# 地質踏査とボーリングを組み合わせた活断層の平均変位速度の算出

## 雫石盆地西縁断層帯北部の例

(株)ダイヤコンサルタント ○岩崎 将明、齋藤 勝、亀高 正男 (国研)産業技術総合研究所 丸山 正

## 1. はじめに

雫石盆地西縁断層帯は、岩手県雫石町玄武温泉東方から同町鶯宿にかけて約17kmにわたって南北に延びる断層帯で、M6.9程度の地震が生じるとされているが、平均変位速度は不明であった<sup>1)</sup>。今回、断層帯北部の雫石町長山地点において、平均変位速度を求めるために地表踏査とボーリング調査を主体とした調査を行った。本発表では、平均変位速度の算出方法と、算出する上で有効性が確認された調査手法を中心に説明する。なお、本調査は令和2年度文部科学省委託事業「活断層評価の高度化・効率化のための調査」の一環として実施したものである。

## 2. 平均変位速度の算出と調査手法

断層の平均変位速度は、断層を横断して分布する段丘 面や段丘崖などの変位基準の形成年代とその変位量から 求められる。また、一回当たりのずれの量と活動間隔が 分かれば、それらを基にしても算出可能である。雫石盆 地西縁断層帯のような縦ずれの断層の場合は、断層を挟 んだ両側の地層や地形面の落差とその年代を把握し、上 下方向の平均変位速度を求めることが多い。今回の調査 では、この上下方向の平均変位速度を求めるために、空 中写真判読による地形面区分、地表踏査、地形測量によ る地層および地形面の正確な分布調査、コア試験を含む ボーリング調査、火山灰分析および岩石の年代測定を実 施した。また、ボーリングコアの固結度に着目し、針貫 入試験を実施し、礫層を2層に区分した。



図-1 雫石盆地西縁断層帯北部の地質図<sup>3)</sup>と調査位置 (基図は地理院地図、断層位置は1)による)

## 3. 調査地周辺の地形・地質

### (1) 地形 · 地質概要

調査地周辺には、主として岩手山や高倉山などの火山 噴出物や葛根田川およびその支流の河川堆積物が分布 し、火砕流堆積物の堆積原面、段丘面および氾濫原等の 地形面が確認される<sup>2)</sup>。図-1に調査地周辺の地質図を、 図-2に調査地付近の地形面および地層の分布を、さらに 地質層序を表-1に示す。図表に示される地形・地質のう ち、今回の調査で着目した変位基準は、篠ヶ森火砕流堆 積物の堆積原面(地形面1)、玄武温泉溶岩、玄武温泉礫 層および高倉火山噴出物の上面である。



図-2 地表踏査結果(基図は雫石町発行の都市計画図) 表-1 調査地で見られる主な地質

地層名	層相		
段丘礫層	砂質礫からなる。礫は新鮮な径20~50cm程度の安山岩の亜円礫~円礫主体。		
	基質は、葛根田川沿いは粗粒砂、正徳沢沿いはシルト質中粒砂からなる。		
篠ヶ森ル砂法	断層上盤側では玄武温泉溶岩を被覆し、層厚5m程度で分布する。断層下盤側で		
社会主体	は篠ヶ森層を被覆し、層厚15~20m程度で分布する。径3~20cm程度の安山岩		
堆價物	質軽石、火山礫および火山灰からなる。主要部は基質支持である。		
	安山岩質溶岩。主要部は柱状節理が発達する。上部の数m区間は板状の節理が		
玄武温泉溶岩	発達し、揮発成分が抜けたとみられる扁平な孔が多数確認される。最下部に		
	は、層厚40~100cmの角礫と砂状部からなるクリンカー部が分布する。		
	断層上盤・下盤ともに層厚は6~8mで概ね等厚である。砂質礫からなる。礫は		
玄武温泉礫層	径10~100cm程度の安山岩の亜円礫~円礫を主体とし、覆瓦構造が確認され		
	る。基質は粗粒砂で半固結状である。		
篠ヶ森層	断層下盤側の篠ヶ森付近の篠ヶ森火砕流堆積物に覆われて分布する。砂質礫、		
pr / ////	粗粒砂層、火山礫凝灰岩層からなる。		
高倉火山噴出物	玄武温泉西方の葛根田川の河床および県道沿いの崖に露岩する。安山岩質の溶		
	岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩および凝灰岩からなる。凝灰角礫岩と火山角礫岩		
	が主体をなし、厚さ数mの安山岩溶岩と火山礫凝灰岩が挟在する。		

