

多摩川上中流の森林流域における土壌浸透能と
その空間分布を考慮した降雨流出予測に関する
研究

2011年

五味 高志

東京農工大学農学府国際環境農学専攻

2009年7月17日付第2009-03号

最終報告書

2011年3月

多摩川上中流の森林流域における土壌浸透能とその空間分布を考慮した
降雨流出予測に関する研究

東京農工大学国際環境農学専攻
五味高志

目次

- 1) 多摩川流域における山地上流行きの重要性
- 2) 森林流域における浸透能の空間分布を決定する要因
- 3) 現地において浸透能測定を行う装置を用いて浸透能を測定
- 4) 地形解析と流出モデルの構築および流出解析
- 5) 流域森林管理への提案

1. はじめに

ヒノキ・スギ人工林では、間伐遅れなどの管理不備により林床が裸地化し（写真1）、降雨が土壤に浸透しにくくなり、表面流や土壤の表面侵食が発生していることが指摘されている。特に多摩川流域の上中流域においても、ヒノキ・スギなどの人工林管理の必要性が指摘されており、森林管理と水土保持機能の関係の評価が求められている。流域全体の水資源管理や洪水流出予測を考えた場合、上流部の森林流域における森林の水土保持機能の評価および水資源管理を考慮する必要がある。

日本国内では、1960～70年代の拡大造林期に植林されたスギやヒノキ人工林において、林業労働者不足や木材市場の変化によって、間伐などが十分に行われず、高密度に植栽され放置されている林分が多くみられる。林床が裸地化しているヒノキ人工林では林床植生被覆のある森林と比べ、斜面から2～3倍の土壤や栄養塩類の流亡が報告されている。広域で人工林化している流域では、陸域から水域への有機物流入の量や質、下流への物質移動における多様度の低下なども予想される。また、上流は、降雨や積雪に対する流量の変化が敏感であることから、気候変動による流量の増減が、上流生態系そのものや上下流の連続性に大きな変化をもたらすことも予想される。現在、流域スケールでの水・土砂・栄養塩類の移動や生物多様性において、上流域の役割が解明されつつある。今後の河川管理において下流域のみを対象とした視点のみではなく、上流域の森林や立地条件（陸域生態系を含む）、それらの空間分布などを考慮し、上流から下流への物質移動を配慮した、河川や流域管理を目指していくことが必要となる。

水土保持機能の評価および水資源管理のためには、表面流の発生が流域の流出過程に及ぼす影響を明らかにしなくてはならない。しかし、そのためには、流域内斜面の浸透能の「空間分布」などを考慮する必要がある、この点は十分な研究が進んでいない。本研究は、林床植生被覆量に伴う土壤浸透能の空間分布を考慮した分布型流出モデルを開発し、表面流および流域の流出解析により、森林流域の洪水流出現象の解明と理解を深め、森林管理による植生や浸透能変化と洪水流出量変化の予測を行う。

具体的には斜面で発生する表面流が洪水流出におよぼす影響について、現地調査による植生被覆と土壤浸透能の定量化、分布型流出モデルによる洪水流出の解析、リモートセンシング手法による広域の土壤植生状態の把握による3つの研究手法を組み合わせることによって、流域スケールで降雨流出現象を解明し、間伐などの森林管理に伴う林床植生変化と、表面流の発生量や洪水流出の変化量の予測を行う。

本研究では、試験研究では、(1)本研究の位置づけとなる多摩川流域における山地上流行きの重要性についてまとめ、(2)森林流域における浸透能の空間分布を決定する要因について検討し、(3)現地において浸透能測定を行う装置を用い

て浸透能を測定し、(4) 流出モデルに基礎となる地形解析と TOPOTUBE の作製および流出モデルの構築と水流出特性の解析を行った。

2. 多摩川流域における山地源流域（上流域）の重要性

1) 上流域もしくは源流域とは？

上流とは、斜面・溪畔域・溪流の3つの地形要素が密接につながり、森林斜面の水文地形プロセスが溪流の水や物質の移動に強く影響を及ぼしている。上流では、溪畔林と溪流が隣接することから、陸域生態系と水域生態系が密接に関連している。また、崩壊や土石流が発生し、移動した土砂が溪流や溪畔を攪乱し、階段状地形や岩盤流路などの溪流地形を形成する。このような地形の変化は、溪流内の生息環境や落葉のたまりの形成などに影響を及ぼし、溪流生態系を変化させます。上流では崩壊や土石流、洪水などの攪乱の発生および回復過程が多様な山地小流域の生態系の構造や機能を形成している。水文・地形・生物プロセスにおいて上流域と下流域を比較したものを表-1にまとめた。

上流に対して、下流における水・土砂・栄養塩類の動態は、上流から運搬される物質の量や質による影響を受けている（図-1）。上流域で発生した崩壊や土石流は時間的な遅れを伴って、下流へ伝播する。土砂の滞留や移動は、上流から下流への河床勾配や谷幅により異なる。下流を流れる有機物の量や質は、上流の森林から溪流へ流入する有機物の量や質（針葉樹や広葉樹の割合など）、上流区間での滞留と分解、水流出に対応する有機物の流出量によって異なる。さらに下流の物質移動は、上流の森林状態や土地利用状態、上流域の分布と流路網の構造そのものによって異なる。このことから、一つの上流域で行われた研究成果のみから、流域全体や下流の物質移動について言及することは難しい。

表 1. 上流と下流の水文・地形・生物プロセスの特徴とその比較

		上流	下流
水文プロセス	降雨や降雪	<ul style="list-style-type: none"> 山地域では、相対的に降雨量が多い 積雪量が大きい 	<ul style="list-style-type: none"> 積雪量が小さい
	熱収支	<ul style="list-style-type: none"> 樹冠による閉塞は大 	<ul style="list-style-type: none"> 樹冠による閉塞は小
	水流出過程	<ul style="list-style-type: none"> 地下水流入量は大 斜面や0次谷からの地下水や土壌水流による 	<ul style="list-style-type: none"> 氾らん源からの地下水流による 支流からの流入に依存
	水流出の応答	<ul style="list-style-type: none"> 流出の絶対量は小さい ばらつきは大きい 	<ul style="list-style-type: none"> 流出の絶対量は大きい ばらつきは小さい
	河床間隙(ハイポリック)*	<ul style="list-style-type: none"> 河床に存在するが小さい 	<ul style="list-style-type: none"> 河床や河畔に大きく存在する
	河川水質	<ul style="list-style-type: none"> 土壌・地質条件による 斜面や0次谷からの流出経路による 	<ul style="list-style-type: none"> 支流からの流入や河床間隙の物質交換による
地形プロセス	地形	<ul style="list-style-type: none"> 標高は高い 急勾配河川、狭い谷幅 	<ul style="list-style-type: none"> 標高は低い 緩勾配河川、広い谷幅
	顕著な土砂移動現象	<ul style="list-style-type: none"> 崩壊・土石流 	<ul style="list-style-type: none"> 送流土砂や浮遊土砂移動
	流路区間タイプ*	<ul style="list-style-type: none"> 未崩壊堆積谷、岩盤流路、階段状地形 	<ul style="list-style-type: none"> 階段状地形、瀬淵、砂州
	河床粗度の要素	<ul style="list-style-type: none"> 倒木、巨礫、階段状地形 	<ul style="list-style-type: none"> 倒木、砂礫、瀬淵
生物プロセス	エネルギー	<ul style="list-style-type: none"> 他生性有機物(落ち葉や陸生昆虫など) 	<ul style="list-style-type: none"> 自生性有機物(藻類など)と支流からの流入
	有機物	<ul style="list-style-type: none"> CPOM > FPOM 溶存炭素(DOC)などは土壌や地下水 	<ul style="list-style-type: none"> CPOM < FPOM 溶存炭素(DOC)などは支流などから
	栄養塩	<ul style="list-style-type: none"> 地下水流、溪畔域の植生からの流入 	<ul style="list-style-type: none"> 支流や氾らん源からの流入
	顕著な水生昆虫の摂食機能群*	<ul style="list-style-type: none"> 破砕食者 	<ul style="list-style-type: none"> 刈取食者や採取食者
	生態学的攪乱の要素	<ul style="list-style-type: none"> 崩壊・土石流 渇水 	<ul style="list-style-type: none"> 洪水流・送流土砂移動

河床間隙・流路区間タイプ・水生昆虫の摂食機能群についての解説は、参考文献2を

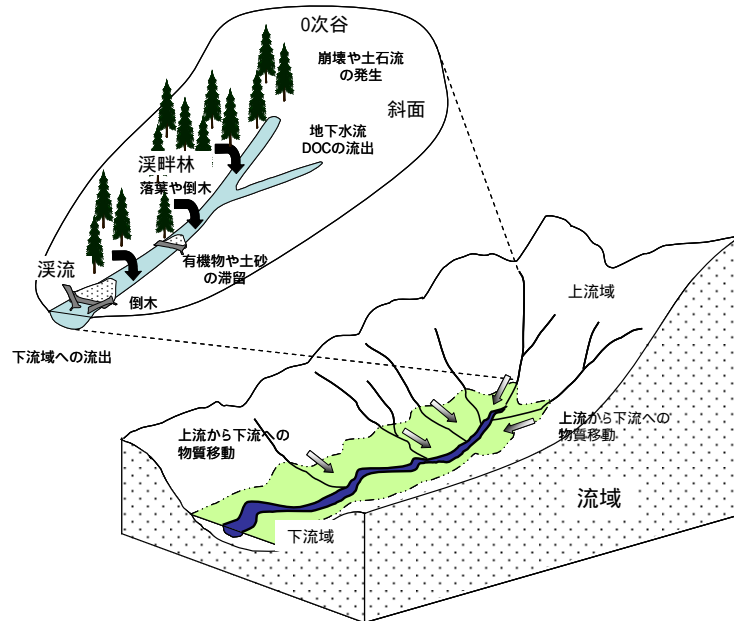


図-1 流域における上流の位置付けと上流から下流への物質移動

2) 流域における上流の位置付け－流域の約8割は上流

これまでも上流と下流のつながりから「流域」全体を一つの生態系や物質移動系としてとらえることの重要性が示されてきた。上流の小溪流から下流の大河川までは「一本の線」で結ばれていると概念化し、河川の土砂移動、地形変化、有機物動態、河川生物群集組成に関する研究が進められてきた。上流では、森林から溪流に落ちた葉は、多くが原型を留めて溪流を流れますが、下流部では分解されて細かくなった有機物が多く流れるなどと説明され、それらの餌資源に適応した生物群集構成が説明されている。

しかし、実際の「流域」は、単に上流から下流への1本の線ではなく、無数の小さな溪流と、複数の大きな河川といった樹形状をしてる。多摩川流域においても、国土地理院発行の2万5千分の1の地図上で、1次谷の総流路長やその総占有面積を計測すると、流域全体に占める割合は70～90%にもなり、小流域の積算が流域を構成していることがわかる。このことから、水・土砂・栄養塩などの物質移動や河川生態系にとって上流域が重要であることがわかる。さらに細かく見ると、地図上に記載されていないような小さな谷においても、1年中流水のある溪流が存在している。上流から下流への流域の物質移動や河川生態系を考える場合、このような小流域の集合体であるネットワーク（流路網）構造を捉えることが重要であることが指摘されはじめています。また、上流を定義する場合、地図上において区分するのみではなく、その地域において存在する最も小さな流路を現地で確認する必要がある。

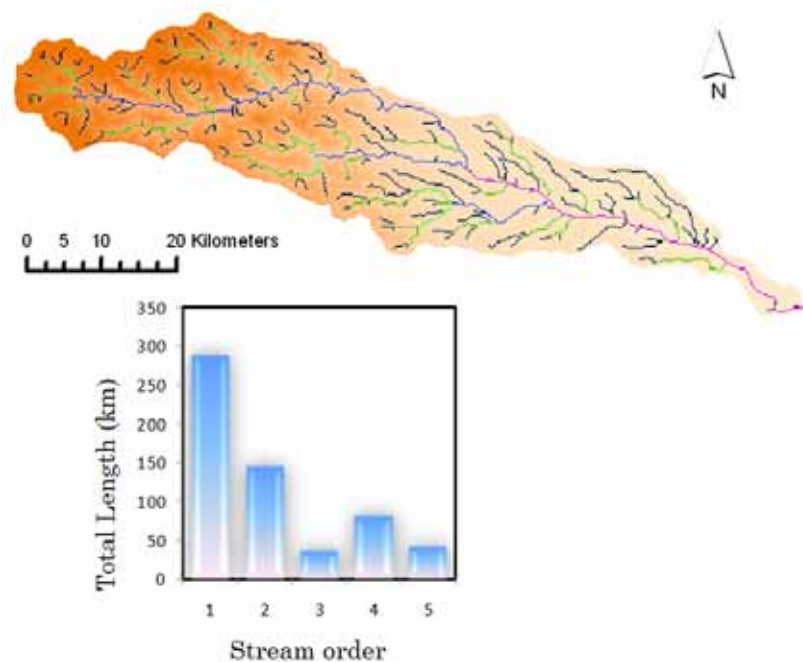


図2 多摩川流域における源流域の重要性

3) 源流域の重要性

上流域は、河川生態系における生命の源といっても過言ではありません。そこから供給される水・土砂・栄養塩類・有機物は、生態系にとっても必要不可欠な要素となります。山地の小溪流や上流の湧き水に特有の生物種や、隔離分布種が生息していることが報告されており、それらは流域全体の生物多様性にとって重要である。流域全体で採取される水生昆虫の50～90%の種が上流域のみに生息しているとの報告もある。また、上流域は魚類の繁殖地や稚魚の生活環における一時的な生息環境としての重要性も指摘されている。近年では、淡水環境においても外来種の繁殖による生態系の変化が指摘されており、上流域は生息環境としての地理的条件が厳しいこともあり、在来種のみ生息している淡水環境としても注目されている。栄養塩の流出では、下流域における43～87%の硝酸態窒素の流出が最上流からの寄与であることも報告されている。

