

博 士 論 文

山地源頭部における溪流堆積土砂の水分動態と
その流出過程に関する研究

**Moisture changes in the riverbed deposit and the processes of
the sediment discharge in the headwater basin**

2015年3月

立命館大学大学院理工学研究科
環境都市専攻博士課程後期課程

速見 智

立命館大学審査博士論文

山地源頭部における溪流堆積土砂の水分動態と

その流出過程に関する研究

Moisture changes in the riverbed deposit and the processes of
the sediment discharge in the headwater basin

2015年3月

March, 2015

立命館大学大学院理工学研究科

環境都市専攻博士課程後期課程

Doctoral Program in Advanced Architectural, Environmental and Civil Engineering

Graduate School of Science and Engineering

Ritsumeikan University

速見 智

Satoshi Hayami

研究指導教員：里深 好文 教授

Supervisor : Professor Yoshifumi Satofuka

論文要旨

土石流災害に対して効果的な災害予防，減災対策を行うためには，土石流の発生，流下，堆積というメカニズムを解明する必要がある．土石流の流下，堆積に関しては土石流発生現場の痕跡調査や現地観測によって，そのメカニズムが判ってきている．しかし，土石流の発生過程については，その観測の難しさから現地観測の事例が少なく，発生理論や予測手法の検証が十分に行われているとは言い難い．渓床堆積物由来の土石流では，堆積土砂内部の水分動態と，上流域から流入する雨水がその発生に大きく影響を与えていると考えられる．そこで本研究では，土石流が発生する山地源頭部において，渓床堆積土砂の水分動態とその流出プロセスに関して数年にわたる現地観測と現地実験を実施し，その結果を基に土砂流出メカニズムの解明に取り組んだ．

神通川水系蒲田川支流足洗谷の右支渓であるヒル谷試験流域にて，溪岸堆積物の水分動態と流出過程の観測を実施した．水分動態の観測から溪岸堆積土砂の流動化が発生する際には，流動化した部分で飽和状態であったが，堆積層のほとんどの部分で不飽和であることが確認された．また，堆積土砂が流出した際の降雨の解析により，堆積物の流出には短期的な降雨強度が大きな影響を与えており，長期的な降雨特性は堆積土砂の流出にあまり影響を与えていないことが判明した．

降雨流出によって溪床堆積物上に形成される表面流と，堆積層内部の水分動態が土砂流出に与える影響を把握するため，同流域にて溪床堆積物流出現象の再現実験を実施した．実験結果から堆積層に表面流が形成されるような状態でも堆積層の一部では不飽和の状態であり，流出の予測には表面流と浸透流の水のやりとりを考慮しなければならないことが判った．

溪流堆積土砂へ上流から流水が供給されて流出していく現象を再現するために，鉛直二次元場を対象として，堆積層の浸透流れと溪床上の非定常流れを同時に解析する数値シミュレーションモデルを用いて計算を行った．計算結果と現地実験結果との比較によって，モデルの妥当性の検証を行ったところ，同モデルは溪流堆積物の流出の再現が可能であることが明らかになった．

以上から，山地源頭部では上流から供給される雨水は堆積層内を選択的に流出しており，溪流堆積土砂の流出予測精度向上のためには，堆積層内部の水分動態の把握が極めて重要であることが判った．

速見 智
2015 年 3 月

Abstract of Doctoral Thesis

To prevent debris-flow disasters or control the resulting damage, it is necessary to unravel the mechanism wherein a debris-flow breaks out and starts flowing downstream, followed by the accumulation of debris on the riverbed. The outbreak of a debris-flow originating in the deposit on the riverbed is presumed to be greatly influenced by the water flow inside the sediment and the overspill of rainwater supplied from the upstream.

This study aims to analyze the flow of water in the riverbed deposit and the course of debris starting to flow downstream.

From our observation of the sediment flowing downstream, we found that portions of the sedimentary layer close to the substratum became saturated with water. However, the entire layer was not saturated even under a relatively strong rainfall. We analyzed the observed rainfall data and found that the downstream deposit flow was significantly influenced by short-term rainfall intensity.

Moreover, we found that although surface flow was created on the deposit on the riverbed, part of that deposit remained unsaturated. This finding concluded that the consideration of the interaction between the surface and layer infiltration flows is necessary to predict a downstream debris-flow.

We performed numeric calculations using a model designed to simultaneously analyze the infiltration flow inside the layer and the unsteady flow on the riverbed. On comparing the results of the on-site experiments to the numeric calculations, we found that the model could well reconstruct the course of the riverbed debris beginning to flow downstream.

From these findings, we conclude that it is very important to know the water flow in the riverbed deposit to predict the outbreak of a downstream debris-flow at a headwater basin in the mountains because rainwater supplied from the upstream infiltrates into the layer through selective paths.

Satoshi Hayami

March, 2015

目 次

第1章	序論-----	1
1.1	研究の背景-----	1
1.2	既往の研究-----	1
1.3	研究の目的および本論文の構成-----	3
第2章	溪岸堆積土砂の流動化と水分動態に関する観測-----	6
2.1	はじめに-----	6
2.2	観測サイトの基礎データ-----	6
2.3	観測方法-----	11
2.4	観測結果-----	14
2.5	観測結果に関する考察-----	22
2.6	おわりに-----	22
第3章	降雨により溪岸堆積土砂が流出する際の雨量に関する解析-----	24
3.1	はじめに-----	24
3.2	累積雨量と時間雨量とを用いた解析-----	24
3.3	実効雨量による解析-----	28
3.4	雨量解析結果に関する考察-----	31
3.5	おわりに-----	31
第4章	溪床堆積土砂の流動化に関する現地実験-----	33
4.1	はじめに-----	33
4.2	実験方法-----	33
4.3	実験結果-----	38
4.4	実験結果に関する考察-----	48
4.5	おわりに-----	48
第5章	飽和・不飽和浸透過程を考慮した溪流堆積土砂の流出に関する数値解析-----	50
5.1	はじめに-----	50
5.2	飽和・不飽和浸透流を考慮した河床変動モデル-----	50
5.3	計算対象及び計算条件-----	55
5.4	計算結果と考察-----	56
5.5	おわりに-----	58

第1章 序論

1.1 研究の背景

我が国は温暖湿潤の気候であり、梅雨期や台風期に多くの降雨が発生する。また、国土の2/3が山地地形になっており、造山活動が活発であるため、急峻な地形となっている。そのため日本の河川は河床勾配が急であり、流路延長が短いという特徴がある。勾配が大きく短流路であるため、洪水時の降雨流出が早く、流出する土砂量も多い。これらの要因のため、山間の集落では崖崩れや土石流、地滑りなどの土砂災害が頻発しており対策が必要となっている。

近年における土砂災害としては平成25年10月に東京都大島町元町で発生した台風26号による土石流災害や、平成26年8月に広島県広島市で発生した豪雨による土石流災害では、多くの人的被害が発生し、社会的な被害も大きかった。

平成23年に改正された「土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律(通称：土砂災害防止法)」¹⁾では、土砂災害の恐れのある区域について危険の周知や住宅などの新規立地や既存住宅の移転促進等のソフト対策を盛り込んだものとなった。これは、宅地開発が進み従来人が住んでいなかった場所に人が定住するようになり、土砂災害にあう危険性が高い箇所が増大していることが問題となっており、従来の砂防堰堤や山腹工など対策だけでは不十分になったため制定された。

土砂災害防止法による、土石流の発生危険性が高い土砂災害警戒区域・特別警戒区域は、平成26年の調査において全国で約120,000件を上回る区域にて指定されている²⁾。すべての土砂災害警戒区域・特別警戒区域に対してなんらかの災害対策を施すことは、経済面、資源面や環境への影響を考慮すると現実的には不可能である。そのためハード対策とソフト対策を交え、効果的な災害予防、減災対策を行うためには、土石流の発生、流下、堆積というメカニズムを解明する必要がある。

1.2 既往の研究

土石流は人里離れた山間で集中豪雨や台風の際に発生することが多く、土石流が流下、氾濫したあとに、その痕跡を観察することでしかその動態を知ることができず、長らく『幻の災害』といわれていた。1970年代後半になって奥田ら³⁾により、焼岳の溪流である上々堀沢で土石流の流動中の鮮明な写真が撮られ、その後、土石流の様々な研究が進められるようになった。

土石流の流下、堆積過程に関しては土石流発生現場の痕跡調査や現地観測によって、そのメカニズムが判ってきている。土石流の発生過程については、現地観測の事例が少なく、その発生理論や予測手法の検証が十分に行われているとは言い難い。これは溪床勾配が 20° を超えるような急勾配溪流で土石流は発生することが多く、発生域へのアクセスが困難であることや、一つの溪流において土石流の発生頻度がそれほど高くないことが理由となっている。

高橋⁴⁾は過去の土石流の発生事例から、その発生の原因を以下の3つにまとめている。

- 1) 外部から供給された大量の水によって、溪床堆積物が侵食されて土石流となる場合
- 2) 崩壊土塊がそれ自身で含んでいた水の影響によって、あるいは外部から供給される水と混合して土石流化する場合
- 3) 天然ダムの決壊による場合

これらのどの発生要因に関しても、土砂と水がどこからどれだけ供給されるかが重要である。

溪床堆積物由来の土石流発生過程については、高橋⁵⁾の実験水路を用いた発生理論がよく知られている。高橋の土石流発生理論では、砂礫をある一定の勾配以上にて堆積させ、浸透流によって堆積層を飽和させ、さらに表面流を形成するほどの給水を行えば、堆積層が不安定化して段波が形成され、土石流として流下するというプロセスになっている。現在の溪流堆積土砂由来の土石流発生を扱った水理実験(高橋ら⁶⁾、欧ら⁷⁾)や数値シミュレーション(江頭ら⁸⁾)ではこの理論に基づいて検討がなされている。

溪床堆積土砂の時間的・空間的な変化に着目した研究として池田ら⁹⁾の研究がある。自然溪流を想定して下流に行くほど溪床勾配がゆるくなる水路を用いて、土石流の発生実験を行っている。急勾配区間では表面流や浸透流によって溪流堆積土砂が飽和状態になると移動を開始することが判っている。

多くの研究事例では溪流堆積土砂は飽和状態に設定されており、また堆積層への供給流量も比較的大きくなっている。しかし、実溪流においては水路実験の堆積層とは異なり、溪流堆積物の土質条件が不均一であり、雨水は選択的に流れていく。また、急勾配な斜面および溪流においては雨水流出が早いため、堆積層の全層にわたって飽和状態になることは考えられにくい。

溪流堆積土砂内の水分動態が土石流発生に与える影響を検証するためには、土石流発生域での観測が欠かせない。しかし、その研究事例は国内外共に少ない。

諏訪ら¹⁰⁾は焼岳上々堀沢において、溪床堆積土砂に人工宙水の水位観測が出来る井戸を作成し、土石流発生時の水の挙動を調べている。観測点から 50m 離れた地点で土石流が発生し、溪流堆積土層の全層が飽和していない可能性を指摘している。また、堆積層が不飽和状態であっても、大流量の表面流が発生した場合には土石流が発生するとしている。

Bertia ら¹¹⁾はイタリアの Dolomites にて山地源頭部における土石流発生の観測を行っている。観測から土石流の発生には溪流堆積土砂層が飽和して、表面流の形成が必要であるとしている。

今泉ら¹²⁾¹³⁾や土屋ら¹⁴⁾の研究では安倍川の上流域に位置する大谷崩の一の沢において、ビデオカメラや超音波式水位計、水圧センサーによって荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地にて発生する土石流について長期的な観測を行っている。観測から飽和層が砂礫移動層の表面まで達していない土石流の流れが、土石流発達段階に観測されている。

山田ら¹⁵⁾や佐藤¹⁶⁾らの研究では溪床堆積物中のパイプからの出水を観測することによって、パイプ流発生とパイプの閉塞が土石流発生に関連していることを指摘している。

水谷、里深ら¹⁷⁾は土石流発生地の急勾配溪床堆積物中の水分動態を観測して、土石流発生直前とみなしうる降雨強度があった場合にも、堆積層が不飽和であったため、溪床堆積物が流動化する際には、その一部が不飽和である可能性を指摘している。

既往の研究から、土石流発生域での観測事例が乏しいため、溪床堆積物由来の土石流発生理論はいまだに十分に検証されているとはいえない。また、土石流発生の起源となる溪床堆積土砂の観測では、その多くは堆積層の表層的な観測によって土石流の発生を捉えようとしている。溪床堆積土砂の流動化には堆積物中の水分動態が、堆積層の不安定化や、表面流の形成に大きく関わっていると考えられたため、堆積層内の水分動態の観測が必要である。

1.3 研究の目的および本論文の構成

土石流の発生は溪床堆積土砂が飽和状態に達した際に、堆積層上に表面流が形成され、表面流の影響によって土砂が流動を開始し、土石流化に至ると考えられている。しかし、実際の土石流発生地での観測事例が少なく、そのような状態に至らずに土石流化を起こしている可能性がある。溪床堆積土砂内の雨水の流出過程が土石流の発生に与える影響を捉えるためには、実溪流において溪床堆積土砂の流出過程について連続した観測を行い、その上で溪床堆積物中の水分動態を捉えることが重要である。

そこで、本研究では、山地源頭部の土石流発生領域にて、溪流堆積土砂の水分動態とその流出過程を観測することによって、山地溪流における土砂流出過程を明らかにしようとした。また、浸透流の形成には降雨が強く影響するため、降雨観測も同時に行い降雨の特性を捉える。

本論文の構成は、まず第 2 章では、山地源頭部流域において溪岸堆積土砂の流動化現象の観測を実施した。土砂の流出過程を捉えると同時に、堆積層内部の水分動態を観測して、雨水の流出過程が堆積層へ与える影響を検討した。

第 3 章では、現地観測で得られた降雨データについて、いくつかの解析を行い、現在広く用いられている降雨指標である実効雨量と土砂流出との関係を検討した。

第 4 章では、山地源頭部流域に人工的な溪流堆積土砂層を作成して、土砂流動化の現地実験を実施した。溪流堆積土砂層へ降雨流出が発生した場合において、堆積層上の表面流の形成がその流動化に大きな影響を与えているため、実験によって現象の再現を行

い表面流の形成が土砂流出に与える影響について検討を行った。第 2 章の観測と同様に堆積層内部の水分動態の計測も実施している。

第 5 章では、現在提案されている飽和・不飽和浸透流を考慮した土石流解析モデルを用いて、第 4 章において実施した溪流堆積土砂流動化の実験をもとに、再現計算を行った。計算結果と現地実験の結果との比較・検討を行った。

参考文献

- 1) 国土交通省水管理・国土保全砂防部：土砂災害防止法の概要，
<http://www.mlit.go.jp/river/sabo/sinpoupdf/gaiyou.pdf>，(参照 2014-12-05)。
- 2) 国土交通省水管理・国土保全砂防部：全国における土砂災害警戒区域等の指定状況
(H26.8.31 時点)，<http://www.mlit.go.jp/river/sabo/sinpoupdf/jyoukyou-140926.pdf>，
2014-09-26，(参照 2014-12-05)。
- 3) 奥田節夫，諏訪浩，奥西一夫，仲野公章，横山康二：土石流の総合的観測-3-1976
年焼岳上々堀沢，京大防災研究所年報，第 20 号，B-1，pp.237-263，1977
- 4) 高橋保：土石流の機構と対策，近未来社，pp.42-44，2004。
- 5) 高橋保：土石流の発生と流動に関する研究，京大防災研究所年報，第 20 号，B-2，
pp.405-435，1977。
- 6) 高橋保，中川一，原田達夫：混合粒径材料からなる溪床侵食型土石流の予測，京大
防災研究所年報，第 33 号，B-2，pp.443-456，1990。
- 7) 欧国強，小橋澄治，水山高久：土石流の発達過程に関する研究，砂防学会誌，Vol.46，
No.3，pp.11-20，1993。
- 8) 江頭進治・本田尚正・宮本邦明：姫川支川蒲原沢土石流のシミュレーション，水工
学論文集，第 42 巻，pp.919-924，1998。
- 9) 池田暁彦，水山高久，杉浦信男，長谷川祐治：土石流発生源における溪床堆積土砂
の変形に関する実験的研究，砂防学会誌，Vol.62，No.4，pp.46-51，2009。
- 10) 諏訪浩・真中朋久・稲庭篤：焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討，京
大防災研究所年報，第 32 号，B-1，pp.229-247，1989。
- 11) Matteo Bertia, Rinaldo Genevois, Alessandro Simoni, Pia Rosella Tecca : Field observations
of a debris flow event in the Dolomites, Geomorphology, Volume 29, Issues 3-4, pp.265-274,
1999.
- 12) 今泉文寿，土屋智，逢坂興宏：荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地における土石流の発生
と流動過程の観測，砂防学会誌，Vol.55，No.3，pp.50-55，2002。
- 13) 今泉文寿，土屋智，逢坂興宏：荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地で発生する土石流の流
動特性，砂防学会誌，Vol.56，No.2，pp.14-22，2003。
- 14) 土屋智，今泉文寿，逢坂興宏：荒廃溪流源頭部における土石流の流動形態と石礫の
流下状況，砂防学会誌，Vol.61，No.6，pp.4-10，2009。

- 15) 山田孝・森健司・沼本晋也，林拙郎：砂防えん堤施工時の溪床堆積横断面を活用した土石流発生直前までの伏流水流出変化，表面流発生プロセスの観測：三重県いなべ市藤原岳西之貝戸川での事例，砂防学会誌，Vol.62，No.3，pp.30-38，2009.
- 16) 佐藤博文・山田孝・花田浩一・平山賢次・堀内望：三重県いなべ市藤原岳西之貝戸川での溪床堆積物におけるパイプ孔の存在と豪雨中のパイプ流発生・非発生降雨条件，砂防学会誌，Vol.66，No.6，pp.50-55，2014.
- 17) 水谷太郎，里深好文，堤大三，水山高久：急勾配溪床堆積物中の水分動態，砂防学会誌，Vol.61，No.3，pp.27-30，2008.

第2章 溪岸堆積土砂の流動化と水分動態に関する観測

2.1 はじめに

土石流発生理論では浸透流によって溪床堆積土砂層が飽和し、さらに表面流を形成するほどの流量が与えられれば、堆積層が不安定化して段波が形成され、土石流として流下するというプロセスになっている¹⁾。しかし、土石流発生域での溪床堆積土砂の観測事例はあまり多くなく、国内では焼岳上々堀沢²⁾や安倍川の上流域に位置する大谷崩の一の沢³⁾などの事例や、国外ではイタリアの Dolomites⁴⁾などの事例に限られている。そのため、土石流発生の理論が検証されているとは言えない。

溪流堆積土砂の流動化が発生するためには浸透流の影響が大きく、土石流の発生についても、堆積層内の浸透流の影響を受けていると考えられる。そこで、本章では土石流発生につながる溪流堆積土砂の流出過程を解明するために、土石流発生域である山地源頭部溪流において、溪岸堆積土砂の流動化現象の観測を実施した。

2.2 観測サイトの基礎データ

2.2.1 観測流域について

観測は岐阜県高山市奥飛騨温泉郷にある京都大学防災研究所・穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷流域(流域面積 7.2km²)にて実施した(図 2-1)。足洗谷流域は神通川水系蒲田川上流域にあり、活火山である焼岳を含む流域である。足洗谷流域の右支溪であるヒル谷流域では、溪流源頭部が花崗斑岩からなる裸地斜面となっており、活発な土砂生産がある。

芦田・澤田ら⁵⁾の研究によりヒル谷流域では、裸地斜面が凍結融解作用によって侵食されて、多くの土砂生産が発生していることが観測されている。溪流源頭部において、凍結融解による生産土砂量は 10 年間の平均より年間約 15m³であることが判っている。裸地斜面から生産された土砂は、冬期の間に風や雨などの作用によって、斜面下部から溪流上にかけて雪の上に堆積する。春期になると溪流上の雪が溶けて流出していくが、残雪上の土砂は融雪出水にさらされることなく、そのまま溪床上に堆積する。

ヒル谷流域の流出特性としては、藤田ら⁶⁾の研究において、無降雨時には流水が現れず枯れており、強い降雨時のみ流水が観測されている。これはヒル谷源頭部の地質が花崗斑岩の地質で成り立っており、その上裸地斜面が多く存在しているため、降雨の流出が早く、長期的に降雨の影響を余り受けないことにある。また、藤田らは同研究において

ビデオカメラを用いて降雨時の土砂動態の観測を実施している。降雨によって溪床堆積土砂に雨水が供給されて、流入量が大きくなるにつれて表面流が形成され、その後表面流によって土砂が侵食されはじめ、土石流形態となって流下していく様子が観測されている。

また、ヒル谷源頭部では水谷・里深ら⁷⁾が溪流堆積土砂へテンシオメーターを設置して、土石流発生時の水分動態を計測しようと試みている。観測期間中に土石流の発生は観測されなかったが、足洗谷流域において土石流発生直前とみなしうる 1 時間雨量 24mm の比較的高強度の雨に対しても、堆積層の中層部では不飽和の状態であったことが観測されている。そこから、溪流堆積土砂は流動化時に一部が不飽和状態であることを指摘している。

既往の研究から、ヒル谷源頭部流域を土石流発生域であると考え、源頭部の溪流堆積土砂を対象として、降雨流出によって流動化する際の水分動態を観測した。

図 2-1 の下図は観測を行ったヒル谷源頭部の地形を示している。赤色で示した部分が観測対象の溪岸堆積土砂である。青色の線はヒル谷本川の流れを示している。ヒル谷源頭部における平均的な溪床の勾配は約 34°、側岸の斜面勾配は約 47°である。

