



京都大学 防災研究所  
Disaster Prevention Research Institute  
Kyoto University

一般共同研究  
2021G-08

地すべり地における押し出し流の  
動態解明と斜面変動予測の高精度化  
**Unraveling the behavior of piston flow of groundwater  
within landslide and precise landsliding prediction**

令和5年3月

March, 2023

研究代表者                      古谷 元  
Principal Investigator      Gen FURUYA

# 目次

1.	背景と目的.....	1
2.	試験地と現地観測.....	1
2.1	西井川地すべり地の概要.....	1
2.2	稠密地温観測.....	2
2.3	降水量, 気温と雨水温度観測.....	3
2.4	孔内水位観測.....	3
3.	室内散水実験.....	3
4.	観測結果.....	5
4.1	1 m深地温の経時変化.....	5
4.2	降水量の観測結果.....	7
4.3	1 m深地温の異常値と先行雨量.....	7
4.4	ボーリング孔 No. 4 における孔内水位の経時変化.....	10
5.	実験結果.....	10
5.1	粒径の大きさが異なる条件.....	10
5.2	初期含水比が異なる条件.....	14
5.3	初期間隙比が異なる条件.....	17
6.	考察.....	19
6.1	先行雨量と地温変化の関係.....	19
6.2	豪雨時の多深度における地温変化と孔内水位変化の関係.....	20
6.3	粒径の大きさと間隙空気圧発生の関係.....	22
6.4	初期含水比が地下水の押し出し現象に与える影響.....	22
6.5	初期間隙比が地下水の押し出し現象に与える影響.....	23
7.	西井川地すべり地における地下水流動過程.....	24
8.	まとめと課題.....	25
	謝辞.....	26
	参考文献.....	26

## 1. 背景と目的

地すべり発生 の 主要 要因 として、すべり 面上 における 間隙 水圧 の 上昇 が 挙げ られる。一般 的に、すべり 面上 の 間隙 水圧 は、斜面 内で 一様 な 水面 形 を 呈し た 地下水 を 水位 で 表す 場合 が ほとんど である (例 えば Turner ほか、1996)。さら に、こ の よう な 地下水 は、降水 が 地 表面 から 鉛直 浸透 し て 既存 の 飽和 帯 に 流入 し、水位 上昇 が 生じ る もの として いる。地すべり を 初め として 自然 斜面 の 内部 構造 は、不均 一 な 場合 が ほとんど である。こ の こと は、地下水 の 流動 その もの は 一様 で は なく、複雑 である こと を 意味 す。例 えば Takeuchi (1980)、竹内 (1996) は、浅層 地盤 における 流動 地下水 脈 を 推定 する 1m 深地 温探 査 により、地下水 が 土塊 内 の 透水性 の 高い 部分 を 選択 的に 流れて いる、すなわち “水みち” を 形成 し ている こと を 指摘 し た。

以上 の 背景 の もと で 申請 者ら は、徳島 県 三好 市 の 西井川 地すべり 地 で 1 m 深地 温探 査 を 実施 し て、地すべり 土塊 内 の 流動 地下水 脈 分布 を 推定 し た う えで、地すべり 土塊 を 横断 する 3 測線 に 熱電対 を 埋設 し て 連続 地温 観測 を 開始 し た。これ まで の 観測 結果 より、豪雨 直後 に 一部 の 測点 で 著し い 地温 変化 が 生じ ている こと が 明らか に され ている。そ こで 本 研究 で は、こ の 地温 変化 が 単なる 降雨 → 浸透 → 飽和 帯 到達 後 の 速や かな 水位 上昇 で は 説明 でき ない ので、斜面 変動 予測 の 高精度 化 に 繋げ る ため に、稠密 な 地温 観測、動態 観測 と 調査、室内 模型 実験 を 展開 し、応用 地球 物理学、土質 工学、およ び 水文 地球 化学 の 観点 から 西井川 地すべり 地 における 地下水 流動 過程 の 解明 を 目的 と し た。

## 2. 試験地と現地観測

### 2. 1 西井川地すべり地の概要

西井川地すべり地は、四国の中央部、徳島県三好市の吉野川右岸の標高約 180~250m に位置する (図 2.1)。この地すべりは、1973 年に古い地すべり地内で脚部を切土したことにより再滑動したものである。再活動した地すべり土塊は、幅が 150m 程度、長さが 200m 程度である。地すべり斜面は、傾斜角が 20° 程度であり、一部に放棄された畑があるものの、スギの植林地が主体である。地質は、三波川結晶片岩群の北縁部にあたり、塩基性片岩が主体で一部に泥質片岩を含んでいる。なお、この地すべり地では、再滑動後から伸縮計や孔内水位 (間隙水圧) 計等の地すべり観測計器が順次設置され、動態観測が実施されてきた (図 2.2)。



図 2.1 西井川地すべり地と各種データ観測箇所的位置  
(国土地理院地形図および防災科学技術研究所 J-SHIS Map に加筆)

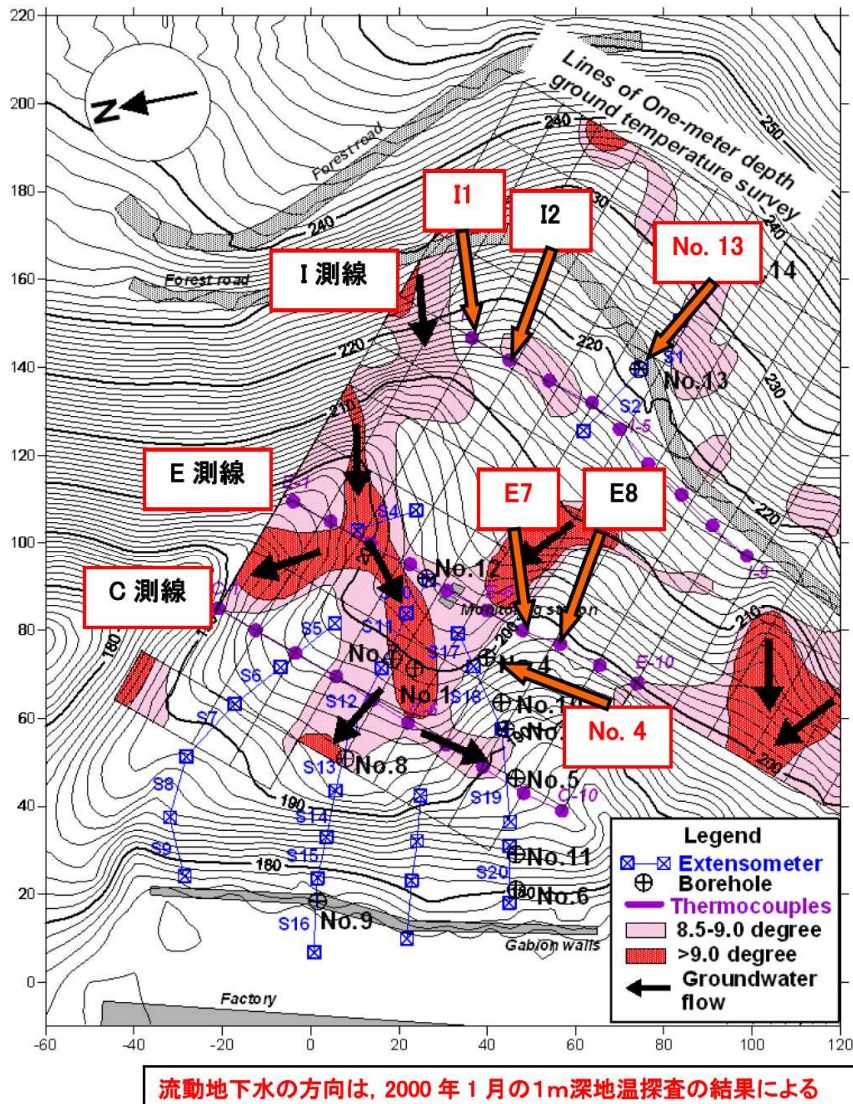


図 2.2 西井川地すべり地の計器配置図 (Furuya et al.(2017)に加筆)

## 2. 2 稠密地温観測

稠密地温観測は、西井川地すべり地で従前より複数回実施された1m深地温探査結果に基づいて、C、EおよびI測線で熱電対（株）チノー製シース型のT型熱電対）を用いて実施した(図 2.2)。熱電対の測定温度範囲は、 $-40^{\circ}\text{C}\sim 125^{\circ}\text{C}$ 、測定誤差は $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ である。観測測点の間隔は10m、深度は1mとした(写真 2.1)。ただし、E5~E7の間は5m間隔、E7では多層地温観測用として深度1.5m、2.0m、2.5mに熱電対を追加した。これらの熱電対は、補償導線を介して観測小屋に設置された

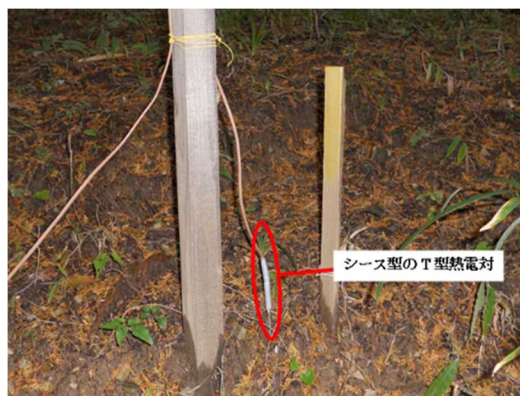


写真 2.1 熱電対埋設状況

データロガー（GRAPHTEC 製 GL840）に接続されている。データのサンプリング間隔は最速 2 分とし、整理は 60 分毎とした。

### 2. 3 降水量、気温と雨水温度観測

降水量観測は、国土交通省水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/>) より池田ダムの 60 分毎の雨量計の観測結果を引用した。雨量計の設置箇所は、西井川地すべり地から西北西約 2.5km に位置する池田ダム（国土交通省吉野川ダム統合管理事務所：三好市池田町西山谷尻）である（図 2.1）。本研究での解析は、池田ダムが西井川地すべり地の近傍とみなして解析を実施した。なお、池田ダムの降水量データに欠測が生じた場合は、アメダス池田の（図 2.1）観測結果を使用した。

気温と雨水温度の観測は、京都防災研究所徳島地すべり観測所の構内で実施した。双方の温度観測に用いた温度センサは熱電対補償導線を加工したものである。雨水温度の観測では、アルミトレイに温度センサを組み合わせた装置を使用した（写真 2.2）。この雨水温度観測装置の原理は、底部に穴を開けたアルミニウム（比熱：約  $0.88\text{J/g}\cdot\text{K}$ ）と水（比熱：約  $4.2\text{J/g}\cdot\text{K}$ ）の比熱の違いを利用しており、 $10\text{mm/h}$  以上の降水時にアルミトレイに溜まった雨水が流出することで温度測定ができる。ここでは、 $10\text{mm/h}$  以上の降水が観測された時のデータを使用した。



写真 2.2 雨水温度の観測

### 2. 4 孔内水位観測

孔内水位データは、従前より設置された地下水観測孔のそれを使用した。このデータは、観測小屋内のデータロガー（(株)チノー製ハイブリット記録計 LE5130）に 2 分毎のサンプリング間隔で記録した。現地の水位観測孔は、すべり面付近の間隙水圧を計測することを目的としているために、すべり面付近のみにスクリーン加工した保孔管を使用しており、ボーリング孔底とすべり面の上下はベントナイトペレット等で止水されている（末峯, 2004）。なお、本研究で使用した水位データは No. 4（図 2.1）の結果である。

## 3. 室内散水実験

本研究では、土塊内の流動地下水の挙動と（孔内）水位の上昇の関係について検証するために室内モデル実験を行った。このモデル実験では、玉田ほか（1989）を参考にして、斜面内の土層、地下水を単純化するために 4 本の高さ 50cm、内径 10cm の透明な塩化ビニル製の円筒管を 2 本繋ぎ合わせて 100cm の円筒(2 本)とした。そして両円筒管は、標高差が斜面を想定して 2 本の円筒管のうち 1 本を 100cm の高さに設置し、降水前の水頭差を与えた(図 3.1, 写真 3.1)。両円筒管の間には、濃度 15% のメトロゾ水溶液を満たしたホースを繋ぎ、斜面内の地下水の流れをモデ

