

第 4 回 研 究 発 表 会

講 演 集

1 9 9 5 年 2 月 3 日

日 本 応 用 地 質 学 会
東 北 支 部

日本応用地質学会東北支部 第4回研究発表会

○日時：平成7年（1995年）2月3日

9時30分～16時15分

○会場：エルパーク仙台 セミナーホール（141ビル5階）

仙台市青葉区一番町四丁目11-1

TEL 022-268-8300

○会費：3,000円

○協賛：東北地質調査業協会

○発表講演

・発表：10分

・討議：5分

○プログラム概要

・開会（9:30）

・開会挨拶----北村 信（東北支部支部長）

・特別講演（9:45～12:05）

司会 小菅 芳男（八千代エンジニアリング株式会社）

講演者 奥園 誠之氏（財団法人高速道路技術センター）

講演者 田中 耕平氏（防災科学技術研究所）

・昼食（12:05～13:00）

・発表講演（13:00～16:15）

第1セッション座長 大村 一夫（株式会社大和地質）

第2セッション座長 田倉 治尚（日本工営株式会社）

第3セッション座長 今野 隆彦（有限会社ジオプランニング）

・閉会の挨拶----田野 久貴（東北支部副支部長）

○懇親会

・場所：勾当台会館

・時間：17:00より

○プログラム

9:30

開会

開会あいさつ …… 北村 信 (東北支部支部長)

— 特 別 講 演 —

司会 小菅芳男 (八千代エンジニアリング株式会社)

9:45~10:45

特別講演 1

奥園 誠之氏 (財団法人高速道路技術センター)

「斜面における地質計測」

10:45~10:50

質疑

10:50~11:00

休憩

11:00~12:00

特別講演 2

田中 耕平氏 (防災科学技術研究所)

「1993年北海道南西沖地震による奥尻島の崩壊」

12:00~12:05

質疑

12:05~13:00

昼食

— 発 表 講 演 —

13:00~14:00

第1セッション 4編

座長 大村 一夫 (株式会社大和地質)

㊦ 鳥海火山と鳥海ダム建設

大隅 義隆 (建設省鳥海ダム調査事務所)

㊧ 海岸地域に建設予定のダムサイトの地質上の問題点

飯島 伸幸 (八千代エンジニアリング株式会社)

㊨ 北上山地におけるダムの地質工学的特徴と岩着面処理

本間健一郎 (岩手県土木部)

㊩ 東北地方の内陸盆地における地下水質

阿部 栄一 (東北農政局)

14:00~14:10

休憩

14:10～15:25

第2セッション 5編

座長 田倉 治尚 (日本工営株式会社)

㊦ 高密度電気探査による崩壊切土のり面調査事例

大竹 照光 (川崎地質株式会社)

○ 檀 淵 俊 樹 (")

㊦ 比抵抗2次元探査法によるトンネル調査事例

谷藤 隆三 (株式会社ダイヤコンサルタント)

○ 中 條 達 也 (")

㊦ 斜面調査での解析写真測量図化機の適用例

葛 蒲 幸 男 (応用地質株式会社)

㊦ 岩石の異方性へのフラクタル幾何学の応用

田 野 久 貴 (日本大学工学部)

石 原 智 之 (日本大学工学部)

加 藤 智 哉 (日本大学工学部)

平 綿 加 奈 (日本大学工学部)

㊦ 三軸下のAE計測による初期地圧推定に関する実験

渡 辺 英 彦 (日本大学工学部)

田 野 久 貴 (日本大学工学部)

渡 邊 厚 宜 (日本大学工学部)

15:25～15:35 休憩

15:35～16:05

第3セッション 2編

座長 今野 隆彦 (有限会社ジオプランニング)

㊦ グリーンタフ地域の地すべりの例

岩 淵 恒 紀 (株式会社復建技術コンサルタント)

㊦ トンネル坑口付近の地すべりの一事例

— 東北地方のグリーンタフ地域

久 保 喜 久 夫 (日本道路公団会津若松工事事務所)

長 田 雅 則 (住友建設(株)・(株)地崎工業共同企業体)

○ 高 橋 浩 (")

倉 持 隆 (東北ボーリングさく泉株式会社)

16:05～16:15 閉会のあいさつ …… 田 野 久 貴 (東北支部副支部長)

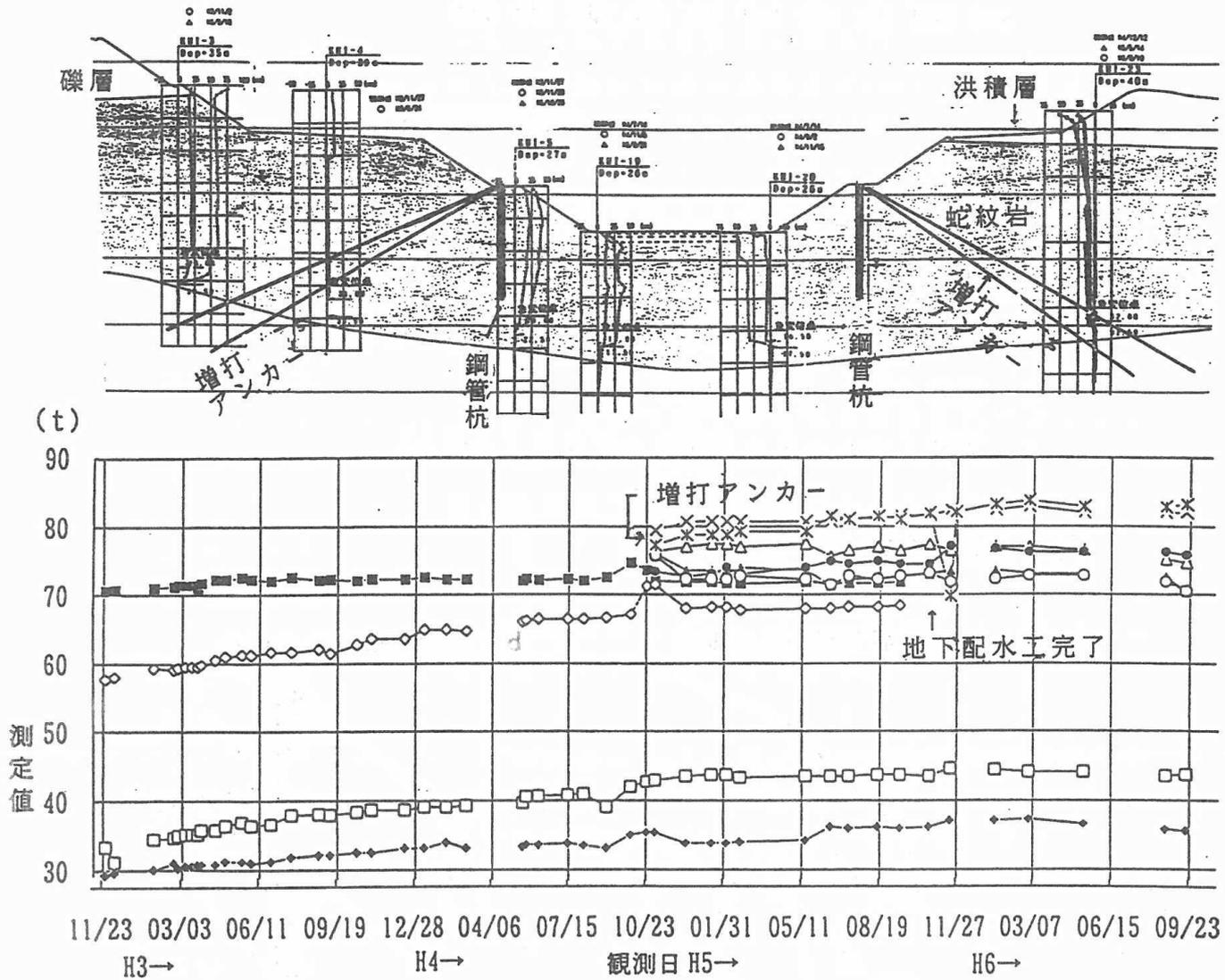
※ ○印：発表者

目 次

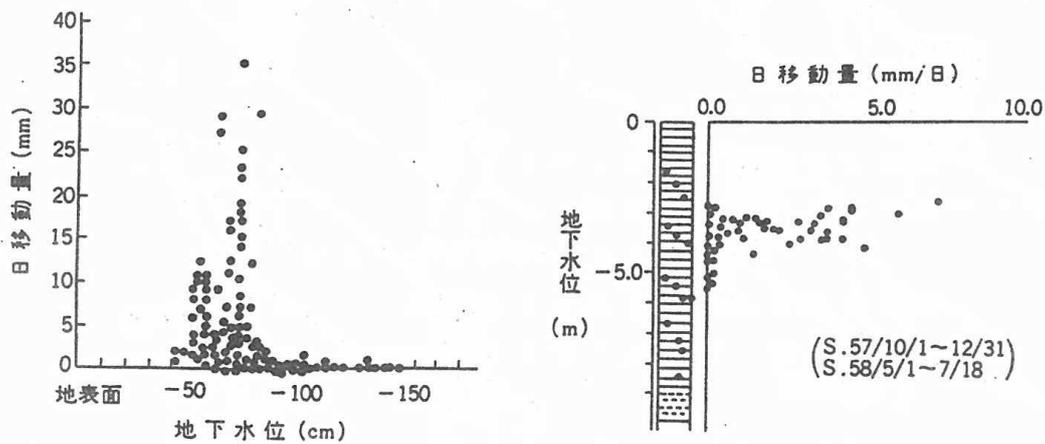
特別講演 1	斜面における地質計測	1
	財団法人高速道路技術センター 奥園 誠之氏	
特別講演 2	1993年北海道南西沖地震による奥尻島の崩壊	5
	防災科学技術研究所 田中 耕平氏	
㊦ 鳥海火山と鳥海ダム建設		9
	建設省鳥海ダム調査事務所 大隅 義隆	
㊧ 海岸地域に建設予定のダムサイトの地質上の問題点		13
	八千代エンジニアリング株式会社 飯島 伸幸	
㊨ 北上山地におけるダムの地質工学的特徴と岩着面処理		17
	岩手県土木部 本間健一郎	
㊩ 東北地方の内陸盆地における地下水質		23
	東北農政局 阿部 栄一	
㊪ 高密度電気探査による崩壊切土のり面調査事例		29
	川崎地質株式会社 大竹 照光	
	同 上 ○榎渕 俊樹	
㊫ 比抵抗2次元探査によるトンネル調査事例		33
	株式会社ダイヤコンサルタント 谷藤 隆三	
	同 上 ○中條 達也	
㊬ 斜面調査での解析写真測量図化機の適用例		39
	応用地質株式会社 葛蒲 幸男	
㊭ 岩石の異方性へのフラクタル幾何学の応用		43
	日本大学工学部 田野 久貴	
	同 上 石原 智之	
	同 上 加藤 智哉	
	同 上 平綿 加奈	
㊮ 三軸下のAE計測による初期地圧推定に関する実験		47
	日本大学工学部 渡辺 英彦	
	同 上 田野 久貴	
	同 上 渡邊 厚宜	
㊯ グリーンタフ地域の地すべりの例		51
	株式会社復建技術コンサルタント 岩渕 恒紀	
㊰ トンネル坑口付近の地すべりの一事例		
	－東北地方のグリーンタフ地域	55
	日本道路公団会津若松工事事務所 久保喜久夫	
	住友建設(株)・(株)地崎工業共同企業体 長田 雅則	
	同 上 ○高橋 浩	
	東北ボーリングさく泉株式会社 倉持 隆	

一、... 二、... 三、... 四、... 五、... 六、... 七、... 八、... 九、... 十、... 十一、... 十二、... 十三、... 十四、... 十五、... 十六、... 十七、... 十八、... 十九、... 二十、... 二十一、... 二十二、... 二十三、... 二十四、... 二十五、... 二十六、... 二十七、... 二十八、... 二十九、... 三十、... 三十一、... 三十二、... 三十三、... 三十四、... 三十五、... 三十六、... 三十七、... 三十八、... 三十九、... 四十、... 四十一、... 四十二、... 四十三、... 四十四、... 四十五、... 四十六、... 四十七、... 四十八、... 四十九、... 五十、... 五十一、... 五十二、... 五十三、... 五十四、... 五十五、... 五十六、... 五十七、... 五十八、... 五十九、... 六十、... 六十一、... 六十二、... 六十三、... 六十四、... 六十五、... 六十六、... 六十七、... 六十八、... 六十九、... 七十、... 七十一、... 七十二、... 七十三、... 七十四、... 七十五、... 七十六、... 七十七、... 七十八、... 七十九、... 八十、... 八十一、... 八十二、... 八十三、... 八十四、... 八十五、... 八十六、... 八十七、... 八十八、... 八十九、... 九十、... 九十一、... 九十二、... 九十三、... 九十四、... 九十五、... 九十六、... 九十七、... 九十八、... 九十九、... 一百、...

3 圧力測定例



図一 グランドアンカー軸力 (ロードセル) 計測事例 (日本道路公団資料)



図一 地下水位 (水圧) 測定事例 (渡正亮他)

振動 (AE) 測定例

表-1 AE測定条件一覧

高周波 (AET)	測定周波数帯域 (センサー固有周波数)	10KHz~ 60KHz (30KHz)
	総合利得 (プリアンプ含む)	90 dB
	しきい値	0.22V (固定)
	AE計数法	イベント計数法
低周波	測定周波数帯域	1Hz~10KHz
	測定モード	加速度
	測定レンジ	0.001 G (1G= 980 gal)
	ハイパスフィルター	89 Hz

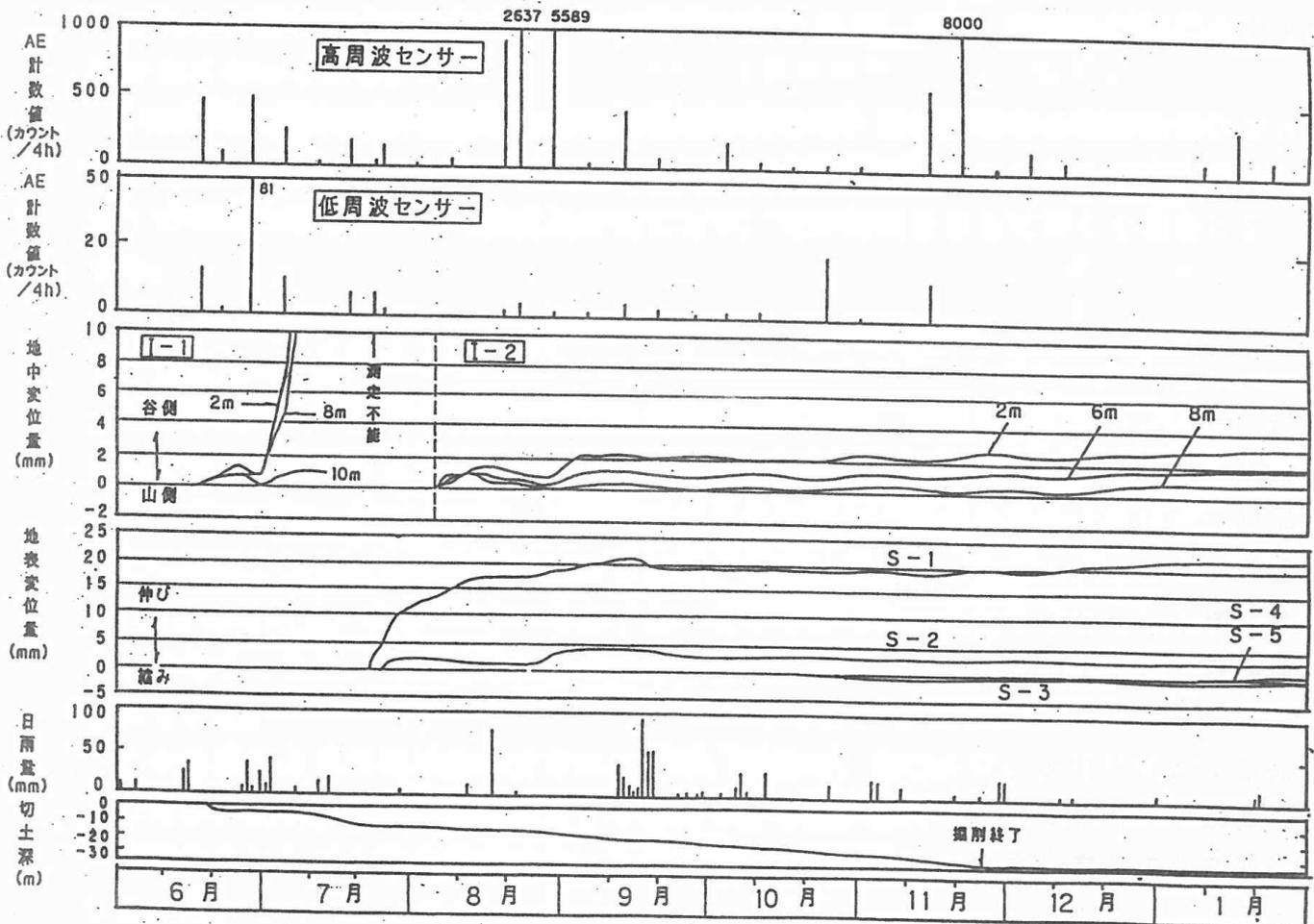


図-1 掘削中における変位とAE測定事例 (日本道路公団資料)

[The following text is extremely faint and illegible due to low contrast and scan quality. It appears to be a multi-paragraph document with several lines of text per paragraph.]

1993年北海道南西沖地震による 奥尻島の崩壊

防災科学技術研究所 田中 耕平

1. はじめに

地震によって発生する崩壊は田中（1992）によって発生場の地形、地質条件の違いから、大きく3種類に分けられている。第1は、斜面角度が急な場所で、岩盤ないしは土壌が崩落するもので、その発生頻度は同じ地震でも斜面を構成する岩石の種類によって異なってくる。第2は地震に対して鋭敏に反応する層が地層中に夾在する場合で、その層をすべり面としてそれより上の地層がすべり落ちるもので、一般に崩壊面積の大きなものが多い。しかも、この崩壊は低角度で発生するケースが多いため、普段は危険と思わないので大きな被害をおこしやすい。第3は液状化が原因となる場合で、日本のように山地での地下水位が高いところでは、これが原因で発生している崩壊がかなりあると思われるが、報告例は少ない。

これらの崩壊の発生件数は、第1の種類が最も多く、第2、第3の順に発生頻度は少なくなってくる。

1993年北海道南西沖地震による奥尻島の事例でも、第2、第3の種類は報告されておらず、第1の種類のみである。この報告では、地震によって最も発生しやすい第1の種類崩壊について奥尻島を例にとり、その特徴をさらに詳しく見ることとする。

2. 奥尻島の崩壊

1993年（平成5年）7月12日22時17分に北緯42度47分、東経139度12分、震源の深さ34kmで発生したマグニチュード7.8の地震は1993年北海道南西沖地震と命名された。この地震により、深浦、小樽、寿都で震度5を記録し、奥尻島を中心に北海道南西部では津波と土砂災害が起き、大きな被害が発生した。この地震による人的被害は、7月27日の統計で、死者165名、行方不明39名にのぼった。これらの多くは津波によるものであったが、この数字には奥尻島奥尻地区での大規模な崩壊による死者も含まれている。

この地震による崩壊は檜山支庁の江差町、瀬棚町、北檜山町、大成町などでも発生したが、奥尻島での崩壊がもっとも顕著であった。これらの崩壊の多くは急斜面での岩盤ないしは土壌の崩壊であったが、その特徴を調べるため、次のような解析を行った。

(1) 解析手法

(a) 崩壊分布図

(b) 地形図

(c) 地質図

に同一のメッシュ (25m×25m) をかけ、各メッシュが持つ地形、(傾斜角度、斜面方位など)・地質(岩石種)データと、崩壊の発生の有無から地質と崩壊、傾斜と崩壊、岩質、斜面方位、斜面形状についての解析を行った。

(a) 崩壊分布図

平成5年7月14日撮影の空中写真によって崩壊地の分布図を作成した。しかし、この分布図にはこの地震以前にすでに存在していた崩壊地も含まれているので、さらに昭和63年6月29日撮影の空中写真で分布図を作成し、この分布図に示された崩壊地を地震以前に存在していた崩壊地とした。

(b) 地形図

国土地理院発行の2万5千分の1図幅「奥尻」「神威脇」「赤石」「青苗」を使用した。

(c) 地質図

地質調査所発行の5万分の1図幅「奥尻島」(秦・瀬川・矢島 1982)を使用した。

(2) 解析結果

(a) 地質

地質が崩壊発生に及ぼす度合いを調べた。その結果、地震によって発生したと考えられる崩壊のメッシュ数がそれぞれの地質の全メッシュ数の2%と1%を越えるものは以下の地質であった。

2%以上	勝洞層
	仏沢層火砕岩部層
	仏沢層砂岩部層
1%以上	神威山層
	米岡層火砕岩部層
	〃 シルト岩部層
	千疊層
	釣懸層火砕岩部層
	花崗閃緑岩

(b) 傾斜

地震によって発生したと考えられる崩壊では、斜面傾斜が 35° 以上のところに多いが、地震以前の崩壊は 35° 以下のところに多い。

(c) 岩質

流紋岩質、安山岩質、玄武岩質の順に発生頻度が低下している。

(d) 斜面方位

北から西にかけての方位に集中が見られる。

(e) 斜面形状

横断形、縦断形ともに凸形斜面に卓越する。

3. まとめ

1993年北海道南西沖地震によって奥尻島で発生した崩壊は、火砕岩とそれにとともなう堆積岩、ならびに花崗閃緑岩に集中する傾向がある。特に火砕岩に集中する理由としては、火山灰と火山礫のように特性の異なる材質からなりたっている岩石が、振動に対して弱いことを示していると考えられる。岩質では流紋岩に卓越する傾向があるが、これは降雨による崩壊でも同様であり、崩壊一般に共通する現象である。また、斜面傾斜も高角度側で発生しており、地震時崩壊の一般的な特徴を示している。さらに震源に対面する斜面で崩壊が卓越する点や、凸形斜面に集中する点なども、地震による崩壊の一般的特徴をしめしているといえる。

また、これらのデータを用いて、発生予測図の作成を試みたので、講演においては併せてそれも示す。

参考文献

- 秦 光男・瀬川 秀良・矢島 淳吉：(1982) 5万分の1図幅「奥尻島」地質調査所
田中 耕平 (1992) 「地震と対策」 白亜書房 pp83-93

3. 鳥海山の形成

鳥海山周辺を広い範囲で見た場合、鳥海山から月山にかけて南北方向の断層が幾つも並び、断層帯を形成しているのがわかる。それは鳥海山の南側より最上川支川の立谷沢川、月山を通り寒河江川の大井沢地区まで続いている。(図-1)

火山現象に関し、マグマがどういふ場所を選んで噴出するかは、1つにはこのような断層の割れ目を通して火山活動が繰り返されるといわれており、鳥海山や月山はこれにあたる。さらに鳥海山は中心噴火形式といわれ、噴火や爆発、溶岩流出を幾つかの中心火口で繰り返してきた。その結果、成層火山特有の形をとることになった。

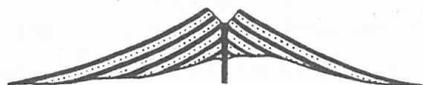


図-2 成層火山模式図

噴火口位置を空中写真から読み取った資料によると、噴火口の大部分は、ほぼ東西方向に巾1.5 km、長さ13 kmの範囲に集中している。そして中心噴火の場所は、主な場所として3ヶ所あり、鳥の海を中心とした西鳥海火山体、猿穴を中心とした猿穴火山体、中央火口を中心とした東鳥海火山体で、この3つの火山体と初期火山活動を含めたものが鳥海火山といわれる。また鳥海山は単一火山体ではなく、寄生火山が発達した復成火山ともいわれる。近年の特徴では、享和、文政、昭和の3回の噴火が、七高山のカルデラ壁下部の東西方向の割れ目からの水蒸気爆発で、東鳥海火山体の火口群での極めて類似した現象であるといわれる。

