別府市宮地嶽神社温泉井の水位および泉温の変化について

(2) 水位の年変化とその温泉湧出量との関係

(京都大学理学部 地球物理学研究施設) 吉川恭三

(昭和 38 年 10 月 12 日受理)

Variations of Water-levels and Temperatures in an Observation Well in Beppu

(2) Annual Variation of Water-level and Its Relation to the Discharge-rates of Thermal Springs

Kyōzō KIKKAWA
(Geophysical Research Station, Kyōto University, Beppu)

The water-level of a well in Beppu under water table conditions show a typical annual variation. It corresponds to a theoretical result assuming that the monthly precitation and recharge rate of the groundwater are proportional with each other for deviations from their yearly means:

$$\frac{dh}{dt}=\frac{1}{S}(R-R_m)=\frac{\alpha}{S}(P-P_m)$$

The value of α/S is found to be 4.24 as the mean value for the whole period of observations.

The discharge rate from thermal springs in Beppu City was found to show the similar annual variation with that of the groundwater level. Such information is the same with the effect of the ocean tide on the discharge rate of the thermal springs in Beppu. It is infered that the infiltration of the rain affects the height of the groundwater table and, then, transmits to the piezometric level of the deep thermal groundwater bounded by the semi-impervious stratum.

1. まえがき

別府の京都大学地球物理学研究施設では，海岸から 1 km 余りの距離にある宮地嶽神社の井戸で，毎日水位と水温の観測を続けている．瀬野[8] はその 1939 年までの観測結果を整理し，季節変化と経年変化についての経験式を求めた．その後，この井戸の水温にいちぢるしい低下の起こつたことが，吉川[3] により報告され，温泉の開発が進むにつれて浅層地下水中へ混入してくる高温水の減少したことが主原因であろうと推定された．この井戸の一般的性状は瀬野[8] による第1報告にくわしく記されており，その別府温泉において占める位置については，吉川[3] の報告の中で，京都大学の温泉台帳番号 No. 970 として示してある．この井戸水の化学成分やその変動については，木戸・丸田[1,2] の分析があり，瀬野[7] は約1年間にわたつて電気伝導度と塩素イオンの変化を測定し，その季節変化を見出した．これらから，この井戸水は深

処から湧出した温泉水が地表から浸透した地下水とまざりながら流下してゆく不圧性の地下水と考えられている.

以上の諸変動のうち，もつとも規則的に現われているものは水位の季節変化であつて，この問題についての瀬野の研究以来，さらに 20 年余の観測資料がつみ重なり，また，その間，一般的な地下水の非定常状態についての研究も進んだため，この一つの井戸の水位変化を通じて，もつと広く別府における地下水理の研究を進めることの出来る可能性が示されてきた．この報告はかつての瀬野[8]の論文に続く第2報として，観測期間中，常に規則的に現われている水位の年変化を用いて，降雨と地下水，さらに引いては温泉水との関係を解析しようとするものである．そのため，一つ一つの降雨にとらわれることなく，雨量と水位とは，それぞれ，京大の研究施設で測定した値から求めた月平均値だけを資料として用いることにする.

2. 水位の年変化

図1は，1例として 1953 年以後の各月の値を示したものであるが，これでも見られるように，観測全期間を通じて，だいたい9月か 10 月を最高に，4月か5月に最低となるような水位の年変化がはつきりと現われている．そこで，これ以外の諸変動の効果を出来るだけ除くため，1箇月のうち5日以上の欠測のある月を除いて残りの 27 年間の各月ごとに水位と雨量とを平均して表1を求め，その各年平均値よりの差をとつて図2に示す．なお，水位の値としては，地上の観測標準点より水面までの深さをマイナスで示した.

この結果からも，水位は雨量に約3箇月おくれて変動していると見られるので，瀬野は水位年変化を説明するのに3箇月前までの雨量の効果を含むものとして次の関係を仮定し，各常数を求めた.

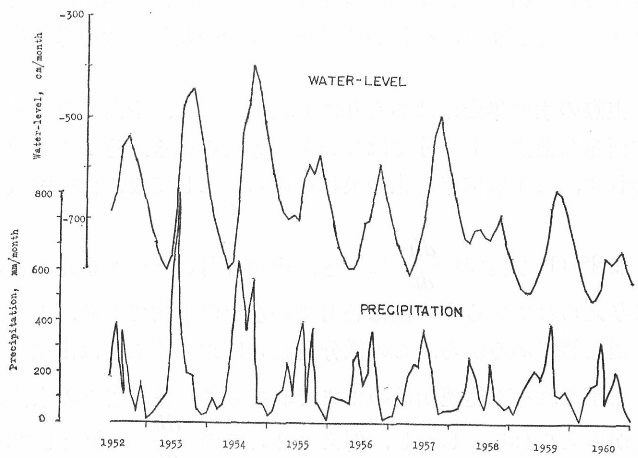

図 1　井戸水位と雨量　1953～1960

表 1　井戸水位の年変化　　1925～1960

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
水位 (cm)	−685	−721	−746	−762	−763	−758	−689	−643	−594	−574	−599	−646	−681
雨量 (mm/月)	41	82	98	139	167	245	307	207	304	126	66	47	152