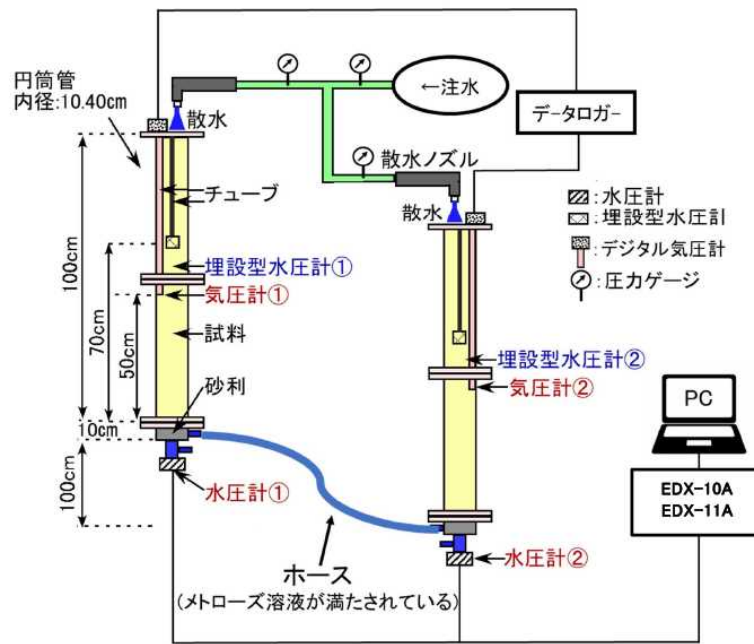


図 3.1 試験装置模式図(幅下 2022 に加筆)

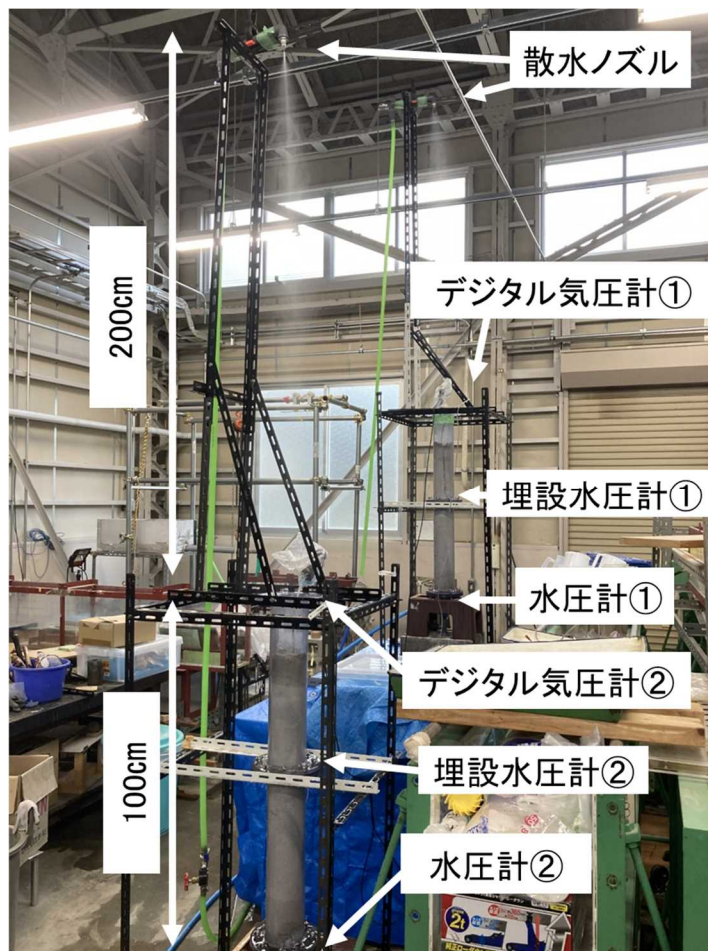


写真 3.1 試験装置全景

ル化した。ホース内にメトローズ溶液を注入した理由は、水に粘性を与えることで、ゆっくりとした地下水の流れと見かけ上の流動距離を得るためである。

両円筒管内には、基底水位相当の地下水状態を表現するために、円筒管の下端から高さ 10cm まで市販の砂利を詰めて蒸留水で飽和させ、その後下部から珪砂試料を 10cm 毎に詰めてランマーで締固め、円筒管上端までこの作業を繰り返した。以後、上側の円筒管 (図 3.1 の左側) を円筒管①、下側の円筒管 (図 3.1 の右側) を円筒管②と呼ぶことにする。なお、用いた珪砂は 6 号 ( $D_{50} = 0.298 \text{ mm}$ )、7 号 (同  $0.147 \text{ mm}$ )、および 8 号 (同  $0.047 \text{ mm}$ ) である。

両円筒管 (試料) 内では、底部から高さ 70cm の箇所に中国鼎誠测控科技社製の埋設型間隙水圧計、50 cm の箇所に VAISALA 製デジタル気圧計 PTB210 に接続したシンプレックスチューブの先端を埋設し、底部に共和電業製の間隙水圧計 PGM-02KG を取り付けした (図 3.1)。両円筒管の上面から高さ 200cm の箇所に散水ノズルを設置し、降雨強度  $100 \text{ mm/h}$  で散水した。散水時において各間隙水圧計とデジタル気圧のデータについては、共和電業製インターフェース EDX-10A, EDX-11A を介して  $1 \text{ Hz}$  のサンプリング間隔で PC に収録した。実験条件は、表 3.1 に示すように試料粒径、初期間隙比、および締固め回数を変えた。なお、実験時には、試料内に降水が浸透する状況をビデオカメラに記録した。

表 3.1 実験条件

試料	降水強度 (mm/h)	締固め 回数	初期 含水比(%)	初期 空隙比	相対 密度(%)	透水係数 (m/s)
6号	100	1	10	1.30	22.0	$3.2 \times 10^{-4}$
7号	100	1	5	1.21	26.1	$6.4 \times 10^{-5}$
	100	1	10	1.22	24.4	$5.5 \times 10^{-5}$
	100	1	15	1.24	20.6	$5.1 \times 10^{-5}$
	100	1	20	1.21	26.1	$4.9 \times 10^{-5}$
	100	0	10	1.35	0.5	$7.4 \times 10^{-5}$
	100	3	10	1.14	38.0	$4.5 \times 10^{-5}$
8号	100	1	10	1.18	25.1	$2.2 \times 10^{-5}$

## 4. 観測結果

### 4. 1 1 m 深地温の経時変化

図 4.1~4.3 は、それぞれ西井川地すべり地の E 測線、C 測線、および I 測線における 2016 年 1 月 1 日から 2022 年 10 月 14 日までの 1m 深地温観測と降水量の 1 日毎の経時変化である。これら 3 測線のうち C 測線では、各測点ともに sin カーブを呈する年変化に概ね沿った観測値であった。しかしながら特に E 測線の E7 や I 測線の I1 では、豪雨後に年変化の sin カーブから外れた異常な地温を一時的に示している (図 4.1~4.3 中の赤矢印)。このような異常値は、E7 では夏季、I1 では夏季と冬季の豪雨直後に認められる。なお、各図の黒矢印は、電気的なトラブルで地温観測データが欠測になった時期(2020 年 9 月 10 日~11 月 21 日)である。

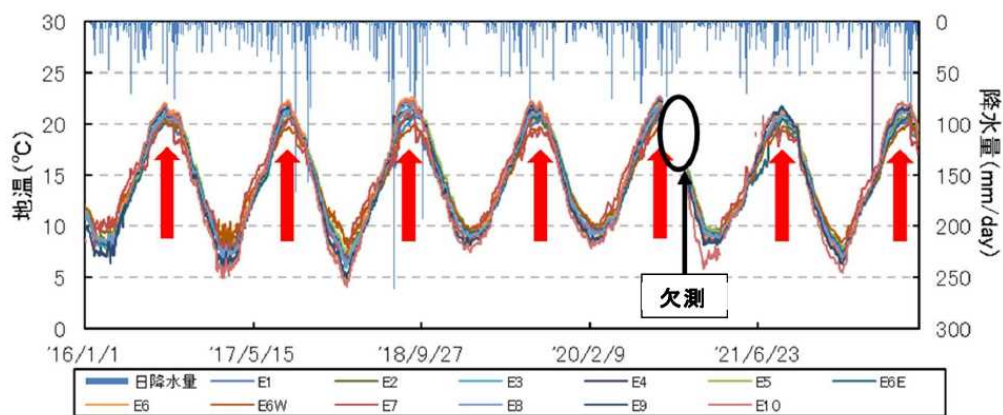


図 4.1 E 測線における1m深地温の経時変化(米田(2023)に加筆)

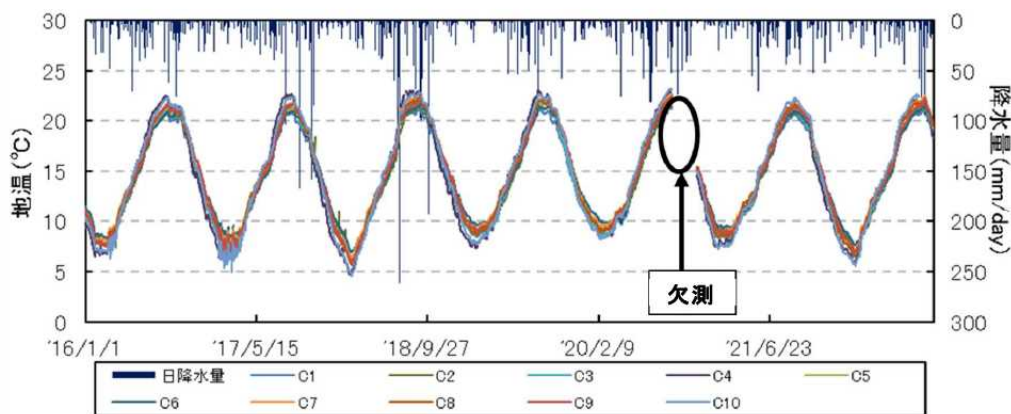


図 4.2 C 測線における1m深地温の経時変化(米田(2023)に加筆)

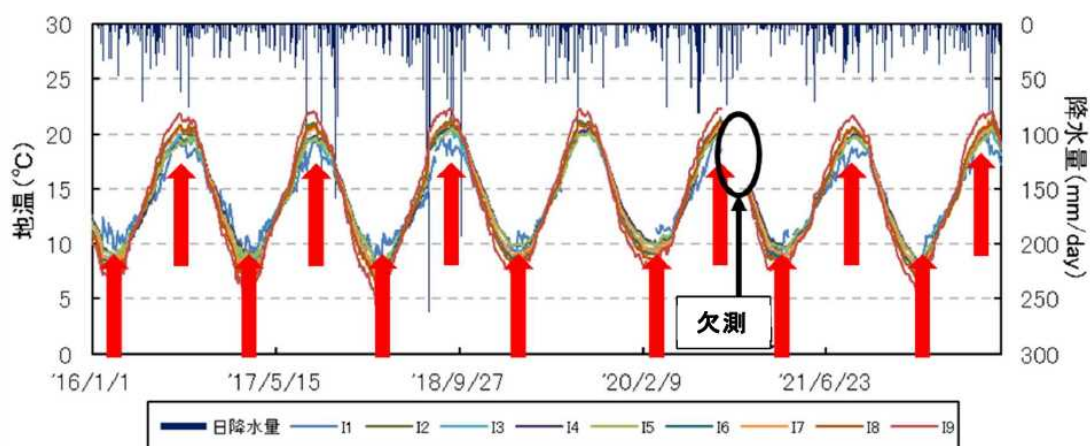


図 4.3 I 測線における1m深地温の経時変化(米田(2023)に加筆)



## 4. 2 降水量の観測結果

表 4.1 は、2014 年から 2022 年の降水量観測結果である。この期間における平均年降水量は 1,625.1mm であるが、各年の間では差が大きく、最小値は 2022 年の 1,233.0mm、最大値は 2018 年の 2,252.5mm である。月間雨量の最大値（第 1 位）は 2014 年 8 月（643.5mm）であり、第 2 位は 2018 年 7 月（558.5mm）、第 3 位は 2018 年 9 月（555.0mm）である。気象庁の天気図資料（<https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/index.html>）によると、第 1 位と第 3 位の期間は、台風が複数回来襲して前線を刺激したことが関連するものと推察される。第 2 位のケースは、7 月 5 日～7 日の 3 日間に 455.0mm の降水が観測された集中豪雨（西日本豪雨災害）であり、他の 2 ケースとは降水状況が異なっている。気象庁の降雨確率解析によると、3 日間累積雨量 455mm は、「50 年に一度の確率で起こる降雨」に相当する値であり、観測期間内では極端な例になる。

表 4.1 降水量観測結果

年	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	月平均
1 月	44.5	83.0	84.0	66.0	53.5	34.0	72.0	72.5	34.5	60.4
2 月	68.5	41.0	98.0	60.5	72.5	57.0	41.0	74.0	54.0	62.9
3 月	128.5	119.0	78.0	71.0	138.5	78.5	124.5	57.0	84.0	97.7
4 月	88.0	121.0	89.5	88.0	58.5	64.5	163.5	89.5	76.5	93.2
5 月	52.5	123.0	169.0	99.5	207.5	87.0	100.5	194.5	89.0	124.7
6 月	104.0	186.0	282.0	127.5	259.5	115.5	175.0	111.0	102.0	162.5
7 月	154.5	300.0	96.0	182.5	558.5	265.5	415.5	103.5	148.5	247.2
8 月	643.5	189.5	115.0	149.0	152.0	207.5	51.5	266.5	86.5	206.8
9 月	138.5	302.0	303.5	238.0	555.0	77.0	227.0	193.0	374.0	267.6
10 月	183.5	22.0	78.5	490.5	91.0	112.0	172.5	88.5	66.5	145.0
11 月	43.5	74.0	65.5	62.5	24.5	35.5	54.5	103.0	52.0	57.2
12 月	225.5	170.5	112.0	65.5	81.5	91.5	28.5	58.5	65.5	99.9
合計	1,875.0	1,731.0	1,571.0	1,700.5	2,252.5	1,225.5	1,626.0	1,411.5	1,233.0	

