

3. 部分調査からの推定技術

3.1 オールコアでも N 値と弱部がわかる

1. はじめに

地すべり災害などでは、微細なコア観察によりさまざまな情報が得られるため、オールコア採取が原則となっている。しかし、現場では他の情報も含めて、総合的に判断したいことが多い。原因は完全なコアがなかなか得られないためでもある。掘削技術は向上しているが、それでも完全なコアを上から下まで得られることは少ない。部分的にどうしても欠陥コアが入ってしまい、そこがまたますべり面らしき深度と一致した場合、判断が困難になるケースもある。

標準貫入試験を用いた場合、コアが不連続になり、かつ、径が 35mm と小さいため、地すべりのコア観察には不向きといわれている。しかし N 値の分布は得がたい強度分布の情報であり、地すべり土塊の判定に有効であることも多い。地すべりで攪乱されれば強度が低くなるので、すべり面そのものの把握や移動土塊の把握に N 値は貴重な強度指標になる。ただ、オールコアではない。その両方を得られる手法として、木村ら(2006)¹⁾は 65 型貫入試験法(65PT 法)を提案している。ここでは、その原理と事例について報告する。

2. オールコアの他の適用手法

地すべりでは、一度動いて豪雨に遭遇しない限り動かない地すべりも多い。また、対策検討が急務で観測期間がほとんどないケースもある。そのような場合、コア観察のみで判断できる場合もあるが、判断に迷うことも多い。コア観察は基本だが、それに付加する他の情報があれば、判断がより総合的にできるメリットがある。

鴨井(2002)³⁾によれば、完全なコアばかりではないという現実と、標準貫入試験の N 値分布が極めて有効であることを指摘している。平田ら(2004)²⁾によると、オールコアに針貫入試験を併用した事例を紹介している。諏訪ら(2004)³⁾磯野ら(2005)⁴⁾によると、コアの pH や色彩値などを用いた評価点ですべり面を推定する方法を提案している。丸山・花岡(2006)⁵⁾によると、新第三紀泥岩の地すべりでスメクタイト強度がすべり面判定に有効であることを示している。その他多くの研究者が、コア観察以外の手法を併用し、より客観的な評価ですべり面を総合的に検討すること提案している。

これらはコアそのものの品質が現場ではかなり問題を含むものである点と、客観的評価という点で、有意義な成果を得ている研究と考える。そのため、地すべり現象を力学的問題として考えると、 N 値はかなり有効な強度指標であり、直接的な指標といえる。しかし、 $\phi 35\text{mm}$ と

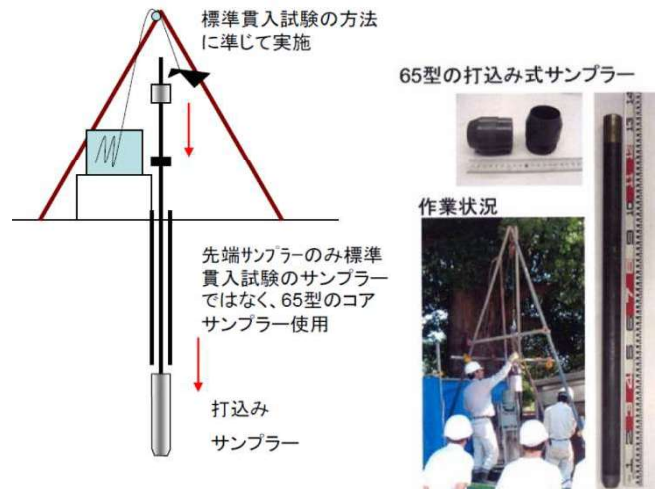


図-1 65 型貫入試験併用オールコア・ボーリング

いう小径と、不連続になりやすいという問題点が克服でき難い点で、敬遠されやすいことも事実である。そのためオールコアで N 値が判明する手法として、木村は 65 型貫入試験を考案し、NETIS の「CG-110034-A」として登録していた。今は宣伝不足で消えているが、特許はなく誰でも使用できる手法である。

3. 65 型貫入試験(65PT 法)の地すべり地への適用

3.1 65 型貫入試験と標準貫入試験の比較

従来、大型貫入試験は礫地盤に対して適用が検討され、効果的であることが検証されている。ただ、その場合、外径 73mm 内径 50mm で 100kg のハンマーを 150cm 落下させる手法をとっており、通常の標準貫入試験の打込みツールを使用していない。そのため貫入エネルギーは、標準貫入試験の 1.5 倍になっている。

65PT 法では、標準貫入試験と同じ打込みツールを用い、同じ荷重 63.5kg 同じ落下高さ 75cm とし、先端のサンプラーのみ外径 65mm 内径 49mm の市販の 65 型打込みサンプラーを用いる。その刃先角度は標準貫入試験器と同じ 20° である。つまり、通常のコア採取手法として軟質土に対して行う打ち込み法をそのまま使用し、ただ貫入量計測と打ち込み高さの管理を標準貫入試験と同等に行うということのみである。図-1 にそのモデル図を示す。

この単位面積当たりの動的貫入抵抗値 R は下式で示される。

$$R=WH/AS \quad (1)$$

R : 単位面積あたりの動的貫入抵抗

W : 荷重 H : 落下高さ A : 貫入面積 S : 貫入長
貫入器の周辺摩擦がほとんど無視できる小さい値と考

表-1 標準貫入試験とのエネルギー比率

区分	標準貫入試験	大型貫入試験	65型貫入試験
記号	N	N_L	N_{65}
内径 d (mm)	35	50	49
外径 D (mm)	51	73	65
面積 A (cm ²)	10.8	22.2	14.3
荷重 W (kgf)	63.5	100	63.5
落下高さ H (cm)	75	150	75
貫入量 S (cm)	30	30	30
$R=WH/AS$ (kN/m ²)	1441	2207	1087
N 値換算係数	1	1.53	0.75

えると、標準貫入試験の N 値に対して 65 型貫入試験では、貫入エネルギーが 0.75 になる。つまりエネルギーが小さいので、入りにくく N_{65} はより大きな値になるので、30cm あたりの打撃回数 N_{65} の 0.75 倍が N 値に等しくなると考えられる。この比較を、大型貫入試験と合わせて表-1 に示した。

$$N=0.75N_{65} \quad (2)$$

N : 標準貫入試験の 30cm 打撃回数

N_{65} : 65 型貫入試験の 30cm 打撃回数

また、従来の大型貫入試験では貫入エネルギーは 1.5 倍になるが、既往の研究では 1.6 倍という相関式⁸⁾や、密な砂では 1.5 倍、礫混じり土で 2.0 倍⁹⁾という値が報告されている。つまり、礫混じり土の N 値(標準貫入試験)は、大型貫入試験を基準にすると、同じ打撃エネルギーで対比して、礫がない値に比べ 1.34 倍 (2.0/1.5) 程度、過大になっている可能性がある。

この 65 型貫入試験(65PT 法)を地すべり現場で適用し、粘土状土砂と礫状土砂に適用し、併用した標準貫入試験の N 値と比較したのが図-2 である。粘土状土砂では理論値の $N=0.75N_{65}$ にほぼ一致し、礫状土砂では $N=1.5N_{65}$ 程度となった。礫の N_{65} が N 値より小さいのは、径の効果で礫を抜き打ちしやすくなっているためであり、むしろ過大になっておらず適性な結果を示している可能性がある。

また、D 級軟岩の泥質片岩で比較したものを図-3 に示す。軟岩でやや硬質な部分で、 N_{65} が 40 以上では N 値に対し N_{65} が過大に出る傾向があり、下式の相関が得られた。泥質の D 級岩盤では式(3)を適用することが考えられる。

$$N=-0.0064(N_{65})^2+0.8048(N_{65}) \quad (3)$$

3.2 すべり面把握のための N_{65} 分布図

図-4 は泥質片岩の小規模な地すべり地の調査ボーリングのオールコアのコア写真であり、コア観察からすべり面を判定することは極めて難しい。酸化フロントとなる酸化帯境界は判断可能だが、全部 D 級の場合、脇坂の区分¹⁰⁾も適応できない。また、針貫入試験も第 3 紀泥岩のように円筒状コアでなく、破碎質な泥質片岩で割れて

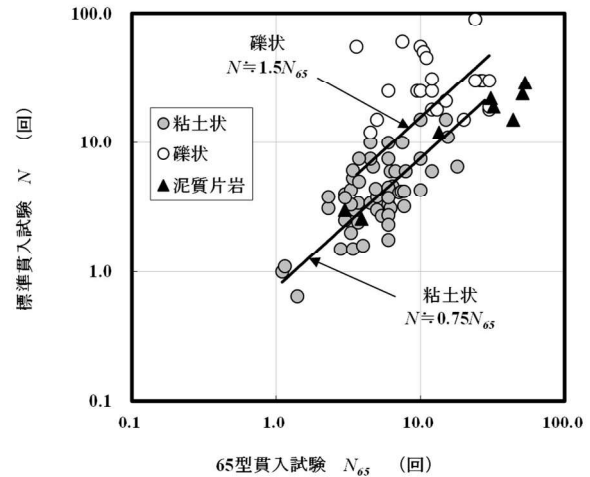
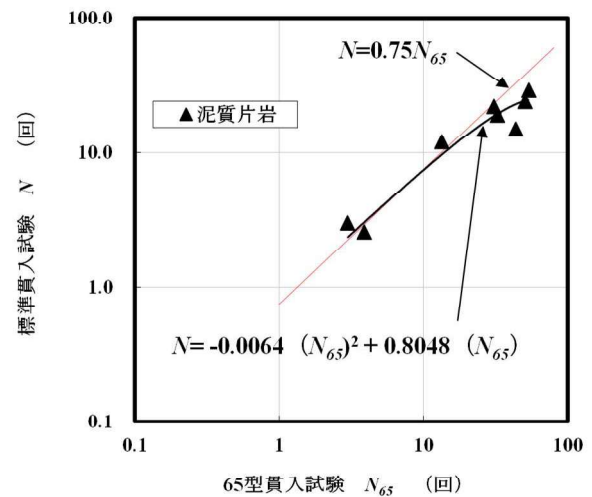
図-2 粘土・礫 N - N_{65} 相関図図-3 泥質片岩 N - N_{65} 相関図

図-4 泥質片岩 BorNo1 (左) と No2(右)オールコア写真

いるコアのため不可能である。ただ、連続 65PT 法を使用してコア採取を行っているため、連続した N_{65} 分布が判明している。65PT 法は打撃エネルギーが小さいため、詳細な強度変化が判明しやすく、貫入毎に把握できるメリットがある。そのため地すべりで移動攪乱して強度が低下した部分と、すべり面付近で著しく攪乱し含水比も高く軟化した部分も詳細に把握可能である。

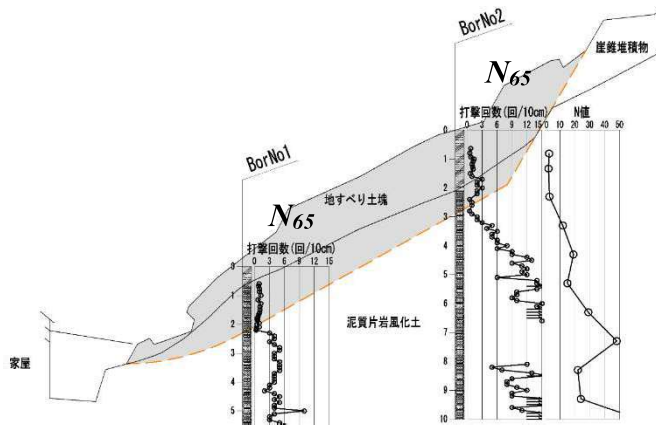


図-5 泥質片岩 D 級風化帯の地すべり地での N_{65} 分布図

図-5 にその地質断面図と N_{65} 分布図を示した。BorNo1 では、地すべりで攪乱され顕著に強度低下し $N_{65}=1.5$ 以下が GL-2.3m まで続き、それ以深は $N=3$ 以上が続く。また GL-2.3m 付近は $N_{65}=0.5$ 以下になりスベリ面の可能性が極めて高いと考えられる。BorNo2 では、地すべりで攪乱され不均質に強度低下し、 $N_{65}=1.5$ 以下が断続的に GL-2.9m まで続き、それ以深は $N=3\sim6$ 以上が続く。また GL-2.9m 付近は $N_{65}=1$ 以下になりスベリ面の可能性が高いと考えられる。

また、図-6 は深部まで風化した新第三紀泥岩でオールコアでの判定は困難であったが、連続 65PT 法で N_{65} の分布を把握していた。その結果、深度 7~8m より浅い箇所が $N_{65}=10$ 未満が多く、移動土塊であるため攪乱されて強度が低く風化も進行したと考えられた。

4. おわりに

「65 型貫入試験を併用したオールコアボーリング」は、オールコアによるコア品質と N 値の把握の両方を可能とした手法であり、軟岩の地すべり調査に極めて有効な手法と考えられる。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 木村隆行, 高田正治:65 型打込みサンプラーによる地すべり土塊の評価, 第 45 回日本地すべり学会研究発表会, pp.395-398, 2006.
- 2) 木村隆行, 高田正治:65 型貫入試験による地すべり土塊評価の検討, 日本応用地質学会平成 18 年度研究発表会講演論文集, pp.543-546, 2006.
- 3) 鴨井幸彦:地すべり面調査における標準貫入試験の効用, 第 41 回日本地すべり学会研究発表会, pp.241-244, 2002.

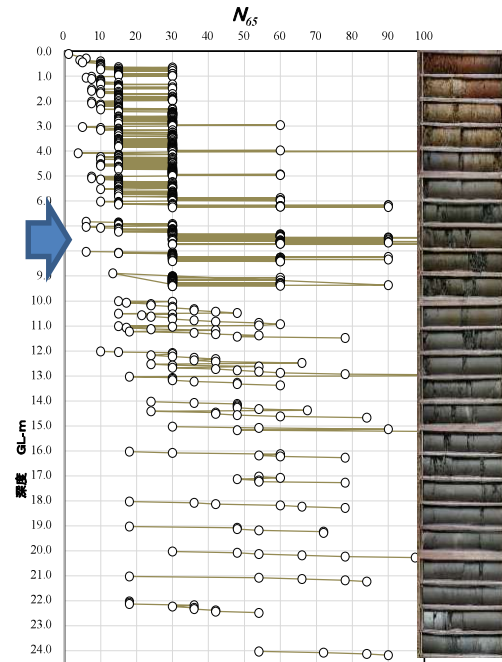


図-6 泥岩での連続 65PT 法の N_{65} 分布図

- 4) 平田晴昭, 西俊憲, 樽石静: 針貫入試験による地すべり移動土塊の判定, 第 43 回日本地すべり学会研究発表会, pp515-516, 2004.
- 5) 諏訪陽子, 磯野陽子, 木村隆行, 楠本岳志: 四国秩父帯大規模地すべりにおける鉱物学的・化学的特徴, 第 43 回日本地すべり学会研究発表会, pp45-48, 2004.
- 6) 磯野陽子, 木村隆行, 徳丸孝明, 丹生谷太, 玉井克明, 酒井俊典: 四国御荷鉢帯, 田浪地すべりのスベリ面評価, 第 44 回日本地すべり学会研究発表会, pp93-96, 2005.
- 7) 丸山清輝, 花岡正明: 泥岩地帯における地すべり土塊の風化に関する検討, 土木技術資料, 48-4, pp58-63, 2006.
- 8) 大森勇: N 値と他のサウンディング, 土木技術, VOL.49, No3, pp91-96, 1994.
- 9) N 値の話, 理工図書, pp35-37, 1998.
- 10) 脇坂安彦, 上妻睦男, 綿谷博之, 豊口佳之: 地すべり移動体の特徴づける破碎岩一四万十帯の地すべりを例として一, 応用地質, 第 52 巻, 第 6 号, pp.231-247, 2012.

