

福島県に分布する火砕岩の強度特性について

新協地水株式会社 ○廣居 雅史, 高橋 友啓

1. はじめに

福島県の脊梁地域には新第三紀後期中新世から第四紀更新世のカルデラ活動に伴う火砕流堆積物が広く分布し、同一の堆積盆を埋積する湖成堆積物の分布も確認されている(図-1)。

これらの火山活動と火砕岩の形成過程や化学組成については多くの報告がなされている(例えば、地質図幅「田島」山元ほか, 1999)が、工学的な見地から岩盤の強度について整理された報告は少ない。

本報では、弊社で過去に実施した火砕岩に関する岩石試験結果を整理し、堆積年代および形成過程を含めた岩石試験結果について議論する。

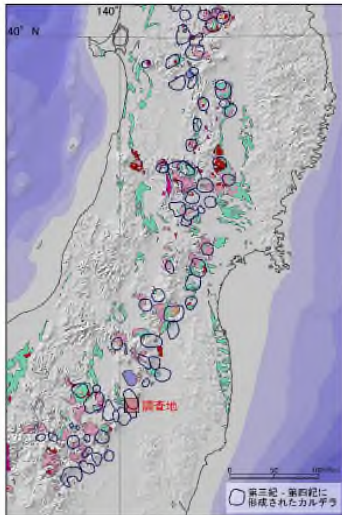


図-1 第三紀・四紀に形成されたカルデラ

2. 試料採取位置および試験結果整理手順

(1) 試料採取位置

岩石試験の試料採取位置を福島県の地質図¹⁾に示す。新第三紀の火砕岩(△)については9地点、第四紀の火砕岩(○)については8地点の合計83試料で岩石試験を実施している。なお、検証にあたっては、風化部や再堆積層と想定される試料は除外した。また、第四紀白河火砕流堆積物の給源カルデラからの距離による相関性を検証するため、給源地点から10km毎に区分した(図-2; 参照)

(2) 試験結果整理手順

- ①今回整理した岩石試験結果について、図-3に示す火山性堆積岩(火砕岩)の代表値と比較し、妥当性を確認した。
- ②第三紀の火砕岩試料は、前期中新世と後期中新世に区分されるため、形成過程により相関性があるか確認した。
- ③第四紀の火砕岩は、採取した大多数が白河火砕流堆積物であったことから、白河火砕流堆積物のみに着目し、推定される給源カルデラからの距離との相関性を確認した。

3. 岩石試験結果

(1) 代表値との比較

図-3²⁾に代表的な火山性堆積岩(火砕岩)の縦波伝播速度(V_p)と一軸圧縮強度(q_u)の分布を示す。岩石試験の結果は、縦波伝播速度(弾性波速度 V_p)が1.00~5.05km/s(平均2.66km/s)でほぼ代表値と一致する。また、一軸圧縮強度(q_u)は0.12~121MN/m²(平均12.73MN/m²)で概ね代表値と一致するが、全体的に低い値が確認されている。

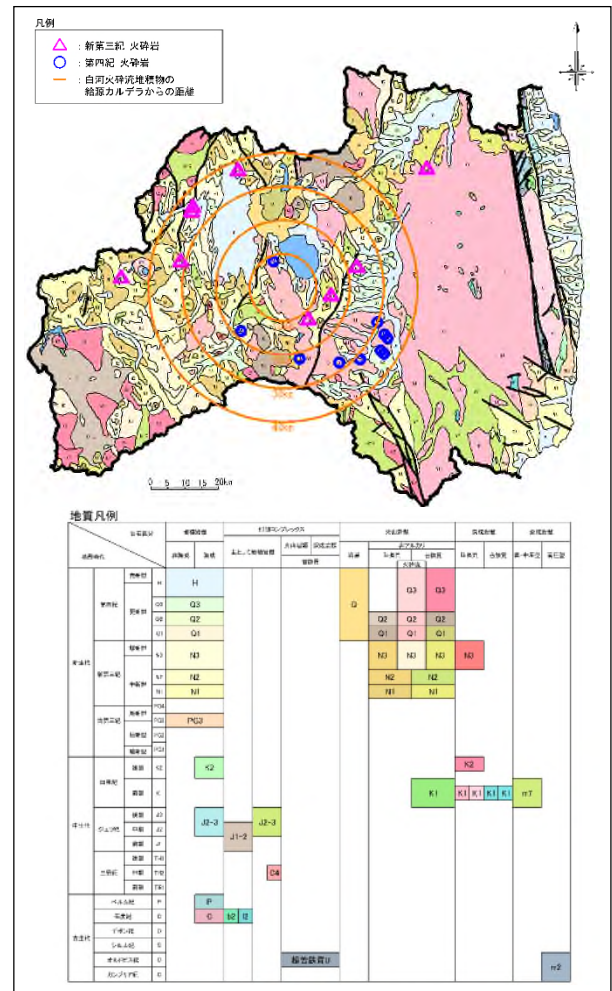


図-2 岩石試験の試料採取位置および福島県の地質分布

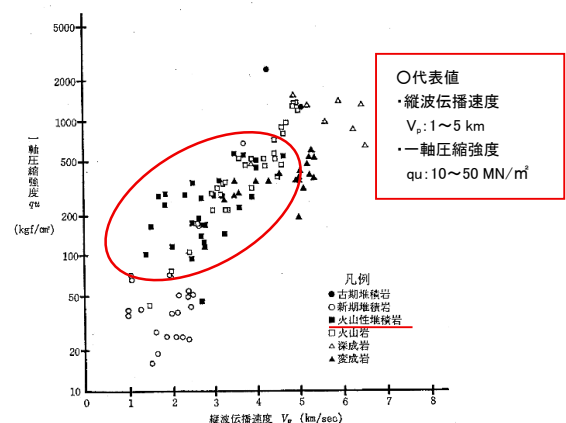


図-3 一軸圧縮強度と縦波伝播速度の関係

(2) 火砕岩の形成年代による相関

図-4および図-5に新第三紀と新第四紀に形成された火砕岩の相関を示す。湿潤密度と弾性波速度のグラフから新第三紀の火砕岩のほうが、相対的に湿潤密度 (ρ_t) が大きく、また弾性波速度 (V_p) が速い傾向が確認された。また、湿潤密度と含水比のグラフから全体に湿潤密度 (ρ_t) が大きいほど、含水比 (w) が低い傾向が顕著に見られ、新第三紀の火砕岩のほうがやや含水比 (w) が低い傾向が確認される。

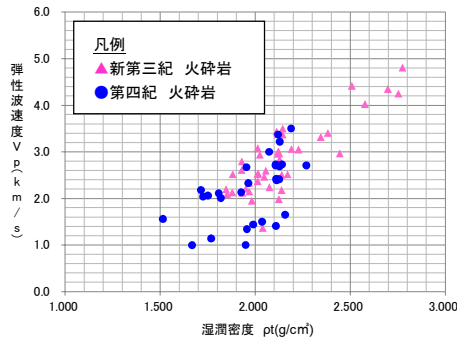


図-4 火砕岩の湿潤密度と弾性波速度の関係

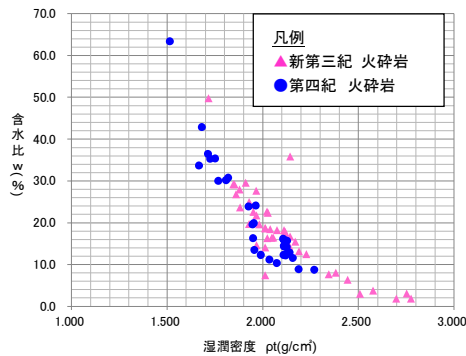


図-5 火砕岩の湿潤密度と含水比の関係

(3) 新第三紀火砕岩の形成過程による傾向

図-6に形成過程で分類した新第三紀火砕岩の弾性波速度と圧縮強度の関係を示す。後期中新世に形成された火砕岩の試料数が少なく、精度は低いものの弾性波速度と圧縮強度のグラフから、相対的に後期中新世に形成された火砕岩において圧縮強度 (q_u) が低く、弾性波速度 (V_p) が遅い傾向が確認される。

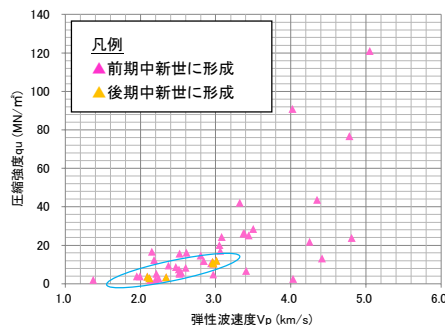


図-6 新第三紀火砕岩の形成過程の違いによる弾性波速度と圧縮強度の関係

(4) 第四紀火砕岩の給源カルデラからの距離との相関

図-7, 8に白河火砕流堆積物の抜粋データをまとめた試験結果図を示す。なお、給源カルデラからの距離を4つに区分し (図-1; 参照) 相関を確認した。湿潤密度と含水比グラフから、給源カルデラからの距離が遠いほど含水比 (w) が大きく、湿潤密度 (ρ_t) がやや小さくなる傾向が確認される。また、湿潤密度と弾性波速度のグラフから、給源カルデラからの距離が近いほど弾性波速度 (V_p) が速い傾向がやや確認される。

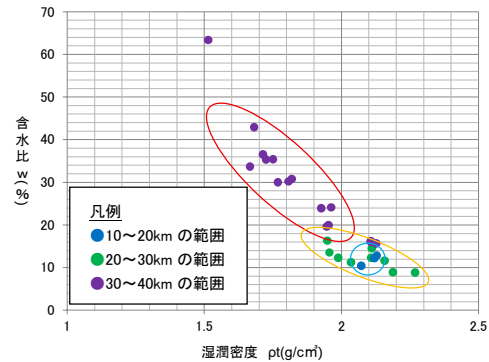


図-7 白河火砕流堆積物の給源カルデラからの距離と湿潤密度・含水比の関係

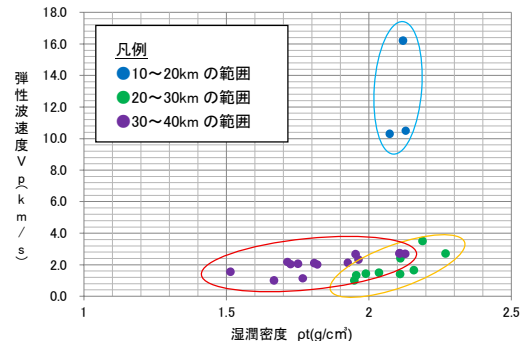


図-8 白河火砕流堆積物の給源カルデラからの距離と湿潤密度・弾性波速度の関係

4. まとめ

福島県に分布する火砕岩については、形成された年代により湿潤密度、含水比、弾性波速度に明瞭な傾向が確認された。

新第三紀の火砕岩については、さらにデータを蓄積し、成因・形成過程による工学的性質の違いを検証していく必要があるが、今回の結果から一定程度の相関があることが示唆された。

第四紀の白河火砕流堆積物については、同一の地層名で呼ばれる地形であっても、給源カルデラからの距離によって工学的性質が異なることが明らかとなった。

《引用・参考文献》

- 1) 若手技術者のための福島県地質調査の手引き (2016): 一般社団法人福島県地質調査業協会, pp. 12-13.
- 2) 岩盤分類 応用地質特別号 (1984): 応用地質学会, pp. 26.