※アメダス池田 年平均 1,625.1 単位：mm

## 4. 3 1 m 深地温の異常値と先行雨量

上述したように西井川地すべり地では、年変化の sin カーブから外れる一時的な地温異常が観測されている。これらは豪雨直後に発生しているので、この時に著しく地温変化（0.5℃）が生じたケースを抽出した。抽出方法は、夏季においては地温低下が生じた時の 1 m 深地温極値の時間と豪雨時に地温変化が生じる直前の 1 m 深地温の差をとった。その例を図 4.4 に示す。この図の a) は夏季の E7, b) は夏季の I1, c) は冬季の I1 の例である。なお、これらに示した現象が豪雨直後に生じているために、温度変化の極値から遡った雨量（先行雨量）についても調べた。表 4.2 は夏季の E7, 表 4.3 は夏季の I1, 表 4.4 は冬季の I1 における地温の異常値が観測された期間とその変化量、そして先行日降水量をまとめた結果である。なお、E7 では冬季に地温変化の異常は生じていない。

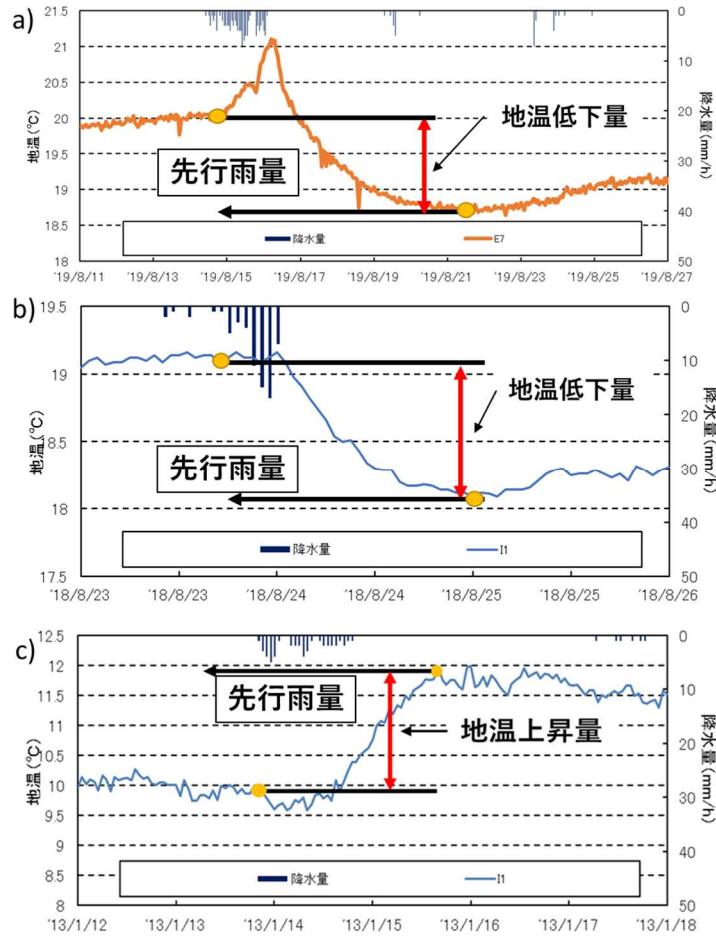


図 4.4 地温異常値とこれに伴う先行雨量の検討範囲の例(米田(2023 に加筆))  
 a)E7 夏季(2019 年 8 月 11 日-8 月 27 日), b)I1 夏季(2018 年 8 月 23 日-8 月 26 日), c)I1 冬季  
 (2013 年 1 月 12 日-1 月 18 日)

表 4.2 E7 夏季における地温の異常値が観測された期間とその変化量, および先行日降水量

測点	日付		地温低下量(°C)	先行降水量(mm)									
				1日間	2日間	3日間	4日間	5日間	6日間	7日間	8日間	9日間	10日間
E7	2010/6/26	2010/6/29	2.56	1	17	33	213	222	222	243	269	269	274
	2012/6/21	2012/6/22	3.42	18	136	136	208	209	209	253	257	257	257
	2013/9/1	2013/9/5	3.17	0	115	216	216	243	262	270	270	270	270
	2013/9/15	2013/9/20	0.97	0	0	0	0	14	118	118	118	118	118
	2014/8/2	2014/8/5	3.65	2	0	305	307	316	316	316	316	316	323
	2015/7/16	2015/7/19	0.83	5	5	178	183	183	183	184	184	184	184
	2016/6/20	2016/6/26	1.83	0	10	20	58	80	115	126	151	151	151
	2016/9/20	2016/9/25	2.4	13	13	14	23	23	99	118	139	139	152
	2017/8/7	2017/8/12	0.85	0	0	0	2	2	106	111	111	111	111
	2017/9/16	2017/9/21	1.93	0	0	0	0	167	184	184	184	184	205
	2018/9/7	2018/9/10	2.72	27	85	185	214	214	214	312	312	312	320
	2019/7/15	2019/7/22	1.31	8	42	45	96	140	154	160	160	168	199
	2019/8/14	2019/8/20	1.25	0	1	11	11	17	93	118	118	118	118
	2021/5/21	2021/5/23	0.71	0	0	12	83	85	94	131	135	138	139
	2021/8/17	2021/8/19	0.94	34	45	61	64	81	101	138	170	170	170
	2021/8/18	2021/8/20	1.07	19	53	64	80	83	100	120	157	189	189
	2022/9/10	2022/9/12	1.02	0	0	79	80	80	81	91	91	91	104
	2022/9/19	2022/9/20	1.44	6	100	134	134	134	161	161	161	161	161
2018/7/3	2018/7/8	1.26	4	101	363	459	516	526	526	526	528	645	

表 4.3 I1 夏季における地温の異常値が観測された期間とその変化量, および先行日降水量

測点	日付		地温低下量(°C)	先行降水量(mm)									
				1日間	2日間	3日間	4日間	5日間	6日間	7日間	8日間	9日間	10日間
I1	2012/6/16	2012/6/18	0.63	1	1	45	49	49	49	64	64	64	64
	2012/6/18	2012/6/20	0.88	0	72	73	73	117	121	121	121	136	136
	2012/7/26	2012/7/28	1.1	0	0	34	34	34	34	42	42	42	42
	2012/8/13	2012/8/15	0.78	2	30	45	64	66	66	66	66	66	66
	2012/9/11	2012/9/12	1.01	0	25	30	35	37	37	37	51	51	64
	2012/9/17	2012/9/18	1.02	12	49	51	51	51	51	51	76	81	86
	2013/6/19	2013/6/21	1.85	17	123	149	149	149	149	186	186	186	186
	2013/8/24	2013/8/26	2.46	21	109	155	155	155	155	155	155	155	155
	2014/6/21	2014/6/23	0.88	3	28	46	46	46	58	69	69	69	69
	2016/6/7	2016/6/8	0.65	0	41	41	41	46	46	46	46	46	50
	2016/8/29	2016/8/30	1.11	1	63	63	64	64	66	66	66	66	66
	2017/7/4	2017/7/6	0.8	0	20	60	60	60	60	73	77	88	90
	2017/7/26	2017/7/27	1.25	0	33	33	33	33	33	33	33	36	51
	2017/8/6	2017/8/8	1.63	2	106	111	111	111	111	111	117	117	117
	2017/9/12	2017/9/13	0.63	0	21	21	21	21	25	52	52	56	56
	2018/6/19	2018/6/21	0.67	0	60	68	68	68	68	69	69	69	69
	2018/8/23	2018/8/25	1	0	0	69	69	72	72	72	72	72	88
	2018/9/4	2018/9/5	1.32	0	98	98	98	106	106	108	108	108	108
	2020/6/17	2020/6/19	1.11	35	93	93	93	93	98	111	116	134	134
	2020/7/3	2020/7/5	0.63	4	6	32	32	32	52	52	60	60	60
	2020/7/11	2020/7/13	1.32	15	71	80	78	86	86	86	86	86	87
	2020/7/24	2020/7/26	0.82	5	22	68	68	68	68	68	68	68	68
	2021/7/15	2021/7/17	0.82	4	31	35	35	36	44	44	44	65	68
	2021/8/8	2021/8/9	1.07	44	57	57	57	57	60	60	60	60	60
	2021/8/12	2021/8/14	1.04	20	57	89	89	89	89	133	146	146	146
	2022/7/4	2022/7/5	1.07	12	37	44	47	47	47	47	47	64	64
2022/7/18	2022/7/19	1.1	1	1	7	10	32	32	32	32	32	32	
2022/9/10	2022/9/11	1.21	0	79	80	80	81	91	91	91	104	123	

表 4.3 I1 冬季における地温の異常値が観測された期間とその変化量, および先行日降水量

測点	日付		地温上昇量(°C)	先行降水量(mm)									
				1日間	2日間	3日間	4日間	5日間	6日間	7日間	8日間	9日間	10日間
I1	2012/12/15	2012/12/19	0.85	1	3	3	4	13	14	14	14	16	16
	2012/12/30	2013/1/1	1.78	0	9	34	34	39	39	39	39	39	48
	2013/1/13	2013/1/15	2.1	0	29	46	46	46	46	46	46	46	46
	2013/2/15	2013/2/16	0.64	0	15	18	18	19	20	20	20	20	26
	2013/2/18	2013/2/20	1.08	0	13	24	24	24	39	39	42	43	44
	2013/3/1	2013/3/3	0.73	0	0	15	15	20	26	26	26	30	30
	2014/12/4	2014/12/6	1.6	18	51	86	86	92	95	100	100	100	100
	2014/12/20	2014/12/21	1.03	0	32	34	37	37	62	62	62	69	80
	2015/1/14	2015/1/16	1.19	1	38	38	38	39	39	39	39	39	39
	2015/12/10	2015/12/12	2.1	0	77	101	101	101	101	101	101	102	119
	2016/1/29	2016/1/31	2.37	0	8	42	43	43	43	45	63	67.5	74.5
	2016/2/13	2016/2/15	1.63	5	16	48	48	48	48	48	48	49	49
	2016/2/20	2016/2/21	0.64	1	33	33	33	37	45	50	61	93	93
	2016/12/13	2016/12/15	1.38	24	26	57	57	57	57	63	63	63	65
	2017/1/8	2017/1/10	1.74	0	16	47	47	47	47	47	47	47	47
	2017/2/20	2017/2/22	1.04	0	0	24	24	24	24	24	24	27	27
	2018/1/17	2018/1/19	1.67	0	0	18	19	19	23	28	29	29	31
	2018/2/10	2018/2/11	1.82	3	23	23	24	26	26	26	30	36	36
	2018/2/28	2018/3/2	1.35	0	2	23	24	25	28	28	28	28	28
	2018/3/5	2018/3/7	0.82	0	0	28	28	28	28	30	52	52	53
	2018/12/17	2018/12/18	0.7	0	25	32	32	32	33	36	40	40	40
	2019/2/6	2019/2/7	1.49	0	23	24	26	28	28	28	38	38	38
	2019/3/3	2019/3/5	0.81	0	11	15	16	16	24	24	24	24	24
	2019/3/6	2019/3/9	0.95	0	0	15	26	26	37	41	42	42	50
	2019/3/19	2019/3/21	0.72	2	2	25	25	25	30	30	30	31	31
	2022/2/13	2022/2/15	0.61	0	4	23	23	23	28	28	30	30	30
	2022/2/18	2022/2/20	0.53	2	14	18	20	20	20	24	43	43	43

#### 4. 4 ボーリング孔 No. 4 における孔内水位の経時変化

図 4.5 は、2014 年 1 月 1 日から 2022 年 10 月 14 日までのボーリング孔 No.4 における孔内水位と日降水量の観測結果である。この図において、2014 年当初の結果は、主として電氣的なトラブルによる異常値が生じているものの、その後は降水に対する応答が早い孔内水位（すべり面付近の間隙水圧）の変化が記録されている。