観測を実施した 2010 年と 2011 年においては、凍結融解によって生産された土砂は、その多くがヒル谷源頭部の右岸斜面に堆積していた(写真 2-1)。堆積土砂の長さはヒル谷本川に沿って 15m ほどで、堆積厚は 30cm~50cm ほどであり、下流の一部で 100cm を越える場所がある。写真 2-2 のように溪岸堆積土砂は溪流の残雪の上に堆積しており、冬期の間に新たに生産された土砂であることが確認できる。

ヒル谷源頭部の右岸裸地斜面上流からは無効降雨時にはほとんど水の流出がみられないが、溪岸堆積土砂と本川が接している場所では、一部から湧水が見られた。



写真 2-1 ヒル谷源頭部溪岸堆積土砂(左岸より 2010 年 9 月 9 日撮影)

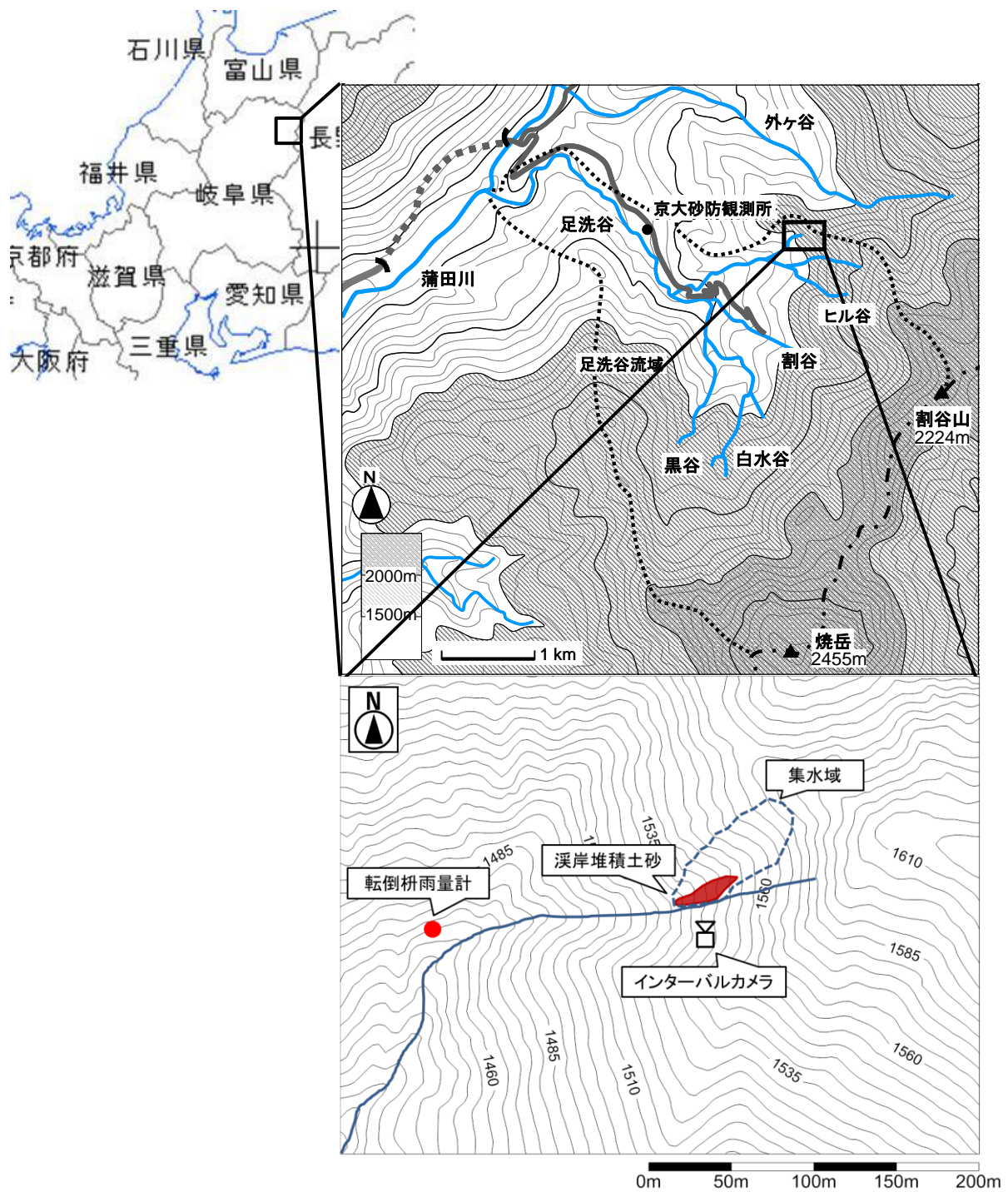


図 2-1 ヒル谷源頭部の位置と地形



写真 2-2 冬期の残雪上に堆積した土砂(2010 年 6 月 18 日撮影)

2.2.2 溪岸堆積土砂の特性について

写真 2.3 に示すように溪岸堆積土砂層の 3 カ所で各ポイントについて 2 深度の土砂採取を行った。表 2-1 は採取した土砂の土質特性である。

図 2-2 は溪岸堆積土砂の粒径加積曲線である。土層の 90% 以上が粒径 0.1mm から 10mm の砂となっている。また、定水位透水試験により、土層の飽和透水係数は 0.63cm/s となり、比較的透水性の高いことが分かった。

体積含水率については採取した土壌サンプルを加圧版法による pF 値の測定を行い、水分特性曲線の $\theta-\psi$ 関係式を得た。観測によって得られた水分特性曲線を Kosugi⁸⁾ が示した式(2.1)によってフィッティングを行った。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = Q\left(\frac{\ln(\psi / \psi_m)}{\sigma}\right) \quad (2.1)$$

ここで、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 S_e は有効飽和度、 ψ_m は $S_e = 0.5$ のときの圧力水頭である。 σ は水分特性曲線の湾曲度を定めるパラメーターである。

また、式(2.1)の関数 Q は余正規分布関数(正規分布で x より上側の確率を表す関数)を表している。

$$Q(x) = \int_x^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (2.2)$$

土砂の内部摩擦角については一軸せん断試験を実施して、算出している。



写真 2-3 土砂採取場所

表 2-1 溪岸堆積土砂の土質特性

	S1-20	S1-50	S2-10	S2-25	S3-20	S3-50
表層からの距離(cm)	20	50	10	25	20	50
飽和透水係数 K_s (cm/s)	0.63					
飽和堆積含水率 θ_s	0.43	0.38	0.50		0.44	0.36
残留堆積含水率 θ_r	0.08	0.12	0.15		0.11	0.12
水分特性曲線の変曲点 ψ_m	-3.10	-6.20	-1.34		-4.90	-2.05
水分特性曲線の湾曲度 σ	2.38	2.45	3.27		2.36	3.01
内部摩擦角 ϕ (deg)	26.34					

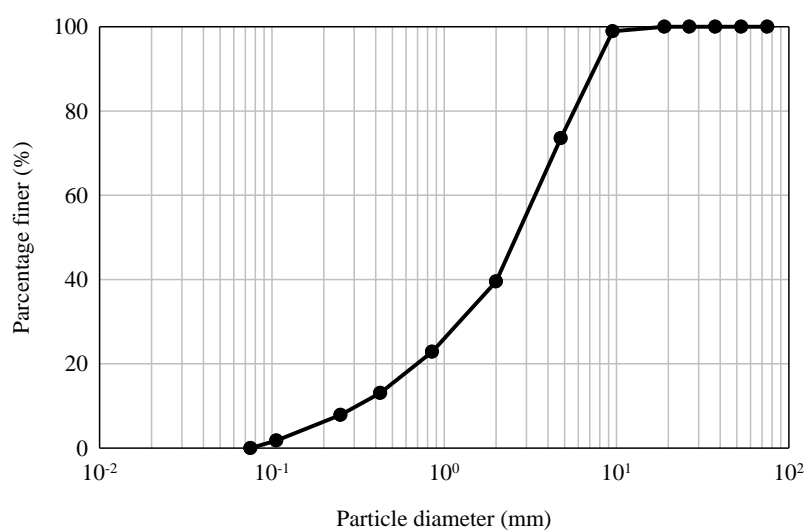


図 2-2 溪岸堆積土砂の粒径加積曲線

2.3 観測方法

観測期間は夏季の降雨による土砂流出を捉えるために、融雪出水後の 2010 年 7 月 9 日～11 月 16 日と 2011 年 6 月 17 日～2011 年 10 月 8 日の期間に行った。

堆積物中の水分動態を知るために、テンシオメーターを溪岸堆積土砂に設置して、間隙水圧を計測した。図 2-3 と図 2-5 はヒル谷溪岸部の等高線図であり、堆積層下部の基岩の地形を示している。基岩までの堆積層の深さは簡易貫入試験により計測した。また図 2-3 と図 2-5 の点線で囲った部分が溪岸堆積土砂であり、テンシオメーターの計測点も示している。テンシオメーターの設置場所は、右岸上流から降雨時に表面流が現れることと、溪岸堆積土砂が本流と接する地点で湧水点を確認されたことから、その斜面上部から湧水点に向かうラインで浸透流が発生することを想定し、これに沿う位置を選んでいく。最上流部の計測点が A1、最下流部の計測点は 2010 年では A5、2011 年では A6 となっている。各計測点では間隙水圧を空間的に把握するため、堆積層下部の基岩上の点と、堆積層表面と基岩との中間にあたる点の 2 深度に測点を設けた。溪岸堆積土砂の堆積層厚と各計測点におけるテンシオメーター設置状況を、2010 年は図 2-4 に 2011 年は図 2-6 に縦断面図により示している。表 2-2 と表 2-3 は各年のテンシオメーターを設置した深度を示している。

以下、テンシオメーターの各測点は、A1 の点であれば A1-30、A1-55 のように地点名と深度を組み合わせることによって表すこととする。テンシオメーターの計測時間間隔は 5 分に設定しており、2011 年 8 月 19 日からは 1 分間隔に変更して計測している。

斜面に降った雨のデータは 150m 下流の地点に転倒枡雨量計(1 転倒 0.254mm)を設置して収集した(図 2-1)。雨量計の設置期間は 2010 年 6 月 18 日～11 月 16 日と 2011 年 6 月 17 日～2011 年 10 月 8 日である。土砂移動・土砂流出の様子は、ヒル谷源頭部の下流に京都大学防災研究所穂高砂防観測所所有の遠隔操作が可能なビデオカメラが設置されており、映像により現象を捉えられるようになっている。2010 年 9 月 8 日からは、より詳細に溪岸堆積土砂の流動化状況を確認するために、溪岸堆積土砂の対岸である本川左岸斜面上にインターバルカメラを設置した。その撮影間隔は 1 分に設定している。

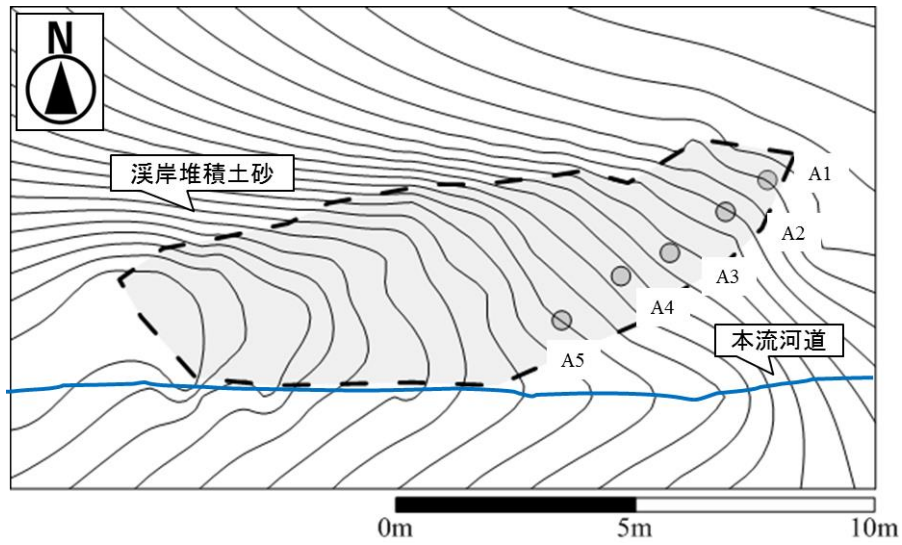


図 2-3 ヒル谷溪岸部の等高線図(2010 年) 等高線間隔 1m

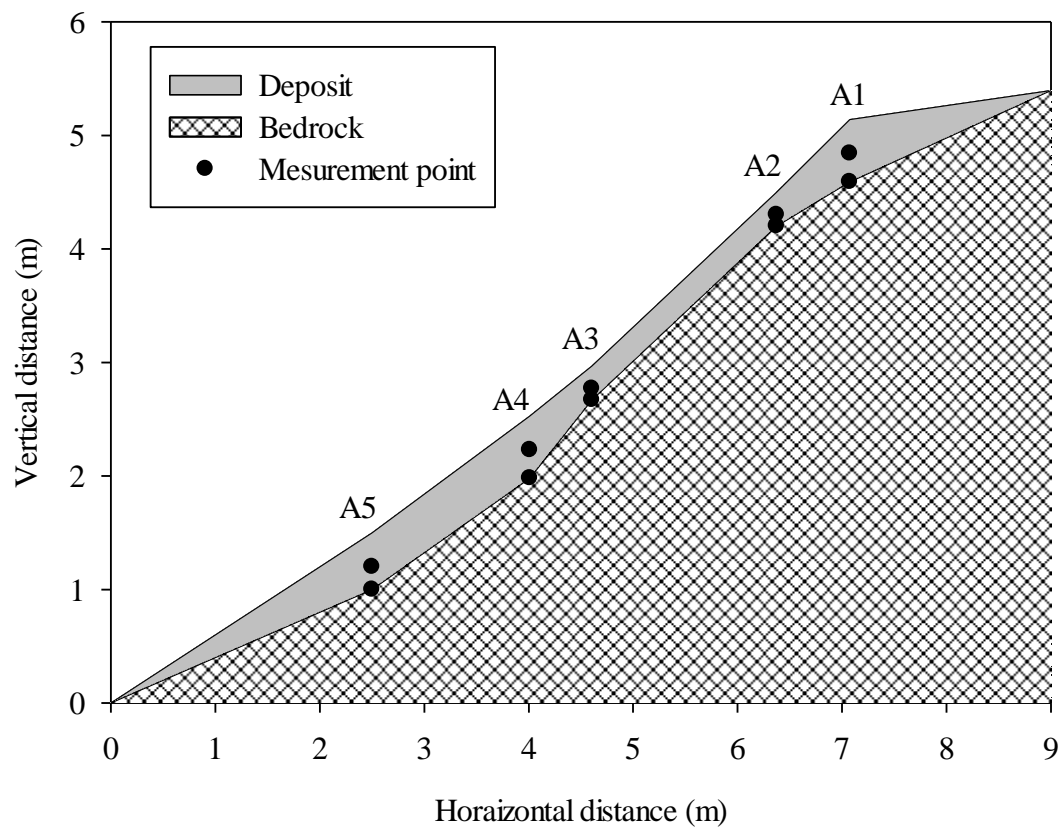


図 2-4 溪岸堆積土砂の断面図(2010 年)

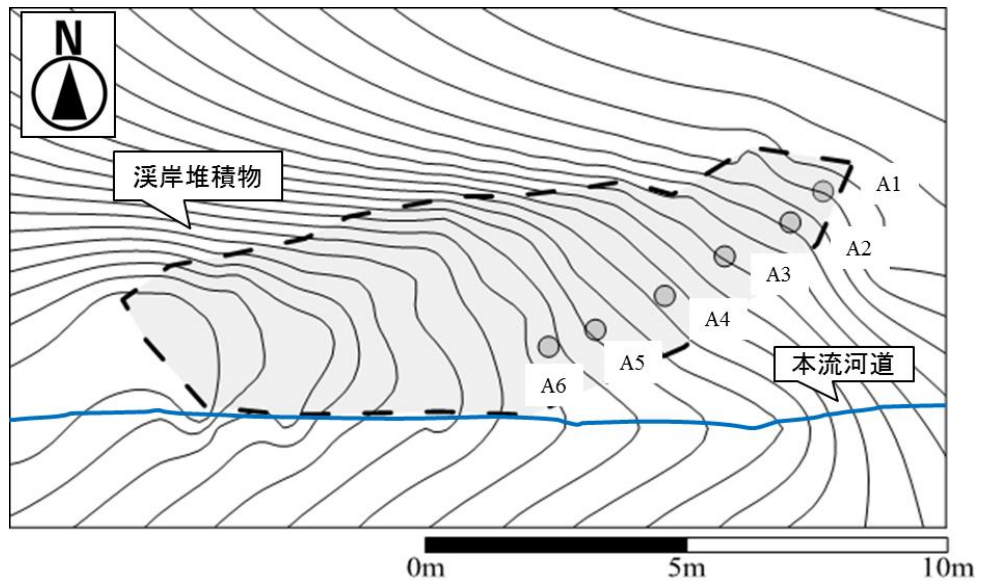


図 2-5 ヒル谷溪岸部の等高線図(2011 年) 等高線間隔 1m

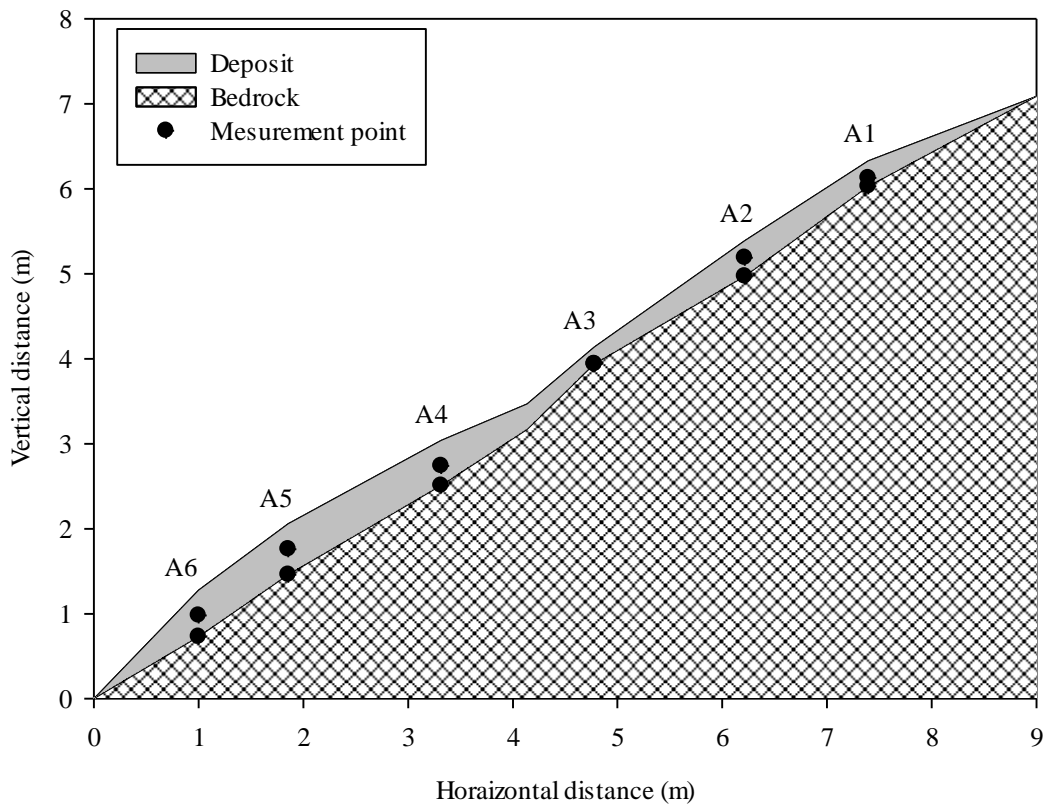


図 2-6 溪岸堆積土砂の断面図(2011 年)

表 2-2 テンシオメーターの計測深度(2010 年)

	表層からの距離(cm)	
A1	30	55
A2	20	35
A3	20	30
A4	30	55
A5	30	50

表 2-3 テンシオメーターの計測深度(2011 年)

	表層からの距離(cm)	
A1	20	30
A2	20	42
A3	20	
A4	30	53
A5	30	60
A6	30	55

2.4 観測結果

ここでは、土砂の流動化が発生した 2 つの降雨イベントと、土砂の流動化が発生しなかった 1 つの降雨イベントについて、降雨量と溪岸堆積土砂中の水分動態の点から観測結果を示す。降雨イベントに分ける際には、降雨終了後に無降雨期間が 72 時間あった場合、それ以前の降雨を 1 イベントとして扱っている。対象とした降雨イベントは最大 10 分間雨量が 7.0mm を越えた 3 つのイベントである。それぞれのイベントを表 2-4 に示している。

表 2-4 比較した降雨イベント一覧

Event ID	降雨開始時刻	降雨終了時刻	積算降雨量 (mm)	最大 10 分間雨量(mm)	土砂流動化
A	2010/6/18 14:50	2010/7/17 15:10	447.3	8.6	○
B	2011/6/18 13:00	2011/6/23 20:10	106.2	7.1	○
C	2011/8/13 20:00	2011/8/28 2:20	211.1	7.4	

2.4.1 溪岸堆積土砂の流動化が発生したイベントの観測結果

(A) 2010年6月18日～7月17日の降雨イベント

2010年6月18日～7月17日に発生した降雨イベントによって、測点のA3、A4付近の土砂が流動化した。図2-7は2010年6月18日～7月17日の降雨イベントにおける10分間雨量と累積雨量を示している。

