

風土としての日本の水

自然地理の視点から

新 井 正*

Waters as a Physical Environment of Japan: From the Viewpoint of Physical Geography

Tadashi ARAI*

Abstract

This article summarizes the nature and the behavior of waters in Japan from the viewpoint of physical geography. Because Japan is located in a humid temperate zone lacking a severe dry season, a water deficit is not detected in normal years in terms of water balance analysis. Mean annual specific discharge is between $3 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ and $5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ in many river basins, although it is more than $5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ in rainy or snowy regions. Snow is an important source of rivers in Japan.

Lakes are relatively abundant. Basin profiles are characterized by steep slopes, reflecting the general landform of Japan. Lakes of volcanic origins and coastal lakes are widely distributed. Strong thermal stratification is also a characteristic of lakes. There are about 210,000 irrigation ponds, which is one of the special features in Japan.

Heavy snowfalls in mountain ranges in northern Japan create perennial snow patches. As summer is very hot, the occurrence of snow patches needs an accumulation of snow of more than 20 m.

Groundwater is also abundant, especially at flood plains, alluvial fans, and bases of large volcanoes. On plains where rice paddies are distributed, the groundwater level rises during the irrigation period due to seepage. Groundwater is also influenced by human activities as rivers and lakes.

Key words : water balance, river, lake, snow, groundwater

キーワード : 水収支, 河川, 湖沼, 積雪, 地下水

I. はじめに

日本における最初の系統的な自然地理学の教科書は、『日本地文学』(矢津, 1889)と考えられる。この内容は気界, 陸界, 水界, 気候の各章に分かれているが, 水界は海洋を扱ったものであった。陸水・水文に関しては, 陸界の中で「陸地ノ水」

として水循環や河川の水源, 地下水に関する定性的な記載がなされている。気候に関しては明治初期の気象資料にもとづき, 日本各地の気候や外国との比較が示されている。

明治30年に刊行された『大日本風土編』(中央气象台, 1897)は, 当時の気候表・気候図とその解説である。なお, 風土とは climate の訳の一

* 立正大学名誉教授

* Emeritus professor, Rissho University

つである。この時代になると気象資料が整備され、数値を通して日本の気候が議論できるようになったわけである。この中の雨量分布図は地形を考慮して描かれており、『日本地文学』の図と較べると大幅に改良された。

自然地理の知識を踏まえて日本の風土を述べた古典として、志賀重昂の『日本風景論』(志賀, 1894, 1937, 1976)をあげることができる。国威発揚が叫ばれた日清戦争の時代に書かれたこの本は、国土美を強調することが一つの目的であったが(小島, 1937)各所に地理学的な文脈を読み取ることができる。『日本風景論』では日本の自然の特色として湿度、火山、浸食をあげ、これらと地形や植物の景観美とを結びつけている。水に関しては「日本には水蒸気が多量なる事」という章を設けているが、水蒸気とは旧来の雲霧・雲烟などの湿り気や霧・雲に関する言葉を、当時の新しい科学用語に置き換えたものである(大室, 2003)。水蒸気や雨を中心とし、これに火山や浸食地形を重ねて日本の景観を解釈したことは、当を得たものと評価できる。

その後、『河及湖澤』が刊行されたが(志賀, 1897)この本は河川や湖沼に関する詩や文章の紹介と解説が中心であった。ここでは自然地理的な内容よりも、文学や民俗に関する記述が多い。

全国統一基準による流量調査は明治43年から大正2年までの「通信省臨時水力調査」、大正7年から大正11年までの「電気工業用発電水力調査」であった(菊池, 1932)。この調査は280河川の山間部における最大347箇所、毎日定時に行われた。この結果については、菊池(1932)が詳細な報告を残している。

湖沼に関する断片的な報告は明治20年代からあったが、1899年に田中阿歌麿が山中湖で測深を行い、日本における水研究の一つの礎を築いた(日本陸水学会, 2006)。その後、田中は精力的に調査を進め、成果の多くは地学雑誌に発表された。田中(1911)による『湖沼の研究』の前半はフォーレルの業績を中心とした湖沼学の紹介で、後半は明治32年以降明治44年までに行った湖沼調査のメモとなっている。これらにより、

日本の陸水の姿が次第に明らかにされた。

このように明治後半になると、国内の資料と外国の情報が整理され、日本の自然の特徴が具体的に説明できるようになった。本稿ではこれらの古典を出発点として、高温多雨かつ寒冷多雪な日本の気候・風土の中で生み出され、さらに人間活動の影響を強く受けて形成される水の姿を、自然地理学の視点から探る。

II. 日本の水収支

図1は気象庁の気象資料電子閲覧室の図(気象庁, 2006)の細部を省略して作成した、現在の降水量分布図である。多雨域は伊豆半島から紀伊半島までの太平洋側斜面、四国南部・九州南部、東北・北陸の日本海沿岸の山地、中部山岳に分布する。この分布傾向は、『大日本風土編』においても十分に把握されていた。

日本の年平均降水量としては、いろいろな値が示されている。『日本の水資源』(国土交通省土地・水資源局, 2004)では、1971～2000年の平均値として1720mmを用いている。国土交通省による河川中上流部の観測をまとめたと考えられる『河川便覧』(日本河川協会, 2004)では、1800mm弱～1900mm強になっている。『日本気候表』(気象庁, 2001)に掲載されている各地点の全国平均はおよそ1700mm(一部島嶼を除く)、メッシュ気候図にもとづく野上(1990a, 2001)の値はおよそ1900mmである。このように基本とするデータにより、平均降水量にかなりの差が見られる。

野上(2001)による日本の基本値では、全国平均標高383m、平均気温10.7℃、平均降水量1911mm、平均蒸発散量681mm、平均流出高1230mmとしている。『日本の水資源』では平均降水量を1720mm、平均蒸発散量を610mmとしているので、流出高は1110mmになる。前者では高度による気温と蒸発散量の低減が考慮されており(野上, 1990b, 2001)榎根・竹内(1971)や大槻ほか(1984)などの他の流域水収支の結果と矛盾しない範囲にある。後者では降水量と蒸発散量が低めに設定されているが、年平均流出高

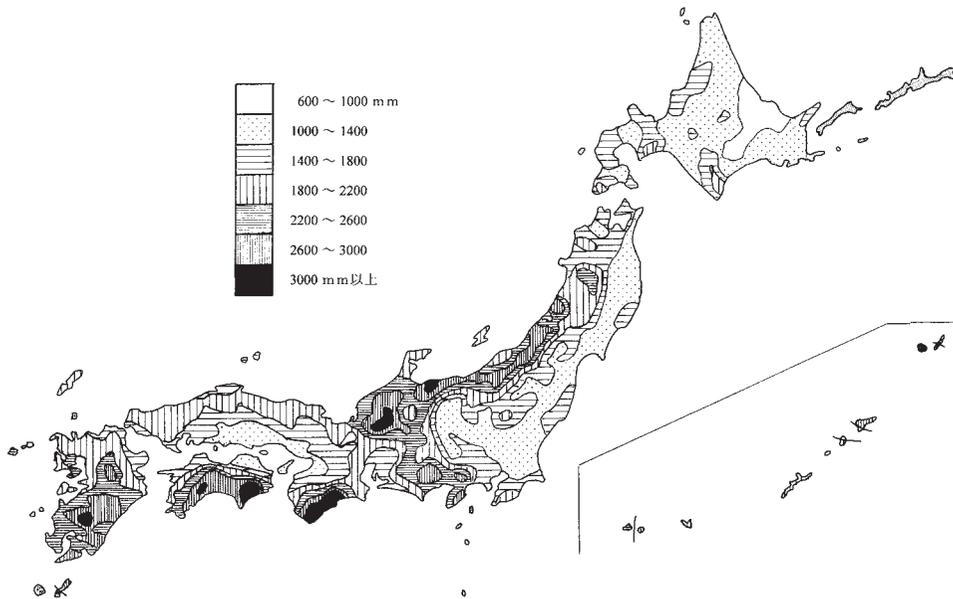


図 1 年平均降水量の分布 (気象庁電子閲覧室の図にもとづく).