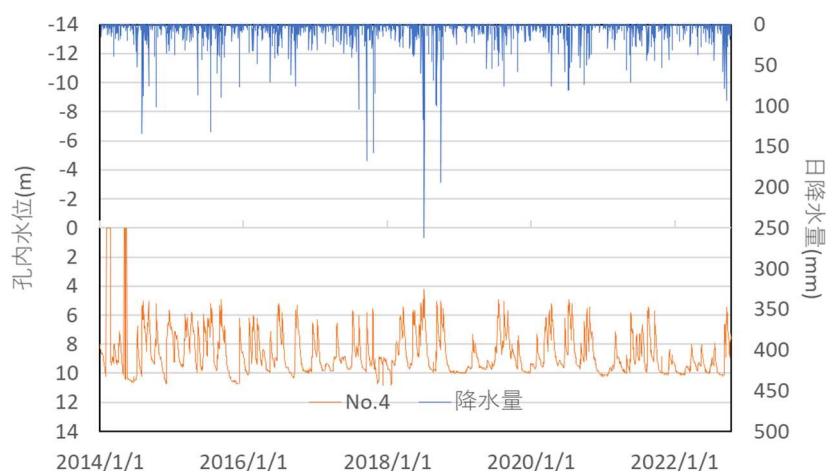


図 4.5 2014 年 1 月 1 日から 2022 年 10 月 14 日までのボーリング孔 No.4 における孔内水位と日降水量の経時変化(米田(2023))

### 5. 実験結果

#### 5. 1 粒径の大きさが異なる条件

粒径の大きさが異なる条件における実験では、珪砂 6 号、7 号および 8 号を用いた。これらの初期含水比は 10%、締固め回数は 1 回である（表 3.1）。図 5.1 は珪砂 6 号を用いた試験結果である。図中 a) は上側の円筒管①の結果、b) は下側の円筒管②の結果であり、それぞれ埋設水圧計、間隙水圧計、気圧計の経時変化を示している。これらの図には、画像より珪砂試料底面を基準として計測したぬれ前線の位置とその時の時間を記載している（以下に挙げる他条件での実験結果の図も同様の内容になる）。これらの図より、散水開始後、ぬれ前線が土層全体に浸透するまで空気圧、埋設水圧計の挙動変化は認められない。両円筒管のぬれ前線が試料底部に達し、散水開始の約 3,000s 程度から飽和帯が形成され、底部での間隙水圧の上昇が確認された。写真 5.1 は約 3,000s 時の円筒管の様子である。この時に認められた空気圧の上昇は、水位（飽和帯）がデジタル気圧計のチューブの先端で浅まで上昇し、チューブ内に空気が封入された影響である。そのため珪砂 6 号における浸透時に間隙空気は、粒径が大きいために粒子間で吸着水的な水の保持ができず、間隙から試料上面へ空気が流出したものと考えられる。散水終了後、水位が円筒管の上端まで達した後に水位の下降が認められた。5360~5373s の円筒管①の気圧計①、埋設水圧計①、および水圧計①の圧力低下は、水位が下降して飽和帯上面が円筒管 50cm の高さに達し、チューブ内に封入された空気が急激に抜けたためである。円筒管①での急激な圧力低下の約 100s 後に円筒管②では、気圧計②、埋設水圧計②、および水圧計②で圧力の上昇が生じている。これは、円筒管①からメトロゾ溶液を介して圧力変化が伝播したものである。

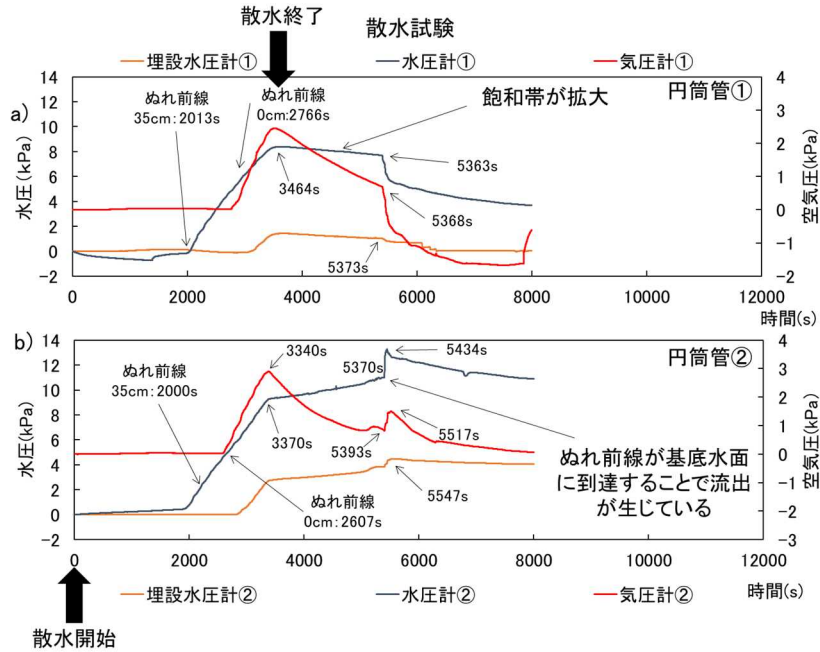


図 5.1 珪砂6号の実験結果(初期含水比 10%, 締固め回数1回)  
 (a)円筒管①, b)円筒管②(幅下(2022 に加筆))

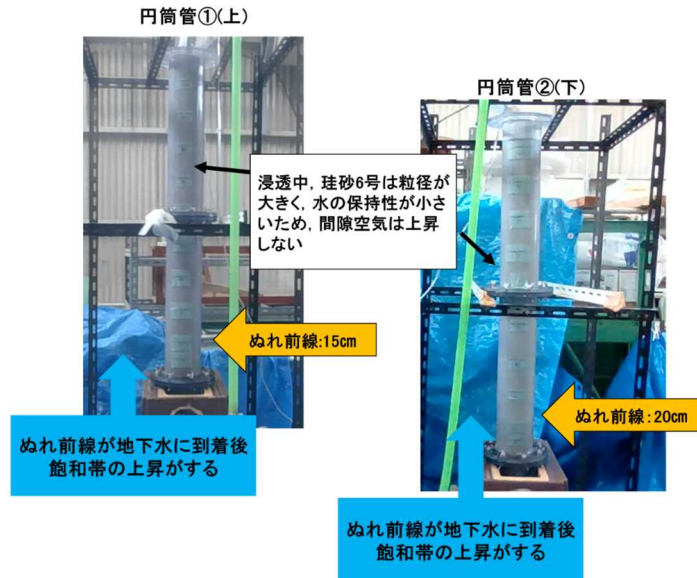


写真 5.1 珪砂6号の実験状況(散水開始 3,000 秒後)(幅下(2022 に加筆))

図 5.2 は珪砂 7 号を用いた実験結果である。この実験では、散水開始から約 790s 後に、両円筒管で間隙空気圧の上昇を確認した。このとき両円筒管のぬれ前線は、試料底部から高さ 80 cm の位置まで降下している。両円筒管の空気圧は、約 3,000s まで降雨の浸透に伴って緩やかに上昇している。その後、3,193s 時に円筒管①において空気圧①, 埋設水圧計①, および水圧計①で急激な上昇が認められ(図 a)中の青丸), 円筒管②においても円筒管①で急上昇が確認された 9s 後の

3,202s 時に水圧の上昇が認められる(図 b)中の青丸)。約 3,200s 時における両円筒管の降水の浸透状況は、写真 5.2 と図 5.3 の通りである。この時、ぬれ前線は試料底部まで下降しておらず、ぬれ前線とこの底部の間の試料は、初期状態で変化していないにもかかわらず、水圧計①、水圧計②の値が上昇している。この水圧上昇は、散水によってぬれ前線が降下して土層内の空気が封入され、円筒管①の空気圧がホース内のメトロース溶液を押し出すことによって水圧計②の上昇したものである。約 3600s 時には、散水終了によって両円筒管の気圧計、埋設水圧計および水圧計の値は減少している。

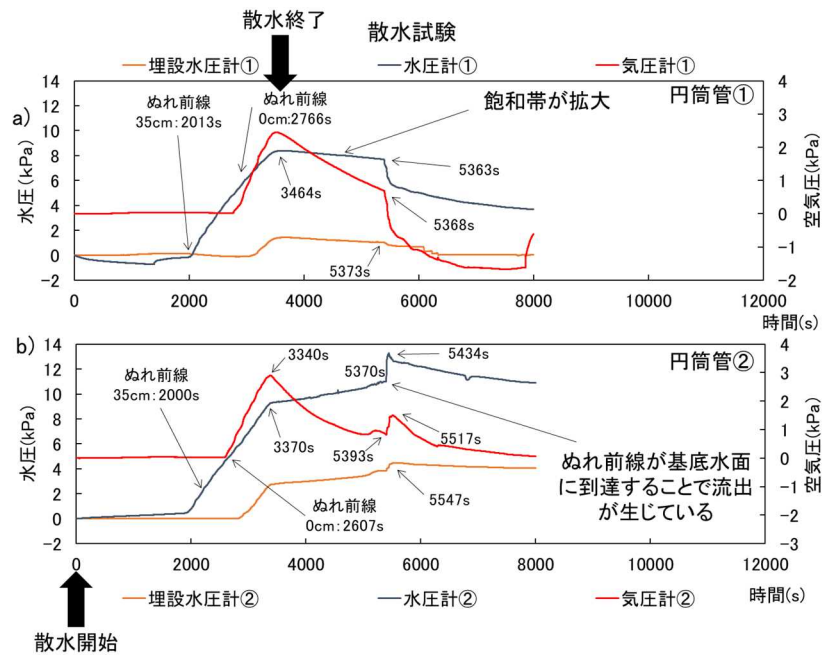


図 5.2 珪砂7号の実験結果(初期含水比 10%, 締固め回数1回)  
(a)円筒管①, b)円筒管②(幅下(2022 に加筆))

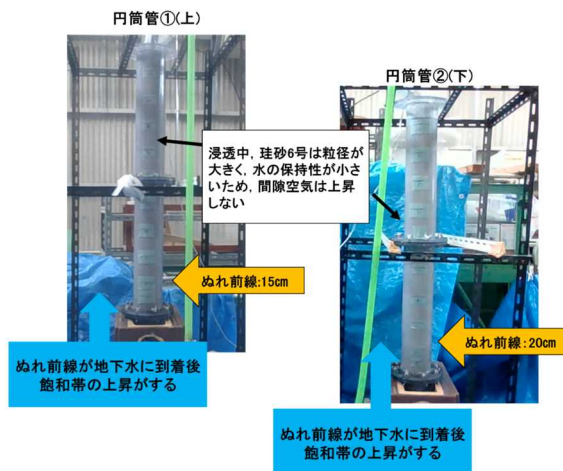


写真 5.2 実験状況の写真

(散水開始 3,200 秒後)(幅下(2022 に加筆))

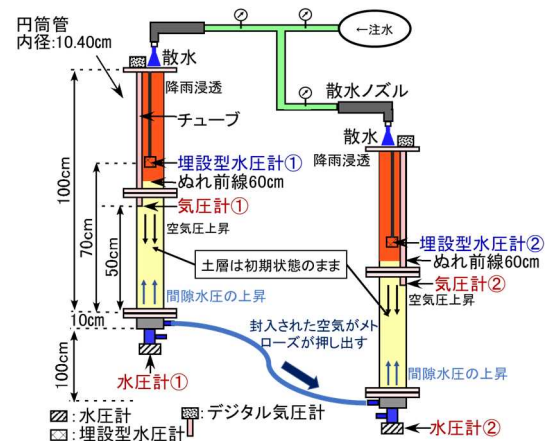


図 5.3 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時における円筒管内状況の模式図

(散水開始 3,200 秒後)(幅下(2022 に加筆))

図 5.4 は珪砂 8 号を用いた実験結果である。この実験では、散水開始後 1,000~1,200s 後に間隙空気圧の上昇を確認した。写真 5.3 と図 5.5 は約 1,200s 時の円筒管の浸透状況である。円筒管①はぬれ前線の位置が円筒管高さ 88cm, 円筒管②は 90cm の高さにある。珪砂 8 号では、間隙空気圧が発生時のぬれ前線の位置が珪砂 7 号と比較すると高い位置にある。また、円筒管②では、間隙空気圧が上昇してから散水終了時の 3,600s まで、それぞれの圧力が小刻みに変化しつつ高い状態が継続している。

