

流出現象の時間スケールに関する研究

高棹 琢馬・椎葉 充晴・立川 康人・藤田 暁・
ニルパマ

AN ANALYSIS OF A TIME SCALE ON RUNOFF PHENOMENA

By *Takuma TAKASAO, Michiharu SHIBA, Yasuto TACHIKAWA,*
Akira FUJITA and Nirupama

Synopsis

To reproduce real continuous records of river discharge from discrete discharge measurements, how long should we choose time interval for discrete discharge measurement? This time interval represents the time for describing a hydrological response and it can be considered as a time scale of a hydrological response. In this study, to find out a time scale of a hydrological response and a relationship between the time scale and the catchment scale (catchment area), we analyze river discharge time series data in the Yodo River basin using the Fourier transform method and the sampling theorem. As a result, between a time scale Δt (hour) and a catchment scale A (km^2), a relationship, $\Delta t = p \exp(q\sqrt{A})$ is obtained, where $p = 0.6$ and $q = 0.026$. This relationship shows that Δt for a basin with 300 km^2 area is about 1 hour. We also refer to a time scale of a change of water storage in a watershed.

1. 序 論

流域での雨水流出をモデル化する場合、どのようなモデル化手法を取るにせよ、現象が変動する時間スケールでモデル結果と実現象とが合うことをモデル構築の目標とせねばならない。実際の現象が時間単位あるいはそれより短い時間スケールで変動している場合、日単位のモデルの結果と実現象とが合っていたとしてもこのモデルは実現象をモデル化していることにはならないであろう。したがって、モデル化の前段階として、対象流域での流出現象がどのような時間スケールで変動するのかを把握し、実現象に応じてモデルで用いる時間間隔を設定せねばならない。高棹¹⁾はこの時間間隔、すなわち離散的な時系列データの時間間隔を基準時間と呼び、流域の集中化（基準面積の抽出）とあわせて流出解析における重要性を指摘している。

ところが、現実にはこのような時間間隔に関する検討はあまりなされず、対象とする流域で得られている最も細かい時間分解能の流出ハイドログラフに適合させることを目的としてモデル化がなされている場合がほとんどではないだろうか。このような検討をすることなくモデルの計算結果と観測値とがよく適合したとしても、それは現象をモデル化したことになっていないかもしれない。もちろん、数百 km^2 以上の流域を対象とする場合はこの時間間隔は一時間程度で十分であろうから、これまでのモデル研究の成果を否定しているのではない。今一度、この時間間隔はどの程度であるか、この時間間隔と流域面積との間にはどのような関係があるかを確認しておく必要性を指摘しているのである。

また、近年、地球規模での水循環・熱循環の時空間分布状態を観測・モデル構築の両面を通して精度よく理解しようという動きがなされつつあり、地域規模・大陸規模の水文モデルや水文モデルと気象予測モデルとを結合させた総合的な水・熱循環モデルへの期待が高まっている。様々な時空間スケールを持つ現象を総合して取り扱うことが求められており、水文現象の時空間スケールを把握することの重要性は、ますます増加している。

そこで、本論文では、流出現象における時間スケール（基準時間）、および時間スケールと空間スケール（流域面積）の関連を明らかにすることを目的とする。なお、時間スケールという用語は流出現象の変動を正しく表現するのに必要な時間間隔という意味で用いる。

次章以降の本論文の構成を簡単に述べる。2. では、河川流量観測所で観測された河川流量がどれくらいの時間スケールで変動しているのか、言い替えればどれくらいの時間スケール（基準時間）で流量データを見れば実際の現象を把握していることになるのか、さらに時間スケールと流域面積はどのような関係があるかを、淀川流域を対象として分析する。3. では2. と同様の方法を用いて流出モデルを介して得られる流域土壌水の変動に関して時間スケールの分析を行なう。ここで用いる流域土壌水とは、土壌の不飽和帯に存在し毛管力のために流出しない水分を表す状態量を意味する。流域土壌水は蒸発散量・流出量の両方に関連するため、この時間スケールを把握しておくことは、蒸発・流出が一体となった水循環モデルを構成していく上で、重要な示唆を与えてくれる可能性がある。4. では、本研究の結論を述べる。

2. 河川流量の時間スケールと流域面積との関係

2.1 分析手法

河川流量が短い時間間隔で変動する場合、すなわち流量波形に高い周波数成分が含まれる場合は、現象を記述するために短い時間間隔でデータをサンプリングする必要がある。逆に変動が緩やかな場合、すなわち流量波形がほとんど低周波の成分からなっている場合は、サンプリングの時間間隔は長くとってよい。この時間間隔が現象（河川流出）の変動する時間単位を表現している。そこで、流量データを周波数領域で記述することによって得られるパワースペクトル密度をもとに、各観測所でのとるべきサンプリングの時間間隔を導くことを考える。

Fig. 1 は実際に得られた片側パワースペクトル密度を示した例であり、得られたパワースペクトルに1をたした結果を対数軸を用いて表示している。パワースペクトル密度にはいくつか定義の方法があるが、本研究では周波数ゼロからナイキスト周波数 f_c の区間で周波数の離散値について定義され、これらの周波数ごとのパワースペクトル密度の値の和が元のデータの大きさの平均2乗に等しいように規格化したものを用いる。

Fig. 2 はパワースペクトル分布の模式図であり、この図を用いて分析手法を説明する。図中、 $f_c = 1/(2\Delta t)$ はナイキスト周波数であり、一定時間間隔 Δt の離散データで表現し得る最大の周波数を表す。連続データを一定間隔 Δt でサンプリングする時、もとの連続データに含まれる周波数が f_c 以下の範囲内に限られるならば、サンプリングした離散データによって連続データは完全に決定される（標本化定理）。逆に、連続データに f_c を越える周波数成分が含まれていると f_c 以上の細かい変動は表現することができないため、離散データによって得られるパワースペクトルはエイリアシングの影響を受けて誤差が含まれる^{2,3)}。ここで、流量観測所ごとに得られるパワースペクトル分布を比較するため、ある周波数以下のパワースペクトルが全パワースペクトルに対して $\alpha\%$ を占めるような周波数を f_α と定義し、 α を包含率と呼ぶことにする。連続データまたはエイリアシングの影響を受けていない離散データを扱う場合、同じ α に対して、変動がゆるやかな流量データはゼロに近い周波数のパワーが寄与する割合が高いために f_α は小さく、変動が小刻みで激しい流量データほど大きい周波数成分を含むために f_α は大きくなり f_c に近づくこ

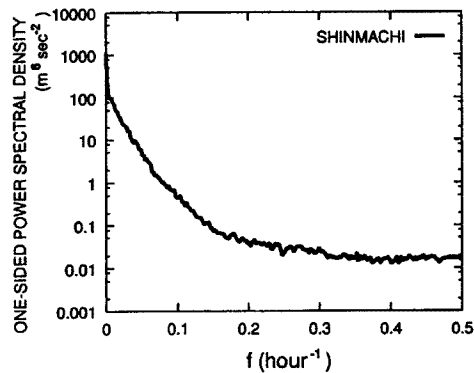


Fig. 1. One-sided power spectral density of discharge at the Shinmachi gaging station.

