

余呉湖流域の水収支と地下水

吉 越 昭 久*

Water Balance and Groundwater in the Drainage Area of Lake Yogo

Akihisa YOSHIKOSHI

(1978年9月28日受理)

I. はじめに

地域の水文環境の機構を明らかにするためには、水収支法などによって、水の量的な把握がなされなければならない。そこで本稿では、余呉湖流域をフィールドとして選び、水の循環機構を明らかにするため、その前提となる水の量的な把握に主眼点を置いた研究をおこなった。

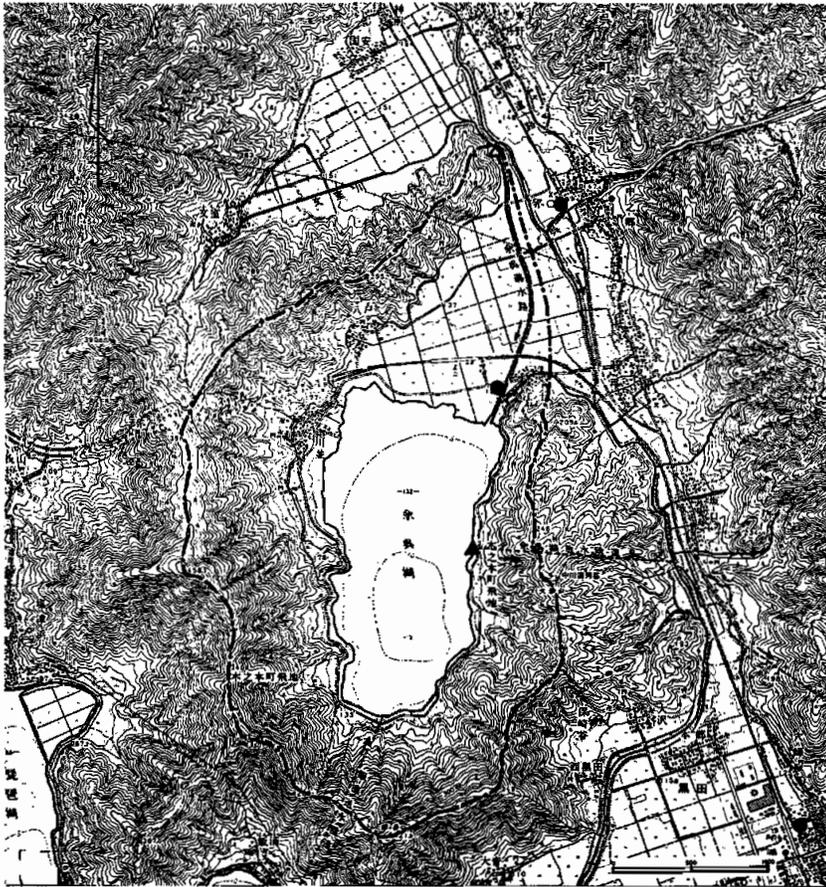
そこでまず、1961年から1970年までの10ヶ年間の月別水収支の考察をおこない、余呉湖流域の水文特性を明らかにした後、流量・水質などの観測から、余呉湖流域への地下水流入量を検討した結果について論ずる。

II. 余呉湖流域の水文環境

余呉湖流域は、琵琶湖の北約 2 km に位置し、その平面形態はほぼ長円形を呈し、流域面積は 7.47km² である。行政的には、滋賀県伊香郡余呉町および同郡木之本町の一部をなす。余呉湖はこの流域の中央部にあつて、表面積 1.97km²、水面標高 132.0m、最大深度 14.5m、包蔵水量 1.47×10⁷m³ という比較的小規模な湖である(第1図)。余呉湖の成因は、湖の東部を南北に走る柳ヶ瀬断層に接して、西側が沈下する運動と、湖の北方から南方へ傾下する運動との合成によって形成された凹地に湛水したことによるとされる¹⁾。流域は北部を除いて、秩父古生層の粘板岩や砂岩などより成る標高 400m 前後の山地(賤ヶ岳など)によって画されている。余呉湖の北部にはわずかな平地がみられ、現在は水田として利用されており、湖岸に近い水田では逆水灌漑もおこなわれる。この平地は、断層角盆地であり²⁾、その成因は西側の山地の沈下であるということは、岡山俊雄(1956)³⁾ によって既に指摘されているところである。

