

応用地質 Q & A

中国四国版



日本応用地質学会

令和 7 年 3 月

日本応用地質学会

中国四国支部

まえがき

日本応用地質学会には建設事業に従事する会員が数多く在籍しています。

その一人である私は過去、顧客から「酸性凝灰岩類ってそもそも何？酸性？アルカリ？それがどのような地層でどんな土木地質的課題が想定されるの？解説資料を何かもらえませんか？」と問われたことがあります。ところが市販の資料でなかなか良いものが無く、自分で模式図や模式写真を組み合わせつつ専門書の解説を抜粋するなどし、資料をまとめたことがあります。このような過去の事案を会員のみなさんに話したところ、同じような経験をされた方が多くおられました。それならQ&A形式でまとめ、公開すれば役に立つであろうということになり、編集委員会を立ち上げ、完成に至ったところであります。

このような経緯もあり、本Q&Aは発注者（土木担当の行政職員）への補足説明資料や若手会員への技術継承を想定しています。出来るだけ平易な表現を心掛けるとともに、過去に問い合わせや業務上課題となったキーワードを集め、54編仕上げました。また広く使って欲しいとの思いから、ホームページで公開します。

本Q&Aは各執筆者の原稿提供、査読チェック、編集委員会での編集作業など、数多くの会員の協力により出来上がりました。また平成30年7月豪雨もあるなど多難を極めました。何とか完成しました。なお、記載事項に不備があるかもしれません。支部にご意見をお寄せいただければ、改定してより良い資料にしたいと考えています。

関係各位に深く感謝の意を表するとともに、Q&Aが将来の応用地質業務を円滑化に貢献することを祈念します。

令和7年3月31日

日本応用地質学会中国四国支部

応用地質Q&A 中国四国版 編集委員会

編集委員長 小笠原 洋

応用地質 Q&A 中国四国版

目次

まえがき

【土木地質】

土- 1	活断層とそうでない断層	1- 1
土- 2	地形的根拠が見出されない断層破碎帯	1- 6
土- 3	低角度断層と弾性波探査	1-10
土- 4	断層の複合面構造と変位方向	1-16
土- 5	熱水変質の産状と土木地質上の問題点	1-19
土- 6	盤膨れの発生要因	1-26
土- 7	石灰岩中の空洞	1-29
土- 8	沖積層と洪積層の判別方法とその意義	1-37
土- 9	岩脈の産状と土木地質上の問題点	1-43
土-10	酸性凝灰岩の性質と土木地質上の問題点	1-47
土-11	切土における土軟硬と岩級区分	1-52
土-12	ボーリングの掘り止めの決め方	1-61
土-13	X線回折と岩石薄片観察の適用範囲	1-65
土-14	モールの応力円とクーロンの強度式による破壊基準	1-67
土-15	空洞調査の手法と適用限界	1-71
土-16	花崗岩のコアストーンによる土木的な注意点	1-75
土-17	付加体堆積物の成因と土木地質上の問題点	1-80
土-18	メラングジュとオリストストロームの違い	1-84
土-19	N値 50 = 軟岩?	1-87
土-20	クサリ礫とは	1-92
土-21	歴史時代以前の地すべり発生年代	1-97
土-22	スレーキング	1-102
土-23	「スメクタイト」と「モンモリロナイト」	1-108
土-24	石灰岩地域の地下水	1-113
土-25	建物基礎の杭の長さ	1-125
土-26	玉石と転石	1-129
土-27	玉石の長径	1-133
土-28	堆積層のN値	1-142
土-29	現場透水試験の適用性	1-150

【防災地質】

防- 1	地すべりを律する地質構造	2- 1
防- 2	花崗岩に発達する粘土細脈	2- 6
防- 3	斜面変動における地形判読の意義	2-10
防- 4	地すべり面を確定させる方法	2-15
防- 5	地すべり・崩壊・土石流の違い	2-24
防- 6	トップリングとは	2-29
防- 7	地すべりのキャップロック構造	2-34
防- 8	言い伝えに残る災害	2-38
防- 9	地すべりと斜面崩壊の違い	2-44

【環境地質】

環- 1	水みちの実際	3- 1
環- 2	地質起源の酸性水	3- 5

環- 3	地盤改良での六価クロム溶出	3-10
環- 4	水の電気伝導度を測る意義	3-12
環- 5	取水計画での水位低下	3-15
環- 6	地下水の塩水化	3-19
環- 7	蛇紋岩の性質により懸念される事象	3-23
環- 8	シカ食害と斜面崩壊	3-31
環- 9	トンネル掘削による水位低下影響圏	3-36
環-10	井戸調査の水質分析項目	3-40
環-11	ヘキサダイアグラム	3-45
環-12	地下水の水源候補地選定	3-49

【その他】

他- 1	流紋岩と花崗岩の違い	4- 1
他- 2	段丘の成因と特徴	4- 7
他- 3	K-Ah 火山灰と AT 火山灰	4-11
他- 4	ボーリング掘進に伴う水頭変化	4-17

(更新履歴)

令和元年 5 月	初版
令和 5 年 10 月	第 2 版
令和 7 年 3 月	第 3 版

第 I 編 土木地質

- 土- 1 活断層とそうでない断層
- 土- 2 地形的根拠が見出されない断層
破砕帯
- 土- 3 低角度断層と弾性波探査
- 土- 4 断層の複合面構造と変位方向
- 土- 5 熱水変質の産状と土木地質上の
問題点
- 土- 6 盤膨れの発生要因
- 土- 7 石灰岩中の空洞
- 土- 8 沖積層と洪積層の判別方法とそ
の意義
- 土- 9 岩脈の産状と土木地質上の問題
点
- 土-10 酸性凝灰岩の性質と土木地質
上の問題点
- 土-11 切土における土軟硬と岩級区分
- 土-12 ボーリングの掘り止めの決め方
- 土-13 X線回折と岩石薄片観察の適用
範囲
- 土-14 モールの応力円とクーロンの強
度式による破壊基準
- 土-15 空洞調査の手法と適用限界
- 土-16 花崗岩のコアストーンによる土木
的な注意点
- 土-17 付加体堆積物の成因と土木地
質上の問題点
- 土-18 メランジュとオリストストロームの
違い
- 土-19 N値 50=軟岩?
- 土-20 クサリ礫とは
- 土-21 歴史時代以前の地すべり発生年
代
- 土-22 スレーキング
- 土-23 「スメクタイト」と「モンモリロナイ
ト」
- 土-24 石灰岩地域の地下水
- 土-25 建物基礎の杭の長さ
- 土-26 玉石と転石
- 土-27 玉石の長径
- 土-28 堆積層の N 値
- 土-29 透水試験の適用性

Q

地元の方に「ここに断層がある」と話すと、まるでここで地震が起こるかのように思われ、困ったことがあります。活断層とそうでない断層は、何が違うのですか。

A

断層は、異なる2つの岩の境界面がずれ動いて破壊された状態のことを言います。一方で、活断層は断層の中でも近い将来に動く可能性があるもののことを言います。

(1) 断層・活断層とは

断層の定義は、“岩石の破壊によって生ずる不連続面のうち、面に平行な変位のあるもの”とされています¹⁾。つまり、下記の写真のように連続している地層や岩石がずれ動いている境界部のことを“断層”と言います。

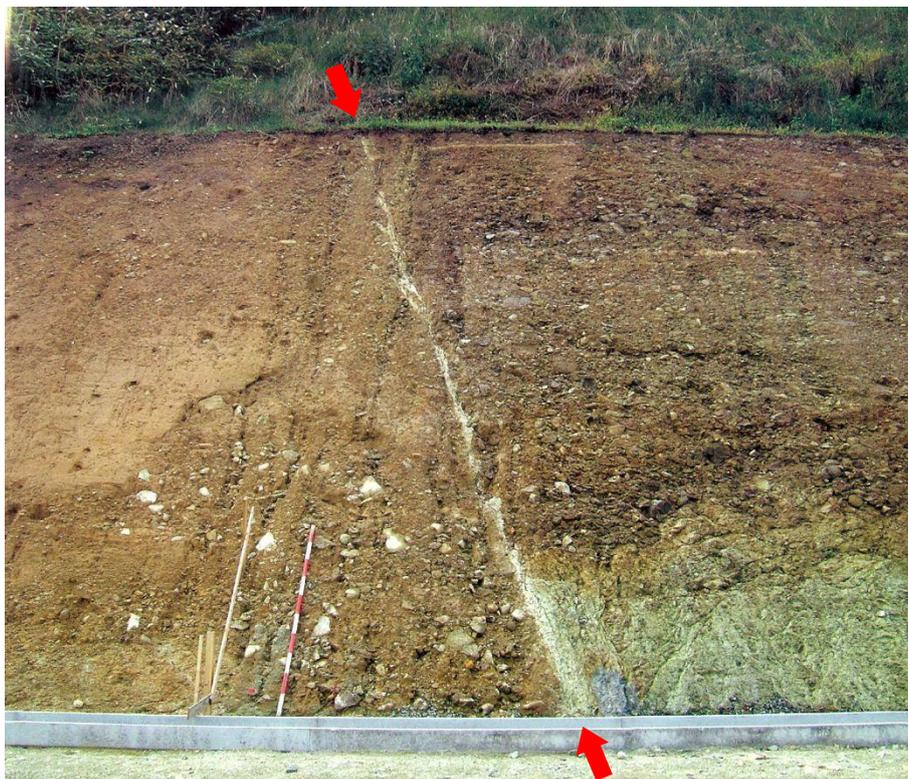


写真-1 断層写真²⁾

(応用地質学会誌 第46巻 第6号、2006年2月、表紙より)

一方で、活断層の定義は、“断層のうち、特に十萬年前以降に繰り返し活動しており、将来も活動すると考えられる断層のこと”とされています。

活断層が活動することを断層活動といい、断層活動により引き起こされるものが地震です。写真-2は、東日本大震災の1ヶ月後に誘発された内陸型地震で現れた活断層（井戸沢・湯の岳断層）です。



写真-2 活断層露頭写真

(2) 活断層の成因

地球の表面は、“プレート”と呼ばれる岩の層で覆われています。このプレートは、日本の太平洋側付近で海洋プレートと大陸プレートが衝突し、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込んでいきます。沈み込む際、大陸プレートには大きな力（応力）が加わり、地層や岩に割れ目を生じます。この割れ目が“断層”です。応力が加わり続け、耐え切れずに動いてしまうと“活断層”となり、地震を引き起こします。

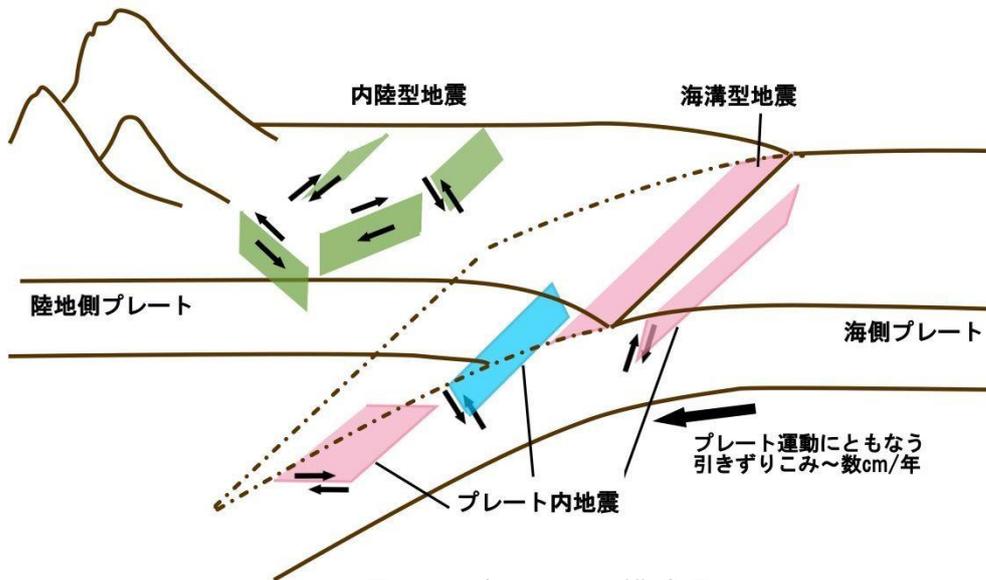


図-1 プレートの模式図

断層は、ずれ動いた方向により、4つに分類されます。なお、日本では、逆断層がよく見られます。

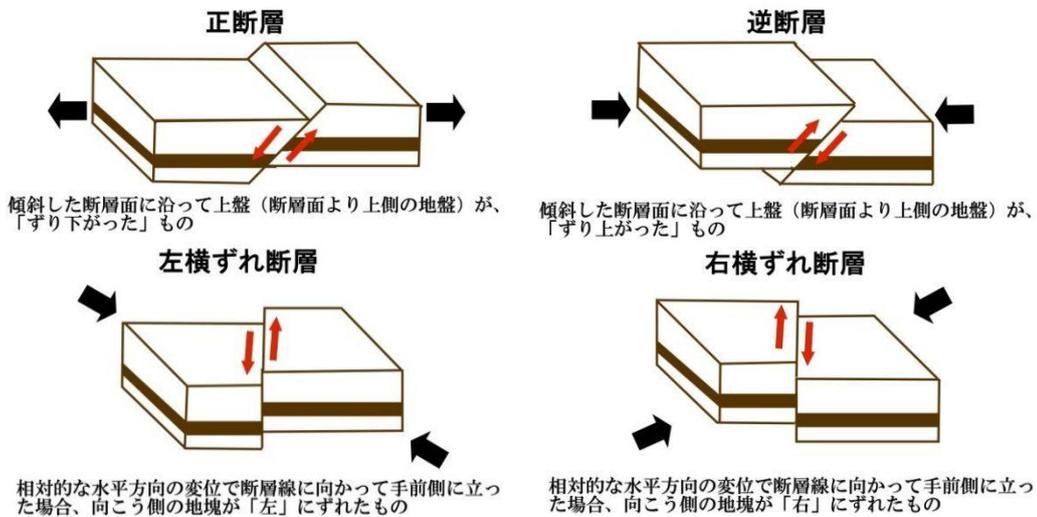


図-2 断層運動の変位様式による活断層の基本タイプ

(3) 活断層による地形の変化

活断層は、前述した通り、地震が発生した時に地表に現れます。活断層は繰り返し活動するため、多くの場合地表部で断層地形として確認することができます。

図-3に示した空中写真を見ますと、山地と平地の境界付近が線上になっています。また、写真中の2つの谷がズレている様子も確認できます。これらは活断層が繰り返し活動した結果、活動した痕跡が地形に残っているものです。この空中写真で見られる直線状の模様を“リニアメント”といい、断層を発見する目安になります。ただし、リニアメントは、あくまで目安です。川の侵食や人工改変等で直線に見えるものもあるので、地形判読にあたっては注意が必要です。

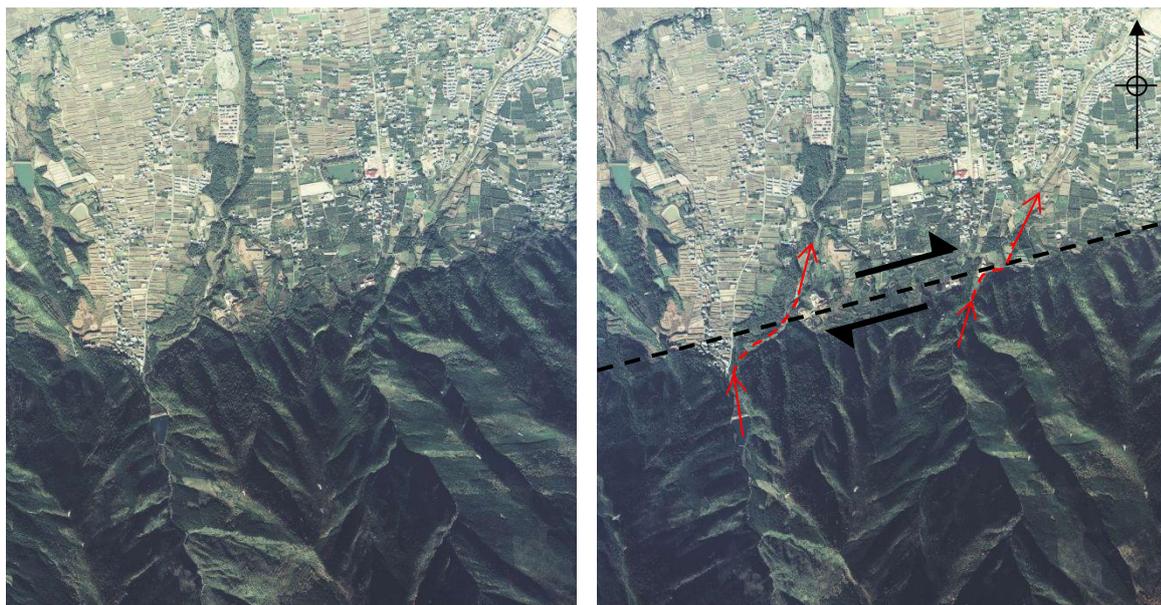


図-3 空中写真（一部、加筆）

空中写真(1974年撮影) 左：CSI7512-C5-5、右：CSI7512-C5-6
 「国土地理院ホームページ 地図・空中写真閲覧サービス
 (<http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1>) より」

(4) 断層付近で発生する設計・施工上の問題点について

断層活動が発生すると、断層周囲の岩石が破碎したり、加圧・加熱による変成等が引き起こされたりします。その結果、断層周辺には表-1に分類されるような“断層岩”が分布することになります。断層岩は、形成深度や破碎の程度、破碎物質の性状等に応じて分類されています(図-4)⁸⁾。

表-1 断層岩の分類表

破碎		融解	再結晶
非固結	固結		
断層角礫	プロトカタクレーサイト	シェードタキライト	プロトマイロナイト
	カタクレーサイト		マイロナイト
断層ガウジ	ウルトラカタクレーサイト		ウルトラマイロナイト
		破碎岩の割合	破碎岩片の粒径
断層角礫		} >30%	>256mm
メガプレッチャー			10~256mm
メソプレッチャー			<10mm
マイクロプレッチャー			
断層ガウジ		<30%	通常<10mm
プロトカタクレーサイト		>50%	通常<10mm
カタクレーサイト		10~50%	
ウルトラカタクレーサイト		<10%	
		ポーフィロクラストの量	基本構成物質の粒径
プロトマイロナイト		原岩の種類により多様	>100 μm
マイロナイト			20~100 μm
ウルトラマイロナイト			<20 μm

高木・小林(1996)⁸⁾で報告された分類表を和訳

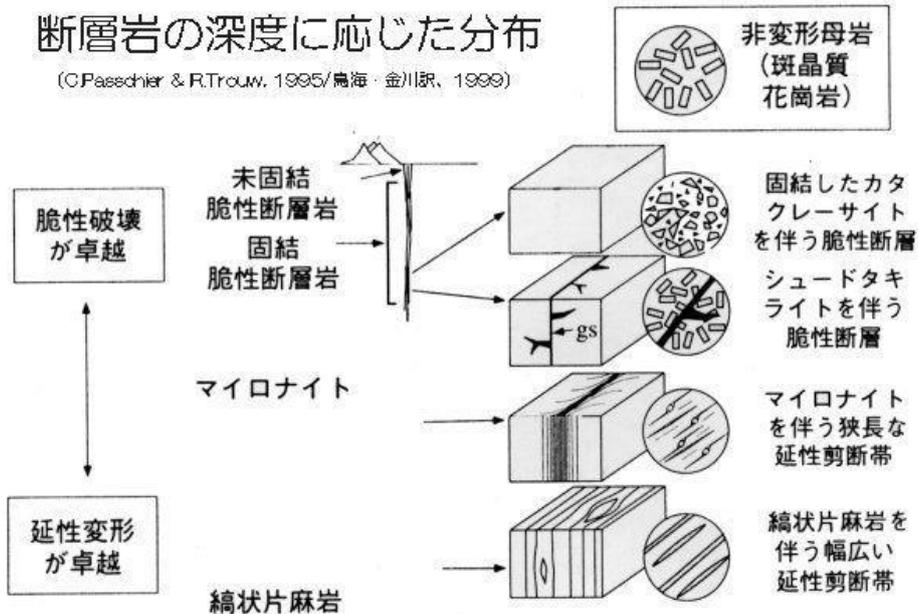


図-4 断層岩の分類⁶⁾

断層岩のうち、未固結な部分を断層破碎帯と呼び、非常に軟質な地盤です（図-5）。

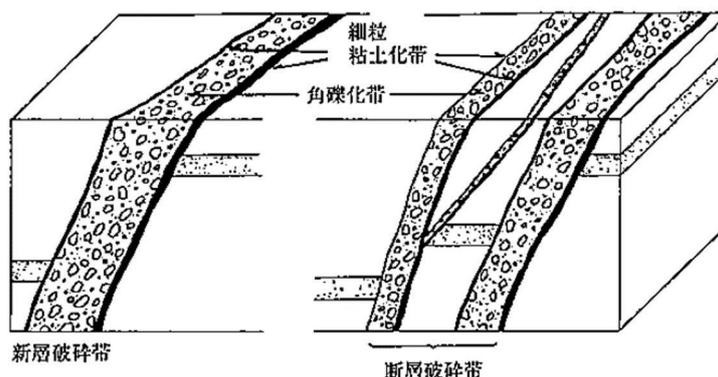


図-5 断層破碎帯の性状

そのため、断層破碎帯が存在する場所では地すべりや土石流等の自然災害が発生する可能性が高くなっています。また、断層破碎帯での土木施工時には、構造物の沈下や活動・切土や開削による地すべりや盤ぶくれ・トンネル掘削においての地下水湧出など、施工に影響を及ぼすため、非常に注意をしなければなりません。

【参考文献】

- 1) 活断層研究会編（1991）：[新編]日本の活断層-分布図と資料-，東京大学出版会，437p.
- 2) 日本応用地質学会（2006）：表紙，応用地質，Vol. 46，No. 6.
- 3) C. H. ショルツ（1993）：地震と断層の力学（柳谷俊 訳），古今書院，506p.
- 4) 渡辺満久・鈴木康弘（1999）：活断層地形判読-空中写真による活断層の認定-，古今書院，192p.
- 5) 鈴木隆介（2012）：建設技術者のための地形図読図入門-第4巻 火山・地形と応用読図 改訂版-，古今書院，1322p.
- 6) Passchier C. and Trouw R.（1999）：マイクロテクニクス-微細構造地質学-（鳥海光弘・金川久一 訳），シュプリンガー4・フェアラーク東京，277p.
- 7) 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2001）：地質学ハンドブック，朝倉書店，696p.
- 8) 高木秀雄・小林健太（1996）：断層ガウジとマイロナイトの複合面構造-その比較組織学，地質学雑誌，第102巻，第3号，p170-179.

（回答者 藤本 潤・曾我部 淳）

Q

リニアメントなどの地形的根拠が見出されない場所に、大規模な断層破碎帯が出現しました。なぜ事前に予見できなかったのですか？

A

断層の中でも、傾斜角度がゆるい低角度断層（衝上断層）は地形に現われず、その出現が想定しにくいことがあります。この衝上断層は上盤側で大規模な破碎帯を作ることがあります。

地形だけではこうした破碎帯を予見できない場合があるため、トンネルや長大切土、ダムサイトなどの建設時には①地表地質踏査、②弾性波探査、③ボーリング調査等により地下性状の調査を行います。

（1）リニアメントとは

リニアメントは、地形、土壌の色調、植生、水系模様の急変などから判読される線状模様を指し¹⁾、空中写真等を用いて把握されます。断層もリニアメントとして判読される場合がありますが（図-1）、そのすべてが断層に対応しているわけではないため、地質踏査などにより断層特有の地形や露頭などを確認し、断層の有無を判断する必要があります。



図-1 リニアメントの判読例

（左）国土地理院撮影「CSI921X-C13-13」1992年を使用

（右）国土地理院撮影「CSI921X-C13-14」1992年にリニアメント判読結果を加筆

(2) 低角度断層は検出しにくい

低角度断層（衝上断層）は断層面の傾斜が 45° 以下の低角逆断層を指します。この断層は、相対的な最大圧縮応力が水平、最大伸長の方向が垂直という応力配置のもとに形成されると考えられています。断層面が低角度である場合、その地表トレースは地形に沿って湾曲して現われるため(図-2)、直線的な構造として表現されるリニアメントとは一致せず、土木地質上問題となることがあります。

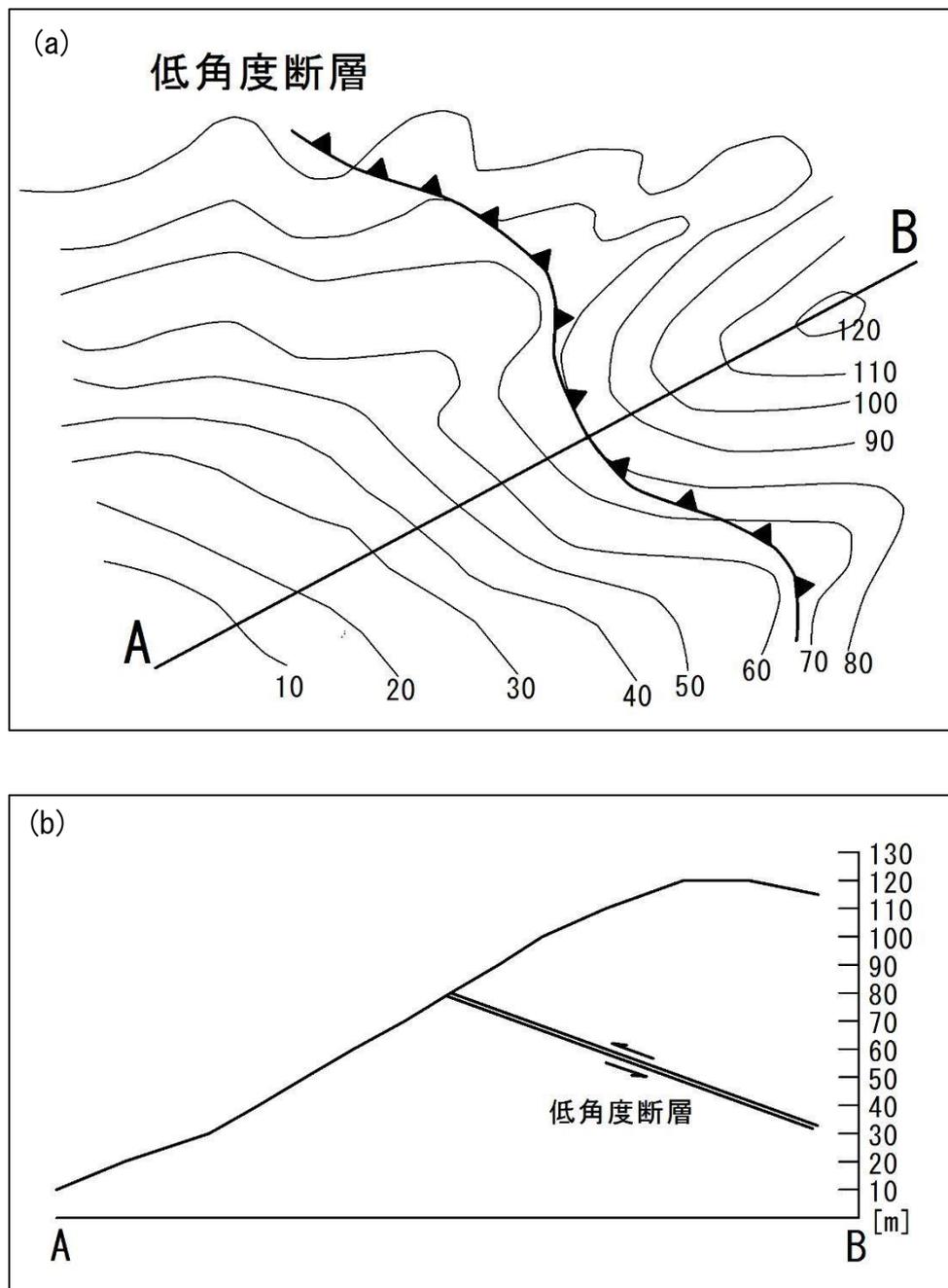


図-2 低角度断層（衝上断層）の(a)模式平面図および(b)断面図

(3) 低角度断層抽出のための調査方法

地形に根拠が表れにくい地下の断層破碎帯を調べる場合には、地表地質踏査、弾性波探査、ボーリング調査などの手法があります。

① 地表地質踏査

地表地質踏査は、地質調査の基本となるものです。地表地質踏査において断層の存在を示す手がかりとなるものには、断層露頭（写真-1）、破碎帯に伴う湧水、低崖などがあります。これらを可能な限り追跡することにより、断層の位置や規模を推定します。また露頭において断層面が確認できる場合には、※クリノメーターを用いて断層面の走向・傾斜を測定することで、断層がどの方向に伸び、水平面よりどの程度傾斜しているかを推定することができます。なお、得られた踏査結果は、後続調査（物理探査やボーリング調査など）の情報と合わせ、再度解釈を見直すことも重要となります。

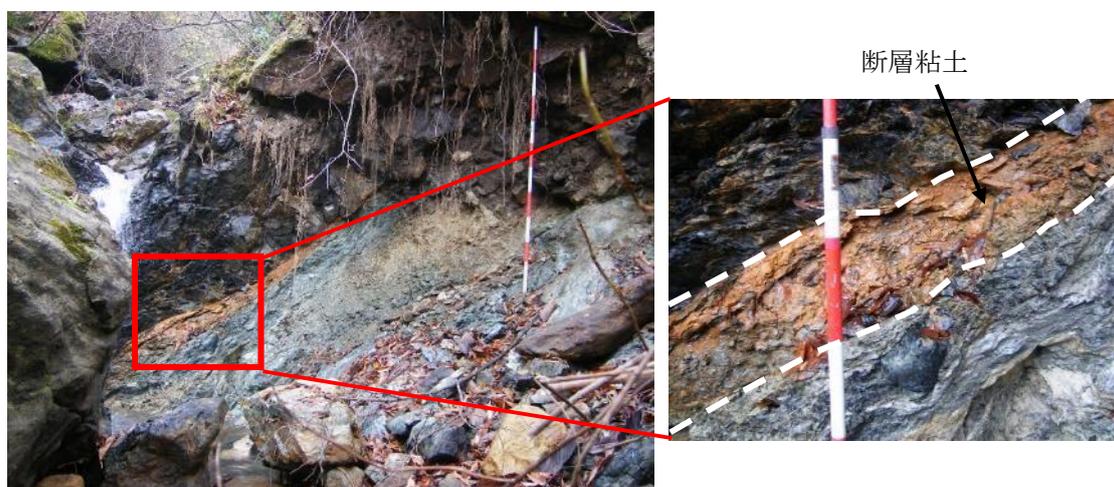


写真-1 断層露頭（広島県庄原市）

② 弾性波探査

弾性波探査は、P波、S波、表面波などの弾性波速度を観測することで地下性状を調べる手法です。計画測線に沿って弾性波探査を実施することにより、地山状態に関する縦断的なデータを得ることができます。断層破碎帯は地質的弱部に相当するため、弾性波探査においては低速度帯として現われることがあります。ただし、低角度断層（衝上断層）のように破碎帯が緩く傾斜している場合は、解析上はつきりと検出されないことがあります。図-3では、検出しがたい低角度の破碎帯を、地表地質踏査やボーリング孔の孔底に起振点を追加することで検出した結果を示しています。

このように弾性波探査は、その結果のみで地山に関する評価をせず、地表地質踏査・ボーリング結果も踏まえ、場合によってはボーリング孔を利用して実施することが必要となります。

※クリノメーター：地層面や断層面などの「走向」（面や線が延びる方向）や「傾斜」（走向と直行する方向における水平面からの角度と向き）を測定する器具

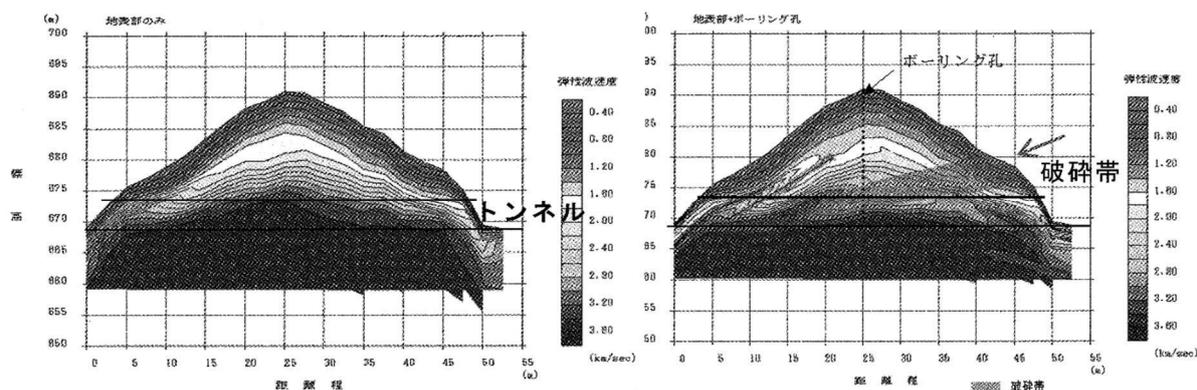


図-3 ボーリング孔底に起振点がない場合とある場合の弾性波探査結果の差異²⁾
 (左) 地表起振・受振のみの場合のトモグラフィ的解析結果
 (右) 地表とボーリング孔底で起振・受振した場合のトモグラフィ的解析結果

③ボーリング調査

弾性波探査により低速度帯が確認された場合、その箇所により詳細な地質状況を把握するためにボーリング調査が有効となります。採取したボーリングコア（写真-2）の観察やコア試料を用いた岩石試験等により、破碎帯の可能性のある箇所の状況を直接確認することができます。



写真-2 ボーリングにより採取された断層破碎帯（横幅 1m）

【引用文献】

- 1) 大島洋志（2000）：わかりやすい土木地質，土木工学社，pp. 103.
- 2) 石井秀明・松井周洋（2007）：地表地質踏査結果を反映した弾性波探査事例，日本応用地質学会中国四国支部平成 19 年度研究発表会発表論文集，pp. 51-52.

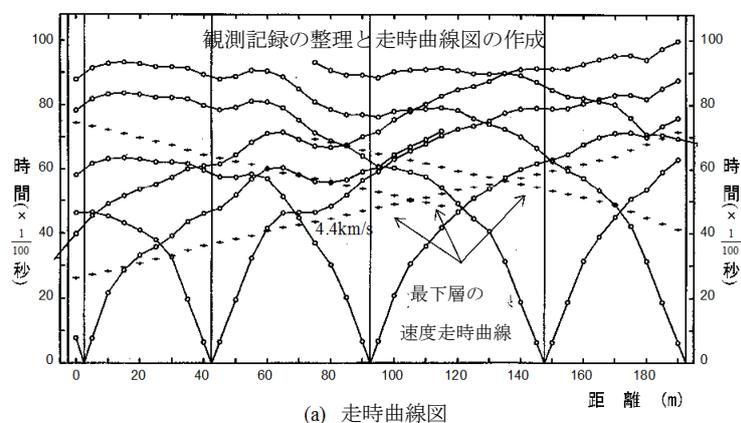
（回答者 岸本 剛・加藤 弘徳）

Q 低角度の断層破碎帯は弾性波探査で検出しにくいと聞きますが、探査時にどのような注意が必要でしょうか？

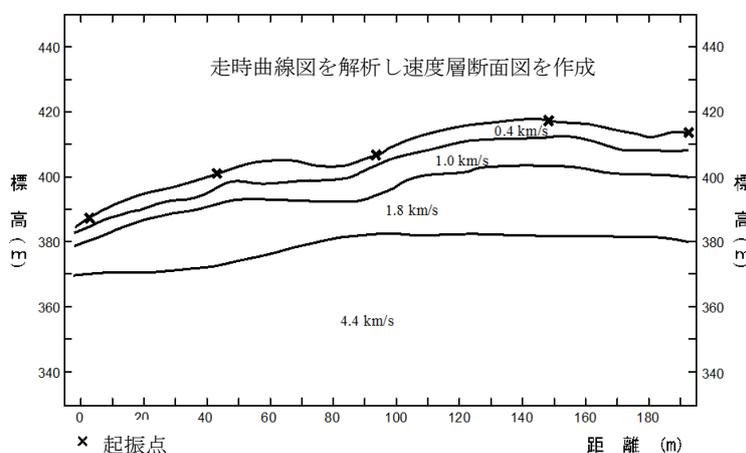
A 土木分野で一般に「弾性波探査」と言われているものは、屈折法地震探査のことで、起振を地表発破による方法が一般的に行われています。弾性波探査の測線内に低角度の断層が交差し通っている場合、通常の地表発破のみの探査では、断層に相当する低速度帯を検出できないことが多く、探査測線の配置検討や測線内にボーリング調査孔を設け、孔内起振や受信を行うなどの工夫が必要です。

(1) 屈折法地震探査（弾性波探査）とは

屈折法地震探査は実施事例が豊富で、土木地質調査の標準的な調査手法の一つとなっています。その探査方法は、配置した探査測線沿いの地表で発破等によって人工的に弾性波（地震波）を発生させ、地下の速度層境界で屈折して戻ってきた最初の屈折波を地表に配置した測定装置で観測し、得られた観測記録から各速度層の層厚や弾性波速度（P波速度）などの地下の速度層構造を求め、探査結果として速度層断面図を作成します（図-1）。



(a) 走時曲線図



(b) 速度層断面図

図-1 屈折法地震探査（弾性波探査）の走時曲線（観測データ）と速度層断面図の例¹⁾

屈折法地震探査は、計画段階の概要調査として位置づけられ、現地に持ち込む測定機材が軽微なことなどから山地斜面等においても現地作業が比較的容易です。探査結果として、地山の風化状況（土砂－軟岩－硬岩）を弾性波速度（P波速度）の速度層構造として、更に急傾斜する破砕帯を低速度帯として検出し、速度層断面図を作成できることから、多くの探査事例があります。しかし、探査結果を詳細検討に用いた場合には、施工との乖離が見られることがあり²⁾など、探査精度の限界もその都度指摘されています。

（２）屈折法地震探査の適用と限界について

屈折法地震探査による速度層構造の解析では、その解析を進めていくうえで、以下の前提条件があります。

- ①地山は有意な厚みをもつ何層かの速度層構造に区分できること
- ②深部の地層ほど弾性波速度が速くなる地質構造をなすこと

この前提条件が成り立たない地質の場合、例えば地表下浅い部分に硬質で弾性波速度の速い地層（溶岩類：安山岩や玄武岩）があり、その下により遅い速度を示す地層（凝灰岩類など）が存在する場合、または遅い速度の地層が挟み層として存在する場合には、遅い速度を示す地層がまったく検出されないことが生じます。上位に速い速度の地層があるとその地層で弾性波の屈折がおこり、この屈折波が観測時に初動（弾性波が伝わった最初の波）として観測されるからです。遅い速度の地層からの屈折波も観測されているはずですが、後続波のため遅い速度の地層からの屈折波を区別できません。

上記のような上位に速い速度の地質が分布する地点の観測データ（走時データと言います）は、後述のはぎとり法やトモグラフィ法による解析でも同じデータを使って解析するため、両者とも遅い速度の地層は検出できないことが多いです。

低角度の断層破砕帯についても、上記と同様に、速い速度を示す新鮮岩盤中に低角度の断層破砕帯（低速度層）が挟み層の状態分布しているため、正確に検出できないことが多くなります。

また、探査測線にほぼ沿う方向に断層破砕帯（低速度帯）が分布する場合にも、低速度破砕帯外側の早い速度の硬質岩の屈折波の到達が早く、破砕帯自体の存在や分布状態を正しく検出できないこととなります。この場合には、十字に探査測線を設けるなどの工夫が必要です。

これらは、屈折法地震探査による解析上の限界と言えます。

（３）低角度の断層破砕帯を検出するためには

調査地点に既往の地質資料や事前の地質踏査等から低角度断層の存在が疑われ、低角度断層の存在が構造物の施工上の重要なコントロールポイントとなる場合には、探査の計画段階において、破砕帯検出のための事前検討が必要です。通常地表起振のみによる弾性波探査では、低角度の断層破砕帯の検出は難しいと思われます。例えば、当該地点でのボーリング調査等を併用するなどして調査精度を高める必要があります。

弾性波探査において、上記の課題を解決する方法として、従来地表起振・地表受振記録に加えてボーリング孔内等の地中起振、受信データも取り込むことができるトモグラフィ法による解析を行えば、低角度断層の検出の可能性が高まります。このためには、探査の

計画段階で測線の配置検討を含めた探査方法の詳細な検討が必要です。

参考事例として、図-2 にトンネルルート沿いに想定される低角度断層を検出するために
行った事前検討、図-3 に図-2 の解析事例としてボーリング孔底に起振点がない場合とある
場合のトモグラフィ解析結果の差異を示します。

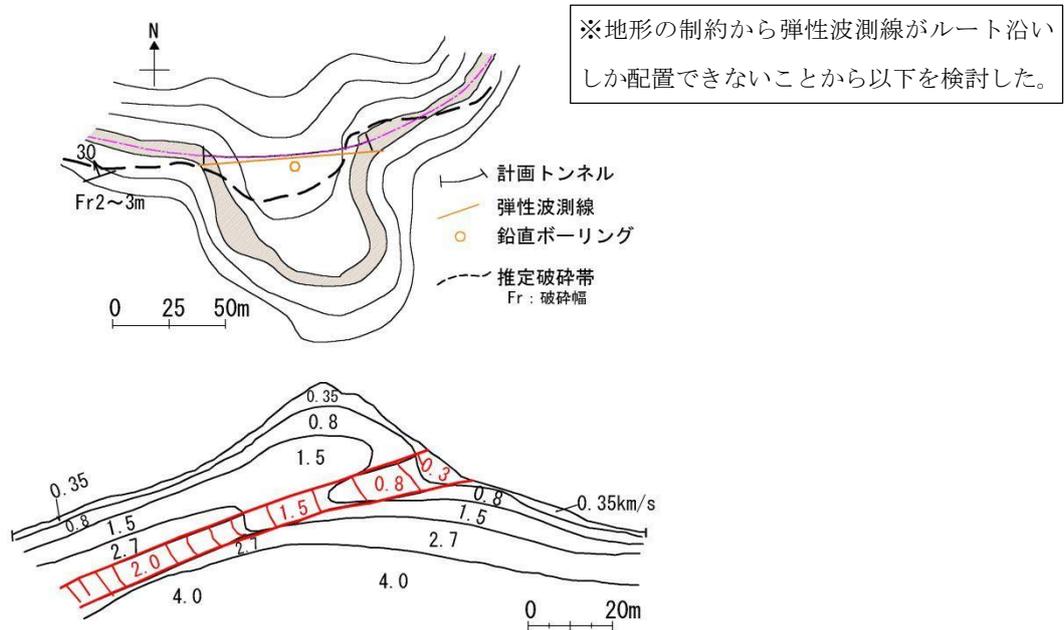


図-2 トンネルルート沿いの弾性波探査測線（上）と地質踏査による地質モデル（下）³⁾

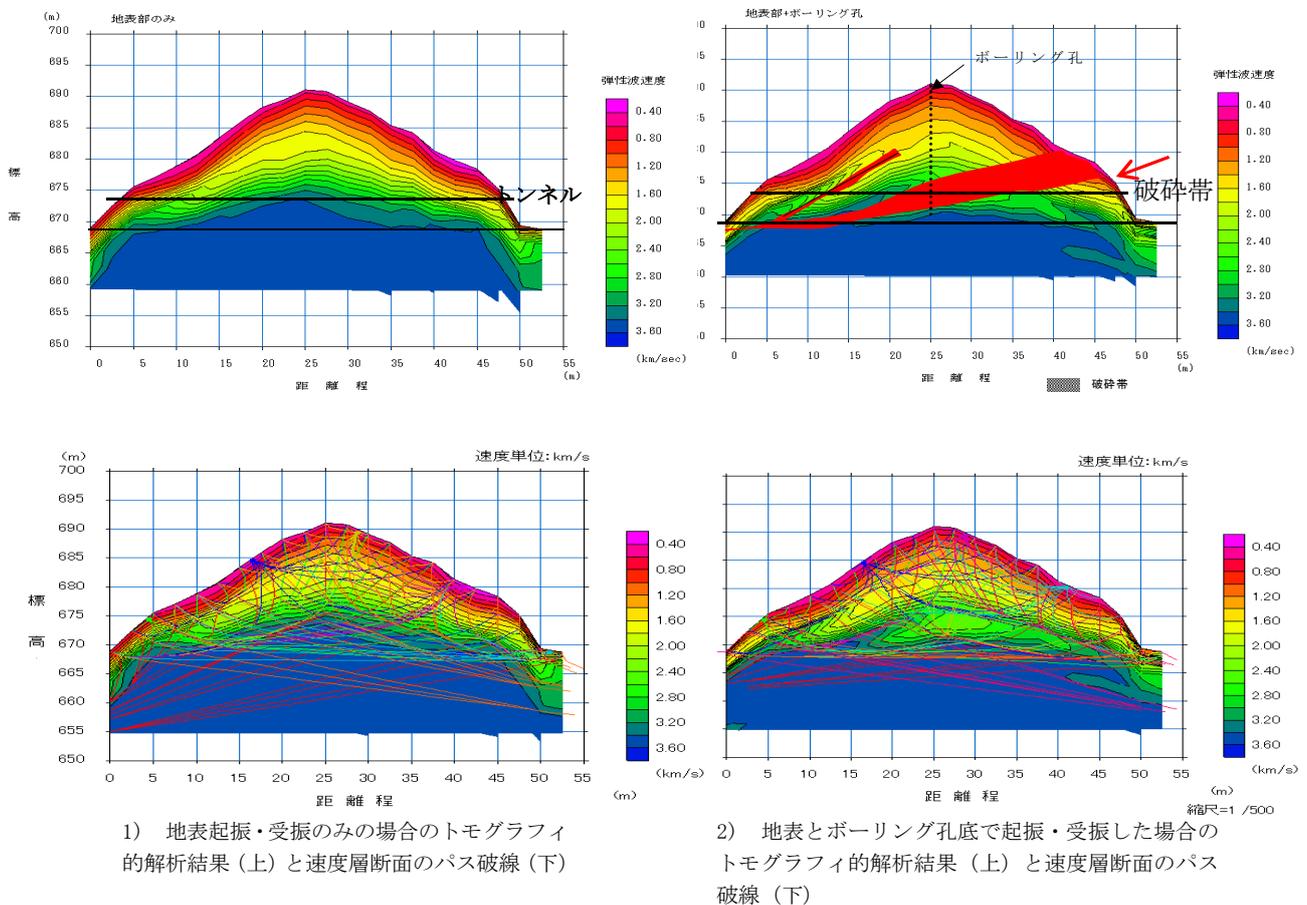


図-3 ボーリング孔底に起振点がない場合とある場合の弾性波探査結果の差異³⁾

図-3の解析事例のうち、左図の地表起振・受振のみでは破碎帯の有無さえ解らない状況にあります。

(4) 屈折法地震探査の解析手法について(参考)

屈折法地震探査(弾性波探査)の解析手法には「萩原の方法による解析(はぎとり法)」と「トモグラフィ法による解析」の2つの方法¹⁾があり、以下に概説します。

・萩原の方法による解析(はぎとり法)

萩原の方法(層構造解析)は、速度によって地山の地層を区分する解析方法で、速度層の層構造の解析結果(速度層断面図:図-1参照)が得られます。

地表に直線配置した弾性波探査測線の中に、起振点を測線の両端及び測線内に50m程度の間隔で設け、測線内でのある区間両端からの往復起振による観測記録(走時データ:図-1の走時曲線図参照)をもとに速度層の解析を進めていきます。

地山の深部から順にその上部の速度層をはぎとるように各層の速度と厚さを求めていく解析手法をとることから、「はぎとり法」とも呼ばれます。解析の前提条件は前記の①、②のとおりです。

・トモグラフィ法による解析

トモグラフィ法による解析は、上記の萩原の方法のように地下を速度層構造と仮定して解析するのではなく、地下の断面をセルに分割し、各セルの速度値を逆解析により求める解析法です。本解析では、地表起振・地表受振の記録のほか、測線沿いに配置したボーリング孔の孔底起振・孔内受振記録なども加味した解析が可能です。

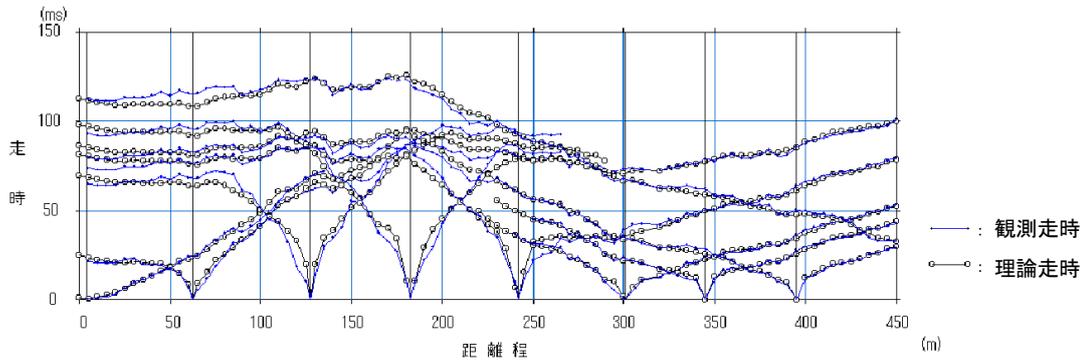
トモグラフィ法による一般的な解析の進め方は、最初に従来の屈折法で求めた速度層断面をもとに、セルに分割した速度断面の初期モデルを作成し、解析ソフトを用いてモデル断面から求まる理論走時を作成します。

この理論走時と実際に観測された観測走時が許容精度内で一致するまで収束計算を行う方法が取られます。

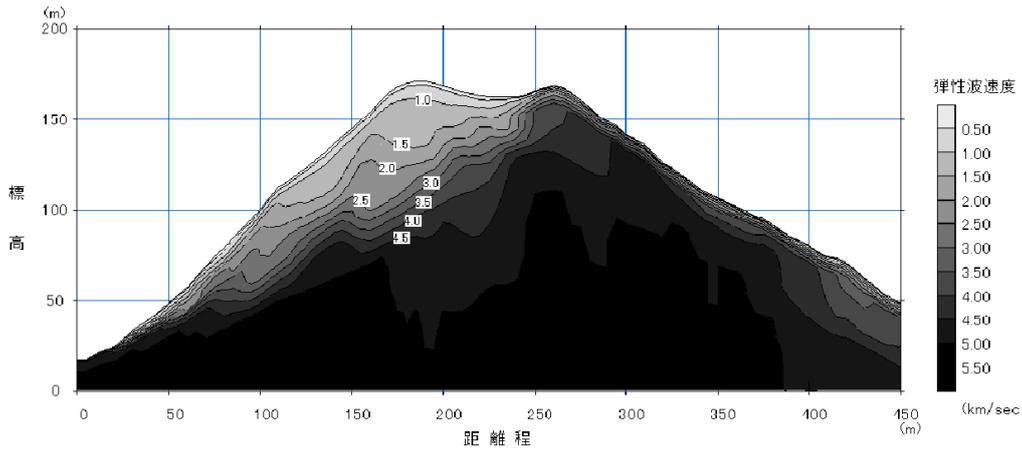
解析結果としてトモグラフィ法による速度断面図(図-4(b)参照)が得られます。

次項に同じ観測記録(走時データ)を用いて、トモグラフィ法と萩原の方法との解析結果の比較を添付します(図-4)。

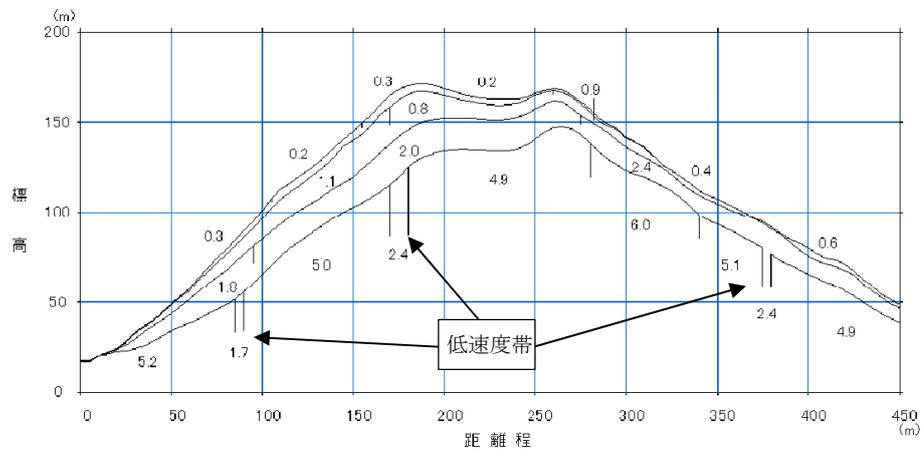
トモグラフィ法による速度断面では、萩原の方法による速度層断面の「低速度帯」は表示されず、凹みとして表現されます。



(a) 観測走時曲線とトモグラフィ法の理論走時曲線



(b) トモグラフィ法による速度断面図



(c) 萩原の法による速度層断面図

図-4 トモグラフィ法と萩原の方法との解析結果の比較
(社団法人物理探査学会 (2008) ¹⁾ に加筆)

【引用文献】

- 1) 社団法人物理探査学会（2008）：新版物理探査適用の手引き－土木物理探査マニュアル 2008－，pp. 46, pp. 51.
- 2) 田村栄治・石井秀明（2007）：33. 結晶片岩地域におけるトンネル地山分類の課題，日本応用地質学会 平成 19 年度 研究発表会講演論文集（CD 版）．
- 3) 石井秀明（2010）：6. 4. 1 弾性波探査による低角度破碎帯検出のための工夫事例，一般社団法人日本応用地質学会 中国四国支部編『中国四国地方の応用地質学』，pp. 191-192.

