

利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見

－ 第二部 森林・土壌など時間的に変化する流域条件の洪水への影響について －

分科会委員

谷 誠・窪田順平

1. はじめに

流域の植生や土壌が、自然に、あるいは、人為によって変化した場合に、流出が変化するのかわるか、変化するとすれば、どの程度、どのように変化するのかわか、水文学の大きな課題である。本分科会においても、1947年のカスリーン台風で利根川が氾濫した時期と現在の森林状態の差が、同じ降雨に対する洪水の大きさに影響を及ぼしているのではないかが議論対象となっている。洪水予測を流出モデルで行う上で、同じパラメータで良いかどうかにかかわるからである。さて、1947年当時の山地は、長年にわたる薪炭や肥料や材木など生活全般にわたる森林伐採利用に加えて、戦争の荒廃影響があつて、はげ山、伐採跡地、草地状態、疎林状態が広がり、ほとんどの山地が成長した森林におおわれた現在とは比べものにならない植生荒廃状態であった（太田ら、2009）。水文学では、こうした流域条件のさまざまな違いが流出に及ぼす影響を、流出機構の変化として整理一般化して、その変化をモデル化することによって、今後起こり得る変化を予測することができるように研究を進めている。しかし、モデルで予測しても、それが本当にそうなるのかわか、検証してみなければわからない。比較的検証しやすいものの例としては、森林伐採が挙げられ、伐採を実際に行うことで検証する試験研究が森林水文学の長年の課題となってきた（Bosch and Hewlett, 1982；小松ら、2007）。これに比べて、土壌変化や基岩構造の変化などは実際に行うことが容易でなく、研究進展が遅れている（Tani et al., 2011）。本分科会では、戦後60年程度の放置によって森林を構成する樹木が成長した場合に、洪水流出がどのように変化するかわか課題になっているわけだが、結論から言うと、この原因による流出変化を正確に検証した研究はない。八斗島上流の利根川流域では、戦後、森林植生の変化だけではなく、都市開発、ゴルフ場開発、耕地整理や灌漑排水改良、休耕田増加など、様々な土地利用改変が為されてきた。これらの流域条件の変化のそれぞれが流出に及ぼす影響を評価することは、いずれも解明された水準には達しておらず、最も流域面積におけるウェイトが大きい山地森林地帯ではあるが、森林変化の影響を水文学から明確に説明できるまでには至っていない。しかし、山地における森林変化の流出影響に関するこれまでの研究結果に基づいて推定できる点は必ずしも少ないわけではない。そこで、本稿は、この目的に沿って森林水文学のこれまでの研究結果を概観し、どの程度のことが推定できるかを解説し、分科会の報告における参考にすることにした。

2. 水流出メカニズムにとその変化に関する基本的知見

ここではまず、山地流域における水流出のメカニズムについて概観し、流域条件の植生や土壌の変化がどのように流出に影響するのかわか考える準備をする（谷、2007参照）。

a. 蒸発散と土壌構造の流出における役割

降雨があると、雨水は植物群落の葉や枝に付着し、一部はそのまま蒸発する（遮断蒸発という）。残りの水は地表面に落下し、地表面を斜面方向に流れるか地中に浸透する。地中は土壌から基盤岩へ向

かって深くなるほど一般に間隙が小さくなり、透水性が小さくなるので、鉛直方向に浸透しながら斜面方向へ流れの向きが変わる。植物は光合成を行うため葉の気孔を開き、二酸化炭素を取り入れると同時に水を蒸発させる(蒸散という)。日本の森林では、年間の遮断蒸発量と蒸散量の割合はほぼ同じか蒸散量がやや大きい程度である(Suzuki, 1980)。蒸発散量が大きいほど雨水のうち流出にまわる量は小さくなる。したがって、森林を伐採すると蒸発散量が小さくなり流出量が増加し、その後森林が回復すると蒸発散量が増加し流出量が減少する。なぜなら、森林は背が高く伐採跡地などに比べて蒸発させやすい空気力学的構造を持つので遮断蒸発が大きくなり、根を深く伸ばしているので夏の渇水期にも蒸散量が減りにくい(鈴木, 1992; Tanaka et al., 2003)。両方の効果が蒸発散量全体を大きくするのである。よって、出水に注目すると、森林と伐採跡地を比べたとき前者で流出量が多い傾向が出水期間の洪水総量や洪水ピークにまで及ぶのか、すなわち総洪水量やピーク流出量を増加させるかどうかという点が課題となる。

すでに述べたように、地表面から土壌を経て基盤岩へ鉛直方向へ水が向かうどこかの場所で斜面方向へ流れ出すが、その過程で貯留量の時間変動が大きいほど、流出の時間変動が緩やかになる(谷, 2011)。地表面では雨水は速く流れるので貯留変動は小さいし、花崗岩地質で基岩が厚く風化しているような場合は貯留量変動が大きくて流出の変動が緩やかになる。また、第4紀火山岩類では火山灰が厚く堆積して、さらに大きな貯留量変動があって流出量が安定している(虫明, 1981)。こうした地下における水の流れ方が貯留変動を決め、流出の時間変動が変化しやすいか安定しているかを決定しているのである。しかしながら、洪水から渇水までの流出全体をあたかもひとつのタンクとして表現することには無理があり、流域は複数の流出システムによってできていると考えなければならない。気候が湿潤多雨で地形が急峻な自然条件を持つ日本においては、降雨によって河川流出量はほぼただちに急増しピークに達して後減少するが、降雨がない日が続いても流出が長く継続する。したがって、流域には少なくとも前者・洪水流に対する流出場と後者・基底流に対する流出システムが別に存在するのである。地表面流は前者に、風化基盤岩を流れる地下水流は後者に主として貢献するであろうが、土壌や土壌と基盤岩との間などにはパイプ状の水みちができたりしており、どこの部分が洪水流に、どこの部分が基底流にと、空間的に必ずしも明瞭に区別できるわけではない。しかし、場所はどこなのかが明確でなくても、洪水に注目した場合、洪水流出システムを考えることは流出特性とその変化を解析する場合必要なことである。そこで、まず、雨水の洪水流出システムへの配分(洪水流出に配分された降雨を有効降雨と呼ぶ)が植生や土壌など流域条件の変化によって変わるかどうかという課題を立てることができる。次に、洪水流出システム内部での有効降雨の時間変動の流出時間変動への波形変換が、植生や土壌条件によってどのように影響を受けるのかという課題が立てられる(谷, 2011)。洪水流出システムを流域の流出システム全体から内部システムとして区別することにより、それへの雨水配分、その中での波形変換という2つの課題が設定され、それぞれへ、人間の森林利用によって変化する植生や土壌条件がどの程度影響するのかが検討できるようになるのである。

以上をまとめてみよう。森林の蒸発散量は他の植生に比べて大きく、流出量を減らす傾向がある。また、地下の土壌や基盤岩は流出量の時間変動に影響するが、地下の流出メカニズムによって洪水流と基底流が区別される。そこで、森林変化が洪水に及ぼす影響は評価するには、洪水を流す洪水流出システムへの雨水の配分、有効降雨波形の流出波形への変換の2つを検討対象として、両者への影響を考える必要がある。地質で代表される基盤岩の構造の違いは流出に大きな影響を与えるが(志水, 1980)、人間の森林利用によって変化しないとみなしてよく、分科会で問題としている流出モデルパラメータの時間的な変化に関係することはない。植生条件と土壌条件が上記2つの検討対象を表すパラメータに及ぼす影響を考えれば良いことを確認しておきたい。

b. 洪水流出システムへの森林変化の影響

洪水流出システムへの雨水の配分、そのシステムの中での有効降雨波形の流出波形への変換のそれぞれに対して、森林利用・管理がどのような影響を及ぼすかが問題になる。まず、植生変化は蒸発散量を明確に変化させるから、これは雨水のうち流出にまわる量を変化させるので、洪水流出システムへの雨水配分も同じ方向に変化させる。例えば、森林伐採は蒸発散減少によって洪水流出システムへの雨水配分を増加させて、洪水流出を大きくすることにつながる。しかし、洪水流出システムの中での水の流れを速くしたり遅くしたりして貯留量の時間変動を左右するような変化は、蒸発散量の変化からはまず起こらない。流出システム内部の流出メカニズムに物理的な変化があつて初めてもたらされるからである。土壌の変化があつた場合として典型的な事例は、風化基盤岩が裸出している風化花崗岩山地のはげ山斜面に階段を切り、客土して植栽する山腹緑化工事を行った場合である(福嶋, 1987)。こうした場合は、土壌によって地表面流が地下水流に変化させられるため、洪水流出システムである土壌中でゆっくり水が流れて貯留変動が大きくなり、洪水ピークが劇的に減少する。その後の森林の発達によって、さらに土壌は厚くなる方向に発達し、洪水ピークはさらに減少の方向に変化して行く。福嶋(1987)、窪田ら(1992)は、はげ山緑化後の洪水を流出モデルで比較し、その傾向を見いだしている。また、雨水の洪水システムへの配分が土壌の厚さによって変化するかどうかについては、鉛直浸透させる過程で強い降雨強度を均す効果によって風化基盤岩への浸透量を増やすというシミュレーション結果が得られている(小杉, 2007)。以上のことから明らかなように、森林伐採のような地上植生の変化による蒸発散量の影響と土壌の物理的変化の洪水流出に及ぼす影響の違いを区別して、森林の影響を考えてゆかなければならない。ただし、森林伐採時に伐木搬出のためにキャタピラ車両が走行し、土壌の間隙構造を破壊するようなことがあつた場合は、森林伐採にともなう洪水流出システムの変化をもたらすことがある(Malmer, 1992)。森林伐採が蒸発散量の減少のみをもたらすのであることを述べているわけではないことに留意いただきたい。

c. 日本における森林変化の経緯

分科会では、戦後数十年間における森林成長の影響が問題となっている。そこで、戦後数十年の期間の森林変化を概観してみよう。戦後復興は木材需要を著しく高め、原生林に近い状態であつたブナ林など奥山天然林にまで伐採が拡大し、その跡地へのスギヒノキ人工林の植栽が行われた。その状況は1960年頃まで続いたが、60年代の木材自由化と燃料革命によって、奥山への伐採のさらなる拡大が回避され、かつ、里山を日常生活に利用する必要がなくなって、人工林や里山二次林ともに放置状態となって成長を続けることになった。高度経済成長期に必要であつた莫大な量の木材供給は東南アジア熱帯雨林やシベリア針葉樹林の伐採輸入で賄われ、生活や農業は化石燃料に依存することになったため、現在では、花粉症問題や人工林間伐遅れによる土壌浸食問題を抱えているとはいえ、フィリピンやインドネシアの森林と土壌の荒廃と裏腹に、日本の里山・奥山の森林は成長を続けることができたのである。

