

日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価*

近藤 純正・渡辺 力・中園 信**

要旨

熱収支法で日本各地の森林流域5カ所における蒸発散量(蒸散量と遮断蒸発量)の季節変化を計算し、水収支法による結果と比較した。両方法による蒸発散量の季節変化はかなりよく一致するが、短期水収支法による結果は位相がずれる傾向にある。

そこで、広域陸面の蒸発散量と土壌水分の季節変化を同時に表現する目的で、タンクパラメータがわずかに3つの「指数関数型貯留量のタンクモデル」を開発し、検討してみると、表層土壌内の水分量の時間変化を考慮しない従来の短期水収支法では、蒸発散量は季節によって系統的に過小に、あるいは過大に評価される傾向があることが分かった。

1. はじめに

最近、広域陸面における水文過程の実態把握の機運が高まってきている。

日本は他の地域と比べて、森林面積が比較的多い。森林からの蒸発散量は湖からの蒸発量に匹敵し(近藤・渡辺, 1991), その概略40% (200~500 mm⁻¹)は降水日の濡れた樹体からの蒸発、すなわち遮断蒸発量である(近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。われわれは熱収支的観点から、森林モデルの開発や、樹体による貯熱量の見積もり、遮断蒸発のモデルの開発などを行ってきた(Kondo・Watanabe, 1992; Yamazaki *et al.*, 1992; 近藤・中園・山崎・桑形, 1992; 近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。熱収支法の特徴は、入力放射エネルギーの顕熱と潜熱に分配される比を決めるものであり、蒸発量の風速などへのパラメータ依存性は小さい。そのため、多少の誤差を持つ気象データを用いたとしても蒸発量の評価誤差は大きくならないという利点がある(近藤, 1984; Kondo・Watanabe, 1992)。

本研究では、これらの成果を取り入れて日本各地の森林からの月々の蒸発散量(蒸散量+遮断蒸発量)を熱収

支法で計算し、水収支法による結果と比較する。

水収支法では、通常2つの方法が用いられている。たとえば、鈴木(1991)は短期水収支法により、石井(1991)は流出モデルにより日本の数カ所の森林からの蒸発散量を推定している。短期水収支法では、降水直後の直接流出が終わり、地中のおそい流れと地下水流とからなる基底流出の状態、流域からの流出量Fの大きさが相等しく、かつその時間減衰率 dF/dt が相等しいときには流域内の貯留水量が相等しいと仮定することにより、その時点間の平均蒸発散量は降水量と流出量の差に等しいとするものである。この方法では、すくなくとも数年以上の長期間にわたる水理データを用いなければ、ばらつきが大きくなる。

一方、流出モデルでは、数個の貯留タンクを想定する。その際、蒸発散量を表わすものとして、計器蒸発量あるいはペンマン式、ハモン式、その変形式、平衡蒸発式などの関数形が仮定されている。モデルに含まれる未知係数(通常20個以上)は流出量の実測値と計算値がなるべく合うように試行錯誤によって決め、蒸発散量を求める方法である。この方法では、モデル式の関数形が正しければ、かなり正確に蒸発散量の季節変化を知ることができる。

熱収支法と水収支法は、当初、独立した原理からつくられ発展してきたのであるが、今後、互いに補完することによって精度の高い蒸発散量が得られるようにしたい。

* Heat budget evaluation of forest evapotranspiration in Japan.

** J. Kondo, T. Watanabe, M. Nakazono, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1992年3月26日受領—

—1992年6月25日受理—

本研究の最後には、従来と違った観点から、新しいタンクモデルを提案する。このタンクモデルは、乾燥化が進んだときの広域陸面における「蒸発の効率」の推定に適用するほか、水文過程を含んだ長期間の局地気象の解析やモデリングに利用したいと考えている。

2. 熱収支の計算モデル

2.1 熱収支式

森林の樹冠上端における熱収支は次式で表わされる。

$$R\downarrow = \sigma T_R^4 + H + LE + G \quad (1)$$

ただし

$$R\downarrow = (1 - \text{ref})S\downarrow + L\downarrow \quad (2)$$

$R\downarrow$ は樹冠上端に入射する放射量、 $S\downarrow$ は日射量、 ref はアルベード、 $L\downarrow$ は下向きの大気放射量、 T_R は放射に対する森林の有効な表面温度、 σ はステファン・ボルツマン定数、 H と LE は森林から大気へ輸送される顕熱と潜熱、 E は蒸発散量、 G は樹体および地中への伝導熱である。 E は、降水時は遮断蒸発量 I 、無降水時は蒸散量 E_T である。

一般に放射温度 T_R は、 H と LE に対する有効な地表面温度 T_H 、 T_E と違う (Kondo・Watanabe, 1992)。しかし本研究では、葉面積指数が大きい森林を対象とするため、 $T_S \equiv T_R = T_H = T_E$ と近似する。

熱収支式 (1) に、顕熱と潜熱のバルク式：

$$H = c_p \rho C_H U (T_S - T) \quad (3)$$

$$LE = l \rho C_E U (q_{SAT}(T_S) - q) \quad (4)$$

を代入すると、 T_S を求める次式が得られる。

$$f(T_S) \equiv Q - \sigma T_S^4 - c_p \rho k_H (T_S - T) - l \rho \beta k_H (q_{SAT}(T_S) - q) = 0 \quad (5)$$

ただし

$$Q = R\downarrow - G, \quad k_H = C_H U, \quad \beta = C_E / C_H$$

c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度、 β は森林の「蒸発の効率」、 C_H と C_E は森林の顕熱と潜熱輸送に対するバルク係数、 U と T と q は樹冠上の基準高度 (本研究では地上 50 m とする) における風速と比湿、 $q_{SAT}(T_S)$ は T_S に対する飽和比湿である。

式 (5) を逐次近似の方法で解けば森林の有効温度 T_S がもとなり、式 (3) と (4) から顕熱輸送量と潜熱輸送量が分かる。この際に必要な気象条件は $R\downarrow$ 、 U 、 T 、 q であり、森林条件は C_H と β である。 G はパラメータ化の結果を利用する。

なお参考までに、風速が強く、有効放射量 ($R\downarrow - \sigma T^4$) の絶対値が小さいとき、 $|T_S - T| < 5^\circ\text{C}$ となる。そのよ

