

II—39 流域比較による流出機構の検討

専修大学北海道短期大学 正 員 山梨光訓

1. はじめに

流出形態は洪水（高水）と低水にわけられる。両者の流出メカニズムは連続しているはずである。洪水流出が起こるとき、流量の変化に大きな影響を与えるのはそのメカニズムのうえからみて、流域の地表面形状、流路地形などであろう。いっぽう、低水は地下水の供給によるものと考えられる。低水の流出メカニズムを現象として推測できるような直接観測項目は少ない。また、湧泉を調査できるならば、これは流域の地下水流出そのものを構成し、有益である。しかし、地下水としての精査方法には観測井・湧泉・トレーサーの利用、水温・水質の観測法など¹⁾が挙げられている。このうち、水温の計測は任意の地点と時刻に簡便に行なえる。このような観点から数流域を対象に試験的調査を行なった。

2. 流出機構の検討

流出の物理性を説明するために、大流域では捕足できないようなことでも、小流域においては観測可能になる要素については調査がすすめられている。こうして求められた要素とそのメカニズムについて、考え方を拡張した場合、および、その関係の吟味に関して考究する意図で始められた。すなわち、小流域において求められた流出メカニズムが大流域の場合にとって良い表現になっているか、また、大流域の法則性は小流域と比べたとき、共通して明示できる物理的な関係が存在するか、といったようなことである。これらは単独な実流域では判断しにくい。また、小流域はユニットで大流域は総合性をもつかといったことについても、実流域は多様性をもっているので、メカニズムまで相似性、同時性を仮定して調査された例は皆無に等しい。そこで、実流域に単位性が存在するか、流域の面積の大小によらず、連続的な流出機構に関する測定ができるか。流量の観測を河道にそって行なっていくと同一流路上でも多数の流域の分割が可能であるが、こうした場合、地形、地質の特殊性が一般化される可能性がある。であるならば、流域の生成、発達と流出の一般について同等の環境下にある近接流域に標本をとってみた方が統計的にも理解しやすい。ただし、流域内で流量の観測を行なうとき、低水が流域内のどこからでてくるかという疑問がある。どこで何を計るか、これは流出経路にかかわる問題である。そして、これは流量の問題でもある。流量と（流出）経路は熱収支の問題でもある。水温の形成機構に関しては多くの研究成果²⁾が存在するが、さまざまな流域の規模の例について挙げたり、複数の流域の同時観測例は少ないようである。河川水温変化は一般に水面から出入りする熱量と河床からの熱量および地下水、支流からの流入によるものの合計熱量による。諸河川の例によると河川下流部では水面熱収支が主要な役割を果たしているようである。このような定性をもつ水温と流量、とりわけ、低水のような時間変化の少ない水文状態は継続的に、また、任意に計測ができて比較も容易である。したがって、複数の流域に対して、同時観測の試みが可能となる。

