HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	水源地帯の水文学的地域性に関する研究
Author(s)	東, 三郎; 北村, 泰一; スダルマジ, テリヨノ
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 46(2), 249-270
Issue Date	1989-01
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21288
Type	bulletin (article)
File Information	46(2)_P249-270.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

水源地帯の水文学的地域性に関する研究

東　三郎*　北村泰一*
テリヨノ・スダルマジ*

Hydrological Studies on the Characteristics of Headwaters

By

Saburo HIGASHI *, Hirokazu KITAMURA *
and Triyono SUDARMADJI *

要　旨

河川の流量年表および多目的ダム管理年報の水文量を比較し，流域の性質を探った。水文量としては，全国的な渇水年であった1984年の最小比流量と渇水比流量を用いた。その結果，水文学的地域性が明らかになり，水源林の理水性を評価することができた。

キーワード：　基底流出量，渇水指標，水文学的地域性，厳冬期流量，有効貯水容量。

目　次

はじめに……250
I　水文資料と解析法……251
II　河川の流況と土地条件……252
1.　奈井江川と苫小牧川……252
2.　佐呂間別川と猿間川……255
III　ダム機能と集水性……257
1.　豊平峡ダムと七川ダム……257
2.　桂沢ダムの渇水期流入量……260
IV　考　察……262
1.　渇水指標の比較……262

1988年8月31日受理　Received August 31, 1988.

*　北海道大学農学部林学科砂防工学講座
Laboratory of Erosion Control Engineering,
Faculty of Agriculture, Hokkaido University.

2.　基底流出量の概念 ……263
3.　水文量の情報化 ……264
4.　厳冬期の流量 ……267
5.　水源林の理水性 ……267
むすび ……268
参考文献 ……269
Summary ……270

はじめに

森林の水源涵養機能に関する研究は多く，古くから洪水を制御し，渇水を緩和する効用として広く一般の期待を集めている。しかし，水利用の形態が複雑になり常に大量需要が満たされるためには，その目的を峻別し，あらためて水概念の整理や量水方法の検討が必要になると思われる。とくに水不足に悩まされる都市の渇水問題を解決するには，ダムの増設や水源空間に対する市民の認識を高め，各流域ごとの降水条件や土地条件を客観的に把握し，水利用の合理性を図るようにしなければならない。

一般に水源地帯は河川上流部に位置し，わが国では山林地帯に当たり森林状態を呈している場合が多い。しかし，空間の大部分を占める森林とは多種多様な存在であり，画一的な概念でその規模や内容を表示することのできない対象である。したがって，森林の成立に至るまでの気象要因と地質要因の歴史的な影響を加味すると，降水・流出の関係はきわめて複雑であり，水源地帯の水の挙動を明らかにすることは難しいと言わなければならない。もともと，降雨によって河川の水位が上昇し無降雨期（渇水期）に流量が少なくなることは，各地方の地域性として常識的に認められていることである。つまり，水量の多い川と少ない川とはそれなりに各地方の自然を創り，文化を育ててきたということになる。

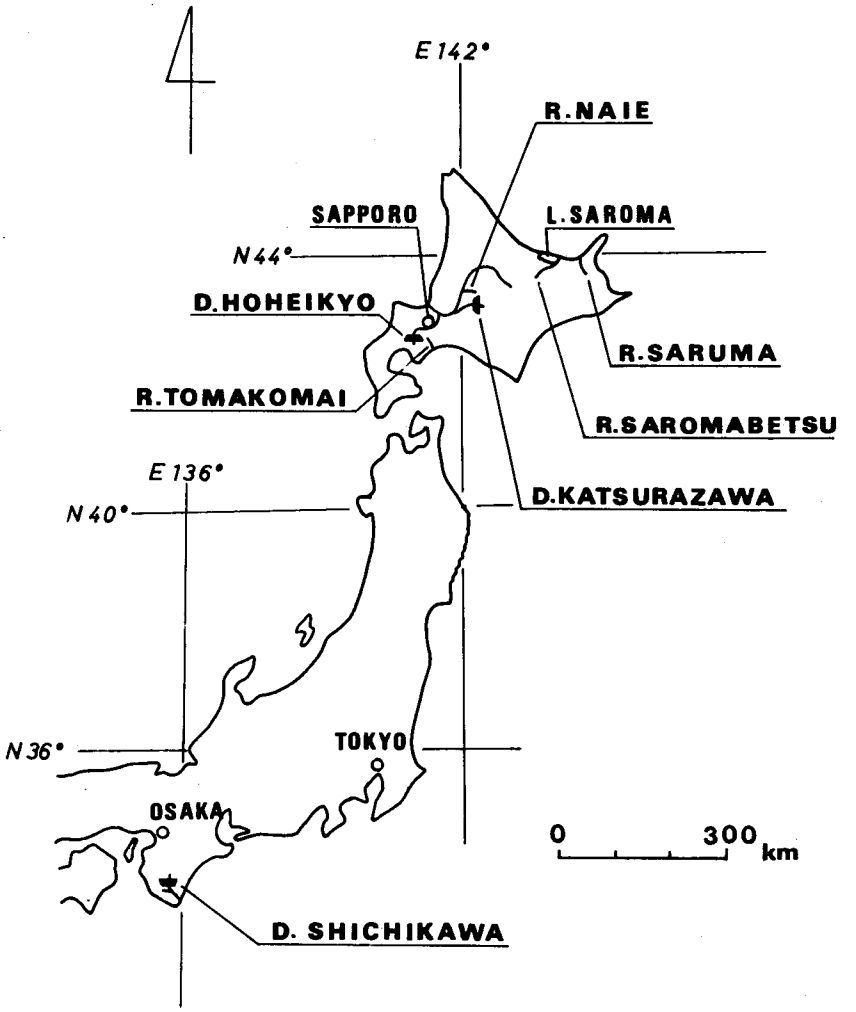
このような常識的観点だけでは，新しい土地利用や水利用を計画するにあたって不十分であり，少なくとも森林の役割を明確にすることは今後とも強く要請されることになるだろう。そこで本研究では，降水条件よりも土地条件に重みをつけた思考法が一般的に用いられていないことから，国内では比較的に降水量の少ない北海道における無降雨期の流況を調査し，流域の地域差をみることにした。

この方法の特徴は，水文学的な全流出量の主成分である直接流出量（direct runoff）と基底流出量（base runoff）の関係をふまえ，とくに後者に焦点を合わせた見かたをしているということにある。一流域の基底流出量は秒単位で表示されている基底流量(the ratio of base flow discharge)の総和であり，無降雨期間の地下水流出と遅い中間流出によるとされている。したがって，年間の渇水流量（年間355日はこの程度流量を下回らない値）や年最小流量が各流域の基底流量の概念に一致しているとみることができる。

I　水文資料と解析法

わが国の河川流量は暦年ごとに日平均流量（m^3/s）で表示され，月平均流量（m^3/s）や年最大流量（m^3/s）・年最小流量（m^3/s），年総流出高（mm）として記載されている。また，ダム管理年表の場合もほぼ同じであり，日平均流入量（m^3/s）については，ダムからの放流量とダム湖の水位から算出した値で表示され，月平均流入量（m^3/s），年最大流入量（m^3/s），年最小流入量（m^3/s），年総流入量（m^3）として記載されている。

本研究では上記の資料のうち全国的な渇水年である昭和59年（1984）の記録に基づいて主



図―1　研究対象流域の位置
Fig. 1　Locations of investigated rivers.