うな場合の式 (5) の近似解は次のようになる。

$$\begin{aligned} \delta T &\equiv T_S - T \\ &\approx \frac{Q - \sigma T^4 - l \rho \beta k_H (q_{SAT}(T) - q)}{4\sigma T^3 + c_p \rho k_H + l \rho \beta k_H \Delta} \quad (6) \end{aligned}$$

$$H = c_p \rho k_H \delta T \quad (7)$$

$$LE = l \rho \beta k_H (q_{SAT}(T) - q + \Delta \delta T) \quad (8)$$

ただし

$$\Delta = dq_{SAT}/dT, \quad (\text{気温だけの関数})$$

である。 Δ として、 T と T_S の中間温度における値を用いると近似はよくなる。

計算は無降水日、少降水日、多降水日の3つに分けて行なう。日降水量を Pr 、蒸散量を E_T 、遮断蒸発量を I とすれば、

$$\text{無降水日: } E = E_{T1}, \quad Pr = 0$$

$$\text{少降水日: } E = E_{T2} + I_2, \quad 0 < Pr < 5 \text{ mmd}^{-1}$$

$$\text{多降水日: } E = I_3, \quad Pr \geq 5 \text{ mmd}^{-1}$$

なお、密な林床からの蒸発は小さいので、本研究では無視する。

遮断蒸発量 I と蒸散量 E_T の計算に必要な森林上の風速は「地域代表風速 U_B 」を用いる。 U_B とは、森林の粗度 $z_0 = 1 \text{ m}$ 、基準高度 = 50 m としたときの風速であり、気象官署に固有な地物の影響などを除いた内陸における代表的な風速である (近藤・桑形・中園, 1991)。 I_2 と I_3 の計算に必要な放射量、気温、比湿は降水量 $Pr \geq 5 \text{ mmd}^{-1}$ の日の気候平均値 (1986~1990年の5カ年間平均値) を用いる。 I_2 は少降水日の値であるが、それは主として降水時に起こるので多降水日の放射量、気温、比湿を用いて計算する。遮断蒸発量 I_2 、 I_3 の計算方法は次項で説明する。

E_{T1} は無降水日の放射量、気温、比湿の気候平均値を用いて計算し、蒸散は日中の12時間のみ起こるとする。 E_{T2} は少降水日の値であるが、蒸散は主として降水のやんでいる時に起こるので、 $Pr < 5 \text{ mmd}^{-1}$ の日 (無降水日と少降水日の平均) の放射量、気温、比湿の気候平均値を用い、蒸散は日中の6時間のみ起こるとして計算する。なお E_T の計算に用いる日中の気温は日平均値より 1°C 高いとする。この 1°C は実測の統計資料から決めたもので、日中の平均気温は最低気温の起こる朝から最高気温の起こる正午過ぎをへて夕方までの平均気温のことである。

2.2 遮断蒸発量

森林樹体 (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換算すると、

1~2 mm 程度である。この水はいずれ蒸発する。遮断蒸発量は次式で表わされる (近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。

$$I = \text{降水中の蒸発} + \text{降水直後の蒸発}$$

$$I = I_{POT} \times (\tau/24) + S, \quad (9 a)$$

$$\Omega^* \times Pr \geq I_{POT} \times (\tau/24) + S_{MAX} \text{ のとき}$$

$$I = \Omega^* \times Pr, \quad (9 b)$$

$$\Omega^* \times Pr < I_{POT} \times (\tau/24) + S_{MAX} \text{ のとき}$$

ただし

$$\Omega^* = \Omega [1 - \exp(-f \cdot LAI / \Omega)]$$

$$\tau = \tau_{MAX} [1 - \exp(-\alpha \cdot Pr)] \quad (10)$$

$$\tau_{MAX} = 18 \text{ hr}, \alpha = (1/12) \text{ mm}^{-1}$$

$$S = S_{MAX} [1 - \exp(-Pr/S_{MAX})] \quad (11)$$

ここに $I_{POT}(\text{mmd}^{-1})$ はポテンシャル遮断蒸発速度で降水中の風速, 放射量, 気温, 比湿の関数であり, 式 (3~5) において $\beta=1$ とした場合の E である。 $\tau(\text{hr})$ は降水継続時間, $Pr(\text{mm})$ は日降水量である。 $S(\text{mm})$ は森林の単位面積上にある樹体表面の保水量であり, 降水後の数時間~1日で蒸発してしまう水の厚さである。日降水量が多いとき, 統計的には τ も S も大きくなり, 最大値 τ_{MAX}, S_{MAX} に漸近する。 LAI は葉面積指数, $\Omega(=0\sim 1)$ は樹冠の閉鎖率, その定義は「樹冠の広がり」の林床への投影面積/林床面積」である。詳細は前報 (近藤・渡辺・中園・石井, 1992) に示されている。

2.3 蒸散量

蒸散量 E_T は森林のバルク輸送係数 C_H と蒸発の効率 β を与えて, 式 (3~5) から計算される E である。

本研究では, 前報と同様に代表的な森林を想定する。ここでは日本でよく見られる代表的な森林モデル「標準林 (夏)」と「一部落葉標準林 (冬)」の2つについて計算する。実際の蒸発散量はこれらの2つの間に入ると考えられる。この森林モデルは針葉樹・広葉樹・常緑樹・落葉樹といった区別はしていなく, 第1表に掲げた森林パラメータを持つものとする。これらのパラメータは日本の森林 (荒れた森林を除く) の平均的な状態から求めたもので, 具体的には常緑樹と落葉樹の混在した森林に相当する。自然の森林では, LAI の値は限られた範囲内にある (近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。森林の葉面積指数 LAI は日射の透過量や林床から見上げた写真撮影などによって推定でき, 樹冠の閉塞率 Ω は樹冠の広がりであり通常目測で求められる (雲量測定を想像されたい)。経験者なら遠方から森林を見ただけで, これらは推定できる。 LAI が分かれば樹体表面の最大保水容

量 S_{MAX} もわかる (前報参照)。さらに森林のバルク輸送係数 C_H は LAI と樹高から Kondo・Watanabe (1992) の図によって知ることができる。熱収支計算では, その程度の推定値で十分な精度の結果がえられるのである。

夏の $\beta=0.26$ (基準高度=50 m) は Kondo・Watanabe (1992), Kuwagata *et al* (1990) を参考にして $\beta=0.3$ (基準高度=100 m) から決めた値であり, 冬の $\beta=0.1$ は次の2つの根拠に基づくものである。

