阿蘇火山カルデラ内における水収支

On the Water balance in Caldera basin
of volcano Aso下 津 昌 司*
Masashi SHIMOTSU

Abstract

Because we must consider dynamic water balance in process of hydrological cycle which takes a long time, the change of basin storage is estimated in caldera basin of volcano Aso.

Then, in water balance equation (1)

$$R(t) - D(t) = \frac{ds}{dt} \quad (1)$$

$R(t)$, $D(t)$ and ds represent basin recharge, basin discharge and change of basin storage, dt is a period.

Equation (1) is transformed following equation,

$$\Sigma (P - ET - Q) \cdot \Delta t = \Sigma \Delta s - \Sigma G \Delta t \quad (2)$$

P , ET , Q , Δs and G represent Precipitation, Evapotranspiration, depth of discharge through the channel, change of basin storage, and depth of difference between unobserved inflow into basin and outflow of basin.

In equation (2), usually we can estimate values of left side terms by observation. Then it is found out that in process of calculation of water balance, we can estimate unknown G in the application of trend in time series, on the other hand that $\Sigma \Delta s$ (change of basin storage) correspond to change of piezometric surface of ground water.

1. はじめに

従来、火山地帯においては、雨水の浸透、保留能力が大きく、日本における他の山地の流出現象と比較してみると、地下水流出成分の割合が大きく、したがって、いわゆる低水比流量の大きいことが指摘されている。¹⁾⁻⁵⁾

このように水文学的に特徴のある火山流域においては、水収支を論ずるに際して、流域貯留量の変動を無視するわけにはゆかない。それは、雨水の浸透、貯留、流出、といった、水循環の速度が遅く、ある降雨に対する流出が完了するには数ヶ月あるいは、それ以上の時間を要するためである。

*熊本大学工学部

(昭和51年4月10日受理)

したがって、時間の単位をどのようにとっても、収支がバランスする一定期間を区切ることが出来ない。すなわち静的な水収支ではなく、変動量を含めた動的な水収支を考えなければ、水収支方程式が成立しないのである。すなわち次式がその基本である。

$$R(t) - D(t) = \frac{ds}{dt} \dots\dots\dots (1)^{6)-7)}$$

$R(t)$, $D(t)$ および ds はそれぞれ同一水収支区域内における、ある期間内のかん養量と排出量および流域貯留高の変動量を表わし、 dt はある期間を示す。

本研究は、この(1)式によって算定される流域貯留高の変動高を、流域のある帯水層における地下水面の変動と対応させることによって、水収支計算における、流域貯留高の意義を考察したものである。

2. 水収支方程式と誤差

ある流域内の、ある時間々隔（本研究においては月単位）の水収支は(1)式より、つぎのように表わされる。⁸⁾

$$P - ET - Q + G = \frac{\Delta s}{\Delta t} \dots\dots\dots (2)$$

P : 降水量 mm

ET : 蒸発散量 mm

Q : 流出高 mm

G : 観測されえない他流域よりの流入高(+) mm と他流域への流出高(-) mm の差
(主として地下水である)

Δs : 流域貯留高の変動量 mm

Δt : 時間々隔, 本研究の場合 月

ここで、(2)式の各項の精度、すなわち、各項に含まれる誤差量は同一ではなく、しかも不等質な空間分布をもつ流域という場の平均的な値、あるいは累加値として表わされているので、時期によっても、その絶対値が変わるものである。また水収支計算は特定の項についてのみ精度のよい算定をおこなっても、いずれか1個でも精度の悪い項があれば、結局全体の精度はその項の精度によって定まってしまう。例えば(2)式においてGは、算定不可能な場合が多く、通常はみかけ上 $G \equiv 0$ として、 Δs を算定することになる。

(2)式から

$$\Sigma(P - ET - Q) \cdot \Delta t = \Sigma \Delta s - \Sigma G \cdot \Delta t \dots\dots\dots (3)$$

一般に算定可能な値は、(3)式の左辺であるが、周知のように流域蒸発散量ETの算定が困難なため、現状では、ほとんどの場合、可能蒸発量や蒸発計蒸発量からの推定値によっている。本研究の場合も次節に示すような推定値である。以上のように等しくない精度をもつ各項の収支計算の結果、流域貯留高の値が求められることになり、すべての誤差は、この中に集積される。そこで、この流域貯留高の精度ひいては、水収支計算全体の精度を、流域内のいくつかの帯水層における地下水水頭との関係を把握することによって確認することができることを後に示す。

3. 解析

3.1 対象流域

図—1に示すA流域 別称南郷谷（流域面積 155km²）、B流域 別称阿蘇谷（流域面積 138km²）の2流域が対象流域であるが、両流域ともカルデラ内の並行流域で、地形の形成過程はほぼ同一である。両流域とも、いわゆる盆地状の地形であるため、地表の流域界は、はっきりしているが、地下水盆の境界は必ずしも確定していない。A、B両流域のほぼ中央を黒川、白川が貫流し、これらがいわゆる外輪山の端で合流し白川となっている。

