

石田川上流部の水文地形学的特性 (その4)

奥西 一夫・吉田 稔男・斉藤 隆志

HYDROGEOMORPHOLOGY OF THE UPPER ISHIDA RIVER BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN (4)

By *Kazuo OKUNISHI, Toshio YOSHIDA and Takashi SAITO*

Synopsis

Hydrogeomorphology of a zero-order subbasin in the Kamagatani Experimental basin was examined. This subbasin is drained by a small spring. Topography and the topsoil is much different from those in other zero-order subbasins in this experimental basin.

Trench cut and electrical prospecting revealed that the topsoil is essentially colluvium consisting of angular boulder and clayey matrix. No stratification is recognized and no lateral flow of water exists in the topsoil. The topsoil is underlain by fractured bedrock and further by a zone of low electrical resistivity which suggests saturated zone. The spring is fed by the flow in a conduit which has been formed by the subsurface erosion at the bottom of the colluvial soil.

Hydrological analysis of the discharge of the spring revealed that the spring is recharged by the precipitation on one tenth of the area of the subbasin. It was suggested that the percolation of rainwater through the colluvial soil recharges a Darcy flow on the surface of the bedrock or in the fissure within the bedrock, which is led to the spring.

While other zero-order subbasins in the Kamagatani Experimental Basin are characterized by surficial landslides and the throughflow along the interface between different soil horizons, rarer occurrence of larger landslides is coupled with the lack of throughflow in this subbasin. It can be said that two kinds of hydrogeomorphological systems are working in this experimental basin.

1. まえがき

本報告の第2報¹⁾と第3報²⁾では斜面表土層の構造と斜面縦断形の関係を調査し、それにもとづいて、釜ヶ谷流域における表層崩壊の発生状況と崩壊規模および崩壊発生にかかわる斜面流の特性について考察した。その後、1986年より、別の斜面で斜面流の直接観測をおこなうべく、観測の準備を始めた。

この斜面は Fig. 1 に V7 として示した谷型斜面 (0 次谷) である。釜ヶ谷流域は 3 次谷であり、常時水流が存在する 1 次谷は流域内に 7 つある。V7 谷はその下部に湧水があり、釜ヶ谷本流に流入しているが、これは河川と認定できるような水流ではないので、0 次谷と分類している。このような、0 次谷としては比較的大きい谷型斜面は、この流域内に 9 つ存在するが、それよりも、Fig. 1 に等高線の微妙な屈曲としてあらわ