(根拠1) 「植生が十分密で背が高く葉面温度が高さについて近似的に一定と仮定できる条件」に対して, 蒸発の効率 β を与える近藤・渡辺 (1991) の式 (10) において, 夏の条件 ($LAI=6, S\downarrow$ の代表値=500 Wm^{-2}) と冬の条件 ($LAI=3, S\downarrow$ の代表値=250 Wm^{-2}) を用いると, (冬の β /夏の β)=0.47 となる。

(根拠2) 森林流域における冬の β は, 夏の値より小さいことは想像されるが, 現在のところよく分かっていない。しかし後述の水収支法による蒸発散量の推定結果と熱収支法による結果が合うためには, 冬は $\beta=0.1$ 程度と仮定しなければならない。

第1表 代表的な森林の葉面積指数 LAI , 樹体表面の最大保水容量 S_{MAX} (mm), 樹冠の閉鎖率 Ω , 森林のバルク輸送係数 C_H , 蒸発の効率 β の表。樹高=15 m, 風速・気温・比湿の条件を与える基準高度=50 m の場合。

	一部落葉標準林 (冬)	標準林 (夏)
LAI	3	6
S_{MAX}	1.5	2.0
Ω	0.9	0.9
C_H	0.011	0.0078
β	0.1	0.26

2.4 森林貯熱量

森林貯熱量 (樹体および地中への伝導熱) は, まず植被層を1層とした熱収支モデルを用いて計算する。このモデルでは樹体は円柱の組み合わせで表現し, 地面は平面として, それぞれ熱伝導方程式を解く。熱物定数の代表値として樹体については比熱=3.0×10³ J kg⁻¹K⁻¹, 密度=0.8×10³ kg m⁻³, 熱伝導率=4.0×10⁻¹ W m⁻¹K⁻¹とし, 地面については比熱=2.2×10³ J kg⁻¹K⁻¹, 密度=1.2×10³ Kg m⁻³, 熱伝導率=4.7×10⁻¹ W m⁻¹K⁻¹とする。仮に表面温度を日較差 $\Delta T=10^\circ\text{C}$ の正弦関数

として与えれば、樹体による日中積算貯熱量は 0.6 MJ m^{-2} 、地中のそれは 0.9 MJ m^{-2} 程度となる (近藤・中園・山崎・桑形, 1991)。

しかしこの表面温度の日較差は本来熱収支の結果として与えられるものである。そこで、日射と気温は植被の上空で典型的な日変化を与え、植被層では葉層のみで熱交換が行なわれるものとし、熱収支の日変化を計算すれば、森林内や林床では、温度の日較差は小さくなり、したがって貯熱量も小さく計算される。この計算をいろいろな条件について実行した結果、日中の積算貯熱量 G と気温日較差、あるいは日射量との関係が求められた。それを簡単な実験式で表わせば

$$G = (G_f - 0.55) (S \downarrow / S_{df \downarrow}) + 0.55 \quad (12)$$

$$G_f = -0.23 \cos 2\pi(M/12) + 0.55 + 0.05 \Delta T_a \quad (13)$$

G, G_f の単位: MJ m^{-2}

となる。ただし $S \downarrow$ は日積算日射量の実測値、 $S_{df \downarrow}$ は計算される快晴日の日積算日射量、 G_f はM月の快晴日の貯熱量である。また、 ΔT_a は林外における気温の日較差 ($^{\circ}\text{C}$) である。

この G の実験式をつくるために用いた森林条件は、樹高 = 14 m, 胸高直径 = 0.19 m, 葉面積指数 = 6 であるが、 G は入力放射量 $R \downarrow$ の 4% 程度なので、式 (12) (13) を本研究に適用しても、結果には大きな影響は与えない。

3. 対象とする森林

対象とする流域は、水収支法によって蒸発散量の季節変化が推定されている5つの森林である (第2表)。流域 (1), (2), (3) は鈴木 (1991) の短期水収支法により、流域 (4), (5) は石井 (1991) の流出モデルにより蒸発散量が推定されている。これら森林の近くの、日射量が観測されている気象官署における気象資料 (1986~1990年の平均値) を用いて熱収支的方法で蒸発散量を計算する。流域 (3) は岡山県内にあるが、岡山では日射量が観測されていないので、気象条件は高松の値を用いる。なお、前報 (近藤・渡辺, 1991; 近藤・渡辺・中園・石井, 1992) による敏感度の計算から、用いる気象資料に多少の誤差があっても、熱収支計算の誤差は比較的小さく、この程度離れた気象官署のデータでも十分である。これが熱収支法の特徴である。

第2表 水収支法により蒸発散量が推定されている流域と、熱収支法の計算に用いる気象条件の気象官署、括弧内はその標高。

流域 (標高m)	水収支法 適用期間	気象官署 (標高m)
(1) 釜淵1号沢 (42)	1939~78年	山形 (152)
(2) 桐生川向 (205)	1972~81年	彦根 (87)
(3) 竜の口北谷 (150)	1938~76年	高松 (9)
(4) 東山 (480)	1935~39年	名古屋 (51)
(5) 去川2号沢 (288)	1967~71年	宮崎 (6)

4. 熱収支計算の結果

4.1 熱収支法と水収支法の比較

熱収支的方法で計算された蒸発散量の季節変化が第1図に示されている。実線は夏の森林状態を想定した場合、破線は冬の森林状態を想定した場合である。丸印のプロットは水収支法による結果 (鈴木, 1991; 石井, 1991) からの引用である。

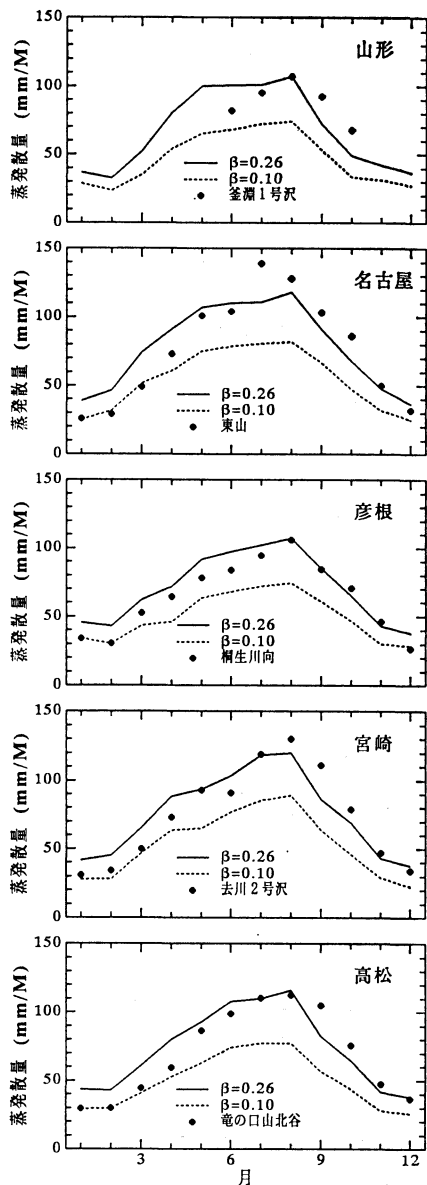
熱収支法と水収支法の結果は全体として似た季節変化をしている。しかし、水収支法の結果は位相が約1カ月遅れる傾向にある。このことは後で議論する。