Fig. 1 Distribution of annual mean precipitation (based on climatic atlas by JMA).

としては両者共に 1100 mm ないし 1200 mm 強にある。次に述べる河川においては、この流出高が実態に近いものとして話を進める。

図 2 は流出に関する複数の論文から (榎根・竹内, 1971; 中野, 1976; 大槻ほか, 1984) データを得て作成した、年降水量と年流出高の関係である (新井, 2001, 2004)。流出高は降水量が多くなると増え、一方では年降水量 500 mm 付近でゼロに近づく。この図で原点を通る勾配 45 度の直線と流出高のプロットとの間が、蒸発散量に相当する。図 2 によれば、蒸発散量は年平均降水量 1500 ~ 2000 mm 付近で多くなる傾向が認められる。これは降水量が少なくなると土壤水分不足のために蒸発散量が減少すること、降水量が多くなると日射不足のために蒸発散が押さえられること、積雪があると蒸発散量が著しく低下することが理由として考えられる。

日本では、平年値であれば水収支上の水分不足は発生せず、温暖多雨気候の特徴を示す。ただし、寡雨年には水分不足が生じる。また森(2000)

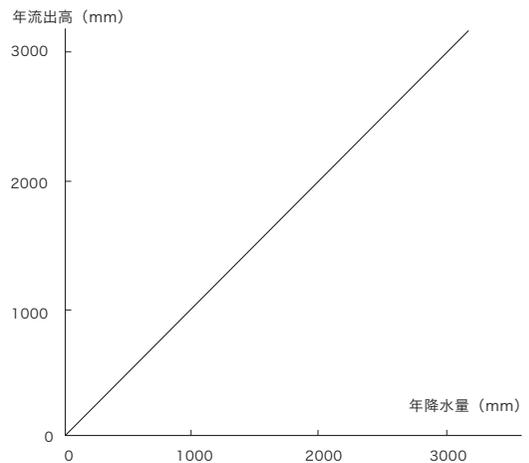


図 2 日本における年降水量と年流出高 (: 奄美大島・住用川)。

Fig. 2 Relation between annual precipitation and annual runoff height in Japan (: Sumiyo River in Amami-oshima Island).

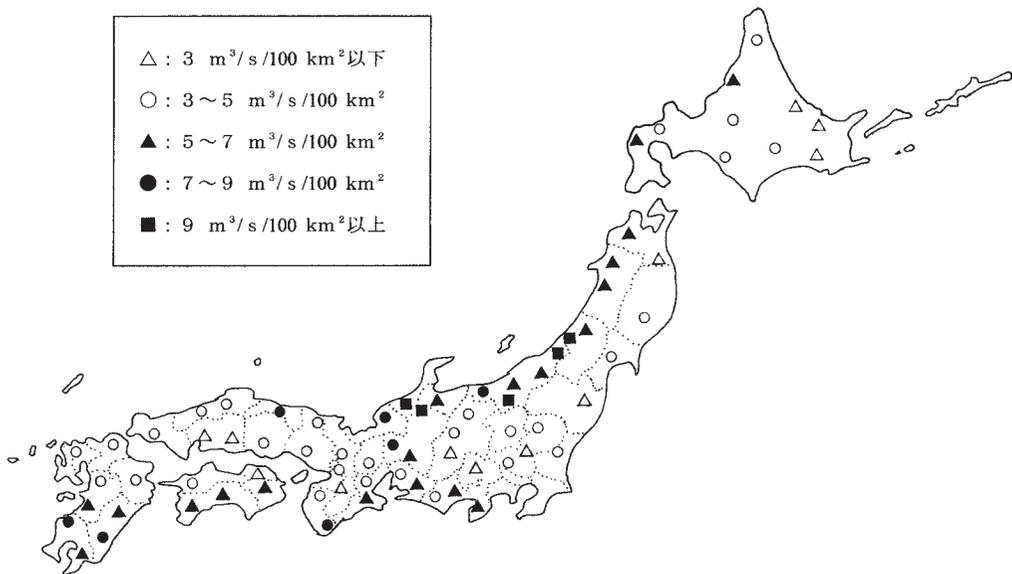


図 3 年平均比流量の分布（南西諸島を省く）。

Fig. 3 Distribution of annual mean specific discharge (the Nansei Islands are not included)

によると、20 世紀後半においては 20 世紀初頭に較べ、年流出高・渇水流量などが減少している。

III. 河 川

1) 流量の地理分布

湿潤地域では、流域面積が広いほど流量が多くなるので、河川間の相互比較のためには、一定面積当たりの流量に換算した比流量が用いられる。以下、流量を比流量で表すことにする。図 3 は面積 100 km² 当たりの年平均比流量分布である。この図は『流量年表第 55 回』(国土交通省河川局, 2005) の各流量観測点における年平均値より各河川の流域平均を求め、その値を流域の中央ないし下流の位置に記号でプロットしたものである。地点数は河川により異なり、最低 1 箇所から多い所では数箇所以上になる。明らかに取水・分水が考えられる地点は除いたが、完全には除去されていない。なお、一部の上流地点については独立した値をプロットした。

図 3 の傾向として、3 ~ 5 m³/s/100 km² の流域が多いことがあげられる。この値に 315.4 を乗

じると年流出高 (mm) になるから、年流出高としては 900 mm ないし 1500 mm が多いことになる。高橋・阪口 (1980) は北海道東部・東北東部・関東・瀬戸内などの寡雨地域を除くと、年流出高はおよそ 1500 mm であるとしている。菊池 (1932) による全国平均比流量は 6.29 m³/s/100 km² で年流出高としては 1980 mm になるが、これは水力発電に適した山間部のみを対象としたためと考えられる。一般に降水量が多く蒸発散量が少ない山地では、比流量が多くなる傾向がある (新井, 1980)。

年平均比流量が少ない所はオホーツク海沿岸 (1.8 ~ 2.8) 阿武隈川流域 (2.9) 関東平野 (2.6) 甲信地方の一部 (2.7) 瀬戸内の一部 (1.9 ~ 2.6) などである。瀬戸内の河川でも中国山地や四国山地の奥に水源を持つものは、年平均比流量が 3 m³/s/100 km² 以上である。

年平均比流量が 5 m³/s/100 km² 以上の地域は、伊豆半島から南九州までの太平洋沿岸の多雨地帯と、北海道から山陰までの日本海沿岸の多雪地帯である。この分布は、図 1 の降水量分布とほぼ