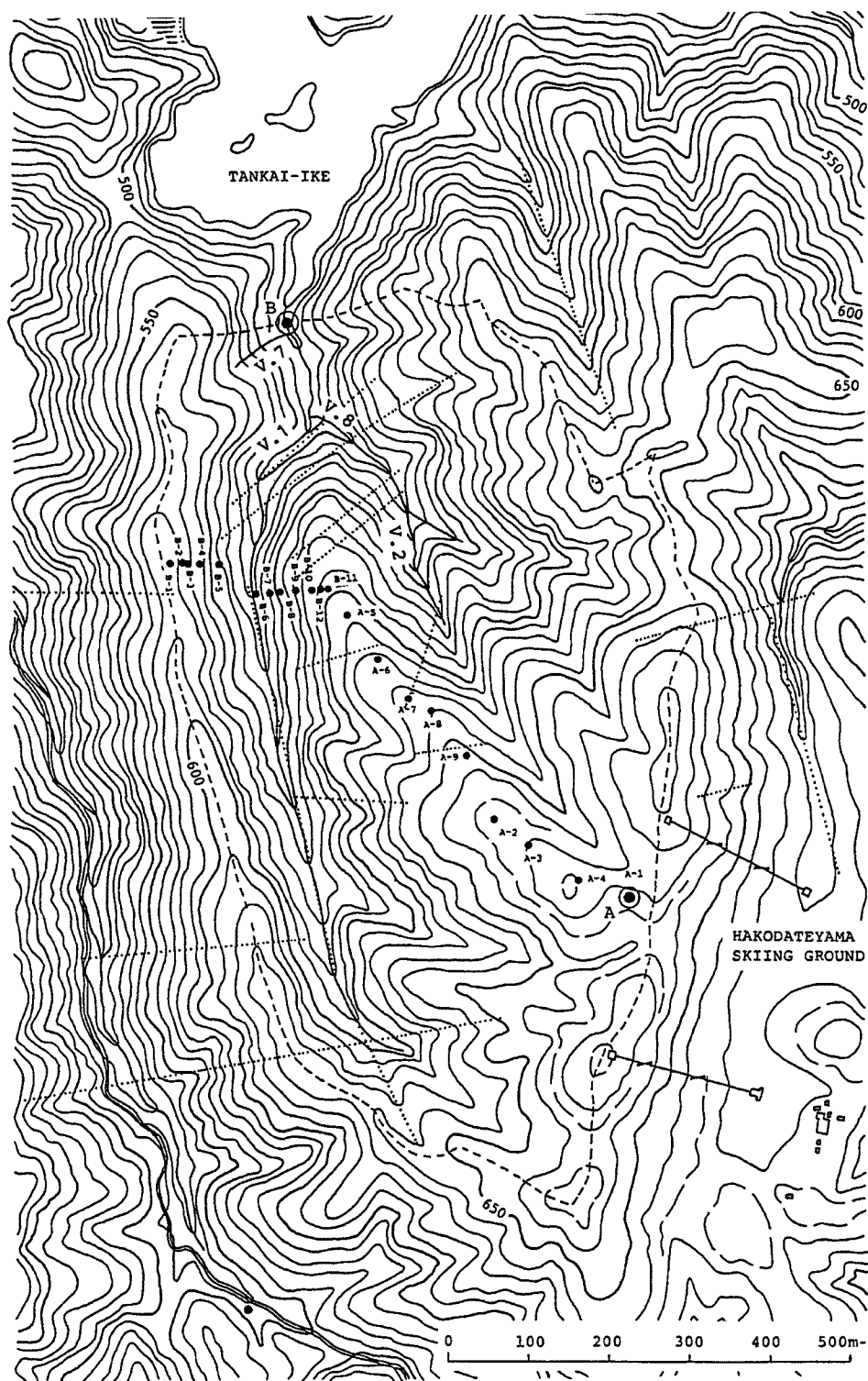


Fig. 1. A plan of the Kamagatani Experimental Basin. A : Snow-melt observation site, B : Gauging station, A-1~B-12 : Sites of soil survey with a cone penetrometer, V.7 etc. : Zero-order basin.

されている0次谷の方がはるかに数が多く、面積的にも集水面積の大半を占める。V7谷は谷底がV字形でなく、鍋底状であるという点で1次谷と異なる。また規模が大きく、谷底と尾根の比高も大きく、また斜面上方に行くにつれて谷幅が大きくなるという点で他の多くの0次谷と異っている。

V7谷においては、湧水点に三角堰流量計を設置して湧水量の時間的変化を連続観測し、またこの湧水の涵養に関わる地盤・土壌調査をおこなった。その結果、この0次谷における水文地形学的プロセスは他の0次谷におけるそれとはかなり異なっていることがわかった。

2. 土壌と地盤構造

この0次谷の下部では谷は狭く、谷底には溝が掘られている。ここではかなりの降雨時にも地表流は発生しないが、豪雨時には発生し、谷底を侵食することはあり得ると考えられる。また縦断勾配が大きいので、雪食によってできた可能性もある。土壌調査はこのような部分を避けて、湧水点の約60 m上方でトレンチを掘削することによって実施した。トレンチは鍋底状の谷底に、等高線方向に約3 mの長さで、幅が約1 mである。土層は角礫に富む粘土質の土で、マトリックス部分は本質的に同じ流域の他の斜面のそれ¹⁾と同じであるように見受けられた。礫の混入率は深さと共に連続的に増加しているが、境界面は存在せず、本質的に無成帯である。1.2 mの深さに至って礫がほとんどを占め、あたかもレンガを積んだように互いに密接し、人力では掘削できなくなったので掘削を中止したが、その深さでは礫の表面と粘土質のマトリックスが漸移的につながっているように見えることから、これが基岩表面であろうと考えられる。またこの土層は崩積土であると考えられる。

トレンチ掘削直後には、その側面から出ている植物の細根を伝って水がポトリポトリとしたり落ちるのが観察された。しかしこの現象はトレンチの全側面で同じように起ったので、これが斜面方向の水のフラックスをあらわすものとは考えられない。その後降雨時に観察すると、側面が濡れているため、上記の程度の水の動きは検出できないが、側面からの肉眼で認識できる程度の浸出はなく、またトレンチの底にも水たまりは生じなかった。マトリックス部分は常に湿潤であるが、深さ10～20 cmにおけるサクシオンは無降雨時の測定では50 mmHg程度であり、土層は全体的には不飽和の状態にあると考えられる。

土層は礫を多く含むため、従来おこなって来た簡易貫入試験は適当でないと考えられたことと、やや深い所までの構造を知る必要が感じられたので、谷底に沿う縦断測線上で電気探査を実施した。この探査は横河電機製L-10を用い、Wenner法によっておこなった。その結果はポール縦断法によって測量した斜面の縦断形状と共にFig. 2に示す。ただし、トレンチ（図中にはTEST PITと記されている）よりも下方では、谷底が溝状に掘れ込んでいるため、左岸側に5 mほどオフセットして実施した。