### (2) 変位基準の分布・年代と課題

地表踏査、ボーリングコア観察から得られた各変位基 準の分布と、既往文献等による年代およびそれらを求め るうえでの課題を表-2に示す。

変位基準 既往文献等による年代 課題 分布 フィッション・トラック(FT)法 精度の高い堆積原面の落差と年代 断層を挟んだ両側に分布 篠ヶ森火砕流 年代が測定されている岩手-雪浦軽 、その堆積原面は地形面 則定による年代値の把握が課題て 堆積物 石に対比されている4)が、直接的 1を形成している。 53, な年代値は得られていない 岩手火山の噴出物である <sup>5)</sup>ことか 断層上盤側の葛根田川谷壁 全岩でカリウムアルゴン(K-Ar) 玄武温泉 b. より若い年代値が推定され 法年代測定が実施され、約1Maの こ分布し、ボーリングコア 溶岩 精度の高い年代測定による年代値 では確認できなかった。 年代値が報告されている<sup>2)</sup>。 の把握が課題である。 断層上盤側の葛根田川谷壁 ーリングコアにみられる礫層の 玄武温泉 下位の高倉火山噴出物より若く、 およびボーリングコアに分 ち、どの区間が本層に相当する 上載する玄武温泉溶岩より古い。 礫層 布が確認された。 のか特定することが課題である。 断層上盤側の葛根田川河 高倉火山 精度の高い年代測定による年代値 床・谷壁およびポーリンク の把握が課題である。 噴出物 コアに分布が確認された。

#### 表-2 変位基準の分布・年代と課題

### 4. 課題解決手法と結果

#### (1) 地形測量

柱状図を作成する露頭に任意の測量点を設け、トータ ルステーションを用いて、その点の座標値および標高値 を求めた。さらに、測量点を基準に、コンベックスやレ ーザー距離計を用いて、地層境界の分布高度を把握した。

### (2) 針貫入試験

ボーリングコアで確認された礫層を区分する必要があったが、掘削地点は過去において堆積の場が一貫して葛根田川の河床であったことから、侵食面が不明確であり、 礫種、礫径および基質の粒度に明確な変化が確認できなかった。一方、ボーリング掘削班により、ある深度を境にしてコア詰まりが少なくなり、コアがしっかりするようになったとの感触が得られたことから、コアの固結度に着目し、それを定量的に評価するために針貫入試験を実施した。本試験は、10mmの針を貫入させたときの貫入

力(N)を測定し、針貫 入勾配(貫入力÷貫入 深度)を求めるもので ある。最小目盛は10N であるため、測定時は 1Nまで読み取った。測 定点は、20cm間隔で設 け、礫にあたる場合は 直近の基質を対象とし た。図-3に針貫入試験 結果を示す。図中の① と③はばらつきが比較 的小さく、平均値が2.5 倍以上を取り、有意な 差が認められる。また、 ②は6m 程度の区間で 漸移的に値が大きくな っているのが分かる。 この結果、深度22.5mを



アカベ む。 密度22 5m を および針貫入試験結果

境として固結度に差があることが確認できた。

地表に露出しており、コアとは条件が異なるが、参考 として玄武温泉礫層および篠ヶ森層の露頭で針貫入試験 を実施したところ、整合的な値が得られた。

### (3) 年代測定

K-Ar 法年代測定用に A-4地 点から玄武温泉溶岩、F-2地点 およびコアから高倉火山噴出 物の安山岩質溶岩を採取し た。1Maより若い年代値が推 定されたことから、よりガラ



写真-3 玄武温泉溶岩(A-4)