$$\frac{dh}{dt} = -\kappa(h-h_0) + \sum_{n=0}^{3} \alpha_n N_n \quad (1)$$

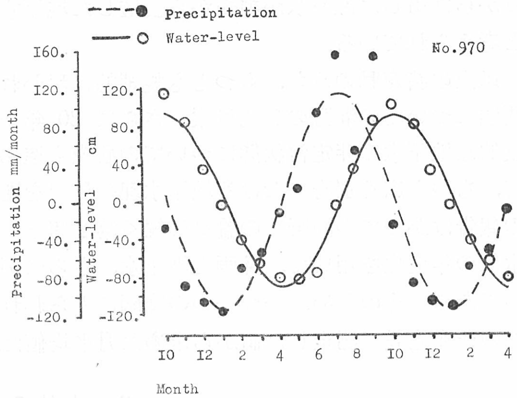

図 2　水位年変化と雨量　1925～1960

ここで，h は水位，h_0 は降雨が全然なくて保ち得る水位とされているが，この場合にはこの地下水層に特有な常数と考えておいてよいであろう．N_n はその n 箇月前の月雨量で，κ と α_n は常数である．ところが，求められた α_n の値は n によりばらばらでその月の雨量よりもつと前の月の雨量の方が大きく影響するという結果となり，地下水へ供給される水量が雨量とは非常に違つた変化をしていると考える以外に方法がない．これでは水位変化と降雨量とを直接対応させようとする (1) 式の仮定が妥当であろうかとの疑問もおこる．ここでもつとも問題とされるのは，水位変化にその3箇月前までの雨量が少なからざる効果を与えるとした点であろう．地下水の流速が非常に遅いことからも，地下水位そのものが相当以前の雨の影響を受けることは当然考えられるが，その水位変化率 $\dfrac{dh}{dt}$ に数箇月前の雨がなお効果を持つということは，よほど深い地下水か，一たん地上に貯溜された水が浸透して地下水になる場合以外には考えにくい．もちろん，これらは解析の結果から判断すべき問題ではあるが，(1) 式のような関係はまだ十分な物理的基礎をもつて一般化された式とはいえない現状であるので，これから導き出された結果があまりに複雑な場合には，ただ経験的にこの井戸での水位変化の状態を数式化するにとどまり，それから地下水理の一般的性状を導き出すことはむづかしい．

それにしても，実際の水位年変化はあまりにも規則正しく，少なくともその大要を説明するにはもつと比較的簡単な機構でも十分ではないかと考えられる．そこで3箇月前からの降雨という点にはとらわれず，まず水位年変化の実状を明らかにして後，供給水量の年変化を推定することを試みる．

そのためには，まず (1) 式中の $\dfrac{dh}{dt}$ につき，その各月ごとの値を求めなければならない．ところが，実際に与えられている h の値は各月での水位の平均であり，1月，2月，3月････というような不連続な値であるから，この微分を直ちに求めることは出来ない．そこで便宜上の方法としては，まずこれを不連続函数のままで取扱って，各月ごとの水位の差をとつて $\dfrac{dh}{dt}$ の代用とすることが考えられる．しかし，例えば2月での $\dfrac{dh}{dt}$ の値として，1月と2月との値の差をとるか，2月と3月との差をとるか，または，1月と3月との差の半分をとるかなど，場合によりかなり違う値を持つ3種の場合が考えられ，実際に要求される精度に対してどれがもつとも妥当かは一般的にはいえない．そこで，この場合には，この各月での水位の値は実際には不連続であつても，これを基にして年変化を想定するという考の基礎には，すでにこの各月ごとの値が1年周期の連続函数中の各点での値という観念があると考えて，この各月での値にもつとも適合する連続函数を求め，これを h の年変化として各月での $\dfrac{dh}{dt}$ を求めるこ

とにした．連続函数としては，いろいろなものがあり得るが，1年週期という意味にもつともよく適合する函数を見出すものとして一般によく用いられている調和分析法を使い，表1の12箇の値に基ずいて，1年周期を第1項とする次のような6箇の sine 函数の和を求めた．

$$h=-681-94.8\sin(\omega t-0.07)+17.6\sin(2\omega t-1.03)+1.83\sin(3\omega t-0.79)$$
$$+6.29\sin(4\omega t+1.18)-4.45\sin(5\omega t+0.84)+1.5\sin(6\omega t+1.57)$$