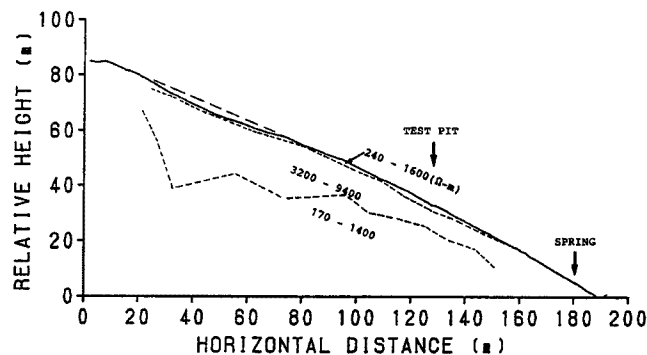


Fig. 2. Distribution of specific electrical resistance of the ground along the bottom of V. 7 basin. The broken line suggests a landslide which removed the topsoil and dumped it at the downslope part.

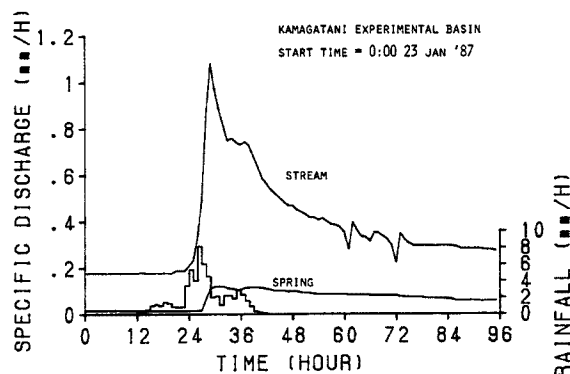


Fig. 3. Hydrographs of the Kamagatani Experimental Basin at site B in Fig. 1 and the spring in V.7 presented as the specific discharge using the drainage area measured on the map.

Table 1. Comparison of specific discharge among different valleys in the Kamagatani experimental basin

Observation time	August, 1986	November, 1987
V.1	0.17 mm/h	0.075 mm/h
V.2	0.20	
V.7	0.018	0.0073
V.8	0.24	0.13
V.0 (whole basin)	0.20	0.078

とんど含まない基岩であると考えられ、比抵抗の低い薄層は割れ目に沿う水みちではないかと考えられる。第3層は第1層と同程度の低い比抵抗を持っているが、やはり同様に水を多く含んだ層と考えられる。しかし、水を含んだ厚い地層が山体内部に存在することは考え難いことと、探査限界に近い深さであることから、この層はきわめて薄く、基岩中の割れ目に沿う水みち、あるいは基岩中の割れの少ない岩体の表面に沿う飽和帯である可能性が大きい。

斜面下部の湧水は谷底の溝状地形の側面から湧出しているが、少し掘ると、水みちは約90°曲がって谷線とほぼ平行に上流に延びている。この水みちは、角礫を多く含む崩積土のマトリックス部分が洗い流されてできたものと考えられ、分岐したり、再び合流したりしている。その形態から、ソイルパイプと裂か水の間断的な性質をもった地下流であると考えられる。この湧水と Fig. 2 に見られる地盤構造の関係は明らかではないが、表土層（第1層）の下に基岩表面流あるいは第3層中の飽和流がこの湧水につながっているものと考えられる。この0次谷では他には湧水が見られず、トレンチにおいてもこのような水みちが見られないこと、および後で述べるように、この湧水の涵養域は大変せまいことから、マトリックスの洗い流しによって生じた水みちの延長は短かいものと考えられる。

3. 湧水量の水文解析

湧水量を直角三角堰を用いて観測した結果の一部を Fig. 3 に示す。Fig. 1 の B 地点で測定した釜ヶ谷 (STREAM) の流量とこの0次谷の湧水量 (SPRING) の時間変化が、地図上の集水面積で割った比流量として示されている。経過時間60時間以後に見られる溪流流量の変動は溪岸の積雪が溪流に落ち込んで溪流を一時的にせき止めたことによるものと考えられる。

