

蒸発散量と降水量の気候学的関係

—研究の指針—

近 藤 純 正*

要 旨

いろいろな気候域と各種地表面における蒸発散量を比較するために、新しく導入されたポテンシャル蒸発量（可能蒸発量）で蒸発散量と降水量を無次元化し、それらの気候学的な関係を求めた。裸地面においては、降水量の少ない乾燥域では年蒸発量は土壌の種類によらず年降水量にほぼ等しいが、降水量が増加すると年蒸発量は土壌の種類に依存するようになり、さらに降水量が増加すると無次元年蒸発量は土壌の種類によって決まる上限値をもち、無次元年降水量（気候湿潤度）に依存しなくなる。上限値は保水性のよいローム質土壌で0.6～0.9、排水性のよい粗砂地で0.3程度である。

森林では、葉面積指数が大きく雨の日の濡れた樹体からの遮断蒸発量が多く、蒸発散量は降水量または降水日数と共に増加する。しかし、この傾向は芝生地や牧草地では明瞭ではない。無次元蒸発散量は暖候期の水田や森林では0.7～0.9、浅い水面では0.7程度、芝生など草地では0.5～0.6、夏のツンドラや乾燥域のオアシスでは0.5前後である。また、乾期・雨期の明瞭な地域については、精度の高い観測資料が少なく確定的ではないが、無次元蒸発散量の年間値は年降水量の増加と共に大きくなり、その最大値は0.4程度（主として草地）～0.8程度（主として森林）に収束するように思われる。この値からのばらつきは雨の集中性、つまり雨季・乾期の顕著さに依存すると考えられる。今後の研究では、蒸発散量は相対誤差10%以内の精度で観測し、これらの数値を確定することが重要である。

1. はしがき

地球表層と大気中における水循環の仕組みと、その水資源に与える影響を予測するための研究が近年盛んに行われるようになった。「エネルギー・水循環の研究」や「陸面における熱収支・水収支過程の研究」が推進されている。具体的には、陸面過程のパラメータ化、実験・観測による検証、実態把握のための現地調査・観測が行われている。

これらの研究の初期段階では、いろいろな地表面上における観測が数日間行われ、熱収支・水収支の事例解析が多数報告され、その概要が理解された。それらは、例えば晴天日の地表面に入った放射エネルギーが

潜熱輸送量と顕熱輸送量へ配分される際の比率（ボーエン比）を知ることであった。ボーエン比は地表面の種類や表層土壌中の水分、あるいは気温などの気象条件の関数である。

最近では、地表面の状態が季節によって変化し、しかも天気は晴天・降雨・降雪と変化する、数か月～数年という長期間の熱収支・水収支の変動に関心が向けられるようになった。この目的のために行われる熱収支や土壌水分等の特別観測において、観測装置を長期にわたり安定・正常な状態に保つことは困難な状況にある。そのため、欠測時はモデル計算による補完も行われている（例えば、Kimura and Kondo, 1998; 近藤, 1998a）。

一方、乾燥域のように潜熱輸送量（蒸発量）が 10 Wm^{-2} ($0.353 \text{ mmd}^{-1} = 128.7 \text{ mmy}^{-1}$) またはそれ以下の地域では、「空気力学的な方法」「熱収支法」「渦相関法」など従来の方法では観測精度の関係から、熱収支・

* 東北大学名誉教授。

—1997年8月1日受領—

—1997年12月24日受理—

水収支量が正しく求められない。つまり、従来の方法は、一般に、観測精度が $\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$ より悪いので、乾燥域には適用しにくい。これを克服するための計算手法も開発され、応用されている (Kondo and Saigusa, 1994; Kondo and Xu, 1997)。このようにして、いろいろな地域における熱収支・水収支量の長期資料が得られるようになり、それらの結果が蓄積されてくると、そのまとめ方が課題となる。

近藤 (1994b) が裸地面について調べた結果によると、各地点における年降水量と年蒸発量をポテンシャル蒸発量 (十分に湿った地表面から生じる可能な蒸発量: 可能蒸発量) で無次元化すると、両者の関係は土壌の種類が同じであれば、ある 1 本の曲線の周辺に並ぶことが予想された。これは、後に中国各地のデータに基づいて確かめられた (近藤, 1997a; Kondo and Xu, 1997)。すなわち、降水量の少ない乾燥域では裸地面蒸発量は土壌の種類によらず年降水量にほぼ等しいが、降水量が増加すると年蒸発量は土壌の種類に依存するようになり、さらに降水量が増加すると年蒸発量は土壌の種類によって決まる上限値をもち、年降水量に依存しなくなる。無次元蒸発量 (= 蒸発量/ポテンシャル蒸発量) の上限値は、保水性のよいローム質土壌では約 1 に、粗な砂地では約 0.3 に収束する。つまり、日本のような降水量の多い湿潤域においては、保水性のよい土壌では排水のよい砂質土壌の場合に比べて年蒸発量は約 3 倍の大きさである。したがって、流出量 (= 降水量 - 蒸発量) は砂質土壌では多くなる。さらに、興味あることは、蒸発量と降水量のまとまった関係からずれる地点があることである。すなわち、降水が頻繁に起こる気候では、土壌面は乾いている時間が少なく蒸発は絶えず起こり、年蒸発量が多く年流出量は少なくなる。しかし、年降水量が同じであっても、降雨が集散的に起これば、土壌はある容量以上の水分を含み得ず、余分の水は流出してしまう。その結果、年蒸発量は少なくなる。つまり、平均的な関係からのずれは、雨の降り方によって生じるのである。冬季の積雪域では融雪期に一気に解けた液体水が土壌中に浸透するが、保持できない余分の水は流出し、年蒸発量は少なくなる。その分、流出量 (水資源量) は多くなる。積雪は集中的降雨の気候と同じ作用がある (近藤・徐, 1996)。