3.2 標準貫入試験でN値と湿潤密度がわかる

1. はじめに

土木構造物の設計をする場合、大量に品質の良い地盤情報を利用できれば、解析・設計の信頼性が向上し、安全性を確保した上で、精度の良い解析や合理的な設計を行うことができる。しかし、品質の良い地盤情報を大量に入手するには調査費用が増大するため、全ての場合に品質の良い地盤情報を入手する必要はなく、調査目的に応じた調査方法の確立が望まれている。

ここでは、標準貫入試験器の中に密度測定用の中空管を装備することで、N 値測定と共に現場で簡単かつ経済的に密度測定ができる方法を既往研究成果から紹介する。

2. 湿潤密度の測定方法

砂地盤や粘性土地盤の湿潤密度を簡易に把握できる方法に、図-1 および写真-1 に示す二重管式標準貫入試験器を使用する方法がある。

二重管式標準貫入試験器は、「標準貫入試験方法」(JIS A 1219: 2013)¹⁾に定められた標準貫入試験用サンプラーの中に密度測定用の真鍮製中空管(長さ 10cm, 内径 35mm, 外径 38mm)を先端から 5 個、最後に長さだけが 11cm の中空管を並べて装填できるように工夫されたもので、以前から市販されている。本試験器を用いて標準貫入試験を行えば、貫入時に土が中空管内に採取され、N 値測定と共に現場で簡単に密度を測定することができる。これまでの研究では、細粒分含有率 5%未満の飽和した砂を対象とした密度測定方法の提案²⁾や提案法のマサ土地盤への適用性の検討³⁾など、砂地盤を対象としたものと、粘性土地盤を対象としたもの⁴⁾がある。

3. 実験結果と考察

3.1 砂質土地盤の実験結果と考察

試料採取機構や密度測定精度を明らかにするための土槽実験と、最大粒径に関する密度測定方法の適用範囲について検討した結果、以下の結論が得られている。

(1) 二重管式標準貫入試験器の先端から 2 本目の中空管に採取された試料は、乾燥密度のばらつきが最も小さく、粒子破碎の影響も小さいと考えられる。これらのことから、2 本目の中空管に採取された試料の乾燥密度 ρ_{ds2} を本測定方法における測定値として採用した。

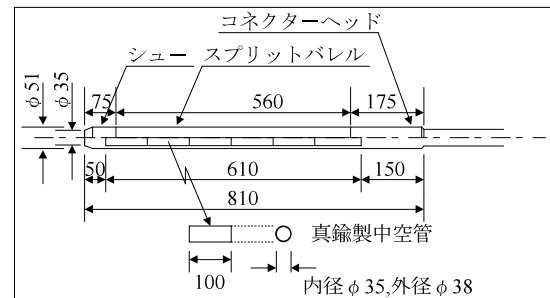


図-1 二重管式標準貫入試験器 (単位: mm)

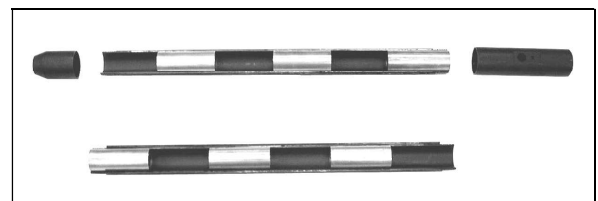


写真-1 二重管式標準貫入試験器

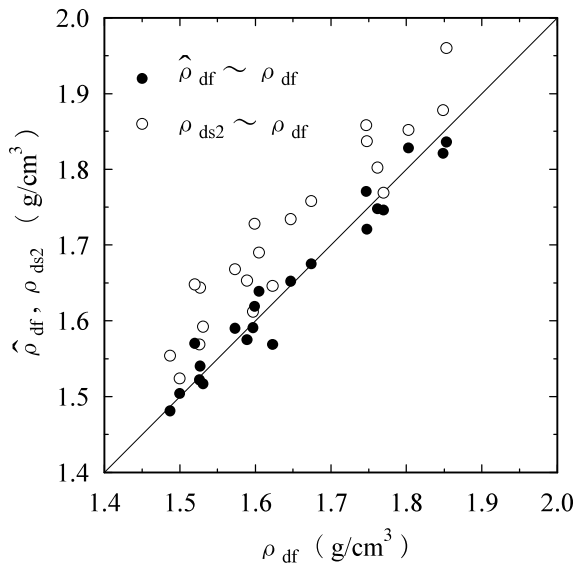
(2) 細粒分含有率 F_c が 5%未満で最大粒径が 3~5mm 程度以下の飽和した砂試料の場合、有効土被り圧 $\sigma'v$ が同じであれば、試料の物理的特性の違いにかかわらず、原地盤の乾燥密度 ρ_{df} と ρ_{ds2} には良好な相関性が認められる。 $\sigma'v$ の増加に比例して ρ_{ds2} は大きくなり、 $\sigma'v$ は ρ_{ds2} に著しい影響を及ぼす。(3) (2)を勘案して誘導した ρ_{df} の推定式²⁾を以下に示す。

$$\hat{\rho}_{df} = \rho_{ds2} / (0.000371 \sigma'v + 1.013) \quad (1)$$

上式から原位置の乾燥密度 ρ_{df} を精度よく推定できる。ただし、この補正式の適用範囲は、 F_c が 5%未満の飽和した砂である。また、 ρ_{df} 以外に、原位置の含水比 wf および湿潤密度 ρ_{tf} といった重要な地盤情報も得ることができる。図-2 に土槽実験で得た ρ_{ds2} を式(1)に代入して求めた原位置の乾燥密度の推定値 $\hat{\rho}_{df}$ を示す。同

図には $\rho_{ds2} \sim \rho_{df}$ 関係を合わせて示すが、採取時に密度が増加していることがわかる。これは、先に述べたように、主に上載圧の影響に起因している。

式(1)による $\hat{\rho}_{df}$ は、岡山市内の沖積世の砂層で、実施されたラジオアイソトープコーン貫入試験器(R I コーンと称す)による密度測定結果から求めた湿潤密度、乾燥密度とよく一致している⁵⁾。なお、R I コーンは三村ら⁶⁾の研究により砂質地盤の密度測定に高い評価が報告されている。

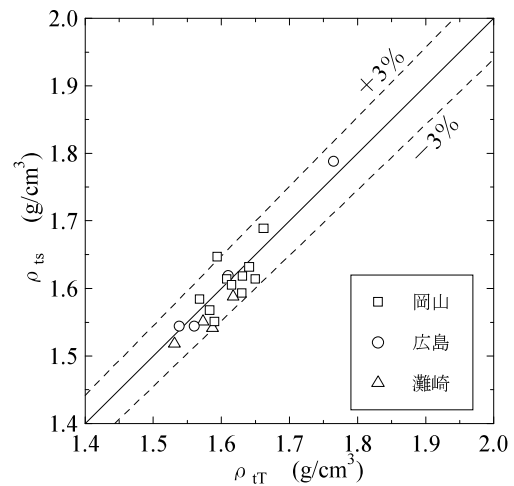
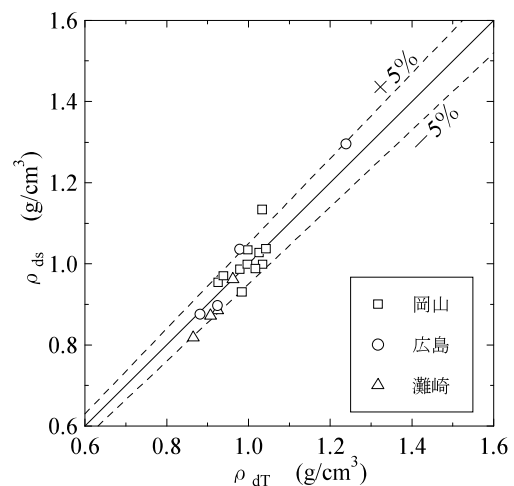
図-2 $\hat{\rho}_{df} \sim \rho_{df}$ 関係 (水浸)

3.2 粘性土地盤の実験結果と考察

岡山、灘崎および広島各現場で測定した粘性土地盤の湿潤密度と乾燥密度を図-3、図-4に示す。

図-3は横軸が乱さない試料より測定した湿潤密度 ρ_{tT} 、縦軸は二重管式標準貫入試験器により測定した湿潤密度 ρ_{ts} であり、湿潤密度は±3%の範囲内に分布している。

図-4は横軸が乱さない試料より測定した乾燥密度 ρ_{dT} 、縦軸は二重管式標準貫入試験器により測定した乾燥密度 ρ_{ds} であり、乾燥密度は±5%の範囲内に分布している。よって、二重管式標準貫入試験器により測定した粘性土地盤の湿潤密度と乾燥密度は、原地盤の湿潤密度と乾燥密度をほぼ妥当に評価している。

図-3 $\rho_{tT} \sim \rho_{ts}$ 関係図-4 $\rho_{dT} \sim \rho_{ds}$ 関係

4. まとめ

本研究により得られた結論を以下に列挙する。

- (1) 砂地盤や粘性土地盤の湿潤密度を簡易に把握できる方法に、二重管式標準貫入試験器を使用する方法がある。
- (2) 細粒分含有率 F_c が 5% 未満で最大粒形が 3~5mm 程度以下の飽和した砂試料の場合、二重管式標準貫入試験器による乾燥密度は、有効土被り圧に大きく影響する。これを勘案した式(1)を提示した。
- (3) 粘性土地盤では、二重管式標準貫入試験器による湿潤密度と乾燥密度は、乱さない試料による測定結果と比較し、原地盤のそれらをほぼ妥当に評価していると考えられる。

(執筆責任者 井上真)

参考文献

- 1) 地盤工学会：地盤調査の方法と解説—二分冊の1—，pp.279-316，2013。
- 2) 奥山一典，藤原身江子他：二重管式標準貫入試験器による砂地盤の密度測定方法，土木学会論文集，No.652/III-51，pp.141-153，2000。
- 3) 奥山一典，河原敏之他：マサ土の原位置せん断抵抗角 ϕ_d の推定システム，土木学会論文集，No.666/III-53，pp.321-331，2000。
- 4) 藤原身江子，田平健二他：二重管式標準貫入試験器による粘性土地盤の密度測定精度の評価，土木学会論文集，No.736/III-63，pp.305-312，2003。
- 5) 藤原身江子：粘性土地盤の密度測定方法と非排水強度に関する研究，愛媛大学博士論文，pp.35~40，2002。
- 6) 三村衛，Abhay K SHRIVASTAVA 他：R I コーンによる砂質地盤の原位置含水比・湿潤密度検層とその精度評価について，土木学会論文集，No.638/III-49，pp.227~240，1999。

3.3 軽重量サウンディング(LWCPT)で微細な強度分布がわかる

1. はじめに

自然斜面の崩壊において、危険な地質的素因となり得る弱層部（風化層、潜在崩土層）の層厚分布の把握は、斜面崩壊の規模の推定にあたり、重要な課題である。

本研究では、自然斜面の表層に分布する潜在崩土層厚分布を精度よく推定することを目的としている。これまで斜面崩壊箇所の隣接斜面において、直線配置の微動探査とサウンディング試験を組み合わせた調査を実施し、微動探査により部分的に認められた地表から 2m 程度の比較的低い S 波速度箇所及びその周辺でサウンディング試験を行い、探査結果の妥当性を確認したり。ここでは、サウンディング試験の最終調査深度が礫か基盤岩かを判断できる装置の追加、改良した結果について報告する。

2. 探査測線およびサウンディング試験位置

調査地は、西日本豪雨により崩壊した幅 20m、長さ 75m、深さ 2.5～3m 程度にわたる斜面の西側に位置し、崩壊頭部から南西方向に長さ 30m 程度、高さ 0.5m 程度の滑落崖が生じている。探査測線は、斜面下部の管理用道路から滑落崖を横断し山頂に至る斜面縦断方向距離 310m の測線（比高 125m）である。

サウンディング試験は、斜面での作業効率向上を図るため、ミニラム試験機を改良した人力運搬可能な軽重量サウンディング試験機²⁾(以下、LWCPT (Light Weight Cone Penetration Test) と称す) を使用し、今回、探査測線上の LW-8、LW-9 地点と既往 Bor 地点近傍の LW-10 地点で実施した。試験位置は既往調査地点と併せて図-1 に示す。

3. LWCPT 試験の貫入量測定方法

貫入量の測定は、加速度計と磁歪式変位センサーの 2 種類の方法で実施した。加速度計による測定では、打撃時のロッドの加速度が 5000m/s^2 程度³⁾であるため、用いる加速度計の容量は 9800m/s^2 程度となり、重力加速度の 1000 倍である。試験機のアンビルに加速度計を取付けて、先端コーンを鉄板に当てて貫入量 0mm の状態で測定を行ったが変位量が 3～18mm となった。これは出力がわずかにドリフトしていると考えられた。一方、磁歪式センサーでは、変位量が 0.1mm 程度であり、十分に変位計測可能と考えられた⁴⁾。磁歪式変位センサーの外観と原理を図-2、図-3 に示す。

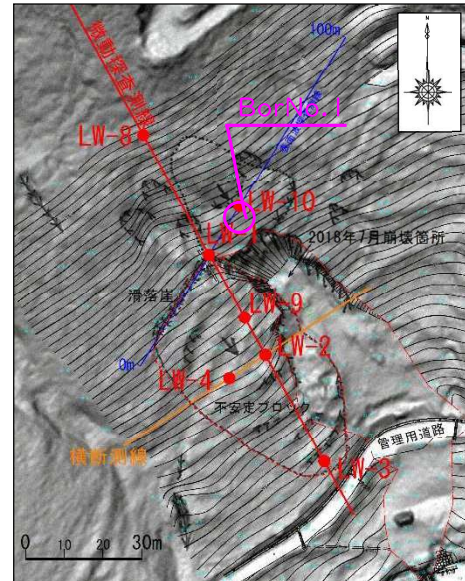


図-1 探査測線および試験位置図



図-2 磁歪式変位センサー

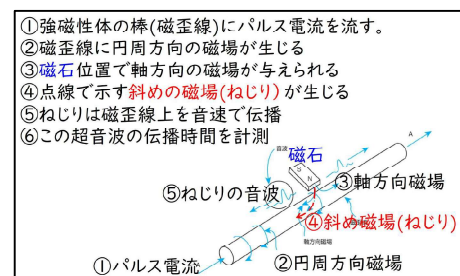


図-3 磁歪式変位センサー原理図

4. LWCPT 試験結果

LWCPT による推定 N 値は、ミニラムと同様に式(1)により算出する⁵⁾。

$$N = N_m / 2 - 0.16 M_v \quad (1)$$

ここで、 N_m は貫入量 20cm 当たりの打撃回数、 M_v (単位 $N \cdot m$) は貫入ロッドのトルクである。

LW-8、LW-9 では、微小貫入量を計測した結果、図-4 に示すように通常の貫入量 20cm 区間内に薄い層が把握できた。最終深度が転石か基盤かの判定は、通常の 20cm 間隔のデータよりデータ数が多いため区別しやすい。今回

は後述図-5 に示す微動探査結果と照合し、最終深度は基盤岩と推定した。

LW-10 においても、図-4 に示すように貫入量 20cm 区間に分布する薄い層を把握した。既往調査ボーリングでは GL-2.1m 以深が風化泥質岩であるが、LWCPT による最終深度は GL-1.5m (推定 N 値 55) であり基盤岩は確認できなかった。

5. S 波速度断面図と LWCPT 試験結果

S 波速度層は、図-5 に示すように地表面から 2~3m 程度に S 波速度が相対的に低い 200~280m/s (以下、低 S 波速度と称す) の箇所が分布する。LW-9 地点では、GL-3m 付近まで推定 N 値 7~21 の礫混じり砂質土層を確認し、低 S 波速度の分布範囲と概ね整合する。