合流点は、上流と下流の結合点として重要である。合流点では、支流からの土砂流入量により扇状地状地形が形成されている場合や、2支流の流量の違いから大きな淵が形成されている場合が多くみられる。合流点やその直下流では、土砂流入量の違いから河畔林の構造や河床粒径分布が多様化、支流からの栄養塩流入により本流の硝酸やリン濃度が一時的に増加、水生昆虫のバイオマスの増加することなどが報告されている。近年では、上流域支流からの流下有機物や水生昆虫が、下流の食物連鎖や群集組成にとって大切であることも分かってきた。

4) 流域や河川管理への視点

上流域は、地図上で「河川」として認識されていないこともあり、森林管理、宅地造成や農地化などの土地利用の影響を受けやすい場でもある。宅地造成による暗渠化や埋設谷となっている場所もみられます。上流域に生息する魚類のうち50～60%の種で、個体数の減少や絶滅の危機にあることが、北米東海岸の研究で報告されている。また、上流域は木材生産地であることから、森林管理と溪畔や溪流生態系の保全の両立についての議論も活発化している。近年、日本国内では、1960～70年代の拡大造林期に植林されたスギやヒノキ人工林において、林業労働者不足や木材市場の変化によって、間伐などが十分に行われず、高密度に植栽され放置されている林分が多くみられる。林床が裸地化しているヒノキ人工林では林床植生被覆のある森林と比べ、斜面から2～3倍の土壌や栄養塩類の流亡が報告されている。広域で人工林化している流域では、陸域から水域への有機物流入の量や質、下流への物質移動における多様度の低下なども予想される。また、上流は、降雨や積雪に対する流量の変化が敏感であることから、気候変動による流量の増減が、上流生態系そのものや上下流の連続性に大きな変化をもたらすことも予想される。現在、流域スケールでの水・土砂・栄養塩類の移動や生物多様性において、上流域の役割が解明されつつある。今後の河川管理において下流域のみを対象とした視点のみではなく、上流域の森林や立地条件(陸域生態系を含む)、それらの空間分布などを考慮し、上流から下流への物質移動を配慮した、河川や流域管理を目指していくことが必要となる。そこで、ここでは、森林管理に重要となる、流域の流出メカニズム解明に向けたモデル開発を進めた。

3. 森林流域における浸透能の空間分布を決定する要因について検討

1) リモートセンシングによる林床被覆空間分

レーザーの地表面到達率から相対的な透過率を算出し、相対照度の推定を行った(図4)。得られた結果については概ね現地の情報と一致した林冠の閉塞状況や林床面の照度の空間分を再現していると考えられた。相対照度のクラスを、0~2%、2~5%、5~10%、10~20%、20以上の5段階に分けた。10×10mのメッシュで推定された相対照度の空間分布を用いることによって、土壌被覆量の空間分布を推定することができた。林内照度と土壌被覆量について現地調査を行いこれらの空間分布について把握し、分布型流出モデルで活用するTOPOTUBEエレメント毎に個別の土壌被覆量や浸透能を与えることによって、流出モデルにおける浸透能の空間分布を考慮する入力情報として用いることが可能であることが把握できた。ただし、本解析では、林床面における植生被覆と浸透との関係の把握の可能性は示唆され、後に報告する浸透試験機による浸透能測定との対応が可能であるが、森林内における降雨は、樹幹流による土壌への流出も考えてられた、そこで、多摩丘陵試験地において以下の検討を進めた。

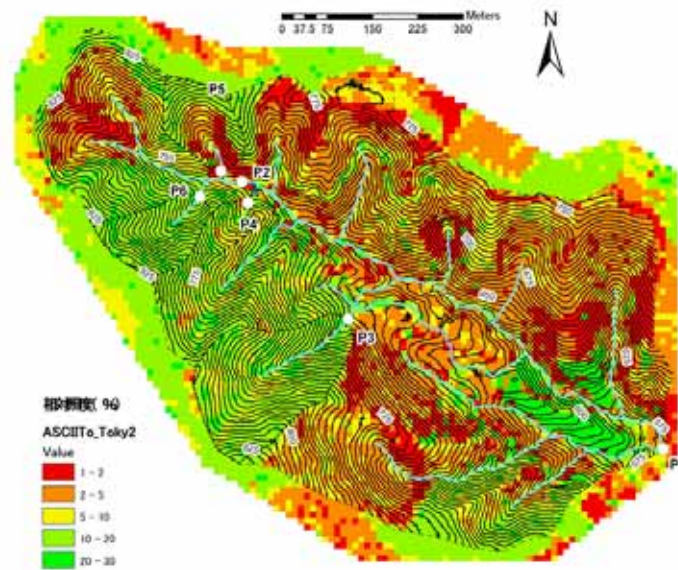


図1 リモートセンシングデータから解析した成木沢流域における林内照度の結果(赤は林内照度が低く林内が暗い林分)

2) 森林斜面における樹幹流の選択的浸透過程

降雨一流出過程や斜面崩壊に関する物理モデルでは、雨水の供給およびその浸

透は均質であると扱われることが多い。水文モデルを用いて森林流域における降雨－流出過程を検討する研究においても、土壌への降雨のインプット（林外雨量から樹冠遮断量を除いた量）は均一として扱われることがほとんどである。しかし、詳細な現地観測の結果によると、森林斜面では雨水の約 10%が樹幹流に分配され、集中的に地表面に到達することが知られている（例えば、鈴木ら、1979；Kuraji et al., 2001）。

一方、土壌内の不均一性についても、これまでの研究により土壌内での水の不均一な移動が報告されている。たとえば、動植物の作用などの攪乱を受ける森林土壌においては、連続した大孔隙（マクロポア）や植物根、枯死根周辺などにおいて選択的な水移動が起こることが知られている（例えば、塚本、1961；Beven and Germann, 1982；Noguchi et al., 1999；Uchida et al., 1999）。したがって、立木周辺では樹幹流～選択的浸透という、すばやく雨水浸透経路により雨水が土壌深部まですばやく浸透する可能性が考えられる（Liang et al., 2007）。しかし、立木の樹幹流～根に沿った浸透という経路がどのような形態をとるかについては不明である。そこで、立木に対して樹幹流を模した染色水を供給し、土壌断面を掘削して観察することで樹幹流の浸透形態について検討する。

本研究は、東京農工大学 FM 多摩丘陵にて行った（図 1）。林相は針葉樹・広葉樹種から構成される二次林である。地質は上総層群であり、土壌は褐色森林土である。最寄りのアメダス観測点（八王子）における 10 年間（2000－2009 年）の平均気温および平均降水量はそれぞれ 14.7℃，1694 mm であった。

実験は、広葉樹（アオハダ；プロット 1）および代表的な針葉樹としてのヒノキ（プロット 2）に対して行った。両プロットは斜面勾配が約 15°，土壌含水率が約 15%と同程度になるように設定した（表 1）。実験対象地の様子を図 2 に示す。また、両実験対象木は直径、樹高がそれぞれ約 12 cm，8 m と樹種以外の諸条件が同程度となるように選定した（表 1）。

実験の模式図を図 3 に示す。具体的な実験方法は以下の通りである。

1. 土壌水分条件の差異を小さくするために、実験前日に対象木周辺のリターを除去し、降雨量約 20 mm に相当する水をスプレー式散水器により散水する（図 4-1）。
2. 実験対象木を地上 10 cm 程度の高さにおいて伐採する（図 4-2）。
3. 伐採断面（切り株）に対して染色水（Brilliant Blue FCF 溶液；濃度約 5 g/l）を約 10 分間で均一となるように 5 L 与える（図 4-3）。
4. 染色成分の吸着を待ち、1.5 時間後に斜面を掘削する（図 4-4）。
5. 実験木を中心として斜面直交方向に 5 cm ごとに土壌断面の写真撮影を行う（図 4-5）。
6. 各断面写真の画像解析を行い、5cm 格子での染色率および根系断面の占める割合を求める（図 4-6，4-7）。

実験区画は斜面直交（X 軸），斜面（Y 軸）方向にそれぞれ 100 cm，鉛直方向

(Z 軸)に 50 cm である。X=Y=Z=0 は、土壌表面における実験木の中心点を指し、斜面下方から見て (X) 右、斜面 (Y) 上方、鉛直 (Z) 下向きをそれぞれ正とする (図 3)。

本研究で用いた染色液 Brilliant Blue FCF は食品添加物の青色 1 号としても知られており、毒性がほとんどなく土壌への着色がよいことから、既往研究においても広く用いられている (例えば, Kobayashi and Shimizu, 2007)。断面写真撮影の際には、図 4-5 に示す 10 cm 格子の枠線を立て、切断した根系断面をペンキにより白く着色することで、画像解析の利便性向上を図った。画像解析には Adobe Photoshop CS4 を用い、青く染色された土壌および白い根系断面のピクセル数をカウントした (図 4-7)。各 5cm 格子での染色率とは、根系占有面積を除いた土壌断面における染色域の割合を示す。

プロット 1 (アオハダ)、プロット 2 (ヒノキ) における各土壌断面の写真を図 5 および図 6 に示す。プロット 1 の X=0 cm、プロット 2 の X=0 cm に見られるように、樹幹の全てが青く染色されているのに対して、地表面下までの染色域が連続しなかった。プロット 1 と 2 を比較すると、アオハダの方がヒノキよりも太い根の本数が多いことがわかる。これらの断面写真の画像解析から斜面方向の各断面における総染色域の斜面直行方向分布を図 7 に示す。プロット 1 では、 $-15 \leq X \leq 50$ cm において染色液の浸透が確認された。プロット 2 においては、 $-40 \leq X \leq 40$ cm において染色が見られた。両プロットを比較すると、アオハダでは樹幹中心付近に染色域が集中し、ヒノキでは樹幹から染色域が広がっていた。

画像解析結果から斜面直行方向の各断面における染色域を求めた場合の染色面積分布を図 8 に示す。プロット 1 (アオハダ) では斜面方向断面でみた際と同様に、樹幹付近に染色域が集中していた。また、樹幹より斜面上方 (Y>0) においても染色液の浸透が見られた。すなわち、樹幹流が鉛直方向に卓越して浸透していると考えられた。一方、プロット 2 (ヒノキ) においては、樹幹流は斜面下方に浸透する傾向を示した。ただし、プロット 2 においては、樹幹流として供給した染色液の一部が地表流となって流下し、斜面下方の特定個所において浸透する現象が見られた (図 9 中黄色枠)。このために染色域が斜面下方と考えられた。

図 10 に水平方向断面でみた場合の染色面積の深さ分布を示す。ここで、染色率とは各格子内における根系面積を除いた土壌内での染色域の割合である。両プロットでともに、最深 40 cm において染色液の到達が確認された。プロット 2 (ヒノキ) の方が、 $Z < 15$ cm のより浅い土層中において染色面積が大きかった。

プロット 1, 2 における各水平方向断面の染色率・根系分布 (5cm 格子) をそれぞれ図 11, 12 に示す。アオハダでは、根系が樹幹中心付近に集中しており、染色域も同様に根系周辺に集まる傾向が見られた。一方、ヒノキにおいては、染色域が根系周辺よりも広範囲に及んでおり、特に浅い土層中において水平方向の拡散が見られた。このような浅い土層中の水平方向の染色液の浸透は、根系に沿ったものではなく、多数の小直径の浸透経路を構成していた (図 6 中 X=10)。

本研究では、森林斜面において実際の樹木に樹幹流を模した染色液の供給を行うことで、樹幹流の土壤中への浸透形態について調べた。その結果、樹幹流の浸透は選択的な経路を形成していることがわかった。また、これまで土壤水分観測などで示されてきた樹幹周辺での深部への浸透が根系に沿って起こることが、実際に確認された。ただし、樹種、根系形状などによっては深部浸透ではなく水平方向への浸透が促されることがわかった。これらの染色域（選択的な浸透経路）がソイルパイプ（連続した大孔隙）につながる例も観察されたことから、断面観察では確認できない「水みち」が存在することも示唆された。

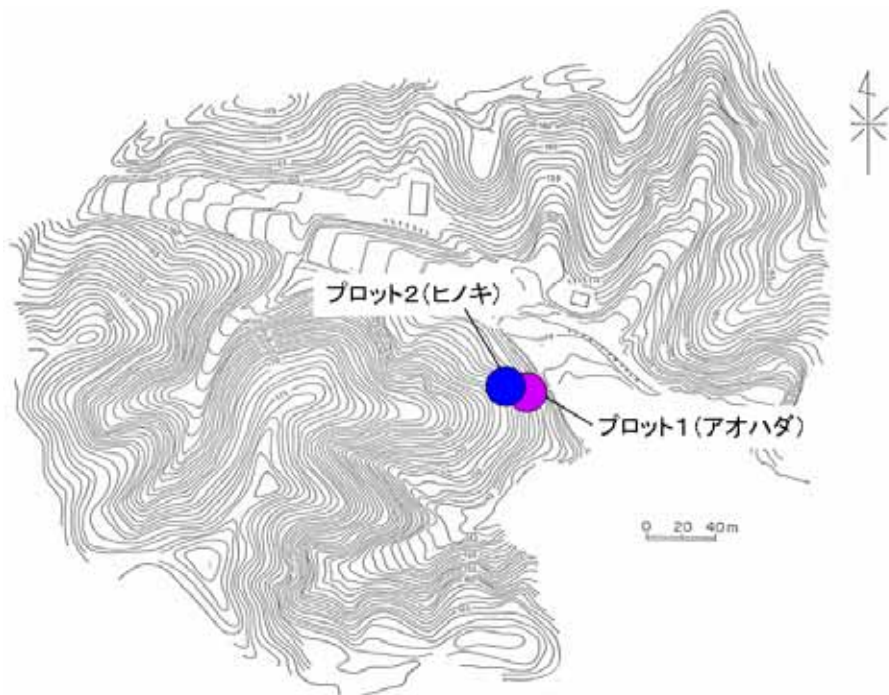


図1 東京農工大学 FM 多摩丘陵の地形および実験実施場所

表1 実験地の

	樹種	樹木直径 (cm)	樹高 (m)	樹齡 (yr)	斜面勾配 (degree)	土壤水分 (%)
プロット1	アオハダ <i>Ilex macropoda</i>	12.0	7.8	27	16.7	15.3
プロット2	ヒノキ <i>Chamaecyparis obtusa</i>	12.1	8.0	17	13.0	19.8