このような熱収支・水収支の気候学的関係はポテンシャル蒸発量で水文量を無次元化することによって明らかになった。その段階までは、ポテンシャル蒸発量

は主として裸地を意識して定義していた。しかし、気候学的あるいは水資源的な観点からすると、ポテンシャル蒸発量は地表面の種類によらず、地域の気候に固有な値であることが適当であると考えられるようになった。そうして、ポテンシャル蒸発量は風速や気温などの日平均気象要素を用いて計算される仮想面からの蒸発量と定義した (実用的には、日平均値の代わりに月平均気象要素を用いても近似値は得られる)。つまり、ポテンシャル蒸発量は「ある湿った仮想面が熱収支的に平衡状態、すなわち日平均熱収支式を満たすときの蒸発量」であり、「可能蒸発量」と同意である。この仮想面は空気力学的にやや粗で、黒い湿った地表面に相当し、具体的な諸数値は別報に示されている (近藤・徐, 1997a)。

新しく定義されたポテンシャル蒸発量を用いて、森林からの蒸発散量の年間値 (または暖候期半年値) と降水量との関係を調べてみると、無次元蒸発散量は無次元降水量 (気候湿潤度) の変化に対してほぼ 1 本の曲線上に並び、蒸発散量/ポテンシャル蒸発量 $\rightarrow 0.8 \sim 0.9$ に収束することがわかった (近藤, 1997b)。

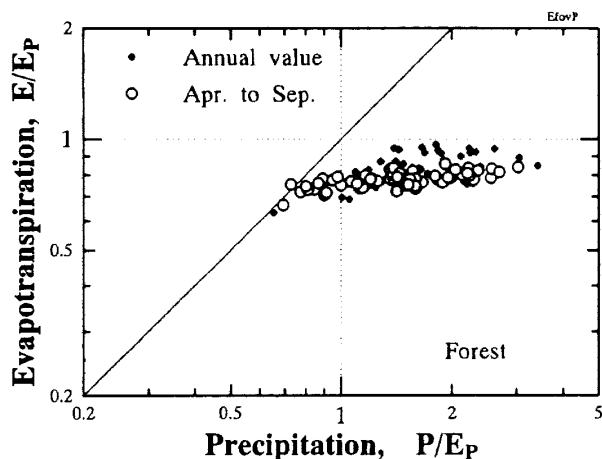
本報告では、数日以上、数か月～1年にわたる地表面熱収支・水収支の既存の資料をまとめ、上述の関係を調べ、気候学的な理解を深めたい。ポテンシャル蒸発量は通常入手できる気象ルーチン資料から容易に計算できるので、将来、各種地表面について無次元蒸発散量と無次元降水量の気候学的な関係が確定すれば、微気象特別観測を実施しなくても、各地の熱収支・水収支量を知ることができるようになる。

2. 水文量の気候学的関係

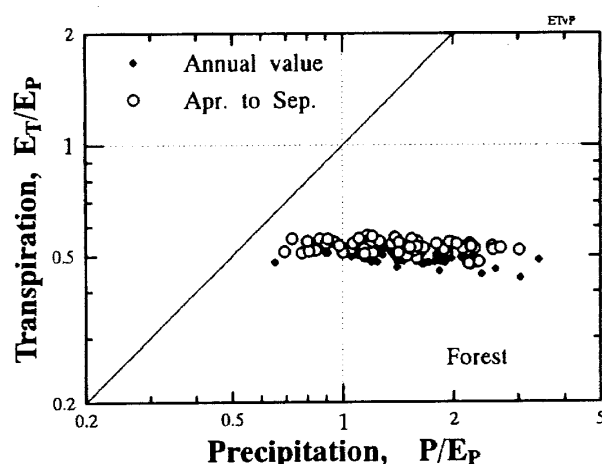
降水量 P 、蒸発量 (蒸発散量) E 、およびそれらの差 $P - E$ (= 流出量, 水資源量) は重要な 3 水文量である。数か月以下の短期間については貯留水量 (土壌水分量と積雪水量) も重要な水文量となる。ここでは、主として長期間を対象とし、これら 3 水文量の関係について考える。

2.1 森林における関係

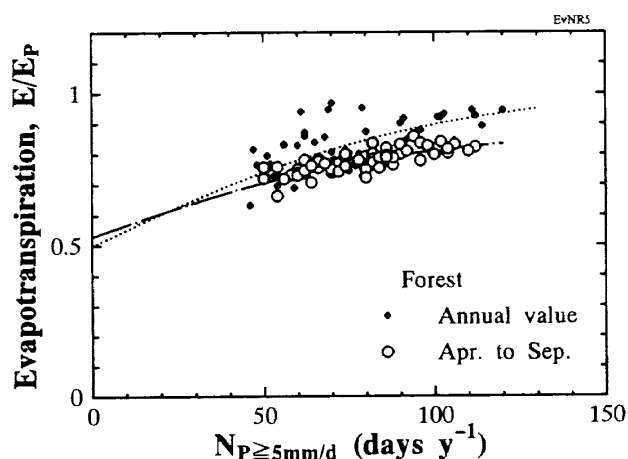
第 1 図は日本各地の森林からの蒸発散量と降水量をポテンシャル蒸発量で無次元化して表した関係である (近藤, 1997b)。蒸発散量は近藤ほか (1992b) の資料によるもので、これは各地の森林試験流域における水収支の方法によって確かめられている。図中の小黑印プロットは年間値、白丸印プロットは 4～9 月の暖候期半年間の関係である。無次元降水量 (気候湿潤度、



