

淀川流域の水収支

吉 越 昭 久*

Water Balance in the Drainage Area of Yodo River

Akihisa Yoshikoshi

(1976年9月30日受理)

I. はじめに

我国の水資源は、^①湯水の如く使うなどという諺にも見られるように、長い間、豊富であると信じられてきた。しかし、降水や流出の特性を考えると、水が地表に存在する期間が極めて短く、かつその分布が、地域的・季節的に偏在している。このような事実に基づいて、一人当りの水の量を諸外国と比較すると、我国の水資源は一概に豊富であるとは言いがたい。

古くから、治水・利水両面に於て、水からの防禦、水の獲得に関する対策がとられ、現在でも、そこに起因する問題、あるいは新たな問題等が数多く提起されている。その中でも、特に水不足という問題が大きな社会問題となっているが、これは昭和30年代以降の日本経済の高度成長に伴う工業用水・生活用水の激増と、大都市圏への人口・工業等の過度の集中によって、引き起こされたものに他ならない。このような水の量の問題に関して、水文学や地理学の分野で、具体的な流域に於ける水の定量的把握をおこなっている業績は、近年多くなりつつあるが、まだ今後の研究に待たねばならない部分も多いのが現状である。

本稿では、以上のような問題を明らかにするために、淀川流域を例にとりて、水収支法による水の定量的把握をおこなう。

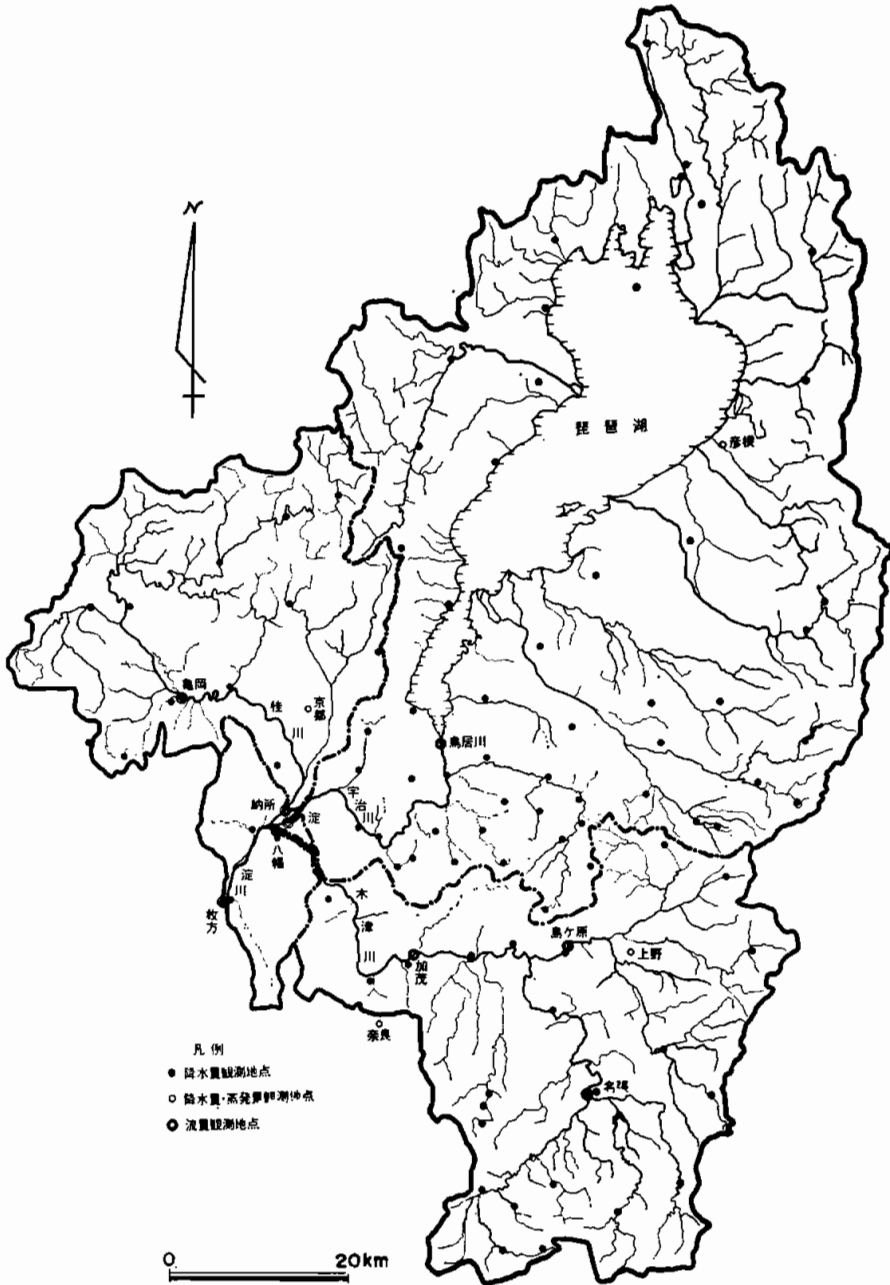
II. 淀川流域の概観および流域解析

1. 地形・水系の概観

淀川流域（本稿では、第1図に示したように、大阪府枚方市の建設省近畿地方建設局枚方流量観測所より上流域とする）は、その流域面積7030.2 km²^②を有し、行政的には滋賀県・三重県・奈良県・京都府・大阪府の近畿地方二府三県に及ぶ。

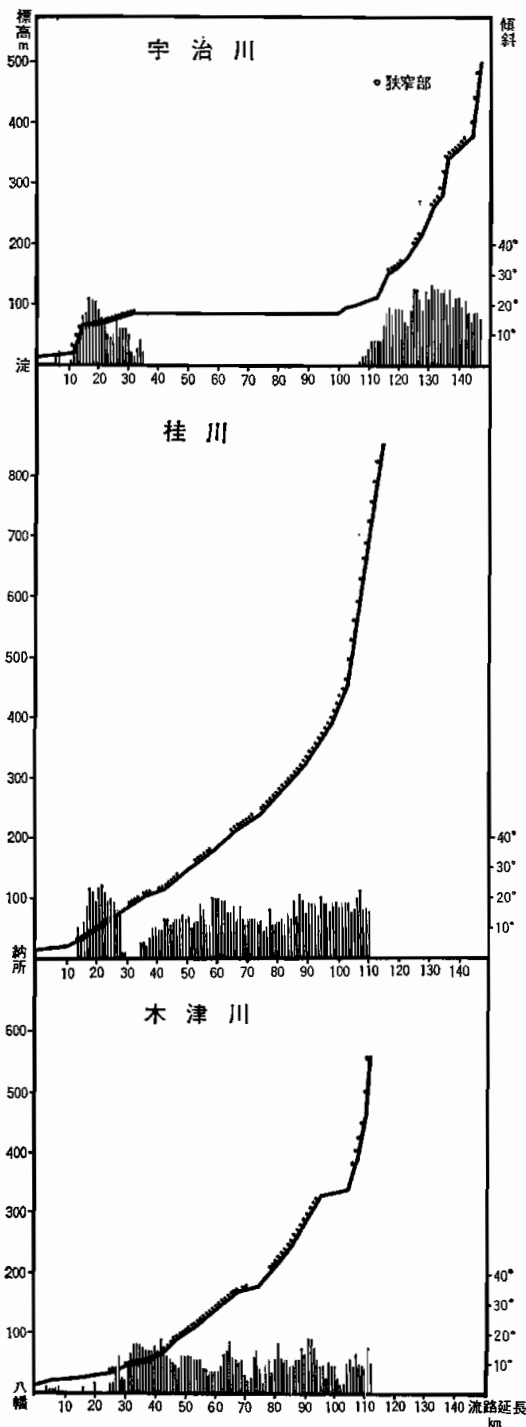
淀川流域は、第3紀の終り頃、琵琶湖から瀬戸内海にかけての断層運動や地塊運動による陥没地帯をそのほぼ中央部にもち、ここを淀川を形成する桂川・宇治川・木津川の三大支川が合流して流れる。この中央部の陥没地帯をとり囲んで、相対的に著しい隆起をおこした地帯がある。つまり、東部から南部にかけての伊吹山地・鈴鹿山地・布引山地・高見山地などがそれで、山地の東側（高見山地は南側）は著しい断層崖を形成している。他に淀川流域の北西部の野坂山地から丹波高地にかけても隆起を生じている。これらの隆起帯