いずれにしろ噴火の中心は東西方向に配列しており、火山構造線の存在が考えられる。この火山構造線と、前に述べた断層帯の交差点が鳥海山の位置する所となった。

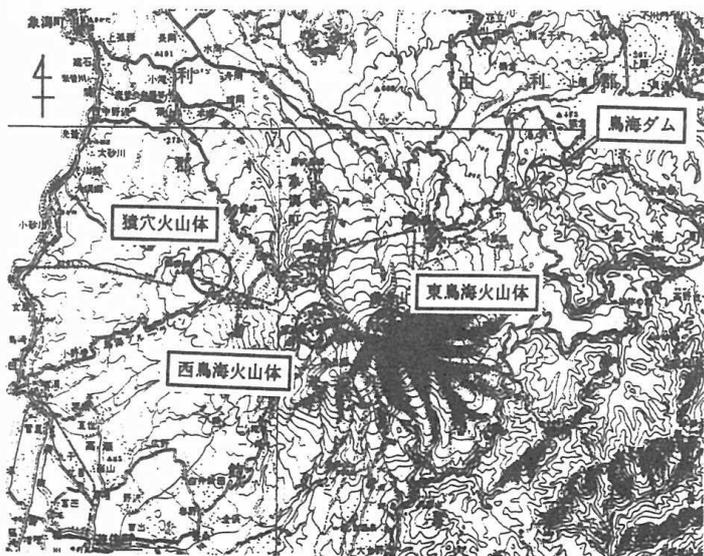


図-3 噴火口位置図

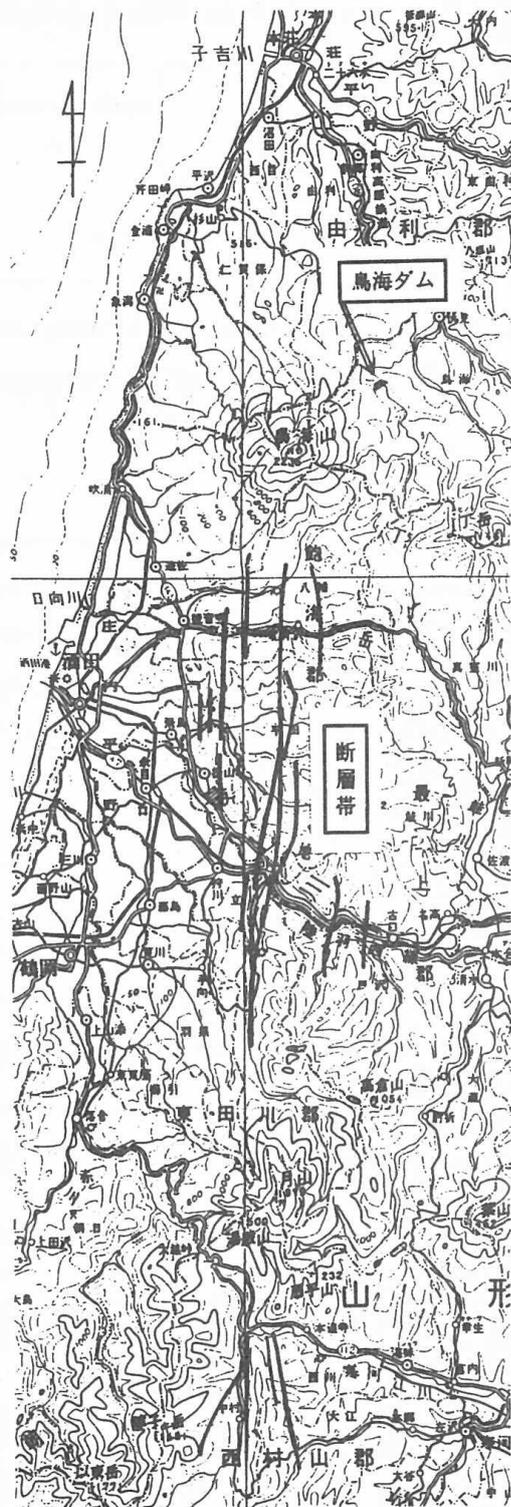


図-1 位置図

鳥海山の形成順序は、秋田県により表-2のとおり示されている。

表-2 鳥海山の層序と噴出物

地質時代	形成順序	ステージ	火山体	噴出物の種類	岩石
第四紀	↑	ステージⅢ	東鳥海火山体	溶岩流、円頂丘溶岩（新山、荒神岳、御田ヶ原、さいの河原）、凝灰集塊岩、スコリア、火山灰	安山岩類
			猿穴火山	溶岩流、火山砕屑岩類	安山岩類
		ステージⅡ	西鳥海火山体	溶岩流、円頂丘溶岩（鍋森、前鍋森、東鍋森、扇子森、観音森、駒止、八森）、凝灰集塊岩、スコリア	安山岩類
		ステージⅠ	鳥海初期火山体	溶岩流、円頂丘溶岩（長坂）、凝灰集塊岩	安山岩類
新第三紀		基盤岩類	各種火山岩（粒紋岩、玄武岩、粗粒玄武岩、複輝石安山岩など）、凝灰集塊岩、角礫質凝灰集塊岩、各種新第三世紀堆積岩類		

(1987 秋田県由利土木事務所)

形成過程については、地質学者により種々推定されている。近年においては加藤萬太郎が「鳥海山の形成過程」を再度見直し、総括を行っている。これは地質の研究に加え、泥流・火砕流の分布、地質年代の検証、鳥海山周辺の地形的特色より推定されており、ここに紹介する。(図-4)

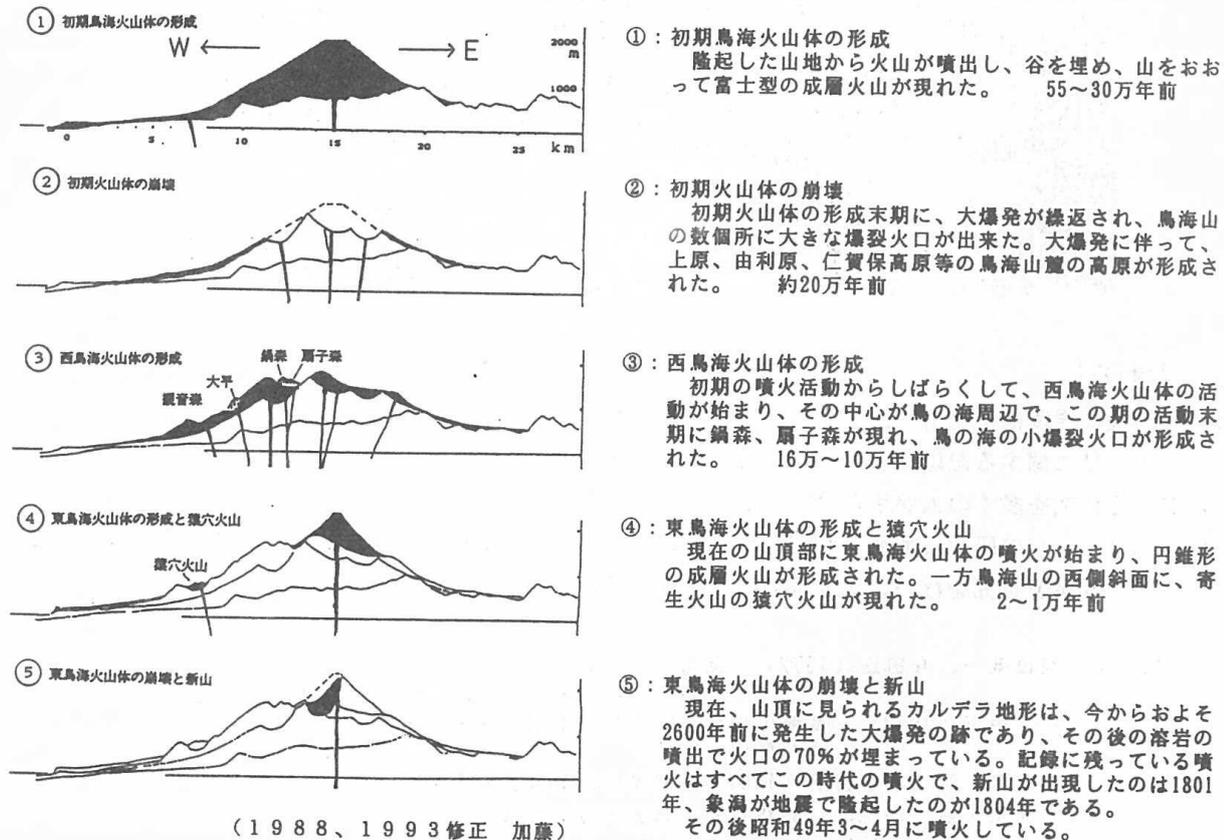


図-4 鳥海山の形成過程

4. 鳥海ダムの地質と火山砂防

鳥海ダム建設予定地は、鳥海山の基盤である第三紀層で構成される山地地形の中に位置する。ダムサイト地点の地質は、第三紀船川層の泥岩と、これを不整合に覆う天徳寺層を基盤とし、その上に段丘堆積物や、鳥海山の噴火により供給された泥流堆積物が分布している。地質断面は図-6のとおりである。

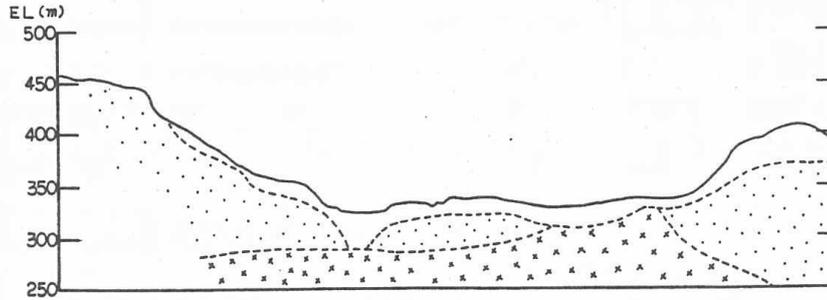


図-6 ダムサイト地質模式図

凡 例		地 質		
第 四 紀	完新世	崩 積 土	[Symbol: Dotted pattern]	
	更新世	低位段丘堆積物		
		旧段丘堆積物		
		泥流堆積物		
第 三 紀	鮮新世	凝灰角礫岩	[Symbol: Stippled pattern]	
		貫入岩 安山岩		
	中新世	泥 岩		
		天徳寺層		火山降層
		自積降層		安山岩
		船川層		泥 岩
中新世	船川層	泥 岩	[Symbol: Cross-hatched pattern]	

また先に述べたとおり、鳥海山は活火山であることより、ダム事業において将来噴火に伴う泥流、溶岩流、火砕流に対処するための火山砂防施設の計画検討を行う。特に過去の噴火が東西方向に表れ、最近では直線上の東部において起きていることより、外輪山周辺の噴火が子吉川流域にどう影響を及ぼすかを検討する。



図-6 鳥海ダム周辺図

5. おわりに

鳥海山の底面規模は富士山に匹敵する位のものであり、火山エネルギーは日本の火山でも第一級である。さらに火山活動に関する記録は、国内でも最も古い記録が残っている火山の一つにあげられる。従って、鳥海山に関する研究を多くの人が手がけている。

鳥海ダムはそれらの研究に加え、泥流堆積物の分布と厚さ、火山砂防、酸性水など、ダム計画への影響関連について今後調査研究を行い、ダム事業に反映させていくつもりである。

- 参考文献
- 柴橋 敬一、今田 正 (1972) : 鳥海山の地質と岩石
「鳥海山、飛鳥」 山形県総合学術調査会発行
 - 宇井中英 (1972) : 鳥海山中腹の断層崖と山麓に分布する火砕岩の成因
「鳥海山、飛鳥」 山形県総合学術調査会発行
 - 秋田県由利土木事務所 (1987) : 鳥海山の層序と噴出物 鳥海山の活動史
 - 加藤 萬太郎 (1988、1983修正) : 鳥海山の形成過程
 - “ (1994) : 郷土の生い立ちを求めて(その2) 鳥海山の研究
本荘市文化財保護協会発行 「鶴舞」 第65号

海岸地域に建設予定のダムサイトの地質上の問題点

八千代エンジニアリング株式会社 東北支店
技術部 飯島伸幸

1. はじめに

本論では、海岸地域に建設が予定されている小規模生活ダムダムサイトの地質調査において、海岸地域という特別な地域での地質的事象が認められた例について述べるものである。

2. ダムの計画概要

Aダムは、洪水調節、流水の正常な機能の維持および水道水の供給等を目的として計画されている小規模生活ダムであり、ダム高約30mの重力式コンクリートダムである。

3. ダムサイトの地形および地質概要

(1) 地形概要

ダムサイトは図-1に示しように、海岸から約1.5km遡った地点に当たり、ダムサイト付近の地形は標高100~200m程度の緩やかな稜線をもつ丘陵状の地形を呈している。これらの丘陵状地形には図-1に示すように数段の海成段丘面が認められる。

ダムサイトはこの海成段丘を開析してできた谷地形であり、河床標高はEL.24m程度である。また、ダムサイトの左右岸には基底標高85m程度の海成段丘が認められる。

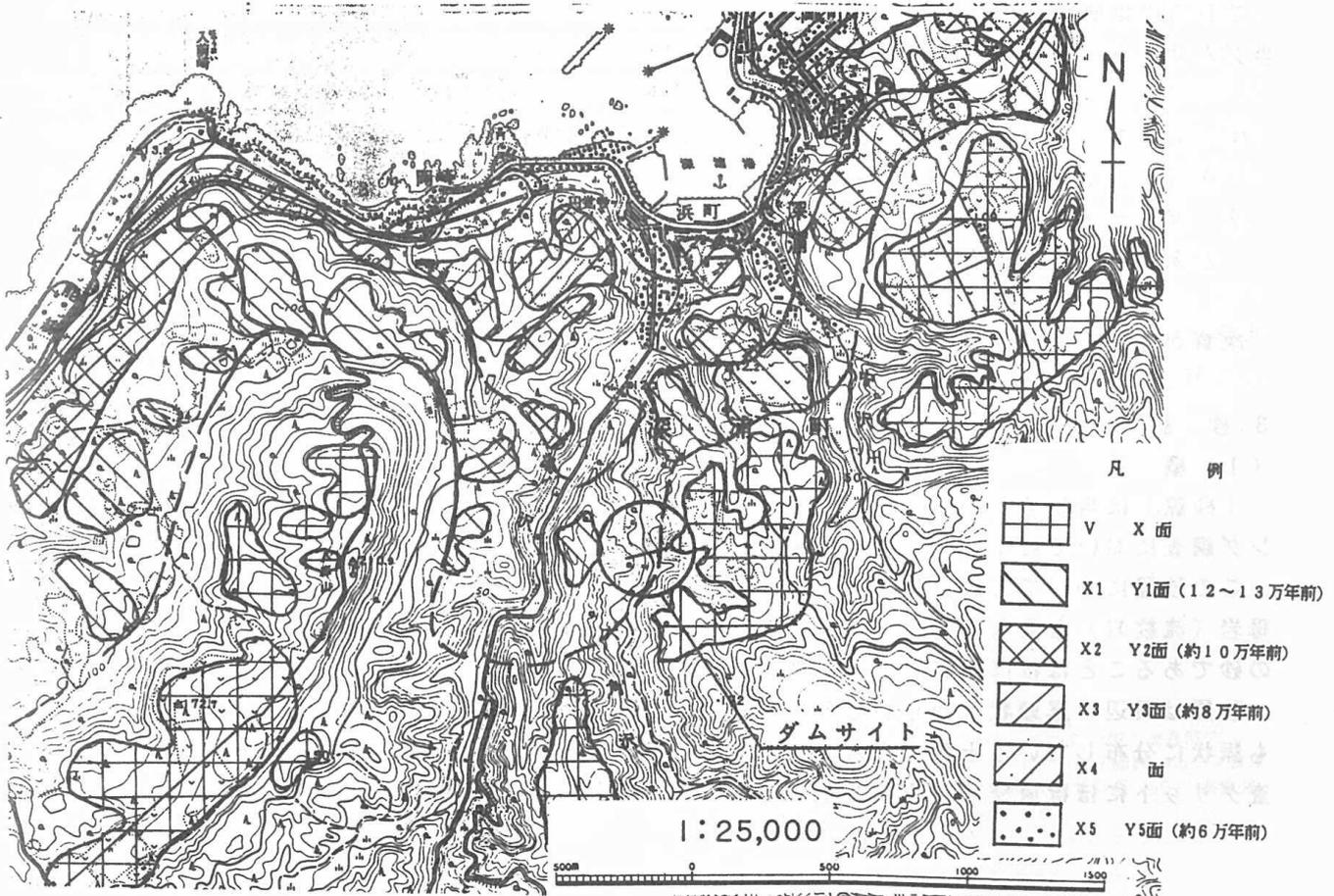


図-1 ダムサイト付近の地形と海成段丘面の分布

(2) 地質概要

表-1にはダムサイトの地質層序を、図-2にはダムサイトの模式断面図を示している。

ダムサイトの地質は基盤岩が新生代新第三紀中新世の地層よりなり、下位より流紋岩溶岩、凝灰角礫岩、凝灰岩等からなる。被覆層は第四紀洪積世～沖積世の段丘堆積物（海成段丘、河成段丘）および現河床堆積物等が分布している。

表-1 ダムサイトの地質層序

第 四 紀	沖 積 世	rd	現河床堆積物
		△ dt △	崖錐堆積物
紀	洪 積 世	○ tr 2 ○	河成段丘堆積物
		○ tr 1 ○	河成段丘堆積物
		sd	砂 脈
新 第 三 紀	大 戸 瀬 層	○ trn ○	海成段丘堆積物
		Tf	凝 灰 岩
		Tb	凝 灰 角 礫 岩
		Rh	流 紋 岩
		D	流紋岩貫入岩

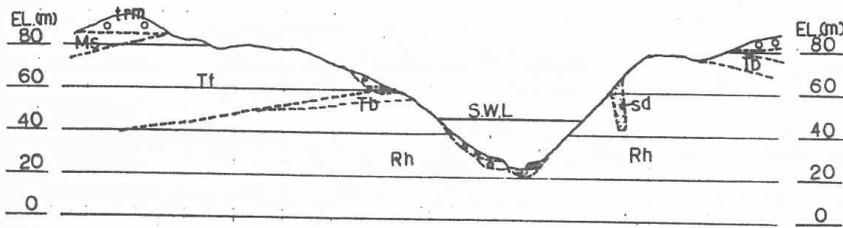


図-2 ダムサイトの模式地質断面

これらの地質状況のうち、ダム地質上の問題点として次の2点が挙げられ、これらはいずれも当ダムサイトが海岸地域であるために形成されたものである。

- ① 右岸アバット部付近に基盤岩を削り込んで新生代第四紀の海成堆積物（砂脈；sd）が分布している。
- ② ダムサイト下流側の河床部は、埋没谷となっており沖積層が厚く堆積しており、着岩深度が深い。

次章からは①の砂脈の調査および試験とそれらの結果について示す。

3. 砂 脈

(1) 概 説

「砂脈」は当初分布が想定されていなかったが、ダムサイトのグリッド沿いに実施したボーリング調査において右岸アバット部に未固結の砂層が分布しているのが確認された。

この砂層についてX線分析および顕微鏡による粒径、粒子形状の分析を行ったところ、周辺の母岩（流紋岩）と異なる岩片（安山岩等）の円礫、円磨された砂、シルトよりなっており、海成の砂であることはほぼ確実であると判定された。

砂層は周辺の露頭状況から、基盤岩を溝状に削り込んで堆積しているものと推定され、あたかも脈状に分布していると考えられることから「砂脈」と呼んだ。また、この「砂脈」の分布は調査グリッドにほぼ直交する方向で上下流方向に連続するものと推定した。

一方、②の緩みによる成因については、試掘横坑での基盤岩の状況と砂脈周辺での透水試験（ルジオンテスト）の結果から、砂脈周辺には著しい緩みは認められないため否定された。

以上のことから、砂脈の成因は①であろうと解釈した。

（４）性 状

砂脈の性状は、原位置および室内試験の結果、未固結の砂層としてはしまり良好であり、透水性も低い、剪断強度の面ではこれを直接重力式コンクリートダム基礎として利用するには問題があり、ダム基礎に分布する場合には掘削除去等の対策が必要と考えられた。

（５）砂脈の連続性

砂脈の連続性は試掘横坑の観察の結果と地表踏査の結果から、当初の想定通り調査グリッドにほぼ直交する方向で右岸アバット部の上下流方向に連続すると判断された。

また、上流側への連続性は想定ダム軸沿いのサーチャージ水位レベルに水平ボーリングを実施して確認を行った結果、分布は確認されず図-4に示すような連続性を示しているものと考えられた。従って、現在の想定ダム軸では掘削面の一部に分布するものの、ダムへの直接の影響はないものと判断された。

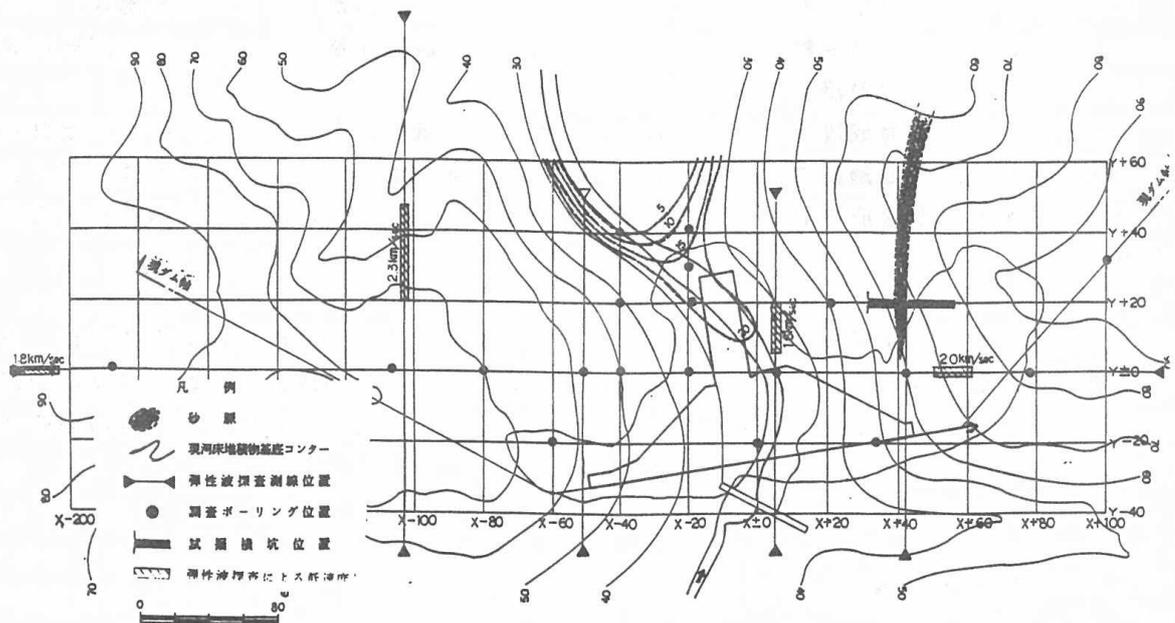


図-4 砂脈の分布状況

4. おわりに

本論では調査の当初では分布が推定されなかった砂脈について、調査の概要とその結果を簡単に述べた。また、1章に示した厚い沖積層の堆積についても海岸地域のみならず、内陸部の海岸地域での特徴的な事象と考えられる。

今後、このような地域にダムサイトを選定するような場合には、本論で述べた事象も少なからず参考にいただければと思います。 以上

岩手県土木部 本間 健一郎

1. はじめに

ダム建設において堤体の設計・施工に必要な基礎地盤情報（①合理的なダム堤体の配置（座取り）、②基礎地盤掘削線、③岩盤設計強度）を正確に調査・記載・設定し、施工場面で反映させていくことは重要なことである。また、ダム建設ばかりでなくトンネル・道路等の切取法面・橋梁基礎・砂防ダム等の土木工事においても同様であると考えられる。

施工段階のダムでは調査・記載・設定はすでに終了し、設計に用いた基礎地盤情報が施工場面で現れているかどうかを判断することが求められている。つまり、ダムコンクリートを支える岩盤の設計強度が満されているかどうかを判断し、満されていない場合、または、満されていてもコンクリートの着岩上不都合な場合には適切な処理を行うことが求められる。

今回、北上山地におけるダムの地質工学的特徴に対応した岩着面処理の施工事例を紹介することを目的とし、ダム周辺の地質概要・ダムサイトの地質工学的特徴について記載を行い、岩盤区分表を施工場面で使いやすいように整理した事例、ダム岩着面処理の施工事例について紹介する。

2. 地形・地質

ダムは、釜石市西方の甲子川と小川川の合流点の約5.5km上流付近、早池峰構造帯に位置し下位からダムサイト東部の蛇紋岩を伴う断層と接する早池峰複合岩類、ダムサイト左岸側は大畑層・右岸側は仙磐山層、ダムサイト北東部の北川目流域では前期白亜紀花崗岩類が大畑層を貫いて分布している（図-1）。

今回、ダムサイトの地層として従来用いていた“松倉層”という名称を用いず、“左岸側は大畑層・右岸は仙磐山層”という名称を用いる。これはダムの地質調査が1970年代に開始されたため、ダム周辺にはペルム紀の松倉層が分布するという当時の地質情報をダム建設上現在も使用しているためである。また、今回、“仙磐山が大畑層を整合で覆い一部指交関係にある”とされていた従来の層位関係は、以下に示す諸事実から仙磐山層が大畑層を整合で覆い、一部漸移関係にあることが明らかになった（図-2）。①ダムサイト中央付近では仙磐山層の凝灰質細粒砂岩が大畑層の細粒砂岩優勢細粒砂岩頁岩互層を整合で覆うのが観察される。②ダムサイト他の境界付

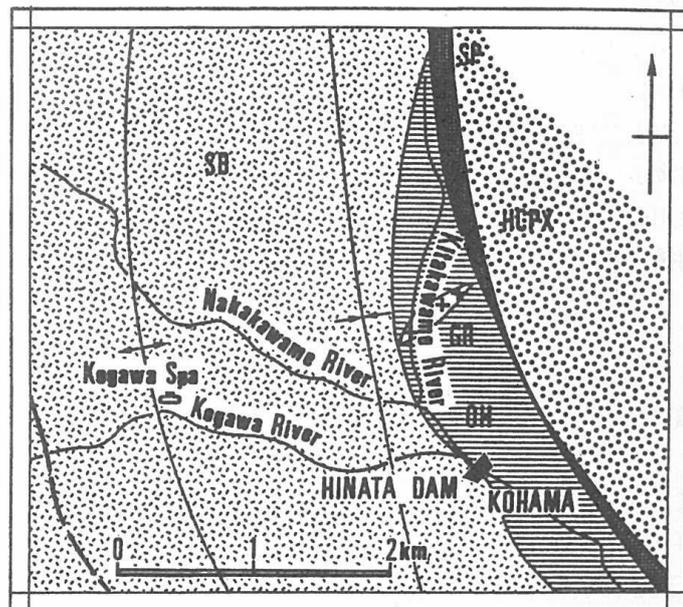


図-1 ダム周辺地質図

近では、仙磐山層の凝灰質細粒砂岩が大小さまざまなブロックとして大畑層の細粒砂岩優勢細粒砂岩頁岩互層に取り込まれている岩相が観察される。

3. ダムサイトの地質工学的特徴

①左岸のトップリング

左岸では調査横坑T1-4, 5, 6, 7坑で地層が川側へ湾曲転倒している状況と破碎部が認められる(図-3)。

EL. 168.500のT1-5では風化・細片化が進み、褐色の地表流入粘土を伴う1cm~10cm間隔の開口割れ目が認められる。割れ目の傾斜は横坑全体を通し40~60° Eと山側へ緩傾斜を示す。

EL. 140.000のT1-4, 7では、横坑深度30~40m付近を境に切羽側では風化は認められず、割れ目間隔も10cm以上で地表流入粘土も一部でしか認められない。割れ目の傾斜は坑口側では60~70° Eと山側へ緩傾斜を示すのに対し、切羽側では70~90° Eと急傾斜を示す。

EL. 120.000のT1-6ではT1-4, 7の切羽側と同様である。割れ目の傾斜は河床部露頭とほぼ同様の80~90° Wの走向傾斜を示す。

以上の様な地質構造として、“褶曲”構造が考えられる。しかし、ダムサイトの地質は左岸が大畑層、右岸が仙磐山層と岩相が異なり“褶曲”構造ではない(図-1)。これらのことから、ダムサイト左岸は川側へ湾曲しているトップリング構造を持つことが明らかになった(図-4)。なお、ダム基礎岩盤掘削後、左岸が川側へ湾曲している構造は実際に観察された。