図2 プロット2 (ヒノキ) の様子

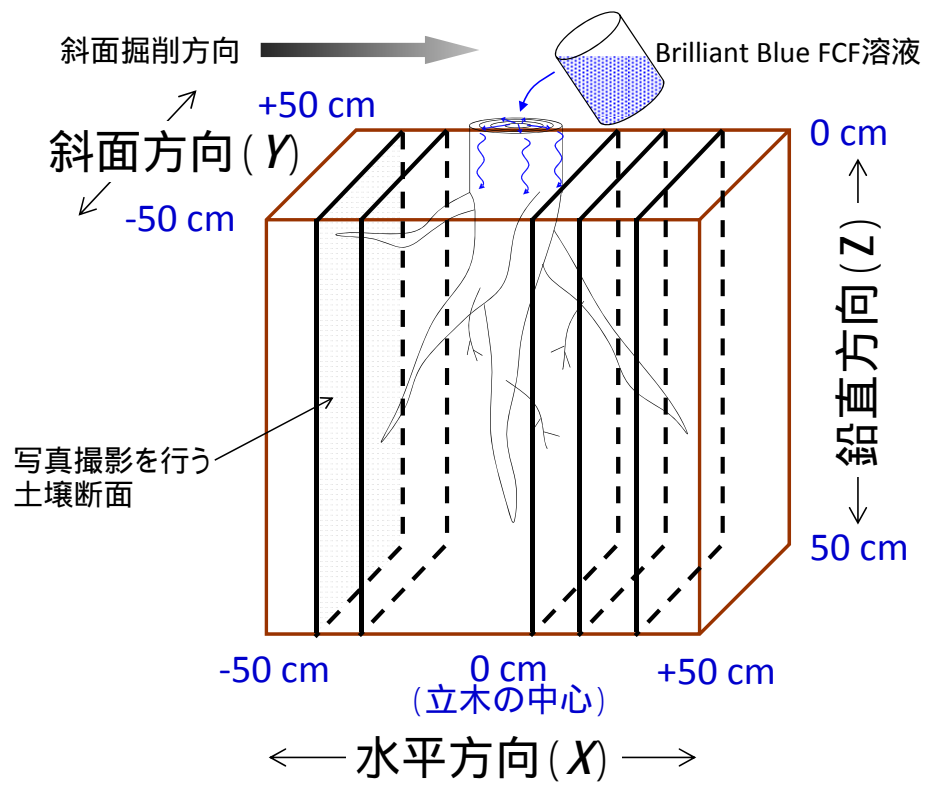


図3 実験の概要図

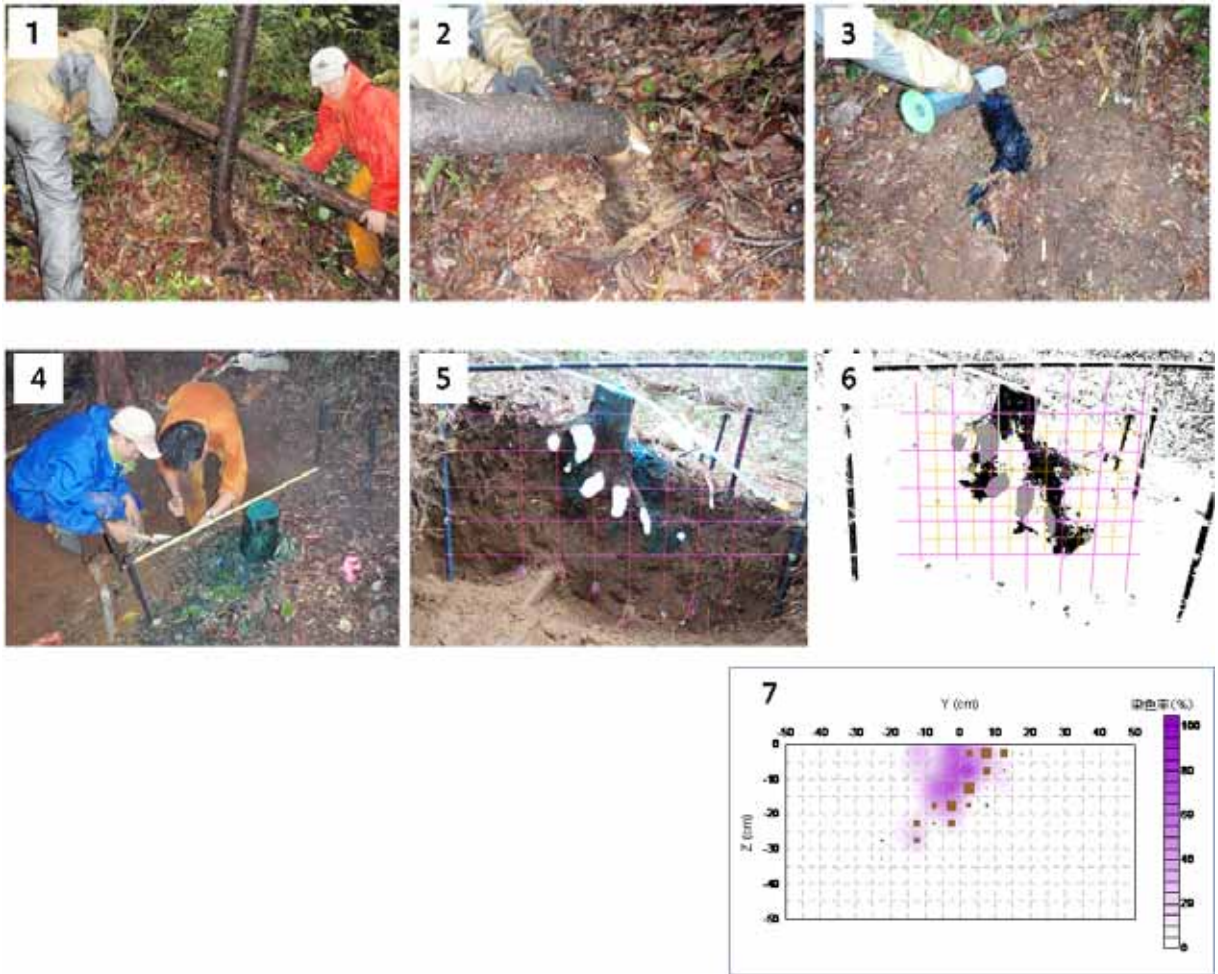


図4 実験の様子および画像解析の例。図4-5中の格子は10 cm 間隔であり、根の断面を白色に着色している。図4-7中の■は根の断面、大きさは根系断面積をあらわす。