余呉湖は、かつては流入・流出河川を有しない閉塞湖であったが、江戸時代に余呉湖と余呉川とを結ぶ江土川(高田川とも呼ばれる)が掘られ、それが流入・流出の両機能を果たしていたといわれる。つまり、余呉川の洪水の際にはこの江土川を通して洪水が余呉湖に一時貯留され、洪水が終ると再び江土川から余呉川に排出されていた⁴⁾。ところが、昭和30年代に入ると、滋賀県および農林省による洪水調節・農業用利水を目的とした事業がおこなわれた。それは、洪水時および灌漑期に、余呉川の河水を余呉頭首工より余呉導水路を通じて一時余呉湖に貯留させた後、東側の余呉湖放水隧道から再び余呉川に放水することを主目的としている。従って、かつての江土川が果たしていた役割を、余呉導水路と余呉

* 地理学研究室



凡例 ●降水量観測地点 △余呉導水路流量観測地点 ▲余呉湖放水隧道流量観測地点
第1図 余呉湖流域図

湖放水隧道を作ることによって、肩代りさせたことになる。そして、灌漑期には琵琶湖の湖水を飯ノ浦からポンプアップし、その後余呉川に放水した水をさらに余呉川左岸の山地（田上山）を隧道で通し、高時川流域にまで灌漑をおこなうというのがこの事業の概要である。

ところで、余呉湖および余呉湖流域に関する水文学的・湖沼学的研究は、大正中期から昭和初期の田中阿歌磨（1918, 1927）^{5),6)}による研究をその最初とすることができる。その後の研究は、生態学的・理化学的研究と、古陸水学的研究とに大別される。前者には、Miyadi & Hazama (1932)⁷⁾・山口久直 (1955)⁸⁾・根来健一郎 (1956, 1968)^{9),10)}・山口征矢ほか (1973 a, 1973 b)^{11),12)}などの研究があり、そこでは余呉湖が貧栄養湖（1920年頃）から、中栄養湖（1930～1940年頃）、富栄養湖（1950年以降）へと進化し、その速度が速くなっていることが明らかにされた。一方、後者の研究には、堀江正治 (1967 a, 1967 b, 1967 c, 1968, 1971)^{1),13),14),15),16)}の一連の研究がある。そこでは、湖底堆積物を層位的に考察することによって過去の堆積環境を明らかにし、余呉湖が琵琶湖から独立し、その後何回かの水位変化のあったことを明らかにしている。

なお、水文学的には余呉湖について国司秀明ほか (1970)¹⁷⁾の水収支と熱収支の研究と、上田敏夫 (1973)¹⁸⁾の熱輸送の研究がある程度で、余呉湖流域に関する水収支や地下水の

研究は未だおこなわれていない。

Ⅲ. 水収支式各構成要素の算出法

1) 水収支期間および水文地域

水収支期間は、1961年1月から1970年12月までであって、本稿ではこの10ヶ年間の月別平均水収支について考察する。ただし、欠測など資料の不備により、1961年・1963年・1964年・1969年・1970年の資料の一部が欠けている¹⁹⁾。

また、水文地域は前述のような余呉湖流域で、その流域面積は7.47km²である。

2) 水収支式

水収支式は、式(1)を採用した。

$$P+I_y+I_h+G_i=\bar{O}+E+\Delta h+G_o+\Delta S \quad (1)$$

ここで、 P ：降水量、 I_y ：余呉導水路流入量、 I_h ：飯ノ浦送水隧道流入量、 G_i ：地下水流入量、 \bar{O} ：余呉湖放水隧道流出量、 E ：蒸発散量、 Δh ：余呉湖貯水変化量、 G_o ：地下水流出量、 ΔS ：流域貯留変化量とする。

ところで、本稿の水収支期間中、飯ノ浦送水隧道からは送水がおこなわれておらず、従って $I_h=0$ となる。また、前述のように余呉湖の周囲が古生層の山地で囲まれているため、地下水流出がほぼないとみなせるので²⁰⁾、 $G_o=0$ となる。よって、式(1)の水収支式は式(2)のように書きかえることができる。

$$P+I_y+G_i=\bar{O}+E+\Delta h+\Delta S \quad (2)$$

式(2)の左辺は、余呉湖流域に入る水の量、右辺は余呉湖流域から出る水の量を表わす。つぎに、直接測定が不可能な G_i と ΔS をまとめ、式(3)の形で表現し、この式を余呉湖流域の水収支式として扱うことにする。

$$P+I_y=\bar{O}+E+\Delta h+(\Delta S-G_i) \quad (3)$$

3) 水収支式各構成要素の算出法

〔降水量〕

流域内およびその周辺に降水量観測地点が三ヶ所しか存在せず、このため等降水量線法・ティーセン法・格子法などによる面積降水量の算出は困難である。従って、余呉・中之郷・木之本の三地点（第1図の●地点）の降水量資料を利用して、算術平均法によって降水量を求めた²¹⁾。なお、量を高に換算するには、量を流域面積で除して求める方法を取り、以下水収支式各構成要素の高の算出は同様にしておこなった。