各森林とも月蒸発散量は夏には $100 \sim 130 \text{ mm M}^{-1}$ 、冬には 30 mm M^{-1} 前後である。年蒸発散量は $\beta = 0.1$ または 0.26 とした場合、釜淵1号沢では $565 \sim 810 \text{ mmy}^{-1}$ 、東山では $656 \sim 940 \text{ mmy}^{-1}$ 、桐生川向では $598 \sim 851 \text{ mmy}^{-1}$ 、去川2号沢では $644 \sim 911 \text{ mmy}^{-1}$ 、竜の口北谷では $598 \sim 881 \text{ mmy}^{-1}$ となる。実際の β はこれらの中間値と考えられることから、日本では森林蒸発散量は 750 mmy^{-1} 前後とみてよいだろう。

計算された年蒸発散量の内訳の例を東山 (名古屋) について表わすと、35~40%は遮断蒸発量、60~65%は蒸散量である (第2図)。

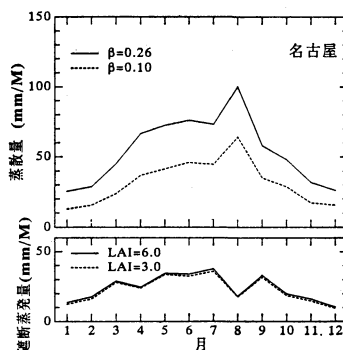
4.2 熱収支法の誤差

本研究では、冬に一部が落葉する「標準林」(前記パラメータの森林) を想定している。熱収支法による計算結果には、用いる気象条件の誤差と、モデルの誤差が含まれる。対象森林と気象官署が離れていることなどのため、気象条件の誤差として、風速に $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ 、気温に $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 、相対湿度に $\pm 5\%$ 、日中の日射量に $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ などが考えられる。この場合の蒸発散量の評価誤差は年蒸発散量の $\pm 5 \sim 10\%$ である (近藤・渡辺, 1991)。気象条件の誤差が2倍になれば年蒸発量の評価誤差もほぼ2倍になる。一方モデル式に含まれる係数などの誤差と



第1図 各地における蒸発散量の季節変化、熱収支法による計算（実線：夏の条件，点線：冬の条件）と水収支法による観測値（丸印）の比較。

して、蒸発の効率 β に ± 0.05 、降水継続時間またはその最大値 τ_{MAX} の平均値に ± 6 hr、樹体表面の最大保水容量 S_{MAX} に ± 0.5 mm、そのほか LAI の違いによるバルク係数 C_H に $\pm 20\%$ 程度などが考えられる。こ



第2図 東山(名古屋)における蒸散量(上)と遮断蒸発量(下)の季節変化。

の場合の年蒸発散量評価誤差は $\pm 10\%$ 程度である(近藤・渡辺, 1991; 近藤・渡辺・中国・石井, 1992)。これらを参考にすると、誤差は月蒸発散量では ± 10 mmM⁻¹、年蒸発散量では $\pm 50 \sim 100$ mmy⁻¹ 程度である。

4.3 水収支法の誤差

水収支法(短期水収支法, 流出モデル)では、流域平均降水量の観測が正確でなければならない。流域平均降水量に仮に10%の誤差があると、日本では年降水量が約 2,000 mmy⁻¹ であるので、年蒸発散量に 200 mmy⁻¹ の誤差を生じる。一般に、地形が複雑な他の多くの流域では数 100 mmy⁻¹ の誤差を含む(近藤・渡辺, 1991)。

次に、蒸発散量の季節変化で位相が遅れる問題について考えてみよう。流域(1)(2)(3)での短期水収支法の適用において、前提とした仮定、つまり基底流出の段階にある互いに1~2カ月離れた時点間で「流域内の貯留水の全量 G_w が相等しい」という仮定が正しいかどうかである。表層土壌の水分は、十分に降雨があると飽和容量となり1~2日のうちに余分の水は下層へ流下するが、圃場容量以下になると、ほとんど流下しなくなる。これ以後の流域からの流出量 F は、表層土壌より下層に含まれる貯留水量 B の関数となり、表層土壌中の貯留水量 A とほとんど無関係になる。つまり F が同じであっても貯留水量の全量 $G_w (=A+B)$ は同じとは限らない。たとえば、蒸発散がしだいに盛んになる春から夏に向かう5月と8月の2つの時点の基底流出の段階で、8月の A は5月の A よりも一般に小さい。短期水収支法ではこれら A の差が無視されているので、春から夏にかけての蒸発散量は小さめに、夏から秋にかけての蒸発散量は大きめに求められている可能性がある。谷・阿部(1987)の試算によると、 G_w は1月から8月にかけて

て減少し、8月から12月にかけて増加する。

また、流域(4)(5)に適用した流出モデルでは、石井(1991)はハモン式を参考にして、蒸発散量は「可照時間の2乗と日平均気温に対する飽和絶対湿度の積に比例する」または「可照時間と飽和絶対湿度の積に比例する」と仮定している。この仮定は流域(4)(5)において偶然にも蒸発散量を表現する近似式になっていると思われる。モデル計算の月流出量と実測値の差を石井(1991)の論文から読み取ると、 $\pm 20 \text{ mmM}^{-1}$ である。したがって、流出モデルに用いた蒸発散量には、少なくともこれと同程度の誤差があると考えなければならない。

5. 短期水収支改良の検討

「はしがき」でも述べたように、筆者らは熱収支法と水収支法のそれぞれの長所を生かして広域陸面の蒸発散量の評価方法を確立したいと考えている。その際、従来のタンクモデルでは洪水予報に重点がおかれており、パラメータの数が非常に多い。われわれの目的は蒸発散量を知ることが主目的である。