図5 プロット1（アオハダ）における各土壌断面の様子。X=-50～-20, 30～50は染色

域が確認されなかったため、10 cmごとに土壌断面の記録を行った。



図6 プロット2（ヒノキ）における各土壌断面の様子。X=-50～-30, 10～50は時間の都合上、10 cmごとに土壌断面の記録を行った。

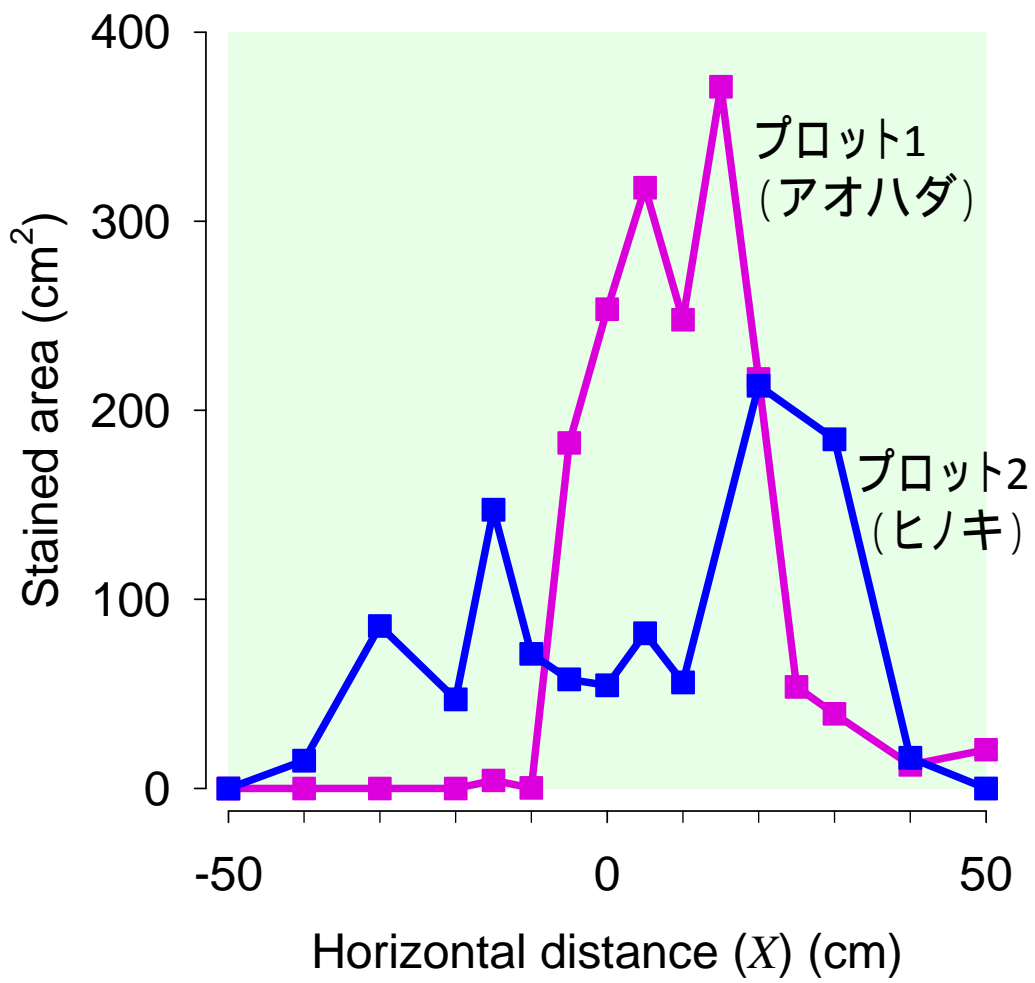


図 7 斜面方向断面における総染色面積の分布

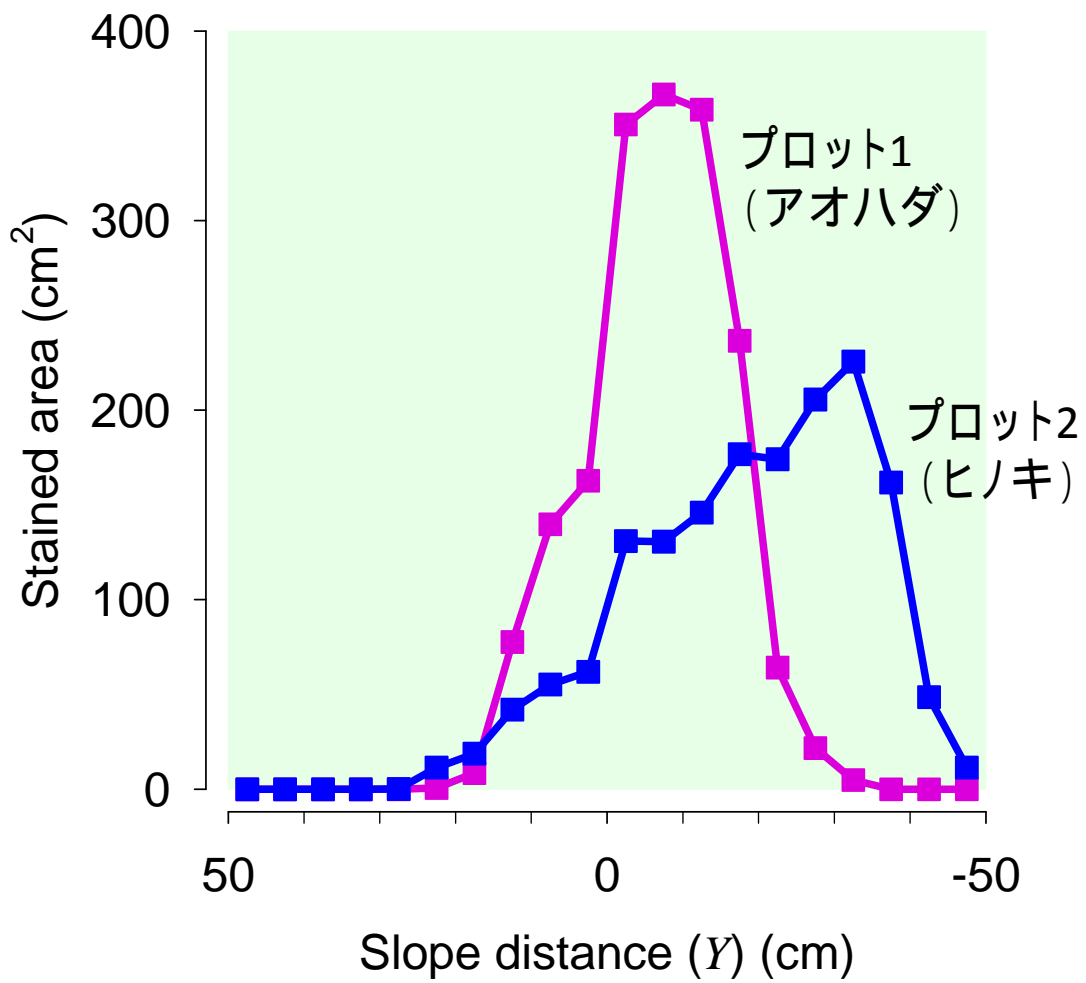


図 8 斜面直行方向断面における総染色面積の分布



図9 プロット2において、染色液供給後の地表面の様子。表面流となって流下、浸透した成分が見られた（図中黄色枠）。

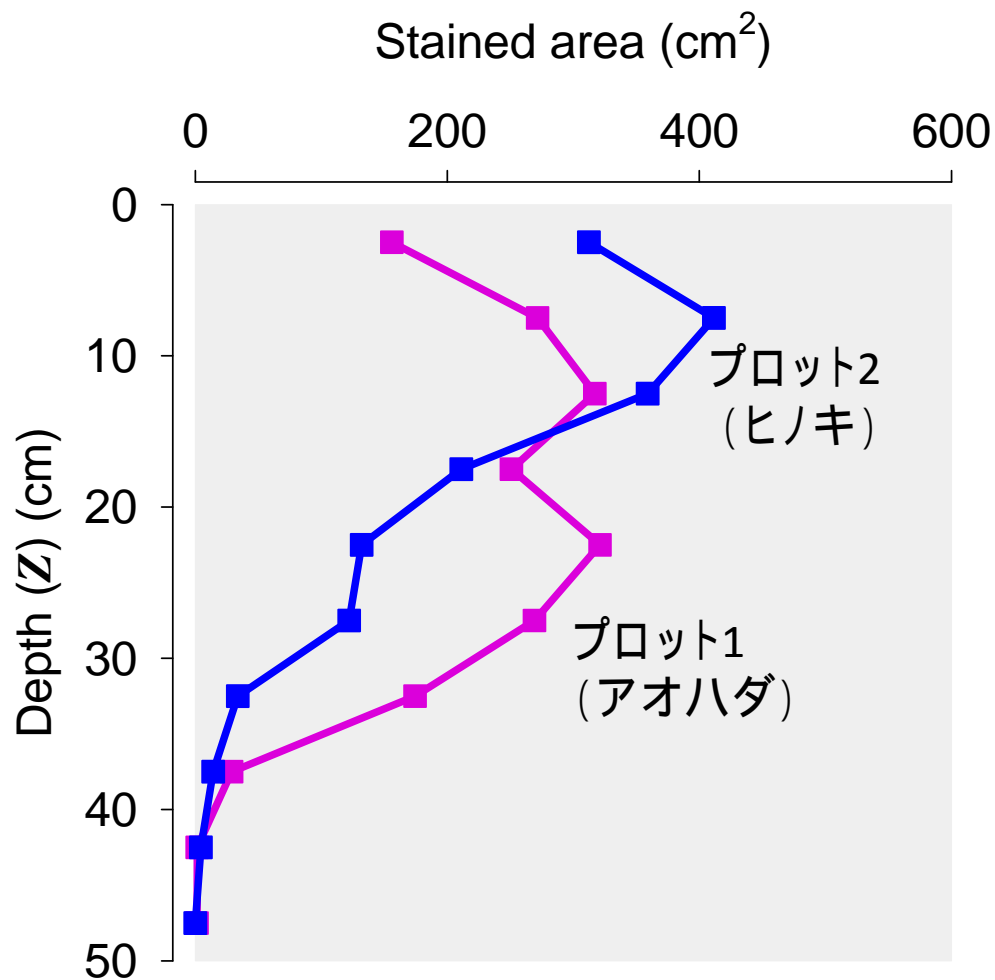


図10 水平方向断面における総染色面積の分布

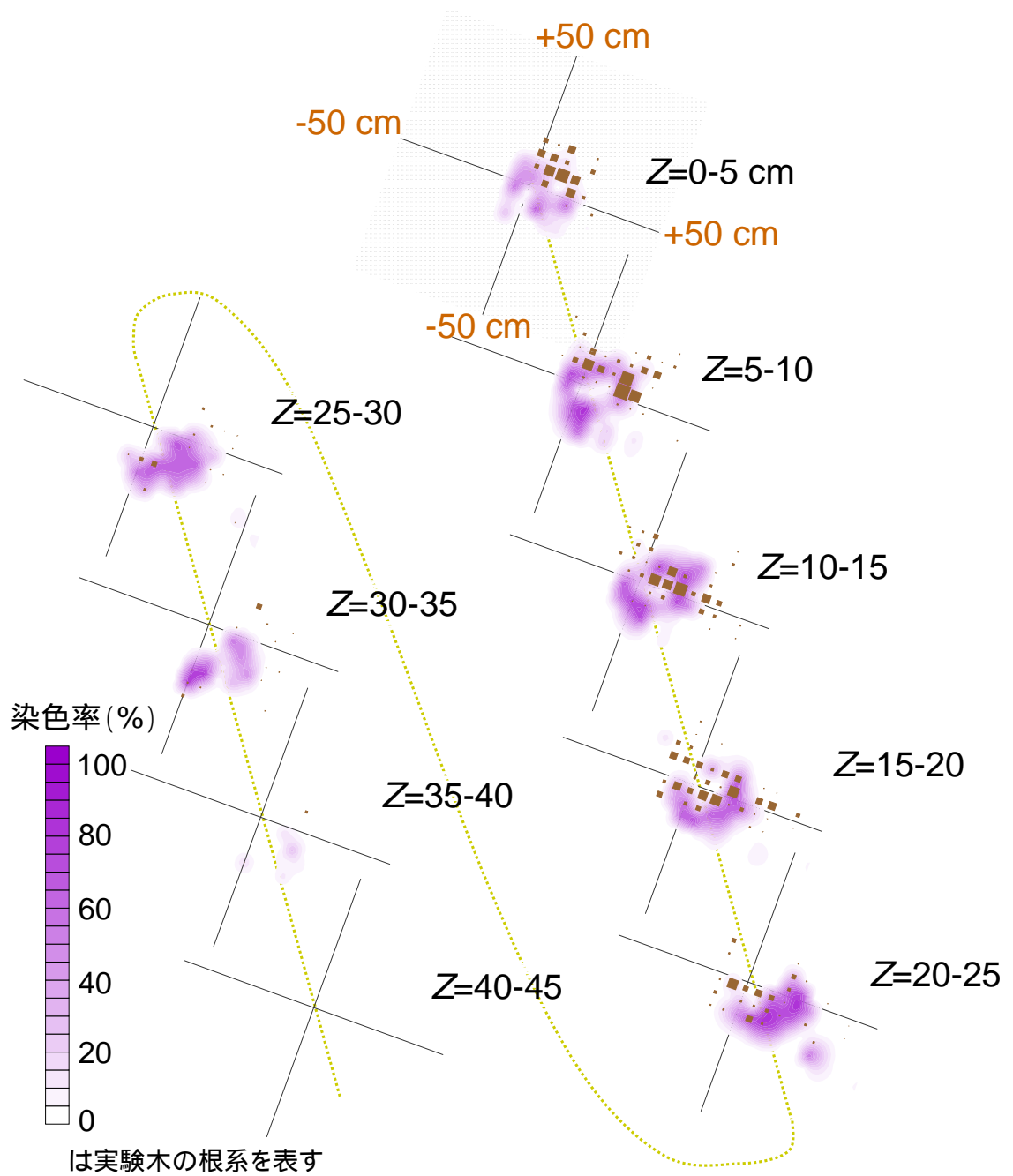


図 11 プロット 1 (アオハダ) の各深度における染色率および根系面積分布。各断面の左下方方向が斜面下方 ($Y < 0$) を示す。

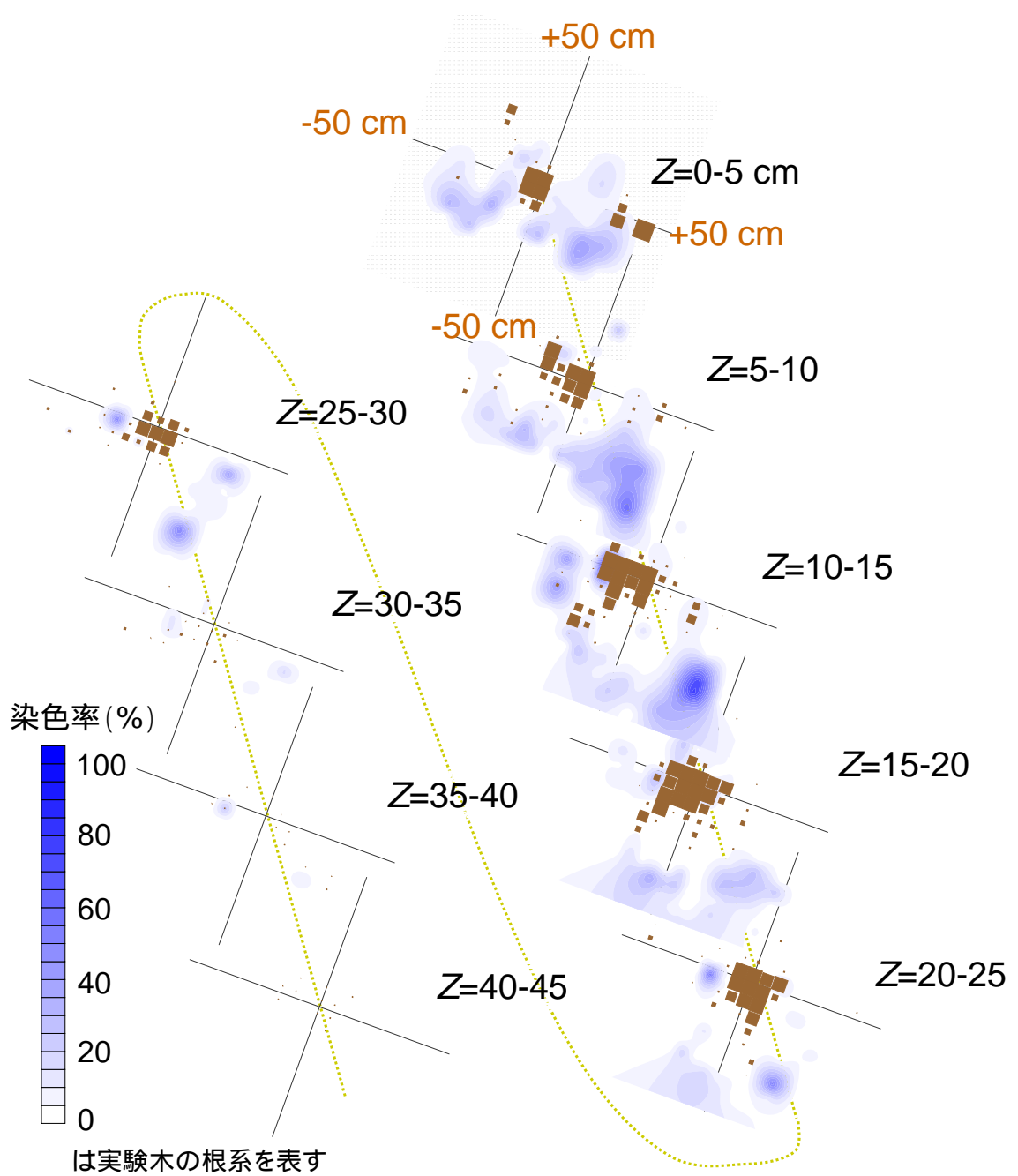


図 12 プロット 2 (ヒノキ) の各深度における染色率および根系面積分布。各断面の左下方向が斜面下方 ($Y < 0$) を示す。

4. 現地において浸透能測定を行う装置を用いて浸透能を測定

1) 振動ノズル式降雨実験装置の仕組み

本研究では振動ノズル式降雨実験装置（加藤ら,2008）を用いて一定量の水を1×1mのプロット内に散水した。プロットは長さ1m、幅25cmの木の板によって斜面上端および側方を囲み、釘を地面に打ち込むことで固定した。その際、板と地面の間に出来る隙間をパテで埋めることでプロット内へと散水した水がプロットの外へ漏れることを防いだ。プロットの土壤に浸透せずに地表流となった水を斜面下部にて捕捉し、その量を測定した。捕捉はアルミ製の集水トレー（愛称：ちりとり君）を用いた。集水トレーは1m以上の幅を持ち、パテや紙粘土を用いてプロット内からの流水を漏れなく捕捉できるように工夫した。また、集水トレー内への直接の散水を防ぐためにトレー上部に屋根を施した。集水トレー内に集



図1 現地散水実験の様子

められた地表流をメスシリンダーで計測した。この計測した地表流量から、プロットの浸透強度および浸透能を計測した。

散水機への流入量 (mm/h)	876~906
降水強度(mm/h)	192~271
全降水量中、プロット内に降った水の割合(%)	21.6~30.9

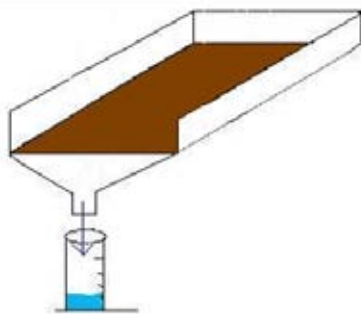


図2 散水装置とキャリブレーション結果

振動ノズル式降雨実験装置は、エンジンポンプ（KM-25S：KOSHIN）によって200Lタンクから水をくみ上げ、デジタル流量計（LF10-PTN：HORIBA STEC）を用いて流量を約15秒ごと計測した。散水装置のノズル部に送水された水が、プロット内へと散水される仕組みになっている。ノズルの振動回数は35回/分とし、プロット中心部の地表面からノズルまでの高さは2mと固定した。また、流量計が示す値が約14.7 l/minになるようエンジンの回転数を調節した。

