

渇水期における地下水の動態に関する研究

II. 地下水の動態に関する研究

落合敏郎・朝倉金作・川崎宏直

農林省農業土木試験場

Studies on the Behavior of Groundwater in Droughty Season
II. Study on the Behavior of Groundwater in Droughty Season

By

Toshiro Ochiai, Kinsaku Asakura and Hironao Kawasaki

National Research Institute of Agricultural Engineering, Hiratsuka

Abstract

The precipitation decreases in droughty season, and the behavior of groundwater varies in accordance with such a condition. Accordingly, the supply of groundwater and the real condition of groundwater flow in droughty season in sloping area were investigated, and then the method to store rich water in droughty season was studied.

1) The investigation of the mechanism of groundwater by measurement of the age of tritium in the Shikoku Agricultural Experiment Station and in the areas at the foot of Mt. Aso, etc. was carried out. It was clarified that the groundwater storage was active in these sloping areas.

2) The natural radioactivity survey was carried out in the Shikoku Agricultural Experiment Station, and in the areas at the foot of a volcano such as Mt. Aso, so that the condition of groundwater was clarified to be the fissure groundwater. The existence of fissure was not recognized in the farm of the Shikoku Agricultural Experiment Station. It was clarified by electric prospecting that the groundwater layer was formed by terrace deposit.

3) It was also clarified that the flow of groundwater in the farm of the Shikoku Agricultural Experiment Station before droughty season was 318 m³ per day and gradually decreased to 246 m³ per day after 39 days of continuous drought. This decrease is shown in the approximation by the formula of $Q = Q_0^{-at}$. The amount of groundwater flow could be estimated according to the number of drought days from this result.

The concentration of tritium covered a range of 10 to 155 TR. The spring water at high elevation and the groundwater in deep layer showed the maximum value and the minimum value, respectively. This fact indicates that the precipitation has exuded comparatively fast into the spring water at high elevation.

目 次

1. はしがき	34	2) 自動車によるガンマ線スペクトロ地 下水探査	38
2. 小傾斜地(崖錐帯)における地下 水の動態	34	3) 地下水脈の検証	39
1) 地下水の賦存状態	34	4) トリチウム測定による地下水の循環 速度の測定	40
2) 電気探査による崖錐探査	34	5) 渇水期における地下水位変動	41
3) 地下水流動量の算定	35	6) 渇水期における湧水量の変化	42
4) 渇水期における地下水流動量の減衰	36	4. 結 び	42
5) トリチウムによる地下水の循環速度 の測定	37	引用文献	43
3. 火山扇状地における地下水の動態	38		
1) 地下水脈の賦存状態	38		

1. はしがき

渇水期において地下水は重要な水源として利用されてきたが、野外での観測資料が極めて少ないこと、地下水の動的な研究が十分に進んでいなかったことにより、その実態はかならずしも明らかでない。

そこで、常習干ばつ地帯のなかから、研究調査地として、集水面積の極めて小さい四国の大麻山麓崖錐地帯と、阿蘇山中央火口丘に広大な集水面積をもつ高森扇状地の2地区を選定して、昭和44年から3カ年にわたって、渇水時における地下水の動態について究明を行なった。

この成果が、干ばつあるいは渇水時における水源対策の一助になれば幸と思う。

大麻山麓の研究調査地は四国農業試験場土地利用部の圃場で、土地基盤研究室の方々の協力を得た。ここに深謝する次第である。

2. 小傾斜地(崖錐帯)における地下水の動態

研究調査地は花崗岩を基盤とした小規模の崖錐地帯で、集水面積は僅かに 0.63km^2 である。とくに渇水時における地下水位、地下水流出の動態特性について検討した。

研究方法としては、電気探査を実施して、水文地質構造を明らかにし、水位観測、揚水試験などから、直接的に地下水流出量を求め、渇水の影響による地下水流出の現象を明らかにした。また、地下水中の天然トリチウムを測定し、地下水流動の裏付けを行なった。

1) 地下水の賦存状態

調査試験地は善通寺市街の南方、大麻山の北麓の傾斜地に位置している。傾斜地の地質は図1の

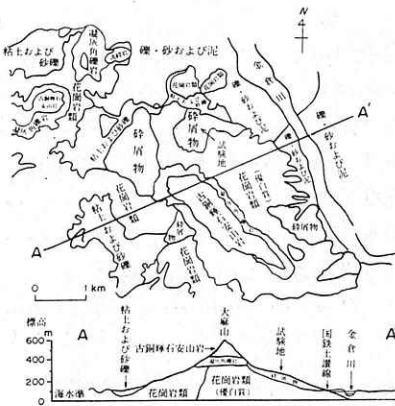


図1 善通寺村近地質図および断面図 (土壌分類基本調査丸亀より)

地質断面図に示したように、大麻山の基盤の花崗岩の上における小規模な崖錐で、安山岩の角レキ、および垂角レキを主体とし、マトリックスはこれらの花崗岩類、および安山岩などに由来する泥質物からなり、黄褐色を呈している。