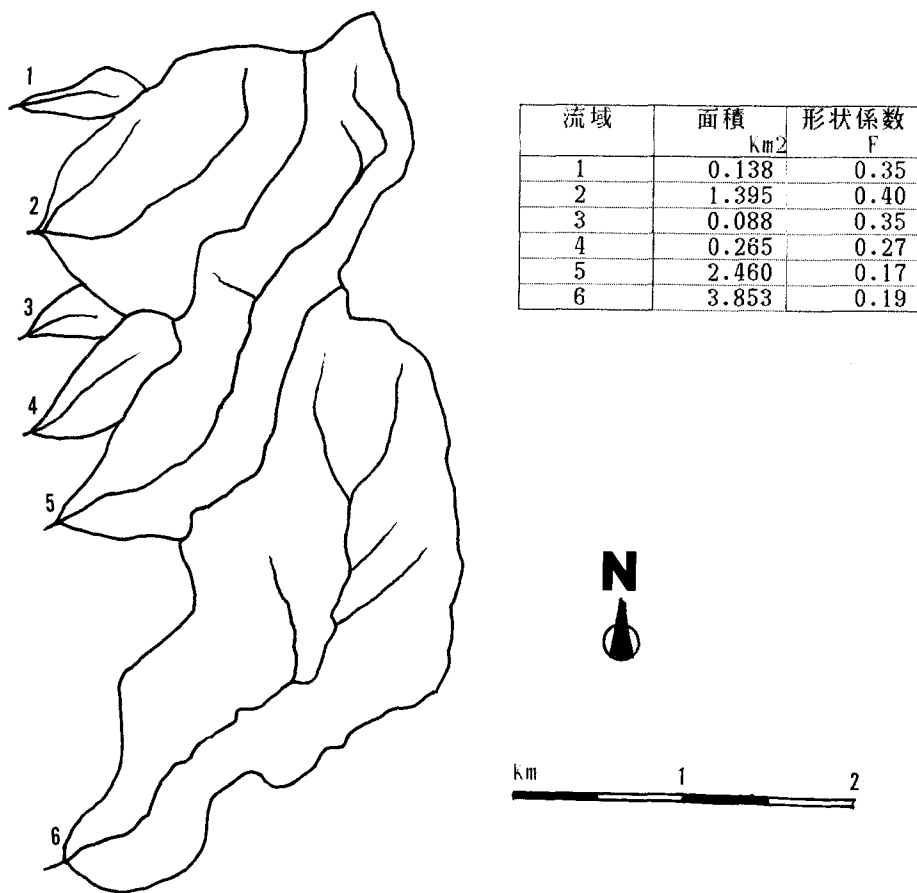
3. 調査方法

流域の表面状態、地形的性質が同様で面積が異なる6流域を選んで流出の比較を行なう。表面状態に対しては植生（種類、密度）、土壌（比重、密度、間隙比、含水比）を、地形的性質には方位、面積（長さ、幅）、標高、勾配、形状、河川流路（長さ、幅、勾配、密度）などを考える。

調査対象流域は重粘土性の丘陵性山岳地域にあり、それぞれが隣接している。谷はほぼ一様に南西に面し

ている。観測項目は水位、流量、気温、地温（河床温）、水温で、月ごとに一斉観測した。
 水位は観測地に定点を設け、流量観測、温度観測も同時に行なった。

表－１ 形状係数



図－１ 対象流域

４．調査結果と考察

観測値から北海道の寡雨期６月から増雨期１１月までの低水の傾向をみることができる。対象とした６流域は図－２，３，表－１のような流域特性をもつ。このなかで面積の小さい１、３、４流域グループと大きな２、５、６流域グループとの間に差がみられる。形状係数、流域標高よりも流路延長、平均幅、面積と流量、水温の関係が顕著である。流域面積と流量変化、水温変化は対応する関係がみられる。流域面積が１km²以下の１、３、４には、流量の変動幅が小さく、水温は３者がほぼ同等の変化を示す。１km²を越す２、５、６流域は面積に応じた形で流量増加も大きい。水温変化は夏季にもっとも大きい流域６の昇温が高く５、３と続く。これは流域における観測点が流域の下流側の性質を示している。すなわち、１km²以上の河川では水面で

