

8. 降水量の年々変動に河川流量が敏感になる 気候条件に関する理論的検討

横尾 善之^{1*}

¹ 福島大学共生システム理工学類 (〒960-1296 福島県福島市金谷川1)

* E-mail: yokoo@sss.fukushima-u.ac.jp

本研究は降水量の年々変動に対して脆弱な地域を示す世界地図を作成することを最終目的として、多様な気候条件を再現する気候データを仮想的な流域に入力し、降水量の年々変動が河川流量の年々変動に与える影響に関する感度解析を行った。その結果、乾燥気候、夏季湿潤気候、夏季乾燥気候の順に河川流量が降水量の年々変動に影響されやすくなる可能性が示された。この結果を踏まえて、降水量の年々変動に影響されやすい地域をその度合いに応じて色分けした世界地図の暫定版を作成した。

Key Words : water balance, runoff, soil moisture, water table, climate variability

1. はじめに

降水量は年々変動しているが、この年々変動が河川流量の変動に現れやすい気候条件とはどのようなものだろうか。この問題を考えるためのヒントが既往文献に存在している。例えば、McMahon et al.¹⁾はオーストラリアの年間の河川流量の変動係数は世界で最も高いと観測データに基づいて報告している。では、なぜオーストラリアの年間の河川流量の変動係数が大きくなるのだろうか。理由として、オーストラリアには乾燥した気候が広く分布していること、El Nino-Southern Oscillation (ENSO)²⁾等の影響を受けて気候の年々変動が大きいこと、オーストラリアの流域は流量の平準化機能が小さくなる地理特性がある可能性があることを挙げるができるが、原因はまだ明らかではない。

この問題に対処するには、世界の多様な流域を対象として降水量および河川流量をはじめとする水文データを解析することに加えて、流域の気候・地理特性についても整理し、両者の因果関係を整理することが最善の策と考えられる。ただし、この手法を採用する場合には、データ収集の問題に加えて、データの偏在性やデータに含まれるノイズの問題への対処が研究を進める上で大きな障壁になり、十分にその因果関係を抽出できない可能性がある点に問題がある。

ここでもう一つの対処法として、時間スケールから年

スケールまでの多様な時間スケールの変動成分を内在する降水量データを自在に作成し、それを計算機上の仮想的な流域に入力することで感度解析を行う方法が挙げられる。この手法は、観測データを分析するわけではないので、得られた解析結果を観測データによって検証する必要がある点が問題となる。しかし、この手法を採用すると、降水量から流域特性に至るまでのすべての条件を完全にコントロールした中で解析を行うことができるため、どの時間スケールの降水変動が河川流量をどの程度まで不安定化するのかについて、詳しく整理・把握することができる点が利点となる。

そこで本研究は、時間単位から年単位までの異なる変動成分を内在する多様な降水量データを人工的に作成し、それらを同一の水収支モデルに入力することによって、降水量の年々変動が河川流量の年々変動に影響しやすい気候条件を理論的に見出すことを目指す。なお、降水量データの作成にはRobinson & Sivapalan³⁾の降水モデルに、降水強度の年々変動成分を加えて改良したモデルを利用した。仮想流域の水収支を計算するモデルには、Reggiani et al.⁴⁾が提案した水収支モデルの一部を改良したYokoo et al.⁵⁾のモデルを採用した。また、本研究得られた知見に関する将来的検証に備え、降水量の年々変動に対して河川流量が敏感に反応する可能性が高い地域をKottek et al.⁶⁾の気候区分を用いて世界地図上に表示した。

2. 方法

本研究で利用した水収支モデルの概要、降水量データの作成方法、気候条件の設定方法について順に紹介する。

(1) 水収支モデル

本研究で利用したYokoo et al.⁹⁾のモデルはReggiani et al.⁹⁾が提案した小流域スケールを対象とする水収支モデルの蒸発散強度に関する部分を観測値に近づくように改善したものである。本モデルの構造は図-1に示す通りである。