ここで，$\omega=\dfrac{2\pi}{12}=0.524$　(月$^{-1}$)

ただし，ここでの第2項以下は，例えば潮汐の調和分析におけるように物理的意味を持つたものではないことは当然で，ただ，これら六つの項を加え合せた函数が1年ごとにくり返される水位の季節変化を示すというにすぎない．上式を t で微分し，t に1から 12 までの値を代入して各月での $\dfrac{dh}{dt}$ の値が求められ，その結果を次表に示す．

表　2

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\dfrac{dh}{dt}$ (cm/月)	−40.6	−25.9	−24.	−1.3	−11.5	40.3	69.3	36.8	58.	−8.6	−51.1	−41.8

図3で，縦軸にこの $\dfrac{dh}{dt}$ の値を与え，横軸に各月雨量 (P) のその年平均値 (P_m) よりの偏差をとると，各月ともその図中に引いた勾配 4.26 の直線の附近に分布し，両者の間に比例関係が比較的よくみたされている．この比例常数 4.26 の値については後述する．

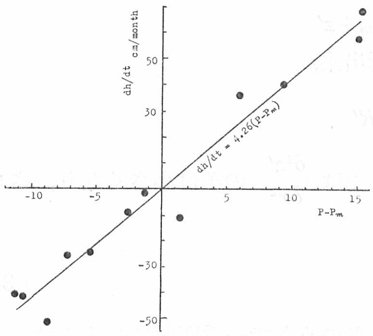

図 3　水位の年変化における $\dfrac{dh}{dt}$ と $P-P_m$ との比例関係，1925～1960．

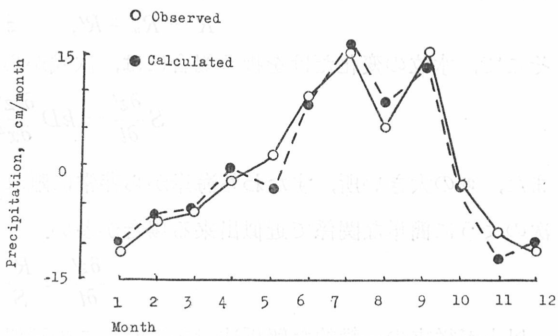

図 4　$\dfrac{1}{4.26}\dfrac{dh}{dt}$ から求めた計算雨量と実測雨量

この関係の適合性をもつと分りよくするため，表2から各月での $\dfrac{1}{4.26}\dfrac{dh}{dt}$ を求めて計算雨量とし，実測の $P-P_m$ と対比した図4によると，全般的な変化の状況はかなりよく一致しており，年変化についての第一近似としては，水位は雨量の変化にのみ関係し，次の比例関係が成り立つといえるであろう．

$$\frac{dh}{dt}=4.26(P-P_m) \qquad (2)$$

もちろん，この関係だけで水位の年変化が完全に説明出来るわけではなく，図4からも計算

雨量と実測雨量との間にいくらかのくい違いは見られるが，この違いは月により不規則で他の考えられる因子との間にはつきりした関係は見当らず，また，解析の方法や，降雨が地下水に影響を与えるまでの過程の複雑さを考える時には，むしろ誤差の範囲としてよいのではなかろうか．したがつて，(1) 式の右辺第1項のような水位減衰に関する項の影響がたといあるとしても，これは雨量年変化の影響にくらべて誤差の範囲に含まれる程度のもので，この結果からその影響を明確にぬき出すことはむずかしい．

3.　不圧地下水位の週期変化における理論との対応

供給水量が変動する場合の不圧地下水位の変化について，これまでにいろいろと理論的研究が試みられている．それによると，理想的な状態につき，地下水層の厚さを z, 地下水面の全面にわたり一様とみなされる供給水量を単位面積当り R, 貯溜係数を S, 透水係数を k, その海岸などの境界線からの距離を x とした時，基礎方程式は次により与えられる．

$$S\frac{\partial z}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(kz\frac{\partial z}{\partial x}\right)+R$$

しかし，これの数学的解を得ることがむづかしいため，x のある程度大きい範囲では z の変化が比較的小さく，地下水流の平均の厚さ D でおきかえても誤差は小さいとして次式で近似する．

$$S\frac{\partial z}{\partial t}=kD\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}+R$$

