

中生代堆積岩分布流域における基底流量の分布

小松 陽 介*

キーワード：空間変動性、基底流量、スケーリング、中生代堆積岩、岩盤地下水

1. はじめに

洪水災害の予測精度を向上させるためには各流域の水文特性や地形特性を明らかにすることが必要である。しかし、実際に河川水位などを観測している地点は限られているため、任意の地点で洪水災害情報を得るためには、詳しい流出プロセスの解明や水文統計学の進歩が有効である(小松ほか, 2004)。一般に予測したい流域面積はスケールオーダーで著しく異なる場合があり、その点で上流から下流までの水文量の変化、すなわちスケーリングについて地質や地形ごとに把握することが欠かせない。

しかし、山地の上流域においては洪水イベント時のみならず降雨イベント前の基底流量の空間変化が大きいことが知られている(塚本・城戸, 1960)。これは土層厚、地質、崩壊地分布、流域形状などの流域特性が異なることが原因である。一方で、下流域ほど小流域の合流にともなう平均化により空間変化が小さくなる。洪水シミュレーションを行う上でこのような水文量のばらつきを無視しうる最小の流域面積を REA (Representative Elementary Area) と呼ぶ(Wood et al., 1988)。Wood et al. (1988) は分布型流出モデルを用いて REA を約 1 km² と計算したが、土層厚や DEM のグリッド間隔などの条件に問題があるとされており REA についてはまだ結論が出されていない(たとえば、Fan and Bras, 1995; Woods et al., 1995)。

空間的な不均一性が生じる根源的な要因として地質の違いが考えられる。地質ごとに基底流量の季節変化を調査をした Komatsu and Onda (1996) は、花崗岩流域では空間的に均一であるが、堆積岩、蛇紋岩の順にばらつきが大きくなると指摘した。これは、地質帯が同じであっても、小断層や破碎帯などの水みちの存在や、詳細な岩質の違いが基底流量に影響していると考えられる。しかし、日本では広範囲に分布する中生代の堆積岩に

は、砂岩、泥岩、チャート、石灰岩、あるいはこれらの互層など、一様な状態であるとは言いがたく、より詳しく調べる必要がある。そこで、本研究では主として粘板岩からなる山地流域において、基底流量の空間変動性とスケーリング特性を明らかにすることを目的として現地調査を行なった。

2. 皇都川流域の概要

研究対象地域は那珂川の支流である皇都川流域であり、茨城県と栃木県の県境付近に位置する。約 7 km² の流域面積を持つ皇都川は、那珂川との合流地点付近にある御前山をはじめ、井殿山、津室山、赤沢富士などの標高 200~320m の比較的定高性のある山地を流れている。皇都川と那珂川の合流地点付近の河床は厚い土砂が堆積しており、洪水流出時以外は河川水は伏流している。この流域の水系網は一般的によく見られる樹枝状であるが、詳細に見ると、北向きや北北東向きの水系は長く、それらに直交する方向の水系は短いという傾向が見られる。谷の横断形は V 字で、谷底には土砂が堆積している場合もあるが、岩盤が露出する区間も少なくない。

比較的小起伏山地ではあるが 35° 以上の傾斜を持つ斜面が多く、40° 以上の急斜面も少なくない。また大雨によって土石流を発生することがある。2005 年にも小規模な土石流が発生し、釣堀の埋没や水流による道路の侵食などの被害がみられた。地質は中生代の堆積岩類から構成され、主として粘板岩からなり、一部砂岩やチャートが挟在している。流域の大部分は国有林であり、主として谷沿いにスギ、一部ヒノキが植林されている。尾根や斜面上部は落葉広葉樹林とアカマツの混交林が分布している。

* 立正大学地球環境科学部

3. 水文観測の方法

小流域では容積法を用い、中流域では河川横断面測量と流速測定によって河川流量の観測を行った。また、同時に電気伝導度と水温をポータブル電気伝導度計 (HORIBA ES-51) で測定した。観測は2006年2月8～9日にかけて行った。

流量観測は計72地点で行った (図1)。基本的に河川合流の上流側地点で測定した。河床が礫に覆われており伏流成分が明らかな場合には、適宜伏流の影響が少ない地点を選定した。また、基盤地質や河床状況を調査した。