* 地理学研究室



第1図 淀川流域概観図

は、花崗岩類と古生層を中心とする山地で、その標高は流域の東側に高く西側に低いという形を呈している。これらの山地で囲まれた地域には、近江盆地・亀岡盆地・京都盆地・上野盆地など主として第三紀の終り頃の断層運動又は地塊運動による陥没をその成因とする多くの盆地が存在する。盆地の周辺には、隆起山地に接して第三紀層の丘陵地帯が発達し、その前面に第四紀洪積層の台地が分布しており、沖積層は盆地の最も低い部分を占める。



第2図 河川縦断曲線

の平面形態は、河川の流量、特に洪水流量に深い関係をもつことが知られる。淀川流域全体としては、三大支川が一ヶ所に合流していることから放射状流域であり、桂川・宇治川流域はともに羽状流域、木津川流域の上流域は平行流域と言える。特に放射状流域は、

ところで、第1図にも示したように、淀川流域を三大支川の流域ごとに三つの流域に区分し、それぞれ桂川流域・宇治川流域・木津川流域とする。桂川流域は淀川流域の北西部にあって、納所より上流域で、その流域面積は1087.0 km²である。京都市左京区能見上流に源を発し、大堰川として南西流し、京都府船井郡日吉町殿田付近で南東方向に向きを変え、亀岡盆地を流れる。そして先行谷である保津峡を東流し、京都盆地で桂川となり、鴨川を加えて納所に至る。また、宇治川流域は、4073.3 km²の面積を有し、これは淀川流域の60%近くを占める。琵琶湖をその上流域に持ち、湖水の大部分は大津市の南郷より放流される²⁾。宇治川は、南郷のすぐ下流で、大戸川を合流し天ヶ瀬ダムを経て、旧巨椋池の東側から北側をとり囲むようにして流れて淀に至る。木津川流域は、淀川流域の中でも最も南部に位置し、その流域面積は1636.3 km²である。奈良県宇陀郡菟田野町岩端上流に源を発し、北東流し宇陀川・室生川・名張川などを合流しながら下流し、京都府相楽郡南山城村で上野盆地からの伊賀川を合流する。その後西流し、同郡木津町で北西に流路を転じ、八幡に至る。

2. 流域解析

(1) 平面形態および縦断面形態
流域の平面形態を、その分水界と支川の配置状況から分類すると、羽状流域・放射状流域・平行流域・複合流域等に分類される³⁾。こ

形態の上から、合流点およびその下流で洪水が起こる危険性があるということは、すでに指摘されている⁹⁾。

ところで、河床の標高と基準地点からの距離との関係を示す曲線を、縦断曲線という。この形態は、河川および流域の地形・地質構造・流量などと関係があり、一般的に一つの河川においては上流部で急で、下流部で緩やかな指数曲線に近い形をなす。第2図は、桂川・宇治川・木津川の縦断曲線で、河川の通過部が平坦地であるか、狭窄部であるか、および傾斜⁵⁾を同時に示すよう作図した。これによると、桂川の勾配が最も急で、かつなめらかな曲線を描き、宇治川は三河川のうちでは最も緩やかな勾配を有するが、それは南郷から姉川合流点までを水路とみなして約68 kmの琵琶湖の存在が、大きく影響している。木津川は、三河川のうちでも中間的な勾配をもち、加茂付近・名張付近・萩原から古市場にかけての付近において、特に緩やかな勾配を示す。概略的に、勾配が緩やかな部分は、その河川の通過地点が平坦地をなすとみなすことができるであろう。勾配の緩やかな部分はまた、その通過地点の傾斜も緩やかであると言えるが、例外的には次のような事例がある。つまり、縦断曲線の勾配がかなりあり、その通過部分が平坦地で、その地点の傾斜が緩やかな箇所（例えば、宇治川の淀より約100km地点）は、地形的には三角洲であるし、勾配が緩く、その通過地点が狭窄部でその傾斜が急である場合（例えば、桂川の納所から15～28 km地点）は、地形的には先行谷である。

(2) 流域の定量的表現法

流域の諸特徴を把握するために、いくつかの指標を用いて定量的な表現を、主に Horton⁶⁾に従っておこないたい⁷⁾。

- (平均幅) 流域面積を、その地点までの幹線流路延長で除した値を平均幅という。つまり、単位長当りの流域面積に相当し、河川が大きい程、大きな値を示す。降水量・地形・地質などの条件が同じならば、平均幅の大きな流域ほど河川の流量、特に洪水量が大きくなる。

- (形状係数) 平均幅を幹線流路延長で除した値である。形状係数は流域が、その幹線流路延長に比して、幅広い円形に近いものであるか、狭長なものであるかを示し、この形状係数が大であれば前者に、小であれば後者に相当する。

- (密集度) 流域の周囲の長さで、それと同面積の円の周囲を除した値をいう。密集度は、流域が円の時最大で1を示し、狭長になる程小さな値となる。これも洪水量と流域の関係をあらわす指標で、密集度が大きい程流域内に降った雨が、余りちがわぬ時刻に流出し、洪水量が大きくなる。

平均幅・形状係数・密集度は共に、流域の形態を示す定量的な表現法である。前二者は、宇治川流域が最も大きく、桂川流域が最も小さいという結果がでたが、密集度については、これらの結果とは一致しない⁸⁾。

- (河川密度) 幹支川の流路の総計を、流域面積で除した値をいう。つまり、単位面積当りの河川の延長をあらわし、その流域に河川が多いか少ないかを意味する。概して「砂地のような水の浸透しやすい地域では小さく、不透水性の地域では大きい。森林や草原は裸出地よりも河川密度を増し、また高地は低地より小さく、傾斜地では特に小さい。雨量の多い地方が大で、乾燥地方が小さい⁹⁾。」と言われている。このように、河川密度は多くの指標を代表するものとして重要視されているが、淀川流域においては実情と合わないことも多い¹⁰⁾。

- (比流量) 流域内のある地点の流量を、その地点までの流域面積で除した値をいう。

第1表 流域解析結果一覧表

流域名	基準地点	流域面積 (km ²)	流路延長 (km)	平均幅	形状係数	密集度	河川密度	比流量 (m ³ /S/ 100km ²)	河状係数	平均高度 (m)	平均傾斜
亀岡	亀岡	676.7	82.2	8.2	0.10	0.29	0.81	4.2	265.1	391.3	0.0206
納所	納所	410.3	28.3	14.5	0.51	0.35	0.86	3.8	—	260.4	0.0199
桂川	納所	1087.0	110.5	9.8	0.09	0.31	0.83	4.6	91.1	344.0	0.0204
鳥居川	鳥居川	3562.1	112.0	31.8	0.28	0.26	0.67	4.4	27.1	291.5	0.0204
淀	淀	511.2	35.2	14.5	0.41	0.30	0.88	7.0	—	279.7	0.0192
宇治川	淀	4073.3	147.2	27.7	0.19	0.23	0.69	4.7	12.2	290.1	0.0208
名張	名張	431.1	36.4	11.8	0.32	0.39	0.99	3.8	240.3	527.0	0.0200
島ヶ原	島ヶ原	509.6	36.8	13.8	0.38	0.32	0.89	3.5	241.9	320.0	0.0197
加茂	加茂	518.0	44.4	11.7	0.26	0.38	0.74	2.8	—	333.8	0.0202
八幡	八幡	178.6	30.2	5.9	0.20	0.29	0.90	4.1	—	152.2	0.0226
木津川	八幡	1636.3	111.0	14.7	0.13	0.23	0.87	3.4	693.7	356.5	0.0202
枚方	枚方	233.6	13.7	17.1	1.25	0.27	0.92	—	—	117.0	0.0196
淀川	枚方	7030.2	160.9	43.7	0.27	0.21	0.76	4.3	21.6	308.2	0.0203