写真2-4は流動化が発生した地点の溪岸堆積土砂の流出状況を撮影したものである。白線で示した部分の溪岸堆積土砂が、埋設していたテンシオメーターとともに流下していることが見て取れる。

図2-8は2010年6月18日～7月17日の降雨イベントにおける溪岸堆積土砂の流動化直前から直後にかけての間隙水圧と10分間雨量の経時変化を示したものである。A4-55は欠測していたため除いており、流動化が発生して計測できなくなったテンシオメーターについても、流動化の直後からデータを除いている。

7月12日6:20～6:40の間で土砂の流動化が発生した(図2-7では矢印で示した時点、図2-8では点線で示した時点)。流動化発生時刻の判断には、土砂流動化の様子が下流のカメラでは捉えられなかったため、間隙水圧の値を用いて判断をした。7月12日6:30～6:35の間にかけて、A3-20で約80cm、A3-30で約40cmの間隙水圧の上昇があった。A3-20については7月11日15:00の時点ですでに飽和状態に達している上に、土層の厚さから考えても、80cmの間隙水圧の上昇があるとは考えられにくい。そのため、この時点で土層の流動化によってテンシオメーターの流下・転倒が起きたと考え、流動化が発生した時刻とした。

図2-8の10分間降雨量と間隙水圧の値の関係をみると、無降雨の状態から降雨が再び発生する際と、強度が大きい降雨が観測された際に、間隙水圧が大きく上昇していることがわかる。7月11日の13:00の点を見ると、降雨量は1時間に約2.3mmとイベントの期間中では降雨強度は比較的小さいにもかかわらず、間隙水圧の値は小さいところで10cm、大きいところでは30cm上昇している。間隙水圧の上昇は下層に設置したテンシオメーターが先に発生しており、そのあとに中層の間隙水圧の上昇が発生している。降雨開始時点からA1-55とA3-30の各測点における、下層部に設置したテンシオメーターでは正圧が観測されている。その後、10分間雨量が2.0mm前後の降雨が続いているが、間隙水圧は大きな変動を見せていない。

次に大きな変動を見せるのは10分間雨量が5mmを越えた7月12日6:00の時点である。6:20～6:40の20分間に約17mmの大きい雨量が観測されている。この降雨によって間隙水圧の上昇が再び起こり、溪岸堆積土砂の流動化が発生したと考えられる。

流動化が発生した時点では、A1-55やA3-30では飽和状態であったことが計測されているが、その他の観測点では不飽和の状態であった。また、流動化が発生した付近の観測点であるA3、A4では流動化の直前に間隙水圧が5cm～10cmほど上昇しているが、A5の観測点ではほとんど間隙水圧の上昇はみられなかった。

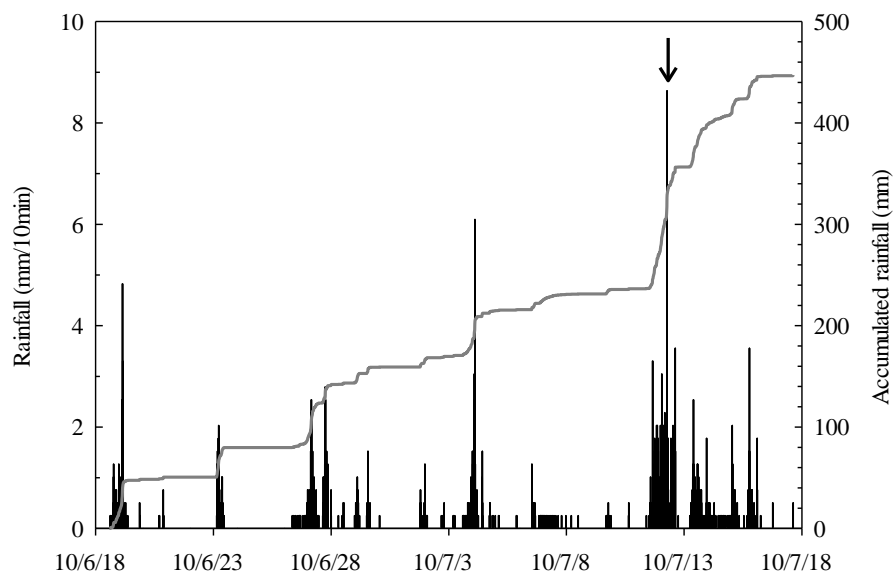


図 2-7 10 分間雨量と累積雨量(2010 年 6 月 18 日～7 月 17 日)

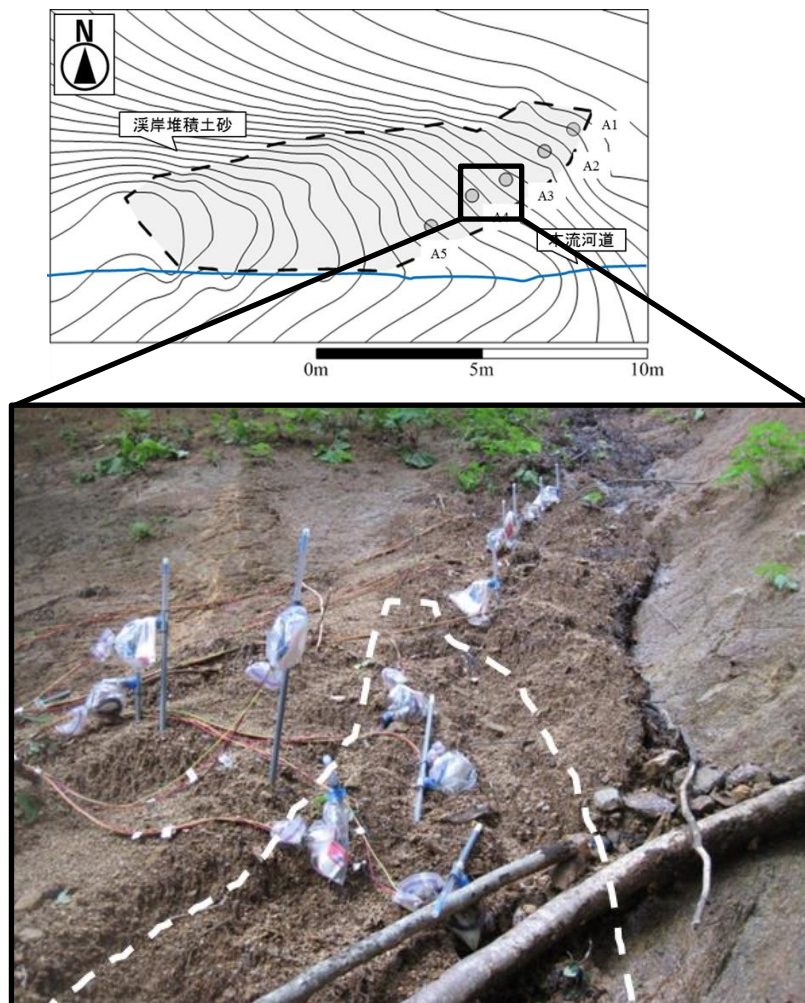


写真 2-4 土砂流動化の状況(2010 年 7 月 18 日撮影)

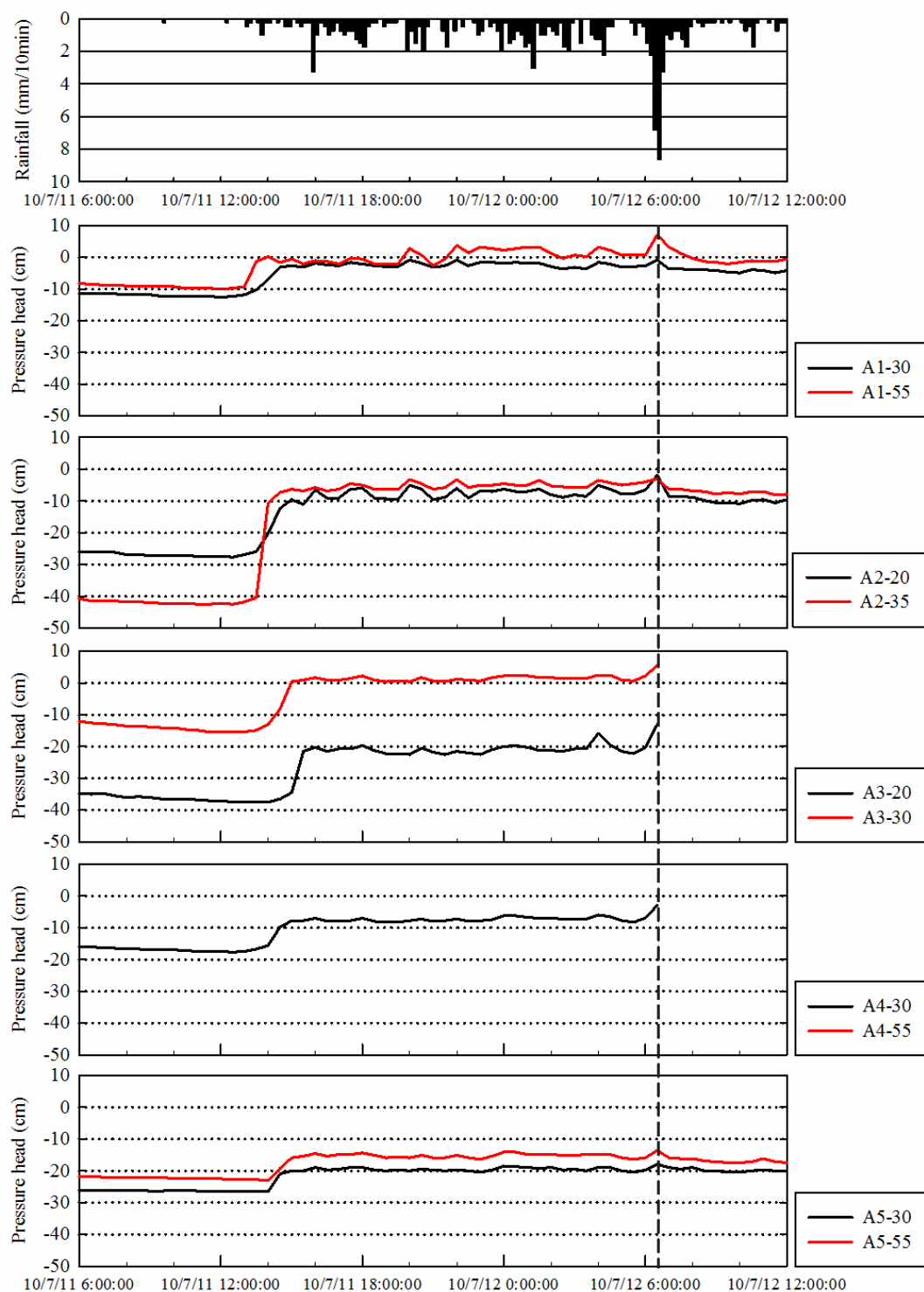


図 2-8 10 分間雨量と間隙水圧の関係(Event A)

(B) 2011 年 6 月 18 日～6 月 23 日の降雨イベント

2011 年 6 月 18 日～6 月 23 日のイベントでは、測点 A3 付近の堆積物が流動化した。流動化の発生時刻は 6 月 23 日 19:18 であり、対岸に設置したデジタルカメラによって溪岸堆積土砂の流動化が確認できた。図 2-9 は 2011 年 6 月 18 日～6 月 23 日の降雨イベントにおける 10 分間雨量と累積雨量を示している。

写真 2-4 は流動化を起こした A3 付近の様子を撮影したものである土砂の流出によって、転倒したテンシオメーター周辺の土層が削り取られ、窪んでいることが分かる。

図 2-10 は溪岸堆積土砂の流動化が発生した降雨イベントにて、流動化直前から直後にかけての 10 分間雨量と間隙水圧の経時変化を示したものである。A1-30 は欠測していたため除いている。10 分間降雨量と間隙水圧の値の関係を見ると 2010 年 6 月 18 日～7 月 17 日の降雨イベントと同じように、無降雨期間から降雨が再び発生する際と、10 分間雨量が 5mm を超えるような大きな降水量が観測された際に間隙水圧が大きく上昇していることがわかる。

溪岸堆積土砂の流動化が起きた直前には 10 分間雨量で 3.0mm の雨量が観測されている。このイベントでは、6 月 22 日の 21:50 に計測された 10 分間雨量 7.1mm に次ぐ強度の大きい降雨であった。

溪流堆積土砂の流動化が発生した時点(図 2-9 では矢印で示した時点、図 2-10 では点線で示した時点)では、流動化が発生した付近に設置してある A3-20 では正圧が観測されていた。堆積層の下層の一部では堆積土砂が飽和状態にあったことを示している。下層の土層が部分的に飽和状態になることによって、流動化が起こったと考えられる。

その他の観測点では、流動化直前に間隙水圧のわずかな上昇が見られるが、ほとんどの部分で不飽和状態であった。

2.4.2 溪岸堆積土砂の流動化が発生しなかったイベントの観測結果

(C) 2011 年 8 月 13 日～8 月 28 日の降雨イベント

図 2-11 は溪岸堆積土砂の流動化が発生しなかった 2011 年 8 月 13 日～8 月 28 日の降雨イベントの 10 分間雨量と間隙水圧の経時変化を示したものである。この降雨イベントでは積算降雨量は 211.1mm、最大 10 分間雨量は 7.4mm が観測されており、溪岸堆積土砂の流動化が発生した前述の B の降雨イベントより大きな 10 分間雨量が観測されている。しかし、本イベントでは溪岸堆積土砂の流動化は発生しなかった。

10 分間雨量が 5mm を越えた時点で、A2 や A5 などの測点では、10cm 程の間隙水圧の上昇が発生している。しかし、今イベントの期間中には各測点で正圧は観測されることはなかった。

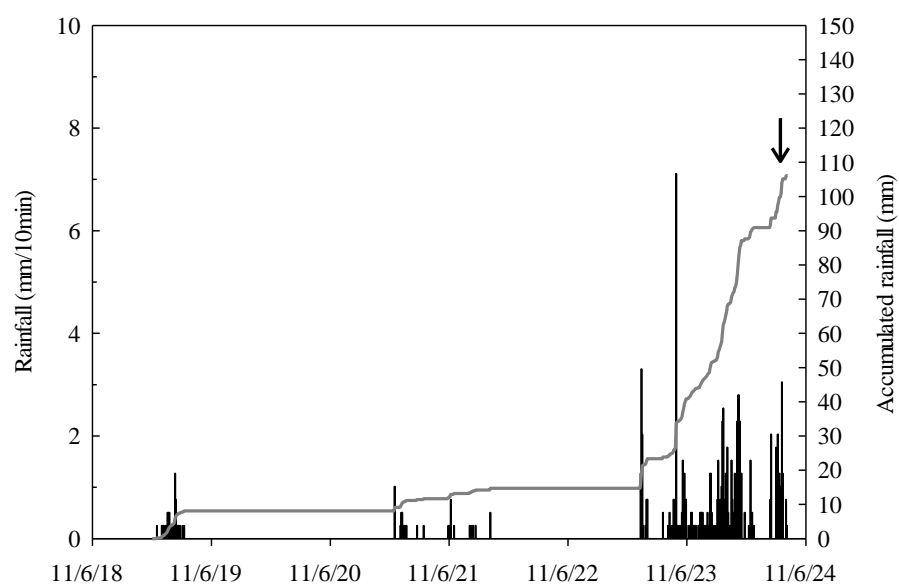


図 2-9 10 分間雨量と累積雨量(2011 年 6 月 18 日～6 月 23)

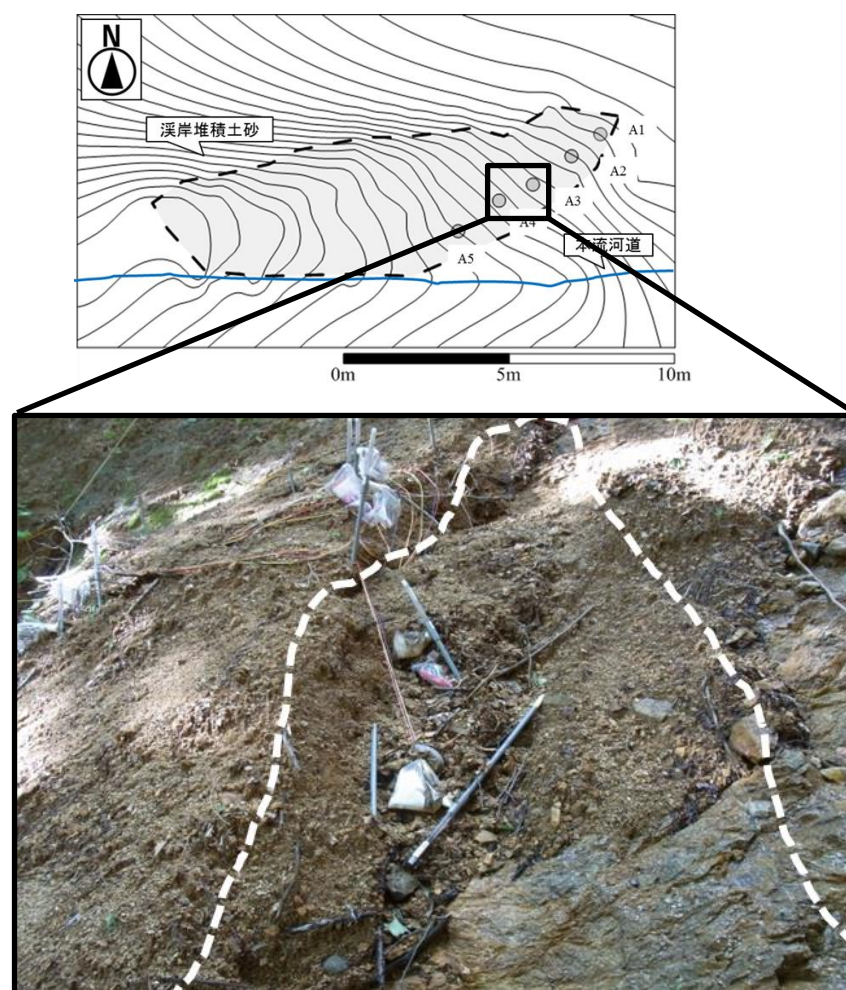


写真 2-5 土砂流動化の状況(2011 年 7 月 11 日撮影)

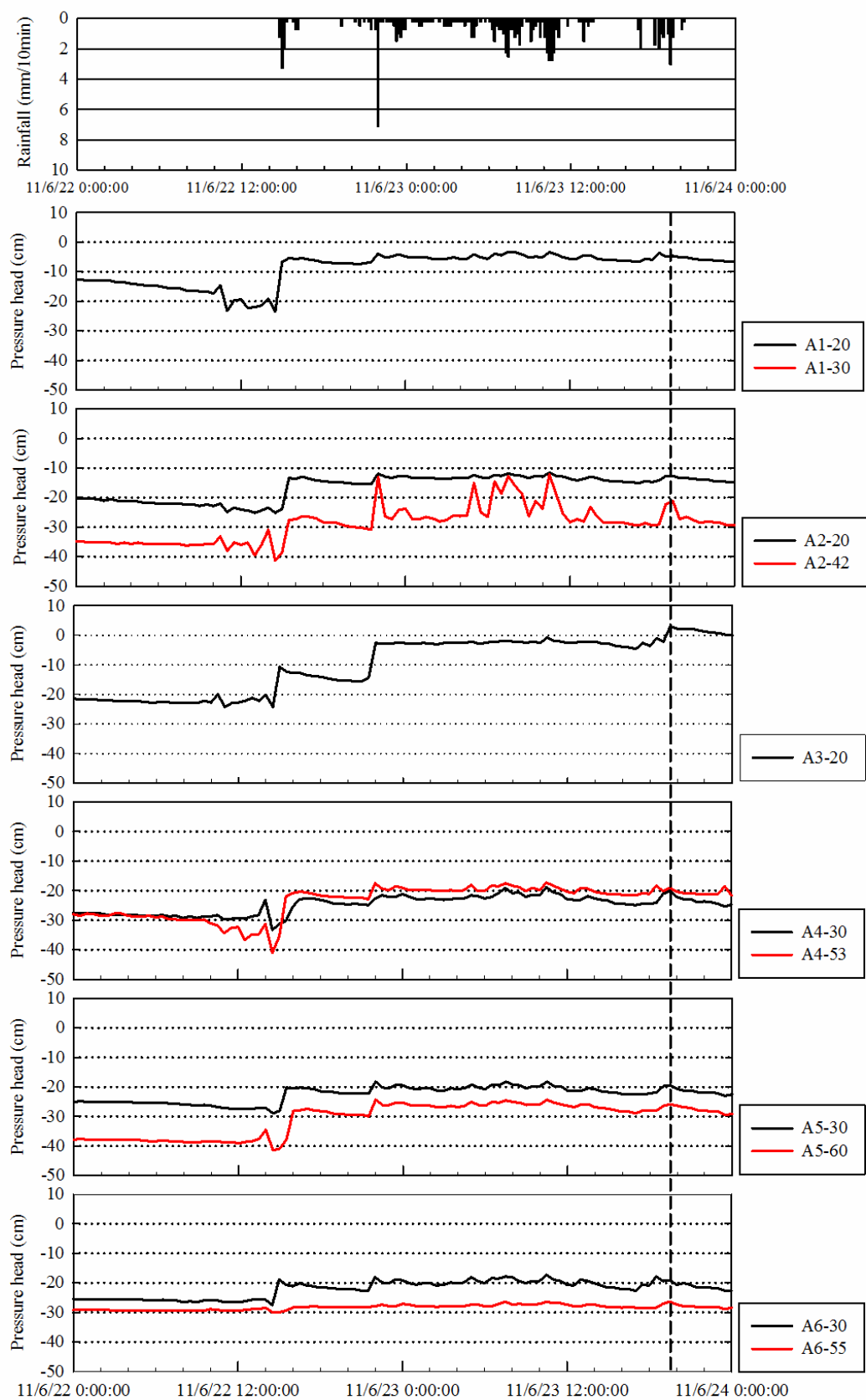


図 2-10 10 分間雨量と間隙水圧の関係(Event B)