2) キャリブレーション方法

振動ノズル式降雨実験装置の降雨量と降雨分布を計測するために、東京農工大学府中キャンパス内の圃場でキャリブレーションを行った。降雨量はプロット内に降る水量を測ることを目的とし、現地と同様に機械をくみ上げ、プロット上にビニールシートを敷いて、プロット内に降った水が全て流出するようにした。キャリブレーションでは、15秒間隔または30秒間隔で機械への全流入量および流出量を計測した。2回目のキャリブレーションでは、プロット内降雨の空間的分布を調べるために、1m²のプロットを一辺25cmの正方形によって計16個に分け、それぞれの正方形の中心に開口面積0.0145m²の紙コップを図-3.2のように配置した。プロットに3分間散水実験を行った後、それぞれの紙コップに補足された水量を測定し、各地点の降雨強度を算した。

デジタル流量計のキャリブレーションは東京農工大学農学部実験室内で行った。デジタル流量計内に送水し、通過して流出した水を捕捉した。このときに流量計が示した値と実際に捕捉された水量を比較し、デジタル流量計の精度を検証した。デジタル流量計が示す値が、散水試験を行う14.7 l/minになるよう水量を調節し、キャリブレーションを行った。キャリブレーション中は、デジタル流量計の値を

1 秒毎読んだ。実験は、5 秒間を 4 回行った。

3) 最終最大浸透能の解析方法

実験で得られた流出量とプロット内への降雨量の差から、15 秒ごとの浸透強度を算出し、時間経過と共に安定した浸透強度の平均値をそのプロットにおける安定浸透強度とした。浸透強度と降雨強度には〔1〕式で表すことのできる関係がある(田中・時岡,2007)。

$$f(i) = \alpha \tanh(i/\alpha) \cdots [1]$$

この式で用いられる \tanh とは、降雨強度 (i) が大きくなるほど浸透強度 (f) が最終最大浸透能 (α) に収束するという関数である。よって〔1〕式を用いて実験から求められた浸透強度とプロット内の降雨強度から、プロットにおける最終最大浸透能(α)を算出した。この α の値は、降雨強度が非常に大きい時の浸透強度の値で、本研究では α の値をプロットにおける浸透能として解析を行った。

しかし、〔1〕式は式を展開することで解を得ることはできない。そこで、 α の算出は、〔1〕式を Newton-Raphson method によって近似する解法で得た。また、求められた α の値を用いてそれぞれのプロットにおける降雨強度と浸透強度の式を算出した。

4) キャリブレーション結果

機械高を 1.6m に設置した。エンジン強度やノズルの振動速度を変えて 4 回キャリブレーションを行った。平均流入量と流出量を以下の表-4.1 に示した。このキャリブレーションからエンジン強度が強いと流入量が多くなり、流出率が高くなる事や、ノズルの振動回数を減らすと、流出率のばらつきが小さくなることなどの散水装置の特性が分かった。

表-4.1 降水量キャリブレーション結果 (その1)

エンジン強度	振動速度 (回/分)	流入量 (mm/h)	流出量 (mm/h)	流出率(%)
弱	50	348	150	43.7(SD=4.1)
中	50	387	198	51.7(SD=5.8)
中	20	384	192	49.4(SD=2.2)
強	50	882	300	34.1(SD=1.2)

2 回目のキャリブレーションは、加藤ら (2008) の研究を参考にし、機械高を 2.0m に設置した。ノズルの振動速度は 35 回/分と一定にし、エンジン強度を「強」・「弱」と 2 パターンで実験を行った。エンジン強度が「強」の時は 10 回、「弱」の時は 8 回データをとった。

エンジン強度が「強」の時の機械からの一分間に降らせる水の量は、14.7～15.1Lで平均は 14.8L であることが分かった。そのうち、プロット内に降った水の量は 0.8～1.13L (15 秒間) で、平均は 1.03L であった。プロット内に降った水の割合は 21%～31% で、平均は 27.6% で標準偏差は 3.5 であることが分かった。これを一時間雨量にすると、246mm/h となり最大最終浸透能を求めるのに十分な水量を供給できることが分かった。一方、「弱」の時の一分間降雨量は、7.1～7.3L で平均は 7.2L であった。そのうち、プロット内に降った水の量は 1.55～1.65L (30 秒間) で、平均は 1.61L であった。プロット内に降った水の割合は 43%～46% で、平均は 44.9% で標準偏差は 0.84 であることが分かった。これを一時間雨量になおすと、193mm/h となった。

表-4.2 降水量キャリブレーション結果 (その2)

エンジン強度	振動速度 (回/分)	流入量 (mm/h)	流出量 (mm/h)	流出率 (%)
弱	35	431	193	44.9(SD=0.8)
強	35	890	246	27.6(SD=3.2)

プロット内への降水分布の均一性は CU (Uniformity coefficient) と DU (Distribution uniformity) で評価した (Al-Qinna and Abu-Awaad,1998)。

$$CU = 100 \times \left(1 - \frac{Y}{M}\right) \cdot \cdot \cdot [2]$$

$$DU = 100 \times \left(\frac{L}{M}\right) \cdot \cdot \cdot [3]$$

[2] [3] 式において、M は全測点における降雨強度の平均値、Y は平均偏差、L は全測点における降雨強度を大きき順に並べた時の小さい方 1/4 の平均である。

エンジン強度が「強」の時は、プロット内 16 箇所の降水量が 48mm/h～115mm/h であり、平均が 66.5mm/h で平均偏差が 17.4 であった。CU は 73.9、DU は 76.5 であった。一方、エンジン強度が「弱」の時の分布は、16 箇所の降水量が 21mm/h～114mm/h であり、平均が 61.5mm/h で平均偏差が 36 であった。CU は 41.4、DU は 39.5 であった。CU および DU は値が大きいほど均一性が高いと言われている (加藤,2008)。この結果から、エンジン強度が「強」の時に分布は均一であったと言える。(表-4.3、図-4.1) また、デジタル流量計はキャリブレーションの結果、流入量よりも流出量のほうが 3%程度多くなることが分かった。(表-4.4)

以上のキャリブレーション結果から、機械高が 2m、エンジン強度が「強」、ノズルの振動速度が 35 回/分、通水量 246mm/h で現地散水実験を行うこととした。ただし、現地における散水機の設置により、機械高や通水量については、値の 1～2%程度変化することもあった。

表-4.3 降水分布キャリブレーション結果

位置	弱	強
	降水量(mm/h)	
1	22.1	51.7
2	21.4	55.2
3	30.3	66.2
4	34.5	66.2
5	92.4	80.0
6	107.6	89.7
7	114.5	115.9
8	103.4	73.1
9	81.4	64.8
10	86.9	64.8
11	82.8	66.2
12	93.8	66.2
13	29.0	48.3
14	27.6	52.4
15	30.3	51.0
16	26.2	52.4
平均	61.5	66.5
標準偏差	36.0	17.4
CU	73.9	41.4
DU	76.5	39.5

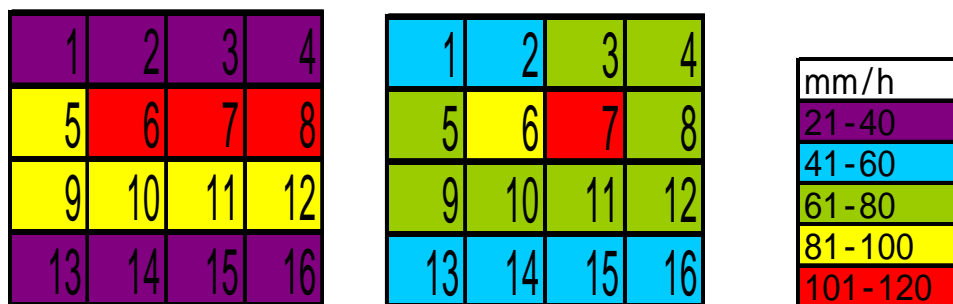


図-4.1 降水分布 (エンジン強度 左：弱 右：強)

表-4.4 流量計キャリブレーション

	流入量 (ml/5sec)	流出量 (ml/5sec)	割合 (%)
1回目	1220	1250	102
2回目	1218	1260	103
3回目	1230	1250	102
4回目	1227	1290	105
平均	1224	1263	103

5) 浸透試験の結果

現地浸透能試験（降雨強度 168～340 mm/h）による最終浸透能（FIR）は、5～253 mm/h であった。与えた降雨強度は地点によって異なり、測定された FIR で浸透能を比較することができない。そこで式（1）を用いて最大最終浸透能（FIRmax）を算出したところ、105～322 mm/h であった（表 - 2）。同一林分の林地斜面であっても浸透能は大きくばらつくことが示された。プロットは下層植生が全く見られない地点から完全に被覆された地点まで様々であり、植被率は 0～100% であった。植被率が 100% の地点では下層植生の地表面高は 0.3～0.7 m であった。各プロットにおける林床の被覆物量は、下層植生が 0～447 g/m²、リターが 23315～1400 g/m² であり、両者を足し合わせた林床被覆は 233～1542 g/m² であった。

本研究では、流域スケールの水流出で重要となる、林道の浸透能も測定した。路面の浸透能は 20.5～43.5mm/h であり、平均値は 33.3mm/h、標準偏差は 8.8 であった。放棄された林道の浸透能は、53.4～74.9mm/h であり、平均値は 63.9mm/h、標準偏差は 10.7 であった。新しい林道の浸透能は 4.5mm/h と最も低かった

これらの結果を、流出モデルの入力値として使用するためのモデルの開発を以下に行った。

5. 地形解析と流出モデルの構築および水流出特性の解析

1) TOPOTUBE 地形解析

分布型流出モデルでは流域地形の要素分割が必要である。本研究ではグリッド（正方形要素）による分割ではなく，等高線から地形分割を行う方法を用いた（Moore and Grayson, 1991; Vertessy et al., 1993 Band et al., 1995）。各等高線の流線による地形分割では各要素の大きさや面積には差が生じるが，地形に沿った水や土砂の移動ベクトルの方向，尾根部や谷部の表示に適しており，分布型水文モデルにおいて斜面で発生する地表流の流下の方向や連続性を再現できる利点がある。分割された各地形の要素をここでは TOPOTUBE エレメントと呼び，等高線上で与えられた任意の間隔に，斜面上部から下部へ最短距離を引くアルゴリズムで作成した（Dhakal and Sidle, 2004）。等高線に対して，直角に交わる線（flow line）を基準とし分割することで，水移動のベクトル方向および，尾根部や谷部における水分配を適切に再現することができる（図-1）。

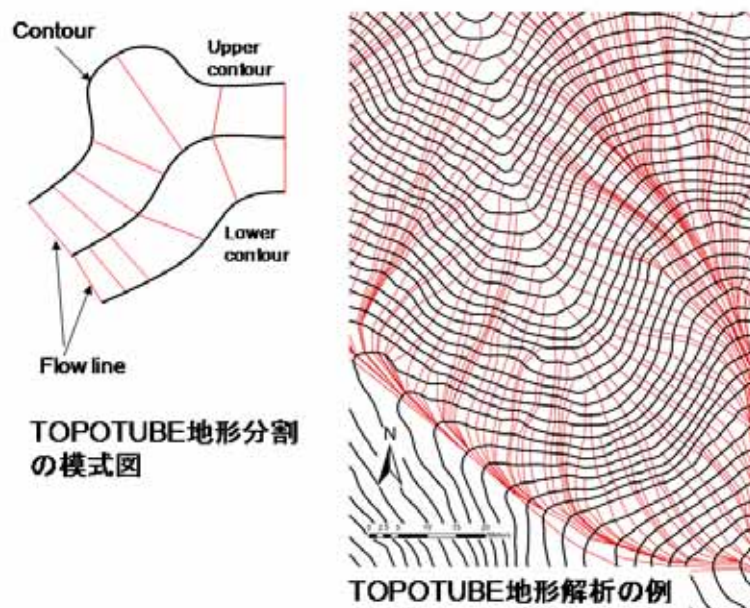


図1 TOPOTUBE 地形解析の概要

常に斜面上部から下部の要素へ水が移動することから，グリッド（正方形）を基礎とした地形解析と比べて，水流出計算を単純化することができる。その結果，計算を簡略化し空間的に複雑なパラメータにおいても計算時間を短縮することができる。地表流の流下は，斜面地形形状に依存していることから，TOPOTUBEによる流出モデルは，地表流の発生と集中を表すことに適している。

従来の TOPOTUBE では，5～10m 等高線への適用が中心であったが，

本研究では，航空機搭載 LiDAR データ地形図から得られた詳細な地図情報を基に 2m 等高線から TOPOTUBE の作成を行った（図-1）．詳細な地形データを用いることによって，地表面の詳細な地形情報，地表流の流れの方向，地表流水の集中と拡散などを再現することが可能となる．地形解析および解析結果の表示については，地理情報システム（GIS；ArcGIS）を利用した（Dhakal and Sidle, 2004）．具体的には，等高線ベクター地形データは ArcInfo および Dhakal and Sidle（2004）で開発された斜面安定解析プログラムを斜面の地表流発生および流路の水流出プログラムに改良し，TOPOTUBE の地形解析を行った．解析後にデータを ArcInfo に取り込み，TOPOTUBE のポリゴン形状による流域地形図を作成した（図-1）．