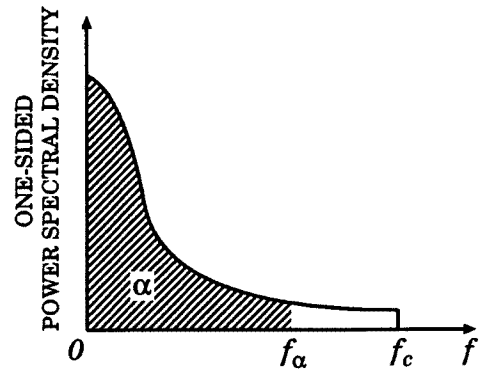


Fig. 2. Schematic drawing of one-sided power spectral density.

となる。つまり、 f_α の小さな流量データほど変動が緩やかであり、 f_α は現象の変動の速さを表す指標と言える。この f_α がナイキスト周波数となるような時間間隔 $\Delta t_\alpha = 1/(2f_\alpha)$ で観測を行なうと、エイリアシングの影響を受けるため、本来の流量波形に対して $(100-\alpha)\%$ だけ誤差を生じた流量波形を得ることになる。したがって、例えば α を99%に固定して各観測所での f_α あるいは Δt_α を比較すれば、1%の誤差を含む流量系列を把握するための周波数またはサンプリング時間間隔を比較することができる。

以上の分析のためには連続な流量データ、またはエイリアシングの影響を受けていない離散データを用いることが前提となる。本研究で用いた流量のデータは時間間隔が1時間の離散データであり、ナイキスト周波数 f_c は $0.5 \text{ (hour}^{-1}\text{)}$ である。したがって、元の連続データに $0.5 \text{ (hour}^{-1}\text{)}$ 以上の周波数成分が含まれていれば、この離散データはエイリアシングの影響を受けていることになる。しかし、実際に得られたスペクトル分布はFig. 1に示すようにナイキスト周波数に近づくにつれてゼロに漸近しているの、この前提は正当であると判断して以下の分析を進めた。

2.2 対象流域と利用したデータ

淀川流域の流量データのうち、データに欠測や異常値が多く利用が困難な観測所を除き、32箇所の観測所の毎時流量データを用いた。利用したデータの期間は、1976年～1991年の16年間に含まれる期間である。パワースペクトルの推定にあたっては、推定誤差を除去するために512時間(約21日)の区画に流量系列データを区切り、それぞれの区画をフーリエ変換して各区画ごとにパワースペクトル密度を推定し、それらの平均をとって全体のパワースペクトル密度の推定値とした。

なお、流量データは、欠測あるいは異常値を含んでいる場合がある。こうした部分を含むとスペクトル分布の推定に悪影響を及ぼす。そこで、欠測が連続して5時間以内ならば線形に補間し、6時間以上連続して欠測がある場合はその区画は計算から除いた。また、ハイドログラフを表示して目視により不審な流量の値を点検し、雨量データと照らし合わせて明らかに異常とみなせる流量値は欠測とした。流量データを分析した流量観測所の名称、位置、流域面積(km^2)、および分析に用いた流量データの期間をFig. 3、Table 1に示す。

2.3 分析結果と考察

Fig. 4は、桂川流域で得られた分析結果を示したものである。横軸は流域面積であり、縦軸は包含率 α に対応する周波数 f_α である。その周波数がナイキスト周波数となるような時間間隔 $\Delta t_\alpha = 1/(2f_\alpha)$ も併せて示している。結果を示した観測所は上流から順に世木、新町、亀岡、保津峡、天竜寺、桂、納所の7観

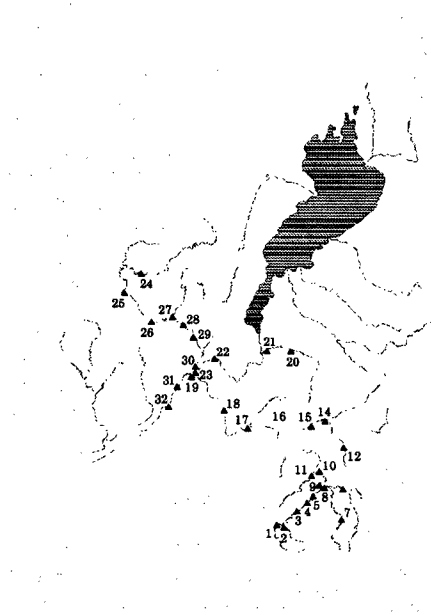


Fig. 3. Location of gaging stations in the Yodo River basin.

Table 1. List of gaging stations in the Yodo River basin.

No.	観測所名	河川名	面積(km ²)	期 間
1	榛原	宇陀川	82.1	1976. 9-1991. 12
2	桧牧	内牧川	24.3	1986. 4-1991. 12
3	大野寺	宇陀川	177.9	1978. 7-1991. 12
4	鹿高	宇陀川	192.3	1976. 1-1991. 12
5	安部田	宇陀川	211.2	1976. 9-1991. 12
6	比奈知	名張川	77.1	1976. 1-1991. 12
7	伊賀見	青蓮寺川	73.1	1976. 9-1991. 12
8	上名張	名張川	196.2	1976. 1-1991. 12
9	名張	名張川	428.6	1976. 9-1991. 12
10	家野	名張川	465.5	1976. 1-1991. 12
11	岩屋	笠間川	43.8	1976. 9-1991. 12
12	依那古	木津川	149.4	1976. 2-1991. 12
13	荒木	服部川	94.0	1976. 2-1991. 12
14	岩倉	木津川	501.4	1986. 4-1991. 12
15	島ヶ原	木津川	524.9	1976. 1-1991. 12
16	有市	木津川	1206.0	1976. 1-1991. 12
17	加茂	木津川	1456.0	1976. 1-1991. 12
18	飯岡	木津川	1559.0	1978. 6-1991. 12
19	八幡	木津川	1596.0	1976. 2-1991. 12
20	大鳥居	大戸川	153.5	1976. 1-1991. 12
21	黒津	大戸川	193.0	1976. 1-1991. 12
22	向島	宇治川	4282.0	1986. 4-1991. 12
23	淀	宇治川	4354.0	1976. 1-1991. 12
24	世木	桂川	277.1	1979. 6-1991. 12
25	新町	桂川	540.0	1976. 6-1991. 12
26	亀岡	桂川	681.0	1986. 4-1991. 12
27	保津峡	桂川	741.0	1976. 1-1991. 12
28	天竜寺	桂川	818.0	1986. 4-1991. 12
29	桂	桂川	887.0	1976. 1-1991. 12
30	納所	桂川	1100.0	1976. 1-1991. 12
31	高浜	淀川	7050.0	1986. 4-1991. 12
32	枚方	淀川	7281.0	1976. 1-1991. 12

