大阪層群丘陵地の地下水と基底流出

三宅 紀 治*

Groundwater and Base Runoff in Osaka Group Hill

Noriharu MIYAKE*

Abstract

The purpose of this study is to clarify the characteristics of groundwater and base runoff in small basins composed of relatively unconsolidated sediment of the Osaka group. The author carried out observations of groundwater levels, stream discharges, and precipitation from middle June, 1975 to late March, 1976.

At first, the variations of groundwater level and the characteristic of base runoff are studied. There are two aquifers in a basin. The groundwater levels in a main aquifer do not always reflect the rainfall pattern. The groundwater level in the main aquifer is found to be proportional to the amount of base runoff during dry periods. From the change in the height of groundwater storage and the groundwater runoff from the main aquifer, the amount of groundwater recharge is estimated weekly, and the characteristics of base runoff relative to the groundwater recharge are examined.

The base runoff is found to change according to the magnitude of groundwater recharge, and does not necessarily decrease exponentially during dry periods.

1. はじめに

本稿は、第三系～第四系の比較的未固結な堆積層で構成される、大阪層群丘陵地の地下水と基底流出の性状について検討し、考察を加えたものである。

1975年6月中旬～1976年3月下旬にわたり、小流域において観測井の地下水位¹⁾、流出量、降水量の観測を実施し、丘陵地地下水位の変動およびハイドログラフの分離によって求めた基底流出の変化特性を検討した。さらに1つの流域について、渇水期間における主要帯水層の地下水位と基底流出量の関係から、地下水の涵養量を推定し、基底流出との関係について言及した。

2. 調査地域の概要

調査地域は Fig. 1 に示す通りで、兵庫県明石市街地の北方約10kmに位置し、明石川と櫛谷川とに挟まれた丘陵地にある。丘陵は未固結な堆積物である砂、砂礫、粘土～シルトの互層からなり、これらは市原ほか(1960)、市原(1960)によると、大阪層群下部の明石累層に属する長坂新田層にあたる。

* 清水建設株式会社研究所

** The Research Laboratory

Simizu Construction Co., Ltd.

Fig. 1 Maps of study area

調査地域およびその付近は概して寡雨地域であるため、丘陵地には多くのかんがい用ため池が存在する。また、沖積谷には水田が存在したが耕作は数年前から廃止され、流出への人為的影響はきわめて少ないと考えられる。

流出量の観測を実施した流域Ⅰ～Ⅲの流域面積は数～数十haであり、これら地形の諸元を Table 1 に示した。

Table 1 Geomorphological features of the basins

basin	I	II	III
Drainage area (ha)	1.5	2.0	42.7
Mean basin width (m)	100	122	407
Form ratio	0.667	0.739	0.388
Altitude (m)	88—117	90—128	66—126
Mean altitude (m)	95	108	97
M direction	west	southwest	southwest

2.1 流域Ⅰ，Ⅱの地質

地下水と基底流出との関連を検討した流域Ⅱとそれに隣接する流域Ⅰの地質平面を Fig. 1 に表わした。流域Ⅰ，Ⅱの地質概要を次に記す。

流域の帯水層は、標高110～125m付近の尾根域に分布する砂層（以下S層と称する），および標高ほぼ90～105 m，沖積面の上位に分布する砂礫層（以下G層と称する）の2層で，層厚はそれぞれ7 m以下，5～17mである。また，G層と沖積谷付近に分布する下位の粘土層ないしシルト層との間には定常的な湧水が認められる。

シルト～粘土層はS層の上位，流域Ⅱの尾根域にわずかに分布する他，両流域のS層とG層の間，さらにG層の下位の沖積谷付近にも分布する。後2者のうち，前者は層厚6～12mで概してシルト質であるが，後者は流域Ⅱでは層厚約10mと推定され深層への地下水浸透を妨げる。従って流域Ⅱにおいては，深層への浸透による流域外への地下水流出はきわめて少ないと推定される。

2.2 植 生

各流域の植生分布は同様である。沖積谷はカヤなどの草類，そこから沖積谷との比高10～20mにわたる山腹部には，カシ，コナラ，クヌギなどの落葉樹が下草を伴い生育する。それ以上の標高域では，マツ，ヒノキなどの針葉樹がシダ類，ツツジなどを伴って分布する。