さて、こうした森林成長が蒸発散量を増加させたことはまず間違いがない(小松ら, 2007)が、一方、土壌を変化させたかどうかは慎重に考えてゆかなければならない。人間による数百年を超える木材・落葉落枝の生活利用で土壌が完全になくなったはげ山まで生じた事実経過を考えると、人間の利用のなかつた原生林時代には、土壌が厚く存在したことは確かである。長年の森林利用によつても花崗岩以外の地質でははげ山は生じていないが、土壌が原生林時代と同じ厚さで同じ構造を維持し続けていて、植生だけが貧弱になったと考えることには大きな無理がある(徳地ら, 2010)。花崗岩地帯以外でも、1947

年当時の山地の土壌は原生林時代に比べて変化し、うすくなっていたことは確かであろう。したがって、その後の森林の不利用放置によって、原生林時代の土壌への回復が洪水に影響を及ぼす程度の大きさとなったかどうかが問題になるとみてよい。以下では、小流域での観測結果に基づいて、森林変化が洪水流出特性にどのような影響を与えたか、具体的定量的な検討を試みる。

d. 森林影響評価の方針

以上の考察から、森林が洪水を緩和する機能、いわゆる「保水力」が日本においてどのように変化してきたかを考えるとき、定性的な変化は付図1のように示されるであろう。要点は次のようである。森林と土壌は人間の利用によって変化し、花崗岩の里山では、風化基岩が裸出し土壌がまったく斜面上に残らないはげ山まで至った。花崗岩以外の地質の里山では、アカマツやコナラ、あるいは草地状態になり、土壌と植生がなくなるところまでは至らなかったが、土壌はやせ、植生は貧弱になっていた。こうした変化の著しい里山に比べて奥山では利用は少なく、森林・土壌の変化は原生林状態からの変化が少なかった。戦後復興のために森林伐採が奥山にも及んだのであるが、燃料革命と木材輸入の両方が森林伐採利用を強く抑制し、森林成長が進行し、それによって、里山では土壌回復が始まり、保水力回復期に入ったといえよう。しかし、里山・奥山を通じた人工林の間伐遅れによる地表面植生の消滅による土壌浸食、伐採跡地の鹿害などの成林困難なども徐々に目立ち初め、保水力を低下させる要因も生じている。森

	奥山	里山(花崗岩以外)	里山(花崗岩)
	原生林		
太古から 1950年代まで	わずかな森林利用のみ 森林・土壌ほぼ不変 保水力ほぼ不変	森林の強い生活利用により、マツ・コナラ・草地へ変化、土壌劣化・厚さ減少 保水力低下	森林の強い生活利用により、はげ山化 土壌消滅化 保水力最低
1960年頃	戦後木材需要による拡大造林、 保水力やや低下	人工林化、もしくは不利用放置	緑化工事、客土により 保水力の劇的増大
1960年代以降	海外天然林伐採・木材輸入により保水力のさらなる低下は抑制		人工林化、もしくは不利用放置
	人工林は間伐遅れ裸地化により 保水力やや低下	放置林は森林不利用による保水力の長期回復開始 人工林は間伐遅れ裸地化により 保水力やや低下	
	森林を他の土地利用に開発転換（ゴルフ場、スキー場、宅地化等）した場合 保水力低下		

付図1 流域の土地・森林利用が保水力に及ぼす影響の変遷

林のゴルフ場、スキー場、宅地への開発転換もあり、これは明確な保水力低下原因になった。

そこで、森林水文学の対象である小流域試験地における、次のような研究結果を整理して、洪水に対する森林影響を検討することができる。ひとつは、森林の伐採による変化であって、森林水文学で伝統的に行われてきた伐採試験の前後の洪水流を調べることで検討する。また、森林を長期にわたり利用せずに放置して広葉樹林が成長してきた場合の洪水に対する影響を検討する。利根川流域の森林利用経歴の異なる典型的な奥山・里山でチェックすれば良いのであるが、試験結果に限られるので、利根川流域の多雪奥山で、部分的な伐採があった場合についてここでは検討する。次に、利根川流域の南部に比較的少雨の里山が広がっているので、地質が中古生層である瀬戸内にあつて、長く森林が放置成長してきた里山での洪水変化を検討する。

これらの変化は、短時間データが得られない制約もあつて洪水総量に関する評価であるので、土壌がかかわる洪水流出メカニズムの変化を通じて洪水ピークに及ぼす影響について、改めて考察を加えた。広大な利根川流域の山地森林地帯で、平均的な保水力が戦後の森林変化にともなつて増加したのか低下したのか、変わらないのかが問われている。その影響評価の方法としては、洪水流出を同じパラメータで再現した場合の計算結果と比べ、経年的に流出観測値が増減したことをもって推定する方法、土壌内部の洪水流の流出メカニズムと土壌の発達速度とから、推定する方法が考えられる。前者の方法は、別にモデル解析で検討されるので、本稿では、後者について考えることにしたい。

3. 利根川源流奥山流域における森林変化の洪水流出に及ぼす影響

まず、利根川源流部の多雪奥山における森林変化の洪水流出について調べてみよう。

a. 流域概要

奥利根源流域にある森林総合研究所の宝川森林理水試験地本流流域(19.06km²)は、脊梁山脈の標高1945m地点を水源とする利根川源流山岳地帯にあつて、地質は花崗岩類と第三紀火山岩類である。観測開始時点(1937年)の植生は、無立木地(23%)、1934~38年伐採跡地(15.5%)の他はブナ主体の天然林であつた。伐採は、その後1961~78年にも4.77km²(25%)で行われており、その跡地1.53km²(8.0%)ではスギ(一部分カラマツ)の植栽が行われている。

解析に用いたデータは、1938年から90年までの宝川本流流域下流端の量水水路地点の基地降水量と流出量の公表値(農林省林業試験場、1961;宝川試験地・防災部理水第1研究室、1979;藤枝・志水、1994:森林理水試験地データベース <http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/fwdb/main.htm>)である。ただし、このような小流域であっても流域内の降雨空間分布の影響が大きいので、長期間の流出特性変化を論じるためには、流域平均降雨量の推定が必要である。これには、詳細な流域内雨量と積雪量分布調査のある1947~55年のデータを解析したTani(1996)の結果を参考にした。これによると、年平均降水量は、基地が2094mmで流域平均が3152mm、4~11月のほぼ雨と考えられる降水量は、基地が1419mmで流域平均が1831mmであつた。ここでは、洪水量を推定するため、4~11月の平均比である、1.29を用いて出水期間中の降雨量を推定した。この比は出水毎に異なることは言うまでもないが、気象条件の空間分布を表すこの比が1938~90年間で傾向的な経年変化を持つとは考えにくいので一定の値を採用することにした。

b. 雪の影響のない夏秋の流出量の経年変動

宝川本流流域では、冬季の積雪が融けて3月から流出量が増加し、5月頃にピークになり、7月から8

月にかけて低下してゆく変化がほぼ毎年見られる。7月までの出水は、融雪による基底流の長期変化の上に洪水ハイドログラフが乗った形になる。ここでは、融雪影響の少なくなる7月頃から11月初め頃までの出水における降雨量と洪水流出高の関係を調べる。それに先立ち、吉野・菊谷(1984)が行った解析にその後(1978～90年)のデータを追加して、8～10月の総降雨量と総流出高の経年変化を調べておきたい。洪水を分離する前の基底流を含む流出特性を確認したいためである。この期間には、先に述べたように、1934年から38年にかけて15.5%の伐採が、また、1961～78年に25%の伐採と跡地8.0%へのスギ(一部分カラマツ)の植栽が行われている。また、降雨・降雪・気温などの気象条件経年変化の影響も考えられ、これについてまずチェックした。図1上段に気温経年変化を示す。なお、8～10月の宝川基地露場(本流下流端)での3ヶ月平均気温データは、1978年まで吉野・菊谷(1984)のものが使えるが、その後は入手できなかったため、気象庁の新潟気象台のデータとの比較を行い利用した。すなわち、宝川の1969～78年間は4.9℃低い値で平行的に動いていた(図1上段)ので、1979～90年はその値を新潟の値から減じて推定した。なお、前橋気象台のデータも経年変化が宝川とほぼ平行である(図1上段)ので、高温低温の相対的な変化はほぼ推定できていると判断している。

流出量の長期変動を見るため、吉野・菊谷(1984)に倣い、図1に、8～10月の3ヶ月の基地露場降雨量と宝川本流流出高のダブルマスカーブを描いた。これは横軸と縦軸に両者の積算値をプロットしたもので、降水量増加の程度に比べて流出量の増加程度が平均よりも大きい期間には急勾配になるようになって、長期的にみた変動傾向が検出できる。1938年から90年までで、流量値が異常と判断された1983年を除く52年間の平均をとると、流出量は降水量の0.881倍になる。そこで、その直線を引いてみると、1938年から1948年頃まではほぼ平均的であるが、1962年までは平均値よりも流出高が小さく、1975年頃までは再び平均的で、1975年以降は平均よりも流出高が大きいように見える。