岩石鑑定によって岩種を正しく判定することの重要性

明治コンサルタント株式会社 ○藤林 真, 岩村 尚樹, 谷口 正人

1. はじめに

本業務は、高速道路Ⅱ期線の橋梁・トンネル・切土の設計を行うための地質調査であった。Ⅰ期線の資料やその他既存資料、露頭・ボーリングコアの目視判定によって岩種を決めようとしたが、岩種については、資料や技術者によって意見が分かれた岩があったことから岩石の薄片作成及び顕微鏡による鑑定を実施した。

その結果、一部の岩が既存資料とは異なる岩種であることが判明した。目視で判定した岩種と顕微鏡鑑定で判明した岩種での物性値を対比した結果をここにまとめるものとする。

2. 本業務地の地形地質

(1) 地形

本業務地は、標高500～700mの急峻な山地において、東西に流れる河川の下刻作用で形成された谷地形に位置し、河川沿いには狭小な平坦地が分布する。

(2) 地質

本業務地は、中生代白亜紀の流紋岩質凝灰岩・石英安山岩質凝灰岩を基盤とし、新生代古第三紀の花崗岩類・閃緑岩類が併入しているとされる地域である。

ただし、資料によって見解が異なっており、図-1の20万分の1日本シームレス地質図では業務区間の大部分が花崗閃緑岩・トーナル岩の分布範囲とされているのに対し、図-2の20万分の1地質図においては、流紋岩（デイサイト溶結凝灰岩）の分布範囲とされている。

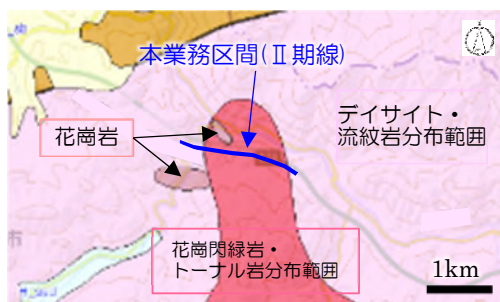


図-1 本業務地周辺の地質図¹⁾(1)

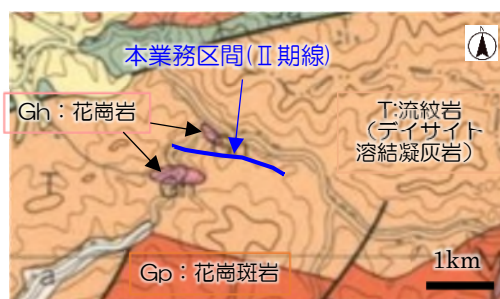


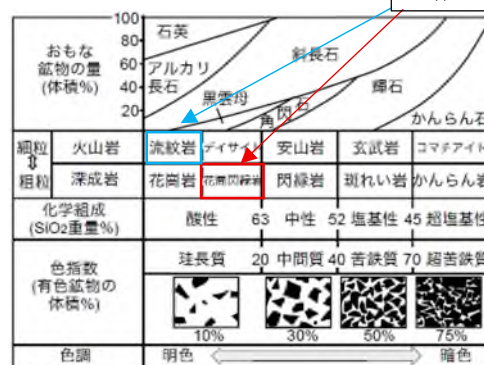
図-2 本業務地周辺の地質図²⁾(2)

3. 露頭・ボーリングコアや既存資料の地質判定結果

本業務範囲内の露頭やボーリングコアを観察すると様々な岩相が認められた。流紋岩質凝灰岩が主体であると判断されるものの、一部花崗閃緑岩のように見える岩盤も認められていた。その他、併入岩として花崗岩及び安山岩が確認された。

観察できた岩種の中では、流紋岩質凝灰岩と花崗閃緑岩が大半を占めていた。火成岩の分類を表-1に示し、上記2種類の岩の説明を表-2に示す。

表-1 火成岩の分類³⁾



観察できた岩の内
主体となる岩種

表-2 流紋岩質凝灰岩と花崗閃緑岩の説明

流紋岩質凝灰岩	流紋岩の成分を持った高温の火山灰や火山礫が急激に堆積してできた岩のこと（火砕流堆積物）。
花崗閃緑岩	花崗岩のうちカリ長石が少なく斜長石が多い岩のこと。

流紋岩質凝灰岩を流紋岩と考え、岩のでき方が異なるものの流紋岩質凝灰岩も花崗閃緑岩も火成岩の中では、造岩鉱物が似ていることから見た目が良く似ている可能性が考えられた。

実際、ボーリングコアから岩種を判定することが困難であった。2章(2)節及び表-3でまとめた引用元による地質の判定結果からもわかるように、地質の判断が異なったことから、本業務当初はコアの目視観察により岩片の様相を示す火山礫が認められた場合は流紋岩質凝灰岩とし、火山礫が認められなかった場合は花崗閃緑岩と判断していた。

既存資料や露頭・ボーリングコアによる地質の判定結果を表-3にまとめる。

表-3 当該業務地の判定結果

引用元	基盤岩の地質又は岩種の判定
20 万分の 1 日本 シームレス地質図 ¹⁾	・大部分が花崗閃緑岩・トーナル岩 ・一部はデイサイト・流紋岩
地質調査所 ²⁾	・流紋岩 (デイサイト・溶結凝灰岩)
I 期線地質調査 報告書	花崗斑岩, 流紋岩, 花崗岩, 流紋岩 質凝灰岩, 閃緑岩, ペグマタイト, 花崗閃緑斑岩, 石英斑岩, 閃緑斑 岩, アプライト, 輝緑岩
本業務の露頭・ ボーリングコア判定	・大部分が流紋岩質凝灰岩 ・一部は花崗閃緑岩, 花崗岩, 安山 岩

岩石の種類によっては、設計に必要な地盤定数の算出式が異なる場合がある。今回、岩種判定が困難であった流紋岩質凝灰岩と花崗閃緑岩は地盤定数の算出式が異なることから、正しい岩種で地盤定数を計算するために、薄片を作成し・岩石判定を行うこととした。なお、薄片作成及び顕微鏡鑑定は外部機関に委託した。

4. 岩石判定の結果

薄片の鑑定を行ったのは、ボーリングコア観察において流紋岩質凝灰岩と花崗閃緑岩と判断していた14試料である。薄片鑑定を行った一部試料の拡大写真とその薄片写真を表-4に示す。

表-4 岩石判定の結果の例

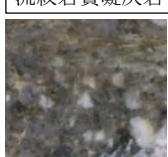
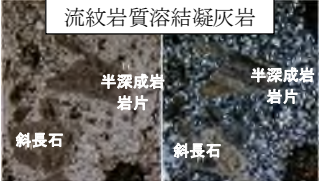
	コア観察時判定 とコア拡大写真	顕微鏡鑑定と薄片写真 (左:平行ニコル, 右:直行ニコル)
試料①	花崗閃緑岩 	流紋岩質溶結凝灰岩 
試料②	流紋岩質凝灰岩 	流紋岩質溶結凝灰岩 

表-4で示した試料の薄片鑑定の結果は、試料①が流紋岩質溶結凝灰岩、試料②も流紋岩質溶結凝灰岩となった。表-4以外の試料においては、流紋岩質凝灰岩、流紋岩質溶結凝灰岩、流紋岩質凝灰質砂岩、のいずれかに該当する結果となった。

これにより、露頭・ボーリングコア観察時に花崗閃緑岩と判断していた岩石については、流紋岩質凝灰岩系の岩石であることから、流紋岩質凝灰岩に統一し岩種名の変更を行うこととなった。

5. 流紋岩質凝灰岩と花崗閃緑岩の物性値の比較

今回薄片作成・顕微鏡鑑定によって、花崗閃緑岩の判定を流紋岩質凝灰岩とし、正しい岩種で成果をまとめることができた。ここで、不正確な岩種で成果をまとめた場合、物性値がどのように変わるか比較を行った。

幅広い岩級に対して比較を行うため、ボーリング調査をおこなった構造物の内、岩級区分に幅が見られた切土のデータを用いて比較した。

前述のように、N 値から換算する地盤強度定数 C, Φ は、岩種によって換算式が異なり、岩種の違いを明瞭に反映すると考えられたことから、その値について比較した。換算式を表-5に示し、結果を表-6に示す。

表-5 換算N値と岩盤のせん断強度定数の関係⁴⁾

		元の判定 花崗閃緑岩	鑑定後の判定 流紋岩質凝灰岩	
		砂岩・礫岩	安山岩	凝灰岩・凝灰岩
		深成岩類		凝灰角礫岩
粘着力 (kN/m ²)	換算 N 値と 平均値の関係	15.2 N ^{0.327}	25.3 N ^{0.334}	16.2 N ^{0.606}
	標準偏差	0.218	0.384	0.461
せん断 抵抗角 (°)	換算 N 値と 平均値の関係	5.10log N	6.82log N	0.888log N
	標準偏差	4.40	7.85	9.78

表-6 鑑定前後のせん断強度定数の比較

岩級区分	設計N値	粘着力C(kN/m ²)		内部摩擦角 ϕ (°)	
		花崗閃緑岩	流紋岩質凝灰岩	花崗閃緑岩	流紋岩質凝灰岩
DL	11	33	69	35	20
DM	35	49	140	37	21
DH	91	66	249	39	21
CL	259	94	574	42	29

表-6より、N 値から換算するせん断強度定数の岩種による違いは非常に大きいことがわかる。

6. まとめ

本業務では岩種判定が困難な岩が確認されたことから、薄片作成及び顕微鏡鑑定を行い、岩種の正しい判定を行った。

5章で整理した様に、岩種によって物性値が異なることから、岩種を正しく判定することは非常に重要であり、本業務においては設計サイドに適切な地盤定数の提案ができたと考えている。

《引用・参考文献》

- 産総研地質調査総合センター (に加筆), (閲覧2025年 6月) : 20万分の1日本シームレス地質図.
<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#14,34.84151,132.33641>
- 地質調査所 (1988) : 20万分の1地質図「浜田」
- 山崎徹 (2021) : 斑れい岩類 : その種類・成因と特徴, GSJ 地質ニュース, Vol. 10 No. 10.
- 設計要領 第二集 橋梁建設編 (2024) : 東日本高速道路株式会社, 中日本高速道路株式会社, 西日本高速道路株式会社, p. 4-10~4-11.