に少ない流出量について解析した。また，対象流域の流況を月平均流量(m^3/s)，当年渇水流量(m^3/s)，年最大流量(m^3/s)，年最小流量(m^3/s)，河状係数，年平均流量(m^3/s)，流出高(mm)で表示し，あわせてその流域の比流量（$l/s\cdot km^2$）を算出し，流域間の比較に用いた。

対象流域の選定には，降水条件と土地条件を考慮し，北海道内の比較的近接した河川と北海道と遠隔の地にある和歌山県の流域とした（図―1）。これらは，いずれも降雨・積雪など降水量が異なり，地形・地質も異なっていることから，植生の影響だけを抽出することを目的にしているものではない。したがって，ここではまず森林状態あるいは土地利用の歴史を含めた流域全体の個性を比較することを主題にしているということになる。この段階を終えると，従来行なわれている研究のように，地形・地質の類似している流域における植生の影響を浮き彫りにし，森林の理水性を明らかにすることも可能になると考えられる。

II　河川の流況と土地条件

1.　奈井江川と苫小牧川

石狩川水系奈井江川は流域面積 37.5 km^2，地質は古第三紀層で完全な森林地帯である。その流況は表―1に示したように年平均流量は 1.03 m^3/s，年最大流量は 12.27 m^3/s（4月21日），年最小流量は 0.02 m^3/s（9月24日）で，河状係数 614，年総流出高は 869 mm である。

表―1　奈井江川と
Table 1. Monthly discharge rate of

流　域	月	1	2	3	4	5	6	7	8
石狩川水系奈井江川流域面積(37.5 km^2)	流　量(m^3/s)	0.30	0.25	0.35	4.90	3.10	0.43	0.27	0.09
	比流量($l/s\cdot km^2$)	8.00	6.67	9.33	130.67	82.67	11.47	7.20	2.40
苫小牧川水系苫小牧川上流流域面積(29.3 km^2)	流　量(m^3/s)	1.34	1.31	1.18	1.35	1.29	1.23	1.34	1.35
	比流量($l/s\cdot km^2$)	45.73	44.71	40.27	46.08	44.03	41.98	45.73	46.08

一方，苫小牧川上流の流域面積は 29.3 km^2，地質は第四紀火山噴出物で完全な森林地帯である。その流況は表―1に示したように年平均流量は 1.31 m^3/s，年最大流量は 2.29 m^3/s（10月13日），年最小流量は 1.16 m^3/s（12月31日）で，河状係数2，年総流出高は 1,410 mm である。

両河川の量水観測所は直線距離にして約 80 km 隔たった位置にあり，年間の流況のちがいは河状係数として端的に表れている。すなわち，奈井江川での 1984 年の河状係数 614 に対して苫小牧川は2である。前者の年最大流量は融雪期（4月21日）に表れているが，苫小牧川の年

最大流量は秋期（10月13日）に表れているために，奈井江川と同様に融雪期の流量をみると，5月4日の1.48 m³/sが大きいことから，この値を用いて算出すると河状係数はさらに低く1.3となる。

河状係数について過去の記録をみると，表—2に示すように，奈井江川で4001，苫小牧川で21となり，夏期の降雨量に支配されて最大流量が増加し，極端な渇水期では最小流量が低下するために河状係数はさらに大きな開きになることがわかる。

ちなみち，わが国の河川の河状係数をみると，表—3に示すように信濃川の40が小さく揖斐川の720が大きい。河状係数（河況係数）は流量変動率（ratio of discharge）ともいわれ，小さいほど流量の変化が少なく，利水上また治水上共に好ましい状態である。したがって，河状係数が614～4001ときわめて大きい奈井江川の流況は不安定であり，河状係数2～21の苫小牧川の流況はきわめて安定しているとみることができる。

このような流況は，図—2のようにそれぞれ比流量で示すことによって，両河川の年間の流況を概観できる。すなわち，奈井江川では融雪期（4月，5月）の流量が多いのに対して，その他は年間を通して流量が少なく，わずかに秋期の増水がみられるだけである。これに対して苫小牧川では年間を通してほとんど流量に変化がなく，しかも平均比流量が44.71 l/s·km²ときわめて高い。

苫小牧川の流況
small drainage basins in Hokkaido

9	10	11	12	平均	渇水	最大	最小	河状係数	流出高 (mm)
0.09	0.70	1.26	0.66	1.03	0.04	12.27 (4/21)	0.02 (9/24)	614	869
2.40	18.67	33.60	17.60	27.47	1.07	327.20	0.53	—	—
1.29	1.47	1.32	1.20	1.31	1.16	2.29 (10/13)	1.16 (12/31)	2	1410
44.03	50.17	45.05	40.96	44.71	39.59	78.16 (5/ 4)	39.59	—	—

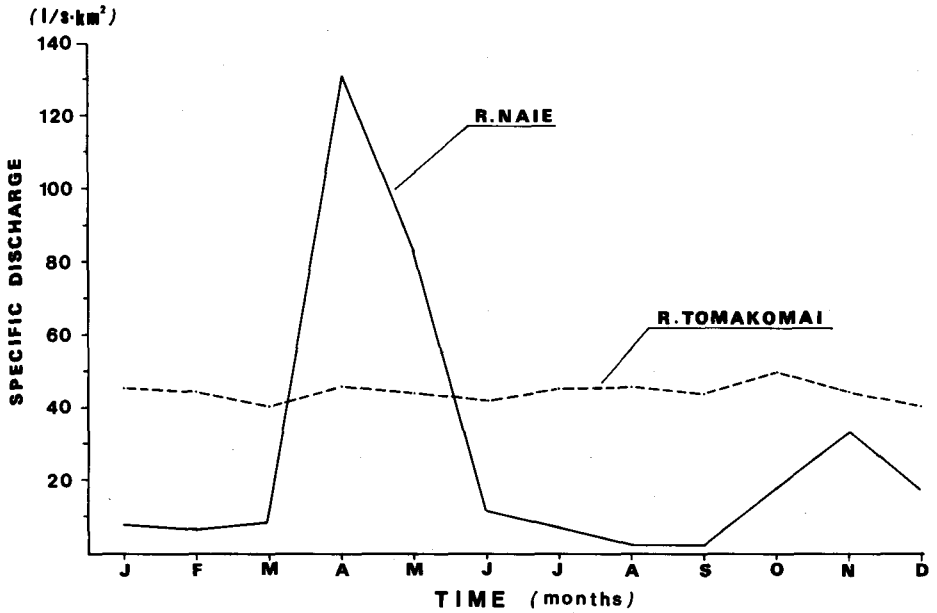
表—2　河状係数
Table 2. Coefficients of different basin regimes in Hokkaido

流域	統計年	年数	最大 (m³/s·km²)	最小 (m³/s·km²)	河状係数
奈井江川	1984	1	12.24	0.02	614
	1976～1984	9	40.01	0.01	4001
苫小牧川	1984	1	2.29	1.16	2
	1969～1984	16	16.94	0.80	21

表—3　河　状　係　数

Table 3. Streamflow regime coefficients of several mountaineous rivers in Japan

河　川	地　方	最小流量 (m³/sec.)	最大流量 (m³/sec.)	河状係数
北上川	登米町	25	5570	223
荒川	川口市	23	4170	149
富士川	鰍沢町	14	5600	400
天龍川	天龍橋	97	11130	114
木曽川	犬山町	68	7350	108
淀川	枚方町	83	5570	67
紀ノ川	岩出町	14	5600	400
斐伊川	出西村	5	3600	720
円山川	豊岡町	8	2780	348
吉野川	河口	67	13900	207
那賀川	羽浦村	16	8500	531
渡川	具同村	17	13000	765
筑後川	久留米市	28	5000	178
緑川	釈迦堂	19	3340	176
大淀川	宮崎市	50	5500	110
大野川	川添村	10	5000	500
阿武隈川	館矢間村	25	5000	309
雄物川	秋田市	33	5570	169
最上川	新堀村	23	6960	303
信濃川	大河津村	140	5570	40
神通川	大沢野村	40	5570	139



図—2　奈井江川と苫小牧川の比流量の比較（1984）

Fig. 2 Comparison of specific discharge between Naie and Tomakomai.