基盤である花崗岩は不透水盤を形成しており、地下水は崖錐の堆積物中を流動している。崖錐の末端部には図2に示したように、湧出量 $3\text{m}^3/\text{day}$ 前後の小さい湧水がみられる。また、浅井戸が3箇所に存在し、崖錐末端部には深さ 30m の深井戸が1眼存在している。

2) 電気探査による崖錐探査

地下水流動量を算定するために、地下水が胎息している崖錐の深さを電気探査で求めた。その測点の位置を図2に示した。

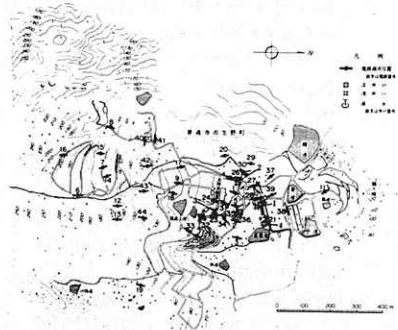


図2 電気探査位置図(大麻山麓崖錐帯)

電気探査の測点数は合計44点をとった。探査方法はウエナーの4電極法により、深さ(a)が $50\sim 100\text{m}$ までの比抵抗値(ρ)を測定した。その代表的な $\rho-a$ 曲線を図3に示した。これらの曲線の解析は、まず、試験地内の地質柱状が明らかとなっている深井戸地点で、 $\rho-a$ 曲線(測定No.21)を求め、地質柱状図と直接的対比を行ない、これを基準として他の測点の $\rho-a$ 曲線を解析した。基準とした $\rho-a$ 曲線の地質対比を図3のNo.21に示した。これによれば、崖錐の比抵抗値は $50\sim 100\Omega\cdot\text{m}$ で、深さが増すと下降カーブを描き、基盤の花崗岩($120\sim 200\Omega\cdot\text{m}$)に入ると、比抵抗値は上昇し、その折点の深度が崖錐の深さに相当している。このような解析法によって全測点の $\rho-a$ 曲線を解析し、崖錐の厚さと地下の集水面積を求めた。図4に示したように、崖錐は中央部で 12m 前後、その両側で $2\sim 3\text{m}$ と浅くなっている。地下集水面積は 0.63km^2 となった。

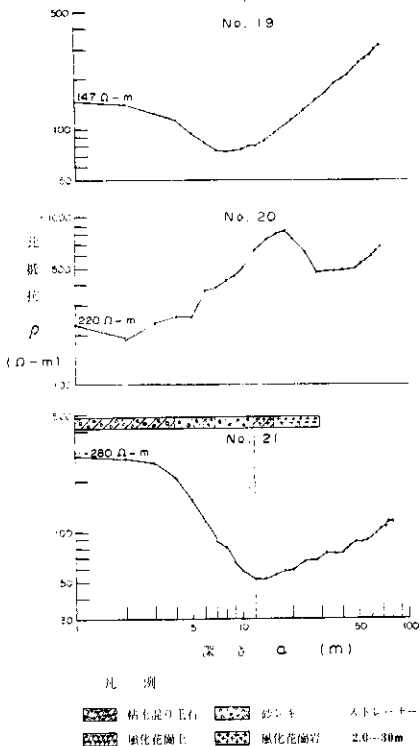


図3 $\rho-\alpha$ 曲線 (大麻山麓崖錐帯)

3) 地下水流動量の算定

地下水流動の直角方向に崖錐を横切って、図5に示したA-A'断面で地下水流動量を求めた。

(1) 透水断面積の算定

A-A'断面に位置する電気探査の結果と、浅井戸の水位観測から、平水時における透水断面積を求めると、約 $1200m^2$ となった。流動量の計算には日毎の透水断面積を用いた。

(2) 地下水位曲線と地下水勾配

地下水位の観測は図5に示した浅井戸1, 2, 3号井戸において、自記水位計を設置し、連続観測を行なった。なお、自記水位計を設置する以前の昭和44年7月8日から45年6月21日までの間は、毎日11時、電気水位計を用いて手観測を実施した。いずれも測定精度は $\pm 0.5cm$ 程度である。