このモデルは不飽和域の水収支式(1)、不飽和域の運動量保存則(2)、飽和域の水収支式(3)で構成される。

$$\begin{aligned} & \underbrace{\rho \varepsilon \frac{d}{dt}(s_u y_u \omega_u)}_{\text{Change in unsaturated storage}} \\ &= \underbrace{\min \left\{ \rho P \omega_u, \frac{\rho K_s \omega_u}{A_s} \left[\frac{1}{2} y_u - \psi_u \right] \right\}}_{\text{Infiltration}} \cdot \delta [0, t_r] \\ &+ \underbrace{\rho \varepsilon \omega_u v_u}_{\text{Percolation or capillary rise}} \\ &- \underbrace{\rho \omega_u \frac{1}{R} (\tanh 5s_u) (1.0 + R^{-5})^{-1/5} PET \cdot \delta [t_r, t_m]}_{\text{Evapotranspiration}} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \underbrace{-\varepsilon \rho g s_u y_u \omega_u}_{\text{Gravitational force}} + \underbrace{\varepsilon \rho g s_u \omega_u \left[\frac{1}{2} y_u - \psi_u \right]}_{\text{Force acting on the water across the land surface}} \\ &= \underbrace{K^{-1} \varepsilon \rho g y_u \omega_u v_u}_{\text{Resistance force}} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \underbrace{\rho \varepsilon \frac{d}{dt}(y_s \omega_s)}_{\text{Change in the saturated storage}} \\ &= - \underbrace{\rho \varepsilon \omega_u v_u}_{\text{Percolation or capillary rise}} - \underbrace{\frac{\rho K_s \omega_s}{\cos(\gamma_s) A_s} \frac{1}{2} (y_s - z_r + z_s)}_{\text{Outflow across seepage faces}} \end{aligned} \quad (3)$$

なお、上記の支配方程式中のパラメータの意味および値については表-1にまとめた。また、この式を解く際には以下の関係式をReggiani et al.⁹⁾に従って利用した。

$$\omega_s = \frac{y_s - z_r + z_s}{Z - z_r + z_s} \quad (4)$$

$$\dot{\omega}_s = -\dot{\omega}_u \quad (5)$$

また、土壌の水分特性曲線のモデルには、式(6)に示すKosugi¹⁰⁾のVKモデルを採用した。

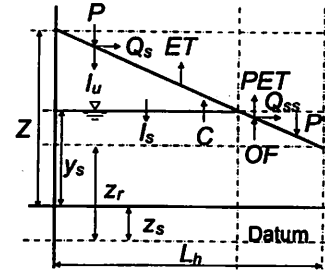


図-1 REW 内の水の流れ。P: 降水量, PET: 可能蒸発散量, ET: 蒸発散量, Q_s および Q_u : 表面流出および地中流出, l_u および l_s : 不飽和域および飽和域への浸透量, C: 毛管上昇量, OF: 飽和域からの流出量, y_s : 地下水面の基準面からの高さ, z_r : 河床の基準面からの高さ, z_s : 土層底面の基準面からの高さ, Z: 土層の厚さ, L_h : 斜面長。

$$\psi_u = \begin{cases} \psi_c - (\psi_c - \psi_0) \cdot \left\{ \frac{(s_u)^{-1/m} - 1.0}{m} \right\}^{1.0-m} & (s_u < 1.0) \\ \psi_c & (s_u = 1.0) \end{cases} \quad (6)$$

透水係数はBrutsaert¹¹⁾の式で決定した。各モデルのパラメータの意味および値については表-1にまとめた。なお、土壌や植生などの流域条件は気候条件と関連するが、本研究ではこれを無視している。降水量の年々変動、季節変動、乾燥指数が河川流量の変動に与える影響の傾向を感度解析によって理論的に検討する本研究においては、現実の流域条件の多様性を表現することは、将来の課題と位置付けている点に注意が必要である。