奈井江川は北海道中央部に位置し，多雪地帯であるために融雪期の流量は多く，4月の平均比流量は 130.67 l/s·km²である。それに対して2月の平均比流量は 6.67 l/s·km²，8月の平均比流量は 2.40 l/s·km²できわめて低い。そして冬期（2月）渇水量が夏期（8月）の渇水量より大きいことがわかる。ある深さ以上の積雪下地面は 0°C 以上に保たれ，いわゆる底面では融雪現象が起こり[10]，積雪期の流況はこれによって養われているとみることができる。これに対して，奈井江川では夏期の無降雨期に水源涵養の元手が無いばかりでなく，融雪水を十分に吸収し，徐々に放出する土地の理水機能に弱みがあるということができる。

2月の平均比流量では苫小牧川は奈井江川の 6.7 倍になるが，もともと降水量の少ない苫小牧川に冬期渇水量が多いということは，前年あるいは数年，数十年来の地下水(基底流出量)に支えられているものとしなければならない。このように土地条件すなわち雨水の受皿の本質は，基底流量に反映する土地の透水性にあると考えられる。

この基底流量の大小は地上の植生状態にも関係をもつとしなければならないが，一応森林状態の二つの流域を対比した場合，土地条件としての地下構造が支配的な影響をもたらすとみることができる。地学的にみると奈井江川流域は古第三紀層地帯で透水性の低い地盤からなり，苫小牧川流域のように第四紀の火山噴出物の厚く堆積しているところは高い透水性をもっていることになる。

2. 佐呂間別川と猿間川

佐呂間別川はオホーツク海沿岸サロマ湖に注ぎ，東側に隣接する常呂川流域と西側に隣接する湧別川流域に挾まれ，流域面積は 259.3 km²である。地質は先白亜紀層で，上流部は森林，下流部は平坦な地形で農地として利用されている。

一方，猿間川は同じくオホーツク海に注ぎ込む斜里川の支流で，斜里岳の北麓を巻き込むような形で流れ，流域面積は 173.0 km²である。地質は第四紀火山噴出物の厚い堆積層が広がり，上流部は森林，下流部は平坦な地形で農地として利用されている。

両河川の量水観測所は直線距離にして約 70 km 隔たっており，上記のように地質は全く異なっている。1984 年の流況は表―4 に示すように，佐呂間別川では最大流量は 61.09 m³/s（4月 27 日），最小流量 0.10 m³/s（8月 22 日），河状係数 611，流出高 363 mm であり，一方猿間川では最大流量 31.87 m³/s（5月 4 日），最小流量 2.65 m³/s（3月 23 日），河状係数 12，流出高 858 mm である。猿間川の場合の最小流量は冬期に表れていることから，融雪期の最大流量と比較して河状係数を出したわけであるが，夏期の低流出量として 3.25 m³/s（8月 17 日）を用いると，その係数は 10 となる。

両河川の河状係数は，前述した奈井江川と苫小牧川の関係に近いものがある。これは先白亜紀層のいわゆる堆積岩地帯が第四紀の火山噴出物の堆積層に比べると，直接流出量が多く基底流出量の少ない流域であることを意味している。

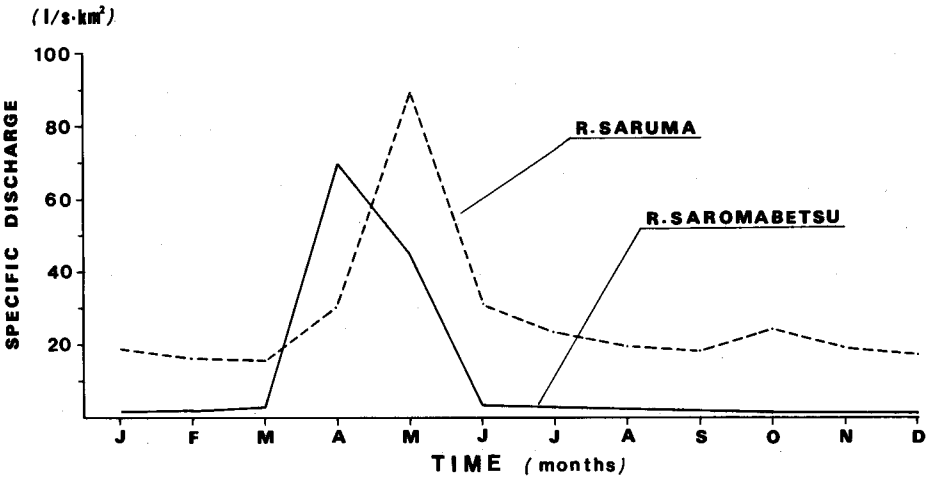
オホーツク海沿岸は北海道においても降水量の少ない地域であり，網走の統計年数 30 年の

表—4　佐呂間別川と
Table 4. Monthly streamflow discharge of

流域	月	1	2	3	4	5	6	7	8
佐呂間別川水系 佐呂間別川 流域面積 (259.3 km²)	流量 (m³/s)	0.55	0.58	0.71	18.09	11.71	0.92	0.70	0.60
	比流量 (l/s·km²)	2.12	2.24	2.74	69.76	45.16	3.55	2.70	2.31
斜里川水系 猿間川 流域面積 (173.0 km²)	流量 (m³/s)	3.28	2.80	2.77	5.30	15.46	5.38	4.01	3.43
	比流量 (l/s·km²)	18.96	16.18	16.01	30.64	89.36	31.10	23.18	19.83

年平均降水量は839 mmで，7，8，9月の3か月で281 mmと年間の33.4％を占め，1，2，3月の3か月で163 mmで年間の19.4％にとどまり，とくに積雪量の少ないことがわかる。しかし，この表に示されている年流出高は佐呂間別川で363 mmでこれは網走の年降水量の43.2％に相当し，また猿間川では年流出高858 mm，年流出率は102.2％となり，年降水量を上回った値になっている。

この両河川の年流出率はいずれも常識外れの値を示しているが，その原因を明らかにする段階までには至っていない。佐呂間別川の場合，観測所における全流出量が少ないのは，下流部における地下水の伏流かあるいは水利用のための取水による影響もあると推測される。また，猿間川の場合，降水量よりも全流出量が多いことから，見かけの集水区域よりも地下の集水区



図—3　佐呂間別川と猿間川の比流量の比較（1984）
Fig. 3　Comparison of specific discharge between Saromabetsu and Saruma.