地質時代	ダム基準層序 金属鉱物探査促進事業団 (1972)	大沢(1983)	本研究(1994)
白 亜 紀	前期白亜紀花崗岩類 +++++	前期白亜紀花崗岩類 +++++	前期白亜紀花崗岩類 +++++
		仙磐山層 一部整合・指交	仙磐山層 一部整合・漸移
ジュ ラ 紀		大畑層	大畑層
三 畳 紀			
ペ ル ム 紀			
		松倉層	

図-2 ダム周辺地質層序図

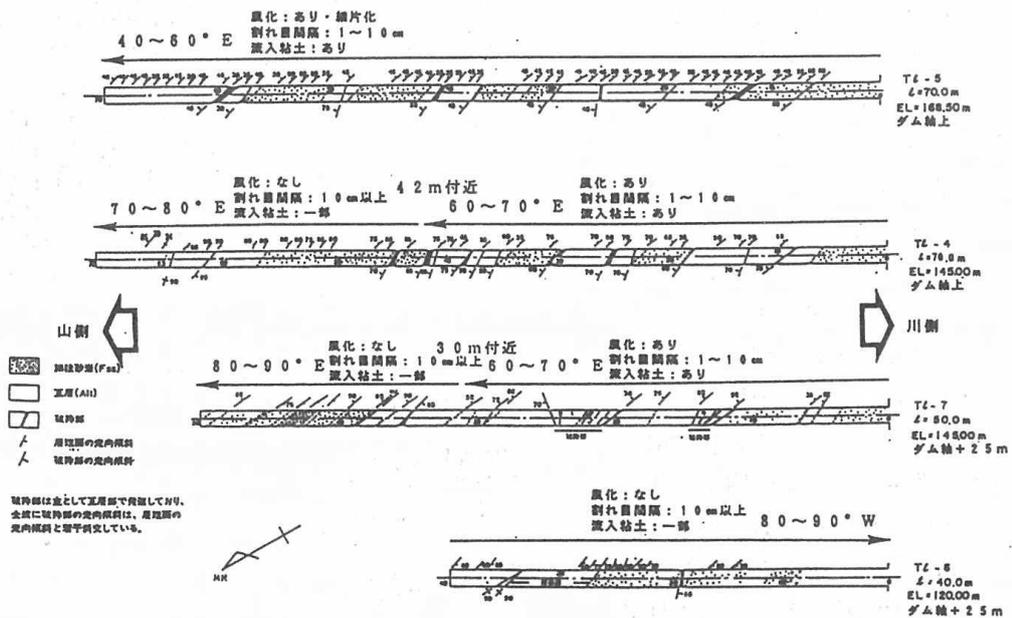


図-3 ダムサイト左岸調査横坑の断裂の状況

②右岸の変質を伴う断層

右岸では、ボーリングBr-11~15, 25, 26, 28孔, 調査横坑Tr-1, 3, 8, 9坑で粘土化の著しい変質帯を伴う断層Fr-1~5が5条確認されている。この変質帯は強変質部と弱変質部に区別できる。強変質部は断層に沿って分布し変質帯の中心部を構成し、青灰色~白色の変質粘土を伴い、ハンマーのピック部分が容易に刺さる程度まで軟弱化している。一方、弱変質部は強変質部の周辺に分布し変質帯の周辺部を構成している。弱変質部は割れ目は多いが、ハンマーのピック部分は容易には刺さらない状態である。この変質部分は目視観察において部分的に黄鉄鉱、石英脈が観察される。

また、X線分析では石英・緑泥石・絹雲母および黄鉄鉱が認められる。これら粘土化の著しい変質帯は、N30~40°W, N70~80°W方向の割れ目に規制されている。また、全体としては幅約50mの変質劣化ゾーンを構成していると見なせ、主断層の延長方向からN70~80°W方向に延長しているものと推定される(図-5)。

4. 岩盤区分表の整理

現在、当ダムでは岩盤区分表の岩級を設計

条件と対比させながら適切な施工を行う段階にあり、今までのところ所定の設計条件を満足した岩盤にコンクリートを打設している。当ダムの岩盤区分表はボーリングコア・調査横坑での風化状況・割れ目などの目視観察・ハンマー打診結果で得られた岩盤性状に弾性波速度・ルジオン値・限界圧力・岩盤せん断試験の力学的試験値を対応させ岩盤分類を行っている(表-1)。

しかし、この岩盤区分表は岩盤性状の分類要素(岩種・硬軟・風化・変質・割れ目など)が定性的な文章で記述表現されているため、施工場面において岩盤が設計条件を満足しているかどうかを判断しにくい状態であった。そこで、日向ダムの岩盤を評価するのに有意な分類要素を抽出し改めて岩級区分表を施工場面で使いやすいように整理した(表-2)。

岩級区分表の整理をするにあたっては、現状の岩級区分表からコア形状・岩質・割れ目間隔・割れ目の種類、状況・ハンマー打診などの分類要素を抽出し、各岩級において分類要素を組み合わせ順序をつけて配置した。また、施工場面における岩盤スケッチの岩級を併記し、常にクロスチェックできるようにした。

以上の結果、施工場面における岩盤の分類要素が定量的もしくは半定量的に評価できるようになり、この評価の組み合わせより岩級をより総合的に評価できるようになった。例えば、岩盤スケッチにおけるD級岩盤は「岩質:完全に軟質化・割れ目状況:強風化帯では開口ぎみで流入粘土を多く挟在・ハンマー打診:ハンマーピック部分で容易に碎ける」という3つの分類要素により評価できるようになった(表-2)。

5. 岩着面処理の施工事例

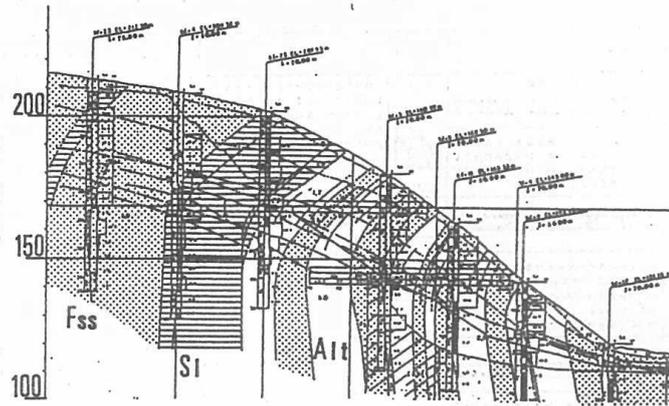


図-4 ダムサイト左岸トプリング状況

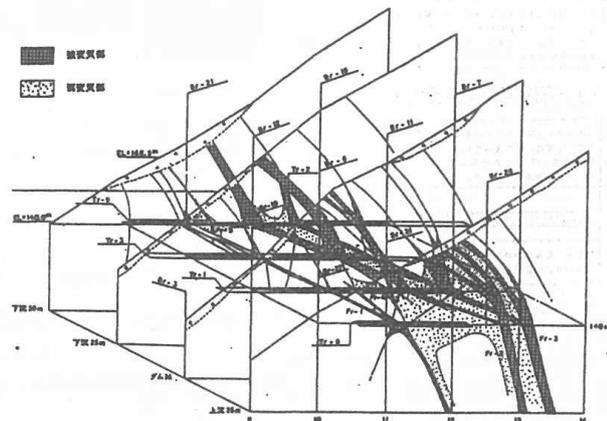


図-5 ダムサイト右岸変質帯パネルダイアグラム

前述したように、当ダムは現在のところ所定の設計強度を満足した岩盤にコンクリートを打設している。

しかし、ダム堤体と基礎岩盤の接合部分は、ダムの安定性を確保するうえで最も重要な部分であり、岩盤とコンクリートとの密着が妨げられれば、強度上あるいは浸透水により不均一な接合部分や“みず道”を形成する恐れがある。従って、一般的にはコンクリートを打設する前に岩盤清掃（岩盤表面の泥・ゴミ・砂などの処理）・浮き石の除去・断層処理・変質帯処理・クラック処理・湧水処理・チッピングなどの岩着面処理が行われる。当ダムの場合、地質・地質工学的特徴が左右岸で異なることから、岩着面処理の方法も左右岸の地質・地質工学的特徴に対応して大きく異なっている（表一3）。

以下におもな岩着面処理の事例と施工上の留意点を述べる

①岩盤清掃

岩盤とコンクリートとの密着が妨げられないよう岩盤表面の泥・ゴミ・砂などブラシなどを用いて清掃している。洗浄水が使えないよう岩盤状態では、エアールを用いている。

②浮き石の除去

浮き石やオーバーハングしている石はコンクリートとの密着が妨げられる恐れがあるので除去する。但し、取り除くことによって周囲の岩盤を緩ませないように十分に留意している。

③断層のデンタルワーク処理

ダムサイトで認められる断層は小規模で幅約20cm以下である。そこで断層粘土を溝を刻むように取り除くデンタルワークを施している。この際、断層壁面に断層粘土を残さないように留意している。

④破碎部の処理

破碎部やその周辺は劣化が進んでいるので、ピックハンマーやバールなどで掘りこみプラグコンクリートで置き換えダム堤体側コンクリートにクラックが生じないように鉄筋補強を行った。

⑤変質帯処理

ダムサイトで認められる変質粘土は水分を含むと泥状化し膨潤する。従ってモルタル吹付で保護し、打設直前にモルタルを1リフト分づつはぎ取り泥状化した部分を除去し、所定の岩級が確認されるまでツルハシやハンマーを用いて掘り込み時間をおかずに打設している。泥状化した部分を除去した後の岩盤清掃は水洗いをすると再び膨潤するので水洗いは出来ないためエアールを用いている。上部の岩盤からにじんでくる水分をスポンジを用いて変質帯にしみ込まないように防ぐと効果的である。

⑥流入粘土の処理

流入粘土は竹べらなどを用いて除去し、残った部分はワイヤブラシなどで擦り取り水洗いしている。

6. まとめ

当ダムダムサイトは左岸が細粒砂岩優勢細粒砂岩頁岩互層の大畑層で川側へ湾曲しているトップリング構造・右岸側は凝灰質細粒砂岩の仙磐山層で粘土化の著しい変質帯を伴う変質劣化ゾーンで特徴づけられ地質・地質工学的特徴が異なり岩盤評価の基準・岩着面処理の方法もこれに対応して異なっている。

表一3 地質・地質工学的特徴と岩着面処理

	左岸	右岸
地質	大畑層 砂岩優勢 細粒砂岩頁岩互層	仙磐山層 凝灰質細粒砂岩
地質工学的特徴	トップリング構造	変質帯
おもな岩着面処理		
①岩盤清掃	○	○
②浮き石の除去	○	△
③断層のデンタルワーク処理	△	△
④破碎部の処理	◎	△
⑤変質帯処理	—	◎
⑥流入粘土の処理	◎	—

◎：特徴的に行われるもの

△：時に行われるもの

○：一般的に行われるもの

—：あまり行われないもの

7. あとがき

岩着面処理はどのダムにおいても普遍的に行われる作業である。しかし、ダムサイトの地質状況は様々であり地質・地質工学的特徴に対応した処理が求められるものであると考えている。

参考文献

- 1) 金属鉱物探鉱促進事業団 (1972b) : 昭和46年度広域調査報告「遠野地域」, 通商産業省, pp. 1-52.
- 2) 大沢正博 (1983) : "早池峰構造帯" の地質学的研究, 東北大学地質古生物研報, pp. 1-27.

「東北地方の内陸盆地における地下水質」

東北農政局 阿部栄一

1 はじめに

東北地方は主な農業用地下水利用地帯が19地帯あり、そのうち内陸盆地は9地帯で、多雪地帯である日本海側に6地帯も分布している。これらはほとんどが構造性の盆地で、隆起帯である奥羽山系と接している。そのため砂礫の供給が多く、多くの扇状地を盆地内に形成している。このような扇状地群は雪解け水等に涵養された地下水が豊富なことから、今回対象とした3つの内陸盆地（米沢盆地・横手盆地北部・同南部）においても農業用をはじめ様々な用途の地下水利用がなされてきている。

東北農政局では農業用地下水利用の保全を目的に、地下水位を長期間観測する調査をこれらの内陸盆地で順次実施中であるが、この調査の一環と地下水質の特徴と地下水流動機構の関係についてとりまとめたので報告する。

なお調査した地域は図1に示す3地帯でそれぞれのサンプル数は以下の通りである。

	浅井戸	深井戸	計
米沢盆地	39	31	70
横手盆地南部	48	11	59
横手盆地北部	31	15	46
合計	118	57	175

凡 例

- 1: 完新世堆積物 2: 更新世後期堆積物
 3: 鮮新世～更新世前期堆積物
 4: 後期更新世～完新世火山岩類
 5: 鮮新世～前期更新世火山岩類 6: 先鮮新世堆積物
 7: 湖沼

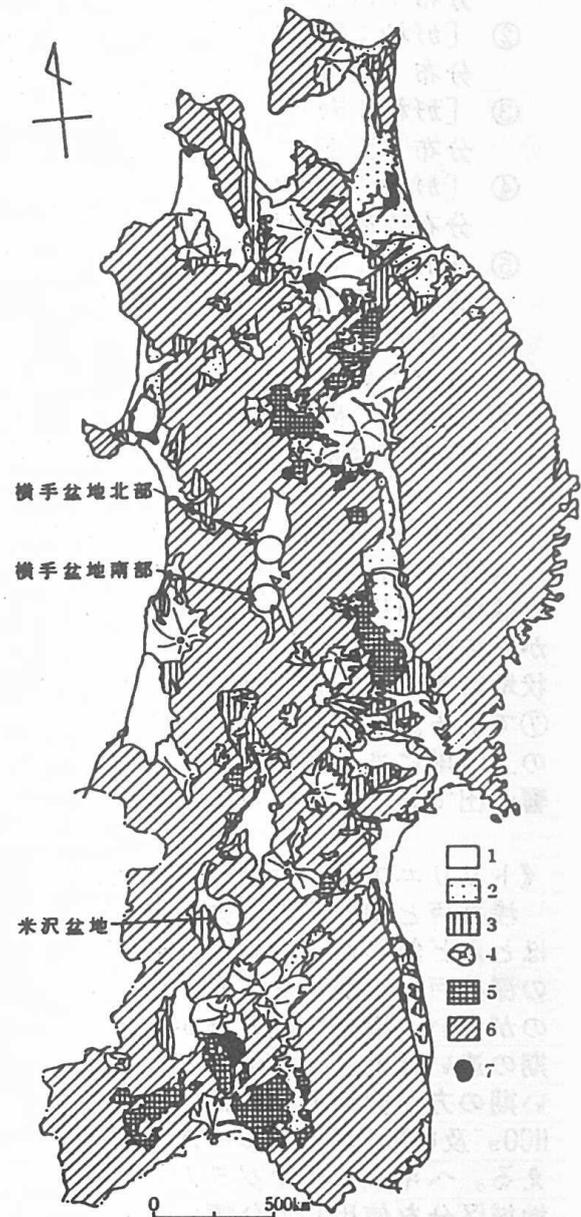


図1 調査位置図（日本の地下水より）

2 米沢盆地

奥羽山脈と朝日・飯豊山地に東西を、白鷹山地と吾妻火山列に南北を挟まれた構造盆地（置賜盆地）を、更に低平な玉庭丘陵が東西に二分したうちの東側の盆地である。盆地内の縁辺部には、最上川・鬼面川・吉野川などの河川沿いに扇状地形がみられ、特に南側吾妻山系からの砂礫層の供給が大きく、河川は北側に押しやられている。水文地質的には新第三系の中新統が基盤となっている。地下水は第四系からほとんど取水しているが、一部盆地西部の玉庭丘陵では鮮新統の手の子層などからも取水されていることがある。

《ヘキサダイアグラム》(図2)

ヘキサダイアグラムの形状による分類を行うと、大きく7種類に分類される。同じ地域における浅井戸と深井戸の差はほとんど無い。

①	[カチオン: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} = \text{Na}^+ + \text{K}^+$]	[アニオン: $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$]	溶存イオン合計量	小
②	[カチオン: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} = \text{Na}^+ + \text{K}^+$]	[アニオン: $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- = \text{SO}_4^{2-}$]	〃	大
③	[カチオン: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$]	[アニオン: $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- = \text{SO}_4^{2-}$]	〃	小
④	[カチオン: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$]	[アニオン: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} = \text{Cl}^-$]	〃	小
⑤	[カチオン: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$]	[アニオン: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} = \text{Cl}^-$]	〃	大
⑥	[カチオン: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$]	[アニオン: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} = \text{Cl}^-$]	〃	大
⑦	[カチオン: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+}$]	[アニオン: $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$]	〃	大

分布: 盆地北部及び南部の深井戸に局所的に分布

このほかに、溶存イオン量が少ない河川水的なものが各扇状地のの上流側に分布している。

本地区は、扇状地の違い(あるいは涵養河川の違い)及び涵養域からの距離により区分され、各扇状地群が①~⑥、盆地中央低地が⑦である。①については、雄物川の上流域にある酸性河川松川の影響が出ているものと考えられる。

《トリリニアダイアグラム》(図3)

浅井戸と深井戸の区分との違いほとんど無いが、盆地中央部付近の深井戸が炭酸ナトリウム型のものが多い。灌がい期と非かんがい期の違いはほとんど無いが、灌がい期の方が非かんがい期に比べて HCO_3^- 及び Na^+ が多少多いように見える。ヘキサダイアグラムによる地域区分を使用して分類すると、 HCO_3^- の割合が少ないものから

①③→②④⑤⑦→⑥,

さらに HCO_3^- の割合が中間的なものの中でアルカリが少ないものから

②→④→⑤→⑦

と区分される。また同じ扇状地においても下流側の方が $\text{Na}^+ \cdot \text{HCO}_3^-$ に富むように見える。これは地下水の滞留時間が長いと考えられる。

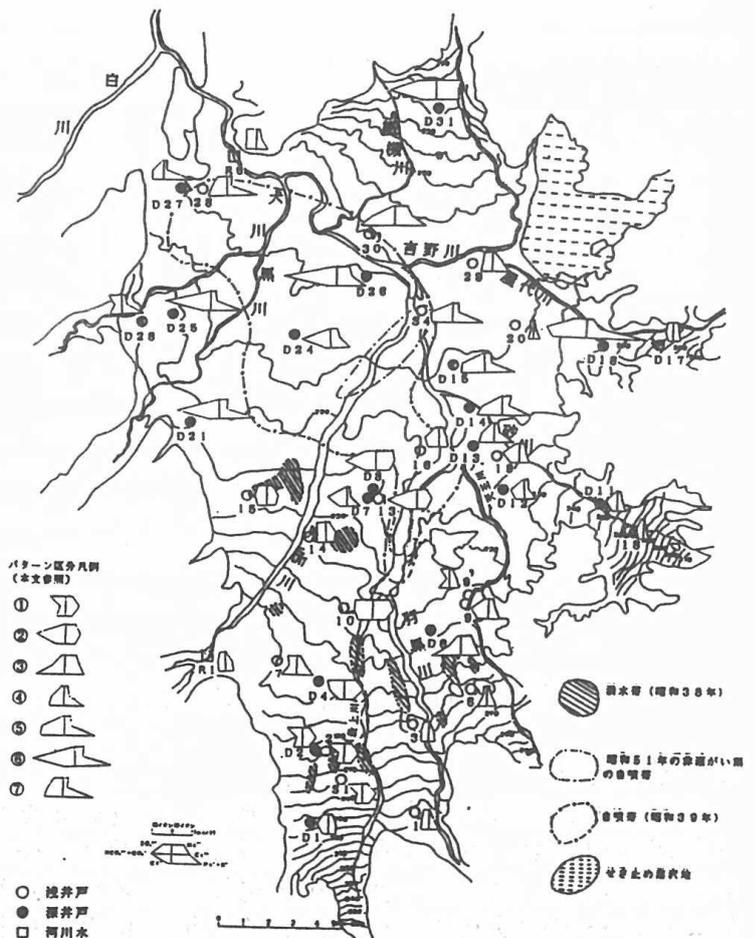


図2 米沢盆地におけるヘキサダイアグラム分布図

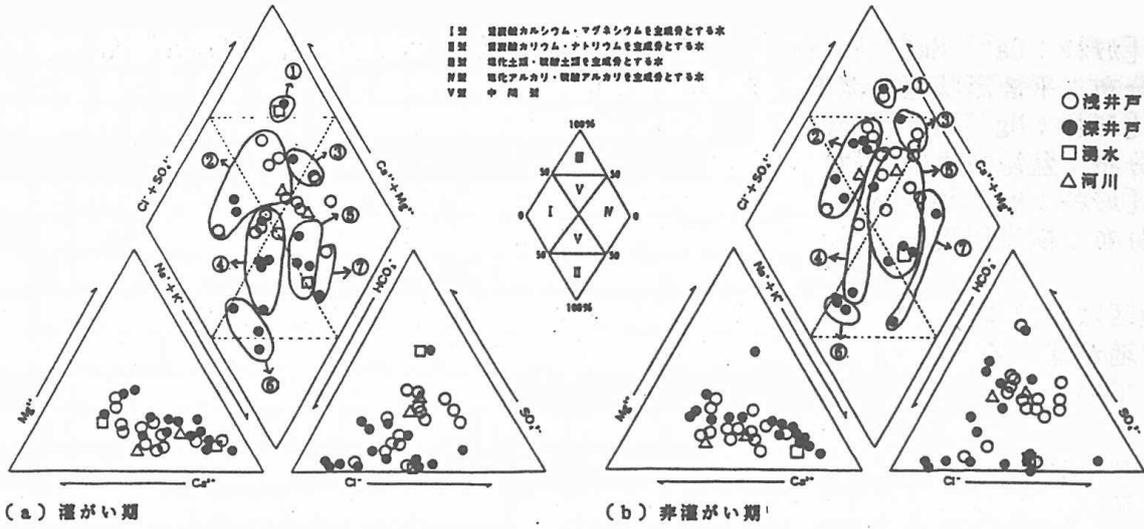


図3 米沢盆地におけるトリリニアダイアグラム
番号は本文による

3 横手盆地南部

横手盆地は、東側を急峻な奥羽山脈、西側を低平な出羽丘陵に画された、南北約50km東西12~15kmの陥没性構造盆地である。盆地東縁は南北方向西落ちの衝上断層が幾条か走り、それによって主に東部から盆地内に砂・砂礫を主体とした堆積物が供給され、扇状地が発達している。そのため主河川である雄物川は盆地西寄りに追いやられている。盆地の基盤を成すのは新第三系の堆積岩・火砕岩であり、その深度は最深部で200m程度に及ぶと推定される。盆地内を埋めている第四系の砂礫層が良好な帯水層となっている。

水質分析は、主に横手盆地南部に広がる平鹿扇状地にある井戸を対象にしている。本扇状地は、奥羽山系に源を発する成瀬川・皆瀬川の両大河川により供給された砂礫より形成され、東西12km南北15kmの範囲に及んでいる。

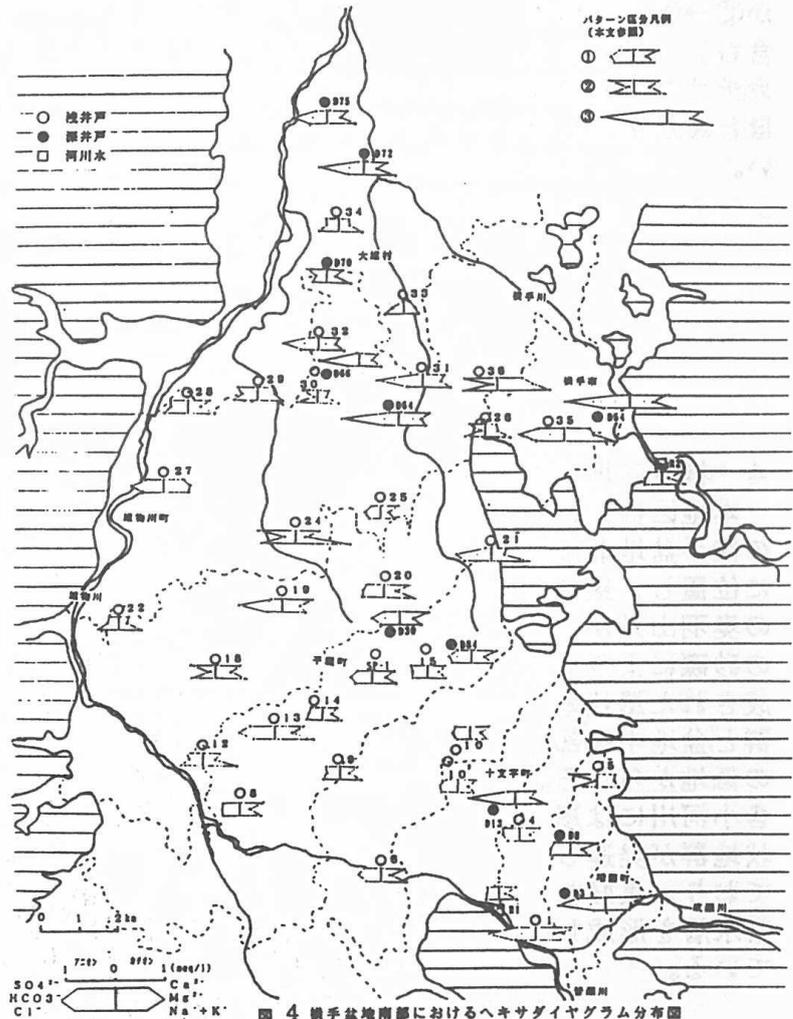


図4 横手盆地南部におけるヘキサダイアグラム分布図

《ヘキサダイアグラム》(図4)

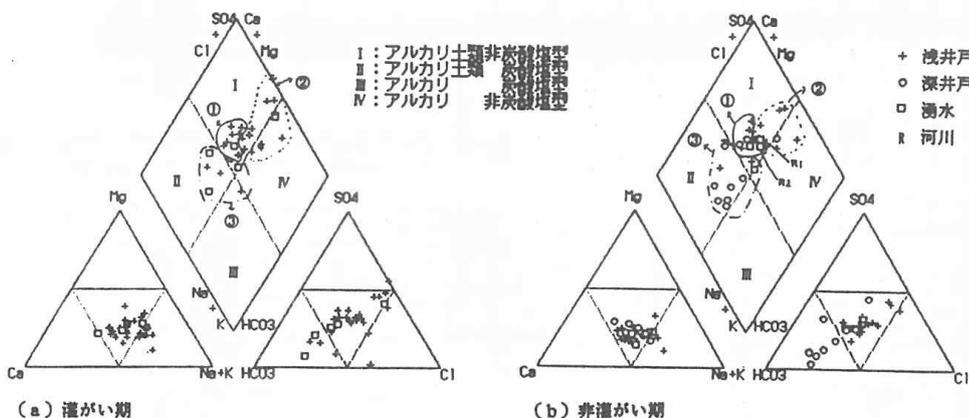
ヘキサダイアグラムの形状による分類を行うと、大きく3種類に分類される。同じ地域における浅井戸と深井戸の差はほとんど無い。