また図1には、気温の変化(上段)の他に、中段に、8～10月の降水量と流出高、年間総流出高、4～7月の流出量、毎月の最低日流出量から推定した融雪水量の経年変化を示す。また、下段には、宝川気温、8～10月の降水量、流出高、年間総流出高、4～7月の流出高、毎月の最低日流出量から推定した融雪量の水高の偏差積算曲線(Cumulative anomalies curve) (Lozowski, 1989; Ding, 2007)を示す。ここで、推定融雪量水高は、3月から8月までの月間最低日流出高をそれぞれその月の15日の融雪による基底流出の値と見なして、直線でつなぎ、3月15日から8月15日までの基底流出高を台形の面積の公式によって推定した。この値は、その期間の降雨によって短期間に変動する流出成分を除いたものなので、降雨があるとその流出とともに融雪水量も増える可能性もあつて、融雪量を少なめに評価することは否めないが、各年の融雪量経年変化比較の目安にはなると考えた。また、偏差積算曲線は、期間の年数を n 、その期間の変数 x の平均値を \bar{x} とし、平均値からの偏差を最初から i 年目まで次式で積算して表示するものである。

$$f_i = \sum_{k=1}^i (x_k - \bar{x}) \quad (1)$$

f_i をつないだ折れ線グラフは、 n 年間の平均値 \bar{x} よりも大きい(高い)ときに右上がり、小さい(低い)ときに右下がりになる。年々変動で凹凸はあつても、平均よりも大きい(高い)傾向が続いた場合は、折れ線は上昇傾向となり、ほぼ平均に近い傾向が続けば水平に、小さい(低い)傾向は下降傾向になる。つまり、図1下段にみるように勾配によってトレンドを認識することができる。なお、図では、最大偏差に対する比で表現している。

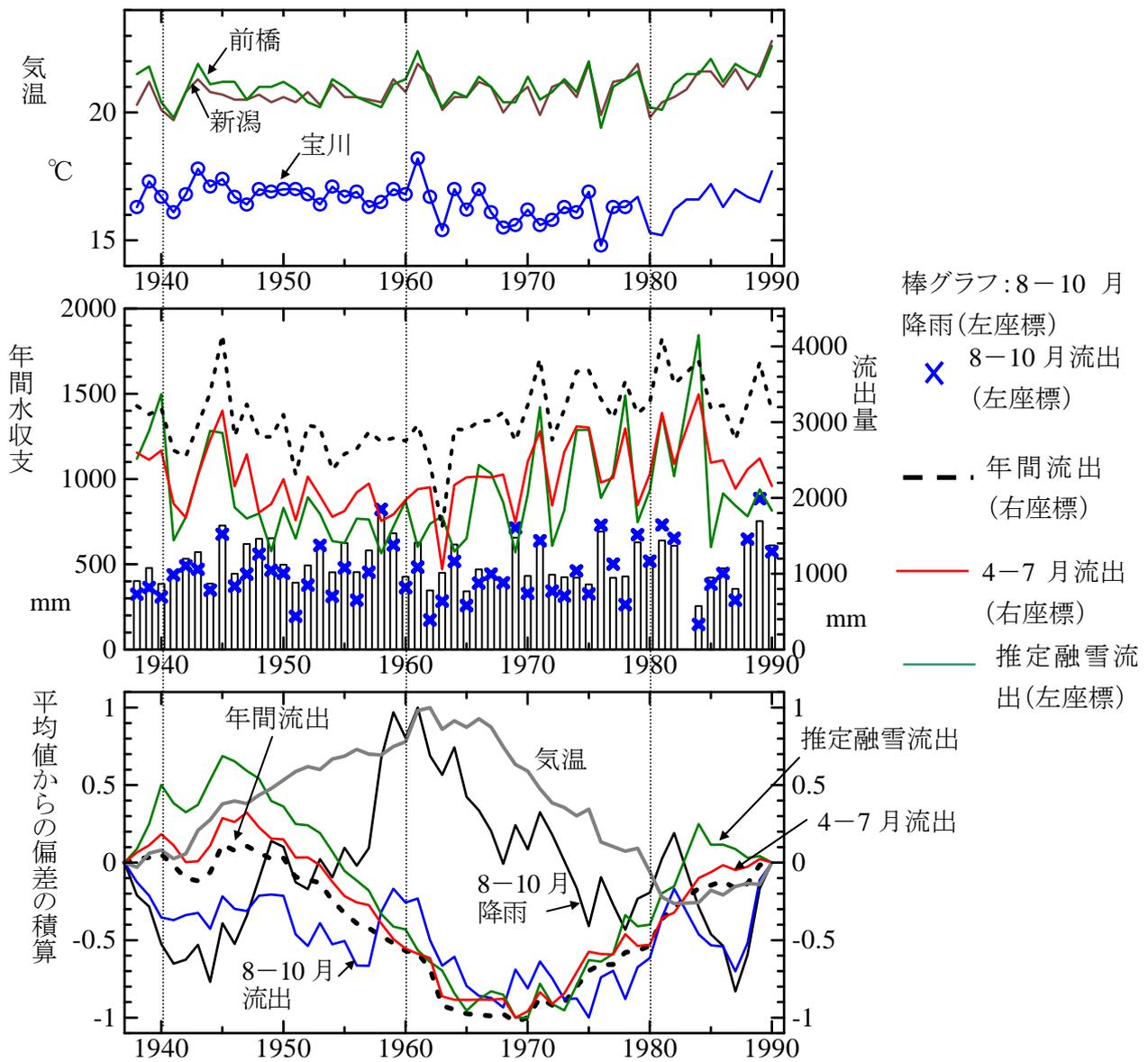


図1 宝川本流における 8～10 月の気温の経年変化(上段), 8～10 月の降雨量, 流出量, 年間流出量, 4～7 月の流出量, 推定融雪流出量の経年変化(中段), これらの偏差積算曲線(下端)
 偏差積算曲線は, 最大偏差に対する割合で表示

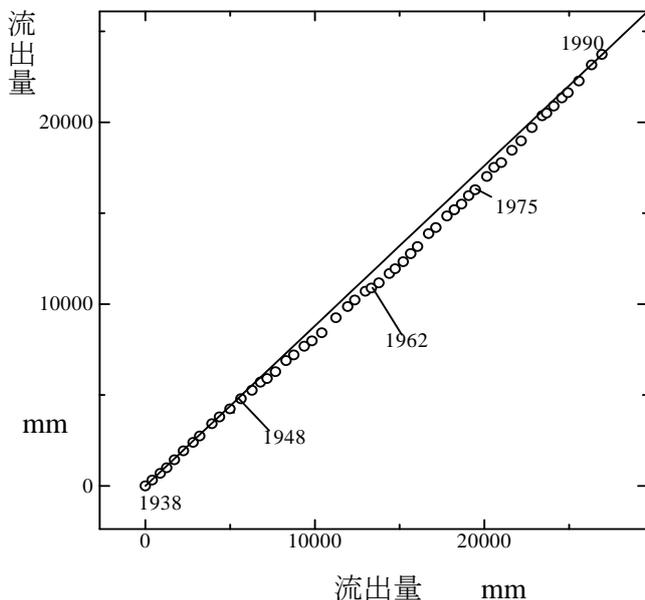


図2 宝川本流の 8～10 月の降水量と流出量のダブルマスカーブ

直線は原点(0, 0)を通り 1938～90 年積算の平均 0.881 を勾配とするもの

図1から、気温には、トレンドがあり、1943年から61年までは高温傾向、1967年から81年までは低温傾向、1985年頃以降はやや高温傾向が見られる。これは全国的な傾向とほぼ一致する(近藤純正ホームページ)。また、年間総流出高、3～7月流出高、推定融雪量の水高にはほぼ似たようなトレンドが見られ、1946年から1963年までは平均より小さく、1970年から84年までは平均より大きい。他方、8～10月の流出高と降水量については、両者の関係は図2のダブルマスカーブと同じ積算情報の表示であるが、それぞれの平均からの大小関係が合わせて示されることになる。すなわち、1948年まではほぼ平行的に増減しているのであるが、以後1962年までは降水量が平均的であるのに流出は少なく偏差積算曲線は離れてゆく。1968年までは両者とも平均より小さい形で、それより1972年までは平均並みで、両者平行的に変化している。その後1990年へ向けて両曲線の幅が狭まり、流出量が平均よりも大きくなっている。

吉野・菊谷(1984)は、森林伐採が8～10月の流出量増加にもたらす影響を、気温と蒸発散の正の相関をも考慮しながら慎重に解析していて、次のような結論を述べている。1934～38年の伐採の影響が残る1938～47年の流出高は、その後樹木成長の盛んと考えられた1948～61年に比べやや大きかった。また伐採の影響が残る1962～78年は、1948～61年に比べて流出高がより明瞭に大きかった。しかし、伐採後の期間平均降水量は100mm程度もその前よりも少なく、期間平均気温が0.8℃低かったため、蒸発散量が伐採による植生の影響の差だけではないかもしれない可能性があるとしている。気温が低ければ蒸散量は小さい(Irmak et al., 2006)であろうし、降雨量が小さい場合に遮断蒸発量も小さくなる(Komatsu et al., 2007)相殺効果がかかわって、森林伐採がなくても蒸発散量が小さくなる結果、降雨量が小さい場合に流出高が小さくなりにくい可能性があるからである。

これに加えて、植生成長が盛んと考えられた1948～61年の期間には融雪量の水高が少なく、これも流域内の融雪終了蒸散開始時期を早くするように作用する可能性も考えられる。1965年頃からは、融雪量水高が大きく8～10月が低温傾向なので、蒸発散量を小さくする。吉野・菊谷(1984)が対比した1948～61年と1962～78年とでは、後者の蒸発散量が小さい要因が、森林伐採以外にも確かに多いことにな