第1図 日本の標準的な森林（葉面積指数＝6）における無次元降水量（横軸）と無次元蒸発散量（縦軸）の関係。小黑印：年間値，白丸印：暖候期



第3図 第1図に同じ，ただし雨の日の遮断蒸発量を除く，蒸散量のみについての関係。



第2図 第1図に同じ，ただし横軸は日降水量が5 mm d^{-1} 以上の日数。

横軸）が増加するにしたがって無次元蒸発散量（縦軸）は増加し、0.8～0.9に収束している。斜めの45度の直線とプロットとの差が無次元流出量 $[(P-E)/E_p]$ である。

次に、プロットのばらつきは何によって生じるだろうか。森林からの蒸発散量の30～40％は降雨日の濡れた樹体から起こる「遮断蒸発量」である（近藤ほか、1992a）。日本の標準的な森林（葉面積指数＝6）では、遮断蒸発量は一雨につき4 mm程度であり（近藤ほか1992a）、年遮断蒸発量は5 mm d^{-1} 以上の降水日数と相関関係がある。そこで、第1図の代わりに降水日数を横軸にとって表したのが第2図である。プロットは点線（年間値）または一点鎖線（暖候期の値）の回りに

分布する。横軸の降水日数＝0の気候に外挿すると縦軸の値は0.5～0.53程度となる。この値は、遮断蒸発量を含まない蒸散量であり、雨のほとんど降らないオアシスの森林の状態に相当する。

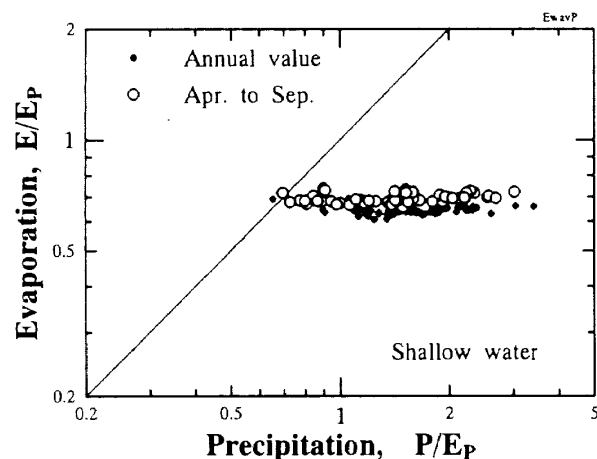
これを確かめるために、第3図には降水量と蒸散量（遮断蒸発量を含まない量）の関係をプロットした。無次元年蒸散量は無次元年降水量にほとんど関係なく、0.50～0.53程度である。

森林における上述の関係は、次のように要約できる。普通、森林の存在できる気候は、無次元年降水量すなわち気候湿潤度（ $WI=P/E_p$ ）の大きい地域に限られる。無次元年蒸発散量は、雨の少ない地域では0.6～0.7であるが、降雨の頻繁な湿潤な地域では0.8～0.9に収束する。ばらつきは主として降水日数に依存する。雨のほとんどない乾燥域でも、河川の近くで地下水が供給されているようなところでは、無次元年蒸発散量は0.5程度になると推定できる。ただし、森林の樹種によってこの関係は多少変わることが予想されるので、今後の注意が必要である。

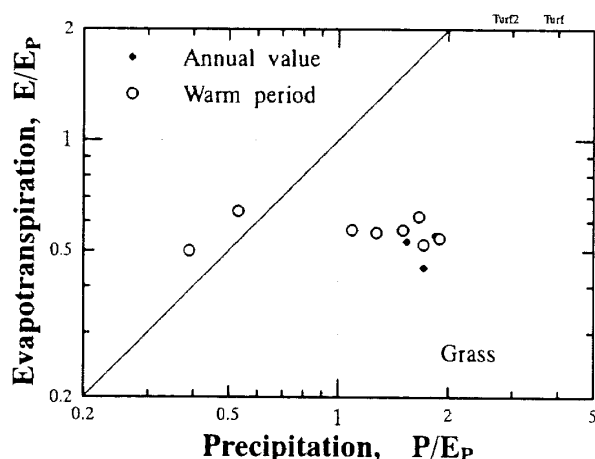
2.2 浅い水面における関係

水平スケール1 km程度の浅い水面の蒸発量が近藤・桑形（1992）によって評価されている。この水面は、顕熱に対するバルク係数 $C_H=0.001$ が仮定されており、イネのない水田や貯水池からの蒸発量に相当する。第4図は無次元降水量と無次元蒸発量との関係である。無次元蒸発量は0.7前後で、降水量に依存しない。

