



# 山陰地域の斜面災害



公益社団法人 日本地すべり学会  
「山陰地域の斜面災害」編集委員会 編

# 山陰地域の斜面災害



公益社団法人 日本地すべり学会  
「山陰地域の斜面災害」編集委員会 編



# 序

斜面災害は自然斜面、人工斜面を問わず各地で発生するが、発生には地域性があり、頻度や内容、規模等は地域ごとに異なっている。これは、斜面災害が自然と社会との相互関係の下で発生し、地形・地質・気象等の自然特性と集落や都市の社会形態の特性が地域ごとに大きく異なっているためである。したがって、わが国各地の斜面災害の特徴とその対処の実態を知ることは、それぞれの地域にて今後の災害発生時の対応をより効果的なものにする上で意義がある。

「山陰地域の斜面災害」は、平成 25 年 8 月に（公社）日本地すべり学会の第 52 回研究発表会及び見学会が島根県で開催されるのを契機に、島根・鳥取両県にて斜面災害にかかわっている企業、大学及び行政機関の関係者が共同してとりまとめたものである。

山陰地域における斜面災害の特徴を概観するため、これに関連した調査、計測や対策にかかわる設計、施工、さらには発生予測などの概要を記し、多岐にわたる内容を網羅すべく取り組みの事例を収集した。また、斜面変動の発生要因となりうる気象、地震活動、地質構成等に関する山陰地域の特徴をそれぞれの専門家に執筆いただき、斜面災害発生の地域性を考えるうえでの基礎とした。

島根県内での日本地すべり学会研究発表会の開催は 1990 年の第 29 回大会以来であり、この 20 数年間にも多くの斜面災害が発生した。この期間は山陰地域にとっては高速道路などの社会インフラ整備が急速に進んだ時期でもあり、それに関連した斜面災害発生も経験した。また、2000 年に鳥取と島根の県境で発生した鳥取県西部地震では両県で地震動による斜面災害も経験した。

一方、わが国全体としては、この間に 1995 年阪神・淡路大震災や 2011 年東日本大震災だけでなく、いくつかの火山災害も経験し、自然災害全体に関する対応の仕方も少しずつ変化してきた。ソフト面での対応として予測手法の研究やハザードマップの作成と公表を介した災害軽減に向けた研究の進展が大きい。そのうち、斜面災害に関しては 1999 年広島豪雨災害を契機に「土砂災害防止法」が施行され、山陰地域でもそれに基づいた地域指定がなされつつある。

前回の島根県での地すべり学会研究発表会開催時には「島根の地すべり」が刊行されている。本書はそれ以降 20 数年を経た現在から振り返り、この地域で発生している斜面災害とそれに対する取り組みを上記の視点も含めてまとめたものである。関係者には本書を今後の災害軽減のために活かしていただければ幸いである。

なお、本書の刊行に際しては関係者に多くの支援をいただいた。ここに記して謝意を表する。

平成 25 年 8 月 15 日

公益社団法人 日本地すべり学会  
「山陰地域の斜面災害」編集委員会



# 目 次

## 序

第 1 部 島根県の斜面災害と軽減への取り組み	2
1. 島根県の斜面災害概要	2
1.1 島根の自然と社会	2
1.1.1 島根の風景	2
1.1.2 斜面災害の発生場所	2
1.2 斜面不安定化をもたらす地形・地質的要因	3
1.2.1 島根の地形・地質の特徴	3
1.2.2 “なだらかな地形”の形成	4
1.2.3 地すべり型と斜面不安定化の要因	5
1.2.4 斜面崩壊・落石の発生要因	7
1.3 自然斜面における斜面災害	8
1.3.1 斜面崩壊と落石の代表的なタイプ	8
1.3.2 広域斜面災害	8
1.4 構造物にかかわる斜面災害とその対応	11
1.4.1 高速道路の施工と維持にかかわる斜面災害対応	11
1.4.2 斐伊川放水路開削部と斜面災害対応	11
1.5 歴史的にみた大規模災害の情報とその活用	13
1.5.1 歴史的にみた大規模斜面災害	13
1.5.2 地すべり堆積物と構造による情報	14
1.5.3 歴史記録の活用	15
1.6 斜面災害の対策と予測	16
1.7 まとめと課題	17
2. 斜面災害への取り組みの事例	19
2.1 調査・機構	19
2.1.1 同一溪流で平成 18, 19 年度に連続して発生した土砂災害 —上那久地区—	19
2.1.2 大黒山北麓の地すべりについて	26
2.1.3 石見銀山遺跡の斜面における落石の特徴	32
2.1.4 隠岐島前における菱浦地区地すべりの調査	37
2.1.5 浜田市金城工区における岩盤崩壊の防止対策事例	43
2.1.6 地すべり地における水ミチの有効な探査手法の適用	48
2.1.7 島根県県央部における第四紀層の地すべり事例	56

2.1.8	松江市八雲町にみられる地すべり	62
2.1.9	キャップロック構造切土のり面での災害事例	64
2.1.10	平成19年8月末島根県隠岐の島における豪雨による土砂災害	68
<b>2.2</b>	<b>計測・解析技術</b>	<b>78</b>
2.2.1	長期間連続して移動した地すべりの動態観測記録と変形機構	78
2.2.2	3D スキャナー測量を利用した巨大岩塊落下箇所の機構解析	83
2.2.3	「水抜きボーリング工」における 小型孔内カメラを用いた孔内の健全度評価	88
2.2.4	島根半島第三紀層地すべりににおける地下水排除効果の事例	91
2.2.5	隠岐島後の主要地方道で発生した地すべり災害	97
2.2.6	地すべり対策における弾性波探査の適用と三次元設計事例	102
2.2.7	地形・地質条件の違いによる地震動の増幅効果に関する ABAQUS を用いた動的解析	109
<b>2.3</b>	<b>対策</b>	<b>118</b>
2.3.1	グラウンドアンカーによる地すべり対策事例	118
2.3.2	グラウンドアンカーの“摩擦”に関する実験的研究	122
2.3.3	石見銀山遺跡、要害山南東側斜面における落石対策	128
2.3.4	大規模地すべり発生箇所の安全管理体制とすべり機構	133
<b>第2部</b>	<b>鳥取県の斜面災害と災害軽減への取り組み</b>	<b>146</b>
<b>1.</b>	<b>はじめにー鳥取県の斜面災害</b>	<b>146</b>
<b>2.</b>	<b>斜面災害箇所の分布</b>	<b>147</b>
2.1	地すべり箇所数	147
2.2	地すべり地の地質	147
2.2.1	新第三紀層	147
2.2.2	白亜紀～古第三紀初期の深成岩・火山岩類	149
2.2.3	三郡変成岩	149
2.2.4	大山火山碎屑岩	149
<b>3.</b>	<b>斜面災害事例</b>	<b>150</b>
<b>3.1</b>	<b>近年の豪雨で発生した斜面災害</b>	<b>150</b>
3.1.1	H.23 大山地区	150
3.1.2	H.23 鹿野地区	152
3.1.3	H.19 琴浦地区	154
3.1.4	H.19 若桜八頭地区	156
3.1.5	H.16 大呂地区 <small>おおろ</small>	160
3.1.6	H.16 市瀬地区	160

3.2 地すべり災害(指定地)	162
3.2.1 <sup>あけなべ</sup> 明辺地区	162
3.2.2 船岡地区	163
3.2.3 家の谷地区	164
3.2.4 <sup>よど</sup> 余戸地区	164
3.2.5 <sup>わち</sup> 上地地区	166
4. 地すべり対策情報の長寿命化に対する取り組み	169
4.1 鳥取県の農地地すべり防止施設の実態	169
4.2 事例紹介(園地区)	169
5. 土砂災害警戒情報システム	171
5.1 見逃し災害の特性把握	171
5.2 見逃し災害となった理由に関する考察	172
6. 斜面災害データベース	175
6.1 データベースの概要	175
6.2 データベースから読み取れる斜面災害の特徴	175
6.3 まとめ	175
7. おわりに	183
<b>第3部 斜面変動にかかわる山陰地域の自然条件</b>	<b>186</b>
1. 山陰地域の気候と気象災害	186
1.1 はじめに	186
1.2 気温・降水量の年変化からみる山陰地域の気候	186
1.3 鳥根県における大雨災害	188
1.4 梅雨季の大雨の背景	190
1.5 山陰地域における短時間強雨の発現特性	192
1.6 おわりに	194
2. 山陰地域の地震活動	196
2.1 はじめに	196
2.2 地震活動の特徴	196
2.3 鳥取県西部地震までの地震活動	197
2.4 鳥取県西部地震の特徴	198
2.5 補遺 — 地震分布から地下活断層を推定する	199
3. 斜面変動に関連した山陰地域の地質構成と構造	202



3.1	山陰地域の地形・地質概要	202
3.1.1	地形	202
3.1.2	地質概要	202
3.2	非変成の中生界・古生界 <small>かのあし</small> —鹿足層群	209
3.2.1	岩相層序・年代	209
3.2.2	地質構造	210
3.2.3	土木工学的側面	210
3.2.4	成因	210
3.3	花崗岩類など(白亜系・古第三系の貫入岩類)	211
3.3.1	中国地方の花崗岩類	211
3.3.2	山陰帯の花崗岩類	211
3.3.3	山陰帯花崗岩類における磁鉄鉱の形成	211
3.3.4	山陰帯花崗岩類の成因	212
3.4	島根県の新第三系	213
3.5	鳥取県の新第三系	216
3.5.1	下部～中部中新統	216
3.5.2	上部中新統～鮮新統	217
3.6	第四系	218
3.7	中新統牛切層に見られるユニークな海底地すべり堆積物	219
3.7.1	はじめに	219
3.7.2	牛切層の特徴	219
3.8	山陰地域白亜紀～古第三紀コールドロン	222
3.9	山陰地域の変成岩	225
3.9.1	飛騨—隠岐帯	225
3.9.2	蓮華帯・周防帯	226
3.10	第四紀デイサイト火山と山体崩壊	229
3.10.1	はじめに	229
3.10.2	世界と日本の火山体崩壊の例	230
3.10.3	三瓶山における3,500年前の山体崩壊, 岩屑流, 火砕流, 土石流	232
3.10.4	大山における山体崩壊	238
3.10.5	大江高山火山群における山体崩壊	242
3.10.6	おわりに	244
	編集後記	247
	編集委員会	247
	執筆者一覧	248

## 第 1 部

# 島根県の斜面災害と 軽減への取り組み

# 1 島根県の斜面災害概要

## 1.1 島根の自然と社会

### 1.1.1 島根の風景

“島根県”を他県との比較の中で考えるとき、低起伏の山地や丘陵が内陸まで広がり、それらに囲まれて小盆地が散在する景観が思い浮かぶ。個々の盆地内では山麓斜面に沿うように住居が点在し、断片的に集落が形成されている。広大な平野は存在しないし、その一方で急峻な山地が連なる箇所も少なく、内陸の盆地は農耕や居住に適した空間となっている。古くから農耕社会の発達した山陰地域でも稲作は海岸や湖岸の平野よりもむしろこうした内陸の小盆地で開始されたようである。

過疎化が進んだ今日でも、日本海沿岸から中国山地脊梁部にいたる平坦地や緩斜面は集落や耕作地となっていて、入りくんだ道路網がそれらを結んでいる。“中山間地域”という用語が地形と社会のこうした特徴を的確に表している。このような社会環境の形成には島根独自の歴史の変遷とともに、歴史が展開してきた地形、さらにはその地形をもたらしただ固有の地形地質発達史がかかわっている。

自然災害は自然と社会環境との相互関係の下で発生するが、発生の頻度やタイプの傾向には地域性がある。このため、上記の特徴はこの地域の斜面災害発生とその対応を考える際の基本となる。年間を通じて得られる適度の降水量は水田農耕に絶好の気象条件となっているが、同時に地すべりや斜面崩壊等の発生にも適している。島根県の地すべり防止区域箇所数が全国的にみても際だっていることはこれら自然と社会の特徴を反映した結果ともいえる。

島根県内ではこの10数年の間に高速道路を含む道路網が大幅に整備されたが、施工箇所の大半は丘陵部の地すべり地帯であった。また、出雲地区では宍道湖に注ぐ斐伊川の河川水を洪水時に一部直接日本海に流出させるための斐伊川放水路が約20年を要してようやく完成にいたったが、その長大な開削水路も丘陵部の地すべり地帯を縦断している。これらの設計・施工が斜面不安定化との戦いであったことをみても、島根県では社会インフラ整備に際して今なお地すべりを含めた斜面対策が大きな課題であるといえよう。

不安定化斜面にかかわる調査・計測とそれに対応した構造物の設計・施工が島根県各地で日常的に行われており、その後の構造物の維持管理にも多大な時間と経費が費やされている。個々の調査・計測・設計・施工には地域の自然と社会環境の特徴が考慮され、かつ新たな工夫がなされつつある。

歴史の古い島根県では文献記録も豊富であり、それらは長いタイムレンジでの自然と社会の変遷や自然災害発

生の地域性を理解するのに役立っている。以下ではこうした視点で島根県の斜面災害を概観し、災害発生の現状と軽減への取り組み、そして将来に向けた課題を考えたい。また、本書第1部の第2章では島根県内における様々な取り組み事例を示すが、それらと併せて現状を理解いただきたい。

### 1.1.2 斜面災害の発生場所

県内の斜面災害は自然斜面、人工斜面を問わず農地、建物、道路等に関連して発生しており、今なおこれらによる社会的・経済的損失は少なくない。図1.1.1は島根県を含む中国地方における地すべり防止区域の分布図である。区域の数や個々の範囲は年度によって変化するが、所管別にみた島根県の箇所数は1998年には国土交通省101、林野庁55、農産振興局239の計395であった(新井場ほか, 2008)。

個々の区域はそれぞれの理由に基づいて設定されたものであろうが、箇所数は全国的にみても新潟県や長野県などと並んで多く、中国地方の中では突出している。さらに島根県内の密集域は、島根半島とその周辺や隠岐諸島、宍道湖南側、出雲～益田の海岸部等であり、それらの地域では地すべり災害に加え、斜面崩壊や落石等による斜面災害も頻繁に発生している。

地すべり防止区域の箇所数が島根県に多い理由としては、斜面を不安定化させる自然条件がこの地域に広く存在するだけでなく、前述したように山間部にも集落や道路網が存在するといった社会環境の特徴が挙げられる。このため、大規模な地すべりは発生しなくても、小規模な範囲で斜面が不安定化して斜面災害となる環境はいたるところに存在する。道路等の切土施工に伴って変状が現れ、地すべりの実態把握と対応に追われるといった事例は後を絶たない。



図1.1.1 島根県を含む中国地方の地すべり防止区域の分布  
分布は「日本国勢地図帳」(国土地理院, 1977)による。

2000年10月には島根-鳥取県境近くで鳥取県西部地震(M7.3)が発生したが、震央が花崗岩類の広がる山間部であったことから、山腹斜面や林道等の切土のり面にて地震動による斜面崩壊や落石が多数発生した。このように、斜面不安定化の誘因には降雨に加えて地震動によることも少なくない。また、2010年の年末から翌年1月にかけて島根県東部は記録的な積雪に見舞われたが、降雪・融雪を誘因とした斜面不安定化も多数発生した。

斜面変動と災害の発生時期に関しては、梅雨期や台風時に多い他、晩秋～初冬の降雨・降雪期にも多いが、これは山陰特有の気象条件によるものである。もちろん、地震動に起因するものや人為的なものは季節に依存しない。

日本海に沿って主要都市間を結ぶ山陰自動車道は丘陵部の地すべり多発地帯を貫いており、ルートの大半は新第三系が日本海側(北～北西側)に傾斜したゾーンである。このため、層理面が流れ盤となる南側のり面では慎重を期した設計・施工法がとられたし、道路供用後の維持にも注意が払われてきた。また、後述するように玉造地区では2004年の集中豪雨時に流れ盤斜面で地すべり

が発生して道路基礎が破壊され、3ヶ月近くにわたる高速道路の通行止めを余儀なくされた。

斜面災害にかかわる集計値は所管が分散しているため、施工中の人工斜面などを含めた発生の実態は必ずしも明確ではないが、県全体としては、自然斜面に加えて人工斜面、とくに道路施工などに伴って斜面が不安定化することも多々あるというのが実態であろう。このため、斜面災害の対策や予測には不安定化に関与する自然と社会環境の要因をもとに考えていく必要がある。

## 1.2 斜面不安定化をもたらす地形・地質的要因

### 1.2.1 島根の地形・地質的特徴

斜面変動(slope movements)の発生は、誘因がいずれであっても人工斜面を含めた当初の斜面の地形と構成地質や構造の特徴が素因としてかかわっている。このため、以下では島根県を中心とした中国地方の地形・地質概要(図1.1.2)をもとに、斜面変動にかかわるその特徴を概観する。

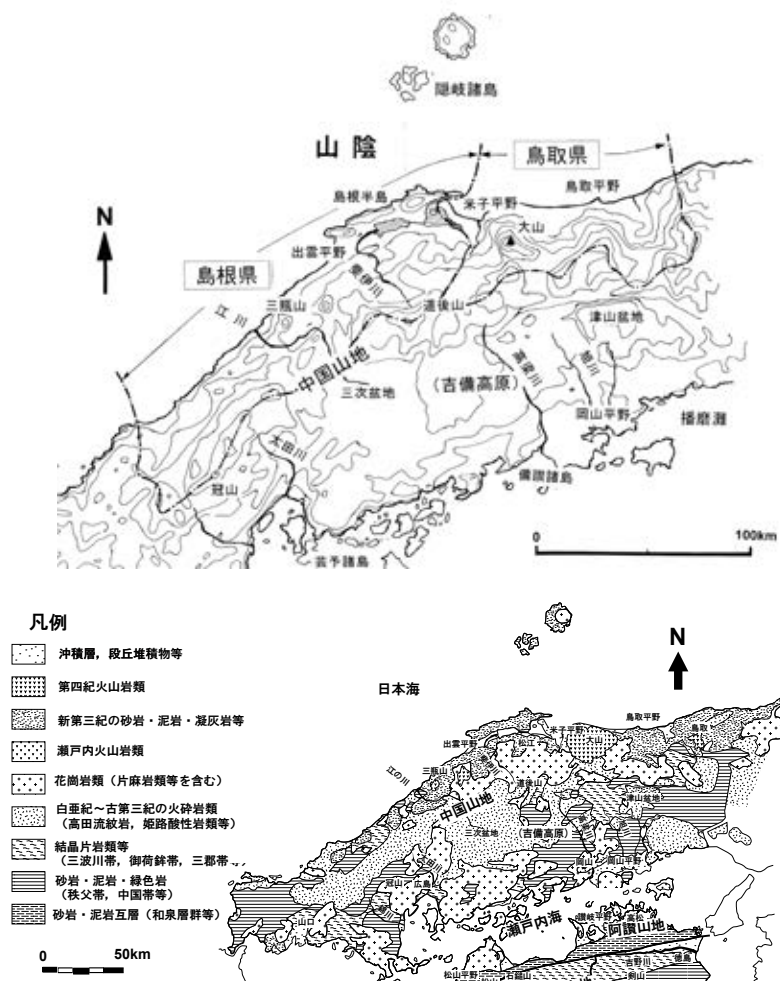


図1.1.2 島根県を中心とした地域の地形・地質概要  
中国地方土木地質図編纂委員会編(1984)及び横田(2003, 2010)に基づく。

日本海沿岸の益田市や出雲市、松江市等の主要市街地の周辺にはわずかに平野が存在するが、島根県の大半は丘陵～山地である。山地は概して起伏が小さく、県境の中国山地脊梁部といえども多数の横断道路が存在している。一方、三瓶山等の火山体の他、第四紀の火山岩類より構成される大江高山やその周辺等には急峻な山体をなす箇所もあるし、波浪の激しい海岸部には急崖の連続している箇所もある。

地質的にみると、島根県の日本海沿岸部や隠岐諸島には新第三系中新統が広範囲に分布し、丘陵～低起伏の山地を構成している。中新世の日本海拡大期に火成活動を伴って形成されたことから、砂岩・泥岩などの堆積岩類だけでなく、火山岩、火砕岩、貫入岩を多量に含み、複雑な地質構成と構造をなしているのが特徴である。とくに、宍道地溝帯（沢田ほか、2001）北側の島根半島では宍道褶曲帯（Otuka, 1939；多井, 1973）とよばれてきたように、多様な岩相とともに貫入岩が関与して極めて複雑な地質構造が形成されている。層理面の急傾斜とともに多様な岩相に対応した力学性、透水性のコントラスト、さらには変質鉱物の存在が斜面不安定化の原因となることがある。

県西部には上記の基盤をなす中生界の結晶片岩類、古第三系の火山岩類・火砕岩類なども露出するし、隠岐諸島には片麻岩類を中心とした隠岐変成岩類が露出している。一方、中国山地脊梁部にいたる内陸部には広範囲に花崗岩類が露出しているが、これは概して風化が著しく、マサ化している箇所が多い。ここでは、花崗岩類の厚い風化層を対象として砂鉄採取の“鉄穴流し”が古くから行われてきた。このため、各所に大規模な人工改変地形が存在し、これも斜面不安定化にかかわっている（田中・風巻, 2005）。

丘陵の表層等では上記の中新統を覆って鮮新・更新統の堆積物が分布している地域もある。県西部で広範囲に分布する都野津層（江津層群）はその代表であり、浅海成の砂、シルトを主体とした地層よりなる。これは軟質であるとともに、透水性のコントラストをもたらす、地すべり発生の原因となっている。また、隠岐諸島では島後を中心として中新統のアルカリ火山岩類・火砕岩類を覆って鮮新世の向ヶ丘層（山内ほか、2005）が分布しているが、これは後述するように火山灰質粘性土を含む層相を反映して地すべり発生の原因となっている（村上, 2010）。

なお、これら島根県を含めた山陰の地質構成や構造は、斜面変動発生誘因となる気象や地震活動の特徴とともに本書の第3部に詳述する。

### 1.2.2 “なだらかな地形”の形成

島根県の地形的特徴でもある丘陵～低起伏山地とその間の小規模な盆地は農耕と居住空間の提供という点でこ

の地域に多くの恩恵をもたらしてきた。しかし、この“なだらかな地形”は、その一方で不安定化しやすい斜面を多く含んでおり、地すべりや斜面崩壊等が発生すれば、斜面に沿った住居が多いだけにすぐに災害になるという危険性をもっている。

“なだらかな地形”の形成には地質構成と後氷期の海面上昇によるものが考えられる（図1.1.3）。前者としては、新第三系を覆う都野津層（江津層群）等の軟質な地層の存在が挙げられ、そこでは浅い地すべりが繰り返し発生して緩傾斜面が形成されてきたであろう（図1.1.3 (a)）。さらに都野津層等が削剥されても、下位の新第三系上面は平坦面～緩斜面をなすことが多く、基底面直下の概して風化の著しい岩石・岩盤が露出する。

一方、後者（海面上昇にかかわるもの）として、沿岸部などで河谷や山腹斜面裾部が堆積物で埋積されていったことが挙げられる。第四紀後期の構造運動が軽微であった当地域では後氷期の海面上昇がそのまま地形に反映され、山地の比高が低下して低起伏山地や小盆地が形成されていったと考えられる。この場合、風化の著しい当初斜面の高標高部が地表に露出する。また、不安定化していても埋積堆積物によって一時的に“押え盛土”がなされることになるが（図1.1.3 (b)）、この場合、わずかな掘削によって容易に不安定化する。

丘陵～低起伏山地における斜面不安定化の理解にはこうした地形形成のプロセスを含めた地形・地質的背景の知識が必要であり、個々の斜面の不安定化要因の検討に際しても、ベースとしてこれらの考慮が必要であろう。

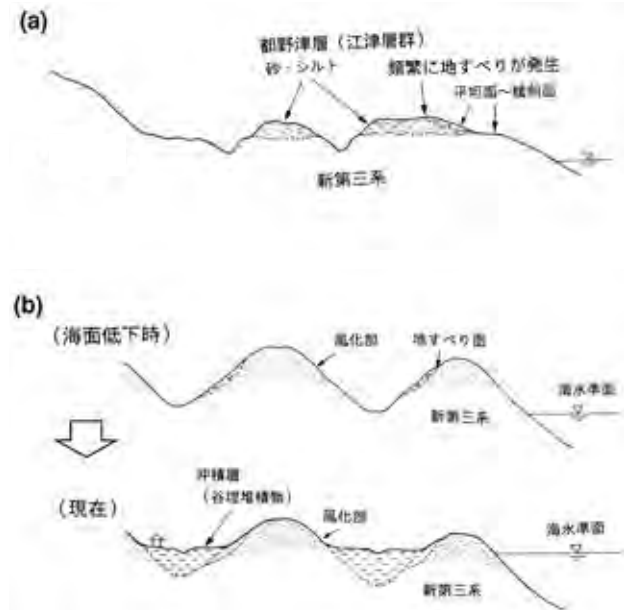


図1.1.3 島根県におけるなだらかな地形形成の代表的な過程 (a) 都野津層（江津層群）等の分布域では軟質な砂・シルトの頻繁な地すべりが緩斜面を形成する。(b) 海岸近くでは海面上昇に伴う埋積谷が平坦地と低起伏の山地または丘陵を形成する。

### 1.2.3 地すべり型と斜面不安定化の要因

斜面変動 (slope movements) には地すべりに加えて斜面崩壊、落石、土石流、岩層なだれ等、いくつかのカテゴリーがあるが、島根県の地すべりについてはすでにいくつかのまとめがなされている。

中国四国地方全域の地すべりに関しては地質的視点からのまとめが横山 (2010) によってなされているし、島根県内に限れば、「島根の地すべり」(島根の地すべり編集委員会編, 1990) にて過去に発生した地すべりが総括され、地すべり区分とそれぞれの代表事例が示されている。一方、現場での技術的対応の課題が「島根の地すべりを語る (その 1)」(島根県土木部砂防課・(社) 地すべり対策技術協会中国支部, 2004) にて議論されている。

「島根の地すべり」の中で、三浦 (1990) は地すべりのタイプ (型) として、第三紀層型地すべり、温泉型 (熱水変質帯) 地すべり、破碎帯型地すべり、風化型地すべり、都野津層型地すべりを挙げており、これらのうち、風化型地すべりと都野津層型地すべりが島根県の特徴を示している。地すべりの発生要因を考えるには、こうした大枠のタイプ区分に加えて、個々の斜面の構成物と構造をもとに形態や運動タイプを詳細に検討していく必要がある。

新第三系中新統の分布範囲では泥岩や凝灰岩、熱水変質を受けた岩石等、岩相的に多様な岩石が存在し、それらの組み合わせと構造が運動のタイプを規定している。運動は、ごく単純化すれば、回転を伴って円弧状にすべるタイプ (rotational slide) と、傾斜した面に支配されて一定方向にすべるタイプ (translational sliding) がある (図 1.1.4)。前者は表土や厚い風化層等の比較的均質な地層や岩石中で、また後者は傾斜した堆積岩や顕著な流理面をもった火山岩類等の分布域で多い。現実の多くのものはこれらの組み合わせで理解できる。

地すべりに限らず、島根県の中新統分布域で斜面が不安定化しやすい理由としては、①軟質化しやすい泥岩や凝灰岩が存在し、強度・透水性において様々な組み合わせが生じていること、②貫入に伴う複雑な地質構造を反

映して層理面の急傾斜した箇所が多いこと、さらに③自然斜面を構成する岩石・岩盤には風化・劣化の著しいものが多いこと、などがあげられる。

①に関しては不均質かつ異方性をもった岩相とそれに対応した力学性、透水性のコントラストが斜面の不安定化をもたらす。堆積岩の場合、流れ盤斜面では軟質部の層理面に沿ってすべりやすいが、受け盤であってもそれを覆う表層堆積物のみが斜面方向にすべる例がある。当地域の新第三系や第四系では火山岩・火砕岩でも薄いシルト層や凝灰岩層を挟むことがあり、それらに沿ってすべることがあるし、透水性の高い厚い砂岩や火山岩の存在域ではキャップロック型のすべりを発生することも多い (村上, 2010; 浜崎・原, 2010)。

②は火成活動を伴った山陰中新統の形成過程が反映されたものであり、島根半島をはじめ多くの地域ではドレライトなどの貫入岩が周辺の地層の層理面を急傾斜させており、場合によっては複雑な褶曲構造をもたらしている。なお、③の風化との組み合わせによっては、必ずしも急傾斜でなくてもすべりの発生している例がある。

③に関しては、第四紀を通じて浸食・下刻速度が概して小さく、斜面の多くが長期にわたって地表に露出して風化作用を受けたこと、あるいは前述のような風化を受けた後に埋積されて再露出したことなどが考えられ、これらは地域固有の地形・地質形成プロセスを反映しているといえる。

こうした地形・地質条件に加えて、年間を通じた適度の降水量とそれに起因した定常的に高い地下水位なども素因として不安定化に影響していると考えられる。

島根県内で頻繁に発生している小規模な地すべりの例を写真 1.1.1 に示す。いずれも緩傾斜した中新世の砂岩・泥岩の層理面に沿ってすべりを生じたものである。連続降雨の直後や人工的な掘削をきっかけとして写真のような開口亀裂が現れれば、地すべり滑動が認識される。開口亀裂が急速に拡大することになれば、災害にいたる危険性が高まることから、関係者はその対処に追われること

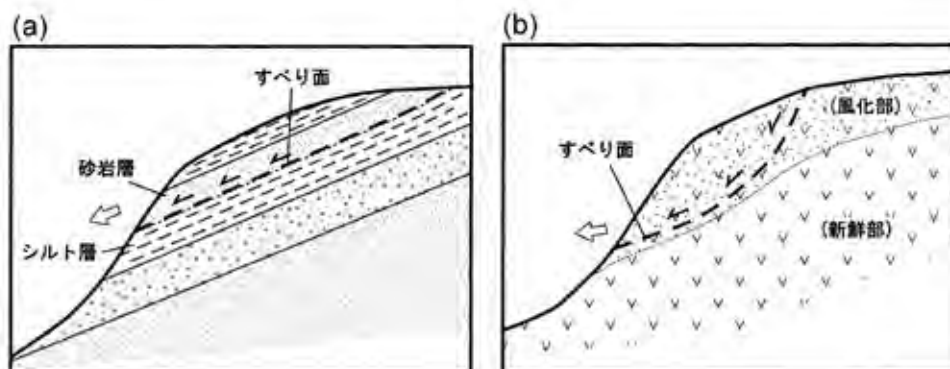


図 1.1.4 簡略化した新第三系中新統がつくる丘陵での地すべり発生のイメージ (志比ほか, 2011)

(a) 成層構造をもった部分では層理面に沿ってすべる。

(b) 風化層の厚い部分では風化層内で円弧状などのすべりを生ずる。

になる。県内の中新統で発生する地すべりにはこのようなケースが多い。

写真1.1.2は上記と同様の成層した砂岩・泥岩における層理面に沿ったすべり面である。このような岩相では複数のすべり面が関与していることもあり、目視での特定は困難なことが多いが、この例ではすべり面に沿ってわずかな破碎が認められる。地域にもよるが、風化によって軟質化していれば、層理面の傾斜角が10°またはそれ以下でも地すべり移動を生ずることがある。

一方、海岸近くや宍道湖沿岸地域などでは停止していた古い地すべりの移動体が人工的な掘削で不安定化し、再滑動することもある。図1.1.5は高速道路の切土のり面に現れたそのような例であり、傾斜した新第三系の砂岩・シルト岩が複数の円弧状すべり面に沿って回転した構造を呈している。回転・移動の結果、頭部に凹地を生じ、それ以降の堆積物によって埋積されている。

この種の古い地すべり移動体は切土施工に困難をもたらすが、その存在は大規模な切土施工時にはじめて明らかになることも多く、事前予測は難しい。しかし、類似した地形・地質環境はある程度の空間的拡がりをもっているであろうから、前述した埋谷による平野が広がっていれば、周辺にも同様の地すべり移動体が存在すると考えるべきであろう。

同様のものは県内でも断片的に知られており、たとえば、隠岐島後の大峯山付近でも存在が指摘されている(山内ほか、2005)。古い地すべり移動体は現在の地すべり活動にも様々なかたちで影響を与えるであろうから、個々の地すべり地でも的確な把握が必要である。また、これほど顕著なものではなく、緩く傾斜した砂岩・泥岩が一見安定しているかに見えても、境界の層理面が軟質化しており、かつてすべった経緯の認められることがある。



写真1.1.1 県内各地で頻繁に発生する小規模な地すべり

いずれも傾斜した砂岩・泥岩互層地域で変状が発生し、移動が計測されているもの。両者ともブルーシートで覆った部分が開口亀裂。



写真1.1.2 地すべりのすべり面の例

写真の左方向で掘削をしたことにより、砂岩と泥岩の境界ですべりが発生した。右は拡大写真。

### 1.2.4 斜面崩壊・落石の発生要因

斜面崩壊や落石は一過性であるがゆえに、規模は小さくても災害になりやすく、発生による損失は大きい。過去20数年間でも人的被害を伴った斜面災害には地すべりよりも斜面崩壊や落石によるものが多い。豪雨による災害発生地域としては、1988年浜田市、1999年益田市、2006年雲南市等、2007年隠岐諸島、2010年島根半島等がある。なかでも、2006年7月の豪雨災害では県内全体で計5名の方が亡くなったし、2010年7月の松江<sup>えとも</sup>市恵曇の落石災害でも2名の方が亡くなった(大賀, 2011)。これらの災害は丘陵や山地の斜面直下に位置する住居や道路で発生したものである。

斜面崩壊や落石の発生にいたる不安定化要因は地すべりのそれと同様であり、運動のタイプは構成岩石とその組み合わせ、節理面を含めた地質構造に依存している。傾斜した層理面に沿ったすべりの他、鉛直に近い節理面に

支配されたトップリングも少なくない。ただし、各地で発生している斜面崩壊の大半は表層崩壊であり、斜面を覆う表土や崖錐堆積物、あるいは強風化した岩盤のみが崩壊するといったケースが多い。表層崩壊の場合、不安定化は自然斜面、人工斜面を問わず表土・風化岩盤の厚さや斜面の傾斜角などが影響し、構成岩石のタイプや地質構造に依存することは少ない。それでも砂岩・泥岩互層のように多少成層構造をもっていれば、層理面方向に支配されることもある。

一過性の斜面崩壊や落石では地形・地質的要因だけでなく、降雨量や地震動といった誘因も重要である。降雨の場合、累積雨量、日雨量、時間雨量など、影響の重要度は様々である。2000年鳥取県西部地震時には、後述するように、地震動による多くの崩壊、落石が発生したが、発生は加速度などの大きさを反映して震央近くで多く、さらに地形効果によって凸斜面に多い。また、地震動によ

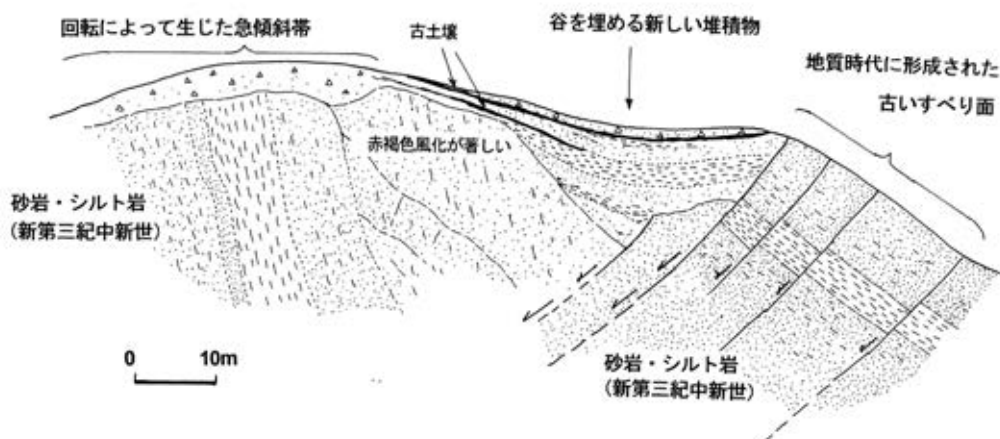


図1.1.5 掘削面に現れた古い地すべり移動体の例

新第三系の砂岩・シルト岩中に古い円弧状すべり面(断層)とこれに沿って回転した構造が認められる。回転を伴ってすべった結果、頭部に凹地が形成され、それは新しい堆積物によって埋められている。松江市宍道町(横田, 2003)。

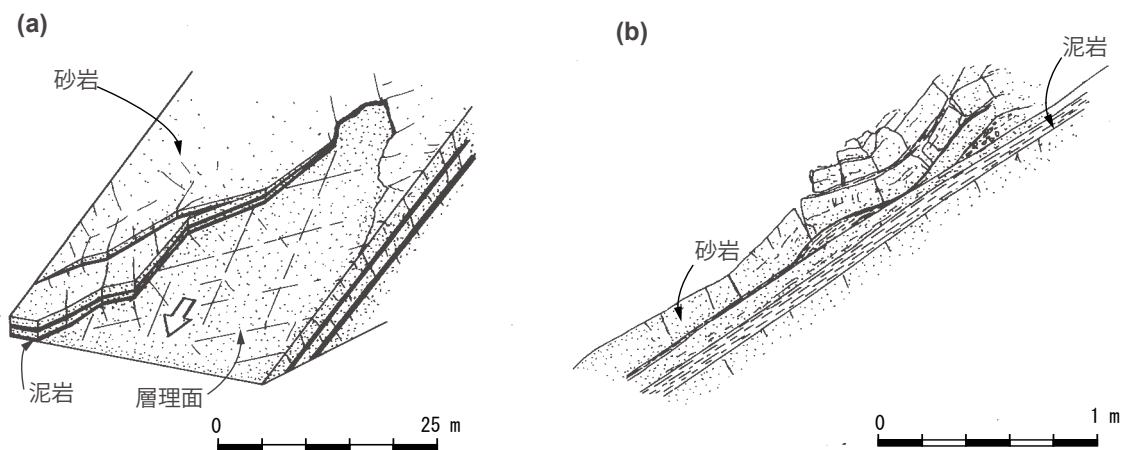


図1.1.6 中新世の砂岩・泥岩互層における流れ盤の斜面崩壊

左は崩壊によって下位の砂岩が露出している。砂岩中には層理面に直交した系統的な節理面が存在している。右は崩壊過程の初期段階にある砂岩層の座屈。出雲市平田町小伊津海岸(井詰・横田, 2012)。



る崩壊では震動で表面のブロックが瞬間的に移動しても途中で停まることがあるため、その後の降雨・降雪で再移動し、崩壊にいたるというケースも多い。地震動と降雨・降雪との相乗効果である。

### 1.3 自然斜面における斜面災害

#### 1.3.1 斜面崩壊と落石の代表的なタイプ

以下に島根県における特徴的な斜面崩壊と落石のタイプ、及びそれらによる災害の例を示す。

##### (1) 層理面が関与する斜面崩壊

堆積岩の層理面が急傾斜していれば、それに沿ったすべりが頻繁に発生し、斜面崩壊や落石発生にいたる。**図1.1.6**は出雲市小伊津海岸の傾斜した砂岩・泥岩互層斜面であり、崩壊後の層理面が露岩として現れている。

この場合、運動は単純な並進すべり (translational slide) であるため、不安定化は層理面傾斜角と斜面傾斜角との相互関係に依存する。しかし、現実にはそれ以外の要因も大きく、**図1.1.6**の例では露岩上に生じるガリー浸食が不安定化のきっかけとなっているとともに、砂岩中の層理面に直交した節理面も砂岩のブロック化をもたらす、すべり移動を容易にさせる要因になっている (井詰・横田, 2012)。

この例では、海岸に向かって流れ盤斜面が連続するなかで、斜面裾部に沿って道路が設置されているため、上記のすべりとそれに関係した落石が頻繁に発生して、通行止めをもたらしている。

なお、新第三系の堆積岩類だけでなく、先新第三系の硬質な岩石や結晶片岩等も含めて、風化によって軟質化しやすい泥質岩や凝灰岩が薄層として挟まれていれば、こうしたタイプのすべりが発生しやすいし、花崗岩中のシーティング節理面に沿っても同様のすべりが発生して、斜面崩壊を生じやすい。

##### (2) 火山岩・火砕岩地帯の斜面崩壊と落石

火山岩・火砕岩は硬質なことが多いが、系統的な節理が発達していれば、斜面不安定化は節理群の面方向とそれらがつくるブロック形状に依存する。**図1.1.7**は島根県中部の大江高山火山噴出物中のデイサイトよりなる斜面である。ここでは、斜面が柱状ブロック群で構成されており、小規模なトップリングが発生している (木村ほか, 2009)。この場合、トップリングの範囲は斜面表層の岩盤の緩み領域に規制されているようである。

同一火山岩体中でもブロック形状は空間的に頻繁に変化することから、タイプも場所によって異なる。また、火山岩類でも流理面に支配された低角節理面が発達している場合にはそれに沿った単純なすべりを生ずることがあ

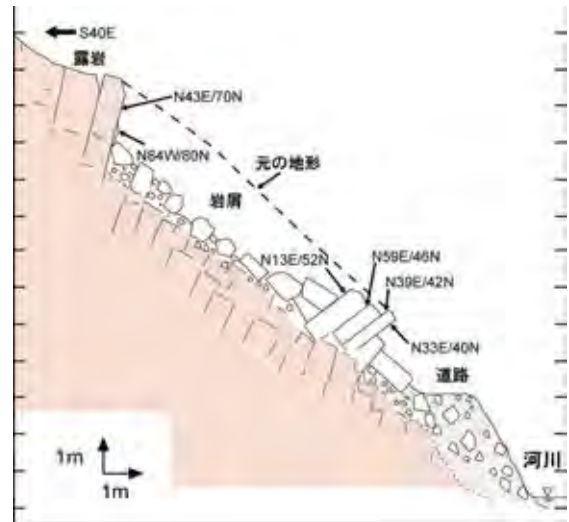


図1.1.7 火山岩 (デイサイト) の規則的な節理に支配されたトップリングの例 (島根県中部, 木村ほか, 2009)

る。県内の火山岩・火砕岩地帯ではこうしたかたちで落石の発生している箇所が多い。

##### (3) タフォニ拡大に伴う岩盤崩落

露岩の急崖では層理面や節理面が不明瞭でも選択的な風化によって凹凸を生じ、崩落・落石を発生させるケースもある。急速な塩類風化 (salt weathering) を主要因として急崖に形成される凹みはタフォニ (tafoni) とよばれるが、凹みの上部にオーバーハング部を成長させ、岩盤崩落を頻繁に発生させる。

タフォニはわが国ではこれまであまり知られていなかったが、最近各地で発見され、島根県でも県中部を中心に海岸部や内陸部などの急崖にて崖下に転石群を伴ったタフォニ群が確認されている (横田ほか, 2004, 2012; 坂田・横田, 2010)。**図1.1.8**は大田市で見られた急崖のタフォニであり、ここでも崖下に転石群を伴っている。左図の Ot-2 が右図に相当する。**写真1.1.3**はこの近くに見られるタフォニであり、上部にオーバーハング部を伴っており、このような形状になると崩落の危険性が高くなる。

島根県内でこれまで確認されたものでは、砂岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩など、形成されている岩石は様々である。これは岩石タイプがいずれであっても、熱水変質を被った岩石が多いためと考えられる。

#### 1.3.2 広域斜面災害

降雨や地震動が誘因の場合、個々の斜面崩壊の規模は小さくても同時に多数発生することで、斜面災害が広域にわたることがある。島根県とその周辺では過去数10年間をとっても何度か発生している。このうち、以下では広域斜面災害の代表として1983年山陰豪雨災害と2000年鳥取県西部地震による斜面災害について述べる。

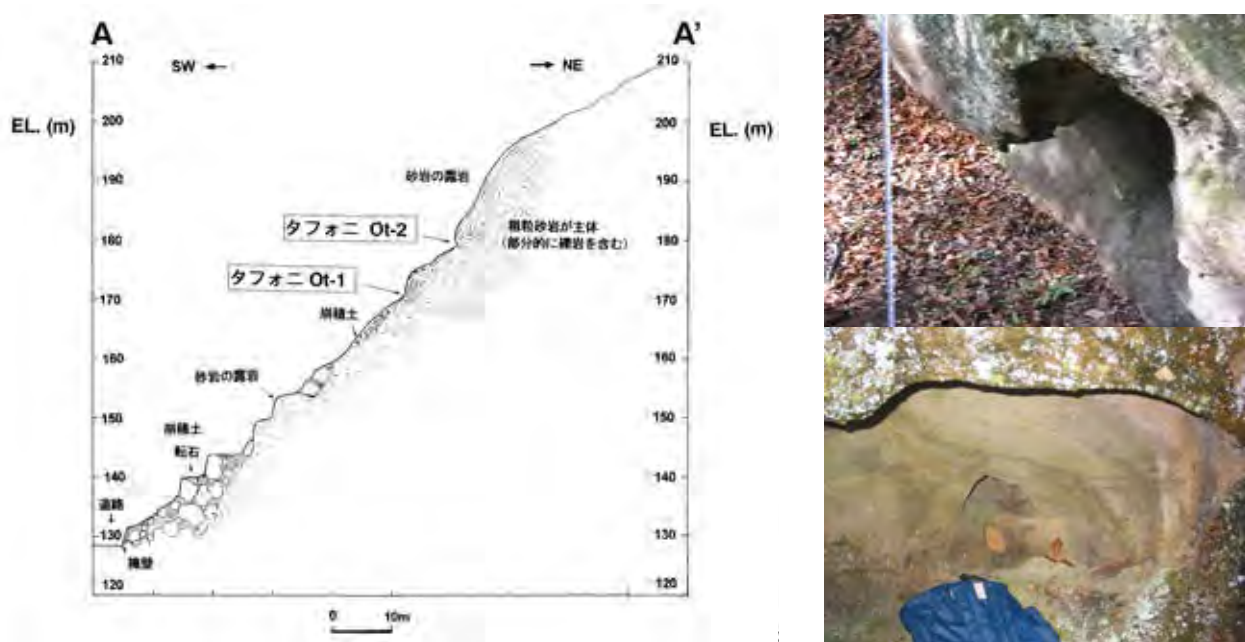


図1.1.8 急崖に形成されるタフォニの例(島根県中部, 横田ほか, 2012)

左はタフォニの形成されている急崖であり, 下端に転石が密集している。中腹に見られるタフォニ Ot-2 が右の写真。



写真1.1.3 タフォニ形成に伴うオーバーハング部の形成  
島根県大田市。

前者はこれまでも取り上げられているが, 人的被害も含めて災害の規模が突出して大きく, 今後の対応に活かすべき数々の情報をもっている。また, 後者は人的被害は少なかったが, 丘陵や山地の広い島根県では地震時には斜面災害への対処も重要であることを認識する必要がある。

なお, 以下では上記の2例に加えて, 2010年松江市鹿島町の落石災害についても概説する。

#### (1) 1983年山陰豪雨災害における斜面崩壊と土石流による災害

1983年7月梅雨前線による豪雨で島根県西部の浜田市～三隅町(現在の浜田市三隅町)では山間部の急斜面にて多数の斜面崩壊が発生し, 土石流化するとともに, 主要河川沿いに洪水を生じた。死者は100名以上に達し, 住宅被害は17,600棟に達した。国道9号では冠水や橋梁流失によって11箇所で開催止めとなり, 旧国鉄では山陰

本線だけで300箇所以上が被災した(植原ほか, 1984)。

斜面崩壊が多発した浜田市三隅町とその周辺はほぼ三郡変成帯(周防変成帯)の結晶片岩地域であり, 一部は古第三紀火山岩や花崗閃緑岩である。斜面崩壊はいずれの地域でも谷頭部に発生しているものが多く, ①花崗岩や花崗閃緑岩地域では, 著しく風化したマサの部分, 及び節理面に沿った崩壊が顕著であったこと, ②古第三紀火山岩地域では風化部ないし粘土化部からの崩壊が顕著であったこと, さらに, ③中新統の砂岩・泥岩地域では小規模ながら層理面に沿った岩盤すべりが認められたことが特徴としてあげられている(島根大学地質学教室調査団, 1984)。

人的被害が多かったことに関しては, これまで崩壊したことが知られていないところで相次いで崩壊が発生したこと, 河川の氾濫を警戒して高台に避難した人々が斜面崩壊に巻き込まれたことが指摘されている(島根県土木部砂防課編, 2000)。これはソフト面での災害対策に活かすべき事項であろう。

(2) 2000年鳥取県西部地震による斜面災害

2000年10月に発生した鳥取県西部地震(M7.3)では地震規模に対して人的被害が少なかったが, 震央が山間部であったため, 島根-鳥取県境を中心に山腹斜面の崩壊とともに, 道路のり面など人工斜面でも多くの崩壊や落石が発生した(横田・島根大学鳥取県西部地震調査団,

2001, 図1.1.9)。一般に地震動に起因する崩壊は尾根部ないし凸斜面に多いことが知られているが, 上記の例でもその傾向が確認された。ただし, 地震動を被った山腹斜面のなかには, 崩壊に至らず斜面にクラックが入った状態のもの, あるいは岩盤全体が緩みながらもかろうじて安定を保ったものも多い。こうした斜面では, その後の降雨や降雪によって潜在クラック部分が急速に不安定化し, 新たな崩壊発生につながったものもある。

また, 当地震ではJR伯備線沿いの花崗岩斜面が不安定化し, 3ヶ月間にわたって不通となった。人的被害は少なかったものの, 道路と鉄道の不通による経済的損失は計り知れない。

(3) 2010年松江市<sup>えとも</sup>恵曇の落石災害

2010年7月の降雨でも島根半島を中心に広範囲に斜面崩壊が発生した。大半は小規模な道路のり面の崩壊であったが, 松江市鹿島町<sup>えとも</sup>恵曇で発生した斜面崩壊では人的被害をもたらした。本書の事例にも取り上げているが, 記憶に新しいことから, 以下に災害の概況を記しておく。

斜面崩壊は海岸に面した比高約30mの急崖で発生し, 径数mの岩塊が落下して急崖直下の家屋を直撃し, 尊い命が失われた(写真1.1.4)。図1.1.10は落石災害の発生した急崖を含む地域の地形と急崖部の地形と地質断面図である。崩壊と落石の発生した斜面は主に中新世成相寺層の流紋岩質凝灰岩~凝灰角礫岩(火砕流堆積物)と泥岩

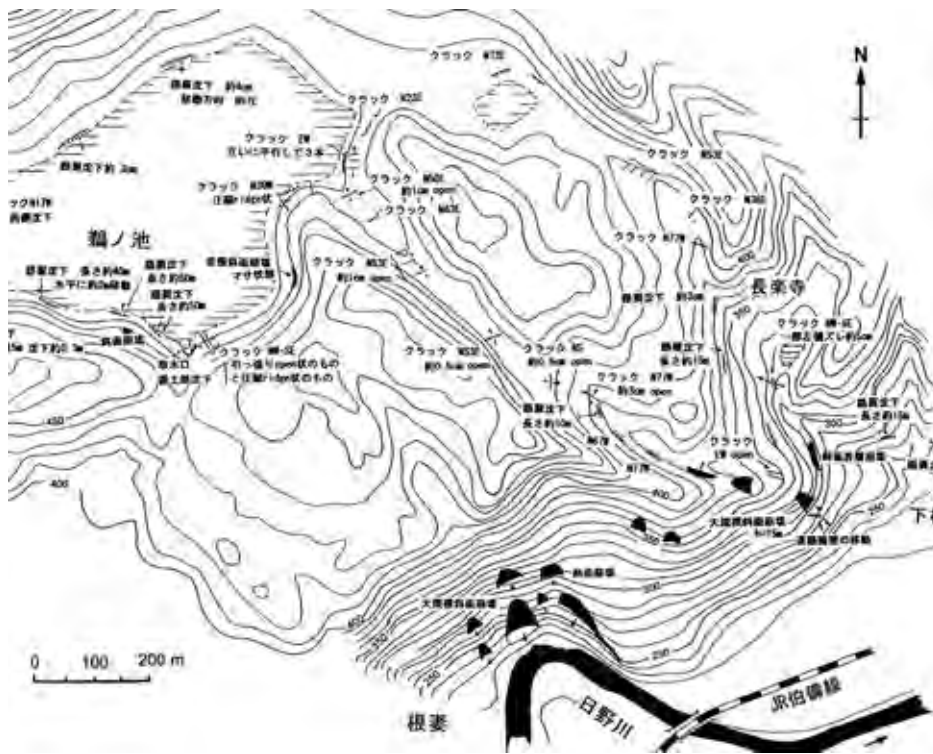


図1.1.9 2000年鳥取県西部地震時に島根/鳥取県境で発生した斜面崩壊の分布例  
鳥取県日野町(横田・島根大学鳥取県西部地震災害調査団, 2001)。

によって構成されており、それらは崩壊した斜面に対して受け盤をなしている。斜面の地質構成と構造は極めて複雑であり、落石発生箇所の付近には流紋岩の溶岩～貫入岩とドレライトの貫入岩も存在する。また、層理面に直交した節理面も存在する。

広域的に見ると、急崖頂部の標高 35～50 m は緩斜面となっており、崩壊部の頂部には地すべり地形が認められる。地形から推定される大局的な移動方向は崩壊・落石の発生した急崖とは斜交しており、これは地すべり移動が受け盤に支配されたためと推定される。崩壊箇所はこの地すべり地形側面部に相当する。ただし、斜面表層には急崖方向にも浅い地すべりが存在すると推定されている。

崩落した岩石は急崖高標高部に露出していた硬質の流紋岩溶岩（自破碎部）と推定されており、裾部の泥岩・凝灰岩が崩落した後、上記のブロック化した部分が崩落・移動したものと考えられている（藤井・斉藤，2011）。また、直前 5 日間の累積降雨は 215 mm であり、必ずしも著しいものではない。

これらを考えれば、崩壊と落石の発生は岩相の多様さと構造の複雑さが強度、透水性のコントラストをもたらしていることが基本的な原因といえる。また、大局的には地すべり地形の側面部に相当することから、地すべりを含めた複雑な斜面構造と過去の地すべり移動による緩みが崩落発生に影響したとも考えられる。したがって、島根県のような地すべり多発地帯で発生する斜面崩壊や落石は、形態的には様々であっても地すべりとの関係を考えてみる必要がある。

## 1.4 構造物にかかわる斜面災害とその対応

冒頭で述べたように、山陰地域ではこの 10 数年間で高速道路網等の社会インフラ整備が大幅に進み、島根県下では海岸沿いの山陰自動車道の一部や中国横断自動車道がすでに供用されている。また、斐伊川放水路の巨大建設プロジェクトもこの間に進行し、ようやく完成にいたった。これらの大半は丘陵部の地すべり地帯であったことから、当初から斜面不安定化への様々な対策がとられてきた。また、こうした大規模な構造物でなくても道路の新設や拡幅施工に伴って不安定化を生じているものも少なくない。代表的な例を以下に示す。

### 1.4.1 高速道路の施工と維持にかかわる斜面災害対応

宍道湖～中海南岸の丘陵を構成する新第三系は基本的に東西の走向で北～北西方に緩傾斜しているが、山陰自動車道のルートはこの走向にほぼ平行しているため、道路の切土のり面は南側では流れ盤、北側では受け盤となっている。このため、南側の切土のり面には広範囲にわ



写真 1.1.4 2010年7月の豪雨で発生した松江市鹿島町恵曇の落石災害

たってグラウンドアンカー工による対策がなされている。

地すべり多発地帯の一部では地すべり移動土塊上に道路基礎が設置されたり、移動土塊を開削してトンネル坑口が設置された箇所もあり、それらでは慎重に施工された。山陰自動車道から中国横断自動車道が南に分岐する宍道 JCT の南東側は広大な地すべり地であったことから、施工前から様々な調査・計測が実施された。それらに基づき、道路のレイアウトは連結部も含めて移動土塊の範囲などを十分考慮されたものとなっている。また、集水井を含む多くの対策工がなされ、計測は道路供用後も継続されている（写真 1.1.5）。

山陰自動車道の玉造地区では 2006 年 7 月の豪雨時に大規模な斜面災害が発生した。松浦（2006）によれば、7 月 18 日に南側の切土のり面が崩壊し、崩壊土砂が路面を覆うとともに、路面の隆起が発生した。さらに、19 日にはこの近くで盛土すべりによる路面クラックが発生し、その後拡大した。これによって高速道路は長期間にわたって通行止めとなり、本復旧まで 124 日を要することになった。

渡部ほか（2007）によれば、上記の切土のり面は新第三系の安山岩とその上位の砂岩・泥岩・凝灰岩等よりなり、傾斜角は 10～15° と緩い。豪雨に伴って、少なくとも既存の複数のすべり面に沿ってすべりが発生したものと考えられている。

### 1.4.2 斐伊川放水路開削部と斜面災害対応

斐伊川放水路は宍道湖に流入している斐伊川河川水の一部を洪水時に西方に導き、既存の神戸川流路（かんど）を使って日本海に直接流出させるプロジェクトである。そのうち斐伊川と神戸川をつなぐ水路として新第三系の地すべり地帯が数 km にわたって掘削された。開削部の横断面は底面で幅約 100 m、上端で幅約 200 m である。

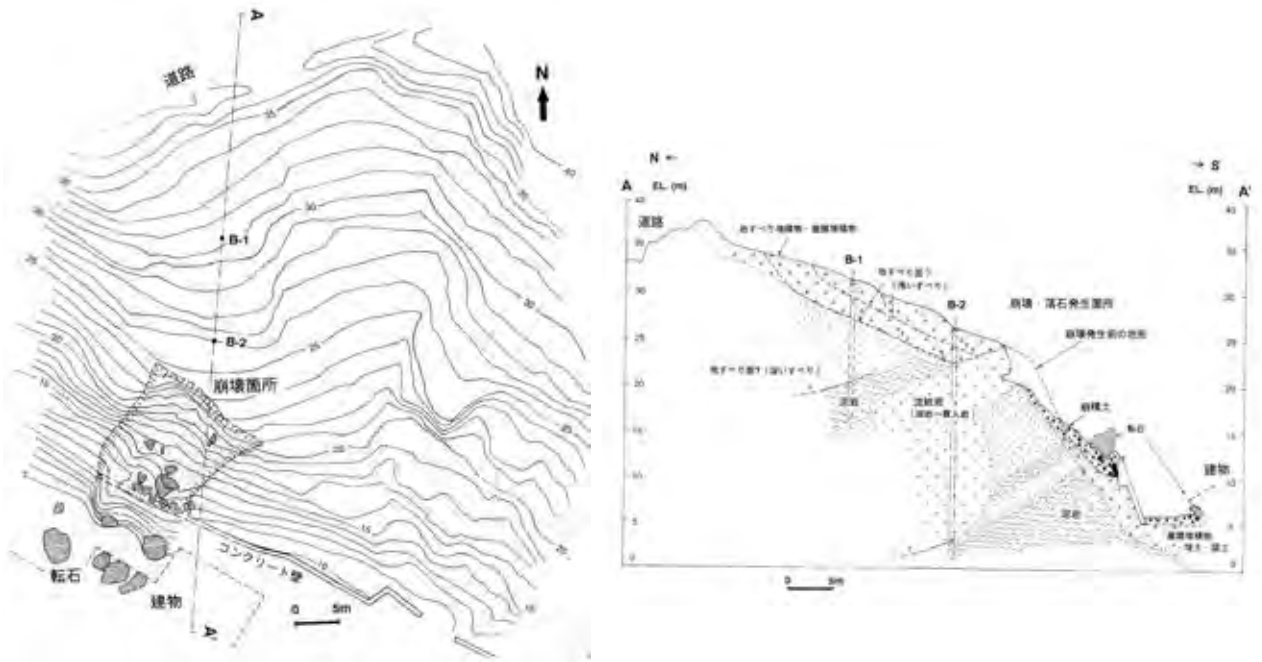


図1.1.10 2010年7月松江市鹿島町恵曇で発生した斜面崩壊・落石箇所の地形と地質断面図  
藤井・斉藤(2011)に基づく。



写真1.1.5 地すべり地帯に施工した高速道路沿いの計測機器  
山陰自動車道宍道JCT付近。



写真1.1.6 斐伊川放水路開削部の施工  
流れ盤となる南側斜面では大規模なアンカー施工による対策工がなされている。

開削水路が計画された丘陵は中新世大森層・布志名層の砂岩・泥岩が主体であり、凝灰質の箇所も含んでいる。各層の層理面はE-W～ENE-WSWで、北側に10～20°で傾斜した同斜構造をなしている。開削水路はほぼこの走向に沿っていることから、水路南側（左岸側）の切土のり面は数kmにわたって流れ盤となる。このため、掘削に際しては、写真1.1.6示すように大規模なグランドアンカー工等による対策がとられてきた。

## 1.5 歴史的にみた大規模災害の情報とその活用

### 1.5.1 歴史的にみた大規模斜面災害

歴史の古い山陰では、この地域で生じた事項が古事記や出雲風土記の他、多くの文献に記録として残されており、それらによって長期間にわたる社会と自然の変遷や自然災害の発生傾向を知ることができる。このため、山陰地域を対象とした斜面災害のデータベース化が進められている。

宍道湖に注ぐ斐伊川の度重なる洪水や9世紀の出雲の地震、11世紀の万寿の大津波とともに三瓶火山に関する事項もわずかながら文献に記録されている。斜面にかかわる災害はこうしたかたちでの記録としては残りにくい<sup>こぶやま</sup>が、16世紀の石見銀山昆布山谷で発生した大災害が記録として残されており、これは災害発生の傾向を知る上で貴重である。また、文献上での記録が残っていない<sup>こぶやま</sup>でも、漠然とした伝承や地形・地質的証拠から過去の大きな斜面災害

を推定できるものもある。たとえば、宍道湖南岸の大黒山地すべりの地帯では、江戸時代から土地の変化のあったことが伝わっている（池橋，2004）。こうした資料はいずれも今後の災害発生の傾向を知る上で貴重であり、ソフト面からの斜面对策に資するものである。

以下には前者の代表として、16世紀の石見銀山大規模土砂災害を、また後者の代表として大田市堂床山岩屑なだれについて述べる。

#### (1) 1538年石見銀山昆布山谷の斜面崩壊と土石流災害

石見銀山は16世紀はじめから本格的な採掘が始められた。仙ノ山（標高460m）を中心とした地域には最大20万人の人々が居住していたとされている。銀鉱床は第四紀のデイサイトの火山岩類・火砕岩類中にあるが、それらの下位には前述した都野津層（江津層群）の軟質な砂・シルト層が広く存在している。

銀山が本格的に稼働して間もない天文8年（1539年）、仙ノ山の一角で大規模な斜面崩壊・土石流発生があったことが記録されている。江戸時代以前の資料「おべに孫右衛門ゑんき（小紅孫右衛門縁起）」（島根県庁所蔵）には、「壬寅の年、天文八年八月四日、大水出来候而、昆布山の頭よりつゑぬけ候而、千三百余人流れ候」との記述がある。また、それ以降に作成された「銀山旧記」（島根県庁所蔵）には、天文十一年の項に「同年八月四日大風大雨にて仙の山大洪水天に張り、山崩れ、家流れ、溺死千三百人余、其外他国より入り込み居候者死亡、其数をしらす、



図1.1.11 16世紀に1,000名以上が亡くなる土石流災害が発生した石見銀山昆布山谷の地形  
1/25,000地形図「仁万」を使用。図の東西が約2.2km。

城中より水奉行に出し士民共山瀬に打たれ、多人数死亡せり」と記されている。後者の年代はミスであろうが、両文書からこの地域に大災害のあったことは間違いなさそうである。

仙ノ山西側の北～北西に延びる昆布山谷(図1.1.11)には「昆布山谷間歩群」とよばれる多数の水平坑道とともに村上堅坑とよばれる堅坑や、佐毘売山神社、西福寺跡、長福寺跡、虎岸寺跡など多数の寺院跡がある。1,300名余の命を奪った斜面崩壊や土石流の痕跡は現在では不明であるが、山腹斜面の地形をみると、それらしい箇所も認められる。

地質的にはデイサイトとその下位の都野津層の分布域であり、崩壊発生には後者が関与した可能性が考えられる。また、昆布山谷下流の溪床には露岩がなく、礫層を主体とした厚い堆積物とともに坑道からのズリが何重にも積み上げられている。おそらく、上記の災害時の土石流堆積物の上にその後の施設がつくられていったと推定される。

(2) 大田市堂床山の岩屑なだれ災害

石見銀山北西方に位置する堂床山の山麓は銀の搬出ルート(銀山街道)であったが、ここにはデイサイトの巨大な転石が散在する。すぐ近くの堂床山北西側は急崖をなし、それとの位置関係から、急崖を構成するデイサイトが崩落し、岩屑なだれ(debris avalanche)として移動・堆積したものと推定されている(横田ほか, 2011)。

図1.1.12は堂床山急崖直下の転石群の分布である。山麓の転石群は最大では径10mを超える。山麓の堰き止め池に埋積していた木片の<sup>14</sup>C年代は6世紀を示す(横田ほか, 2011)。地元には寺の移転にかかわって、多少の伝承があるが、崩落発生の具体的な時期を示すものではない。巨大な転石の分布範囲が数100m以上にわたること

から、岩屑なだれとそれによる災害は繰り返し発生した可能性がある。現在、急崖上には新たなクラックが存在することから、今後大きな地震動を被れば、同様の大規模な崩落・岩屑なだれを引き起こすおそれは大いにある。

島根県内にはこれと同様に、山麓に巨礫の点在している箇所は他にも多いし、“岩ごうろ”とよばれる土石流跡の巨礫密集部もいくつか確認されている(島根地質百選選定委員会編, 2009)。これらはいずれも過去の斜面変動の発生場所と形態を示すものであり、地域の斜面災害の発生傾向を知るうえで大いに参考になる。

1.5.2 地すべり堆積物と構造による情報

地すべりがある程度の空間的拡がりをもっていれば、空中写真判読等によってそれに対応する地すべり地形を見出すことができる。繰り返しの活動が特有の地形を形成してきたからである。そのような箇所では同時に地すべり移動による堆積物も存在するであろう。また、かつて活動していたものでは、長く停止していても、それに対応した堆積物などの証拠が存在するはずである。

角礫を主体とする地すべり堆積物の識別は一般に難しく、単に崖錐堆積物として扱われていることも少なくない。しかし、注意深く観察すれば、こうした堆積物や構造を見いだすことができ、それをもとに、狭い範囲でもそこでの地すべり移動の傾向を得ることができる。数100年のタイムスケールでみた地すべり移動の場合等ではこうした情報は重要である。

図1.1.13は島根半島海岸に現れた地すべり末端部の堆積物と構造である(熊谷・横田, 2003)。右端には砂岩・泥岩の成層した岩盤が認められるが、それらは左にいくにつれて破碎・分離してクラスト集合体(角礫)に移化している。屈曲構造は、一見テクトニックな褶曲構造にみえるが、屈曲の軸面が水平に近いこと、鋭角的に屈曲して

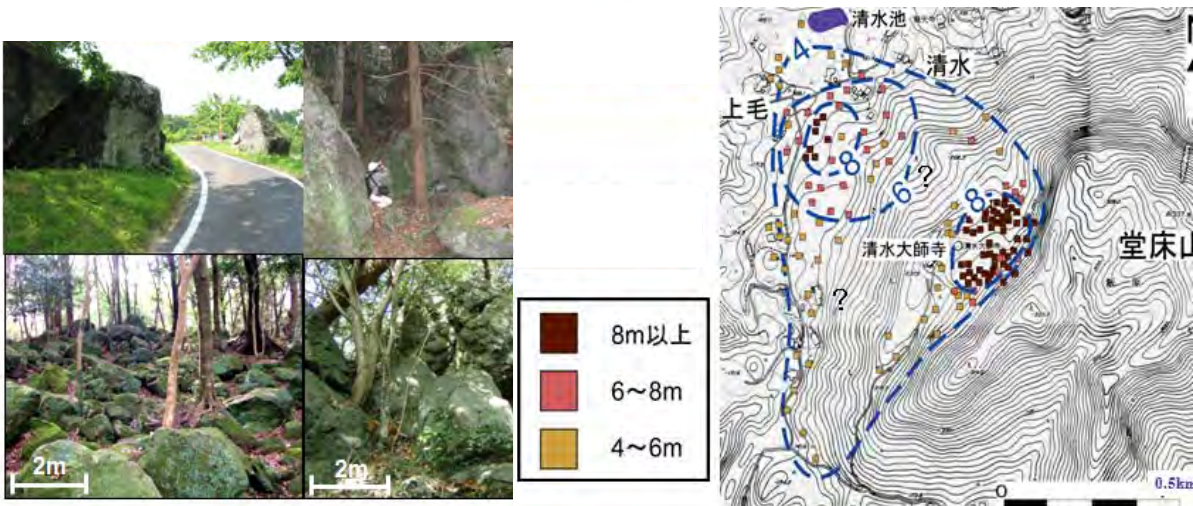


図1.1.12 大田市堂床山の急崖と巨礫の岩石なだれ堆積物(横田ほか, 2011)



図1.1.13 島根半島海岸に見られる地すべり末端部の堆積物（角礫）と屈曲構造の例（出雲市）  
（熊谷・横田，2003）

成層した砂岩・泥岩が屈曲構造を示し、左端にいくにつれて徐々に砂岩、泥岩が分離、角礫化している。

いること、屈曲部分の上部が大きく角礫化していること等の特徴から、右から左への地すべり移動に伴って形成された局所的構造と考えられた。過去から現在にいたる地すべり移動の経緯・傾向を示すという点で、斜面変動発生に関する情報となる。

### 1.5.3 歴史記録の活用

斜面災害の発生にはある程度の地域性があるが、これは斜面運動の発生タイプや発生頻度、大きさが地域の地形・地質特性に依存するとともに、集落形態といった社会的環境の特徴とも組み合わさって地域性を生ずるためである。古くからの記録も個々の地域における斜面災害発生の特性を知ることの情報源となることから、斜面災害の軽減に活かせることができる。その意味で島根県を対象とした自然災害に関するデータベースの整備が進められている（汪，2013等）。

しかしながら、記録として残るのはあくまで災害そのものであることから、災害発生の地域性の理解には、個々の記録を自然と社会に分解して、それぞれの中で地域性

を理解していくことが必要である。また、文献に残されているのは概して広域的な災害、顕著な災害に片寄ることも資料を活用するうえで考慮すべき点であろう。当然ながら、こうした古い記録には、記述ミスや誤解、一面的な見方など、活用するうえでは留意すべき点は多いことから、それらの吟味が必要となる。

一方、そのような記録がなくても、古くから居住地が形成されていれば、自然災害、とりわけ斜面災害に関しては経験的な情報もそれぞれの地域に蓄積されているはずである。住居の裏山についての崩壊記録といったレベルの情報である。さらに、居住地域が長期にわたって存続できたのは、自然とうまく共存してきたことを示している。

斜面災害の軽減にはこうした情報の活用を考慮しなければならないが、島根はまさにそれが可能な地域といえよう。現在の我々が都市計画や構造物立地に際しても、地盤等の地形・地質条件だけでなく、個々の場所における将来の自然災害によるリスクを評価しなければならないが、上記のような集落や都市の成り立ちは大いに参考にすべきであろう。



## 1.6 斜面災害の対策と予測

島根県ではかつては山王寺地すべりのような大規模な農地地すべりが頻りに滑動したが、種々の対策が図られてきた結果、今日では定常的に滑動して被害を生じつつあるような大規模地すべりはほとんどない。しかし、小規模な地すべりや斜面崩壊・落石は発生することがある。

このため、主要な地すべり地とともに住居近くの山腹斜面や道路のり面等では日常的に様々な調査・計測が実施され、それらに基づいた抑止工・抑制工が図られている。個々の斜面の調査に際しては、ボーリング調査を中心に様々な手法が駆使され、かつ新たな手法も開発されている。対象斜面が小規模なことが多いだけに、個々の斜面構造の的確な把握が重要であろう。本書のいくつかの事例でも触れられているように、気象条件から集水井と水平ボーリングを中心とした地下水排除工が効果的なようである。

しかし、県内の山地～丘陵では、地形・地質的にみて、地すべり、斜面崩壊、土石流などの発生しうる範囲は広く、住居の分布と併せれば、斜面災害が将来発生しうる危険箇所は無数に存在する。規模は小さいが、対応すべき斜面は膨大な数に上ることから、個々の斜面に対して

一様にハード対策を実施することは現実には不可能であるし、社会的にも容認されるものではない。こうした流れを受けて、島根県でも様々なソフト面の対策が試行されるようになってきた(大賀, 2011)。

県内の危険箇所と個々の範囲を把握するため、「土砂災害防止法」に基づいた基礎調査がなされている。表1.1.1は県内の土砂災害危険箇所の市町村別集計値である。これによれば、地すべり危険箇所と急傾斜地崩壊危険箇所、土石流危険渓流を併せて計22,304箇所に達する(島根県土木部砂防課, 2013)。この表では急傾斜地崩壊危険箇所と土石流危険渓流は被害を受ける住居戸数によって細分されており、個々の範囲はいずれも小規模であることが分かる。

危険箇所基礎調査に基づく危険範囲のWeb上での公開(島根県土木部用地対策課, 2013)もその一貫であり、図1.1.14のような分布図を目的とするスケールで容易に閲覧することができる。こうした区分マップは一種のハザードマップであり、効果的に活用できれば、災害軽減につなげることができる。ただし、危険範囲をWeb上に掲載しても一般住民がそれを活用できる、あるいは活用できるまで内容を高めるのは容易ではなく、今後かなりの時間を要するであろう。なお、危険箇所の予測という点で

表 1.1.1 島根県内の土砂災害危険箇所数(島根土木部砂防課, 2013)

平成15年3月公表値。地すべり危険箇所には平成14年の危険箇所調査後に被害が発生した箇所を含む。「土石流危険渓流」の区分は、Ⅰ：人家5戸以上、Ⅱ：人家1～4戸、Ⅲ：人家はないが今後新規の住宅立地等が見込まれる渓流。「急傾斜地崩壊危険箇所」の区分は、Ⅰ：人家5戸以上、Ⅱ：人家1～4戸、Ⅲ：人家はないが今後新規の住宅立地等が見込まれる箇所。なお、市町村名はその後の統合により変更されている。

管内	市町村名	土石流危険渓流				地すべり危険箇所	急傾斜地崩壊危険箇所				合計
		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	計		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	計	
松江	松江市	296	278	100	674	41	469	774	209	1,452	2,167
	東出雲町	14	16	14	44	3	18	45	23	86	133
	安来市	115	259	75	449	2	126	750	33	909	1,360
	管内計	425	553	189	1,167	46	613	1,569	265	2,447	3,660
雲南	雲南市	312	614	23	949	12	236	1,483	104	1,823	2,784
	飯南町	63	228	0	291	0	41	294	0	335	626
	奥出雲町	116	265	42	423	5	85	310	34	429	857
	管内計	491	1,107	65	1,663	17	362	2,087	138	2,587	4,267
出雲	出雲市	305	346	38	689	80	261	546	137	944	1,713
	斐川町	32	38	9	79	1	16	46	8	70	150
	管内計	337	384	47	768	81	277	592	145	1,014	1,863
県央	大田市	228	404	81	713	15	227	1,156	276	1,659	2,387
	川本町	65	60	0	125	2	56	196	80	332	459
	美郷町	128	129	0	257	4	50	361	0	411	672
	邑南町	147	355	0	502	7	87	465	0	552	1,061
	管内計	568	948	81	1,597	28	420	2,178	356	2,954	4,579
浜田	浜田市	254	508	62	824	30	363	1,256	99	1,718	2,572
	江津市	116	202	81	399	10	129	461	77	667	1,076
	管内計	370	710	143	1,223	40	492	1,717	176	2,385	3,648
益田	益田市	288	492	19	799	24	315	996	25	1,336	2,159
	津和野町	161	153	1	315	13	113	422	4	539	867
	吉賀町	168	88	6	262	0	57	179	51	287	549
	管内計	617	733	26	1,376	37	485	1,597	80	2,162	3,575
隠岐	海士町	45	12	0	57	4	36	22	0	58	119
	西ノ島町	54	0	0	54	2	49	13	0	62	118
	知夫村	22	2	0	24	1	24	6	0	30	55
	隠岐の島町	112	68	11	191	16	116	87	10	213	420
	管内計	233	82	11	326	23	225	128	10	363	712
合計		3,041	4,517	562	8,120	272	2,874	9,868	1,170	13,912	22,304

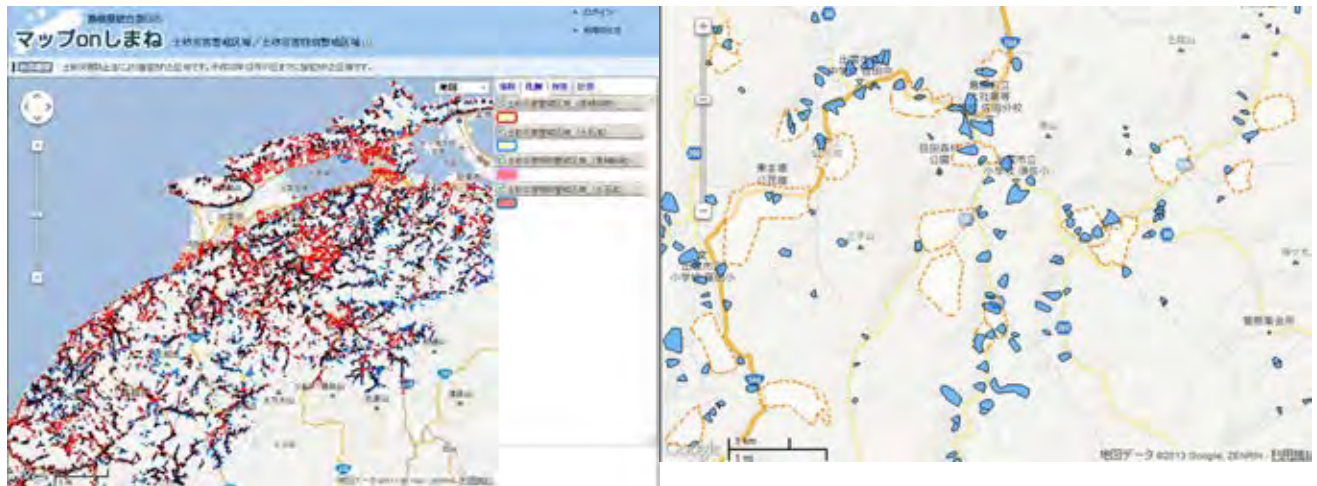


図 1.1.14 土砂災害防止法に基づく島根県内のゾーン指定の例（島根県土木部用地対策課，2013）  
左は島根県東部地域の全体図。右は出雲市佐田地区の拡大図。オレンジ色の破線が地すべり危険地域，青色が急傾斜危険地域。

は，前述した過去の災害情報もこうした目的に資することができる。

山裾や崖面に沿った住居が多いという島根県の地域特性を考慮すれば，住居規制等も含めた対策で斜面災害の発生はかなり軽減できるであろうことから，土砂災害防止法の適用をより実効力のあるものにしていくことが必要である。

## 1.7 まとめと課題

“中山間地域”の典型を多く含んだ島根県の自然と社会の特徴をもとに，過去の災害資料にも言及して斜面災害の特徴を概観した。まとめると以下ようになる。

- 1) 島根県の特徴的な地形でもある丘陵～低起伏山地と小規模な盆地の存在は農耕と居住空間の提供という点で地域に多くの恩恵をもたらしたが，斜面構成物は軟質であったり，風化層が厚いことから斜面の不安定化をもたらしやすい。
- 2) 島根県では居住域がこうした斜面に隣接していることが多く，斜面変動が発生した場合，容易に災害にいたるといった危険性をもっている。
- 3) 島根半島等の新第三系斜面がとくに不安定化しやすいのは，軟質化しやすい泥岩・凝灰岩を含み，貫入岩形成に伴う複雑な地質構造の形成等によるものであり，これは山陰の新第三系の火成活動を伴う形成過程を反映したものである。
- 4) 地すべりを含めた斜面変動は，表層崩壊以外は多様な地形・地質構成を反映して多様な運動タイプを生じている。個々の対策に際しては斜面構造とそれに対応した運動のタイプを的確に把握することが重要である。
- 5) 自然斜面に沿った住居が多く，かつ人的被害は地す

べりよりもむしろ斜面崩壊や落石で発生していることから，土砂災害防止法の適用に際しては，今後住居と斜面との位置関係に配慮することで大きく軽減できる。このように法律の適用をより実効力のあるものにしていく必要がある。

【横田修一郎】

## 引用文献

- 新井場公徳・野崎 保・鄭 炳表・福本安正 (2008)：日本の地すべり指定地分布と地質的特徴について — 全国地すべり指定地調査結果報告。日本地すべり学会誌，Vol.44, No.5, pp.39-43.
- 中国地方土木地質図編纂委員会編 (1984)：1:200,000「中国地方土木地質図及び同説明書」。財団法人国土開発技術センター，412p.
- 藤井俊逸・齊藤龍太 (2011)：島根県内において最近発生した斜面崩壊について。山陰防災フォーラム資料，<http://www.geo.shimane-u.ac.jp/sdpf/Fujii-2012> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- 浜崎 晃・原 裕二 (2010)：宍道地溝帯，新第三系中新統の地すべり。中国四国地方の応用地質学，pp.152-153.
- 池橋達雄 (2004)：荘原歴史物語。荘原公民館，pp.76-79.
- 井詰達也・横田修一郎 (2012)：島根半島，小伊津海岸における岩盤斜面の構造とそれに基づいた斜面ハザードマップの試作。島根大学地球資源環境学研究報告，No.31, pp. 69-79.
- 木村健志・田村友紀夫・横田修一郎 (2009)：島根県中部，馬路高山～矢瀧城山地域における大江高山火山噴出物の岩相分布とそれに関連した斜面運動。島根大学地球資源環境学研究報告，No.28, pp.11-25.
- 国土地理院 (1977)：地すべり指定地・危険地。日本国勢地図帳，(財)日本地図センター，366p.
- 熊谷直樹・横田修一郎 (2003)：島根半島，地合地すべり地における浅部すべりと深部すべり。地球惑星合同大会講演集，Y057-P001 (CD 版)。
- 植原茂次・森脇 寛・米谷恒春 (1984)：1983 年 7 月梅雨前線による島根豪雨災害現地調査報告書。主要災害調査，No.24，防災科学技術研究所，85p.
- 松浦 聡 (2006)：2006 年 7 月山陰道豪雨災害 (調査・仮復旧)。藤井基礎調査設計事務所資料，<http://www.fujii-kiso.co.jp/topics/kenshuu/2011/13> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- 三浦 清 (1990)：地すべり対策事業の概要。島根の地すべり，pp.24-63，島根の地すべり編集委員会編。
- 村上 久 (2010)：日本海島嶼部，隠岐のキャップロック型地すべり。中国四国地方の応用地質学，pp.150-151.
- 大賀隆宏 (2011)：島根県の土砂災害対策。山陰防災フォーラム資料，<http://www.geo.shimane-u.ac.jp/sdpf/Ohga-2011-Spring> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- Otuka, Y. (1939)：Tertiary crustal deformation in Japan. In Jubilee Publ. Commemo/ Prof. H. Yabe's 60th Birthday, pp.481-519.

- 坂田聖二・横田修一郎 (2010)：塩類風化によって形成された奇岩 —鳥根県大田市の“鬼岩”。中国四国地方の応用地質学, pp.71, 日本応用地質学会中国四国支部編。
- 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和 (2001)：宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義。地質学雑誌, Vol.107, pp.392-405.
- 志比利秀・福井一彦・横田修一郎 (2011)：(62) 松江市。全国 77 都市の地盤と災害ハンドブック, pp.491-495, 地盤工学会。
- 鳥根地質百選選定委員会編 (2009)：室谷の石ごろう。山陰・鳥根ジオサイト地質百選, <http://www.geo.shimane-u.ac.jp/geopark/murotani.html> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- 鳥根大学地質学教室調査団 (1984)：58.7 山陰豪雨による斜面崩壊の地質学的特性。鳥根大学地質研究報告, No.3, pp.3-20.
- 鳥根県土木部砂防課編 (2000)：鳥根県砂防史。鳥根県, 220p.
- 鳥根県土木部砂防課 (2013)：土砂災害危険箇所, [http://www.pref.shimane.lg.jp/infra/river/sabo/saigai/kiken\\_kasyo.html](http://www.pref.shimane.lg.jp/infra/river/sabo/saigai/kiken_kasyo.html) (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- 鳥根県土木部砂防課・(社)地すべり対策技術協会中国支部 (2004)：鳥根県の地すべりを語る (その 1)。地すべり技術, Vol.31, No.2, pp.34-46.
- 鳥根県土木部用地対策課 (2013)：土砂災害警戒区域。 <http://web-gis.pref.shimane.lg.jp/wkb/index.php?map=1031> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。
- 鳥根の地すべり編集委員会編 (1990)：鳥根の地すべり。鳥根県農林水産部, 200p.
- 多井義郎 (1973)：いわゆる宍道褶曲帯について。地質学論集「グリーンタフ地向斜の研究」, No.9, pp.137-146.
- 田中芳則・風巻 周 (2005)：花崗岩分布地域における古来のたたら製鉄と斜面崩壊。応用地質, Vol.46, No.2, pp.89-98.
- 山内 靖喜・村上 久・三瓶良和・浜崎 晃・内田澄夫・平井雅継・守岡 康一・朝倉隆之・片山直樹・星野充孝・折橋裕二 (2005)：隠岐・島後で新たに発見された海成鮮新統“向ヶ丘層”。地球科学, Vol.59, pp.35-48.
- 横田修一郎 (2003)：山陰地方の地すべり特性とその対策。基礎工, Vol.31, No.10, pp.38-40.
- 横田修一郎 (2010)：中国四国地方の自然と社会。「中国四国の応用地質学」, pp.2-6, (社)日本応用地質学会中国四国支部編。
- 横田修一郎・鳥根大学鳥取県西部地震災害調査団 (2001)：鳥取県西部地震による山間部の地盤変状と斜面崩壊調査。鳥取県西部地震災害調査報告書, pp.35-50.
- 横田修一郎・増本 清・西山賢一 (2004)：岩盤崩落予測に向けた急崖露岩の風化プロセス研究。科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (2)) 研究成果報告書, 58p.
- 横田修一郎・田村友紀夫・木村健志 (2011)：鳥根県中部, 堂床山北西急崖の構造と山麓の岩屑なだれ堆積物。鳥根大学地球資源環境学研究報告, No.30, pp.83-92.
- 横田修一郎・竹原和也・佐藤路明・坂田聖二・西山賢一 (2012)：鳥根県忍原峡の砂岩急崖に発達するタフォニ群の形状特性とそれに基づいたタフォニ拡大から岩盤崩落への過程。応用地質, Vol.53, No.4, pp.245-256.
- 横山俊治 (2010)：第 5 章 地すべりと地質。中国四国地方の応用地質学, 日本応用地質学会中国四国支部編, pp.148-179.
- 汪 発武 (2013)：山陰地域における自然災害データベースの構築および防災研究拠点の形成。平成 25 年山陰防災フォーラム講演資料。
- 渡部芳彦・柴田佳久・新枝幹夫・春口孝之 (2007)：集中豪雨に伴う道路のり面の災害事例。日本応用地質学会中国四国支部平成 19 年度研究論文集 (Web 版)。 <http://www.jseg.or.jp/chushikoku/ronbun/PDF/PDF19/13> (参照日 2013 年 5 月 3 日)。

## 2 斜面災害への取り組みの事例

以下では、斜面災害への取り組みとして島根県内で実施してきた様々な業務・研究の事例を大きく「調査・機構」、「計測・解析技術」、「対策」に分けて紹介する。

### 2.1 調査・機構

#### 2.1.1 同一溪流で平成 18, 19 年度に連続して発生した土砂災害—上那久地区—

##### (1) はじめに

隠岐の島後には新第三紀前期鮮新世の向ヶ丘層が広く分布し、島後の地すべり地の多くを形成している。本報告では、島後西部上那久地区の同一溪流において平成 18, 19 年度に連続して発生した地すべり・土石流災害とその対応について述べる。

##### (2) 地形・地質

###### 地形

那久地区は北東—南西方向に延びる 2 本の尾根に挟まれた丘陵～平地で、中央部を砂防指定河川「那久川」が蛇行しながら南西方向に流下し、その両岸には複数の地すべりブロックが存在している。特に那久地区北側の尾根では、頂部付近から幅 500 m、比高 50～150 m の馬蹄形をした急崖が連続し、その下方には幅 100～400 m、長さ 150～400 m の規模をもつ地すべりブロックが連続している。

一方、南側の尾根では急崖は局所的で、地すべりブロックの連続も北側ほどではない(図 1.2.1)。この急崖は規模や形態、方向が下方の地すべりブロックと一致しないことが多いため、古い崩壊～地すべりの滑落崖と考えられている(村上, 2009)。

被災した溪流は那久川の支川で下流域東部に存在し、南西方向に流下する土石流危険溪流の上那久谷川(以下、谷川とよぶ)で、谷川の両岸は 10～30° の緩傾斜面を形成している。谷川の下流域の一部は地すべりにより北へ凸状に張り出している。

###### 地質

島後にはペルム紀～白亜紀に変成作用を受けた隠岐変成岩類を基盤岩として、古第三系～第四系が分布している。本報告地とその周辺の地質としては、下位より新第三紀前期中新世郡層(礫岩、玄武岩、礫岩・砂岩・凝灰岩互層)、後期中新世重栖層(流紋岩、粗面岩、凝灰岩、シヨシヨナイト)、鮮新世向ヶ丘層(礫混じり土～転石・玉石混じり土、有機質粘土、火山灰質粘土)、第四紀完新世の沖積層が分布している。

これらは互いに不整合関係にあり、那久周辺の丘陵地



図 1.2.1 那久周辺の地すべり分布図

①平成 18 年災害関連緊急地すべりブロック、②平成 19 年災害関連緊急地すべりブロック、③平成 19 年災害関連緊急砂防溪流。

の多くは向ヶ丘層が占めるが、那久川周辺では窓状に下位の地層が露出している(図 1.2.2)。地質構造としては、郡層が走向 NE-SW、傾斜 20° S を示し、重栖層は郡層を緩く不整合に覆っている。また、これらは向ヶ丘層によって不整合に覆われている(山内ほか, 2010)。

##### (3) 平成 18 年度災害関連緊急地すべり

###### 被災年月日及び雨量

被災が確認・報告されたのは平成 18 年 7 月 20 日であるが、平成 18 年 7 月 15 日～7 月 17 日の連続雨量(7/15 18:00～7/17 19:00) 378 mm、最大 24 時間雨量(7/16 19:00～7/17 19:00) 163 mm、最大時間雨量(7/16 4:00～5:00) 32 mm の雨が原因と考えられる。なお、この豪雨は島根県下の各所で地すべり災害を発生させている。

###### 地すべり規模と被害

地すべりは、幅 150～190 m (平均 160 m)、長さ約 270 m で、移動方向は北西向きに始まり、北向きに折れ曲がる“く”の字型の形態を示し、南西端に付属ブロックが存在する(図 1.2.3)。被害としては、頭部及び側方部で断続した引張亀裂(写真 1.2.1)が発生し、脚部域では



図1.2.2 上那久とその周辺の地質

山内ほか(2010)の一部加筆。完新世(t: 崖錐堆積物, v: 沖積層, b: 海浜堆積物), 鮮新世向ヶ丘層(Mkg: 礫, 泥, 含礫泥及び火山灰), 後期中新世重栖層(Os: ショショナイト溶岩及び貫入岩, Otl, Otm, Otu: 粗面岩溶岩及び貫入岩, Op<sub>1</sub>~Op<sub>12</sub>: 流紋岩・粗面岩火砕岩, Ori, Orm, Oru: 流紋岩), 中期中新世久見層(Kmd: 珪藻土), 前期中新世郡層(Krd: 酸性火砕岩及び凝灰質砂岩, Krb: 玄武岩溶岩・貫入岩, Krc: 礫岩)。

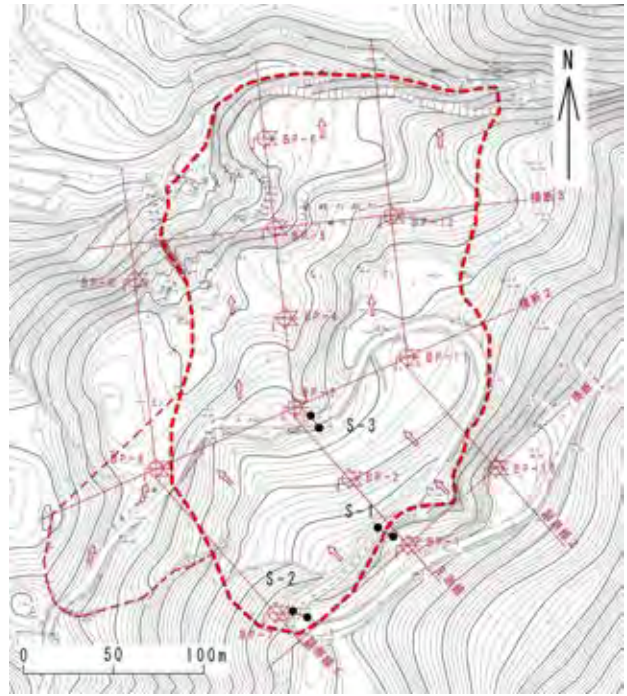


図1.2.3 地すべりブロックと各種調査の配置

湧水現象も認められ, 末端部では谷の洗掘や押し出し, 崩壊が発生した。このため, 直ちに主測線頭部(S-1), 副測線頭部(S-2), 主測線中部(S-3)に伸縮計を設置した。

**地すべり調査**

地すべり調査は1:1,000の地形図の作成から開始し, 主測線の外に2本の副測線を設定して, 主測線上で約50m, 副測線上で約100m間隔にボーリング調査と孔内歪み及び水位観測を実施した(図1.2.3)。

ボーリング調査によれば, 郡層(凝灰岩, 砂岩, 玄武岩), 中期中新世の久見層(珪藻土), 重栖層(流紋岩質凝灰岩)からなる基岩を, ルーズな向ヶ丘層(礫混じり土~転石・玉石混じり土, 有機質粘土, 火山灰質粘土)が, 12.0~26.0mの厚さで覆っているのを確認した。地質構造は郡層が受け盤, 久見・重栖層がほぼ水平~受け盤を成し, 向ヶ丘層は流れ盤で斜面とほぼ同一な傾斜を示す。

地すべり頭部に設置した伸縮計(S-1, S-2)はいずれも日変位量 $2.9 \times 10^{-2} \sim 4.1 \times 10^{-2}$ (mm/日)の変動を示し, 地すべり中腹部のS-3は $0.7 \times 10^{-2}$ (mm/日)の動きを示した(図1.2.4)。

地下水検層の結果, 潜在~準確定流動面が向ヶ丘層を中心に存在し, 活発な地下水流動を示している。一方, 地すべり発生後の降雨が少なかったことから, 水位変動は小さく, 降雨に対する反応も鈍い。

パイプ歪計に関しても同様に動きが少なく, 累積変動絶対値では $15 \sim 495 \mu\text{strain/月}$ の変動しか認められなかった。なお, 目視によるすべり面は有機質粘土や火山



写真1.2.1 主測線地すべり頭部の滑落崖

灰質粘土中に認められ, 固結した古いすべり面が確認された。従って, すべり面の判定については目視すべり面を重視し, 歪計の観測はそれを補完することにして, 総合的に判定した。また, 孔別すべり面最下深度から作成したすべり面等高線図は地すべりブロックの形態と良く調和している(図1.2.5)。

**地すべり機構**

調査結果から, 地すべり機構は以下のように考えられた。

素因

- ① 面を構成する地質がすべり面を形成しやすい火山灰質粘土や有機質粘土を挟在した向ヶ丘層で, 流れ盤となっていたこと。
- ② 過去の崩壊や地すべりにより末端部西部の受動側土塊が削割され, すべりに対して活動的となっていたことと, 谷部の洗掘により土塊のバランスを崩しやすかったこと。

誘因

- ① H18年7月豪雨により間隙水圧の上昇と洗掘が進行し, 地すべりが発生した。なお, 南西に付随するブロッ



図1.2.4 地盤伸縮変動図

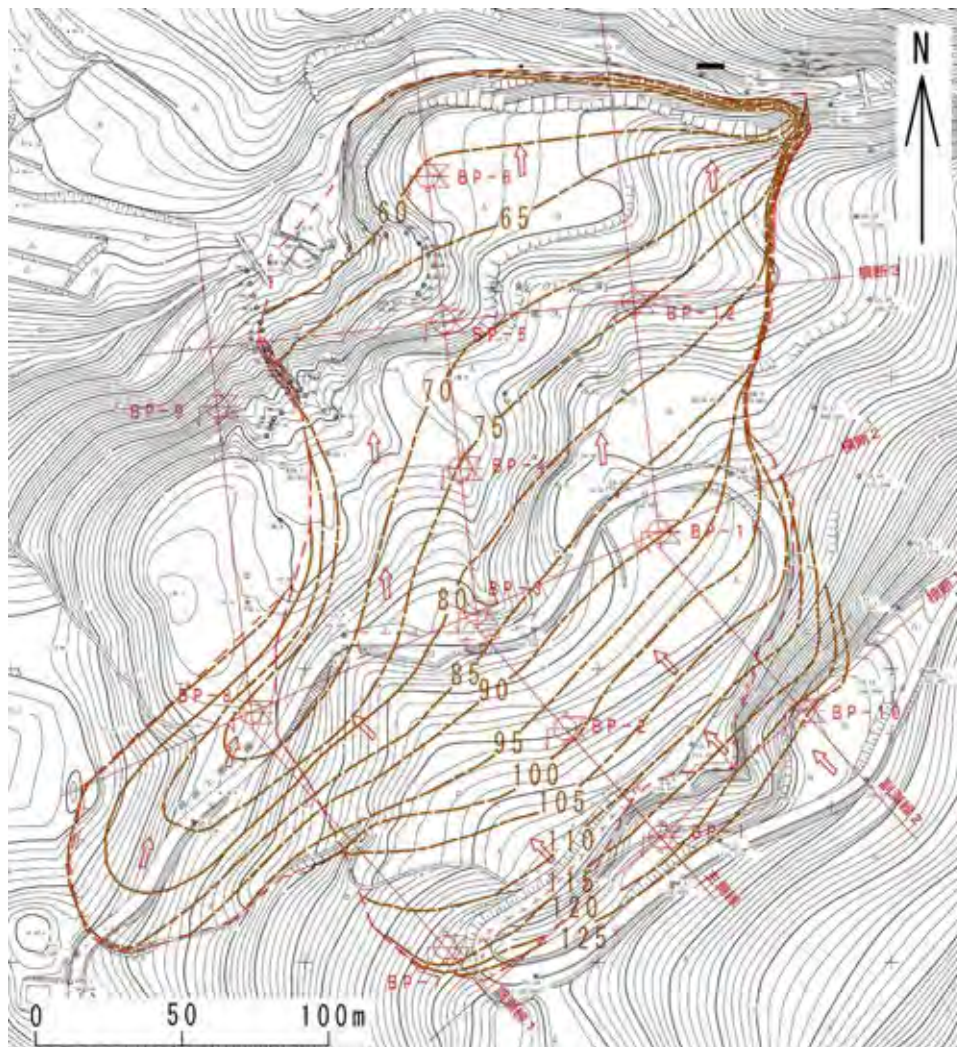


図1.2.5 すべり面の等高線図

クは船底状の基盤構造に規制され、主ブロックに引きずられるように移動している。

**地すべり対策工事**

すべり面

すべり面は、地すべり中腹部から末端の谷に至る R-1 (概算移動量 280 万 m<sup>3</sup>)、地すべり頭部から R-1 に連続する R-2 (概算移動量 450 万 m<sup>3</sup>) で、いずれも 2 円弧 1 直線型のすべりである。

土質定数

土質定数は現況  $H.W.F_s=1.00$  として逆算法により以下の値とした。 $\gamma_t=18 \text{ kN/m}^3$ ,  $c=17.3 \text{ kN/m}^2$ , R-1:  $\phi=4.97^\circ$ , R-2:  $\phi=7.48^\circ$ 。

計画安全率

移動土塊が民家や公共施設を直撃するわけではなく、谷部で一旦停止した後、土石流となって流下し、二次災害を引き起こすことが想定されることや、地すべりの規模を勘案して、計画安全率を  $P.F_s=1.15$  (R-1),  $P.F_s=1.10$  (R-2) とした。

計画対策工事

3 案の経済比較の結果、対策工事を以下のように決定した (図 1.2.6)。

- ① 上段集水井工  $H=18.5 \text{ m}$   
集水ボーリング  $L=55.0 \text{ m} \times 13 \text{ 本}$ ,  $\Sigma L=715.0 \text{ m}$ ,  
 $\theta=5^\circ$ , 排水ボーリング  $L=78.0 \text{ m}$ 。
- ② 上段横ボーリング工  
 $L=70 \sim 80 \text{ m} \times 7 \text{ 本}$ ,  $\Sigma L=530.0 \text{ m}$ ,  $\theta=4^\circ$ ,  
水路工  $L=76 \text{ m}$ 。
- ③ 下段横ボーリング工  
 $L=70 \text{ m} \times 13 \text{ 本}$ ,  $\Sigma L=910.0 \text{ m}$ ,  $\theta=4^\circ$ ,  
水路工  $L=61.5 \text{ m}$ 。
- ④ 杭工 (クサビ杭)

SM570 材  $\phi 508 \text{ mm}$ ,  $t=15 \text{ mm}$ ,  $D=1.7 \text{ m}$ ,  $H=7.5 \sim 30.0 \text{ m}$  (根入れ長  $L=6.53 \text{ m}$  以上),  $N=89 \text{ 本}$ 。

(4) 平成 19 年度災害時の対応

平成 18 年度災害の復旧工事が順調に推移していた中で、平成 19 年 7 月 16 日に谷川入り口の左岸側で再び地すべりが発生した。この時の雨量は 6 月 22~24 日に計 198 mm, 7 月 9~16 日には計 92 mm であった。地すべりは互いに隣接し、幅約 70 m, 長さ約 40 m で上流側に位置する A ブロック及び幅約 45 m, 長さ約 30 m で下流側に位置する B ブロックである (図 1.2.7)。

直ちに警報装置に接続した伸縮計を 2 基設置して監視を行い、調査に取りかかった (後に A ブロックは排土工+横ボーリング工, B ブロックはアンカー工+横ボーリング工で復旧)。また、8 月 31 日には 0~2 時の時間雨量が各々 87 mm, 70 mm の計 157 mm に達する豪雨となって災害が発生し、隠岐全域に甚大な被害をもたらした。このうち谷川では約 1,000 m<sup>3</sup> の土砂が下流に流出し、家屋, 耕地, 町道, 水道施設等が被災した (写真 1.2.2)。

谷川上流域には山腹崩壊による倒木が多数存在し、河道内に堆積している土砂は約 9,900 m<sup>3</sup> に及んだ。谷川入り口部の平成 19 年度緊急地すべりブロックは被害の拡大を免れたが、平成 18 年度緊急地すべり対策ブロックでは、洗掘によりすべり面が露出し (写真 1.2.3), 危険な状態となるなどの被害を受けた (後に 2 基の砂防ダムで対策)。この平成 18 年度地すべり時の状況と対応を以下に述べる。

**平成 18 年度地すべりブロック**

平成 18 年度の地すべりの現場では、集水井工, 上段横ボーリング工と水路工, 下段横ボーリング工のほぼ半分が完成し、杭工の掘削が開始された直後であった。災

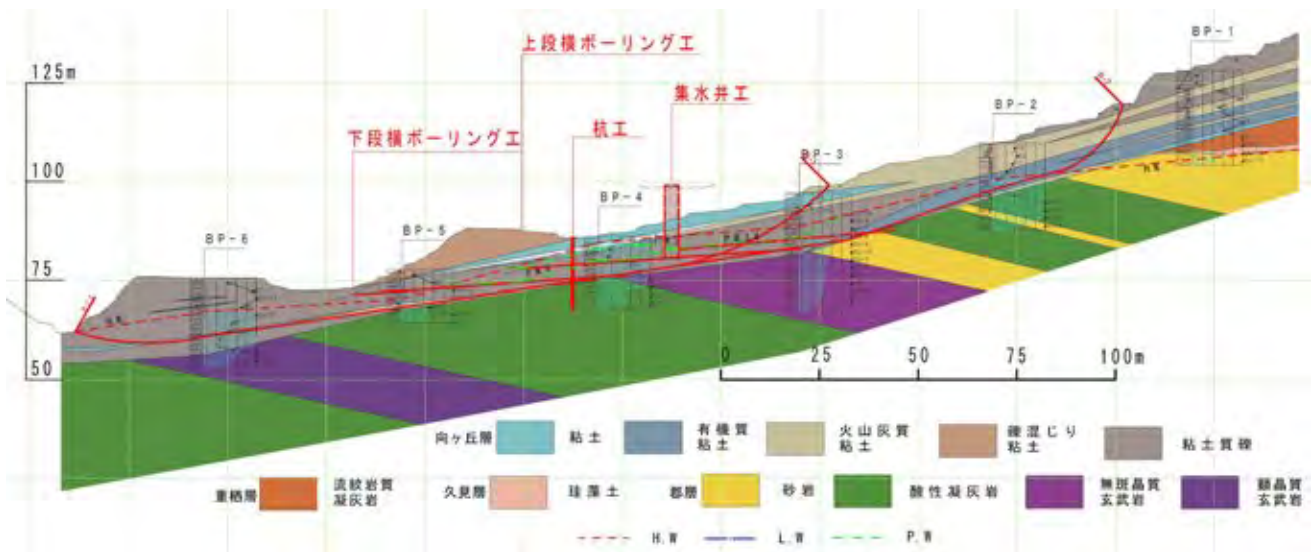


図 1.2.6 主測線断面図



図 1.2.7 平成 18,19 年度の地すべりブロックと平成 19 年度緊急砂防のダム位置

茶色の破線は平成 18 年度地すべりブロック。茶色の実線は右から平成 19 年度 A, B ブロック。橙色は同年度災害で谷川に計画・施工した砂防ダム。

害による被害は林道のり面の表層崩壊が複数発生し、地表水の集中により水路がほぼ全壊したほか、杭作業構台の一部が変形した。災害発生時の伸縮計のデータでは、主測線頭部の S-1 で 8 月 29 日の豪雨直後に 25 mm の引張り変動を生じ、中部の S-3 では土砂の崩落により観測不能となった。一方、副測線頭部の S-2 では 2 mm の圧縮変動に留まった。

水位は、全孔ともに 8 月 31 日前後から大きく上昇したものの、下降も急激で (図 1.2.8)、集水井工と横ボーリング工による地下水排除量は 1,300 l / 分 (9 月 2 日時点) に及んでいた。なお、この災害時の降雨で観測された水位は、BP-3 を除いて調査時の最高水位を上回っている。パイプ歪計では多くの孔で 100~200  $\mu$  strain の歪が認められたが、歪量の増大にはつながらず、地すべり土塊が一時的に不安定化したものの、動き出すまでには至っていないと判断された。

この時の水位を用いて安定解析を実施したところ R-1 で  $F_s=0.955$ 、R-2 で  $F_s=0.946$  と大きく安全率が低下した。地すべりが沈静化した理由は、地下水の排除により水位が急激に低下したためと考えられ、地下水排除の効果が極めて高いことが判明した。すべての工事は平成 19



写真 1.2.2 平成 19 年 8 月豪雨による谷川下流域の被災状況

年 12 月 14 に完了しており、工事後の水位観測により、計画を 1~2% 上回る安全率が得られた。

#### (5) 地すべりの監視と警報

平成 18 年度発生地のすべりは民家から遠く、電源がないことから、太陽光発電による伸縮計 S-2 に、電話回線



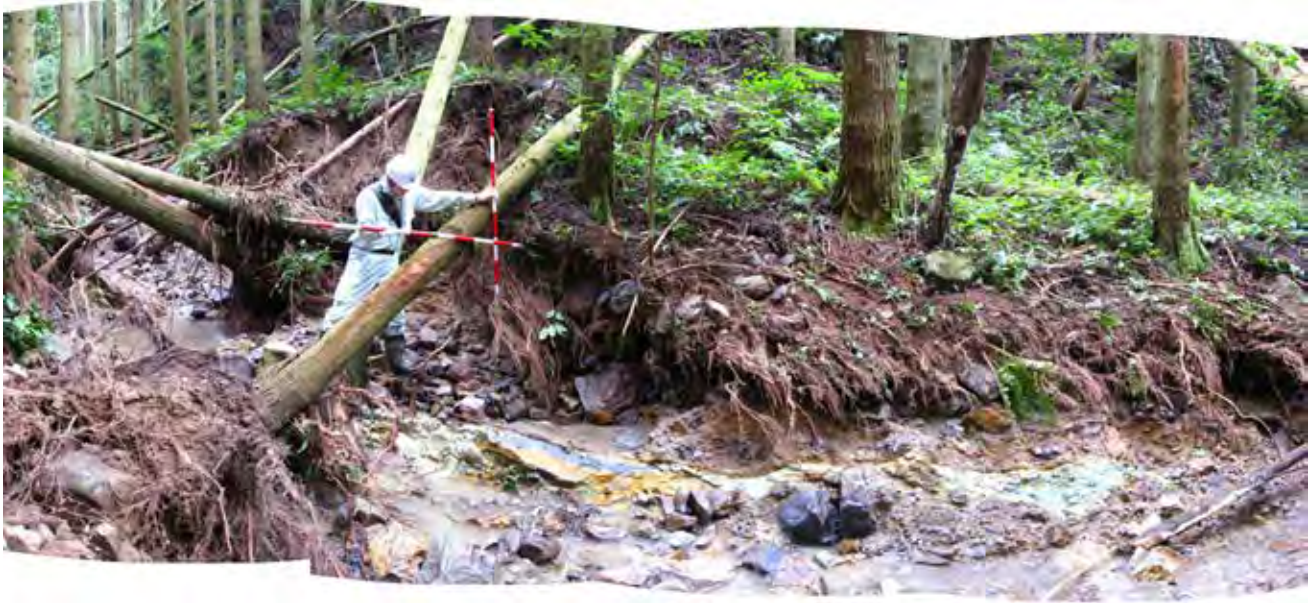


写真1.2.3 平成19年8月豪雨による平成18年度地すべり末端の洗掘状況  
河床の水色部がすべり面(向ヶ丘層火山灰質粘土)。

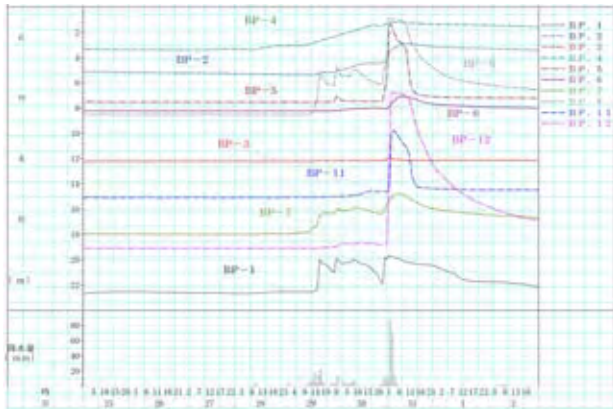


図1.2.8 平成19年豪雨災害時の水位計の記録

によって異常時の通報を行うシステムを導入した。これは予め登録されていた県・町・コンサルタントの各担当者に時間移動量7mm/hで異常を知らせるシステムである。これを受けた場合、直ちに現地状況をチェックするとともに、必要に応じて避難を呼びかけることになる。

平成19年度発生山谷川入口の地すべりでは、2基の伸縮計S-4、5と太陽光発電装置を付けた2箇所の警報装置を結び、時間移動量7mm/hでサイレンが鳴るシステムを構築した。平成19年8月豪雨の直後には、民家の上流にある治山堰堤に土石流センサーを設置し、異常時にはサイレンが鳴るシステムを構築した。また、2基の砂防ダムのうち上流側のものは、平成18年度地すべりの末端部の掘削をとめない、地すべりの助長が懸念されることから、新たに伸縮計を設置し、警報装置+サイレンで施工中の避難態勢を確保した。さらに、これとBP-6の水位・歪

計のデータを1時間毎にモニターし、県土整備局、建設会社、コンサルタント事務所の3箇所でもモニタリングを行い、異常の検知に努めた(図1.2.9)。

#### (6) 避難体制

平成18年度地すべりにより、大規模な土石流の発生と上那久～海岸部の浜那久集落<sup>はまなぐ</sup>まで土石流の到達が懸念された(図1.2.10)。このため、緊急時の連絡体制を構築し、島根県、隠岐の島町との防災協議、避難計画の策定、地元説明会の開催、避難訓練を実施した。

##### 避難の警戒レベル

###### ① 警戒体制(避難準備)

時間雨量が20mmあるいは日雨量が70mmを越えたときや、連続して警報が鳴り、地鳴りや震動、谷の水の減少などの地すべりの兆候が見えたとき。

###### ② 避難レベル1(避難区域:谷川下流域, 避難場所:那久小学校)

地すべりが継続し、谷川で小規模な土石流が発生したとき。

###### ③ 避難レベル2(避難区域:避難レベル1+那久川上流域, 避難場所:那久小学校)

地すべりが継続し、谷川で土石流が頻発したとき。

###### ④ 避難レベル3(避難区域:避難レベル2+那久川下流域, 避難場所:地区外)

谷川からの土石流が那久川に堆積し、那久川の湛水域が広がって土石流発生の危険性があるとき。

平成19年7月の地すべり災害では、時間雨量は20mmを超えるものはなかったが、日雨量は6月22日に121mm、同24日に77mmに達した。一方、伸縮計(S-1)の伸び

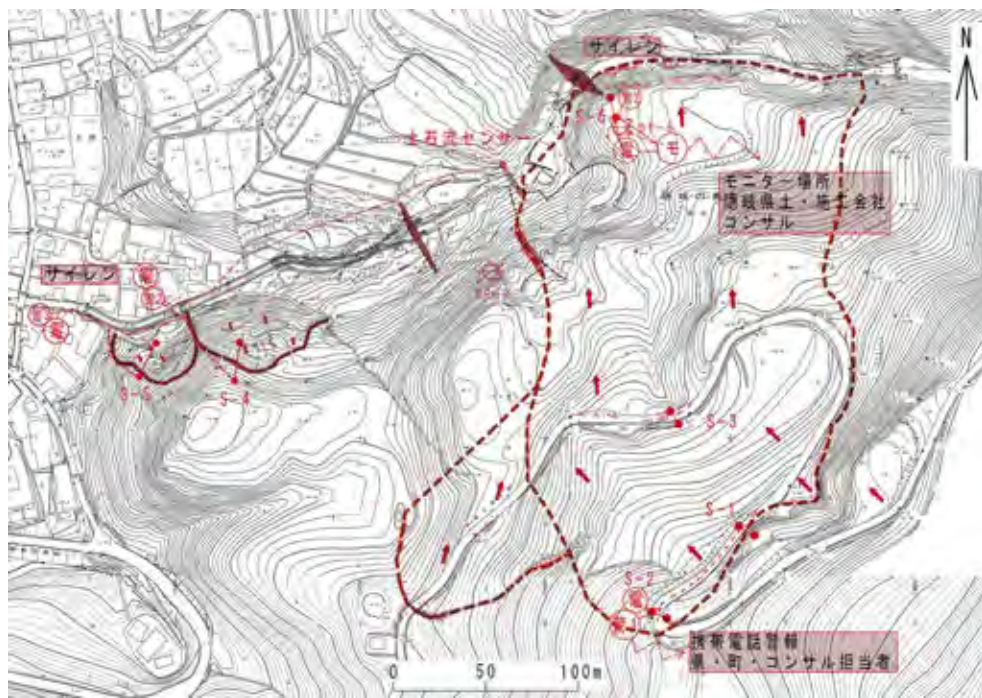


図1.2.9 地すべり・土石流の監視体制

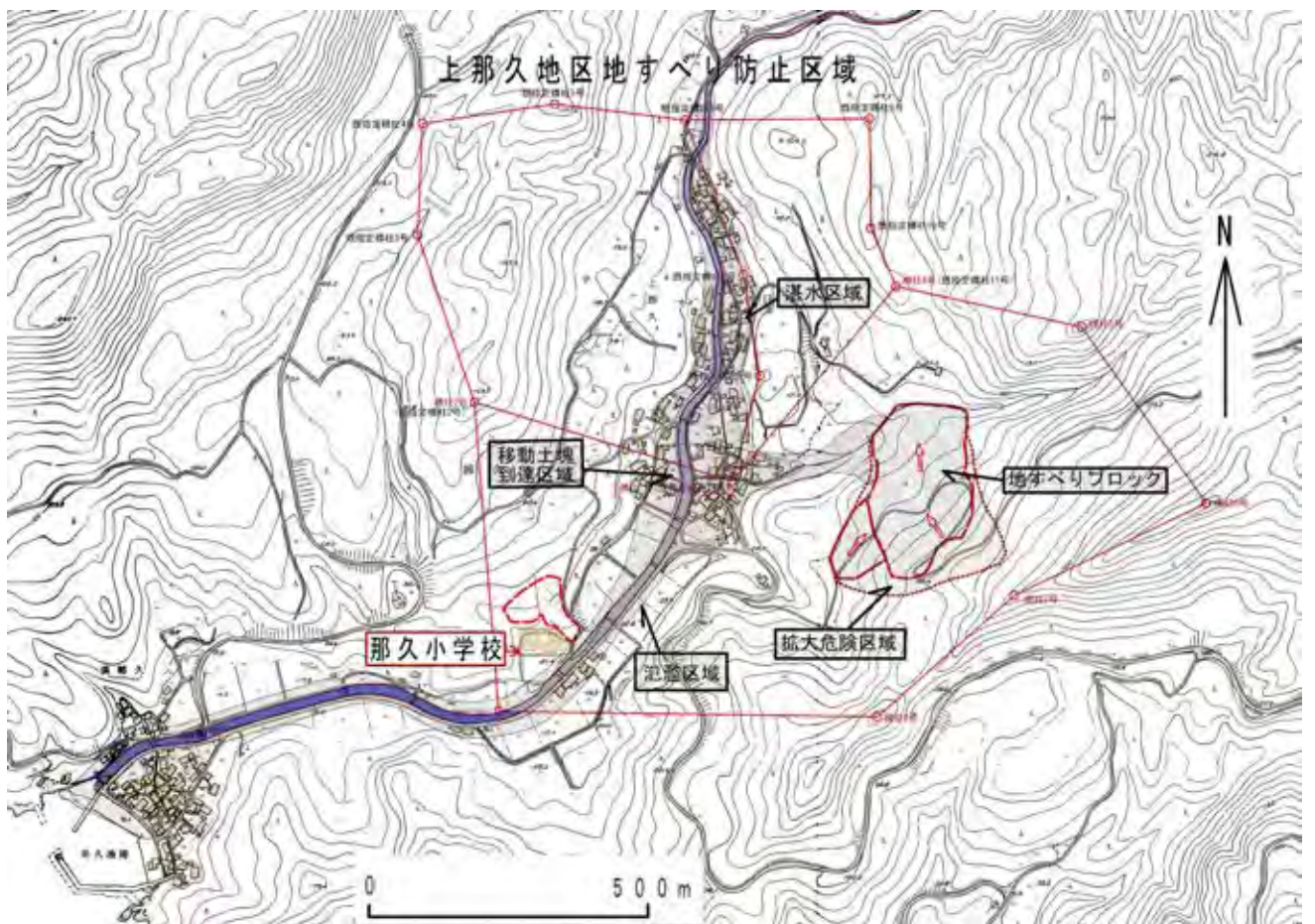


図1.2.10 上那久地区の氾濫想定図

が最大0.4 mm/hと小さかったために警報は鳴らず、地すべりの兆候も認められなかったことから避難は行われなかった。しかしながら7月の地すべり被災箇所は民家に近いため、監視体制を強化した。同年8月の豪雨災害では、平成18年度、同19年度地すべりともに警報装置が作動するレベルの変位は発生しなかった。

一方、時間雨量、日雨量ともに避難準備レベルを超えていたにもかかわらず、豪雨で町内放送が聞こえにくかったことや、家屋に流入した土砂の片付けに追われて避難ができなかった例も認められた。また、那久川の増水や県道の崖崩れにより、避難そのものが不可能であったことも判明した。

災害時には想定外の事態が発生し、対処が困難になることが明確になったために、避難体制を次のように改めた。豪雨が予想される場合には、消防団員による独居老人の避難を優先させること、豪雨の間は家屋の安全な場所に退避すること、危険が迫ったら安全と思われる家屋への住民の一時避難を行うこととした。

【村上 久・土屋伸生】

## 引用文献

村上 久 (2009) : 第11章 災害地質. 西郷地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, pp.106-108.  
山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2010) : 5万分の1地質図幅「西郷」, 産総研地質調査総合センター.

## 2.1.2 大黒山北麓の地すべりについて

### (1) はじめに

島根県出雲市斐川町学頭地内に位置する大黒山の周辺(図1.2.11)では、古くから地すべりが頻発し、人々の生活を脅かしてきた。特に大黒山北麓の下畑第一地区地すべりは、豪雨時に断続的に変動する崩壊型地すべりであり、比較的多くの災害の記録が残っている。そこで、まず下畑第一地区地すべりの概要を述べた後、代表的な災害2例について紹介する。

### (2) 地形・地質概要

下畑第一地区地すべりは大黒山山頂から500mほど北側にあり、標高40~180m、幅約500m、長さ約800mにおよぶなだらかな斜面を形成する。この緩斜面上には北から南に向かう直線的な谷が幾筋か刻まれるが、晴天時に流水があることは少ない。

地すべり地東側を砂防指定河川の門田川が、西側を大井川が流れ、地区の北部で合流する。地すべり地は両者に挟まれた台地状を示す。

地質と地形は密接な関係が見られる。図1.2.12に地すべり地内の地質図を示す。地層名は鹿野ほか(1991)に従う。大黒山に近い南部では新第三紀中新世大森層の安



図1.2.11 大黒山北麓の位置図

山岩溶岩が分布し、やや急峻な地形を有する。安山岩は黒色・硬質であり、肉眼では無斑晶質に見える。顕微鏡観察によると、斑晶はごく少量の斜長石と単斜輝石から成り、石基は流理構造が顕著である(ピロタキシティック組織)。

より南方に位置する加茂町大山の安山岩が、斜長石、斜方輝石、単斜輝石の斑晶を相対的に多く含み、ガラス質であること(ハイアロオプティック組織)と対比される。陸上に噴出した溶岩とされているが、地層の上部ではハイアロクラスタイトの岩相を示す箇所がある。

地区の大部分を占める台地の地下には大森層の礫岩が分布する。含まれる礫は下位の安山岩に由来するが、そのほか酸性の凝灰岩や火山礫凝灰岩の薄層を挟むことがある。この層は上位にいくにしたがって礫が少なくなり、中粒砂岩へと移行する。砂岩には層理が認められることが多い。走向N80°E~N76°W、傾斜12~32°Nを示す。斜面に対して流れ盤であり、地すべり方向と地層傾斜方向はほぼ同じである。

表層にはこれらの岩石を起源とする崩積土が堆積している。斜面上部では硬質な安山岩礫を多く含む砂・粘性土が主体であり、下部に行くにつれて軟質な粘性土へと変化している。

### (3) 地すべりの履歴

地区の周辺では遺跡が数箇所見られ、集落遺構や縄文土器、黒曜石あるいは須恵器、土師器、陶磁器が出土している(池橋, 2004)。したがって、古くから人の居住はあったと思われるが、開発が進んだのは多少なりとも農業土木技術が進歩した江戸時代以降である。地区住民への聞き取り調査の結果によると、入植は1600年頃から一気に進んだと考えられ、その名残はこのあたりの字名がすべて「畑谷」ということに残っている。

出雲国では戦国から安土桃山時代にかけて中世的な所領の枠組みが消滅し、新しい村々が生まれていった時期に当たる。このような時代背景は「荘原歴史物語」(池橋, 2004)に詳しく述べられている。

その当時から地すべりの被害は顕著だったようで、圃

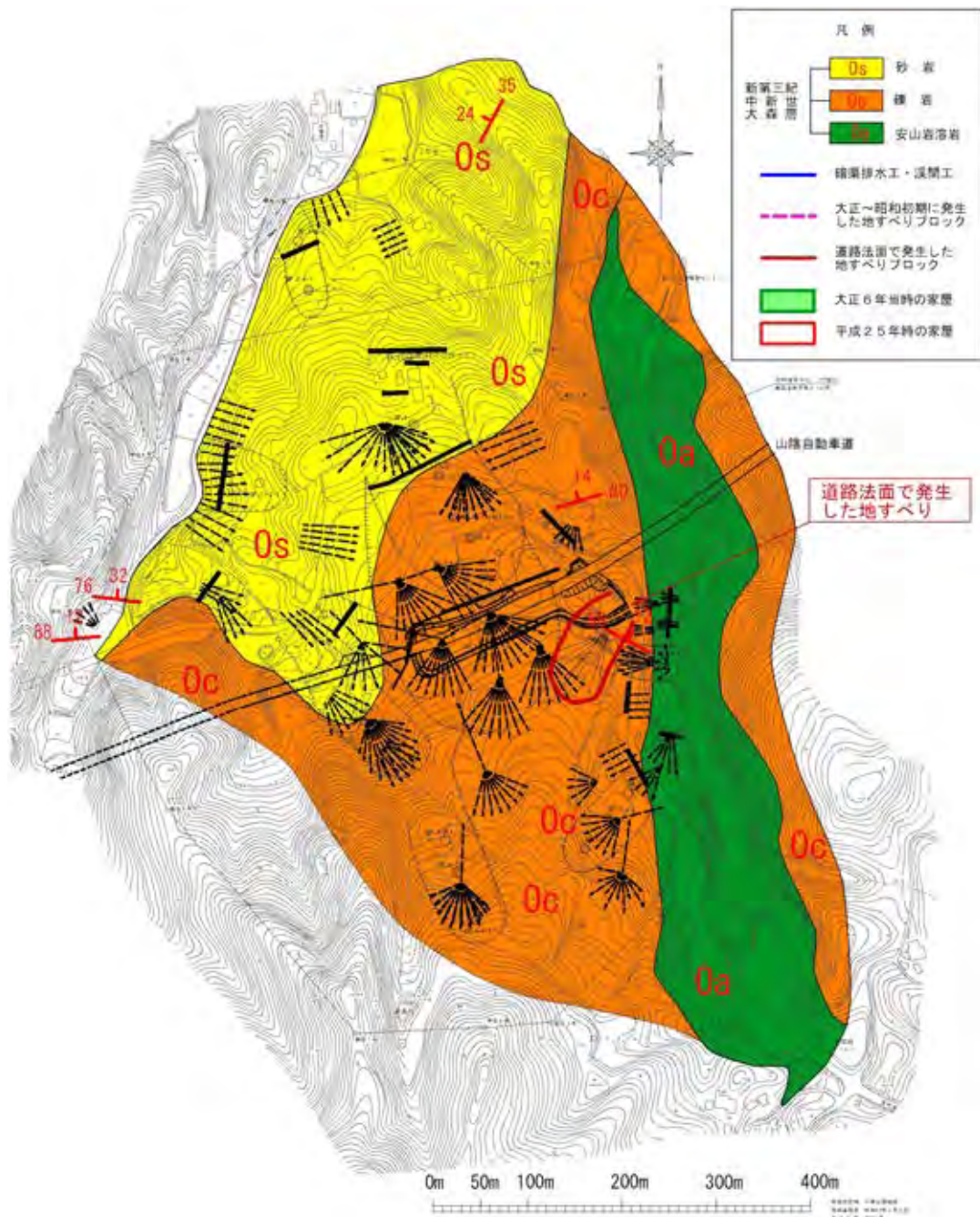


図1.2.12 大黒山北麓（下畑第一地区）地質図

場の変形が毎年のように起こり、境界のトラブルが絶えなかったらしい。山麓での崩壊は継続しており、「昔とは山の形が変わった」とか、「雨のため土砂が流れると山が低くなって、大黒主命は大変お嘆きになるので、参拝する人々は砂を持って登る。そうすると不思議に災いがなくなり作物もよくできる。」といった言い伝えがある。

大黒山東麓の地すべりは、久利層流紋岩や火砕岩がキャップロックとなり、下位の泥岩との境界ですべりを生じている。慢性的に滑動する粘稠型地すべりである。よって地区全体が壊滅的な被害を受けることは少なく、過去の集中豪雨時には亀裂や家屋の変状は生じたものの、

居住不能家屋はほとんどなかった。これに対し、北側の下畑第一地区地すべりは大森層の安山岩がキャップロックの役目を果たし、台地の地下に分布する礫岩や砂岩の層理面に沿って地すべりが発生している。豪雨時に激しく滑動する崩壊型地すべりであり、何十年に一度の災害時には甚大な被害を被っている（浜崎・原，2010）。記録に残りやすい地すべりだったと言える。

このような中で、昭和初期に農林省直轄事業による地下水排除工（後述）、昭和59～60年の広域農道建設に伴う地すべり対策工事が実施された。昭和49年9月27日に当時の農林省によって、下畑第一地区として地すべ

り防止区域に指定され(島根の地すべり編集委員会編, 1990), 昭和50年から島根県による対策事業が継続している。

(4) 昭和初期の農林省直轄事業

下畑第一地区が地すべりのために深刻な被害を受け始めたのは、大正5年頃からと言われる。大正7年には、発生した地すべりのため家屋が倒壊したり立ち退きを余儀なくされたりして、もともと28戸あった家屋は大正10年には17戸となった。水田は4.5haあったものが2.5haに激減した。

そこで、昭和12年10月から、当時の農林省は対策事業を本省直轄、全額国庫負担で取り上げ、表層と岩盤との間の地下水排除を中心とした工事に着手した。この事業は戦争の進展にもかかわらず続行され、ほぼ5年の後には完成して一応当面の不安を取り去った(斐川町教育委員会, 1972)。

現在の状況は写真1.2.4~7のとおりである。地すべり地頭部の竹林に入ると、かつてあった家屋や墓地の跡、その後に拡大した地盤の亀裂が随所に見られる。今までに残る記録と現地踏査から推定し、図1.2.13に大正7年に発生したと考えられる地すべりブロックを示す。

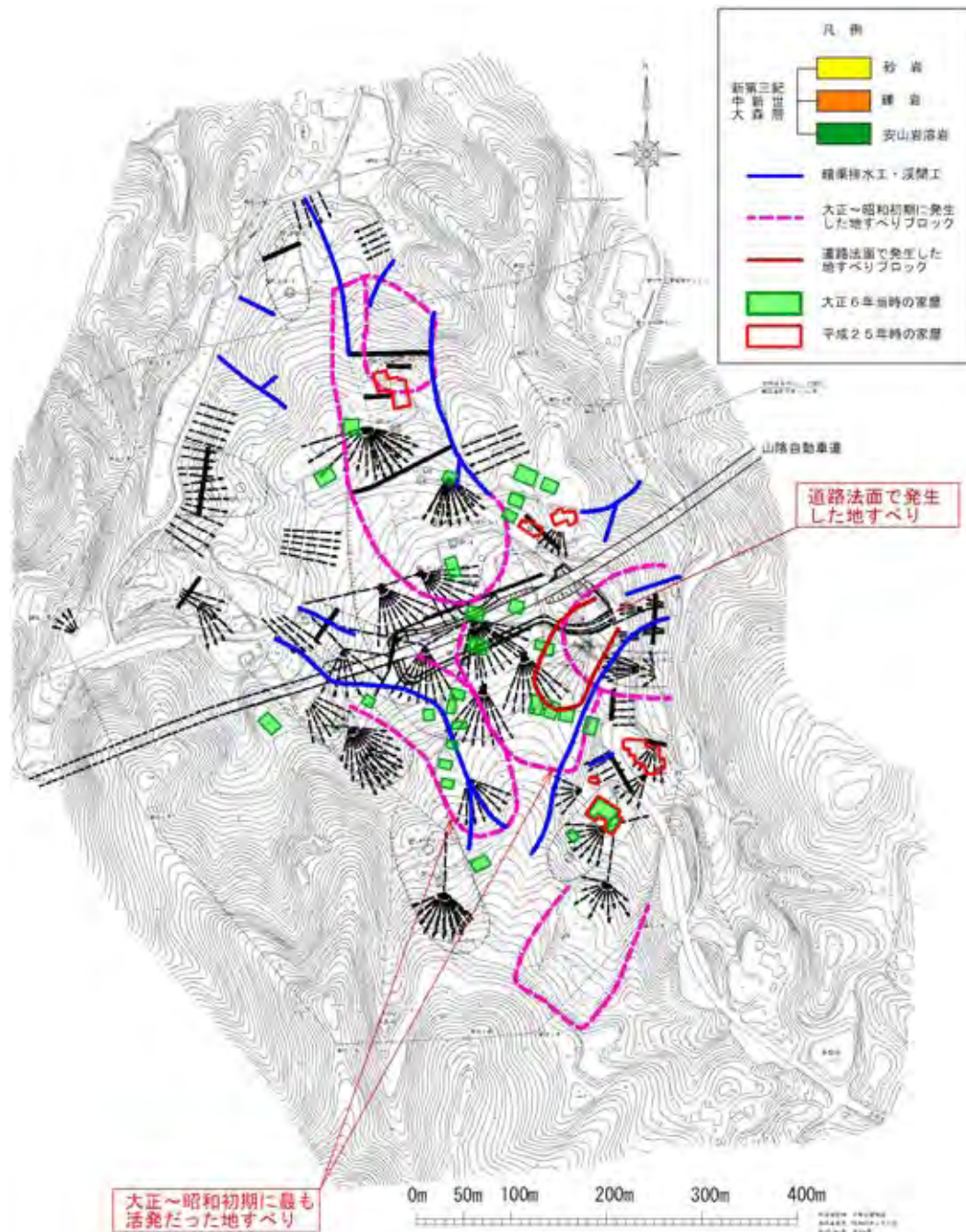


図1.2.13 下畑第一地区平面図  
大正～昭和にかけて滑動した地すべりブロックを記載。



写真 1.2.4 昭和 17 年頃建立された地すべり防止記念碑



写真 1.2.5 地すべり地頭部の全景

ボールの位置は暗渠工が陥没してできた凹地。遠くに見える崖は地すべりによる滑落崖。



写真 1.2.6 大正時代に発生した地盤の亀裂  
その後、豪雨のたびに拡大した。

対策工事は暗渠排水工と溪間工が主体のようである。主要な谷には、石積みの流路工が布設され、所々に小規模の落差工や帯工が配置されている。落差工や帯工はセメントモルタルを使用しながら石を積み上げて作られている。

この溪間工を起点に暗渠排水工が何箇所も設置されている。言い伝えによると、人力で数 m 掘削し、石やそだ、



写真 1.2.7 昭和初期に建設された落差工  
この地すべりによって破損した。

竹等で建設されたらしいが、詳細な構造は不明である。

その後の地すべりの進行によって、昭和 49 年の地すべり指定時には既にこれらの対策工事の大半が破損しており、機能を果たしていなかった。部分的には補修した跡が見られるが、多くは荒廃したまま現在に至っている。今でも暗渠工の跡が陥没してできた凹地や落差工・流路工の破損に至る所で見ることができる。

昭和 50 年度からの島根県による第 1 期工事、平成 3 年度からの第 2 期工事では、集水井工による深層地下水排除工が主体に実施された (図 1.2.13、図 1.2.14)。

地すべり地の頭部、つまり山陰自動車道付近よりも南側にある集水井は降雨時に湧水量が増大し、白濁あるいは黄褐色の濁りが認められ、すべり面周辺の崩積土や風化層の水が集水されていると推定される。地すべり地下部にある集水井はすべり面周辺だけでなく基盤岩中の水も集水していると考えられ、水量が安定し、水質もよい。

その後、山陰自動車道の建設に当たり、集水井工によって徹底的な地下水排除が行われた結果、現時点では地すべりはひとまず沈静化している。

しかし、たび重なる地すべりによって生活の基盤を奪われた結果、居住する人家は減る一方であった。表 1.2.1 に家屋数の推移を示し、図 1.2.13 に当時と今の家屋位置

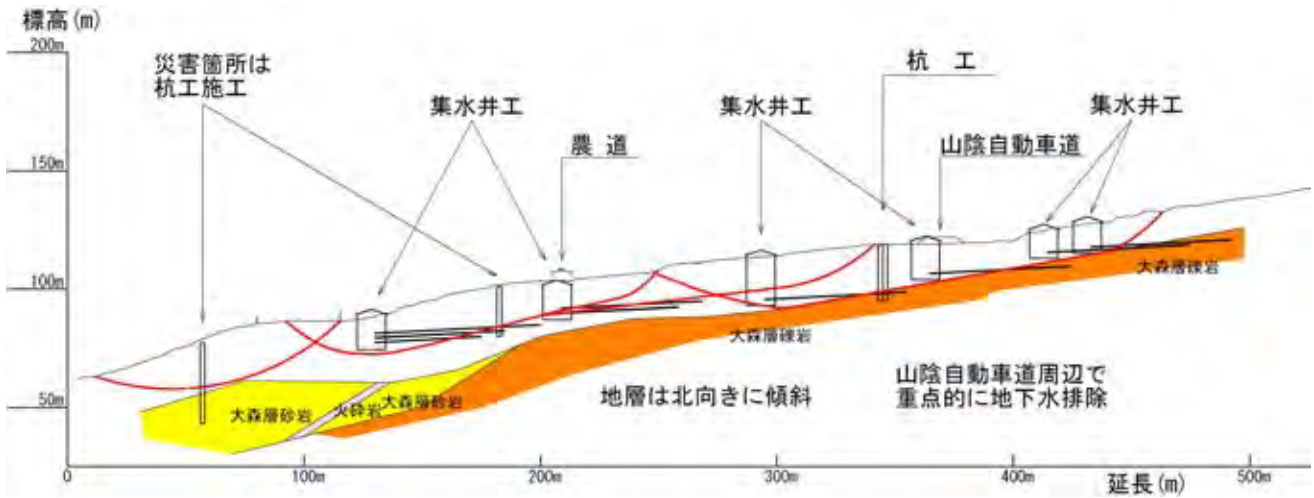


図1.2.14 地すべり模式断面図

表1.2.1 家屋数の推移

年	転居数	家屋数	災害の状況
大正8年 (1917)	-	28	
大正10年 (1921)	11	17	大正7年頃から地すべりが活発になる
昭和36年 (1961)	4	13	地すべりの継続
昭和40年 (1965)	4	9	昭和39年集中豪雨地すべりが活発化 門田川で土石流発生
昭和50年 (1975)	1	8	昭和47年集中豪雨 昭和49年に地すべり 区域指定
平成25年 (2013)	-	4	

を表す。現在、地すべりブロック内にある家屋は、公民館も含め5戸である。以前は可能であった稲作も、かんがい設備を失った結果、現在ではほとんど耕作が行われていない。

(5) 広域農道のり面で発生した地すべり

地すべりの主要部は小康状態にあるものの、台地の側方や末端部ではわずかに土塊のバランスを変化させただけで、地すべりを再発させることがある。以下に示すのは、平成14年に道路のり面を掘削した際に発生した地すべりである。

この周辺でも大正から昭和の時代から断続的に土塊の滑動が認められていた。よって、前述のような暗渠排水工や流路工が施工されており、地すべり指定後も集水井工や水抜ボーリング工が実施されていた。

平成14年1月30日、道路改良工事に伴い掘削を行った時点で、のり面の一部に亀裂を生じた。その後数日にわたって、滑落崖の形成、地盤の亀裂、末端部の土塊の

押し出しが進行し、明瞭な地すべりブロックを形成するに至った。その結果、既に施工済みの集水井工は天端から4mの深さで押し出しを受け、大きく変形・傾動した(写真1.2.8~9)。

のり面に出現したすべり面を観察すると、いくつかの特徴が見られる。写真1.2.10~11にすべり面を示す。のり面に分布するのは大森層の礫岩である。

すべり面には、幅5~20cmの暗赤褐色(チョコレート色)の粘土層が挟在する。5mm程度の岩片がわずかに散在するものの、肉眼では均質に見える風化粘土である。層の上部数10cmの範囲でも赤灰色を呈するが、この暗赤褐色粘土層は非常に際立っている。暗赤褐色層の下部は淡緑灰~黄灰~灰白色の凝灰岩風化層であり、その直下は亀裂の多い岩盤になる。これらの層の境界は非常に明瞭である。

すべり面は、暗赤褐色粘土層内に生じる場合(写真1.2.12)と、下部の淡緑灰色粘土層との境界に生じる場合(写真1.2.10)とがある。

そこですべり面周辺の風化土を採取し、X線回折による鉱物の同定を行った。試料採取位置は写真1.2.13のとおりであり、結果を表1.2.2に示す。一番上部の試料1は、少量の石英と長石以外はカオリン鉱物(ハロイサイト)のピークが主であり、原岩はほとんど粘土鉱物化している。ハロイサイトの形成温度は100℃以下であり、弱酸性の地表水による加水分解で生じること(吉村, 2001)から、試料1はごく一般的な風化土といえる。スメクタイトも見られるが、相対的にピークが弱く不明瞭である。

試料2の凝灰岩風化土では、ハロイサイトが消失し、スメクタイトが主になる。すべり面直上の試料3(赤灰色粘土)では、スメクタイトのほかに、赤鉄鉱が多く含まれるようになる。原岩の組織をわずかに残し、水簸すると細粒な長石や岩片が認められる。

すべり面を形成する試料4の暗赤褐色は赤鉄鉱由来で

表1.2.2 X線回折による鉱物の同定結果表

番号	採取位置の土質	石英	長石	ハロイサイト	イライト	スメクタイト	赤鉄鉱
1	礫岩風化土、礫や岩片を除いたもの	△	○	◎	△	△	—
2	黄灰色の凝灰岩風化土	△	○	—	△	○	—
3	すべり面直上の赤灰色粘土(凝灰岩風化土)	△	○	—	△	◎	○
4	すべり面が存在する暗赤褐色の粘土	△	○	—	△	◎	◎

◎:多い、○:やや多い、△:少ない、—:ほとんど見られない



写真1.2.8 広域農道のり面で発生した地すべり

写真1.2.9 地すべりによって変形した集水井  
湧水は多い。

ある。スメクタイトのピークは他と比較して強く明瞭になっている。近隣の地すべり地では、この層からクリストバライトのピークが現れた例がある。

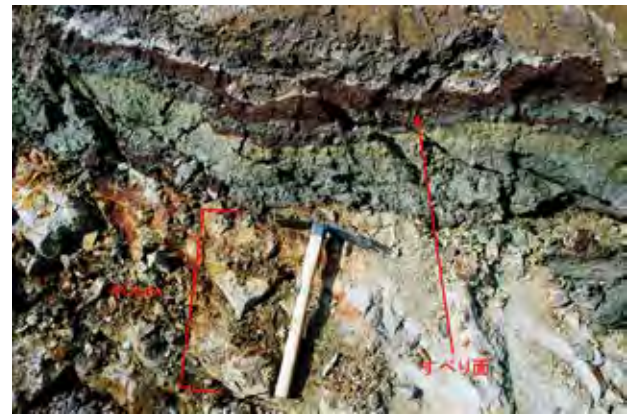
スメクタイトは低温の中性あるいはアルカリ性環境で生成し、広く分布する。また赤鉄鉱は pH3 程度で沈着する。すべり面付近では土に含まれる黄鉄鉱の分解が終わり、pH が高くなっているため、スメクタイトや赤鉄鉱が濃集しやすい状態であると考えられる。

試料4のような暗赤褐色粘土層は原岩の組織をほとん



写真1.2.10 地すべりの末端部

すべり面は淡緑灰色の硬質粘土層と暗赤褐色粘土層の境界に形成されている。

写真1.2.11 すべり面の拡大写真  
暗赤褐色の粘土層が特徴的である。

ど残していない。淡緑灰色や灰白色の細粒な火山灰層に挟まれて存在することが多いので、礫岩層中に挟在する酸性凝灰岩を起源とするように思われる。

このような暗赤褐色粘土層は、下畑第一地区の大森層の礫岩・砂岩層でボーリングを行うと、しばしば見かけることがある。それが必ずしもすべり面を含んでいるとは限らないが、地すべり調査設計を行う上で要注意であることは間違いない。

## (6) まとめ

下畑第一地区の地すべりは現在小康状態にあり、ここ数年は動きが見られていない。もともと大森層は硬質な安山岩溶岩や礫岩から成り、キャップロックとなることはあっても、地すべりは比較的少ないとされてきた。しかし一口に礫岩・砂岩と言っても、実際には酸性凝灰岩や泥質岩を随所で挟在する。これらの層で集中的に風化が進むことでスメクタイトが濃集し、すべり面を形成することがある。



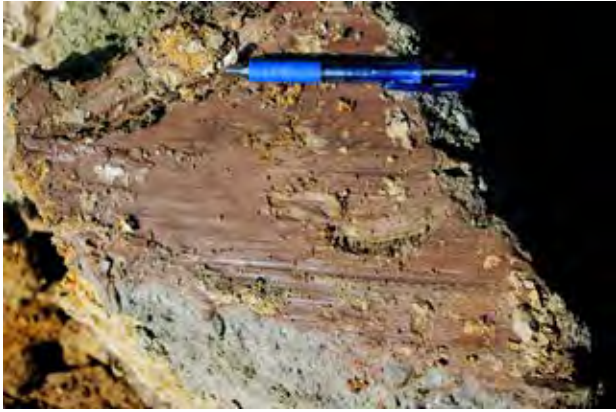


写真1.2.12 暗赤褐色粘土層内で見られるすべり面



写真1.2.13 X線分析試料の採取位置

大黒山周辺の自然斜面における地すべりは、長年実施されてきた対策のおかげで沈静化している。一方で、建設工事に伴い、土塊のバランスを狂わせたことで地すべりが再発したり、新たな地すべりを引き起こしたりする例が多く報告されている。

今後、斜面災害を考える上では、これらの地質的な素因を見逃すことなく、正確で効果的な調査を行うことが求められる。

**謝辞** 島根県農林水産部農地整備課及び出雲県土整備事務所には、今まで実施した調査・設計・工事の資料を提供していただき、図面の使用を許可していただいた。出雲市には広域農道改良工事の調査設計資料を提供していただいた。地表踏査に当たっては、島根大学名誉教授山内靖喜氏に大変お世話になり、現地で貴重なご助言をいただいた。X線回折による鉱物の同定は、永島晴夫氏(元・島根県産業技術センター)にお願いした。ここに記して感謝します。

【原 裕二】

## 引用文献

池橋達雄(2004): 莊原歴史物語. 莊原公民館, pp.76-79.  
 鹿野和彦・竹内圭司・松浦浩久(1991): 今市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, pp.33-40.  
 島根の地すべり編集委員会編(1990): 島根の地すべり. 島根県農林部, 200p.  
 浜崎 晃・原 裕二(2010): 宍道地溝帯, 新第三系中新統の地すべり. 中国四国地方の応用地質学(日本応用地質学会中国四国支部編), pp.152-153.  
 斐川町教育委員会(1972): 斐川町史. pp.630-631.  
 吉村尚久編(2001): 粘土鉱物と変質作用(地学双書). 地学団体研究会, 300p.