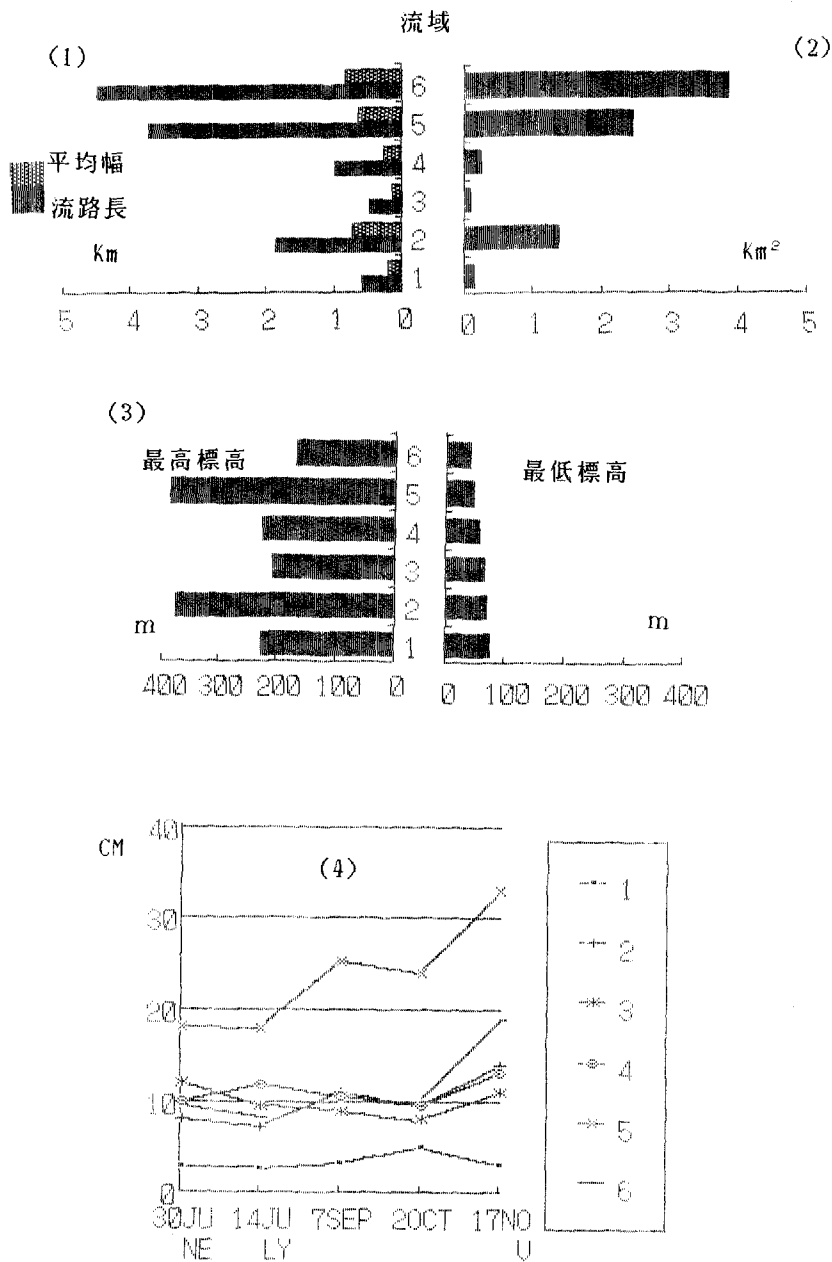


図-2 (1)流路長と平均幅 (2)流域面積
(3)流域の最高標高と最低標高 (4) 水位の変化

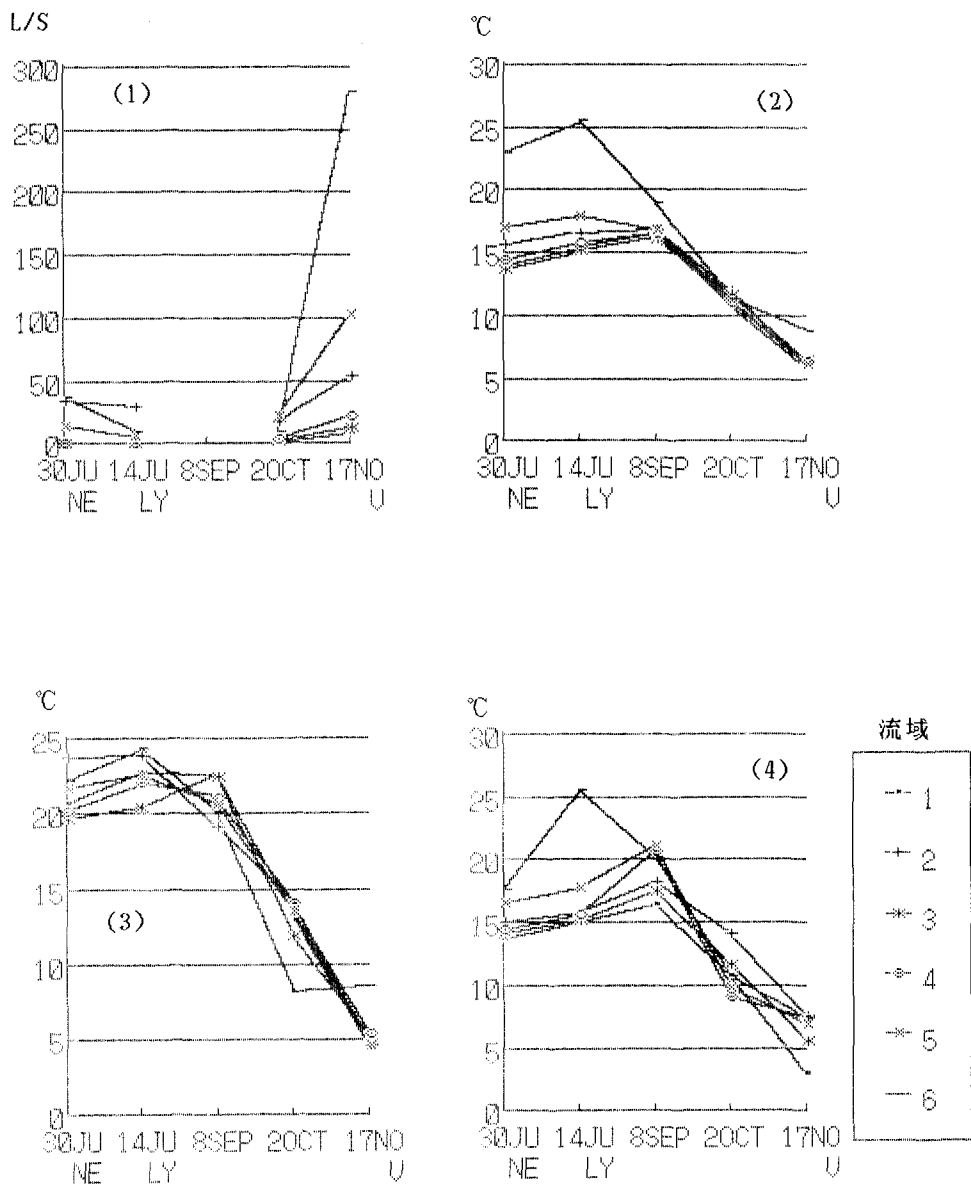


図-3 (1)流量の変化 (2)水温の変化
(3)気温の変化 (4)地温の変化

の熱収支の効果も大きい。いっぽう、流路の規模に比例して1、3、4は3流域とも同様の小さい変化である。流量増大期、すなわち、秋から冬期には、大きな3流域も同じ変化を重ねている。河床の温度は6流域間一率の関係が保たれている。気温は全流域でほぼ同じ状態にある。

5. 地下水流出メカニズムの現場推定

融雪期に地下水流出メカニズムを同一水路系における3流域の水溫変化量から推定するものである。ここでは、まず、融雪流出量は基底流出成分と主として日変動をつくる流出成分（融雪水）の和であると考え、以下のような推論を試みた。

1) 流出水溫の変化

流域内の河道にたいして、ある地点水溫（ θ ）は、流量構成要素が形成する基礎水溫（ θ_B ）と流域の熱効果³⁾による温度変化（ $\Delta\theta$ ）とから、

$$\theta = \theta_B + \Delta\theta \quad (1)$$