浅部における風化花崗岩の速度構造に関する事例紹介

日本物理探査株式会社 濱田 康太

1. はじめに

本発表は浅層部に分布する風化花崗岩について検討した。今回、地質構成や工学的性質が変化する区域でPS検層を数多く実施できた。この小論では、調査区域で得られたP波S波の速度分布、地質（岩級）、ポアソン比を用いて風化花崗岩の岩盤状況を評価した事例を紹介する。

2. 調査地の地形地質と調査概要

調査地は花崗岩山地とこれを開析して形成された低地で構成される。調査範囲は北西-南東方向に2km程度の線形であり、橋梁基礎を対象とした調査ボーリングを実施した。基盤岩は中粒-粗粒の黒雲母花崗岩である。図-1にボーリング位置及び地質図を示す。

調査内容はコアボーリング、標準貫入試験、PS検層（ダウンホール方式）のほかコア状態の良い箇所にて超音波速度測定を行った。

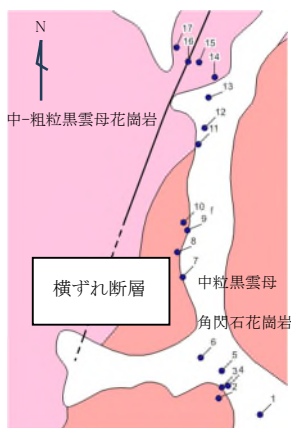


図-1 調査位置図

3. 基盤岩の岩相区分

調査結果を検討して花崗岩を4相(WGr、Gr1~Gr3)に分類した。N値、風化度や見た目、硬軟を踏まえて工學上の岩相分けを行った。表-1に当調査地の花崗岩以深の地質層序と弾性波速度の平均値、動ポアソン比 ν_d を示す。

表-1 地質層序とN値、Vp、Vs、 ν_d

年代	地層名	土質・土軟硬区分	岩級	記号	N値目安	代表N値	平均Vp	平均Vs	動ポアソン比 ν_d	
中生代	白垩紀	中粗粒黒雲母花崗岩	砂質土 硬混り砂質土	D L D M	WGr	50未満	24	900	280	0.45
			軟岩	D H	Gr1	50~300	100	1500	400	0.46
				C L	Gr2	300以上	300	1800	680	0.42
		中硬岩	C M	Gr3	貫入不能	—	2400	1100	0.37	

弾性波速度を平均値で評価すると、岩級が上がるにつれて、代表N値が増加し、Vp、Vsも共に増加する傾向が見える。また、 ν_d はWGrとGr1で概ね同程度、Gr2、Gr3と低くなっていく。

4. PS検層を用いた浅部における風化花崗岩の評価
(1) Vsの速度特性

図-2に調査地の断面図と検層で得られた花崗岩中のP波速度(Vp)およびS波速度(Vs)の分布を示す。

まず、図-2(下)のVsの分布に着目する。土質において、S波速度とN値には相関があることは一般的に知られており、今井の式 $V_s = 97N^{0.314}$ などに代表される相関式が与えられている¹⁾。ここでGr1の代表N値100を相関式に当てはめると $V_s = 410\text{m/s}$ となる。表-1ではGr1の平均 $V_s = 400\text{m/s}$ となっている。また、他の層についてもN値からの換算 V_s と実測平均 V_s は概ね同様の値となる。このことから当該地の風化花崗岩にはN値との相関が認められる。また、 V_s については、図-2(下)の断面を見ても深部につれて速度が上がる傾向が確認できる。特に、岩級 $C_L \sim C_M$ 級の岩盤が出現する調査地南側では、北側で確認できた V_s の倍以上の速度を確認した。 V_s は本調査で設定した岩級区分と相関があるといえる。

(2) Vpの速度特性

次に、図-2(上)のVpの分布に着目する。Vpは深部につれて速度が上がる傾向が確認できるが、特に、岩級 $D_H \sim C_L$ 級の岩盤において岩級区分と速度の区分は一致していない。また、Gr1~Gr2は主に、 $V_p = 1700 \sim 2500\text{m/s}$ を示す範囲が全域に目立つ。

Vpは飽和層の場合、水の速度の影響を受けることが知られており、地盤速度が遅い場合であっても、 1500m/s に近い値を示す場合がある。 $V_p \geq 1700\text{m/s}$ を示す範囲については、読み取りによる誤差を考慮しても、水の影響を含まない地盤の速度を反映していると思われる。

Bor15、16付近において、Gr1中に周囲のVpに比べて低い、 $V_p = 1500\text{m/s}$ を示す深度がある。同深度のVsについ

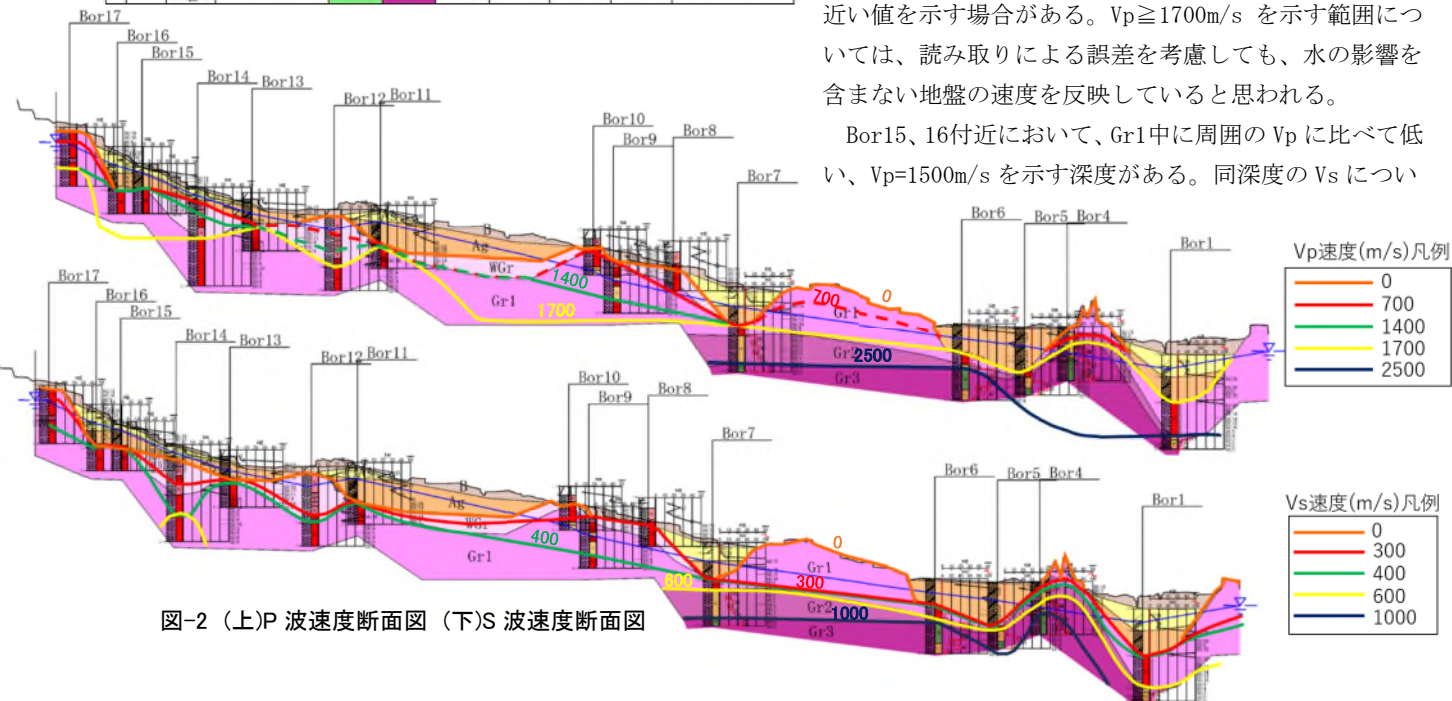


図-2 (上)P波速度断面図 (下)S波速度断面図

ては、周囲のボーリングと同様の速度を示している。
 $V_p=1500\text{m/s}$ を示している場合、完全飽和状態にあり、実際の V_p はさらに低い可能性が考えられる。