### 2.1.3 石見銀山遺跡の斜面における落石の特徴

#### (1) はじめに

石見銀山遺跡(図1.2.15)は島根県のほぼ中央部の大田市にあり、2007年7月(平成19年7月)に「石見銀山遺跡とその文化的景観」として世界遺産に登録された。この登録を受けて注目を浴びている最中に遺跡内の道路沿いで落石が発生したことから、観光客等が来訪する範囲や住民の生活圏を対象に落石調査を行うことになった。

石見銀山では、長きにわたり鉱山開発がすすめられたことにより、山々は露頭掘り、坑道掘削、住居や作業場の造成などにより多くの地形改変がなされてきた。その結果、人工斜面と考えられる切土面の不安定化が進み、一部では崩壊に至っているところがある。

一方、製錬には膨大な木材燃料の供給が必要であったが、伐採等が森林資源の適切な管理下に行われたことにより、今日でも豊かな山林を残している(島根県教育庁文化財課世界遺産室編, 2012)。しかし、天然更新による倒木により小規模な崩壊が発生しており、それに伴って落石が発生しているところが多数みられた。そこで、本稿では石見銀山遺跡内でみられる落石の発生源となる浮石の生成過程について紹介する。

#### (2) 石見銀山(銀山柵内, 大森地区)の落石の特徴 地形・地質

石見銀山遺跡のうち、中心となっている銀山柵内及び大森地区は大田市大森町～仁摩町に所在し、指定範囲は採掘が行われた仙ノ山と戦国時代に山吹城が築かれた要害山を含む東西約2.4km、南北約2.7kmに及ぶ。遺跡の中心となる大森町は、石見地方に特徴的な標高100mから250mの低山地の中にある。集落の標高は代官所付近で約110m、羅漢寺五百羅漢横の石見銀山公園付近で約130mである。

標高537mの仙ノ山と山吹城跡のある標高414mの要害山の狭隘な谷間を銀山川が流れ、その流れに沿って街並みが形成されている。仙ノ山の頂上部は北東から南西方向に平坦地が広がるが、街並みから山頂部に至る斜面は急峻である(写真1.2.14)。

銀山柵内及び大森付近の地質は、鹿野ほか(2001)に

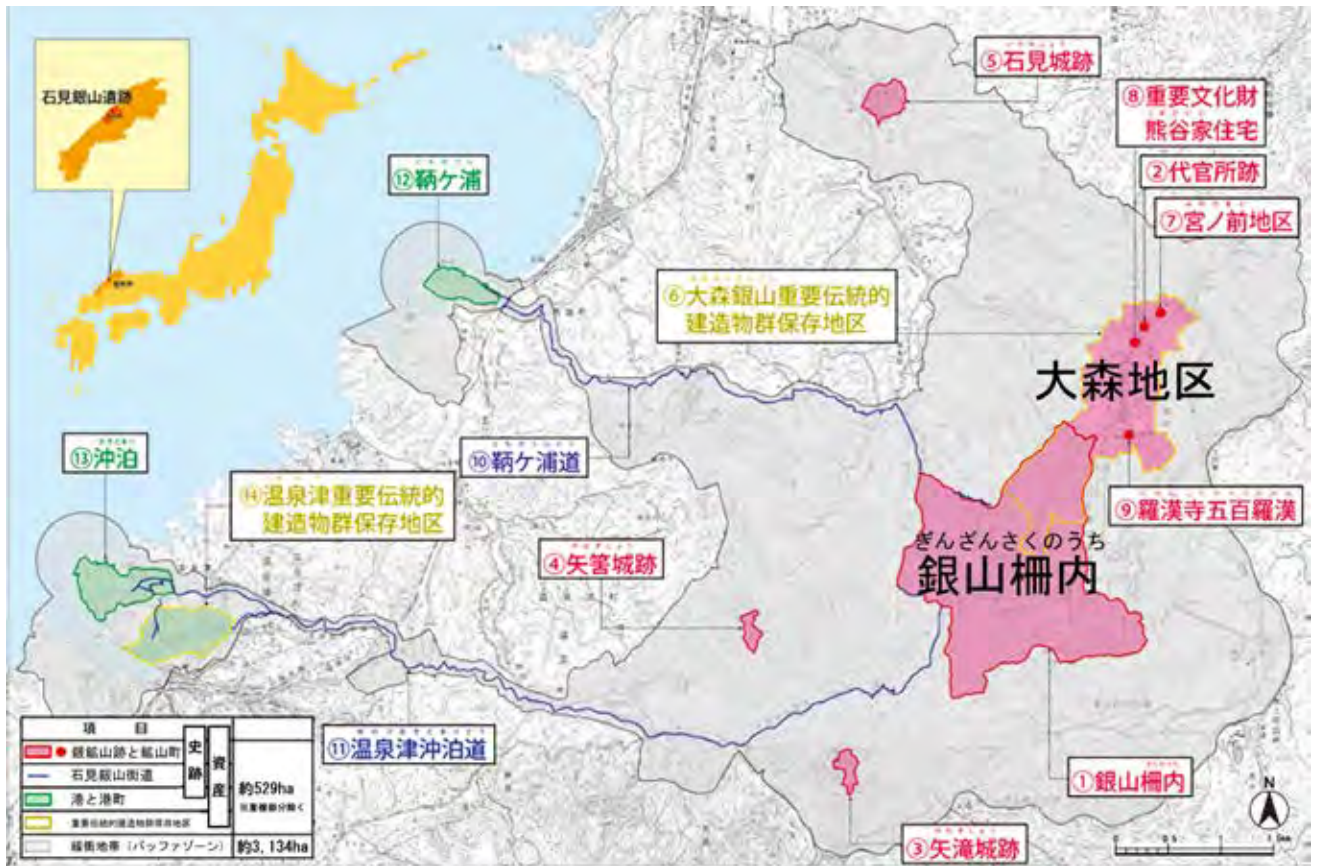


図 1.2.15 石見銀山遺跡の範囲(島根県教育庁文化財課世界遺産室編, 2012)



写真 1.2.14 上空から見る石見銀山(北から南を望む)  
しまねミュージアム協議会(2013)の掲載写真に一部加筆。

よると、基盤となる新第三紀の久利層が都野津層、大江高山溶岩や仙山火山噴出物に覆われている(図 1.2.16)。久利層は主に大森町の街並みから銀山川沿いにかけて分布し、大江高山火山噴出物は仙ノ山や要害山などの山体の大半を構成している。仙ノ山はデイサイト火山角礫岩-凝灰岩からなる火砕丘であり、仙山火山噴出物により形成されている(鹿野, 2013)。石見銀山の鉱床はこの仙山火山噴出物中に胚胎する鉱床(福石鉱床)と仙ノ山西麓に



図 1.2.16 石見銀山遺跡付近の地質図(鹿野ほか, 2001)  
O: 大江高山溶岩, S: 仙山火山噴出物, Tss: 都野津層(石英砂), Ts: 都野津層(礫岩~泥岩), Kp: 久利層(流紋岩火砕岩及び溶岩)。

みられる鉤脈型鉤床（永久鉤床）に分けられる。

### 浮石の分布状況

図1.2.17に銀山柵内及び大森地区の落石調査で判明した浮石の分布状況の概略を示す。落石発生源となる浮石は斜面の上部から下部まで広く分布しており、崩壊跡地の周辺や遷急線の部分ではとくに浮石化が目立っている。転石の一部は崖錐堆積物として見られるほか、立木によって止められているものが点在している。

露岩では節理が発達しており、浮石の大きさはそれを反映して直径0.3～1.0mのものが多くみられる。所々直径2m程度に達するほか、一部凝灰角礫岩の塊では径

4mにおよぶ浮石（写真1.2.15）もみられた。このほかに石見銀山特有の浮石としては、斜面中腹での造成（山城構築や間歩採掘等）により不安定化したと思われる浮石群（写真1.2.16）や、露頭掘り跡の浮石（写真1.2.17）が、また山麓では住居用の造成による浮石化がある。ただし、仙ノ山周辺の一部には浮石がほとんど見られない斜面があるなど、人為的に管理されていたことが伺えるところもある。

### 浮石の生成過程

落石の主な発生源となる不安定な急崖斜面は、一般に海食崖や河川浸食による攻撃斜面などに多い。当地域も

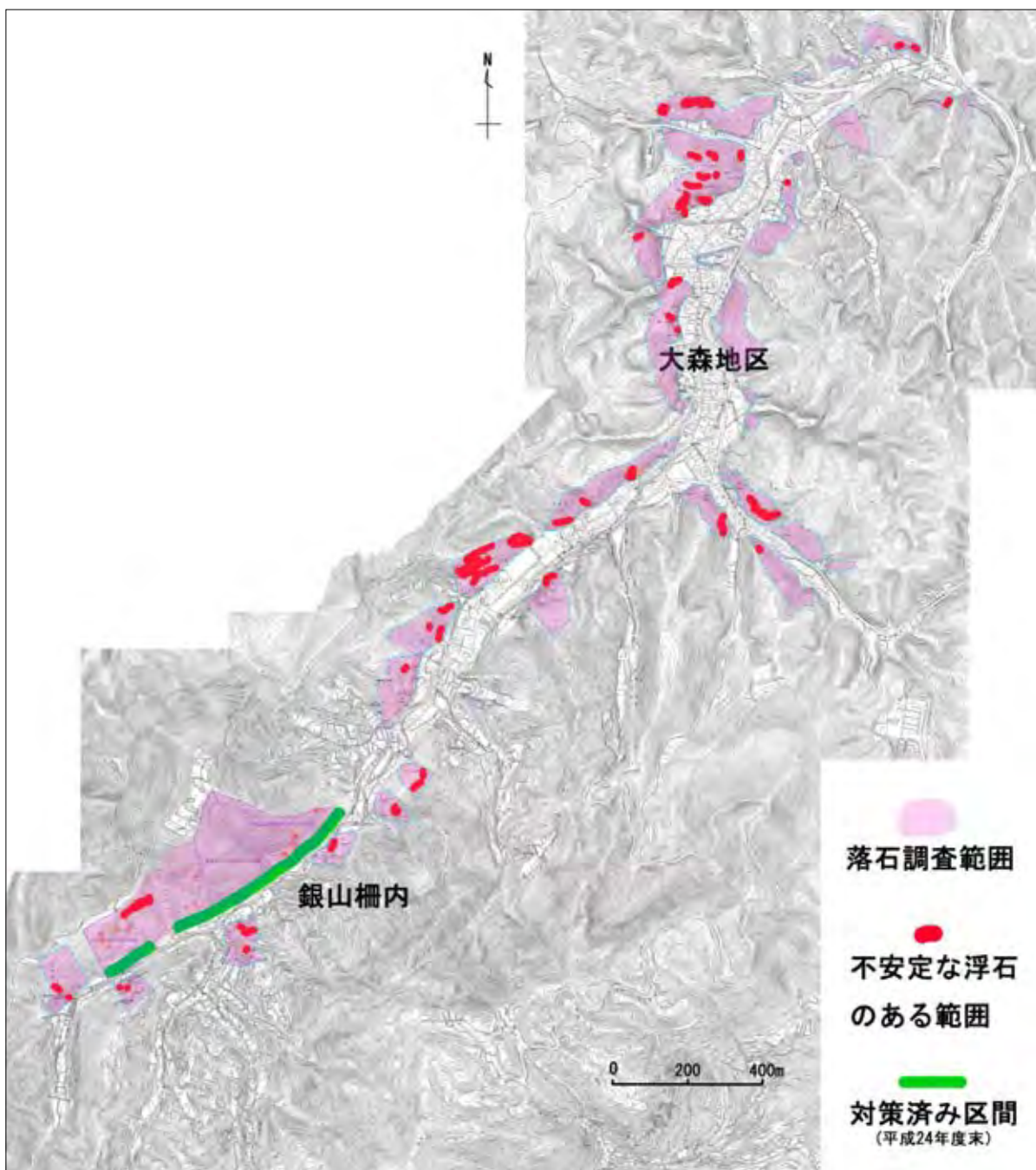


図1.2.17 銀山柵内及び大森地区の浮石分布状況（島根県県央県土整備事務所提供）



写真1.2.15 直径4mにおよぶ凝灰角礫岩の浮石  
下部はほぼ空洞。要害山南西側の斜面中腹。



写真1.2.16 斜面中腹の造成面ののり面にある浮石  
オーバーハングで非常に不安定。大森地区の斜面中腹。



写真1.2.17 鉦脈を掘り進んだものとみられる崖面  
亀裂の発達した浮石が多い。仙ノ山西側の昆布山谷斜面中腹。

例に漏れず河川の浸食によって急崖斜面が形成されており、随所に崩壊前線となる遷急線がみられる。このような浮石が生成されやすい斜面を対象に行った落石調査により、落石の発生源となっている浮石の生成過程に特徴があることがわかってきた。この特徴を基に浮石の生成過程を降雨等の浸食、倒木、人工的な掘削によるものに分類できるものと考えた。

#### 降雨等の浸食による浮石化

一般に自然斜面にある多くの浮石は、風化作用と降雨等による浸食作用や地震動によって生成されているものと考えられる。石見銀山遺跡でも急崖部では自然発生的に落石が発生する直前の状態で留まっている浮石がよく見られる。地質的な特徴としては、緩い受け盤で被浸食性の違いによりオーバーハングを形成しているものが多くみられる(写真1.2.18)ほか、節理の発達した浮石群としても見られる。

#### 倒木による浮石化

石見銀山では森林保全のため古くから森林伐採が制限されたために、樹齢100年を越すケヤキ、エノキ、シラカシ、スダジイなどが生えているところがある。これらの立木の天然更新により倒木が発生することがあり、この倒木によって直径3mを越す根株が掘り起こされるところがよくみられる。石見銀山ではこのような倒木を要因とする落石を数例確認している(田中・小村, 2012)。立木の倒木は落石の誘因であることが多いが、石見銀山では大径木の根返りによって浮石や転石が発生している様子が見られる(図1.2.18, 写真1.2.19)。

このような大径木の根返りによる浮石や転石は、通常の地表踏査で把握することは困難であるため、落石対策を検討するうえでこのような倒木現象の有無を考慮しておくことが必要と考えられる。

#### 人工的な掘削による浮石化

落石調査では石見銀山遺跡の山々の大半を踏査しており、この踏査時に鉦脈の掘削や運搬路、施設造成による掘削と考えられる地形改変箇所を多数把握している。これらの人工的な切土斜面には掘削によって浮石化したと考えられる箇所が随所にみられる。

造成等による切土高さは5mまでのものが多く、仮に落石が発生しても多くは造成面で止まることが多いと考えられるが、石切り場跡などでは高さ10mを超える所もあり、落石の影響が懸念される(図1.2.19, 写真1.2.20)。掘削当時の安全性に対する考え方がどのようなものであったかは不明であるが、掘削当時には不安定ではなかった露岩が現在不安定な状態で浮石化しているものも多いと考えている。

#### 落石の発生原因(トリガー)

落石の発生原因は、石見銀山で発生した落石状況からいくつか想定される。一つ目は立木の転倒であり、上記の



写真1.2.18 被浸食性の違いで不安定化した浮石  
要害山東側。



写真1.2.19 倒木による根返りにより地表に出た転石  
要害山南側。



写真1.2.20 斜面上位の造成面で発生した崩壊  
仙ノ山西側の栃畑谷出口付近。

「倒木による浮石化」に示したとおりである。倒木の起きる原因は着雪や強風が多いものと考えられ、実際に平成21年1月には県下でも多くの着雪被害が生じた。降雪によって根返りを伴う倒木が発生し、直径1.2mの落石が発生している。

二つ目は降雨などによる短期的な浸食作用であり、小規模な崩壊を伴ったものである。断定できた落石はないが、浮石群に小規模な崩壊跡がみられるところがあるため、該当しているものと考えている。

三つ目は地盤の浸食など経年劣化により自然発生的に発生することが考えられる。自然発生的な作用としては気温の変化や風による木根の揺さぶりなどわずかな作用が起因しているものと想定される。平成24年には晴天時に寺跡の墓地への落石が見つかるなど、平時に落石が発生することも少なくないようである。

このほかに、人頭大より小さな石は早朝に見つけられることが多いことや、周辺にイノシシによると思われる掘り返し跡があることから、イノシシが夜間に活動したこと

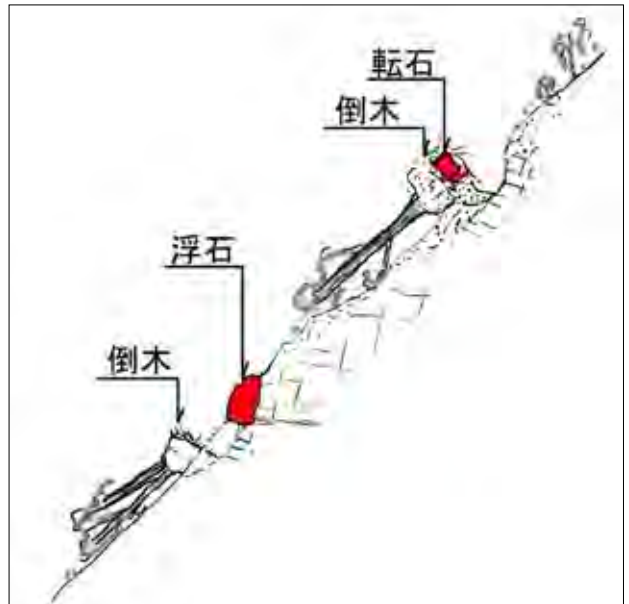


図1.2.18 倒木による浮石や転石発生の様式図

による蹴落としが引き金になっている可能性が高いと考えている。

### (3) 石見銀山遺跡内の落石対策

平成19年から平成22年の間に落石の道路への到達を受けて、要害山の南側を中心に落石予防工や落石防護工が施工された。対策状況については本書の「2.3.3 石見銀山遺跡、要害山南東側斜面における落石対策」に示している。

### (4) おわりに

現時点では主要な見学施設の安全性は確保できているものの、多彩な遊歩道や一部の住家に対する落石対策

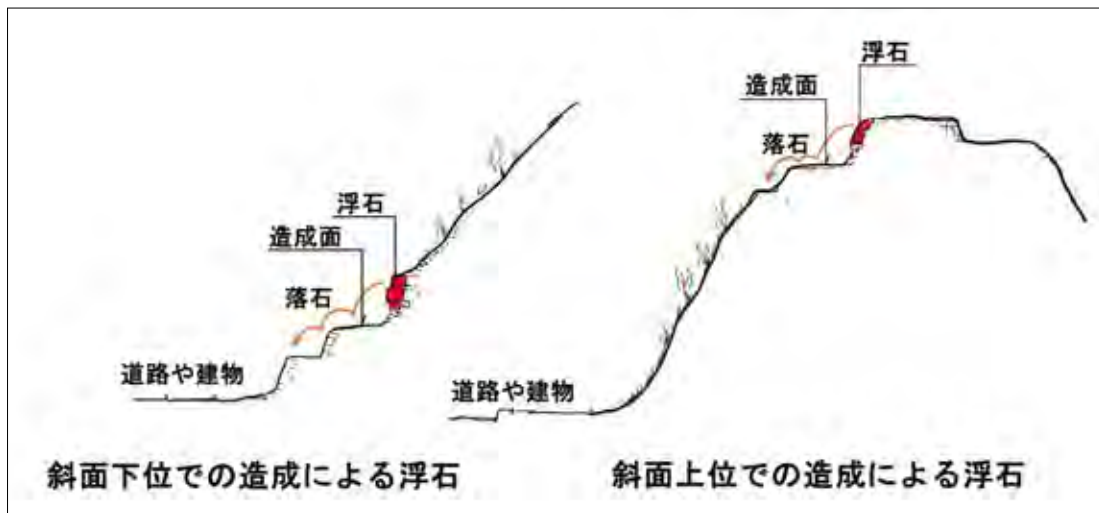


図1.2.19 石見銀山でみられるよくみられる造成面と浮石の状況

が望まれている。今後は順次必要性の高い箇所から落石対策が行われる予定である。

このような中で、今回は落石の発生原因となる浮石の生成過程について着目した。今後はこれらの浮石の生成過程を更に突き詰め、より確かなものにしていくとともに、これらを落石対策に生かせるよう検討していくべきと考えている。

**謝辞** 島根県県央県土整備事務所には、今まで実施した調査・設計等の資料を提供していただき、図面等の使用を許可していただいた。ここに記して感謝します。

【小村 徹】

## 引用文献

- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001)：温泉津及び江津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，pp.49-97。
- 鹿野和彦 (2013)：研究紹介 (GSJ トピックス) 世界遺産登録記念石見銀山の地質と鉱床。産総研地質調査総合センター，<http://www.gsj.jp/researches/topics/iwami-ginzan.html> (参照日 2013 年 4 月 18 日)。
- 島根県教育庁文化財課世界遺産室編 (2012)：世界遺産石見銀山遺跡とその文化的景観，pp.2-3。
- しまねミュージアム協議会 (2013)：バーチャルミュージアム。<http://www.v-museum.pref.shimane.jp/special/vol06/> (参照日 2013 年 4 月 18 日)。
- 田中繁幸・小村 徹 (2012)：世界遺産石見銀山の落石対策。山陰地域の斜面防災，平成 24 年度日本地すべり学会関西支部現地討論会論文集，pp.29-33。

### 2.1.4 隠岐島前における<sup>ひしうら</sup>菱浦地区地すべりの調査

#### (1) はじめに

隠岐島前の菱浦地区は約 7 ha の範囲が地すべり防止区域となっており、区域内には写真 1.2.21 に示す計 4 つの地すべりブロックが存在する。このうち、最も北側に位置するブロック (図 1.2.20) が平成 18 年 7 月の豪雨により滑動し、直下の公共施設が被災した。

当地の地山は著しく風化が進行しており、軟質で土砂状に強風化した玄武岩が深部まで分布していることが地すべり発生の最大の素因となっている。本稿では、このような地すべりについて調査を実施し、対策工を行った事例を紹介する。

#### (2) 地形・地質の概要

隠岐島前は、西ノ島・中ノ島・知夫里島の 3 島からなり、3 方から内海をとり囲んでいる。このような地形は、カルデラをなす外輪山が海進により海中に没し、島として残ったものと言われている。

菱浦地区地すべり防止区域は、中ノ島の北西部に位置し、内湾に面する標高 20～40 m の丘陵にあたる。湾入部では標高約 1 m の低平地がわずかに存在し、丘陵裾部は全般に崖をなしている。この崖はもともと海進期に形成された海食崖と考えられる。

当地すべり防止区域には、新第三紀中新世後期の火山活動で形成した粗面玄武岩が分布している (千葉ほか，2000)。粗面玄武岩は成因的には溶岩、火砕岩、細粒凝灰岩に分けられる。これらは岩相に差があるものの、深部まで風化が著しく、いずれも粘性土状を呈している。このため、地表には堅硬な岩盤は現れていない。

#### (3) 地すべりの変状

##### 地すべり末端部

平成 18 年 7 月の豪雨時に崖が高さ約 20 m、幅約 30 m にわたって突如崩壊した (写真 1.2.22)。崩壊土量は約 1,500 m<sup>3</sup> であり、崩壊した土砂は写真 1.2.23 に示すように建物に迫り、一部は建物内に流入した。崩壊土は多くの細粒分を含み、含水比が高く泥濁化していた。崩壊面の複数箇所から湧水があり、湧水は被災後 1 ヶ月以上続いた。

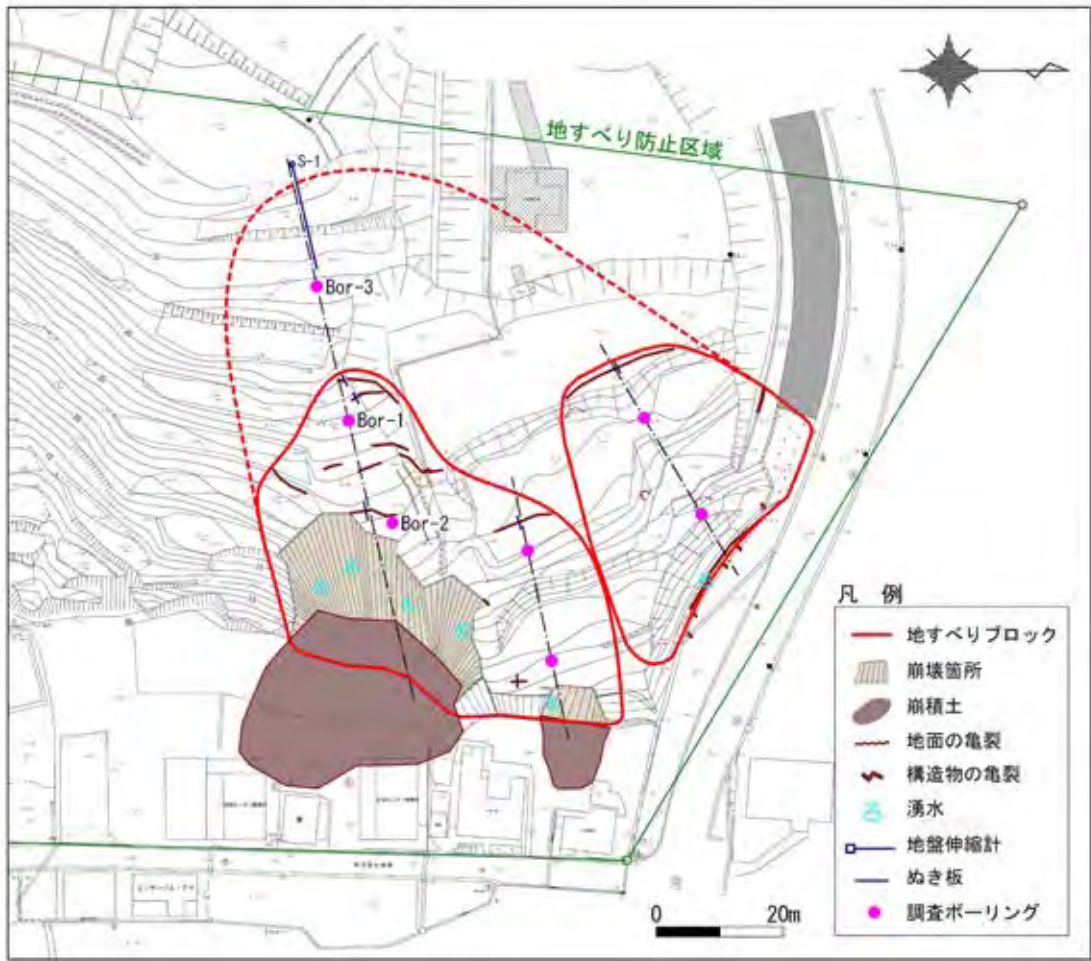


図 1.2.20 菱浦地区調査箇所の平面図

**崖の背後斜面**

崖の崩落から2日後、崖の5 m 背後に幅約 60 cm の開口亀裂が発見された(写真 1.2.24)。また、背後の地表面にも幅数 cm～30 cm の開口亀裂が見つかり、崖からの水平距離にして 25 m 付近まで開口亀裂が点々と続いていた。亀裂の開口幅は崖から離れるほど小さくなる傾向があった。頭部には滑落崖状の段差は生じておらず、写真 1.2.25 に示す亀裂が地表で確認された最も上部の変状である。

**地すべり側部**

左右両側部ともブロックの輪郭を形作る滑落崖や横ずれ亀裂は認められない。左右のブロック範囲は、末端崩壊の両端部を斜面上へ延長し、崖背面に発生した亀裂を包括する範囲である。

**(4) 地盤状況**

**強風化玄武岩の分布とすべり面**

崩壊した崖の背後でボーリング調査を行った結果、斜面を構成する玄武岩は深部まで著しく軟らかく、これが漸移層を伴わず急激に硬くなっていることが確認された。強風

化玄武岩は粘性土状を呈し、*N* 値は 5 前後で G.L.-15～-20 m まで分布している。また、各ボーリング孔に設置したパイプ歪計では強風化玄武岩の下部に変位が認められ、この深度を結ぶと図 1.2.21 に示すようなすべり面になる。コアに明瞭なすべり面は確認されなかった。

**粘土鉱物の特徴**

Bor-1 のボーリングコア(写真 1.2.27)にて、1～2 m 間隔で採取した計 12 試料について X 線回折による分析を行った。表 1.2.3 に示すように主要な粘土鉱物はカオリン鉱物や加水ハロイサイトといった風化作用で生成する鉱物であった。これらはほぼ全深度にわたって確認され、含有する粘土鉱物からも深部まで風化が及んでいることがわかる。また、浅部では風化によって失われていた斜長石や変質鉱物(スメクタイト)が G.L.-13～16 m 以深の試料にて確認でき、当深度付近に鉱物的な風化作用境界が存在すると思われる。

**pH, 酸化還元電位の特徴**

一般に、風化の度合いは地表に近いほど強く、地下深部に向かい弱くなる。このため、pH や酸化還元電位を深度方向に測定すると、大局的な傾向として表 1.2.4 に示す



写真 1.2.21 菱浦地区地すべり防止区域  
(Google マップを使用)



写真 1.2.22 末端崩壊の状況



写真 1.2.23 崩積土と被災した建物写真



写真 1.2.24 崖背後の開口亀裂  
開口幅 60 cm, 落差 40 cm。

ように浅部ほど pH は低く（酸性）、酸化還元電位は高い（酸化）値を示し、深部ほど pH 値は高く（アルカリ性）、酸化還元電位は低く（還元）なると考えられる。

今回測定した pH、酸化還元電位の深度方向変化図を図 1.2.22 に示す。図 1.2.22 に見られる変化傾向から、G.L.-4 m までは今回の豪雨で攪乱・影響を強く受けた範囲であり、そのときの雨水等の pH 及び電位を反映していると考えられる。G.L.-4 m 以深になると、pH は深部につれて値が高くアルカリ側に変化するが、最深部では値は 5.5 以下と酸性を示す。また、酸化還元電位は深部ほど若干高くなる、すなわち酸化する傾向にあり、一般的な変化傾向（深部ほど還元環境）を示さないという特徴がある。

pH、電位ともに全深度にわたり酸性・酸化環境にあるといえ、これらの分析結果からも、基盤岩の風化作用は深部まで進行しているといえる。

#### 背後斜面の変動

最上部のボーリング孔 Bor-3 及び地盤伸縮計は、背後斜面へ拡大する後退性地すべりの懸念から設置したものである。図 1.2.23 に示すように Bor-3 のパイプ歪計観測では、崖の崩落から約 3 ヶ月半経過した 11 月上旬、24 時間雨量 53 mm、1 時間雨量 19 mm の降雨を契機に変動の累積が認められるようになった（最大月変動値 940  $\mu$ strain/月）。また、地盤伸縮計についても、ほぼ同時期に引張変位が生じ、+2 mm 程度の累積が認められた（最大月変動値 +1.7 mm/月）。





写真1.2.25 最上部の開口亀裂  
崖上部の切土のり面に雁行状に発生した亀裂。



写真1.2.26 写真1.2.25の拡大  
開口幅は約4 cm。

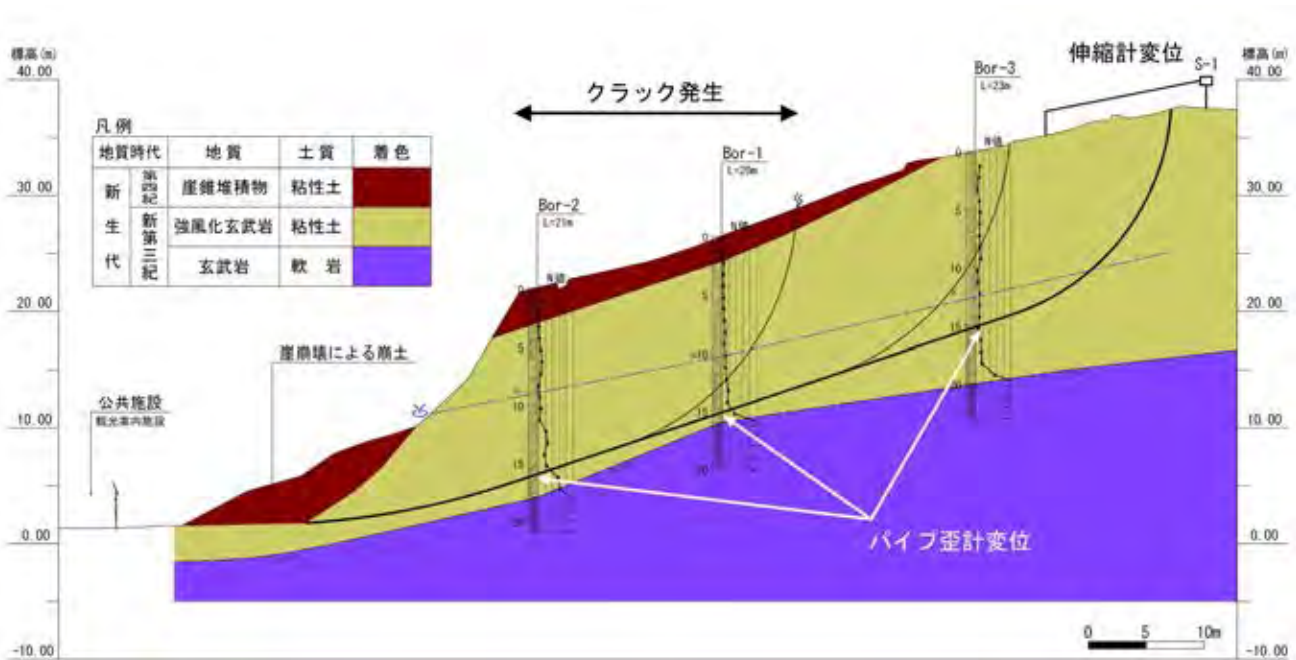


図1.2.21 地すべり断面図

これらの変動の原因は、末端崖の崩落と背後斜面の緩みによって応力開放が進み、さらに背後へ影響が拡大し、後退すべりが顕在化したためと考えられる。

変動の契機となった降雨は、7月に被災した際の降雨量よりも大幅に少なく(24時間雨量は3分の1程度)、緩みの進行により比較的小規模な降雨においても変動が生じるようになったといえる。

#### (5) 地すべり機構

##### 地形的素因

当地は新第三紀の火山活動により形成された島前カルデラの外輪山にあたり、第四紀の海進・海退を経て現在

の地形が形成されたと考えられる。当地すべり区域の末端部は標高約1mの低所であり、海進期には波浪により裾部が浸食され、背後斜面の不安定化が進むとともに、海退期には応力開放により地山に潜在的な亀裂が発達し、緩みが拡大したと推測される。また、内湾に面することや河川が無いことから、大規模な浸食を免れ、現在のように著しい風化帯が残る結果になったと考えられる。

##### 地質的素因

基盤岩は膨潤性の高い変質鉱物(スメクタイト)を含んでおり、火山活動に伴う熱水の影響で生成したものと考えられる。スメクタイトを含むことで応力開放による強度低下が促進され、非常に軟質な地山が形成したと推測され

表1.2.3 X線回折分析結果一覧 (Bor-1)

深度 (m)	柱状図	岩級	X線回折分析結果				
			K	HH	M	PI	
1	崖錐		○	△	×	×	
3	玄武岩	DL	○	△	×	×	
5			○	△	×	×	
6.1			○	△	×	×	
7			○	△	×	×	
9			○	△	×	×	
11.1			○	○	×	×	
13.5			○	○	×	○	
14.9			DM	○	○	×	○
16.5			DH~CL	△	△	○	○
18.1				○	○	○	○
19.9	○	○		○	○		

K: カオリン鉱物 HH: 加水ハロサイト M: スメクタイト PI: 斜長石  
 風化鉱物 変質鉱物  
 ○: 回折線が確認される △: 回折線が僅かにしか確認できない ×: 回折線なし

表1.2.4 風化と pH, 酸化還元電位の関係

浅 ← [深度] → 深  
 強 ← [風化] → 弱  
 低 ← [pH] → 高  
 高 ← [酸化還元電位] → 低

る。また、鉍物的な風化作用境界や N 値の極端な差に見られる力学的な境界は、潜在的な過去の地すべり活動により形成された可能性がある。

誘因

平成 18 年 7 月、梅雨前線に伴う記録的豪雨が山陰地域を襲い、当地では 4 日間の総雨量 460 mm を記録した。末端の崖が崩壊したのは、降り始めから 3 日目あたり（島根県土木部砂防課，2006），この時点での累積雨量は 240 mm に達していた。崩壊直前の 24 時間雨量は約 160 mm，1 時間雨量は約 30 mm であった（気象庁，2006）。

被災後、崩壊面からは多量の湧水が継続しており、崩壊時には相当量の地下水が斜面内に存在し、強風化岩の割れ目に間隙水圧として作用したと推測される。崖の崩壊により応力開放が生じ、背後斜面に亀裂の緩みが波及し、地すべり移動層が形成されて滑動した。

(6) 対策工

対策工は、不安定化した末端崖部のさらなる崩壊の防止と顕在化した地すべりの抑制を目的とし、経済性と安定性及び景観性を重視して検討を行った。

当地すべりではすべり頭部が丘陵地のほぼ頂上に位置し、背後に斜面がないことから排土工が効果的である。さらに、崖下に用地が確保できることから、押え盛土工の

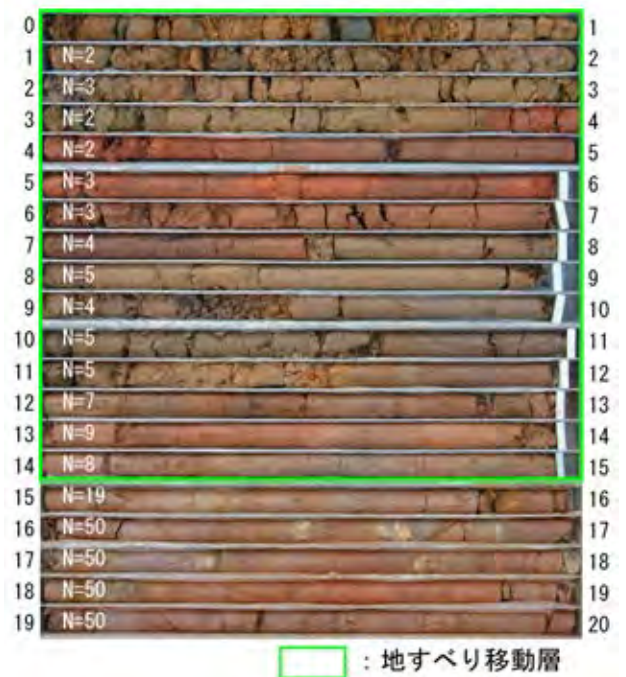


写真 1.2.27 ボーリングコア (Bor-1)

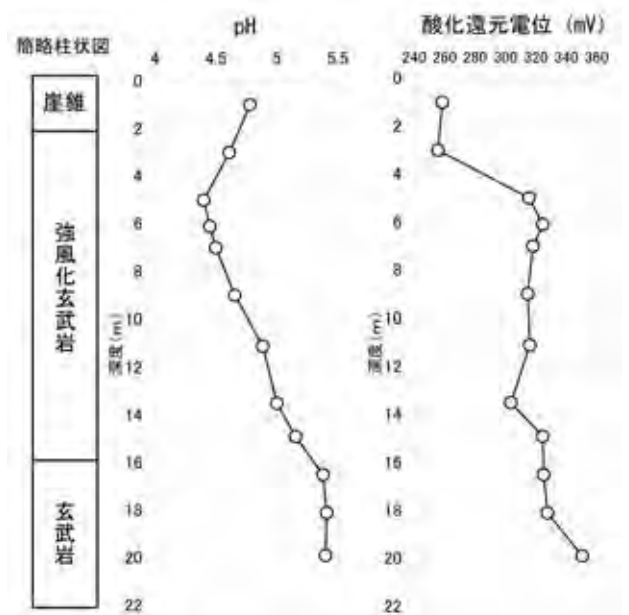


図1.2.22 pH・mV 深度方向変化図

併用が可能であり、経済性に優れた抑制工を主体とする工法選定が適当と考えた。また、当地すべりブロックは町の公園整備計画地内に位置するため、景観に配慮してコンクリートは極力用いないこととした。

検討の結果、図1.2.24 に示すように排土工+押え盛土工+地下水排除工を採用し、押え盛土ののり尻にはジオ

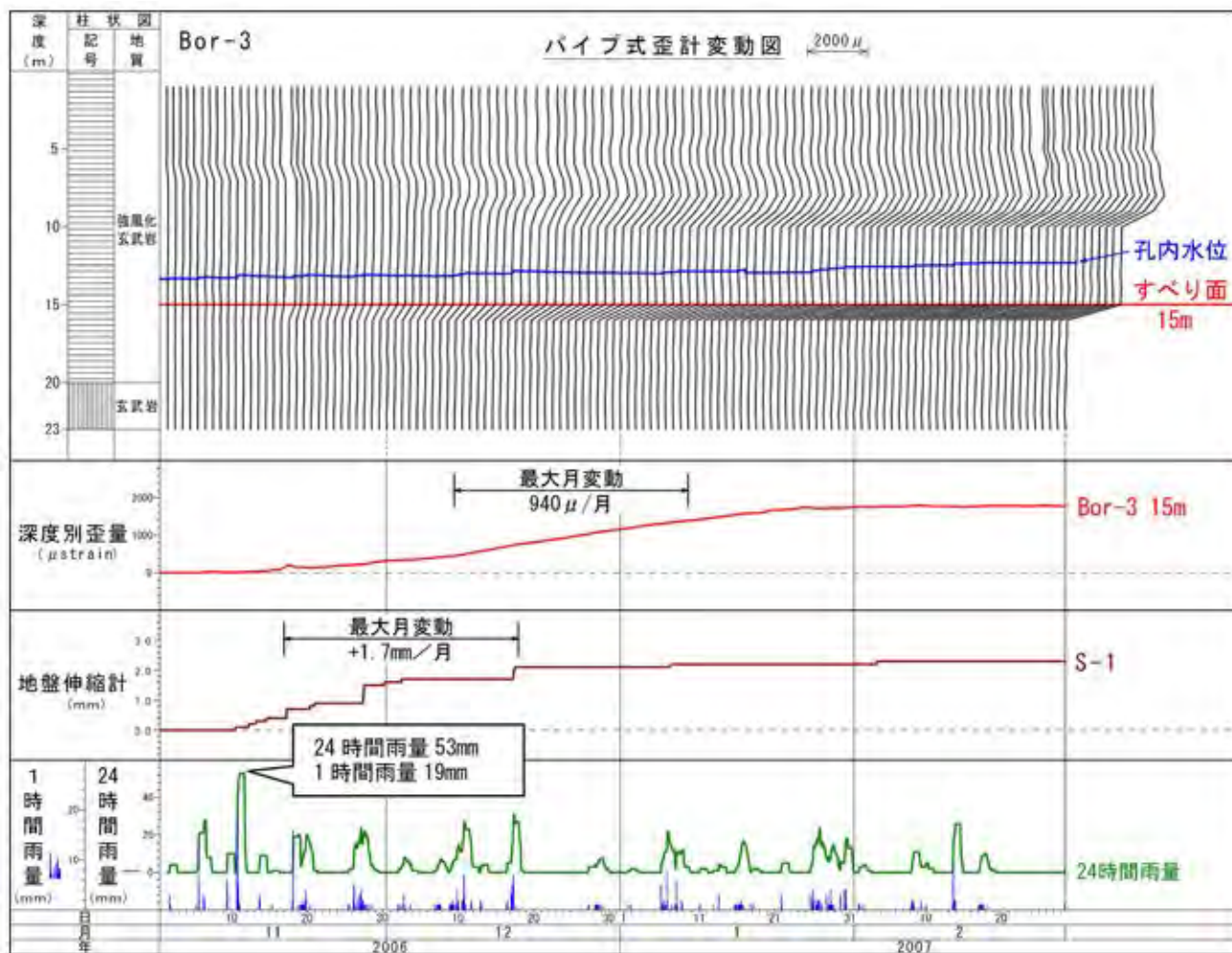


図1.2.23 背後斜面の観測結果図



写真1.2.28 対策斜面の全景

テキスタイル補強土壁を用いた。盛土材は排土工の発生土に安定処理を施し流用する計画とした。地下水排除工は、崖の崩壊や地すべりを誘発する地下水が速やかに排除できるように崩壊面の湧水箇所を中心に横ボーリング工を計画した。

#### (7) おわりに

当地に分布する玄武岩は深部までほぼ均質に風化しており、急崖をなす場合でも比較的自立性が高い。また、岩盤の剥落や落石が無いために、一見すると安定しているかのように思われ、対策の必要性が低いと判断されやすい。しかし、今回のように著しく軟質化している場合には、崖の崩壊により背後斜面へ緩みが波及し、地すべりが誘発される危険性を含んでいる。

島前カルデラの外輪山では当地以外にも軟質化した強風化岩より構成される崖が存在する可能性は高く、崖の崩壊や切土工事において背後斜面の地すべりが誘発される危険性がある。特に周辺に地すべり地が存在するような場合には、風化状況や硬さ、背後斜面への影響の可能性を踏まえて点検や調査を行うことが必要と考えられる。

【種平一成】

#### 引用文献

千葉とき子・金子信行・鹿野和彦(2000)：浦郷地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅)、地質調査所、74p.

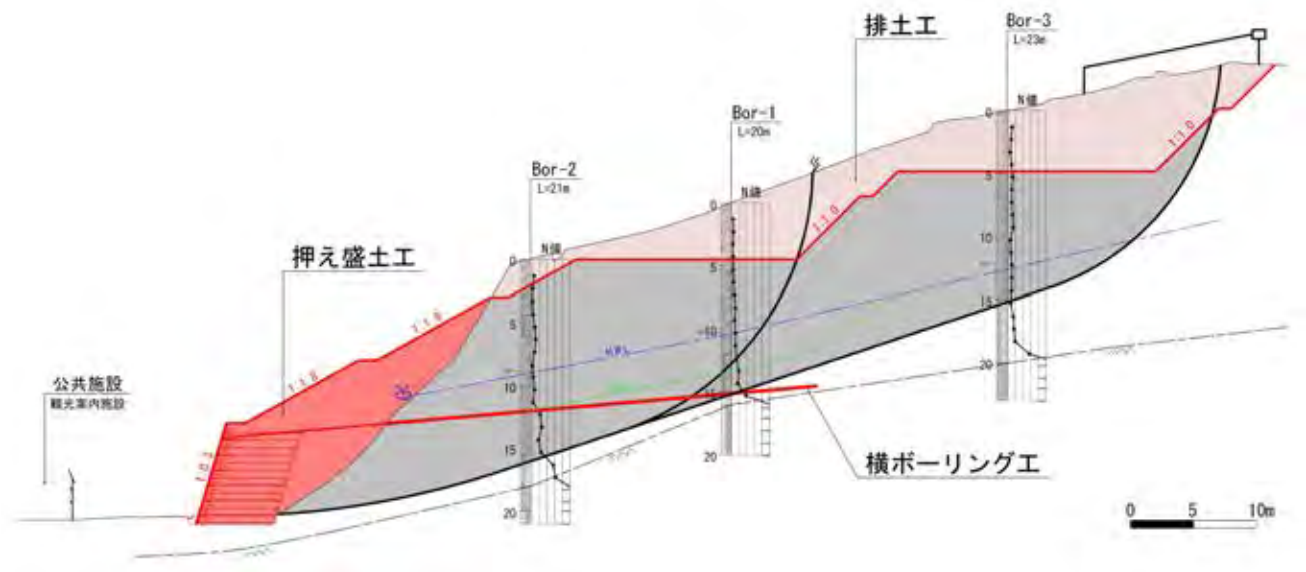


図1.2.24 対策断面図

気象庁 (2006) : 気象統計情報. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php> (参照日 2013 年 5 月 24 日).  
 島根県土木部砂防課 (2006) : 土砂災害被害状況 (第 13 報 7/21 AM9:00 現在). <http://www3.pref.shimane.jp/houdou/files/137D4C93-0FF2-4C3C-9123-A3DC3133C1FB.pdf> (参照日 2013 年 5 月 24 日).

## 2.1.5 浜田市金城工区における岩盤崩壊の防止対策事例

### (1) はじめに

島根県浜田市旧金城町の主要道路で実施されたのり面点検において、幅約 40 m、直高約 50 m のモルタル吹付のり面でクラック等の変状が確認された。クラックはのり面の広範囲に発生しているとともに、吹付モルタル背面の岩盤に押し出しの兆候がみられるなどのり面全体に及ぶ大規模な岩盤崩壊が懸念された。

本業務は、当該のり面の災害防除を目的とし、地質調査により斜面内部の地質状況や岩盤の亀裂状況を把握し、崩壊形態と崩壊規模を想定して対策工の計画を行ったものである。

### (2) 地形・地質の概要

業務地は浜田市街から南東方約 20 km に位置する山間地で、広島県との県境まで 1.5 km の箇所である。周辺は標高 800～1,000 m の山地に囲まれ、対象の道路は蛇行を繰り返しながら北西方向に下っている。

変状が確認されたのり面は道路の東側斜面（西向き）であり、東西方向へ延びる尾根の先端付近に位置する。のり面の上部には傾斜 30～40° の自然斜面が続いている。

調査地には後期白亜紀の花崗閃緑岩類が分布している。鹿野ほか (1988) によると、当岩体は直径約 3 km の岩株状をなすものと考えられており、本調査地はこの岩株の

南東端付近に位置している。

写真 1.2.29 に今回の業務地（赤印）とその近くに存在する大規模な崩壊地（黄印）の位置を示す。両箇所は斜面方向が若干異なるものの同一山体の西向き斜面であり、地質は花崗閃緑岩の分布域にあたる。このように共通した地形・地質条件の近隣斜面において大規模な崩壊履歴がある。

### (3) のり面の変状

#### モルタル吹付のクラック

図 1.2.25 及び写真 1.2.30 に示すように、吹付モルタルの表面には多数のクラックが生じており、特にのり尻付近に集中している（写真 1.2.31）。また、上部にも横方向に連続するクラック（写真 1.2.32）が見られ、吹付モルタルが下方へずり落ちている部分もある。これらのクラックには開口したものが多く、開口幅は最大約 30 cm に達している。

#### モルタルの密着不良

コア抜き孔やクラックの隙間から背面を観察すると、モルタルと地山に数 cm の隙間が生じており、密着不良の範囲は広範囲に及んでいる。

#### 端部の表層崩壊

のり面右側のモルタル吹付端部及びさらに右側に位置する植生のり面では、中抜けによる表層崩壊が生じており、写真 1.2.33 に示すモルタル背面の空洞化や、オーバーハングが見られる。表層崩壊の深さは 0.5～1 m である。

#### モルタルのり面上部の自然斜面

のり面より上部の自然斜面にクラック等の変状は無く、崩壊の拡大を示す痕跡は認められない。



写真1.2.29 金城工区調査地周辺の空中写真 (Google マップを使用)

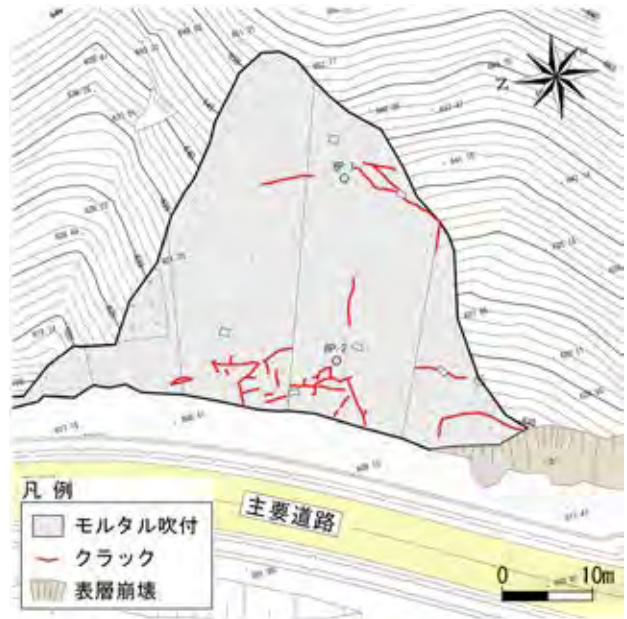


図1.2.25 調査箇所の平面図

(4) 吹付背面の地盤状況

吹付背面の観察結果

クラックの発生箇所を主体に複数の地点でモルタル吹付を切り取り、背面の状況を観察した。この結果、のり面下部では硬質な岩盤が分布し、節理に沿って小ブロック状に分離している状況が確認された。節理の方向は大きく2方向があり、一つはのり面の内部方向に傾斜し、のり面に対して高角度の受け盤をなすもの、もう一つはこれに直交する低角度の流れ盤をなすものである。これらの節理により分離した小ブロックは、写真1.2.34の赤矢印に示すように、モルタルを前方に押し出している。

ボーリング結果

のり面の上下で実施した2本のボーリング調査の結果では、花崗閃緑岩とこれに貫入するデイサイトが確認された。デイサイトは約80°の高角度で花崗閃緑岩と接し、接触部周辺は変質や風化が著しく、土砂状を呈している。写真1.2.35は花崗閃緑岩とデイサイトの接触部周辺のボーリングコア写真であり、桃色囲みで示す部分が著しく土砂化している。また、のり面下部で実施したボーリングでは、吹付モルタルの直下に硬質な岩盤が分布するものの、高角度の亀裂は開口し、写真1.2.36に示すように流入粘土がそれを充填している。

のり面上部のボーリングでは、吹付モルタルの下に過去の崩壊に伴う崩積土が確認され、この下位には完全に土砂化した花崗閃緑岩が分布している。これらを合わせるとモルタル下に分布する土砂の層厚は最大6mに及び、土砂層全体の平均N値は5程度と低い。

(5) 崩壊形態の推定

調査ボーリング及び地表踏査結果より、当該斜面において懸念される崩壊は下記の3タイプが考えられる。

- ① 岩盤崩壊……トッピング性の岩盤クリープから波及

する大規模な岩盤崩壊

- ② 土砂崩壊……崖錐堆積物と花崗閃緑岩風化土の崩落
  - ③ 表層崩壊……モルタル吹付端部の土砂層崩壊
- 以下にはそれぞれについて詳述する。
- ① 岩盤崩壊……トッピング性の岩盤クリープから波及する大規模な岩盤崩壊

のり面に対して高角度の受け盤となる亀裂が発達しており、ボーリングでは亀裂間の流入粘土が見られるなど、亀裂の開口が進行していることが確認された。のり尻付近のモルタル吹付に生じているクラックは、主にこのような亀裂の発達した岩盤がトッピング性のクリープにより上部からの圧力により押し出されたものと考えられる。

この状態を放置すれば、今後トッピング性クリープの進行により上部岩盤の緩みが拡大し、その結果、のり面全体の岩盤崩壊に至る可能性が高い。また、集中豪雨や地震動などに伴って急激な変動が生じることも懸念され、その場合、現スノーシェッドを押し潰す被害が発生する恐れがある。

崩壊深度(クリープ範囲)はボーリングコアより想定し、開口亀裂が発達して岩盤が緩んでいる範囲とした。図1.2.26は崩壊範囲(深度)の想定断面図であり、図中の赤色実線が岩盤崩壊の想定線を示す。また、岩盤崩壊に至る経過を図1.2.27のフローに示す。

- ② 土砂崩壊……崖錐堆積物と花崗閃緑岩風化土の崩落
- のり面上部では、崖錐堆積物や花崗閃緑岩風化土からなる土砂層が6mと厚く分布している。モルタル吹付上部に見られるクラックは、この土砂層の移動(ずり落ち)に起因すると考えられ、今後の豪雨や融雪、地震



写真1.2.30 のり面の全景

写真1.2.31 のり尻付近の開口亀裂  
縦横及び亀甲状の亀裂が混在する。写真1.2.32 のり面上部の開口亀裂  
水平方向に10m以上連続する。

写真1.2.33 端部の空洞化

等ですべり性の崩壊が生じる危険性がある。図1.2.26中の桃色実線は土砂崩壊の想定線を示す。

- ③ 表層崩壊……モルタル吹付端部の土砂層の表層崩壊  
モルタル吹付端部や周辺の自然斜面では、地表から深さ50cm～1mの土砂が崩落しており、モルタル背面の空洞化が生じている。

#### (6) 対策工法

当地に想定される3タイプの崩壊に対して、それぞれ

安定計算を行うとともに、3案比較により対策工法を選定した。①岩盤崩壊及び②土砂崩壊については、両崩壊を同時に防止でき、経済性に優れる工法として、吹付のり枠工+グラウンドアンカー工を採用した。また、のり面の最上部には表層崩壊跡が残り、緩い土砂が急斜面を形成していることから、後退性の表層崩壊を防止するため、簡易吹付のり枠と鉄筋挿入工を計画した(図1.2.28主要部の対策工)。

一方、③のり面端部の表層崩壊に対しては、切土規模



写真1.2.34 岩盤の節理方向



写真1.2.35 ボーリングコアに見られる花崗閃緑岩とそれを貫く岩脈  
地質境界の上位が岩脈のデイスাইト，下位が花崗閃緑岩。



写真1.2.36 開口亀裂と流入粘土

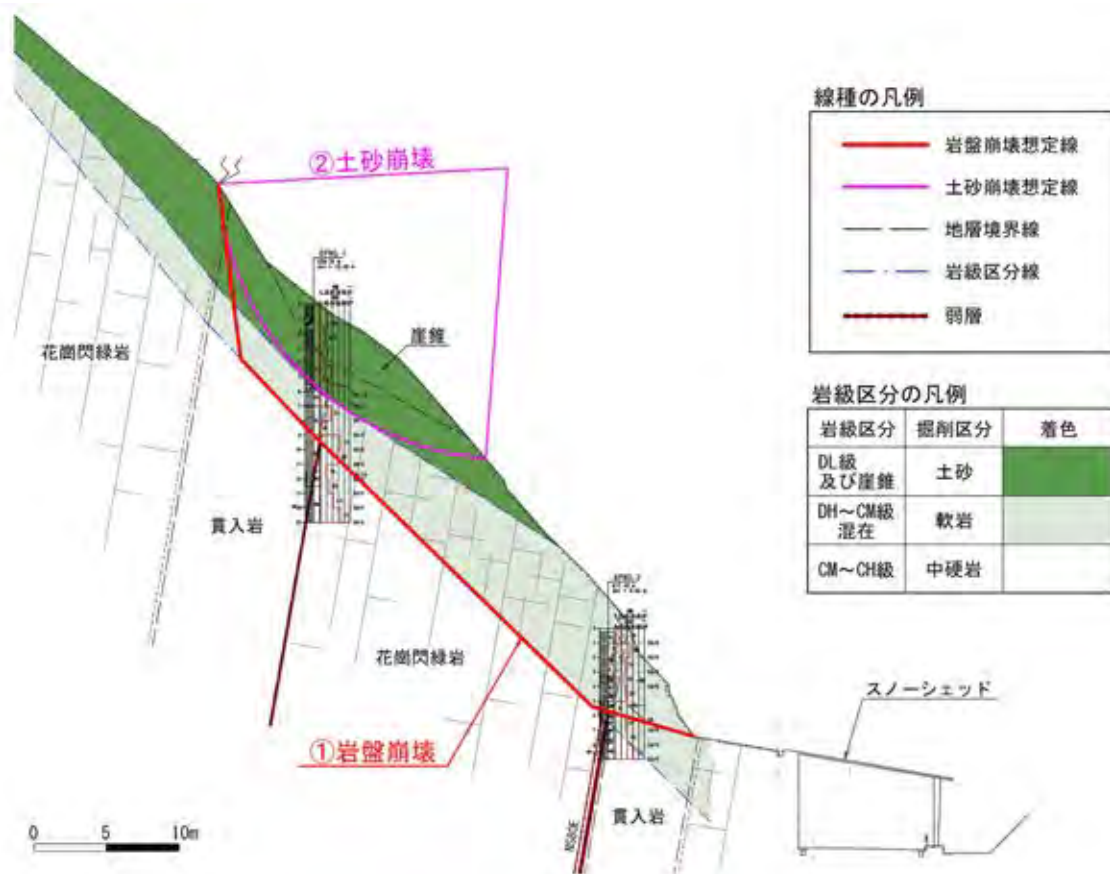


図1.2.26 崩壊想定断面図

を最小限とし、吹付のり枠+鉄筋挿入工により表層崩壊を抑止する対策を計画した(図1.2.28 端部の対策工)。

(7) おわりに

1989年の越前玉川, 1996年の豊浜トンネル坑口, 1998年の第二白糸トンネルなど, 近年相次いで大規模な岩盤

崩壊が発生している。岩盤崩壊は目に見えるような兆候が現れてから崩壊にいたるまでの時間が短く, 瞬間的に大規模な崩落が発生することが特徴として挙げられる。一方で岩盤の不安定化は風化やクリープ等により非常に長期的な時間スケールで進行している。また, 崩壊の要因は様々で, 発生機構が複雑である場合が多い。このよ

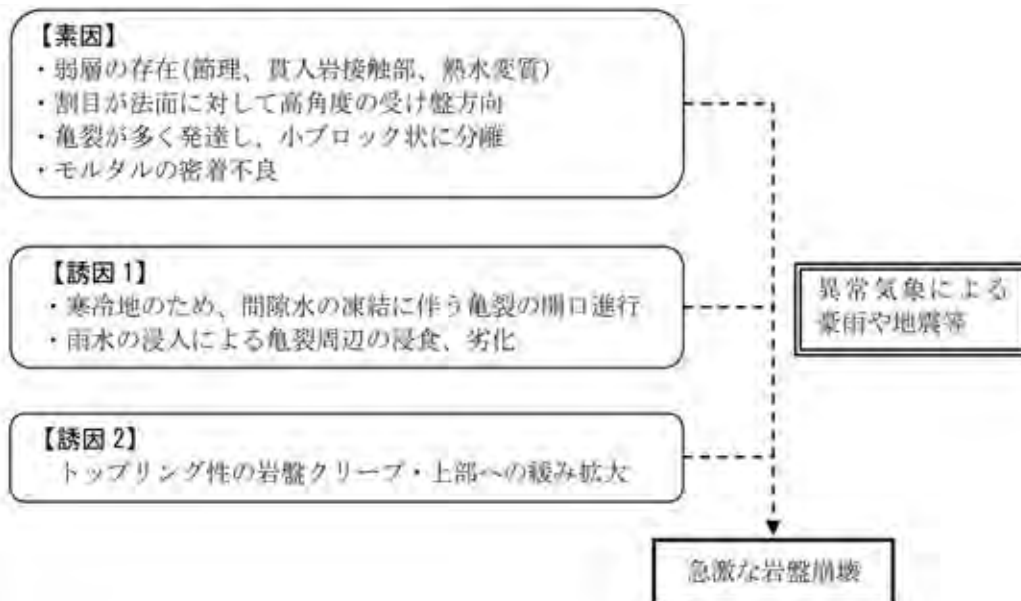


図1.2.27 岩盤崩壊に至る経過のフロー

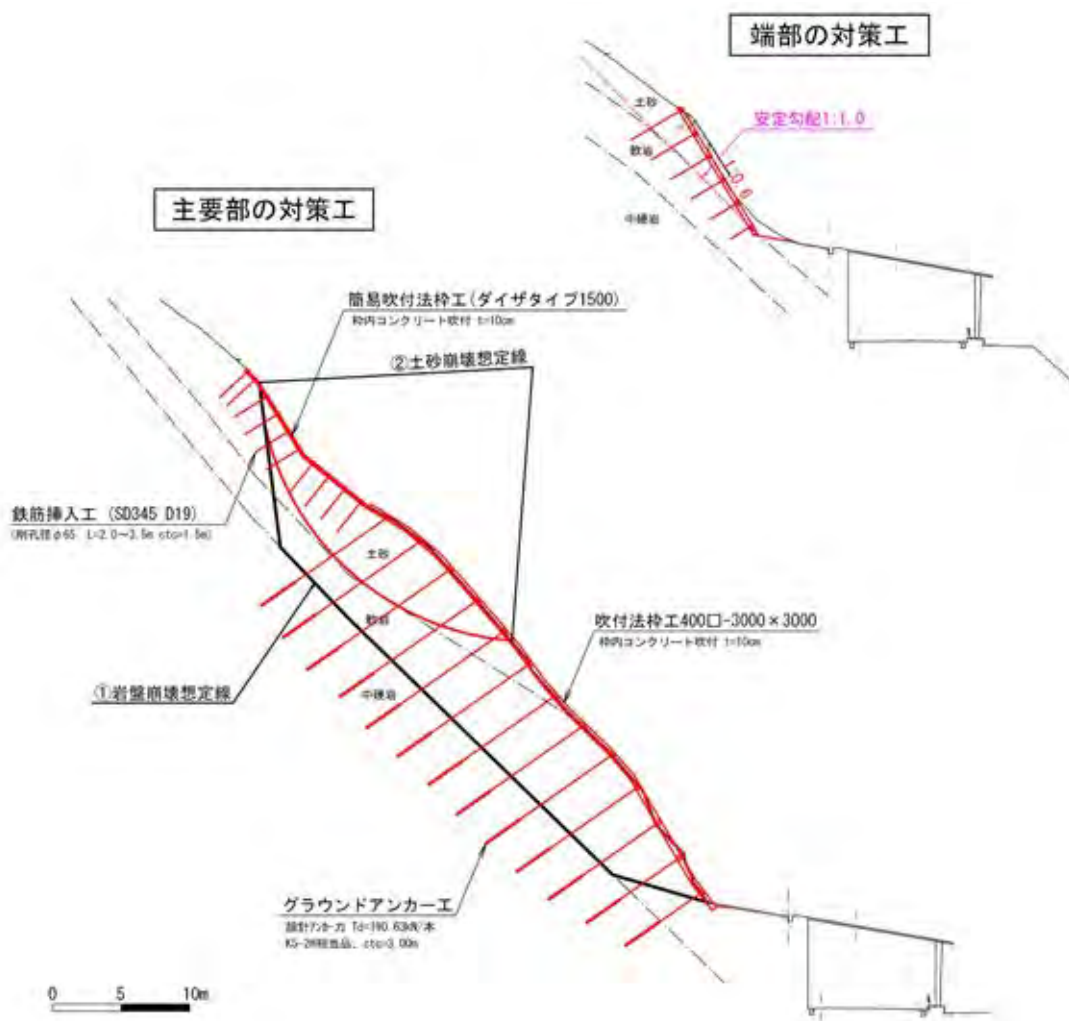


図1.2.28 のり面主要部とのり面端部の対策断面図





写真1.2.37 スノーシェッド上の落石

アンカーピンが刺さっており、のり面からの落石である可能性が高い。直径60 cm。



写真1.2.38 スノーシェッドと道路のり面

うなことから崩壊時期や岩盤斜面の安定度を定量的に評価することが難しく、事前予防を遅らせている原因にもなっている。

当地は、豪雪地帯に指定される積雪の非常に多い地域であり、スノーシェッドやスノーシェルターがいくつか施工されている。このような箇所では、当然ながら道路の路面からのり面の変状を確認することはできず、異常の察知が遅れがちになりやすい。また、スノーシェッドにより小規模な落石や崩壊は防護されるため、兆候が起きている場合にも察知され難い条件といえる(写真1.2.37～38)。

本事例では、幸いにして事前予防の対策工を実施することができたが、同様の危険箇所が存在する可能性があるため、類似箇所ののり面点検により危険箇所を抽出し、災害を未然に防止することが必要である。

【種平一成】

## 引用文献

鹿野和彦・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄・広島俊男・須田芳朗・駒澤正夫(1988):20万分の1地質図幅「浜田」,地質調査所。

## 2.1.6 地すべり地における水ミチの有効な探査手法の適用

### (1) はじめに

2010年8月に島根県雲南市内(図1.2.29)で発生した地すべりにおいて、地下水の存在は明らかとなっているが、どこを流れているか地上からは確認できない。この地すべりは幅約30 m、長さ約60 mの範囲で発生した(写真1.2.39)。さらに斜面の表面から湧水が確認されたことから地下水対策の必要性が生じた。

本研究ではこの地すべりにおいて水ミチの探査手法の適用性を評価する。ここでは簡易貫入試験を用いてすべり面の形状を推定するとともに、1 m 深地温探査と自然電位探査を併用して水ミチの同定を行う。

### (2) 調査地の地形及び地質

本地すべり地は雲南市の市街地から約7 km 北方の松江市との境界に位置している。図1.2.30に示すように、南北に延びる2つの尾根とその間に谷があり、そのうち、西側の尾根の東向き斜面南端が対象となる。調査地域は全体的に南へ緩やかに傾斜しており、平坦な土地の大部分が水田として利用されている。常時、地下水及び地表水が流れており、用水路が引かれていることから、水が豊富な地域であるといえる。

鹿野ほか(1991)によれば、調査地域とその周辺には古第三紀の<sup>ひよどり</sup>鵜花崗岩が広く分布し、調査地斜面は細粒から中粒の角閃石、黒雲母を含む花崗閃緑岩で構成されている。地表露頭では、岩石は指で削ることができるほど風化が進んでいる。また、本地すべり周辺にはマサの採取場が多数存在している。

水ミチ探査を実施するに際して、調査地の詳細な地形図をレーザー距離計「IMPULSE200」を用いて、作成した(図1.2.31)。調査対象の地すべり地形は植生や地形の様相により、のり面对策工が行われた斜面部とその上部後方に広がる木々や竹が生えている林部の2つに分けられる。

地すべり前面の斜面部では中央右下部が隆起していることが特徴的である(写真1.2.39)。この隆起は現在も進行中であり、土塊移動対策として設置された木柵工は水平に押し倒されている。また、斜面中腹の地表面には水が流れて形成された浸食跡が見られる。

地すべり後方の林部には、高さ1.5 m程の滑落崖の外周を最大落差が5 m以上にもなるより大きな滑落崖が囲む形で地すべり地形が存在している。内側の小規模な滑落崖は表面がまだ新鮮で、一部ではすべり面が形成され



図1.2.29 雲南市と調査地域の位置図

写真1.2.39 2010年8月に島根県雲南市内で発生した地すべり  
(株)日本海技術コンサルタンツより提供)

たときにできた引っかき傷(条線)が見られることから、この滑落崖は最近形成されたものと考えられる。

さらに地すべりの内側では、約20cmの段差が弓状に10数m連続していることが確認された。これらのことから、この段差と最初に発見された地すべりは、落差1.5mの滑落崖を主滑落崖とする地すべりの二次滑落崖であると推定した。また地形変形の様相は林部が沈下し斜面下部は隆起していることから、隆起を地すべり末端の押し出し部分と判断し、円弧すべり型の地すべりと推定した。

### (3) 探査と試験

2012年8月上旬に1m深地温探査、10月下旬から12月にかけて簡易貫入試験と自然電位探査を行った。地すべりの横断方向に3本の測線を取り、各測線上に3m置きに測点を設け、原位置試験を行った(図1.2.31)。測線

は地すべり下部から順にLine-I、Line-II、Line-IIIとし、試験を行ったポイントはそれぞれ9箇所、10箇所、12箇所とした。Line-Iは斜面下部の隆起の上を通り、Line-IIは斜面上部の比較的変形の少ない場所に設けた。Line-IIIは林部手前の弓状の段差をまたぐように設けた。

#### 簡易貫入試験及びすべり面形状の推定

本試験は質量5kgのハンマーを自由落下させ、先端コーンを土中に貫入させることで土の貫入抵抗を求めることを目的としたものである。地下10cmごとの貫入抵抗を $N_d$ 値で表した。これは10cm貫入させるのに要した打撃回数を意味する(地盤工学会基準JGS 1433-1995)。本調査地域のように軟らかい地盤の場合、1打撃で10cm以上貫入してしまうことがあるので、その場合の $N_d$ 値は貫入に要した打撃回数を $N$ 、貫入量 $\Delta H$ をとして次式で求められる。



図1.2.30 調査地周辺の地形 国土地理院 (2010) より

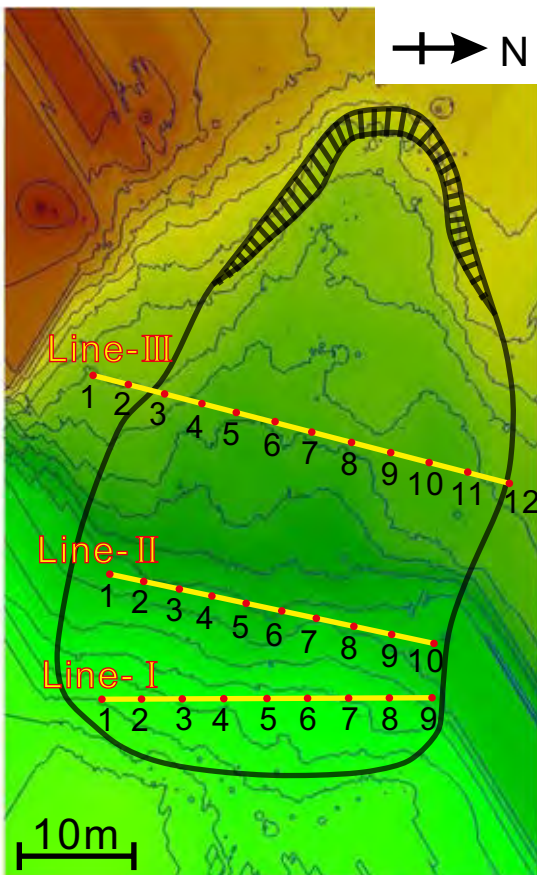


図1.2.31 地すべり平面図(中の点と線は実施した原位置試験の測点と測線を示す)

$$N_d = 10 \times N / \Delta H \dots\dots\dots (1)$$

Line-Iでは図1.2.32のような結果になった。Line-IではI-1からI-5までは3m以内にすべり面下の基盤と思われる硬い層が分布していたが、I-6やI-7では硬度の躍層は確認できなかった。このことから、このポイントのすべり面は、測定深度である地下5mよりも深い位置に存在しているとみられる。

Line-IIではII-5, II-6, II-7が測定深度まで試験しても硬度躍層を示さなかった(図1.2.33)。これらのすべり面もLine-IのI-6やI-7と同様に測定深度の地下4m以深に存在しているとみられる。Line-IIIもまたIII-7, III-8, III-9のポイントで地下4mまでに安定基盤と思われる大きな値は得られなかった(図1.2.34)。

試験で得られた結果をもとに、すべり面の復元を行う。データが欠損しているポイントのすべり面は予想の深度として破線で記す。まず始めにすべり面と移動土塊の境界の目安となる  $N_d$  値の大きさを決定する。

大久保・服部(1973)は千葉県における第三紀泥岩地帯の崩壊地で試験を行った結果から、深さ2m程度で発生する表層崩壊の調査に簡易貫入試験が適していることを示した。この時の調査では  $N_d < 5$  を表土層,  $5 < N_d < 30$  を風化層,  $N_d > 30$  を基岩の泥岩と区分している。前述したように、本調査地域の花崗岩は激しく風化が進んでいる。また、簡易貫入試験の結果によると、全体的に  $N_d$  値が20付近で飛躍的な値の上昇を示している。この

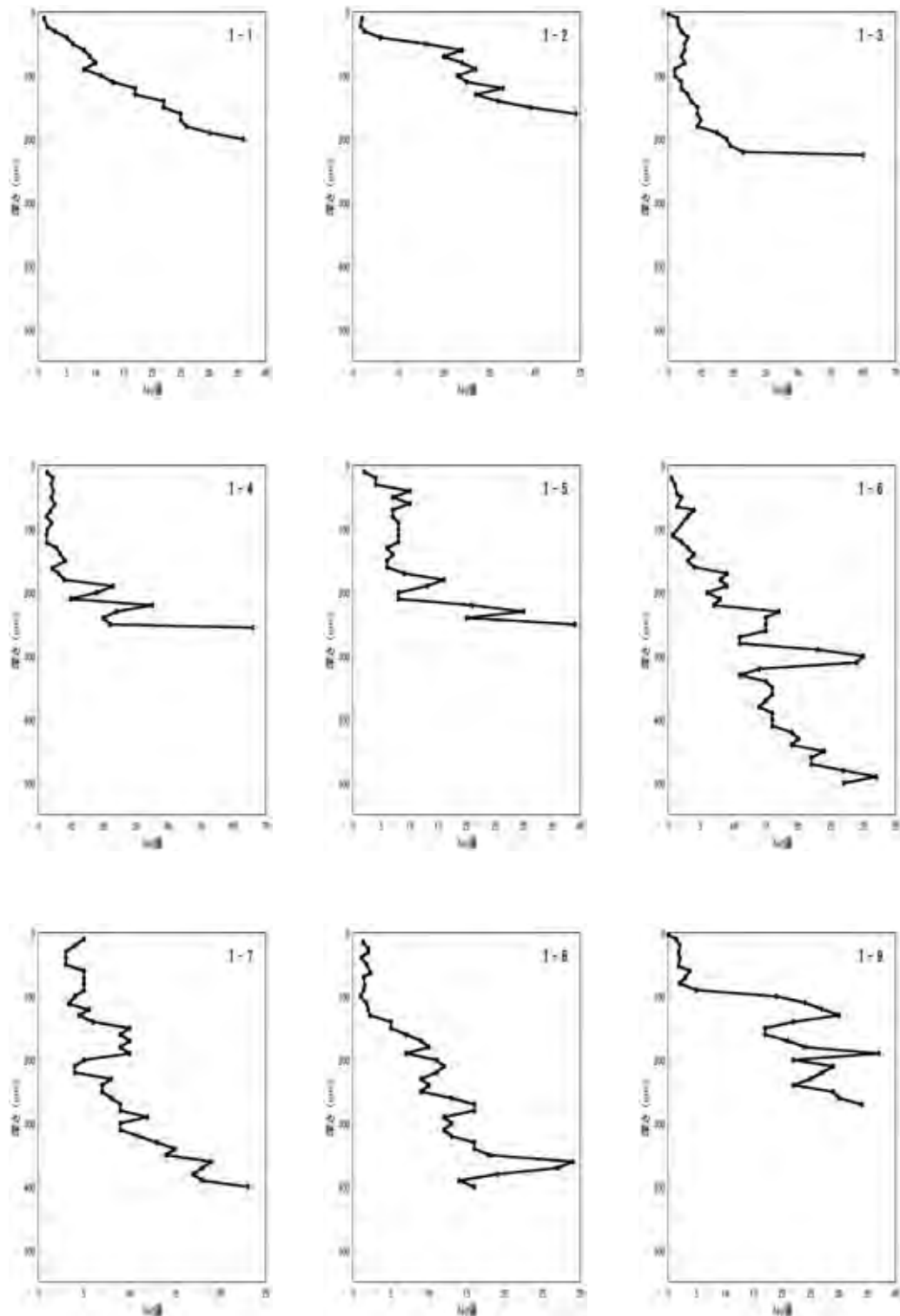


図1.2.32 Line-I全体の簡易貫入試験結果

ことから  $0 < N_d < 20$  を移動土塊とし、 $20 < N_d$  をすべり面以深と区分した。

図1.2.35は測量の最初に用いた原点の標高を基準として標高補正を行った後のLine-Iの地表とすべり面を表したものである。データの欠損部については推定すべり面を破線で示した。Line-IIとLine-IIIも同様にすべり面の復

元を行った(図1.2.36, 図1.2.37)。

これらのすべり面と地形図を比べてみると、すべり面深度が深くなっている場所と地形図の等高線が異常に変形している場所がほぼ同じ位置にあることが見て取れる。それが地表で見られた地形変化と対応していることは、復元したすべり面が信頼できることを裏付ける証拠となった。

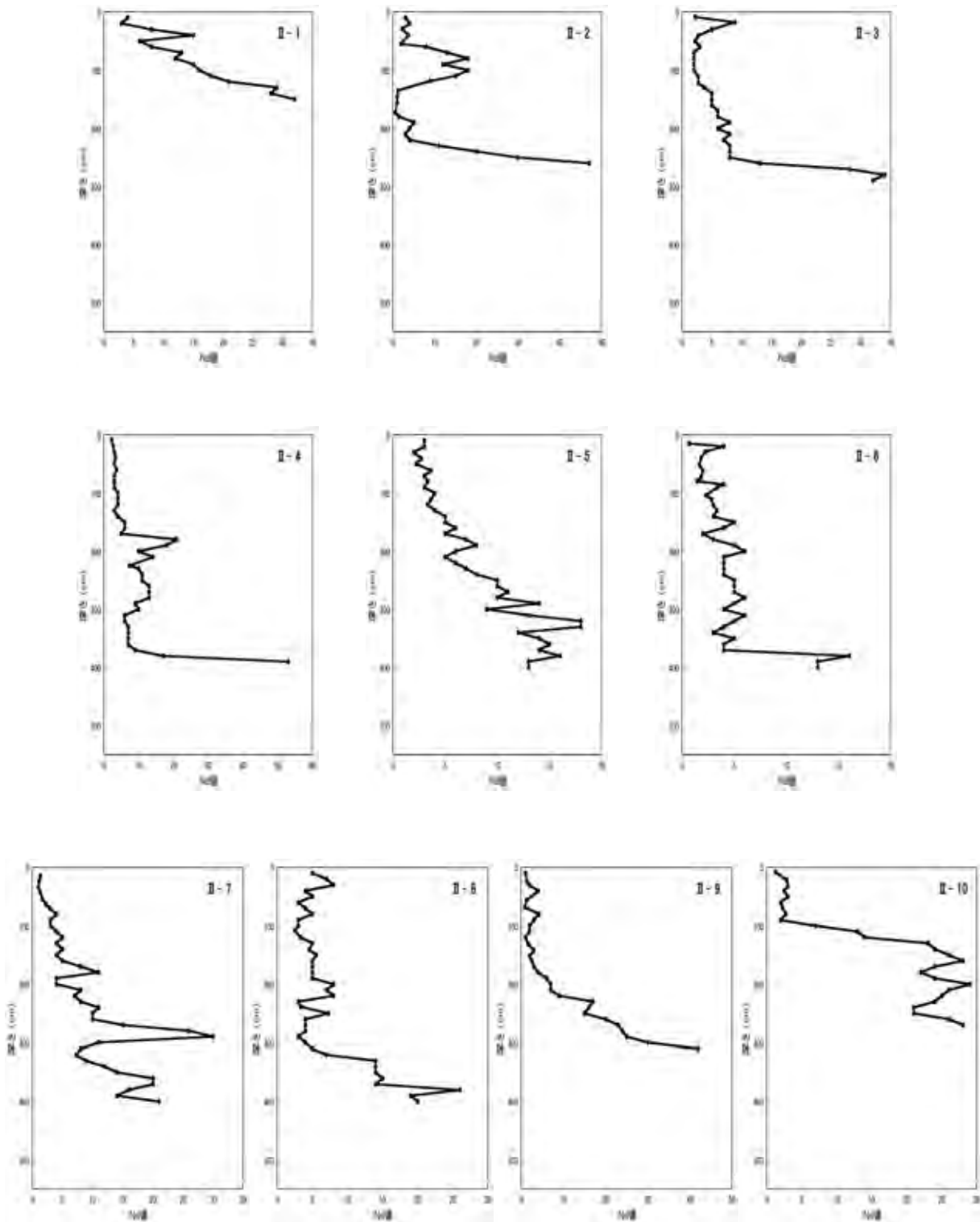


図1.2.33 Line-II全体の簡易貫入試験結果

### 1 m 深地温探査と自然電位探査

1 m 深地温探査は地温と流動地下水の温度差を利用した試験である(伊藤ほか, 1998; 竹内, 1983; 竹内ほか, 2007)。夏秋季には周辺地温が流動地下水の温度よりも高いために、水ミチの周囲は地温が低くなる。一方で、春冬季には逆に周辺地温が流動地下水の温度よりも低く

なるために、水ミチの周囲は地温が高くなる(伊藤ほか, 1998)。本研究では、地温が高く、地下水温が地温より低い状態である8月に1 m 深地温探査を実施した。

自然電位探査は、常に自然地表面に存在している自然界の電位を測定する探査手法であり、SP (self-potential) 法と呼ばれる。地球の表面には常に微弱な電位が生じて

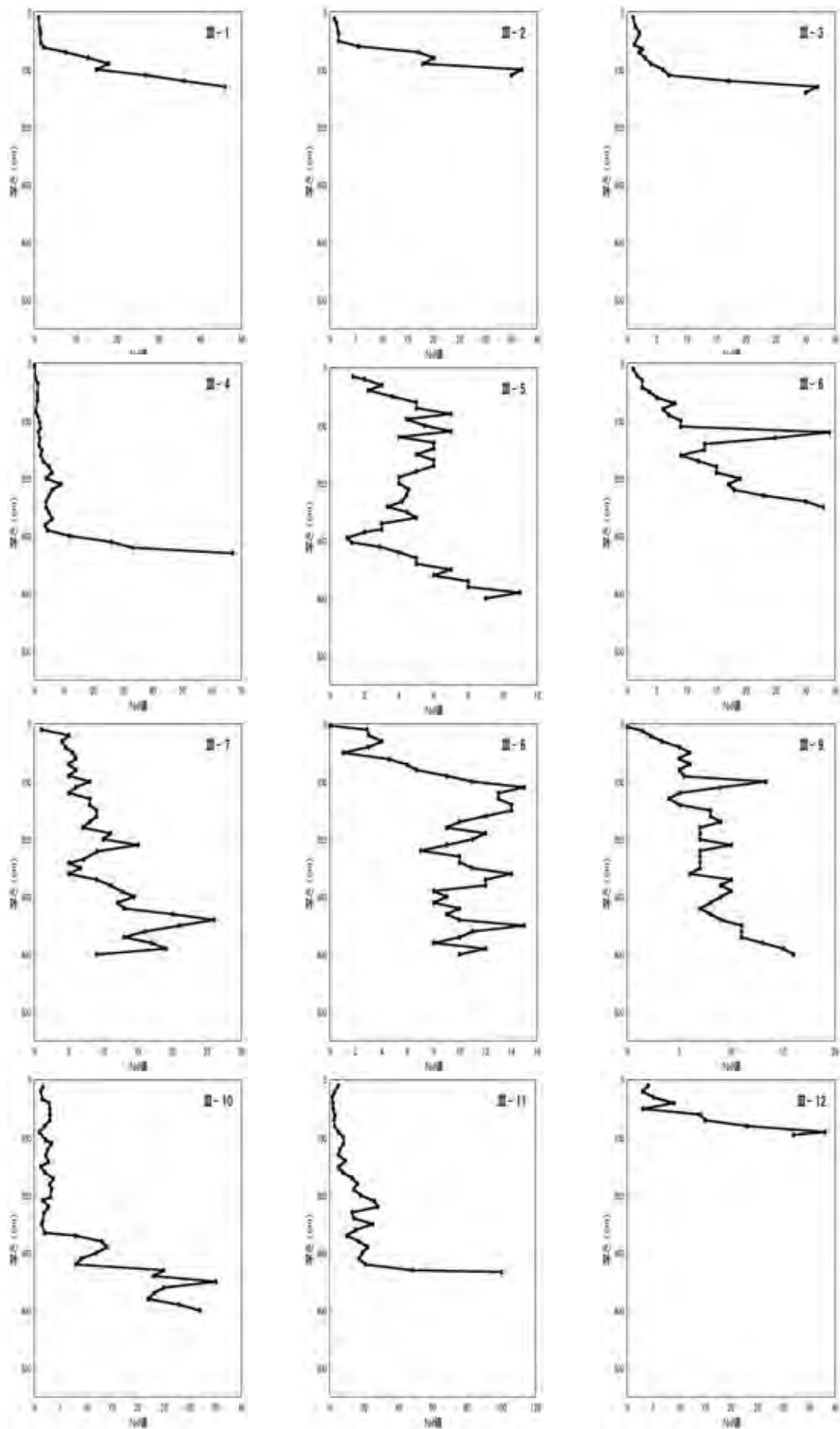


図1.2.34 Line-III全体の簡易貫入試験結果

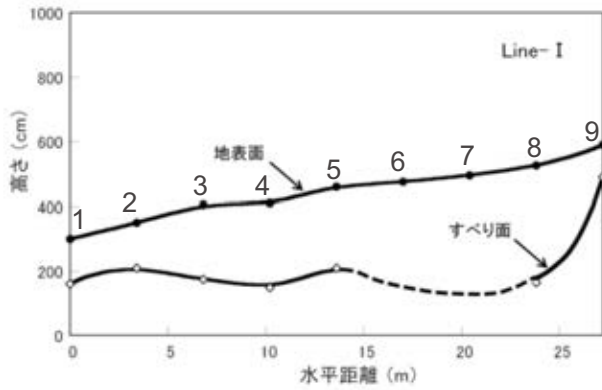


図1.2.35 Line-Iの地表面とすべり面

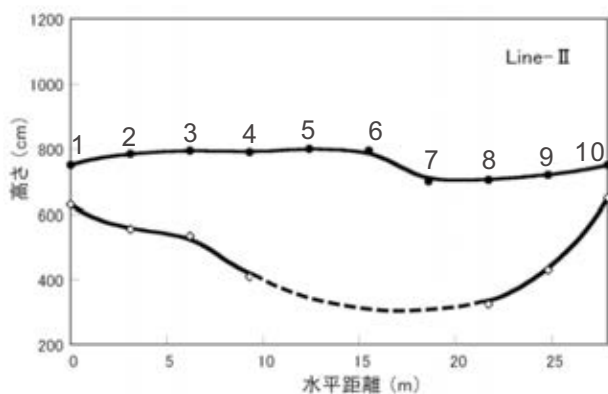


図1.2.36 Line-IIの地表面とすべり面

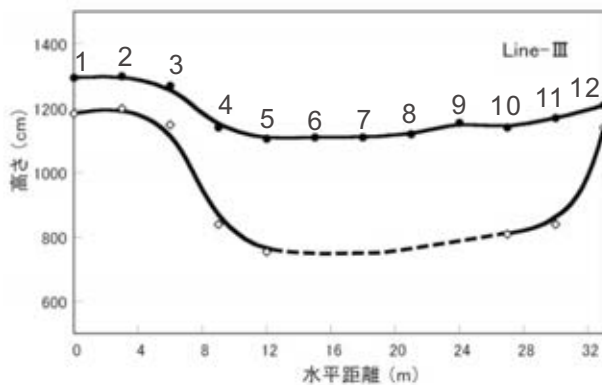


図1.2.37 Line-IIIの地表面と推定すべり面

おり、これを自然電位といい、その電位を測定対象としている。地面の中には、正の電荷と負の電荷が均一に存在している。しかし、河川や地下水の存在などにより水が流れている場合、流動する水が正電荷を運び去ってしまうため、土には負の電荷のみが残る(図1.2.38)。したがって、水ミチ付近の土塊には負の電荷が集積しており、自然電位探査を行うと負の値を示す。地表に3mの間隔を開けて一対の硫酸銅水溶液を入れた電極を設置する。電

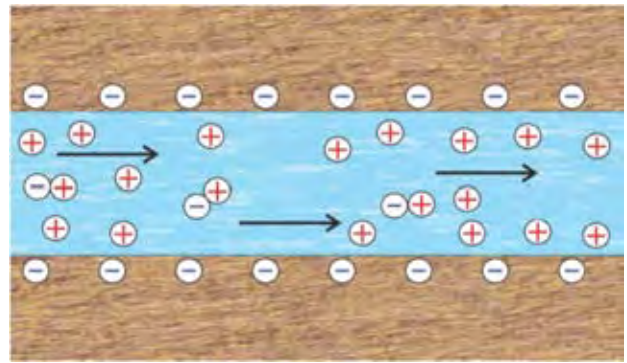


図1.2.38 流動地下水による土壌への電荷集積模式図(伊藤ほか, 1998を加筆)

極を設置する際、電極の下に草や石があると、土の間隙率が高くなり電気抵抗が高くなるため、好ましい結果を得ることができなくなる。ゆえに接地面は穴を掘るなどして、ある程度障害物を取り除くのが理想である。

#### 測線ごとの試験結果比較

図1.2.39はLine-Iでの両試験の結果である。Line-Iにおける1m深地温探査の結果と自然電位探査の結果の整合性は非常に高く、地下水による影響と思われる反応を示す場所とそうでない場所が明確に区別できる。1m深地温と自然電位差は共に低い値を示す場所に水ミチが存在する。Line-Iにおいては、ポイントI-6からI-8にかけて両試験に共通して低い値を示す結果が見られた。このことから、この場所に水ミチがあると推定される。

Line-IIでは図1.2.40のような結果となった。1m深地温探査ではポイントII-1, II-2で低い値を示したが、自然電位差では対応した結果は示さなかった。これはこのポイント付近の南側には竹が自生しており、午後になると直射日光が当たらなくなることが原因として考えられる。ポイントII-7からII-10にかけて両試験に共通して低い値を示した。このことから、Line-IIにおける水ミチはこの付近にあると推定した。

Line-IIIでは図1.2.41のような結果となった。自然電位差はポイントIII-1からIII-12にかけて一定の割合で負の値が増している。1m深地温でも多少の変化はあるが、その差は4°Cに満たない結果となった。水ミチが存在している場合、1m深地温は低くなり、電位差は負の値を示すはずであるが、Line-IIIにおいては測点間で温度が低くなるのに対し、電位差が正の値を示したり、温度が高くなるのに対して電位差が負の値を示すという場所が多く見られた。このことからLine-IIIにおいては、あまり地下水の影響を受けていないことが推定される。実際に、簡易貫入試験で4mの深さまで貫入を行ったが、引き抜いた時のロッドに付着した土は乾燥しており、地下水はLine-IIIの浅層部には存在していないと考えられる。

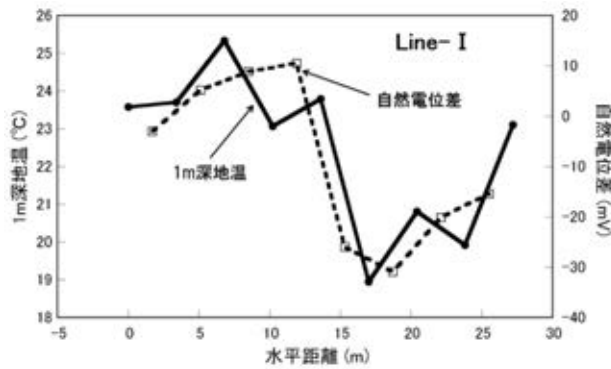


図1.2.39 Line-Iの1m深地温と自然電位差の結果比較

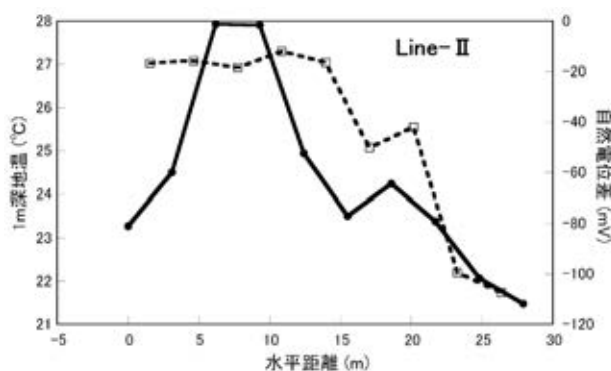


図1.2.40 Line-IIの1m深地温と自然電位差の結果比較

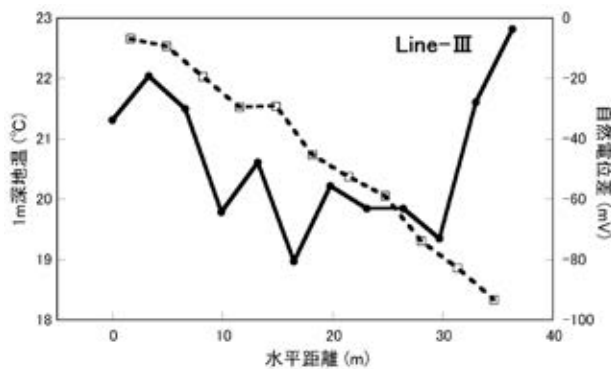


図1.2.41 Line-IIIの1m深地温と自然電位差の結果比較

#### 水ミチ位置の推定

複数の試験・探査の組み合わせによって水ミチを見出すことができた。これらのポイントを繋げることで地下水がどのように地下を流れているのか推測が可能となる。本調査ではLine-Iの中央右寄り、Line-IIの右端に地下水の反応を示す探査結果が得られた。しかし、Line-IIIでは特徴的な反応はなく、浅層部には地下水が存在していないという結論に至った。これらを踏まえると、地下水は

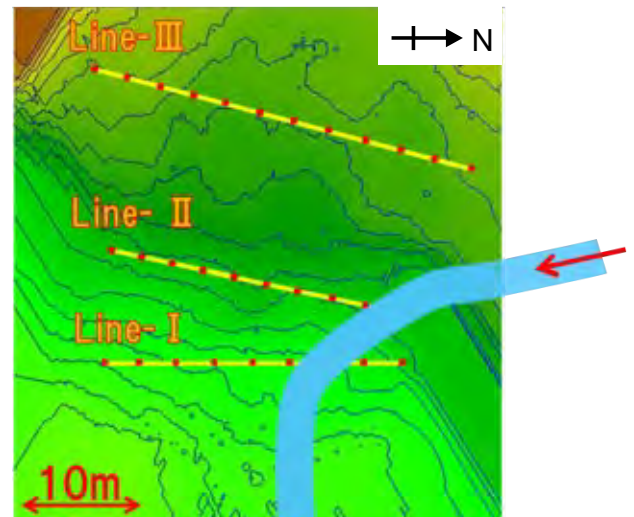


図1.2.42 当地すべり地における地下水の水ミチの解釈

Line-IIIの深部か、Line-IIIとLine-IIの間の地すべり範囲外から流入しているということになる。

地下水に強い反応を示した場所はLine-Iでは中央寄りであるのに対し、Line-IIでは北端であることから、地下水は北から南にかけて流れていることが予想される。先述した通り、本調査地は南北方向に延びる尾根の南端にあたり、南に緩く傾斜している。このことから本調査で検知された地下水は、尾根沿いに南へと流れる過程で本調査地である地すべり斜面表面に湧水となって現れたと推定した(図1.2.42)。

#### (4) まとめ

島根県雲南市内で発生した地すべりにおいて、地下の水ミチ探査方法を、周辺の地形的特徴や各種原位置試験と併せて評価した。その結果は以下のようにまとめることができる。

- ・本調査で見られた新鮮な滑落崖を呈する地すべり地形は、幅約35m、長さ約60mの規模で東向きの斜面にて滑動した。この地すべりが形成される以前に、この地すべりをとり囲むように5m以上の滑落崖を持つ大規模な地すべりが発生していた。
- ・簡易貫入試験によりすべり面の復元が可能であり、且つロッドを引き抜いたときに孔内水の有無が確認できる。
- ・1m深地温探査は季節の影響を大きく受け、測定可能な時期に制限があるが、地下に熱源がない限り流動地下水の存在位置が結果となって現れやすい。
- ・地下水はLine-IIIとLine-IIの間の地すべり範囲北端から流入し、Line-IIの北端付近、Line-Iの中央北を通り表流水となって斜面から流れ出ていくことが分かった。
- ・1m深地温探査と自然電位探査の結果は、地下水が存在している付近では整合性の高い結果を示し、水ミチ



位置の探査手法として有効であることが本調査で確認された。

**謝辞** 1 m 深地温探査の開発者である自然地下水研究所の竹内篤雄博士には、実験方法や結果の処理方法など、本調査において非常に有益なご指摘をいただいた。

【西田洋介・桑田庸平・三谷康博・汪 発武・大坂 理】

**引用文献**

伊藤芳郎・楠見晴重・竹内篤雄 (1998)：斜面調査のための物理探査 一 地すべり・地下水・岩盤評価一。吉井書店，361p。  
 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991)：今市地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅)，地質調査所，79p。  
 国土地理院 (2010)：地図閲覧サービス。http://watchizu.gsi.go.jp/watchizu.html?longitude=132.90159435152&latitude=35.363440499309 (参照日 2013 年 1 月 29 日)。  
 大久保駿・服部泰平 (1973)：千葉県で発生した崖崩れの特徴について。新砂防，No.86，pp.10-19。  
 竹内篤雄 (1983)：地すべり地温測定による地下水調査法。吉井書店，196p。  
 竹内篤雄・渡辺知恵子・大谷沙織・山田 晃 (2007)：1 m 深地温の再現性と実施時期の再検討について。日本地すべり学会誌，Vol.44，No.2，pp.111-115。

**2.1.7 島根県県央部における第四紀層の地すべり事例**

**(1) はじめに**

島根県特有の地すべりとして、第四紀更新世の半固結堆積物である都野津層に起因した“都野津層地すべり”がある。都野津層は正式には“江津層群都野津層”と呼ばれ、その分布は県西部にて広範囲にわたる。一般に砂礫～砂～粘土・シルトの多サイクルの堆積をくり返す層厚 10～50 m の半固結状の堆積物であり、分布域ではしばしば小起伏平坦面を呈している (島根県地質図説明書編集委員会編，1985)。

都野津層に起因した都野津層地すべりは、特に大田市南部～邑智郡美郷町北部で多く、地すべり防止区域も存在している。都野津層すべりは都野津層とその下位の基

盤層や粘土層との境界部付近ですべる例が多い。またそれらの崩土の二次的の地すべりの発生も多いといわれている (島根の地すべり編集委員会編，1990)。

**(2) 調査地の地形・地質的特徴**

本稿で紹介する都野津層地すべりは、島根県の県央部に位置する出雲市佐田町一窪田<sup>ひとくぼた</sup>地内 (図 1.2.43) に位置する。当地は 1 級河川の神戸川<sup>かんと</sup>の支流と小田川支流との分水嶺直下に位置する標高 300～320 m の東向き斜面である。直近には地すべり防止区域が設定されており、南方には地すべり対策施設 (集水井など) が施工されている。

図 1.2.44 に調査地 (地すべり地) の地質平面図を示す。神戸川支流の谷との比高は 100 m 近く、谷筋に向かって急斜面をなすが、調査地付近はやや緩斜面を呈す。調査地から尾根を挟んで西側には比較的大きな溜池が 3 箇所あり、その余水は最北の溜池から沢水として西方及び東方へ流下している。

調査地では新第三紀中新世の大森層の安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩が主に分布している (服部ほか，1983)。さらにこれらの新第三紀火山岩類を不整合に覆って、半固結の砂礫混じり粘土が山稜部に局所的に分布している。調査地のやや北方にある毛津地区の標高 260～



図 1.2.43 調査地の位置図



図 1.2.44 調査地の地質平面図

300 m の山稜部には、層厚約 40 m の礫・砂・泥互層の都野津層相当層（毛津層）が分布することが知られている（大西，1979）。調査地の山稜部を覆う半固結の砂礫混じり粘土は、その分布標高や露頭の状況から、この都野津層相当層にあたる。このため、以下ではこの層を“都野津層”と呼ぶことにする。

### (3) 地すべり発生箇所の概要と発生経緯

#### 地すべり箇所の概要

調査地の地すべり箇所の詳細平面を図 1.2.45 に示す。地すべり箇所は切土造成された 4 段の切土のり面とその背後の自然斜面からなる。切土のり面は勾配  $S=1:1.2$ 、高さ 17 m 前後で、のり面上方にわずかに緩斜面地を有す。後背斜面の勾配は  $30\sim 34^\circ$  である。

当該箇所は新第三紀中新世の火山岩が地質的な基盤をなし、のり面部に主に分布する。その上部部を砂礫粘土からなる半固結堆積物（都野津層）が基盤層を不整合に覆っ

て後背山地に分布する。のり面部では基盤と半固結層との地層境界が小段の 2 段目付近まで垂れ下がっている。

#### 調査地の地すべりの経緯

当該箇所では地すべり発災以降、多年度にわたるボーリング調査と地すべりの動態観測により地すべりの形状と地質構造がある程度明らかになっている。地すべりは平成 10 年の造成切土を発端として発生し、平成 18 年以降には豪雨により拡大した。その発生経緯や形態から 1 次すべりと 2 次すべり、3 次すべりに分けられる。

#### 1 次すべりの発生（平成 10 年）

平成 10 年 10 月に  $S=1:0.8$  勾配の切土により造成が開始された。平成 11 年 1 月の施工中、切土面に地すべりが発生した。発生直後、下部斜面に応急押え盛土工が施工され、水抜ボーリング工及び排水工によるのり面の切り直し ( $S=1:1.2$ ) が行われ、のり面保護工として吹付のり枠工と植生工が施工された。

しかし、工事後、のり面上方まで地すべりが拡大し、

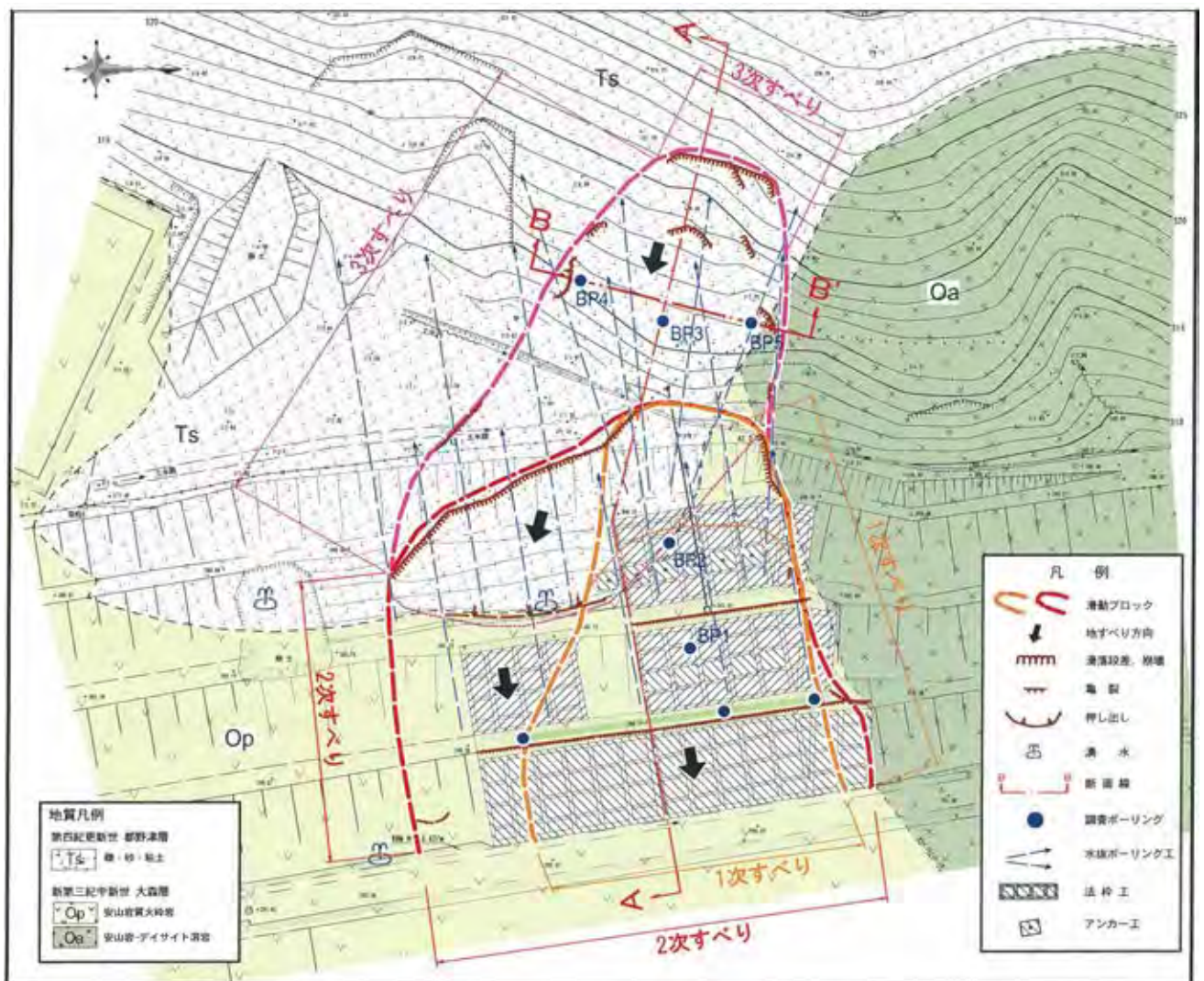


図 1.2.45 地すべり箇所の地質分布及び調査・対策工位置平面図

新たな頭部亀裂やのり枠工の押し出し性亀裂が発生した。このため、さらにのり枠中詰め部に受圧板構造物としてグラウンドアンカー工が施工され、最下段ののり枠工の施工も行われた。この対策後、目立った変状の拡大はなくなり、地すべり滑動は沈静化した。

2次、3次すべりの発生(平成18年7月)

沈静化していた地すべり滑動であったが、平成18年7月豪雨(最大日雨量180mm/日、連続雨量431mm)を契機に押し出し等によるのり面の崩壊とのり枠工の破壊の進行が確認された(2次すべり)。これを受けて現地を緊急点検したところ、被災の範囲が平成10年発生当時より広範囲の幅約30mとなっていたことが確認された。

さらに、翌平成19年7月上旬の強雨時(最大日雨量76mm/日、連続雨量164mm)には、7/2~7/4の2日間で地表伸縮計は60mm、その後の10日間の降雨で50mm

の顕著な変位を示し、3段目ののり面小段部の押し出しが明瞭となった。のり面上方の山腹斜面の地表部には明瞭な引張亀裂が発生した(3次すべり)。

この変状を受け、のり面部の小段1段目~3段目にかけて3段の応急水抜ボーリング工が緊急施工された。最上段の水抜ボーリング工を施工中に総排水量39.3ℓ/minの排水が確認され、以降地すべり変動は急速に沈静化した。

現在の状況

応急水抜きボーリング工施工後の約2年間の動態観測でも豪雨時にはパイプ歪計に潜在変動相当の地すべり変動が認められ、滑動は完全に安定化してはいなかった。このため、平成21年には追加の水抜ボーリング工と抑止杭工が施工された。地すべりはその後再び沈静化している。

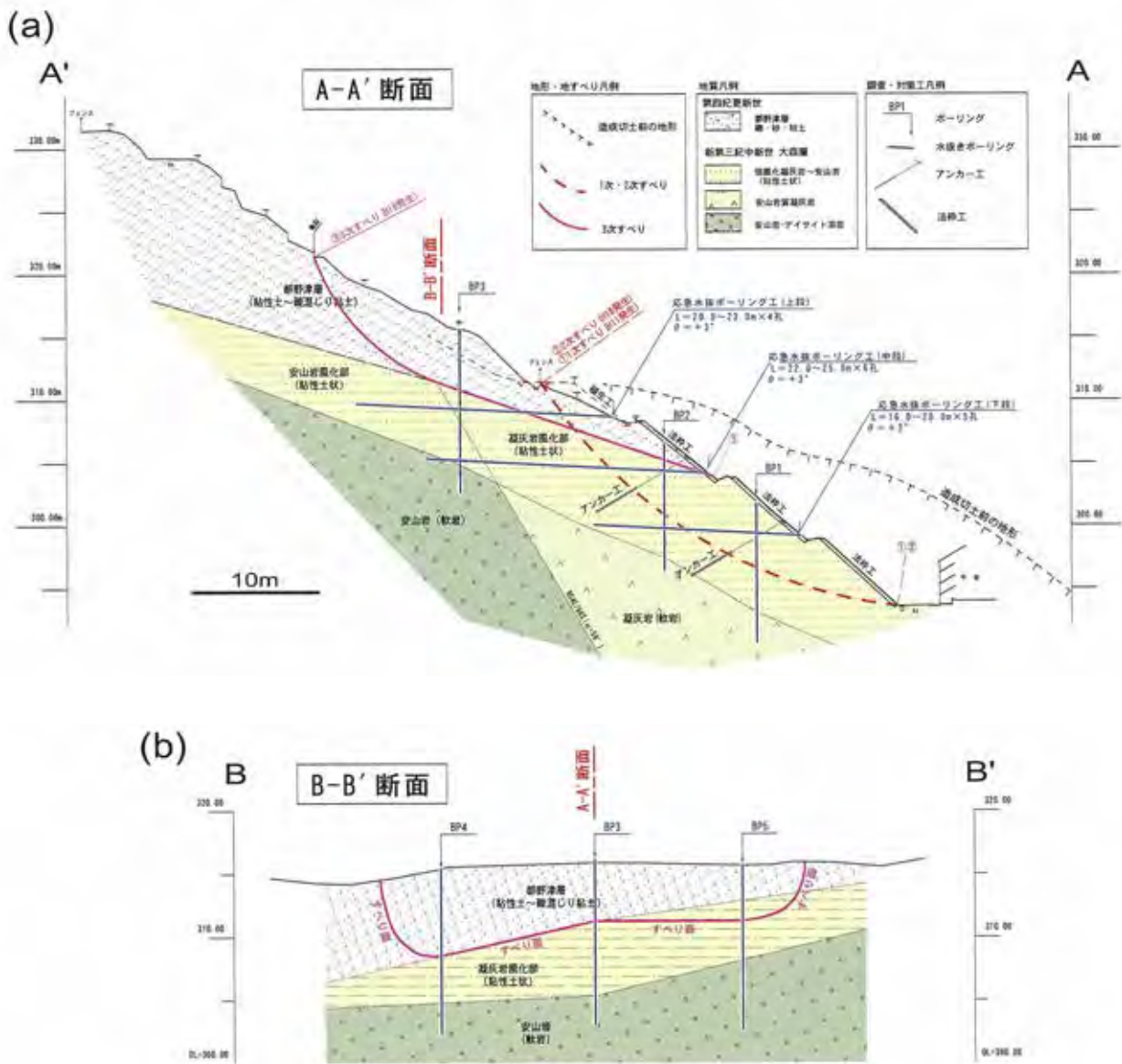


図1.2.46 調査地の地すべり及び推定地質断面図  
(a) 地すべり解析縦断面図(A-A'断面), (b) 地すべり横断面図(B-B'断面)。

#### (4) 調査地の地すべりの特徴

##### 地質的特徴と地下地質構造

##### 地質的特徴

図1.2.46 (a) にA-A', (b) にB-B' 方向の断面を示す(位置は図1.2.45 参照)。調査地の地質的な特徴として、下位の火山岩類である新第三紀火山岩が深部まで風化し、粘土化が著しいことが挙げられる。各ボーリングの火山岩類の風化層厚は6~9 m であり、岩石組織を残しているものの、赤褐色~赤紫色を呈す軟質な粘土状となっている(写真1.2.40)。1次すべり、2次すべりは火山岩類の風化部を主要な移動土塊として滑動している。

もうひとつの特徴として、火山岩類上部を被覆する都野津層の存在が挙げられる。本層は白~灰白色を呈す軟質な砂礫混じり粘土層で、現地露頭やボーリングコアから砂礫層~砂礫混じり粘土層の互層と推測される。礫の多くはクサリ礫化しているが、所々に石英質の硬質礫を残す(写真1.2.41)。主にのり面部上部の緩斜面から後背山地に分布しており、しばしば湧水を伴う小規模な崩壊を起こしている。造成切土により消失しているが、切取前の分布域は緩斜面をなしていたことが造成前の地形図から判読できる。3次すべりは都野津層を主要な移動土塊としており、下位の火山岩類との境界部付近がすべり面と



写真1.2.40 風化で赤褐色化し、粘土化が進んだ基盤層コア

なっている。ボーリングコアでは地層境界付近に明瞭な鏡肌が確認されている。

##### 地質構造

調査地では、都野津層に埋積された凹地が存在していることがのり面部での露頭分布やボーリング調査により確認されている。火山岩とそれを被覆する都野津層との地層境界はのり面部では2段目の小段尻付近まで下がってきている。凹地の形状はのり面部付近では少なくとも深さ約10 m、幅約20 mを有すものと推定される。図1.2.46 (b) は3次すべりの範囲におけるB-B' 方向の地質構造を示したものである。都野津層の堆積層厚はBP-5→BP-4 方向に向かって徐々に厚くなっているため、凹地の中央部は地すべり範囲よりさらに南側に位置していると推測される。3次すべりは都野津層に埋積された凹地の北側縁辺部に沿って発生したものと推測される(図1.2.47)。



写真1.2.41 都野津層のボーリングコアと地層境界付近のすべり面(鏡肌)

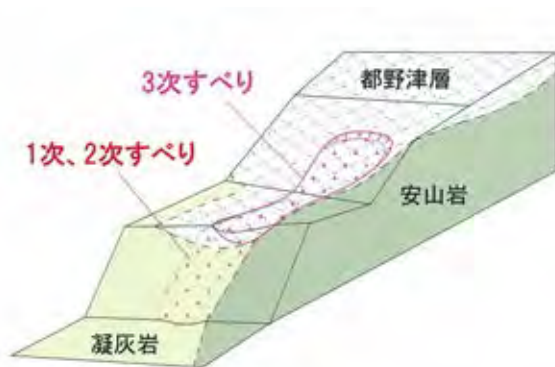


図1.2.47 地質構造と地すべり発生箇所の概念図

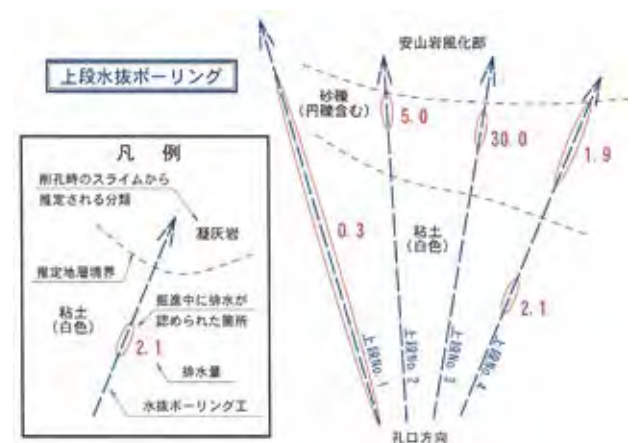


図1.2.48 上段水抜ボーリング掘進中の排水位置及び排水量(単位: ℓ/min)

(5) 水みちの存在と地下水位の変動

都野津層中の水みちの存在

図1.2.48は平成19年に緊急施工された応急水抜ボーリング工施工時の試錐日報に基づいて作成したボーリング掘進中に排水が見られた深度及びその排水量である。排出スライムの状態や色調(白～灰白色は都野津層, 赤褐色～赤紫色は火砕岩)を基に水平方向の推定地質図を記載している。

応急水抜ボーリングは上段4本, 中段6本, 下段5本の3段で, 計15本施工された(図1.2.45, 図1.2.46参照)。ボーリング施工中の総排水量は下段9.6ℓ/min(5本), 中段3.3ℓ/min(6本)であるのに対し, 上段の総排水量は39.3ℓ/min(4本)と非常に多い。特に上段No.3はボーリングで深部を掘進中, 30ℓ/minの大量の排水が認められ, 湧水とともに円礫が排出されている。同様の排水傾向は上段No.2と上段No.4でも認められた。

そのやや奥では赤紫色のスライムが排出されていることから, ここでは下位の火山岩類に到達しているものと推測された。このような点から, 地下水は都野津層の中でも凹地基底の砂礫層及びその直下付近が水みちになっていると推測される。上段No.3のボーリングでは施工後も常に5～10ℓ/minの排水があり, 水みちの地下水流動が極めて活発であることが示唆される。

なお, 中段のNo.1～No.3ボーリングも都野津層内を掘進しているが, 総排水量は少ない。施工記録によればこれらのボーリングは火山岩部まで掘進されておらず, 都野津層基底部を貫通していなかった。

孔内水位の変動傾向の変化

図1.2.49に平成19年5月～同21年8月までのBP-1, BP-2及びBP-3の3孔の孔内水位観測結果を示す。当期間は3次すべり発災後から発災後に緊急施工された応急水抜ボーリング施工後の約2年間にわたる孔内水位観測記録である。なお, 観測孔はいずれもオールストレーナー加工された塩化ビニールパイプを使用し, 地表水流入防止のためコンクリートで孔口が保護されている。

孔内水位は降雨との相関が良く, 少量の降雨にも比較的鋭敏に水位が反応する傾向が認められる。ただし, 4月頃～11月末を春季～夏季, 11月末～4月頃までの秋季～冬季としておおまかに区分すると, 両者の水位変動には差異が認められる。前者は降雨に対する水位上昇量が大きく, 水位低下の下限標高が低い。一方, 後者は水位上昇量が小さく, 水位低下の下限標高が高い。各孔の孔内水位線の下限標高に着目するとその傾向の変化が浮き彫りとなる。

時期的な雨の降り方の違いや蒸発散バランスによる季節的な地下水位変化の可能性も考えられるが, 平成20年度は10月25日頃を境に水位変動傾向が急激に変化しているため, 傾向を変化させる要因がこの時期にあったもの

と推測される。

孔内水位と溜池水位の関係

当該地区の地下水位変動傾向に変化を与える要因として, 地すべり箇所から約100m西側の標高315m前後に位置する大きな溜池水位の影響が考えられる(位置は図1.2.44を参照)。この溜池は例年, 夏季に利水の揚水のため水位が低下し, 冬季は使用されずに貯水されるため水位が上昇するなど, 溜池水位の変動時期が孔内水位の変動傾向の変化時期と類似している。

図1.2.50は平成21年の春季～夏季における溜池の水位標高と地すべり箇所の孔内水位の関係を示したものである。春季～夏季の間は利水のため溜池が揚水されており, 降雨量が少なければ溜池水位は低下する。平成21年6月22日以降は降雨が多く, 溜池水位が徐々に上昇し, 最終的にはEL.316.58mまでの水位上昇を確認した。

ここで孔内水位との対応をみると, 溜池水位の下降時期には各孔の水位下限標高は低下傾向にある。しかし, 6月22日以降に溜池水位が上昇に転じ, 水位標高がEL.316mを越えたあたりで, 一転して孔内水位の下限標高は各孔とも急激に上昇した。これは平成20年

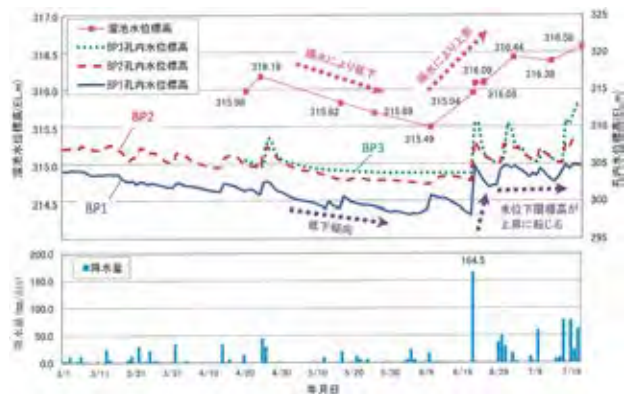


図1.2.49 調査地の2年間(H19～H21)の孔内水位観測結果

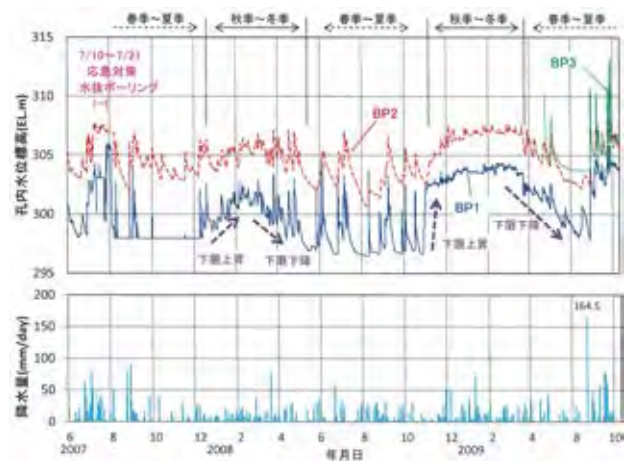


図1.2.50 溜池水位と孔内水位の関係

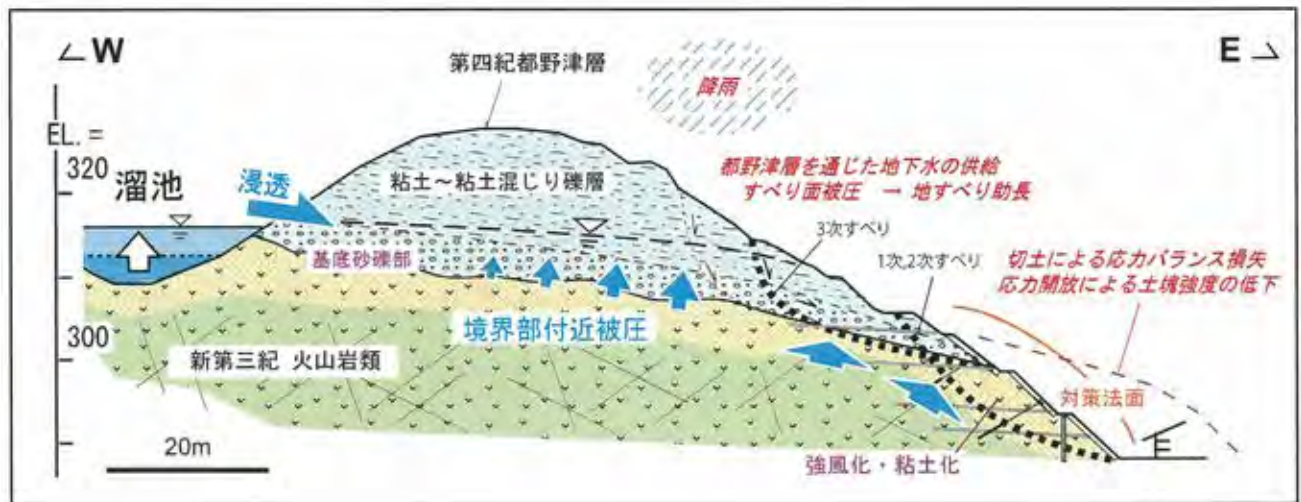


図1.2.51 一連の地すべり発生要因概念図

11月頃の急激な水位変動傾向の変化に近い動きである(図1.2.47参照)。

こうした点を鑑みると、溜池の水位標高と孔内水位には密接な関係があるといえる。特に、溜池水位がEL.316 m 付近より高い位置にあると孔内水位の下限標高が高くなる関係が伺える。これは溜池の水位上昇により地すべり地に対して地下水が供給されていることに起因していると推察される。

#### (6) 調査地の地すべりの原因

##### 地すべり発生の素因・誘因

以上の事実から、調査地において発生した一連の地すべりの素因と誘因について考察した概念図を図1.2.51に示す。

今回の一連の地すべりは平成10年の造成切土工事を発端として発生した。この工事で斜面の不安定化と水みちの変化を招き、斜面崩壊の活発化と土塊強度低下が進行した結果、地すべりが拡大していったものと推察される。素因としては、①半固結状の都野津層とその下面にあって風化が進行し、強度低下した火山岩類の分布、②水みちとして機能した凹地基底に分布する都野津層の砂礫部の存在が挙げられる。

発生誘因としては、①造成切土による応力バランスの損失はもちろん、②応力解放による強度の低下、③降水による地下水位の上昇がある。それに加え、④都野津層の基底部付近の水みちを通じた地下水の供給が挙げられる。溜池水位がEL.316 m 付近を越えると急激に孔内水位が変化する点から、溜池周辺ではこの標高付近で地下水が流出しやすくなる要因(例えば、都野津層砂礫部の地表露出標高や溜池に敷設された遮水シートの上端など)があるものと推測される。この水が地すべり地に供給されることで、間隙水圧を上昇させ、一連の地すべり発生を助

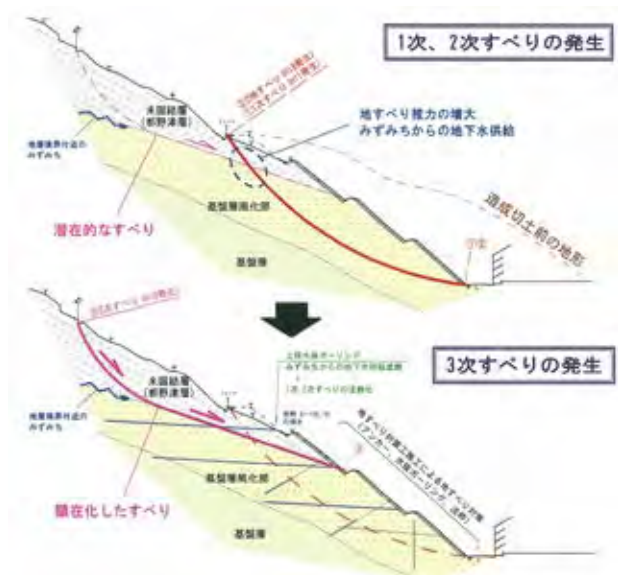


図1.2.52 1次、2次すべりの頭部を巻き込んだ3次すべり

長していたものと推察される。

##### 地すべりの発生機構と1次～3次すべりとの関連

図1.2.52に平成11年と平成18年に発生した1次すべり、2次すべりと、平成19年に発生した3次すべりの関係を示す。

調査地の地すべりは切土のり面部を主体に抑制工、抑止工が施工されてきたが、最終的にはのり面部上方に分布する都野津層を主として滑動する3次すべりが発生した。この3次すべりについては、地すべり発生の素因・誘因を考えると、造成切土によって都野津層がのり面に露出した時点(末端部がカットされた時点)から発生・進行したと想定される。図1.2.52に示すように、3次すべりは1次すべり、2次すべりの移動土塊の頭部を巻き込んで

いる。推測の域を出ないが、3次すべりは、地すべり推力増加というかたちで1次、2次すべりの誘発に寄与していた可能性もある。

## (7) まとめ

1次、2次すべりは都野津層下面の風化部を主体としたすべりで、都野津層下面付近の“水みち”に起因して発生した地すべりと考えられる。3次すべりは都野津層と火山岩類の境界でのすべりが発生している。いずれの地すべりも都野津層の存在がその発生素因・誘因に絡んでおり、都野津層地すべりの典型事例であったといえる。

島根県内にて甚大な被害をもたらした昭和47年、58年豪雨災害においても都野津層の分布域では所々で斜面災害の発生が報告されており(東元・高橋, 1983; 杉倉ほか, 1984; 小田, 1984など), 豪雨等に起因して崩壊や地すべりの発生しやすい地層として認識されている。都野津層分布域はしばしば小起伏平坦面を呈しており, 地形的特徴から分布域の抽出はしやすい。こうした地域では地質踏査により都野津層の分布及びその堆積構造を掴むことが重要である。

【坂田聖二】

## 引用文献

- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983): 三瓶山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 168p.
- 東元定雄・高橋裕平(1983): 昭和58年7月豪雨による島根県西部の山崩れと土石流。地質ニュース, No.349, pp.6-15.
- 杉倉克幹・堂 聖一・門脇 淳・徳山久仁夫(1984): 昭和58年7月山陰豪雨によって発生した崩壊箇所の地形発達の検討。島根大学地質学研究报告, No.3, pp.29-34.
- 小田基明(1984): 益田市西部の斜面崩壊について。島根大学地質学研究报告, No.3, pp.63-64.
- 大西郁夫(1979): 出雲海岸平野の第四系。島根大学理学部紀要, Vol.13, pp.131-144.
- 島根県地質図説明書編集委員会編(1985): 島根県の地質。島根県, 640p.
- 島根の地すべり編集委員会編(1990): 島根の地すべり。島根県農林水産部, 200p.