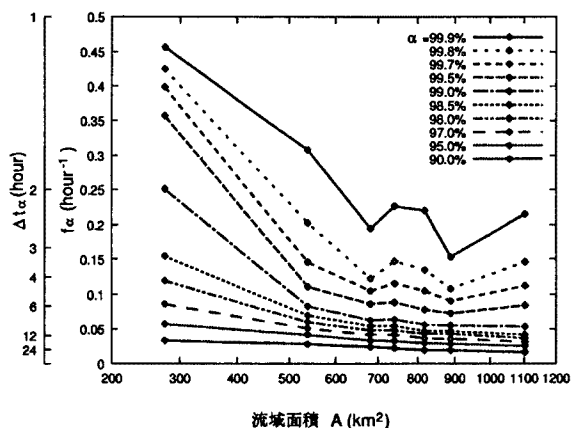


Fig. 4. Value of f_α versus catchment area at gaging stations in the Katsura River basin.

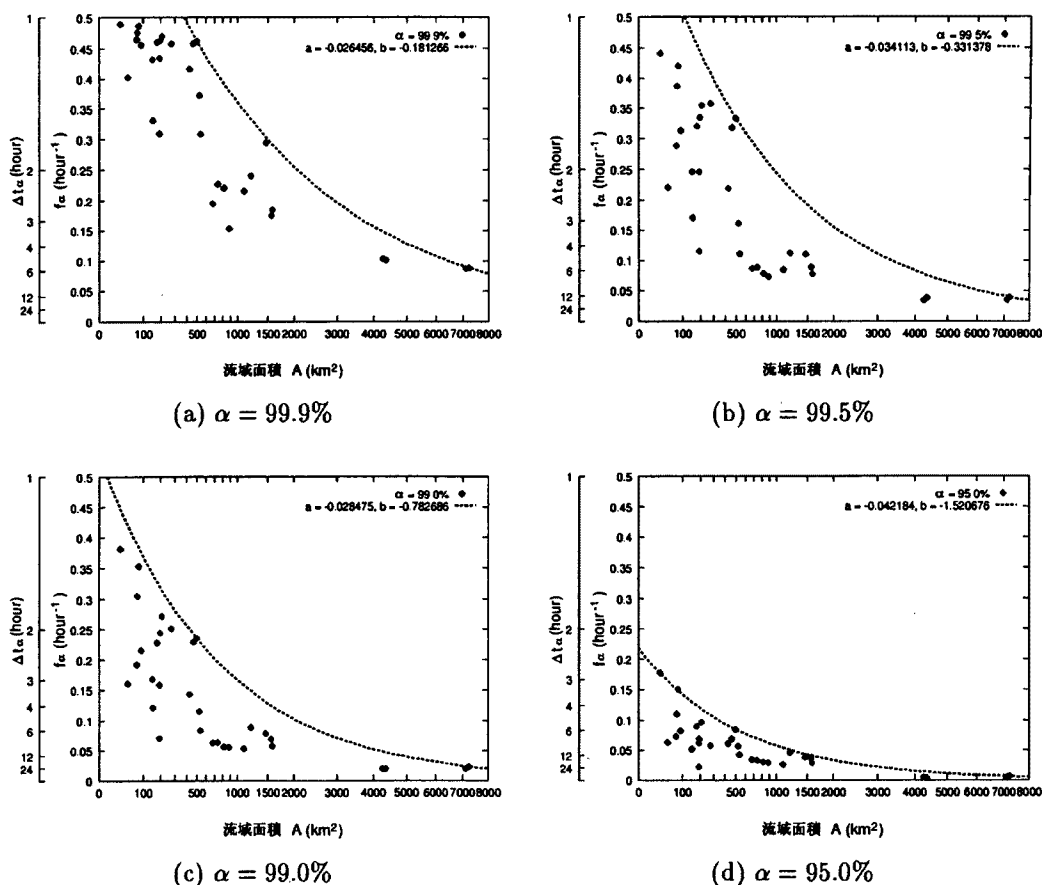
なるのは、観測所の手前で鴨川が合流しているため、出水時における鴨川の洪水波形の影響が現れたものと考えられる。

さらに、淀川流域全域において同様の検討を行なった。Fig. 5は、それぞれ、 α を99.9%、99.5%、99.0%、95.0%とした場合の全流量観測所での結果をプロットした図であり、横軸、縦軸の意味することはFig. 4と同様である。各図中に描いた曲線は、プロットした点とその線よりも下に含まれるように描いた

測所であり、包含率 α ごとに各観測所での f_α の値を直線で結んでいる。この結果から、

- 1) 全体的な傾向として流域面積が大きくなるほど f_α は小さくなる、すなわち下流ほど緩やかな変動をしていること、
- 2) 流域面積の最も小さい世木(277 km²)において、 α が99.9%でほぼもとの流量波形を表現することができるとような周波数は0.46であり、これに対応するサンプリング間隔は1.09時間であること、
- 3) したがって、桂川流域において300 km²以上の流域では1時間間隔で流量を把握できること、

などがわかる。なお、最下流の納所で f_α が大きく

Fig. 5. Value of f_α versus catchment area at gaging stations in the Yodo River basin.

包絡線である。ある流域面積での河川流量を現象通りに記述するためには、この包絡線よりも上側の周波数を表わすことができる時間間隔でデータを取得すればよい。この包絡線を表わす曲線として、

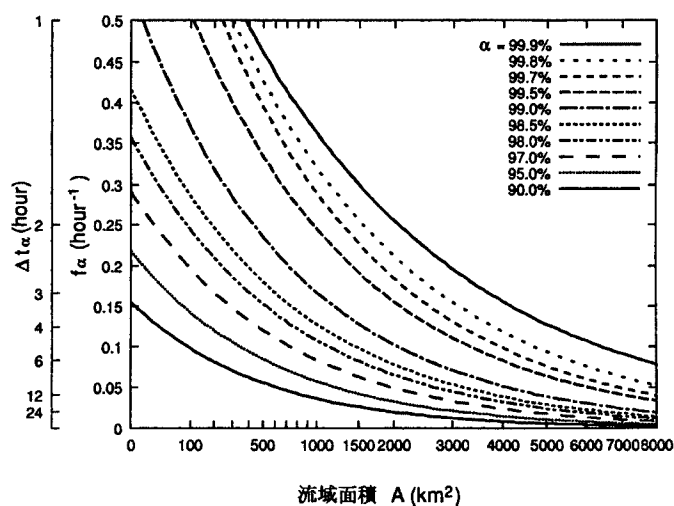
$$f_\alpha = \exp(a\sqrt{A} + b) \quad \dots\dots (1)$$

を仮定した。 A は流域面積である。各 α に対する係数 a , b は図中に示す。この f_α がナイキスト周波数となるような時間間隔は $\Delta t_\alpha = 1/(2f_\alpha)$ なので、(1) 式より流域面積とそこでの河川流量を記述するための時間間隔 Δt との間に

$$\Delta t = p \exp(q\sqrt{A}) \quad \dots\dots (2)$$

という関係を得ることができる。ここで、 $p = 1/(2 \exp b)$, $q = -a$ である。

α の値ごとに得られる包絡線をまとめて示したものを Fig. 6 に示す。この図から、包含率 α ごとに流域

Fig. 6. Envelopes which represent the relationship between f_α and catchment area.