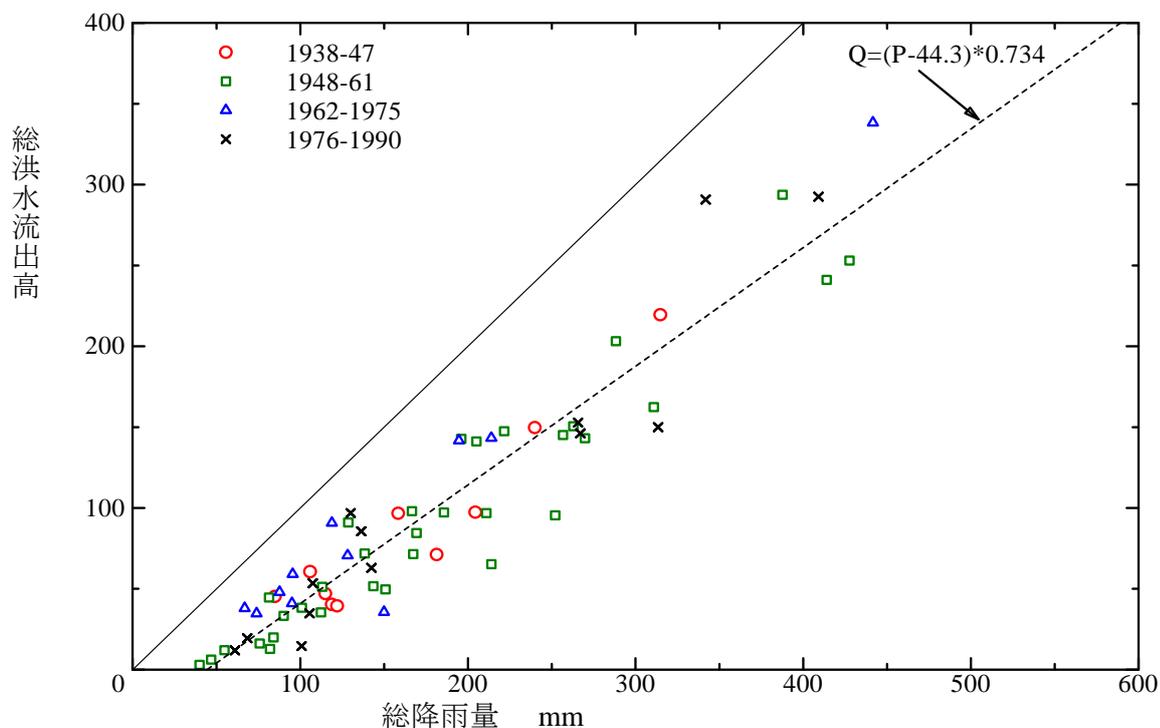


図3 宝川本流の1938～90年の出水における総降雨量と総洪水流出高の関係

る。しかし、彼らが解析に用いた期間以降の 1979～90 年も合わせて見ると、1981 年までは低温が続くがその後はやや高温、降水量・融雪量水高は変動が大きい均せば平均的であることなどからみて、蒸発散量が小さいことに関わる植生以外の要因は乏しい。にもかかわらず、8～10 月の流出量はダブルマスカーブ(図2)から見ても平均よりもやや大きい傾向が 1975 年くらいから続いていて、蒸発散量が少なく流出高が大きいとすることができる。したがって、1962～78 年の伐採による蒸発散量減少の影響は 1990 年頃まで残っていると考えられる。以上の検討から分かることは、流域の 25%程度の森林伐採が流出に及ぼす影響は、確かに検出されるとはいえ、気温や降水(雪と雨)などの気象条件の変動と比して特に際だつものものではないということである。

c. 洪水流出システムへの雨水配分の経年変化

次に、出水毎における洪水流出システムへの雨水の配分の経年変化を検討する。融雪の影響が小さくなっている7月から11月までの出水を取り出し、その出水期間の総降雨量と総洪水流出高の関係を図3に示した。1938～47年、48～61年、62～75、76～90年で記号を変えている。総降雨量は先に述べたように、流域平均値と基地雨量の比の1947～55年における平均値1.29を用いているので、個別出水における推定誤差が大きいと考えられる。傾向としてみると、48～62年は総流出高が小さく、62～75、76～90は大きい傾向があるようにもみえる。これはおそらく、48～62年が森林成長による蒸発散量が大きい時期に洪水流出高も小さく、62年以降の部分伐採の影響で蒸発散量が小さい時期に洪水流出高も大きくなる傾向があったという推定につながる。しかし、流域平均降雨量の推定誤差などを考えると、明確な変化があるとまではいえないであろう。

d. 奥山の森林変化の洪水への影響

多雪奥山における森林変化は、ブナなどの天然林が伐採され、その跡地に広葉樹二次林が成長するか、あるいは植栽されたスギ・ヒノキ人工林とが成長するかという経過がたどられたとみられる。ここでは、蒸発散量が森林伐採により減少し、森林成長により増加する経過があった。つまり、戦争直後において森林が荒廃していたわけではなく、戦後復興期の伐採・拡大造林期を経て、その後に森林成長が進んだ。宝川本流流域では、伐採面積割合が小さく、蒸発散量減少の洪水量増加への影響は検出されなかった。洪水ピークへの変化がどうであったかは確認されてはいないが、奥山では森林利用が乏しかったため、戦争直後から現在に至るまで、森林が人工林化したことはあっても、荒廃した森林が成長したという傾向はなく、土壌を発達させることもなかったと推定される。

4. 少雨地帯里山流域における森林変化の洪水流出に及ぼす影響

a. 流域概要

利根川流域には数百年にわたり持続的に森林が生活・農業に利用されてきた里山も多いが、植生の流出影響を長期に観測してきた試験地はない。そこで、1937年から一貫して高精度の水文観測が継続されている森林総合研究所関西支所の竜ノ口山森林理水試験地北谷流域における流出変化を解析する。ここでは、1943年にそれまでのアカマツ林が虫害で全滅し、47年までに伐採された後、2011年現在に至るまで放置されている。60年放置という非常に貴重なデータである。この流域は岡山市近郊にあって年降水量は1220mmで温暖少雨気候にあるが、群馬県の降水量は前橋で1249mmなどと比較的少雨であるので、参考になると考える。

北谷は、流域面積が17.3haで古生層を主体とし石英斑岩が一部貫く丘陵山地にあり、粘土質の透水

性の小さい土壤に覆われている。すでに、1937～2005年の日単位の降水量と流量がデータベース化されて公表されている(森林総合研究所:森林理水試験地データベース

<http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/fwdb/main.htm>)。このデータは、農林省林業試験場(1961)、関西支場防災研究室・岡山試験地(1979)、防災研究室・岡山試験地(1981)、後藤ら(2005)、玉井ら(2008)でも公表されたものである。1947年のアカマツ伐採後の植生は、尾根に裸地などがあったが、徐々に植生が回復し、後藤ら(2006)の植生調査では、ほぼ全域が樹高10～15m程度のコナラを主とし、カスミザクラ、ヤマザクラなどの落葉樹や、ヒサカキ、ネズミサシ、ソヨゴ、クロガネモチなどの常緑樹を交えた落葉樹主体の広葉樹林になっている。

b. 年間蒸発散量の経年変化

竜ノ口山北谷の1937年から2005年までの年間水収支を図4に示す。下段は年降水量と年損失量(年降水量から年流出高を差し引いたもの)を示し、中段は竜ノ口山と津山気象台の年平均気温を示した。上段は、竜ノ口山の気温が推定できている期間(1959年から2005年まで)の平均値を使って計算した、年平均気温、年降水量、年損失量の偏差積算曲線(Cumulative anomalies curve)(Lozowski, 1989; Ding, 2007)である。すでに説明したように、この曲線は勾配が右上がりの時にその年の値が平均値よりも大きい(高い)ことを表す。年降水量と年損失量については、1958年以前は、上記の期間の平均値を用い、その平均値からの偏差を時間を逆向きに積算して表示した。年損失量には明確なトレンドがあり、アカマツ林であった1937～43年は平均的、マツ枯れ伐採後の1958年頃までは明確に小さく、1959～66年は平均的、1967～86年頃までは平均よりもやや小さく、それ以降は明確に大きい。年平均気温は、1959年から64年までは平均的だが、65年から81年頃までは低く、89年までは平均的、それ以降は高い。59年以降、長期変動傾向は年損失量と年平均気温とがおおむね良く対応している。

年々の降水量の大きな変動に応じて年頭と年末の貯留量の変動し、年降水量から年流出量を差し引いて求められた年損失量はそのまま年蒸発散量にはならないが、年末において基底流出高が相等しい2点を探して数年間の平均をとると、その期間の年平均損失量から年平均蒸発散量が推定できる。その値をその期間の年平均気温に対してプロットすると図5のようになり、明確な正の相関関係が得られる。高温によって蒸発散量が大きくなるが、1992～2001年は以前に比べてとりわけ大きな蒸発散量であったことがわかる。図4に戻ると、1958年以前の竜ノ口山の気温データが得られていないが、津山を参考にする、1944年から57年までは1965から81年と同じ程度で低い傾向がある。しかし、年損失量のトレンドは前者の期間が後者の期間よりも小さいので、前者の期間は伐採によって後者の期間よりも蒸発散量が低いと推定できる。伐採跡地から森林が成長してくるとともに蒸発散量が増えたと考えて良いが、1980年代後半からはいわゆる温暖化傾向が目立ってきて、森林変化と気温上昇の相乗効果によって蒸発散量が増加しているのであろう。

c. 洪水流出システムへの雨水配分の経年変化

図6は、1937～43年、44～50年、60～66年、80～86年、99～2005年の流況曲線を描いたものである。流況曲線は、毎年の日流出高を大きいものから小さいものまで並べ直したもので、ここでは、それぞれの7年間において、順位 n 番目について7個の平均値を求め、プロットしたものである。伐採後の44～50年の流出高が他の期間よりも大きく、99～2005年の流出高が他の期間よりも小さいことが明らかである。

図7に、出水毎における洪水流出システムへの雨水の配分の経年変化を示す。総降雨量が100mm以下のプロットでは、伐採後の44～50年に洪水流出が他の期間よりも大きい傾向があるが、少なくとも総降雨量が200mmを超えるような大きな出水では明確な差は見られない。

また、洪水流出システムを担う土壌における降雨波形の流出波形への変換については、短時間の雨量流量データが入手できないので、明らかではない。里山一般で考えると、戦争直後は強い森林利用があつて荒廃状態であつたが、その量的な評価については定かではないとしても、その後の森林成長とともに土壌が回復してくる方向に変化するとみて良いだろう。問題は洪水ピークへの影響の大きさであり、これについての流出メカニズムに基づく考察を、次節で行う。