（回答者 石井 秀明）

Q 断層が動いた方向を知りたいのですが、見た目には地層のズレはわかりません。どうすればわかりますか？

A 断層がせん断破壊される際に複合面構造というものが形成されます。この複合面構造を読み取ることで、断層のせん断センスを推定することができ、施工上重要になる地層（支持層・弱層など）の分布の推定などに利用できます。

(1) 断層の複合面構造とは

断層のように、地盤がせん断作用を受けて破壊されていく過程で特定の方向に面構造が形成されます。これらの面構造を総称して複合面構造と呼びます（写真-1）。複合面構造には以下のような種類があります。

- ・Y面：断層のせん断方向に平行なすべり面（主せん断面）で、この面に沿って断層が連続します。断層の連続性を検討する場合にはこの面の方向が重要となります。
- ・R₁面：断層が成長していく初期の段階で発達するせん断面です。せん断に伴う回転方向と同じ方向に10～45°の角度で発達します。露頭でもよく確認できるので、断層の変位方向を推定する場合に重要となります。
- ・P面：一般にせん断に伴う回転方向に対して反対方向に0°～45°で発達する面です。密に発達する葉状の面構造で、破碎された粒子や、細粒の雲母粘土鉱物が面に沿って配列することで特徴づけられます。また、比較的大きな破碎岩片の長軸を含む面も同様の方向です。P面のうち、条線などが認められるものをPs面として区別することもあります。
- ・R₂面：せん断に伴う回転方向に（90° - R₁面）の方向に発達するせん断面で、R₁面とは逆の変位センスを示します。

比較的認識しやすい。

認められることが少ない。

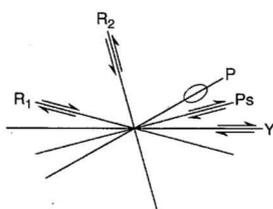


図-1 断層の複合面構造（右横ずれの場合）¹⁾

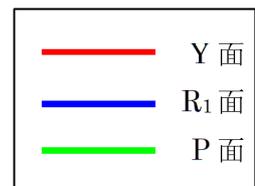
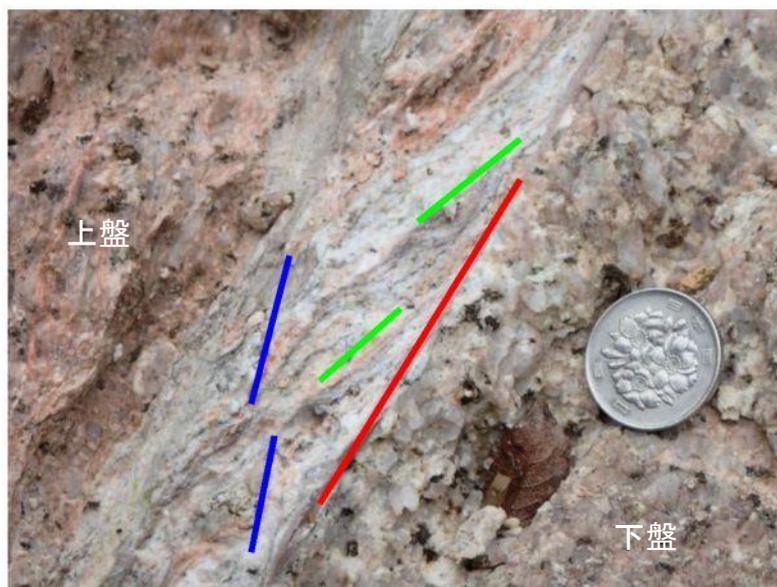


写真-1 断層露頭に認められる複合面構造
 (上：断層露頭全景 中央：拡大解釈線なし 下：拡大(解釈線あり)) (鳥取県南部町)
 上盤側が下向きの変位を示す複合面構造が発達し、正断層センスを示す。

(2) 複合面構造からわかること

・断層の方向

露頭や法面で断層を確認できた場合、面の情報となるので、断層の連続する方向は比較的容易に推定できます。しかし、調査の段階ではボーリングコアでしか断層を確認できず、点の情報しか得られないことも多いです。ボーリングコアから断層の連続性を検討する際に、単純に岩盤と破砕帯の境界から断層の方向を決めてしまうと、その面が Y 面以外の面（主に R1 面や P 面）であった場合、実際の方角とずれてしまい、施工時に予想外のところで断層が出現してしまうということになりかねません（脇坂ほか²⁾）。

そのため、断層の連続性を検討する場合には、複合面構造を考慮することが重要であり、特に、強度や透水性といった点から断層が問題となりやすいダムやトンネルの現場では、事前の調査の段階で正確な断層の位置を把握しておくことで、施工時のリスク低減につながります。

・断層の変位

断層の複合面構造を読み取ることができれば、断層の変位方向を推定することができます。施工上重要になる地層（支持層・弱層など）が断層により切断されて分布が分からなくなった場合、複合面構造から変位方向を推定することで、これらの層がどの方向に変位したかが分かるので、追加調査の位置や深度の提案に役立ちます。

また、断層の姿勢、条線の向き、変位センスから断層が形成された時の応力を推定する研究もされており、断層がどういった応力場によって形成されたかを調べることで、周辺で起こった地震との関連性や断層の活動性を検討する際の 1 つの判断材料として使われることもあります。

【引用文献】

- 1) 高木秀雄・小林健太 (1996) : 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造: その比較組織学, 地質学雑誌, Vol. 102, No. 3, pp. 170-179.
- 2) 脇坂安彦・梶山敦司・綿谷博之・上妻睦男 (2018) : 複合面構造を考慮した断層の連続性の検討, 日本応用地質学会平成 29 年度研究発表会講演論文集, pp. 13-14.

(回答者 多久和 晃志)

Q

地質調査の報告書で「岩盤が熱水変質を受けて軟質化」などの記述を見ます。熱水変質作用は風化作用と何が違うのですか？またどんな問題が起こるのでしょうか。

A

熱水変質作用も風化作用も定義がありますが、極端に言えば、熱水変質作用は「地下深くから上がってきた熱水が岩石と化学反応し、劣化すること」を指し、風化作用は「地表から浸透した酸素を含む水が岩石と化学反応し、劣化すること」と思えば土木地質上は分かりやすいと思います。

熱水変質作用を受けた岩盤は地中深くでも軟質であったり亀裂沿いが劣化していたりするので、地すべりや斜面崩壊など土木地質上の問題を起こすことがあります。

(1) 熱水変質作用とは

熱水変質は、岩石を構成する鉱物が熱水やガスと化学反応して別の鉱物に変化する作用です。たとえば火山地帯では、図-1のようにマグマだまりやマグマに伴う熱水が、周辺岩盤を変質させるイメージになります。

土木地質分野でいう熱水変質作用は脆く軟質な鉱物に変化することを指すことが多く、熱水変質作用を受けた岩盤は脆くなったり、亀裂沿いに粘土を挟んではく離したりします。岩盤が地下深くで熱水と化学反応することであり、風化作用と関係なく、「未風化岩盤であるにもかかわらず熱水変質を受けたので脆い」ということが起こります。そのため、ボーリング掘削すると深部で熱水変質した軟質岩盤に出くわすこともあります。

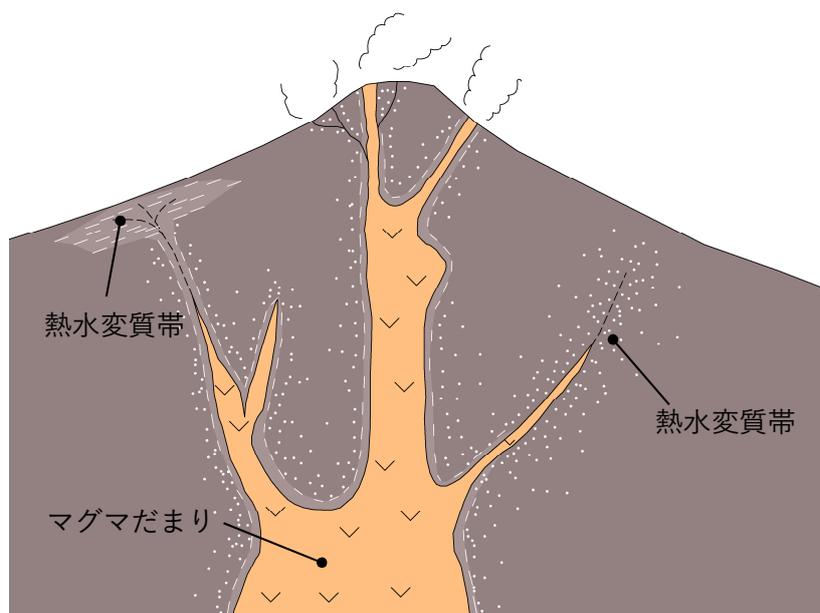


図-1 火山地帯での熱水変質概念図

土木地質分野では表層付近が調査対象になることが多いため、変質と風化作用が合わさった岩盤がしばしば認められます。図-2は風化と熱水変質の関係を模式図として表現したものです。変質帯は比較的深部に存在し、風化帯は表層付近に分布します。ただ実際は変質帯も風化するので、風化帯と変質帯を明確には区分できないことが多いです。

なにより、「風化は表層から地下へ」「熱水変質は深部から表層へ」というイメージで捉えていただければと思います。

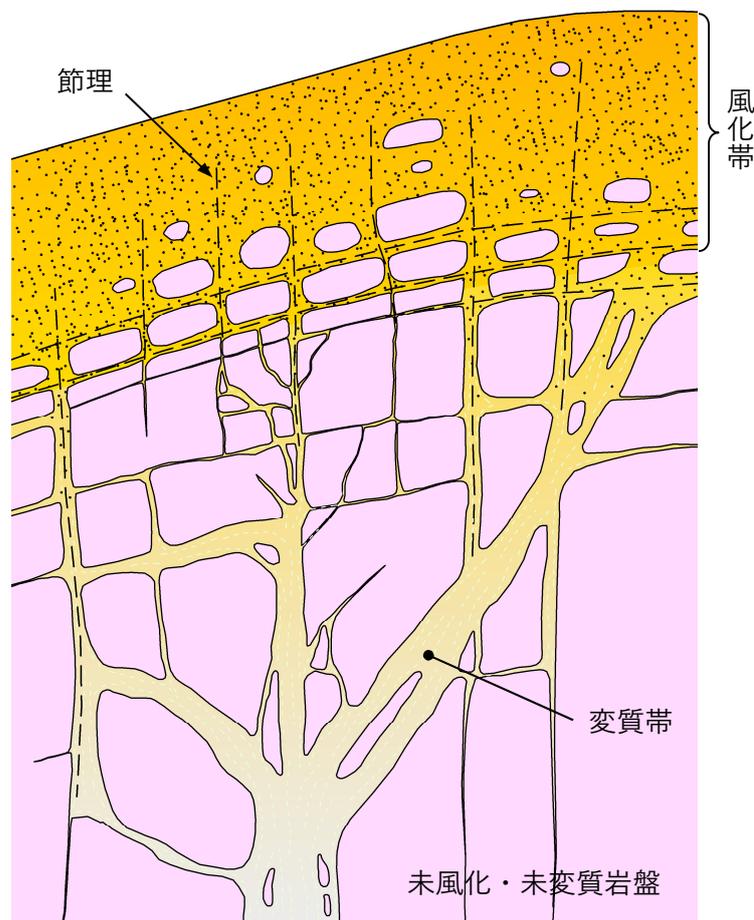


図-2 熱水変質作用と風化作用の概念図

(2) 熱水変質の実例

熱水が岩石中を流動する期間が短く、化学反応があまり進まなかったら、変質を受ける範囲は cm 以下オーダーのスケールに留まりますが、熱水が長い間流動し、岩石が熱水と十分に化学反応すると数 10m オーダーのスケールに至ることもあります。具体的に言えば、熱水変質作用がボーリングコアのひび割れ沿いに留まることも、コア全体にまで及ぶこともあります。

写真-1 は花崗岩での熱水変質帯です。このような幅 1 cm 程度の変質脈が網目状に発達しているのを粘土細脈とも呼びます (防-2 粘土細脈参照)。これらは、花崗岩の岩体生成時に熱水が花崗岩の中に入り込み、出来たものと考えられています。この例では変質は脈沿いに留まっており、広く見ても数 10cm 幅が変質帯と言える程度です。

しかし、粘土細脈を構成する粘土がスメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物を含むことがあり、そのため、切土掘削時にこの粘土細脈がはく離して法面崩壊を誘発することがあります。幅数 cm の細脈と言っても侮れません。



写真-1 花崗岩中の熱水変質脈 (広島県広島市)

次はもう少し大規模な熱水変質帯の例です。

土木地質では、熱水変質を受けて劣化したゾーンの拡がりが問題となります。例えば図-3に示すように流紋岩の一部が不規則に変質していることもあります。ここでの流紋岩はあまり風化していませんが、幅1m程度の白～黄土色の不規則熱水変質帯の中は土砂状に劣化しています。これは風化、つまり雨や酸素に触れることで岩盤が劣化したのではなく、流紋岩が地中にあった時に流動した熱水が流紋岩の構成鉱物と反応し、粘土鉱物などになったためです。さらによく見ると、流紋岩の傾斜した地層構造と関係なく熱水変質帯が分布していることが分かります。このように、熱水変質の分布は地層構造と関連ないことがしばしばあります。

このように熱水変質帯が不規則な分布だと、ボーリングなどの地質調査で捉えられず、工事時に想定外の劣化岩盤が出現することになります。地質技術者は、熱水変質が調査地域に無いかその兆候を逃さないよう、ボーリングコアの割れ目一つにも注意を配る必要があります。実際は難しいのですが…。



図-3 流紋岩中の熱水変質脈スケッチ（広島県庄原市）

写真-2 は網目状に熱水脈が分布する状況です。元々の岩盤は粘板岩ですが、熱水脈が卓越し過ぎて地質構造が失われ、まるで礫岩のように見えます。礫状になった粘板岩を手でひっかくと、ポロポロと簡単にはく落します。熱水変質により劣化・粘土化することだけでなく、この例のように、はく落を招くこともあります。

写真-3 は泥質片岩での熱水変質脈です。露頭スケールで見ると、熱水変質脈は脈状に分布するように見えますが、近づくと網目状に熱水が入り込み、岩盤を変質させていることが分かります。



写真-2 粘板岩中の網目状に発達した熱水変質脈（岡山県美咲町）

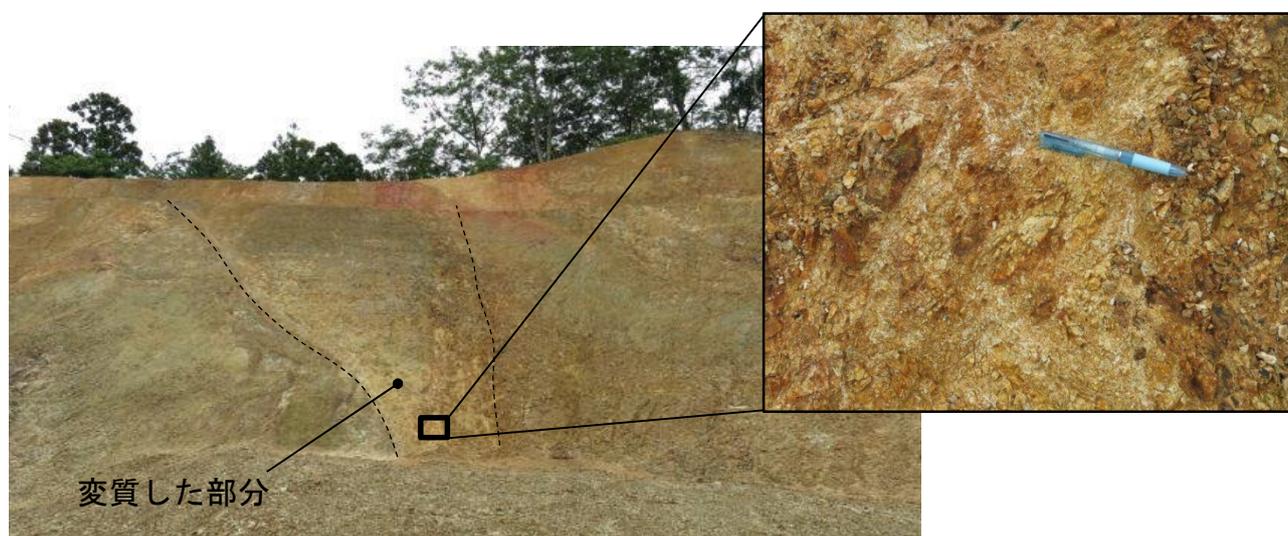


写真-3 泥質片岩中の熱水変質脈（島根県浜田市）

写真-4 は花崗岩を貫く断層がさらに熱水変質を受けている例です。断層はその変動により岩盤を破碎しますが、さらに熱水が通って一部が粘土状になっています。このように断層が熱水変質を受けたら、さらに岩盤が劣化します。

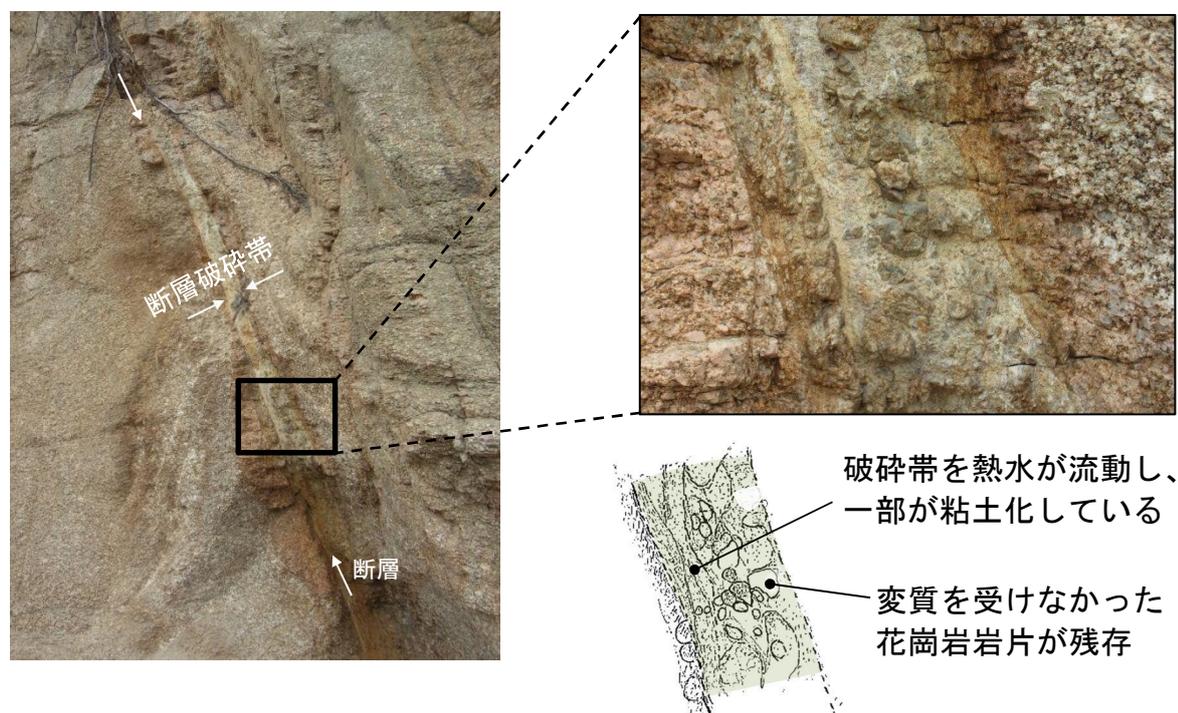
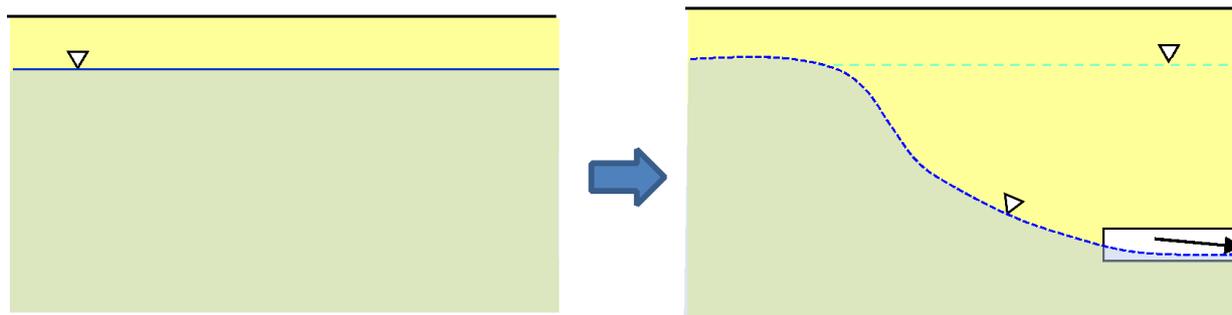


写真-4 断層とその部分の熱水変質（広島県広島市）

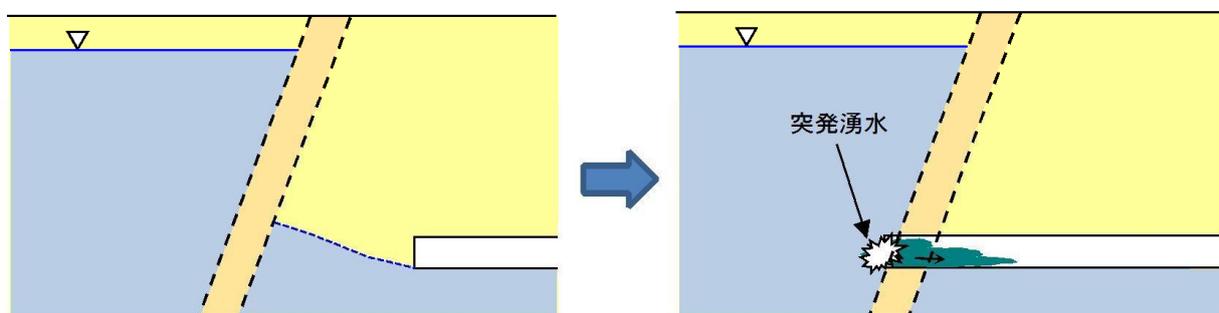
また、この粘土化した断層が壁となって地下水流動を規制し、土木上の問題と起こすことがあります。たとえばトンネルの突発湧水です。

通常、トンネルを掘削すると地下水位は低下します。そのためトンネル掘削面はある程度水が抜けた状態となっており、通常問題ありません。ところが掘削前方に粘土化した断層がある場合、断層が壁になり、トンネル掘削による地下水位低下が断層の向こうまで及びません。そのため、掘削が進んで断層の壁を抜けた瞬間、地下水が一気にトンネルに流れ込み、突発湧水となります（図-4）。

このように土木地質上、熱水変質は大きな影響を及ぼす地質要因なのです。侮れません。



通常のトンネル掘削では、掘削に伴って前方の地下水位も低下するので、突発湧水は起こらない



しかし粘土化した断層があると前方の水位が低下せず、断層突破時に突発湧水が起こり得る

図-4 トンネル掘削時の突発湧水模式図

(回答者 小笠原 洋)



トンネルや切土地盤で盤膨れ問題を聞きますが、どのような地盤でおきるのでしょうか？



膨張性粘土鉱物であるスメクタイトを含有する地盤や、第三紀層の泥岩等に注意する必要があります。スメクタイトを含有する地盤としては、大きな断層の近くや火山岩周辺の熱水変質を受けている地盤でその例が多いです。

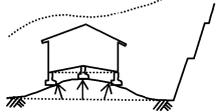
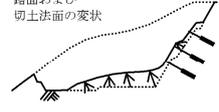
(1) 盤膨れとその要因

一般に、盤膨れとは、トンネル掘削や開削工事において、応力解放、地盤の強度不足や粘土鉱物の膨潤等により、坑道底盤や根切り底面地盤が膨れ上がる現象の総称と定義されています¹⁾。

小西ほか(2010)²⁾は、盤膨れによる地盤被害の種類を切土地盤、トンネル掘削、地すべりに区分しています(表-1)。

盤膨れを要因別にみると、膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトの膨潤によるケース、第三紀層泥岩などに含まれる黄鉄鉱がもととなって硫酸の生成、引き続き起きる石膏の晶出のケースなどが主要な要因です。なお、トンネル掘削地盤では、地山強度比の小さい岩盤のせん断破壊と吸水による膨潤が重なるケースがありますが、一般に、この重なりを区分することは大変難しいと考えられています。

表-1 土の膨潤性が関与した地盤被害の例²⁾

地盤被害の種類	被害事例	表 因	誘 因	文 献
 <p>構造物基礎</p> <p>盤膨れ</p>	エクアドルの膨潤性地盤上の石油タンク基礎の変状	地下数十 m まで分布する膨潤性粘土	熱帯地方特有の雨季と乾季による乾湿繰り返し作用	岡林・新井 ¹⁾
	戸建住宅基礎地盤の盤膨れ	モンモリロナイトを多く含む新第三紀頁岩	掘削による応力解放とその後の吸水	高森 ²⁾
	コンクリート基礎の隆起	熱水変質を受けた三波川帯の泥質片岩の破砕帯	岩石の基質部不連続構造への水の浸入	田村ら ³⁾
	水平な切土面に発生した一様でない盤膨れ	新第三紀能取層泥質岩の粒度を微視的不連続構造	地下水に溶解した硫酸イオンやカルシウムイオンが石膏やエトリンガイトとして析出するときの結晶成長圧	粕谷ら ⁴⁾
	宅地盛土地盤上の住宅基礎コンクリートの劣化崩壊	硫酸イオンを含むばた(宅地の盛土材)		落合ら ⁵⁾
	切土および盛土地盤上の住宅基礎地盤の盤膨れ	黄鉄鉱および方解石を多く含む新第三紀湯長谷層群の泥岩		大山ら ⁶⁾
 <p>路面および切土法面の変状</p>	高速道路切土区間の路面隆起および積み擁壁の変状	モンモリロナイトを含む新第三紀の安山岩溶岩	切土による応力解放と吸水	樋本ら ⁷⁾
	酸性土地盤における切土法面擁壁のはらみ出し	新第三紀の安山岩が熱水変質作用を受けて生成された酸性白色粘土		鈴木ら ⁸⁾
	グラウンドアンカーの緊張力の異常な増大	蛇紋岩を含む泥質片岩の強風化層	横ボーリング時に地盤中に供給された水の吸水	河内ら ⁹⁾
 <p>トンネルの内空変位</p> <p>トンネルの膨張性地圧</p>	国道 128 号嶺岡トンネル工事における膨張性地圧	粘土質蛇紋岩、粘土化した頁岩		竹林・大塚 ¹⁰⁾
	第三紀地すべり地帯におけるトンネルの膨張性地圧	黒色泥岩ほか	地山強度比の小さい岩盤のせん断破壊とその後のせん断帯への吸水	福本 ¹¹⁾
	錦立山トンネル工事における膨張性地圧	新第三紀寺泊層、西山層の泥岩および凝灰岩		秋田・佐藤 ¹²⁾ 小暮・木村 ¹³⁾ 仲野ら ¹⁴⁾
 <p>第三紀地すべり</p> <p>地すべり・斜面崩壊</p>	第四紀大阪層群の破砕帯地すべり	層状破砕帯粘土		西垣 ¹⁵⁾
	新潟県下の流動型地すべり	高い液性限界を示す新第三紀泥岩	掘削に伴う応力解放、すべり面の水圧増大、膨潤性が高いすべり面粘土の強度低下	中世古・橋本 ¹⁶⁾
	神戸層群の地すべり	モンモリロナイトを含む軟質凝灰岩		岩永・野崎 ¹⁷⁾
	長大切土法面の崩壊	モンモリロナイトおよび膨潤性緑泥石を含む三波川帯の緑色片岩(一部蛇紋岩)		Yasuoka ら ¹⁸⁾
	緑色凝灰岩分布地域の地すべり	第三紀泥岩、凝灰岩	すべり面に作用する水圧および膨潤圧	山本ら ¹⁹⁾
				伊藤 ²⁰⁾

(2) スメクタイト含有地盤の例

スメクタイトは、風化や熱水変質で生成されるとしていますが、風化よりも熱水変質が及んでスメクタイトが生成された地盤で膨潤性が高いようです。田村ほか³⁾は、四国三波川帯南縁の熱水変質により生成したと考えられるスメクタイトを含有する硬い断層破碎帯で、泥質片岩の破碎帯で 60KN/m²、塩基性片岩の硬質破碎帯で 168KN/m² の吸水膨張圧があることを報告しています。

四国では、中央構造線のような大きな断層の近くや火山岩周辺の熱水変質を受けている地盤において、スメクタイトを含有している例が多いです。

また、田村ほか⁴⁾は、スメクタイトが持つ交換性陽イオンにより、その膨張性の違いを示しています(表-2)。それによると、東北地方のグリーンタフ地域に多い Na 型では盤膨れ量が大きく、四国の大きな断層沿いでは Ca 型のみでの分布で、盤膨れはしますが東北地方の盤膨れほどではないとしています。ただし、スメクタイト含有の地盤で膨潤による盤膨れが起きると強度低下ももたらしますので、注意が必要であることに変わりはありません。

表-2 スメクタイトの地域特性と地盤災害など⁴⁾

地 域	スメクタイト			地すべり		切土地盤の盤膨れ
	分布	交換性陽イオンによる分類	膨潤性	区分	すべり面勾配 ¹⁴⁾	
東 北 (グリーンタフ)	広域	Na型, Ca型	大~小	第三紀層すべり	19度	大 ¹²⁾
四 国 (大きな断層沿い)	局所	Ca型	小	破碎帯すべり	22~27度	小 ¹⁰⁾

植野ほか(1998)¹²⁾ : 盤膨れ量は24cm, 田村ほか(2007)¹⁰⁾ : 盤膨れ量は6cm

(3) 第三紀層の泥岩からの石膏晶出の例

瀬戸内海に広く分布する新第三紀の泥岩では、泥岩中には木苺状の黄鉄鉱(フランボイダルパイライト)が含まれることが知られています⁵⁾。黄鉄鉱は海底や地中などの還元的環境では安定して存在していますが、地表などの酸化的環境では不安定で、酸化鉄と硫酸に変化しやすい性質を持っており、硫酸は岩石や地下水に含まれるカルシウムと反応して石膏などの硫酸塩鉱物を晶出させます。

泥岩からの石膏の晶出(圧)による地盤トラブルの事例として、泥岩地帯を切土して造成された宅地地盤で泥岩が膨張して基礎を押し上げ建物に変状を与えた事例⁶⁾や、強度低下によりすべり面が形成されて地すべりが発生する事例⁷⁾などがあります。

中国、四国地方では、新第三紀の泥岩の分布は局所的ですが、黄鉄鉱が含まれている岩石は日本中どこでも見られ、中国、四国地方でも前述の瀬戸内海周辺や秩父帯の一部⁸⁾、四万十帯などにも含まれており、盤膨れやスレーキングの原因と推定された事例がいくつか知られています。

【引用文献】

- 1) 土木用語大辞典 (1999) : 土木学会編, 技報道出版, pp. 1042.
- 2) 小西 純一ほか (2010) : 不攪乱粘土試料の一次元膨潤圧特性とその異方性, 土木学会論文集 C, 66 巻, 2 号, pp. 264-279.
- 3) 田村栄治・浄内明・松崎伸一・長谷川修一 (2007) : 結晶片岩中のスメクタイト含有破砕帯の膨潤特性と隆起メカニズム, 応用地質, vol. 48, No. 2, pp. 80-89.
- 4) 田村栄治・長谷川修一 (2008) : 四国地方における熱水変質起源のスメクタイトの交換性陽イオン組成, 日本応用地質学会 平成 20 年度研究発表会講演論文集, pp. 59-60.
- 5) 田村浩行 (2010) : 地すべり地の基盤岩に見られた膨れる泥岩ー化学的風化とその影響ー, 中国四国地方の応用地質学, 日本応用地質学会中国四国支部編, pp. 214.
- 6) 大山隆弘・千木良雅弘・大村直也・渡部良朋 (1998) : 泥岩の化学的風化による住宅基礎の盤膨れ, 応用地質, Vol. 39, No. 3, pp. 261-272.
- 7) 千木良雅弘 (1988) : 泥岩の化学的風化ー新潟県更新統灰爪層の例ー, 地質学雑誌, Vol. 94, No. 6, pp. 419-431.
- 8) 西山賢一・石田啓祐・佐藤威臣・竹熊隆宏・長谷川修一 (2006) : 鉱物組成に基づく黄鉄鉱含有泥岩 (下部白亜系藤川層), 日本応用地質学会中国四国支部 平成 18 年度研究発表会発表論文集, pp. 69-74.

(回答者 田村 栄治)

Q ボーリングで石灰岩中に空洞がありました、空洞はどうしてできるのですか？

A 酸性水と石灰岩を構成する方解石が、長期に渡る化学反応を起こすことにより溶食されて空洞が作られます。

(1) 土壌と酸性水

石灰岩が溶食を受けるというのは、石灰岩を構成している方解石 (CaCO₃) が水に溶けるということです。二酸化炭素 (CO₂) を含まない純水状態においても CaCO₃ は溶けますが、CO₂ を含む水 (=酸性水) だと、効果的に CaCO₃ の溶解が促進されます。

雨水は、大気中の CO₂ を取り込みますが、その量はわずかです。そのような雨水をさらに酸性化させるのが土壌です。土壌中の CO₂ の生産には、バクテリアや菌類といった微生物の活動、植物の腐植、植物根の呼吸による CO₂ の放出などがあります。その土壌を雨水が通過すると CO₂ が混入し、酸性水が作られます (図-1)。また土壌を通過した雨水 (酸性水) と石灰岩の溶解の過程の化学式は、一般に以下の式²⁾ で表現されます。

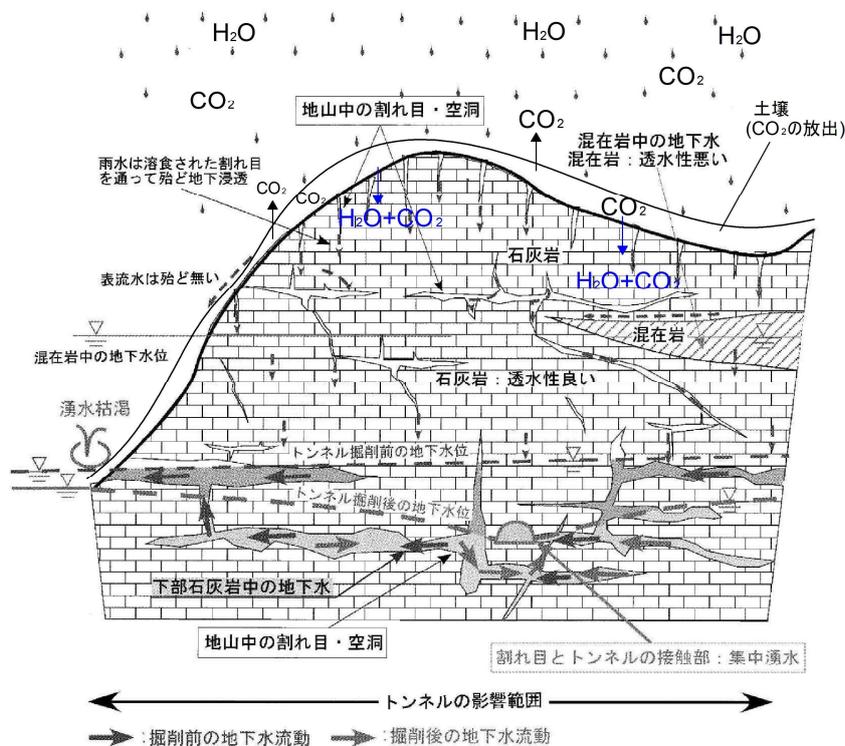
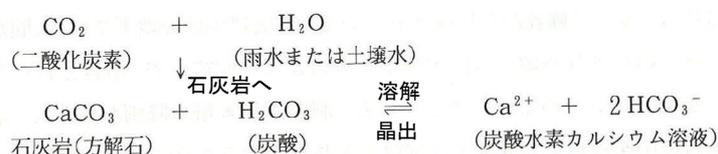


図-1 石灰岩の溶食モデル¹⁾



また、近年では、数百 m を越える地下深部での鍾乳洞が報告され、地下カルストと呼ばれています³⁾。地下カルストは地表水が直接流入したとは考えにくい深度にあり、長谷川他(2003)⁴⁾は、過去の火山活動に伴う酸性～中性の熱水が断層に沿って供給され、その熱水により石灰岩が溶食された可能性が高いことを報告しています。地下カルストでは、大規模な水みちが形成され、漏水や大湧水の原因となる可能性が高いことも併せて報告されています。

(2) 石灰岩地帯の地形

酸性水による石灰岩の溶食により形成された地形がカルスト地形です。カルスト地形の代表的なものとしては、カレンフェルト、カルスト凹地、鍾乳洞などがあります。

①カレンフェルト

地表に露出している石灰岩が溶食作用を受け、溶け残った部分が土壌中から突出したものです。墓石や羊の群れのような景観となります。

②カルスト凹地（ドリーネ、ウバーレ、ポリエ）

雨水が地下に浸透する通り道や地下の鍾乳洞の陥没によってできる凹地をドリーネ（シンクホール）といいます。直径数 m から数百 m の大きさになるものもあります。

ドリーネが徐々に拡大して隣接するドリーネと繋がった状態のものをウバーレ、ウバーレが更に大きくなり盆地状の広い平坦地になったものをポリエと言います。

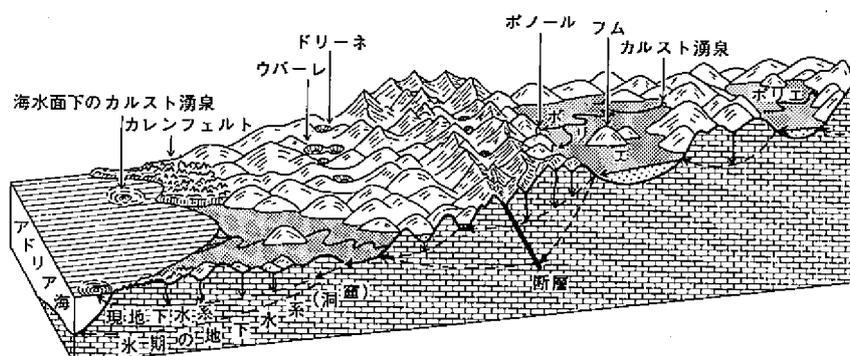


図-2 石灰岩地帯の断面図⁵⁾

③鍾乳洞

石灰岩中の割れ目に沿って、酸性水が流れることにより溶食が進行して徐々に空間が広がり、洞窟空間が作られていきます。この洞窟空間内で酸性水に溶けた CO_2 が空气中に抜けると、酸性水中に溶存していた炭酸カルシウム (CaCO_3) が方解石として晶出し、沈殿して鍾乳石となります。鍾乳石のある洞窟を鍾乳洞と言います。鍾乳洞はご存じのように、その風光明媚な景観から観光施設として親しまれております。



写真-1 鍾乳洞（高知県の龍河洞）

（3）土木地質における問題

石灰岩そのものは硬質なことが多く、石灰岩地帯では土木地質的に問題が少ないと思われるかもしれませんが、非常に厄介な地質となる場合もあります。

石灰岩中の空洞の形成は、酸性水による溶食によると前述しましたが、その空洞の①空間的拡がり不規則である、②規模の大小が様々である、③進行性があるといった問題点があります。

石灰岩中の空洞が構造物の近接直下に分布すると、構造物の荷重で空洞が崩壊し、構造物に沈下等の影響を与える可能性があります。また、道路等では、輪荷重や振動により空洞が崩壊し、路面陥没といった被害が生じる可能性もあります。しかしながら、①、②を正確に把握することが非常に困難な場合が多く、構造物ごとに通常の構造物よりも詳細に調査を実施する必要があります。道路や鉄道などの連続した構造物の場合、路線に沿った面的な分布の把握が必要となります。

長期的な視点となりますと、③の影響を評価する必要があります。現在は問題がないと評価されていても、隣接して鍾乳洞がある場合、溶食の進行により鍾乳洞が崩壊したり、崩壊に伴い空洞が広がり構造物の荷重により崩壊する可能性があります。また、直下でなくても空洞の崩壊による陥没が構造物に影響を与える危険性も懸念されます（図-3）。

また、鍾乳洞は地下河川を形成することから、トンネル工事では鍾乳洞に遭遇すると多量の湧水が発生するなど難工事となります。地下水に関する難工事の事例としては、長谷川他(2003)⁴⁾は四国カルストの地芳トンネルで、約2MPの水圧を持つ突発湧水の発生や、中四国農政局南予農業水利事業(1997)での秩父帯中の石灰岩を貫く導水路トンネルで1.5~2.7Mpaの高圧湧水と19か所のグラウト止水処理が必要となった難工事の事例を報告しています。

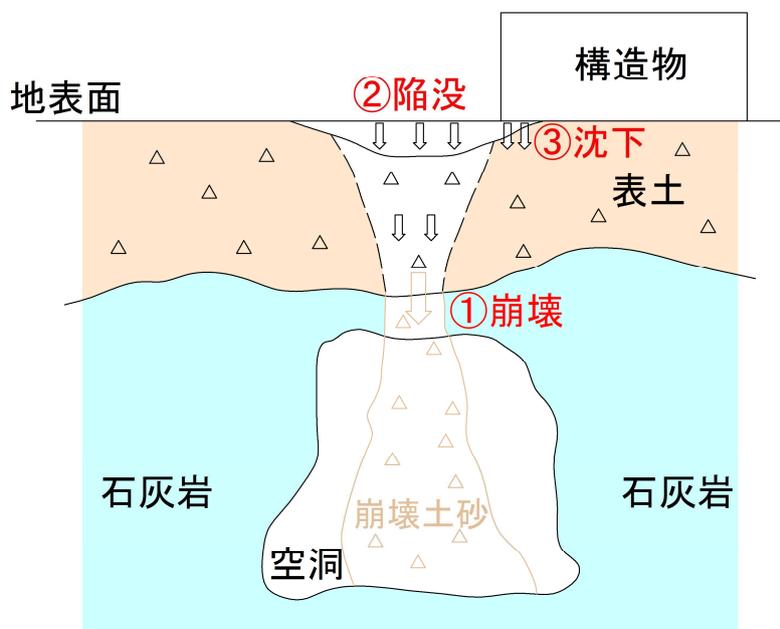


図-3 崩壊による沈下の影響 (模式図)

(4) 支部内の事例

応用地質学会中国四国支部内の地域においては、平成10年4月に岡山県川上郡備中町のカルスト台地内で、鍾乳洞の溶食進行による鍾乳洞の崩壊が原因と推定される地盤沈下被害が民家41件他、多くの構造物に発生しています⁶⁾。

また、高知県土佐市の県道39号土佐伊野線では、トンネル掘削中に鍾乳洞が発見されました。空洞は2段となっており、狭い空間の分布などで詳細は不明であるものの、図-4に示すような鍾乳洞の分布が報告されています。鍾乳洞の分布域ではトンネル支持力不足、周辺部は将来的に車両走行の振動や溶食進行で鍾乳洞の崩壊による沈下・支持力不足などの影響が想定され、最終工法として「RC断面補強梁+制振桁」が選ばれています。いわば、トンネル内の一部が橋梁構造という非常に珍しい構造が採用されています。

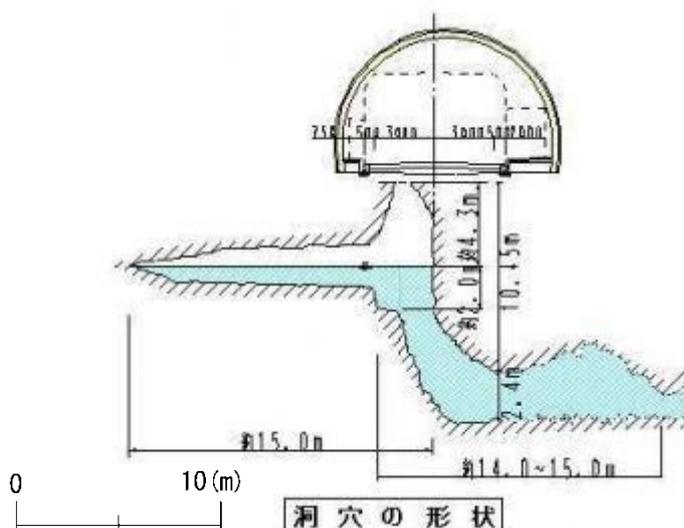


図-4 トンネル下の鍾乳洞分布形状⁷⁾

中国四国地方の主な石灰岩分布と鍾乳洞・カルスト台地の紹介

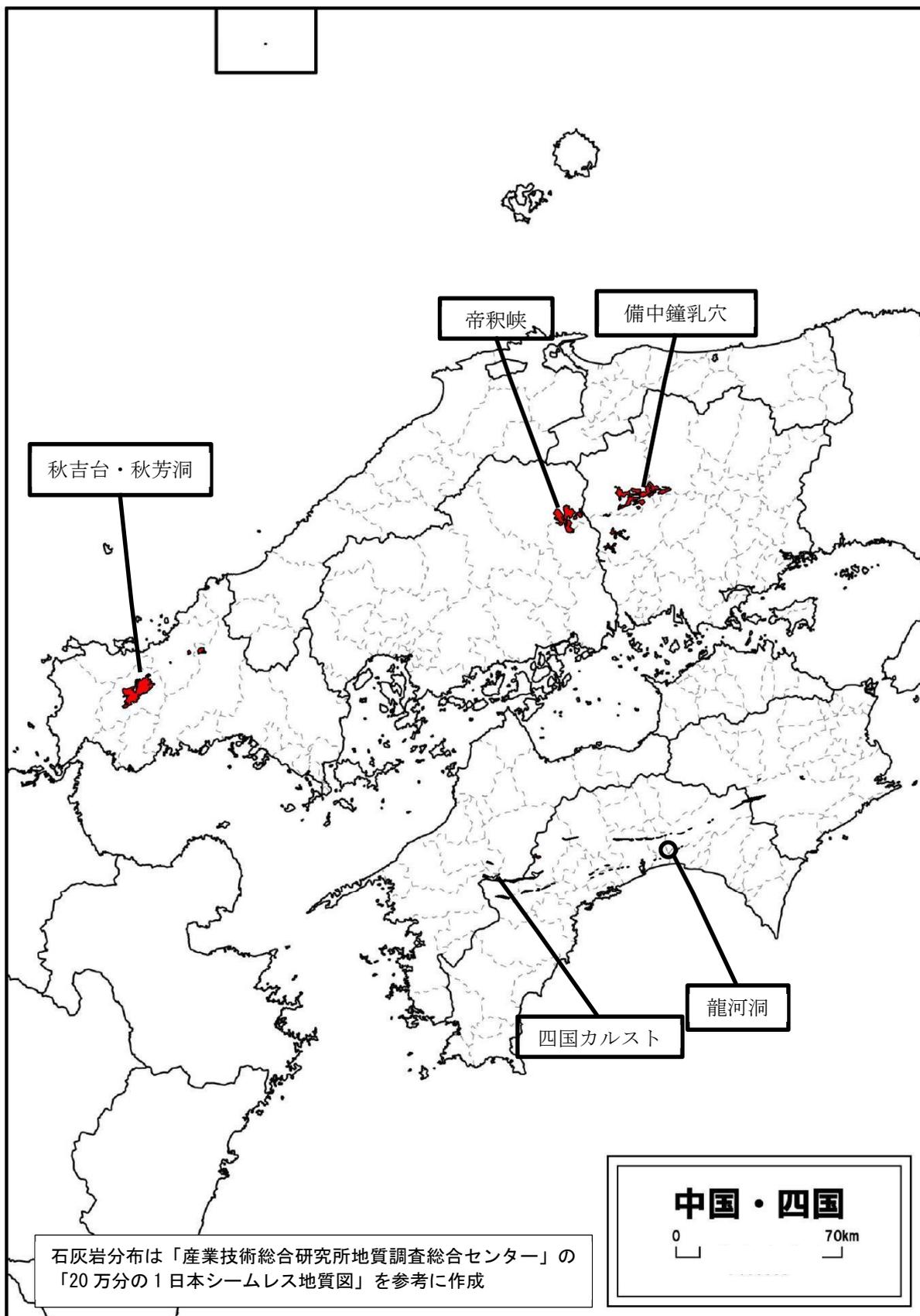


図-5 中国四国地方の主な石灰岩分布と鍾乳洞・カルスト台地位置図
 (背景図「白地図専門店」<http://www.freemap.jp/>より)

山口県；秋吉台・秋芳洞

山口県美祢市に広がる日本最大のカルスト台地。日本3大カルストの一つ。台地面積は54km²であり、無数のカレンフェルトやドリーネを有する他、400を超える鍾乳洞があります。その中でも一番有名な鍾乳洞が秋芳洞となります。こちらも日本最大規模で日本三大鍾乳洞の一つです。総延長は約9km、内1kmが観光ルートであるが、洞内には無数の鍾乳石の景観が見られます。

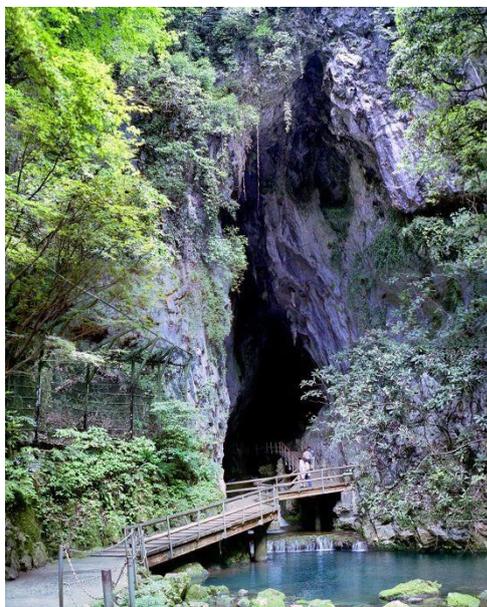


写真-2 秋芳洞



写真-3 秋吉台

高知県；龍河洞

高知県香美市土佐山田町にある鍾乳洞。日本三大鍾乳洞の一つ。総延長4km、内1kmが観光ルートで、多くの鍾乳石が見られます。また弥生時代に洞内を住居としていた痕跡があり、天然記念物と国の史跡に指定されています。洞内では弥生式土器が鍾乳石と一体化したのも見られます。

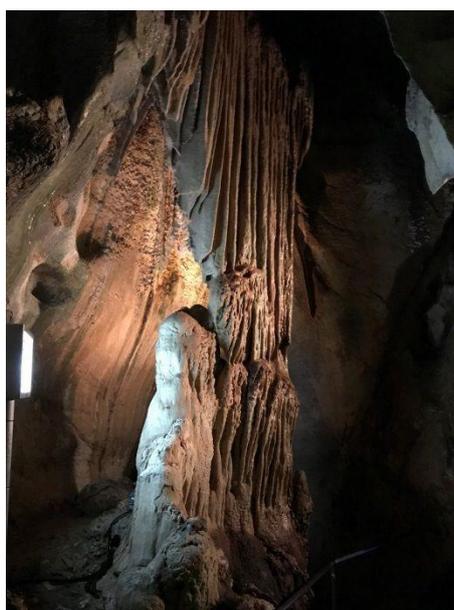


写真-4 龍河洞

広島県；帝釈峡

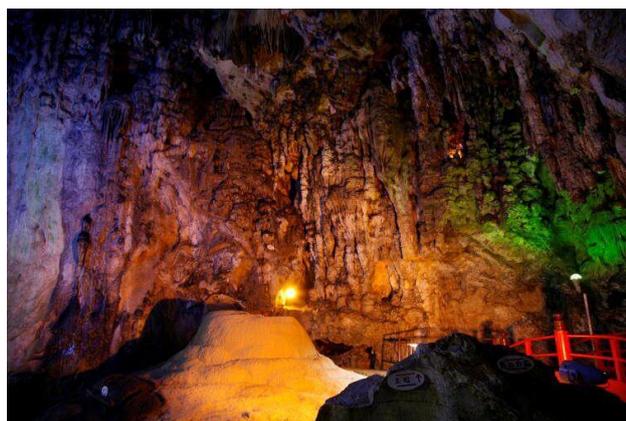
広島県庄原市東城町及び神石郡神石高原町にまたがる溪谷。石灰岩台地が深く浸食されて形成されたカルスト地形が広がり、溪谷の比高は 200～300m です。天然橋である雄橋は、全長 90m、幅 18m、厚さ 24m、川底からの高さ 40m と日本一の天然橋で、世界三大天然橋として広く知られています。



写真-5 帝釈峡の雄橋

岡山県；備中鍾乳穴

岡山県真庭市にある大鍾乳洞。平安時代となる西暦 901 年に書かれた「日本三大実録」にもその名が記述されるなど、文献に残る日本最古の鍾乳洞として知られています。洞内には、大広間を始め、日本一の高さと言われる高さ 3m、直径 5m の大石筍、22 階層からなる「五重の塔」等無数の鍾乳石の壮大な景観が見られます。

写真-6 備中鍾乳穴⁸⁾

愛媛県～高知県；四国カルスト

愛媛県西予市から高知県高岡郡津野町に分布するカルスト台地。日本 3 大カルストの一つ。西から大野ヶ原、姫鶴平、五段高原、天狗高原の 4 地域に大別されます。カレンフェルトやドリーネなどカルスト地形特有の景観が楽しめます。また、標高 1,000～1,500m からの風景や高原植物、放牧された牛の群れなど見所が満載です。



写真-7 四国カルスト

【引用文献】

- 1) (一社)日本応用地質学会中国四国支部編(2010)：「中国四国地方の応用地質学」, p. 204, 一部加筆
- 2) 漆原和子編(1996)：カルスト その環境と人びとのかかわり, 大明堂, p. 112, 一部加筆
- 3) 鹿島愛彦, 高橋治郎(1989)：四国西部法華津山地の地下カルスト(南予用水農業水利事業 隧道の地質学的研究－その 6), 愛媛大学紀要自然科学 D シリーズ(地学)第 XI 巻第 2 号, 1-10
- 4) 長谷川修一, A. Khorsandi, 渡辺弘樹, 澤田臣啓 (2003)：熱水溶液による石灰岩の侵食と応用地質, 日本応用地質学会中国四国支部平成 15 年研究発表論文集, p. 67-70
- 5) 前出 2), p. 95
- 6) 日吉祐介, 田辺和康, 富田武満, 尾島勝(2001)：カルスト台地が危ない, 土木学会中国支部第 53 回研究発表会, VII-29
- 7) 高知県：「天崎鍾乳洞トンネル」,
<http://www.pref.kochi.lg.jp/soshiki/170107/kakotopi-amasaki.html> (2018 年 11 月 22 日閲覧), 一部加筆
- 8) 右画像；真庭観光局公式サイト真庭観光 WEB：「備中鐘乳穴 (びっちゅうかなちあな)」,
<https://www.maniwa.or.jp/web/index.cgi?c=spot-2&pk=3352> (2019 年 5 月 2 日閲覧)

(回答者 岡村 洋)



沖積層と洪積層はどのように区分すればいいのでしょうか？

■沖積層、洪積層の定義（地層が堆積した年代を中心に）

沖積層（ちゅうせきそう）とは、普通、最終氷期以降（約 18,000 年前より後）に堆積した新しい地層を指します。一方、最終氷期以前に堆積した地層は洪積層（こうせきそう）といいます。

地質学で決められている地質年代では「沖積層・洪積層」とも新生代第四紀（258 万年前から現在まで）に堆積した地層です。

第四紀はさらに更新世（こうしんせい）と完新世（かんしんせい）に細区分され、更新世は 258 万年前～約 1 万 2000 年前を、完新世は約 1 万 2000 年前から現在までをいいます。

地質年代的には、「沖積層」は更新世末期（約 18,000 年）から完新世（現在）までに堆積した地層を、「洪積層」は更新世の始まりから更新世末期までに堆積した地層を指します。



■両者の区分方法について

沖積層か洪積層かを区分するには、該当する地層が堆積した年代を、挟在する広域火山灰や木片等を利用して決定する必要があります。しかしながら実務でこのような方法を用いることは困難です。地盤調査（コア判定）では、肉眼観察などを主体に以下の方法によることが多いようです。

①両地層の堆積年代の差から未固結で軟弱な土、含水多い「沖積層」、固結が進行した土、含水低い「洪積層」というように、土の固結度に差異があり、これに N 値の大小を加味して判定する方法と、②堆積後の古環境から、色調（土の色合い）に違いが認められ、沖積層（暗灰～灰）、洪積層（青灰～緑灰、帯褐）という色調差を用いる方法があり、これらの方法を総合して沖積層と洪積層の区分をしているのが現状のように思います。