6. まとめと今後の課題

本研究により得られた結論を以下に列挙する。

- (1) ハマー打撃時の微小変位測定は、加速度計は誤差が大きいため磁歪式変位センサーを採用した。
- (2) LWCPT で微小変位を測定した結果、通常の貫入量 20cm 毎の測定ではわからない薄い層を確認した。
- (3) LWCPT と調査ボーリングを照合した結果、最終深度は転石であった (LW-10)。
- (4) 最終深度が転石か基盤岩かの判定は、微小変位量を測定し方が、通常の 20cm 毎の測定よりも評価しやすい。今回は、微動探査結果も踏まえて最終深度が何であるか判定した。

今後、斜面崩壊規模を精度よく推定するに当たり、課題として以下の事項が考えられる。

- (1) 微動探査と LWCPT 結果による 3 次元物性モデルの作成
- (2) 崩壊斜面と潜在崩土分布地を含む 2 つのモデルで 3 次元浸透一応力連成解析を行い、崩壊土砂量を推定
- (3) 浸透流解析の浸透特性は、現地に敷設した地中埋設一体型傾斜・土壌水分センサー測定値から検討

謝辞

本研究は、令和 5 年度本技術研究組合 IMTERA の研究助成を受けました。また、協同組合岡山県土質試験センター西村輝センター長には、試験装置の改良と装着に協力いただきましたことを記して謝意を表します。

(執筆責任者 井上真)

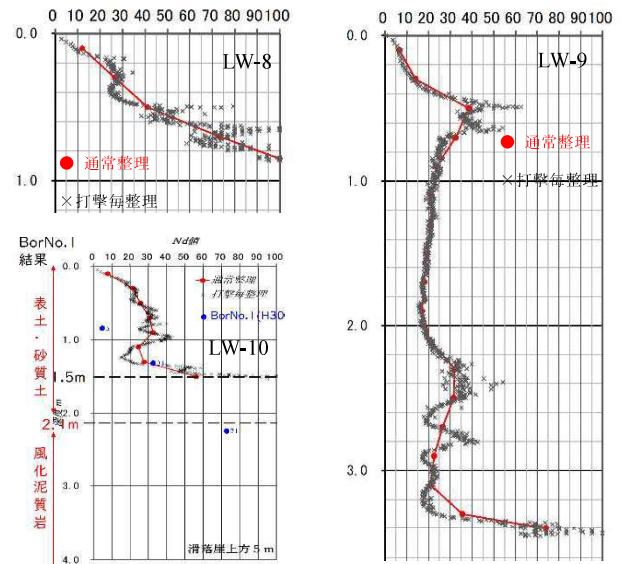


図-4 微小貫入量測定結果(LW-8~10)

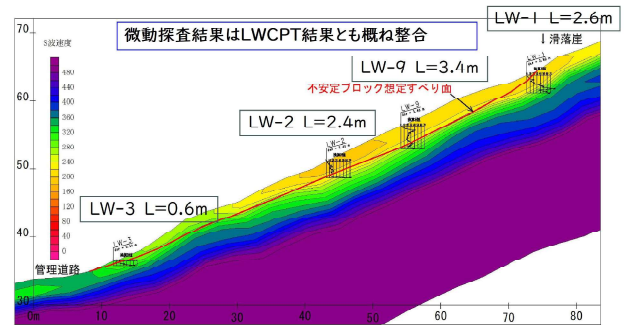


図-5 潜在崩土分布範囲の S 波速度層断面図

参考文献

- 1) 井上真, 山下真司他: 微動探査および軽重量サウンディング試験機を用いた崩壊地の低 S 波速度帯の抽出, 第 58 回地盤工学研究発表会発表講演集, pp.11-11-3-02, 2023.
- 2) 西垣誠, 井上真: 斜面崩壊規模の予測のための軽重量サウンディング試験機(LWCPT)の開発, 高速道路と自動車, Vol.64, No.11, pp.47-50, 2021.
- 3) 松本樹典, 下野慎也他: 滋賀県守山市における地盤調査一斉試験 (その 8: SPT および各種 DCPT の打撃効率の測定結果), 第 48 回地盤工学研究発表会発表講演集, pp.185-186, 2013.
- 4) 西村輝, 西村伸一他: 動的コーン貫入試験における打撃毎貫入量計測の有用性について, 第 59 回地盤工学研究発表会発表講演集, p.24-4-2-03, 2024.
- 5) 菅原紀明, 鈴木勝久他: 小型動的貫入試験機の開発とその利用, 全地連・技術フォーラム'97 (名古屋), pp. 461-464, 1997.

3.4 色彩で粘土鉱物分布や強度分布を推定する

1. はじめに

コアの色彩は、含有鉱物の複合的な反射した可視光によって認識されるが、非常に多くの情報を保有している。中島(1994)¹⁾は色彩色差計を用いて岩石等を測定し、 $L^*a^*b^*$ 色座標で数値化し評価解析することを提案した。また、風化の色彩が針鉄鉱 $\text{FeO}(\text{OH})$ の増加が b^* の方向(黄色化)、赤鉄鉱 Fe_2O_3 の増加が a^* 方向(赤色化)に進行することを示した。西山ら(2001)²⁾は、離水年代が判明している段丘の砂岩礫を測定し、風化による色彩進行がまず 15 万年で b^* の方向(黄色化)に進行し、20~40 万年で a^* 方向(赤色化)に進行することを示した。木村ら(2000)³⁾は、1999 年広島災害の崖崩れの規模が、風化進行の程度と相関し、滑落土塊と残留基岩の色彩値とも相関があることを示した。磯野ら(2008)⁴⁾は、コアの色彩と正規化 N 値などを用いた評価点でスベリ面が把握できる可能性を指摘し、横田ら(2006)⁵⁾は色彩と一軸圧縮強度に相関があることを示した。コア色彩研究の多くが、風化と相関のある指標を風化の色彩値で定量化している。ただ、その分野は極めて広い。今回は、泥岩と花崗岩の色彩で把握した鉱物分布と強度分布の事例を報告する。

2. 鉱物分布の事例

2.1 島尻泥岩の鉱物分布と強度分布

岩石の色彩を測定した事例は多いが、個別の鉱物の色彩を測定した事例はほとんどなかった。特に細粒の泥岩の例はなかった。木村ら(2022)⁶⁾は島尻泥岩の顕微鏡写真を拡大して FUSOU 製 PRISMO-MIRAGE 分光測色計を使用して色彩を測定するとともに、Rigaku 製 MiniFlex600 を使用し含有鉱物量を把握し、元素量は Rigaku 製蛍光 X 線分析装置 NEX QC を用いて元素量を把握した。また顕微鏡観察において鈴木ら(2022)⁷⁾は、有孔虫が続成過程で殻は方解石、中身はフランボイダル型黄鉄鉱に変質していることを指摘した。写真-1 は、有孔虫のオープンニコル(偏光板 1 方向)とクロスニコル(偏光板 2 方向)の観察写真で、有孔虫の殻が方解石に変質していることがわかる。写真-2 では、マトリックスが緑のモヤモヤと赤のモヤモヤの鉱物が入り組んで形成されていることが分かるが、黄緑が緑泥石、赤紫がイライトである。この緑泥石・イライトの背後にスメクタイトが分布しているが、鉱物化していないスメクタイトは顕微鏡では観察できない。X 線回折で把握できるのみである。

図-1 は、偏光板なしの顕微鏡写真を更に拡大し、色彩を測定し a^*b^* 座標で示したものである。特徴的なことは、イライト-緑泥石が同じ色彩グループの黄緑側と赤紫側に分布し、共生している状況が反映されていることである。



写真-1 クロスニコル 横幅 0.3 mm

写真-2 オープンニコル 横幅 0.6 mm

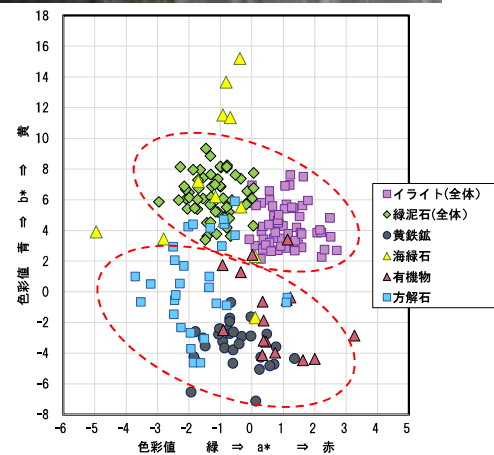


図-1 各鉱物の色彩⁶⁾に加筆

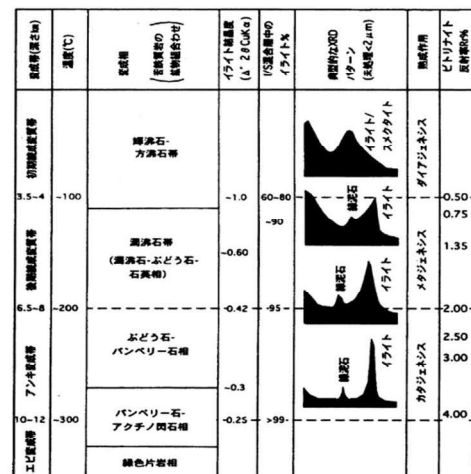


図-2 続成作用-変成作用の区分とイライト結晶度⁸⁾に加筆

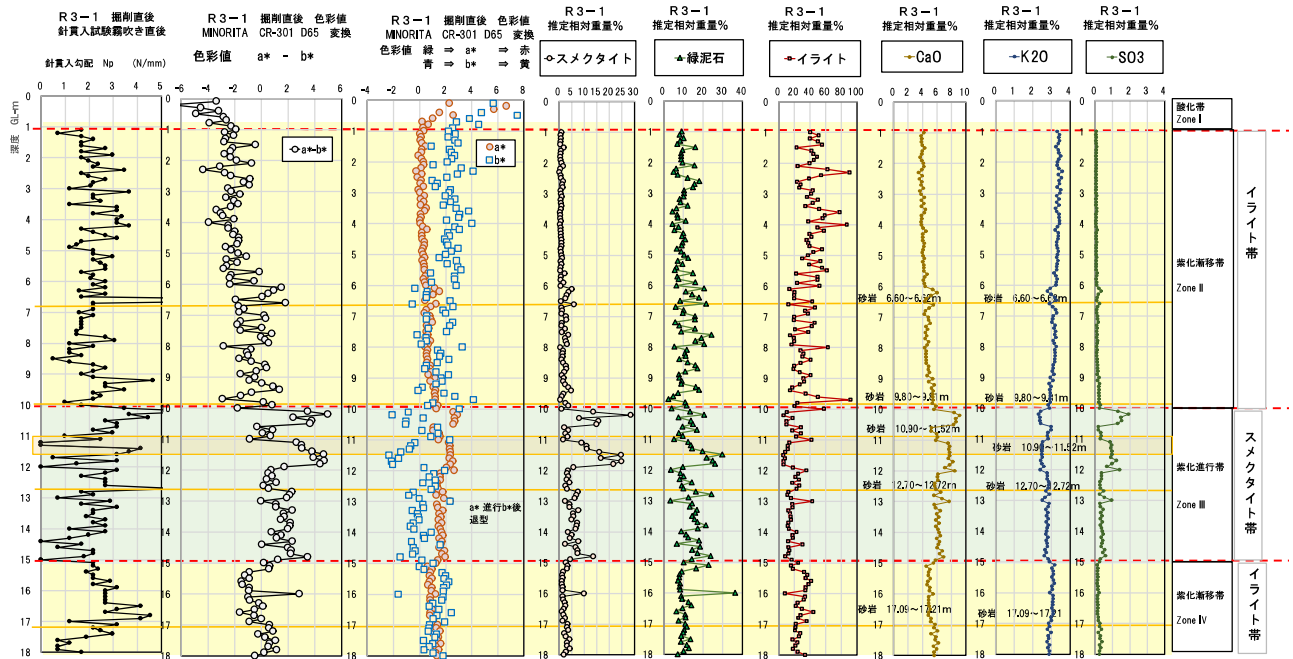
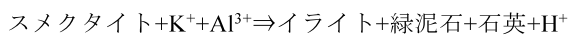
図-3 鉱物含有量およびイオン量の分布図 ⁶⁾ に加筆

図-2 は続成作用の過程で、当初スメクタイトからスメクタイト/イライト混合層鉱物に変質し、その後、緑泥石/イライト混合層鉱物に変質し、その鉱物結晶度が徐々に高くなっていく状況を示している。

続成作用の初期は結晶度の悪い火山ガラスなどからスメクタイトが生成され、次にスメクタイトは下記のように混合層鉱物からイライトと緑泥石に変質する。

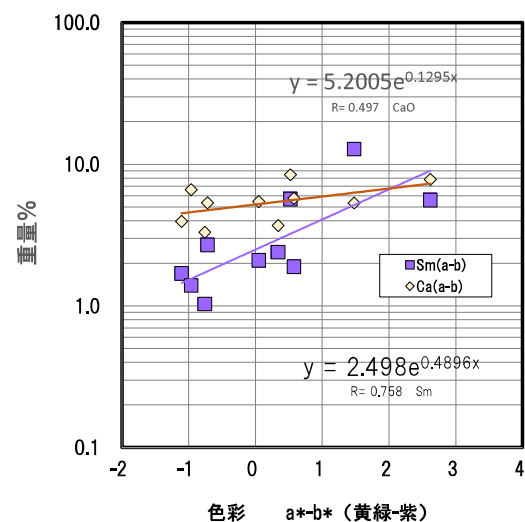


そのイライト化で放出された Na^+ や Ca^{2+} などは方解石形成などに寄与することになる。

また、図-1 で黄鉄鉱と有機物が同じ色彩箇所の分布し、また方解石と黄鉄鉱が同じ色彩グループの黄緑側と赤紫側に分布している点も、同じ有孔虫から形成された色彩グループとしての相関が考えられる。

この対象とした島尻泥岩のコアの色彩分布と針貫入勾配 N_p 分布を図-3 に示す。中間の ZoneIII で紫化 (a^*-b^*) が進行し、針貫入勾配 N_p 値が低い傾向があることが判明した。また、この ZoneIII は微細砂層がしばしば介在し、有孔虫が多く顕微鏡下で観察され、殻はすべて方解石の変化し、中身は黄鉄鉱に変化していた。

この色彩値 (a^*-b^*) と X 線回折によるスメクタイト含有量の相関を図-4 に示した。また同様に色彩値と蛍光 X 線で把握した CaO 重量%との相関も合わせて示した。いずれも色彩値と相関があり、スメクタイトが多い箇所は Ca も多い可能性があることが判明した。つまり、微細砂の多い箇所は有孔虫も多く分布し、その殻は方解石 CaCO_3 に変質している。井上(1990)⁹⁾によれば、 Ca は水合力の強い元素であるのでイライト化を妨げるとされており、イライト化しなかったスメクタイトが多く残留しているスメクタイト帯と続成作用が進行したイライト帯に区分できる可能性が考えられた。

図-4 色彩と鉱物量の相関 ⁶⁾ に加筆

また、各鉱物含有量も元素量も色彩値との相関があり、それぞれの相関式から各鉱物含有量分布図を示したのが図-3 である。各鉱物の増減では ZoneIII(スメクタイト帯)で、スメクタイトや緑泥石が多くなるのに対しイライトが減少する。定方位法 X 線回折では、イライト/スメクタイト混合層鉱物を確認しており、続成作用の過程では高温高压になるほどスメクタイトからイライトへ変質していくと考えられる⁹⁾。また、ZoneIII(スメクタイト帯)では、 CaO と SO_3 が多く K_2O が少ない傾向が認められる。図-5~7 及び図-10~13 に、スメクタイトと各鉱物やイオンとの相関を示し、図 8~9 にイライトとイオンの相関図を示した。スメクタイトに対してほとんどが正の相関を示すが、負の相関を示すのがイライトと K_2O である。