4. 基底流量と電気伝導度の空間分布

4-1. 基底流量のスケーリング特性

水文観測結果を表1に示す。現地でも水流を確認できなかった地点については、流量を0として入力してある。流域面積は10m DEMから作成した落水線に基づいて計算した。観測地点の河床状況については、岩盤、堆積物、湧水などの状況を記した。流量の単位はL/s、電気伝導

度 (EC) の単位は $\mu\text{S}/\text{cm}$ である。比流量の空間分布を図2に示した。地点6より上流域の特徴を明示するため、下流域の7, 8, 9流域の結果は表1参照されたい。

観測した最下流の地点9付近には直径約20cmの礫が大量に堆積しており谷底幅も広い。そのため通常河川水は完全に伏流し、那珂川合流部まで水流が見られるのは大規模降雨イベント時だけである。地点9より約100m下流の地点で水流が消失することから、すでに地点9でも伏流している可能性がある。流域面積と流量の関係は、図3のように累乗関数で近似され、スケール指数は1.1468である。ただし、最下流地点9と後述する岩盤地すべり湧水の地点10は近似計算に含まない。一般に、降雨が空間的に一様で simple scaling が成り立つ流域においてスケール指数は一定になり、multiscaling が成り立つ流域では確率降水量の増加とともにスケール指数は減少する (Gupta and Dawdy, 1995)。また、その値は山地流域で約0.9、主として平野からなる流域では約0.5となる。本研究では大流域の洪水流出ではなく小流域の基底流出を取り扱ったため、地下水流出の少ない上流域において流量が相対的に減少しスケール指数が1を