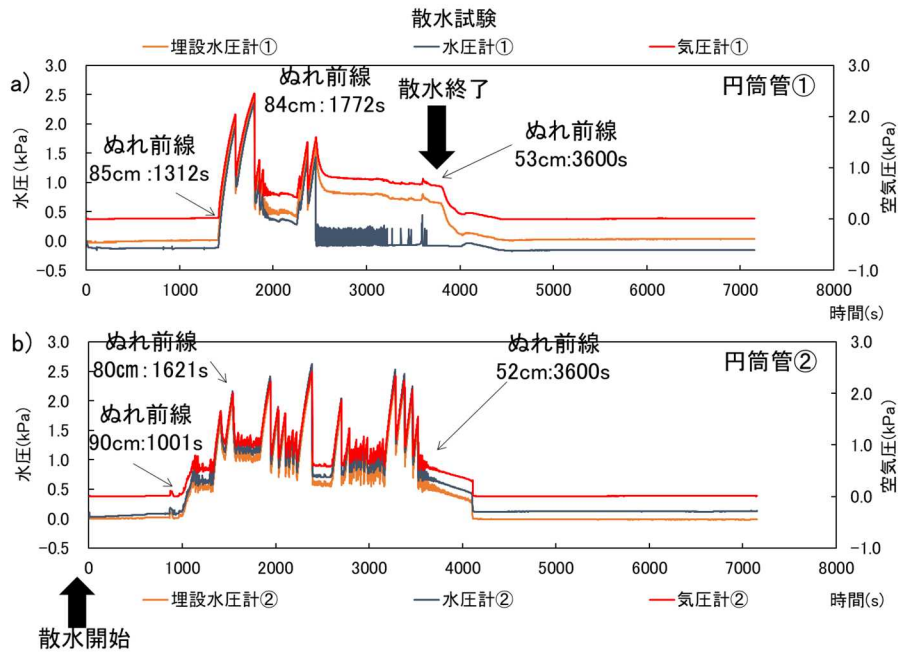


図 5.4 珪砂8号の実験結果(初期含水比 10%, 締め回数1回)  
(a) 円筒管①, b) 円筒管② (幅下(2022)に加筆)

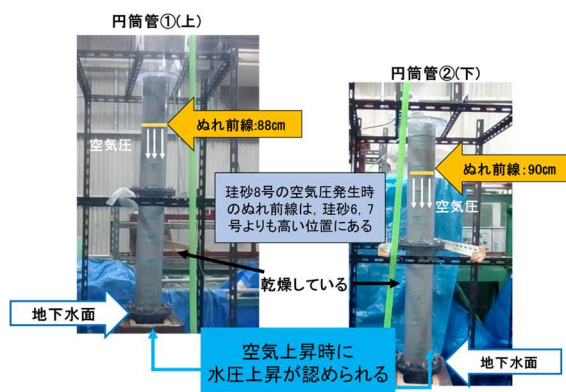


写真 5.3 実験状況の写真  
(散水開始 1,200 秒後) (幅下(2022)に加筆)

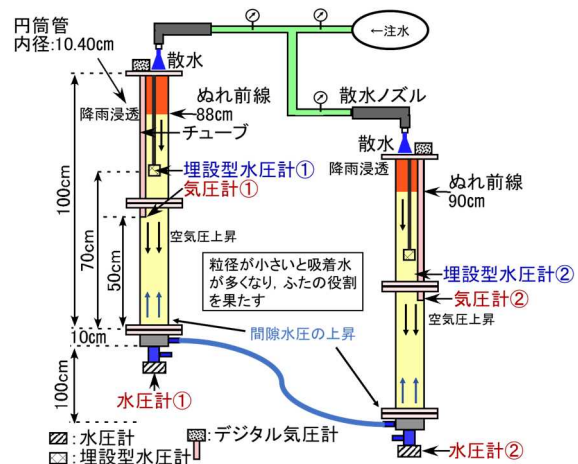


図 5.5 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時における円筒管内状況  
(散水開始 1,200 秒後) (幅下(2022)に加筆)

## 5. 2 初期含水比が異なる条件

初期間隙比が異なる条件における実験では、締め固め回数1回の珪砂7号試料で初期含水比を5, 15, 20%とした。なお、初期含水比が10%の場合は5. 1で実施している。図5.6は含水比5%の結果である。間隙空気圧の挙動は、双方の円筒管ともに散水開始からぬれ前線の降下に伴い上昇が認められる。円筒管①ではぬれ前線が円筒管75cmの高さに達したときに最大約0.25kPaの空気圧が上昇、円筒管②ではぬれ前線が円筒管高さの70cmに達した時に最大値約0.19kPaの空気圧が上昇している。写真5.4と図5.7は、両円筒管において空気圧上昇が生じている1,900s時点での降水の浸透状況である。円筒管①と②では、試料底部とぬれ前線の間が初期の含水状態のままであると考えられるので、円筒管②における間隙水圧のピーク値が円筒管①におけるそれよりも若干遅れて生じているために、間隙空気圧がメトローズ溶液を介して押し出されただけのものである。

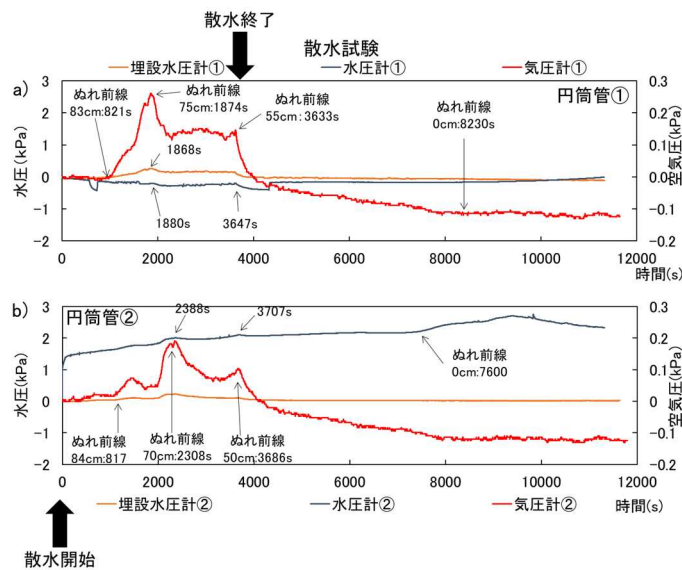


図 5.6 初期含水比 5%の実験結果(珪砂7号, 締め固め回数1回)

(a)円筒管①, b)円筒管②(幅下(2022)に加筆)

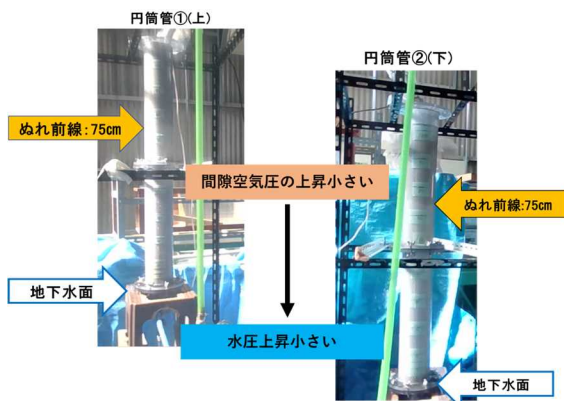


写真 5.4 実験状況の写真

(散水開始 1,900 秒後)(幅下(2022)に加筆)

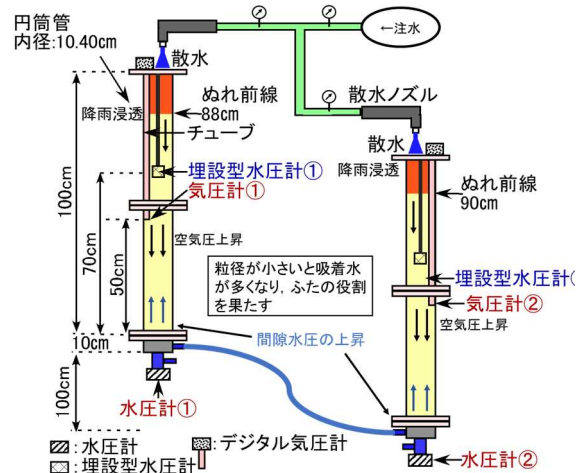


図 5.7 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時における円筒管内状況

(散水開始 1,900 秒後)(幅下(2022)に加筆)



図 5.8 は含水比 15% の試料の結果である。この図より散水開始約 720s 後に両円筒管では、間隙空気圧の上昇が認められる。この空気圧の発生時におけるぬれ前線の位置は、円筒管①で底部から高さ 85cm、円筒管②で 82cm の位置である。その後、円筒管①では、ぬれ前線が底部から高さ 60cm に達した 2,213s 後に急激な空気圧上昇が生じ、2.19kPa が計測されている。この円筒管での最大の間隙空気圧は、ぬれ前線が底部から高さ 40cm に到達した 2,798s の 2.38kPa である。一方、円筒管②では、ぬれ前線が底部から高さ 42cm に達した 2,764 秒後に最大値 3.92kPa が計測されている。写真 5.5 と図 5.9 は 2,798s 時の両円筒管の状況である。なお、このとき円筒管②では、円筒管①で発生した間隙空気圧によりホース内のメトロース溶液を押し出し、若干遅れて 2,810s に水圧計②の上昇が認められる。

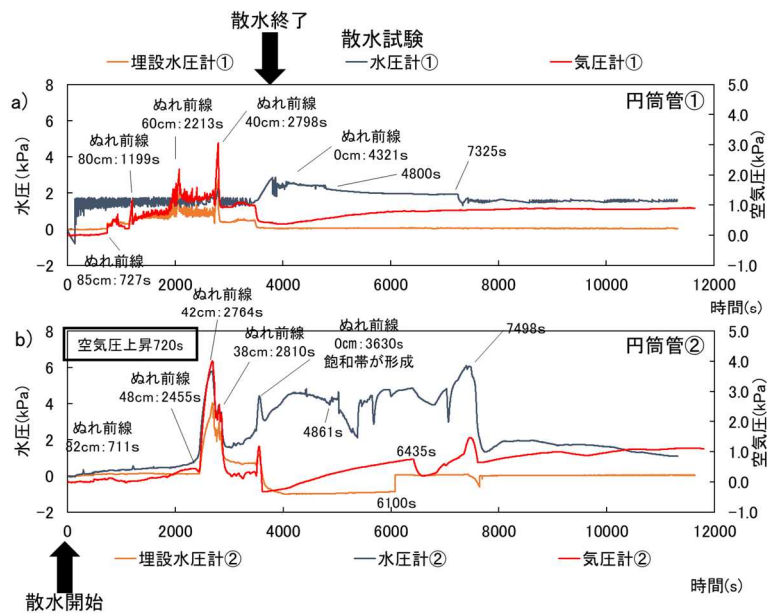


図 5.8 初期含水比 15% の実験結果 (珪砂 7 号, 締固め回数 1 回)  
(a) 円筒管①, b) 円筒管② (幅下 (2022 に加筆))

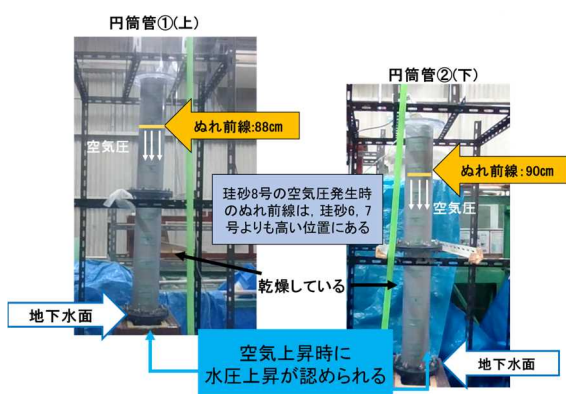


写真 5.5 実験状況の写真  
(散水開始 1,200 秒後) (幅下 (2022 に加筆))

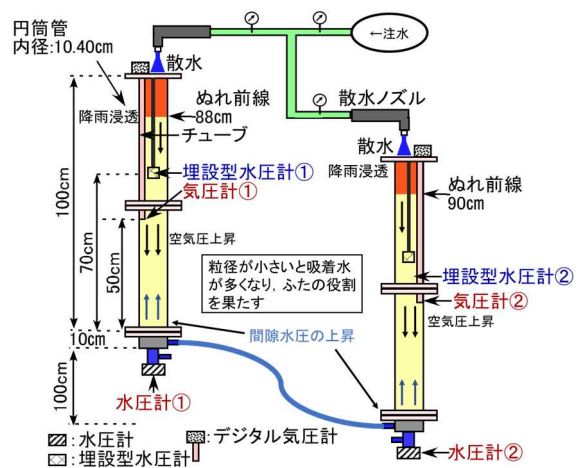


図 5.9 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時における円筒管内状況  
(散水開始 1,200 秒後) (幅下 (2022 に加筆))

図 5.10 は、含水比 20% の試料の結果である。散水開始約 600s 後に両円筒管では、空気圧の上昇が認められる。この時のぬれ前線は双方ともに底部から 95cm の高さである。その後、円筒管①では、2,453~2,793s の間で最大空気圧 4.82kPa が計測され、円筒管②では、2,535~2,829s の間で最大空気圧 4.54kPa が計測されている。写真 5.6、図 5.11 は 2,800s 時の両円筒管の透状況である。含水比 20% のケースでは、他の条件に比べて散水開始から短時間で空気圧の上昇が生じており、最大空気圧も大きい。

