Actual evapotranspiration, Potential evapotranspiration, Water budget

1 はじめに

補完関係式を用いた実蒸発散量推定式(以下, 補完法)は土壌水分などのデータを必要とせず, 現行の気象観測データから実蒸発散量を推定できるため, 広域蒸発散量の推定に適している。補完法の一つである AA(Advection-Aridity)モデル(Brutsaert and Stricker, 1979)はこれまでに多くの適用例が報告されており, 日本における有効性も確認されている(例えば大槻ら, 1984a,b)。本研究では日本の複数の地点において気象庁気象官署の日単位のデータを用いて AA モデルを適用し, モデルの推定特性について整理した。この際, 地表面からの可能蒸発散量を推定する Penman 式(Penman, 1948)との比較を行い, AA モデルで実蒸発散量を推定する上での課題について検討した。さらに, より精確な推定ができるように新たな補正係数を提案し, AA モデルに改良を加えた。

2 Advection-Aridity モデル

Bouchet (1963) は, 地表面が乾燥するに従い, 地表面からの実蒸発散量と可能蒸発散量は補完的に変化し, 両者の総和は水分ストレスのない地表面からの蒸発散量の 2 倍に等しいという補完関係式を提案した。

$$E + E_{po} = 2E_w \quad (1)$$

ここで, E は実蒸発散量, E_{po} は可能蒸発散量, E_w は湿潤地表面からの蒸発散量である。

Brutsaert and Stricker(1979)は(1)式において, E_{po} を Penman 式により, E_w を Priestley and Taylor(1972)の式により推定し, 日単位の実蒸発散量 E を推定する Advection-Aridity モデル (以下 AA モデル) を提案した。

$$E_{po} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{\ell} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (2)$$

$$E_w = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{\ell} \quad (3)$$

* 岡山大学大学院環境学研究所

** 岡山大学環境理工学部

$$E = 1.52 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{\ell} - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (4)$$

ここで, R_n は純放射量(MJ/d), ℓ は水の潜熱(MJ/kg), Δ は飽和水蒸気圧曲線の勾配(hPa/K), γ は乾湿計定数(hPa/K), e_{sa} , e_a はそれぞれ空気の飽和水蒸気圧, 水蒸気圧(hPa), $f(u_2)$ は風速関数である. 風速関数については Penman(1948)の式を用いた.

大槻ら(1984b)はAAモデルが移流の影響を考慮していないとし, 秋冬期には実蒸発散量を過小評価すると報告した. 彼らはAAモデルに移流項を加え, 移流の影響を考慮したモデルを提案した.

$$E = 1.52 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n + M}{\ell} - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (5)$$

$$M = 0.66B - 0.44R_n \quad (6)$$

ここで, M は移流項(MJ/d), B は有効長波放射量(MJ/d)である. 本論ではこれ以降(5)式の実蒸発散量推定式を扱うものとし, Modified Advection-Aridityモデル(以下MAAモデル)と呼ぶことにする. MAAモデルは純放射量や有効長波放射量を気象要素から推定することにより気温・湿度・風速・雲量・日照時間から実蒸発散量を推定できる. 気象要素から純放射量を推定する方法については三浦ら(1993)を, 有効長波放射量を推定する方法についてはMorton(1976)を参照されたい. なお, 純放射量を推定する際の地表面のアルベドについてはKotoda(1986)の値を参照した.