3. 地下水の性状

流域Ⅱに設置した5眼の観測井（W—1～5）にて，さらにこれら丘陵地地下水の性状と比較するため，丘陵地周縁にある2眼の既設家庭井戸（W—6，7）で地下水位観測を実施した。各観測井の位置は Fig. 1 に示す通りである。

流域Ⅰ，Ⅱにおける帯水層は前述したようにS層とG層であり，両帯水層の地下水位を別々に測定する目的で観測井のストレーナーはW—1～3がS層に，W—4，5はG層に切られている。また，W—6，7はそれぞれ段丘，沖積地にあり，井戸の深さは3.0m，2.6mである。観測方法はW—2，5，6，7は自記観測を，他の観測井では週1回程度の測水²⁾を実施した。

1975年1月～1976年3月の期間における地下水位と日降水量³⁾を Fig. 2 に示した。各観測井は次のような地下水位変化の特徴を有する。

Fig. 2 Groundwater level fluctuations

3.1 S層（W-1～3）の地下水位変化

W-1～3は比較的類似した変化を示す。1975年3月下旬～4月に水位が最低となり、その後は降水状況に対応して変化し、降水量の少なかった12月中旬以降の地下水位は下降する。

3.2 G層（W-4,5）の地下水位変化

W-4の地下水位は、W-1～3と比較してゆるやかに変化する。1975年4月中旬まで低下し、8月下旬～9月中旬に再び低くなるが、以後は概して高い値を示す。特に1976年1月は降水量が10mmたらずときわめて寡雨であったにもかかわらず地下水位は上昇傾向を示し、それ以降2、3月もほぼ低下しない。W-5はW-4と比べ降雨に対応して変動するものの、無降水期間の続いた1976年1月はW-1～3、あるいはW-6、7におけるような顕著な水位降下は認められない。

3.3 丘陵地周辺観測井（W-6,7）の地下水位変化

W-6、7とも個々の降水に良く対応し、類似した地下水位変化を呈する。他の観測井と同様に1975年3月下旬～4月初旬に低水位となる。また、12月中旬～1976年2月中旬は降水量は少なく、この期間に地下水位は低下する。

S層とG層に帯水する地下水は地質および地下水位から不圧地下水と判断される。以上、各観測井の地下水位変化から次のことがいえる。すなわち、S層および丘陵地周辺の段丘、沖積地の地下水位は個々の降水によく応じた変動を示し、渇水期間には低下する。しかしG層の地下水位は他の観測井と異なり、降水に対応した変化をするとは限らず、むしろ長期にわたる降水の影響を受けて変動する。

4. 流域の基底流出

流域Ⅰ、Ⅱにおいて、1975年6月12日～1976年3月22日にわたり堰を用い流出量観測を実施した。堰の形式は流域Ⅰが直角三角堰、流域Ⅱは直角三角堰と全幅堰の併用であり、これらはJIS規格⁴⁾に適合している。

調査流域の基底流出について検討するため、ハイドログラフを直接流出と基底流出に分離した。流域Ⅰ、Ⅱの帯水層はS層とG層であるが、それらの性状および渇水期間の湧水分布からして、両流域の基底流出は主にG層からの地下水流出によるものと考えられる。一方、G層の地下水位は観測井W-5で自記記録されており、以上から、基底流出成分はW-5の観測結果を考慮し次のようにハイドログラフを分離して求めた。

4.1 ハイドログラフの分離

case 1. 観測井W-5の地下水位が時刻 T_2 にピークを示す場合⁵⁾、Fig. 3に示すように、ピーク基底流出量 Q_p も時刻 T_2 において出現すると仮定し、 Q_p は降雨後の流出がほぼ基底流出成分によるとみなせる時刻 T_3 以降のハイドログラフを時刻 T_2 まで延長して推定した。一方、出水前のハイドログラフをW-5の地下水位の上昇開始時刻 T_1 まで延長し、その点と Q_p を直線的に結ぶ。

case 2. 観測井W-5の地下水位が上昇しない場合、降水量が少なく降水後のハイドログラフが急速に減衰する場合で、ハイドログラフの立ち上がり点の基底流出量 Q_0 と、降雨後の時刻 T_3 (case 1. の T_3 と同意味) における流出量とを直線的に結んで分離した。

