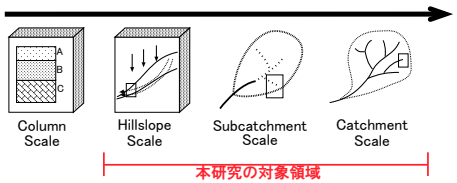
風化花崗岩流域における空間スケールの拡張に伴う水文化学過程の変化

京都大学農学研究科　○勝山正則・大手信人・小杉賢一朗・谷誠
katuyama@kais.kyoto-u.ac.jp

はじめに

流域の空間スケールの違いは水文化学過程にどのような影響を与えるか？

流域の空間スケールの違い → 影響？ → 流域間の水文・水文化学現象の比較検証 プロセスの解明



空間スケール拡張の捕らえ方 :REA の概念

REA(*Representative Elementary Area*) concept(Wood et al., 1988)

- 降雨流出などの水文現象の発生に影響を及ぼす土壌，地形などの水文学的な多様性を均質とみなすことのできる最小単位面積
- この面積より広い流域では同様の水文現象が発生することになる
- REA は対象とする水文現象ごとに異なる
- 水質形成の空間的多様性の考察にも用いられる

(Merot and Bruneau,1992; Lischeid et al., 1998)

目的

風化花崗岩山地の源頭部から二次谷への空間スケール拡張に伴う水文・水文化学過程の変化を検証

↓

現象のスケールアップに影響を及ぼす要因を明らかにする

観測地の概要

滋賀県南部桐生水文試験地の本流流域及び内部支流域（計 6 流域）

桐生流域諸元

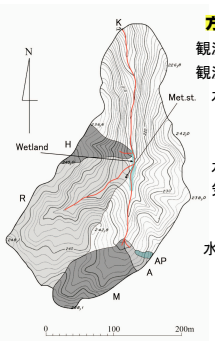
母材	風化花崗岩
流域面積	5.99ha
年平均降水量	1645.0mm(1972-2001年平均値)
(2002年降水量)	1179.4mm
年平均気温	13.9℃
植生	ヒノキ人工林 アカマツ(源頭部流域,マツ枯れ被害) 広葉樹(河道沿い+源頭部)
河道勾配	9.23°
備考	土砂流出防止のための砂防堰堤が多数 流域中央部の河道沿いに湿地が存在(堰堤の堆砂地)

観測流域

観測期間	From 2002/6/1				To 2003/2/28	
期間中雨量(mm)	932.36					
最大日雨量(mm/day)	71.75					
記号	K	R	M	H	A	AP
名称	桐生本流	リョウブ沢	マツ沢	ヒノキ沢	赤壁	赤壁斜面プロット
面積(ha)	5.99	1.75	0.68	0.40	0.086	0.024
(比率:%)	100	29.2	11.4	6.7	1.4	0.4
期間中流量(mm)	295.63	304.81	137.76	53.75	257.59	10.39 1)
最大日流量(mm/day)	10.33	5.70	2.68	5.47	13.13	2.30

1）一部欠測含む

AP は A 流域内の飽和側方流観測プロット



流域地形図

方法

観測期間 :2002.6-2003.2(現在も継続中)

観測項目 :

水文観測 ; 雨量・各流域の流量（連続観測）

K,R,M,H,A:V ノッチ堰

AP: 転倒升式流量計

水質観測 ; 雨水・渓流水質 (2-3 週間ごと)