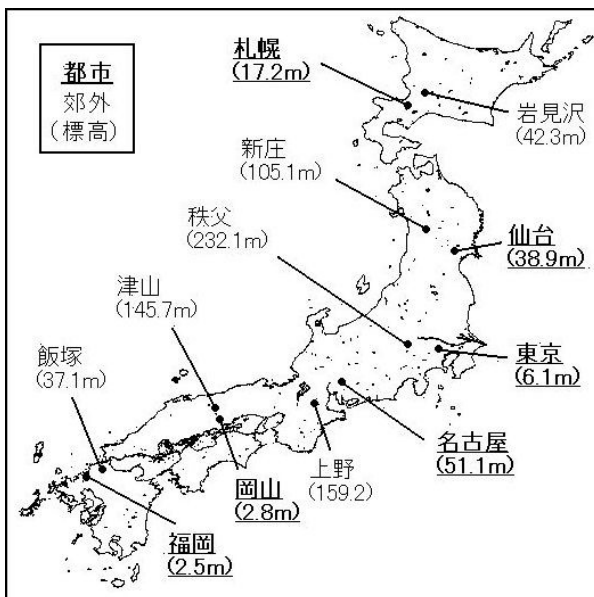


図 - 1 実蒸発散量推定地点

3 推定地点とデータ

本研究では, できるだけ多様な気象環境条件で推定を行えるように, 全国に点在する気象官署のうち全国的に散らばるように選んだ都市-郊外の6組12地点でMAAモデルによる推定を行った. 図-1に推定地点を示す. 新庄, 秩父, 上野を除くこれらの気象官署ではMAAモデルに必要な気象要素である気温・湿度・風速・雲量・日照時間が測定されている. 新庄, 秩父, 上野は雲量が測定されておらず, これらについては日照時間を用いて以下の式から推定した.

$$C = \left(1 - \frac{n}{N}\right) \times 10 \quad (7)$$

ここで, C は雲量(0~10), n は日照時間, N は可照時間である. データは2000年に得られたものである. 一般的に都市部は標高が低く, 郊外は標高が高い傾向があり, 両者を比較する際には注意が必要であると考えられるが, 比較的標高の高い都市部である名古屋, 逆に比較的標高の低い郊外である飯塚を地点に選択しているため, 標高による影響をある程度考慮した比較も行うことができる.

4 結果と考察

4.1 推定結果

気温, 湿度, 風速, 日照時間, 雲量の日平均値を用い, MAAモデルにより日単位の実蒸発散量を推定した. 地表面被覆はアルベドによって考慮し, 各地点とも水域, 市街地, 常緑樹, 水田, 畑地の5種類の場合で実蒸発散量を推定した. また, 比較のために(2)式のPenman式による可能蒸発散量の推定も行った.

図-2に各地点における年実蒸発散量の推定結果を示す. 地表面被覆により推定値は異なり, 水域で大きく市街地では小さいが, これはアルベド α の差によるものである. 水面ではアルベドが小さいため($\alpha=0.078$), 純放射量が大きく, 蒸発に使われるエネルギーが多い. 逆に市街地ではアルベドが大きく($\alpha=0.299$), 純放射量は小さくなり, 蒸発散量も小さくなる. また, MAAモデルとPenman式の推定値の差は都市部で大きい. 特に名古屋や東京, 岡山, 福岡では大きな差が見られる. 逆に郊外では両者の差は小さい. これは特に岩見沢や新庄で言えることである. Penman式は水域や森林などの実蒸発散量を精度良く推定するため, MAAモデルは都市部の水域や森林の実蒸発散量を過小推定していると考えられる.

4.2 都市と郊外の気象要素の差の検定

都市におけるMAAモデルとPenman式の差の要因を検証するため, 気温・湿度・風速・雲量・日照時間について都市と郊外で有意な差があるかどうかについて統計手法を用いて検定した. 検定方法は, 2000年の気象要素