(1961年～1970年の平均)

た。この値は、流域の地形・地質・降水などに影響を受けるので、河川密度などと共によく利用される。淀川流域では、宇治川が最も比流量が大きく、これには琵琶湖の存在が大きく影響していると考えられる。

- (河状係数) 河川の最大流量を最小流量で除した値をいう。この値は、大きい程荒れる河川とみなされ、小さい程流量が安定していることを示す。淀川流域では、木津川が最も大きく、宇治川が最も小さく、桂川はこれらの中間的な値をとる。

- (流域平均高度) これを求める方法として種々な方法が考案されているが、ここでは大流域によく用いられる交点法¹¹⁾によった。流域の平均高度は、一般に同一地方では海拔高度が高い程降水量が漸増する傾向があるし、融雪も気温(従って高度)に関係があるため重要な指標と考えられる。淀川流域のうちでは、木津川流域が最も高い平均高度を示し、宇治川流域が最も低く、両者の差は約66mである。

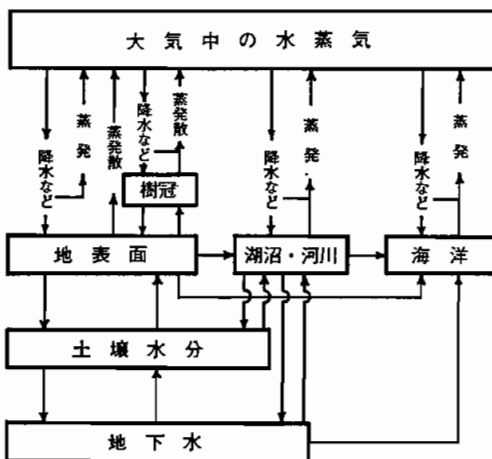
- (流域平均傾斜) 流域全体としての傾斜で、これは流出の割合や流速などに影響する。この算出には、種々な方法があるが、Horton¹²⁾の考案した大流域に適する交点法¹³⁾を用いた。淀川流域の場合、メッシュの間隔を4 kmにしたためか、各流域ごとに大きな差異は認められない。

以上の要領で求めた流域解析結果を一覧表にして示したのが第1表である。なお、この表には、桂川流域を亀岡と納所で、宇治川流域を鳥居川と淀で、木津川流域を名張・島ヶ原・加茂・八幡で各ブロックに流域区分をしたそれぞれの値をも示してある。

Ⅲ. 水収支の概念および水収支式

1. 水文の循環

水は、太陽放射や重力のエネルギーによって、大気圏・水圏・岩石圏の三圏間を閉じた系を構成しながら循環している。この循環過程に於て、水は気態・液態・固態という存在形態をとり、それが時間的・位置的变化にともない水蒸気・地表水(河川水・湖沼水)・土壌水・地下水あるいは海水となる。



第3図 水文の循環

この水文の循環は、第3図のように説明できる。つまり、大気中の水蒸気が雨や雪として地表面に落下し、その一部は表面流出して、河川や湖沼に流れこみ、海洋に流出される。また一部は、浸透し土壌水分として貯留され、あるいは地下水として再び河川などに流出される。このような循環過程の途中で、例えば地表に到達する以前に雨滴から蒸発したり、土壌面・動植物体から蒸発散をおこなったり、湖沼・河川・海洋の水面からも大量の蒸発がおこなわれている。この様に、水圏・岩石圏には主として降水によって水がもた

らされ、大気圏には蒸発散によってもたらされるという循環をしている。

しかし、以上のことは、循環の速度を皆一様に等速度とみなした定性的な説明であり、

実際にはその循環の速度について触れなければならない。水の循環速度とは、樞根¹⁴⁾によれば、「ある時点で循環系のある部分に存在する水の総量を、循環系のその部分を1年間に通過する水の総量で割った値」としており、その状態の水が全部入れ替るのに要する時間を意味する。そして、大気中の水蒸気は0.025年、土壌水は0.3~0.4年、氷河は $10^4 \sim 10^6$ 年、地下水は $10^4 \sim 10^6$ 年という値が算出されている。このように、水の循環の速度にはかなりの差異が存在するため、第3図を平面的に説明できない部分がでてくるのである。しかし、水はこのような閉じた系の中の循環しているので、水収支の基本概念が考えられる。

2. 水収支の概念および定義

前述の水文的循環に於ても、質量保存法則が適用されると考えられ、よって、水文諸要素（降水量・流出量・蒸発散量・貯留変化量など）間の収支の量的な関係は、均衡が保たれている。岩漿水などのように、循環に非常に長いタイムスケールをもつものの存在も知られているものの、水文学で扱う程度のタイムスケールに於ては、地球上の水の総量は等しいと言える。しかし、必ずしも収支の均衡が、一定地域・一定期間に於て成立するとは限らない。これには、気象条件その他の自然的な諸条件が影響を与えているし、もう少しミクロスケールで考えるならば、人文・社会環境も、この収支の均衡を破る要素として見のがせない。

ところで、水文学の起源は、ホーマーやプラトンといった古代の哲学者にまで、さかのぼることができるが、水収支論の起源を水収支概念にもとづく最初の定量的なアプローチがなされた時点と定めると、Perrault (1674)に求めることができよう¹⁵⁾。Perrault の出現した時代は、Chow¹⁶⁾によれば「測定の時代」に相当する。Perrault は、降水の割りあてを、蒸発・蒸散・流出・地下貯留とする概念を確立した。水収支の問題は、ロシアに於ても多くの注目を集め、Gmelin (1774)・Rychkov (1762)・Tatischev (1793)などが主としてカスピ海の閉塞流域の水収支の研究をおこなった。水収支概念の発展に対し、Dalton (1802)は、降水と蒸発と流出の量的研究で貢献し、特にイギリスにおける水収支の研究をおこない、自由水面からの蒸発量の計算式を発展させた。19世紀に入ると、多くの国々に於て、河川流量の組織的観測がおこなわれるようになり、水収支概念がほぼ完成し、Penck (1896)と Oppokov (1906)による水収支式¹⁷⁾が定められた。また、Brückner (1905)は、ラージスケールの水収支を研究し、地球上の水の総量が一定であることを明らかにして、年の水収支式¹⁸⁾を定めた。20世紀になると、ラージスケールの水収支が研究者の間で注目され、蒸発・降水・流出などの自然現象や、メカニズムにもとづく研究がなされ、Albrecht (1960)・Budyko (1956)・Keller (1962)・L'vovich (1945)・Nace (1969)・Penman (1963)・Wüst (1920, 1936)・Zubenik (1956)ら多くの研究者があらわれた。このように水収支概念は、17世紀にはすでに確立されていたとみなされる。

さて、水収支は自然界における水循環の実態を追求する手法である¹⁹⁾とする考え方もされているが、ここではむしろ、量的把握に重点を置いた定義をおこないたい。この観点に立つ水収支の定義の代表的な例として市川²⁰⁾は「地球上のある地域内において、一定期間内の水の流入、流出の均衡状態を取り扱う学問分野」としている。また野村²¹⁾は、「水の循環過程において、一定期間、一定地域の水の出入関係を明らかにすること」とし、鎌田ほか²²⁾は、「この水の循環を、ある地域、ある期間に限定して、その範囲内での出入を量的に検討するもの」として水収支の定義をおこなっている。