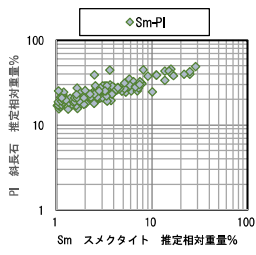


図-5 Sm-Pl 相関図

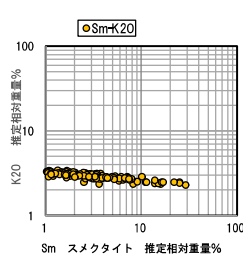
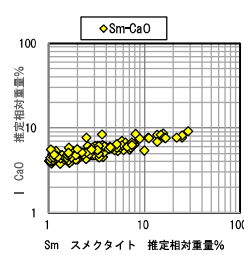
図-6 Sm-K₂O 相関図

図-7 Sm-CaO 相関図

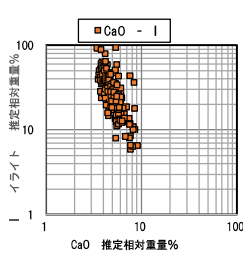


図-8 CaO-I 相関図

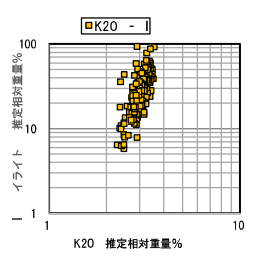
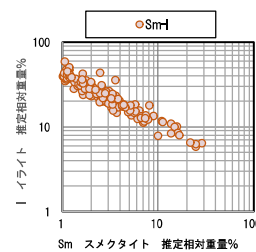
図-9 K₂O-I 相関図

図-10 Sm-I 相関図

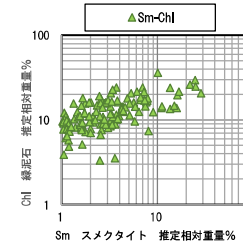


図-11 Sm-Chl 相関図

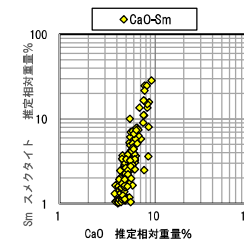


図-12 CaO-Sm 相関図

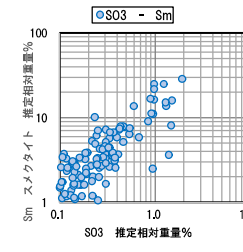
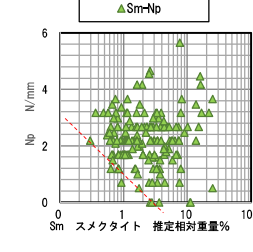
図-13 SO₃-Sm 相関図

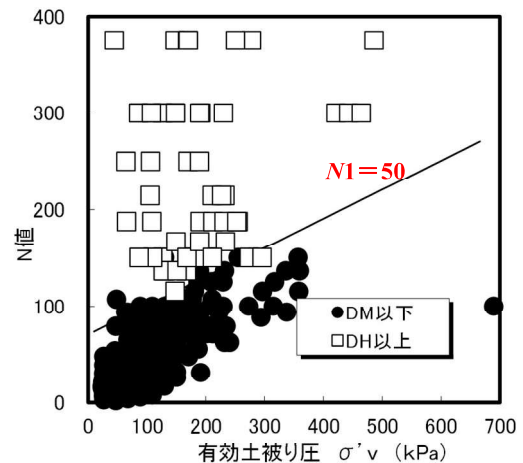
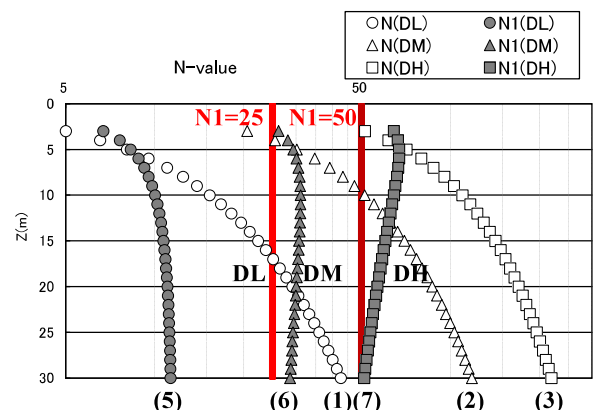
図-14 Sm-Np 相関図

つまり、図-10 のようにスメクタイトが減少すればイライトが増大する。図-8 のように Ca が多ければイライトは減少する。図-13 の S が黄鉄鉱 FeS_2 の S を反映しているとすると、有孔虫の中に多く形成している。そのため、有孔虫が多い箇所、やや砂や有孔虫が多く溜まる箇所では Ca が多くスメクタイトのイライト化が進行しないメカニズムが想定される。つまり島尻泥岩のスメクタイト帯は残留スメクタイト帯で、続成作用から取り残されたゾーンになる。図-3 で示す針貫入試験で $N_p=0$ になる低強度箇所はスメクタイト帯であり、図-14 の最低部分のラインはスメクタイト量が多いほど N_p 値は低い。つまり、やや砂分の多い浅瀬の堆積物が沈降し続成作用を受けた場合、Ca 分が多いためスメクタイト帯からイライト帯に変質せず、残留スメクタイト帯として弱部を内在し、そのような箇所が地すべりを発生させていることが想定される。

2.2 酸性火成岩の鉱物分布と強度分布

花崗岩などの D 級酸性火成岩の風化区分は、定量的区分として本州四国連絡橋公団による研究成果がよく使用されているが、明確な指標はないのが現状である。そのため、吉備高原面の深層風化した D 級酸性火成岩における N 値や色彩・鉱物組成の事例を報告する。

本州四国連絡橋公団(1980)¹⁰⁾によれば、変形係数 E は岩級と深度に依存して式(1)~(3)の相関があるとされている。そこで式(4)式の変形係数 E と N の相関で変換すると、 N 値と深度の相関は式(5)~(7)となる。Meyerhof の修正式(8)で正規化 N 値($N1$)に換算すると、木村ら(2002)¹¹⁾によれば、DH 級は正規化 N 値 $N1=50$ で区分できるとされている(図-15)。図-16 に示すように本州四国連絡橋公団の N 値分布図も正規化した場合、 $N1=50$ で DH、半分の $N1=25$ で DM を区分できる。そこで D 級岩盤の $N1$ 境界を 25 と 50 と仮定した。

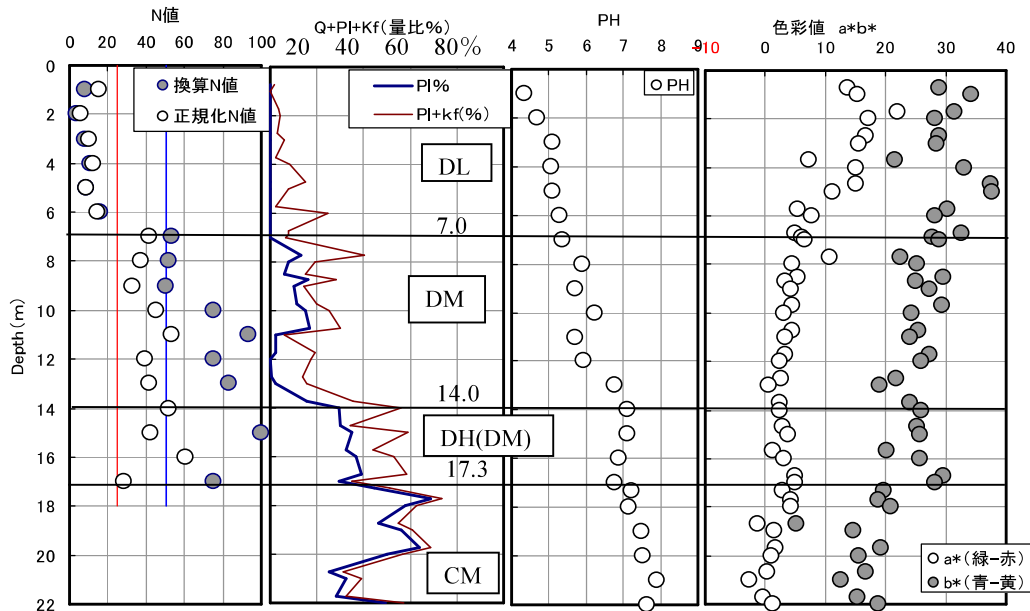
図-15 N 値と有効土被りの $N1=50$ の境界¹¹⁾に加筆図-16 DL・DM・DH の境界 $N1$ ¹²⁾に加筆

$$\text{DL 級: } E=98 \times 12.5Z^{0.93} \quad (1)$$

$$\text{DM 級: } E=98 \times 62.0Z^{0.76} \quad (2)$$

$$\text{DH 級: } E=98 \times 180Z^{0.63} \quad (3)$$

$$E=98 \cdot 7 \cdot N \quad (4)$$

図-16 N 値・鉱物含有量・色彩分布図 ¹²⁾に加筆表-1 D 級岩盤指標案 ¹²⁾に加筆

風化 区分	コア状況 (従来)	Meyerhof による正規化 N1	従来の肉眼 鑑定による 鉱物組成	X線回折に よる 鉱物組成	pH区分	色彩a*	色彩b*
DL	粘土状	25未満	カリ長石なし	斜長石なし	5.5未満	5以上	
DM	砂状	25以上	カリ長石の み残留	斜長石消失 度50%以下 に減少	6.5未満		
DH	礫状	50以上	斜長石大半 変質	斜長石大半 残留			20以上

$$\text{DL 級: } N=1.8Z^{0.93} \quad (5)$$

$$\text{DM 級: } N=8.9Z^{0.76} \quad (6)$$

$$\text{DH 級: } N=25.7Z^{0.63} \quad (7)$$

$$N1=(170N)/(70+\sigma'v) \quad (8)$$

E : 変形係数 (kPa) Z : GL-m

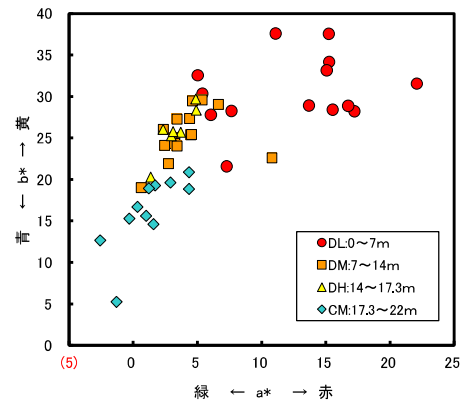
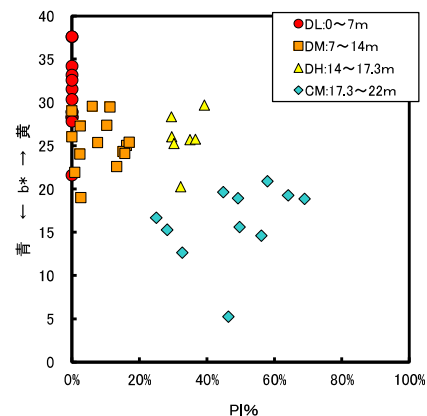
$\sigma'v$: 有効土被り圧(kPa)

N : N 値 $N1$: 正規化 N 値

吉備高原面山頂からのボーリングコア（流紋岩質凝灰岩：中生代白亜紀）を用い，X線回折（不定方位）によるピーク比で鉱物組成の把握を行い，また， pH と色彩色差計による a^*b^* 値を測定し，図-16に示した．

現地の流紋岩類は，酸性火成岩であり石英 Q -カリ長石 Kf -斜長石 Pl の鉱物で95%以上を占める．そのためX線回折によるピーク比を用いてその鉱物構成比を把握した．

また，前述の $N1$ 指標で判断した場合，0～7mまでをDL，7～14mまでをDM，14～17.3mまでをDH（一部DM含む）と判断した．粒子の小さい流紋岩では，肉眼鑑定の鉱物判定は困難であり，また，粒子の大きい花崗岩においても，厳密には斜長石とカリ長石の区分が困難な場合も多い．X線回折では，かなり明確にその量比が判定できるため，従来の判定基準と異なる表-1のような結果となった．つまり，肉眼判定でDLはカリ長石なしであったが，X線回折では残留しており，斜長石がゼロ

図-17 a^*b^* 相関図 ¹²⁾に加筆図-18 斜長石 Pl 含有量- b^* 相関図 ¹²⁾に加筆

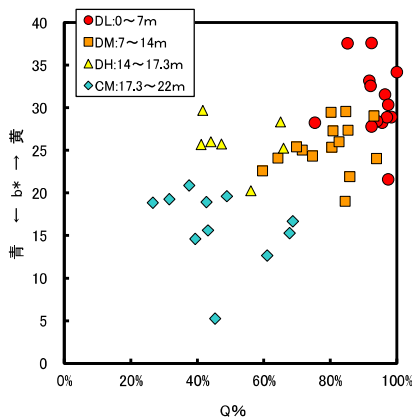


図-19 石英-b*相関図 12)に加筆

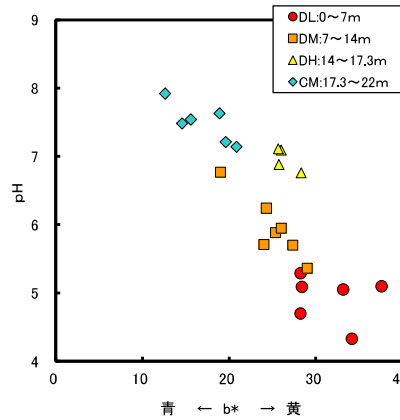


図-20 b*-pH 相関図 12)に加筆

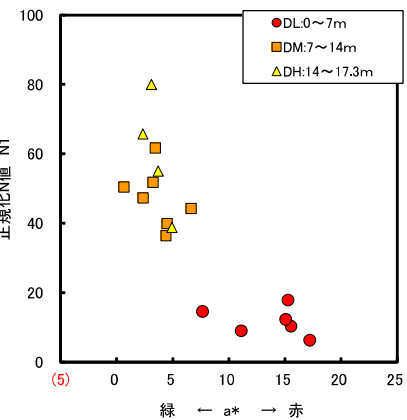


図-21 a*-N1 相関図 12)に加筆

であった。また、DM は肉眼判定で斜長石なしであったが、X 線回折では残留しており、新鮮な岩の含有量の半分程度に消失していた。つまり、見かけより長石類は残留しており、X 線で把握できる斜長石の消失程度で、明瞭に区分できると考えられた。また、この現場では目安としては、 pH は 5.5 と 6.5 で DL と DM の区分、色彩値 a^* は 5 以上で DL の判断基準が考えられた。ただ元岩の組成のバラツキもあるので、表-1 はあくまで目安になる。

図-17 は a^*b^* 相関図で、風化に伴い a^* も b^* も進行していることが分かる。ただ DL の色彩分布と CM の色彩分布は明瞭だが、中間の DM~DH はほぼ同じ色彩領域に分布している。

図-18 は、斜長石と b^* の相関図で、DL は $Pl=0$ となっている。この相関図では、各岩級の分布が分離しており、色彩進行と斜長石消失進行に時差があるためと考えられる。図-19 は石英と b^* の相関図で、斜長石とカリ長石の消失に伴い相対的に石英が増えている状況が反映されている。