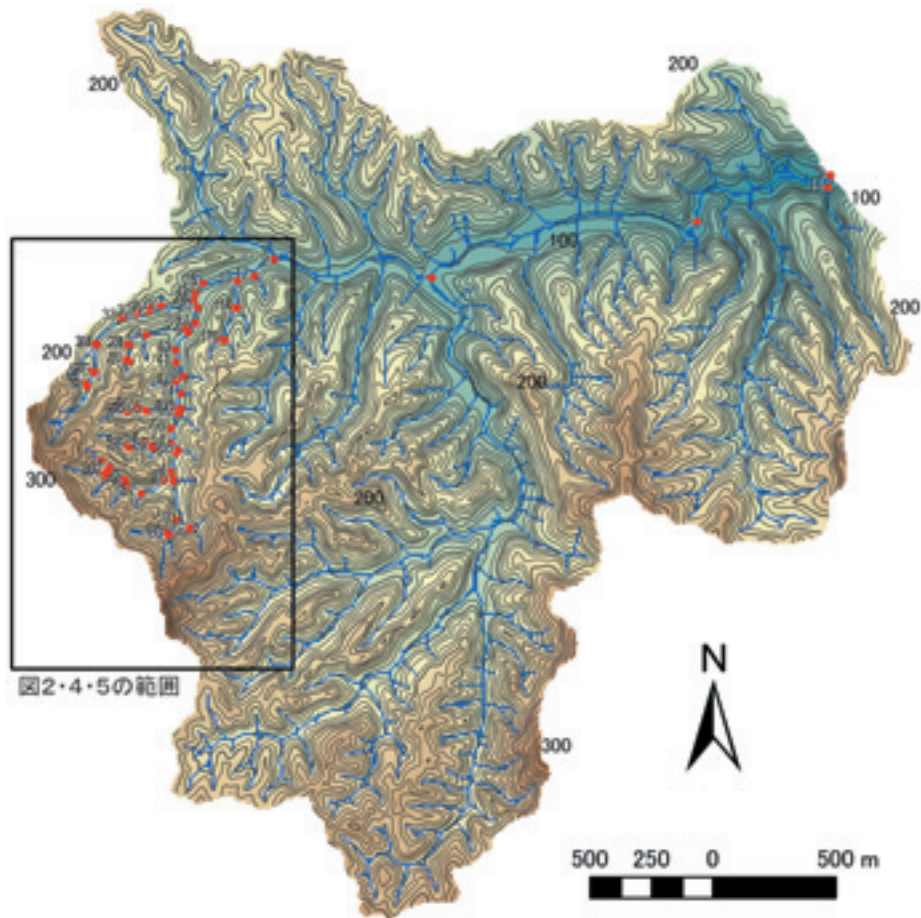


図1 調査地域の地形と水文観測地点

表1 水文観測結果一覧

地点名	現地観測 地点名	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TW ()	流量 (ℓ/s)	河床 状況	流域面積 (km^2)	比流量 ($\text{L}/\text{s}/\text{km}^2$)	地点名	現地観測 地点名	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TW ()	流量 (ℓ/s)	河床 状況	流域面積 (km^2)	比流量 ($\text{L}/\text{s}/\text{km}^2$)
0	sd-up	79.8	7.3	0.028	堰	0.0097	2.92	35	K15	50.2	4.0	0.041	土砂	0.0115	3.52
1	2inch	85.8	4.0	0.026	堰	0.0126	2.04	36	K17	68.0	8.1	0.016	土砂	0.0066	2.37
2	6inch	58.8	3.7	0.146	堰	0.0589	2.49	37	K18	64.6	4.3	0.181	土砂	0.0646	2.80
3	9inch	67.9	3.2	0.374	堰	0.1026	3.65	38	K19	86.9	3.7	0.031	土砂	0.0020	15.39
4	tengu-P	44.7	3.9	2.283	土砂	0.2293	9.96	39	K20	61.8	4.4	0.185	岩盤	0.0584	3.17
5	sabo	61.9	3.3	3.805	土砂	0.4328	8.79	40	K27	-	-	0		0.0031	0.00
6	outlet	64.0	2.6	8.930	土砂	0.7686	11.62	41	K28	-	-	0		0.0022	0.00
7	koma	68.1	2.3	18.816	岩盤	2.6877	7.00	42	K29	-	-	0		0.0113	0.00
8	#6B	75.4	1.9	44.486	土砂	5.9749	7.45	43	K7	94.4	1.4	0.056	礫	0.0383	1.46
9	L1	81.3	2.0	29.919	土砂	7.4126	4.04*	44	K8	54.6	3.0	1.160	礫	0.3093	3.75
10	ch-slide	30.5	9.2	0.067	堰	0.0003	221.87**	45	K30	-	-	0		0.0022	0.00
11	A1	135.5	2.3	0.325	土砂	0.1395	2.33	46	K31	-	-	0		0.0044	0.00
12	K22	59.7	2.8	0.064	土砂	0.0152	4.18	47	K9	97.7	3.2	0.084	土砂	0.0253	3.31
13	T17	56.6	4.1	0.174	岩盤	0.0566	3.07	48	K32	-	-	0		0.0016	0.00
14	T13	44.1	3.5	0.052	土砂	0.0140	3.73	49	K10	92.1	3.2	0.032	土砂	0.0138	2.33