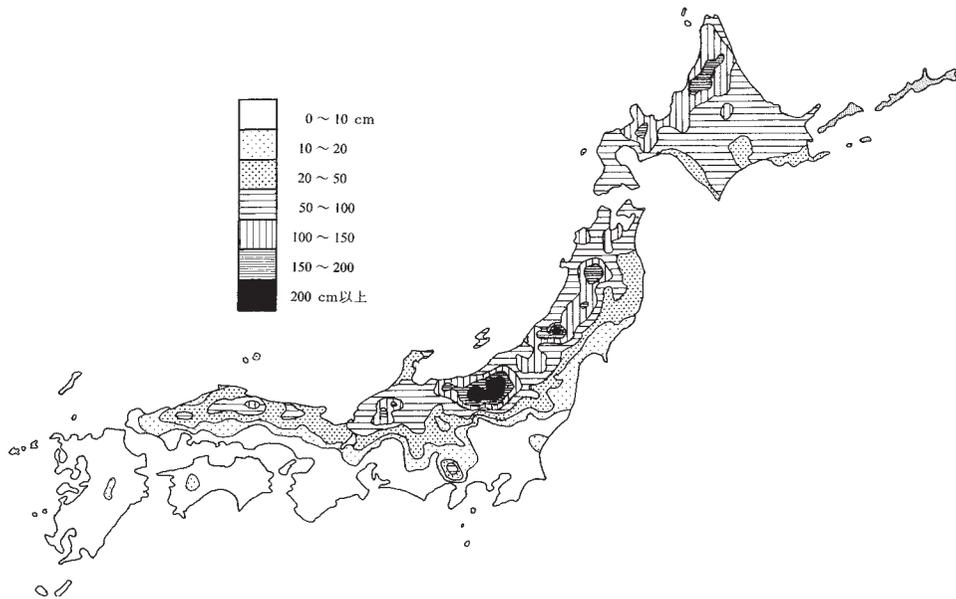


図 4 平均最深積雪深の分布 (気象庁電子閲覧室の図にもとづく)。

Fig. 4 Distribution of mean maximum snow depth (based on climatic atlas by JMA)

一致する。最も比流量が多い地域は、山形・新潟・富山・石川県にあるが、これは図 1 の降水量と図 4 の最深積雪深とを重ね合わせた多雨・多雪地域と一致する。特に比流量が多い河川としては、豪雪地帯を水源とする山形県・赤川 (11.3)、新潟県・荒川 (10.2)、新潟県・魚野川 (11.2) などがあげられる。これら河川の年流出高は 3000 mm を超える。なお、図 4 は気象庁電子閲覧室の図 (気象庁, 2006) の細部を省略して作成したものである。

図 3 では省略したが、雪国とは対照的に高温・多雨な奄美・沖縄の河川や水収支に関する情報は乏しい。広く石灰岩に覆われた南西諸島の島では、河川が少ないことがその大きな理由である。ただし、鍾乳洞内の地下河川は発達している。南西諸島では、梅雨期と台風期のほか冬にも適度な降水があり、水分過剰は秋から翌年の梅雨まで継続する (新井, 1990)。図 2 中の黒丸は奄美大島・住用川における 10 年間の平均値で、比流量は $6.4 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ である。

日本における気候区分が乾季を欠く Cf あるい

は Df であることに対応して、水文においても北海道から南西諸島までが、図 2 のように極端な水不足が見られない一定の範囲に入る。年平均比流量は $3 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ 以下から $10 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ km}^2$ 以上までの幅があるが、これは年降水量の地理分布を反映している。

2) 流量の季節変化

流量は降水量に支配される。1993 年は全国的に寒冷・多雨で、1994 年はそれとは逆に高温・寡雨の傾向にあった。図 5 は 1993 年と 1994 年における月平均比流量の年変化である。用いた資料は『流量年表第 46 回』(建設省河川局, 1995)、『流量年表第 47 回』(建設省河川局, 1996) である。左上のインデックス地図中の A, B, C は河川流量年変化の地理区分である (阪口ほか, 1986)。A は雪解けの影響が大きく、B は梅雨と秋雨・台風が、C は主に梅雨の影響が大きい地域とされているが、単年度の値である図 5 では B と C の流量年変化は上記と一致しない。

1994 年の寡雨は西日本が顕著で北日本では影響が小さく、北海道では 1994 年の方が雨量の多

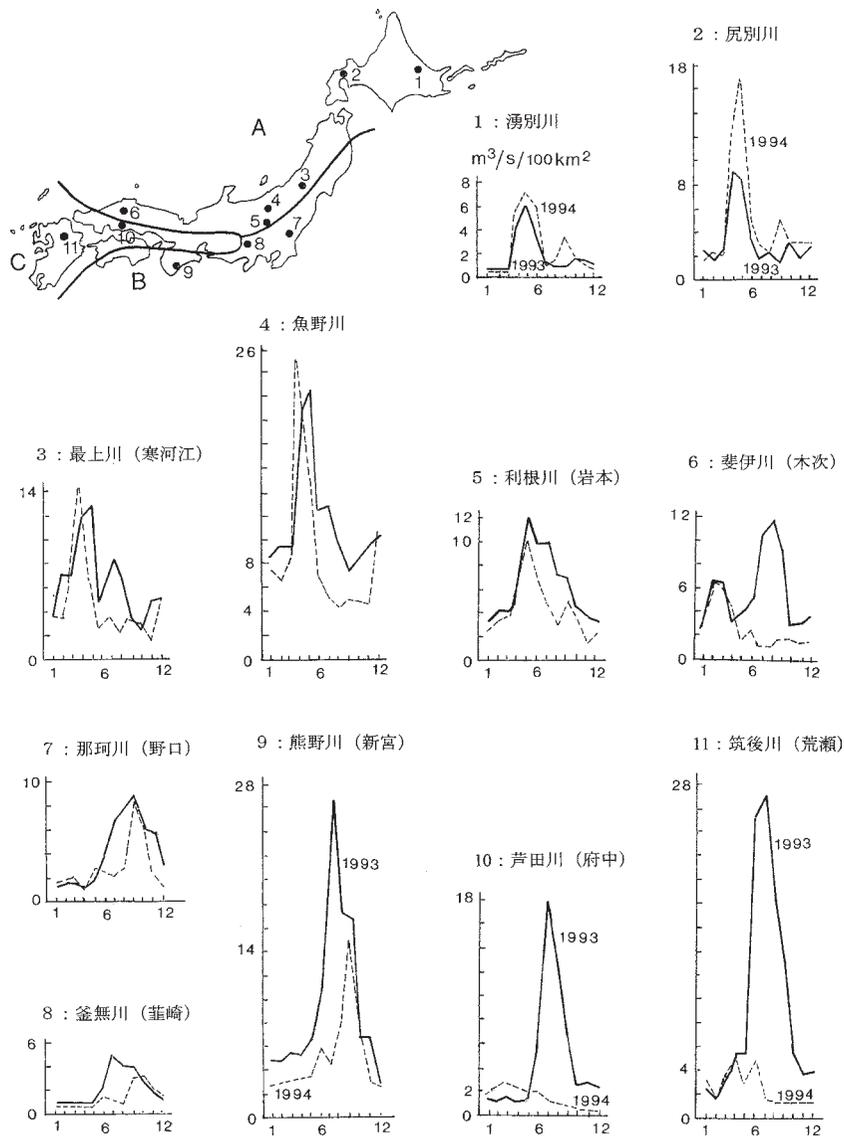


図5 1993年(低温多雨)と1994年(高温少雨)における月平均比流量の年変化。
(注)Aは雪解け,Bは梅雨と秋雨・台風,Cは梅雨による出水が卓越する地域。

Fig. 5 Seasonal variations of monthly mean specific discharge for 1993 (cool and rainy summer) and 1994 (hot and dry summer)

い地点もあった。1994年の降水量は北九州と瀬戸内を中心として平年値をはるかに下回り、水収支上で水分不足が生じた。1993年の多雨も、西南日本においてその傾向が強い。

両年を通してA地域では融雪水が卓越し、魚

野川では1994年4月の月平均値は25 m³/s/100 km²(約650 mm)に達した。B・C地域における1993年の豪雨による出水では、月平均値として7月に高知県・大淀川で42 m³/s/100 km²、熊本県・球磨川で51 m³/s/100 km²に達した。降