図-20 は、 b^* と pH の相関図で、比較的良好な相関がある。

図-21 は、 a^* と正規化 N 値($N1$)の相関で、同様に比較的良好な相関がある。

いずれも、色彩との相関が認められ、評価基準に色彩が応用できる可能性が示唆される。

4. おわりに

色彩は非常に多くの情報と相関を有しており、様々な指標との相関式を得ることが可能である。つまり、色彩測定を密に実施することで、それらの相関式を用いて詳細な指標変化を得ることができる。そのため、今後更に色彩測定の応用技術は進展できると考えられる。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 中島悟：地球色変化—鉄とウランの地球科学—，近未来社，pp.171-207，1994。
- 2) 西山賢一，松倉公憲：四万十帯砂岩の風化，色彩および鉱物化学的性質の変化，地形，第 22 巻，第 1 号，pp.23-42，2001。
- 3) 木村隆行，高田正治，磯野陽子，立住光：残積マサ土の色彩と斜面安定，第 39 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.309-312，2000。
- 4) 磯野陽子，木村隆行，丹生谷太，玉井克明，酒井俊典：コアの色彩・鉱物・化学的特徴を利用した地すべり評価，地すべり，Vol.45，No.4，pp.61-67，2008。
- 5) 横田修一郎，妹尾大輔，西山賢一：色彩値変化からみた来待石の風化速度，応用地質，第 47 巻，第 4 号，pp.188-195，2006。
- 6) 木村隆行，鈴木茂之，後根裕樹，嶋将志，石川敦代，伊佐真幸，備瀬知康，安里隆：島尻泥岩の色彩特性と鉱物区分，日本応用地質学会令和 4 年度研究発表会講演集，pp.215-216，2022。
- 7) 鈴木茂之，木村隆行，後根裕樹，嶋将志，石川敦代，伊佐真幸，備瀬知康，安里隆，中園幸樹：島尻層群泥岩における粘土鉱物・黄鉄鉱の形成，日本応用地質学会令和 4 年度研究発表会講演集，pp.213-214，2022。
- 8) 吉村尚久：—粘土基礎講座 I—続成作用と粘土鉱物，粘土科学，第 42 巻，第 3 号，pp.167-173，2003。
- 9) 井上厚行：スメクタイトからイライトの生成機構，鉱物学雑誌，第 19 巻，pp.53-61，1990。
- 10) 本州四国連絡橋公団：風化花崗岩の支持特性判定要領(案)，pp.106，1980。
- 11) 木村隆行，高田正治：拘束圧の影響を考慮した残積土の N 値の評価，平成 14 年度日本応用地質学会研究発表会，pp.275-278，2002。
- 12) 木村隆行，高田正治，磯野陽子：D 級酸性化成岩の風化区分，第 48 回地盤工学研究発表会，pp.631-632，2013。

3.5 地層から地震・津波現象を推定する

1. はじめに

プレートの沈み込み帯では周期的に巨大地震およびそれに伴う津波が発生している。繰り返し発生する地震・津波の中にはより巨大で再来周期の長いもの（スーパーサイクル）があることも知られるようになってきた¹⁾。このような知見の多くは津波堆積物の研究から得られている²⁾。

しかしながら生じうる最大クラスの地震はどの程度であるのか、あるいは超長期の周期で発生する超巨大地震といったものがあるのか、等ことについては、通常の津波堆積物研究では答えることが難しい。なぜなら、ほとんどの場合、津波堆積物の研究は完新世の地層を対象としているからである。

本報告の目的は、100 万年程度にわたって形成された漸深海成の堆積岩から津波堆積物を同定し、その規模を津波の数値計算に基づいて推定することである。

2. 調査位置および地質概要

2.1 調査位置

本研究は愛知県にある知多半島南端部付近に分布する中新統師崎層群を対象として行った（図-1）。愛知県を含む東海地域では同時代の堆積岩類、火成岩類が広く分布している。それゆえ、この地域では、当時の海陸分布等が復元されている。

2.2 地質概要

師崎層群は前期中新世の堆積岩類である。知多半島南部および日間賀島、佐久島に分布している³⁾。堆積年代としては 18～16Ma とされている⁴⁾。本層群の層厚は 1000m を超えている⁵⁾。本層群は 4 累層に分けられており、下位より日間賀累層、豊浜累層、山海累層、内海累層に区分される（図-2）。堆積環境は、日間賀累層は主に浅海成、豊浜累層、山海累層、内海累層は上部漸深海成（水深数 100m 程度）である。

本報告の対象は師崎層群の豊浜累層および山海累層である。これらの 2 累層は知多半島の南部に、概ね北西向きに緩く傾斜して分布する。そのため、知多半島南端の海岸線に沿って、これらの 2 累層が良好な状態で広く露岩している。

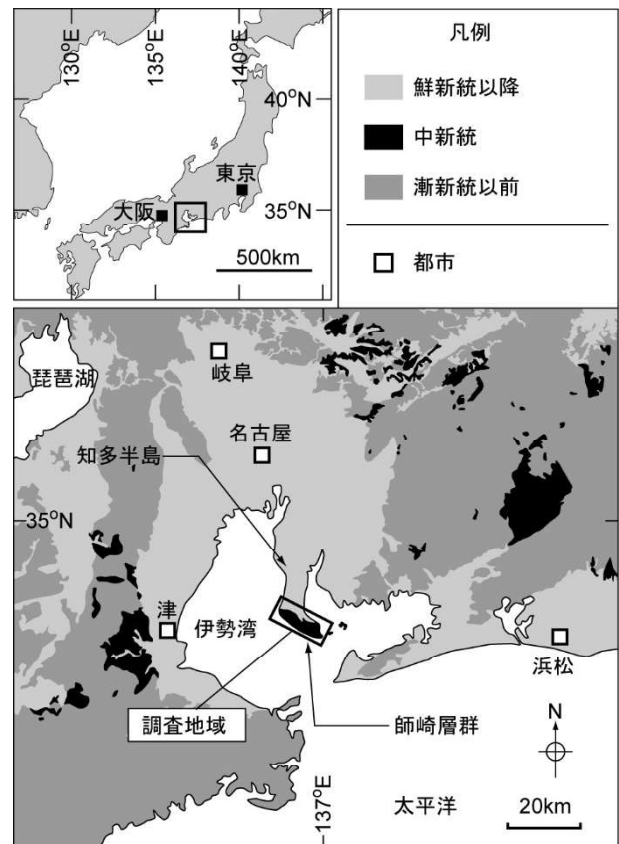


図-1 調査位置図

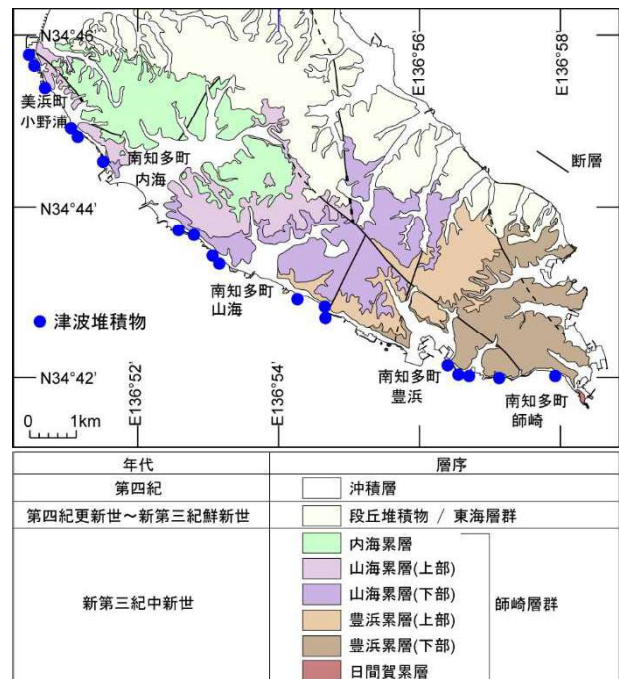


図-2 師崎層群の地質図（この図には津波堆積物と同定された地層の位置も示している）

3. 津波堆積物

3.1 海成堆積物中のイベント層

本報告の対象である師崎層群の豊浜累層・山海累層は砂岩泥岩互層からなる(図-3)。10cm程度～1m程度の厚さの泥岩層に砂岩層が挟まっている。砂岩層は何らかの要因(地震、嵐、洪水等)によって浅海域から運搬され、堆積したものであり、イベント層とも呼ばれる。

イベント層の多くは単層で、一般的にタービダイトと呼ばれるものであるが、一部のイベント層は複数のレイヤーからなる。図-3に示した区間では、最上部に複数レイヤーイベント層がある。その下位は単層のイベント層(タービダイト)を挟む砂岩泥岩互層が分布する。

本報告で津波堆積物と同定したイベント層は、いずれも複数レイヤーイベント層である。



図-3 砂岩泥岩互層の例
(最上部に複数レイヤーのイベント層が分布する)

3.2 津波堆積物の同定根拠

複数レイヤーのイベント層の中には、同一イベント層内で反対向き古流向を示すレイヤーが含まれるものがある(図-4)。また、複数レイヤーのイベント層の中には、波浪によって形成される堆積構造(ハンモック状斜交層理、ウェーブリップル)が含まれるものもある(図-5)。

一般に古流向の反転が見られるのは、海浜域に形成される潮汐堆積物である。また、波浪堆積構造が見られるのは Storm wave base より浅い場(およそ 200m 以浅)で形成される堆積物である(図-6)。

しかしながら、本報告の対象である師崎層群の豊浜累層および山海累層の堆積環境は上部漸深海域(水深数 100m 程度)であることが判明している。このような水深の深いところで流れの反転や波浪堆積構造を形成する要因としては、津波とするのが妥当である。津波であれば、数 10km から数 100km の波長をもつため、深海であっても極浅水波として振る舞うが、他にそのような波を

生じさせる要因は考え難いからである。

よって、複数レイヤーのイベント層のうち、イベント層内に反対向きの古流向を示すレイヤーが含まれるもの、あるいは波浪によって形成される堆積構造を示すものを津波堆積物として同定した。現時点で津波堆積物とした層の分布を図-2に示している。

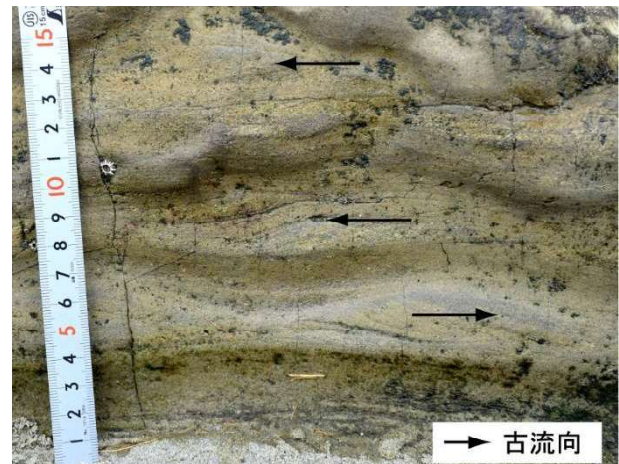


図-4 イベント層内で古流向が反転している例

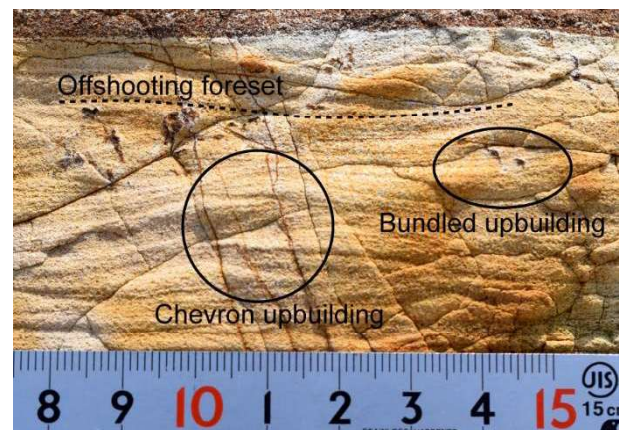


図-5 イベント層内に見られる波浪堆積構造の例
(この写真はウェーブリップル)

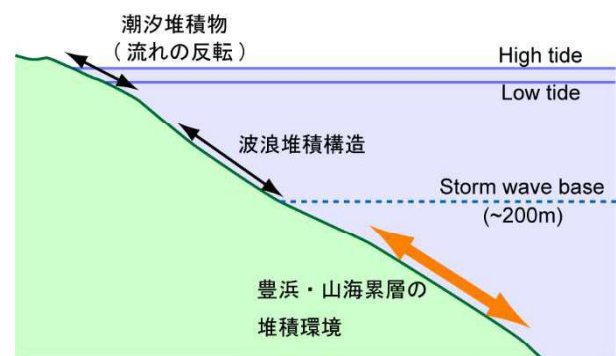


図-6 同定根拠となった堆積構造が一般に分布する堆積環境と豊浜・山海累層の堆積環境との比較

3.3 検討対象とした津波堆積物

現時点ではおよそ 20 層の津波堆積物が識別されている (図-2 参照). これらについて層厚と最大粒径との関係を見ると, 概ね, 層が厚いほど最大粒径が大きくなる傾向がみられる (図-7). そこで, 厚く粗粒なもの (津波堆積物 A) と薄く細粒なもの (津波堆積物 B) とを選び検討対象とした (図-7).

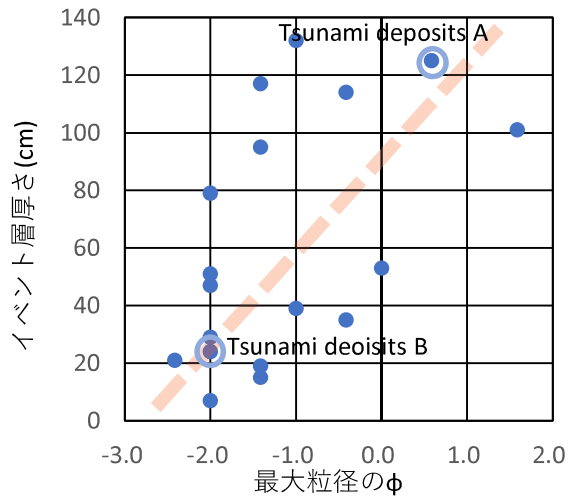


図-7 津波堆積物の最大粒径と層厚との関係
(φはウェントワースの粒度区分で用いられるもの)

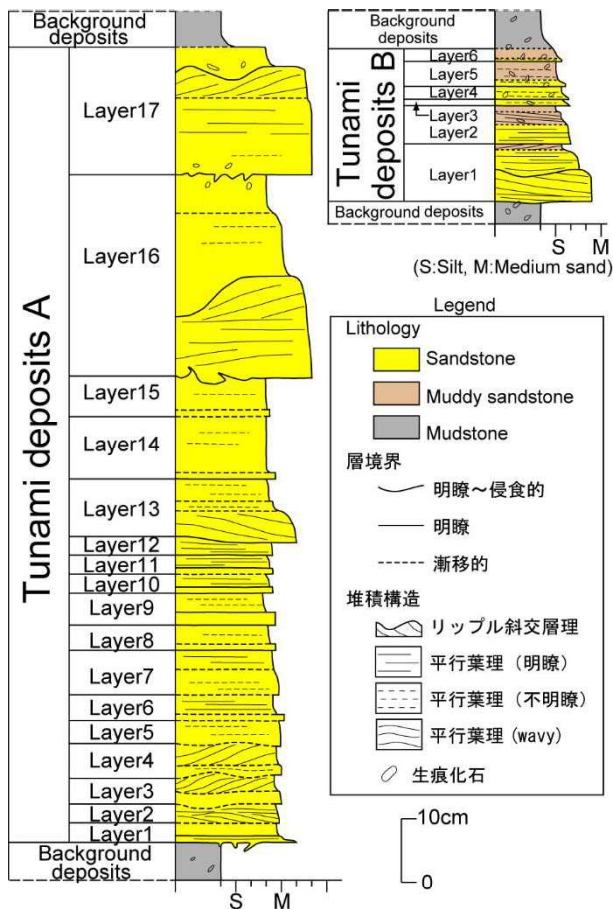


図-8 検討対象とした津波堆積物の柱状図

4. 津波の数値計算

4.1 計算手法

本報告では沖合に堆積した津波堆積物を対象としている. それゆえ, 津波の数値計算においても沖合の流れ (流速・流向) に焦点をあてる. よって, 津波の支配方程式には線型浅水方程式を採用し, 遡上計算はせず, 津波は海岸で全反射するものとした.

用いた支配方程式は以下のようになる.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial N}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

ただし, η : 静水面からの水位

M, N : x 軸/y 軸方向の単位幅当たりの流量

D : 全水深 (静水深+水位)

である.