(3) V_p と V_s 、 νd の分布から見える風化花崗岩の特性

図-3に各層と V_p 、 V_s の関係を示す。各岩相の枠内に入っている速度帯が今回の調査で各岩相において確認された速度、速度帯の面積は確認された比率である。

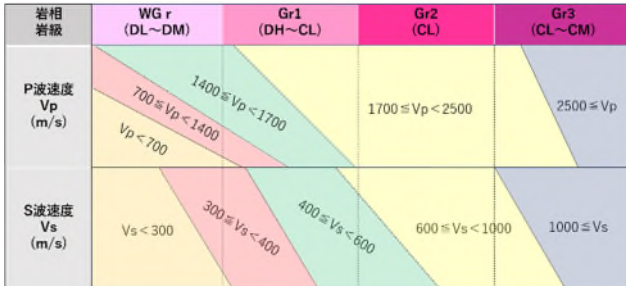


図-3 弾性波速度と岩級との比較

図-3によると、 V_s は今回の岩相区分と概ね相関がある。一方 V_p は $1700 \sim 2500\text{m/s}$ を示す範囲が広く、岩級 $D_H \sim C_L$ (C_M) まで幅広く分布している。 V_s に速度差がある場合でも、 V_p は同程度の速度を示す場合があるといえる。 C_M 級岩盤の範囲では V_p 、 V_s とともに高速であり、 $D_H \sim C_L$ 級の範囲でのみ見られる傾向といえる。

図-4には原位置での V_p 、 V_s の分布と、室内試験で実施した値(X)をプロットした。室内試験は岩石試料が硬質であった Gr2、Gr3でほとんど実施しており、値はいずれも、動ポアソン比 $\nu d=0.3 \sim 0.35$ 程度の値を示す位置にプロットされている。一方、検層の結果をみると、プロット位置が大きくバラついており、Gr1~Gr2を主として、動ポアソン比 $\nu d \geq 0.45$ となる値が確認される。特に、 $V_s=400\text{m/s} \sim 600\text{m/s}$ 、 $V_p=1700 \sim 2500\text{m/s}$ 程度の範囲で V_s に対して V_p が速く、動ポアソン比 νd が高い傾向があるといえる。また、 $V_p=2500\text{m/s}$ を超えると νd は低くなる。

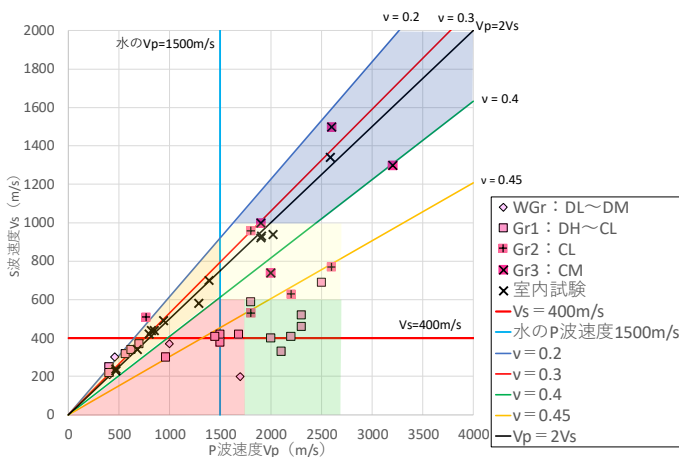


図-4 原位置データ及び室内試験 V_p と V_s の分布

5. 考察

① V_s が浅層部のマサ・風化花崗岩において岩級と相関があることを確認した。浅層での橋梁基礎の分野においては、N 値に加え、S 波速度を補完的に利用した層区分や岩級区分が有効である。

② $D_H \sim C_L$ 級の岩盤において、原位置での V_p と岩級の相関は悪く、室内試験結果に比べポアソン比が大きい。軟岩は拘束圧下において V_p が速くなる傾向にあるためと推察する。この特性は付加体の混在岩などでも顕著であり、施工時の応力開放に注意が必要な、亀裂質で剥離性のある岩盤に類似しているといえる。こうした特性の軟岩は、浅部で出現するため、基礎の施工時に掘削を行う場合等には注意が必要である。

拘束圧による影響の他に考えられる動ポアソン比増加の原因として、土砂化の影響が考えられる。一般的に、 V_s が遅い土質では、動ポアソン比が高く出ることが知られている。 $V_s=400\text{m/s}$ 程度が岩盤と土質の境界と考えられ、図-4を見ると、 $V_s=400\text{m/s}$ より下部に分布するものについては、土砂化の影響を受けていると考える。

この二点が $D_H \sim C_L$ 岩盤の V_p が高い要因である。

③ Bor15、16付近における V_p は 1500m/s 程度であった。隣接する Bor14や17では V_p は 2000m/s 以上を示しており、周りに比べて遅いといえる。 V_s については、 400m/s 程度を示し、周囲と同程度である。コアを確認すると、他のボーリングに比べてやや風化色は強いが、別の岩相といえる程の明確な差異はなかった。

一般に岩盤の V_p が低速度化する要因としては、密度の低下や間隙率の影響が挙げられ、今回の速度差の理由としても当てはまると思われる。図-1の平面図では、Bor15、16付近に断層の分布が確認される。破碎を受けた岩盤は、一般に V_p 、 V_s 共に低速度化する。今回の調査では、断層直上を捉えてはいないため、コアで断層は確認出来ず、 V_s にも変化はない。しかし近傍での構造的影響から、周囲に間隙が広がり、化学的風化が促進したと推察する。その結果、Bor15、16付近では密度が低下し、 V_p が低速度化したと考えた。調査地広域で連続して PS 検層を実施したことによって、局所的に V_p が低い範囲を抽出できたといえる。物理探査を用いた精細な弱部推定ほどではないが、大枠で弱部の抽出ができたといえる。以上から、 V_p の把握は N 値や V_s 、コア観察だけでは分からない風化花崗岩中の弱部抽出に有用である。また、今後の展望として、電気検層や密度検層等を併用すれば、詳細な物理特性把握と、精度向上に繋がるかもしれない。

6. まとめ

今回の調査では、広範囲に渡って PS 検層を実施し、風化花崗岩の V_p 、 V_s 特性を深く定量的に考察できた。室内試験ができない軟岩部では、原位置における P 波 S 波の速度分布やポアソン比を適切に評価することで、岩級区分の指標ほか設計施工に向けた有益な地盤情報を提供できるものと考えられる。花崗岩における地盤の不確実性や地質リスクを正しく認識するためにも有益である。

《引用・参考文献》

1) 耐震地盤調査の計画と管理(1985)：鹿島出版会, p. 74

水路トンネルを対象とした地質調査における透水性評価事例

大日本ダイヤコンサルタント（株） ○西保 亘，長尾 優樹，佐藤 大紀，大木 郁也，小林 卓矢，伊藤 靖雄

1. はじめに

計画されている水路トンネルを対象として、ボーリング調査、原位置試験、室内試験および弾性波探査を実施し、地質分布や透水性、物理・力学特性の把握に努めた。

本論では、既往調査により認められた高透水路部の分布範囲の確認という重要課題に対し、解決に向けた調査の提案・実施事例について報告する。

2. 地質概要

周辺の地質平面図を図-1に示す。水路トンネル周辺の地質は、主に新第三紀中新世の塊状溶岩、自破碎溶岩および火山礫凝灰岩類が分布する。

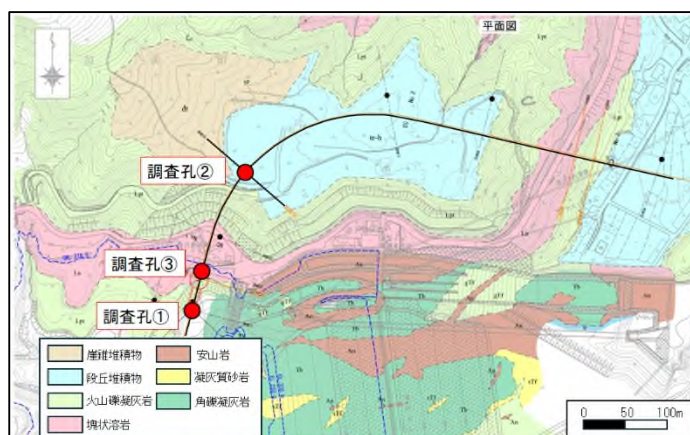


図-1 水路トンネル周辺の地質平面図

3. 問題点の抽出

既往調査で水路トンネル掘削区間に高透水路部が確認された。設計・施工においては高透水路部の分布範囲など詳細把握が重要課題である¹⁾。本業務ではボーリング調査・原位置試験を実施し、地質分布・透水性の把握に努めた。業務における問題点は以下のとおりである。

(1) 岩盤透水試験(ルジオン試験)結果の妥当性確認

本調査は、5m掘進した後、孔内観察、ルジオン試験のサイクルを繰り返した(図-2)。

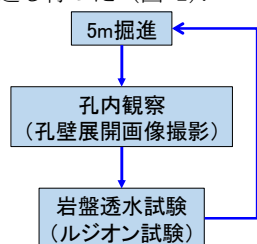


図-2 ボーリング調査のサイクル

そのため、ルジオン試験区間上端部は、前回のルジオン試験の影響を受け、孔壁が破損している可能性があり、パッカーによる遮水が不十分となる可能性がある(図-3)。

したがって、ルジオン試験結果の妥当性確認が重要

となる。

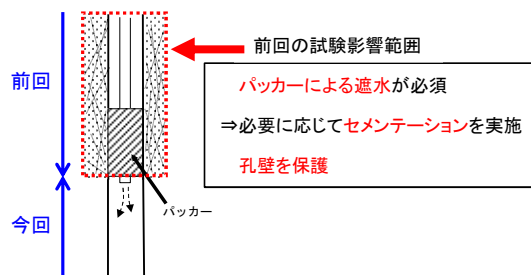


図-3 ルジオン試験のパッカー遮水時の工夫

(2) 上下流方向の高透水路部の連続性確認

水路トンネルは、貯水池からダムサイトの横を通過して下流に向かうルートであり、上下流方向に高透水路部が連続すると既存施設にも影響を及ぼすおそれがあるため、慎重に評価する必要がある。

(3) 断面図の整合性の確認

数年をかけて段階的に調査を実施し、計画ルートの変更も経て作成時期の異なる地質断面図・岩級区分図・ルジオンマップが存在するため、これら断面図間の整合が取れていないと、高透水路部の連続性評価に影響する。

4. 問題分析

上記から、問題点を分析し、以下のように整理した。

(1) 岩盤透水試験(ルジオン試験)結果の妥当性確認

当該水路トンネル付近の既往調査における高透水路部は、地質境界や開口割れ目等に起因するものが多い傾向にある。よって、高透水路部であることを確定させるためには、ルジオン試験結果だけでなく複数の要素で評価し、高透水要因を明確にする必要がある²⁾。