本稿では、主として野村の定義に従って水収支を、「水の循環過程に於て、一定期間・一定地域の水の出入関係を、定量的に把握する分野である」と定義する。

3. 採用した水収支式・水文地域・水文期間

前述の水収支の定義に従って、一定期間・一定地域における水収支式について述べたい。まず、水収支の基本式であるが、流入量と流出量がほぼ等しいという基本概念から式(1)が考えられる。

$$I - D = \Delta S \quad (1)$$

ここで、I：流入量，D：流出量， ΔS ：貯留変化量とする。

長期間をとると、 $\Delta S = 0$ となり、式(1)は $I = D$ となる。水収支式は、その対象とする流域の特性によって、あるいはその対象とする期間の長さによって、また水収支式を作る目的によって異ってくる。本稿では、淀川流域の流域面積が比較的大きく、また水文期間も後述のように10ヶ年間の月別平均を用いているので、基本式には式(2)を採用する。

$$P = D + E + \Delta S \quad (2)$$

ここで、P：降水量，D：流出量，E：蒸発散量， ΔS ：貯留変化量とする。

ただし、流域をいくつかのブロックに分けた場合の水収支式は式(3)を、琵琶湖を含む流域の水収支式は式(4)を用いた。

$$P = (D_2 - D_1) + E + \Delta S \quad (3)$$

$$P = D + E + \Delta h + \Delta S \quad (4)$$

ここで、 D_2 ：地表水流出量， D_1 ：地表水流入量， Δh ：琵琶湖貯水変化量とする。

水文地域は前述のように淀川流域とし、これを桂川流域・宇治川流域・木津川流域に区分した。流域区分の方法は主として1/5万・1/2.5万地形図によりおこない適宜、空中写真判読・現地観察という方法もとった。従って水収支式(2)は、桂川流域・木津川流域に、水収支式(3)は最下流部の枚方流域に、水収支式(4)は宇治川流域・淀川流域に用いた。

なお、水文期間は1961年1月から1970年12月までの10ヶ年間の月別平均とする。

IV. 水収支式各構成要素の算出法および問題点

1. 降水量

流域の降水量の量的把握をおこなう場合には、地点降水量より流域全体に降る降水量、すなわち面積降水量が重要である。しかし、真の面積降水量を求めることは不可能であるため、地点降水量から面積降水量の近似値を推定しなければならない。

現在、一般に使用されている面積降水量の推定には、算術平均法・Thiessen法・等降水量線法・格子法・降水量－高度法などの方法がある。これらの方法のうち、どの方法が用いられるかは、それぞれの目的や地域によって異なる。ところで、これら各方法による算出の精度について筆者²³⁾がかつて述べたことがある。それによれば、各算出法（算術平均法・Thiessen法・等降水量線法・格子法）で求めた誤差は、一番大きなもので格子法の4%であるということを示した。この値は、各算出法の精度の問題を扱った小林²⁴⁾・吉田ほか²⁵⁾の報告と比較しても大差ない値である。他に、流域の降水量の精度について樫根²⁶⁾は、降水量計の捕集率・地点降水量の代表性・観測地点密度の三点に関係するとし、五十嵐²⁷⁾は、前二点に関係する誤差は5～10%程度であると報告している。また、観測地点の密度の問題に関し筆者²⁸⁾は、降水量観測地点が均等に分布していれば約100km²に1点で十分な精度で面積降水量が推定できるが、降水量観測地点が偏って分布している場合には、30km²に1点以上の地点数が必要であることも述べた。このように、各算出法はその観測地点の密度・降水量計の捕集率・地点降水量の代表性などの問題と関係して精度が決まると考えられる。しかし、菅原²⁹⁾が述べているように、降水量の精度ばかりを良くして

も意味のないことで、他の要素の精度と見合うような精度でよいと考えられる。

以上の理由から、本稿では算術平均法³⁰⁾によって面積降水量の算出をおこなった。第1図の黒丸・白丸の地点が、降水量観測地点を示す。これによれば、各流域内に降水量観測地点が比較的均等に分布しており、また欠測などにより年度や流域で異なるが、観測地点も約100 km²に1点の割合で存在するため、算術平均法による推定で、十分な精度で量的把握がおこなわれるものと考えられる。

2. 流出量

水収支の基本式に示したように、流出量とは流入量に相対するものであって、河川の流出量・蒸発散量・地下水流出量などを含むことになる。しかし、本稿においては蒸発散量については別の要素として扱い、地下水流出量については貯留変化量に含まれるものとして取扱っている。ここでは、河川の流量および琵琶湖疏水の流量をもって、流出量と定める。

河川の流量は他の要素と異なり、実測が可能である点において信頼し得る資料が求められるはずであるが、必ずしもその精度がよいとは言えない。一般におこなわれている流量の測定法には、堰測法・流速法・水位法・浮子法・試薬法などがある。しかし、本稿では資料上の制約より、建設省河川局の『流量年表』を使用して流量を算出せざるを得なかった。以下その測定法およびそこに起因する問題点等を指摘する。『流量年表』の流量は水位法によって求められている。水位法とは、流量観測地点における水位と流量の関係を求めておき、水位から流量を推定する方法である。この関係は、縦軸に水位を、横軸に流量をとってプロットしたものを結んだ曲線、つまり水位流量曲線によって求められる。河川の流量の誤差には従って、流速計による流量観測法の誤差と、水位流量曲線を用いるために起こる誤差の二つが関係する。

ところで、榎根³¹⁾は通常の方法によって観測すれば、誤差の標準偏差は5～6%以内であり、測器・測定位置・測定員・測定法を変えて測定しても、それぞれの値の誤差は10%程度であることを示している。しかし、洪水流量に大きな誤差³²⁾が含まれていることが多く、江川流域の結果³³⁾でも洪水流量が大きめに算定されているし、日本の諸河川の流量にもこの傾向がある³⁴⁾ことも報告されている。

淀川流域内の各流量観測地点における具体的な問題点として、淀（背水、勾配）・島ヶ原（河床変動）・名張（堰上げ）・加茂（河床変動）・八幡（背水、勾配、河床変動）・亀岡（高水時測定不能、低水時斜流）・納所（背水、勾配）・枚方（河床変動）などがあげられる³⁵⁾。今後、流量の修正・洪水流量と基底流量を分けての水文期間の設定などが望まれるであろう。本稿では、建設省河川局の『流量年表』1961年～1970年および京都市水道局浄水課の『作業統計』1961年～1970年（琵琶湖疏水の流量）を用いて計算をおこない、欠測部分については、流出率から推定をおこなった。また、流域をいくつかのブロックに分けた場合、流量は $(D_2 - D_1)$ として算出した³⁶⁾。

3. 蒸発散量

蒸発散量も前述の降水量同様、真の量的把握は困難であるので、比較的入手しやすい資料によって近似値を推定しなければならない。現在、一般的におこなわれている方法は、蒸発計による方法・Penman法・Thorntwaite法・Lowry and Johnson法・Blaney and Criddle法・水収支法などがある。しかしこれらの方法には、多くの問題が指摘される。例えば、蒸発計による方法は一定の係数を乗じているが、この値は経験的で試行錯誤的である。また他の方法には多くの気象資料を必要とするが、必ずしもその資料がそろわ

ないし、観測地点はほとんど平地部で、しかも都市域に集中しており、その影響が大きい。また、水収支法では、他の構成要素の誤差がしわよせされる危険性がある。

精度については、年の値では江川流域の例³⁷⁾のように、誤差は累年平均値の±5%以内に納まるという報告があるものの、月々の値になると各方法によって相当の誤差を生ずる。今後は、他の方法によるチェックや、乱流変動法³⁹⁾による算出などによって、かなりの精度で推定されるようになると考えられる。

本稿では、蒸発計蒸発量の値に一定の係数を乗ずる方法を採用した。Linsley and Franzini⁴⁰⁾の報告では、pan 係数が0.67~0.81の範囲内にあるとされており、菅原⁴¹⁾はこの方法でも大きな誤差の生じないことを述べている。また、Kohler⁴²⁾の報告より、実際より秋に大きく春に小さく算出されることが明らかにされている。ところで、1966年以降は、(小型)蒸発計蒸発量の測定が廃止されたので、それ以降は気温との関係式を求めて推定をおこなった。なお、一定の係数には、0.7を用い、気温による推定値では実際より秋に大きく、春に小さく算出される傾向があるので、それぞれ補正値を乗じて修正をおこなった。観測地点は第1図の白丸で、桂川流域には京都の値⁴³⁾を、宇治川流域には彦根の値⁴⁴⁾を、木津川流域の上流域には上野⁴⁵⁾の値を、下流域には奈良⁴⁶⁾の値をそれぞれ使用した。