### 2.1.8 松江市八雲町にみられる地すべり

#### (1) はじめに

対象とした地すべりは、松江市南部に発生したものである。当地では地すべりブロック内にて道路の切土施工中に地すべりの滑動が活発化した。その後の調査により、対象地には上段ブロック群(A~Cブロック)と下段ブロック群(D~Gブロック)の計7つの地すべりブロックが存在し、緩慢ではあるが、滑動が継続していることが判明した。

このうち、上段ブロック群は対策工の施工により現在では安定化しているが、下段ブロック群は不安定なため、今後の対策が必要となっている。本稿では、この地すべりの概要について紹介する。

#### (2) 対象地区と周辺の地形・地質的特徴

対象地区は、松江市八雲町の星上山の南側斜面である。地質的にみると、当地は、山内・高安(1987)によると、新第三紀のグリーンタフ変動に伴い形成された陥没盆地の縁辺部に位置し、陥没盆地の形成に伴い発達したとみられるENE-WSW及びE-W方向の断層系が特徴的に存在する。井上(1985)によると、この陥没盆地の内側には、波多層に属する火山岩(H<sub>3</sub>)を主体とした新第三系中新統が分布し、安山岩溶岩、同質凝灰岩~凝灰角礫岩が互層を成して分布している(図1.2.53~54)。

これらのうち、凝灰岩は安山岩溶岩のプロピライト化作用に伴い著しく熱水変質を受け、赤紫色を呈する脆弱な変質凝灰岩となっている。また、この変質凝灰岩は、複数の断層により分断されながら斜面に対して緩い流れ盤となって分布している。すべり面はこの変質凝灰岩層に形成されており、E-W方向の断層によって背後を規制されていると考えられる。

#### (3) 地すべり概要

当地区の地すべりは、対象地を西に流下する藤原川の右岸側斜面に7つの地すべりブロックとして分布する。これらの地すべりブロックは、「上段ブロック群(A~Cブロック)」と「下段ブロック群(D~Gブロック)」に大別される。

「上段ブロック群」は藤原川の河床から1段上がった標高215~240mの段丘状の平坦面に形成され、「下段ブロック群」は標高約180mの河床に面した急斜面に形成されている(写真1.2.42, 図1.2.55~56)。

地すべりの規模は、「上段ブロック群」のA~Cブロックが幅100~150m、長さ80~140m、厚さ15~20mを示すのに対し、「下段ブロック群」のD~Gブロックは幅30~60m、長さ30~90m、厚さ5~10mと上段ブロック群よりやや小さい。

地すべり土塊は、「上段ブロック群」、「下段ブロック群」とともに安山岩及び同質火砕岩で形成されているが、地すべりの滑動により攪乱され、大半は土砂化している。また、すべり面は安山岩に挟在されている変質凝灰岩層に形成されている(写真1.2.43)。

この変質凝灰岩には、ポーリングコアの粉末X線回折で、スメクタイト、セリサイト、緑泥石などの膨潤性粘土鉱物の存在が確認されている(図1.2.57)。

変質凝灰岩より下位に分布する安山岩は、C<sub>L</sub>級以上の比較的硬質な岩盤となっており、当地の地すべりの不動層を形成している。「上段ブロック群」と「下段ブロック群」は、陥没盆地が形成された際のE-W系の断層によって分離されていると考えられるが、連続した斜面に分布することから相互に関係した変動を繰り返しているものと考えられる。



図1.2.53 八雲町の地すべり位置図  
数値地図25000「松江」、「玉造」、「揖屋」、「広瀬」に基づく。

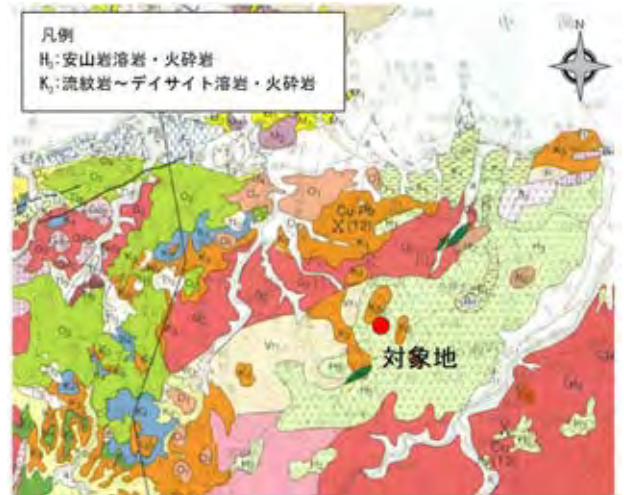


図1.2.54 周辺の地質図  
「新編島根県地質図(20万分の1)」(新編島根県地質図編集委員会, 1997)による。



写真1.2.42 地すべり地の全景写真  
A～Cブロックが上段ブロック群, D～Gブロックが下段ブロック群。



図1.2.55 地すべりブロックの分布図  
藤原川の右岸に形成されている。

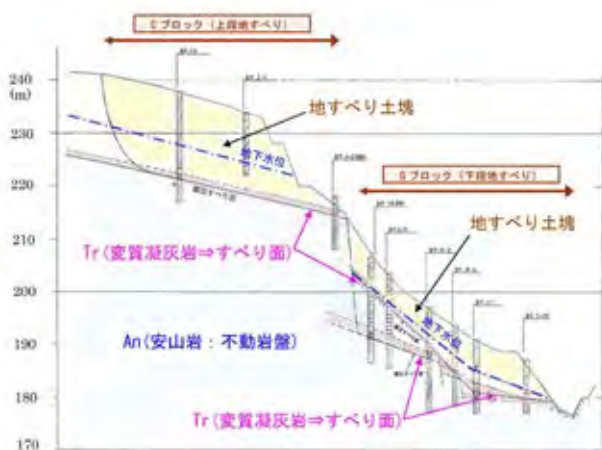


図1.2.56 地すべりブロックの断面形状(A-A'断面)  
上段ブロックと下段ブロックは断層により分離し、すべり面は変質凝灰岩層に形成されている。

#### (4) 滑動履歴

当地の地すべりは、「上段ブロック群」の滑落崖が開析されて不明瞭になっていることや、Cブロックに分離小丘が認められることなどから、滑動の開始は古いと考えられる。また、近年実施した移動観測の結果によると、「上段ブロック群」は抑止工の効果によって変位は認められないが、「下段ブロック群」のEブロック, Gブロックでは2～3 mm/年の変位が継続的に観測されている(図1.2.58)。

#### (5) 対策工について

地すべり地内では、道路の施工が途中まで実施されている。「上段ブロック群(A～Cブロック)」は、切土工事の影響で滑動が活発化したため、グラウンドアンカー工、抑止杭工、集水井工、押え盛土工による地すべり対策の





写真1.2.43 Gブロック(下段ブロック)のボーリングコア G.L.-11～-12.2 mに赤紫色の変質凝灰岩が分布し、すべり面を形成している。

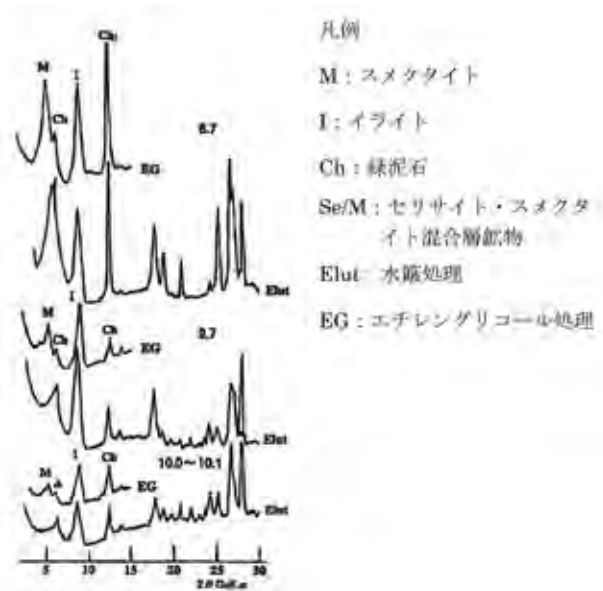


図1.2.57 変質凝灰岩に含まれる粘土鉱物のX線チャート スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物が確認された。試料はGブロックのボーリングコアより採取。

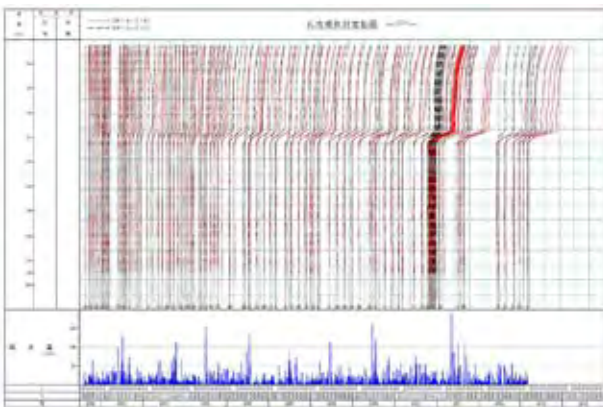


図1.2.58 Gブロックの孔内傾斜計観測データ 観測開始以来2～3 mm/年の変位が継続している。

施工と道路センターのシフトが行われ、滑動は沈静化している。

今後は、「下段ブロック群」のEブロック及びGブロックを対象に、軽量盛土工やグラウンドアンカー工等によって地すべりの安定性を確保しつつ、計画道路の施工が進められる予定となっている。

【工藤健雄】

### 引用文献

新編島根県地質図編集委員会(1997):新編島根県地質図(20万分の1). 島根県.  
 山内靖喜・高安克己(1987):第4章 新生代.日本の地質7『中国地方』(日本の地質「中国地方」編集委員会編),pp.99-102.  
 井上多津男(1985):荒島湾入部・揖屋突出部.島根県の地質(島根県地質図説明書編集委員会編),pp.88-90.

### 2.1.9 キャップロック構造切土のり面での災害事例

#### (1) はじめに

島根県隠岐郡隠岐の島町を通る町道沿いの切土のり面において地すべりが発生した。被災地に分布する地質は、下位に固結度が低く礫混じりシルト状を呈す火砕岩、上位に亀裂が発達する流紋岩溶岩が覆っており、いわゆる「キャップロック構造」を形成している。

当該箇所には、平成18年7月豪雨による崩壊が発生した際に、災害復旧として吹付のり砕工が計画・施工されたが、平成22年3月に吹付のり砕工より上方斜面に落差1.8 m程度の滑落崖が認められ、この滑落崖を頭部とする地すべりが発生した。

町道は町の屎尿処理施設へと通じており、迂回路が無く、通行止めが不可能であった。しかし、のり面は降雨ごとに滑動していたため、応急押え盛土及び警報装置と連動させた地盤伸縮計による動態観測を実施し、安全を確保した上で調査を行った。対策工は効果的かつ経済的となるように応急押え盛土を活かした対策工を計画した。

本稿では、災害時における地質把握の重要性と安全確保についてこの事例を報告する。

#### (2) 地すべり地の概況

当地すべり地は隠岐の島町の南部で南北に延びる尾根の南東側斜面(標高25～50 m)に位置している。当該地域に分布する地質は新第三紀後期中新世の流紋岩溶岩及び火砕岩である(図1.2.59)。下位に分布する火砕岩は固結度が低く、礫混じりシルト状を呈す。このため、浸食に著しく弱く、崩壊が多発するなどの特徴がある。この上位には、亀裂が発達する流紋岩が火砕岩を覆っており、脆弱な地層の上に硬質であるが亀裂の多い岩盤が分布する「キャップロック構造」を形成している。

平成22年3月の地すべり発生時、当該のり面には吹付砕工が施工済みであり、背後の地山状況を確認すること

は不可能であった。そこで、過去に発生した崩壊時の資料調査を行った結果、キャップロック構造であることを確認した(図1.2.60, 写真1.2.44)。写真では、下位の火砕岩と上位の流紋岩溶岩との境界部付近より湧水が認められ、地下水の浸透による火砕岩の脆弱化が懸念される状況であった。

### (3) 崩壊の発生

平成18年7月の集中豪雨により、隠岐の島町では各所で斜面災害が発生した。当該のり面でもこの時の集中豪雨により崩壊が発生し、災害復旧工事が行われた。その際の対策工は、災害復旧における原形復旧の観点から詳細な調査は行われず、急勾配で残った崩壊上部を1:1.0程度の勾配に切り直し、崩壊面及び切り直し部を吹付のり枠工にて保護する工法がとられた。

しかしながら、平成22年3月には、このり枠及びのり面末端部の水路に変状が認められ、さらに、地表踏査を行った際には、吹付のり枠工の上方斜面にある落差1.8m程度の滑落崖を頭部とする地すべりの発生が認められた。また、地表踏査を行った際、この頭部右サイドの流紋岩溶岩の露岩に幅約50mmの開口亀裂が現れていることを確認した。



図1.2.59 調査地周辺の地質図(山内ほか, 2009)

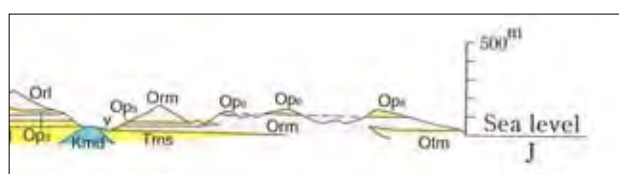


図1.2.60 調査地周辺の地質断面図(山内ほか, 2009)  
図1.2.59 上で北西-南東の断面図。

この露岩の一部は2.0×1.0×1.0mの規模で浮き石状に存在しており、地すべりの滑動が進行することで、落石が発生する危険性が高い状態であった。そこで、地すべりの滑動状況を把握するため、地すべり頭部及び上述の浮き石に対して地盤伸縮計を設置し観測を行った(図1.2.61)。

### (4) 現場条件

前述したように、地すべりの発生した町道は町の屎尿処理施設へと通じており、迂回路が無いことから通行止めは不可能であった。

地盤伸縮計観測の結果、のり面は滑動を続けており、平成22年4月1日の降雨(日雨量58.5mm:西郷測候所)により、日変位置量118.1mmを確認した。未対策の状態では恒久対策工の施工を待っていると、町道の通行が不能となり、最悪の場合、通行中の車両及び人への被害が出る危険性がある。このため、応急対策工として押え盛土工を施工し、滑動を軽減させることとした。

また、通行中の車両及び人への危険周知のため、地盤伸縮計には警報装置を設置し、時間変位置量が一定の値に達するとサイレン及び回転灯の点灯により危険を知らせるようにした(写真1.2.45)。

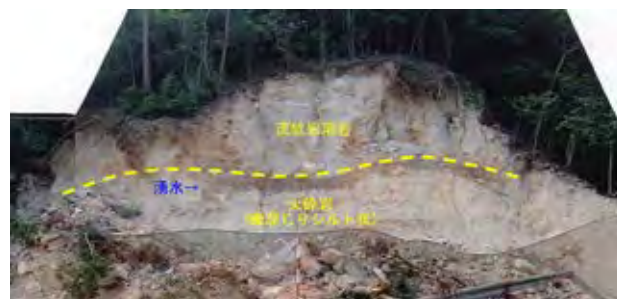


写真1.2.44 平成18年崩壊時状況

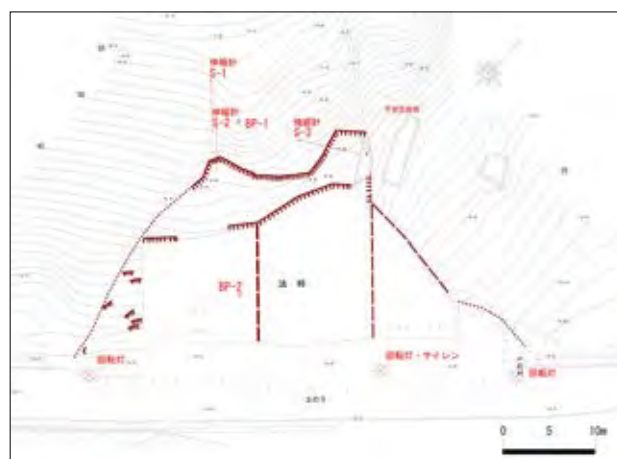


図1.2.61 調査位置平面図

(5) 応急対策工の実施と効果

応急押え盛土は地表踏査によりすべり面を推定し、 $F_s = 1.05$  となるように高さ 1.5 m、幅 4.5 m とし、4 月 13 日～20 日の期間で施工された。その結果、押え盛土前には日雨量 58.5 mm の降雨で 118.1 mm/日の変位速度が確認されていたが、施工後は、日雨量 200 mm を超える降雨でも変位速度は 14.7 mm/日にすぎず、滑動を大幅に軽減できた (図 1.2.62)。

(6) 調査結果

応急押え盛土工の施工後、地すべり頭部の上方 (BP-1, 図 1.2.63) と地すべり中腹部 (BP-2, 図 1.2.64) において調査ボーリングを行うとともに、パイプ歪計を設置して動態観測を行った。

調査ボーリング結果から、BP-2 において G.L.-6.5 m 付近に軟弱な様相を呈す粘性土が認められた。また、BP-2 のパイプ歪計観測においては、G.L.-6.0～-7.0 m の深度において準確定変動に相当する累積変位が認められた。

地下水位観測では降雨に対して鋭敏に反応して水位の上昇が認められ、のり面末端部からは常時湧水が確認できる状況であった。

(7) 対策工法

対策工法は、調査結果より地下水位が降雨に対して鋭敏に反応し上昇していること、またのり面末端部から豊富な湧水を確認していることから、横ボーリング工による地下水排除を計画した。さらに必要抑止力に対する不足分



写真 1.2.45 応急押え盛土の施工後全景

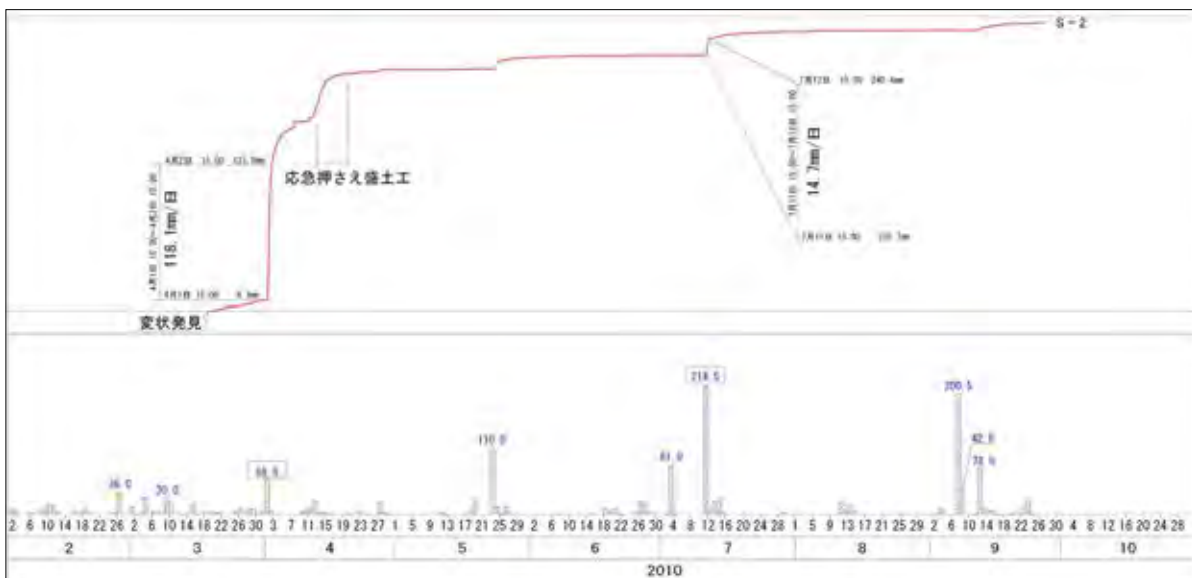


図 1.2.62 地盤伸縮計の観測結果

は切土工，アンカー工，押え盛土工による対策が考えられた。

検討の結果，切土工は背後に50°程度の勾配の斜面が続くこと，及び施工時に重機の搬入が困難なことから不適と判断した。また，アンカー工は，応急押え盛土を足場とした逆巻施工となるとともに，受圧板を現場打ちしながらの施工であるため，工期を要することから不適と判断し，大型フトンカゴによる押え盛土工を採用した。また，押え盛土により尻部が既存の道路部にかかることから

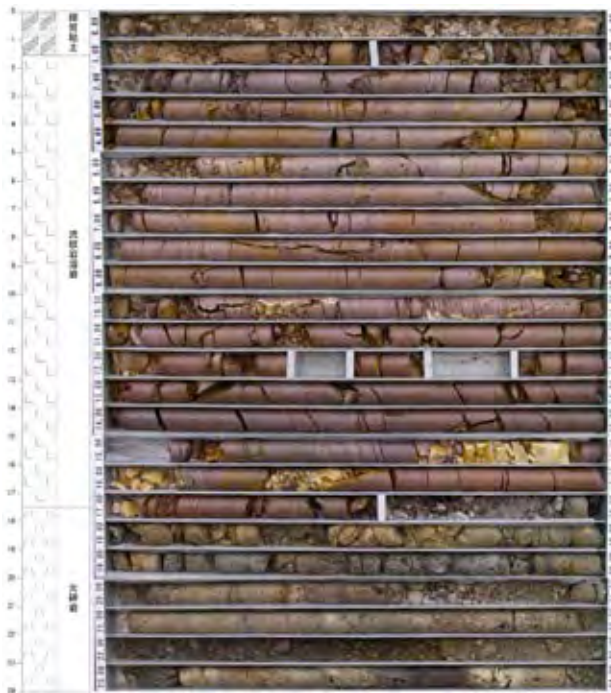


図1.2.63 BP-1 コア写真及び柱状図

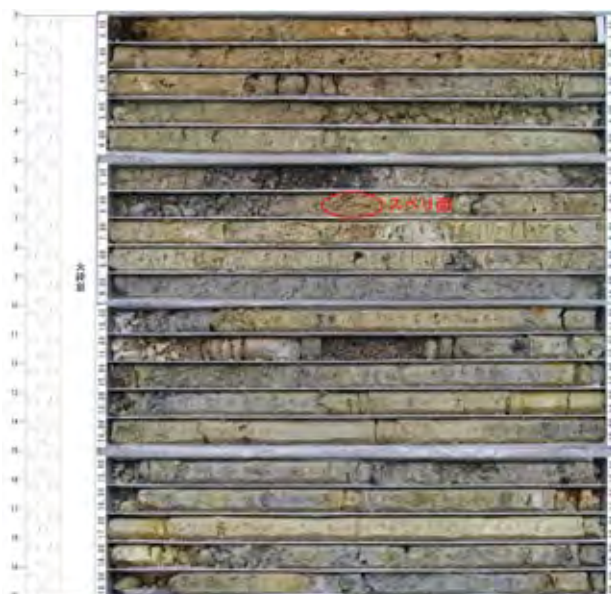


図1.2.64 BP-2 コア写真及び柱状図

道路幅員を確保するため，待避所を利用した道路線形の変更も行った(図1.2.65)。

大型フトンカゴ工は応急押え盛土を大きく撤去することなく施工することが可能であり，押え盛土を撤去することでのり面の滑動が活発化することを防ぐことができるため，現地に最も適した工法であると評価した。

安定計算を行うにあたっては，キャップロック構造であることから移動土塊の上部と下部で地質が異なるため，単位体積重量を流紋岩溶岩で $\gamma_t=26 \text{ kN/m}^3$ ，火砕岩で $\gamma_t=18 \text{ kN/m}^3$ として上部と下部を分けて設定して計算を行った。また，押え盛土の高さは盛土内への跳ね上げすべりによる影響もないことを確認し決定した。

#### (8) おわりに

本稿で取り上げた現場は，上位の亀裂が多い流紋岩から地表水が浸透し，下位の風化火砕岩を脆弱化させたことに起因するキャップロック型地すべりであった。平成18年の崩壊発生当時，災害における原形復旧の観点から地質構造，湧水状況等，現地で目視確認できる事象に目を向けなかったために，再崩壊の発生という事態を招いたと考えられる。この構造についての知識があり，危険性を十分に把握していれば，当初の平成18年度の災害時に再崩壊の発生を招かない，より適切な対策工が計画できていたかもしれない。

今回，地すべりの発生を確認してから，迅速に応急押え盛土工の施工，地盤伸縮計による警報装置の設置を行ったことから，現地を通行止めにすることなく本設の対策工の施工まで終えることができた(写真1.2.46)。

災害時には複数箇所同時に，しかも短期間で対策工の検討が強られるため，全ての現地を詳細に把握することは困難なのが実情であると考え。しかしながら限られた時間の中でも現地の特徴を把握し，対策工の検討に役立てることが地質技術者としての役割と考える。

【武志賢一】

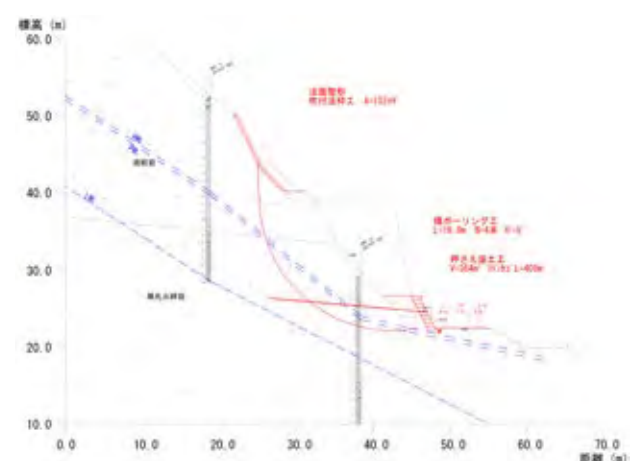


図1.2.65 対策工断面図



写真1.2.46 現況写真

## 引用文献

山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一(2009):西郷地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産総研地質調査総合センター,121p.

### 2.1.10 平成19年8月末島根県隠岐の島における豪雨による土砂災害

平成19年8月28日から31日にかけての豪雨は、隠岐郡各地に多大な被害をもたらした。その記録として、平成21年3月、島根県隠岐支庁県土整備局により「平成十九年八月 島根県隠岐豪雨災害記録誌」(島根県隠岐支庁県土整備局,2009)が発刊された。

本稿はこの災害記録誌から土砂災害関連情報を抽出したものである。当時の隠岐支庁県土整備局長の横田悦治氏、隠岐の島町長の松田和久氏、そして前西ノ島町長の扇谷 豪氏による巻頭のことは災害の全貌と当時官民が一体となって自然災害と戦う様子がよくわかるので、抜粋したものを掲載した。また、雨量及び水位データ、土砂災害危険度の判定と情報公開状況、土砂災害状況、既存施設による被害軽減効果、災害復旧体制を災害記録誌に転載した。

#### 「平成十九年八月 島根県隠岐豪雨災害記録誌」発刊にあたって

隠岐支庁県土整備局長 横田悦治

平成19年8月31日未明、西ノ島町の美田ダムで時間雨量103mm、隠岐の島町の銚子ダムで109mm、布施で131mmの記録的な降雨量を記録し、4～5時間で200mm以上に達するという未曾有の豪雨となりました。

この豪雨により、道路関係では道路のり面の崩壊、県道の冠水、落橋、トンネル出入口への大量の土石・流木の堆積などの被害が発生し、被害箇所は140箇所になりました。このため、午前3時に「風水害など災害対応対策

業務に関する協定」に基づき隠岐建設業協会へ応急対策の要請を行い、夕方には島前・島後の国道485号、島後の東回り線、銚子ダムを通過する中村津戸港線の通行が再開しました。また、島後の西回り線についても加茂地内の唐尾トンネル及び油井地内を除いて通行可能となりました。その後も同31日夜から9月1日朝まで、夜を徹して土石・流木の撤去、河川堤防の決壊防止等の応急工事などが懸命に進められましたが、一日以上国道・県道が通行できなかった箇所は4路線8箇所に及びました。

また、砂防・急傾斜地、治山関係では、裏山や谷筋の崩落で住宅被害が発生した箇所が83箇所になり、住宅の被害は44戸にもなりました。河川では、堤防の越水・決壊などにより、住家で540棟、非住家で178棟もの床上・床下浸水が発生しました。

一方、八尾川支川銚子川の銚子ダムでは、平成12年3月の完成以来初めてサーチャージ水位(洪水時に貯めることのできる最高水位)を超える大雨となりましたが、洪水調節が行われたことにより、下流の河川水位上昇を緩和し、被害の軽減を図ることができました。併せて、平成10年に完成した八尾川放水路の効果により、下流部での浸水被害が回避されました。また、平成19年7月に完成した中村津戸港線バイパスでは何の被害もなく、西郷地区と島北部を結ぶライフラインが確保されました。

9月5日には溝口知事が隠岐の島町の津久、油井、及び西ノ島町の美田尻、別府などの被害状況を視察され、「県としても最大限に取り組み、早期復旧に全力をあげる」と強調されました。

今回の豪雨災害により、結果として公共土木施設の被害額は270箇所、約31億円、これ以外に町役場が主体となる農地・農業用施設災害、林道災害の被害は224箇所、約8億円に上りました。このうち公共土木施設災害については、9月7日から8日にかけて国の災害緊急調査があり、その結果、河川災害関連事業2箇所と河川緊急事業1箇所、約10億円の事業実施が決定しました。公共土木施設災害の査定については、本土からの応援を得て、発生から2ヶ月で終わることができました。また、農地や林道災害のそれは11月いっぱいですべて完了しました。農林関係の緊急治山事業等は36箇所、約7億円が投入されました。これらの災害復旧事業や改良事業は、繰越手続きを経て、ほとんどが平成21年3月末に終わることができました。平成21年3月

#### 隠岐群島豪雨災害を顧みて(抜粋)

隠岐の島町長 松田和久

一昨年9月中旬、九州本土で気温40℃を記録する熱帯夜の報道。もはや日本は亜熱帯地域に組み入れられたと理解するほうが自然かも知れません。ここ近年、我が隠岐群島にあってもこれまであまり見られなかった現象に

度々脅かされることがあります。バケツをひっくり返すような「集中豪雨」がそれです。

一昨年8月31日未明、隠岐島を襲った災害がまさにそれであり、時間雨量131 mmという県内観測史上例のない集中豪雨は各河川河口を中心に土石流災害を引き起こし、被災地500箇所にとばんとする大災害に発展しました。

この度の災害は、結果として多くの教訓を残していただけてくれました。保水力の極めて低くなっている荒れ放題の奥地人工造林地の手入れ、農地保全と隣接上流域の林地保全、集落に繋がる河川、さらには河口隣接漁港・港湾の管理徹底と保全、また行政・地域間のみならず関係各集落内での防災対策のあり方等などすべてに再点検と改善の警鐘を置いていった、と受け止めています。

今回の大災害を生きた資料として活かし、さらに災害に強い“安全・安心のまちづくり”に努めて参らなくてはならないと考えております。

平成21年3月

#### 平成19年8月隠岐豪雨災害によせて（抜粋）

西ノ島町長 扇 谷 豪

西ノ島町は流域面積の小さな島地形であることから降雨災害について、道路の路肩が落ちる程度の「大きな災害はない町」を自負していました。しかし、平成19年8月31日未明からの降雨は、美田ダム観測史上最高の時間雨量103 mmを記録する豪雨で、短時間に局地的に降るゲリラ豪雨であり、本郷川、赤ノ江川など谷部では土石流が発生し、各所でがけ崩れ、山崩壊等発生しました。町道、農道、林道の通行止めは50箇所を超え、住家被害4棟、床上浸水41件、床下浸水183件、その他施設浸水85件、船舶被害6件など、夜間に発生した災害でおそろしい夜となりました。上下水道・電気・交通などライフラインが被災し、甚大な被害を生じましたが、住民の生命身体に直接の被害がなかったことは唯一の救いでした。

地域の住民が「声を掛け合う」島ならではの共同意識が、人的被害がなかった最大の理由ではないかと考えています。今回の災害で住民相互の絆を維持・強化していく必要性を改めて感じたところです。

平成21年3月

#### 平成19年隠岐の島豪雨土砂災害

##### (1) 被害概要

隠岐の島町においては各所における土砂災害や銚子ダム越流、五箇の那久路川と布施の春日川の破堤、断水などが発生した。また西ノ島町では浸水被害や道路の通行不能箇所が、海士町では浸水被害が発生した。このため、9月3日には西ノ島町と隠岐の島町の町長・議長による知事への被害報告と早期復旧に向けた取り組みの要請があり、9月5日には島根県知事が海士町、西ノ島町、隠岐の島町の被災地を視察し、以後の被災者支援対策等を実施した。

##### (2) 豪雨の状況と土砂災害警報情報の発表

##### 災害の経緯

山陰沖に停滞する前線に向かって、暖かく湿った空気が流れ込み、大気の状態が不安定になったため、隠岐地区においては8月30日夜から31日明け方にかけて大雨となった。8月28日00時から8月31日12時までの総雨量は、西郷（气象台）で293 mmに達するほか、銚子ダム（河川課）で334 mm、布施（砂防課）で344 mm、西ノ島町美田（河川課・砂防課）で356 mmに達するなど、隠岐における8月の月平均降水量（西郷139.3 mm）に対し2倍以上の豪雨であった。

時間雨量をみると、西郷（气象台）で60 mmに達するほか、銚子ダム（河川課）で109 mm、布施（砂防課）で131 mm、西ノ島町美田（河川課・砂防課）で103 mmと記録的集中豪雨であった（図1.2.66～68）。

##### 雨量分布

各地区に設置された雨量計のデータ、そして代表的な河川の水位観測結果を示す。

##### 雨量分布図

図1.2.69には、計13箇所のピーク時の時間雨量を示し、100 mmを超えたのは3箇所もあった。

##### 総雨量

図1.2.70には8月28日00:00から31日12:00までの総雨量を示している。300 mmを超えている観測点は四つがあった。ちなみに、8月平均降水量として、西郷は

表1.2.5 平成十九年八月 島根県隠岐豪雨災害による人的被害・住家被害（出典：平成19年度災害年報）

区分	人的被害	住家被害												非住家被害	社会保険環境施設			その他被害				
		軽傷		全壊		半壊		一部損壊		床上浸水		床下浸水			罹災計		浸水	福祉施設	上水簡易	断水	公共建物	停電
市町村名	人	棟	人	棟	人	棟	人	棟	人	棟	人	棟	人	棟	人	棟						
海士町				1	1				2	6	4	11	3	7				1	1			1
西ノ島町	1					4	11	41	82	183	359	41	82	82			1		485	3		14
隠岐の島町		1	4	15	38	7	17	112	250	241	617	128	292	96	4	8		351		9		4
計	1	1	4	16	39	11	28	155	338	428	987	172	381	178		4	10		837		12	19

139.3 mm (1971～2000年), 海士は124.0 mm (1979～2000年)である。

時間雨量と水位

図1.2.71には、銚子ダムで観測された雨量の経時変化と八田橋での水位観測結果を示す。八田橋での水位は氾濫注意水位を1.27 mm 超えたことが分かる。

(3) 既往洪水雨量との比較

隠岐島における過去の豪雨災害時の雨量と今回の雨量の比較を示す(表1.2.6)。

(4) 土砂災害警戒情報の発表

今回の豪雨災害において、隠岐全島に土砂災害警戒情

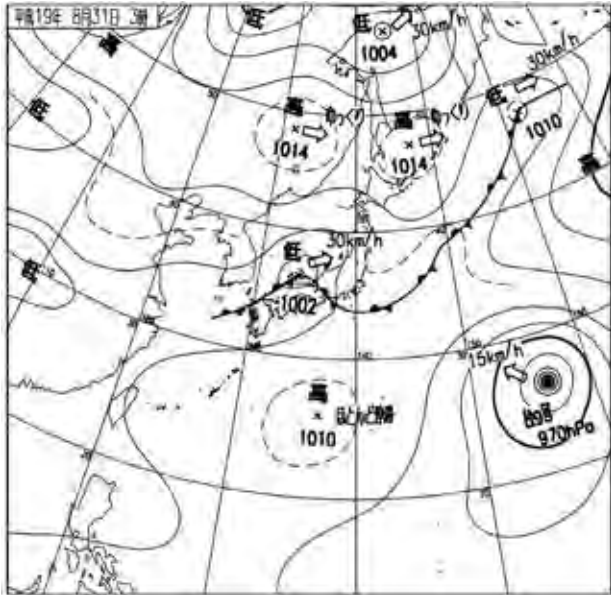


図1.2.66 平成19年8月31日03時の地上天気図 (出典：松江气象台)

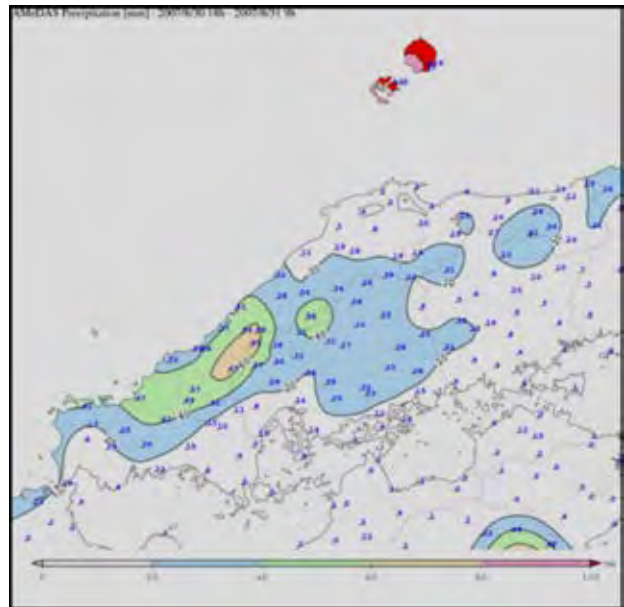


図1.2.67 アメダス降水量(8/30.18時～8/31.09時) (出典：松江气象台)

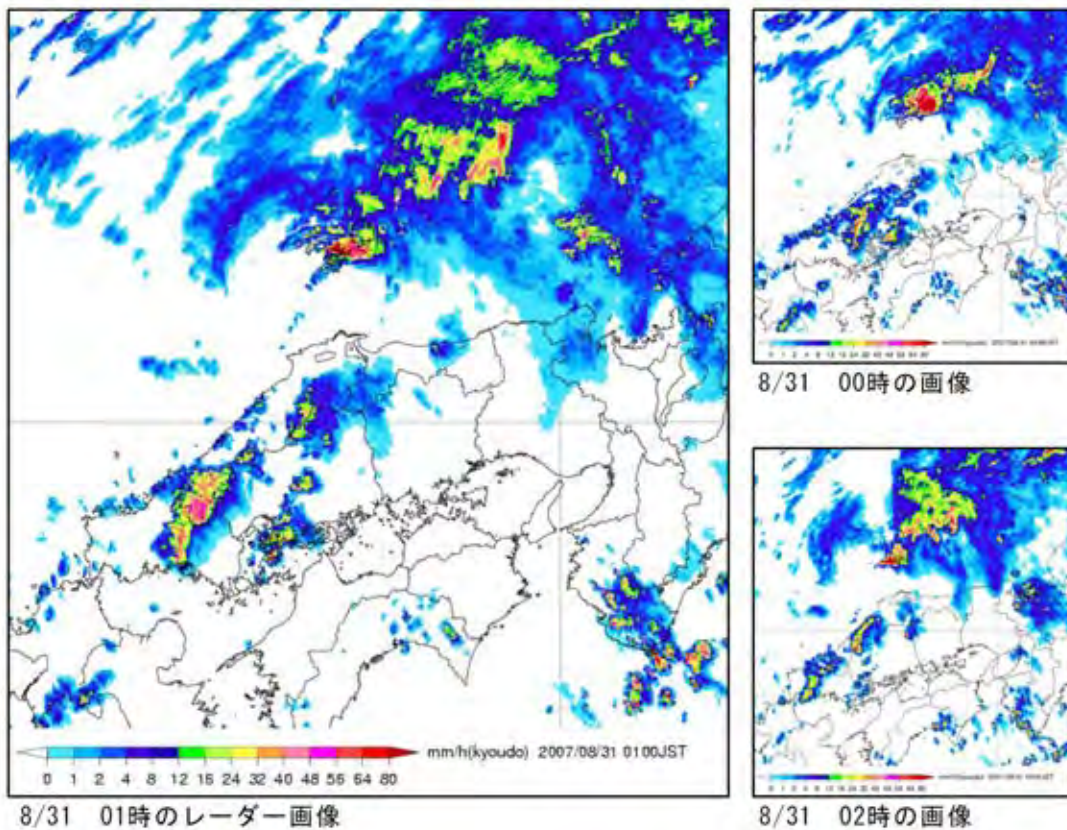


図1.2.68 平成19年8月31日の気象レーダー画像 (出典：松江气象台)

報が発令された。島根県には、がけ崩れや土石流などのおそれのある危険箇所が約2万2千箇所あり、過去幾度となく大きな土砂災害を被っている。

このような土砂災害による被害の防止・軽減のため、島根県と松江地方気象台は連携し、大雨によって土砂災害が発生するおそれがある時に、市町村長が避難勧告等を出す際の判断や住民の自主避難の目安となるよう、平成18年6月1日から共同で土砂災害警戒情報を発表している。

この情報は、松江地方気象台から島根県総務部消防防災課を通じて市町村に伝達するとともに、報道機関を通じて県民への周知を図るものである。

また、県土木部砂防課では、これをもとにした補足情報である土砂災害危険度情報をホームページや携帯電話で公開している。

#### (5) 土砂災害危険度情報の公開

ホームページ及び携帯電話で公開される土砂災害危険度情報は、土砂災害による危険度を松江地方気象台から提供された予測雨量等に基づき4段階のレベルで表示している。具体的に、レベル1(目安:避難の準備):3時間以内に基準値超過を予想;レベル2(目安:避難の開始):2時間以内に基準値超過を予想;レベル3(目安:避難を完了):1時間以内に基準値超過を予想;レベル4(目安:まだならすぐ避難):現在基準値を超過している。約5km四方の格子を一つの単位として島根県を285格子に分け

て、どこが危ないかを細かく表示している。

各地域における土砂災害危険度の発表は、以下の土砂災害危険度判定図(スネーク曲線)を用いている。スネーク曲線とは、時間ごとに算出した60分積算雨量を土砂災害危険度判定図上にプロットして、線で結ぶと曲線を描くことができ、その変化の様子が蛇の動きに似ていることから、スネーク曲線と呼ぶ。降雨の継続により、スネーク曲線がCLライン(土砂災害発生危険基準線)を超えると、過去の土砂災害の経験から土砂災害が発生する可能性が高いと考えられる(図1.2.72)。

一例として、8月31日01時00分から01時30分まで、隠岐の島町の土砂災害危険度情報の判断状況及び発表情報を図1.2.73に示す。

#### (6) 土砂災害及び道路・河川災害の実態

図1.2.73に示すように、島前と島後の広い範囲で、土砂災害と道路・河川災害が発生していた。全体の特徴としては、以下のとおりである。

- ・規模の大きい斜面崩壊は発生していない。
- ・表面浸食・溪岸浸食・溪床の不安定土砂の流出によるものが大半(短時間に強い降雨があったためと思われる)。
- ・流出土砂の粒径は50cmを超えるようなものはなく、比較的小粒径(30cm以下)のものが大半。
- ・西ノ島町については、集落内の水路の断面不足により流出土砂が水路を埋塞し、災害が発生している箇所が多い。



図1.2.69 ピーク時の時間雨量(出典:松江気象台)



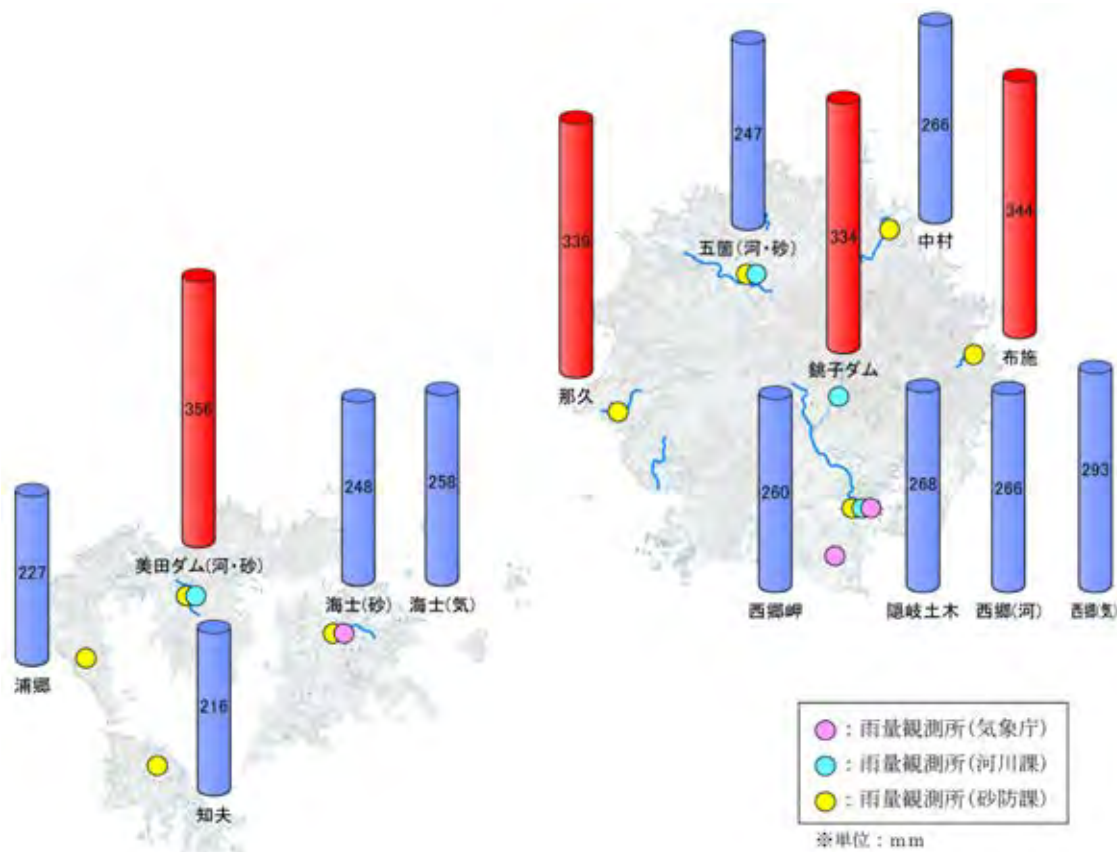


図1.2.70 8月28日00:00から31日12:00までの総雨量(出典:松江気象台)

・降雨の特徴は、短時間に集中した降雨であった。また、豪雨が深夜であったことから、被災時の避難はあまりうまくいっていない。

以下、いくつかの災害箇所について、説明する。

写真1.2.47は油井川(隠岐の島町)での発生状況である。溪岸の浸食、護岸の破壊や河床の巨石が認められる。

写真1.2.48は油井川と左支川との合流点付近の橋より上流側の様子である。堆積土砂にはφ1m程度の巨石も認められる。土砂移動現象としては、土石流と考えられ、流出土砂量は約4,000m<sup>3</sup>程度であった。災害発生は午前1~2時頃であり、住民が災害発生後に避難を実施した。

写真1.2.49は大津久(隠岐の島町)での土砂災害状況を示している。工事用の道路橋が閉塞され、橋に土砂が堰き止められ堆積している。堆積物の粒径は最大50cm程度である。写真1.2.50は施工中の砂防堰堤の状況を示す。水通し部が流木で閉塞し、土砂を堰き止めている。住民の避難等対応状況については、午前2時頃に、流路沿いの住民から区長に救助を求める連絡があり、区長が救助に向かった。水は膝くらいまであり、流されないよう電柱にロープを巻き救助にあたった。また、避難勧告が出たことは知らなかった。(野外救助中で放送も聞こえなかったと思われる。)

写真1.2.51~53は唐尾トンネル(隠岐の島町)付近の状況を示す。大量な土砂が流出しており、流出土砂は砂礫分・泥分が主であり、50cm以下の礫が含まれる。多量の流木が流出した。そして、ガリー浸食は最大深さ2~3m、幅2~3mであり、不安定土砂も多く残っている。

#### (7) 既存施設による被害軽減

隠岐郡には、93基の砂防堰堤等の砂防施設が建設されている。今回の災害により多くの被害を被ったが、砂防堰堤が土石流を堰き止め、下流の被害を軽減させることができ、また、擁壁ががけ崩れから人家を守ることができ、砂防事業の重要性を再認識した。

#### 土石流の捕捉事例

隠岐の島町西部河川、長尾田川、那久川においては、砂防堰堤により土石流を堰き止め、人家・避難所を土砂災害から守ることができた。しかし、砂防堰堤のない油井川、大津久川においては、多くの人家や上下水道施設が被災した(図1.2.75)。

#### がけ崩れの事例

西ノ島町小浦地区では擁壁が崩壊土砂をとめたが、市部地区のように擁壁のない箇所では被害が多発した(写真1.2.54~55)。

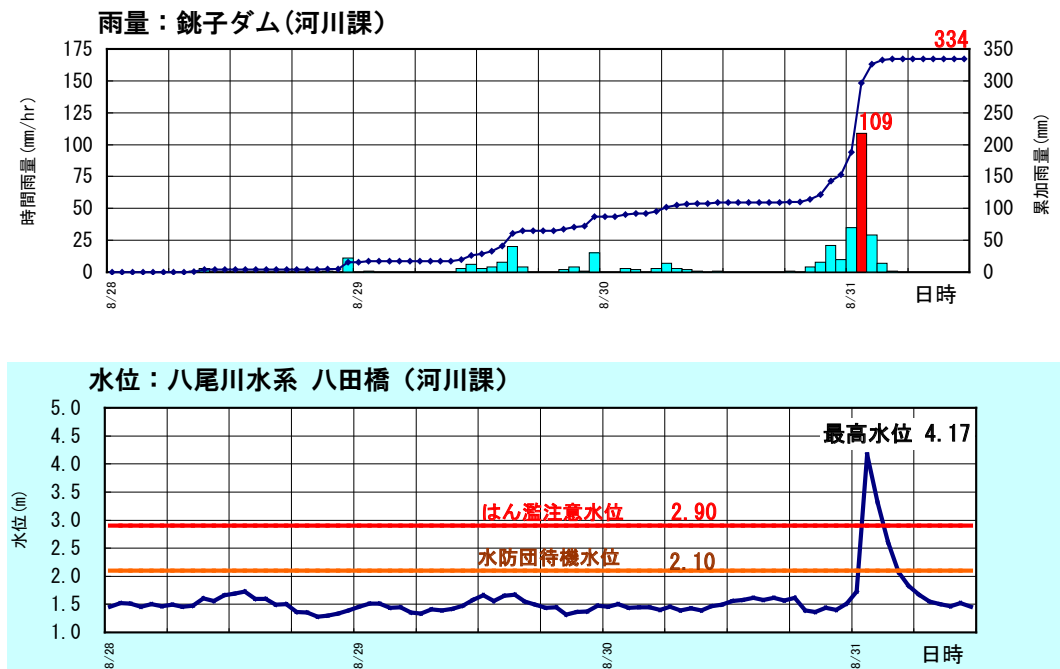


図1.2.71 時間雨量（銚子ダム）と水位（八田橋）の変化（8月28日～31日）

表1.2.6 隠岐島における既往洪水雨量と今回の雨量比較

発生年月	原因	24時間雨量 (mm)	時間雨量 (mm)	備考
昭和20年9月	台風	216	59	
昭和63年7月	梅雨前線	208	43	
昭和63年9月	集中豪雨	172	93	
平成3年9月	台風17号	237	60	
平成5年9月	台風13号	220	56	
平成19年8月	秋雨前線	165	60 (8/31 02時)	西郷 (気象庁)
		253	131 (8/31 02時)	布施 (砂防課)
		220	103 (8/31 01時)	美田ダム (河川課・砂防課)

### (8) 災害復旧に向けた動きと工事

今回の災害により公共土木施設に大きな被害が発生していることから、被害箇所の早期復旧に向けた災害復旧・復旧工法及び二次災害対策の技術的指導のため、H19,9/5～8に国土交通省より災害緊急調査団の派遣を受けた。また、災害復旧に向けて職員等の応援態勢をとり、体制の強化を図った。迅速で効率の良い災害査定を行うために、班編成、班の運営方法、行動の仕方など細かなマニュアルを作成して対応した。

災害箇所の総数は県・町村をあわせると672箇所に及び、事業費は80億8千万円に上った(表1.2.7)。復旧状況の一部を転載する。

### (9) あとがき

ここでは謝辞に代え、災害担当者及び地域住民から寄せられた寄稿文を抜粋して転載する。

【編集：汪 発武・村上 久】

### ■災害業務担当者からの寄稿文(抜粋)

#### 災害を振り返って

用地グループ課長 高木 健作

地元の方々のご協力により、用地買収も何とか目処が立ったが、短期間でたくさんの土地を買収するために用地グループの職員もよくやってくれたと感謝している。このような体験はなるべくならしたくはないが、今後災害があれば今回の経験を活かした対応をしていければと思う。

隠岐支庁県土整備局職員

隠岐県土管内での災害関係事業は668箇所(町村を含む)も発生し、復旧事業が本格化した平成20年は島全体で災害復旧工事が行なわれているような状況であった。

特に災害関連緊急砂防事業は隠岐県土管内で11箇所を採択されたが、当該事業は災害が発生した年度内に完成する必要があるため、工事期間が短く工事の工程管理

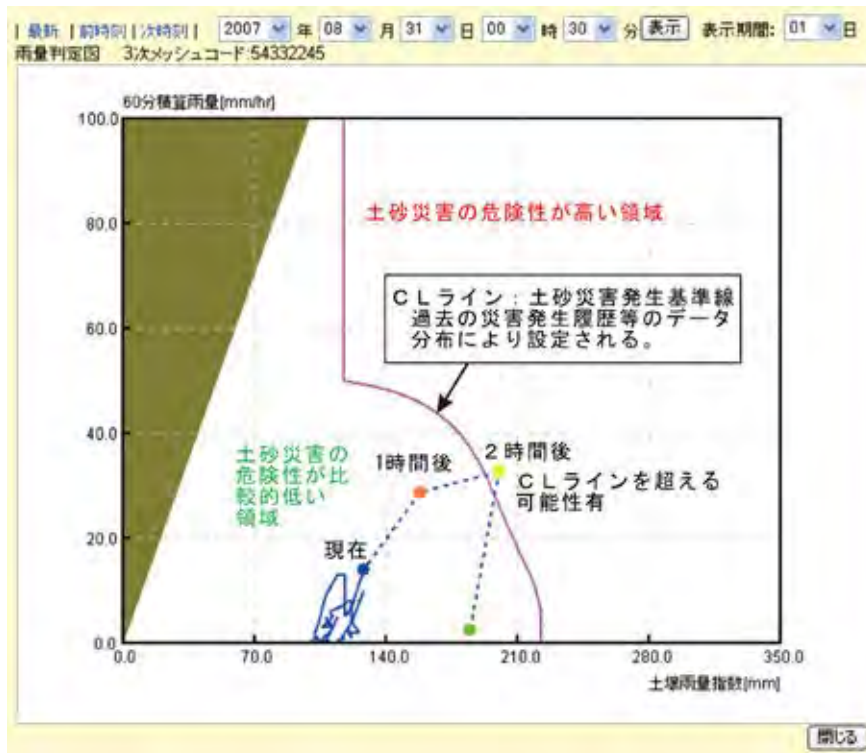


図1.2.72 土砂災害危険度の判定に用いたスネーク曲線

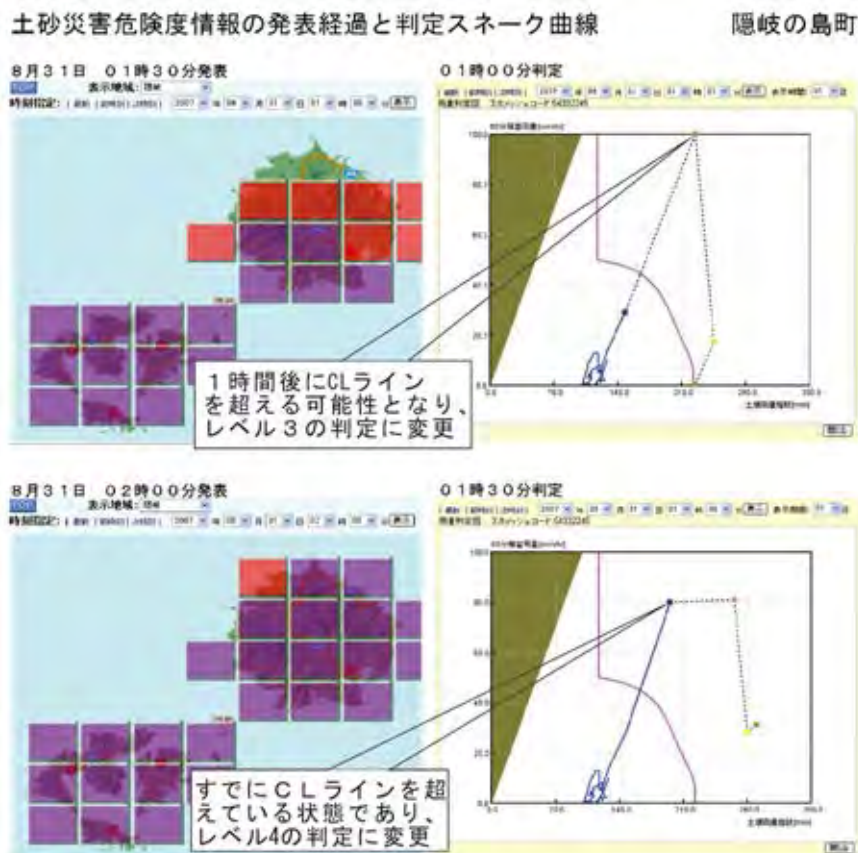


図1.2.73 隠岐の島町における土砂災害危険度情報の発表経過と判定スネーク曲線



図1.2.74 平成19年8月豪雨によって発生した土砂災害及び道路・河川災害の分布

と全ての工事が一定期間に集中することや、離島であるために土木資材・下請け業者及び建設機械などの確保が大変であった。

また、河川災害関連事業については、災害費と関連費の調整や年度実施計画審査などの手続きに伴う資料作成等が非常に難しく大変苦労した。

### ■住民からの寄稿文（抜粋）

#### 人の心と自然の力

隠岐の島町 油井地区 古木 光茂

「こぎさーん」。隣家の人の退避の大声に反射的に跳び起き、前面河川を見ると濁水はすぐそこ玄関口まできている。直ちに裏口より逃げる。「未明一時半頃」濁水は流木を伴い急流となっている。この時の水位は私の胸ぐらいいであった。家内は流木に足をとられ転倒するも必死に脱出、氏神さんの拝殿に着くと数人の人がおり仲間入りする。

避難後一時間くらいで豪雨は弱まり、河川水位も減少。夜明けを待って帰ってみれば、ライフラインは壊滅、道



写真1.2.47 油井谷橋（河口より約500m）より上流の様子



写真1.2.48 油井川と左支川との合流点付近の橋より上流の状況



写真1.2.49 大津久にある工事用道路橋の土砂災害状況



写真1.2.50 大津久における左支溪施工中の砂防堰堤の状況



写真1.2.51 トンネル口上の溪流出口に堆積する流木群



写真1.2.52 トンネル口上の溪流右岸に発生した表層崩壊



写真1.2.53 トンネル口上の溪床の浸食状況（露岩）

路は川になっている。宅地は損壊，母屋納屋は床上浸水，別棟の一階は全壊，家財は流出（新家へ移動中），水難の恐ろしさを痛感する。

災害の片付けは自分たちだけではできません。町役場，区民，知人親戚の方々の絶大なる支援により，土砂瓦礫を短期間で撤去していただいたことに対し心よりお礼申し上げます。私は水害で町内の方々との親近感が今まで以上になった覚えを覚え，「お互いさま」のさりげない言動の中に『人の心』の縮図を垣間見た思いでした。そして勇気づけられました。

現在，河川災害・砂防災害関連事業が実施されています。関係者の必常な努力に対し感謝いたします。豪雨災害，私は絶対記憶に留めおくべきで忘れられないことだと思います。

身を守るためには「早めの避難」が大切，『自然の力』には逆らえない。今一度，再認識し関心を持つべきだと思う。

#### 平成19年度豪雨災害に寄せて

隠岐の島町 大津久区長（当時） 梶田 豪介  
平成19年8月30日真夜中の1時過ぎ，電話が鳴る。



図1.2.75 土石流発生箇所と砂防堰堤による土石流捕捉場所

「洪水で川が氾濫し，家が流されそうなので，助けてください」。齋藤さんと二人して，目的家へ行った。しかし，家の周りは濁流がひどく，すぐに家に行くのは危険な状態。家の中は畳の上まで浸水。不安いっぱいの老夫婦もロープを身体に巻きつけて，不安定な足元・濁流に幾度か転びそうになりながら，ロープを頼りに電柱に辿り着き，4人全員無事なのに一安心。夫婦を齋藤さんの奥さんに預け，もう一軒，独居老人（女）の救出に向かった。2階に避難しているおばさんをやっとのことで家の外へ救出し，冠水している畑を躓きそうになりながら，お互い声を掛け合って通り抜けて，安全な場所へ到着。自宅へ帰り，



写真1.2.54 土砂をとめた擁壁 (西ノ島町浦郷小浦地区)



写真1.2.55 崩壊土砂の捕捉状況

表1.2.7 平成19年災害関係事業費総括表 (単位：百万円)

事業区分	災害全体		隠岐の島町		海士町		西の島町	
	箇所	金額	箇所	金額	箇所	金額	箇所	金額
災害復旧事業								
公共土木災害 (県工事)	119	1,812	102	1,689	1	4	16	19
公共土木災害 (町村工事)	151	1,267	111	868	4	37	36	362
小計	270	3,079	213	2,557	5	41	52	481
農村関係災害 (県工事)	3	4	3	4	0	0	0	0
農村関係災害 (町村工事)	99	305	82	218	8	76	9	11
小計	102	309	85	222	8	76	9	11
林道災害 (町村工事)	224	781	190	647	3	8	31	127
小計	224	781	190	647	3	8	31	127
災害復旧合計	596	4,170	488	3,426	16	125	92	619
災害関連 (土木関係)								
河川緊急・関連 (県工事)	9	1,000	9	1,000	0	0	0	0
緊急砂防等 (県工事)	12	2,021	10	1,566	0	0	2	455
県単急傾斜 (県工事)	10	129	5	75	1	12	4	42
砂防ダムリフレッシュ (県工事)	9	75	8	69	0	0	1	6
小計	40	3,225	32	2,710	1	12	7	503
災害関連 (農林治山関係)								
県単地すべり対策 (県工事)	3	15	3	15	0	0	0	0
緊急治山 (県工事)	7	442	5	275	0	0	2	167
林地荒廃防止 (県工事)	4	153	4	153	0	0	0	0
県単治山 (県工事)	10	31	9	28	0	0	1	4
林地崩壊防止 (町村工事)	12	43	10	38	2	5	0	0
小計	36	685	31	509	2	5	3	171
災害関連 合計	76	3,910	63	3,219	3	17	10	674
総計	672	8,080	551	6,646	19	141	102	1,292

役場へ一報を入れる。「大津久地区、2世帯(3名)避難無事終了」。

それから長い復旧作業の日々が始まった。床上浸水2軒、床下浸水3軒、川には土砂が山のように堆積。戸数8戸、人口14人、高齢化率86%という小さな海辺の集落に未曾有の大災害。すぐに、溝口島根県知事をはじめ、各方面から多くの方々が災害見舞いに来ていただきました。そして、多数の役場・建設業の方々が、連日泥まみ

れになりながら、夜遅くまで復旧作業を手伝ってくださいました。人々の温かい思いやり、支援には心から感謝しています。

お世話になった方、心配くださった方、多くの方々に、改めて大津久地区を代表して感謝の意を表します。

#### 引用文献

島根県隠岐支庁県土整備局(2009):平成十九年八月島根県隠岐豪雨災害記録誌(8月30日からの大雨災害)。島根県,170p.

## 2.2 計測・解析技術

### 2.2.1 長期間連続して移動した地すべりの動態観測記録と変形機構

#### (1) はじめに

2010年12月末から続いた記録的な降雪後の融雪により、2011年1月に松江市内の特別養護老人ホーム施設の背後のり面で地すべりが発生した。地すべりの規模は、幅約30m、長さ約40mであり、のり面には造成時に簡易のり枠が施工されていた。

地すべりの動きを監視するため、伸縮計を頭部に設置し、リアルタイムで動態観測を実施した。さらに斜面末端を定期的に撮影し、変形状況を記録した。動態観測により当初の動きが収束したことを確認した後、応急処置として頭部排土を実施した。その後、ボーリング調査を実施し、地すべりの変形機構を解析した。

伸縮計を設置した当初、地すべりは約45mm/hで変動していた。これはCruden and Varnes (1996)の速度分類ではModerate (中速)に相当する。地すべりの運動は発生から10日後にほぼ収束した。地すべり土塊の変形に伴い、地すべり頭部付近ののり枠は約8m移動し、末端では崩土が約3.5mの高さで堆積した。

本報告では、まず地すべりの概要を示し、次に地すべり発生直後から連続していた運動が収束するまでの伸縮計による動態観測記録、運動に伴う地すべりの変形記録を示す。さらに、調査結果より得た地すべり運動機構解析及び地すべり発生直後に実施した安全管理体制について報告する。

#### (2) 地すべり概要

##### 気象状況

2010年12月末から山陰地域は記録的な降雪を観測した。図1.2.76に地すべり地に最も近い観測点のアメダスデータを示す(気象庁HP, 2011)。12月31日に降水量76mm、最大時間降水量8.5mmを記録した。この観測点では降雪量を記録しておらず、実際の積雪量は不明である。ただし、同日の松江市の積雪記録は51cmであり、本地点でも同規模の積雪があったと推測できる。

##### 地形・地質

対象地すべりは松江市鹿島町内の丘陵裾部で、標高約40mに位置する。地質は新第三紀中期中新世成相寺層の流紋岩質凝灰岩を主体とし、流紋岩溶岩と同時期の頁岩を伴う。図1.2.78に地すべり断面図を示す。

ボーリング調査の結果、移動土塊は頁岩層を挟在する粘土化した凝灰岩が主体である。凝灰岩は深くまで風化が進んでいた。表層付近のコアでは、頭部のすべり面に相当する傾斜した層理面が見られた。

一方、深部では傾斜がほぼ水平の層理面をもつ頁岩層

が観察された。深部の水平堆積構造は、施設造成時の既存地質調査資料にも認められる。また、滑落崖背後で実施したボーリングBP1の深度G.L.-8.4~-9.0mには、流紋岩溶岩が見られた。

地質調査結果より、本調査地の地層は全般には水平に近い緩い傾斜であるが、地すべり頭部には小規模な流紋岩の溶岩ドーム状構造があり、この付近では層理面が急斜し、地すべり斜面に対して約30°の流れ盤となっている。これは、地層の堆積直後にドーム状構造の形成に伴う流紋岩の貫入によってもたらされたと推定される。

また、この地すべり地に隣接して温泉施設がある。温泉は泉源温度50.5°Cの高温泉で、ナトリウム・塩化物・硫酸塩泉であるという。硫酸成分は流紋岩など酸性火山岩のもたらしたものであろうと思われるが、地すべり地には温泉の影響とみられる強い変質はみられない。

#### (3) 地すべりの状況

##### 伸縮計の計測結果

図1.2.79に地すべり頭部に設置した伸縮計S-1の計測結果を示す。図1.2.79(a)は計測した地すべり変位、図1.2.79(b)は観測変位を基に算出した変位速度である。



図1.2.76 地すべり地周辺の気象条件  
気象庁HP(2011)を基に作成。

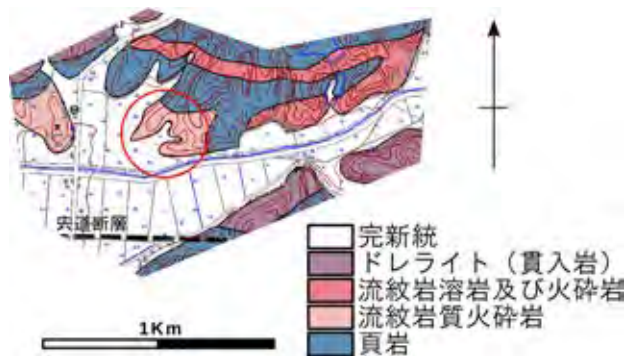


図1.2.77 周辺の地質図  
鹿野・吉田(1985)に一部加筆。

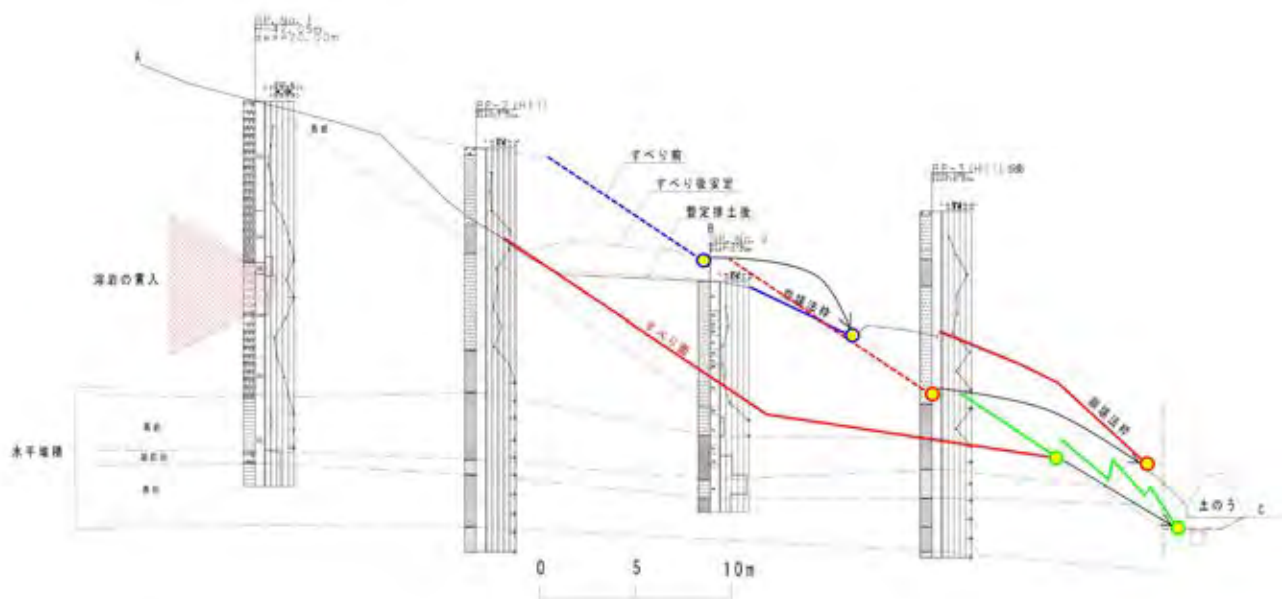


図1.2.78 地すべり断面図

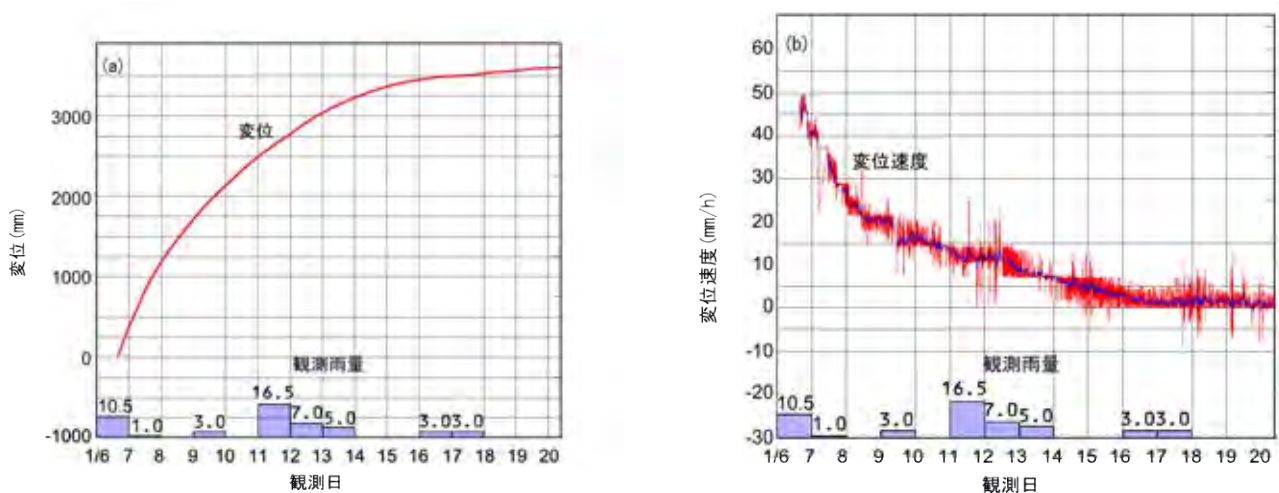


図1.2.79 地すべり頭部に設置した伸縮計S-1の観測記録

(a) 変位の経日変化, (b) 変位速度の経日変化。

S-1は地すべり発生直後から設置しており、発生直後から連続して滑動している動きを記録し、一連の動きが収束するまで計測した。

伸縮計の変位は10分間隔で計測し、変位量から変位速度を計算した。S-1設置期間の14日間で、合計3,600mmの変位量を計測した。図中12～20時間(1月7日)ではインバー線が断線したため、それ以前までのデータを外挿して変位量を補間している。

伸縮計の設置直後の変位速度は約45mm/hであった。その後、降雨(降雪)時にわずかに加速することもあったが、全体として指数関数的に低下し、10日後には動きがほぼ収束した。

### 地すべり発生直後の状況

地すべり頭部では、崩壊直後から傾斜約 $30^\circ$ の頁岩の層理面が露出しており、すべり面を形成していた(写真1.2.56)。すべり面直上には粘土化した凝灰岩があり、擦痕が見られた。頭部が陥没しており(写真1.2.57)、直線上の層面すべりの特徴(上野・阿部, 2006)を示していた。

地すべり末端では地すべり土塊の押出しによって簡易のり枠が破損しており、すべり面の末端が斜面中腹に出ていることが確認された(写真1.2.58)。すべり面形状は左右非対称のV字型であり、踏査中には小石がパラパラ落ちる音が頻繁に聞こえた。





写真1.2.56 露頭したすべり面

### 地すべり地形の変化

写真1.2.59に崩壊してから動きが収束するまでの間に、定点位置から同時刻に撮影した地すべり末端の変化を示す。地すべり末端では斜面中腹から落ちた崩土が徐々に堆積し、末端に押え盛土を形成する形となり、動きが安定化した。

2日後の時点で、押出したのり面(1段目)ののり枠は剥がれ落ち、崩土内に埋没した。10日後に地すべり末端に見えるのり枠は、地すべり土塊とともに移動した2段目ののり枠である。

応急対策として頭部排土を実施した後に、三次元スキャナー計測により地すべりの全体状況を把握した。図1.2.80に測量結果を示す。移動体の中央部に凹みが見



写真1.2.57 頭部の陥没帯



写真1.2.58 発生直後の地すべり末端

られ、V字型のすべり面形状を反映している。V字型すべり面の底付近では末端の押し出しが大きい。末端の押し出された崩土の高さは約3.5mとなった。

#### 工事中の斜面状況

対策工事で切土をしたため、地中の状況を観察することができた。地すべり背後には貫入岩が見られ、周囲は強風化していた(写真1.2.60)。さらに、末端の崩土を除去したのり面では粘土化したすべり面が露頭した(写真1.2.61)。

すべり面の粘土は白色で含水比が高いことから、モンモリロナイトを含んだ粘土と推定した。すべり面直上の頁岩層はすべり面とほぼ平行に凹むように湾曲していた。こ

れは頁岩層が傾斜してすべり面を形成した際に、二次堆積物などの部分的な上載荷重を受けた箇所が凹み、周辺が強風化したのではないかと推定している。

さらに、今回のすべり面より上位にも、連続した粘土層が見られた(写真1.2.61)。実際には、複数のすべり面に沿って地すべりが滑動した可能性がある。

#### 地すべり機構解析

調査結果を基に地すべり機構をまとめる。素因はすべり頭部での流れ盤をなす頁岩層及びすべり末端のV字型に連続する風化した粘土層の存在である。流れ盤上の地すべり土塊重量が起動力となり、V字型に連続して風化した粘土層に沿って押し出された。また、切土による応力解

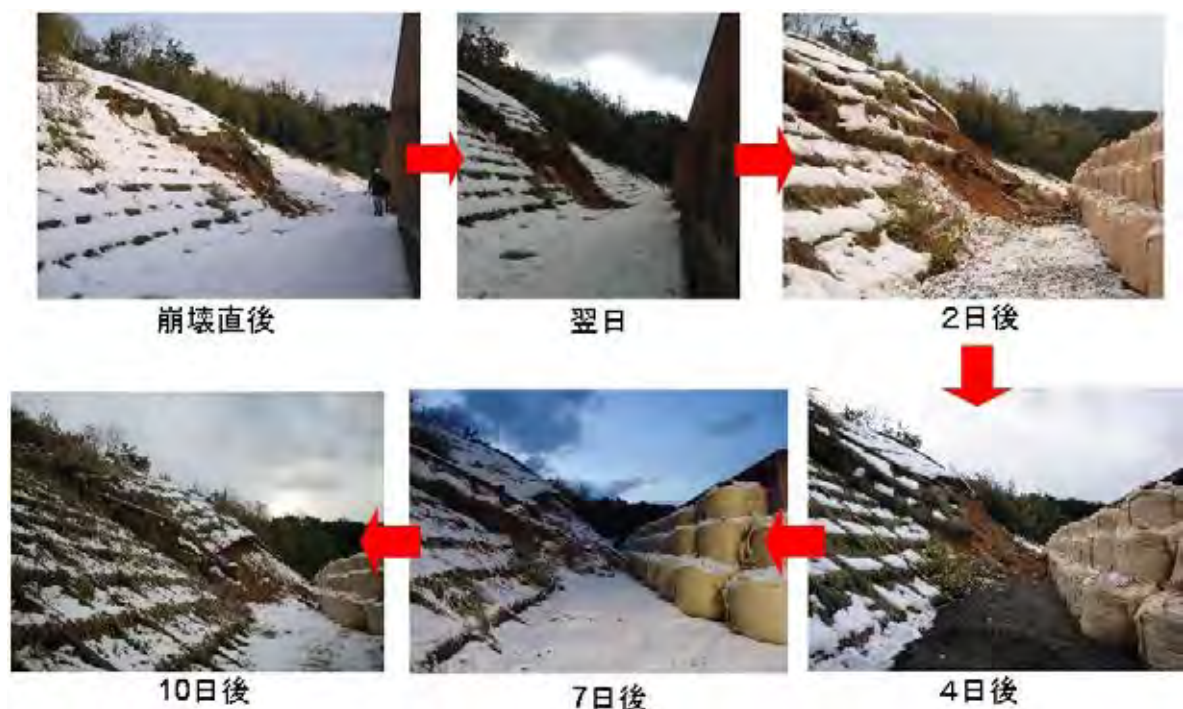


写真1.2.59 地すべり末端の変化

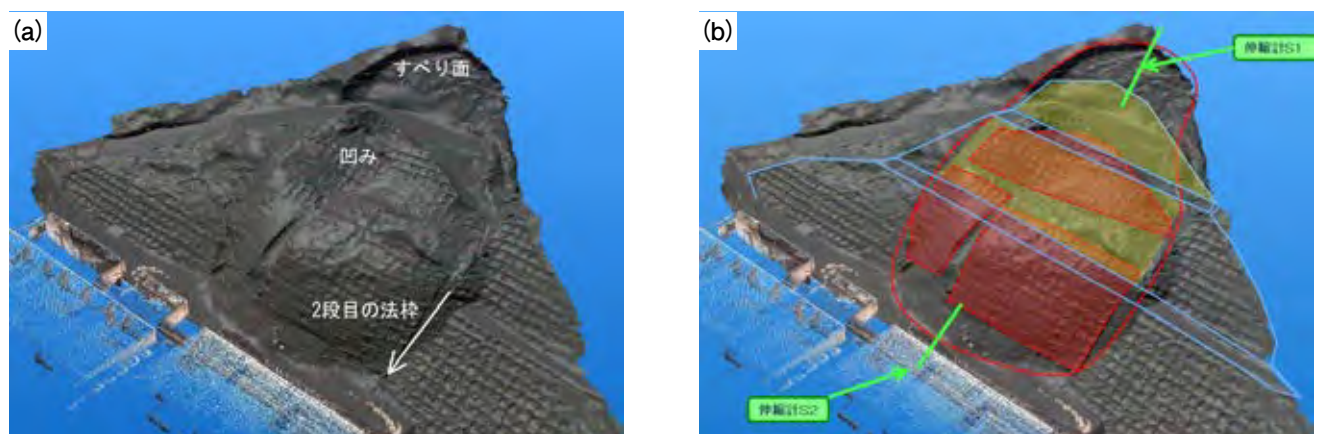


図1.2.80 三次元測量結果

(a) 移動体の中央に凹みが見える。(b) 元の形状との比較。

放などの影響で風化が進行していたことも考えられる。

誘因となったのは記録的な降雪とこれに伴う長期間の融雪である。斜面の造成は十年以上経過しており、その間に豪雨等を経験していたはずであるが、今までは地すべりに至らなかった。長期の融雪により多量の間隙水が供給されたことで、崩壊に至るまですべり面の間隙水圧が上昇したと考えられる。

今回の地すべりが長期間運動したことの要因の1つに、すべり面が斜面中腹に露出したことが挙げられる。地すべり末端の押出された崩土はのり面から落下し、末端の押えが形成されにくかった。崩土が堆積していき、十分な押えが末端に形成されるまでに時間を要した。

さらに、土塊が移動したことで露出したすべり面から直接間隙水が供給されるようになり、すべり面上の間隙水圧が上昇しやすくなった。また、地すべり土塊底部付近では、すべり面粘土の低透水性や周囲が十分に飽和してい

たこと等で、せん断により発生した間隙水圧が発散されにくい状態が保持されていたことも推定される。

地すべりの移動開始時に一気に崩壊に至らなかったのは、すべり面が低角度であり、かつ地すべりが粘土層で発生した点が挙げられる。これに加えて、簡易のり枠及び緩勾配の切土とした当初設計による影響も大きい。当初設計では、ボーリングが2本実施されており、頁岩と流紋岩の互層を反映し簡易のり枠によるのり面保護が行われ、かつ切土勾配が1:1.5と配慮がされていた。

のり枠は破損したが、地すべり土塊の表層を保護したまま移動したため、土塊の二次崩壊を防ぐ一定の役割を果たしたとの印象を受けた。さらに、切土勾配が緩かったため斜面中腹から押出された崩土が末端に堆積しやすく安定化しやすかった。また、結果論ではあるが、緩く切土したことで地すべり土塊の体積も小さくなった。

設計時に全ての事象を想定することは難しく、経済的



写真1.2.60 背後斜面の貫入岩



写真1.2.61 崩土除去後の地すべり末端状況  
赤線は連続した粘土層。

にも困難である。仮に崩壊が発生した場合でも、今回のように最小限の機能（避難できる時間や空間を確保するなど）を有する設計が望まれる。

#### (4) 安全管理

本調査地は、施設背後で発生した地すべりであること、発生直後から地すべりが連続して長期間運動していたことから、動態観測から変形機構を得るとともに、当該施設の安全管理の役目を果たせる体制を整えた。そこで、今回コンサルタントの立場として実施した安全管理を報告する。

地すべり発生翌日に頭部に形成された陥没帯を挟んで伸縮計 S-1 を設置し、インターネットを使用したリアルタイム動態観測を開始した。伸縮計設置以降は、動態観測結果から移動速度を算出し、一定以上の移動速度となると現地及び施設内の警報サイレンが鳴るようにして、安全管理を行った。さらに、関係者の携帯電話に警報メールを自動配信することで、迅速な対応がとれる体制を整えた。

地すべり発生直後は、地すべり末端から 5 m 離れた位置に建物が隣接していることから、被害を受ける可能性を想定していた。しかし、地すべり土塊の動きが続いており危険が伴うため、末端に近づけず抑え盛土を施工することができなかった。そこで安全性に配慮し、のり尻から 3 m 離れた位置にクレーンで大型土のうを 3 段積み、待受け擁壁の代用とした。大型土のうで形成したポケットが満載する前に地すべりが安定化したため、結果的に末端ではこれ以上の応急対策を実施しなかった。

地すべり発生から 17 日後、監視中の地すべりが安定してきたため、応急対策として頭部排土工を実施した。頭部排土の形状は、緊急性を考慮して施設造成時に行われた既往の地質調査結果と踏査結果から決定した。応急頭部排土時には S-1 を撤去するため、末端に設置した S-2 との運動性をあらかじめ確認しておき、施工中の安全管理は S-2 を用いた。

長期間の動きを見せた地すべりであったが、早期に適切な対応をしたことで、進行中の地すべり運動をリアルタイムで監視し、徐々に運動が収束することを確認できたので、冷静に対処することができた。

#### (5) まとめ

本報告で示したことを下記にまとめる。

- ① 松江市内の特別養護老人ホーム施設の背後斜面で発生した地すべり土塊が、発生から停止するまでの伸縮計による動態観測記録を示した。地すべり移動速度は設置当初は約 45 mm/h であり、指数関数的に減速しながら、動きが収束するまでに 10 日を要した。
- ② 地すべり末端の状況を定期的に撮影し、押出しによる

土砂堆積状況を記録した。斜面中腹から押出された崩土が徐々に堆積して動きが安定した。すべり面末端が斜面中腹に露出したことで、末端の押え部の形成に時間がかかったこと、移動により頭部のすべり面が露出したことから、地すべりは長期間運動したと推測される。

- ③ 地すべり頭部には 30° の傾斜したすべり面が露頭していた。発生当初の地すべり末端では、斜面中腹に非対称 V 字型のすべり面及び連続したすべり面粘土が見られた。三次元測量では、V 字型のすべり面を反映して、移動体の中央に凹みが見られた。
- ④ 伸縮計の動態観測結果をインターネット配信し、急速な動きが見られた場合には警報サイレン及び警報メール配信を行う安全管理を実施した。長期間の動きを見せた地すべりであったが、早期に適切な対応をしたことで、進行中の地すべり運動をリアルタイムで監視し、徐々に運動が収束することを確認できたので、冷静に対処することができた。

地すべり土塊がどのように運動し、どこまで到達するかを予測することは、重要な情報となる。今回は現地で予測するまでには至らなかったため、今後の課題としたい。

**謝辞** 本報告の作成には、島根大学卒業生畑中研二氏及び同大学院修士課程三谷康博氏にご協力いただいた。ここに記して謝意を表する。

【齊藤龍太・藤井俊逸・新宮敦弘】

#### 引用文献

- Cruden, D.M. and Varnes, D.J. (1996) : Landslide types and processes. In Landslides : Investigation and Mitigation. Special Report, No.247, Transportation Research Board, Washington, pp. 36-75.
- 鹿野和彦・吉田史郎 (1985) : 境港地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 57p.
- 気象庁 HP (2011) : 気象統計情報。過去の気象データ検索, 松江 2010 年 12 月, [http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily\\_s1.php?prec\\_no=68&block\\_no=47741&year=2010&month=12&day=&view=w=pl](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily_s1.php?prec_no=68&block_no=47741&year=2010&month=12&day=&view=w=pl) (参照日 2013 年 3 月 21 日)。
- 上野将司・阿部真郎 (2006) : 現場で役に立つ地すべり工学 第 5 回 (3. 地すべり発生時の対応)。日本地すべり学会誌, Vol.42, No.6, pp.516-522.

#### 2.2.2 3D スキャナー測量を利用した巨大岩塊落下箇所の機構解析

##### (1) はじめに

平成 22 年 7 月 16 日午前 2 時頃、松江市<sup>かしま</sup>鹿島町<sup>えとも</sup>恵曇野地区において斜面崩壊が発生した。その際、斜面内の巨大岩塊が直下の民家に落下し、2 名の方が亡くなられた。被災時の連続雨量は 215 mm (7 月 11 日～16 日) であった。崩壊直後に 2 次災害予測と住民及び現地作業員の安全確保の目的で安全管理体制を関係者で構築した (藤井ほか, 2012)。

本崩壊現場の崩壊機構を探る上で、巨大岩塊がどこか

ら落下したのかを調べるのが重要となった。そこで、地表踏査、ボーリング調査、ボアホールカメラによる地盤調査を実施するとともに、落下巨大岩塊及び崩壊後崖面の3D(3次元)スキャナー測量を実施し(3DNJ 東日本大震災における3D計測利活用調査プロジェクト, 2011), それによって得た3Dデータから落下巨大岩塊と崩壊後崖面の発泡スチロールによる立体モデルを作成した。

立体モデルを用い、落下巨大岩塊を崖面にパズルのように当てはめて、どこから石が落下したのかを推定した(藤井・新宮, 2012)。その結果に基づき崩壊機構を考察した。

(2) 地形・地質概要

松江市鹿島町恵曇福野地区は島根半島中央部、恵曇港の北側の集落で、島根半島の山地を背にした地域である。集落背後は標高約130mの山地で、斜面の標高40~50mに遷急点がある。被災箇所は遷急点より下側の標高約20m地点である。

波浪により浸食を受けて形成された海岸地形であり、約45°の斜面となっている。被災箇所の上部は約20°の緩斜面となっており、過去に崩壊が発生したことにより緩斜面が形成されたものと考えられる。

この地域は新第三紀中期中新世の成相寺層に属する頁岩、流紋岩溶岩とその凝灰岩よりなり、ドレライトがこれらを貫いている(図1.2.81)。

地層は斜面の内側に緩く傾斜して受け盤をなすが、斜面下部は脆弱な頁岩とその上位の硬質凝灰岩によって構成されている。露出している流紋岩(溶岩または貫入岩)がこれらの地層を一部で貫いている。風化の厚さは斜面下部では比較的薄いですが、上部では岩盤の風化が著しく、土砂状となっている(図1.2.82)。

(3) 巨大岩塊の崩落前位置を推定する作業手順

以下に示す1)~6)の手順により、巨大岩塊の崩落前位置を推定した。

- 1) 3Dスキャナー測量による崩壊後斜面の3Dデータ作成
- 2) 3Dスキャナー測量による落下巨大岩塊の3Dデータ作成
- 3) 落下巨大岩塊の現地での観察
- 4) 落下巨大岩塊形状の発泡スチロールによるモデル化
- 5) 崩壊後崖面の発泡スチロールによる地形のモデル化
- 6) 落下巨大岩塊の当初位置の推定

(4) 巨大岩塊の崩壊前位置の推定

1) 3Dスキャナー測量による崩壊後斜面の3Dデータ作成  
 写真1.2.62は崩壊地の全景写真である。崩壊高さ約13m, 崩壊幅約10mの比較的小規模の崩壊となっている。図1.2.83は崩壊箇所にて3Dスキャナー測量を行い、

3Dデータを作成したものである。図1.2.83の青枠部は巨大岩塊の崩壊前の想定位置であり、3Dデータから青枠部の等高線を25cm間隔で読みとった。

2) 3Dスキャナー測量による落下巨大岩塊の3Dデータ作成



写真1.2.62 全景写真

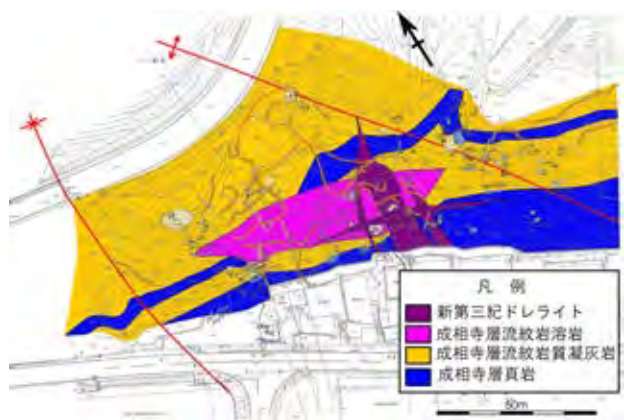


図1.2.81 地質平面図

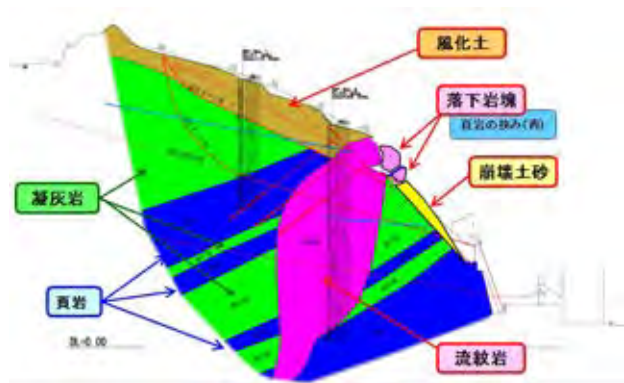


図1.2.82 地質断面図

図1.2.84の左側が落下した巨大岩塊の写真である。右側は落下巨大岩塊の3Dスキャナー測量結果を3Dデータ化したものである。写真1.2.63は家屋取壊し後の落下巨大岩塊の全景写真である。図1.2.85は落下巨大岩塊の3Dスキャナー測量結果から3Dデータを作成したものである。

### 3) 現地の落下巨大岩塊の観察

落下巨大岩塊の各面において、凹凸の状態、コケの付着、頁岩層の付着、根っこの付着、亀裂面粘土の付着形

状などを観察した。写真1.2.64は凹凸の程度から地表面側の面を推定した箇所である。写真1.2.65は亀裂に粘土が付着しているため、地表面ではないと判断した箇所である。写真1.2.66は亀裂面に頁岩の挟みが見られる箇所であり、頁岩の層理面が縁切り面になっている箇所であると推定した。

### 4) 落下巨大岩塊形状の発泡スチロールによるモデル化

写真1.2.68の①～⑦は、落下巨大岩塊の3Dデータから、発泡スチロールで立体モデルを作成したものである。

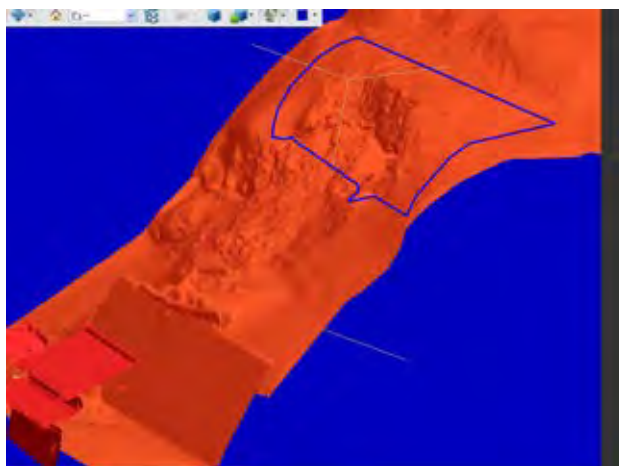


図1.2.83 3Dスキャナー測量による崩落後斜面の3Dデータ

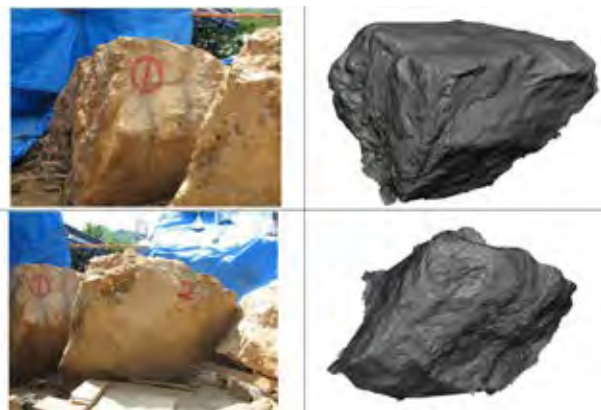


図1.2.84 落下巨大岩塊写真と3Dデータ（個別）

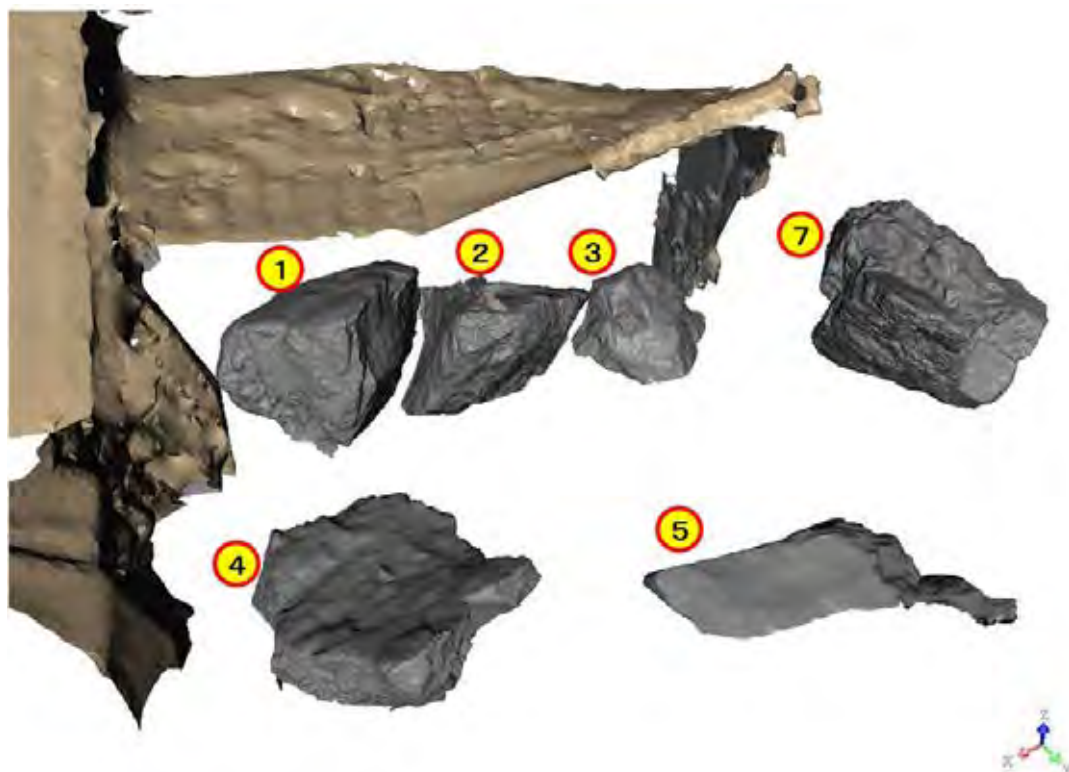


図1.2.85 落下巨大岩塊の3Dデータ（全景）



写真1.2.63 落下巨大岩塊の写真(全景)

#### 5) 落下巨大岩塊の当初位置の推定

図1.2.86の平面図の黄色で示す①～⑦は、落下後の落下巨大岩塊の場所である。青色で示す①～⑦は落下前の場所を推定したものである。落下前の場所は次のように推定している。

- (a)石①, ②, ③は、綺麗に並んでいることから、崖面でも近い位置にあったものと推定した。
- (b)石④は①, ②, ③の石が落下した後に落ちてきたものと推定した。
- (c)石⑦は一番左にあることから崖面でも一番左に位置したものと推定した。
- (d)石⑤, ⑥は①～④と⑦の間にあったものと推定した。
- (e)3)の落下巨大岩塊の各面の観察結果から表面側の面を推定し、配置した。写真1.2.68, 写真1.2.69はその結果を発泡スチロールの立体モデルで表現したものである。

#### (5) 機構解析結果

写真1.2.68, 写真1.2.69の落下巨大岩塊の崩壊前位置の復元モデルから、以下のことが明らかとなった。

- 1) 落下巨大岩塊は崩壊崖面の頭部付近に張り付いていたと推定される(写真1.2.68, 写真1.2.69)。
- 2) 上記岩塊の足元がオーバーハング状態になっていたと推定される(写真1.2.69)。
- 3) 落下巨大岩塊の底面の亀裂面に頁岩が見られたことから、頁岩の層理面が縁切り面になっていたものと推定される(写真1.2.69, 写真1.2.66)。
- 1)～3)と地表踏査, ボーリング調査, ボアホールカメラ等の調査結果から、崩壊機構を次のように推定した(図1.2.82参照)。
- (a)急斜面をなしている凝灰岩・頁岩の互層部は、地表面から風化が進行してきていた。

- (b)崩壊部末端の頁岩層が不透水層となり、梅雨の長雨で地下水が上昇した。
- (c)地下水が上昇することで、まず急斜面部で崩壊が発生した。
- (d)崩壊により、地表に露頭している流紋岩の岩塊の足元の支えがなくなった。
- (e)その結果、流紋岩の岩塊は、内在する亀裂面で剥離し落下した。
- (f)最初の岩塊が落下することで、その背後や側方の岩塊も続いて落下した。

#### (6) おわりに

凝灰岩・頁岩が互層をなす急崖では、一般には今回のような巨大岩塊の落下は発生しにくいと考えられる。しかし、今回の場合には凝灰岩・頁岩の崩落がきっかけとなって背後の流紋岩の岩塊が落下し、これが人的被害を生じたことにつながったといえよう。

崖面に露岩が存在する場合、その足元の支えとなる地盤の安定性を評価することが重要となることが明らかとなった。このような特殊ケースの安全性の判断には、熟練技術者の判断力が必要となる。

これまで、このような危険な崩壊箇所への立ち入りに際しては、見張りをつけるなどの安全性を確保しながら、短時間で測量や調査を行ってきた。しかし、今回は、背後の拡大すべりが予想される箇所に伸縮計を設置し、インターネットを利用したリアルタイム計測を行い、作業員及び住民の安全管理を行った(藤井ほか, 2012)。その上で、崩壊地内は3Dスキャナー測量を実施し、崩壊箇所内へ立ち入ることなしに詳細測量を実施した。今後、このような危険箇所においては、3Dスキャナー測量を積極的に利用していくべきであると考えられる。

今回のケースでは、3Dスキャナー測量を用いて落下後

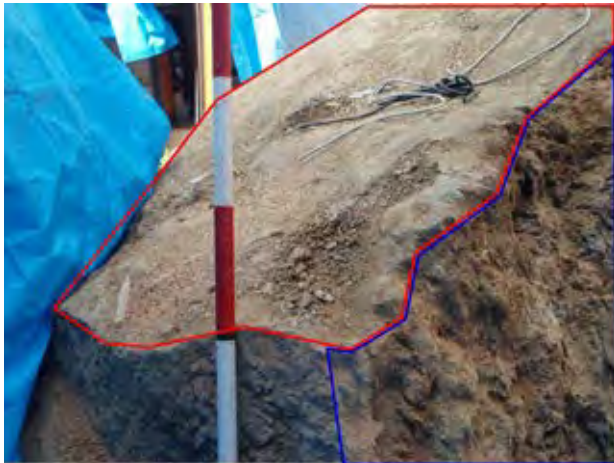


写真1.2.64 落下巨大岩塊観察 (凹凸程度の違い)



写真1.2.65 落下巨大岩塊観察 (亀裂に付着した粘土)



写真1.2.66 落下巨大岩塊観察 (頁岩の挟み)

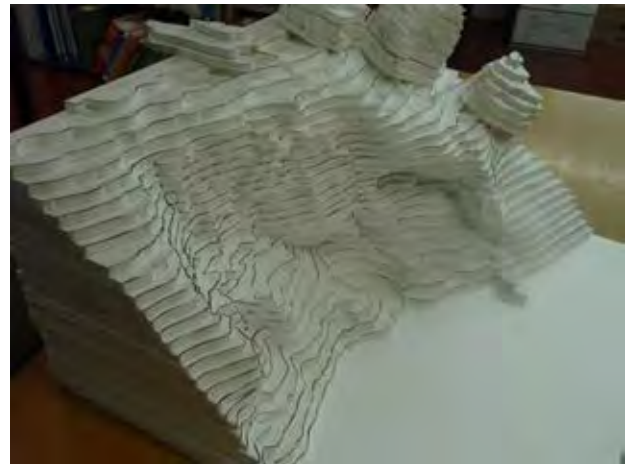


写真1.2.67 落下後崖面の発泡スチロールによる立体モデル

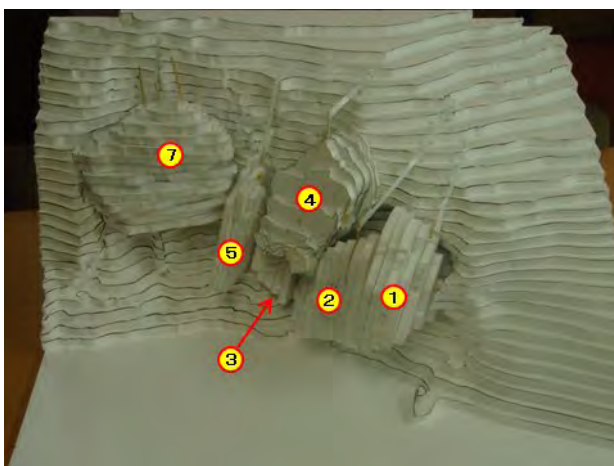


写真1.2.68 落下巨大岩塊を崖面に復元した発泡スチロールによる立体モデル (正面)

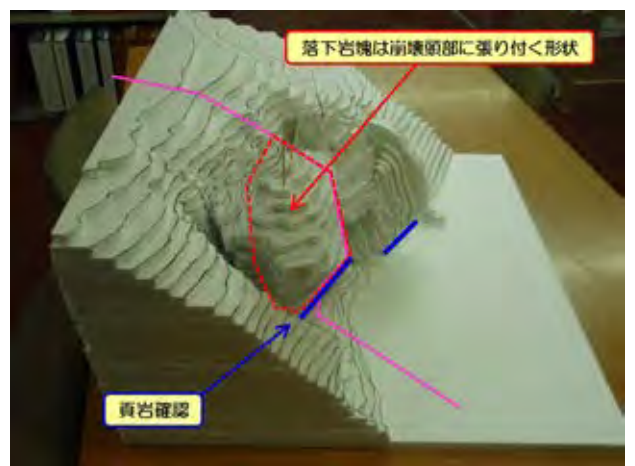


写真1.2.69 落下巨大岩塊を崖面に復元した発泡スチロールによる立体モデル (側面)





図1.2.86 平面図(巨大岩塊の落下位置と崖面への復元位置を示したもの)

の崖面形状と岩塊形状の把握を行い、それらに基づいて当初の岩塊位置を推定した。3D スキャナー測量では今回の利用以外にも、岩塊の大きさや亀裂面の走向・傾斜を推定することも可能であることから、そのような活用が今後地質調査手法の1つとして有効になっていくと考えられる。

【藤井俊逸・藤井 勇・新宮敦弘】

## 引用文献

- 藤井 勇・藤井俊逸・新宮敦弘 (2012)：民家裏斜面崩壊箇所における安全管理対応事例。全地連「技術フォーラム 2012」新潟 (CD データ)。  
 藤井俊逸・新宮敦弘 (2012)：巨大岩塊落下箇所の3D スキャナーを利用した発生源解析。全地連「技術フォーラム 2012」新潟 (CD データ)。  
 3DNJ 東日本大震災における3D 計測利活用調査プロジェクト (2011)：暫定版東日本大震災における3D 計測関連の初動利活用調査報告書, pp.4-5.

## 2.2.3 「水抜きボーリング工」における小型孔内カメラを用いた孔内の健全度評価

### (1) 背景

最も基本的な地すべり対策工法の1つとして、「水抜きボーリング工」が多数用いられてきた。この工法によって設置された膨大な数のボーリング孔は経年により損傷・劣化し、性能が低下していく可能性がある。抑制工として恒久的に機能を維持するためにはボーリング孔の維持管理を適切に行う必要があるが、「水抜きボーリング工」で実際に行われている孔口付近の目視点検(たとえば、島根県土木部砂防課編, 2009)のみでは、孔内の健全度評価や劣化予測の精度は低い。

そこで、小型カメラを用いた孔内の健全度評価手法及び実際に行った撮影事例を紹介する。

### (2) 調査方法

#### 使用機材

カメラや光源の小径化・低価格化が進み、水中カメラ

を用いた孔内観察が手軽に実施可能となっている。そこで、市販されている水中カメラを用いて孔内観察用に機器を図1.2.87のように構成した。また、観察対象の孔径や撮影角度に合わせてセンターライザーや押し込み装置などの補助具を用いた。

#### 観察方法

現地での孔内観察(撮影)では手元のハンディビデオで画像を確認しながら、低速度(10 cm/sec程度)でカメラを孔内に挿入し、ケーブルの距離標による深度や撮影時間、孔内状況を記録表に記載した(表1.2.8)。

一方、室内での記載は動画をパソコンで再生しながら行ったが、動画を適当な大きさに拡大し、再生速度を落としながら観察するとスライムの質感、湧水の流動状況などが把握しやすいようである。

#### 評価・判定手法

観察に際しては以下の項目について評価した。上記点検項目に対する評価はその機能の健全度や補修、対策の必要性により下記の3段階とした(表1.2.9参照)。

#### 観察事例

前述の観察方法により、既存水抜きボーリング工の孔内撮影を行った事例のキャプチャ画像を写真1.2.70~74に示す。ただし、カメラは挿入時にケーブルのねじれにより回転してしまうので、画面内の鉛直下方は湧水の流下方向(写真内矢印)が目安となる。

ストレーナー加工が丸穴の場合は写真1.2.70のような流入形態であり、流入箇所周辺は孔壁に結露を伴う場合が多い。

ストレーナー加工がスリットの場合には写真1.2.71のような流入形態となる。また、写真左側のスリットより右側のスリットからの流入量が多く、それぞれの水抜きボーリングにおけるこの深度と方向を平面図にプロットすることにより、水みちの特定にも繋がる。

写真1.2.72の奥側ではVP管は認められず、土砂となっている。また、VP管先端が完全な円形を呈していることから、破壊ではなく「引き抜け」と考えられる。一般に、水抜きボーリング孔の孔口はコンクリートにより固定されているものの、表層が緩い場合には、孔口付近の小規模なすべりの発生によりVP管接続部分での「引き抜け」が生じるものと考えられる。

植物根の侵入による管内の閉塞(写真1.2.73)は排水を完全には阻止しないものの、排水能力の低下は著しく、根径の拡大によりストレーナー部分が破壊する懸念もある。そこで、写真1.2.74の事例については、植物根の除去を行い、改めて除去部及びそれより深部の孔内状況を撮影し、除去した木根の画像と合わせて記録表を作成した(表1.2.10)。

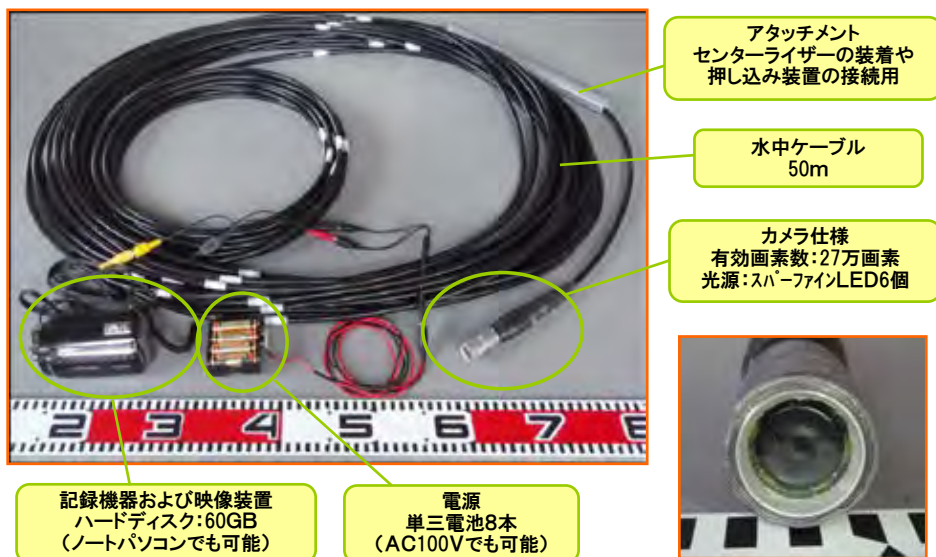


図 1.2.87 撮影機材及び仕様

表 1.2.8 点検項目

項目	内容
保孔管	亀裂・損傷の有無
	撓みの有無
	継手の接続
孔内	ストレーナー加工
	土砂や異物の侵入
	スライムの付着

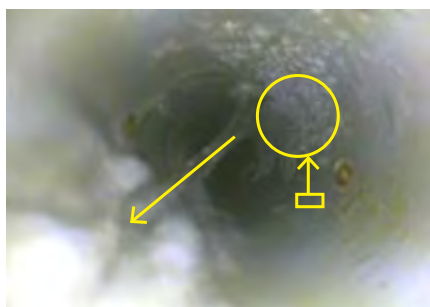


写真 1.2.70 孔内の湧水状況 (丸穴)



写真 1.2.71 孔内の湧水状況 (スリット)

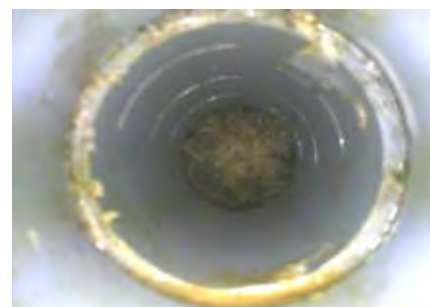


写真 1.2.72 引き抜け状況

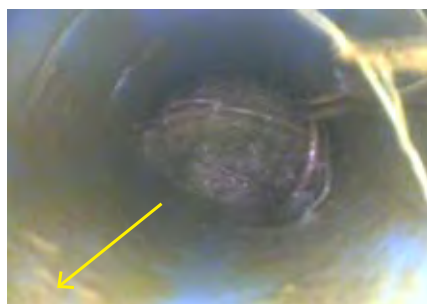


写真 1.2.73 閉塞状況 (竹根)



写真 1.2.74 閉塞状況 (木根)

表 1.2.9 評価区分

評価	状態
○	機能性は維持されており、近い将来に機能低下する恐れも無い。
△	現在やや機能低下しており、今後も機能低下する懸念がある。現時点では斜面の安定度に影響していないと思われるが、点検強化や補修の検討を要する。
×	機能が損なわれ、斜面の安定度にも影響している。補修や対策工の検討を要する。

表 1.2.10 ポアホールカメラ撮影記録表作成例

調査件名	横ボーリング	孔番号	下段	撮影画像	記事	
受注者		孔径	40 mm (VP40)		写真1 深度 : 2.00m付近	
撮影者		撮影角度	水平+5°		評価項目	評価
撮影日	年 月 日	孔内水位	常時湧水あり		保孔管	亀裂・損傷の有無 ○
撮影目的	木根除去後				保孔管	撓みの有無 ○
映像媒体	ビデオカメラ(HDD)	映像内方位(N)			保孔管	継手の接続 ○
掘進深度	0.00m ~ 20.00m			保孔管	ストレーナー加工 ○	
掘進長	20.00m			孔内	土砂や異物の侵入 ○	
				孔内	スライムの付着 ○	
				コメント		
				管内の汚れは、木根の除去時の擦れにより若干剥げ落ちている。		
深度	録画時間	特記事項			写真2 深度 : 3.10m付近	
1.00	00分00秒				評価項目	評価
2.00	00分43秒	写真1			保孔管	亀裂・損傷の有無 ○
3.00	01分29秒	写真2, 写真5			保孔管	撓みの有無 ○
4.00	02分26秒				保孔管	継手の接続 ○
5.00	02分56秒			保孔管	ストレーナー加工 ○	
6.00	03分16秒			孔内	土砂や異物の侵入 ○	
7.00	03分34秒			孔内	スライムの付着 ○	
8.00	03分55秒			コメント		
9.00	04分12秒			木根が密集していた箇所であるが、全て除去できている。ストレーナー部分にも木根の侵入による損傷は認められない。		
10.00	04分30秒	写真3			写真3 深度 : 10.00m付近	
11.00	04分51秒				評価項目	評価
12.00	05分18秒				保孔管	亀裂・損傷の有無 ○
13.00	05分38秒				保孔管	撓みの有無 ○
14.00	06分00秒				保孔管	継手の接続 ○
15.00	06分39秒	写真4		保孔管	ストレーナー加工 ○	
16.00	06分54秒			孔内	土砂や異物の侵入 ○	
17.00	07分16秒			孔内	スライムの付着 ○	
18.00	07分35秒			コメント		
19.00	07分54秒			軽微な汚れがあるものの、全般に異常は認められない。		
20.00	08分30秒				写真4 深度 : 15.00m付近	
					評価項目	評価
					保孔管	亀裂・損傷の有無 ○
					保孔管	撓みの有無 ○
					保孔管	継手の接続 ○
				保孔管	ストレーナー加工 ○	
				孔内	土砂や異物の侵入 ○	
				孔内	スライムの付着 ○	
				コメント		
				軽微な汚れがあるものの、全般に異常は認められない。		

(3) まとめ

小型カメラを用いた水抜きボーリング孔内の健全度評価は、現場作業の迅速さ、資料整理の簡便さ、結果の明快さから有効な点検手法と考えられる。また、この技術やそこで取得できる情報は、以下の事項についても積極的な利活用が望まれる。

- ① 収集した事例を統計的に分析することによる点検や補修(洗浄工)頻度の最適化。
- ② 洗浄工前後の画像を撮影することによる目詰まり箇所の特定やその部分の洗浄効果の確認、さらには水圧やノズル形状など洗浄方法の最適化。
- ③ 水抜きボーリング孔の掘進長はすべり面を切っ

数mの余掘りを行うことから、保孔管の撓みや損傷により地すべり活動を捕捉し、その深度から地すべり規模を特定できる可能性。

- ⑤ より長寿命・高機能な設計・施工方法の開発にフィードバックできる可能性。
- ⑥ 地震・豪雨災害が発生した地域において既存施設の緊急点検を行うことによる二次災害の防止。

【原 重守】

引用文献

島根県土木部砂防課編(2009):地すべり施設点検要領,島根県傾斜地保全関係事業設計指針(資料編),pp.1-10.

## 2.2.4 島根半島第三紀層地すべりにおける地下水排除効果の事例

### (1) はじめに

宍道湖中海低地帯の北側の島根半島には地すべり防止区域が多数存在する(図1.2.88)。グリーンタブと呼ばれる新第三紀の火山岩類や粘土化しやすい泥質岩が広く分布し、向斜・背斜等の褶曲構造及び断層等が発達し、破碎・変質の進行した脆弱な地質構造を呈している。

今回、島根半島の第三紀層地すべりの内、降水に伴い地すべりが発生した一畑坂地区において、対策工として施工したボーリング暗渠工(横ボーリング工)による地下水排除効果の例を示す。また、対策工施工前後の地下水位変化とともに、簡易的に実施した地下水の水質変化についても示す。

### (2) 地形・地質概要

一畑坂地区は出雲市小境町一畑地内に位置する。地すべり地は南東向きの勾配15~20°の緩斜面である。開析及び浸食作用により小規模な谷が発達し、起伏に富んだ多丘状の地形を呈している。

現地踏査及びボーリング調査により、基盤岩として頁岩及び火砕岩の分布が確認された。「今市地域の地質」(鹿野ほか, 1991)によれば、これらの地層は新第三紀中新世成相寺層の頁岩及び流紋岩質火砕岩とされており、一畑坂地区周辺ではこれらが互層状に分布する。

### (3) 地すべり状況

#### 地表面変動状況

一畑坂地区の地すべりは平成20年4月中旬に約40mmの日降水量を契機に発生した。地すべり頭部には延長約70mにわたり、約30cmの落差と約20cmの水平変位を有する滑落段差が形成された。その後、5月初旬にこの滑落段差を跨ぐ地盤伸縮計2基(図1.2.90)を設置して観測を開始したところ、20~30mmの日降水量に対して明確に変動した(図1.2.91)。地盤伸縮計(S-1)の変動量は6月上旬には約560mmに達し、滑落段差の落差は約1mに至った(写真1.2.75)。

#### 地すべり形態

一畑坂地区の地すべり斜面は斜面中~下部の側方部を尾根筋に囲まれたボトルネック状を呈しており、地表水や地下水が集中しやすい。幅約70m、斜面長約90mの地すべりブロックである(図1.2.90)。

左岸側には浸食に伴う谷が発達し、斜面中央部とは地形が異なることから、主測線及び副測線の計2本の調査測線を設け、ボーリング調査を計5本実施した。また、杭打工を計画するためのチェックボーリングを4本実施しており、これらの計9本のボーリング調査結果より、火山礫凝灰岩と頁岩が流れ盤状に分布する層状構造である

ことが判明した。すべり面は主に頁岩と火山礫凝灰岩の地層境界付近に存在し、副測線の一部では頁岩が崖錐堆積物の底面に存在している(図1.2.92~94)。

#### 地下水分布状況

地下水排除工施工前(平成20年5月下旬)の高水位HWL(H20)は、概ね崖錐堆積物内に存在し、相対的に低標高となる副測線上では地表面付近にまで上昇していた。高水位の観測後、地表面変位が拡大したため、応急対策として上段ボーリング暗渠工を施工した。

上段ボーリング暗渠工はH20.6/4~6/11の間に計17孔、総延長692mを施工した。上段ボーリング暗渠工の

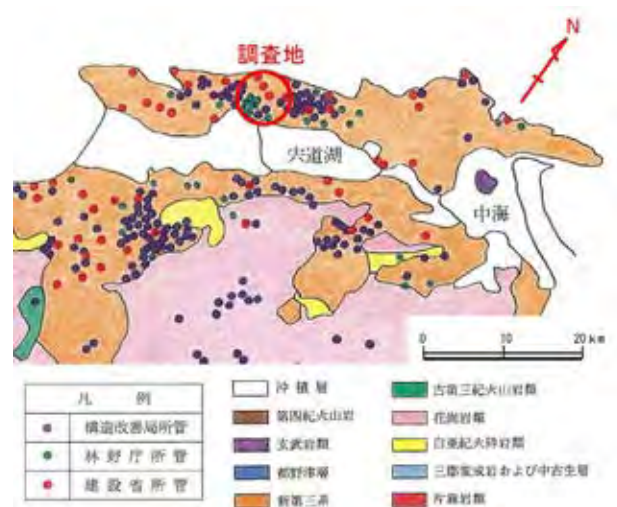


図1.2.88 島根半島の地すべり分布図  
島根の地すべり編集委員会編(1990)に加筆したものである。

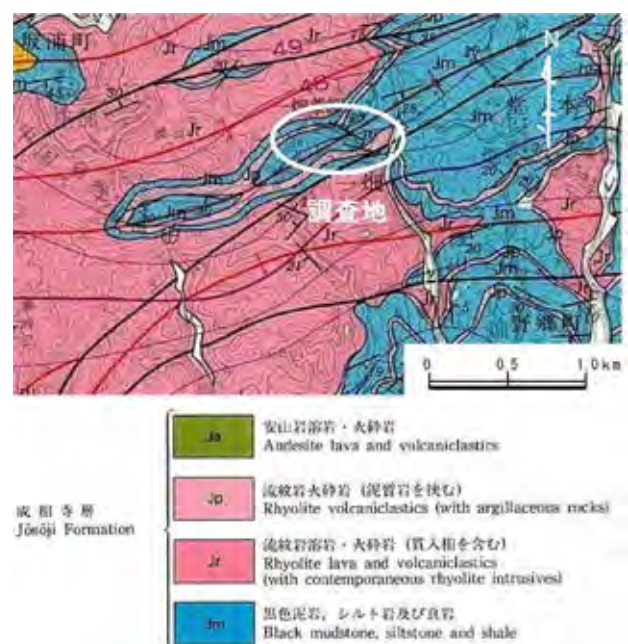


図1.2.89 調査地周辺の地質  
鹿野ほか(1991)に加筆したものである。

施工後、日降水量 94 mm (H20.6/20) に対してその排水量増加は非常に顕著であり、130 ℓ/min を上回る総排水量が確認された(写真 1.2.76)。その結果、梅雨期の集中豪雨(日降水量 94 mm)時においてもすべり面に作用する間隙水圧が軽減され、地すべり滑動の拡大は見られなかった(図 1.2.91)。

(4) 地下水排除効果  
水位の低下

平成 20 年度には、上段ボーリング暗渠工の施工後、地すべり滑動の沈静化を確認した後で下段ボーリング暗渠工を施工した。下段ボーリング暗渠工は平成 20 年 7 月 24 日～8 月 19 日の間に計 20 孔、総延長 824 m を施工した。これらの上段及び下段ボーリング暗渠工の施工に伴い、調査ボーリング孔内では平成 20 年 8 月 20 日以降の約 2 ヶ月間に 3.4～4.8 m の水位低下が確認された。

また、平成 25 年 3 月に確認した調査ボーリング孔の水位(以下、WL (H25) とする)は低下したままの状態であり、主測線の上では崖錐堆積物内に存在していた地下水位は、ここでは主に頁岩内に存在することを示している(図 1.2.92, 図 1.2.94)。

滑動の沈静化

図 1.2.91 によると、上段ボーリング工の施工中に、地盤伸縮計の変位が極端に低下(概ね停止)した。ボーリング工施工着手(6 月 4 日)の約 5 日後には変位の拡大がない状態となった。地すべりブロック全体の地下水排除は実施されていない状態であるが、集中豪雨時の水位を用いた安定解析による安全率  $F_s$  が 1.0 を上回り、見かけ上斜面は安定化する結果となった。

滑動を沈静化させた要因

一畑坂地区では崖錐堆積物、風化岩盤(頁岩、火山礫凝灰岩)が層状を成す地質構成を示しており、複数の地下水帯の存在が予想される。このため、全区間ストレーナ加工をした調査孔内の水位は狂水位を示す問題があるものの、前記の様な水位の低下及び滑動の沈静化により、地下水排除の施工効果が発揮されていると判断された。特に、施工途中の極端に滑動を沈静化させた要因としては、施工初期段階で地すべりに直接関与する地下水が排除されたと考えた。

この様な地すべりに関与する地下水は地すべりブロック全体に分布しているのではなく、地下水帯として特定できる可能性があるのではないかと考え、次項に示す簡易水質試験を計画した。

(5) 簡易水質試験の方法

調査地の地すべりは主測線と副測線で地質構成が異なる。主測線上における地下水流動層は頁岩が主体であるが、副測線上では崖錐堆積物が主体となる。このため、

地下水は自由地下水と被圧地下水の区別が不明瞭で、複雑な水みちを伴う地下水構造であると推察される。

この様な地下水構造を詳細に特定するには、調査ボーリング孔を増設し、地下水帯毎の水頭確認及び地すべりブロック外も含めた水文環境の把握などを長期間継続観測する必要がある(浜崎・子川, 1992; 水口ほか, 2002)。しかし、時間、経費等を考慮して、今回は簡易に測定できる地表水・地下水の水質に着目し、地すべり発生時と滑動の沈静化した現在の地下水の水質の比較をした。

地下水の水質試験項目に関しては、市販の計測器で簡単に測定のできる電気伝導度  $E_c$  値、水素イオン濃度 pH、水温とした。測定対象はボーリング工の排水、調査ボーリングの孔内水及びため池の溜まり水、湧水等とした。

また、地すべり発生時の水質試験項目に関しては、平成 20 年度に実施した地下水垂直検層の比抵抗値  $\rho$  をもと

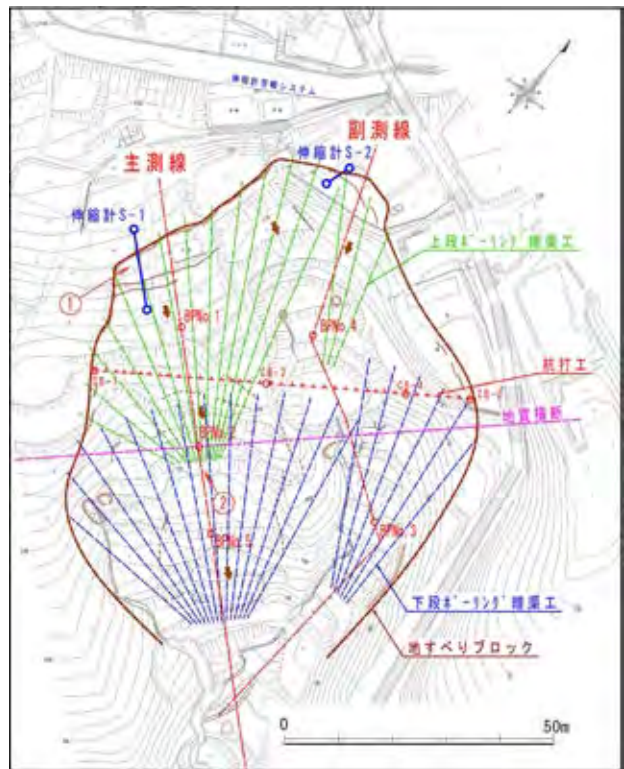


図 1.2.90 調査地平面図

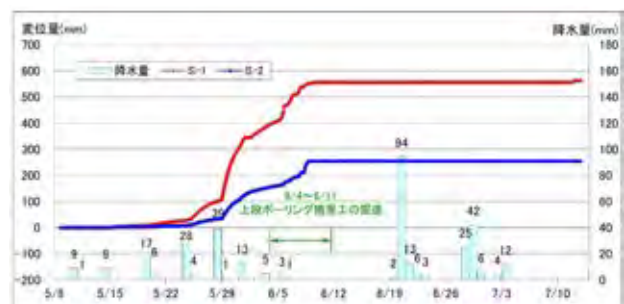


図 1.2.91 地盤伸縮計変動グラフ (H20)

にして、平成 25 年 3 月に確認した関係式 (図 1.2.95) を用いて電気伝導度  $E_c$  値に換算した。

#### (6) 簡易水質試験の結果

簡易水質試験の結果を表 1.2.11 に示す。まとめれば以下のようなになる。

##### 電気伝導度 $E_c$ 値

- ・平成 25 年 3 月に確認した  $E_c$  値の平均は 17 mS/m 前後である。
- ・ $E_c$  値はため池などの溜り水の方が高い。
- ・ボーリング工の排水中では  $E_c$  値にばらつきがあるが、副測線側で極端に高い値を示す箇所がある。

##### 水素イオン濃度 pH

- ・水素イオン濃度 pH の値は上段ボーリング工の排水中では主測線側でやや高い。また下段ボーリング工の排水中では上段のものよりも低い。
- ・地下水の pH の値に関しては、崖錐堆積物中を通過した地下水の方が岩盤 (主に頁岩) 中を通過したものよりも高い傾向が認められる。

##### 水温

- ・3 月上旬に測定した水温は、平均 11°C であるが、6～

14°C と幅がある。特に、外気にさらされているため池では 7°C 前後と低い (気温 5°C)。

- ・ボーリング工の排水中には水温 8～9°C の低い部分が存在するが、これは表面水がボーリング工へ流入している可能性を示している。

##### 比抵抗値 $\rho$

- ・ボーリング孔内の地下水検層で得た比抵抗値  $\rho$  は、地すべりの発生時よりも滑動が沈静化した時の方が高い。
- ・つまり、電気伝導度はこの間、低い値に推移している。

#### (7) まとめ及び考察

前記の調査結果に基づき、地下水排除工施工前と施工後の変化を以下に示す。

地下水排除工施工前 (平成 20 年 5 月下旬) の高水位 HWL (H20) と平成 25 年 3 月に確認した地下水位 WL (H25) の水面に分布する地質を比較した結果を図 1.2.100 に示した。

ボーリング工に伴う地下水位の低下により、崖錐堆積物を主体としていた地下水位面に分布する地質は、主測線側では頁岩主体に、副測線側では崖錐堆積物が主体に変化した。

##### 降水時の排水量増加

ボーリング工では降水時における排水量増加が顕著である。特に、上段ボーリング工施工中の豪雨 (日降水量 94 mm) 時には、130 l/min を上回る総排水量が確認されており、降水時における地下水排除は良好に行われている。

##### 地下水位の低下に伴う地すべり滑動の沈静化

平成 20 年度には上段・下段ボーリング工の施工後、施工前の高水位 HWL (H20) よりも 3.4～4.8 m の水位低下が見られた。平成 25 年 3 月に確認した際にも水位は低下したままの状態であり、その施工効果は現在でも持続している。

地下水位の低下に関する特徴的な点は、平成 20 年度の上段ボーリング工施工時における主測線側の一部にて地下水排除したことに伴い、副測線側も含む地すべりブロック全体の滑動 (伸縮計の変動) が沈静化したことである。このことは、地すべりブロック全体の地下水位を低下させなくても、地すべり滑動を沈静化する地下水帯が存在することを示唆している。

つまり、このような地下水帯の存在を早急に推察することが可能であれば、より効果的な地すべり応急及び恒久対策になると考えられる。

##### 簡易水質の変化

###### 電気伝導度 $E_c$ 値の変化

電気伝導度  $E_c$  値が他の値よりやや高めめの 20 mS/m 以上を示すのは、上段ボーリング工及び下段ボーリング工の副測線側であり、崖錐堆積物内を通過した地下水であ



写真 1.2.75 頭部滑落段差の状況

H.20.4 の地すべり発生後、水平変位は約 1 m に至る (写真位置は図 1.2.90 に図示)。



写真 1.2.76 上段ボーリング暗渠工の排水状況

No.1～No.14 の排水状況 (写真位置は図 1.2.90 に図示)。

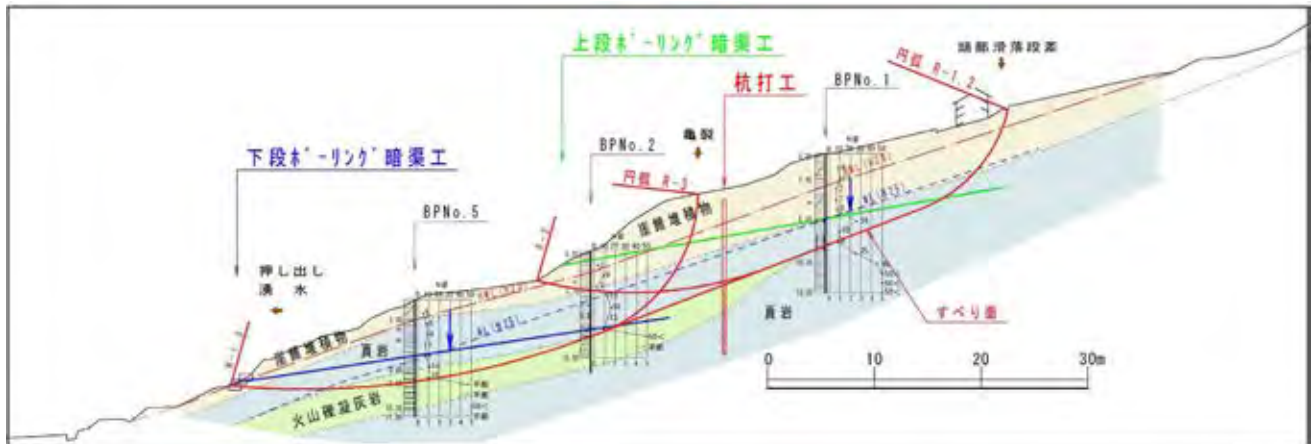


図1.2.92 主測線地質断面図

HWL (H20) : 地下水排除工施工前の高水位, WL (H25) : 平成 25 年 3 月に確認した水位。

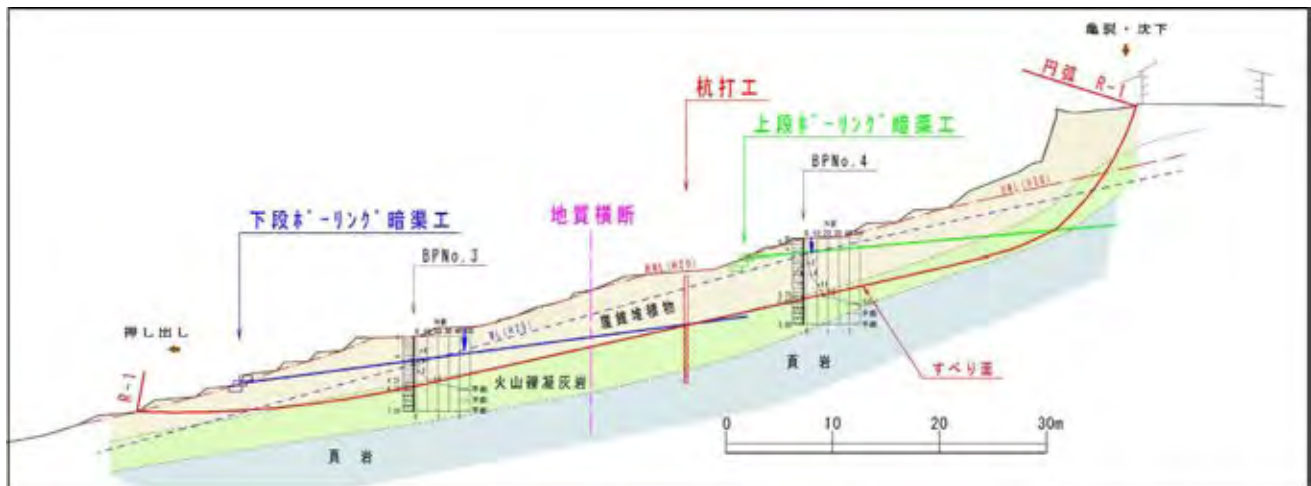


図1.2.93 副測線地質断面図

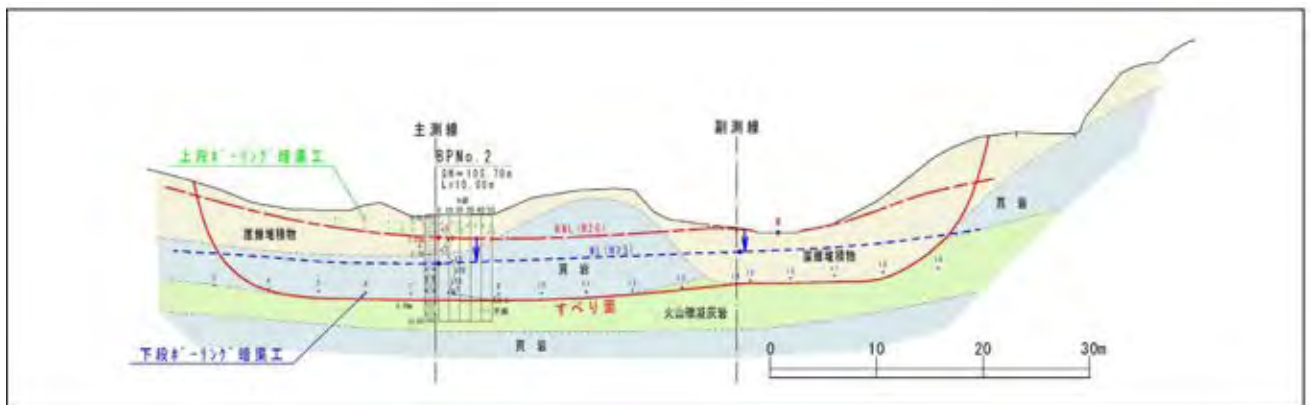


図1.2.94 地質横断面図

る。その他の値は概ね 20 mS/m 以下を示しており、頁岩内を通過した地下水であると考えられる。

また、平成 20 年度に実施した地下水検層の比抵抗値  $\rho$  を基に図 1.2.95 の関係式を用いて地下水排除施工前の電気伝導度  $Ec$  値を推定した。表 1.2.11、図 1.2.99 に示した比抵抗値  $\rho$  の変化に伴い、21~57 mS/m に推移していた  $Ec$  値は、孔内水では概ね 20 mS/m 以下に低下したことになる。

水質調査法(半谷・小倉, 1995)によれば、この値はわ

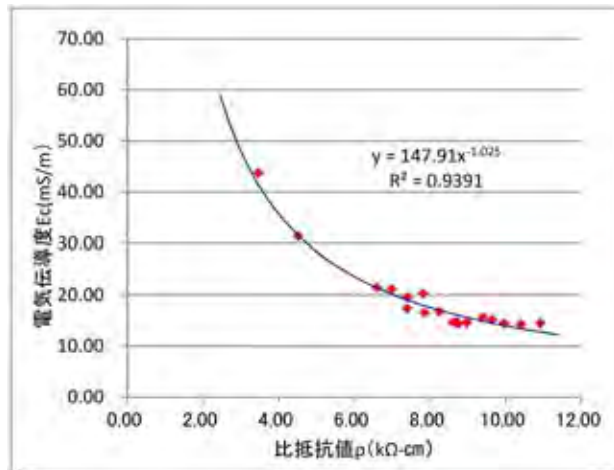


図 1.2.95 比抵抗値  $\rho$  と電気伝導度  $Ec$  の関係

が国の平均河川の電気伝導度の推定値 12.5 mS/m に比較的近い値を示しており、電解物質が過度に溶融していない状態であると考えられる。

水素イオン濃度 pH の変化

上段ボーリング暗渠工よりも下段ボーリング暗渠工の排水の方が水素イオン濃度 pH は低く、やや酸性である。これは相対的に岩盤(頁岩)内を通過した地下水が多いことに起因すると考えられる。