15	T14	53.7	3.7	0.047	土砂	0.0314	1.50	50	K36	-	-	0		0.0030	0.00
16	T15	42.1	2.7	0.025	土砂	0.0085	2.99	51	K2	82.9	2.5	0.066	土砂	0.0439	1.50
17	T16	45.9	3.9	0.020	土砂	0.0097	2.04	52	K3	78.3	3.4	0.028	土砂	0.0075	3.73
18	K23	-	-	0		0.0058	0.00	53	K4	92.4	3.0	0.060	土砂	0.0316	1.91
19	K24	-	-	0		0.0038	0.00	54	K33	-	-	0		0.0026	0.00
20	T9	-	-	0		0.0021	0.00	55	K5	55.9	4.1	0.008	岩盤	0.0040	1.96
21	T8	-	-	0		0.0029	0.00	56	K6	88.5	3.4	0.016	土砂	0.0169	0.97
22	T12	57.5	2.6	0.180	土砂	0.0436	4.12	57	K1	64.6	3.6	0.011	岩盤	0.0101	1.09
23	T18	-	-	0		0.0090	0.00	58	A6	42.6	6.7	0	土砂	0.0140	0.00
24	T11	74.5	3.8	0.054	土砂	0.0121	4.46	59	A7	25.5	-	0.112	土砂	0.0570	1.96
25	K16	58.7	3.4	0.358	土砂	0.0797	4.49	60	A8	25.5	7.6	0.112	土砂	0.0260	4.30
26	T10	52.0	2.7	0.015	土砂	0.0053	2.83	61	A9	-	4.8	0.084	土砂	0.0262	3.19
27	T19	-	-	0		0.0070	0.00	62	A3	57.3	4.4	0.043	土砂	0.0412	1.04
28	T20	-	-	0		0.0025	0.00	63	A4	58.4	6.5	0.033	土砂	0.0247	1.33
29	K11	63.9	3.0	0.638	岩盤	0.1494	4.27	64	A5	66.8	6.1	0.007	土砂	0.0155	0.45
30	K12	43.3	4.0	0.014	土砂	0.0050	2.80	65	T1	35.3	3.1	0.567	礫	0.1114	5.09
31	K13	43.7	3.5	0.008	土砂	0.0038	2.24	66	T3	70.4	2.0	0.018	礫	0.0106	1.72
32	K14	63.2	3.3	0.529	土砂	0.1235	4.28	67	T2	46.5	3.0	0.422	土砂	0.2383	1.77
33	k25	-	-	0		0.0040	0.00	68	T05	-	-	0		0.0056	0.00
34	K26	-	-	0		0.0014	0.00	69	T4	-	-	0		0.0119	0.00
								70	T7	-	-	0		0.0092	0.00
								71	T6	39.5	7.5	0.015	岩盤	0.0043	3.41