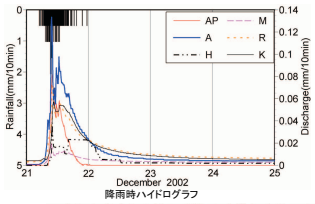
気象観測 ;K 流域中央部の観測露場

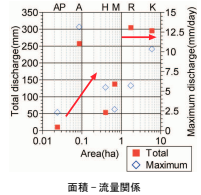
水質分析

SiO_2 濃度 ; ICP 発光分光分析法

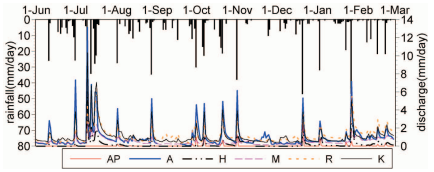
NO_3^- 濃度 ; イオンクロマトグラフィー法

結果：ハイドログラフ比較 / 面積 - 流量関係





面積 - 流量関係



長期ハイドログラフ

ハイドログラフ比較から・・・

AP : 降雨中のみが流出発生し，降雨後速やかに停止（飽和側方流）

A: ピーク流量が最大，低減が早い

H: 降雨に伴うピークとその後の二次ピークが見られる

M: ピーク流量が小さく，変動が緩やか

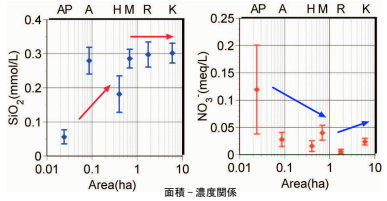
R&K: ハイドログラフが互いに似ており，ピーク流量がほぼ等しい

面積 - 流量関係から・・・

A 流域を除いて，面積が大きいほど総流量が多い

R(1.75ha) と K(5.99ha) は総流量が等しい

結果：面積 -SiO_2/NO_3^- 濃度関係



面積 - 濃度関係

SiO_2: 面積拡大 ⇒ 濃度上昇・高濃度安定化

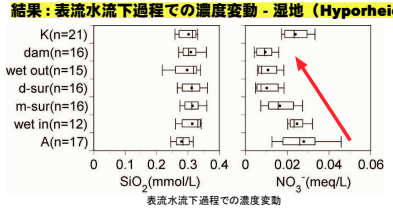
H 流域のみ低い

NO_3^-: 面積拡大 ⇒ 濃度低下・低濃度安定化

M 流域のみ高い（マツ枯れの影響 ,Ohte et al.,2003）

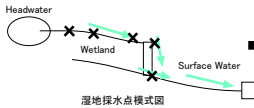
K 流域では少し上昇

結果：表流水流下過程での濃度変動 - 湿地（Hyporheic zone）の影響



表流水流下過程での濃度変動

流域中央部の湿地



湿地採水点模式図

SiO_2 濃度 : 変化しない

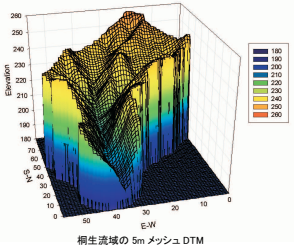
NO_3^- 濃度 : 大きく低下

⇒ **還元条件下での脱窒作用**

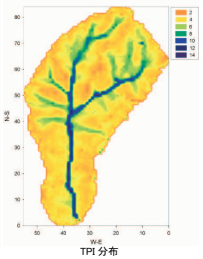
桐生流域末端 (K) では再び上昇

= どこからか高濃度の流入？

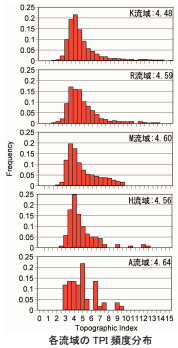
考察：流出プロセスについて



桐生流域の 5m メッシュ DTM



TPI 分布



各流域の TPI 頻度分布

流域間の流出特性の違いについて

①Topographic Index の比較

$$TPI = \ln(\alpha / \tan\beta)$$

α : 地点 i の等高線方向単位長さあたりの集水面積

β : 地点 i の斜面勾配

TPI が等しい地点は水文学的に同じ機能を持つ (Beven,1997)

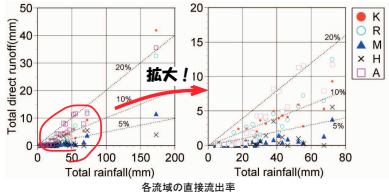
流域間で TPI の平均値・分布の差は小さい

(TPI 分布は REA に達している？)

＝流域間で地表面地形による集水性の違いは小さい

＝ハイドログラフ形状・流出流量の違いは地表面地形だけでは説明されない

②直接流出率の比較



各流域の直接流出率

期間中の直接流出率

流域	直接流出率(%) 1)
A	13.58
H	2.05
M	2.63
R	10.38
K	11.04

1) 期間中の総直接流量 / 総雨量

K･R 流域の流出特性は互いに似ている

K 流域では水収支が閉じる（福嶌・鈴木 ,1986）

⇒ **風化花崗岩流域での流量の REA は 10^0 ha オーダー程度**

M 流域 :

土層が厚く，大きな恒常的地下水帯が流出のバッファ（金ら ,1988）

⇒ 低い直接流出率 / 流量変動小

H 流域 :

斜面は土層が薄く，下層への浸透成分の割合が高い（窪田 ,1987）

ハイドログラフは河道降雨による一次ピークと

堆砂地からの地下水流出の二次ピーク（鈴木ら ,1983）

渇水期には流出が見られなかった＝堆砂地地下水貯留量が 0

⇒ 流量小 / 低い直接流出率

A 流域 :