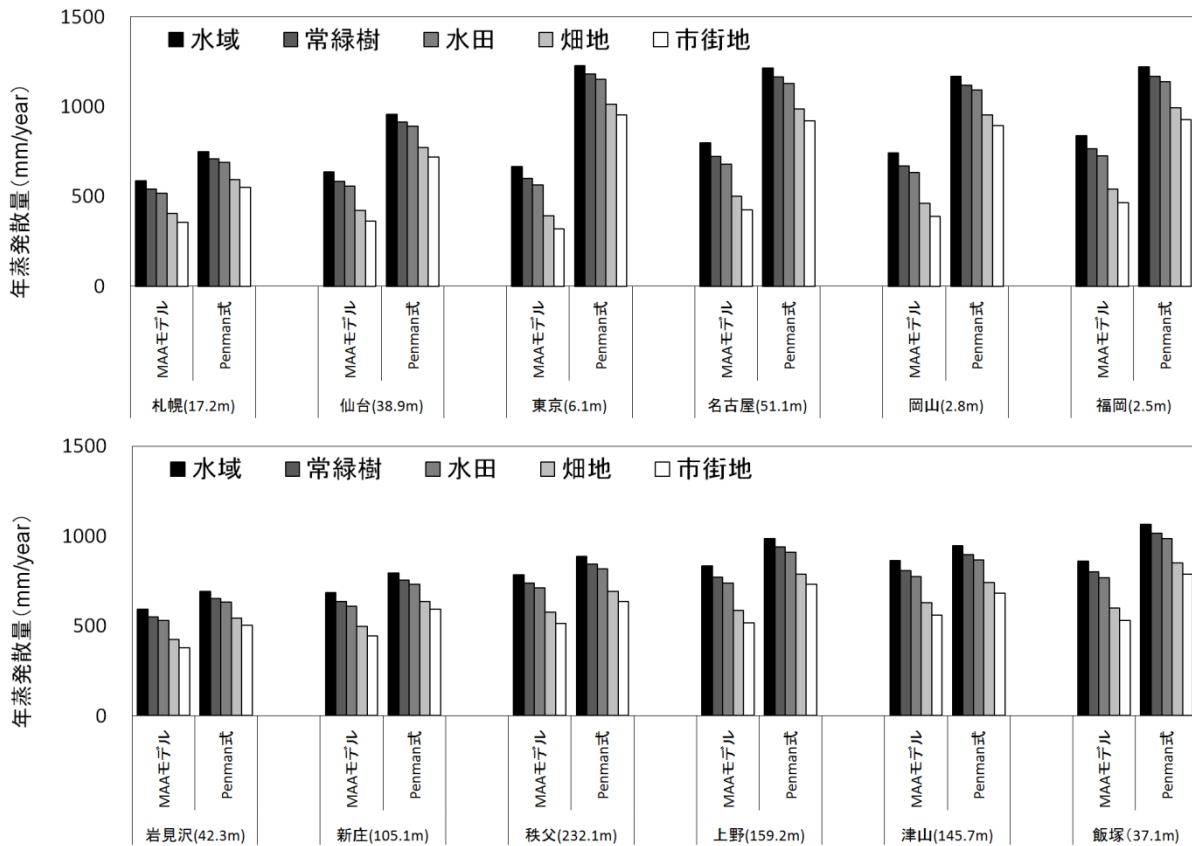


図 - 2 年蒸発散量推定値. (上)都市, (下)郊外.

の年平均値を用いて、都市と郊外の6組について、各気象要素の差を一つの量として、この平均値が0であるかどうかを検定した。例えば気温について、都市の気温を θ_u 、郊外の気温を θ_r とすると、 $(\theta_u - \theta_r)$ なる量を考え、これを6組について計算し、この量の平均値が0であるかをt検定により検定した。

表-1に各気象要素の検定結果を示す。表中の値は都市と郊外それぞれの6地点での年平均値である。気温と飽差については有意水準1%で有意な差があると判断された。風速や日照時間、雲量については有意な差は見られなかった。したがって、都市部においてMAAモデルとPenman式で差がでたのは、両者の気温と飽差に対する応答の違いによるものと考えられる。

4.3 推定結果を用いた重回帰分析

MAAモデルとPenman式の各気象要素に対する応答を検証するため、推定結果を用いた重回帰分析を行った。目的変数は各モデルの蒸発散量推定値、説明変数は気温、

表 - 1 都市と郊外の気象要素の差の検定

	気温 (°C)	飽差 (hPa)	風速 (m/s)	日照時間 (hour)	雲量
都市	14.8	5.8	3.0	5.3	6.7
郊外	12.8	3.5	2.3	4.8	7.0
有意差	*	*			

飽差、風速、日照時間、雲量である。年代表値ではデータの個数が少なく、気象要素のとりうる範囲も小さいため、月平均値を用いた。表-2にMAAモデルとPenman式の重回帰分析の結果を示す。

MAAモデル、Penman式のいずれにおいても、各気象要素は有意水準1%で有意であると判断された。しかし、MAAモデルでは蒸発散量に対して飽差と風速が負の相関を示したが、Penman式では正の相関が示された。これは(2)、(5)式からも明らかである。前節から、都市と郊外では気温と飽差に有意な差があるため、主に飽差に対する応答の違いが都市においてMAAモデルとPenman式の差を生じた要因であると考えられる。