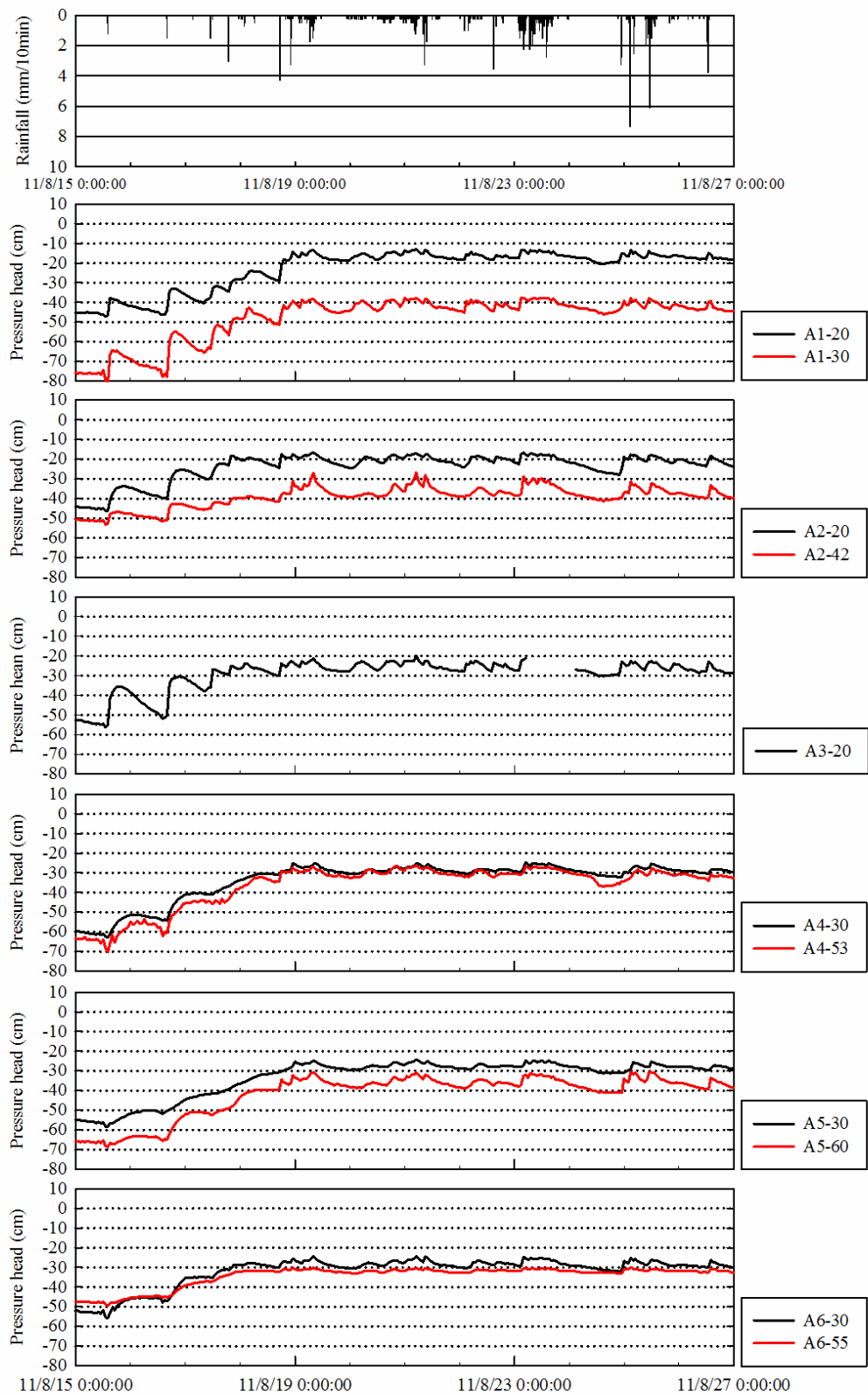


図 2-11 10 分間雨量と間隙水圧の関係(Event C)

2.5 観測結果に関する考察

溪岸堆積土砂の流動化が発生した 2 つのイベントと発生しなかったイベントを比較すると、流動化が発生したイベントでは、いずれも流動化が発生した付近の下層部で飽和状態であったことが確認できる。一方で、流動化が発生しなかったイベントについては、イベントの期間中に一度も正圧が観測されることはなかった。このことから降雨流出によって、堆積土層内の間隙水圧が上昇して、土層の一部で飽和状態に達することで溪岸堆積土砂の流動化が発生すると考えられる。

一方で、流動化が発生した 2 つのイベントでも、流動化直前にあっても堆積層のほとんどの部分で、不飽和状態であることが確認できた。これは上流から雨水の供給によって発生する浸透流は堆積物の中を選択的に流れているため、溪岸堆積土層内で水分状態が大きく異なってくる。その浸透流の偏りが堆積土層の安定性の低下を引き起こし、部分的な流動化につながったのだと考えられる。

ヒル谷源頭部は、溪流堆積土砂が堆積している溪床及び斜面は 25° を越えるような急勾配な溪流であり、土層の透水性が高いため、層内の浸透流の流出が早く、堆積層の全層にわたって飽和状態にはなりにくい。土石流発生理論で示されているような、溪流堆積土砂へ雨水が流入し、堆積土層の全体が飽和状態に達し表面流が形成されるという過程は、あまり発生しないと考えられる。

2.6 おわりに

本章では、土石流発生域である山地源頭部において溪岸堆積土砂内部の水分動態と、流域の降雨量の観測を行うことによって、堆積層内の水分動態が土砂の流動化に与える影響について検討を行った。

ヒル谷源頭部においては、比較的高強度の雨が降っている場合にも、溪岸堆積土砂全層が飽和状態になることはなかった。堆積土砂の流動化の発生時には、堆積層の一部で飽和状態になることが確認されており、一部でも飽和状態になるのであれば不安定な状態となり流動化に至るのだと考えられる。

溪流への土砂の堆積過程や、上流からの雨水供給の条件によって、溪流堆積土砂の流動化の過程は大きく異なると考えられる。そのため、今後も継続的な土砂流出過程の観測が不可欠である。

参考文献

- 1) 高橋保：土石流の発生と流動に関する研究，京大防災研究所年報，第 20 号，B-2，pp.405-435，1977.
- 2) 諏訪浩・真中朋久・稲庭篤：焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討，京大防災研究所年報，第 32 号，B-1，pp.229-247，1989.
- 3) 今泉文寿，土屋智，逢坂興宏：荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地で発生する土石流の流動特性，砂防学会誌，Vol.56，No.2，pp.14-22，2003.
- 4) Matteo Bertia, Rinaldo Genevois, Alessandro Simoni, Pia Rosella Tecca : Field observations of a debris flow event in the Dolomites, Geomorphology, Volume 29, Issues 3-4, pp.265-274, 1999.
- 5) 芦田和男・澤田豊明：山地流域における出水と土砂流出(18)，京大防災研究所年報，第 32 号，B-2，pp.471-486，1989.
- 6) 藤田正治・澤田豊明・水山高久：山地小流域における土砂動態のモニタリング手法，京大防災研究所年報，第 46 号，B，pp.213-223，2003.
- 7) 水谷太郎，里深好文，堤大三，水山高久：急勾配溪床堆積物中の水分動態，砂防学会誌，Vol.61，No.3，pp.27-30，2008.
- 8) Ken'ichirou Kosugi : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, Water Resources Research, Volume 32, Issue 9, pp.2697-2703, 1996.

第3章 降雨により溪岸堆積土砂が流出する際の雨量に関する解析

3.1 はじめに

土石流の発生には溪流堆積土砂内の浸透流による影響があり、浸透流れの形成には流域の降雨量が大きく関係している。

土石流発生の降雨量を考慮した研究としては石川ら¹⁾、矢野ら²⁾など累加雨量や実行降雨量を指標とした研究や、平野ら³⁾や平野⁴⁾による洪水到達時間と特性曲線法による手法などがある。また、池田ら⁵⁾や今泉ら⁶⁾のように複数の降雨指標を組み合わせで考察した研究もある。

土砂災害に対する警戒・避難基準としては、観測された降雨量を用いて算出する指標が主に使われている。実効降雨を用いたものでは長期間の半減期(72 時間半減期)と短期間の半減期(1.5 時間半減期)を対比させて基準線を設定している。また土壌雨量指数と 60 分間積算雨量を対比させて基準線を設定しているものもある。いずれも短期的な雨の降り方を示した指標と長期的な雨の降り方を考慮して、土石流や斜面崩壊の基準を設けている。

本章では第 2 章で実施した溪岸堆積土砂の水分動態の観測によって得られた雨量データと土砂の動態から、溪岸堆積土砂の流出条件に関していくつかの考察を行った。

3.2 累積雨量と時間雨量とを用いた解析

3.2.1 観測期間中の降雨イベントについて

ヒル谷源頭部流域の雨量観測は2010年6月18日～11月16日と2011年6月17日～2011年10月8日に実施した。図 3-1 と図 3-2 はそれぞれ2010年と2011年に観測された1時間雨量を示したものである。

表 3-1 は2010年と2011年に観測された降雨イベントを示したものである。それぞれの降雨イベントに分割する際には、降雨後に無降雨期間が72時間あった場合、それ以前の降雨を1イベントとして扱っている。これはヒル谷源頭部における溪岸堆積土砂の間隙水圧の値が、降雨終了時の値から降雨開始前の値まで戻るのに72時間ほどかかるため、それ以前の降雨が堆積土砂に与えた影響を無視できないと考えたからである。表 3-1 ではイベントごとの積算降雨量、最大10分間時間雨量、最大1時間雨量をまとめている。観

測期間中には 2010 年度は 11 個，2011 年は 8 個の降雨イベントが観測された。

溪岸堆積土砂の移動が発生したイベントは 2010 年では 2 回あり，2011 年では 3 回あった。ここでの土砂移動とは，降雨流出によって表面流が形成され溪岸堆積土砂が流水の作用により流動化して移動した場合と，溪岸堆積土砂の一部が土塊を形成して堆積層から滑落した場合を指している。雨や風の影響によって表面が侵食されて，徐々に堆積物土砂が移動した場合は除いている。

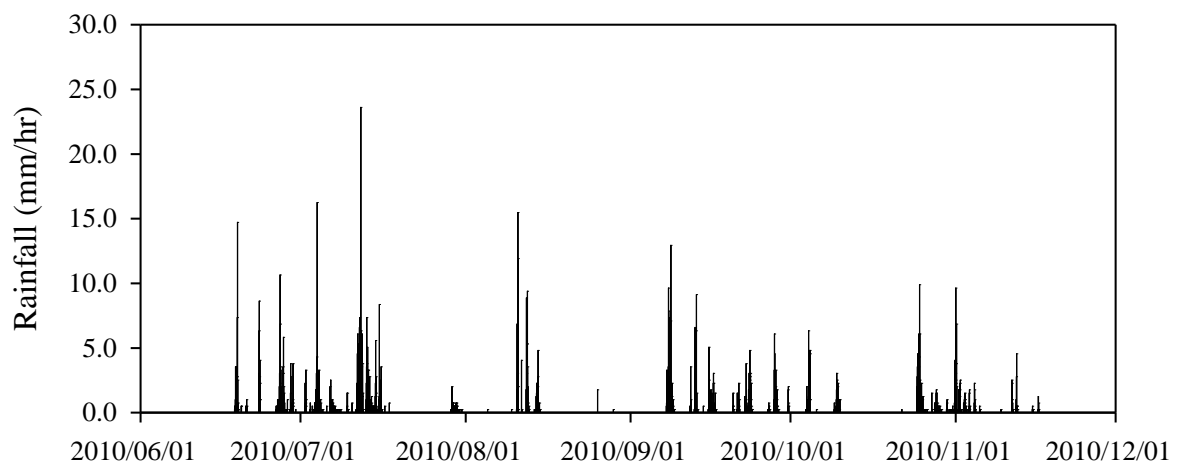


図 3-1 2010 年 1 時間降雨量

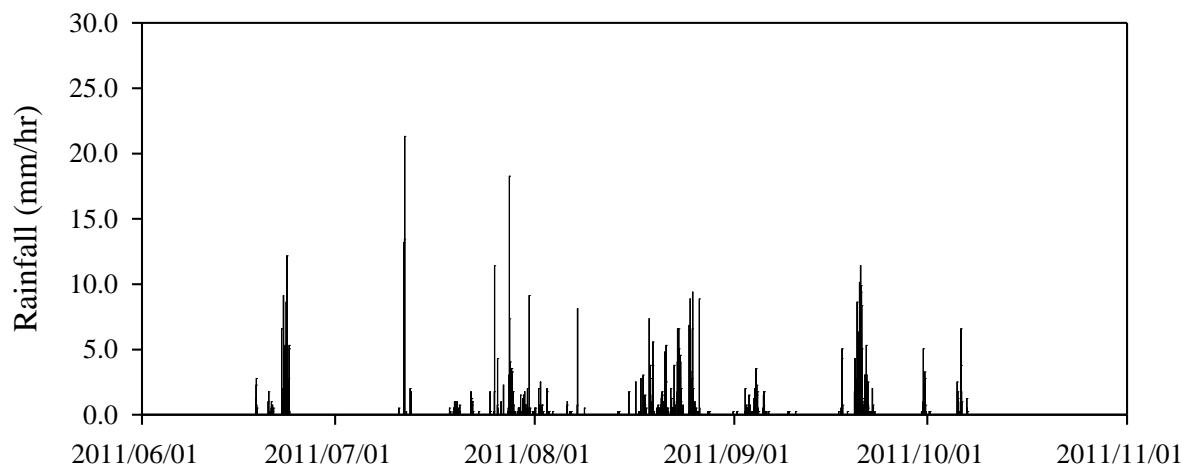


図 3-2 2011 年 1 時間降雨量

表 3-1 降雨イベント一覧

Event No.	降雨開始時刻	降雨終了時刻	累積雨量 (mm)	最大 10 分間雨量(mm)	最大 1 時間雨量(mm)	土砂流動化
1	2010/6/18 14:50	2010/7/17 15:10	447.3	8.6	23.6	○
2	2010/7/29 3:20	2010/7/31 5:30	17.8	0.5	2.0	
3	2010/8/5 1:20	2010/8/5 1:20	0.3	0.3	0.3	
4	2010/8/9 13:10	2010/8/14 22:10	106.2	6.4	15.5	○
5	2010/8/25 17:20	2010/8/28 17:30	2.0	0.8	1.8	
6	2010/9/7 15:50	2010/9/16 23:40	147.3	5.1	13.0	
7	2010/9/20 3:20	2010/9/30 15:20	84.1	2.3	6.1	
8	2010/10/3 19:40	2010/10/5 20:10	37.8	3.3	6.4	
9	2010/10/9 3:50	2010/10/10 5:40	24.1	0.8	3.0	
10	2010/10/21 20:20	2010/11/5 13:30	162.8	3.3	9.9	
11	2010/11/9 11:40	2010/11/16 14:00	22.6	1.3	4.6	
12	2011/6/18 13:00	2011/6/23 20:10	106.2	7.1	12.2	○
13	2011/7/10 19:10	2011/7/12 17:50	54.9	9.7	21.3	○
14	2011/7/18 16:20	2011/8/8 15:50	152.7	7.4	18.3	
15	2011/8/13 20:00	2011/8/28 2:20	211.1	7.4	9.4	
16	2011/8/31 18:10	2011/9/10 11:40	42.2	1.0	3.6	
17	2011/9/17 4:00	2011/9/22 18:10	190.5	4.1	11.4	○
18	2011/9/30 0:30	2011/10/1 7:30	18.5	2.3	5.1	
19	2011/10/5 13:10	2011/10/7 4:30	29.5	2.0	6.6	

3.2.2 累積雨量と時間雨量の関係

図 3-3 と図 3-4 は観測期間中のイベントについて、横軸にイベント終了時までの累積雨量をとり、縦軸に最大 10 分間雨量と最大 1 時間雨量をとって、降雨イベントごとにプロットしたものである。図 3-3 から最大 10 分間雨量が 4.0mm を超えたイベントで土砂の流動化が発生している。また、図 3-4 の最大 1 時間雨量との関係では 10mm をこえる降雨にて流動化が発生している。時間雨量が一定の雨量をこえた際に、土砂の流動化が発生している。一方で、累積雨量と土砂流出の関係では、50mm 程度の少ない雨量から流動化が発生している。

いずれの場合も時間雨量が大きな値を観測した際にも土砂の流動化が発生していないイベントが複数点存在するために、明確に基準を設けることは出来なかった。

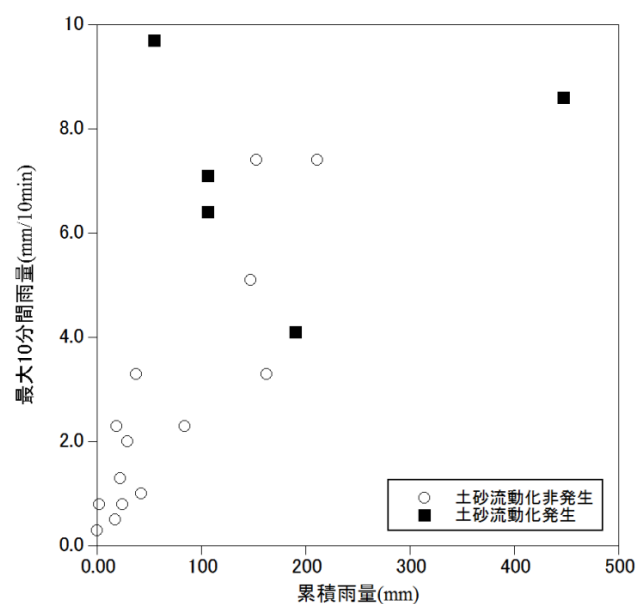


図 3-3 累積雨量と最大 10 分間雨量の関係

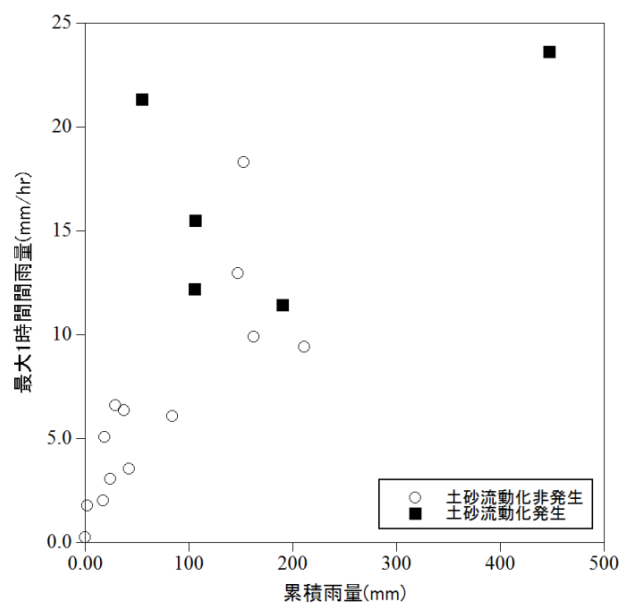


図 3-4 累積雨量と最大 1 時間雨量の関係

3.3 実効雨量による解析

観測された雨量を元に実効降雨を用いて、降雨の解析を行った。先述のように実効降雨は土砂災害発生指標のひとつであり、雨量データのみを用いて算出できるため、広く用いられている指標である。

今回は短期的な降雨強度の影響を示す 1.5 時間半減期実効雨量と長期にわたる積算的な降雨の影響を考慮した 72 時間半減期実効雨量を用いて雨量解析を行った。ここでは鈴木・小橋⁷⁾の研究から以下の式を用いて、実効降雨を算出した。

$$D_M(T) = D_M(T-1)e^\alpha + R(T)e^{\alpha/2} \quad (3.1)$$

$$\alpha = (\ln 0.5) / M \quad (3.2)$$

ここで $D_M(T)$ は実効雨量、 $D_M(T-1)$ は 1 時間前の実効雨量、 $R(T)$ は t 時の時間雨量、 M は半減期を表している。

2010 年と 2011 年の各降雨イベントの結果より、半減期をそれぞれ 72 時間、1.5 時間としたときの実効降雨を算出した。72 時間半減期実効降雨を横軸に、1.5 時間半減期実効降雨を縦軸として、降雨イベント開始時から降雨イベント終了時までの実効降雨をプロットして線で結んだものが図 3-5、図 3-6 に示している各年におけるスネーク曲線である。

そこから、図 3-7 には溪流堆積土砂の流動化が発生したイベントのスネーク曲線を、図 3-8 には流動化が発生しなかったイベントのスネーク曲線を抽出して示している。流動化が発生したイベントについては土砂の流動化が発生した時点までの実効雨量をプロットしている。図 3-7 と図 3-8 の比較によって土砂流動化の発生のタイミングは 1.5 時間半減期実効雨量が 15mm を上回った時点か、その後さほど長くない間であったことが分かる。