猿間川の流況
large drainage basins (1984) in Hokkaido

9	10	11	12	平均	渇水	最大	最小	河状係数	流出高 (mm)
0.53	0.50	0.45	0.45	2.98	0.30	61.09 (4/27)	0.10 (8/22)	611	363
2.04	1.93	1.74	1.74	11.49	1.16	23.56	0.39	−	−
3.18	4.19	3.33	3.05	4.68	2.69	31.87 (5/4)	2.65 (3/23) 3.25 (8/17)	12 10	858
18.38	24.22	19.25	17.63	27.05	15.55	184.22	15.32	−	−

域が大きいことによるものではないかと考えられる。

いずれにしても，山地から平地までの広い流域を対象にすると，基底流出量をまかなう古い時代に生まれた地下水の流出量と遅い中間流出量の流出過程に時間差があり，短い時間単位で解釈することに問題があるということができる。

両河川の流況を比流量で表すと図―3のようになり，佐呂間別川では4月に，猿間川では5月に増水期があり，他の月は全般的に流量は少ない。しかし，両河川の冬期・夏期の流量を比べると，佐呂間別川で2 m^3/s 前後であるのに対して猿間川では20 m^3/s 前後で，約10倍の開きになっている。これはそれぞれの流域の水の経路すなわち地下構造に決定的な違いがあることを物語っており，降水条件よりも土地条件のほうが支配的な位置にあることを示していると思われる。

III　ダム機能と集水性

1.　豊平峡ダムと七川ダム

水源地域の流況はダムの流入量を時系列化することによって把握できる。とくにダム関係では，管理所がダム水位の変化と放流量の関係から流入量を算出し，継続的記録として保管し年度ごとに公表しているので，山間部の水の挙動を解釈するのにふさわしい水文資料が整っているということになる。

そこで水文特性の地域性をみるために，北海道豊平川上流の豊平峡ダムと和歌山県古座川上流の七川ダムの流況を比較検討した（表―5）。

豊平峡ダムの集水面積は134 km^2で七川ダムの1.3倍であり，有効貯水容量は3,710万tと2,540万tで約1.5倍である。地質は前者が第三紀火山岩地帯で，後者は第三紀層の砂岩で構成され，全く地質を異にしている。また気象条件として，豊平峡ダムは年降水量1,158 mm(30

表―5　豊平峡ダムと
Table 5. Monthly water inflow in

流　域	月	1	2	3	4	5	6	7	8
豊平峡ダム流域面積(134.0 km²)	流量(m³/s)	2.85	2.21	2.04	5.41	31.54	9.70	5.30	3.57
	比流量(l/s·km²)	21.27	16.49	15.22	40.37	235.37	72.39	39.55	26.64
	降水量(mm)	118	96	95	27	46	55	91	22
七川ダム流域面積(102.0 km²)	流量(m³/s)	0.85	1.44	2.09	5.90	5.93	17.05	17.60	6.64
	比流量(l/s·km²)	8.33	14.12	20.49	57.84	53.14	167.16	172.55	65.10
	降水量(mm)	35	72	77	246	256	568	601	218

年間平均）でその半分は降雪量であり，七川ダムの年降水量は3,514 mm（29年間平均）でその大部分は夏期（4月～9月）の雨量であり，冬期（1月～3月）の降水量は少なく，豊平峡ダム降雪量の約60％である。

1984年のダム流入量について，河川と同様に河状係数の概念を当てはめると，豊平峡ダムでは237で，これは日本の一般的河川の平均的な値(表―3，前出)であり，七川ダムでは1,052となって直接流出量の影響が大きいことがわかる。

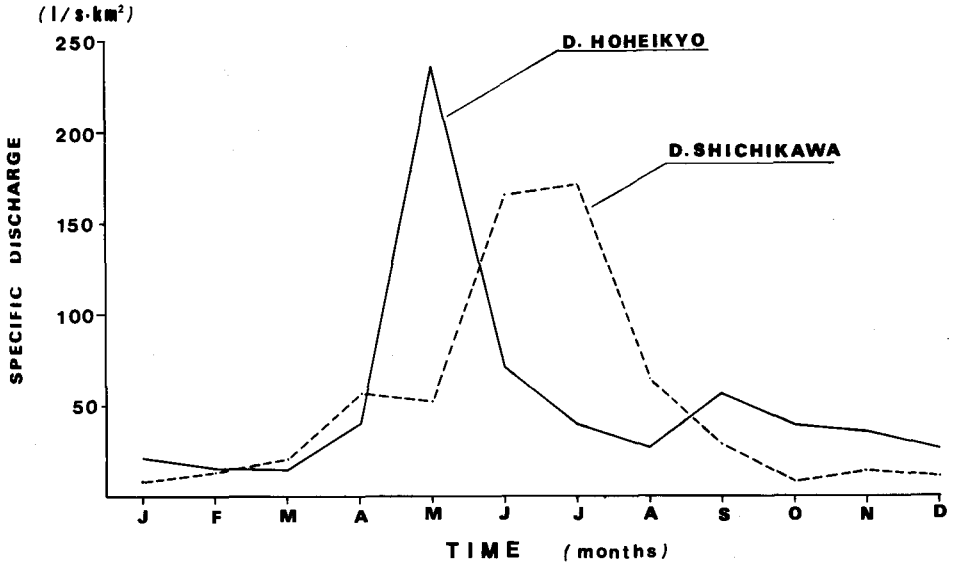
両ダムの流域の大部分は森林状態を呈し，天然林施業ならびに人工林育成など典型的な林業地帯であり，森林理水の側面からみても水源にふさわしいと思われる。

1984年の流況を比流量で示すと図―4のように表される。豊平峡ダムでは5月の融雪期に増水し，七川ダムでは梅雨期（6月，7月）に増水し，他の月の流入量は少ないことがわかる。とくに年2回の渇水期には，年平均降水量が3,500 mmもある多雨地域の七川ダムが，年平均降水量1,158 mmでしかもその大半が積雪である豊平峡ダムよりも，流入量において少ないということは，雨雪水の地下への侵入および地下の透水現象に著しい違いがあることを認めなければならないだろう。

一般に河川やダムの水文特性は高水流出から引き出され，降水の集中・持続から解釈されてきたが，これは直接流出量に着目しているだけで，降雨後長期間を経た基底流出量については捨象されているとみてよいだろう。したがって，土地的要素に集水面積や地形的起伏度が主にとりあげられ，流域基盤の構造や構成材料と水の運動とは直接的関係をもって論じられていない。すなわち，無降雨期の基底流量は降雨時の直接流量に比べるときわめて小さいことから，降雨・流出の関係において無視されているのである。

七川ダムの流入量
different geological conditions

9	10	11	12	平　均	渇　水	最　大	最　小	河状係数	流出高 (mm)
7,71	5.19	4.82	3.29	7.00	1.94	253.50 (5/13)	1.07 (3/20)	237	1651
57.54	38.73	35.97	24.55	52.24	14.48	1891.79	7.99	–	–
81	121	65	59	–	–	876.00 (1/26)	–	–	–
2.81	0.83	1.32	1.10	5.30	0.48	199.82 (7/14)	0.19 (2/7)	1052	1644
27.55	8.14	12.94	10.78	51.96	4.71	1959.02	1.86	–	–
128	44	88	85	–	–	2398		–	–



図－4　豊平峡ダムと七川ダムの比流入量の比較（1984）
Fig. 4 Comparison of water inflow between Hoheikyo and Shithikawa.