図6に湧水期を対象とした地下水位曲線の一例を示した。また、それぞれの地下水位曲線の下に日降水量を対応させた。

これによると、2~3日間に連続して日降水量 $10mm$ 以上の降雨があると、地下水位は上昇を示し、10日以上干天日数が続くと地下水位は低下を示している。

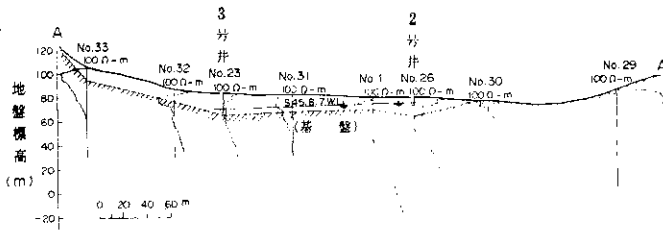


図4 電気探査による地質断面図

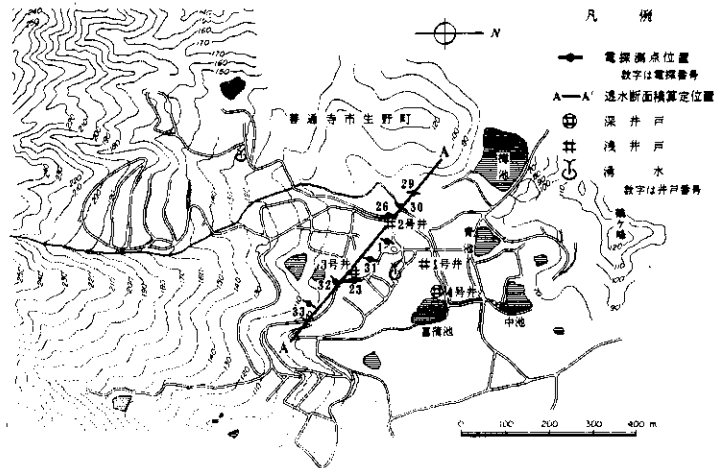


図5 地下水流動面測定位置図

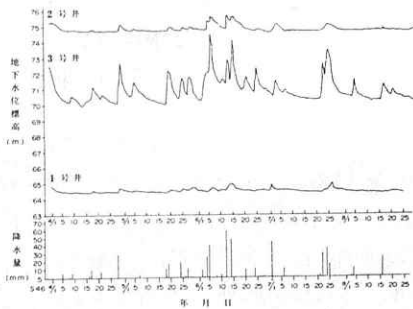


図6 地下水位曲線

(3) 帯水層の透水係数の算定

上記の浅井戸3眼を用いて、揚水試験を実施し、帯水層の透水係数を算出した、各井の揚水試験は揚水量を一定とし、ダイズの非平衡式から透水量係数を求め、これから透水係数Kを算出した。

その結果、地下水流動量の算定断面上の2号井で、 $K = 1.61 \times 10^{-5} m/sec$ 、3号井で $4.41 \times 10^{-5} m/sec$ となった。

(4) 地下水流動量の算出

崖錐帯を流動している地下水の流動量Qは、先に述べた電探による透水断面積A、地下水位観測による地下水勾配I、および流動量測定断面に位置する2眼の浅井戸の透水係数Kを用いて、ダルシー則が成立するものとして $Q = A \cdot K \cdot I \dots\dots (1)$ から求めた。

なお、地下水流動量の算定はKが均一でないので、図4の透水断面を中央部で2つのブロックに分割し、それぞれの値を用いて流動量を求め、それらを積算して、日単位の地下水流動量として算出した。

以上の方法によって算出した地下水流動量曲線を降水量と対応させたものの一部を図7に示した。

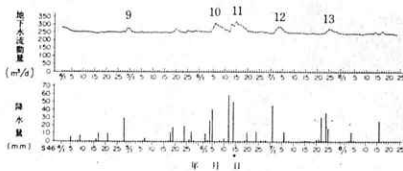


図7 地下水流動量曲線

4) 渇水期における地下水流動量の減衰

夏の渇水期や冬期のように降水量が少なく、地下水涵養があまり行なわれなときは、地下水流動量は次第に減少する。地下水補給のない状態が

長く続くと、帯水層内の地下水位は低下し、地下水流動量は時間とともに減少する。

一般に地下水のてい減曲線は下式のように表わされることが認められている。

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \dots\dots\dots (2)$$

ここにQ：渇水期の初めからt時間の地下水流動量

Q_0 ：渇水期の初めの地下水流動量

t：渇水初期からの経過時間

α ：てい減係数

α のてい減係数は水文地質構造、地下水の性質、涵養機構によってきまってくる。

地下水流動量は実際には地表、および河川などからの地下水涵養が蒸発、気温、気圧、湿度など、各種の変化要因に関係があり、長期の流出量変化は上式のような簡単なものでは厳密に表わされないが、渇水期における地下水流動の概格的な実態を把握するため、これを用いて検討を行なった。

図7に示したような地下水流動量曲線のなかから、無降雨が5日以上続き、地下水流出量の減衰が認められるもの(図7の曲線の上に一連番号が対応している)についててい減係数を求めた。なお、日降水量が10mm以下の場合には、地下水位の変動がみられないので、無降雨期間の中に含めた。

てい減係数 α の決定は精度を上げるため、日観測値を用いて電子計算機で行ない最小自乗法から求めた。その結果を表1に示した。

渇水期におけるてい減係数は0.0012～0.0297の範囲内に入った。とくに、てい減係数が最小となったのは、渇水期前の降水量が170mmと小さく、しかも無降雨51日という長期的渇水の場合であった。