〔余呉導水路流入量・余呉湖放水隧道流出量〕

これら両者の計算には『多目的ダム管理年報』（建設省河川局、1961年～1970年）を用いた。なお、余呉導水路流入量（観測地点は、第1図の△地点）は、余呉導水路起点において、全幅堰を越流する水流の水位を、1日に1回測定して求められたものである。また、余呉湖放水隧道（観測地点は第1図の▲地点）の余呉湖側入口の構造は、三段式水密スルースゲートで、無線遠隔水位計によってゲート操作ごとに流量が計算されている。

〔蒸発散量〕

彦根地方気象台の蒸発計蒸発量（『気象庁年報』1961年～1970年）に0.7²²⁾を乗じて求めた値を適用した。このうち、1966年以降については、蒸発計蒸発量の値が存在しないの

で、1961年から1965年までの蒸発量 (E_v) と気温 (θ_a) の関係式 ($E_v=0.204\theta_a-2.2$) を作成し、この式により1966年以降の蒸発量を気温から推定した。ところで、この方法によると、実際より1~4月に少なく、11月に多く計算される傾向があるため、1月に1.7、2月に1.5、3月に1.8、4月に1.3、11月に0.8という値を乗じて補正をおこなった。

〔余呉湖貯水変化量〕

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、湖面積/流域面積を乗じて求めた。

〔地下水流入量・流域貯留変化量〕

式(3)では、直接測定が不可能な未知項として扱った両者は、ここでは ($\Delta S-G_i$) という一つの項として、以上のような要領で求めた水収支式の各構成要素の残差として算出した。

IV. 余呉湖流域の水収支

Ⅲの水収支式各構成要素の算出法の要領で求めた水収支表(高で表現)を第1表に示した。これによれば、年降水高は2222.5mmと非常に多い。余呉湖流域は気候的には日本海側の地域に属するため、冬季の降水が特に多く、冬季および梅雨期の1・2・6・7・12月の5ヶ月間で年降水量の約52%がもたらされる。台風期にはむしろ少なく、9・10月の月降水高の平均は200mmを越えない。

第1表 水収支表 (1961~1970年の平均, 単位mm)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
P	254.8	188.9	154.0	160.2	179.8	281.5	234.0	124.2	177.9	142.7	129.2	195.3	2222.5
\bar{O}	165.1	287.2	299.0	250.2	235.2	336.7	236.8	131.9	146.6	126.1	62.1	213.1	2490.0
(P- \bar{O})	89.7	-98.3	-145.0	-90.0	-55.4	-55.2	-2.8	-7.7	31.3	16.6	67.1	-17.8	-267.5
I_y	88.6	28.6	37.2	140.1	173.2	162.2	58.7	28.1	149.3	41.3	50.7	37.3	995.3
E	27.9	27.9	48.2	60.9	69.8	73.6	91.2	104.8	80.7	63.1	36.7	24.0	708.8
Δh	59.4	-3.7	-10.9	41.7	20.7	-62.3	-10.6	-31.1	4.4	0.8	-25.3	31.0	14.1
($\Delta S-G_i$)	91.0	-93.9	-145.1	-52.5	27.3	95.7	-24.7	-53.3	95.5	-6.0	106.4	-35.5	4.9

余呉湖放水隧道流出量・余呉導水路流入量は共に灌漑機能を有しているために、灌漑期に増加する傾向にある。6月に余呉湖放水隧道流出量が、降水量と非常に良く対応するが、その他の月は両者共に降水量とは必ずしも明瞭な形で対応はしていない。むしろ、余呉湖放水隧道流出量は、融雪期に降水量とは逆の関係を示しており、($\Delta S-G_i$)の項を消費することによって、増加していることがうかがえる。

月々の蒸発散量の変化のパターンは、8月にピークをもつ緩やかな山型のカーブを示している。年の蒸発散高は708.8mmで、降水量に対する蒸発散率は31.9%²³⁾である。降水量が最も少なく、蒸発散量が最も多い8月でも、後者が前者を上回るのは余呉湖流域では記録されない。

余呉湖貯水変化量については、1月に上昇した水位が、2・3月と下降し、再び4・5月に上昇、6~8月に下降するというような変化の形式をとり、灌漑期と対応していることがうかがえる。年間の余呉湖貯水変化高が14.1mmという結果がでたが、これは本稿の水収支期間内において水位の上昇があったことを意味する。しかしこの結果は、計算上