しかし，水利用の立場からすると，とくに渇水期においては持続的な流入量に意味があり，小規模貯水ダムの有効性を支える要素であるといわなければならない。ちなみち，両ダムの有効貯水容量は 3,710 万 t と 2,540 万 t であるが，これは年平均降水量の 24 %と 7 %である。一方，1984 年の渇水流量（年間を通して 355 日を下回らない値）を年当たりに換算すると豊平峡ダムで 456 mm，七川ダムで 148 mm となり，それぞれ年平均降水量の 39 %と 4 %になる。

これらの値をダムの有効貯水容量と比較すると，豊平峡ダムでは456 mm：277 mmと1.6：1.0となり，七川ダムでは148 mm：249 mmと0.6：1.0となる。つまり，豊平峡ダムでは年間の基底流出量はダムの有効貯水容量を満たすだけの潜在力をもっており，七川ダムの場合は約6割の潜在力しかないということになる。

このような観点からすると，流域の個性を把握しやすくなり，水利用あるいは土地利用の立場から目的に応じた計画を立てやすくなり，同時にダムと水源空間の連帯的効用を明確にすることができると思われる。

2. 桂沢ダムの渇水期流入量

冬期の河川流量を測定することは北国の場合とくに困難であり，また水利用上からもあまり重視されていないが，わが国の渇水期は夏と冬の2回あり，生活用水の逼迫から今後大きな問題となることは疑う余地のないところである。

もちろん，南方の無降雪地域においては，冬の降雨量に支配されて渇水現象が起こるのであり，夏から秋にかけてダムに十分な貯水量がなければ，渇水問題は必ず発生するのである。それに対して寒冷な地方における積雪現象は，あまり知られていないが市民生活に大きなプラス面をもっていることを明らかにしておく必要があるだろう。つまり，積雪を敵視することに偏らず，有効に利用するための見方を整える必要があると思われるのである。ある深さ以上の積雪下の地面が凍結していない点は，北国の住民にとってきわめて一般的な常識である。この地面の不凍結は冬期間の雪水浸透を促すものであり，いわゆる地下水涵養のモデルとなっている。したがって，水源地帯の森林が降雪をひきとめ，ゆっくり融かすということになれば，森林の広がる空間そのものが水源涵養機能を果たしていることになると考えられるのである。

そこで厳冬期の融雪量をみるために，北海道の標準的な降雪地帯におけるダムの流入量を調べることにした。

表―6は桂沢ダムの1960～1985年にわたる26年間の月平均流入量である。これには厳冬

表―6　桂沢ダム月平均流入量(l/s·km^2)
Table 6. Mean inflow in February (winter) and in August (summer)

年＼月	2　月	8　月
1960	13.58	9.74
1961	9.38	22.75
1962	13.78	140.28
1963	7.32	42.31
1964	9.90	53.31
1965	10.87	111.33
1966	11.03	12.15
1967	12.27	7.21
1968	7.72	18.10
1969	11.13	46.18
1970	13.18	21.69
1971	9.70	16.12
1972	9.56	11.96
1973	14.32	63.34
1974	10.03	46.35
1975	11.31	96.67
1976	9.47	11.55
1977	9.11	26.19
1978	10.30	14.44
1979	13.08	13.63
1980	9.38	21.21
1981	1.00	168.71
1982	7.51	32.80
1983	11.35	9.91
1984	8.72	5.01
1985	7.41	8.83
平　均	10.09	39.68
最　大	14.32 (1973)	168.71 (1981)
最　小	1.00 (1981)	5.01 (1984)

期の流量として2月の月平均流入量をとり，集中豪雨の起こりやすい夏の流量として8月の月平均流入量を記してある。26年間の平均値でみると，2月の流入量は8月の流入量の約4分の1であるが，最大・最小の開きは降雨期に大きいことも明らかになっている。

この表によると，1981年2月の流入量は他の年に比べると異常に小さいが，その理由を確かめるまでに至っていない。そこで便宜的に，8月の流入量の小さい年（10 l/s·km²以下）をみると，1960, 67, 83, 84, 85年があげられ，1984年はとくに5.01 l/s·km²と最も小さく，全国的渇水年といわれた年代にふさわしい最小値を示している。ここで，これらの5年代の2月の流量をみると，7.41～13.58 l/s·km²となって8月の流量5.01～9.91 l/s·km²より大きいことがわかる。その関係を整理すると表―7のようになる。平均値でみると2月は10.67 l/s·km²，8月は8.14 l/s·km²となり，厳冬期の流入量は渇水年の夏の流入量より大きい。ちなみに，10 l/s·km²を年間の降雨量に換算すると315 mmであるから，2月の平均流入量だけで年間336 mmに相当する。夏の隆雨量の約4分の1が地下に浸透し，遅れて流出するとすれば，この流入量のもともとの供給雨量は1,344 mmということになる。厳冬期の水資源として積雪に有効性の高いことがわかる。

表―7　夏期渇水年の2月と8月における流入量（l/s·km²）桂沢ダム
Table 7. Water inflow of scanty water years in the dry months of February and August

年＼月	2　月	8　月
1960	13.58	9.74
1967	12.27	7.21
1983	11.35	9.91
1984	8.72	5.01
1985	7.41	8.83
平　均	10.67± 2.55	8.14±2.05
範　囲	7.41～13.58	5.01～9.91

ちなみに，桂沢ダムの有効貯水容量8,180万tを集水区域（151.2 km²）の雨高に換算すると541 mmになり，年平均降水量1,572 mm（28年間統計）の34.4％に当たる。したがって前述したように，厳冬期の流入量10.67 l/s·km²を年間集計した場合の336 mmは有効貯水容量の62.1％に当たり，かなり大きいことがわかる。また，渇水比流量（28年間統計）の13.2 l/s·km²を雨高に換算すると416 mmになり，有効貯水容量の76.9％に当たる。

以上のように渇水期の流入量でダムが満水状態に達しないということは，融雪期や降雨時の高水流出に期待する大型ダムの性質である。このようなレベルでみると，無降雨期の流入量はきわめて小さいために，水利用上無視されやすいが，小型ダムの築設が必要とされ，また，多様な利用形態が生まれるようになれば，水源地帯の潜在的な給水能力を新しく価値づける必要があると思われる。このような段階に達すると，厳冬期の流出量はきわめて貴重であり，水

源林の管理に十分意を注がなければならないことがわかる。

Ⅳ 考　　察

1. 渇水指標の比較

無降雨期が長く続き社会的に水枯れ騒ぎが起こるようなとき，実際に渓流の流量を測定し，渓流面積との関係で比流量(l/s·km^2)で表示した値を渇水指標とすることを提唱し，各地の流出状況を比較してきた。この方法によると同一地質系統の小流域間では，渇水期の流出量は地表の植生状態に影響されることが明らかになってきた[3]。とくに指標値の小さい渓流すなわち透水性が低いと思われる堆積岩地帯では，土地利用の影響が強く反映し，林地は草地よりも渇水期の流出量が多いことがわかった。

北海道羽幌町に属している天売島と焼尻島は第三紀の火山岩で構成され，ここでは，1984年夏期の流出量が表―8のように258倍の開きになっている。これは一般に森林土壌の保水力によると考えられているが，「保水」の概念が適切かどうかなお吟味を要するところである。すな

表―8　天売島と焼尻島の流量の比較
Table 8. Comparison of discharge rate between forested and unforested areas

島　名	渓流名	集水面積 (ha)	森林面積(ha) / 森林率(%)	渇水期の流量合計 (l/s·km^2)	比流量 (l/s·km^2)
天売島	キハダの沢	112.20	15.98	0.027	0.024
	三吉の沢				
	シルタの沢		14.2		1
焼尻島	小学校の沢	110.35	77.63	6.824	6.184
	自然の沢				
	カネシメの沢				
	山本の沢		70.3		258
	西田の沢				

わち，地下に浸透した水は一箇所に止まっているのではなく，きわめて遅い流れを呈していると思われるので，滞留と移動の空間的関係にあるということができるだろう。東[2]はこの現象に関連して，樹冠を失った土地が直射日光や乾燥風によって極度に乾くと，浸透現象が妨げられるとし，降雨時に表面流出が多くなり渇水期の流量は低下すると述べている。さらにこの種の問題を検討するために，焼尻島における天然林に覆われた流域と近年草地に改変された流域の流量を比較すると，表―9に示すように，28～211倍の開きが認められた。森林状態であっても隣接流域ごとに比流量には差があることから，地下の構造の吟味を要するところであるが，かつて豊富な水量をもち集落の給水源であった渓流が，伐採によって極度に少ない流量になったのは，植生状態が渇水期の流出量に与える影響の大きいことを物語っている。