この関係は、降水量のほとんどない乾燥域でも同じと考えてよいだろう。チベット高原を含む中国の乾燥



第4図 第1図に同じ、ただし水平スケール1 km 程度の浅い水面からの蒸発量の関係。



第5図 第1図に同じ、ただし芝生や牧草地などにおける関係。図中の Warm period は第1表の期間に対応し、地点ごとに異なる。

域では年ポテンシャル蒸発量は 1500 mm y^{-1} 前後であるので(近藤・徐, 1997b), スケール1 km 程度の水面からの年蒸発量は 1000 mm y^{-1} 前後と考えられる。

水面では、スケールが小さいほど交換速度 $C_H U$ が大きいので、小水面ほど蒸発量が多い。ポテンシャル蒸発量を定義する仮想面の $C_H U$ はスケールが1 m 程度の水面の $C_H U$ に近い値が想定されているので(近藤・徐, 1997a, 第4図), 直径1.2 m の大型蒸発計からの蒸発量はポテンシャル蒸発量に概略等しい。なお、直径20 cm の小型蒸発計からの蒸発量は中国各地で観測されており、年蒸発量は乾燥域で $2000 \sim 3000 \text{ mm y}^{-1}$ である(近藤・徐, 1997c)。これは、小型蒸発計蒸発量の交換速度が大型のそれに比べて約2倍も大きいことによる。交換速度 $C_H U$ と蒸発量との関係は近藤(1994a, p. 179; 1996)の図に示されている。

2.3 芝生や牧草地における関係

草地は亜湿润域～半乾燥域まで存在する。日本の気象官署では、芝生の観測露場で、以前は地表面温度が観測されていた。その資料を用いて、芝生地からの蒸発散量が推定された(近藤・中園, 1993)。また、滋賀県南東部の油日ゴルフ場からの蒸発散量が水収支法によって求められており(福嶋ほか, 1988), さらに筑波大学水理実験センターの牧草地からの蒸発散量がライシメータによって観測されている(Nakagawa, 1984)。その他、畑など草地のデータを第1表にまとめた。これらをもとに無次元降水量と無次元蒸発散量の関係を第5図にプロットした。

芝生などの草地からの無次元蒸発散量は $0.5 \sim 0.6$ である。葉面積指数 LAI の小さい草地では雨の日の遮断

蒸発量が小さいので、無次元蒸発散量は降水量にほとんど依存しないと考えられる。水収支的に閉じた領域では、第5図の斜めの45度の1対1の直線の左側には長期間のプロットは存在しないが、数か月以内の短期間なら存在する。その理由は、降水がなくても土壤中に蓄えられた水分量の減少が蒸発散量とバランスするからである。図中の白丸プロットは暖候期のデータである。

乾燥～半乾燥域のオアシスや河川の近くでは、地下水や灌漑によって水が供給されているので、プロットは1対1の線の左側に存在できて、無次元蒸発散量は 0.5 程度と推定される。その例は、あとで示される。

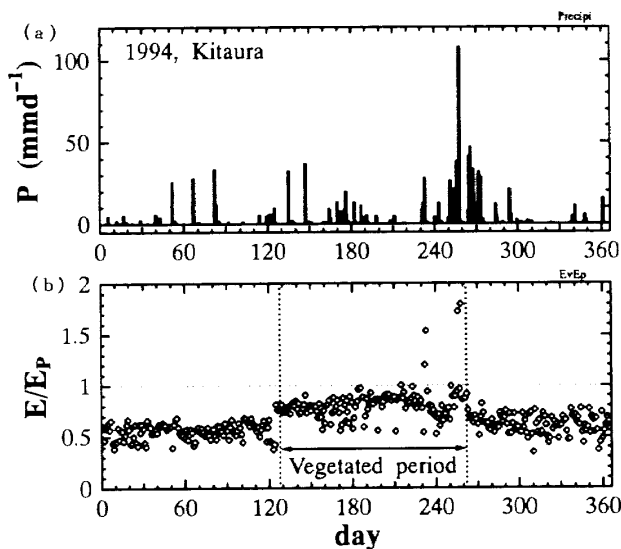
2.4 水田における関係

Kimura and Kondo (1998) は石田ほか(1997)の実測データをもとに、欠測期間はモデル計算によって補完し、1993年と1994年の2年間にわたる宮城県小牛田町北浦の水田(東北大学大気境界層観測場)における熱収支量を求めている。補完は北浦に最も近い2地点(古川と鹿島台)のアメダスデータ及び仙台管区気象台の水蒸気圧の観測値を用いている。田植えから収穫期までは植生期間とし第1表の番号(41)(42)に、年間値は番号(61)(62)に示した。同じアメダスデータによってポテンシャル蒸発量 E_p を求める際、アメダスの風速を U_{obs} とし、その観測高度が6.5 mであることを考慮し、高度1 m の風速は $U_1 = 0.74 U_{\text{obs}}$ によって計算した(近藤・徐, 1997a)。 E_p で無次元化した蒸発散量の季節変化を第6図に示した。

この図は1994年の例である。day=128～262(5月8日～9月19日)は田植えから刈り取りまでの「植生期

第1表 蒸発散量 E , 降水量 P , 及びポテンシャル蒸発量 E_p の資料. (注1)日本の観測露場の E_p は準実測風速 U_A を使用 (近藤, 1997b). (注2) E の資料については, (01) (02) (03) (33) は近藤・中園 (1993) より, (04) (34) は Nakagawa (1984) より, (05) (35) は福嶋ほか (1988) より, (06) は奥山 (1988) より, (07) は木村ほか (1997a) より, (08) は木村ほか (1997b) より, (41) (42) (61) (62) は Kimura and Kondo (1998) より, (71) ~ (74) は近藤 (1998a) と吉本ほか (1996) より, (81) (82) は Tsukamoto *et al.* (1995) より, (91) ~ (93) はそれぞれ高瀬・佐藤 (1997), 中根ほか (1997), Tauhid *et al.* (1997) より引用. (注3)筑波大学牧草地の P と E_p は宇都宮と東京の平均, 滋賀県油日ゴルフ場の E_p は彦根と奈良の平均, 中国張掖の E_p は酒泉における17年間の平均値. (注4)左端に示す番号は筆者のデータ整理番号である.