ここで，供給量 R がある平均値のまわりを変動する週期函数であるとき，R と z とをそれぞれ上式をみたす定常部分と変化部分とに分けて取扱う．

$$R=R_m+R',\qquad z=z_m+z'$$

そこで，水位の変化だけを扱う場合には，次式から解析出来，

$$S\frac{\partial z'}{\partial t}=kD\frac{\partial^2 z'}{\partial x^2}+R'$$

また，x の大きい所，すなわち海岸から非常に離れた所では $\dfrac{\partial^2 z'}{\partial x^2}$ の項は小さくなり，さらに次のように簡単な関係で近似出来る場合が多い．

$$\frac{\partial z'}{\partial t}=\frac{R'}{S}\tag{3}$$

以上が従来の一般的な解析法であるが，この近似の取扱のうちで一番問題になるのは，地下水層の平均の厚さ z_m に対し，その時間的変化部分 z' が比較的大きい場合にも，z を平均厚 D でおきかえる近但度に対する疑問である．我々が実際に経験する不圧地下水では，この近似の不適当な程度に水位変動の大きい場合が見うけられるから，こういう場合について，z を一定値 D で近似する以前の関係を次のように求めてみた．ここで z の x に関する微分の項は小さいとみて，その自乗の項は無視した．

$$S\frac{\partial z}{\partial t}=k(z_m+z')\frac{\partial^2(z_m+z')}{\partial x^2}+R_m+R'$$

供給量が一定値 R_m を長く保つときには，水位も定常状態 z_m を保つと考えられるから，

$$0=kz_m\frac{\partial^2 z_m}{\partial x^2}+R_m$$

この両式を組合わせ，さらに前と同様に x の大きい範囲では $\dfrac{\partial^2 z'}{\partial x^2}$ の項は小さくなつて無視出来るとすると，海岸などの境界から相当離れた不圧地下水位の週期的変動につき，先の (3) 式よりもさらに適用範囲の広いと考えられる，次の関係が得られる．

$$S\frac{\partial z}{\partial t}=-\frac{R_m}{z_m}z'+R'$$

ここで，地下水位をある標準よりの高さ h で表わすと，次のように書き直される．

$$\frac{dh}{dt}=-\frac{R_m}{Sz_m}(h-h_m)+\frac{1}{S}(R-R_m) \tag{4}$$

さらに，$\dfrac{R_m}{Sz_m}=A$, $h_m-z_m=B$ とすると，

$$\frac{dh}{dt}=-A(h-B)+\frac{R}{S} \tag{5}$$

となり，これは従来，地下水位の長期変動の解析にしばしば用いられた関係で，I. Remson と J. R. Randolph[6] は米国の 3 箇所の地下水位の変化につき全く同様の関係を得ている． このAとBの値はその地下水層について近似的には常数と考えてよいであろう．

一般に R_m は z_m くらべて小さい場合が多いから，(4) 式で $\dfrac{R_m}{z_m}$ の値の小さいときにはさらに簡単な (3) 式の形で近似出来ることが予想されるが，実際の週期的変化で，どういう場合にこの近似が量的に可能かを考えよう．もつとも簡単に供給水量が単振動の形の変化をするとして，これを (4) 式に代入して h を求めると次のようになる．

$$\left.\begin{aligned} h&=h_m+\frac{R'}{\sqrt{b^2+S^2\omega^2}}\sin\left(\omega t-\tan^{-1}\frac{S\omega}{b}\right)\\ b&=\frac{R_m}{z_m}\end{aligned}\right\} \tag{6}$$

これで，ω の値が $\dfrac{R_m}{SR_m}$ にくらべて比較的大きく 2.5 倍以上のときには，

$$1.08>\frac{\sqrt{b^2+S^2\omega^2}}{S\omega}>1,\qquad 1.2<\tan^{-1}\frac{S\omega}{b}<\frac{\pi}{2},$$

したがつて，もしこの水位変化が 1 年週期ならば，$\dfrac{R_m}{Sz_m}\leqq 0.21$ であると，振幅で 1 割以内，位相でほぼ 0.6 箇月以内の誤差で (6) 式は次により近似出来る．

$$h=h_m+\frac{R'}{S\omega}\sin\left(\omega t-\frac{\pi}{2}\right)$$

これを微分の形で書き直して，

$$\frac{dh}{dt}=\frac{1}{S}(R-R_m) \tag{7}$$

これは従来の理論で x の大きい範囲について適用出来るとした (3) 式と一致し，結局，水位変化の週期を T とした時，$\dfrac{R_m}{Sz_m}$ の値が $\dfrac{2\pi}{T}$ にくらべて小さいほどよく (7) 式の関係で近似出来るということが示された．

