

1 はじめに

講演者は利根川上流部の支川赤谷川相またダム流域に“相また試験地”と称する流出試験地を設け、そこで昭和45年より47年一杯の丸3ケ年にわたつて、各種の洪水流出に関する観測・現地実験等を行つて、第16回と17回の本講演会で“山腹における降雨の浸透と流下について”と題して、そこでの成果を報告した。本講演は、前2回をうけて、相また試験地の流出測定区で観測した洪水のハイドログラフに更に解析を加えて、山腹における降雨の貯留作用について論ずることを目的としている。

2 流出測定区の概要

相また試験地は相またダムにより出来た人造湖赤谷湖の右岸に面したけわしい小谷に位置している。講演者は試験地の一番奥のもつともけわしい一帯を流出測定区とし、その出口に三角ぜきを用いた流量観測所を設置した。流出測定区の流域面積は約45000 m^2 である。河道は流域の出口の直上流で二又に分かれていて、流域はここで左右二分される。向つて右半分と左半分ではやや趣を異にする。右半分は谷が山腹に深く切りこみ、河道は基岩が露出したV字谷をなしていて、河道の最上流端は流域界のほぼ直下まで延びて崩かい跡地となつて終り、谷全体としては安定していて、土砂れきをほとんど生産していない。これに対して、左半分は深谷の発達が急速に進んでいる過程のさ中で、河道の下流部は基岩が露出し、中流部はその上に所々れきが堆積した浅い谷となつている。上流部はいまだ基岩まで河底の垂直侵食が進まず、山腹の土じょうのC層あるいはD層が露出した赤土に似た平滑な河底となつて流域界まで延びている。中・下流部では冬期に多量のれきが生産され、傾斜の変化点付近にこれが堆積していて、大洪水時に下流に流送されていつている。左半分にはオーダが1の河道が4本あるが、これはほぼ平行して走り、その内の2本は接近して吸収複合が急速に進行中で、いずれ近い内にオーダが1の河道は右半分と同様に3本となろう。基岩が露出している河道の総延長は840mで、オーダ1の最上流端から流域の出口までの距離は最長約210m、平均約160m、最短約80m（以上いずれも水平距離）である。傾斜の最大は約45度、平均41度、最小約30度であつて、流域全体の平均傾斜（等高線間隔10mの等高線延長法による）の42度とほぼ同様の値である。流域は大きく、基岩が露出した河道とこれに連なる露岩部の地帯、谷壁に崩落土が薄く堆積して安定したスポンジ状の運積性の土じょう層を形成している地帯、山腹の残積性土じょう層の地帯に3分割される。山腹の残積性土じょう層の一番厚い所は約1mであり、どこでも見られる様な森林土じょうで、平均的に見て、全体積に対する孔隙分が60%、固形分が40%前後の構成比率であり、降雨の鉛直方向への浸透、浸透した降雨が横方向に移動する通路になるといわれる大孔隙（PF値が1.3以下の孔隙）は全体積の40ないし10%を占め、一般にA層が最大で、下層に行くにしたがつて少くなる。谷壁の薄いスポンジ状の運積性土じょう層の厚さは数cmないし十数cmである。露岩部の面積は約2200 m^2 で、流域の5%弱を占めている。他二者の構成比率は急傾斜で測定不能のため不明であるが、山腹の面積の方がはるかに広いことはたしかである。山腹は平均傾斜が42度という急斜面にもかかわらず安定していて、河道の最上流端を除いては崩かい地ならびに崩かい跡地は存在しない。