両流域の地形勾配などを表—1に示すが、地表面の表層部は流域全体が火山灰土で覆われている。水田を除いて、通常黒灰色の黒ボクが表面にあり、その下に赤褐色の赤ボクが黒ボクと互層をなしている。この流域において削井時にえられた地質柱状図を図—2に示すが、ごく一般的にいて難透水性の熔岩層にはさまれた被圧帯水層が主要な帯水層となっている。この上部にいわゆる浅層の不圧地下水が帯水層あるいは裂か水の状態で存在する地域もあるが、今回の研究においては、前者の被圧帯水層第1層内の地下水を対象としている。

表-1. 流域地形

		黒川阿蘇谷	白川南郷谷
流域面積 Km ²		208	155
流域勾配 %	山地 (勾配 20%以上)	48%	60%
	勾配 20~2%	28%	34%
	平地 (勾配 2%以下)	38%	6%
地目 %	水田・畑	38%	34%
	山地・林	16%	15%
	草地・原野	46%	51%
河道長 Km / 流域面積 Km ²		0.7	0.4
河道数 / 流域面積 Km ²		0.47	0.22

図—1 流域概要図

図—2 地質柱状図

3.2 水収支の算定

(1) 降水量 P

図—1 に示す各観測点資料をつかって、ティーセン法により算出した。1 観測点の支配面積は最大 20km²から最小 6 km²の範囲になっている。

(2) 蒸発散量 ET

蒸発散量の算定は前述のように問題点を残しているが、つぎの方法により試算的に算出したものである。

(i) Thornthwaite 式を基本として、阿蘇内牧地点の月平均気温 (1937~1961年) と熊本市における各月平均日照時間 (1931~1960年) を用いて算定した値

(ii) 蒸発計の実測記録

それに金子氏⁽⁹⁾の地目別仮定値を参考にして地目別、季節毎に流域の地目の割合で蒸発散量を算定したところ阿蘇谷 743mm/年、南郷谷 710mm/年となった。長期間の水収支計算をこの両方の値でおこなった結果から、最終的には両流域とも 743mm/年をもちいた。

表—2 月間蒸発散量 mm

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
蒸発散量	11	13	25	50	87	86	132	136	104	48	32	19	743

毎年同じ値をもちいることについては、年蒸発散量の年々の変動巾が小さいことと、それに多雨年の方が乾燥年よりも蒸発量が小さく算出されるが、蒸発する水の存在を考えると果たして、計算値

がどの程度の信頼性をもつものであるか、不明確な点が多いので、平均的な数値をもって毎年一定とすれば、長期間の収支ではバランスをとることになろうと予想したからである。

(3) 流出量 Q

流域末端の河道流出量は、河川水位の測定結果より水位→流量への換算によって求めたものである。高水時、低水時によって、精度は当然異なっており、高水時流量の精度は最大40%前後の誤差を含むことも考えられるが、この流域では、年間総流出量に占める高水時流出量の割合が大きくて20%台、通常10%台の値であることから総合的には、面積雨量の精度に対応したものであろう。

(4) 観測されざる他流域からの流入量と流出量の差 G

これは主として地下水の形で流動しているものが考えられ、固定した流域では通常正負の値が定まっていると考えてもよいであろう。すなわち、ある流域には常に地下水流入があるとか、その逆の場合である。したがって、水収支計算の結果((3)式の左辺の計算結果)から、この値が推定されることになる。

そこで(3)式の左辺の各項に数値を入れ、求めた結果を図-3、図-4に示す。つぎに年周期を除去し長期傾向を観るために、12ヶ月移動平均をおこない、長期傾向線を直線と仮定して最小二乗法により求めてみると、図-5に示すようになった。すなわち南郷谷では、傾向線が横軸とほぼ平行であ

図-3 流域貯留高変化——地下水位変化(南郷谷)

Σ (P-ET-Q)

図—4 流域貯留高変化——地下水位変化（阿蘇谷）
 $\Sigma(P-ET-Q)$

る。これは流域末端部が岩盤の露出した地形、地質であって、流域全体がカルデラ地形であることなどから他流域への地下水流出は無視できると考えると、傾向直線が水平であることから $G=0$ といえよう。さらに $G \doteq 0$ ，流出量 $\doteq 0$ から他流域からの流入も無視できるといえる。

それに対して、黒川阿蘇谷においては長期傾向線の傾斜からみて、一方的な流入量超過が認められる。31年より36年までの区間（C流域に相当する）で $G=360\text{mm/年}$ ，37年以降 $G=157\text{mm/年}$ （B流域に相当し、流量に換算して約 $0.69\text{m}^3/\text{s}$ ）という結果である。