5. 森林利用が土壌の変化をともなう場合の流出変化

すでに説明したように、花崗岩のはげ山の例は言うまでもなく、その他の地質であっても、数百年にわたるさまざまな生活資材を森林に依存してきた結果として、雨水の流出と貯留に深く関わる土壌に変化が生じたとみなされる。しかし、そのような長年の土壌変化を調べることは、2つの試験流域の一方の森林伐採を実行してその影響を調べるのと比べると、実際に試験してみることが困難である。しかし、花崗岩の場合は、はげ山の斜面とそれを緑化した斜面の比較研究がなされており、洪水流出高が後者で劇的に小さくなることがよく知られているし(福嶋, 1977), 緑化後の年数によって洪水流出が小さくなる解析も行われている(福嶋, 1987)。最近になると、土壌条件の異なる4つの花崗岩の小流域と3つの中古生層堆積岩の小流域の流出量を比較して、流出量がどのように異なるかを比較した研究が行われている(Tani et al., 2011)。ここでは、この研究を紹介して、土壌変化の影響検討の参考としたい。

a. 試験小流域と解析手法

この研究では、滋賀県にある花崗岩の田上山地においては、植生のほとんどないはげ山である RC(0.18ha)、はげ山緑化 45 年ほど経過しても生育の良くない状態の JA(2.88ha)、はげ山緑化後 80~100 年経過して主にヒノキ人工林でおおわれている KI(5.99ha)、寺院の境内にあつて森林が保護され、成熟林として維持されてきた F2(1.9ha)が比較対象とされた。また、堆積岩については、田上山に隣接する滋賀県信楽山地のスギヒノキ人工林の2流域、SB(1.06ha)と SC(4.71ha)と、離れているが、粘土質土壌でおおわれ、その上の森林土壌が薄い特徴を持つ KT(17.2ha)が比較された。この研究で KT と呼ばれた流域は竜ノ口山北谷のことであつて、すでに、第4章の長期流出変動の解析に用いられた。

b. 土壌変化が洪水流システムへの雨水配分と降雨波形の流出波形への変換とに及ぼす影響の評価

Tani et al. (2011)では、まず、一年間の流出を単純に比較しても、これらの流域のうち、花崗岩で土壌を欠いている RC は洪水流ピークが尖っていること、堆積岩で森林土壌の薄い KT は基底流出高がきわめて小さいこと、土壌のある流域相互では、花崗岩の流域は堆積岩の流域よりも基底流出高が大きく流況が安定していることが示された。

さらに進んで、同じ降雨条件での詳細な比較を行うため、各試験流域の長期流出変動を流出モデル (HYCYMODEL: 福嶋・鈴木, 1986) で再現し、SCEUA でパラメータを最適化し、そのパラメータを使った解析が行われた。すべての流域で良好な再現が為されたので、パラメータが確定し流出特性の流域間比較が可能となった。ここでは、洪水流システムへの雨水配分と降雨波形の流出波形への変換とを独立に比較できるような工夫が為されている。すなわち、図8に示すHYCYMODELにおいて、降雨のうち洪水流出システム(タンク3)へ配分される割合はタンク2の水深とともに増加するようになっている。水深が増加すると基底流出高を決めるタンク4への浸透量も増加するので、仮に同じ強度の降雨を長く続けると、洪水流出への配分量と基底流タンクへの浸透量が降雨強度と等しくなり、そのとき、タンク2の水深は増加しなくなって定常状態に達する。この時点での洪水流出システムへの配分強度の入力降雨強度に対する比を図9下段に示した。降雨強度が大きいほど配分比は大きくなるが、同じ強度でも、流域によって洪水流出システムへの配分が大きいものや小さいものがある。同じ降雨に対して比較的洪水流に多く雨水を配分するかどうかの比較ができるわけである。堆積岩の流域は花崗岩よりも洪水配分割合が大きいことがわかり、その地質グループの中で、土壌のないRCや森林土壌の薄いKTは他の流域よりやや大きい。しかし、花崗岩のグループで森林生育不良のJA、人工林のKI、成熟林のF2では、相互の差はほとんどない。これに対して、福嶋(1987)や窪田ら(1992)は、花崗岩山地における別の期間のデータによって、HYCYMODELのタンク2のパラメータが徐々に変化し、洪水への雨水の配分割合を小さくするような土壌のゆっくりした発達を推定している。はげ山緑化直後の劇的な保水力の増大は明らかであるが、その後の発達は長期間かけてゆっくり進行するとみることができる。

次に、洪水流システムにおける降雨波形の流出波形への変換について調べる。これは、各流域毎の洪水流出を特徴づけるタンク3の貯留関数、すなわち貯留量と流出量の関係パラメータによって決まる

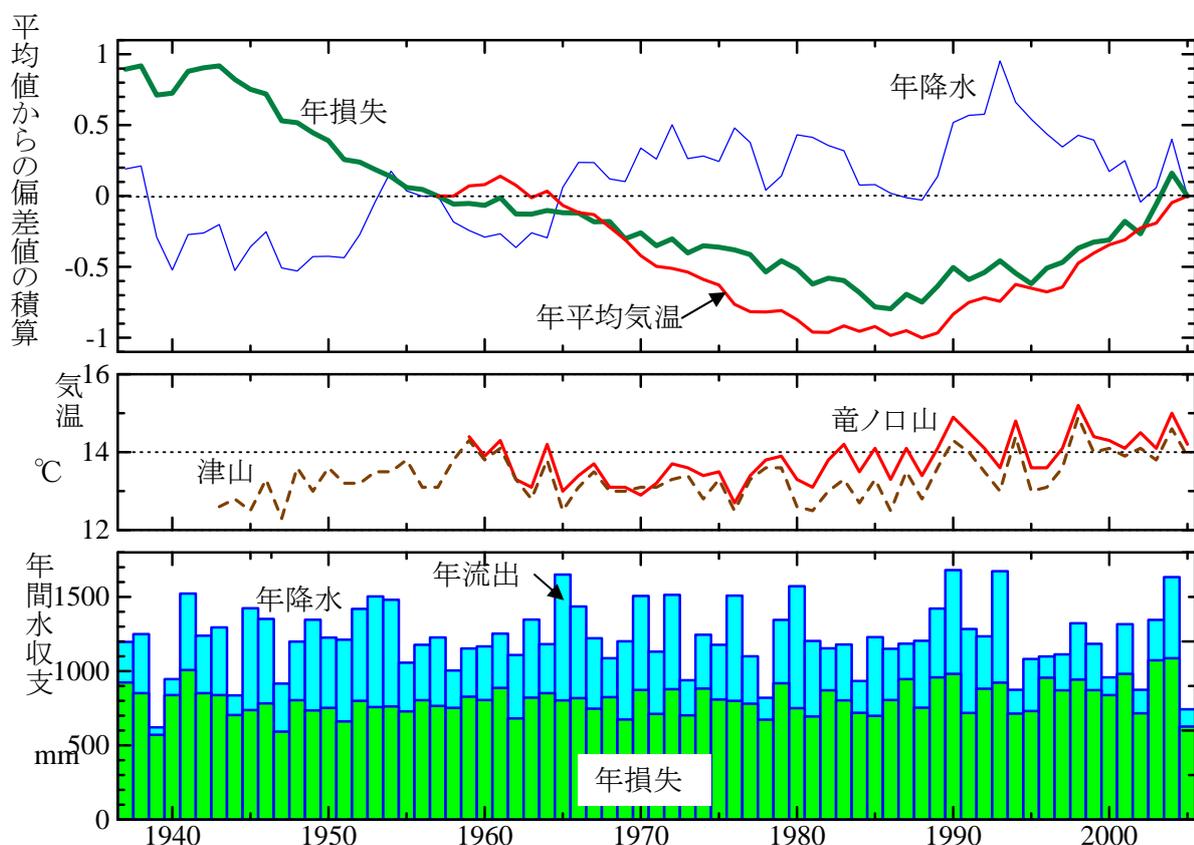


図4 竜ノ口山北谷における年間水収支(下段), 年平均気温(中段), 偏差積算曲線(上段)

偏差積算曲線は、最大偏差に対する割合で表示

が、わかりやすいように、 20mmh^{-1} の流出強度から出発して降雨なしで減衰させるハイドログラフを示し、相互に比較することにした。図9上段の結果を見ると、まず花崗岩でははげ山のRCが極端に急減すること、堆積岩では土壌の薄いKTがSB, SCより急減すること、花崗岩のはげ山以外のJA, KI, F2は大差がなく、いずれも、堆積岩のSB, SCよりも急減する傾向があることがわかる。土壌がないか森林土壌が薄い場合に波形変換は遅れが小さくピークが急になる傾向があることが示唆される。

以上のことから、洪水流出システムへの雨水配分も、洪水流出システムでの波形変換も、地質の影響を受けるが、土壌の影響も見られること、花崗岩の場合、未熟な砂質土壌と成熟林の森林土壌での差はほとんど検出されず、土壌のないはげ山と土壌のある森林との差が波形変換において大きく現れることが明らかにされた。また、はげ山に至ることがない堆積岩流域においても、KTのように森林土壌の薄い粘土質土壌しかない場合には、洪水流出システムへの雨水配分が大きくなり、そのシステムでの波形変換も遅れが小さくてピークが大きくなる傾向が現れることも明らかにされた。このことから、数百年にわたる森林利用が森林土壌を減少させたり喪失させたりすることが十分考えられ、そうしたときに洪水流出総量やピークは大きくなると推定することができる。蒸発散を通じた森林変化の影響が洪水流出に検出されなかったという、第3章、第4章の結果にかかわらず、森林の取り扱いが蒸発散のみに限定されるのではなく、土壌変化を通じて洪水に影響することが考えられるのである。