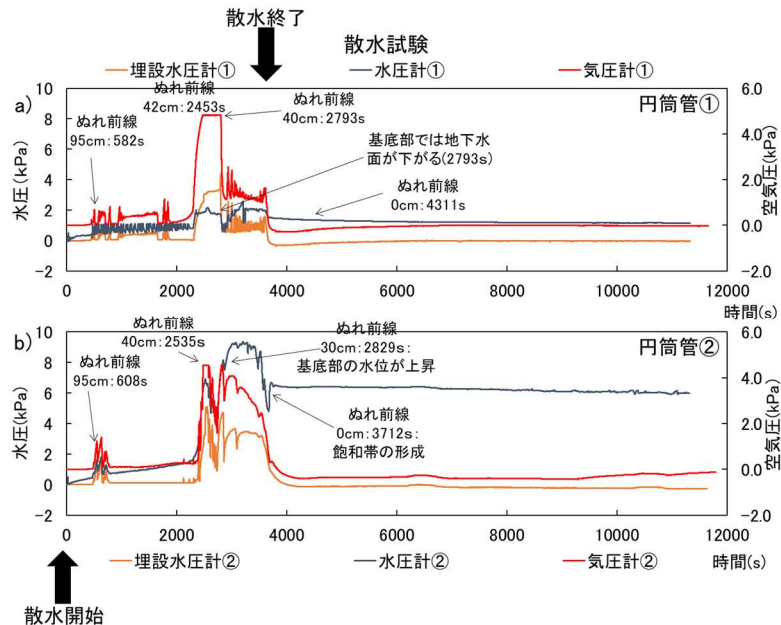


図 5.10 初期含水比 20% の実験結果(珪砂 7 号, 締固め回数 1 回)  
(a) 円筒管①, b) 円筒管② (幅下 (2022 に加筆))

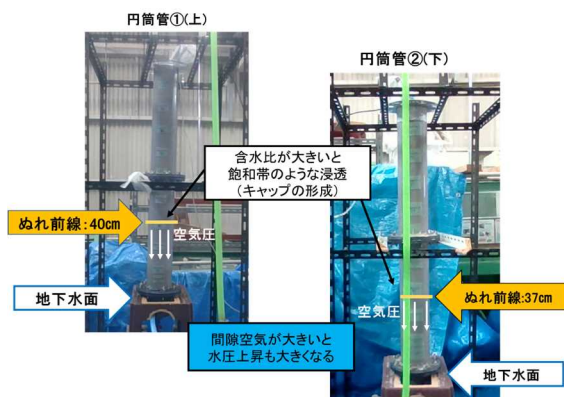


写真 5.6 実験状況の写真

(散水開始 2,800 秒後) (幅下 (2022 に加筆))

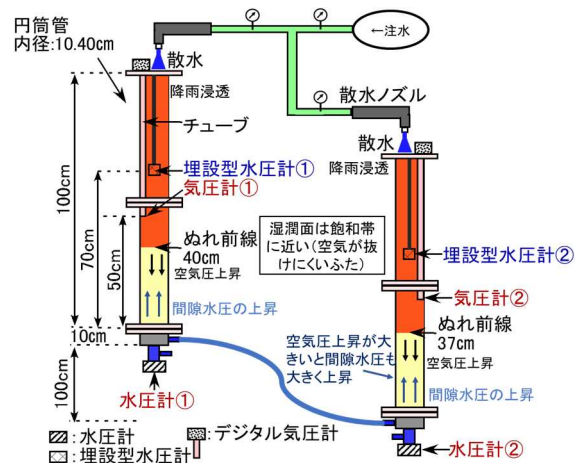


図 5.11 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時に  
おける円筒管内状況

(散水開始 2,800 秒後) (幅下 (2022 に加筆))

### 5.3 初期間隙比が異なる条件

初期間隙比が異なる条件では、珪砂7号、初期含水比10%の試料に対して締め固め回数を0回、1回、および3回とした。なお、締め固め回数1回のケースは上述した通りである。図5.12は、締め固め回数0回の結果である。この図において、散水中に両円筒管の水圧の上昇は認められない。写真5.7と図5.13は、ぬれ前線が底部に到達した時の状況である。降水の浸透によって空気圧が発生しなかった理由として、詰めた試料のムラの他に、試料内に密度が小さくため空隙が多く存在し、実験時に空気が抜けたことが考えられる。散水開始から6,500~7,500s後（図5.13の中央部付近）においては、円筒管①では、湿ぬれ前線が底部（前述したように砂利は飽和されている）に達して水圧①が上昇し、ホース内のメトロゾ溶液を押し出し始めて、すでにぬれ前線が底部に到達している円筒管②の水圧計②が上昇している。これは、双方の円筒管内の飽和帯がつながったことにより水が円筒管①→円筒管②への流出を示している。

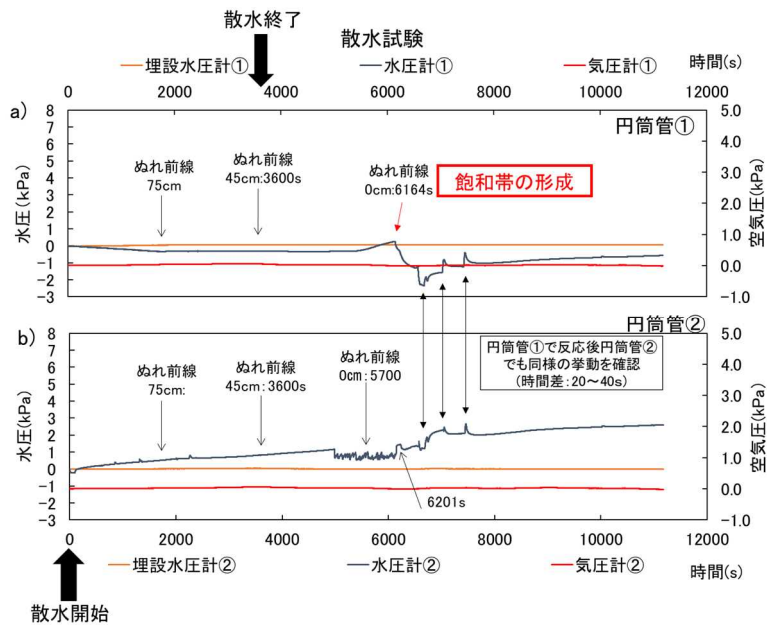


図 5.12 締め固め回数0回の実験結果(珪砂7号, 初期含水比 10%)  
(a)円筒管①, b)円筒管②(幅下(2022 に加筆))



写真 5.7 実験状況の写真  
(幅下(2022 に加筆))

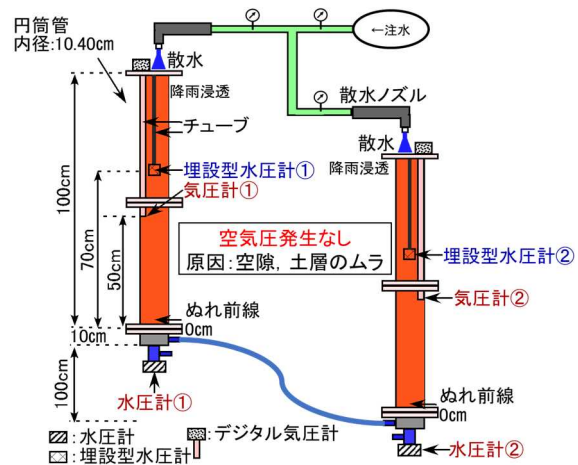


図 5.13 円筒管内状況  
(幅下(2022 に加筆))

図 5.14 は、締固め回数 3 回の結果である。この図において散水開始後、円筒管①の底部に取り付けた間隙水圧計にノイズが入ってしまったが、埋設型の間隙水圧計と気圧計は徐々に値が上昇している。この時の円筒管②では、各数値も徐々に上昇しているが、底部に取り付けた間隙水圧計と気圧計は値の増減を小刻みに繰り返している。散水開始から 2,304s 後に円筒管①でぬれ前線が 60cm に達した時点で空気圧が 1.6kPa になっている。この直後から円筒管②において、まず底部に取り付けた間隙水圧計の値が急上昇し、続いて空気圧の値が急上昇している。特に 2,907s と 3,445s の時が著しい。写真 5.8 と図 5.15 は、3,440s における両円筒管の状況である。所定の散水が終了 (3,600s) 後、気圧計の値は急減している。これは試料内の空気が上面から抜けた影響である。散水終了までの円筒管②における圧力の上昇は、ホース内のメトロローズ溶液を通じて円筒管①からの影響を受けて生じたためである。

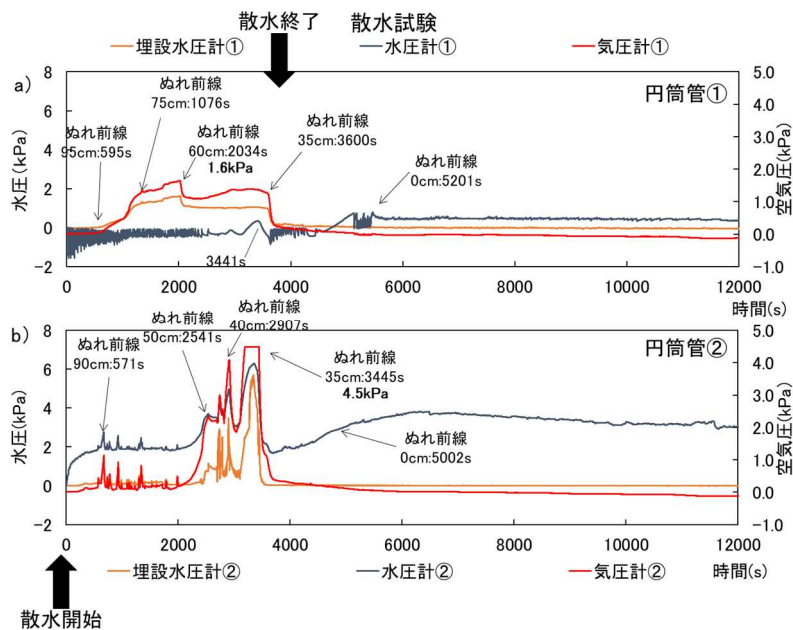


図 5.14 締固め回数3回の実験結果(珪砂7号, 初期含水比 10%)  
(a)円筒管①, b)円筒管②)(幅下(2022 に加筆))

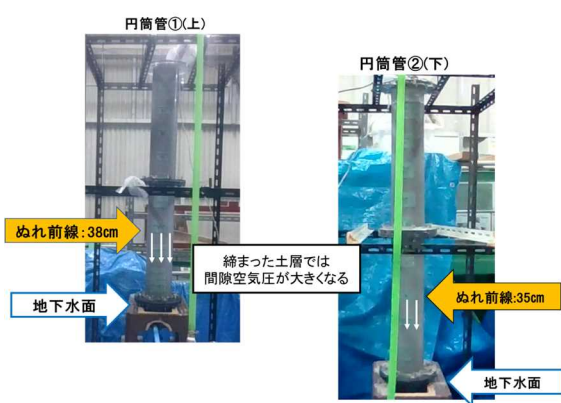


写真 5.8 実験状況の写真  
(散水開始 3,440 秒後)(幅下(2022 に加筆))

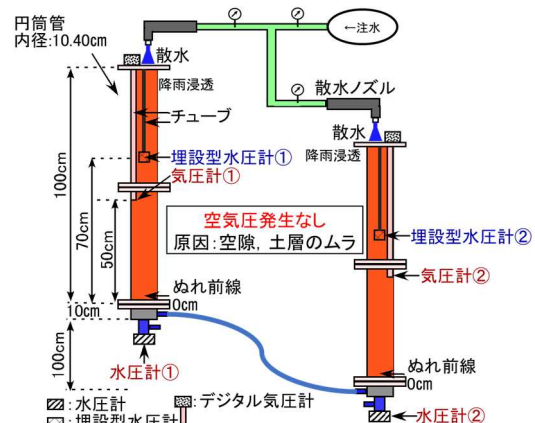


図 5.15 間隙空気圧と間隙水圧が上昇時における円筒管内状況(散水開始 3,440 秒後)(幅下(2022 に加筆))

## 6. 考察

### 6. 1 先行雨量と地温変化の関係

図 4.4 で示した地温変化量（夏季は低下量，冬季は上昇量）と，これに関与すると思われる先行雨量の関係について，表 4.2～4.4 で抽出した値を用いて相関を調べた。なお，先行雨量は 1 日から 10 日で検討した。その結果が表 6.1 である。なおこの検討では，2018 年 7 月の西日本豪雨災害時の降雨が，50 年に 1 度の降雨であることと，6 月下旬から降雨が繰り返されていたために，整理から除外した。この表において E7 では，先行雨量 8 日間で検討したケースが最も正の相関が強い（相関係数  $R=0.835$ ）ことが認められる。一方，I1 では，夏季で先行雨量 3 日間と地温低下量との間での正の相関が一番強く（相関係数  $R=0.772$ ），冬季で先行雨量 4 日間と地温上昇量との間での正の相関が一番強い（相関係数  $R=0.575$ ）。この測点では，夏季で先行雨量 4 日間，冬季で先行雨量 3 日間として検討した場合，2 番目に正の相関が強い結果になっている。E7 と I1 の間では，それぞれ正の相関が強くなる先行雨量が異なっている。これは，それぞれの測点付近を流下する流動地下水脈（水みち）が異なっていることを示唆する。また I1 は，E7 に比べて先行雨量期間の影響が短いため，この測点付近の流動地下水は E7 に比べて浅い可能性がある。