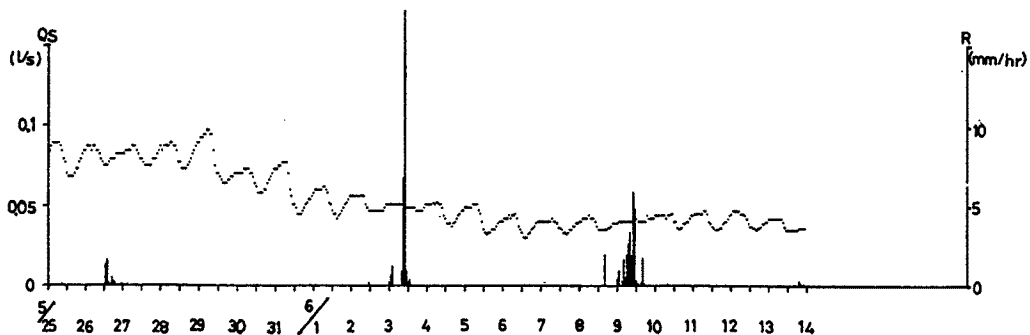


Fig. 4. Diurnal change in the discharge of the spring of V.7 due to evapo-transpiration. The notches on the abscissa represent 0:00 or 12:00 of each day.

2つのハイドログラフ (STREAMとSPRING) の最も大きい違いは、全般的に比流量の値が約1桁異なることである。第1報³⁾で石田川流域内の2～3次河川の比流量を比較したが、釜ヶ谷流域の比流量は石田川流域の中では平均的な値を持っていた。一方、釜ヶ谷流域内のいくつかの谷の比流量の値はTable 1に示す通りで、V7谷の比流量は他の谷のその10分の1程度である。これは、この湧水が0次谷の全域の雨水によって涵養されているのではなく、その一部分に降った雨水によって涵養されていることを示すものである。

降雨開始後の流量の立上りについては、湧水量の立上りは溪流流量のそれよりも2時間ほどおくられているが、これはむしろ例外的な事例であり、ふつうは1日ほどおくれる。これはFig. 3に示した事例は真冬ではあるが気温が上がって融雪が盛んになり、土壌水分が高くなっていた所にまとまった降雨があったため、斜面での浸透雨水の下方への透過速度が大きくなったものではないかと思われる。なお釜ヶ谷の流量については、このような原因によって立上りが早くなったり遅くなったりすることはない。ピーク流量出現後の湧水量の減衰は遅く、釜ヶ谷流量のそれとはかなり異なる。後者では直接流出と中間流出の占める割合が大きいが、前者ではこれらの成分はほとんど含まれていないように思われる。

この湧水のもうひとつの特徴は、好天時に湧水量の日変化が顕著だという点である。その典型的な例をFig. 4に示す。湧水量が昼間に減少し、毎日15時ごろに最低値を取ることから、これは蒸発散の影響と考えられる。気温に対して約3時間の時間おくれしかない⁴⁾ことから、植物の根は地下水面より深あるいは毛管水縁から水を吸い上げていると考えなければ、Fig. 4のような日変化は説明できない。もちろん不飽和域からの蒸発散もあるに違いないが、その湧水量への影響は大きなおくれ時間を持っているので、その部分については日変化は現れないか、あるいは減衰して小さくなってしまっているであろうと考えられる。

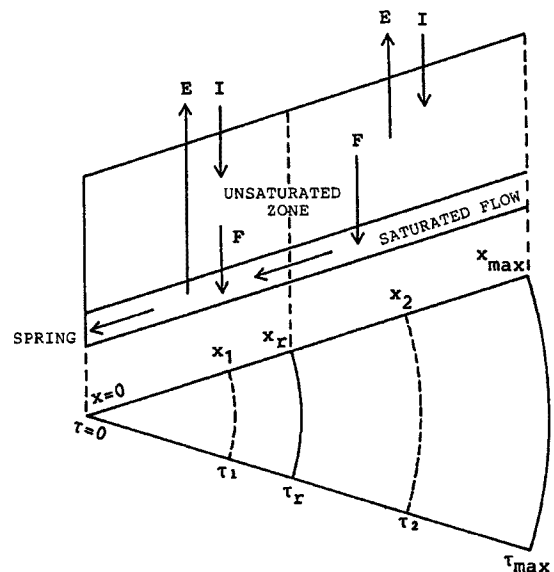


Fig. 5. A hydrological model of recharge area of the spring. I : Infiltration (approximated by rainfall), E : Evapo-transpiration, F : Percolation, x : Horizontal distance from the spring, τ : Travel time of the kinematic wave of Darcy flow. Evapotranspiring flux is drawn from the saturated zone in the downslope part and from the unsaturated zone in the upstream part.