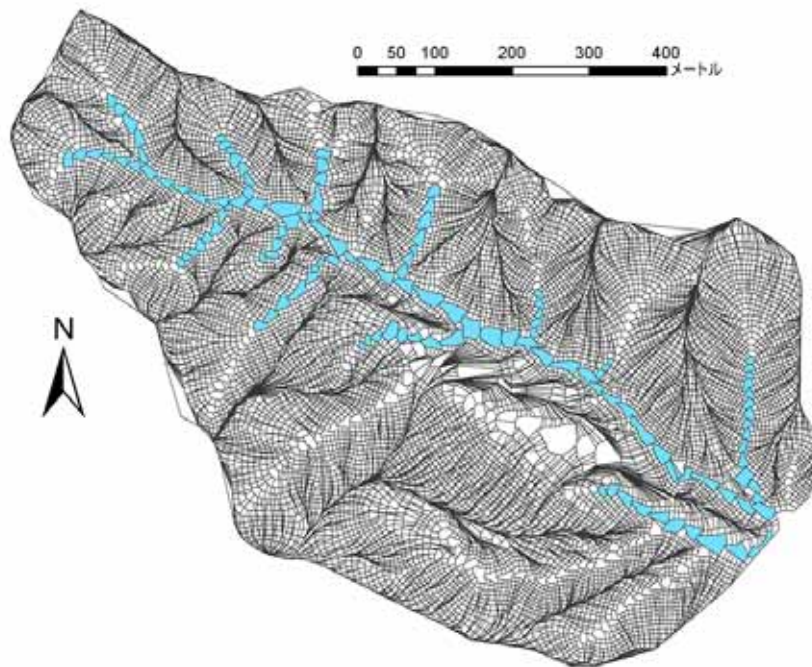


図2 成木沢流域における TOPOTUBE 地形解析の結果（2m 等高線から作成）

2) モデルの構造

斜面で発生する地表流量とそれらの降雨流出への寄与を解析するためのモデルを提示する．モデルの基本的な概念は，①流域の降雨流出解析とともに斜面における地表流の発生量の解析と予測を目的とする；②土壌内の水移動は飽和領域のみを考慮し，ダルシー則で近似できるものとする；③土壌特性は深さ方向に2層で近似できる構造を持つものとする；④斜面の表土および土壌の特性は空間的な分布を取り扱うものとする

る；⑤降雨イベントごとに計算を行う短期水流出を対象とするものとする（図-2；表-2）。

本研究では短期水流出を対象とするため，既往研究（Beven, 2001）の水収支調節方法にならない入力降雨量に流出係数を乗じた．これにより，流域の総流出量は実測値と同様の値が得られる．流出係数は，Gomi et al.（2010）で得られた，降雨量と直接流出の関係から算出し，モデル入力値の時間ステップ（ Δt ）ごとに降雨の損失量を計算することで水収支を調節した．このような総降雨量の損失分は，樹冠遮断，土壤中の貯留，岩盤層への深部浸透などによるものと考えられる．

分布型流出モデルでは地表流，飽和地下水流，飽和地表流について，モデル化した．土壌層は，土壌の深層部と浅層部の2層に分割し，その下には岩盤層を仮定した．本研究では，岩盤面は地表面と平行である，すなわち土壌層厚は一定と仮定した．また，本研究は降雨イベント中の流出のみを対象とするため岩盤内への深部浸透は無視した．流路/非流路，土壌水分量などの条件について各時間ステップで処理することによって，地表流量および土壌中の飽和地中流量を計算した（図-2；表-2）。

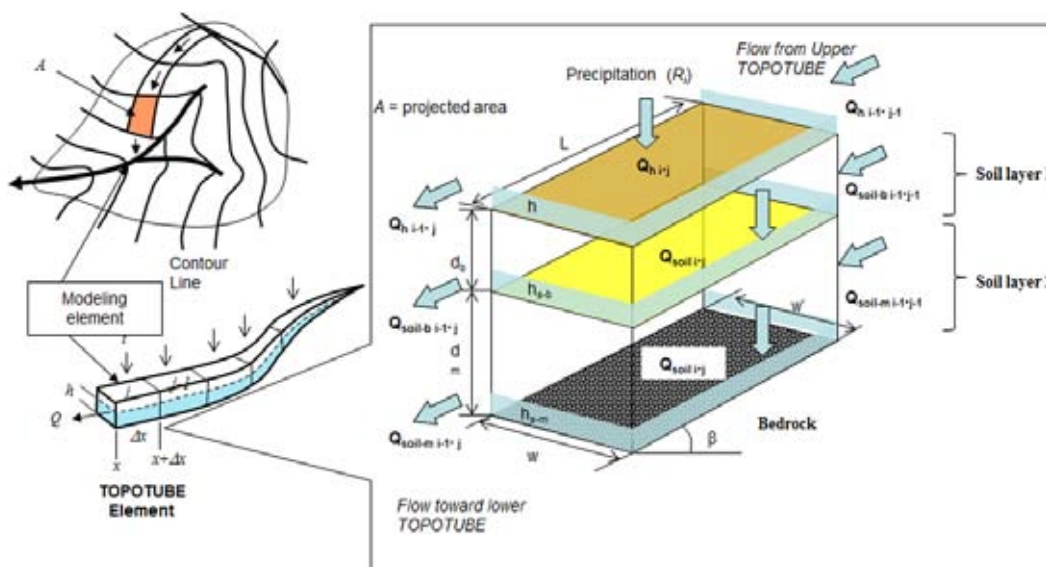


図3 開発を進めた流出モデルの概念図

各 TOPOTUBE エレメントの土壌表面には，浸透能およびマニングの粗度係数が与えられる．土壌層序には，鉛直方向の飽和透水係数と斜面下部方向への飽和透水係数を与え，それぞれ深部斜面への水移動量を制御している．また，各土壌層にはそれぞれ，土壌空隙率と初期土壌含水率

のパラメータが存在する。水流出を計算する上で必要となる地形情報は TOPOTUBE 作成時に得られ、各 TOPOTUBE エレメントの面積、TOPOTUBE エレメントの上端部と下端部の幅、斜面長、斜面勾配が流出計算に用いられる。

本モデルの特徴は、各 TOPOTUBE エレメントについて、固有の土壌パラメータを与えることができる点である。そのため、パラメータの空間分布による降雨流出過程への影響を考慮することができる。本モデルは、山地森林流域を対象としており、このような流域スケールでは、水流出プロセスにおける流路の影響は斜面での影響にくらべて無視しうると考えられることから、流路内の流出の遅れなどを考慮する洪水追跡の計算は行わなかった（佐山ほか、2007）。

地表流の水高（ b ）を算出するための浸透能については、散水試験の結果を用いた。ここで浸透強度（ f ）は降雨強度（ i ）と安定浸透強度（十分に降雨強度が大きい場合の浸透能： FIR_{max} ）について以下の関係式 [1] が成り立つことから（田中・時岡、2007；加藤ほか、2008；宮田ほか、2009；平岡ほか、2010）、降雨強度によって浸透能が決定される関係式をモデルに組み込んだ。

$$f(i) = FIR_{max} \cdot \tanh\left(\frac{i}{FIR_{max}}\right) \quad [1]$$

地表面に与えられた降雨強度が浸透強度を上回るとき Horton 地表流が発生する（Horton, 1933）。地表流の移動については斜面微地形などを考慮するとたいへん複雑なプロセスであるが、ここでは浸透しない雨水による流高（ b ）や斜面粗度（ α ）などを用いた斜面下方向への水移動量（ Q_b ）で表した。

$$Q_b = \alpha h^m \quad [2]$$

ここで、 m は地表流の流出形態の係数で、シート流の場合に対して一般的に用いられる 5/3 とした。 α は土壌表面粗度で、マニング粗度係数（ n ）と斜面勾配（ β ）、TOPOTUBE エレメントの下端の幅（ w ）により

$$\alpha = n^{-1} w^{-2/3} \tan \beta^{1/2} \quad [3]$$

と計算される。

式 [2] の流量計算から各 TOPOTUBE エレメントの土壌表面を流下する Horton 地表流を計算する。地表面の水深 b は、各 TOPOTUBE エレメントにおける水収支の結果求まる貯留量を面積で割ることで求めた。ここで、任意の TOPOTUBE エレメント j における任意の時間 i の土壌表面における地表流としての貯留量 (S_{bi}) について、TOPOTUBE エレメント上部からの流入量と下部からの側方方向の地表流の流出量の差 Q_i 、当該時間の降雨強度を R_i 、当該 TOPOTUBE エレメントの浸透強度を I_j 、TOPOTUBE エレメントの投影面積を A_j とした場合、以下の式 [4] が成り立つ。

$$\frac{dS_{bi-j}}{dt} = -\frac{dQ_{i-j}}{dt} + (R_i - I_{i-j})A_j \quad [4]$$

Q_i は 1 タイムステップ前 ($i-1$) に算出された上部 TOPOTUBE エレメント ($j-1$) からの地表流流入量 ($Q_{i-1,j-1}$) と当該時間 (t) におけるエレメント下部からの流出量 ($Q_{i,t,j}$) の差である。ここで、斜面上部の TOPOTUBE エレメントからの地表流を足し合わせても、 S_{bi-j} が負の値となる場合、流下してきた地表流量はその場ですべて浸透したとみなすことができる。

土壌中の水流出は土壌上層と下層で異なるパラメータを設定し、飽和地下水流出を計算した。飽和地下水流の流積 (b_s) は、土壌中に浸透した雨水の水高を H とすると、

$$h_s = \gamma H \quad [5]$$

で説明される。本研究では不飽和土壌中の水の動きは考慮せず、土壌中に浸透した雨水は直ちに、土壌上層の下端面に到達することになる。ここで γ は土壌の有効空隙率を示す。ここでの流積は単位面積当たりの土壌中の貯留量を示す。さらに、土壌流の流量 (Q_{soil}) は土壌中の平均流速を (v) とすると、ダルシー則から

$$Q_{soil} = \gamma H v = \gamma H \cdot k \sin \theta \quad [6]$$

と表される。地表流と同様に、TOPOTUBE を用いた水流出については、斜面上部から下部方向への水移動で説明することができる。 k は飽和透水係数、 θ は動水勾配である。ここでは、動水勾配は斜面勾配と同じと

した。

上記式 [6] の流量計算をもとに任意の TOPOTUBE エレメント j における任意の時間 i の土壌中の貯留量 $S_{i,j}$ に対して以下の式が成り立つ。

$$\frac{dS_{i,j}}{dt} = -\frac{dQ_{soil_{i,j}}}{dt} + q_{i-1} - q_{u_i} \quad [7]$$

ここでは、土壌鉛直方向のフラックスとして表面から土壌中への浸透量を q_i 、土壌下層への流量 q_u としている。土壌上層から下層への浸透量は、上層土壌の水位 H と上層と下層土壌の境界面における浸透係数 (K) を用いてダルシー則によって求めた。また、 Q_{soil} は、TOPOTUBE エレメントの上部からの流入量を Q_i と下部からの流出量を Q_o の差として算出される斜面上部から下部方向（斜面横方向）のフラックスとした。

土壌深を超えた水位が計算された場合には、飽和地表流が発生することとなるが、飽和地表流として算出される水位については、地地表流として式 [2] にフィードバックされて計算される。土壌深部における貯留量についても、式 [7] と同様な計算を行う。ただし、土壌深部では、 q_u が土層上部からの水移動となり、岩盤への深部浸透を q_{bed} としている。本モデルは岩盤への深部浸透を計算できるが、本研究では岩盤への浸透を考慮せずに計算をおこなった（図-3）。

流出解析の結果の出力は、流域内の任意の点および任意の時間における全流出量、 Horton 型地表流量を出力することができる。また、任意の時間のすべての TOPOTUBE エレメントにおける、地表流の発生箇所および地表流発生量、飽和地表流の発生箇所などを出力することができる。

浸透能や土壌撥水性は空間的に不均質であることが報告されている。これらの不均質性は地表流の発生空間的な不連続性をもたらすことから (Gomi et al., 2008a)、ヒノキ人工林流域における地表流の発生や流下のメカニズムを評価する上で重要である。そこで本研究では以下の3つの計算条件でシミュレーションを行った。①散水実験の結果で得られた被度1の浸透能条件が対象流域全体に均一に分布している場合（流域平均浸透能：25.1mm/h）、②対象流域の土壌被覆率および浸透能の空間分布を考慮した場合（流域平均浸透能：81.6 mm/h）、③土壌被覆率の空間分布に加えて、同一の土壌被覆クラス内でも被覆量にばらつきが存在するとした場合（流域平均浸透能：81.6 mm/h）において、それぞれ地表流の発生量と流域の降雨流出を計算した。これらの条件を流出データが存在する成木沢流域に適用した。