また、てい減係数が大きい値を示したのは、いずれも渇水期間が短いものである。渇水期の初めにおいては、地下水の流出量が比較的すみやかに減衰するが、その後は無降雨が長く続いても、その低下は次第に緩慢になっていることがわかった。したがって、このような小流域の地下水でも、干ばつや渇水に対して、比較的安定した水源になりうるということが出来る。

表1 濁水における地下水流出量のてい減(大麻山麓崖帯)

No	年 月	期 間(日)	地下水流出量(m ³ /d)	濁水期直前の降水量(mm)	てい減係数
1	44. 7	13	328 → 253	81. 5	0. 0252
2	44. 12	16	277 → 260	40. 5	0. 0049
3	45. 1	20	309 → 257	45. 7	0. 0122
4	45. 3	16	312 → 255	19. 4	0. 0150
5	45. 7	21	318 → 244	65. 5	0. 0088
6	45. 8	5	271 → 256	13. 0	0. 0159
7	45. 8	14	303 → 250	92. 0	0. 0015
8	46. 1	51	264 → 254	17. 0	0. 0012
9	46. 4	19	282 → 252	30. 0	0. 0083
10	46. 6	6	310 → 258	69. 0	0. 0297
11	46. 6	16	321 → 249	111. 0	0. 0203
12	46. 7	18	289 → 244	49. 0	0. 0124
13	46. 7	13	276 → 244	63. 5	0. 0125

5) トリチウムによる地下水の循環速度の測定
地下水流動の循環速度をトリチウム濃度から確かめた。

宇宙線によって天然に生成されたトリチウムは降水と共に一たん地下に浸透すると、その放射能は供給をたたれ、つぎの法則に従って壊変していく。

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \text{ あるいは } t = \tau \log_e N_0 / N$$

ここに λ : 壊変定数

τ : 平均寿命 (1/ λ)

N : 時刻 t におけるトリチウムの比放射能

N_0 : $t = 0$ におけるトリチウムの比放射能

地下に浸透をはじめた時刻、すなわち $t = 0$ では $N = N_0$ で、 N_0 は降水時における降水中のトリチウムの比放射能である。水爆実験以前では降水中のトリチウム濃度は約10 TR*とされている。水爆実験以後では約10~1000 TRとなった。地下に浸透した後の経過時間 t 、すなわち地下水の年代は、 $t = T_{1/2} / \log_e 2 \cdot \log_e N_0 / N$ によって、地下水中のトリチウムの比放射能から求めることができる。

地下水中のトリチウム濃度はゼロから数100 TRの範囲にあって放射能強度が極めて弱いので、液体シンチレーション計数法では、トリチウム濃度を100倍以上濃縮する必要がある。よって、ト

リチウム濃縮に電解法を用いた。

電解槽は万一の爆発時の危険を少なくするために、陰電極を外側の鉄容器とし、陽極にNiを用いた。この電解槽の電極を10~10数個直列に接続し、蒸留した試料水に0.8%のNaOHを加え、0.05 A/cm²の電流で電解した。この場合、トリチウムの濃縮度を一定に保ち、かつ蒸発による損失や電極の腐蝕を防ぐために、各々の電解槽は一定水温に保つ恒温水槽に入れ、試料水が1/20になるまで約10昼夜かけて電解した。電解終了後、水溶液に炭酸ガスを加えて液中のカ性ソーダを炭酸ソーダの形で除き、二次蒸溜を行ない、このような操作を繰り返して、トリチウムの濃縮度を高めた。濃縮した試料水は3mlをとり、デオキ酸とナフタレン120g/l、PPO6g/l、POPOP0.3g/lを加えて総量20mlとし、低カリバイアルに入れて、液体シンチレーションカウンタ(Tri-Carb.)で100分間、6回の繰り返し測定を行なった。この場合、²²⁸Rnによる放射能汚染の影響を除くために、数週間放置して、崩壊を待って測定した。

昭和44年、45年の2回にわたって採水した、トリチウム濃度の結果を表2に示した。なお、採水位置については図2を参照されたい(但し湧水No.1は電探番号40に対応する湧水である)。

これによれば、いずれも10~155 TRの範囲に入り、1954年以降の水爆生成トリチウムを含ん

(注) * TRはトリチウム濃度を示す単位で、Hと³Hの比が1×10¹⁸のとき1TRとなる。

表2 大麻山麓崖錐地下水のトリチウム濃度

№	試料名	採水年月日	計測時間(分)	濃縮比	T.R	備考
1	浅井戸2号井	44.7.23	600	0.00139	22.9	
		45.9.19	800	0.00395	97.5	
2	浅井戸3号井	44.7.22	600	0.00944	155.0	
		45.9.19	800	0.00422	50.4	
3	深井戸4号井	44.7.23	600	0.00108	10.2	揚水量 107 m ³ /d
		45.9.19	800	0.00445	23.1	
4	湧水 №1	44.7.23	600	0.00834	138.3	湧水量 2.9 m ³ /d
		45.9.19	800	0.00458	80.8	
5	湧水 №2	44.7.23	600	0.00903	96.2	湧水量 3.9 m ³ /d
		45.9.19	800	0.00585	103.2	