ス質な部分を選定し、石基のみで測定を行った(写真-3)。

I-1地点において、FT 法年代 測定用に篠ヶ森火砕流堆積物か ら高温で酸化した黒色を呈する 軽石を採取した。採取後は、軽 石に付着した火山灰を丁寧に洗 い流し、試料の総量を把握する ために、現地で質量を計測した (写真-4)。想定よりジルコンの



堆積物中の軽石(I-1)

含有量が少なく、試料を追加して計120粒子のジルコンを 抽出して年代測定を行った。

これらの結果、	得られた年代値を表-3に示す
± 0.	々地度におよて左心測点公用

衣⁻3 谷地貝にわける牛11別に枯未						
対象地層	篠ヶ森火砕流堆積物	玄武温泉溶岩	高倉火山噴出物			
(測定方法)	(FT法)	(K-Ar法)	(K-Ar法)			
			0.64 ± 0.06 Ma			
年代値	0.07±0.03Ma	0.16±0.07Ma	(F-2地点)			
(採取位置)	(I-1地点)	(A-4地点)	0.54 ± 0.07 Ma			
			(ボーリングコア)			

### (4) 断層帯の平均変位速度

地表踏査、地形測量等により変位基準の落差を把握し、 精度の高い岩石の年代値が得られたことにより、同断層 帯の上下方向の平均変位速度が0.4±0.2m/千年であるこ とがわかった。

### 5. まとめ

いままで平均変位速度が不明であった雫石盆地西縁断 層帯を対象として調査を実施したところ、上下方向の平 均変位速度が算出され、同断層帯が B 級中位であること が判明した。また、礫層を区分する上で針貫入試験が有 効であること、および若い岩石の年代測定には工夫が必 要であることが分かった。

### 《引用·参考文献》

- 北震調査研究推進本部: 雫石盆地西縁-真昼山地東 縁断層帯の評価、2005.3.
- 2) 須藤 茂・石井武政: 雫石地域の地質、地域地質研究 報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、p142、1987.
- 3) 産業技術総合研究所:20万分の1日本シームレス地質
  図 V2、2019.5.
- 伊藤順一・檀原 徹・岩野英樹:岩手一雪浦軽石(生出 黒色火山層群下部)のFT 年代値、日本火山学会2007 年秋季大会講演要稿集、44、2007.
- 5) 伊藤順一・土井宣夫:岩手火山地質図(1:25,000)、火 山地質図 no.13、地質調査総合センター、p8、2005.

# 冬季路面で定点カメラを用いて地吹雪の視程障害状況を撮影した事例

## 1. はじめに

積雪寒冷地では、吹雪や地吹雪により視界不良となる 視程障害や吹溜りが発生し、通行止や多重衝突事故を引 き起こす問題がある。これらの災害を未然に防ぐため、 道路防災点検では冬季に地吹雪による走行上の問題を有 している箇所については、防災カルテに基づく点検を行 っている。しかし、視程障害は突発的・局所的に発生す るため現地調査が極めて困難である。写真-1に視程障害 が生じている道路状況を示す。



### 写真-1 視程障害発生時の道路状況 1)

実際には、降雪だけでは視程が 100 m 以下になること はめったにないが、吹雪になると降ってくる雪に雪面か ら舞い上がる飛雪が加わり(地吹雪)、10 m 以下にまで低 下することがある。したがって、視程障害防止対策の立 案を行うには、どのような場所で、またどのような気象 条件のもとで視程障害が発生しやすいかを把握すること が必要である。

本論では、視程障害発生履歴のある国道に定点カメラ を設置して現象の実態を把握し、気象観測データとの関 連性を整理して対策工検討のための基礎資料とした事例 について述べる。

### 2. 観測概要

## (1) 観測区間

今回の調査対象区間は、積雪寒冷地の国道沿いで過去 視程障害により通行障害が発生した2区間(区間 A、区間 B)である。両区間共に自発光式視線誘導柱が設置済であ るが、防雪柵や防雪林等の有効な対策が行われていない 平坦地である。