- ① [カチオン: $Ca^{2+} > Mg^{2+} = Na^+ + K^+$] [アニオン: $HCO_3^- > SO_4^{2-} = Cl^-$] 溶存イオン計量 小
分布: 平鹿扇状地上流部, 横手川河川水
- ② [カチオン: $Mg^{2+} = Na^+ + K^+ > Ca^{2+}$] [アニオン: $Cl^- = SO_4^{2-} > HCO_3^-$] " 小
分布: 盆地中央部~西部の低地
- ③ [カチオン: $Mg^{2+} = Na^+ + K^+ > Ca^{2+}$] [アニオン: $HCO_3^- > SO_4^{2-} = Cl^-$] " 大
分布: 横手川流域, 局所的に2ヶ所(平鹿扇状地上流及び下流部)

本地区は、扇状地の違い及び涵養域からの距離により区分され、平鹿扇状地が①、横手川扇状地が③、各扇状地下流部~盆地中央低地が②である。その他として、局所的に③が分布している。

《トリリニアダイアグラム》(図5)

浅井戸と深井戸の区分との違いほとんど無いが、深井戸の方がアルカリ土類炭酸塩型側に多い。灌がい期と非灌がい期の違いはほとんど無い。ヘキサダイアグラムによる地域区分を使用して分類すると、 HCO_3^- の割合が少ないものか②→①(河川水含む)→③となり、カチオンの割合はほとんど変化しない。



(a) 灌がい期 (b) 非灌がい期

図5 横手盆地南部におけるトリリニアダイアグラム
番号は本文による

4 横手盆地北部

本地区は前述の横手盆地北部に位置し、東部の奥羽山系からの砂礫により形成された扇状地群と盆地中央部の低地からなる。各小河川には扇状地群が発達しており、良好な帯水層を形成している。

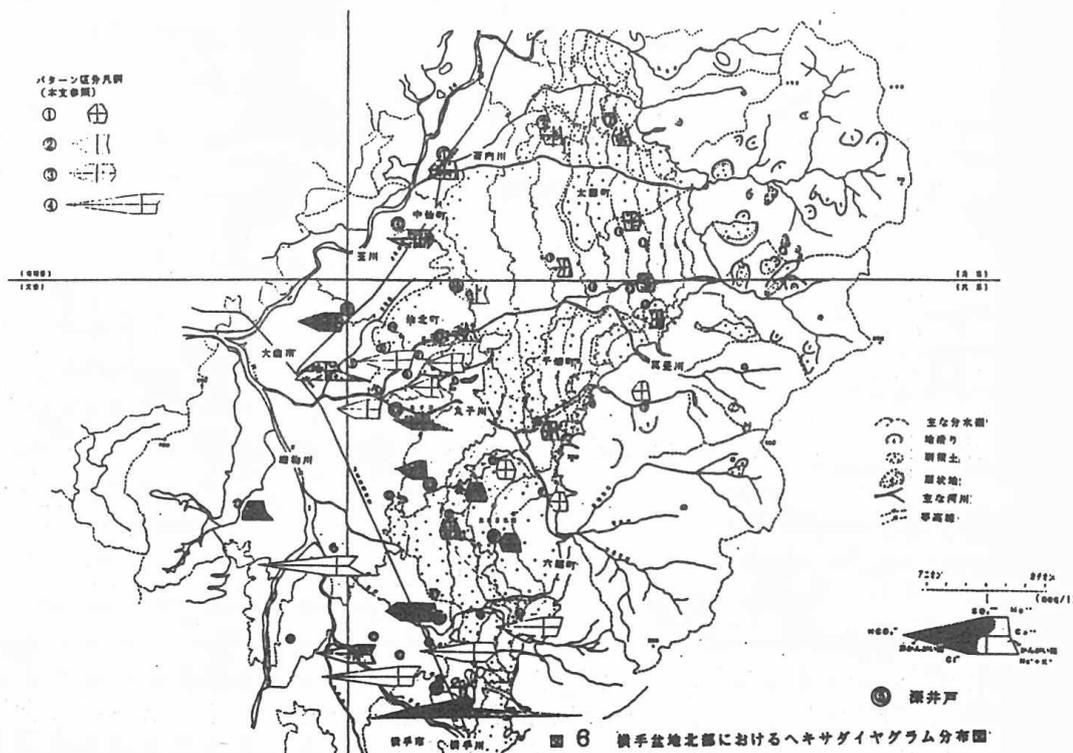


図6 横手盆地北部におけるヘキサダイアグラム分布図

《ヘキサダイアグラム》(図6)

同じ地域における浅井戸と深井戸の差はほとんど無い。ヘキサダイアグラムの形状による分類を行うと、大きく4種類に分類される。

- ① [カチオン: $Mg^{2+}=Ca^{2+}=Na^++K^+$] [アニオン: $SO_4^{2-}=HCO_3^-=Cl^-$] 溶存イオン合計量 小
分布: 盆地東部の扇状地群
- ② [カチオン: $Mg^{2+}=Na^++K^+>Ca^{2+}$] [アニオン: $HCO_3^->Cl^->SO_4^{2-}$] " 中
分布: 扇状地群扇端~盆地中央低地
- ③ [カチオン: $Ca^{2+}>Mg^{2+}=Na^++K^+$] [アニオン: $HCO_3^->SO_4^{2-}=Cl^-$] " 大
分布: 盆地中央低地(玉川流域)
- ④ [カチオン: $Mg^{2+}=Na^++K^+>Ca^{2+}$] [アニオン: $HCO_3^->>SO_4^{2-}=Cl^-$] " 大
分布: 横手川流域

そのほか局所的に $Na^+ \cdot Cl^-$ に富んでいるものが分布している。

本地区は、涵養域からの距離及び扇状地の違い(特に横手川流域)により区分され、盆地東部の扇状地群が①、横手川扇状地が④、扇状地群扇端~盆地中央低地が②、玉川流域が③である。

《トリリニアダイアグラム》(図7)

浅井戸と深井戸の区分との違いほとんど無い。灌がい期と非かんがい期の違いはほとんど無いが、非灌がい期の方が多少 HCO_3^- 側に寄っている。ヘキサダイアグラムによる地域区分を使用して分類すると、 HCO_3^- の割合が少ないものから①→③→②④となり、カチオンの割合はほとんど変化しない。また Na^+ が多く、非炭酸ナトリウム型に分類されるものもある。

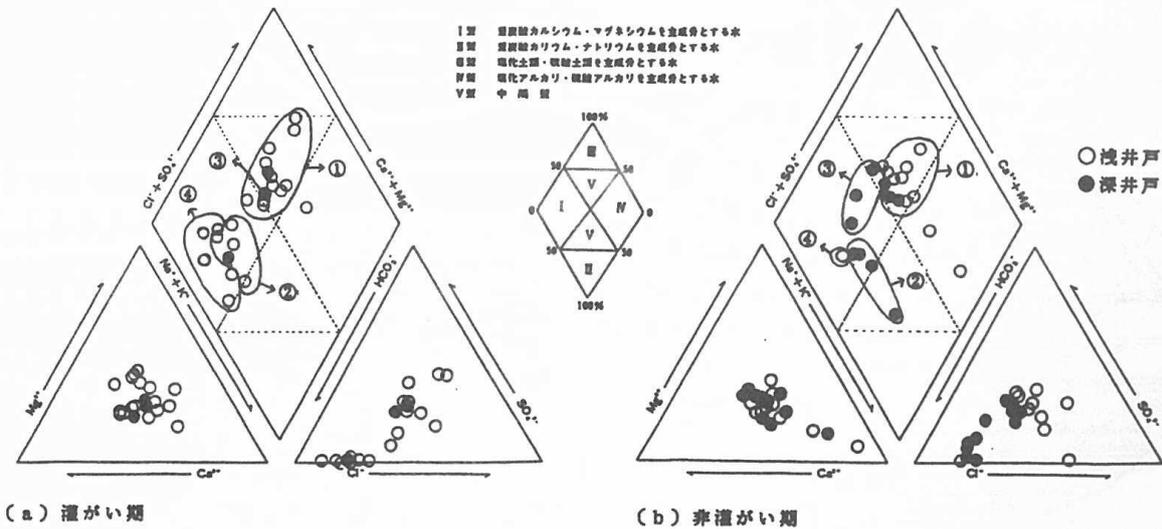


図7 横手盆地北部におけるトリリニアダイアグラム
番号は本文による

3 まとめ

- 各内陸盆地において、ヘキサダイアグラムによる地域区分として、扇状地による区分（河川による区分）、涵養域からの距離による区分がある程度可能であった。
- 各盆地毎のヘキサダイアグラムの分布をみると、扇状地から盆地中央低地に地下水が流れていくにしたがって、 HCO_3^- が増加するもの（米沢盆地・横手盆地北部）、 HCO_3^- が減少するもの（横手盆地南部）の2つのパターンがある。後者横手盆地南部②のパターンは、ほとんどが浅井戸であることから地上からの影響を受けている可能性もある。
- 3つの内陸盆地におけるトリリニアダイアグラムにおいて、灌がい期と非灌がい期との差は少ない。

《参考文献》

- 東北農政局計画部（1978）：農業用地下水調査山形・福島地区調査報告書
「山形県水文地質図集」
- 東北農政局計画部（1982）：農業用地下水調査青森・秋田地区調査報告書
「青森県及び秋田県水文地質図集」
- 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会（1987）：日本の地下水
- 東北農政局計画部（1989）：農業用地下水調査報告書「横手盆地南部地区の水文地質」
- 東北農政局計画部（1992）：農業用地下水調査報告書「米沢盆地の水文地質」

高密度電気探査による崩壊切土のり面調査事例

川崎地質(株)

大竹 照光

○檀淵 俊樹

1. はじめに

切土やトンネル地山等の大局的な地質構成を把握する手法として、これまで主に弾性波探査が実施されてきた。しかし、地質構造によっては弾性波探査の適用に限界のあることも多々指摘されている¹⁾。

近年、弾性波探査と併用し地質解析の高度化を図る手段として高密度電気探査²⁾が注目されており、その適用事例も増加の傾向にある。高密度電気探査は、電気探査の一種であるが、測点数を高密度とし自動解析することによって地盤の比抵抗分布を高精度で得ることができる手法である。

筆者らは、切土地山の地質状況が弾性波探査による事前の想定と異なる場合について、施工中の調査手段として高密度電気探査を適用した。ここではその結果と適用性について報告する。

2. 調査の概要

本地域には広く中生代堆積岩(粘板岩)の分布をみるが、対象切土はこの堆積岩地域に貫入した長石斑岩とひん岩とから構成されている。事前調査による速度層区分は上位から地形に沿う形の分布を示したが、切土施工中、弾性波速度1.0km/s層中に新鮮な硬質岩体が大きく現れ、その周辺には風化による流れ盤亀裂が形成され、施工中の降雨時にこの流れ盤に沿って表層崩壊が発生した。

また、長石斑岩とひん岩との貫入境界部には破碎帯が形成され、厚さ2m程度で切土面に連続することから、この破碎帯の分布状況によっては大規模な崩壊を招く危険性が懸念された。

そのため、地質構造の解明の他破碎帯の分布状況をも把握する観点からボーリング及び高密度電気探査を実施した。ボーリング及び高密度電気探査測線の配置・地表踏査による想定地質断面を図1に示す。

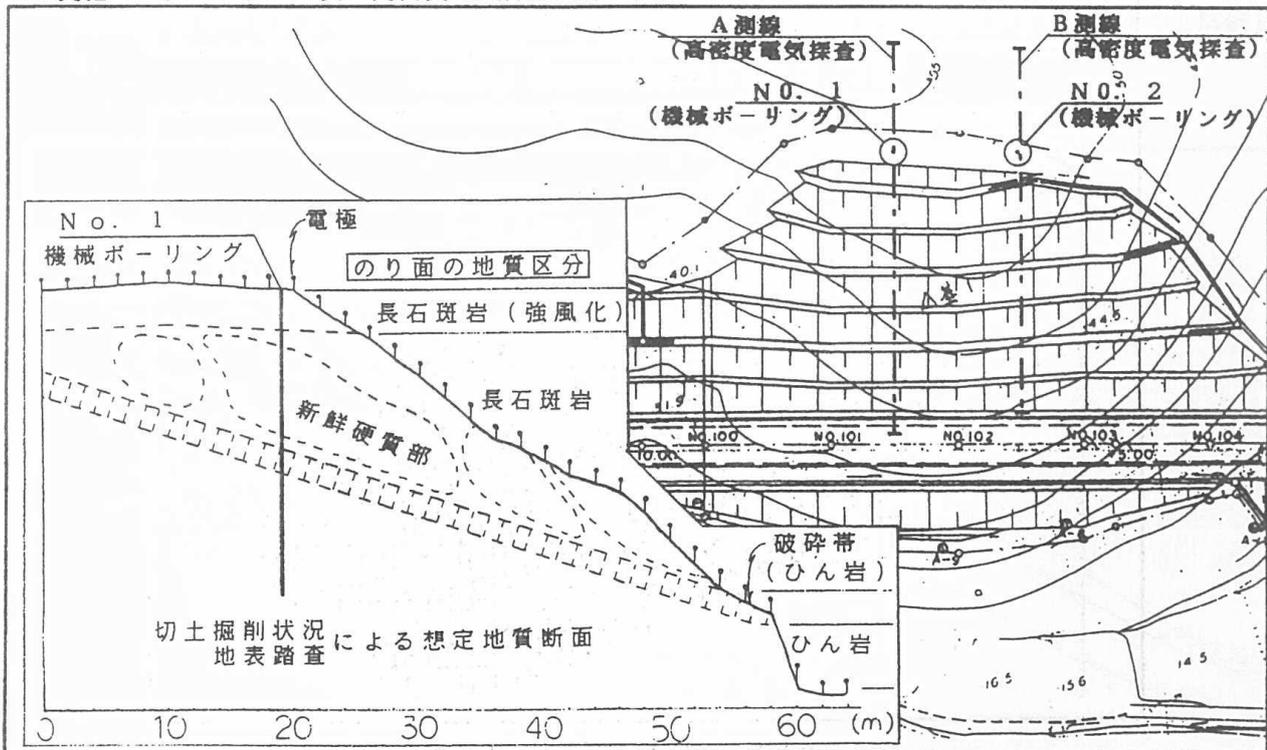


図1 ボーリング及び高密度電気探査測線の配置・地表踏査による想定地質断面図

3. 調査結果

3-1. 高密度電気探査結果

比抵抗2次元解析断面図を図2, 3に示す。これによると, 地表踏査結果から判断できる長石斑岩のブロック状新鮮岩体の存在は把握されていない。これは, 解析に用いた2次元解析手法が, 水平方向の地質構造を解析するのに適したものであることから, 比抵抗値が水平方向に平均化されたためと考察する。係る場合には1次元解析の適用も有効と考えられる。

破碎帯については, 当初, 周囲より低比抵抗値のゾーンとしてとらえられると想定したが, 実際には, 破碎帯が探査精度の限界に近い層厚であったこと, 地下水位より浅部で乾燥状態にあることから周囲との比抵抗差が明瞭でなかったことなどの理由で検出できなかったと思われる。

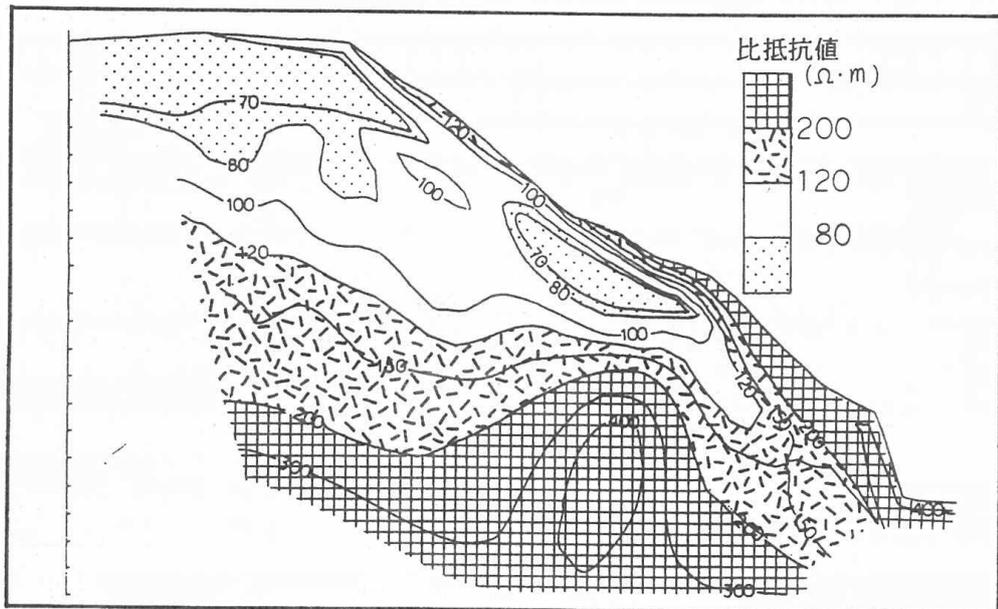


図2 比抵抗2次元解析断面図(A測線)

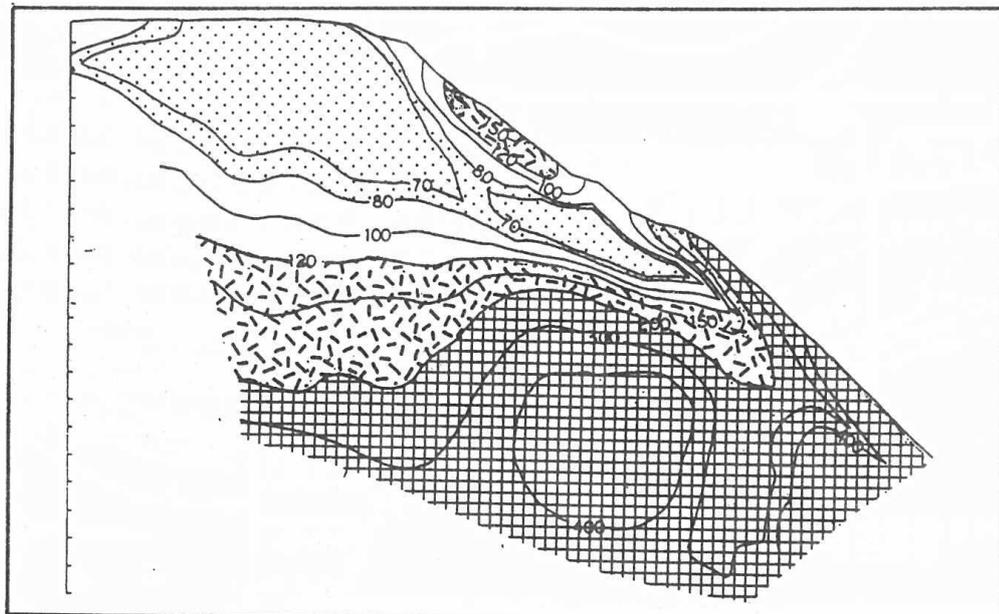


図3 比抵抗2次元解析断面図(B測線)

3-2. ボーリング結果との比較

高密度電気探査結果とボーリング結果を比較すると以下の関係を推察することができる。

《調査地の地質-比抵抗 相関》

強風化長石斑岩		< 60 Ω・m
長石斑岩	岩級区分 D~CL	< 75 Ω・m
	CM~B	75~120 Ω・m
ひん岩		> 120 Ω・m

[破碎帯に関して]

ボーリングコアとして確認した破碎帯は、120~150 Ω・m域に含まれる。。この120~150 Ω・mのゾーンに注目するとこのゾーンは比抵抗値の漸移部にあたる。また、このゾーンは切土中央部に一連のものとして分布しているが、地表踏査により確認したのり面上の破碎帯まで連続していない。これは、現況のり面付近が乾燥状態で相対的な高比抵抗値を示すために、このゾーンを切土面まで連続して検出できなかったものと思われるが、その方向性から推定すると地表踏査による現況のり面上の破碎帯分布状況に整合すると解釈できる。

よって、切土中央部に連続する120~150 Ω・mのゾーン付近が破碎帯の分布域であると考察する。また、この破碎帯の成因はひん岩貫入時の急冷による破碎であると考えられ、長石斑岩とひん岩との地質境界を示すものと考察する。

3-3. 弾性波探査結果との比較

弾性波探査結果を高密度電気探査結果と比較して図4に示す。弾性波探査では高密度電気探査の場合と同様にブロック状の新鮮岩体の存在は把握できていない。これは、新鮮岩体の周囲をより低速度帯がとり囲む形であるため、屈折法による弾性波探査ではこれを把握できなかったことによると思われる。

ただ、両者の探査結果において、地山下方深部に分布するひん岩の新鮮部上面と想定されるラインに相似性が見られることから、このラインは下方新鮮部と上位風化部との境界を示しているものと解釈した。

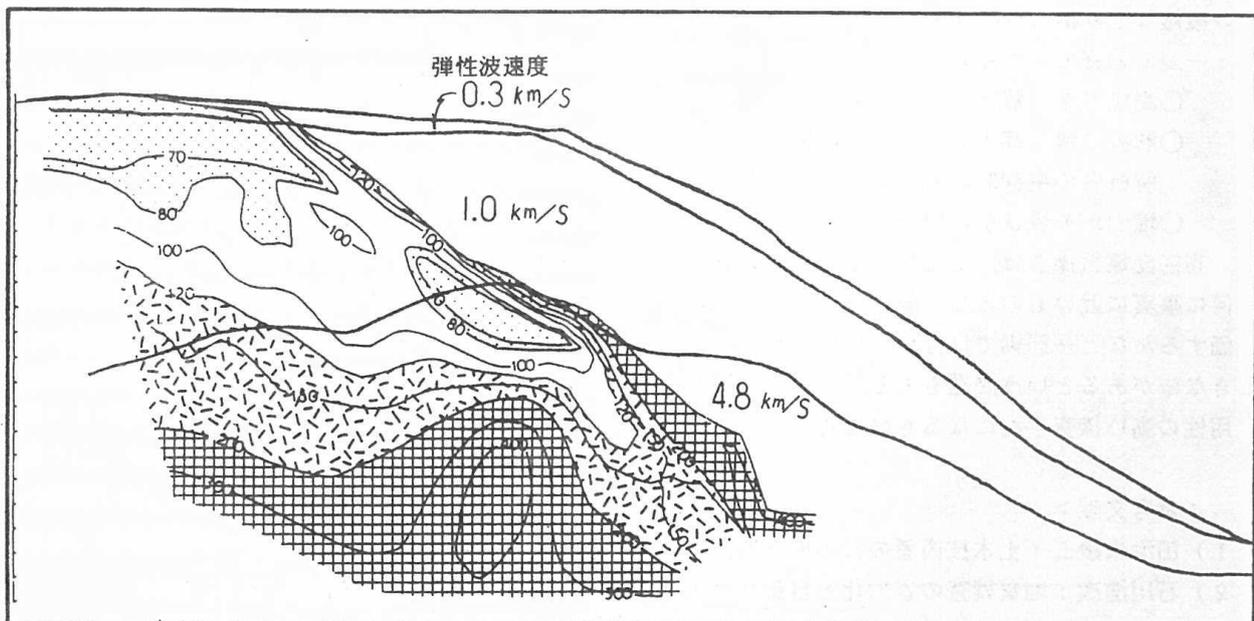


図4 弾性波探査結果・高密度電気探査結果比較図

3-4. 地質断面の確定

地質断面を確定するにあたり、調査結果から得られた情報を列挙すると以下のようなになる。

①当該切土は、長石斑岩、ひん岩の2つの貫入岩により構成されている。

②各地質の比抵抗値は概ね [強風化長石斑岩 - $60 \Omega \cdot m$ 以下], [長石斑岩 - $120 \Omega \cdot m$ 以下], [破碎帯 - $120 \sim 150 \Omega \cdot m$], [ひん岩 - $150 \Omega \cdot m$ 以上]となる。

③破碎帯はひん岩貫入時に急冷により形成されたものと考えられ、切土中央部に連続して分布する。

④弾性波探査結果は地山深部の新鮮岩盤の分布状況を確定する際に考慮する。

これらの情報をもとに確定したA測線の地質断面図を図5に示す。

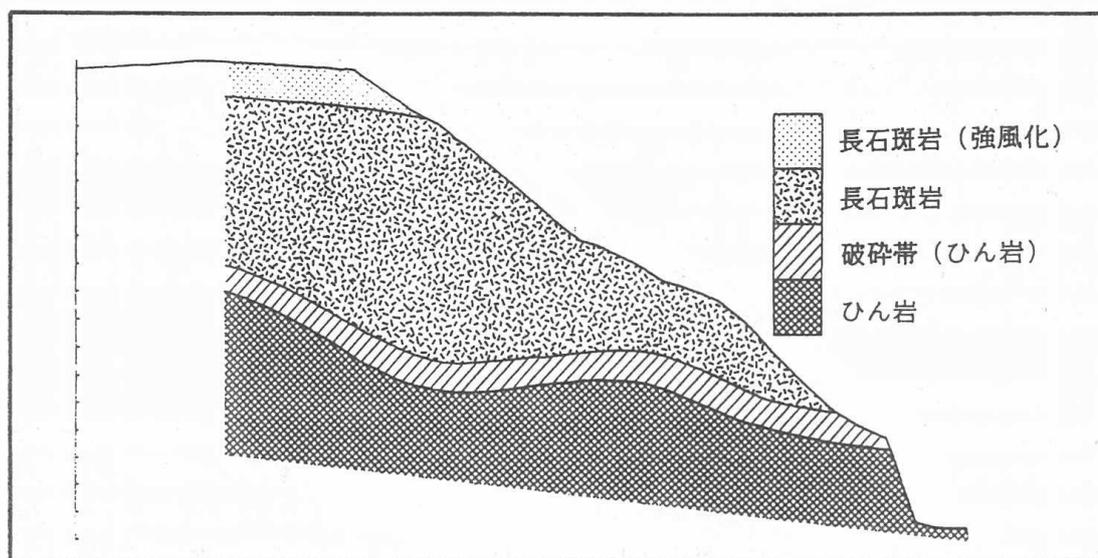


図5 地質断面図 (A測線)