表—9 焼尻島に於ける渇水期の流量（1984. 8.）
Table 9. Streamflow discharge during dry season in forested and unforested areas

植生	渓流	集水面積 (ha)	渇水期の流量 (l/s)	比流量 (l/s·km²)	比較
林地	小学校の沢	12.38	0.200	1.616	28
	自然の沢	35.56	2.243	6.308	109
	カネシメの沢	11.91	0.278	2.334	40
	山本の沢	22.31	2.730	12.237	211
	西田の沢	28.19	1.373	4.871	84
草地	八谷の沢	17.31	0.010	0.058	1

これらの対象流域は同一系統の地質であるといっても，その地下構造は必ずしも同一ではないはずであり，地質学的概念を局所的な空間に適用することにはおのずから限界があるといわなければならない。それと同じように，森林や土地利用の状態を単純に数値化しても，それらが渓流の流量のように数値化された指標と単純な因果関係を示すことにはならないだろう。しかし，実際に流出しているある時点の流量は，その水の生産源である空間の平面的広がりや立体的構造，および土地利用の歴史的影響を総合した形で反映しているとみることができる。とくに無降雨期の流量は，その土地の個性あるいは流域の体質を示していると考えられることから，新しく人為を加えた場合の変化を確かめることもできるようになるのである。

2. 基底流出量の概念

治水・利水の立場で記録し保存されている長年の水文資料は流域の性状を示しているという考え方から，河川の流量やダムの流入量について年間の流況を調べ，降水条件や土地条件の異なる流域ごとに比較することを試みた。

この種のデータは先に述べた小渓流と異なり，10～100 km²を基本単位とする広い流域でとられているために，さらに複雑な自然要素が影響した結果として現われたものとしなければならない。しかし，一面ではこの多様な累積効果が反映されていることから，一つの流域と他の流域との間の差異を認めやすいことにもなる。

古くから河川工学の分野では，河状（況）係数の概念があり，雨水流出の早い流域と遅い流域，あるいは暴れ川と安定している河川の性状が述べられている。そこで本研究においても，まず河状係数の概念を適用したところ，古第三紀層や先白亜紀層などのいわゆる堆積岩地帯の河状係数はきわめて大きく，逆に第四紀の火山噴出物の堆積層では，河状係数は極端に小さくなり，一般河川の場合と同じ傾向であることがわかった。

この種の現象は水文学的[11]にみると，全降水量に対する全流出量が，おおまかな時間軸を入れて，直接流出量と基底流出量に分離されることになる。すなわち，直接流出量は河道降水流出量，表面流出量，早い中間流出量の総和であり，基底流出量は地下水流出量と遅い中間流出量である。

無降雨期間のハイドログラフは基底流出量のみから成るといわれ，任意の時点の流量は基底流量として示され変動幅の小さい値になる。一般に傾斜の強い山間部では表面流出が大きく，平野部のような地下水流出は起こらないから，いわゆる水源地帯の基底流出量は遅い中間流出によってまかなわれていると見なければならない。

その場合，中間流出の量および持続性はそれぞれの流域に固有なもので，「遅い」という見かたはきわめて長い時間経過を考慮しなければならないだろう。すなわち，基底流出量は単一の降雨にのみで構成されるものではなく，複合した降雨効果あるいは流水運動の累積効果としてとらえなければならないからである。

いずれにしても，降雨後大きな時間差のもとで起こっている流出現象は，渇水期という無降雨期に特徴が現れるとみてよいだろう。このような観点に立てば，基底流出量の主な要素である基底流量（m^3/s）は，流域の個性を表わす指標として価値をもつということができる。

本研究で対象とした流域も基底流量に基づいてその個性を調べた結果，つぎのように多くの興味深い点が浮き彫りにされた。たとえば，多雪地帯の奈井江川では融雪期の流量が大きく，夏期の基底流量を高めるほどの影響力をもっていないのに対して，小雪地帯の苫小牧川では年間を通してきわめて高い基底流量を維持しており，両流域にみられるように年降水量と基底流量との間に直接的関係は認められない。

つぎに北海道においては，寡雨・小雪地帯の佐呂間別川流域と猿間川流域において基底流量に著しい差があり，降水条件を同一とした場合，土地条件による影響が大きいと考えられることを挙げなければならない。しかし，この両流域のような 100 km^2以上の空間的広がりを一括してみた結果を，細分化した小流域に直接当てはめるわけにはいかない。それは地下構造の部分的差異，複雑な結合状態と水の挙動関係を無視できないからである。

また，多雪寒冷地帯にある豊平峡ダムと多雨温暖地帯にある七川ダムを比べると，渇水期の流入量は概して前者に多く，後者に少ない。これも流域を構成している土地の総合的な性質に基づくものと考えなければならない。

3.　水文量の情報化

水文学で取り扱う水の量を水文量（hydrologic amount）といい，多くの水文量を示した水文現象に関する基本的資料は水文資料（hydrologic data）とよばれている。そして，ある空間の水文量を指標として地域区分が行なわれ，水文学的地域（hydrologic region）が特徴づけられるとしている[11]。

本研究においても渇水期の流量を指標として，流域の地域性を探ることにしているわけであるが，今回の水文資料の解析もまさしくこの線に沿っているということができる。

高橋裕[15]は河川水文学の方法について次のような見解を述べており，筆者らの方法論と一致するところがあるので，原文のまま紹介したい。

『河川水文学を研究するにあたって，河川の水文特性の一つとしての地域性を理解すべき

ことを強調したい。それぞれの河川は特有の水文特性を有しているのであり，その特性をとらえることから，現象理解も解析も調査も出発すべきであろう。……』『河川現場への接近法としては，まずその河川の地域性を求めようとすることである。ここに地域性とは数 km^2 の小河川の水文特性の場合もあり，日本列島の河川の水文特性を他の島々や大陸の河川水文特性と比較して日本河川の地域性ということもできよう。さらにはモンスーン地帯，砂漠地帯などの河川の水文特性も地域性といえる。地域の広がりの大小やその地域の水文学的質によって，水文特性のとらえ方は異なるが，地域性のとらえ方の一例として第5章では日本河川の水文学的地域性について解説し，かつ地域性を解釈する方法が紹介してある。……』

文中に水文特性，地域性，水文地域性，水文学的地域性という語句が多用されており，第5章の流出現象の地域性をどうみるかの内容は，(1)降水と河川・流域の地域的特徴，(2)年流出量と季節変化，(3)洪水の地域的特徴，(4)水源山地河川の低水流量，となっている。すなわち，高橋のねらっている地域性とは，ある広がりの地域の総合的な性質であり，低水流出に影響を及ぼす流域諸要素としては，地形，地質，植生をあげている。そして低水流出に関連する流域特性（水文特性あるいは地域性と同義であると思われる。注：東）のなかでは，流域の地質が重要であるとしている。

本来，科学は対象別に，また方法別に発達し，野外の事象に対しては地質学・地形学・気象学・生態学などの方法があり，各分野とも次第に細分化している。しかし，現実の流域で起こっている水文現象は，多くの学問分野がほとんどすべて関連していることになる。したがって，地学的特性，気象学的特性，生態学的特性を個々にとり出してみても，渇水期の流況について的確に解釈することはできないのである。