の誤差の範囲内と考えることができるのか、あるいは何等かの理由による水位の上昇なのかは、今後の検討を待たねばならない。

最後の項の $(\Delta S - G_i)$ は、1・6・9・11月などにピークを見、降水量と比較的対応した形の変化をあらわしている。3月には大きなマイナスの値を示すが、これは降水量が少なく、余呉湖放水隧道流出量が多いために起ったものと考えられる。

ところで、第1表の水収支表より、水収支式各構成要素相互の相関係数を求めマトリックスにしたものが第2表である。この表から、ほぼ相関があると認められる組み合わせは、 P と \bar{O} 、 $(\Delta S - G_i)$ と I_y 、および、強いていえば E と Δh の三通りであろう。その中で、 P と \bar{O} の組み合わせについては、降水量が増加すれば余呉湖からの放水がおこなわれるようになるために、余呉湖放水隧道流出量が増加することが考えられる。 E と Δh については、蒸発散量が増加すれば一般的には、余呉湖貯水変化量は減少することになるが、これはむしろ夏季における降水量の減少に主に起因していると考ええる。本来、自然状態の湖沼の場合には、降水量の増加にともなって流入量も増加し、両者の間に高い相関を示すことが予想される。しかし、第2表では必ずしも高い相関が認められず、そこに人為的な水利操作の影響があらわれている。

第2表 相関係数マトリックス

P	O	I_y	E	Δh	$(\Delta S - G_i)$	
	0.53457	0.39133	-0.09022	0.01916	0.35747	P
		0.26587	-0.04224	-0.13040	-0.41944	O
			0.27370	0.09383	0.53043	I_y
				-0.45059	0.03838	E
					-0.05588	Δh
						$(\Delta S - G_i)$

V. 地下水流入量の推定について

IVにおける水収支の検討では、地下水流入量が不明であるため $(\Delta S - G_i)$ を一つの項として取り扱わざるを得なかった。そこでVでは地下水流入量を推定することによって、この項を分離する試みをおこなった。その方法は、1974年におこなった余呉川および余呉導水路の流量・水質観測を中心とした考察にもとづいているが、前述の水収支期間とは異なるため、数値の比較は不可能である。従って、本稿では数値のオーダーの比較をおこなう程度にとどめ、今後の研究の目安とするものである。

1) 余呉川および余呉導水路の流量・水質観測

さてここで、地下流入量の多くは余呉川からの伏流水であると仮定し、この検討のために余呉川および余呉導水路の流量観測と水質観測を同時におこなった。第2図のStナンバーが流量・水質観測地点をあらわす。なお、観測は灌漑期と非灌漑期にわたり三回おこない、それぞれ降水などによる影響のない日を選んだ。流量観測は、河川敷内に一定の水路を設定し、単位距離間の表面流速を測定し、断面積の計測をおこない流量を計算した。表面流速から平均流速を求めるには、本間仁・安芸皎一(1962)²⁴⁾に従い B/H と λ ²⁵⁾の関係曲線を求めてそれを用いた。1975年8月20～21日には、広井式微流速計によって1974



凡例 St: 流量・水質観測地点 B: ボーリング柱状図の存在する地点
 ⊕: 揚水試験のおこなわれた地点

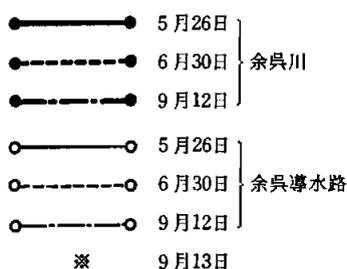
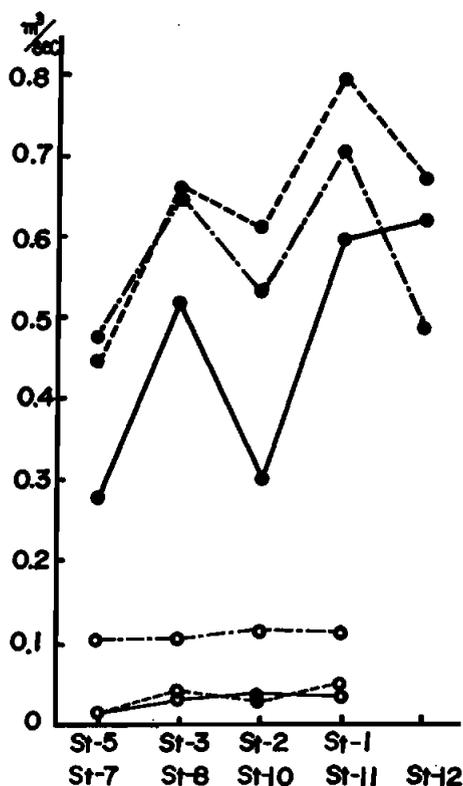
第2図 観測地点図