前節で述べた水位年変化の降雨量変化に対する関係をこの (7) 式と比較すると，供給水量と雨量との間に次の比例関係があると考えるとよく理論と対応する．

$$R-R_m=\alpha(P-P_m) \tag{8}$$

このとき，

$$\frac{dh}{dt}=\frac{\alpha}{S}(P-P_m) \tag{9}$$

これを前の長期間の平均と対応させて，

$$\frac{\alpha}{S}=4.26$$

が求められる．

また，この年変化について (4) 式の右辺第 1 項が無視出来ることから，$\frac{R_m}{Sz_m}$ の値が 0.21 (月$^{-1}$) より小さいであろうと推定される．したがつて，もつと週期の長い経年変化を解析するような場合には，この項の影響を加えた (5) 式による解析の必要な場合も考えられよう．

ここに求められた $\frac{\alpha}{S}$ の値はかなり大きく，S の値をもし 0.2 としても α が 1 に近いほどであるが，これをもつて降雨のほとんどが浸透して浅層地下水になるとはいえない．(8) の関係が各月でいつも成立するためには，雨量と浸透量との間に次の関係があると考えられる．

$$R=\alpha(P-K) \tag{10}$$

しかし，現状では α と K が常数であるといえるだけで，K の正負も分らず，両者の絶対値の間の関係にはなお多くの問題を越している．また，貯溜係数 S の値は一般に有効空隙率に等しいといわれているが，これは地下水面上の土壌水分の分布によつて大きく左右され，その水面が昇降する非定常状態を通じてかなりの変動をする値である (D. A. KRAIJEAHOFF[4])．したがつて，この場合には年変化についての平均的な量を示すと考えられ，揚水試験などの一方的な水面変化から求められるような値とは比較出来ないが，普通の空隙率よりは相当小さな値を持つものであろう．以上から，この $\frac{\alpha}{S}$ の値は各年で一定値を保つものではなくてかなりの幅を持つて変化をし，上記の値は，その 35 年間を通じての平均値と考えられる．

4. 時期による年変化の違い

これまでは全観測時間を通じて平均した状態から，水位と雨量との関係を求めたが，この長い観測期間内でこの年変化の状態が何か他の条件によつて変化していないかを調べてみよう．

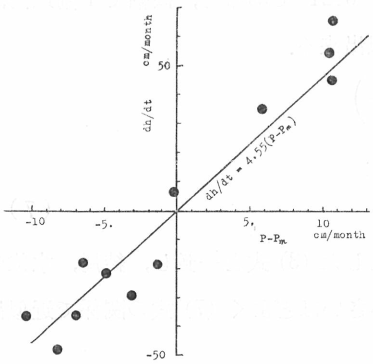

図 5 水位の年変化における $\frac{dh}{dt}$ と $P-P_m$ との比例関係，1929～1935.

先述した水位の調和分析の結果から各月の $\frac{dh}{dt}$ の値を計算する操作は手数がかかるので，大ざつぱに (10) 式の関係を見出す程度のもつと簡便な方法を考えてみる．図 2 中に水位を調和分析した第 1 項の 1 年週期の変化を記入したが，各月の水位の値は大体それに近く，近似的にはこの第 1 項だけで年変化を表わせると考えてもよい．そこで，雨量も同様に調和分析して，その第 1 項同志を比較すると，水位は雨量にくらべほぼ $\frac{\pi}{2}$ に等しい 1.58 の位相のおくれで，その振幅比は図 3 中に引いた直線の勾配 4.26 に対するもの

である．したがつて，この場合には第1項だけの比較からも (9) 式は導き出せるわけで，なお念のため，1925 年から 1935 年までの期間につき，全く同様の操作を行うと，全項について求められた $\dfrac{dh}{dt}$ と雨量とを対比した図 5 中の各点は，第 1 項での振幅比から求めた 4.55 を勾配とする直線のまわりに分布して，この一年週期の項の数学的な比較だけでも両者の関係の大略を推定するには十分と考えられる．そこで，全期間を三つに分けて，各期間ごとにこの簡便法を用い，その結果を表 3 に示す．

表 3 各期間ごとの年変化の関係

期 間	平均雨量	平均水位	水 温	位 相 差	$\dfrac{\alpha}{S}$
1925～35	14.25 cm/月	−689.7 cm	42.3°C	−1.56ラジアン	4.55
1936～45	15.59	−682.0	37.0	−1.63	4.14
1953～62	16.91	−707.4	31.9	−1.51	4.12