図 6.1 は先行雨量と地温変化量の相関関係を示した図である。なお，図中 a) は E7 と先行雨量 8 日間の相関，b) は I1 夏季と先行雨量 3 日間の相関，c) は I1 夏季と先行雨量 4 日間の相関である。I1 冬季での相関係数が低くなるのは，夏季ほど顕著な豪雨が生じないためと考えられる。

表 6.1 地温変化量と先行雨量との相関係数

先行雨量	相関係数R		
	E7	I1夏季	I1冬季
1日間	0.048	0.349	0.132
2日間	0.522	0.701	0.361
3日間	0.636	0.772	0.573
4日間	0.704	0.767	0.575
5日間	0.737	0.738	0.569
6日間	0.805	0.678	0.484
7日間	0.824	0.640	0.464
8日間	0.835	0.644	0.439
9日間	0.815	0.613	0.358
10日間	0.817	0.626	0.385

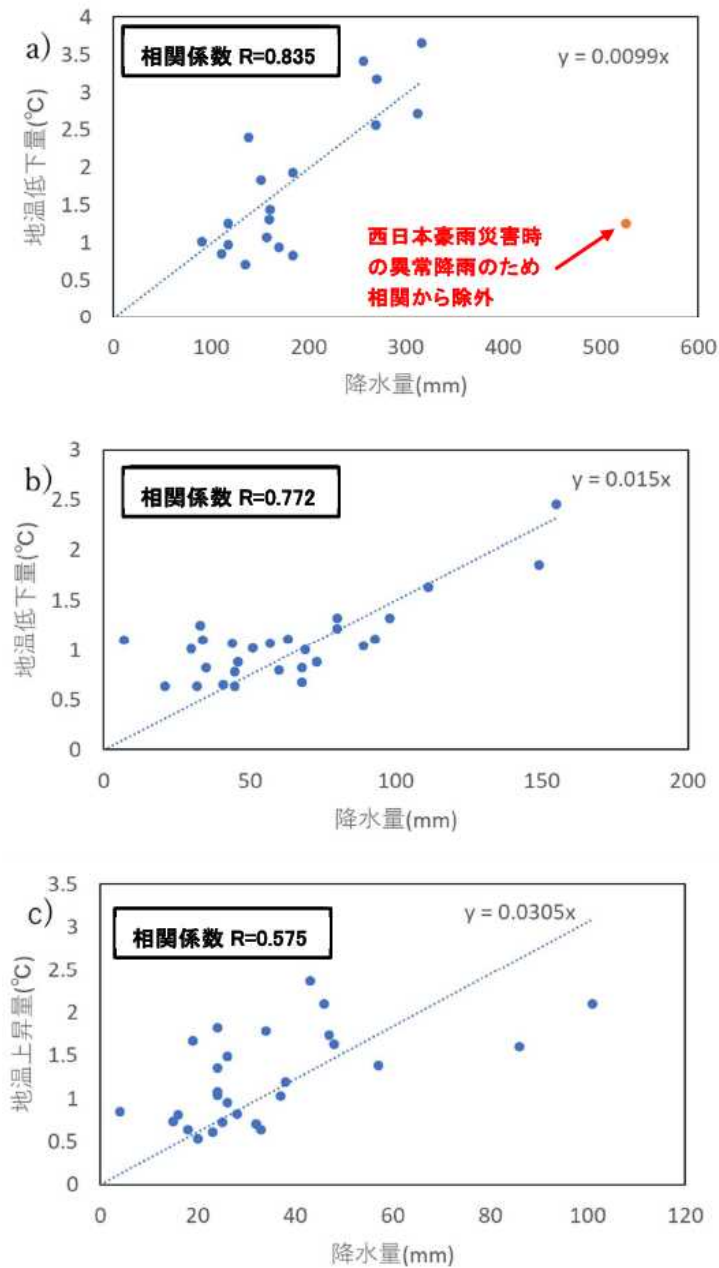


図 6.1 地温変化量と先行雨量との相関係数

(a)E7 夏季:先行雨量8日間, b)I1 夏季:先行雨量3日間, c)I1 冬季:先行雨量4日間)

## 6. 2 豪雨時の多深度における地温変化と孔内水位変化の関係

E7 では、深度 1.0m の他に、1.5m、2.0m、および 2.5m の地温を計測している。そこで、豪雨時の浸透速度とボーリング孔 No.4 の孔内水位の上昇速度の関係について検討した。その一例として 2020 年 7 月の観測結果を図 6.2 に示す。なお、この時の豪雨のうち 7 月 3 日～4 日は、球磨川流域で甚大な洪水災害が生じた期間である。降雨が地表面から鉛直浸透すると仮定した場合の浸透速度は、深度 1.0m から 1.5m において 0.083m/h、深度 1.5m から 2.0m において 0.13m/h で

ある。一方、No.4 における孔内水位の上昇速度は 0.37m/h である。図中のケースにおいて降雨の浸透が No.4 の基底水位である GL-8.52m に達するには、浸透速度から約 3~5 日の時間を要する。それにも関わらず No.4 では、降雨開始直後に孔内水位の急激な上昇が発生し、さらに水位上昇速度は降雨浸透速度を上回っている。表 6.2 は、E7 の地温の急変化（異常地温）時における降雨の浸透速度と No.4 内水位上昇速度と降雨浸透速度である。この表より豪雨時における孔内水位の上昇速度は、降雨の浸透速度より速い。また、降雨の浸透速度や孔内水位の上昇速度は、累積雨量が多いほど速いとは限らない。これらの速度は、土塊内部の構造や水分含有量、および降

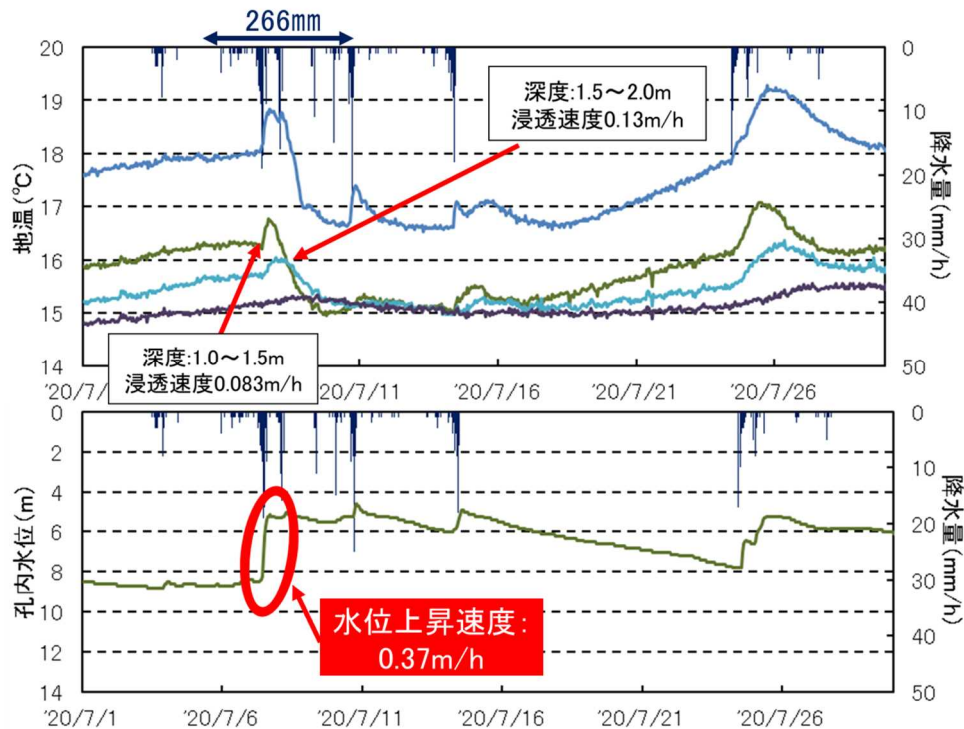


図 6.2 E7 における多層地温とボーリング孔 No.4 孔内水位の経時変化  
(2020 年 7 月)

表 6.2 E7 の地温異常発生時における降雨の浸透速度とボーリング孔 No.4 の水位上昇速度

地温変化期間		先行雨量(mm) 8日間	No.4水位上昇速度 (m/h)	降雨浸透速度(1~1.5m間) (m/h)	降雨浸透速度(1.5~2.0m間) (m/h)
地温変化開始日	地温変化終了日				
2015/7/16	2015/7/19	184	0.112	0.071	0.063
2016/6/20	2016/6/26	151	0.488	0.042	0.125
2016/9/20	2016/9/25	139	0.311	0.167	0.000
2017/8/7	2017/8/12	111	0.093	0.083	0.056
2017/9/16	2017/9/21	184	0.391	0.167	0.083
2018/9/7	2018/9/10	312	0.142	0.100	0.125
2019/7/18	2019/7/21	160	0.092	0.063	0.071
2019/8/14	2019/8/20	118	0.103	0.042	0.062
2020/7/7	2020/7/10	266	0.367	0.083	0.125
2021/8/17	2021/8/23	163	0.054	0.050	0.050

### 6. 3 粒径の大きさと間隙空気圧発生の関係

5. 1の計測結果と表 5.1より、珪砂6号では降雨中に間隙空気圧が生じず、珪砂7号と8号では間隙空気圧の発生が降雨終了まで持続していた。また、締め固め回数1回の場合、珪砂の種類(粒径の大きさ)によらず試料内の相対密度は22~25%程度であり、概ね等しい状態であった。それにも関わらず、粒径の大きさの差異が散水時の間隙空気圧と間隙水圧の挙動に違いが認められた。このことは、試料の粒径や透水性の違いによる水の保持性、土粒子間の吸着水の存在が散水時の間隙空気圧の発生に影響していると考えられる。つまり、粒径が小さく透水性が低い場合試料では、間隙水の保水性がよく粒子表面で吸着水の影響が大きくなり、吸着水により土粒子間に表面張力が生じることで、ぬれ前線が間隙空気の流れに対する遮蔽効果を果たし、この空気と大気圧が遮断されることにより間隙空気圧が上昇すると考えられる。一方、粒径が大きく透水性が高い試料では、間隙水の保水性が悪く土粒子間の吸着水の影響が小さくなり、間隙空気が試料上端から抜けると考えられる。このような遮蔽効果により、珪砂7号では最大空気圧が1.9kPa、珪砂8号では2.6kPaが計測され、粒径が小さくなるほど間隙空気が抜けにくくなり、試料内の間隙空気を効果的に圧縮したものと解釈できる。

### 6. 4 初期含水比が地下水の押し出し現象に与える影響

図 6.3 は初期含水比と間隙空気圧発生時間の関係、図 6.4 は初期含水比と間隙空気圧上昇開始時におけるぬれ前線の浸透距離の関係である。図 6.3 より初期含水比が高いほど、散水開始からの間隙空気圧の上昇が速く、図 6.4 より初期含水比が高いほど、間隙空気圧が上昇する際の浸透距離が短いことを示している。これらの関係は、散水前から試料内に間隙水が多く含水すれば、その後の散水において、より短時間で土粒子間の吸着水の増加が生じ、遮蔽効果によって間隙空気圧の上昇時間とそのときの浸透距離が短くなると考えられる。