水温の変化

平成 25 年 3 月に確認した水温は、気温 5°C 程度の日に実施したため、溜り水などの地表水は概ね 6~7°C、地下水は 11~12°C であった。地下水及びボーリング暗渠工の排水で水温が 10°C 以下を示す場合は、地表水の地下浸透及び地表水排除の漏水箇所などの影響によるものと考えられる。

水質変化に基づく結論

一畑坂地区では、地すべりに関与する地下水には崖錐堆積物と風化岩盤(主に風化頁岩)内を通過するものがあり、これらの地下水は簡易水質試験の結果において変化が見られた。特に、地すべり発生時には、崖錐堆積物内を通過する地下水が相対的に多く、電気伝導度  $Ec$  値は高い値(比抵抗値  $\rho$  は低い値)であったと判断される。その後、ボーリング暗渠工施工後の地下水位低下に伴い、平常時における地下水が接触する割合が崖錐堆積物よりも

表 1.2.11 一畑坂地区における簡易水質試験結果

地点	H20調査時		H25 観測結果						
	比抵抗値 $\rho$ kΩ-cm	$Ec$ 値換算値 (mS/m)	水位 (GL-m)	排水量 (L/分)	$Ec$ 値 (mS/m)	pH	水温 (°C)	比抵抗値 $\rho$ kΩ-cm	
湧水	①				21.10	7.80	7.4	6.99	
	②				14.47	6.16	11.2	10.92	
	③				20.30	6.10	6.5	7.82	
上段ボーリング暗渠 (主測線)	No.2			0.4	16.07	7.59	8.6		
	No.3			0.5	14.63	7.42	10.0		
	No.5			1.2	14.29	7.37	11.3	10.41	
	No.6			0.1	13.63	7.28	10.5		
	No.7			0.1	15.66	6.32	8.7		
	No.8			0.3	17.77	6.52	11.3		
	No.10			0.5	15.63	6.67	12.0	9.40	
	No.11			0.5	19.11	6.75	12.0		
	No.12			0.6	31.40	6.83	12.6	4.52	
	No.13			1.0	21.50	6.83	12.9	6.59	
上段ボーリング暗渠 (副測線)	No.14			0.5	19.56	6.82	12.0	7.41	
	No.15			0.8	17.05	6.70	12.1		
下段ボーリング暗渠 (主測線)	No.16			0.7	18.47	6.63	11.4		
	No.17			0.4	20.80	6.74	10.7		
下段ボーリング暗渠 (副測線)	No.8			1.2	14.47	6.41	12.5	9.96	
	No.9			2.4	15.15	6.20	12.5	9.65	
孔内水	BPNo.1	GL-7.0m	5.41~5.82	24.32~26.21	6.10				
	BPNo.2		5.45~6.70	21.05~26.01	水位なし				
	BPNo.3	GL-3.0m GL-6.5m	4.28~6.50	21.72~33.32	2.60	14.59	5.92	11.3	5.33~9.80
孔内水	BPNo.4	GL-2.0m GL-4.5m	2.51~2.81	51.29~57.59	1.50	16.74	6.10	10.1	7.57~9.29
	BPNo.5	GL-6.5m	6.27~6.60	21.38~22.53	5.70	16.54	5.84	11.6	8.72~9.00
		GL-11.0m				14.42	6.67	12.9	
						14.70	6.15	13.1	

※H25観測結果は、平成25年3月2日に測定したものである。

黄色: やや高めの数値      水色: やや低めの数値



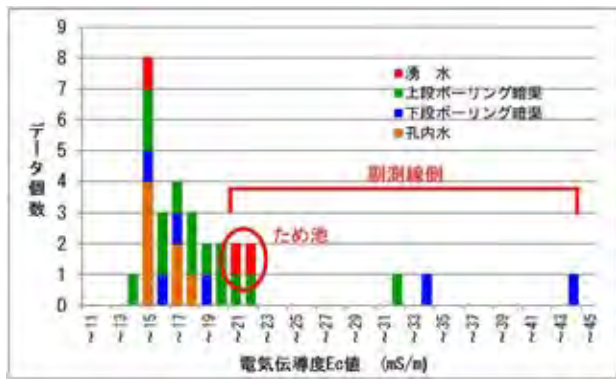


図1.2.96 電気伝導度  $E_c$  値のヒストグラム

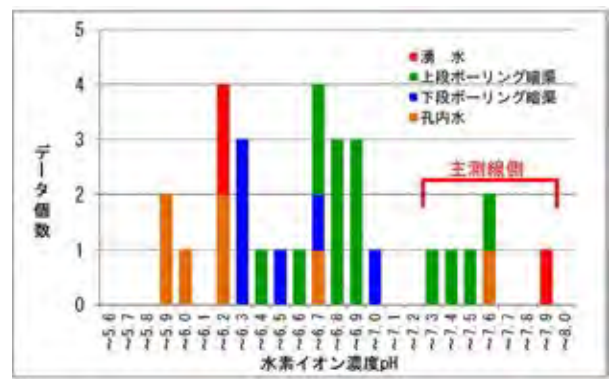


図1.2.97 水素イオン濃度 pH のヒストグラム

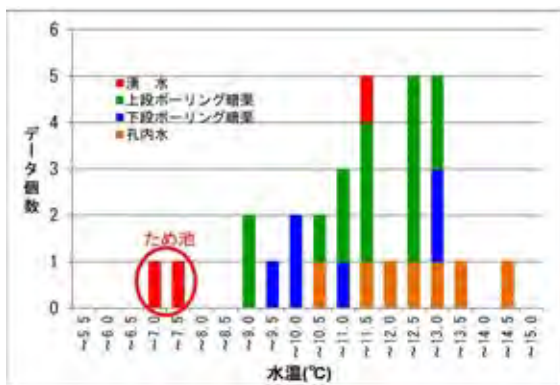


図1.2.98 水温のヒストグラム

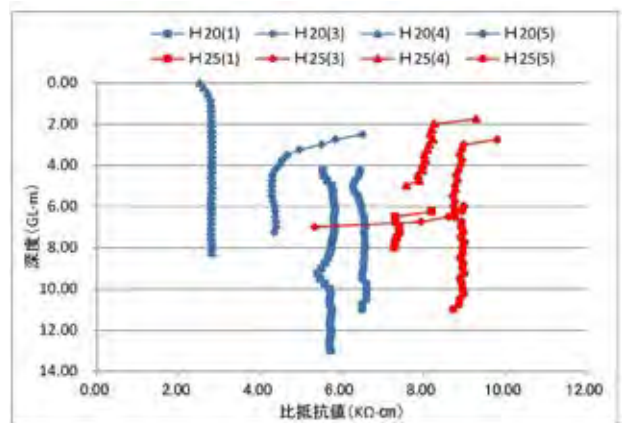


図1.2.99 比抵抗値  $\rho$  の変化  
凡例の ( ) 内の数字は BPN 数を示す。

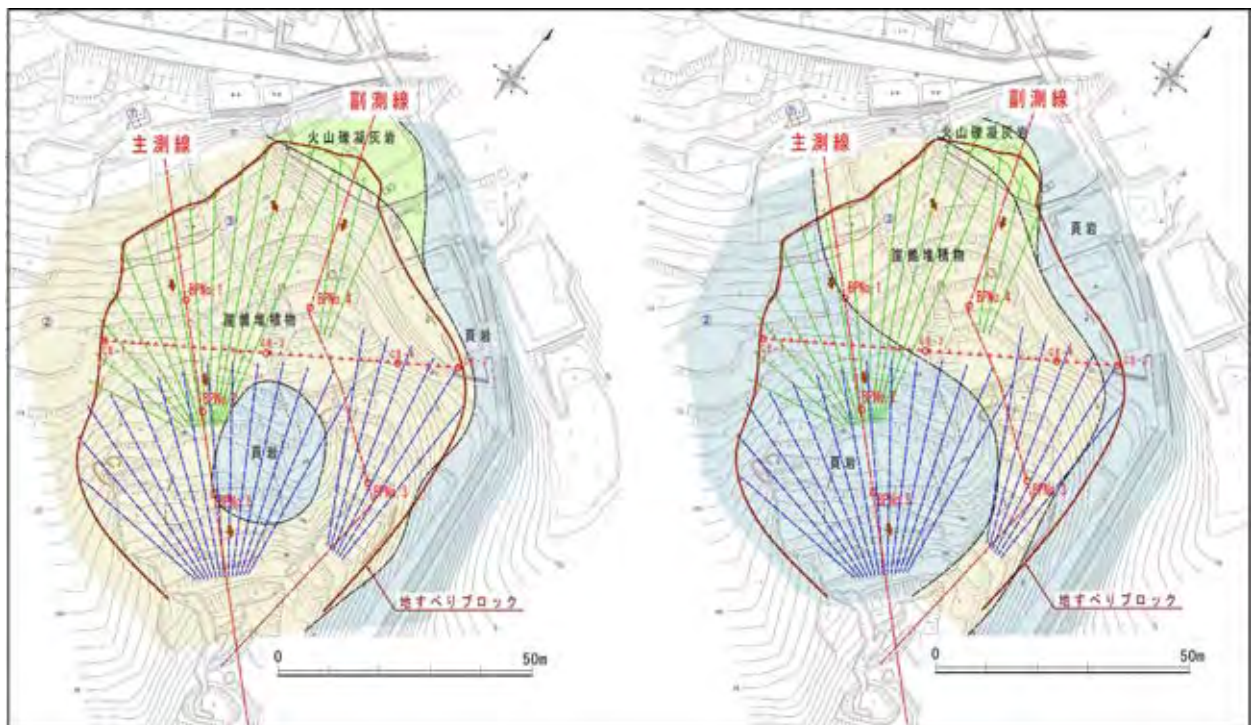


図1.2.100 地下水位面に分布する地質

左図：地下水排除施工前の高水位 HWL (H20) 面に分布する地質，右図：平成 25 年 3 月に確認した地下水位面 WL (H25) に分布する地質。

風化頁岩の方が多くなったため、水質の変化に影響したと考えられる。

したがって、このような水質の変化が地下水排除効果の1つの指標になると考えられる。

#### (8) 今後の課題

平成20年度には、崖錐堆積物内を通過した比較的浅層の地下水を排除することで、地すべり滑動が顕著に沈静化している。平成25年3月に事後観測として実施した簡易水質試験によると、地下水位の低下に伴う地下水帯の相対的な変化によって、当地区では電気伝導度  $E_c$  値の低下が確認されたと考察した。しかし、地すべり滑動に直接的に関与する地下水帯を推察するには、地すべり発生時の簡易水質と降水との関連性を把握しておく必要がある。特に、平成20年度調査においては、杭工計画のためのチェックボーリングも実施しているため、保孔管を設置し、より多くのデータを取得する必要があった。

地すべり移動層は不動層に比べて空隙が多く、地下水流動によって風化に伴う酸化が促進されるため、酸性となる傾向が強い。特に、火山礫凝灰岩と頁岩が流れ盤状の地質構造を形成する当地区の第三紀層地すべりにおいては、すべり面に沿った地下水の流下が顕著であるため、その傾向が強いと考えられる。

したがって、ボーリング孔内の深度方向における水素イオン濃度 pH や電気伝導度  $E_c$  値の変化は、地すべり面の深度を把握する上で参考になると考えられる。更に、滑動の活発な区間ほど降水時の変化が著しいと推察される。

そこで、地すべり滑動に直接関与する地下水帯を推察するためには、以下の点が必要であると考えられる。

- ① 地すべりブロック内外における地質構成を把握する。
- ② 地下水帯毎に観測孔を設ける。
- ③ 降水時の簡易水質の変化を確認する。
- ④ 地下水位及び地中変動量調査を併用して、滑動が活発な時期の水質変化を把握する。

孔内水や排水は複数の地下水帯からの水が混ざりあったもので、実際の地下水状況は非常に複雑であることが予想される。したがって、複数のデータを基に水質変化の傾向を把握することが重要である。

【和田守直行】

#### 引用文献

- 島根の地すべり編集委員会編 (1990)：島根の地すべり。島根県農林水産部，200p。  
 島根県地質図説明書編集委員会編 (1985)：島根県の地質。島根県，105p。  
 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991)：今市地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)，地質調査所，pp.18-23。  
 鹿野和彦・中野 俊 (1986)：恵曇地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)，地質調査所，pp.13-17。  
 半谷高久・小倉紀雄 (1995)：第3版水質調査法。丸善出版，202p。  
 浜崎 晃・子川桂二 (1992)：pH測定によるすべり面判定の試み。平成4

- 年度第31回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.183-186。  
 水口公德・神野 斎・矢田部龍一・横田公忠 (2002)：地すべり面の地球化学的環境と鉱物変化。土木学会第57回年次学術講演会，pp.761-762。

### 2.2.5 隠岐島後の主要地方道で発生した地すべり災害

#### (1) はじめに

隠岐島後の道路は、島の外周海岸沿いを通るものと島の山間部を横断するものがある。このうち、外周を通る道路では道路下方斜面が海岸に面している場合、しばしば波浪浸食により地すべりが発生している。

対象とした地すべり地は、島後東部大久地内の海岸沿いに位置する主要地方道西郷布施線沿線である。この場所は以前から路面沈下が認められ、アスファルトによるオーバーレイが繰返し行われていた。その後、平成18年2月に路面に亀裂が確認され、その後急速に拡大したことから、通行止めとなった (佐藤ほか，2008)。

この路線は住民の生活路線であり、緊急車輛も通行することから、地すべりによる長期間の通行止めはできない。このため、山側に応急の仮設道を設け、緊急に災害復旧事業 (地すべり対策) が行われた。

地すべり調査段階において地すべりの移動量が大きく、地すべりブロック内の調査ボーリング実施が困難であった。このため、地すべりブロック外からの応急水抜き横ボーリング工2孔を施工し、移動速度を低減させた上で地すべりブロック内の調査を行った。

本事例では、動態観測結果を踏まえ、応急水抜き横ボーリング工の効果及び最終的な対策工法について紹介する。

#### (2) 地すべり滑動状況

##### 地すべり概要

当地すべりは、主要地方道西郷布施線の海岸側車線に発生したもので、長さ約36m、幅約23mであり、地すべりとしては小規模なものである (図1.2.101)。また、平成2年、3年にも近接地で地すべりが発生している (図1.2.102)。地すべりを含む周辺斜面には下位より新第三紀前期中新世の安山岩溶岩、風化の進んだ同質火砕岩及び火砕岩起源の崩積土が分布し、この崩積土が地すべり移動層の主体となっている。

地すべり末端は東向きの海岸に面し、以前から波浪による崩壊がしばしば発生していた。北東風を伴う荒天が多くなる2月に地すべり変状が顕著となったことは、波浪浸食による末端崩壊が地すべりを活発化させたことの要因の一つと考えられた (図1.2.101)。さらに平成17年12月から平成18年2月にかけて、最大積雪量30cmの降雪があり、この融雪水が地すべりブロック内の地下水位を上昇させたことも地すべりを活発化させた要因と考えられた。



図1.2.101 調査地平面図



図1.2.102 調査地周辺の地形図

**地すべり移動量観測とすべり面**

平成18年2月の地すべり発生当初、地すべり頭部付近に地盤伸縮計を3箇所、地すべりブロック内外に観測用移動杭を頭部～中腹部中心に設け、地すべり移動状況を把握した。このうち、地盤伸縮計には警報器と電話回線を用いた自動通報装置を接続し、地すべりが活発化した場合の関係者への通報と通行規制をリアルタイムで行えるようにした。

路面亀裂確認から約20日間で亀裂幅は70～100mmに拡大し、地すべり頭部から両サイドにわたって亀裂が

認められるようになった(写真1.2.77～78)。伸縮計観測当初から1ヶ月間で変位量は急増したため、非常に危険な局面であると判断された。

この時の変位量から齋藤ほかの図解法(齋藤・上沢, 1966)を用いて崩壊発生時期を予測したところ、約3ヶ月後という結果を得た。

このような活発な移動状況下にて地すべりブロック内で調査ボーリングを実施した場合、二次災害に巻き込まれる危険性があった。このため、広範囲に行った地表踏査結果と地すべりブロック外で実施した調査ボーリングBP-1の結果を基に、この段階における地すべり機構を推定し、効果的かつ必要最低限となる応急対策工の検討を行った。

地表踏査の結果、地すべり左サイドは安山岩溶岩、右サイドは火砕岩の分布が露頭により確認できる。このうち左サイド安山岩溶岩の高まりによって地すべり移動方向が右側へ曲げられていることなど、地すべりブロック及び移動方向は地質構造に規制されていることがわかった(図1.2.101)。

また、上方斜面はボトルネック状の集水地形を呈し、等高線が不揃いで不規則な配列が認められることから、大規模な複合地すべりの存在が伺えた(図1.2.102)。さらにBP-1において地下水検層を実施したところ、崩積土及び下位の火砕岩風化土中で活発な地下水流動が確認できた。このようにボトルネック状の集水地形と透水性の良い崩積土及び火砕岩風化土の存在、さらには亀裂が少なく地下水を通しにくい安山岩溶岩の存在など地すべりブロック頭部に地下水が集中しやすい条件が揃っている。

当地すべりの両側に近接する2つの地すべり災害の既

存資料によると、いずれも表層を覆う崩積土と流れ盤構造を呈する風化火砕岩との境に存在する粘土層がすべり面化したとされている。BP-1のコア観察により、崩積土下端のG.L.-4.5 m付近に高含水で軟質な礫混じり粘土の存在が確認できた。このことから判断して、当地すべりも近接地すべりと同様に、すべり面は崩積土と火砕岩風化土との境界部であると考えられた。

### (3) 応急対策と恒久対策

#### 応急対策の検討と効果

前項で述べた初期段階の調査結果から、地すべりブロックには崩積土と風化火砕岩内を流路とする地下水が多量に供給されており、地すべり活動を抑制するには地下水の供給源である地すべり頭部付近の地下水排除を目

的とした応急横ボーリング工が必要であると判断した。

応急横ボーリング工は移動が活発な地すべりブロック内からの打設では二次災害の危険性を伴うため困難であり、地形的条件と施工性を考慮して地すべりブロック外から $L=50\text{ m}$ を2孔掘削した(図1.2.103)。

応急横ボーリング工の施工直後から、2孔で合計120  $\ell/\text{min}$ の水量が継続的に排出されており(写真1.2.79, 写真1.2.80)、徐々に地下水の排除効果が現れ始め、地盤伸縮計・移動杭観測の変位量が減少した(図1.2.104, 表1.2.12)。

地盤伸縮計の観測結果から、応急横ボーリング工実施前は日雨量25 mm以下で5.0 mm/日の変位速度であった。これに対し、施工後に98 mm/日の集中豪雨に見舞われ、ブロック内の地下水位は一時的に急上昇したが、



写真1.2.77 観測開始当時の路面亀裂 (2/16)



写真1.2.78 観測開始1ヶ月後の路面亀裂 (3/20)

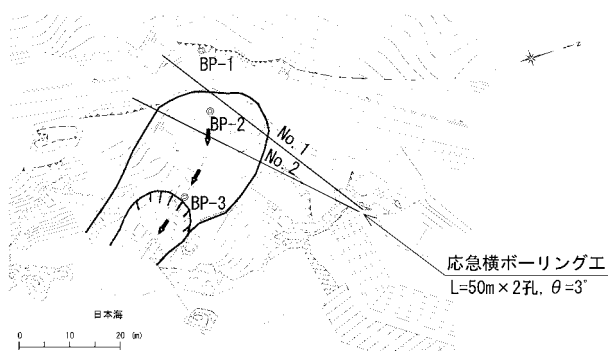


図1.2.103 応急横ボーリング工の計画平面図

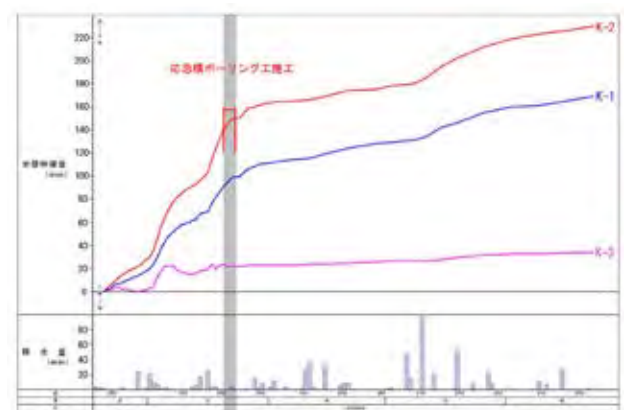


図1.2.104 地盤伸縮計変動図

表1.2.12 応急対策前後の変位速度の推移

観測項目	観測内容	応急対策 施工前	応急対策 施工後	地すべり変位速度の推移
頭部亀裂の移動量観測	簡易伸縮計	4.2 mm/日	0.9 mm/日	1/4.7
	移動杭観測	水平変位量	3.5 mm/日	0.6 mm/日
	高低差	4.6 mm/日	1.1 mm/日	1/4.4

速やかな地下水排除効果により 3.8 mm/日の変位速度に留まった(図1.2.104)。

このように応急横ボーリング工の効果で地すべり活動が緩慢になったことから、地すべりブロック内において2孔の調査ボーリングを実施した。

**応急対策後の調査結果**

2孔の調査ボーリング結果から得られた情報により解析断面図(図1.2.105)を作成した。ここでは火砕岩が日本海に向かって流れ盤状に分布しており、その上位にはほぼ同じような厚さ(4~5m)で高含水で軟質な粘土を主体とする火砕岩起源の崩積土が覆っている。

BP-3で行った地下水検層結果が示すように(図1.2.105)崩積土及び風化火砕岩層中での地下水流動が応急対策後も依然として活発であることが明らかである。

2孔の調査ボーリング孔にはパイプ歪計を設置しており、その観測結果は降雨時の地下水位上昇に反応して大

きく変動し、BP-2、BP-3いずれの孔においても確定変動を記録した。さらにBP-3においては変動量が大きすぎて歪ゲージが破断した(図1.2.106)。

これら変位が記録されたのはいずれの孔でも崩積土と風化火砕岩の境界部であり、予測通りの結果が得られた。

**恒久対策の検討**

応急対策の横ボーリング工の効果から地下水排除工が有効であることが明らかになった。このため、上下2段、計10本の横ボーリング工を追加した。なお、横ボーリング工施工後の安全率は $F_s=1.00$ である。

さらに計画安全率 $PF_s=1.15$ (保全対象：主要地方道西郷布施線)に対する不足分を其他工法により補うこととなる。地すべりの誘因となっている末端部の崩壊が、波浪浸食によるものであることを考慮すると、浸食防止を兼ねた押え盛土工(護岸工)が適していると考えられる。

しかし、海岸は島が点在している上に遠浅であるため、



写真1.2.79 応急横ボーリング工排水状況(孔口)



写真1.2.80 応急横ボーリング工排水状況(流末)

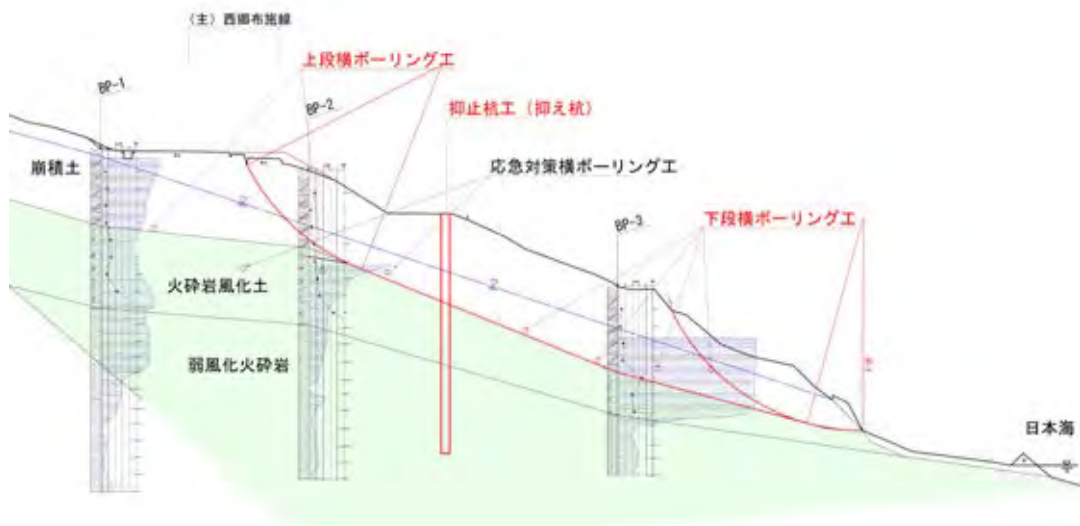


図1.2.105 解析断面図

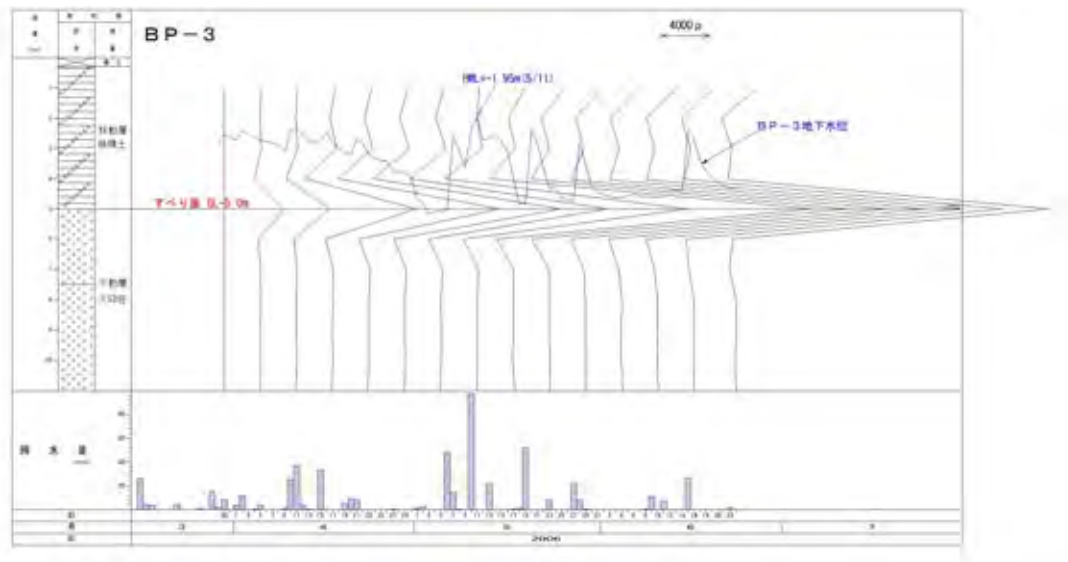


図1.2.106 BP-3パイプ歪計変動図



図1.2.107 対策工平面図

海上からの施工には砕岩及び浚渫を必要とし、工期、工費的に道路災害復旧事業としては採択困難であった。他の工法も比較検討した結果、道路直下で施工可能な鋼管杭による抑止工が工期、工費的に適していると判断し、当該地の対策工として抑止杭（抑え杭）を採用した。最終的な対策工法は以下のとおりである（図1.2.107）。

#### 抑止杭（抑え杭）

SM570材、 $\phi 500\text{ mm}$ 、 $t=12\text{ mm}$ 、 $L=14.0\text{ m}$ 、 $N=13$ 本、 $ctc=1.8\text{ m}$ （頭部連結）

#### 横ボーリング工

上段  $L=33.0\sim 50.0\text{ m}$ 、 $N=4$ 本、

下段  $L=30.0\text{ m}$ 、 $N=6$ 本

#### (4) おわりに

隠岐島後の外周道路は下方斜面が日本海に面し、浸食にさらされている箇所が多くある。また、地すべり発生と深く関わる事が明らかとなった新第三紀鮮新世の向ヶ丘層（礫、泥、含礫泥及び火山灰）が至る所に存在するなど、地すべりが発生しやすい環境にある（山内ほか、2009）。さらに、近年は地球温暖化の影響と考えられる豪雨も頻発し、地すべり発生の危険性が従来よりも高まっている。住民の生活を守るためにも、我々地すべり対策の技術者が日々注意を払い、災害の防止に努めることが重要である。

【浜崎 晃】

引用文献

齋藤迪孝・上沢 弘 (1966): 斜面崩壊時期の予知. 地すべり, Vol.2, No.2, pp.7-12.  
 佐藤貴史・浜崎 晃・武志賢一 (2008): 地すべり調査段階において実施した応急横ボーリング工の効果. 第47回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.31-34.  
 山内清喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009): 西郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 121p.

2.2.6 地すべり対策における弾性波探査の適用と三次元設計事例

(1) はじめに

平成22年度に出雲市斐川町上阿宮地内の一般県道斐川上島線道路改良工事において、道路改良に伴う河川の付け替え工事により、山裾部での床掘り掘削を行った。この山裾の上部斜面は過去に地すべりが発生していた斜面であり、当該工事は地すべりブロック末端部を掘削することとなった。当初の検討結果では対策工が不要となり、施工時にも床掘り直後には問題は発生しなかった。しかし、床掘り掘削後の平成22年12月末から平成23年1月にかけて山陰地域を記録的な豪雪が襲い、その約1週間後に地すべりが発生した。応急対策として河床埋戻しを行った後に押え盛土工を施工し、動態観測を実施するとともに再度地すべり対策工法を検討した結果、グラウンドアンカー工を採用した。原稿執筆時点では、グラウンドアンカー工の施工並びに付け替え河川の掘削と護岸工が完了している。

一般に、地すべりブロックの地形やすべり面は左右対称ではなく、地すべりの解析主測線を決定するには詳細な調査と経験が必要となる。特に、非対称の程度が大きい場合、二次元解析では地すべり運動を適切に反映できないケースが多い。本事例では、このような地すべりに対して、弾性波探査によるすべり土塊分布の推定、三次元

元安定解析、グラウンドアンカー工の三次元設計をおこなった。この事例について報告する。

(2) 地すべりの概要

地形概要

当該地すべり地は、仏経山の東南東約2.2 kmに位置し、南南東に流下する畑谷川の中流域にある。当地すべり地周辺は、畑谷川に沿った概ね幅20~50 m、部分的に最大80 m程度の幅を有する谷間にある。この畑谷川を囲む山は、谷に対して起伏量50~100 mの低山地が主体となる。

対象地周辺の空中写真及び地形図を見ると、山側斜面が緩傾斜となっており、畑谷川が南西方向に大きく屈曲しており、典型的な地すべり地形の様相を呈する(図1.2.108)。今回の地すべり発生前にも、段差0.5~2 mの古い滑落崖や表層の小崩壊跡が複数確認されている。また、対象地東側の尾根部には鞍部地形が見られ、この鞍部地形を通るリニアメントが認められる。

地質概要

鹿野ほか(1991)によると、当該地すべり地周辺には、久利層の流紋岩溶岩が広く分布しており、部分的にはドレライトなどの貫入岩がみられるものの、概ね一様な地質分布とされている(図1.2.109)。また、畑谷川の下流には上島火山岩類の角閃石輝石安山岩溶岩と<sup>ひよどり</sup>花崗岩類が分布するが、当該地すべり地付近には分布していない。地表地質踏査及びボーリング調査の結果からは、当地すべり地には流紋岩質火砕岩とその上位の薄い泥岩層が確認された。

また、地すべりブロック末端付近で行った試掘調査では、東側尾根の鞍部地形を通るリニアメントと交差する付近で、やや変質した流紋岩質火砕岩中に明瞭な条痕を伴う鏡肌が確認された。この鏡肌は、高角度かつリニア

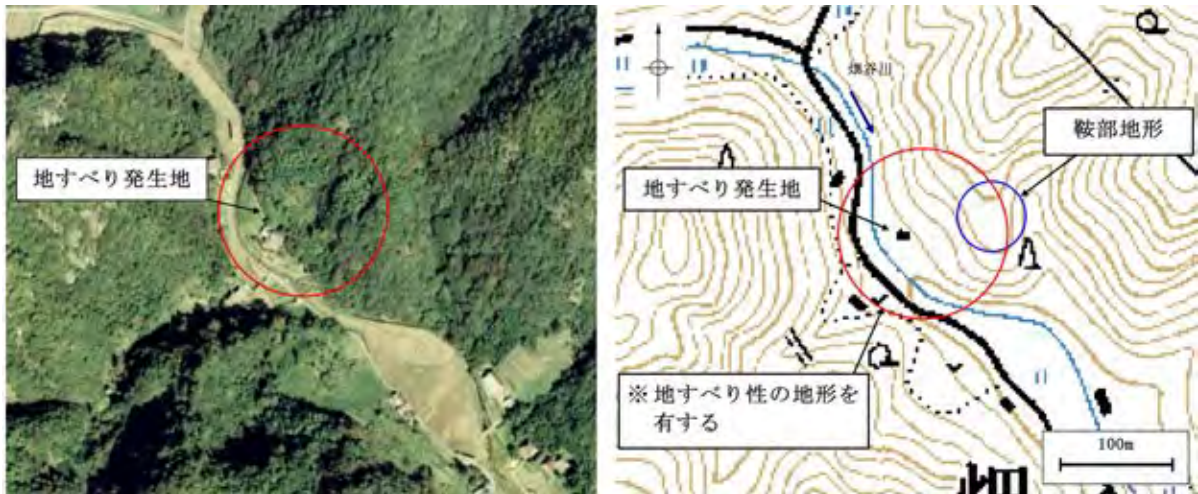


図1.2.108 対象地周辺の空中写真と地形図

メントの方向と調和的なことから、地すべりブロック上部の鞍部地形は断層に起因するものと考えられ、当該地すべり地における初生地すべり発生の素因の一つと考えられる。

#### 地すべりブロックの概要

調査結果をもとに把握できた地すべりブロックの規模は、以下の通りである。

- ・地すべり主測線長；約 65 m
- ・地すべりブロック幅；約 40 m
- ・地すべり最大層厚；約 13 m
- ・頭部開口亀裂；開口幅 0.2 m，深さ 2 m

この地すべりブロックは、頭部の開口亀裂から地すべりブロック側方部まで開口亀裂が断続的に繋がっており、明瞭な亀裂の総延長は 50 m 程度となる。また、ブロックの下半部では、左右の地形が大きく異なっている事も特徴の一つである。この地すべりブロックの形状及び動態を把握するために、以下の調査を実施した。これらの調査位置を図 1.2.110 に示す。

- ① 地表踏査
- ② ボーリング及び標準貫入試験
- ③ 弾性波探査
- ④ パイプ歪計観測
- ⑤ 孔内水位観測
- ⑥ 地表面での地盤伸縮計による観測
- ⑦ 地表面の移動杭観測

#### 地すべり発生機構

付け替え河川の掘削完了から地すべりの発生まで 2～3 週間の期間が空いていたため、この掘削工事が地すべりの直接の誘因とは考えにくい。また、地すべり発生前には顕著な降雨も見られなかった。一方、平成 22 年 12 月末～平成 23 年正月にかけて、山陰地域を記録的な豪雪が襲っている。地すべり発生がこの豪雪の 6～7 日後に確認されたことから、地すべりの直接的な誘因は雪解けによる

地下水位の上昇と考えられる。

### (3) 調査・計測

#### 地盤伸縮計観測

地すべりブロック末端部の擁壁上部 (SL-1, SL-2) と頭部クラック (SL-3) で、地表面の変位を観測した。観測結果を図 1.2.111 に示す。観測結果を見ると、頭部では大きな引っ張り変位が、末端部では若干の圧縮変位が認められた。また、付け替え河川を埋め戻した際には変位は収まらなかったが、押え盛土工を行った後に地すべり変位が収まったことが確認できた。

#### 調査ボーリング

地すべりブロック内のボーリング (BP-3, BP-4) は、地盤伸縮計で変位が収まったことを確認した後に実施した。ボーリング結果の簡易柱状図を図 1.2.112 に示す。なお、BP-1, 2 は地すべり発生前に実施したボーリングである。特に BP-3 のボーリングコア (写真 1.2.81) では、G.L.-9.6～-9.8 m 付近に条痕と鏡肌の見られる明瞭なすべり面が確認された (写真 1.2.82)。このすべり面よりも上位は主に  $N$  値 20 以下の崩積土が、下位は軟岩クラスの基盤岩が確認され、地すべり移動土塊と不動層とで物理的性質が明瞭に異なることがわかった。

#### パイプ歪計観測

動態観測として、ボーリング孔 (BP-3, BP-4) にパイプ歪計を挿入して、動態観測を行った。この結果、BP-3 では G.L.-10 m 付近に、BP-4 では G.L.-5～-6 m 間に地すべり変動に起因する変位が確認された。ここでは、例として BP-3 の歪計観測結果を示す (図 1.2.113)。

#### 弾性波探査

ボーリング調査の結果から、地すべり土塊と不動層との境界が明瞭であり、弾性波速度等の物理的性質が明瞭に異なると想定された。このため、地すべり土塊の分布を把握する上で弾性波探査が有効であると判断し、地す



図 1.2.109 調査地周辺地質図 (鹿野ほか, 1991)



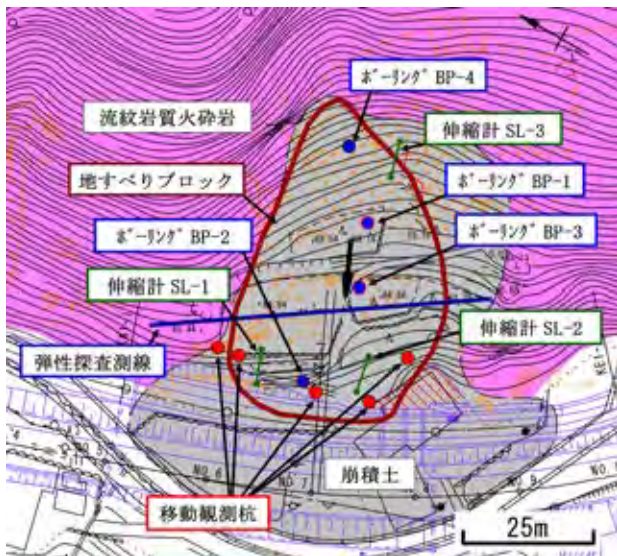


図1.2.110 地すべりブロック平面図

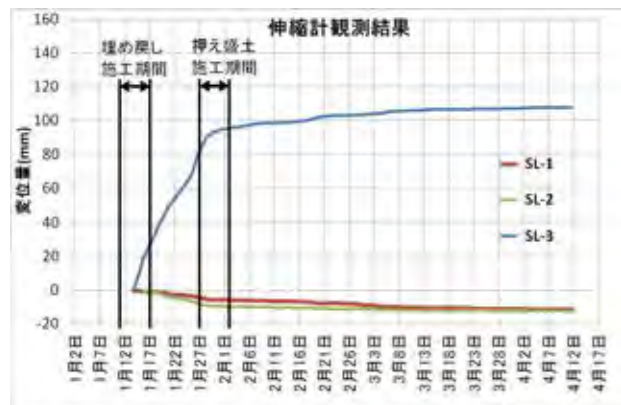


図1.2.111 地盤伸縮計観測結果

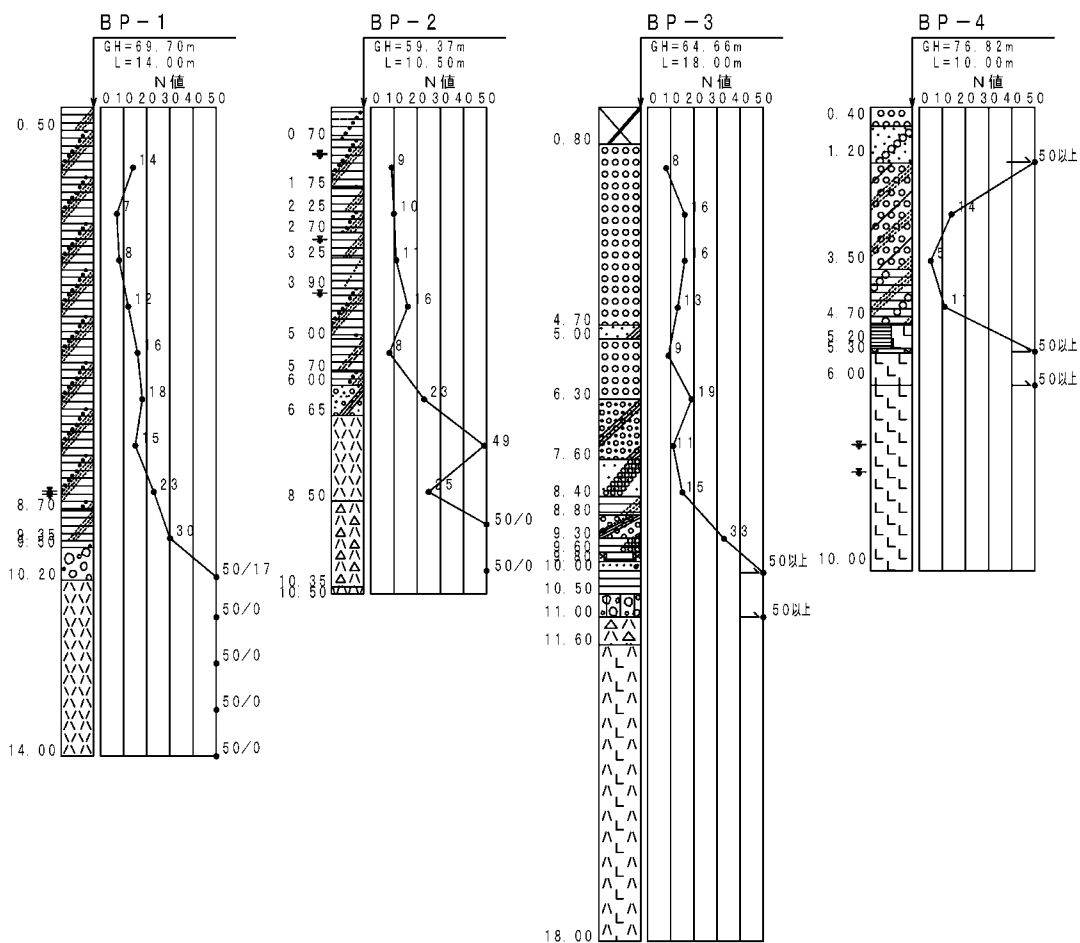


図1.2.112 ボーリング簡易柱状図

べり方向に直交すると共に地すべり土塊の層厚が最も大きいと考えられる測線で弾性波探査を実施した(図1.2.110)。弾性波探査の解析法として一般にトモグラフィ的解析と呼ばれるインバージョン解析を行った。

解析結果から、弾性波速度のコントラストが大きく、地すべりブロック内で弾性波速度の低い層が厚くなることが確認された。この弾性波探査の解析結果と、ボーリング、パイプ歪計観測結果とをクロスチェックした結果、地すべり土塊では1.5 km/s以下、基盤層では2.1～2.5 km/s前後の弾性波速度と判断し、地すべり土塊と不動層の連続的な境界を把握した。この境界から、地すべり土塊の層厚が最も大きくなる様にすべり面を推定した(図1.2.114)。

#### 安全管理

地盤伸縮計と地下水位の観測データは、インターネット経由で定期的にデータ配信されると共に、基準値以上の変位が生じた際には警報を発令するシステムを設置した。ここでの基準値は、「道路土工 切土工・斜面安定工指針」(日本道路協会, 2009)に示される滑落危険速度2～5 mm/時、及び「災害復旧事業における地すべり対策の手引き」((社)全国防災協会, 2006)に示される避難体制をとる管理基準値を参考に、2 mm/時とした。なお、監視期間中の最大変位量は1.9 mm/時であったため、警報が発令されることはなかった。



写真1.2.81 BP-3のボーリングコア写真

#### (4) 解析・検討結果

##### 解析方針

地すべり土塊の形状やすべり面深さが左右で大きく非対称であるため、二次元解析では地すべり現象を正確にモデル化することが難しい。従って、以下の手順により三次元解析を行った。

- ① 調査結果をもとに、三次元解析モデルを構築する。
- ② 回帰分析により、平成18年7月豪雨以降の最危険水位を推定する。
- ③ 三次元簡易Janbu法並びに修正Hovland法を用いて、地すべり発生後の地形と地下水位で逆解析を行い、解析手法ごとのすべり面平均せん断強度を推定する。(現況安全率 $F_s=0.95$ )
- ④ ②で求めた最危険水位と③で求めたすべり面強度により対策工法を検討する。この際、
  - (a) 対策工の必要抑止力は、三次元簡易Janbu法で計画安全率1.20となる抑止力とする。
  - (b) 対策工ごとに、三次元簡易Janbu法と修正Hovland法を使い分けて検討する。
    - ※頭部排土工については、三次元簡易Janbu法により計算する。
    - ※抑止杭工については、三次元簡易Janbu法で求めた必要抑止力を用いる。
    - ※三次元でのグラウンドアンカー工の計算は三次元



写真1.2.82 すべり面(BP-3; G.L.-9.6～9.8 m)  
この深度で鏡肌と条痕が明瞭なすべり面が確認された。

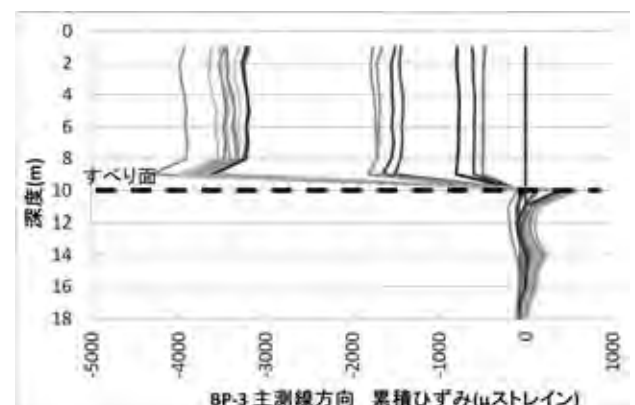


図1.2.113 パイプ歪計観測結果

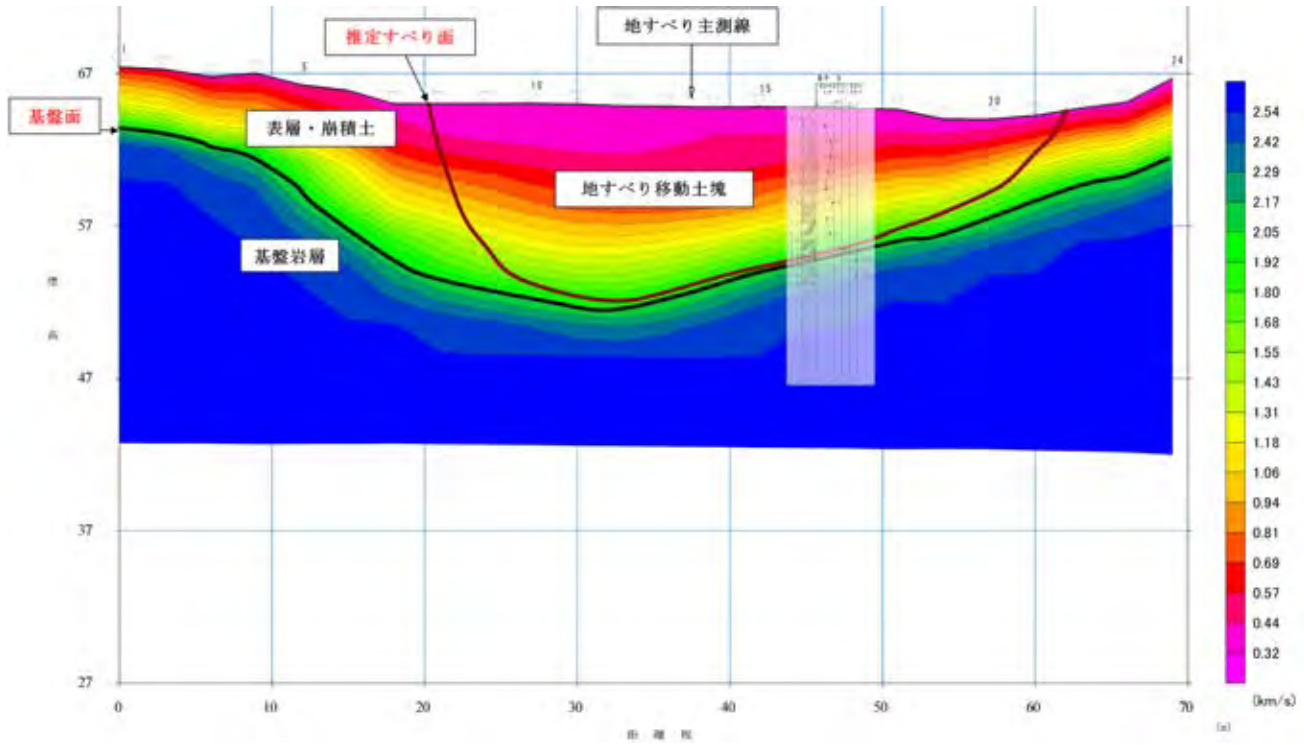


図1.2.114 弾性波探査結果と地質横断面図

表1.2.13 各解析手法の構成式

修正 Hovland 法	三次元簡易 Janbu 法
$F_s = \frac{\sum_x \sum_y \{cA + (W \cos(DIP - U))\} \tan \phi}{\sum_x \sum_y W \sin \alpha_{yz}}$	$F_s = \frac{\sum_i \sum_j \frac{\{(c - u_{ij} \tan \phi) \Delta x \Delta y + \Delta W_{ij} \tan \phi\}}{\cos \alpha_{xz} \cdot m_\alpha}}{\sum_i \sum_j (\tan \alpha_{xz} + K_h) \Delta W_{ij}}$
<p><math>c</math> : 粘着力  <math>u_{ij}</math> : 間隙水圧  <math>\phi</math> : 内部摩擦角  <math>A</math> : すべり面積  <math>W</math> : 土塊重量  <math>\alpha_{yz}</math> : 仮定地すべり方向の三角柱底面傾斜角  <math>DIP</math> : 三角柱底面の最大傾斜角  <math>U</math> : 間隙水圧</p>	<p><math>c</math> : 粘着力  <math>u_{ij}</math> : 間隙水圧  <math>\phi</math> : 内部摩擦角  <math>\Delta x \Delta y</math> : (<math>xy</math> 平面における) コラムの面積  <math>\Delta W_{ij}</math> : 土塊重量  <math>\alpha_{xz}, \alpha_{yz}</math> : 仮定地すべり方向の各軸別三角柱底面傾斜角  <math>K_h</math> : 地盤水平震度係数</p>

簡易 Janbu 法では一般化されていないため、修正 Hovland 法で行う必要がある。ただし、このときの計画安全率は、より厳密な計算手法である三次元簡易 Janbu 法で求めた必要抑止力を満足する計画安全率とする。

※グラウンドアンカーを配置するに当たり、可能な限り地山を掘削しない、すなわち、現在の地形を可能な限り改変せずにアンカーを配置する。

**解析モデル**

三次元解析モデルは、まず地表にみられる亀裂と移

動杭の観測結果から地すべりブロックを設定した。三次元のすべり面モデルは、弾性波探査結果から推定した横断方向のすべり面と各ボーリングで確認されたすべり面を通ると共に、地表面に設定した地すべりブロックの範囲を通るように三次元曲面推定技術により設定した(図1.2.115)。

また、地下水位については、各ボーリングにおける孔内水位の実測値と推定値をもとに設定した。孔内水位の推定式は、式(1)に示した実効雨量をもとに帰帰分析により求めた。

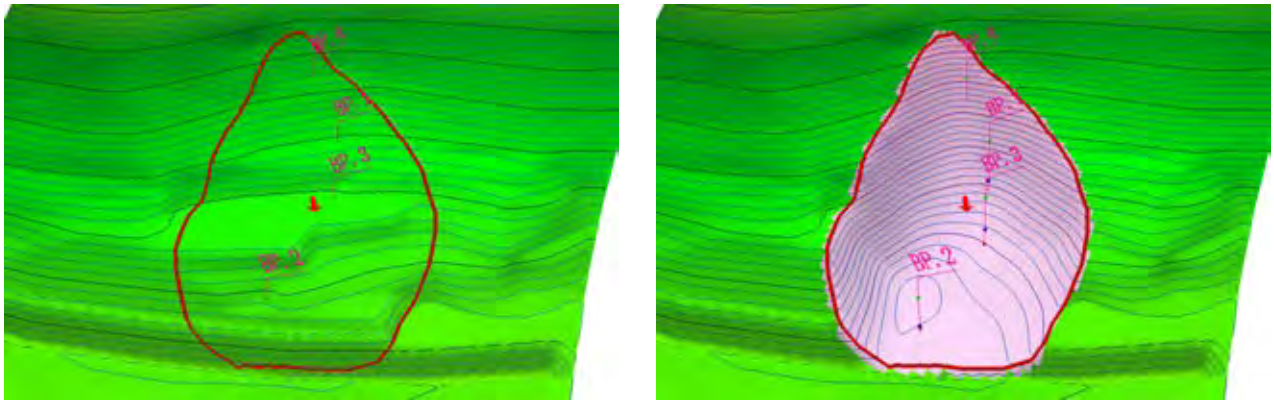


図 1.2.115 三次元解析モデル  
(左：地形鳥瞰図，右：すべり面鳥瞰図)

$$R_c = \alpha \cdot R_0 + \alpha^2 R_1 + \dots + \alpha^{n+1} R_n \quad (1)$$

ここで、 $R_c$ ：実効雨量， $R_0$ ：当日の日雨量

$R_n$ ： $n$  日前の日雨量

$\alpha$ ：逓減係数 (< 1.0)

$n$ ：累積日数

回帰式 A： $y = ax + b$

回帰式 B： $y = \pm \exp(ax + b)$  (2)

$y$ ：解析水位

$x$ ： $d$  日前の実効雨量  $R_c$

$a$ ,  $b$ ：回帰式の係数

ここで、変数 ( $\alpha$ ,  $n$ ,  $d$ ) を変えて回帰式 A と回帰式 B で繰り返し計算を行い、求めた解析水位と孔内水位実測値とで回帰分析を行った。回帰分析の結果から解析値と実測値の相関係数が最も高い回帰式をそのボーリング孔の地下水位推定式とした。

ここでの最危険水位は平成 18 年 7 月豪雨以降で最も高い孔内水位を求め、この水位を解析時の最危険水位 (HHWL) とした。なお、回帰分析の結果、平成 18 年 7 月豪雨時の水位が最も高い水位となった。

以上の結果から決定した各ボーリング地点の地下水位は、以下の通りである。

#### 【BP-2】

$$\text{推定式：} y = \exp(1.65975 - 0.00158x) \quad (3)$$

相関係数 0.893

$y$ ：孔内水位推定値， $x$ ：当日の実効雨量，

逓減係数  $\alpha = 0.810$ ，累積日数  $n = 11$

地すべり発生後の推定地下水位

G.L.-5.43 m

最危険水位 (HHWL)

G.L.-3.512 m (平成 18 年 7 月 19 日) ※推定値

#### 【BP-3】

$$\text{推定式：} y = \exp(1.91160 - 0.00056x) \quad (4)$$

相関係数 0.752

$x$ ：当日の実効雨量，逓減係数  $\alpha = 0.810$ ，

累積日数  $n = 11$

地すべり発生後の実測地下水位

G.L.-6.5 m (平成 23 年 2 月 23 日)

最危険水位 (HHWL)

G.L.-5.866 m (平成 18 年 7 月 19 日) ※推定値

#### 【BP-4】

$$\text{推定式：} y = \exp(2.17622 - 0.00299x) \quad (5)$$

相関係数 0.916

$x$ ：当日の実効雨量，逓減係数  $\alpha = 0.99$ ，

累積日数  $n = 1$

地すべり発生後の実測地下水位

G.L.-8.6 m (平成 23 年 2 月 23 日)

最危険水位 (HHWL)

G.L.-3.889 m (平成 18 年 7 月 19 日) ※推定値

#### 検討結果

対策工法は、現実的に施工可能なグラウンドアンカー工、排土工、杭工の 3 つの対策工法から、施工性、経済性、環境保全性等を判定指標として総合的に比較検討を行った結果、グラウンドアンカー工を採用した。ここで、検討方針に示したようにグラウンドアンカー工の必要抑止力を三次元簡易 Janbu 法で求めた結果、 $Pr = 32,269.7$  (kN) となった。一方、修正 Hovland 法でこの必要抑止力を満足する計画安全率は 1.280 となり、このときの必要抑止力は 32,300.8 (kN) となった (表 1.2.14)。

この必要抑止力を満足すると共に最も経済的なグラウ

ンドアンカーの配置を修正 Hovland 法で検討した。ここで、グラウンドアンカーを設置する際に、可能な限り排土や切土を行わないように、できる限り現地形に合わせた配置を行う必要があった。このため、グラウンドアンカーを地形に合わせて6つに区分し、三次元で配置検討を行った。この結果、グラウンドアンカーの仕様は、表1.2.15に示すように3種類となった。なお、各アンカーの長さは、三次元解析モデルで設定した定着層の深さをもとに1本ごとに設定した。これらのグラウンドアンカーを配置した鳥瞰図を図1.2.116に示す。

(5) 竣工後の状況

平成24年2月にグラウンドアンカー工の施工が完了し、同年6月には付け替え河川の掘削並びに護岸工が完了した(写真1.2.83~84)。現地状況並びに地盤伸縮計の観測結果を見る限り、竣工後、現在までの間で変状は見られない。

また、今回の設計ではアンカー長を1本ごとに設定したが、施工時の確認において、一部の定着層で破砕帯が見られた箇所以外は設計値と合致した。

(6) 今後の課題と展望

三次元解析によるメリット

全体配置計画において、グラウンドアンカーを1本単位で増減させて計算することができる。

各アンカーの配置や長さ、角度を、アンカーごとに個

別に変えることで、現地状況に合わせた極めてシビアで経済的な設計が可能である。今回のケースでも、地形的な制約から打設傾角が30°と40°の2種類、受圧板とグラウンドアンカーのなす角度が10°と15°の2種類で配置した。

また、二次元解析に適さない複雑な地形でも、地すべりブロック全体の安定性を計算でき、部分的な切土や盛土が地すべりブロック全体に与える影響を直接検討できる。

三次元解析のデメリット

三次元でのモデル化のためには、より連続的で密な調査が必要となる。

解析手法においては、修正 Hovland 法は計算式に誤差を内包し、修正 Fellenius による二次元解析よりも誤差が大きくなるとともに、誤差が安全側にも危険側にも出る。今回のケースでは、修正 Hovland 法による解析は、三次元簡易 Janbu 法による解析よりも危険側の結果を与えた。

また、三次元解析は極めてシビアな配置が可能な反面、計算上の微妙な配置変更でギリギリの設計をすることが可能であり、数字合わせに陥る場合がある。さらに、現在の解析手法では、地すべりブロック内のどこにグラウンドアンカーが配置されても、1本当たりの設計アンカー力は変わらず、等分割で分担する。しかし、本来は各グラウンドアンカーの位置によってグラウンドアンカーにかかる負担は大きく異なるはずであるが、従来一般的な手法と同じく、今回の手法でもこの違いを計算で求めることができない。

表1.2.14 三次元解析結果

計算種別		逆 算		対策検討	
地形モデル		地すべり発生後モデル		アンカー配置計画モデル	
地下水位		平常水位		最危険水位	
解析手法		三次元簡易 Janbu	修正 Hovland	三次元簡易 Janbu	修正 Hovland
すべり面平均せん断強度	$c$ (kN/m <sup>2</sup> )	6.75	6.75	6.75	6.75
	$\phi$ (°)	15.94	19.10	15.94	19.10
安全率	$F_s$	0.95	0.95	0.841	—
計画安全率	$p.F_s$	1.20	1.274	1.20	1.280
必要抑止力	$Pr$ (kN)	22,537.1	22,545.8	32,269.7	32,300.8

表1.2.15 グラウンドアンカー仕様一覧

区 分	受圧板とテンドンの鉛直角度差	受圧板とテンドンの水平角度差	アンカー打設角度
右①, 右②	0°	10°	下向き 40°
右③	0°	15°	下向き 40°
左①, ②, 上右, 上左	10°	0°	下向き 30°

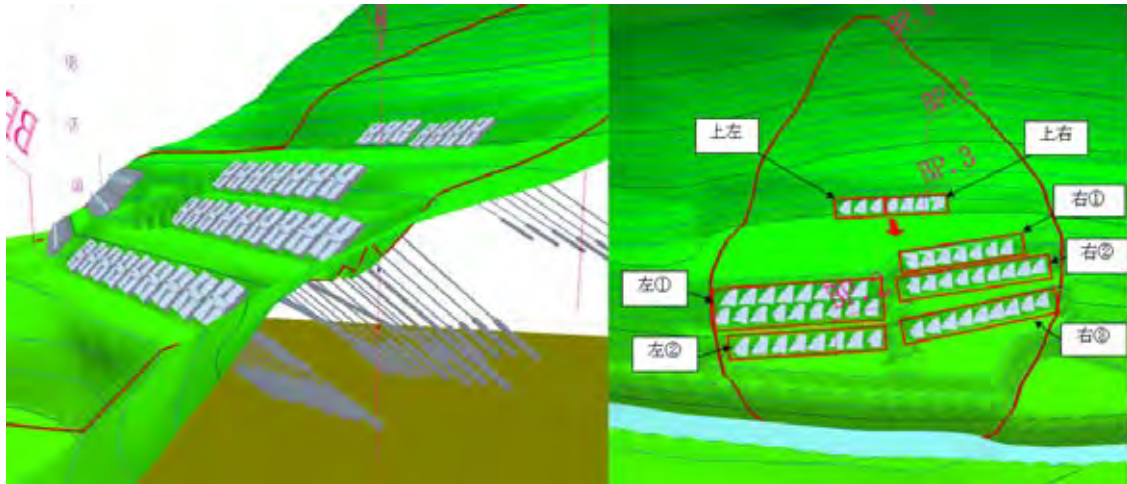


図1.2.116 グラウンドアンカー配置鳥瞰図



写真1.2.83 アンカー施工状況



写真1.2.84 河川付替え工事竣工後の状況

### 今後の課題

三次元簡易 Janbu 法などの極限平衡解析では、各グラウンドアンカーに掛かる応力までは考慮できない。今後は、三次元 FEM 等により各グラウンドアンカーの抑止力分担を考慮した上で、より簡便な手法で各グラウンドアンカーにかかる個別の設計アンカー力を設定する手法を開発する必要がある。また、三次元解析を広く普及させるためには、三次元簡易 Janbu 法や三次元簡易 Bishop 法における対策工の計算手法をできる限り一般化させるべきである。

【花本孝一郎】

### 引用文献

鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久(1991):今市地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,79p.  
 日本道路協会(2009):道路土工 一切土工・斜面安定工指針(平成21年度版)。丸善,433p.  
 (社)全国防災協会(2006):災害復旧事業における地すべり対策の手引き。23p.

### 2.2.7 地形・地質条件の違いによる地震動の増幅効果に関する ABAQUS を用いた動的解析

#### (1) はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、多数の命を奪う大災害をもたらした。東日本大震災を機に、島根原子力発電所が位置する島根県にも地震による津波災害が懸念されるようになった。しかし、急斜面に囲まれた原子力発電所の場合、地震による影響としては、津波による被害だけでなく、地震動による斜面崩壊や地すべりによる被害の危険性も高い。

島根県には多数の地すべり指定地域が存在しており、島根半島にはその指定地域がより密集している。また、県内とその周辺では M6.0 を超える地震が過去に何度も発生しており(図1.2.117)、地震による斜面崩壊及び地すべりの対策及び施工は必要なものとなっている。

地震動による斜面崩壊及び地すべり発生の危険性を評価するには、動的荷重を考慮した動的解析を行い、地震動の増幅効果を調べる必要がある(Qi, 2011; Mitani *et al.*,

2012)。地震動の増幅は地形や地盤特性に影響しており、斜面においてはその両方の特性を考慮する必要がある(本研究では斜面の形状及び地質構造による増幅効果を斜面増幅効果としている)。しかし、地形や地質構造が複雑である斜面の増幅効果は未だ十分な説明がされていない。そのため、本研究はABAQUS (FEM ソフトウェア) を用いて、斜面増幅効果について調べ、地形・地質条件と増幅効果との関係の説明を行う。さらに、その判定手法を用いて、松江市鹿島町片匂の島根原子力発電所周辺の斜面についても調べる。

(2) 調査地域の地形・地質概要及び周辺の斜面崩壊

島根原子力発電所は斜面に囲まれており、個々の斜面の高さは1, 2号機から東方では50~70 m, 西方では100~120 m, また、南方では同100~120 mである(図1.2.118)。

黒岡ほか(2005)による敷地内の地質は、新第三紀中新世の堆積岩から成る成相寺層(凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 凝灰岩, 凝灰質頁岩及び黒色頁岩)と貫入岩類(安山



写真1.2.85 島根原子力発電所と周辺の地形

岩及びドレライト)を基盤岩としている(図1.2.119)。

敷地及びそれに隣接した地域の斜面では、根曲がりが見られることから、不安定な状態であり、また尾根上の道路のり面等では風化が進んでいるため、降雨による小規模崩壊を起こしやすい。周辺地域では2010年7月に恵曇地区で豪雨による落石災害が、また2011年1月には融雪による地すべり災害が発生しており(写真1.2.86)、地すべりや斜面崩壊発生の素因になりうる地形・地質的特徴が潜在することから、今後も斜面災害の発生が懸念される。

(3) 解析対象斜面

地形条件としては、山体の比高や幅によって増幅傾向が異なったり、地形的に突出した部分では増幅が大きくなることを想定して、両斜面を再現したモデルを構築した。一方、地質条件としては、島根原子力発電所付近の主要岩相に基づき、凝灰岩を想定した斜面モデル-1と頁岩と凝灰岩の互層を想定した斜面モデル-2を構築した(図1.2.120)。図1.2.120(c)にモデル出力地点を示す。

発電所敷地内は施設建設の際に、盛土や開削が行われている。施設を囲む斜面は切土やのり面保護工がなされている。

敷地内では東西方向に褶曲が発達していることから、各斜面にて地形・地質条件が大きく異なっている。そのため、周辺斜面の増幅効果を調べるために、解析対象とする斜面は忠実に再現する必要がある。

本研究では南北方向の斜面(図1.2.119の断面線AA')と東西方向の斜面(図1.2.119の断面線BB')を解析対象とし、これらの地質断面図(図1.2.121)を基にABAQUSで斜面をモデル化した(図1.2.122)。図1.2.122に示す番号は出力地点を表す。

解析モデルの側端部及び底端部における反射波の影響

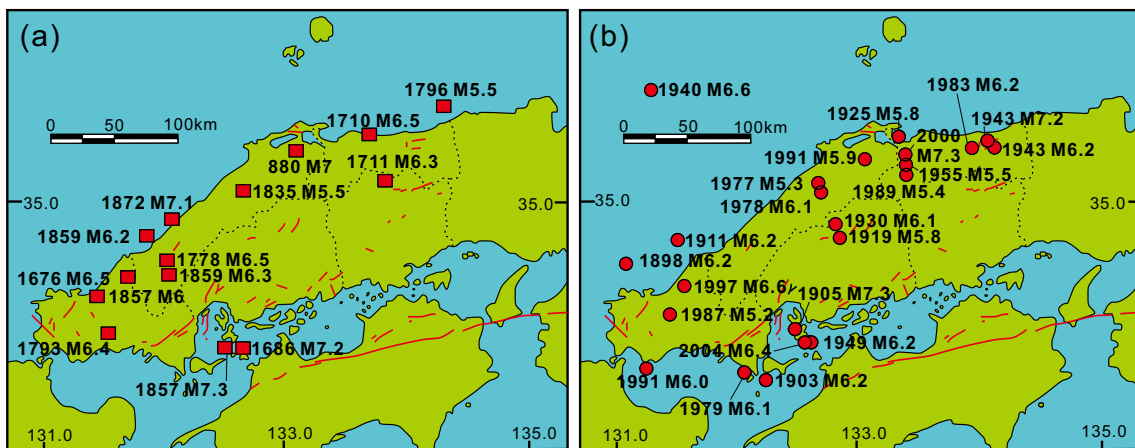


図1.2.117 中国地方で起きた主な歴史地震の震央分布

- (a) 1885年以前の震央分布。
- (b) 1885年以降の震央分布(総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編, 1999から編図)。

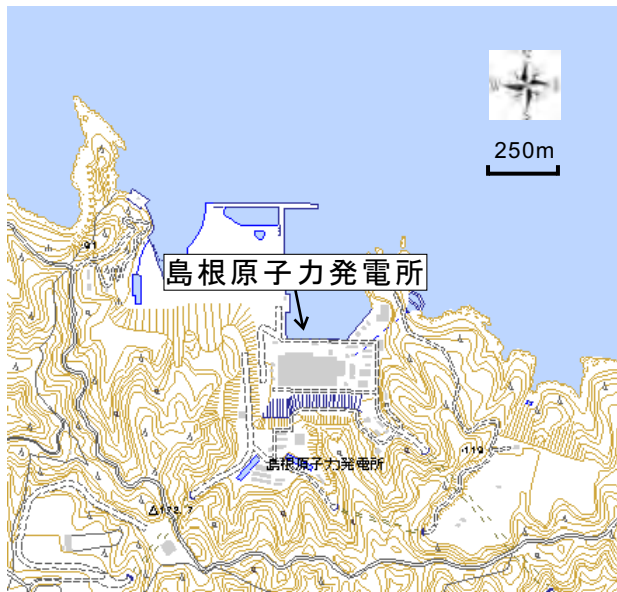


図1.2.118 島根原発の敷地及び周辺の地形図(国土地理院地図閲覧サービスより)

を抑制するため、無限要素を構築して解析を実行した。なお、有限要素領域はモール・クーロンの破壊基準、無限要素領域は弾性モデルとして設定している。

均質斜面モデルと互層斜面モデルに入力する物性値はHoek (2000) のRock mass propertiesを参考にした(表1.2.16)。発電所周辺の南北斜面モデルと東西斜面モデルに入力する物性値は、敷地周辺の海岸で採取した試料の一軸圧縮試験結果とHoek (2000) のRock mass propertiesを基に決定した(表1.2.17)。

動的解析を行うための有限要素法は以下の運動方程式で当てはめる。

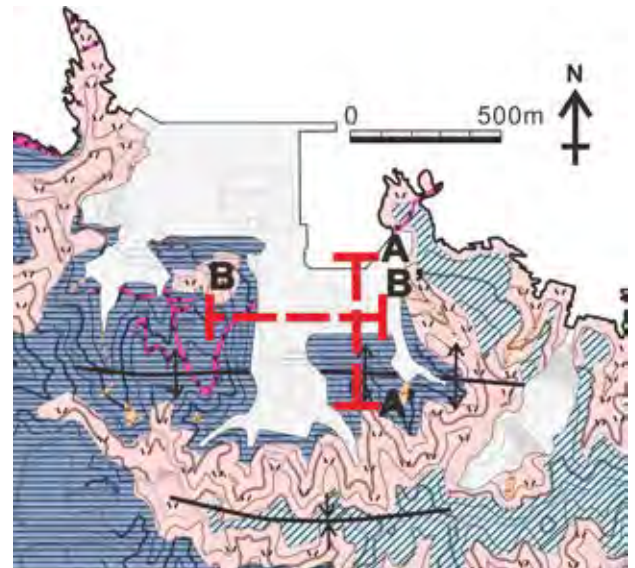
$$[M]\{\ddot{x}\} + [C]\{\dot{x}\} + [K]\{x\} = \{f\} \quad (1)$$

$[M]$ : 質量マトリックス,  $[C]$ : 減衰マトリックス,  $[K]$ : 剛性マトリックス,  $\{f\}$ : 外力,  $\{x\}$ : 節点変位である。減衰率の設定にはRayleigh減衰を仮定する。Rayleigh減衰とは $[C]$ が $[M]$ と $[K]$ に比例する形の減衰特性を仮定するもので、それを次式に表す。

$$[C] = \alpha[M] + \beta[K] \quad (2)$$

ここで、 $\alpha$ 、 $\beta$ は定数である。

佐藤ほか(2004)では堆積地盤の固有周波数は0.6~10Hzと示されている。この振動数の範囲では減衰率は数%~数十%を示すが、減衰率が数十%の場合には対象物はほとんど振動しないため、動的解析を行う上で間接的に使用する場合の減衰率は1~5%である。Qi(2011)では減衰率3%とするため、 $\alpha=2.134$ 、 $\beta=0.0009009$ と



凡例

地質時代	地層名	主要構成地質		
第四紀	埋没層	礫混り砂質土・礫混り粘性土		
	産業堆積物	礫混り砂質土・礫混り粘性土		
新生代	貫入岩類	安山岩		
		ドレライト		
	成相寺層	上部頁岩部	黒色頁岩	
		火砕岩部	凝灰岩・凝灰角礫岩	
下層頁岩部	黒色頁岩・凝灰質頁岩			

$\longleftrightarrow$  背斜軸       $\ast$  向斜軸

図1.2.119 島根原子力発電所敷地の地質図(黒岡ほか, 2005)

設定しており、本研究でもこの値を用いた。

#### (4) 検証解析

設定した解析条件のもと、有限要素法によるシミュレーションが妥当性をもつかを判断するため、Brennan and Madabhushi (2009)が実施した遠心載荷模型実験を基準参照テストとし、検証解析を実施した。遠心載荷模型実験の斜面モデルに基づき、ABAQUSで構築した斜面モデルに鳥取県西部地震のデータ(防災科学技術研究所基盤強震観測網KiK-net, 2000)を入力し、出力加速度を求めて、双方の結果を比較した。

入力地震加速度データは、鳥取県日野町で観測されたものである。図1.2.123(a)に遠心載荷模型実験の結果を、図1.2.123(b)に検証解析の結果をそれぞれ示す。検証解析の結果、遠心載荷模型実験で得た結果と同様、斜面頂部では他の出力地点よりも増幅が大きいことを示した。

その他の出力加速度も模型実験で得た結果と同様の増幅傾向を示すことから、設定した解析条件のもとでのシミュレーションは妥当と判断でき、この解析条件のもとで地震動の増幅効果を検討した。



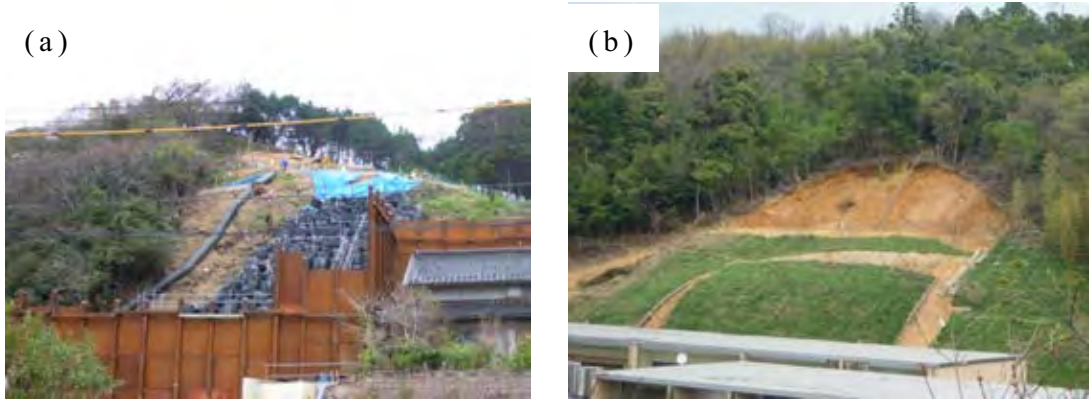


写真1.2.86 島根半島の斜面災害  
(a) 豪雨により発生した落石, (b) 融雪により発生した地すべり。

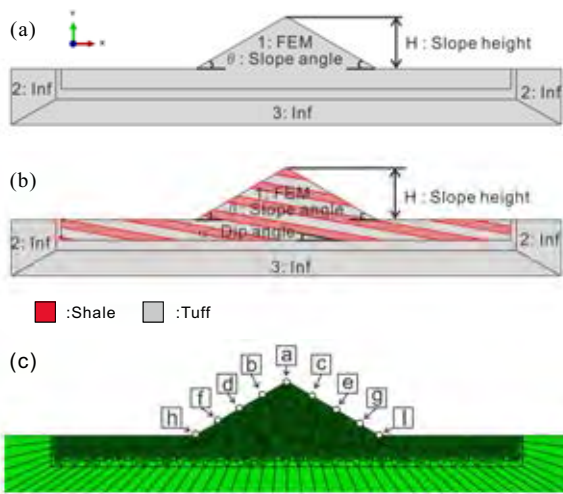


図1.2.120 解析対象斜面モデルと出力地点  
(a) 斜面モデルー1, (b) 斜面モデルー2, (c) 出力地点。

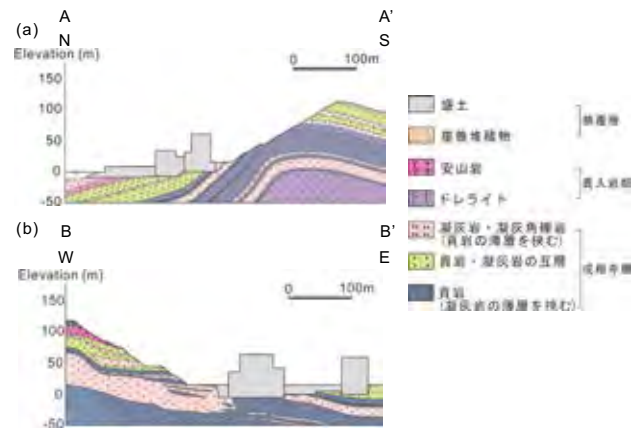


図1.2.121 地質断面図  
(a) NS方向の地質断面図, (b) EW方向の地質断面図(断面線は図1.2.119に示す)(中国電力株式会社資料)。

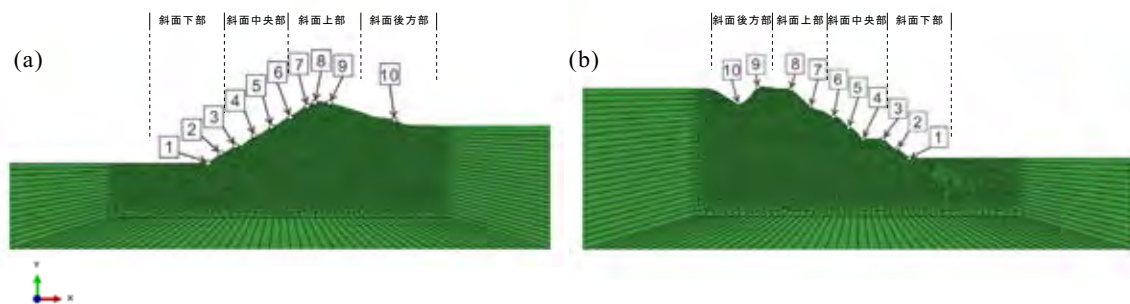


図1.2.122 モデル化した島根原子力発電所周辺の斜面  
(a) NS方向の斜面モデル, (b) EW方向の斜面モデル。

(5) 地震応答解析により得た斜面増幅度  
地形・地質条件の設定

斜面増幅効果をみるため、モデルの各地点において出力した最大加速度と入力した最大加速度の比を求めた。ここではこの比を斜面増幅度とする。

入力地震波として2000年10月に発生した鳥取県西部地震 ( $M_{JMA}=7.3$ ) の観測記録は防災科学技術研究所基盤

強震観測網 KiK-net(2000) による。表1.2.18に地震観測所の一覧及び鳥取県西部地震の震央距離、図1.2.124に観測点の分布をそれぞれ示す。

図1.2.124の断層モデルは、福山ほか(2001)により詳細に求められた余震分布を参考に仮定した。KiK-netの各観測施設には地表と観測井中の両方に地震計が設置されているが、本研究では地中の観測記録を使用し、地震動の

表 1.2.16 均質な斜面モデルと互層を伴う斜面モデルの入力物性値  
(括弧内は互層斜面の解析の際に変更した物性値)

	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Elastic modulus (MPa)	Poisson ratio	Cohesive strength (MPa)	Friction angle (°)	Dilate angle (°)	Thickness (m)	Damping (%)
頁岩	2100 (2300)	2.00E+09 (6.00E+09)	0.28 (0.26)	1.00E+06 (2.00E+06)	27 (32)	2 (5)	15	3
凝灰岩	2200	4.00E+09	0.27	1.50E+06	30	4	20	3
側部境界	2200	4.00E+09	0.27	—	—	—	—	—
底部境界	2500	9.00E+09	0.25	—	—	—	—	—

表 1.2.17 島根原子力発電所周辺の斜面モデルの入力物性値

	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Elastic modulus (MPa)	Poisson ratio	Cohesive strength (MPa)	Friction angle (°)	Dilate angle (°)	Damping (%)
頁岩	2300	9000	0.25	3.5	33	4	3
硬質頁岩	2530	20577	0.23	6.7	38	7	3
凝灰岩	2430	12044	0.24	4	35	5	3
頁岩・凝灰岩の互層	2350	10500	0.245	3.75	34	4.5	3
安山岩	2700	42000	0.2	13	46	11.5	3
ドレライト	2700	42000	0.2	13	46	11.5	3
側部境界	2430	12044	0.24	—	—	—	—
底部境界	2700	42000	0.2	—	—	—	—

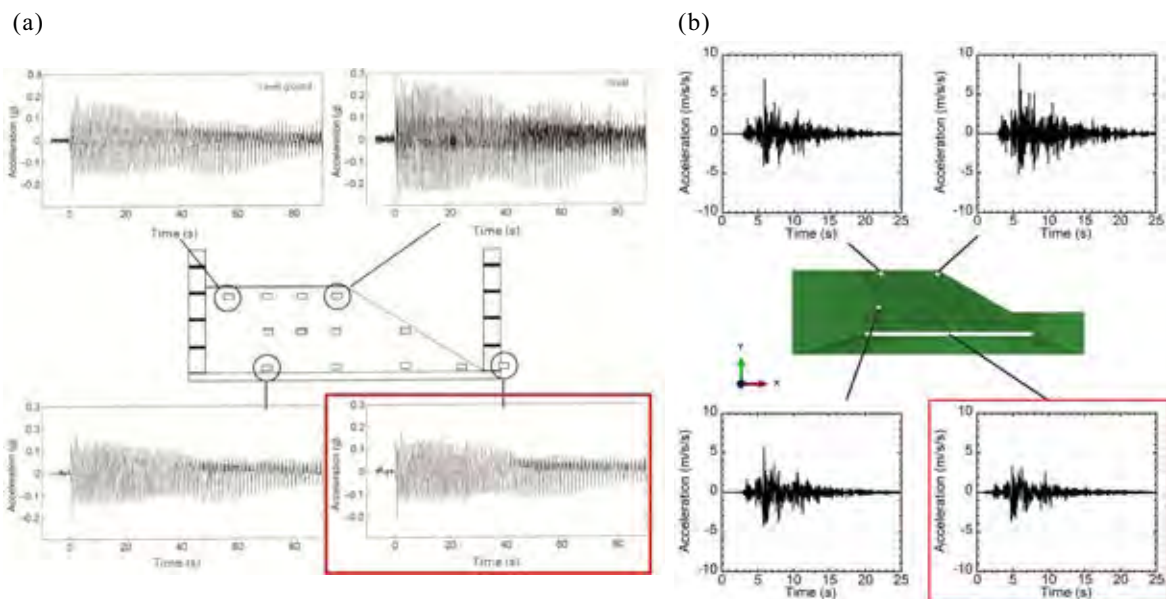


図 1.2.123 検証解析の結果

(a) 遠心载荷模型実験の結果 (Brennan and Madabhushi, 2009), (b) 検証モデルの解析結果。

周波数, 震央距離, 震源断層距離, 基盤条件を比較した。

モデル構築条件に関しては, 均質な斜面モデルでは入力地震動, 斜面の高さ, 両斜面の傾斜角度を変え, 互層を伴う斜面モデルでは層理面の傾斜角度を変えて解析を実施した。

入力地震動を変更する際, 高さ  $H$  と両斜面の傾斜角  $\theta$  を, それぞれ 75 m と 30°, 100 m と 30°, 150 m と 30°, 100 m と 20°, 100 m と 40° とした。

斜面高さの条件は, 50 m, 75 m, 100 m, 125 m, 150 m, 175 m と変えており, その際の両斜面の傾斜角度  $\theta$  は 30° とした。両斜面の傾斜条件は, 20°, 30°, 40°, 50° と変えており, その際に斜面高さ  $H$  は 100 m とした。

互層を伴う斜面モデルでは, 層理面の傾斜条件を 10°, 15°, 20°, 25°, 30°, 40° と変えており, その際に斜面高さは 100 m, 両斜面の傾斜角度  $\theta$  は 30° とした。

表 1.2.18 使用した地震観測点コード一覧  
(防災科学技術研究所基盤強震観測網 KiK-net, 2000)

観測点コード	観測点名	北緯	東経	地表標高(m)	設置深度(m)	都道府県	震央距離(km)
OKYH07	神郷	35.0461	133.3196	564	100	岡山	26
OKYH08	哲多	34.9071	133.4081	430	100	岡山	41
OKYH09	湯原	35.1777	133.6792	405	100	岡山	32
OKYH14	北房	34.9331	133.6232	218	100	岡山	45
SMNH01	伯太	35.2931	133.2630	170	101	島根	8
SMNH02	仁多	35.2203	133.0882	340	101	島根	24
SMNH10	美保関	35.5547	133.3031	9	200	島根	31
SMNH12	吉田	35.1603	132.8583	380	101	島根	46
TTRH02	日野	35.2281	133.3936	410	100	鳥取	7
TTRH04	赤崎	35.4636	133.6333	114	207	鳥取	33

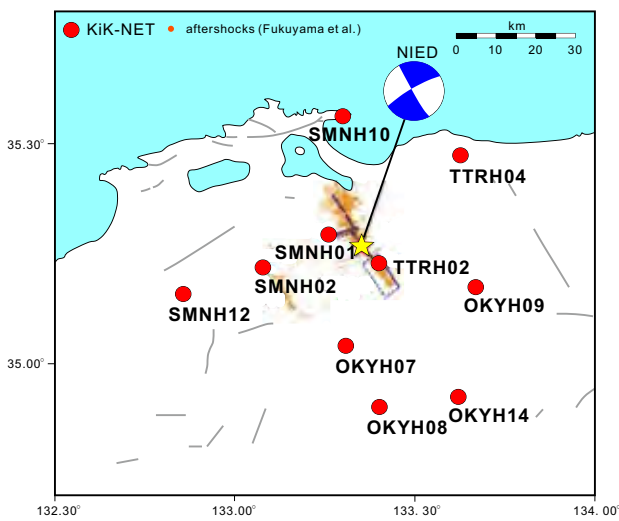


図 1.2.124 地震動の観測点及び仮定した断層の位置  
堀川ほか (2001) の図を一部修正・加筆。

の増幅度は、高さ  $H$  が 100 m, 両傾斜角度  $\theta$  が  $30^\circ$  の斜面モデル, 高さ  $H$  が 150 m, 両傾斜角度  $\theta$  が  $30^\circ$  の斜面モデルでは、距離が大きくなるに従い増幅度は小さくなる傾向があったが、他の斜面モデルではその傾向は顕著ではなかった。

震源断層距離ごとの増幅度は、高さ  $H$  が 100 m, 両傾斜角度  $\theta$  が  $30^\circ$  の斜面モデル, 高さ  $H$  が 150 m, 両傾斜角度  $\theta$  が  $30^\circ$  の斜面モデルでは、距離が大きくなるに従い増幅度は小さくなる傾向であったが、他の斜面モデルではその傾向は顕著でなかった。

**斜面高さ  $H$  の違いによる斜面増幅度**

斜面高さ  $H$  の違いによる解析結果を図 1.2.126 に示す。斜面最頂部の増幅度は、斜面の中腹部や末端部に比べ明らかに高い値を示している。斜面最頂部の増幅度は斜面の高さ  $H$  が大きくなるにつれて、比較的低下の傾向を示すが、震央から近い地点で観測された日野 TTRH02 と伯太 SMNH01 の地震記録ではその傾向はなかった。斜面中腹部の増幅度は斜面の高さが大きくなるにつれて、比較的低下の傾向を示している。しかし、斜面末端部の増幅度は高さの影響による関連性は見られなかった。

**斜面傾斜角度  $\theta$  の違いによる斜面増幅度**

斜面傾斜角度  $\theta$  の違いによる解析結果を図 1.2.127 に示す。斜面最頂部の増幅度は斜面の中腹部や末端部に比べ明らかに高い値を示している。斜面最頂部の増幅度は斜面の傾斜角度が大きくなるにつれて、比較的増加の傾向を示している。斜面中腹部の増幅度は斜面傾斜角度の影響による関連性は見られなかった。斜面末端部の増幅度は、斜面最頂部とは反対に斜面の傾斜角度が大きくなるにつれて、わずかであるが低下の傾向を示している。

**層理面傾斜角度  $\alpha$  の違いによる斜面増幅度**

層理面傾斜角度  $\alpha$  の違いによる解析結果を図 1.2.128, 図 1.2.129 に示す。互層斜面の解析では、頁岩について 2 通りの物性値を設定して斜面増幅度を求めた。斜面最頂部の増幅度は、均質な斜面モデルと同様に斜面の中腹

**入力地震動の違いによる斜面増幅度**

地震動は地形・地質条件だけでなく、地震動の周波数や伝播距離、震源特性などにも影響して増幅する。ここでは、鳥取県西部地震の震央距離及び震源断層距離の違いによって増幅の傾向が見られるかどうか確認するため、5つのモデルにおいて入力する地震動を変えて解析を実施した。各斜面モデル最頂部の増幅度を、使用した地震記録の震央距離及び震源断層距離ごとにプロットした結果を図 1.2.125 に示す。

鳥取県西部地震の震源断層から KiK-net 観測点の距離は、ハスパートルほか (2011) の震源断層と位置関係のモデル及び堀川ほか (2001) の断層モデルを利用して推定した。鳥取県西部地震は左横ずれ断層型のため、断層モデルと各 KiK-net 観測点との最短距離を震源断層距離とした。

図 1.2.125(a) に震央距離ごとの増幅度, 図 1.2.125(b) に震源断層ごとの増幅度をそれぞれ示す。震央距離ごと

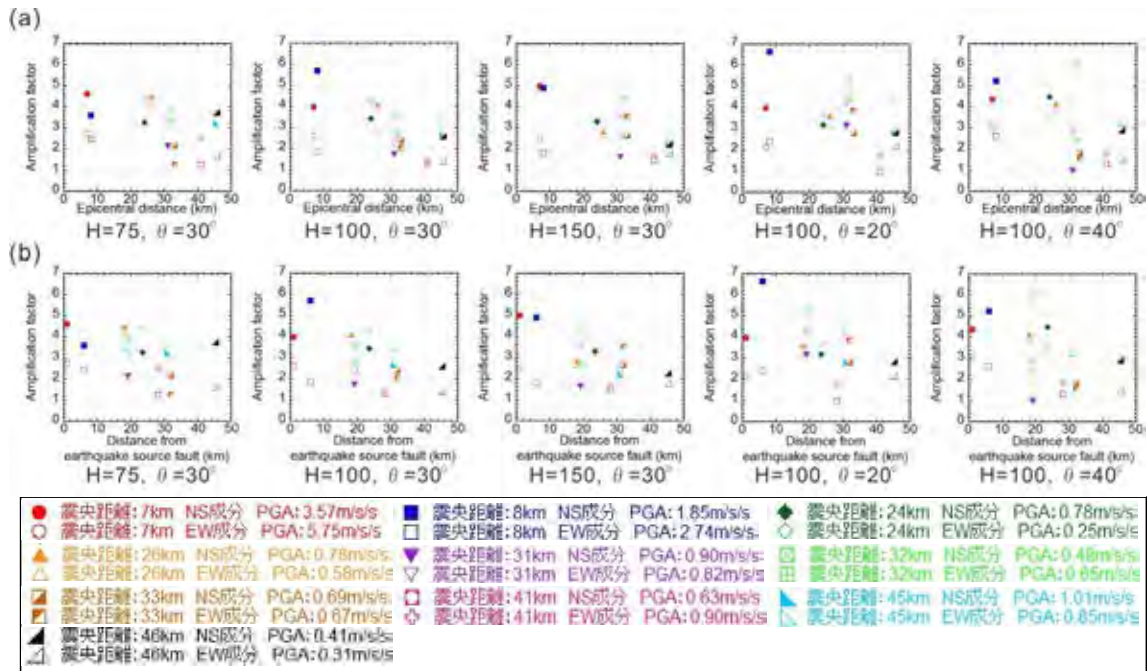


図1.2.125 入力地震動の違いによる斜面増幅度  
(a) 震央距離ごとの斜面増幅度, (b) 震源断層距離ごとの斜面増幅度。

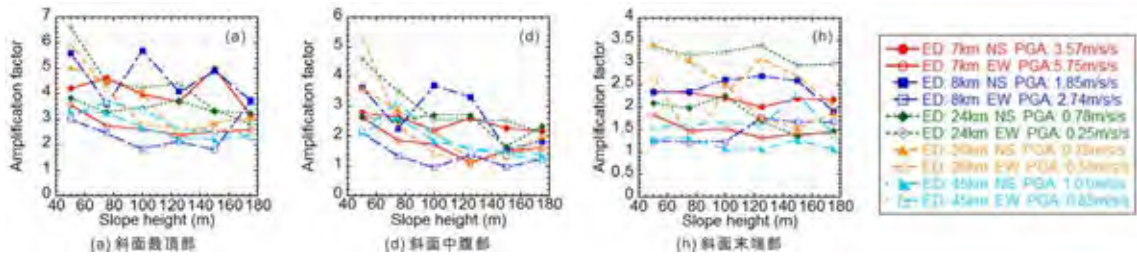


図1.2.126 斜面高さの違いによる斜面増幅度

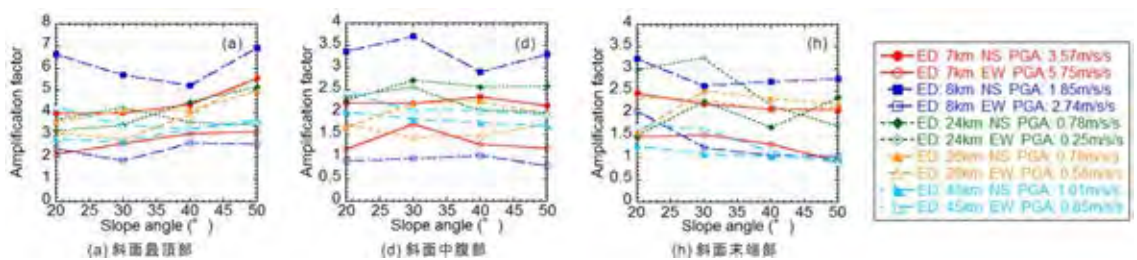


図1.2.127 斜面傾斜角度の違いによる斜面増幅度

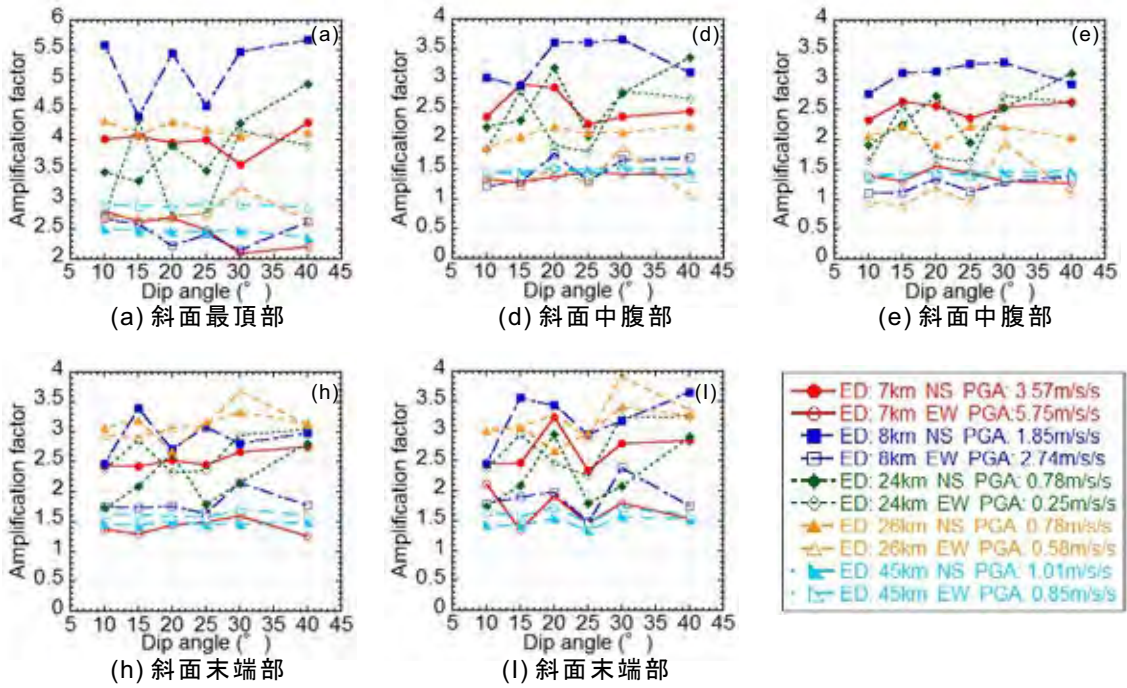


図1.2.128 頁岩の強度が凝灰岩の強度より低い場合の層理面傾斜角度  $\alpha$  の違いによる斜面増幅度

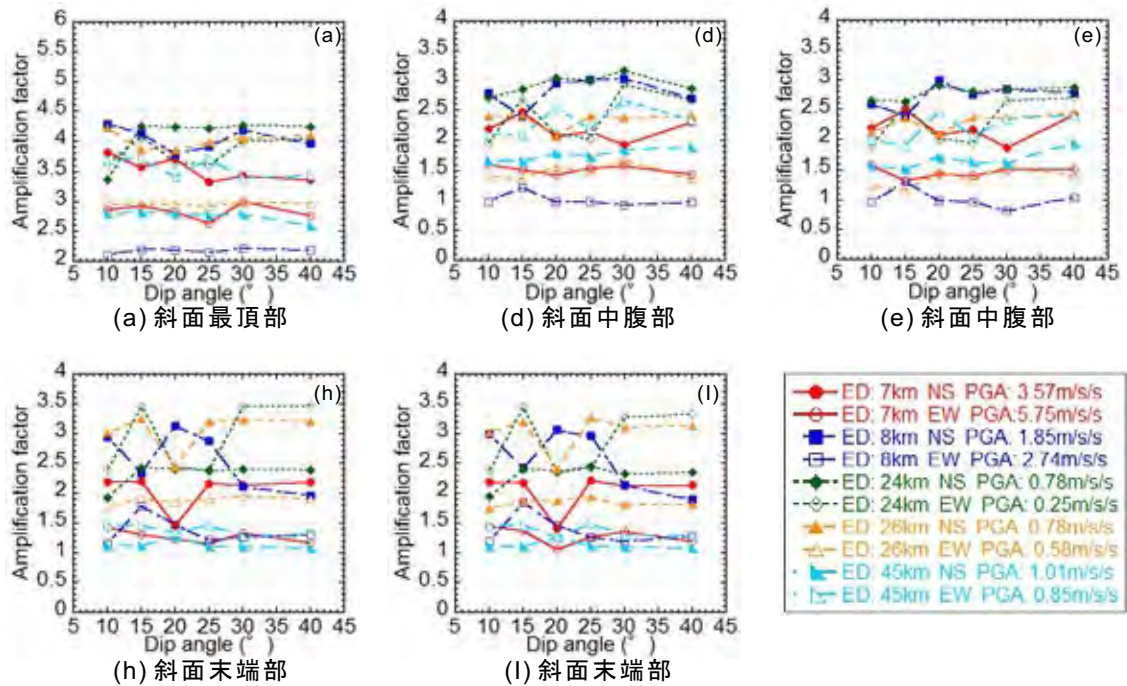


図1.2.129 頁岩の強度が凝灰岩の強度より高いとした場合の層理面傾斜角度  $\alpha$  の違いによる斜面増幅度

部や末端部に比べ明らかに高い値を示している。頁岩の物性値を変えても同様の結果を示した。頁岩の強度を上げた場合、一部を除き増幅度は低い値を示した。しかし、層理面の違いによる明確な増幅傾向は示されなかった。

発電所周辺の斜面モデルにおける増幅度

発電所周辺の NS 方向の斜面と EW 方向の斜面を対象

に動的解析を実施した。入力地震動は NS 方向の斜面モデルでは NS 成分の地震記録, EW 方向の斜面モデルには EW 成分の地震記録を用いて, 斜面傾斜方向に対応するように選定した。モデル化した斜面の各場所における計算結果を図1.2.130 に示す。

図1.2.130 (a) は NS 方向の斜面モデルにおける増幅度

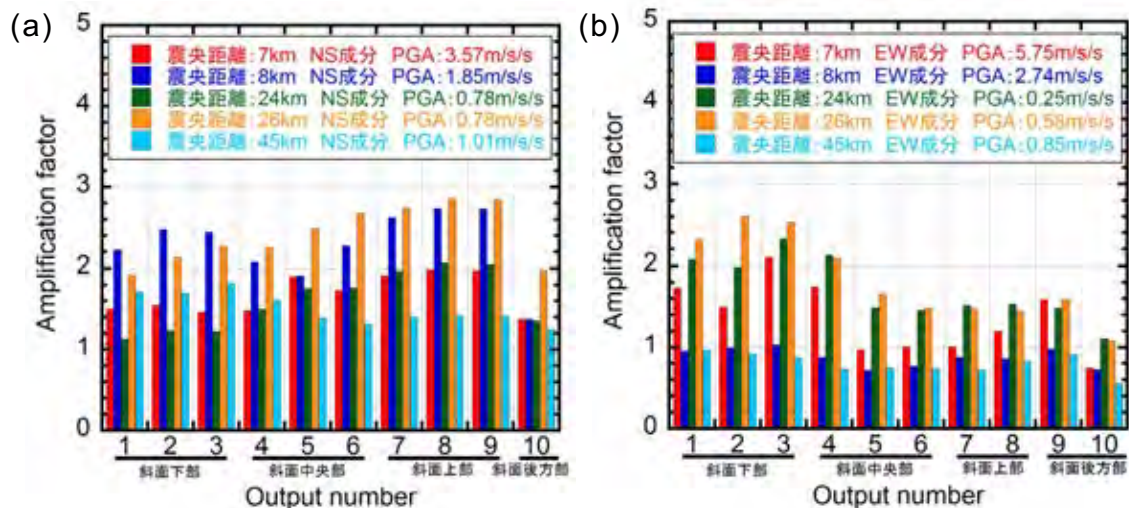


図1.2.130 モデル化した島根原子力発電所周辺斜面の各場所における計算結果（出力番号は図1.2.122に示す番号と対応する）

(a) NS方向の斜面, (b) EW方向の斜面。

を出力点毎に示したものである。高い増幅度を示したのが、出力番号8, 9であり、これらは斜面最頂部に対応する。また、急峻なところも増幅度は高い。使用した地震記録の中で最も高い増幅度を示したのが、神郷 OKYH07のNS成分であり、逆に最も低い増幅度を示したのが、北房 OKYH14のNS成分であった。

図1.2.130 (b) はEW方向の斜面モデルにおける増幅度を出力点毎に示したものである。高い増幅度は出力番号2, 3であり、これらはは現地斜面において切土斜面に対応する。また、他の切土斜面の出力点でも比較的高い増幅度を示している。しかし、斜面の上部では増幅度は低い。使用した地震記録の中で、最も高い増幅度は神郷 OKYH07のEW成分であり、逆に低い増幅度は伯太 SMNH01のEW成分、及び北房 OKYH14のEW成分であった。

## (6) まとめ

本研究では、ABAQUSを用いて斜面をモデル化し、鳥取県西部地震の観測記録を使用して動的解析を実施した。本解析では、無限要素を用いることで異なる斜面の特性を反映することができた。

- ・地形条件での斜面増幅効果は、斜面の高さより斜面傾斜角度に影響して増幅度は高い。
- ・互層斜面においては、層界面傾斜角度に影響した増幅効果は明確ではない。
- ・島根原子力発電所周辺から抽出した斜面をモデル化し、解析を実施した。その結果、南北斜面においては上部で増幅度は高く、東西斜面においては末端で増幅度が高くなった。

**謝辞** 本研究では、(独)防災科学技術研究所基盤強震観測網 KiK-netによる地震観測記録及び(株)中国電力による地質断面図を使用させていただきました。ここに記して謝意を表します。

【三谷康博・斉文浩・汪発武】

## 引用文献

- 防災科学技術研究所基盤強震観測網 KiK-net (2000)：地震観測点コード一覧 <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (参照日 2011年5月20日)。
- Brennan A. J. and Madabhushi S. P. G. (2009)：Amplification of seismic accelerations at slope crests. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.46, pp.585-594.
- 福山英一・Ellsworth W.L.・Waldhauser F.・久保篤規 (2001)：2000年鳥取県西部地震の詳細断層構造。2001年地球惑星科学関連学会合同大会, S3-007.
- ハスパートル・石井靖雄・丸山清輝・寺田秀樹・鈴木聡樹・中村明 (2011)：最近の逆断層地震により発生した地すべりの分布と規模の特徴。日本地すべり学会誌, Vol.48, No.1, pp.23-28.
- Hoek E. (2000)：Rock Engineering (Course notes), Available for downloading at 'Hoek's Corner': [http://www.roccscience.com/education/hoek\\_s\\_corner](http://www.roccscience.com/education/hoek_s_corner) (参照日 2011年10月5日)。
- 堀川晴央・関口春子・岩田知孝・杉山雄一 (2001)：2000年鳥取県西部地震の断層モデル。活断層・古地震研究報告, No.1, pp.27-40.
- 黒岡浩平・曾我部淳・岩田直樹 (2005)：島根原子力発電所敷地地盤中に挟まれる粘土シームの成因と物性評価。平成17年度日本応用地質学会中国四国支部研究発表会講演要旨, pp.1-6.
- Mitani Y., Wang F.W., Okeke A. C. and Qi W. (2012)：Dynamic analysis of earthquake amplification effect of slopes in different topographic and geological conditions by using ABAQUS. *Progress of Geo-disaster Mitigation Technology in Asia*, pp.469-490.
- Qi W. (2011)：FEM seismic analysis on the effect of topography and slope structure for landsliding potential evaluation. Master Thesis for National Graduate Institute for Policy Studies, Tsukuba, Japan, 46p.
- 佐藤吉之・小林喜久二・吉田治雄・植竹富一・八代和彦 (2004)：KiK-net記録の逆解析による堆積地盤の減衰特性評価。日本建築学会2004年度大会(北海道)学術講演梗概集, pp.543-544.
- 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編集 (1999)：日本の地震活動 一被害地震から見た地域別の特徴。395p.

## 2.3 対策

### 2.3.1 グラウンドアンカーによる地すべり対策事例

#### (1) はじめに

グラウンドアンカー工（以下、アンカー工とする）は地すべり移動層を締付ける、あるいは引き止める効果により、その滑動を抑止させることを目的とした工法であり、地すべり対策工法の中で唯一プレストレスを導入することができる大きな特徴をもつ。その効果を十分に引き出すためには、地すべり機構を考慮し適性を検討することが重要となる。

本文では、島根県で発生した地すべりについて、アンカー工の適用が効果的であったと考える2つの現場の紹介を行う。

1例目は隠岐島前地区での粗面岩質火砕岩（凝灰角礫岩）の地すべり事例である。地すべりブロックの中腹から末端にかけて粗面岩溶岩片が密集し、地すべりの抵抗体として働いていたため、この抵抗体をアンカーで締付け、移動層を引き止めることが有効であった。

2例目は島根半島のグリーンタフ分布域での地すべり事例であり、大規模地すべりブロックの末端部が単独で滑動した事例である。主すべり面の角度が47°と急であったことに加え、その背後には大規模地すべりのすべり面が存在していた。末端部の滑動のみを抑止し、かつ背後の大規模地すべりの影響を避けるためにはアンカー工の適用が有効であった。

#### (2) 隠岐島前地区での対策事例

##### 地すべりの概要

1例目の地すべりは、隠岐島前地区で発生したものである。地すべり箇所は海士町の別府湾に臨む西向き斜面であり、千葉ほか（2000）によると、周辺の地質としては新第三紀後期中新世の粗面玄武岩が付近の基盤をなし、あんと家督山山頂付近には粗面岩溶岩がスポット状に分布する（図1.2.131）。付近の地形形状としては概ね一様な傾斜の斜面をなすが、地すべりブロックは中央付近がやや凸の尾根地形をなす。

本地すべりは平成18年7月15日から17日にかけての強雨（3日間の累積雨量289mm）により発生したもので、その規模は幅約60m、斜面長約50m、移動層厚約9mであった（図1.2.132）。

##### 地形変状の特徴

全体的な地形変状の特徴として、頭部域ほど変状が大きく、中腹の林道から末端にかけては変状に乏しいことが挙げられた。頭部滑落崖の落差は1～2mであり、幅約40mの範囲で馬蹄形に明瞭な滑落崖が認められた。

さらに、頭部から連続するクラックは地すべり両側部へ続いており、林道のアスファルトがせん断され、ブロック

内側が15cm程度海側にずれ、20～30cm下がっている状態であった。ブロック内を弧状に横断する林道の中央付近には道路横断方向にクラックが卓越し、海側ほど開口している特徴がみられ、道路が面的な圧力により押し出された様相であった。

一方、林道より海側の地形変状については不明瞭となり、地すべり末端部においては微弱な押し出し地形は確認されたものの、明瞭な変状を認めることはできなかった。ただし、末端両側部の浅い谷地形には多量の湧水と表層崩壊が発生しており、水ミチの出口が存在すると判断された。また、林道に沿う切土のり面には全体的に粗面岩質凝灰角礫岩の風化部が認められたが、ブロック中央付近においては粗面岩溶岩片が密に含まれ、堅硬な状態であることを確認した。

##### 地すべり機構

ボーリング調査及びパイプ歪計観測の結果、地すべりは玄武岩の上に載る粗面岩質凝灰角礫岩内で発生したことがわかった。コアの状態から、粗面岩質凝灰角礫岩は風化し、粘土化する凝灰岩部に硬質な粗面岩溶岩片が不均質に混じる岩相であり、溶岩片が下位の玄武岩との層界付近に密に含まれる傾向が認められた。踏査結果を考慮すると、林道切土のり面付近には粗面岩溶岩片が密に存在する可能性が高いと判断された（図1.2.133）。

ここで、頭部域の変状が大きく、一方で林道付近より下方の変状が小さいことを考慮すると、次の作業仮説が考えられた。

まず、粗面岩質凝灰角礫岩の凝灰岩部が風化により粘土化したことで強度低下を生じ、相対的に凝灰岩部が厚く分布する頭部域では潜在的なすべり面が形成されやすかったものと考えられる。そのような状態において、集中豪雨に伴う地下水水位上昇がトリガーとなり、すべり面が連続し、地すべりの発生に至ったものと推察される。

しかし、林道付近の中腹部においては、凝灰岩部の風化粘土層に形成されたすべり面が、密に含まれる溶岩片により、その連続性が断たれたものと考えられる。このことは、断面的に最も抵抗の少ない切土のり面下端にすべり面が抜けなかったことや、林道アスファルトに面的な圧力が加わった跡と判断される特徴的なクラックが認められたことなどからも推察できる。

このため、頭部域に形成されたすべり面は中腹部で消失し、頭部域の滑動推力は中腹部の溶岩片からなる“抵抗体”を介して下方の地盤に分散して伝達されたと考えられる。その結果、地すべりの末端部は変状に乏しく被害が少なかったものと判断された。

また、地下水流動経路については、斜面上部はブロック内部を通過するが、林道付近でその経路が左右側部に分岐し、末端両側部の水ミチ出口に至っていると推察され、林道付近の岩盤状態は密実で透水性の低い状態、す

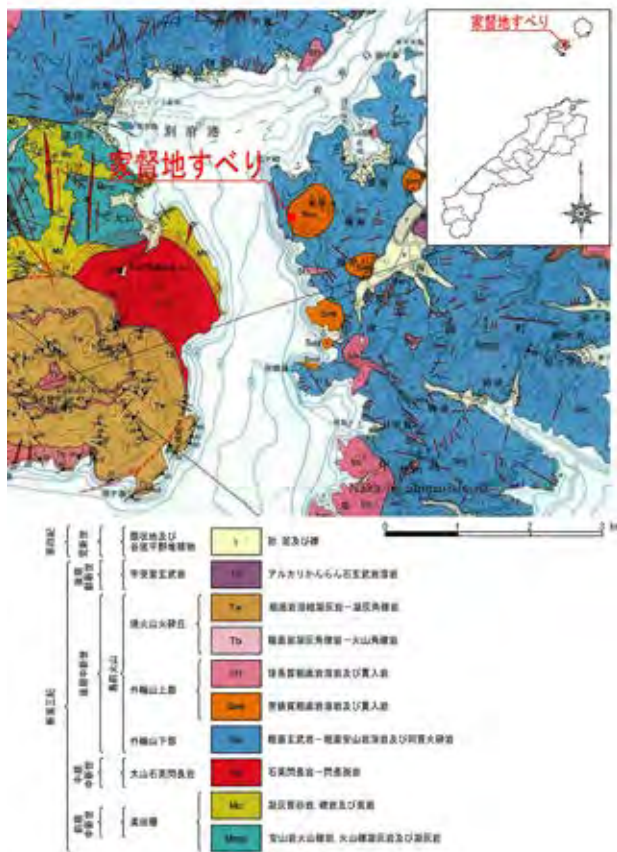


図1.2.131 家督地すべり周辺の地質図  
千葉ほか(2000)を基に作成。

なわち密実で安定した岩盤であったと考えられた。

#### 地すべり対策の検討

以上のように、当該地すべりは頭部域の滑動が先行した地すべりといえ、中腹部から末端部にかけてのすべり面は完全に連続していない状態であると判断された。したがって、林道付近より下方については、上部からの推力が加わらない限り十分な安定を保てるものと判断し、頭部域の滑動を抑止することが必要と考えた。

ここで、林道付近に溶岩片からなる“抵抗体”が存在することを考慮すると、それを利用した地すべり抑止工法が有効と考えられた。ただし“抵抗体”の存在については直接的にその存在を確認できておらず、状況証拠による推定の域を出ないものであった。このため、抑止工法の設計に際し、この“抵抗体”を定量的に評価し、それに反映させることはできないと判断した。

したがって、頭部域の滑動を面的に受けたと考えられる定性的な側面を抑止工の設計に利用することを考えた。すなわち、アンカー工を切土のり面に打設することで、“抵抗体”を頭部域の移動層を押えつける要素として利用できると考えた。

このように、現状で地すべりに抵抗している部分に対し、アンカー工によりその抵抗力を増加させる工法とした

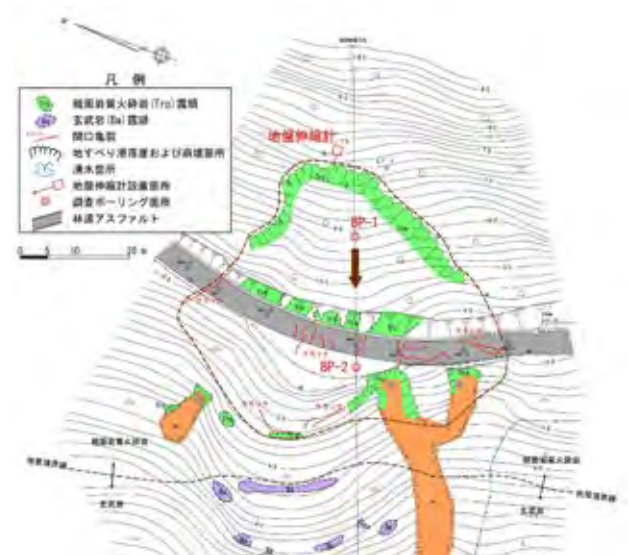


図1.2.132 家督地すべりの被災平面図

ことで、地すべりが置かれた状況を有効的に活用することができたものとする。

### (3) 島根半島での対策事例

#### 地すべりの概要

2例目の地すべりは島根半島中央部の日本海側に面した出雲市地合町にある「地合地すべり防止区域」で発生したものである。鹿野・中野(1986)及び鹿野ほか(1991)によると、地合地区には、新第三紀前期中新世の古浦層や成相寺層の砂岩・泥岩・凝灰岩よりなる堆積岩類が主に分布しており、凝灰岩の多くは変質し、グリーンタフとなっている。また、地合地区とその周辺にはドレライトの貫入、及び突道断層やそれに派生して生じた断層が存在するとされる(図1.2.134)。

地合地すべりは、31.8 haの区域面積をもち、主に4つのブロックに区分される(図1.2.135)。これらのうち最大のは幅約380 m、長さ約500 m、移動層厚約70 mと、島根県内でも最大級の規模の地すべりといえる。昭和36年に事業開始以来、海岸浸食防止や地表水・地下水排除工を主体とした工事が実施され、地すべり活動の抑制が図られているが、GPS観測をはじめとした各種観測結果から、現在でも地区全体で年平均約10 mmの滑動が認められている。

このような地すべり地帯において、平成23年9月に襲来した台風第12号及び第15号に伴った強雨により、大規模地すべりブロックS3の末端部で斜面崩壊(Aブロック:幅約10 m、長さ約50 m、崩壊厚約3 m)が発生し、これを誘因として隣接斜面に幅約25 m、長さ約60 m、移動層厚約8 mの地すべり(Bブロック)が発生した(図1.2.136)。



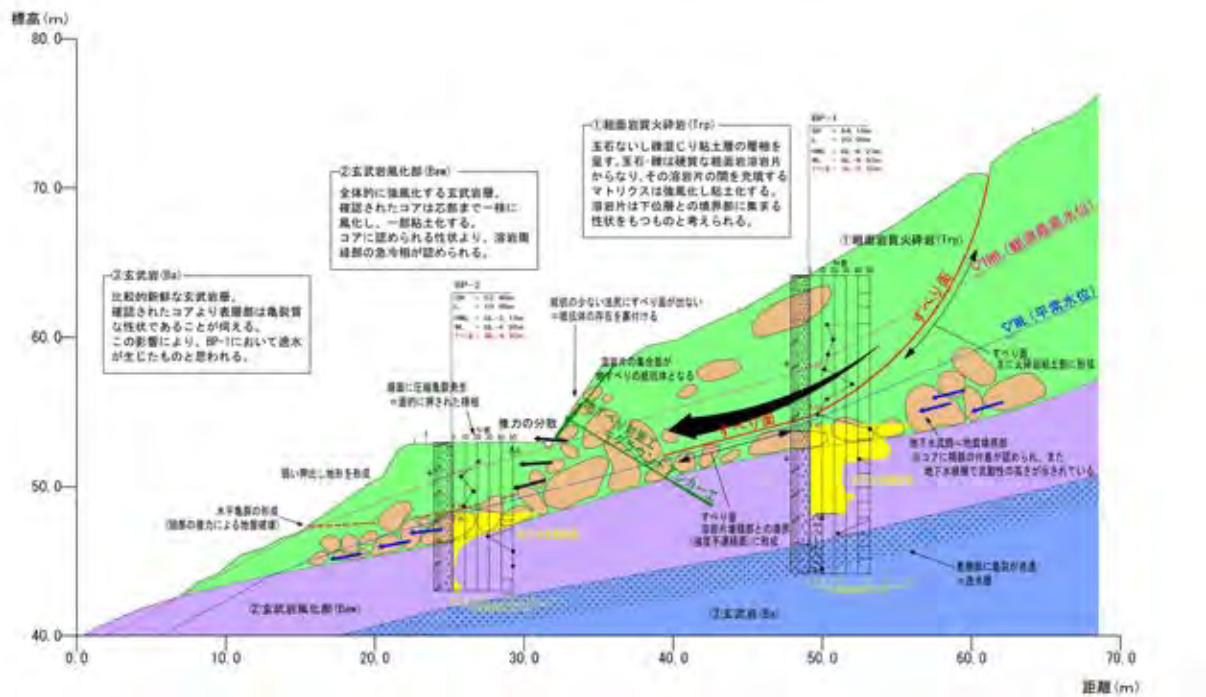


図1.2.133 家督地すべりの地すべり機構図

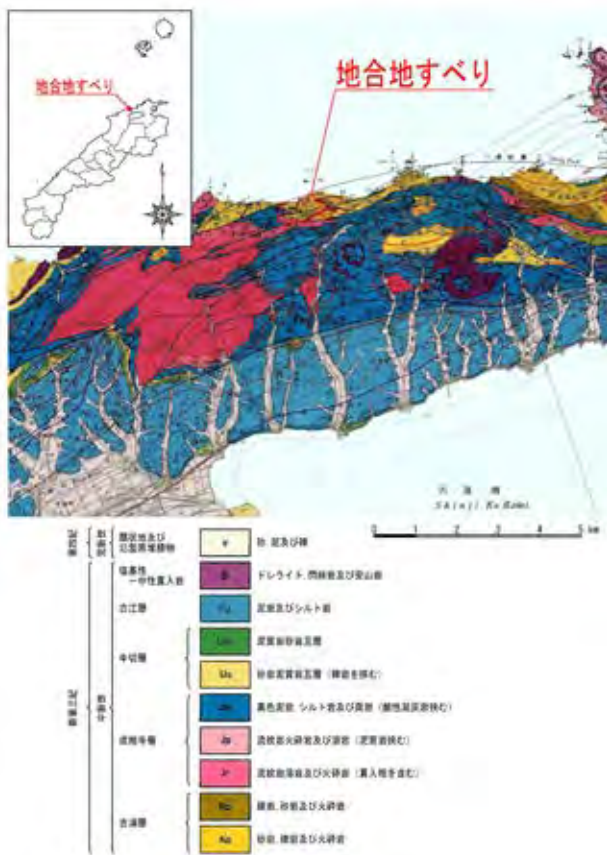


図1.2.134 地合地すべり周辺の地質図  
鹿野・中野 (1986) 及び鹿野ほか (1991) を基に作成。

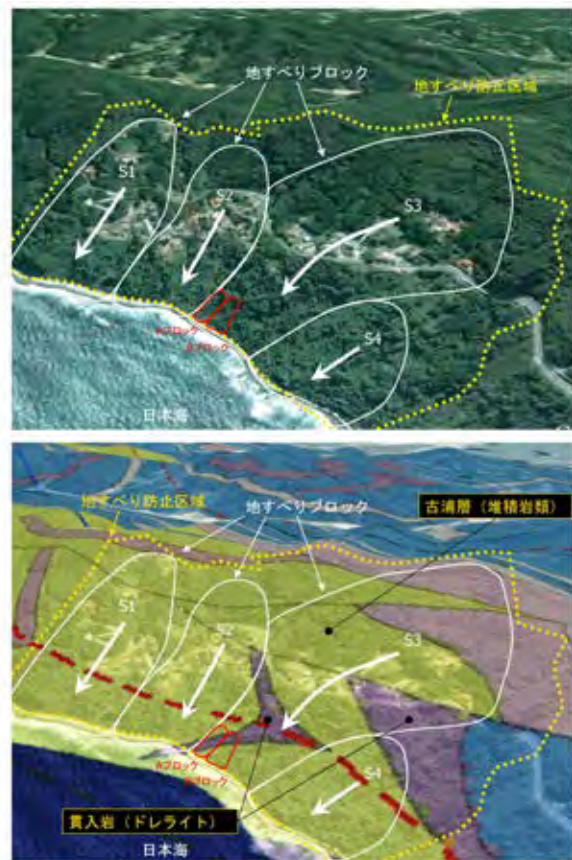


図1.2.135 地合地すべりの鳥瞰図(上:航空写真,下:地質図)

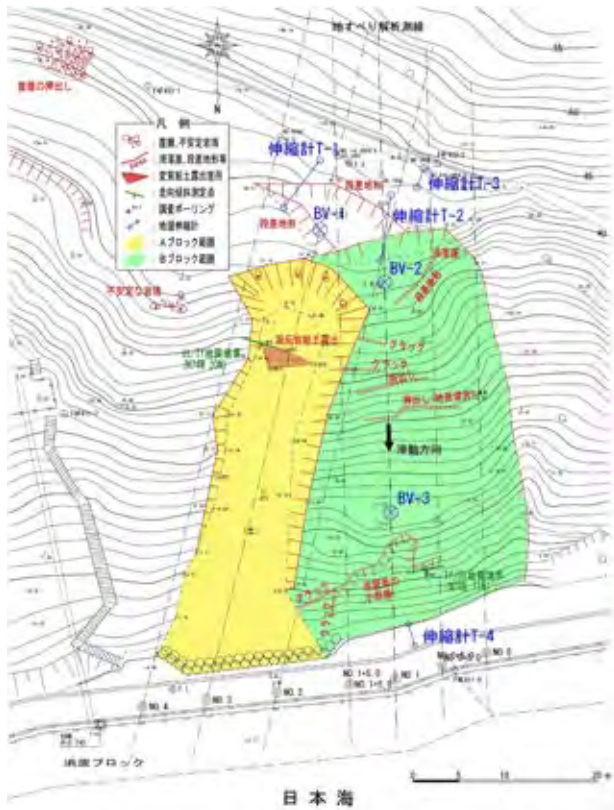


図1.2.136 地合地すべりの被災平面図

## 調査結果概要

### Aブロック

現地踏査の結果、Aブロックについては完全に移動層が崩落し、崩壊面は安定していると判断されたが、その背後の緩斜面に過去の地すべり痕跡と思われる連続する段差地形を認め、背後斜面への影響が懸念された。このため、Aブロック上部の緩斜面にて地盤伸縮計観測（T-1）、ボーリング（BV-1）ならびにパイプ歪計観測を実施した結果、地すべり性の変位は認められず、背後斜面への影響は無いと判断された。

崩壊面には崩積土と凝灰岩の地質境界を認め、その境界付近の凝灰岩層内には広範囲に変質した白色粘土層が挟在されており、常時湧水の滲出が確認できた。この白色粘土層はBV-1でも確認でき、約 $12^\circ$ の北傾斜を示す流れ盤であることがわかった。このため、地表からの浸透水はこの白色粘土層に規制されて流下し、Aブロック頭部付近に集中的に供給されやすい性状であり、これが崩壊素因の一つと考えられた。

### Bブロック

Bブロック内の2箇所にてボーリング（BV-2、BV-3）とパイプ歪計観測を行い、地盤伸縮計観測を頭部付近で2箇所（T-2、T-3）と末端部（T-4）で実施した。

ボーリング調査の結果、斜面上部では表層を層厚約6mの崩積土が覆い、その下位には熱水変質を被った凝灰岩

が分布することがわかった。凝灰岩は全体的に亀裂が密に発達し、白色粘土化した部分を複数枚挟在した状態であった。なお、当該斜面は過去に切土がなされたこともあり、流れ盤をなす崩積土と凝灰岩の境界部が斜面中腹で解放された状態となっていた。このため、崩積土層の先端部は不安定な状態であり、局所的に顕著な滑動が生じていた。

パイプ歪計観測では、それぞれの孔の2つの深度において顕著な歪量の累積が認められた。深部の歪検出深度は、斜面末端からほぼ直線で結ぶことができ、既往調査結果を考慮すると、山頂からの大規模地すべりブロックであるS3ブロックのすべり面である可能性が高いと考えられた。

一方、浅所で検出された歪については、最大 $640 \mu \text{ strain/月}$ と大きく、降雨に呼応して歪増加が認められ、地盤伸縮計の動きと連動していることを確認した。このため、浅所の歪検出深度とコア状況からBブロックのすべり面深度を決定し、4つの小ブロックの存在可能性が指摘された（図1.2.137）。

### Bブロックの地すべり機構

S3ブロックのすべり面が相対的に浅所に現れる斜面末端部では、潜在的に滑動しやすい状態にあったと考えられる。この状況下で隣接するAブロックの崩壊によりBブロック右側部が下方に引きずられ、その後はそれまで存在していた右側面の摩擦抵抗が喪失したことにより不安定化し、亀裂質な凝灰岩層内に高角の新たなすべり面が形成されたものと推察される。

また、凝灰岩を覆う崩積土との境界付近には、Aブロックで認められたものと連続する白色粘土層が接しており、これが遮水層となり上部からの浸透水が崩積土先端部に集中的に供給されやすい状態となっていた。このため、この地質境界をすべり面の一部とした小ブロックの滑動も発生したと判断される。

### 地すべり対策の検討

Bブロックは大規模なS3ブロックの末端部に当たるため、排土工は適用できず、また保全対象となる海岸道路が存在することから押え盛土工も適用できなかったため、構造物による抑止工を検討した。ただし、その他の条件として背後に控える大規模ブロックS3の影響を受けない範囲で抑止工を収める必要があった。これらの条件に加え、主すべり面の角度が $47^\circ$ と急であることも考慮した結果、アンカー工の適用が最適と判断した。

Bブロックは、上部の崩積土層先端の滑動とその下位の凝灰岩の滑動に大きく2分され、それぞれを抑止するために上段・下段2種類のアンカーの選定を行った。下段アンカーはS3ブロックのすべり面の影響を避けるには斜面中腹に打設せざるを得ず、限られた範囲に収まり、かつBブロックの滑動を抑止できる規格の選定を行った。

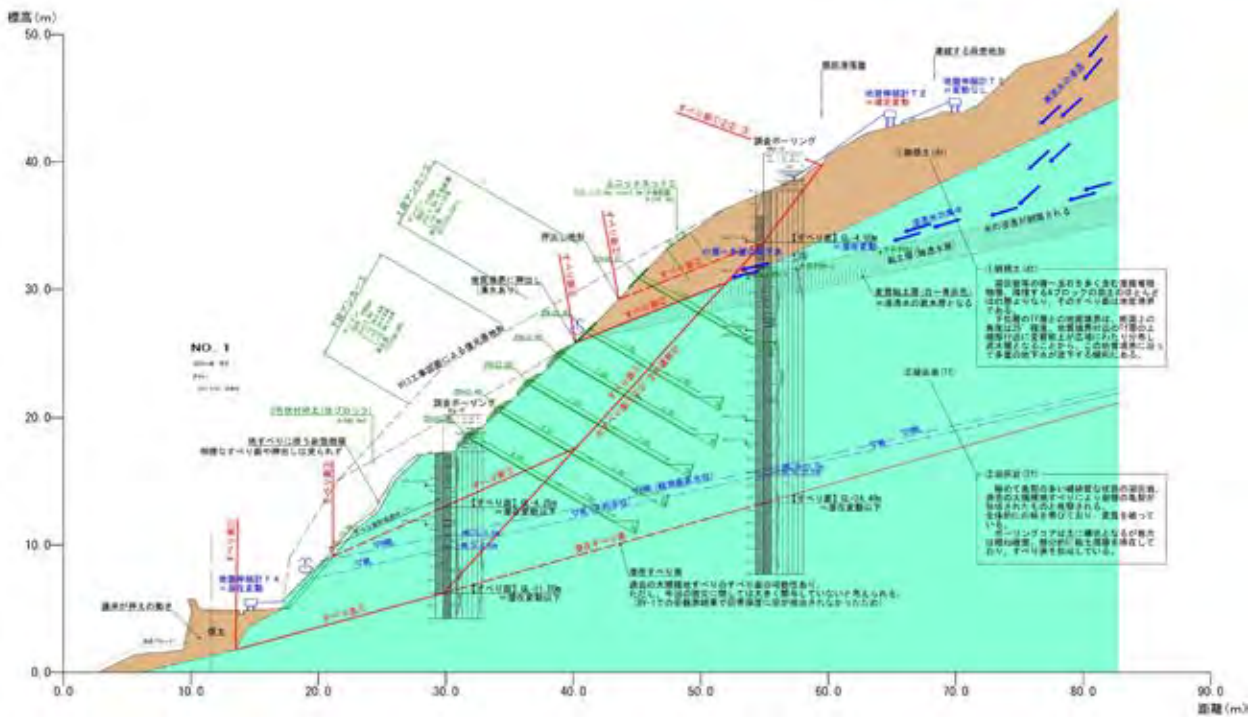


図1.2.137 地盤地すべりの地すべり機構図

以上のように、比較的急なすべり面をもち、また、背後からの地すべりの影響を避けるために、抑止工の設置可能範囲が制限された当該地すべりにおいては、アンカー工の適用が効果的であったと考える。

(4) まとめと課題

本文で紹介した2例は、その地すべりの特徴からアンカー工の適用性が高いと判断された事例である。アンカー工が適していると判断した要因としては、1例目では比較的堅硬で安定した岩盤が切土のり面付近に分布していたことが大きく、2例目では急角度をなすすべり面とその背後に控える大規模地すべりのすべり面の存在が挙げられる。これらの要因には、地すべりの機構的な条件に加え、アンカー施工位置における地形的な条件が多分に含まれている。

アンカー工は、その抑止力を作用させる方向をある程度自由に決めることができ、また部材断面が比較的小径であるが杭工のような大断面をもつ対策工と同等の抑止力を発揮できるメリットを有する。このため、アンカー工は地すべり抑止に必要な規格等の調整の自由度が高く、地形的制約が多い場合に非常に有用な工法であり、地すべりなどの災害対策はもちろん、今後ますます地形的制約が増すであろうインフラ整備での活用が期待される。

ただし、アンカー工は設計及び施工に関して、いまだ明らかでない点が多く含まれた工法であるといえる。例えば、主流の2次元断面におけるアンカーの設計では、アンカーへの導入力を「締付け力」と「引止め力」に分解し、

どちらか一方の力が、あるいは両方がすべり面に直接作用するという手法が一般的であるが、その根拠は十分に示されていない(日本道路協会, 2009 など)。また、施工に関しても、アンカー工の重要要素といえる周面摩擦について多くの疑問点を残したまま、現場での施工が先行している状況であるといえ、アンカー工はまだ完成された工法とは言い難いと考ええる。

したがって、アンカーに関わる技術者は、アンカーが不完全な技術であることを認識した上で設計あるいは施工を行うことが、技術的進歩や事故防止の上で非常に重要となるものと考ええる。

【片山直樹】

引用文献

千葉とき子・金子信行・鹿野和彦(2000): 浦郷地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.  
 鹿野和彦・中野 俊(1986): 恵曇地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 30p.  
 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久(1991): 今市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.  
 日本道路協会(2009): 道路土工 一切土工・斜面安定工指針(平成21年度版). 丸善, 521p.