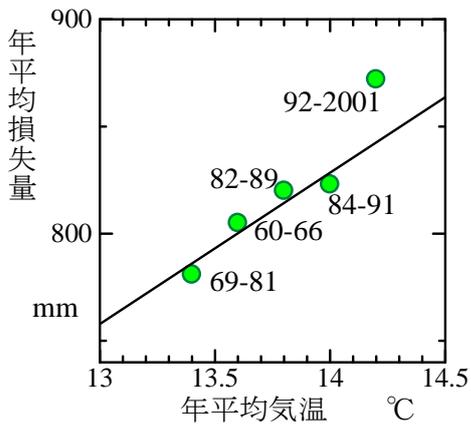


図5 竜ノ口山北谷における年末基底流出高が
 相等しい期間における年平均損失量の
 年平均気温に対する関係

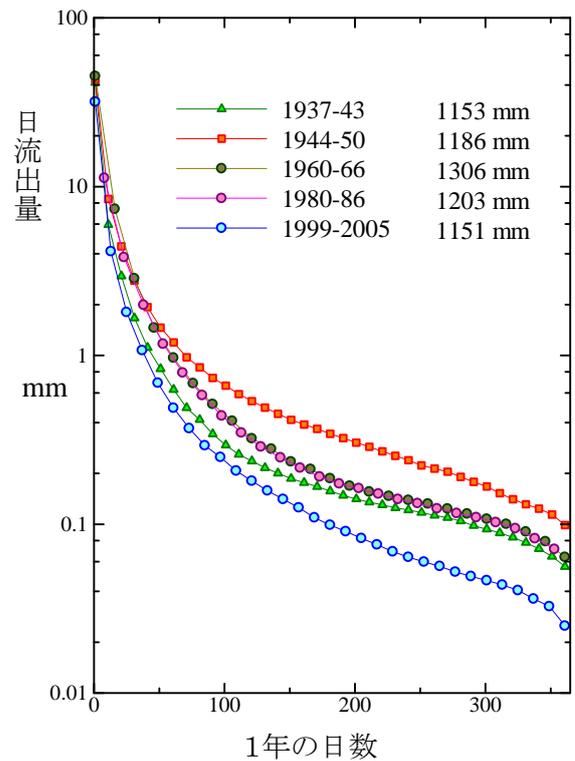
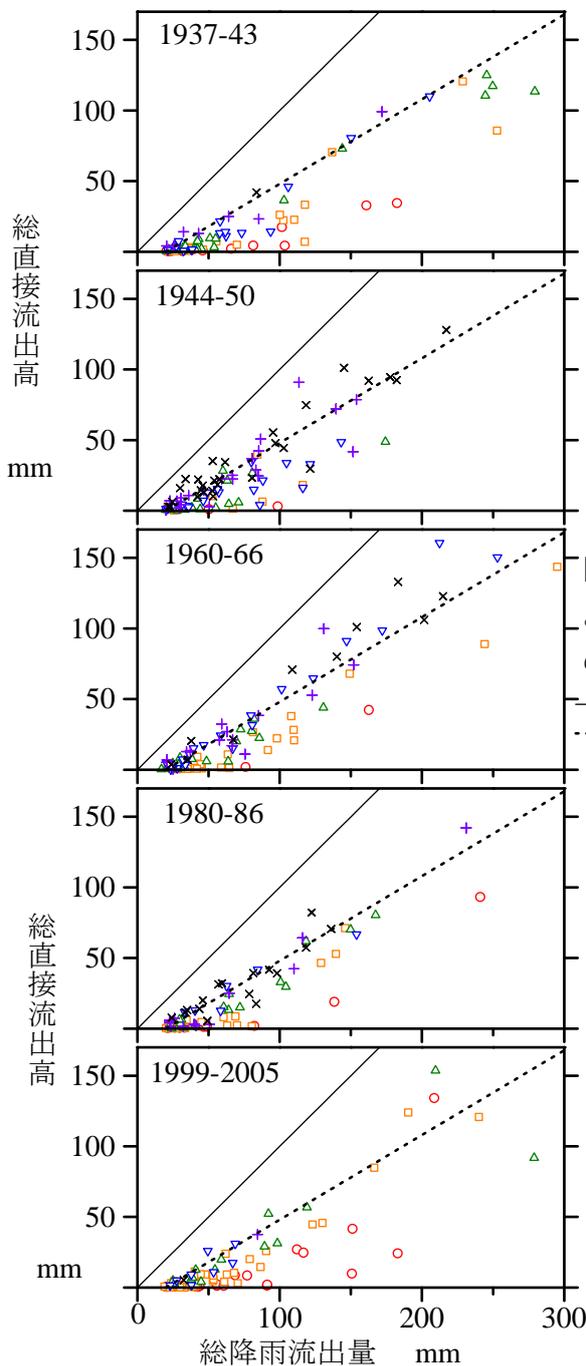


図6 竜ノ口山北谷の流況曲線
 図中の数字は平均期間とその期
 間の年平均降水量を示す



図中の直線は、総降水量(R)
 と総直接流出高(DQ)の下記
 の関係を表す

—— DQ=R
 - - - - DQ=(R-20)*0.6

- <0.05 mm h⁻¹
- <0.1
- △ <0.15
- ▽ <0.2
- +
- × >0.3

図7 竜ノ口山北谷の出水における5つの期間
 毎の総降水量と総洪水流出高の関係

図中の記号区分は洪水前の流出量による

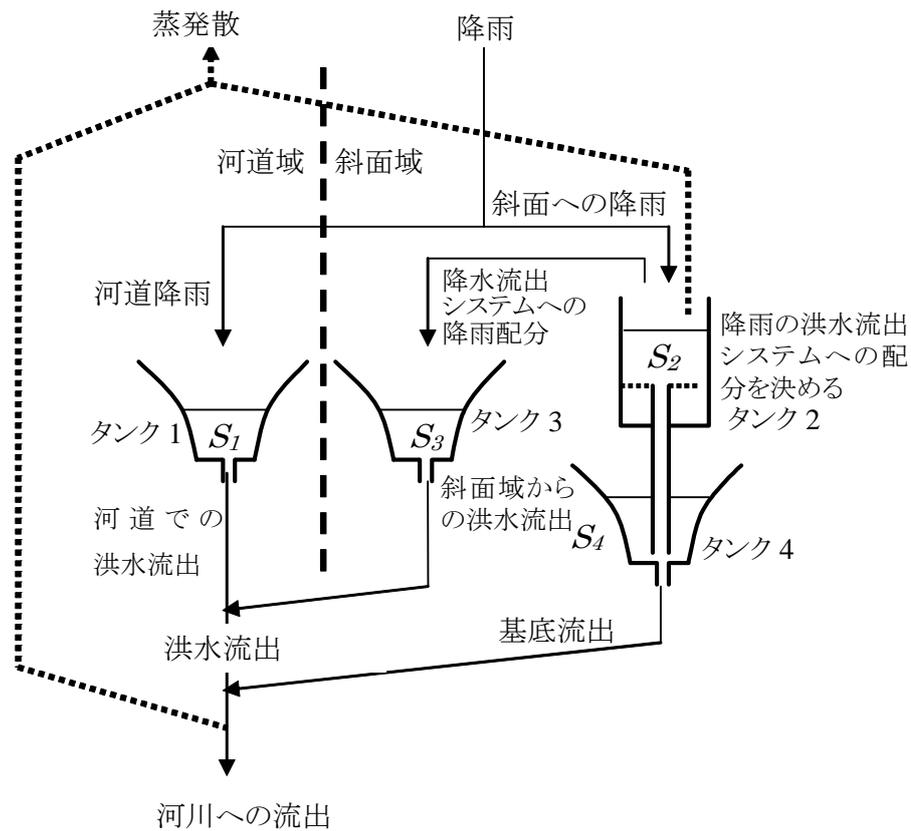


図8 HYCYMODEL の説明図

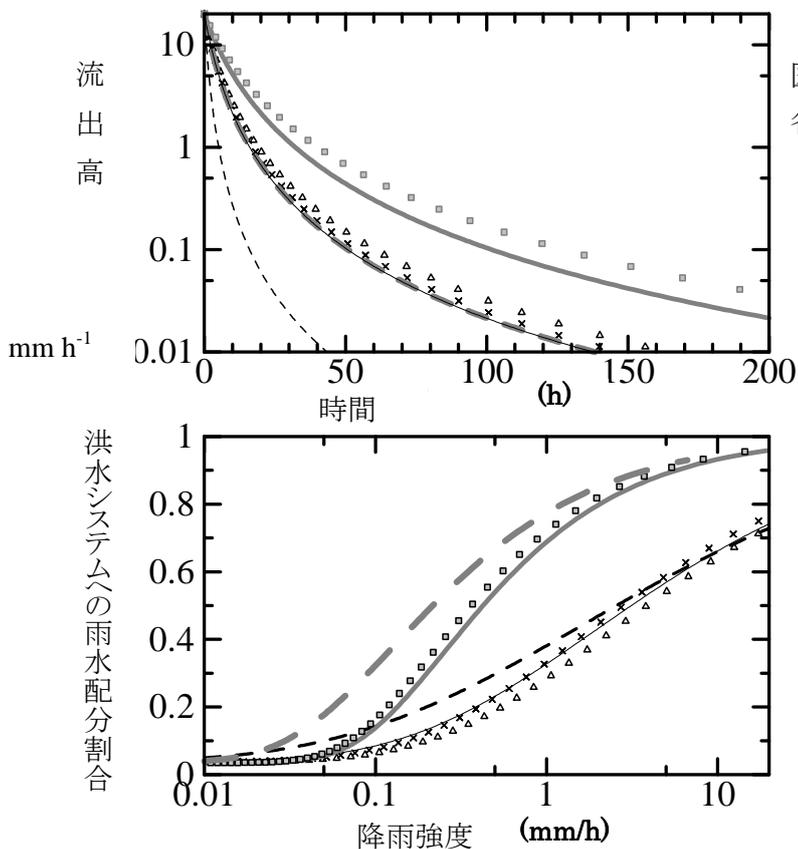


図9HYCYMODEL のパラメータによる各流域の洪水流の特性比較

上段：タンク3からの流出逓減特性
 下段：与えられた降雨強度に対する定常常態での洪水流への配分割合

- : KI
- △ : JA
- × : F2
- - - - - : RC
- : SB
- : SC
- · - · - : KT

c. 土壌発達の経過年数

以上の考察から、森林土壌が発達したり、逆にそれが失われた場合には、雨水の貯留機能が変化し、洪水流出量を変化させることが理解できる。問題は土壌の発達にかかわる年数をどのように考えるかである。図10は、Shimokawa (1984) が鹿児島県北西部の花崗岩山地、紫尾山での山崩れの分布から推定した土壌の厚さの発達を示したものである。山崩れによって風化基盤岩上に裸地が形成されると、周辺から供給された土壌と基盤岩が風化して生成された土粒子が草や早生樹種の根によって固定されて浸食を免れ、徐々に発達して厚さを増してゆく。100年ほどで50cm程度の厚さになり、厚さの発達速度はだんだん緩やかになる。急傾斜ほど限界厚さが小さく(逢坂・塚本, 1987)、いずれまた崩壊するが、樹木の根により数百年程度は斜面上に土壌が維持される。一方、同じ花崗岩山地でも、人間の樹木伐採や落葉落枝採取によってはげ山になってしまう場合は、局所的な山崩れと異なり、ひと山全体が裸地となる。土粒子の風化生成はあっても周辺から土壌や植物の種が供給されず、一部の緩傾斜の部分を除いて、その年の内に降雨時に浸食され、裸地が維持され土壌発達が始まらない。したがって、はげ山において土壌が発達するためには、土壌が浸食されないように、人為的に緩傾斜部分を造り浸食保護材を付加しなければならず、斜面上に階段を切り、客土して芝や藁・苗木を植える緑化工事を行う必要がある。したがって、裸地から出発し、土壌が雨水の流れを遅くして一時貯留させて洪水ピークを小さく遅らせる過程を考えると、はげ山緑化工事の場合には一気に土壌の厚さを獲得することになる。緑化工事を行った区画からは図9に示すように降雨波形の洪水波形への変換が劇的に緩やかになるのである。しかし、山崩れ跡地の場合、裸地から出発して数十年かけて土壌が厚くなってゆくことになるが(図10)、ひと山で山崩れの発生場所は一部に限られている。すでに土壌とその上の植生が存在している場所では、図10からも示唆されるように、その厚さが増加する速度はさらに遅い。このことからみて、KTのように森林土壌が薄くても粘土質の土壌があってそこに森林が成立しているような場合には、洪水流出を変化させるほどの土壌発達が数十年で生じるとは考えにくい。