(2) 上下流方向の高透水路部の連続性確認

既往調査と地表踏査により岩盤の熱水変質部が認められることから、分布範囲の精度を上げて透水性の確認を行う必要がある。

(3) 断面図の整合性の確認

段階的な調査で適宜断面図の作成・修正を行ってきたため、縦断面図と横断面図の間で不整合が生じやすい。そのため、視覚的かつ簡易に確認できる方法によって、不整合を見つけることが必要である。

5. 調査計画

問題分析から、下記の方針で調査計画することとした。

(1) 高透水路部の要因分析

高ルジオン値を示した区間は、簡易な孔壁画像解析で開口幅や破碎部の確認のみを先行して行った。その上で、高透水領域を絞り込む短縮ルジオン試験を実施した。

(2) 熱水変質部の性状確認ボーリングの実施

実施調査計画で位置を提案し、ボーリングによる性状・透水性の確認を行った。

(3) パネルダイアグラムによるチェック

これまでの断面図をすべて修正した上で、パネルダイアグラムを作成し、各断面図の交点をチェックした。

6. 実施結果および成果

(1) 高透水路の要因分析

例として調査孔①の結果を示す(図-4)。深度11～16mの高透水路(ルジオン値61.4)は、コア観察および孔壁展開画像解析の結果、深度12.5～12.8mに破碎部が集中し、主たる高透水要因と考えられた。

調査孔①の11-16mのコア写真

調査孔①の11-16mの孔壁展開画像

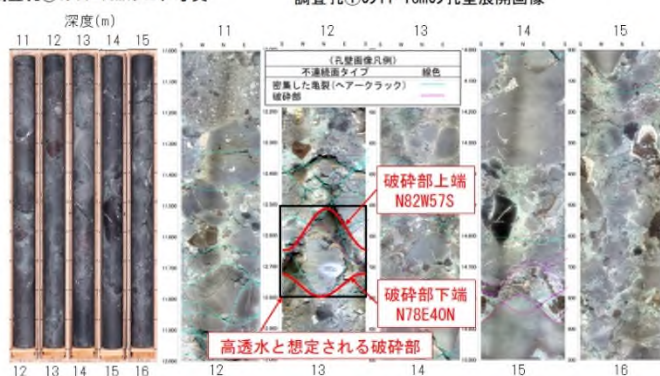


図-4 ボーリングコアと孔壁展開画像の対比

そこで、破碎部を避けて、区間深度14～16mで短縮ルジオン試験を実施した。その結果、低いルジオン値0.49を示し、破碎部を要因とする高透水路であることを再現でき、高透水路区間を絞り込むことができた。

(2) 上下流方向の高透水路の連続性確認

調査孔①とともに実施した斜め調査孔①'で深部に $2 \leq Lu < 5$ の低透水路は確認していたが、浅部の高透水路の下流方向への連続性については未確認であった。そこで次年度に調査孔③を追加実施し、浅部から低透水路となっていることを確認した。これにより上下流方向に高透水路が連続していないことが確認できた。

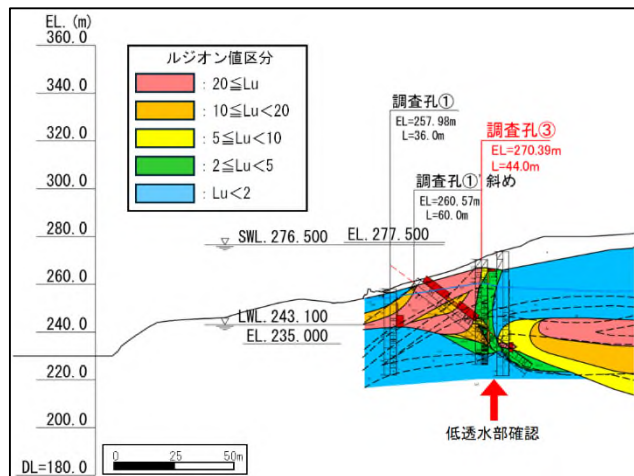


図-5 起点部縦断ルジオンマップ

(3) パネルダイアグラムによるチェック

パネルダイアグラムによるチェックの一例として、断

面①(水路トンネル縦断方向)と断面②(水路トンネル横断方向)交点の事例を示す(図-6)。

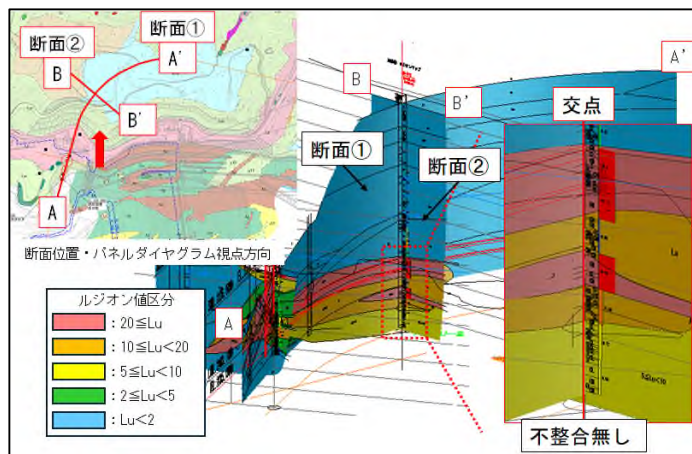


図-6 パネルダイアグラムによるチェックの例

地質断面図・岩級区分図・ルジオンマップのそれぞれでパネルダイアグラムを作成し、不整合箇所をチェック、適宜修正を行った。

以上の結果、高透水路の分布範囲を絞り込むとともに、水路トンネル縦断方向および横断方向の透水性の分布を視覚的に表現することが出来た。

7. まとめ

本事例では、既往調査で明らかとなった水路トンネル掘削区間の高透水路の詳細把握を念頭に、調査を実施した。ポイントは、以下のとおりである。

- ①注入水のリークによる高透水路の誤認を防ぐため、ルジオン試験開始時のチェック強化に加えて、コア・孔壁展開画像による試験区間の割れ目状態チェック、必要に応じて短縮ルジオン試験による再現性を確認した。
- ②既往調査と地表踏査により、ポイントとなる熱水変質部の分布範囲を絞って効率的なボーリング配置を行い、低透水路が介在することを確認できた。
- ③各種断面図をパネルダイアグラムで詳細に確認し、成果品に不整合箇所が残らないような工夫を行った。今後の地質調査業務においても、本手法を継続的に適用することで、図面の精度向上および品質の確保が期待される。

今後も業務の問題点を適切に抽出・分析し、地質調査の専門家として事業に貢献できるより良い調査を計画・提案できるよう努めていきたいと考える。

《引用・参考文献》

- 1) 社団法人地盤工学会：地盤工学・実務シリーズ 山岳トンネル工法の調査・設計から施工まで，p. 31～33，2007. 7.
- 2) 一般財団法人ダム技術センター：ダム基礎における立体的岩盤透水性分布の把握手法，p. 105～120，2013. 5.

岩石におけるスメクタイト含有量と各種諸元の相関性について

北海道土質試験協同組合 ○國枝 拓司, 平 伸明, 大和田 明穂, 大関 太郎

1. はじめに

トンネル施工において、地山の評価は支保パターンやインバート構造の決定において非常に重要であり、地山評価のための岩石試験が実施されている。特に膨潤性地山は、施工中や供用後も水の供給がなされる条件下では膨潤を続ける特徴があり、構造物に悪影響を及ぼす¹⁾。

前回の報告では、膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトの評価に用いられる浸水崩壊度試験を主として、その他試験結果と比較をした。結果として泥状化を伴う浸水崩壊度区分 3・4 に至る条件において、湿潤密度 2.4g/m^3 以下かつ一軸圧縮強度 25MN/m^2 未満と一定のしきい値を示すことができた。しかしながら、泥状化を伴わない浸水崩壊度区分 0~2 においてもスメクタイト含有量が最大で 54wt%と比較的高い割合で分布がみられた。総括として、浸水後崩壊区分とスメクタイトの含有量に明瞭な相関は見られなかった。

本報告では、前回の試験データをより細分化して検証する。

2. 試験方法

スメクタイト含有量の算出は、X 線回折装置 (Rigaku 製 MultiFlex) を使用した。スメクタイトの定量方法として、被検試料で他の含有鉱物とピークが重複しないと考えられる標準物質を一定量測定試料に混合し、スメクタイトの標準試料と標準物質の回折強度の比から検量線を作成して、同様に一定量の標準物質を混合した試料でのスメクタイトと標準物質の回折強度の比を検量線に当てはめてスメクタイトの含有量を求める内部標準法で実施した²⁾。

また、崩壊度区分を求めた浸水崩壊度試験およびその他の岩石試験は、(独)鉄道建設・運輸施設整備支援機構 地質調査標準示方書 14 岩石試験、(公)地盤工学会 地盤材料試験の方法と解説に準拠した。

3. 結果報告

試験に用いた試料は地域ごとに採取された岩種の異なるもの (A~E) である。また、今回の報告対象とするスメクタイト含有量には検出量 1wt% 未満と緑泥石やカオリナイト等の混合層粘土鉱物として検出されたデータは含まれていない。

(1) スメクタイト含有量と湿潤密度

スメクタイト含有量と湿潤密度の関係を図-1 に示す。全体として試験試料の湿潤密度は $1.7\sim 2.7\text{g/m}^3$ の範囲に分布しており、スメクタイト含有量の分布は 2~73wt% である。

安山岩を主体とする E は $2.4\sim 2.7\text{g/m}^3$ の範囲で分布その他の A~D の数値は概ね同等の値を示しており、相対的にいずれの試料もスメクタイト含有量の減少とともに湿潤密度が増加する負の相関がみられる。