番号)	地 点 名	日数 日	期 間 月/日～月/日	E	P	E_p	E/E_p	P/E_p
				mm d ⁻¹				
芝 生 ・ 牧 草 地 ・ 畑								
01)	北日本・北・観測露場 15 点	184	5～10 月	1.81	3.47	3.17	0.57	1.09
02)	北日本・南・観測露場 15 点	183	4～9 月	2.11	4.80	3.79	0.56	1.27
03)	南日本 観測露場 30 点	183	4～9 月	2.17	7.14	4.17	0.52	1.71
04)	筑波大学牧草地	183	4～9 月	2.26	6.04	3.64	0.62	1.66
05)	滋賀県油日ゴルフ場	183	4～9 月	2.08	7.27	3.85	0.54	1.89
06)	つくば農環研クローバー畑	60	4/21～6/19	2.62	2.18	4.08	0.64	0.53
07)	鳥取県東伯町芝生地 1995 年	92	7/1～9/30	2.59	6.83	4.56	0.57	1.50
08)	鳥取砂丘ソルガム畑 1994 年	18	8/6～8/28	3.78	2.94	7.50	0.50	0.39
33)	南日本 観測露場 30 点	365	—	1.42	5.38	3.15	0.45	1.71
34)	筑波大学牧草地	365	—	1.47	4.24	2.75	0.53	1.54
35)	滋賀県油日ゴルフ場	365	—	1.47	4.92	2.67	0.55	1.84
水 田								
41)	宮城県小牛田町北浦 1993 年	172	5/12～10/30	2.07	5.00	2.58	0.80	1.94
42)	同上 1994 年	135	5/8～9/19	3.18	3.67	3.79	0.84	0.97
61)	同上	365	1993 年	1.52	3.43	2.15	0.71	1.60
62)	同上	365	1994 年	1.90	2.72	2.56	0.74	1.06
ツンドラ・オアシス								
71)	アラスカバロウ, ツンドラ	71	6/16～8/25	0.89	0.55	2.25	0.40	0.24
72)	同上 I B P サイト	8	7/10～7/17	1.63	—	4.04	0.40	—
73)	同上 I B P サイト	35	7/1～8/8	1.09	—	2.39	0.46	—
74)	同上 Marsh サイト	14	7/20～8/7	0.94	—	1.71	0.55	—
81)	中国張掖オアシス麦畑	92	6～8 月	3.30	0.85	5.98	0.55	0.14
82)	同上	30	4 月	0.60	—	4.93	0.12	—
	同上	31	5 月	2.80	—	6.16	0.45	—
	同上	30	6 月	4.05	—	6.37	0.64	—
	同上	31	7 月	2.90	—	6.06	0.48	—
	同上	31	8 月	2.95	—	5.52	0.53	—
	同上	30	9 月	1.90	—	4.10	0.46	—
乾 期 ・ 雨 期 の 明 瞭 な 流 域								
91)	Humaya river basin	—	16 年間	1.74	2.37	5.28	0.33	0.45
92)	Khwae Nai river basin	365	1989 年度	2.44	2.92	4.29	0.57	0.68
	同上	365	1992 年度	2.59	3.18	4.01	0.64	0.79
	同上	365	1993 年度	2.82	3.30	3.96	0.71	0.83
	同上	365	1994 年度	2.96	4.81	3.79	0.78	1.27
93)	Saguling river basin	—	9 年間	2.35	6.31	4.63	0.51	1.36



第6図 宮城県小牛田町北浦の水田における1994年の降水量(a)と無次元蒸発散量(b)の季節変化。田植えから刈り取りまでの期間は矢印で示した。

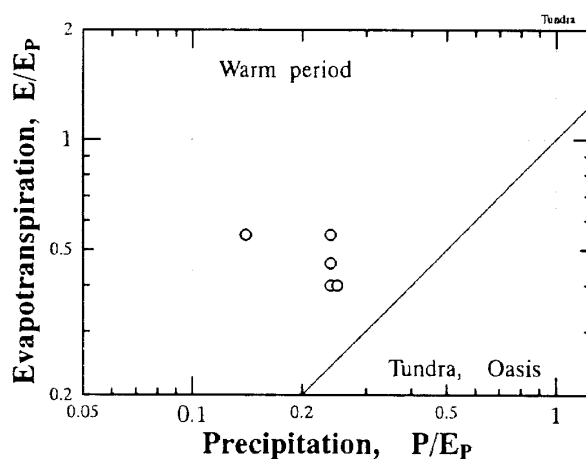
間」である。田植え後、 $E/E_p=0.8$ 前後であるがイネが成長するにしたがって、この比は増加している。この比は、小雨日には気孔が閉じるためにやや小さくなるが、イネの成長～熟した時期の $\text{day}=180\sim262$ における降水量 10 mm day^{-1} 以上の雨日には遮断蒸発量も多くなり $E/E_p > 1$ の日が時々ある。