4. おわりに

今回、施工中に表層崩壊を生じた切土を対象として、高密度電気探査を実施した。その結果、当該切土の複雑な地盤構成の概要を把握することができた。

一連の調査で得た教訓と問題点をまとめると以下のようである。

○測定方法・解析方法が多種であり、それらを十分に吟味して選択する必要がある。

○解析の際、補正等において地盤状況に応じた様々なパラメーターを与える必要があるが、これには解析者の主観的判断が必要となるものもあり、絶対的な判定とならない。

○地山が乾燥状態の場合、比抵抗値は風化の度合い等を反映する物性値として有効でないこともある。

高密度電気探査は、地山の比抵抗値を媒介として地山を評価する手法であることから、測定データを如何に事実に近いものとして解析できるか、また、その結果を地山の如何なる工学性と関連づけて如何に評価するかなど一筋縄では行かない問題も多い。また、同種の土、岩でも対象地域により比抵抗値自体に大きな幅があるという問題もあるが、今後、種々のケースについて多くのデータを蓄積することによって適用性の高い探査手法になるものと考えられる。

<参考文献>

- 1) 田治米鏡二：土木技術者のための弾性波による地盤調査法，槇書店，P.7，1977
- 2) 石川浩次：地質調査の省力化と自動化の現状と課題，地質と調査，'94第1号，P.3，1994

比抵抗2次元探査法によるトンネル調査事例

(株)ダイヤコンサルタント 谷藤 隆三
○中條 達矢

1. はじめに

トンネルの地質調査では、一般に地表踏査、ボーリング調査および地山弾性波探査が実施される。これら調査項目の中でも地山弾性波探査の結果は、地山分類を行い支保パターン等の設計を決定する上で、重要な位置を占めている。しかし、地山弾性波探査は、「地山の速度が深部に向かうほど大きくなる」という前提条件で実施されるものであるが、例えば火山岩地域や過褶曲地域等のように、この前提条件に適合しない地質条件下で地山を評価した場合等、施工段階において事前の予測と異なる地山に遭遇し、調査の不備を指摘されることが少なくない。

ここでは、火山岩地域（凝灰岩類を複数の流紋岩体が貫き、かつ鉍化変質帯を形成する地域）で、事前にボーリング調査と地山弾性波探査が行われ概括的に地山評価がなされている箇所において、問題点として残されていた地質分布と低速度帯等の劣化帯を把握するために、ボーリング調査と比抵抗2次元探査法による地山の評価を実施し、さらに施工段階において事前予測した地山評価と実績比較した事例を紹介する。

2. 地形・地質概要

調査位置図を図-1に、調査地の層序表を表-1に示す。

本調査地域は、南北に連なる奥羽山脈のほぼ中央に位置し、標高400~500mの山地地域である。

調査地域の地質は、いわゆるグリーンタフ地域に属する新第三紀中新世の火山岩類（ O_4 -Ba, O_5 -Ry）と凝灰岩類（ O_4 -Tf, O_5 -Tf）より構成される。

当調査地域の地質構造は、凝灰岩類（ O_4 -Ba, O_5 -Tf）、火山岩類（ O_4 -Ba）が西側に緩く傾斜（ $10\sim 20^\circ$ ）する同斜構造を形成し、流紋岩（ O_5 -Ry）がこれらを貫く貫入岩体または熔岩ドームを形成している。また、流紋岩体（ O_5 -Ry）と凝灰岩類（ O_5 -Tf）は、変質帯層準として幅広い変質帯を伴っている（図-2参照）。

3. 探査概要

図-1に示す調査位置において、表-2に示すように、4m間隔に電極を設置して2極法により測定した。

なお、使用機器は、表-3に示すものを用いた。



図-1 調査位置図

表-1 調査地の地質層序

地質年代	地質名	土質及び岩石名	記号	
新第四紀	現河床堆積物	砂質・砂シルト・粘土	a q	
	崖錐性堆積物	礫混り砂質土 礫混り粘性土	d t	
	地すべり性堆積物	礫混り砂質土 礫混り粘性土	q s	
更新世	段丘堆積物 (中位)	砂 礫 シルト・粘土	t e	
中生代	大石層 O ₅ 部層	流紋岩 (1)	O ₅ -Ry	O ₅ -Ry (1)
		流紋岩 (2)		O ₅ -Ry (2)
		流紋岩 (3)		O ₅ -Ry (3)
		凝灰岩類	O ₅ -Tf	
	大石層 O ₄ 部層	凝灰岩類	O ₄ -Tf	
玄武岩		O ₄ -Ba		

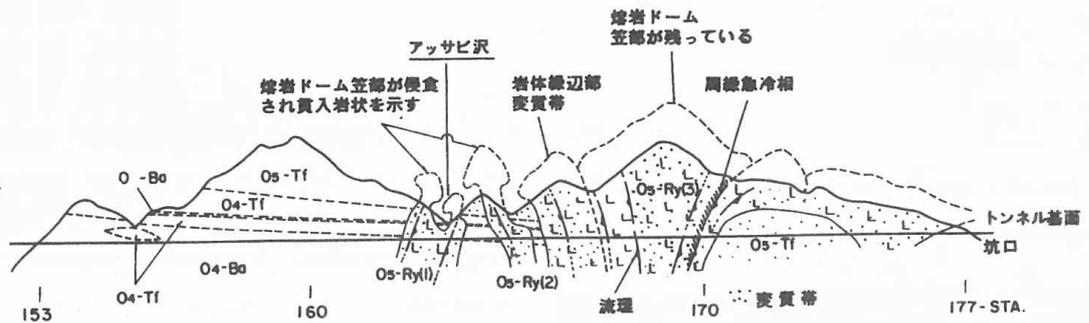


図-2 調査地の模式断面図

表-2 比抵抗2次元探査法概要

測線長	データ数	電極設置間隔	電極設置数
780m	7332	4m	45ヶ

表-3 使用機器一覧表

名称	型式	仕様	数量
電気探査装置	McOHM-21	トランスミッタ 電圧 200V 電流 0.2~200mA レシーバ 入力インピーダンス 5MΩ 測定レンジ 20, 200, 2000mV FS A/D分解能 12bit CPU 処理・コントロール MC68000 数値演算 MC68881 電源 DC-12V, 10A (max) 最大電極数 32極 切り換え方式 ラッチングリレーによる 接点切り換え方式	1台
デジタルデータ スキャナー	MODEL- 2207A	電源 DC-12V 直径約10mm, 長さ80cm 径 1.25mm	1台
ステンレス 電極棒 電線			100本 1式

4. 探査結果

比抵抗2次元探査法結果をボーリング調査結果と地山弾性波探査結果とを併記して図-3に示す。このうち、比抵抗2次元探査法の解析結果を整理すると以下のとおりである。

- ①比抵抗値は、一部で $280\Omega\cdot m$ 以上の値を示すものの、全体としては $280\Omega\cdot m$ 以下の値を示す部分が大半を占めている。
- ②最も顕著な特徴は、比抵抗値が $80\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗値を示す部分が測点169を頂点とする山体の中央部の大半を構成していること、また、STA. 163+80より起点側に分布することである。
- ③この両区間に挟まれるSTA163+80~STA166+90区間は、比抵抗値が $80\sim 120\Omega\cdot m$ と周囲に比べて相対的にやや高い値を示している。
- ④比抵抗値が $280\Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗値を示す部分は、STA166+20とSTA167+80付近の地表部に局所的に分布する。

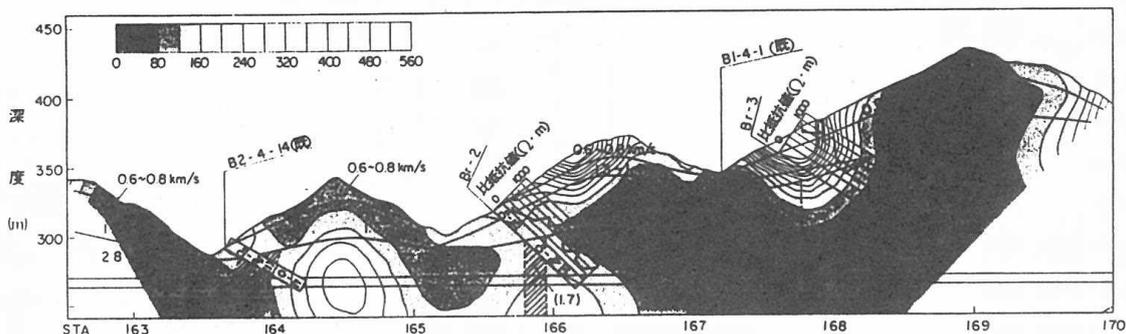


図-3 地山の比抵抗分布 (ボーリングデータ、弾性波探査データ併記)

5. 調査結果の解釈

地表地質踏査、ボーリング調査および比抵抗2次元探査法の各結果から推定したトンネル縦断面図を図-4に示す。地山の比抵抗分布から地山状況を直接把握することは困難である。そこで、今回は、地表地質踏査・ボーリング調査による地質データと比抵抗2次元探査法による比抵抗分布およびコア比抵抗値の特徴を総合的に検討した。その結果、当地域の地山状況は地山全体が変質を被り、これに加えて割れ目、劣化帯および地下水賦存状況等が相互作用し、流紋岩体からなる地山の比抵抗値を低下させているものと解釈し、図-4に示すように相対的な低比抵抗分布域が流紋岩体、相対的な高比抵抗分布域が凝灰岩類分布域に対応した分布形態と変質帯の分布状況を示すものと判断した。

〔地表地質踏査とボーリング調査からの地質データ〕

調査対象区間の地質は次の各層から構成される。

大石層	O ₄ 部層	凝灰岩類	O ₄ -Tf
		玄武岩	O ₄ -Ba
大石層	O ₅ 部層	凝灰岩類	O ₅ -Tf
		流紋岩	O ₅ -Ry

〔地山比抵抗の分布と地質分布の関係〕

地山比抵抗分布と上記各層の分布の対応関係を見ると、流紋岩は、相対的な低比抵抗分布域に、凝灰岩類は、相対的な高比抵抗分布域に対応する。このように、流紋岩<凝灰岩類となる傾向については、一般的に相対する岩石の比抵抗値とは、相反する結果となっている。

〔コア比抵抗値の特徴〕

両岩石について、コアサンプルの比抵抗値を新鮮部、風化部、変質部および破碎部に区分して測定した結果、図-5に示すように、次の傾向が認められる。

- ・コア比抵抗値は、凝灰岩類に比べ流紋岩が相対的に高い値を示し、一般的に考えられる比抵抗値の傾

向を示している。

しかし、流紋岩のコア比抵抗値のみに着目すると、新鮮岩・風化部に比べ、変質部や破碎部は明瞭に低下する傾向が認められる。

すなわち、割れ目や劣化帯の分布および変質部は、比抵抗値を低下させる要因であり、流紋岩体が凝灰岩類に比べ低比抵抗となったことは、これに起因するものと考えられる。

また、地山比抵抗と地山状況については、表-4に示すように、地下水面との関係、割れ目の状況、変質状況、地山弾性波速度および一軸強度等と比較的よく対応し、トンネル縦断面図では、図-4のように地山分類されるものと推定した。

なお、同図において、地山弾性波速度と地山状況を比較して見ると、凝灰岩類に流紋岩体が貫入している地域であるため、両者の対応関係は低いものとなっている。特に低速度帯に関しては、図-4に示す①、②低速度帯とは直接対応するような比抵抗分布は認められず、比抵抗コンターの変化部や地質的には流紋岩と凝灰岩の境界に対応している。③低速度帯については、ボーリングによっても直接対応する劣化帯、地質境界、比抵抗分布も確認されなかったことから、その存在の可能性は低いものと判断した。

6. 事前調査による地山分類とパイロット坑(TBM掘削実績)から推定した本坑との地山分類の比較

事前調査により推定された地山状況とパイロット坑(TBM掘削実績)から推定した本坑の地山区分を比較して、図-4, 5に示す。これらに示すように、事前調査のデータを基に推定した地質状況(分布、構造)は、ほぼよくあっていることが判る。一方、地山分類については、評価上多少の誤差があるものの相対的にはよく評価されているものと判断される。

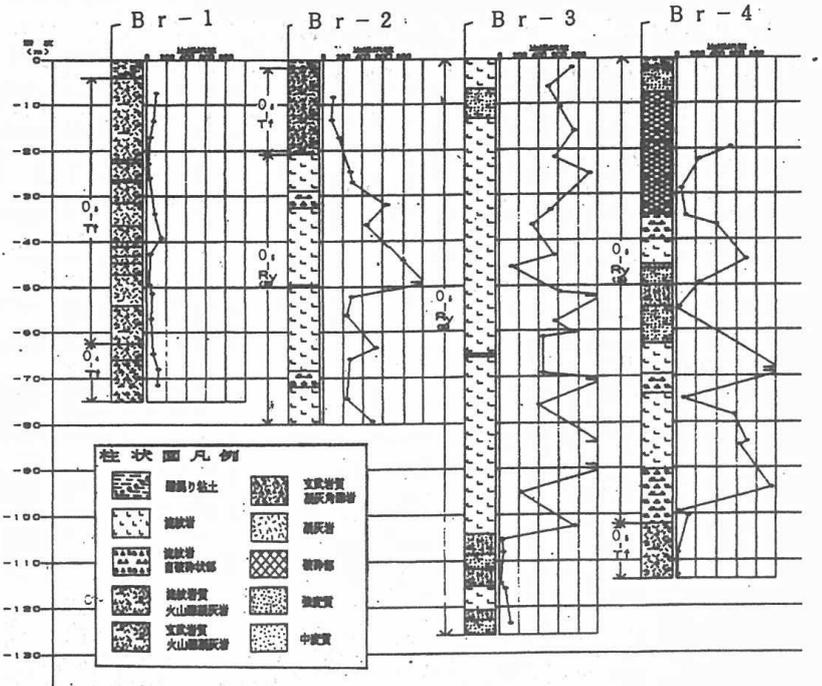


図-5 ボーリング柱状図及びコアサンプル比抵抗値

表-4 地山の比抵抗と地山状況

地山の比抵抗値 (Ω・m)	地下水との関係	地 質			地山弾性波速度 (km/s)	一軸圧縮強度 (kgf/cm ²)	地山分類	
		流 紋 岩	コアの比抵抗値 (Ω・m)	凝 灰 岩 類				コアの比抵抗値 (Ω・m)
200<	地下水面より上	表層部の風化岩-新鮮岩。割れ目多く発達する硬質岩。変質は被っていない	660	-	-	流紋岩 0.6~0.8 1.3~1.4	流紋岩 850	-
120~200	地下水面より下	-	-	中心部で高比抵抗値を示し周囲に向かい低減。割れ目が少ない中硬質岩。	60 90	凝灰岩類 2.5	凝灰岩類 262	C
120~160		流紋岩と凝灰岩類の境界部。高比抵抗部と低比抵抗部の分布域の変わり目に当たる。また、一部、両岩境界部の変質帯に対応する。				凝灰岩類 変質部 120	凝灰岩類 変質部 14.2~20.7	D
40~120		変質部に隣接する新鮮岩および低変質部。全体に岩体中心部に向かい低比抵抗となる。前者は割れ目が多く発達する硬質岩で、この割れ目に沿って、変質粘土挟在。後者は割れ目は少ない中硬質岩でこの割れ目に沿って変質粘土流入。	700 510	低変質部	-	流紋岩 3.0 低変質部 2.5, 2.8	流紋岩変質部に隣接する新鮮岩 640~1030 低変質部 43~133	C
<40		強変質部 割れ目密集し変質粘土を頻りに挟在	50	-	-	流紋岩 3.0	流紋岩 43~133	D

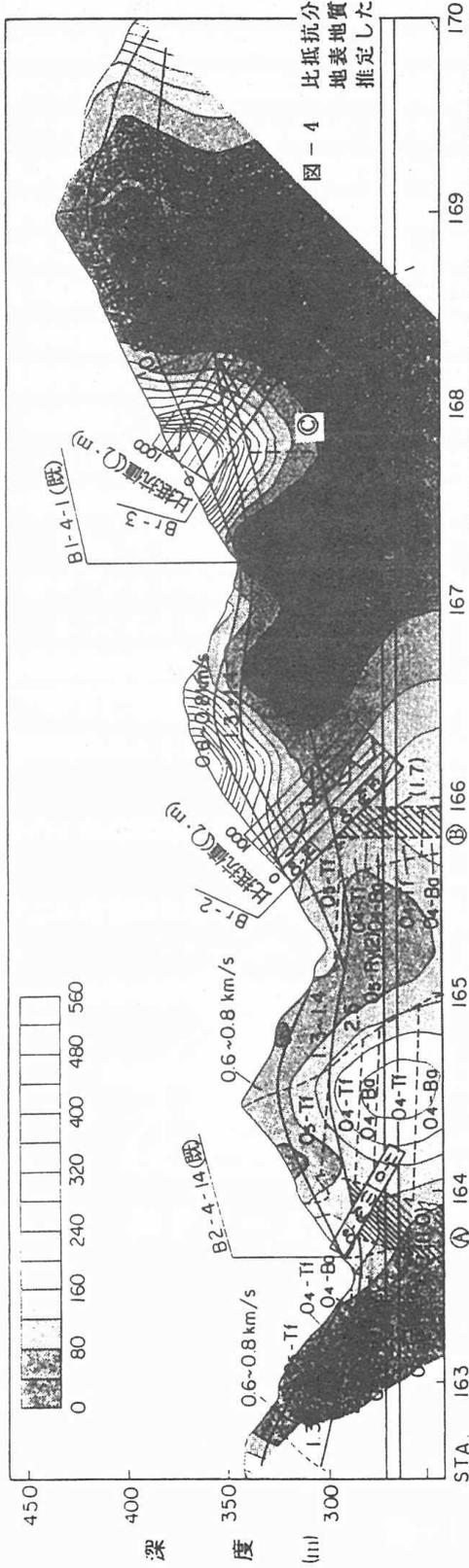


図-4 比抵抗分布とボーリング調査、
地表地質踏査の結果をもとに
推定したトンネル縦断面図

Ry(1) 変質岩	O4-Tf 新鮮岩	Ry(2) 変質岩	O4-Tf 変質岩	Ry(3) 新鮮岩	Ry(3) 変質岩	地質
C-II	D-I	C-II	D-I	C-I	D-I	地山分類

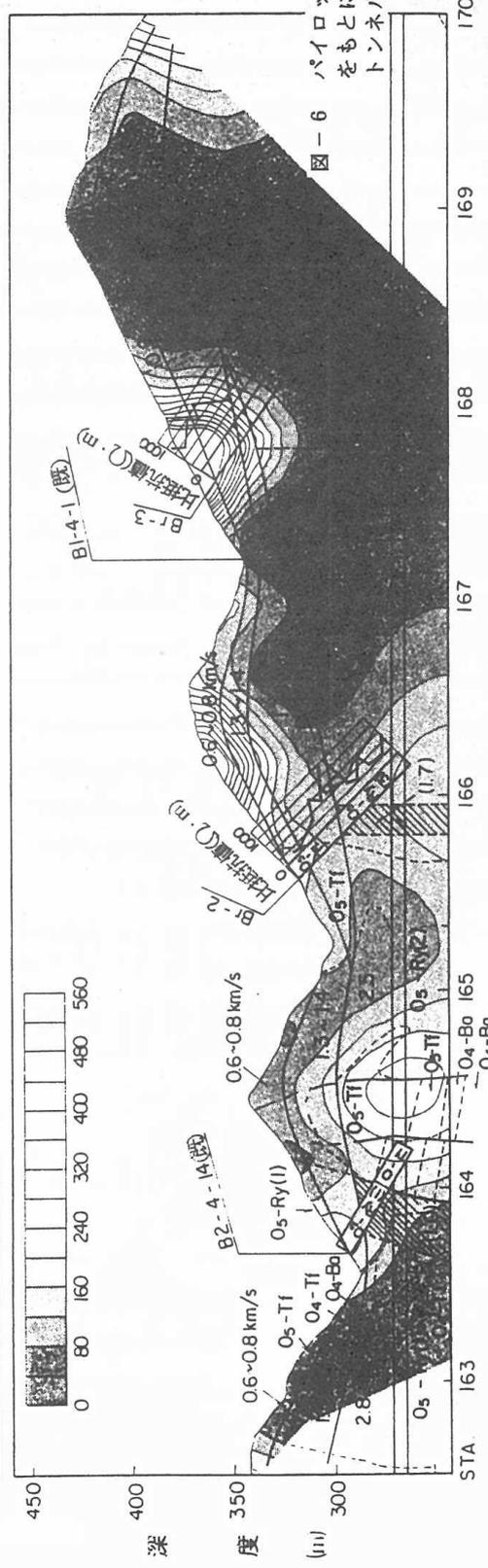


図-6 パイロット坑 (TBM掘削実績)
をもとに推定した、本体坑の
トンネル縦断面図

O5-Ry(1) 変質岩	O4-Tf O5-Ry(2) 変質岩	O5-Ry(2) 変質岩	Ry(3) 弱変質岩	Ry(3) 新鮮岩	Ry(3) 変質岩	地質
C-II	D-I	C-II	D-I	C-I	D-I	地山分類*

* パイロット坑 (TBM実績)
から推定した本体坑の分類

7. おわりに

- (1) トンネルの地質調査における物理探査は、一般に地山弾性波探査が実施されるが、調査地に分布する地質・地質構造によっては、比抵抗2次元探査法の方が地山状況を把握するのに適している場合がある。今回紹介した凝灰岩類分布域に流紋岩体が貫入し、また、鉱化変質帯を形成している地山もその例と考えられる。
- (2) しかし、比抵抗2次元探査法だけでは直接その分帯により地山状況を把握することは困難であり、比抵抗分布に対応する地表地質踏査とボーリング調査による地質データを必要とする。また、地山分類と支保パターン等の決定に際しては、地山弾性波探査による速度層区分も必要不可欠であることが実情である。
- (3) 今回、地山の比抵抗値とコア比抵抗値の間には差異が認められ、その成因の検討により地山状況を評価できた。このようにコア比抵抗の測定は、地山状況を解釈する補助手段として有用であることが判った。これは、地山弾性波速度と岩石供試体のP波速度の関係により、地山強度比を算出評価するのと類似の役割を果たし、比抵抗2次元探査法により地山評価する場合、有力手段となるものと考えられる。なお、今回実施していないが電気検層も両者の中間的役割を果たすものと考えられる。
- (4) 今後は、トンネル調査に適用事例を増やすとともに、種々の物理検層、原位置試験と組み合わせ、さらに的確な地山評価を行うことに努めていきたい。

最後に、日本道路公団北上工事事務所の関係各位からは、多くの御協力いただいた。その御厚意に感謝致します。

参考文献

1. 根田敬治, 比抵抗映像法によるトンネルルート沿いの地質調査, 平成元年度日本応用地質学会研究発表会, pp. 89-92(1989)
2. 松井保他, 新しい電気探査法のトンネル調査への適用性(その1) - 比抵抗トモグラフィ, 比抵抗映像法 -, 第25回土質工学研究発表会, C-2, pp. 217-220(1990)
3. 松井保他, 新しい電気探査法のトンネル調査への適用性(その2) - 弾性波探査と比抵抗映像法との比較 -, 第25回土質工学研究発表会, C-2, pp. 221-224(1990)
4. 山本浩之他, 比抵抗映像法による地山判定の事例研究 - TBM工法での適用例 -, 平成3年度日本応用地質学会研究発表会, pp. 5-8(1991)
5. 松井保他, 新しい電気探査法のトンネル調査への適用性(その3), 第26回土質工学研究発表会, pp. 175-176(1991)
6. 市川慧他, 土木地質調査としての地表物理探査手法, 土と基礎, Vol. 42, No.5, pp. 7-12(1994)

斜面調査での解析写真測量図化機の適用例

応用地質株式会社 葛蒲幸男

1. まえがき

岩盤斜面では、節理・層理・断層等の不連続面の構造が、斜面不安定化の大きな要因として挙げられる。これらの不連続面の解明は、岩盤斜面調査の重要な調査項目であるが、一般に岩盤斜面は、斜面の勾配が急なため測量・地質調査の実施が困難であることが多く、十分な成果を上げることが難しい場合がある。

この問題点を解決する方法の1つとして、斜面の写真測量をあげることができる。今回、市販の一眼レフカメラにより撮影したスライドフィルムを使用できる写真測量システムを用いて、斜面の調査・解析を行うことができたので、その解析写真測量システムの概要と適用例を紹介する。

2. 解析写真測量図化機の概要

今回使用した解析写真測量図化機 (MPS-2: Micro Photogrammetric System-2、以下「MPS」と呼称する。) は

- ①市販の一眼レフカメラで撮影した一対の立体写真をもとに三次元計測を行い、三次元データを簡単・迅速に取り出し、記録・図化することができる。
- ②カメラのレンズ収差を補正する機能を備えているので、レンズ収差特性の明らかでない非測定用カメラでも、十分満足できる成果が期待できる。
- ③オプションの土量計算及び等高線図自動編集、メッシュグリッドによる鳥瞰図自動編集ソフトを併用することにより画面上で図面の訂正、追加、削除などの図化編集処理が簡単に行える。

等の特徴を有している。

MPSに連動させたシステムは、CPUとして COMPAC DESKPRO 66M510、XYプロッタとして、ROLAND DPX-3700 (A1対応フラットベット型) からなる。図-1にシステムの概要図を示す。