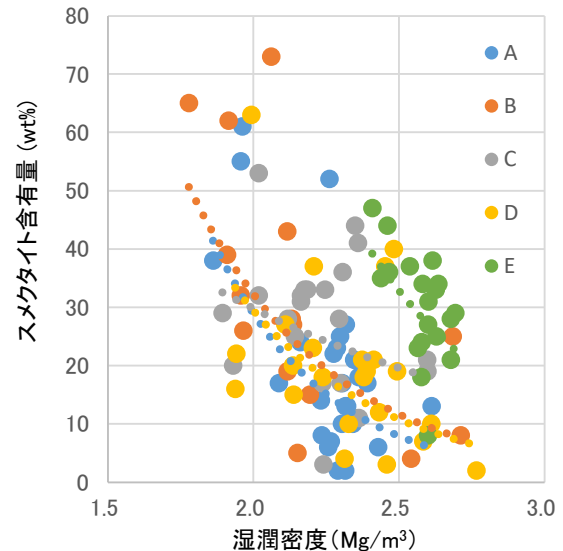


図-1 スメクタイト含有量と湿潤密度

(2) スメクタイト含有量と一軸圧縮強度

スメクタイト含有量と一軸圧縮強度の関係を図-2 に示す。試験試料の一軸圧縮強度は $0.1\sim 157\text{MN/m}^2$ の範囲に分布しており、軟岩硬岩の基準となる一軸圧縮強度 25MN/m^2 を境にスメクタイト含有量が概ね 45wt% 未満となるしきい値が見られた。

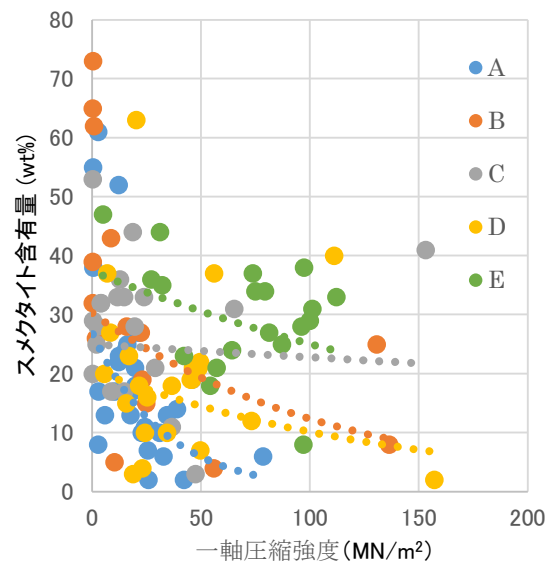


図-2 スメクタイト含有量と一軸圧縮強度

(3) スメクタイト含有量と浸水崩壊度区分

浸水崩壊度試験の結果として、スメクタイトを含む軟岩の簡易スレーキングの劣化形態において写真-1 に示すように、形を保ちながら徐々に膨潤する Na タイプと砂状～岩片状に分離・崩壊する Ca タイプ、両タイプの中間型が明らかにされている³⁾。なお本報告においては Ca 型と Na 型を判別するイオン交換処理は行っていないが、浸水崩壊度区分 4(完全に泥状化)を示す試料の特徴として膨潤型の Na タイプや膨潤の後崩壊する中間型が多く見られた。

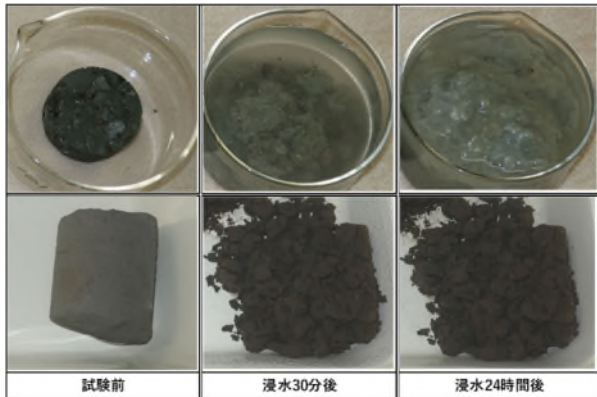


写真-1 浸水崩壊度区分4例(上:Na タイプ, 下:Ca タイプ)

(3) スメクタイト含有量と浸水崩壊度区分

スメクタイト含有量と浸水崩壊度（24 時間後）区分の関係を図-3 に示す。浸水崩壊度区分 0(変化なし)～2(細片化するが泥状化しない)と評価された試料のスメクタイト含有量は概ね 50wt%以下であるが、含有量 50wt%以下には泥状化を伴う浸水崩壊度区分 3(細片化と部分的な泥状化)と区分 4(完全に泥状化)に評価された試料についても多く分布している。浸水崩壊度区分 3・4 のスメクタイト含有量は 1～73wt%の間に全体的に幅広く分布しており、含有量の多少に関わらず泥状化する可能性があることが確認された。

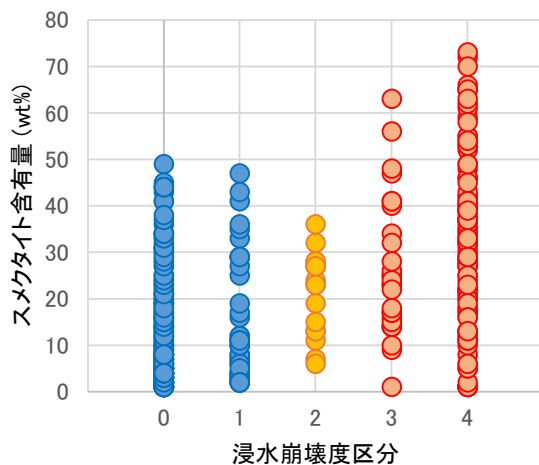


図-3 スメクタイト含有量と浸水崩壊度区分

また、図-3 の結果を参考にスメクタイト含有量と浸水

崩壊度区分の分布を図-4 に示した。浸水崩壊度区分の増加に伴い四分位数の値も増加するものの、最小値の差異はあまり見られない。

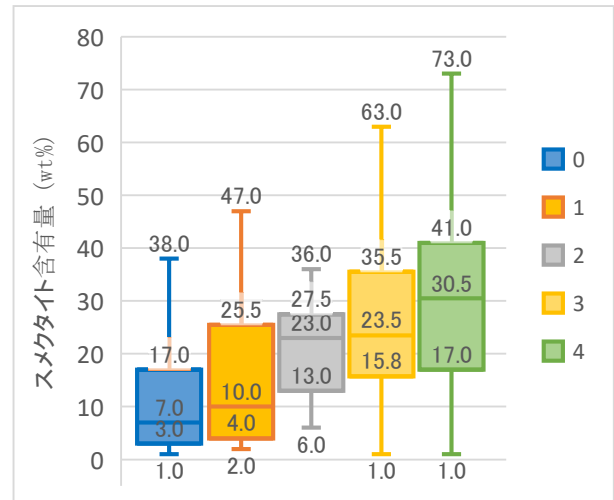


図-4 スメクタイト含有量分布

4. まとめ

今報告として、スメクタイトの含有量を主体にその他の試験値との相関性を求めた。得られた結果から、スメクタイトの含有量の減少に伴い、湿潤密度や一軸圧縮強度が増加する相関が見られた。また、一軸圧縮強度 25MN/m²を境にスメクタイト含有量が概ね45wt%未満となるしきい値が見られた。しかしながら、今報告においてもスメクタイト含有量と浸水後崩壊区分に明瞭な相関は見出せなかった。

一般的に、乾燥、吸水を繰り返すスレーキングに対して、浸水崩壊度試験は乾燥、吸水を1サイクル行うのみである。急速スレーキングを確認するには簡便、かつ効率的な試験ではあるが、前回からの結果を含めて必ずしもスメクタイト含有量の結果と合致するとは言えない。さらにスメクタイトを多く含有していても岩石自体の強度で膨張せず、浸水崩壊度区分が低く見積もられることも考えられる。

今後の展望として、浸水度崩壊試験以外のスレーキング試験結果の適用を含めた他の膨潤性評価試験、構成鉱物分類等々、さらに上記の諸問題も含めた上で引き続き検討していきたい。

《引用・参考文献》

- 1) 大塚康範：膨潤性地山，技術手帳 地盤工学会誌 2016. 1
- 2) 八島隆志：粉末 X 線回折による軟岩中のスメクタイトの定量方法について，全地連技術フォーラム2006 論文集，論文 No. 79，2006.
- 3) 石田良二・西川総明（1992）：スメクタイトを含む軟岩の諸性質（1）—交換性陽イオンと吸水特性—，粘土科学, Vol. 32, pp. 97-107.

断層近傍におけるボーリングコア記載事例

中央開発株式会社 ○井上 慧士, 植木 忠正

1. はじめに

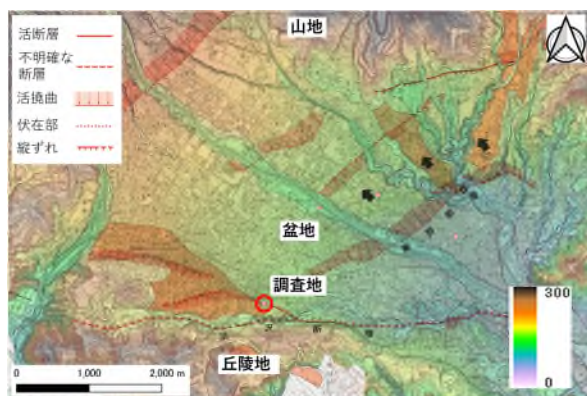
本調査は、断層によって形成された秦野盆地の縁辺において、φ86mm オールコアボーリングを行った事例である。調査地である秦野盆地内では、水理構造の把握のために100～300m級の既往ボーリング調査が複数実施されており、火山灰層の層序対比から、約12.5万年前に相当するローム層を鍵層として、帯水層が区分されている。しかし、本調査地点では火山灰層・ローム層の層準が、既往調査と大きく異なることが確認された。本発表では、コア観察から推測される秦野盆地縁辺の地質構造について報告する。

2. 地形・地質

調査地は北側を山地に、南側を丘陵地に囲まれた断層盆地内（図-1）に位置しており、複数の河川の複合扇状地である。盆地南側には南側隆起の北西-南東走向の逆断層である渋沢断層が分布しており、調査地付近を通過している。