なお、本水収支モデルは計算の時間ステップを5分とし、4次精度のRunge-Kutta法を用いて数値的に解いた。

(2) 降水量データの作成

降水量データは、時間降水量のランダムな時系列を作成するRobinson & Sivapalan⁹⁾の降水モデルを利用して生成した。このモデルでは、降水期間と無降水期間の変動は、ともに指数関数分布に従う乱数を活用して決定する。なお、指数関数分布のパラメータが季節変動するため、降水期間および無降水期間の季節変動も再現できる。一降水期間における平均降水量はガンマ分布に従う乱数を利用して決定している。一降水期間はさらに時間単位のランダムな降水量分布を形成するように、マスカープ⁷⁾の概念を利用して分解される。この分解過程では、ランダムカスケードモデル⁹⁾を用いており、分配比率はベータ分布に従う乱数によって決定している。

本研究はこのモデルを改良し、式(7)で再現される降水強度の年平均値を調整することによって降水量の年々変動成分を追加した。右辺第1項が年平均降水量で、 δ_p

表-1 水収支モデルのパラメータとその設定値. *1'はBras¹²⁾の値をもとに決定したことを示す. *2'はキャリブレーションを行って決定したことを示す. なお, キャリブレーションは, Bras¹²⁾およびBrooks et al.¹³⁾が土壌別に紹介しているパラメータに合うようにKosugi¹⁰⁾のモデルパラメータを決定する方法を採用した. 表中の"ini."は初期値として設定した値であることを示す. *stを付した変数は状態量であり, その他はパラメータである.

Group	Name	Description (unit)	Value and the range	
Climate	P_o	Annual precipitation (mm)	1000/R	
	R	Aridity or dryness index ¹⁴⁾	0.5 (0.5-2.0)	
	PET_o	Potential evapotranspiration (mm)	1000	
Geographic	Z	Depth of soil layer (m)	5-20	
	z_c	Average elevation of channel bed from datum (m)	3.0-7.0	
	z_b	Average elevation of the bottom end of REW from datum (m)	0	
	y_s	Average thickness of saturated zone (m) *st	$Z - y_u \omega_u$, 0.5Z (ini.)	
	y_u	Average thickness of unsaturated zone (m) *st	$(Z - y_s) / \omega_u$	
	ω_u	Unsaturated surface area fraction of unsaturated zone *st	$(Z - y_s) / y_u$	
	ω_o	Saturated surface area fraction of unsaturated zone *st	$1 - \omega_u$	
	ω_s	Horizontal area fraction of saturated zone	1	
	s_u	Saturation degree of unsaturated zone *st	0.5 (ini.)	
	Λ_u	Typical length scale for infiltration *st	$s_u y_u$	
	Λ_s	Typical length scale for seepage outflow (m)	10	
	γ_o	Slope gradient of the overland flow plane, which is assumed to be nearly flat.	0.0	
	L_h	Representative hillslope length of a REW (m)	500	
	G	Slope gradient of a REW	0.002-0.010	
	Soil	K	Hydraulic conductivity (m/s) *st	-
		K_s	Saturated hydraulic conductivity (m/s) (*1)	Silty loam
Sandy loam				3.4×10^{-5}
Sand				8.6×10^{-5}
λ		Pore-disconnectedness index (*1)	Silty loam	4.7
			Sandy loam	3.6
			Sand	3.4
ε		Porosity (*1)	Silty loam	0.35
			Sandy loam	0.25
			Sand	0.20
m		Dimensionless parameter related to the width of the pore radius distribution (*2)	Silty loam	0.44
			Sandy loam	0.70
			Sand	0.77
ψ_c		Bubbling pressure (m) (*2)	Silty loam	-0.20
			Sandy loam	-0.10
			Sand	-0.10
ψ_o	Capillary pressure at the inflection point on the $\theta - \psi$ curve (m) (*2)	Silty loam	-0.30	
		Sandy loam	-0.25	
		Sand	-0.16	
ψ_u	pressure head in the unsaturated zone *st	-		
v_u	Velocity in the unsaturated zone (m/s), positive when directed upward. *st	-		
Others	ρ	Water density (kg/m ³)	1000	
	g	Gravitational acceleration (m/s ²)	9.80	
	t	Time	-	