5.1 指数関数型貯留量のタンクモデル

従来、流出モデルとしてタンクモデルが用いられている。そのモデルでは、河川による流出量の実測値と計算値が一致するように、非常に多くのパラメータを試行錯誤の計算から決めるようになっている。

この章では、従来のものより少数のパラメータで貯留と流出の基本を表現できる「指数関数型貯留量のタンクモデル」を提案し、短期水収支法の正しい適用のしかたについて検討する。

ここでは3つのタンク(地上のタンク、地中に上段タンクと下段タンク)を考え、貯留量をそれぞれ S, A, B とする。 S は樹体表面の保水量。 A は表層土壌の貯留水量で主として蒸散に関わる。森林土壌では、いわゆる厚さ1m程度の A 層と B 層がこれに対応する。 B は地中下部の貯留水量で主として基底流出に関わる。森林地帯では、いわゆる土壌の C 層や山腹より下部にある透水層(中間水帯と地下水帯)がこれに対応する。

S は前記の式(11)によって与えた。その式の意味は次の通りである。降水の初期には、まず葉が濡れ滴下が始まる。滴下の一部は下層の枝葉を濡らすとともに、他の一部は林床に達する。この段階で降水がやむと S は小さいが、降水が継続すると幹も濡れてくるので S は大きくなる。このように S は降水量 Pr とともに増大する。

式(11)のように指数関数で表現することで、多層の葉・枝・幹それぞれの保水の役割を S_{MAX} という1つのパラメータにまとめたわけである。

次に上段タンクについて考える。本研究では1時間単位の洪水予報をするのではなく、日平均の水収支を対象にし、特に基底流出段階の流出量をうまく表現することに重点を置いており、土壌は降水直後、そのすべての間隙が水で満たされた飽和含水量の状態からすぐ圃場含水量の状態になるとする。圃場含水量とは、多量の降雨があった後、重力による土壌水の下降がほとんど止まった状態の水分量のことである。現実の土壌では、吸水できる層の厚さは空間的に一様でなく、薄いところと厚いところが存在する。また、水が流れやすい「水みち」もある。それゆえ、林床での降水量 ($Pr' = Pr - I$) のすべてが流域の土壌に吸収されるわけではない。降水量が小さくても、降水の一部 dA だけが吸収され、他の一部 F_A は吸収されず下段タンクへ流れる。通常のタンクモデルでは、タンクにたくさん穴を開けることによってこのことを表現しているため、非常に多くのモデルパラメータを用いている。それを本モデルでは次のように1つの指数関数で表現してある。

$Pr' = Pr - I$: タンクへの流入量 (mmd^{-1})

A_0 : 前日のタンク貯留量 (mm)

dA : 降水の一部による貯留量の増加 (mmd^{-1})

E_T : タンクからの蒸散量 (mmd^{-1})

$A_{MAX} = A_f \times dA$: A の最大値 (mm)

$A_f = \text{圃場含水量} - \text{無効水分}$

dA : タンクの厚さ (mm)

無効水分: 自然状態で土壌からこれ以上吸引できなくなった状態の土壌水分

とすれば、貯留量 A は次のように表わされる。

$$\begin{aligned} A &= \text{前日の貯留量} \\ &+ \text{降水の一部による貯留量の増加} \\ &- \text{蒸散量} \\ &= A_0 + dA - E_T \end{aligned} \quad (14)$$

$$dA = (A_{MAX} - A_0) [1 - \exp(-Pr'/A_{MAX})] \quad (15)$$

上段タンクに入らない余分の水は

$$F_A = Pr' - dA \quad (16)$$

である。強雨日には A が最大値 A_{MAX} に達するので、それ以上の降水量は F_A となる。 F_A は下段タンクへいったん流入する。

こんどは下段タンクの貯留量 B について考える。上段

タンクと同様な考え方によって、

F_A : タンクへの流入量 (mmd^{-1})

B_0 : 前日のタンク貯留量 (mm)

dB : 流入 F_A の一部による貯留量の増加 (mmd^{-1})

F_C : タンクの底からの流出量 (mmd^{-1})

$B_{MAX} = B_{SAT} \times d_B$: B の最大値 (mm)

B_{SAT} : 飽和容水量 - 無効水分

d_B : タンクの厚さ (mm)

とすれば、貯留量 B は次のように表わされる。

$B =$ 前日の貯留量

+ 流入の一部による貯留量の増加

- タンクの底からの流出量

$$= B_0 + dB - F_C \quad (17)$$

$$dB = (B_{MAX} - B_0)[1 - \exp(-F_A/B_{MAX})] \quad (18)$$

下段タンクへ入らないで、すぐ出てくる水は、

$$F_B = F_A - dB \quad (19)$$

F_B は、降水直後に地中の巨大孔隙 (soil pipe) を通り抜けたり、表面流としてすぐ出てくる水の量を意味している。

流域からの全流出量は

$$F = F_B + F_C \quad (20)$$

タンクの底からの流出量 F_C は、不被圧地下水の流出と貯留量との関係を表わす式 (高木, 1977) を参考にし、 k_C を未知係数として、次のように与える。

$$F_C = k_C B_0^2 \quad (21)$$

F_B は直接流出量に対応し本モデルでは降水日のみに生じる流量、 F_C は基底流出量に対応し前日の貯留量 B_0 の関数とする。 F , F_A , F_B , F_C は流域面積で割り算し、降水量と同じ単位を用いる。

以上が本研究のタンクモデルであるが、 A と B の間でゆっくり交換される毛管移動水や、 B からの蒸散は直接的には表現されていない。しかし、これらの効果は指数関数型の式 (15, 18) に暗に含まれている。つまり、上段タンクの水が蒸散によって少なくなってきたとしても、 B から A への移動水がないので A の減少速度は大きい代わり、降水があれば、その分、上段タンクの貯留量 A が増加しやすくなっている。すなわち、式 (15) によれば、 A_0 が小さいとき大雨でなければ、 Pr^t の大部分が dA になる。

このモデルにおける3つの未知パラメータは上段タンクの最大貯留量 A_{MAX} 、下段タンクの最大貯留量 B_{MAX} 、基底流出の係数 k_C である。これらは以下で述べるように、流出量 F について、モデルによる計算値と実測値が