4. 琵琶湖貯水変化量および貯留変化量

琵琶湖貯水変化量および貯留変化量は、流域に貯留されるという点において共通の性格をもつ。しかし本稿では、前者を琵琶湖の貯留を扱うものとして後者とは区別して考えた。

琵琶湖貯水変化量は、琵琶湖に貯留される水の量であって、湖の水位の上昇・下降によってこの変化を知ることができる。従って、算出法としては、当該の月初めの貯水位から次の月初めの貯水位を差し引いて、琵琶湖の面積を乗じて求める。琵琶湖岸にはいくつかの水位観測所があるが、本稿では烏居川水位観測所の値によって計算をおこなった。問題点として、琵琶湖のように静振などの現象の知られている湖では、これが水位に影響を与えることが考えられるし、風の吹きよせによる水位の変動も考えられる。これについては、今後、他の水位観測所の水位資料を比較することによって、再検討しなければならない。

次に、貯留変化量であるが、以上のように水収支式の各構成要素の算出をおこなった残差として求められる。この項には、土湿変化量や、地下水流出量と地下水流入量の差額分などが含まれている。従って、問題点としては、各構成要素の誤差がしわよせされ、その精度が最も低いと言わざるを得ない。今後は、地下水流出量や地下水流入量・土湿変化量などの個別の算定によって、この項をより細分化することを考えている。

以上の要領で求めた水収支式各構成要素の量および高を、第2表~第5表に水収支表として示した。そしてこれを図化したものが水収支図で、第4図~第7図に掲げた。

第2表 桂川流域水収支表

(1961年~1970年の平均)

項	月												年
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
降水高 mm	87.4	79.1	124.2	167.4	188.6	301.7	262.2	162.8	205.2	151.8	92.0	67.2	1889.6
降水量 $\times 10^7 m^3$	9.5	8.6	13.5	18.2	20.5	32.8	28.5	17.7	22.3	16.5	10.0	7.3	205.4
流出高 mm	48.8	64.4	114.1	117.8	132.5	222.6	280.6	90.2	136.2	104.0	60.7	54.3	1425.5
流出量 $\times 10^7 m^3$	5.3	7.0	12.4	12.8	14.4	24.2	30.5	9.8	14.8	11.3	6.6	5.9	155.0
流出率 %	55.8	81.4	91.9	70.3	70.2	73.8	107.0	55.4	66.4	68.5	66.0	80.8	75.4
蒸発散高 mm	20.2	23.9	42.3	58.9	67.2	71.8	87.4	96.6	65.3	46.9	28.5	20.2	629.2
蒸発散量 $\times 10^7 m^3$	2.2	2.6	4.6	6.4	7.3	7.8	9.5	10.5	7.1	5.1	3.1	2.2	68.4
蒸発散率 %	23.2	30.2	34.1	35.2	35.6	23.8	33.3	59.3	31.8	30.9	31.0	30.1	33.3
貯留変化高 mm	18.4	-9.2	-32.2	-9.2	-11.0	7.4	-105.8	-23.9	3.7	0.9	2.8	-7.4	-165.5
貯留変化量 $\times 10^7 m^3$	2.0	-1.0	-3.5	-1.0	-1.2	0.8	-11.5	-2.6	0.4	0.1	0.3	-0.8	-18.0
貯留変化率 %	21.1	-11.6	-25.9	-5.5	-5.9	2.4	-40.4	-14.7	1.8	0.6	3.0	-11.0	-8.8

第3表 宇治川流域水収支表 (1961年~1970年の平均)

項	月												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
降水高	130.6	105.3	134.5	162.8	176.8	284.8	257.5	155.9	191.5	141.4	87.2	95.3	1923.6
降水量 $\times 10^7 m^3$	53.2	42.9	54.8	66.3	72.0	116.2	104.9	63.5	78.0	57.6	35.5	38.8	783.5
流出高	94.5	94.0	125.2	133.8	139.7	176.3	262.9	103.8	110.7	85.4	70.2	74.4	1470.9
流出量 $\times 10^7 m^3$	38.5	38.3	51.0	54.5	56.9	71.8	107.1	42.3	45.1	34.8	28.6	30.3	599.2
流出率	72.4	89.3	93.1	82.2	79.0	61.9	102.1	66.6	57.8	60.4	80.6	78.1	76.5
蒸発散高	26.8	27.5	47.9	60.4	69.2	73.4	90.6	103.8	78.3	60.9	35.6	24.8	699.2
蒸発散量 $\times 10^7 m^3$	10.9	11.2	19.5	24.6	28.2	29.9	36.9	42.3	31.9	24.8	14.5	10.1	284.8
蒸発散率	20.5	26.1	35.6	37.1	39.2	25.8	35.2	66.6	40.9	43.1	40.8	26.0	36.3
琵琶湖貯水変化高	-10.3	9.8	35.8	23.8	-8.6	21.1	-8.8	-25.3	8.1	-0.7	-18.9	-4.9	21.1
琵琶湖貯水変化量 $\times 10^7 m^3$	-4.2	4.0	14.6	9.7	-3.5	8.6	-3.6	-10.3	3.3	-0.3	-7.7	-2.0	8.6
琵琶湖貯水変化率	-7.9	9.3	26.6	14.6	-4.9	7.4	-3.4	-16.2	4.2	-0.5	-21.7	-5.1	1.1
貯留変化高	19.6	-26.0	-74.4	-55.2	-23.5	14.0	-87.2	-26.4	-5.6	-4.2	0.1	1.0	-267.8
貯留変化量 $\times 10^7 m^3$	8.0	-10.6	-30.3	-22.5	-9.6	5.7	-35.5	-10.8	-2.3	-1.7	0.0	0.4	-109.2
貯留変化率	15.0	-24.7	-55.3	-33.9	-13.3	4.9	-33.9	-16.9	-2.9	-3.0	0.1	1.0	-13.9

第4表 木津川流域水収支表

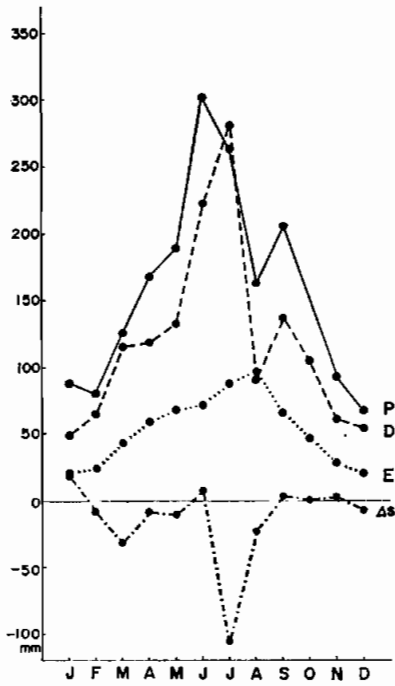
(1961年~1970年の平均)