年の表面流速による流量の測定精度に問題がないことを確認した。また、水質については、水温・電気伝導度・pH・RpHの四項目の観測をおこなった。

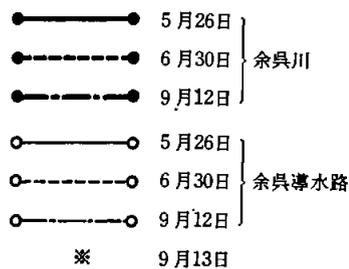
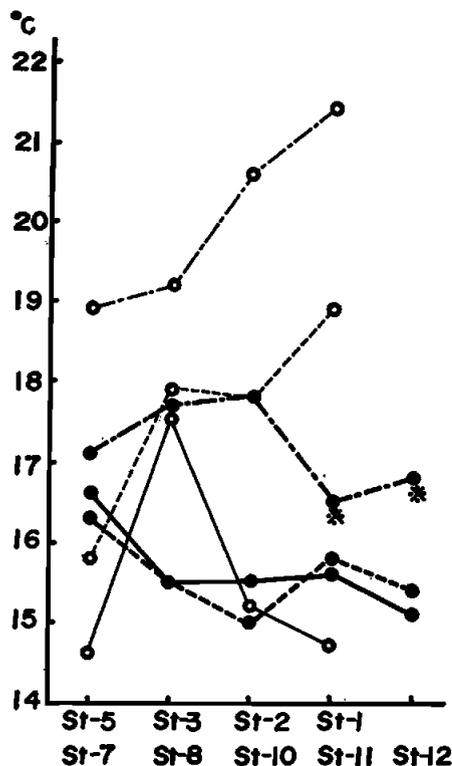
観測の結果を第3図から第5図に示した。まず、流量は余呉導水路では下流にむかうに従って増加する傾向があるが、概してその増加量は少ない。9月12日の流量が前二回に比較し多いのは、余呉頭首工よりの流入をみたためである²⁶⁾。一方、余呉川はSt-10とSt-12、つまり千原橋上流地点と余呉橋下流地点において、流量がその上流部の観測地点より減少することが、三回の観測結果より認められた。St-10のすぐ上流で、丹生川が柳ヶ瀬断層崖を切る横谷を形成し東部より流入しているため、St-10から下流の流量は全てSt-9、つまり丹生川の流量を差し引いてあらわしてある。たとえSt-9の流量を合計したとしても、この増減の傾向に大きな変化はない。

つぎに、第4図の水温の観測結果によれば、一般的に余呉導水路の水温が余呉川のそれより高い。また、余呉導水路の水温が下流にむかうにつれて上昇するのに対し、余呉川の水温はむしろ下降する傾向にある。

電気伝導度については第5図に示したように、一部の例外を除き下流部の方が上流部より高い値を示すが、余呉川・余呉導水路の値には大きな差がない。またpH・RpHについては、余呉川の値が上流から下流にかけて一定しているのに対し、余呉導水路の値は変



※ 9月13日
第3図 流量観測結果

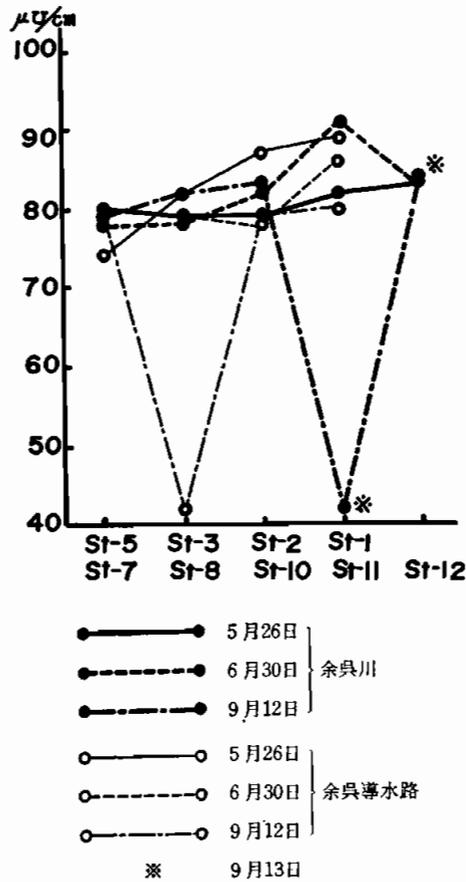


※ 9月13日
第4図 水温観測結果

化が大きいという特徴を示す。

ところで、余呉町観測の余呉湖周辺地下水位測定表より、筆者の作成した1975年6月11日と同年11月3日の地下水面等深線図(第6図・第7図)によれば、余呉川周辺の地下水位は周囲の地下水位より低くなっている。概略的にいえば、余呉導水路以東の地下水は余呉川に沿う流れを示すのに対し、以西の地下水は余呉湖に流入しているとみなされる。