4.2 地形の推定

海岸線および海岸線付近の海底地形については柴田・糸魚川(1989)⁶⁾を参照して設定した. また, 師崎層群堆積時 (18~17Ma) では日本海は拡大が続いており, 沖合ではプレート配置が現在とは異なっていたと考えられている. ここでは高橋 (2017)⁷⁾に基づいて設定した.



図-9 師崎層群堆積時の古地理図

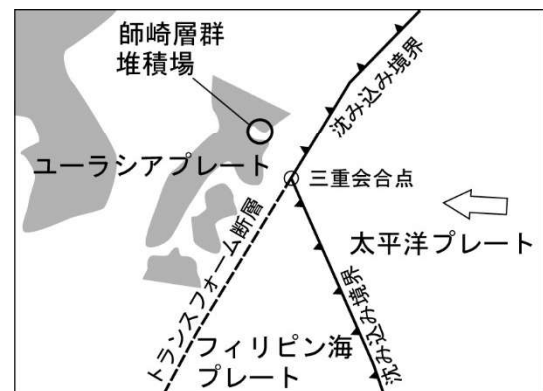


図-10 師崎層群堆積時のプレート配置

4.3 計算領域

計算領域は 600km×600km の矩形領域とした．格子間隔は 500m とした．

計算領域内の海底地形については，前節の内容を考慮し，かつ現在の海底地形を参考に設定した（図-11）．

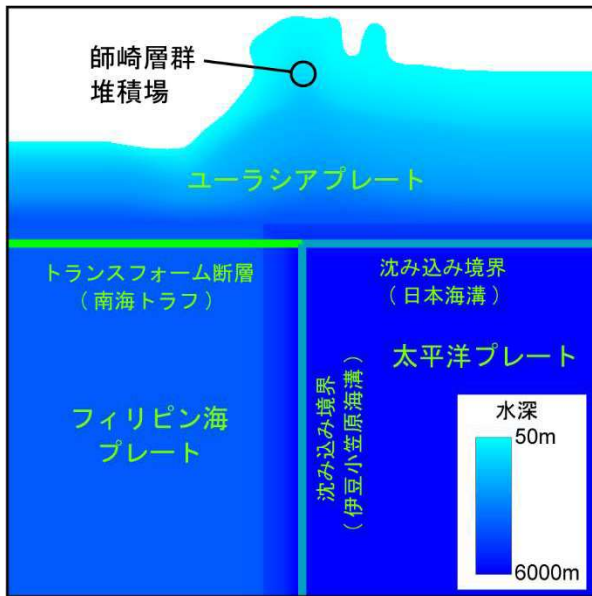


図-11 計算領域

4.4 波源域および初期波形

本報告では師崎層群の堆積場の前面にある沈み込み境界（日本海溝）を波源域とする地震・津波を検討する（図-12）．

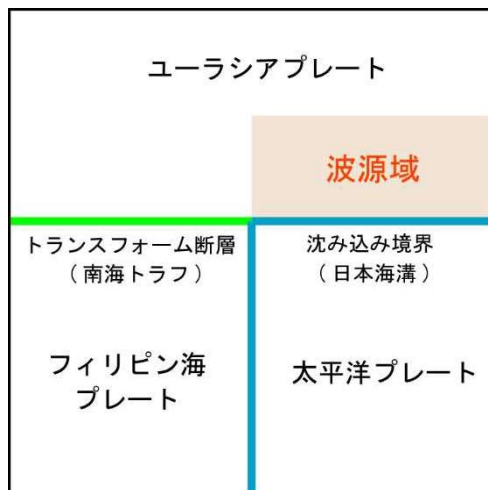


図-12 波源域

計算・検討する地震の規模については M9 クラス, M9.5 クラス, M10 クラスの 3 通りとした．各クラスにおける初期波形については Okada(1985)⁸⁾に基づいて計算した（図-13）．

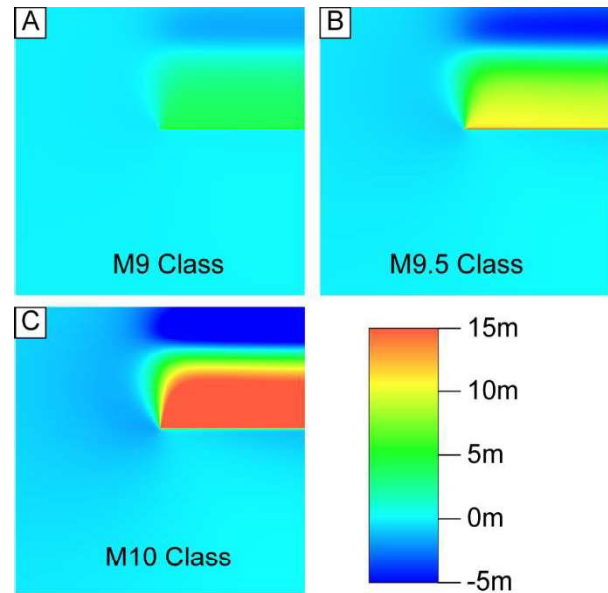


図-13 初期波形

4.5 計算結果

師崎層群堆積場における，各クラスの流速値の変化を図-14 に示す．なお，流速値（Speed）は，x 方向，y 方向の流量 M, N，速度 u, v，および全水深 D を用いて

$$u = \frac{M}{D}, \quad v = \frac{N}{D}$$

$$Speed = \sqrt{u^2 + v^2} = \frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{D}$$

から算出した．

いずれのクラスでも流速の変化の傾向は類似している．ただし流速の最大値は M9 クラスで 0.4m/s 程度，M9.5 クラスで 1m/s 程度，M10 クラスで 2m/s 程度である．いずれのクラスでも最大値級のピークが 2 つ現れていることがわかる．

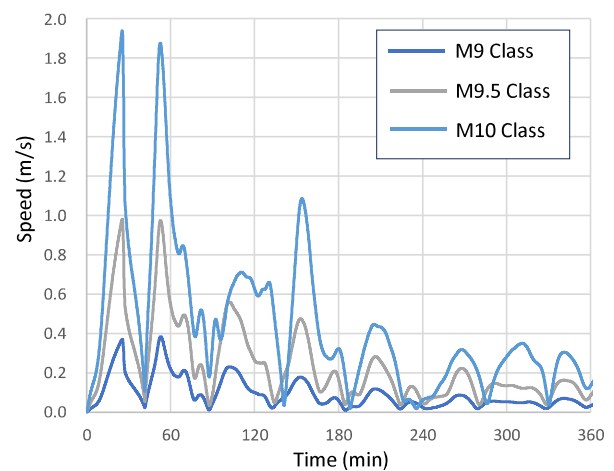


図-14 師崎層群堆積場における津波の流速値

次に流れの向きの変化を図-15 に示す．なお，流れの向き（Direction）は，上記の速度 u, v を用いて $u > 0$ のとき $Direction = \arctan(v/u)$

ただし $-90^{\circ} < \text{Direction} < 90^{\circ}$

$u < 0, v > 0$ のとき $\text{Direction} = \arctan(v/u)$

ただし $90^{\circ} < \text{Direction} < 180^{\circ}$

$u < 0, v < 0$ のとき $\text{Direction} = \arctan(v/u)$

ただし $-180^{\circ} < \text{Direction} < -90^{\circ}$

とした。

流れの向きの傾向はいずれのクラスでも類似している。陸に向かう流れが続いた後、海側へ向かう流れ、陸側に向かう流れが繰り返し現れる。

図-14 も考慮すれば、最初に陸側への最大級の流れがあり、その後向きを海側に変えて、再び最大級の流れが生じていることが読み取れる。

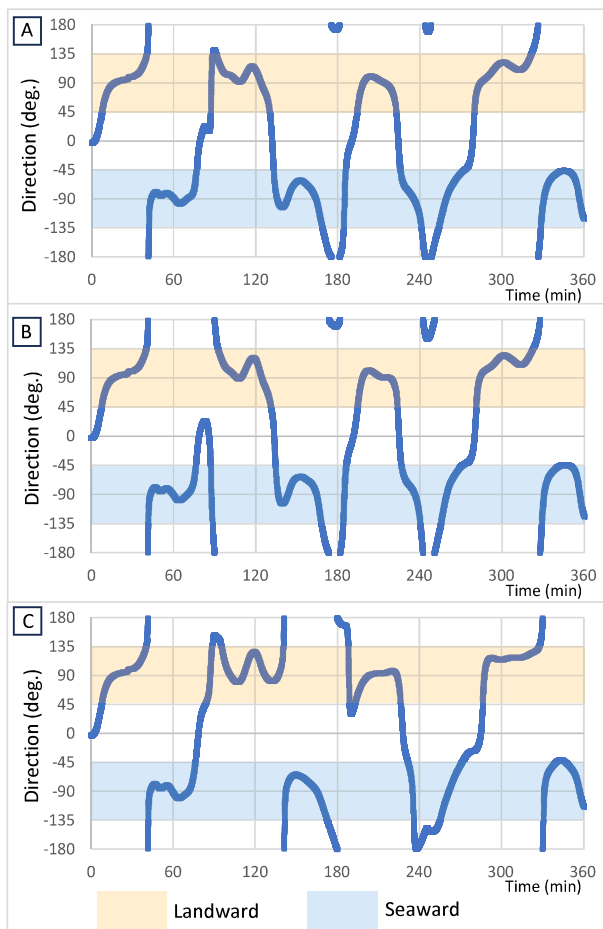


図-15 師崎層群堆積場における津波の流れの向き
(A : M9 クラス, B : M9.5 クラス, C : M10 クラス)

5. 検討

津波堆積物 B については、最大粒径は細粒砂～中粒砂であり、その部分はリップル斜交層理となっている（図-8）の Tsunami deposits B, Layer 1 参照）。最も流れが強いと考えられる部分が、このような粒度と堆積構造となっていることは、津波堆積物 B が M9 クラスの津波によって形成されたことを示唆している（図-16 の赤色破線の部分）。

一方、津波堆積物 A では、最大粒径は極粗粒砂であり、その部分は Dunes～平行葉理となっている（図 3.6 の Tsunami deposits A, Layer 16-17 参照）。最も流れが強いと考えられる部分が、このような粒度と堆積構造となっていることは、津波堆積物 A が M9.5 クラスないし M10 にかなり近いクラスの津波によって形成されたことを示唆している（図 5.1 の青色破線の部分）。

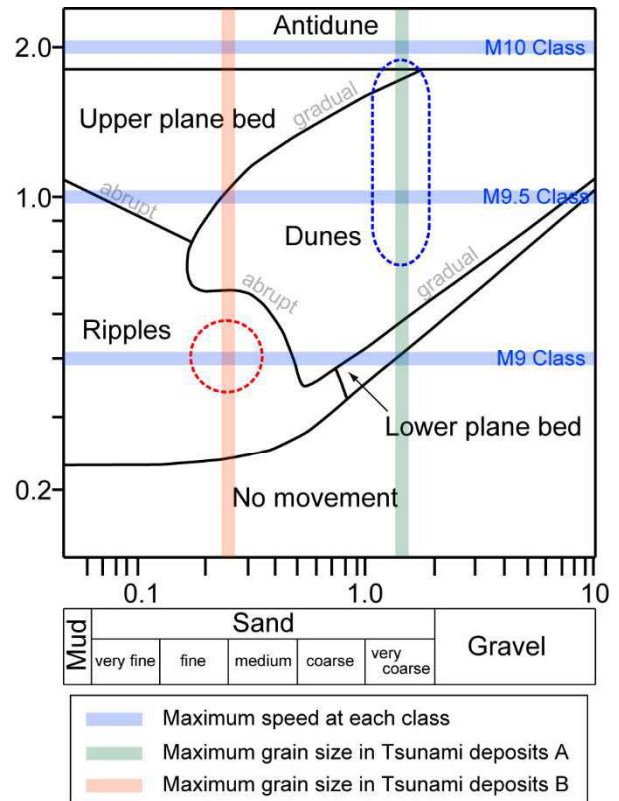


図-16 津波堆積物 A,B の最大粒径、津波の最大流速
(Boguchwal and Southard(1989)⁹⁾ を元に作成)

6. まとめ

- (1) 師崎層群の山海累層・豊浜累層のイベント層には津波堆積物と同定できる層が多数、分布する。同定あたることは、上部漸深海では津波でなければ形成されないような特徴（イベント層内での流れの反転、波浪堆積構造）を用いた。
- (2) 津波堆積物から代表的な 2 層（粗粒で厚いもの：津波堆積物 A、細粒で薄いもの：津波堆積物 B）を選び、どの程度の規模の地震・津波であれば形成されるかを、津波の数値計算に基づいて推定した。津波堆積物 A は M9.5（～M10）クラス、津波堆積物 B は M9 クラスの地震・津波によって形成されたことが示唆された。

（執筆責任者 橘 徹）

参考文献

- 1) Satake, K. and Atwater, B. F.: Long-Term Perspectives on Giant Earthquakes and Tsunamis at Subduction Zones, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol.35, pp.349–74, 2007.
- 2) Komatsubara, J. and Fujiwara, O.: Overview of Holocene Tsunami Deposits along the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs, Southwest Japan, *Pure appl. geophys.* Vol.164, pp.493–507, 2007.
- 3) 柴田博：知多半島地域一師崎層群，日本の地質『中部地方Ⅱ』，共立出版， p.125-126， 1988.
- 4) 星博幸：中新世における西南日本の時計回り回転，地質学雑誌， Vol.124(9)， pp.675-691， 2018.
- 5) 近藤善教，木村一朗：師崎地域の地質，地域地質研究報告，5 万分の 1 地質図幅，地質調査所，1987.
- 6) 柴田博，糸魚川淳二：瀬戸内区と古瀬戸内海,アーバンクボタ, Vol.28, pp.2-9, 1989.
- 7) 高橋雅紀：東西日本の地質学的境界【第九話】幻の利根川構造線，GSJ 地質ニュース， Vol.6(8), pp.251-260, 2017.
- 8) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.75, No.4, pp.1135-1154, 1985.
- 9) Boguchwal, L.A., Southard, J.B.: Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part1. Scale model study using fine sands. *Journal of Sedimentary Research* 60, 649-657, 1989.