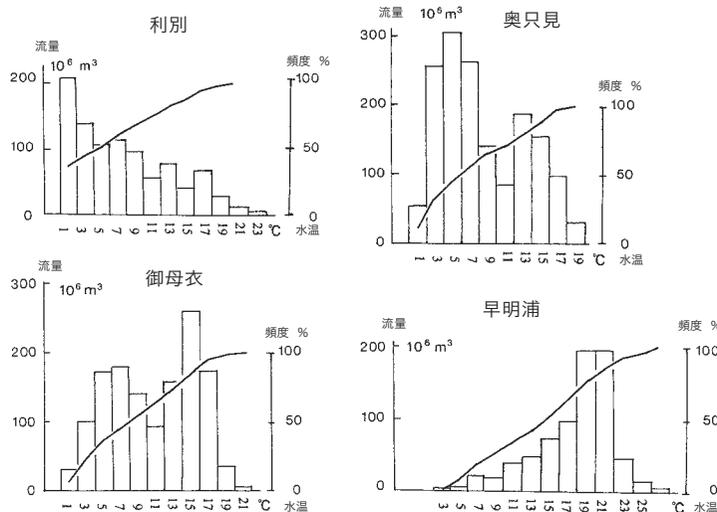


図 6 水温別の流量頻度分布 (山辺, 1970 より抜粋)。

Fig. 6 Frequency distribution of river discharge classified by water temperature (after Yamabe, 1970)

水と流量の地域差や年々の変動が大きいのも日本の特色である。

3) 地質および雪の影響

一般に透水性が良い新しい火山地域では洪水量が低下し、地下水に由来する低水量や湧水量が増える。透水性が悪い古生層地域では、この逆になる。虫明ほか (1981) によると、第四紀火山地域の湧水量は流出高として 2.92 mm/day, 花崗岩地域では 1.34 mm/day, 古生層地域では 0.86 mm/day である。日本の湧水比流量は、火山地域と積雪地域で大きくなっている (新井, 1980)。

日本のかなり広い範囲で、雪が水源の一部を担っている。積雪地域では残雪が夏まで続き夏の湧水が軽減され、また真冬でも低地では融雪が生じる。図 6 は水温別の流量頻度分布である (山辺, 1970)。北海道十勝支庁内の利別では融雪による低温な水量が圧倒的に多く、夏の高温な水量は少ない。豪雪地帯である福島県・奥只見では融雪水がピークを作るが、夏には高温のピークが現れる。同じく積雪地帯の岐阜県・庄川 (みほろ) でも 2 つのピークがあるが、低温のピークは相対的に小さくなっている。高知県・吉野川の早明浦では

高温のピークのみで、雪の影響は見られない。図 1 と図 4 でも雪の影響は説明できるが、図 6 によると流量に対する雪と雨の寄与率がより明確になる。なお、図 6 の元資料はいずれもダム建設前の自然状態のものである。

4) 河川を取りまく環境

日本の河川には河川構造物が多数作られている。最上流近くまで砂防堰堤の連続という河川もめずらしくない。上・中流ではいろいろな目的と規模のダムが、下流では農業用水・都市用水の取水堰が多数ある。『日本の河川環境』(環境庁自然保護局, 1998) に掲載されている 153 河川、延長 6249 km の調査では、河川を横断する構造物は橋が 5046、橋以外のものが 3183 となっている。取水のために水流を大きく減らした河川区間も少なくない。なお、全国のダムの分布は図 7 に示す。

沿岸の土地利用としては、農業地 40.2%、林地 41.0%、市街地 14.5%、その他 4.3% であった。水際線は 73.4% が崖を含む自然地、26.6% が護岸などの人工構造物であった。また、河川水質 (BOD) の環境基準達成率は、平成 16 年において 89.8% となっている (環境省, 2006)。

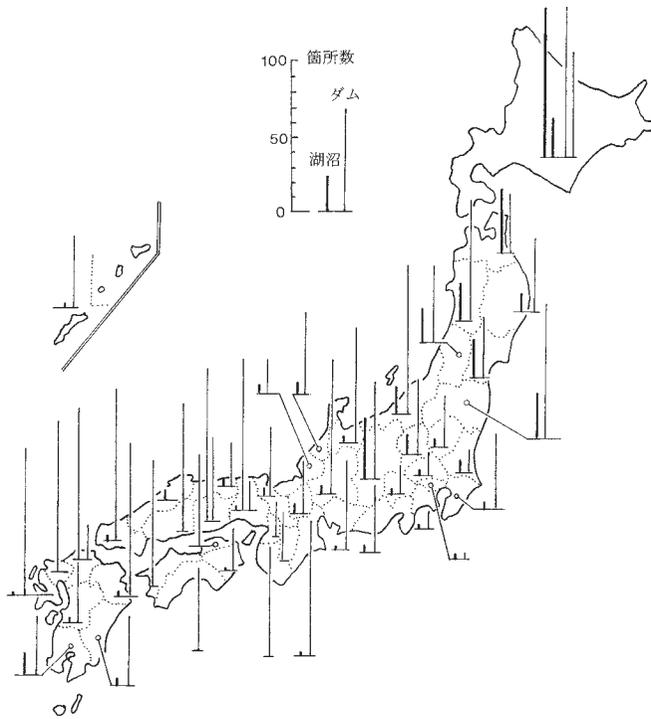


図 7 都道府県別の自然湖の数(太い棒線)とダムの数(細い棒線)。

Fig. 7 Number of natural lakes (bold bar) and artificial dams (fine bar) in each prefecture.

日本の河川は取水・分水・合流などが多く、中・下流においては自然流量の把握は困難である。さらに、多流域にまたがる都市用水・農業用水などの大規模な水の輸送が各地で行われており、人工的な水の移動を無視することはできない。大規模な分水としては、愛知用水、香川用水、武蔵水路がよく知られている。神奈川県では相模川と酒匂川から都市用水を取水し東京湾沿岸の横浜・川崎・横須賀に送水しているが、このため相模川下流の流量が減少し、東京湾側では鶴見川の流量と下水量が増加し続けている(原, 1997)。

IV. 湖 沼

1) 湖沼の数と成因

日本の湖沼の数は文献によりかなりの差がある。具体的な諸元が示されているリストのうち、数が多いのは『日本湖沼誌』(田中, 1992)によ

る 867 湖, 少ないのは『日本の湖沼環境』(環境庁自然保護局, 1995)による 487 湖である。いずれも地形図を資料としているが、両者の違いはサンプリングの基準によるものである。本稿では、成因・湖沼型・周辺環境などが分類整理されている環境庁のデータを基本とする。

日本の自然湖沼の総面積はおよそ 2700 km² で、国土面積に占める割合は約 0.7% である(西條・阪口, 1980)。この割合は北欧の 9.4%, カナダの 8.4% などの例外を除くと、アメリカやイギリスの約 1% に近く(Meybeck, 1995)。多雨を反映して湖沼にも恵まれた国土といえる。面積 100 km² 以上の湖沼は琵琶湖(670 km²)、霞ヶ浦(168 km²)、サロマ湖(152 km²)、猪苗代湖(103 km²)のわずか 4 湖である。面積 20 位の摩周湖は 19.2 km², 40 位の青森県^{たかほこ}鷹巣沼は 5.7 km² で、61 位の福井県^{ひるが}日向湖以下は 1 km² 以下である。20 位までの面積の積算は約 2000

km²であるから、狭い湖沼が非常に多いことになる。小さな湖沼では調査が行われていないものも多く、『日本湖沼誌』のリストのうち、およそ450湖沼では水深の記載がない。環境庁のリストでも約70湖沼で水深の記載がない。『日本の湖沼アトラス』（国土地理院，1991）に掲載されている深度図も、約60の代表的な湖沼に限られている。

日本における湖沼の成因の特色は、火山に起因するものと沿岸の海跡湖である。『日本の湖沼環境』によると、堰止湖38.3%，海跡湖21.1%，火山湖（火口湖）12.3%，カルデラ湖3.1%，断層湖2.7%，その他13.0%，不明9.4%となっているが、この集計では堰止湖の中に火山によるものも含まれている。したがって、火口湖とカルデラ湖に火山による堰止湖を加えると、火山に係る湖沼はかなりの割合を占めることになる。