項	月												年
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
降水高 mm	65.4	59.9	106.9	143.0	156.5	236.5	244.5	169.9	177.8	136.9	69.1	55.0	1621.4
降水量 $\times 10^7 m^3$	10.7	9.8	17.5	23.4	25.6	38.7	40.0	27.8	29.1	22.4	11.3	9.0	265.3
流出高 mm	40.3	36.7	63.6	77.0	80.1	157.7	217.6	87.4	120.4	98.4	48.3	38.5	1066.0
流出量 $\times 10^7 m^3$	6.6	6.0	10.4	12.6	13.1	25.8	35.6	14.3	19.7	16.1	7.9	6.3	174.4
流出率 %	61.7	61.2	59.4	53.8	51.2	66.7	89.0	51.4	67.7	71.9	69.9	70.0	65.7
蒸発散高 mm	26.9	33.0	52.6	70.3	78.2	80.7	99.0	108.8	73.9	53.8	34.8	29.9	741.9
蒸発散量 $\times 10^7 m^3$	4.4	5.4	8.6	11.5	12.8	13.2	16.2	17.8	12.1	8.8	5.7	4.9	121.4
蒸発散率 %	41.1	55.1	49.1	49.1	50.0	34.1	40.5	64.0	41.6	39.3	50.4	54.4	45.8
貯留変化高 mm	-1.8	-9.8	-9.2	-4.3	-1.8	-1.8	-72.1	-26.3	-16.5	-15.3	-14.1	-13.4	-186.4
貯留変化量 $\times 10^7 m^3$	-0.3	-1.6	-1.5	-0.7	-0.3	-0.3	-11.8	-4.3	-2.7	-2.5	-2.3	-2.2	-30.5
貯留変化率 %	-2.8	-16.3	-8.6	-3.0	-1.2	-0.8	-29.5	-15.5	-9.3	-11.2	-20.4	-24.4	-11.5

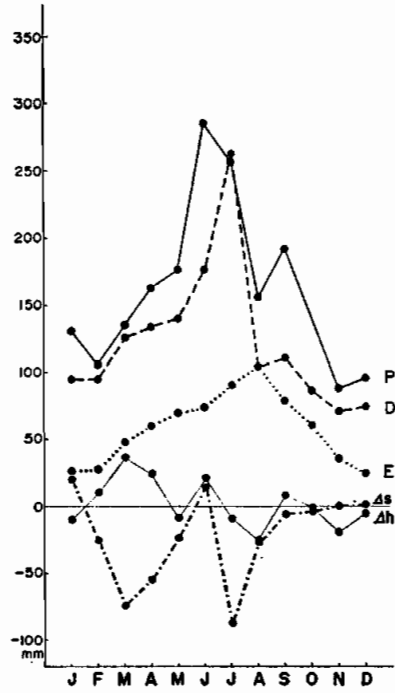
第5表 淀川流域水収支表

(1961年~1970年の平均)

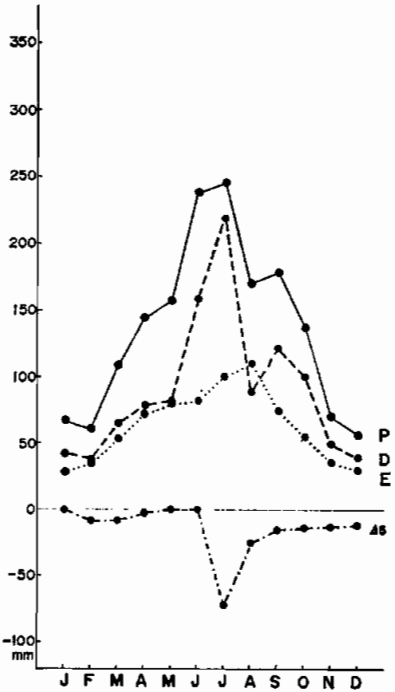
項	月	(1961年~1970年の平均)												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
降水高	mm	103.4	96.6	123.6	156.6	171.1	273.4	252.1	156.2	194.4	139.0	80.7	77.4	1824.5
降水量	$\times 10^7 m^3$	72.7	67.9	86.9	110.1	120.3	192.2	177.2	109.8	136.7	97.7	56.7	54.4	1282.6
流出高	mm	74.3	77.5	105.3	113.8	103.3	164.7	214.9	90.6	105.3	82.5	59.9	62.2	1254.3
流出量	$\times 10^7 m^3$	52.2	54.5	74.0	80.0	72.6	115.8	151.1	63.7	74.0	58.0	42.1	43.7	881.7
流出率	%	71.8	56.4	85.2	72.7	60.3	60.2	85.3	58.0	54.1	41.7	74.3	80.3	68.7
蒸発散高	mm	24.9	27.2	46.5	54.8	68.7	72.4	89.2	100.4	72.8	55.0	33.1	24.5	669.5
蒸発散量	$\times 10^7 m^3$	17.5	19.1	32.7	38.5	48.3	50.9	62.7	70.6	51.2	38.7	23.3	17.2	470.7
蒸発散率	%	24.0	28.1	37.6	35.0	40.1	26.5	35.4	64.3	37.5	39.6	41.1	31.6	36.7
琵琶湖貯水変化高	mm	-6.0	5.7	20.8	13.8	-5.0	12.2	-5.1	-14.7	4.7	-0.4	-11.0	-2.8	12.2
琵琶湖貯水変化量	$\times 10^7 m^3$	-4.2	4.0	14.6	9.7	-3.5	8.6	-3.6	-10.3	3.3	-0.3	-7.7	-2.0	8.6
琵琶湖貯水変化率	%	-5.8	5.9	16.8	8.8	-2.9	4.5	-2.0	-9.4	2.4	-0.3	-13.6	-3.6	0.7
貯留変化高	mm	-1.7	-13.8	-49.0	-25.7	-5.9	24.1	-47.0	-20.1	11.7	1.0	-0.4	-6.4	-133.2
貯留変化量	$\times 10^7 m^3$	-1.2	-9.7	-34.4	-18.1	-4.1	16.9	-33.0	-14.1	8.2	0.7	-0.3	-4.5	-93.6
貯留変化率	%	-1.6	-14.3	-39.6	-16.4	-3.4	8.8	-18.6	-12.9	6.0	0.7	-0.5	-8.3	-7.3



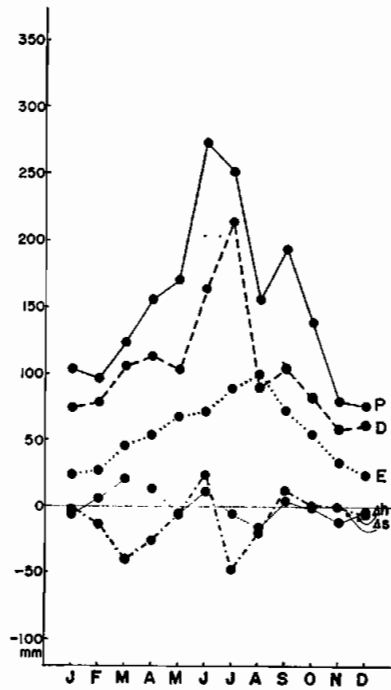
第4図 桂川流域水収支図
(1961年~1970年の平均)



第5図 宇治川流域水収支図
(1961年~1970年の平均)



第6図 木津川流域水収支図
(1961年~1970年の平均)



第7図 淀川流域水収支図
(1961年~1970年の平均)

V. 淀川流域の水収支

まず降水量についてであるが、桂川流域は年降水高1889.6mmで、6月～7月の梅雨期・台風期に集中しており、この4ヶ月間で年降水量の49.8%がもたらされる。1月・2月・11月・12月の冬季には、100mm/月を越すことがない。宇治川流域は、年降水高1923.6mmで、6月～9月に889.7mmがもたらされ、これは年降水量の46.3%に相当する。11月・12月には100mm/月を越すことはないが、1月・2月には100mm/月を越す降水高がみられる⁴⁷⁾。木津川流域はこの三流域の中で、年降水高が1621.4mmと最も少ないが、6月～9月には年降水高の51.1%に相当する828.7mmがもたらされ、この割合は最も高い。木津川流域でも冬季に100mm/月を越す降水高はみられない。淀川流域全体では、年降水高1824.5mmで、6月～9月に876.1mm(48.0%)が集中する。1月には100mm/月を越す降水高がみられるが、2月・11月・12月には100mm/月を越す降水高は示されない。第4図～第7図にみられるように、木津川流域以外の諸流域は、6月に降水高の最大のピークをみ、9月に第二のピークを持って比較的類似した形を示す。木津川流域の降水高の最大のピークは7月にあり、第二のピークの9月も、他の流域に見られる程、高い値ではない。