植生期間（1993年は5月12日～10月30日）の平均値として、 E/E_p は0.80（1993年）、0.84（1994年）を得た。

2.5 夏期のツンドラやオアシスにおける関係

極域に存在するツンドラは、冬は気温が低く日射量も少ないことから蒸発散量は少なく、冬期間は凍土となっている。冬期は蒸発散量に比べて降水量が多いが、夏期はその逆である。また、乾燥域のオアシスでは、人工的な灌漑が行われている。したがって、両者とも夏期を想定すると、降水量と蒸発散量と流出量はバランスせず、 P/E_p は第7図の1対1の斜めの直線の左側に存在する。

1993年の夏期、アラスカの北極海に面したツンドラ地で、Harazono *et al.* (1995) は微気象観測を行った。その資料集に基づいて、吉本ほか(1996)、近藤(1998a) は熱収支量の季節変化を求めている。また、1991～1992年に中国張掖のオアシスにおける観測資料に基づいて、Tsukamoto *et al.* (1995) は熱収支解析をしている。彼らが得た蒸発散量の観測値 E を第1表にまとめた。ポテンシャル蒸発量 E_p については、(81)



第7図 第1図に同じ、ただしオアシスとツンドラの夏期における関係。

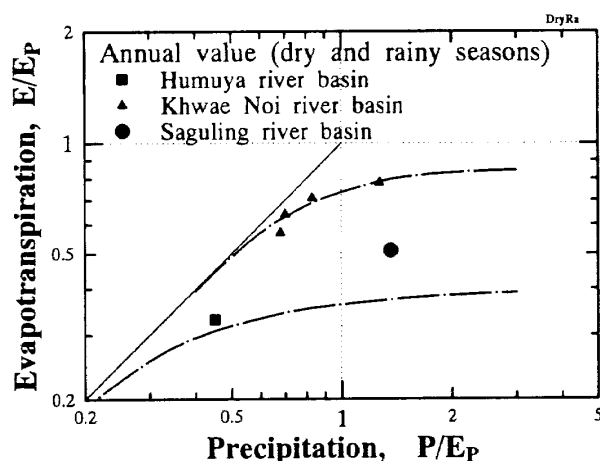
(82) は張掖の北西に位置する酒泉における1971年からの17年間平均値(近藤, 1998b)で代用し、その他は気象資料に基づく計算値である。これらの内(72)(74)は期間が短い表に含め、また第7図にプロットした。(81)はプロットしたが、(82)はプロットしていない(4月は植生前と思われる)。湿潤気候である日本の草地(第5図)に比べて、 E/E_p は大きくは違わない。しかし、今後、相対誤差10%以内の高精度で観測し、その違いを明確にすることが重要となる。

2.6 乾期・雨期の明瞭な地域における関係

乾期と雨期が明瞭な地域では、雨期には森林・草地(水田や畑を含む)からの蒸発散量は多く、第1図や第5図に示されたのと同様な関係が成り立つであろう。しかし、乾期には植物の活動は弱り、とくに草地の場合には枯れた状態となることもあるので蒸発散量は小さな値となる。

最近、広い流域規模における観測資料が蓄積されつつある。地形の複雑な流域規模では、年降水量 P と年河川流出量 D の観測から年蒸発散量 $E (=P-D)$ が推定されている。降水量などの流域平均値の精度がまだ十分ではないので、結果は確定的ではないが、2～3の資料から検討しておこう。第1表の番号(91)～(93)にそれらを掲げた。ただし、ポテンシャル蒸発量 E_p は直径1.2mの大型蒸発計またはペンマン式による蒸発量で代用してある。(91)は高瀬・佐藤(1997)が中米ホンジュラスで、(92)は中根ほか(1997)がタイ北部チャオプラヤ川上流部で、(93)はTauhid *et al.* (1997) がインドネシアのジャワ島西部で得たものである。

結果は第8図に示した。一般には、流域平均降水量



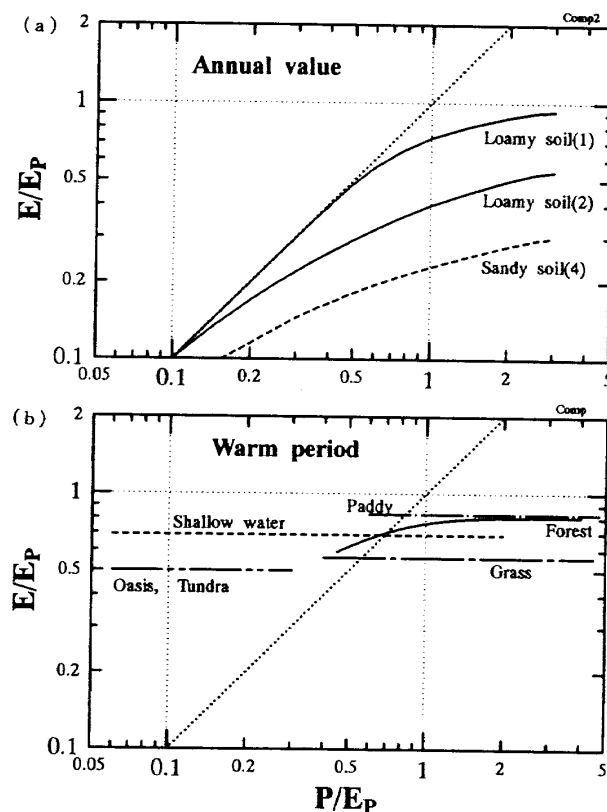
第8図 第1図に同じ、ただし乾期・雨期の明瞭な気候域の流域における年間値についての関係。2本の1点鎖線は予想される上限と下限。