秦野盆地は、断層の活動に伴って盆地が砂礫によって埋積され、山地から供給された水が地下水として砂礫層中に貯留されている。砂礫層に挟在するローム層は、下位から多摩ローム、吉沢ローム、新期ロームの3つに大きく分けられる。

帯水層は、約12.5万年前の吉沢ローム層を境として浅部・深部の帯水層に区分されており、このローム層が本調査における鍵層とされている²⁾。

図-1 調査地周辺の地形・断層分布¹⁾

3. コア観察結果

堆積物の層相・堆積構造・性状・含有鉱物・地層境界などの観点からボーリングコアを観察し、地質記載を行った。以下にコア観察結果を示す。

(1) 層序

本調査の地質は図-2に示すように、ローム層と砂礫層からなる。層準を層相・性状の変化、地層境界、不連続

面、挟在するテフラに着目し、①～⑪に区分した。

ローム層は大きく3種類、指圧で容易にへこむ軟質なAローム（①）、指圧で少しへこみ、針を通すやや軟質なBローム（⑤⑦⑧⑨）、指圧でへこまず、針も通さないほど硬く、カッターでも削りにくい非常に硬質なCローム（②⑪）に区分した。また、GL-60m以深のBロームおよびCローム中には淡黄色のテフラ層が複数確認された。

砂礫層はφ2～60mmの亜角礫～角礫主体でφ70mm以上のコア径大の礫も含み、礫種は火山岩・角礫岩・珪質岩・凝灰岩、堆積岩からなる。基質は③～④では緩い部分が主体となっており、間隙も見られる。⑥以深では、基質が締まっている部分が多くなる。また、GL-100m以深の⑩の基質は、褐色のローム混じりの砂へ変化し、上位と比較して硬くなる。

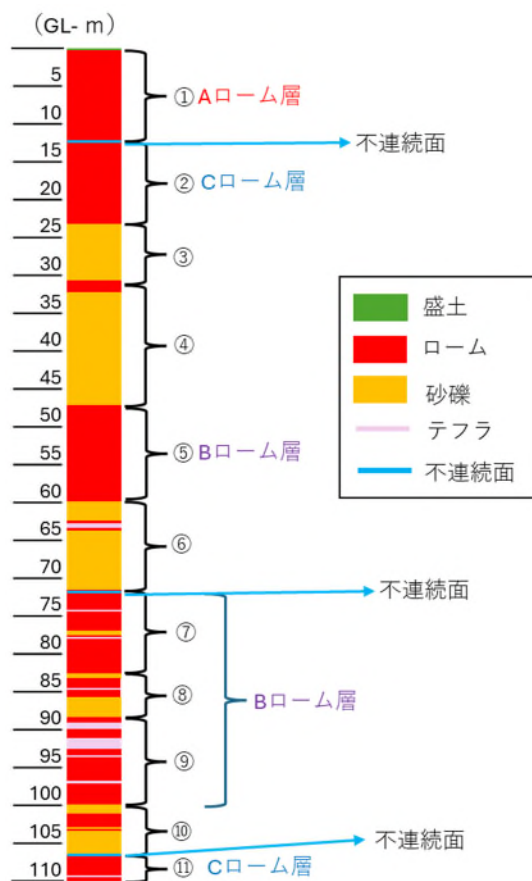


図-2 地質柱状図

(2) 不連続面

コアの観察の結果から、⑥～⑦・⑩～⑪間の2深度で砂礫層からローム層へ明瞭な変化をする不連続面が確認された。また、ローム層中でも軟質なAロームから硬質なCロームへ明瞭に変化する不連続面が①～②間で確認された。これらの不連続面は、概ね $\sim 20^\circ$ 程度である。

(3) 鍵層となるテフラ

本調査では、ローム層中に 10 枚のテフラが確認された（表-1）。テフラは、既往調査でも確認されている箱根火山起源のテフラに対比されるもの（テフラ 2～9）、それよりも古い多摩ローム中のテフラに対比されるもの（テフラ 1、テフラ 10）が確認された。

箱根火山起源のテフラは約 8～13 万年前の鍵層の吉沢ロームの年代と一致するが、その上位により古い多摩ローム中のテフラが分布し、層序に矛盾が生じている。

表-1 鍵層となるテフラ

テフラ番号	層序	深度 GL- (m)	テフラの種類	年代	ローム
テフラ1	⑥	62.65～63.21	TB-1?	約8～13万年前	多摩相当
テフラ2	⑦	74.10～74.32	KmP7?		
テフラ3	⑦	77.65～77.85	KmP1?		
テフラ4	⑩	84.35～84.50	KIP14		
テフラ5	⑨	88.90～89.65	KIP13		
テフラ6	⑨	91.35～92.00	KIP7		
テフラ7	⑨	92.00～92.56	KIP6		
テフラ8	⑨	93.58～93.63	KIP4		
テフラ9	⑨	96.90～97.20	KIP?		
テフラ10	⑪	108.97～109.13	TaU-4?	約15～17万年前	多摩相当

※赤字はテフラ対比の確度の高いことを示す

4. 地質構造に関する考察

(1) 地層の逆転

図-3にローム層の対比結果を示す。一般的に、台地上で確認される後期更新世のローム層は、指圧でへこむ程度の軟質な堆積物であり、硬質なものとはそれ以前の多摩ローム層のような古いロームに対比される。3つに区分したローム層は、挟在するテフラや性状に基づくとき、軟質な A ローム層は新期ローム層、箱根のテフラを挟在する B ローム層は下末吉相当の吉沢ローム層、硬質な C ローム層は多摩ローム層相当と推測される。この場合、硬質なローム (②) を古い多摩ローム層とすると、やや軟質でより新しい吉沢ローム層の上位に確認されることになり、地層の逆転が生じていると考えられる (図-3)。

層準⑥・⑦間の不連続面に着目すると、この面より上位は約20万年前のテフラ (TB-1に対比) を挟む砂礫層、下位は約8～13万年前の吉沢ローム層とであることから、ここでも地層の逆転が生じていると考えられる (図-3)。

(2) 地質構造と断層の関係

テフラ・ローム層の観察結果から、不連続面での地層の逆転が確認されたが、これは調査地付近の活断層の活動によって生じた可能性が考えられる。

コア観察で確認された不連続面は低角度であり、古い時代の硬質な多摩ローム相当と推測されるローム層が 8～13 万年前の吉沢ローム (下末吉ローム相当) よりも上位に分布するような構造を示すことから、断層の運動に伴い、古いローム層が新しいローム層に衝上したと考えられる。

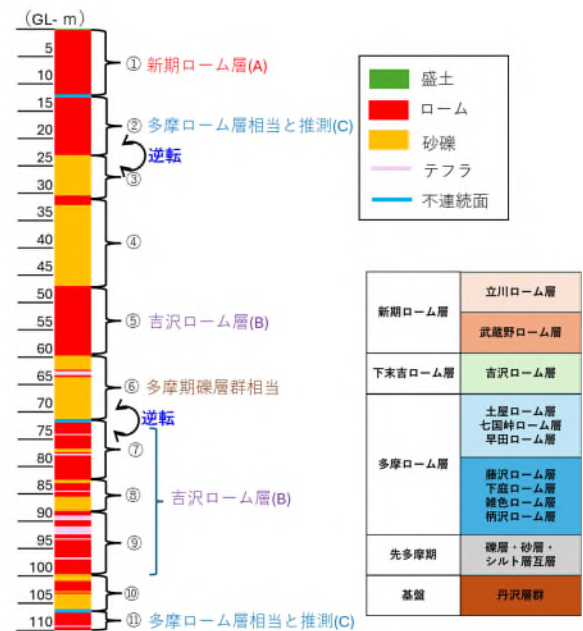


図-3 確認された地層の逆転と盆地の地質構造²⁾

前述したように、調査地の南側は渋沢断層の活動に伴って隆起して形成された丘陵地であり、調査地と丘陵地の間には活断層のリニアメントが確認される (図-1)。本調査地で確認された地質構造は、この断層の活動によって形成されたものであると考えられる。

既往調査では、丘陵地と盆地の標高差から平均変位速度が 0.3～1.5m/千年の A～B 級の活断層とされており³⁾、ボーリングコアで確認された砂礫層、ローム層の堆積中にも、複数回の活動が繰り返されていたと推測される。

5. まとめ

本調査では、ボーリングコアの観察結果から、以下のことが確認された。

本調査地点は既往調査とは異なる地質構造であり、テフラの対比から複数の地層の逆転が確認された。また、確認された地質構造から、調査地付近を通る活断層の繰り返しの活動が推測される。

このような複雑な地質構造を把握する上では、地質学的知見に基づくボーリングコアの観察が重要である。

《引用・参考文献》

- 1) 都市圏活断層図 (に加筆), (最終閲覧日 2025. 5. 31). <https://maps.gsi.go.jp/>
- 2) 秦野市 (2021), 秦野市地下水総合保全管理計画, (最終閲覧日 2025. 5. 31) <https://www.city.hadano.kanagawa.jp/www/content/s/1001000000694/index.html>
- 3) 神奈川県 (1999), 秦野断層・渋沢断層に関する調査成果報告書. 地震関係基礎調査交付金 (平成10年度), 86p.