## (2) 観測方法

本観測では、定点カメラを視線誘導柱に設置(区間 A: 箇所 a-1、a-2、a-3の計3箇所、区間 B:箇所 b-1)し、道路 沿いに設置した視程板を各々10分間隔で撮影した (R2.12.23~R3.3.13)。定点カメラと視程板設置位置は、 過去に地吹雪・吹溜りの発生が確認された箇所を参考に (株)ダイヤコンサルタント 〇清元陽介、渡辺一樹、原享

選定し設置した。電源はバッテリーとし、バッテリー交換時(1~2週間に1回)に画像データの回収を合わせて実施した。設置高さについては、除雪の影響を考慮し地上高1.6 m前後とした。視程板については、道路標識の大きさに準拠して60 cmとし、黒色に着色した。また、視程板の設置は視程不良時の交通状況(図・1)を基に定点カメラから50 mおきに200 mまでとし、定点カメラ1台につき4箇所に設置した。図・2に視程板設置模式図、写真・2に視程板設置状況を示す。本論では、視程50 m未満の状態を、視界不良を引き起こす程の視程障害とみなす。





図−2 視程板設置模式図



写真-2 視程板設置状況

### 3. 観測結果

表-1~3に視程50 m 以下の視界不良が確認された時の 観測結果、写真-3に本観測における視程障害時の一例と して、箇所 b-1における視程障害時(R3.2.8)の画像データ を示す。気象データについては、それぞれ調査区間に近 い気象観測所のデータを用いた。

笛氏	80	時間	亚梅属南	平均風速	気温
山川	ЛЦ	时间	十均風미	(m/s)	(°C)
b-1	R2.12.19	12:50	西	3.4	-8.1

表-1 R2.12の視程障害実績(視程50 m 以下)

## <u>表-2 R3.1の視程障害実績(視程50 m 以下)</u>

箇所	月日	時間	平均風向	平均風速 (m/s)	気温 (°C)
a-3	R3.1.29	15:10	南東	3.2	-1.5

### 表-3 R3.2~3の視程障害実績(視程50 m 以下)

箇所	月日	時間	平均風向	平均風速	気温
				(m/s)	(°C)
a-1	R3.2.23	12:50	北西	9.8	-2.7
	D2 2 2	8:30	北西	7.8	-1.3
	NJ.Z.Z	8:40	北西	7.8	-1.3
a-3	R3.2.23	12:40	北西	9.8	-2.7
	R3.2.24	8:10	西北西	6.9	-5.8
	R3.3.2	7:30	北	5.2	-4.5
b-1	R3.2.8	13:10	南西	4.3	-7.1
		15:20	西北西	3.6	-6.8
		16:10	西	5.2	-7.3
		16:30	西	4.2	-7.7
	R3.2.23	7:40	南西	3.7	-2.3



写真-3 箇所 b-1における視程障害時(R3.2.8)の画像データ (視程50 m 以下)

本観測では、視程障害は概ね気温が氷点下で、風向が 北北西、風速が5 m/s 程度以上の時に発生していること が確認され、発生回数は13回となった。昨年度でも同区 間で観測を行っており、50 m 以下の顕著な視程障害は 17回確認されている。

一般に、温度が低ければ低いほど、風速が大きければ 大きいほど地吹雪が発生しやすい。図・3に風速と気温に よる吹雪障害内容の違いを示す。図・3によると、交通が 困難な視程障害(視程50 m 以下)については、氷点下で風 速がおよそ11 m/s 以上で発生するとされている。しか し、本観測では気温は概ね氷点下ではあるが風速5 m/s 程度以上で視程50 m 以下が確認されている。これは気 象観測所のデータとして1時間毎の平均風速を用いてお り、現地の突発的な風速を観測できていないためである。 したがって視程障害の実態をより正確に把握するには、 今後風速のリアルタイム計測等の観測手法が必要であ る。



#### 図-3 風速と気温による吹雪障害内容の違い<sup>3)</sup>

地吹雪については、積雪寒冷地での地吹雪の実態調査 <sup>4)</sup>によると、視界不良となる地吹雪は、気温に関係なく風 速が8 m/s 以上で発生し始め、風速が12 m/s 以上でほと んどの場合が地吹雪となることが指摘されている。気象 データによると、区間 A では平均風速8 m/s 以上が59回、 12 m/s 以上が2回、区間 B では8 m/s 以上が61回、12 m/s 以上が1回確認された。これらの結果より、視界不良を引 き起こす程の視程障害(視程50 m 以下)の発生回数に対し て頻繁に地吹雪が発生していることが分かる。