以上のようにして求められた基底流出ハイドログラフの下部を基底流出成分とした。

Fig. 3 Hydrograph separation method

ところで時刻 T_3 は直接流出が終了する時間を表わすが、本稿においては他地域の研究例（丸山ら, 1954; 金子ほか, 1960）を参考に、原則として降水後 3～5 日で直接流出が終了するとし、さらにハイドログラフの形状を考慮して流域ごとに T_3 を決定した。なお、流域 I についても本方法⁶⁾を適用した。

4.2 基底流出の変化

前記方法によりハイドログラフから直接流出を除いて求めた日基底流出量 Q_b を Fig. 4 に表わした。また、流域 III の 1975 年 12 月 25 日～1976 年 2 月 12 日における日基底流出量⁷⁾も併示した。

Fig. 4 Base runoff hydrographs

流域Ⅰ，Ⅱの Q_b の変化傾向は類似し，1975年7月末～9月中旬の無降水期間にはそれぞれ約0.2 mm/day, 0.5～0.6 mm/day に減少する。それ以降は概して増加し，1976年1月中旬～3月にかけては降水の状況にかかわらず1 mm/day以上となる。

一般に，無降水期間の河川の基底流出量は指数関数的に逕減するといわれる（Horton, 1933）。しかし，流域Ⅰ，Ⅱの9月中旬～下旬，流域Ⅰ～Ⅲの1月初旬～下旬においては，各流域とも基底流出量の漸増現象が認められる。

5. 地下水の涵養と基底流出

流域Ⅱに設置した観測井W-4，5で測定される地下水位の変化は，基底流出の主要な供給源であるG層地下水の貯留量変化に比例する。本項では，流域Ⅱについて地下水の涵養と基底流出に関し考察を加えた。

5.1 G層の地下水位と地下水流出

地下水の貯留高，流出高および涵養高の関係は経験的に次式⁸⁾で表わされる。

$$\frac{dH}{dt} = I - Q \quad (1)$$

ここで， H ：地下水貯留高， I ：地下水涵養高， Q ：地下水流出高，である。

流域Ⅱの日基底流出量 Q_b のデータのうち，原則として降雨後5日以上経過した日におけるものを

Fig. 5 Relationship between base runoff and mean groundwater level in the basin Ⅱ

を選びだし，また，同日に観測された観測井W-4，5の平均地下水位をG層平均地下水位 H_g とし，これらをFig. 5に表わした。 Q_b と H_g はほとんど線形近似の関係にあり，その近似式は次の通りである。

$$Q_b = 2.2818 H_g - 214.354 \quad (2)$$

ここで， Q_b ：日基底流出量，mm/day， H_g ：G層平均地下水位標高，m。

前述したように帯水層の性状ならびに湧水分布から，流域Ⅱの渇水期間における基底流出は主にG層からの地下水流出によるものといえる。従って，Fig. 5に示しさらに(2)式に用いた Q_b はほぼG層からの日地下水流出量 q とみなすことができ，(2)式の Q_b を q に置きかえると次式が得られる。

$$q = 2.2818 H_g - 214.354 \quad (3)$$

ここで， q ：日地下水流出量，mm/day。

5.2 地下水流出量と地下水涵養量の推定

Fig. 2によると，観測井W-4はW-5に比較して地下水位変化は少なく，無降水期間にはW-5の地下水位もゆるやかに変化する。よって無降水期間におけるG層平均地下水位 H_{g0} はほぼ， H_g を内

Fig. 6 Base runoff, mean groundwater level, and groundwater recharge in the dasin II

挿することにより求まると思われる。

降水期間中および降水直後について H_G は、降水直後の H_G がおおむね漸減することから、W-5の地下水位がピークを示す日に H_G もピーク値を有するとして降雨前後の H_G を延長し、降雨前の値と結ぶことによって近似的に得ることができる。

こうして求めた H_G を Fig. 6 に示し、さらに(3)式に代入して算出した日地下水流出力 q を Fig. 6, Table 2 に表わした。

q とハイドログラフの分離によって求めた日基底流出量 Q_b とを比べると、無降水期間にはおおむね合致する。このことは Table 2 に示すように、降水量の少なかった1976年1月および2月の q と Q_b がきわめて近い値を呈することからもわかる。また、9月中旬～下旬、1月初旬～下旬の渇水期間には Q_b と同様に q が漸増する。しかし降水直後には差が生ずる。この理由として、 Q_b には中間流出成分、さらに調査地域の場合はS層の地下水流成分が含まれることが予想される。一方これまで、ハイドログラフの分離法も確立されていない (Hewlett & Hibbert, 1967)。

次に、G層飽和帯への地下水涵養量を推定してみる。(1)式を用いれば地下水貯留高変化、および上記の q によって地下水涵養量 I が算出できる。しかし地下水位変化から地下水貯留高変化を求めるには、帯水層の比産出率の値が必要となる。

比産出率は土壌の間隙率から圃場容水量(体積率)を差し引いたものに近いといわれ(金子, 1973), わが国の場合、圃場容水量の pF は2.0程度とさ

Table 2 Estimated groundwater runoff and groundwater recharge in the basin II

Unit : mm.