表-2 感度解析実験の設定条件

Experiment ID	Inter-storm period & Storm period & Storm intensity	Peaks of seasonal variability in P and PET	Inter-annual variability +0%	Inter-annual variability +20%	Inter-annual variability +40%
C01	Random	Non-seasonal	Yes	No	No
C02		In phase	Yes	No	No
C03		Opposite phase	Yes	No	No
C04		Non-seasonal	No	Yes	No
C05		In phase	No	Yes	No
C06		Opposite phase	No	Yes	No
C07		Non-seasonal	No	No	Yes
C08		In phase	No	No	Yes
C09		Opposite phase	No	No	Yes

が年々変動量を与える。右辺第2項がRobinson & Sivapalan³⁾にすでに組み込まれていた降水強度の季節変動成分である。

$$P_i(t) = \overline{P}_{ia}(1 + \delta_p) + \Delta P_i \cdot \sin(\omega t + \alpha_p) \quad (7)$$

本研究ではRobinson & Sivapalan³⁾がオーストラリアの西オーストラリア州にあるSalmon Creekのデータにフィッティングしたパラメータ群をそのまま利用した。なお、降水量の年々変動成分は δ_p を調整して平均降水量の20%または40%に設定した。

以上の方法で110年分の毎時の降水量を作成した。このうち最初の10年分はモデルの状態変数の初期値の影響を取り除くために用いたため、実質的には11年目以降の100年分のデータを利用した。なお、平均年間降水量が1,000 mmとなるように作成した降水量データに一定値を掛けることにより、降水パターンが同じであるが年間降水量が5,00mm, 1,000mm, 2,000mmとなる異なる降水データを季節性の有るものと無いもの2種類を作成した。

上記の手順で作成した降水量データは、多様な気候条件の一側面を表現しているに過ぎないため、現実の降水特性を十分に再現していない点には注意が必要である。しかし、本研究は降水量の年々変動、季節変動、乾燥指数が河川流量の変動に与える影響の傾向を理論的に検討・把握することを主眼としており、現実の降水量データを忠実に再現していないことが本研究の重大な障壁になるとは考えていない。

(3) 気候条件の設定方法

本研究は、年間可能蒸発散量を年間降水量で除した値である乾燥指数 R^M を変えることにより、異なる気候を再現した。すでに500mm, 1,000mm, 2,000mmと異なる年間降水量を作成したので、年間可能蒸発散量を1,000mmに固定することで、乾燥指数が0.5, 1.0, ならびに2.0と異なる3つの気候区を作成した。なお、可能蒸発散量の強度は季節変動するように式(8)で与え、年々変動成分は考慮していない。 α_{PET} を調整することで、夏季

乾燥気候と夏季湿潤気候を設定した。

$$PET(t) = \overline{PET} + \Delta PET \cdot \sin(\omega t + \alpha_{PET}) \quad (8)$$

以上の気候条件の設定を表-2にまとめた。

3. 結果および考察

降水量の年々変動が河川流量の変動に反映される度合いをみる指標として、変動係数(Coefficient of variation: CV)を利用した。日流量のCVを日降水量のCVで割ると、降水量の変動が河川流量の変動に反映される度合いを知る指標の一つとなる。この値が降水量の年々変動幅 δ_p の増加に伴って増加した割合を見ることで、降水量の年々変動に対する河川流量の感度をここでは評価・考察する。なお、結果を見やすくするために図-2から図-6では気候の季節性に従ってまとめており、左から順番に降水と可能蒸発散に季節性がない気候、夏季湿潤気候、夏季乾燥気候の結果を年々変動幅を変えて3つずつ並べた。