面積がどれくらいならば、どれくらいの時間単位で河川流量が変動するのか、すなわちどれくらいの時間間隔でデータをサンプリングしなければならないかの目安を得ることができる。たとえば、流域面積が $1,000 \text{ km}^2$ の場合、 α が 99.9% すなわち流量波形を 99.9% 把握しようとする、 $\alpha = 99.9\%$ の包絡線上で流域面積が $1,000 \text{ km}^2$ のときの値、 $0.36 \text{ (hour}^{-1}\text{)}$ 以上の周波数を表現できるように $1.4 (=1/(2 \times 0.36))$ 時間以下の時間間隔で流量データをサンプリングしなければならないことがわかる。また、1 時間単位でデータを取得した場合に、河川流量を現象通りに表現できるのは、 300 km^2 以上の流域面積を持つ流域であることをこの図は示している。従って、流域面積が小さな流域を対象とする場合は、特に実現象とモデルの時間単位に整合性があるかどうか注意する必要がある。

2.4 包含率 α と時間領域における河川流量時系列の再現誤差の関係

前節まで、周波数領域における河川流量時系列の再現誤差（包含率 α ）をもとに流域面積と観測時間間隔の関係を論じてきた。ここでは、包含率 α と時間領域における流量系列の再現誤差の関係を導く。

$h(t)$ は時間 t の関数（ここでは河川流量）であり、 $H(f)$ は $h(t)$ のフーリエ変換であるとする。 $H(f)$ を周波数 f_a までで切り、 f_a より大きい周波数での成分をゼロとしたものを $H_{a1}(f)$ とすると

$$H_{a1}(f) = \begin{cases} H(f) & -f_a \leq f \leq f_a \\ 0 & f < -f_a, f_a < f \end{cases} \dots\dots\dots (3)$$

であり、包含率 α は

$$\alpha = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df}{\int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df} \dots\dots\dots (4)$$

と書ける。ここで $H_{a1}(f)$ を逆フーリエ変換したものを $h_{a1}(t)$ とし、 $h(t)$ に対する $h_{a1}(t)$ の誤差として、

$$\beta_1 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t) - h_{a1}(t)\}^2 dt}{\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t)\}^2 dt} \dots\dots\dots (5)$$

という量を考える。Parseval の定理より、

$$\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t)\}^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df, \int_{-\infty}^{\infty} \{h_{a1}(t)\}^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df \dots\dots\dots (6)$$

が得られ、また

$$\int_{-\infty}^{\infty} h(t)h_{a1}(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} H(f)[H_{a1}(f)]^* df = \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df \dots\dots\dots (7)$$

となるので、(5)式に (6)式、(7)式を代入すると、

$$\beta_1 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df - \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df}{\int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df} = 1 - \alpha \dots\dots\dots (8)$$

という関係が得られる。

ここまでの準備をもとに、周波数 f_a がナイキスト周波数となるような時間間隔で $h(t)$ からデータをサンプリングして得られる時系列データのもとの時系列データに対する再現誤差と包含率 α との関係を導こう。

サンプルした時系列データのフーリエ変換を $H_{a2}(f)$, $H_{a2}(f)$ を逆フーリエ変換したものを $h_{a2}(t)$ とし、時間領域における流量系列の再現誤差、すなわち $h(t)$ に対する $h_{a2}(t)$ の誤差として、

$$\beta_2 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t) - h_{a2}(t)\}^2 dt}{\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t)\}^2 dt} \dots\dots\dots (9)$$

という量を考える。Parseval の定理より、

$$\int_{-\infty}^{\infty} \{h(t)\}^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df \dots\dots\dots (10)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \{h_{a2}(t)\}^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a2}(f)|^2 df \approx \int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df \dots\dots\dots (11)$$

が得られ、また

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} h(t)h_{a2}(t)dt &= \int_{-\infty}^{\infty} H(f)[H_{a2}(f)]^* df = \int_{-f_a}^{f_a} |H_{a1}(f)[H_{a2}(f)]^* df \\ &\approx \int_{-f_a}^{f_a} |H_{a1}(f)[H_{a1}(f)]^* df = \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df \dots\dots\dots (12) \end{aligned}$$

となるので、(9)式に (8)式、(11)式、(12)式を代入すると、

$$\beta_2 \approx \frac{2 \int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df - 2 \int_{-\infty}^{\infty} |H_{a1}(f)|^2 df}{\int_{-\infty}^{\infty} |H(f)|^2 df} = 2\beta_1 = 2(1-\alpha) \dots\dots\dots (13)$$

という関係が得られる。すなわち包含率 α が 90% のとき、時間領域における流量系列の再現誤差 β_2 は約 20% となることがわかる。

3. 流出モデルによる流域土壌水変動の時間スケール

本章では、流出モデルを介して推定される流域土壌水の時系列を用いて、2. で流量時系列に対して行なったと同様の分析を行ない、流域土壌水がどのくらいの時間スケールで変動するのかを調査する。具体的には、淀川流域内の 2 つの部分流域に、中国の湿润地域で広く用いられている新安江 (Xinjiang) モデル⁴⁾を適用し、モデル内の状態量である流域土壌水の時間変動を分析する。ここで、流域土壌水とは、流域の土壌の不飽和帯に存在し、毛管力のために流出しない水分を表す状態量である。新安江モデルは、流域内の保水能力の空間的分布を考慮した集中型の流出モデルであり、Wood ら⁵⁾、Rowntree ら⁶⁾、Dümenil ら⁷⁾も、気象モデルと連動した水循環モデルを考えていく上でこのモデルを採用している。本来の新安江モデルはパン蒸発量を用いて実蒸発散量を推定しているがここでは、アメダスデータを用いて熱収支法によって実蒸発散量を推定する。