一方で 72 時間半減期実効降雨をみると、図 3-8 から降雨イベント No.15 のように 1.5 時間半減期実効降雨量が 15mm 以下であり、72 時間半減期実効降雨量が 100mm を越える降雨が発生している。このイベントでは溪岸堆積土砂の流動化は発生しなかった。また、図 3-7 にみられる土砂流出が発生しているイベントでは 72 時間半減期実効降雨が 40mm を越えると土砂流出が発生している。しかし、図 3-8 が示すように複数のイベントで流出が確認できていない。そのため、ヒル谷源頭部における土砂流出では、長期的な降雨流出の影響を受けていないと考えられる。

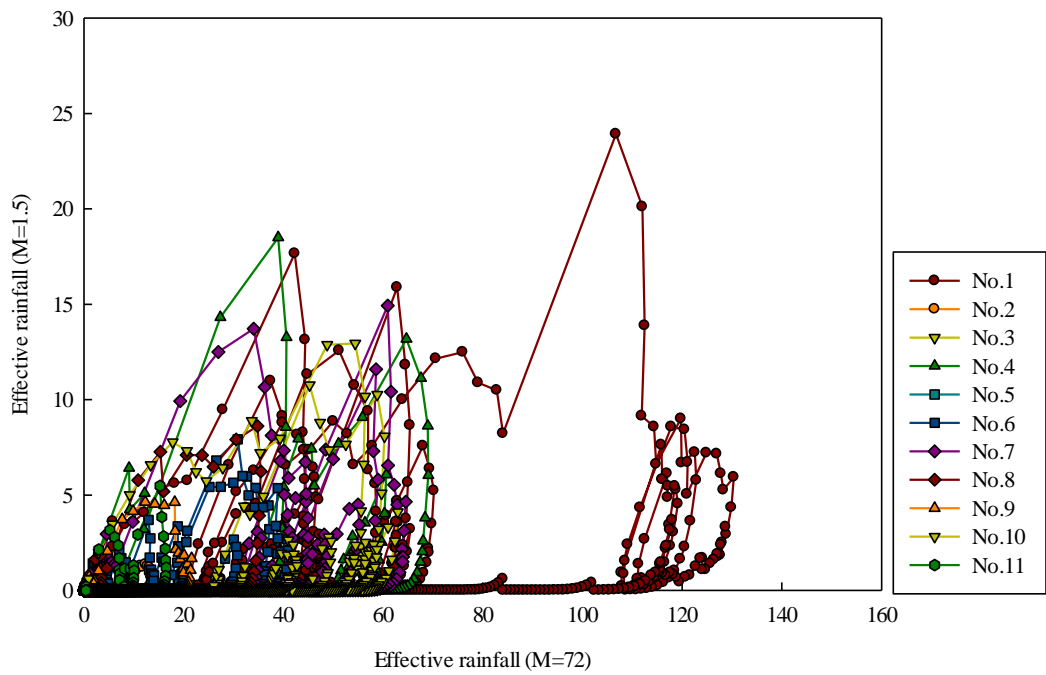


図 3-5 2010 年に発生した降雨イベントのスネーク曲線

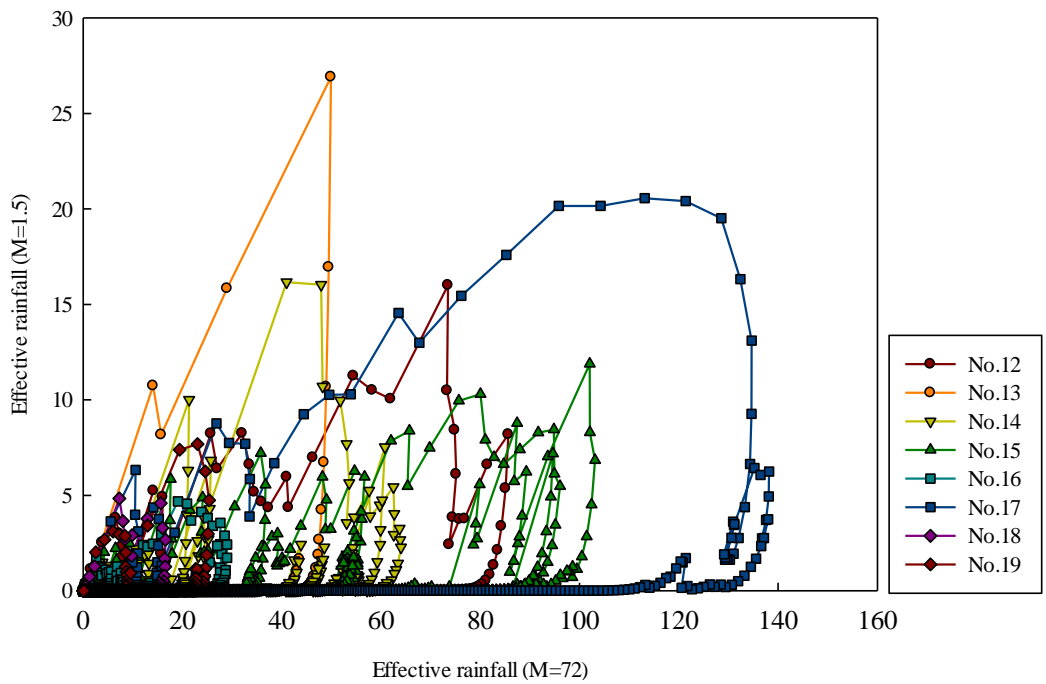


図 3-6 2011 年に発生した降雨イベントのスネーク曲線

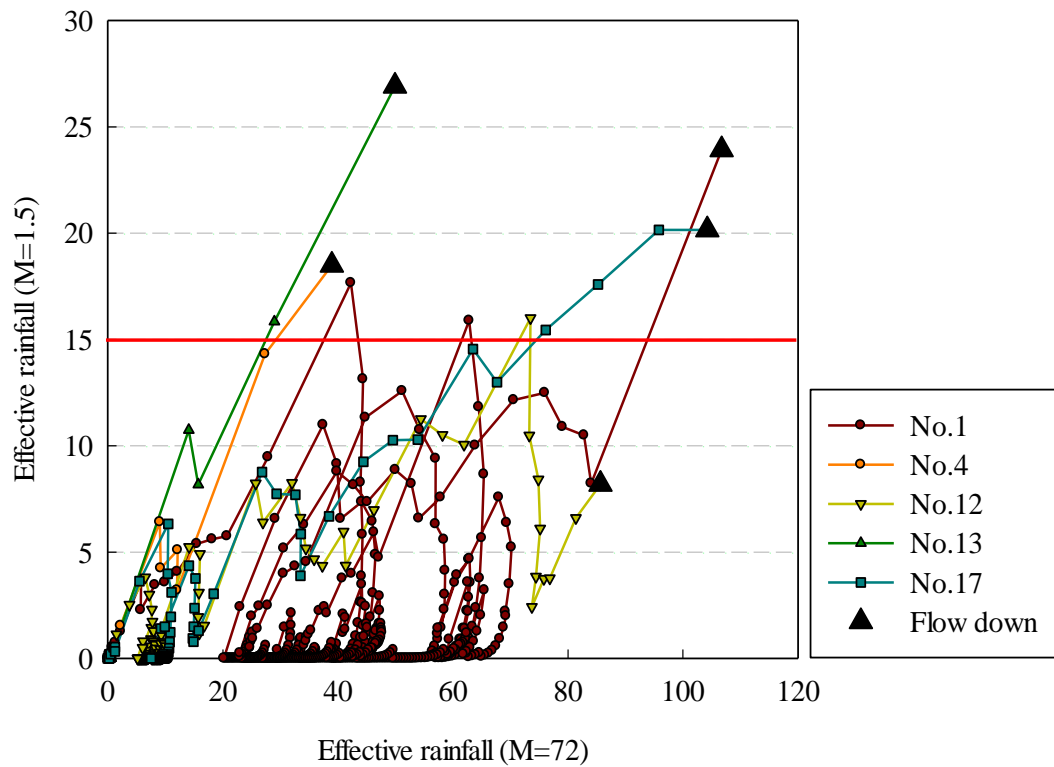


図 3-7 土砂流出が発生したイベントのスネーク曲線

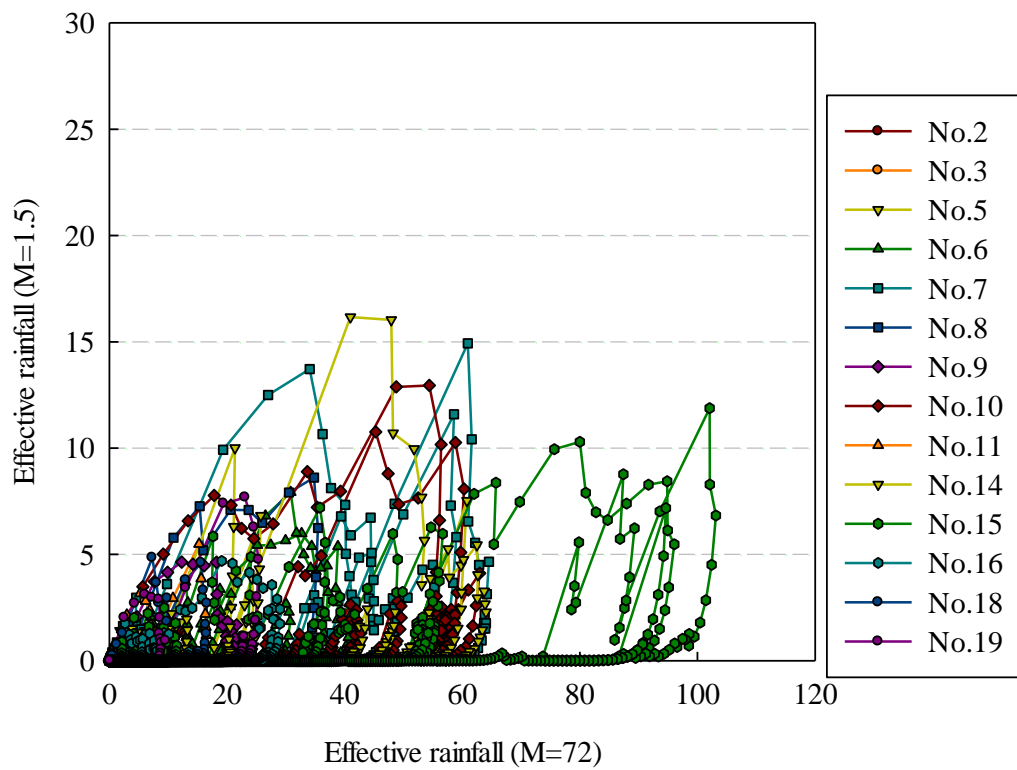


図 3-8 土砂流出が発生しなかったイベントのスネーク曲線

3.4 雨量解析結果に関する考察

観測対象流域のような山地源頭部の崩壊地では、集水面積が小さく、流出も早いため、降雨のピークと流出流量のピークに時間差があまりない。長期的に比較的降雨強度が大きくない雨が続いたとしても、雨水流出のピークはさほど大きくならない。そのため実効降雨の半減期を 72 時間とった場合には土砂流出との明瞭な関係が得られなかったと考えられる。

第 2 章においても堆積層の間隙水圧の上昇がみられるのは、短期的に大きな降雨が観測された際であり、連続的に雨が降っている場合はほとんど上昇がみられなかった。そのため、急勾配の斜面・溪床では短期的な降雨強度が、長期的な降雨流出の影響よりも溪流堆積土砂の流動化に与える影響が大きいということが分かる。

今回の降雨解析においては、溪岸堆積土砂が一部流動化した場合を土砂移動として扱い降雨指標との関係を考察した。溪岸堆積土砂が流動化をはじめて、土石流化に至るためには、上流部からさらなる雨水の流入が欠かせないこととなる。もし、十分な水の供給がなければ、崩壊土は移動してその直下に停止してしまう。流出の増大のためには、短期的により強度の大きい降雨が発生しなければならないため、土石流の発生についても短期的な降雨指標の影響が大きいと予測される。

3.5 おわりに

土石流発生予測は、実効降雨やタンクモデルによって導かれる土壌雨量指数などの指標を用い予測を行っている。これらの指標は長期的な降雨の特性と短期的な降雨の特性を組み合わせる指標化したものである。しかし、今回観測を行った山地源頭部のような流域面積が小さく、流出が早い流域では、長期的な雨量予測の高度化を行ったとしても、土石流発生予測の向上には繋がらないと考えられる。そのため、土石流発生予測には短時間先降雨予測の高度化が必要であると考えられる。

参考文献

- 1) 石川芳治：降雨量を用いた土石流の警戒・避難基準，砂防学会誌，Vol. 43，No. 2，pp. 40-47，1990.
- 2) 矢野勝太郎：前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定手法の研究，砂防学会誌，Vol. 43，No. 4，pp. 3-13，1990.
- 3) 平野宗夫・疋田誠・森山聡之：活火山地域における土石流の発生限界と流出規模の予測，第30回水理講演会論文集，pp.181-186，1986.
- 4) 平野宗夫：土石流の発生予測と流出解析，土砂移動現象に関するシンポジウム論文集，pp.22-38，1992.
- 5) 池田暁彦，水山高久，原口勝則：土石流の発生を支配する降雨量に関する考察，砂防学会誌，Vol. 60，No. 3，pp. 26-31，2007.
- 6) 今泉文寿，土屋智，友野誠：山地源流域における土石流の発生・流下特性，水利科学，Vol. 55，No. 1，pp. 111-126，2011.
- 7) 鈴木雅一・小橋澄治：がけ崩れ発生と降雨の関係について，砂防学会誌，Vol. 34，No. 2，pp. 16-26，1981.

第4章 溪床堆積土砂の流動化に関する現地実験

4.1 はじめに

山地河川においては、裸地斜面から生産され溪流に供給される土砂と、溪床に堆積した土砂の内部における雨水の浸透過程が、土砂の流出や土石流の発生に大きな影響を与えている。

既往の研究¹⁾²⁾の観測事例から、降雨流出によって溪流堆積土砂の堆積層状に表面流が形成され、堆積層が侵食されて流動化することによって、土石流発生へと繋がっていくこと示唆されている。また、その際には堆積層の内部は不飽和状態であることも指摘されている。

土石流発生時に堆積層内が不飽和状態であれば、堆積層上の表面流と堆積層との水のやりとりが考慮されなければならない。しかし、土砂流出時の溪流堆積土砂の水分動態を直接的に捉えた研究事例は少なく、土層内の雨水浸透過程が堆積層上の表面流に与える影響は明瞭ではない。

そこで、本章では土石流発生地である山地源頭部に溪流堆積土砂層を人工的に作成して、流動化現象の再現を行い、堆積層内の水分動態と表面流出を同時に捉えようとした。また、雨水の流出過程が溪床堆積土砂の流動化に与える影響を検討した。

4.2 実験方法

4.2.1 実験地の概要

実験は第2章の観測と同様に、京都大学防災研究所穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷流域右支溪のヒル谷源頭部にて実施した。

芦田ら³⁾や藤田ら⁴⁾、水谷⁵⁾らの研究によると、ヒル谷源頭部では凍結融解によって生産された土砂は、その大部分が本流の溪流上に堆積していた。しかし、近年生産された土砂はその多くが溪流の右岸斜面上に堆積するようになっている。右岸斜面からの降雨流出量は溪流本川上に比べると少ないため、溪岸上の堆積土砂は小規模な流動化の発生にとどまり、藤田ら⁴⁾の研究で観測されていたような大規模な土砂流出は観測されなくなっている。そこで、ヒル谷本流に沿って人工堆積土砂層を作成することにより、部分的な流動ではない溪流堆積土砂の流出現象を再現した。

4.2.2 堆積土砂層の作成

実験では降雨によって溪流堆積土砂へ雨水が供給され、流水の作用によって砂礫が流出していく状況を再現するために、ヒル谷本流上に比較的空疎な状態の人工土層を作成した。人工土層の作成に用いた土砂は、ヒル谷源頭部の右岸に裸地斜面から生産され堆積している溪岸堆積土砂を用いた(写真 4-1)。

堆積層の作成は次の手順で行った。まず、溪流の普段の流出によって人工溪岸堆積土砂層が流出しないように、源頭部に存在する礫を集めて溪床上に配置し、水の流れを伏流させた。その上からヒル谷源頭部の右岸斜面に堆積している土砂をヒル谷本流状に投入した。堆積土砂層は土層を一定の厚さまで作成したあと、人力によって締固めを行った。この作業を繰り返して所定の層厚にまで堆積させた(写真 4-2)。



写真 4-1 溪岸堆積土砂(下流より 2013 年 8 月 28 日撮影)

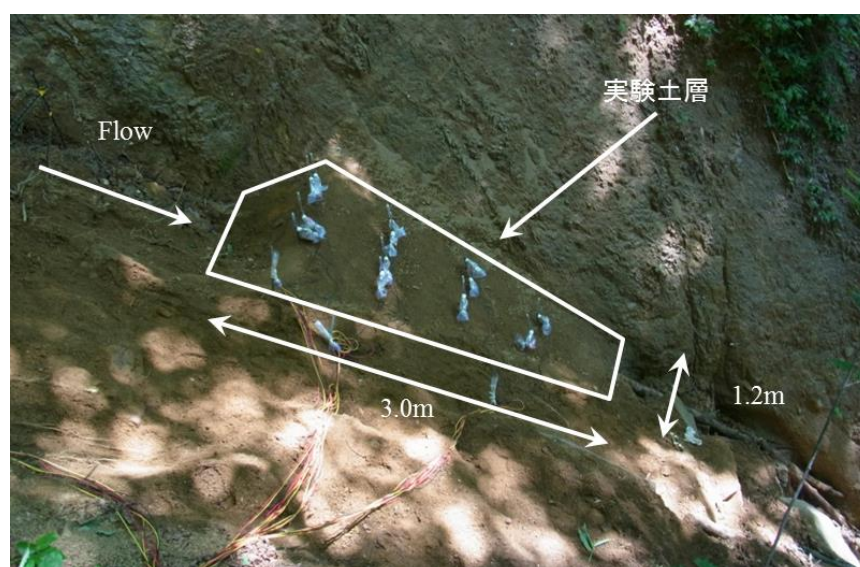


写真 4-2 溪流堆積土砂層(溪流右岸より 2013 年 8 月 9 日撮影)

4.2.3 現地実験の期間

実験は、夏季から秋季にかけての降雨による土砂流出を捉えるために、1 回目の実験を 2013 年 8 月 9 日～8 月 26 日に行い、2 回目の実験を 2013 年 10 月 4 日～10 月 31 日の期間に行った。それぞれを Case1, Case2 と呼称する。

4.2.4 実験条件および実験方法

図 4-1 はヒル谷源頭部の地形を示している。上図の実線部がヒル谷の本流を示している。ヒル谷源頭部の実験領域上流の流域面積は 0.75ha である。図 4-1 の下図の点線で囲った部分が堆積層にあたる。図 4-2 は図 4-1 における X-X' のラインにおける縦断形状を表している。

堆積層の層厚は Case1 では 30cm～58cm, Case2 では 30～65cm となるように作成している。上流部の層厚の方が大きく、下流に行くほど層厚は小さくなっている。

堆積層の水分動態の観測にはテンシオメーターを用いて、間隙水圧を計測した。表 4-1 はおよび表 4-2 は Case1 と Case2 のテンシオメーターの設置深度を示している。計測点は 2 つのラインを設定した。ヒル谷の本流の流路中心に C ラインを設定した。また、右岸側の斜面が左岸に比べて勾配が緩やかであり、比較的堆積層の厚さが大きいため、C ラインから 1.0m 程右岸寄りの地点に R ラインを設定した。テンシオメーターの設置点は図 4-1, 図 4-2 のように設置している。テンシオメーターの計測時間の間隔は 1 分に設定した。

降雨量は 150m 下流の地点に転倒杓雨量計(1 転倒 Case1 では 0.256mm, Case2 では 0.5mm)を設置して計測した。また、溪流の水位については堆積土砂層の上流側に圧力式水位計を設置して観測を行った。

土砂の流出過程については、実験対象の溪流堆積土砂層の右岸側及び下流の 2 地点(図 4-1, 図 4-2)にインターバルカメラを設置して、撮影を行っている。撮影の間隔は 1 分に設定した。

図 4-3 は実験に用いた溪岸堆積物の粒径加積曲線である。土層の 90%以上が砂となっている。また、実験に用いた堆積層から土砂サンプルを採取して土質試験を行った。堆積層の嵩密度は 2.00g/cm^3 であり、飽和透水係数は $1.55 \times 10^{-1} \text{cm/s}$ となっている。