沖積層と洪積層とを判別するためには、これらの地層が分布する地形的特徴とその地盤の特徴、さらには主要都市が立地する沖積平野の成り立ちを理解することが必要です。

（1）沖積層および洪積層の地形分布と地盤の概要

沖積層は、主には現河川沿いや沿岸低地の沖積平野を構成する地盤として分布していますが、上述したように最終氷期以降に堆積した堆積物（地層）を総称していることから、

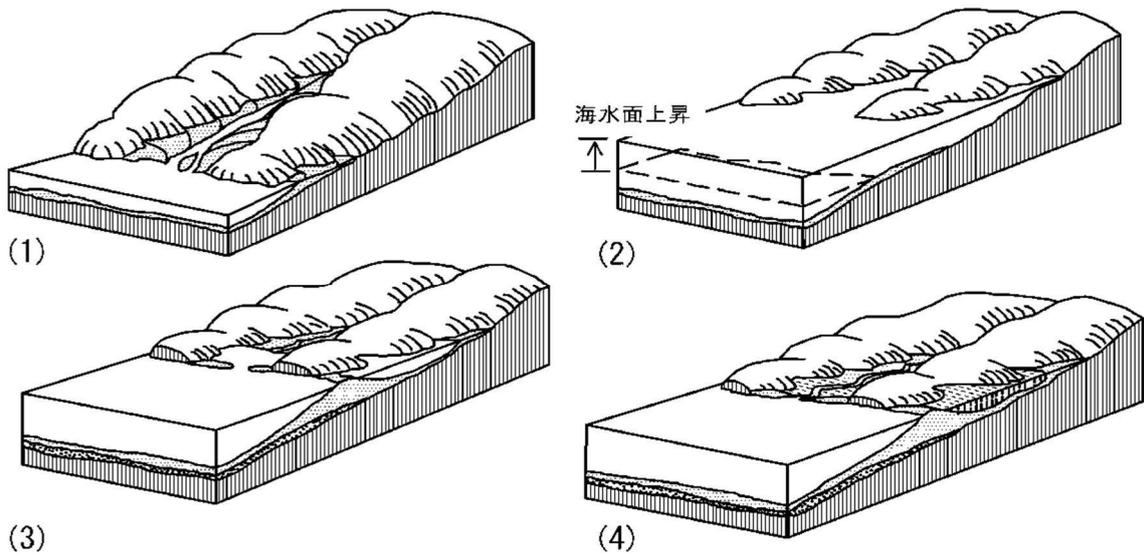
近年の豪雨により発生した「土石流堆積物」や斜面崩壊による新期の「崩積土類」、更には丘陵地等の造成盛り土、臨海地域の干拓や埋め立て盛り土、等をも含めることもあます。沖積層は、最も新しい未固結の堆積物のため、土の圧密や締め固めが十分に進行しておらず、一般にルーズで「軟弱な地層」を形成していることが特徴です。

洪積層は、現河川沿いの谷底平野等から一段高い段丘や台地を構成しているほか、沖積平野では沖積層の下位に広く分布し、沖積層のうつつわを構成する地盤で、沖積層に比べて堆積した時代（258 万年～1.8 万年前）が古く、堆積してから長期間が経過しており、その年代効果（圧密段階→締め固め段階→固結段階という「続成作用」の進行）によって、「比較的固結が進んだ」から「かなり固結が進んだ」軟岩に近い地層まで含まれてくる特徴があります。洪積層は、第四紀更新世という時代の特徴でもある氷河の消長（氷河期・間氷期の繰り返し）に伴い形成された地層です。その詳細については関東平野など大都市が立地する主要平野で解明が進んでいますが、地方においては現在でもよく解っていないことも多く、今後の課題といえます。

（2）沖積平野の成り立ち（河川沿い地域の沖積層を中心に）

第四紀の最後の氷河期（ビュルム氷河：約 7 万～1.2 万年前）の最盛期となった約 1.8 万年前頃には、海水面が現在より約 100m 程度低下しており、当時の海岸線は現在よりはるか彼方へ後退していて、当時の瀬戸内海は大部分が陸化していたようです。当時は深い谷を形成して河川が海に注いでいたとされ、その当時すでに堆積していた地層を洪積層といいます。その後急速に温暖化が進行して海水面の上昇（河川沿い奥深くへの海の侵入）があり、当時の河川はオボレ谷となり内湾が形成されていきます。この内湾を周囲の河川から供給される土砂や内湾性の粘性土などが埋め立てて沖積層が形成され、できあがった平野を沖積平野（低地）と呼びます（図-1、図-2 参照）。

沖積層を構成する堆積物を見ると、海水面の上昇速度（1～2 cm/年程度）に対して、流入河川が急流をなすなどして土砂供給量が比較的大きかった地域では、河川への海の侵入も少なく、砂質土を主体とする堆積物が優勢となっています。一方、土砂供給量が小さい緩流河川沿い地域では、河川の奥深くまで海水が浸入し、内湾性の粘性土を主体とする堆積物が優勢となり、埋立て速度も遅く現在でも河口付近に潟湖や沼沢地などが残存している地域もあります。そして、沖積平野の最上部には現在の流入河川がつくる扇状地—氾濫原—三角洲といった微地形に対応した堆積物が被覆して、現在の平野が形成されています。沖積層を構成する堆積物（土質）については、地域差が大きいことが指摘されます。



- (1) 更新世末期 —— 低下した海水面と侵食谷の生成
(最終氷期最盛期頃)
- (2) 更新世末～完新世初期 —— 海水面上昇によるオボレ谷の生成
- (3) 完新世中期 —— 沿岸砂州の発達と入海の湖沼化
- (4) 現 在 —— 湖沼より沖積平野へ

- 上述した海進による「おぼれ谷」を埋積した未固結で密実度の低い砂質土や高含水の軟質粘性土からなる最も新しい地層（堆積物）を沖積層（ちゅうせきそう）と呼び、またこれらが堆積している平野を「沖積平野」と呼ぶ。一般に地下水位が高く、「軟弱地盤」を形成しているのが特徴。
- 沖積層が堆積する前の地盤（沖積層のうつわを構成する地盤）を洪積層（こうせきそう）と呼び、比較的固結が進んだ地盤からなる。

図-1 沖積平野形成の模式図（文献^{1), 2)}に説明文を加筆）

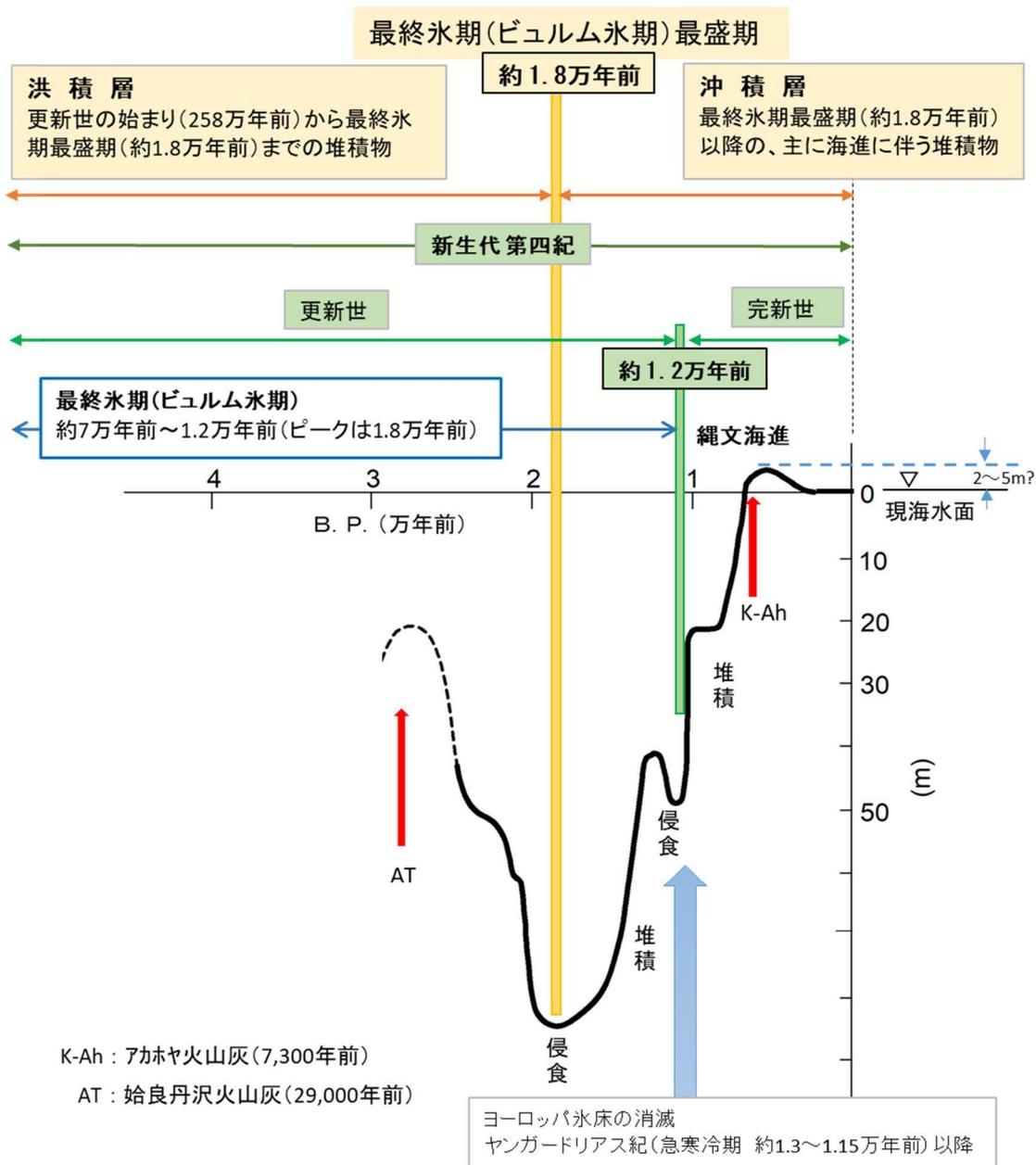


図-2 第四紀末の海水面変動のモードと洪積層、沖積層の区分

(3) 沖積層と洪積層を実務的に区分する場合の留意点

上述したように、両者の間には明瞭な「不整合関係」があり、深度的には上位に沖積層が分布し、その下位に洪積層が分布する地層構造をなします。すなわち、層序上、両者が互層するとか、沖積層の中に洪積層が挟在されることはありません。

正確に両者を区分するには、当該地層の堆積した年代を確定する必要があり、噴出時代が確定している広域火山灰や木片類、等の ^{14}C 年代(放射性炭素年代測定)などが利用されています。しかしながら、地質調査の実務でこのような方法にて堆積時代をその都度特定することはまず行われません。

① 既往の資料(地盤図など)を参考にする方法

最近公表されてきた「都市の地盤図」や「第四紀関係の論文」等には、沖積層や洪積層、または更新統や完新統が判別されている地質断面や柱状図、説明資料があり、これらを利用することで上述した各地層の特徴や分布深度など、当該地域の地盤の概要が把握でき、

実務での判別が容易になります（但し「作成年代」に注意が必要で、2,000年以降の最新版が望ましい）。

②ボーリングコア観察による簡易判別法（私的見解を含む）

試掘やボーリングコア観察における沖積層と洪積層の簡易判別は、色調や固結度（N値）、等の差異で見分けられています。盛り土等を除くと、平野下の沖積層は全般に暗灰～灰色を示し、その粘性土は高含水で柔らかく（N値≒4以下）、N値が0となる場合もよく経験します。砂質土は緩い状態（N値≒10以下）を示すことが多いです。なお、砂礫や礫混じり砂等、礫が混在する沖積層では、貫入試験時の礫当たりの影響から、N値も20～50以上を示し高くなる傾向がありますが、同一地層中でのN値のバラツキが大きいこと、採取試料のばらけやすさ、細粒分が含まれていればその色合いや固結状態から、また地層の出現深度などから沖積層か否かを判別します。

洪積層は一般に青灰～緑灰色、帯褐を示し、粘性土では沖積層に比べて低含水で固結の程度が進み、粘性土のコンシステンシー（含水の大小による固結の程度差：土の硬さ等の変化）は中位（N値≒5以上）から固結した状態（N値=30以上）を示します。砂礫質土では礫や砂の粒子の間を埋める「基質」の細粒分に着目すると、脱水・固結質となり、概ね密な状態（N値≒30以上）を示す場合が多くなります。また風化礫（くさり～半ぐさり礫：俗称）の混在も洪積層の特徴と言えるでしょう。

但し自然地盤では、粘土や砂、礫が混在する地層が主体をなすことから、洪積層と判定される砂質土でも細粒分の混在が多いシルト質砂とか粘土質砂ではN値10～20程度を示すことも多く認められます。

1本の土質柱状図でN値を比較すると、沖積層は相対的にN値が低く、洪積層は相対的にN値が高いという傾向が一般的に認められます。しかしながら、砂質土でN値が連続して40～50以上を示す、また粘性土でN値が連続して15～30以上を示す等の特徴ある洪積層判定事例を除けば、単純にN値の大小のみによる沖積層か洪積層かという判別はなかなか難しいと思います。

（4）参考意見（地盤調査の分野で「沖積層」と「洪積層」の区分の重要性が着目された背景）

昭和39年6月に発生した「新潟地震」では、津波などの被害以外に、地盤の液状化による建築構造物の倒壊など、その被害が甚大であったことから、これ以降に「地盤の液状化」現象に対する調査・研究が盛んに行われてきました。その成果を反映して、地盤（沖積砂質土）の液状化に対する判定方法やその対策工法が大きく進展し、昭和の末頃から平成2年（1990年）頃にかけては液状化しやすい地盤の特徴やその判定手法が指針などに示されてきました。その後の「阪神大震災（平成7年（1995年）1月）」で新たに経験した大地震動と、大地震動に伴う礫質土の液状化や地盤の側方流動など新たな課題が発生し、その経験を踏まえて旧指針類の大幅な見直しがなされ、新たに改訂が行われました（1996～2001年）。

現在では、道路、建築、その他の分野にて「液状化判定の対象とすべき土層」や「対象とする深度」、「判定方法や算定式（FL値等）」が、各指針に示されています。特に道路及び建築分野の指針においては、液状化判定の対象とすべき土層として「地下水位以下の飽

和した深度約 20m 以浅の沖積層の砂質土」などとされており、洪積層と判定される土層は、例え N 値が 10~15 以下（砂質土）でも、原則として液状化の判定は不要となります。

これは、東日本大震災（東北地方太平洋沖地震）や阪神大震災（兵庫県南部地震）を含む既往の地震において、洪積層が液状化したという事例が確認されていないこと、洪積層は、いわゆる「続成作用」の進行により沖積層に比べて液状化に対する抵抗が高いことを踏まえたものと言えます。

このような背景から、構造物の基礎地盤調査においても、土質名と N 値の大小による「支持層」の採否判定、ならびに N 値等に基づく「鉛直許容支持力度（地耐力）」や「地盤定数（粘着力 c 、内部摩擦角 ϕ 、変形係数 E 、等）」の推定以外に、沖積層か洪積層かの地層判定がより着目されるとともに、その判定精度の向上が求められてきた経緯があるように思われます。

【引用文献】

- 1) 土質工学会編（1966）：軟弱地盤の調査・設計・施工法，土質基礎工学ライブラリー 1，土質工学会，310p.
- 2) 池田俊雄（1975）：地盤と構造物 自然条件に適応した設計へのアプローチ，鹿島出版会，275p.

（回答者 石井 秀明）

Q 一般に岩脈とよばれる地層がどのようなものかピンときません。そもそもどんなもので、土木的な問題があるのですか？

A 岩脈は、現地を構成する岩石とは別の岩石が、後から入り込んだものです。岩脈のほとんどは火成岩で、脈状に分布します。岩脈は「貫入岩（かんにゅうがん）」とも呼ばれます。岩脈は分布が不規則でその存在や拡がりが想定しにくく、周辺と風化や割れ目発達が異なることから、調査時に想定できなかったことが施工時に判明し、土木上の問題を招くことがあります。

（１）岩脈の産状

岩脈は「おもにマグマの貫入によって形成された鉛直に近い板状の岩体」とされています¹⁾。“貫入”とは「マグマが深所から地殻上部の種々の深さに上昇する現象」で、写真-1は模式的な岩脈の様子を示したものです¹⁾。花崗岩の中に違う岩石が脈状に分布するのが分かると思います。また、写真-2や写真-3、図-1のように急に向きや幅が変わったり、枝分かれたり複雑な分布を示すこともしばしばあります。

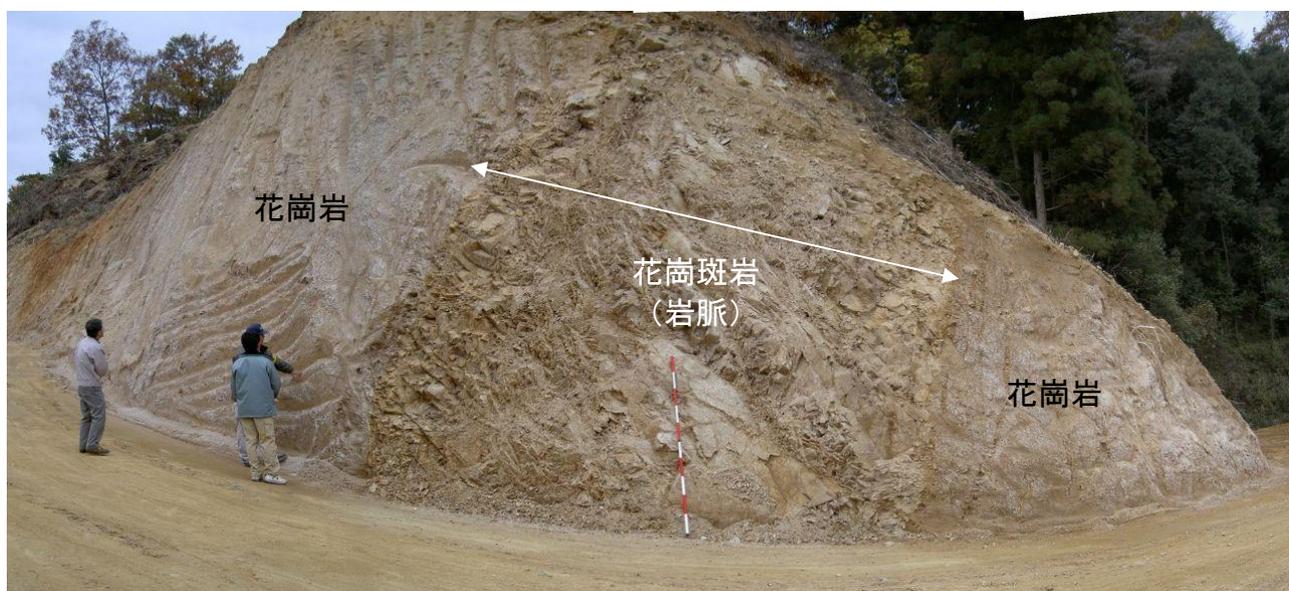


写真-1 模式的な岩脈の産状（広島県広島市）

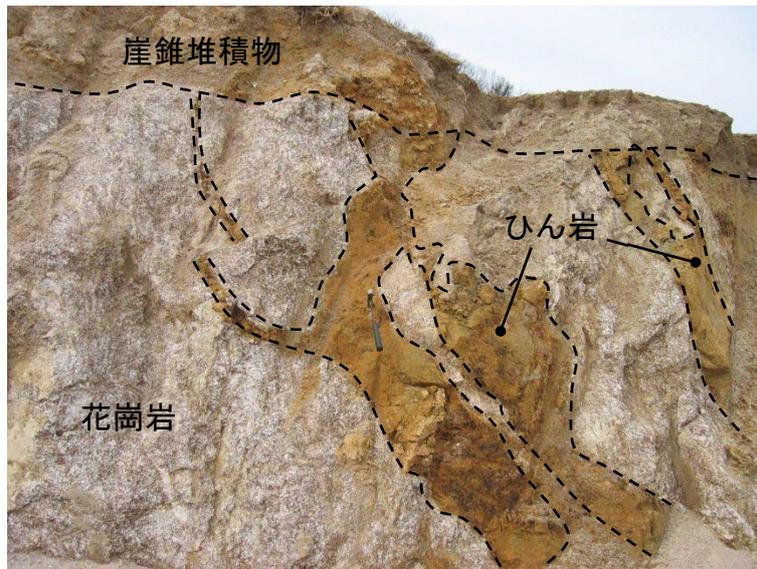


写真-2 花崗岩の中に分布するひん岩の岩脈 (広島県広島市)



写真-3 ボーリングコアに認められる花崗岩とひん岩の岩脈 (黒色部) (広島県広島市)

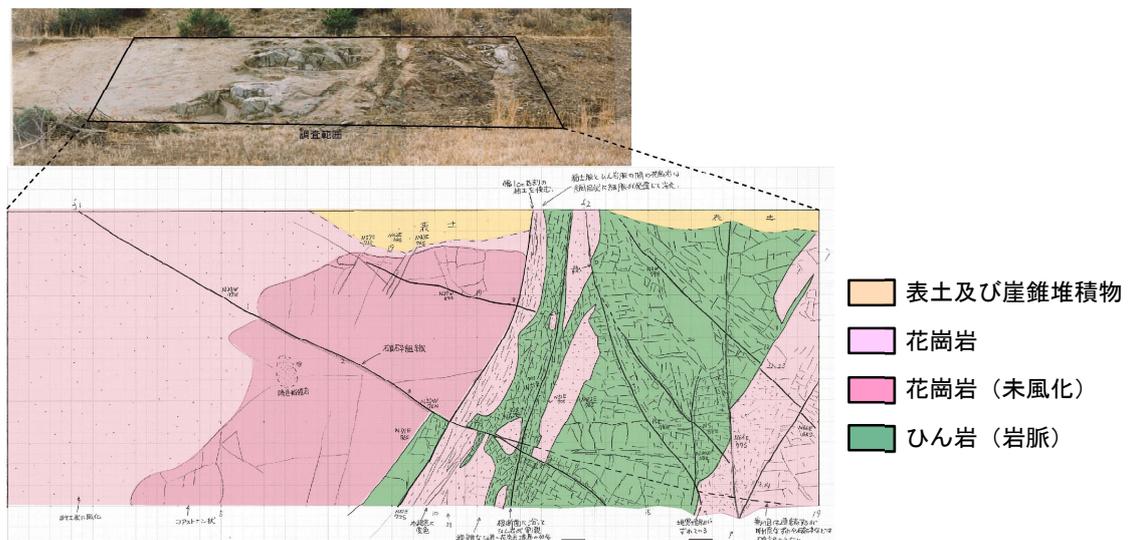


図-1 花崗岩とひん岩岩脈のスケッチ (広島県広島市)

(2) 切土施工における問題

土砂を採取するための切土調査を実施した事例を紹介します。事前のボーリング調査では強風化花崗岩が確認されたことから、良好な覆土（土砂）が採取できると期待されていきました。ところが施工に入ると、ボーリングしていない切土区間で硬質な岩脈（花崗斑岩という地層）が出現しました（写真-4）。この部分を土砂にするための破碎処理が必要になり、工事費が膨らみました。

岩脈は局所的に分布することが多く、ボーリング調査で岩脈の分布を的確にとらえることは事実上、不可能です。逆に、この事例で岩脈にあたる場所でボーリング掘削していたら「この切土は硬質な岩盤からなる」と逆の評価をしたでしょう。

これを防ぐためには、ボーリング本数を増やしたり、地表踏査を行ったり、物理探査を行ったりして、岩脈が分布する可能性を考慮することが重要です。

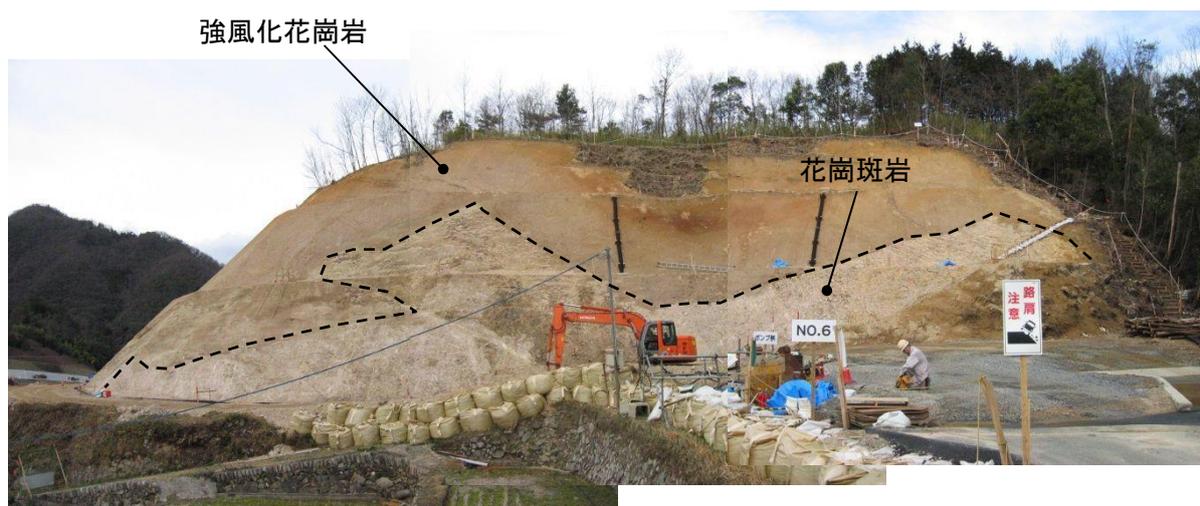


写真-4 一連の切土写真。上の写真では強風化花崗岩が切土に分布するが、すぐ背面の切土（下の写真）では硬質な花崗斑岩が出現した。（広島県広島市）

(3) 支持層深さでの問題

写真-1 や写真-4 でも分かるように、岩脈は周辺と風化状況が異なることがよくあります。構造物支持層に関する実例をもとに、模式的に説明します。

図-2 上図のような、花崗岩の中に岩脈（ひん岩）が分布し、花崗岩とひん岩の風化の違いで図-2 下図のような支持層の深さが違った地層分布を考えます。そこでボーリングする場合、①の位置で掘削すると支持層深さは比較的浅い結果になりますが、②の位置で掘削すると支持層は深い結果になります。ここで①のボーリングだけで調査設計を進めたらどうなるでしょうか？設計検討は浅めの支持層との前提で進められますから、施工時に「想定深度で支持層が出てこない」「設計の見直しが必要」などの手戻りになることが予想できます。

調査設計段階では工期や予算の関係上ボーリング地点数が限られ、このような岩脈の支持層深さを予見出来ないことがあります。地質技術者は、ボーリングコアの観察や地表踏査、既往調査確認などから、岩脈による施工上の問題が無いか注意を払う必要があります。

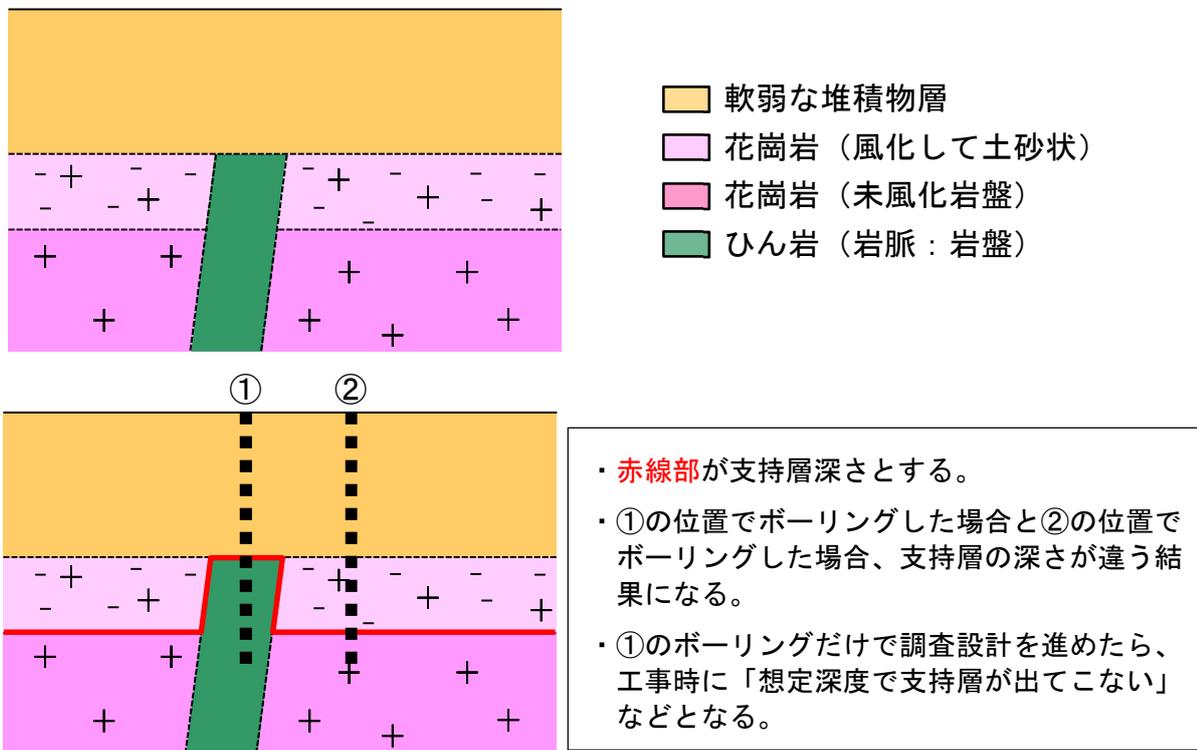


図-2 岩脈が分布する地層における支持層深さの違い

【引用文献】

1) 長谷晃監修 (1987) : 中国地方地学事典, p. 49-50.

(回答者 小笠原 洋)

Q 酸性凝灰岩とはどのような岩石を指すのですか？そもそもどんなもので、土木的な問題が想定されるのですか？

A 凝灰岩は堆積岩の一種で、火山から噴出した礫や火山灰が堆積し、固化した岩石です。また「酸性」とは、一般的な酸・アルカリのことではなく、シリカ（SiO₂）含有量が約66%より多い岩石のことを指します。

酸性凝灰岩は中国地方に広く分布しますが、熱水変質作用や火山陥没による劣化を受けていることが多く、トンネル工事などで問題となることがあります。

(1) 酸性凝灰岩とは

まず、岩石の定義について述べます。凝灰岩は「堆積岩」と呼ばれる岩石グループの一つであり、火山噴出物が堆積してできた岩石です。以下のような特徴・区分があります。

堆 積 岩

- 水成碎屑岩（泥岩、頁岩、砂岩、礫岩など）
- 火山碎屑岩（凝灰岩、火山礫凝灰岩、角礫凝灰岩など）
- 化学的堆積岩（石灰岩など）

判定法 岩石名	肉眼から見た粒子構造		固結程度		硬 度		組 織 構 造		色		その他の特徴				
	粒子が見えず均質	粒一様な細粒子の集合体	粒子および礫よりなる	ハンマで容易に壊れる	ハンマで割れる	ハンマでなかなか割れない	軟 質	中 硬	極硬(ナイフで傷がつかない)	均 質		不均質	白・灰・淡黄・淡褐	緑・褐・青・紅・紫	灰黒・黒褐・黒
	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○
水成碎屑岩	粘土層	○													固結していない
	砂層		○												固結していない
	砂礫		○	○											固結していない
	泥岩	○			○										圧縮強度400kgf/cm ²
	頁岩	○				○	○								片状に剥げることがある
	粘板岩	○				○	○								薄く剥げることがある
	砂岩	○					○	○							
火山碎屑岩	アルコース砂岩	○					○	○							外観が花崗岩に似ている
	硬砂岩	○						○							礫が角礫の場合は角礫岩
	礫岩		○			○									
	火山灰	○			○							○	○		
火山碎屑岩	火山礫・軽石	○													
	火山岩屑	○													
	凝灰岩	○				○	○								一般に色は淡緑～緑
	輝緑凝灰岩・火山礫凝灰岩	○													(*現在では緑色岩と呼ぶのが正しい)
	角礫凝灰岩														一般に色は淡緑～緑
有化学的堆積岩	火山角礫岩														一般に色は淡緑～緑
	石灰岩	○				○									希塩酸で泡立つ。ナイフで傷がつく
	チャート	○													
	泥炭	○													ナイフで傷がつかない
	石炭	○													
有化学的堆積岩	岩塩	○													
	珪藻土	○													

図-1 岩石（堆積岩）の分類¹⁾



写真-1 凝灰岩の一つ、凝灰角礫岩（横約 12cm） 島根県浜田市内で採取



写真-2 火山礫を多く含む凝灰岩の露頭（島根県江津市）

また、火山の周辺では火山噴出物が堆積した凝灰岩を生成する一方、水の浸食・運搬で運ばれて砂岩や泥岩などの水成碎屑岩も同時に生成することも多く、実際の地層を見ると凝灰岩と砂岩や泥岩、場合によっては溶岩層も折り重なっていることがあります。このため、それら一連の地層を凝灰岩「類」として表現されることが多いです。

中国地方にはこれら凝灰岩類が広く分布します（図-3）。

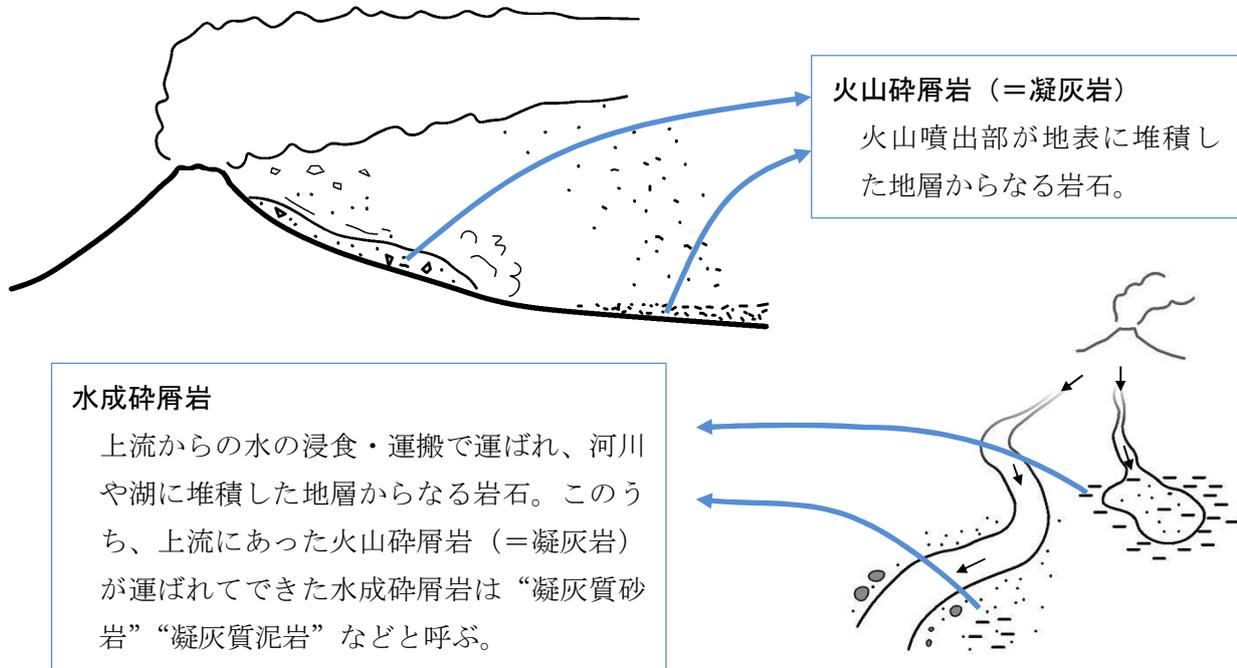


図-2 火山碎屑岩と水成碎屑岩

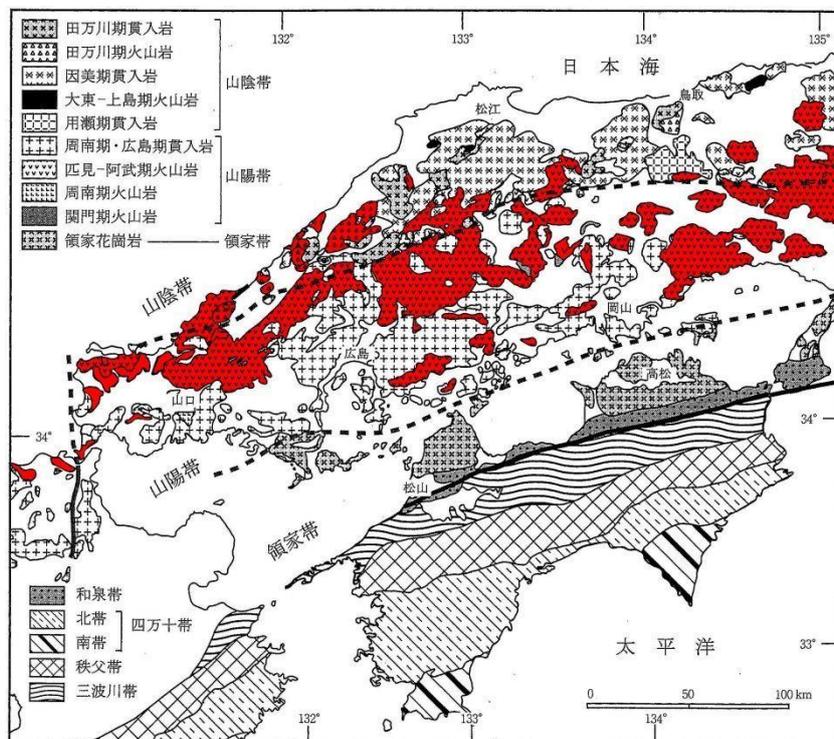


図-3 中国地方の凝灰岩類分布域²⁾より抜粋・加筆
(赤で示した地域には酸性凝灰岩が多く分布する)

2) 土木地質における問題

酸性凝灰岩類の分布地域では、図-4 に示すような火山陥没がかつて発生していることがあります。そのような火山陥没が起きた地質体を「コールドロン」と呼びます。このような地域では、火山噴出に伴う地盤陥没や熱水変質がかつて発生し、岩石が破碎されたり化学的に変質したりして劣化していることが多いです。写真-3 は熱水が割れ目沿いを通して網目状に岩盤劣化している様子で、岩盤が劣化して土砂状となっているのが分かります。

そのような劣化を受けた地域でトンネルを掘削する場合、地層に亀裂が発達していたり熱水変質による岩盤軟質化が認められ、切羽での押し出しやはく落が起きることが多いです。当該地層分布地のトンネル施工では、支保パターン³⁾の1~2 ランクダウンや切羽崩落などが発生し、亀裂発達や岩盤軟質化が施工に影響を及ぼした例が数多く確認されています

3)。
。

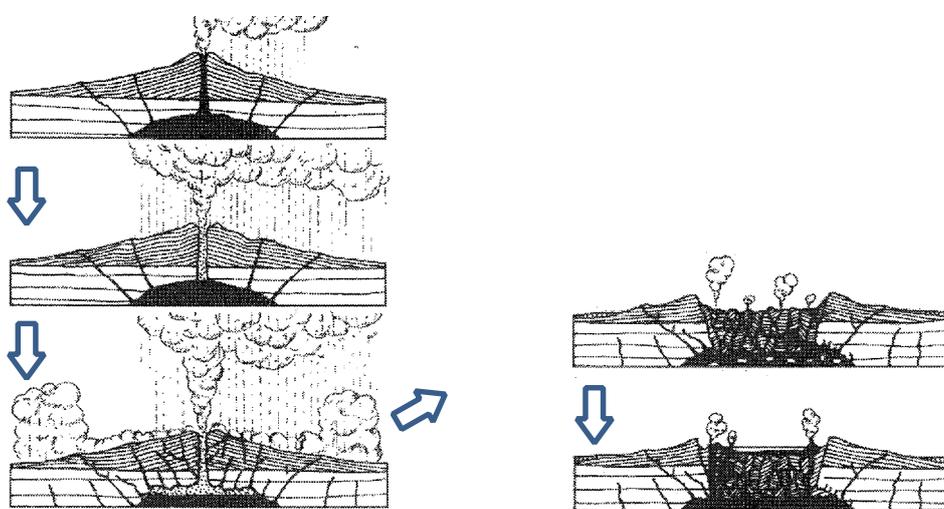


図-4 火山陥没の模式図⁴⁾より抜粋・加筆

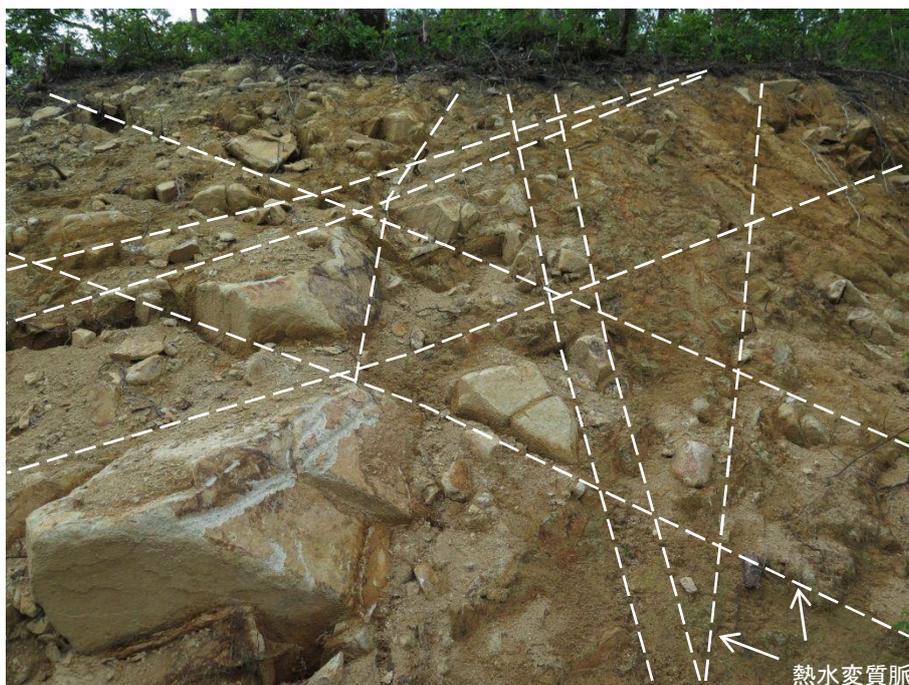


写真-3 凝灰岩露頭における熱水変質脈沿いの劣化（広島県三次市）

【引用文献】

- 1) 大島洋志監修（2000）：わかりやすい土木地質学，土木工学社，p. 19.
- 2) 西村祐二郎ほか（2012）：山口県地質図第3版（15万分の1）説明書，山口地学会，p. 60.
- 3) 北村晴夫ほか（2014）：中生代酸性凝灰岩のトンネルにおける設計と施工の乖離原因の検討，日本応用地質学会中国四国支部研究発表会資料，p. 7-12.
- 4) 荒牧重雄（1969）：カルデラ学説に関するいくつかの問題，火山，Vol2，No. 14，p. 67.

（回答者 小笠原 洋）

Q

切土工事を行うとき、掘削は「軟岩」などの土軟硬区分で区分されますが、地質調査時点では「C_L級」などの岩級区分で区分されています。これはどう対比すればいいのですか？

A

土軟硬区分は施工性を前提に分けられたもので、『爆破によらなければ掘削できないようなものを硬岩、リッパによって掘削できるようなものを軟岩、ブルドーザーで直接掘削できるようなものを土砂』とされています。土軟硬区分は施工性、つまり積算を中心に考えられている一方、岩級区分は岩盤状態を区分するための指標で、考え方が異なります。

岩級区分と土軟硬区分を明確に結び付ける基準・資料はあまりなく、明確にされていません。これは、多種多様な地質が分布する日本で統一かつ明確な基準を定めると、却って不都合を生じるからと思われます。見方の違う二つの基準の関係が曖昧であるため、各現場で岩級区分と土軟硬の関係を見定め、積算しているのが実態だと思われます。

(1) 土軟硬区分

技術書「岩の工学的性質と設計・施工への応用」では、『爆破によらなければ掘削できないようなものを硬岩、リッパによって掘削できるようなものを軟岩、ブルドーザーで直接掘削できるようなものを土砂』と述べています。また基準図書である「道路土工要綱」でも、表-1のようにリッパで掘削できるものを軟岩としています¹⁾。このように、あくまで施工性、つまり積算を視野にした区分であることが分かります。

土軟硬区分は、国土交通省中国地方整備局土木工事設計マニュアルにて表-2のように分類されています²⁾。ここでは、岩の硬さや亀裂の間隔、風化程度、割れやすさなどとともに、地山弾性波速度が示されています。また道路土工一切土工・斜面安定工指針では、表-3や図-1でリッパピリティに関する整理がなされていますが、岩級区分との関係は触れられていません³⁾。

表-1 土工における岩および土の分類表¹⁾に加筆

名称		説明	適用	日本統一土質分類法による土の簡易分類との対応
岩 また は 石	硬岩	亀裂がまったくないか、少ないもの、密着の良いもの	弾性波速度 3,000m/sec以上	
	中硬岩	風化のあまり進んでいないもの(亀裂間隔30~50cm程度のもの)	弾性波速度 2,000~4,000m/sec	
	軟岩	固結の程度の良い第4紀層、風化の進んだ第3紀層以前のもの、 <u>リップ掘削できるもの</u>	弾性波速度 700~2,800m/sec	
	転石群	大小の転石が密集しており、掘削が極めて困難なもの		
	岩塊・玉石	岩塊・玉石が混入して掘削しにくく、バケット等に空けきのできやすもの	玉石まじり土、岩塊起砕された岩ごろごろした河床	
土	礫まじり土	礫の混入があつて掘削時の能率が低下するもの	礫の多い砂、礫の多い砂質土、礫の多い粘性土	礫 {G} 礫質土 {GG}
	砂	バケット等に山盛り形状になりにくいもの	海岸砂丘の砂 まさ土	砂 {S}
	普通土	掘削が容易で、バケット等に山盛り形状にし易く空けきの少ないもの	砂質土、まさ土 粒度分布の良い砂条 件の良いローム	砂 {S} 砂質土 {S} シルト {M}
	粘性土	バケット等に附着し易く空けきの多い状態になり易いもの、トラフィカビリティが問題となり易いもの	ローム 粘性土	シルト {M} 粘性土 {C _s }
	高含水比粘性土	バケット等に附着し易く特にトラフィカビリティが悪いもの	条件の悪いローム 条件の悪い粘性土 火山灰質粘性土	シルト {M} 粘性土 {C _s } 火山灰質粘性土 {V} 有機質土 {O}
	(有機質土)			高有機質土 {Pt}

注) 上表の説明は出現頻度の多いものについてのものであり、土は特にその状態によって大きく変化するので注意すること。

表-2 岩の分類 (土軟硬区分)²⁾

名称			説明	摘要	
A	B	C			
岩 また は 石	岩塊	岩塊	岩塊、玉石が混入して掘削しにくく、バケット等に空けきのでき易いもの。 岩塊、玉石は粒径7.5cm以上とし、まるみのあるのを玉石とする。	玉石まじり土、岩塊 破砕された岩、 ごろごろした河床	
	玉石	玉石			
	軟岩	軟岩	I	第三紀の岩石で固結の程度が弱いもの。 風化がはなはだしくきわめてもろいもの。 指先で離しうる程度のものでき裂の間隔は1~5cmくらいのものおよび第三紀の岩石で固結の程度が良好なもの。 風化が相当進み多少変色を伴い軽い打撃で容易に割れるもの、離れ易いもので、き裂間隔は5~10cm程度のもの。	地山弾性波速度 700~2800m/sec
			II	凝灰質で堅く固結しているもの。 風化が目によって相当進んでいるもの。 き裂間隔が10~30cm程度で軽い打撃により離しうる程度、異質の硬い互層をなすもので層面に楽に離しうるもの。	
	硬岩	中硬岩		石灰岩、多孔質安山岩のように、特にち密でなくても相当の固さを有するもの。 風化の程度があまり進んでいないもの。 硬い岩石で間隔30~50cm程度のき裂を有するもの。	地山弾性波速度 2000~4000m/sec
			硬岩	I	花崗岩、結晶片岩等で全く変化していないもの。 き裂間隔が1m内外で相当密着しているもの。 硬い良好な石材を取り得るようなもの。
II	けい岩、角岩などの石英質に富む岩質で最も硬いもの。風化していない新鮮な状態のもの。 き裂が少なく、よく密着しているもの。				

注) 1. 岩の分類は、設計図書又は特記仕様書に明記するものとする。

2. 一般に、岩塊、玉石、軟岩I、軟岩II、中硬岩、硬岩I、硬岩IIの名称で表示する。

表-3 目視あるいはテストハンマによるリップパビリティの判定の目安³⁾

岩種の特徴	テスト	判定
○亀裂、節理はよく密着し、それらの面に沿って風化の跡の見られないもの	テストハンマで強打しても割れない。	リップパ不可能。 発破によらなければならない。
○岩種はかなり堅硬であっても風化作用のため多少軟化した傾向が見られる。 ○1～2mmの空隙を有するかなり大目の節理あるいは亀裂が発達している。	ハンマによって軽打すれば節理あるいは亀裂に沿って剥脱する。	リップパ可能の場合もある。 ふかし発破作用ならば可能。
○風化作用を受けて変質し、黄褐色ないし褐色を呈し、岩種は著しく軟質のもの。 ○岩盤に大きな開口亀裂あるいは節理が発達し、そのため岩盤は各個の岩塊に分離している。 ○樹木の毛根が岩盤の節理あるいは亀裂面に侵入しているのがみられるようなもの。	だれがみても風化岩とみえるもの 亀裂面に樹木の毛根がみられるようなもの。	リップパ可能

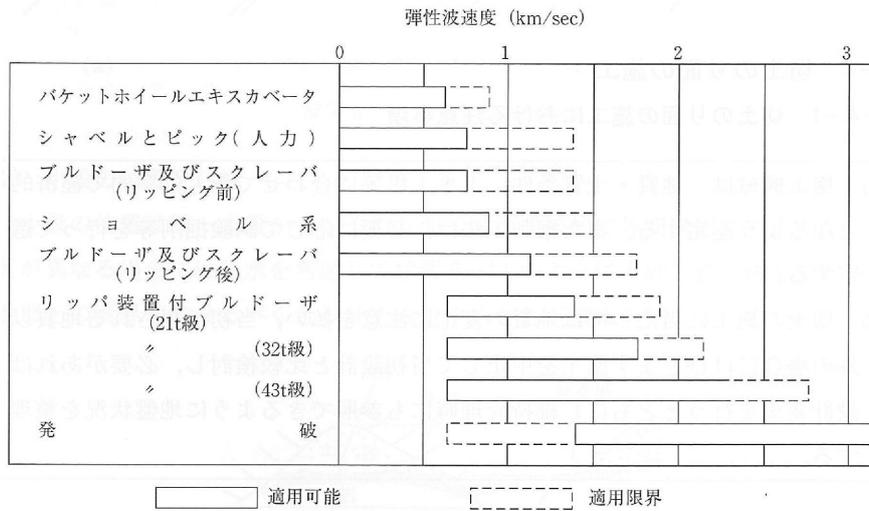


図-1 掘削工法の適用限界³⁾

(2) 岩級区分

次に岩級区分について述べます。

岩級区分は、例えばボーリング柱状図作成要領にて表-4のように示されています⁴⁾。ここでは、岩の硬さや亀裂の間隔、風化程度、割れやすさなどが指標とされています。土軟硬とは異なり、岩級区分はボーリングコアや露頭で認められた岩盤状態をもとに判定します。逆にここでは、土軟硬のようなリップビリティなどについて触れられていません。また、表-5は本四公団が作成した花崗岩の分類表で、D級岩盤まで細分されています⁵⁾。

表-4 橋梁基礎のボーリングコア観察による岩盤区分の例（花崗岩）⁴⁾

区分	色調	硬軟の程度	風化変質の程度	割れ目の状態	コアの状態	備考
A	青灰～乳灰	極硬 ハンマーでたたくと金属音D.Bで2cm/min以下	亀裂面ともおおむね新鮮 未風化	亀裂少なく、おおむね20～50cmで密着している	棒状～長柱状でおおむね30cm以上で、採取される	
B	乳灰～(淡)褐灰	硬 ハンマーで軽い金属音D.Bで2～4cm/min	おおむね新鮮なるも、亀裂面に沿って若干風化 変色褐色を帯びる	割れ目間隔5～15cmを主としている 一部開口している	短柱～棒状でおおむね20cm以下	
CH	褐灰～(淡)灰褐	中硬 ハンマーでたたくと濁音、小刀で傷つく硬さ D.Bで3cm/min以上	割れ目によって風化進行、長石等は一部変色 変質している	割れ目発達、開口部に一部粘土をはさむ へアクラック発達 割れやすい	大岩片状でおおむね10cm以下で、5cm前後のものも多い、原形復旧可	短柱状なるも風化進行 軟質のもの
CM	灰褐～淡黄褐	やや軟～硬 ハンマーでたたくと軽く割れる。爪で傷つくことありD.Bで掘進適	岩内部の一部を除き風化進行、長石、雲母はおおむね変質している	割れ目多く発達、5cm以下 開口して粘土をはさむ	岩片～細片(角礫)状で砕けやすい、不円形多く原形復旧困難	軟岩で容易に砕けやすいもの
CL	淡黄褐～黄褐	軟 ごく弱い弱で指で割れ、つぶれる M.Cで掘進可	岩内部まで風化進行するも岩構造を残し、石英未風化で残る	割れ目が多いが粘土化進行、土砂状で密着している	細片状で岩片を残し、指で砕けて粉状、円形、コアなし	破砕帯でコア部のみ細片状で採取のもの
D	黄褐	極軟 粉状になりやすい M.Cで無水掘可	おおむね一様に風化進行、まさ土化している、わずかに岩片を残す	粘土化進行のためクラックなし	土砂状	破砕帯、粘土化帯でコア採取不能のもの