このように，近年に至るほど平均雨量は大きいが平均水位はそれほど上らずむしろ低下の傾向があり，また水温は明らかに低下している．それにもかかわらず，その年変化の状態にはあまり変化がみられず，ただその振幅比からの $\dfrac{\alpha}{S}$ の値が 1 割程度小さくなつているだけで，水位が雨量に約 3 箇月おくれて変化する (10) 式の関係がよく保たれている．この水温などの低下の原因は，これより下流での人工的な深層温泉開発の影響とされているが，これらの影響も経年的に作用するだけで年変化の状態はほとんど雨量の季節的変化だけによつてきまるものと考えられる．

また，この期間にこの井戸より上流部の地表面条件にも変化があつたと見られるが，これが雨の浸透などに与えた影響はこの資料だけからは見出し難い．

5. 温泉湧出量の年変化

野満ら[5]は 1925 年から 10 年間にわたる別府市街地温泉の湧出量変化の資料を整理し，その各月の平均値から年変化を求め，それから海水位や気圧の年変化の影響を引き去つた残りは降雨の影響であることを明らかにした．降雨影響は大体において海岸から遠ざかるほど大きくなるが，その変化の形はあまり変らずほぼ 9 月か 10 月に最高，4 月か 5 月に最低を示している．そこで，これらの資料の整つた全温泉を平均して，これを別府温泉湧出量の降雨影響による年変化とした．最近ではこのほかに人工的な影響が多く加わり，長期間の観測からそれらを抜き取ることがなかなか出来ないので，これは温泉の自然的な変動を示す貴重な資料と考えられる．

野満らはこの降雨量の影響を解析するのに，湧出量のうち降雨に全く影響されない部分があるとしてこれを J とおき，

$$Q = J + \beta \sum_{t=0}^{\infty} P_t e^{-\kappa t}$$

という関係を導いた．ここで P_t は t 箇月前の月雨量である．なお，これから求めた常数の値は次のようであつた．

$$J = 6.33\ (l/\text{分}), \quad \kappa = 0.11\ (\text{月}^{-1}), \quad \beta = 0.039\ \left(\frac{l\cdot\text{分}}{\text{cm}\cdot\text{月}}\right)$$

ここでは Q も P も各月ごとの不連続な値として取扱つてあるが，これをすでに述べたように1年を周期としてくり返される連続函数として取扱うことが許されるなら，上式は次の微分式と同等の意味を持つことになる．

$$\frac{dQ}{dt}=-\kappa(Q-J)+\beta P$$

これは先に，海岸から遠い不圧地下水位の周期的変化につき理論的に求めたの関係とよく似ている．これを (4) 式と同じような形に変形し，κ，β，J の与えられた値とこの期間の実測資料とから求めた $Q_m=11.47$ (l/分)，$P_m=13.96$ (cm/月) とを用いると次のようになる．

$$\begin{aligned}\frac{dQ}{dt}&=-\kappa(Q-Q_m)+\beta(P-P_m)-\kappa(Q_m-J)+\beta P_m\\&=-0.11(Q-Q_m)+0.039(P-P_m)-0.021\end{aligned}\qquad(12)$$

この右辺第3項の値は他の項にくらべてかなり小さく，実際的にはほとんど効果を与えないとみてもよいであろう．そうすると，この (12) は (4) と同じ形になり，先に述べたように，右辺第1項の係数がこの程度だと，1年周期に対してはこの第1項の影響は第2項にくらべて非常に小さく，このように多数の湧出口での値を平均して年変化を見出す操作のうちに含まれる誤差を考慮に入れるとこれを無視しても実際的にはあまり影響しない程度ではないかと考えられる．そこで，市街地温泉の湧出量に与えられる雨量変化の影響は，その年変化を考える場合には大略次の式で満たされるであろう．

$$\frac{dQ}{dt}\fallingdotseq 0.039(P-P_m)\qquad(13)$$

これは先の宮地嶽神社の井戸水位 h と雨量 P との間に求められたと同じ形であるから，この係数を比較するため，この期間についての h と P との関係を求めてみよう．ただし，野満らが湧出量と雨量との関係を求めるさいに，年により観測口数が違うため，各年の雨量に観測口数のウエイトを附けて平均しているから，この場合の水位と雨量の年変化を求めるにも同様のウエイトをつけた平均値をとつて表4に示す．その結果から第4節で述べた方法で次の関係が求められる．

表 4　ウエイトをつけて平均した水位と雨量の年変化 (1925～1934)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$h-h_m$ (cm)	−15.3	−50.	−65.5	−70.	−79.	−86.	−4.4	9.4	112.	121.	81.	26.
$P-P_m$(mm/月)	−96.	−62.	−23.	−37.	15.	81.	70.	67.	221.	−81.	−70.	−86.