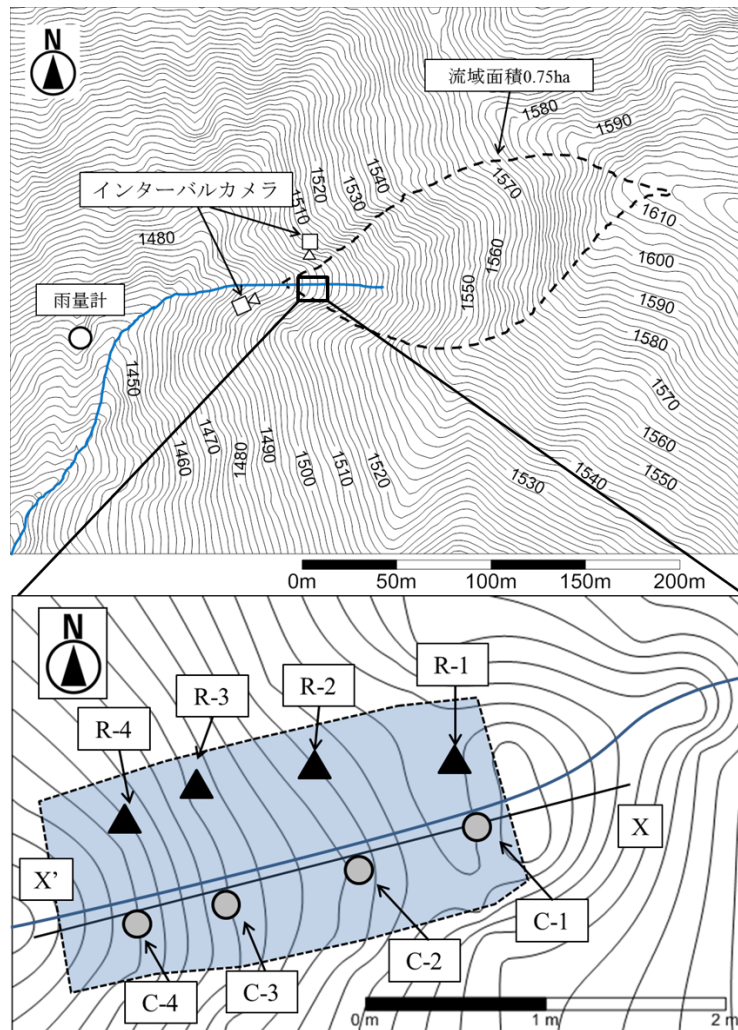


図 4-1 ヒル谷源頭部地形図(下図の等高線間隔は 1m)

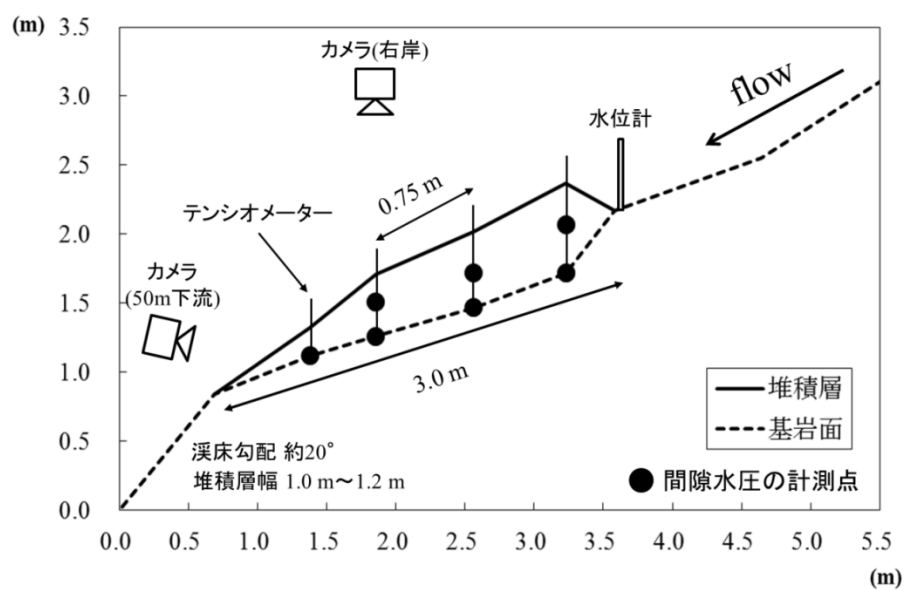


図 4-2 堆積層の縦断形状(図 4-1 における X-X' のライン)

表 4-1 テンシオメーターの設置深度(Case1)

	表層からの距離(cm)	
C1	58	30
C2	52	30
C3	40	20
C4	25	
R1	56	30
R2	48	30
R3	35	
R4	10	

表 4-2 テンシオメーターの設置深度(Case2)

	表層からの距離(cm)	
C1	65	30
C2	55	30
C3	40	20
C4	20	
R1	52	30
R2	55	30
R3	45	30
R4	30	

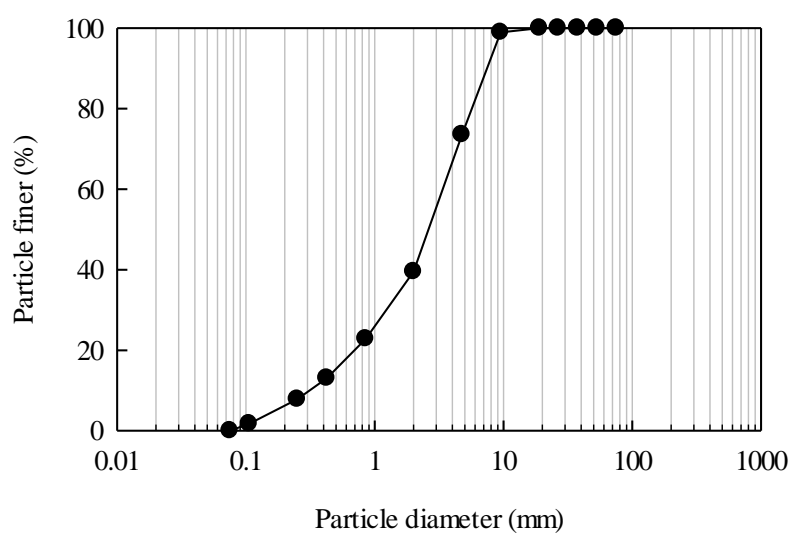


図 4-3 堆積層の粒径加積曲線

4.3 実験結果

4.3.1 Case1 (2013 年 8 月 9 日～8 月 26 日)

実験 Case1 では 8 月 20 日 18 : 50～19 : 40 にかけての降雨によって，堆積土砂の流出が発生した(写真 4-3，写真 4-4)。

図 4-4 と図 4-5 は溪床堆積土砂の流動化が発生した際の，8 月 20 日 18:00～20:00 における 10 分間雨量と堆積層の間隙水圧の経時変化を示したものである．欠測している観測点については除いている．堆積物の流動化は C1 及び R1 付近で 19:00 頃に発生した．19 : 00 までの時点で 10 分間雨量の最大で約 3.0mm の降雨が記録されており，この降雨によって溪流堆積土砂が流出した．

降雨流出によって堆積層の下層部から先に間隙水圧の上昇が発生している．そのあとに中層の間隙水圧が上昇している．また，どの観測点においても下層の方が間隙水圧の値は大きくなっている．流動化の直前には C1-58 ， C3-40， R1-56 の観測点で飽和状態に至っているが，他の点に関しては不飽和の状態のままであった．



写真 4-3 溪流中の人工堆積層 (2013.8.8 下流より撮影)

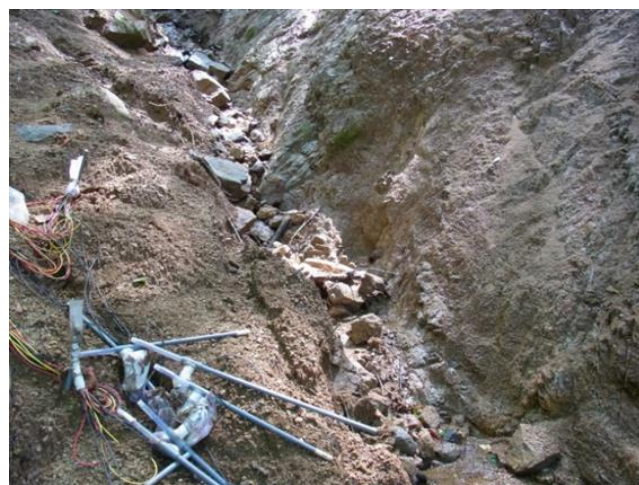


写真 4-4 堆積物の流出状況(2013.8.26 下流より撮影)

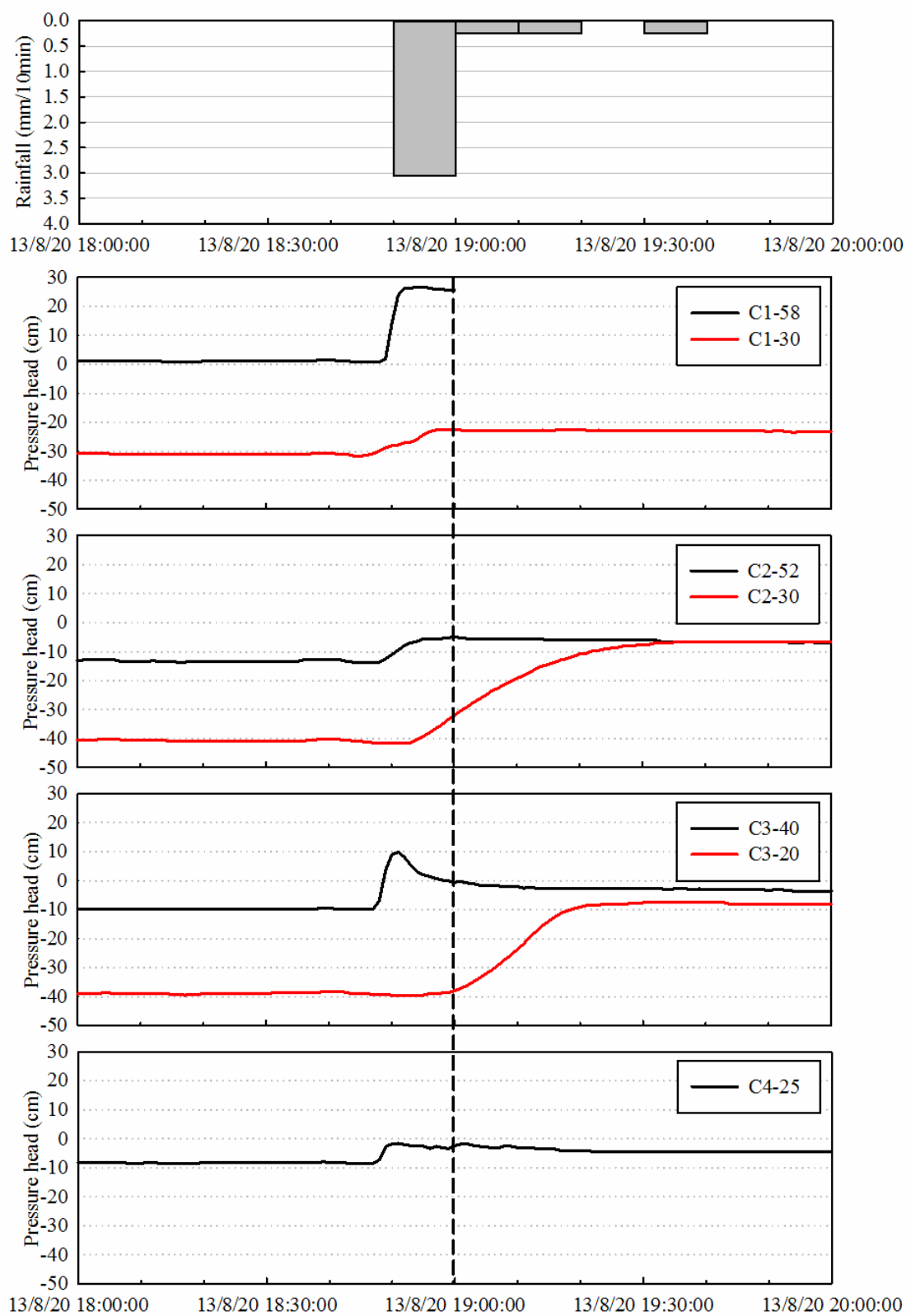


図 4-4 10 分間雨量と堆積層の間隙水圧の関係(Case1)

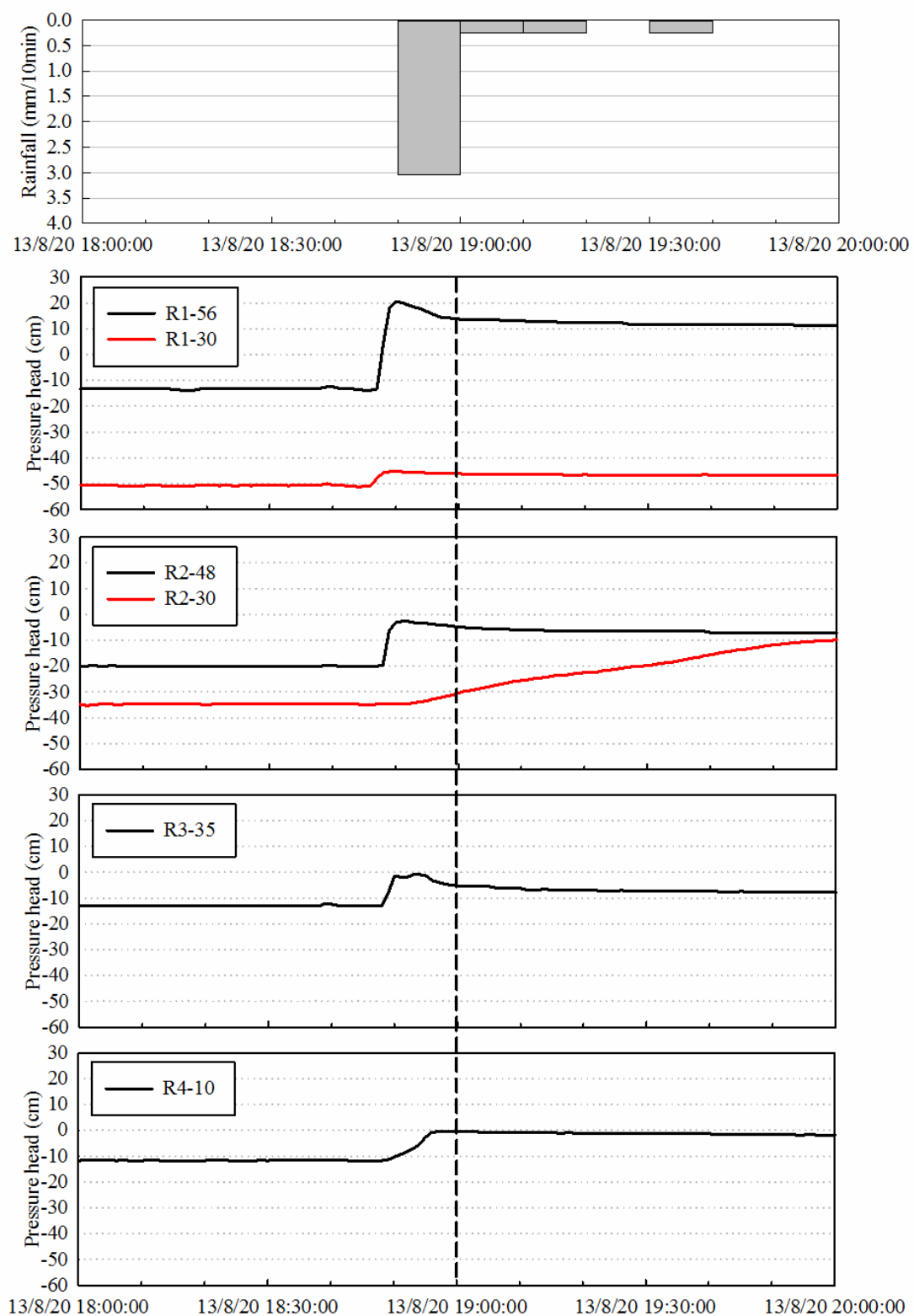


図 4-5 10 分間雨量と堆積層の間隙水圧の関係(Case1)

4.3.2 Case2 (2013 年 10 月 4 日～10 月 31 日)

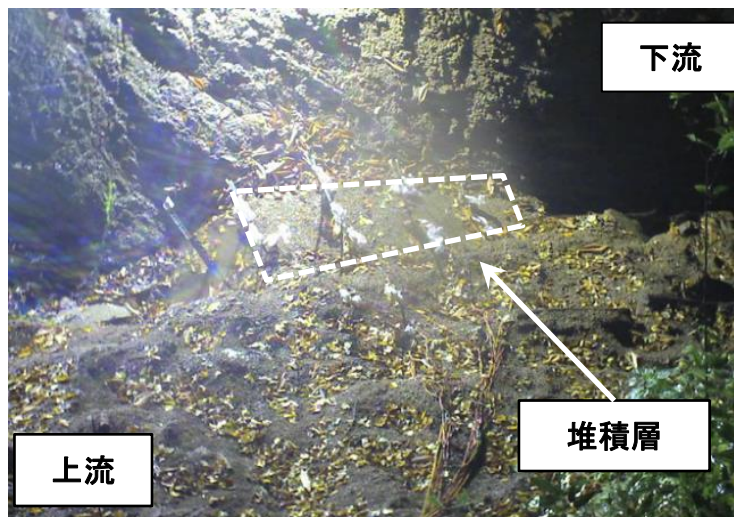
Case2 の実験では 2013 年 10 月 11 日に発生した降雨によって、堆積層が流動化する様子が捉えられた。10 月 11 日の降雨イベントにおける積算雨量は 18.0mm であり、最大 10 分間雨量は 2.5mm であった。

図 4-6～図 4-8 は流動化が発生した際の堆積層の様子を、インターバルカメラによって撮影した画像を時系列に並べている。20:30～20:40 にかけて本イベントの最大 10 分間雨量である 2.5mm の降雨があった時刻より、実験堆積層の上流部の水位が上昇し始めた。降雨開始直後の 20:30 の時点より堆積土層の上流側に降雨流出による湛水が確認できる。湛水が確認されてから 20 分までの間には堆積層に大きな変化はみられない。20:50 の時点から堆積層の上部から表面流の形成がみられた。表面流は湛水域の雨水が堆積層上部から越流することによって形成された。表面流は堆積層中部で再び伏流していた。

21:00 の時点より堆積層上の表面流によって、わずかに土砂が流出しはじめる様子が確認できた。21:05 の時点で堆積層上に形成した表面流は、堆積層の下流端の位置まで到達した。その後、20:08～20:10 の間で堆積層上の表面流に侵食されることによって、堆積土砂のほとんどが流出した。

図 4-9 と図 4-10 は溪床堆積土砂の流動化が発生した 20:00～22:00 までの 10 分間雨量、上流の水位、堆積層の間隙水圧の経時変化を示したものである。図 4-9 と図 4-10 より降雨によって堆積層の上流部の水位が上昇し、それに伴い堆積層内部の間隙水圧が上昇していくことがわかる。最も上流部に設置した R1-52 の観測点は、上流の水位上昇とよく対応していることがわかる。また、R2-30 の観測点は堆積層が流動化する直前に至っても不飽和の状態であった。その他の点の間隙水圧は上昇と下降を繰り返しながら飽和状態に至っている。

図 4-11 は溪床堆積土砂層における C1～C4 の観測点での間隙水圧の等圧分布図である。図 4-11 の浅い深度の間隙水圧については、計測ができていないため、テンシオメーターの計測値をもとに補完している。下層と中層の 2 点の実測値について差をとり、その差と深度との勾配をとり、それを浅い深度にも同様の勾配を与えて間隙水圧を算出している。図 4-11 より堆積層の上流部に湛水が始まる前はほとんどの部分で不飽和の状態であったが、上流部の水位が上昇すると堆積層の下部から間隙水圧が上昇していくことが見て取れる。表面流が形成されて流動化の直前の 21:08 の時点に至るまで表層部分では不飽和の状態であったことがわかる。



2013/10/11 20:30



2013/10/11 20:35

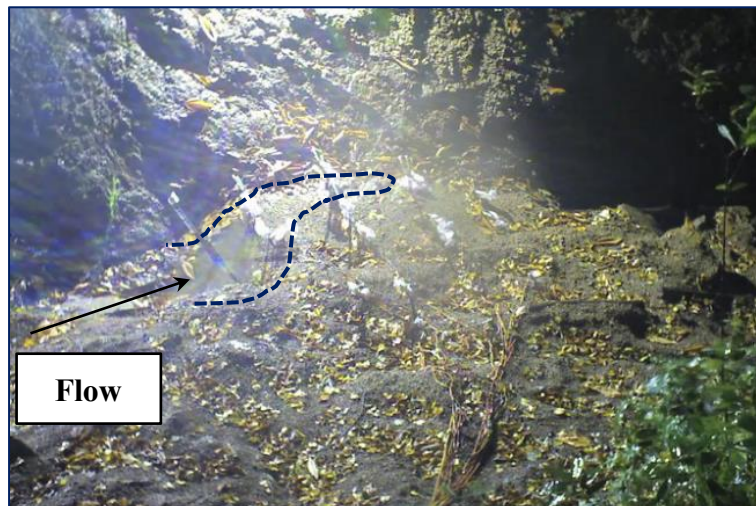


2013/10/11 20:40

図 4-6 土砂流動化時の堆積層の様子(2013/10/11 20:30～20:40)



2013/10/11 20:45



2013/10/11 20:50



2013/10/11 20:55

図 4-7 土砂流動化時の堆積層の様子(2013/10/11 20:45～20:55)



2013/10/11 21:00



2013/10/11 21:05



2013/10/11 21:10

図 4-8 土砂流動化時の堆積層の様子(2013/10/11 21:00～21:10)