合うように決める。

一方、流域の地質・土質などからあらかじめ概略値が分かる可能性のあるパラメータは圃場容水量 A_f と飽和容水量 B_{SAT} である。水は地中の孔隙に入り貯留されるので、 A_f は森林土壌の毛管孔隙 (孔隙径約 0.05 mm 以下) の割合から、 B_{SAT} は全孔隙の割合から推定できる。日本各地の森林では、地中内の大きさ別の孔隙割合が計測されていて、データがたくさんある (有光, 1987)。これらの森林土壌のデータからモデルのパラメータの概略値が分かるかもしれない。

5.2 モデルの適用

(a) データ

遮断蒸発量 I と蒸散量 E_T との計算は、第2章で述べた方法で行なう。このとき、第 M 月の森林パラメータは次のように与える。

$$\beta = 0.18 + 0.08 \cos X \quad (22)$$

$$LAI = 4.5 + 1.5 \cos X \quad (23)$$

$$S_{MAX} = 1.75 + 0.25 \cos X \quad (24)$$

$$C_H = 0.01 \quad (25)$$

$$\Omega = 0.9 \quad (26)$$

$$X = 2\pi(M-8)/12$$

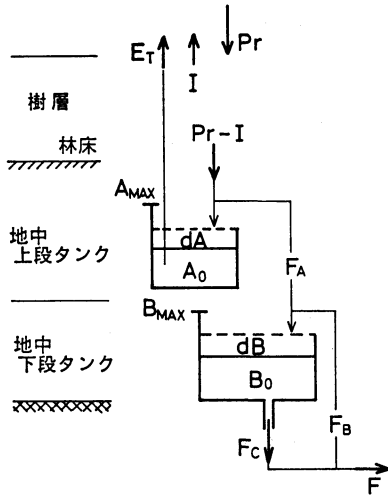
つまり、森林の蒸発の効率 β 、葉面積指数 LAI 、樹体表面の最大保水容量 S_{MAX} は2月に極小、8月に極大値をとるとする。

対象森林は東京大学愛知演習林の東山流域、降水量以外の気象条件は名古屋地方気象台の値を用いる。降水量と流出量のデータは1968~1972年の5カ年間を解析する。ところで、本熱収支モデルによる計算蒸発散量と5カ年間の実測蒸発散量 (= 降水量 - 流出量) は一致しない。その理由は、熱収支モデルにはパラメータ (気象と森林条件) の誤差があり、水収支の実測値には降水量と流出量に誤差がある。とくに複雑な地形では流域平均降水量を5%以内の精度で求めることは一般には難しい (近藤・渡辺, 1991; 近藤・中園・渡辺, 1992)。

現時点では、どの値にいくらの誤差があるか判断できないので、当面、降水量の流域代表性に問題があるとして、5カ年間蒸発散量の計算値と実測値が一致するように降水量を補正する。東山流域の上記5カ年間では量水所における降水量を1.07倍すればよいことが分かった。これはモデルのテストに本質的な誤りをもたらさない。

(b) パラメータ k_C の決定

2日間以上続く無降水期間中の流出量のデータを用いる。降水直後の直接流出が終わり、河川への流出が基底



第3図 指数関数型貯留量のタンクモデルの説明図。

流出だけになった段階 ($F=F_C$) での下段タンクの保水量 B の変化を本モデルの式 (21) で表わすと、

$$\frac{dB}{dt} = -F_C = -k_C B^2 \quad (27)$$

となる。ただし t は直接流出が終了した日からの日数である。本研究のモデルでは直接流出は1日で終了するとしているが、データ使用上では、最後の降水があった日から2日後を $t=0$ として解析する (第4図参照)。この微分方程式を B について解くと、

$$B^{-1} - B_S^{-1} = k_C t \quad (28)$$

となる。ここで B_S は $t=0$ での下段タンクの貯留量である。この式を F_C についての式に書き直すと、

$$F_C^{-1/2} - F_{CS}^{-1/2} = k_C^{1/2} t \quad (29)$$

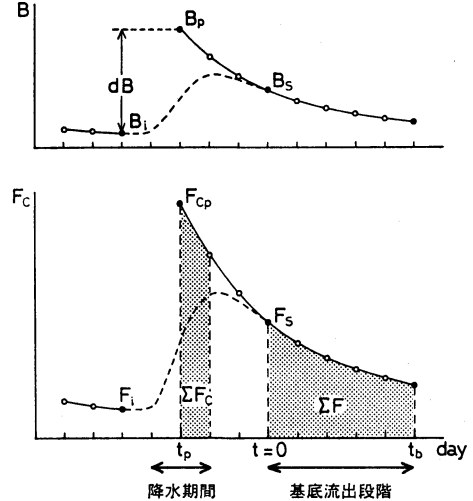
となる。基底流出の段階では $F=F_C$ であるので、

$$F^{-1/2} - F_S^{-1/2} = k_C^{1/2} t \quad (30)$$

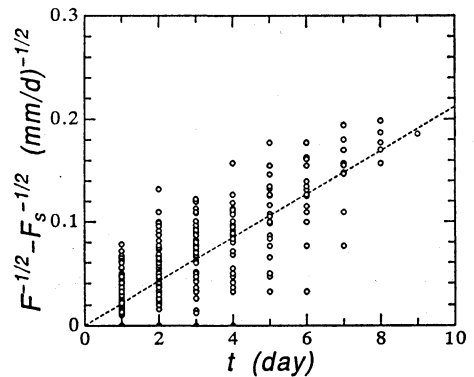
である。ここで $F_{CS}=F_S$ は $t=0$ での流出量である。式 (30) は、横軸に直接流出が終了してからの日数 t をとり、縦軸に $F^{-1/2} - F_S^{-1/2}$ をとって、観測値をプロットしたとき、その帰直線の勾配が $k_C^{1/2}$ となることを示している。実際に今回のデータをプロットしたのが第5図である。ただし、測定誤差の影響を除くために、 $F < 1 \text{ mm d}^{-1}$ のデータは除外してある。図の勾配より $k_C = 4.5 \times 10^{-4} \text{ mm}^{-1} \text{ d}^{-1}$ となった。