海岸線が長い日本では比較的に広い海跡湖が多い。一部の海跡湖では水深が深く、例えば小川原湖の24 m、鹿児島県上甕島・海鼠池の26 mなどがある。小川原湖の湖底は氷期の谷の跡と見られている（平井，1995）。海鼠池はリアス海岸の沖に礫洲が形成され、急深の湖になったものと考えられる。海岸の湖沼の多くは汽水であるが、汽水湖の数は61である。

図7は『日本の湖沼環境』にもとづく県別の自然湖沼数（図中の太線）と、『ダム年鑑』（日本ダム協会，2005）にもとづく県別のダム数（図中の細線）である。日本の湖沼の多くは火山地域と外洋に面した海岸に立地しており、瀬戸内と四国には殆ど無い。

世界では流出河川を持たない閉塞湖である塩湖が無視できないが、日本には乾燥から生じる塩湖はない。日本の火山地域には閉塞湖が少なからず存在するが、ここでは地下水による水の交換が重要な役割を果たしている。火山地域の閉塞湖は、帯水層が地表に現れたものと考えられる。

湖沼が成立するためには、流出量を上回る流入量が必要であるが、地下水による水の交流は十分には解明されていない。琵琶湖における測定では、湖底湧水が無視できないことが明らかにされ

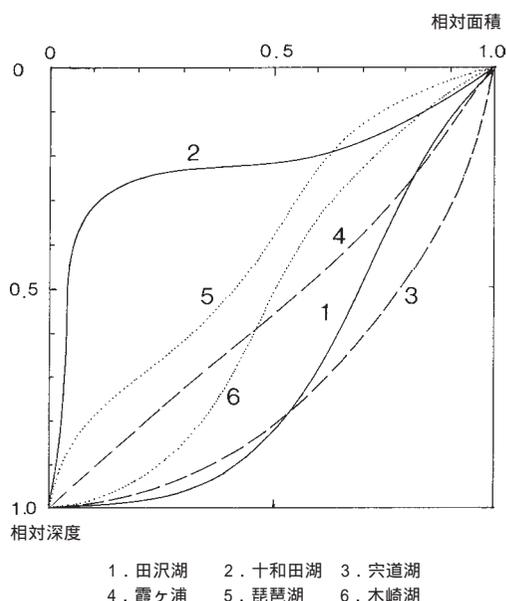


図8 相対深度・面積曲線で表した自然湖の湖盆形態。

Fig. 8 Shape of lake basins expressed by relative depth-area curve.

た（小林，1983）。半閉塞湖である日光西の湖では、流入量が多く水位が高いときには漏水量も多くなり、水位が下がると漏水量も減少し、水位が一定範囲に保たれることが示された（岡田，1987）。湖沼の成因に関しては、地形・地質条件と水収支とを統合した見方が必要である。

2) 湖盆形態

急な山地が多い日本の湖沼の湖盆形態には、それを反映した特徴がある。図8は主として『日本の湖沼アトラス』の湖沼図にもとづき、深度ごとの面積を計測し、相対値としてまとめた相対深度・面積図の一部である（Arai，1997）。縦軸は相対深度で水面を0・最深部を1.0とし、横軸は相対面積で水面を1.0・湖底を0として各深度の面積をプロットしたものである。

カルデラ湖である田沢湖は急深で、寸胴鍋型の湖盆であることが図からわかる。カルデラ湖と火口湖には、このタイプが多い。カルデラ湖のもう一つの例は十和田湖で、ここでは水深70～

100 m に広い平坦面があり、この中にさらに火口があるため曲線はロート型になる。屈斜路湖がほぼ同じ形である。火山による堰止湖の多くは田沢湖ほど極端ではないが、曲線が図の右下部分に入る凹型である。

一般に海跡湖では、霞ヶ浦のような直線的なパターンが多い。宍道湖は例外的で、最大水深 5.5 m と浅いが、広い平坦な湖底のために凹型になっている。琵琶湖と長野県・木崎湖は 2 つの曲線の組み合わせで、成因が複数あることを物語っている。

外国の大湖沼の相対深度・面積曲線は、図の左上部分に入る場合が多く、日本とは異なった傾向を示す。阪口（1964）による日本列島の地形計測値を再整理すると、急な斜面に縁取られた日本の盆地や平地が作る空間の高度・面積曲線は凹型になる。すなわち、日本の湖沼の湖盆形態は、このような全体的な地形を反映したものと言える。また平面形としては縦横比が小さい、すなわち円形に近いものが多い。

国内における特異な例として、沖縄県・南大東島と北大東島のカルスト地域の湖沼をあげることができる。隆起環礁であるこれらの島のかつてのラグーン跡の広い中央窪地には、ドリーネやウパーレに湛水した湖沼が多数ある。最大水深は約 8 m で、個々の湖盆はすり鉢型である。湖面は円形あるいは瓢箪型ないしは数珠型で、独特な景観を作っている（新井, 1990）。

3) 湖沼水温

水温年変化が大きいのも日本の湖沼の特色である。よく知られているように気温年較差は高緯度地帯で大きく、赤道帯では 2 ~ 3 である。淡水は 0 で凍結するので 0 を年最低水温と見なすと、水温年較差は赤道帯で 2 ~ 3、緯度 30 ~ 40 度付近で 20 ~ 25 の最大となり、夏でも冷涼な高緯度では再び小さくなる（新井, 1972）。すなわち、日本付近は水温年較差が最大となる緯度帯に当たる。

水温年較差が大きいことは、夏に水温成層が発達することを意味する。各湖沼の水深や面積にもよるが、浅い湖沼を除けば夏の表面水温は 25

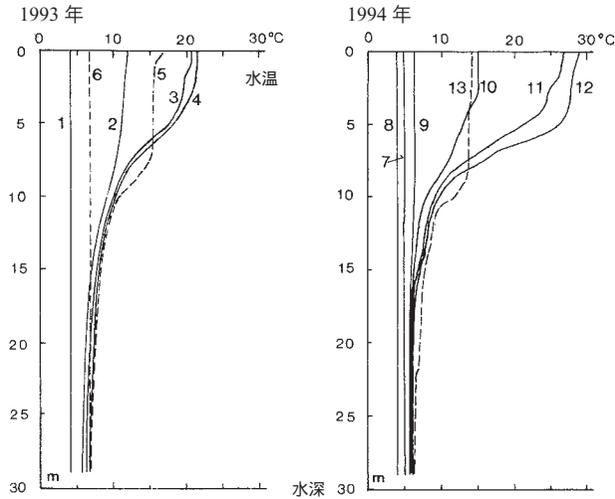
前後、深層水温は 4 ~ 15、冬の表面水温は 0 ~ 10 弱、深層水温は 4 ~ 10 弱が大体の傾向である。したがって、夏には水温上下差による安定成層が作られ、秋・冬には冷却のために成層が破壊され、対流による上下混合である循環が進行する。

図 9 は木崎湖の例で、冷夏であった 1993 年と猛暑であった 1994 年の水温鉛直分布の比較である。1993 年には夏の表面水温が低く、変温層の温度勾配は小さい。1994 年では表面水温が高く、変温層の温度勾配が急で、強固な安定成層が作られていたことがわかる。このように、年により水温にも大きな違いがある。なお、厳冬期の 2 月は欠測となっている。

章 2) 節の図 5 では 1993 年と 1994 年の比流量の違いを示したが、年々の気候の変動は図 9 のように湖沼の水温成層にも現れる。寒冷年と温暖年の観測値の比較は、温暖化が進行したときの水文環境の推定材料になる（森, 2000; Hondzo and Stefan, 1993）。