2.3.2 グラウンドアンカーの“摩擦”に関する実験的研究

(1) はじめに

グラウンドアンカー(以下、アンカーという)は、地すべりや斜面崩壊により不安定化した自然斜面や切土のり面などの地盤自体の安定化、地盤の上部または内部に建設される構造物の安定化を図る目的で用いられ、1957年

(昭和32年)に我が国において導入されて以来、既に50年余りが経過している。

特に、地すべり対策におけるアンカーは、他の地すべり抑止工では得られない長所をもつため、地すべり対策工として多くの設計・施工実績がある。しかしながら、アンカーが施工された地すべり斜面がどのような挙動を示し、アンカーやすべり面にどのような力が作用するのかなどについては、いまだ未解明な部分が多く残されている状態であり、現状ではこのような不確定要素を多く抱えたまま、現場での工事が先行している状況といえる。

このため、アンカーの設計においても便宜的な手法が用いられている。一般的な設計手法では、アンカーへの導入力がアンカーと交わるすべり面位置において集中荷重として作用すると仮定しており、その力をアンカーとすべり面の交差角度から「締付け力」と「引き止め力」に分解して与え、2次元極限平衡法により安定解析を行っている。

しかし、実際にはアンカーへの導入力は、地表面に設置した受圧板からの圧縮応力として地盤に伝達されて深部のすべり面へと伝わっていくため、その力は分散して伝わることとなる(山上・山川, 1990)。さらに、その作用位置もアンカー軸上ではないことも蔡・鶴飼(2003)に示されるなど、アンカーによる応力伝達状況と解析における考え方の乖離が指摘される。

それに加え、アンカー自由長部にはグラウトの充填注入がなされるため、自由長部周面においても摩擦抵抗が発現することは明らかである。このため、アンカー緊張時には自由長部周面摩擦を介し、その周辺地盤内にはアンカーの緊張方向へ向かう(上向き)の応力が伝達されることが考えられ、その応力と受圧板からの圧縮応力が相殺する可能性が考えられる。その結果、斜面对策におけるアンカーの1つの効果である「締付け効果」を発揮する上で必要な締付け力が、自由長部周面摩擦の影響により、すべり面まで伝達することを阻害されている可能性が指摘される。

また、アンカー支持機構を考える上で重要となるアンカー体周面摩擦抵抗についても、グラウトの加圧注入による摩擦抵抗の増加メカニズムをはじめ不明確な部分が多く残されており、自由長部周面摩擦との差異が示されるに至っていない。

このような現状を考慮し、本文では地すべり等の斜面对策に供用されるアンカーを対象とした2つの実験事例について紹介する。1例目では、モデル地盤に打設したグラウトについて、加圧の有無により異なる2パターンの供試体に対して一面せん断試験を行い、その結果を比較検討することで摩擦応力に対する加圧注入の効果を評価した事例を示す(片山, 2009)。続く2例目では、緊張時における周辺地盤及びアンカーのひずみ分布を測定し、ア

ンカー周辺の地盤内応力状況の比較により自由長部周面摩擦の影響を評価した模型実験結果を示す(片山, 2010)。なお、本文では応力の圧縮側を正としている。

## (2) アンカー体加圧注入の効果

### 加圧注入実験の概要

実際のアンカー引抜き時には、多様なせん断破壊面が生じるため、アンカー体周面に発現する摩擦応力 $\tau$ に対する一定の評価を行い難い。よって、このようなせん断破壊面の影響を極力抑えるために、任意の面におけるせん断が可能な一面せん断試験(JGS0561)によりグラウトと地盤材間のせん断強さを測定した。

なお、Potyondy(1961)や新城ほか(2004)などの既往研究では一面せん断試験により砂や粘性土などの地盤材料と鋼材やコンクリートなどの構造物材料間のせん断強さを測定し、材料間の摩擦係数として評価したものもみられる。したがって、本実験では測定したせん断強さをグラウトと地盤材間で発現する摩擦応力として評価した。

また、林ほか(1990)による模型アンカーの3次元円筒形モデルと2次元平面モデルでは、引抜き量と引抜き抵抗力の関係に同様の傾向が認められている。したがって、本実験では3次元のアンカー体と周面地盤間のせん断問題を、簡便な平面的せん断問題に近似できるものとした。

モデル実験として、直径6cm、高さ6cmの円筒状のモデル地盤の上に、セメントミルクによるグラウトを打設した供試体を作製し、モデル地盤とグラウトの接触面に対して一面せん断試験を実施し、せん断強さを求めた。

試験に用いた地盤材は、砂地盤、砂礫地盤、粘土地盤を想定した3種類の均質材料とした。グラウトの打設方法は、加圧する場合としない場合の2種類とし、それぞれの試験結果を比較することで加圧注入が $\tau$ に及ぼす影響を評価した。

### 加圧注入実験の結果

#### 一面せん断試験結果

本実験では3種類の地盤材料を用いたが、最も顕著な差異が認められた砂地盤の供試体における一面せん断試験の結果を図1.2.138にまとめる。

得られた定圧せん断強さ $\tau_f$ にはばらつきが認められたが、全体的にはグラウトを加圧した場合の方が大きい $\tau_f$ が発現する結果となった。特にその傾向は垂直応力 $\sigma_v$ が低圧時ほど顕著に現れており、 $\sigma_v=50\text{ kN/m}^2$ 時における $\tau_f$ の平均値は、加圧供試体が無加圧供試体の1.49倍であった。 $\tau_f$ のばらつきの程度は、加圧供試体の方が大きい傾向が認められ、最もばらつきが大きかった $\sigma_v=100\text{ kN/m}^2$ 時の標準偏差は54.6であった。

また、一部の加圧供試体(図1.2.138の▲)において、他のデータと比べ高い $\tau_f$ が発現した。これらの供試体に

については、試験後のせん断面がやや下に凸になっていたことが確認された(写真1.2.87)。これは、グラウトと地盤材間の付着性が向上したため、せん破壊面が地盤材内に形成され、正のダイレイタンスが生じて高い $\tau_f$ が発現したものと推測される。

このようにせん断面が地盤材内に形成されたものについては、正確にはグラウトと地盤材間の摩擦応力を示さないが、少なくとも得られた $\tau_f$ よりも高い摩擦応力がグラウトと地盤材間で発現しているものと予測される。したがって、本実験においてはこれら地盤材内にせん断面が生じた試験結果についても加圧供試体の $\tau_f$ として評価した。

せん断面が地盤材内に形成されたものを除けば、 $\tau_f$ のばらつきは小さいといえることから、データのばらつきは地盤材内に形成されたせん断面の不均一性に起因したものと推測される。なお、いずれの地盤材においてもグラウトの浸透は認められなかった。

グラウトの一軸圧縮試験結果

加圧注入の供試体においてグラウトの脱水が認められ、

特に砂地盤、砂礫地盤での脱水が著しくみられた。この脱水作用がグラウトの強度に及ぼす影響をみるために、供試体を作製し一軸圧縮試験(JIS A 1216)を行った。

供試体は、グラウト(早強セメント W/C=50%, P ロートによるフロー値 18 秒)を、砂の地盤材を詰めた専用型枠に加圧注入し脱水させたものと、脱水させないものをプラスチックモールド(直径 5 cm, 高さ 10 cm)に入れ、それぞれ 4 個ずつ供試体を作製し、2 日間の養生後に一軸圧縮試験を行った。試験結果を図 1.2.139 に示す。

一軸圧縮試験の結果、無加圧グラウトの一軸圧縮強さ $q_u$ は平均 $q_u=18.57 \text{ MN/m}^2$ に対し、加圧グラウトは平均 $q_u=31.99 \text{ MN/m}^2$ と 1.72 倍強度が高い結果となった。また、加圧し脱水させたグラウトの方が $q_u$ の個体差が小さいことが認められた。

試験供試体の湿潤密度 $\rho_t$ 及び含水比 $w$ の平均値は、無加圧グラウトが $\rho_t=1.778 \text{ g/cm}^3$ ,  $w=28.2\%$ に対し、加圧グラウトは $\rho_t=1.929 \text{ g/cm}^3$ ,  $w=19.7\%$ であり、加圧グラウトの方が密実な状態であることが示された。

これらのことから、加圧注入により脱水したグラウトは密実化し、それに伴う強度の増加及び発現強度の安定が図れるものと判断される。

加圧注入実験の考察

本実験では砂・砂礫・粘土の3種類のモデル地盤に対し、グラウトを加圧もしくは無加圧の状態で作製した供試体を作製し、それらについて一面せん断試験を行い、発現する摩擦応力の違いなどから加圧注入の効果及び $\tau$ 増加メカニズムについて検討した。その結果、以下の知見が得られた。

- ① 地盤材全てにおいて、加圧によるグラウトの浸透が認められなかったことから、自然地盤の均質部における加圧注入ではグラウトの浸透は生じ得ず、亀裂など地

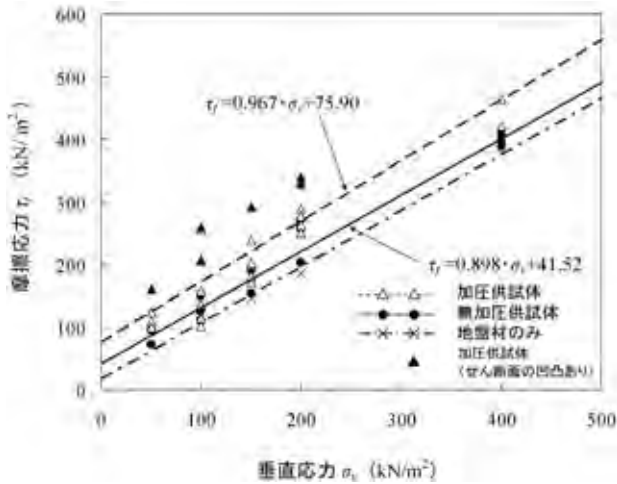


図 1.2.138 砂地盤における摩擦応力と垂直応力の関係(片山, 2009)

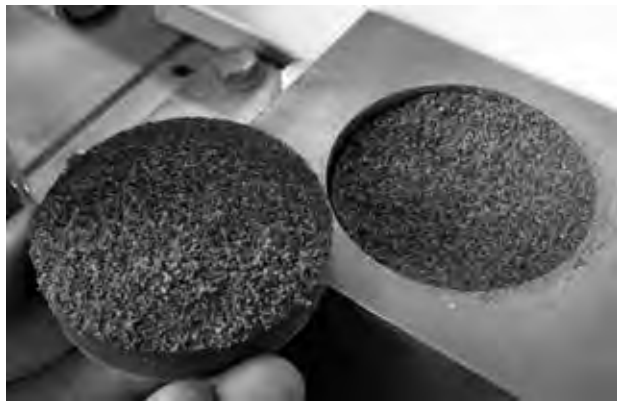


写真 1.2.87 試験後のせん断面(砂地盤 $\sigma_v=100 \text{ kN/m}^2$ ) (片山, 2009)

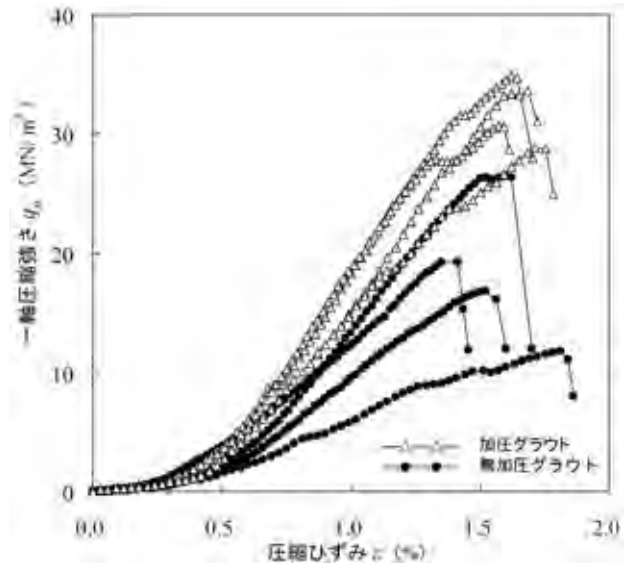


図 1.2.139 グラウトの一軸圧縮試験結果(片山, 2009)

盤に存在する空隙への充填が大半を占めるものと考えられる。

- ② 加圧注入によるグラウトの浸透は認められなかったものの、砂地盤と砂礫地盤において、加圧供試体の方が約 1.5 倍高い  $\tau_f$  の差が認められたことなどから、加圧注入によりグラウトと地盤材接触面における付着力が増加したことが示された。
- ③ また、加圧注入により  $\tau_f$  に有意な差異が認められた砂地盤と砂礫地盤については、加圧に伴うグラウトの脱水現象が顕著にみられ、砂地盤については脱水による密実化の影響で、グラウトの強度が約 1.7 倍増加したことが確認された。
- ④ 加圧注入によりグラウトの脱水が効果的であれば、密実なアンカー体が造成され、水密性や耐ブリージング性の向上が図れ、養生後のアンカー体周面の付着力低下を抑制する効果があるものと判断される。
- ⑤ 上記①～④より、均質地盤における加圧注入による  $\tau$  増加のメカニズムは、グラウトの脱水現象に伴う密実化及び強度増加に起因する付着力の増加が主要因であるものと考えられる。

### (3) アンカー自由長部の周面摩擦の影響

#### アンカー模型実験の概要

アンカー模型実験は、アンカーを無限大の直径をもつものとした 2 次元平面ひずみ問題と考え、高さ 600 mm、幅 550 mm、奥行き 100 mm の鋼製の実験土槽を用いて行った。なお林ほか (1990) より、模型アンカーの 3 次元円筒形モデルと 2 次元的平面ひずみモデルでは、引抜き量と引抜き抵抗力の関係に同様の傾向が認められている。したがって、本実験では 3 次元的なアンカーが周辺地盤に及ぼす影響を、簡便な平面的ひずみ問題として近似的に評価できるものとした。

模型実験は、島根県産来待砂岩粉体と普通セメントを主体とした人工地盤に打設したアンカーを引張り、その時のアンカー及び地盤内部のひずみを測定することで実験を行った。地盤内部のひずみ測定は、地盤材打設時に埋設した 3 本のひずみ計にて行った。図 1.2.140 にアンカー模型実験の概要図を示す。

実験に供した地盤材は、全体的に均質な 1 層モデルと、アンカー体設置地盤の強度が高い 2 層モデルの 2 種類とし、それぞれのモデル地盤で自由長部周面摩擦  $\tau_f$  がある場合と無い場合で 2 種類、計 4 種類の実験を行っている。実験ケースの一覧を表 1.2.19 に示す。

#### アンカー模型実験の結果

##### 1 層モデル

1 層モデルの模型実験は、 $\tau_f$  の有無により各 3 回ずつ、計 6 回の実験を行った。表 1.2.19 に示した実験ケースのうち、代表として Case-13 と Case-23 について、地

盤内部の最大主応力分布を図 1.2.141 に示す。なお、ひずみ計 P-1 については、地盤内部の応力分布に対称性があるものと考え、アンカーを中心軸として位置の反転を行っている。

地盤内応力は、設置した各ひずみゲージから導かれた最大主ひずみに、地盤材の弾性係数  $E_{50}$  を乗じ応力としたものであり、測定点間は平均により補完している。なお、応力算出にあたり、ひずみ計は地盤材に対し十分軟らかい強度であるため、埋設したひずみ計は周囲の地盤と同じ挙動をするものと考え、地盤材の  $E_{50}$  を用いた。

図 1.2.141 より、各ケースの地盤内応力分布を比較すると、地盤内の応力分布は、初期の荷重段階から、各ケースで地盤内に発生する応力状況に大きな差異が認められる結果となった。Case-13 については、低荷重段階から比較的大きな圧縮応力がアンカー周辺に作用している状況が認められ、荷重段階が上がるに従い、その特徴が顕著にみられるようになった。圧縮応力の作用範囲が受圧板直下からアンカー体上端付近までのアンカー周辺であることと、その主応力方向から判断すると、受圧板の締付けによる下向きの応力と、アンカー体の引抜き抵抗に伴う上向きの応力により、その間の地盤が圧縮された状態を表しているものと考えられる。

一方、アンカー体設置地盤においては、主に引張応力が働いていることが認められる。このことは、アンカー体周面は地盤と十分に付着しており、アンカーへの導入力が地盤に伝達され、その抵抗力としての引張応力が地盤に作用している状況を示している。

アンカーから最も離れたひずみ計 P-3 の中段部 (ひずみゲージ S4～S6) には圧縮応力が集中しており、その上下には引張応力が分布する特徴が認められた。これらの応力の境界線は、受圧板及びアンカー体それぞれに起因する応力の伝播範囲を示すものと考えられ、概ね 45 度の広がりであることがわかる。この圧縮と引張の応力状態の境界部は、地盤破壊の危険性が高いせん断帯が形成されつつある部分と考えられる。ただし、今回の模型実験

表 1.2.19 模型実験ケース一覧表 (片山, 2010)

ケース名	自由長部 周面摩擦	地盤材 層構成	荷重ステップ (kN)	極限引抜き力 (kN)
Case-11	なし	1層	0.98	18.64
Case-12			0.49	12.75
Case-13		0.49	15.21	
Case-14		2層	0.49	22.07
Case-21	あり	1層	0.98	29.43
Case-22			0.49	25.51
Case-23		0.49	29.92	
Case-24		2層	0.49	31.88

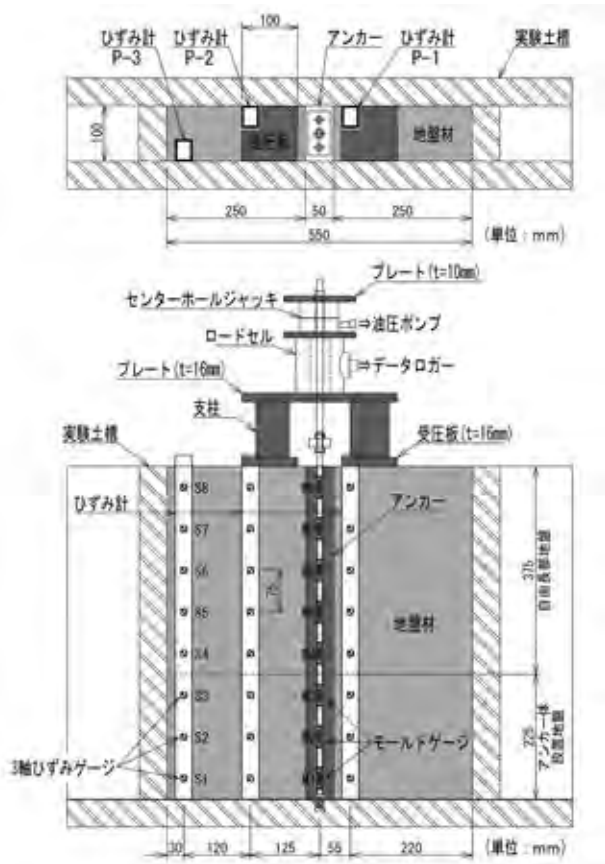


図1.2.140 アンカー模型実験概要図(片山, 2010)

においては、いずれのケースでも地盤破壊は認められず、アンカーと地盤との摩擦切れにより実験を終えている。

対照的に Case-23 は、低荷重段階における地盤内の応力変化が小さく、15 kN 程度の荷重から地盤内の応力変化が明瞭に認められた。載荷荷重 14.7 kN 時の応力分布は、受圧板直下付近とアンカー体付近にやや高い圧縮応力が作用しているが、その大きさは Case-13 よりもかなり小さいことがわかる。

アンカー引抜き直前の 29.4 kN 載荷時には、アンカー体下端付近に高い圧縮応力が認められたが、その主応力方向が水平に近いことから、局所的な地盤破壊に伴った応力方向の変化が現れたものと考えられる。

なお、ひずみ計 P-2 など受圧板直下よりもその下位の応力が高くなっている場合が認められたが、これはひずみ計上端部は地盤材との付着長が短いため付着性が悪く、地盤のひずみがひずみ計に伝達され難かったことによるものと考えられる。

以上のように、1層モデルでのアンカー模型実験の結果から、 $\tau_F$  が無いアンカーについては、アンカー緊張に伴う地盤内応力の状態から、受圧板による下向きの圧縮応力に加え、アンカー体から伝達される上向きの圧縮応力が作用し、その間の地盤が圧縮される状態となることが示された。

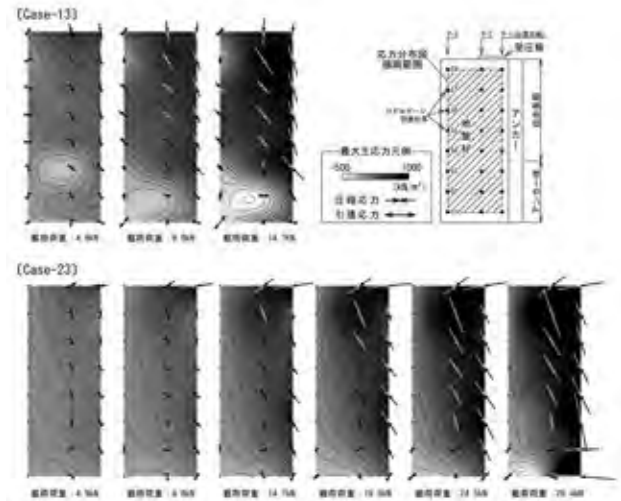


図1.2.141 地盤内部の最大主応力分布(1層モデル)(片山, 2010)

これに対し、 $\tau_F$  があるアンカーについては、アンカー緊張に伴う地盤内応力の変化が比較的少ない特徴がみられ、受圧板からの締付け力が地盤深部まで効果的に伝達されていない状況が示された。

### 2層モデル

アンカー体設置地盤と自由長部地盤との間に強度差がある場合の地盤内応力分布を調べるために、2層モデルによるアンカー模型実験を行った。図1.2.142に Case-14 と Case-24 における地盤内部の最大主応力分布を示す。なお、極限引抜き力  $T_{ug}$  については、Case-14 では  $T_{ug} = 22.1 \text{ kN}$  と1層モデルの1.2~1.7倍、Case-24 では  $T_{ug} = 31.9 \text{ kN}$  と1層モデルの1.1~1.3倍であり、 $\tau_F$  が無いケースの方が  $T_{ug}$  の増大が著しかった。

Case-14 の地盤内応力分布からは、1層モデル同様、低荷重段階からアンカー周辺に圧縮応力が作用している状況が観察され、載荷荷重の増加に伴い、その強さ及び作用範囲が広がる傾向が認められた。また、1層モデルと同様に、圧縮応力の作用範囲の外側には引張応力が作用しており、周辺地盤がアンカー体の引上げに抵抗している応力状況であることが伺える。ただし、Case-13 と比較すると、引張応力の大きさが小さく、作用範囲も狭い特徴がみられることから、アンカー体設置地盤の強度が上がったことによる影響を表していると考えられる。

したがって、アンカー体から伝達される上向きの応力が、Case-13 よりも低減されているものと考えられる。このため、自由長部地盤には受圧板からの締付け力が優勢に作用し、その結果、ひずみ計 P-2 の最大主応力方向が全体的に鉛直方向となったものと考えられる。また、このことから、Case-13 において自由長部地盤で発生した圧縮応力は、アンカー体から伝達された上向きの応力の影響を強く受けていたものと判断できる。

Case-24 については、載荷荷重 15 kN 程度までは、地

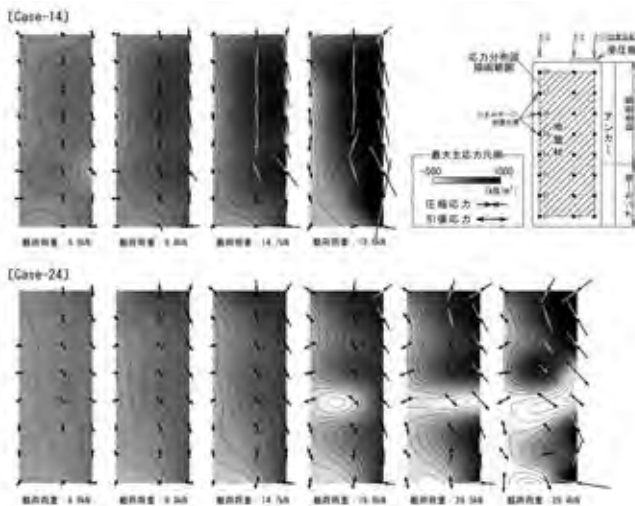


図1.2.142 地盤内部の最大主応力分布（2層モデル）（片山，2010）

盤内の応力変化が小さく、1層モデルと同様の傾向が認められた。しかし、載荷荷重 19 kN あたりから2層の地盤材の層境界付近における引張応力の発生が認められ、地盤材が層境界で分断されつつある状況を示している。これは、 $\tau_F$  の影響により、自由長部地盤が引上げられている状況であると考えられ、受圧板から下向きに伝達される応力が、層境界（地すべりの場合はすべり面）に対し、締付け力として有効に作用していないことを表している。

このことから、地盤内に地層境界やすべり面などの力学的不連続面が存在する場合、 $\tau_F$  の影響により、アンカーの緊張力が不連続面で地盤を分断する力として作用し、効果的な締付け力の伝達がなされない可能性が示唆される。

#### アンカー模型実験の考察

本実験では、人工的な地盤材に  $\tau_F$  がある場合と無い場合の2種類のアンカーを打設し、アンカー緊張時における地盤内部及びグラウトのひずみを測定し、各部での応力分布の比較を行った。その結果、以下の知見が得られた。

- ① 地盤全体が均質な1層モデルでは、 $\tau_F$  が無いアンカーを緊張した場合の地盤内応力分布から、自由長部地盤が受圧板からの締付け力だけでなく、アンカー体から伝達される上向きの圧縮応力も加わり、上下方向から圧縮される性状にあることが示された。
- ② 一方、 $\tau_F$  があるアンカーについては、アンカー緊張時の地盤内応力の変化に乏しく、受圧板からの締付け力が地盤深部まで効果的に伝達され難い性状であることが示された。
- ③ また、アンカー体設置地盤の強度を増加させた2層モデルにおいては、 $\tau_F$  があるアンカーでは、地盤材の層境界で上下に分断される応力が働いていることが確認された。これは、 $\tau_F$  の影響により自由長部地盤が引

上げられている状況を示したものであり、このため、受圧板からの締付け力が、本来作用させるべき層境界まで伝達されていない状況を示している。

- ④ 上記①～③より、 $\tau_F$  が存在することで、アンカー緊張力が  $\tau_F$  を介して自由長部地盤内に引上げようとする上向きの応力を作用させ、この応力と受圧板からの締付け力が相殺することで、締付け力がアンカー体設置地盤との境界部（＝すべり面）まで伝達され難い状況となるものと推察される。

#### (4) まとめと課題

以上の2つの実験事例から、アンカーの摩擦に関する知見が得られた。アンカー体の加圧注入については、グラウトの浸透は生じ得ず、むしろ脱水による密実化に起因した付着力の増加により、 $\tau$  が増加するものと推察された。したがって、加圧脱水が良好に行われるある程度透水性の良い地盤であればその効果は大きい、インタクトな岩盤などの透水性の悪い地盤の場合には加圧注入の効果は限定的といえ、設計上考慮すべき事項と言えよう。

続くアンカーの模型実験の結果からは、自由長部周面摩擦が存在することにより、従来考えられていたよりもアンカーの締付け効果が低く見込まれることが推察された。今後アンカーを実際の現象に沿った設計方法を考案していく上で、このことは十分考慮しなければならない問題である。現行の2次元極限平衡法によるアンカーの設計手法では、この自由長部周面摩擦の影響を全く考慮することができない。今後はFEMなどの応力解析手法を取り入れ、アンカーの設計がなされるようになると思われるが、このような場合において、本文で示した実験結果から導かれた基礎的な考察が、今後の研究に対して多くの示唆を与えるものとする。

また、締付け効果を期待するアンカーにおいては、自由長部周面摩擦が発生しないように、アンカー自由長部の構造の見直しも必要であると考えられる。現行の施工方法では、自由長部に対してもアンカー体と同じ配合のセメントミルクを充填注入するケースが多いが、このために自由長部においても周面摩擦が生じることとなる。

充填注入の目的としては、アンカーを挿入した孔の孔壁崩壊に伴う周辺地盤の緩み防止及び自由長部の防錆・防食である。したがって、地盤との摩擦が生じ難い比較的軟質な材料（例えばベントナイトなどを混合した貧配合ソイルセメント）など、自由長部に充填注入する材料を改めて検討する必要があると思われる。

アンカーの設計あるいは施工について、関係各所から指針・基準類が整備されており、それに従うことで一定の品質が保たれることは、これまでの我が国におけるアンカーの歴史が示している。しかし、それがすなわちアンカーが完成された技術であるとする根拠にはなり得ない。



アンカーはまだ発展途上であり、研究開発の余地が多く残されている。既存のマニュアルに安住するのではなく、アンカーが未完成であることを自覚することが、今後の技術発展においてまず必要なことではないだろうか。

【片山直樹】

引用文献

蔡飛・鶴飼恵三 (2003)：アンカー工による斜面の補強効果—極限平衡法と弾塑性FEMとの比較。日本地すべり学会誌, Vol.40, No.4, pp.8-14.  
 林 鍾鉄・龍岡文夫・宮崎啓一 (1990)：砂地盤内の剛な鉛直アンカーの引抜き抵抗メカニズム。土と基礎, Vol.38, No.5, pp.33-38.  
 片山直樹 (2009)：アンカー一体摩擦応力に対するグラウト加圧注入の効果。日本地すべり学会誌, Vol.45, No.5, pp.26-32.  
 片山直樹 (2010)：アンカー自由長部周面摩擦が締付け力に及ぼす影響。日本地すべり学会誌, Vol.47, No.4, pp.3-16.  
 Potyondy, J.G.(1961)：Skin friction between various soils and construction materials. Geotechnique, Vol.11, No.4, pp.339-353.  
 新城俊也・小宮康明・永吉功治・国吉真文 (2004)：砂と鋼材の摩擦特性に及ぼす粒径と粗度の影響。琉球大学農学部学術報告, No.51, pp.101-106.  
 山上拓男・山川 治 (1990)：斜面安定工におけるアンカー力の新しい算定法。土と基礎, Vol.38, No.5, pp.51-56.

2.3.3 石見銀山遺跡，要害山南東側斜面における落石対策

(1) はじめに

石見銀山遺跡の紹介

石見銀山遺跡は島根県のほぼ中央部の大田市にあり、銀鉱山跡と銀山町や港と港町(図1.2.143参照)を含んでいる。石見銀山遺跡は環境に配慮し、自然と共生した鉱山運営を行っていたことが特に評価され、2007年7月(平成19年7月)に「石見銀山遺跡とその文化的景観」として世界遺産に登録された(島根県教育庁文化財課世界遺産室, 2012)。現在石見銀山遺跡では、露頭掘り跡、間歩

と呼ばれる坑道跡のほか精錬工房や集落跡などがみられるほか、随所に歴史、文化の感じられる施設や風景が残されている。

石見銀山遺跡での落石

石見銀山遺跡では世界遺産登録を機に、銀鉱山跡(銀ざんさくのうち山柵内)や鉱山町(大森地区)を中心に観光客数が大幅に増加した。このような中で、銀山柵内にある人気の高い公開施設の龍源寺間歩(坑道跡)へのアクセス道で落石が発生した(図1.2.144)。落石が発生したのは要害山(山吹城跡)の南東側斜面であり、平成19年12月、平成21年1月(写真1.2.89)、平成22年3月(写真1.2.90)と3回たて続けに落石が発生し、市道銀山線の路面上に落下した。

いずれの落石も幸い人的被害は無かったが、これによって市道は一時通行止めとなり、龍源寺間歩の公開が制限されるなどの間接的な被害が生じた。石見銀山遺跡内では過去にも落石履歴があり、その都度対策がとられていたが、世界遺産登録後の落石を受けて、大掛かりな落石対策が行われている。

世界遺産内の落石対策

対象となる区域は遺跡であるとともに、世界遺産に登録されていることから、落石対策にはいくつかの制約が設けられている。島根県大田市(2006)によれば、主な制約は、①文化的価値を構成する景観の維持と、②現状保存が原則である。このため、景観の維持に関して見学道路から落石防護柵等が見えにくくするような配慮が必要である。また、現状保存の観点からは、浮石や転石をできるだけ除去しない対策工でなければならない。このような制約の下で実施した要害山南東側斜面の落石対策について紹介する。

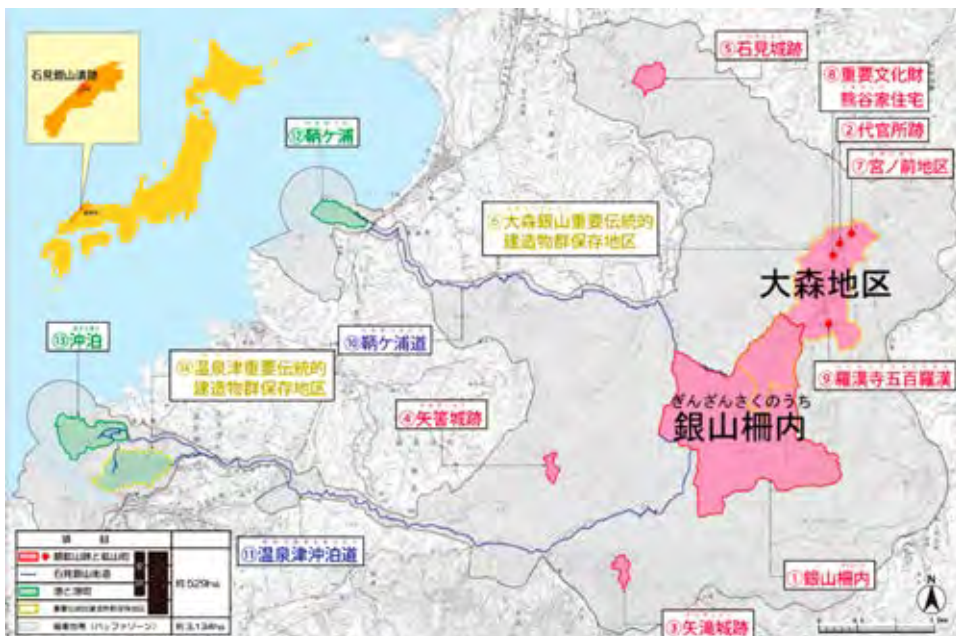


図1.2.143 石見銀山遺跡の範囲(島根県教育庁文化財課世界遺産室, 2012)



写真 1.2.88 龍源寺間歩孔内の様子



写真 1.2.89 平成 21 年 1 月 29 日に発生した落石  
落石の直径は約 1.2 m。



写真 1.2.90 平成 22 年 3 月 28 日に発生した落石  
落石の直径は約 0.7 m。

(2) 要害山南東側斜面における落石の発生の特徴  
地形・地質

落石の発生した要害山南東側斜面周辺では、要害山（標高 414 m）から市道まで比高約 200 m の急斜面が形成



図 1.2.144 落石発生位置図  
平成 21 年及び平成 22 年に発生した落石の位置。

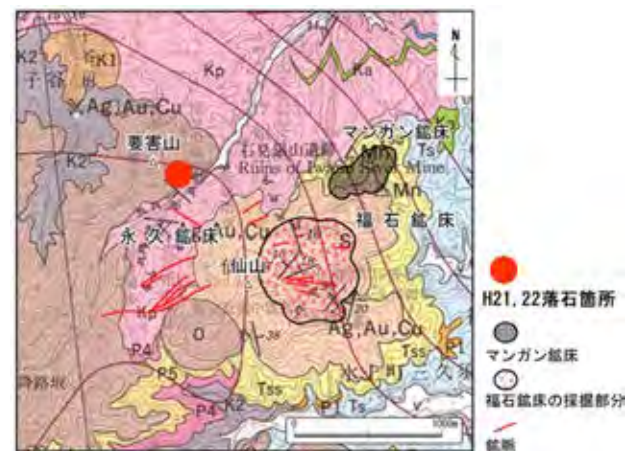


図 1.2.145 石見銀山遺跡付近の地質図（鹿野，2013）  
O：大江高山溶岩，S：仙山火山噴出物，Tss：都野津層（石英砂），Ts：都野津層（礫岩～泥岩），Kp：久利層（流紋岩火砕岩及び溶岩）。

されており、急峻な箇所では 60° を越えるものの、平均すると 50° 程度の傾斜をなしている。要害山の山裾には狭隘な平坦地がみられるが、市道沿いに急斜面が差し迫っているところが多い。

鹿野ほか（2001）によれば、要害山とその周辺は新第三紀中新世の久利層を基盤に、都野津層、大江高山溶岩や仙山火山噴出物等で構成されている（図 1.2.145）。要害山の南東側斜面では随所に露頭が確認でき、デイスイト

溶岩及びデイサイト質火砕岩の分布がみられる。要害山の山裾には崖錐堆積物や山城の築城もしくは鉾山のズリと考えられる小礫の堆積物が確認できる。

**浮石の分布状況**

世界遺産登録後の落石を受けて、要害山南側斜面を対象に落石調査を実施している。主な落石の発生源となる不安定な露頭は、斜面の上部から下部まで広く分布しており（図1.2.146）、崩壊跡地や部分的な急崖部周辺の露頭では浮石化が目立っている。また、落石となった転石が谷部や部分的な緩傾斜面にみられるほか、立木によって止められたものが点在している。浮石、転石の大きさは節理間隔に支配されて、径2m前後（写真1.2.91）ま

で大半であるが、凝灰角礫岩の岩塊では径4m（写真1.2.92）に及ぶものもある。

**落石の発生原因**

3回の落石のうち、平成19年の落石は道路脇の斜面からの浮石の剥落によるものである。平成21年の落石は発生箇所に多数の倒木がみられたことから、立木の転倒が誘因となったと考えている。このような倒木は要害山の南側では比較的良好にみられ、立木の根返りによって新たな転石が発生している様子が散見される（図1.2.147、写真1.2.93）。また、平成22年の落石は発生箇所に浮石の抜け跡があり、周囲に倒木がなかったため、降雨等による浸食で浮石が不安定化したものと考えている。

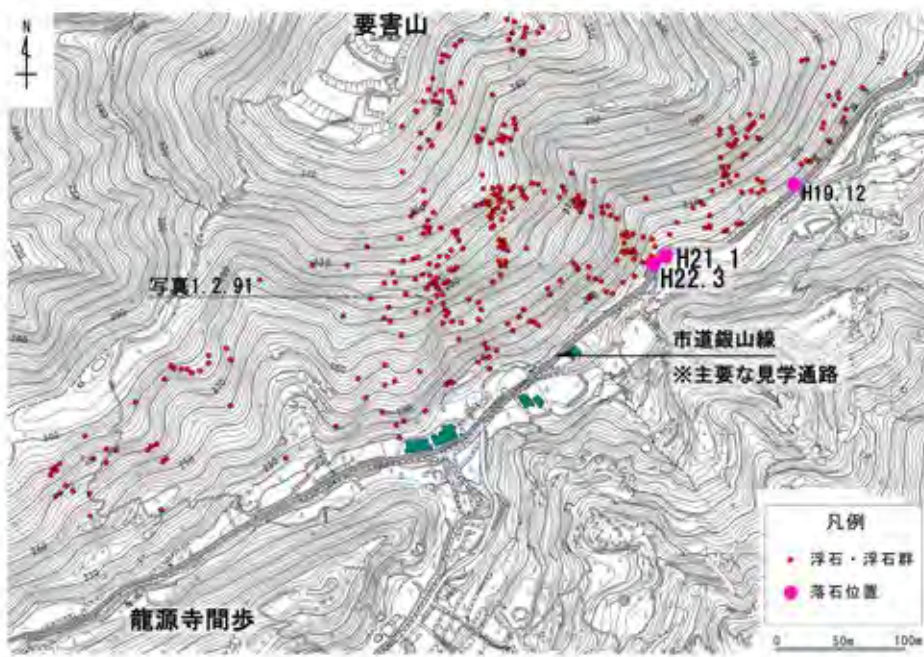


図1.2.146 要害山付近の浮石の分布状況  
島根県県央県土整備事務所提供。



写真1.2.91 よくみられる浮石群  
要害山南側でみられる。



写真1.2.92 最大級の浮石（直径4mを超える）  
要害山南側でみられる。

### (3) 石見銀山遺跡内の落石対策

#### 要害山南東側での落石対策

要害山南東側斜面の落石対策としては、平成19年の落石を機に主に市道の防護を目的として落石予防工や落石防護工が施工されていた。しかし、対策工の施工中の平成21年1月に、倒木が原因と考えられる落石が発生した。このため、設計方針を変更して対処した。以下に、採用した対策工法について述べる。

#### 平成19年の落石を受けての対策工

当初、要害山南東側斜面には不安定な浮石や転石が多数あったことから、再度の落石を予防するために落石対策を計画した。対策工法は日本道路協会(2000)を参考に、対象斜面の状況を踏まえて選定し、落石の発生源対策としてロープ伏工(ロープネット工)、岩接着工、鉄筋挿入工を、また、落石の防護工としてポケット式落石防



図1.2.147 倒木による落石発生の模式図



写真1.2.93 倒木(根返り)で発生した転石

護網工、落石防護柵工を採用した(写真1.2.94)。これらに基づき平成20年10月から対策工事が開始された。

#### 倒木後の対策工

この施工中の平成21年1月に倒木を原因とする落石が発生した。このときの倒木により新たな転石が発生したため、今後発生が想定される落石の発生源を広範囲にとらえておく必要があった。そこで、想定外の落石の発生源に対して、高エネルギー吸収タイプの落石防護柵を斜面中腹に設置し、落石防護機能を強化した。

落石がとくに集中している谷地形部では大型の落石防護柵の設置を(写真1.2.95)、それ以外では、大径木の倒木予防ならびに森林の若返りを目的として、大径木の伐採を計画している。

#### 世界遺産内で求められる落石対策

今回紹介した落石対策では、緊急かつ安全性重視で計画したため、結果的に落石防護網などが目立つようになった(写真1.2.96)。安全性の確保には落石防護柵等の設置はやむを得ないと考えられるが、地元からは、景観維持に更なる配慮を求める要請があった。



写真1.2.94 ロープ伏工(ロープネット工)



写真1.2.95 高エネルギー吸収タイプの落石防護柵工

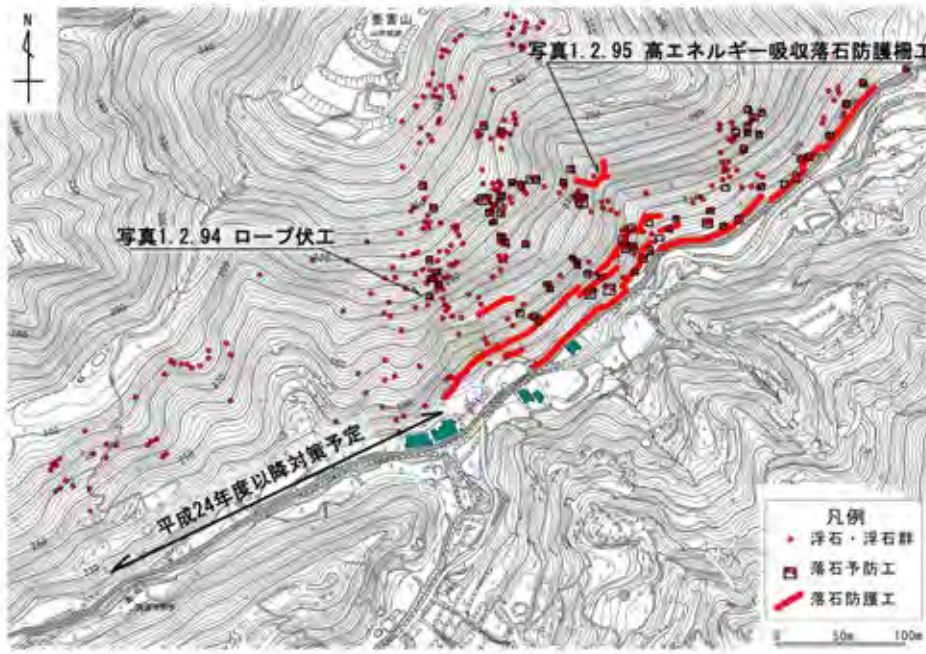


図 1.2.148 要害山南側での落石対策  
島根県県央県土整備事務所提供。



写真1.2.96 見学道路沿いの落石防護網工  
龍源寺間歩手前 500 m。

このような状況を考慮すると、石見銀山遺跡では遺跡の保存と安全な見学用通路の確保の両方を満たす必要があり、そのため、今後は必要に応じて通行制限するなどのソフト対策を組み込んで対応していく必要があると考えられる。

#### (4) おわりに

広大な石見銀山遺跡のうち、今回紹介した要害山周辺はおおむね落石対策が図られてきており、安全性は向上している。年を追うごとに文化的景観に配慮した落石対策が採用されていることや龍源寺間歩への観光を制限することなく安全に施工できたことは評価できたと考えてい

る。しかし、石見銀山遺跡全域についても同様の落石の危険性把握の必要性が地元から要請されたため、平成23年度には観光客等が来訪する範囲や住民の生活圏について危険性の判定を行った。その結果、遺跡内の他地域でも落石による危険性があることが判明した。

このため、平成24年度にはこれらの危険箇所に対し、重点的・効果的な落石被害の予防対策を実施するための計画を作成し、観光客数等から判定した保全対象の重要性を基に対策優先順位を検討した。今後は、これに基づき、対策優先度の高い箇所にて落石対策工の実施とソフト対策を検討し、落石に対する安全性を図っていく予定である。

**謝辞** 島根県県央県土整備事務所には、今まで実施した調査・設計等の資料を提供していただき、図面等の使用を許可していただいた。ここに記して感謝いたします。

【小村 徹】

#### 引用文献

- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001)：温泉津及び江津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，pp.49-97。
- 鹿野和彦 (2013)：研究紹介 (GSJ トピックス) 世界遺産登録記念石見銀山の地質と鉱床。産総研地質調査総合センター，<http://www.gsj.jp/researches/topics/iwami-ginzan.html> (参照日 2013 年 4 月 18 日)。
- (社) 日本道路協会 (2000)：落石対策便覧。丸善，422p。
- 島根県大田市 (2006)：史跡石見銀山遺跡保存管理計画書。大田市，154p。
- 島根県教育庁文化財課世界遺産室 (2012)：世界遺産石見銀山遺跡とその文化的景観。2p。

### 2.3.4 大規模地すべり発生箇所の安全管理体制とすべり機構

#### (1) はじめに

平成24年8月6日午前8時頃に出雲市佐田町大呂地区で発生した末端部の幅が約200m、高さ約80mの大規模地すべりについて報告する。人的被害はなかったが、この地すべりによる土砂により市道三ノ宮御幡線が埋塞され、周辺世帯の水道断水、NTT回線不通が生じた。

地すべり発生後、二次崩壊による河道閉塞に対応するため、応急対策として、反辺川に仮設排水パイプを設置し、土砂ダムが形成された場合に備えて排水ポンプを準備した。地域住民に周知するため、警報機・パトライトを2台設置した。地すべり発生直後は、緊急対応のため出雲県土整備事務所の職員2名が現地で24時間監視を行ったほか、観測装置(伸縮計、監視カメラ、雨量計)を設置し、Web上にて地すべり進行状況を監視した。さらに、夜間の監視体制強化のため、投光機2台を設置した。

本稿では、今回の大規模地すべりの地質調査結果を報告し、緊急対策として実施した安全管理体制について紹介する。

#### (2) 周辺の地形・地質概要

##### 地形

地すべり発生箇所は出雲市役所佐田支所より県道三刀屋佐田線を反辺川にそって南南西方向に約5km遡った位置である。この付近は北北東方向に流下する反辺川と西北西に流下する御幡川との合流箇所となっており、それぞれに沿って谷が発達している。

一般にこういった谷の発達に代表される地形はリニアメント(図1.2.149)と関わりが深く、内在する地質上の弱線に沿って、谷が平行して発達したり、崩壊の頭部の崖の方向と一致したりするが、崩壊箇所においても同様な傾向がみられる。

崩壊箇所は反辺川付近では標高220m前後であるが、崩壊箇所の背後の山地は標高約310m、平均勾配は30°前後と比較的急峻である。周辺山稜の標高は標高400m前後であり、比較的標高の揃った定高性山地の形態を示す。これは、もともと標高400m前後の準平原が長い間に浸食されて谷が形成され、山頂付近のみを残したものと考えられている。したがって、地すべり発生箇所は長い年月にわたって風化と浸食を受けてきた場所であり、河川沿いというもっとも谷の深いところ(地質的に脆く浸食を強く受けたところ)に隣接する斜面である。

##### 地質

地すべり発生箇所付近は新第三紀に現在の出雲市南部にて多くの火山岩や堆積岩が形成された「出雲湾入部」の南縁に位置する。出雲湾入部の外側には花崗岩類など古第三紀の岩石が分布している。地すべり発生箇所は出雲

湾入部の中でも川合層とよばれる、比較的古い時代に形成された岩石の分布する地域である。

出雲地方南部の地質は古第三紀の火山岩や花崗岩類をベースに、その上位に新第三紀の地層が重なっている。鹿野ほか(1998)によれば、地すべり発生箇所は川合層に属する「安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩」(火山岩系)とされ、現地でもこれに相当する火砕岩などが確認された。地すべり発生箇所東の御幡地区付近では、これよりも若干新しい時代の久利層の頁岩が分布しているようであるが、地すべり発生箇所ではこれは見られない。

図1.2.150に調査地の平面図を示す。地すべり発生箇所では反辺川の河床に花崗岩が見られる箇所があり、この花崗岩を安山岩-デイサイトの火砕岩が覆っている。これは主に凝灰角礫岩よりなり、火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩、安山岩溶岩などを伴う。岩相的には下位が安山岩質で、上位にいくに従いデイサイト質になっているように思われる。この火砕岩の中に、安山岩質の岩脈(ヒン岩、安山岩、デイサイト)が複数見られる。

貫入岩はその活動規模によっては周辺の地質を変質させる場合もある。ボーリング調査結果では軽石の多い地層を中心に変質の強い部分がみられるが、こうした貫入岩の影響かもしれない。そして、時代は正確にはわから



図1.2.149 地すべり地周辺の広域地形図  
図中に示した赤線がリニアメント構造。

ないが流紋岩とドレライトの岩脈も確認される。これらは滑落崖付近のボーリングや露頭で確認されている。

山地斜面などではこれら中新統を第四紀の崖錐堆積物が覆っている。これはかつての崩壊などにより生じた土砂が斜面に残っているものであるが、やや古いものと新时期のものに分けられるようである。

### (3) 地すべりの状況

#### 地すべりの経緯

表1.2.20に今回の地すべりの経緯を示す。地すべりの約1ヶ月前となる平成24年7月6～8日に気象庁(2012)のアメダスデータ佐田では最大日雨量132mm, 最大時間雨量74mmを観測した。この降雨量は50年に1度の降水確率に相当する。その20日後, 7月26日に御

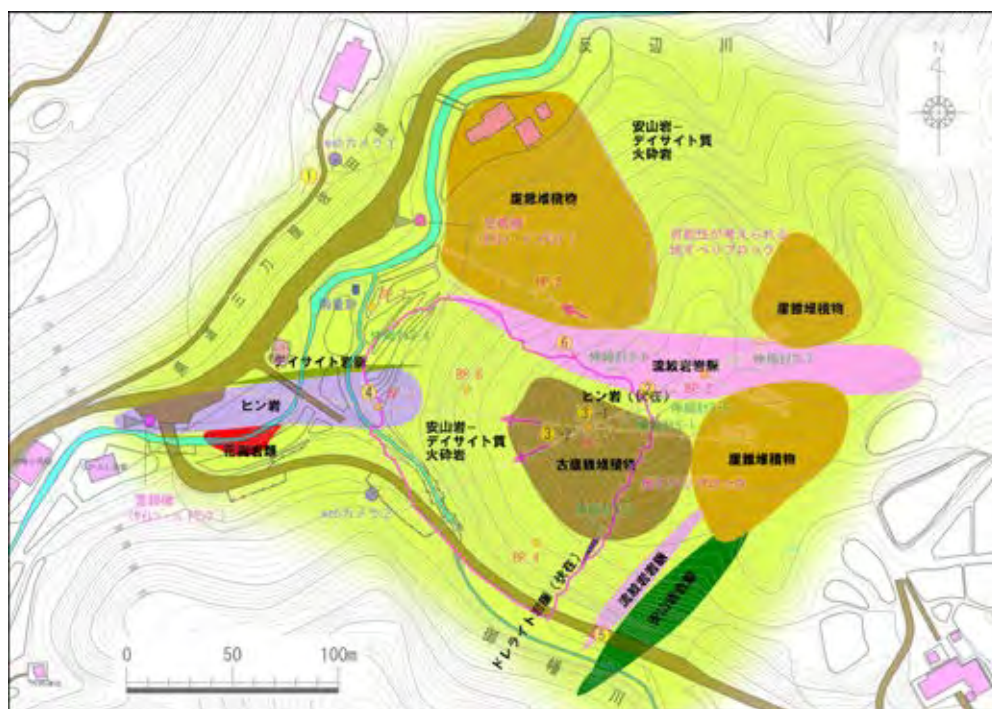


図1.2.150 調査平面図

表1.2.20 崩壊の経緯

年月日	内容
平成24年 7月6～8日	降雨(佐田大呂アメダスデータ) ・最大日雨量132mm/d(7月6日17:10～7日17:10) ・最大時間雨量74mm/h(7月6日21:00～22:00) ・降水確率74mm/h→1/46.8≒1/50
7月26日	御幡川右岸斜面に小崩壊発生。(砂防課へ災害報告)
7月28日	市道三ノ宮線を通行止め。
8月2日	斜面崩壊の拡大を確認し、砂防課、森林整備課、出雲県土、出雲市合同で現地調査を実施。
8月3日	前日を受けて詳細調査実施の結果、斜面頭部に滑落崖2～3mを確認。
8月4日	伸縮計(2箇所)を頭部に設置し、計測を開始。
8月5日	現地調査の結果、地すべり活動が進行中であることを確認。 伸縮計(S-1)で計測開始からの累計782.2mmの変位量を確認。
8月6日	AM8:00に伸縮計が1889.5mmを記録した後、計測不能となる。 インバー線が破断したと思われる。 AM10:00に頭部滑落崖約H=20mを確認する。
8月7～8日	地すべり活動が進行中。伸縮量30mm(8月6日17:00～8月8日12:00)
8月9日	8月9日時点での地すべりの状況 ・地すべりの規模:幅約200m、斜長約130m、移動土量は調査中。 (推定30万m <sup>2</sup> ) ・地すべり活動が進行中。(最大移動量S-3 12mm/d)
8月10日	土木研究所による現地調査。

幡川右岸斜面に小崩壊が発生したため、その末端に位置する市道は通行止めになった。

8月3日に現地を確認したところ、斜面頭部に2～3mの滑落崖を発見した。翌日に伸縮計を設置して計測したところ、進行中であることを確認した(図1.2.151)。8月6日午前8時頃、伸縮計がインバー線の断線によると思われる計測不能状態となり、10時に現地を確認したところ、頭部滑落崖の高さが20mとなっていることを確認した。その後も崩壊は継続し、8月9日の時点で伸縮計の変位量は最大12mm/dを記録した。

#### 地すべりの状況

写真1.2.97に崩壊状況の空撮写真を示す。地すべりの比高は約80m、末端幅約200mである。崩壊の全景写真を写真1.2.98と写真1.2.99に示す。写真1.2.98は8月4日に撮影した写真、写真1.2.99は同箇所から8月6日に撮影した写真である。

8月6日に崩壊が一気に進み、表層の土が目視できるようになった。写真1.2.100及び写真1.2.101に滑落崖の

写真をそれぞれ示す。写真1.2.100は8月4日に撮影した写真で、滑落崖はまだ3m程度である。写真1.2.101は8月6日に撮影した写真であり、滑落崖が20mまで拡大している。図1.2.150に示した測線の断面について、図1.2.152にA測線の断面図、図1.2.153にB測線の断面図をそれぞれ示した。

#### 伸縮計

地すべりに伸縮計を6基設置して動態観測を実施した。伸縮計の設置位置は図1.2.150に示した。S-1とS-2は、同箇所にも再設置した。図1.2.154に伸縮計の観測結果を示す。

伸縮計S-1は観測を開始した8月7日から29日までの間に約1,080mmの引っ張り変位を生じ、その後変動は月平均30mm程度とほぼ停止したが、11月17日の日雨量39mmの降雨で多少動く傾向にあった。伸縮計S-3の設置は8月6日であり、観測当初8月13日、14日のあたりで累積100mmの変動があった。そして、11月17日の雨でも40mm程度の引っ張り変動を観測した。なお、12月12日から13日にかけての変動は倒木によるものである。

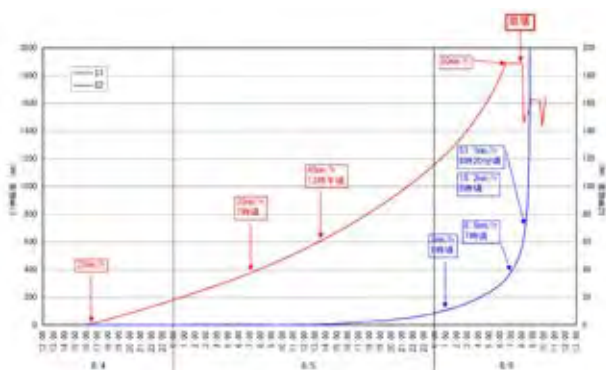


図1.2.151 崩壊時の伸縮計記録



写真1.2.98 全景写真(8月4日)



写真1.2.97 空撮写真



写真1.2.99 全景写真(8月6日)



すべり土塊末端部に設置した伸縮計 S-4 は断続的に動き、変動は階段状となっている。移動量はトータルでマイナス 13 mm ほどであり、実質的にはほぼ動いていない状態である。その中でも、8月12日から14日の雨、9月10日の雨、9月30日など雨に伴い、わずかに圧縮する傾向が見られた。伸縮計 S-5 は滑落崖背後に設置したものであるが、観測当初8月13日に約 1.4 mm の引張り変位があったほかはほとんど目立った変動はない。

伸縮計 S-6 は頭部滑落崖の背後に設置したものである。観測当初8月13日から14日にかけて最大 11 mm ほどの引張り変位を生じたほかはほぼ止まった状態であり、雨の際わずかな圧縮変位を繰り返し、半年で約 2 mm の圧縮を観測した。伸縮計 S-7 は滑落崖背後の鞍部に設置した伸縮計で、8月24日の設置当初は一週間で約 1.5 mm の圧縮変位であったが、その後は動きがなくなった。最終的には半年で 0.6 mm ほどの圧縮であり、動いていないと判断される。

**孔内水位**

ボーリング調査を8箇所を実施し、パイプ歪計及び孔内水位を観測した。図 1.2.155 に孔内水位の観測結果を示す。なお、ボーリング調査位置は図 1.2.150 内に示している。

ボーリングの地下水位は BP1 をはじめとする多くの観測孔が 1 m 以内の変動に留まり、大きな変動はみられなかった。

滑落崖背後で実施した BP2 では、平常時は水位が孔底

以下になって観測できないが、雨のあとに時々水位が上昇してくる。BP3 は末端部であるため平常水位は高いが、河川の水位などの影響が多少の変動が認められた。

BP4 は 1 m 以内であるが、降雨に伴う変動がみられる。同様の地下水波形を示し、変動量の大きな孔が BP6 である。欠測期間があるためピークはわからないが、明らかに水位変動があることが分かる。排水ボーリングの影響が3月5日より急速に低下した。

同様に水位変動が大きいのは BP8 である。しかし、降雨や降雪との連動も悪く、BP4 や BP6 とは異なった水位波形である。こちらも排水ボーリングの影響が2月21日頃より急激に低下し、変動もなくなった。

**パイプ歪計**

図 1.2.150 に示したボーリング調査位置にパイプ歪計を設置し、ひずみ観測を実施した。図 1.2.156 にパイプ歪計の観測結果を示す。パイプ歪計は伸縮計設置当初のような激しいすべり変動がおさまって、ボーリングを実施した後の観測である。つまりすべり変動が比較的安定したあとのため、明瞭な変動の見られない状況もある。

表 1.2.21 にはボーリングコアから考え得るすべり面の深度をボーリング番号欄に併記しているが、実際にそれらの深度付近でわずかに変動がみられた。BP8 に関しては観測期間が短いため、すべり面付近の変動が確認できない。



写真 1.2.100 滑落崖 (8月4日)



写真 1.2.101 滑落崖 (8月6日)

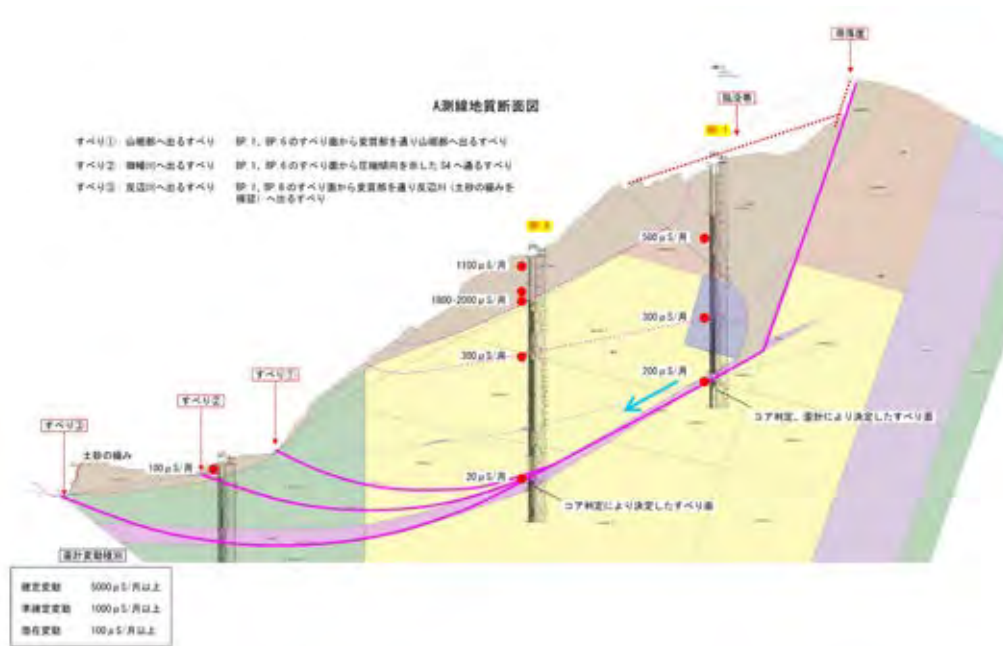


図1.2.152 A 測線断面図

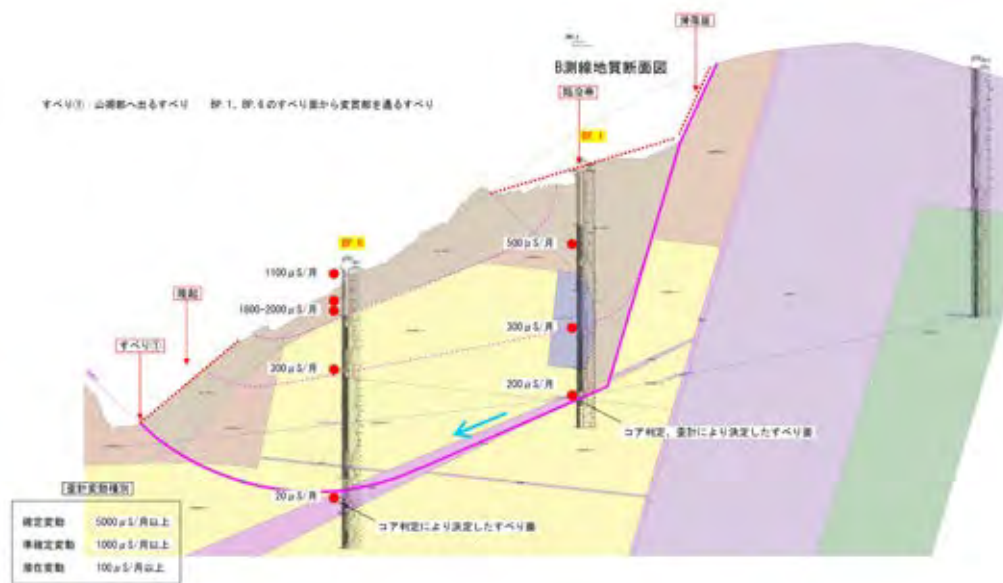


図1.2.153 B 測線断面図

### ボアホールカメラ

ボアホールカメラの観測をBP1のG.L.-40.10 mからG.L.-51.25 m間で実施した。その結果をボーリングコア写真と並べて図1.2.157に示す。ボアホールカメラの結果とボーリングコアの比較の場合、コアの状態が悪いとその間での伸び縮みがあり、コアとのずれが生じることがあるが、この観測ではそのずれはほとんどなかった。

結果として特筆すべきことは、すべり面とみられるG.L.-45.70 m付近より浅い箇所は亀裂の開口と岩盤の風化がよく現れていること、コアではわかりにくい、実際の緩みを感じる映像となっていることである。

そして、ボーリングコアでは(採取時に攪乱されるために)粘土状であるG.L.-44.00 mからG.L.-45.70 m間の様子が詳細に見えることである。この間はボーリングコアでは構造がまったく不明であったが、岩塊の間を粘土が充填する構造で、岩塊は面で構成されている様子であるが、粘土はある程度不規則な形で混じっているのがわかる。そして、G.L.-45.70 m付近はかなり低角で下位岩盤と接し、状態が急によくなっていることがわかる。

この岩塊の間を粘土が埋めた構造はオープンクラックを崩壊土砂が埋めた構造と推定されるものである。地層の走向・傾斜は、45.7 m以深の亀裂からN20°Eと推定した。

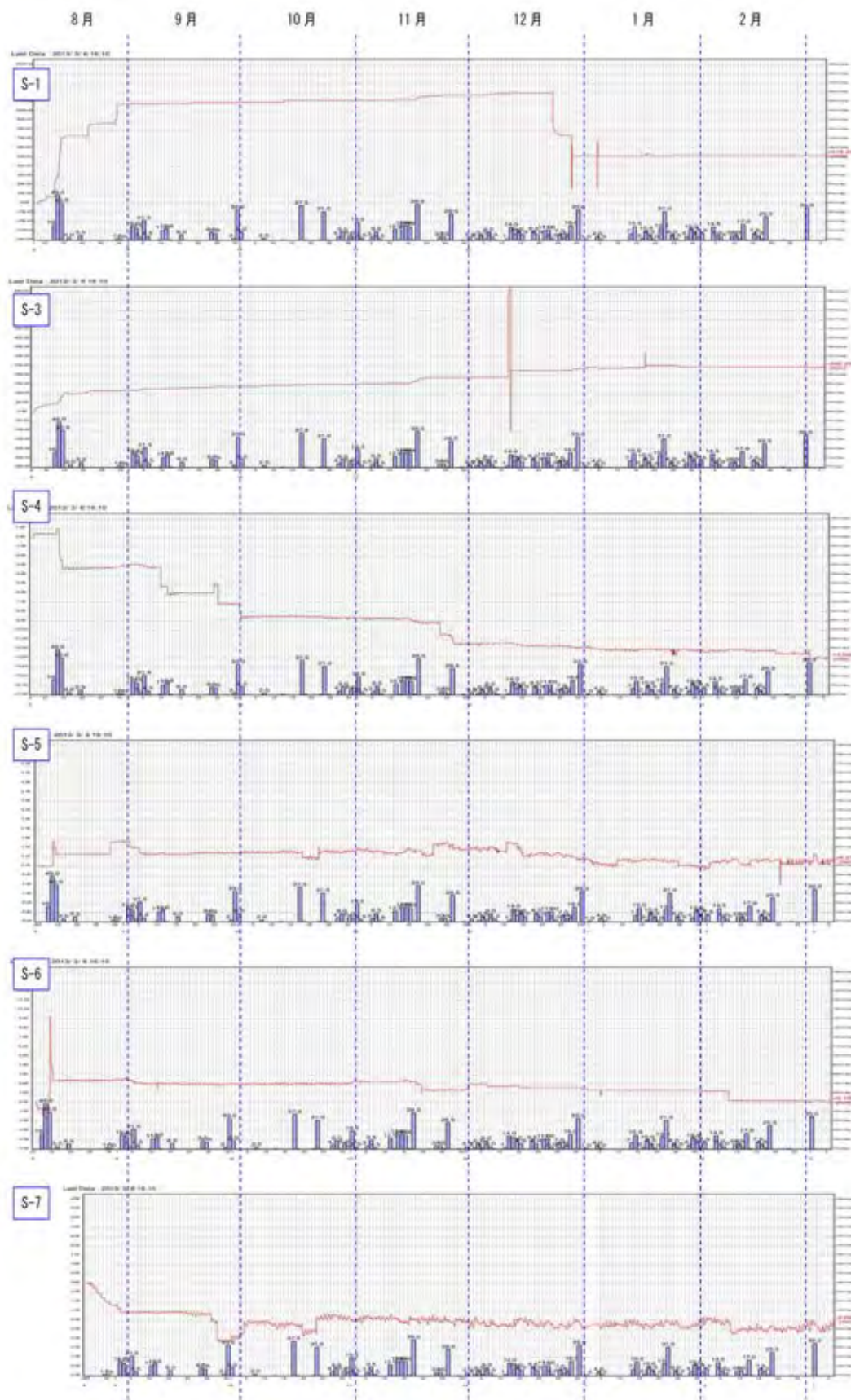


図1.2.154 伸縮計の観測結果

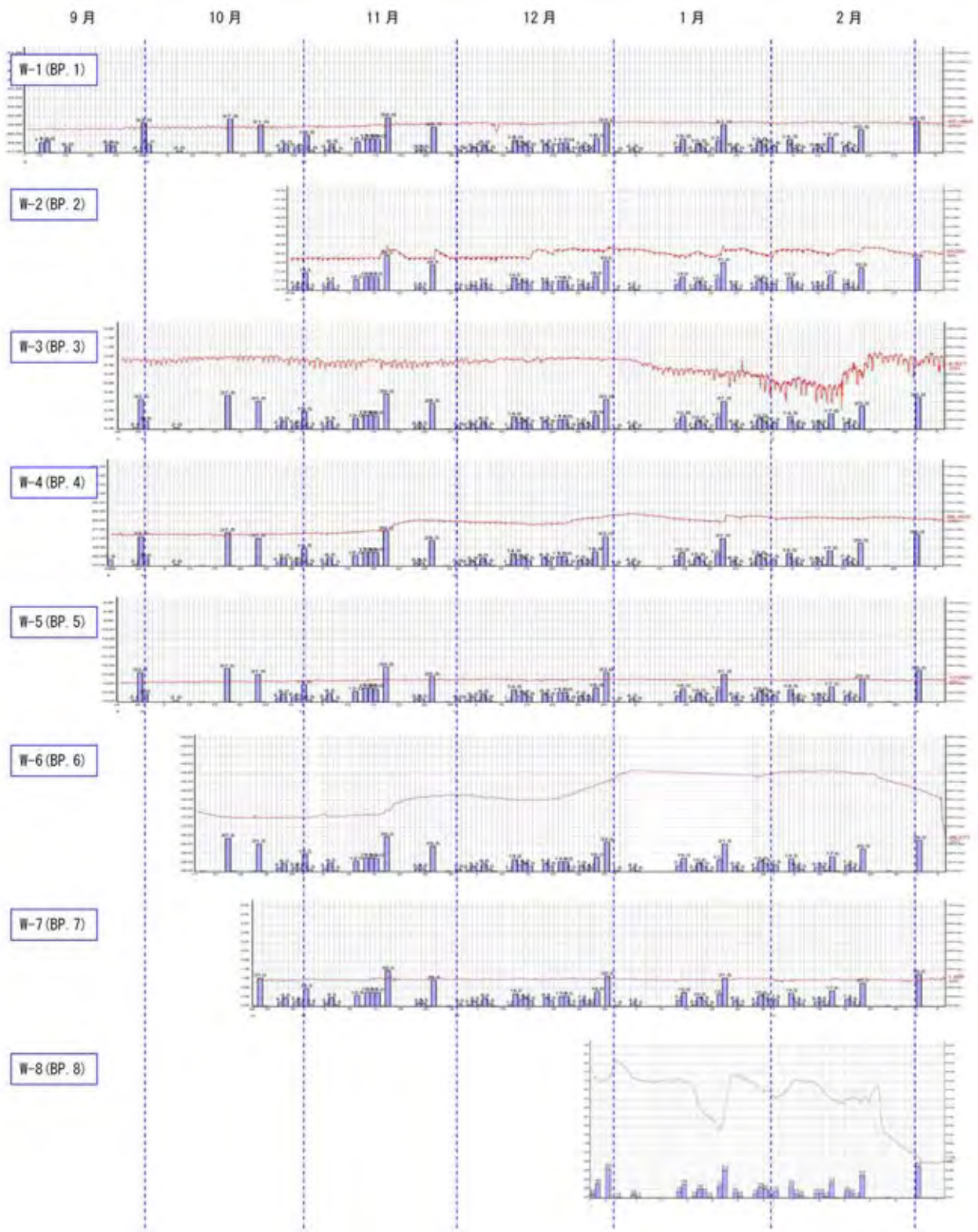


図1.2.155 孔内水位の観測結果

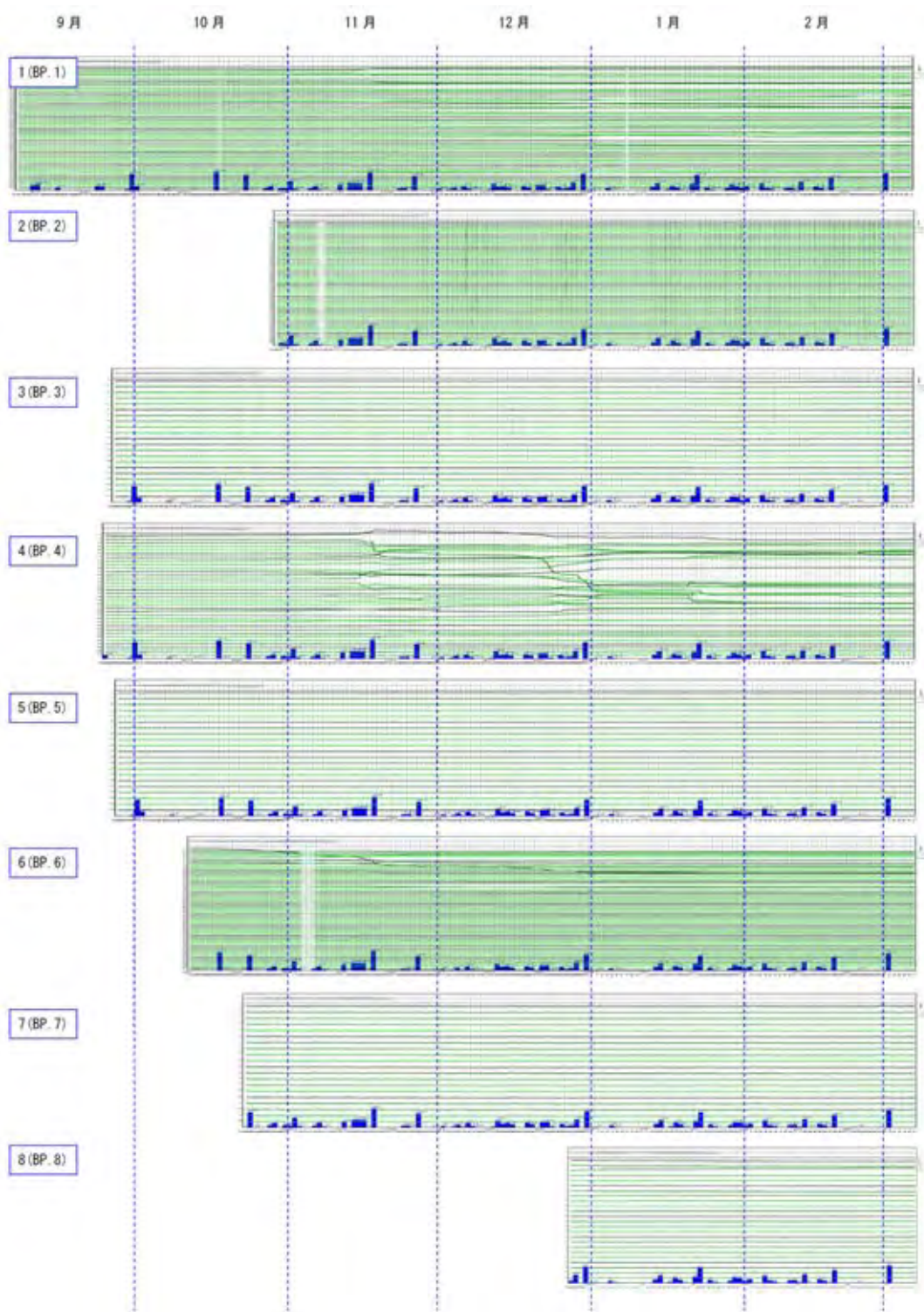


図1.2.156 パイプ歪計の観測結果

表 1.2.21 パイプ歪計観測結果のまとめ

BPNo. (すべり面)	深度範囲 (G.L.-m)	変動量 $\mu$ strain	備 考
1 (46 m)	14 m-15 m	500/ 月	
	29 m-31 m	300/ 月	
	45 m	200/ 月	
2	-	-	変動なし
3 (17 m, 4 m)	1 m	100/ 月	
4 (28 m)	1, 2, 4 m-20 m	500-4500/ 月	2012/11/14~2012/11/20, 2012/12/22~2013/1/3
	3 m	17,000/ 月	
	22 m-23 m	500/ 月	
	24 m-28 m	200/ 月	継続的な変動
5	-	-	変動なし
6 (44 m)	1 m	1,100/ 月	2012/11/17~2012/11/23
	6 m-8 m	1,800-2,000/ 月	
	19 m	300/ 月	
	48 m-49 m	20/ 月	わずかに累積傾向
7	-	-	変動なし
8 (16 m, 20 m)	1 m-3 m	200-600/ 月	
	7 m	200/ 月	

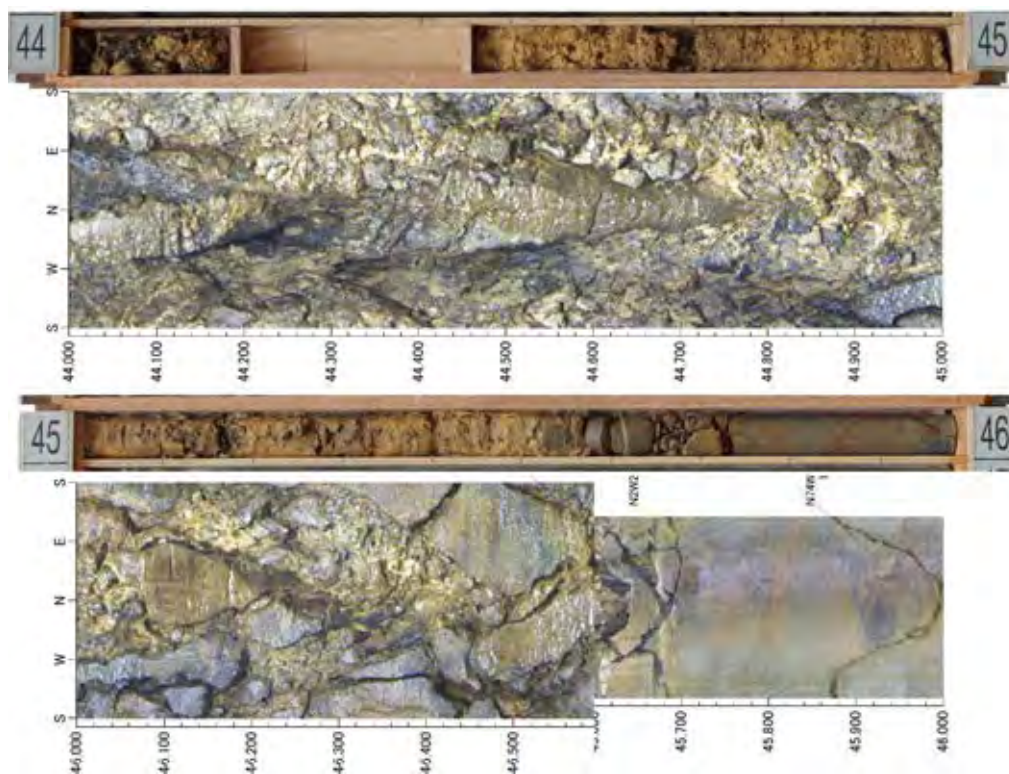


図 1.2.157 ボアホールカメラ観測結果とボーリングコアの対比

表1.2.22 ボアホールカメラによる観測亀裂一覧

No.	記録深度 m	走向傾斜	区 分	開口量 mm	形 状	状 態	備 考
1	42.796	N54W81NE	開口亀裂	2.5	連続不規則	充填物介在	褐色系
2	43.284	N51E62SE	亀裂	0.0	不連続平滑	変色	褐色系
3	43.53	N50W79NE	開口亀裂	1.5	連続不規則	変色	褐色系
4	44.010	N60W79N	破碎部	0.0	角礫状		上盤
5	45.073	N60W74N	破碎部	0.0	角礫状		下盤
6	45.369	N65W61N	破碎部	0.0	角礫状		下盤
7	45.519	N3W57E	亀裂	0.0	連続不規則	変色	褐色系
8	45.641	N87E46N	亀裂	0.0	角礫状	変色	褐色系
9	45.687	N2W20E	破碎部	0.0	連続不規則		下盤
10	45.934	N74W62N	開口亀裂	1.0	連続不規則	変色	褐色系
11	46.029	N58E22SE	開口亀裂	1.5	連続不規則	変色	褐色系
12	46.406	N9E45W	亀裂	0.0	連続不規則	変色	褐色系
13	46.618	N66E12S	開口亀裂	0.5	連続不規則	変色	褐色系
14	46.971	N26W55E	開口亀裂	1.0	連続不規則	変色	褐色系
15	49.210	N30E50NW	開口亀裂	0.5	連続不規則	変色	褐色系

### すべり面

すべり面は頭部の滑落崖から始まり、すべり底面は、ボーリングコアから変質帯の中を通り、末端部の隆起部に至る。

変質帯のすべり面はボーリングBP1, BP4ではパイプ歪計で移動を確認した。BP6ではわずかにその傾向を示した。その他、BP3, BP7, BP8のボーリング孔では、変質帯はあるが、パイプ歪計で動きは確認できなかった。末端部では明瞭なすべり面が形成されていないことと、8月6日以降地すべり活動が低調なことが要因である。

A測線の末端部では、斜面端部①、御幡川②、反辺川③の3か所に至るすべりが地形特性から予測された。安定解析では予測される様々な規模について検討することとし、上記①～③のすべりを対象とした。なお、②では、伸縮計S-4で微動を観測し、③では反辺川の土手に僅かな土砂の緩みを観察している。

B測線では、同様に頭部滑落崖から、すべり面の底面の変質帯をボーリングBP4, BP8で確認し、連続性が認められた。末端部は斜面端部に特定され、谷底にある市道に隆起が認められ、対岸は急な山腹となっているので、範囲は限定される。

### 地すべり機構

地すべりは当初、市道三ノ宮御幡線の道路のり面の崩壊として発生した。梅雨末期の降雨により山頂部の起動土塊のバランスが失われ、滑落崖直角方向の市道側に押されたと考える。市道は御幡川と平行しており、河川の浸食により谷部が形成されており、地すべりに発展していったと推測する。

地すべり活動は、徐々に移動が進むことにより、すべり面の強度が低下し、抵抗力の低下によって活発となる。

初生すべりでは、土塊の移動に伴い、境界面の岩盤が擦れ合うことで粘土化が進み、軟らかい粘土(すべり粘土)が形成される。また、凹凸のある岩盤面には滑らかな面(鏡肌)が形成される。すべり面は、強度の異なる岩盤の中で、岩相の境界面や変質帯、脈状に延びる貫入岩などに沿って壊れやすく、粘土化し易い個所が連続してすべりブロックを形成する。当地の場合、変質帯がすべり面を形成していると考えている。

変質帯は山稜部から反辺川方向(北西方向)に分布しており、8月6日の大崩壊は市道方向から反辺川方向、すなわち西から北西方向に移動方向を変えていったと考えている。ボーリング調査からすべり面のコンターを作成すると、北西方向を示した。

### (4) 安全管理体制

民家及び県道、市道への影響が懸念されたことから、2次災害防止のため監視体制を整備して安全管理を行うこととなった。図1.2.158に安全管理機器の設置位置を示す。今回実施した安全管理体制のフローを図1.2.159に示す。安全管理は、伸縮計、雨量計、webカメラにより行った。ここでは、本地で実施した警報メール配信と現地無線警報装置について説明する。

### 警報メール配信

伸縮計の測定結果を10分間に1回の割合で記録し、インターネットにて表示した。関係者がいつでもこれを見て斜面の安全性を常時確認できるようにした。観測結果は、パソコンだけでなく、携帯電話からも確認できる。

伸縮計で2mm/hの動きが観測された場合、あるいは時間雨量20mmまたは連続雨量100mm以上が観測された場合には、警報メールを携帯電話に自動配信した。



図1.2.158 安全管理機器の設置位置



図1.2.159 安全管理体制のフロー

異常変動があった場合には、事前登録していた人に警報メールが入るようにしたため、迅速な対応を可能とした。

#### 現地無線警報装置

無線警報装置はリレー等を紹介し、警報が発せられると警報送信機から受信機本体に警報信号が送られる。受信警報側は、受信機本体、パトランプ、サイレン、ソーラーパネルのセットで構成され、警報信号を受けると警報（パトランプ、サイレン）を出力する。無線式であるため、コードの敷設が無く、設置が短時間で行えるうえ、動物や落雷の被害を受けにくく、作業の邪魔にならないという利点がある。

受信警報側の電源はソーラーパネルを利用し、メンテナンス回数を少なくしている。警報機を適切に配置することで住民だけでなく、作業員の安全性に配慮しながら各種の調査を実施することができた。

【藤井 勇・藤井俊逸・新宮敦弘】

#### 引用文献

鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史(1998):石見大田及び大浦地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,118p.  
気象庁(2012):気象統計情報。過去の気象データ検索,佐田2012年7月,[http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily\\_a1.php?prec\\_no=68&block\\_no=0954&year=2012&month=7&day=&view=](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily_a1.php?prec_no=68&block_no=0954&year=2012&month=7&day=&view=)(参照日2013年4月30日)。





## 第 2 部

# 鳥取県の斜面災害と 災害軽減への取り組み

## 1 はじめに — 鳥取県の斜面災害

2011年東北地方太平洋沖地震では、未曾有の強震動により、広く東北地方に大被害をもたらした。津波による甚大な被害に加えて、山地斜面の崩壊、平野部の地震の液状化などの災害が発生した。我が国の山地の地質や土質は脆弱であり、地震動や豪雨・豪雪などの気象は、地すべり、斜面崩壊、土石流を発生させる。このような地盤の脆弱な環境下で、住民の安全と安心を守るインフラ整備が行われてきた。

本報告は、編集委員会の命を受けた筆者の一人である藤村が、現在、鳥取県内で地質調査・設計などの実務をしている技術者らと、鳥取県内の斜面災害について調べたものである。

本報告の内容は、以下のようなものである。

第2章では、鳥取県内の斜面災害箇所の分布と、斜面崩壊の素因の一つである地すべり地の地質を概説する。

第3章では、近年鳥取県内で発生した比較的規模の大きい斜面崩壊の事例を記述する。この事例の中には、大雨による斜面災害や深層崩壊もある。

第4章では、過去に地すべり対策として行われた排水

ボーリングの目詰まりなどにより、数年を経てボーリング孔の排水効果の減少が指摘されている。そのために、孔の洗浄や地下水の管理が行われるようになってきた。ここでは、果樹園の地すべり地における排水ボーリング孔の管理について述べる。

第5章では、土砂災害基本法に基づいて実施された鳥取県の土砂災害警戒情報システムについて述べる。過去7年間に発生した土砂崩壊のほとんどが、このシステムでキャッチできている。ここでは、キャッチできなかった事例を紹介して、何が問題かを考えることにした。

第6章では、国、県、市町村が山地や里山を管理する基本情報カルテを改良したうえで、新たに調査を行い、それらをデータベース化する試みについて述べる。この作業は土質工学セミナー・鳥取（座長：藤村）のメンバーが行っている。

なお、本稿の被災状況の記述に当たっては、書籍化されていないものや個別の資料集を参考としたために、引用文献として十分に表記できなかったことをお断りしておく。

## 2 斜面災害箇所の分布

### 2.1 地すべり箇所数

土砂災害防止法の基礎調査において整理されている地すべり箇所は、県内で128箇所である(表2.2.1及び図2.2.1)。最も多い地区は、全体の40%を占める鳥取地区である。次いで日野地区が多い。施工状況については、概成が約3割、着手が約1割、未着手が約6割である。詳細調査は、約3割以下の地区数で実施されている。これらの地区で発災したのは、八頭地域の5地区である。

### 2.2 地すべり地の地質

鳥取県岩石データベース作成委員会(2008)に基づけば、東部及び中部地域の地すべり地周辺では、①新第三紀層、②白亜系・古第三系の深成岩・火山岩・貫入岩、③古生界の三郡変成岩が分布している。西部地域では、④大山火山砕屑岩、②白亜系・古第三系の深成岩・火山岩・貫入岩が分布している。それぞれの地質については、鳥取県岩石データベース作成委員会(2008)の内容を抜粋、一部加筆し、以下に記す。鳥取県下の地質区分は表2.2.2にまとめた(伊藤, 2006)。

#### 2.2.1 新第三紀層

新第三紀層は、県南部の中新世の非火山性堆積岩、鳥取層群、中新世の火山岩類、鮮新世の火山岩類である。

#### 中新世の非火山性堆積岩

本層は人形峠、辰巳峠、佐治村春谷付近に分布しており、それぞれ人形峠層、辰巳峠層、春谷礫岩層と呼ばれる。人形峠層は主として砂岩・礫岩・泥岩の互層からなる。

表2.2.1 鳥取県における各地域の地すべり箇所数一覧  
(2013.3現在)

地区名	鳥取	八頭	中部	西部	日野	合計	
箇所数	建設	37	18	14	5	25	99
	林野	14	2	1	0	3	20
	農林	5	2	1	1	0	9
	合計	56	22	16	6	28	128
施工状況	概成	17	7	3	2	8	37
	着工済み	7	1	1	0	2	11
	未着手	32	14	12	4	18	80
調査細	有り	24	7	1	2	不明	34
	無し	32	15	15	4	不明	66
履歴	有り	不明	5	0	0	不明	5
	無し	不明	17	16	6	不明	39

る。辰巳峠層は泥岩層を主体とする。この両層からは保存状態のよい植物化石が多産し、三徳地区で産出する植物化石と共に三徳型植物群とまとめられ、日本の後期中新世を代表する化石植物群となっている。春谷礫岩層は径数cm~10数cmの垂円礫~円礫を主とする礫岩層である。礫種は花崗岩、流紋岩が多く、千枚岩礫も含まれる。時代を直接示す証拠はないが、中新世鳥取層群最下部の郡家礫岩層に対比される。

#### 鳥取層群

本層は新第三紀の堆積盆地の西部に形成された地層であり、京都府北部-兵庫県北部地域に発達する北但層群と一連の地層である。上村ほか(1979)では、下位から八頭、私都、岩美の3累層に大別される。八頭累層は基底の郡家礫岩層に始まり、主に安山岩の火砕岩からなる河原火砕岩層へと続く。私都累層は厚い円通寺礫岩砂岩層よりなり、一部では植物化石が産出される。本層は北但地域の豊岡累層に対比される。岩美累層は、鳥取層群の上半部を占め、千代川東部~北東部に広く分布する。

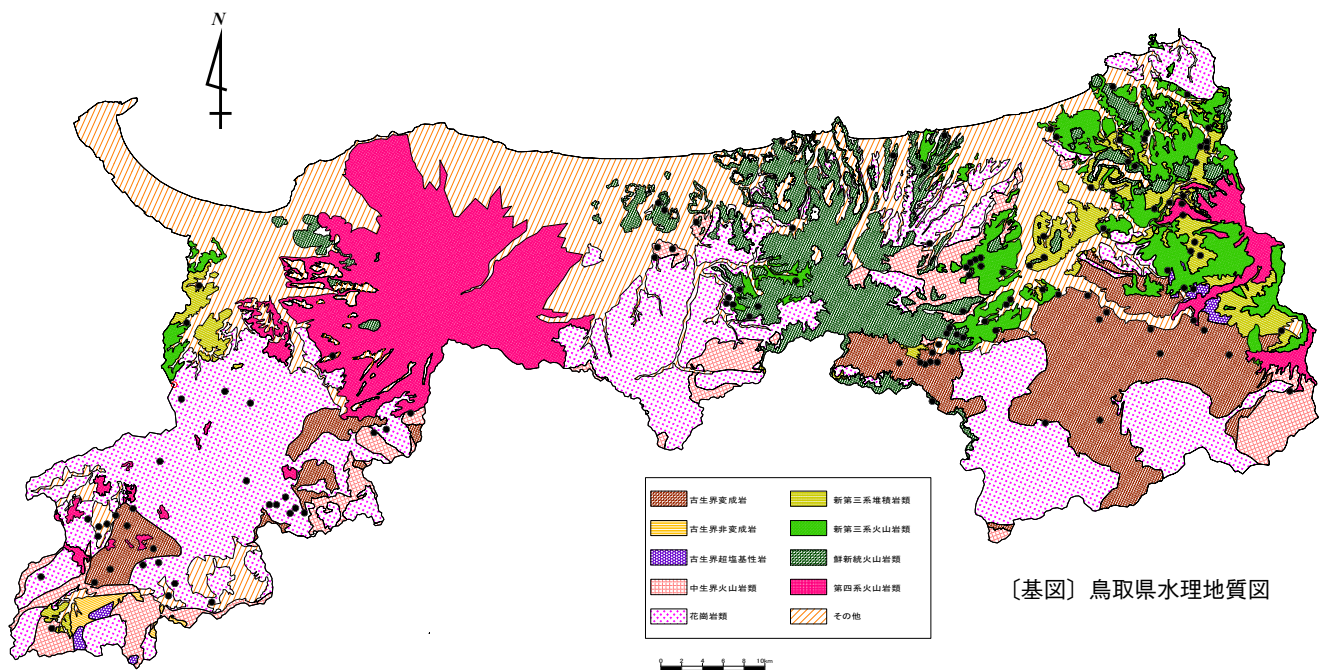
岩美累層の基底礫岩層としての諸鹿礫岩層では、中新世中期の貝化石群が産出される。岩美累層の主部は普舎寺泥岩層であり、均一な黒色泥岩層からなる。本層では、深海性から浅海性の化石が多産される。岩美累層の上半部は、小田安山岩層、荒金火砕岩層と呼ばれる安山岩質・流紋岩質の火山岩類を主とする地層となる。

#### 中新世の火山性堆積岩

本層は三徳山の周辺に分布する凝灰角礫岩類である。下部は流紋岩~デイサイト質で小鹿凝灰角礫岩類、上部は安山岩質で投入堂凝灰角礫岩と呼ばれる。後者には泥岩や砂岩が介在し、泥岩からは前述の三徳型植物群に属する植物化石が産する。

#### 鮮新世の火山岩類

本層は、三朝層群と一括されるもので、下位から火砕岩類、下部安山岩類、上部安山岩類からなる。火砕岩類は、河内川上流部から南西方の県境に沿って人形峠付近まで連続的に広く分布するほか、地域南東部の三郡変成岩分布域の南北両側で東西に細長く延びて分布している。場所により、丹戸凝灰角礫岩類あるいは中津火山岩類と呼ばれる。安山岩質の凝灰角礫岩を主体とし、玄武岩溶岩を挟む。鷲峰山周辺の凝灰角礫岩も、この火砕岩類に属するものと考えられる。下部安山岩類には、三國山、高鉢山、高山を含む山地に広く分布するものと、三朝町吉田付近に分布するものがある。



〔基図〕鳥取県水理地質図

図2.2.1 地すべり箇所と地質図の重ね合わせ図 (黒点：地すべり箇所)  
農林水産省中国四国農政局計画部 (1981)。

表2.2.2 鳥取県下の地質区分

地質時代		区分名	主な地質	分布状況			
				西部	中部	東部	
新生代	第四紀	完新世	沖積層と海岸砂丘 砂丘砂 古海層	○	◎	◎	
		更新世	大山火山砕屑物	大山火山灰 黒ボク、軽石 溝口凝灰角礫岩	◎	◎	△
			火山岩類	鶴田玄武岩 日野玄武岩 扇ノ山安山岩	○	—	○
	第三紀	鮮新世	火山岩類	稲葉山安山岩 鉢伏安山岩 亀尻玄武岩 稲吉安山岩	—	◎	○
		中新世	堆積岩類	普含寺泥岩層 河原火砕岩層 多里層 小鹿火砕岩層 法勝寺火砕岩層	△	△	◎
			火山岩類	長砂流紋岩 三徳安山岩 瀬見閃緑岩	○	○	○
中生代	白亜紀	花崗岩類	鉛山花崗岩 鳥取花崗岩 用瀬花崗岩 上石見花崗岩	◎	○	○	
		火山岩類	流紋岩質岩 安山岩質岩	○	△	○	
		超塩基性岩	超塩基性岩	○	△	○	
古生代	変成岩類 非変成岩類	三郡変成岩 (志谷層、八栗層、智頭層) 非変成古生層(角谷層)	○	—	◎		

凡例…◎:特に多い、○:多い、△:少ない、—:極めて少ない

前者については安山岩質の火砕岩が主体で、その上部の安山岩溶岩は山稜部に分布している。後者についてはカンラン石粗面安山岩～カンラン石安山岩の溶岩で坂本安山岩類と呼ばれる。下部安山岩類は、南方の県境部にわずかに分布がみられる。これは、やや苦鉄質の安山岩溶岩で八本越安山岩と呼ばれる。上部安山岩類は、鷲峰山と三徳山に広く分布するほか、野坂川と曳田川に挟まれた山地や河内川の左岸側に分布している。三徳山地域ではほとんどが溶岩で、その岩質は安山岩を主とし、デイサイトや流紋岩も含まれる。これらは小鹿川を越えた南側の鉛川北部にも分布する。

### 2.2.2 白亜紀～古第三紀初期の深成岩・火山岩類

これらの地層のうち、深成岩については白亜紀～古第三紀初期の花崗岩類と古第三紀中期の花崗岩類とに分けられる。前者には用瀬花崗岩と鳥取花崗岩、後者には吉岡花崗岩と鉛山グラノファイアがある。火山岩・貫入岩については、木地山火山岩類、鳥取南部火山岩類である。

#### 白亜紀～古第三紀初期の花崗岩類

用瀬花崗岩は、中～細粒の黒雲母花崗岩であり、三郡変成岩に貫入して南東縁に分布している。鳥取花崗岩は中～粗粒の黒雲母花崗岩であり、千代川東の鳥取市北部域～岩美町浦富地区に分布する。

#### 古第三紀中期の花崗岩類

吉岡花崗岩は、斑状の黒雲母花崗岩であり、鷲峰山の西から南にかけて分布する。鉛山グラノファイアは、石基に長石と石英からなる微文象組織を持つ半深成岩である。

### 2.2.3 三郡変成岩

三郡変成岩類は、九州北部から中国地方を経て中部地方まで断続して連なる三郡変成帯を構成する岩石で、そ

の一部が佐治川及び千代川東域に存在する。佐治川流域には、主に千枚岩が分布している。本層は古生代の堆積岩や火山岩類が、古生代後期から中生代初期の高圧型広域変成作用を受けたものである。泥質千枚岩、珪質千枚岩及び緑色千枚岩からなり、それぞれ泥岩、チャート、砂岩、火山岩、凝灰岩が源岩であると考えられる。

珪質千枚岩は佐治村春谷付近から上流付近までの佐治川流路に沿って分布し、この南北両側に泥質千枚岩が比較的広く分布する。春谷付近の下流側には緑色千枚岩がみられ、これに介在する玄武岩質火山岩を源岩とする緑色岩は、佐治川石として鑑賞用庭石等に珍重されている。千代川東域は千枚岩及び結晶片岩からなり、その層序は下位から志谷層、智頭層、八東層の3層に区分される。志谷層と八東層の間には非変成古生層である角谷層が带状に介在している。また、志谷層の分布域においては、蛇紋岩を主体とする超苦鉄質岩類が断片的に分布している。

### 2.2.4 大山火山碎屑岩

大山火山の活動は、最古の放射年代が96万±6千年前であること(津久井, 1984)、複数の逆帯磁溶岩が見出されていることから、約100万年前にさかのぼる(第四紀更新世の中期～後期)。第四紀中期までの火山活動を古期大山、30万年より新しい更新世後期のそれを新期大山と呼んでいる。古期大山と並行して蒜山火山群も活動していた。大山は第四紀更新世に形成された安山岩～デイサイトからなる火山である。古期大山の噴出物には、溝口凝灰角礫岩として一括して扱われている火砕岩及び二次的な土石流堆積物などもある。一方、新期大山の活動は溶岩流よりも火山碎屑物(テフラ)の噴出が主となる。大量の火砕流堆積物や降下火山灰を噴出し、活動末期には溶岩ドームが形成された。現在の山体中央部を作る弥山、三鈷峰、鳥ヶ山がそれにあたる。

### 3 斜面災害事例

#### 3.1 近年の豪雨で発生した斜面災害

鳥取県内では、過去10年間ほぼ毎年のように斜面災害が発生している。そのうち、平成16年、平成19年、平成23年には、規模の大きな災害が発生した。いずれの年も集中豪雨に見舞われた。平成23年9月には、東部地区の鹿野町と西部地区の大山町で斜面崩壊が発生した。平成19年8月には東部地区の若桜町と中部地区の琴浦町で土石流が発生した。平成16年には東部地区の智頭町で地すべり崩壊が発生した。

平成23年の災害時には、大山で連続雨量1,002mm、最大時間雨量61mmを記録した。この連続雨量は、過去10年で最も多い(図2.3.1)。最大時間雨量は3番目に多い。平成19年には、若桜町で連続雨量224mm、最大時間雨量86mmを記録した。平成16年には、智頭町で累積雨量204mm、最大時間雨量39mmを記録している。

以下には、これらの年に発生した土砂災害事例について、崩壊の概要、経緯とメカニズム、現在の状況を述べる。なお、災害に関する資料については、鳥取県国土整備部の調査・広報資料を参照している。

##### 3.1.1 H.23 大山地区

###### (1) 崩壊の概況

本崩壊は西伯郡大山町大山地内の県道赤碕大山線沿いの斜面で発生した。発生は平成23年9月2～4日である。この期間に、中四国地方を通過した台風12号の豪雨があり、累積雨量1,002mm、最大時間雨量61mmを記録した。

斜面崩壊の規模は、幅約70m、斜面長約55m、層厚約10m、移動土塊量約2万m<sup>3</sup>である。崩壊土砂は、大量の表流水及び地下水によって、厚さ2～4mの規模で

土石流化し、約60m下方の阿弥陀川<sup>あみだ</sup>まで到達した(写真2.3.1)。

この崩壊により、道路に延長111mにわたって土砂が流出し、道路肩の崩壊や橋梁取付擁壁の崩落が発生した。道路より下方斜面には崩壊幅8～25mの崩壊が3箇所が発生した。深層崩壊ともいえよう。

###### (2) 地形・地質の特徴

崩壊箇所は、図2.3.2に示すように大山山頂から約3.3km北方の地点であり、やせ尾根が発達する阿弥陀川の右岸に位置する。阿弥陀川は両岸に土砂の崖を伴い、振幅の小さな蛇行流を呈している。崩壊斜面の上部は、斜面勾配約35°の平滑な斜面からなり、地すべり地形は認められない。崩壊斜面より北側には、幅約40m、斜面長約40mの崩壊跡が認められる。標高約690mより下方斜面では斜面勾配が緩くなり、河川上流から流出した土石流堆積物や崖錐堆積物が厚く堆積しているものと想定される。

崩壊箇所付近の地質は、図2.3.3に示すように第四系更新統に形成された火山灰からなる弥山熱雲(火砕流堆積物)、安山岩溶岩が分布する。ボーリング調査では、互層で分布する火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩が確認された。崩壊斜面上部では、層厚約8mの未固結層の崖錐堆積物が認められた。崩積土より下面には、土石流堆積物及び凝灰角礫岩層が確認された。崩壊斜面より下方では層厚3m以内の崩積土が確認された。それより下位には基盤岩が確認された。基盤岩となる凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩には、5～10°の堆積構造が確認され、相対的に締りが良い。

地下水位状況については、崩壊斜面上部のボーリング孔の深度約9mで確認された。これは崖錐堆積物と基盤

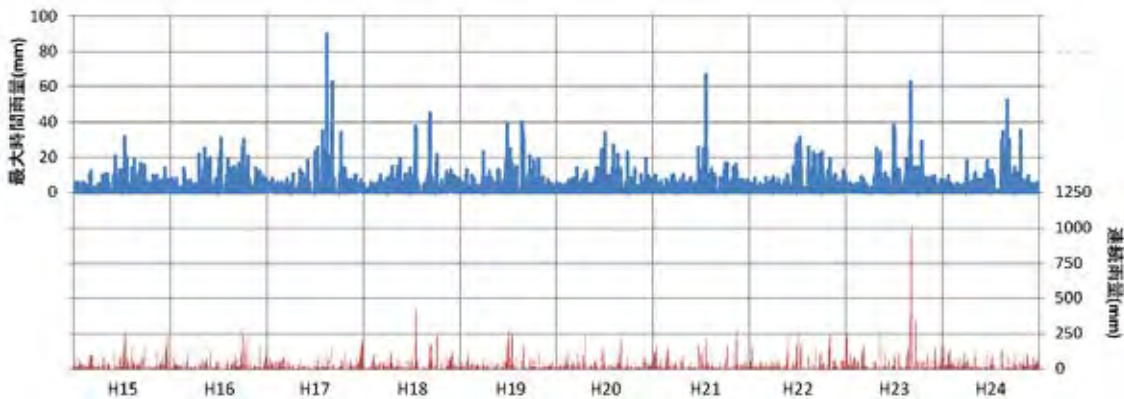


図2.3.1 過去10年間の降雨状況(2003～2012)【観測地点：大山】(気象庁，2013)

岩との境界付近に位置し、現地で確認された地質境界からの湧水と一致する。崩壊箇所より下方の斜面では、基盤岩内で地下水位が確認されており、比較的低位で地下水が存在していることがわかった。

(3) 崩壊発生メカニズム

鳥取県西部総合事務所県土整備局(2011)は、崩壊発生の素因が厚い崖錐堆積物層が斜面上に堆積していたこと、地下水が地質境界で流れやすかったこと、地下水位が一点に集中しやすい地層構成であったこととまとめた。

① 当斜面には厚く崖錐堆積物が堆積していたこと。

広域地形から見れば、南北方向に流れる阿弥陀川の右岸に位置し、上流(大山上方)から土石流や崖錐堆積物が供給され、未固結層である崖錐堆積物が比較的厚く堆積していた。周辺斜面から見ても、標高690m付近より下方は緩斜面が認められ、崖錐堆積物が厚く堆積しているものと想定される。

② 地下水が地質境界で流れやすい構造であったこと。

透水性の良い崖錐堆積物の下位は比較的透水性の悪い基盤岩(凝灰角礫岩層)や旧表土が存在し、透水性の違いにより、崖錐堆積物層下面で、地下水が流れやすい構造となっていた。

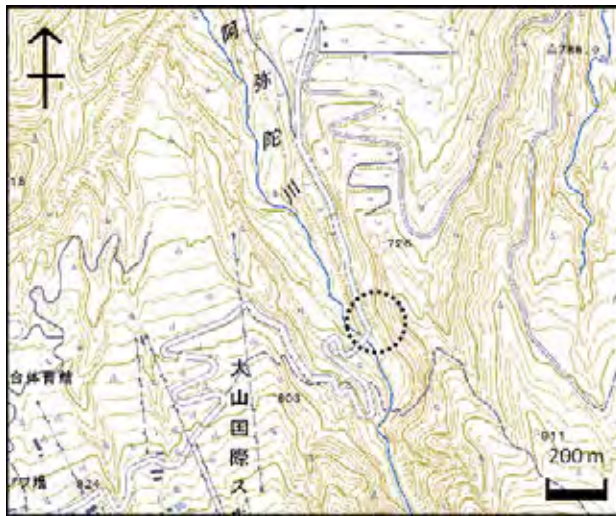


図2.3.2 崩壊箇所周辺の地形図〔大山地区〕  
基図は国土地理院発行1/25,000地形図「伯耆大山」を使用。



写真2.3.1 崩壊斜面の全景

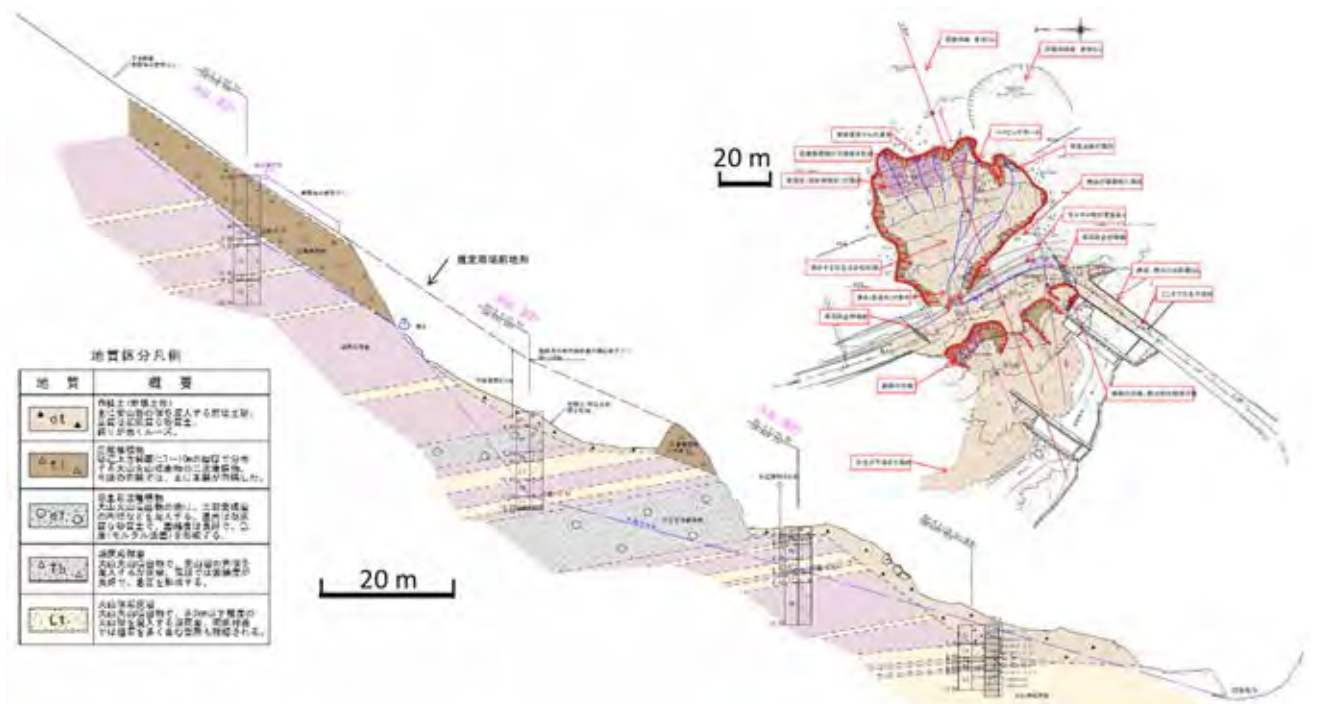


図2.3.3 崩壊箇所の地質断面図及び調査地平面図



③ 地下水位が一点に集中しやすい地層構成であったこと。  
 崩壊斜面をみると、崩壊土砂となる崖錐堆積物の残存は殆ど認められず、河川方向に流出しており、崩壊斜面＝崩壊面（すべり面）といえる。崩壊面の一番低い位置となるモルタルのり面崩壊箇所に、斜面からの地下水が全て集中し、その水圧及び土圧でモルタルのり面が破壊され、土石流のように広範囲に崩壊土砂が流出したものと考えられる。



写真2.3.2 滑落崖付近の様子

(4) 現在の状況

復旧工事は林野庁及び県土木部で実施された。林野庁では斜面对策工が、県土木部ではのり面復旧工及び道路復旧工が実施された。のり面復旧工は、ポケット式落石防止網工，吹付のり砕工，落石防護柵工水路工である。道路復旧工は盛土工，補強土壁工が施工された。

3.1.2 H.23 鹿野地区

(1) 崩壊の概要

本崩壊箇所は、鳥取市鹿野町河内地内の河内川上流であり、鷲峰山から南南西方に約3.2 kmの地点に位置する(図2.3.4)。本調査地は、国有林内に位置する溪床荒廃地及び山腹崩壊地であった。発生日は平成23年9月2～3日である。この期間の累積雨量は537 mm，最大時間雨量50 mmを記録した。この豪雨により大規模な地すべり及び土石流が発生した。鳥取森林管理署(2011)によれば、当時の地すべり状況については次のようにまとめられる。

斜面上部の地すべり箇所は、幅約70 mにわたり崩壊し



図2.3.5 崩壊箇所の平面図

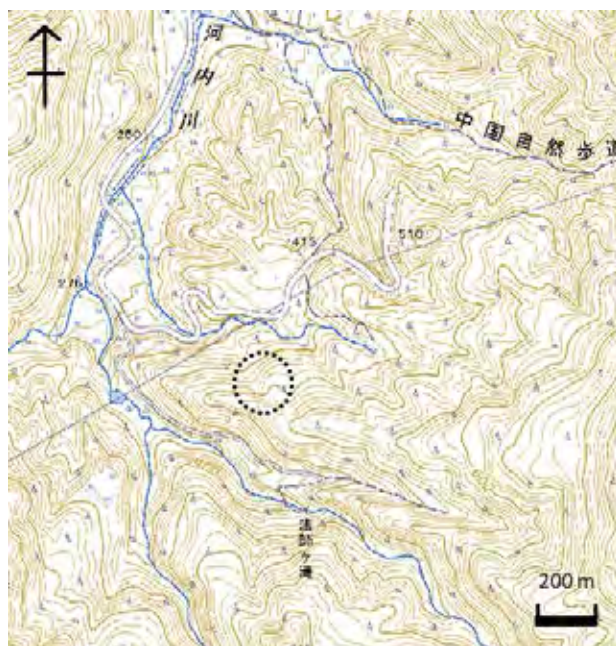


図2.3.4 崩壊箇所周辺の地形図〔鹿野地区〕  
 基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「岩坪」を使用。

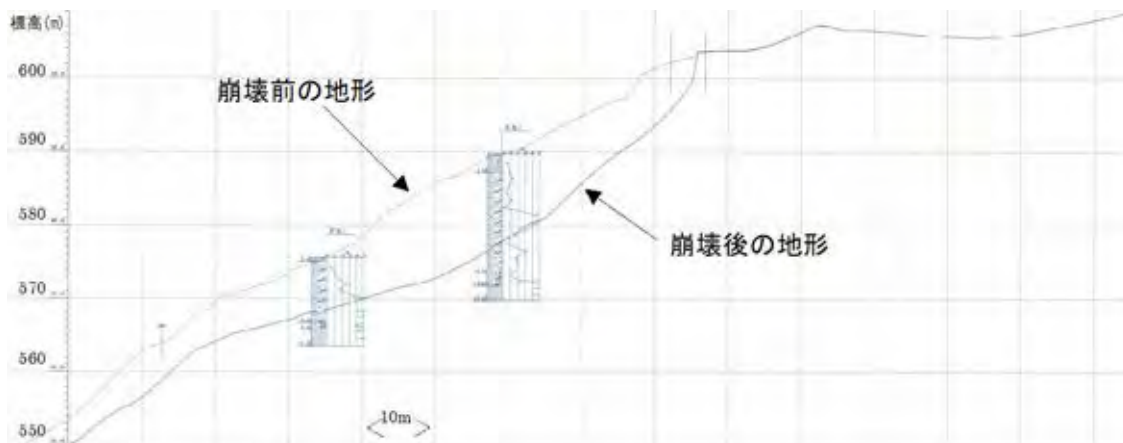


図2.3.6 崩壊前後の地形形状の変化 (鳥取森林管理署, 2011)



写真2.3.3 既設堰堤の満砂状況



写真2.3.4 下流側の水路工の被災状況 (上:被災後、下:被災前)

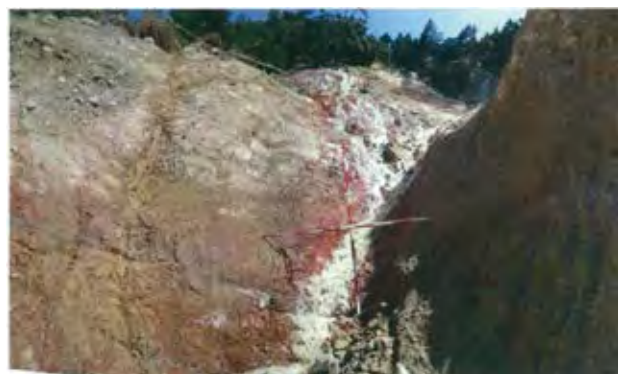


写真2.3.5 溪流上部の状況

て、下流域へ土石流となって流下した(図2.3.5)。崩積土層の層厚は5~11 mであり、玉石混じり砂礫を主体とする(図2.3.6)。滑落崖は高さ4 m以上であり、地すべり形状は馬蹄形を呈する(写真2.3.2)。

被災箇所は滑落崖の上部にまで及び延長約30 mにわたり沈下帯が形成されている。滑落崖の下方は不安定な土塊が幅約50 mにわたり斜面上に残された状態である。H20~21年に建設された1号, 2号砂防堰堤は、この土石流により満砂状態となり、土石流の大部分を効果的に捕捉した(写真2.3.3)。1号堰堤の下流では、深さ約3 mにわたって浸食され、流路工が流出している(写真2.3.4)。被災箇所の間中部は、ボトルネック状の狭小部にあたり、被覆土層がほとんど削り取られている。谷壁には軟岩相当の地山が露頭している。谷部では湧水が多量に流下している(写真2.3.5)。

周辺の地形は標高800~1,000 mの山地と河川沿いにある狭小な谷底低地から構成される。山地には標高500~700 mに緩斜面が点在する。緩斜面の一部は馬蹄形の遷緩線を有する地すべり地形を呈している。水系模様は樹枝状を主体とし、あまり発達していない。

周辺の地質は、中生代の火山岩類及び侵入岩類、新第三紀鮮新世の火山岩類からなる。火山岩類は石英安山岩と流紋岩の火山砕屑岩及び溶岩流である。侵入岩類は黒雲母花崗岩である。鮮新世火山岩類は安山岩及び石英安山岩の溶岩である。

## (2) 崩壊発生のメカニズム

崩壊発生の素因は層厚約17 mの被覆土層の存在と推察される。本層は転石玉石混じり土であり、崩壊前の踏査で湧水地点が確認されていたことから、多くの水みちを有していたと考えられる。誘因は集中豪雨による地下水位の上昇(累積降水量は537 mm)である。

## (3) 対策工

被災後の設計業務においては、以下の対策が検討された。

- ・下流部流路工の復元……溪間工(流路工)
- ・中部に残る土砂の流出防止……溪間工(谷止工)
- ・上部に残る土砂の流出防止……山腹工(土留工)
- ・崩壊上部斜面の固定……山腹工(地すべり対策工)

### 3.1.3 H.19 琴浦地区

#### (1) 崩壊の概要

本崩壊箇所は、東伯郡琴浦町上中村地内の黒川上流であり、船上山から北北東方向に約5.5 kmの地点に位置する(図2.3.7)。平成19年9月に約4.5時間に165 mmの雨量があり、山腹崩壊や土石流災害が発生した場所である。災害発生時の最大時間雨量は103 mmであった。

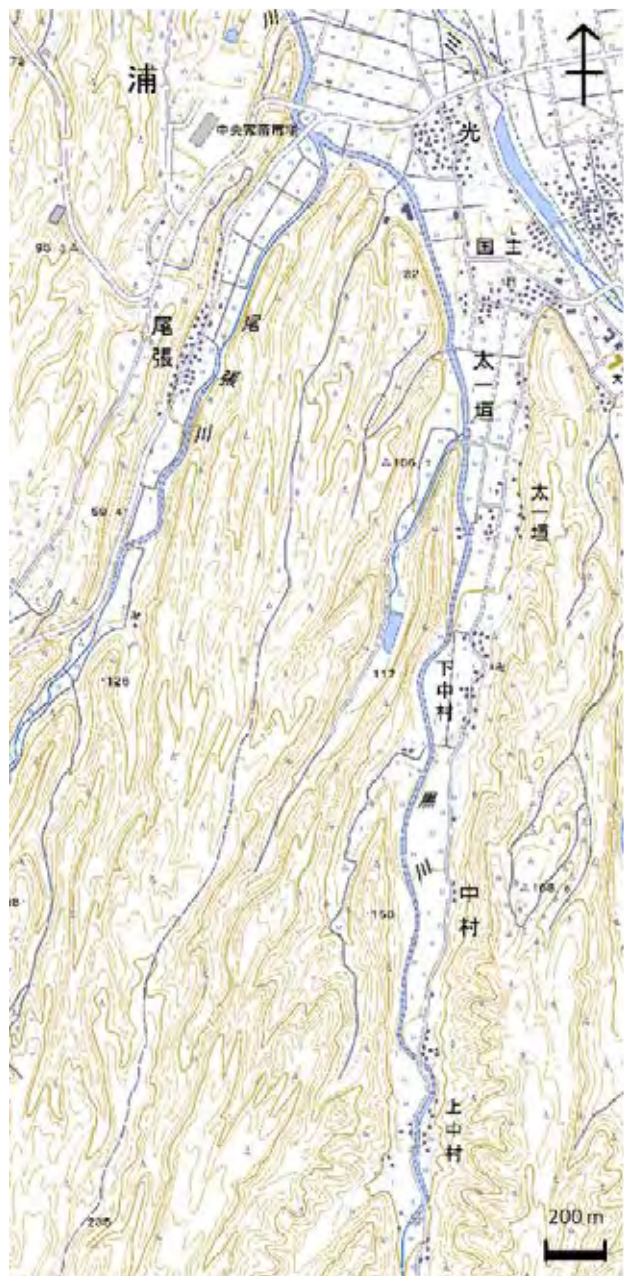


図2.3.7 崩壊箇所周辺の地形図〔琴浦地区〕  
基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「伯耆浦安」を使用。



写真2.3.6 中村地区の被災状況(鳥取県林業試験場撮影)



写真2.3.7 太一垣地区の被災状況



写真2.3.8 尾張地区の被災状況（鳥取県林業試験場撮影）



写真2.3.9 崩壊箇所の分布状況



写真2.3.10 琴浦町の崩壊箇所の分布状況

鳥取県中部総合事務所県土整備局(2008)によれば、山腹崩壊が集中した範囲は、中村地区、太一垣地区、尾張地区の3箇所であった。この地区を含む東西約3km、南北約5kmの狭いエリアに約220箇所の山腹崩壊が発生した。山腹崩壊の特徴は、崩壊の冠頭部がほぼ等高線上に並んでいること、非集水地形である尾根部の崩壊が2割を超えて発生していることなどが挙げられた(写真2.3.9~10)。

最も被害が集中した中村地区では、崩壊土砂の流出により、町道の通行止め、人家への土砂流入、河道閉塞、農地の埋没が発生した(写真2.3.6)。太一垣地区では、人家裏の山腹斜面が崩壊し、治山施設の落石防護柵を越えて崩壊土砂が民家に流出した(写真2.3.7)。尾張地区では、山腹崩壊が多数発生したものの、治山ダムにより大規模な土石流災害はなかった(写真2.3.8)。

周辺の地形は標高250m以下の丘陵地と河川沿いにある幅0.3km未満の狭小な谷底低地から構成される。尾根筋はおおむね南北に伸長したやせ尾根地形を主体とする。丘陵地にみられる水系模様は、平行状もしくは樹枝状を呈している。谷地形は総じて浅くて狭い。

周辺の地質は、更新世の凝灰角礫岩からなる。大山の北東部の山裾にあたる。地形は、定高性があり台地を形成している。被災地から南方に位置する船上山では、両輝石安山岩の溶岩が分布する。

(2) 崩壊メカニズム

崩壊の素因として次の2点が挙げられる。1点目は当該斜面が凝灰角礫岩の地層で、火砕流堆積物が層状に連続することである。2点目は平成12年の鳥取県西部地震の際に尾根地形に亀裂が形成されたことである。

崩壊の誘因は最大時間雨量103mmの集中豪雨による地下水位の上昇である。

(3) 現在の状況

山腹崩壊箇所には、鋼製土留工、柵工、筋工、緑化工が設置された。太一垣地区では、人家裏手の斜面にのり枠工(ノンフレーム工法)が設置された。

3.1.4 H.19 若桜八頭地区

(1) 崩壊の概要

本地区では平成19年8月22~23日の集中豪雨により土石流災害が多発した。八頭町の徳丸観測所では連続雨量224mm、最大時間雨量86mmを記録した。本地区は八頭郡八頭町~若桜町地内にある。被災した河川は角谷川及び屋堂羅川ほか10河川であった(図2.3.8)。被災状況は全壊~半壊家屋4棟、浸水69棟、死者・負傷者0名であった。被災総額は4億7,400万円であった(写真2.3.11)。鳥取県八頭総合事務所県土整備部(2007)によれば、被災時の状況について次のように報告している。

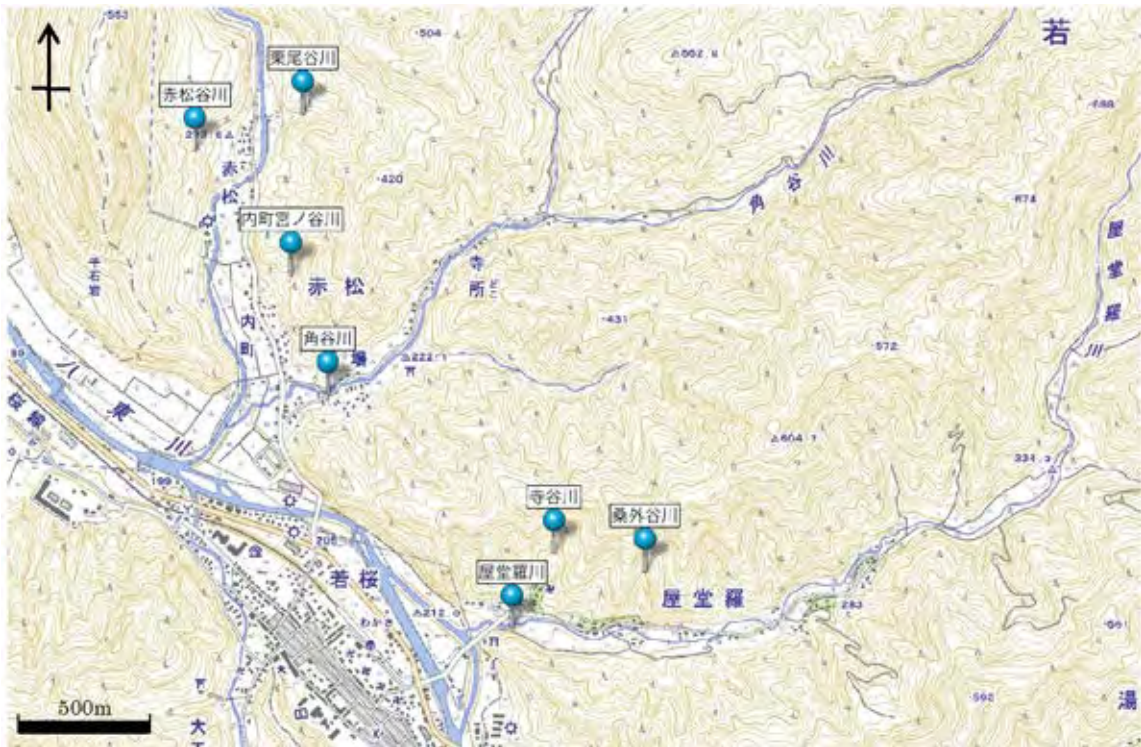


図2.3.8 崩壊箇所周辺の地形図〔若桜八頭地区〕  
基図は国土地理院発行1/25,000地形図「若桜」を使用。



写真2.3.11 被災状況の写真

**【鳥取県】平成19年8月22日集中豪雨による災害発生箇所（全県位置図）**



図2.3.9 被災時の降雨状況(単位: mm)

若桜町屋堂羅地区では、8月22日19時ごろが雨のピークとなり、集落内の二棟が床上浸水、倉庫一棟の一階部分が土砂に流された。若桜町来見野地区ほか4地区では22日夜から23日の未明にかけて土砂崩れが発生して、道路網が遮断され一時孤立した。若桜町赤松地内では角谷川の護岸が600mにわたり崩壊した。八頭町徳丸地内の国道29号では、19時30分ごろ3箇所で斜面崩壊が発生したため、通行止めになった。

本地区は千代川流域八東川沿いに位置しており、下流の尾谷川から上流の屋堂羅川まで約8kmの範囲である。被災した角谷川及び屋堂羅川は、谷幅100～200mの狭小な谷地形を流下している。これらの河川は比高約300mの丘陵地と標高800m以上の山地で囲まれている。やせ尾根状の急傾斜面が特徴的である。斜面は30～45°の勾配で、所々崖状を呈する。

被災した河川沿いは、非変成古生層～三郡変成岩から構成される。非変成古生層は角谷川沿いの山体に分布する角谷層であり、せん断泥質岩を主体とする。本層は八東～若桜にかけて帯状に広く分布している。層理は東西方向の走向で、北傾斜40～60°を呈する。被災した12河川のうち、8河川は本層中にある。角谷川の北縁部では、蛇紋岩化したダンかんらん岩や三郡変成岩(志谷層)と断層で接する。屋堂羅川沿いの山体には三郡変成岩(八東

層)が分布し、泥質片岩を主体とする。やせ尾根状の斜面には、更新統の安山岩が分布している。

(2) 崩壊メカニズム

今回の崩壊の素因は、谷部に不安定な崩積土砂が堆積していたことによる。誘因は集中豪雨(連続雨量224mm, 最大時間雨量86mm)である(図2.3.9)。

(3) 現在の状況

砂防堰堤5基(角谷川, 寺谷川, 屋堂羅川, 尾谷川, 赤松谷川)及び溪流保全工(角谷川, 屋堂羅川)が施工されている。



図2.3.10 崩壊箇所周辺の地形図〔大呂地区〕  
基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「郷原」を使用。

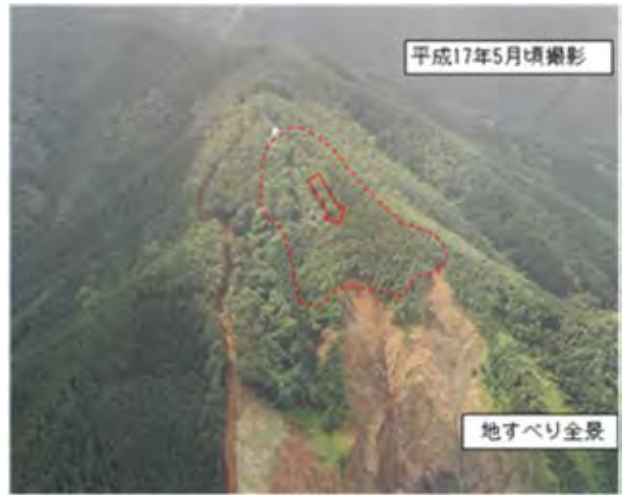


写真2.3.12 被災箇所の全景(既往資料より)

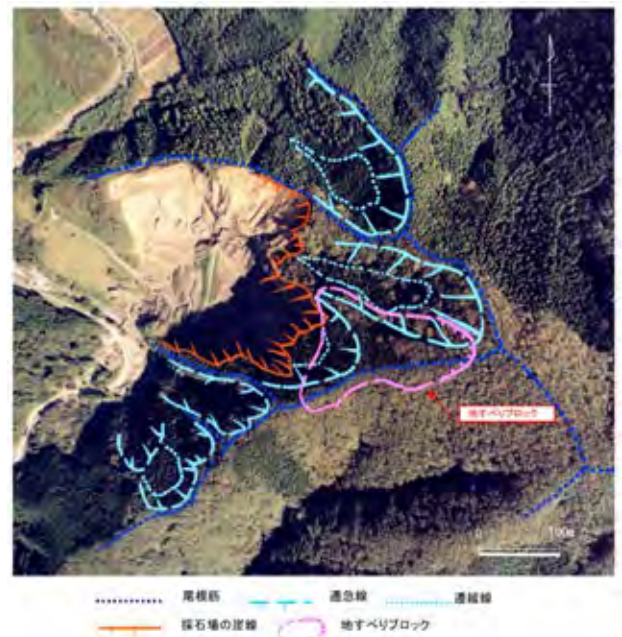


写真2.3.13 空中写真判読結果(既往資料より)

安全率の推移

地質条件 (地下水位は平均値を示す)

$\gamma = 18.5 \text{ kN/m}^3$   
 $C = 25.0 \text{ kN/m}^2$  (埋込深50cm)  
 $\phi = 15.0^\circ$  (2本目),  $\phi = 17.35^\circ$  (3本目)  
 $\tan \delta = 0.326919$  (2本目),  $\tan \delta = 0.312422$  (3本目)  
 $F_{\text{crit}} = 1.000$  (2.9本目)

設計地盤 (H. 埋込深)

$F_{\text{crit}} = 0.950$  (2本目),  $F_{\text{crit}} = 0.961$  (3本目)

地下水条件 (H. 埋込深)

■ 無水ポイント  
 $F_{\text{crit}} = 0.972$  (2本目),  $F_{\text{crit}} = 0.987$  (3本目)  
 $(+2.2\%)$

1期工事地上地盤 (H. 埋込深)

$F_{\text{crit}} = 1.096$  (1本目),  $F_{\text{crit}} = 1.200$  (2本目)  
 $F_{\text{crit}} = 1.035$  (3本目)

2期工事地上地盤 (H. 埋込深)

$F_{\text{crit}} = 1.192$  (1本目),  $F_{\text{crit}} = 1.215$  (2本目)  
 $F_{\text{crit}} = 1.103$  (3本目)

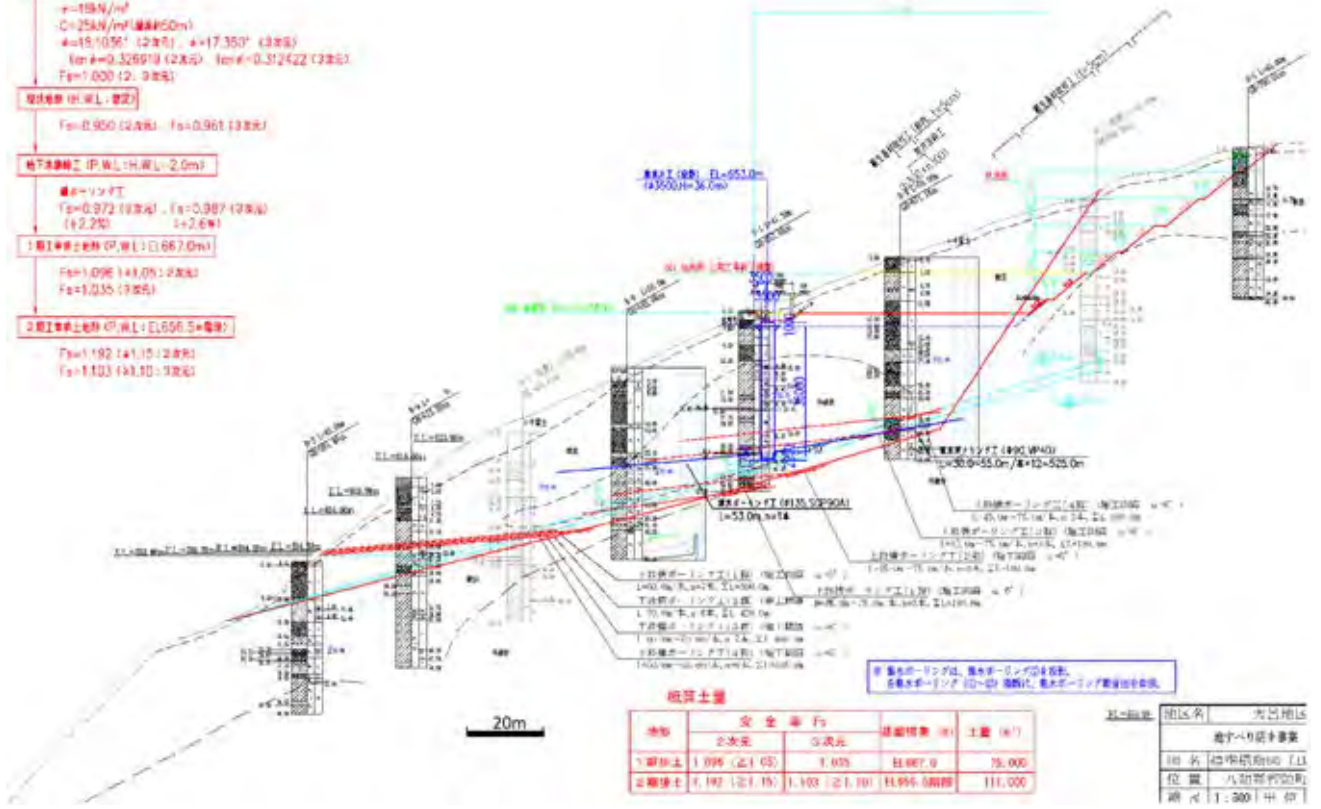


図2.3.11 対策工検断断面図

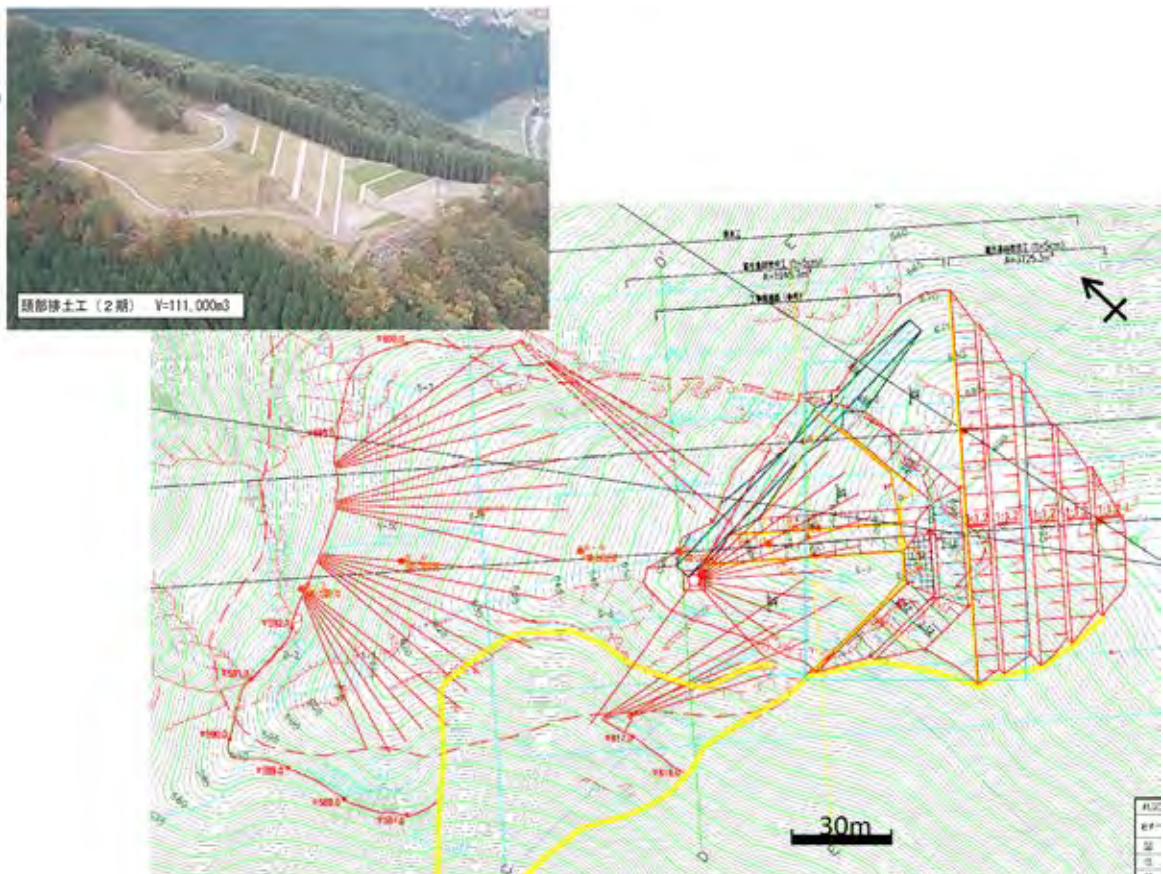


図2.3.12 対策工計画平面図



### 3.1.5 H.16 大呂地区

#### (1) 崩壊の概要

本崩壊は、八頭郡智頭町大呂地内の採石場の上部斜面で発生した(図2.3.10)。崩壊の規模は、幅約120m、長さ約250m、層厚約48mで、移動土塊量約90万m<sup>3</sup>である(写真2.3.12、図2.3.13)。鳥取県八頭総合事務所県土整備部(2008)によれば、被災状況について次のように記載されている。

対象斜面では崩壊が3度のイベントで進行した。最初のイベントは平成7年1月の兵庫県南部地震時であり、地元のハンターが地震発生後に山腹斜面に冠頭部の亀裂を発見した。2度目のイベントは9年後の平成16年2月の融雪期であり、採石場内にて約6,000m<sup>3</sup>の斜面崩壊が発生した。8月に地質調査が実施され、約20mの地すべり層厚を確認した。3度目のイベントは平成16年9月の台風21号及び10月の台風23号であった。伸縮計は約500mmの伸びを記録し、孔内計測は不能になった。平成17年1月から追加調査が実施され、地すべり規模が層厚20mから48mに見直された。

崩壊地は標高700mの山体斜面の中腹～上部に位置している。斜面勾配は35～40°と急峻である。山体裾部には蛇行流する北股川がある。この流路に沿って南北方向及び西北西～東南東方向のリニアメントが認められる。崩壊地周辺の地質は三郡変成岩類の泥質片岩である。本層中には砂質片岩が挟在する。砂質片岩の厚さは数～10数mである。閃緑岩の岩脈類が小岩体をなしてこれらに貫入している。

#### (2) 崩壊メカニズム

崩壊の素因は下記の4点である。

- ・泥質片岩が流れ盤構造を有する。
- ・変質により脆弱化したフェルサイトがブロック頭部に存在する。
- ・深度約50mに連続した脆弱部が存在する。
- ・地質構造が末端開放型の流れ盤状を呈する。

誘因は地震動及び豪雨による地下水位の上昇である。

#### (3) 現在の状況

対策工は頭部排土、集水井工、横ボーリング工、地表水排除工が計画された(図2.3.11～12)。平成19年に施工完了し、監視体制が解除された。

### 3.1.6 H.16 市瀬地区

#### (1) 崩壊の概況

本崩壊は八頭郡智頭町市瀬地内の採石場跡地の上部斜面で発生した(図2.3.13)。崩壊の規模は幅約350m、長さ約200m、崩落土量約330千m<sup>3</sup>であった。崩落土砂が千代川をせき止め、高さ約10mの天然ダムを形成し、



図2.3.13 崩壊箇所周辺の地形図〔市之瀬地区〕  
基図は国土地理院発行1/25,000地形図「智頭」を使用。



写真2.3.14 被害状況写真



写真2.3.15 被害地区の状況(市瀬地区)



図2.3.14 被害状況図 (安本, 2005 より)