以上の観測結果および地下水面等深線図より、余呉導水路の流量の増加は、水温の高い周辺の水田からの浸透水によっており²⁷⁾、余呉川の流量の増加は主に東部の山地からの地下水および上流域からの伏流水²⁸⁾によると考えられる。また、余呉湖流域へ伏流水として余呉川から地下水が流入する可能性は低く、たとえあったとしても、ごくわずかな量であると推定される。



第5図 電気伝導度観測結果 (at 18°C)

2) ダルシーの式による北部平地の地下水流動量

前項で、余呉湖流域外から地下水がほとんどもたらされていないことが知られたが、その量的な検討にまでは至らなかった。しかし、もし流域外から余呉湖流域に地下水流入があるとすれば、北部平地以外には考えられず、そこでの地下水流動量の検討をおこなうことは、あながち無駄なことだとは思わない。さて、第2図のBナンバーは、ボーリング柱状図の存在する地点で、①ナンバーは特に揚水試験のおこなわれた地点をあらわす。B-8から①-1の柱状図は第8図に示したが、図の左端の数字は標高をあらわし、それぞれの距離は実距離と同じ比率で表現されるように作図した。

ここで、地下水は主に表層に近い砂礫層間を移動すると考える。表層近くの砂礫層の対比は破線でおこなったが、実際にはレンズ状になっていて連続していない可能性もあり、厚さについても検討の余地はある²⁹⁾。しかし本稿では、第8図の關係を用いて考察をおこなう。

地下水流動の基本式・ダルシーの式は、式(4)であらわされる。

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta H}{L} = K \cdot A \cdot I \quad (4)$$



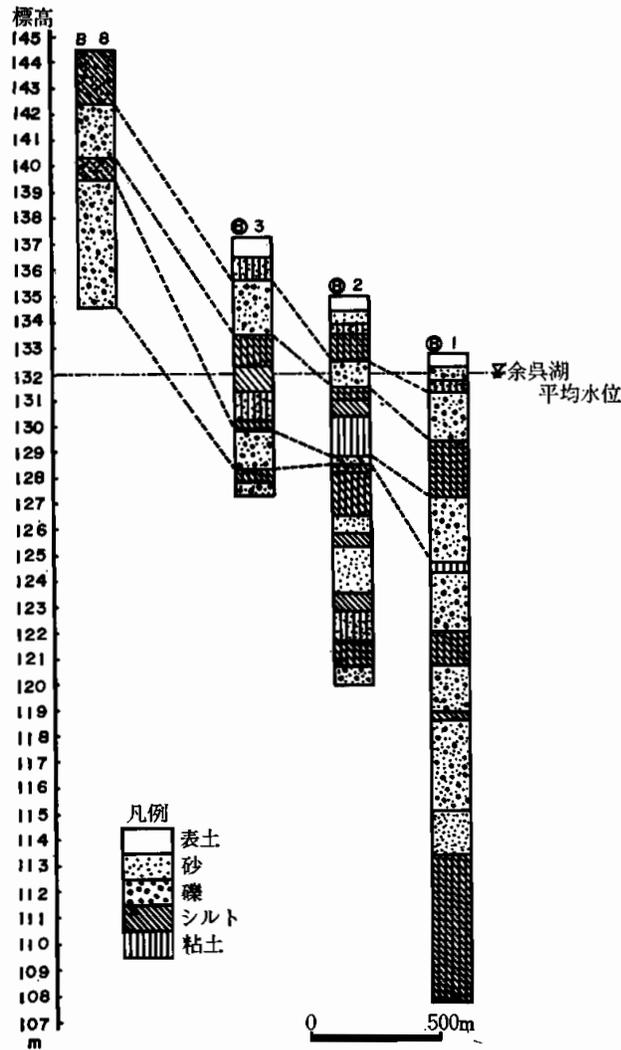
1975.11.3 (数字は地下水面標高 m, ●は地下水位観測地点)

第7図 地下水面等深線図



1975.6.11 (数字は地下水面標高 m, ●は地下水位観測地点)