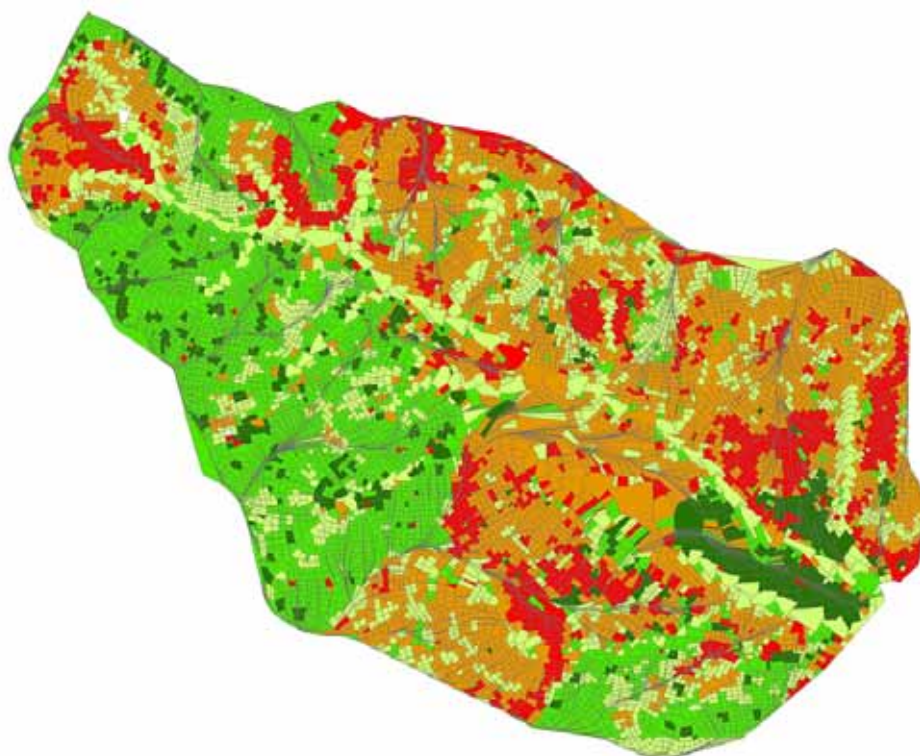


図4 調査対象流域（成木沢流域）における植生被覆の空間分布を考慮した、浸透能の空間分布（TOPOTUBE に実装したもの）

III. シミュレーション結果と考察

ケース①のように均質で低い浸透能を流域全体に与えた場合、計算値のピーク流量は実測値よりも大きくなっていった（図-7）。流域の流出量の計算値は実測値よりも急激な逡減を示した。さらに、地表流の発生量についても実測値よりも計算値の地表流量が大きくなっていった。このような条件において、実測値と比べて降雨は地表流の発生によって速やかに流出していると言える。また、ピーク降雨時には、流域全体に地表流が発生する結果となった。このような、斜面全体におけるシート流のような地表流の発生は現地観察でも見られない。以上の計算結果から、流域に均質な浸透能が存在すると考えた場合、地表流の発生および流域のピーク流出量などを過大評価する傾向があると判断できた。

次に、現地の土壌被覆率と関連した浸透能の空間分布を考慮したケース②について計算した。ケース①の流域全体に均質な浸透能を与えた場合と比べると、流域の流出量と応答の計算値は実測値に近い値となった（図-6）。とくに、ピーク流出時の流量の減少に大きな改善がみられ

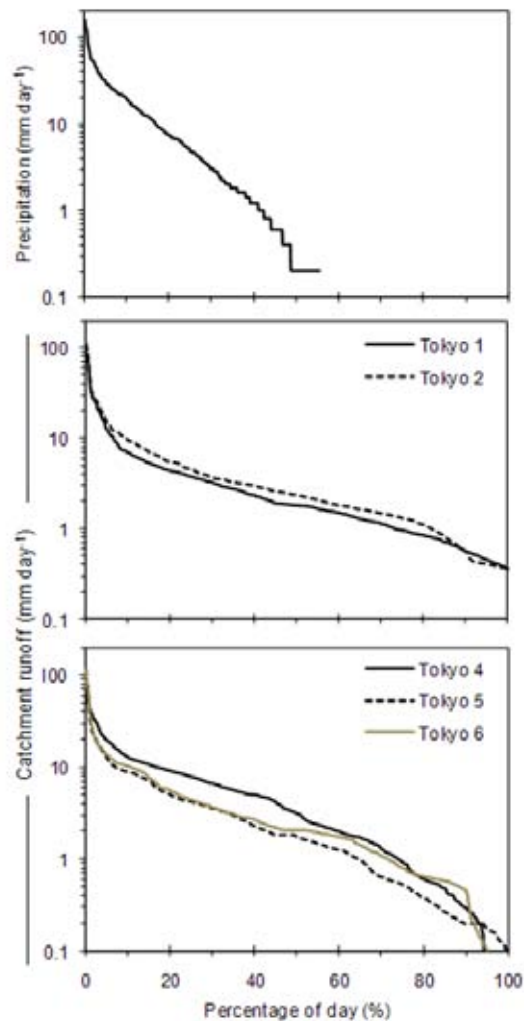


図5 成木沢流域の流況曲線。すべての観測地点で同様の流況曲線を示していることから、土壌中や岩盤からの流出プロセスは、本モデルはは同様であるとした。

ることから、ピーク流出時における地表流の発生量の減少したことが予想された。また、浸透能の空間分布を考慮したケース②では、低減の減少が緩やかであることから、尾根部では浸透が促され、それらの雨水が土壌中を流下することによってより緩やかな流出低減を形成することが考えられた(図-7)。一方、流域内の斜面に設置した大プロットで観測された地表流量と計算された地表流の発生量を比べると、均質な浸透能を与えたケース①より小さな値になっているものの、依然として計算値は観測値よりも大きくなる傾向が強かった。斜面下端部の TOPOTUBE エレメントでは浸透能が低く、このような部分で発生する地表流の寄与が大きいと考えられた。すなわち、ケース②のように植生被覆クラスに対応した浸透能クラスの空間分布を考慮した場合でも、地表流の流出量

を過大評価する傾向があると考えられた。

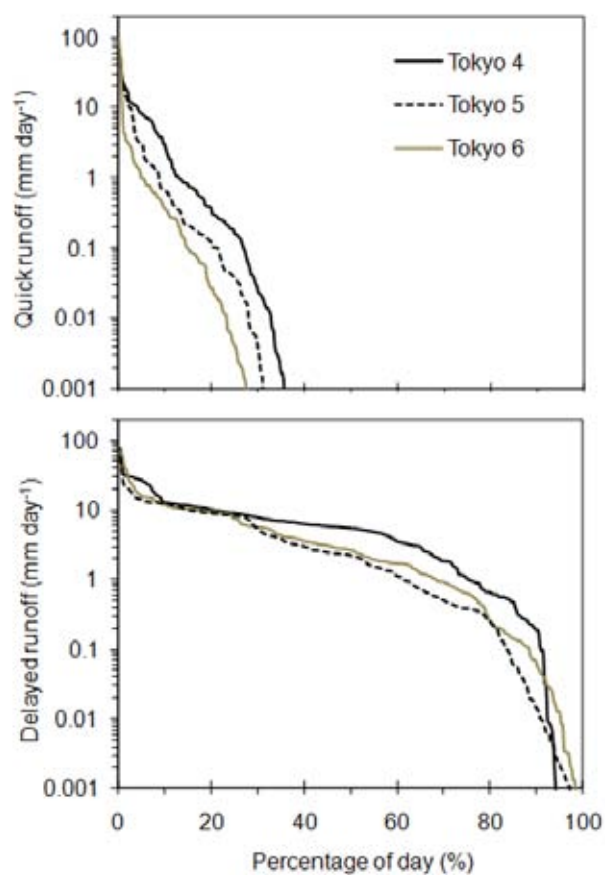


図6 各流域の観測点における直接流出成分（図上）と基底流成分（図下）に分離した結果、直接流出成分に大きな違いがあることから、土壌表面の浸透能や土壌近傍の流出などが流域の流出を特徴づけていることが予想され、今回のモデルによる表面浸透能のシナリオの検討が有効であることが示唆された。

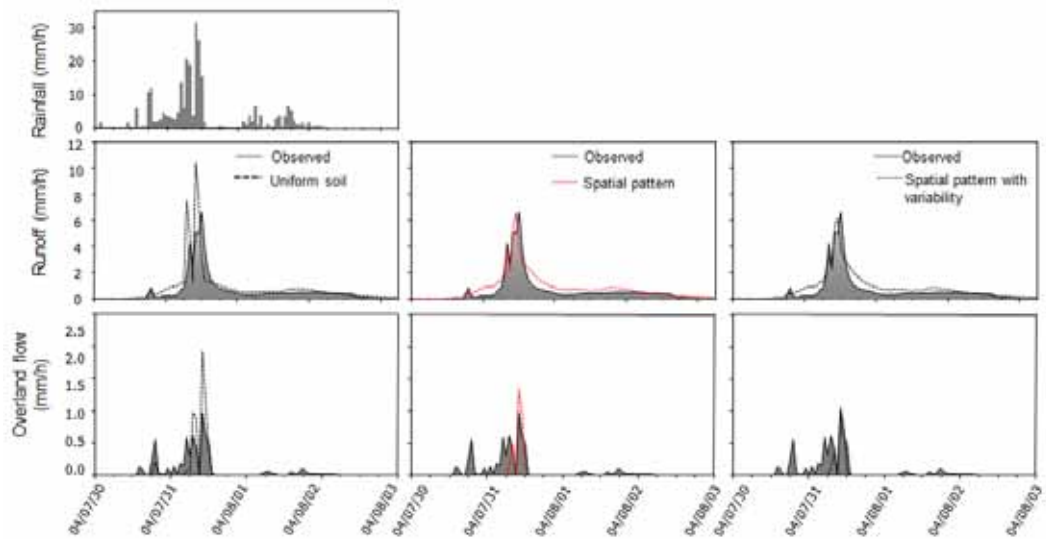


図7 流出モデルによる開発結果、空間分布を考慮した場合、ピーク流出や低減の再現精度が改善した。

そこで、ケース③のように各土壌被覆クラス内においても浸透能がさらに「不均質」とであると仮定して計算した。各浸透能クラスの中央値に対して、標準偏差値を算出し、それらの標準偏差値がクラスごとにランダムに存在すると仮定した。ここでは、TOPOTUBEエレメントの40%に浸透能クラスの標準偏差値の上限値がランダムに存在するとし、地表流の発生量を計算した。クラス内の浸透能不均質性を考慮したケース③では、ケース②と比べると流域の流出量に変化はみられないが、斜面プロットの地表流発生量と流出波形は、観測値と近い値を示した。土壌被覆クラスの低い範囲においても局所的に浸透能の高い個所(TOPOTUBEエレメント)が存在することで、浸透能の低いTOPOTUBEエレメントにおいて発生した地表流がそのまま流下するのではなく、浸透能の高い個所で鉛直浸透していた。結果とし、地表流流下が空間的に不連続に発生していた。そのため、空間分布を考慮した場合よりも不均質性を考慮した場合においてはピーク地表流流出量が小さくなり、地表流計算値の再現性が改善された(図-7)。

以上のように、浸透能の空間的な分布を考慮した場合では、降雨に対して地表流の発生するTOPOTUBEエレメントや、浸透がうながされるTOPOTUBEエレメントを配置することによって、流域の流出量や降雨流出波形はより観測値に近い値を得ることができた。斜面プロットにおける地表流の発生量については、流域全体の浸透能の空間分布に加えて、局所的に浸透が卓越する箇所として考慮することによって観測値と計算値の整合性が向上することを示すことができた。このような局所的な

鉛直浸透の重要性については、湿潤な森林斜面から乾燥地や草地における観測によっても確認されている (Julien and Molgan, 1990; Doerr et al., 2003; Gomi et al., 2008b; Miyata et al., 2010) . これらのシミュレーションから、浸透能の空間的な不均質性に加えて局所的に浸透が卓越する箇所を考慮することによって、実際の森林斜面における不連続な地表流の発生など (たとえば, Gomi et al., 2008a) に近い条件による流出解析ができると考えられた.

IV. まとめ

本研究で用いたモデルは、等高線を基にした TOPOTUBE 地形解析を用いるため分布型流出モデルであっても各 TOPOTUBE エレメントの水移動については斜面方向と鉛直方向の二次元的に計算することができる. したがって、比較的簡略なモデル構造やパラメータにもかかわらず、地表流や飽和地中流の流出を再現することができた. 地表流の発生量に影響をおよぼす浸透能については、流域内の TOPOTUBE エレメントに個別の値を与えることができるため、浸透能の空間分布、さらにはより詳細に空間不均質性を考慮するなどの条件について比較検討することができた. 本研究によ流域における地表面付近の流出プロセスについて以下のような点が明らかとなった.

(1) 短期の降雨流出応答では、流域の斜面が均質で低い浸透能であると仮定した場合、流域全体に一樣に地表流が発生し、地表流の発生量や流域の降雨流出量 (ピーク量) も大きくなる傾向にあった.

(2) 流域の谷部や尾根部で異なる林床植生被覆から浸透能の空間分布を考慮すると、均質で低い浸透能を与えた場合にと比べて流域全体の浸透能は高くなり、流域の流出量の再現性が向上したが、プロットにおける地表流量については、観測値より計算値が大きかった.

(3) 谷部や尾根部で異なる林床植生被覆に対応した浸透能の空間分布のみならず、各浸透能クラス内においてもばらつきが存在するとして不均質性を与えると、流域の流出に加えてプロットの地表流計算値は観測値に近い値を得ることができた.

(4) 流域スケールもしくは斜面スケールにより、計算値の再現性向上に寄与するパラメータの空間分布のスケールがことなり、流出プロセスに影響をおよぼすパラメータの不均質性を検討する際には不均質性のスケールが重要であることが示された.