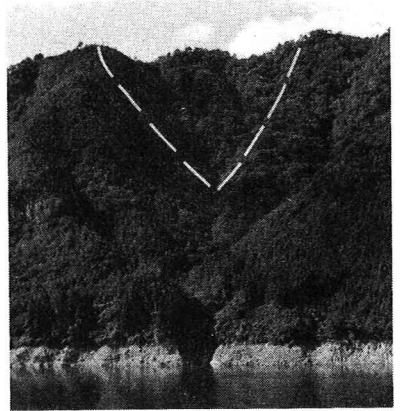


写真 流出測定区全景（点線内）

写真 流出測定区全景（点線内）

3 流出測定区における降雨の有効分の流出形態について

これまでの相また試験地における洪水の観測・現地実験等の結果の解析から流出測定区における洪水流出について明らかにすることの出来た事項は次の通りである。山腹の残積性土じよう地帯においては、地表に落下した降雨の総ては浸透し、土じよう層からさらに基岩層に透過して行く。土じよう層の中小孔隙をほぼ飽水させた時点で、降雨の強度が基岩への透過度を上廻ると、その差が土じよう層中の大孔隙を中間流となつて、河道に向けて流出して行く。降雨強度が弱まると中間流はたちまち消滅する。降雨が終了したあとでは中小孔隙の中の水は土じようの湿りとしてそのまま残留し、大孔隙中の水は基岩層に透過吸収されてしまう。したがつて残積性土じよう層からの降雨終了後の中間流による流出は殆んどおこらない。基岩層に透過した降雨は長期間にわたり徐々に流出するいわゆる地下水流出となる。谷壁の薄い運積性土じよう地帯では地表に落下した雨はすべて浸透して基岩にいたり、基岩と土じよう層の境界面を中間流となつて河道に流出する。この層はスポンジの様に多量の水をふくむことが出来、降雨終了後もふくんだ水をしばらく出して中間流が相当期間継続される。したがつて表面流は河道ならびにこれに連なる露岩部の地帯と、流域の左半分の赤土状の河底の部分すなわち流域の約5分の1の地域でしか発生しない。次に右半分の河道は殆んど堆積物がなく、また左半分ではれきがその主体であるから、河道堆積物による貯留作用は起らない。したがつて河道に流出した降雨の有効分はどんなにかかつてても数分という時間のあとには流域の出口に到達しているであろう。

4 流出測定区における洪水のハイドログラフの解析ならびにその考察

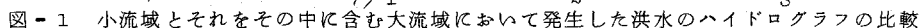
3ヶ年にわたる洪水の観測期間中80余の洪水を完全に観測することが出来た。流域の左半分の河道にはれきの堆積物層があり、流量が毎秒150ℓをこえると、これが下流に流送されて流量観測施設が埋没するため、完全に観測された洪水の最大流量は毎秒106.9ℓ（比流量で約2.4）、最大総雨量は128.0mmにとどまつた。前2回の講演においては、洪水のハイドログラフの通減部については殆んど触れることができなかったもので、本講演ではこの点を、以下の項目順に解析して考察を加えて行く。

1) 降雨終了後流量が平水に復するに要する時間

降雨の終了後増加していた流量が平水に復するに要する時間は、この様にけわしい小流域の場合、極く短時間であると考えられようが、案に相違して、相またダム流域とさしてかわらない。図-1はその一例であるが、洪水のハイドログラフの上昇部ならびに頂点部の形はそれぞれに小流域と大流域の流出の特性をあらわして面白。通減部の状況は、特に、降雨終了から数時間については良く似ている。この様にけわしくて小さな流域における現象が、この小流域をふくんだ大流域のそれと共通性のあることは、流出測定区の洪水のハイドログラフの通減部において支配的な現象が決つて特異なものでなく、相またダム流域全般にわたつて発生していることの可能性を示さしていると考えても良いのではなからうか。

2) 通減部の状況

洪水のハイドログラフの通減部の状況は一見、洪水毎に夫々相当異なる形をしている様に見えるが、地雨による洪水としゅう雨による洪水という分類をして、その通減部を見なおすと、共通性ならびにきわだった特徴があらわれて来る。すなわち図-2(a)(b)に示す様に、通減部を片対数方眼紙にえがくと、地雨による洪水は一般に比較的ゆるい曲線をえがいて通減して、のちにさらにゆるい曲線に移り変つて行つていく。しゅう雨の場合は、最初は急激に通減してのちにゆるい曲線に移つて行つていく。そしてこの移り変わりの時点は大体降雨終了後数時間ないし十時間の間である。また両者共降雨終了後丸一日位たつた時点からはほぼ直線に移り変わつて通減して行つており、その傾斜はほぼ同一である。この様になる理由を考えて見るに、残積性土じよう層で発生する中間流は降雨強度が弱まるとたちまち消滅してしまうから、通減部の総流出の構成に殆んど寄与していないと考えられる。しかしスポンジ状の運積性土じよう層からは降雨終了後も孔隙内に貯留された降雨の有効分をしばらく出す形で中間流となつて、相当時間にわたり河道に流出して通減部の総流出の構成に寄与している。いましゅう雨の場合降雨継続時間が短かくかつ降雨強度が大きいから