地表面の集水域以外からの流入も寄与？

小流域では流域の地表面地形のみならず土層厚などの特性により流量がばらつく

水収支が閉じない = 基岩面以下への浸透

考察 :SiO_2 濃度

a. 内部流域総面積 (A+H+M+R,2.92ha)/K 流域面積 (5.99ha) ＝ 48.7%

b. 内部流域総流量 /K 流域流量＝ 37.9%

c. 内部流域 SiO_2 流出負荷量 /K 流域 SiO_2 流出負荷量＝ 36.6%

d. 内部流域 NO_3^- 流出負荷量 /K 流域 NO_3^- 流出負荷量＝ 18.5%

a>b・・・ 源頭部での基岩面以下への浸透 (Katsuyama,2002) の影響

b=c・・・SiO_2 の保存性

∴ a>c・・・ 面積拡大とともに基岩地下水が寄与 ,SiO_2 濃度上昇

[∵源頭部の渓流水 SiO_2 濃度は高濃度の基岩地下水と低濃度の飽和側方流の混合で決定 (Katsuyama,2002)]

風化花崗岩流域での SiO_2 の REA ≒流量の REA

考察 :NO_3^- 濃度

b>d・・・ ある程度の NO_3^- 濃度の低下 (NO_3^- 負荷の減少)

A-H-M-R 流域で，面積拡大とともに NO_3^- 濃度低下

＝ NO_3^- 濃度の低い基岩地下水の寄与の増加

湿地 (Hyporheic zone) の存在

＝還元条件下での脱窒による NO_3^- の除去

他の要因がなければ・・・

より面積の大きい K 流域ではさらに濃度が下がるはず [∵ a>b]

実際には K 流域で再び濃度上昇

⇒ **河道沿いの側谷斜面からの流入**

流入によって流量（比流量）は増加しない

渓流水の NO_3^- 濃度と比べて充分に高い

渓流水の SiO_2 濃度との濃度差は小さい

AP からの流出水に類似

結論

面積と流量 ･SiO_2 濃度（風化由来物質）の関係

- 10^0 ha オーダー程度の面積で安定化
- 源頭部小流域では流域間のばらつきが大きい
- 源頭部では基岩に浸透し，量水堰を通過しない地下水が多い
- 面積拡大とともに表流水に対するこの地下水の寄与が増加

面積と NO_3^- 濃度（生物由来物質）の関係

- 観測対象とした範囲では安定しなかった
- 面積拡大とともに低濃度の基岩地下水の寄与による濃度低下
- 湿地 (Hyporheic zone) 通過過程での顕著な濃度低下
- 側谷斜面 (Hillslope zone) からの流入による濃度再上昇

空間スケールの拡張

↓

各流域構成要素 (Hillslope, Riparian, Hyporheic, Stream channel, etc.,.) における水文化学現象の統合

より大流域スケールへの拡張・現象のモデル化に向けて・・・

- 各流域構成要素内での現象の把握
- 対象流域における構成比率の簡便な把握

引用文献

Beven, K. (1997) TOPMODEL: A CRITIQUE, Hydrol. Process., 11, pp. 1069-1085.
福嶌義宏，鈴木雅一 (1986) 山地小流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域への 10 年連続日・時間記録への適用，京大演報，57, pp. 162-185.
Katsuyama, M. (2002) Study on hydrochemical dynamics of groundwater and streamwater in small forested headwater catchments, Doctoral Dissertation, Kyoto University, 121pp.
金載水，窪田順平，鈴木雅一，福嶌義宏 (1988) 桐生試験地の緩斜面における土壌水分と地下水の変動，京大演報，60, pp. 174-189.
窪田順平 (1987) 山地源流域の流出形成機構に関する研究，京都大学農学部学位論文 89pp
Lischeid, G., Alewell, C., Bittersohl, J., Gottlein, A., Jungnickel, C., Lange, H., Manderscheid, B., Moritz, K., Ostendorf, B. and Sager, H. (1998) Investigating soil and groundwater quality at different scales in a forested catchment: the Waldstein case study, Nutrient Cycling in Agrosystems, 50, pp. 109-118
Merot, P. and Bruneau, P. (1992) Representative catchment scale from a geochemical point of view, C. R. Acad. Sci. Ser Ⅱ, 315, pp. 1097-1103.
Ohte, N., Tokuchi, N., Katsuyama, M., Hobara, S., Asano, Y. and Koba, K. (2003) Episodic increases in nitrate concentrations in streamwater due to the partial dieback of a pine forest in Japan: runoff generation processes control seasonality, Hydrol. Process., 17, pp. 237-249.
鈴木雅一，福嶌義宏，窪田順平 (1983) 堆砂地通過にともなうハイドログラフ変化の観測とその検討，京大演報，55, pp. 182-193.
Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K. and Band, L. (1988) Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling, J. Hydrol., 102, pp.29-47.