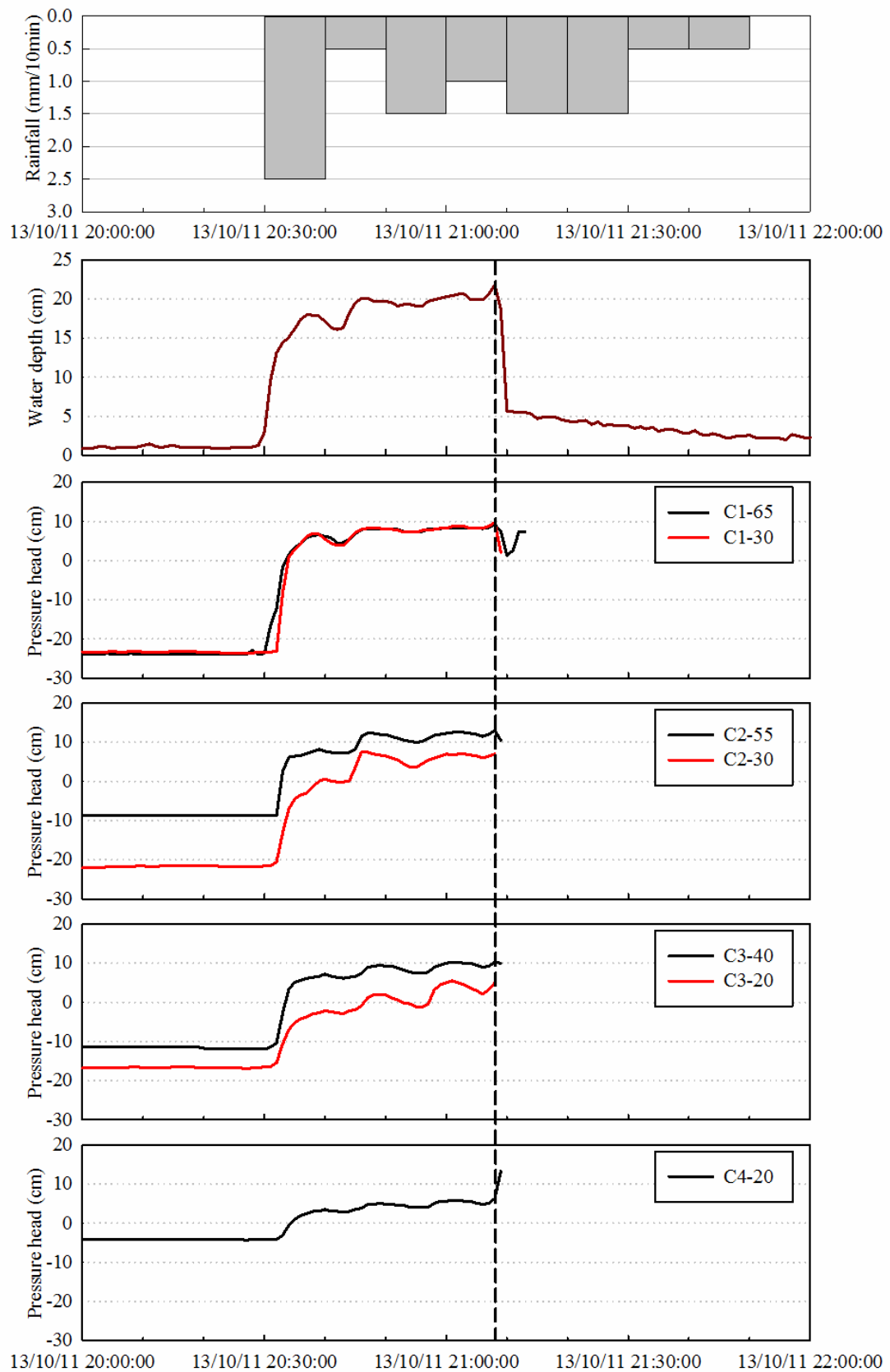


図 4-9 10 分間雨量，水位変動，堆積層の間隙水圧の関係(Case 2)

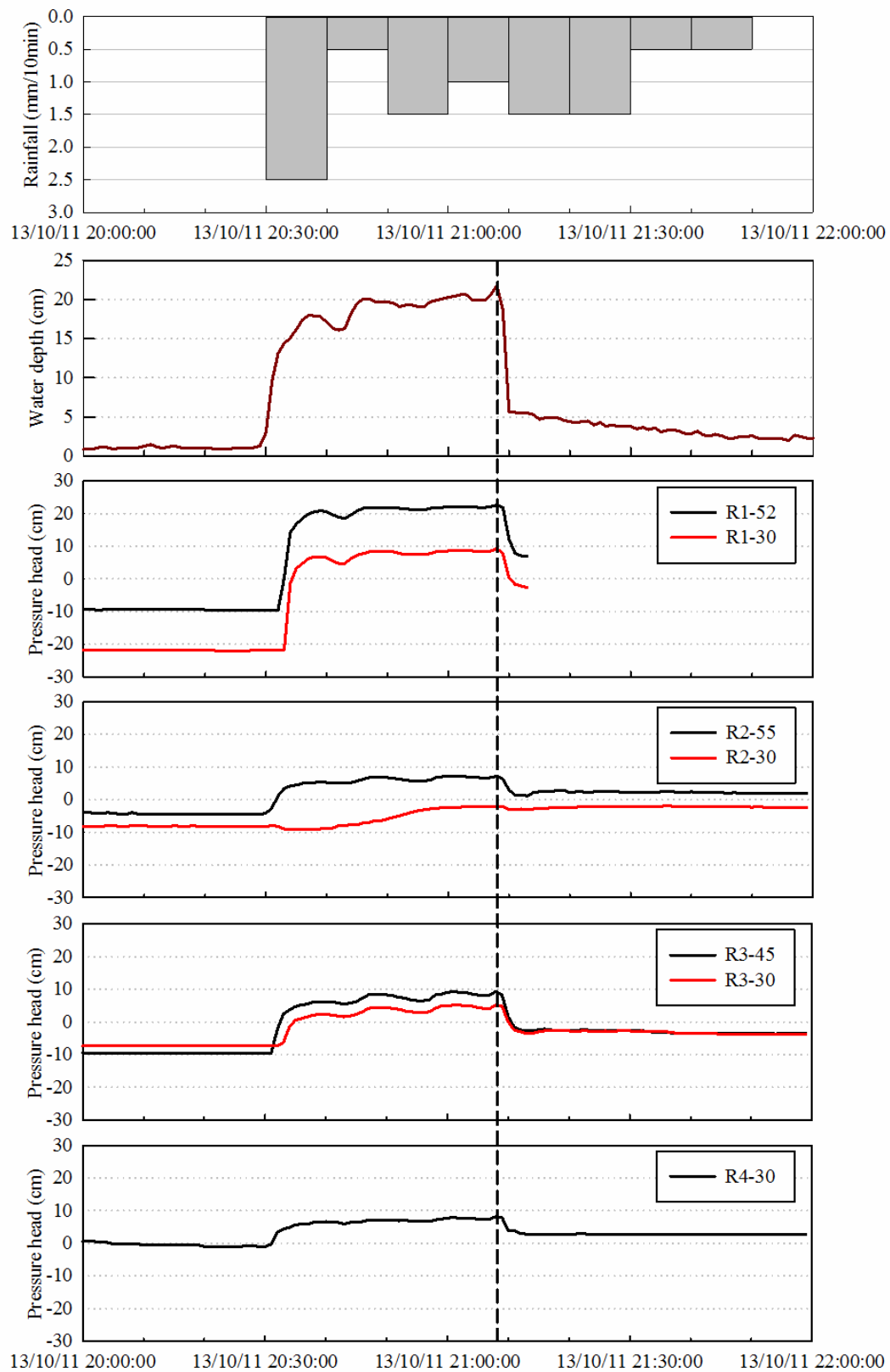


図 4-10 10 分間雨量，水位変動，堆積層の間隙水圧の関係(Case 2)

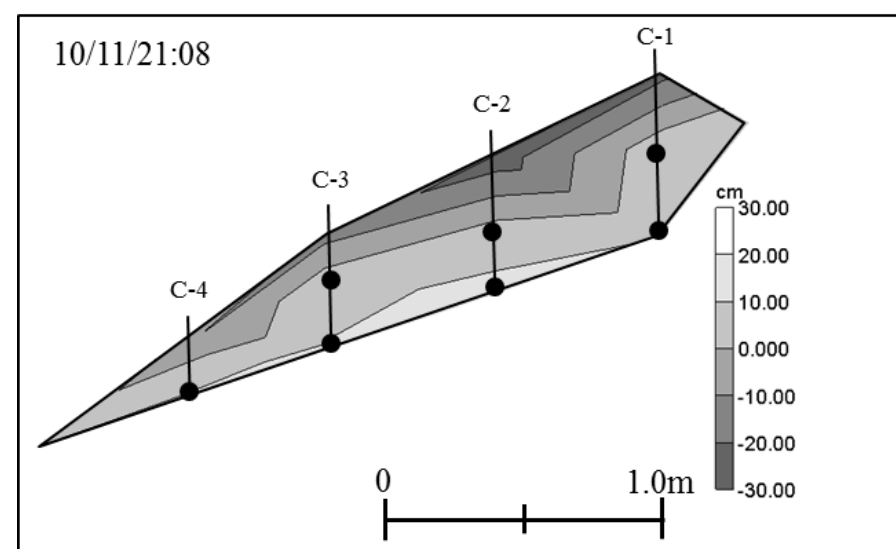
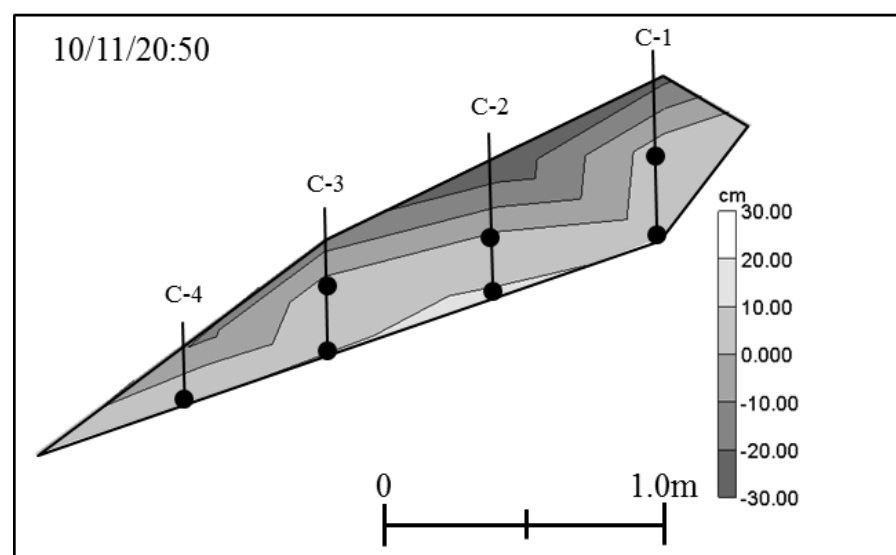
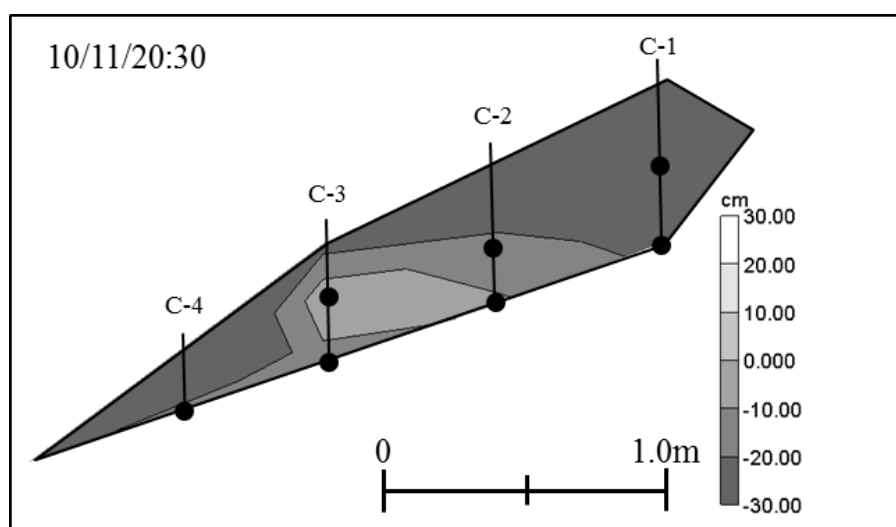


図 4-11 堆積層の間隙水圧の分布図

4.4 実験結果に関する考察

溪岸堆積土砂層の流動化は堆積層に表面流が形成されて下流端に到達した時刻より後に発生している。そのため、堆積層へ雨水が上流から供給され、表面流の流れの作用により侵食され、土砂流出が発生したと考えられる。

しかし土層内の水分動態は表面流が形成されている時点でも、表層付近では不飽和であることから溪流堆積土層内の地下水位が上昇して表面流を形成しただけではなく、上流からの流入流量の増大によって、堆積土砂層の天端から湛水した水が越流することによって、土層が侵食されたと考えられる。

実験の結果より土砂の流動化が発生する際にも、山地源頭部における溪流堆積土砂の水分状態は一樣ではないことが確認された。また、堆積層に表面流が形成されるような状態でも堆積層の表層では不飽和の状態であった。このことから、表面流と浸透流の水のやりとりが無視できず、表面流によって溪流堆積土砂が流出する場合は、堆積層との水交換を考慮しなければならないことが判った。

4.5 おわりに

現地実験によって比較的急勾配の山地溪流の堆積土砂流出では、表面流が形成されることによって、流出が発生することが判った。しかし、表面流が形成されるような状態であっても、土石流発生理論で考えられているような、全層が飽和状態になって表面流が形成し始めるのではなく、部分的に堆積層は不飽和状態であっても表面流が形成されることが判った。

参考文献

- 1) 諏訪浩・真中朋久・稲庭篤：焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討，京大防災研究所年報，第 32 号，B-1，pp.229-247，1989.
- 2) Matteo Bertia, Rinaldo Genevois, Alessandro Simoni, Pia Rosella Tecca : Field observations of a debris flow event in the Dolomites, Geomorphology, Volume 29, Issues 3-4, pp.265-274, 1999.
- 3) 芦田和男・澤田豊明：山地流域における出水と土砂流出(18)，京大防災研究所年報，第 32 号，B-2，pp.471-486，1989.
- 4) 藤田正治・澤田豊明・水山高久：山地小流域における土砂動態のモニタリング手法，京大防災研究所年報，第 46 号，B，pp.213-223，2003.
- 5) 水谷太郎，里深好文，堤大三，水山高久：急勾配溪床堆積物中の水分動態，砂防学会誌，Vol.61，No.3，pp.27-30，2008.

第5章 飽和・不飽和浸透過程を考慮した溪流堆積土砂の 流出に関する数値解析

5.1 はじめに

第4章の溪流堆積土砂の流動化を再現した現地実験により、堆積土層に表面流が形成されることによって、流出していくことが確認された。現地実験の結果を参考として、現在提案されている溪流堆積物内の浸透流を考慮した河床変動モデル¹⁾によって、急勾配の不飽和堆積層上に上流から流水が供給されて、表面流によって侵食され流出していく過程の再現を行った。計算結果と第4章の現地実験の結果を比較検討している。

5.2 飽和・不飽和浸透流を考慮した河床変動計算モデル

里深ら¹⁾は溪流堆積物中の飽和・不飽和浸透過程と土石流の発生・発達過程を同時に解析できる計算モデルを提案している。計算は鉛直二次元場を対象として、河床堆積物中の浸透流れと河床上の非定常流れ²⁾を同時に解析するモデルを用いた。河床表面を介した水移動は、河床表面からわずかに堆積層の内部に入った地点の圧力と河床表面に作用する流動層の圧力とによって求められる圧力勾配および堆積層の透水係数から計算される。堆積物中の流れおよび河床上の流れはともに非定常流れとし、陽解法によって解いている。

5.2.1 溪流堆積物中の飽和・不飽和浸透流れに関する基礎方程式

堆積物中の非定常浸透流のモデルについては、小笠原ら³⁾を参考として鉛直2次元場の計算を行った。鉛直2次元場は河床勾配 α として、河床基岩面と平行に x 軸をとり、 x 軸と垂直上向きに z 軸をとり、スタッガード格子によって離散化している(図5.1)

圧力水頭 ψ と体積含水率 θ および透水係数 K の間は Richards の式を用いて、以下の式が成り立つ。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \sin \alpha \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right\} \quad (5.1)$$

ここで、 t は時間、 S_s は比貯留係数、 β は飽和時に1、不飽和時には0となる係数である。

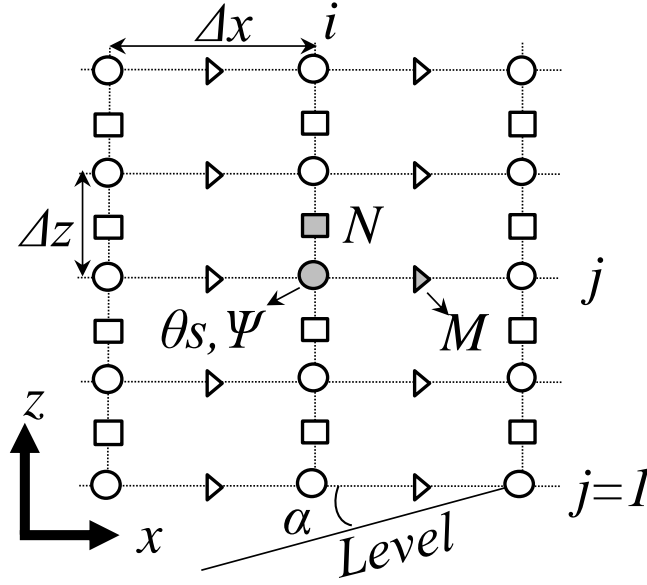


図 5.1 スタッガードスキームによる変数配置

圧力水頭と体積含水率の関係と透水係数は谷⁴⁾によると以下の式のようにになる．

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp \left(- \frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \quad (5.2)$$

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m \quad (5.3)$$

ここで、 θ_s は飽和堆積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 ψ_m は水分特性曲線の変曲点における圧力水頭、 K_s は飽和透水係数、 m は係数である．

式(5.1)～(5.3)を用いて陽解法により、堆積層内の圧力場と流れ場を交互に計算する．浸透流れと圧力場を交互に計算するために、式(5.1)を次のように変形する．

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial M}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (5.4)$$

$$M = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \quad (5.5)$$

$$N = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right) \quad (5.6)$$

ここで、 M は x 軸方向の流れのフラックスであり、 N は z 軸方向の流れのフラックスを表している．これらの式を図5.1に示すようにスタッガード格子によって離散化する．

まず、各フラックスは圧力 ψ の空間分布と透水係数 K とを用いて式(5.5)と式(5.6)を用

いて計算される．次に不飽和領域では $\beta = 0$ であることから，式(5.4)は次のように書き換えられる．

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (5.7)$$

不飽和状態において含水率と圧力との関係は水分特性曲線によって表されるので，フラックス M と N を既知量としたとき，式(5.2)と式(5.7)によって求められる．ただし式(5.2)から体積含水率 θ を用いて圧力 ψ を求めるには，逆関数が必要である．含水率を複数領域に区分した上で，それぞれの領域において圧力 ψ を求める近似式を作成している．

堆積層が飽和の領域では $\theta = \theta_s$ であるため， $\beta = 1$ となり，式(5.4)は次のように書き換えられる．

$$S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (5.8)$$

流動層と堆積層の水交換は河床表面からわずかに堆積層内部に入った地点の圧力と河床表面に作用する流動層の圧力とによって求められる．堆積層の厚さは河床変動によって時間的に変化するため，これを考慮する．図5-2に示すように堆積層は一定の層厚 Δz によって区切られており流動層と接する最上段の層圧は $0 < \Delta z' \leq \Delta z$ の範囲で変動する．なお，河床上の流動層部分においては層分割を行っていない．

図5-3の左図が示すように $\Delta z/2 < \Delta z' \leq \Delta z$ の時，断面 i における流動層と堆積層の水交換フラックス w_i は河床表面からわずかに堆積層内部に入った地点の圧力水頭として ψ_{i,j_b} の評価点との距離を $\Delta z' - \Delta z/2$ とすることによって，次のように表される．

$$w_i = -K \left\{ \frac{h_i \cos \alpha - \psi_{i,j_{b-1}}}{\Delta z' - \Delta z/2} + \cos \alpha \right\} \quad (5.9)$$

ここで， h_i は河床上の流動深である．

一方で $0 < \Delta z' \leq \Delta z$ の時においては，図5-3の右図が示すように，河床面からわずかに入った地点の圧力水頭として $\psi_{i,j_{b-1}}$ を用いることとして水交換フラックス w_i は次のように表される．

$$w_i = -K \left\{ \frac{h_i \cos \alpha - \psi_{i,j_{b-1}}}{\Delta z' + \Delta z/2} + \cos \alpha \right\} \quad (5.10)$$