日本の南部の湖沼では冬に全層の水温が 4 まで低下せず、寒候季の循環が年 1 回のいわゆる熱帯湖（1 回循環湖）である。一方、寒冷地では冬の始めと終わりに全層が 4 になり、厳冬期には表面付近が 0 に達し結氷する、いわゆる温帯湖（2 回循環湖）になる。この 2 つのタイプには気温のみでなく水深が大きく関与するので、厳密な境界線を引くことはできないが、1 回循環湖の北限のおよその位置は、関東地方と近畿地方北部とを結ぶ線とされている。

深い 1 回循環湖で寒候季の冷却が不十分であると、冬の循環が湖底にまで及ばないことがある。水深 233 m の鹿児島県・池田湖では、半世紀以上前に吉村（1937）によって全循環の欠落が指摘された。全循環が確認されているのは 1936 年、1977 年、1984 年で、冬の気温からみて大規模な循環が生じたと推定されるのは、1930 年代以降およそ 10 回である。すなわち冬の全循環を欠く年の方がはるかに多い。1986 年以降は大規模な循環は無く、深層では無酸素状態が継続している。



1: 1993年3月17日, 2: 5月17日, 3: 7月17日, 4: 8月14日, 5: 10月9日, 6: 12月19日, 7: 1994年1月8日, 8: 3月21日, 9: 4月14日, 10: 5月16日, 11: 7月15日, 12: 8月17日, 13: 11月8日

図9 1993年と1994年における木崎湖の水温鉛直分布の比較(信州大学のデータより作成; 新井, 2004にもとづく)。

Fig. 9 Vertical temperature profiles of Lake Kizaki in 1993 and 1994, compiled from data by Shinshu University (Arai, 2004)

琵琶湖では1985年以降、深層を中心に約1℃水温が上昇した(遠藤ほか, 1999)。この昇温は、彦根における冬の平均気温の上昇度に近い(速水・藤原, 1999)。諏訪湖では全面結氷しない冬が増えている(新井, 2000)。以上のように最近における気温上昇が、湖沼水温や循環に影響を与えつつあると考えることができる。

日本の湖沼は熱帯型に近いものから冬に結氷するものまで、また成層の強弱など、温度の面でも変化に富んでいる。

4) 湖沼の環境

閉鎖性水域である湖沼では、水質が悪化すると回復は容易ではない。環境省(2006)によれば環境基準達成率(COD)は50.9%で、河川に比べて著しく低い。『日本の湖沼環境』によると湖沼型の割合は、富栄養湖33.1%、中栄養湖22.0%、貧栄養湖25.9%、腐植栄養湖13.2%、酸栄養湖1.5%となっている。湖沼のモニタリングには透明度が古くから使われているが、最近の平均値は10m以下である。透明度が良い湖沼は、

摩周湖28.0m、倶多楽湖(北海道・登別)22.0m、赤沼(青森県・八甲田)18.2m、支笏湖17.5m、パンケ湖(北海道・阿寒)14.0mなどで、かつて透明度を誇った田沢湖や池田湖では、河川の導入や排水流入のために大きく下がった。

湖岸の状態も湖沼環境の重要な要素である。『日本の湖沼環境』によると、全湖沼の平均として自然湖岸56.6%、半自然湖岸12.4%、人工湖岸30.3%、その他0.7%となっている。人工湖岸率が高い例としては、諏訪湖の99%、福井県・三方湖のほぼ100%などがある。湖岸の土地利用は、森林が36.9%、農業地が23.0%、都市的土地利用が19.6%である。都市的土地利用は富栄養湖で高率になっている。かつては湖沼の埋め立ても行われ、1945年から1979年までの間に55湖沼で342km²の湖面が失われた。その後は20湖沼で5.1km²が失われている。

5) ダムとため池

章4)節で述べたように、日本の河川には多数の構造物が作られている。現在、日本にはおよ

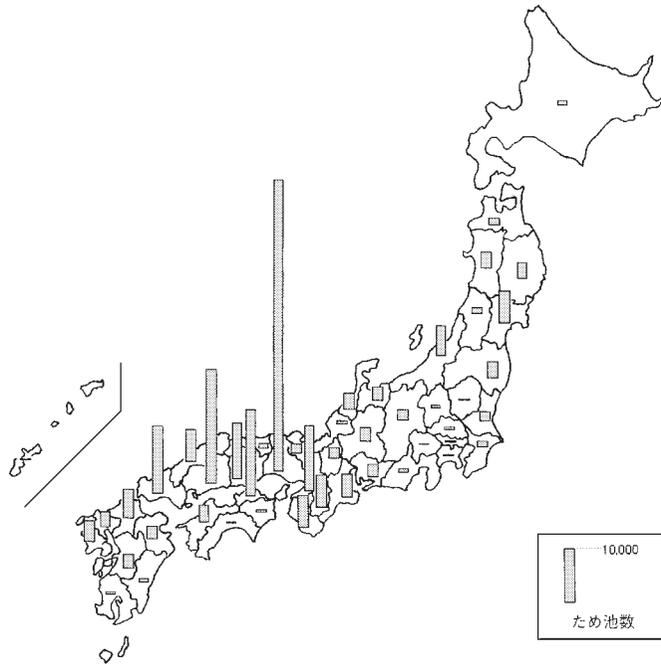


図 10 1980年代における都道府県別のため池数(内田, 2003 による)。

Fig. 10 Number of irrigation ponds in each prefecture in the 1980's(after Uchida, 2003)

そ 3000 の堰堤高 15 m 以上のダムがある。図 7 で示したように、ダムは東京のように山地が少ない所を除けば、全国に万遍なく分布する。しかし、圧倒的に数が多いのは長崎から北九州と瀬戸内を通り兵庫に至る一帯で、ため池地帯と一致する。

農業用ため池は古代からあり、現在でもその多くが機能している。図 10 は内田(2003)による 1980 年代の農業ため池の分布である。この時点で全国におよそ 21 万のため池があったが、1950 年代には 29 万あった。この間に、都市近郊で多くのため池が埋め立てられた。ため池は雨が少ない瀬戸内に多いが、その他では本流からの取水が困難な丘陵地帯に多い。ため池は、環境保全・防災の点でも無視できない水域である。

V. 積雪と残雪

図 4 で示したように、日本の冬は多雪である。雪解けは長期にわたって河川に影響を与えること

もすでに述べた。平野の雪は 4 月には消えるが、山間部の谷間の平地では 5 月まで残ることも珍しくない。高山帯の山頂付近や深い谷に堆積した雪の一部は、夏まで残るばかりでなく秋以降まで持ち越し、雪田や雪渓などの越年性残雪になる。

日本の雪渓を分類したのは今西(1935)で、山稜付近の吹きだまりで作られるもの(上位万年雪)と、急な谷に落ちた雪崩の堆積で作られるもの(下位万年雪)に分けた。樋口(1980)は、これに混合型を加えた。小泉(1998)は残雪を平面形で分類し、横長形、丸形(ともに雪田)、縦長形(雪渓)とした。吹きだまり型は大雪山、日高山脈、鳥海山、月山、飯豊山、北アルプス、白山などに分布する。雄大な雪渓は飯豊山や北アルプスに見られる。雪渓の一部は不連続になるが、その末端の標高は低く、本州の山岳では 1000 m 付近の場合もある。

図 11 は越年性残雪が見られる山地である(新井・関根, 1973; 樋口, 1980)。図中の円の大きさ



図 11 雪渓が見られる山岳地帯 .

Fig. 11 Locations of mountain areas with perennial snow patches.