(c) パラメータ B_{MAX} の決定

2日間以上続く無降水期間にはさまれた降水期間の降水量と流出量、および無降水期間中の流出量のデータを



第4図 基底流出量 F_C 、および下段タンクの貯留量 B の時間変化の模式図。 F_C の実線はモデル、破線は実際。



第5図 基底流出量のパラメータ k_C を無降水期間中の流出量 F の実測値から決定するグラフ。

用いる。以下の手順 [1]~[5] によって降水前の B の値、降水期間中の基底流出量および dB を推定し、これらの値から B_{MAX} を求める。

[1]: 降水が始まる日の前日の流出量 F_i は基底流出量のみからなると仮定し、

$$F_i = k_C B_i^2 \quad (31)$$

によって、流出量の実測値から降水直前の下段タンクの貯留量 B_i を求める。

[2]: 降水後の直接流出が終了した段階 ($t=0$) からつぎの降水が始まる前日 ($t=t_b$) までの流出量の積算値

を ΣF とする。式 (30) において、 $t=0$ から $t=t_b$ まで積分すれば、

$$\Sigma F = k_C^{-1/2} \left(\frac{1}{\Gamma} - \frac{1}{\Gamma + k_C^{1/2} t_b} \right) \quad (32)$$

$$\Gamma = \Gamma_S^{-1/2}$$

となる。また t_b は基底流出だけの状態が続く日数である。式 (32) による ΣF が実測の ΣF に等しくなるように F_S を求める。

[3]: 降水期間中は降水の浸透による下段タンクの水量変化が起こるため、基底流出は本来、式 (29) とは異なる時間変化を示す。そこで、本研究では B_{MAX} の最適値を求めるためにつきのような仮定をする。

(仮定) すべての降水は降水期間の真中の1日に起こり、その日の基底流出量 F_{CP} は、

$$F_{CP}^{-1/2} - F_S^{-1/2} = k_C^{1/2} t_P \quad (33)$$

に従うものとする。ここで $t_P (< 0)$ は $t=0$ の日からさかのぼった日数である。つまり第4図に示すように、降水日 t_P の基底流出量は無降水期間中の関数形をさかのぼって延長したものと仮定する。

式 (33) により、降水日の基底流出量 F_{CP} をもとめ、

$$F_{CP} = k_C B_P^2 \quad (34)$$

によって降水日の下段タンクの貯留量 B_P を求める。このとき、

$$dB = B_P - B_i \quad (35)$$

なる dB が、降水による下段タンクの貯留水の増加量であるとすると、

[4]: 一方、降水期間中の全流出量 ΣF_P は

$$\Sigma F_P = \Sigma F_{AP} - dB + \Sigma F_C \quad (36)$$

と表わされる。ここで ΣF_{AP} および ΣF_C はそれぞれ上段タンクから下段タンクへの流入量と基底流出量の降水期間中の積算値である。式 (36) において、 ΣF_P は流出量の実測値から、 dB は式 (35) から、 ΣF_C は式 (32) と類似の式 (t_b を $t_P (< 0)$ に置き換えた式) から求められ、その結果 ΣF_{AP} が求められる。

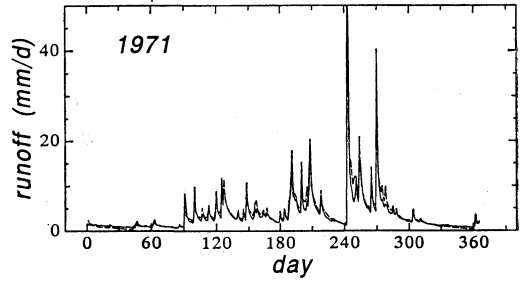
[5]: 手順 [1]~[4] によって dB , B_i , ΣF_{AP} の値を解析期間全体にわたって求め、これらの値を式 (17) がもっとも良く表わせるような B_{MAX} の値を最小二乗法によって求めた。その結果最適値として $B_{MAX} = 496$ mm を得た。

(d) パラメータ A_{MAX} の決定

以上の方法によって求められた k_C と B_{MAX} を本モデルに入力し、解析期間全体の5カ年間にわたり、流出量の計算値が実測値ともっとも良く合うように A_{MAX} の値を試行錯誤で決める。その結果が第3表にまとめて

第3表 東山流域における基底流出の係数 k_C , および貯留量の最大値 (A_{MAX} , B_{MAX})。

パラメータ	最適値
k_C (mm ⁻¹ d ⁻¹)	4.5×10^{-4}
B_{MAX} (mm)	496
A_{MAX} (mm)	301



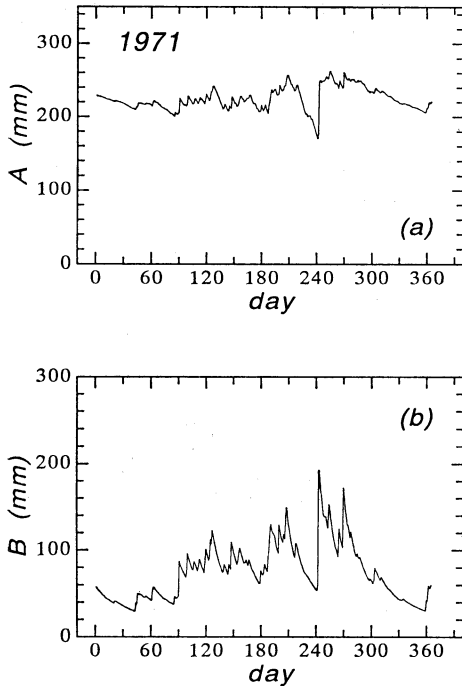
第6図 流出量の実測値(実線)と本モデルによる計算値(破線)の比較(1971年)。

掲げられている。

5.3 結果

第6図に流出量の計算値と実測値との比較を示す。解析期間は5年間であるが、一例として1971年の結果を示してある。図から分かる通り、本モデルは降水日(流出量が極大となる日)の流出量が過大になる傾向があるものの、全体としては実測値をよく再現できる。降水直後の直接流出の扱いについては、さらに改善の余地があるかもしれないが、わずか3個のパラメータしか含まない本モデルでも数日間平均の水収支を議論するには十分と思われる。

また、第7図に2つのタンクの貯留量 A , B の年変化を示す。下段タンクの貯留量 B は、降水量の多い梅雨の頃(180~210日前後)や9月頃(240~270日前後)に多く、冬に少ない。一方、上段タンクの貯留量 A は、例えば梅雨のあと蒸発散が盛んになる8月(210~240日前後)に急に小さくなっている。その他の期間でも、たとえ下段タンクの貯留量が同じで基底流出量が同じであっても、上段タンクの貯留量は $\pm 20 \sim 40$ mm 程度異なることがある。したがって、前述の短期水収支法による蒸発散量は、季節によって系統的に過少に、あるいは過大に評価される傾向がある。例えば、下段タンクの貯留量がほぼ等しい a (180日頃), b (240日頃), c (300日頃) の3時点から短期水収支方法によって蒸発量を評価



第7図 上段タンクの貯留量A (a図) とB (b図) の年変化 (1971年).