3.6 物理特性による透水係数の推定(山口を例として)

1. はじめに

地盤に関する調査・設計等の実務においては、使用する土質定数の妥当性を十分検討したうえで採用する必要がある。

本報告では、山口県内の地盤における透水係数について、既往の室内土質試験結果及び現場透水試験結果をもとに検討・評価を行った。

2. 物理特性値について

今回の検討・評価に使用した試験データは、弊社で実施した国土交通省、山口県、周南市ほかの市町村、民間の業務で得られたものであり、現場透水試験に合わせて室内土質試験が実施されたものを採用した。

今回対象とする地盤は沖積層とし、盛土・埋土等の人口地盤や洪積層、風化基盤岩等は対象外とした。

なお、試験データは、個々に調査目的・試験内容等が異なるため、評価項目毎にデータの個数が不統一であるが、可能なデータはすべて使用した。

土の粒度特性を把握するために、土質別の平均粒径加積曲線を整理し、図-1 に示す。

使用したデータは礫質土 33 試料、砂質土 47 試料、粘性土 1 試料となっている。現場透水試験を実施した地盤が対象のため、粘性土は実施数が少ない状況となっている。

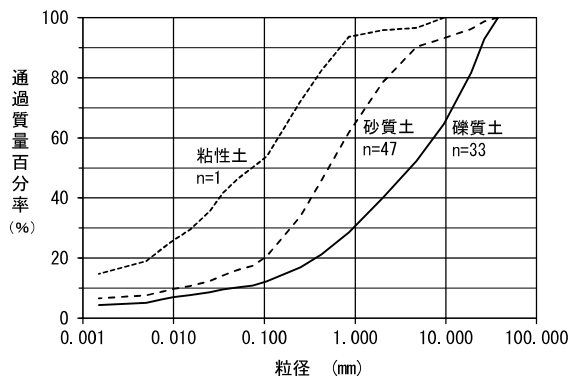


図-1 土質別の平均粒形加積曲線

次に、自然含水比 W_n と N 値の関係を整理し、図-2 に示す。礫質土の平均自然含水比 W_n は 10.9%，砂質土は 20.8%，粘性土は 37.6% となっており、粒径が大きい土ほど、小さな含水比を示す一方で高い N 値を示す傾向となっている。

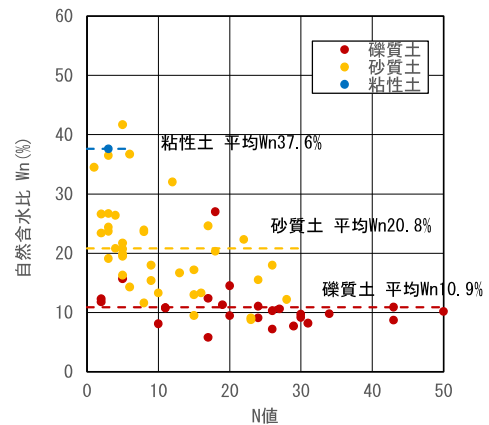


図-2 N 値と自然含水比 W_n の関係

3. 透水係数について

ここでは、Creager による実験値 k_r をもとにした近似式の評価・検討を行う。Creager により示された表をもとにした D_{20} 粒径と透水係数 k の関係を近似式として表すと、 $k=0.34(D_{20})^{2.2954}$ で近似できる(以下、Creager の式という)。

図-3 に Creager の式で推定した透水係数と現場透水試験による透水係数の関係を土質で区分して示す。

全体的に粒径が大きくなるにつれて高い透水係数を示す傾向にある。なお、図中には全データに対する近似線を示しているが、透水係数 10^{-5} m/s 付近においてよい相関を示しており、 10^{-5} m/s より大きい場合は現場透水試験値より推定透水係数が大きくなる傾向が、 10^{-5} m/s より小さい場合は小さくなる傾向にあることがわかる。

また、図中には、推定値と試験結果が同じとなる 1:1 のラインを実線で、上下 1 オーダー異なった場合のラインを点線で示しているが、上下 1 オーダー内に含まれるデータの割合は全体で 61%であった。

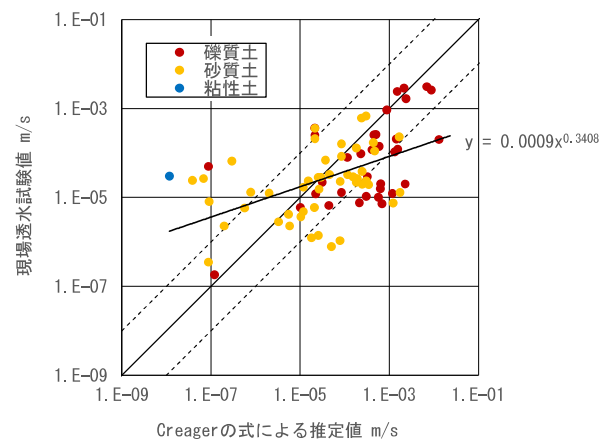


図-3 Creager と現場透水試験値の関係(土質)

土質による区分では、礫質土が 58%, 砂質土が 64%, 粘性土が 0%(データが少ないため参考値)となっており、砂質土の相関がやや高い結果となった。また、礫質土は 10^{-5} m/s より大きい透水係数を示すことが多いため、推定透水係数が大きくなる傾向にあることがわかった。

次に、透水係数は同じ土質試料を用いた場合でも物理特性値によって異なる値を示すことから、今回の室内土質試験項目から N 値と自然含水比について区分を行い、検討を行った。

図-4 に推定透水係数と現場透水試験値の関係を N 値で区分して示す。

図より、全体的に N 値が高くなるにつれて高い透水係数を示す傾向にある。上下 1 オーダー内に含まれるデータの割合は全体の 61%に対して、 $0 < N \leq 10$ が 55%, $10 < N \leq 30$ が 68%, $30 < N$ が 56%となり、 $10 < N \leq 30$ の相関がやや高い結果となった。

分布の偏りについては $10 < N \leq 30$ と $30 < N$ の場合には 10^{-5} m/s より大きい透水係数を示すことが多いため推定透水係数が現場透水試験値よりもやや大きくなる傾向が認められた。

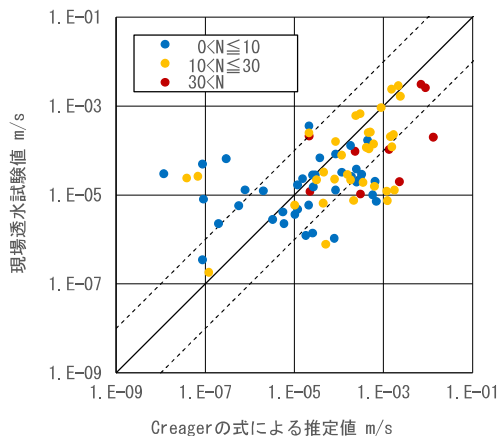


図-4 Creager と現場透水試験値の関係(N 値)

同様に、図-5 に推定透水係数と現場透水試験値の関係を自然含水比 W_n で区分して示す。

図より、全体的に自然含水比 W_n が低くなるにつれて高い透水係数を示す傾向にある。上下 1 オーダー内に含まれるデータの割合は全体の 61%に対して、 $0\% < W_n \leq 15\%$ が 69%, $15\% < W_n \leq 30\%$ が 69%, $30\% < W_n$ が 17%となり、 $30\% < W_n$ の場合には相関が低い結果となった。

分布の偏りについては $0\% < W_n \leq 15\%$ の場合には 10^{-5} m/s より大きい透水係数を示すことが多いため推定透水係数が現場透水試験値よりもやや大きくなる傾向が、 $30\% < W_n$ の場合には 10^{-5} m/s より小さい透水係数を示すことが多いため推定透水係数が小さくなる傾向が認められた。

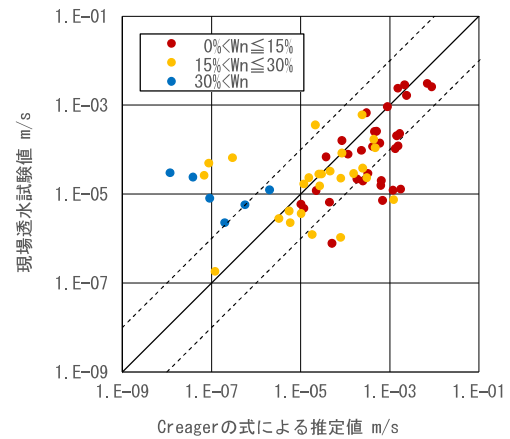


図-5 Creager と現場透水試験値の関係(自然含水比)

4. まとめ

Creager の式で推定した透水係数と現場透水試験による透水係数の関係を、土質区分、N 値、自然含水比に着目して行った。

傾向としては、粒径が大きくなるほど、N 値が高くなるほど、自然含水比 W_n が低くほど透水係数が高くなり、推定透水係数が 10^{-5} m/s より大きい場合は現場透水試験値よりも大きくなる傾向にあり、推定透水係数が 10^{-5} m/s より小さい場合には現場透水試験値よりも小さくなる傾向にあることがわかった。

比較的高い相関を示したのは、土質については砂質土、N 値については $10 < N \leq 30$ 、含水比については $0\% < W_n \leq 30\%$ の範囲であった。

以上のことより、地盤に関する調査・設計等の実務においては、Creager の式で透水係数を推定した際に 10^{-5} m/s から離れた値が得られた場合には、実際の透水係数から乖離した値である可能性を考慮したうえで採用の可否を検討する必要がある。

(執筆責任者 麻生健介)

参考文献

- 1) Creager, W.P., J.D. Justin and J. Hind : Chap.16 Soil tests and their utilization, Engineering for Dams, Vol. III, Earth, Rock-fill, Steel and Timber dams, John Wiley & Sons, pp.645-654, 1944.

3.7 弾性波速度などによる透水係数の推定（花崗岩の場合）

1. はじめに

花崗岩の各岩級の間隙率 n については、本州四国連絡橋公団(1980)¹⁾にまとめられ、図-1 のような関係が示されている。ただ、強度は間隙率 n と相関があると考えられるが、透水係数は有効間隙率 n_e との相関になるので、山本(1983)²⁾による土質による比産出率(=有効間隙率)を参考として修正したのが図-2 になる。堆積土と風化土は必ずしも同等ではないが、近似すると仮定し DH 礫状、DM 砂状、DL シルト状という土質変化に対応させて設定した。その結果、不圧地下水では DM 級が最も高い有効間隙率になった。

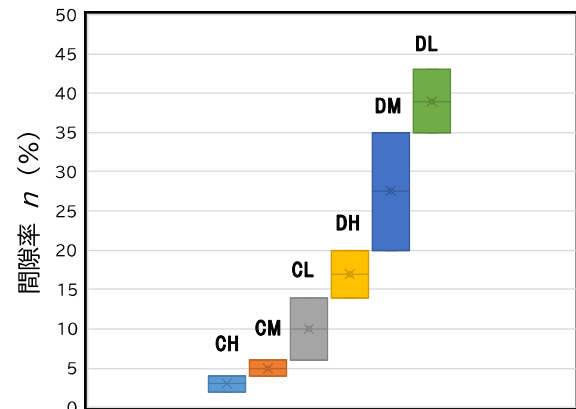


図-1 岩級と間隙率の関係 1)に加筆

2. 各指標と透水係数の相関

2.1. 有効間隙率と透水係数の相関

F.A.ドミニコラ(1995)³⁾によれば、図-3 に示すように割れ目が平行に分布している場合の岩盤の透水係数は、割れ目密度と開口幅と相関あることを示している。澤田ら(2007)⁴⁾によると、亀裂が平行かつ等間隔に均質に分布していると仮定した場合、水理学的有効間隙率 n_e は式(1)で求めることができるとしている。その相関に当てはめると式(2)～(5)が得られる。その亀裂間隔を 20000 本/mまで微小にした場合、つまり鉱物粒子程度の 0.05 mm の間隔とした場合にデータに近似したのが式(5)になる。また、澤田ら(2007)⁴⁾によると、平行亀裂岩盤をモデルとしたトレーサー試験により、Rhén,I.ら(1997)⁵⁾の式(6)(7)を示している。また、小鯛(1984)⁶⁾は、結晶岩(crystalline rocks)の透水係数と間隙率の相関を帯状分布図で示し、その近似式は式(8)になる。渡辺(1984)⁷⁾は、微小亀裂の発達した花崗岩試料を用いて透水試験を実施し、式(9)(10)を得ている。

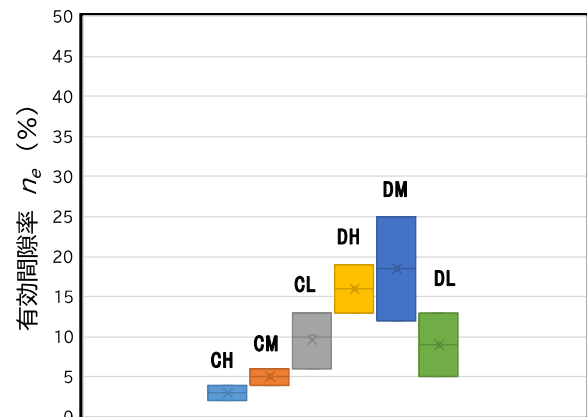


図-2 岩級と有効間隙率の関係 1)2)に加筆

$$n_e = b/e_T \quad (1)$$

$$k = 800000n_e^3 \quad (\text{亀裂間隔 1 本/m}) \quad (2)$$

$$k = 8000n_e^3 \quad (\text{亀裂間隔 10 本/m}) \quad (3)$$

$$k = 80n_e^3 \quad (\text{亀裂間隔 100 本/m}) \quad (4)$$

$$k = 0.001n_e^3 \quad (\text{亀裂間隔 20000 本/m}) \quad (5)$$

$$n_e = 34.87k^{0.753} \quad (6)$$

$$k = 0.0089n_e^{1.328} \quad (7)$$

$$\log k = ((\log 100n_e - 4.87) \pm 0.51) / 0.60 \quad (8)$$

$$k = 8.45E-12(100n_e)^6 \quad (n_e < 0.05) \quad (9)$$

$$k = 1.10E-9(100n_e)^3 \quad (n_e \geq 0.05) \quad (10)$$

n_e : 有効間隙率, b : 亀裂の開口幅(m)

e_T : 亀裂の平均間隔(m), 透水係数 k (m/s)

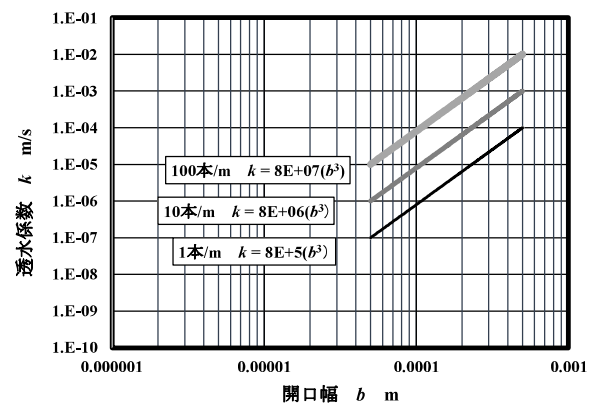
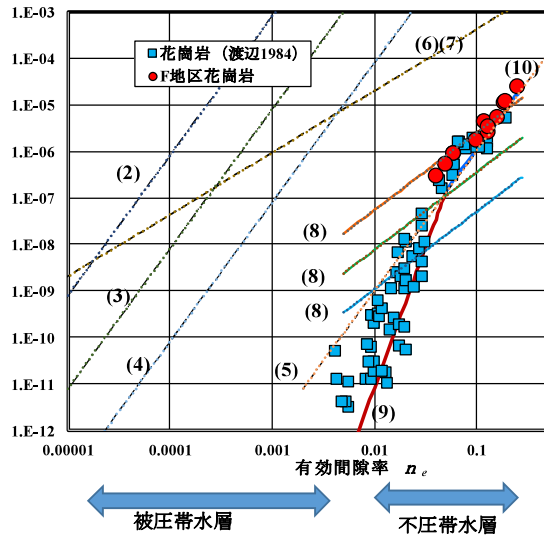


図-3 開口幅と透水係数の相関図 3)に加筆

これらの式を全部示すと図-4 のようになる。また、F 地区花崗岩の透水係数と渡辺(1984)⁷⁾の花崗岩のデータを合わせて示した。図-4 では式(2)～(4)と(6)(7)の分布が、今回の花崗岩データと異なることが分かる。山本(1983)³⁾によれば揚水試験で求められる貯留係数 S は不圧地下水では有効間隙率に等しく、被圧地下水では帯水層の圧縮率であり、不圧地下水では 0.05～0.4、被圧地下水では 0.005～0.00005 の間を示すことを指摘している。

図-4 有効間隙率 n_e と透水係数 k の相関

つまり、式 (2)~(4) と (6)(7) の分布は、深部の亀裂岩盤を対象とした被圧帯水層で議論されている結果と考えられ、不圧帯水層の D~CM 級花崗岩には使用できないと考えられる。

ここで渡辺(1984)⁷⁾の花崗岩とF地区花崗岩のデータを変化点の7%を閾値として相関式を求めたものが図-5である。図-5では7.5%未満で式(11)、7.5% $\geq$ で式(12)が得られた。

$$k=0.1658n_e^{4.6814} \quad (n_e < 0.075) \quad (11)$$

$$k=0.0003n_e^{2.2415} \quad (n_e \geq 0.075) \quad (12)$$

ここで、図-5の各岩級の有効間隙率に対応させて式(11)(12)で透水係数を得た分布図を、図-6および表-1、表-3に示した。表-1は花崗岩の各岩級における透水係数の一般値を提案するものである。