第6図 地下水面等深線図



第8図 ボーリング柱状図

ここで、 Q ：流量， A ：横断面積， ΔH ：浸透損失水頭， K ：透水係数， L ：距離， I ：動水勾配とする。

余呉湖北部の平地の場合、横断面積 $2,100\text{m}^2$ (幅約 800m × 深さ 2.6m)、動水勾配 $1/132$ 、透水係数 $2.57 \times 10^{-4}\text{cm/sec}$ (当該の透水係数資料がないので、①-1の地表面下 $8.5 \sim 10.9\text{m}$ の砂礫層の値による) を代入して計算をおこなうと、地下水流動量は $1290.2\text{m}^3/\text{year}$ となり、高に換算すると 0.173mm/year となる。一般的な砂礫層の場合もう少し透水係数が大きいとして、 $K = 2 \times 10^{-2}\text{cm/sec}^{30)}$ で試算しても、 13.4mm/year となり、年間の地下水流動高はせいぜい $10^{-1} \sim 10^1\text{mm}$ のオーダーと考えられる。

以上のように、地下水流入量を推定することによって、 $(\Delta S - G_i)$ の項の分離を試みたが、地下水流入量の絶対量の算定が困難であるため、今後の検討を要する。しかし本稿で論じてきたように、北部平地における年間の地下水流動高がミリのオーダーであるとすれ

ば、もし流域外から地下水流入があるとしても、その量は地下水流動量以下と考えなければならぬ。また、地下水流入量の月々の変化は非常に小さいと考えられるので、月々の値に関しては $(\Delta S - G_i) \approx \Delta S$ とみなしても大きな誤差は生じないと考える。

VI. ま と め

余呉湖流域の年降水高は、2222.5mm と非常に多く、それが冬季・梅雨期に集中している。また、余呉導水路流入量・余呉湖放水隧道流出量は必ずしも降水量とは対応せず、むしろ灌漑のための人為的なゲート操作の影響を強く受けている。このことは、水収支式各構成要素相互の相関係数をマトリックスにしても明らかにされ、現在の余呉湖流域の水収支特性には、自然状態の湖沼流域のそれとは明瞭な相違があることが判明した。

つぎに、 $(\Delta S - G_i)$ の項の分離を試みるために、地下水流入量の推定をおこなった結果、余呉湖流域におこなわれる余呉川からの伏流水としての地下水供給は非常に少なく、もしあるとしてもそれは年間でせいぜい $10^{-1} \sim 10^1$ ミリのオーダー以下であろうと結論づけられた。なお、地下水流入量の月々の変化は小さいと考えられるので、月々の値に関しては $(\Delta S - G_i) \approx \Delta S$ とみなしても、大きな誤差は生じないと考える。しかし現在のところ $(\Delta S - G_i)$ の項の分離は困難でまだ検討を要する。

今後、それぞれの水収支式各構成要素算出の精度を高める一方、継続的な地下水・流量観測をおこなうことによって、水の循環機構を明らかにしていきたい。

注

1. 堀江正治 (1967 a) : 湖盆の地殻変形の問題. 京都大学防災研究所年報. 第10号 A, 599~606.
2. 辻村太郎 (1929) : 『日本地形誌』. 第3版. 古今書院, 211~212.
3. 岡山俊雄 (1956) : 柳ヶ瀬断層と教賀湾, 伊勢湾線. 駿台史学. 7, 75~101.
4. 現在, 江土川は水の移動がおこなわれておらず, メタンガスの発生する水路となっている.
5. 田中阿歌磨 (1918) : 『湖沼めぐり』. 博文館, 476 p.
6. 田中阿歌磨 (1927) : 『湖沼巡禮』. 日本学術普及会, 332 p.
7. Miyadi, D. & Hazama, N. (1932) : Quantitative Investigation of the Bottom Fauna of Lake Yogo. Jap. Jour. Zool. 4, 151~196.
8. 山口久直 (1955) : 余呉湖の湖底堆積物と高等水生植物. 陸水学雑誌. 17, 81~90.
9. 根来健一郎 (1956) : 余呉湖の湖底堆積物中の硅藻殻. 陸水学雑誌. 18, 134~140.
10. Negoro, K. (1968) : An Analytical Study of Diatom Shells in the Bottom Deposit of Lake Yogo-ko. Mem. Fac. Sci, Kyoto Univ. Ser. Biol. Vol. 1, 121~124.
11. 山口征矢・高橋正征・市村俊英・森谷虎彦 (1973 a) : 夏季停滞期の余呉湖の性状. 陸水学雑誌. 34-3, 121~128.
12. 山口征矢・高橋正征・市村俊英・森谷虎彦 (1973 b) : 冬季循環直後の余呉湖の性状. 陸水学雑誌. 34-3, 157~163.
13. Horie, S. (1967 b) : Limnological Studies of Lake Yogo-ko. (I) Bull. Disas. Prev. Res.