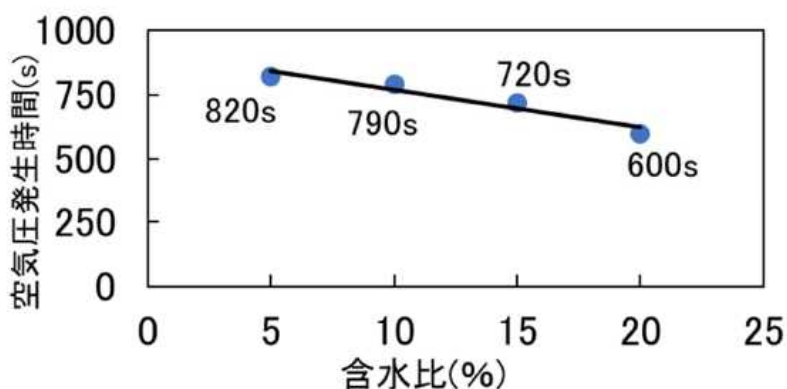


図 6.3 初期含水比と間隙空気圧発生時間の関係



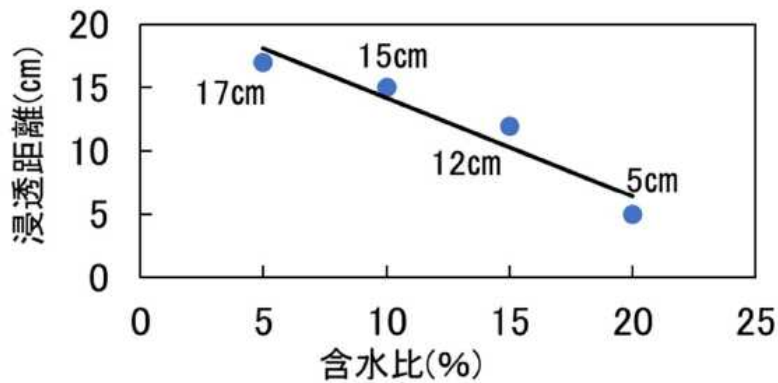


図 6.4 初期含水比と間隙空気圧上昇開始時におけるぬれ前線の浸透距離の関係

図 6.5 は初期含水比と間隙空気圧の上昇値の関係である。この図より初期含水比が高いほど、間隙空気圧の上昇が大きくなるのが分かる。これは、ぬれ前線における吸着水の量が関連すると思われる。つまり、初期含水比が高いほどぬれ前線が飽和に近い状態で降下するので、このぬれ前線がより遮蔽効果を発揮させて所領内の間隙空気を抜けづらくさせるとともに、この空気を圧縮する（押し出す）力が大きくなって空気圧の上昇につながると考えられる。一方、初期含水比が低ければぬれ前線が不飽和な状態での浸透となり、効果的な空気の圧縮（押し出し）が生じず、空気が試料上端から抜けやすくなり、間隙空気圧の上昇が小さくなると考えられる。

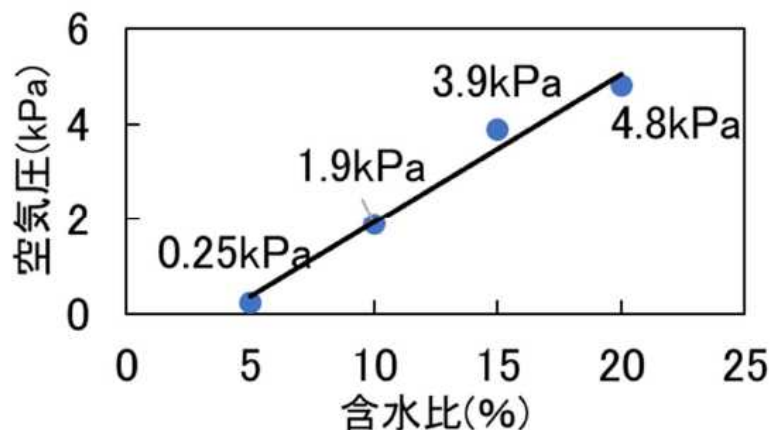


図 6.5 初期含水比と間隙空気圧の上昇値の関係

### 6. 5 初期間隙比が地下水の押し出し現象に与える影響

図 6.6 は初期間隙比と間隙空気圧の上昇値の関係である。この図より、試料内の間隙比が小さいほど散水中に発生する間隙空気圧が大きいことがわかる。これは、試料内の間隙比が小さければ、土粒子間の浸透水の吸着がより多くなるため、間隙空気が試料上端から抜けにくくなる。逆に、間隙比が大きく円筒管内の試料が緩い場合は、試料内で空隙や斑が生じて空気が抜けやすくなることや、ぬれ前線が均一に降下しないため効果的な遮蔽ができず、間隙空気が上昇しづらくなることが考えられる。

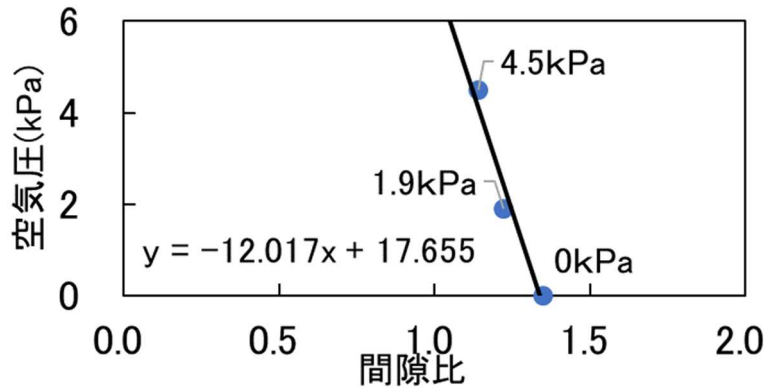


図 6.5 初期間隙比と空隙空気圧の上昇値の関係

## 7. 西井川地すべり地における地下水流動過程

上述したように西井川地すべり地では、降水の浸透速度よりも孔内水位の上昇速度が速く、地下水の挙動が通常の降雨→浸透→飽和帯到達(地下水形成)→水位上昇の過程では説明しづらい。また、一部の地温観測の測点は、豪雨直後に夏季では周辺の地温より著しく低下すること、夏季ではその逆で上昇していた。先行観測や調査事例によると、豪雨時の雨水の水温はほぼ気温に等しいこと(古谷ほか, 2017)、本地すべり地の恒温層相当の地下水温は 12.49°Cであること(竹内, 1996)が分かっている。また E7 の深度 2.5m で採水された地下水の年代は FS<sub>6</sub>濃度測定により少雨期、多雨期に拘わらず 10 年程度前に涵養したものであることが指摘されている(例えば古谷ほか, 2017; 一部未公表データ)。また、本研究で指摘したように、異常地温の変化量と先行降雨量との間に正の相関が認められた。これらより豪雨直後の異常地温は、少なくとも恒温層相当の地下水が上昇して地温の攪乱を生じさせたものである。

円筒管を用いた散水実験より、一般的な珪砂を使用したものの、散水(降水)が浸透することによって試料(土塊)内の空隙空気の押し出しによる水みち内での地下水の移動により、空隙水圧(地下水水位もしくは孔内水位)の上昇が確認されている。特に押し出しでは、ぬれ前線の遮蔽効果があり、その効果に空隙比、初期含水比の役割が重要であることが指摘されている。E7 周辺部で採取した土試料は、散水試験時の試料とは異なるものの、砂分と粘性土が混じった崩積土であり、含水比が 25.3%、空隙比が 0.75 であった。また、西井川地すべり地では、豪雨時に降水が直接的に表面流出している箇所が殆ど認められないこと、これらの値は、散水試験時の条件に照らし合わせると、降水浸透時に土塊内部の空気が封入される可能性が考えられる。

図 7.1 は、2019 年 8 月 10 日から 22 日の間に発生した豪雨における E7 の 1 m 深地温、時間降水量、No.4 の孔内水位の経時変化である。図中のこれらの関係は、豪雨が浸透して最初に一時的に 1 m 深地温が上昇するものの、その後、深部からの地下水が押し出されて水位が上昇し、1 m 深地温が急激に低下していることが分かる。しかも孔内水位のピークが過ぎて減水状態に移行しても 1 m 深地温の低下がしばらく続いている。つまり西井川地すべりの豪雨時の水位上昇は、単にある豪雨イベントの降水が浸透して直ちに飽和帯(地下水帯)を形成することが関与しているのではなく、豪雨イベントの降水が従前に涵養した深部の地下水が押し出されており、その原因として土塊内の空隙空気圧の移動が考えられる。

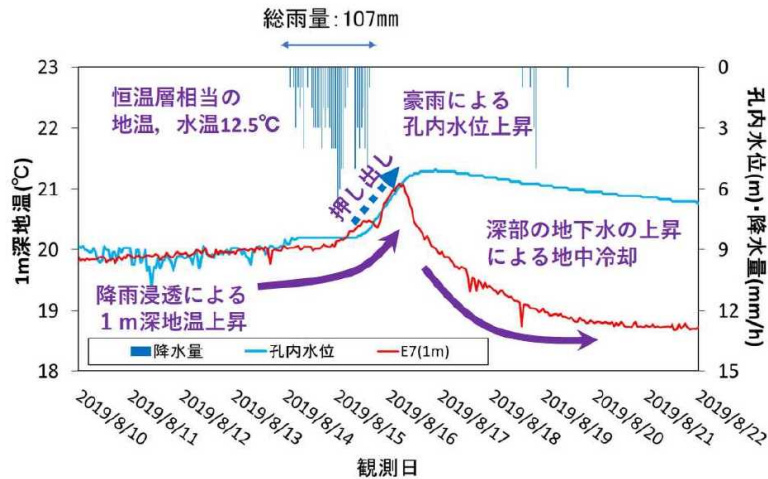


図 7.1 異常地温発生時における深部地下水の押し出し

## 8. まとめと課題

本研究では、西井川地すべりにおける地下水の流動機構を解明するために、現地で地温の稠密観測、従前からの地下水動態観測、円筒管を用いた室内散水・浸透試験をじっした。得られた知見は以下の通りである：

- 1) 西井川地すべり地では、豪雨時、直後に 1m 深地温の年変化を逸脱する異常な地温が E7, I1 において観測された。特に E7 の多層地温と No.4 の孔内水位の連続観測から、降雨の浸透が豪雨前の孔内水位に達する前に孔内水位の上昇が生じていること、地下水の上昇によって地表面付近で地温の攪乱が生じていた。
- 2) E7 と I1 において豪雨時の先行雨量と地温変化の相関関係について検討した。その結果より E7 では先行雨量 8 日間との間で相関係数  $R=0.835$  の強い正の相関、I1 では夏季において先行雨量 3 日間との間で相関係数  $R=0.772$ 、冬季において先行雨量 4 日間との間で相関係数  $R=0.575$  の正の相関を示した。
- 3) 円筒管を用いた珪砂への散水試験より、初期含水比が高いほど、間隙比が小さいほど試料内を降水が浸透する際の間隙空気圧の上昇が大きい。これは、試料内の透水性に関連したぬれ前線の遮蔽効果によるものと考えられた。
- 4) 西井川地すべり地で豪雨時、直後に E7 と I1 で観測される異常地温は、降水が浸透する際に土塊深部の地下水が押し出されたためである。これは、豪雨時で観測される土塊内の水位上昇が、単にある豪雨イベントの浸透水が直ちに飽和帯(地下水帯)を形成するためではなく、すで(10年程度前)に涵養した深部の地下水が押し出されたものであり、この現象に土塊内の間隙空気圧の移動が考えられる。

今後の課題として、

- ①現地で豪雨時における間隙空気圧の挙動を実測すること
- ②不飽和状態での地下水の挙動や蒸発散に関する詳しい検討が残されていること
- ③先行降雨量と温度変化量との間に正の相関が認められるもののばらつきが生じているために、一連の豪雨期間中における降雨強度等の影響について検討すること

が挙げられる。

## 謝辞

本研究の実施において、研究室の元在籍生の幅下大地（大成建設）、野口昂星（辻建設）、米田健人（竹沢建設）、および Thanda Win（ミャンマー国鉱山局）の各氏による現地計測、実験実施、およびデータ整理の協力を得た。また、現地観測において末峯 章先生（元京大防災研）のご便宜を頂いた。紙面を借りて謝辞を表す。

## 参考文献

- 古谷 元, 末峯 章, 王 功輝 (2017) : 連続地温計測による地すべり地における流動地下水の動態観測, シンポジウム ―地すべり変動に影響を及ぼす地下水―, (公社) 日本地すべり学会, pp. 13-16.
- Furuya, G., Suemine, A., Honda, J., Wang, G., Inoue, M. (2017) : Groundwater flow behavior at landslide area on crystalline schist mountains, Advancing culture of living with landslides, Volume 2, M. Mikoš et al. (eds.), pp.301-308, Springer.
- 幅下大地 (2022) : 連続地温観測と散水試験に基づいた地すべり地の地下水動態の解明, 富山県立大学大学院工学研究科修士論文, 70p.
- 末峯 章 (2004) : 地すべり発生時の地下水の観測事例, 日本地すべり学会誌, 第 41 巻 1 号, pp. 43-48.
- Takeuchi, A. (1980) : Method of investigating groundwater-vein streams by measuring one-meter-depth temperature on landslide areas part1, Journal Groundwater Hydrology, Vol. 22, No.2, pp. 11-39
- 竹内篤夫 (1996) : 温度測定による流動地下水調査法, 古今書院, 480p.
- 玉田文吾, 福田順二(1989) : 降雨浸透による地すべり面の間隙水圧変化, 地すべり 第 26 巻第 3 号, pp.19-27.
- Turner, A. K. and Schuster, R.L. (1996) : LANDSLIDES INVESTIGATION AND MITIGATION SPECCIAL REPORT 247, National Academy Press, 675p.
- 米田健人 (2023) : 連続地温観測に基づいた流動地下水脈の規模の動態に関する研究, 富山県立大学工学部卒業論文, 35p.