積雪寒冷地での視程障害時の道路管理水準<sup>5)</sup>では、視 程50m以下は通行止めも視野に入れた管理、50~100m では視界不良の防止を目標とした管理となっている。今 年度、本区間では視界不良に絡む多重事故は発生してい ないが、観測期間内において周辺の国道では視界不良に よる車約10台が絡む多重衝突が発生しており、本区間で は視程50m以下の視程障害は多く確認されていること から防雪対策の検討が必要と考えられる。

### 4. まとめ

突発的に発生する気象災害である視程障害について、 障害発生履歴のある国道に定点カメラを設置し、観測結 果と気象データとの関連性の整理を行うことで対策工検 討のための基礎資料とした。観測の結果、視程障害によ る通行障害の発生履歴がある道路では、地吹雪が発生し 始めるとされる風速8 m/s が頻繁に観測されることが分 かった。今後は、現地での風速のリアルタイム計測等を 行うことで視程障害の実態の更なる把握が可能となるだ ろう。

### 《引用·参考文献》

1)武知洋太(2012):冬季道路の吹雪時における視程障害度の評価に関する研究,寒地土木研究所月報,(706),20-29
 2)(独)寒地土木研究所,寒地土木研究グループ『吹雪視程障害に関する研究』

3) 「2005 除雪・防雪ハンドブック(防雪柵)」(社会法人日本 建設機械化協会、雪センター)

- 4)北海道警察本部交通部交通企画課、2014:「吹雪など視 界不良時における交通事故の実態」,北海道警察 HP
- 5)「2011 道路吹雪対策マニュアル」((独)寒地土木研究所)

# 火山灰土の再液状化に関する実験的考察

日本地研(株) 〇石橋慎一朗, 永池誠一, 栗巣吉文, 佐々木泰介

## 1. はじめに

平成28年4月に発生した熊本地震では、最大震度7 を含む地震が28時間以内に連続して発生した。熊本地方 を中心とする多くの地点で火山灰土を主とする噴砂が確 認され、強い地震動の連続発生で再液状化を引き起こし、 さらなる被害を拡大させた。一方、震源からの距離やマ グニチュードを考慮すると、地盤の年代効果などで被害 はさほど大きくなかったといわれている。しかしながら、 火山灰土は堆積時の固結作用や粗粒分の粒子破砕性とい った通常の砂質土とは異なる力学特性を示すことに加え、 火山や噴火時期でその化学組成等が異なることから特殊 な挙動を示すことが多い。<sup>1)2)</sup>本検討は、火山灰土に対 して連続地震動を与えたときの強度変化の把握を目的と した基礎的実験の報告である。

### 2. 火山灰土の物理特性

実験には、熊本県内の火砕流堆積物層から採取した試料を使用した。その物理特性を表-1に、粒径加積曲線を 図-1に示す。

	湿潤密度	ρt	(g/cm <sup>3</sup> )	1.682
乾燥密度		ρd	(g/cm <sup>3</sup> )	1.112
F	∟粒子の密度	ρs	(g/cm <sup>3</sup> )	2.582
	含水比	w	(%)	51.2
	間隙比	е		1.323
粉	礫分		(%)	19.2
庙	砂分		(%)	49.1
反杜	シルト分		(%)	25.4
1寸 地	粘土分		(%)	6.3
119	平均粒径	D 50		0.3364
	液性限界	WL	(%)	NP
	塑性限界	WΡ	(%)	NP
	塑性指数	/р		NP
	抽般材料の	公粕		水山灰皙礫質砂(SVG)

表-1 物理試験結果

#### 100 90 80 **酿過質量百**分率(%) 70 60 50 40 30 20 10 0 0.001 10 0.01 100 0.1 粒径(mm)

### 図-1 粒径加積曲線

対象土の粒度構成は、主体である砂分が約50%を占め、 2~19mmの軽石等を20%程度伴い、細粒分は非塑性シル トを多く混入する。乱れの少ない状態では、インターロ ッキングや化学的作用等の影響から固結した状態で、強 指圧で土砂化する程度の硬さであった。