だ降水が浸透したことを示している。測定値は2年間同じ傾向を示しているの、地下水の循環速度は大きいものと判定される。

とくに、浅井戸及び湧水のトリチウム濃度は、数10 TR 以上で極めて高く、ごく最近の降水が浅く浸透し、崖錐帯を流動していることがわかった。

しかし、崖錐帯末端部にある深さ30mの深井戸の地下水は、2年間にわたり10~23 TRで、最も小さい値を示した。これは地下深部になるほど、降水による地下水涵養が容易でなくなることを示している。いずれにせよ、本研究調査地の地下水は流動性の大きい地下水であることがトリチウム測定結果から裏付けられた。

3. 火山扇状地における地下水の動態

集水面積 37.65km²の比較的大きい阿蘇中央火口丘に位置する高森火山扇状地を対象として、渇水時における地下水の動態を究明した。研究方法としては、まず、自動車によるガンマ線スペクトロ探査を実施して、地下水脈の分布状態を把握し、更にこれを確認するために、検出した地下水脈上に試掘井を掘削して、地下水の賦存形態を確かめた。

次に、火山扇状地の地下水循環速度をトリチウム年代測定によって究明した。扇状地の末端から湧出する御手水は、この水脈の地下水が地表に湧出したものであることを明らかにして、渇水による地下水位、湧出量の変化を究明した。

1) 地下水脈の賦存状態

阿蘇外輪山を構成する阿蘇溶岩はカルデラ壁の最上部を被覆し、その下部に新第三系の古期安山岩が存在している。

阿蘇のカルデラは阿蘇火山の活動がはじまって、大量の溶結岩を流出したため、火山体の重力の均衡が破れ、その中心部が陥没したことにより、基盤岩体を切ってカルデラが形成されたと解釈されている。

本研究調査地は中央火口丘の南麓で、火山扇状地が広く発達しているところである。扇状地には地表流水がみられず、雨水は地下深く浸透するが、扇状地末端部では被圧地下水を形成し、図8に示したように湧水及び自噴井がみられる。図の湧水 №1は御手水と称して扇状地最大の湧水で、重要なかんがい水源となっている。

扇状地の扇頂から扇端部にかけての地質断面を示すと図9のようになる。表土、火山灰、火山砂レキ、溶岩火山砂レキ、溶岩と累層し、地下水は溶岩流及び砂レキ層中を流動している。(断面位置は図8に示してある。)

2) 自動車によるガンマ線スペクトロ地下水探査

地下水脈の賦存状態を明らかにするために試作ガンマ線スペクトル探査装置を用い、図10に示した測線において、10km/hrの一定速度で走行しながら自記測定を行なった。普通地域における自然計数地域の放射能強度分布は、J地点の自記記録及びガンマ線エネルギー分布(図11、図12)に示されるように、ほぼ一定値を示している。(位置は図10参照のこと。)

これらの自然計数値に比較して、自然放射能強度が1.3~2.4倍増大している高異常地帯は図10に示したように、100~200mの幅で、N45°EないしN60°E方向に3つのzoneとして検出された。その検出曲線およびガンマ線エネルギー分布図の