表-5 風化花崗岩の岩盤区分とボーリングコア等の関係⁵⁾

観察 測定値 岩盤 区分	ボーリングコア観察、測定値				横坑内観察、測定値									
	E_{sp} (kg/cm ²)	風化変質(細 区分)、硬軟の 程度	割れ目(細 区分)コア 形状	RQD (%)	V_{br} (km/s)	風化変質の程度	硬軟の程度 (細区分)	割れ目間隔と状態 (細区分)	ショア 硬度 S_h	山中式土 硬 度 Y_h (mm)	コンクリ ートびよ り貫入量 D_h (mm)	シュミツ トハンマ ー反発度 S_r (%)	間隙率 n (%)	密度 γ_t (t/m ³)
D_L	50~300	極軟 まさ化 (E_2)	砂状~ シルト状 (VI)	0	<1.2	長石はほとんど変質 粘土化。石英細粒化。	手の平での指圧碎で おおむね粉末状、 一部砂状。 (E_2)	割れ目間隔不明か、 50 cm 以上。 割れ目面密着 (b~c) (I)	<4	<27	>100	—	35~43	1.90
D_M	300~800	極軟 まさ化 (E_2)	砂状 (VI)	0	<1.5	長石類は一部のカリ 長石を除きほとんど 変質。雲母の一部を 除き結晶形失われ る。	指圧碎で石英カリ長 石の粒子細片を残 す。砂状。 (E_1) 粒子は硬い。(I~II)	割れ目間隔不明か、 30~50 cm 程度。 割れ目面密着 (b~c) (I~II)	5~12	28~32	70~99	—	20~35	2.10
D_H	800~ 1500	軟 ハンマーでほ ろぼろに砕け る。(D)	礫状 (V~VI)	0~10	1.5~2.5	雲母の黄金色化が見 られ、周辺褐色粘土 化。斜長石の大部分 は変質、粘土化。	指圧碎でようやく 可。石英周辺に長石 を残す。各粒子硬く 礫状~砂状。(D)	割れ目間隔 15~30 cm 程度。 (a~b) (II~III)	13~25	33~36	30~69	<10	14~20	2.20
C_L	1500~ 3000	軟(D~C) ハンマーで容 易に砕ける。 コア肌非常に 粗い。	岩片状~ 礫状 (IV~V)	0~25	2.0~3.3	黒雲母の黄金色化は 認められるが、カリ 長石の粘土化は余り 認められない。斜長 石は変質。	指圧碎で一部砕け る。粒子は硬い礫状 ~細片状。(D~C)	割れ目間隔 5~50 cm 程度。 割れ目状況明りよ う。 (a~b) (II~IV, d)	26~39	>37	<29	11~20	10±	2.40
C_M	3000~ 6000	硬(C) ハンマーで容 易に割れ、濁 音を発する。 コア肌やや粗 い。	岩片状(IV) コア長 5 cm 以下	0~50	3.0~4.2	斜長石の変質進む。	ハンマーで軽くたた いて割れる。(C)	割れ目間隔 5~15 cm 程度。 亀裂面に沿って粘土 をはさむ。 (IV~V, c)	40~49	—	—	21~30	5±	2.50
C_H	6000~ 12000	中硬(B) ハンマーで金 属音~濁音を 発する。 コア肌滑ら か。	短柱状(III) コア長 5~15 cm	27~75	4.1~5.0	斜長石、黒雲母は若 干変質。	岩片はわりあい硬 質。(B)	割れ目間隔 5~30 cm 程度。面密着。 亀裂面に沿って薄い 粘土をはさむ。 (III~IV, d)	50~60	—	—	>31	3±	2.60

(3) 岩級区分と土軟硬の関係

岩級区分と土軟硬区分を対比する場合、例えばC_L級岩盤が土軟硬のどれに当たるのかなどについて明確にされていないことが多いです。数少ない対比例として、まさ土に対する標準法面勾配での関係が表-6にあります。これによると、D級岩盤が土砂から軟岩、C級岩盤が軟岩から硬岩、B級岩盤以上が硬岩とされています⁶⁾。また切土ではありませんが、砂防分野の技術基準に岩級区分と土軟硬が区分された表もあります(表-7)⁷⁾。

次に、日本応用地質学会の図書「岩盤分類」において、さまざまな機関や研究において示された各岩級区分に対する物性値が整理されており、その中で一軸圧縮強度とシュミットロックハンマーの値が示されています(表-8と表-9)⁸⁾。

以上、これまで述べた土軟硬及び岩級区分に関する資料を総括し、表-10の総括表を作成してみました。

表-6 まさ土に対する標準法面勾配⁶⁾

岩盤区分	地盤の状況					のり高とこう配(m)				
	従来の岩区分	風化状況		ボーリングコア状況	地山での弾性波速度(P波) km/s	0	10	20	30	50
まさ状風化岩	D _L	土砂軟岩	まさ	砂状	0.4~1.1	1.0	1.2	1.5		
	D _H					∫	∫	∫		
風化花崗岩	C _L	極軟岩	まさになくなった岩で、割目の少ないもの及び割れ目が密集した岩	砂状 細片状	1.1~1.5	0.6	0.8	1.0	1.2	
						∫	∫	∫	∫	
弱風化花崗岩	C _M	軟岩	岩芯まで黄褐色に変質した岩。節理が発達する。	角レキ状 短棒状	1.5~2.3	0.4	0.6	0.8	1.0	1.2
						∫	∫	∫	∫	∫
未風化花崗岩	C _H	硬岩	大部分が新鮮な岩塊から成り、塊状に節理が発達する。	棒状	2.3以上	0.3	0.4		0.6	
	B					∫	∫		∫	
	A					0.4	0.6		0.8	

表-7 砂防技術図書における岩級区分の例⁷⁾

class	特徴	備考	
A	極めて新鮮な岩石で造岩鉱物は風化変質を受けていない。節理はほとんどなく、あっても密着している。色は岩石によって異なるが、岩質は極めて堅硬である。	硬岩	
B	造岩鉱物中、雲母・長石類およびその他の有色鉱物の一部は風化して多少褐色を呈する。節理はあるが密着して、その間に褐色の泥または粘土は含まないもの。	中硬岩	
C	C _H	堅硬度、新鮮度はBとC _M との中間のもの。	軟岩Ⅱ
	C _M	かなり風化し、節理と節理に囲まれた岩塊の内部は比較的新鮮であっても、表面は褐色または暗緑黒色に風化し、造岩鉱物も石英を除き、長石類その他の有色鉱物は赤褐色を帯びる。節理の間には泥または粘土を含んでいるか、あるいは多少の空隙を有し水滴が落下する。岩塊自体は硬い場合もある。	
	C _L	C _M より風化の程度のはなはだしいもの。	
D	著しく風化し、全体として褐色を呈し、ハンマで叩けば容易に崩れる。更に風化したものでは、岩石は破状に破壊せられて、一部土壌化している。節理はむしろ不明瞭であるが、ときには、岩塊の性質は堅硬であっても、堅岩の間に大きな開口節理の発達するものも含まれる。	軟岩Ⅰ	

表-8 各岩盤等級から予想される物理定数の範囲⁸⁾を加筆

岩盤等級	岩盤の変形係数 (kg/cm ²)	岩盤の静弾性係数 (kg/cm ²)	岩盤の粘着力 (kg/cm ²)	岩盤の内部摩擦角 (°)	岩盤の弾性波速度 (km/sec)	ロックテストハンマー反発度	孔内載荷試験による		引き抜き試験によるせん断強度 (kg/cm ²)
							変形係数 (kg/cm ²)	接線弾性係数 (kg/cm ²)	
A~B	50,000以上	80,000以上	40以上	55~65	3.7以上	36以上	50,000以上	100,000以上	20以上
C _H	50,000~20,000	80,000~40,000	40~20	40~55	3.7~3	36~27	60,000~15,000	150,000~60,000	
C _M	20,000~5,000	40,000~15,000	20~10	30~45	3~1.5	27~15	20,000~3,000	60,000~10,000	20~10
C _L	5,000以下	15,000以下	10以下	15~38	1.5以下	15以下	6,000以下	15,000以下	10~5
D									5以下

表-9 事前計画時における岩分類例⁸⁾

名称	説明	摘要	日本統一土質分類法による土の簡易分類との対応
硬岩Ⅱ	珪岩・角岩など、石英質に富み岩質が硬いもの 風化していない新鮮なもの 亀裂が少なく、よく密着しているもの		原則としてリッパ掘削
硬岩Ⅰ	花崗岩・結晶片岩など全く変化していないもの 亀裂間隔は1m内外で相当密着しているもの 硬い良好な石材を取り得るようなもの		
中硬岩	石灰岩・多孔質安山岩のように、特に緻密でないが相当の硬さを有するもの 風化の程度があまり進んでいないもの 硬い岩石で間隔が30~50cm程度の亀裂を有するもの		
軟岩Ⅱ	凝灰質で硬く固結しているもの 風化は目に添って相当進んでいるもの 亀裂の間隔は10~30cm程度で、軽い打撃により離し得る程度 異種の岩が硬い互層をなしているもので、層面を楽に離し得るもの		
軟岩Ⅰ	第三紀の岩石で固結の程度が良好なもの 風化が相当進み、多少変色を伴ない、軽い打撃により容易に割り得るもの、離れ易いもの 亀裂間隔は5~10cm程度のもの 第三紀の岩石で固結の程度が弱いもの 風化がなはだしく、きわめて柔らかいもの 指先で離し得る程度のもので、亀裂間隔は1~5cmくらいのもの		
転石群	大小の転石が密集しており掘削が極めて困難なもの		
岩塊・玉石	岩塊・玉石が混入して掘削しにくく、バケットなどに空隙の多いもの	玉石まじり土、岩塊起砕された岩ごころした河床	
礫まじり土	礫の混入があって掘削時の能率が低下するもの	礫の多い砂または砂質土、礫の多い粘性土	
砂	バケットなどに土盛り形状になりにくいもの	海岸砂丘の砂 マサ土	
普通土	掘削が容易で、バケットなどに山盛り形状にし易く、空隙の少ないもの	砂質土、マサ土 粒度分布の良い砂 条件の良いローム	
粘性土	バケットなどに付着し易く空隙の多い状態になり易いもの、トラフィカビリティが問題となり易いもの	ローム 粘性土	
高含水比粘性土	バケットなどに付着し易く特にトラフィカビリティが悪いもの	条件の悪いローム 条件の悪い粘性土 火山灰質粘性土	
(有機質土)			シルト (M) 粘性土 (C) シルト (M)、粘性土 (C)、火山灰質粘性土 (V) 有機質土 (O) 高有機質土 (Pt)

(注) 花崗岩類はA群

岩区分参考表

岩分類	群	地山弾性波速度 V1 (km/sec)	岩の一軸圧縮強度 Sc (kg/cm ²)	A, B 両群に入る代表的な岩石
硬岩Ⅱ	A	4.2 以上	1600 以上	片麻岩、砂質片岩、緑色片岩 珪岩、角岩、石灰岩、砂岩
硬岩Ⅰ	A	2.9~4.2	1300~1600	
	B	4.1以上	800 以上	A 群 輝緑凝灰岩、礫岩、花崗岩
中硬岩	A	1.9~2.9	1000~1300	閃緑岩、斑輝岩、橄輝岩 蛇紋岩、流紋岩、ヒン岩 安山岩、玄武岩
	B	2.8~4.1	500~800	
軟岩Ⅱ	A	1.2~1.9	700~1000	B 群 黒色片岩、緑色片岩、千枚岩 粘板岩、輝緑凝灰岩、頁岩 泥岩、凝灰岩、集塊岩
	B	1.8~2.8	200~500	
軟岩Ⅰ	A	0.7~1.2	300~700	
	B	1.0~1.8	50~200	

- 備考1. 硬岩Ⅱは特殊な場合のみで、通常は軟岩Ⅰ、軟岩Ⅱ、中硬岩、硬岩Ⅰの四区分とする。
2. 地山の弾性波速度は切取り前の原地形の状態から測定したもので、掘削面から判定した場合は、爆破の影響、切取りに伴うサーチャージの除去、緩みの程度により補正する。
- ① 爆破や切取りの影響が全くない場合は、掘削面での弾性波速度 V2と切取り前の原地形の状態から測定した地山弾性波速度 V1は等しいとされる。
- ② 通常は、掘削面での弾性波速度 V2の25%増し程度で、ほぼ切取り前の原地形の状態から測定した地山弾性波速度 V1に等しい。
- ③ 爆破や切取りの影響が大きく、割れ目が入り開口している場合は、測定値はバラついて信頼性に乏しく、切取り前の原地形の状態から測定した値と掘削面での値との間の相関は一定しない。

注) 軟岩 岩区分の判定は上表の内視観察基準に従って行なうが、地山弾性波速度、一軸圧縮強度等の客観的数値をもとにした総合的判断による方法を用いる場合は次表を参考にして行なう。

表-10 技術図書などをもとに作成した土軟硬および岩級区分総括表
(主として硬質塊状岩盤)

岩級区分	土軟硬区分 ※1	風化状態 ※1	硬さ (固結度) ※1	亀裂間隔 ※1	亀裂の状態 ※1	地山の弾性波速度 m/sec ※1	シュミットロックハンマー反発度 ※2	岩石の一軸圧縮強度 N/mm ² ※2
D	D _L	-	-	-	-	-	-	-
	D _M	-	-	-	-	-	-	-
C	D _H	相当造み多少変色	軽い打撃で容易に割れる	5~10cm	離れやすい	700~2800	15以下	30~70
	C _L							
	C _M	風化が目に沿って相当進んでいるもの	軽い打撃で離しうる程度	10~30cm	層面を柔に離しうる		15~27	70~100
B	C _H	あまり進んでいない	特に緻密でなくとも相当の硬さを有する	30~50cm	-	2000~4000	27~36	100~130
	B	全く変化していない	良好な石材を取り得る	1m内外	相当密着している	3000以上	36以上	130以上
A	硬岩~	けい岩や角岩など石英に富む岩質で最も硬いもの	新鮮な状態		亀裂なく密着			

※1: 国土交通省「国土地方整備局 土木工事設計マニュアルより (表-2)
 ※2: 日本応用地質学会発行「応用地質」『特別号 岩盤分類』より (表-7、表-8)
 (注意) 表中の表現、値は目安なので現場ごとに弾力的に運用することが必要。

(補記) 本四公団の資料では、D_H級岩盤が変形係数 E_{SB}800~kg/cm²となっており、変形係数とN値の関係 E = 700NからするとN値 115 がD_H級岩盤の下限值となる。また、N値 50 以上の層が橋梁基礎の支持層として慣例的に適用されている。その意味では、D_H級岩盤は軟岩で、D_LまたはD_M級岩盤が土砂と捉えることが出来るので、上の表ではD_H級岩盤を軟岩 I とした。

(4) 補足

表-10 について補足します。

この表は硬質塊状岩盤についての資料を組み合わせたものですが、①岩級区分そのものが現場ごとに設定する相対指標である点、②日本のような多様な地質帯で数値的な枠組みを作ることが困難な点、この2点に留意が必要です。日本すべての岩盤にできよう出来るものではなく、究極的には現場ごとにデータを取って表を作り上げていくものだとご理解ください。

その例として、図-2 を示します。シュミットロックハンマーの取扱説明書に記載されている反発値と一軸圧縮強度の対比表ですが、例えばCH級岩盤での反発値27~36は30N/mm²程度となり、表-10の硬質塊状岩盤100~130 N/mm²と一致しません。

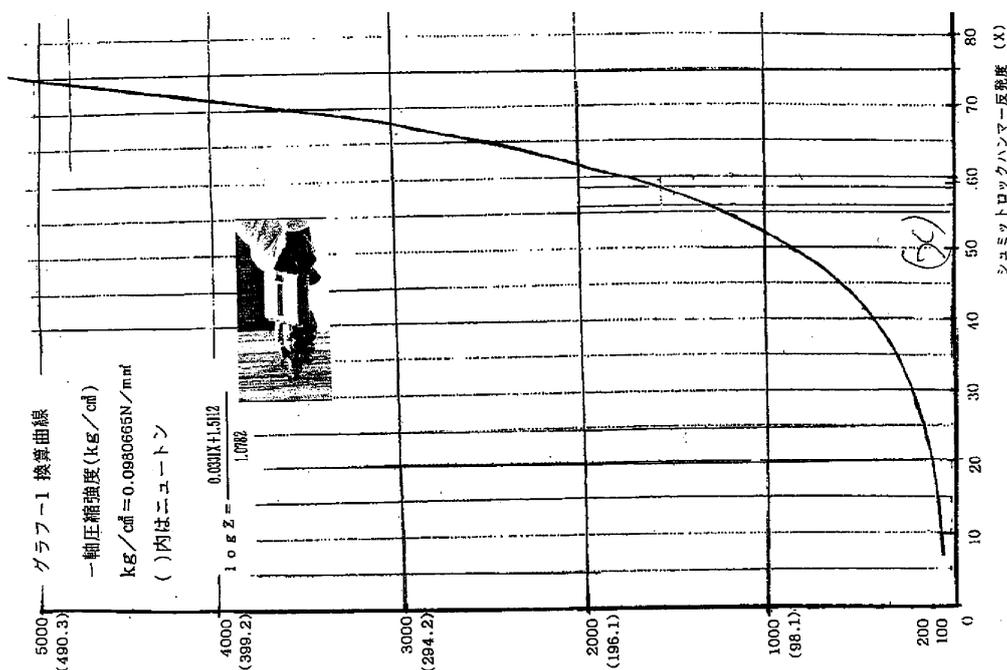


図-2 シュミットロックハンマーと一軸圧縮強度換算値⁹⁾

【引用文献】

- 1) 日本道路協会 (2009) : 道路土工要綱, p. 85.
- 2) 国土交通省中国地方整備局 (2017) : 土木工事設計マニュアル, p. 1-2-2.
- 3) 日本道路協会 (2009) : 道路土工 切土工・斜面安定工指針, p. 154, 496.
- 4) 全国地質調査業協会連合会、日本建設情報総合センター (2015) : ボーリング柱状図作成及びボーリングコア取扱い・保管要領(案)・同解説, p. 33-34.
- 5) 地盤工学会編 (1979) : 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用, p. 132-133.
- 6) 日本道路協会 (2009) : 道路土工 切土工・斜面安定工指針, p. 140.
- 7) 広島県土木局砂防課 (2012) : 砂防技術指針, p. II-22.
- 8) 日本応用地質学会 (1984) : 応用地質特別号 岩盤分類, p. 112, 127.
- 9) 三洋試験機 : https://www.eg.aktio.co.jp/wp-content/uploads/GSR_torisetu-1.pdf (2025年3月閲覧)

(回答者 小笠原 洋)

Q

ボーリングの掘り止めは、どのように決めたらいいのでしょうか？

A

調査目的によって様々です。例えば、建築など支持地盤調査の場合は、十分な強度（粘土はN値20以上、砂質土はN値30以上）を有する地盤を3～5m程度確認することとなっています。

（1）平野部における基礎地盤調査

構造物の基礎地盤調査では、対象地盤が直接基礎や杭基礎として十分な支持力を有しているか、かつその連続性があるかを確認します。平野部における建物等は、半固結の洪積層や、約2万年以降に堆積した未固結の沖積層を基礎地盤とします。良質な支持層や掘り止めの目安として、表-1、表-2のような文献があります。

表-1 良質な支持層の目安¹⁾

地層	N値の目安	備考
粘性土層	20程度以上	一軸圧縮強度 q_u が 0.4N/mm^2 程度以上
砂層、砂礫層	30程度以上	砂礫層では、礫をたたいてN値が過大に出る傾向があるので、支持層決定には十分な注意が必要である。

表-2 掘り止めの目安²⁾

土質	N値	層厚さ(m)
粘性土	20以上	5
砂質土	30以上	5
砂礫・玉石・転石混じり土砂	50以上	3
風化岩・軟岩	50以上	3
硬岩	-	2

N値はボーリング孔を利用して内径35mmの標準貫入試験用サンプラーを30cm貫入に要する打撃回数－締まり具合や硬さ－を表しています。ここで問題になる事項として、直径35mm程度以上の礫や玉石を混在する地盤では、礫等の影響でN値が過大になることです。図-1のボーリング柱状図の例に示すように、明らかに礫当たりによるN値50以上の箇所は過大値として除去する必要があります。

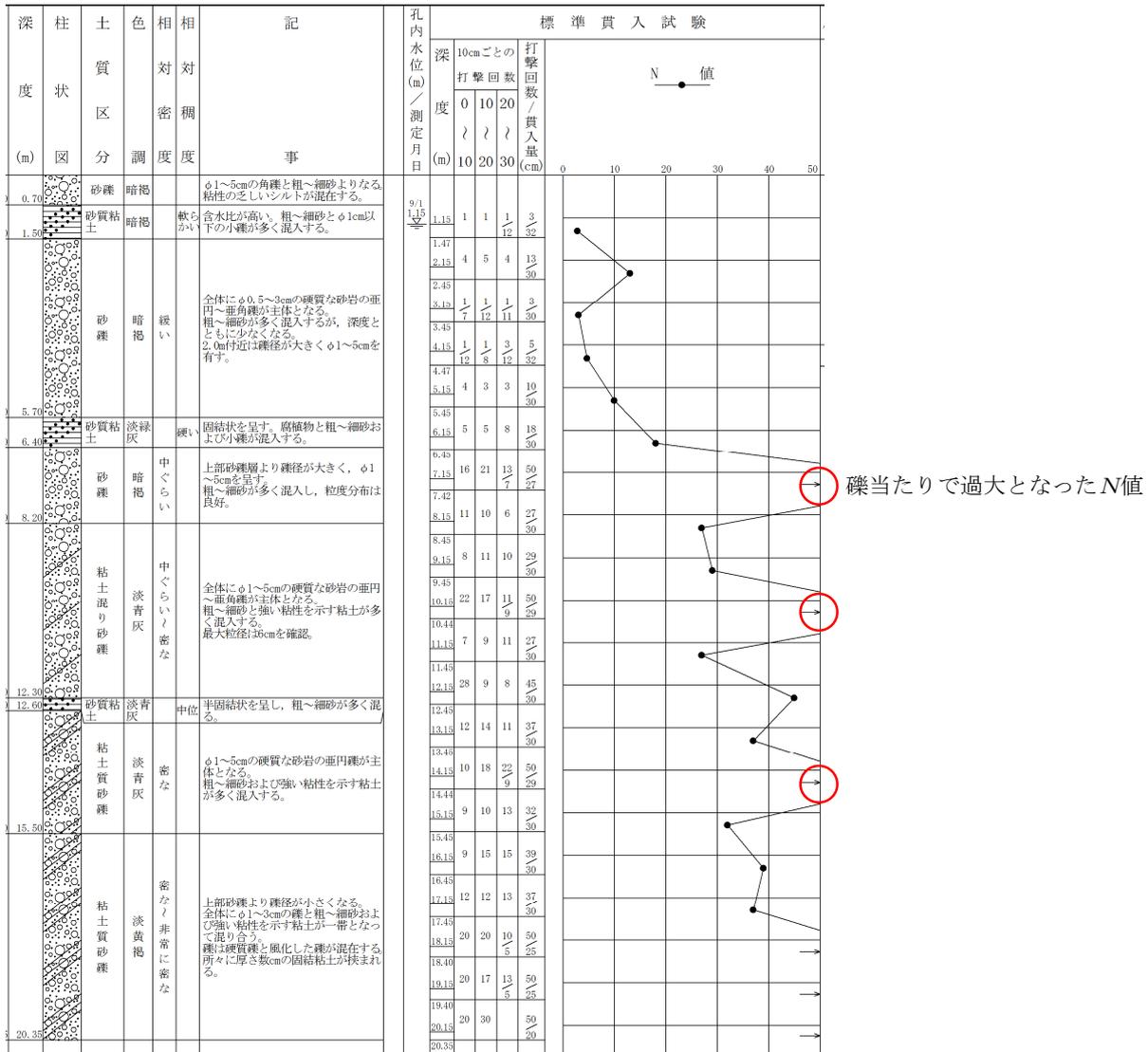


図-1 砂礫地盤における礫当たりのN値の例

一方、基礎の支持力に関わるすべり破壊面と主要応力圏の範囲は、図-2に示すように基礎の規模に比例して深くなります。表-2では土砂における掘り止めの目安は、支持層の確認を3~5mと記述されていますが、沖積層の場合は応力圏となる基礎幅（短辺）の2倍程度の深度内に、軟弱層（圧密層、液状化層）のないことを確認することが望まれます。

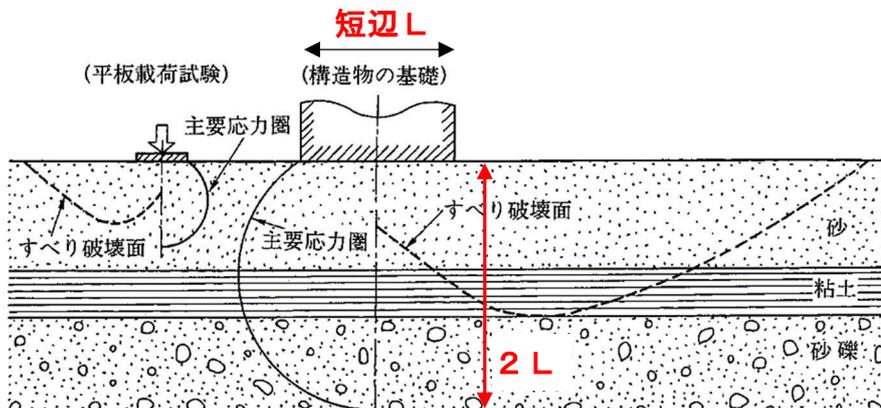


図-2 構造物の基礎とすべり破壊面と主要応力圏の関係図³⁾に加筆

(2) 斜面上における基礎地盤調査

斜面等で支持層の対象が主に岩盤となる場合には、高速道路関係では掘進長の目安が表-3に示されています。

表-3 支持層確認後の掘進長の目安⁴⁾

支持層が 確認された深度	確認後の掘進長の目安			備考
	土砂	岩盤		
		軟岩	硬岩	
地表から 5m 未満	10	10	3	玉石や転石に当たっていないか
地表から 5m 以深	5	5	3	どうか十分な注意が必要

注) 大型構造物の場合には、基礎の短辺長程度の深度まで掘進する。

橋台など岩盤を支持層とする場合、表-3では不動岩盤を厚さ3~10mの確認を目安としています。転石や緩んだ岩盤に対してはN値に信頼性がないので、地質専門技術者によるコア観察から不動岩盤の判定が最も重要となります。このためには、事前に地質専門技術者による地形判読や地質踏査を実施し、対象の斜面が地すべり地形や崩壊地形に該当するか否か、断層破碎帯の有無、また斜面に分布する転石の大きさ・岩質、ゆるみ岩の分布、基盤岩の地質と地質構造を把握し、不動岩盤の出現深度を予め想定しておくことが掘り止めのポイントとなります。

(3) 道路の切土法面調査

道路の切土法面の調査では、図-3に示すように掘削の土軟硬（地山分類）、法面の安定性（切土勾配）を判断するためにボーリング調査を実施します。

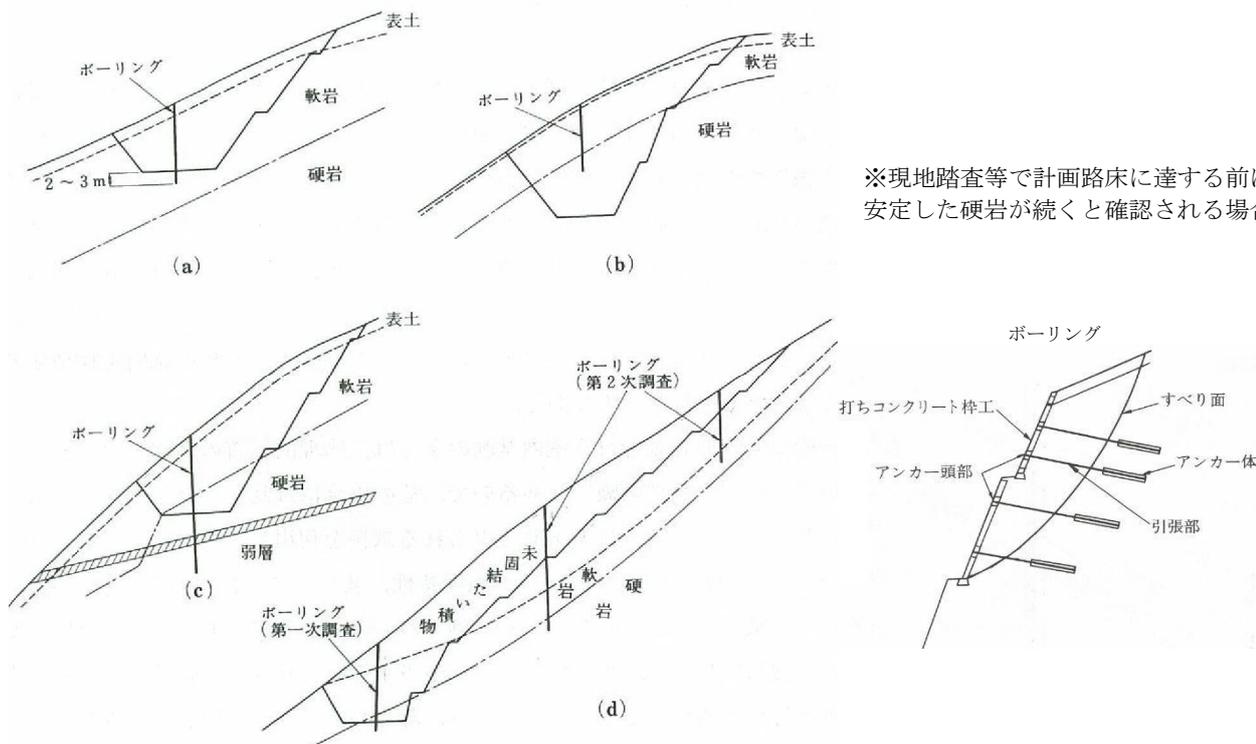


図-4 ボーリング位置図例⁵⁾に加筆

切土調査の場合は、先ず道路センターや法尻の位置で計画面から下に約 3m 程度まで確認し、切土規模に応じてその周辺で岩質の連続性を把握するための追加調査を実施します。計画面から約 3m 確認する理由は、応力の集中する法尻に断層等の弱層や岩質の変化の有無を確認するためです。事前の踏査により、弱層が予想される場合は、その位置を確認できる深度まで掘進しておく必要があります。また、アンカー工等による法面对策を計画する場合は、定着地盤を確認できる深度まで掘進します。

最後に、ボーリング調査では、沖積層などの未固結層については礫層や玉石、岩盤部では転石、ゆるみ岩、地質的脆弱部の把握がポイントになります。ボーリングの掘り止めは、調査計画の段階で、既往の地質図や地形の判読を行い、調査地点がどのような地形、地質状況にあるかを把握し、現地踏査により支持層等を予想しておくことが重要です。前記したように慣例的には基盤層を 3～5m 程度確認する事例が多くなっていますが、構造物の規模や切土の規模によっては、地質構造を把握するために、1 本目は先行ボーリング的に支持層確認後 3～5m を超えて掘進することもよくあります。

いずれにしても、自然地盤の成り立ちは複雑であることから、計画の規模や地質状況を考慮した上で、基準書や慣例に加えて、地質専門技術者や設計者の意見を参考にして過不足のない、適切なボーリング深度の掘り止めに心がけたいものです。

【引用文献】

- 1) 全国地質調査業協会連合会（平成 27 年 9 月）：地質調査要領，pp. 117.
- 2) 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（平成 29 年 7 月）：「調査要領」，pp. 1 章-85.
- 3) 地盤工学会（平成 25 年 3 月）：「地盤調査の方法と解説」，pp. 712.
- 4) 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（平成 29 年 7 月）：「調査要領」，pp. 1 章-133.
- 5) 日本道路協会（平成 21 年 10 月）：道路土工 切土工・斜面安定工指針（平成 21 年度版），pp. 83.

（回答者 山本 和彦）



Q X線分析による鉱物構成と岩石薄片観察による鉱物構成とが違うのはなぜですか？



A X線分析と偏光顕微鏡による薄片観察とでは分析対象としている鉱物のサイズが異なります。粘土鉱物などの微細鉱物を調べるにはX線分析が向き、岩石名を決めるときには偏光顕微鏡観察が向いています。

(1) X線分析による鉱物の識別サイズ

X線分析（回析）では岩石を粉末状にした試料を用いて分析を行います。分析の方法としては、粉末を全て用いる方法（不定方位分析）と $2\mu\text{m}$ 以下の細かい鉱物を対象として水ひ（水を用いたふるい作業）を行った試料を用いる方法（定方位分析）があります。粘土鉱物に着目した場合には、水ひ試料（水を用いたふるい作業）で分析を行うことが一般的です。これは、粘土鉱物を細かく（強調して）見るための標準的な方法です。

水ひ法は鉱物粒子の粒径により分別する沈降法のひとつで、一定量の試料を試験管に取り、蒸留水で攪拌分散し、約8時間放置後上澄み液を10cmの深さまで回収し、遠心分離を行って粒径 $2\mu\text{m}$ 以下の粘土鉱物を濃集させて分析試料を作成します。なお、不定方位試料を用いたX線分析では粘土鉱物だけではなく、岩石を構成している鉱物が検出でき、特に薄片観察では確認できない細粒鉱物が検出できることが特徴です。ただし、鉱物の含有量が少ない場合には検出できないことがあります。

以上のように、X線分析では結晶の小さい粘土鉱物などが識別できるため、岩石薄片では同定できない細粒な鉱物が検出できます。また、X線分析における全岩分析（全量）の鉱物量比の判定と粘土に着目した水ひ試料による鉱物量比の判定は、前提が異なるので注意が必要です。

補足；土質分類では、 0.005mm 以下の粒子の集まりを粘土と呼びます。粘土のX線分析で用いる水ひ試料の粒径の $2\mu\text{m}$ は 0.002mm 以下で、土質分類による粘土の上限値よりさらに小さい粒径で分析していることとなります。ただし、全岩と水ひ試料の両者を実施している場合には、全岩分析のピーク比が本来の分析試料の鉱物の比率です。

(2) 岩石薄片による鉱物の識別サイズ

岩石薄片を用いた偏光顕微鏡による鉱物判定では、通常は 0.01mm サイズ程度までの鉱物を判定します。偏光顕微鏡観察に用いる岩石薄片はスライドガラスに貼り付けた岩石を薄く削った（ 0.03mm 程度）もので、岩石薄片に光を透過させたときの各鉱物の光学的特徴によって鉱物の種類を判定します。偏光顕微鏡観察時には、鉱物の形、色調、へき開、屈折率、多色性、消光位などに着目して、鉱物同定を行います。また、鉱物同定だけではなく、岩石組織の判定も行うことで岩石名を決めることができます。さらに、鉱物の成長関係を

観察することで岩石がどのように成長してきたかを明らかにすることができます。

以上のように、岩石薄片の偏光顕微鏡観察では光学的特徴が識別可能な大きさの鉱物を対象としており、一般にはカオリンやスメクタイトなど細粒な粘土鉱物の識別はできません。

(3) 分析の事例

これまでに述べたように、X線分析と岩石薄片の偏光顕微鏡観察による鉱物判定では対象とする鉱物粒径に差があるため、それぞれの分析結果において鉱物構成の結果が違って見えることがあります。

事例として、四国に分布する安山岩の同じ試料を用いたX線分析による鉱物構成判定結果の事例を表-1に、岩石薄片の偏光顕微鏡観察による鉱物構成判定結果を表-2に示します。これらの表に示すように同じ岩石試料を分析した場合でも、分析方法の違いにより、微妙に構成鉱物が異なる結果となります。

岩石名を決めるときには岩石薄片の偏光顕微鏡、粘土鉱物などの微細鉱物を調べるにはX線分析、と使い分けをするのが良いと思います。

表-1 安山岩のX線回折による鉱物構成判定結果の事例

X線回折による 鉱物構成	全岩	粘土	鉱物						粘土鉱物（沸石を含む）		
			クリスト パライト	長石	雲母類	輝石	磁鉄鉱	赤鉄鉱	緑泥石	濁沸石	スメクタイト
両輝石安山岩	○		+	++++		+	+		+		+

※1) + の数は反射強度等による相対量比を示す。++++：非常に多い、+++：多い、++：少ない、+：非常に少ない

表-2 安山岩の偏光顕微鏡による鉱物構成判定結果の事例

岩石名	岩石 組織	鉱物				副成分鉱物		二次鉱物		
		斜長石	斜方 輝石	黒雲母	白雲母	磁鉄鉱	スフェーン	緑泥石	炭酸塩 鉱物	粘土 鉱物
斜方輝石 安山岩	流理状 組織	●	●	●		●	●	●		

- は偏光顕微鏡下で確認できる鉱物。
- 流理状組織：柱状・板状結晶がほぼ平行に配列し、冷却時のマグマの流動線が見られる構造。

(回答者 田村 栄治・木村 一成)

Q モールの応力円、クーロンの強度式、モール・クーロンの破壊基準は何を示しているのでしょうか。

モールの応力円は、ある三次元の物体内部の任意の面に作用する垂直応力とせん断応力の関係を方程式で表したときに、得られる円の方程式の円を言います。

A クーロンの強度式は、ある三次元の物体内部の任意面の破壊時に作用する垂直応力とせん断応力の関係を方程式で表したときに、得られる直線式の直線を言います。

モール・クーロンの破壊基準は、縦軸にせん断応力、横軸に垂直応力を取り、そのグラフ上にモールの応力円とクーロンの強度式を描きます。その両者の接点における座標（せん断応力と垂直応力）がその物質の破壊時の応力を表します。

(1) モールの応力円

ある三次元の物体に外部から作用する最大主応力を σ_1 、中間主応力を σ_2 、最小主応力を σ_3 とします。物体内部のある面に注目すると、その面には垂直応力 σ とせん断応力 τ が作用しています(図-1)。これは、外部からの応力 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 により発生するものです。したがって σ と τ の大きさは σ_1 、 σ_2 、 σ_3 の大きさから計算できます。 σ と τ の大きさを知ることは、物体の破壊条件を理解するために必要です。

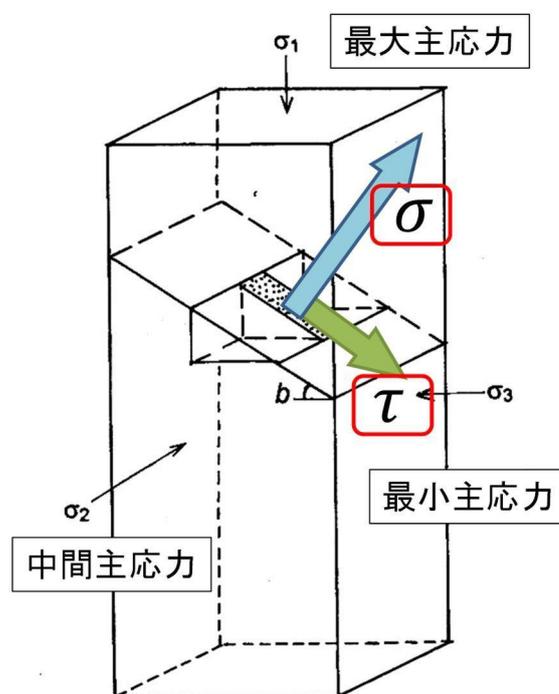


図-1 物体に作用する応力¹⁾に加筆

岩石外部からの応力 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 と、それにより岩石内部のある面に作用する応力 σ と τ との関係は、以下の式により表されます。

$$\left(\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}\right)^2 + \tau^2 = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)^2$$

この式は、横軸に σ を、縦軸に τ を取った場合、点 $\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}, 0\right)$ を中心とする半径 $\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)$ の円を表します。この円をモールの応力円と呼びます(図-2)。

モールの応力円上の点 C の座標を読むと、その時点のある面に作用する σ と τ の大きさが分かります。b は、ある面と最小主応力 σ_3 との角度を表し、 $0 < b < 90^\circ$ です。したがって、b を変化させることにより、物体内部の任意の面を設定できます。

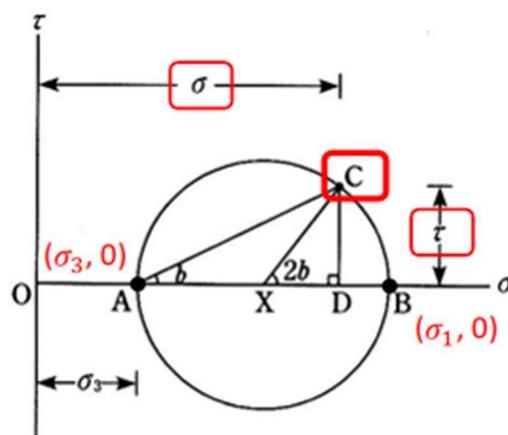


図-2 モールの応力円¹⁾に加筆

(2) クーロンの強度式

図-1 の、物体内部のある面に作用する垂直応力 σ とせん断応力 τ は、 σ_1 および σ_3 と共に方程式で表され、それはモールの応力円と呼ばれます。これは、破壊前の物体内部の応力状態を表現します。

破壊時にある面に作用する σ と τ の大きさは、土や岩石を用いた力学試験の結果から、直線で表されることが分かっています。図-3 は、物体をせん断変形させた際、破壊時にせん断面に生じた σ と τ の関係を表します。破壊時の σ と τ の組合せは無数にありますが、それらは全て同一の直線上にプロットされます。

$$\tau = \tan\phi \cdot \sigma + C$$

この直線をクーロンの強度式といいます。クーロンの強度式の切片 C をせん断強度 (粘着力)、傾き ϕ を内部摩擦角といいます。クーロンの強度式は物質の種類等によって変化するので、C および ϕ を測定し、対象物質の物性として評価します。

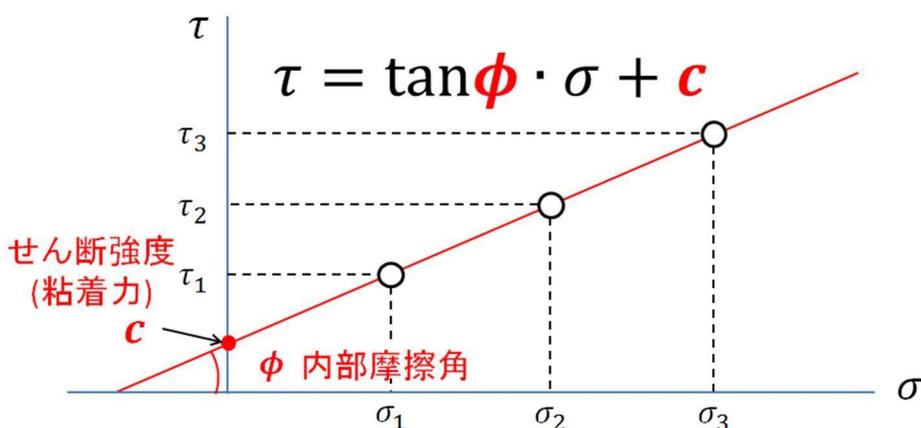


図-3 破壊時のある面に作用する σ と τ の関係

(3) モール・クーロンの強度式

最大主応力を σ_1 、中間主応力を σ_2 、最小主応力を σ_3 とするとき (図-1)、物体内部のある面に作用する垂直応力 σ_1 および σ_3 は方程式で表され、それはモールの応力円と呼ばれます。これは、破壊前の物体内部の応力状態を表現します。一方、破壊時にある面に作用する σ と τ の大きさは、土や岩石を用いた力学試験の結果から、直線で表されることが分かっています、クーロンの強度式と呼ばれます。

モールの応力円とクーロンの強度式はそれぞれ横軸に σ 、縦軸に τ をとるので、同一のグラフ上に表せます (図-4)。これは、ある物体に対する外力の変化前後のモールの応力円とクーロンの強度式との関係を表します。図-4 では、 σ_1 が増加しています。それに伴いモールの応力円は拡大しますが、クーロンの強度式は変化しません。クーロンの強度式は物質に固有の物性を表すので、外部からの応力によらず一定です。モールの応力円の大きさは、外部からの応力により変化します。 σ_1 の増加だけでなく、 σ_3 の減少によってもモールの応力円は大きくなります。

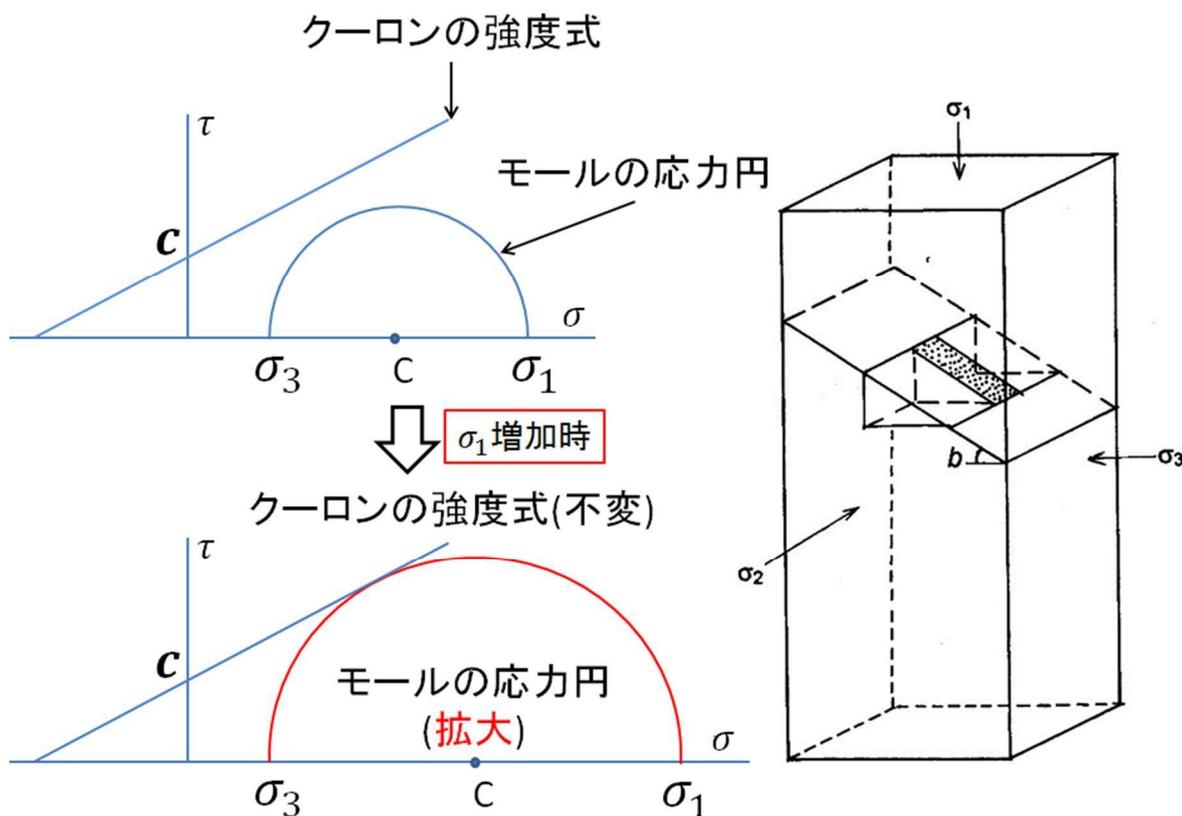


図-4 最大主応力 σ_1 増加時のクーロンの強度式とモールの応力円の関係の変化
¹⁾に加筆

図-4 では、モールの応力円とクーロンの強度式が接しています。両者が接するとき、物体は破壊します。この関係をモール・クーロンの破壊基準といい、両者の接点の座標は破壊面に作用する σ と τ の値を表します(図-5)。

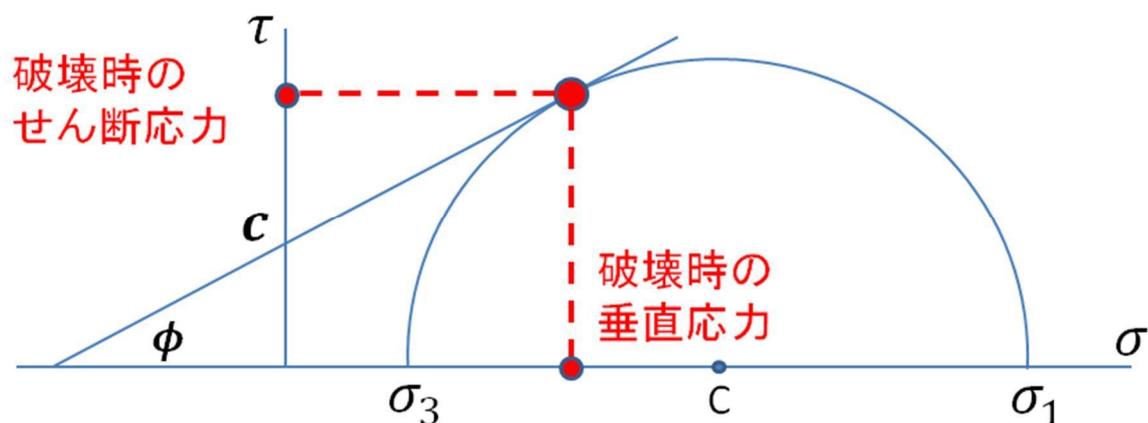


図-5 物体の破壊時のモールの応力円とクーロンの強度式の関係

【引用文献】

- 1) 松倉公憲 (2008) : 山崩れ・地すべりの力学-地形プロセス学入門, p. 14, 16.

(回答者 小暮 哲也)



道路面下の空洞を見つけるには、どのような調査方法が最も適しているでしょうか。
また、深度についてはどの程度まで分かるのですか？



深さ 2m 程度までの空洞については、「地中レーダ探査」が適しており、広く用いられています。ただし 4m 程度より深いところにある空洞となると、簡単には見つかりません。
見つけたい空洞の深度が 4m 程度を超える可能性がある場合は、複数の物理探査を組み合わせたり、ボーリングなどの直接的な調査を併用したりすることをお勧めします。

(1) どんな探査方法があるか？

近年は維持管理分野の需要が増えるにつれて、道路面下の空洞のような比較的浅所の空洞を探す技術が求められるようになりました。物理探査には表-1 のように様々な方法がありますが、空洞調査には表面波探査、地中レーダ探査、重力探査が主な対象とされ、このうち地中レーダ探査が最も普及しています¹⁾。

表-1 物理探査の種類と対応深さ¹⁾

探査名	測定する物理量	着目する物理量	調査される情報	対応深さ			探査効率	主な対象	備考
				~10 m	~100 m	100 m~			
弾性波探査	伝播時間	弾性波速度	断面層構造	○	◎	○	○	トンネル、ダム、法面等 主な構造物基礎調査	岩盤分類等の力学的特性の評価
浅層反射法	弾性波動	音響インピーダンス	断面地層境界	-	△	○	△	構造物周辺の基盤・断層調査と地盤性状調査	S波の利用で耐震性評価
表面波探査	表面波	表面波速度	断面層構造	◎	○	-	○	構造物地盤、液状化予測、堤防診断、 空洞調査	起振器利用と多チャンネルの2方式
微動アレイ探査	地盤振動	表面波速度	断面層構造	○	◎	△	◎	構造物周辺地盤構造	地盤振動を利用した表面波探査
常時微動測定	地盤振動	振動特性地盤構造	面的	○	○	△	◎	地盤の振動特性評価	構造物の振動特性評価にも応用
電気探査	人工電場	比抵抗	断面	○	◎	○	○	地下水、地すべり、トンネル路線調査	比抵抗以外にIP、自然電位に着目する手法あり
地中レーダ	電磁波	電磁波形状	断面異常抽出	◎	△	-	◎	空洞 、埋設管、埋設物および遺跡調査	一般的に深さ 2~3 m を対象
電磁探査	誘導電磁場	比抵抗電気伝導率	面的異常抽出	△	△	●	○	地下水、地すべり、断層調査の概査	空中探査等の多くの手法が開発
音波探査	音波	音響インピーダンス	断面層境界	-	○	△	△	堆積物、断層等の水底地盤構造	海上(水上)のみ
磁気探査	磁場	磁気異常	面的異常抽出	○	△	●	○	爆弾等の金属埋設物調査	火山岩、蛇紋岩の分布調査にも適用
重力探査	重力加速度	密度	面的異常抽出	△	△	●	○	空洞調査 、構造物周辺の基盤・断層調査	補正に用いる水準測量や数値標高図が重要
地温探査	地温	地温異常	面的異常抽出	△	△	-	◎	温泉、地下水調査 法面裏の地盤性状	ボーリング孔を利用する孔内温度検層もある
放射能探査	ガンマ線	ガンマ線強度	面的異常抽出	△	△	-	◎	地下水脈、断層等	空中探査、自動車探査も可
トモグラフィ	弾性波伝播人工電場	弾性波速度比抵抗	断面	-	○	○	△	近接施工目的をはじめとする地盤の精査	医療用 X 線 CT の応用 複数のボーリング孔が必要

注1) 対応深さ ◎：最適、○：適、△：適用可、●：主として資源探査で適用

注2) 探査効率 ◎：手軽に測定、○：普通、△：大きめに測定

注3) 対応深さや探査効率は目安である

(2) 地中レーダ探査とは

写真-1 は探査の実施状況例で、手押しタイプや車載型があります。車載型は道路面を迅速に広く探査するのに適しています。

図-1 は地中レーダ探査波形の例です。ここでは、埋設管と空洞及び著しく緩んでいる区間が検知されています。地中レーダは、送信アンテナから電磁波を発して埋設管や空洞で起きた反射を受信アンテナで検知します。その反射波形はしばしば上に凸型を示すので、埋設管や空洞が検知できます。

このように、2m 程度より浅い深度の埋設管や空洞については、高い精度で検出することが可能です。



写真-1 探査状況 (左：手押し型、右：車載型)

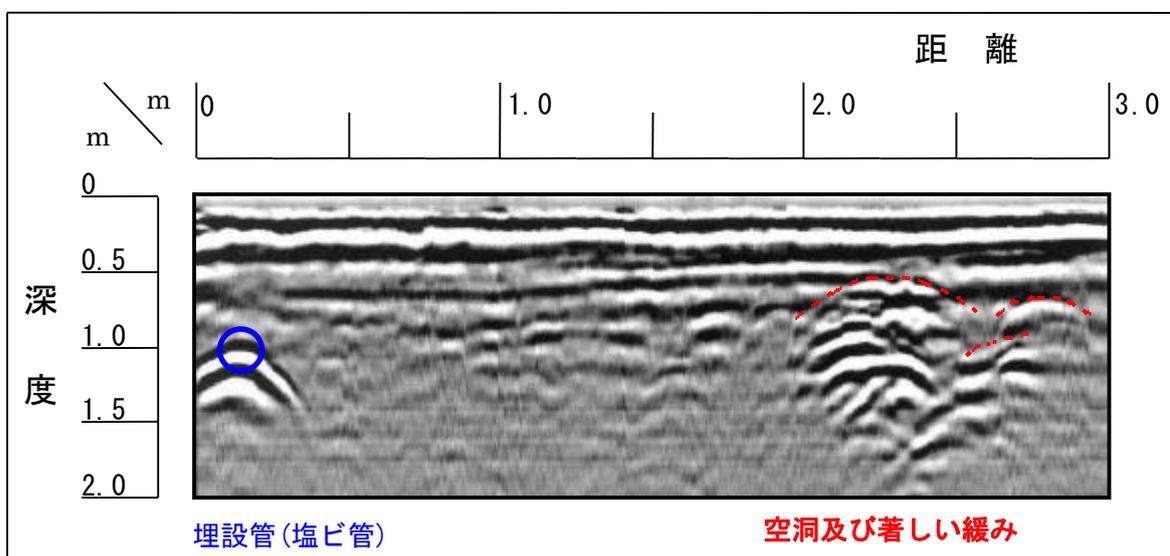


図-1 地中レーダ探査波形の例

(3) 地中レーダ探査の長所と短所

地中レーダ探査は浅所での埋設管や空洞検知に優れていますが、長所も短所もあります。次に長所と短所を列挙します。

(長所)

- ・調査が簡便：センサーの設置といった準備が必要なし。
- ・調査が迅速：手押し型では歩く速度、車載型では 60km/h 程度で探査可能。
- ・結果が早い：反射波形がその場で得られるので、簡易判断がその場で可能。
- ・連続的に実施できる：道路や護岸といった連続した構造物を連続的に探査可能。
- ・比較的安価：簡便・迅速であるため、費用が比較的安価。
- ・金属に強い：金属の埋設管や電気ケーブルは特に強く検知可能。

(短所)

- ・埋設管や空洞の明確な形状が分かる訳ではないので、技術者判断が必要となる。
- ・空洞でないものも検知するので、誤検知を伴う。
- ・水に弱い（地下水位より下はほぼ見えない）。

(4) 総合的な調査の実施

地中レーダ探査の短所を補うためには、探査で異常反射が得られた地点で簡易ボーリングなどを行うことで、探査の精度が格段に向上します。

以下は、地中レーダ探査で見つかった異常反射地点で簡易ボーリングと孔内カメラ撮影を行い、実際の空洞状況を確認した事例です。探査の時点では「深さ 0.1m 付近に 0.6×1.4m 程度の空洞がありそう」程度の情報しか分かりません。それを、簡易ボーリングと孔内カメラ観察によって実際に確認し、「深さ 0.12m から 1.05m 間が空洞、サイズは 1.0×4.7m、空洞下端が土砂吸い出しにより軟質化」などの詳細が分かり、変状原因の把握や対策検討に役立ちました。

このように、地中レーダ探査にボーリングや孔内観察を組み合わせることで、探査の精度が高まります。これは地中レーダ探査に限らず物理探査一般に言えることで、むしろ物理探査を「やみくもに無駄なボーリングを掘らないようにするための、調査地点選定ツール」とでも位置づけていただければ、良いと思います。



写真-2 地中レーダ探査での異常反射地点とボーリング孔内カメラの映像の例

(5) 深いところの探査はあるのか

近年では、昔の防空壕や石炭坑道を探したいといった、2m以深の地中レーダが届きにくい深度の埋設管や空洞調査の要望もあります。これは地中レーダでは検知することが難しく、表面波探査や電気探査など他の物理探査が必要になります。それらを駆使し、8m下にある石炭坑道を見つけることができた調査事例もあるにはあります。ただし、空洞があっても探査で見つけられない可能性もあることを認識しておく必要があります。

これは私が今までこなしてきた現場での経験でもあります。埋設管や空洞は「深さの5分の1程度のサイズ」、つまり2m下にある40cm大の埋設管や空洞ならば何とか検知できますが、「2m下にある20cmの水道管を見つけろ」となると検知が難しいようです²⁾。近年、機器の発達により反射が得られる例もありますが、たとえば「10m下の50cmの埋設管の位置を探査で見つけてくれ」との依頼には、探査の限界を説明しております。

“4mより深いところにある小規模な空洞は、探査でそう簡単に見つけられるものではない”、ということは認識していただければと思います。

【引用文献】

- 1) 地盤工学会 (2013) : 地盤調査の方法と解説, p. 95.
- 2) 物理探査学会 (2008) : 新版物理探査適用の手引き, p. 6.