写真2.3.16 崩落前後状況写真

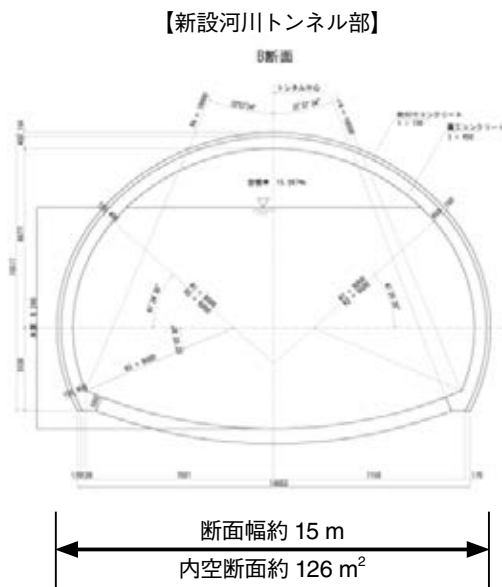


図2.3.15 河川トンネルの断面図

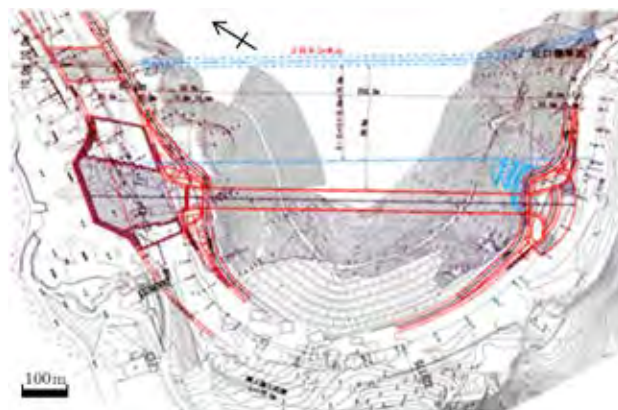


図2.3.16 河川トンネルの平面図

上流の市瀬地区に浸水被害を及ぼした(写真2.3.14～15)。安本(2005)は、被災状況について以下のように示している。

平成16年9月29日の台風21号により、連続雨量204 mm、最大時間雨量39 mmの豪雨が発生した。これにより、採石場の上部斜面から約330千 $m^3$ の土砂が崩落し、そのうち43千 $m^3$ が河川に流入した。崩落土砂は、高さ約9 mの護岸擁壁を120 m区間にわたり破壊し、河道を閉塞した(写真2.3.16)。この影響により、約1 km上流の市瀬地区において、床上浸水10戸、床下浸水1戸、公民館の床上浸水1戸の被害が発生した。さらに、JR因美線の軌道に流木や土砂が堆積し、1.5日間不通になった(図2.3.14)。崩壊が発生した斜面では平成10年、14年にも崩壊があり、対策工が平成16年にできたばかりであった。

崩壊箇所は標高約600 mの山地に位置しており、西向きの急峻な崖状を呈する斜面である。斜面脚部では屈曲かつボトルネック状の河道を呈する千代川が流下している。リニアメントは南北方向及び東北東-西南西方に伸長している。水系模様は樹枝状である。標高500～600 m付近に地すべり地形のような緩斜面が点在している。

地質は三郡変成岩類の泥質片岩である。本岩は全般に変成度が低く、片理面の発達はやや悪い。地質構造は、北東側に約30°で傾斜した流れ盤である。一部に流紋岩・安山岩質の貫入岩がある。

## (2) 地すべりのメカニズム

崩壊発生の素因は、風化により脆弱化した泥質片岩の存在と、これまでの崩壊による不安定化の進行である。誘因は豪雨による間隙水圧の上昇である。メカニズム及び対策については、市瀬地区土砂崩落調査委員会(平成16年10月～平成17年2月)で検討がなされた。

## (3) 現在の状況

万一の崩落による現河道閉塞を考慮して、千代川のバイパス河川トンネルが施工された(図2.3.16)。河川トンネルは、3車線の道路トンネルに相当する規模である。その他工事は、現河道掘削、構造物取り壊し、護岸方塊ブロックなどであり、復旧工事費は約28億円となった。山体の移動は、現在も進行中である(図2.3.14)。斜面への対策はなされておらず、被災原因の完全除去ができていない。

## 3.2 地すべり災害(指定地)

### 3.2.1 <sup>あけなべ</sup>明辺地区

#### (1) 地すべりの概要

明辺地区地すべりは、鳥取市南東約17 kmの鳥取県八

頭郡八頭町明辺地区にある(図2.3.17)。これは、千代川水系私都川の支流である明辺川の右岸斜面に位置する。上流500 m付近には明辺地区集落がある。本地区は主峰扇山(1310 m)を介して兵庫県香美町村岡区に接し、県下でも有数の豪雪地帯として知られている。この地区では、指定地の面積は24.71 ha、滑動面積は5.0 haである。地すべりの規模は、幅約200 m、深さ約30 m、移動土塊量は約130万 $m^3$ である。日本地すべり学会関西支部(2000)によれば、地すべりの状況について以下のように記されている。

#### (2) 地すべりの経緯(昭和52年～平成12年)

発生当初として、記録に残る最初の活動は昭和51年であり、地すべり末端の溪岸で崩壊が発生し、県道まで土砂が流失した。昭和52年度に谷止工が2基施工されたが、その後も崩壊が続き上流の谷止工が満砂になった。平成10年9月下旬に連続雨量325 mmがあり、伸縮計、パイプ歪計に変動が記録されたが、末端崩壊などの顕著な活動は生じなかった。平成11年9月上旬に集水井で30 cm程度の変位があり、ライナープレートが切断された。他の集水井でもライナープレートのボルトが変形していた。

#### (3) 地形・地質

地すべりは標高450～620 mの東向きの尾根斜面に位置する。付近の沢は北北西-南南東方向及び北西-南東方向に発達し、地すべり性の亀裂もこれに沿う形で分布する。調査地内の斜面形状は、縦断方向がS字型複合斜面、横断斜面が凸型斜面になっている。縦断斜面は地すべり末端の溪流から斜面中腹までが10～15°、これより上部では30～35°である。

周辺の地質は下位より中新統鳥取層群円通寺礫岩層、普含寺泥岩層、石英閃緑岩、火砕岩からなる。

泥岩は硬質であるが、空気に触れるとスレーキングが発生して団粒状になる。調査地内は風化が進み、風化部では角礫状を呈し間隙が褐色の粘土で充填されている。さらに風化が進むと礫混じり土状を呈し、軟弱となる。地すべり面はこの風化面に形成されている。地質構造は、斜面上部より地すべり斜面に対して“流れ盤-受け盤-流れ盤”の構造を示す。地すべりは節理面に規制されて滑動した。

#### (4) 地すべりのメカニズム

地すべりの素因は、①全体に節理が発達している、②地すべり頭部では多亀裂で破碎状を呈する、③地すべり頭部では地表水が容易に浸透する、④普含寺泥岩層はスレーキングが発生しやすく、軟弱層が形成される、⑤間隙水圧の上昇が考えられる(図2.3.18)。

### (5) 対策工

これまでの対策工は、谷止工4基、集水井6基、排土工91,000 m<sup>3</sup>、押え盛土工91,000 m<sup>3</sup>である。

## 3.2.2 船岡地区

### (1) 崩壊の概要

本地すべりは、八頭郡八頭町船岡地内にあり、天満山の北向き斜面にあたる(図2.3.19)。この地区は11.3 haの面積を有する地すべり指定地である。地すべりブロックはA～Dの4つである。地すべり台帳によると、平成16年から平成21年までに、集水井、押え盛土などの抑制工による対策工が設置された。

地すべりの規模は最も大きいAブロックで幅約250 m、



図2.3.17 明辺地区周辺の地形図

基図は国土地理院発行1/25,000地形図「稲葉山」「扇山」「若桜」を使用。

長さ約300 m、深さ30～40 mである。滑落崖は東側で比較的明瞭であり、西側で不明瞭となる。末端は高さ20～40 mの急斜面であり、表層崩壊が多発している。

地すべり地は標高200 m以下の尾根斜面に位置する。斜面勾配は15～20°の緩斜面であり、山頂付近ではやや急峻となる。浅い沢地形が2本存在する。斜面上には段々畑の名残が認められる。山裾部には斜面とほぼ平行に見槻川が北西方に流下している。

周辺の地質は主に変成岩類から構成される。変成岩類は三郡変成岩であり、調査地を含む東側に分布する。三郡変成岩は砂質片岩、泥質片岩、緑色片岩及び珪質片岩からなる。調査地では緑色片岩が広く分布しており、その下に泥質片岩が存在する。緑色片岩は褐緑色～暗緑色を呈しており、均質緻密である。原岩は、塩基性溶岩(玄武岩溶岩)と塩基性凝灰岩(玄武岩質凝灰岩)である。

### (2) 地すべりのメカニズム

地すべり素因は流れ盤状の片理面を持つ変成岩の存在である。誘因は河川による脚部の浸食、集中豪雨による地下水位の上昇である。地下水位(HWL)がすべり面から約10 m上方に位置し、地すべり頭部では20 m以上に

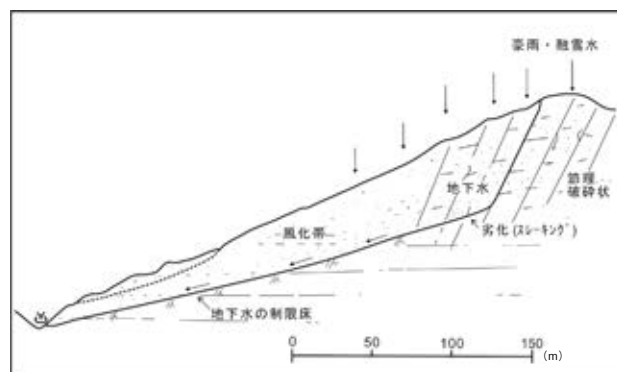


図2.3.18 明辺地区周辺の模式断面図



写真2.3.17 明辺地区地すべり防止事業全景航空写真



図2.3.19 船岡地区周辺の地形図

基図は国土地理院発行1/25,000地形図「用瀬」「因幡郡家」を使用。

ある。地すべりのメカニズムは、片岩の風化岩すべりに区分されることと、豊富な地下水が地すべりを不安定化させていることで説明できる。

(3) 現在の状況

現地には集水井5基と押え盛土が設置されている。

3.2.3 家の谷地区

(1) 崩壊の概要

本地すべりは、八頭郡若桜町家の谷地内にあり、家の谷川の左岸にあたる(図2.3.20)。この地区は約9haの面積を有する地すべり指定地である。地すべりブロックは中央・北・東の3つである。

中央ブロックは、当地すべり地の主たるブロックであり、頭部に広い緩斜面をもつ単丘状凹状台地形を呈する。標高645m付近より下方は、家の谷川に面する急斜面となっている。北ブロックは最上部に延長約80mの滑落崖を有する段差地形及び溝状地形をもつ。東ブロックは幅50mの小規模で単独の地すべりである。比較的明瞭な滑落崖を有しており、下方に崩積土層が緩く堆積している。

地すべり地は家の谷川左岸の標高600～750mの範囲にある。標高650m付近には開析された緩斜面がある。この緩斜面の上方に弧状の滑落崖がある。すべりの規模は幅約200m、斜面長約500mである。

周辺の地質は、古生代の超苦鉄質岩類(蛇紋岩)及び三郡変成岩類(泥質千枚岩)、中生代の火山岩類(流紋岩質岩石、安山岩質岩石)である矢田川層群と、中生代の侵入岩類である花崗岩が分布する。さらに、これらの基盤岩を碎屑物からなる未固結堆積物が被覆している。



図2.3.20 家の谷地区周辺の地形図

基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「岩谷堂」を使用。

(2) 地すべりのメカニズム

地すべりの素因は断層沿いに貫入する蛇紋岩の存在、扇状地堆積物の存在である。誘因は河川による脚部の浸食、集中豪雨による地下水位の上昇である。地すべりのメカニズムは蛇紋岩の貫入岩帯が不透水層となり、豪雨時に地下水位をダムアップさせた。それにより、扇状地堆積物が飽和して滑落したと考えられる。

(3) 現在の状況

現地には、谷止工(H=1.5～4.3m, 21基)、横ボーリング工(4本)、水路工が設置されている。

3.2.4 余戸地区

(1) 地すべりの概要

余戸地区の地すべり対策事業は、平成11年度の地すべり防止区域編入調査(余戸地区他公共事業新規事業化調整委託、平成12年3月)に始まった。平成13年度以降より、ボーリング調査、動態観測、安定解析及び地すべり防止施設的设计・施工が継続的に行われおり、地すべりブロックはA, A1, A2, B, C, E, Fに区分され、地すべり防止施設の施工は平成23年度にFブロックで実施された集水井工が最後となった。

現在は、平成22年度までに地すべり防止施設が施工され、効果(安定性)が確認されたA, A2, Bの3ブロックを除くA1, C, E, Fの4ブロックに対して動態観測、地下水位観測を実施して、余戸地区の地すべり防止工事の概成の判定や今後の地すべり防止施設の維持管理について検討した。



図2.3.21 余戸地区周辺の地形図

基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「岩坪」「加瀬基」を使用。

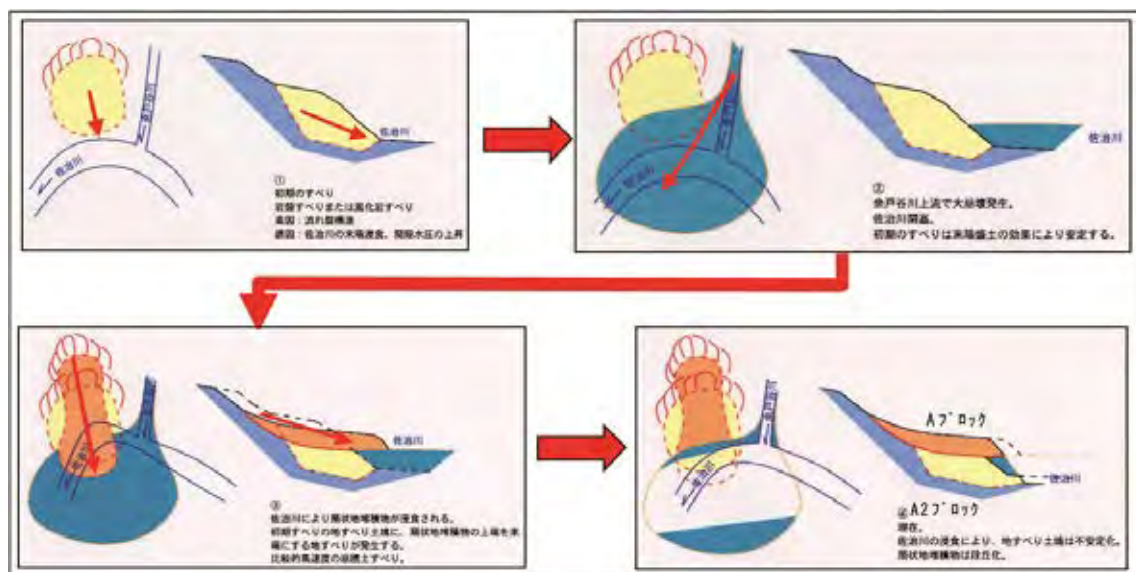


図2.3.22 余戸地区地すべりの変動過程

表2.3.1 各地すべりブロックの計画安全率と達成安全率

ブロック	「砂防基準」の場合	重要度	規模	「貯水池」の場合	計画安全率	達成安全率	判定
A	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	大 (約 210 万 m <sup>3</sup> )	1.05～1.10	1.1	1.291	OK
A1	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	大	1.05～1.10	1.1	1.166	OK
A2	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	大	1.05～1.10	1.1	1.296	OK
B	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	中 (約 20 万 m <sup>3</sup> )	1.05～1.15	1.2	1.306	OK
C	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	中 (約 20 万 m <sup>3</sup> )	1.05～1.15	1.2	1.106	NG
E	1.10～1.20 (県道等)	中 (県道等)	大 (約 43 万 m <sup>3</sup> )	1.05～1.15	1.1	1.19	OK
F	1.10～1.20 (家屋等)	大 (家屋等)	大 (約 47 万 m <sup>3</sup> )	1.05～1.15	1.1	1.175	OK

余戸地区地すべり防止区域は、佐治川ダム下流約 3 km の佐治川右岸側の鳥取市佐治町余戸地区に位置し、集落内を二分する余戸谷川の右岸側を対象とする(図2.3.21)。佐治川は鳥取市内を流下する一級河川千代川の支流の一つであり、岡山県との県境である辰巳峠付近に源を發し、直線的に東流して、用瀬町用瀬で千代川と合流する。

周辺の山稜は佐治川を中心として南北方向に高度を上げ、調査地の背後においては用瀬町との町境で標高 900～1000 m 級の山稜を形成する。また谷筋の方向は北東-南西方向と北西-南東方向を主体としており、基盤岩の地質構造を反映するものと考えられる。また、余戸地区の南側に位置する三原高原は緩やかな勾配を呈する斜面の背後に急峻な斜面が連続する典型的な地すべり地形で

あり、当地区は蛇行しながら流下する佐治川右岸側の攻撃斜面にあたる。

調査地周辺の基盤岩は、三郡変成岩類に属する黑色片岩からなる。三郡変成岩類は黑色片岩や、珪質片岩などを主体とし、綠色片岩を挟有する。全体に広域変成岩の特徴である片理や線構造の發達が顕著であり、主要な片理は一般に WNW-ESE ないし E-W 方向、南北へ緩やかに傾斜する。これは鳥取市南方の若桜地域に広く分布する三郡変成岩の構造方向と一致する。

調査地の東方や南方に一部後期中生代侵入岩類が分布する。本侵入岩類は三郡変成岩類を貫いて、これらに接触変成作用を与えている。本岩類はハンレイ岩から文象斑岩にいたる各種の岩相からなる。

また、佐治川を挟み、北東部には新第三系の春谷礫岩

層が分布し、本層は三郡変成岩類を不整合に覆っている。本層の礫岩を構成する礫は、直径数10数cm～10cmの亜円礫～円礫で淘汰はかなりよい。

調査地の最上位には崖錐堆積物が分布する。これは基盤の三郡変成岩類の岩片(片岩類)を多く混入し、粘性の強い堆積物である。なお、調査地の佐治川沿い斜面には“扇状地堆積物”とされている旧土石流堆積物が識別されている。

(2) 地すべりのメカニズム

地すべりの素因

- ① 基盤岩の堆積構造が流れ盤構造であったこと。
- ② 風化浸食を受けやすい構造であったこと。

地すべりの誘因

- ① すべりが分布する斜面末端部は、佐治川の攻撃斜面となっており、長年にわたって河川浸食を受けた結果、斜面末端部が脆弱化していった。
- ② 異常な降雨や融雪により、河川水位の上昇による激しい斜面浸食と同時に、すべり土塊内に多量の地下水が供給された結果、すべり面に働く間隙水圧が異常に上昇し、土塊バランスを失ったと考えられる。

地すべり変動過程

余戸地区地すべりは、扇状地堆積物の上に地すべり土塊がのり上げた「浅いすべり(Aブロック)」と泥質片岩層内の風化境界をすべり面とする「深いすべり(A2ブロック等)」が存在する(図2.3.22)。

(3) 現在の状況

地すべり防止工事として、集水井7基、横ボーリング工2カ所が施工され、ほとんどの地すべりブロック内の地下水水位は低下し計画安全率 $F=1.20$ を達成した。Cブロックのみ計画安全率 $F=1.20$ を満足していないが、平常時の安全率は $F_s=1.10$ を常に上回っている。これは、

Cブロック上部に位置するE、Fブロックの集水井と集水ボーリングによる排水効果がCブロックへの地下水の流入を抑えているためと考えられる。

孔内傾斜計の動態観測において、地すべり変動は認められない。現在Cブロックは安定した状態と考えられ、今後は地すべりに伴う変状が発生した場合速やかに対応することを条件に『余戸地すべりは一部概成』とする(表2.3.1)。

3.2.5 上地地区

上地地区では平成19年度より地すべり危険箇所新規事業化調査が始まり、平成21年度に地すべり指定地申請が行われ、平成22年3月に国土交通省所管の地すべり防止指定区域に指定されている(写真2.3.18)。

地すべりブロックはI～Vブロックが推定され、特に危険度の高いIブロック及びIIブロックの地質調査解析、地すべり機構解析、安定解析、対策工法設計が実施されている。対策工としては、平成23年度よりIブロックに横ボーリング工が施工されている。

上地地すべり防止区域は、鳥取県土整備事務所より東南東へ約12kmに位置する。当地は扇ノ山から西に伸びる尾根の南側斜面に位置し、谷底には扇ノ山を源流とする上地川が流下している。上地川は、調査地付近で流下方向を東南東-西北西方向から北東-南西方向に変化させており、山頂平坦面を形成する溶岩の分布が影響していると推察される(図2.3.23)。上地地区の地すべりブロックは、このような山頂平坦面から谷底に形成されてい



写真2.3.18 余戸地区地すべり防止区域 全景写真



図2.3.23 上地地区周辺の地形図  
基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「稲葉山」を使用。

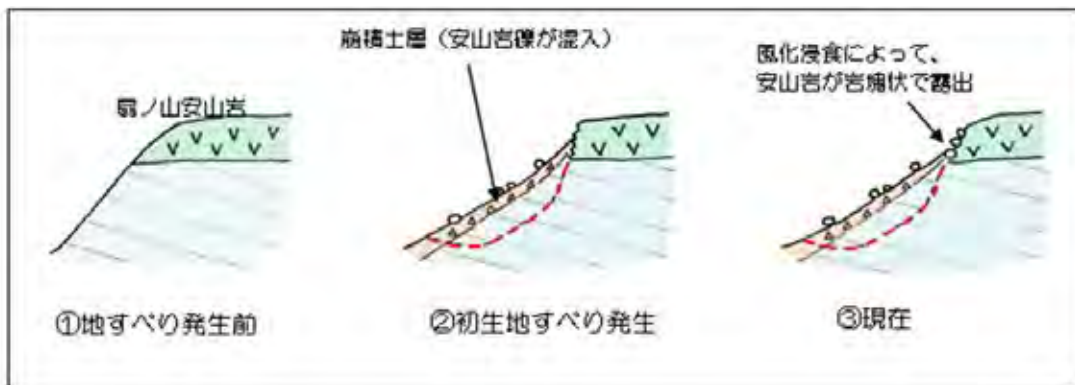


図2.3.24 上地地区 地すべりブロック形成の概念図



写真2.3.19 上地地区の全景写真

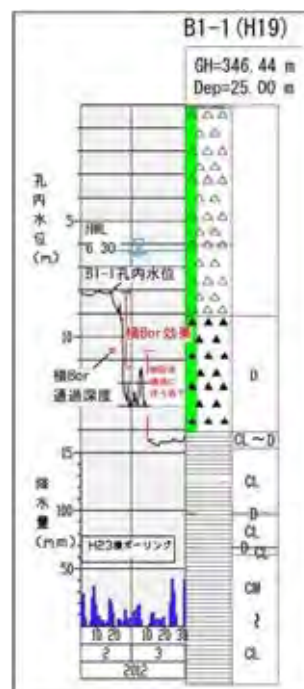


図2.3.25 水位変動図

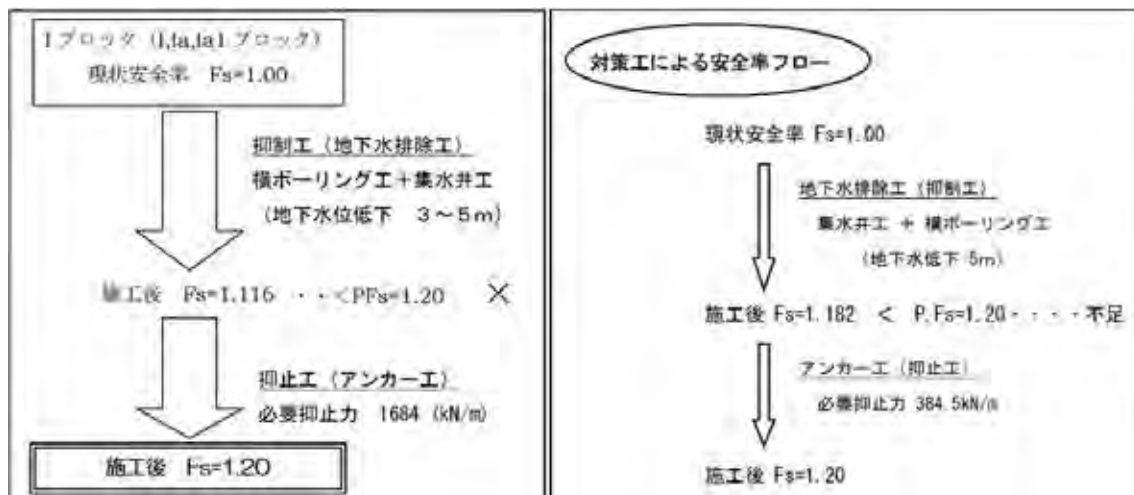


図2.3.26 対策工安全率フロー図



る急斜面に存在し、地すべりブロックの頭部は遷急線付近に形成されている。

調査地に分布する地質は、新第三紀中新世の鳥取層群に属する普含寺泥岩層と第四紀更新世の扇ノ山下部溶岩である。普含寺泥岩層は黒色泥岩、扇ノ山下部溶岩は石英含有普通輝石かんらん石安山岩で構成されており、山頂平坦面には扇ノ山下部溶岩、地すべりが発生している山腹斜面には普含寺泥岩層が分布している。当地のような地質構造は、キャップロック構造であり、キャップロック（ここでは扇ノ山下部溶岩）から供給される地下水により地すべりが発生しやすい地質構造であるといえる。また、このような地質構造において山腹斜面の浸食が進むと、山頂のキャップロックに急崖が形成され、落石の発生源となることも多い。

#### (1) 地すべりのメカニズム

##### 地すべりの素因

- ①集水地形を有し、地下水が集まりやすい。
- ②斜面の勾配がやや急で、不安定化しやすい。
- ③斜面末端部には、崩積土、強風化した凝灰岩層及び礫岩層が深い深度まで分布している。
- ④斜面上方には扇ノ山の安山岩層が分布し、キャップロック構造となっている。
- ⑤亀裂の多い安山岩のために、雨水を浸透しやすく貯留しやすい。

- ⑥ブロック中央部から末端部にかけて、地下水位が浅い位置に分布する。

##### 地すべりの誘因

地下水位観測より、地下水位は降水量に敏感に反応し上昇する傾向にある。梅雨時期及び融雪時期に地下水位は上昇しやすいため、すべり面のせん断強度を低下させる（自然的要因）。特に、融雪時期は地下水位が高い状況となりやすい（図2.3.25）。

##### 地すべり発生機構

本地すべりの地質構造は、下位の第三紀層（泥岩、凝灰岩）を扇ノ山の安山岩層が覆うキャップロック構造となっている。地すべりの発生機構としては、風化作用による岩盤の強度低下及び地下水位の上昇により下位の第三紀層で地すべりが発生し、上部の安山岩層が崩壊したものと考えられる（図2.3.24）。

地すべりブロックの上部斜面に、巨大な安山岩の転石が多く点在している状況が確認できる。巨大な転石はIIブロック頭部の滑落崖に多く見られ、浸食作用によって扇ノ山安山岩層が岩塊状に露出しているものと考えられる。

#### (2) 現在の状況

対策工は平成23年度よりIブロックに横ボーリング工が施工され、今後はIブロック上部に集水井+集水ボーリング工を実施する計画である。IIブロックについては、地すべり動態観測を継続調査している。

## 4 地すべり対策情報の長寿命化に対する取り組み

### 4.1 鳥取県の農地地すべり防止施設の実態

鳥取県の農地地すべり防止施設については、施設の完成後、10～20年経過している。防災対策の機能が低下し、本来の機能が発揮されていない可能性があり、施設の機能回復を図る必要がある。このため、鳥取県では平成23年度より地すべり防止施設の機能診断及び機能回復を実施している。ここでは園地区の事例を紹介する。

### 4.2 事例紹介(園地区)

園地区は旧泊村西部に位置する山麓丘陵地で、標高差のある梨団地であり、地区の中央部に園川が流れている。高位部～園川周辺の谷底平坦地に向かってほぼ園川に平行に等高線に沿って斜面を切盛りし、樹園地を造成している(図2.4.1)。当地の地質は、新第三紀の玄武岩及び凝灰角礫岩から成る。地区内の地すべり発生メカニズムは、粘土～礫混じり粘土状の風化土層が豪雨時に上昇する地下水により土層を飽和させることで、不安定化を引き起こすというものである。

当地区には、15の地すべりブロックが存在し、昭和61年～平成8年にかけて集水井、横ボーリング工等の地すべり防止施設が施工されている。

#### (1) 地すべり防止施設の機能回復

園地区では、地すべり防止施設の機能を回復させるため、横ボーリング孔の洗浄作業を実施している。これは、経年変化による横ボーリング孔の詰まりを高圧洗浄機を用いて洗浄するというものである。洗浄の効果を確認するために、洗浄前後の横ボーリング孔口からの排水量を計測している(図2.4.2、写真2.4.1)。その他、施設の目視点検として現地踏査を実施しており、排水孔、集水井、土留工などの施設の変形・損傷・腐食の点検を実施している。

結果として、洗浄によって排水量の増加が確認された。一方で、ボーリング孔内の詰まりが著しく、洗浄ホースの挿入が不可能なところも確認された。目視点検では、軽微な変状は確認されたが、致命的なものは確認されなかった。

#### (2) 問題点

地すべり防止施設が草木や土砂に覆われてしまっており、施設位置の確認が困難なところがある。排水ボーリングの機能回復には、孔口の排水量ではなく、地下水位を確認する必要がある。既設の地下水位観測孔は経年劣化



図2.4.1 園地区周辺の地形図  
基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「松崎」を使用。

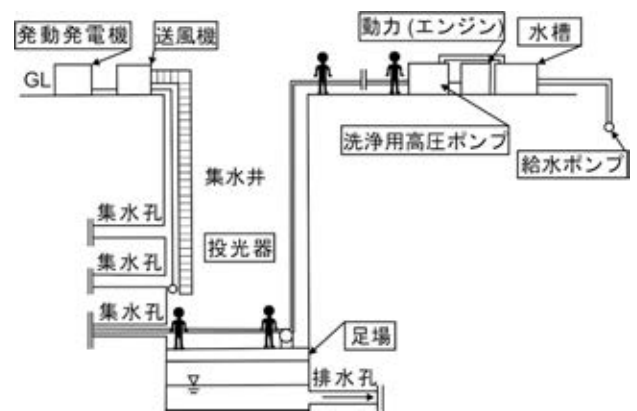


図2.4.2 排水ボーリングの洗浄方法の模式図

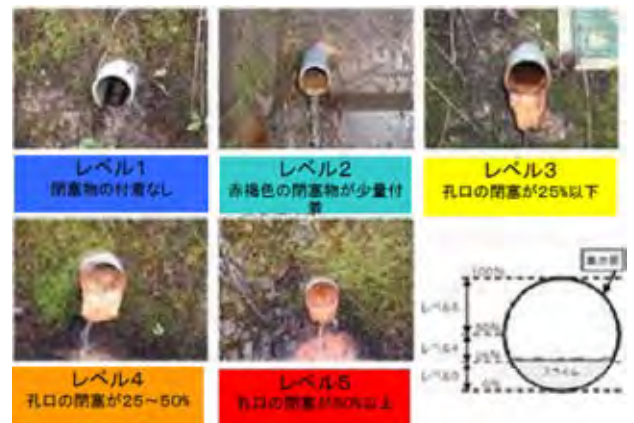


写真2.4.1 閉塞孔レベルの凡例



図2.4.3 園地区地すべり対策事業平面図

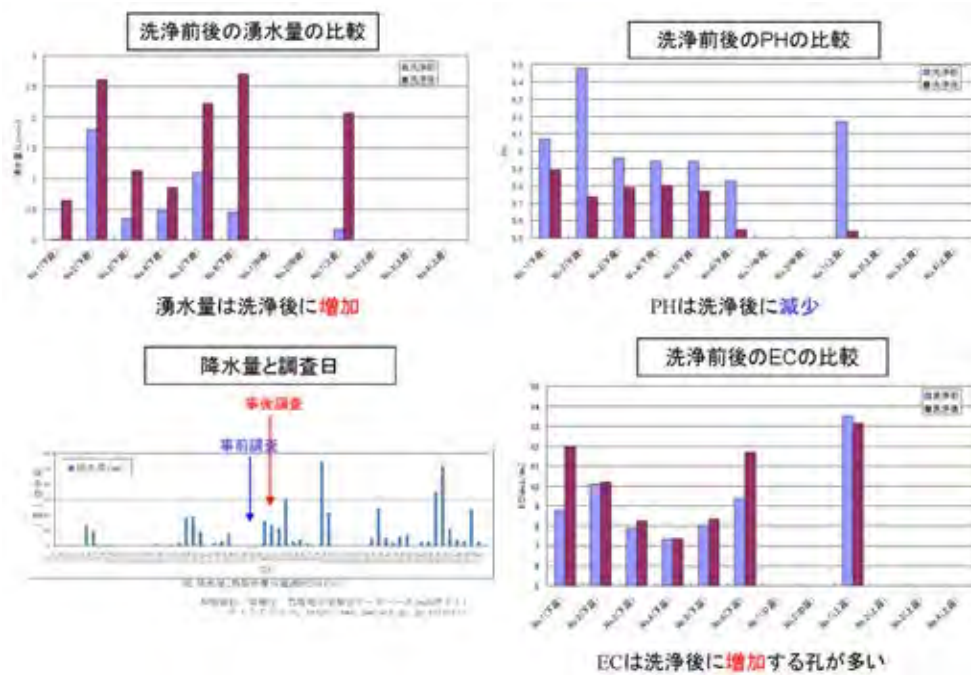


図2.4.4 洗浄前後の湧水量・pH・ECの比較(1号集水井)

により潰れてしまっており、活用できないことが多い。

(3) 今後の課題

地すべり防止施設の機能低下・回復は、地下水位を確認し安定解析をして判断する必要があるが、財政的余裕が無く難しいと思われる。ただし、重要度の高いものについては、実施を検討することも必要である。

近年の耕作放棄地の増加により保全対象の重要度が変化しており、施設機能の低下度及び重要度を総合的に検討し、優先順位を付けた上で機能回復を図る必要がある。県は市町に防止施設の管理(見回り、清掃、草刈、軽微な補修)を委託している。県は市町に対して適切な指導・助言を行い、施設の適切な管理を協力して行っていく必要がある。

## 5 土砂災害警戒情報システム

ここでは、鳥取県土砂災害警戒情報運用検証検討会(2013)の資料を以下に抜粋して、土砂災害警戒情報システムについて記す。

鳥取県では、土砂災害警戒情報の運用期間の5年を含む、2006年～2012年の7年間の運用状況等の把握、土砂災害警戒情報の基準に関する精度、妥当性などに関する検証を行った。本検証においては、土砂災害警戒情報検証マニュアルに示される各種検証指標を算出し、土砂災害発生危険基準線(CL)の精度の検証に重点を置き、CL設定時に想定した捕捉率、空振り率等の精度が確保されているかについて、また、発表回数、予測降雨の精度について検証することとした。その結果、それぞれの項目において、概ね妥当な水準で運用されていること、CL設定時に想定した精度内で運用されていることが確認された。

### 5.1 見逃し災害の特性把握

土砂災害警戒情報の運用により、住民を災害から守るためには、災害の発生に対し土砂災害警戒情報が事前に発表されていることが必要条件となる。しかしながら、CLが全災害のうち約5割の災害を捕捉する水準で設定されていること、運用後の実績でも2割以上の災害を見逃していることから明らかなように、一定の確率で見逃し災害が発生することは避けられない。

そこで、見逃し災害への今後の対応策を検討するための基礎情報を得るため、見逃し災害がどのような災害であるか(場所、降雨等、どのような条件下において発生しているか等)を整理し、その特性についての考察を行うこ

ととした。ここで取り上げる見逃し災害の事例は、前述した3.1.2鹿野地区の崩壊である(写真2.5.1)。

#### (1) がけ崩れ災害 H23-1-8(H23.9.4 台風12号 鳥取市)

① 災害発生位置：鳥取市鹿野町河内

② 災害発生日時：平成23年9月4日6:00

平成23年9月2日から3日にかけて接近した台風12号による影響を受け、鳥取県内に強い降雨を観測した。災害は台風の影響の弱まった翌日9月4日に発生している。

#### (2) 降雨の概況

大型の台風第12号が、3日10時前に高知県東部に上陸後、4日未明に倉吉市付近を通過して山陰沖に抜けている。鳥取県では2日午後から雨が強まり、降り始めの1日01時から4日24時までの総雨量は、大山で938.5mm、鹿野で555.5mmを観測するなど、県内各地で記録的な大雨となっている。

#### (3) 土砂災害警戒情報及びCLとの状況整理

台風第12号の接近に伴い、鳥取県内の広い範囲で強い雨が降ったため、鳥取市においても土砂災害警戒情報が発表されている(図2.5.1)。本災害は土砂災害警戒情報が発表された地域内で起こった災害であり、土砂災害警戒情報で捕捉できた災害となる。

一方、一連の降雨期間中、実況雨量はCLを一度も超過していないため、実況CLにおいては見逃し災害となる。

一連の降雨期間中、県内で当該災害を含め、10箇所の災害が発生している(大山一の沢～三の沢を除く)が、すべての災害が土砂災害警戒情報で捕捉されている。また、



写真2.5.1 災害箇所空中写真【H23-1-8】

実況CLの見逃し災害は、当該災害の1箇所のみ(1/10)である。

(4) 災害の発生状況

「H23 鷲峰山国有林測量設計業務報告書」(鳥取森林管理署, 2011)によると、災害発生斜面は今回の崩壊以前に、一度地すべり性の崩壊が発生した箇所であり、当初この業務において斜面对策のための調査が実施されていた。そして業務期間中の平成23年9月の降雨により、崩壊跡地後方の地すべりブロックの再滑動により、崩壊地が拡大したとされている(図2.5.1)。

平成23年9月災害発生前の地形図、現地状況写真からは、明瞭な滑落崖、複数の湧水、地すべり頭部付近の引張亀裂等、地すべりが滑動中であることを示唆する記録が残っており、当該地区が既に不安定な状態にあったと推察される。

災害後の地形図、現地写真からは、滑落崖を境界として下方の地すべりブロックが下方へ移動した形跡が明瞭に読み取れ、この災害が地すべりに起因する災害であっ

たことを示している(写真2.5.1)。

5.2 見逃し災害となった理由に関する考察

以上の状況を踏まえ、当該災害がCL未満で災害が発生した理由について考察する。

(1) 災害の発生状況からの考察

以上の災害状況から、当該斜面は災害発生前よりかなり不安定な状態であったと推察される。

- ・既に地すべり性の崩壊が一度発生していたことから、平成23年9月の災害発生以前より地すべり滑動が活発化していた。
- ・当該斜面に対する斜面对策事業に着手済みであったことから斜面が不安定化しており、緊急対策を要する状況であったことを示唆している。
- ・災害前・後の写真の状況等(滑落崖の位置、多数の湧水、滑落崖の拡大状況)からも、地すべりが滑動中であった可能性が高い。

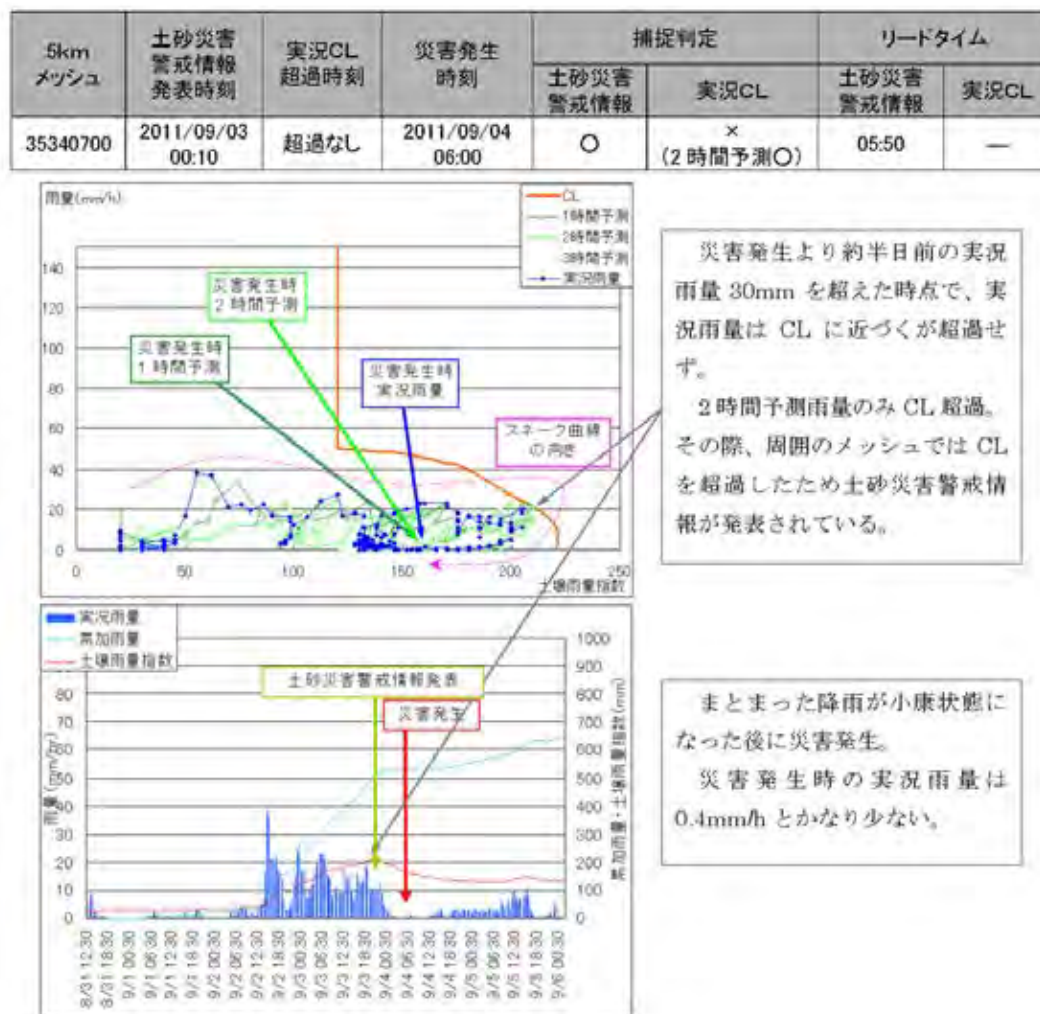


図2.5.1 災害「H23-1-8」における降雨状況の整理

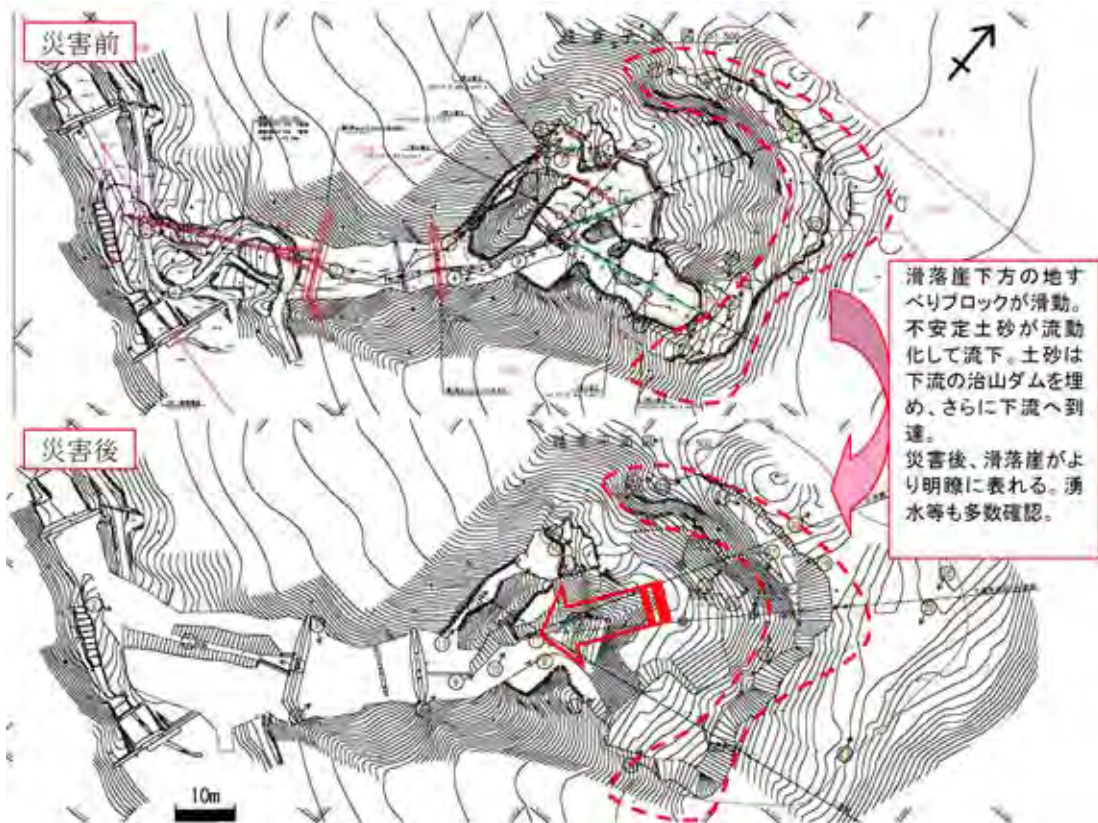


図2.5.2 災害前後の地形図の比較

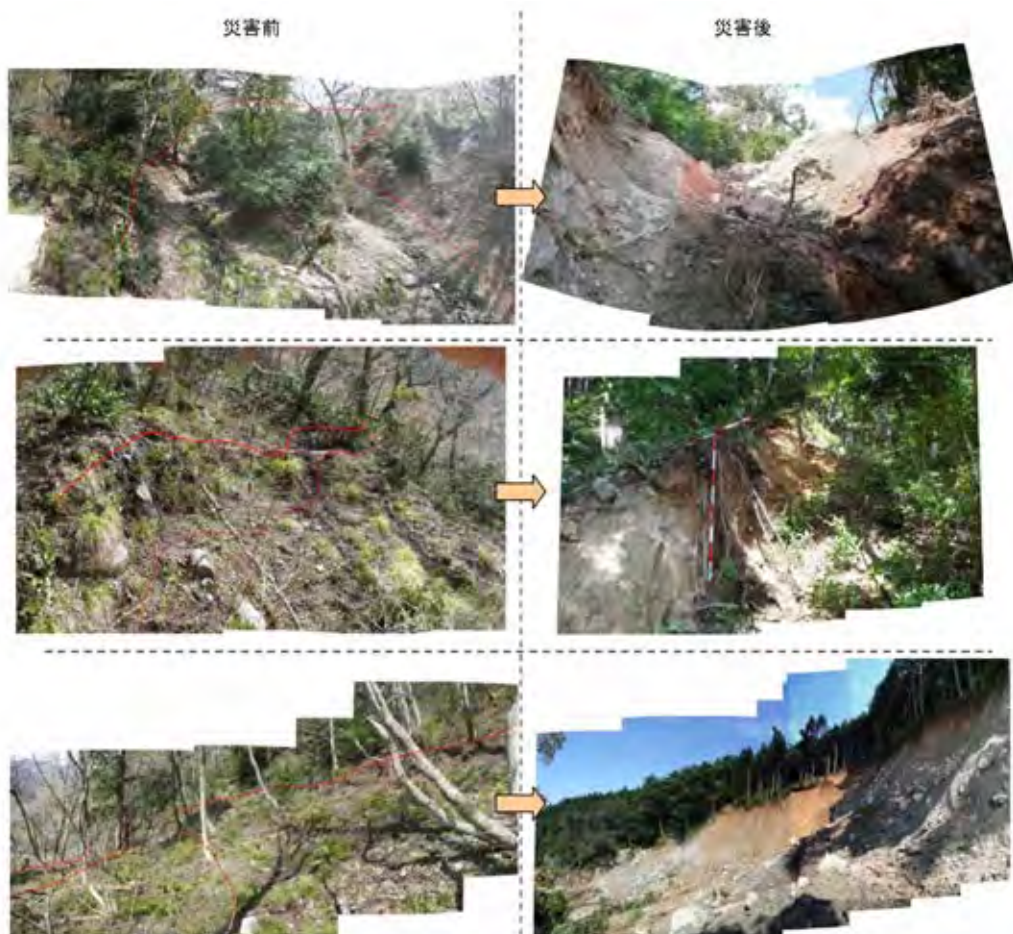


写真2.5.2 災害前後の状況写真の比較

- ・災害後のボーリング調査では、地すべりの移動層（崩積土）の土質は礫混じり粘土～転石玉石混じり土、その下層には風化流紋岩の分布が確認されており、この境界がすべり面となっていることから、転石玉石及び礫層への地下水の浸透による間隙水圧の上昇があったものと推察される。

よって、当該斜面においては、CLの設定基準の高低に関わらず、災害発生当時、少量の降雨によりいつ崩壊が発生してもおかしくない状況にあったと考えられる。このような理由から、実況雨量ではCLに達しない降雨状況下で災害が発生したと推察される。

## (2) 見逃し災害となった理由

見逃し災害となった理由は、以下のように整理される。

- ・災害が発生する以前より、当該斜面は地すべり滑動による不安定な状況にあり、少ない雨でも崩壊が発生する可能性が高い状態であった。
- ・台風に起因する強い降雨が誘因となり、地すべり性の崩壊が発生した。
- ・一連の降雨は、CLに到達していないが、降雨量はCLと同程度水準に達していた。

## 6 斜面災害データベース

### 6.1 データベースの概要

#### (1) 背景

鳥取県内でも、他県と同じく、梅雨や台風の季節になると斜面災害が発生し、人的被害や交通路の遮断といった被害が発生している。斜面災害の主な素因として、脆弱な地層の分布・地盤内の亀裂の発達・地質構造、誘因として、降雨・地震等様々な要因が挙げられる。しかし、鳥取県内全般について、これらの観点から斜面災害のデータが地域的・統計的に整理されていない状況にあった。

地盤工学会中国支部土質工学セミナー鳥取地域では、鳥取県内の斜面災害（斜面崩壊・落石・地すべり）を対象にして、経験的に捉える帰納法的手法を用いて、災害履歴をもとに素因の観点から再整理を行い、データベースの構築を行った。ここでは、その活動について紹介する。

#### (2) 目的・利用法

斜面災害を地域的・統計的に整理することにより、県内の斜面災害の特徴・傾向を抽出し把握することを目的とする。データベースの利用法として次のことが期待される。

- ・対策や点検対象箇所抽出及び優先順位の設定
- ・崩壊類似箇所の設計・施工に関する参考資料
- ・地域住民への啓蒙活動

#### (3) 作業内容

過去の鳥取県内の災害履歴を収集し、位置、地形、地質、土質、災害状況（崩壊規模、崩壊形態等）について整理する。収集、整理されたデータについてデータベースの構築を行い、それを統計的に処理し、鳥取県内における斜面災害の特徴・傾向等について考察を行う。新たに発生した災害については同様にデータを整理し、データベースの更新を行う。図2.6.1に作業の流れを示す。

#### (4) データ整理項目

災害箇所毎のデータ整理項目のうち、統計的に処理できる項目を以下に示す。

- ・地形要因
  - 斜面方位・斜面形状・斜面勾配
- ・地質要因
  - 地質分類・地質名・亀裂、不連続面・斜面との関係・走向、傾斜・風化の状況
- ・環境要因
  - 斜面形態・地下水状況・湧水状況
- ・崩壊状況

崩壊規模・崩壊形態・崩壊年月日・崩壊時の降雨量及び観測所・被災状況・被災規模

#### (5) 抽出箇所・事例

第1段階として、平成16年度から平成19年度の災害査定箇所より合計98箇所を抽出し（図2.6.2）、箇所毎にデータ整理を行った。次ページ以降に、災害査定箇所より抽出して作成したデータの事例を示す（表2.6.1～6）。

### 6.2 データベースから読み取れる斜面災害の特徴

以下に、平成16年度から平成19年度の災害査定資料を基に構築した斜面災害データベースから読み取れる鳥取県内の斜面災害の特徴を示す。

- (1) 地質分類による崩壊の発生：中生界変成岩、花崗岩類、新第三系堆積岩類・第四系火山岩類が高い傾向にある（表2.6.7、図2.6.3）。
- (2) 斜面方位：北～東～南向き斜面が全体の約80%を占める（図2.6.4）。
- (3) 崩壊形態・崩壊土砂量：「風化した表層土が崩壊する土砂崩壊」が3/4を占める。100 m<sup>3</sup>未満の小規模なものが全体の半分以上を占める（図2.6.5）。

### 6.3 まとめ

鳥取県内で行われている斜面災害データベースの取り組みについて紹介した。これらのデータから読み取れる鳥取県内の斜面災害の特徴として、地質分類、斜面方位、崩壊形態、崩壊土砂量に特定の傾向が見られた。しかし、他の項目では特筆すべき傾向は認められず、まだまだデータ不足の感は否めない。地盤工学会中国支部土質工学セミナー鳥取地域では、平成20年以降のデータについても追加作業中であり、今後の斜面災害データベースの発展、活用に期待したい。

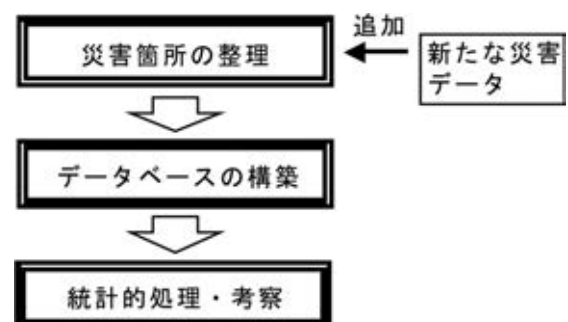



図2.6.1 作業の流れ



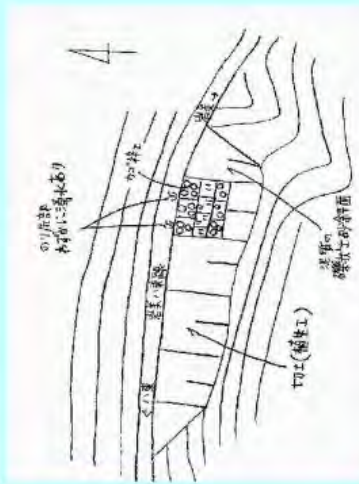
表2.6.1 データベース事例(東部地区)【表面】

鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式		2009.06.05
整理番号	T-16-5-625	所在址等 鳥取市四府町大石
作成者	NE-1	北緯 33 ° 28 ' 1 " 東経 134 ° 22 ' 35 "
斜面方位	<input type="checkbox"/> ①東向き斜面 <input type="checkbox"/> ②南東向き斜面 <input type="checkbox"/> ③南向き斜面 <input type="checkbox"/> ④南西向き斜面 <input type="checkbox"/> ⑤西向き斜面 <input type="checkbox"/> ⑥北西向き斜面 <input checked="" type="checkbox"/> ⑦北向き斜面 <input type="checkbox"/> ⑧北東向き斜面	
斜面形状	<input type="checkbox"/> ①凸型尾根斜面 <input checked="" type="checkbox"/> ②直線尾根斜面 <input type="checkbox"/> ③凹型尾根斜面 <input type="checkbox"/> ④凸型直線斜面 <input type="checkbox"/> ⑤直線直線斜面 <input type="checkbox"/> ⑥凹型直線斜面 <input type="checkbox"/> ⑦凸型谷斜面 <input type="checkbox"/> ⑧直線谷斜面 <input type="checkbox"/> ⑨凹型谷斜面	
斜面勾配	<input type="checkbox"/> ①30°未満 <input checked="" type="checkbox"/> ②30~45°未満 <input type="checkbox"/> ③45~60°未満 <input type="checkbox"/> ④60~75°未満 <input type="checkbox"/> ⑤75°以上	
地質分類	<input type="checkbox"/> ①古生界変成岩 <input type="checkbox"/> ②古生界非変成岩 <input type="checkbox"/> ③中生界超塩基性岩 <input type="checkbox"/> ④中生界火山岩類 <input type="checkbox"/> ⑤花崗岩類 <input checked="" type="checkbox"/> ⑥新第三系堆積岩類 <input type="checkbox"/> ⑦新第三系火山岩類 <input type="checkbox"/> ⑧新第三系火山岩類 <input type="checkbox"/> ⑨第四系火山岩類 <input type="checkbox"/> ⑩その他 ( )	
地質名	崩壊部	泥岩
地質要因	地質名	泥岩
	地質名	基盤
斜面との関係	地質名	泥岩
	地質名	基盤
風化の状況	地質名	泥岩
	地質名	基盤
環境要因	地質名	泥岩
	地質名	基盤
崩壊規模	地質名	泥岩
	地質名	基盤
崩壊状況	地質名	泥岩
	地質名	基盤

位置図



平面図等



コメント:  
植物工のり面の表層崩壊と推測される。

表2.6.2 データベース事例（東部地区）【裏面】

鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式			
整理番号	T-16-5-825	所在地等	鳥取市国府町大石
作成年月日	2009.05.05		
対象工	カゴ柵工		
変状の有無	①無 ●②有 ①無 ●②有 ①無 ●②有		
自然斜面	状況		
対策上	状況		
全景写真・スケッチ等			
 <p>写真・スケッチ（細部）</p> <p>1. カゴ柵工。右5箇のものと土砂堆のものからなる。勾配は1:10。</p>	 <p>2. 土砂堆のものはマツチ土が認められている。</p>	 <p>5. カゴ柵工。高さ約10m。幅約10m</p>	
 <p>3. のり面にわずかに湧水が見られる。</p>	 <p>4. 周辺斜面は肥前の礫状土砂からなる。</p>		6.

表2.6.3 データベース事例(中部地区)【表面】

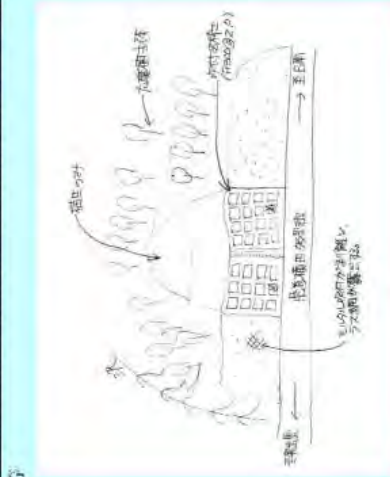
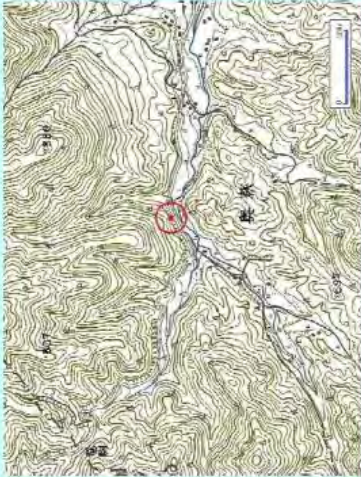
鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式			
整理番号	C-19-4-104	所在地等 鳥取県東伯郡琴浦町中村	作成年月日 2010.6.22
作成者	G2-1	北緯 35 27 7 40.3 東経 133 37 7 18.4	
地形要因	斜面方位	<input type="radio"/> ①東向き斜面 <input type="radio"/> ②南東向き斜面 <input type="radio"/> ③南向き斜面 <input type="radio"/> ④南西向き斜面 <input checked="" type="radio"/> ⑤西向き斜面 <input type="radio"/> ⑥北西向き斜面 <input type="radio"/> ⑦北向き斜面 <input type="radio"/> ⑧北東向き斜面	
	斜面形状	<input checked="" type="radio"/> ①凸型尾根斜面 <input type="radio"/> ②直線尾根斜面 <input type="radio"/> ③凹型尾根斜面 <input type="radio"/> ④凸型直線斜面 <input type="radio"/> ⑤直線直線斜面 <input type="radio"/> ⑥凹型直線斜面 <input type="radio"/> ⑦凸型谷斜面 <input type="radio"/> ⑧直線谷斜面 <input type="radio"/> ⑨凹型谷斜面	
	斜面勾配	<input type="radio"/> ①30°未満 <input type="radio"/> ②30~45°未満 <input checked="" type="radio"/> ③45~60°未満 <input type="radio"/> ④60~75°未満 <input type="radio"/> ⑤75°以上	
	地質分類	<input type="radio"/> ①古生界変成岩 <input type="radio"/> ②古生界非変成岩 <input type="radio"/> ③中生界超塩基性岩 <input type="radio"/> ④中生界火山岩類 <input type="radio"/> ⑤花崗岩類 <input type="radio"/> ⑥新第三系堆積岩類 <input type="radio"/> ⑦新第三系火山岩類 <input type="radio"/> ⑧蘇新統火山岩類 <input checked="" type="radio"/> ⑨第四系火山岩類 <input type="radio"/> ⑩その他 ( )	
地質要因	地質名	崩壊部 風化凝灰角礫岩(表層部) 岩盤 凝灰角礫岩	
	亀裂・不連続面	<input type="radio"/> ①層理面 <input type="radio"/> ②層理面 <input type="radio"/> ③片理面 <input type="radio"/> ④貫入面 <input type="radio"/> ⑤不整合面 <input type="radio"/> ⑥断層面 <input type="radio"/> ⑦熱水変質面 <input type="radio"/> ⑧その他 <input checked="" type="radio"/> ⑨なし	
構造要因	斜面との関係	<input type="radio"/> ①流れ壁 <input type="radio"/> ②受け壁 <input checked="" type="radio"/> ③不明 <input type="radio"/> ④対象外	
	風化の状況	<input type="radio"/> ①粘土状 <input type="radio"/> ②砂状 <input checked="" type="radio"/> ③礫状 <input type="radio"/> ④浮石混じり礫状 <input type="radio"/> ⑤差片状(集積系が支配) <input type="radio"/> ⑥その他 ( )	
崩壊要因	斜面形態	<input type="radio"/> ①自然斜面 <input type="radio"/> ②草本 <input type="radio"/> ③竹林 <input type="radio"/> ④針葉樹 <input type="radio"/> ⑤広葉樹 <input type="radio"/> ⑥針広混交 <input type="radio"/> ⑦その他 ( )	
	切土	<input type="radio"/> ①対象外 <input type="radio"/> ②裸地 <input checked="" type="radio"/> ③植生工 <input checked="" type="radio"/> ④のり工 <input type="radio"/> ⑤アンカー工などの抑止工 <input type="radio"/> ⑥その他 ( )	
崩壊状況	地下水状況	<input type="radio"/> ①移動土壌中に水位あり <input checked="" type="radio"/> ②水位は移動土壌より下位、または水位なし <input type="radio"/> ③常時湧水あり <input type="radio"/> ④パイピング跡あり <input checked="" type="radio"/> ⑤湧水なし	
	崩壊規模	長さ(斜長) 13 m 平均幅 49.3 m 最大鉛直深さ 1.5 m	勾配 59° 崩壊土砂量 320.5 m <sup>3</sup>
崩壊形態	<input checked="" type="radio"/> ①風化した表層土が崩壊する土砂崩壊 <input type="radio"/> ②亀裂や節理に沿って岩塊が滑落する岩盤崩壊 <input type="radio"/> ③斜面中でまとり弱面に沿って土砂や岩塊が崩壊するすべり型崩壊 <input type="radio"/> ④その他 ( )		
崩壊年月日	109.9.4	崩壊時の降雨量 連続 未定 最大 未定	観測所 観測所
被災状況	<input checked="" type="radio"/> ①道路 <input type="radio"/> ②河川 <input type="radio"/> ③砂防 <input type="radio"/> ④家屋 <input type="radio"/> ⑤耕地 <input type="radio"/> ⑥その他 ( )		
コメント： 豪雨により風化土層(表土)中を浸透した雨水が下部層との地層境界に達すると、下部層への浸透が滞り、風化土層(表土)における水位の上昇を招き、この結果、風化土層(表土)内で水位が上昇してパイピング現象を引き起こしたものと推定する。			
地元住民からの情報： 母になし。			

表2.6.4 データベース事例（中部地区）【裏面】

鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式			
整理番号	所在地等	作成年月日	内容
C-19-4-101	鳥取県東伯郡琴浦町中村	2010.6.22	乱場打吹付法工事A=781m <sup>2</sup> 、植生基材吹付A=781m <sup>2</sup>
写真・スケッチ (細部)			
1. 防壁は上部斜面が豪雨により通化土層（赤土）内で水位が上昇し、ハイビッキング現象を引き起こしたものと推定する。			
2. 崩壊時の斜面状況。崩壊斜面には落石防護網が施工されていた。			
3. 防壁面は、礫を多く含む風化凝灰角礫岩である。			
4. 現場打吹付法工事（F200-1200×1200）、植生基材吹付。			
5. 現場打吹付法砕、植生基材吹付。			
6. 下部の切上勾配は1:0.6と急勾配である。上部は1:1.0。			
対照工	○①無 ●②有	内容	状況
自然斜面	●①無 ○②有		状況
変状の有無	●①無 ○②有		状況
対照工	○①無 ●②有		状況
全景写真・スケッチ等			

表2.6.5 データベース事例（西部地区）【表面】

鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式							
整理番号	H-18-3-373	所在地等	日野郡日南町上野山				
作成者	AS-1	北緯	35 8 7 14.2				
作成年月日	2010.6.5	東経	133 9 7 38.22				
地形要因	斜面方位	<input type="radio"/> ①東向き斜面 <input type="radio"/> ②南東向き斜面 <input checked="" type="radio"/> ③南向き斜面 <input type="radio"/> ④南西向き斜面 <input type="radio"/> ⑤西向き斜面 <input type="radio"/> ⑥北西向き斜面 <input type="radio"/> ⑦北向き斜面 <input type="radio"/> ⑧北東向き斜面					
	斜面形状	<input checked="" type="radio"/> ①凸型尾根斜面 <input type="radio"/> ②直線尾根斜面 <input type="radio"/> ③凹型尾根斜面 <input type="radio"/> ④凸型直線斜面 <input type="radio"/> ⑤直線直線斜面 <input type="radio"/> ⑥凹型直線斜面 <input type="radio"/> ⑦凸型谷斜面 <input type="radio"/> ⑧直線谷斜面 <input type="radio"/> ⑨凹型谷斜面					
	斜面勾配	<input type="radio"/> ①30°未満 <input type="radio"/> ②30~45°未満 <input checked="" type="radio"/> ③45~60°未満 <input type="radio"/> ④60~75°未満 <input type="radio"/> ⑤75°以上					
	地質分類	<input type="radio"/> ①古生界変成岩 <input type="radio"/> ②古生界非変成岩 <input type="radio"/> ③中生界超地基性岩 <input type="radio"/> ④中生界火山岩類 <input checked="" type="radio"/> ⑤花崗岩類 <input type="radio"/> ⑥新第三系堆積岩類 <input type="radio"/> ⑦新第三系火山岩類 <input type="radio"/> ⑧新第四系火山岩類 <input type="radio"/> ⑨第四系火山岩類 <input type="radio"/> ⑩その他 ( )					
地質要因	地質名	崩壊部 薄岩が認められないが、花崗岩と推定 基盤 花崗岩					
	免裂・不連続面	<input type="radio"/> ①節理面 <input type="radio"/> ②層理面 <input type="radio"/> ③片理面 <input type="radio"/> ④貫入面 <input type="radio"/> ⑤不整合面 <input type="radio"/> ⑥断層面 <input type="radio"/> ⑦熱水変質面 <input type="radio"/> ⑧その他 <input checked="" type="radio"/> ⑨なし					
	斜面との関係	<input type="radio"/> ①流れ壁 <input type="radio"/> ②受け壁 <input checked="" type="radio"/> ③不明 <input type="radio"/> ④対象外					
	風化の状況	<input type="radio"/> ①粘土状 <input type="radio"/> ②砂状 <input type="radio"/> ③離状 <input type="radio"/> ④浮石混じり離状 <input checked="" type="radio"/> ⑤岩片状(亀裂系が支配) <input type="radio"/> ⑥その他 ( )					
環境要因	斜面形態	<input type="radio"/> ①自然斜面 <input type="radio"/> ②草本 <input type="radio"/> ③竹林 <input type="radio"/> ④針葉樹 <input type="radio"/> ⑤広葉樹 <input type="radio"/> ⑥針広混交 <input type="radio"/> ⑦その他 ( )					
	②切土	<input type="radio"/> ①対象外 <input type="radio"/> ②裸地 <input type="radio"/> ③植生工 <input type="radio"/> ④の枠工 <input type="radio"/> ⑤アンカー工などの抑止工 <input checked="" type="radio"/> ⑥その他 (モルタル吹付け)					
	地下水状況	<input type="radio"/> ①移動土壌中に水位あり <input checked="" type="radio"/> ②水位は移動土壌より下位、または水位なし <input type="radio"/> ③常時湧水あり <input type="radio"/> ④バロメータ跡あり <input type="radio"/> ⑤湧水なし					
	崩壊規模	長さ(斜長)	30 m	平均幅	29 m	最大鉛直深さ	3 m
崩壊状況	斜面形態	勾配(崩壊頭部と末端部とを結んだ勾配) 40° 崩壊土砂量 2610 m <sup>3</sup>					
	崩壊形態	<input type="radio"/> ①風化した表層土が崩壊する土砂崩壊 <input checked="" type="radio"/> ②亀裂や節理に沿って岩塊が滑落する岩盤崩壊 <input type="radio"/> ③斜面中にできた弱面に沿って土砂や岩塊が崩壊するすべり型崩壊 <input type="radio"/> ④その他 ( )					
	前線年月日	2006.7.25	前線時の降雨量	連続	最大	最大	観測所
	被災状況	<input checked="" type="radio"/> ①道路 <input type="radio"/> ②河川 <input type="radio"/> ③砂防 <input type="radio"/> ④家屋 <input type="radio"/> ⑤耕地 <input type="radio"/> ⑥その他 (被災規模 復旧延長1-37m)					



コメント：  
 モルタル吹付けが施工されていたが、風化等によって斜面上部が崩壊したものと推定される。常時湧水が認められる。既設のモルタル吹付け工は、劣化してスラッシュが露出する。崩壊は崩壊由来なものが分布しているものと推定される。

地元住民からの情報：

表2.6.6 データベース事例（西部地区）【裏面】

鳥取県斜面・のり面崩壊データベース 様式			
整理番号	所在地等	作成年月日	2010.6.5
II-18-3-373 写真・スケッチ（細部）	日野郡日南町上萩山		
 <p>1. 被災斜面の状況に認められる湧水の状況</p>	 <p>2. 被災斜面に隣接する原設モルタル吹付けの状況。経年劣化によって剥離し、ラス層が露出する。</p>	<p>対策工</p> <p>①無 ●②有</p> <p>モルタル吹付け 既存のモルタル吹付けが劣化し、ラスが露</p>	<p>内容</p> <p>状況</p>
 <p>3. 被災斜面上方の植生状況。広葉樹の中低木主体となる。</p>	 <p>4. 被災斜面近傍の表より露出した転石。花崗岩を主体としている。</p>	<p>変状の有無</p> <p>①無 ●②有</p> <p>自然斜面 対策工</p>	<p>状況</p> <p>①無 ●②有</p>
 <p>5. 被災斜面の全景。被災斜面の周囲にはモルタル吹付け（既存施設）が施されている。</p>		 <p>6. 原設モルタル吹付け工の状況。背面は侵食され、空腔が出来ている。</p>	

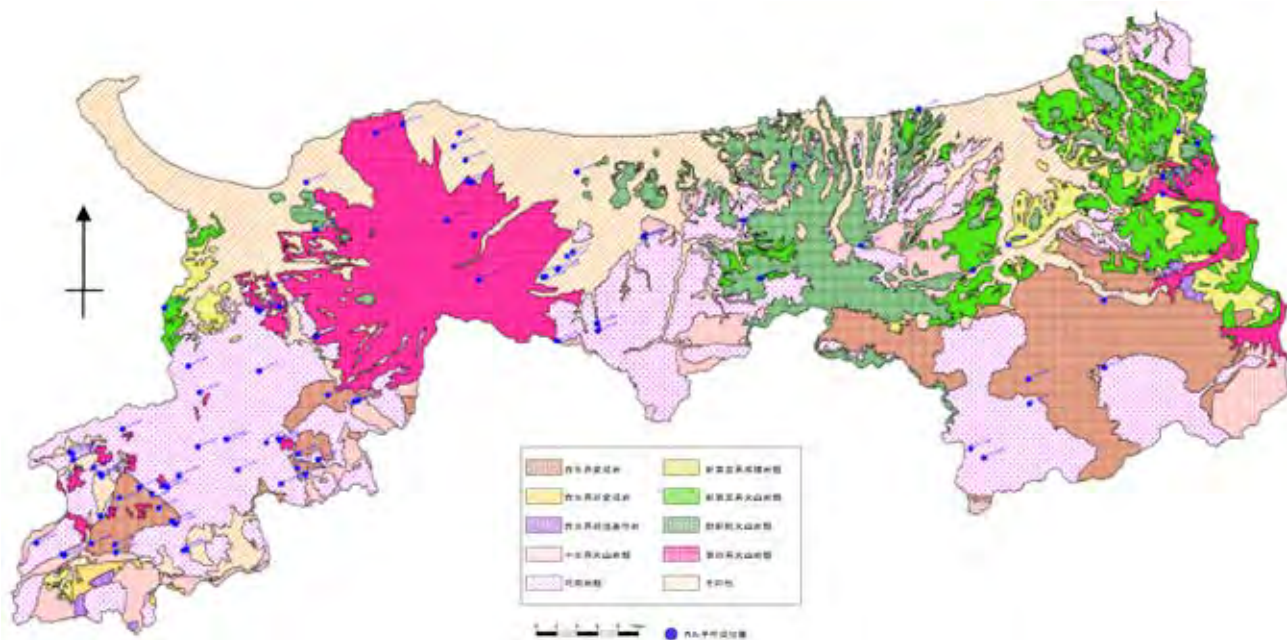


図2.6.2 抽出箇所

表2.6.7 地質別被災箇所数

番号	地質分類	分布面積 (km <sup>2</sup> )	面積比率 (%)	箇所数 (箇所)	100km <sup>2</sup> 当たりの 箇所数
1	古生界変成岩	372.23	10.65	14	3.8
2	古生界非変成岩	10.51	0.3	1	9.5
3	中生界超塩基性岩	11.63	0.33	0	0
4	中生界火山岩類	198.18	5.67	1	0.5
5	花崗岩類	976.53	27.95	44	4.5
6	新第三系堆積岩	121.9	3.49	5	4.1
7	新第三系火山岩類	220.26	6.3	2	0.9
8	鮮新統火山岩類	293.54	8.4	7	2.4
9	第四系火山岩類	474.93	13.59	15	3.2
10	その他 (ローム層含む)	813.97	23.3	9	1.1
	合計	3493.68	100	98	

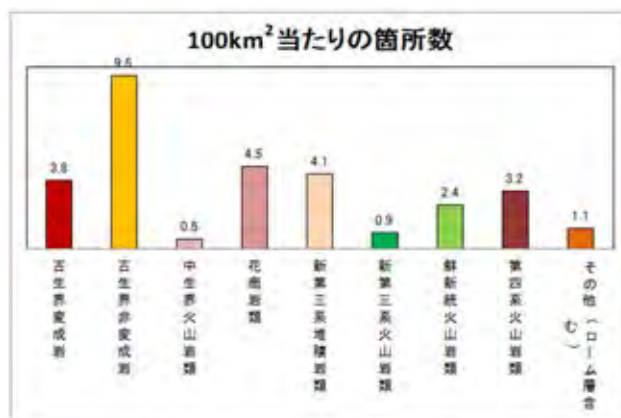


図2.6.3 100 km<sup>2</sup> 当たりの災害箇所数

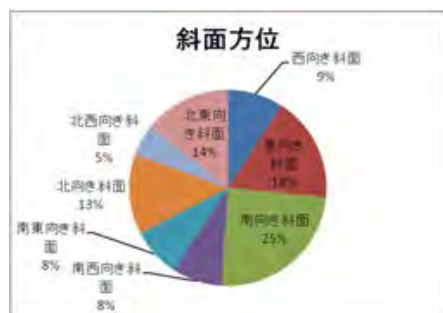


図2.6.4 斜面方位別割合

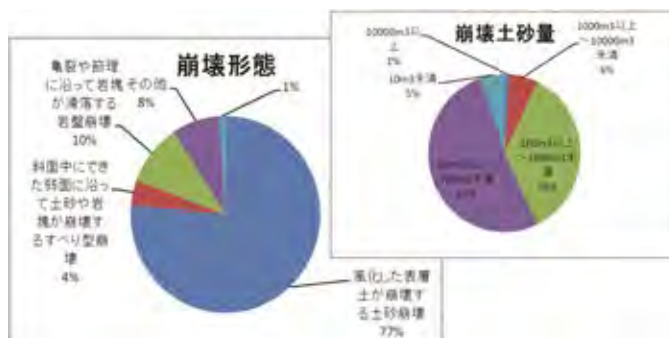


図2.6.5 崩壊形態別割合と崩壊土砂量別割合

## 7 おわりに

鳥取県内の斜面災害について、集中豪雨等による崩壊と従前からの地すべり指定地の崩壊事例を中心に述べることで概略が捉えられた。斜面崩壊は地質境界と脆弱な土質と降雨の関わりが大きい。土質工学セミナー・鳥取が行っている斜面災害データベースの作成とその利用について記した。また、地すべり地においては、施工時から数年が経った排水ボーリングの管理の必要性を述べた。

鳥取県の土砂災害警戒情報システムについては、ほぼ満足される結果が得られているが、今後さらに、局所的な降雨、土壌雨量指数と土質・地質の関係、3時間前降雨予測、降雨強度の小さい長雨の対応などソフト面の改善を図ることで、住民の避難に貢献できよう。

本報告書は、鳥取県で土砂管理の業務に携わる官民の技術者には是非一読願いたい。また、これらの内容を易しく表現した上で住民に情報提供し減災に役立てば、筆者らの喜びとするところである。

最後に本報告の作成にあたり、資料の提供を頂いた鳥取県、鳥取森林管理署に心から感謝申し上げる次第である。  
【藤村 尚・伊達裕樹・藤澤大悟・大町 宏・山本秀樹・山本大輔】

## 引用文献

- 伊藤 徹 (2006)：鳥取県の地形地質と岩石カルテ。岩盤データベースに関する講習会テキスト，pp.11-22。  
 気象庁 (2013)：気象統計情報。http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php (参照日 2013年5月10日)。  
 日本地すべり学会関西支部 (2000)：鳥取における大規模地すべり講習会テキスト。pp.42-69。  
 農林水産省中国四国農政局計画部 (1981)：鳥取県水利地質図。  
 鳥取県土砂災害警戒情報運用検証検討会 (2013)：検討会資料。6p。  
 鳥取県岩石データベース作成委員会 (2008)：鳥取県岩石データベース。pp.1-6。  
 鳥取県西部総合事務所県土整備局 (2011)：平成23年度県道赤碕大山線災害復旧工事調査結果・工法資料。7p。  
 鳥取県中部総合事務所県土整備部 (2008)：平成19年9月4日琴浦豪雨災害の復旧について。治山，4p。  
 鳥取県八頭総合事務所県土整備部 (2007)：若桜・八頭地区災害資料。  
 鳥取県八頭総合事務所県土整備部 (2008)：大呂地区地すべり技術指導協議資料。pp.1-32。  
 鳥取森林管理署 (2011)：H23 度鷲峰山国有林測量設計業務報告書。pp.42-77。  
 津久井雅志 (1984)：大山火山の地質。地質学雑誌，Vol.90，pp.643-658。  
 上村不二雄・坂本 亨・山田直利 (1979)：若狭地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の I 地質図幅)，地質調査所，pp.37-55。  
 安本善征 (2005)：千代川河川災害。平成16年発生災害採択事例集，(社)全国防災協会，pp.64-71。





## 第 3 部

# 斜面変動にかかわる 山陰地域の自然条件

# 1 山陰地域の気候と気象災害

## 1.1 はじめに

中緯度に位置する日本は周囲を海に囲まれていることもあって、四季の変化が明瞭で比較的温和である一方、台風や梅雨前線活動に伴う大雨、冬の季節風による日本海側地域の大雪、あるいは爆弾低気圧やメイストームによる強風など災害を引き起こす気象現象もまた多い。緯度的には日本のほぼ真ん中において、日本海に面する山陰地域も同様であって、全国平均に近い気温とやや多い降水を特徴とする穏やかな気候であると同時に、大雪・大雨、また強風に伴う建物倒壊や海難事故など直接的な災害に加え、間接災害としての大火などさまざまな気象災害に見舞われてきた。

斜面災害につながることが多い大雨に限っても、1964年の「昭和39年7月山陰北陸豪雨」、1972年の「昭和47年7月豪雨」、1983年の「昭和58年7月豪雨」など松江市や浜田市での大規模な浸水被害を伴う災害が度々発生している。また、近年においても松江市の中心市街地で1,215戸の住宅浸水(島根県, 2006)を引き起こした2006年の「平成18年7月豪雨」や、松江市鹿島町で人家裏の崖が崩落し2名が死亡した2010年の豪雨災害(小山内・桂, 2010)が記憶に新しい。

そこで、本稿でははじめに初歩的な方法ではあるが、気温、降水量の年変化パターンの全国比較ならび地域内の比較を行い、山陰地域の気候を概観する。次に、島根県を対象として作成した気象災害データベースから大雨災害をピックアップし、季節性などを検討する。さらに大雨災害のうち、梅雨前線活動に伴う大雨についてその特徴をみていくことにする。最後に、最近話題となる短時間強雨について気候学的な検討を加える。これら降水(大雨)を中心とする山陰地域の気候特性を理解することによって、多発する大雨災害の背景を考える一助としたい。

なお、自然科学の論文では年を表記する場合、西暦を

原則とするが、気象災害に名称を付す場合に気象庁は元号を用いている。したがって、以下においても大雨、豪雨の名称は元号表記のものを使用し、西暦は付さないこととする。

## 1.2 気温・降水量の年変化からみる山陰地域の気候

山陰地域の気候特性をみる第一歩として、気温・降水量を指標に山陰地域と他地域との比較を行う。ここでは山陰地域の代表を東西に長い山陰のほぼ真ん中に位置する松江とし、これと比較する地点は北日本の代表として札幌、南日本の代表として那覇、そして東日本の太平洋側地域にあり、松江とほぼ同じ緯度に位置する東京を取り上げた。

4地点の気温の年変化を比較した図3.1.1をみると、当然ではあるが最も顕著な地点間の差異として緯度に対応した気温差に気付く。これに加え、年較差が北で大きく南で小さいこと、松江・東京・札幌では最暖月が8月であるのに対し沖縄では7月が最暖月であることなど、詳細に検討すればいくつかの細かな差異も指摘できる。これらのことも日本の気候を考える上では考慮すべきところであるが、より重要なことは年変化のパターンが4地点に共通していて、いずれの地点でも四季の変化が明瞭であることであろう。緯度的には日本のほぼ真ん中に位置する松江は札幌と那覇のほぼ中間の値で推移し、年平均気温14.9℃、最暖月気温26.8℃(8月)、最寒月気温4.3℃(1月)となっている。この値はほぼ同じ緯度にある東京の16.3℃、27.3℃、6.1℃よりも若干低い。この原因として、両地点の差が冬季に大きいことから日本の冬に特徴的な日本海側と太平洋側との気候的な差異も考えられるが、第一には都市規模の違いによるヒートアイランド現象の強弱が反映したものであろう。

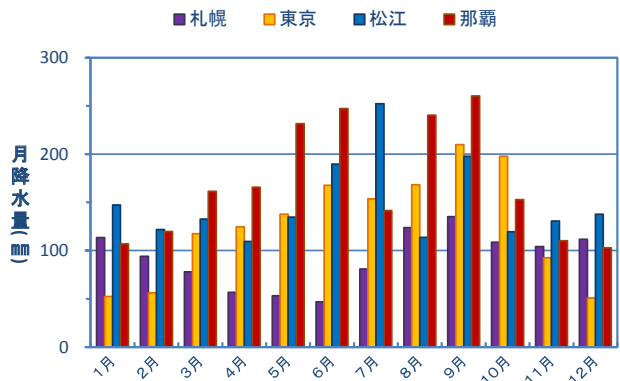
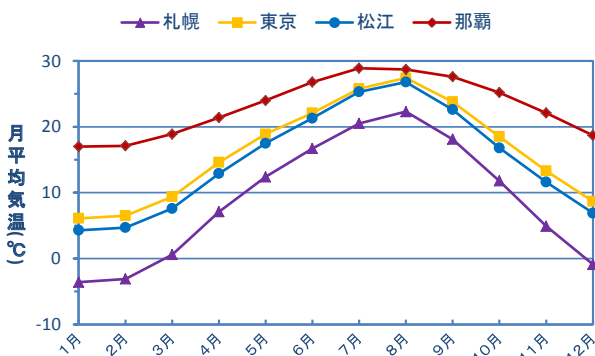


図3.1.1 松江, 札幌, 東京, 那覇における気温と降水量の季節推移

次に降水量についてみてみると、4地点の変化パターンには気温のような統一性はみられない。松江では梅雨期の後半にあたる7月が最多雨月で、これに次ぐ降水量が9月に観測されるとともに、1月にも3番目の極大が認められる。このうち、7月の極大は顕著で、暖候期には気温が最も高い那覇の降水量が4地点の中で最大となることが多いが、7月だけは松江が最大となっている。また、第3の極大期を含む寒候期も松江の降水量が4地点の中で最も多くなっている。

このように松江の降水量の季節推移には3つの極大期が認められる一方、他の3地点には2つの極大しかみられない。すなわち、東京と那覇は秋霖期ないし台風期と呼べる9月の降水量が最も多く、次いで梅雨期前半の6月が多降水となっている。松江では1つの極大期である冬季の降水量をみると、東京と那覇では絶対量に約2倍の開きがあるが、両地点とも1月の降水量は12月に次いで少なくなっている。また、札幌では1月降水量が9月、8月に次ぐ多さであるが、「北海道には梅雨がない」ことを反映して6・7月が極大にならないため、東京や那覇と同じく2つの極大期を持つパターンである。

これらのことから、山陰地域の気候特性の1つは7月降水量、すなわち梅雨後半における降水の多さであり、他の1つは冬季の北西季節風に伴う降水(降雪)が多いことといえよう。このうち、後者についてはいわゆる日本

海型気候と呼ばれる気候に共通する特徴であって、日本の気候区分を試みた福井(1933)や関口(1959)でも冬季(寒候期)に降水が多いことを日本海側の特徴とし、気候境界の設定もこれによっている。

以上、山陰地域の気候特性を全国との比較から概観したが、引き続き地域内における差異について検討してみよう。図3.1.2は山陰地域の東西南北ならびに中央部に位置する5つの観測点を取り上げ、気温・降水量の年変化を示したものである。これを見ると、山間部に位置する瑞穂では標高に対応して気温が低くなっているが、他の4地点ではその絶対値や年変化のパターンに明瞭な違いは認められない。このことから山陰地域程度の広がりでは、標高による気温低減効果以外の要因で気温の差異が現れることはないといえる。ちなみに、各地点の年平均気温を記しておくと、益田15.6℃、米子15.0℃、鳥取14.9℃、西郷14.3℃、瑞穂12.3℃の順であって、海岸に近い4地点はその緯度に対応して変化していて、標高の次に緯度が気温を規定する要因であることが分かる。

次に、降水量についてみてみると、米子、瑞穂の年変化パターンは松江と同様であって、7月が最多雨月となるとともに、9月、1月にも降水の極大が現れている。これに対し、西部に位置する益田では暖候期の変化パターンは米子、瑞穂あるいは松江と類似であるが、冬季の降水量は少なく12月ないし1月の極大期はみられない。一

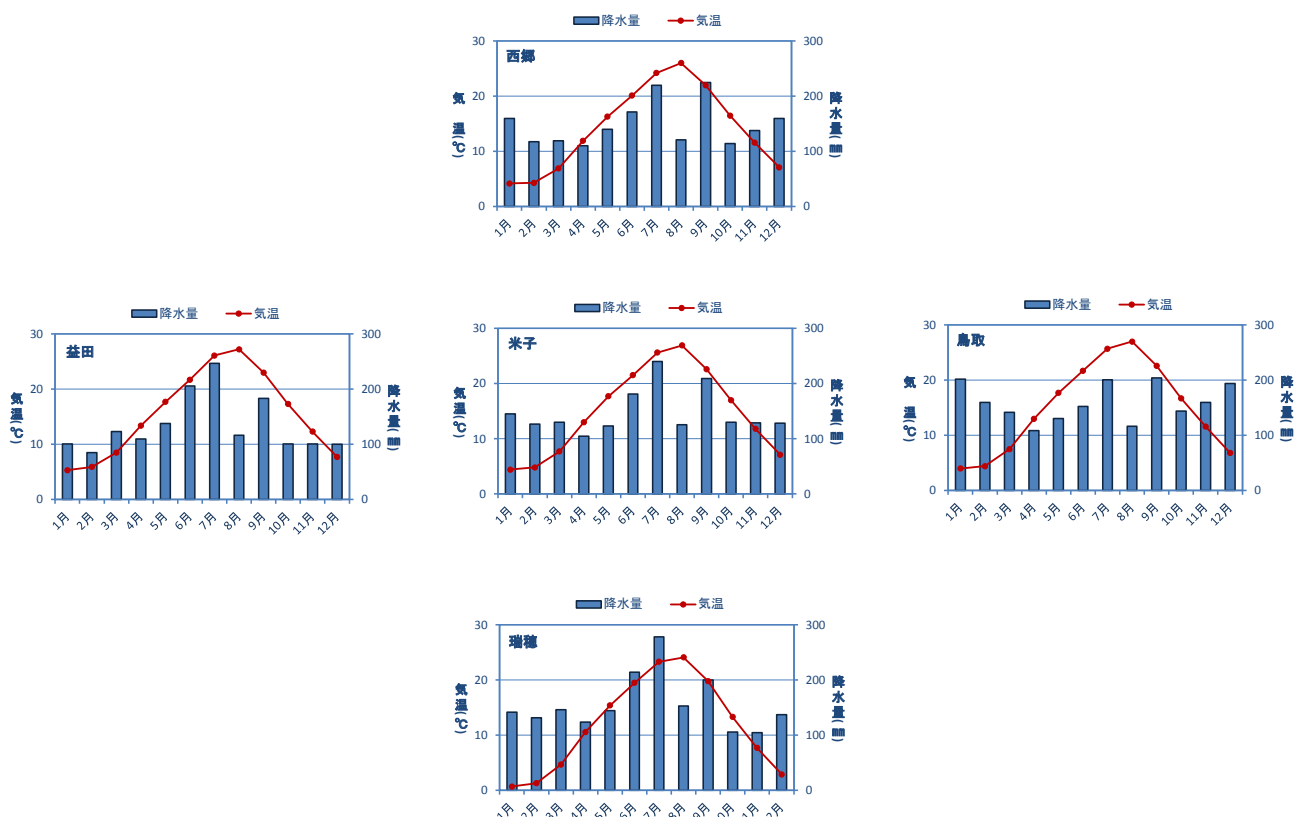


図3.1.2 山陰地域の主要観測点における気温と降水量の季節推移

方、最も東にある鳥取では、12月、1月の降水量が7月や9月のそれに匹敵し、日本海側気候の特性がより強まっているといえる。また、7月と9月の降水量を比較すると、米子以西の地点では7月の降水量が多いのに対し、鳥取では9月の降水量が多くなっている。また、西郷も同様に9月の降水量が7月のそれを若干上回っている。

先に述べた全国比較において、山陰地域の特色として7月降水量と冬季降水量の多さを指摘したが、地域内でより詳細に検討すると、7月降水量の多さは米子以西の地域では認められるものの、東部や隠岐地方では不明瞭であること、冬季降水量については反対に、東部や隠岐で顕著な反面、益田など西部地域ではほとんど認められないことなどが明らかとなった。このうち、冬季降水量にみられる地域的差異を別な形で示したのが図3.1.3である。

これは福井から福岡まで日本海沿岸に位置する気象台・測候所について開設以来の最高積雪深と最大日降雪量を示したものである。これをみると、最高積雪深は北陸の福井・敦賀では2m前後である一方、九州の福岡では30cmで、東に多く西に少なくなっている。しかし、その変化は連続的というよりも段階的である。すなわち、舞鶴を除くと、福井から豊岡までが1つの地域であり、ここから鳥取、米子と急減している。そして、米子から松江まではほぼ同じであるが、その西側で再び急減し、中国地方西端の積雪深は九州北部とほぼ同じになっている。また、最大日降雪量は福井から松江までほぼ同じであるが、それ以西では最高積雪深と同じく急減している。

このように、冬季降水量(降雪量、積雪量)に関しては山陰地域の東西で大きな差異が認められるが、それは連続的ではなく階段状に変化し、山陰西部では日本海側気候の特性が薄れるとともに、太平洋側地域の特徴がみられるようになっている。

以上、気温・降水量という基本的な気候要素を用いて山陰地域の気候特性を概観したところ、その特徴の1つとして7月、すなわち梅雨後半に降水量の多いことが指摘できた。この多降水ははじめに紹介した災害名称が付けられた大雨事例がいずれも「7月豪雨」であったことから、気象災害につながりやすいことが考えられる。そこで

次節では島根県における大雨災害の歴史を分析し、その季節性などについて検討することにする。

### 1.3 島根県における大雨災害

島根大学では総合理工学部地球資源環境学科が中心となって、山陰地域の自然災害の防止及び軽減のためのプラットフォームを地域社会に提供するため、2010年に「山陰防災フォーラム」を組織した。そして、フォーラムや学習会などを通じて自然災害防止に関する経験の交流と研究の推進を進めるとともに、地質、地形、気象、歴史など地域の特性に適した防災技術の開発や共同研究を学外の研究者とともに進めてきた。その中で、2012～13年度に島根大学研究機構戦略的研究推進センター萌芽研究部門の研究経費を受け、「山陰地域における自然災害データベースの構築及び防災研究拠点の形成(代表 汪発武)」をテーマとするプロジェクトを進めている。

このデータベースには気象災害データベースも含まれていて、山陰地域に発生した災害の起日、種別、原因となる気象擾乱をまとめるとともに、人的・物的被害についてはできる限り数値化している。プロジェクトは初年度を終えたところで、山陰両県のうち島根県のデータベースが完成した段階である。また、資料とした各種文献の記載方法や内容の違いを統一基準でまとめる段階には至っていないなど不十分なところも数多く残されているが、過去に発生した歴史災害を概観するには十分なデータベースとなっている。そこで今回はこのデータベースから島根県の気象災害、特に斜面災害に直結することが多い大雨災害をピックアップし、その特徴をみることにする。

本データベースで使用した主な資料は浜田測候所(1934)「島根県既往の災害並に豪雨調」、松江地方気象台・浜田測候所(1993)「島根の気象百年：創立百年誌」、島根県総務部が1975年以降作成している「災害年報」である。前述のようにこれらは災害情報の内容、記載方法がそれぞれ異なっている。例えば、洪水を表現したものに限っても、洪水、出水、大水、氾濫、増水、水害など多様な言葉で表されている。そこでデータベースではそれぞれの表現を吟味し、大雨害、強風害、雪害などいくつかの種別にまとめるようにした。そしてその災害のうち、今回は大雨害、洪水害、風水害とされたものを大雨に伴う災害として取り上げることにした。

データベースには701(大宝元)年から2008年までに発生した1257件の気象災害が取り上げられているが、そのうち大雨災害は589件である。表3.1.1はそのうちの主な大雨災害をまとめたもので、死者・行方不明者が10名以上記録された災害、ならびに島根県の歴史上重要と思われるものを選択した。これをみると、島根県で記録に残された最も古い大雨災害は708(和銅元)年8月5日

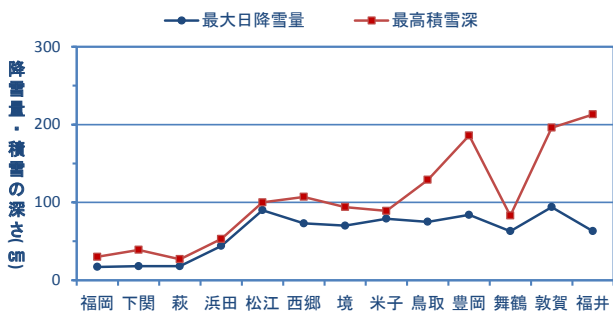


図3.1.3 北陸から九州北部に沿った最高積雪深と最大日降雪量の変化

に隠岐地方で発生したもので、「隠岐国霖雨大風、遣使賑恤之（隠岐島誌）」と記録されているが、被害の状況（程度）は分からない。霖雨大風という表現、発生月日が8月5日であることから台風による風水害と考えられるが、この日付けが見舞いのため隠岐に使いを派遣した日である可能性もある。この場合は災害事態はそれ以前に発生しているから、梅雨季の大雨災害とも考えられ、現在の資料ではこれ以上の判断はできない。また、2番目の災害も「石州大森大洪水死者1300余」とあるだけで、起日から梅雨季の大雨と考えられる以上は不明である。

幕藩体制が確立した江戸時代以降、災害数が多くなっているが、これは気候の変化で災害が増えたのではなく、情報の伝達や精度が向上し、記録される災害が増加したためと考えられる。その中で最初に起こった大きな大雨災害は1639年6月に発生したもので、この大雨ではそれまで出雲平野を西流し、大社湾・日本海に流れていた斐伊川がその流路を大きく変え、宍道湖に注ぐようになった。この災害を含め、斐伊川、江川、飯梨川など島根県内の河川は度々氾濫し、松江城下でも1674年をはじめとして何度か大きな水害に見舞われている。

災害記録は行政の整備によって明治以降さらに増加しているが、昭和期以降は気象台・測候所による解析によってその原因も記録されるようになった。それによれば、昭和期前半は室戸台風をはじめとする台風が大雨災害の主流であったが、昭和期後半からは梅雨季の豪雨災害が最も懸念される災害であることが分かる。このうち、

台風に伴う大雨災害の減少は、建築基準法の改正に伴い住宅の強度が向上し、台風の強風による被害やこれによる人的被害が軽減したことに加え、河川改修をはじめとする社会インフラの整備によって台風特有な短期（1日程度）の大雨による洪水災害が防止されたためと考えられる。これに対し、梅雨のように数日あるいはそれ以上にわたる大雨の場合は、河川の上流から下流まで、あるいは地域の大小すべての河川で増水するため、結果として最も弱いところで決壊などの災害が発生するのであろう。

以上、島根県に発生した大雨災害のうち被害の大きかったものを中心に検討したが、引き続いてより統計的な検討に移ろう。

ところで、表3.1.1にも明らかのように記録に残される自然災害は時代によって大きく異なる。江戸時代より古くは死者1300余といった極めて希な災害だけが記録されているのであり、江戸期以降においても記録する災害の選択基準は不明で、その多くは記録者の主観によって取捨選択されたと考えられる。そのため、今回のような歴史資料に基づくデータベースでは発生件数や被害数の長期的な分析は適切ではない。しかし、今回の基礎資料とした「災害年報」では何らかの経済的な被害が発生した災害がすべて記録されているので、時代を経て均等に扱うことができる。このことから経年変化に関しては「災害年報」が作成されている1975年～2008年を対象として分析した。

これに対し、季節変化はすべての災害を対象とするこ

表3.1.1 島根県における主な大雨災害

No.	発生年月日	地域	死者 行方不明数	備考
1	708 (和銅1) 8月5日	隠岐		霖雨大風（記録に残る最古の災害）
2	1542 (天文11) 8月5日	石見 (大森町)	1300	石州大森大洪水
3	1639 (寛永16) 6月21～22日	出雲		斐伊川の流路が変わり、宍道湖へ流れる
4	1674 (延宝2) 7月28日～8月1日	出雲	229	宍道湖決壊し、松江の水深8～9尺、漂流1450戸
5	1702 (元禄15) 9月18日～22日	出雲 (杵築村)	50	斐伊川決壊し、湖面の増水1丈2尺、人家漂流4757戸
6	1722 (享保7) 8月30日	出雲	54	出水城下4尺余り
7	1755 (宝暦5) 9月20日～21日	隠岐	1500余	
8	1759 (宝暦9) 9月7日	出雲 (松江)	24	出水城下2尺～5・6尺
9	1850 (嘉永3) 9月	出雲・石見	18	
10	1873 (明治6) 8月28日～29日	全域	80余	斐伊川決壊
11	1886 (明治19) 9月20日～24日	出雲	36	
12	1893 (明治26) 10月12日～14日	出雲・石見	78	
13	1894 (明治27) 9月10日～11日	出雲・石見	43	
14	1919 (大正8) 7月4日	出雲・石見	11	
15	1921 (大正10) 7月8日	出雲・石見	13	
16	1923 (大正12) 7月12日～13日	全域	10	江川増水12m、隠岐で土砂崩れ
17	1933 (昭和8) 9月3日	全域	11	
18	1934 (昭和9) 9月19日～21日	出雲	12	室戸台風
19	1941 (昭和16) 7月11日～12日		10	
20	1941 (昭和16) 3月24日～29日		11	
21	1943 (昭和18) 9月18日～20日	出雲	533	台風26号
22	1945 (昭和20) 9月18日	出雲 (松江市)	79	枕崎台風
23	1954 (昭和29) 9月25日～27日		25	洞爺丸台風
24	1961 (昭和36) 6月24日～7月10日		14	昭和36年梅雨前線豪雨
25	1964 (昭和39) 7月12日～19日	出雲・石見	112	昭和39年7月山陰・北陸豪雨
26	1972 (昭和47) 7月9日～14日	全域	28	昭和47年7月豪雨
27	1983 (昭和58) 7月20日～23日	石見	107	昭和58年7月豪雨

とができる。すなわち、古い時代の災害は被害の甚大なものに限定されている可能性はあるものの、その発生日は災害の規模には基本的に関係しない。したがって、月単位で集計し、その推移を検討する本研究の分析では古い時代のものも近年の災害も同じように扱えると考え、708年以降の全災害を対象に発生日の集計を行った。

はじめに経年変化についてみると(図3.1.4)、大雨災害の発生件数は年々の増減をくり返すのではなく、極大年、極小年を挟み、数年周期で増減している。年平均発生件数は7.5件で、最も多かったのは1991年、1998年、2004年の13件、最も少なかったのは1986年の2件である。このうち、2004年は上陸台風数が過去最大の10個を記録した年である一方、1986年は上陸台風がゼロの年であるなど、大雨の発生に関する特徴も指摘できるが、これらの年は島根県に甚大な被害をもたらした災害の発生年ではない。例えば、「昭和58年7月豪雨(以下、昭和58年豪雨と記す。他の豪雨も同じく7月は省略する)」、「平成18年豪雨」が発生した1983年、2006年の発生件数はそれぞれ7件、8件であって平均に近い。このことから、年間の災害件数と被害の大小は必ずしも関係しないといえる。なお、極大年における発生件数は13件で一定である一方、極小年における発生件数が最少年である1986年以降増加しているが、このことの意味するところ、またその原因は不明である。

次に、大雨災害の季節変化(図3.1.5)をみると、大雨災害が最も多いのは7月で、これとほぼ同数の災害が9月に発生している。さらに、8月、6月も相対的な多発期で、この4ヶ月間に全体の80%以上の災害が発生している。一方、11月から2月の寒候期は全体の2%程度に限られ、大雨災害は暖候期の災害であることが分かる。なお言うまでも無いが、寒候期には大雪・暴風雪などの雪害が多数発生していて、決して災害の少ない季節ではない。

このことを先に検討した降水量の年変化と対応させると、災害の多発期である6~9月は多降水の時期であって、定常的に多降水であることが突発的な災害につながっていることが分かる。また、災害を引き起こす具体的

な要因としては、その発生時期から梅雨前線活動に伴う大雨と台風による大雨があげられる。なお、松江を含む6地点において降水の少ない月であった8月が災害頻度では3番目に多い月になっている。これは8月の台風は数年に1回と頻度は小さく、降水量に寄与するところは少ないが、一度来襲すれば何らかの災害を引き起こしていること、ならびに、夕立に代表されるような局所的な豪雨に伴う災害が多いことを示唆している。

### 1.4 梅雨季の大雨の背景

これまでみてきたように、山陰地域では梅雨期ならびに秋霖期・台風期に大雨災害が多く発生しているが、本稿では近年においても大きな被害をもたらしている梅雨期の大雨災害に絞り、その気候学的な特徴を検討することにする。なお、降水量の分布について山陰地域だけを対象として図示してもその特徴を理解することが難しいので、以下の分析に際しては中国地方を対象として作業を行った。

図3.1.6は山陰地域に大きな被害をもたらした梅雨前線豪雨のうち、「昭和58年豪雨」と「平成18年豪雨」について降水量分布を示したものである。これをみると、2つの豪雨には期間に長短はあるものの、最多降水量地点における合計降水量が500mmを超える記録的な豪雨であったことが分かる。図3.1.2にも示したように、山陰地域における7月の月平均降水量は200~300mmなので、数日間でその倍近い降水がもたらされたことになる。

両者の降水量分布を詳細にみると、昭和58年豪雨では島根県西部にある降水量500mm以上の地点を中心に多降水域が島根県と広島県の県境に沿って東西に伸びている。一方、この多降水域の軸に直交する南北方向には降水量の変化が著しく、瀬戸内海沿岸地域では4日間の降水量が50mm以下の地点も広く分布している。これに対し、平成18年豪雨における最多雨地点は島根半島東部から鳥取県西部の沿岸及び隠岐、中国山地に分布し、昭和58年豪雨よりは広範囲に及んでいる。また、降水量

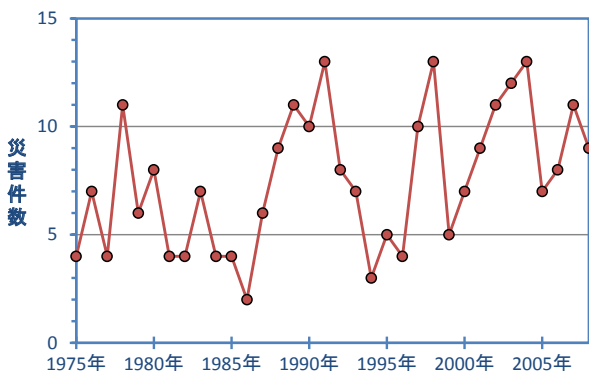


図3.1.4 島根県における大雨災害件数の経年変化

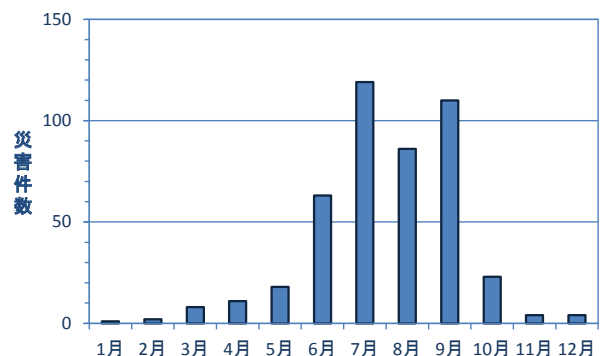


図3.1.5 島根県における大雨災害件数の季節推移



図3.1.6 昭和58年7月豪雨、平成18年7月豪雨における中国地方の降水量分布

400 mm 以上、300 mm 以上といった多降水域も島根県東部地方を中心に同心円状に広範囲に広がっている。

このように豪雨時の降水分布を最多雨地点の出現場所、及びそこを中心とする多雨域の広がりで見ると、特徴的な差異が認められる。このうち、最多雨地点の出現場所から1960年代以降に発生した主な大雨を分類すると、島根県西部に最多雨地点が現れたものとして、昭和58年豪雨の外に、昭和47年、昭和60年、昭和63年の豪雨があげられる。一方、島根県東部を中心として大雨がもたらされたタイプとしては、先のものに加え昭和36年、昭和39年の豪雨があり、両タイプの数は拮抗している。

次に、このような降水分布の原因を考えるため、取り上げた2例の豪雨について、天気図の違いを検討した。図3.1.7は各豪雨において、山陰地域の降水が最も強くなった日の天気図である。いずれも新聞天気図レベルのもので概略的な特徴しか分からないが、東シナ海から日本列島にかけて梅雨前線が東西に延び、山陰地域をその一部が縦断している。あえて両者の差異を指摘すれば、中国地方西方での前線の走向に違いがあって、昭和58年豪雨では西ないし南西に前線が延びるのに対し、平成18年豪雨では北西に走り、朝鮮半島南部にかかっている。しかし、このような走向の変化は1日の間に生じることも

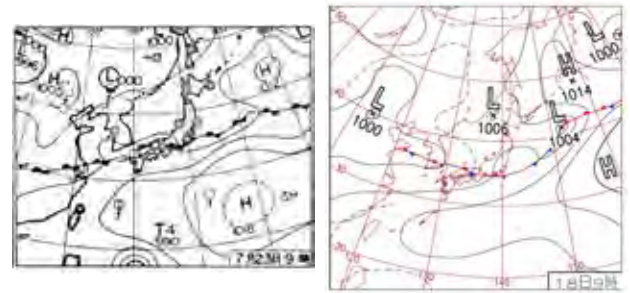


図3.1.7 1983年7月23日(左)と2006年7月18日(右)の天気図

あり、天気図だけで多降水域の出現場所を判断することは難しい。

梅雨は日本を含む東アジアに特有の雨季で、夏の主役である小笠原高気圧から吹走する暖かくて湿った気流と、北のオホーツク海高気圧から吹き出す冷涼で湿潤な気流の間に形成される前線(梅雨前線)が雨をもたらす。その原因にはユーラシアスケールでの海陸分布が影響している。

ユーラシア大陸の南部にあるチベット・ヒマラヤ山塊はその1つであって、春先から初夏にかけて周辺の大気に対し熱源として働く。このため、冬の間その南を流れていたジェット気流は次第に北上するが、その途中でチベット・ヒマラヤ山塊の南と北を流れる2つに分流する。この2つの流れは蛇行しながら東アジアの上空を進み、オホーツク海付近で合流する。これによってオホーツク海では下降気流が生じ、高気圧が形成される。これがオホーツク海高気圧であるが、オホーツク海は春から初夏にかけてシベリア大陸から融雪水が流れ込むため非常に冷たく、そこから吹き出す気流は冷涼で、東日本では冷夏の原因ともなる。

一方、南の小笠原高気圧は大気大循環により生じるが、その西縁を回って流れ込む湿潤気流が梅雨の大雨をもたらす。昭和58年豪雨時の850 hPa(当時は気圧の単位としてmbが使われていた)面の天気図(図3.1.8)をみても、小笠原高気圧の西側を回り込むように流れこむ相当温位345 K以上の暖湿流が対馬海峡を通過して、山陰地域に到達していることが分かる。この暖湿流の源は遠くベンガル湾であって、ここからインドシナ半島の北部、中国の華南地域の上空を通過して日本に達している。すなわち、梅雨季の豪雨は熱帯のスコールと同じ種類のものである。

このような前線の形成過程、水蒸気の流入を背景として梅雨季の大雨がもたらされるが、日本スケールでの大雨の発生場所は南北に変動する梅雨前線の位置が規定する。すなわち、5月から7月にかけて季節の進行とともに梅雨前線が北上する(Yoshino, 1966)と、大雨の中心も南西諸島から日本の南岸地域、そして山陰、北陸へとゆ



るやかに北上していく(二宮, 2001)。しかし, そのような梅雨前線ならびに大雨中心の移動の中で, 図3.1.6にみたようなスケールで多降水域がどこに現れるかは, メソスケール(数10 km スケール) 擾乱の生成と移動, さらにはその中で個々の積乱雲(10 km スケール) の発生・移動による。例えば, 昭和60年豪雨においてエコーセルの移動を追跡した渡部・栗原(1988)では9つのエコーセルが島根県の西方海上で次々と発生・移動してくるのに対応して豪雨が発生することが示されている。このように, 積乱雲がその風上側で次々と発生・発達することで豪雨になるタイプをバックビルディング(Back building)型豪雨(吉崎・加藤, 2007)と呼んでいるが, その詳細な発生場所を正確に予想することは現在のところできていない。

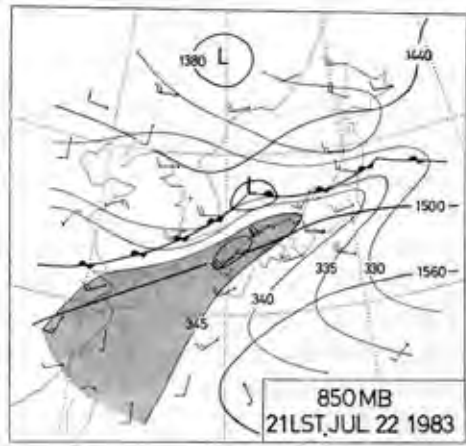


図3.1.8 1983年7月22日21時における850 hPa 面天気図と暖湿流  
4桁の数値は850 hPa 高度, 3桁の数値は相当温位(渡部, 1984に基づく)。

### 1.5 山陰地域における短時間強雨の発現特性

これまで降水に焦点を当てながら山陰地域の気候特性をみてきたが, 対象とした降水量は月単位あるいは数日間の雨量を合計したものであった。しかし, そのような時間単位の大雨であっても, 期間を通して強雨, 大雨が継続するわけではなく, 降水量は個々の擾乱(積乱雲)の接近, 通過, また発達に合わせて変動する。したがって, 大雨災害を考えると, 時間あるいはそれよりも短い時間単位での強雨, 大雨の発生を検証する必要がある。特に, 都市域においては, 下水道や小河川の溢流による内水氾濫など短時間の強雨による災害が大きな被害をもたらすことがあり, 気象学・気候学分野でも多くの研究が行われている(例えば, 上杉・田中, 2008; 石原, 2012a, b)。そこで本節では, この短時間強雨に注目し山陰地域(中国地方)における発現特性を調べることにする。

はじめに短時間強雨について触れておく。短時間強雨に近い言葉として集中豪雨, ゲリラ豪雨がある。このうち, 集中豪雨は1952年7月26日に発生した諫早豪雨に関して朝日新聞が使用した言葉(「気候学・気象学辞典」(吉野, 1985))で, 気象庁では「狭い範囲に数時間にわたり強く降り, 100 mm から数百 mm の雨量をもたらす雨」としているが, 空間的・時間的な定義はないし, 量的にもかなりの幅を持って定義されている。ゲリラ豪雨は突発的で局地的な大雨を表現する言葉として近年用いられているが, 気象庁の予報用語になく, 時間的・量的な定義はない。短時間強雨についても同様で, 研究者・論文によりその定義はさまざまである。

ところで, 気象庁は防災意識や効果を高めるため, 雨量の定量的な表現に加え, 人や建物等への影響の度合い

表3.1.2 雨の強さと降り方  
「2001年版気象年鑑」(気象庁監修, 2001)に基づく。

1時間雨量	予報用語	人の感覚	人への影響	木造住宅の中	屋外の様子	車の運転中	災害の状況
10～20 mm	やや強い雨	ザーザーと降る	地面からの跳ね返りで足下がぬれる	雨の音で話し声がよく聞き取れない	地面一面に水たまりができる		この程度の雨でも長く続くときは注意が必要
20～30 mm	強い雨	どしゃ降り	傘を差してもぬれる	寝ている人の半数くらいが雨に気がつく	道路が川のようになる	ワイパーを速くしても見づらい	側溝や下水, 小さな川があふれ, 小規模の崖崩れが始まる
30～50 mm	激しい雨	バケツをひっくり返したように降る				高速走行時, 車輪と路面の間に水膜が生じ, ブレーキがきかなくなる(ハイドロプレーニング現象)	山崩れ・崖崩れが起きやすくなり危険地帯では避難の準備が必要。都市では下水管から水があふれる
50～80 mm	非常に激しい雨	滝のように降る(ゴロゴロと降り続く)	傘は全く役に立たなくなる		水しぶきであたり一面が白っぽくなり, 視界が悪くなる	車の運転は危険	都市部では地下室や地下街に雨水が流れ込む場合がある。マンホールから水が噴出する。土石流が起りやすくなる。多くの災害が発生する。
80 mm 以上	猛烈な雨	息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感じる					雨による大規模な災害の発生する恐れが強く, 厳重な警戒が必要

を具体的に記述した「雨の強さと降り方」を2000年に作成した(表3.1.2,「2001年版気象年鑑」(気象庁監修,2001)。これにより降水量と災害の関係をみると、1時間降水量が10~20mmであっても「長く続くときは注意が必要」とされている。また、短時間に降る降水の場合には1時間雨量が30mmを超える「激しい雨」になると、「山崩れ・崖崩れが起きやすくなり危険地帯では避難の準備が必要。都市では下水管から水があふれる」とされている。さらに時間雨量50~80mmの「非常に激しい雨」では「マンホールから水が噴出したり、土石流が発生するなど、多くの災害が発生」し、80mmを超える「猛烈な雨」では「雨による大規模な災害の発生する恐れが強くなる」としている。

このような指摘を受け、筆者は「1時間降水量30mm以上の雨」を短時間強雨とした(田坂,2006,2007,2011,2013)。したがって、これらの研究では強雨、大雨の空間的広がりや考慮していないし、単発的に出現するときも数時間にわたり連続する場合も、その出現回数のみを集計、分析している。

今回、分析したのは中国地方に展開するアメダス観測点において、1981年から2010年の30年間に発生した短時間強雨である。アメダスは気象災害の防止・軽減を重要な役割(気象庁HP)としているので観測点の移動や、廃止・近傍での新設が行われることが多い。この場合、降水量は気温など他の気候要素に比べるとデータの地域代表性が低いので、その継続性を慎重に考えなければならない。ここでは気象庁(2005)を参考にして、移動、廃止・新設前後の水平距離が概ね5km以下で、標高差が50m以内の場合を継続した観測として扱った。そして、このような継続観測を含み、その観測期間が対象30年間の80%に相当する24年以上に及ぶ地点を対象として、短時間強雨の集計・分析を行った。

図3.1.9は対象とした中国地方111地点における年平均の短時間強雨発現頻度を示したものである。これをみると、中国地方で短時間強雨が最も発生しやすいのは鳥



図3.1.9 中国地方における短時間強雨の発現頻度

取県東部の鹿野で、その発生頻度は年平均2.3回である。また、山口県にも年間2.0回以上発生する地点がみられる。なお、全国で発生頻度が最も高いのは宮崎県えびので、年平均13.0回の短時間強雨が発生している(田坂,2013)。

このように、発生頻度が極めて高い地点は中国地方の東西に点在するだけであるが、年間1.5回以上の地点になると、中国地方の西部、すなわち、島根県や広島県の西部から山口県にかけて、ならびに鳥取県と岡山県の県境付近に分布する。さらに、それらの地域を埋めるように年間1.0回以上の地点が分布している。一方、中国地方東部の瀬戸内沿岸地域を中心に岡山県から広島県の東部、及び山陰地域中央部に発現頻度の低い地域が分布している。

次に、短時間強雨の発生時期について検討した。集計に際しては、短時間強雨が発生した日の天気図分析を行い、強雨の原因別に頻度を求めた。原因として取り上げたのは、温暖・寒冷前線を含む温带低気圧、梅雨前線など停滞性の前線、台風(熱帯低気圧)、大気的不安定の4つである。これらの詳細については田坂(2007)を参照されたい。

結果をみると(図3.1.10)、短時間強雨は7月に最も多く発生し、これに次いで8月、9月に多く発生する。そして、これらを含む6月から10月に発現期間は限られていて、寒候期はほとんど発生することがない。大気中には降水量30mm程度に相当する水蒸気が含まれている(二宮,2001)が、その量は気温の高低に伴って増減する。したがって、気温が高い時には多くの水蒸気を含むことが可能となり、強い雨が降りやすくなるが、短時間強雨を可能とする気温の目安として、今回の発現期間から20℃前後の気温を想定できるであろう。

次に、その原因をみると、発生頻度が最も高い7月はそのほとんどが前線の活動に伴って発生している。7月は梅雨後半の時期であり、山陰地域の主要な大雨災害もこの時期に発生していることから予想されることではある

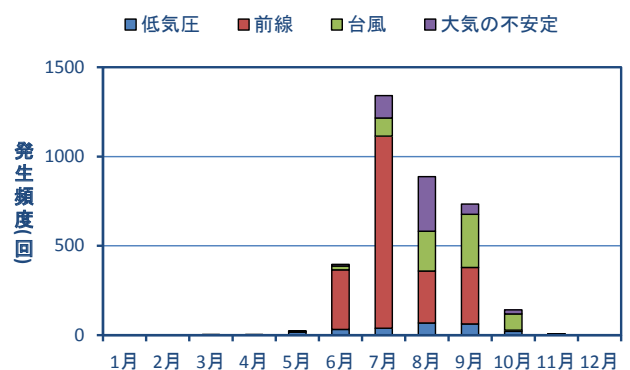


図3.1.10 短時間強雨発現頻度の季節推移

が、この時期の前線活動が地域の防災を考える上で最も重要であることが改めて確認できる。同時に、梅雨前半にあたる6月もそのほとんどが前線を原因とする短時間強雨であって、7月同様に梅雨前線の動向が強雨の有無に直結しているといえる。

これに対し、8月、9月は前線活動を原因とする短時間強雨の頻度が相対的に低下する一方、大気的不安定や台風を原因とする強雨が多くなっている。このうち、8月は大気的不安定を原因とする強雨が最も多く発生し、夕立に代表されるような強い雨が多いことを示している。台風による大雨は9月に最も多く発生するが、7月から10月にかけて継続的に発現していて、暖候期全般に注意の必要な災害であることが分かる。なお、8月は月降水量が少ないにも関わらず、災害件数は3番目に多かった(図3.1.2, 図3.1.4)。この要因として、8月は気温が高く大気中の水蒸気量も多い時期であるため、強雨が発生するとその量が多くなりやすく、災害につながりやすいことが考えられる。

最後に、地球温暖化との関係で「今後大雨の頻度が増加する可能性がかなり高い(気象庁, 2007)」とされていることを考慮し、短時間強雨の発現頻度の経年変化を検討した(図3.1.11)。これをみると、短時間強雨が最も多く発生したのは2004年で、中国地方では214回発生したのに対し、最少年である2002年には34回しか発生していない。このうち最多年の2004年は前述したように日本に上陸した台風が最も多かった年で、これが短時間強雨の多発に関連していると考えられるが、最少年を含め年々の変動と擾乱の頻度や規模との関連については今後の検討課題としたい。

このような多発年、寡発年を含め強雨の発現頻度の長期的な傾向を5年間の移動平均でみると、1990年代初めまでは移動平均線の振幅が小さく、年々の変動が比較的小さかったのに対し、90年代後半以降移動平均線は周期の長い大きな振幅の曲線となっていて、数年おきに多発・寡発をくり返すとともに、極端な多発・寡発が起

きやすくなっている。この結果、2000年以降は年間の発生頻度が200回を超える年がみられるようになった。また、10年ごとの発生頻度も1981年～1990年の1066回に対し、2001年～2010年には1284回と約20%増加している。

以上、短時間強雨の発生頻度には全球気温の経年変化にみられるような直線的な増加は認められないが、その頻度は増加傾向にあり、防災・減災の視点からも分析を進めていかなければならない。

## 1.6 おわりに

山陰地域の気候特性を斜面災害に直結することが多い大雨に焦点を当てながら概観してきた。

山陰地域では7月、9月を中心とする暖候期に降水量が多く、大雨ならびに大雨災害もこの季節に多く発生する。その原因として、台風の来襲・接近も重要であるが、大雨災害の発生に最も直結しているのは梅雨前線活動であり、その挙動を注視する必要がある。山陰地域で大雨になるときは、島根県西部に多降水の中心が現れるタイプと、島根県東部から鳥取県西部に中心を多降水になるタイプがある。いずれの場合も、天気図スケールでの前線の位置などに大きな差異は認められず、大雨地域の予測にはより小さなスケールの解析が必要である。短時間強雨についても、同じような地域的・季節的特徴が認められるが、その経年変化に地球温暖化に対応すると考えられる長期的な増加傾向は認められなかった。

山陰地域は1960年代、1980年代に西部を中心として度々大雨災害に見舞われてきた。もとより、災害は人間社会の対応によってその被害を軽減することが可能であるが、東日本大震災のように自然現象の規模そのものが我々の予測を遙かに超える場合もある。大雨に関しても、地球温暖化の進行に伴い規模あるいは頻度の両面で予測・経験を超える場合も考えられ、減災へのさまざまな取り組みが求められている。

本論の一部は島根大学研究機構戦略的研究推進センター萌芽研究部門(2012年度～13年度)「山陰地域における自然災害データベースの構築及び防災研究拠点の形成(代表：汪 発武)」の研究経費を使用した。

【田坂郁夫】

## 引用文献

- 福井英一郎(1933):日本の気候区(第2報).地理学評論, Vol.9, pp.1-17, pp.109-127, pp.195-219, pp.271-300.  
 浜田測候所(1934):島根県既往の災害並に豪雨調.浜田測候所, 152p.  
 石原正仁(2012a):2008年雑司ヶ谷大雨当時における積乱雲群の振舞いと局地的大雨の直前予測I-3次元レーダーデータによる積乱雲群の統計解析-I.天気, Vol.59, pp.549-561.

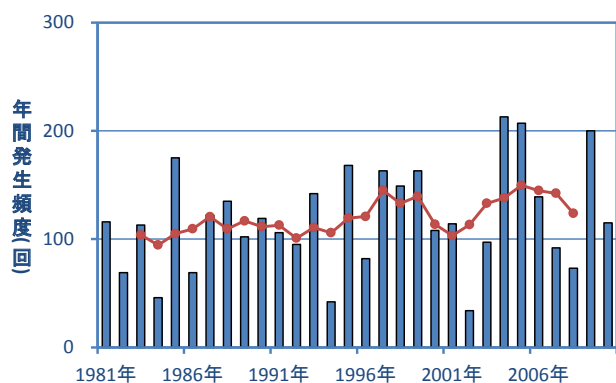


図3.1.11 短時間強雨発現頻度の経年変化  
(折れ線は5年間移動平均)

- 石原正仁 (2012b) : 2008 年雑司ヶ谷大雨当日における積乱雲群の振舞いと局地的大雨の直前予測Ⅱー積乱雲に伴う局地的大雨の直前予測の試みー. 天気, Vol.59, pp.563-577.
- 気象庁 (2005) : 気象観測統計の解説. 気象庁 (PDF 版), 136p.
- 気象庁 (2007) : IPCC 第 4 次評価報告書 第 1 作業部会報告書政策決定者向け要約. 気象庁 HP (PDF 版), 24p.
- 気象庁監修 (2001) : 2001 年版気象年鑑. 財務省印刷局, 302p.
- 松江地方気象台・浜田測候所 (1993) : 島根の気象百年: 創立百年誌. 日本気象協会松江支部, 217p.
- 二宮洗三 (2001) : 豪雨と降水システム. 東京堂出版, 247p.
- 小山内信智・桂 真也 (2010) : 島根県松江市恵曇地区がけ崩れ (落石) 災害現地調査報告. 国土交通省国土技術政策総合研究所災害調査報告 (PDF 版), 5p.
- 島根県 (1975~2008) : 各年版災害年報. 島根県.
- 関口 武 (1959) : 日本の気候区分. 東京教育大学地理学研究報告, Vol.3, pp.65-78.
- 田坂郁夫 (2006) : 短時間強雨の発現に関する一考察. 島根地理学会誌, No.40, pp.1-40.
- 田坂郁夫 (2007) : 中国・四国地方における短時間強雨の発現について. 社会文化論集 (島根大学法文学部紀要), No.4, pp.41-51.
- 田坂郁夫 (2011) : 九州地方における短時間強雨の発現について. 社会文化論集 (島根大学法文学部紀要), No.7, pp.121-132.
- 田坂郁夫 (2013) : 日本における短時間強雨の発現について. 社会文化論集 (島根大学法文学部紀要), No.9, pp.15-30.
- 上杉忠孝・田中恵信 (2008) : 2000 年 7 月 4 日に起きた東京都心における短時間強雨の発生機構. 天気, Vol.55, pp.23-36.
- 渡部浩章 (1984) : 昭和 58 年 7 月豪雨の解析. 天気, Vol.31, pp.739-746.
- 渡部浩章・栗原和夫 (1988) : 島根県西部の豪雨の解析ー昭和 60 年 7 月 6 日ー. 天気, Vol.35, pp.615-624.
- Yoshino, M. M. (1966) : Four stages of the rainy season in early summer over East Asia (2). Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.44, pp.209-217.
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学 (応用気象学シリーズ 4). 朝倉書店, 187p.
- 吉野正敏編 (1985) : 気候学・気象学辞典. 二宮書店, 742p.