であらわされる。ここで、ある地点の流量を q 、基底流量を（地下水流量）を q_G 、その水溫を θ_G 、中間流出量を q_M 、その水溫を θ_M とすると基礎水溫は、

$$\theta_B = (q_M \theta_M + q_G \theta_G) / q \quad (2)$$

となる。 θ_B は、流量構成要素による流量加重の平均水溫ということになる。

2) 融雪流出期の成分メカニズム

式(1)において、基礎水溫を「流出成分の熱効果」の一つと読み替えると、ある地点水溫は、流出成分の熱効果項と流域の熱効果項の和となる。

流出量の変化に直接関与する融雪水（有効融雪流量） q_M は、質量の法則 $q = q_M + q_G$ であることから、

$$q_M = \frac{\theta_G - \theta_B}{\theta_B - \theta_M} q_G \quad (3)$$

ここで、流域の熱効果が僅少であるとする、ある地点[3]の水溫 θ_3 は、合流してくる上流側2河川に設けた2地点[1, 2]の流量、水溫をそれぞれ q_1 、 θ_1 、 q_2 、 θ_2 とすると

$$\theta_{B3} = (q_1 \theta_1 + q_2 \theta_2 + \Delta q_M \theta_M + \Delta q_G \theta_G) / q_3 \quad (4)$$