利根川に戻って、数十年で樹木個体は大きく成長するから、戦後1960年頃まで人間利用の盛んであった草地や疎林状態になっていた里山が、伐採や落葉落枝採取がなくなって半世紀程度で立派な森林になるのはもっともなことである。利根川八斗島上流域にも花崗岩類地質の山地は存在する(虫明, 1981)が、奥利根源流などの奥山に限られ、はげ山になっていたとわけではない。戦後の時期ですら貧

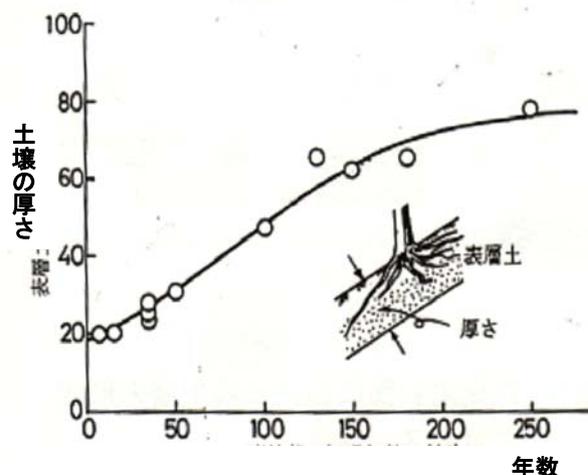


図10 崩壊後年数による土壌発達
Shimokawa,(1984)を一部改変

弱になっていたとはいえ植生と土壌がなくなってしまうところは少ないと推測される。したがって、その後、森林が成長し、土壌も発達して厚くなる方向には進んでいると推定されるが、その発達速度は樹木個体の成長速度に比べてはるかに遅い。土壌が洪水を大きく変えることは確かであるにもかかわらず、戦後の森林放置によって、洪水流出を劇的に小さくするほどの土壌発達があったと考えることはできないのである。

戦後の時期には、日本中の山地では、原生林と比べて森林土壌は薄くなっていて貯留効果は低下していたであろう。しかし、土壌発达到長い年月がかかるという考察は、現在でも、太古の原生林であった頃の土壌にはどうも戻っていないことを説明するものでもある。土壌をこうした太古の状態まですぐに戻すことはどうもできないが、逆に、もっと薄くなる方向に森林を荒廃させることは起こり得ることである。森林の他の用途への転換、伐採後のシカなどの食害による森林再生困難などが当面考えられる。森林放置による成長は土壌を発達させ、時間が長くなるとはいえ、洪水を小さくする要因ではある。しかし、流域は明らかに森林地帯ばかりではなく、農地や都市が含まれることは忘れてはならない。森林や農地の都市化は、下流の洪水を大きくする要因になることは、小流域の研究から明らかになっている(角屋・岡, 1971; 立川ら, 2008)。しかし、利根川流域のような大きな流域で、流域条件のさまざまな変化が洪水にどのような影響を与えるかについては、実は今後の研究が必要なのである。

6. 土壌の保水力の根拠とその時間変化に関する流出メカニズムからの総合的考察

日本は山地斜面が急峻であり、とてつもない大雨が時々襲う。急斜面上に存在する森林は崩壊の危機にさらされ、実際部分的に時々山崩れが起きる。崩れた跡は基岩が裸出するが、まわりの森林から土壌が供給され、草や早生樹であるマツなどがそのわずかな土壌にかじりついて根を張ってゆく。徐々に土壌と植生が回復してきて、まわりと区別がつきにくいところまで森林が育ち土壌が厚くなってゆく。こういう土壌発達の数百年から数千年の時間スケールにおいて、地表面付近の団粒構造を持つ森林土壌とその下の比較的間隙の小さい下層土壌、さらには土壌の発達とともに水の集まりやすい地形のところにパイプ状の水みちなどができる。雨水はこの土壌システム全体を通り、土壌に貯留されていた水を押し出しながら進み、それが洪水として現れる。必然的に遅れが生じ、緩やかな洪水を産み出す原因になっている(Tani, 1997)。

洪水流は雨水によって押し出された土壌水で大半が占められ、土壌層全体が洪水流出システムとなる(Anderson et al. 1997)。その土壌は数百年かけて樹木の根系によって支えられて発達する。したがって、保水力の根拠となるのは森林土壌と下層土壌の全体の貯留変動であって、その土壌層全体が急斜面上に浸食されずにとどまって徐々に発達できるのは森林を構成する植生の生命力の発現としての根系のはたらきがあるからである。土壌の保水力を緑のダムと称することができるのはそのためなのである。

「利根川水系河川整備基本方針の概要」(分科会第1回資料)の中で国交省は、相俣ダム流域における総降雨量と総洪水流出高の関係を示し、「降り始めからの降雨量が50~100mm程度で森林土壌が飽和し、以降は降雨がほとんど流出するようになる」と述べ連続降雨量がいわゆる飽和雨量を超えた場合に土壌の「保水機能」がなくなるような説明をしている。治水対策で問題になるようなカスリーン台風級の大出水において、こうした土壌の保水機能が限界に達するような指摘とみられる。しかし、降雨の洪水流出システムへの配分は地質によって異なっており、中生層堆積岩では、ある程度の降り続いた後はたしかにこうした特徴が現れやすいが、谷・窪田(2011)の図7に示すように、第四紀火山岩類はもとより、花崗岩類、第三紀火山岩類でも飽和雨量に達しにくい。また、「飽和雨量」とはこの限界に達する境界を意味するが、飽和雨量に達してからも、有効降雨波形の流出波形への変換には洪水流出システムの流れが速いか遅いかは、洪水ピークを大きく変動させる(谷, 2011)。このことは、図9においてRCやKTのピ

一がそれぞれの地質で土壌のより厚い流域に比べて大きくなることから説明したとおりであって、洪水流出システムへの雨水配分が100%であったとしても、波形変換に関して土壌貯留変動に基づく保水力の役割は維持されるのである。

このように、樹木の根で支える土壌層全体の発揮する緑のダム機能は一般に信じられている以上に大きなものであって、規模の大きな出水であっても維持される。しかしながら、ここでは、数十年の森林成長にともなってその機能が大きくなってきたかということが問題になる。たしかに、戦争直後の里山は数百年程度にわたって落葉が採取された結果で貧弱なマツや草しかない状況が広く見られた。現在は、広葉樹林にせよスギヒノキ人工林にせよ森林が成長していて、地表面は落葉におおわれている。人工林では間伐遅れで土壌の一部を浸食で失い、保水力の増減は微妙であったかもしれないが、少なくともコナラなどの広葉樹林では団粒構造が発達してきたのではないかと考えられる。ところが、同じ小流域で数十年前と現在とで確かに保水力が向上したという結果を得る調査は容易ではない。地質条件が同じで土壌条件の異なる場合には、図9に示したように、花崗岩のはげ山(RC)と緑化したヒノキ林(KI)、あるいは、中生層で森林土壌の存在するSCと非常にうすいKTのように比較することで、保水力がまったく異なることは示すことができる。また、福嶋(1987)は、花崗岩の緑化年代の異なる小流域間で、緑化年代が古いほど洪水流出システムへの雨水配分が小さくなる傾向を指摘している。このように、類似した場所で洪水特性を比較することで、土壌発達の効果を推定するほかはないのである。同じ場所でも変化したことを確認するのは非常に難しいと言える。メカニズム的には、土壌の保水力を増加させるためには、降雨時に土壌の含水率を増加させ、無降雨時に低下させる変動幅が大きくなる必要があり、大間隙を持つ土壌の厚さを増やすことが必要である(小杉, 1999; Tani, 2008)。落葉落枝が表面に増えるようなことが流れを緩やかにして保水力を高めるのではなく、森林土壌と下層土壌全体での降雨時と無降雨時の貯留量変動量が増加しなければならないのである。数十年でもこの増加は進行するであろうが、同じ場所でも明らかに保水力増加を検出できるという研究成果が得られにくいのは、その微妙な増加の検出が難しいからと考えられる。

森林の保水力は、何世代もの樹木が数百年以上かかって造りあげる土壌層内部の大きな貯留変動によって、降雨に対する流出応答が遅れることに基づいている。そのため、長年の里山利用で劣化してきたこの土壌層を再生するには樹木個体を一世代として数えて何世代も要する。地上植生が見違えるほど成長し、地面が落葉におおわれたからただちに保水力が回復したと言うほどには、生態系とそこでの水循環は単純なものではないのである。