ところで、降水量は標高が高い程、多くなるといわれている。そこで第1表の流域解析の平均高度と比較すると、降水量との関係は明瞭でない。これにはむしろ、淀川流域という大きな流域における気候地域の相違という理由に主としてよっていると考える。また、河川密度も降水量の多い地域が大きな値を示すと言われているが、これも明瞭な関係を示していない。

次に流出量についてであるが、桂川流域の年流出高は1425.5mmで、これを降水高に対する割合(流出率)になおすと、75.4%に相当する。3月の融雪期に91.9%、7月に107.0%の高い流出率を示す。降水高の変化と比較的よく対応して変化をするが、降水高のピークと流出高のピークには、1ヶ月のタイムラグが認められる。宇治川流域の年流出高は、1470.9mmで、これは流出率76.5%に相当する。2月～4月の春季に高い流出率を示し、7月には102.1%を記録する。宇治川流域も桂川流域と同様に、9月を除き降水高の変化と良く対応し、降水高のピークと流出高のピークには、1ヶ月のずれが生ずる。木津川流域の年流出高は1066.0mm、流出率は67.5%で、いずれも他の二流域と比較して小さな値となっている。そして、月々の流出率についても、100%を越すことがなく、最高の7月でも89.0%でしかない。また、流出高のピークも降水高のピークとタイムラグを生ずることなくあらわれていることが認められる。淀川流域全体の年流出高は1254.3mmでこれは流出率68.7%に相当する。流出率100%を越す月は存在せず、3月・7月・12月に80%を越す高い流出率があらわれる程度である。淀川流域の場合も、桂川・宇治川流域同様、流出高のピークが降水高のピークに1ヶ月遅れてあらわれている。

ところで、第1表の流出解析の結果は主として、流出量に関係する指標が多い。まず平均幅は、三河川のうちでは宇治川が最も大きく、流出高と良く対応するが、桂川の値が小さいにもかかわらず流出高が高いのは降水高が多いことによる。また平均傾斜に有意の差は認められないが、数字の上からは流出率が平均傾斜と対応して増加しているのがうかがえる。比流量からも、河状係数からも、宇治川が最も豊富な水量を持ち、しかも比較的安定していることが示されている。一方、木津川は逆に最も水量が少なく、しかも荒れる河川の様相を呈することが知られる。このことは、第3表・第4表の水収支表からも認め

られ、琵琶湖の存在が流量調節に大きく関与していることが考えられる。

蒸発散量は、水収支式各構成要素のうちで最も単純な、安定した月々の変化の形を示している。それは、8月にピークを持つ山型の変化である。桂川流域の年蒸発散高は、629.2mmで、蒸発散率は33.3%となる。8月には流出高を約6mm程上回る蒸発散高がみられる。宇治川流域の年蒸発散高は699.2mm、蒸発散率は36.3%で、蒸発散高が最大の8月と同月の流出高は同じ値を示す。木津川流域はこれら二流域と比較し年蒸発散高が741.9mm、蒸発散率が45.8%とかなり高くなっていることが知られる。そして、8月には流出高を20mm以上も上回る値を示す。淀川流域全体の年蒸発散高は669.5mm、蒸発散率は36.4%で宇治川流域の値に比較的近い。8月には、流出高を約10mm程度越えた値を示している。

ところで、第1表の流域解析の結果のうちで、蒸発散量と関係すると考えられる指標に平均高度があるが、この指標も降水量の場合と同様、明瞭な関係は認められない。これもむしろ各流域の属する気候地域に大きく関係していることが予想される。

琵琶湖貯水変化量は、琵琶湖を含む流域ということで、宇治川流域および淀川流域の二流域に関係する。宇治川流域の年琵琶湖貯水変化高は21.1mmで、琵琶湖貯水変化率は1.1%である。プラスの月、つまり2月・4月・6月・9月に貯水されることを意味し、春季を除き、ほぼ降水高に対応した形で変化している。淀川流域の年琵琶湖貯水変化高は12.2mmで率になおすと0.7%に相当する。宇治川流域の変化を小さくした形で変化しており、従って、春季を除き降水高に対応している。湖沼の水位は、本来、流出高と逆の関係で変化するものであるが、本稿におけるこの両者の関係は、余り明瞭にあらわれず、むしろ降水高と対応するという形をとったことが注目される。

最後に貯留変化量についてであるが、桂川流域の年貯留変化高は-165.5mmで率にすると-8.8%に相当する。1月・6月・9月~11月に貯留された水が、その他の月で消費されることを意味している。7月に大きなマイナスの値(-105.8mm)を示すが、これは降水高より流出高が大きいことに起因する。宇治川流域の年貯留変化高は-267.8mmで貯留変化率は-13.9%となる。1月・6月・11月・12月にプラスの貯留を示すが、3月には-74.4mm、7月には-87.2mmという大きなマイナスの値をとる。3月の大きなマイナスの値は、琵琶湖貯水変化高が35.8mmと大きな値を示すためであり、7月の大きなマイナスの値は、流出高が降水高を越えたことによる。木津川流域の年貯留変化高は-186.4mmで、これは貯留変化率-11.5%に相当する。各月ともマイナスの値を示し、7月の-72.1mmを除けば-1.8mm~-26.3mmの範囲内におさまる安定した変化を示す。7月に大きなマイナスの値を示すのは、流出率が89.0%と高く、蒸発散高も100mm近くになるためである。淀川流域全体の年貯留変化高は-133.2mmで、これは-7.3%の貯留変化率となる。6月・9月・10月にプラスの値を示す以外はマイナスの値をとり、なかでも3月の-49.0mm、7月の-47.0mmが大きな値である。各流域の場合とも、貯留変化高が大きなマイナスの値を示すのは、流出高が非常に大きいか、降水高・流出高が共に小さいかのいずれかの状態の時に起こる。また、貯留変化高がプラスの値を示すのは、降水高が流出高よりはるかに大きな場合に主として起こっている。各年の例では、1961年の宇治川流域のように、年貯留変化高が121.7mmを示すことがあるが、長期的・平均的水収支にすると以上のように全てマイナスの値をとったことになる。年貯留変化高は短期的には0にならないことが多いが、長期的・平均的な水収支においては本来、0に近くならなければならない。本稿で、マイナスの値が算出されたということは、流出量や蒸発散量のオーバーエスティメイトの可能性があり、10ヶ年という水文期間が適当かどうかという

問題についても再検討の余地が残された。

VI. ま と め

淀川流域における水の定量的把握を水収支法によって試みた結果、以下のことが明らかになった。桂川流域と宇治川流域とは、降水・流出・蒸発散などの水文特性が比較的類似しているのに対し、木津川流域にはこれら二流域と明らかに異なる特性が認められる。つまり、木津川流域は他の二流域よりも年降水高が約 300mm 程度少なく、冬季における降水高も少ない。また、流出高においても約 400mm 少なく、流出率も約 10% 低い、逆に蒸発散高は多く、蒸発散率にして約 10% の差が明らかにされた。このような特徴は、流域解析結果より考えられる形態的な差異に起因するというよりむしろ、その流域の気候的な要素が強く影響しているものと推定される。また、宇治川流域が、水収支の上からも、流域解析の結果からも、水量が多くかつ安定していることが認められたが、それは上流域に存在する琵琶湖の調節機能が大きく関与していることが考えられる。ところで、年貯留変化量は短期的には 0 にならないことが多いが、長期的・平均的水収支においては 0 に近くならなければならない。しかし本稿では年貯留変化量が、マイナスの値として算出されたが、これには、流出量などのオーバーエスティメイトの可能性があり、10ヶ年間の月別平均という水文期間が適当であるかという問題についても再検討の余地が残された。今後は、水収支式各構成要素算出の精度を高めるとともに、貯留変化量をいくつかの項に分離することなどによって、貯留変化量に残された問題点を解決していかねばならない。