* 伏流の可能性あり

** 岩盤地すべり末端部の湧水

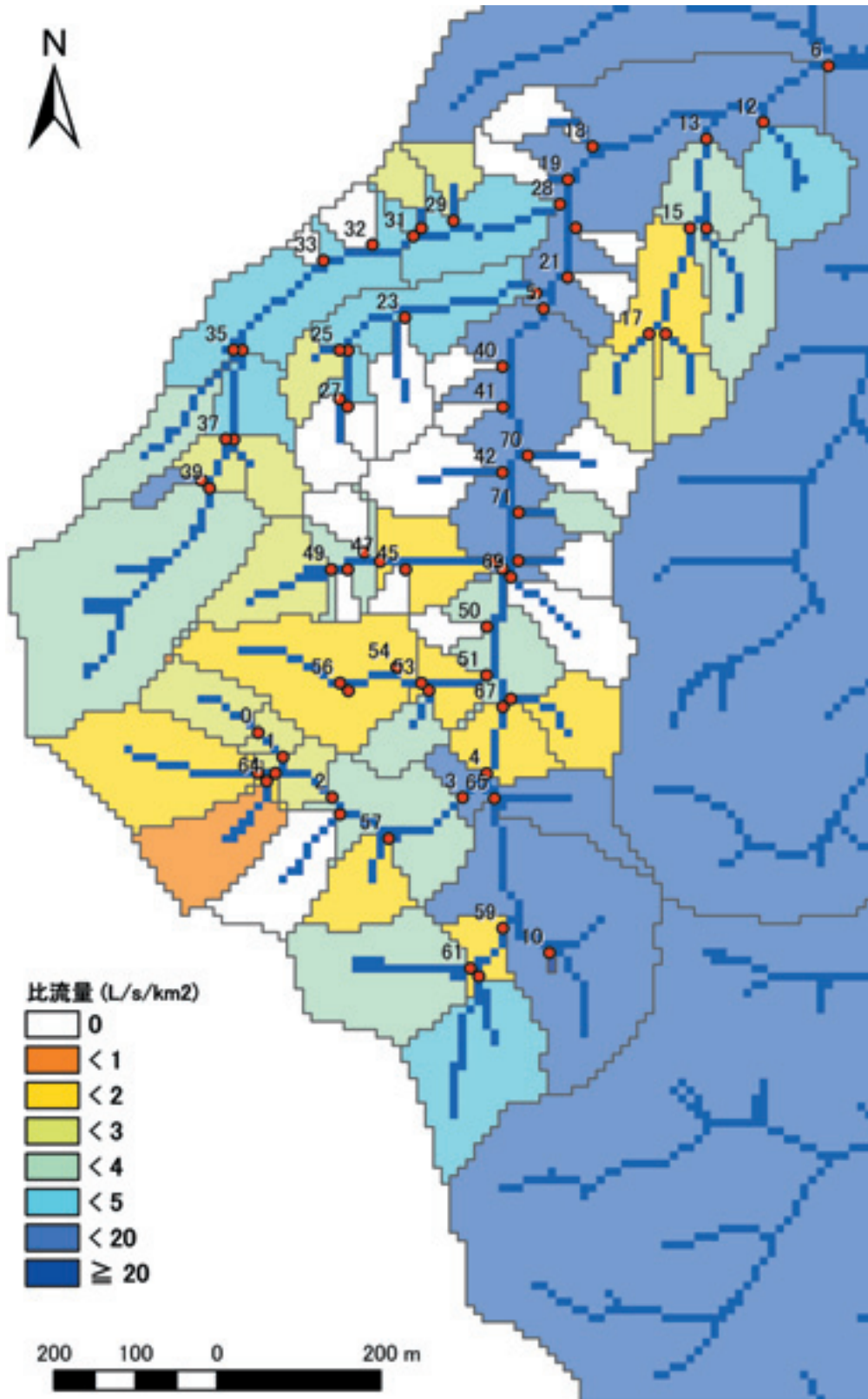


図2 基底流量の空間分布

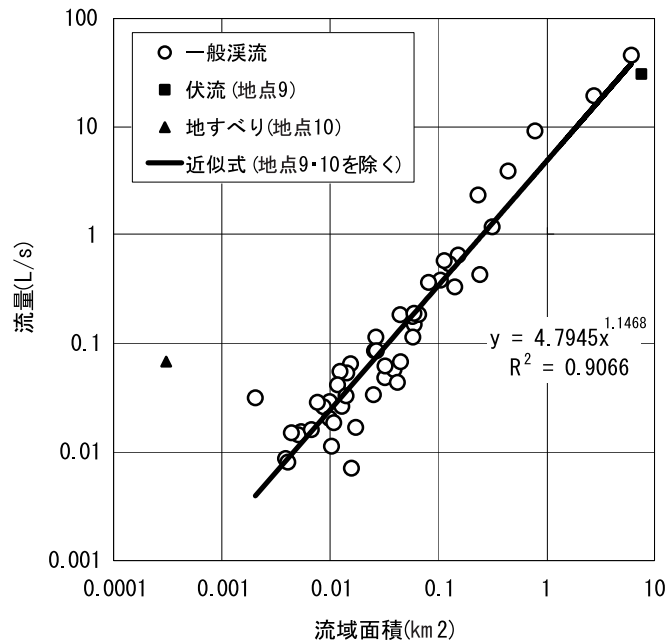


図3 流域面積と流量の関係

を超えたと考えられる。

近藤 (1985) は下総丘陵における0.3~13km²の流域で水文観測を行い、比流量が大きい地点ではトリチウム濃度が高く地下水滞留時間が長いことを明らかにした。本研究では同位体分析は行っていないが、比流量が大きかつECが高い傾向にある下流域ほど地下水滞留時間が長いと推察している。本研究では同位体分析を行っていないが、源流域においてもより長い滞留時間を持つ岩盤地下水が基底流出に影響している可能性が高い。

4 - 2 . 山地上流域における基底流量の空間変動

全体的に上流ほど比流量が少ない傾向が見られた。1次・2次流域においては谷地形が明瞭であっても水流がまったく存在しない場合もある。たとえば、皇都川本流の右岸側の1次流域や、地点40や23のような図2の中央に位置する小流域などに散在する。また、地点51・3・15よりも上流の地域においては、地質に関わらず比流量が小さい。

流域の地質、土壌厚の物理特性、植生などによって支配される流域特性が小流域 (0.01~0.15km²) の基底流量のばらつきをもたらす (塚本・城戸, 1960)。そのため、水文観測機材の設置には流域の代表性を考慮すべきである (塚本, 1998)。たとえば志水 (1980)、虫明ほか (1981)、Tanji (1993) は日本全国の流域地質を大きく区分し、流域面積が14~518km²の大流域における基底流量を解析し、地質別に見ると中生代堆積岩の低水流量が最小であることを示した。しかし、図2に示すとお

り同一地質からなる小流域でも、流量のばらつきは存在する。

Komatsu and Onda (1996) では古生代堆積岩流域を2つの支流パターンに分けた。一つは地層の走向に直交する短い水系で、比流量は類似した特徴を持つ。もう一つは地層の走向に平行ないし斜交する長い水系で、比流量のばらつきが比較的大きい。本研究対象地域において粘板岩は最も広範に分布しているが、その他の岩石が挟在するために地質その流れ盤・受け盤構造による水文特性の違いを明瞭に示すことはできなかった。