しかし，地球上の一角に存在する自然の本性を知ろうとするならば，それが他との対比による相対的な差異のとらえ方であっても，客観性のある論理にしなければならないだろう。この点について，綿貫勇彦[17]が地理学方法論のなかで『地理学の目的は地方の個性を解釈することにある』とか，『土地自然及び土地文化には地方性がある』とし，『地方性の認識は地理学の道程を示すもの』と述べているように，自然や文化を分割しない理解のしかたが必要である。

とくに，森林・流域・山地・地質・河川・流水・大気などの概念には分割しがたいものがある。そこで自然の諸要素の複合体を地域としてとらえ，その総合的性質をみるのは，今にしてはじめて社会性を帯びたのであると思われる。すなわち，社会において物的生産に止まらず場（環境・空間）の保全の必要性が高まってきたからである。

さて，水文量の指標化による地域性のとらえ方については，本研究において渇水指標あるいは渇水期の最小比流量などによって検討してきたが，実際問題としては渇水期の取水（水利用）は不自然な流況を出現させることにもなり，とくに流量が0（ゼロ）の状態もあり，取り扱いに困ることになる。そこで，年間355日を下回らない流量としての渇水流量（scanty run-off）を用いると，おおよその基底流出量をおさえることができると思われる。

酒井軍治郎[12]は地下水涵養に関係のある河川の渇水量について，次ぎのように述べている。「ある河川の流域における地下水包蔵量がその河川の渇水量にほぼ等しいということが広く信じられている。その根拠は明らかでないが，渇水量程度の水は常に地下水の滲出によって補給されることがおもな理由のようである。」「……換言すれば実用的な涵養包蔵量を推定する上に，渇水量が一つの目安となるようである。」

表—10　渇水比流量と年間基底流出率
Table 10. Scanty runoff and base runoff ratio of several rivers.

流域	渇水比流量 (l/s·km²)	年合計(mm)	年降水量 (mm)	観測地	基底流出率 (%)
奈井江川	1.10	35	1,254	岩見沢	2.8
苫小牧川	39.59	1,257	1,241	苫小牧	101.3
佐呂間別川	1.16	37	839	網走	4.4
猿間川	15.55	490	839	網走	58.4
豊平峡ダム	14.47	456	1,158	札幌	39.4
七川ダム	4.71	148	2,398	古座川	6.2
桂沢ダム	5.01	158	1,254	岩見沢	12.6

このように渇水量の取り扱いは一種の手軽さがあるように読み取れるが，本研究でとりあげた流域について1984年の渇水比流量をとり出し，それをもとにして年間の基底流出量(雨高表現mm)を求め，年降水量と比較すると表—10のように表わされる。これによると，苫小牧川では年降水量よりも大きな流出率を示し，同じく第四紀層の猿間川が高く，第三紀火山岩地帯の豊平峡ダムがこれに続き，その他はきわめて低い値を示している。

佐呂間別川と猿間川の量水観測所は沖積地にあり，地下水の流出現象も考慮に入れなければならない。その他の流域は山間部であり本格的な地下水として扱うにはいささか問題があるが，遅れた中間流出量を流域の包蔵水量とみることはできるだろう。

Hewlett[1]はForest Hydrologyのなかで，基底流出量については時間の単位を数分～数年でとらえることの必要性を説き，米国東部の基底流出率を年平均降水量1,123 mm(1931～1960年統計)の23％であるとしている。この年降水量は札幌の1,158 mmに近似していることから，たとえば豊平峡ダムの基底流出率39.4％はきわめて高いほうであり，桂沢ダムの12.6％は低いほうになる。

以上のように渇水流量を指標とすると，河川・ダムの流域について水文学的地域性を表わすことが可能になると思われる。

君島八郎[9]はわが国の河川の渇水量について，大正時代(1919～1922年)の資料から例示している。それによると平均渇水量を毎方キロメートル，毎秒のリットル単位(sl)で示し，最も大きいのは北陸の25.3，最も小さいのは北海道の11.9であるとし，火山地帯の諸河川ではきわめて大きく35.4で，水源地帯の地形・植生の良好なところでは10.6～19.6という高い値をも

っていると述べている。しかし，空間のとらえ方が大き過ぎるために地域ごとの差をみつけるのには適していない。

同じようにマクロな見かたとしては，高橋[15]が水源山地河川の分布について全国マップで述べているように，第四紀火山岩・火山噴出物の地帯で最も多く，2 mm/日（23.15 l/s·km²）以上，4～5 mm/日（46.30～57.87 l/s·km²）であり，花コウ岩類山地や第三紀火山岩類流域で1.5 mm/日（17.36 l/s·km²）とし，中・古生層流域では0.7 mm/日（8.1 l/s·km²）であるとして，地質系統との関係について述べている。しかし，このような地学的スケールの論理が地表を覆う植生の影響と同一次元で扱われているところに問題があり[18]，森林の理水効果をみる場合には，小さい空間について現実的な時間の目で吟味する必要があると思われる。

4. 厳冬期の流量

積雪期の流出現象を降雨時の概念で処理することには問題がある。すなわち，積雪量と直接流出量とは直接の関係をもたないし，基底流出量とするには日常的な流出現象が加わっているからである。寒い地方でも積雪がある程度の深さになると，地温は外気よりも上がり，プラスとなって積雪底面は融解し，その雪水は地下へ浸透する。それ以降の浸透経路は地下構造や構成材料によって異なるが，地表面に沿って流れる量が多ければ，浸透量とは別の関係になり，ダムへの流入量は多いことになる。

豊平峡ダムや桂沢ダムにおいては，厳冬期に安定した流入量があり，夏期の無降雨期の基底流量よりも高いことは，北国における水文現象の特徴である。これは水文学的地域性の一つであり，冬期の生活様式が変化し，時代とともに都市の需要が高まると，積雪は重要な水資源として位置づけられるだろう。

大型ダムは毎年の融雪水を貯えることに意を用いており，厳冬期の流入量に大きな期待をかける必要はないかもしれないが，都市の発達は必然的に水不足を招くことから，将来の貯水施設は使用目的に沿って，大小複数のダムが組合わせられることになると思われる。その段階で，積雪と流出現象は水文学的地域性として注目を集めるようになるだろう。

5. 水源林の理水性

莫大な資金を投入して造られた大型ダムの効果は有効貯水容量に比例することが認められているが，その背景ともいえるダムの集水区域の空間的広がりや森林状態の効用と関連づけた論議は少ない。もっとも，有効貯水容量を有効に維持するためには，流域からの土砂流入を防ぐために植生の被覆が重要であることは常識になっている。しかし，これは高水流出のときであり，渇水期における水量補充の関係ではない。

逆に，水枯れになると高木からなる樹林の蒸発散量が低木や草本類のそれよりも大きいとして，森林は渇水現象を助長するかのように非難されることもある。しかし，前述したように実際に1984年の著しい渇水期の渓流をみると，森林状態の方が草生地よりも流量は大きく，これは国の内外を問わず普遍的な現象であるということができるのである。

表－11　ダムの有効貯水容量と渇水比流量（1984）
Table 11. Available reservoir capacity of several dams in Hokkaido

ダム名	集水面積 (km²)	有効貯水容量		渇水比流量			比較
		(千m³)	A(mm)	m³/100 km²	B(mm)	年数	B/A(%)
桂沢	151.0	81,800	542	1.32	416	28	77
金山	470.0	130,520	277	1.20	378	32	136
豊平峡	134.0	37,100	277	1.50	473	12	171
大雪	291.6	54,700	188	1.34	422	10	224
漁川	113.3	14,100	124	2.29	721	4	581
高見	283.4	1,090	526	0.66	208	2	60
有明	19.5	1,840	94	0.61	192	13	204
様似	54.9	4,000	73	0.31	98	10	134
矢別	32.5	2,500	77	0.89	280	9	364
美唄	24.6	1,090	44	0.53	167	2	380