上記の事実と前節で述べた地盤調査の結果から、この湧水の涵養機構は Fig. 5 のようであると考えられる。涵養域内には飽和帯があり、そこには基岩表面流またはパイプ流が形成されていると考えられる。前節で述べたように、不飽和帯では側方流は存在せず、水の流れは上下方向に限られている。涵養域は2つの部分に分けられ、下流側では飽和帯（毛管水縁を含む）から蒸発散フラックスが取られるが、上流側では蒸発散フラックスは不飽和帯から取られ、飽和帯への水の供給量は降雨強度と蒸発散強度の差が、不飽和帯の貯留効果によって変動を緩和された形となる。もちろん、実際には飽和帯と不飽和帯の両方から蒸発散フラックスが取られる部分が存在するに違いないが、単純化されたモデルとしては上記のような極端な2つのケースの組合せで十分であろう。これら2つの部分における水収支は、図にも示されているが、 I を降雨浸透強度、 E を蒸発散強度、 F を飽和帯への透過量とし、不飽和帯における貯留量を S_u 、飽和帯における流量を Q 、流域（涵養域）の幅を B 、 x を水平距離、 t を時間とすると、上流側では、

$$\frac{dS_u}{dt} = I - E - F \quad (1)$$

$$\frac{dQ}{dx} = -BF \quad (2)$$

下流側では、

$$\frac{dS_u}{dt} = I - F \quad (3)$$

$$\frac{dQ}{dt} = B(E - F) \quad (4)$$

となる。

この涵養域の平面形状は、Fig. 5 の下段に示すように、扇形であると仮定する。さらに等高線は同心内のであり、飽和流がダルシー則に従うと仮定すると、飯田⁵⁾が示したように、キネマティックウェーブが湧水点に到達するのに要する時間 τ は湧水点からの水平距離 x のみの関数となり、キネマティックウェーブ法による計算はユニットハイドログラフ法によるそれと同じになる。

涵養域全体の水収支から寄与域の面積 A を算出することができる。水収支式は次のようになる。

$$\frac{dS}{dt} = (I - E)A - Q_s \quad (5)$$

ここに S は斜面内貯留量、 Q_s は湧水量である。この式を時刻 t_1 から t_2 まで積分すると、

$$S_2 - S_1 = A \int_{t_1}^{t_2} (I - E) dt - \int_{t_1}^{t_2} Q_s dt \quad (6)$$

となるが、積分期間をある程度長く、またその両端で基底流出が卓越し、 Q_s の値がほぼ等しい場合は $S_2 \approx S_1$ と考えられ、近似的に

$$A \int_{t_1}^{t_2} (I - E) dt = \int_{t_1}^{t_2} Q_s dt \quad (7)$$

となる。このような近似が成り立つ1987年6月2日～6月27日の25日間について、 Q_s は実測値を数値積分し(86.4 m³)、 I は雨量で近似(表面流出と遮断を無視: 145 mm)、 E はThornswaite法によって気温の実測値から推定する(3.1 mm/day)と、 A は1,276 m²となる⁴⁾。これはこの0次谷の面積11,920 m²の約10分の1となり、Fig. 3やTable 1に示されたような異なる時期における知見とも一致する。このことから、涵養域の面積は時間的に変化しないものと考えられる。

次に湧水量の時間的変化を解析する。飯田⁵⁾によれば、湧水量の時間的変化は次式で示される。

$$Q_s(t) = \int_0^{\tau_{\max}} F(t - \tau) \frac{dA(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (8)$$

ここに $A(\tau)$ は涵養域のうち、湧水点までの到達時間が τ 以下である部分の面積である。涵養域は $\tau = \tau_r$ を境に2分されているので、

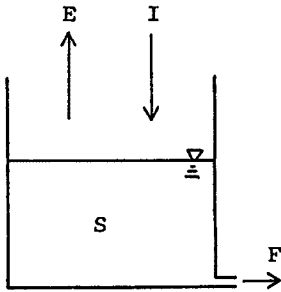


Fig. 6. Tank model for simulating $F_2(t)$. $F_1(t)$ is also simulated by this model assuming that $E(t)=0$.

$$Q_s(t) = \int_0^{\tau_r} \{F_1(t-\tau) - E(t-\tau)\} \frac{dA(\tau)}{d\tau} d\tau + \int_{\tau_r}^{\tau_{\max}} F_2(t-\tau) \frac{dA(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (9)$$

と書ける。ここに F_1 と F_2 は透過量のそれぞれ下流側と上流側部分の値である。 $E(t)$ は実際には天気依存して複雑な変化を示すはずであるが、簡単のため三角関数を整流したような日変化で一定振幅と仮定した。すなわち、1日の中の時刻を t' とすると、

$$E(t') = \begin{cases} 0 & (0 \leq t' \leq 6, 18 \leq t' \leq 24) \\ -E_0 \cos\left(\frac{\pi}{12} t'\right) & (6 \leq t' \leq 18) \end{cases} \quad (10)$$