— 99 —

とがいえろ。しかし、この中間流出は降雨終了後数時間ないし十時間位で全部出つくし、しかもその時点で一般にまだ相当の量の流量があつて逓減を続けて行つていて、その流量が相当長期間にわたり徐々に流出するいわゆる地下水流出だけにより構成されているものと考えするには少しく抵抗を感じる。ましてや、地雨による洪水の場合には、逓減性土じよう層からの中間流出はしゅう雨の場合の様に一般に最初からその量が多くないから、それと地下水流出だけで逓減部の総流出の構成を説明することは不可能である。すなわち、上記とは別の流出成分の存在を想定しなければつじつまがあわないことになる。3において“山腹の残積性土じよう層においては、地表に落下した降雨はすべて浸透して、土じよう層から基岩層にさらに透過して行く”と述べたが、山腹における散水実験結果によると、残積性土じよう層から基岩層への降雨の透過は信じられないほど大量であり、余程の強い降雨強度でないと残積性土じよう層で中間流が発生するとは考えられな

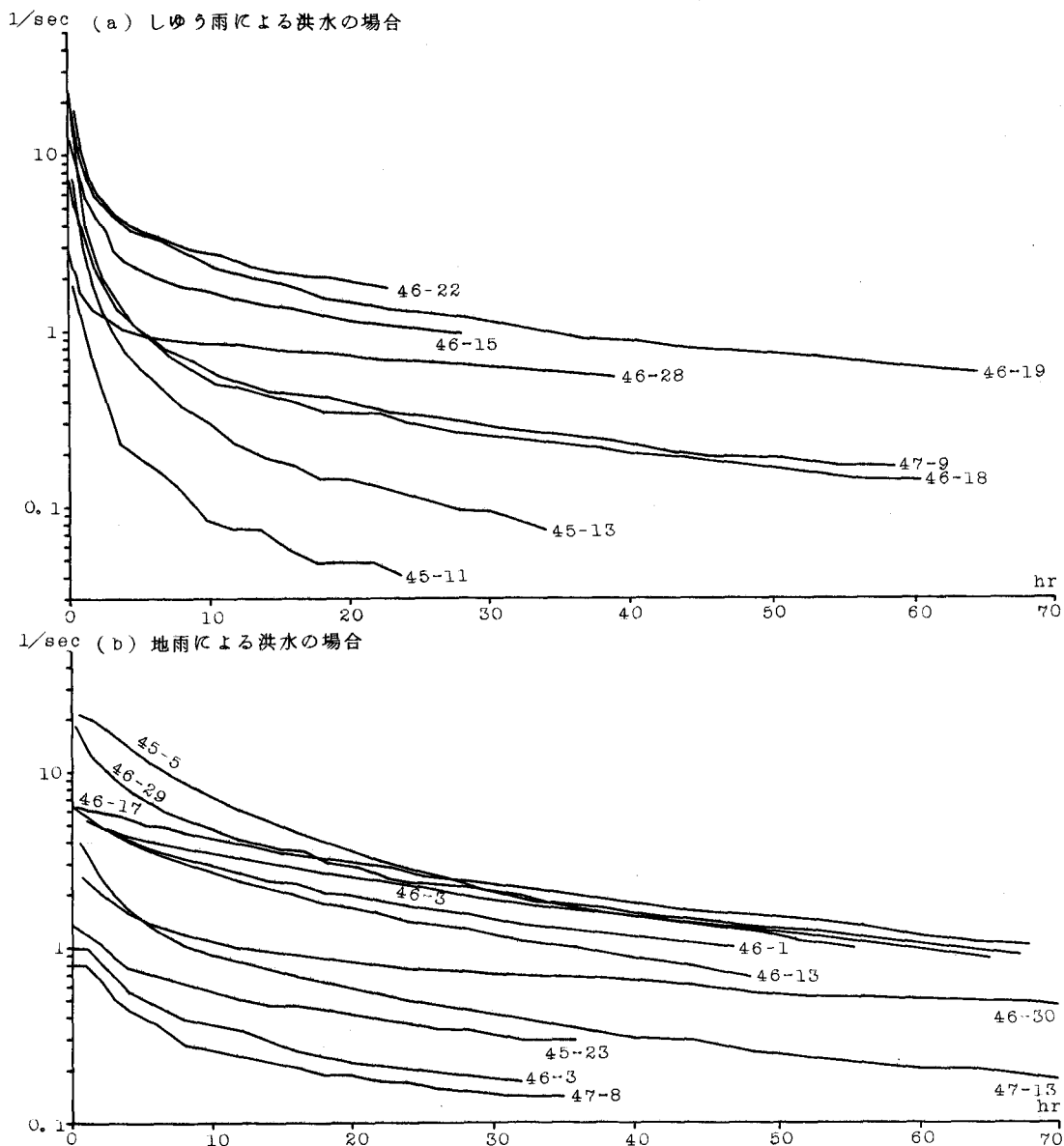


図 - 2 ハイドログラフの逓減状況

表 山腹における散水実験結果の概要

実施年月日	土じようPF価			総散水量	散水時間	散水強度		各層よりの流出量				流出率	損失量
	cm 10	cm 20	cm 40			一 定	変 化	表面	A層	B層	CD層		
年 月 日				mm	hr mi	mm/hr	mm/hr				mm	%	mm
46. 9.16	1.7	1.6	1.5	2917	24-00	121.5		0	0	0	659	22.6	2258
46.10.28	1.7	1.7	1.5	207	24-00	8.6		0	0	0	23	11.1	184
46.11.25	1.8	1.6	1.5	582	24-00	24.2		0	0	0	105	18.0	477
47. 7.29	1.7	1.5	1.4	1850	24-00	77.1		0	0	0	50	2.7	1800