計算された水交換フラックス w_i は堆積層内の浸透流れの上部境界条件となり，後述する土石流の計算においては河床面からの流入条件として用いられる．

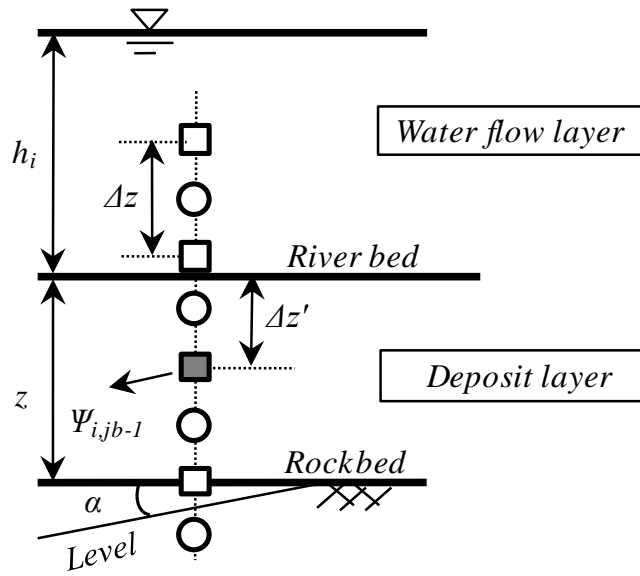


図 5-2 堆積層の層分割

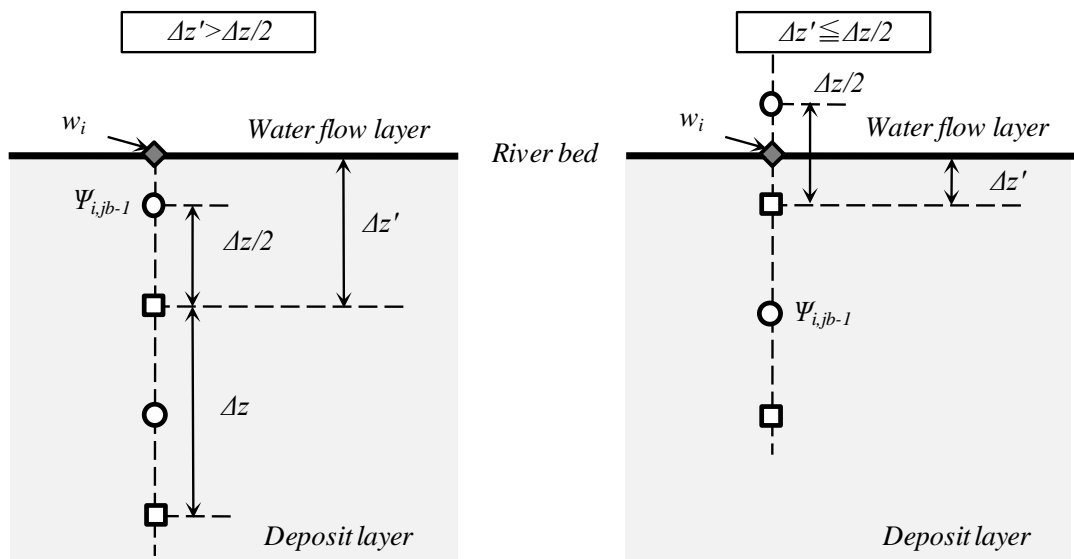


図 5-3 堆積層と流動層の水移動に関する変数の配置

5.2.2 土石流の一次元基礎方程式

流れ場の計算は高橋・中川ら⁵⁾の研究を参考として、一様砂礫を対象とした一次元非定常流れのものをを用いる。

全流量(土砂+水)の質量保存則は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} = w_i + i_b \left\{ C_* + (1 - C_*) \frac{\theta}{\theta_s} \right\} \quad (5.11)$$

と表される。ここで h は流動深, u は断面平均流速, i_b は河床の侵食・堆積速度(侵食が正), C_* は河床の容積土砂濃度である。また, w_i は河床表面を介した水交換フラックスである。土石流中の砂礫の質量保存則は、以下の式で表される。

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial uCh}{\partial x} = i_b C_* \quad (5.12)$$

流れの運動方程式は以下の式で表される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{uw_i}{h} = g \sin \alpha - \frac{\partial(z+h)}{\partial x} g \cos \alpha - \frac{\tau_b}{\rho h} \quad (5.13)$$

ここで, g は重力加速度, τ_b は河床せん断力, ρ は水の密度である。河床せん断力は以下のように与える。

【 $C \geq 0.4C_*$, 土石流の時】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{d^2 u |u|}{bh^3 \{C + (1 - C)\rho / \sigma\} \{(C_* / C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (5.14)$$

【 $0.01 < C < 0.4C_*$, 掃流状集合流動の時】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{1}{0.49} \frac{d^2}{h^3} u |u| \quad (5.15)$$

【 $0.01 \leq C$ あるいは $h/d \geq 30$, 乱流の時】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{gn_m^2 u |u|}{h^{4/3}} \quad (5.16)$$

ここで, σ は砂礫の密度, d は砂礫の粒径, n_m はマンニングの粗度係数である。河床の侵食・堆積速度は以下の式で求めた。

【 $C < C_\infty$, 侵食のとき】

$$i_b = \delta_e \frac{C_\infty - C}{C_* - C_\infty} \frac{q}{d} \quad (5.17)$$

【 $C \geq C_\infty$ ，堆積のとき】

$$i_b = \delta_d \frac{C_\infty - C}{C_*} \frac{q}{h} \quad (5.18)$$

ここで， C_∞ は平衡土砂濃度， q は単位幅流量， δ_e は侵食係数， δ_d は堆積係数である．平衡土砂濃度は次式で求めている．

$$C_\infty = \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \quad (5.19)$$

ここで， θ_w は水面勾配， ϕ は内部摩擦角である．

5.3 計算対象及び計算条件

前述の計算モデルを用いて不飽和堆積物上における河床変動に関する数値シミュレーションを行った．第4章の現地実験から，溪床堆積土砂層は表面流が形成されることによって，大きな河床変動が発生した．そこで再現計算では Case2 の実験結果を参考として，表面流の侵食による河床変動を再現した．

計算対象の堆積層は現地実験条件を参考に流路長は 2.5m，流路幅は 1.0m，堆積層の厚さは図 5-4 のように作成した．堆積層は実験土層の天端にあたる部分から下流部の地形を再現している．

堆積物の計算条件は，現地実験にて作成した堆積層より採取したサンプルに土質試験を元に決定した．河床砂の粒径を 2.0mm，内部摩擦角を 30 度，河床堆積物の容積土砂濃度を 0.6，砂礫の密度を 2.65g/cm³とした．マンニングの粗度係数は 0.05m^{-1/3}s としている．飽和体積含水率は 0.44，残留体積含水率は 0.001，水分特性曲線の変曲点における圧力水頭は -0.05m，飽和透水係数は 1.55×10⁻¹cm/s，比貯留係数は 1.0， m は 3 とそれぞれ設定した． $\Delta x = 0.1$ m， $\Delta z = 0.1$ m，時間ステップを 0.0001 秒として計算を行った．供給流量は堆積層の上流端から 0.004m³/s の流量を与えた．この流量は堆積層上流の Case 2 時の，湛水域の容量と水位変動から推定した値である．

これらの計算条件の下，溪流堆積土砂上に上流から水だけを供給した際の堆積層の流動化の現象を再現した．

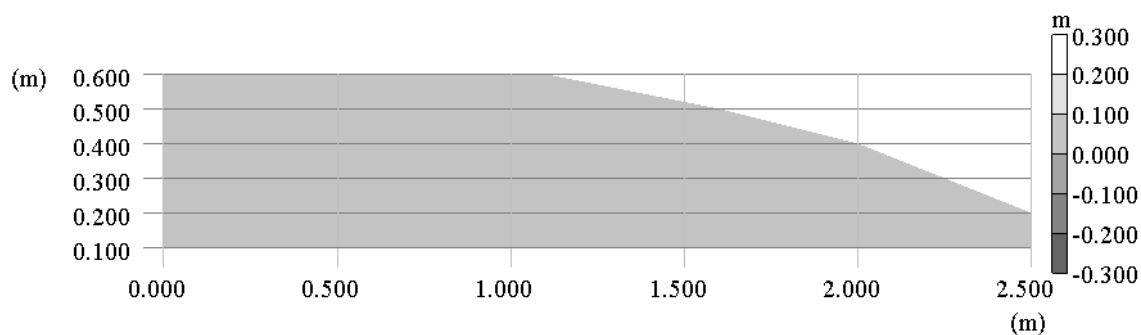


図 5-4 計算対象地形

5.4 計算結果と考察

図 5-5 は河床の縦断形状の時間的な変化を示したものである。堆積層の上流から水を供給し始めた時点を 0s としている。縦軸は堆積層の高さを示し、横軸は堆積層の上流天端からの距離を示している。図 5-5 は堆積層内部の圧力水頭の変化も示しており、色が濃い領域ほど間隙水圧の値が小さいことを表している。堆積層の侵食は上流部から進行して、下流へと拡大していくことが確認できる。

現地実験の流動化では表面流が堆積土層の下流端に達してから河床変動が発生し始めており、大きな変動は 1～2 分の間に発生している。再現計算においても、大きな河床変動は流入開始から 60 秒までの間に起きている。

縦断図より堆積層の下層部では飽和状態にあるが、表層に近い部分では不飽和状態となっている。現地実験の結果では堆積層に表面流が形成される状態でも表層の部分は不飽和であることが確認されている。また、その流動化は上流部から流水の作用によって侵食されていく様子が確認できている。これらのことを考慮すると現地実験の結果と数値計算の結果がある程度一致することが確かめられる。

図 5-6 は下流端からの流出流量 Q と、流砂量 Q_b に関する計算結果を示したものである。河床の侵食が下流へと伝わった時点から大きな流出流量と流出流砂量となることが判る。

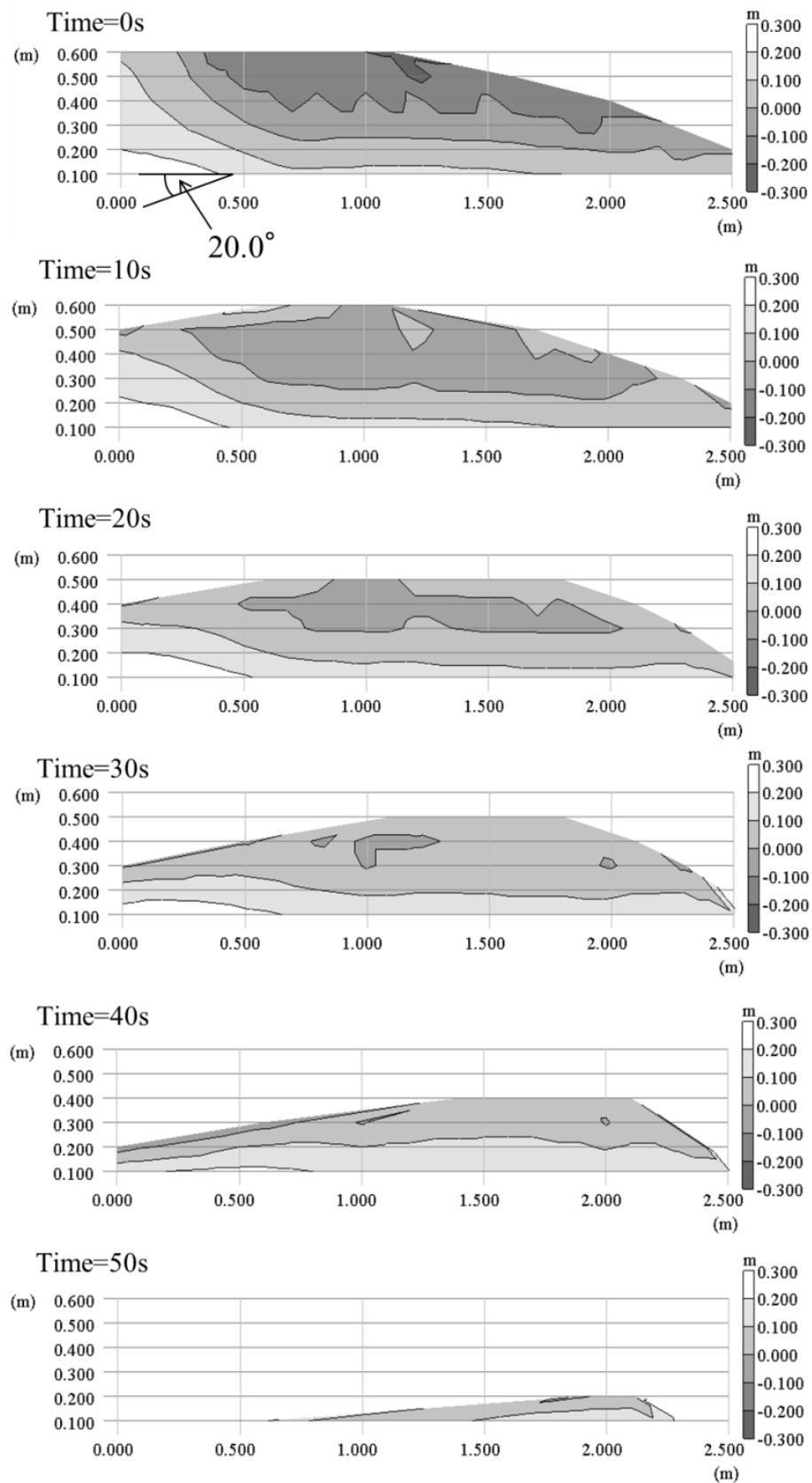


図 5-5 河床縦断形状および間隙水圧の経時変化

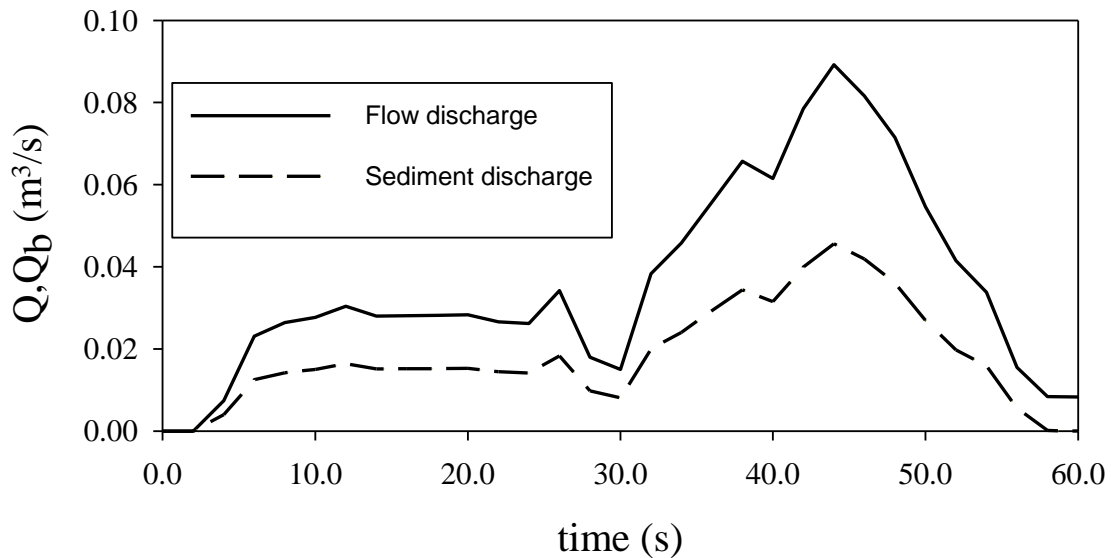


図 5-6 下流端からの流出量

5.5 おわりに

溪床堆積物中の飽和・不飽和浸透過程と土石流の発生・発達過程を同時に解析できる計算モデルを用いて溪流堆積土砂の表面流による流動化の再現を行った。計算結果から同モデルによって溪流堆積土砂の流動化について再現可能であることが判った。

今回の計算では流量を一定として堆積上から水を供給している。第 4 章の実験結果から堆積層内の浸透流を考慮するのであれば、上流からの供給流量の変化が大きく関わってくる。今回は現地の水文データの不足によって、上流の湛水から堆積層内部の間隙水圧が上昇するという現象は再現できなかった。

今後、再現計算の精度向上のためには、上流流域からの流入量を考慮に入れて、溪床堆積物中の飽和・不飽和浸透過程と土石流の発生の計算を実施する必要がある。

参考文献

- 1) 里深好文・水山高久：溪床堆積物の不飽和浸透過程を考慮した石礫型土石流の発生・発達に関する数値計算，水工学論文集，第 53 巻，pp.697-702，2009.
- 2) 里深好文・水山高久：砂防ダムが設置された領域における土石流の流動・堆積に関する数値計算，砂防学会誌，Vol.58, No.1, pp.14-19, 2005.
- 3) 小笠原基・関根正人：浸透が卓越する場に形成される堆積地形に関する数値解析，水工学論文集，第 51 巻，pp.979-984, 2007.
- 4) 谷 誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性，日本林学会誌，Vol.64, pp.409-418, 1982.
- 5) 高橋保，中川一：豪雨時に発生する石礫型土石流の予測，砂防学会誌，Vol.44, No.3, pp.12-19, 1991.

第 6 章 結論

本研究では、土石流が発生する山地源頭部において、溪流堆積土砂の水分動態とその流出プロセスに関して数年にわたる現地観測と現地実験を実施し、その結果を基に土砂流出過程の解明に取り組んだ。

第 2 章では神通川水系蒲田川支流足洗谷の右支溪であるヒル谷試験流域にて、溪岸堆積物の水分動態と流出過程の観測を実施した。水分動態の観測から溪岸堆積土砂の流動化が発生したイベントと発生しなかったイベントを比較すると、流動化が発生したイベントでは、いずれも流動化が発生した付近の下層部で飽和状態であったことが確認できた。一方で、流動化が発生しなかったイベントについては、イベントの期間中に一度も正圧が観測されることはなかった。このことからヒル谷源頭部のような急勾配溪流では、堆積土層内の飽和度が上昇することによって、堆積土砂の不安定化が発生して流出が発生すると考えられる。

第 3 章においては溪岸堆積土砂流出時の観測雨量を元に、実効降雨を用いて、降雨の解析を行った。土砂流動化の発生のタイミングは 1.5 時間半減期実効雨量が 15mm を上回った時点か、その後さほど長くない間であったことが分かった。一方で 72 時間半減期実効降雨では、観測されたイベントの中では比較的大きな値である 100mm を越える降雨が発生していたが、このときには土砂の流動化は発生していない。山地源頭部は集水面積が小さく、斜面勾配が急であるため雨水流出も早く、降雨のピークと流出流量のピークに時間差があまりない。長期的に降雨強度が大きくない雨が続いたとしても、雨水流出のピークはさほど大きくならない。溪流堆積土砂の流出には、短期的な降雨強度が大きな影響を与えており、長期的な降雨特性は堆積土砂の流出にあまり影響を与えていないことが判明した。

第 4 章においては溪流堆積土砂層へ雨水が流入することによる、堆積層内の水分動態や堆積層上の表面流の形成過程を検討するために、人工的に溪流堆積土砂層を作成して、流動化に関する現地実験を実施した。観測から溪流堆積土砂の層内が全層にわたって飽和状態にならない場合でも、上流からの雨水の供給によって、堆積層上に表面流が形成され、表面流の侵食の作用によって、流出していくことがわかった。このことから、堆積層に表面流が形成されるような状態でも表面流と浸透流の水のやりとりが発生することから、堆積層との水交換は無視できないということが判った。

第 5 章では溪床堆積物中の飽和・不飽和浸透過程と土石流の発生・発達過程を同時に解析できる計算モデルによって、溪流堆積土砂層が表面流の侵食によって流出していく現象を再現した。計算結果から堆積層の表層部分是不飽和の状態であり、上流部から流水の作用によって侵食されていく様子が確認でき、実現象をある程度再現できたと考えられる。

山地源頭部における土砂流出観測と現地実験によって次のことが判った。

- 1) 溪流堆積土砂へ雨水流入がある場合, その流出には層内で偏りがあり比較的高強度な雨が降っている場合も堆積層の一部が飽和するにとどまる
- 2) 堆積層で飽和した部分は安定度が低下して, 流動化が発生しやすくなる
- 3) 堆積層上に表面流が形成する場合も, その表層部は不飽和状態である

以上によって, 山地源頭部では上流から供給される雨水は堆積層内を選択的に流出しており, 溪流堆積土砂の流出予測精度向上のためには, 堆積層内部の水分動態の把握が極めて重要であることが判った。

今後の課題としては, 今回の現地観測では小規模な土砂の流動化しか捉えられていない。溪流堆積土砂の特性や堆積の状況, また上流からの雨水の流入条件によって土砂流出は大きく異なることが考えられる。土石流発生過程の解明のためには, 現地における観測事例を増やし, 知見の収集につとめていく必要があると考える。

謝辞

本論文を執筆するにあたり，大学の学部生の時から大学院を通しての6年間にわたってご指導ご助言を頂き，研究を進めていくための適切な環境を整えて頂いた立命館大学理工学部教授里深好文先生には深甚なる謝意を表します．

立命館大学理工学部教授 John C. Wells 先生には日頃のゼミなどの場で研究を進めるに当たっての貴重なご指導，ご助言を頂きました．また，本論文の作成に当たっては立命館大学理工学部教授深川良一先生には，励ましのことばやご助言を頂きました．ここに深く感謝いたします．

本論文の研究内容の大部分については京都大学防災研究所穂高砂防観測所の観測流域にて行われました．現地観測や現地実験に取り組める環境を整えて頂いた，穂高砂防観測所の堤大三准教授、宮田秀介助教、技官・志田正雄氏，市田児太郎氏には心より感謝しております．

また，流域デザイン研究室に配属されてから博士論文をまとめるにあたって，公私にわたり，時には厳しく懇切丁寧にご指導して頂いた立命館大学理工学部の藤本将光助教には大変感謝しております．

最後に研究を進めていく上で，観測機器の設置やデータ整理など助けて頂きました流域デザイン研究室ならびに水理工学研究室，ジオメカニクス研究室のメンバーには厚く御礼申し上げます．

以上，多くの方々のご指導ご助言を頂き，本研究を遂行することができました．ここに改めて感謝の意を表します．