(回答者 小笠原 洋)

Q 花崗岩のコアストーンとは何ですか？また、コアストーンによる土木的な注意点を教えてください。

A 日本の花崗岩は、亀裂沿いに風化していき、未風化部と風化部が混在する形になることが多く、その未風化部のことをコアストーンといいます。強風化した表層付近の花崗岩層にコアストーンの未風化岩塊が存在するなど、不均質な風化形態を示すことがあるため、設計・施工で注意が必要となることがあります。

(1) 花崗岩の風化形態とコアストーン

花崗岩は、地下深くでマグマがゆっくり冷えて固まった深成岩の一つです。日本の花崗岩には一般に、「節理」とよばれる亀裂が発達します。節理には、マグマが冷却して花崗岩へ固化する際にできる初生的なものや、地下深くにあった花崗岩が地表に近づくことで岩盤圧力が解放されてできる「シーティング」とよばれる水平ないし緩傾斜の節理があります。これらの節理に沿って風化が進むことで、未風化部と風化部が混在する形を示すことが花崗岩ではしばしば認められます。そのため、花崗岩は表層から深層に向けて新鮮岩盤となるような単純な風化形態でなく、未風化のコアストーンと風化マサが混在しながら徐々に新鮮岩盤に至るような風化形態を示します。

マクロに見れば、花崗岩の表層付近は土砂部が優勢で、深度が大きくなるにつれて風化程度も弱まり、軟岩程度以上が大勢を占めるようになります。

<参考>マサとマサ土²⁾

- ・マサ：風化して砂状となったもの。風化花崗岩であり岩石組織が残る。
- ・マサ土：マサが風化花崗岩から分離して堆積したもの。



図-1 花崗岩の節理に伴う風化形態模式図 (1)より引用・加筆)



写真-1 風化花崗岩中に発達したコアストーン (岡山県玉野市)

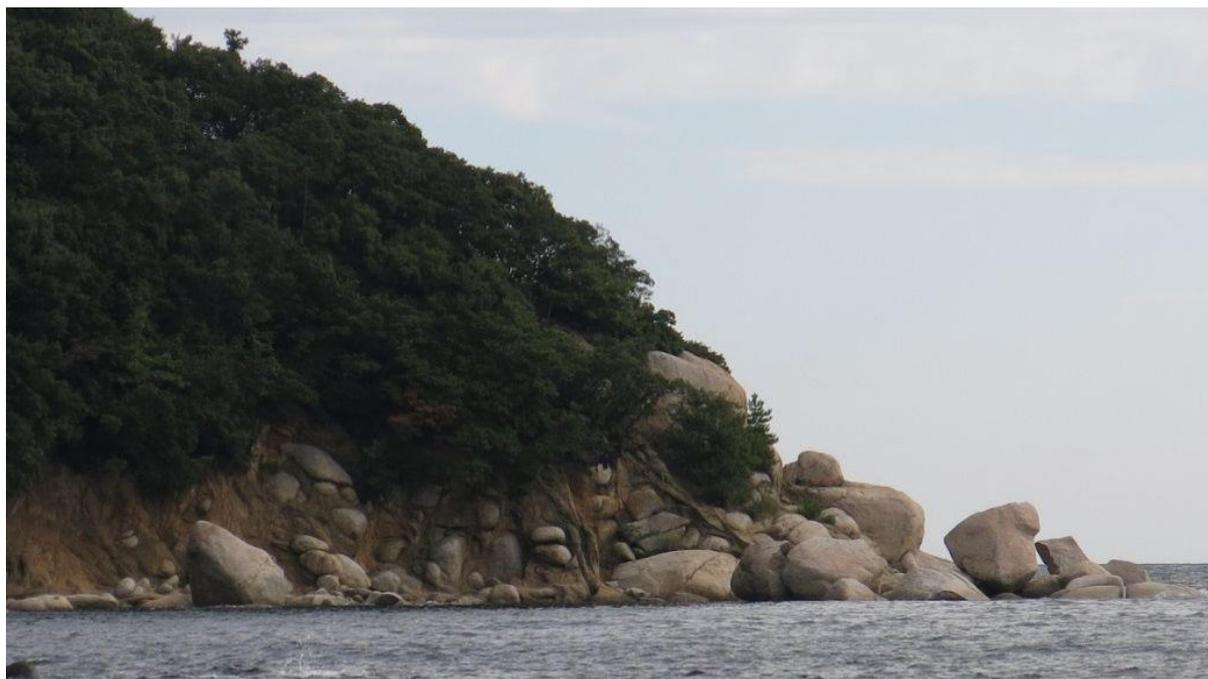


写真-2 花崗岩の風化の様子 (香川県小豆島町)

(2) 土木的な注意点

(1) で述べたように、花崗岩はコアストーン（未風化部）とマサが混在するような風化形態を示すことがあります。この風化形態による実際上の問題例を以下に示します。

① 花崗岩地域の土石流

花崗岩地域では土砂や流木とともにコアストーンも土石流として流されます。コアストーンは比較的新鮮でハンマーでも割れない硬さのものが多く、また、大きさは様々で大きいものは2mを超えるものもあるため、土石流の威力が大きくなります。平成30年7月豪雨でもコアストーンによって土石流の威力が大きくなっていることが確認されました（写真-3）。



写真-3 土石流で流れてきたコアストーン（広島県）

② コアストーン分布域でのボーリング調査

構造物の支持地盤深度を知るためにボーリング調査を行う際、図-2 に示す a) コアストーンのない場所で掘削した場合と、b) コアストーンのある場所で掘削した場合ではボーリング結果はどのようになるのでしょうか。a) の場合、ボーリングコアは深部に向かって新鮮になるような単純な地質構造を示すので、支持地盤深度が把握しやすいです。しかし b) の場合、ボーリングコアは硬軟が繰り返されるため、支持地盤深度がどこなのか判断に悩まされることがあります。以上のようにコアストーン分布域でのボーリング調査では、支持地盤深度やボーリングの掘り止め深度の判断には注意が必要となります。

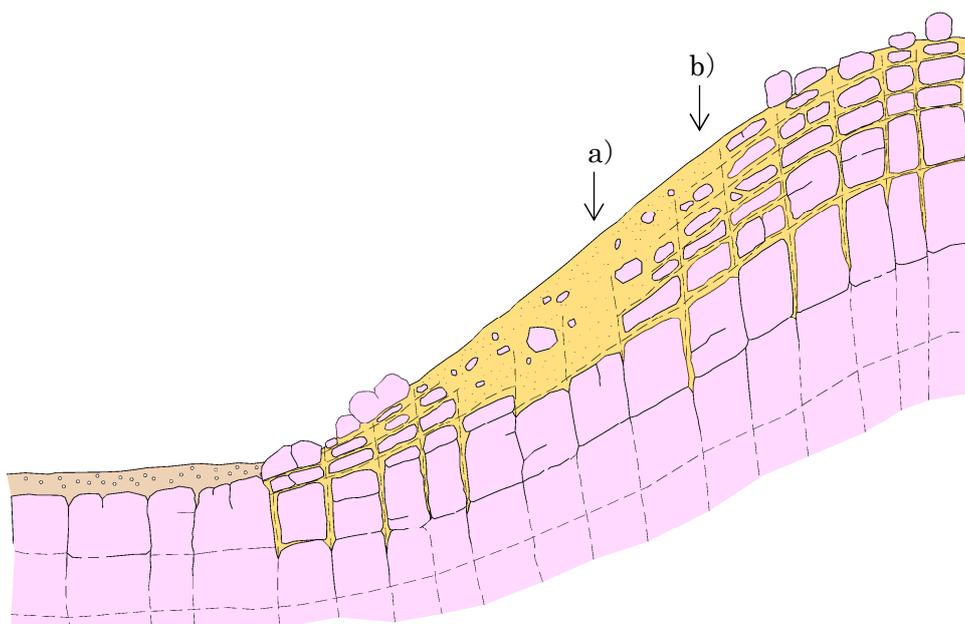


図-2 コアストーン分布域での調査事例

<コアストーン分布域での調査事例>

山頂部に施設を作るためにボーリング調査を行った事例です。写真-4 に示す山頂付近でのボーリングコアは浅部がマサ状、深部が新鮮花崗岩であり、コアストーンは認められませんでした。これにより、山頂施設までの工事用道路施工も大きな問題はないだろうと考えました。しかし実際には、写真-5 のような大きく硬質なコアストーンが出現し、小割り作業に多大な労力がかかりました。このように花崗岩分布域では想定外のコアストーンが出現する可能性があるため、ボーリングコアの観察だけでなく周辺の地表踏査も行い、コアストーンの有無や風化状態などを把握することが必要です。

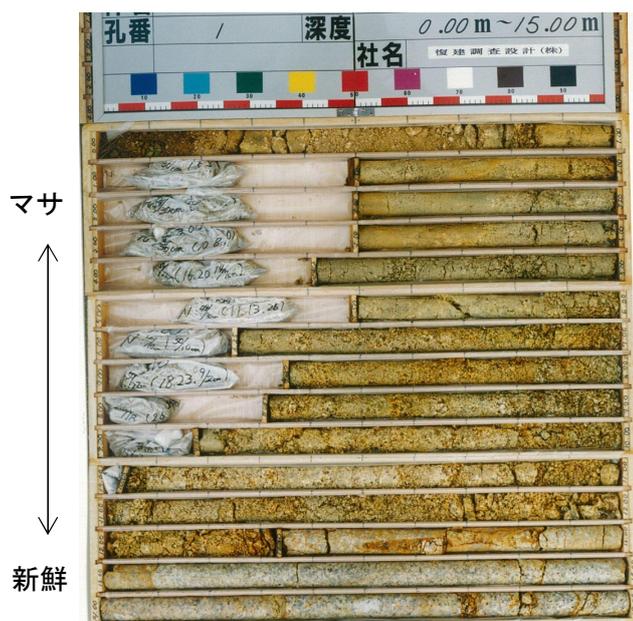


写真-4 ボーリングコア



写真-5 掘削時に出現したコアストーン

【引用文献】

- 1) 横田修一郎 (1991) : 花崗岩山地におけるフラクチャーと岩盤レベルでの風化・劣化過程, 「地球環境と応用地質」日本応用地質学会関西支部創立 20 周年記念論文集, 日本応用地質学会関西支部, pp. 247-254.
- 2) 藤田崇 : 深成岩の特性とその見方, <https://www.jasdim.or.jp/gijutsu/gan-seki/fuji-ta/index.html>, 斜面防災対策技術協会

(回答者 竹下 菜月)



付加体堆積物とはどのような地質ですか？

ここでは、どのような土木的問題が想定されるのですか？



海溝や舟状海盆（トラフともいう）において海洋プレートが沈み込むときに、海洋底にたまっていた堆積物がはぎ取られて陸側に押しつけられます。この作用を付加作用といい、その結果、陸側斜面先端部に付け加えられた多くの逆断層で積み重なった楔（プリズム）状の断面をもつ堆積体を付加体といいます。

付加体に特徴的であるメランジュは、異地性・現地性の数 cm から数 km に達する様々な大きさ・種類の岩塊が剪断された細粒の泥質岩などの基質中に含まれているものです。

メランジュのような付加体特有の岩体は地層としての連続性に乏しいことから土木的にも問題がある場合が多く、特にトンネルや切土工事など応力や荷重を除去するような場合において問題となることがあります。

（1）付加体（堆積物）とは

日本列島の位置は、何億年の前の古い時代から大陸と大洋との境界にあったと言われており、そこは海洋プレートが大陸のプレートに沈み込む場（海溝もしくは舟状海盆）にあったとされています。海溝や舟状海盆（深海底にある細長くて比較的幅の広い舟底状の凹地。トラフともいう）において海洋プレートが沈み込むときに、海洋底にたまっていた堆積物及び海洋プレートの一部がはぎ取られて陸側に押しつけられます。この作用を付加作用といい、その結果、陸側斜面先端部に付け加えられた多くの逆断層で積み重なった楔（プリズム）の断面をもつ堆積体を付加体といいます（図-1）。

このような付加作用で形成された地質体は、付加されるときに大きな圧力を受け、破断・衝上断層や褶曲などが形成され構造が非常に複雑となっています（写真-1 参照）。また、主に砂泥互層からなる陸源性の海溝充填堆積物と海洋プレートの表層部を構成している海山を作る玄武岩質の枕状溶岩や礁性石灰岩、深海成の層状チャート、遠洋～半遠洋性の泥岩などが取り込まれ、これらが破碎変形して混合・混在したメランジュの産状を示すことがあります。

日本列島の中・古生層は、一部を除いてほとんどが付加体からなります（図-2）。また、房総半島・三浦半島の新第三系には付加体に該当するものがあります。現在でも太平洋側の海底では付加体が形成され続けています。これら以外に、付加体堆積物が変成作用を受けたものとしては、三郡帯・領家帯・三波川帯などの変成岩類があります。

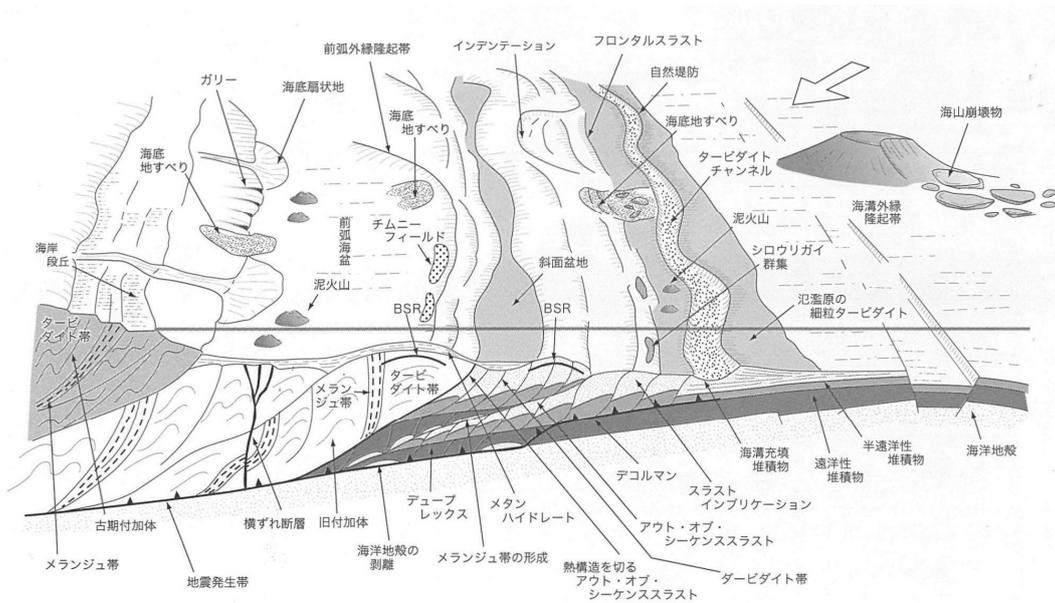


図-1 海溝と付加体でおこる現象をまとめた模式図¹⁾
 (「地層の解説」、平朝彦、2004、p-248、249 より抜粋)



写真-1 三宝山帯における付加体堆積物
 砂岩優勢互層であるが小断層により破断
 され、非常に複雑である

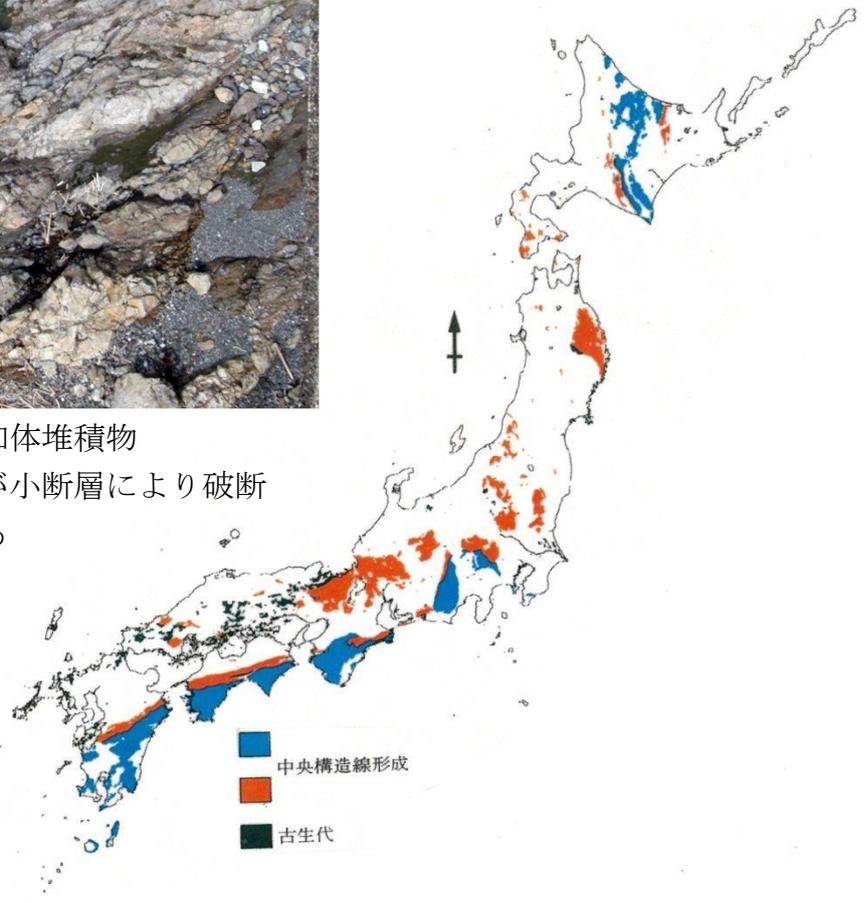


図-2 日本列島における付加体堆積物の分布²⁾
 (地質学調査の基本-地質基準-, 2003、カバー図より抜粋)

(2) メランジュとは

付加体に特徴的にみられる地質体として、メランジュと呼ばれるものがあります。

メランジュとは、異地性・現地性の数 cm から数 km に達する様々な大きさ・種類の岩塊が剪断された細粒の（一般的には泥質の）基質中に、ブロック・イン・マトリックス (block-in-matrix) の状態で含まれている変形した岩体で、地質図に表現できる大きさの岩体に適用されます。

メランジュの一般的な定義は以下のようにまとめられています (図-3、写真-2)³⁾。

- ①24,000 分の 1 またはそれ以下のスケールの地質図上に記載できる地質体である (地質図に書き込めるユニットが重要で、日本では 25,000 分の 1 の平面図に表せると考えればよい)
- ②その内部では地層としての連続性が失われ、様々なサイズで、異地性・現地性起源の岩片や岩塊を含む
- ③それらが細粒に粉碎された基質中に散在した組織 (ブロック・イン・マトリックス) をもつ

成因については堆積性のもの (=オリストストローム) や構造的なもの (テクトニックメランジュ) が考えられていますが、うまく説明できないものも多いので、メランジュは成因を特定しない記載用語として使われています。

メランジュは地質図や断面図上に十分に表現できるユニットとしての連続性をもっていますが、そのユニット内での構成物に連続性が認められないという特徴があります。このため、地質上に表現できる岩塊が見いだされた場合には、露頭でみられる形態を参考に角礫状、レンズ状あるいは芋状の岩塊として表現されていますが、これらはあくまでも概念的なものとなります。

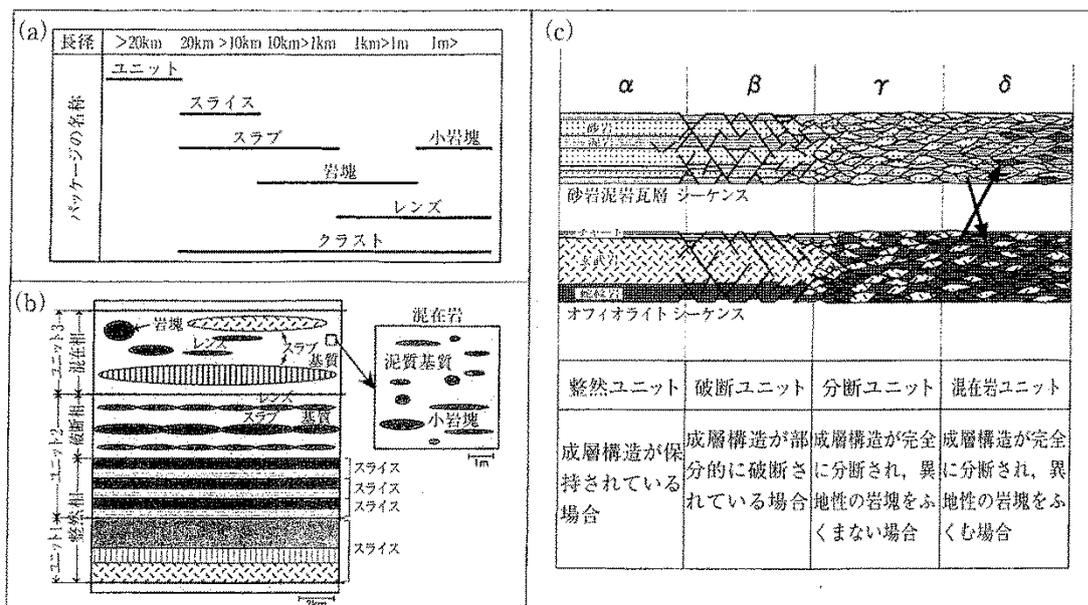


図-3 混在岩 (メランジュ) の分類と用語 (中江、2000a)²⁾

- (a) パッケージの種類とその規模 (Wakita, 1988 を修正)
- (b) 地層の破断・混在岩化の程度に応じた分類 (木村他, 1989)
- (c) 地層の破断の程度による分類 (Raymond, 1984 を修正・改変)
(地質学調査の基本-地質基準、2003、p-50 より抜粋)



写真-2 メランジュの露頭（徳島県那賀町木沢大用知地区）
 基質は泥質岩を主体とし、block-in-matrix 組織を示す
 右側の複雑な色調の岩塊は緑色岩である

（3）土木地質における問題

付加体堆積物（特にメランジュ）では、砂岩・チャート及び緑色岩などが剪断された泥質基質に取り込まれている場合、工学的性質は基質である泥質岩に規制されます。また、このような地質体では、「どこに」「何が」分布するのか、などの地山性状に関する情報をボーリング調査と断片的な露頭から推定するのは困難となります。

トンネルや切土などの応力や荷重を除去するような工事の対象としてこれら付加体堆積物を見た場合、掘削による応力解放で緩みやすく、水がついた場合の強度低下が大きいなどの問題があります。また、弾性波速度値と切羽に現れる地山状態が対応しないことなどの問題点もあります。整然とした成層構造を示さないため、事前調査による地質構造の予測が非常に難しいことも問題点の一つです。

これらの要因により、トンネルでは大幅な支保パターン変更・補助工法の併用などを余儀なくされることが多い地質となっています。また、大規模な石灰岩分布区間では、突発的な多量湧水に遭遇する場合があります（例えば地芳トンネルなど）。切土では法面が不安定化し、緩勾配での切り直しやアンカー工などによる抑止力の導入を必要とする場合が少なくありません。大規模な造成などでは硬質な砂岩・チャートなどの岩塊の分布により、「軟岩」相当のリップング可能な弾性波速度値であるにもかかわらず、これら硬質岩により掘削困難になり発破の併用が必要になるなどの問題が生じることがあります⁴⁾。

【引用文献】

- 1) 平朝彦（2004）：地質学2 地層の解読，岩波書店，pp. 248-249.
- 2) 日本地質学会地質基準委員会編（2003）：地質学調査の基本-地質基準-，共立出版，表紙，pp. 47-62.
- 3) 狩野謙一・村田明広（1998）：構造地質学，朝倉書店，pp. 212-221.
- 4) 土木地質の達人編集委員会編（2009）：土木地質 達人の知恵，オーム社，pp. 60-65.

（回答者 田村 俊之）

Q

地質調査の報告書の中で、しばしば「メランジュ（またはメランジ等）」という言葉が出てきます。これはどのようなものですか？また、同じような意味でオリストストロームという言葉がありますが、それとの違いは何ですか？

A

メランジュは、「縮尺 1:24,000 かそれより小スケールの地図上で描ける大きさで、地層としての連続性がなく、細粒の破断した基質の中にいろいろな大きさや種類からなる礫・岩塊を含むような構造をもった地質体」として地学事典¹⁾で示されています。

したがって、硬軟の岩石が不規則に混合しており、岩盤としての割れ目も細かく発達していることから、土木地質としては切土のり面等の土工事やトンネル工事においては、不良な地質として認識されていることが多いです。オリストストロームとは巨大な海底地すべりで生じた、大小様々の岩石が泥質基質に含まれた地質体のことです。これは堆積作用で形成された堆積性メランジュと同義とされることもあります。

(1) メランジュ (melange) とは

メランジュは、フランス語で「混合」を意味しており、メレンゲ (meringue) を語源としており、メランジェ、メランジとも呼ばれています。

地質学では、さまざまな岩石が変形し、混合した状態にあるものをメランジュといいます。メランジュは、地すべりや土石流、断層運動などで元からあった岩石が混合してできると考えられていますが、特にプレート沈み込み帯で形成される付加体に見られるものをメランジュと呼んでいます。このため、付加体ではない場合にはあえてメランジュとは呼ばず、総称として混在岩などと呼ぶことがあります。

図-1 に示すようにプレート沈み込み帯においては、泥岩・砂岩以外にもチャート、石灰岩、枕状溶岩（玄武岩）などの様々な種類の岩石・地層が複雑に変形・混合し、メランジュが形成されています。その結果、メランジュでは、本来整合的に堆積した地層も破断変形しています。

メランジュの統一的な分類は未だ確立していませんが、成因的には、①大規模海底地すべりとしてのオリストストローム、②せん断破壊によるテクトニック・メランジュ、③流動変形する泥が周囲の地層に貫入していく泥ダイアピール、が考えられています。ここで、オリストストロームは、海底地すべりにより形成されたメランジュ（混在岩）に限定して使われていることが判ると思います。

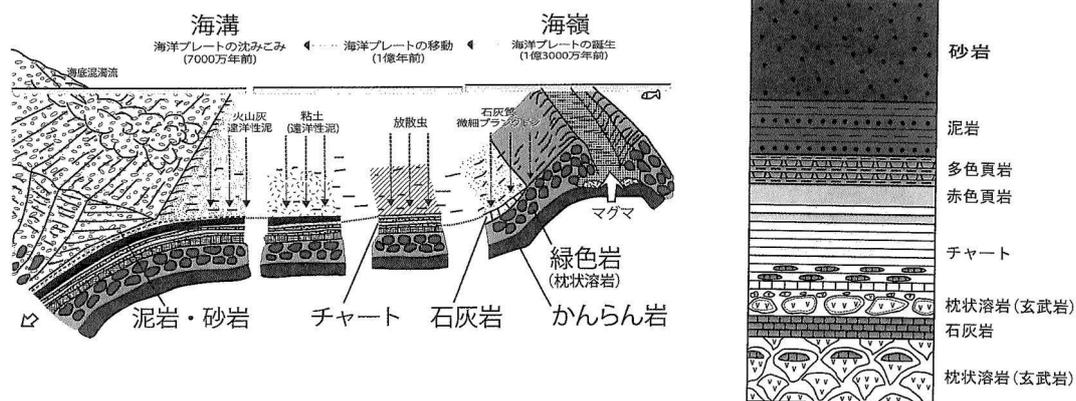


図-1 プレートテクトニクスと海洋底層序の模式図²⁾

鈴木堯士、吉倉紳一 (2012) : 「最新・高知の地質 大地が動く物語」より抜粋

中国・四国地方において付加体地質の研究が最も盛んな地域は、高知県の四万十帯です。本文では、その代表的なメランジュの露頭が分布している高知県土佐市宇佐の横波メランジュと高知県安芸郡芸西村西分の住吉海岸（手結）メランジュの露頭写真を示します。



層状チャートの露頭



泥岩と砂岩のメランジュ (混在岩)



せん断された赤色泥岩に見られる断層

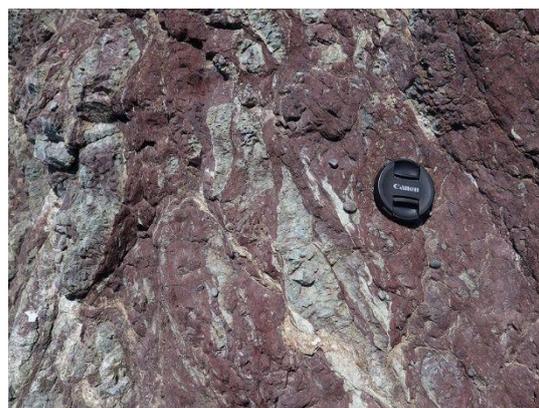


砂岩層中に泥岩が貫入している
泥ダイアピール

写真-1 高知県土佐市宇佐町の横波メランジュの露頭写真



淡緑色と暗赤色の多色頁岩



多色頁岩のメランジュ

メランジュ内に認められる枕状溶岩
(玄武岩)

褶曲した層状チャートと赤色泥岩の互層

写真-2 高知県安芸郡芸西村西分の住吉海岸（手結）メランジュの露頭写真

（２）土木地質における課題

メランジュは、様々な種類の岩石・地層が複雑に変形・混合していることから、岩石としての硬軟の変化が著しいとともに、せん断面など細かな割れ目が発達しています。

したがって、土木工事では切土のり面の不安定化が発生しやすい素因を有する地質と考えられます。同様にトンネル工事では、切羽の不安定化とともに、掘削に伴う緩み範囲増大による大きな内空変位の発生など、施工に苦勞する現場が多くなっています³⁾。

また、メランジュの基質である泥岩は、せん断され細かな割れ目が発達しており、強度的に脆く、風化を受けやすい特徴があります。このため、泥岩を土材料として転用する場合は、そのスレーキング特性を把握したうえで、適切に利用する必要があります。

【引用文献】

- 1) 地学団体研究会（1996）：新版 地学事典，平凡社，1443p.
- 2) 鈴木堯士、吉倉紳一（2012）：最新・高知の地質 大地が動く物語，南の風社，206p.
- 3) ジェオフロンテ研究会（2005）：付加地質とトンネル施工，ジェオフロンテ研究会，236p.

【参考文献】

- 1) 日本地質学会（2016）：日本地方地質誌 7 四国地方，朝倉書店，679p.

（回答者 西川 徹）

Q ボーリングのコア判定で、*N*値がどのくらいなら軟岩と判定していいのでしょうか？

A ボーリング調査時のコアの工種区分では、未固結堆積層でなく、*N*値が概ね 50 以上の軟質な岩から *C_L* 級の岩を軟岩と評価することが一般的です。

(1) 軟岩とは

軟岩とは「一口で言うなら、土のようにばらばらにはならないが、硬岩のように硬くはない、半固結状の岩石である」と言われています¹⁾。一軸圧縮強度を目安として区分する場合には、土木学会¹⁾では、主に新生代の泥～砂質泥岩を対象に一軸圧縮強度が 1～10MPa (10～100kg/cm²) あるいは 20MPa (200 kg/cm²) 程度の領域を軟岩としています。地盤工学会岩盤分類基準化委員会²⁾では、25MPa 以下を軟岩として取り扱っています。武田・横山³⁾は地学辞典の中で、軟岩は発破を必要とせずリッパ掘削が可能なものとしています。国土交通省の設計業務等標準積算基準書⁴⁾では、ボーリング調査でメタルクラウンにより容易に掘削できる岩盤、地山弾性波速度 (P 波) は 2.5km/s 以下、一軸圧縮強度は 30MPa (30N/mm²) 以下としています (表-1)。

上記のように軟岩の範囲について相場感はあるものの、機関により区分の要素や数値区分に多少の違いが見られます。

軟岩は、その成因から主に①堆積軟岩と②風化軟岩に分けられます。図-1 は軟岩の形成過程と分類について整理したものです。①は新第三紀層の堆積岩のような固結度の低い岩石をさし、②は硬岩が風化して軟質になった岩盤、あるいは硬質ではあるが亀裂等で細かくばらばらになる岩盤を指します。また、日本では火山軟岩と呼ばれる凝灰質岩や熱水により変質を受けたやや特殊な軟岩も存在します。

土、軟岩、中硬岩、硬岩は遷移しています。軟岩をどこで区分するか、明確に数値で決めた基準は見当たりませんが、上記の記述が概ね応用地質分野の認識であると思います。

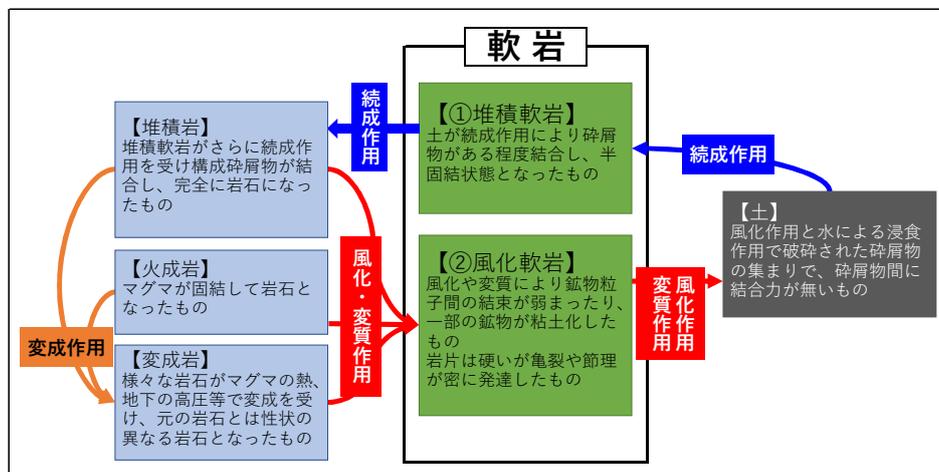


図-1 軟岩の形成過程と分類

表-1 設計業務等標準積算基準書（国土交通省、2017）による土質・岩分類⁴⁾

土質・岩分類	土質分類及びボーリング掘進状況	地山弾性波速度 (km/sec)	一軸圧縮強度 (N/mm ²)
粘土・シルト	ML, MH, CL, CH, OL, OH, OV, VL, VH ₁ , VH ₂	—	—
砂・砂質土	S, S-G, S-F, S-FG, SG, SG-F, SF, SF-G, SFG	—	—
礫混り土砂	G, G-S, G-F, G-FS, GS, GS-F, GF, GF-S, GFS	—	—
玉石混り土砂	—	—	—
固結シルト・固結粘土	—	—	—
軟岩	マルクワンで容易に掘進できる岩盤	2.5以下	30以下
中硬岩	マルクワンでも掘進できるがダイヤモンドビットの方がコア採取率が良い岩盤	2.5超3.5以下	30～80
硬岩	ダイヤモンドビットを使用しないと掘進困難な岩盤	3.5超4.5以下	80～150
極硬岩	ダイヤモンドビットのライフが短い岩盤	4.5超	150～180
破碎帯	ダイヤモンドビットの摩耗が特に激しく、崩壊が著しくコア詰まりの多い岩盤	—	—

上表の分類は、地盤材料の工学的分類法（小分類）による。

（2）N値によるボーリングコアの軟岩の判定について

N値を目安としたボーリングコアの判定では、概ね50以上を目安とすることが一般的です。軟岩の圧縮強度の下限値の参考として、図-2の一軸圧縮強度とN値の関係例⁵⁾を示します。図-2のグラフの中には、堆積軟岩として扱われる本牧土丹（△で表示）のデータがあり、N値50程度以上、圧縮強度1MPa（1,000kN/m²）程度以上となっています。ただし、軟岩はあくまで岩石であり、土ではありませんので、N値が50以上でも未固結の堆積層は軟岩とは取扱いません。また、電研式の岩盤分類では、軟岩をD級（N値50以上のもの）～C_L級とする場合が多く、軟岩の上限はC_L級相当と思われます。

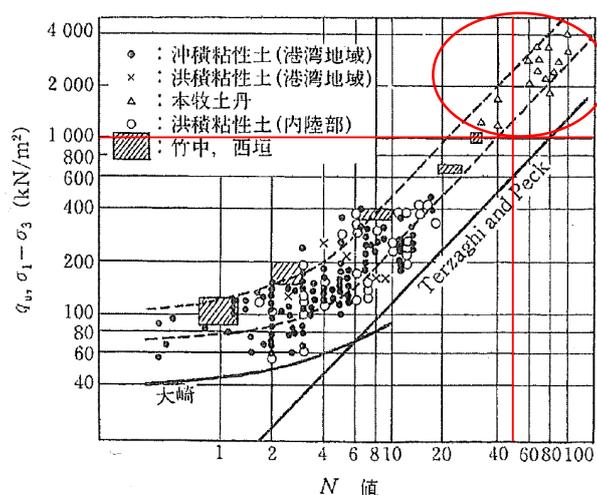


図-2 一軸圧縮強度 q_u と N 値との関係⁵⁾ に加筆（△：本牧土丹（堆積軟岩）の例）

(3) 写真で見る風化軟岩、堆積軟岩

参考に、風化軟岩、堆積軟岩の例を写真で紹介します。

写真-1 は和泉層群の風化軟岩の例、写真-2 は花崗岩の風化軟岩の例です。写真-1 では、主に割れ目に沿って褐色化が進み、全体として褐色・軟質化していますが、割れ目が識別でき、褐色の粘土を介在している様子が分かります。写真-2 の花崗岩の露頭写真では、全体に褐色化しマサ状の強風化岩 (D_Hクラス) の岩相を呈し、部分的に原岩色に近い硬質部が礫状に残存している様子が見えます。



写真-1 風化軟岩の例1(中生代白亜紀の和泉層群の砂岩・泥岩、香川県)

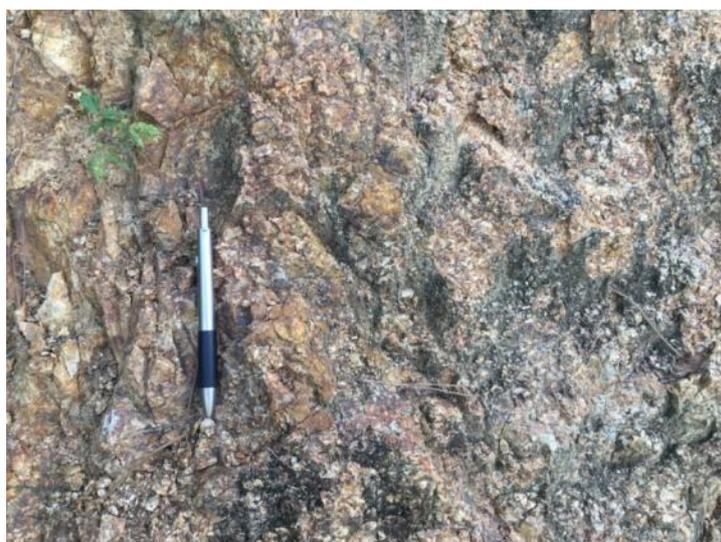


写真-2 風化軟岩の例2(中生代白亜紀の領家花崗岩、香川県)

堆積軟岩の事例として、土庄層群のシルト岩・砂岩 (香川県) の例を写真-3 に、穴内層の砂岩 (高知県) の例を写真-4 に示します。堆積軟岩は岩としては軟質で、割れ目も少なく、ボーリング掘削では棒状に採取されることが多いことが分かります。また、堆積

年代などの違いによって、ナイフで少し削れる程度のものから割れ目が明瞭に識別でき、やや硬質となっているものまで含みます。

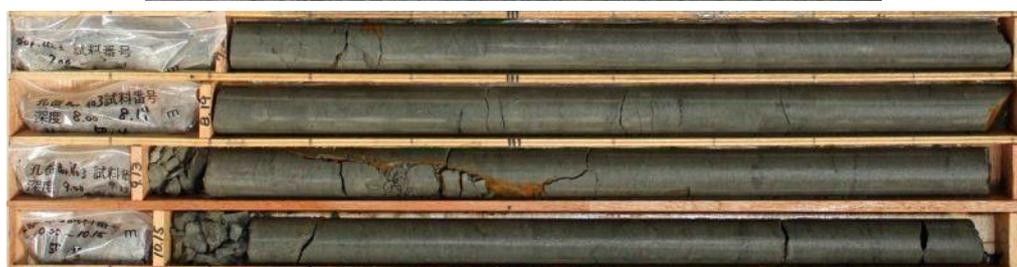


写真-3 堆積軟岩の例(古第三紀の土庄層群のシルト岩・砂岩、香川県)



写真-4 堆積軟岩の例(新第三紀・鮮新世の穴内層の砂岩、高知県)

(4) 終わりに

ボーリング調査のコア判定では、コアが半固結状を呈し、上述のように堆積軟岩や風化軟岩に該当する場合、ボーリングの工種区分としては「 N 値 ≈ 50 」を「軟岩」工種の下限と判定することが一般的です。

対象地質(土質・岩石)による「掘削」の難易や貫入試験の「貫入抵抗」の違いに応じた労務費、材料費、機械器具損料が計上されて積算上の工種が決められており、この観点からも、 N 値 50 以上を工種区分「軟岩」とすることが実務上、妥当のように思われます。

なお、軟岩の工学的評価に当たっては、軟岩の成因による分類とその岩種（礫質、砂質、泥質、互層、等）を識別し、コアの風化程度やコアの硬さ・形状など（ N 値や一軸圧縮強度など）を加味した岩盤評価区分（岩級など）に基づき、該当する軟岩の強度（内部摩擦角 ϕ や粘着力 c ）や変形特性を検討する必要があります。

また、軟岩の物性を議論する場合には、上述した強度（ ϕ 、 c ）や変形特性の他に含水状態および劣化しやすさ（スレーキング）などを加え総括的に捉えることが重要となります。

【引用文献】

- 1) 土木学会編・軟岩評価－調査・設計・施工への適用（1999）：第1章概説，p. 1, 2.
- 2) 地盤工学会岩盤分類基準化委員会（2004）：新規制定地盤工学会基準・同解説、岩盤の工学的分類方法（JGS3811-2004），p. 3-8.
- 3) 武田祐幸・横山俊治（2012）：地学辞典，地学団体研究会編，発行平凡社，p. 955.
- 4) 国土交通省大臣官房技術調査課（2018）：設計業務等標準積算基準書，設計業務等標準積算基準書（参考資料），第2章地質調査標準歩掛等，p. 2-2-5.
- 5) 地盤工学会（2013）：地盤調査の方法と解説－二分冊1－，p. 309.

（回答者 谷野宮 竜浩）

Q 段丘堆積物を構成する礫が風化してできる「クサリ礫」とはどのようなものですか？

A 段丘堆積物のうち、離水（形成）年代が数 10 万年経過したものは、構成する礫が、ねじり鎌で容易に削れるほど軟質化していることがあり、これを「クサリ礫」と呼びます。最終間氷期以前の古い段丘群などでしばしば見られます。岩石の長期的な風化作用の産物ですが、これを利用することで、段丘面の対比などに応用できます。

（１）はじめに

段丘堆積物は、一般的にかつての河川または海浜に堆積した礫層から構成されています。礫の運搬・堆積の過程で、風化して軟質化した部分は摩耗するので、硬質な部分のみが礫として残存すると推定されます。すなわち、堆積直後の礫は新鮮硬質であるはずですが、ところが、段丘の離水後、礫は運搬されて摩耗することはなくなり、現位置で物理的・化学的風化作用を受け、しだいに礫の物性が変化していくこととなります。このため、離水年代が古い段丘中の礫ほど、より風化が進行していると考えられます。

日本に分布する段丘堆積物は、海水準変動や気候変動、さらには地殻変動の影響を受け、数万年程度の時間スケールで、多段化した段丘群が作られてきました。

一方、岩石の風化作用は、スレーキング（乾湿風化）のように急激に進行する現象もありますが、風化作用の多くは時間的にゆっくり作用するため、100 年オーダーで強度低下が生じるような岩石は少なく、より長期間が必要となります¹⁾。数万年オーダーで多段化した段丘群が分布する地域では、このような時間オーダーで進行する風化現象の実態を把握するうえで有用です。

（２）段丘礫の風化程度と赤色土

段丘礫の風化程度と古土壌（赤色土）の関係が検討された初期の事例として、九州北部の段丘堆積物の例が挙げられます²⁾。福岡県八女地域に分布する 3 段の段丘堆積物（高位段丘、中位段丘、低位段丘）の風化程度と、段丘堆積物最上部の土壌化程度を検討した結果、高位段丘を構成する礫の風化が最も顕著でクサリ礫となっており、かつ明瞭な赤色土を伴うこと、中位段丘を構成する礫の風化程度は高位段丘のそれより弱く、かつ赤色土の赤みが薄いことが判明しました。低位段丘の礫の風化程度は微弱であり、赤色土も認められません。中位段丘は、約 9 万年前の Aso-4 火砕流堆積物に覆われていますから、その離水年代は 9 万年よりやや古く、最終間氷期（約 12 万年前）と推定されます。高位段丘はそれより大幅に古い（20 万年以上前？）こととなります。したがって、クサリ礫の形成には、数 10 万年オーダーの長期間を要することが示唆されます。また、段丘最上部にある赤色土の存在は、間氷期の高温多湿な気候条件を経験した結果を反映するものとみなされています。同様のことは、宮崎平野などの段丘堆積物上の赤色土でも指摘されています³⁾。

(3) 花崗岩のマサ化に要する時間

次に、花崗岩の長期的な風化過程を検討した研究例を挙げます⁴⁾。花崗岩は、新鮮なものでは石材として多用される岩石ですが、山地斜面ではしばしば砂状の「マサ」となり、物性変化が著しい岩石としても知られています。新鮮な花崗岩が風化した「マサ」に変化するのに要する時間の見積もりは、一般に困難ですが、段丘堆積物や鮮新世の礫層を用いた検討がなされています。その結果、新鮮な花崗岩がマサ化するまでに要する時間は 100 万年オーダーであると見積もられました。

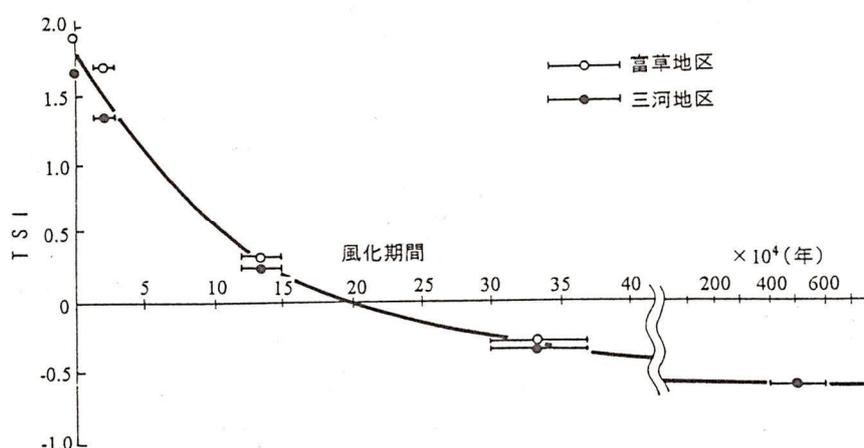


図-1 花崗岩礫の風化に伴う強度低下 (木宮、1975)。縦軸は花崗岩礫の引張強度の常用対数を取った値、横軸は礫層の堆積年代 (= 風化継続時間)。

(4) 四万十帯を構成する砂岩礫の風化

段丘堆積物の礫を利用して、四万十帯を構成する砂岩の風化過程を検討した例を紹介します^{5) ~ 8)}。宮崎平野に分布する、多段化した段丘堆積物に含まれる砂岩礫 (後背地である九州山地に分布する四万十帯起源の砂岩) を用いて、約 35 万年間もの長期間において砂岩の物性がどのように変化したかが議論されています (議論に当たっては、現在の河床礫は、未風化の新鮮な岩石と仮定)。その結果、段丘の離水年代 (= 風化時間) が 12 万年を超えると礫の褐色化が進行し、35 万年になると顕著に赤色化すること、色彩の変化に対応して、比重・強度の低下、間隙率・間隙径の増加が起こっていること、その原因として、砂岩の基質と斜長石が溶解するとともに、基質部分に鉄鉱物が増加していることが明らかにされました。

なお、宮崎平野には、正確な形成年代が未詳 (約 100 万年前?) の礫質堆積物が開析された丘陵に分布していますが、この礫 (後背地に分布する中新世の溶結凝灰岩) は顕著に風化して「クサリ礫」となっており、ねじり鎌で容易に削ることができ、非破壊状態での試料の採取が困難です⁹⁾。

(5) 礫の風化皮膜

段丘堆積物中の礫には、切断面にリング状の変色部が形成されていることがあり、風化皮膜と呼ばれています¹⁰⁾。風化皮膜は、少なくとも数万年以上経過した段丘堆積物中の礫でしばしば見ることができ、段丘の離水年代が古いほど、リング状の風化皮膜がより厚く

なる傾向が認められます¹¹⁾。風化皮膜は、火山岩など細粒緻密な岩石で認められやすい傾向があります¹²⁾。風化皮膜の厚さを用いた相対的な年代推定法は、テフラなどの年代指標が乏しい日本の高山地域の周氷河性堆積物（岩盤の凍結融解に伴って形成される）にも適用されてきました¹³⁾。

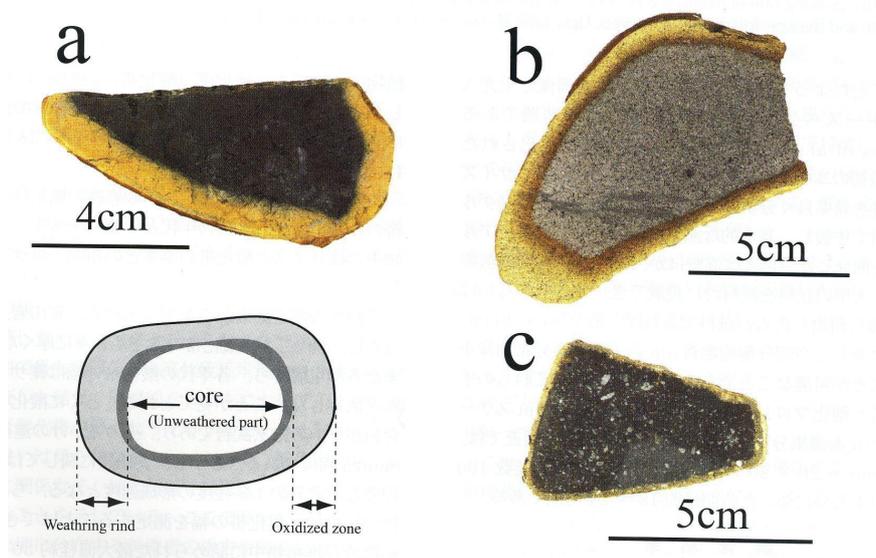


図-2 福井県に分布する段丘堆積物中の礫にみられる風化皮膜の例（栗山ほか、2006）。a：玄武岩（約30万年）、b：砂岩（約12万年）、c：安山岩（約5万年）

（6）段丘面の対比への応用

礫の風化程度の違いや、風化皮膜の厚さなどを利用して、段丘面の対比を行った研究が複数あります。段丘面の対比は、一般には段丘面を覆う指標テフラの同定などに基づいて行われることが多いのですが、中国四国地方のように、指標テフラの分布が少ない場合、テフラを用いた対比だけでは不十分となりがちです。このような場合、風化皮膜の色彩・厚さに基づいた対比が活用できます。中国四国地方での適用例として、高知県室戸岬の段丘群¹⁴⁾や、愛媛県肱川沿いの河成段丘群¹⁵⁾などがあります。

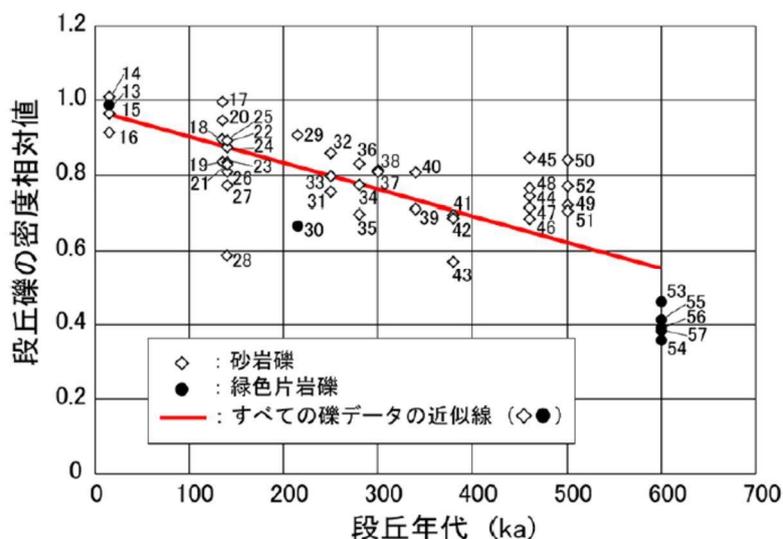


図-3 愛媛県肘川沿いに分布する段丘堆積物の風化に伴う密度の変化（柳田ほか、2022）。縦軸は礫の密度の相対値（現河床礫を 1.000 としたときのそれぞれの礫の値を相対値として表現）、横軸は段丘形成年代（＝風化継続時間）。

【引用文献】

- 1) 松倉公憲 (2008) 地形変化の科学. 朝倉書店.
- 2) 松井 健 (1963) 筑後平野周辺の赤色土の産状と生成時期—西南日本の赤色土の生成に関する古土壌学的研究第一報. 資源科学研究所彙報, 60, 1—12.
- 3) 赤木 功・井上 弦・長友由隆 (2003) 九州南部に分布する赤黄色土（古赤色土）の産状. 日本土壌肥料学会誌, 74, 623-630.
- 4) 木宮一邦 (1975) 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度—花こう岩の風化・第二報—. 地質学雑誌, 81, 683-696.
- 5) 西山賢一・松倉公憲, 2001, 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, 22, 23-42
- 6) 西山賢一・水上陽成・小池克明・松倉公憲, 2001, 風化による間隙構造の時間変化. 応用地質, 42, 2-14.
- 7) 西山賢一・松倉公憲, 2002a, 風化による砂岩礫の物性変化速度. 応用地質, 43, 216-225.
- 8) 西山賢一・松倉公憲, 2002b, 風化による砂岩の岩石組織の変化: 南九州における四万十帯砂岩の例. 地質学雑誌, 108, 410-413.
- 9) 長岡信治・西山賢一・井上 弦 (2010) 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス—テクトニクスと海面変化に関連して—. 地学雑誌, 119, 632-667.
- 10) 小口千明 (2017) 風化変質層の発達速度に関する一考察 —風化皮膜, 風化殻, ロックバーニッシュの研究史から—. 地学雑誌, 126, 473-485.
- 11) 栗山健弘・吉田英一・山本博文・勝田長貴 (2006) 河岸段丘礫の表面風化にみる酸化フロントの形成とその移動速度. 地質学雑誌, 112, 136—152.
- 12) Oguchi, C. T., 2001, Formation of Weathering Rinds on Andesite. Earth Surface

Processes and Landforms, 26, 847-858.