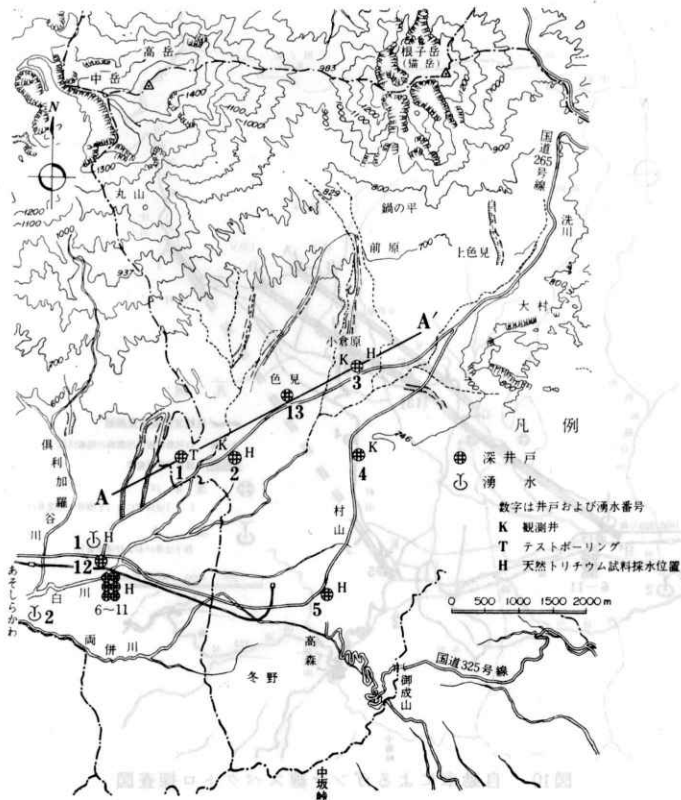


図8 高森火山扇状地の一般図

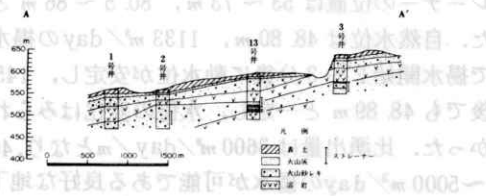


図9 高森火山扇状地の地質断面図

一部を図11および図12に示した。このように、とくに高異常放射能を示したのは24~266KeV及び同エネルギーの自然計数を除去したA-B値で、

自然計数地域のそれと比較して著しく増大している。

これは、高異常放射能地帯の地下に基盤の破碎帯の存在が考えられ、その上部に堆積している火山噴出物と共に透水性が大きく、有力な地下水脈を形成していることが考えられる。とくに、自然放射能探査によって図10のD, E, F, G地点を結ぶ高異常放射能帯の下流側には、その地下水脈に連なる湧水No1が存在し、同水脈を流動した地下水が御手水に湧出することが明らかとなった。

3) 地下水脈の検証

自然放射能探査の結果、扇状地を通る地下水脈が検出されたので、湧水に連なる高異常放射能地帯のF地点(図10参照)に、この調査結果を検証するために試掘井として深井戸を掘削し、揚水テストを実施した。

深井戸の口径は0~86mまで、250mmケーシングを挿入し、86~100mの安山岩層は口径220mmの裸孔とした。

帯水層は図13の深井戸柱状図に示したように、

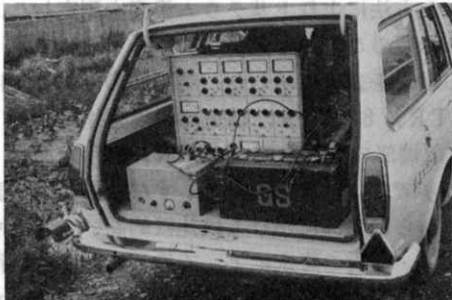


写真1 宇宙線除去ガンマ線スペクトロ探査装置による地下水探査(試作品)

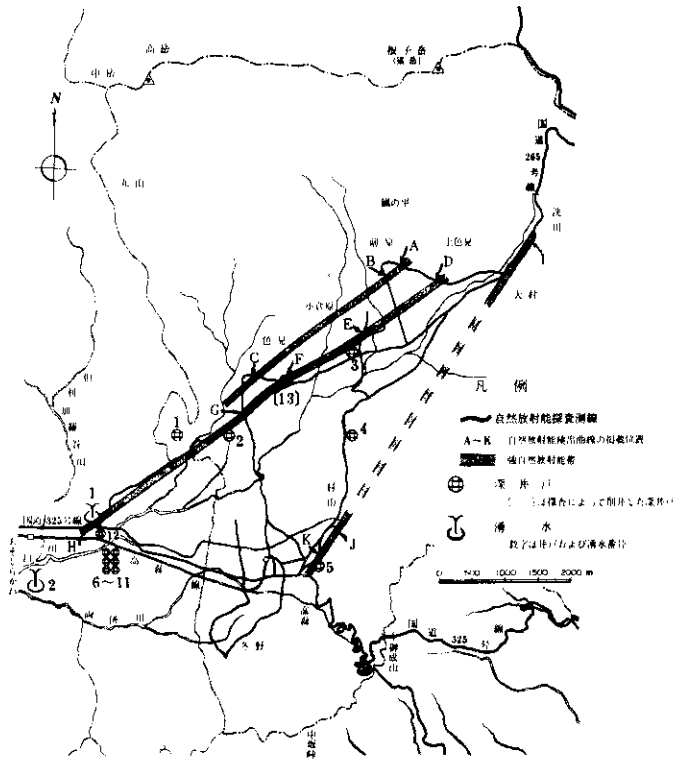


図10 自動車によるガンマ線スペクトロ探査図

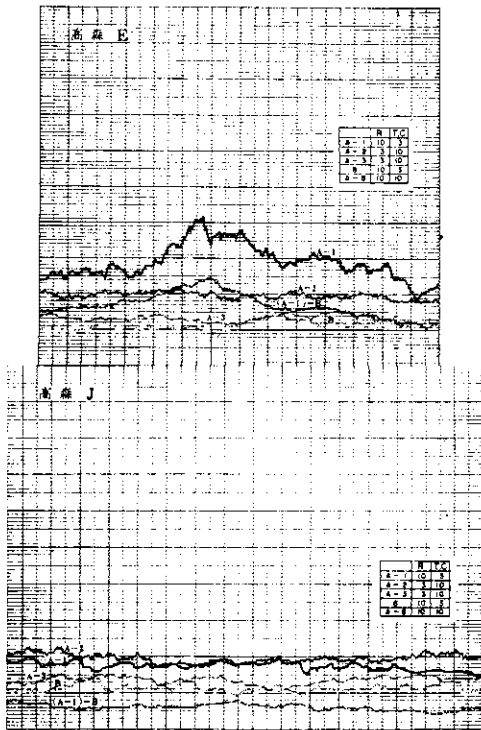


図11 ガンマ線スペクトロ記録例

キ裂性の安山岩、おふび凝灰質砂レキ層で、ストレーナーの位置は 53 ~ 73 m, 80.5 ~ 86 m とした。自然水位は 48.80 m, 1133 m³/day の揚水量で揚水開始 2 ~ 3 分後に動水位が安定し, 145 日後でも 48.89 m と一定し, 水位の変化はみられなかった。比湧出量は 3600 m³/day/m となり, 4000 ~ 5000 m³/day の揚水が可能である良好な地下水脈であることが明らかになった。