ただし、 $\theta_3 = \theta_{B3} + \Delta\theta_3$ 、 $q_3 = q_1 + q_2 + \Delta q_M + \Delta q_G$

いま、融雪流出が卓越して、 $\theta_{B3} \gg \Delta\theta_3$ ならば、 $\theta_3 = \theta_{B3}$ として、地下水流出が無視できる地点間で

$$\theta_3 = (q_1 \theta_1 + q_2 \theta_2 + \Delta q_M \theta_M) / q_3 \quad (5)$$

$$\Delta q_M = q_3 - q_1 - q_2 \quad (6)$$

また、

$$\theta_M = (q_3 \theta_3 - q_1 \theta_1 - q_2 \theta_2) / \Delta q_M \quad (7)$$

ここに、 Δq_M は合流点と下流側地点の間の有効融雪量とする。 θ_M は実測により与えられる。

実流域での観測から（上中の沢流域は東西に約1km、南北に約500m、標高は50mから230mにわたる0.27km²の小流域）表-2のような結果を得た。有効融雪水温は滴水水温の実測値に等しいと考え、 $\theta_M=0.6^{\circ}\text{C}$ とした下流水温 θ_3 を式（5）により算出し、実測値と比較した。12時を除き、対応はよい。式（5）において、項 $q_M \theta_M$ を無視した場合、すなわち、冷水流入がないとした場合の混合水温は、実測値を上回る。したがって、下流水温が成立するためには、中間流出のような、はやい応答をする融雪水の成分が必要となる。

表-2 水温の変化（1984）

	4月20日						4月21日	
	12時		18時		22時		6時	
	q	θ	q	θ	q	θ	q	θ
	L/s	$^{\circ}\text{C}$	L/s	$^{\circ}\text{C}$	L/s	$^{\circ}\text{C}$	L/s	$^{\circ}\text{C}$
1. U 地点	17	[4.8]	28	3.8	27	3.8	20	3.9
2. UL 地点	15	7.2	18	6.2	17	6.1	16	6.3
3. L 地点	45	5.8	54	[4.2]	53	4.2	48	4.2
Δq	13		8		10		12	
θ_3 , 式(5)より		4.4		4.1		4.0		3.9
θ_3 , 除く $\Delta q_M \theta_M$		5.4		4.7		4.8		5.0

[]は推定値

これと逆に、表の中で12時の値が融雪水を見積もっても実測値にみえない。これは上中の沢の下流部で融雪水の流出の遅れが生じたと考えられる。式（7）で推定するならば、その際、遅れの経路中で融雪流出水が約5 $^{\circ}\text{C}$ の水温上昇を伴ったと考えられる。これは、積雪調査時の地温観測の経験からみて流域土壌表層の5～10cmより深い位置に達しているものとみなされる。すなわち、はやい地下水流出が存在したともいえる。その原因は流域形状の問題でもある。流域の河谷横断形状の拡りの点からみて、V型の上流域に比べると流域下流部では凹型に変化しているので、斜面融雪水の移動時間に遅れが生じているものと考えられる。

5. おわりに

流域水文量の直接的測定によって水流の実在性を確かめることが可能であるならば、いったい、それは何をどこまで計ることによって具現化されるか。たとえば、どの程度の流域規模の調査によって何の規則性が明瞭となるか。流域は流出のメカニズムの土台である。この流域と流出のメカニズム（流出経路）の観点から、複数の流域において簡素な水文観測を試みた結果、流域の面積規模と水文量（流量、水温）に関係がみられた。水文量（流量、水温）は流出機構を考えるうえで有効と考えて、融雪期の流出経路を考察した結果、はやい地下水流出成分の存在を推定できた。

参考文献

- 1)山本ほか訳：最新地下水学，山海堂，1977.
- 2)新井・西沢：水温論，共立出版，1974.
- 3)森田：流出水の低水温形成機構と冷水流出の予報に関する基礎的研究，山形大学紀要，第5巻第3号，1968.