(1) 全流出量に対する影響

図-2は降水量の年々変動による河川への全流出量の変動への影響を示している。この図から、まず乾燥した気候ほど河川への全流出量が敏感に反応することがわかる。また、季節性がある気候、とくに夏季乾燥気候はその反応を小さくすることもわかる。一方、湿潤気候では降水量の年々変動に対してそれほど敏感ではなく、気候の季節性の影響も現れにくいことがわかる。以上より、乾燥気候および雨季と乾季の差がないあるいは小さい気候(C03, C06, C09以外)は降水量の年々変動の影響が河川への全流出量に現れやすいと言える。

(2) 表面流出成分に対する影響

図-3は降水量の年々変動による表面流出成分への影響を示している。この図から、基本的に湿潤な気候の方が表面流出成分が降水量の多寡に影響を受けやすいことがわかるが、これは降水量自体が多いことによる影響であ

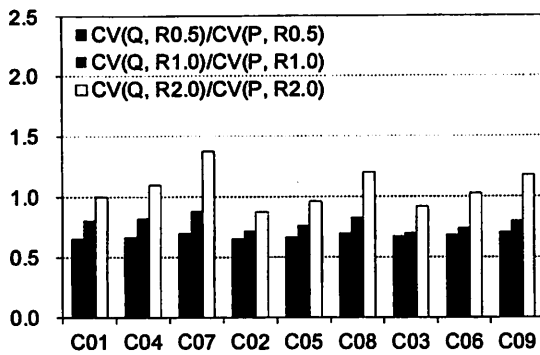


図-2 全流出量への影響

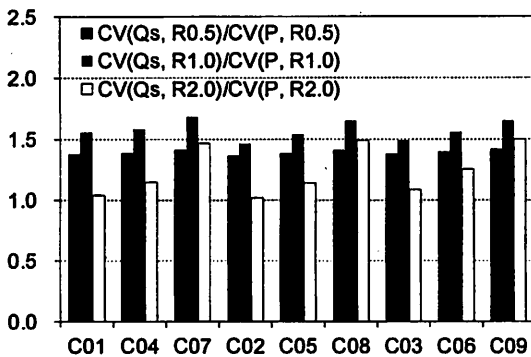


図-3 表面流出成分への影響

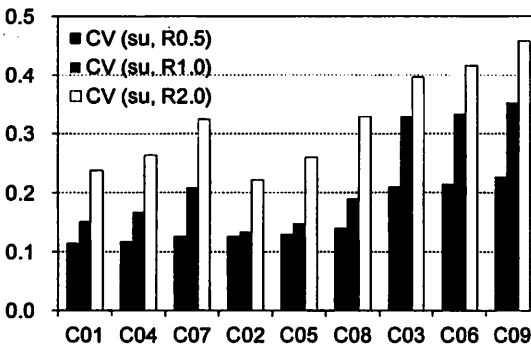


図-4 飽和度への影響

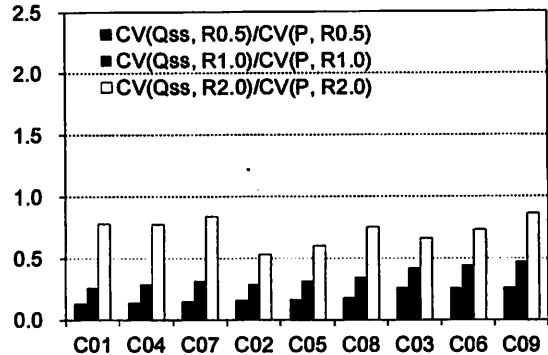


図-5 地中流出成分への影響

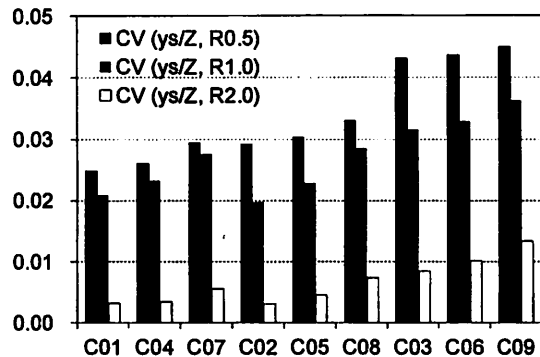


図-6 地下水位への影響

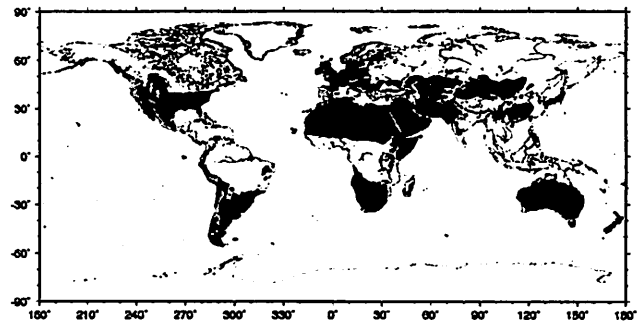


図-7 降水量の年々変動に敏感な地域の推定結果

り、降水量の年々変動幅の増大によって表面流出成分の変動が著しく増えるわけではない。降水量の年々変動幅の増加に伴って河川流量の変動が増加するのはここでも乾燥気候であり、中でも夏季湿潤気候が最も敏感に増加していることがわかる。