() : average daily values, mm/day.

period	Precipitation	Base runoff (Qb)	Estimated groundwater runoff (q)	Groundwater recharge (I)
1975 6/12—7/2	110.5	14.0 (0.67)	12.6 (0.60)	14.0 (0.67)
7/3—31	162.0	23.5 (0.81)	20.8 (0.72)	17.3 (0.60)
8/1—31	192.0	19.4 (0.63)	17.5 (0.56)	16.8 (0.54)
9/1—10/1	112.5	20.4 (0.66)	19.8 (0.64)	25.7 (0.83)
10/2—11/3	206.0	32.4 (0.98)	26.2 (0.79)	32.3 (0.98)
11/4—30	96.0	32.9 (1.22)	26.8 (0.99)	28.5 (1.05)
12/1—31	06.5	36.0 (1.16)	31.5 (1.02)	34.0 (1.10)
1976 1/1—31	9.5	32.5 (1.05)	33.0 (1.06)	39.6 (1.28)
2/1—25	45.0	30.3 (1.21)	29.3 (1.17)	29.7 (1.19)
2/26—3/22	53.5	37.6 (1.45)	30.8 (1.18)	30.1 (1.16)
1975 1976 6/12—3/22	1063.5	279.0 (0.98)	248.3 (0.87)	268.0 (0.94)

れている（八幡，1975）。すなわち，（比産出率 μ ） $\doteq$ （間隙率） $-$ （pF 2.0付近の水分体積率），といえる。

近隣流域において，G層に相当する地層から採土し，間隙率と pF，水分量を測定した結果⁹⁾より前記方法で比産出率 μ を求めると， $\mu \doteq 0.12 \sim 0.15$ となる。

一方，8月1～7日および8月17～22日においては，地下水位 H_g の低下が著しく地下水の涵養はきわめて少なかったと思われる。これらの期間の H_g 低下値 (ΔH_g) と(3)式から求めた q の合計値 (Σq) によって $\Sigma q / \Delta H_g$ を計算すると，平均 0.09 となる。しかし，これらの期間にもある程度の地下水涵養があったとすると，涵養が全くない状態における同期間の ΔH_g は観測された ΔH_g より大となるはずであり，その場合の $\Sigma q / \Delta H_g$ は前述した平均値 0.09 より小さくなり大きくなることはない。また，採土した土壌はほとんど礫を含まず，厳密には間隙率と pF，水分量から求めた μ をそのまま適用できないことから，本稿では G 層帯水層の μ を 0.09 とした。

(1)式に q および H_g から求めた地下水貯留高変化率を代入することにより，G層帯水層への約1週間ごとの地下水涵養量 I を推定した。その結果得られた日涵養量を Fig. 6 に，約1か月ごとの涵養量を Table 2 に示した。I はほぼ 0～3 mm/day の範囲で変化し，また全期間にわたる平均日涵養

量は0.94mm/dayとなる。

5.3 地下水涵養の形態と基底流出変化

Fig・6によると、G層帯水層の地下水涵養の形態は次の2種、すなわち降水直後の急速な涵養、および渇水期間のゆるやかな涵養に大別される。時期ごとにみると、1975年6～8月は降水直後の急速な涵養が主であり、9月～12月上旬は急速な涵養とゆるやかな涵養が認められる。それ以降は無降水期間の続く場合もあり、降水量が少なかったにもかかわらずほぼ1mm/day以上のゆるやかな涵養がみられる。

地下水の涵養機構に関して、平田(1971)は、関東ローム層のおおう本郷台、白山における不圧地下水の涵養は、降水直後の透水性の良い大間隙を通る降下浸透と、降水のゆるやかな浸透によってもたらされ、地下水の涵養は主に前者によるとしている。本調査地域も同様な涵養形態を有すると判断されるが、降水量の少ない1月以降に1mm/day以上の涵養があり全期間の平均値0.94mm/dayを上まわることから、降水のゆるやかな浸透による涵養の程度は関東ローム台地に比べて大きいことも考えられる。