- Inst. Kyoto Univ., Vol. 17. Part 1 No. 117, 1~8.
14. Horie, S. (1967C) : Limnological Studies of Lake Yogo-ko. (II) Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., Vol. 17. Part 2. No. 112, 31~46.
 15. Horie, S. (1968) : Limnological Studies of Lake Yogo-Ko. (III) Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., Vol. 17. Part 3. No. 127, 21~28.
 16. 堀江正治・三宅秀男 (1971) : 粒度分析から推定される余呉湖の発達史. 京都大学防災研究所年報. 第14号B, 763~769.
 17. 国司秀明・鳥羽良明・今里哲久・本田健二 (1970) : 水収支過程と熱収支過程 (余呉湖観測を中心として) 『湖沼物理学の研究』, 49~58.
 18. 上田敏夫 (1973) : 余呉湖における湖内部の熱輸送形態について. ハイドロロジー談話会例会発表, ハイドロロジー. 8, 56~57.
 19. 1961年は1~3月まで, 余呉導水路流入量・余呉湖放水隧道流出量・余呉湖水位の資料が欠けており, 1963・1964・1969・1970年は, 1~12月までの余呉導水路流入量が欠測になっている.
 20. ただし, 余呉湖周辺にも, 東郷正美 (1974) : 琵琶湖北岸野坂山地の変動地形. 地理学評論. 47-11, 669~683が指摘しているように多くの断層が存在しており, これにともなう亀裂から地下水が琵琶湖側へぬけ出している可能性も考えられるが, 量の上からはごくわずかなオーダーであると推定される.
 21. 各算出法の精度については, 拙稿 (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, 15~32において, それぞれ大差のないことを述べたことがある.
 22. 蒸発計の値は, 実際の蒸発散量より大きいとして, 経験的に0.7~0.8の係数を乗じて用いられることがある. 菅原正巳 (1972) : 『流出解析法』水文学講座7. 共立出版, p. 257 では, この方法でも大きな誤差の生じないことを述べている. ただしこの方法では, 水面と山地の蒸発散量の区別ができないので精度は多少劣る.
 23. 琵琶湖流域の蒸発散率は, 古藤田一雄 (1974) : 琵琶湖の水収支とその集水域の水文特性. 日本地理学会予稿集7, 85~86によれば34.6%, 拙稿 (1976) : 淀川流域の水収支. 奈良大学紀要5, 244~263によれば36.3%で, 余呉湖流域の蒸発散率はこれらの値よりかなり低くなっている.
 24. 本間仁・安芸皎一編 (1962) : 『物部水理学』岩波書店, 331~332.
 25. $B/H = \text{河川幅} / \text{平均水深}$ $\lambda = V_m / V_s = \text{平均流速} / \text{表面流速}$
 26. 前二回の観測では, 余呉頭首工よりの流入はおこなわれていない.
 27. 余呉導水路の側壁からは, 水温の高い水の流入が随所にみられる.
 28. 頭首工地点の比流量は, 5月26日の場合で $0.0121 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$, 余呉橋地点の比流量が $0.0202 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ で, 共にかなりの量の伏流水の存在が予想される.
 29. Nakao, K. & Horie, S. (1975) : Sedimentary Structure near Lake Yogo Inferred from Electrical Depth Sounding, International Symposium on Global-Scale Paleolimnology and Paleoclimate. Kyoto, Japan の電探結果によれば, 砂礫層は本稿で採用した砂礫層よりも1オーダー厚いと考えられている.
 30. 土本学会編 (1971) : 昭和46年改訂版『水理公式集』土木学会, 331~332の値を適用した.

Summary

The drainage area of Lake Yogo is a small-scale drainage area that lies in the north of Lake Biwa, Shiga Prefecture. Lake Yogo was a closed lake formerly, but it is an artificial reservoir which has two functions of flood-control and irrigation at present.

Author made a study of water balance in the drainage area of Lake Yogo, and estimated volume of the groundwater inflowing in the drainage area of

Lake Yogo. As a result of this research, author proved the followings.

(1) The characteristics of water balance in the drainage area of Lake Yogo are different from those in a drainage area of natural lakes because of its artificial operation.

(2) Primarily, author presumed that the groundwater was supplied from Yogo River to the drainage area of Lake Yogo as underwater, but author proved that the drainage area of Lake Yogo received little groundwater from Yogo River. By the calculation of this result by Darcy formula and so on, annual height of groundwater to the drainage area of Lake Yogo was estimated at several millimeters.

Author must raise the precision of water balance method, and continue the observation of groundwater and discharge. Author desires in the near future to prove hydrological cycle structure in the drainage area of Lake Yogo.