## 3. 繰返し非排水三軸試験の方法

繰返し非排水三軸試験は図-2 に示す手順で実施し、供 試体寸法は直径 65mm、高さ約 130mm の円柱状とした。

【CASE1】乱れの少ない試料	【CASE2】再構成試料	【CASE3】再構成試料			
供試体整形・セット・飽和	供試体再構成	t・セット・飽和			
Ļ	Ļ	Ļ			
	間隙水圧係数B>0.95の確認	j			
↓	Ļ	Ļ			
圧密:1回目(体積変化量の平衡状態確認)					
$\downarrow$ $\downarrow$ $\downarrow$					
繰返し非排水載荷:1回目					
Ļ	Ļ	Ļ			
圧密:2回目(24時間) 圧密:2回目(定時排水)					
Ļ	Ļ	Ļ			
繰返し非排水載荷:2回目					

### 図-2 試験手順

### (1) 乱れの少ない試料

三重管サンプラーで採取した試料を用い、直径は原形 状態(直径 65mm)で、高さ約 130mm にコアカッターで切断 し、端面に形成された被膜を直ナイフで削り取って供試 体とした。試験は間隙水圧係数 B>0.95 を確認し、設定 した等方圧密圧力を与えて体積変化が平衡状態となるま で圧密し、複数の供試体で異なる繰返し軸差応力を載荷 して繰返し応力振幅比 $\sigma_d/2\sigma_o$ 'と繰返し載荷回数 Nc の 関係を求めた。強地震動が連続して発生した条件を再現 するために、各供試体で1回目の試験を行った後の供試 体に対して、さらに 24 時間の圧密を行った。2回目の繰 返し載荷では挙動の相違を的確に捉えるために、同程度 の繰返し軸差応力を作用させて液状化強度の変化を把握 した【CASE1】。

### (2) 再構成試料(乱した試料)

三重管サンプラーで採取した試料を手作業で解砕し、 乱れの少ない試料の密度条件で再構成し、火山灰土が造 成や災害復旧工事で盛土材として利用された場合を再現 した。試験は(1)と同一条件で試験を実施した【CASE2】、 過剰間隙水圧が消散する前に地震が発生することを想定 した【CASE3】の2ケースで行った。

### 4. 試験結果

### (1) 乱れの少ない火山灰土の液状化強度【CASE1】

図-3に CASE1 条件での試験結果から得られた繰返し応 力振幅比 σ<sub>d</sub>/2 σ<sub>0</sub>'と繰返し載荷回数 N<sub>o</sub>の関係を示す。 液状強度比を求めるために利用されることが多い DA= 5%時の液状化強度を比較すると、1回目の繰返し載荷に 対し 2回目では液状化抵抗が増加しており、この傾向は 後述する CASE2 も同様である。これは過剰間隙水圧消散 過程で土粒子が再配列し、さらに再圧密されたことで密 度が高まり、液状化強度が上昇したと考えられる。一方、 ひずみが小さい領域 DA=1~2%では、逆の現象(液状化抵 抗の低下)が生じている。長い年月を経て形成された火山 灰質土は年代効果で安定し、液状化強度が増大すること が知られているが、一度液状化したことでこの効果を失 ったことが要因であると考えられる。この後ひずみが進 行する過程で液状化抵抗が増大するのは、載荷初期の段 階で粒子再配列がさらに進行したためであると推察する。 なお、図-3から R1<sub>20</sub>≒0.6 程度と考えられる。



図-3 繰返し応力振幅比と繰返し載荷回数【CASE1】



図-4 繰返し載荷回数と両振幅ひずみ

### (2) 再構成試料での火山灰土の液状化強度【CASE2】

図-5 に再構成供試体での試験結果を示す。液状化強度 比 Rl<sub>20</sub>は CASE1 と比較して約 80%の強度低下を示し、こ れは年代効果の消失が要因であると考えられる。再液状 化の比較では、CASE1 での繰返し載荷 2 回目のような初 期の大きな変形はなく、全体的な強度の増加が見られ、 液状化後の再配列と十分な再圧密で剛性が増加すること が確認された。