3.3 流域貯留量と地下水ポテンシャルの関係

原時系列（(3)式の左辺）を示す図—3，図—4の値から長期傾向変動値を除いた時系列すなわち，(3)式左辺から G の影響を除き，流域貯留量（水深で表わし貯留高） $\Sigma \Delta s$ について，自己相関，両流域の相互相関を図—6，図—7に示した。さらに前述の帯水層地下水位面の年間変動の様相が図—3，図—4に示されているが，この両地点地下水位面の相互相関を図—8に，そして流域貯留高の変化と41年以降の地下水位の変化を対応させた相互相関を図—9に示す。

図—5 $\Sigma(P-ET-Q)$ の12ヶ月移動平均値と長期傾向

4. 考 察

(1) 両流域における流域貯留高の変化は図—6によれば持続性に多小の差異がみとめられるが、図—7の相互相関は $t=0$ において0.90であり、ほぼ同一といえる結果を示している。これは、両流域の地形、地質的特性が同一であることから妥当な結果といえるがこの結果は黒川阿蘇谷流域に長期傾向として他流域よりの流入があることを前提として、その影響を除いた後、えられたものである。

(2) つぎに、両流域の帯水層（前述の被圧帯水層第1層）の地下水位の変化を南郷谷（老良原地点）、阿蘇谷（坂梨地点）の両者（図—3、図—4の中の地下水位）について比較した図—8の結果は $t=0$ で0.95を示し、ほとんど同一であることが判明した。

(3) そこで各流域の収支計算より求められた貯留高の変化と、各流域代表地点の地下水位の変化について対応関係を求めた図—9の結果は、両流域とも2ヶ月のずれで相関係数0.81となっている。この値は両者にかなり高い相関々係があることを示しており、流域貯留高の物理的意味をかなり明確にすることができた。この場合水収支計算の時間スケールを月単位にとっている。これが最適な時間スケールとはいえないが、図—3、図—4から判断すると地下水位の曲線の方が浸透現象というフィルター効果をうけて、高周波成分がカットされ滑らかなになっていることから、水収支計算値も、その移動平均をとり、もう少し滑らかな曲線にすることが必要かもしれない。その結果は相関値を高めるのに必ずしも、有効であるとはいえない。

図-6. 流域貯留量($\Sigma\Delta S$)の自己相関 図-7. 両流域貯留量($\Sigma\Delta S$)の相互相関

図-8. 両流域の地下水位変化の相互相関

図-9. 流域貯留量と地下水位の相互相関

また、対象とする帯水層によって、地下水かん養の時間スケールが異なるため、それに対応する水収支の時間スケールのとり方も変えなければならないであろうが、水収支計算における時間スケールのとり方の意義についてはさらに検討しなければならない課題である。

つぎに計算貯留高の変動から2～3ヶ月後の地下水位の変動が予測されうることになるから、地下水流出である低水流量については、この地下水位との関連を把握することによって河道流量を予測することが可能といえる。ただ直接流出が発生する場合の問題は、降水の予測であり、この降水現象についての長期予測は周知の通り、まだ完全ではない。しかし、この長期予報と地下水位による低水流量予測の連繫により、水資源計画上有益な情報をもたらすことが、十分可能であると考えられる。

(4) 水収支計算上の精度については、その絶対値について確定できないが、地下水位との対応によって検証するならば、実用的精度を一応満足していると考えられる。特に(3)式の蒸発散量について各年一定とした点についても、この結果からみて、一応評価できる数値であるといえよう。

5. まとめ

以上えられた成果について要約すれば、

- (1) 阿蘇カルデラ内における水収支計算において流域貯留量の変化は、地下水位の変化にかなりよく対応している。
- (2) 計算過程において、観測されない流域への流出入量を長期傾向値として推定することができた。
- (3) 長期間の水収支計算により、年平均的蒸発散量を検証することができた。

最後に日頃から御教示をいただいた京都大学名誉教授石原藤次郎博士、元熊本大学教授藤芳義男博

士に心から謝意を表わすとともに研究観測に協力された高沢路生氏はじめ学生諸氏および資料提供をいただいた気象台はじめ関係各位に対し謝意を表わす。

なお文部省科学研究費の一部を使用したことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 菅原正巳 勝山よし子：九州地方の諸河川の渇水流量の予測について 科学技術庁資源局 昭和34.6
- 2) 水資源の変動様相に関する調査報告 科学技術庁資源調査会 p. p. 51, p. p. 265～267 昭和40.10
- 3) 菅原正巳 勝山よし子：水資源の循環機構に関する調査報告 科学技術庁資源調査会 p. p. 365～426 昭和44.1
- 4) 火山地帯の水文学に関するシンポジウム日本学術会議水特別委員会 I H D小委員会 1970.2
- 5) 金子 良：農業水文学 土木雑誌社 昭和32
- 6) 山本莊毅：水収支について 水循環および水収支に関するシンポジウム 日本学術会議水特委, I H D小委員会 1967.11
- 7) 水収支研究グループ：地下水資源学—広域地下水開発と保全の科学 共立出版 p. p. 203
- 8) 例えば前出 5) p. p. 9～15 p. p. 115～137
- 9) 金子 良：水資源ハンドブック 朝倉書店 p. p. 321