47. 8. 5	1.6	1.5	1.4	300	2-12	136.4		0	0	0	11	3.7	289
47. 8. 9	1.6	1.4	1.4	300	3-55	76.6		0	0	0	6	2.0	294
47. 8.13	1.6	1.4	1.4	300	9-07	32.9		0	0	0	0	0	300
47. 8.17	1.6	1.4	1.3	300	5-10	3段階漸減 128.8 31.4		0	0	0	4	1.3	296
47. 8.22	1.6	1.5	1.4	300	5-44	5段階漸増 30.3 133.4		0	0	0	7	2.4	293
47. 8.27	1.6	1.5	1.3	300	5-48	3回断続 107.5		0	0	0	9	3.0	291

い。表参照。このことから、残積性土じよう層地帯に降つた雨の有効分の大部分は基岩層に透過して行つて、これがいわゆる地下水流出という形で長期間にわたり徐々に流出するばかりでなく、その相当量が基岩層中に透過後ごくごく早期に河道に流出して、通減部の総流出の構成に大きく寄与しているのではないかと考えられる。この基岩層からの早期の流出は、降雨終了後丸1日位の時点でハイドログラフの通減部に变曲点があられることから、いわゆる地下水流出とは本質的には区別つけられるべき性質のものでなからうかと考えられる。

3) 通減部における流域直接流出貯留量と直接流出量の関係について

雨がビタリと止んで、流量が初期流量に等しい値になるまで全々その後降雨がなく、ハイドログラフがスムーズに通減して行つてゐる洪水について、水平分離法で直接流出のハイドログラフを求め、その通減部における流域直接流出貯留量と直接流出量の関係を求めた。河道に流出した降雨の有効分が河道を流れ下る時間は高々数分であつて、ある時点における流域直接流出貯留量に占める河道貯留量の割合は無視できる。いま流域直接流出貯留量と直接流出量の関係を両対数方眼紙にえがくと、いずれの洪水も折れ線の直線関係であらわされる。すなわち、ゆるい