で、振幅 E_0 は $E(t)$ の積分値が Thornswaite 法による推定値と一致するように定めた。

$F_2(t)$ は不飽和帯における水の挙動を Fig. 6 のようなタンクモデルでシミュレートして求めた。このタンクモデルは1段型なので降雨開始時の入出力のタイムラグを正しくシミュレートすることはできないが、減衰特性をシミュレートすることはできる。また表面流出と降雨遮断を無視したので、 $I(t)$ は降雨強度に等しい。 $F_1(t)$ は $F_2(t)$ の計算において $E(t)=0$ とおくことによって評価した。 $A(\tau)$ は、飽和流の平均流速の水平成分 v が場所によらず一定であると仮定すると、簡単な幾何学的考察から、

$$dA(\tau) = \theta v^2 \tau d\tau \quad (11)$$

となる。ここに θ は扇形の涵養域の中心角 (Fig. 5 参照) で 0.6 rad とした。 v と τ_r の値は試行錯誤的に決定した。

計算結果の一例を Fig. 7 に示す。この図で実線と一点鎖線はそれぞれ湧水量の計算値と実測値、二点鎖線は $F_2(t)$ の計算に用いたタンクモデルにおけるタンク水位 (スケールは毎時雨量と共通) である。横軸には 1987年5月21日12時を起点とする経過時間が取られている。タンク内水位は降雨と同様に、蒸発散にも直ちに反応するようになっているが、1日の蒸発散量はタンク内水位にくらべて十分小さいので、 $F_2(t)$ の日変化は無視できる程度になる。 τ_r と v の値を変えると湧水量の日変化の大きさと位相が敏感に変化するし、タンク定数によって降雨後の流量の減衰のしかたが変わるので、これらのパラメータの値の同定は容易であった。最適値は $\tau_r=5$ 時間、 $v=3 \text{ m/h}$ でタンクの時定数は500時間であった。したがって x_r は 15 m 、 $x_{\max}$ は 39 m となる。

湧水量の実測値と計算値は、パラメータを調節して合わせたので、基本的な形状が一致するのは当然であるが、異なる点も多い。まず、降雨開始後の湧水量の増加のしかたが異なる。これは実測流量の増加のしかたが降雨ごとに異なり、簡単なモデルでこれを正しくシミュレートすることは困難と考えられたので、これを合わせる努力をしなかったためである。これについては不飽和鉛直浸透流を考慮したモデル⁹⁾によって解決し得ると考えられる。湧水量の日変化の大きさは日によって変化するが、蒸発散量は毎日同じ振幅の日変化をすると仮定したので、計算値はこの点でも実測値と合わない。しかし、気温が次第に上昇し、蒸発散量も日増しに増加している筈のこの時期に、湧水量の実測値における日変化の振幅がむしろ減少傾向を示すことは興味深い。Fig. 5 において、涵養域の下流側の部分では飽和帯から蒸発散フラックスが取られるとしたのは、この部分では飽和帯が浅い所に存在すると考えられる (Fig. 2 参照) からである。Fig. 7 に示されている期間は、気温の上昇による蒸発散の増加の時期であると共に、融雪の影響がまだ残っていて、流量は基底流出の長期変化を反映して漸減傾向にある。したがって飽和帯の深さや毛管水縁の深さは徐々に増加していると考えられる。そのため、蒸発散量は増加しているものの、涵養域の下流側の部分は縮小し、上流側の部分が拡大 (すなわち τ_r の値が減少) し、湧水量の日変化の大きさが減少しているものと解釈される。