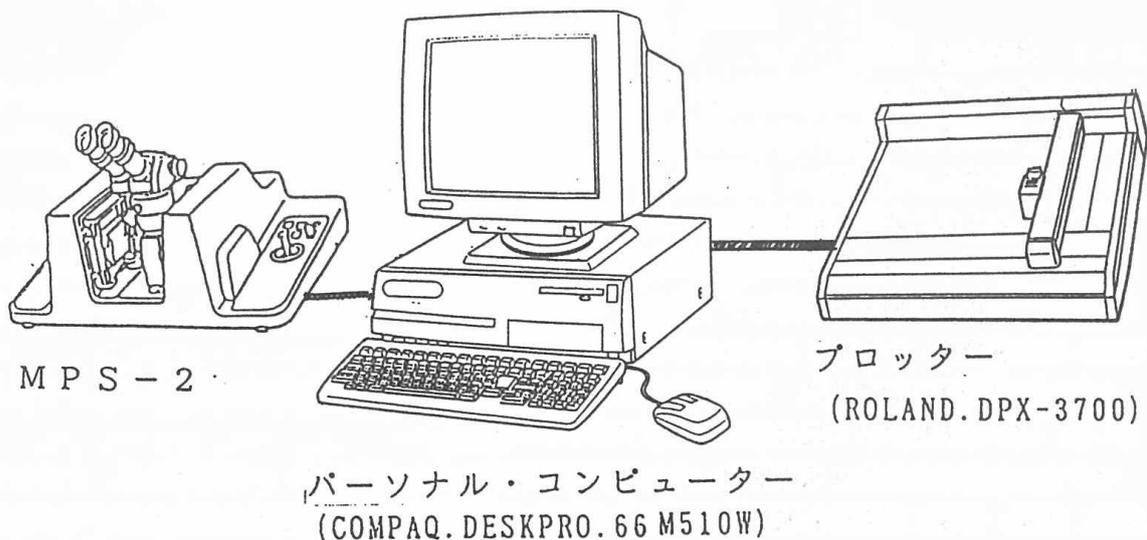


図-1 システム概要図

MPSの基本性能を以下に示す。

- ・観測精度 (フィルム面上) $\pm 4 \mu\text{m}$
- ・走査速度 0.4~4 mm/s
- ・光学観測系 倍率 8~35倍
- ・観測機構 双眼光学系固定・写真キャリアッジ移動方式
- ・使用写真 35mm~65mm角のスライドフィルム
- ・撮影条件 立体視可能な斜め写真または収束写真 (左右の撮影方向軸が大きく交差するもの) でも可能

3. MPSによる斜面調査の方法

図-2にMPSを用いた斜面調査の流れを示した。

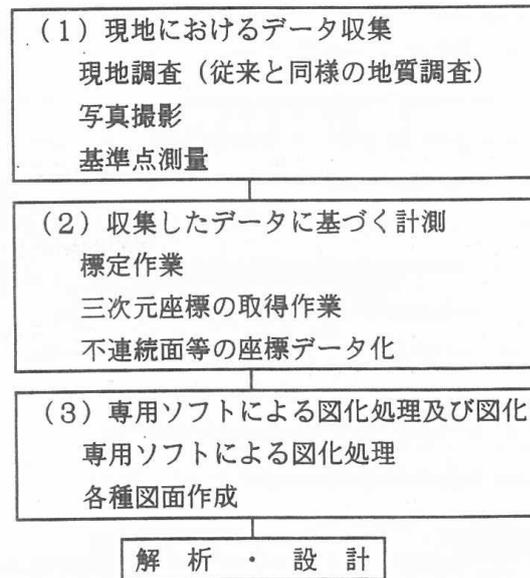


図-2 MPSを用いた斜面調査の流れ

3-1. 現地調査

現地調査は、従来の地質調査に加えて、図化が必要な範囲の確認、写真撮影及び基準点測量からなる。基準点測量は、写真上で確認できる物を基準点として選定し、実施する。

3-2. MPSによる観測

標定作業と3次元座標の取得作業は、ステレオ写真スライドをセットし、図化機で立体画像を観測しながら実施する。また、3次元座標の取得と同時に必要な対象物や地質情報を立体画像中に描画する。取得したデータは、そのままMPS専用ソフトによって観測者の設定した属性 (地質境界、断層、節理、クラック、転石、地形変換線、その他) とともにCPUに受け渡される。

なお、不連続面の面構造は、不連続面内の3点の3次元座標値から自動的に求めることができる。

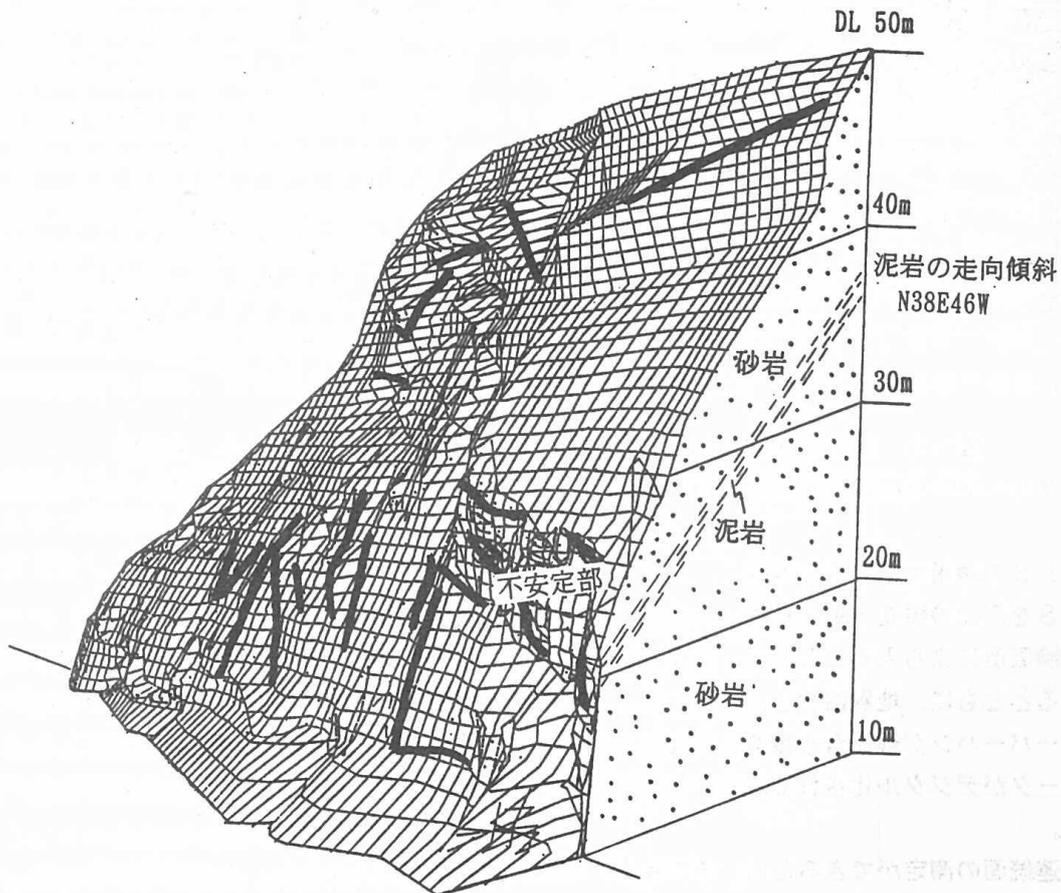
3-3. MPS専用ソフトによる処理及びプロッター出力

MPSから送られた3次元座標データを基に座標地形モデル (DTM) が作成される。このモデルから、距離、面積、体積、方向の計測ができ、任意の間隔の等高線を自動的に描画させることができる。また、指定した位置の縦横断面図と指定した視点からの鳥瞰図を作成することができる。同時にその図はデジタル記録される。これらの記録は、プロッターに出力され、この図面は、設計基図として用いることができる。

4. MPSを用いた調査の事例

「道路に近接した長大斜面における調査例」

本斜面は、新第三系の堆積岩からなり、高さ30m以上、斜面勾配40~50°で一部オーバーハングしている。斜面には、2~10m間隔で開口した高角度節理と流れ盤を示す層理が認められる。これらの不連続面に囲まれた部分は岩塊状をなし不安定化している。これらの不安定部の規模と正確な位置を求めるためにMPSを用いた。MPSで作成した鳥瞰図に地質情報を加味したものを図-3に示した。更に、鳥瞰図、断面図及び平面図をもとに不安定部の規模の計測を実施した。



太い実線はクラック

図-3 MPSで作成した鳥瞰図(1グリッド1m間隔)

「トンネル坑口上方斜面の調査例」

本斜面は、新第三系の凝灰岩よりなり、斜面の規模は、高さ約25mで、勾配50~70°である。また、斜面中腹部は、一部オーバーハングしている。斜面には流れ盤節理と高角度節理が発達し、これらの節理に境された部分がオーバーハング部を中心に不安定化し、一部岩塊が落下している。MPSによる調査・解析を実施し、不安定部の計測を行い、対策工法検討上の資料とした。図-4に疑似平面図を示し、図-5に地質情報を加えた鳥瞰図を示す。

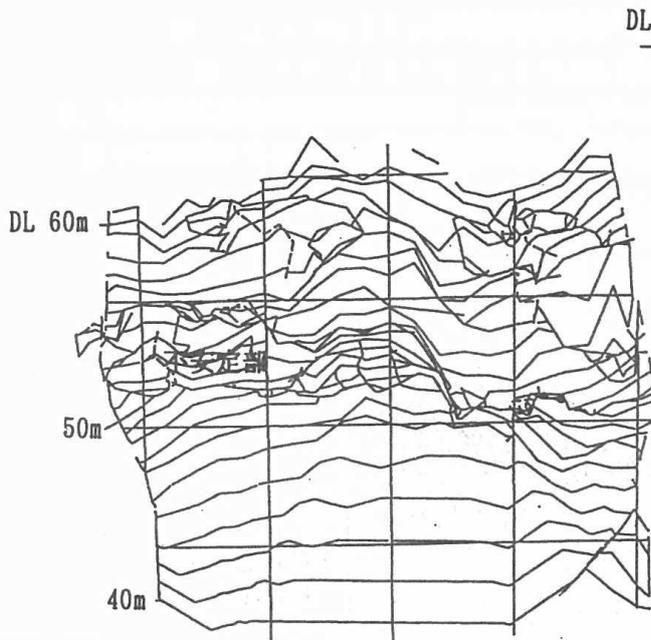


図-4 疑似平面図

(1グリッド5m間隔、等高線1m間隔)

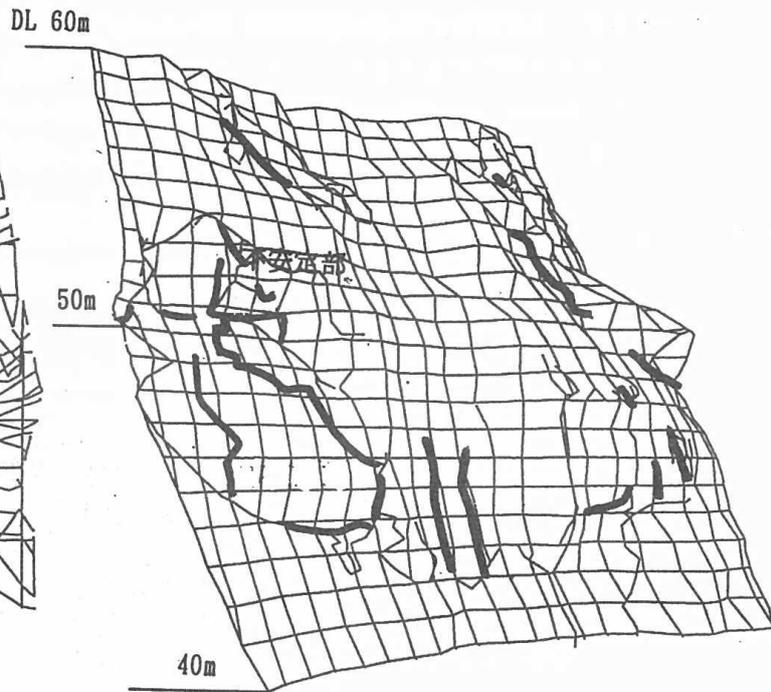


図-5 鳥瞰図

(1グリッド1m間隔、太い実線はクラック)

5. MPSの適用性と今後の展望

MPSを斜面の調査・解析に用いた場合、次のような利点がある。

- ①危険箇所に立ち入ることなく、斜面形状を正確に測量することができ、設計図面の基図を得ることができるとともに、地質情報を入れる事により不安定部の規模、位置を把握することができる。
- ②オーバーハング部を含む複雑な斜面においても、現地調査から図面作成が短期間に行える。
- ③データがデジタル化されており、任意の方向の断面図作成や任意の視点からの鳥瞰図作成が容易に行える。
- ④不連続面の測定ができるため、その長さ、間隔、走向傾斜データから、より実態にあった、岩盤モデルの作成が可能である。

MPSを用いて断面図、鳥瞰図を作成し、対策工法検討の資料とした。今後、不連続面の解析やMPSにより得られる斜面実態にあった数値解析も可能になると考える。

また、MPSは斜面の調査・解析だけではなく、例えば岩盤せん断試験面の凹凸解析等、広い範囲で応用できると思われる。

参考文献

E. Hork and J. Bray(1973) : 岩盤斜面工学、朝倉書店

岩石の異方性へのフラクタル幾何学の応用

日本大学工学部 正員 田野 久貴
 同 上 石原 智之
 同 上 加藤 智哉
 同 上 平綿 加奈

1. まえがき

岩石の示す種々の性質のうち、その異方性は重要なものの一つである。例えば、花崗岩のP波透過速度は方向によって異なることが従来より知られているが、これについては先在するマイクロクラックの方向性によるとされている。また、力学試験を実施するとこれにも例えば強度の異方性が観察される。巨視的な破壊に至るまでにはこれらのマイクロクラックの配向性が大きくかわり、その結果として強度に異方性が生じると考えられるが、これらの過程を知るには破壊途中のクラック進展を例えばAEを用て逐次解析したり、破壊後の試験片の解析が重要であるがいずれも容易ではない。したがって、今のところ各試験によって得られるデータそのものが異方性を示す一種のパラメータとして扱われているのみであり、これらの力学量と異方性をつなぐ有力なパラメータは提案されていない。一方、Manderbrot¹⁾によって提案されてフラクタル幾何学は一見不規則な幾何形状を定量化する一つの方法として注目され、自然界の種々の現象がフラクタル的であることが明かにされつつある。自然界の構成要素の一つである岩石の微視的構造もフラクタル的であることが予想され、花崗岩内の石英と黒雲母に”形状のフラクタル次元”を適用した結果、石英粒のそれは石目と対応することを前回²⁾報告した。さらに力学量として圧裂引張強度の異方性についてはすでに報告³⁾したが、今回はクサビを用いた割裂強度を求め、また、”クラックの配向のフラクタル次元”の結果と併せて報告する。

2. マイクロクラックの配向のフラクタル次元

ランダムかつ離散的な線状構造の分布(配向)に関する次元としては、周知のようにいわゆるBox Counting法¹⁾がある。鉱物粒子の形状の次元 D_a を求めた²⁾薄片のほぼ同一領域内(約2.9mm四方)の粒内クラックの分布をこの方法で求めた。これをここでは”配向の次元”と称することにする。結果の一例を図1に示す。同図から明かなようにその分布は各面ともフラクタル的であることがわかる。次元とともにマイクロクラックの薄片内平均個数等の各量を測定しその結果を表1に示す。この表1の結果より、第1面(いわゆる”石目”で云うところの一番割れやすい”R面”)をここでは第1面と称し、以下第2、第3とする)が最も次元が大きく、第3面が最も小さく1より小さくなっている。

さて、理学的な興味はともかく、これらの次

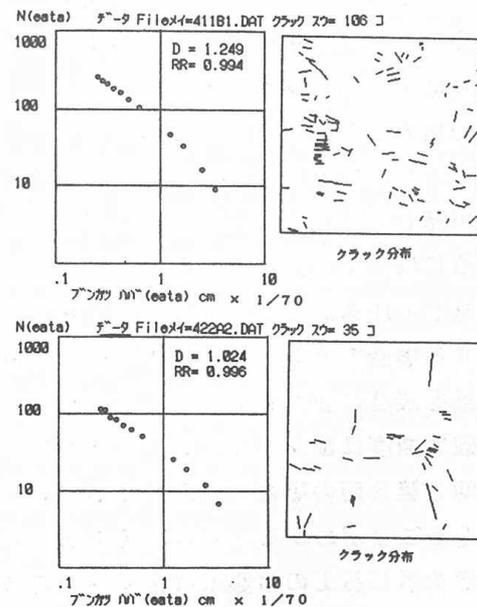


図1 花崗岩中のマイクロクラックのフラクタル解析結果の例

元の意義をより明かにする目的でシミュレーションを試みた。図2は測定正方領域一辺の5分の1の等長クラックをランダムに100個まで発生させて逐次そのフラクタル次元を求めた例である。図3はこのようにして求めたのクラック総長さ(Lc)と配向の次元Dの関係を示したものである。同図からわかるように発生クラック総長さとは次元Dはほぼ勾配の異なる2本の直線上にあることがわかる。勾配が異なるのは、発生数が増加するとクラック同士が重複する確率が増加しクラック数(長さ)の増加とカウントされるboxの数の増加が必ずしも比例しないためである。この図を用いると次元Dが与えられればクラックの総長さを知ることができ、またその逆も可能である。また、第3面のようにDが1より小さくなる理由は図3によればクラック総長さLcが領域長Bの約2倍以下の場合生じることを示している。

面 (石目)	D	測定個数 (個)	平均長さ (mm)	総長(Lc) (mm)	最大長さ (mm)
1	1.172	77.0	0.124	9.649	0.379
2	1.125	61.2	0.145	8.998	0.463
3	0.996	35.5	0.146	5.201	0.433

表1 配向の次元Dとクラックデータ(実測値)

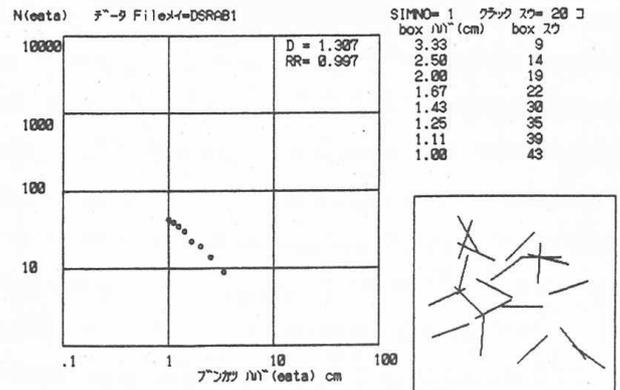


図2 クラック発生シミュレーションの例

3. 圧裂試験およびクサビ圧入による

割裂試験結果

3.1 圧裂引張強度の異方性

石目と強度の対応を見るために圧裂引張試験を行った。破壊面としては第1面から第3面までの3種類の面であるが、面内での異方性もあることが報告されているので、図4に示すような6種類の試験片を用意した。例えば、石工職人が最弱としている第1面を発生させるには、第2面に直交する方向に抜いたコアを第3面方向から圧縮して圧裂破壊させる場合と、第3面のそれを第2面方向に圧縮する場合である。各4個ずつ計24個の試験片によって得られた結果を表2にまとめて示す。この結果から、第1面を含む圧裂引張破壊強度は個々に見ても、また面内平均(圧縮面がそれぞれ第2面と第3面の場合)においても他の二つの面より大きく、最大であることがわかる。差は大きくないが面内平均では第3面が最小値を示し石工の常識とは全く逆の結果となっている。

3.2 クサビを用いた割裂強度の異方性

前回報告したP波透過速度の傾向は第1面に平行な方向のマイクロクラックの配向を示唆した。一方、石工職人が最も割り易い

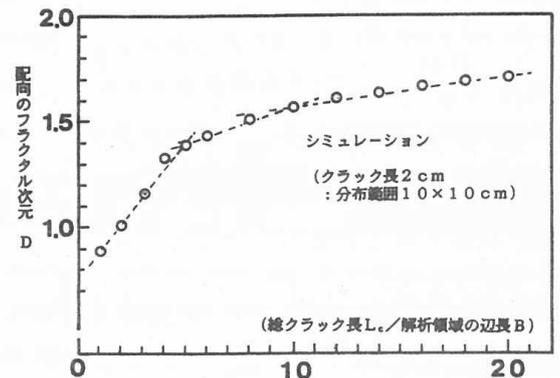


図3 配向の次元Dとクラック総長さLcとの関係³⁾(シミュレーション)

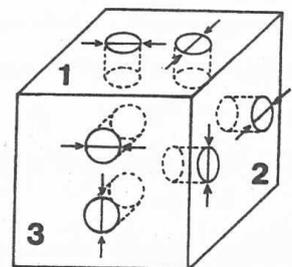


図4 石目と圧裂試験片の作製方向

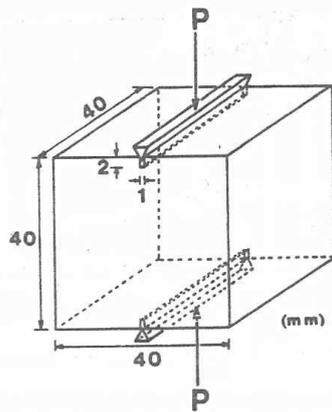


図5 クサビ割裂試験片の寸法諸元

とする、この面に平行な圧裂破壊面の強度を求めた結果はむしろ最大値を示した。そこで、ここで認識している各面の石目を再度チェックする意味も含めてクサビを用いた割裂（コンクリート工学の分野では、前述の圧裂試験をこう呼んでいてまぎらわしいが）強度を求めた。すなわち、図5に示すように、約4 cm立方の試験片の両側中央に幅約1 mm、深さ2 mmのノッチを与え、断面角度45°の鋼製棒（歯）をこのノッチに両側から当てがって破壊荷重を求めた。その結果を表3に示す。これから明かなように、第2から第1面に平行な方向に割裂した場合、すなわち、いわゆる”一番（第1面）”が最弱であることがわかる。同じ第1面を作る場合でも第3面方向からのそれは大きい。また、最強とされる第3面は圧入する各面（第1、第2面）とも他の条件によるどの値より大きく、したがって面内平均でも最強を示し最弱の第1面の約20パーセントも大きくなっていることがわかる。したがって、これらの結果は石工の常識と全く良く対応していることを示すものである。

4. 考察

4.1 シミュレーションとの比較

左記のシミュレーションの結果を用いると配向の次元Dとクラック総長Lcのどちらか一方を用いて他方を得ることが可能である。表4は図3の結果を用いて実際のマイクロクラックのLcより各面における次元Dを求め、実測のそれとの比較を試みたものである。比較的よく一致していると言えよう。

一方、図6は各石目におけるDとLcの実測値の関係である。これらを見ると、第1面のそれはシミュレーション（図3）と同様に各点は直線上にのるのに対して、第2面から次第に乱れて第3面ではむしろ負の相関を示す傾向にあることは興味深い。これらのことから、第1面上ではクラックの分布はシミュレーションと同様なランダムな状態、すなわちある程度均一に分布しているが、第2面、第

	圧裂破壊発生面			圧縮面内の平均	
	石目	1 (R)	2 (G)		3 (H)
圧縮面	1 (R)		94.6	96.3	95.5
	2 (G)	108.8		108.4	108.6
	3 (H)	119.7	116.6		118.2
破壊発生面内の平均	114.3	105.6	102.3		

[kgf/cm²]

表2 圧縮及び破壊面の方向と圧裂強度の異方性

	クサビ割裂破壊発生面			クサビ圧入面内平均	
	石目	1 (R)	2 (G)		3 (H)
圧入面	1 (R)		756	894	825
	2 (G)	716		907	812
	3 (H)	735	800		768
破壊発生面内の平均	726	778	901		

[kgf]

表3 クサビによる割裂強度の異方性

面 (石目)	配向の次元 D	
	実測値	推定値
1	1.172	1.19
2	1.125	1.16
3	0.996	0.99

表4 クラック総長Lcによる次元Dの推定値と実測値による比較

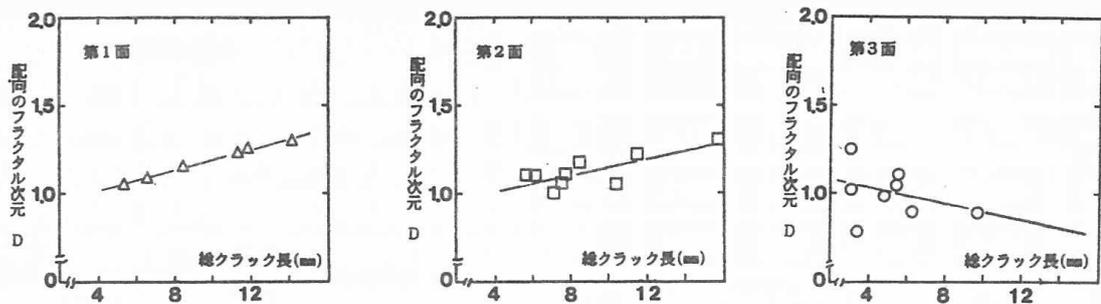


図6 各石目におけるクラックの配向の次元Dとクラック総長Lcとの実測値の関係

3面となるに従いその分布が局所化するものと考えられる。

4. 2 圧裂強度とクサビによる割裂強度の比較

圧裂強度によると、従来の石目強度とは対応しない結果を得た。一方、石工のノミを模したノッチを有する試験片にクサビを用いた割裂試験を行った結果は、逆に第1面が最弱（しかも第2面からの割裂）で第3面が最強という全く石工の常識どおりとなった。石ノミやクサビによる破壊は、破壊面先端は破壊力学におけるモードIの引張応力状態に近い。一方、圧裂破壊においては、破壊クラックが試験片中央でまず発生するとした場合でも、そのクラック先端にはクラック面に垂直方向に1の引張応力と、これと直交方向に3倍の圧縮応力が作用する。このクラックが軸方向と傾斜している場合はいわゆる混合モード（IとII）となる。この応力状態の相違が、例え第1面方向にマイクロクラックが先在してもこの面において圧裂破壊面が最弱とならない理由かもしれない。

5. まとめ

ここでは前回報告²⁾した、形状のフラクタル次元Daとの関係は省略したが、圧裂強度の異方性とDaとの相関³⁾も若干認められ、鉱物粒形状とも関係することも考えられる。微視構造の影響による強度のバラッキや応力状態による相違はその破壊面上に記録されていると考えられ、これらの観点からのフラクタル解析も現在実施している。今回得られた結果をまとめると次のようである。

- (1) 花崗岩中のマイクロクラックの配向Dはフラクタル的である。
- (2) 第1面が最大(1.172)、第3面が最小(0.996)である。
- (3) ランダムクラック発生シミュレーションにより総クラック長(Lc)とDとの具体的な関係が得られ、一方から他方が推定可能であり次元Dの意義をより明確なものとした。
- (4) 上記(3)を実測と比較し良い対応を得た。
- (5) 圧裂強度の最弱面は石工のいう第1面とはならず、逆に第3面が最弱となった。一方、石ノミを模したクサビによる割裂強度は石目と良く対応した。(6) 上記(5)の結果は現段階では破壊応力状態の相違と考えている。

参考文献

- 1) Mandelbrot, B. B. (1981): The fractal geometry of nature, Freeman, San Francisco.
- 2) 田野, 有坂, 田鎖 (1994): 形状のフラクタル次元と花崗岩の異方性, 第3回日本応用地質学会東北支部講演概要.
- 3) 田野久貴 (1995): 第26回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集 (投稿中)