これは飽和度の日変動のCVを示す図-4によって詳しく説明される。本モデルでは、表面流出成分は土壤の飽和度の関数である。この飽和度が降水量の年々変動に最も敏感に反応しているのが乾燥気候であり、中でも夏季湿潤気候が最も敏感である。乾燥気候では湿潤気候に比べて平均飽和度が低く維持されるために表面流出が発生しにくく、表面流出の平均値が低い。このため、降水量の年々変動の影響が相対的に大きくなったと言える。

(3) 地中流出成分に対する影響

図-5は降水量の年々変動に対する地中流出成分の感度を示している。この図から、乾燥気候下では降水量の

年々変動の影響が地中流出成分に影響しやすいことがわかる。この結果は乾燥気候下では地下水位が低く、地中流出成分は間欠的にしか発生しないため、地中流出成分の平均値が小さくなるのが原因となっていると考えられる。この傾向は、夏季湿潤気候 (C02, C05, C08) の場合が最も強まっている。

図-6は地中流出成分の供給源である地下水位の日変動のCVである。降水量の年々変動の影響を増加率で評価しているため、乾燥気候、中でも夏季湿潤気候が最も影響が大きいと言える。乾燥気候では、雨水が飽和層にまで達する前に蒸発散や不飽和層の土壤水分や表面流出に消費されるため、地下水位の変動量は小さいままだが、降水量の年々変動によって変動幅が大きくなり、相対的に増加率が大きくなったという結果を示している。本モデルでは地下水位の変動と地中流出成分は表裏一体の関係なので、この結果が図-5に示す降水量の年々変動の地中流出成分への影響に反映されていると考えられる。

(4) 考察

以上の結果から得られた傾向として、降水量の年々変動に対して河川流量が最も敏感になるのは乾燥気候であることがわかる。また、この傾向は夏季乾燥気候の場合、弱まることわかった。夏季乾燥気候の場合、雨季の到来によって流域の乾燥状態が解消され(リセット効果)、雨が少ない年の影響の長期化が緩和されるためと考えられる。ただし、そのような気候下では河川流量、土壌水分、地下水の季節変動が大きいため、元々、水利用が困難である点には注意が必要である。一方、夏季湿潤気候下では、リセット効果が望めないため、降水量の年々変動の影響を受けやすく、長期化する可能性がある。