2.2 弾性波速度と透水係数

表-3に示す孔内弾性波速度 V_{ps} (km/s)はボアホールでの地山弾性波速度であり、露頭での緩んだ状況の弾性波速度と異なり、弾性波探査で把握される速度に等しいと考えられる。ここで、その地山弾性波速度と透水係数の相関をまとめたのが図-7である。図-7では $V_{ps}=1.5$ km/s程度が最も透水係数が高くなる状況を示している。そこで $V_{ps}=1.5$ km/sを閾値として相関式を求めたものが式(13)(14)である。その場合 $V_{ps}=1.38$ km/sが境界となった。また図-7に木村ら(2010)⁸⁾の石英斑岩と高橋ら(2015)⁹⁾の深成岩のデータを入れた。石英斑岩はほぼ一致したが、高橋の深成岩は透水係数がより小さいデータが多い結果となった。

$$k=2E-7 \text{ EXP}(2.5868V_{ps}) \quad V_{ps}=1.38\text{km/s 未満} \quad (13)$$

$$k=8E-5 \text{ EXP}(-1.745V_{ps}) \quad V_{ps}=1.38\text{km/s 以上} \quad (14)$$

k : 透水係数(m/s) V_{ps} : 地山弾性波速度(km/s)

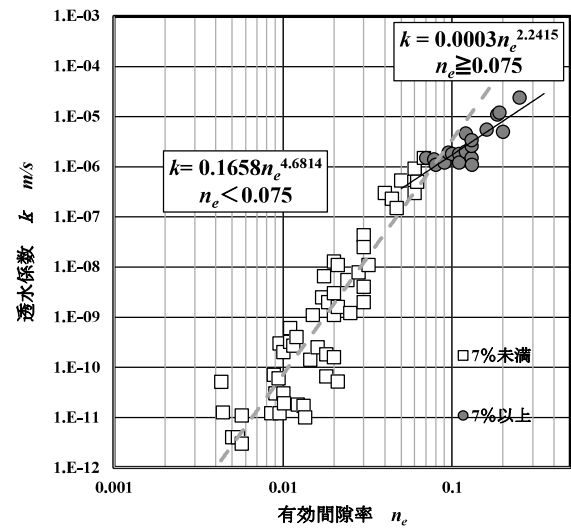


図-5. 不圧地下水の有効間隙率と透水係数の相関

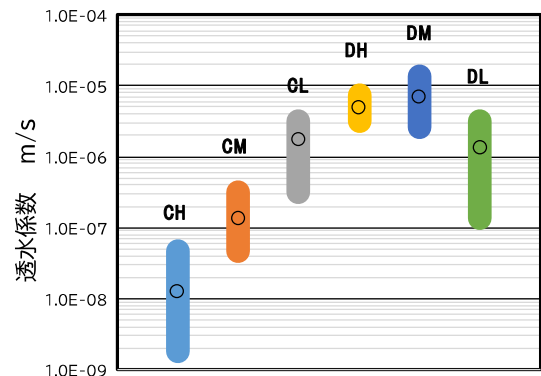


図-6. 花崗岩の各岩級の透水係数

表-1 花崗岩の透水係数一般値

岩級	透水係数 k (m/s)
DL	1×10^{-6} ($1 \times 10^{-7} \sim 3 \times 10^{-6}$)
DM	7×10^{-6} ($3 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-5}$)
DH	5×10^{-6} ($3 \times 10^{-6} \sim 7 \times 10^{-6}$)
CL	2×10^{-6} ($3 \times 10^{-7} \sim 3 \times 10^{-6}$)
CM	1×10^{-7} ($5 \times 10^{-8} \sim 3 \times 10^{-7}$)
CH	1×10^{-8} ($2 \times 10^{-9} \sim 5 \times 10^{-8}$)

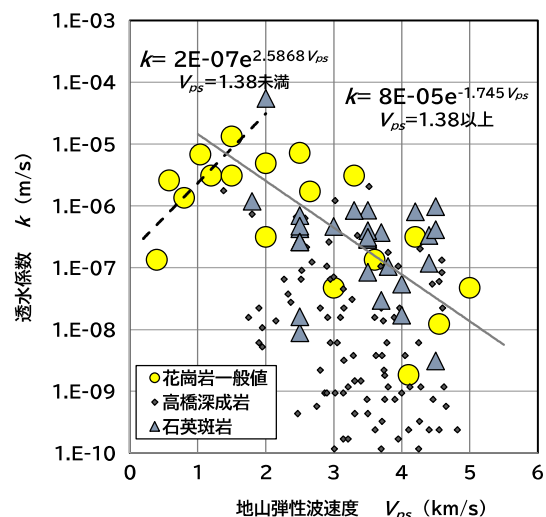


図-7 弾性波速度と透水係数

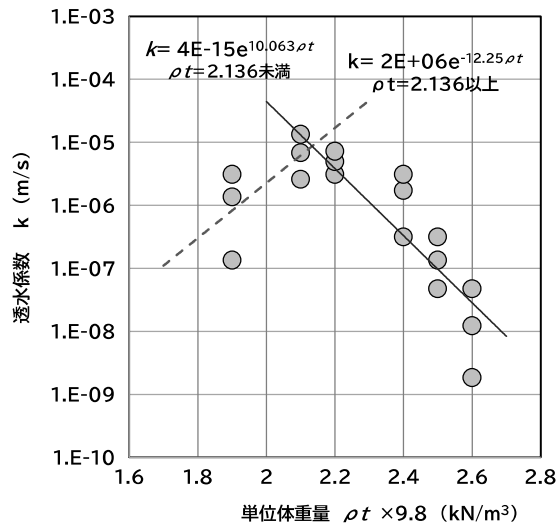


図-8. 単位体積重量と透水係数

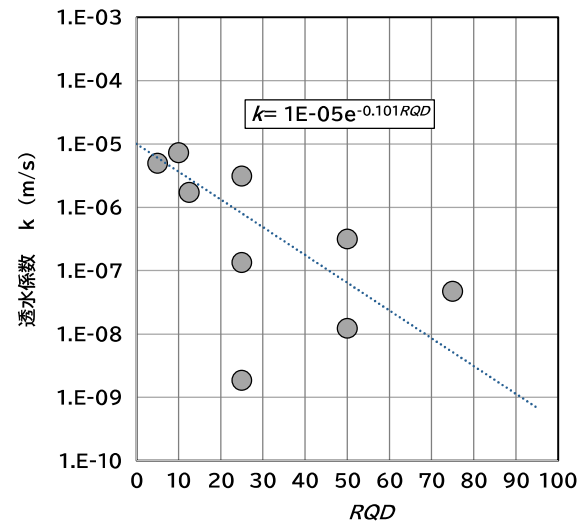


図-9. RQDと透水係数

2.3 単位体積重量と透水係数

表-3 に示す単位体積重量（湿潤密度） ρt と透水係数の相関を図-8 にまとめた。

単位体積重量 ρt が 2.1 を閾値として透水係数との相関が異なると推定されたため、2.1 を閾値のデータで相関式を確認した。その結果、 ρt が 2.136 未満と以上で式(15)(16)となった。ひとつの指標となる可能性がある。

$$k = 4E-15 \text{ EXP}(10.063 \rho t) \quad \rho t = 2.136 \text{ 未満 } (\times 9.8 \text{ k N/m}^3) \quad (15)$$

$$k = 2E+6 \text{ EXP}(-12.25 \rho t) \quad \rho t = 2.136 \text{ 以上 } (\times 9.8 \text{ k N/m}^3) \quad (16)$$

ここで k : 透水係数(m/s)

ρt : 単位体積重量（湿潤密度）($\times 9.8 \text{ k N/m}^3$)

2.4 RQDと透水係数

表-3 に示す RQD と透水係数の相関を図-9 にまとめた。D 級は基本的に RQD=0 なので、DL~DH（一部）については、ほぼデータがない。また、かなりバラツキが大きいため、集約する RQD=0 の交点を $k=1E-5(\text{m/s})$ として相関式を求めた。その結果は式(17)となる。主として C 級岩盤の目安として活用が期待できる

$$k = 1E-5 \text{ EXP}(-0.101RQD) \quad (17)$$

ここで k : 透水係数(m/s)

RQD: ボーリングコア長 1 m 中に含まれる 10cm 以上の棒状コアの長さの合計割合%

表-2. 岩級と N 値

岩級	N値
DL	30未満
DM	30以上 125未満
DH	125以上 300未満
CL	300以上（バウンド）

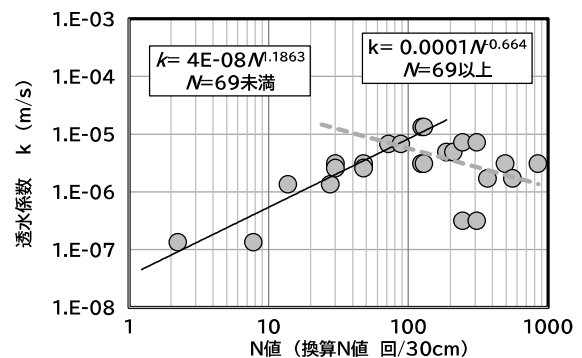


図-10. N 値と透水係数の相関

2.5 N値と透水係数

岩級と N 値の対応について明確な目安はないが、孔内载荷試験による変形係数と N 値の相関は多くの相関式が提案されている。代表的な相関式は地盤工学会の「地盤調査の方法と解説」¹⁰⁾にある式(18)であり、変形係数 E から変換式が式(19)である。もう一つは、NEXCO の「設計要領第二集」¹¹⁾による式(20)であり、変形係数 E からの変換式が式(21)である。

式(19)(21)を使用して各岩級の変形係数 E から N 値を算出したものを表-2~3 に示した。表-2 はひとつの目安になると考える。ただ物理的風化の指標であり鉱物学的風化の指標ではないことは留意する必要がある。また、式(19)(21)を用いて算出した N 値と透水係数 $k(\text{m/s})$ の相関図を図-10 に示した。N=90 を閾値の相関式を求めたのが式(22)(23)で、交点の N=69 未満と以上で相関が異なる。

表-3. 花崗岩の各種指標と透水係数の一覧表

岩級	範囲区分	孔内横方向変形係数 E_{sb} 98kPa	コア形状	RQD	孔内弾性波速度 V_{ps} km/s	露頭弾性波速度 V_p km/s	間隙率 n %	有効間隙率 n_e %	密度 ρ_t 9.8kN/m ³	一軸圧縮強度 q_u 98kPa	粘着力 c 98kPa	内部摩擦角 φ °	F地区花崗岩 透水係数 k (m/s)	式 (19)(20) 透水係数 k (m/s)	透水係数一般値 k (m/s)	地盤工学会の相関式 N (回/30cm)	NEXCOの第二集相関式 N (回/30cm)	目安としてのN値 N (回/30cm)
DL	min	50	シルト～砂状	0	0.4	0.4	35	5	1.9					1.3E-07	1E-06	8	2	30未満
	max	300		0	1.2	0.9	43	13	1.9					3.1E-06		48	30	
	ave	175		0	0.8	0.65	39	9	1.9					1.4E-06		28	14	
DM	min	300	砂状	0	0.58	0.58	20	12	2.1				4.6E-06	2.6E-06	7E-06	48	30	30以上125未満
	max	800		0	1.5	1.08	35	25	2.1				2.4E-05	1.3E-05		129	124	
	ave	550		0	1.04	0.83	28	19	2.1				1.1E-05	6.8E-06		88	72	
DH	min	800	礫状	0	1.5	0.75	14	13	2.2	0	0	30	2.6E-06	3.1E-06	5E-06	129	124	125以上300未満
	max	1500		10	2.5	1.25	20	19	2.2	250	10	30	1.2E-05	7.3E-06		244	308	
	ave	1150		5	2	1	17	16	2.2	125	5	30	5.5E-06	4.9E-06		186	210	
CL	min	1500	礫～岩片状	0	2	1	6	6	2.4	0	0	35	9.3E-07	3.2E-07	2E-06	244	308	300以上バウンド
	max	3000		25	3.3	1.75	14	13	2.4	250	15	35	3.4E-06	3.1E-06		492	842	
	ave	2250		12.5	2.65	1.38	10	10	2.4	125	7.5	35	1.8E-06	1.7E-06		368	555	
CM	min	3000	岩片状 コア長5cm以下	0	3	1.5	4	4	2.5	100	0	40	3.0E-07	4.7E-08	1E-07			
	max	6000		50	4.2	2.5	6	6	2.5	600	15	40	9.2E-07	3.2E-07				
	ave	4500		25	3.6	2	5	5	2.5	350	7.5	40	5.3E-07	1.3E-07				
CH	min	6000	短柱状 コア長5～15cm	25	4.1	2.3	2	2	2.6	300	10	40		1.8E-09	1E-08			
	max	12000		75	5	3.25	4	4	2.6	1100	20	40		4.7E-08				
	ave	9000		50	4.55	2.78	3	3	2.6	700	15	40		1.2E-08				
B	min		棒状 15cm以上	60		3.25				600	15	40						
	max			90		4.75				1500	25	40						
	ave			75		4				1050	20	40						
参考文献	2)P17	2)P17	2)P17	2)P17	2)P17	2)P91	2)P17	3)P14	2)P17	10)p201	10)p209	10)p209				8)P687	9)P13	

$$E=670N^{0.986} \quad (18)$$

$$N=0.0014N^{1.0142} \quad (19)$$

$$E=27.1N^{0.69} \times 98.1 \quad (20)$$

$$N=0.00001E^{1.4493} \quad (21)$$

$$k=4E \cdot 8N^{1.1863} \quad N=69 \text{ 未満} \quad (22)$$

$$k=0.0001N^{-0.664} \quad N=69 \text{ 以上} \quad (23)$$

ここで E : 変形係数 (孔内載荷試験による)(kN/m²)

N : 標準貫入試験 (30 cm換算 N 値)

k : 透水係数 (m/s)

3. おわりに

前述で検討した各種の指標と透水係数について表-3にとりまとめた。今回は基本的に本州四国連絡橋公団の「風化花崗岩の支持力特性判定要領(案)」²⁾をベースに他の指標をとりとまとめた。バラツキは大きいので、あくまで目安としての指標である。ただ、概査の時点においては有効と考えている。今後、他のデータも加えてより実務上、より活用しやすい指標案を構築していきたい。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 本州四国連絡橋公団：風化花崗岩の支持力特性判定要領(案)，pp.47-107，1980。
- 2) 山本荘毅：新版地下水調査法，古今書院，pp.12-28。1983
- 3) P.A.ドミニコ，F.W.シュワルツ：地下水の科学Ⅰ-地下水の物理と化学-，土木工学社，1995。
- 4) 澤田淳，竹内真司，三枝博光，天野健治：亀裂性岩盤におけるボーリング調査に基づく水理学的有効間隙率の設定について，土木学会第36回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.273-278，2007。
- 5) Rhén, I., Gustafson, G., Standorts, R., Wikberg, P.: Äspö HRL –Geoscientific evaluation 1997/5, Models based on site characterization 1986-1995, SKB TR 97-06, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., 1997。
- 6) 小鯛桂一：岩盤透水性のグラフ表示，地質調査所月報，第5巻，第9号，pp.419-434，1984。
- 7) 渡辺邦夫：山地地下水解析上の諸問題(その3)，地下水と井戸とポンプ，第26巻，第11号，pp.2-8。1984。
- 8) 木村隆行，高田正治，渡辺俊一：弾性波速度と透水係数の相関についての一考察，日本応用地質学会平成22年度研究発表会講演論文集，pp.315-316，2010。
- 9) 高橋亨，田中壮一：地盤工学における物理探査データのロックフィジカルをベースにした解釈技術に関する研究(その9)——軸圧縮強度と弾性波速度の関係のモデル化——，深田地質研究所年報，No.16，pp.159-168，2015。
- 10) 地盤工学会：地盤調査の方法と解説，pp.686-687，2013。
- 11) NEXCO：設計要領第二集橋梁設計編，pp.4-14，2016。