## (3) 過剰間隙水圧が未消散での液状化強度【CASE3】

図-6 に過剰間隙水圧が残存した場合の再構成試料に おける試験結果を示す。CASE2 の 2 回目の繰返し載荷と 比較して液状化強度比 R120 は約 27%の低下が見られた。 このことから、連続した地震動が作用するタイミングで、 造成地盤に与える影響が大きく変化することに留意が必 要であるといえる。



図-6 繰返し応力振幅比と繰返し載荷回数【CASE3】

### 5. まとめ

本検討では以下のことが確認できた。

- 乱れの少ない火山灰土は、年代効果での大きな液状化 強度を持つ。一方、再構成試料は年代効果を失ってい るため液状化強度は小さくなる。
- ・乱れの少ない火山灰土は、過剰間隙水圧消散後に再液 状化すると載荷初期にせん断剛性が大きく低下し、その後ひずみが緩やかとなり剛性を保つ。再構成試料で は初期から剛性が増す。
- ・液状化した後、過剰間隙水圧消散に伴う土粒子の再配
  列と再圧密で密度増加し、液状化強度比は大きくなる。
- ・但し、液状化後の過剰間隙水圧が完全に消散する前に 同程度の地震動が加わると、液状化強度は低下する。
- ・地震動を繰り返し受ける場合は、次の地震動を受ける までの間隔が液状化強度に大きく影響を及ぼす。

今回の実験では、火山灰土における基礎的な挙動変化 を観察することができた。再圧密時の供試体条件の見直 しや評価手法の検討等は新たな検証課題として、今後の 実務に活用できるように究明していきたい。

### 《引用·参考文献》

- Hazarika, H., Kokusho, T., Kayen, R.E., Dashti, S., Fukuoka, H., Ishizawa, T., Kochi, Y.,others. (2017): Geotechnical Damage due to the 2016 Kumamoto Earthquake and Future Challenges, Lowland Technology International, Special Issue on Kumamoto Earthquake & Disaster, 19(3), 189-204.
- 2)石橋慎一朗、ハザリカ・ヘマンタ、小合克也、ピョ・ ミャミャピョ、國生剛治、山本茂雄:不攪乱火山灰土 の再液状化によるひずみと過剰間隙水圧の挙動変化 の分析、地盤工学研究発表会2019

## 飛騨川周辺における令和2年7月豪雨災害調査報告

中央開発株式会社 〇下梶 秀則,遠藤 彰博,世良 賢司 山下 大輔,家木 光晴

## 1. はじめに

岐阜県内では2020年7月7日から翌7月8日にかけての記 録的な大雨が認められており、7月8日6時30分には飛騨川 周辺の地域を含む6市を対象として、大雨特別警報が発表 された。この大雨によって飛騨川やその支流の白川など 計7河川で河川氾濫が確認されており、他にも河川増水時 の河岸浸食に伴う護岸や道路の崩壊、大雨による土砂災 害などが複数の地域で発生した。本発表では、被災時の 降雨量や飛騨川の河川状況をとりまとめ、現地確認され た特徴的な災害(河川氾濫・斜面災害・河岸浸食)の状 況調査の結果を報告する。

### 2. 降雨量状況

飛騨川より北方の地域における7月7日から8日の降雨 量は、高山観測所で各日75mm程度と突出して多い雨量 は確認されていない。一方、飛騨川上中流域の船山観測 所では7日に226mmと多く、萩原観測所では7日に265mm、 8日では160mと突出して多い雨量が確認されている。ま たこの地点は前日6日にも142mm 程度の雨量が確認され ている。なお飛騨川下流域については金山観測所で7日前 後では76~93mm 程度の日降雨量は確認されているが、 飛騨川上中流域ほどの多い雨量は確認されていない。



(引用・参考文献<sup>1)2)</sup>を引用・加筆)