花崗岩の破砕帯における地質調査事例

株式会社アサノ大成基礎エンジニアリング東北支社 ○河井 寛, 倉田 力, 石岡征記

1. はじめに

断層によって形成された急峻な斜面上に位置する橋梁基礎の設計において、斜面の安定や支持力の検討に必要な地盤の強度定数を推定することが求められた。

橋梁の基礎地盤は花崗岩が分布し、断層による破砕を受けて割れ目が発達している。割れ目の多い岩盤では、岩石の強度と地山全体の強度の差をどのように評価して地山の強度を推定するのが課題となることが多い。

一般的には、地山の弾性波速度 v とコアの超音波伝播速度 V の比を『割れ目指数 k 』と呼び、式-1で表し、

$$k = v/V \quad \dots \text{式-1}$$

k を用いた地山の強度を推定する方法が知られている。

当該地は急峻な斜面を形成し、割れ目の発達した露岩状態となっていること、下流部には人家もあることから弾性波探査の実施は困難な状況であった。そこで、弾性波速度ではなく、弾性係数を利用した割れ目指数の推定と、ボーリングコアでの一軸圧縮試験と圧裂引張試験の組み合わせから地山の強度定数を推定した。この方法と結果をここに紹介する。

2. 地山の割れ目の状況

調査地の花崗岩の割れ目の発達状況をCL級とCM級の代表例を次の写真-1に示した。割れ目は開口し、まさや流入粘土などの充填物は殆ど見られない。通常時は地下水の流れも認められない。

岩石は硬いが地山に割れ目が多く、岩石と地山の物性の差異の評価が課題であった。この差異を「割れ目指数」の概念を用いて検討した。



写真-1 花崗岩(地山)の割れ目の状況

3. 地山の強度定数の推定方法

(1) 割れ目指数について

一般的には地山の弾性波探査と岩石試験を組合せた試験方法の採用が多い。

岩盤内を伝播する縦波の弾性波速度は次の理論式¹⁾によって与えられる。

$$v = \sqrt{\frac{1-\nu}{(1-\nu)(1-2\nu)}} \cdot \frac{E}{\rho} \quad \dots \text{式-2}$$

式-2において、

v ：地山（岩盤）の弾性波速度

ρ ：地山（岩盤）の密度

ν ：地山（岩盤）のポアソン比

E ：地山（岩盤）の弾性係数

ここで、割れ目岩盤の弾性係数および弾性波速度を E_c 、 v 、割れ目のない岩石実質部の弾性係数および弾性波速度を E_s 、 V とし、 ρ 、 ν を割れ目の有無にかかわらず一定であるとする、式-2より、

$$E_c = E_s \left(\frac{v}{V}\right)^2 = E_s \cdot k^2 \quad \dots \text{式-3}$$

$$k^2 = E_c/E_s \quad \dots \text{式-4}$$

となり、割れ目のある岩盤の弾性係数は岩石試料（割れ目がない）の弾性係数に割れ目指数の二乗を乗じたものに等しくなる。岩盤の ρ 、 ν が割れ目の有無にかかわらず一定であると仮定すると、割れ目のある岩盤の強度は岩石試料の強度に k^2 を乗ずることによって得られることになり、式-5で表される。

$$S_f = S_s \cdot k^2 \quad \dots \text{式-5}$$

S_s ：新鮮な割れ目のない岩石試験片の強度：岩石試験結果で得られた強度

S_f ：割れ目岩盤の強度：上記強度に割れ目指数の二乗を乗じた値

地山（岩盤）の弾性波速度を得られないため、割れ目指数を式-6で求めることとした。

$$k = \sqrt{k^2} = \sqrt{E_c/E_s} \quad \dots \text{式-6}$$

E_c ：割れ目岩盤の弾性係数：孔内水平載荷試験から求めるもので、図-1に示す「割れ目の開口した岩盤の弾性係数」に当たる

E_s ：割れ目のない岩石実質部の弾性係数：岩石の一軸圧縮試験から求める E_{s0} の値

(2) 孔内水平載荷試験による弾性係数の推定について

図-1には、孔内水平載荷試験で得られる応力変位曲線の例²⁾を示した。割れ目の多い岩盤を対象に孔内水平載荷試験を行った場合、載荷圧力の大きさによって割れ目の影響を受け、次の様な現象があると考えられる。

① 載荷初期の段階では圧力が小さい事で、割れ目が開口した状態での応力-変位状態を示す

② 載荷圧力が大きくなり割れ目が閉塞し始め、応力-変位状態に割れ目の閉塞効果が表れる

③ 割れ目がほぼ閉塞すると、応力-変位状態は割れ目の無い岩盤の挙動を示す

図-1に示す(C)の曲線では、試験の初期段階で開口した割れ目の影響を受けた弾性係数が測定され、その後割れ目が密着した状態の弾性係数が測定されたと考えたものである。

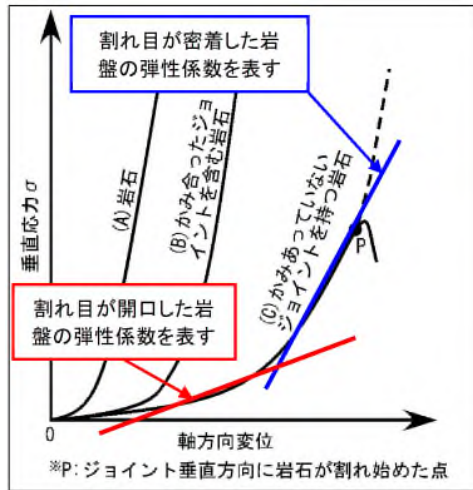


図-1 花崗閃緑岩試験体の引張り割れ目の垂直圧縮²⁾
(参考文献 2)に説明文を加筆)

(3) 岩石試験の方法

岩石試験は一軸圧縮試験と圧裂引張試験を行い、モール円に接するせん断強度を推定する方法を採用した。圧裂引張試験は、岩石力学入門（第3版）³⁾に基づいた。

引張力の3倍の圧縮応力が働いていると仮定する方法で描いたモール円と一軸圧縮強度のモール円の接線を最小二乗法によって破壊基準線として求めた。

(4) 地山の強度定数の推定手順

割れ目の開口している状態の弾性係数とボーリングで得られた岩石コアの一軸圧縮試験で得られた弾性係数で割れ目指数を求めて地山の強度を推定する。この流れを図-2に示した。

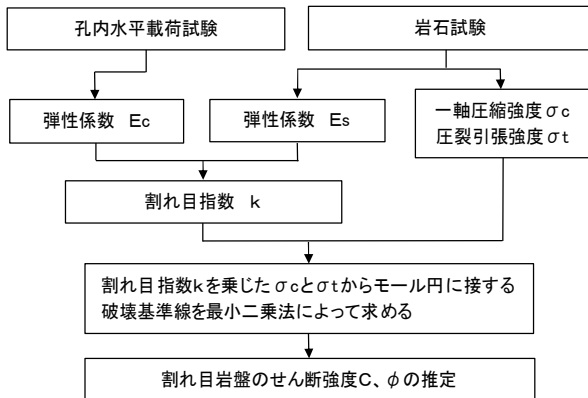


図-2 地山の強度定数を求める試験と方法の流れ

4. 調査、試験の結果

(1) ボーリングコアチェックの結果

橋梁の基礎でボーリングを行った結果は、写真-1に示したようなCL級とCM級の花崗岩を確認した。

割れ目は開口し、まさなどの充填物は無く、岩石自体は硬質で、割れ目の褐色風化は殆ど認められなかった。

このようなコアチェックの結果から、岩石自体の強度に割れ目の存在を付加する事で地山の持つ強度を推定できるものと判断できた。

(2) 孔内水平試験の結果

孔内水平載荷試験の結果を表-1に示した。

表-1 孔内水平載荷試験結果

弾性係数(kN/m ²)	B1-1 CL	B2-1 CL	B2-2 CL	B1-2 CM
割れ目閉合途中	7 924	13 037	20 670	246 031
割れ目閉合後	80 337	91 101	203 054	1 837 251

(3) 岩石試験の結果

岩石試験の結果に割れ目指数の二乗を乗じた値で整理したモール円と破壊基準線を図-3に示した。

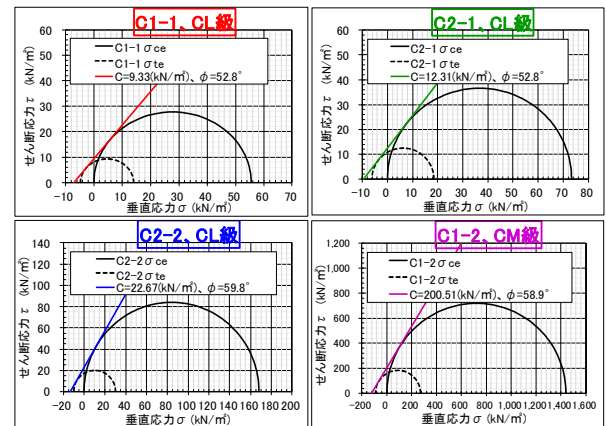


図-3 岩石試験結果と破壊基準線

(4) 地山の強度定数の推定結果

地山の強度定数の推定結果を表-2にまとめた。

表-2 試験結果と地山のせん断強度の推定結果

No.、岩級	弾性係数 (kN/m ²)		割れ目指数 k	岩石試験結果 (kN/m ²)	
	孔内水平載荷試験のEc	岩石試験のEs		一軸圧縮強度σc	圧裂引張強度σt
B1-1 CL	7 924	2 470 000	0.057	17 300	1 460
B2-1 CL	13 037	3 330 000	0.063	18 700	1 580
B2-2 CL	20 670	1 760 000	0.108	14 300	855
B1-2 CM	246 031	11 000 000	0.150	64 400	4 050
No.、岩級	割れ目を考慮した強度 (kN/m ²)			せん断強度	
	割れ目指数の二乗k ²	一軸圧縮強度σce	圧裂引張強度σte	粘着力C (kN/m ²)	せん断抵抗角φ(°)
B1-1 CL	0.0032	55.50	4.68	9.33	52.80
B2-1 CL	0.0039	73.21	6.18	12.31	52.80
B2-2 CL	0.0117	167.94	10.04	22.67	59.80
B1-2 CM	0.0224	1440.40	90.58	200.51	58.90

5. まとめ

割れ目の発達する花崗岩からなる地山のせん断強度を推定する方法として、孔内水平載荷試験と岩石試験を組み合わせる方法を試みた。地質や地山の割れ目の性状によってはこの方法の妥当性や別の手法の検討も必要になるものと考えられるが、一つの参考になれば幸いである。

《引用・参考文献》

- 池田和彦（1979）：割れ目岩盤の性状および強度，応用地質 20 巻 4 号，pp. 20-32
- 小早川博亮（電力中央研究所）・京谷孝史（東北大学）（2007）：亀裂に対する連続体弱層モデルを用いた均質化法による岩盤の強度特性評価，土木学会論文集 C Vo1. 63 No. 2，pp. 428-440
- 東京大学出版会（1991）：岩石力学入門（第3版），pp. 136-137