の評価精度が悪く、したがって蒸発散量の精度も悪いので、確定的ではないが、関係は2本の1点鎖線に囲まれた広い範囲内に入ると思われる。すなわち、乾期・雨期の区別がそれほど明瞭ではなく、主として森林からなる流域では、関係は図の上の方にプロットされるが、その区別が非常に明瞭で草地の多い流域では下の方にプロットされるであろう。つまり、降雨量が雨期に集中する気候では年蒸発散量は少なくなる。この性質は、「はしがき」で述べた裸地面において、降雨が1年のうち時々集中的に起こるところで年蒸発量が少なくなることに似ている。なお、乾期・雨期が明瞭な地域でも森林が発達していれば土壌の保水性のよいところと考えられるので、プロットは図の上の方にまとまって分布すると思われる。

3. まとめ

森林、浅い水面、牧草地などの草地、水田、ツンドラ、およびオアシスからの蒸発散量の資料をもとに、無次元降水量(=降水量/ポテンシャル蒸発量:気候湿潤度)と無次元蒸発散量(=蒸発散量/ポテンシャル蒸発量)の気候学的な関係を求め、第9図にまとめた。比較のための第9図aは、Kondo and Xu (1997)が各種裸地面について得た年間値についての関係である。soil (1)は保水性の非常によいローム、soil (2)は中国蘭州気象台観測露場のローム、soil (4)は目の粗い排水性のよい粗砂である。第9図bは第1~7図のまとめ、ただし暖候期についての関係である。

① 森林や、イネの成長した水田における関係は、保



第9図 第1~7図の暖候期のまとめ (b) と裸地面における年間値についての関係 (a)。soil (1)は保水性の非常によいローム、soil (2)は中国蘭州気象観測露場のローム、soil (4)は目の粗い排水性のよい粗砂。

水性のよい裸地における関係にほぼ近い。

② 裸地面では、土壌の種類によって蒸発量と降水量の関係は大きな差があるが、植生地では、植生の違いによる差は裸地におけるほどではなく、また降水量による変化も大きくはない。

③ 森林 (Forest) では、葉面積指数が大きく雨の日の濡れた樹体からの遮断蒸発量が多く、蒸発散量は降水量と共に増加する傾向にある。水田 (Paddy) や芝生など草地 (Grass) でもこの傾向は多少あるものと考えられるが、第9図では暫定的に水平な線を描いてある。

④ スケール1 km程度の浅い水面の無次元蒸発量は約0.7で、森林・水田(約0.8)と草地(0.5~0.6)の中間にある。

⑤ 乾燥域のオアシスや、ツンドラ地での夏季の無次元蒸発散量は湿潤域(第9図横軸の右の方)の草地における無次元蒸発散量と比べて大きな差はないが、この結果は今後の精度の高い観測から確かめる必要がある。

⑥ 乾期・雨期の明瞭な気候域の流域では、無次元蒸

発散量は、そうでない気候域に比べて、小さくなる。平均的カーブからのずれは、流域が主として森林から成るか草地から成るか、および乾期・雨期の明瞭さに依存すると考えられる。なお、第8図のプロットでは、降水量とポテンシャル蒸発量の近似値を用いてあることに注意のこと。

今後の課題として、いろいろな種類の地表面上で、1か月以上の長期にわたり、精度の高い熱収支・水収支の観測を行い、気候学的な無次元降水量と無次元蒸発散量との関係を確定しなければならない。第9図によれば、水田(Paddy)を除くと、植生による無次元蒸発散量の相対的な違いは±20%の範囲に入っている。それゆえ、これら植生や気候条件による違いを観測によって明らかにするには、観測精度は相対誤差で±10%以内が必要となる。そうして、この関係が確定されれば、日本の芝生・牧草地・畑とツンドラ・オアシスでの無次元蒸発散量 E/E_p の違いが有意であるかどうかを議論できる。さらに、ポテンシャル蒸発量はルーチン気象資料(風速、気温、比湿、日射量の日平均値)から簡単に計算できるので(近藤・徐, 1997a; 1997c; 近藤, 1998a), 特別の微気象観測が行われなくても、熱収支・水収支量がかなり正確にわかることになる。

謝 辞

岡山大学の塚本修教授、愛媛大学の高瀬恵次博士、防災科学技術研究所の中根和郎研究室長、名古屋大学のYudi Iman Tauhidさんから論文または学会講演要旨集に掲載されたデータの提供を受けた。

参 考 文 献

- 福嶋義弘, 鈴木雅一, 武井有恒, 1988: 芝生地の森林に対する水文特性の相違, 新砂防, 40(5), 4-13.
- Harazono, Y., M. Yoshimoto, A. Miyata, Y. Uchida, G. L. Vourlitis and W. C. Oechel, 1995: Micrometeorological data and their characteristics over the arctic tundra at Barrow, Alaska during the summer of 1993, Misc. Publ. Natl. Inst. Agro-Environ. Sci., (16), 215pp.
- 石田祐宣, 石田智美, 近藤純正, 1997: 水田地帯における熱収支の季節変化, 水文・水資源学会誌, 10(2), 123-132.
- Kimura, R. and J. Kondo, 1998: Seasonal variation of evapotranspiration on a paddy field, Boundary-Layer Meteor., (submitted).