3.1 新安江モデルの概要

新安江モデルは、流域土壌水を媒介変数として降雨流出計算を行なう流出モデルであり、流域内における保水能力の空間分布を考慮していることが特徴である。

(1) 保水能力の空間分布の表現

流域内にはさまざまな土地条件の場所があり場所によって保水能力は異なる。こうした保水能力の分布

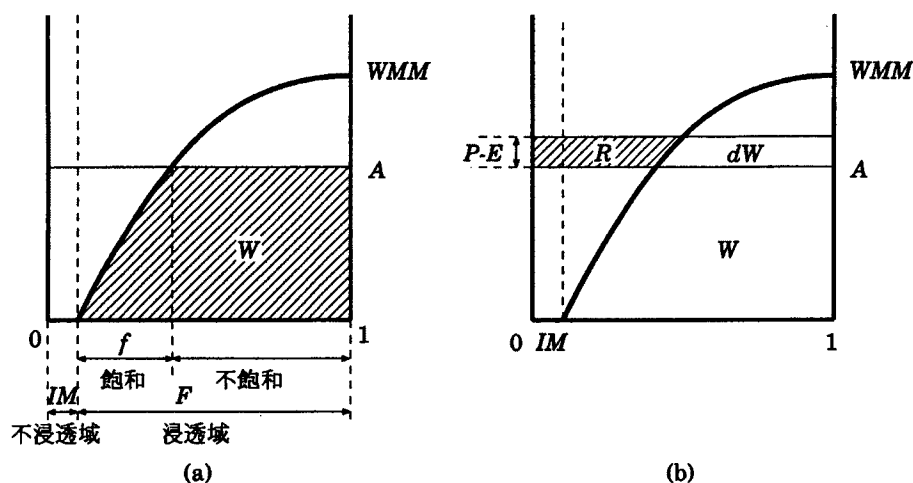


Fig. 7. Distribution of watershed tension water storage in a watershed basin.

を新安江モデルは次式で表現している。

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{A}{WMM}\right)^B \quad (14)$$

ここで、各変数の意味は Fig. 7 (a) に示すように、 IM は流域面積中の不浸透域の面積率、 F は流域面積中の浸透域の面積率、 WMM (mm) は流域内の最大保水能力である。今、流域の土壌水深が A (mm) で表されるとすると、保水能力が A 以下の領域では土壌は飽和の状態であり土壌水深はその地点の保水能力の値に等しく、保水能力が A よりも大きい場所では土壌は不飽和であり土壌水深は A である。 f はこのときの飽和部分の面積率であり、流域土壌水は斜線部の面積 W (mm) で表わされる。

(2) 流域土壌水の計算手法

流域土壌水 W の上限である流域保水能力 WM (mm) は (14) 式より、

$$WM = \frac{WMM(1-IM)}{1+B} \quad (15)$$

と表され、流域土壌水 W は、

$$\frac{W}{WM} = 1 - \left(1 - \frac{A}{WMM}\right)^{B+1} \quad (16)$$

と表される。ここで、降雨 P (mm) と蒸発散量 E (mm) に対して $P > E$ であれば、不浸透域と飽和領域では次式に従い流出 R (mm) が発生する。

$$R = \begin{cases} (P-E) - WM + W + WM \left(1 - \frac{A + (P-E)}{WMM}\right)^{B+1}, & A + (P-E) < WMM \\ (P-E) - WM + W, & A + (P-E) \geq WMM \end{cases} \quad (17)$$

これは Fig. 7 (b) の斜線部に相当し、流域土壌水には $dW = (P-E) - R$ が加えられる。この流出成分 R は表面流出、中間流出、地下流出に分配されて河川へと流出する。 $P \leq E$ であれば、流域土壌水 W から蒸発散 ($E-P$) を差し引く。

3.2 蒸発散量の推定

AMeDAS による気温、日照時間、風速、および蒸気圧の観測値をもとに、熱収支法を用いて蒸発散量を推定する。

(1) 熱収支法⁹⁾

地表面が受けとる正味放射量(純放射量)を $R_n(\text{Wm}^{-2})$ とすると、 R_n は、日射量を $S\downarrow(\text{Wm}^{-2})$ 、地表面アルベドを ref 、大気からの長波放射(赤外放射)量を $L\downarrow(\text{Wm}^{-2})$ 、地表面が放出する長波放射量を $\varepsilon\sigma T_s^4(\text{Wm}^{-2})$ として

$$R_n = (1 - ref)S\downarrow + L\downarrow - \varepsilon\sigma T_s^4 \dots\dots\dots (18)$$

で定義される。上式中、 T_s は地表面温度 (K)、 ε は射出率、 σ はステファン・ボルツマン定数 ($=5.67 \times 10^{-8}(\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4})$) である。表層での熱収支を考えると、純放射量は顕熱輸送量 $H(\text{Wm}^{-2})$ 、潜熱輸送量 $lE(\text{Wm}^{-2})$ 、地中伝導熱 $G(\text{Wm}^{-2})$ に分配され

$$R_n = H + lE + G \dots\dots\dots (19)$$

が成り立つ。 E は蒸発散量 (mm s^{-1})、 l は水の気化の潜熱 (0°C で $2.50 \times 10^6(\text{J kg}^{-1})$) である。ここで、(18)式、(19)式をもとに

$$(1 - ref)S\downarrow + L\downarrow = \varepsilon\sigma T_s^4 + H + lE + G \dots\dots\dots (20)$$

という熱収支式を考えると、左辺は一般に大気の状態によって決まる既知量、右辺はある仮定のもとに地表面温度のみの関数として表わすことができるため、これを地表面温度について解けば右辺各項の値を得ることができる。

そこでまず左辺の各項をアメダスデータから推定することを考えよう。第1項の毎時日射量は、アメダスの毎時日照時間のデータを用いて小池らの方法¹⁰⁾を利用して推定する。この方法の手順は次の通りである。1) 大気上端における一日当たりの全天日射量の算定をする。2) 地表面における一日当たりの全天日射量を算定する。3) 地表面における一日当たりの全天日射量を直達日射量と散乱日射量に分離する。4) 一日当たりの直達・散乱日射量を一時間当たりの直達・散乱日射量に分配する。5) 一時間当たりの直達日射量と散乱日射量の和を、求める日射量 $S\downarrow$ とする。

左辺第2項の大気からの長波放射量は、地表付近の気温 $T(\text{K})$ 、水蒸気圧 $e(\text{hP})$ を用いて、オングストローム・リンケの式

$$\frac{L\downarrow}{\sigma T^4} = 0.806 - 0.236 \times 10^{-0.052e} \dots\dots\dots (21)$$

を利用して推定する¹¹⁾。一般に、大気からの長波放射量は日内変化が小さいため、気温 T と水蒸気圧 e の日平均値を用いて長波放射量の日平均値を推定し毎時の長波放射量として用いた。なお、(21)式で得られるのは快晴時の大気からの長波放射量であるため、雲による効果を近藤によるアメダス日照時間を用いる方法⁹⁾を用いて考慮する。これで左辺の値は毎時のアメダスの日照時間・気温・水蒸気圧のデータをもとに推定することができた。

次に右辺の各項をアメダスデータを用いて地表面温度のみの関数として表現することを考えよう。顕熱輸送量 H は以下のバルク式で表現する。

$$H = \rho C_p C_h U (T_s - T) \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 C_p は空気の定圧比熱 ($=1005(\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1})$)、 ρ は空気の密度 ($=1.2(\text{kg m}^{-3})$)、 C_h はバルク輸送係数、 U は風速 (ms^{-1})、 T_s は地表面温度 (K)、 T は気温 (K) である。バルク輸送係数は森林における