三軸下のA E計測による初期地圧推定に関する実験

日本大学工学部 渡辺 英彦
 日本大学工学部 田野 久貴
 日本大学工学部 渡邊 厚宜

1. はじめに

地下構造物の設計施工，維持管理において岩盤の応力状態を把握しておくことは重要である。岩盤内の初期地圧の計測には原位置で行われる応力解放法や水圧破碎法と原位置より採取したコア試料を用いる室内試験がある¹⁾。この室内試験の一つにA Eのカイザー効果を利用した方法がある²⁾。これは岩石の破壊過程で生じる微小き裂の発生成長により生じるA E (Acoustic Emission) を測定することにより，先行応力を越えるまではA Eが発生しないというカイザー効果を利用して，初期地圧の推定を行うものである。カイザー効果に関する実験では，これまで先行応力として一軸圧縮，三方向からの一軸圧縮，三軸圧縮³⁾を行い，除荷後，再び一軸圧縮が行われており，その時のA E計測より先行応力の推定を行っている。再載荷において原位置での応力状態と実験室内での再載荷状態とが等しいとき，カイザー効果はより明瞭になると考えられることから，本研究では再載荷において原位置での応力状態を模した三軸圧縮を行い，カイザー効果におよぼす拘束圧の大きさの影響について検討を行う。

2. 実験方法

2.1 岩石試料

実験に用いた岩石試料は宇都宮市大谷町の地下約55mから採取した細目の凝灰岩である。物性値を表1に示す。ブロック状の試料からφ50mm×h100mm，端面平行度1/20mm以内の円柱試験片を作製し，絶乾状態とした後，室温にて実験を行った。

表1 物性値

吸水率	13.06 %
含水率	8.89 %
有効間隙率	22.85 %
湿潤密度	1.98 g/cm ³
自然密度	1.84 g/cm ³
乾燥密度	1.75 g/cm ³

2.2 実験方法

側圧10, 100kgf/cm²と一軸圧縮試験の3種類の場合について載荷を行った。軸差応力の載荷はひずみ速度0.1%/minとして，ひずみを0.3%ずつ1.5%までの漸増繰り返し載荷を行った。

A E計測システムの概略を図1に示す。A Eは試験片の上下加圧盤内に2個ずつ設置したA Eセンサー(共振周波数140kHz)により計測した。試験片上下に設置したセンサーのA E信号到達時間差を用いて，端面付近より発生するA Eを除去して計測を行った。

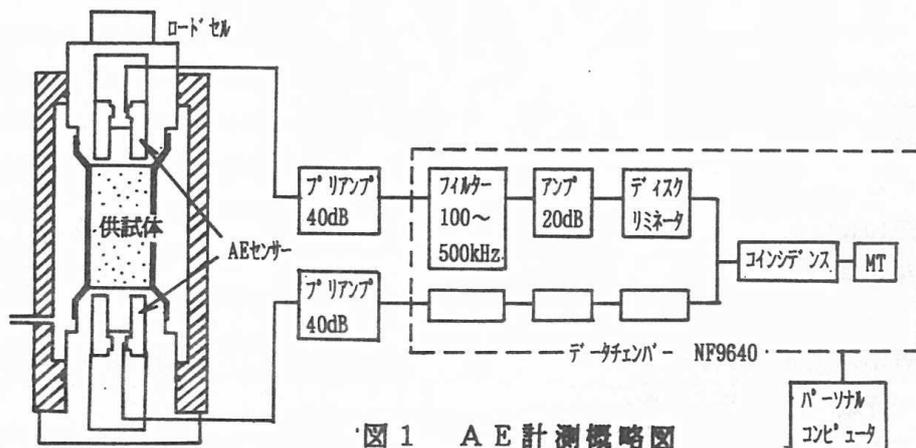


図1 A E計測概略図

3. 実験結果と考察

側圧10kgf/cm²におけるA E発生数と応力-ひずみ曲線を図2に示す。A Eはトータルカウント、ひずみは加圧盤間の変位により求められる平均ひずみである。応力-ひずみ曲線は繰り返し载荷3回目のひずみ約0.9%においてピーク強度を示し、それ以降ひずみ軟化の傾向を示している。また、A Eの発生傾向は、ピーク強度以前の繰り返し载荷においては、先行载荷時の最大軸差応力に達する付近からA Eカウントが発生しており、カイザー効果が明瞭に観察された。ピーク強度以降の繰り返し载荷においては、ひずみ軟化現象を示し、各再载荷時のピーク強度は先行载荷時のピーク強度の応力レベルに達していない。

側圧100kgf/cm²における計測結果を図3に示す。応力-ひずみ曲線には明瞭なピーク強度はなく、繰り返し载荷5回目で一定応力を示している。A Eカウントは先行载荷時の最大軸差応力に達する付近から発生している。

一軸圧縮試験における計測結果を図4に示す。応力-ひずみ曲線は繰り返し载荷4回目のひずみ約0.7%においてピーク強度を示し、その後、急激な応力低下を示している。A Eの発生傾向は、側圧10kgf/cm²の場合と同様の結果が得られた。

A Eカウントの急増点から推定した軸差応力と各先行载荷時の最大軸差応力の関係を

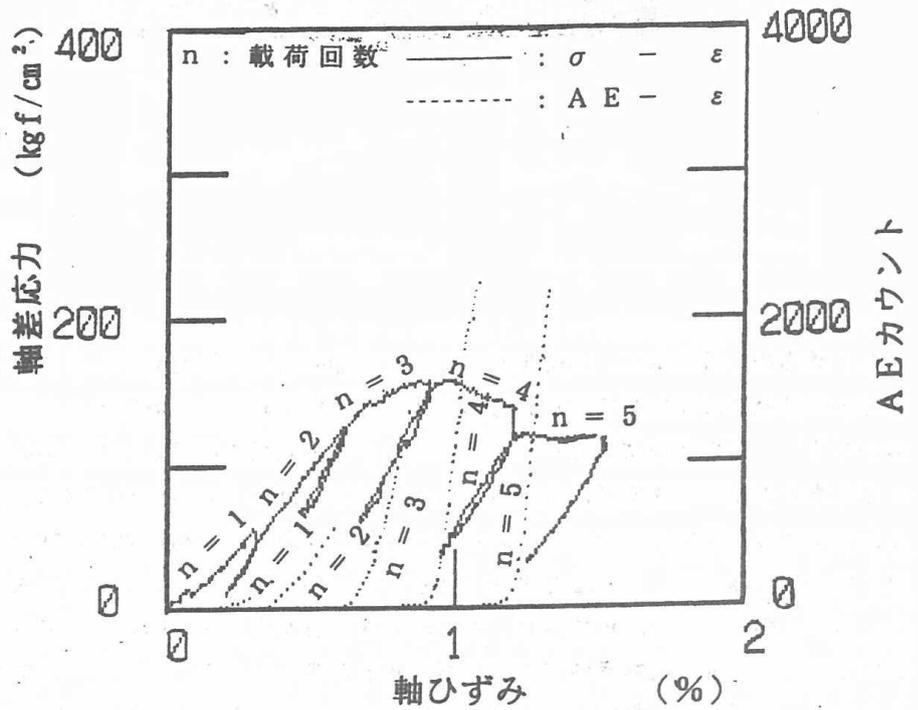


図2 応力-ひずみ曲線とA Eトータルカウント-ひずみ曲線
($\sigma_3 = 100 \text{ kgf/cm}^2$)

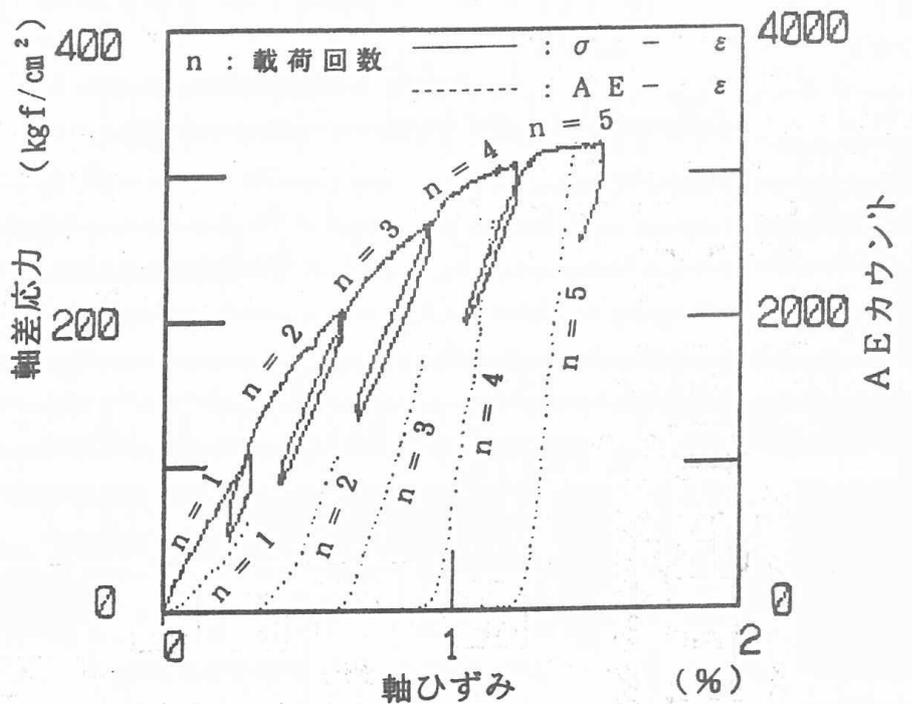


図3 応力-ひずみ曲線とA Eトータルカウント-ひずみ曲線
($\sigma_3 = 10 \text{ kgf/cm}^2$)

図5に示す。図中の番号nは繰り返し载荷n回目を表し、点線の区間は推定誤差10%の範囲を示している。側圧10kgf/cm²の場合、ピーク強度以前の再载荷(n=2,3)においては精度よく先行軸差応力が推定されている。ひずみ軟化域での繰り返し载荷(n=4回目以降)においては、推定値は10~34%過小評価しており、先行軸差応力の推定は不可能である。一方、側圧100kgf/cm²の場合には今回の実験で行った先行応力レベルの範囲(100~300kgf/cm²)でよく一致している。推定誤差は10%以内にあり高応力レベルにおいてもカイザー効果が認められた。一軸圧縮試験の場合は側圧10kgf/cm²の場合と同様に、ピーク強度以前においては推定が可能だが、ピーク強度以後においては推定不可能である。

ひずみ軟化を示すレベルでのAE発生傾向は、先行载荷の除荷時のひずみ(最大ひずみ)とその時の応力(除荷時の軸差応力)に対応しているようである。AEカウントの急増点から推定した先行载荷の除荷時の軸差応力と、最大ひずみの推定結果を図6、7に示す。図6よりひずみ軟化域においても(n=2,3)10%以内で除荷時の軸差応力が推定されていることがわかる。また、図7の最大ひずみの推定結果は、側圧10kgf/cm²、一軸圧縮の場合、推定値は直線上にあり、ピーク強度以降のひずみ軟化域の繰り返しにおいても精度よく推定されている。

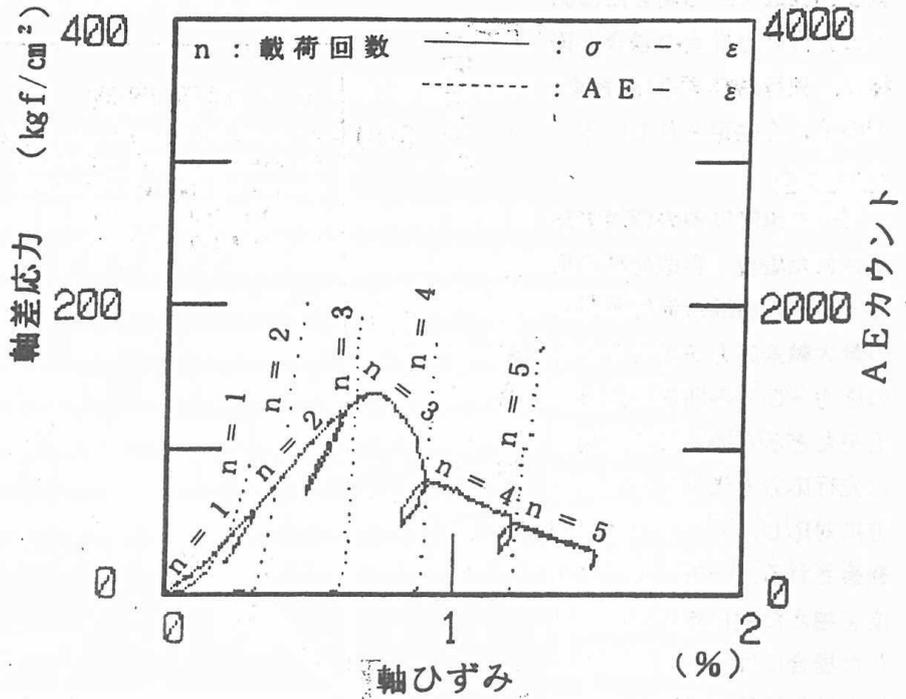


図4 応力-ひずみ曲線とAEトータルカウント-ひずみ曲線
(一軸圧縮試験)

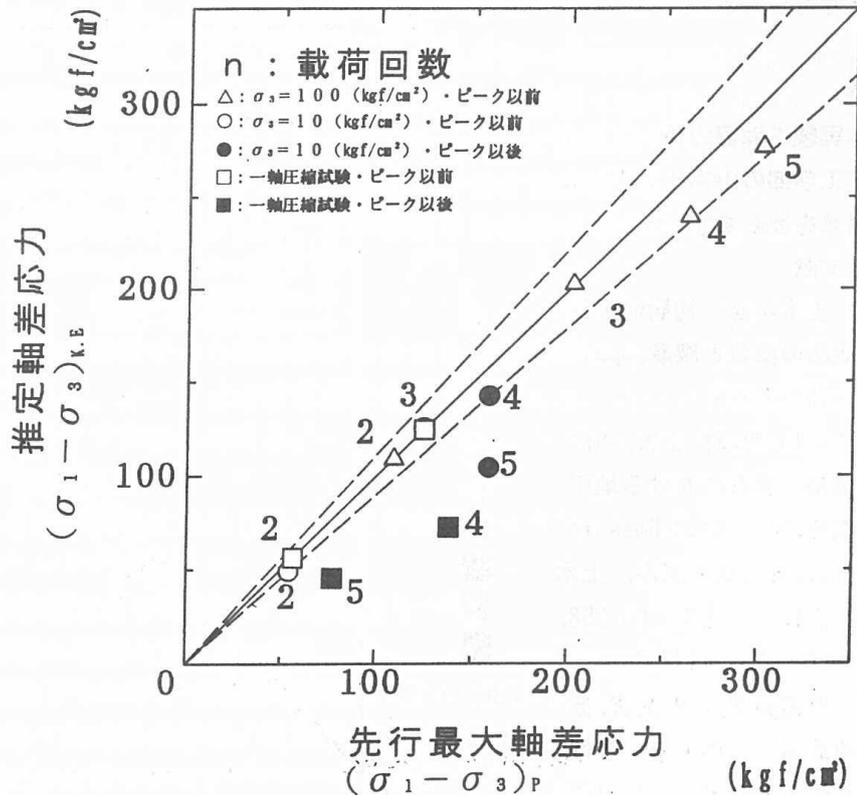


図5 推定軸差応力と先行最大軸差応力の関係図

側圧100kgf/cm²の場合には図6の先行応力推定の場合と同様に、先行軸ひずみ1.5%まで精度よく推定されている。

4.まとめ

ピーク強度以前の領域で除荷された場合、再荷荷時の応力-ひずみ曲線は先行荷荷時の最大軸差応力を越えるとその応力-ひずみ曲線の延長線上をたどるためAEの急増点は先行応力と先行ひずみの両方に対応し、カイザー効果が観察される。一方、ピーク強度を越えた軟化域から除荷された場合には、AE発生急増点は先行最大履歴ひずみに対応している。このことからカイザー効果は岩石が記憶している'ひずみ'を評価していると考えられる。

謝辞

本実験に御協力頂いた日本大学工学部の山本氏、柳田氏に謝意を表します。

参考文献

- 1) 土木学会：初期地圧測定法の現状と課題，pp71～75 1992-6
- 2) 金川 忠，林 正夫，仲佐 博裕：岩石における地圧成分のAcoustic Emissionによる推定の試み，土木学会論文報告集，No. 258，pp. 63～75，1977-2
- 3) 渡辺英彦，田野久貴，赤津武男：三軸圧縮を受けた岩石のカイザー効果に関する基礎実験，日本応用地質学会東北支部第2回研究発表会講演集，pp. 11～14，1993.2

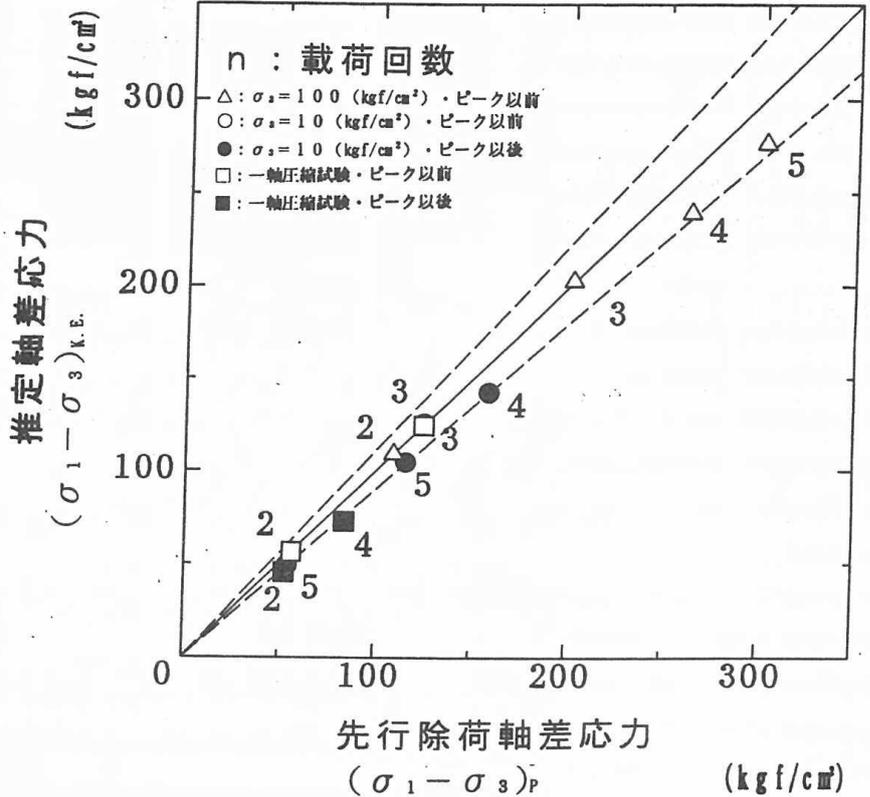


図6 推定軸差応力と先行除荷軸差応力の関係図

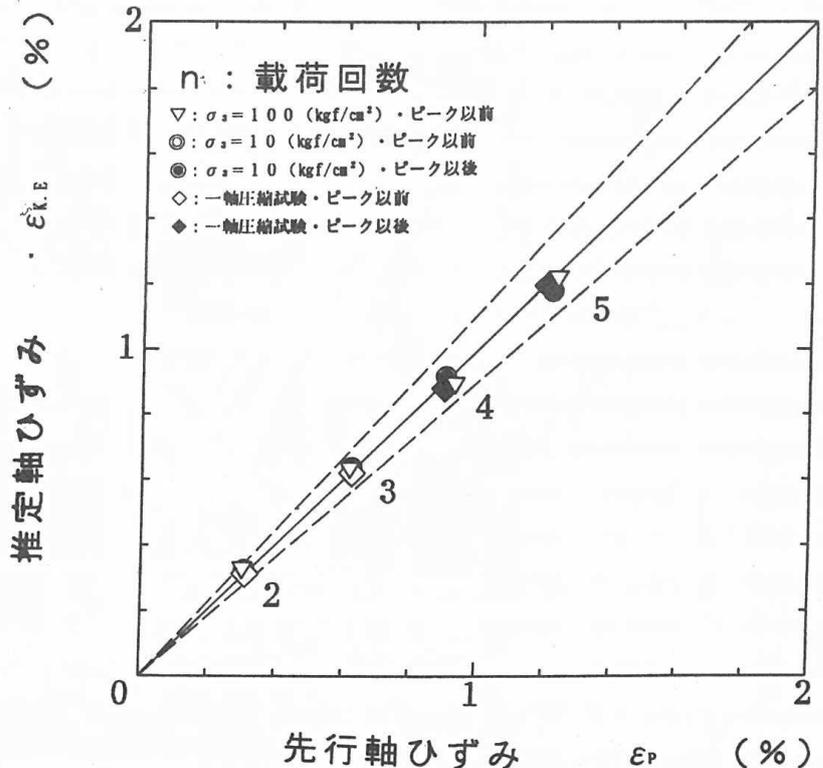


図7 推定軸ひずみと先行軸ひずみの関係図

グリーントフ地域の地すべりの例

(株)復建技術コンサルタント 岩淵 恒紀

(1) はじめに

北上・阿武隈両山地と奥羽脊梁山脈との間の低地帯の地表下には盛岡-白河構造線が伏在する。盛岡-白河構造線以西の地域は、グリーントフ地域の典型的な場所であり、特に、出羽丘陵は、一部に花崗岩類や中新世前期の地層が点在分布するが、その大部分は中新世後期～鮮新世の砂岩・泥岩・酸性凝灰岩などから構成され、地すべりの密集地となっている。

また、グリーントフ地域の東縁部で、かつ阿武隈山地の北方延長部では、東側の割山隆起帯の隆起運動に伴って供給された大規模な崩壊堆積物（旧地すべり崩積土が混じっているとされている）が分布しており、大規模な地すべり地が存在している。

ここでは、グリーントフ地域の典型的な場所である出羽丘陵で、ダムの付替県道建設に伴って遭遇した地すべりと、上記のグリーントフ地域東縁部で集中豪雨に伴って顕在化した地すべりを紹介する。

(2) 出羽丘陵の地すべり

1) 位置・地形

今回発表する地域は、山形県西部庄内地方にあり、出羽丘陵と、西側の庄内平野との境界付近に当たり、標高が100～200mのやや起伏がある丘陵地帯である。その延長は約2kmであり、ほぼ東西に延びている。

2) 地質

この地域の出羽丘陵西縁には、下位から上位に向かって、安山岩質～玄武岩質集塊岩および凝灰角礫岩からなる青沢層（西黒沢階に相当）、硬質頁岩を主体とする草薙層（女川層に相当）、黒色泥岩を主体とする北俣層（船川層に相当）が分布しており、全体として西に10°～20°傾斜している。

出羽丘陵には断層、褶曲構造が発達しており、その西縁には、棚倉構造線に関連するとみられ、立谷沢断層と呼ばれる南北性の断層が存在している。この断層は当地域の下流部をほぼ南北に走っている。

3) 地すべり状況

上記の立谷沢断層に沿って、明瞭な地すべり地形が多数分布しており、今回の発表箇所周辺にも数箇所地すべり地形が認められる。ルートはほぼ東西に延びているため、地質の分布、および断層の存在に対応した地すべりのタイプが認められる。

【地すべり状況、発生機構について】

調査、施工の段階で数カ所の地すべりに対処した。ここでは、そのうち、次の3箇所の地すべりについて紹介する。

Aブロック……………硬質頁岩分布地における崩積土すべり

Bブロック……………断層に規制されたすべり

Cブロック……………岩盤クリープ、安山岩質凝灰岩類の風化岩すべり

これらのブロックは、既に述べた地質の分布、断層の存在に対応しており、西から東に向かうにしたがって、A→B→Cの順に分布している。

以下に、各ブロックの地すべり状況、地すべり発生機構について紹介する。

〈Aブロック（崩積土すべり）〉

Aブロックでは、段丘砂礫層を覆って、硬質頁岩の風化角礫を含む崩積土が分布し、これらの境

界付近にすべり面を形成している（すべり面深度は約10m）。

この地域の硬質頁岩分布箇所の丘陵斜面はほとんど南向きであり、流れ盤にはなっていない。すなわち、硬質頁岩・泥岩は亀甲状に割れ易く、崩落して斜面の下部に厚く堆積している。さらに、上記の岩は風化し易いため、軟弱になって地すべりを起こしているものとみられる。硬質頁岩・泥岩分布地域では、山腹斜面の下部に馬蹄形を呈する緩傾斜面が多く分布しており、当ブロックと同じ機構によって形成されたものも多いと考えられる。

〈Bブロック（断層に規制されたすべり）〉

当ブロックは立谷沢断層に伴う擾乱部の東端付近に位置しており、断層面がすべり面の一部になっているものである（図-1）。山腹斜面途中に、馬蹄形を呈する小規模な平坦面～緩傾斜面が存在しているものの、硬質頁岩の地層面とのり面とは受け盤を形成しており、滑落する危険性は小さいように見えた。工事は地すべりの側方部分を切土することになり、切土後、断層面と地層面をすべり面として（深度は15m）、のり面と斜交する方向に滑動した。

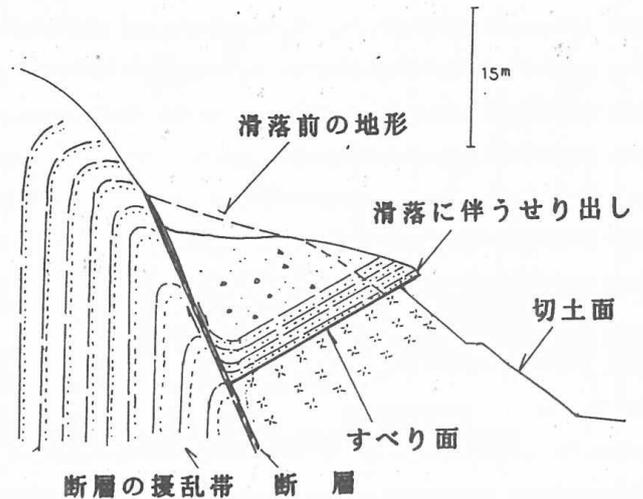


図-1 Bブロック概念図

〈Cブロック（凝灰岩の風化岩すべり：流れ盤すべり）〉

上流側には安山岩質凝灰岩類（火山礫凝灰岩、角礫凝灰岩）が分布している。安山岩質凝灰岩類は、全体的には塊状であるが、部分的に層理が発達している。また、節理が発達し、その間隔は大きい、これに沿って風化が進んでいる。これが流れ盤を形成している箇所では、高標高の位置に馬蹄形状の凹斜面を伴った平坦面～緩傾斜面が分布している。