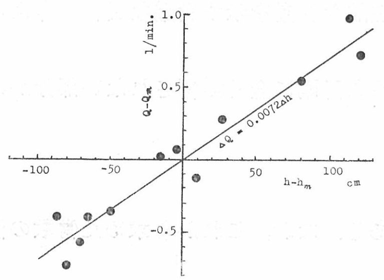

図 6　温泉湧出量と宮地嶽神社井戸水位の年変化

$$\frac{dh}{dt}=5.42(P-P_m)\qquad(14)$$

(14) と (13) が同時に成立するためには，湧出量の変化 $\varDelta Q$ と井戸水位の変化 $\varDelta h$ との間に次の比例関係がなければならない．

$$\varDelta Q=0.0072\,\varDelta h$$

今，年変化の資料につき，各月の水位と湧出量のその年平均値からの差をとつて図6に対比すると，図中の各点は勾配 0.0072 (l/cm 分) の直線のまわりに

分布して，推定された上記の比例関係をほぼ満している．これから，年変化についての野満らの解析を (13) 式にまで簡単化した近似の妥当なことが示されるとともに，深層温泉の湧出量に対する降雨影響が，もつと浅層の不圧地下水位に対するものとほぼ比例しておこつているという興味ある結果が得られた．そこで各湧出口ごとでの湧出量の年変化を ΔQ として，次の関係が求められるであろう．

$$\Delta Q = c\Delta h \tag{15}$$

この c の値は，ここで資料とした温泉全部につき平均すると前記の 0.0072 であるが，各湧出口ではその位置や構造によつていろいろ違つた値をとるに違いない．

野満らは年変化以外の降雨影響にも (11) 式の形がほぼ適用出来ることを示したが，これが不圧地下水での理論結果の (5) 式とよく対応することから，(15) の関係は年変化以外の降雨影響にも比較的広く適用出来る可能性が推定される．

ではこのように温泉の湧出量が不圧地下水位の変動に比例して変化するのはどういう機構によるのであろうか．(15) 式を別府温泉の潮汐影響の場合と比較すると，潮汐影響のときには，Δh が海水位の変化であり，その年変化での比例常数が 0.013 (l/cm 分) ととられているほかは全く同じ形であることに注目される．この c の値は影響の作用する場所と湧出口との間の距離などによつて大いに異なるから，この値の違いを考えないとすると，温泉湧出量への降雨影響の機構が潮汐影響の場合と同様に取扱えるのではないかと考えられる．

潮汐影響の機構としては，こまかい点にはいろいろ問題はあろうが，その大要は海水面変化による水圧の変化が地下の被圧透水層内を内陸に伝わり，その中の温泉水頭の変動に伴つて湧出量が変化するという機構である．一般には，被圧層を伝わる水圧伝播は位相のおくれを生じるが，別府の温泉水層は完全な不透水層では包まれておらず，上下の層との間に水の交流があり，また人工的な井戸を通しての湧出量変化の効果も加わるため，潮汐影響は完全な被圧層におけるよりも減衰は大きいが位相のおくれは小さく，大体において海水面の変化に比例するようになつている．

降雨影響にもこれと同様な機構を考えると，まず降雨が浸透して不圧地下水位を変化させ，この地下水位の変化が水圧変化として深層から浸出してくる温泉水に作用し，温泉水頭の変化として伝わりながらその湧出量に変化を与えるといえるであろう．この宮地嶽神社の井戸の水温がかつては相当高温であつたことからも，深い温泉水が上層の地下水にまで浸出して来れる状態にあることが推定され，そのほかにも別府市街地の温泉について浅層地下水との間の直接の関連を推定させる資料は多い．ただ，この関連がおもにどの範囲で行なわれているかが問題となる．

海岸からかなりの距離の所でないと降雨に伴う不圧地下水位の年変化が (9) 式のような簡単な関係で近似出来ないことは理論的に明らかで，市街地の海岸部ではこれはもつとくずれた形になつているに違いない．したがつて，その附近の温泉湧出量が直接その上層の不圧地下水から水圧変化をうけて変化するものならば，その年変化の形は宮地嶽神社の井戸水位におけるものとは違つた形を示すであろう．しかし，ここで資料として用いた湧出量年変化は海岸からの距離に無関係に平均したもので，先にも述べたように海岸から遠い湧出口ほどその雨量影響は大きく，海岸部では非常に小さくなつて他の海水位や気圧の年変化の影響にかくれてほとんど認めにくいほどである．したがつて，これらを平均した時には上流部の温泉での年変化だけが大きく現われてくるから，この資料だけでは地域的な問題の議論に対して十分ではない．し