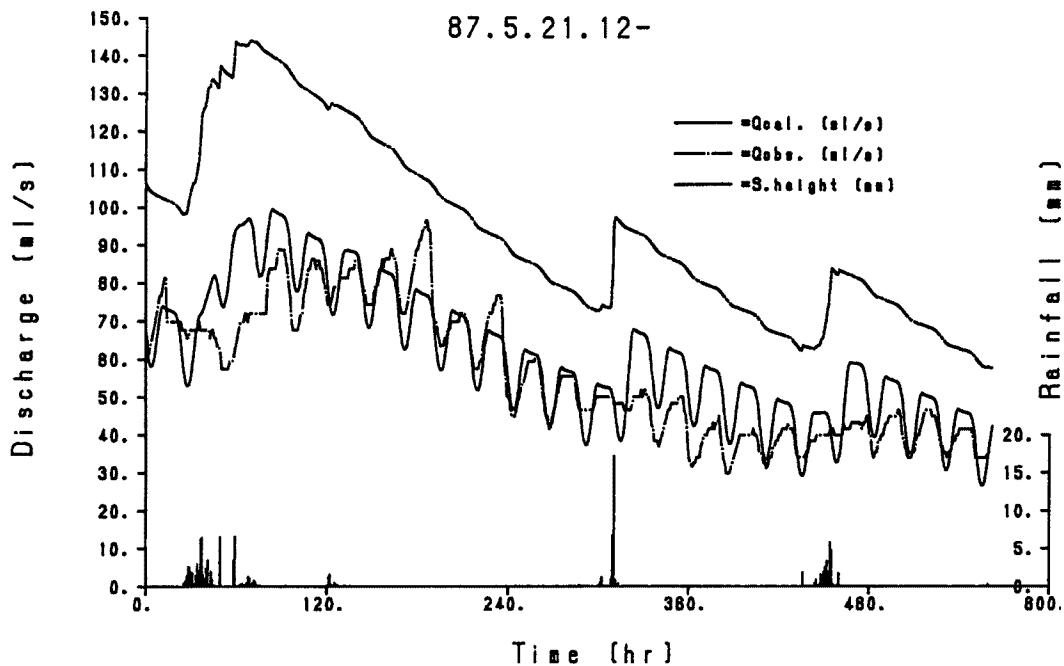


Fig. 7. An example of the result of hydrological analysis by Eq. (9). Solid line and chain line represent the calculated and observed discharge of the spring, respectively. The two-dot chain line shows the storage in the tank model (Fig. 6) in the scale common with that of hourly rainfall.

4. 水文地形学的システムとその特徴

本報告の第2報¹⁾および第3報²⁾で明らかにしたように、釜ヶ谷流域の山腹斜面のほとんどの部分では、表土層の成帯性のために表層崩壊が頻繁に発生している。さらに表土層の成帯性は土層境界面に沿う側方流れの形成を促し、降雨流出の中で中間流出が大きい位置を占める原因となっているが、このような中間流のために表層崩壊が起りやすくなっている^{7,8)}。同時にこのような頻繁な表層崩壊の発生は風化による風化物の生成と表層崩壊による除去のバランスの上に成り立っており、表層崩壊の再現期間よりも長いタイムスケールで見ると、地形変化は準定常的であると見なし得る。このような特定モードの地形変化プロセスと特定モードの水文循環プロセスの相互依存的な関連は、ひとつの水文地形学的システムを形成していると言えることができる。

V7谷の表土は、このようなものとは異なり、無成帯の崩積土である。この0次谷の中では小規模な表層崩壊がひんぱんに起ったことを示唆するような凹状の微地形は見られないが、Fig. 2の水平距離20~70mに見られる凹状プロファイルは、かつてここで1,000 m³クラスの斜面崩壊が起り、崩土の一部がその下部に堆積したことを示唆する。またこの谷の出口の対岸にはやはり1,000 m³程度の押し出し堆積物が存在する。この堆積物の起源についてはこのV7谷、対岸の0次谷あるいは釜ヶ谷の上流が考えられるが、今の所いづれであるかを決定できない。しかしいづれにしても、この流域でかなり大きな斜面崩壊が起っていることは確かである。

これに対して、斜面表土層内の水の動きは基本的に鉛直方向であり、側方流は基岩表面または基岩中の割れ目に沿ってしか起らないようである。そのため、表土層内部の風化状態は一様化され、風化前線は基岩表面に集中する。今の所、斜面崩壊発生水文条件を特定することが困難であるが、表土層の風化が進行し、

かつ側方流の流量が異常に増大した時に斜面崩壊が発生するのではないかと考えられる。したがって、表層崩壊の場合よりも長い時間ベースにおける降雨量が発生要件になると言うことができよう。

このように考えると、V7谷の土層構造と土層内の水循環は、他の0次谷で起っている表層崩壊よりも規模が大きく、再現期間の長い斜面崩壊と密接に関係しており、ここで起っている水文地形学的プロセスは、斜面崩壊の再現期間を周期とするような変動を含みつつも、それよりも長いタイムスケールで見れば準定常的なプロセスであると考えられる。

これと似たことは愛知県西三河山地の表層崩壊に関連して言及されている⁹⁾。すなわち、風化の進行や運積土の集積によって軟弱表土層が一定値以上の厚さになると豪雨によって崩壊し、除去されるが、再び風化と運積土の集積が起るので、表土層の厚さはほぼ一定周期で増減する。しかし、何らかの原因で、軟弱土層の厚さが限界値を越えても表層崩壊が発生せず、厚さがさらに増加すると、斜面流は分散されてかえって斜面崩壊が起りにくくなり、表土層はますます厚くなってゆく。そのように解釈される斜面が存在する。