は、相対的な残雪の量を示す。雪渓は極端に急な斜面には見られない。斜面が急になると雪は滑落し、雪崩で磨かれた岩が露出する雪崩地形になる。

暑い日本の夏を越すためには、融雪に勝る積雪が無ければならない。1日に気温1 当たりの融雪量を水深として表す係数を degree-day factor (融雪係数) という。この係数は融雪に關与する雪面熱収支フラックスの合計を日平均気温と融解の潜熱で割ったものに等しく、およそ5 mmである。ただし、緯度・高度・斜面方向により4 mm から6 mm 以上まで変化する。仮に係数を5 mm とし日平均気温を10 とすると、水深として50 mm の融雪が生じたことになる。融雪期の雪密度は $0.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (0.5 g/cm^3) に近いから、積雪としては1日に100 mm の低下になる。

以上のように、夏の山地では相当な速度で融雪が進行する。融雪量は場所により大きく変わるが、冬の終わりの積雪が20 ~ 40 m 位ないと秋

まで残る雪田や雪渓は生じない。融雪期間の平均気温と期間の日数を用いて夏の融雪量が推定されたが、その結果からも莫大な量の雪の集積が必要であるとされた(新井・関根, 1973)。このような莫大な雪の集積をもたらすのは、冬の日本海からの蒸発、強い季節風、山地における強制上昇による降雪、山稜の風下に生じる吹きだまり、急斜面の谷で発生する雪崩による堆雪などである。

氷河までには成長しない雪渓は、温帯の豪雪地域の特異現象であると考えられる(小泉, 1998)。熱帯山地では昼間が高温なために融解が進行し、高山に氷河はあっても雪渓はできない。高緯度では夏の昼間時間が長いので雪渓はできにくく、多量の雪が残れば氷河になる。この点で、雪渓は日本の自然の特徴の一つであると言える。また、雪渓は小氷河と同じく気候変動に対して敏感なので、気候モニターとしての意義も大きい(樋口, 1980)。

VI. 地下水および湧泉

1) 地下水の存在と流動

降水量が多く、透水性がよい扇状地や火山山麓斜面が広く分布する日本では、地下水も豊富である。関東平野などの大きな平野の地下には複数の帯水層があり、大量の地下水が蓄えられている。砂礫質の河床では伏流水が形成され、これが平野の地下水の源になることも多い。

日本の地下水の特徴の一つは火山の地下水で、これについては Yamamoto (1995) の総合的な著書が残されている。この本には火山山麓湧水の詳細なリストが掲載されており、貴重な資料を提供している。火山は巨大な地下水の貯水池で、富士山麓・阿蘇山麓などの湧泉群では莫大な水量が湧出している。大型火山の山麓に用水型工業が集まっているのも、日本の特色である。

被圧地下水は年間を通して比較的安定しているが、浅い不圧地下水では降水や涵養水源の影響が現れる。一般に地下水温は年間ほぼ一定であるが、伏流水の影響がある所では年変化を見せる。徳島県・吉野川下流の江川流域の一部では、涵養源である吉野川の水温が半年遅れた形で地下水に

表 1 香川県・出水地帯の水収支（新見, 1989 より抜粋）.

Table 1 Water balance of the Desui area in Kagawa Prefecture(after Shinmi, 1989)

	非灌漑期水田・畑地	灌漑期水田	灌漑期畑地
降水	718 mm (2.71 mm/day)	474 mm (4.74 mm/day)	474 mm (4.74 mm/day)
蒸発散	411 (1.55)	386 (3.86)	270 (2.70)
灌漑	0 (0)	1026 (10.26)	0 (0)
地下水涵養	307 (1.16)	1114 (11.14)	204 (2.04)

(注) 灌漑期間は6月中旬から9月下旬までの100日間・地下水揚水は無いものとした.

表 2 秋田県・六郷扇状地における不圧地下水の水収支（肥田, 1990 より抜粋）.

Table 2 Water balance of unconfined groundwater of the Rokugo Fan in Akita Prefecture (after Hida, 1990)

	非灌漑期	融雪期	融雪終了後	灌漑初期	灌漑期
浸透量	3.0 mm/day	55.6	0.3	101.3	69.3
降水による	3.0 mm/day	5.6	0.3	1.3	0.3
灌漑水による	0 mm/day	0	0	100	69
融雪水による	0 mm/day	50	0	0	0
地下水位変動	- 2.91 m	3.97	- 3.10	2.35	0
地下水流出量	0.39 m ³ /s	2.49	1.19	3.39	3.65

現れる。すなわち、夏には約 10 に下がり、冬には約 20 に上がる。これは河川からの伏流水が、水温を保存しながら流下するためである。一般に地下水の流動速度は非常に遅いが、江川の例では1日数 m に達する（新井・横畠, 1990）。透水性が良い黒部扇状地では、季節的に大規模な地下水の入れ替えが生じていることが水温変化より示された（榎根, 1991）。

2) 水利用とその影響

懸濁物が無く河川からの取水を必要としない地下水は、広い範囲で都市用水に利用されている。上水道と工業用水道の取水量の約 26% は地下水で、水利用において重要な位置を占めている（国土交通省土地・水資源局, 2004）。しかし、さまざまな人間活動が地下水に影響を及ぼしている。以下、人間活動により生じた地下水変化の事例を紹介する。

讃岐平野は雨が少なく河川も貧弱な地域で、稲作期になるとため池や吉野川から導水した香川用水により灌漑が行われる。水田に水が張られる

と、漏水のために付近一帯の地下水位が上昇し湧水が生じる。これは出水と呼ばれ、讃岐平野における水文現象の一つの特徴となっている（新見, 1989）。表 1 は出水地帯の水収支で、灌漑期には水田からの地下水涵養量が多く、これが一時的な湧水の水源になっていることがわかる。

灌漑用水と地下水に関する調査は、湧水で有名な秋田県・六郷扇状地でも行われた（肥田, 1990）。表 2 が結果の要約で、地下水位の変動は非常に大きい。なお、六郷扇状地では融雪水を利用した地下水の人工涵養が試みられている。灌漑期における地下水位の上昇は、栃木県・今市扇状地でも見出されている（田中, 1978; 宮岡, 1995）。

本州の積雪地帯では、融雪パイプによる道路融雪の水源として地下水が使われている。その結果として、長岡平野などでは過剰揚水による地下水位低下が発生し、これが平野全体の地下水流動に影響を与えている（谷口, 1987）。濃尾平野では、地下水温・地中温度に温暖化の影響が現れていると考えられる（佐倉, 2000）。

建物やコンクリートで地表が覆われる都市では雨水の地中浸透が制約され、地下水位の低下や湧水の減退が起こる。東京の台地部では、かつては崖線や谷頭に多くの湧泉が見られたが、20世紀後半になると湧出量が減少し、中小河川を維持する能力も著しく低下した(新井ほか, 1987)。その一方では、水道管からの漏水が都心部の地下水を涵養している。東京都(1998)によると、23区内では漏水量が雨水による涵養量をはるかに上回っている。

以上のように地下水や湧水にも、日本特有な自然としての姿に加えて人間活動の影響による変化を見ることができる。

VII. おわりに

かつて私は「水の風土性」あるいは「風土の中の水」という観点で、著書をまとめたことがある(新井, 1980)。そこでは水を生み出す原因として気候を、それを加工する因子として土地条件をあげて考察した。本稿もその延長として、風土としての水を概観した。本稿では詳細な記載は省いたが、日本の風土の中の水、あるいは風土としての水、さらに自然・人間系の中の水を理解して頂ければ幸いである。