地上 30 m を基準高度とした概略値 $C_h = 0.005$ を用いた⁹⁾。風速 U は AMeDAS (上野) の観測高度 22 m での値を次式により 30 m での値に補正して利用した。

$$U_2 = U_1 \frac{\ln(z_2/z_0)}{\ln(z_1/z_0)} \quad \dots\dots\dots (23)$$

U_2 は高度 $z_2 = 30$ (m) での風速, U_1 は高度 $z_1 = 22$ (m) での風速であり, $z_0 = 0.5$ (m) とした。潜熱輸送量 lE も以下のバルク式で表現する。

$$lE = \rho \beta C_h U (q_{SAT}(T_s) - q) \quad \dots\dots\dots (24)$$

ここで, l は水の気化の潜熱 ($\approx 2.50 \times 10^6$ (J kg⁻¹)), q は比湿 (kg kg⁻¹), $q_{SAT}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿 (kg kg⁻¹) である。アメダスでは水蒸気圧を測定しているため, 比湿 q と気圧 p および水蒸気圧 e の関係式

$$q = \frac{0.622(e/p)}{1 - 0.378(e/p)} \approx 0.622 \frac{e}{p} \quad \dots\dots\dots (25)$$

および, 乾湿計定数 $B = \frac{C_p p}{0.622 l} = 0.655$ (hPa K⁻¹) を用いて (24) 式を以下の式に変形して用いる。

$$lE = \frac{C_p}{B} \rho \beta C_h U (e_{SAT}(T_s) - e) \quad \dots\dots\dots (26)$$

上式中, ρ , C_h , U は顕熱輸送量推定式のものと同様である。 β は蒸発効率であり, C_h と同様に森林における地上 30 m を基準高度とする概略値⁹⁾を参考に $\beta = 0.3$ とした。 $e_{SAT}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和水蒸気圧であり, ティーテンスの近似式

$$e_{SAT} = 6.1078 \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \quad \dots\dots\dots (27)$$

を用いて気温 T (°C) の関数として表す。

以上により, 顕熱輸送量, 潜熱輸送量は, 気温, 風速, 蒸気圧の観測値と地表面温度で表すことができた。なお, (20) 式の右辺第 4 項の地中伝導熱 G の値は, アメダス観測値および地表面温度 T_s のみからは決めることができない。しかし, 一般に森林では G の値はわずかであるとされており, ここで対象とする流域は流域面積中に森林の占める割合が大きいため, $G = 0$ とする。したがって, (20) 式は地表面温度 T_s のみに関する方程式となる。ニュートン法を用いてこの方程式を解いて地表面温度 T_s を求め, これを (22) 式, (26) 式に代入して顕熱輸送量, 蒸発散量を求める。

(2) 対象流域の蒸発散量の推定

対象流域を含む領域を 1 km × 1 km の格子で覆い, 各格子ごとに前節で示した方法で蒸発散量を求めて, 対象流域内に位置する格子での蒸発散量の値の平均値を流域からの蒸発散量とする。ただし, 蒸発散量推定に用いる気温, 日照時間, 風速, 蒸気圧の値は, AMeDAS 観測点における値であって, 全ての格子に AMeDAS 観測点は存在しない。そこで各格子点に最も近い AMeDAS 観測点での値をその格子点での値とした。なお, 気温だけは, AMeDAS 観測点の標高と月平均気温をもとに各月ごとに標高に対する気温の回帰式を求め, 格子の標高に応じて補正した値を用いた。各格子の標高は, 国土数値情報の標高データ (ks-110-1) をもとに格子に含まれる標高値の平均値とした。また, アルベド ref の値は, 格子ごとの土地利用形態に応じて, これまでの研究¹²⁾をもとに決定した。用いたアルベドの値を Table 2 に示す。各格子における土地利用は, 国土数値情報の土地利用データ (ks-202-1) を用いて各格子に含まれる最も多い土地利用とした。

Table 2. Values of albedo.

土地利用	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
田	0.16	0.15	0.10	0.08	0.08	0.10	0.13	0.22	0.18	0.15	0.15	0.15
菜園	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.23	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25	0.25
果樹園	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15
桑畑等	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.16
常緑林	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.10
草地	0.20	0.20	0.19	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.20
都市	0.32	0.32	0.30	0.30	0.28	0.27	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30	0.32
集落	0.26	0.26	0.25	0.25	0.24	0.23	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
水面	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.10	0.11
裸地	0.32	0.32	0.30	0.30	0.28	0.26	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30	0.32

3.3 対象流域

島ヶ原流域 (Fig. 3 の観測所番号 15 より上流域) と新町流域 (Fig. 3 の観測所番号 25 より上流域) を対象流域とする。島ヶ原流域は流域面積 524.9 km², 流域内の主な土地利用形態は, 森林が 67.4%, 田が 19.4% である。また, 流域内に上野市があり, 都市・集落が 3.7% をしめる。一方, 新町流域は流域面積 540 km², 流域内の主な土地利用形態は, 森林が 88.4%, 田が 7.3% である。

3.4 蒸発量, 流出量, 流域土壌水の推定結果

1988 年 9 月～1989 年 12 月の 16 ヶ月間を対象として時間単位で流出シミュレーションを行なった。このうち, 1988 年 9 月に与えた初期条件の影響が十分弱まっていると考えられる 1989 年 1 月～1989 年 12 月の島ヶ原流域での計算結果を Fig. 8, Fig. 9 に示す。Fig. 8 は, モデルの入力とした雨量と蒸発散量, Fig. 9 は流量と流域土壌水のシミュレーション結果である。雨量は, 蒸発散量を求める際に用いた AMeDAS データと同様に, 1 km×1 km の格子を構成し, 各格子から最も近い雨量観測所の雨量をその格子での値として, 対象流域内の格子の平均値を用いた。蒸発散量の推定結果は, 島ヶ原観測所流域で年