表 - 2 重回帰分析結果

	気象要素	偏相関係数
MAAモデル	気温	0.678
	飽差	-0.319
	風速	-0.237
	日照時間	0.649
	雲量	0.542
Penman式	気温	0.697
	飽差	0.231
	風速	0.271
	日照時間	0.715
	雲量	0.530

表-3 各地点の a, b の値

	札幌	仙台	東京	名古屋	岡山	福岡	岩見沢	新庄	秩父	上野	津山	飯塚
a	-1.24	-2.27	-3.81	-2.37	-2.62	-2.08	-0.74	-0.73	-0.60	-0.83	-0.42	-1.07
b	1.37	1.68	2.14	1.71	1.78	1.62	1.22	1.22	1.18	1.25	1.13	1.32

4. 4 補完関係式の改良

Penman 式は水域や森林からの蒸発散量を精度良く推定できるため、MAA モデルと Penman 式の水域や森林における推定値は本来一致すべきであるが、都市部では両者の推定値に大きな差がある。したがって、MAA モデルで適切に広域蒸発散量を推定するにはこれらの問題点を改善する必要がある。本研究ではある補正係数 k を考え、これを MAA モデルの年蒸発散量に乗ずることにより補正を行った。MAA モデルは市街地では妥当な推定ができており、水域や緑地帯の場合に大きく補正がかかるようにした。地表面被覆はアルベド α によって考慮されているため、 k を α の関数とした。ここでは簡単に α の一次式と仮定した。

$$k = a\alpha + b \tag{8}$$

ここで、 a, b はある係数である。水域($\alpha=0.078$)の場合、 k が E_{po}/E の値をとり、市街地($\alpha=0.299$)では k が 1 をとれば水域では Penman 式と同じ値を、市街地ではそのままの値をとる。他の地表面被覆では(1)式に従い、 α の値により k は線形的に変化すると仮定した。 α が小さい常緑樹や水田では補正は大きく、 α が大きい草地や畑地では補正は小さくかかる。

表-3 は各地点における(8)式を満たすような a, b の値である。 E_{po}/E の値は地点ごとに異なるため、 a, b の値も地点ごとに異なる。 a, b を各地点の気象要素から推定することができれば、(8)式から k を計算でき、より一般的な補正係数として提案できる。どの気象要素をパラメータとして用いるかが問題となるが、 a, b の絶対値は都市部で大きく、都市部では気温と飽差が有意に大きいため(表-1)、これらをパラメータとして用いることにより精度良く a, b を推定できると考えた。

気温・飽差を説明変数とし、重回帰分析により求めた

a, b の重回帰式を以下に示す。

$$a = 0.338T - 0.976(e_{sa} - e_a) - 1.68 \tag{9}$$

$$b = -0.101T + 0.292(e_{sa} - e_a) + 1.50 \tag{10}$$

ここで T は気温(°C)である。回帰式の自由度修正済み決定係数は 0.905 となり、良い相関を示した。また、P 値、F 値からは有意水準 1% で有意な式であると判定された。これらの回帰式を用いることにより、気温と飽差から係数 a, b を良い精度で推定できると考えられる。 a, b を(8)式に代入し、補正係数 k を決定した。

4. 5 2000 年の年蒸発散量推定値への補正係数の適用

表-4 は 2000 年において、補正係数 k による補正前後を比較したものである。補正係数を MAA モデルの年積算値に乗じて補正を行った。補正係数 k に用いた気象パラメータは気温と飽差である。まず、水域については、補正前は Penman 式の値との年蒸発散量の二乗平均平方根誤差 RMSE は約 296mm/year であるが、補正係数 k を用いて補正を行うことにより RMSE は 44mm/year となった。場所によっては Penman 式の値より大きい値をとることもあるが、少なくとも補正を行うことにより Penman 式の値との差はいずれの地点も小さくなっている。特に都市部においては、Penman 式の値との差はかなり小さくできた。また、市街地について、MAA モデルの推定値の補正前後を比較すると、その値に大きな変化はない。

4. 6 2001 年の年蒸発散量推定値への補正係数の適用

表-5 は 2001 年において、(8), (9), (10)式による補正係数 k による補正前後を比較したものである。まず、水域については、補正前は Penman 式の値との年蒸発散量

表-4 補正係数 k による補正前後の比較(2000 年)