## 2 山陰地域の地震活動

### 2.1 はじめに

山陰地域は西南日本内帯に位置し、大山、三瓶山、神鍋山などの第四紀火山が日本海沿岸に沿って点在し、地震活動も日本海沿岸域に沿って分布している。しかし、丹後半島から島根半島に至る日本海沿岸と、島根半島より西方の日本海沿岸では地震の発生の様子が異なる。前者は北丹後地震、鳥取地震、鳥取県西部地震などの大地震が発生している地震地域である。後者は1872年の浜田地震(M7.1)が日本海海底に発生しているのみで、その相違は著しい。微小地震の分布も大地震の分布と同様に日本海沿岸に沿って帯状配列をしている。主な活動域は鳥取地震が発生した鳥取県東部中部、鳥取-島根県境付近、三瓶山・広島県北部付近、島根県中部西部がある。また、空白域としては大山付近と島根県東部がある。鳥取県西部地震は、島根県東部地域の空白域と大山付近の空白域に挟まれた地域で発生した。山陰地域の応力場は東西方向から時計回りに少し回転した応力場を示している(安藤, 2000; 伊藤, 1990)。

### 2.2 地震活動の特徴

中国地方の地震活動の特徴を見るため、宇佐美(1987)がまとめた「新編日本被害地震総覧」を基にして、中国地方中東部から近畿地方北西部を含む、北緯34度40分から36度までと、東経133度から135度20分までの範囲の地震を抽出した。38個の地震が記載されているが、701年の丹波地震、868年の播磨地震、880年の出雲地震、三つの古い地震以外は江戸時代の地震である。マグニチュード7以上の大地震は6個で、1927年の北丹後地震(7.3)と2000年鳥取県西部地震(M7.3)が最大の地

震である(宇佐美, 1987)(図3.2.1~2)。

次に、山陰地域の地震活動の特徴を東から地震活動域毎に分割して述べる。

京都府中部・北部、兵庫県北部には1925年5月23日(大正14年)に北但馬地震(M6.9)が発生している。震央は円山川河口付近で、死者428名、家屋倒壊1,295戸、焼失家屋2,180戸を出す大惨事となった。豊岡市と城崎温泉は家屋倒壊と地震後の火災により壊滅した。田結に2本の平行した地震断層が出現した。断層の長さはいずれも約1.6km、60~85cmの西落の正断層を示す。

2年後の1927年3月7日(昭和2年)、京都府北西部の丹後半島に大被害を出した北丹後地震(M7.3)が発生した。2,925名が亡くなり、全壊家屋は12,584戸に達した。被害は近畿地方一円、四国の香川、徳島にまで及んだ。鳥取市で負傷者1名、米子市で家屋倒壊2戸、破損2戸、西伯郡・境港でも被害が出た。地震時、2つの地震断層が出現した。郷村断層は北北西から南南東の走向で長さ約18km、断層の西側が最大約80cm隆起し、かつ南へ最大約270cm移動した。山田断層は郷村断層に直交して、長さ約7km、北側が最大70cm隆起、東へ最大80cm移動した。

鳥取県東部・中部地域で、1943年鳥取地震(M7.2)では1,083名が亡くなり、鳥取市に甚大な被害を及ぼしている。1943年3月3日と4日にM6クラスの群発地震があり、約半年後に鳥取地震が発生している。3月の地震は鳥取市周辺に集中し、9月の主な余震は鳥取市から西側の地域、主に鳥取県中部に多く発生している。地震時、走向がほぼ東西方向の2つの地震断層が出現した。吉岡断層は長さ約4.5km、北側が最大約50cm沈下し、東方へ最大約90cm移動した。鹿野断層は長さ約8km、蝶番断層といわれ、西南西翼では北が南に対して最大75cm沈

山陰地方の主な被害地震

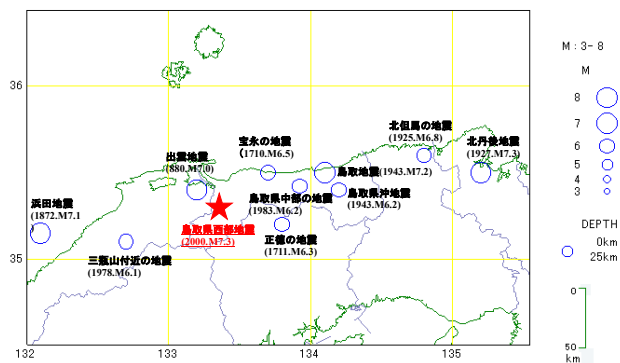


図3.2.1 山陰地域の過去の被害地震(880年出雲地震以外は江戸時代以降)

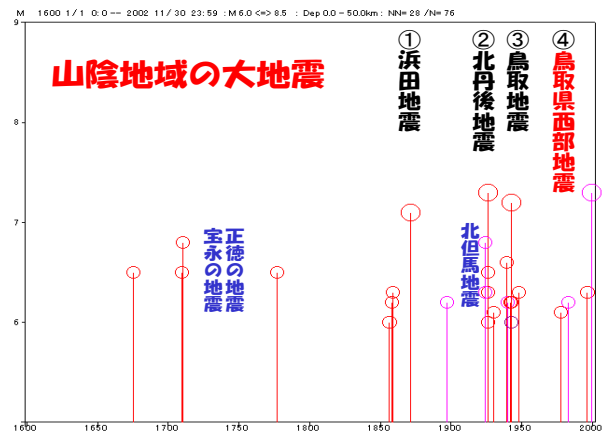


図3.2.2 山陰地域の被害地震の時間分布(20世紀に大地震が多発している)

下し、東方へ150 cm ずれた。東北東翼では最大50 cm 隆起し、西方へわずかにずれた。地震の前兆現象として、京都大学が兵庫県の生野鉱山内で観測していた地面の傾斜を測定する傾斜計が地震前数時間前から異常な地殻変動を記録した。そして、約40年後の1983年10月31日に鳥取県中部の地震(M6.2)が発生し、2000年鳥取県西部地震まで活発な地震活動が継続した。江戸時代では1710年(宝永8年)10月3日にM6.5の宝永の地震が起こり、約5カ月半後の1711年3月19日にM6.0の正徳の地震があり、1943年3月の鳥取県沖地震と9月の鳥取地震などと同じ、中地震や大地震が連続するのが山陰地域の地震活動の1つの特徴である。

鳥取一鳥根県境域では大山付近の空白域をはさんで地震が多く発生している。880年11月23日(元慶4年10月14日)に出雲国に880年出雲地震(M7.0)が発生している。三代實録には、出雲の国で地震が発生し、被害が寺社や官舎など大被害を出していることが記されている。そして、類聚國史には、「元慶四年十月一四日甲午、地大震」と、京都で同じ日に大きな震動が記載されている。幾人かの研究者から地震の規模に疑問が出されている。この論議は萩原尊礼著「古地震」に詳しい(萩原, 1982)。

明治以降、地震観測が始まってからは1904年、1914年の鳥根県東部の地震、1925年の美保湾の地震、1955年の鳥取県西部の根雨地方の地震などが発生して、出雲市、松江市、安来市、米子市、境港市等に被害を与えている。1989年から鳥取県西部の群発地震が継続し、2000年に鳥取県西部地震(M7.3)が発生した。

三瓶山付近から広島県北部の地震活動域では、微小地震は活発な状況が続いている。大山と違い、三瓶山の周辺は地震が常時発生している。1977年にM5.6と1978年三瓶山の地震(M6.1)が発生している、しかし予想されるマグニチュードは5から6で中地震である。大山付近の地震活動との相違の原因は明確ではないが、活火山の認定や温泉地の分布などから三瓶山の方が現在も活動的

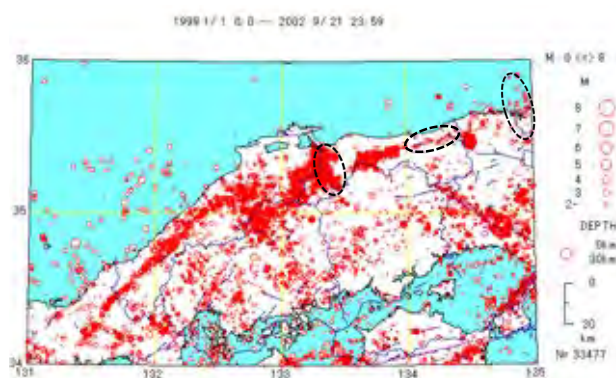


図3.2.3 中国地域の微小地震分布(山陰地域に地震活動域が存在している)

点線域は1927年北丹後地震、1943年鳥取地震、2000年鳥取県西部地震の余震域を示す。

であろう。広島県北部の三次市付近でも地震活動域が存在している。

鳥根県山間域には微小地震活動の帯状の発生域が存在し、その活動域は山口県県境にまで及んでいる(図3.2.3)。1997年に地震活動域の西端、山口県でM6.6の中地震が発生したが、震源が山間地であったため小被害であった。1872年3月14日(明治5年2月6日)に浜田地震(M7.0)が発生した。山陰地域で日本海海底に発生した唯一の大地震である。被害は全壊5,000戸、死者600名以上で、鳥根県西部を中心に出雲地方、広島県に及んでいる。約1週間前から前震活動があり、本震に伴って地殻変動が起き、著しい海岸の昇降が見られ、地震の後には名勝地「豊が浦」が出現していた。小津波が発生したが、被害は無かった。

### 2.3 鳥取県西部地震までの地震活動

鳥取県西部地域から鳥根県東部地域は880年出雲地震(M7.0)以来、大地震は発生していない。しかし、最近の20数年間の地震活動は主にこの地域に集中していた。西側の地域では1977年(M5.3)、1978年(M6.1)と三瓶山周辺で発生し、小地域ながら被害を出し、温泉の増水、泉温の上昇など異変を発生させた(西田ほか, 1991; 京都大学防災研究所地震予知研究センター・鳥取大学教養部地学教室, 1992)。この地域の活動は最近でも継続している。広島県北部三次市周辺も群発地震が発生する地震活動域である(図3.2.3)。

東側の地域では、1943年鳥取地震から40年を経て、鳥取県中部の地震(1983年, M6.2)が発生し、1985年には大山付近の地震(M4.9)が大山山頂から数km東に発生した(京都大学防災研究所地震予知研究センター・鳥取大学教養部地学教室, 1990)。そして、2000年鳥取県西部地震を含む鳥取県西部から鳥根県境地域の活動は、1989、1990、1997年と群発地震が頻発し、顕著な活動が継続した。1991年数km西に鳥根県東部の地震(M5.9)が発生した。これら一連の活動は、約20年間の地震活動が東から西へと移動し、地震が集中していくことが見られた(図3.2.4, 図3.2.5)。また、これらの中程度の地震を起こした地下断層は発震機構からいずれも左横ずれ断層で、地殻応力は大体東西方向または時計回りに少し回転した圧縮力を示している。1989年から鳥取県西部の山間域に前駆的に地震が発生した。地殻応力や発震機構の解析からもほぼ一致して、東西方向の圧縮力で、左横ずれ断層を示している(竹内ほか, 1986)。

鳥取県西部地域では1901、1925、1955年にM5クラスの地震活動があり、約30年間隔で活発化していることが分かっている。前駆的地震活動は鎌倉山南方活断層に直交する地下断層系の活動で、1989年にM5.3、M5.4は

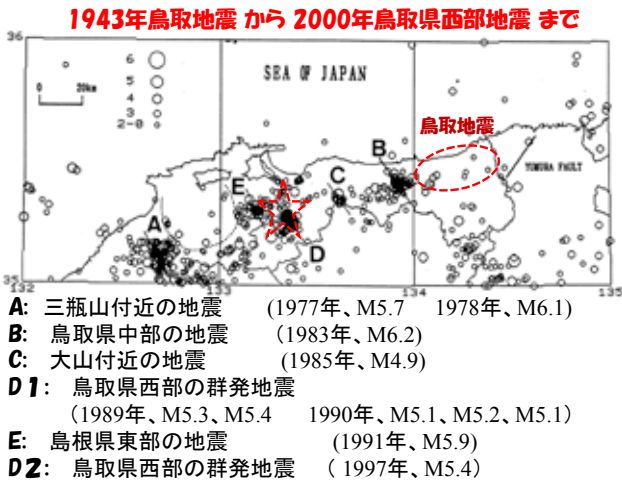


図3.2.4 2000年鳥取県西部地震までの地震活動の推移  
地震分布は1970年から1995年までのM3以上の地震を示す。



図3.2.6 2000年鳥取県西部地震の余震分布  
本震の震源断層はNNW-SSE走向で、長さ約20km、垂直右横ずれ断層を示す。誘発地震が“割算型”に発生している。

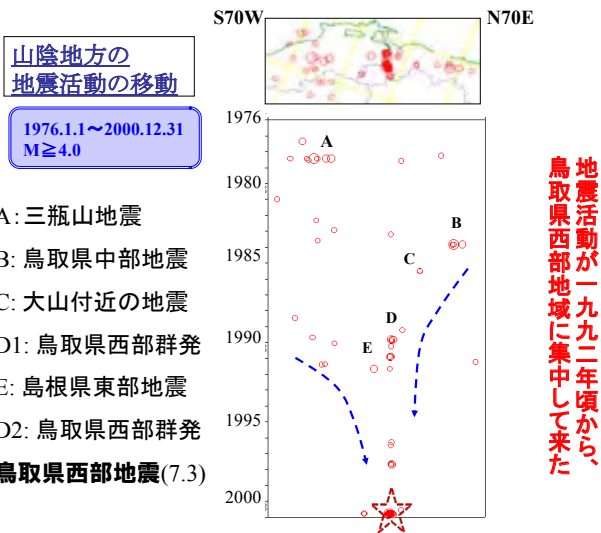


図3.2.5 地震の時系列  
2000年鳥取県西部地震前に地震活動が鳥取県西部地域に集中した。

断層の南側（主に日野町）で地震があり、1990年にM5.1, M5.2, M5.1, 1991年にはM4.6の地震が断層の北側（主に西伯町）で活発になり、1997年に発生したM5.2の中地震はそれまでの活動域全域で発生し、11年前から群発地震を繰り返して、震源断層の中心域が形成され、2000年鳥取県西部地震では約20数kmの震源断層となった(図3.2.6)。

## 2.4 鳥取県西部地震の特徴

鳥取県西部・島根県東部地域は米子市、境港市を中心に、中海・弓ヶ浜・三保湾の海岸地域を中心に発展している。一方、山間地もたたら鉱業に代表される古くからの鉄鋼の産地であった。平成元年10月27日にM5.3の地震から、M5クラスの大地震が群発した。これが2000年

鳥取県西部地震の始まりである。

平成12年10月6日午後1時30分に発生した「平成12年鳥取県西部地震」(M7.3)は、震度6強を日野町、境港市で記録し、山間部に発生した地震でありながら大きな被害を出している。しかし、幸いにも亡くなった人がなかったが、重傷20名、軽傷77名、全壊家屋が338戸、半壊1,939戸と、斜面崩壊・落石などによる道路・鉄道の不通箇所を多く出している。また、ライフラインの被害も15,000件にも達している。弓ヶ浜半島では液状化現象による港湾の破損は地場産業に大きな打撃を与えている。兵庫県南部地震による阪神・淡路大震災とは規模がほぼ同じでありながら際立った違いを示している。

今回の地震の主な震度を以下に示す(図3.2.7)。

震度6強：日野町、境港市（震源断層から離れた異常震域）

震度6弱：西伯町、溝口町

震度5強：米子、新見、岡山哲多、落合、香川土庄

震度5弱：松江、東郷、岡山、玉野、福山、徳島

震度4：鳥取、出雲、倉敷、広島、高松、松山、高知、大阪、神戸

特に、震源断層から離れた境港市は異常震動域で、これは地下構造に関係していると推定されている。

本震の震源は鳥取県西部の山間域の地下10kmで、M7.3と日本海沿岸の地震では最大級の地震である。地震の解析から、震源断層は北北西-南南東の走向で、約20kmの長さで幅約10kmの左横ずれ断層を示し、地震を起こした地殻応力は東西方向から約30°時計回りに回った方向である。余震活動は、特異な分布を示している。多くの余震は震源断層に沿った細長い帯状の地域に集中して、本震の震源より南側（西伯町から日野町）では線状

配列を示しているが、北側（西伯町から島根県伯太町・安来市）では余震分布が複雑で、時間経過とともに余震が多発している。最大余震（M5.0）も余震域の北端近くに発生している。そして、誘発地震群が2ヶ所あり、“割算型”の分布をしている。南西に約10 km離れた日南－横田町ではM5.5の地震が発生し、その後この地域全体に地震が活発化している。北東に約15 km離れた大山付近の活動は鳥取県中部まで及び、東西50 km以上の地域で地震活動が活発にしている（図3.2.7）。

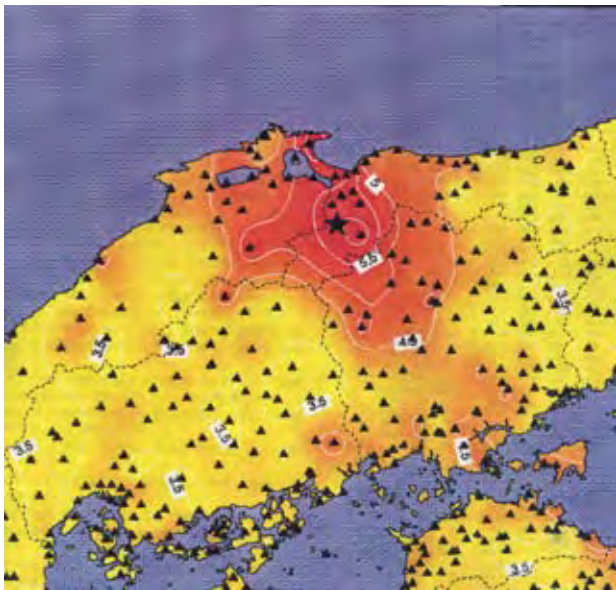


図3.2.7 2000年鳥取県西部地震の震度分布（強震域が岡山県まで及んでいる）

## 2.5 補遺 — 地震分布から地下活断層を推定する

地震分布から推定される線上配列は地下の弱線を示していると推定されることから、中国地方の微小地震分布を解析し、線上配列を求め、地下活断層を推定した。検知能力や震源決定精度が飛躍的な向上となった一元化システムの開始された、1997年から2006年までに観測された86,489個の地震を使用した（図3.2.8）。活断層や地殻構造との関連を議論するために、地震を深さ0～30 kmまで、マグニチュードは0.5以上を採用した。

解析の方法は、GISを活用して、1分毎の3次元メッシュデータを作成した。深さは10 km毎に5 kmを重ねて、5分割とした。各メッシュ毎の地震数を求め、マグニチュードから地震波エネルギーに換算した。これは地震数よりも地震波エネルギーが地下の状況をより良く表現しているとして採用した。M6の中地震とM0.5の微小地震を1つと同等に考えるより、その地域が蓄積した地震波エネルギーとして表現した方が地下状況を適切に表しているとした。

$$\text{地震波エネルギーの式：} \log E = 4.8 + 1.5 M \quad (1)$$

ここで、 $E$ ：地震波エネルギー（J）、 $M$ ：マグニチュードである。深さ毎に線上配列を求め、地下弱線（地下活断層）を推定した。

中国地方の地震分布で表現される地下断層の状況として示す。ここでは0～10 km、10～20 km、20～30 kmの

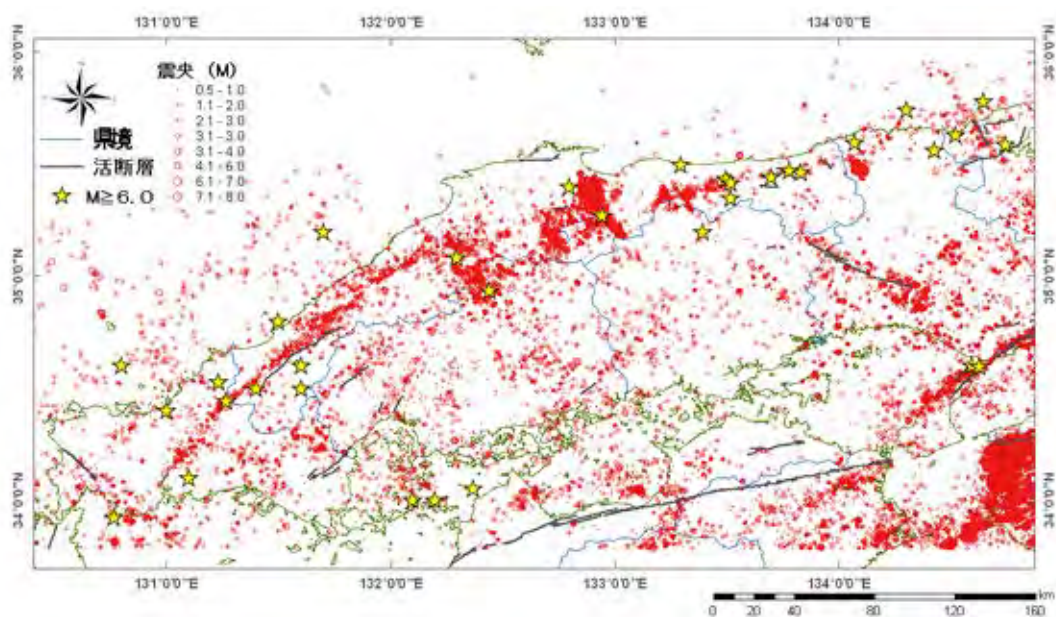


図3.2.8 中国地方の地震分布（1997年10月1日～2006年5月31日、総数86,489個）  
M0.5以上、深さ0～30 km、一元化データ（気象庁）☆：M6以上の地震、黒線：活断層（東京大学）。



分布を示す。山陰地域特に鳥取県では深さ 20 km より深い地震がほとんど発生していない。また、深さ 20 km より深い地震は極端に少なくなる (図3.2.9)。

中国地方の重力異常分布は山間部が低重力異常を示し、日本海の高重力異常との境界が山陰海岸に沿って存在して、地震活動から推定された地下活断層群はこの境

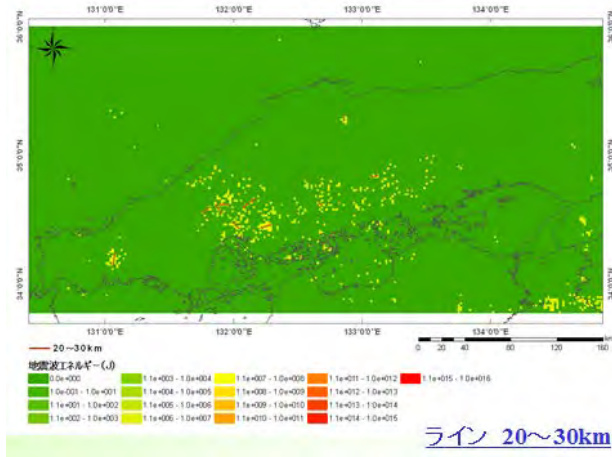
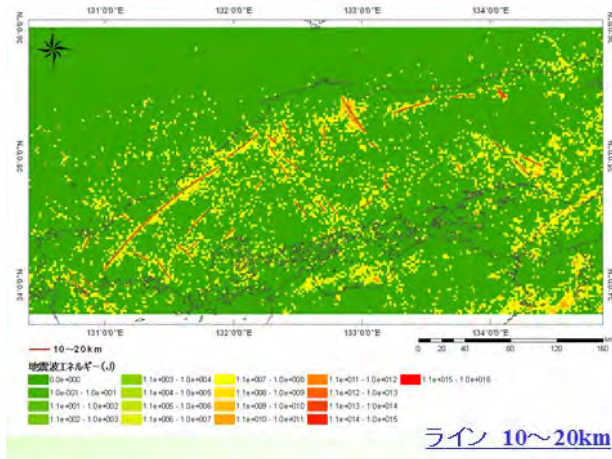
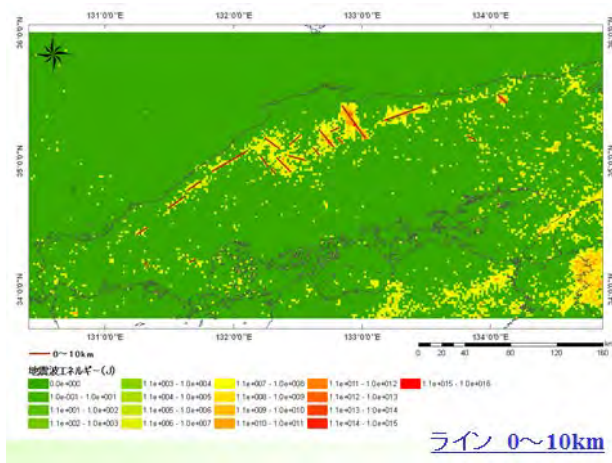


図3.2.9 深さ毎の地震波エネルギー分布から推定された線上配列 (3例を示す)

界と一致している (図3.2.10)。地質構造との関連は中国地方に広く分布している花崗岩地域の分布の境界と良い一致を示している (図3.2.11)。2000年鳥取県西部地震 (M7.3) は地表面に地震断層が認められない大地震で、地震分布 (余震分布) から推定された地下活断層と他のデータの関連を示した (図3.2.12)。

まとめとして、中国地方では、1分メッシュ地震波エネルギー分布から推定された線状配列が最も明瞭であった。中国地方の地震活動は、北側の日本海側で浅く、中国山地・瀬戸内地方などの南側で深い地震活動があり、広島県中部あたりでは 20 km 以下の深い場所での地震活動特徴的である。また、線状配列から推定された地下活断層群は高重力異常と低重力異常の境界に見られ、地下の断層構造を示すものと推定される。しかし、広島県中部では、震源は深いところに分布し、低重力地域にあり、他の要因を考えねばならない。

【西田良平】

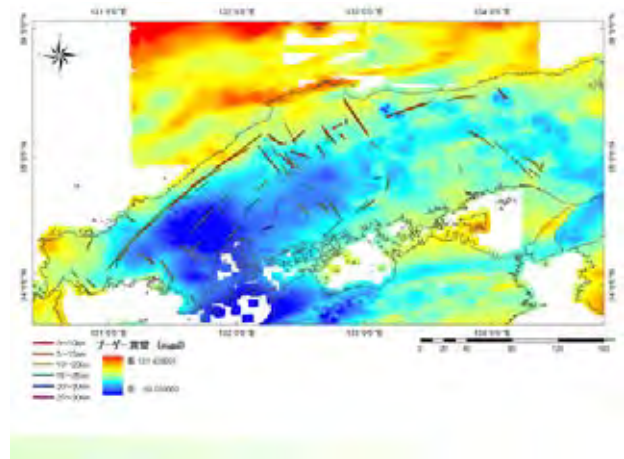


図3.2.10 重力異常分布と推定された地下活断層

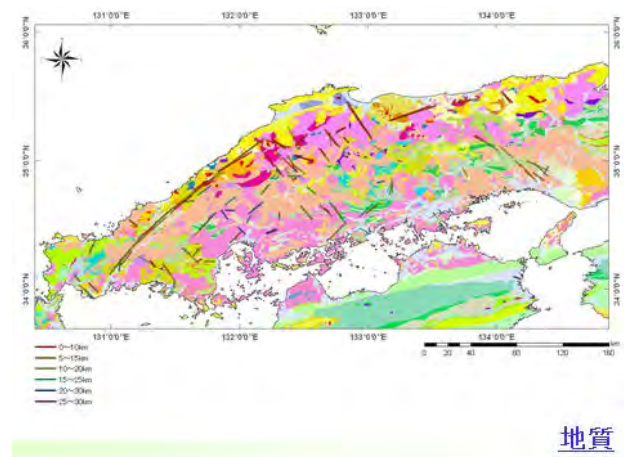


図3.2.11 地質構造と推定された地下活断層

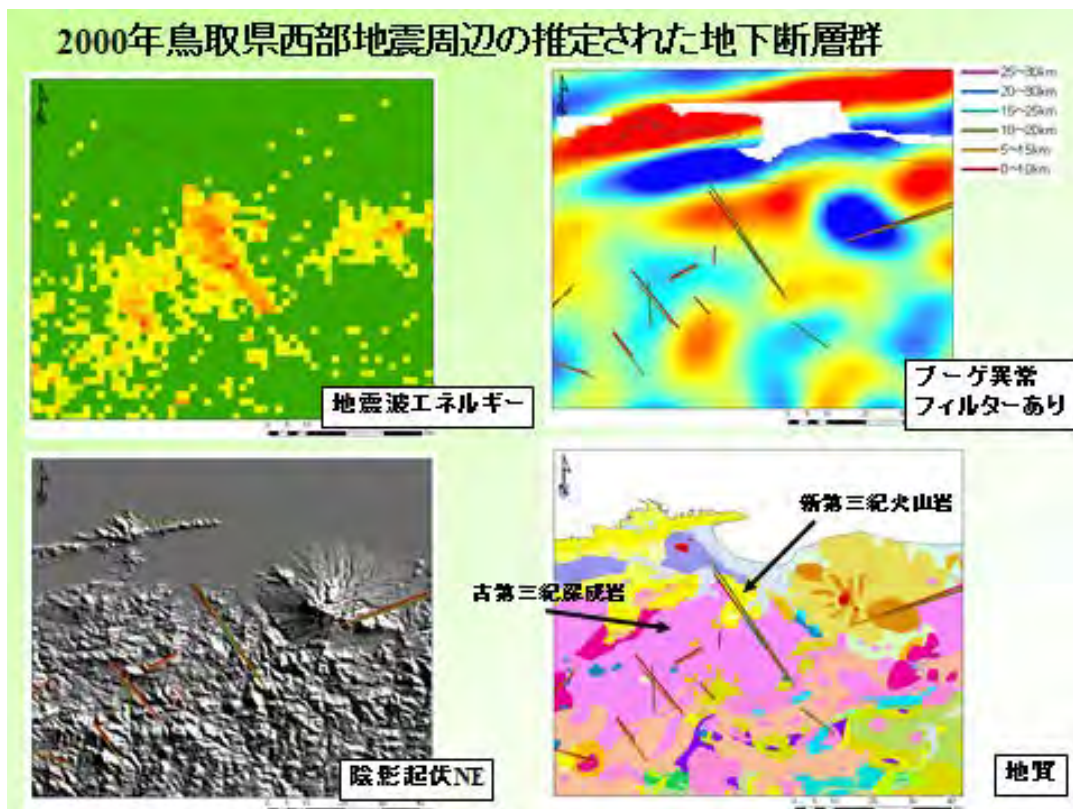


図3.2.12 2000年鳥取県西部地震周辺の推定された地下活断層群と重力異常分布，地形分布，地質構造との関連

## 引用文献

- 安藤和也 (2002)：2000年鳥取県西部地震前後の地震活動について。鳥取大学大学院工学研究科修士論文，134p。
- 萩原尊禮 (1982)：古地震－歴史地震と活断層からさぐる。312p。
- 伊藤 潔 (1990)：西南日本の地震活動とテクトニクス。地震，Vol.43，No.4，pp.555-569。
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター・鳥取大学教養部地学教室 (1990)：米子南方（鳥取－島根県境）に発生した群発地震。地震予知連

- 絡会会報，No.43，pp.448-461。
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター・鳥取大学教養部地学教室 (1992)：鳥取－島根県境付近の地震（1991年8月28日， $M=5.9$ ）。地震予知連絡会会報，No.47，pp.379-386。
- 西田良平・岡田昭明・渋谷拓郎 (1991)：鳥取地方の地震と活断層。鳥取大学教養部，pp.46-82。
- 竹内文朗・佃 為成・西田良平・中尾節郎・渋谷拓郎・渡辺邦彦・西上欽也・尾池和夫 (1986)：1985年大山火山付近に発生した群発地震について。京都大学防災研究所年報，No.29，B-1，pp.39-47。
- 宇佐美龍夫 (1987)：新編日本地震被害総覧。東京大学出版会，434p。

### 3 斜面変動に関連した山陰地域の地質構成と構造

#### 3.1 山陰地域の地形・地質概要

##### 3.1.1 地形

中国地方は平地・丘陵に乏しく、全体を“中国山地”として概括できるほどである(今村,1964)。中国山地は北へ凸に湾曲して(上田・杉村,1969)、三次・庄原・津山などの山間盆地の北縁を連ねる高度不連続〔線状の地形高度急変帯〕によって二分される(図3.3.1)。南側は周防・吉備高原とよばれる隆起準平原(標高400~600m, 図3.3.2)で、北へ微傾斜して北縁に山間盆地を形成している(藤田,1978)。

北側の中国脊梁山地は標高1,000~1,200mの定高性山稜で、その背面(傾動準平原)は北へ2~3°傾斜して日本海に没する(図3.3.3, 矢野・吉谷,1998; 矢野,2009)。山陰海岸の中央には島根半島が隆起し、宍道湖・中海低地帯(山陰第四紀研究グループ,1969)にやや広い平地をもたらしている(図3.3.1)。

主要河川のほとんどは中国脊梁山地を分水界とし、瀬戸内海と日本海へ流下する。ところが、島根県中・西部の江の川と高津川は中国脊梁山地を横断する先行河川であり、それぞれ吉備高原南部と脊梁山地南側斜面上の源流から日本海へ注いでいる(図3.3.1)。両川は、ヒマラヤ山脈を横断するカリガンダキ川など(山下,1971)と同様、脊梁山地の隆起以前から存在していた古い水系である。

それらの源流域は、瀬戸内側水系による著しい河川争奪を被っていて(小畑,1991)、かつては、山陽側により

広い集水盆をもっていたことを物語っている。このような水系発達史は、脊梁山地の隆起以前には山陰地域の他の河川も山陽側に源流をもっていた可能性を示唆している(矢野・吉谷,1998)。

火山地形としては、大山(標高1,729m)や三瓶山(1,126m)の火山錐、扇ノ山の溶岩流・火砕丘、山口県北西部~島根県西部ならびに兵庫県北部~京都府北西部の(単成)火山群が知られている。

一方、宍道断層や吉岡・鹿野断層をはじめ各地の活断層に沿って横ずれ変位地形がみられる。吉岡・鹿野断層は水系に累積変位をあたえていることから、両活断層の発生は、中国山地の大地形の成立にともなう河谷の形成よりも後であると判断される(西田ほか,1993)。

山陰地域において地形・地質と斜面崩壊等との関係が明瞭に見られるのは、①島根県江津市浅利以西における江津層群基底面(小畑,1991の都野津面)下の風化基盤岩類の斜面崩壊、②大山の南北斜面の大規模山体崩壊と土石流、③鳥取県中東部~兵庫県北西部における新第三系堆積岩類と三朝・照来層群の不整合部に発生した大規模初生地すべりなどである。

##### 3.1.2 地質概要

鳥取県と島根県の地質を比べると、両県の構成要素に若干の違いがあり、各要素の分布面積の割合にも違いはある。そこで、地質的構成要素に基づいて両県を下記の11に区分した。なお、山陰両県における地質概要として

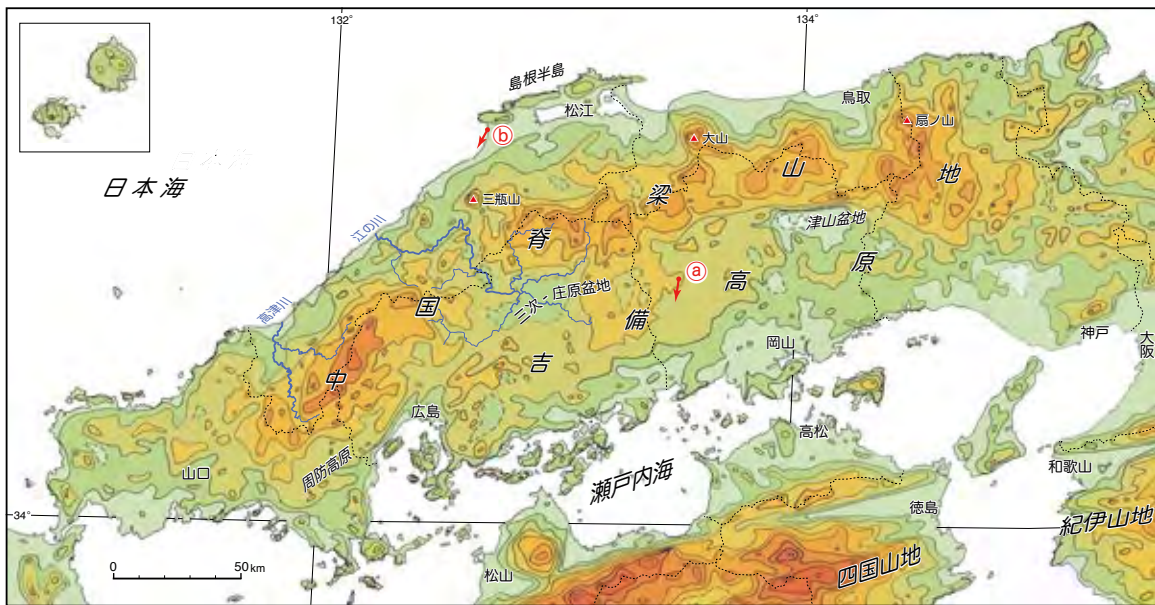


図3.3.1 中国山地の接峰面図(岡山,1969:等高線間隔は200m)

提供:独立行政法人 防災科学技術研究所(許可を得て改変)。①・②は、図3.3.2, 図3.3.3の写真撮影地点。

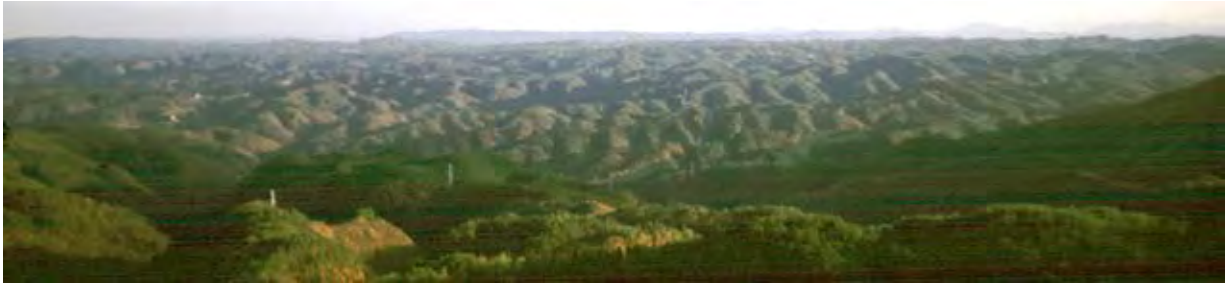


図3.3.2 吉備高原にみられる隆起準平原  
高梁市川上町弥高山，図3.3.1中㊸地点から。

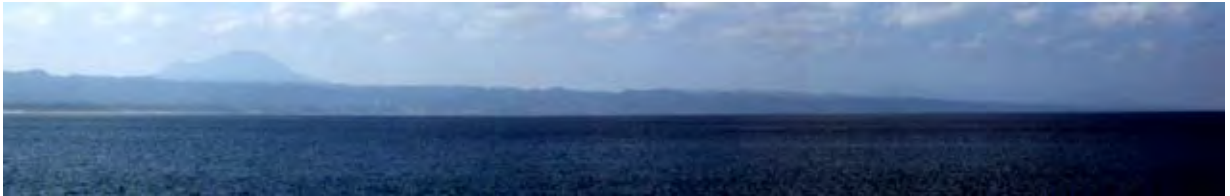


図3.3.3 中国脊梁山地北部の傾動準平原  
独立峰は三瓶火山，出雲市大社町稲佐の浜，図3.3.1中㊸地点から。

地質層序と地質平面図をそれぞれ図3.3.4と、図3.3.5に示す。

- a. 先石炭紀超苦鉄質岩・斑れい岩
- b. 片麻岩類
- c. 結晶片岩類
- d. 後期古生代～前期白亜紀堆積岩類
- e. 後期白亜紀～古第三紀火山岩類
- f. 後期白亜紀～古第三紀深成岩類
- g. 前期～中期中新世堆積岩・火山岩
- h. 後期中新世～鮮新世火山岩類
- i. 鮮新世～更新世の礫，砂，泥
- j. 更新世～完新世火山噴出物
- k. 完新世の礫，砂，泥

この区分においては、それぞれの分布面積の割合も考慮したが、それだけではなく、地層あるいは岩体としての変質，風化，崩壊などの特徴と学術的価値をも考慮した。例えば、山陰地域において「先石炭紀超苦鉄質岩・斑れい岩」は、鳥取県南西端にいくつかの小岩体が分布するだけである。しかし、この岩石は前期古生代以前に形成された海洋底マンツルの断片とされている大江山オフィオライトに属し（辻森，2009），中国地方で最も古い岩石であることから、これを区分した。以下に各単元の岩石・地層の構成と分布について簡単に述べる。

#### a. 先石炭紀超苦鉄質岩・斑れい岩

鳥取県日南町多里に広島県側の岩体主部から延びてきている末端部，約3 km×3 kmの岩体及び約1 km<sup>2</sup>の小岩体が分布するだけである（猪木・坂本，1977）。これらの岩体は主に蛇紋岩化したハルツバージャイトからなり，ダナイト，変斑れい岩及び変輝緑岩のレンズ状岩体とク

ロム鉄鉱岩を伴う（辻森，2009）。

#### b. 片麻岩類

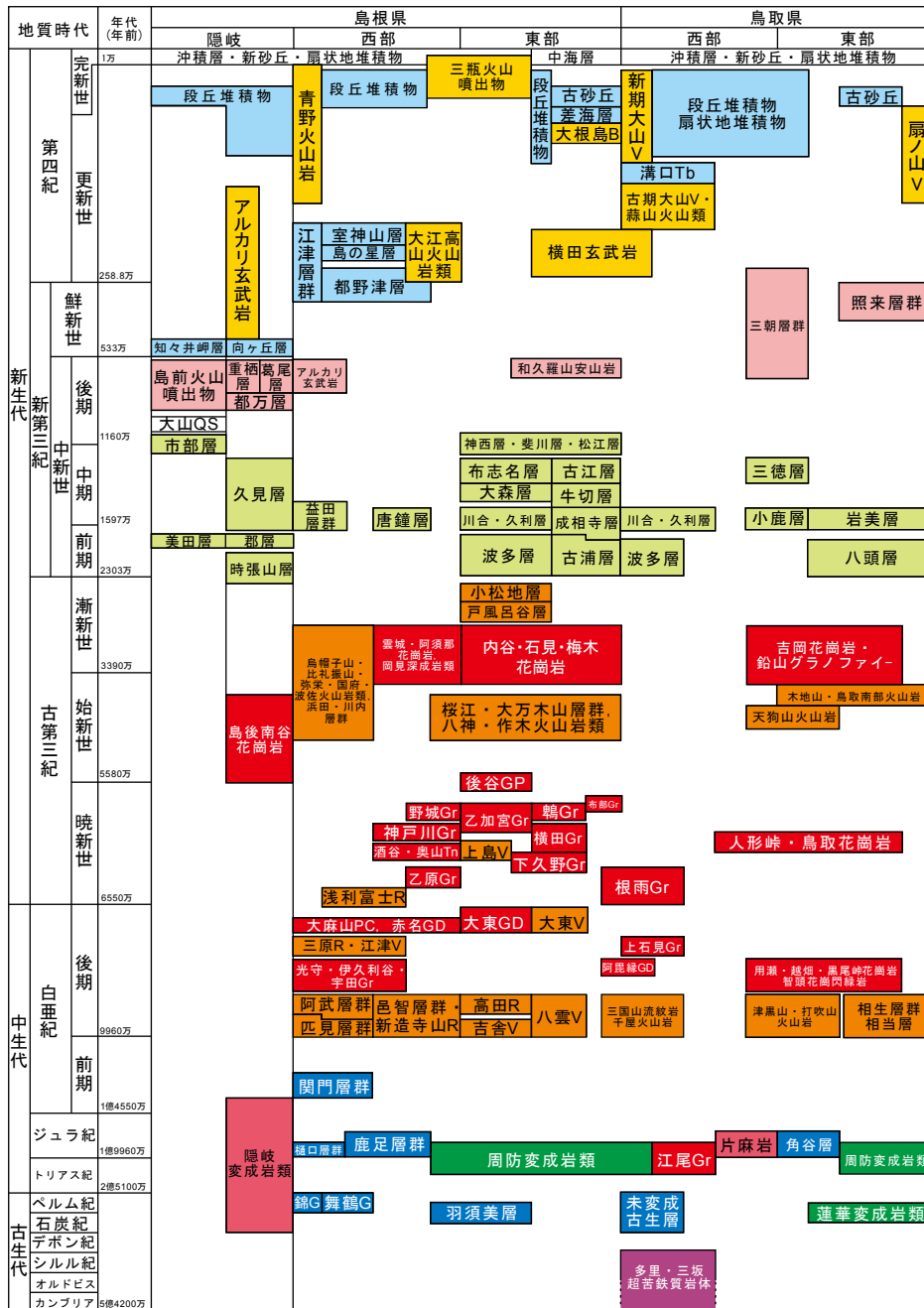
隠岐・島後の北東部には，長径約8 km，短径約6 km，最大幅約2.5 kmの楕円体状のドーナツ型の地域に隠岐変成岩類が分布する。本岩体は主にミグマタイト質片麻岩からなり，片麻状花崗岩，泥質片麻岩，石灰質片麻岩，角閃岩をレンズ状に伴っている。全体的にみると，片麻状組織はドーナツ型の外側から内側に向かってしだいに急傾斜になり，ドーム状隆起が起きたことを示している。このドーム状隆起は鮮新世末から更新世中期にかけて起きたと推定されている（村上・山内，2006）。

隆起運動が大変若い時代に起きたため，このドーム構造から流れ出る河川は6 km以下の長さをもつが，河川長に比して高低差600～500 mと急傾斜である。また，谷の側壁も急傾斜であるため，側壁の風化した表層部が集中豪雨などで崩壊すると，谷に流れ込んだ崩壊土砂はしばしば土石流になっている。

なお，鳥取県米子市の孝霊山東麓の幅約200 m，長さ約1.3 kmの範囲にも片麻岩が分布する（岡田・山内，2010）。

#### c. 結晶片岩類

従来，九州から山陰地域の結晶片岩類は三郡変成岩類と呼ばれていたが，三郡変成岩の年代は約3億年前（石炭紀）と約2億年前（トリアス紀からジュラ紀）に分かれることが明らかになり，前者を蓮華変成岩，後者を周防変成岩と呼んで区別されるようになった（Nishimura，1998）。しかし，山陰地域における蓮華変成岩分布域は鳥取県東縁の八頭町麻生から若桜町来見野にかけての狭い範囲だけであることから，両者を一括して結晶片岩地域とした。



B: 玄武岩, G: 層群, GD: 花崗閃緑岩, Pr: 深成岩類, PC: 深成複合岩体, V: 火山岩類, R: 流紋岩, Tn: トーナル岩, Gr: 花崗岩, GP: 花崗斑岩, QS: 石英閃長岩

図3.3.4 山陰地域の地質層序 (山内・浜野, 2009; 今岡・飯泉, 2009; 沢田・山内, 2009; 西田ほか, 2005; 飯泉, 2005より編集)  
地層名・岩体名に塗ってある色は図3.3.5の同じ色の地域にそれらが分布することを示す。

結晶片岩の主な分布地域は、鳥取県南東部の智頭町、八頭町及び若桜町に及ぶ地域、鳥取市佐治町、鳥取県西部の江府町江尾、日南町根雨周辺及び谷戸周辺、島根県江津市北部の都治川南岸から江の川南岸の川平・千金間、浜田市の下府川沿岸、浜田市周布から三隅町一帯の地域である。

蓮華変成岩分布域と都治川・江の川間の地域の結晶片岩は主に超苦鉄質岩、塩基性片岩、変塩基性岩であるが、それ以外の地域は主に泥質片岩からなり、一部に厚い砂

質片岩を伴っている。

結晶片岩の片理が山体斜面に対して流れ盤の場合には崩壊が起こり易いのは当然であるが、島根県西部では緩傾斜の不整合面をもって鮮新・更新統の江津層群が結晶片岩をしばしば覆っているが、その不整合面が斜面に対して流れ盤の場合にも斜面崩壊が起こりやすいことが指摘されている (三梨ほか, 1989)。

d. 後期古生代～前期白亜紀堆積岩類  
後期古生代～前期白亜紀堆積岩類は鳥取県内では日南

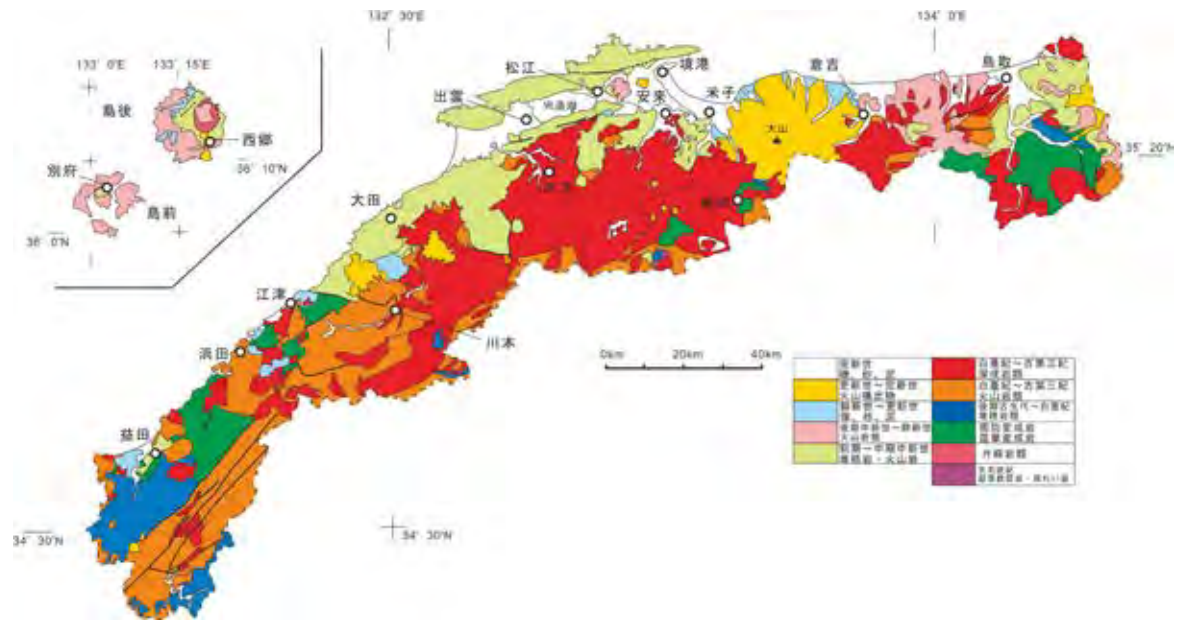


図3.3.5 山陰地域の地質図 (猪木, 1981; 西田ほか, 2005; 坂本・山田, 1982; 新編島根県地質図編集委員会, 1997; 寺岡ほか, 1996; 上村ほか, 1981; 山内, 2009 より編集)

町多里の上述の超苦鉄質岩に隣接して後期古生代とされる砂岩泥岩互層が約  $1 \text{ km} \times 3 \text{ km}$  の範囲に (猪木・坂本, 1977) に、また江府町江尾の中～前期中生代とされる泥岩が数  $\text{km}^2$  の範囲にそれぞれ分布するのみである (寺岡ほか, 1996)。しかし、島根県においては、西部の益田市中部から津和野町にかけての地域と吉賀町南部に後期古生代～前期白亜紀堆積岩類が広く分布する。

前期白亜紀の関門層群を除いて、これらの堆積岩類はペルム紀からジュラ紀にかけての海成層からなる。益田市から津和野町にかけての約  $30 \text{ km} \times 12 \text{ km}$  の地域には、ペルム紀の付加体とされている錦層群と舞鶴層群及びジュラ紀の付加体とされている鹿足層群が分布する。なお、この地域の錦層群を飯ヶ岳層とよぶ意見もある。

この地域の錦層群は主に砂岩泥岩互層と塊状砂岩、舞鶴層群は頁岩、鹿足層群は砂岩泥岩互層、砂岩及び含礫泥岩からなるが、鹿足層群の含礫泥岩が分布地域の70～80%を占めている。この含礫泥岩はチャート、塊状泥岩、砂岩、緑色岩、石灰岩などの大小の岩体とさまざまな岩種の直径1～数10 cmの礫を含む黒色泥岩であり、その基質には鱗片状へき開が発達する (鎌田, 2009)。

吉賀町南部には山口県側に広く分布する錦層群の延長部、ジュラ紀の浅海成層からなる樋口層群及び前期白亜紀の関門層群が白亜紀後期の火山岩類の間に島状に分布する。本地域の錦層群は下部チャートを伴い、泥岩と砂岩からなる (君波, 2009)。本地域の関門層群は主に赤紫色あるいは緑色の礫岩砂岩互層からなり、一部に安山岩質火砕岩を伴う (今岡, 2009)。

上述以外に、江の川沿岸の邑南町南東部に分布する羽須美層と美郷町都賀周辺の角谷層が上部古生界とされて

いる。羽須美層は塊状砂岩と頁岩ないし泥岩からなり、一部では頁岩・泥岩中にはチャート、玄武岩溶岩・火砕岩、石灰岩が挟まっている (松浦, 1990)。この石灰岩から産出した化石は石炭紀を示すが、石灰岩が外来岩体の可能性 (枚山ほか, 1990) があることから、本層の時代は石炭紀～ペルム紀とされている (松浦, 1990)。

松浦 (1990) によれば、角谷層は主に中粒緑色砂岩からなり、全体的にホルンフェルス化している。また、地層の時代を示す化石が本層から産出しないが、羽須美層下部の砂岩と岩相が類似していることから本層は羽須美層に対比されている。

#### e. 後期白亜紀～古第三紀火山岩類

中国山地は主に後期白亜紀から古第三紀にかけての火山岩類と深成岩類から構成されている。中国地方におけるこの時代の火成活動は大きく5つのステージに分かれるが、山陰地域においては後半の3つのステージの活動が認められ (今岡・飯泉, 2009)、始新世の50～43 Maに活動の休止期があった (西田ほか, 2005)。

鳥取県においては、主に5地域に本火山岩類が分布するが、それらの面積は  $17 \text{ km} \times 11 \text{ km}$  程度以下である。また、輝石安山岩や角閃石輝石安山岩の溶岩・火砕岩からなり、少量の流紋岩～デイサイトの溶岩・火砕岩を伴う木地山火山岩が分布する三朝町南西部 (笹田ほか, 1979) 以外では、本火山岩類は流紋岩ないしデイサイトの溶岩と火砕岩からなり、それらの風化や崩壊の形態は互いに類似している。

第一の地域の若桜町南東隅には兵庫県側に広く分布する後期白亜紀の相生層群の一部が分布する。第二の地域は、中期古第三紀の鳥取南部火山岩が分布する鳥取市の

千代川下流部西岸から鹿野町にかけての山地である(飯泉, 2009)。第三の地域は, 上記の三朝町南西部である。第四の地域は, 千屋火山岩が分布する江府町南東部の県境沿いの地域である。第五の地域は, 県南西縁の岡山及び広島両県との県境沿いである。岡山・広島両県側に広く分布する三国山流紋岩が鳥取県側にわずかに延長している。

他方, 島根県においては大田市から南に延びる国道375号の東側と西側で本火山岩の分布は大きく異なる。東側では, 島根・広島県境沿いに船通山から美郷町都賀付近まで一部途切れながら幅6 km以下の範囲に分布する。その大半は後期白亜紀の流紋岩質溶岩・火砕岩からなるが, 大万木<sup>おおよろぎ</sup>周辺には後期古第三紀の流紋岩～デイサイト溶岩・火砕岩からなる大万木山層群が分布する。

国道375号から浜田市旭町までの間では, 東北東-西南西方向に流れる江の川北岸から広島県境までの地域に本火山岩が分布し, 花崗岩類が貫入している。後期白亜紀の邑智層群はデイサイトないし流紋岩溶結凝灰岩からなり, 乙原<sup>おんぼら</sup>, 石見<sup>いじみ</sup>, 阿須那<sup>あすな</sup>花崗岩に貫入されている。川戸～川本間の江の川両岸に広く分布する後期古第三紀桜江層群は流紋岩質溶結・非溶結火砕岩と溶岩からなり, 一部に安山岩溶岩を伴って30 km×15 kmのコールドロンを構成している(小室, 2009)。桜江層群の北東側に分布する後期古第三紀川内層群は主にデイサイト及び安山岩質結晶凝灰岩からなり, しばしば溶結している(服部ほか, 1983)。

旭町より西側では, 広島県境に沿って後期白亜紀の火山岩が広範囲に分布する。この火山岩は匹見層群と阿武層群からなる。とくに, 匹見層群は幅10～20 km, 長さ約70 kmの北東-南西に延びる帯状地域に分布し, その北西側及び南東側はいずれも断層によって基盤岩と境されている。これは地溝を充填しているからである。

匹見層群は主に流紋岩及びデイサイトの火砕岩からなり, 火山活動中あるいはそれに引き続いて貫入した角閃石黒雲母花崗斑岩の大小の岩体が伴われている(村上, 1987)。また, 浜田市金城町では匹見層群を大きく切って後期古第三紀の旭コールドロン(長径約6 km)が形成されている。

山口県側に主体がある阿武層群の延長が吉賀町から津和野町にかけての山口県境沿いと益田市西縁部に分布する。前者の地域では本層群の下部は凝灰質砂岩, 礫岩, 頁岩から, 上部は流紋岩質凝灰岩と溶結凝灰岩からなる(村上, 1987)。

鳥取・島根両県内の後期白亜紀～古第三紀火山岩類のうち, 主に流紋岩ないしデイサイトの溶結・非溶結の火砕岩と溶岩からなる岩体が多い。とくに, 島根県西部においては匹見層群, 桜江層群などが数100 km<sup>2</sup>の範囲に分布している。

このような分布域では地形の起伏量が大きく, 山腹斜

面が急傾斜なため, 斜面のいたるところに露岩や壁岩が分布する。そのため, 浮石型や転石型の落石が発生しやすく, 新鮮な岩塊の落石もみられる。そして, 露岩や壁岩がある斜面の麓には礫や岩塊に富んだ崖錐がしばしば形成されている。崖錐堆積物は安息角に近い勾配で堆積しているが, 透水性が良いため自然斜面では崩れることはあまりないようであるが, 切土の肩に崖錐堆積物が分布すると降雨時でなくても容易に崩れることがある。

一般に, 表土の直下では節理面が開口して, 割れ目の多い緩んだ岩盤となるが, マサ状になるような激しく風化した岩盤は認められない。しかし, 大きな割れ目によって深層崩壊ともいえる崩壊が起きることもある。

#### f. 後期白亜紀～古第三紀深成岩類

中国山地で最も広く分布するのは後期白亜紀～古第三紀に貫入した花崗岩を中心とする深成岩類である。日野川より西側で大田市から南に延びる国道375号までの間では, 日本海沿岸部の下～中部中新統分布域の南側から広島県境までの地域は主に花崗岩からなる。

この地域は中期中新世の14 Ma頃に隆起して陸地してから現在までほとんど陸地であり続けたため, 山地を構成する花崗岩類は長期間の風化作用を受けて激しくマサ化しており, 風化作用はときには数10 mの深さまで達している。

しかし, 三浦(1967)によれば, マサ化した花崗岩類そのものは比較的安定しているが, 過去の崩壊によって形成されたマサからなる崖錐堆積物は流動すべりを起こしやすい。さらに, 花崗岩類の節理に沿って規模の大きな崩壊が起きることも三浦(1967)は指摘しており, その具体例を島根大学地質学教室調査団(1984)は報告している。

#### g. 前期～中期中新世堆積岩・火山岩

山陰の主要都市は前期～中期中新世に形成された地層からなる地域に位置している。これらの地層は, 鳥取県東部では八頭層<sup>やづ</sup>と岩美層<sup>いわみ</sup>, 米子市から江津市浅利までの地域では下位より波多層<sup>はた</sup>, 川合・久利層<sup>かわいくり</sup>, 大森層<sup>おほもり</sup>, 布志名層<sup>ふじな</sup>, 松江層(斐川層, 神西層), 島根半島では古浦層<sup>こうら</sup>, 成相寺層<sup>じょうそうじ</sup>, 牛切層<sup>うしきり</sup>, 古江層, 松江層, 隠岐島後では時張山層<sup>ときばり</sup>, 郡層<sup>ぐん</sup>, 久見層, 島前では美田層とよばれている。この他に, 鳥取県日南町の多里層, 浜田市唐鐘層, 益田市の益田層群, 邑南町の高見層, 奥出雲町坂根と吾妻山の備北層群相当層が狭い範囲に分布する。

なお, 最近出雲市南部において, 放射年代値と古地磁気方位に基づいて従来の波多層を下部中新統最上部から中部中新統に対比し, 川合層とされてきた火山岩の一部を下部中新統に対比し, 佐田層と命名した層序が提案されている(沢田ほか, 2013)。本論では, 佐田層の議論は今後の問題として従来の層序について述べる。

下部中新統の八頭層と波多層は主に流紋岩から安山岩

の溶岩・火砕岩からなり、溶結凝灰岩を伴い、まれに凝灰質礫岩、砂岩、泥岩が挟まれている。これらの堆積物は断層による陥没盆地を埋め立てている。他方、古浦層はその大半が水底に堆積した流紋岩～安山岩質火砕岩と凝灰質礫岩、砂岩、泥岩からなり、上部には海成層を挟んでいる。時張山層は前者と似た岩相を示すが、水底堆積の溶岩や火砕岩も多く含んでいる。郡層と美田層は水底堆積のデイサイト質火砕岩と凝灰質碎屑岩からなるが、郡層は一部に玄武岩の溶岩ドームを伴う。

中部中新統の岩美層、川合・久利層及び久見層は下位の下部中新統を不整合に覆い、下部の砂岩層と上部の泥岩層からなる海成層である。岩美層は最下部に明瞭な陸成層を伴うのに対して（浅野ほか，2012）、それ以外は汽水成層を伴うだけである。また、成相寺層は下位の下部中新統に一部不整合の関係で重なり、最下部に汽水成層の存在は確認されていない。

これらの中部中新統の内、岩美層、川合・久利層及び成相寺層は特徴的に流紋岩ないしデイサイトの海底火山噴出物を伴っている。この火山活動はしばしば溶岩ドームを形成しており、それらのドームは現在比較的急峻な山体をなしている。この山体は現在安定しているが、内部が脈状に熱水変質を受けている場合には工事によって山体を切り取ると大きく斜面が動き出す事例が島根県内ではすでに起きている。また、泥岩層に挟まれた白色酸性凝灰岩は変質してスメクタイトを含んでいるため、吸水・膨張してすべりやすいが、現在その多くは安定している。

大森層や牛切層より上位の地層は米子～江津市浅利間のみ分布する。両層はデイサイト～安山岩の溶岩・火砕岩と礫岩、砂岩からなる。宍道湖～出雲平野の南側においては、大森層の溶岩が不整合関係で下位層に重なって台地を形成している。台地の縁辺での崩壊物が下位の川合・久利層の泥岩の上に堆積している場合、地すべりが発生しやすくなっている。

宍道湖の北岸に分布する古江層は固結度の低い泥岩から、南岸の布志名層は主に泥質砂岩と泥岩からなる。松江街地周辺に分布する松江層は主に固結度の低い砂岩からなり、アルカリ玄武岩溶岩と火砕岩を数層準に伴う。松江層に対比される出雲市斐川町の斐川層は主に砂岩から、出雲市知井宮～久村間の神西層は礫岩、砂岩、泥岩及びアルカリ玄武岩火砕岩からなる。礫岩、砂岩の固結度が低いため地形的になだらかな地形を作っており、人工斜面以外での崩壊は極めてまれである。

多里層、高見層も含めた備北層群相当層は固結度の低い礫岩、砂岩、泥岩からなり、先中新統の基盤岩の上に緩い傾斜をもって重なっている。そのため、基盤岩が急傾斜の斜面を形成している場合にはこれらの中新統は不安定になる。益田層群と唐鐘層も礫岩、砂岩、泥岩からなり、緩やかな地形を形成している。しかし、両層は鮮

新・更新世の江津層群に不整合に覆われており、不整合面直下の部分は著しく風化しているため、豪雨時にはこの風化部から崩壊しやすい。

#### h. 後期中新世～鮮新世火山岩類

後期中新世～鮮新世の火山岩類の主なものは、隠岐諸島の島前カルデラ噴出物、重栖層と葛尾層及び鳥取市西部～三朝町の三朝層群、鳥取市東部～岩美町の照来層群、松江市の和久羅山安山岩である。

島前カルデラ噴出物はアルカリ玄武岩溶岩と火砕岩、粗面岩溶岩と火砕岩からなるが、玄武岩溶岩が最も広い面積を占めており、海食崖以外ではなだらかな地形を造っているため、島内では斜面崩壊よりも玄武岩溶岩中に挟まれる火砕岩がすべり面となって地すべりが起きやすい。

島後の重栖層は主に流紋岩と粗面岩の溶岩からなり、火砕岩を伴う。溶岩は大きな柱状節理をもち、河川勾配は急であるため、豪雨時には節理に沿っての崩壊が起き、谷に流下した崩壊物は土石流となって下流に被害をもたらしている。

他方、鳥取県の三朝層群は主に礫岩、玄武岩、安山岩及びデイサイトの溶岩・火砕岩からなるが、溶岩が最も広い範囲を占めている。鳥取・兵庫県境の照来層群は流紋岩質溶岩・火砕岩、礫岩・泥岩、安山岩溶岩などからなる。三朝層群・照来層群の安山岩溶岩と鳥取層群との不整合部には大規模初生地すべりが形成されていて、新規の地すべりに発達している場合も多い。和久羅山安山岩は安山岩溶岩からなり、数個の溶岩ドームを形成しており、しばしば熱水変質を受けている。

#### i. 鮮新世～更新世の礫、砂、泥

鮮新世～更新世の礫、砂、泥からなる主な地層としては、段丘堆積物や崩壊堆積物以外では、大山東麓の溝口凝灰岩礫岩、北西麓の扇状地堆積物、島根県中～西部の江津層群、隠岐島後の向ヶ丘層である。

その中で最も広く分布するのは、大田市南部～島根・山口県境の地域に断続的に分布する江津層群である（永島，2009）。本層群の主体をなす都野津層は河川成の礫層から始まり海成の泥層で終わる堆積サイクルを6回以上示す。このサイクルは海水準変動に対応したものとされている。都野津層の海成層は江津市跡市の標高180m地点でも確認されている。なお、大田市南部と浜田市金城町には海成層を伴わない都野津層が分布するが、それらにも堆積サイクルが認められている。

江津層群は未固結な礫、砂、泥からなるため、本層群そのものでは斜面崩壊はほとんど起きていない。しかし、本層群と基盤岩とからなる斜面では、不整合面直下の基盤岩は著しく風化しているため、不整合面が斜面に対して流れ盤になっていると不整合面直下から斜面崩壊が起きやすいことが報告されている（三梨ほか，1989）。



大山北麓から西麓にかけての地域に分布する溝口凝灰角礫岩は、主に礫層、砂層、土石流堆積物からなり、径数メートルの岩塊を含むこともあるが、火砕岩層を伴うことから、複合火山麓扇状地堆積物とされ、その年代は0.35～0.40 Maと考えられている(木村ほか, 1999)。その岩相から、本層は古期大山火山と新期大山火山の間の火山活動が弱まった時期の堆積物と考えられている(Kimura *et al.*, 2003)。

隠岐島後の各地には向ヶ丘層が分布するが、ここでは模式地(大峯山西麓の向ヶ丘地区)における特徴について主に述べる。本層は下部の礫層～泥混じり礫層(層厚<16 m)、中部の砂礫層、礫混じり粘土層又は泥炭層を挟む半固結の有機質粘土層(層厚約20 m)、上部は砂礫層、泥混じり礫層、含礫泥層、泥層、灰白色の火山灰質粘土及び玄武岩溶岩からなり、最大60 mの層厚をもつ。中部の粘土層は海成層であるが、その他は非海成層である。一般に、本層は上部中新統や下部中新統からなる山体の麓に分布し、山体斜面の傾斜方向と同じ方向に数度の角度で傾斜しているため、地すべりを起こしやすい。

#### j. 更新世～完新世火山噴出物

更新世～完新世の火山としては、山陰地域には扇ノ山、大山、横田玄武岩、三瓶火山、大江高山火山群、青野火山群及び隠岐島後のアルカリ玄武岩類がある。鳥取・兵庫県境に位置する扇ノ山は19基の単成火山群からなり、N30°W方向の火口列から溶岩が流出し、火山砕屑丘も形成された(Furuyama, 1993)。その溶岩は鳥取市国府町荒船付近まで流れてきている。活動時期は1.2～1.0 Maと0.7～0.4 Maに区分される。

大山火山の噴出物と崩壊物は東西約35 km、南北約30 kmに及ぶ範囲に分布する。その噴出物は古期大山と寄生火山などの古期噴出物(1.0～0.4 Ma)と新期大山を中心とした新期噴出物(0.35 Ma～17 ka)に大別され、北西～南東の側火山列が発達する(津久井, 1984; 津久井ほか, 1985; Kimura *et al.*, 2003)。

噴出物はデイサイト質で、無斑晶質安山岩を伴う。溶岩ドーム形成→ドーム崩壊→火砕流→土石流の発生と、プリニー式噴火を繰り返してきた。広域テフラを含む多数のテフラ群が編年され、後期更新世噴火史の詳細が解明された(岡田・石賀, 2000)。山頂部の崩壊が進行しており、谷には崩壊物が供給され続けているため、豪雨時の土石流の発生の可能性は大きい。

大山西麓の鳥取県伯耆町から島根県奥出雲町にかけての地域にアルカリ玄武岩溶岩からなる岩体が20個以上分布する。それらは北東～南西方向に長軸をもつ楕円状の地域に分布し、中心部の岩体は約2 Ma、外縁の岩体は約1 Maと年代値は同心円状に配列する。これらの中で最も大きい岩体は鳥取県伯耆町と南部町の境界に分布する越敷原岩体<sup>こしきはら</sup>で、北東～南西に約7 kmの長軸をもち、平均

約4 kmの幅の台地状に分布し、長軸に沿って4つの火砕丘が配列している。

島根県中部の三瓶火山は約11万年前に活動を始め、約3,600年前まで活動し、本地域で唯一の活火山に指定されている。三瓶火山は直径約5 kmのカルデラを形成しており、カルデラ内には4つの高まりからなる溶岩ドームがある。

約4万年前までの火山活動はプリニー式の流紋岩質軽石の噴火とカルデラ形成である。その後はデイサイトの溶岩と火砕物の噴出と溶岩ドームの形成が続き、約3,600年前まで噴火活動が確認されているが、3,000年前より若い時代に活動した可能性もある(福岡・松井, 2004)。

大江高山火山群は大田市西部の約8 km×6 kmの範囲に分布し、デイサイト溶岩からなる高まりが20個以上認められるが、それらが互いに異なる溶岩ドームなのか、それともいくつかの大きなドームの崩壊の残存物なのかは不明である。溶岩の高まりの麓や中腹には崖錐堆積物が厚く堆積するが、その中には直径5 m以上の岩塊が含まれていることもあり、崖錐堆積物の地すべりの可能性がある。なお、本火山群の仙ノ山には、火山活動に伴う熱水によって形成された銀鉱床にかかわる採掘跡などが石見銀山遺跡として世界遺産に指定されている。

青野火山群は、島根県津和野町から山口県西部にかけて北東～南西方向と北北東～南南西方向の2列に並ぶ20個以上の溶岩ドームからなる。島根県内には西側に4個、東側に2個の溶岩ドームが並ぶ。これらのドームは角閃石が目立つ安山岩からなるが、この岩石をデイサイトとよぶ意見もある(木村, 2009)。溶岩ドームの多くは釣鐘型をしており、その麓には山体崩壊による堆積物が分布しており、その中を豊富な地下水が流れている。

隠岐島後では、西郷湾周辺を中心に1.3～0.42 Maにアルカリ玄武岩類の活動が数回起きた。その多くは単成火山である。約70万年前には、大満寺山南麓を噴出源の1つとして大量のアルカリ玄武岩溶岩が噴出して、南に流れ下り、現在の西郷湾北側の丘陵をつくった。そして、約55万年前には西郷湾南西側で、ほぼ北西～南東方向に配列した4つの火砕丘とタフリング(爆裂火口)から噴出した大量の溶岩が溶岩台地をつくっている(山内ほか, 2009)。

#### k. 完新世の礫、砂、泥

完新世の堆積物の多くは平野の地下にあり、それ以外の主なものは山麓などの崖錐堆積物、新砂丘である。これらのうち、後期白亜紀～古第三紀火山岩類や中新世の火山岩の項で述べたように、崖錐堆積物が豪雨によって動きやすいものもある。しかし、松江市南部の中新統からなる山麓の規模の大きな崖錐堆積物は明らかに更新統であるので(鹿野ほか, 1994)、崖錐堆積物の時代については吟味が必要である。

謝辞 本原稿をまとめるに当たって、(株)大建コンサルタントの加藤芳郎氏、(株)大田技術コンサルタントの月森勝博氏、(株)コスモ建設コンサルタントの村上久氏からは斜面崩壊や風化特性に関する知識を頂いた。また、島根大学大学院の三谷康博氏は地質図と地質層序図の清書をして下さいました。以上の方々には心からのお礼を申し上げます。

【山内靖喜・矢野孝雄】

## 引用文献

- 浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一 (2012) : 鳥取層群産魚類化石のタフオノミーその1: 層序と地質構造。地球科学, Vol.66, No.1, pp.5-16.
- 藤田和夫 (1978) : 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動。日本の新生代地質—池田展生教授記念論文集, pp.169-185.
- 福岡孝・松井整司 (2004) : 三瓶火山の噴火様式の変遷。島根県立三瓶自然館研究報告, No.2, pp.9-14.
- Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K. (1993) : K-Ar ages of Late Neogene monogenic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku), Vol.47, pp.519-532.
- 服部仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (1983) : 三瓶山地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 168p.
- 猪木幸男 (1981) : 20 万分の1 地質図幅「姫路」。地質調査所。
- 猪木幸男・坂本亨 (1977) : 多理地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 53p.
- 飯泉滋 (2005) : 中国地方, 1.1 火成岩類の概要。日本の地質増補版編集委員会編: 日本の地質「増補版」, 共立出版, pp.241-242.
- 飯泉滋 (2009) : 5.4.3 中—後期古第三紀火山岩。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.311-315.
- 今村外治 (1964) : 地形。広島県地質図説明書, 広島県, pp.9-16.
- 今岡照喜 (2009) : 5.3.1a 関門層群と相当層。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.258-260.
- 今岡照喜・飯泉滋 (2009) : 1.3.1 火山岩。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.16-19.
- 鎌田祥仁 (2009) : 2.6.2 鹿足層群。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.81-84.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 透秋 (1994) : 松江地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 君波和雄 (2009) : 2.3.3a 錦層群, 及び 2.3.3b 飯ヶ岳層群。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.47-52.
- 木村純一 (2009) : 6.3 第四紀の火山。「中国地方」編集委員会編, 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉出版, pp.352-361.
- Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003) : Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. Island Arc, Vol.12, pp.22-45.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・壇原 徹 (1999) : 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュン・トラック年代とその火山活動史における意義。第四紀研究, Vol.38, pp.145-155.
- 小室裕明 (2009) : 5.4.4c 島根県松江—広島県作木地域。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.319-322.
- 松浦浩久 (1990) : 赤名地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 73p.
- 三梨 昂・山内靖喜・坂 靖範・木村 忍・友方方彦・橋尾宣弘 (1989) : 昭和63年島根豪雨災害—斜面崩壊の地質学的特性—。山陰地域研究 (自然環境), No.5, pp.1-11.
- 三浦 清 (1967) : 島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (II)。岩石鉱物鉱床学会誌, Vol.57, No.1, pp.11-24.
- 村上久・山内靖喜 (2006) : 島後で最近発見された向ヶ丘層について。隠岐の文化財, No.23, pp.1-21.
- 村上充英 (1987) : 3.3 (1) 3 匹見層群。日本の地質「中国地方」編集委員会編: 日本の地質7「中国地方」, 共立出版, pp.70-72.
- 永島晴夫 (2009) : 3.3.2a 島根県中—西部地域。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.148-152.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋 (2005) : 山陰中央部における白亜紀～

- 古第三紀火成活動: Rb-Sr アイソクロン年代からの検討。地質学雑誌, Vol.111, No.3, pp.123-140.
- 小畑 浩 (1991) : 中国地方の地形。古今書院, 262p.
- 西田良平・黒川 泰・赤木三郎 (1993) : 1943年鳥取地震に伴う吉岡・鹿野断層とその周辺部の地変について。鳥取大学教養部紀要, Vol.27, pp.187-226.
- Nishimura, Y. (1998) : Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. Metamorphic Geology, Vol.16, pp.129-140.
- 岡田昭明・石賀 敏 (2000) : 大山テフラ。日本地質学会第107年学術大会見学旅行案内書, pp.81-90.
- 岡田龍平・山内靖喜 (2010) : 大山北西麓淀江村付近の地質。島根県地学会会誌, No.25, pp.11-15.
- 坂本 亨・山田直利 (1982) : 20 万分の1 地質図幅「松江及び大社」。地質調査所。
- 笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫 (1979) : 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類。地質学論集, No.17, pp.19-34.
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤仁・兵藤政幸 (2013) : 島根県出雲市南方地域における中新統のK-Ar年代と古地磁気方位。地質学雑誌, Vol.119, No.4, pp.267-284.
- 沢田順弘・山内靖喜 (2009) : 3.3 新第三系, 序文。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.116.
- 山陰第四紀研究グループ (1969) : 山陰海岸地域の第四系。地研専報, No.15 (日本の第四系), pp.355-376.
- 島根大学地質学教室調査団 (1984) : 58・7山陰豪雨による斜面崩壊の地質学的特性。島根大学地質学研究報告, No.3, pp.3-20.
- 新編島根県地質図編集委員会編 (1997) : 新編島根県地質図 (20 万分の1)。秋山哲男・松浦浩久・石橋 澄 (1990) : 中国地方, 江の川流域に分布する羽須美層の石炭紀珊瑚化石と玄武岩。地質調査所月報, Vol.41, pp.665-677.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一 (1996) : 20 万分の1 地質図幅「高梁」。地質調査所。
- 辻森 樹 (2009) : 大江山オフィオライト。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.188-193.
- 津久井雅志 (1984) : 大山火山の地質。地質学雑誌, Vol.90, pp.643-658.
- 津久井雅志, 西戸裕嗣, 長尾敬介 (1985) : 蒜山火山群・大山火山のK-Ar年代。地質学雑誌, Vol.91, pp.279-288.
- 上田誠也・杉村 新 (1969) : 弧状列島。岩波書店, 156p.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利・猪木幸男 (1981) : 20 万分の1 地質図幅「鳥取」。地質調査所。
- 山下 昇 (1971) : ヒマラヤの生いたち。科学, Vol.41, No.4, pp.221-230.
- 山内靖喜 (2009) : 3.3.1 中新統, 鳥取県東部。「中国地方」編集委員会編: 日本地方地質誌6「中国地方」, 朝倉書店, pp.126-131.
- 山内靖喜・浜野浩幹 (2009) : 島根県の地質。協会だより, No.20, pp.5-10.
- 山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009) : 西郷地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 121p.
- 矢野孝雄・吉谷昭彦 (1998) : 山陰東部における地形景観とその起源。鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), Vol.47, No.2, pp.15-140.
- 矢野孝雄 (2009) : 大地のおいたちと地域の環境。岡田昭明編, 地域環境学への招待—人と自然の共生・地域資源の活用をめざして—。三恵社, pp.5-14.

## 3.2 非変成の中生界・古生界—鹿足層群

### 3.2.1 岩相層序・年代

ジュラ紀の泥質メランジを主とする鹿足層群は島根県西部の益田市の西部を中心として山口県の県境にかけて広く分布する。鹿足層群の岩相は主には泥質メランジであるが、初成の堆積岩の構造が残されていることもあり、頁岩を主として砂岩を挟む様子が分かる。層状チャートの岩体はよく見られ、緑色岩、石灰岩を一部に伴う。

石灰岩からはフズリナ(紡錘虫)を産出して、鹿足層群の年代は長らくペルム紀と考えられていた。しかし、層状チャートからのトリアス紀コノドントの産出で地層が中生界を含むことが明らかとなった(豊原, 1975; 田中,

1980)。さらに頁岩からジュラ紀の放散虫を産出して、鹿足層群の形成はジュラ紀であることとなった(早坂ほか, 1983)。このような微化石の研究から層状チャートはペルム紀からトリアス紀の年代を示し、頁岩は前期ジュラ紀を示すことが明らかとなった。積算層厚は3,000 m 以上である。“鹿足”は島根県鹿足郡の地名に由来する。

### 3.2.2 地質構造

鹿足層群は褶曲軸面の立った、褶曲軸の緩くブランチする褶曲をなし、シンフォーム、アンチフォームを繰り返す。地質体は連続した層序をもつものではなく、いくつかの地質ユニット(单元)が構造的に重なり合って形成され、これが後に褶曲したものである。したがって地質ユニットは衝上断層により接している。

周防変成岩(三郡変成岩)と断層で接しているが、益田市の北西部では横田衝上断層に周防三郡変成岩が鹿足層群の構造的上位にある。また、益田市の南東部では鹿足層群と周防変成岩は匹見層群と北東-南西の断層と接する。この断層は弥畝山西断層と呼ばれ(福塚・金折, 2002)、浜田市弥栄町の弥畝山西麓を通り、約7 kmの延長が認められる。最近の研究では益田市の中央部の西端の国道488号長沢第一トンネルの掘削時に蛇紋岩が発見された。クロムスピネルの分析からこの蛇紋岩の源岩はカンラン岩(ハルツバージャイト)とされている(清水ほか, 2008)。ジュラ紀付加体中での蛇紋岩の産出は珍しく、北東-南西方向の断層に沿った構造線が有るものと考えられる。

益田市の中央部では鹿足層群に東西約8 km、南北約5 kmの菱形をした白亜紀の花崗岩体が貫入している。この岩体は真砂花崗岩体と呼ばれている。岩体のほとんどがジュラ紀の泥質メランジに貫入して強い熱変成を与えている。なお、現在地表に露出している部分はマグマの上部で、ペグマタイトと呼ばれる結晶の大きな鉱物を含む部分である。また、古第三紀のコールドロン(益田北コールドロン、益田南コールドロン)の発達により、断層により地質構造が変形されている。

### 3.2.3 土木工学的側面

鹿足層群は泥質メランジであり、鱗片状のへき開が発達するので、この面に沿って剥離しやすく、岩塊がすべりやすい。メランジであるため、岩体中には多数のすべり面や断層を伴っている。掘削後に泥質部が雨水により変質して泥化することもある。

メランジの中に含まれる砂岩や層状チャート、緑色岩等のレンズ状やブロック状の岩塊の大きさや形状は極めて不規則である。地表調査やボーリング資料からそれらの量や形状を推定しても、実際に掘削すると予想とは異なる岩塊が現れることがある。また、花崗岩類が貫入し

てホルンフェルスとなっている場合には、塊状で節理に沿って開放が発生して、滑落やトッピング等の斜面災害を生じる場合もある。

津和野町の笹ヶ谷鉱山はスカルン鉱床であり、この周辺の鹿足層群に熱水変質を与えている。また、他の地域でも花崗岩の貫入に伴って熱水変質を受けていることもある。層状チャートは厚さ数10 m以上、延長数100 m以上の岩塊として産する場合もあり、堅固であり、掘削が困難な場合もある。また、険しい山体を構成することもあり、崩落や落石を生じることもある。

蛇紋岩は長沢第一トンネル工事で見つかったもので、メランジ中に普遍的に存在するものではないが、変質した緑色岩とともに施工上は水を含むと膨潤して変形を生じ、すべりやすい。

### 3.2.4 成因

層状チャートは頁岩の中に様々な規模のブロック状やレンズ状の岩体として含まれることから、海底地すべりによって形成されたと考えられ、“オリストストローム”という名称が使われた。しかし、後に頁岩は激しく変形していることが多く、岩塊が引き伸ばされたり、引きちぎられていることから、鹿足層群は海洋プレートの収束域で陸側に付加されて形成されたと考えられている(福富, 1990)。このような混合した岩石を“メランジ”と呼んでいる。

砂岩もタービダイトとして深海に堆積していたものが付加体の形成の時に頁岩と混合してメランジを形成したとされている。タービダイトは海底地すべりによって砂岩や泥岩が深海の堆積盆に堆積したもので、砂泥互層をなす地層をいう。

層状チャートは陸から遠洋において堆積したもので、主に放散虫からなる珪質部と大気によって運搬された塵(粘土)からなる泥質部の交互の層を構成する。層状チャート層の中にはマンガン鉱床が胚胎することがある。益田市西方の日原周辺にはいくつかの鉱山が存在していた。

西南日本ではジュラ紀の付加体からなる地帯は丹波-美濃帯とよばれ、京都府の丹波山地から岐阜県にまで広く連続して分布する。これらの地帯の岩石の岩相・年代は類似している。

【石賀裕明】

## 引用文献

- 福富孝義(1990): 島根県西部のジュラ紀メランジ、鹿足コンプレックス、地質学雑誌, Vol.96, pp.653-667.  
 福塚康三郎・金折裕司(2002): 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常-島根県西部、弥畝山西断層を例として-。応用地質, Vol.43, pp.226-234.  
 早坂康隆・磯崎行雄・原 郁夫(1983): 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群

からのジュラ紀放射状化石の発見. 地質学雑誌, Vol.89, pp.527-530.  
 清水祐也・中村一姫・赤井理一・松本一郎・石賀裕明 (2008): 島根県西部  
 泥質メランジ地帯からの巨大蛇紋岩塊の発見. 島根大学地球資源環境学  
 研究報告, No.27, pp.29-33.  
 田中和広 (1980): 島根県日原地域のオリストストローム, 鹿足層群. 地質  
 学雑誌, Vol.86, pp.613-628.  
 豊原不二夫 (1975): 山口県東部の三郡一山口帯—領家帯”の地質構造.  
 地質学雑誌, Vol.82, pp.99-111.

### 3.3 花崗岩類など (白亜系・古第三系の貫入岩類)

#### 3.3.1 中国地方の花崗岩類

中国地方には白亜紀～古第三紀の約 110～30 Ma の間に活動した深成岩が広く分布する。深成岩の主体は花崗岩類で、産状、岩相、岩石・鉱物の化学組成、帯磁率、放射年代、付随する鉱床などにより、中央構造線より北に向かって領家帯、山陽帯、山陰帯の 3 帯に区分されている (Ishihara, 1971; Murakami, 1974; 飯泉ほか, 1985) (図 3.3.6)。

活動時期をみると、領家帯及び山陽帯の花崗岩類は主に白亜紀後期の産物であり、山陰帯の花崗岩類は白亜紀後期～古第三紀の産物である (河野・植田, 1966 など)。随伴する金属鉱床タイプでは、領家帯が不毛区、山陽帯がタングステン鉱床区 (タングステン・錫などの硫化物鉱床を伴う)、山陰帯がモリブデン鉱床区 (モリブデン、銅、鉛、亜鉛などの硫化物鉱床を伴う) とされている (Ishihara, 1971, 1981 など)。また帯磁率では、領家帯・山陽帯は磁鉄鉱に乏しいチタン鉄鉱系花崗岩地域であり、山陰帯は磁鉄鉱に富む磁鉄鉱系花崗岩地域である (金谷・石原, 1973; Ishihara, 1977)。

#### 3.3.2 山陰帯の花崗岩類

山口県、島根県、鳥取県にかけて分布する山陰帯花崗岩類は白亜紀後期～古第三紀の間の約 80～30 Ma に活動したものである (西田ほか, 2005, 2013; 飯泉・今岡, 2009; 今岡・飯泉, 2009)。西田ほか (2005, 2013) はこれら花崗岩類の活動期をまとめ、用瀬期 (80 Ma 前後)、因美期 (75～50 Ma)、田万川期 (44～30 Ma) に区分した (図 3.3.6)。

用瀬期の花崗岩類は約 80 Ma 前後の山陽帯花崗岩類に共通する活動年代を有し、山陰帯の南部に散在する。これらには山陰帯に一般的でないチタン鉄鉱系花崗岩も含まれる (先山, 1986 など)。因美期の花崗岩類は山陰帯中央部に広く分布する。たたら製鉄の原料となる良質砂鉄を含む磁鉄鉱系花崗岩が大部分で、国内最大級のモリブデン鉱床を胚胎することでも知られている (Ishihara, 1971 など)。田万川期の花崗岩類は火山岩類と密接に関連して産し、コールドロンを形成しているものが少なくない (Imaoka *et al.*, 2011 など)。この火山—深成岩は広範

にわたって比較的直線状に散在し、始新世～漸新世の火山フロントを表していると解釈されている (Imaoka *et al.*, 2011 など)。田万川期の花崗岩類は、従来古第三紀中～後期の鉛山侵入岩類と古第三紀後期以降の田万川期貫入岩類に区分されてきた (村上, 1974, 1979 など)。しかし、両者の活動時期が連続することから、西田ほか (2005) により田万川期に一括された。

島根県東部～鳥取県西部には白亜紀後期～古第三紀の花崗岩類がまとまって分布し、大きなバソリスを形成している。この地域の活動史を見ると、用瀬期 (80 Ma 前後) には石英閃緑岩～花崗閃緑岩が多く、因美期 (75～50 Ma) には花崗閃緑岩～花崗岩が多く、田万川期 (44～30 Ma) には花崗岩～花崗斑岩が多い傾向がある (村上, 1979; 飯泉ほか, 1985; 高木ほか, 2000; 西田ほか, 2005; 薬師寺ほか, 2012; 岩田ほか, 2013 など)。これは、花崗岩類が時代とともに塩基性から酸性へと変遷することを意味する。ただし、山陰帯の塩基性深成岩の活動時期はまだ明確でなく、これらとどのように関連するかは今後の検討課題である。

#### 3.3.3 山陰帯花崗岩類における磁鉄鉱の形成

山陰帯の花崗岩類は 0.2～1.5% の磁鉄鉱を含む磁鉄鉱系花崗岩である。花崗岩類の風化マサには豊富な砂鉄が残留し、これは古来 8 世紀より採取されて、その後、13 世紀に始まるたたら製鉄の原料となった。花崗岩類に含まれる磁鉄鉱を観察すると、普通角閃石と呼ばれる 2 価鉄を多く含む鉱物の周囲に生じている (Kawakatsu and Yamaguchi, 1987)。そして普通角閃石は、磁鉄鉱のある周辺部ほど鉄成分 (ここでは  $Fe/(Fe+Mg)$ ) が減少する (Czamanske *et al.*, 1981; Takagi, 1992; 高木, 1993)。同様の産状は、斑レイ岩にも報告がある。山口県須佐の高山磁石石として知られる斑レイ岩中の磁鉄鉱は 2 価鉄を含む単斜輝石の周囲に生成し、単斜輝石の鉄成分 (ここでは  $Fe/(Ca+Fe+Mg)$ ) は周辺部で減少する (Yamaguchi, 1988)。

磁鉄鉱は  $Fe_3O_4 (Fe_2O_3 \cdot FeO)$  で構成される鉱物で、3 価の鉄を含む。岩石を構成する鉱物中の鉄は一般に 2 価であることから、磁鉄鉱の晶出には鉄を 3 価にするためのマグマの酸化作用が必要である。これらから、山陰帯の深成岩マグマは何らかの原因で酸化しており、マグマから早期に晶出した普通角閃石や単斜輝石などの鉄が 3 価になることで磁鉄鉱を形成したと考えられるようになった。

マグマの酸化作用には、火山や温泉地で噴出が認められる  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$  などの揮発性成分の関与が考えやすい。すなわち、 $H_2O$  や  $CO_2$  の解離による酸素の供給がマグマの酸化を促すというモデルである (Czamanske *et al.*, 1981; 山口, 1987 など)。その後、Takagi and Tsukimura

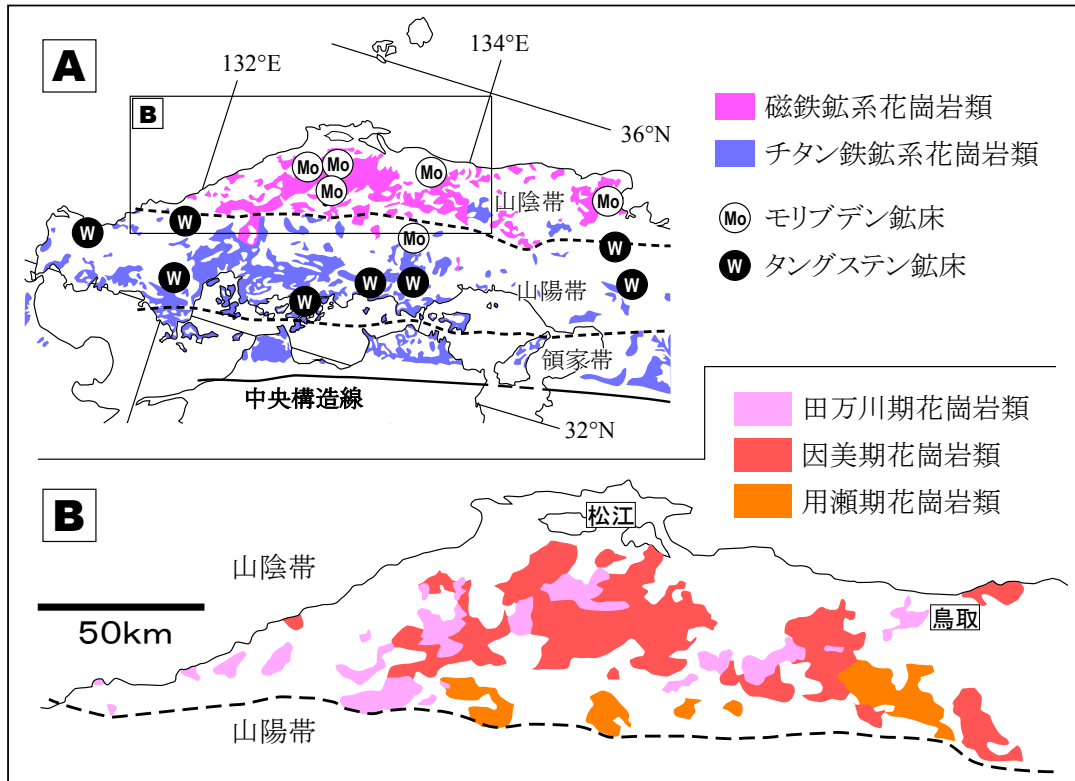


図3.3.6 (A) 中国地方の花崗岩類の帯磁率と鉱床区, (B) 山陰帯の花崗岩

(1997) は、 $H_2O$  や  $CO_2$  よりも  $SO_2$  が最も有効な酸化剤であることを熱力学的に証明した。そして、約  $700\sim 850^\circ C$  のマグマ中において、単斜輝石の 2 価鉄 ( $FeO$ ) が  $SO_2$  や  $H_2O$  と化学反応して磁鉄鉱を作ること ( $9FeO + SO_2 + H_2O \rightarrow 3Fe_3O_4 + H_2S$ ) を例示した。さらに、磁鉄鉱系花崗岩の条件とされる 0.2% 以上の磁鉄鉱を岩石内に生成するには、マグマ中に 250 ppm 以上の  $SO_2$  が含まれていれば良いと計算した。磁鉄鉱を作る反応で発生した  $H_2S$  の硫黄分は、国内最大のモリブデン鉱床を作る輝水鉛鉱 ( $MoS_2$ ) の生成に深く関与したかも知れない。以上より、山陰帯の花崗岩類が磁鉄鉱に富む原因は、マグマが  $SO_2$  を豊富に含んでいたことが考えられている (高木, 1993; Takagi and Tsukimura, 1997)。一方、領家帯・山陽帯の花崗岩類には磁鉄鉱が含まれない。これは、還元剤として働く有機物に富んだ堆積岩 (堆積物) を花崗岩マグマが多量に溶かし込んだことが原因と考えられている (Matsushita *et al.*, 1972; Ishihara and Terashima, 1977 など)。

### 3.3.4 山陰帯花崗岩類の成因

山陰帯の花崗岩類の成因については、Sr, Nd, O などの同位体組成を使用した考察が進んでいる (Kagami *et al.*, 1992; 加々美ほか, 1999; Iizumi *et al.*, 2000; Ishihara and Matsuhisa, 2002; Takagi, 2004; 加々美, 2005; Imaoka *et al.*, 2011; 薬師寺ほか, 2012; 岩田ほか, 2013; 西田ほか, 2013)。その結果、花崗岩マグマを発生した起

源物質は主として塩基性岩であり、砂泥質の堆積岩 (もしくは堆積物) を溶かしてできた可能性は低い、という共通認識を得ている。ただし、どのような塩基性岩が融解したのかについては大きく二つの議論がある。

一つ目は山陰帯の下部地殻の融解説である。Kagami *et al.* (1992) は、中国地方において、同じ地域に貫入する花崗岩と斑レイ岩は互いに類似の Sr・Nd 同位体比初生値をもつ、ということを発見した。これは、両者の起源物質が成因的に深く関係し合うことを意味する。この事実より、山陰帯の花崗岩と斑レイ岩の起源物質となり得る下部地殻～上部マントルが比較的均質な同位体組成を持っていたと提案した。その後、Imaoka *et al.* (2011) や西田ほか (2013) は同位体データを増加して細かい検討を行い、花崗岩類の Sr 及び Nd の同位体比初生値が白亜紀後期～古第三紀にかけてわずかながら徐々に変化する傾向を見出した。このことから、白亜紀後期～古第三紀の山陰地域には同位体組成の異なる熱いマントル物質 (アセノスフェア) が断続的に上昇し、その度に下部地殻が融解して大きな花崗岩マグマ活動を生じると同時に、上昇してきたアセノスフェアが下部地殻に混入して同位体組成が僅かながら壊変していったことを論じた。

二つ目は沈み込む海洋プレートの融解説である。Takagi (2004) は中国地方において海洋プレートの沈み込み速度が速かった時期に花崗岩が多く生産されていることを見出した。そのことから、沈み込む海洋プレートの融解で

花崗岩マグマが発生していると提案した。また、海洋プレートの上位にある海洋性砕屑物(還元剤となる有機物を含む)がマグマの発生時に15%以上混入するとチタン鉄鉱系花崗岩となるが、15%未満であれば磁鉄鉱系花崗岩となることをSr・Nd・Oの同位体組成による検討で示した。

ただし、上記の二つの説には問題点も指摘されている。一つ目に対しては下部地殻の融解で花崗岩マグマを生じた際に発生する大量の溶け残り岩石(苦鉄質グラニュライト)が現在の下部地殻に地震波などで確認できないことである(加々美ほか, 2008)。一方、二つ目に対しては、堆積岩の関与が大きいとされるチタン鉄鉱系花崗岩には磁鉄鉱系花崗岩に比べて堆積岩の化学成分( $\text{Na}_2\text{O}$ や $\text{K}_2\text{O}$ )に富む必要があるが、その傾向が認められないことである(加々美, 2005)。山陰帯花崗岩類の成因解明には更なる検討が必要である。

【亀井淳志】

## 引用文献

- Czarnaske, G.K., Ishihara, S. and Atkins, S.A. (1981): Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in southwestern Japan and implication for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, Vol.86, pp.10431-10469.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985): 中国・四国地方の白亜紀火成活動。地球科学, Vol.39, pp.372-384.
- Iizumi, S., Imaoka, T. and Kagami, H. (2000): Sr-Nd isotope ratio of gabbroic and dioritic rocks in a Cretaceous-Paleogene granite terrane, Southwest Japan. *Island Arc*, Vol.9, pp.113-127.
- 飯泉 滋・今岡照喜 (2009): 白亜紀-古第三紀の火山-深成活動, 貫入岩。日本地質学会編, 日本地方地質誌6: 中国地方, 朝倉書店, pp.19-21.
- 今岡照喜・飯泉 滋 (2009): 白亜紀-古第三紀の火山-深成活動, 火山岩。日本地質学会編, 日本地方地質誌6: 中国地方, 朝倉書店, pp.16-19.
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., Kagami, H. and Iizumi, S. (2011): K-Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene-Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol.40, pp.509-533.
- Ishihara, S. (1971): Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, Vol.77, pp.441-452.
- Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, Vol.27, pp.293-305.
- Ishihara, S. (1981): The granitoid series and mineralization. *Economic geology* 75<sup>th</sup> Anniversary volume, pp.458-484.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977): Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwest Japan, -Shirakawa-Toki-Okazaki transaction-. *Journal of the Geological Society of Japan*, Vol.83, pp.1-18.
- Ishihara, S. and Matsuhisa, Y. (2002): Oxygen isotopic constrains on the geneses of the Cretaceous-Paleogene granitoids in the Inner Zone of Southwest Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, Vol.53, pp.421-438.
- 岩田智加・亀井淳志・岩田克彦・柴田知之・三谷明日華 (2013): 山陰帯島根県奥出雲に分布する阿毘緑花崗閃緑岩の火成活動および結晶作用。地質学雑誌, Vol.119, pp.190-204.
- 加々美寛雄・川野良信・井川寿之・石岡 純・加々美慎一・柚原雅樹・周藤賢治・飯泉 滋・今岡照喜・大和田正明・小山内康人・田結庄良昭 (1999): 本州弧白亜紀~第三紀火成活動の時空変遷と下部地殻-Rb-Sr全岩アイソクロン年代とSr, Nd同位体比初生値からの検討-。地質学論集, Vol.53, pp.1-19.
- 加々美寛雄 (2005): 本州弧に分布する白亜紀~古第三紀花崗岩の活動と起源物質。地質学雑誌, Vol.111, pp.441-457.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M. (1992): Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, southwest Japan Arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.112, pp.165-177.
- 加々美寛雄・周藤賢治・永尾隆志 (2008): 同位体岩石学。共立出版, 289p.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973): 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化。岩鉱, Vol.68, pp.211-224.
- Kawakatsu, K. and Yamaguchi, Y. (1987): Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-in belt, southwest Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.51, pp.535-540.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩のK-Ar dating (V) - 西南日本の花崗岩類。岩鉱, Vol.56, pp.191-211.
- Matsuhisa, Y., Honma, H., Matsubaya, O. and Sasaki, H. (1972): Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.37, pp.65-74.
- Murakami, N. (1974): Some problems concerning late Mesozoic or early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, Vol.8, pp.139-151.
- 村上允英 (1974): 西南日本内帯における後期中生代~古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係-とくに西中国を例として。地研専報, No.18, pp.9-31.
- 村上允英 (1979): 東中国における後期中生代~古第三紀酸性岩類の南北変化の概要。地質学論集, Vol.17, pp.3-18.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋 (2005): 山陰中央における白亜紀~古第三紀火成活動: Rb-Sr アイソクロン年代からの検討。地質学雑誌, Vol.111, pp.123-140.
- 西田和浩・今岡照喜・君波和雄・長松 雄・飯泉 滋 (2013): 西南日本山陰帯と韓国慶尚盆地の花崗岩類における白亜紀最末期のSr-Nd同位体組成とその意義。地質学雑誌, Vol.119, pp.229-248.
- 先山 徹 (1986): 山陰東部の白亜紀~古第三紀深成岩類の地質学的-岩石学的研究。広島大学地学研究報告, No.26, pp.111-194.
- Takagi, T. (1992): Mineral equilibria and crystallization conditions of Ukan granodiorite (ilmenite-series) and Kayo granite (magnetite-series), San'yo belt, southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, Vol.98, pp.101-124.
- 高木哲一 (1993): 磁鉄鉱系列/チタン鉄鉱系列花崗岩質マグマの酸化還元状態の推移-中国地方中部~東部の例-。岩鉱, Vol.88, pp.165-178.
- Takagi, T. (2004): Origin of magnetite and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc. *American Journal of Science*, Vol.304, pp.169-202.
- Takagi, T. and Tsukimura, K. (1997): Genesis of oxidized-and reduce-type granite. *Economic geology*, Vol.92, pp.81-86.
- 高木哲一・内藤一樹・飯泉 滋 (2000): 島根県東部の花崗岩類と鉄床。日本地質学会第107年学術大会見学旅行案内書, pp.35-44.
- 薬師寺亜衣・亀井淳志・柴田知之 (2012): 山陰帯島根県尾原に分布する混成岩および優白質花崗岩の火成活動。地質学雑誌, Vol.118, pp.20-38.
- 山口佳昭 (1987): 粒間マグマ残液の固結と酸化-高山貫入岩体の磁鉄鉱-。MAGMA, No.180, pp.22-25.
- Yamaguchi, Y. (1988): Oxidation of interstitial magma: magnetite fractionation of Fe responsible for reverse zoning in pyroxene and amphibole during solidification of interstitial magma of the Koyama intrusive, Susa, southwest Japan. *International symposium on Tin/Tungsten granite in southeast Asia and the Western Pacific*, 5<sup>th</sup> International symposium on Tin/Tungsten granite in southeast Asia and the Western Pacific, Extend abstracts, pp.245-246.

## 3.4 島根県の新第三系

島根県に分布する新第三系の多くは、中新世(約2,303~533万年前)に形成された地層や岩石(中新統)である。このような地質が分布する区域は、南から瀬戸内区備北帯、山陰区山陰沿岸帯、山陰区山陰沖帯、隠岐帯に大別される(瀬戸ほか, 2000)。以下にそれぞれの分布と地層名、主要な岩相を説明する。

瀬戸内区備北帯の中新統は、主に中国山地の山間盆地に点在し、広島県の備北層群や岡山県勝田層群などが主たる地層である。島根県でも、益田市の益田層群、浜田市の唐鐘層がこの区域に属する。また、分布はごく限ら

れているが、<sup>おおちちょう</sup> 邑智町高見などにも点在する。これらの地層は、主に淡水～浅海に堆積し、構造的な変形が少なく、化石を多く含んでいることが特徴で、約1,600万年前の前期中新世～中期中新世に堆積した。

益田市には北東－南西方向に約12 km、北西－南東方向に2～4 kmのほぼ長方形の形状を示す地域に下～中部中新統益田層群が分布する。この地層は基盤を不整合に覆い、下位の豊田層と上位の安田層からなる（藤田, 1964；山内ほか, 1990）。豊田層は淘汰の悪い基底礫岩に始まり、熱帯性の貝類化石を多く含む汽水～浅海成の砂岩泥岩からなり、円礫岩層や酸性凝灰岩層が挟まれる。安田層は豊田層に整合で重なり、頁岩が優勢の地層であるが、砂岩泥岩互層も挟在する。

浜田市北東には、2 km × 2 kmの小区域内に唐鐘層が分布する。唐鐘層は下位より主に湖沼に堆積した泥岩や河川成の礫岩・砂岩からなる唐鐘川泥岩部層、熱帯の汽水域に堆積した細～中粒砂岩からなり、泥質砂岩や礫岩を伴う姉ヶ浜砂岩部層、礫岩・粗粒砂岩からなり、南北方向への岩相の側方変化が激しい金周布礫岩砂岩部層、貝類化石を多産し、主に砂岩及び泥質砂岩からなり、上方へ細粒化する畳ヶ浦砂岩部層に区分される（中条ほか, 1993；中条・前島, 2000）。国指定天然記念物に指定されている畳ヶ浦（千畳敷）の畳ヶ浦砂岩部層（写真3.3.1）からは、暖海性潮下帯貝類化石群集が産出する（例えば、都留, 1983）。

山陰区山陰沿岸帯の行政区域は、大田市、出雲市、雲南市、松江及び安来市が含まれる。この地域には、中新世より前の地層や岩石が南方に湾入して分布する地域と、その間の北方に突出した基盤の北側に接して分布する地域がある（高安ほか, 1992）。下部中新統は湾入部を埋積し、主に安山岩質～流紋岩質の陸成火山岩類からなる。その上位の中部～上部中新統は陥没盆地の下部中新統や先新第三系基盤岩類を不整合に覆う汽水から海成層からなり、北側に傾いた同斜構造をなす。

具体的には下位より、主に安山岩からなる佐田層、安山岩質～デイサイト質火砕岩、溶結凝灰岩、溶岩等からなる波多層、浅海成のアルコース質砂岩や礫岩からなる川合層、深海成の黒色頁岩やデイサイト質火砕岩、安山岩溶岩などからなる久利層、陸上の火山活動による安山岩質火砕岩、デイサイト質火砕岩、浅海に堆積した砂岩、礫岩等からなる大森層、海生化石を多く含む泥岩よりなる布志名層、及び沿岸～汽水成の砂岩からなる松江層（神西層）である（服部ほか, 1983；鹿野ほか, 1991, 1998；沢田ほか, 2008, 2009, 2013）。佐田層と波多層の関係は不明であり、波多層と川合層についてはいくつかの見解がある。川合層と久利層の境界は指交関係にある。久利層と大森層の関係はほとんどの地域で不整合関係である。大森層と布志名層との間は整合関係で、一部オンラップ

している。布志名層と松江層（神西層）との間は一部整合、一部不整合とされているが、見解が分かれている。大森層上部の砂岩はいわゆる来待石として石材に使用されており、石切場が点在している（写真3.3.2）。

この地域の地すべり地形は、久利層泥岩の分布地域で多く認められる。特に、川合層砂岩や久利層泥岩の上位に、久利層または大森層の安山岩溶岩が重なってキャップブロック構造となっている地点で多発している。

山陰区山陰沖帯には島根半島の中新統が相当する。陸水成の下部中新統には始まり、引き続き急激な海進や火山活動によって海成層や火山岩類が形成され、その後、海退により浅海化している。後期中新世には褶曲が形成され（宍道褶曲帯：Otuka, 1939；多井, 1973）、複雑な地質構造をなしている（瀬戸ほか, 2000）。この地域の中新統は、下位より、古浦層、<sup>じょうろうじ</sup>成相寺層、牛切層、古江層、<sup>たかしびやま</sup>高渋山層からなる。

古浦層は主に河川や湖沼成の砂岩泥岩互層や凝灰質砂岩からなり、最上部では汽水環境を示唆するシジミの化石も含まれる。成相寺層は主に黒色泥岩や流紋岩質溶岩、同質火砕岩からなり、流紋岩やドレライト、ひん岩の岩脈や岩床を多く伴う（写真3.3.3）。

古浦層と成相寺層の境界は整合という見解（鹿野・吉田, 1985）と不整合という見解（山内ほか, 1980）が存在する。牛切層は主に深海成の砂岩泥岩互層（写真3.3.4）からなり、安山岩、流紋岩、デイサイト質軽石凝灰岩やドレライトの貫入も見られる。また、牛切層の上位には深海成の黒色泥岩からなる古江層と、玄武岩、安山岩、流紋岩溶岩、ハイアロクラスタイト及びその二次堆積物などからなる高渋山層が整合で重なる。

本地域の地すべり地形は成相寺層の黒色泥岩分布域に多く発達している。また、2010年7月の松江市鹿島町恵曇の落石災害は成相寺層の流紋岩質火砕岩分布域で発生したものである。

隠岐帯を構成する隠岐諸島は、後期中新世のアルカリ岩系列の火山活動によって噴出した溶岩や火砕岩によって広く覆われている（写真3.3.5）。このうち、島前（西ノ島、中ノ島、知夫里島）では西ノ島の焼火山を中央火口丘とし、島前3島の外周部を外輪山とするカルデラ地形が認められ、隠岐島前カルデラとして日本列島地質百選に選定されている。それらの火山噴出物に覆われる下部～上部中新統は、島前及び島後で異なっている。

島前の中新統は、下位より、火砕岩を主体とし淡水成の礫岩や砂岩、シルト岩をともなう美田層、深海成の黒色泥岩からなる大津層、浅海成の砂岩及びシルト岩からなる市部層、浅海成の凝灰質砂岩を主とする<sup>しまづしま</sup>島津島層に区分される（千葉ほか, 2000）。これら各層の境界は基本的に不整合と考えられるが、露頭が小規模で不連続なため詳細は不明である。島津島層は、島前火山噴出物と一



写真3.3.1 唐鐘層畳ヶ浦砂岩部層の砂岩が露出する浜田市畳ヶ浦の波食棚

球状に突出する部分は石灰質団塊で、南方系の貝化石を多産する。畳ヶ浦の波食棚は一部で離水し、1872年浜田地震による地震性隆起が示唆されている。



写真3.3.2 大森層の塊状凝灰質砂岩（松江市宍道町来待）「来待石」と呼ばれ石材として使用されている（写真提供：横田修一郎）。



写真3.3.3 牛切層の砂岩泥岩互層が露出する松江市島根町大芦須々海海岸の波食棚

牛切層分布域の海岸に面する斜面では、しばしば流れ盤構造が発達する。小規模なものが写真奥でも認められる。



写真3.3.4 成相寺層の黒色泥岩が露出する松江市美保関町惣津海岸の波食棚



写真3.3.5 西ノ島、国賀海岸の通天橋

島前火山外輪山下部層の粗面玄武岩—粗面安山岩質溶岩及び同質火砕岩からなる。海食洞の奥行き部分（手前側）が地すべりによって崩落し、トンネル状に残されて形成された。

部同時異相の関係にある。

島後の中新統は、下位より流紋岩～安山岩質溶岩及び火砕岩を主とする時張山層、火砕岩及び非海成の礫岩、砂岩、泥岩を主体とする郡層、海成の砂岩や黒色泥岩、珪藻質泥岩などからなる久見層、海成の砂岩及び凝灰岩からなる都万層が分布し、島の主体をなす後期中新世の粗面岩～アルカリ流紋岩質溶岩及び火砕岩（重栖層及び葛尾層）によって覆われる（山内ほか、2009）。各層の境界は、都万層と重栖層の境界が指交関係である他は不整合と考えられる。

さらに、これら中新統を覆って、下部鮮新統の内湾性～陸成堆積物である向ヶ丘層が分布する。向ヶ丘層は礫まじりの泥や砂を主体とし、軟弱である。島後の地すべり地形は、この向ヶ丘層分布地域に顕著に発達している。

【入月俊明・林 広樹】



## 引用文献

- 千葉とき子・金子信行・鹿野和彦 (2000)：浦郷地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，74p。
- 藤田 崇 (1964)：島根県益田市北部の地質，とくに新生界について。地質学雑誌，Vol.70, pp.100-109。
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (1983)：三瓶山地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，168p。
- 鹿野和彦・吉田史朗 (1985)：境港地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，57p。
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991)：今市地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，79p。
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史 (1998)：石見大田及び大浦地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，118p。
- 中条武司・中西健史・前島 渉 (1993)：島根県浜田北方の中期中新世唐鐘累層。地球科学，Vol.47, pp.473-484。
- 中条武司・前島 渉 (2000)：中新統唐鐘累層。日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書，pp.91-101。
- Otuka, Y. (1939)：Tertiary crustal deformation in Japan. Jubilee Publication in Commemoration of Professor Yabe's 60th Birthday, pp. 481-519。
- 沢田順弘・板谷徹丸・久井和徳・吉田聖典・兵頭政幸 (2008)：山陰西部中新統標準層序，「波多層」の年代。日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集，CD-ROM, G123-003。
- 沢田順弘・三代喜弘・酒井哲弥・板谷徹丸・兵頭政幸 (2009)：島根県東部における後期新生代の地質学，年代学，古地磁気学。日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集，CD-ROM, G120-003。
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤仁・兵頭政幸 (2013)：島根県出雲市南方域における中新統の K-Ar 年代と古地磁気方位。地質学雑誌，Vol.119, pp.267-284。
- 瀬戸浩二・矢野孝雄・松本俊雄・山本裕雄・中野雄介・藤井 健 (2000)：中国山地ジオトラバース-中新統 (備北層群および相当層) の堆積環境変化。日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書，pp.1-22。
- 多井義郎 (1973)：いわゆる宍道褶曲帯について。地質学論集，No.9, pp.137-146。
- 高安克巳・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・都留俊之 (1983)：島根県浜田市唐鐘層産の中期中新世貝化石群集。瑞浪市化石博物館研究報告，No.10, pp. 41-84。
- 高安克巳・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦 (1992)：山陰地方の中新統層序と古地理。地質学論集，No.37, pp.97-116。
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎 (1980)：島根半島の中新統。日本地質学会第 87 年総会年會見学旅行案内書，pp.1-39。
- 山内靖喜・江口欣也・山本卓也 (1990)：島根県西部・中新統益田層群における断層に規制された堆積盆地の発達過程。地質学論集，No.34, pp. 69-75。
- 山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009)：西郷地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)，産総研地質調査総合センター，121p。
- 都留俊之 (1983)：島根県浜田市唐鐘層産の中期中新世貝化石群集。瑞浪市化石博物館研究報告，No.10, pp.41-84。

## 3.5 鳥取県の新第三系

鳥取県に分布する新第三系は下部～中部中新統と上部中新統～鮮新統に大別される。下部～中部中新統は日本海沿岸のグリーンタフ地帯の構成層であり，陸成～海成の火山岩類・堆積岩類からなる。上部中新統～鮮新統は鳥取地域が広く陸化した後に噴出した陸上火山岩類であり，一部に堆積岩類を伴う。

### 3.5.1 下部～中部中新統

下部～中部中新統は鳥取市南東方，倉吉市東方及び米子市南西方にまとまって分布し，鳥取県の南東端や南西端の県境付近にも小分布する。

鳥取市南東方に分布する鳥取層群 (村山ほか，1963)

は，兵庫県北部の北但層群 (弘原海・松本，1958) に連続する堆積物で，八頭層と岩美層に区分される。八頭層は陥没盆地を埋積する陸成層で，基底礫岩層と火山岩層からなる。火山岩層は安山岩質～流紋岩質で，溶結凝灰岩や火山円礫岩を挟在し，全般に熱水変質を被っている (鳥取グリーンタフ団体研究グループ，1989)。

八頭層を不整合に覆う岩美層は“西黒沢海進”に伴って河川～浅海～大陸斜面上部に堆積した地層群である。礫岩・砂岩・泥岩・頁岩や塩基性・酸性火山岩類からなり，多様な環境の動植物化石を含む (赤木ほか，1992)。鳥取市国府町宮下では海進途上に出現したラグーンに堆積した薄互層 (浅野ほか，2012a, b；図 3.3.7) から保存

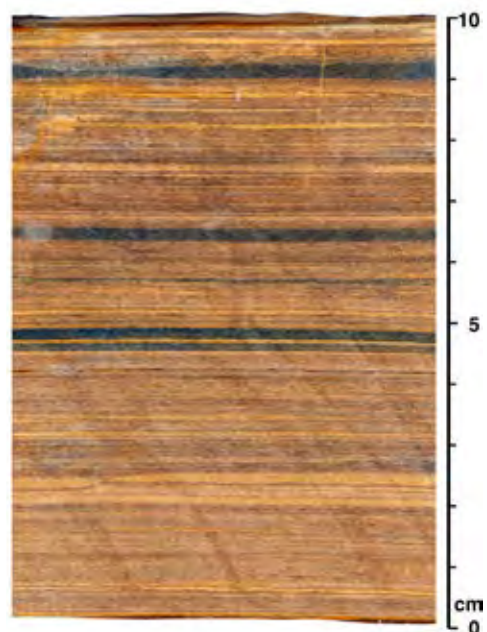


図 3.3.7 鳥取市国府町宮下における魚類化石層切断面 (平尾ほか，2012)。



図 3.3.8 鳥取市国府町宮下産の魚類化石 (平尾ほか，2012)  
1：Inabaperca taniurai (イナバケツギョ)，2：Gobiidae (ハゼ科)。  
スケールは 1 cm。

良好な浅海性魚類化石が多産する（上野・平尾，2000：図3.3.8）。地質構造は東北東方向の軸をもつ緩やかで幅広い向斜構造に支配され、北西－南東方向の断層によってブロック化している。

倉吉市東方の三徳山周辺には、鳥取層群相当層とみられる小鹿累層と三徳累層が分布する（藤田，1973）。小鹿累層は基盤にアバットする崖錐性礫岩と流紋岩質火砕岩・溶岩などからなる。三徳累層は小鹿累層を不整合に覆う縁辺礫岩・玄武岩・安山岩・石英安山岩の溶岩・火砕岩で構成され、部分的に顕著な熱水変質作用を被っている。礫岩に挟まれる泥岩砂岩互層からは大型植物・淡水性珪藻・昆虫化石が報告されている（赤木ほか，1984）。米子市南西方の下部～中部中新統は波多層と川合・久利層に区分され、鳥根県側の相当層の延長部にあたる。

鳥取県の南東端の扇ノ山山麓には岩美層相当層が、南西端には多里層（今村，1959；猪木・坂本，1977；山名・山口，2011）がそれぞれ小分布する。ともに、下部の砂礫岩層と上部の泥岩・頁岩層からなる汽水成～海成層で、岩相・化石相は備北帯の中新統に類似するが、層厚が大きく、緩やかに変形している点で異なっていて、これらの中新統は備北帯と山陰沿岸帯の中間的特徴を示す。

### 3.5.2 上部中新統～鮮新統

上部中新統～鮮新統はおもに陸上火山岩類からなり、鳥取県中部に広く分布する三朝層群（杉山，1964）のほか、東部の兵庫県境には照来層群（弘原海・松本，1958）が知られている。

三朝層群はアルカリ玄武岩とカルクアルカリ安山岩・デイサイトが交互に繰り返し噴出したことで特徴づけられ（藤田，1972；1973），6～2 Maの年代値が報告されている（鹿野・中野，1985など）。溶岩・火砕岩類と堆積岩類からなり、上方へ珪長質化する3回の火山サイクルにしたがって、人形峠、東郷及び阿波累層に区分される。

基底不整合面は起伏に富み、古地形としていくつかの化石谷（緩勾配の東流河谷と比較的急勾配の北流河谷群）が認められる。人形峠累層はこれらの化石谷を埋積する礫岩・砂岩・泥岩と火山岩類で構成されている。化石谷に沿って角閃石安山岩質火砕岩層から北方へ供給された火山円礫岩層（図3.3.9）は大規模な火山山麓扇状地を形成していたとみられる。人形峠累層を一部不整合に覆う東郷累層の基底面も起伏に富み、同じ位置に化石谷が認められることは、人形峠累層の堆積期間中も古水系が保持されていたことを示す。

東郷累層は膨大な火山岩類からなり、板状節理が発達した厚い安山岩溶岩（“洪水安山岩”：永尾ほか，1995：図3.3.10）を挟む。最上位の阿波累層は、岡山県側の花崗岩基盤上の浅い化石谷を埋積した礫岩・砂岩・泥岩、玄武岩溶岩及び安山岩溶岩・火砕岩からなり、溢流した



図3.3.9 鳥取市気高町酒津にみられる人形峠層（“白兔礫岩層”）



図3.3.10 鳥取市青谷町明神崎にみられる東郷層（板状節理が発達した安山岩溶岩）

玄武岩溶岩が小規模な溶岩台地をかたちづけている。

鳥取・兵庫県境部の照来層群は、多角形の照来コールドロン（小室ほか，2002）の埋積層である。下位から不淘汰基底礫岩、流紋岩質溶岩・火砕岩、礫岩・泥岩、安山岩溶岩で構成され、一部の層準で同時異相の関係にある（Furuyama, 1989）。照来層群の放射年代については、6.6～5.0 Ma（弘原海，1984）及び3.1～2.2 Ma（古山・長尾，2004など）が報告されている。

【矢野孝雄】

### 引用文献

- 赤木三郎・山名 巖・平尾澄昌・広田昌昭・衣笠弘道（1984）：鳥取県三朝町成より産する後期中新世の植物化石。鳥取大学教育学部研究報告（自然科学），No.33, pp.49-69。  
赤木三郎・中嶋浩子・能登美音（1992）：鳥取層群泥質岩相の堆積環境—普含寺泥岩層の層相変化について—。地質学論集，No.37, pp.189-199。  
浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一（2012a）：鳥取層群産魚類化石のタフォノミー—その1：層序と地質構造—。地球科学，Vol.66, pp.5-16。

- 浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一 (2012b): 鳥取層群産魚類化石のタフオノミー — その2: 堆積相と古環境 —. 地球科学, Vol.66, pp.177-191.
- 藤田 崇 (1972): 人形峠近傍の三朝層群の火山層序—三朝層群の研究, その1. 地質学雑誌, Vol.78, pp.13-28.
- 藤田 崇 (1973): 鳥取県中部の新第三系について. 地質学論集, No.9, pp.159-171.
- Furuyama, K. (1989): Geology of the Teragi Group, Southwest Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ., Vol.32, pp.123-173.
- 古山勝彦・長尾敬介 (2004): 照来コールドロンの K-Ar 年代. 火山, Vol.49, pp.181-187.
- 平尾和幸・上野輝彌・籾本美孝・青木建論・浅野弦一・矢野孝雄 (2012): 鳥取市国府町宮下産の中新世浅海性魚類化石. 地球科学, Vol.66, p.1-4.
- 猪木幸男・坂本 亨 (1977): 多里地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅), 地質調査所, 53p.
- 今村外治 (1959): 中国山地の地質概観 (比婆山・道後山・通船山地方). 中国山地国定公園候補地学術調査報告, pp.17-28.
- 鹿野和彦・中野 俊 (1985): 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地質調査所月報, Vol.36, pp.427-438.
- 小室裕明・古山勝彦・志知龍一 (2002): 照来コールドロンの重力異常. 火山, Vol.47, pp.9-15.
- 村山正郎・一色直記・坂本 亨 (1963): 5 万分の1 地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書. 地質調査所, 66p.
- 永尾隆志・長谷義隆・井川寿之・長峰 智・阪口和之・山元正継・周藤賢治・林田賢一 (1995): 九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的特徴: “洪水安山岩” の提唱. 地質学論集, No.44, pp.155-164.
- 杉山隆二 (1964): 山陰の温泉と地質 (その2). 温泉工学会誌, Vol.2, pp.32-43.
- 鳥取グリーンタフ団体研究グループ (1989): 鳥取市南東方に分布する鳥取層群の層序と構造. 地団研専報, No.36 [陥没—その構造・機構・応用—], pp.85-104.
- 上野輝彌・平尾和幸編 (2000): 鳥取県岩美郡国府町宮下産魚類化石目録. 鳥取県立博物館, 66p.
- 弘原海 清 (1984): 西南日本の基盤構造の発達. 藤田和夫編著, アジアの変動帯 — ヒマラヤと日本海溝の間 —, 海文堂, pp.257-275.
- 弘原海 清・松本 隆 (1958): 北但馬地域の新生界層序 (その1). 地質学雑誌, Vol.64, pp.625-637.
- 山名 巖・山口勇人 (2011): 鳥取県日南町で中新統多里層産のコケムシ. 鳥取地学会誌, No.15, pp.11-16.

### 3.6 第四系

第四系は陸源碎屑性堆積物と火山噴出物に大別される。陸源碎屑性堆積物には主に崖錐堆積物, 砂丘砂, 段丘堆積物, 沖積層からなるが, ここでは斜面災害に関連した堆積物のみについて述べ, 海岸平野や河岸平野の構成物である沖積層にはふれない。

#### (1) 火山噴出物

第四紀火山噴出物のうち, 扇ノ山, 大山, 三瓶火山, 大江高山火山群, 青野火山群の噴出物は現在火山としての山体を保持しており, 扇ノ山以外は溶岩ドームを形成しているため, その山腹は急斜面となっている。これらについての記述は 3.10 第四紀デイサイト火山と山体崩壊の項に譲る。これ以外に, 現在ではほとんど山体が残されていない鳥取県西部から島根県東部にかけての地域の横田玄武岩と隠岐島後のアルカリ玄武岩類がある。横田玄武岩は主に溶岩からなり, 台地や平坦な尾根を形成している。しかし, これらの台地のほとんどは面積が狭いためあまり利用されていない。

他方, 島後のアルカリ玄武岩も主に溶岩からなり, 一部は溶岩台地を形成しているが, 別の溶岩は西郷湾北側

の高位段丘の基盤となっている。段丘堆積物がキャップロックになっていて, 玄武岩が激しく風化しており, 段丘崖はしばしば崩壊してきた。そのため, 段丘の麓が人口密集地の地区では段丘崖が急傾斜地崩壊危険区域に指定されている (山内ほか, 2009)。

#### (2) 崖錐堆積物

中国山地では更新世の崖錐堆積物と完新世の崖錐堆積物とがある。3.1.2 地質概要で述べたように, 後期白亜紀～古第三紀火山岩類の大半を占める流紋岩～デイサイト分布域の崖錐堆積物は粘土質の基質が少ないため, 豪雨時でも比較的安定しているが, その他の地質の分布域では崖錐堆積物が流動や地すべり, 土石流を起こしやすい。

#### (3) 砂丘砂

本地域には鳥取砂丘, 北条砂丘, 弓ヶ浜半島の砂丘, 浜山砂丘, 出雲市西部海岸の砂丘, 江津市北西部海岸の砂丘及び益田市北部の海岸の砂丘が形成されている。これらの中で, 浜山砂丘だけは海岸から約 2.5 km 離れており, 潟湖が埋め立てられる過程で形成されたとされている。一般に, 砂丘斜面は比較的安定しているが, 山陰地域では地震動によって斜面崩壊が起きた記録がある。

一つは, 明治 5 (1872) 年の浜田地震によって出雲市の浜山砂丘北麓の浜下では, 液状化した砂が激しく噴出し, 「浜山がずって畑の中へ小山を生ず。」との聞き取り調査報告がある (浜田, 1951)。この砂丘の麓には大干ばつでも涸れない湧水があるように, 地下水位が極めて浅いと考えられることから, 地表近くでの液状化によって地すべりが起きた可能性がある。

他方, 昭和 18 (1943) 年の鳥取地震によって鳥取砂丘では「砂丘のすべりだし」が相当にあったと既存文献に基づいて報告されている (余田ほか, 2000)。とくに, 砂丘の一部を切り取って設置されている山陰本線の線路が砂丘のすべりだしによって約 30 cm 移動したこと (舞鶴海軍施設部, 1943) が写真付きで報告されている。しかし, 液状化との関係は明らかではない。

#### (4) 段丘堆積物

大山北麓～西麓, 松江市街地南部, 出雲市街地南部及び隠岐島後南部大山北麓～西麓には比較的大規模な扇状地性段丘群が発達し (荒川, 1984), 松江と出雲の市街地南部 (鹿野ほか, 1991, 1994) と島後の西郷湾北側 (山内ほか, 2009) には高位 I～III と中位 I, II の 5 段の段丘が発達するが, これら以外では, 河岸段丘は全般に小規模・低比高である。そのため, 段丘崖での比較的大規模な斜面崩壊は上記の地域以外ではごくまれである。

【山内靖喜・矢野孝雄】

## 引用文献

- 荒川 宏 (1984) : 大火山山北西部における火山麓扇状地の形成. 地理学評論, Vol.57, No.12, pp.831-855.
- 浜田静子 (1951) : 両度の大地震と地震動の仮説. 大社の話, No.6, pp.4-6.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991) : 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋 (1994) : 松江地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 舞鶴海軍施設部 (1943) : 鳥取地方震災被害調査報告書. 90p.
- 山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009) : 西郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 121p.
- 余田隆史・西田良平・西山浩史・依藤英徳・西谷大典 (2000) : 1943年鳥取地震の地盤災害. 地球惑星科学連合2000年大会予稿集, Sb-P002.

## 3.7 中新統牛切層に見られるユニークな海底地すべり堆積物

### 3.7.1 はじめに

ここでは島根半島に分布する中新統牛切層から見つかったユニークな海底地すべり堆積物の特徴を述べる。その運動像などの解明については、まだ道半ばであるため、現状で得られている情報から、その発生過程についての仮説を提唱する。海底地すべりを発生させる主なイベントとしては、暴浪に伴う強い波、地震、急速な堆積作用などがある。ここで見つかった地すべり堆積物は、「斜面を流れ下る混濁流が、海底を引きずることで発生した地すべり」に由来すると解釈されるもので、世界的に見てもまれな事例である。

### 3.7.2 牛切層の特徴

ここで対象とするのは島根県東部、島根半島の西部(出雲市小伊津町)の日本海側に露出する中新統牛切層(厚さ約600m)である(図3.3.11)。この地層はおよそ1,400万年前に堆積したもので(鹿野ほか, 1991)、基底部の礫岩とその上に重なる凝灰質な砂岩層と泥岩層の互層からなる。この地層は海底斜面の堆積物であると解釈されている。また、地層の走向方向が海岸線とほぼ平行であるため、海岸の海食台においてこの地層をおよそ3kmの範囲にわたって追跡することができる。牛切層中部には厚さ50cmほどの凝灰岩層が2層挟まれるため、この凝灰岩層に沿って1つ1つの砂岩層を追跡して、地層の特徴の変化を調べることができた。地すべりの発生が砂岩と一部の泥岩の堆積作用と深く関係するため、まずはここに見られる砂岩層、泥岩層の特徴を述べる。

### 砂岩層の特徴

この地域の砂岩層は、水中重力流の一種である混濁流からの堆積物(タービダイト)とされてきた(Kano and Takeuchi, 1989)。しかし、その特徴は通常のタービダイトとは異なり、巨大な泥のブロックが含まれると報告

されている。その泥のブロックの長軸は5mにも及ぶことがある。これまでに行った詳しい調査の結果、1回の流れからの層(砂岩+泥岩層)は理想的な場合、5つの部分からなることがわかった(図3.3.12)。なお、以下では堆積物の粒径を示す用語として、地質学分野で用いられる、Udden-Wentworthによる粒径区分を用いることとする。この区分による極粗粒砂~粗粒砂が粗砂に、中粒砂~極細粒砂が細砂にほぼ相当する。最も下位の部分(図3.3.12, 図3.3.13のTa)は、極粗粒砂~中粒砂からなり、その中には礫が含まれることもある。砂の淘汰は比較的よく、乾燥した露頭表面は白色を示す。級化層理がこの部分には見られ、まれに平行層理が見られる。層の底面には、フルートキャストと呼ばれる流れの渦による浸食痕が見られることがある。その上位にはシャープな境界面を挟んでやや泥質な砂岩からなる部分が重なる(図3.3.12, 図3.3.13のDa)。この部分にはマッドクラスト(未固結の泥層が引きはがされてブロックになったもの)が含まれ、それが泥質な砂岩の中に浮いた産状を示す。細長いマッドクラストが、ほぼ垂直に立っていることもある。この内部に堆積とほぼ同時にできたと思われる小さな断層のような構造(この部分の中でのみ連続し、南西(=流れの上流側)に向かってゆるく傾く)が見られることがある。その上位にはより泥質な砂岩からなる部分が重なる(図3.3.12, 図3.3.13のDb)。この内部には大量のマッドクラストが含まれ、それが褶曲構造を示すなど、塑性流動をした痕跡がみられる。さらにその上位に薄い、細粒から極細粒砂岩からなる部分が重なることがあり、その内部には平行葉理やリップ斜交葉理が見られる(図3.3.12のTd)。さらに上位に、ボール状に変形した極細粒砂を含む泥岩層が見られることもある(図3.3.12のDc)。また1回の流れからの層で、5つの部分が全てそろっているとは限らない。

Taとした級化層理の発達した部分は、タービダイトと解釈される(Mulder and Alexander, 2001など参照)。中部のやや泥質な砂岩層(Da)は土石流堆積物であると解釈される(Mulder and Alexander, 2001など参照)。この部分に見られる断層のような構造は、すでに停止した土石流の先端付近の堆積物に、後ろから動いてきた土石流がのし上げて停止することでできた構造と解釈される(Nemec, 1990)。その上位の塑性流動の痕跡がみられる部分(Db)については、より粘性の大きな土石流からの堆積物であると解釈される。Tdとした部分は、タービダイトであると解釈される。Dcとした部分に見られるボール状の砂は、層状に堆積した砂岩層が、堆積直後、荷重による変形や地層の小規模な流動によりボール状に変化してできたと推定される。Teは半遠洋性の泥岩である。

地層中の流れの痕跡(フルートキャストなど)が示す堆積当時の流れは東から北東向きが卓越する(鹿野ほか,

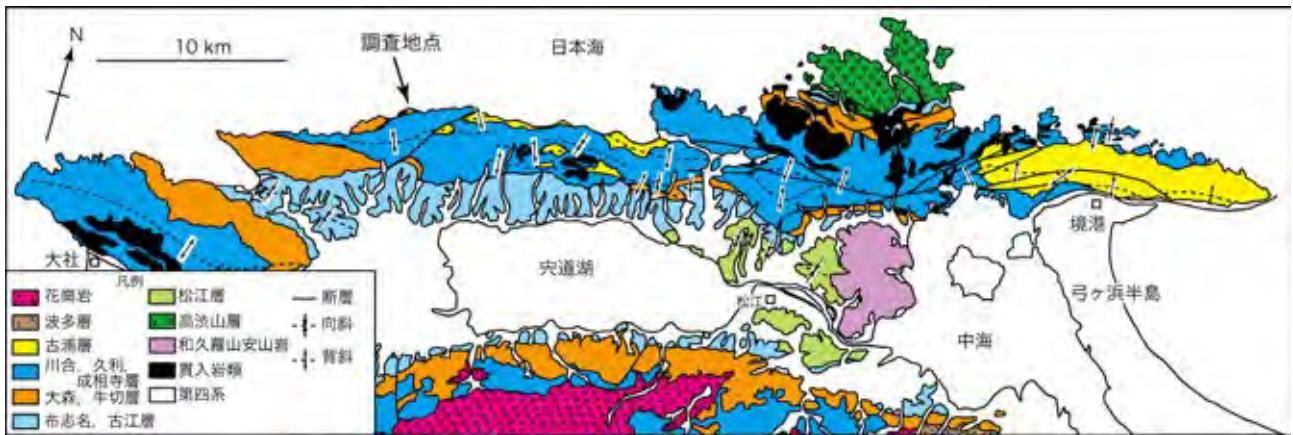


図3.3.11 島根半島の地質図(鹿野ほか, 1991 を改変)  
矢印が調査地域の出雲市小伊津町。

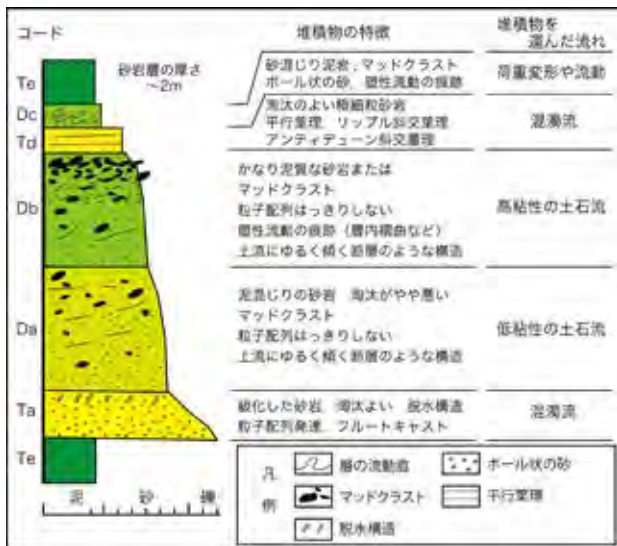


図3.3.12 小伊津の牛切層に見られる海底重力堆積物の典型的特徴

1991)。海食台において、凝灰岩層に沿って南西から北東、すなわち堆積時の下流側へ地層を追跡した所、堆積時の上流側にあたる地点では、Taの部分(タービダイト)が卓越するが、下流方向へDa, Dbといった土石流からの堆積物が卓越する変化が見られた(図3.3.14)。この変化は2 km以内のごく狭い範囲で見られた。混濁流と土石流が時間をおいて別々に発生した証拠(泥層の存在など、堆積の間隙の証拠)も見られなかった。このことは、混濁流が流れる中で、土石流が発生したことを示している。これまでに、混濁流に泥が取り込まれて土石流が発生した事例や(Talling *et al.*, 2004)、海底の傾斜がわずかにゆるくなることで減速し、流れの下層に堆積物が集中して土石流が生じたとする事例(Talling, *et al.*, 2007)が報告されている。しかし、どちらの列でも混濁流が10~100 kmのオーダーの長い距離に渡って流れる中で土石流が発達したとされる。この例ではそれらに比べると非常に短距離

の間で土石流が生じているため、上記とは違うメカニズムで土石流が生じたと見るべきである。

### 地すべり堆積物と土石流の発生

ここで問題となるのが、どのように流れの中に堆積物が供給され、土石流が発達したかである。砂岩層の下位の泥岩層をよく調べると、その多くが大きく変形を受けていることがわかった(図3.3.15のA)。その変形の様子をみると、泥岩層の下部には塑性流動の痕跡がみられ、そこに含まれるマッドクラストは大きな変形を受けていない。泥岩層の上位ほど、マッドクラストが細長く引き伸ばされる様子がみられた(図3.3.15のB)。これは、泥岩層の上部が下部に比べて強いせん断を受けたことを意味する。また砂岩層の直下(数mm~約20 cmの範囲)には厚さ数mmから1 cm程度の黒色の泥岩層がみられた(図3.3.15のC)。それは層理面とほぼ平行に伸び、強く引き伸ばされた極細粒の砂岩層やシルト岩層の薄いレンズがその内部に見られる場合もある(図3.3.15のC)。この黒い層は地すべりのすべり面であると判断される。こうした地層の変形の特徴は、すべり面から下位にいくほど変形が小さくなることを示す。また上位に重なる砂岩層と同じ粒径の砂が変形を受けた泥岩の上部に含まれることがある(図3.3.15のBの大きな白矢印)。砂岩層の基底が変形を示さないことから、砂の下位層への取り込みは、砂岩層の本格的な堆積が始まる前に起きた、すなわち地すべりは流れの先頭部分が通過する時に起きたと解釈される。すべり面上位に変形をした堆積物がないことから、おそらくは地すべりによって移動した堆積物がこれより下流側に存在すると思われる。所々に存在する大きな泥のブロックや大量のマッドクラストはこれと関連するものであろう。

これらのことを踏まえ、地すべり発生メカニズム及びそこからの土石流形成メカニズムの仮説を以下のように



図3.3.13 小伊津町に見られる砂岩層の典型例  
 図中のコードは図3.3.12 参照。スケールは 0.2 m。

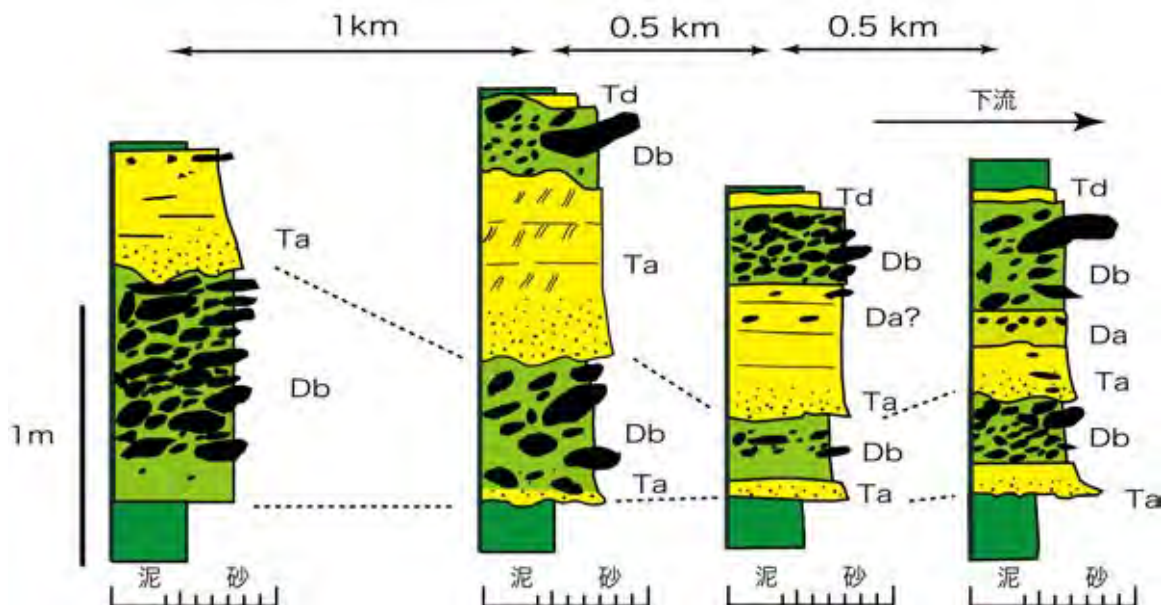


図3.3.14 牛切層の砂岩層の下流方向への変化（凝灰岩層の直上の例）  
 上位の層では、下流ほど高粘性の土石流からの堆積物（Db）が卓越することに注目して頂きたい。

提唱したい。まず混濁流が海底斜面を流れ下る。その時に流れが海底面を引きずり、本格的な堆積がおこる直前に海底地すべりが発生した。地すべりに伴って、ブロック化した泥が流れに取り込まれ、特に大量のマッドクラスト

が流れに取り込まれた場合、それが流れの中で摩擦を受けることによって多くの泥が短期間のうちに流れの中に供給される。それにより堆積物の含有濃度の低い混濁流が、より粘性の高い土石流へと短距離で変化したという説で

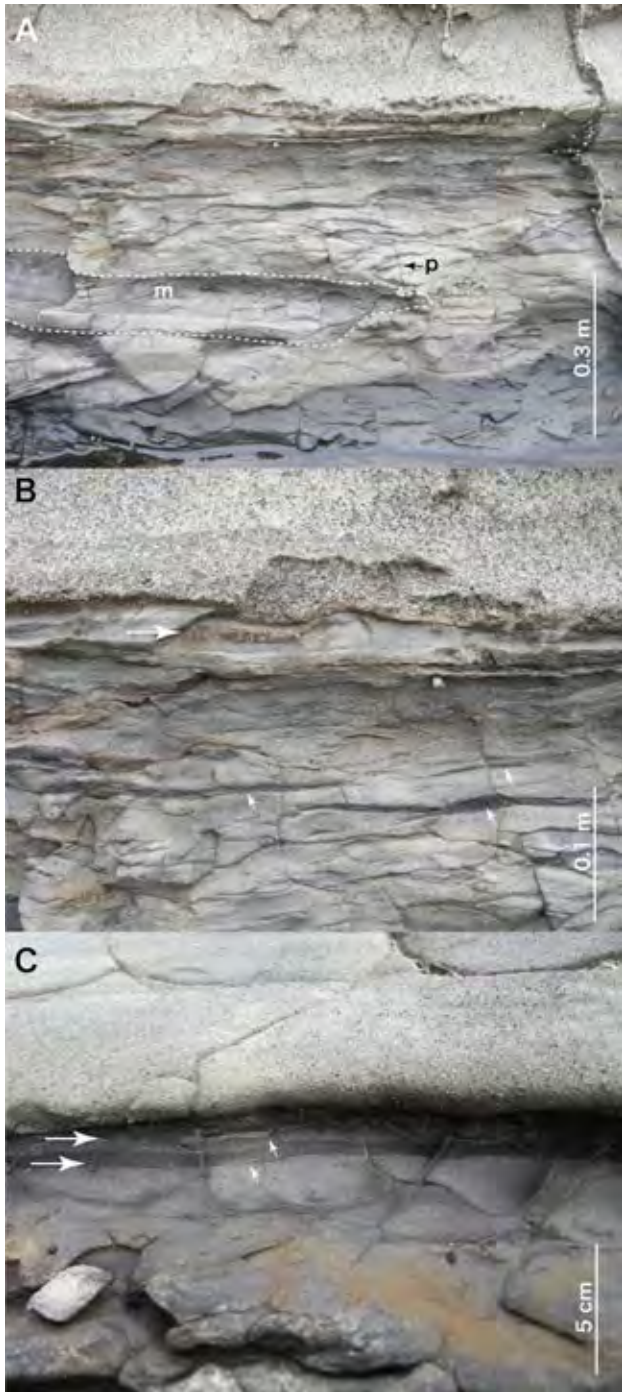


図3.3.15 砂岩層下位の砂質泥岩層に見られる地層の変形の様子

Aは変形が見られる層の全景。点線で囲った(m)は泥岩のブロック、黒矢印(p)で示す部分は褶曲構造を示す(塑性流動をした)マッドクラストである。

Bは砂岩層直下の拡大写真。長い白矢印は上位の砂岩層と同じ粒径の砂が変形部分に引きずられて取り込まれている層準を示す。しかし、砂岩層の基底はこの変形と同調しない。むしろ下位の泥岩層をわずかに浸食する特徴に注目して頂きたい。小さな白矢印は、強く引き伸ばされたマッドクラストを示す。

Cは砂岩層直下のクローズアップ写真。長い白矢印がすべり面と解釈される部分。小さな白矢印の部分には、やや粗いシルトが細長いレンズ(=引き伸ばされている)として挟まれる部分を示す。

ある。また、この地点よりも上流側にあたる地点の地層には、こうしたタイプの地層はほとんど見つからない。そこでは堆積物が全体的に砂がちである。こうした地すべりが発生するためには、ある程度厚い泥層が必要である。よって、砂がたまる斜面上でかつ比較的泥も厚くなる、斜面の下部がこうした地すべりの発生しやすい場所として挙げられるであろう。今後、多くの層を調査することを通じてこの仮説の正当性を検証する必要がある。

【酒井哲弥・丸山美智子】

### 引用文献

- Kano, K. and Takeuchi, K. (1989): Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, southwest Japan. *Sedimentary Geology*, Vol.62, pp.79-87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久 (1991): 今市地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.
- Mulder, T. and Alexander, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, Vol.48, pp.269-299.
- Nemec, W. (1990): Aspects of sediment movement on steep delta slope. In Cokella, A. and Prior, D.B. (eds.) *Coarse-grained deltas*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., Vol.10, pp.29-73.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J. and Robinson, M. (2004): Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, Vol.51, pp.163-194.
- Talling, P.J., Wynn, R.M., Masson, D.G., Frenz, M., Cronin, B.T., Schiebel, R., Akhmetzhanov, A.M., Dallmeier-Tiessen, S., Weaver, P.P.E., Georgiopoulou, A., Zühlsdorff, C. and Amy, L.A. (2007): Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature*, Vol.450, pp.541-544.