この場合については、水文地形学システムは表層崩壊を伴って周期的変動が起っている状態から土層厚が一方的に変化するような状態に遷移し得るが、いずれは何らかのきっかけによって元の状態に戻るであろうと、暗黙のうちに仮定されていた。釜ヶ谷流域において斜面崩壊の発生と水循環との間の相互依存的な結合に2種類のモードがあることについても、同様に、水文地形学的システムが2種類の状態を取り得るという形で認識することが可能かも知れない。しかし、これら2種類のモードはそれぞれ長期間安定して生じ得るように思われるし、両者の間の遷移を考えることは困難である。ある場所でどちらのモードのプロセスが生じるかは、地質条件、気象条件など、水文地形学的システムの外にある環境条件によって決定されるのであろうが、そのような環境条件が決まればそれに応じた安定した水文地形学的プロセスが進行すると言うことができる。したがって、この場合は同一の水文地形学的システムが増合によって2種類の状態を取り得ると言うよりも、別の0次谷では別の水文地形学的システムが存在し得ると言う方が適切であろうと考えられる。防災科学的観点から言うと、システム特性の調査にもとづいて水文地形学的システムを分類し、それぞれに応じた防災対策をおこなうことが必要であり、有効である。またシステムの状態が自然的または人工的に遷移し得る場合には、防災上望ましい状態に誘導する（例えば植林による土砂流出の安定化）ことが可能である。

5. 結語

我々は1982年以来、石田川上流部を対象に水文地形学的研究をおこなって来た。その目的は暖地性積雪地域に特有の水文循環特性と、それによって特徴づけられる地形変化特性を解明し、これらの間の相互関係という形で水文地形学的システムを記述することにあった。この研究は本報をもって一応の終りとするが、水文地形学的システムの記述については、かなり興味深い問題を提起できたと自負しているものの、定性的な議論に終わっている。この点については、同じ滋賀県内の比良山地に観測地を移し、より綿密な現地観測にもとづいて定量的な解析をおこないたいと考えている。

暖地性積雪性地域の水文循環特性については、本研究の第1報³⁾、日本生命財団の研究助成による研究の報告¹⁰⁾および水資源研究センター研究報告¹¹⁾で事例研究的に報告したが、石田川流域以外の流域における既存の研究成果を合わせ、滋賀県湖北地域の水文特性に関する解析をおこなう予定である。釜ヶ谷流域については溶存化学成分の濃度に加えて安定同位体の存在比に関する観測もおこなっている。その解析の結果、第1報³⁾で用いたタンクモデルは降雨-流出関係を水量に関して解析するには適切であるが、流域に貯留されている水と降水の混合過程および水質形成機構を解析するには不十分なものであることがわかった¹²⁾。現在さらに降雨-流出関係と水質形成の両方を説明できるモデルの追求をおこなっている。

本研究は日本生命財団の研究助成金、文部省の琵琶湖水資源・水環境調査特別事業費および科学研究費重点領域研究（課題番号63601026）の補助を受けて実施した。また現地観測に際しては滋賀県、今津町および箱館山スキー場の関係者各位から多大の御協力をいただいた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) 岡本俊策・奥西一夫：石田川上流部の水文地形学的特性(その2)，京大防災研年報，第28号 B-1，1985，pp. 533-542.
- 2) 奥西一夫・斉藤隆志：石田川上流部の水文地形学的特性(その3)，京大防災研年報，第29号 B-1，1986，pp. 363-377.
- 3) 奥西一夫・斉藤隆志・吉岡龍馬・奥田節夫：石田川上流部の水文地形学的特性(その1)，京大防災研年報，第27号 B-1，1984，pp. 425-444.
- 4) 吉田稔男：釜ヶ谷流域の斜面湧水の考察，昭和63年度課題研究 S9 報告書(京都大学理学部)，1989，31p.
- 5) 飯田智之：飽和中間流に対する斜面形状の効果の評価法，地形，第5巻第1号，1984，pp. 1-12.
- 6) 岡 太郎：丘陵地斜面における macropores と雨水浸透，京大防災研年報，第29号 B-2，1986，pp. 279-289.
- 7) 奥西一夫・飯田智之：愛知県小原村周辺の山崩れについて (I)，京大防災研年報，第22号 B-1，1978，pp. 277-296.
- 8) 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治：土砂災害発生の危険雨量，新砂防，第110号，1979，pp. 1-7.
- 9) 飯田智之・奥西一夫：風化表層土の崩壊による斜面発達について，地理学評論，第52巻第8号，1979，pp. 426-438.
- 10) 奥田節夫・奥西一夫・吉岡龍馬・横山康二・斉藤隆志：暖地性積雪地域からの流出，水資源の保全(吉良竜夫編)，人文書院，1987，pp. 48-68.
- 11) 奥西一夫・斉藤隆志：滋賀県湖北地域の流出特性 その1. 石田川流域，水資源研究センター研究報告，第8号，1988，pp. 25-39.
- 12) 斉藤隆志・奥西一夫：山地小流域の流出と斜面湧水について，日本陸水学会第52回大会講演要旨集，1987，p. 33.