地点	水域 (mm/year)			市街地 (mm/year)	
	補正前	補正後	Penman式	補正前	補正後
札幌	588	790	749	354	354
仙台	637	875	956	363	363
東京	667	1193	1229	318	318
名古屋	798	1196	1215	424	424
岡山	741	1198	1169	388	388
福岡	836	1287	1220	464	464
岩見沢	593	700	691	379	379
新庄	684	745	795	444	444
秩父	784	955	887	515	515
上野	833	971	986	518	518
津山	865	969	946	561	561
飯塚	860	1055	1064	529	529
RMSE	296	44		0.072	

表-5 補正係数 k による補正前後の比較(2001 年)

地点	水域 (mm/year)			市街地 (mm/year)	
	補正前	補正後	Penman式	補正前	補正後
札幌	559	841	818	307	307
仙台	655	898	922	384	384
東京	635	1145	1192	298	298
名古屋	749	1195	1203	386	386
岡山	810	1294	1215	432	432
福岡	828	1263	1206	466	467
岩見沢	577	747	738	338	338
新庄	630	747	767	390	390
秩父	768	882	831	506	506
上野	806	1063	1033	479	479
津山	846	959	922	547	547
飯塚	893	1081	1078	565	565
RMSE	303	39		0.070	

の RMSE は約 303mm/year であるが、補正係数 k を用いて 2000 年同様に RMSE は大きく減少した。2001 年も同様に補正を行うことにより、場所によっては Penman 式の値より大きい値をとることもあるが、Penman 式の値との差はいずれの地点も小さくなっている。また、市街地についても同様に、補正前後でその値に大きな変化はない。補正係数 k は 2000 年のデータから求めたものであるが、2001 年のデータについても同程度の補正ができた。

5 おわりに

本研究では補完法の一つである MAA モデルにより日本各地の気象官署のデータを用いて実蒸発散量を推定し、モデルの推定特性を整理した。また、Penman 式との比較から MAA モデルで広域蒸発散量を推定する際の課題について検討した。その結果、都市部では MAA モデルと Penman 式の推定値に大きな差があり、MAA モデルは都市部の水域や緑地帯からの蒸発散量を過小推定することが分かった。

都市とその郊外で気象要素に有意な差があるかどうかを t 検定により検定した結果、都市は郊外に比べ気温が高く飽差が大きかった。また、推定結果を用いた重回帰分析から、MAA モデルでは蒸発散量に対して飽差と風速が正の相関を示したが、Penman 式では負の相関が示された。このことから、都市部における MAA モデルと Penman 式の差の要因は主に飽差が大きいことによると考えられた。

MAA モデルの都市部における水域や森林からの蒸発散量の過小推定を改善するために、アルベド、気温、飽差を説明変数とする補正係数を提案した。これを MAA モデルの年蒸発散量に乗ずることにより、市街地の蒸発散量はそのままに、水域の蒸発散量は Penman 式の値に近くなるように補正をすることができた。

参考文献

- Bouchet, R.J. (1963): Evapotranspiration reelle et potentielle, signification climatique, Int. Assc. Sci.Hydrol., 62, pp.134~142.
- Brutsaert, W. and Stricker,H. (1979): An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration, Water Resour.Res., 15(2), pp. 443~450.
- Kotoda, K. (1986): Estimation of river basin evapotranspiration, Environ. Res. Cent. Pap, Univ. of Tsukuba, 8, pp. 1~66.
- Morton, F. I. (1978): Estimating evapotranspiration from potential evaporation-Practicality of an iconoclastic approach-, Journal of Hydrology, 38, pp. 1~32.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. of London, Ser. A, 193, pp. 120~145.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R. J. (1972):On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Mon. Weath. Rev., 100, pp. 81~92.
- 大槻恭一, 三野徹, 丸山利輔 (1984a): 計器蒸発量, 蒸発散位と実蒸発散量の関係—実蒸発散量推定に関する研究(I)—, 農土論集, 111, 95~103.
- 大槻恭一, 三野徹, 丸山利輔 (1984b): 水収支と補完関係式による流域蒸発散量の比較—実蒸発散量推定に関する研究(II)—, 農土論集, 112, pp. 17~23.
- 三浦健志, 奥野林太郎, (1993): ペンマン式による蒸発散位計算方法の詳細, 農土論集, 164, pp. 165~17.