Cブロックでも、このような地形・地質特性を有しており、さらに、滑落崖を伴う数段の段差地形が存在し、末端斜面は明らかに地すべり地になっている。斜面の中・上部でのボーリング調査では厚さ5m程度の強風化帯の直下に弱風化岩盤が確認されたが、末端斜面では強風化帯は層厚が10m程度ある。中・上部斜面では、すべり面を弱風化帯の直下に推定したが、工事により切土したところ、層理は周辺部と概ね調和的であるが、岩盤に開口した亀裂が存在し亀裂面には粘土が付着している（他の箇所でもこれと同じ地質状況が確認されている）。このような地形・地質特性は岩盤クリープあるいは大規模な岩盤すべりによって形成された可能性がある。

4) 地すべり発生機構

・グリーンタフ地域の典型的な地域である出羽丘陵では、当地のように断層、褶曲構造が発達しており、隆起運動に伴う応力が集中していると考えられる。地表付近ではこのような残留応力が層理面などに沿って開放され、弱面-潜在すべり面が形成されていることは十分考えられる。

・硬質頁岩のように、層理面が発達している場合には、浅い深度にすべり面ができて小規模な地すべりが発生しやすいが、層理面の発達が悪く塊状の場合には深部の層理面などの弱面に沿って潜在すべり面が形成されて、岩盤クリープや岩盤すべりが起こることは十分考えられる。このような箇所では、クリープによって斜面の末端部に応力が集中して、地すべりが発生したり、切土によってのり面が崩壊し易い状態にあると考える。

（3）阿武隈山地北縁の隆起帯に関連する地すべり

1)位置・地形

今回の発表箇所は宮城県南で、阿武隈山地の北方延長に当たり、標高100~400mの山地形を呈している。

2)地質

位置的には、グリーンタフ地域の東縁に当たり、東側には阿武隈山地から派生している地壘山地がある。また、西側には、阿武隈山地の北縁部があり、当地はこれらに挟まれた位置にある。地壘山地は“割山隆起帯”と呼ばれ、阿武隈山地の東縁を南北に走り、相馬市付近で北方に分岐する双葉断層に挟まれており、中・古生層を主体としている。

阿武隈山地本体と割山隆起帯との間には、新第三紀中新世の金山層上・下部層および芳ヶ沢層などが分布している。

また、当地区南西方の割山隆起帯の西斜面には、崩壊堆積物が分布している。崩壊堆積物は、基盤起源の破碎された粘板岩、硬砂岩、石灰岩などの角礫・岩塊からなり、基質は砂ないし粘土からなっている。それらの大部分は崖錐性の堆積物で、一部に地すべり崩土をまじえ、その厚さは最大110m以上もあると言われている。

3)地すべりの状況

平成2年12月の集中豪雨（総降雨量100mm）に伴って、末端斜面が崩壊した。その直後に押え盛土、水抜ボーリングを行った結果、一応、安定した状態になった。しかし平成3年6月に、斜面の末端部で圧縮・隆起現象が顕著に表れた。

崩壊箇所背後の斜面では頭部の滑落崖は明瞭ではないが、山頂面の直下に遷緩線が存在し、その下方は緩い斜面になっている遷緩線に沿って直径数mの凹地が分布している。また、崩壊斜面では、新第三紀層の上に、層厚30m以上の崩積土が堆積しており、その境界は粘土化しており、山側に傾斜している。このような地形・地質状況から、一連の地盤変状は地すべりによるものとして調査した。

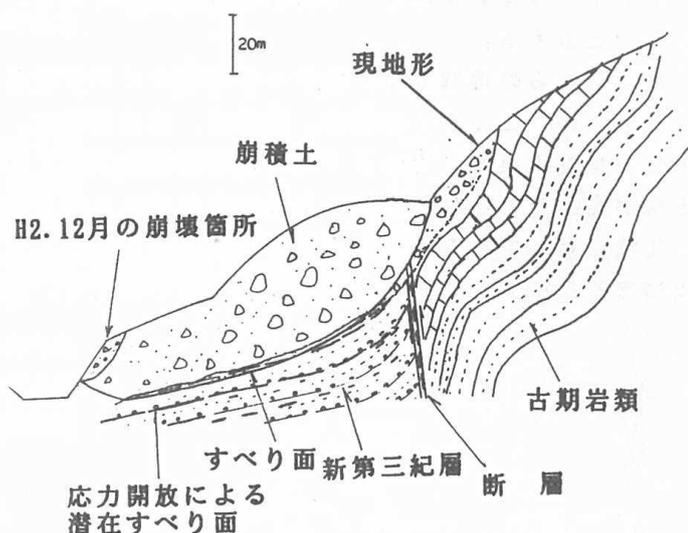


図-2 地すべり状況概念図

調査の結果判明した、地すべり地内外の地質構成は次のとおりである。

地すべり地内：新第三紀層、崩積土（最大層厚は約40m）

地すべり地外：古期岩類（中・古生層）

また、ボーリングコアの観察、歪計観測結果、すべり面は崩積土直下の風化岩中に形成されていることがわかった。

4)地すべりの発生機構

・すべり面は風化岩中に形成されているが、これ以深の弱風化岩盤中にも、層理面に沿うスリッケンサイドが数箇所認められる。これは、隆起運動に伴う応力あるいは歪が、地表付近では層理面に沿って開放されてきたものと考えられる。初生的な地すべりは、このような弱面が潜在すべり面として存在しているところに、崖錐性あるいは地すべり性堆積物が大規模に堆積したために、斜面が不安定になって発生したものと推察される。

・平成2年12月の地すべり活動については、降雨（100mm）以外は、切土などの直接的な誘因はなく、

しかも、この程度の降雨はこれまでもあった。それにも係わらず、今になって末端部に変状が表れたのは、厚い崩積土が“キャップロック”として働くとともに、過剰な頭部載荷重、地下水の貯留層にもなっており、岩盤の劣化を促進しているためと考えられる。

・末端部に変状が表れてから、地すべりの側方部に亀裂が形成されるまで約1年かかっている（平成2年12月に斜面が崩壊し、平成3年11月に頭部の側方部に亀裂が発生）。これは、角礫・岩塊（最大礫径約3m）を主体とする移動土塊の土質特性と、その層厚が大きいことによると考えられる。

（４）おわりに

東北地方のグリーントフ地域の中心部における地すべりと、その東縁部における地すべりとを紹介した。これらの間に次のような類似性が認められる。

①構造運動に伴う地中応力が集中している地域であり、残留応力の開放によるとみられる弱面－潜在すべり面が存在している（鏡肌面として存在）。

②末端部での切土や、特に異常とは思えない集中豪雨によって滑動しており、地すべりの安定度が限界状態（ $F_s=1.00$ ）にあると考えられる。

これらの地域では、すべり面は風化岩中に形成されているため、すべり面を決定するに当たっては、ボアホールカメラによって孔壁を直接観察したり、密度検層などの孔内検層を併用することが望ましいと言える。

また、これらの地域では、地すべりは徐々に不安定化しているため、末端部では地すべり変状が起こりやすい。このような場合、通常は、ほぼ同時に、頭部や側方部でも亀裂ができることが多い。しかし、宮城県南の例のように、崩壊堆積物が厚く分布している箇所では、地すべり地の末端部で変状が発生してから側方部に亀裂が形成されるまで約1年経過している。この場合、のり面や斜面の変状に対して、それら表層部の変状として対処してしまう危険がある。そのため、このような小規模な変状に対しても、周辺を広く踏査した上で、以後の対応を決定する必要がある。

以 上。

トンネル坑口付近の地すべりの一事例—東北地方のグリーンタフ地域

日本道路公団仙台建設局会津若松工事事務所 野沢工事長 久保喜久夫
 住友建設㈱・佛地崎工業共同企業体西会津トンネル工事 所長 長田 雅則
 住友建設㈱・佛地崎工業共同企業体西会津トンネル工事 主任 ○高橋 浩
 東北ボーリングさく泉株式会社 倉持 隆

1. はじめに

トンネル坑口付近の斜面は、一般に地形の変曲点がトンネル坑口付近に存在するために坑口の切土に伴い地すべり・崩壊が発生する頻度の可能性が高く、その対策工はトンネルの施工法にも波及し、多大な費用を必要とすることもあるために、その斜面の安定性は重要といえる。さらに、トンネル坑口付近は、トンネルの掘削によるすべり面を含んだすべり土塊の除去あるいはトンネル掘削に伴う弛みによる要素が、地すべりの発生や再活動に大きく影響する可能性が高いといえる。

現在建設中の西会津トンネルの西坑口部（施工基地側）で発生した地すべりは、上半切羽が250m以上進行した段階で活発化し、そのために約3ヶ月間の切羽休止を余儀なくされた。その後の地すべり対策工（抑制工・抑止工）あるいはトンネル補強工などの実施により、現在地すべりは休止期間と考えられる段階であり、本稿は、地すべり動態観測結果を主に記述するものである。

2. 工事概要

磐越自動車道は、高規格幹線道路網計画に基づく国土開発幹線自動車道の一環として計画され、いわき市を起点に常磐自動車道から分岐して、郡山市で東北自動車道と交差し、会津若松市を経て新潟市で北陸自動車道と結ばれる延長約210kmの高速道路である。

西会津トンネルは、図・1に示す磐越自動車道のうち福島・新潟の県境の町、福島県西会津町に位置する延長 $l=1016$ mの高速道路トンネルであり、工事の概要は次のとおりである。

工事名	磐越自動車道西会津トンネル工事
工事場所	福島県耶麻郡西会津町内
工期	平成4年7月28日～平成7年11月9日
工事内容	工事延長 $L=1,982$ m
	トンネル延長 $L=1,016$ m
	(標準掘削断面積 $A=77$ m ²)
	土工延長 $L=797$ m
	(掘削土量 $V=160,000$ m ³)
	橋梁延長 $L_1=169$ m



図・1 調査地案内図

3. 地形・地質概要

3-1. 地形概要

当該トンネルは、ほぼ南北に延びる標高380~395mの尾根からなる山地を、ほぼ東西に貫く形で計画されている。トンネルの東側は斜面傾斜 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 程度のやや急峻な地形を呈し、標高391mの尾根を挟み、西側は斜面傾斜 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 程度の緩やかな地形を呈している。これは地質構造を反映した「ケスタ地形」と呼ばれるもので、地層が西側に傾斜しているために層理面に沿って侵食を受け、その結果東側は急傾斜、西側は緩傾斜となったものである。

西坑口付近には坑口を取り囲むように主尾根から派生した支尾根が延び、全体に凸地状の地形を呈し、次の

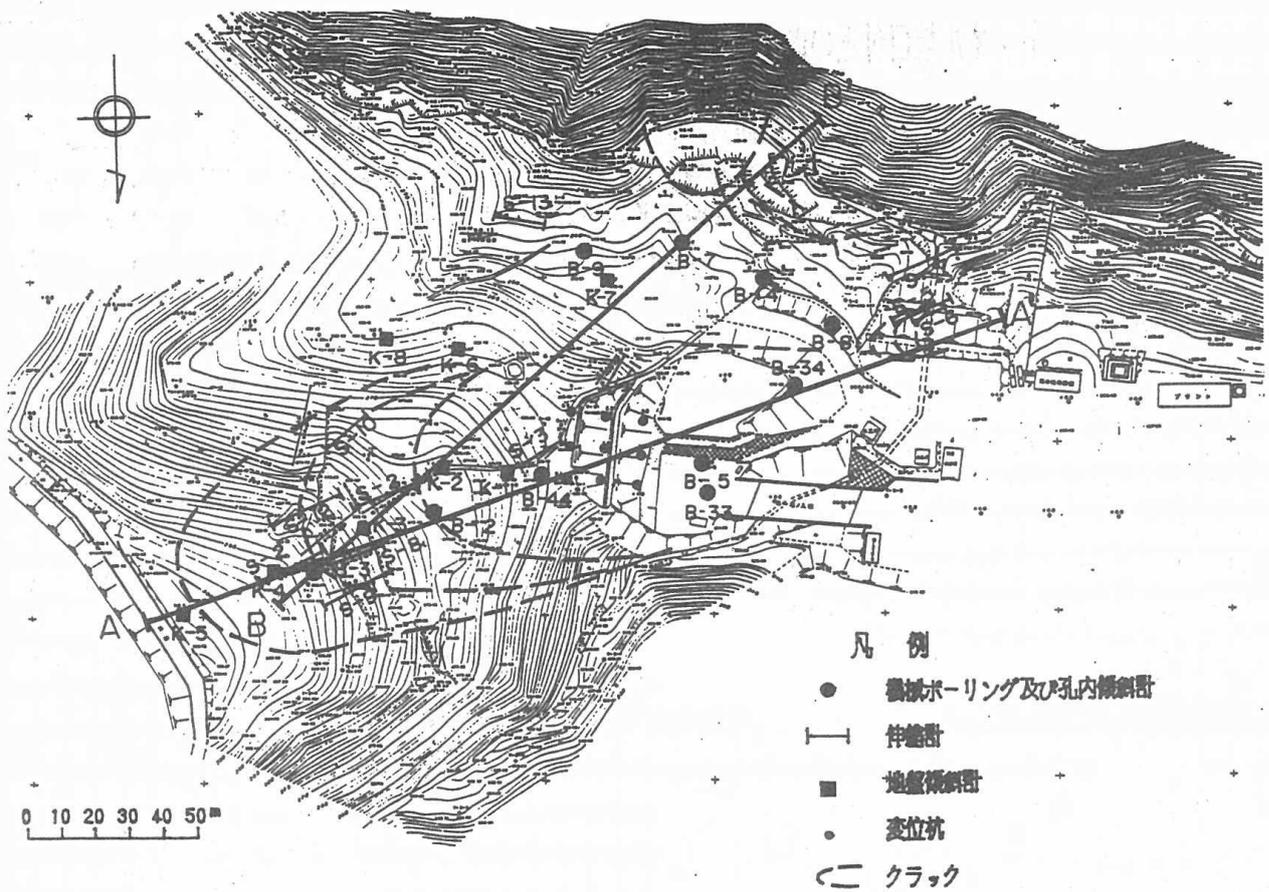


図 2 調査地点位置図

ような特徴が認められる。

- ・この丘陵地の斜面形状は急傾斜と緩傾斜が複雑に組み合わされ、一部は鞍部が認められる。
- ・坑口の切土高が標高約240mで計画されているのに対して、標高260~270m前後、280m前後及び300m前後で緩傾斜が認められる。
- ・塩ノ入川の本流左岸は急斜面に対してトンネル坑口部が位置する右岸には緩傾斜が認められる。一方、塩ノ入川の支流部の左右岸は、やや急斜面である。

3-2. 地質概要

当該トンネル周辺の地質構造は、大局的には北東～北西方向の走向をもち西側に傾斜した単斜構造と考えられ、西会津トンネル西坑口斜面部では、“流れ盤”と予想される。この西坑口付近の地質構成は、図・3に示すように漆窪層（砂岩泥岩）を基盤岩とし、その基盤岩の上位は崩積土からなる。この崩積土は、粘土化の進んだ土砂あるいは凝灰岩、砂岩などの岩塊からなり、その基盤岩との境界付近に炭化木片あるいは河床砂礫様堆積物を一部介在すること等の理由により説明される。この崩積土の土質工学的な性格づけは、次の諸指標により表される。

- N値は、地質断面図に併示するように3～50以上の範囲でバラツキを示し、一部最大60cm程度の棒状コアとして採取される軽石凝灰岩・砂岩などの岩塊を含む。
- 地盤の変形係数は、平成6年8月に実施した孔内水平載荷試験により $E=20\sim30\text{kgf/cm}^2$ 程度と評価され、N値との相関性を考慮すれば、軟岩程度の硬さを有する岩塊を含んだ土砂であるため、「開口した割目を有する岩塊」とも評価され、土質調査時には塩坪層（砂岩凝灰岩等）と称された。
- PS検層によれば、 $V_p=900\sim1300\text{m/s}$ 、 $V_s=260\sim380\text{m/s}$ の結果が得られた。

4. 動態観測結果

西会津トンネル西坑口付近の動態観測は、西坑口の切土前から始め、その地盤の変位挙動と対策工の進捗に

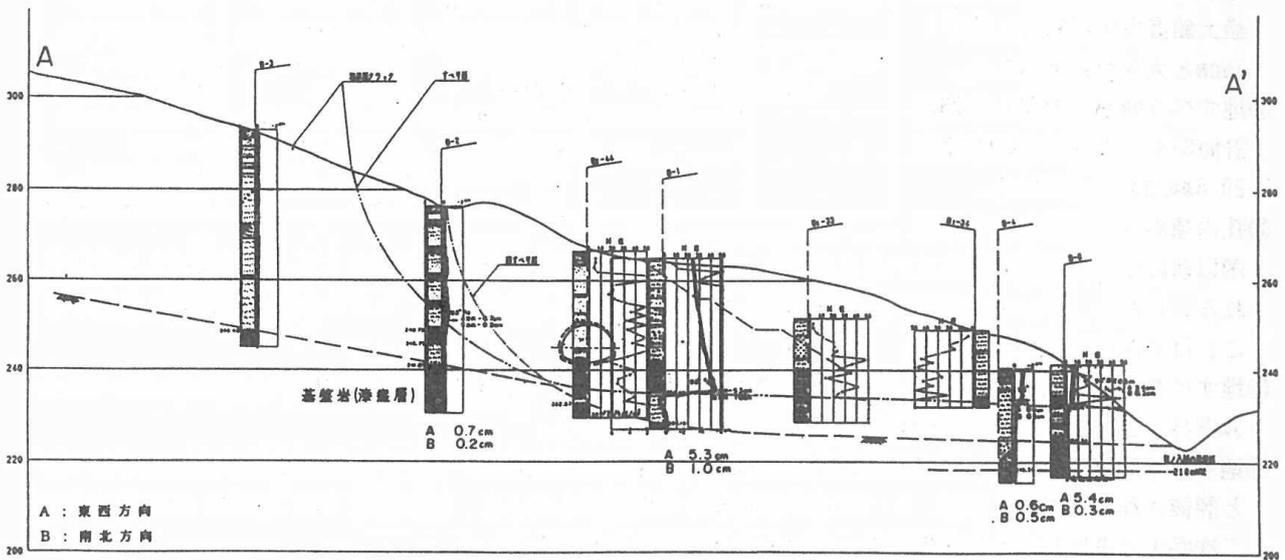
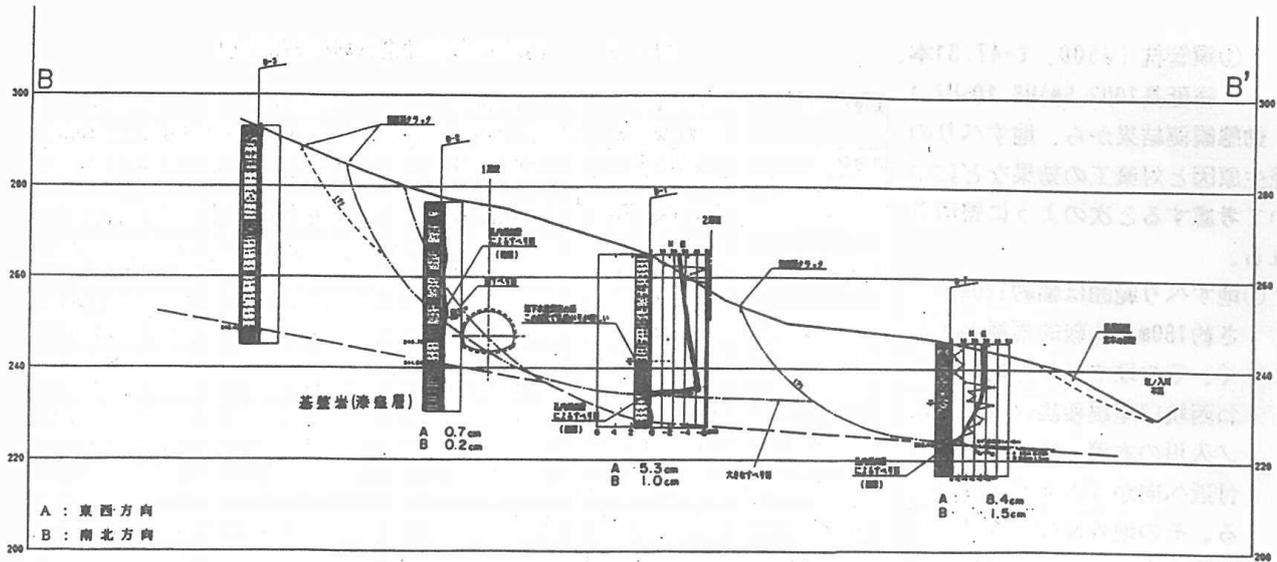


図 3 地質断面図

応じて観測項目、箇所数を増減し、地すべり挙動の把握に努めた。この動態観測一覧表を表・1、動態観測位置平面図を図・2、動態観測結果の一部を図・3に示す。

なお、地すべり挙動に応じて、表・2に示す西坑口部動態観測管理基準値を設定して、次の対策工を実施した。

(1)応急対策工

①一時盛土(坑外仮設ヤードへの盛土)

$V=11,500\text{m}^3$ H6.1.18~2.10

(2)抑制工

①二次盛土(沢部支流埋め戻し)

$V=12,000\text{m}^3$ H6.3.7~3.30

②水抜きボーリング

トンネル内(計6本、総延長260m)

H6.1.10~1.26

坑外(計11本、総延長1477m)

H6.3.2~5.20

③三次盛土(沢部本流部埋め戻し) $V=36,000\text{m}^3$ H6.9.20~11.30

(3)抑止工

表・1 動態観測一覧表

観測項目	単位	数量	摘要
変位杭	箇所	15	光波距離計による座標計測
孔内傾斜計	箇所	10	
伸縮計	測線	13	
地盤傾斜計	箇所	8	水管式傾斜計
地下水位測定	箇所	3	孔内傾斜計の測定

ただし、数量は延べ数量を表す。

①鋼管杭 (φ500、t=47.31本、
 総延長1002.5m)H6.10~H7.1
 動態観測結果から、地すべりの
 発生原因と対策工の効果などにつ
 いて考慮すると次のように整理さ
 れる。

①地すべり範囲は幅約120m、長
 さ約180mと比較的規模が大き
 く、その地すべり方向は、概
 ね西坑口尾根稜線付近より塩
 ノ入川の本流と支流の合流点
 付近へ向かう方向と予想され
 る。その地表変位 (変位杭)
 は最大水平方向移動量135cm、
 最大鉛直方向移動量 (沈下)
 75cmと大きな値を示した。

②地すべり頭部に設置した伸縮
 計No.S-8 では最大変位速度
 20.8mm/日を示している。

③孔内傾斜計B-1でトンネル掘
 削以前にすべりが観測されていることから、地すべりの主原因は坑口部の切土 (V=30,000m³) と予想さ
 れる。しかし、トンネルがすべり面を斜交して横切っていることもあり、トンネル掘削の影響も無視する
 ことはできないと判断される。

④地すべりが活発化した原因は、平成5年12月中旬からの降雨・降雪により地下水位が上昇した (B-1で約
 5m上昇) ことで、斜面の安全率が低下したためと考えられる。

⑤地すべり対策工のうち、特にA1上流側・下流側で実施した水抜きボーリングと二次盛土が効果的であった
 と評価される。このことは、B-1の地下水位が5~6m低下したこと、地表変位 (B2 Z方向) の変位速度が
 二次盛土の進捗とともに緩慢になっていることなどから判断している。

5. あとがき

本稿の地すべりの事例は、東北グリーンタフ地域で発生した過去の大規模地すべりの舌端部に位置するトン
 ネル坑口付近の地すべり例である。この過去の大規模地すべり発生原因は不明であるが、この西坑口より南方
 約6kmの柳津町で1611年発生したM6.9の地震との因果関係が懸念されるところであり、近傍には数筋の活断層
 も報告されている。

ここでは、主に動態観測について記述し、「地すべりの対策工の設計・施工」あるいは「トンネルの補強工」
 などについては、別な機会を経て発表していきたいと考えている。

表・2 西坑口部動態観測管理基準値

管理レベル	レベル1	レベル2	レベル3	レベル4
	点検・要注意	対策工・補強工の検討	対策工・補強工の実施	嚴重警戒・一事退避
計測頻度	2回/週	1回/2日	1回/1日	1回/1日以上
①動態観測				
地すべり伸縮計	0~3mm/日 変位している場合	3~5mm/日 5日以上続く場合	5~10mm/日 5日以上続く場合	10mm/日以上 3日以上続く場合
地表変位測定	0~3mm/日 変位している場合	3~5mm/日 5日以上続く場合	5~10mm/日 5日以上続く場合	10mm/日以上 3日以上続く場合
孔内傾斜計 (地すべり面の数値)	0~1mm/日 変位している場合	1~5mm/日 5日以上続く場合	5~10mm/日 5日以上続く場合	10mm/日以上 3日以上続く場合
地盤傾斜計	0~5秒/日 変位している場合	5~10秒/日 5日以上続く場合	10~60秒/日 5日以上続く場合	60秒/日以上 3日以上続く場合
地下水位	EL=238.0m 以下の場合	EL=240.0m 以下の場合	EL=241.0m 以下の場合	EL=241.0m 以上の場合
②計測工				
内空変位・ 天端沈下	0~3mm/日 変位している場合	3~5mm/日 5日以上続く場合	5~10mm/日 5日以上続く場合	10mm/日以上 3日以上続く場合
軟弱コンクリートのクラック	0~1mm/日 変位している場合	1~3mm/日 5日以上続く場合	3~5mm/日 5日以上続く場合	5mm/日以上 3日以上続く場合
対策工・ 補助工法	①測定計器のチェック ②地表踏査 ③トンネル内の点検	①測定計器のチェック ②地表踏査 ③トンネル内の点検 ④監督員と協議し、対策工・補強工を検討する。	①測定計器のチェック ②地表踏査 ③トンネル内の点検 ④切羽作業の一時休止 ⑤対策工・補強工の実施	①測定計器のチェック ②地表踏査 ③トンネル内の点検 ④一時退避 ⑤監督員と協議し、入坑禁止等の措置を講ずる。

第4回日本応用地質学会東北支部研究会

テキスト

平成7年2月3日発行

編集 日本応用地質学会東北支部事務局

仙台市宮城野区萩野町3-21-2

応用地質(株)東北支社内