なお、表1、表2、図6、図9は新井(2004)より転載し、図10は内田和子さんの許可を得て掲載したものである。

文 献

- 新井 正(1972) 汎地球的にみた湖沼水温の特性. 地理学評論, 45, 601-615.
- 新井 正(1980) 日本の水 その風土の科学. 三省堂.
- 新井 正(1990) 空からの水, 陸の水. サンゴ礁地域研究グループ編: 熱い自然 サンゴ礁の自然誌. 古今書院, 202-214.
- Arai, T. (1997) Characteristics of basin morphology of lakes in Japan. *Jpn. J. Limnol.*, 58, 231-240.
- 新井 正(2000) 地球温暖化と陸水水温. 陸水学雑誌, 61, 25-34.
- 新井 正(2001) 流出率と流出高に関する考察. 日本水文科学会誌, 31, 3-10.
- 新井 正(2004) 地域分析のための熱・水収支水文学. 古今書院.
- 新井 正・関根 清(1973) 日本の山地の残雪の形成に関する研究. 地理学評論, 46, 569-582.
- 新井 正・横島道彦(1990) 徳島県江川付近の地下水の温度と流動. 地理学評論, 63A, 343-355.
- 新井 正・藤原寿和・舟田昭子・雨宮 優・植田芳明・岡田浩美・長沼信夫(1987) 東京における河川環境と湧水. 地域研究, 28(2), 1-16.
- 中央気象台(1897) 大日本風土編. 中央気象台.
- 遠藤修一・山下修平・川上委子・奥村康昭(1999) びわ湖における近年の水温上昇について. 陸水学雑誌, 60, 223-228.
- 原 美登里(1997) 神奈川県における都市用水事業・下水道事業の広域化と流域変更. 地理学評論, 70A, 475-490.
- 速水祐一・藤原建紀(1999) 琵琶湖深層水温の温暖化. 海の研究, 8, 197-202.
- 肥田 登(1990) 扇状地の地下水管理. 古今書院.
- 樋口敬二(1980) 日本の雪渓 世界の氷河の中での位置. 阪口 豊編: 日本の自然. 岩波書店, 28-35.
- 平井幸弘(1995) 湖の環境学. 古今書院.
- Hondzo, M. and Stefan, H.G. (1993) Regional water temperature characteristics of lake subject to climate change. *Clim. Change*, 24, 187-211.
- 今西錦司(1935, 1975 復刻) 日本アルプスの雪線. 今西錦司全集・第8巻 日本山岳研究, 講談社, 81-118.
- 環境庁自然保護局(1995) 日本の湖沼環境. 自然環境センター.
- 環境庁自然保護局(1998) 日本の河川環境. 自然環境センター.
- 環境省(2006) 環境白書 平成18年版. ぎょうせい.
- 権根 勇(1991) 実例による新しい地下水調査法. 山海堂.
- 権根 勇・竹内 皓(1971) 本邦における河川の年流出率について. 地理学評論, 44, 347-355.
- 建設省河川局(1995) 流量年表第46回(平成5年). 日本河川協会.
- 建設省河川局(1996) 流量年表第47回(平成6年). 日本河川協会.
- 菊池英彦(1932) 我国河川の流量に就て. 土木学会誌, 18, 919-938 および付図.
- 気象庁(2001) 日本気候表. 気象業務支援センター.
- 気象庁(2006) 気象資料電子閲覧室: 降水量分布図, 最深積雪深分布図.
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/atlas/precipitation/precipitation> [2007年4月現在].
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/atlas/snow/snow> [2007年4月現在].
- 小林正雄(1983) びわ湖湖底漏出地下水の直接測定による漏出量と水質について. ハイドロロジー, 13, 51-59.
- 小泉武栄(1998) 山の自然学. 岩波新書.
- 小島烏水(1937) 解説. 志賀重昂: 日本風景論, 岩波文庫, 3-17.
- 国土地理院(1991) 日本の湖沼アトラス. 日本地図センター.
- 国土交通省河川局(2005) 流量年表第55回(平成14年). 日本河川協会.
- 国土交通省土地・水資源局(2004) 日本の水資源 平

- 成 16 年版 . 国立印刷局 .
- Meybeck, M. (1995) Global distribution of lakes. in *Physics and Chemistry of Lakes* edited by Lerman, A., Imboden, D. M. and Gat, J. R., Springer, 1-35.
- 宮岡邦任 (1995) 今市扇状地における水文地質と地下水流動系 . 地理学評論, **68A**, 285-302.
- 森 和紀 (2000) 地球温暖化と陸水環境の変化 とくに河川水文特性への影響を中心に . 陸水学雑誌, **61**, 51-58.
- 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 . 土木学会論文集, **309**, 71-76.
- 中野秀章 (1976) 森林水文学 . 共立出版 .
- 日本ダム協会 (2005) ダム年鑑 . 日本ダム協会 .
- 日本河川協会 (2004) 河川便覧 2004 . 国土開発調査会 .
- 日本陸水学会編 (2006) 陸水の事典 . 講談社 .
- 野上道男 (1990a) ラスタ型数値地図の紹介と日本島の基本値 . 地理, **35(5)**, 111-113 .
- 野上道男 (1990b) 暖かさの指数と流域蒸発散量 気候値メッシュデータによる解析 . 地学雑誌, **99**, 682-694 .
- 野上道男 (2001) 日本島の基本値 . 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編 : 日本の地形 総説 . 東京大学出版会, 71-76 .
- 岡田浩美 (1987) 日光西の湖における水収支および循環 . 陸水学雑誌, **48**, 25-32.
- 大室幹雄 (2003) 志賀重昂『日本風景論』精読 . 岩波現代文庫 .
- 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔 (1984) 気候資料から推定したわが国の蒸発散量 実蒸発散量の推定に関する研究 . 農業土木学会論文集, **112**, 25-32.
- 西條八束・阪口 豊 (1980) 日本の湖 . 阪口 豊編 : 日本の自然 . 岩波書店, 231-241 .
- 阪口 豊 (1964) 日本島の地形発達史について . 地理学評論, **37**, 387-390.
- 阪口 豊・高橋 裕・大森博雄 (1986) 日本の川 . 岩波書店 .
- 佐倉保夫 (2000) 気候変化に伴う地下の熱環境変化 . 陸水学雑誌, **61**, 35-49.
- 志賀重昂 (1894) 日本風景論 . 政教社 .
- 志賀重昂 (1897) 日本風景論 . 河及湖澤 . 文武堂 .
- 志賀重昂 (1937) 日本風景論 . 岩波文庫 .
- 志賀重昂 (1976) 日本風景論 (上・下) . 講談社学術文庫 .
- 新見 治 (1989) 泉と地下水 . 地学雑誌, **98**, 111-127.
- 高橋 裕・阪口 豊 (1980) 日本の川 . 阪口 豊編 : 日本の自然 . 岩波書店, 219-230 .
- 田中阿歌麿 (1911) 湖沼の研究 . 新潮社 .
- 田中正明 (1992) 日本湖沼誌 プランクトンから見た富栄養化の現状 . 名古屋大学出版会 .
- 田中 正 (1978) 今市扇状地における不飽和帯の水収支 . 市川正己・榎根 勇編 : 日本の水収支 . 古今書院, 114-133 .
- 谷口真人 (1987) 長岡平野における地下水温の形成機構 . 地理学評論, **60A**, 725-738.
- 東京都 (1998) 東京都水環境保全計画 人と水環境とのかかわりの再構築をめざして . 東京都環境保全局 .
- 内田和子 (2003) 日本のため池 防災と環境保全 . 海青社 .
- 山辺功二 (1970) 山地河川の流水温について . 水温の研究, **14(4)**, 42-47.
- Yamamoto, S. (1995) *Volcano Body Springs in Japan*. Kokon-Shoin.
- 矢津昌永 (1889) 日本地文学 . 丸善商社 .
- 吉村信吉 (1937) 南九州火山湖の冬季に於ける循環状態 (1 & 2) . 海と空, **17**, 237-254, 289-301 .

(2006年10月13日受付, 2007年2月5日受理)