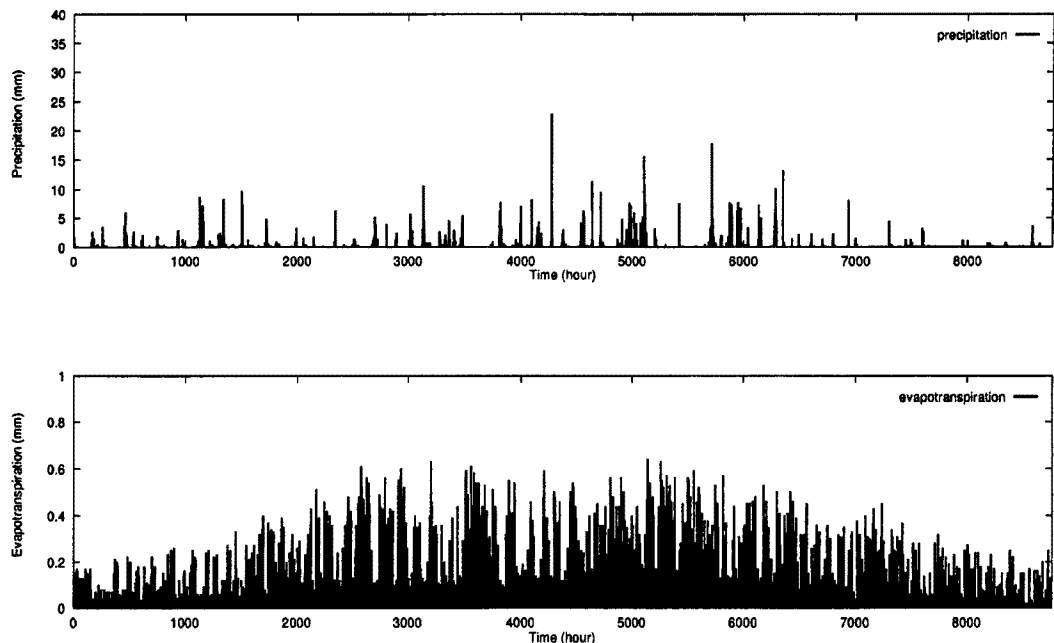


Fig. 8. Time series of precipitation and evapotranspiration in the Shimagahara basin for period January 1, 1989 to December 31, 1989.

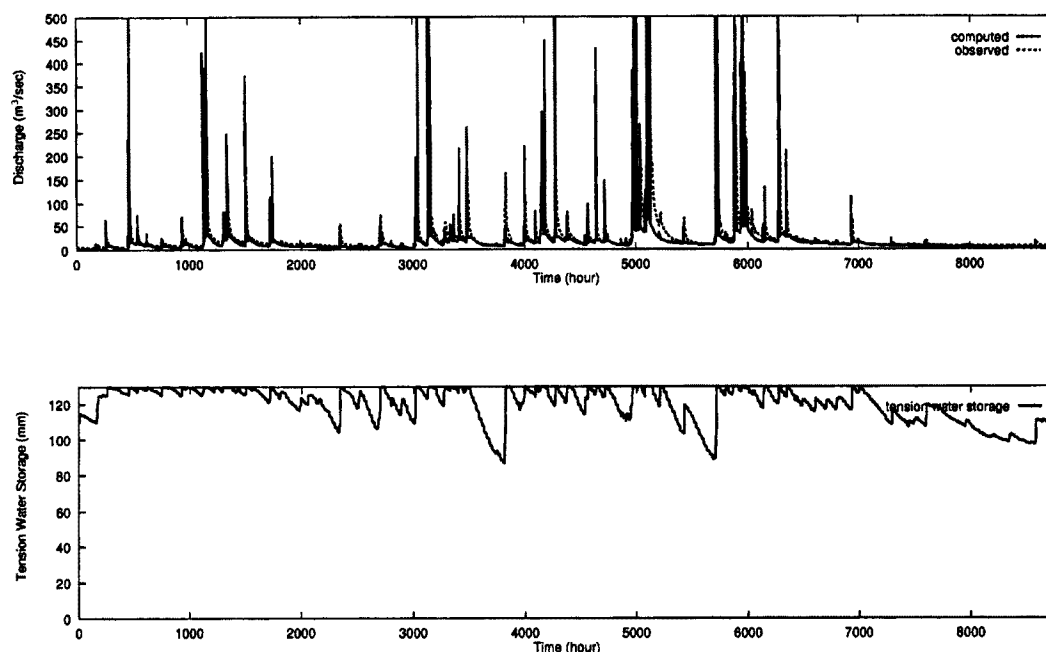


Fig. 9. Time series of runoff and watershed tension water storage in the Shimagahara basin for period January 1, 1989 to December 31, 1989.

間 666.23 mm, 新町観測所流域で 531.65 mm となった。日本では、九州を除く関東以南の地域の、森林蒸発散量は年間 600 ～ 900 mm であるといわれており¹³⁾, 新町観測所流域でやや値が小さいものの、この推定値は妥当な値であろうと思われる。

(14)式～(15)式における B , WM , IM のパラメタは、島ヶ原, 新町とも、対象期間外の期間のデータを用いて同定し、 $B = 0.05$, $WM = 130$, $IM = 0.02$ とした。毎時の計算流量から観測流量を差し引き観測流量で割った値の計算期間中の平均値で表される誤差は、1988 年 9 月～1989 年 12 月の 16 ヶ月間で、島ヶ原 - 23.92%, 新町 24.39% であった。

3.5 流域土壌水変動の時間スケール

得られた流域土壌水の結果をフーリエ変換して得られた片側パワースペクトル密度を Fig. 10 に示す。(a) は島ヶ原流域, (b) は新町流域を対象とした結果である。利用した流域土壌水の期間は、1989 年 1 月～1989 年 12 月の 12 ヶ月間である。流量データの分析と同等、パワースペクトルの推定にあたっては、データを長さが 512 時間 (約 21 日) の区画に区切り、それぞれの区画をフーリエ変換して各区画ごとにパワースペクトル密度を推定し、それらの平均をとって全体のパワースペクトル密度の推定値とした。Fig. 10 のパワースペクトル密度を見ると、両方とも、周波数ゼロに対する成分が突出して大きい。これは、Fig. 9 の流域土壌水の変動を見てわかるように、流域土壌水が常に最大貯水量の付近で変動しており、その変動の幅は流域土壌水の値に比して小さいことを表している。これは、土壌が常に湿っていることをモデルが表しているのであり、日本の気候が年を通して湿潤であることを反映している。また、周波数 0.04 の付近にかすかに突出した成分が見られるが、これは 24 時間の波長に相当する周波数であり蒸発散量の日周期性が影響している。

これらのパワースペクトル密度から、包含率 α に対応する周波数 f_α , および時間間隔 Δt_α を求めた結果を Table 3 に示す。パワースペクトル密度の周波数ゼロに対する成分が突出して大きいため、Table 3 では、 f_α は非常に小さな値となり、 Δt_α は大きな値となっている。これは流域土壌水の変動の幅が流域土壌水