また、チャート地域にある小規模な岩盤地すべり末端部には湧水が存在する (地点10)。この岩盤地すべりの幅と長さはともに約100mで、谷に張り出した尾根が滑動した初生的地すべりであると考えられている (立山・小松, 2007)。この地すべり斜面と谷底がなす遷縁点に湧水は存在し、最近5年間ではほとんど枯渇していない。このような湧水の存在や流水の無い流域の存在が、基底流量の空間変動を生じさせる一因であると考えられる。

4 - 3 . 電気伝導度と地質の分布

計測した河川水の電気伝導度 (EC) は35~100 μS/cmの範囲であった (図4)。全体的な傾向としては、ECは流量が小さい地点ほどばらつきが大きく、下流の流量が大きくなるにつれ55~60 μS/cmの狭い範囲に収束する。たとえば地点65より南部の流域では相対的にECが低いが、これはチャートが分布する地域とほぼ一致する (図5)。チャートは主としてSiO₂から成ってお

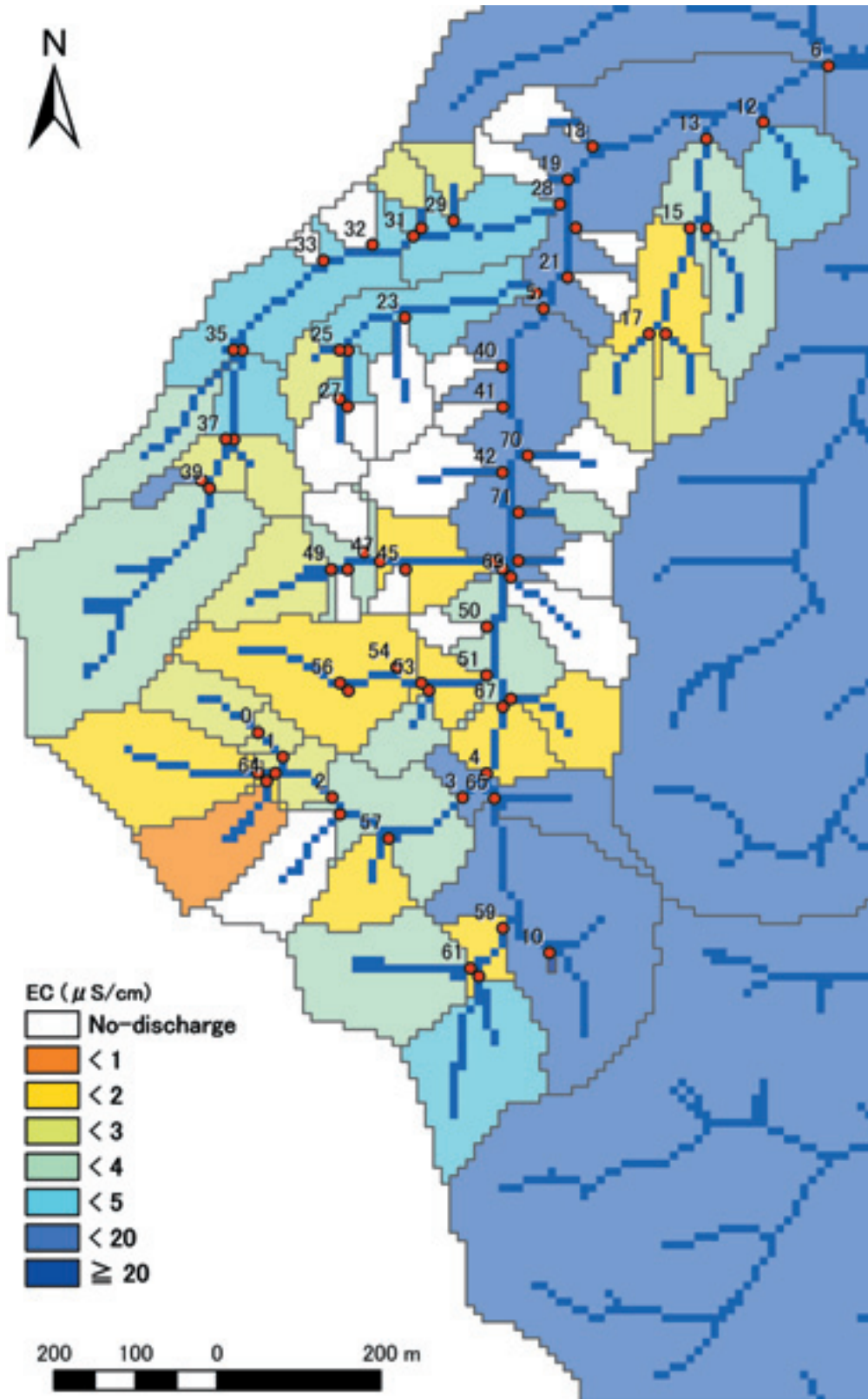


図4 電気伝導度の空間分布

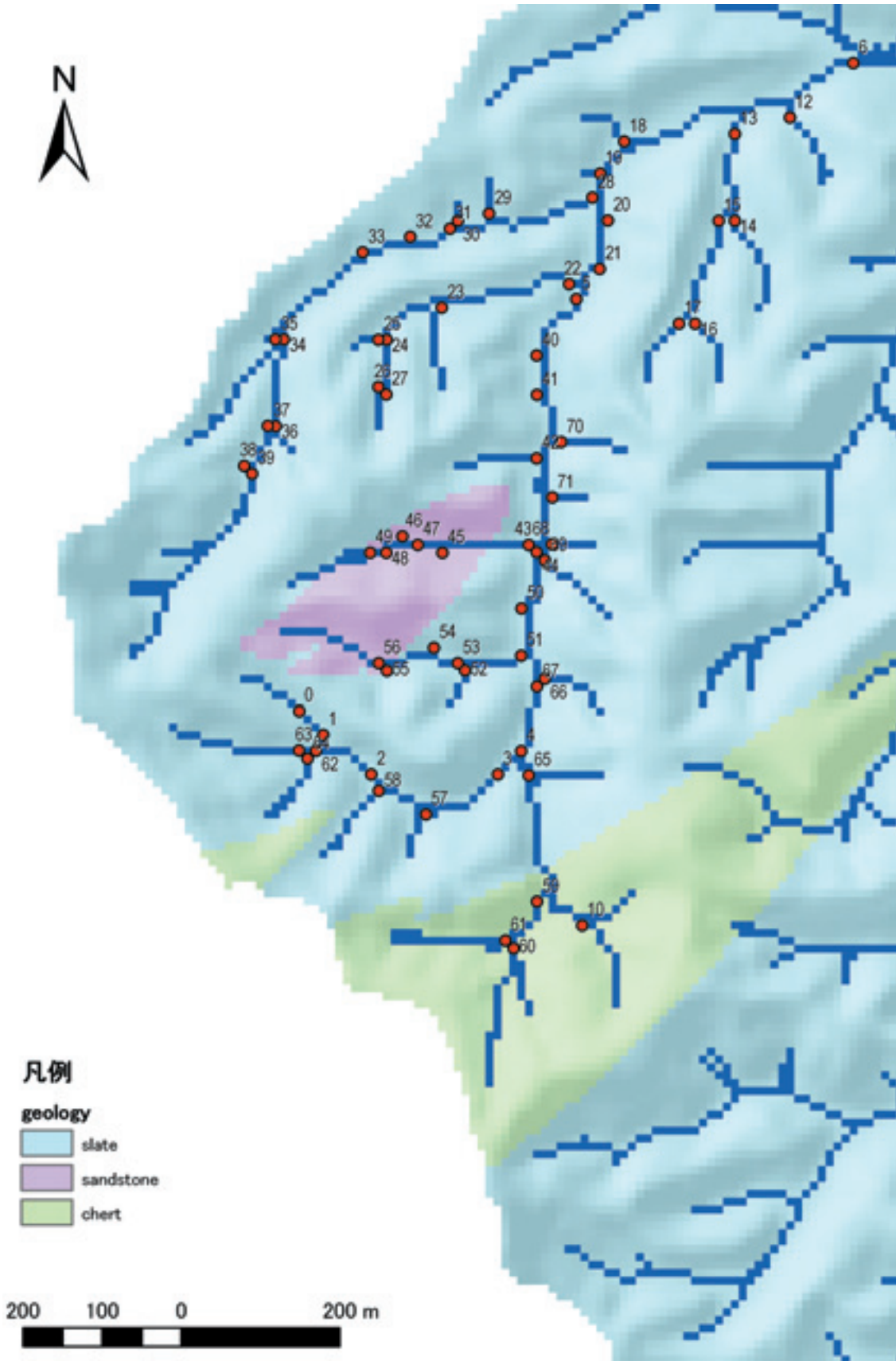


图5 地質圖

り、岩石の成分が溶出しても電荷を帯びないため電気伝導度は高くないためである。一方で、地点43, 47, 49, 53, 56などの地域では、ECが相対的に高い。この地域には風化砂岩が分布している。現地での観察によると、化学的風化の進行により長石類は粘土化し、手で崩すことができるほど粒子間の結合が弱まっている。チャートおよび風化砂岩以外の地域には主として粘板岩が見られ、大局的にはN40°E、40°Nの地質構造を有する。粘板岩が分布する尾根から斜面にかけては風化土壌が形成されているものの、約0.5~3cmの層理間隔を持つ新鮮な岩盤が露出していることも多い。このようにECは主として地質の違いに支配されており、地質構造と水文関係についてはまた別のフィールドで論じたい。

5. おわりに

基底流出は洪水予測に直結する結果をもたらすわけではないが、流域間の水文特性の違いを知る上では多数の地点でのデータを比較検討できる点で重要である。また山体地下水や岩盤地下水といった深層地下水の流出への寄与を知る手がかりを得ることで、水俣川や小谷村で発生したような深層崩壊のメカニズムを解明するための基礎データとなりうる。より具体的に岩盤地下水の挙動を観測することは技術的にも難しいため、本研究のような簡易な観測データの蓄積が役立てられるだろう。