- 木村玲二, 近藤純正, 大槻恭一, 神近牧男, 1997a: 砂丘砂ソルガム圃場におけるバルク輸送係数と蒸発効率の推定, 農業気象, 53, 131-140.
- 木村玲二, 近藤純正, 大槻恭一, 木原康孝, 1997b: 潜熱輸送に対する葉面バルク係数のモデル化と芝生圃場への適用, 農業気象, 53, 307-314.
- 近藤純正(編著), 1994a: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 348 pp.
- 近藤純正, 1994b: 裸地面蒸発量の土壌種類と年降水量への依存性, 天気, 41, 525-535.
- 近藤純正, 1996: ペンマン式と蒸発計による蒸発量, 農業気象, 52, 175-179.
- 近藤純正, 1997a: わたしの水文水資源学—十和田湖から中国乾燥域まで—, 水文・水資源学会誌, 10(1), 3-13.
- 近藤純正, 1997b: 日本の水文気象(5): ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度, 水文・水資源学会誌, 10(5), 450-457.
- 近藤純正, 1998a: アラスカ北極域ツンドラにおける熱収支の計算, 農業気象, 54, 31-41.
- 近藤純正, 1998b: 中国における暖候期のポテンシャル蒸発量と気候湿潤度の年々変動, 農業気象, 54, 71-75.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象(1): 放射量と水面蒸発, 水文・水資源学会誌, 5(2), 13-27.
- 近藤純正, 中園 信, 1993: 日本の水文気象(4): 地域代表風速, 熱収支の季節変化, 舗装地と芝生地の蒸発散量, 水文・水資源学会誌, 6(1), 9-18.
- 近藤純正, 中園 信, 渡辺 力, 1992a: 日本の水文気象(2): 森林における降雨の遮断蒸発, 水文・水資源学会誌, 5(2), 29-36.
- 近藤純正, 中園 信, 渡辺 力, 桑形恒男, 1992b: 日本の水文気象(3): 森林における蒸発散量, 水文・水資源学会誌, 5(4), 8-18.
- Kondo, J. and N. Saigusa, 1994: Modelling the evaporation from bare soil with formulation of vaporization and water vapor diffusion in the soil pores, J. Meteor. Soc. Japan, 72, 413-421.
- 近藤純正, 徐 健青, 1996: 中国北西部における積雪の裸地面熱収支に及ぼす影響, 雪氷, 58, 303-316.
- 近藤純正, 徐 健青, 1997a: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度, 天気, 44, 121-129.
- 近藤純正, 徐 健青, 1997b: 中国における地表面熱収支・水収支(3): 裸地面資料の図表, 東北大学地球物理学教室, 128 pp.
- 近藤純正, 徐 健青, 1997c: 中国における地表面熱収支・水収支(4): ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度, 水文・水資源学会誌, 10(5), 458-462.
- Kondo, J. and J. Xu, 1997: Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated sur-

- faces, J. Appl. Meteor., 36, 1676-1695.
- Nakagawa, S., 1984: Study on evapotranspiration from pasture. Environ. Res. Center Papers, The Univ. of Tsukuba, 4, 1-87.
- 中根和男, 倉内 隆, M. Kangasitiam, 1997: タイ国のクワエノイ川流域における地表面水文気象状況の季節的変動, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, 39-40.
- 奥山富子, 1988: 畑土壌水収支の年変化と気候条件, 農業気象, 44, 27-31.
- 高瀬恵次, 佐藤晃一, 1997: 中米半乾燥地域における流域蒸発散量特性, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, 239-240.
- Tauhid, Y.I., Y. Fukushima and T. Hiyama, 1997: Evapotranspiration in Citarum river basin West Java-Indonesia, 水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集, 137-138.
- Tsukamoto, O., K. Sahashi and J. Wang, 1995: Heat budget and evapotranspiration of an oasis surface surrounding by desert, J. Meteor. Soc. Japan, 73, 925-935.
- 吉本真由美, 原蘭芳信, 宮田 明, Walter C. Oechel, 1996: アラスカ州パロウの北極域ツンドラにおける1993年夏季の微気象及び熱収支特性, 農業気象, 52, 11-20.

A Guide to Study on the Climatological Relation between Evapotranspiration and Precipitation

Junsei Kondo*

* Emeritus Professor of Tohoku University, 1-12-20 Tsunogoro, Aobaku, Sendai 980-0874, Japan.

(Received 1 August 1997; Accepted 24 December 1997)



宇宙先端技術ワークショップ

主 催: 宇宙開発事業団
日 時: 6月18日(木)~20日(土) 午前10時から
場 所: 茨城県つくば市千現2丁目1番地の1
 宇宙開発事業団 筑波宇宙センター
概 要: 宇宙分野の最新技術研究の紹介, 特別講演,
 各研究のポスターセッション, 外部機関等の

研究者を含めての研究提案及び宇宙技術研究
 のあり方等の討論など.
定 員: 200名(入場無料, 当日受付)
問い合わせ先: 宇宙開発事業団技術研究本部
 企画調整部研究推進課
 TEL: 0298-52-2229