すると、a—b間では蒸発散量が過少に、b—c間では過大に評価される。

今回解析の対象とした東山流域のある愛知県地方では、例年5月と8月に晴天日が続く傾向にあり、上段タンクの貯留量の季節変化はこのことを反映していることが分かる。つまり、流域貯留量の季節変化は、降水や日射量の季節変化に依存し、年により、あるいは地域により異なる可能性がある。短期水収支法による蒸発量の年変化を議論する際にはこの点に留意すべきである。

Suzuki (1980) による短期水収支法による蒸発散量の結果には $\pm 20 \sim 40 \text{ mmM}^{-1}$ 程度のばらつきがあり、ここで得た上段タンクの貯留量Aにおけるばらつきの大きさと同程度である。したがって、短期水収支法にタンクモデルを組み合わせて用いるならば、より合理的で、より精度の高い結果が得られることになる。

6. あとがき

日本各地の森林からの蒸発散量 (蒸散量と遮断蒸発量の和) の季節変化を熱収支法で評価し、水収支法による結果と比較した。2つの方法による蒸発散量は全体とし

ては似た季節変化をするが、水収支法の結果は位相がずれる傾向にある。これは流域貯留量の季節変化が水収支法に取り入れられていないことに起因すると思われる。

そこで、広域陸面の蒸発散量と貯留量の季節変化を同時に表現するための、タンクパラメータがわずか3つの「指数関数型貯留量のタンクモデル」を開発した。このモデルは広さ 1 km^2 の流域からの流出量の実測値を十分な精度で表現できることが確かめられた。このモデルを用いて検討してみたところ、表層土壌内の貯留量は、基底流出量の大小とは無関係に、降水量や日射量の季節変化に依存して季節変化をすることが分かった。例えば、降水量が少なく日射量が多い期間が続くと、貯留水量が減少する。したがって、本研究で解析を行なった例のように、8月に降水量が少なく日射量が多い日が続く場合には、従来の短期水収支法による蒸発散量は春～夏に過少に、夏～秋に過大に評価されることになる。ただし、降水量や日射量の季節変化は年により、地域により異なるので、従来の短期水収支法による結果をみる際には注意が必要である。従来の短期水収支法に今回提案した簡単なタンクモデルを組み合わせることによって、精度の高い結果が得られる。

なお、タンクパラメータ k_C , A_{MAX} , B_{MAX} は地形の勾配や土質によってきまる値であり、同じ流域内でも例えば火災による森林構造の変化によって変わりうるし、他の流域では違ってくるのは当然である。筆者らは現在、他の流域についてパラメータの値を調べている。

参考文献

- 有光一登, 1987: 森林土壌の貯留のしくみ. 創文, pp. 199.
- 石井正典, 1991: 山地流域を対象とした蒸発散量の推定方法及びそれと林況との関係. 水文・水資源学会誌, 4, 45-52.
- 近藤純正, 1984: 複雑多様な地表面の熱収支—研究の指針—. 天気, 31, 573-581.
- , 桑形恒男・中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法. 自然災害科学会誌, 10, 171-185.
- , 中園 信・渡辺 力, 1992: 日本の水文気象, (2) 森林における遮断蒸発量. 水文・水資源学会誌, 5, 29-36.
- , ———, 山崎 剛・桑形恒男, 1991: 森林樹体の貯熱量の推定. 天気, 38, 123-127.
- , 渡辺 力・中園 信・石井正典, 1992: 森林における降雨の遮断蒸発のモデル計算. 天気, 39, 159-167.

_____, _____, 1991: 広域陸面の蒸発—研究の指針—. 天気, 38, 699-710.

Kondo, J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. J. Atmos. Sci., 49, October.

Kuwagata, T., N. Masuko, M. Sumioka and J. Kondo, 1990: The daytime PBL heating process over complex terrain in central Japan under fair and calm weather conditions, Part 2: Regional heat budget, convective boundary layer height and surface moisture availability. J. Meteor. Soc. Jpn., 68, 639-650.

Suzuki, M., 1980: Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I): Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. J. Jpn. Forestry Soc., 61, 46-53.

鈴木雅一, 1991: 森林からの蒸発散. 水文・水資源学会誌, 4, 9-22.

高木不折, 1977: 地下水流出のモデル化について. 水工学シリーズ 77-A-6, 土木学会水理委員会, pp. 23

谷 誠・阿部敏夫, 1987: 林況変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価. 林試報告, 342, 41-61.

Yamazaki, T. J. Kondo, T. Watanabe and T. Sato, 1992: A heat balance model with a canopy of one or two layers and its application to the field experiments. J. Appl. Meteor., 31, 86-103.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所	備 考
第42回応用力学連合講演会	1993年1月26日 ～28日	学術会議力学研究連絡委員会, 応用物理学会他	日本学術会議 (東京)	
「オホーツク海と流水」国際シンポジウムおよび国際宇宙年・極域水圏ワークショップ	1993年1月31日 ～2月5日	オホーツク海・氷海研究グループ, 宇宙開発事業団, 欧州宇宙機関, 紋別市, 北方圏センター	紋別市民会館・文化会館 (紋別)	Vol. 39, No. 8
1993年中砂漠化機構解明研究シンポジウム	1993年3月2日 ～4日	科学技術庁	科学技術庁・研究交流センター (つくば市)	
第39回風に関するシンポジウム	1993年3月4日	土木学会, 日本気象学会他	土木学会・土木図書館講堂 (新宿区)	
日本農業気象学会1993年度大会	1993年4月1日 ～3日	日本農業気象学会	お茶の水女子大 (東京)	
第7回太平洋学術中間会議	1993年6月27日 ～7月3日	日本学術会議, 日本気象学会他	宜野湾市, 那覇市	
IAMAP・IAHS '93 (第6回国際気象学大気物理学協会科科会議及び第4回国際水文科学協会科学会議合同国際会議)	1993年7月11日 ～23日	日本学術会議 日本気象学会 他13学会	横浜国際平和会議場 (横浜)	Vol. 38, No. 7 No. 9 No. 12 Vol. 38, No. 4 No. 7 No. 11
第25回国際水理学会会議	1993年8月30日 ～9月3日	第25回国際水理学会会議 国内組織委員会, 土木学会	京王プラザホテル (東京)	