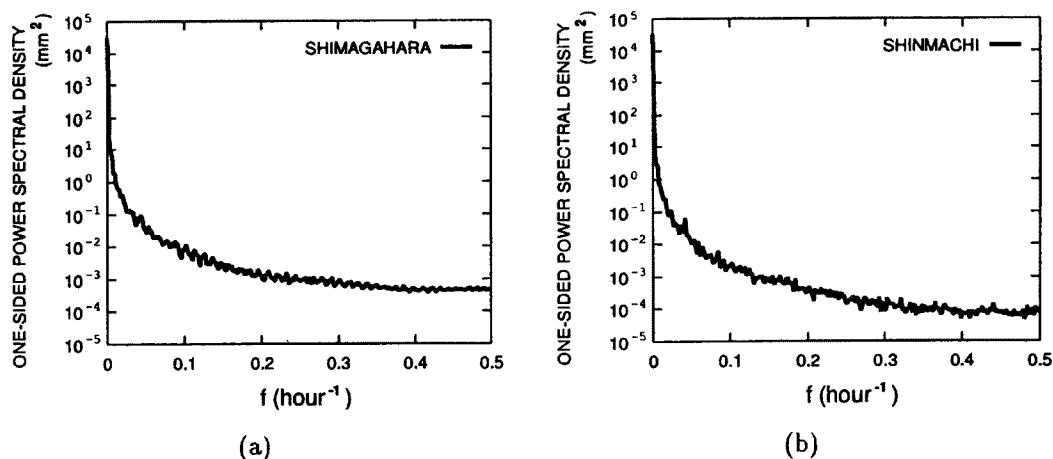


Fig. 10. One-sided power spectral density of watershed tension water storage.
(a) The Shimaganara basin, (b) the Shinmachi basin.

Table 3. Values of f_a and Δt_a for watershed tension water storage.

α	島ヶ原		新 町	
	f_a	Δt_a	f_a	Δt_a
99.9%	0.005046	99.078622	0.001205	414.968162
99.8%	0.002599	192.408067	0.000976	512.484818
99.7%	0.001407	355.377863	0.000975	512.998868
99.5%	0.000975	512.843281	0.000973	514.030009
99.0%	0.000970	515.433396	0.000968	516.626117
98.5%	0.000965	518.049807	0.000963	519.248582
98.0%	0.000960	520.692915	0.000958	521.897807
97.0%	0.000950	526.060878	0.000948	527.278192
95.0%	0.000931	537.135867	0.000929	538.378808
90.0%	0.000882	566.976756	0.000880	568.288750

Table 4. Values of f_a and Δt_a for mean deviation of watershed tension water storage.

α	島ヶ原		新 町	
	f_a	Δt_a	f_a	Δt_a
99.9%	0.312441	1.600304	0.226762	2.204956
99.8%	0.211863	2.360017	0.160588	3.113565
99.7%	0.156216	3.200090	0.124652	4.011165
99.5%	0.108916	4.590710	0.090772	5.508286
99.0%	0.066998	7.462882	0.050582	8.830760
98.5%	0.049691	10.002095	0.043944	11.378039
98.0%	0.041978	11.910895	0.040005	12.498355
97.0%	0.030794	16.236832	0.029524	16.935411
95.0%	0.020245	24.697753	0.019541	25.587219
90.0%	0.011636	42.969764	0.012007	41.643488

の値に比して非常に小さいのが原因であり、変動が緩やかであるのではない。そこで、変動の時間スケールを調べるため、パワースペクトル密度の周波数ゼロに対する成分を無視したものを用いて分析を行なった。これは、流域土壌水 W の平均からの偏差のパワースペクトル密度に相当する。包含率 α に対応する周波数 f_a 、および時間間隔 Δt_a を求めた結果を **Table 4** に示す。両流域とも、流域土壌水は2時間程度の時間間隔で変動することがわかる。すなわち、流域土壌水の変動は変動幅が小さく、変動の時間スケールは数時間である。

4. 結 論

本研究では、河川流量変動の時間スケールおよび時間スケールと空間スケールの関連について、また流出モデルを介した流域土壌水変動の時間スケールについて分析考察を行なった。

2. では、河川流量観測所で観測された河川流量がどれくらいの時間スケールで変動しているのか、さらに時間スケールと流域面積はどのような関係があるかを淀川流域の流量データを使って分析し、以下の結果を示した。

- 流域面積が大きいほど、すなわち下流ほど河川流量は緩やかな変動をしているということを数値的に示し、流域面積 A とそこでの河川流量を記述するための時間間隔 Δt との間に $\Delta t = p \exp(q\sqrt{A})$ の関係が当てはめられることを示した。
- 1 時間単位でデータを取得した場合に、河川流量を現象通りに表現できるのは、淀川流域においては 300 km^2 以上の流域面積を持つ流域である。また、 $5,000 \text{ km}^2$ 程度の流域では約 4 時間の時間間隔で観測すれば、流量変動を現象通り記述できる。
- 周波数領域における流量時系列の再現誤差（包含率）と時間領域における流量系列の再現誤差の関係を得た。

また、3. では、流出モデルを介して推定される流域土壌水の時系列を用いて、流域土壌水変動の時間スケールを調査し、以下の知見を得た。

- 流域土壌水の変動幅は、流域土壌水の値に比べ、非常に小さい。これは、日本が常に湿潤であるということがモデルに表れている。
- 流域土壌水変動の平均値からの偏差は、2 時間程度の時間間隔で変動する。

今後、本研究をもとに広域での水循環モデルを構築していく予定である。なお、本研究で利用した水文データは建設省近畿地方建設局淀川工事事務所から提供いただいた。記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 高棹琢馬：流出機構，水工学に関する夏期研修会講義集（A 河川コース），土木学会水理委員会，1967，pp. 3-1-3-43.
- 2) 日野幹雄：スペクトル解析，朝倉書店，1977，pp. 175-177.
- 3) Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery : *Numerical Recipes in C, Second Edition*, Cambridge University Press, 1992, pp. 500-501.
- 4) Zao Ren-Jun : The Xinanjiang model applied in China, *Journal of Hydrology*, Vol. 135, 1992, pp. 371-381.
- 5) Wood, E. F., D. P. Lettenmaier and V. G. Zartarian : A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for General Circulation Models, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, 1992, pp. 2717-2728.
- 6) Rowntree, P. R. and J. Lean : Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data, *Journal of Hydrology*, Vol. 155, 1994, pp. 301-323.
- 7) Dümenil, L. and E. Todini : A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, *Advances in Theoretical Hydrology, European Geophysical Society Series of Hydrological Sciences*, 1, Elsevier, 1992, pp. 129-157.
- 8) 陸 旻皎・小池俊雄・久保貴士：琵琶湖の流出解析—新安江モデルの適用性について—，第 12 回土木学会新潟研究調査発表会論文集，1994，pp. 65-68.
- 9) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 10) 小池俊雄・橋本 大・佐渡公明・坂本和則・西館昌行：AMeDAS 日照時間による日射量推定の総合化，水文・水資源学会 1991 年研究発表会要旨集，1991，pp. 26-29.
- 11) 竹内清秀・近藤純正：大気科学講座 1 地表に近い大気，東京大学出版会，1981，pp. 86-88.
- 12) Kotoda, K : Estimation of river basin evapotranspiration, *Environmental Research Center Paper*, Univ. Tsukuba, Vol. 8, 1986, pp. 25-27.
- 13) 塚本良則編：現代の林学 6 森林水文学，文永堂出版，1992，pp. 96-97.