- 13) 渡辺悌二 (1990) 氷河・周氷河堆積物を主対象とした相対年代法. 第四紀研究, 29, 49-77.
- 14) Akejima Isao, 1974, Red weathering crust in terrace gravel as a key to terrace chronology. The Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Series (Geogr.), 23, 91-119.
- 15) 柳田 誠・池田倫治・西坂直樹・大西耕造・木村一成 (2022) 愛媛県肱川沿いの河岸段丘の編年と地形発達 ―地形的連続性, 段丘礫の風化程度を基準として― 地学雑誌, 131, 521-544.

(回答者 西山 賢一)



古文書記録のある歴史時代（6世紀）以前に生じた地すべりの発生年代を推定するには、どのような方法がありますか。



地すべり移動体に取り込まれた木片などを用いた¹⁴C年代測定や、地すべり移動体を覆うテフラ（火山灰や軽石など）の対比を行って地すべりの発生年代を推定する方法があります。また、地すべりは発生後、しだいに移動体に谷が刻まれて開析されていくため、移動体の地形的な開析程度から年代を推定する方法もあります。

（1）はじめに

日本のような湿潤変動帯では、主として豪雨や地震による斜面崩壊や地すべりにより山地斜面が削剥されており、これが長期的な地形変化の主な原因と見なされています。したがって、地すべりの発生年代や発生頻度を推定することは、土砂災害の防災・減災や、斜面の土地利用といった面で重要性が大きいといえます。このことは、「崩壊の免疫性」の観点から、古くから注目されてきました¹⁾。免疫性の原因は、崩壊発生予知の問題と深く関係して重要ですが、免疫性の原理が明確に述べられていなかったため、その点があいまいなまま、最近に至るまで引用されてきた経緯と問題点についての指摘もあります²⁾。

1980年代以降、¹⁴C年代測定やテフロクロノロジー^{注)}を適用し、 $10^1 \sim 10^4$ 年のオーダーにまたがる地すべりの発生年代や活動履歴の推定が進められてきました³⁾。これまでに日本各地で行われてきた地すべりの発生年代推定に関する研究はすでに整理されていますが⁴⁾、そのうち、破碎帯地すべりと呼ばれることが多い四国地方の地すべりを対象としたものを中心に、表-1に整理します^{5)~20)}。

表-1 四国地方における地すべりの発生年代推定結果

文献名	地域	地質	推定方法	発生年代
岡林ほか(1978)	四国山地	三波川変成岩類・御荷銕緑色岩類	木片の ¹⁴ C年代	三波川:0.9万年, 御荷銕:3.3万年
長谷川ほか(1982)	四国山地	三波川変成岩類	木片の ¹⁴ C年代	約0.2万年前
吉松ほか(1983)	四国山地	御荷銕緑色岩類	木片の ¹⁴ C年代	約3.3万年前
藤田(1990)	四国山地	三波川変成岩類	木片の ¹⁴ C年代	約1.4万年前
檜垣(1992)	四国山地	黒瀬川帯	木片の ¹⁴ C年代および古文書	平安時代
守随(1994)	四国山地	三波川変成岩類	木片の ¹⁴ C年代	約1.5万年前
田中ほか(2000)	讃岐山脈	白亜系和泉層群	木片の ¹⁴ C年代	約0.7万年以降
富田ほか(2000)	讃岐山脈	白亜系和泉層群	木片の ¹⁴ C年代とテフラ	約4.6万年前
夕部・岡村(2001)	四国山地	御荷銕帯火山岩類・秩父帯堆積岩類	木片の ¹⁴ C年代	御荷銕帯:約2.1万年前, 秩父帯:完新世
植木(2005)	四国山地	黒瀬川帯花崗岩類	テフラ	約2.9万~0.73年間
西山ほか(2009)	四国山地	白亜系和泉層群	テフラ	約2.9万~0.73年間
西山ほか(2011)	四国山地	三波川変成岩類	テフラ	約0.73万年以降
植木(2013)	四国山地	四万十帯付加体堆積岩類	腐植物の ¹⁴ C年代とテフラ	約2.9万年以前
西山・北村(2015)	四国山地	御荷銕帯火山岩類・三波川変成岩類	テフラ	後期更新世~完新世
木下ほか(2016)	四国山地	三波川帯変成岩	テフラ	約3.2万年前
井上・秋山(2016)	四国室戸半島	四万十帯付加体堆積岩類	古文書	1707年宝永地震

注) テフロクロノロジー：テフラを用いて地層や地形の編年を行う学問分野のこと

(2) ^{14}C 年代測定による地すべり発生年代

地すべり移動体中または移動体上の凹地などには、木片や腐植層など、 ^{14}C 年代測定を行うことのできる試料がしばしば見出されます。これらの年代測定により、地すべり発生年代を推定することができます。 ^{14}C 年代の測定法は、近年では AMS (加速器質量分析法) を用いた測定が主となっています。 ^{14}C 年代測定は、かつては得られる ^{14}C 年代 (yBP または yrsBP) をそのまま用いていましたが、最近では暦年に較正した年代 (cal BP または ka cal BP、ka は 1,000 年) を用いることが一般的です。較正暦年では西暦表記 (AD/BC) も可能で、その場合は cal AD/BC と表されます。

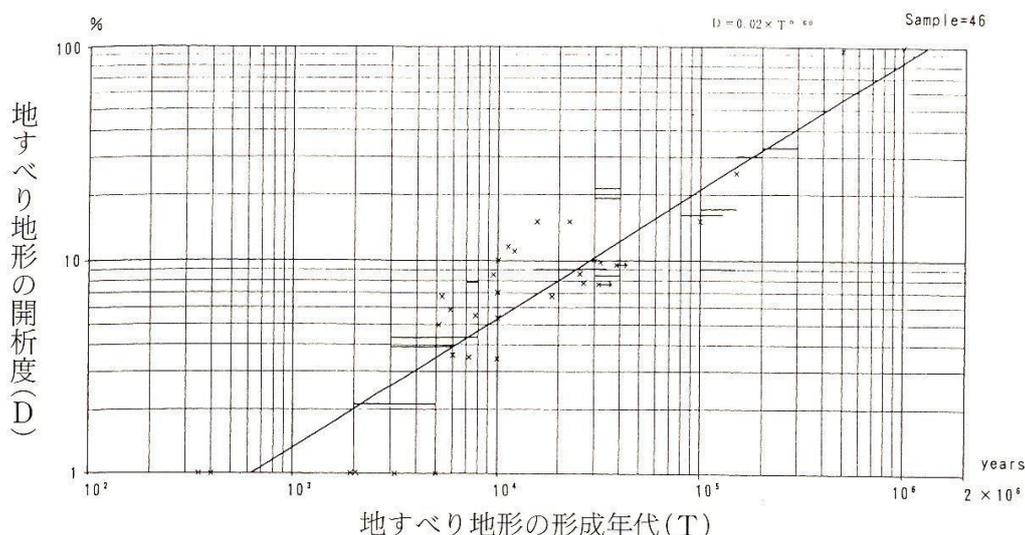
なお、地すべり移動体における ^{14}C 測定値には、以下の注意が必要です。地すべり移動と同時に枯死した木片であれば、測定値≒地すべり発生年代と仮定できますが、地すべり発生前に枯死していた木片や、地すべり発生前に形成されていた腐植層・古土壌が移動体に取り込まれた場合、その測定値よりも新しい時期に地すべりが発生したことを示します。さらに、地すべり移動体の停止後に生成した腐植層・古土壌を測定した場合、測定値より古い時期に地すべりが発生したことになります。

(3) テフクロロジーによる地すべり発生年代

地すべり移動体を覆う、または地すべり移動体中に含まれるテフラを用いることで、地すべり発生年代を推定することができます。中国四国の場合、0.73 ka cal BP の K-Ah (鬼界アカホヤ)、3.0 ka cal BP の AT (始良 Tn) を用いた研究が主ですが、中国地方では、三瓶山や大山のテフラを用いることもできそうです。ただし、テフラによる編年が高精度で進められてきた段丘面と異なり、侵食営力が卓越する山地斜面におけるテフラの保存状態は一般に悪い傾向があります。これらのテフラは、堆積後、斜面では侵食・削剝を受け、谷底部ではそれらの二次的な堆積が進行するとともに、地すべり移動体の上などでは、間欠的な地すべり移動に伴う種々の変形を受けることが予想されます²¹⁾。現在のところ、山地斜面におけるテフラの堆積・保存過程の検討例は少ないため、今後の詳細な検討が必要といえます^{22)、23)}。

(4) 地形開析程度による地すべり発生年代

地すべり形成年代が分かっている地すべりと、地すべり移動体の開析度 (移動体に占める谷地形の面積の比率) の関係から、地すべり地形の開析程度を推定した研究があります (図-1)^{24) 25)}。その結果、地すべり発生から 1 万年で 5 %程度、10 万年で 20%程度の開析が進行し、約 100 万年で地すべり地形はほぼ消失すると推定しました²⁵⁾。さらに、その研究に事例を追加して検討した研究でも、地すべり形成年代と開析度の関係の再現性を確認しています²⁶⁾。これらの研究に基づけば、地すべり地形の形成年代が古くなるほど地形的な開析が進行し、地すべり移動体の抽出が困難になることを示しています。この結果に基づき、地すべりの発生から安定化までの長期的な地形変化や安全率の変化を推定する研究もなされました²⁷⁾。



地すべり地形の形成年代 (T) と地すべり地形の開析度には、
 $D=0.02T^{0.6}$ の関係がある。

開析度 (D) = 開析谷の面積 (S_1) / 地すべり土塊の面積 (S_2)

図-1 地すべり地形の形成年代と開析度との関係²⁴⁾

(5) 地すべり発生時期の特徴

表-1 では ^{14}C 年代測定 of 測定限界である約 5 万年以降を示す推定結果が多い結果となっています。一方、歴史時代に発生した地すべりの場合、古文書の記録との対応を検討した研究もあります。全体としてみると、最終氷期後期 (約 3 万～1 万年前) ～完新世 (1. 17 万年以降) にかけて活動した地すべりが多いといえます。最終氷期から完新世にかけての気候変動と地すべり発生との関連性に関する議論も一部ではなされましたが、両者の関連性は必ずしも明確ではありません²⁸⁾。

【引用文献】

- 1) 小出博 (1973) : 日本の国土, 東京大学出版会, pp. 417-541.
- 2) 今村遼平 (2007) : 山地災害の『免疫性』について, 応用地質, Vol. 48, pp. 132-140.
- 3) 高田将志・檜垣大助・柳田誠 (2000) : 地すべりの年代測定. 第 39 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 599-602.
- 4) 西山賢一 (2016) 地すべりの発生年代に関する既存の研究. らんどすらいど (日本地すべり学会関西支部会報), No. 32, pp. 27-31.
- 5) 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978) : 高知県中央部の地形, 地質と土砂災害との関係(1). 日本地すべり学会誌, Vol. 15, pp. 3-10.
- 6) 長谷川修一・永峰良則・川上祐史 (1982) : 愛媛県加茂川流域の地すべりの発生年代. 日本応用地質学会昭和 57 年度シンポジウム及び研究発表会予稿集, pp. 86-89.
- 7) 吉松弘行・福井義隆・白石吉信 (1983) : 下地蔵寺, 怒田地すべりから見た御荷鉾緑色岩地帯の地すべりの特性について. 日本地すべり学会誌, Vol. 19, pp. 19-26.
- 8) 藤田崇 (1990) : 地すべり. 共立出版, pp. 17-18.
- 9) 檜垣大助 (1992) : 長者地すべり地における地すべり斜面の変遷過程. 日本地すべり学会

誌, Vol. 29, pp. 12-19.

- 10) 守随治雄 (1994) : 善徳地すべりの地形・地質・地すべり面について. 日本地すべり学会関西支部現地討論会 結晶片岩地すべりの調査と対策－善徳地すべりを対象にして－, pp. 35-97.
- 11) 田中秀実・檜晋一郎・長谷川修一・原口強 (2000) : 破碎帯埋積地すべり堆積物の特徴ならびにその滑落方向に基づく活断層横ずれ変位量の推定－四国中部中央構造線船戸地域の例－. 地質学雑誌, Vol. 106, pp. 385-396.
- 12) 富田守・市原健・上野将司・水野敏実 (2000) : 和泉層群における古期大規模地すべり地形の形成過程. 日本応用地質学会中国四国支部平成 12 年度研究発表会発表論文集, 29-32.
- 13) 夕部雅丈・岡村眞 (2001) : 御荷鉾緑色岩類帯の大規模地すべり－蔭地すべりの変遷過程－. 日本地すべり学会誌, Vol. 37, pp. 74-81.
- 14) 植木岳雪 (2005) : テフクロノロジーによる徳島県西部, 中内地すべりの発生時期の推定, 日本地すべり学会誌, Vol. 42, pp. 19-23.
- 15) 西山賢一・石田啓祐・中尾賢一・辻野泰之・森永宏・森江孝志・橋本寿夫・伊藤嘉将・山崎健太 (2009) : 美馬市美馬町の地質と古生物－和泉層群, 鮮新～更新統, ならびに地すべり地形－. 阿波学会紀要, No. 55, pp. 1-12.
- 16) 西山賢一・元山茂樹・石田啓祐・橋本寿夫・中尾賢一・阿部肇・辻野泰之・小澤大成 (2011) : つるぎ町一宇地域の地質・岩石・地すべり地形. 阿波学会紀要, No. 57, pp. 1-9.
- 17) 植木岳雪 (2013) : 徳島県南部, 大木屋崩壊地の地形・堆積物の特徴と形成時期の推定, 地質調査研究報告, No. 64, pp. 213-219.
- 18) 西山賢一・北村真一 (2015) : 徳島県剣山東方地域に分布する地すべり地形の形成年代. らんどすらいど (日本地すべり学会関西支部会報), No. 31, pp. 20-40.
- 19) 木下博久・山田琢哉・藤本耕次・林孝標・平澤良輔・高川智・尾嶋百合香 (2016) : 広域テフラから見た大規模地すべりの発生時期に関する考察－四国三波川帯「つえ谷地区」を例に－. 第 55 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 91-92.
- 20) 井上公夫・秋山晋二 (2016) : 宝永地震 (1707) とその後の豪雨による大規模地すべり事例－特に, 高知県東洋町名留川の巨大地すべり性崩壊と土石流の事例調査－. 第 55 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 197-198.
- 21) 西山賢一・北村真一・長岡信治・鈴木恵三・高谷精二 (2011) : 2005 年台風 14 号豪雨で発生した宮崎県槻之河内地すべりの活動履歴, 日本地すべり学会誌, Vol. 48, pp. 39-44.
- 22) 田村俊和・三浦修 (1971) : 北上山地北縁地域の斜面堆積物. 第四紀研究, Vol. 10, pp. 21-30.
- 23) 檜垣大助 (1987) : 北上山地中部の斜面物質移動期と斜面形成, 第四紀研究, Vol. 26, pp. 27-45.
- 24) 柳田誠・長谷川修一 (1993) : 地すべり地形の開析度と形成年代との関係. 日本地すべり学会「地すべりの機構と対策に関するシンポジウム」論文集, pp. 9-16.
- 25) 柳田誠・長谷川修一 (2000) : 地すべり地形の年齢－地すべり地形の形成から消失するまでの時間－. 第 39 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 591-594.
- 26) 菅原大介・大西耕造・西坂直樹・柳田誠・長谷川修一 (2016) : 地すべり形成年代と地

形開析の関連性. 第 55 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 136-137.

27) 稲垣秀輝・小坂英輝・大久保拓郎 (2007) : 四国, 中央構造線沿いの地すべりの発生と安定化. 日本地すべり学会誌, Vol. 44, pp. 241-247.

29) 大西吉一・寺川俊浩・西田彰一 (1984) : ^{14}C 測定値からの地すべり多発期について. 第 23 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 64-67.

(回答者 西山 賢一)

Q スレーキングという言葉をよく聞きますが、地盤に関してどのような問題があるのですか？

スレーキングとは一般に泥岩などの軟岩が乾燥、吸水を繰り返すことにより、細かくばらばらに崩壊する現象を言います。岩石に膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトが含まれている場合、水を吸収しスメクタイトが膨張して岩自体を破壊させ、スレーキングが発生すると考えられています。しかし、スメタイトが含まれていなくても、細かい亀裂を多く介在するなど、別の要因でもスレーキングが起きます。

A 一般的には、スレーキングを起こす岩石は、古～新第三紀の堆積岩である泥岩、凝灰岩に多く見られます。スレーキングを起こしやすい岩は盛土材料としては強度低下を起こしたり、細粒化により圧縮沈下を生じる原因となります。切土の場合には、スレーキングにより風化速度が速くなり、深部にまで風化が進みやすく、また、強度低下により斜面崩壊や地すべりの要因となると考えられています。特に、掘削による応力開放の影響が大きい岩石でスレーキングは顕著となる傾向があります。

上記が懸念される場合にはスレーキング試験を行い、その可能性を事前に検討を行う必要があります。

(1) スレーキングとは

スレーキングは岩石が乾燥、湿潤を繰り返すことにより、細粒化しバラバラになる現象です。乾燥した粘性土の土塊が、吸水して崩れる現象もスレーキングと呼ぶことがあります。スレーキングは泥岩や頁岩、凝灰岩などの堆積岩で多く発生するとされ、スレーキングにより長期的な盛土材の圧縮沈下や強度低下を引き起こす可能性が指摘されています¹⁾。また、愛媛県南西部、秩父帯の泥岩の受け盤構造の切土において、掘削による応力解放と泥岩の長期にわたるスレーキングに起因するとのり面崩壊の報告例²⁾があり、この泥岩でも、スレーキング試験において明確な兆候が表れたと報告しています。

表-1 に主な専門辞書に示されるスレーキングの定義と解説を示します。スレーキングの地質的原因については、後述の膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトの膨潤圧による劣化、黄鉄鉱に起因する酸性水の発生による劣化、化石海水による浸透膨潤による劣化、応力開放で強度低下しやすい割れ目を多く含む岩などが考えられます。ここでは、狭義の岩石のスレーキングについて解説し、スレーキングの原因を踏まえた評価を示します。

表-1 専門辞書によるスレーキングの定義と解説

辞書	定義と解説
応用地質用語集CD版、2004、 日本応用地質学会編 ³⁾	乾燥した半固結堆積物あるいは碎屑性軟岩が水分を吸収して岩石組織の結合力を失い、細片化する現象。
地盤工学用語辞典、平成18 年、地盤工学会編 ⁴⁾	<ul style="list-style-type: none"> ・主として軟岩に対して浸水すると組織の結合力が破壊されて泥状化あるいは細粒化する現象をいう。自然斜面や軟岩の盛土の劣化、軟質化の原因になることがある。 ・また、乾燥した粘性土の土塊を急速に水中に浸すと、内部に閉じ込められた空気が吹き出して土塊が崩れる現象についてもスレーキングということがある。
新版地学辞典、1996、地学団体研究会編、(株)平凡社発行 ⁵⁾	<ul style="list-style-type: none"> ・乾燥した粘土や泥岩の塊が降雨などの水分を吸収し、崩れて細粒化する現象。水の侵入によって内部の間隙中の空気が圧縮され土粒子間に引張力が働くこと、土粒子が水を吸収し粒子間隔を広げ粒子間結合力が低下することが原因。 ・新第三紀泥岩地帯の地すべりの原因となったり、あるいは泥岩を用いた盛土の圧縮沈下などをもたらす。
土木用語大辞典、1999、土木学会編 ⁶⁾	<ul style="list-style-type: none"> ・岩石が乾燥と湿潤による水分変化を受けると、鉱物粒子間の結合力が失われて次第に崩壊する現象。その理由として、(1)水分の侵入が間隙中の空気を圧縮し、岩塊や土塊中に引張力を生じること、(2)土粒子の水分吸収により粒子間が広がり、粒子間結合が低下すること、が考えられている。 ・泥質岩や変質岩等の粘土鉱物が多く含まれる岩石に特徴的にみられる。これらの岩石の風化に対する安定性を評価するうえで重要な指標である。

(2) 要因別に見たスレーキング

スレーキング発生の要因として、地質的には以下の5要素があります。

1) 膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトを含む場合

一般に、スレーキングは膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトを多く含む泥岩に多いことが知られています⁷⁾。この場合、スレーキングの原因は膨潤性の粘土鉱物の膨潤圧によると考えられています。

スメクタイトを多く含む軟岩試料を乾燥させた後、水に浸すと多くの場合水中で激しく崩壊します⁸⁾。このような軟岩は東北地方のグリーンタフ地域の泥岩、凝灰岩に多いとされ、この種の岩石を切土した場合、その掘削表面でスレーキング現象が見られます。

中田ほか(2006)⁹⁾は、釧路炭鉱や池島炭鉱の地下水が塩水域にある堆積岩では、膨潤性の強いNa型スメクタイトが含まれることが多く、急速スレーキングを起こしやすいことを報告しています。

2) 泥岩に含まれる方解石の溶解等が原因の場合

西山ほか(2006)¹⁰⁾は四国、秩父帯下部白亜系の泥岩のスレーキングを研究し、弱風化帯および新鮮岩でも顕著なスレーキングが見られたとしています。さらに、スレーキングの原因として、切土により酸化環境下での泥岩に含まれる黄鉄鉱の溶解、それに起因する硫酸酸性水の発生、酸性水によるクラックを充填する方解石の溶解、クラックの開口の促進による透水性の増大がスレーキングを促進させるとし、方解石の溶解による強度低下の効果が大きいとしています。また、酸性水の発生による石膏の晶出に伴う結晶圧による岩

石劣化の可能性も指摘しています。

また、吉田ほか（2003）¹¹⁾ は、和泉層群の頁岩のスレーキング特性について研究し、スレーキングのメカニズムとして、長石、雲母の溶出および膠着物（非結晶物質）の溶出であるとの見解を示しました。

このように、四国地方の古い地質体の泥岩においてもスレーキング現象が見られることから、注意が必要です。

3) 化石海水を含む古～新第三紀の泥岩に浸透膨潤圧が発生する場合

Higuchi et. al. (2015)¹²⁾ は、台湾の月世界と呼ばれる侵食が激しく不毛の地を形成する新第三紀の海成泥岩の急速風化を詳細に研究し、スレーキングのプロセスを考えるうえで大いに参考になります。研究の成果を以下のように報告しています。

報告によれば、①泥岩は塩気のある間隙水を持ち、その透水性は低く、乾期には乾燥クラックを発達させながら乾燥する（泥岩の引っ張り強度が小さい、執筆者が追記）、②塩気のある間隙水は深部から表層に移動し、斜面の表層近くで塩として沈殿し、塩を凝縮させる。③降雨による真水は、斜面表層に沈殿した塩を溶かしながら開口亀裂に沿って深部まで急速に浸透する。④雨季には、岩の間隙水は増加し、浸透圧を増加させながら希釈される。⑤その時、浸透圧の増加は体積膨張をもたらし、乾燥亀裂を閉じさせる。すなわち、岩に含まれる化石海水により発生する浸透圧（浸透膨潤）が岩石劣化の原因としています。

雨水による間隙水の希釈は、最終的には化学的浸透による岩の細粒化、スレーキングをもたらし、細粒化した表層物質は、雨季には引き続く雨の間、斜面の洗掘により急速に削剥され、風化の次のサイクルが始まるとしています。

4) 切土による応力開放によりスレーキングが促進される場合

奥園（1975）¹³⁾ は、古～新第三紀泥岩、非溶結凝灰岩、ジャ紋岩、熱水変質した岩などの中には、切土後極度に固結度が低下するものがあるとし、この低下の原因として、切土によって応力が開放され吸水膨張すること、および切土後の乾燥湿潤の繰り返しや凍結融解の繰り返し作用を受けて風化が進行することにあるとの考えを示しました。さらに、切土により高速道路の現場における施工実績と同ノリ面試料の乾漆繰返し試験による吸水量増加率の関係を求め、下表の吸水量増加率と適正なノリ勾配の関係を示しています。

表-2 吸水膨張や風化に対する耐久性と適正ノリ勾配¹³⁾

視察による分類	例	乾湿繰返しによる吸水量増加率（%/回）	ノリ勾配	
			地下水なし	地下水あり
① 固結度が高いもの	古第三紀以前のケツ岩、固結凝灰岩	1.0以下	1 : 0.8	1 : 1.0
② 比較的固結度が低いもの	新第三紀層、ジャ紋岩	1.0～2.0	1 : 1.0	1 : 1.2
③ 極めて固結度が低いもの	凝灰質泥岩、鮮新世またはコウ積世の粘土	2.0以上	1 : 1.2	1 : 1.5

ここでいう乾湿繰返しによる吸水量増加率とは、乾湿繰返し試験（1回当たり24時間水浸、48時間強制乾燥の繰返し）の繰返し回数と1回当たりの吸水量の増加分を吸水量増加率（%/回）と定義したものです（図-1）。この吸水量の増加は、主にスレーキングを主とする風化に対する耐久性を示すインデックスとなることを示しているとしています。すなわち、奥園（1975）¹³⁾は、応力開放がスレーキングに大きく係わることを述べています。

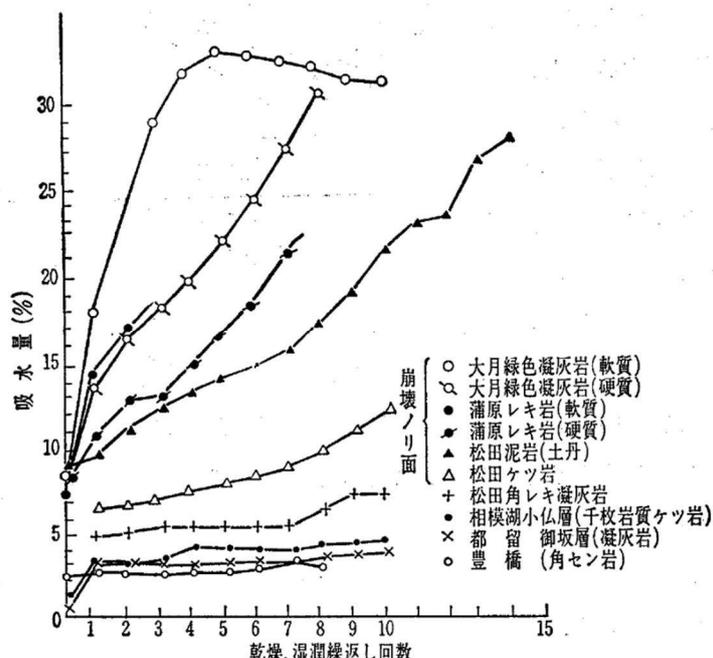


図-1 乾湿繰返し回数と吸水量の関係（注、原文では風化試験結果と記載）¹³⁾

5) 切土のり面などの掘削による地下水低下の影響

切土のり面では、掘削による応力解放とともに、地下水低下をもたらします。地下水低下は不飽和領域の拡大をもたらします。不飽和領域では乾湿の繰返しの影響が大きくなり、スレーキングを促進させる要因の1つと考えられます。

(3) トンネルの盤膨れから見たスレーキングの課題

トンネル地山でスレーキングに関連した盤膨れ事例を2つ以下に示します。

谷本ほか（2004）¹⁴⁾は、和歌山県の古第三紀四万十層の音無川層群の砂岩、泥岩の混在岩からなる地山の道路トンネルで約20cmの内空変位が観測された事例を報告しています。軟質な頁岩はスレーキング試験では極めてスレーキングが強く、泥状化したとしています。また、本地点の変状発生箇所周辺の泥岩、頁岩にはスメクタイトは含有されないものの、岩石薄片の観察から、潜在的な微細クラックが多いとしています。トンネル掘削による応力解放で、微細なクラックが分離し、そこに水が入ることでスレーキングが発生し、強度低下をもたらしたと考察しています。

松前ほか（1993）¹⁵⁾は、和歌山県の古第三紀四万十帯の牟婁層群の砂岩、頁岩からなる地山の道路トンネルで約30cmの内空変位が観測された事例を報告しています。本地点の頁岩は浸水崩壊試験で細片化するが泥状化まではしない、スメクタイトの含有量もわずかで膨

張圧を発生するほどではないことが試験から分かっています。

しかし、本地点の岩石試料を一旦乾燥させた後浸水させて、連続破壊三軸試験を行うと強度 (C、 ϕ) の低下が極めて大きいこと、また、岩石の偏光顕微鏡観察では微細なクラックが多いことも報告されています。この浸水による強度低下は、前述のスレーキング要因の 2) 3) 及び 4) を原因とするものである可能性があります。

以上のように、四万十帯の堆積岩においてもトンネル掘削時において、スレーキングと見られる大きな内空変位が発生しています。2 事例とも、潜在クラックが多いことが変形の要因として挙げられていますが、トンネル掘削による応力開放が大きな要因と思われます。どの程度の潜在クラックや応力開放があるとスレーキング傾向が強くなるのかなど、予測するにはまだ課題が多いと思われます。

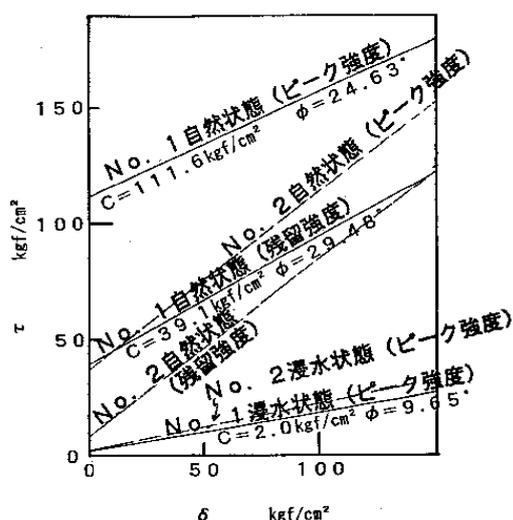


図-6 連続破壊三軸圧縮試験結果

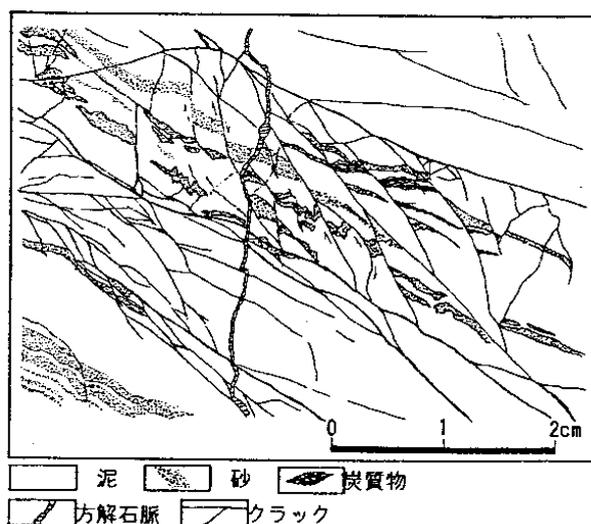


図-7 岩石薄片スケッチ図

図-2 連続破壊三軸圧縮試験の結果 (左) と岩石薄片のスケッチ図 (右)
(谷本ほか (2004) ¹⁴⁾)

(4) スレーキング試験の薦め

スレーキングの発生には前述のように様々な要因があり、また、複数の要因が重なってスレーキングが促進されることも多いと考えられます。

一般に泥岩や凝灰岩を盛土材料として使用する場合に、スレーキング試験 (浸水崩壊度試験と呼ばれることもある) ^{15~18)} が行われることが多いと思います。スレーキングの発生要因はまだ不明なことが多いですが、大きな切土やトンネル掘削などの大きな工事においては、スレーキング試験を事前に実施し、地盤の安定性についてリスク評価しておくことが望ましいと考えられます。

なお、本論は田村・露口 (2020) ¹⁹⁾ を参考に解説しました。

【参考文献】

- 1) 地盤工学会 (1996) : 盛土の挙動予測と実際 (地盤工学・実務シリーズ 2)
- 2) 田窪裕一ほか (2012) : 55. スレーキングによる泥岩法面の崩壊事例、全地連技術フォーラム 2012
- 3) 応用地質用語集 CD 版 (2004) : スレーキング、日本応用地質学会編
- 4) 地盤工学用語辞典 (2006) : スレーキング、地盤工学会編、p. 74
- 5) 新版地学辞典 (1996) : スレーキング、地学団体研究会編、(株)平凡社発行、p. 659-660
- 6) 土木用語大辞典 (1999) : スレーキング、土木学会編、p. 665
- 7) 小島圭二ほか (1984) : 軟岩の膨潤・スレーキング特性 (その 1) - 簡易試験による評価 -、応用地質、vol. 25、no. 1、pp. 10-22
- 8) 地盤工学会・実務に役立つ土質工学 (2000) : 34. 岩のスレーキングとスウェリングの違いおよび試験法、pp. 139-143
- 9) 中田英二ほか (2006) : 地下水水質と堆積岩のスレーキング特性の関係、資源地質、vol. 56、no. 2、pp. 133-144
- 10) 西山賢一ほか (2006) : 鉱物組成に基づく黄鉄鉱含有泥岩のスレーキング特性、徳島大学総合科学部・自然科学研究、第 20 巻、pp. 43-54
- 11) 吉田幸信ほか (2003) : 和泉層群の頁岩のスレーキング特性とメカニズムに関する一考察、土木学会論文集 No. 750、III-65、pp. 15-25
- 12) Kohei HIGUCHI et. al. (2015) : Rapid Weathering and Salt Water Migration Processes near a Slope Surface in Plio-Pleistocene Mudstone Badlands in Southwest Taiwan、10th Asian Regional Conference of IAEG (2015)、pp. 1-8
- 13) 奥園誠之 (1975) : 4.2 章、ノリコウ配の設計、地盤工学会ライブラリー 12. 切土ノリ面、pp. 110~113
- 14) 谷本親伯ほか (2004) : 南紀地区頁岩のスレーキング特性とトンネル施工、材料、vol. 53、no. 4、pp. 447-453
- 15) 松前昌広ほか (1993) : 四万十帯のトンネルにおける大きな変形の原因に関わる一考察、トンネル工学研究発表会論文・報告集、第 3 巻、報告 (8)、pp. 161-166
- 16) 地盤工学会 (2009) : 地盤工学会基準 (JGS 2124-2009) 岩石のスレーキング試験方法、地盤材料試験の方法と解説、pp. 285-308
- 17) 日本道路公団 (2001) : 日本道路公団試験方法 第 1 編土質関係試験方法、JHS 110-2001、(財) 道路厚生会、pp. 281-283
- 18) ASTM (1992) : Standard Test Method for Slake Durability of Shales and Similer Weak Rocks. D4644-87, pp. 958-960 (Reapproved 1992)
- 19) 田村栄治・露口耕治 (2019) : スレーキングの諸問題、日本応用地質学会中国四国支部令和元年研究発表会発表論文集、pp. 1-6

(回答者 田村 栄治)

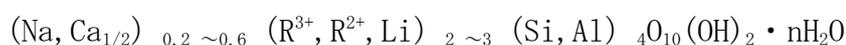
Q 膨潤性粘土鉱物として、スメクタイトやモンモリロナイトの言葉を聞きますが、どのように違いますか。また、どのように調べますか。

A 膨潤性の粘土鉱物として、古くはモンモリロナイトの用語が使われていましたが、最近ではモンモリロナイトを含む鉱物の族名であるスメクタイトという名前を使うことが一般的です。スメクタイト族の代表鉱物がモンモリロナイトです。
スメクタイトは一般的にX線回折（分析）でその有無を調べます。

モンモリロナイトは膨潤性のある粘土鉱物の代表として、土木地質の分野で古くから知られていますが、鉱物学的には含水層状鉱物であるスメクタイト族の1鉱物名です。スメクタイト族は、構造や化学組成から大きくは6つの鉱物の総称で、その特定には厳密な分析が必要なため、近年では膨潤性のある粘土鉱物として、属名であるスメクタイトという名称で記載することが一般的となりました。

(1) スメクタイト族の主な種類

スメクタイトは下式¹⁾で表される化学組成の層状ケイ酸塩鉱物で、種名として6種類の鉱物名が付与されています（表-1）。



注：R³⁺はAl、Fe³⁺、R²⁺はMg、Fe²⁺を主体とする

スメクタイトは弱い層電荷をもった鉱物で、水分子と交換性陽イオン（上式のNaとCaの項）をもっています。スメクタイトの天然の産出としては、表-1のうちの2八面体型のモンモリロナイトーバイデライト系列のものが大部分を占めます¹⁾。

表-1 スメクタイト族の主な種類¹⁾

鉱物名	英名	理想式*
2八面体型		
モンモリロナイト	montmorillonite	$\text{W}_{0.33} (\text{Al}_{1.67}\text{Mg}_{0.33}) \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
バイデライト	beidellite	$\text{W}_{0.33} \text{Al}_2 (\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
ノントロナイト	nontronite	$\text{W}_{0.33} \text{Fe}_2^{3+} (\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
3八面体型		
サポナイト	saponite	$\text{W}_{0.33} \text{Mg}_3 (\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
ヘクトライト	hectorite	$\text{W}_{0.33} (\text{Mg}_{2.67}\text{Li}_{0.33}) \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
スチーブンサイト	stevensite	$\text{W}_{0.16} \text{Mg}_{2.92} \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

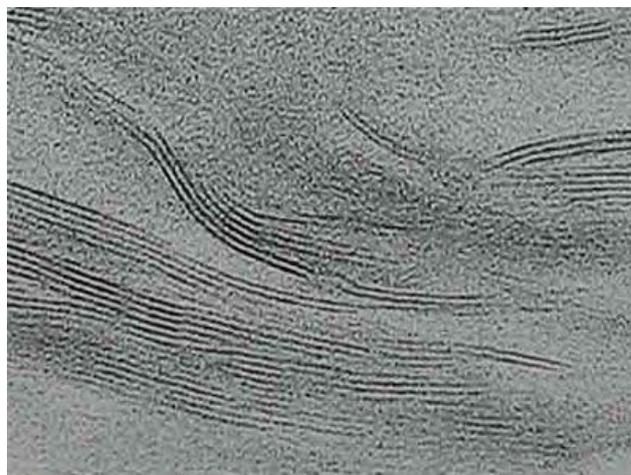
*Wは層間陽イオン（1価とみなす）を表し、層間水は省略されている。

(2) スメクタイトの結晶構造

鬼形 (2007)³⁾によれば、スメクタイトは厚みが約 1 nm の薄い板状結晶が積み重なった層状構造を呈し (写真-1)、結晶の横方向の長さは 200 から 300nm 程度とされています。

写真-1 スメクタイトのうちの
モンモリロナイト積層の透過電
子顕微鏡(TEM)写真⁴⁾

注) モンモリロナイトは、無水状態の基本面間隔が 9.7 Å (0.97nm) つまり約 1 ナノメートルのきわめて薄いシートが積み重なった構造をもっています。



(株)ホーゲンホームページより

図-1 はスメクタイトの結晶構造と膨潤機構を模式的に示しています。スメクタイトは結晶層間にマイナスの電荷を帯びており、水と水和した陽イオンが吸着されています³⁾。図-1 に示すように結晶層間に水分子が入り膨潤が occurs。上記の陽イオンは容易に交換が起き、交換性陽イオンと呼ばれ、1 価では Na⁺、K⁺、2 価では Ca²⁺、Mg²⁺ の 4 種類からなります。Na⁺イオンが主であるスメクタイトを Na 型スメクタイトと言い、水中での膨潤、増粘、分散性が優れています。Ca²⁺イオンが主であるスメクタイトは Ca 型スメクタイトと言い、Na 型スメクタイトよりも膨潤、増粘、分散性は劣りますが、吸着性が優れています。

イオン交換は原子価の高いイオンほど、同じ原子価の場合にはイオン半径が大きいほどより選択的に挿入されるとし、挿入の順列は、H⁺>Fe³⁺>Al²⁺>Ca²⁺>Mg²⁺>K⁺>Na⁺とされています³⁾。

スメクタイトの膨潤は水に触れることでおきますが、切土で言えば、上載荷重が減少することでスメクタイト含有粘土のもつ膨潤圧が上載荷重より相対的に大きくなり、膨潤圧が開放されて膨潤は発生します (例えば、田村ほか、2006⁷⁾ など)。

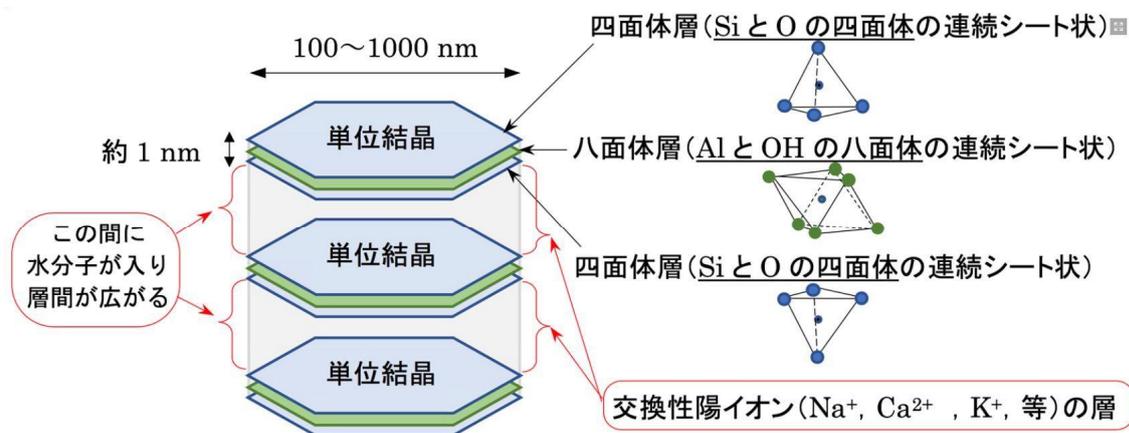


図-1 スメクタイトの結晶構造と膨潤の模式図⁵⁾

(3) スメクタイトの調査、分析の方法

スメクタイトの有無は、一般的にはX線回折（分析）で調べます。Ca型のスメクタイトは15Å付近の(001)面反射が非常に強く現れます。001面反射は湿度や層間陽イオンによって変わり、層間陽イオンがKあるいはNaの場合には12.5Å付近に底面反射が現れます²⁾。

スメクタイトのX線回折パターンは緑泥石やバーミキュライトと似ている点がありますが、高次の反射が弱いため、下記の処理による001面反射の挙動で同定することができます²⁾。

- ・ エチレングリコール処理：d(001)面が15Åから約17Åに膨潤
- ・ Kイオン飽和：d(001)面が12~13Å、バーミキュライトはd(001)面が10~11Åに収縮
- ・ 加熱処理：300~450°C加熱で層間水が脱水し、d(001)面が9.5~10Åに収縮
- ・

また、X線回折以外のスメクタイトの検出方法として、

- 1) パラアミノフェノールによるスメクタイトの呈色反応：須藤（1979）⁷⁾、鈴木（1986）⁸⁾
- 2) メチレンブルーによる呈色反応：粘土ハンドブック編集委員会（1967）⁹⁾、日本ベントナイト工業会（1977）¹⁰⁾
- 3) 赤外線スペクトロメーターを用いた現場判定：紙本ほか（2005）¹¹⁾、中村ほか（2017）¹²⁾
- 4) スメクタイトの指感による判定：吉村ほか（2001）²⁾

がありますが、工事現場等で適用するには様々な課題があり一般化されていません。以上のように、地盤中のスメクタイト等の膨潤性粘土鉱物の有無を現場で判定する簡易手法の開発は今後の課題です。

(4) スメクタイトの性質と利用

スメクタイトは代表的な粘土鉱物のひとつで常に微粒の粘土として産し、イオン交換性、膨潤性、複合体形成能などの化学的活性が顕著です。スメクタイトはその膨潤特性から不透水層を形成することから、産業廃棄物の最終処分技術における遮水材の1つとしてスメクタイトを主成分とするベントナイトが用いられています。ボーリング調査で孔壁保護等に用いられるベントナイト泥水も同様です。

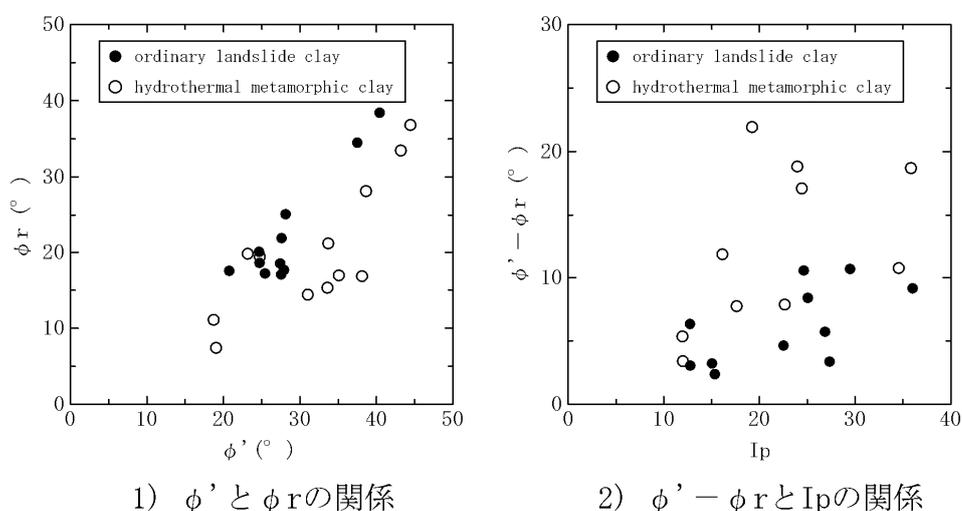
交換性陽イオンとしてNaが主体のNa型スメクタイトは膨潤性が特に顕著で止水性が高いことから、Na型スメクタイトを主体とするベントナイトは高レベル放射性廃棄物の地層処分における多重バリアの1つ（緩衝材）と考えられています。

(5) スメクタイト含有土の土質力学的特性

矢田部(1999)¹³⁾、矢田部(2003)¹⁴⁾は、多数の地すべり粘土についてせん断試験を行い、スメクタイトないしスメクタイト混合層鉱物を含有する粘土のせん断抵抗角のピーク強度

ϕ' と残留強度 ϕ_r との差は 20 度近くと大きく、普通の地すべり粘土のそれが 10 度程度であるのに対して、スメクタイト含有粘土の強度低下がより大きいことを示しています(図-2)。スメクタイト含有粘土は含有しない粘土よりピーク強度がやや小さいとともに、残留強度に示すように強度低下が大きいことは斜面安定等に関して重要な事項です。

また、スメクタイト含有粘土の強度について、スメクタイトの量とともにスメクタイト粒子の配向性の重要性を指摘する研究もあり (Muller-Vonmoos et al、1989¹⁵⁾、宜木、2001¹⁶⁾、板状鉱物の定向配列は強度に影響を与えると考えられますが十分な研究は進んでいないと思われます。眞弓ほか (2003)¹⁷⁾ は、すべり面と試験時せん断面とを一致させるすべり面せん断試験を用いてスメクタイト含有のすべり面粘土の試験を行い、3~5 度と小さなせん断抵抗角を示すものがあること、すべり面表面がスメクタイトに被覆されていることを示しています。この結果は粘土鉱物の配列も強度に影響することを示唆しています。



ϕ' : 三軸圧縮試験によるせん断抵抗角 (ピーク強度)
 ϕ_r : リングせん断試験によるせん断抵抗角 (残留強度)
 I_p : 塑性指数

図-2 せん断抵抗角のピーク強度 ϕ_r と残留強度 ϕ_r の関係 (矢田部、1999)¹³⁾

【引用文献】

- 1) 白水晴雄 (1989) : 粘土鉱物学—粘土科学の基礎—, 朝倉書店, pp. 185.
- 2) 吉村尚久編著 (2001) : 粘土鉱物と変質作用. 地学団体研究会, pp. 293.
- 3) 鬼形正伸 (2007) : ベントナイトの特性とその応用, 粘土基礎講座 I, 粘土科学, vol. 46, no. 2, pp. 131-138.
- 4) 株式会社ホージュン (2021.01 閲覧) : モンモリロナイトの形態,
<https://www.hojun.co.jp/bentonite/>
- 5) 一般財団法人建設業技術者センター、建設技術者のためのコミュニティサイト CONCOM (202.01 閲覧) : 膨潤性粘土鉱物スメクタイトによるトラブルについて~モンモリロナイトは厄介者、でもベントナイトは役に立つ~
- 6) 田村栄治ほか (2007) : 結晶片岩中のスメクタイト含有破砕帯の膨潤特性と隆起メカニズ

- ム, 応用地質, vol. 48, No. 2, p. 80-89.
- 7) 須藤敏男 (1979) : 粘土鉱物学, 岩波書店, p. 277.
 - 8) 鈴木哲也 (1986) : パラフェニレンジアミンによる変質安山岩の分類について. 土木試験所月報, No. 395, 17-21.
 - 9) 粘土ハンドブック編集委員会 (1967) : 4.2 泥水中の含有ベントナイト量 (MBC 値) の試験方法、粘土ハンドブック、pp. 587-588.
 - 10) 日本ベントナイト工業会 (1977) : ベントナイト (粉状) のメチレンブルー吸着量 測定方法 (JBAS107:91) .
 - 11) 紙本泰樹・長谷川修一・山中 稔・藤川真治・重本直也 (2005) : スメクタイトの現場判定を目的とした予備実験、地盤災害・地盤環境問題論文集、愛媛大学防災情報研究会・地盤工学会四国支部、p. 85-94.
 - 12) 中村研治・門 泰之・石丸卓哉・村上龍介 (2017) : 大分県くじゅう地熱地域のスペクトロメーターによる変質鉱物分析、資源地質, 67(2), 87 ~ 101
 - 13) 矢田部龍一 (1999) : 四国の地すべり粘性土の強度特性, 地盤工学会四国支部 40 周年記念論文, 四国の地すべり, pp. 115-134
 - 14) 矢田部龍一 (2003) : 鉱物から見た地すべり地のすべり層粘土の強度特性, 地盤工学会四国支部, 地盤災害・地盤環境問題論文集, p. 7-27.
 - 15) Muller-Vonmoos, M. and Loken, T. (1989) : The shearing behavior of clays, Applied Clay Science, 4, pp125-141
 - 16) 宜木 清一 (2001) : 残留強度と斜面危険度評価, 地すべり学会関西支部シンポジウム “地すべり・斜面崩壊の予知予測” 論文集, pp115-123
 - 17) 眞弓孝之・柴崎達也・山崎孝成 (2003) : すべり面せん断試験によるすべり面のせん断強度評価、地すべり、Vol. 40, no. 4, p. 15-24.