森林水文学は、気候変動や地殻変動という非生物的な自然に対して森林生態系が立ち向かい、かつ順応しながら勢力を伸ばし、結果的に土壌を厚く発達させることで人間社会が多大な洪水緩和の恩恵を受け、因果関係を深く認識し、こうして発現する保水力の科学的な定量評価に努力している。にもかかわらず、数十年の森林成長で保水力が大きく増加したという、広く一般的にみられる見解に対して、観測研究に基づいて、それがいくらくらいかを定量的実証的評価には至っていない。しかし、戦争直後から現在まで森林の利用や施業が為されずに一貫して高精度の観測が維持されてきた小流域試験地は国内に存在する。竜の口山北谷もそのひとつである。図7に示す洪水流出システムへの降雨配分に関しては、森林成長による蒸発散増加の影響が小出水には変化が現れたが、総降雨量200mm以上の大出水では変化が検出されなかった。ところが、これは洪水総量を検討したのみで、洪水流出システムである土壌層に配分された有効降雨波形の洪水流出波形への変換は検討されていない。それには1時間より短い単位での降雨・流出量データの詳細な解析が必要である。波形変換特性が数十年かかって何らかの変化を示すものかどうか、こうした発想による研究取り組みは、はげ山緑化の効果に対するもの(福嶋, 1987; 窪田ら, 1992)以外は、乏しかった。今後は、こうした点に対する社会の関心の高さを森林水文学

としては真摯に受け止め、定量的検出の努力を行うようにしたいと考えるものである。

7 おわりに

本稿では、戦後から最近までに植生や土壌などの流域条件が変化した場合に、洪水流出が変化するかどうかを検討してきた。その結果をまとめる。

まず、森林伐採などのように植生が減少した場合には、蒸発散量を減少させ、流出量を増加させて洪水流出システムへの雨水の配分も大きくするが、大出水の総洪水量への影響は検出されなかった。また、数百年わたる森林の伐採や落葉落枝採取によって1960年以前は原生林時代に比べて土壌が薄くなっており、その後の土壌の保水力回復が検討された。花崗岩のはげ山の場合は緑化によっては洪水ピークが直ちに劇的に小さくなるが、下層土壌と貧弱な森林が残っていた場合には、森林成長で土壌が洪水ピークを小さくする方向に変化するとしても、その大きさは流出機構から見て微妙なものと推定された。

利根川流域のような山地と平地をともに含むような大きな流域では、森林変化以外にもさまざまな土地利用改変が行われてきており、保水力の観点からみたとき、これを大きくする要因と小さくする要因があり、洪水計算に用いられるモデルパラメータがどのように変化したかを推定することは難しい。流域の中があまりにも多様で複雑不均質な要因に満ちているのからである。さまざまな流域条件のうち、地質だけは統計的に流出に及ぼす影響が検出される(志水, 1980)。しかし、この要因は時間的に変化しない。本稿で取りあげた山地森林地帯での植生や土壌の大出水への影響について言えば、蒸発散量変化は流出に明確に影響するが洪水ピークへの影響は小さい。また、5, 6章で考察したように、土壌の影響は確かに大出水の洪水ピークに影響する可能性があるが、数十年の放置での土壌発達はずかともみなされる。長期小流域観測研究において今後確認してゆく必要はあるが、第6章における総合的な考察から、治水上問題となるような大出水を対象として、流出モデルのパラメータへ与えるような影響はないものと判断する。ただし、土壌層の保水力そのものは非常に大きく、かつ樹木の根によって支えられているところから、森林管理のあり方が土壌層に影響を及ぼす場合、流出モデルのパラメータを変化させる可能性が十分あることが指摘された。

謝辞

本稿においては、森林総合研究所の理水試験地データベースとして公開された宝川森林理水試験地と竜ノ口山森林理水試験地の日雨量と流出量のデータを利用した。吉野昭一氏や阿部敏夫氏を初め、長きにわたり高精度のデータを得る努力をされた職員のご努力に敬意を表するとともに、同研究所の坪山良夫氏、細田育広氏のご協力に厚く感謝したい。

引用文献

- Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Torres, R., Conrad, M.E., Loague, K., 1997: Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 33, 2637-2653.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982.: A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55 : 3-23.
- 防災研究室・岡山試験地, 1981: 竜の口山量水試験地報告, 林業試験場関西支場年報 22, pp.56-69.
- Ding YJ, Ye BS, Han TD, Shen YP, Liu SY. 2007. Regional difference of annual precipitation and discharge variation over west China during the last 50 years. *Science in China Series D: Earth Sciences* 50: 936-945.

- 後藤義明・玉井幸治・深山貴文・小南裕志・細田育広, 2006: 竜の口山森林理水試験地における広葉樹二次林の階層構造に及ぼす攪乱の影響, 森林総合研究所報告 400, pp.215-225.
- 後藤義明・玉井幸治・小南裕志・深山貴文, 2005: 竜の口山森林理水試験地観測報告(1981年1月～2000年12月), 森林総合研究所研究報告 4, 87-133.
- 藤枝基久・志水俊夫, 1994: 宝川森林理水試験地観測報告—本流・初沢試験流域—(1978年1月～1990年12月), 森林総合研究所研究報告 368, 207-245.
- 福嶋義宏, 1977: 田上山地の裸地斜面と植栽斜面の雨水流出解析, 日本林学会論文集 88.
- 福嶋義宏, 1987: 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響, 水利科学 177, 17-34.
- 福嶋義宏・鈴木雅一, 1986: 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用, 京都大学演習林報告 57, 62-185.
- Irmak S., Payero JO, Martin DL, Irmak A, Howell TA. 2006. Sensitivity Analyses and Sensitivity Coefficients of Standardized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 132: 564-578.
- 角屋睦・岡太郎, 1971: 市街地域の雨水流出特性, 京大防災研年報 14B, 143-155.
- 関西支場防災研究室・岡山試験地, 1979: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告(1959年1月～1977年12月), 林業試験場研究報告 308, 133-195.
- 国土交通省, 2011: 利根川水系河川整備基本方針の概要, 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第21期・第1回配布資料)
- Komatsu H, Tanaka N, Kume T. 2007. Do coniferous forests evaporate more water than broad-leaved forest in Japan? *Journal of Hydrology* 336: 361-375.
- 小松光・久米朋宣・大槻恭一 2007: 流域水収支データの現代的意義 — 森林蒸発散を考えるために —, 日本林学会誌 89, 346-359.
- 近藤純正ホームページ: 研究の指針 (K45. 気温観測の補正と正しい地球温暖化量), <http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke45.html>.
- 小杉賢一朗, 1999: 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討. 日本林学会誌 81, 226-235.
- 小杉賢一朗, 2007: 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価, 水文・水資源学会誌 20, 201-213.
- 窪田順平・新谷壮明・塚本良則, 1992: 植生回復にともなう蒸発散量の変化, 水文・水資源画家期 1992年研究発表会要旨集, 200-203.
- Lozowski EP, Charlton RB, Nguyen CD, Wilson JD. 1989. The use of cumulative monthly temperature anomalies in the analysis of local interannual climate variability. *Journal of Climate* 2: 1059-1068.
- Malmer, A. 1992. Water yield changes after clear-felling tropical rainforest and establishment of forest plantation in Sabah. Malaysia', *J. Hydrol.*, 134, 77-94.
- 農林省林業試験場, 1961: 森林理水試験地観測報告(日降水量・日流出量), 農林省林業試験場, 225pp.
- 虫明功臣, 1981: 利根川水源山地の水資源特性, アーバンクボタ 19, 46-51.
- 逢坂興宏・塚本良則, 1987: 自然斜面土層の厚さについて, 旅格好技術 12(3), 1-6.
- 太田猛彦・奥敬一・小椋純一, 2009: 全国植樹祭 60周年記念写真集 — かつて, 日本の山にはこんな姿もあった —, 国土緑化推進機構, 51pp.
- 志水俊夫, 1980: 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林業試験場研究報

告 310, 109-128.

Shimokawa, E., 1984: A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. Proceeding of Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, East-West Center, University of Hawaii, Honolulu, 99-107.

Suzuki M. 1980. Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I) Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. *Journal of Japanese Forestry Society* 62: 46-53.

鈴木雅一, 1985: 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定, *日本林学会誌* 67, pp.115-125.

鈴木雅一, 1992: 森林蒸発散の理論, 塚本良則編: 森林水文学, 文永堂出版, 54-77.

立川康人・江崎俊介・椎葉充晴・市川温, 2009: 2008年7月都賀川増水における局地的大雨の頻度解析・流出解析と事故防止に向けた技術的課題について. *京大防災研年報* 52B, 1-8.

宝川試験地・防災部理水第1研究室(吉野昭一・河野良治・菊谷昭雄・志水俊夫), 1979: 宝川森林理水試験地観測報告, 本流・初沢試験流域, (1959年1月~1977年12月), *林業試験場研究報告*, 302, 97-154.

玉井幸治・後藤義明・小南裕志・深山貴文・細田育広, 2008: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告(2001年1月~2005年12月), *森林総合研究所研究報告* 7(3), pp.125-138.

Tanaka K, Takizawa H, Tanaka N, Kosaka I, Yoshifuji N, Chatchai T, Sirithanya P, Suzuki M, Nipon T. 2003. Transpiration peak over a hill evergreen forest in northern Thailand in the late dry season: Assessing the seasonal change in evapotranspiration using a multilayer model. *Journal of Geophysical Research* 108, DOI: 10.1029/2002JD003028.

谷誠, 2007: 水の循環における森林の役割. 太田誠一編: 森林の再発見 133-183, 京大出版.

谷誠, 2011: 山地流域における自然貯留の洪水緩和機能に関する方法論的考察, *水利科学* 318, 151-173.

Tani M, 1996: An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent, *Journal of Hydrology* 183, 205-225.

Tani, M., 1997: Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology* 200, 84-109.

Tani, M., 2008: Analysis of runoff-storage relationships to evaluate the runoff-buffering potential of a sloping permeable domain. *Journal of Hydrology* 360, 132-146.

Tani M, Fujimoto M, Katsuyama M, Kojima N, Hosoda I, Kosugi K, Kosugi Y, Nakamura S. 2011. Predicting the dependencies of rainfall-runoff responses on human forest disturbances with soil loss based on the runoff mechanisms in granitic and sedimentary-rock mountains. *Hydrological Processes*, in press.

谷誠・窪田順平, 2011: 利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見, 第一部 有効降雨分離と波形変換解析について 一, 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第21期・第8回配布資料)

徳地直子・臼井伸章・上田実希・福島慶太郎, 2010: 里山の植生変化と物質循環 一 竹林拡大に関する天王山における事例, *水利科学* 54, pp.90-103.

吉野昭一・菊谷昭雄, 1984: 高海拔流域における森林伐採と暖候期間の流出量変化 I 宝川試験地の本流流域について一宝川森林治水試験第4回報告一, *林業試験場研究報告* 331, 127-145.