## 3. 災害状況調査

本章では河川氾濫、斜面災害ならびに河岸浸食につい

て、特徴的な箇所を抜粋し報告する。

### (1) 河川氾濫

現地調査で飛騨川周辺に伴う河川氾濫の痕跡は白川と 飛騨川合流部で顕著に確認できた。この氾濫は飛騨川の 支流である白川の氾濫であり、これら河川の合流部に分 布する河川段丘上のおよそ30棟で浸水被害が生じてい る。



写真-1 白川氾濫の形跡

図-2に飛騨川-白川合流部付近の白川口水位観測所3) とその上流である上呂水位観測所3)の水位を示す。これ ら水位の変動は相関性が良く、上呂で水位のピークが確 認された場合、1~2時間後に白川口でも水位ピークが認 められる。一方、上呂の水位変動幅が約6.2mに比べて、 白川口は水位の変動幅が約10.3mと大きく、白川口につ いては増水時の水位上昇が顕著である。また浸水被害が 発生した7月8日は上呂で水位ピークが確認されてから8 時間後に白川口で水位のピークが認められる。このこと は当該地域下流の地形が両河岸は切り立った基盤岩が露 岩し、かつ10m ほどの短い川幅であるため、河川水の流 下が阻害されて急激な水位上昇が生じたと考えられる。 また図-3に7月8日の白川口で確認された最高水位11.4m を白川の氾濫地域ならびに白川観測所の地形断面図に投 影すると、氾濫箇所の段丘面あたりまで飛騨川が増水し ている。このことから飛騨川の著しい水位上昇により白 川の流下が規制されていると推察され、バックウォータ ー現象が生じていたと考えられる。

以上のことから、本地域の河川氾濫は、以下のメカニ ズムが推定される。①大雨に伴い、飛騨川の水位上昇が 生じる。②水量の増加に伴い、下流域の顕著な峡谷部に 流下が阻害され、さらに水位上昇が加速する。③飛騨川 の水上昇により白川における河川水の流下が阻害、バッ



図−3 飛騨川−白川合流部周辺の状況 (引用・参考文献 <sup>1)</sup>を引用・加筆)

## (2) 斜面災害

飛騨川流域周辺で一番多い降雨量が確認された荻原地 区では斜面災害が確認されている。当箇所は道路斜面で あり、現地調査時には緊急対応として、大型土嚢が設置 されているが、山腹では滑落崖、ならびに多くの岩塊を 含む崩積土が確認された。



写真-2 斜面災害の状況

当該地は谷底平野部と山体部の境界であり、地形の形 状に基づくと、旧河岸が成す急傾斜斜面が認められ、背 後地は集水地形を形成している。

以上のことから、本地域の斜面崩壊は、以下のメカニ ズムが推定される。①過去に河川浸食に伴って、急傾斜 地を形成する。②浸食作用によって露岩した岩石が風化 作用を受ける。③被災当日の大雨によって、地下水が集 まり斜面が不安定化、崩壊する。



図-4 崩壊斜面の周辺状況 (引用・参考文献<sup>1)</sup>を引用・加筆)

### (3) 河岸浸食

図-5に示す河岸浸食は、飛騨川支流の小坂川で確認され、15mにわたって護岸の崩壊が認められた。当該地は 河川の攻撃斜面にあたり、河床部の護岸が削られて崩壊 に至ったと考えられる。



図-5 河岸浸食に伴う護岸崩壊状況(引用・参考文献<sup>1)</sup>を引用・加筆)

## 4. おわりに

ここ近年は記録的豪雨や災害が発生しており、災害状 況調査で確認された事項を整理することで、激甚化する 災害の動向把握につなげていきたい。

## 《引用·参考文献》

- 1)国土交通省:地理院地図,https://maps.gsi.go.jp/#5/36. 120128/140.075684/&base=std&ls=std&disp=1&vs=c1j0h 0k0l0u0t0z0r0s0m0f1,確認日:2021/6/3
- 2)国土交通省:過去の気象データ、https://www.data.jma. go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php,確認日:2021/6/3
- 3) 国土交通省:水文水質データベース, http://www1.rive r.go.jp/,確認日:2021/6/3