謝辞

本研究は平成17年度科研費補助金基盤研究C「地球環境変動の下でのモンスーン地域の流域管理に資する水文地形学的基礎研究」(研究代表者 田村俊和)の援助を受けて行った。データ入力および図面作成は伊藤加織、松村聡子の両氏に手伝っていただいた。現地では立山 静氏をはじめとする多くの立正大学地球環境科学部地理学科学部生および卒業生にサポートしていただいた。末尾ではありますがここに謝意を表します。

引用文献

- Fan, Y. and Bras, R. (1995) On the concept of a representative elementary area in catchment runoff. *Hydrological Processes*, 9, 821 - 832.
- Gupta, V.K. and Dawdy, D.R. (1995) Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. "Scale issues in hydrological modelling" eds. Kalma, J.D. and Sivapalan, M., 105 - 120, Wiley, New York., 489p.
- 小松陽介・葛葉泰久・友杉邦雄・岸井徳雄 (2004) 融雪流出卓越地域における地域洪水頻度解析. 水工学論文集, 48, 115 - 120.
- Komatsu, Y. and Onda, Y. (1996) Spatial variation in specific discharge of base flow in a small catchments, in Oeyama region, western Japan. *Journal of Japan Society of Hydrology & Water Resources*, 9, 489 - 497.
- 近藤昭彦 (1985) 下総台地南縁部の小流域における湧水期の流量と地形との関係について. *ハイドロロジー*, 15, 114 - 121.
- 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久 (1981) 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土木学会論文報告集, 309, 51 - 62.
- 志水俊夫 (1980) 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林試研報, 310, 109 - 128.
- Tanji, H. (1993) Geology and intercepts of multiple regression models as an index of baseflow. "Hydrology of warm humid regions IAHS Publication No.216", 497 - 502.
- 立山 静・小松陽介 (2007) 茨城県御前山地域における岩盤地すべり地形の特徴. 地域研究, 48(1), 29 - 30.
- 塚本良則・城戸 毅 (1960) 森林伐採による年流出量の増加について. 水利科学, 28(6), 26 - 38.
- 塚本良則 (1998) 『森林・水・土の保全 - 温暖湿潤地域の水文地形学 -』朝倉書店, 134p.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K., and Band, L. (1988) Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 102, 29 - 47.
- Woods, R., Sivapalan, M. and Duncan, M. (1995) Investigating the representative elementary area concept: an approach based on field data. "Scale issues in hydrological modelling" eds. Kalma, J.D. and Sivapalan, M. 489p., 49 - 70, Wiley, Chichester.

Scaling and Distribution of Base Flow in Mesozoic Sedimentary Rocks Catchments, the Koto River

Yosuke KOMATSU*

*Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

Keywords: spatial variability, base flow, scaling, Mesozoic sedimentary rocks, mountainous groundwater