1975年9月中旬～下旬、1976年1月初旬～下旬は、ゆるやかな地下水の涵養が認められ、同期間における基底流出量の漸増現象はこのような安定した地下水の涵養に起因するといえる。他流域においても、基底流出が流域Ⅱとおおむね同様な変化傾向を示すことから、類似の地下水涵養機構を有するといえよう。

6. ま と め

大阪層群下部、明石累層からなる丘陵地において、1975年6月中旬～1976年3月下旬にわたり地下水位、流出量、降水量を観測し、地下水と基底流出について考察した結果をまとめると次のようになる。

(1) 丘陵地流域の地下水は不圧地下水であり、帯水層は尾根域の砂層(S層)と沖積地より上位にある砂礫層(G層)の2層である。

S層に帯水する地下水位は個々の降水のパターンに対応して変動し、渇水期間には下降する。G層は基底流出に対する主要帯水層であり、その地下水は降水状況に即した水位変化をするとは限らず渇水期間にも顕著に下降しない場合がある。他方、丘陵地周縁の段丘、沖積地の地下水はS層のそれとほぼ同様の水位変化を呈する。

(2) 基底流出は3流域とも類似した変化を示し、渇水期間には漸増することもあった。主要帯水層において、2眼の観測井による平均地下水位と渇水期間の日基底流出量が線形近似関係を有することから地下水流出量を推定し、さらに地下水貯留高変化とから地下水涵養量を推算した。これらのことから、調査流域の渇水期間における基底流出は主要帯水層への地下水の涵養量と関係があり、このような場合には基底流出は指数関数的な逡減特性を必ずしも示さないことが明らかになった。本調査を進めるにあたり、終始御指導を賜った立正大学山本莊毅教授、筑波大学市川正巳教授、榎根勇助教授に心より感謝いたします。また、多くの御助言をいただいた大庭孝夫氏、井上清美氏および筑波大学の諸先生、院生の方々、ならびに現地調査に際し御協力下さった国際気象海洋(株)の諸氏に厚く御礼申し上げます。

注

- 1) 地下水位の観測は1975年1月～1976年3月に実施した。
- 2) 1975年1～3月の期間の測水は週2回である。
- 3) 降水量は流域Ⅰ, Ⅱの南西約500 mに設置した自記雨量計によって測定した。
- 4) JIS B 8302—1954 である。
- 5) ハイドログラフの縦軸は対数表示である。
- 6) 他のいくつかの方法により求めた直接流出量と本法により求めた値を比較すると、両者の違いは流域Ⅰ, Ⅱとも約5%以内である。
- 7) ハイドログラフの分離法は流域Ⅰ, Ⅱにおけると同様である。また、流域Ⅲにはため池が存在するが、流出量観測期間中はため池の貯水量変化は認められなかった。
- 8) 本稿では(1)式の説明以外、流出量および涵養量の単位を水柱高で表わした。
- 9) 井上清美氏との personal communication による。

文 献

- 市原実(1960)：大阪，明石地域の第四紀層に関する諸問題，地球科学，No. 49，15～25。
- 市原実・小黒譲司・衣笠博明(1960)：明石層群・播磨層群について(その2)，地質学雑誌，66—80，605～615。
- 金子良・五十嵐進次・上村春美(1960)：小流域における流出機構の研究，農業技術研究所報告，F—12，211～343。
- 金子良(1973)：『農業水文学』共立出版，286ページ。
- 平田重夫(1971)：本郷台，白山における不圧地下水の涵養機構，地理学評論，44—1，14～46。
- 丸山岩三・根田和男(1954)：釜淵森林理水試験第2回報告 地下水によると認められる減水について，林業試験場研究報告，No. 68，123～132。
- 八幡敏夫(1975)：『土壌の物理』東京大学出版会，181ページ。
- Hewlett, J. D. and A. R. Hibbert (1967) : Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology, Pennsylvania State University, University Park, 275～290。
- Horton, R. E. (1933) : The role of infiltration in the hydrologic cycle, Trans. Amer. Geophys. Union, 14, 446～460。

(受付：1978年4月14日，受理：1978年5月8日)