(回答者 田村 栄治)



石灰岩地域では、その流域の地下水の状況把握が難しいと聞きますが、どのような特徴があり、どのような調査が望ましいのでしょうか？



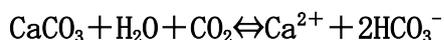
- 石灰岩には、微生物活動により二酸化炭素濃度が高くなった土壤中を降水が通過し、二酸化炭素を多く含む地下水により溶解が促進されやすい特徴があります。
- 石灰岩地域の地下水の水質は、石灰岩の主成分である炭酸カルシウム (CaCO_3) を反映して、 Ca^{2+} と HCO_3^- の成分が多い炭酸水素カルシウム型 (Ca-HCO_3 型) となり、pH8 以上のアルカリ性を示します。
- 石灰岩が広く分布する地域の地下水は、地下に分布する溶食空洞が地下河川のような水みちを形成し、地形がつくる集水域を超えた地下水流動があることが大きな特徴です。
- 石灰岩地域の溪流では流水がなく、下流の湧出箇所では多くの湧水量となる傾向があります。その湧水量は河川水の流量変動に類似しており降雨に連動して変化する傾向があります。
- トンネル施工時には、石灰岩地帯中の無数の縦方向や横方向に発達した空洞（鍾乳洞）のつながりにより、土被り圧に近いような高水圧の湧水を伴うことがあります。
- 集水域を超えた地下水流動があるため、トンネル施工の影響範囲や湧水量を推定することは、一般的に用いられている地形的な要素にもとづく水文学的方法（高橋の方法）やポテンシャル理論に基づく水収支シミュレーションなどの手法では難しい。
- 石灰岩地域のトンネル水文調査の着目点で言えば、石灰岩分布の確認、広域の水文地質調査、地質構造の把握、湧水地点の水収支の検討から地形に現れない集水域の検討とトンネルルートとの関係把握、水質分析による検討、特に広域の石灰岩分布と湧水地点の連続性の把握等が重要項目となります。
- また、石灰岩の空洞（鍾乳洞など）を伴う水みち調査では、特殊なトレーサーとなりますが、アクチバブルトレーサーなどを用いれば 1~2km 離れた地点でも追跡が可能であり、地中の水みちが完全には把握できなくても、トンネルの地下水評価上有益なデータとなります。

(1) はじめに

石灰岩は中国地方の秋吉帯、四国地方の秩父帯に大小のレンズ状岩体として分布しています。大きなレンズ状岩体は、中国地方では石灰岩地域が台地状の地形をなすことから秋吉台、帝釈台、阿哲台などと呼ばれ、四国地方では四国カルストなどに分布しています。なお、福岡県の平尾台、山口県の秋吉台、四国カルストは日本三大カルストと呼ばれています。石灰岩体はしばしば大小の溶食空洞を伴うことから、トンネル工事時の異常出水、ダム基礎岩盤の漏水、隠れた空洞上の突然の陥没など、建設工事を主体に応用地質的課題が多いことが指摘されています¹⁾。

(2) 石灰岩の溶食と溶食空洞の形成

石灰岩地域では、石灰岩の主要成分である炭酸カルシウムが二酸化炭素を多く含んだ水によって溶解が促進されやすくなり、特徴的な地形が形成されます。この溶解現象を化学反応式で示せば、



で示されます。

上式の反応式が右に進むと石灰岩が溶解し、地表にドリーネなどの窪地や地中に鍾乳洞などの溶食空洞を伴う排水系（水みち）が形成されます。また、反応が左に進むと炭酸カルシウムが沈殿し、鍾乳石などの二次生成物を形成します。この反応式に示すように、石灰岩の溶解反応を左右する最も重要な要因は二酸化炭素です。図-1の石灰岩の溶解に及ぼす二酸化炭素濃度の効果に示すように、降水が大気中の二酸化炭素濃度（0.036%）と平衡状態にある場合には溶解量が比較的少なく、降水が地中に浸透する過程で土壌中の二酸化炭素濃度（0.1~1.5%）と平衡状態になると、溶解量が多くなることを示しています。微生物活動により二酸化炭素濃度が高くなった土壌中を降水が通過することは、溶解作用を進めるうえで重要な役割を意味しています²⁾。このような溶解作用を繰り返すことにより、ドリーネや地中においてはつながりが複雑で、かつ、溶食空洞を伴う排水系（水みち）が形成され、地表では河川の発達が乏しくなります。

さらに、もう一つ重要なこととして、降水が石灰岩中に浸透し鍾乳洞などを形成するには初生的な亀裂（空隙）が必要で、石灰岩の分布状況や周辺の地質構造（断層、亀裂分布）などの地質情報が重要な手がかりとなります。上記に示した基礎知識のもとで石灰岩地域の地下水特性や地下水流動を把握するために必要な調査について以下に示します。

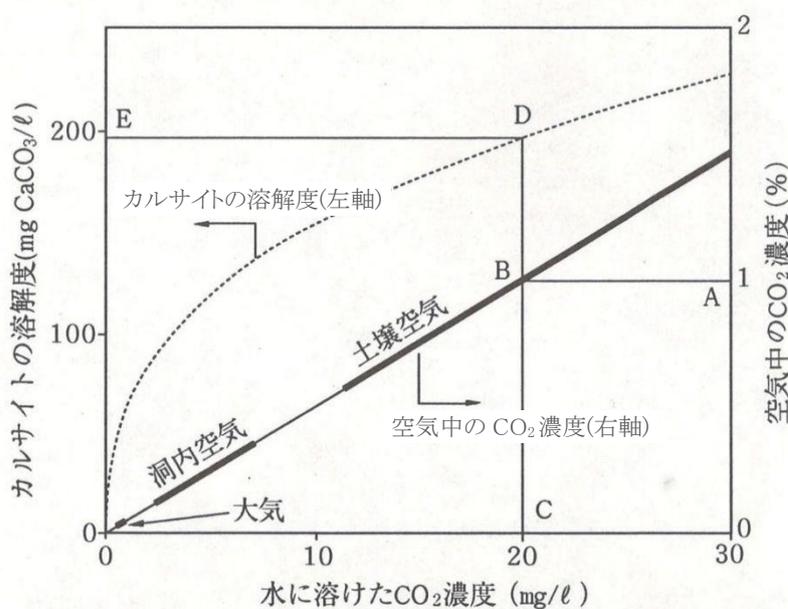


図-1 石灰岩の溶解に及ぼす二酸化炭素濃度の効果²⁾

(3) 石灰岩地域の地下水の水質

前述のように、石灰岩の主成分は炭酸カルシウム (CaCO₃) からなりますが、二酸化炭素 (CO₂) を多く含む水にはよく溶ける性質があり、石灰岩地域の地下水の水質は Ca²⁺ と HCO₃⁻ の成分が多い炭酸水素カルシウム型 (Ca-HCO₃型)³⁾ となります (図-2)。また、pHは8以上のアルカリ性を示す特徴があります。

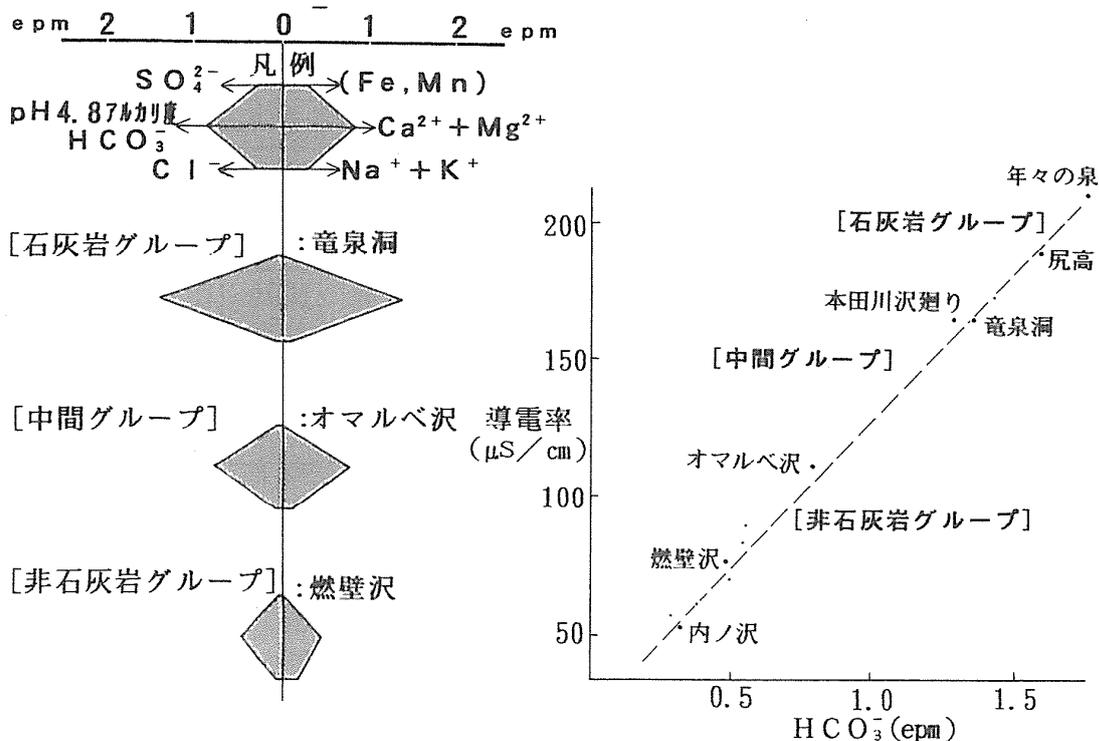


図-2 岩手県岩泉町の龍泉洞の湧水と周辺河川の水質組成³⁾

(4) 石灰岩地山の地下水流動の特徴

石灰岩地帯では特異的な地形としてカルスト地形をつくり (写真-1、-2)、カルスト上に降った雨は、石灰岩中の溶食された割れ目を通り地下浸透するため表流水は殆ど無く、ある地点から鍾乳洞を伴う湧水として地表に現れることが多い¹⁾。そのため、カルスト地域では、開析谷の発達が悪いことから谷、尾根の地形が不明瞭となる特徴もあります。

図-3に石灰岩地帯におけるトンネル湧水メカニズムの概念図を示します。図-3に示すように石灰岩地帯中には無数の縦方向や横方向に発達した空洞 (鍾乳洞) が繋がっており、地下河川のような水みちを形成することも多い。降雨は割れ目を通してこの空洞 (鍾乳洞) に溜まり、湧水地点よりも空洞部の地下水位が高くなると水みちを通り地表面に湧出します。

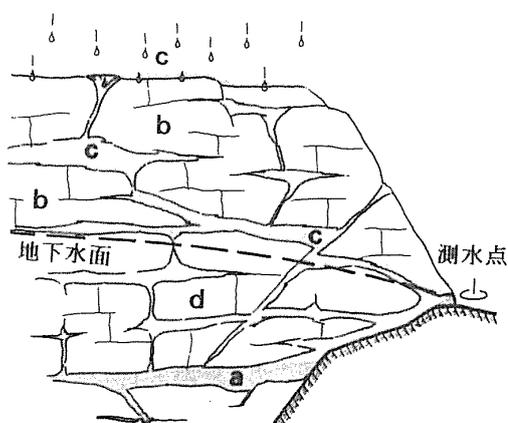
石灰岩地域の地下水は、図-3に示すように地下に分布する溶食空洞が地下河川のような水みちをなすことから、地形がつくる集水域を超えた地下水流動があることが大きな特徴です。



写真-1 四国カルストの山頂部の石灰岩¹⁾
注：文献 1) の口絵写真、須内寿男氏撮影



写真-2 石灰岩の溶食例
注：須内寿男氏撮影



【記号の解説】

- a: 飽和帯中の洞窟内に貯留していた水に降雨が加わり
 ハイドログラフが立ち上がる水
- b: 降雨後に通気帯中の割れ目などを通じて地下水流
 として流出する水
- c: ドリーネの吸い込み穴を通じて運ばれる水
- d: 地下水面下の小空隙から継続的に湧出する水

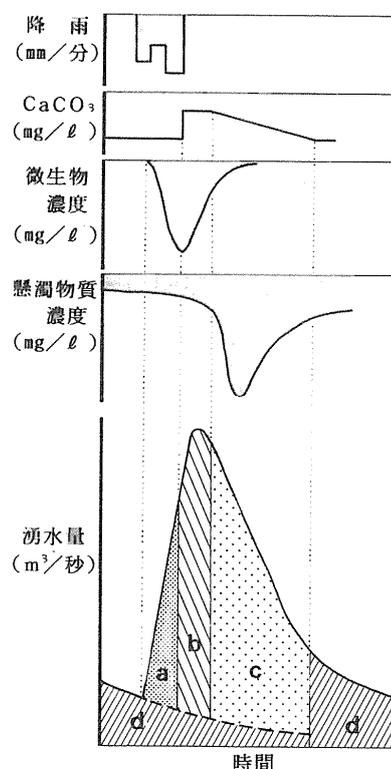


図-3 石灰岩地域の湧水のハイドログラフのモデル³⁾

図-4は石灰岩地帯における地下水位観測孔の水位変動と近接する湧水地点の湧水量の変化の事例です。降雨に連動した地下水位と湧水量の変動を捉えており、特に、湧水量は降雨直後に急激に増加し、その後徐々に減衰するといった河川水の流量変動に類似した傾向を示しています。

トンネル施工後のトンネル湧水についてみると、一般地山のトンネル湧水では降雨とあまり関係なく緩やかな季節的流量の増加～減少傾向を示す場合が多いのに対し、石灰岩地帯におけるトンネル湧水では、図-4の事例と同じように、河川水と同じような降雨に反応した急激な流量の変化を示します(図-5)。

さらに、四国カルストの地芳トンネルでは土被り 240m のところで、約 2MPa (20kgf/cm²) の水圧を持つ突発湧水に遭遇した報告例など、トンネル施工時の高水圧湧水の遭遇がいくつか報告されています¹⁾。

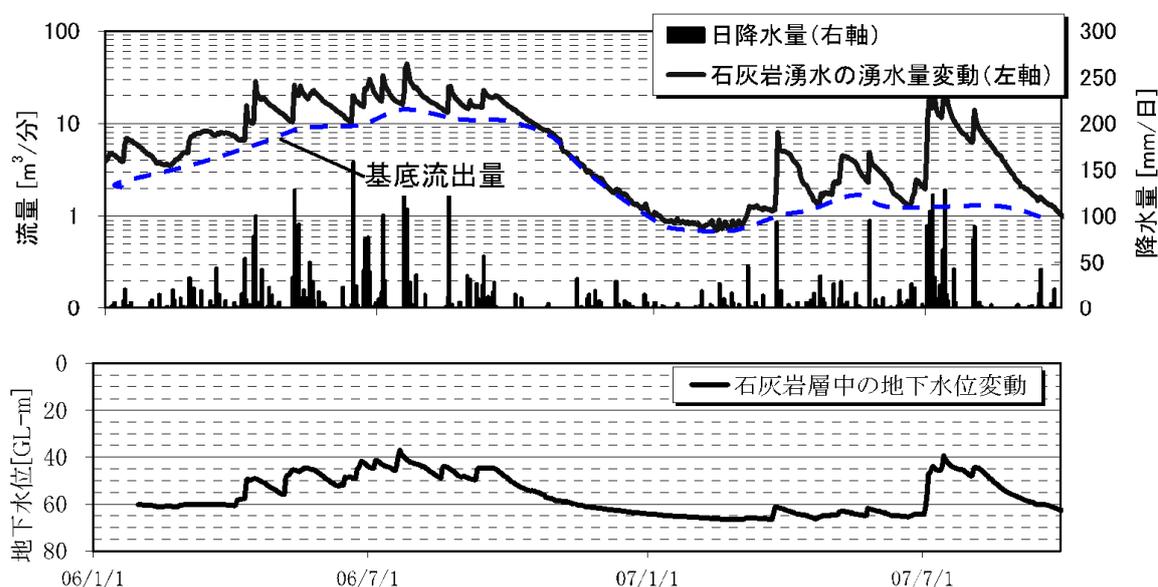


図-4 石灰岩地帯における地下水位観測孔の水位変動と近接する湧水地点の湧水量の変化の事例⁴⁾

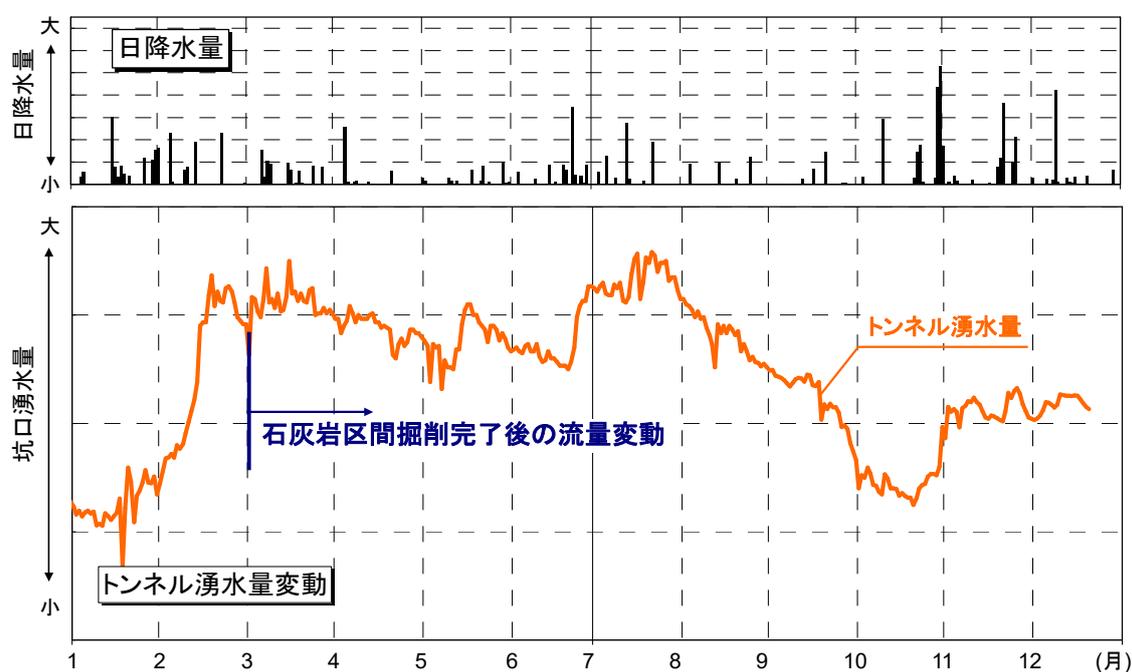


図-5 石灰岩地帯におけるトンネル湧水の観測事例¹⁾

(5) 流域の水収支からみた一般地山と石灰岩地山の違い

一般的な山の流域の流出は、流域内に降った雨が直接沢筋に集まって流れる表面流出と一旦地下に浸透しやがて地下水として流出する基底流量からなります。降雨の少ない渇水期の沢水は地山からの地下水流出のみからなり、その流域の基底流量となります。そのた

め、沢水流量 $Q = (\text{降雨量 } P - \text{蒸発散量 } E) \times \text{流域面積}$ の関係から流域の水収支を求めることができます(図-6)。流域の基底流量のデータは、地山の地下水流出量や地下水涵養量を判断する有効なデータとなります。

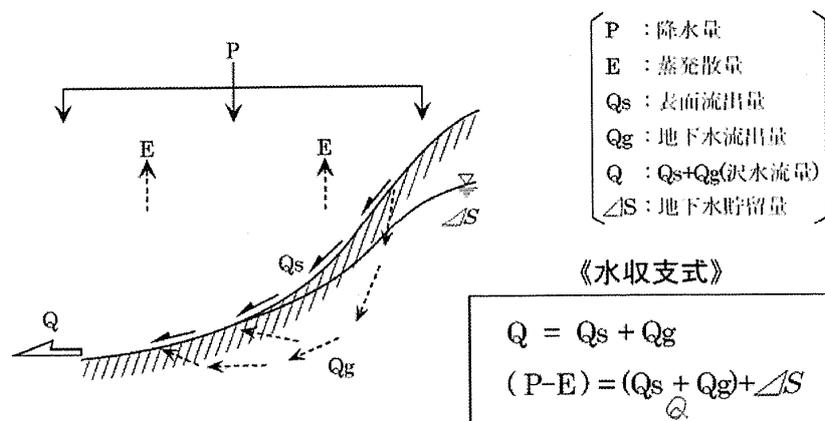


図-6 流域の水収支概念図⁴⁾

一方、石灰岩地山では、鍾乳洞を伴う地下河川のような水みちが存在することが多く、流域を越えた地下水流動を示すことから、地形上の流域内にもたらされた降雨よりも多くの湧水量が観測される場合が多い。

四国の石灰岩地域に隣接する吉田導水路トンネル近傍の湧出地点である観音水(名水百選)は、水収支的に見れば地形上の流域面積 0.3km^2 に対し、約 10 倍程度の集水域が無いと流出しえない豊富な湧水量となっており¹⁾、明らかに石灰岩中に分布する水みち(鍾乳洞など)を介して地下水が流出していることが伺えます。



写真-3 愛媛県西予市宇和町の観音水の湧出口(露口耕治氏撮影)

注:本湧水地点は、観音水と呼ばれ名水百選に選ばれています。日量 800t とされ、生活用水、農業用水として利用されています。隣接して施工された導水路トンネル工事の折には、湧水が減水したことがあります。

(6) 石灰岩地山のトンネル工事に伴う湧水濁水の特徴と調査の着眼点

石灰岩地山でのトンネル施工は、鍾乳洞などの空洞を伴う水みちの一部でもトンネル切羽が通過すると、多量の地下水がトンネルに引かれて坑口に排水されるため、これまでに

湧水していた箇所が枯渇することとなります。石灰岩地帯中のトンネルの影響範囲は、空洞を伴う水みちの連続性に強く影響を受け、場合によって数 km 離れた湧水地点まで地形的な流域を越えて影響が生じた事例もあります。そのため、一般的に用いられている地形的な要素にもとづく水文学的方法（高橋の方法）によるトンネル影響範囲や湧水量を推定することは困難です。また、ポテンシャル理論に基づく水収支シミュレーションなどの手法でも地中に分布する空洞を伴う水みちの連続性やその水理特性を把握しない限り精度の高い予測が困難と考えられます。

石灰岩地帯でのトンネル工事に伴う水文調査は、第一にトンネルルートに石灰岩が分布するかどうか、更に、トンネルルートに分布する石灰岩と周辺湧水との連続性があるかなどを事前に把握するとともに、鍾乳洞などの空洞を伴う地下水系の連続性と石灰岩と接する周辺地質構造に起因する亀裂や断層などとの関連を把握することが、トンネル工事に伴う湧水湧水予測で重要なポイントです。特に、四国カルスト地域の付加体に分布する石灰岩地帯を掘削した地芳トンネルでは、断層破碎による地下深部から続く亀裂を介した酸性熱水の溶食により形成されたと見られる地下カルストの事例⁶⁾もあり、地下水の流動場となる地質構造の把握が重要な調査となります。

石灰岩の空洞（鍾乳洞など）を伴う水みちの把握では、湧水の連続観測による水収支、主成分分析による溶存成分濃度の比較やトレーサー調査などが上げられます。アクチバブルトレーサー⁷⁾などを用いれば1~2km離れた地点でも追跡が可能であり（図-7）、地中の水みちが完全には把握できなくてもトンネル工事の影響を判断するうえで有益なデータとなります。

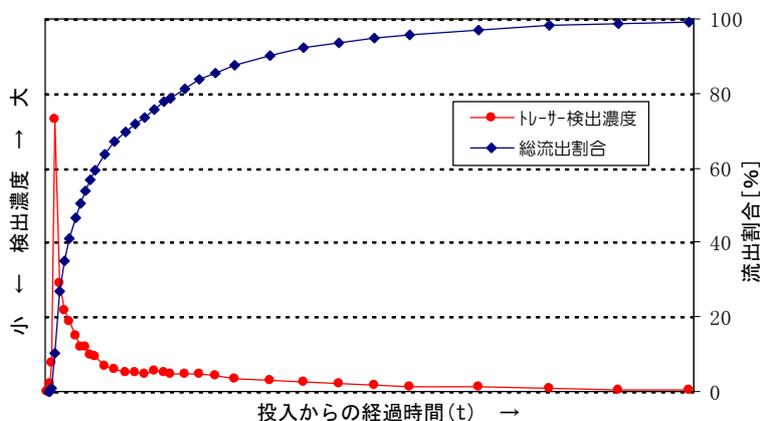


図-7 石灰岩地帯におけるアクチバブルトレーサー投入箇所から約 1km 離れた地点でのトレーサー観測事例¹⁾

注：アクチバブルトレーサー法では、In、La、Eu、Dy などの放射化断面積が大きい希土類元素をトレーサーとして用います⁷⁾。放射性化させた試料から放出されるγ線を計測して、トレーサー元素の定量を行う必要があります。

石灰岩地山におけるトンネル水文調査の着目点は以下からなります。

- ① トンネルルート上の石灰岩分布の確認、場合によってはトンネル中央部でもボーリング調査による確認が必要
- ② 広域の水文地質調査が必要で、広域の石灰岩分布と湧水地点の把握、石灰岩と接する周辺地質構造に起因する亀裂や断層などとの関連を把握
- ③ 必要に応じて地中の鍾乳洞分布調査
- ④ 湧水地点の水収支の検討から地形に現れない集水域の検討とトンネルルートとの関係の把握
- ⑤ 主成分分析による溶存成分濃度の比較解析による水収支との整合性の確認
- ⑥ トレーサー調査等による大きな水みちと湧水地点との連続性の確認

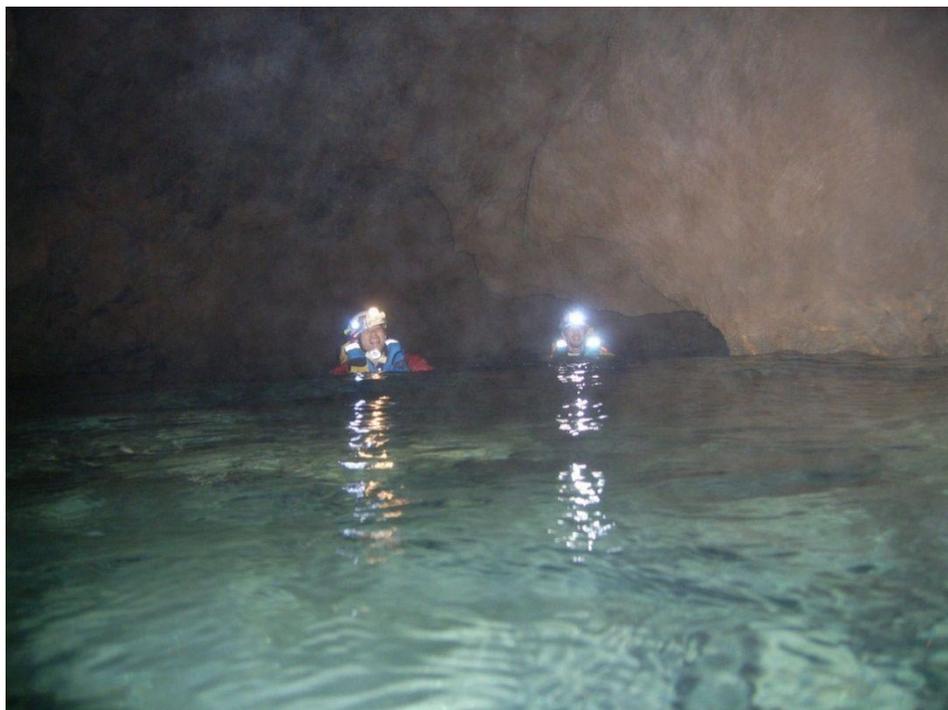
なお、本論は田村・栢木（2020）⁸⁾を参考に解説しました。

【引用文献】

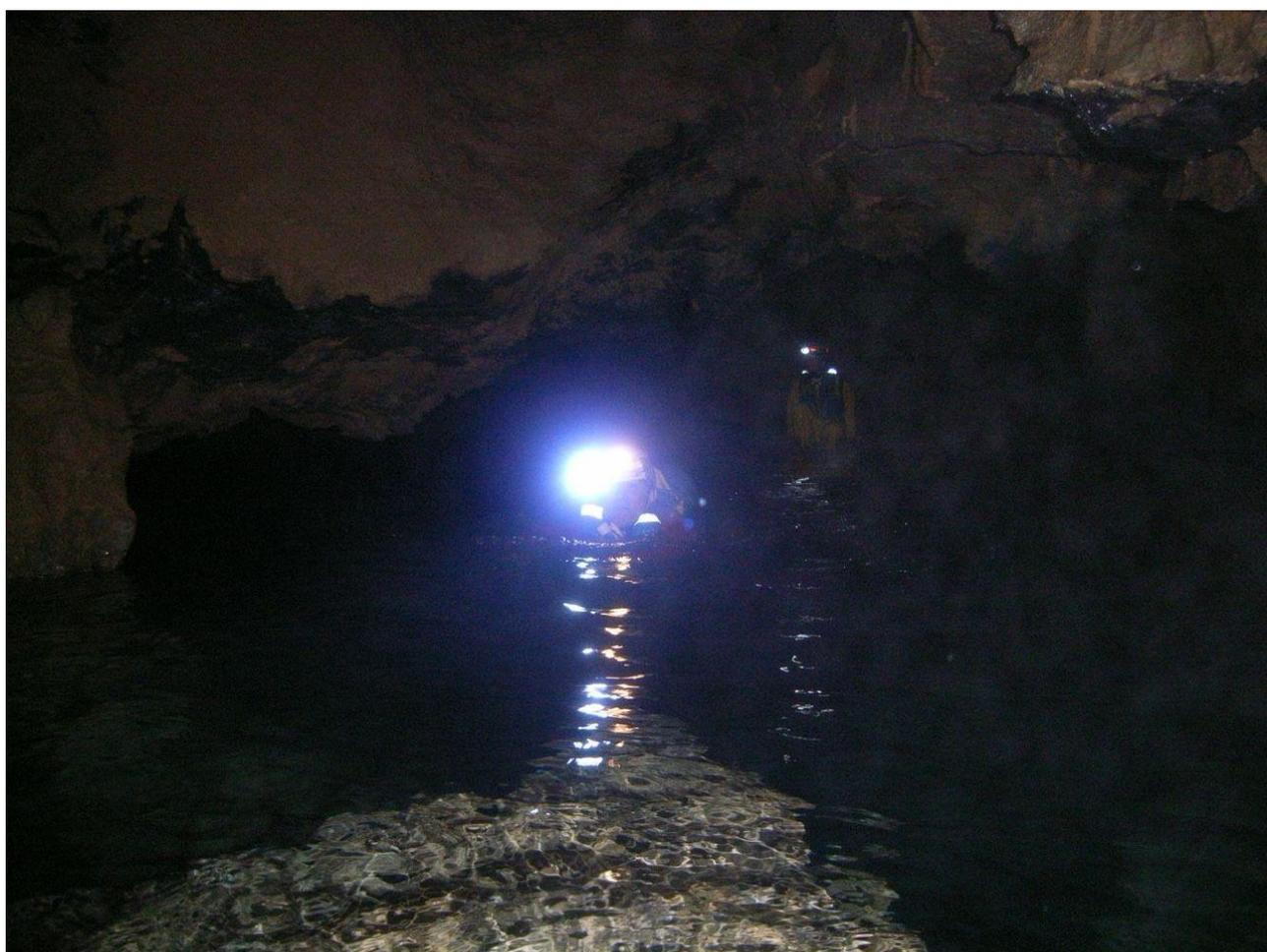
- 1) 田村栄治・露口耕治・栢木智明（2010）：6.7章 溶食を伴う石灰岩の諸問題、中国四国地方の応用地質学、日本応用地質学会中国四国支部編、p. 201-205.
- 2) 井倉洋二（1996）：4.6章カルスト地域の水文地形、水文地形学、古今書院、p. 217-225.
- 3) 漆原和子編（1996）：3章 カルスト地域の地下水、大明堂発行「カルスト」、p. 122-128
- 4) 寺本光伸・栢木智明（2011）：湧水の流出特性に基づく石灰岩地域の水文地質構造の推定、日本応用地質学会中国四国支部、平成23年度研究発表会発表論文集、p. 57-60.
- 5) 栢木智明（2017）：水文・調査と想定方法（山岳地域の流量調査と水文地質特性）、水文地質シリーズ3、扇状地水環境研究機構発行、p. 9.
- 6) 長谷川修一・渡辺弘樹・澤田臣啓（2008）：熱水溶液による石灰岩の溶食と可能性、地下水技術、第50巻、第12号、p. 9-14.
- 7) 地球環境調査計測辞典、第2巻 陸域編2（2003）：トレーサー試験法、(株)フジテクノシステム発行、p. 593-602.
- 8) 田村栄治・栢木智明（2021）：石灰岩地域の水文調査、日本応用地質学会中国四国支部令和3年研究発表会発表論文集、p. 1-6

（回答者 田村 栄治・栢木 智明）

次ページ以降に、参考までに鍾乳洞における洞内河川の写真を添付します。道内河川の写真をご提供いただきました各位に謝意を表します。



滋賀県 河内風穴の洞内河川 内径5～10m以上となる洞内河川
(撮影者 関 治 氏)



滋賀県 河内風穴の洞内河川 内径5～10m以上となる洞内河川
(撮影者 関 治 氏)



山口県 秋芳洞 撮影者 村上 崇史氏（山口県美弥市職員）



山口県 秋芳洞 撮影者 村上 崇史氏（山口県美弥市職員）



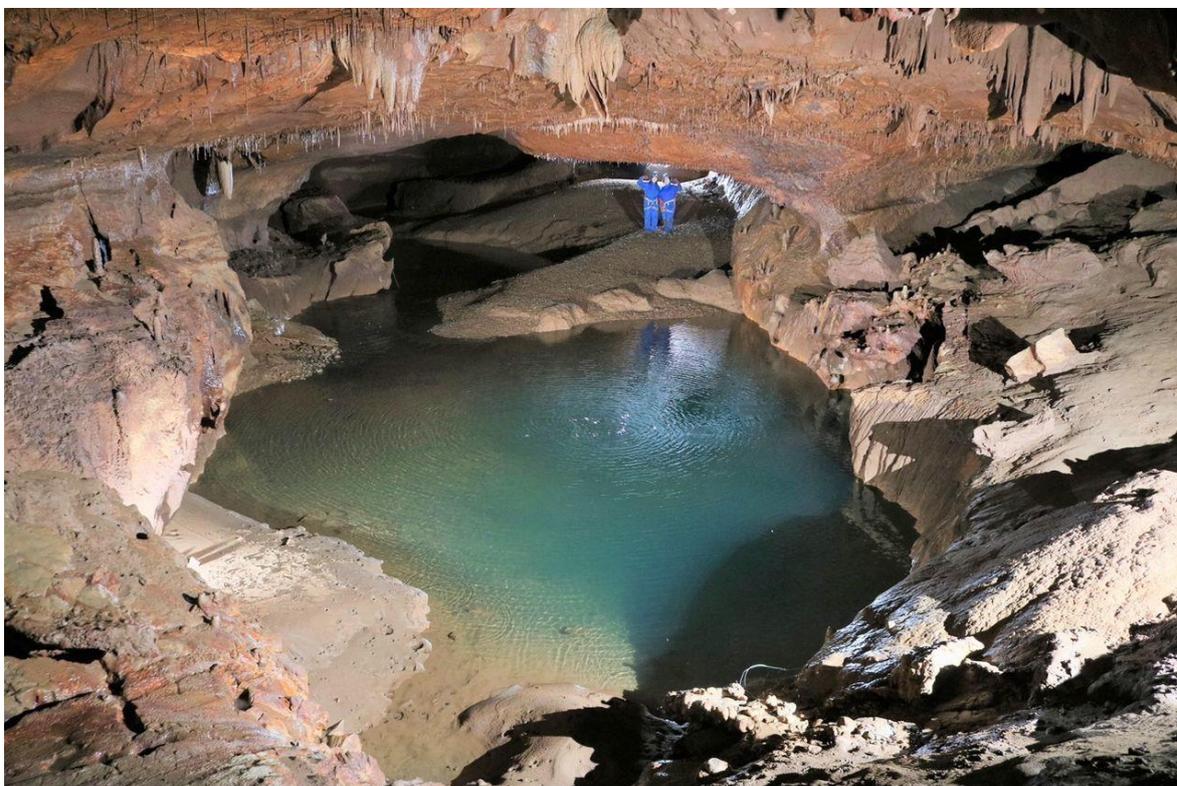
山口県 秋芳洞 撮影者 村上 崇史氏（山口県美弥市職員）



山口県 秋芳洞 撮影者 村瀬 健志氏（秋吉台アドベンチャーツアーズ）



山口県 秋芳洞 撮影者 村瀬 健志氏 (秋吉台アドベンチャーツアーズ)



山口県 秋芳洞 撮影者 村瀬 健志氏 (秋吉台アドベンチャーツアーズ)



建築基礎の杭の長さが足りなくて建物が傾くことが話題になったことがありますが、事前に防ぐ手だてはありますか？



マンション傾動問題では、基礎杭が支持層まで達していないことや、施工データの改ざんが問題となりました。施工データの改ざんは、建設業の階層構造での責任と連携の問題であり、現在様々な取り組みで改善が図られています。一方、基礎杭が支持層まで到達していなかった問題は、支持層の不陸への対応不足が主な原因と考えられます。

建物が傾く原因は、構造物をささえる支持層に支持杭が到達していない場合や、支持層厚が不足して下位の地層が沈下してしまう、あるいは、支持層上位の緩い粘性土層で圧密沈下が発生し負の摩擦力が杭に働く、等が考えられます。

これらの原因の中で最も多いのが、支持杭が支持層に到達していない場合と考えられます。地中に分布する支持層はその形成要因により凹凸や傾斜していることがあり、地質調査が不足していると支持層の3次元分布の確度が高まらず、支持杭が支持層に到達しないことが生じます。

建物が傾くことを事前に防ぐには、適切な支持層を決定し、その3次元分布を精度よく把握する必要があります。

(1) 建物基礎の支持層の検討はなぜ必要なのでしょうか

日本の大きな建物は、人口が集中する平野部に作られることが多いのですが、この平らな地形は、埋め立て等の人口改変によるものを除くと約1万年以降（第四紀完新世）の山地の隆起とその削剥による砕屑物が沈降域に堆積して形成された新しいものです。この新しい堆積物は軟質であることが多く、その上に大きな荷重の構造物を施工すると建物の沈下や傾動が生じます。よって、建物の重さに見合う基礎地盤を選定し、施工性、工費、工期を考慮して建物を支える基礎形式を選ぶ必要があります。

建築基準法施行令（基礎）第三十八条 3によると「建築物の基礎の構造は、建築物の構造、形態及び地盤の状況を考慮して国土交通大臣が定めた構造方法を用いるものとしなければならない。この場合において、高さ13メートル又は延べ面積3,000平方メートルを超える建築物で、当該建築物に作用する荷重が最下階の床面積1平方メートルにつき100キロニュートンを超えるものにあつては、基礎の底部（基礎ぐいを使用する場合にあつては、当該基礎ぐいの先端）を良好な地盤に達することとしなければならない」¹⁾と定められています。よって、3～4階以上の建物の基礎ぐいは、良好な支持層に着けることが求め

られます。

(2) 良好な支持層とはどのようなものでしょうか。

良好な支持層とは、構造物を十分に安全に支持する能力があり、かつ沈下に対しても安全である地層とされ、構造物の荷重により設計者が判断することとされています。一般には砂質土、礫質土でN値30～50（または60）以上、粘性土で20～30以上とされています²⁾。

支持層とは上記の条件で5mを超える層厚を持つ地層、または軟質な堆積物下に伏在する埋没した基盤岩になります。

N値：質量63.5 kg のハンマーを760 mm の高さからアンビルに落下させて、SPT サンプラーを打ち込む。N値は、SPT サンプラーを（自重や予備打ちにより貫入させた後）300 mm 打ち込むのに必要な打撃回数である³⁾。

(3) 支持層の凹凸・傾斜とその成因とはどのようなものでしょうか

堆積層での支持層の凹凸は、旧河川の蛇行による削り込みや、活断層の影響等で急激に支持層が傾く、あるいはなくなるものです。一方、基盤岩の凹凸は、谷地形の伏在や風化帯の厚さ等の影響によるものです。

支持層が凹凸・傾斜していることがわかった場合、ボーリング調査を追加し支持層の上面等高線図を作成して、安全側にゾーニングしながら杭長を決めています。施工時の変更対応を少なくし、高い品質の施工とするためには、設計前の地質調査で少しでも正確に支持層の3次元モデルを作成し、設計に入りたいところです。

(4) 支持層の凹凸・傾斜に対応するにはどのような方法があるでしょうか

建物の基礎を確実に基礎地盤に着けるためには、上記のように支持層の3次元的な分布状態を理解し、支持層を決定することが重要で、3次元の地盤モデルを用いた評価が必要になります。しかし、取得する情報の質と量、調査者の経験に左右されるところがあり、結果、地質リスク（地質の不確実性がもたらす影響）が生じます。この影響を最小化するためには支持杭の計画地の全てでボーリング調査を行えばいいのですが、一般にはそのような密な調査は費用が大きくなるため行いません。

(5) 支持層の凹凸をどのように把握するのでしょうか

計画域近傍にボーリングデータや地質図が公開されていれば、堆積物の形成場や第四紀の地殻変動の有無等の情報を取得できます。また、航空レーザー測量図等の精度の高い地形図があれば、浅い深度であれば伏在する谷地形の有無を想定することができます。これらの情報より支持層の凹凸の要因を考察し、その検証ができる配置、数量のボーリング調査を実施することが考えられます。しかし、ボーリングは費用が高くなるため、多くボーリング調査を実施するのではなく、3次元常時微動トモグラフィ等の新技術を積極的に活用し（図-1）、3次元の地盤モデルの精度を高め、施工時の品質確保に繋げることが考えられます。

(6) 最後の砦は丁寧な施工

地質断面図は、ボーリング調査地点の情報に基づく推定であり、地質リスク（地質、地盤の不確実性がもたらす影響）が大きい場合は追加調査を実施し、リスクを低減する必要があります。しかし、地質、地盤の不確実性の影響がゼロになることはありません。よって、施工時の定量的な情報取得と対応が、最後の砦になります。

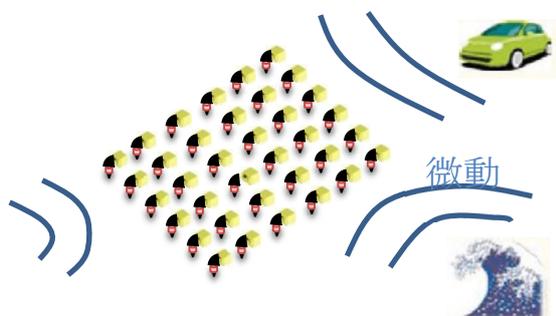
施工時には、実施工とできるだけ同じ条件で試験施工を行い、掘進時抵抗とN値、地質との関係を把握し、実施工時に取得されるデータの解釈を行いながら支持層への到達確認を行います⁴⁾。

【常時微動トモグラフィ 手法の概要とイメージ】

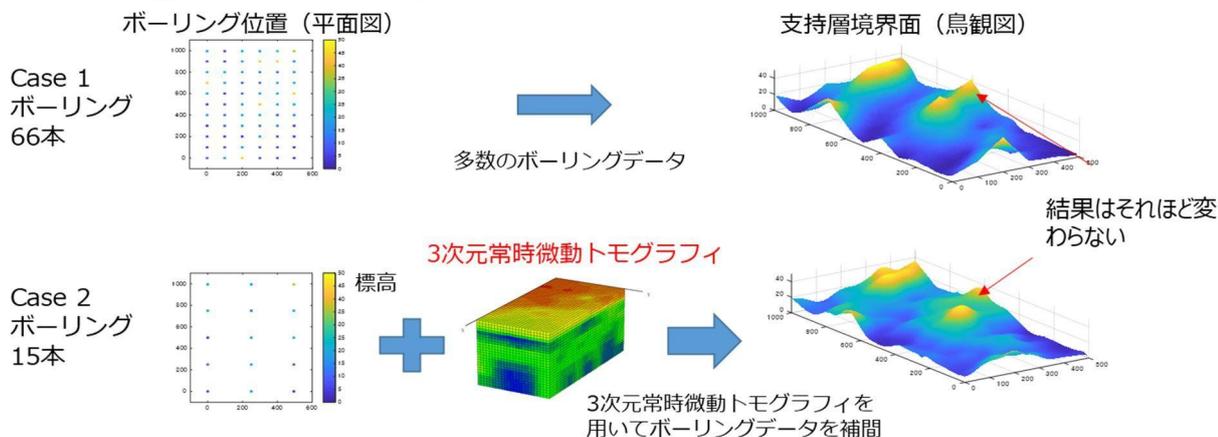
常時微動や走行車両・波浪等さまざまな方向から到来する振動を「震源」として利用し、微動アレイ探査の解析によって、地下の3次元S波速度構造を求め、支持層の上面分布を推定します。



収録装置 (McSEIS-AT)



【支持層調査での新技術の活用】



多数のボーリングを実施 (Case 1) する代わりに、少ないボーリングと3次元常時微動トモグラフィ (Case 2) を実施し、概略の支持層境界面を把握し、その結果に基づいて追加ボーリングを実施することで、精度の高い3次元モデルの構築が可能となります。

図-1 支持層の3次元モデルを作成する新技術 (3次元常時微動トモグラフィ)

【引用文献】

- 1) 建築基準法施行令（1950）：（基礎）第三十八条，3
- 2) 日本建築学会（2009）：建築基礎設計のための地盤調査計画指針，第3版，P. 25
- 3) 日本工業規格（案）（2005）：標準貫入試験方法，JIS A 1219：0000
- 4) 一般社団法人 日本建設業連合会 一般社団法人 コンクリートパイル建設技術協会
（2017）：杭の施工管理における支持層到達の確認方法（既製コンクリート杭 埋込み工法）

（回答者 山田 政典）

Q

ボーリング柱状図で玉石と転石の記載があったのですが、玉石と転石は、どこまでの大きさのものが玉石で、どこからの大きさのものが転石なのですか？

A

玉石と転石の大きさの定義は実はありません。
ですが NEXCO の土質調査要領や全国地質調査業協会連合会のボーリング野帳記入マニュアル、地盤工学会の地盤材料の工学的分類などを参考にすると、

玉石・・・径 75mm～300mm もしくは径 75mm～500mm
転石・・・径 300mm 以上 もしくは径 500mm 以上

のどちらかでの判断となりそうです。しかしながら定義はされておらず、技術者の判断により分類しているというのが実情です。

(1) 玉石(英: Cobblestone)と転石(英: Boulder)の大きさ

玉石と転石は、厳密に定義されている用語ではなく、土木分野などで使われている呼称で、大きさに関する定義もされていません。

市販の辞典などによっては、玉石は凡てその大きさが記載されているもののその範囲はまちまちです。例えば、コロナ社発行の土木用語辞典では「径 15～18cm 以上の丸みを持った天然の礫」、小学館発行のデジタル大辞泉では「河川などにある丸い石。直径 20～30 センチのもの」、平凡社発行の百科事典マイペディアでは、「15～30cm 程度の丸石」などと記載されています。

一方転石は、市販の辞典などでは大きさに関する記載は少ないですが、ブリタニカ国際大百科事典で「C. ウェントウォースの粒度区分によれば粒径 256mm 以上を巨礫とするが、通常粒径 2～3m 以上のものを転石と呼ぶことが多い」という記載が確認されます。

(2) 土の分類

地盤工学会基準「地盤材料の工学的分類方法」(JGS0051-2020)では、土粒子の集合体としての「地盤材料」あるいは「土」と、その地盤材料や土を構成する要素としての「土粒子」は異なるものとしていますが、名称としては同じ用語を用いています。

土はその粒径より、図-1 に示すように各粒径を境にして粒径区分をし、おのおのの区分範囲の粒子を図-1 に示す呼び名で表しています。今回話題としています玉石と転石はこの図の中の粒径が 75mm 以上の粗石(コブル)と巨石(ボルダー)と考えられます。

		粒径 (mm)								
		0.005	0.075	0.25	0.85	2	4.75	19	75	300
粘土	シルト	細砂	中砂	粗砂	細れき	中れき	粗れき	粗石 (コブル)	巨石 (ボルダー)	
		砂			れき			石		
細粒分		粗粒分						石分		

図-1 地盤材料の粒径区分とその呼び名¹⁾

(3) 基準書、関連団体の記載

①地盤工学会

地盤工学会基準「地盤材料の工学的分類方法」(JGS0051-2020)に示されています前出の図-1では、玉石、転石の英訳から見ると玉石は粗石(コブル)の75~300mm、転石は巨石(ボルダー)の300mm以上と判断することができそうです。

②全国地質調査業協会連合会

全国地質調査業協会連合会発行の「ボーリング野帳記入マニュアル」では、「河床堆積物などの径20cm前後の丸みを帯びた粗石については、玉石という呼称も適当であり(略)、50cm以上のような大きさであれば、基盤岩と区別する意味から転石という呼称が適切²⁾」と記載されています。

③NEXCO(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)

NEXCO発行の「設計要領 第一集 土工保全編・土工建設編」には、「2.0mm以上の粒径(礫)が入った土の分類表」の注意書きに「転石：径50cm程度以上のもの、玉石：径10~50cm程度のもの³⁾」と記載されています。

④ISO

参考としてISOの「土の判別と分類」に関する基準を表-1に示します。

国際標準化機構の「ISO 14688-1:2002 地盤調査と試験-土の判別と分類-第1部：判別と記載⁴⁾」では、表-1に示すように玉石はCobbleの63~200mm、転石はBoulderの200mm程度以上と判断することができます。

なお、地盤工学会基準はISO基準を2021年4月現在では採用しておらず、日本国内ではISO基準とは異なる基準で運用しています。

表-1 粒子サイズの範囲

Soil fractions	Sub-fractions	Symbols	Particle sizes mm
Very coarse soil	Large boulder	LBo	> 630
	Boulder	Bo	> 200 to 630
	Cobble	Co	> 63 to 200
Coarse soil	Gravel	Gr	> 2.0 to 63
	Coarse gravel	CGr	> 20 to 63
	Medium gravel	MGr	> 6.3 to 20
	Fine gravel	FGr	> 2.0 to 6.3
	Sand	Sa	> 0.063 to 2.0
	Coarse sand	CSa	> 0.63 to 2.0
	Medium sand	MSa	> 0.2 to 0.63
	Fine sand	FSa	> 0.063 to 0.2
Fine soil	Silt	Si	> 0.002 to 0.063
	Coarse silt	CSi	> 0.02 to 0.063
	Medium silt	MSi	> 0.0063 to 0.02
	Fine silt	FSi	> 0.002 to 0.0063
	Clay	Cl	≤ 0.002

(4) まとめ

表-2に(3)の①～④に記載されている玉石と転石の範囲を一覧としてまとめて示します。

これまで述べましたように、玉石と転石の大きさは定義されておりません。このため、表-2に示しています赤枠のそれぞれの記載元の範囲内で、各技術者の判断により分類するのが良いかと思えます。

表-2 記載元別の玉石と転石の範囲

記載元	玉石 (Cobble)	転石 (Boulder)
(公社)地盤工学会 地盤材料の工学的分類方法	75～300mm	300mm以上
(社)全国地質調査業協会連合会 ボーリング野帳記入マニュアル	200mm前後～500mm	500mm以上
NEXCO 設計要領第一集土工設計編	100～500mm	500mm以上
ISO ISO 14688-1:2002	63～200mm	200mm以上

【引用文献】

- 1) (公社)地盤工学会(2020)：地盤材料試験の方法と解説, p. 73
- 2) (社)全国地質調査業協会連合会(2000)：ボーリング野帳記入マニュアル-野帳・日報の記入から柱状図の作成まで-〔土質編-改訂版〕, p. 36
- 3) 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(2016)：設計要領 第一集 土工保全編・土工建設編 平成 28 年 8 月版, p. 1-44
- 4) ISO(2002):ISO 14688-1:2002 Geotechnical investigation and testing -Identification and classification of soil - Part 1: Identification and description

(回答者 岡村 洋)

Q 一般に玉石の長径はボーリングコア長の3倍とされていますが、本当？

A 3倍は平均値です。河川により異なりますが、通常、崩壊箇所を除き、短径が10~20cm程度より大きければ3倍以下、小さければ3倍以上になります。河川毎の現地に合わせた長径/短径比を推定する手法もありますので、それにより適切に推定しておくことが妥当と考えられます。

(1) ボーリングコアで確認される玉石のコア長

玉石混じり砂礫で確認されるボーリングコア長は、ほぼ短径を確認すると言われていません。それは、河川などでの堆積時に、短径が垂直になるように堆積することが多いためです。下記写真は高梁市内の高梁川の河川敷で、左が上流ですが、河川の流れの抵抗を少なくするように、極くわずかに上流に傾きながら、長径は河川の流下方向に並んでいることが判ります。



写真-1 河川堆積状況（高梁川の例：岡山県）

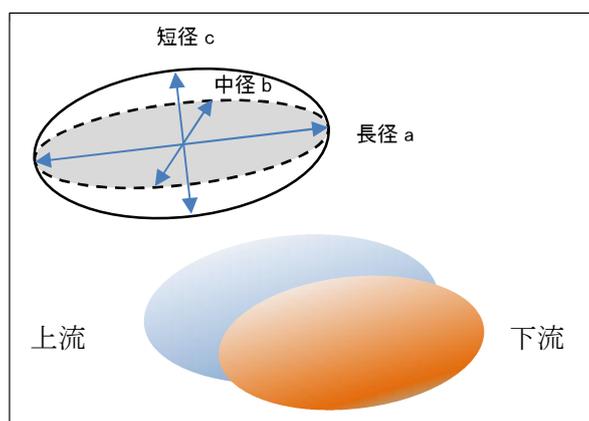


図-1 堆積時の長径短径分布（イメージ）

(2) ボーリングコア長の3倍という経験則

河川堆積物の礫～玉石は、上記のように平たく並ぶ傾向があるので、垂直に確認するボーリングでは、短径 c を確認することになります。そのため、長径 a を推定するには、経験則として3倍されることが多く、下記の図書で3倍の経験則が記載されています。しかし、これは経験則です。

- ・ボーリングデータの見方と活用ノウハウ¹⁾
- ・ボーリング図を読む²⁾

3倍という数値的根拠のひとつは、Krumbein³⁾の球形度 $\{R=(b \cdot c / (a^2))^{0.5}\}$ と、河川礫の平均球形度が80%の頻度で $R=0.3 \sim 0.6$ にあるとした中山⁴⁾の研究成果から導けます。中径 $b=1.5c$ とした場合、 $R=1.22c/a$ なので、 $a/c=2 \sim 4$ となり、平均3.0です。最大値ではなく、平均的に3倍という意味になります。ということは、遭遇確率や不均質分布を考慮した安全側の値ではありません。

(3) 実測値の長径/短径比 (a/c) の分布

木村ほか⁵⁾によると、図-2～7 に示す日本の6河川で確認した長径/短径比 (a/c) から短径依存性があり、崩壊箇所を除き、短径が10～20cm程度より小さくなるほど長径/短径比 (a/c) が大きくなる傾向が強くなり、3倍以上であることも多い結果になっています。逆に、短径が大きくなると、3倍未満になり、3倍則では過大評価になっています。