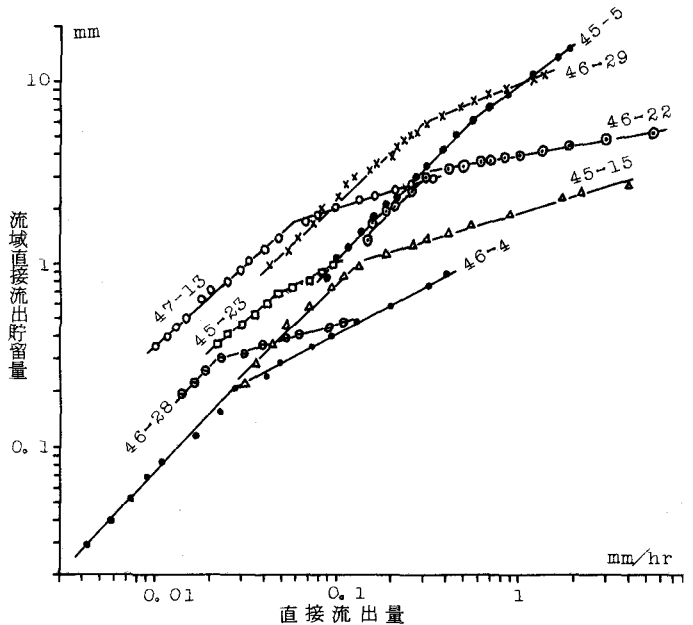


図-3 流域直接流出貯留量と直接流出量の関係

傾斜の直線と、それより幾分あるいは相当きつい直線によつて成つてゐる。流域直接流出貯留量と直接流出量の関係は、直接流出量が多い時点ではゆるい直線関係で示され、直接流出量が減少して来るとある時点できつい直線関係にのりうつる。そして面白いことには、きつい直線の傾斜はどの洪水についても1に近い、そしてほぼ同様な傾斜を示し、ゆるい方の直線の傾斜は、しゅう雨による洪水についてはどれもほぼ同じであるが、地雨による洪水に対しては図-1の昭和45年7月2日洪水の様に他とかけはなれたきつい傾斜を示すものがあることである。この傾斜のきつい部分は、基岩層からの直接流出量と流域直接流出貯留量の内の基岩層に貯えられている分との関係を示している。そして、その関係に運積土じょう層からの中間流出と同層内貯留量の関係がある時点から上のせされるため、その点から傾斜がゆるくなり折れ線になると考えることが出来よう。

4) 以上のまとめ

流出測定区においては、残積性土じょう層で発生する中間流は降雨強度が低下するとたちまち消滅するが、運積性土じょう層で発生する中間流は降雨の終了後も層内に貯留した降雨の有効分のしぼり出しという形で数時間ないし十時間前後は継続する。残積性土じょう層に浸透した降雨はさらに基岩層の内部に大量に透過して行つて、その内の相当量は降雨終了後約丸1日という様な短期間内に河道に流出してしまうらしい。この基岩層に透過してかつ早期に河道に流出する成分の存在を仮定することなくしては相また試験地の流出測定区の洪水の流出機構を完全に説明することは不可能である。

5 流出測定区の各部の貯留作用について

流出測定区の基岩が露出した河道とこれに連なる露岩部が降雨の有効分を貯留する機能をほとんど有しないことは議論の余地がないであろう。山腹の残積性土じょう層では、中小孔隙がほぼ飽水した時点で中間流が、降雨強度が基岩層への降雨の透過度を上廻つてゐると発生し、降雨強度が低下するとたちまち消滅すると考えられ、すなわちこのことはこの層が貯留機能を有していないことを意味する。これは流出測定区の基岩層が大量の降雨を透過させる能力を有していて、残積性土じょう層内の自由水をみな吸収してしまうことに起因していると考えられる。だから若し基岩層が不透水性であつたならば、山腹の残積性土じょう層も貯留機能を有することになるであろう。これと同じ理由で、谷壁の薄い運積性土じょう層は貯留機能を有するのである。流出測定区の基岩層は安山岩の岩塊であつて、断層の存在は全々認められないから、基岩層が有する貯留機能は岩の節理によるものと推定できる。すなわち、流出測定区において降雨の有効分に対して貯留作用を行えるのは、谷壁の薄いスポンジ状の運積性土じょう層と、基岩層だけである。そして、その各貯留量と対応する流出量の関係を模式的にえがけば、前者に対して図-4中のA線、後者に対してはB・C線のような関係で表現することが出来よう。C線はいわゆる地下水流出に相当するものであり、B線は基岩層中に透過して早期に流出する成分に相当するものである。

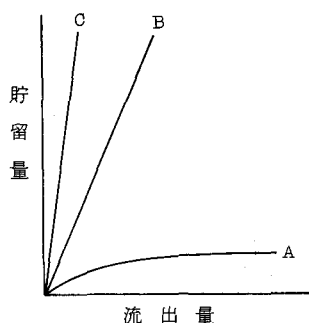


図-4 貯留量と流出量の関係

6 おわりに

相また試験地の流出測定区の残積性土じょう層で発生する中間流は、マクロ的には、表面流と同一視することが出来るのではないだろうか。流出測定区の洪水の非線形性を演じている主役は、残積性土じょう層から基岩層に透過して早期に河道に流出する成分であるといえるのではないだろうか。

最後に相また試験地における洪水の観測・現地実験の実施にあたり多くの御援助・協力をくださった各位に対し深く感謝の意を表するものであります。