4) トリチウム測定による地下水の循環速度の測定

本調査地区の火山扇状地の扇頂, 扇央, 扇端部の湧水, および自噴井の地下水を 20 L 採水し, 前に述べた方法によりトリチウム濃度を測定しこ。

(図 8 参照のこと。)

その結果を表 3 に示した。扇頂部の観測井では 73.6 TR, 80.5 TR, 扇央部の観測井で 87.4 TR, 扇端部の自噴井で 18.3 TR, 御手水湧水 (№ 1) で 27.9 TR となった。すなわち, 扇状表の扇頂から扇央部にかけては比較的高いトリチウム濃度で, 最近の降水によって地下水かん養が行なわれていることが示されている。扇端部の湧水および自噴水ではトリチウム濃度がやや低くなっ

表3 高森火山扇状地における地下水のトリチウム濃度

№	試料名	採水年月日	計測時間(分)	濃縮比	T.R	備考
1	2号観測井	45.11.24	1000	0.00396	87.4	扇中央
2	3号観測井	45.11.24	1000	0.00353	73.6	扇頂
3	5号観測井	45.11.24	1000	0.00449	80.5	扇頂
4	自噴井	45.11.24	1000	0.00290	18.3	№6~№11
5	湧水№1	45.11.24	1000	0.00553	29.9	御手水

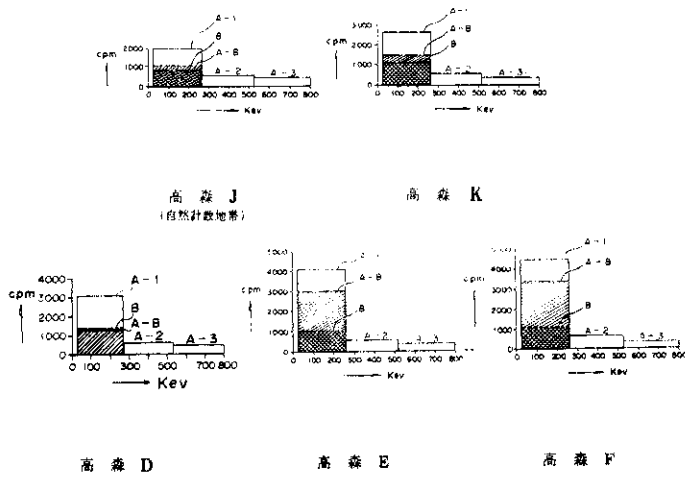


図12 ガンマ線エネルギー分布図

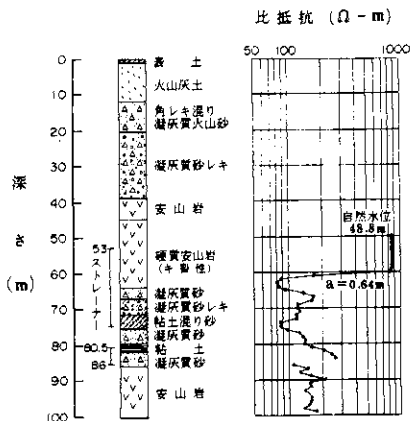


図13 試掘井の深井戸地質柱状図

ている傾向がみられる。しかし、いずれも、最近の降水による地下水かん養であることを示し、火山扇状地の地下水は循環速度の早いことがこれによって裏付けられた。

5) 渇水期における地下水位変動

地下水位の変動は大きくわけて、年季的な長期

変化と、日週にわたる短期変化とが考えられる。長期的変化の要因は、降雨の浸透、乾燥、蒸発、地表水の変化、地下水流出などである。これに対して、短期変動は重力、大気圧、気温湿度、土壤中の空気封入状態などがその要因と考えられる。

そこで観測井(2,3,4号井)の観測水位を用いて、渇水時における地下水位変動について検討を行なった。

昭和45年11月~46年12月における地下水位曲線を図14に示した。これによると、地下水位は一年周期で変化をくりかえしていることがわかる。11月~4月頃の渇水期では、各観測井とも除々に水位低下をきたし、降雨との相関はあまりみられない。5~8月の豊水期になって、いずれの観測井も地下水位が急上昇するが、4号井は9月初旬から、2,3号井では10月初旬から低下曲線に移行する。水位上昇は降水量と地下水位との対応から、降雨後1箇月ないし1箇月半のずれがあることがわかった。