かし，別府温泉全体についての降雨影響の機構としては，比較的上流部の不圧地下水位の影響が大きく作用して，(15) 式の関係が示されるものと考えられる．

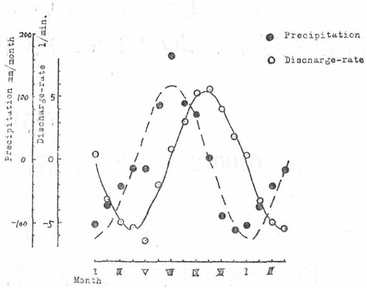

図 7 温泉 No. 634 における湧出量の年変化と雨量，1934～1941

湧出量の継続観測されている温泉のうち，宮地嶽神社にもつとも近い No. 634 で 1934 年から 1941 年までの間での湧出量年変化を雨量と対比すると図 6 のようになり，その両者の関係は先に述べた井戸水位と雨量との関係にほとんどよく一致し，このように上流の温泉ほど上記の機構がはつきりと推定出来る．この場合に (15) 式から求めた c の値は 0.0584 となり，全温泉での平均値の倍程度である．また，山下[9] は比較的これに近い深い掘抜井戸の水位に対し降雨が非常に早く作用し，水位上昇に対する一連の雨の影響が雨後 3 時間以内にほとんど終ることを見出した．このこともやはり不圧地下水位の変化からの水圧の伝播を示すものと考えられる．

以上から，別府市街地の温泉は常に浅層の地下水と密接な関係を持ち，また逆に，上流部の地下水位の変化を観測することにより，温泉湧出量の変動を推定出来る可能性が示された．これは温泉に対する人工的な影響が増大し，湧出量に対する諸影響を分離して解析することがむずかしくなつた現在，人工的以外の自然条件による変化を大づかみに推定するに役立つ方法であろう．

ただし，以上の議論はすべて年変化の変化部分についてのものであり，その平均状態そのものについての研究は含まれていない．ここに述べた不圧地下水への供給量と雨量との絶対値の間の関係，また，それらと野満らにより与えられた湧出量変化のうちの降雨影響をうけない部分 J との関係など，地下水・温泉への水の供給という重大な問題が残されているが，それらについてはさらに，その長期間にわたる経年的な変化や地層の状態などの資料から研究が進められねばならない．

6. 要　　約

1) 宮地嶽神社の井戸水位の年変化が一般不圧地下水位における次のような理論結果とよく対応することが見出された．

$$\frac{dh}{dt}=\frac{1}{S}(R-R_m)$$

この場合，その年平均値からの偏差につき，地下水への供給水量 $R-R_m$ はその月の雨量 $P-P_m$ に比例していると考えられる．$R-R_m=\alpha(P-P_m)$．そうして，のべ 27 年間の平均として，$\frac{\alpha}{S}=4.24$ が求められた．

2) この年変化における雨量との関係は 35 年間にあまり変動がなく，ただこの $\frac{\alpha}{S}$ の値に違いのあることが知られた．

3) 別府市街地温泉の降雨影響による湧出量年変化もこの地下水位の年変化とよく対応し，浸透した雨水が不圧地下水位を変動させ，その水圧の変化が温泉水中を伝わつて湧出量変化が起こるという機構が適合すると考えられる．

京都大学地球物理学研究施設長の瀬野錦蔵教授から，この研究の途中でいろいろ御指導をいただいた．また，温泉湧出量への降雨影響の機構については，同教授の御示唆に負う所が大きい．ここに厚く感謝をささげる．

文　献

1) 木戸　隆・丸田頼三：別府市内温泉分析表．地球物理，**1**，79 (1937).
2) 木戸　隆：別府温泉の毎週1回3年継続化学分析表．地球物理，**2**，462～466 (1938).
3) 吉川恭三：地下二透水層間の水の交流を示す別府温泉での観測例，陸水雑，**21**，9～16 (1960).
4) Kraijenhoff, D. A.: Some effects of the unsaturated zone on non-steady free-surface groundwater flow as studied in a sealed granular model. J. Geophys. Research, **67**, 4347～4362 (1962).
5) 野満隆治・池田亮二郎・瀬野錦蔵：別府温泉函養源としての雨量，地球物理 **2**，97～126 (1938).
6) Remson, I. and J. R. Randolph: Application of statistical method to the analysis of groundwater levels. Trans. Amer. Geoph. Union, **39**, 75～83 (1958).
7) 瀬野錦蔵：別府附近温泉若干の電導度変化について，地球物理，**2**，359～368 (1938).
8) 瀬野錦蔵：別府市宮地嶽神社温泉井の水位および泉温の変化について，地球物理，**4**，290～300 (1940).
9) 山下幸三郎：別府市内温泉井の水位変化について (1)，温泉科学，**12**，73～77 (1961).