これらの結果から、降水量の年々変動に敏感な気候を順に並べると乾燥気候、夏季湿潤気候、夏季乾燥気候となる。Kottek et al.⁹⁾の気候区分を参考にこれらの気候区の所在をそれぞれ黒、濃灰、薄灰色で大まかに世界地図上に表示したのが図-7である。この図はMcMahon et al.¹⁾の指摘と整合的な結果を示しているが、洪水や渇水の頻発地域と重ねることで、妥当性を評価する必要がある。

4 まとめ

本研究は、降水量の年々変動に対して河川流量が敏感に反応する流域の気候条件の理論的な抽出を試みた。その結果、乾燥気候、夏季湿潤気候、夏季乾燥気候の順に敏感になる傾向が得られた。今後は、実績データを利用し、得られた結果の検証に取り組む予定である。

謝辞：本研究は、環境省環境研究総合推進費S-8-1(4)、JICA/JST地球規模課題対応国際科学技術協力事業「気候変動に対する水分野の適応策立案・実施支援システムの構築(IMPAC-T)」、科学研究費補助金(若手研究B, 21760381)、東京大学総括プロジェクト機構「水の知(サントリー)総括寄付講座の成果の一部である。

参考文献

1) McMahon T.A., Finlayson B.L., Haynes A.T., Srikanthan R.: *Global*

- Runoff—Continental Comparisons of Annual Flows and Peak Discharges*. Catena Paperback. Cremlingen, Germany: Catena Verlag, 1992.
- 2) Nicholls N.: Impact of the southern oscillation on Australian crop. *J. Climatol.*, 5, 553-560, 1985.
- 3) Robinson, J.S. and Sivapalan, M.: Temporal scale and hydrological regimes: Implications for flood frequency scaling, *Water Resour. Res.*, 33, 2981-2999, 1997.
- 4) Reggiani, P., Sivapalan, M. and Hassanizadeh, S.M.: Conservation equations governing hillslope responses: Exploring the physical basis of water balance, *Water Resour. Res.*, 36, 1845-1863, 2000.
- 5) Yokoo, Y., Sivapalan, M. and Oki, T.: Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances, *J. Hydrol.*, 357, 255-269, 2008.
- 6) Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F.: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated, *Meteorol. Z.*, 15, 259-263, 2006.
- 7) Huff, F.A.: Time distribution of rainfall in heavy storms, *Water Resour. Res.*, 7, 1007-1018, 25, 1967.
- 8) Chow, V.T., Maidment, D.R. and Mays, L.W.: *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 1988.
- 9) Koutsoyiannis, D. and Foufoula-Georgiou, E.: A scaling model of a storm hyetograph, *Water Resour. Res.*, 29, 2345-2361, 1993.
- 10) Kosugi, K.: Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention, *Water Resour. Res.*, 30, 891-901, 1994.
- 11) Brutsaert, W.: Probability laws for pore-size distributions, *Soil Sci.*, 101, 85-92, 1966.
- 12) Bras, R.L.: *Hydrology—An Introduction to Hydrologic Science*, Addison-Wesley-Longman, Reading, Mass., 1990.
- 13) Brooks, R.H. and Corey, A.T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, IR2, 61-88, 1966.
- 14) Budyko, M.I.: *Climate and Life*, New York, Academic Press, 1974.

(2011. 4. 1 受付)

(2011. 7. 11 受理)

What Climate Types Make Streamflow Sensitive to Inter-annual Variability of Rainfall?

Yoshiyuki YOKOO¹

¹Faculty of Symbiotic Systems Science, Fukushima University

The present study theoretically explored climate types that make streamflow sensitive to inter-annual variability of rainfall. The results showed that arid climate is most sensitive to inter-annual variability of rainfall, followed by climates with humid summer. It is also found that arid-summer climates were relatively insensitive to inter-annual variability of rainfall. As a summary, the author globally mapped such climatic regions sensitive to inter-annual rainfall variability for future verifications.