### 3.8 山陰地域白亜紀～古第三紀コールドロン\*

今岡・君波 (2008), 岸ほか (2007), 西田ほか (2013) は、中国地方の白亜紀～古第三紀火成活動を、Stage I (100 Ma)・Stage II (100～90 Ma)・Stage III (90～80 Ma)・Stage IV (80～50 Ma)・Stage V (44～30 Ma) の5期に区分した。Stage IVとVの間には600万年間の火成活動ハイエイトスがあるとされる(西田ほか, 2005)。このうち、山陰地域に主に見られるのはⅢ～Ⅴの噴出岩・貫入岩類である(図3.3.16)。

Stage IIIは、噴出岩類としては阿武・匹見層群が中心で、このほかに<sup>おおち</sup>邑智層群、新造寺山流紋岩、八雲火山岩、<sup>ちや</sup>三国山流紋岩、<sup>つくろせん</sup>千屋火山岩、<sup>なぎせん</sup>津黒山火山岩などが知られている。貫入岩類としては、いわゆる広島花崗岩類が相当し、山陰では湯原南石英ハンレイ岩・湯原北花崗閃緑岩・<sup>もちがせ</sup>用瀬花崗岩・<sup>こしはた</sup>越畑花崗岩・智頭花崗岩などがこの時期の貫入岩類である。Stage IIIの火山岩類は、量的に膨大であり、詳細な地質構造は未解明である

脚注\*火山活動が原因となった断層による陥没構造のことをコールドロンという。地形的に凹地であるか否かは問わない。似たような用語に「カルデラ」があるが、「カルデラ」は火山性の凹地形のことであり、陥没構造の有無は問われない。

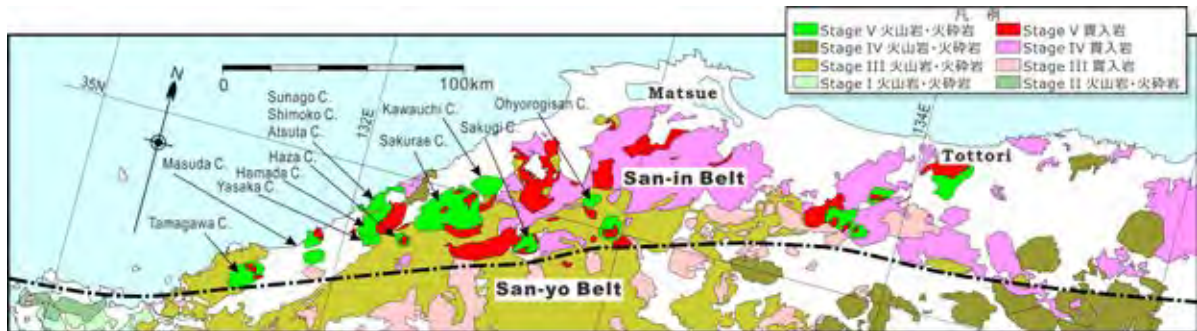


図3.3.16 山陰地域の白亜紀～古第三紀火山岩・貫入岩類

が、山陽側の山口県では佐々並コールドロンが発見されている(井川・今岡, 2001)。

Stage IVの噴出岩類には、江津火山岩・大東火山岩・上島火山岩・矢田川層群などが知られており、大東-上島期火山岩と呼ばれる(今岡・飯泉, 2009)。これらの火山岩類のうちで江津火山岩は、とくにその下部が基盤にアバットする不整合関係ないしは基盤との断層関係を示しており、コールドロンを構成する可能性が高い(今岡ほか, 1982)。また、このステージの貫入岩類は、山陰地域に広く分布し、因美期貫入岩類と呼ばれている。

Stage Vの火成岩類は、田万川期火山岩類・貫入岩類と呼ばれ、それらの多くは火山-深成複合岩体をなすコールドロンを構成する。これらのコールドロンは、20～30 kmの間隔で配列し、西から田万川・益田・弥栄・浜田・波佐・桜江・作木・大万木山と呼ばれている。以下にStage Vのコールドロンについて個別に概略を述べる。

**田万川コールドロン**：島根-山口県境に位置し、NE-SW方向に長軸をもつ14 km×7 kmの楕円形の輪郭をなす(村上, 1973)。コールドロン埋積層は、安山岩溶岩・デイサイト質火砕岩などからなり、安山岩岩脈と斑状の花崗岩類が貫入する。火砕岩の大部分は乾陸上に堆積した火砕流堆積物である。このコールドロンは、火山岩類噴出に伴う表層陥没後、さらに地下陥没によって深成岩が貫入したものと推定されている。

**益田コールドロン**：益田市北部に位置し、益田北コールドロンと益田南コールドロンの2つのペアからなる(益田団体研究グループ, 1982)。いずれもNE-SW方向に伸びた8 km×5 kmの楕円形の輪郭を示す。コールドロン埋積層は、安山岩溶岩・デイサイト質火砕岩からなり、緩い盆状構造を呈している。また、縁辺部にはカルデラ陥没礫岩(caldera collapse breccia: Lipman, 1976)とみられる不淘汰の角礫岩層を挟在する。北コールドロンの北東縁には、花崗岩・花崗閃緑岩・石英閃緑岩からなる岡見深成複合岩体が貫入する。この岩体には、多数の苦鉄質火成包有岩やシンプルトニック岩脈がみられる。南北コールドロンともに緩い盆状構造をなすことなどから、スコットランドのGlen Coe コールドロンと類似の機構で形成さ

れたものと推定されている。

**弥栄コールドロン**：浜田市南東部弥栄町に位置し、東西約10 km、南北約3 kmで露出するが、北限は後述の浜田コールドロンに切られて不明である。安山岩溶岩・火砕岩、デイサイト質火砕岩、流紋岩質火砕岩からなり、南縁部にはカルデラ陥没礫岩とみられる不淘汰な角礫岩が分布する(今岡, 1986b)。これらの火山岩類は、北に開いた半盆状構造を呈し、北半部は、隣接する浜田コールドロンに切られている。また、石英閃緑岩-ハンレイ岩のいくつかの小岩体が貫入しており、木都賀深成岩として一括されている。

**浜田コールドロン**：浜田市に位置し、東西約5 km、南北約15 kmの規模をもつ(今岡, 1986a)。安山岩溶岩・デイサイト質火砕岩からなる浜田層群と、それに貫入する斑状黒雲母花崗岩からなる雲城花崗岩などの貫入岩類によって構成される。浜田層群は、コールドロン北西寄りに中心をもつ盆状構造をなす。また、浜田コールドロンでは、熱水活動が顕著であったとみられ、雲城花崗岩中には石英・セリサイト・黄鉄鉱などからなる白色変質帯がしばしば観察される。

**熱田・下府・砂子コールドロン**：浜田市北部に分布する国府火山岩は、台島型植物化石が産することから下部中新統とされていた(Imamura, 1957)。しかし今岡ほか(1990)は、44～30 MaのK-Ar年代測定結果から、国府火山岩の時代を始新世-漸新世と結論づけた。国府火山岩は、下位の浜田層群とは不整合ないし断層関係にあり、それに貫入する各種の貫入岩類とともに3つの多角形コールドロン群を構成する(今岡ほか, 1992)。これらのコールドロンを埋積するのは、安山岩溶岩・同質火砕岩類と流紋デイサイト質溶岩・同質火砕岩類を主体とし、若干の砂岩・泥岩や流紋岩質火砕岩を伴う。安山岩類と流紋デイサイト・流紋岩類は指交関係にあり、パイモダルな火成活動であったことを示す。これらの火山岩類は、いずれもそれぞれのコールドロン内部で北に開いた半盆状構造をなす。熱田・下府コールドロンに対して、砂子コールドロンがやや若いと考えられている。

上記の弥栄・浜田・熱田・下府・砂子の各コールドロ



ンは、ほぼこの順序で少しずつ中心がずれて重なるクラスタをなしている。

**波佐コールドロン**：浜田市波佐に位置する6 km×4 kmの小規模なコールドロンである(村上ほか, 1982)。安山岩溶岩・同質火砕岩、デイサイト質～流紋岩質火砕岩によって埋積され、中央部に花崗岩が、縁辺に沿って石英閃緑岩が貫入する。火山岩類は、周縁部では内側に急傾斜するが、中央部ではドーム構造をなすとされ、再生コールドロンと考えられている。

**桜江コールドロン**：江津市桜江町に位置し、田万川期コールドロンのなかで最大(30 km×15 km)である(Komuro *et al.*, 2006)。積算層厚3,000 mに達する流紋岩質火砕岩を主体としており、上部は強溶結している。また、下部には数枚の安山岩溶岩を挟在し、最上部には流理の発達した流紋岩からなる巨大な溶岩ドームがみられる。コールドロン縁辺は高角の断層で基盤と接し、NNE方向に長軸をもつ多角形状の輪郭を示す。コールドロン埋積層は、全体として北に下位、南に上位が露出し、南に緩く傾斜する同斜構造～半ドーム構造をなしているが、中央部ではこの一般構造を切って、環状岩脈を伴う径6 kmの円形の陥没構造が認められる。この内側の陥没は、流紋岩質溶結凝灰岩が噴出中に起こった syn-eruptional collapse である。

桜江コールドロンの南縁に沿って、東西13 km、南北4 kmの矢上花崗岩が貫入する。この岩体は、石英閃緑岩、花崗閃緑岩、花崗岩などからなる。また、コールドロン北東縁に沿って、ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩からなる川本花崗閃緑岩が貫入する。

**川内コールドロン**：島根県川本町川内～大田市にかけて位置し、直径10 kmの円形の輪郭を呈するが(松田, 1985)、北半分は新第三系・第四系に覆われていて詳細が不明である。安山岩溶岩や溶結～非溶結のデイサイト質火砕岩からなり、NW-SE方向に長軸をもつ盆状構造を呈する。コールドロンの中央部には花崗閃緑岩～閃緑岩の小岩体がいくつか貫入する。また、南縁に沿ってデイサイトの環状岩脈がみられる。

**作木コールドロン**：広島県三次市作木町を中心に位置し、NE-SW方向に長軸をもつ10 km×7 kmの楕円形の輪郭を示す(村上・小室, 1993)。東側には口羽閃緑岩、西側には阿須那花崗岩が貫入している。コールドロン埋積層の下～中部は安山岩～デイサイト質の溶岩・火砕岩が卓越し、中～上部ではデイサイト～流紋岩質の溶岩・火砕岩が主体である。積算層厚は2,000 mに達する。また、しばしば厚さ数十 mの砂岩・泥岩層を挟在する。溶岩は水冷自破碎しているものが多い。したがって、これらの火山岩類は、滞水した陥没カルデラを埋積したと考えられている。コールドロン内部の構造は、西部を中心とした緩い盆状構造を呈している。コールドロン縁辺に沿って、

ホルンブレンド閃緑岩～ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩からなる環状貫入岩体(口羽閃緑岩)がみられる。

**大万木山コールドロン**：島根県飯南町と広島県庄原市の境界付近に位置し、NW-SE方向に長軸をもつ6 km×4 kmの小規模な楕円形コールドロンである(小室・安達, 1998)。このコールドロンは、NNW-SSE走向の3本の新期左横ずれ断層によって切られている。流紋岩質～デイサイト質の火砕岩及び溶岩からなり、全層厚1300 m以上である。基盤とは断層関係で接するか、縁辺に沿ってトータル岩や花崗閃緑斑岩などが環状岩体として貫入する。コールドロン埋積層は、流紋岩質火砕岩及び流紋岩溶岩からなる。上部の火砕岩は強溶結している。コールドロン内部の構造は、NEにプランジした緩い半盆状構造をなす。コールドロン北縁に沿って凝灰岩岩脈が貫入する。この凝灰岩岩脈には、基盤岩に由来する径1～10 cmの花崗岩や珪岩などの岩片が含まれる。

【小室裕明】

## 引用文献

- 井川寿之・今岡照喜(2001)：山口県中央部、白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見。地質学雑誌, Vol.107, pp.243-257.
- Imamura, S. (1957) : A new Miocene Sassafras from Shimane Prefecture, Japan. Jour Sci Hiroshima Univ, Ser.C, Vol.2, pp.53-61.
- 今岡照喜(1986a)：山陰西部における古第三紀火成活動。広島大地理学研報, No.26, pp.1-109.
- 今岡照喜(1986b)：弥栄陥没体。山口大学教養部紀要「村上教授記念号」, pp.248-263.
- 今岡照喜・上田 薫・村上允英・山内祐二・松里英男・魚住誠司・谷本晃(1982)：島根県江津地域の白亜紀火山岩類。山口大学教養部紀要, Vol.16, pp.43-52.
- 今岡照喜・板谷徹丸・松本俊雄・山崎博史・沢田順弘(1990)：山陰西部国府火山岩類のK-Ar年代。地質学雑誌, Vol.96, pp.945-948.
- 今岡照喜・松本俊雄・山崎博史(1992)：山陰西部浜田地域における古第三紀コールドロン群の地質：多角形コールドロンの例。地質学雑誌, Vol.98, pp.741-759.
- 今岡照喜・君波和雄(2008)：中国・近畿地方の白亜紀-古第三紀火成活動：アジア大陸東縁(西南日本-韓半島-遼東半島)における火成活動の時空変遷とその意義。地研第62回総会シンポジウム「日本列島における後期白亜紀～古第三紀酸性火成活動」講演要旨集, pp.47-50.
- 今岡照喜・飯泉 滋(2009)：5白亜紀-古第三紀火成活動。日本地質学会編, 日本地方地質誌6：中国地方, 朝倉書店, pp.247-337.
- 岸 司・今岡照喜・東風平 宏・西村祐二郎・板谷徹丸(2007)：山口県における白亜紀吉部コールドロンおよび関連岩類のK-Ar年代：西中国地域における白亜紀火山-深成活動の時空変遷。地質学雑誌, Vol.113, pp.479-491.
- 小室裕明・安達勝彦(1998)：大万木山と島根県民の森。「島根の自然」編集委員会編：日曜の地学25「島根の自然をたずねて」, pp.112-117, 築地書館。
- Komuro, H., Aoyama, M. and Arayashiki, T. (2006) : Collapse mechanism of the Paleogene Sakuray cauldron, SW Japan. Bull. Volcano, Vol.68, pp.631-640.
- Lipman, P.W. (1976) : Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. G.S.A. Bull., Vol.87, pp.1397-1410.
- 益田団体研究グループ(1982)：古第三紀益田陥没体。地質学雑誌, Vol.88, pp.321-335.
- 松田高明(1985)：川内陥没体。島根県地質図編集委員会編「島根県の地質」, 80p.
- 村上 久・小室裕明(1993)：作木コールドロン-中国山地中央部の古第三紀火山性陥没構造-。地質学雑誌, Vol.99, pp.243-254.
- 村上允英(1973)：古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察。地質論集, No.9, pp.93-105.
- 村上允英・今岡照喜・井筒清貴(1982)：古第三紀波佐陥没体の地質と構造。地質学雑誌, Vol.88, pp.311-319.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋(2005)：山陰中央部における白亜紀～

古第三紀火成活動：Rb-Sr アイソクロン年代からの検討。地質学雑誌，Vol.111: pp.123-140.  
 西田和浩・今岡照喜・君波和雄・長松 雄・飯泉 滋 (2013)：西南日本山陰帯と韓国慶尚盆地の花崗岩類における白亜紀最末期の Sr-Nd 同位体組成。地質学雑誌，Vol.119, pp.229-248.

### 3.9 山陰地域の変成岩

西南日本内帯は飛騨-隠岐帯，大江山帯，蓮華帯，秋吉帯，周防帯，舞鶴帯，超丹波帯，美濃-丹波帯，領家帯に地体構造区分され，これらが北方から南方へ東西方向の帯状分布をしている。これらの地帯のうち最も北側に分布する飛騨-隠岐帯は山陰地域では隠岐島後に隠岐変成岩としてその主要な分布がみられる。隠岐変成岩は低圧高温型の変成帯で，その変成年代は 240～250 Ma を示し，中部地方に分布する飛騨変成岩に対比される。蓮華帯と周防帯は，かつては“三郡変成帯”として一括されていた高圧低温型変成帯であるが，蓮華帯の変成年代は 330～280 Ma (約 3 億年前)，周防帯の変成年代は 230～160 Ma (約 2 億年前) と約 1 億年の違いがあることにより，現在では異なる変成帯として区分されている。

#### 3.9.1 飛騨-隠岐帯

隠岐島後の北東部には隠岐変成岩類 (または隠岐片麻岩類) とよばれる片麻岩，ミグマタイト及び花崗岩類からなる変成岩類が分布する。隠岐変成岩類は隠岐島後において中新統が分布する葛尾山付近を中心とする半径およそ 8 km のほぼ円形の地域に分布する。隠岐変成岩類の示す片麻状構造は，西部の銚子川より西の地域では走向は南北性であり，銚子川から大久川にかけての南部地域では東西性，東部の大久川から布施付近にかけては再び南北性の走向が卓越する。これらの片麻状構造の走向と傾斜より，隠岐変成岩類は中心から外側へ傾斜するドーム型の構造を示すといえる。また，地球物理学的観測からこの変成岩類は隠岐諸島及び周辺海域の基盤岩として広範囲に存在することが推定されている (Honza, 1978)。

隠岐変成岩の多くはミグマタイト質片麻岩であり，これは数 mm から数 10 cm ごとに泥質片麻岩と優白質の花崗岩質岩が層状またはレンズ状に混合した岩石である (写真 3.3.6)。その他に泥質片麻岩，片麻状花崗岩，少量の角閃岩，石灰質片麻岩と珪質片麻岩を伴う。泥質片麻岩は黒雲母に富む層と石英と長石に富む層が顕著な優黒色と優白色の縞状構造をなす，中粒～粗粒の変成岩である (写真 3.3.7)。泥質片麻岩はミグマタイト質片麻岩とは漸移的關係にあるが，その比較的まとまった分布は，有木川中流域及び東郷川中～上流域にある。隠岐片麻岩分布地域の北半部及び南西部の銚子川上流域ではカリ長石の斑状変晶を含む眼球状片麻岩が分布する。泥質片麻岩の代表的な変成鉱物組合せは石英-斜長石-カリ長石-

黒雲母-白雲母-緑泥石で，その他にざくろ石，珪線石，紅柱石，堇青石，チタン石，コランダム，スピネル，ルチル，方解石，チタン鉄鉱，燐灰石を含む場合がある (太田，1963；星野，1979a；浜田ほか，1996)。また，どの岩石も少量のジルコン，モナズ石及び石墨を含む。

角閃岩は泥質片麻岩，ミグマタイト質片麻岩及び片麻状花崗岩の構造と調和的な層状またはレンズ状の小岩体として産する。角閃岩はホルンブレンド-斜長石-黒雲母-緑泥石-石英を主とし，また，少量の単斜輝石，カミングトン閃石，燐灰石，モナズ石，方解石，チタン石，チタン鉄鉱，磁硫鉄鉱を含むものがある。有木川中流域及び銚子川流域において，単斜輝石と斜方輝石の鉱物組合せをもつ角閃岩が報告されている (星野，1979b；浜田ほか，1996)。

変成作用については，変成岩分布地域内において全体として泥質変成岩に紅柱石または珪線石が出現し，藍晶



写真 3.3.6 銚子ダムサイトのミグマタイト質片麻岩の露頭。片麻状構造に平行に注入する優白色花崗岩と斜交する優白色花崗岩がみられる。



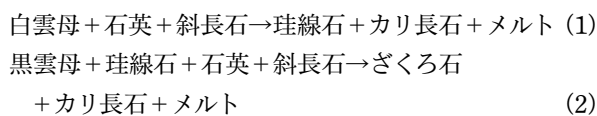
写真 3.3.7 銚子ダムサイトの泥質片麻岩 (写真の横幅約 30 cm)

石英と長石に富む優白色部と黒雲母に富む優黒色部が縞状構造をなす。優白質花崗岩が縞状構造に平行に注入している。

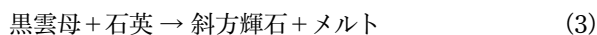
石は認められないため、低圧型の変成相系列を示す。特定の指標鉱物の分布に特徴がないため、変成度の地域変化は認められない。

角閃岩にはホルンブレンドー単斜輝石ー斜方輝石の組み合わせが認められるものがあり、変成作用は少なくとも低温のグラニュライト相に達している。この単斜輝石と斜方輝石の組み合わせから、Wood and Banno (1973) の地質温度計により 830°C の変成温度が見積もられた (Hoshino, 1979)。

泥質片麻岩とその部分溶融の産物である優白色花崗岩質岩の鉱物組合せと組織観察より、昇温期変成作用は、次の二つの脱水溶融反応曲線を越えて温度が上昇したと推定される (浜田ほか, 1996)。



この反応はざくろ石ー黒雲母地質温度計 (Ganguly and Saxena, 1984) により 3 kb で 750~754°C を示す。また、反応曲線の配置より昇温期変成作用の変成圧力は 4 kb 以上となる。さらに、隠岐の泥質片麻岩中には斜方輝石が形成されていないことから、



の反応が起こる温度 (820°C ; Peterson and Newton, 1989) には達していないといえる。したがって、隠岐変成岩のピーク変成温度は 750°C から 820°C となる。

泥質片麻岩中の碎屑性ジルコンの SIMS 及び SHRIMP による U-Pb 年代は 24 億年から 17 億年に集中する (Tsunogae, 1995; Tsutsumi *et al.*, 2006)。これらのジルコンは泥質片麻岩の原岩堆積物の後背地の原生代地殻中の酸性火成岩に由来する。さらに、碎屑性ジルコンの CHIME 年代は 30~3.5 億年の範囲に広がる (Suzuki and Adachi, 1994)。このことより隠岐片麻岩の原岩の堆積年代は 3.5 億年前以降と考えらる。

隠岐変成岩の変成年代については、CHIME 法によるモナズ石の年代がおおよそ 2.5 億年前 (Suzuki and Adachi, 1994)、ジルコンの SHRIMP 年代として 236±3 Ma が報告されていることから 2.4~2.5 億年前と考えられる。隠岐変成岩の冷却年代については、角閃岩中のホルンブレンド及び片麻状花崗岩中の白雲母の <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年代がそれぞれ 199~192 Ma と 168~167 Ma であり、これらはおおよそ 500°C と 375~400°C の冷却年代を示す (Dallmeyer and Takasu, 1998)。さらに、おおよそ 350°C の冷却年代を示す Rb-Sr 黒雲母年代が 161±2 Ma である (Yamashita and Yanagi, 1994)。また、飯美地域の片麻状花崗岩中の

ジルコンのフィッション・トラック年代は 133.8±9.0 Ma となり、ジルコンの閉鎖温度 240°C 付近での冷却年代を示す (大平・筒井, 2000)。隠岐変成岩類を不整合に覆う最も古い地層は、漸新統~下部中新統の時張山層群である。したがって、漸新世末~前期中新世の時代には隠岐変成岩の少なくとも一部は地表に露出したことになる。

【高須 晃】

## 引用文献

- Dallmeyer, R.D. and Takasu, A. (1998) : <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages from the Oki metamorphic complex, Oki-Dogo, southwest Japan: Implications for regional correlations. *Jour. Asian Earth Sci.*, Vol.16, pp.437-448.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K. (1984) : Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.*, Vol.69, pp.88-97.
- 浜田耕一・藤原南都子・角替敏昭 (1996) : 隠岐変成岩の岩相記載と変成履歴。鳥根大学教育学部紀要 (自然科学), Vol.30, pp.53-72.
- Honza, E. (1978) : Geological investigation in the northern margin of the Okinawa Trough and the western margin of the Japan sea. *Cruise rept.*, Vol.10, 79p. *Geol. Surv. Japan.*
- Hoshino, M. (1979) : Two-pyroxene amphibolites in Dogo, Oki islands, Shimane-ken, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol.74, pp.87-99.
- 星野光雄 (1979a) : 隠岐島後のコランダム含有泥質片麻岩。日本列島の基盤 加納 博教授記念論文集, pp.85-88.
- 星野光雄 (1979b) : 隠岐島後の両輝石角閃岩。日本列島の基盤 加納 博教授記念論文集, pp.89-93.
- 大平寛人・筒井夏実 (2000) : 隠岐島後に分布する基盤岩類の FT 年代。フィッショントラックニュースレター, No.13, pp.59-61.
- 太田昌秀 (1963) : 隠岐変成岩類。岩鉱, Vol.49, pp.189-205.
- Peterson, J.W. and Newton, R.C. (1989) : Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMASH: implications for crustal anatexis. *J. Geol.*, Vol.97, pp.465-485.
- Suzuki, K. and Adachi M. (1994) : Th, U and Pb analytical data of monazites and zircon used in the paper "Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea". *Jour. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ.* Vol.41, 57-73.
- Tsunogae, T. (1995) : Preliminary SIMS zircon ages of pelitic gneiss, Oki-Dogo Island, southwest Japan. *Memoir Fac. Edu. Shimane Univ.*, Vol.29, pp.61-68.
- Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., Horie, K., Terada, K. and Hidaka, H. (2006) : SHRIMP U-Pb dating of detrital zircon in paragneisses from Oki-Dogo Island, western Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, Vol.101, pp.289-298.
- Wood, B. J. and Banno, S. (1973) : Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol.2, pp.109-124.
- Yamashita, K. and Yanagi, T. (1994) : U-Pb and Rb-Sr dating of the Oki metamorphic rocks, the Oki Island, Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, Vol.28, pp.333-339.

### 3.9.2 蓮華帯・周防帯

蓮華帯と周防帯はいずれも藍閃石片岩 (青色片岩) によって特徴づけられる高圧低温型の結晶片岩類からなる。両帯は、かつては“三郡変成帯”として一括されていたが、両帯の変成年代が、それぞれ 330-280 Ma (約 3 億年前) と 230-160 Ma (約 2 億年前) と異なることにより、Nishimura (1998) により二帯に区分された。

蓮華帯は山陰地域においては鳥取県の若桜地域にその主要な分布がある。周防帯は若桜地域、島根県浜田ー江津地域、益田ー三隅地域のほか、島根県の津和野地域、

鳥取県の多里地域、江府-根雨地域にもその分布が知られている(たとえば橋本, 1972; 福富ほか, 1989; 寺岡ほか, 1996)。

### (1) 鳥取県若桜地域

若桜地域に分布する結晶片岩は北部に志谷層, 美濃-丹波帯に対比される角谷層をはさんで南部に八東層が分布する(上村ほか, 1979)。柴田・西村(1989), 西村・柴田(1989)及びNishimura(1998)は志谷層を蓮華帯, 八東層を周防帯に対比した。

志谷層の結晶片岩は志谷を中心に北西-南東方向に約9 kmにわたって分布し, その北東側には蛇紋岩がスラストで接して分布する(上村ほか, 1979)。結晶片岩類は泥質片岩と塩基性片岩を主体とし, 少量の珪質片岩を伴う。泥質片岩のうち蛇紋岩との境界に近い結晶片岩分布の北東側に分布するものにはざくろ石が含まれる(山口, 1990)。塩基性片岩の鉱物組み合わせはパンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相を示す。一部の藍閃石片岩にはパンペリー石-ローソン石-藍閃石の鉱物組み合わせを示すものがある。蛇紋岩は変斑れい岩, 角閃岩, 曹長岩をブロック状に取り込むほか, 角谷で転石として発見されたひすい輝石岩もこの蛇紋岩中のブロック由来と考えられる。

若桜地域の周防変成岩である八東層の分布の南方には, 智頭層及び大原層とよばれる弱変成結晶片岩類が分布し, これらはいずれも周防帯に属する。これらの周防変成岩は主に泥質片岩と塩基性片岩からなり, そのほかに少量の珪質片岩を伴う。智頭層は広く白亜紀-古第三紀の花崗岩類等による接触変成作用を受け, 広域変成作用による変成鉱物の情報に乏しい。八東層と大原層の多くはパンペリー石-アクチノ閃石相に属するが, 一部にナトリウム角閃石やローソン石の存在が報告されている(村山ほか, 1963; 早坂, 1987; 橋本, 1972)。

### (2) 鳥根県益田-三隅地域

本地域では周防変成岩は益田-横田地域と三隅-都茂地域に分布が分かれている。(通商産業省, 1970, 1971, 1972; 岡村ほか, 1975)。

益田-横田地域の周防変成岩は, 益田から横田付近にかけて東西約7 km・南北約7 kmの地域に分布する。層面片理の走向は北東-南西方向で, 傾斜は一般に北西へ30-40°である。みかけの下位には珪質片岩が多く, 上位は砂質-泥質片岩に富む。塩基性片岩は一部を除きレンズ状の分布を示し, 走向方向への連続性に乏しい。また, まれに小規模な石灰質片岩のレンズ状岩体を伴う。

泥質及び砂質片岩の変成鉱物組合せは, 白雲母-緑泥石-曹長石-石英±方解石±スティルプノメレーン±炭質物を示す(西村, 1985)。塩基性片岩の変成鉱物と

して, 白雲母, 緑泥石, 曹長石, パンペリー石, 緑れん石, クロス閃石が出現し, パンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相までの変成条件を示すと考えられるが, 変成分帯できるような系統的な分布はみられない(西村, 1985)。また, この地域にはローソン石(西村・岡本, 1976; 渡辺ほか, 1984), エジリン及びエジリン・オーサイトが産出するほか, パンペリー石とナトリウム角閃石が共存することもこの地域の特徴である。

三隅-都茂地域は益田-横田地域の東方に位置し, 都茂南方の能登付近から北へのび, 三隅を経て日本海に達する地域である。益田-横田地域との間には, ジュラ系の鹿足層群が分布する。本地域の周防変成岩のみかけの積算層厚は6,000 mをこえる。結晶片岩層はいずれも全体として東-西ないし東北東-西南西の走向をもち, 北傾斜で分布しているが, 局所的には背斜・向斜構造を繰り返している。泥質片岩と砂質片岩を主とし, そのほかに珪質片岩, 石灰質片岩及び塩基性片岩を伴う。この地域の石灰質片岩が都茂鉱山の鉱床を胚胎している。北部の三隅付近では砂質片岩を主体とし, 泥質片岩及び砂泥互層片岩を伴う。この地域の泥質片岩にはスランプ礫岩やオリストストロームを原岩とすると考えられるものがある(東元, 1991; Oho and Hirayama, 1991)。これらの周防変成岩は, 各所で後期白亜紀と古第三紀の酸性深成岩の貫入によって接触変成作用をうけている。本地域西部に露出する真砂花崗岩は, 東西約6 km, 南北約5 kmの岩体で, その接触変成作用により, 都茂鉱山周辺地域の周防変成岩はホルンフェルス化し, 泥質片岩中に黒雲母が形成されている。

本地域の周防変成岩は, 全体として南から北に向かって変成度が低下していると考えられる。塩基性片岩の変成鉱物として, 白雲母, 緑泥石, 曹長石, 緑泥石, パンペリー石, ナトリウム角閃石, アクチノ閃石が認められ(岡村ほか, 1975), パンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相または緑色片岩相の変成条件を示す。

### (3) 鳥根県浜田-江津地域

本地域の周防変成岩は浜田-美又地域と江津-波積南地域に分かれて分布している。新編鳥根県地質図編集委員会編(1997)によるこの地域の地質図が公表されている。

浜田-美又地域の周防変成岩は, 東西約15 km, 南北約12 kmにわたって分布する。変成岩の片理面の走向は東西性を示し, 傾斜は北へ20~30°が一般的である。美又を中心とした東部地域は相対的にみかけ下位の岩層が分布し, 宇野を中心とする西部地域にみかけ上位の岩層が分布する。岩層は下位から上位へ, 泥質片岩, 珪質-泥質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 珪質片岩が分布する(岡村・岡屋, 1975a)。美又東方の塩基性片岩は比較的粗

粒塊状であり、原岩は輝緑岩質の可能性がある。この塩基性片岩は単斜輝石の残留結晶を多く含む。一方、西方の薄層は淡緑色で層理面が明瞭であり、碎屑岩起源と考えられる。泥質片岩には礫質または偽礫質の部分があり、チャートや砂岩の引きのばされた礫を含むことがある。本地域の周防変成岩は、花崗岩または閃緑岩による接触変成作用を広範にうけている。とくに、北東部に貫入する閃緑岩による接触変成帯は、幅数 100 m に及ぶ。泥質片岩の変成鉱物として緑泥石、白雲母、石英、曹長石、スティルブノメレンが認められる(岡村・岡屋, 1975a)。塩基性片岩は緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、曹長石からなる。武田・中村(1987)によると、美又付近の見かけ上位の塩基性片岩には曹長石斑状変晶(点紋)が、また産出頻度は低いが全般に泥質片岩中にざくろ石が存在する。したがって、本地域の周防変成岩の一部にはざくろ石帯の変成作用を受けたものが存在する。

江津-波積南地域の周防変成岩は、<sup>なかつち</sup>中都治-<sup>ちがね</sup>波積南-長良-大掛-千金にかけての東西約 12 km、南北約 6 km の地域に分布する。小林(1979)は本地域の変成岩を、北東部に分布する波積南層、南西部に分布する田ノ原川層、及びこの両層の中間と北西方に分布する変塩基性岩に区分した。波積南層はおもに泥質片岩からなり、そのほかに塩基性片岩(青色片岩を含む; 写真3.3.8)、珪質片岩及び砂質片岩をはさむ。また、小規模な蛇紋岩体も産出する。結晶片岩の片理面は西北西-東南東方向の走向で、傾斜は 20~70° 南が卓越するが、岩相分布などから波積南の北西では、西に 40° 程度プランジする軸をもつ背斜・向斜構造が考えられている(千貫, 1985)。田ノ原川層は江の川流域から大掛にかけて広く分布し、低変成度の塩基性片岩からなり、そのほかに泥質片岩及び珪質片岩の薄層をはさむ。塩基性片岩には細粒のものと同粗粒のものがあり、粗粒のものは斑れい岩を原岩とすると考

えられる。南部の塩基性片岩には含まれる泥質片岩の薄層中から、ペルム紀中-新世の放散虫化石を産する(竹下ほか, 1987)。構造は一般に走向東北東-西南西で、ゆるい傾斜で向斜と背斜をくり返すが(竹下ほか, 1987)、全体として南へ傾斜していると考えられる。変塩基性岩は波積南層とは断層で境されていると考えられている。岩相は緑色ホルンブレンドを主体とし、片状から塊状を呈し、玄武岩-ドレライト、斑れい岩、輝緑岩、閃緑岩、超塩基性岩及び圧碎花崗岩質の部分もある。本岩は岩相分布や構造から、周防帯に伴われるオフィオライト様岩とする見解もある(岡村・岡屋, 1975b; 小林, 1979; 新編島根県地質図編集委員会編, 1997)と、夜久野オフィオライトの一岩体とみなす見解がある(脇坂, 1985; 鹿野ほか, 2001)。

波積南層の塩基性片岩は緑れん石と藍閃石を含み(写真3.3.9)、変成条件は藍閃石片岩相(青色片岩相)を主とする(橋本, 1972; 小林, 1979)。波積南の北西に分布する蛇紋岩体内部または近傍に産出する塩基性片岩は、パロア閃石やざくろ石を含んだり、曹長石斑状変晶を伴うこ

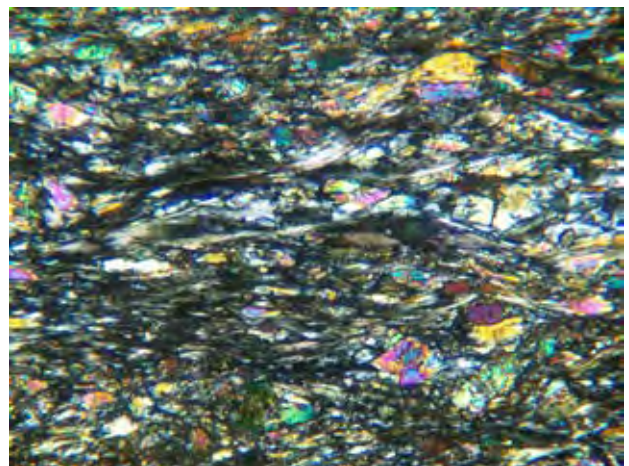
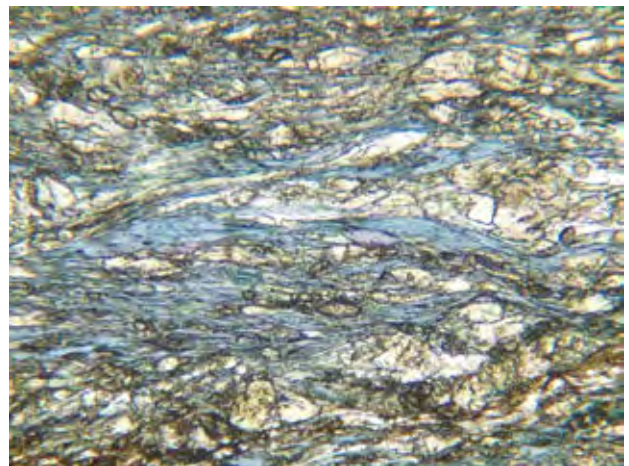


写真3.3.8 波積南層の青色片岩(緑れん石藍閃石片岩)の露頭(波積町南)  
緑泥石と白色雲母(フェンジャイト)が定向配列し、顕著な片理面が発達している。

写真3.3.9 青色片岩の偏光顕微鏡写真(写真の横幅約 4 mm, 上-オープンニコル, 下-クロスニコル)  
藍閃石の青~紫の多色性が顕著。その他に、片理を構成する緑泥石、粒状の緑れん石が認められる。

とにより、蛇紋岩と離れて分布する変成岩に比べて変成度が高いと考えられる。

砂質及び泥質片岩の主要変成鉱物は曹長石、緑泥岩、白雲母であるが、緑れん石、ざくろ石を含むことがある。中向井の蛇紋岩体の西側には、曹長石は斑状変晶をなし、その包有物として緑れん石と藍閃石が出現するものがある。また、緑泥石-白雲母-ローソン石-緑れん石-チタン石-炭質物のローソン石を含む組合せが四熊東方に分布する泥質片岩中の白雲母に富んだ薄層から報告されている (Watanabe *et al.*, 1983; 渡辺ほか, 1984)。また、波積南層は泥質片岩中に比較的変成度の高いバロア閃石や藍閃石を含む塩基性片岩や曹長石斑状変晶を含む結晶片岩がブロック状に存在することから、蛇紋岩体の上昇に伴って形成された構造的メランジュ帯と考えられている (渡辺, 1985)。

田ノ原川層の塩基性片岩の変成鉱物組合せは、パンペリー石-アクチノ閃石相の高温部から緑色片岩相を示す。泥質片岩中の鉱物組合せは、緑泥石-白雲母-石英-曹長石-炭質物±クリノゾイサイト±スティルプノメレンである (小林, 1979)。

変塩基性岩は各所で後期白亜紀～古第三紀の深成岩類による接触変成作用を受けているため、広域変成作用による変成鉱物の識別がむずかしい場合がある。小林 (1979) は市村西方の江の川沿いにおいて、変塩基性岩中にホルンブレンド、単斜輝石、斜長石、緑れん石、ざくろ石などのカルシウムに富む鉱物からなるロディンジャイト質の鉱物組合せの岩石を報告した。これは石灰質岩の接触変成作用による一種のスカルンである。変斑れい岩にはアクチノ閃石-緑泥石-緑れん石-チタン石-白雲母-曹長石-ぶどう石-パンペリー石が、変輝緑岩にはアクチノ閃石-緑泥石-緑れん石-チタン石-曹長石の組み合わせが認められ、ぶどう石-パンペリー石相からパンペリー石-アクチノ閃石相の周防変成作用を受けている。

【高須 晃】

## 引用文献

- 福富孝義・板谷徹丸・磯崎行雄 (1989) : 島根県西部、津和野地域の結晶片岩類の K-Ar 年代。地質学論集, No.33, pp.125-130。  
 橋本光男 (1972) : 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観。国立科学博物館研究報告, Vol.15, pp.767-775。  
 早坂康隆 (1987) : 西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究。広島大学地学研究報告, No.23, pp.119-204。  
 東元定雄 (1991) : 島根県西部地域のオリストストローム起源の三郡変成岩。地質調査所月報, Vol.42, pp.53-62。  
 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001) : 温泉津及び江津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 129p。  
 小林英夫 (1979) : 江津市北東部の変塩基性岩中の Rodingite。島根大学理学部紀要, Vol.13, pp.145-159。  
 村山正彦・一色直紀・坂本 亨 (1963) : 5 万分の 1 地質図幅「鳥取北部」および同説明書。地質調査所, 66 pp。  
 西村祐二郎 (1985) : 三郡変成岩類, 益田-横田地域。島根県地質図説明書編集委員会編 : 島根県の地質, pp.33-35。

- Nishimura, Y. (1998) : Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, Vol.16, pp.129-140。  
 西村祐二郎・岡本哲雄 (1976) : 益田地域のローソン石-曹長石片岩。小島丈児先生還暦記念文集, pp.144-153。  
 西村祐二郎・柴田 賢 (1989) : “三郡変成帯”の変はんれい岩質岩石の産状と K-Ar 年代。地質学論集, No.33, pp.343-357。  
 Oho, Y. and Hirayama, Y. (1991) : Deformational features of the Misumi Group (“Sangun metamorphic rocks”) in the Misumi area. *Shimane Prefecture, Southwest Japan. Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol.97, pp.791-797。  
 岡村義彦・西村祐二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・木村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・弧島章一郎 (1975) : 島根県益田地域の三郡変成岩類。山口大学教育学部研究論叢, 第 2 部 (自然科学), Vol.25, pp.19-38。  
 岡村義彦・岡屋 勉 (1975a) : 島根県金城町・浜田市東部附近の三郡変成岩類。山口大学教育学部研究論叢, 第 2 部 (自然科学), Vol.25, pp.47-52。  
 岡村義彦・岡屋 勉 (1975b) : 島根県江津地域の三郡変成岩類。山口大学教育学部研究論叢, 第 2 部 (自然科学), Vol.25, pp.39-46。  
 千貫 浩 (1985) : 江津市波積地域の三郡変成岩類 (岩石記載)。島根大学地質学研究報告, No.4, pp.41-59。  
 柴田 賢・西村祐二郎 (1989) : 三郡結晶片岩の同位体年代。地質学論集, No.33, pp.317-341。  
 新編島根県地質図編集委員会編 (1997) : 新編島根県地質図 (20 万分の 1)。内外地図。  
 武田賢治・中村慶治 (1987) : 西中国地方三郡帯の二、三の地域における点紋片岩。内帯高圧変成帯, No.4, pp.38-39。  
 竹下浩征・渡辺暉夫・石賀裕明 (1987) : 島根県江津市田ノ原川層 (三郡変成岩) からのペルム紀放射虫化石の発見。地質学雑誌, Vol.93, pp.435-438。  
 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒沢正夫・志知龍一 (1996) : 20 万分の 1 地質図幅「高梁」。地質調査所。  
 上村不二雄・坂本 亨・山田直利 (1979) : 若桜地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 91 p。  
 通商産業省 (1970) : 昭和 44 年度広域調査報告書「益田地域」。32p。  
 通商産業省 (1971) : 昭和 45 年度広域調査報告書「益田地域」。49p。  
 通商産業省 (1972) : 昭和 46 年度広域調査報告書「益田地域」。48p。  
 渡辺暉夫 (1985) : 三郡変成帯の年代論と変成岩に関するノート。島根大学地質学研究報告, No.4, pp.33-39。  
 Watanabe, T., Kobayashi, H. and Sengan, H. (1983) : Lawsonite from quartzofeldspathic schist in the Sangun metamorphic belt, Shikuma, Shimane Prefecture. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, Vol.17, pp.81-86。  
 渡辺暉夫・小林英夫・千貫 浩・上田邦子 (1984) : 三郡変成岩中のローソン石の新産地。内帯高圧変成帯, No.2, pp.11-12。  
 脇坂安彦 (1985) : 三郡変成岩類, 江津地域, 変塩基性岩。島根県地質図説明書編集委員会編 : 島根県の地質, pp.40-43。  
 山口健二 (1990) : 若桜地域三郡変成帯志谷層の変成作用。島根大学地質学研究報告, No.9, pp.9-36。

## 3.10 第四紀デイサイト火山と山体崩壊

### 3.10.1 はじめに

自然災害の中でもとりわけ地震災害と火山災害は甚大な人的・物的被害を及ぼす。地震災害で亡くなった人は 20 世紀だけでも 100 万人に及ぶとされる。21 世紀に入ってから、スマトラ島沖、四川省、東日本などの大地震で、すでに 40 万人以上の方が亡くなっている。一方、火山災害の場合、その直接的な被害にあう可能性のある地域に住む人々は世界に 5 億人もいっているとされている。20 世紀だけをみても 1902 年の西インド諸島マルチニク島プレー火山の火砕流によって 29,000 人が亡くなり、1985 年の南米コロンビアのネバドデルイス火山の火山泥流によって 23,000 人も命が奪われた。火山災害は火砕流、溶岩流、火山泥流、降灰、山体崩壊、津波など直接的な被害が甚大であり、さらに火山灰やエアロゾルによる長期

にわたる全地球規模での環境への影響も深刻である。

火山体は常に山体崩壊や斜面災害の危険性をはらんでいる。特に、日本列島に多い粘性の高い安山岩、デイサイトの火山体は山体崩壊・斜面崩壊のリスクがもっとも高い。火山体の崩壊には火山活動となんらかの関係を持つものと、火山活動が終了した後に、恒常的に起るものがある(宇井, 1988a など)。

山陰地域中部の島根県東部から鳥取県西部にかけて第四紀デイサイト火山の大江高山火山群、三瓶山、大山が分布する(図3.3.17)。三瓶山は活火山に認定されているものの、Cランクであり(気象庁, 2005)、差し迫って噴火が起る危険性はないが、3,500年前には大規模な山体崩壊があり、岩屑なだれが発生した。大江高山火山群や大山では急峻で、不安定な山体のため、日常的に斜面崩壊が起っている。

本稿ではまず世界と日本における歴史的な火山体崩壊の例をまとめる。次に山陰地域中部の第四紀デイサイト火山について、三瓶山における噴火に伴われる山体崩壊を述べ、最後に大山と大江高山火山群における噴火活動終了後の斜面崩壊を紹介する。

### 3.10.2 世界と日本の火山体崩壊の例

1883年、インドネシア、スダダ海峡にあるクラカトアが大噴火して山体が消失し、高さ30mにも及ぶ大津波が発生した。死者総数は36,380人に及び、それらの90%が津波、他は火砕流と降灰によるとされた(下鶴, 1995)。セントヘレンズ火山はアメリカ合衆国ワシントン州、ハイカスケード火山帯にあるデイサイト成層火山で、1980年に大規模な山体崩壊が起り、標高が2,950mから2,550mに減少した。セントヘレンズ火山における地変はLipman and Mullineaux eds. (1981)によって論文集としてまとめられ、日本語では宇井(1995)によって解説されている。地変は1980年3月20日のM4の地震から始まり、その後、群発地震が続き、3月27日には水蒸気爆発が起り、

やがて山体が膨張しはじめた。ついに5月18日に至り、火山体内部で発生したM5.1の地震をトリガーとして、山体が馬蹄形に大規模に崩壊した。崩壊物は岩屑なだれとなり、さらに河川に沿って時速約170kmの速度で流下し、山頂から28km離れたところまで達した。崩壊物の総体積は2.8km<sup>3</sup>で、2×3km、深さ1,000mの馬蹄形のカルデラが生じた。山体崩壊後、大規模なプリニー式噴火が起り、噴煙柱は上空20~25kmの成層圏まで達した。セントヘレンズ火山における大規模な山体崩壊はデイサイトマグマの上昇、群発地震、水蒸気爆発、円弧すべりなどが絡み合って起ったものである。

日本における大規模な火山体崩壊の例としては、1792年雲仙眉山(前山)と1888年会津磐梯山の崩壊がある。1792年(寛政4年)眉山の崩壊は「島原大変、肥後迷惑」として言い伝えられたが、広辞苑によれば「大変」とは「非常に凶変」を意味し、「迷惑」は「当惑すること」とある。すなわち「島原は山体崩壊で大変な凶変にみまわれたが、有明海を挟んだ対岸の熊本では関係がないと思われていたのに、対岸の火事ならぬ山体崩壊によって大津波に襲われ、えらく迷惑した」ということである。眉山崩壊でおよそ15,000人が亡くなったが、その1万人以上が津波の犠牲者であったという。この江戸時代の大災害に関しては古文書も含め、多くの記録が残っており、著書も多い(伊藤, 1977; 村山, 1975, 1992 など)。写真3.3.10に平成に噴火した雲仙普賢岳と1792年に大崩壊した眉山の写真を示した。

伊藤(1977)によれば、島原眉山崩壊に至る過程は次のような推移を辿った。地変は1791年11月3日(新暦)の群発地震から始まり、その後、有感地震が頻繁に起った。年が明けた頃、地震は次第に収まっていったが、かわりに山が鳴動しだした。2月10日、大きな地震が起り、それとともに普賢岳の噴火がはじまった。噴火が起ったのは眉山ではなく、その背後、西に4kmほど離れたところであった。噴火は一時激しかったが、4月半ば過ぎ鎮静化



図3.3.17 山陰地域中部における大山、三瓶山、大江高山火山群のデイサイト溶岩の位置図  
地質調査所(1978)、新編島根県地質図編集委員会(1996)に基づき作成。



写真3.3.10 東側からみた雲仙普賢岳(左)と眉山(右)

しつづいた。しかし、4月21日から震度が5ないし6の群発地震が活発化していった。地下水に異変がみられ、水量が増すところと、逆に水が枯れるところが出てきた。5月に至り、噴火や地震活動もようやく小康状態となり、地変の終わりが予想されたが、実はそれまでの地変は眉山大崩壊の前奏にすぎなかった。1792年5月21日、島原を中心に大きな地震が2回あり、地震とともに鳴動が聞こえてきた。大崩壊は真夜中に起こったので、観察記録は乏しい。山腹斜面の菜種小屋にいた男が失神している間に海まで押し出されたという話が伝わっている。眉山の東側に広がる扇状地状の地形は崩落物で埋められたもので、また、島原市の有明海に点在する九十九島は流れ山である。莫大な崩落物が有明海に押し出したことで、最大波高10mに及ぶ大津波が発生し、対岸の肥後や天草諸島に甚大な被害を及ぼした。大崩壊を境に地震活動も火山活動も弱まっていき、やがて終息した。伊藤(1977)は地変の推移を地下の断面図で表現した。山体崩壊の原因究明にあたったのは片山(1974)や太田(1969, 1973)であった。

伊藤(1977)や村山(1992)は眉山崩壊の推移とその要因について以下のようにまとめている。半年かけて、火山性群発地震、雲仙岳の噴火、地下水・温泉の異常(水位上昇、増量と枯渇)、眉山付近での地震、眉山崩壊と推移した。要因に関しては地震による山崩れや高速地すべり説や火山爆発があったが、太田(1969, 1973)と片山(1974)説が妥当とした。すなわち、地震や火山活動の役割とともに、地下水・熱水の重要性や地変が島原半島西端から始まり、浅くなりながら東に移動してきたことに着目した。太田(1973)は震源分布などからマグマ溜まりを島原半島の西、橘湾の地下10kmあたりに想定し、そのマグマからの発散物が地下水と混ざり、西から東へと浅くなりながら移動し、ついには眉山に達し、地震で亀裂が入った円弧状のすべり面に浸透して、大崩壊を引き起こしたとした。眉山崩壊に伴って大量の地下水が吹き出したことは古文書に記録されている。群発地震の震源が島原半島の西から東へと浅くなりながら移動することは気象

庁や九大理学部島原火山観測所の観察(伊藤, 1977)で、また平成噴火でも確認されており(鍵山・清水, 2000)、寛政年間の眉山崩壊に至る地変と共通している。平成噴火では火砕流による人的な被害が問題となったが、火砕流とともに水無川で頻繁に起こる土石流による物的被害も甚大であった(砂防学会編, 1993)(写真3.3.11)。デイサイト火山は山腹斜面が急峻で、さらにその上に不安定な火山性碎屑物がたまるので、大雨とともにそれらが流出するのである。現在、水無川には火砕流堆積物はほとんど残っておらず、土石流堆積物によって埋め立てられている。

1888年(明治21年)会津磐梯山の崩壊も特筆すべき地変である。磐梯山は東西約7km、南北約10kmで、標高1,819mの大磐梯山を含む4つのピークをもつ成層火山であった。1888年に崩壊したのは小磐梯山と呼ばれる山で、崩壊前は大磐梯山とほぼ同じかやや低かったが、高さ670m、長さが1,800m近くに及ぶ山体が崩落したとされる(Sekiya and Kikuchi, 1889)。磐梯山1888年噴火の推移は北原(1998)に詳しく述べられている。馬蹄形の崩壊地形の規模は爆発直後には東西2,466m、南北2,200mあり、爆発によって消失した山塊は1,213km<sup>3</sup>と見積もられている(関谷・菊池, 1888)。岩屑流堆積物の分布面積は3.5km<sup>2</sup>、総体積は1.5km<sup>3</sup>と見積もられている(下鶴, 1988)。総合的研究成果は岩屑流発生場に関する研究分科会編(1995)によって論文集としてまとめられている。

磐梯山崩壊の前兆現象としては、雲仙眉山やセントヘレンズ火山と異なり、わずか1週間ほど前から鳴動や軽微な地震があったにすぎなかったという。鳴動と強い地震があり、その直後に山体が大崩壊し、大規模な岩屑流が発生した(下鶴, 1988)。崩壊に伴い噴煙があがり、火山碎屑物が放出されたが、それらはマグマ由来のものではなく、山体を構成していた岩石であった。崩壊を引き起こした直接の要因は水蒸気爆発であった。小磐梯山を構成していたのは安山岩であるが(三村, 1988)、崩壊の直後に噴出した軽石の組成はSiO<sub>2</sub>が60~64重量%の酸





写真3.3.11 水無川沿いの土石流被害  
島原市深江町，土石流被災家屋保存公園。

性安山岩ないしデイサイトである(三村・中村, 1995)。このようなマグマタイプはセントヘレンズ火山や雲仙火山、後に述べる山陰の第四紀デイサイト火山と同じである。

### 3.10.3 三瓶山における3,500年前の山体崩壊，岩屑流，火砕流，土石流

三瓶山は島根県中部に位置し、約4 km×5 kmのカルデラ内に、室ノ内の凹地の周囲に分布する日影山，男三瓶，女三瓶，子三瓶，孫三瓶の溶岩円頂丘と太平山の火砕丘の山体からなる。噴火活動は約10万年前から少なくとも3,500年前まで断続的にあった。火山噴出物の層序は福岡・松井(2002, 2004)によって8期に分けられている。ジルコンFT年代はI期が100±20 ka，II期は70 kaである(木村ほか, 1999)。TL年代としてI期が110±14 ka，II期が72±13 ka，III期が49±10 kaの値が報告されている(下岡ほか, 2009)。日影山デイサイトのジルコンFT年代は36±7 kaである(檀原, 私信)。I期とII期は流紋岩質であるが，III期以降はデイサイト質である。ここで紹介する山体崩壊や立石岩屑なだれの発生原因を推察した。以下，福岡・松井(2002)とあわせて，それらの内容を紹介する。

山体崩壊物である立石岩屑なだれ堆積物は男三瓶溶岩円頂丘(標高1,126 m)の北方の裾野から北の立石へ、さらに西の下多根や小豆原まで分布する(福岡・松井, 2002)(図3.3.18)。男三瓶北方の三瓶自然館周辺に分布する堆積物は服部ほか(1983)によって北の原溶岩、それ

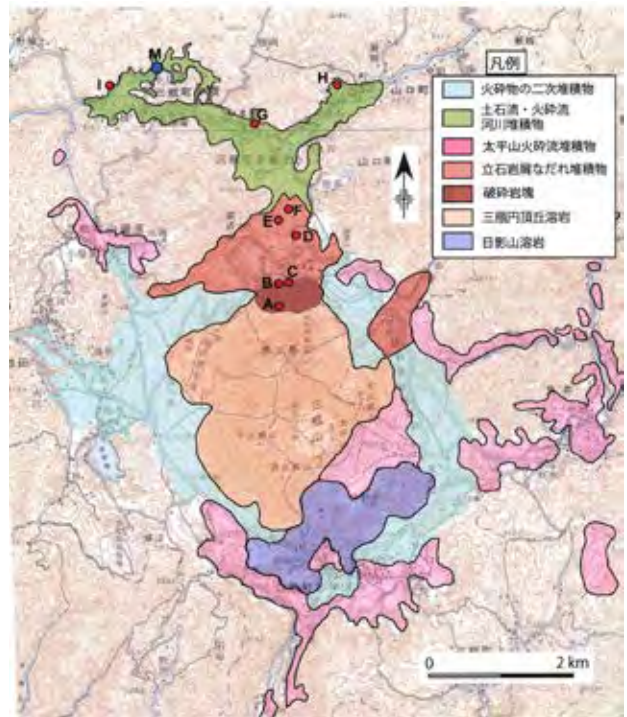


図3.3.18 三瓶山におけるデイサイト溶岩と4,000年前以降の火山砕屑物の分布

服部ほか(1983)，中村(2000)，福岡ほか(2002)，福岡(2009)を参考に作成。地形図は国土地理院発行1:50,000地形図「三瓶山」，「石見大田」を使用。

より北方の堆積物は長者原火砕流(松井・井上, 1971)とされていたものである。

榎根ほか(2001)や沢田ほか(2002)は野外観察とともに、古地磁気学的手法を用いて立石岩屑なだれの発生原因を推察した。以下，福岡・松井(2002)とあわせて，それらの内容を紹介する。

#### (1) 男三瓶の岩石，古地磁気方位，及び年代

火山体における変形，岩屑流に伴う巨大岩塊や流れ山の運動様式，岩塊・岩片の定置温度履歴，火砕流の判定などを知る上で古地磁気学的手法は有効である。以下に報告する三瓶山，大山，大江高山火山群において実施した古地磁気学的研究方法は以下の通りである。1サイトから3～10個の試料を定方位で採取し，それらを直径と高さ，それぞれ1インチの円筒形の測定用試料に成型し，島根大学総合理工学部地球資源環境学科設置のスピナー磁力計(夏原技研製，SMM-88)により残留磁化を測定した。段階熱消磁実験はまず室温で試料の自然残留磁化を測定し，以後，100℃から500℃までは50℃刻みで，500℃以上では30℃刻みで680℃まで熱消磁と測定を繰り返した。680℃までに磁化強度が全体の5%以下になったものはそこで消磁実験を打ち切った。得られたデータから磁化成分をカーシュビンの主成分分析法(Kirschvink, 1980)によって取り出した。測定結果のnは試料数，Dは

7°西へ補正後の偏角,  $I$ は伏角,  $k$ は精密度パラメータ,  $\alpha_{95}$ は95%の信頼限界である。

古地磁気学的に立石岩屑なだれ堆積物を検討する際に問題となるのは, その給源と考えられる男三瓶の構成岩石と古地磁気方位である。男三瓶を構成する岩石は塊状の斑状デイサイトで, 斑晶として斜長石, 石英, 単斜輝石, 普通角閃石, 黒雲母, 磁鉄鉱, アパタイトを含み, 石基はガラス, 斜長石, 石英, 単斜輝石(±), 斜方輝石(±), 黒雲母(±), 磁鉄鉱, アパタイト(±), ジルコン(±)からなる。全岩化学組成はSiO<sub>2</sub>(重量%)が65.50±0.23%(29試料の平均)(松元, 1994), 66.0~66.4%(麻原, 2000MS)である。福江(1999MS), 沢田ほか(1999)は男三瓶, 女三瓶, 子三瓶, 孫三瓶の溶岩ドームについて古地磁気測定を行った。男三瓶の試料採取地点のうち, 傾動しているとは考えにくい露頭条件の良い室内の底に近い斜面にある大露頭の3サイトから採取した試料総数19個の方位 [ $D=12.2^\circ$ ,  $I=53.0^\circ$ ,  $k=175.4$ ,  $\alpha_{95}=2.5^\circ$ ]をもって, 男三瓶の古地磁気方位とした。この偏角と伏角の値を兵頭・峯本(1996)によって報告された地磁気永年変化曲線上で重なる時期と溶岩円頂丘形成前後の火山碎屑物中の炭質物の<sup>14</sup>C年代, 男三瓶と火砕物中の岩石の類似性, 及びStuiver and Becker(1993)による<sup>14</sup>C年代と実年代との関係から考えて, 男三瓶の形成年代を3,700~3,800年前(<sup>14</sup>C年代は3,530±100年前)とした。

## (2) 立石岩屑なだれ堆積物

### 立石岩屑なだれ堆積物の特徴と分布

立石岩屑なだれ堆積物は福岡・松井(2002)によって提案され, その堆積物の特徴や分布は福岡ほか(2002)によって報告されている。分布域は図3.3.18に示した。彼らの報告によると堆積物の特徴や分布は以下のとおりである。

#### 分布

男三瓶の北方, 北の原から立石にかけて約2.4 kmと, 立石から北東方向へ約1.7 km, 及び西ないし西北西方向へ約2.7 kmの広がりをもつ(図3.3.18)。松井・井上(1971)の長者原火砕流堆積物, 服部ほか(1983)の多根火砕流堆積物, 林・三浦(1987)の三瓶多根火砕流堆積物は立石岩屑なだれ堆積物の岩塊の卓越部分あるいは同堆積物に取り込まれた岩塊であると推定された。なお, 小豆原埋没林にもこの立石岩屑なだれが及んでいる。山口, 多根では, 立石岩屑なだれ堆積物の上位に火砕流堆積物がみられるが, これは太平山火砕流堆積物に対比されている。

#### 特徴

淘汰の悪い巨礫を含むデイサイトと基盤花崗岩の岩塊・岩片, 変形したシルトや成層した火山灰層などの包有物,

及びデイサイトの碎屑物や砂ないしシルトが混在した基質からなる。堆積物中には土壌や木片が含まれることがある。男三瓶に近い北の原周辺ではデイサイト岩塊が卓越し, 中には冷却クラックをもつものもある。北の原周辺では基質は少ないが, そこから北へ離れる(下流域に向かう)につれて基質が卓越するようになる。

地点Eあたりの堆積物中には冷却クラックを持つデイサイト岩塊が含まれる。北の原付近の本堆積物の上部は高温酸化を受け, 赤色化している。これらのことは地点Eまでは堆積物が定置した時点で高温であったことを意味している。分布域全域にわたってジグソークラックを持つデイサイトや基盤由来花崗岩岩塊が含まれ, シルト, 碎屑岩脈, 温泉変質部などもみられる。これらは岩屑流を特徴づけるものである(Ui, 1983; Ui *et al.*, 1986; 宇井, 1988b; Siebert, 1984; 宝田, 1991; 三村・遠藤, 1997)。



写真3.3.12 男三瓶北方, 図3.3.18のA地点における地表から-35~-50 mの掘削コア試料  
岩石はデイサイトであるが, いずれも著しく破碎されている。



写真3.3.13 図3.3.18のB地点における露頭写真



写真3.3.14 写真3.3.13の上方面に見られる火山灰層



写真3.3.15 図3.3.18のC地点の露頭写真



写真3.3.16 図3.3.18のD地点の露頭写真

### 岩塊の古地磁気方位と熱履歴の推定

#### 試料採取地点の地質と岩石

古地磁気試料採取地点(A~I)を図3.3.18に示した。岩相と古地磁気方位の特徴からA, BとC, DとE, F~Iの地点に分けられる。

(1) Aは男三瓶の頂上1,126 mから北へ約800 m下った台地状のくびれ地形(標高730 m)上の地点(写真3.3.20)で、ここで深さ50 mの掘削が行われた。地表から-12.4 mまでは泥、灰色や赤褐色の砂や礫からなる。-12.4 mから-26 mまでは灰色や赤褐色の破碎した岩片とデイサイトの破碎物の基質からなる。-26 mから-50 mまでは基質の部分は少なく、赤褐色、一部灰色の角礫状に破碎されたデイサイトである(写真3.3.12)。

(2) BとCは男三瓶北方1.5 km地点である。この地点の堆積物は淘汰が悪く、灰色ないし青灰色をした数10 cm(最大粒径100 cm)のデイサイト岩片からなる岩片支持の堆積物からなる(写真3.3.13, 写真3.3.14, 写真3.3.15)。岩片には冷却クラックやジグソークラックが発達したものも確認できる。基質は淘汰が悪く、中粒~細粒の灰色をしたデイサイトの破碎物からなる。地点Cでは堆積物の上部に層厚20 cmで逆級化を示す赤色化した層があり、赤褐色の岩片のほかに灰色~青灰色の岩片も含まれる(写真3.3.14)。

(3) D, E, Fは地点Bから北方へそれぞれ640 m, 880 m, 1,050 m離れた地点である(図3.3.18)。堆積物は淘汰が悪く、岩片は垂角礫~垂円礫, D, Eでは最大粒径70 cm, 平均粒径10~15 cm, Fでは最大粒径200 cm, 平均粒径20 cmの赤褐色や灰色のデイサイトである(写真3.3.16)。基質は細粒~粗粒のデイサイトの碎屑物である。FではD, Eに比べ、岩片に対し基質の占める割合が多くなり、基質支持となる(写真3.3.17)。Fでは堆積物中のデイサイト岩片は、下部では灰色~青灰色のものが主で、赤褐色のものはほとんど含まれないが、上部では赤褐色岩片も多くみられる。岩塊は未発泡で、冷却クラックやジグソークラックが発達したものも確認できる。

(4) G, H, IはBから北方へ2.0 km離れた立石の東西方向の低地部である(図3.3.18)。いずれの地点でも淘汰の悪い基質支持の堆積物である(写真3.3.18~19)。岩片はG, Hではデイサイトであるが、Iでは基盤由来の花崗岩も含まれる。基質はデイサイト由来の碎屑物のほか、細粒火山灰、砂~シルトも含まれる。地点Gでは厚さ3 cmの細粒火山灰の薄層を含む。火山灰層より下位では最大粒径65 cm, 平均粒径10~15 cm, 上位では最大粒径15 cm, 平均粒径4 cmである。岩片の粒径はHでは最大60 cm, 平均10~20 cm, Iでは最大50 cmである。地点Gでは厚さ数10 cm, 長さ約300 cmの引き延ばされたシルトが観察される(写真3.3.18)。

以上の堆積物の特徴をまとめると、立石岩屑なだれ堆積物は男三瓶から離れるにつれ、基質がほとんどない角礫状デイサイト溶岩様のものから、基質の量が増し、岩片支持から基質支持に変わる。基質には火山灰はほとんどなく、岩片の碎屑物で構成される。岩片には冷却クラックやジグソークラックが見られ、引き延ばされたシルトの



写真3.3.17 図3.3.18のF地点の露頭写真

写真3.3.18 図3.3.18のG地点の露頭写真  
写真中央部の灰色の部分は引き延ばされたシルト。

写真3.3.19 図3.3.18のH地点の露頭写真

存在，D，E付近の流れ山地形など岩屑なだれの特徴が認められる。

(5)地点Aの掘削コア試料のデイサイトと地点B～Iのデイサイト岩片はいずれも類似しており，斑状で，斑晶として斜長石，石英，単斜輝石(±)，斜方輝石(±)，普通角閃石，黒雲母，磁鉄鉱を含み，石基はガラス，斜長石，

石英，斜方輝石(±)，単斜輝石(±)，黒雲母，磁鉄鉱，アパタイトである。赤色部では斑晶普通角閃石の多くはオパサイト化している。

#### 残留磁化方位による堆積物の定置温度見積もり

A地点の掘削コアのデイサイトは地表から-14～-48mの部分で約5m間隔に合計8試料採取した。B～I地点の立石岩屑なだれ堆積物中のデイサイト岩片については各サイトから4～10個の定方位試料を採取した。測定結果とその解釈は以下の通りである。

A地点のデイサイトは掘削コアのため偏角は意味がないが，伏角をみると1成分で， $44.5^{\circ} \sim 52^{\circ}$ の正磁極を示す(図3.3.19)。消磁温度から $590^{\circ}\text{C}$ または $650^{\circ}\text{C}$ 以上で定置したものである(図3.3.19)。

BとC地点では1成分のものと2成分のものがある。ザイダーベルト図(Zijderveld, 1967)を図3.3.20，図3.3.22に示した。高温成分をシュミットネット図に投影したものを図3.3.21に示した。デイサイト岩片の平均磁化方位はB地点では $n=5$ ， $D=15.7^{\circ}$ ， $I=47.0^{\circ}$ ， $k=116.4$ ， $\alpha_{95}=6.2^{\circ}$ で，C地点では $n=5$ ， $D=358.0^{\circ}$ ， $I=50.3^{\circ}$ ， $k=92.7$ ， $\alpha_{95}=6.3^{\circ}$ で， $590^{\circ}\text{C}$ までに消磁されることから，この温度以上で定置したものである。

D地点では男三瓶の古地磁気方位に近い成分が $300^{\circ}\text{C}$ 以上(高温成分)とそれ以下(低温成分)で認められるもの，及びまったく類似しないものに区分される。D-2は $300^{\circ}\text{C}$ 以上は1成分で，男三瓶の古地磁気方位と類似した方位を示し， $590^{\circ}\text{C}$ で消磁されることから定置温度はこの温度以上と推定される。D-3とD-6の低温成分( $300^{\circ}\text{C}$ 以下)とD-2の高温成分( $300^{\circ}\text{C}$ 以上)は類似する。D-3とD-6は低温成分( $300^{\circ}\text{C}$ 以下)が類似し，当時の地磁気方位を示すため， $300^{\circ}\text{C}$ から次の消磁段階である $350^{\circ}\text{C}$ の間で定置したと考えられる。これらの試料以外は低温・高温成分ともばらつく。すなわちD地点では $590^{\circ}\text{C}$ 以上の高温と $300^{\circ}\text{C}$ 前後の中温，及び $250^{\circ}\text{C}$ 以下の温度で定置した様々な岩片が含まれていることになる。ザイダーベルト図と段階熱消磁に伴う磁化強度の変化を図3.3.23に，シュミットネット図を図3.3.21に示した。

E～I地点では岩片どうしで類似した方位や，男三瓶の磁化方位に類似した方位を示すものはない。すなわち，測定した岩片はすべて $250^{\circ}\text{C}$ 以下で定置したものである。しかし，EとF地点では冷却クラックを持つ岩片が含まれることから，定置時に常温ではない岩片も含まれていたと推察される。

#### 立石岩屑なだれ堆積物の発生原因

地質とデイサイトの段階熱消磁実験の結果は以下のようによまとめられる。

①A地点ではデイサイトは著しく破碎されている。②男三瓶溶岩ドームに隣接したA，B，C地点ではデイサイトは $590^{\circ}\text{C}$ 以上で定置した。③基質はB，C地点では少ない

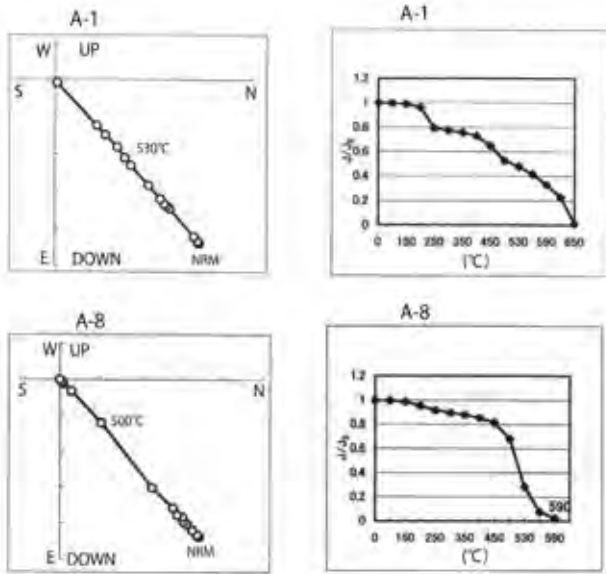


図3.3.19 掘削地点Aから採取されたコア試料の伏角を示すザイダーベルト図(左)と段階熱消磁に伴う磁化強度の変化図(右)

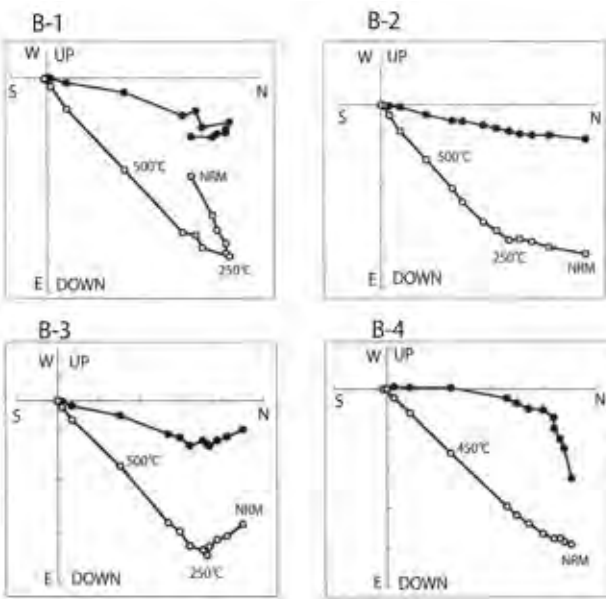


図3.3.20 地点Bから採取された試料のザイダーベルト図  
白丸は伏角を表わし、黒丸は偏角を表わす。NRMは常温での自然残留磁化の方位。

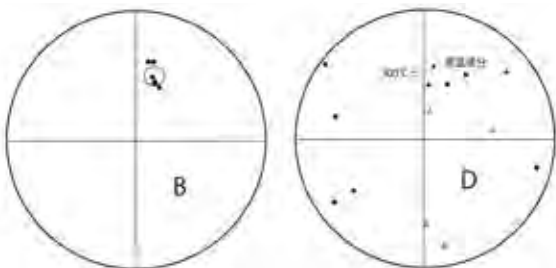


図3.3.21 地点Bから採取された試料における高温成分と地点Dにおける高温成分と低温成分のシュミットネット投影図

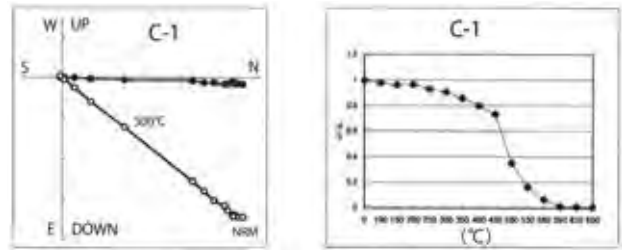


図3.3.22 地点Cから採取された試料のザイダーベルト図(左)と段階熱消磁に伴う磁化強度の変化図(右)

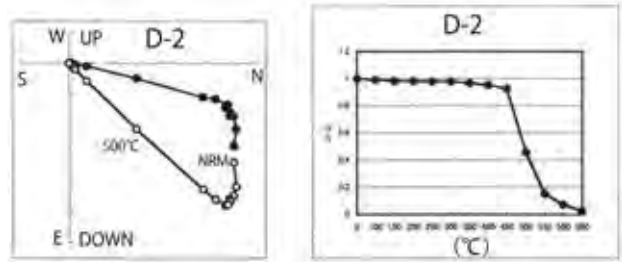


図3.3.23 地点Dから採取された試料のザイダーベルト図と段階熱消磁に伴う磁化強度の変化図(右上)

が、D、E、F地点にかけて岩片に対し相対的に増加していく。④D地点では岩片の一部に590°C以上の高温で定置したことを示すものがある。⑤E、F地点ではデイサイト岩片が300°C以上で定置したという古地磁気学的な証拠はないが、堆積物中に冷却クラックの発達したデイサイト岩片が見られることから、定置時に熱い岩片は存在していたと推定される。⑥G～Iでは高温で定置したことを示すものはない。

立石岩屑なだれ堆積物は男三瓶に向かって高温となっていくことから給源は男三瓶ないしはその北方と考えてよい。A、B、Cの高温分布域は服部ほか(1983)の北の原溶岩流の分布域であり、定置温度が高温であったという点では矛盾はしない。A地点の破碎されたデイサイトと、基質がB、C地点からその北方へと連続的に増加していくことを考えると、A～C地点のデイサイトを溶岩と考えるより、岩屑なだれ堆積物の一部と考えた方がよい。すなわち、A地点の破碎されたデイサイトは給源に近い高温での崩壊に伴われるものと判断される。これは鎌田ほか(1996)やKamata and Kobayashi (1997)の高温岩屑なだれ堆積物に相当する。要因はデイサイトマグマのせ

り上がりに起因する山体崩壊と考えるとよいが、A地点のデイサイトが本質物、すなわちせり上がったマグマそのものなのか、あるいはマグマによって加熱された岩盤なのかは不明である。立石岩屑なだれ堆積物中には火山灰層が含まれ、また上部には火砕流堆積物が見られる(福岡ほか, 2002)ことから、山体崩壊後に、デイサイトマグマが噴出したことは間違いない。このような意味でセントヘレンズ火山1980年の噴火と山体崩壊、岩屑なだれの発生、火砕物の噴出の推移に類似している。

山体崩壊を示す地形として馬蹄形の地形が一般的とされるが(Siebert, 1984など)、給源と考えられる男三瓶北方にはそのような地形は存在しない。しかし、男三瓶に接して台地状のくびれ地形があり(図3.3.18, 図3.3.24, 写真3.3.20)、掘削では少なくとも地下50mまでは著しく破碎されており、ここから男三瓶にかけてが崩壊地と考えざるをえない。

#### 小豆原埋没林と岩屑なだれ

小豆原埋没林は1983年に撮影された巨大な樹幹の写真がきっかけとなり、当初、水田の中に杉の頭部のみが出た状態にあったが(松井, 1999)、1998年から大規模な発掘作業が行われ、それらは現在、博物館中に展示されている。発掘に伴い周辺地域も含めた地質調査や樹木、花粉等の調査が行われ、島根県景観自然課(2000, 2002, 2003)によって報告書としてまとめられた。

小豆原埋没林は大田市を流れる静間川の支流にあたる小豆原川の河床にある。小豆原川はその南側を流れる伊佐利川と埋没林の約1km下流で合流している。小豆原埋没林周辺の地質調査は中村(2000)、中山(2000)、福岡ほか(2002)、福岡・松井(2002)、沢田ほか(2002)らによって行われた。伊佐利川は三瓶山の山麓斜面から流れる川で、周辺には花崗岩類が分布しているが、谷沿いには三瓶火山に由来するデイサイト質の碎屑物が厚く分布している。伊佐利川沿いに分布する堆積物は、大きくみ

ると下部が立石岩屑なだれ堆積物、上部が火砕流堆積物、泥流(土石流)堆積物、河川堆積物である。火砕物の一部は伊佐利川と小豆原川の谷を隔てる尾根の鞍部を乗り越えて(中村, 2000)、あるいは合流点付近から逆流して小豆原川の河床にもたらされている(松井・福岡, 2002)。

埋没林を埋積する堆積物は下位から火山泥流堆積層、火砕流堆積層、河川堆積層(火砕流の二次堆積層)、近世以降の河川堆積層の順に重なっている(図3.3.25)。火山泥流堆積物はデイサイト質の碎屑物からなり、礫には最大で1mに達するものもある。また、古土壌や火砕流堆積物などのブロックをしばしば含み、直径1mを超える巨木も多数含んでいる。これは立石岩屑なだれ堆積物の可能性もある。火砕流堆積物はデイサイト質の細礫から粗粒サイズの塊状、無構造、淘汰の悪い堆積物で、セグリゲーションパイプが認められることと、含まれる木片がすべて炭化していることから、火砕流堆積物と判断される。土石流(岩屑流)堆積層や火砕流堆積層の形成について次のような過程が推定される。土石流、火砕流が伊佐利川を流下し、一部が尾根を越えるか、あるいは小豆原川との合流点から上流1km以上逆流した。伊佐利川を埋めた火砕物によって小豆原川は堰き止められ、小規模な堆積盆地が形成され、土石流、火砕流の堆積物とともに、河川性の二次堆積物によって急速に埋め立てられていった。小豆原川周辺に林立していた縄文杉を始めとした樹木は埋没し、腐食することなく現代によみがえった。

小豆原埋没林には立木が多く存在するが、中には高さが10mを超えるものもある。立木周辺の地質記載とともに立木を調査したところ、立木の一部が炭化していることが判明した(沢田ほか, 2000a, b)。沢田ほか(2000a, b)はSawada *et al.* (2000)によって提案された炭化木片のH/C原子比温度計を用いて立木及び火砕流堆積物中の炭化木片の炭化温度を見積もった。この温度計は木片のH/C原子比を用い、300°Cまでは脱水反応によるHの

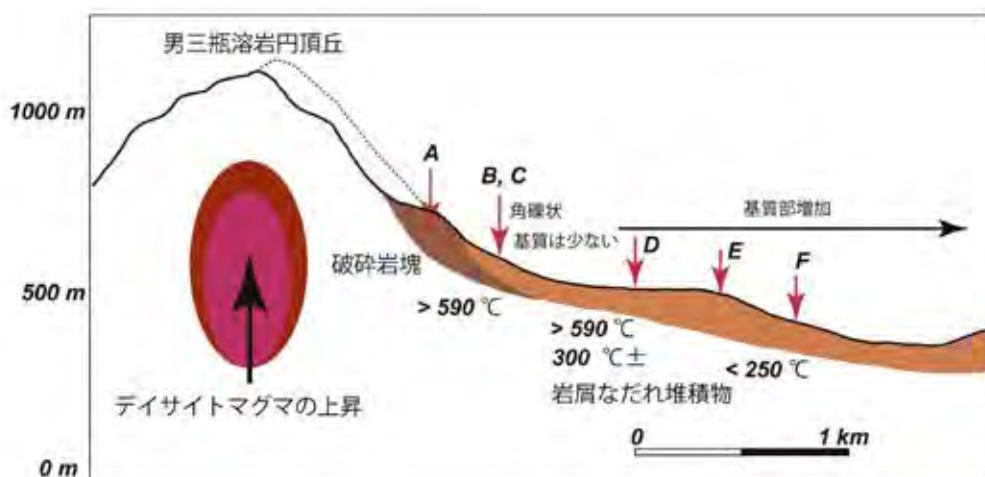


図3.3.24 立石岩屑なだれ堆積物の定置温度見積もりと模式断面図

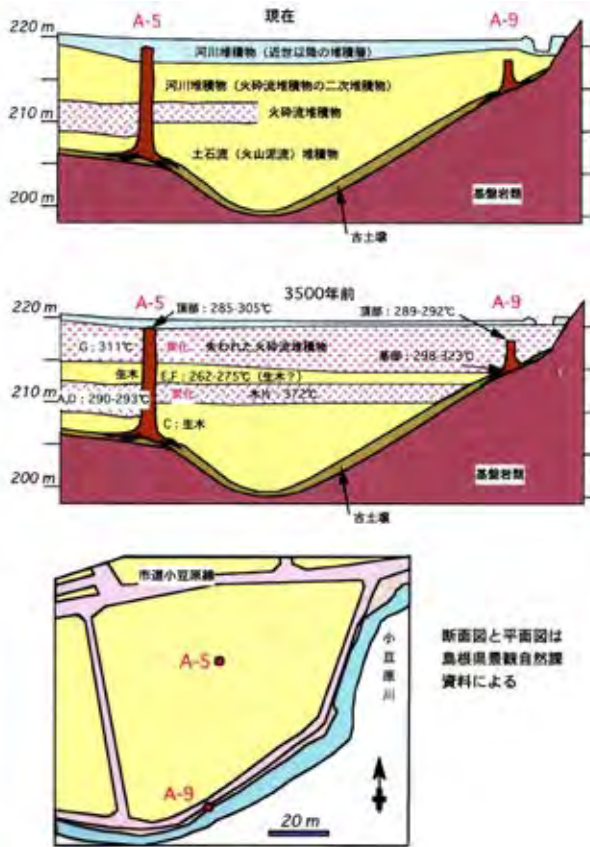


図3.3.25 小豆原埋没林における立木の位置図(下)と発掘時の地質断面図(上)及び立木の被熱調査から推定される埋没林形成時の推定断面図 (沢田ほか, 2000a) から引用。

変動のため、信頼がおけないが、それ以上だと有効である。結論的には火砕流堆積物中の炭化木片の炭化温度は420～440℃であった。立木には下部と上部に炭化した部分が認められる。下部は火砕流堆積物と接しており、その見積もり温度は320℃前後であった。上部にも炭化している部分があるが、その推定温度は320～330℃であった(図3.3.25)。立木上部には火砕流堆積物はなく、二次堆積物である河川性の堆積物と接しているが、当初は火砕流や土石流によって埋もれていたと推定される(図3.3.25)。雲仙普賢岳の噴火に伴い水無川を大量の火砕流堆積物が流下していったが、現在はそのほとんどは失われ、後の土石流や河川堆積物によって覆われている。小豆原埋没林でも同様なことが起こっていたと考えられる。埋没林形成の原因となった土石流や火砕流は立石岩屑なだれ堆積物を発生させた男三瓶北方の山体崩壊の可能性が高い。なお、現在、博物館に展示されている立木を観察すると巨礫の衝突によって傷つけられ、発育不良になった部分が何か所かで認められる(写真3.3.21)。このことは大規模土石流の歴史が立木に記憶されており、小豆原川あるいは伊佐利川では何度となく大規模な土石流が発生していたことを示している。



写真3.3.20 男三瓶北方のすそ野におけるくびれ地形 赤の矢印は写真の撮影方向を示す。くびれ地形の平坦面が掘削地点A。地形図は国土地理院発行1:50,000地形図「三瓶山」を使用。



写真3.3.21 三瓶小豆原埋没林の立木に見られる土石流の痕跡 樹木表面の成長異常部は、岩石が衝突し立木は損傷を受けたが、その後も成長していたことを物語っている。このような傷跡が一つの立木に何か所か見られることから、大規模な土石流は立木が埋没する以前にも何回もあったと推定される。

### 3.10.4 大山における山体崩壊

大山火山は鳥取県西部に位置し、剣が峰(1,729 m)を最高峰とし、東西約35 km、南北約30 km、総体積約120 km<sup>3</sup>をこえる大型の第四紀複成火山である。山麓は主に火砕流、土石流、崖錐などの堆積物からなり、緩斜面をつくっている。一方、標高1,200 mから1,300 m以上は急斜面で、デイサイト溶岩や崩壊堆積物からなる。地質図と放射年代も含めた火山活動史を図3.3.26に示した。

津久井(1984)は大山火山の火山噴出物を大きく古期と新期に分けた。古期噴出物は厚い溶岩流からなる古期溶岩類、広大な裾野を形成する溝口凝灰角礫岩層、及び「側火山」からなる。新期の噴出物には多数の軽石層や火山灰層、火砕流堆積物、及び三鈷峰や弥山の溶岩円頂丘などがある。全岩 K-Ar 年代は古期噴出物が 0.96±0.06 Ma から 0.30±0.05 Ma で、新期噴出物は三鈷峰の

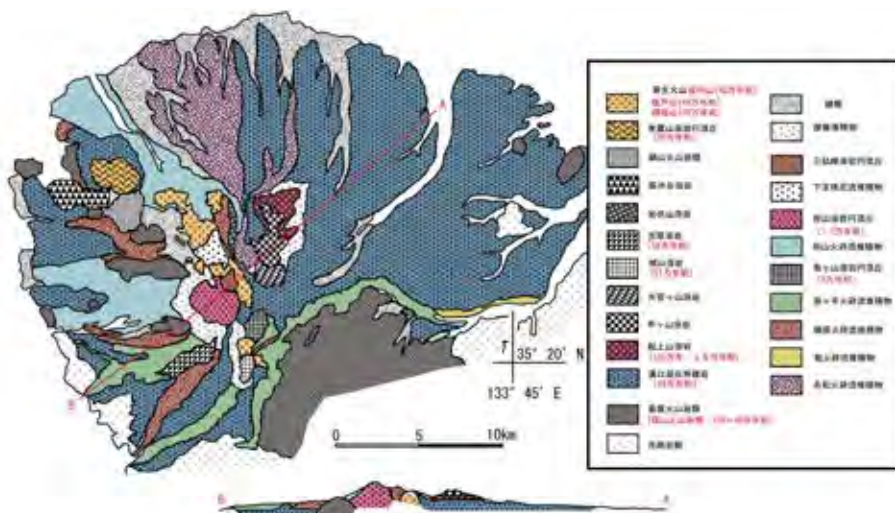


図3.3.26 大山地域の地質図と放射年代

地質図は津久井 (1984) から、年代は三位・赤木 (1967), 赤木 (1973), 津久井ほか (1985) から引用。

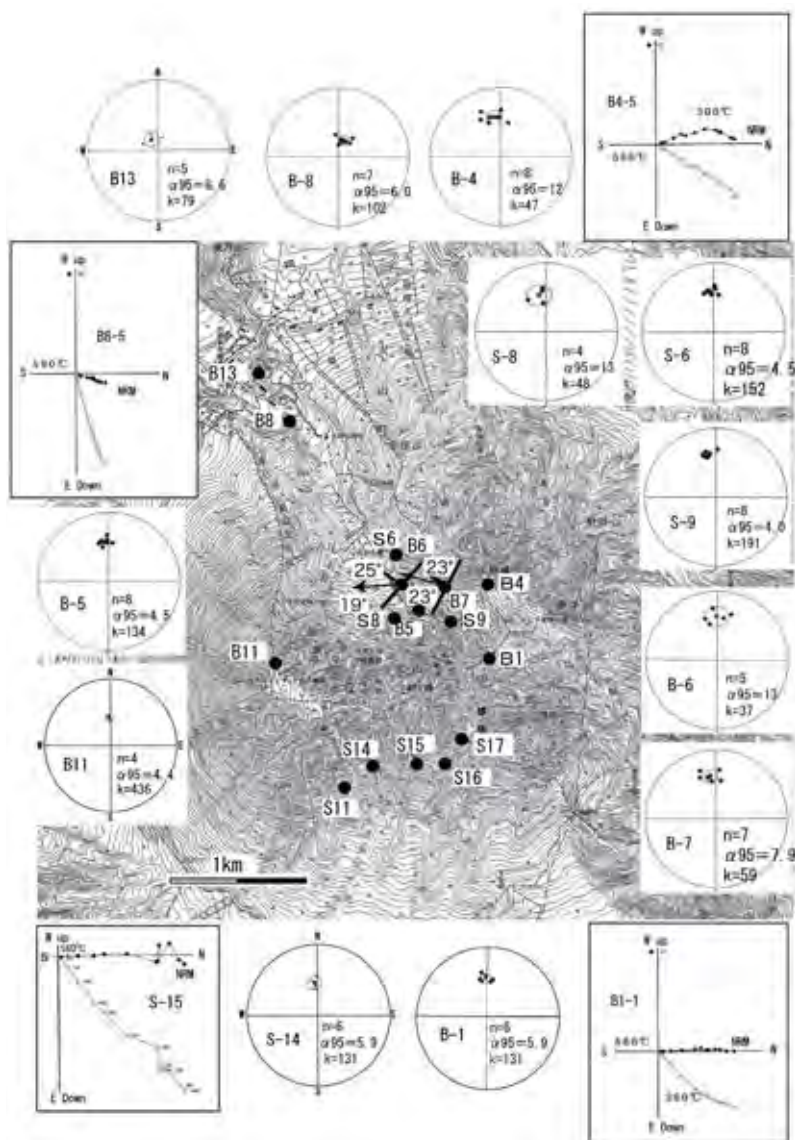


図3.3.27 大山におけるデイサイト試料の古地磁気方位をシュミットネット図とサイダーベルト図で示した図

図中の走向・傾斜は地点 B-5 と中宝珠の尾根におけるスリッケンサイドの面構造と線構造を表わす。沢田ほか (2009) から引用。



デイサイトが  $0.09 \pm 0.06$  Ma,  $0.04 \pm 0.04$  Ma,  $0.02 \pm 0.02$  Ma である (津久井ほか, 1985)。三位・赤木 (1967) と赤木 (1973) は弥山火砕流堆積物の年代を  $17,200 \pm 400$  年 BP とした。テフラ中のジルコンの FT 年代は  $330 \pm 90$  ka  $\sim$   $80 \pm 40$  ka である (木村ほか, 1999)。

(1) 大山の溶岩円頂丘, 岩塊, 粗粒堆積物の古地磁気方位測定

弥山-剣ヶ峰から三鈷峰にかけての北側はすり鉢状の凹地となっており (写真3.3.22), 一部では山体崩壊を暗示するような地形や著しくせん断を受けたデイサイトがみられる。標高 1,100~1,200 m の宝珠山の尾根付近には岩塊を含む粗粒堆積物が分布するが, それらが火砕流堆積物なのか, 土石流堆積物なのか判断が困難なものもある。南側斜面は急斜面の部分とその下のやや緩傾斜になった部分とがある (写真3.3.23, 写真3.3.24)。南壁中腹には火砕流, 土石流, 崩壊による粗粒堆積物があり, 著しくせん断を受けたものもある (写真3.3.28)。

藤代 (2006MS), 藤代ほか (2006), 松原 (2008MS) と沢田ほか (2009) は弥山, 天狗ヶ峰北東方の尾根, 三鈷峰, 元谷東側の著しくせん断をうけた岩塊, 大山寺近

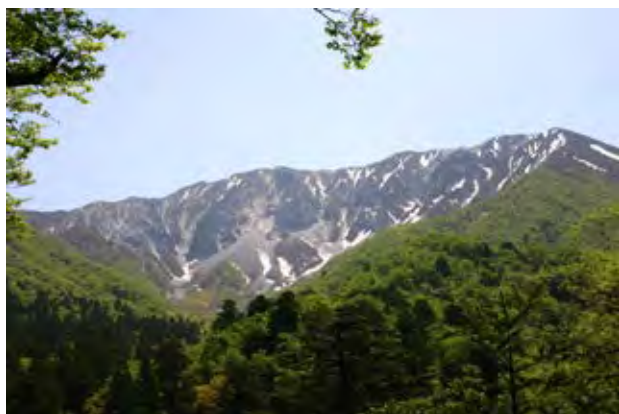


写真3.3.22 大山の北側斜面

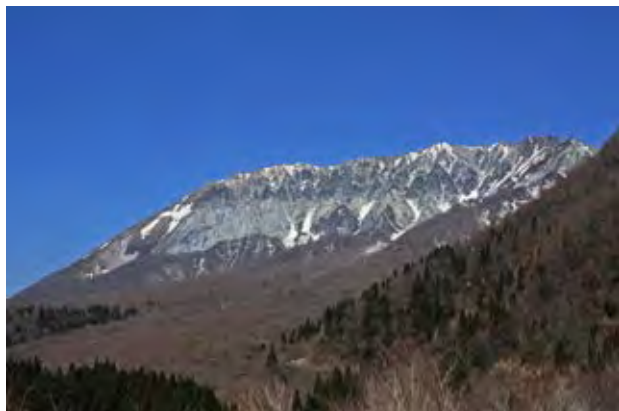


写真3.3.23 鍵掛峠から見た大山の南側斜面

傍の金門の岩体 (岩塊), 上宝珠から下宝珠にかけての粗粒堆積物, 南側斜面 (一の沢, 二の沢, 三の沢奥) (写真3.3.23, 写真3.3.24) の粗粒堆積物を対象として, 地質学・記載岩石学に基づき, 岩塊や堆積物中の岩片の古地磁気方位から, それらの成因について検討した。試料採取地点 (B1~11, S5~17) と高温の古地磁気方位をシュミットネットとザイダーベルト図に表したものを図3.3.27 に示したが, ここでは山体や斜面崩壊に関係した点についてのみ報告する。

(2) 溶岩円頂丘と著しくせん断を受けたデイサイト

B1 は天狗ヶ峰の北東方尾根筋の露頭, B11 は弥山北方の露頭, B4 は三鈷峰の岩盤露頭である。古地磁気方位からは弥山, 槍ヶ峰北方, 三鈷峰の溶岩円頂丘は固結後 (ブロッキング温度以下になって以降), 大きな傾動を受けていないといえる。

B5 や B6 は, 元谷東側 (上宝珠) の高さ 15 m 程の斑状黒雲母-角閃石デイサイトの岩盤である。強いせん断を受けており, クラックが発達し, 岩塊と細粒の岩片や粘土からなり, 上部は粗く, 下部ほど細かくなる。部分的に脈状に粘土化しているところもある (写真3.3.25, 写真3.3.26)。谷底と宝珠山尾根ではスリッケンサイドが見られるが (写真3.3.27), それらは類似した面構造と線構造を示し, 三鈷峰から北西ないし西で下向きの方角を示す (図3.3.27)。

古地磁気方位は B5 が  $n=8, D=1.2^\circ, I=41.8^\circ, k=153.7, \alpha_{95}=4.5^\circ$ , B6 が  $n=5, D=5.7^\circ, I=36.5^\circ, k=36.5, \alpha_{95}=12.8^\circ$ , B7 が  $n=7, D=351.5^\circ, I=37.4^\circ, k=59.3, \alpha_{95}=5.9^\circ$  であり, 円頂丘溶岩の方角と有意な差はない。このことはスリッケンサイドを形成するような運動は高温時 (約  $600^\circ\text{C}$  以上) に起ったか, あるいは冷却後で傾動や転動を伴わない滑動であったと推定される。

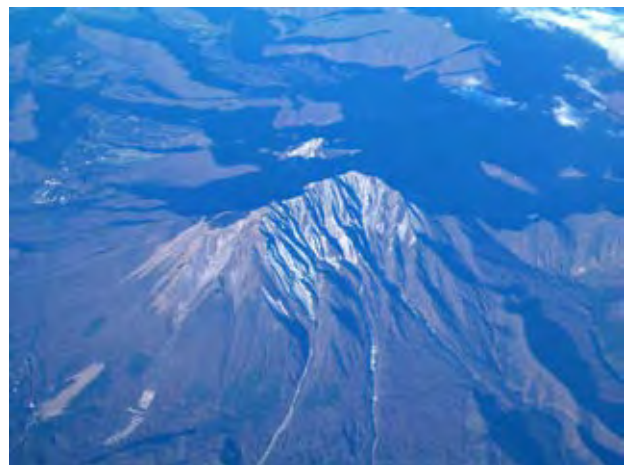


写真3.3.24 空から見た大山南側斜面  
沢は左側から一の沢, 二の沢, 三の沢。



写真3.3.25 大山元谷東側に露出する著しくせん断を受けたデイサイト岩体(岩塊)

脈状の部分は粘土化したところ。図3.3.27のB5からB6にかけてはこのように著しくせん断されたデイサイトが露出する。



写真3.3.27 写真3.3.26の岩体(岩塊)下部に見られるスリッケンサイド  
線構造は右上から左下にかけて見られる。



写真3.3.26 大山元谷東側に露出する著しくせん断を受けたデイサイト岩体(岩塊)

写真3.3.25の上流側。



写真3.3.28 大山南側斜面

三の沢の標高1,350m～1,400m付近にはこの写真にみられるような破碎(せん断)された岩塊を含む崩落堆積物が厚く堆積する。

### (3) 傾動を示す金門と大山寺北西のホテル裏のデイサイト岩体

B8, B9は佐陀川沿いにある高さ約30mで、300m以上にわたって岩盤が露出し、ゴルジを形成する金門の露頭で、B13は大山寺北西のホテル裏手の露頭で、いずれも斑状黒雲母-角閃石デイサイトである。古地磁気方位はB8が $n=7$ ,  $D=24.9^\circ$ ,  $I=69.7^\circ$ ,  $k=102.1$ ,  $\alpha_{95}=6.0^\circ$ , B9が $n=6$ ,  $D=39.0^\circ$ ,  $I=78.8^\circ$ ,  $k=23.7$ ,  $\alpha_{95}=14.1^\circ$ , B13が $n=5$ ,  $D=328.4^\circ$ ,  $I=74.8^\circ$ ,  $k=80$ ,  $\alpha_{95}=8.6^\circ$ である。すなわち岩体の古地磁気方位は伏角が $70^\circ\sim 80^\circ$ であり、溶岩円頂丘に比べ、より深い方向を示す。この古地磁気方位は永年変化の範囲を越えており、地磁気エクスカージョンを記録しているか、岩体の傾動を反映していると考えられる。傾動を反映しているとしたら、①貫入時のもの、②弥山側のドームアップによるもの、あるいは

③山体の崩壊物が考えられるが、現時点では結論は出せない。

### (4) 火砕流堆積物と崩壊堆積物

S6, S8, S9は宝珠山から三鉢峰にぬける尾根道沿いの露頭で、S14は大山南側斜面、二の沢上流、標高1,350mあたりの露頭であるが、堆積物の性質や岩片の古地磁気方位から、いずれも火砕流堆積物ないしは高温岩屑なだれ堆積物と判定される。S-14の沢の反対側の岩片は $n=4$ ,  $D=0.28^\circ$ ,  $I=54.7^\circ$ ,  $k=127$ ,  $\alpha_{95}=8.2^\circ$ であり、高温で定置したことを示している。三の沢(S15)は著しくせん断を受け、細粒化した基質中にある岩片のうち、図3.3.27中に1試料についてザイダーベルト図で示したが、高温成分は円頂丘溶岩とほぼ同じ磁極の方向を示す。他にも同様な傾向を示す岩片がある。これらはせん断を受けた

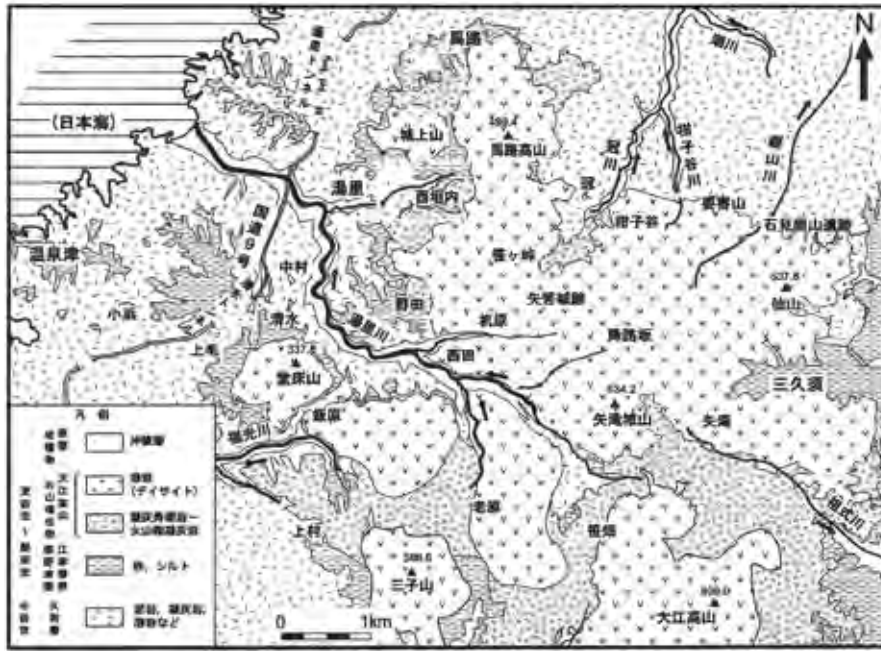


図3.3.28 大江高山火山群周辺の地質図

鹿野ほか (2001) をもとに、木村ほか (2009) が加筆した図を一部修正して使用。

後にも高温であったことを示すか、あるいは崩壊後ほとんど転動しないで滑落したことを意味している。

粗粒堆積物中の岩片の古地磁気方位測定の結果、元谷から比高 200 m の宝珠山の尾根近くまで火砕流堆積物が分布することが判明した。現在は馬蹄形の元谷が開いているが、かつては標高 1,300 m 付近まで火砕流で覆われていた可能性がある。大山南側斜面においても、標高 1,400 m 付近まで火砕流堆積物が分布している。

大山に見られる比高 700～800 m の溶岩円頂丘は、周囲の堆積物が削剥された結果、現れている部分も多く、噴火時の溶岩円頂丘の比高は、その後の削剥を考慮しても  $400 + \alpha$  m と推定される。

### 3.10.5 大江高山火山群における山体崩壊

中期更新世の大江高山火山群は島根県中部に位置し、南側の大江高山から北側の馬路高山にかけて、中期中新世の久利層を基盤として多数のデイサイト溶岩ドーム群を形成し、その周辺にはデイサイト溶岩より下位及び同時期の江津層群が分布している (都野津団体研究グループ, 1983; 鹿野ほか, 2001) (図3.3.28)。大江高山溶岩の黒雲母 K-Ar 年代として 1.7 Ma (金属鉱業事業団, 1993) が、またデイサイト溶岩や火山砕屑物からのジルコンの FT 年代として 2.1～0.55 Ma の年代が報告されている (永井, 2005MS; 永井ほか, 2005)。

木村ほか (2009) は大江高山火山群の北部に位置する馬路高山から矢滝城山にかけての地域の地質調査を行い、デイサイトの急崖における転倒 (トップリング) を報告するとともに、火山砕屑物中のシルト層やシルト質礫層が大

規模な地すべり発生の素因となっている可能性について指摘した。

大江高山火山群の北西部に位置する堂床山には延長約 1 km に及ぶ滑落崖状急斜面が存在する。比高は約 80 m で、部分的に 60～80° の急斜面をなす。田村ほか (2007) や横田ほか (2011) はこの急斜面とその周辺に分布する径数 m に及ぶ巨礫転石群の成因について地質調査に基づき推定した。山体北西部の急崖は岩盤崩落を繰り返し、周囲の巨礫転石群はこの崖から崩落したものであり、岩屑なだれのような様式で岩塊が移動・堆積したと結論した。また、デイサイト岩体の下位にシルト質礫層を認め、この層との間の地すべり移動の可能性も指摘した。山体崩壊に伴って堰き止め湖 (池) もでき、池底の木片の <sup>14</sup>C 年代からその発生は約 1,400 年前と推定した。

高野 (2008MS) は大江高山火山群の北部に位置する馬路高山地域のデイサイト溶岩円頂丘及びその周辺の平坦な地形面上の巨礫 (岩塊) について地質調査とともに、古地磁気方位を測定し、ドーム状溶岩の区分と傾動・回転、巨礫を含む粗粒堆積物の成因を検討した (図3.3.29)。以下はその研究結果をまとめたものである。

溶岩と粗粒堆積物としてのデイサイトはいずれも斑状黒雲母含有角閃石デイサイトである。斑晶は斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、石基は斜長石、角閃石、不透明鉱物や隠微晶質の物質、ガラスなどを含む。デイサイト溶岩、10 m 以上もある巨礫 (岩塊)、粗粒堆積物中の岩片の高温成分の古地磁気方位はシュミットネット図として図3.3.29 に示した。

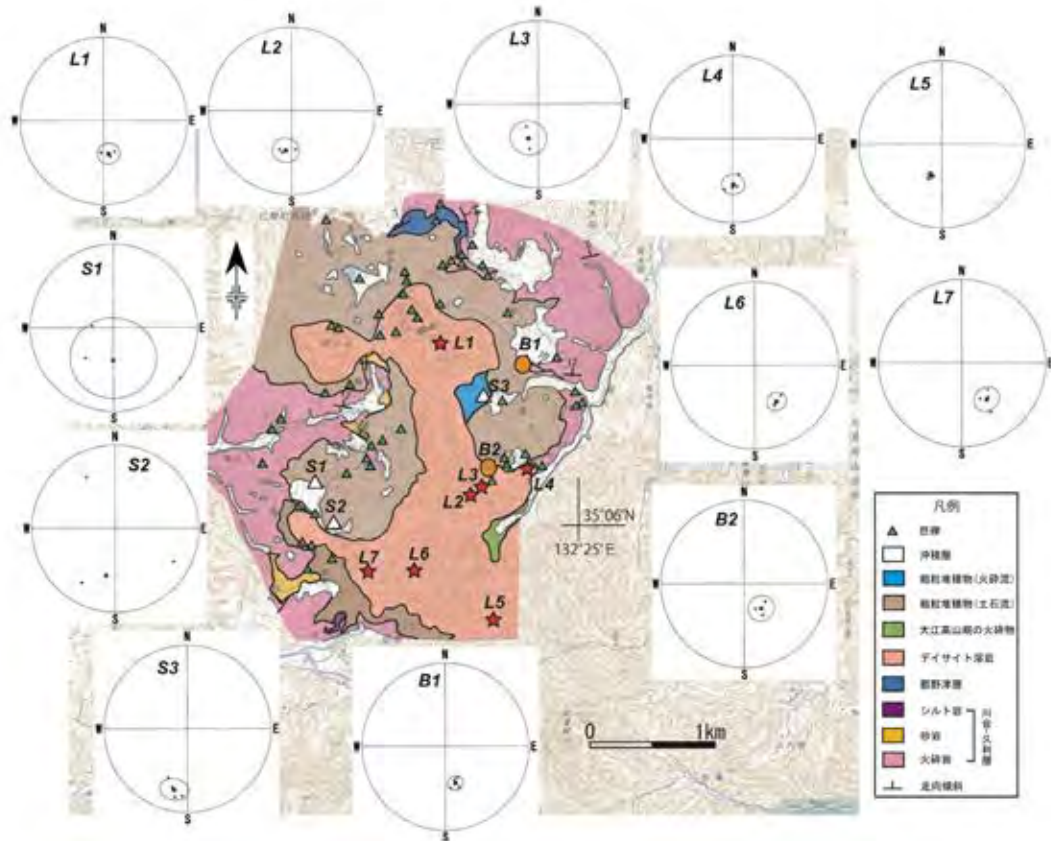


図3.3.29 大江高山火山群の北部，馬路高山周辺の地質図及びデイサイト溶岩と岩塊の古地磁気方位のシュミット投影図  
高野 (2009MS) から引用。地形図は国土地理院発行 1:50,000 地形図「温泉津」を使用。

#### (1) デイサイト溶岩

L1～L7 における古地磁気方位は全てが逆帯磁しており，K-Ar 年代や FT 年代からみて松山逆磁極期に形成されたことを示している。L6 を除いて古地磁気方位はすべて単一成分であった。平均古地磁気方位は以下の通りである。

[L1]  $n=3$ ,  $D=171.5^\circ$ ,  $I=-57.0^\circ$ ,  $k=138$ ,  $\alpha_{95}=10.5^\circ$

[L2]  $n=3$ ,  $D=188.7^\circ$ ,  $I=-50.4^\circ$ ,  $k=99$ ,  $\alpha_{95}=12.5^\circ$

[L3]  $n=3$ ,  $D=196.7^\circ$ ,  $I=-55.1^\circ$ ,  $k=52$ ,  $\alpha_{95}=17.2^\circ$

[L4]  $n=4$ ,  $D=179.4^\circ$ ,  $I=-44.6^\circ$ ,  $k=79$ ,  $\alpha_{95}=10.4^\circ$

[L5]  $n=4$ ,  $D=200.8^\circ$ ,  $I=-57.0^\circ$ ,  $k=628$ ,  $\alpha_{95}=3.7^\circ$

[L6] 採取した試料の 3 試料中 2 試料は単一成分であり，1 試料は  $350^\circ\text{C}$  で再磁化した 2 成分からなる。

高温成分の平均古地磁気方位は  $n=3$ ,  $D=148.9^\circ$ ,  
 $I=-48.5^\circ$ ,  $k=184$ ,  $\alpha_{95}=9.1^\circ$

[L7]  $n=4$ ,  $D=145.6^\circ$ ,  $I=-46.4^\circ$ ,  $k=60$ ,  $\alpha_{95}=12.0^\circ$

個々のサイトでの古地磁気方位を比較するために，溶岩ドーム北部の L1 (馬路高山) を基準 (reference) として各サイトの方位を比較した。L2～L4 は  $\alpha_{95}$  の円が L1 とオーバーラップするために古地磁気方位上の違いはない。一方，L1 に対し，L5 は西に，L6 と L7 は東に振れている。

このことから L1 と L5, L6・L7 の岩体との関係について次の二通りの解釈ができる。

① ほぼ同時期に形成されたが，磁化した後に傾動・回転したため古地磁気方位が異なった。

② 異なった時期に形成したため，それぞれ形成した時期における地球の磁極の位置に対応して，古地磁気方位が異なった。

岩石記載において，溶岩ドーム南東部 (L5) では石英及び黒雲母が多量に含まれており，この溶岩ドームは，他の岩体とは別個のものである可能性は否定できない。

#### (2) 巨大な岩塊

[B1] 基盤の川合-久利層の上に堆積する高さ約 20 m，幅約 10 m のデイサイト岩塊である (写真 3.3.29)。

[B2] 高さ約 20 m，幅約 30 m のデイサイト岩塊で，全体的に柱状節理が発達している (写真 3.3.30)。

巨礫の磁化した年代及び堆積した年代は不明であるため，巨礫が堆積している地点から最も近い溶岩ドームの古地磁気方位を reference として選択し，巨礫の古地磁気方位と比較することで，巨礫の移動形態を推定した。

[B1] 古地磁気方位は全てが単一成分で，平均方位は  $n$

$n=4$ ,  $D=164.9^\circ$ ,  $I=-52.7^\circ$ ,  $k=165$ ,  $\alpha_{95}=7.2^\circ$ 。  
平均古地磁気方位をL1と比較すると、偏角・伏角ともに $10^\circ$ 以下の違いにとどまっており、さらに $\alpha_{95}$ の円も重なっているため、有意な差があるとはいえない。従って、この岩塊は転倒したのではなく、あまり向きを変えずに滑動したと考える。

[B2] 古地磁気方位は全てが単一成分で、平均方位は  $n=3$ ,  $D=145.4^\circ$ ,  $I=-60.9^\circ$ ,  $k=97$ ,  $\alpha_{95}=12.6^\circ$ 。

平均古地磁気方位をL3と比較すると、伏角に顕著な差はみられないが、偏角が東に約 $50^\circ$ 振れており、なおかつ $\alpha_{95}$ の円がわずかしか重なっていないため、有意な差があるといえる。従って、この岩塊は東に回転しながら滑動したと考える。

### (3) 粗粒堆積物

[S1] 塊状で、淘汰が悪く、岩片は0.3 mから1.0 m程度の角礫から亜角礫状デイサイト礫である。基質は細粒の

デイサイトの碎屑物からなる。

[S2] 塊状で、淘汰が悪く、岩片は5 cmから30 cm程度の角礫から亜角礫状デイサイト礫である。基質はデイサイトの碎屑物である。

S1とS2は岩片の磁化方位がそれぞれ全く異なる方向を示したため、土石流堆積物であると考えられる。

[S3] 塊状で、淘汰が悪く、岩片はデイサイトで構成されており、最大粒径は1 mを超える。基質はデイサイトの碎屑物であり、岩片に比べて少ない。また、著しいせん断を受けている(写真3.3.31)。古地磁気方位は全てが単一成分で、方位は  $n=4$ ,  $D=192.7^\circ$ ,  $I=-26.4^\circ$ ,  $k=58$ ,  $\alpha_{95}=12.2^\circ$ である。S3は、岩片の磁化方位がそろっており、また基質が岩片に比べて少ないことから、定置時に高温であった岩屑なだれ堆積物であると考えられる。平均古地磁気方位をL1と比較すると、偏角が西に約 $20^\circ$ 振れており、伏角は約 $30^\circ$ 浅くなっていて、なおかつ $\alpha_{95}$ の円が重なっていないため、堆積し磁化を獲得した後に傾動・回転した可能性がある。



写真3.3.29 大江高山, 馬路高山における高さ約20 m, 幅約10 mのデイサイトの巨大岩塊 (B-1地点)



写真3.3.30 大江高山, 馬路高山における高さ約20 m, 幅約30 mのデイサイトの巨大岩塊 (B-2地点)

### 3.10.6 おわりに

デイサイト火山は爆発的な噴火をすることから、噴火時に大規模な山体崩壊を起こす危険性をはらんでいる。また一般に地形が急峻であることから、噴火が終了した後も、山体や斜面崩壊の危険性を宿命的に持っている。本稿では世界と日本の要因の異なる大規模な山体崩壊の例を紹介し、また山陰地域中部における第四紀デイサイト火山である三瓶山, 大山, 及び大江高山火山群における山体や斜面崩壊についてまとめた。三瓶山では3,500年前の縄文時代に起った大規模な噴火活動に伴う山体崩壊と高温岩屑なだれ, 火砕流, 土石流の発生について紹介した。大山や大江高山火山群では現在も続く山体や斜面崩壊の事例について紹介した。



写真3.3.31 大江高山, 馬路高山, C-3地点におけるデイサイトの岩屑なだれ堆積物

火山噴火や斜面崩壊によって様々な様式で崩落物が堆積する。それらの成因究明には地質学が不可欠である。崩落堆積物の諸性質、産状、例えば構造があるのか、ないのか、塊状か層状か、淘汰は、岩片の種類や形状、岩片や基質にマグマ由来の本質物があるのかどうか、などの記載や検討なしには成因を推定することはできない。一方、野外観察や顕微鏡記載だけでは、堆積物の成因を判定することが困難な場合が多々ある。ここでは成因究明の一助として古地磁気学的手法を紹介した。巨大岩体(岩塊)や塊状粗粒堆積物中の岩片の熱消磁実験を通じての古地磁気方位の測定から、堆積物(岩片)が経てきた運動や冷却の履歴がわかる可能性がある。ここで紹介したように、地質学を基礎にした古地磁気学的手法が粗粒堆積物の成因や山体や斜面崩壊との関係の解明に有効である。

いうまでもなく日本は火山と地震の国である。現在、日本には110個の活火山があり、危険度の高い火山も47火山ある。噴火時はいうまでもなく、噴火終了後も山体・斜面崩壊、岩屑なだれ、土石流などは頻繁に起っている。過去の事例に学び、現実を直視し、その教訓を未来に生かすことは我々の使命である。

【沢田順弘】

## 引用文献

- 赤木三郎 (1973) : 大山火山の地質。日本自然保護協会調査報告, Vol.45, pp.9-32.
- 麻原慶憲 (2000MS) : 鉱物と火山ガラスの組成からみた第四紀三瓶火山のマグマ活動史。島根大学大学院総合理工学研究科修士論文, 本文 93p, 付録 47p. (手記).
- 地質調査所 (1978) : 日本地質図 (1:1,000,000) (第2版).
- 藤代祥子・沢田順弘・兵頭政幸 (2006) : 地質学と古地磁気学からみた大山弥山北方の山塊と堆積物の諸特徴とその意義。日本火山学会 2006 年秋季大会講演要旨.
- 藤代祥子 (2006MS) : 大山およびその北部周辺山塊の周辺の地質学的、古地磁気学的研究。島根大学総合理工学部地球資源環境学科卒業論文, 128p. (手記).
- 福江美智子 (1999MS) : 第四紀三瓶火山の古地磁気学的研究: 溶岩ドームの年代と構造および火砕流の定置温度見積もり。島根大学理学部地質学科卒業論文, 76p. (手記).
- 福岡 孝 (2009) : 三瓶火山は爆裂火口か?一室内の形成についての考察一。島根県立三瓶自然館研究報告, Vol.7, pp.1-13.
- 福岡 孝・松井整司 (2002) : AT 降灰以降の三瓶火山噴出物の層序。地球科学, Vol.56, pp.105-122.
- 福岡 孝・松井整司 (2004) : 三瓶火山の噴火様式の変遷。島根県立三瓶自然館研究報告, Vol.2, pp.9-14.
- 福岡 孝・松井整司・中村唯史 (2002) : 三瓶山北麓の立石岩屑なだれ堆積物について。島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書Ⅱ (平成 12~13 年度概報), pp.91-100.
- 岩屑流発生場に関する研究分科会編 (1995) : 磐梯火山。防災科学技術研究所, 241p.
- 榎根知夏子・沢田順弘・兵頭政幸・福岡 孝・松井整司 (2001) : 三瓶火山における火砕流-岩屑なだれ堆積物の定置温度見積もりと給源推定。日本地質学会第 108 年学術大会講演予稿集, pp.140.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (1983) : 三瓶山地域の地質。地質調査所, 168p.
- 林 正久・三浦 清 (1987) : 三瓶火山のテフラの層序とその分布。山陰地域研究 (自然環境), Vol.3, pp.43-66.
- 兵頭政幸・峯本須美代 (1996) : 日本の湖沼堆積物から得られた地磁気永年変化とエクスカッションによる年代測定。第四紀研究, Vol.35, pp.125-133.
- 伊藤和明 (1977) : 地震と火山の災害史。同文書院, 283p.
- 鎌田浩毅・魚住英夫・川辺禎久・伊藤順一・渡辺一徳・横山勝三 (1996) : 九重火山の小規模火砕流堆積物と高温岩屑なだれ堆積物。日本火山学会講演予稿集, pp.121.
- Kamata, H. and Kobayashi, T. (1997) : The eruptive rate and history of Kuju volcano in Japan during past 15,000 years. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.76, pp.163-171.
- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋 (2001) : 温泉津及び江津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 129p.
- 片山信夫 (1974) : 島原大変に関する自然現象の古記録。九大理・島原火山観測所研究報告, No.9, pp.1-45.
- 北原余子 (1998) : 磐梯山噴火。吉川弘文館, 270p.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・壇原徹 (1999) : 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュン・トラック年代とその火山活動史における意義。第四紀研究, Vol.38, pp.145-155.
- 木村健志・田村友紀夫・横田修一郎 (2009) : 島根県中部, 馬路高山~矢瀧城山における大江高山火山噴出物の岩相分布とそれに関連した斜面運動。島根大学地球資源環境学研究報告, No.28, pp.11-25.
- Kirschvink, J. L. (1980) : The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc., Vol.62, pp.699-719.
- 鎌山恒臣・清水 洋 (2000) : 雲仙火山の物理構造。月刊地球, Vol.22, pp.252-257.
- 気象庁 (2005) : 日本の活火山総覧 (第3版)。気象庁, 635p.
- 金属鉱業事業団 (1993) : 北島根地域。平成 4 年度精密調査報告書, 55p.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. eds. (1981) : The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper, No.1250, 844p.
- 松原将司 (2008MS) : 大山弥山周辺の岩塊と堆積物の地質学的・岩石学的研究。島根大学総合理工学部地球資源環境学科卒業論文, 75p. (手記).
- 松井整司 (1999) : 縄文の森「三瓶小豆原理没林」。日本地質学会 News, Vol.2, pp.2-3.
- 松井整司・福岡 孝 (2002) : 小豆原における埋没林残存についての考察。島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書Ⅱ (平成 12~13 年度概報), pp.101-106.
- 松井整司・井上多津男 (1971) : 三瓶火山の噴出物と層序。地球科学, Vol.25, pp.147-163.
- 松元拓朗 (1994) : 三瓶火山円頂丘溶岩の化学組成。地質学雑誌, Vol.100, pp.639-641.
- 三位秀夫・赤木三郎 (1967) : 5 万分の 1 土地分類基本調査「米子」表層地質各論。経済企画庁, pp.1-35.
- 三村弘二 (1988) : 磐梯火山の地質と活動史。地学雑誌, Vol.97, pp.280-284.
- 三村弘二・遠藤秀典 (1997) : 磐梯山南麓の岩屑堆積物大断面が示す磐梯火山の崩壊と再生の歴史。火山, Vol.42, pp.321-330.
- 三村弘二・中村洋一 (1995) : 磐梯山の地質形成史と岩石。磐梯火山, 防災科学技術研究所, pp.87-101.
- 村山 馨 (1975) : 日本の火山災害。講談社, 209p.
- 村山 馨 (1992) : 雲仙・普賢岳大噴火。東海大学出版会, 158p.
- 永井淳也 (2005MS) : 山陰地域に分布する鮮新・更新世江津層群のフィッシュン・トラック年代。島根大学大学院総合理工学研究科修士論文, 93p. (手記).
- 永井淳也・永島晴夫・山内晴喜・大平寛人 (2005) : 山陰地域に分布する江津層群のおよび大江高山火山群の FT 年代。フィッシュン・トラック・ニュースレター, No.18, pp.13-17.
- 中村唯史 (2000) : 周辺地域地質調査。島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書 (平成 10~11 年度概報), pp.74-76.
- 中山勝博 (2000) : 三瓶埋没林にかかわる地質断面的堆積学的検討。島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書 (平成 10~11 年度概報), pp.92-98.
- 太田一也 (1969) : 眉山崩壊の研究 1. 崩壊機構について。九大理・島原火山観測所研究報告, No.5, pp.6-35.
- 太田一也 (1973) : 島原半島における温泉の地質学的研究。九大理・島原火山観測所研究報告, No.8, pp.1-33.
- 砂防学会編 (1993) : 火砕流・土石流の実態と対策。鹿島出版会, 157p.
- 沢田順弘・福江美智子・兵頭政幸 (1999) : 後期第四紀三瓶火山の古地磁気学: 溶岩ドームの年代, 構造, 火砕流堆積物の定置温度見積もり, 及び自己反転磁性鉱物の発見。地球惑星関連学会講演要旨.
- 沢田順弘・門脇和也・藤代祥子・今井雅浩・兵頭政幸 (2009) : 大山・大根島: 山陰地方中部の対照的な第四紀火山。地質学雑誌, Vol.115, 補遺, pp.51-70.
- 沢田順弘・榎根知夏子・兵頭政幸 (2002) : 古地磁気学的手法によって見積もられた定置温度から見た三瓶火山立石岩屑なだれ。島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書Ⅱ (平成 12~13 年度概報), pp.107-126.
- 沢田順弘・中村唯史・三瓶良和・榎根知夏子・後藤仁志 (2000a) : 三瓶小

- 豆原埋没林に刻まれた火砕流の記録. 島根大学地球資源環境学研究报告, No.19, pp.17-26.
- Sawada, Y., Sampei, Y., Hyodo, M., Yagami, T. and Fukue, M. (2000) : Estimation of emplacement temperatures of pyroclastic flows using H/C ratios of carbonized wood. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.104, pp.1-20.
- 沢田順弘・三瓶良和・檜根知夏子 (2000b) : 三瓶埋没林の被熱調査報告 : 三瓶小豆原埋没林は火砕流の影響を受けているか? 島根県景観自然課編, 三瓶埋没林調査報告書 (平成10~11年度概報), pp.84-91.
- 関谷清景・菊池 安 (1888) : 磐梯山炸裂実況取調報告. 官報, 明治21年9月27日, No.1555.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1889) : The eruption of Bandai-san. *Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci. Jour.*, Vol.3, pp.91-172.
- Siebert, L. (1984) : Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.22, pp.163-197.
- 島根県景観自然課編 (2000) : 三瓶埋没林調査報告書 (平成10~11年度概報). 122p.
- 島根県景観自然課編 (2002) : 三瓶埋没林調査報告書Ⅱ (平成12~13年度概報). 132p.
- 島根県景観自然課編 (2003) : 三瓶埋没林調査報告書Ⅲ (平成10~14年度調査まとめ). 102p.
- 下鶴大輔 (1988) : 磐梯山の概要. *地学雑誌*, Vol.97, pp.1-13.
- 下鶴大輔 (1995) : クラカトア火山, スンダ海峡, インドネシア. *火山の事典* (下鶴・荒牧・井田編), pp.508-510.
- 新編島根県地質図編集委員会 (1996) : 新編島根県地質図付図島根県重力異常図. 内外地図.
- 下岡順直・福岡 孝・長友恒人・長谷川 歩・草野高志 (2009) : 三瓶火山噴出物の熱ルミネッセンス (TL) 年代測定. 三瓶自然館研究報告, Vol.7, pp.15-24.
- Stuiver, M. and Becker, B. (1993) : High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon timescale, AD1950-6000BC. *Radiocarbon*, Vol.35, pp.35-66.
- 高野伸介 (2008MS) : 大江高山火山群, 馬路高山周辺のドーム状溶岩, 岩塊, 粗粒堆積物の地質学的・古地磁気学的研究. 島根大学総合理工学部地球資源環境学科卒業論文, 80p. (手記).
- 宝田晋治 (1991) : 岩屑流の流動・堆積機構—田代岳火山起源の岩瀬川岩屑流の研究. *火山*, Vol.36, pp.11-23.
- 田村友紀夫・横田修一郎・沢田順弘 (2007) : 島根県堂床山の不安定急崖とその直下に広がる岩屑なだれ堆積物の形成. 平成19年度日本応用地質学会講演論文集, pp.155-156.
- 津久井雅志 (1984) : 大山火山の地質. *地質学雑誌*, Vol.90, pp.643-658.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介 (1985) : 蒜山火山群・大山火山のK-Ar年代. *地質学雑誌*, Vol.91, pp.279-288.
- Ui, T. (1983) : Volcanic dry avalanche deposit-identification and composition with nonvolcanic debris stream deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.18, pp.135-150.
- Ui, T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K. (1986) : Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.29, pp.231-243.
- 宇井忠英 (1988a) : 岩屑流の発生要因—磐梯山と他の事例との比較. *地学雑誌*, Vol.97, pp.59-66.
- 宇井忠英 (1988b) : 火山現象としての岩屑流. *サイエンス*, Vol.18, pp.60-70.
- 宇井忠英 (1995) : セントヘレンズ. *火山の事典* (下鶴・荒牧・井田編), pp.562-569.
- 都野津団地研究グループ (1983) : 島根県中部の都野津層と大江高山火山群. *地団研専報*, No.25, pp.151-160.
- 横田修一郎・田村友紀夫・木村健志 (2011) : 島根県中部, 堂床山北西急崖の構造と山麓の岩屑なだれ堆積物. 島根大学地球資源環境学研究报告, No.30, pp.83-92.
- Zijderveld, J. D. A. (1967) : A. C. demagnetization of rock: Analysis of results. In *Method in Paleomagnetism* (Collinson, D. W. and Creer, K. M. eds.), pp.254-286, Elsevier, New York.

# 編集後記

5月末にすべての原稿を印刷所に手渡しました。ちょうどその頃、「昭和58年山陰豪雨災害」30周年に関する企画・イベントが県内で盛んに行っていました。その中で、国土交通省と島根県主催の土砂災害防止「全国の集い」in 島根がありました。30年前の警告は「未来への備え」を副題とし、テーマは「漸に杜<sup>ぜん</sup>ぎ、崩<sup>ふさ</sup>に防<sup>ぼう</sup>ぐ」でした。当時の災害体験者もパネリストとして登場し、30年前のことを昨日のように語っておられました。豪雨の中で、住民たちが心配していたのは河川氾濫のことで、土砂災害は想定外とのことでした。未曾有の降雨により山崩れ、がけ崩れが多発し、これによる犠牲者87名が死者・行方不明者107名の8割を占めました。特に、河川の氾濫を警戒して、山手や高台に避難した人々は山崩れに巻き込まれ、犠牲が大きくなったようです。

それから30年経ちましたが、現状はどうでしょうか。平成25年5月31日現在指定されている土砂災害警戒区域（土石流、急傾斜地の崩壊、地すべり）の数は30,956箇所、群を抜いて全国一位で、依然厳しい現状です。自然はいつもその大きな力を感じさせます。

近年もまた毎年のように、土石流災害、落石災害、地すべり災害が山陰地域でまた確実に発生しています。土砂災害による死者数をゼロにしたいと地域の斜面災害関係者は努力していますが、目標達成するまでの道なりはまだ遠いようです。

個々の災害現場の対応や処理はもちろん大事ですが、災害の歴史をきちんと記録して後世に渡し、そして、地質学、気象学、地震学、応用地質学などの学際的な取り組みで災害の学理を究明することも重要です。このような思いでこの本を編集していたつもりです。果たしてこの目的は達成できたのでしょうか。

梅雨の空を見上げて、災害のない毎日を願いたいです。

平成25年6月27日

「山陰地域の斜面災害」編集委員長

島根大学大学院総合理工学研究科教授

汪 発 武

---

## 編集委員会

### 委員長：

汪 発武（島根大学大学院総合理工学研究科）

### 副委員長：

花本孝一郎（株式会社ワールド測量設計）

武志 賢一（株式会社日本海技術コンサルタンツ）

小豆澤 薫（株式会社共立エンジニア）

横田修一郎（島根大学名誉教授）

### メンバー：

藤村 尚（鳥取大学名誉教授）

藤井 俊逸（株式会社藤井基礎設計事務所）

浜崎 晃（株式会社日本海技術コンサルタンツ）

原 裕二（株式会社コスモ建設コンサルタンツ）

海堀 正博（広島大学大学院総合科学研究科）

片山 直樹（株式会社日本海技術コンサルタンツ）

眞弓 孝之（国土防災技術株式会社技術本部）

三島富美夫（島根県農林水産部農地整備課）

村上 久（株式会社コスモ建設コンサルタンツ）

中井 真司（復建調査設計株式会社防災部）

小田 基明（島建コンサルタンツ株式会社）

太田 英将（有限会社太田ジオリサーチ）

大坂 伊作（イズテック株式会社）

大坂 理（株式会社日本海技術コンサルタンツ）

齊藤 龍太（株式会社藤井基礎設計事務所）

志比 利秀（島根大学大学院総合理工学研究科）

富田 茂喜（島根県土木部砂防課）

山口 巖（日本工営株式会社神戸事務所）



# 執筆者一覧

## 第1部

藤井 俊逸 (株式会社藤井基礎設計事務所)  
藤井 勇 (株式会社藤井基礎設計事務所)  
花本孝一郎 (株式会社ワールド測量設計)  
浜崎 晃 (株式会社日本海技術コンサルタンツ)  
原 重守 (株式会社浜南ダイア)  
原 裕二 (株式会社コスモ建設コンサルタンツ)  
片山 直樹 (株式会社日本海技術コンサルタンツ)  
工藤 健雄 (株式会社エイト日本技術開発)  
桑田 庸平 (島根大学大学院学生)  
三谷 康博 (島根大学大学院学生)  
村上 久 (株式会社コスモ建設コンサルタンツ)  
西田 洋介 (島根大学学生, (現) 日特建設株式会社)  
小村 徹 (株式会社コスモ建設コンサルタンツ)  
大坂 理 (株式会社日本海技術コンサルタンツ)  
斉 文浩 (島根大学大学院学生,  
(現) 中国地震局工程力学研究所)  
齊藤 龍太 (株式会社藤井基礎設計事務所)  
坂田 聖二 (島建コンサルタンツ株式会社)  
新宮 敦弘 (株式会社藤井基礎設計事務所)  
武志 賢一 (株式会社日本海技術コンサルタンツ)  
種平 一成 (株式会社共立エンジニア)  
土屋 伸生 (島根県隠岐支庁県土整備局)  
和田守直行 (島建コンサルタンツ株式会社)  
汪 発武 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
横田修一郎 (島根大学名誉教授)

## 第2部

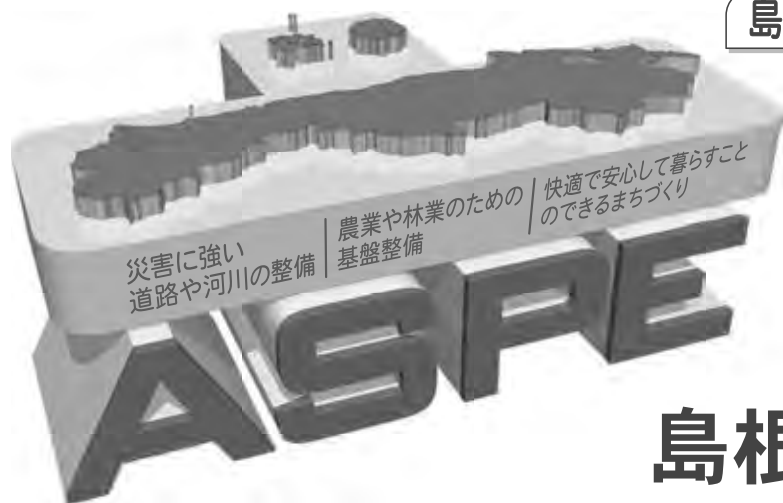
伊達 裕樹 (株式会社ウエスコ鳥取支社)  
藤村 尚 (鳥取大学名誉教授)  
藤澤 大悟 (株式会社ウエスコ鳥取支社)  
大町 宏 (国土防災技術株式会社鳥取営業所)  
山本 秀樹 (鳥取県県土整備部)  
山本 大輔 (鳥取県中部総合事務所農林局)

## 第3部

林 広樹 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
入月 俊明 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
石賀 裕明 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
亀井 淳志 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
小室 裕明 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
丸山美智子 (島根大学大学院学生,  
(現) 応用地質株式会社)  
西田 良平 (鳥取大学名誉教授)  
酒井 哲弥 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
沢田 順弘 (島根大学名誉教授)  
高須 晃 (島根大学大学院総合理工学研究科)  
田坂 郁夫 (島根大学法文学部社会文化学科)  
山内 靖喜 (島根大学名誉教授)  
矢野 孝雄 (鳥取大学地域学部地域学科)

# しまねをサポートします

→安全で安心して暮らすための地域づくりに貢献します→



## 島根県技術士会の地域貢献活動

技術講習会などでの講師  
大学・高専・高校などでの講義  
審議会や技術検討委員会の委員  
幅広い分野の研究活動

# 島根県技術士会

ASSOCIATION OF SHIMANE PROFESSIONAL ENGINEERS

島根県技術士会の詳細はホームページで

島根県技術士会

検索



地域の技術発信基地として、優れた技術力・企画力を提供する。



建設コンサルタント

株式  
会社

日本海技術コンサルタンツ

本社 / 〒699-0403 島根県松江市穴道町西来待 2570-1  
TEL 0852-66-3680 FAX 0852-66-3342

隠岐支社 / 〒685-0025 島根県隠岐郡隠岐の島町平中山の五 458-5  
TEL 08512-2-2040 FAX 08512-2-6430

地すべり動態観測にネット計測を利用しましょう。  
 模型実験ですべり機構をわかり易く説明します。  
 災害を防いだり、安全に逃げる仕組み作りをします。



地すべり模型実験  
 変形の様子が  
 見えちゃいます！



(株) 藤井基礎設計事務所 TEL 0852-23-6721

URL: <http://www.fujii-kiso.co.jp/>

## 40年以上培った技術と実績により、 地域の安全・安心に貢献します

### 業務内容

- ・測量
- ・斜面災害調査
- ・一般土質・地質調査
- ・斜面防災計画・設計
- ・土木構造物計画・設計
- ・路線計画・設計
- ・地すべり対策工事
- ・さく井工事 他



「シマちゃん」



シマちゃん倶楽部  
 「動物の健康増進」  
 イメージキャラクター



建設事業の企画・立案・調査・設計・施工等の技術サービスを提供します。

**島建コンサルタント 株式会社**

SHIMAKEN CONSULTANT CO., LTD

本社/〒699-0732 島根県出雲市大社町入南1307番地45

TEL.0853-23-3251 FAX.0853-53-5530

E.mail/eigyo@simaken.co.jp URL/http://www.simaken.co.jp/

「ケンくん」



ケンくん倶楽部  
 IT・ITメール・テレビシステム  
 イメージキャラクター

建設コンサルタント



株式会社 **アキバ**

〒699-0404

本社：島根県松江市中央道町976-7

TEL 0852-66-2115 FAX 0852-66-2140

E-mail: akibasomu@cello.ocn.ne.jp

営業所：安来、雲南、浜田

知識、経験、最新技術の融合により、  
災害に強く、住み良い地域造りに取り組みます。

株式会社ワールド測量設計

〒699-0631 島根県出雲市斐川町直江 4606-1

TEL: (0853) 72-0390

FAX: (0853) 72-9130

詳しくはコチラ...

ワールド測量設計



# メンテナンスでは現場で実測し確率評価！

既存土構造物の合理的な調査・評価方法、および対策工法



簡易現場地盤強度計測装置



簡易現場透水試験装置



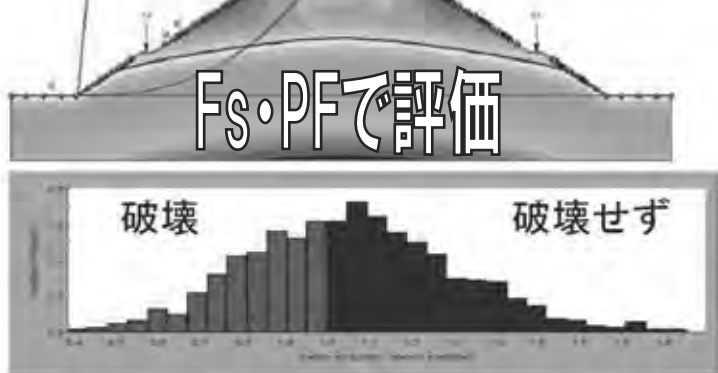
地中水音測定装置



計画的防災対策・予防保全に！

確率解析結果  
安全率Fs=1.061  
崩壊確率 PF=41.3%

老朽化土構造物対策  
豪雨時・大地震時



水圧は浸透流解析から、安定計算は強度のばらつきから崩壊確率を計算し、対策の優先度を決定！



簡易な法面崩壊防止対策

ふるさとと共に、生きてゆく！



株式  
会社

大建コンサルタント

代表取締役社長  
村木 繁

益田市大谷町55番地  
Tel: 0856-22-1341  
Fax: 0856-23-2505

## 山陰地域の斜面災害

---

平成 25 年 8 月 20 日 発行

編集：「山陰地域の斜面災害」編集委員会  
(公社) 日本地すべり学会事務局  
〒105-0004 東京都港区新橋 5-26-8 新橋加藤ビル  
TEL：03-3432-1878／FAX：03-5408-5250  
e-mail：office@landslide-soc.org

印刷：(有)高浜印刷  
〒690-0133 島根県松江市東長江町 902-57  
TEL：0852-36-9100／FAX：0852-36-5775



## 山陰地域の斜面災害



公益社団法人 日本地すべり学会  
The Japan Landslide Society