また、渇水期の水位の低下は5,6,7,8月の豊水

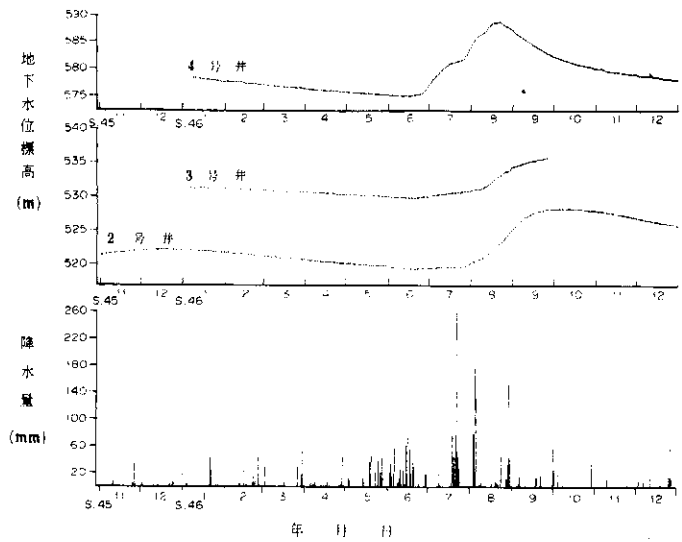


図14 地下水水位曲線（高森火山扇状地）

期の降水量によって、9月以降に雨量が少なく、
 渇水がつづいてもゆるやかな減衰曲線を描いて、
 除々に降下し、4～5箇月間の長期にわたって地
 下水位の低下を防いでいることがわかった。

⑥ 渇水期における湧水量の変化

本調査地区の地下水の賦存状態で述べたように、
 御手水湧水の湧出量は、本地区の地下水流出量
 を示すものと考えられる。渇水期における御手水
 の地下水湧出量の変化を図15に示した。図の下部に
 降水量を示し、地下水流出量と対応させた。

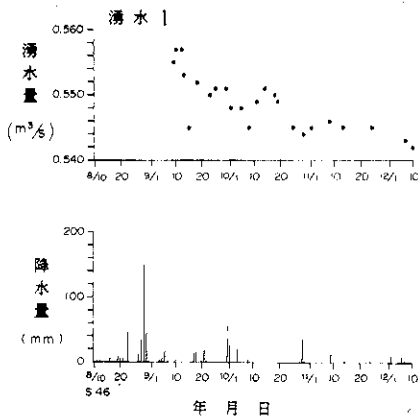


図15 渇水期における御手水湧水の湧出量の変化

8月下旬の台風によって、292mmの降雨量があ
 ったが、それ以後渇水に入り10月上旬、下旬を
 除いては大きい降雨はほとんどなく、渇水の現象

を呈している。

しかし、地下水湧出量の減衰は極めてゆるやか
 であり、 $Q = Q_0 e^{-\alpha t}$ によって、46年9月以降の
 てい係数を、最小自乗法によって算出すると、
 0.00030となった。（観測箇所23）。

このように、火山扇状地の渇水期における地下
 水流出量の減衰は、極めてゆるやかであることが
 裏付けられた。

また、大麻山麓崖錐帯のてい減係数は既に述べ
 たように0.0012～0.0297であり、これに比較し
 て、著しく小さいことがわかる。これは産水率と
 地下水流域における流路の長さが大麻山麓崖錐帯
 よりも大きいためで、大きな火山扇状地では地下
 水の貯留量が大きくなるので、干ばつに対して強
 い水源となりうることを表している。

4. 結 び

渇水期になって、涵養が行なわれない場合の地
 下水流出は規則的に減少し、渇水期の初めにおけ
 る流出量は比較的すみやかに低下するが、その後
 は次第に緩慢となる。これは小流域の崖錐帯の地
 下水流出にも適用できることが立証された。

また、渇水における地下水流出量のてい減の度
 合は、火山扇状地のように、広大な面積をもち、
 地下水の流れの距離が大きくなると、小流域の地
 下水流出よりもゆるやかになり、干ばつに強いこ
 とが明らかとなった。

引用文献

- 藤芳義男, 下津昌司 (1969) : 白川低水流出量調査報告書, 熊本県, 18-20
- クリメントフ (1967) : 地下水の力学 (訳), 丸善, 141-143.
- Libby, W. F. (1955) : Tritium in nature. Washington Acad. Sci., Vol. 45, No. 10, 301-314.
- 朝倉克幹 (1972) : 阿蘇カルデラ火山の地質と地下水・菊地台地地区地下水調査資料, 5-14.
- Ochiai, T. (1972) : Prospecting of underground water by the measurement of natural radioactivity. International Association of Hydrogeologists MEMOIR-RES, Vol. 9, 159-160.
- 落合敏郎 (1970) : トリチウムによる地下水の年代測定とその水文地質学的利用. 酒井軍次郎教授退官記念論文集, 233-237.