(なお、本稿の概略については、1975年10月9日、日本地理学会秋季学術大会において発表した。)

注

1. 5万分の1地形図を、プランメーターによって計測した。以下、流域面積はこの方法によって測定した値を使用する。
2. 他に琵琶湖疏水として放水される。
3. 野満隆治・瀬野錦蔵 (1959) : 新河川学, 地人書館, p. p. 9~10.
4. 例えば、西畑勇夫 (1973) : 河川工学 技報堂, p. p. 4~6.
5. 基準点 (ここでは、桂川は納所・宇治川は淀・木津川は八幡) より 1km 毎に半幅 1km の円を描き、その円内における最高地点と河床との比高を求め、比高 $m/1000m$ として傾斜を求めた。
6. Horton, R.E. (1932) : Drainage - basin characteristics. Trans., Amer. Geoph. Union. 13 p. p. 350~361.
7. 流域についてだけでなく、流量についての解析も含む。
8. Horton は前掲論文において、密集度に大きな価値を認めていないことから、この指標の使用には問題があろう。
9. 野満隆治・瀬野錦蔵 (1959) : 前掲書 p. p. 10~12.
10. 我国のように、地質構造の単位が小さくかつ複雑で、土地利用も入り組んだ地域には、この河川密度という指標は、余り適当なものではないように思える。
11. 流域平面図に、4km のメッシュをかけ、その交点の高度を読みとり、この高度を累計して交点数で除して、平均高度を求めた。
12. Horton, R.E. (1932) : *ibid.* p. p. 350~361.
13. 流域平均傾斜 = $1.571 \times (\text{等高線の高度間隔}) \times (\text{交点総数}) / \text{方眼線の総延長}$
14. 梶根 勇 (1968) : 陸水の循環, 山本荘毅編『陸水』, 地球科学講座 9, 共立出版 p. 62.
15. 水収支論の発展については主として UNESCO (1971) : Scientific framework of world water balance, A contribution to the Inter-

national Hydrological Decade, Technical Papers in Hydrology, 7, 27p による。

16. Chow, V. T. (1968) : Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill 1420p.
17. $R = P - E \pm \Delta G$
ここで、R : 流出量, P : 降水量, E : 蒸発散量, G : 地下水量とする。この式は Penck-Oppokov 式とよばれる。
18. $P_o = E_o - D_o + D_l = E_o - R$
 $P_l = E_l + D_o - D_l = E_l + R$
ここで、サブスクリプト o と l はそれぞれ海洋と陸地に帰するものである。 D_o は大気によって海洋から陸地に輸送される水の年総量, D_l は陸地から海洋に輸送される水蒸気の年総量である。そして R は海洋へ流出する川の流量の年総量である。
19. 梶根 勇 (1971) : 五大湖の水収支 地理 16-5, p. 18.
20. 市川正巳 (1968) : 陸水の水収支 山本壯毅編『陸水』 地球科学講座 9, 共立出版, p. 65.
21. 野村安治 (1969) : 水収支 石橋豊ほか編『農業水文』農業水利演習 1, コロナ社 p. 89.
22. 鎌田 烈ほか (1973) : 地下水の水収支 水収支研究グループ編『地下水資源学』共立出版 p. 200.
23. 吉越昭久 (1974) : 関川流域の降水量分布について, 新潟県社会科教育研究会紀要 9, p. p. 15-32.
24. 小林勉 (1960) : 平均雨量の誤差と雨量計の数および計算方法との関係, 電力気象連絡会集報, 2-11, p. p. 13-25.
25. 吉田作松・難波信吉 (1959) : 1957~1958年 (冬季) 只見川水系水文気象調査報告書, 東北電力株式会社・仙台管区气象台 49p.
26. 梶根 勇 (1969) : 水収支観測値の精度について, 東京教育大学地理学研究報告 X III p. p. 129-137.
27. 五十嵐浩三 (1960) : 降水量および蒸発量観測の標準化について 気象研究ノート, 11-1, p. p. 20-25.
28. 吉越昭久 (1974) : 前掲論文 p. p. 15-32.
29. 菅原正巳 (1966) : 水収支について 水利科学49, p. p. 21-31.
30. 流域内の各降水量を単純に平均する方法である。
31. 梶根 勇 (1969) : 前掲論文 p. p. 129-137.
32. 安芸峻一 (1956) : 流量測定法 森北出版 p. p. 167-170.
33. 梶根 勇 (1969) : 前掲論文 p. p. 129-137.
34. 梶根 勇・竹内 晴 (1971) : 本邦における河川の流出率について 地理学評論44-5 p. p. 347-355.
35. 建設省近畿地方建設局 (1961) : 流量解析の要領 流量観測講習会テキスト(2) 63p.
36. なお、この $(D_2 - D_1)$ という流量の算出法は、枚方流域に適用したが流量がマイナスの値を示したため、本稿の考察からは除外した。
37. 梶根 勇 (1969) : 前掲論文 p. p. 129-137.
38. 梶根 勇・小林守 (1973) : モンスーンアジアの蒸発散量 吉野正敏編著『モンスーンアジアの水資源』古今書院 p. p. 55-70.
39. 内嶋善兵衛 (1972) : 蒸発散量をもつもの, 環境情報科学 1-1, p. p. 21-26に詳しい。
40. Linsley, R.K. and Franzini, J.B. (1964) : Water-Resources Engineering McGraw-Hill p. p. 30-32.
41. 菅原正巳 (1972) : 『流出解析法』 水文学講座 7, 共立出版 p. 257.
42. Kohler, N. A. (1952) : Lake and Pan Evaporation. "Water-loss Investigation" Vol. 1, Lake Hefner Studies, U.S. Geol. Surv. Circ. 229, p. p. 127-150.
43. 関係式 $E = 0.233\theta_a - 2.6$ ただし E : 蒸発量, θ_a : 気温とする。
補正値 3月1.5, 4月1.2, 9月0.8, 10月0.8, 11月0.7, 12月0.8

44. 関係式 $E=0.204\theta_a-2.2$
補正值 1月1.7, 2月1.5, 3月1.8, 4月1.3, 11月0.8
45. 関係式 $E=0.23\theta_a-6.5$
補正值 2月1.2, 3月1.4, 4月1.2, 9月0.8, 10月0.8, 11月0.9
46. 関係式 $E=0.179\theta_a-2.65$
補正值 2月1.2, 4月1.2, 5月1.5, 9月0.8, 10月0.8, 11月0.7
47. 北部は裏日本側の地域に属し、降雪がみられるため。

Summary

Yodo River is the most important river for water resources of Kinki district. The author divided the drainage area of Yodo River into three drainage areas, the drainage area of Katsura River, the drainage area of Uji River and the drainage area of Kizu River. And the author made researches of water balance for each drainage areas. Water balance equation which was adopted in this paper was (1) and (2).

$$P=D+E+\Delta S \quad (1)$$

$$P=D+E+\Delta h+\Delta S \quad (2)$$

Where P is precipitation, D discharge, E evapotranspiration, ΔS storage and Δh storage at Lake Biwa. The equation (1) was adopted for the drainage area of Katsura River and the drainage area of Kizu River, the equation (2) was adopted for the drainage area of Uji River and the drainage area of Yodo River. Hydrological period was ten years from January 1961 to December 1970. The author calculated the constituting factors of water balance equation. As a result of analysis for water balance sheets (Tab. 2~5) and water balance figures (Fig. 4~7), the results obtained were summarized as follow.

Hydrological characteristics for the drainage area of Katsura River are similar to that for the drainage area of Uji River. But hydrological characteristics for the drainage area of Kizu River are different from that for these two drainage areas. The fact is not due to the geomorphological influence of the drainage area, but climatic influence of the drainage area.

The author presumes that storage of the each drainage area showed minus-quantity because of overestimation of discharge. In the future, the author's subjects are to raise the precision of calculation for the constituting factors of water balance equation, to divide the storage into the several items.