以上のように、斜面浸透能の空間的な不均質性を考慮することによってとくに地表面における流出プロセスの再現性が向上したといえるが、今後は、流出モデルにおいては、地形、土壌被覆、土壌特性などの空間的不均質性をどのように考慮するかが問題になる. これまでにも、流域

内やその一部の不均質な場から水文量を推定して，流出予測を行う方法が研究されてきた（たとえば Beven, 2000；Maeda et al., 2006）．対象とする流域や範囲における水文量の空間分布を考慮し，領域の平均値で取り扱う方法や，空間的な不均質性の確率的成因などの考慮する方法などを組み込むことによってより水文プロセスを再現できるモデルの開発が可能であると思われた．

5. 流域の森林管理への提案

本研究では、森林斜面で起こりうる水流出現象やその発生メカニズム、森林の水度保全機能について現地観測およびモデリング手法を用いて解析を進めた。人工林の間伐遅れと土壌侵食に関する問題では、流域の植生分布や林床状態の不均質性を考慮して、斜面から溪流へのつながりを考慮した流域的な視点での水流出予測さらには、土砂移動や河川環境への影響評価などが必要となっていることを示唆できた。

今後は、林業技術や労働者、木材市場の変化とともに、森林施業計画も、長伐期施業や複層林施業などへの転換も進み、そのような変化に対応した流域スケールでの森林の水土保持機能の評価が求められると予想される。間伐と土壌侵食の関係に関する研究も少ないが、高齢（80年生以上）人工林の水土保持機能評価に関する研究もほとんどない。また、保安林の機能の再評価が求められている中で、水土保持機能を含めた森林の多機能評価を行うためには、流域的な視点と多様なスケールでの水流出プロセスの把握、水土保持機能の評価など、新たな枠組みでの研究と森林機能への理解が重要となるであろう。

森林状態や林床植生状態を考慮した森林斜面で起こる個々のプロセスのみならず、流域的な水資源管理機能や土壌保全機能を中心とした森林のゾーニングと施業計画（たとえば林道の配置計画）などを明確にすることが、今後の森林管理や森林の機能評価の研究と技術発展を結びつけられる一つの方法と考えている。

本研究結果で得られた手法を用いることによって、斜面浸透能の空間的な不均質性を考慮することによって流出再現性が向上したといえるが、今後の森林や流域管理などにおいては、地形・土壌被覆・土壌特性などの空間的不均質性をどのように考慮するかが問題になる。これらについても、本研究と同様の手法を用いることによって現状の評価やモデルに組み込むことが可能であると考えられる。また、本研究結果をより、広域の流出モデルとして適用させるためには、人工衛星によるリモートセンシングや、多摩川流域における植生や地形、さらには流出データなどのデータベース化が必要不可欠であり、本研究手法を発展させることによって、このようなメタデータを活用した流域森林管理、流域管理手法の開発さらには河川環境変動モデルなどが可能であると示唆された。

引用文献

- Abbott, M.B, Bathurst, J.C. Cunge, J.A. O'Connell P.E.and. Rasmussen J. 1986. An Introduction to the European System: Systeme Hydrologique Europeen (SHE), *Journal of Hydrology* 87: 61-77.
- Band , L.E., Vertessy, R.A. and Lammers, R. 1995. The effect of different terrain representations and resolution on simulated watershed processes. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 101: 187-199.
- Beven, K.J. 2000. On the uniqueness of place and process representations in hydrological modeling. *Hydrological and Earth System Science* 4(2): 203-212.
- Beven, K.J. 2001. *Rainfall-runoff modeling: The premier*. Wiley.
- Beven, K J, 2002, Towards a coherent philosophy for environmental modelling, *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, 458, 2465-2484.
- BevenK.J., Kirkby M.J. 1979 A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences-Bulletin* 24: 43-69.
- Bonnell M, Williams J. 1986. The generation and redistribution of overland flow on a massive oxic soil in a eucalypt woodland within the semi-arid tropics of north Australia. *Hydrological Processes* 1: 31- 46.
- Braun-Bkanquet J. 1932. *Plant Sociology. The study of plant communities.* Translation of *Pflanzensoziologie*. Fuller G.D. and Conard H.S., 1983 (eds), McGraw Hill Book Company, Inc, New York. 433pp.
- Corradini C., Morbidelli R., and Melone F. 1998. On the interaction between infiltration and Horton runoff. *Journal of Hydrology* 204: 52-67.
- Dhakai A.S., and Sidle R.C.2004. Pore water pressure assessment in a forest watershed: Simulations and distributed field measurements related to forest practices. *Water Resources Research*, 40, doi:10.1029/2003WR002917.
- Doerr S.H., Ferreira AJD, Walsh E.P.D. Shakesby R.A., Leighton-Boyce G., Coelho C.O.A. 2003. Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modeling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrological Processes* 17: 363-373.
- Dung B.X., Miyata S., and Gomi T. 2010. Effect of forest thinning on overland flow generation on hillslopes covered by Japanese cypress. *Ecohydrology* (in press).
- Dunne, T., Zhang, W. H., Aubry, B. F. 1991. Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resources Research* 27(9):2271-2285.

- Hawkins, R.H. (1982) Interpretations of source area variability in rainfall - runoff relations. *Rainfall - Runoff Relationships*. V.P. Singh, Littleton, Colo.: Water Resour. Publication.: 303 - 324.
- Helmert, M.J. and Eisenhauer, D.E. 2006. Overland flow modeling in a vegetative filter considering non-planar topography and spatial variability of soil hydraulic properties and vegetation density. *Journal of Hydrology*: 328: 267-282.
- Hewlett, J. D., Hibbert, A. R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *International symposium on forest hydrology*. Oxford.
- Gomi T., Sidle, R. C., Miyata, S., Kosugi, K., Onda, Y. 2008a. Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: scale effects and runoff transfer. *Water Resources Research* 44: W0841144.
- Gomi, T., Sidle, R. C., Ueno, M., Miyata, S., Kosugi, K. 2008.b
Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology*.
- Gomi, T., Asano, Y., Onda, Y., Sidle, R. C., Miyata, S, Kosugi, K, Mizugaki, S., Fukuyama, T, Fukushima, T. 2010. Evaluation of storm runoff pathway in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: a hydrometric, geochemical, and isotopic approaches. *Hydrological Processes* 24(5) 550-566.
- Graham, D.N. and Butts, M.B. 2006. Flexible Integrated Watershed Modelling with MIKE SHE. in *Watershed Models* ISBN 0-8493-3609-0 CRC Press, 2006.
- Grayson R., and Blöschl G. 2000. Spatial modeling of catchment dynamics. In *Spatial patterns in catchment hydrology: observation and modeling*, Edited by Grayson R. and Blöschl G., Cambridge University Press, Cambridge U.K. 51-81.
- 平岡真合乃, 恩田裕一, 加藤弘亮, 水垣 滋, 五味高志, 南光一樹 (2010) ヒノキ人工林における浸透能に対する下層植生の影響, *日本森林学会誌*,. 92(3): 145-150.
- Horton, R.E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 14: 460-466.
- Julien P. Y., Moglen G.E. 1990. Similarity and length scale for spatially varied overland flow, *Water Resour. Res.*, 26(8), 1819-1832, 10.1029/90WR00499.

- 加藤弘亮・恩田裕一・伊藤俊・南光一樹. 2008. 振動ノズル式降雨実験装置を用いた荒廃ヒノキ人工林における浸透能の野外測定. 水文・水資源学会誌 21(6): 439-448.
- 恩田裕一・湯川典子. 1995. ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響 (II) - 下層植生の効果に関する室内実験 -. 日本林学会誌 77(5): 399-407.
- Onda Y., Gomi T., Mizugaki S., Nonoda T., Sidle R.C. 2010. An overview of the field and modeling studies on the effect of forest devastation on flooding and environmental issues. *Hydrological Processes* 24(5): 527-534
- Maeda K., Tanaka T., Park H., Hattori, S. 2006. Spatial distribution of soil structure in a suburban forest catchment and its effect on spatio-temporal soil moisture and runoff fluctuations. *Journal of Hydrology* 321: 232-256.
- Miyata, S., Kosugi, K., Gomi, T., Onda Y. and Mizuyama, T. 2007. Occurrence of overland flow and its effect on storm discharge at a headwater catchment with water repellent soil. *Hydrological Processes* 21(17): 2365-2367.
- Miyata, S., Kosugi, K., Nishi, Y., Gomi, T., Sidle, R.C., Mizuyama, T. 2010. Spatial pattern of infiltration rate and its effect on hydrological processes in a small headwater catchment. *Hydrological Processes* 24(5): 535-549.
- 宮田 秀介, 小杉 賢一郎, 五味 高志 (2009) ヒノキ林小流域の水文過程における土壌撥水性の役割. 土壌の物理性 111: 9-16.
- 宮田秀介, 恩田裕一, 五味高志, 水垣 滋, 浅井宏紀, 平野智章, 福山泰治郎, 小杉賢一郎, Roy C. Sidle, 寺嶋智巳, 平松晋也 (2009) 森林斜面におけるホートン型地表流の発生に影響を与える要因—地質および降雨特性の異なる3サイトにおける観測結果の解析—. 日本森林学会誌 91(6): 398-407.
- Moore I.D. and Larson C.L. 1979. Estimating micro-relief surface storage from plot data. *Transactions of American Society of Agricultural Engineering* 22(5): 1073-1077
- Moore I.D., Grayson R.B. 1991. Terrain-Based Catchment Partitioning and Runoff Prediction Using Vector Elevation Data. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 6, p 1177-1191
- Lamb R., Beven K.J., and Myrabo S. 1998. Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources* 22: 305-317.

- 立川康人・水谷 言・寶 馨 (2003) 分布型流出モデルにおける空間分布
入力情報の有効性の評価. 京都大学防災研究所年報 46 (B -2)
- 田中茂信・時岡利和 (2007) 現地散水試験による流出・浸透特性の把握手
法に関する検討. 土木学会第 62 回年次学術講演会公演概要集
(CD-ROM) 2 - 003 : 5 - 6.
- 辻村真貴・恩田裕一・原田大路. 2006. 荒廃したヒノキ林における降雨流
出におよぼす地表流の影響. 水文・水資源学会誌 19 (1): 17-24.
- 佐山敬洋・辰巳恵子・立川康人・寶 馨 (2007) 分布型流出モデルにおけ
る流水の時空間起源に応じたハイドログラフ分離法. 水文・水資源学
会誌 20(3): 214-225.
- Vertessy R.A., Hatton T.J., O'Shaughnessy P.J. and Jayasuriya M.D.A. 1993.
Predicting water yield from a mountain ash forest using a terrain analysis
based catchment model. *Journal of Hydrology* 150: 665-700.
- Liang W-L. et al. (2007) Heterogeneous soil water dynamics around a tree growing on a steep
hillslope, *Vadose Zone J.*, 6: 879-889.
- 鈴木雅一ら (1979) 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (I)
-樹冠通過雨量と樹幹流下量について- 日本林学会誌, 61 : 202-210.
- Kuraji K. et al. (2001) Generation of stemflow volume and chemistry in a mature Japanese
cypress forest, *Hydrological Processes*, 15: 1967-1978.
- 塚本良則 (1961) 中間流についての一考察, 日本林学会誌, 43 : 62-67.
- Beven K. and Germann P. (1982) Macropores and water flow in soils, *Water Resources
Research*, 18: 1311-1325.
- Noguchi S. et al. (1999) Morphological Characteristics of Macropores and Distribution of
Preferential Flow Pathways in a Forested Slope Segment, *Soil Science Society of America
Journal*, 63: 1413-1423.
- Uchida T. et al. (1999) Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on
rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed, *Journal of Hydrology*, 222: 18-36.
- Kobayashi M. and Shimizu T. (2007) Soil water repellency in a Japanese cypress plantation
restricts increases in soil water storage during rainfall events, *Hydrological Processes*, 21:
2356-2364.
- Allbrook R.F. (1986) Effect of skid trail compaction on a volcanic soil in central Oregon. *Soil
Sci.Soc.Am.J.*50 : 1344-1346
- Al-Qinna M.I.・Abu-Awwad A.M. (1998) Infiltration capacity measurements in arid soils with
surface crust. *Irrigation Science* 18 : 83-89
- 新井雅夫 (1991) 小規模演習林を対象とした森林施業のあり方. 東京農工大学農学部演
習林報告 第 29 号 : 103-109
- 福島義宏・黒田幸夫・渡正昭 (1984) 林道路面の流出量と浸食土砂量. 京都大学農学
部演習林報告 (56) : 145-154

- 服部重昭・阿部敏夫・小林忠一・玉井幸治（1992）林床被覆がヒノキ人工林の浸食防止に及ぼす影響. 森林総研研報 362 : 1-34
- Lenhard R.J (1986) Change in void distribution on volume during compaction of a forest soil. *Soil Sci.Soc.Am.J.*50 : 462-464
- 加藤弘亮・恩田裕一・伊藤俊・南光一樹（2008）振動ノズル式降雨実験装置を用いた荒廃ヒノキ人工林における浸透能の野外測定. *水文・水資源学会誌* 21(6) : 439-447
- Najafi A・Solji A・Sadeghi S.H（2009）Soil disturbance following four wheel rubber skidder logging on the steep trail in the north mountainous forest of Iran. *Soil and Tillage Research* 103 : 165-169
- Nanko K・Hotta N・Suzuki M（2004）Assessing raindrop impact energy at the forest floor in a mature Japanese cypress plantation using continuous raindrop-sizing instruments. *The Japanese Forestry Reserch* (9) : 157-164
- 田中茂信・時岡利和（2007）現地散水試験による流出・浸透特性の把握手法に関する検討. *土木学会年次学術講演会講演会概要集（CD-ROM）* 2-003 : 5-6
- 寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆（2004）テフラの粒径の違いが斜面の浸透能、粗度および土砂流出に及ぼす影響. *鹿児島大学農学部演習林研究報告* 第 31 号 : 1-5

多摩川上中流の森林流域における土壌浸透能とその空間分布を考慮した降雨流出予測に関する研究

(研究助成・学術研究VOL. 40—NO. 295)

著者 五味 高志

発行日 2011年12月1日

発行者 公益財団法人とうきゅう環境財団

〒150-0002

東京都渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)

TEL (03) 3400-9142

FAX (03) 3400-9141

<http://www.tokyuenv.or.jp/>