注1)　A：ダムの有効貯水容量を集水区域における雨高（mm）に換算したもの。
注2)　B：ダムへの渇水流入量を集水区域における雨高（mm）に換算したもの。
注3)　年数：資料蓄積年数（統計年数）

さて，ダムを点とすると集水区域は面であり，ダムを線とすると集水区域は体としてとらえられるという空間的見かたが成立する。そこで，ダムの有効貯水容量を集水区域との関係で雨高(mm)に換算し，一方，ダムへの渇水流入量を同じように雨高で表わして比較してみると，表－11のようになる。桂沢ダムと高見ダムの場合は流入量が少なく，その他のダムでは渇水流量をベースにするとダムの有効貯水容量をはるかに上回っていることがわかる。

この表によると，一見膨大な水を湛えているダムは，間断なく一定の水量を送り込んでいる周辺の水源林と量的に同格かそれ以上であり，両者の巧みな連係によって水の有効利用が図られていることがわかる。すなわち，ストックとフローの関係が利用者の行動に安全性をもたらしており，どちらか一方が欠如すれば高度の水利用システムは破綻することになる。

このようにみていくと，水源地帯の水文学的地域性が正当に判別され正しく理解されることの必要性は高く，本研究の方法によってその糸口をみいだせるものと思われる。

む　す　び

水問題のとらえ方には目的を峻別し，時間・空間スケールを明確にする必要がある。とくに，気象学・地学・生態学・社会学（土地利用）などの諸分野にまたがる水利用について水源林の機能を解明しようとするには，たんに植生の影響をみるだけでは不十分であることが明らかになった。

本研究は無降雨期の渇水流量を指標化することを目標にし，膨大な水文資料を解析することの意味を明らかにしてきたわけであるが，さらに小流域の地域性の判別に適用できる方法で

あることもわかった。

ダムや河川の場合は流域が大きいために，流域内の地下構造は複雑で場所ごとに変動があると推定される。したがって，目的別に流況を解釈することも必要であると思われる。この場合，上流部と下流部，あるいは渓流ごとに量水観測を行なうことによって，流域内の特異箇所を探り出すこともできる。

森林と水源流出の関係は未解決の現象として残されているが，この方法によって各小流域の個性が把握されることにより，客観的な森林の取扱いに必要な基礎資料が得られると思われる。

本論文の結論を要約すると，次のようになる。

1)　渇水流量の小さい流域は河状係数がきわめて高く，振幅の激しい流況を呈している。

2)　渇水比流量は第四紀火山噴出物の堆積地帯で 15.55～39.59 l/s·km^2，第三紀火山岩地帯 16.51 l/s·km^2，古第三紀層・先白亜紀層の堆積岩地帯で 0.05～4.80 l/s·km^{2}であった。

3)　ダムの有効貯水容量を 1.0 とすると，集水区域の森林から流出する渇水量の年合計は，第三紀火山岩地帯の豊平峡ダムで 1.6，古第三紀層砂岩地帯の七川ダムで 0.6 となり，森林空間の評価判断の指標が得られ，同時に地域差が認められた。

4)　多雪地帯の厳冬期流入量として，桂沢ダムの 2 月の流入量は 26 年間平均で 10.09 l/s·km^{2}で，比較的安定していることがわかった。これを渇水年の 2 月と 8 月の平均値で比較すると，前者は 10.67±2.55 l/s·km^2，後者は 8.14±2.05 l/s·km^{2}となり，厳冬期の流入量が多いことがわかった。

5)　北海道の著名なダムの有効貯水容量と渇水期流入量の年間合計量とを比較することにより，水源林の理水性はかなり大きな意味のあることが明らかになった。

参 考 文 献

1) Hewlett, J. D (1982): Principles of Forest Hydrology. The Univ. of Georgia Press Athns.
2) 東　三郎（1986）：森林と水問題．帯広営林支局資料．
3) 東　三郎（1986）：渇水指標による流域特性の判別法．第 97 回日本林学回論文集，545-548 p.
4) 東　三郎（1987）：水源林の情報化．治山，32-5，4-10 p.
5) 北海道土木部河川課監修（1985）：昭和 59 年雨量水位年表．北海道土木協会．
6) 北海道開発局石狩川開発建設部（1985）：桂沢ダム管理年報．
7) 北海道立地下資源調査所（1984）：北海道の水資源の利用と分布資料集．北海道の地質と資源IV．
8) 建設省河川局監修（1983）：多目的ダム管理年報．
9) 君島八郎（1940）：地表水．丸善，239-324 p.
10) 小林大二（1982）：河川源流域における出水時の水温変動．昭和 56 年度科研報告書，22-28 p.
11) 野口陽一（1981）：森林水文学用語事典定義と説明，136 p.
12) 酒井軍治郎（1965）：地下水学．朝倉出版，265-241 p.
13) 志水俊夫（1980）：山地流域における渇水量と表層地質・傾斜・植生との関係．林試研報，**310**，109-128 p.
14) 末松　栄（1952）：河川工学．森北出版，40-41 p.

15) 高橋 裕 (1978)：河川水文学．共立出版．
16) 東京天文台編 (1988)：理科年表，丸善，228-241 p.
17) 綿貫勇彦 (1932)：地理学方法論．岩波講座地理学争論．
18) 山口久之助 (1976)：山地の流出量におよぼす地質の影響について．地下資源調査所報告．48，71-82 p.

Summary

In assessing the regulation of the waters of headwater forests, the water balance of a drainage basin should be clarified. Therefore, the purpose of this paper is to examine how to confirm the hydrological characteristics of a watershed by means of the coefficient of watershed regime during dry periods, using the hydrologic amounts given in the official watershed management data; such as minimum and average specific discharges during dry periods.

1) In a drainage basin where runoff is scant during dry period, it was found that the coefficient of river regime was very large, and the duration of the flow was extremely variable.

2) A scant runoff can be expressed as follows:

Quaternary pyroclastics areas ; 15.55～39.59 (l/s·km^2)
Late Neogene volcanic rock areas ; 16.51 (l/s·km^2)
Paleogene Tertiary and Crestaceous areas ; 0.05～ 4.80 (l/s·km^2)

3) Assuming that the available reservoir capacity of dam is equal to one, the total scant runoff within a year can be expressed as the following:

Late Neogene volcanic rock areas (*HOHEIKYO DAM*) ; 1.6
Paleogene Tertiary sandstone areas (*KATSURAZAWA DAM*) ; 0.6

This data is very useful to be used in appraising the function of forested headwater areas. Moreover, it can be shown that each locality has its unique hydrologic characteristics.

4) Water inflow during the snowy season in February at *KATSURAZAWA DAM* was equal to 10.09 (l/s·km^2) (a 20 year average) and was in stable condition. Mean monthly water inflow during winter (February) and summer (August) were 10.67 ± 2.55 (l/s·km^2) and 8.14 ± 2.05 (l/s·km^2). These facts show that water inflow during the snowy season is abundant.

5) By comparing the available reservoir capacity of dams with the total inflow during the dry period within a year, it should be possible to distinguish the water apportionment of headwater forests.

Based on the information outlined above, it has been concluded that a hydrologic locality can be assessed through the analysis of hydrologic amounts given in the official watershed management data.