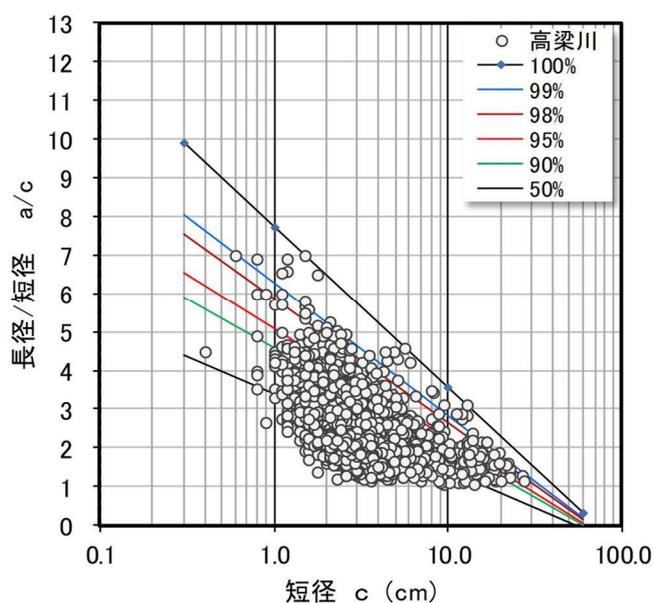


図-2 高梁川 a/c-c 相関図

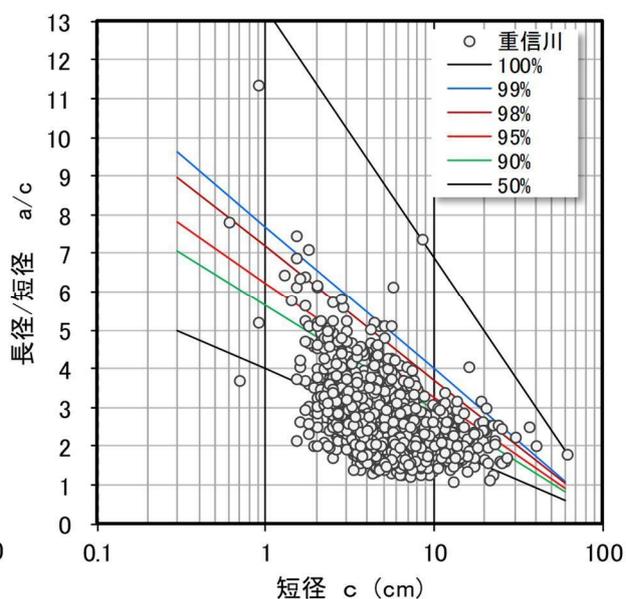


図-3 重信川 a/c-c 相関図

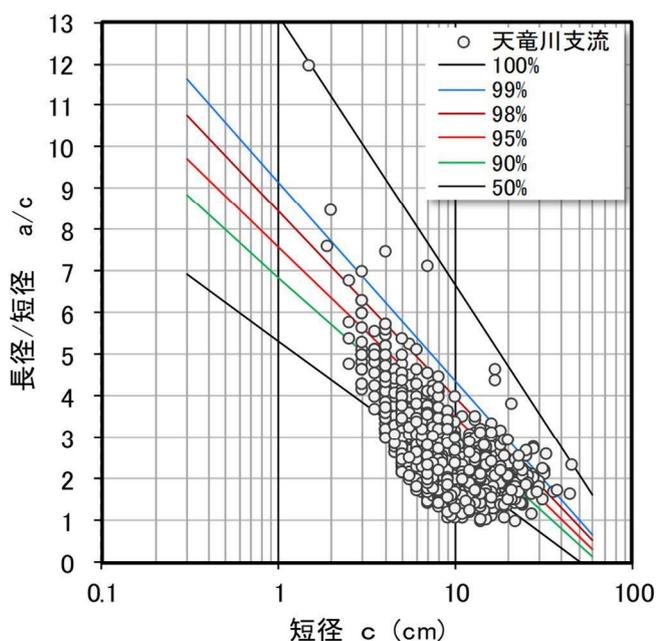


図-4 天竜川支流 a/c-c 相関図

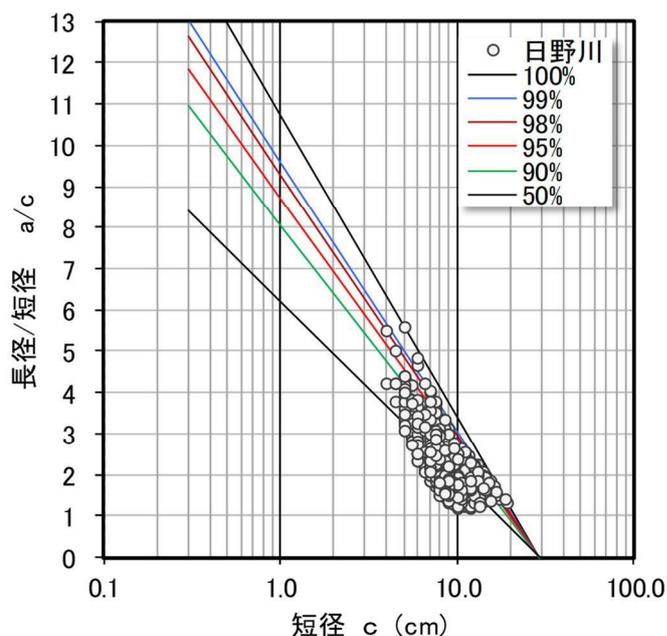


図-5 日野川 a/c-c 相関図

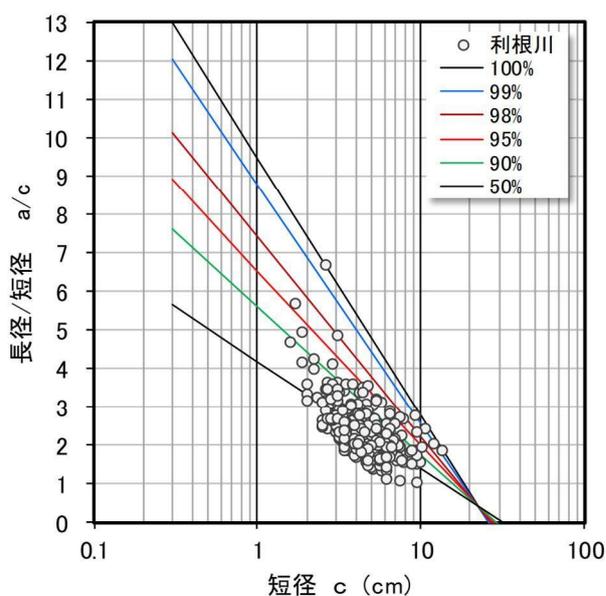


図-6 利根川中流 a/c-c 相関図

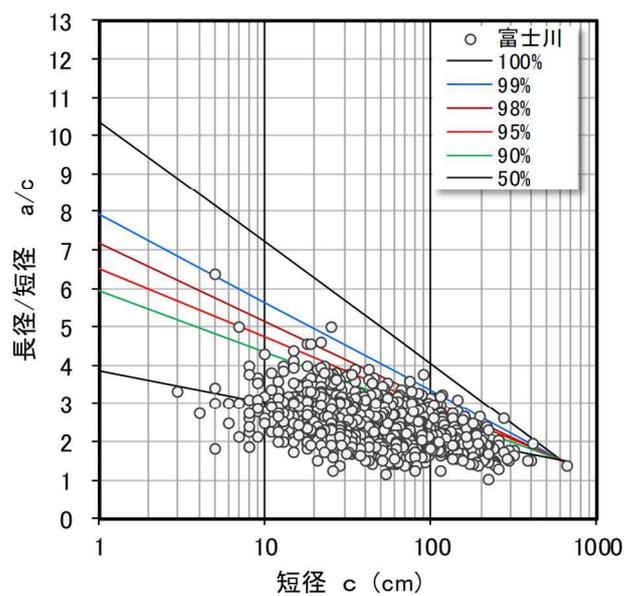


図-7 富士川崩落個所 a/c-c 相関図

ここで、図-6 は大河川の河川勾配の緩い中流域で玉石が少ない分布域であり、短径 10cm 以上のデータはありません。逆に図-7 は、富士川崩落個所で、局所的に短径 300cm 以上のクジラ級巨大転石群が点在する大崩落箇所からの下流の分布域であり、1 オーダースケールが大きくなっています。ただ、いずれも礫径が小さくなると長径/短径比(a/c)のバラツキが大きくなり、長径/短径比(a/c)が3以上も多くなっています。

では、なぜ径が小さくなるとバラつくのでしょうか。

(4) 転がる石と転がらない石

礫も転がれば小さく丸くなります。図-7の富士川で、この巨礫が、下流にむかってどのように小さくなるのか、下流8kmにわたって礫径を確認したのが図-8です。方法は、地点ごとに目についた大きい順に100個の長径と短径を計測する手法としました。図-8はこの大崩落地から下流への距離と、中間径の関係であり、その相関式を使用すると信濃川367kmの距離で、30cmの玉石が軟岩は7.4cm、硬岩は11cmの玉石に摩耗するだけとなりました。つまり、転がるだけでは礫はあまり小さくなりません。

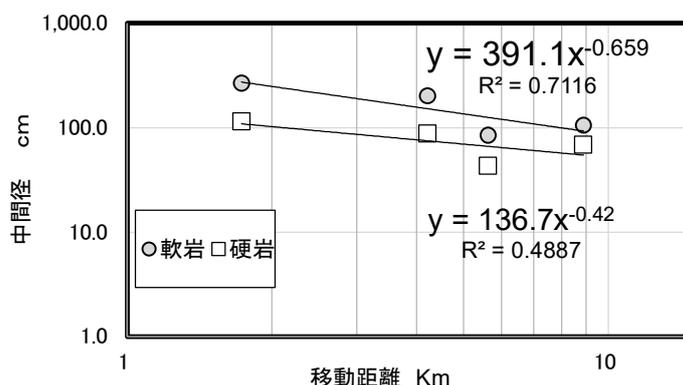


図-8 富士川崩落地からの距離と転石群中間径

ここで、河川勾配と中間径の相関をとると図-9のようになり、礫径は掃流力（河床勾配と正の関係）に支配されていることが判ります。つまり礫径はそこで起こりうる洪水流の掃流力で決まり、礫は流れついた場所より下流には掃流力小さければ移動しないことになります。

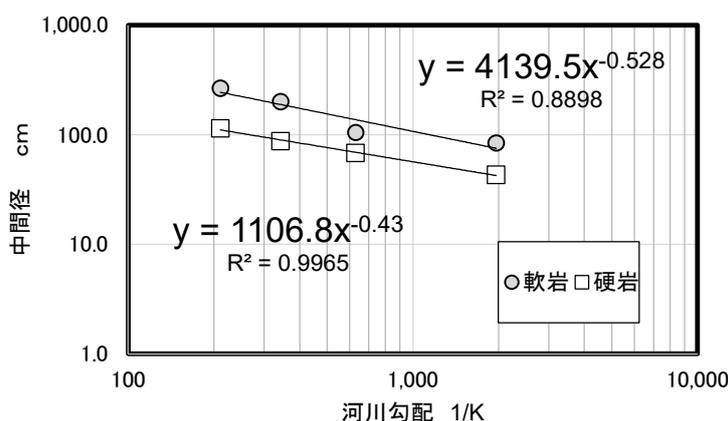


図-9 富士川河川勾配と転石群中間径

掃流力の関係で移動しない石はインブリケーション（覆瓦状構造・imbrication）と呼ばれる配向性のある傾きを持ちます。それは、河原の石は多少扁平なので、流れて落ち着くときは、流れに逆らうことなく平らな面を上流側に向けるためです。水流でめくられないよう、後から来る石も、みんな行儀よくそのように並んでいくので、結局、インブリケーションを形成します。1997年7月4日にNASAの火星探査機が撮影したアレス溪谷の写真

にインブリケーションが認められ、火星の大河川があった証拠とされたのもこの理由によります。また、図-10のように、転がらない石の場合、水流で石の上流側から削剥されて、次第に平坦になりより扁平な石になっていきます。しかし転がる石はより丸くなります。そのため、礫径が小さくなると、さまざまな長径/短径比(a/c)の礫にバラつき、より扁平な石も増えるのです。

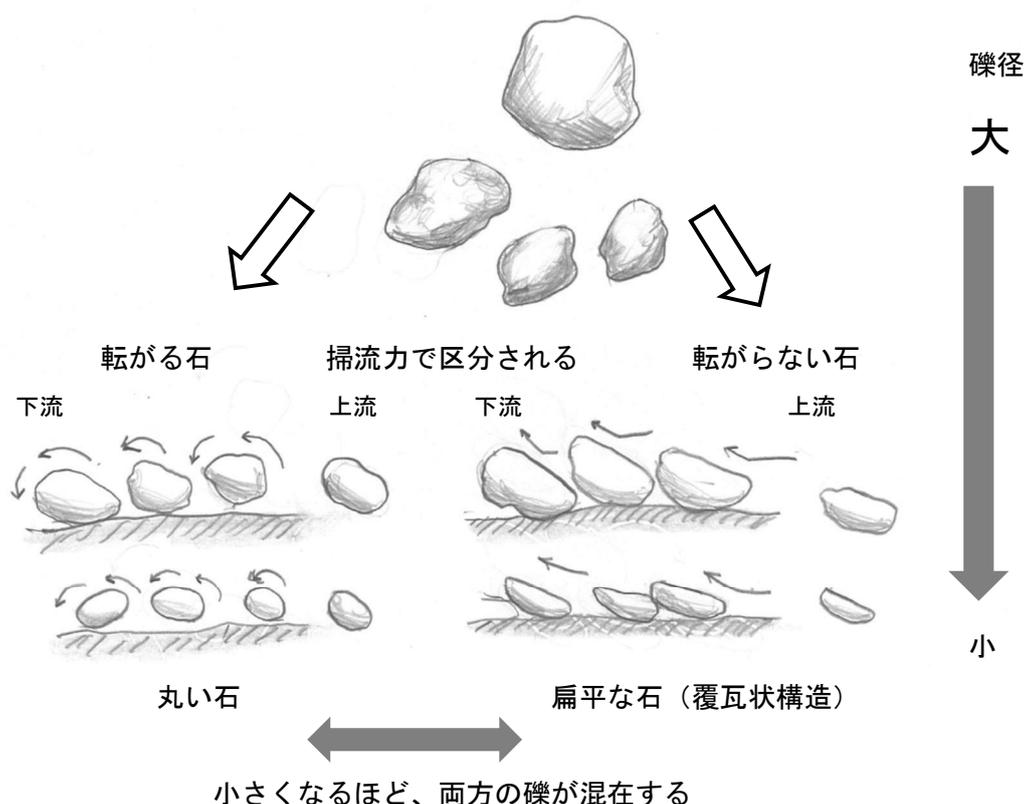


図-10 礫の削剥過程

(5) 河川の全体勾配と長径/短径比の関係

前述のように礫径が掃流力に支配されることを示しましたが、掃流力は河川勾配と関係があることから、河川の全体勾配と長径/短径比の関係を整理したのが表-1です。

短径 c に対する長径/短径比 (a/c) の相関式で、平均 50% の相関式と包括する 100% 確率の相関式の間で、90%~99% 確率の相関式 ($a/c = -A \cdot \ln(c) + B$) を比例配分で求めたのが表-1 に示しました。河川によりそれぞれ特性があり、データの分布が異なっています。

また、99% 確率と 100% 確率の相関式から、短径 $c=5, 10, 15, 20\text{cm}$ のときの長径/短径比 a/c を求め、表-1 に示しています。

表-1 各河川における全体勾配と長径/短径比

河川区分		高梁川	重信川	天竜川支流	利根川	日野川	富士川崩壊	
99%確率	係数	A	1.487	1.610	2.064	2.691	2.848	1.001
		B	6.268	7.696	9.130	8.778	9.588	7.935
	長径/短径比 a/c (c=cm)	c=5	3.87	5.11	5.81	4.45	5.00	6.32
		c=10	2.84	3.99	4.38	2.58	3.03	5.63
		c=15	2.24	3.34	3.54	1.49	1.87	5.22
	c=20	1.81	2.87	2.95	0.71	1.06	4.94	
100%確率	係数	A	1.814	2.792	2.819	2.919	3.191	1.381
		B	7.736	13.323	13.145	9.483	10.739	10.383
	長径/短径比 a/c (c=cm)	c=5	4.82	8.83	8.61	4.79	5.60	8.16
		c=10	3.56	6.89	6.65	2.76	3.39	7.20
		c=15	2.82	5.76	5.51	1.58	2.10	6.64
	c=20	2.30	4.96	4.70	0.74	1.18	6.25	
調査範囲 下流起点より l (km)		23	31	15	51	45	6	
調査範囲 下流% l/L (km)		0.21	0.86	0.75	0.50	0.58	0.67	
河川延長 L (km)		111	36	20	101	77	9	
最大水源標高差 H (m)		1188	1233	1780	1831	1271	1065	
河川全体勾配 H/L		10.7	34.3	89.0	18.1	16.5	118.3	
河川勾配係数 $K=(l/L) \times (H/L)$		2.2	29.5	66.8	9.2	9.6	78.9	

ここで係数A Bは $a/c=-A \cdot \ln(c)+B$ の式による。なお、aは長径(cm) cは短径(cm)である。

はC=20のデータがなく、逆転1以下となる

表-1 の調査範囲は、玉石径を確認した下流起点から上流確認位置まで距離を l (km) とし、山頂までの河川延長 L (km) とし、その比 l/L を示しています。また最大水源標高差とは、起点標高から水源最大山頂標高との差 H (m) です。河川全体勾配は H/L とし、河川全体の勾配を意味し、その勾配に確認位置の下流～上の要素を加えるため、河川勾配係数 K は、(l/L) と (H/L) の積としていた係数 K を設定しています。

この係数を用い、99%確率と 100%確率の長径/短径比(a/c)に対し、河川全体勾配 H/L の対比を図-12~13 に示し、河川勾配係数 K の対比を、図-14~15 に示しています。

河川全体勾配 H/L

河川勾配係数 K

$$= (l/L) \times (H/L)$$

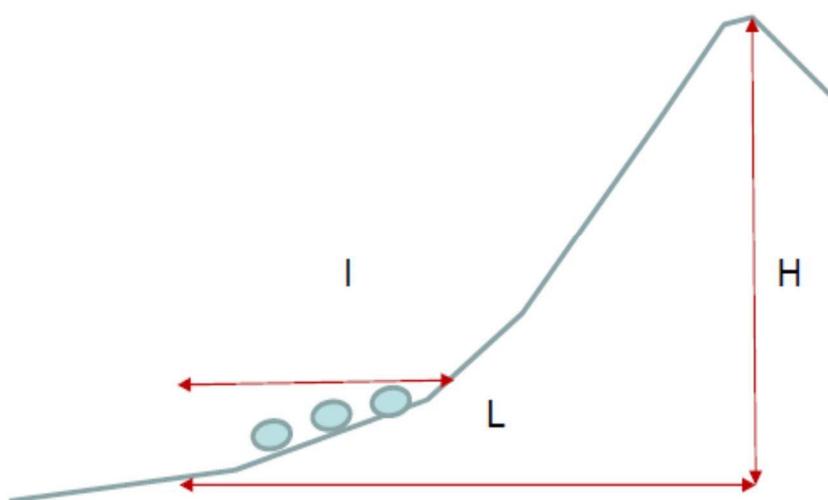
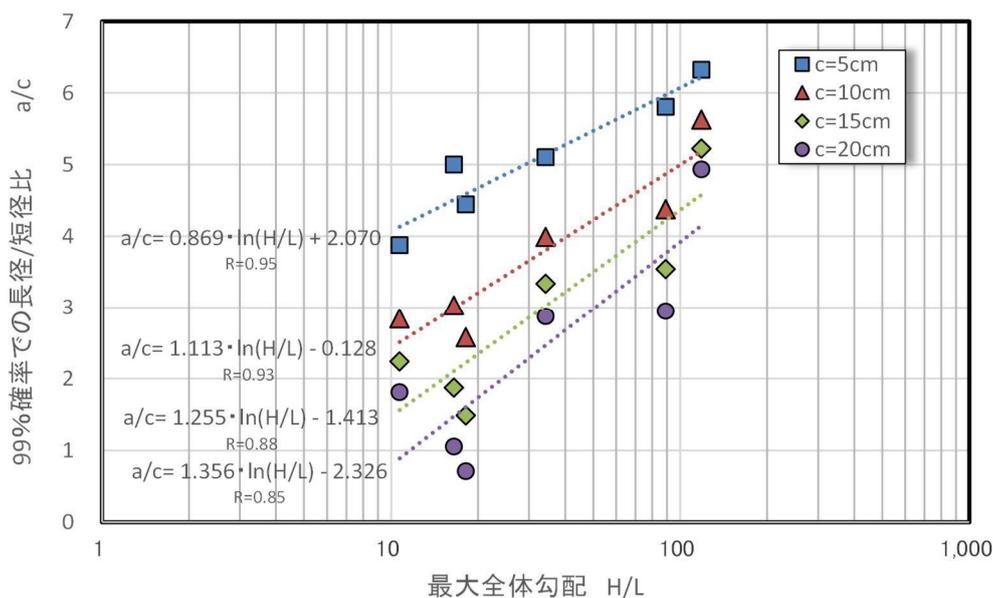


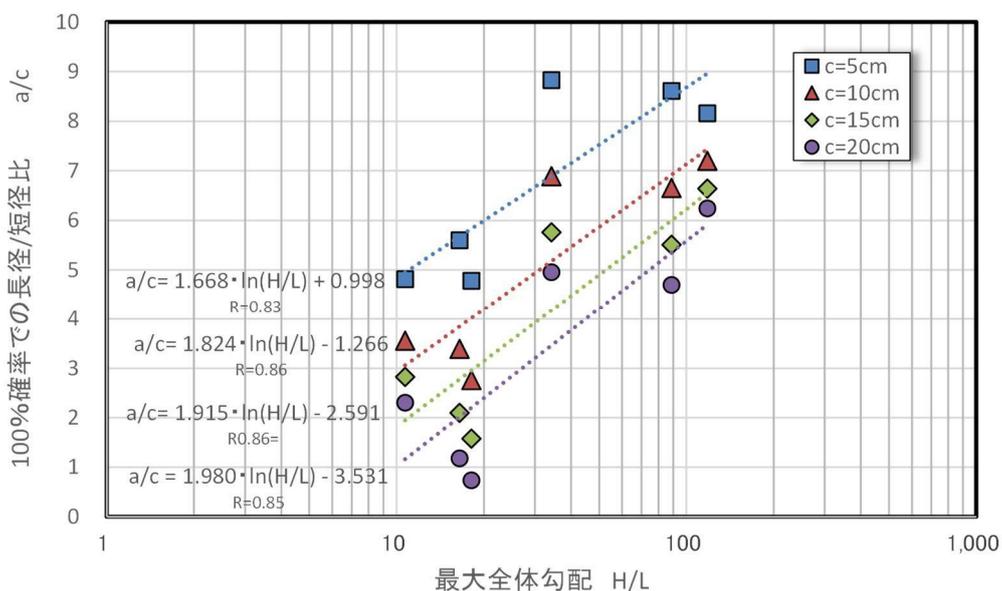
図-11 河川勾配係数のイメージ



河川全体勾配 H/L での a/c 推定式 (99%確率の場合)

- c=5cm $a/c = 0.869 \times \ln(H/L) + 2.070$ (1) 式
- c=10cm $a/c = 1.113 \times \ln(H/L) - 0.128$ (2) 式
- c=15cm $a/c = 1.255 \times \ln(H/L) - 1.413$ (3) 式
- c=20cm $a/c = 1.356 \times \ln(H/L) - 2.326$ (4) 式

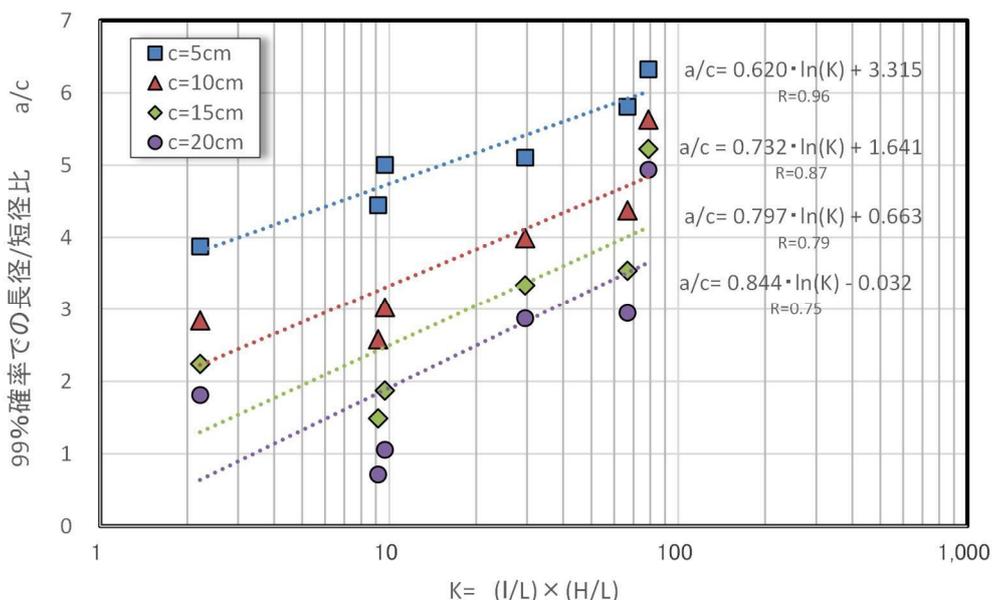
図-12 99%確率での H/L と a/c の相関



河川全体勾配 H/L での a/c 推定式 (100%確率の場合)

- c=5cm $a/c = 1.668 \times \ln(H/L) + 0.998$ (5) 式
- c=10cm $a/c = 1.824 \times \ln(H/L) - 1.266$ (6) 式
- c=15cm $a/c = 1.915 \times \ln(H/L) - 2.591$ (7) 式
- c=20cm $a/c = 1.980 \times \ln(H/L) - 3.531$ (8) 式

図-13 100%確率での H/L と a/c の相関



河川勾配係数 $K : \{(l/L) \times (H/L)\}$ での a/c 推定式 (99%確率の場合)

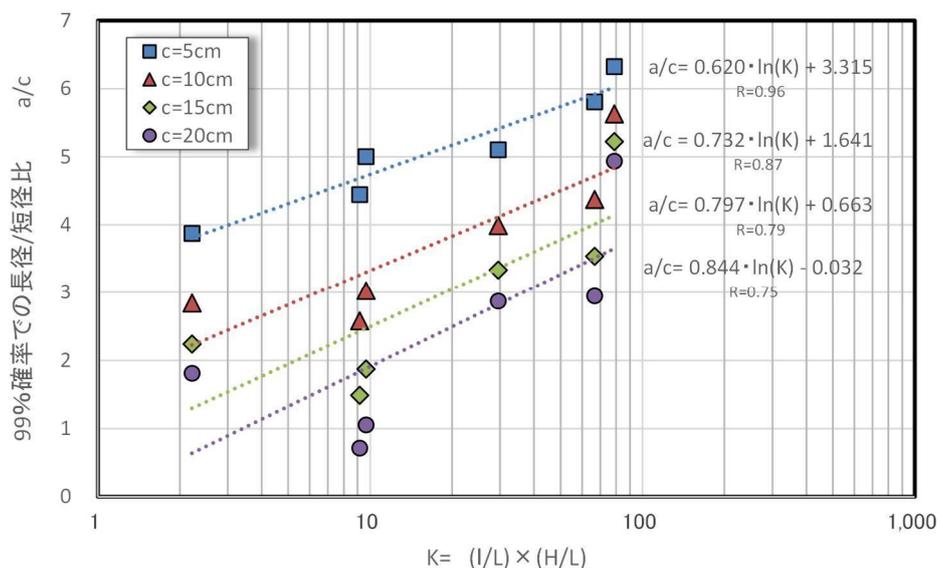
$c=5\text{cm}$ $a/c=0.620 \times \ln(H/L) + 3.315$ (9) 式

$c=10\text{cm}$ $a/c=0.732 \times \ln(H/L) + 1.641$ (10) 式

$c=15\text{cm}$ $a/c=0.797 \times \ln(H/L) + 0.663$ (11) 式

$c=20\text{cm}$ $a/c=0.844 \times \ln(H/L) - 0.032$ (12) 式

図-14 99%確率での K と a/c の相関



河川勾配係数 $K : \{(l/L) \times (H/L)\}$ での a/c 推定式 (100%確率の場合)

$c=5\text{cm}$ $a/c=1.242 \times \ln(H/L) + 3.233$ (13) 式

$c=10\text{cm}$ $a/c=1.270 \times \ln(H/L) + 1.431$ (14) 式

$c=15\text{cm}$ $a/c=1.286 \times \ln(H/L) + 0.377$ (15) 式

$c=20\text{cm}$ $a/c=1.297 \times \ln(H/L) - 0.371$ (16) 式

図-15 100%確率での K と a/c の相関

上記の各式により河川毎の玉石の長径/短径比(a/c)を推定することが可能になります。

(6) 調査地点の現場毎の長径/短径比 (a/c) の推定方法

河川毎に、流域に応じた長径の推定方法の例として、旭川、四万十川、物部川の a/c を試算しました。99%確率が図-16 で、100%確率が図-17 です。範囲は下流から 0.5~0.7 程度の位置とし、(9)~(16)式により 99%と 100%確率の a/c を算出し、河川毎に相関式を出しています。玉石最大径が施工の機種選定と工費を大きく左右する必要があるため、99%と 100%の両方を記載例で示しています。明らかに河川により差があることがわかります。そのため河川に応じてこのような相関図を作成し、適正な長径を推定することが重要と考えられます。

ボーリングコアから一律 3 倍ではなく、流域に応じた適正な長径推定と、現場の河川のコア径を実測し、総合的に判断するのが最良の方法と考えます。

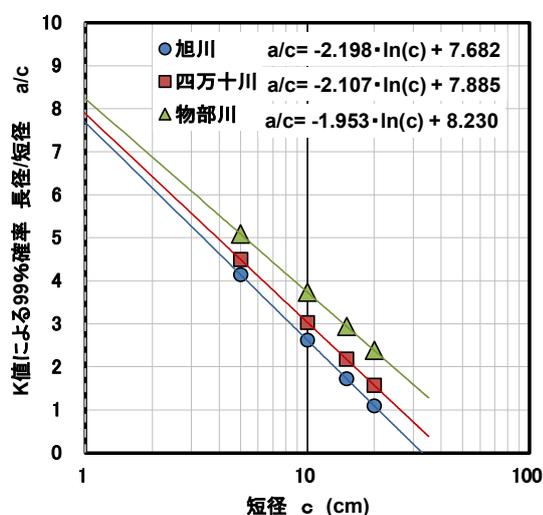


図-16 99%確率での推定

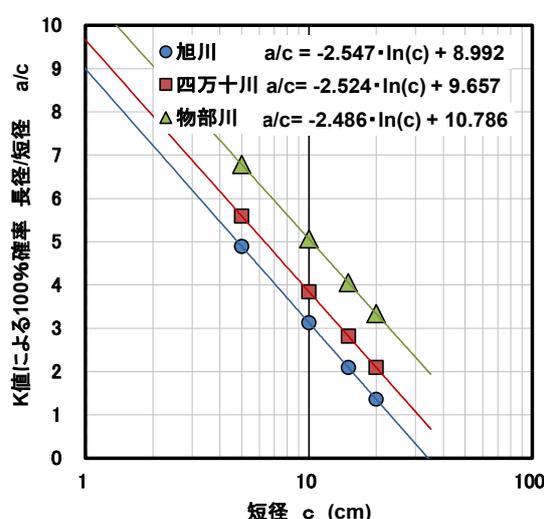


図-17 100%確率での推定

【参考文献】

- 1) 三橋晃司 ほか著：トラブルを防ぐためのボーリングデータの見方と活用ノウハウ、近代図書、1995. 3
- 2) 平井利一 編著：ボーリング図を読む、理工図書、1989. 12
- 3) W. C. Krumbein: Experimental design in the Earth sciences、Eos, Transactions American Geophysical Union、1955
- 4) 中山正民：礫浜における堆積物の諸性質について、地理学評論 38(2)pp103-120、1965
- 5) 木村隆行他：玉石における長径/短径比と河川勾配係数の相関、第 53 回地盤工学研究発表会 pp243-244、2018. 7

(回答者 木村 隆行)



堆積層のN値はどのくらいなのでしょう？



土質状況や形成年代等で大きく異なるため、一概には言えませんが、沖積層は10以下、洪積層は30以上を示す場合が多いです。また、土石流堆積物などではN値10~20程度以下になる場合が多いですが、深度ごと、基盤地質ごとに傾向が変わることに留意が必要です。

(1) N値と地盤の関係

N値は質量63.5kgのハンマーを760mmの高さから落下させ、300mm貫入するのに要した打撃回数のことです。すなわち、地盤の締め具合を測定した値のことといえます。

粗粒土では、締め具合を示す指標として、N値と相対密度の関係が報告されています(図-1、表-1)。

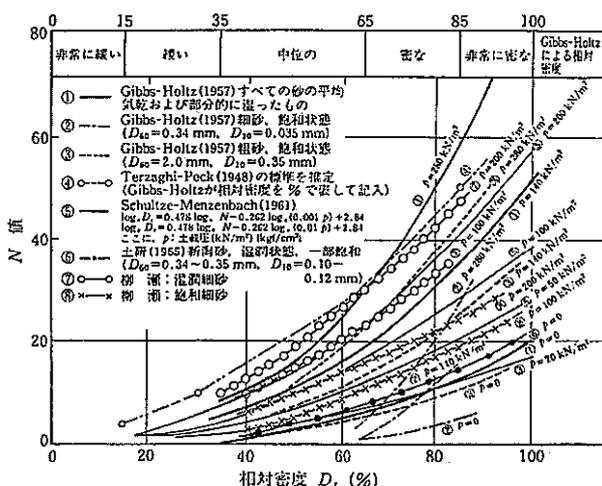


図-1 N値・有効上載圧と砂の相対密度の関係¹⁾

表-1 N値と砂の相対密度の関係¹⁾

N値	相対密度 _r (Terzaghi・Peck)	現場判別法
0~4	非常に緩い (very loose)	鉄筋が容易に手で貫入
4~10	緩い (loose)	ショベル (スコップ) で掘削可能
10~30	中位の (medium)	鉄筋を5ポンドハンマで打込み容易
30~50	密な (dense)	同上, 30 cm 程度貫入
>50	非常に密な (very dense)	同上, 5~6 cm 貫入, 掘削につるはし必要, 打込み時金属音

注) 鉄筋はφ13 mm

一方、細粒土では、硬軟を示す指標として、N値とコンシステンシーや一軸圧縮強さの関係が報告されています(図-2、表-2)。

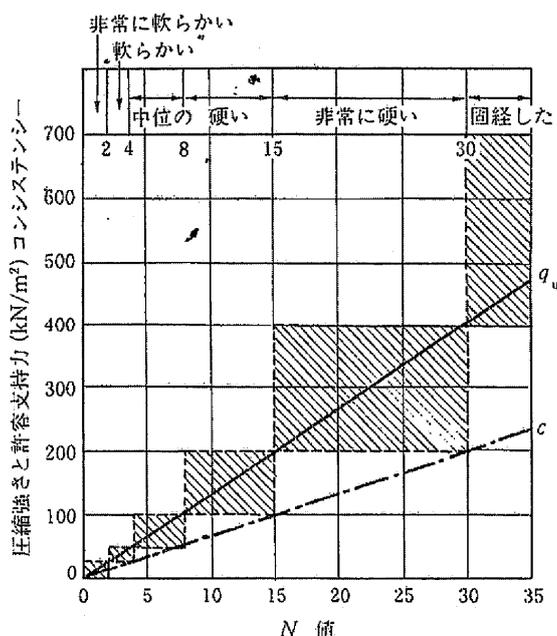


図-2 N値と粘土のコンシステンシー、一軸圧縮強さとの関係¹⁾

表-2 N値と粘土のコンシステンシー、一軸圧縮強さとの関係¹⁾

N値	q_u (kN/m ²)	コンシステンシー
0～2	0.0～24.5	非常に柔らかい
2～4	24.5～49.1	柔らかい
4～8	49.1～98.1	中位の
8～15	98.1～196.2	硬い
15～30	196.2～392.4	非常に硬い
30～	392.4～	固結した

以上より、地盤の締め具合や硬軟とN値には関係があります。しかしながら、地盤は不均質性であることから、図-3に示す通り、同じ地盤でもN値にバラつきがあり、地盤に対するN値の評価は地質技術者による判断が必要となります。

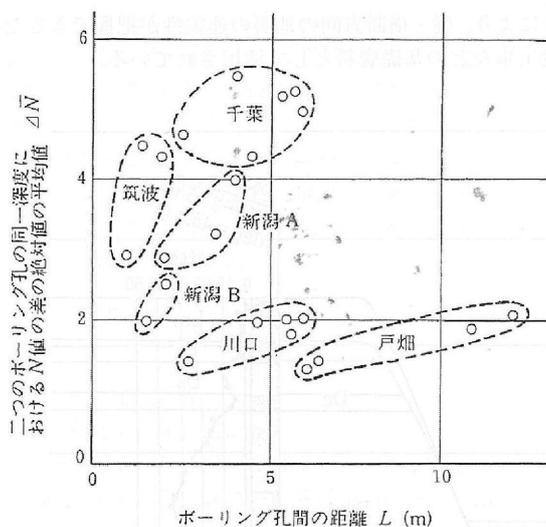


図-3 地盤の不均質性によるN値のバラつき¹⁾

(2) 沖積層と洪積層のN値の違い

前述した通り、地盤の締まり具合や硬軟とN値には関係があります。堆積層が形成してから年数が経過すると、地盤の自重による圧縮・圧密で地盤の締まり具合が増しや強度が高くなるのが考えられます。すなわち、古い年代の堆積層ではN値が高くなるのが考えられます。また、堆積層内でも深い位置では自重が大きいため、深いほどN値が高くなる傾向があります。

図-4 に示したグラフは、粘性土地盤の一軸圧縮強さとN値の関係を示していますが、沖積層の粘性土層より洪積層の粘性土層が高い値を示していることが分かります。

同様に図-5 に示したグラフは、地盤のS波伝播速度とN値の関係を示していますが、粘土層・砂礫層のいずれにおいても沖積層よりも洪積層が高い値を示していることが分かります。

よって、年代の古い洪積層の方が沖積層よりN値が高い傾向*があります。

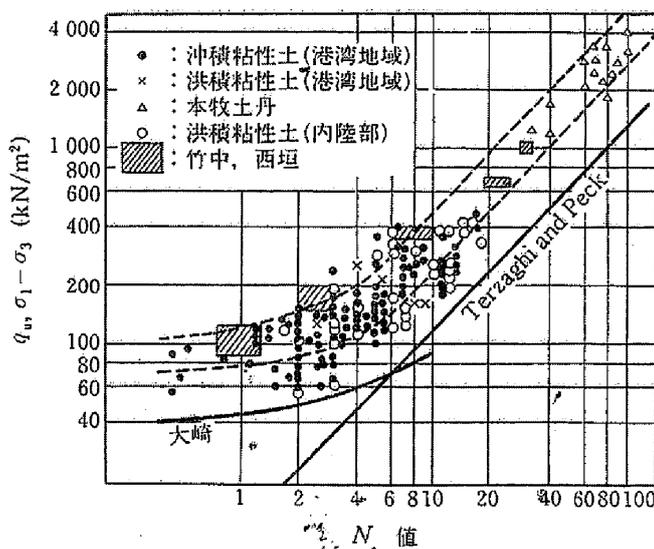


図-4 粘性土地盤における一軸圧縮強さとN値の関係¹⁾ 筆

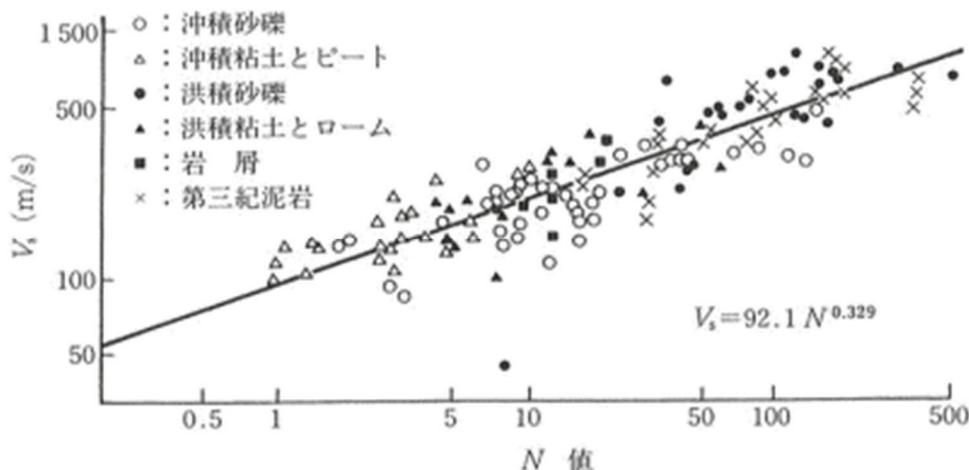


図-5 未固結層および軟弱地盤におけるS波伝播速度とN値の関係²⁾ 筆

*「土-8 沖積層と洪積層」でも整理していますので、そちらもご参照ください。

(3) N値を用いた被覆層評価の一例³⁾

広島県内におけるN値を用いた被覆層評価について、一例をご紹介します。

広島県では、過去から土石流等による人的被害が生じているため、砂防堰堤等による砂防事業が積極的に進められ、あわせて地質調査が実施されています。そこで、過去から実施してきた砂防堰堤設計に関する地質調査結果を用いて、溪流に分布する被覆層のN値の推定に関する考察を行いました。

検討方法としては、広島県内における砂防堰堤計画位置で実施した地質調査過去5年分（平成26年～平成30年）の標準貫入試験結果を被覆層毎や基盤地質毎に分けて整理しました。なお、N値の整理においては、礫や玉石による影響を考慮した補正N値（=貫入量10cmの打撃回数の最小値×3倍）を用いています。なお、被覆層は下記の3区分としています。

【被覆層3区分】

- ①崖錐堆積物 : 斜面崩壊等により、斜面裾部に分布する堆積物。
- ②新期土石流堆積物 : 平成26年および平成30年の豪雨により溪流へ堆積した土石流堆積物。
- ③古期土石流堆積物 : 新期土石流堆積物よりも過去に溪流へ堆積した土石流堆積物。

①基本データ

各被覆層の基本データとして、得られた補正N値から平均値や標準偏差等を整理しました（表-3・図-6）。崖錐堆積物や新期土石流堆積物では、補正N値10以下のデータ数が最も多い結果となっています。一方、古期土石流堆積物は、10以下、11～20、21～30のデータ数がほぼ同程度でした。平均値および標準偏差については、新期土石流堆積物が最も低く、続いて、崖錐堆積物、古期土石流堆積物となりました。なお、新期土石流堆積物では、玉石による補正N値50以上の試験結果が非常に多く、31～40、41～50のデータは認められませんでした。

表-3 補正N値のデータ分布と平均

全データ	補正N値（データ数【点】）						試験数※ 【点】	N値50以上の 試験数 【点】	
	1～10	11～20	21～30	31～40	41～50	平均※			標準偏差※
崖錐堆積物	73	28	13	8	5	12.83	11.11	127	15
新期土石流堆積物	35	11	8	0	0	10.36	6.56	54	62
古期土石流堆積物	53	53	59	26	7	19.33	17.89	198	2
合計	161	92	80	34	12	-	-	379	79

※補正N値50より大きい値は、除外した。

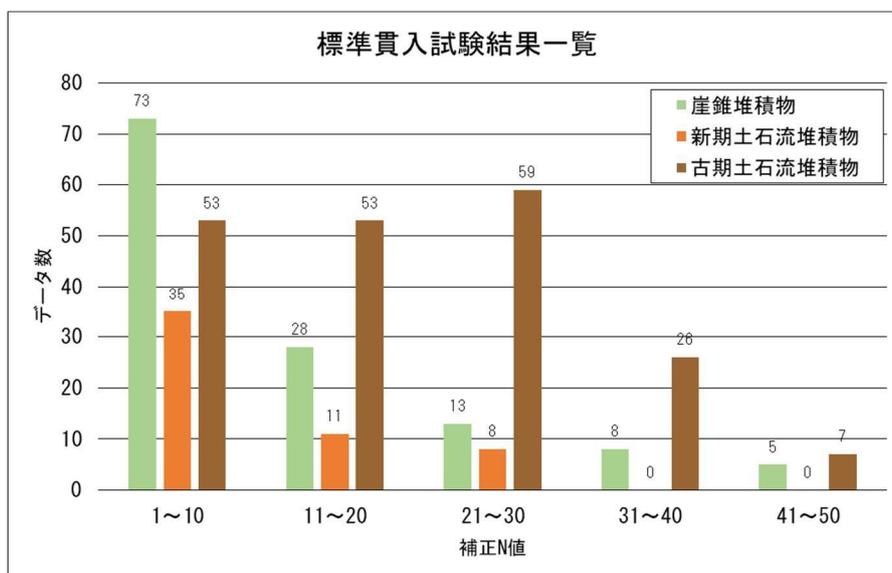


図-6 標準貫入試験結果一覧 (被覆層毎に整理)

②深度別整理

各被覆層の補正N値を深度別に整理しました(図-7)。地表から同程度の深さであっても、補正N値にバラつきが認められますが、いずれの被覆層も深いほど、補正N値が高い傾向が認められます。また、新期土石流堆積物は、補正N値 31 以上は認められませんでした。一方、崖錐堆積物や古期土石流堆積物は、補正N値 31 以上も認められ、概ね高い傾向が認められます。

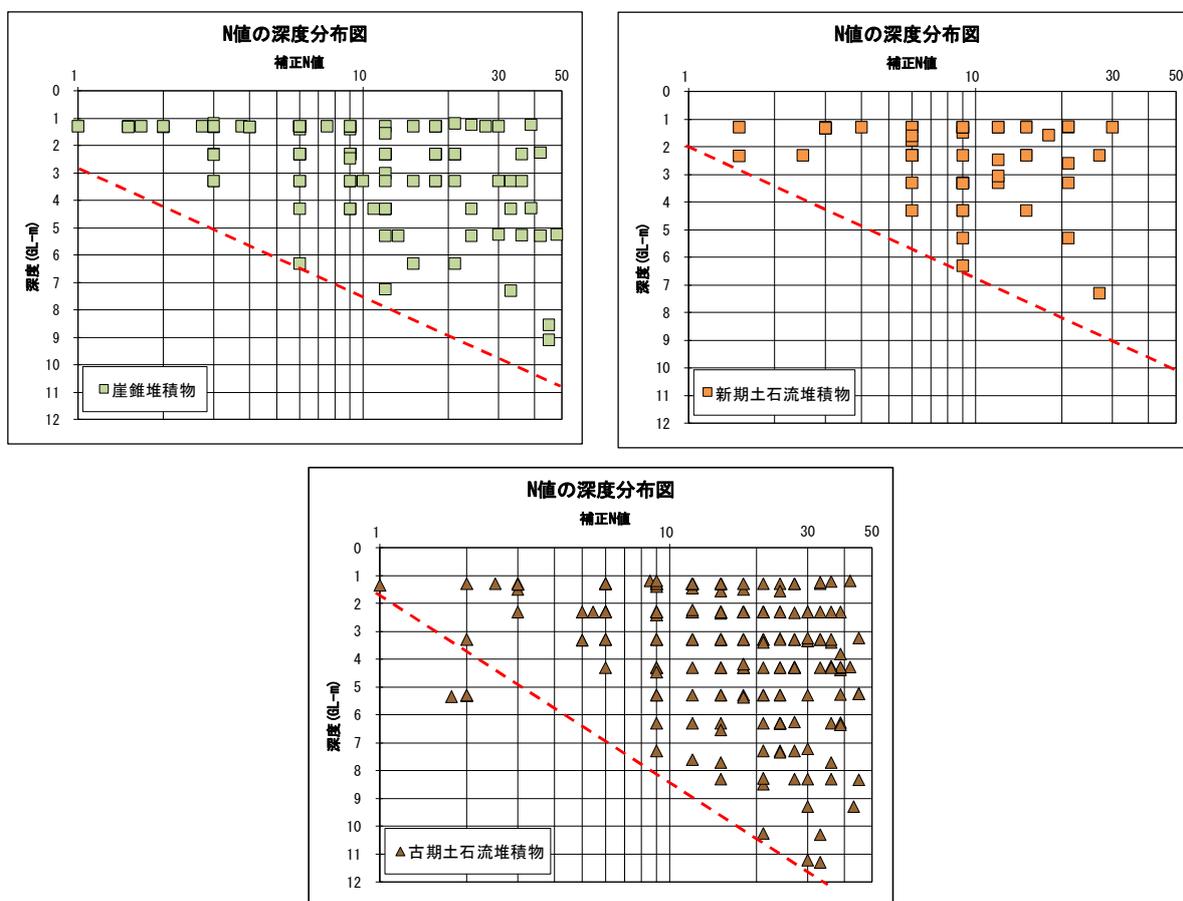


図-7 深度別標準貫入試験結果 (被覆層毎)

③基盤地質別整理

各被覆層の補正N値を基盤地質毎に整理しました（図-8）。

花崗岩分布域では、いずれの被覆層も同程度の深度であってもバラつきが大きい結果でしたが、深度 5m 以深の崖錐堆積物および古期土石流堆積物の補正N値が概ね 10 より大きくなっています。なお、新期土石流堆積物は試験深度が 4m までで、4m 以深の試験は認められませんでした。

泥岩分布域では、花崗岩分布域同様、バラつきが大きいですが、古期土石流堆積物では補正N値 11 以上に多く、10 以下が少ない傾向が認められます。

花崗岩分布域と泥岩分布域を比較すると、泥岩の被覆層では補正N値 4 以下の試験データが少ないのに対し、花崗岩分布域では複数認められます。また、新期土石流堆積物においては、泥岩では最大で深度 7m の試験データがあり、花崗岩分布域よりも層厚が厚いことが想定されます。

その他、流紋岩分布域や安山岩分布域でも整理を行ったが、試験数が少なく、考察には不十分でした。ただし、花崗岩分布域や泥岩分布域の試験結果と同様に傾向があると推定されます。

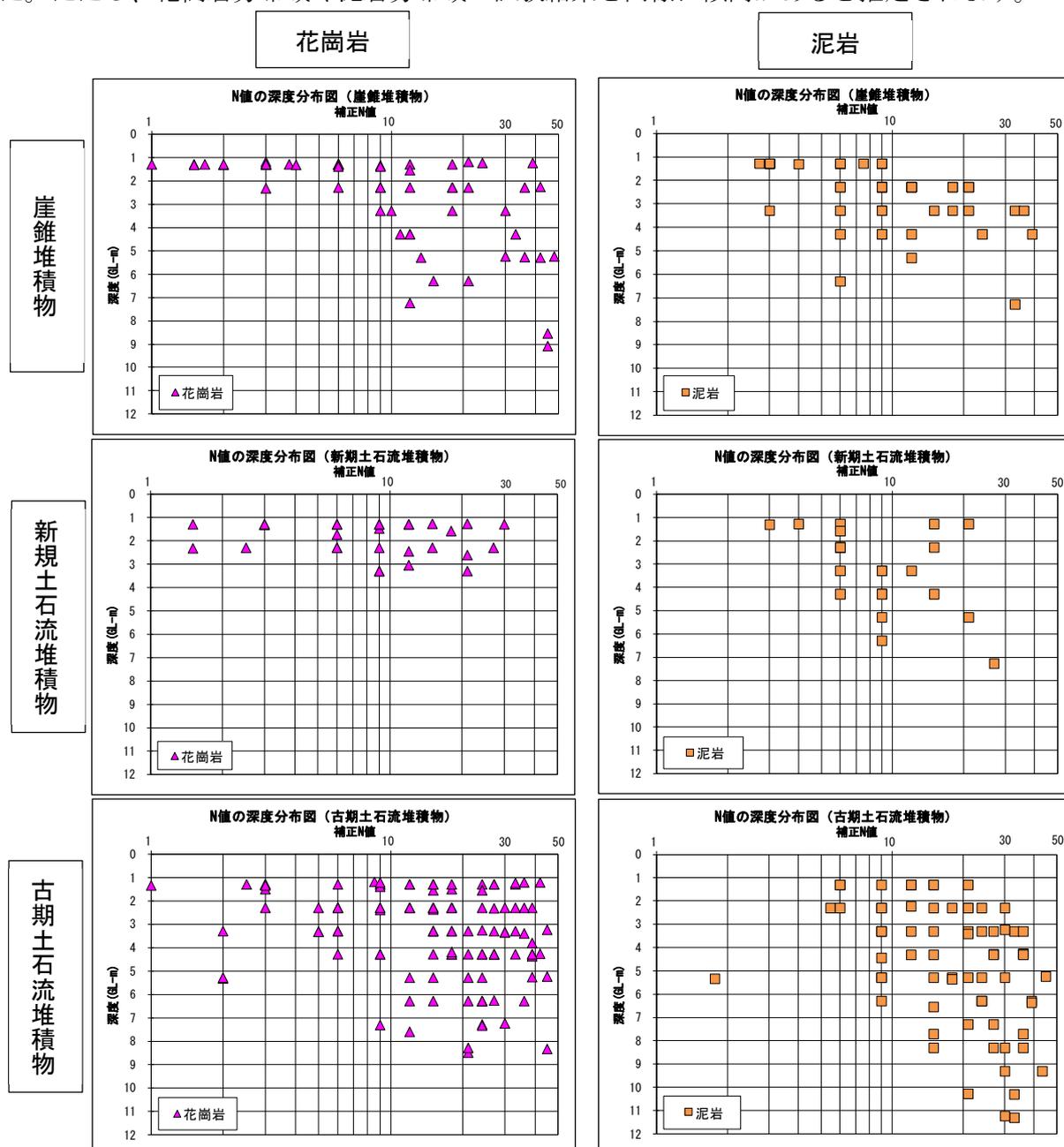


図-8 標準貫入試験結果（基盤地質毎に整理）

④ N値に対する考察

補正N値を用いた整理結果（図-6 参照）から、崖錐堆積物や新期土石流堆積物では補正N値 10 以下、古期土石流堆積物では補正N値 30 以下を示す傾向にあります。

この傾向を詳細に把握するために補正N値のデータ分布を深度 5m 以浅と以深で分けて整理しました（図-9）。補正N値 10 以下が多い崖錐堆積物や新期土石流堆積物において、深度 5m 以浅では、さらに顕著に補正N値 10 以下が多い結果となりました。一方で、深度 5m 以深では、試験データが少ないですが、バラつきが大きいといえます。

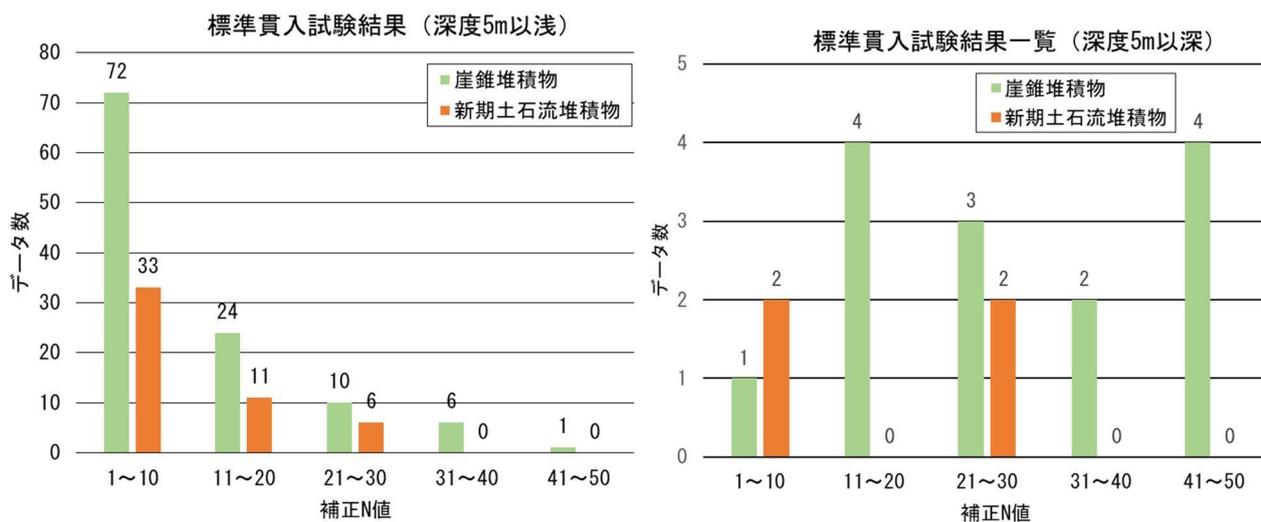


図-9 崖錐堆積物および新期土石流堆積物の標準貫入試験結果

続いて、古期土石流堆積物の深度別データ分布を整理しました（図-10）。その結果、深度 3m までは補正N値 10 以下が最も多く、深度 3~9m までは補正N値 21~30 が最も多い傾向にあります。なお、深度 9~18m は試験数が少ないですが、補正N値 20 以下の試験結果は認められず、21 以上を示しています。このことは、被覆層の成因や基盤地質に関係なく、深いほどN値が高くなっていることと一致します（図-7 参照）。そのため、古期土石流堆積物では、深度毎に異なる傾向が認められ、表層付近ではN値 10 以下が多い結果となりました。

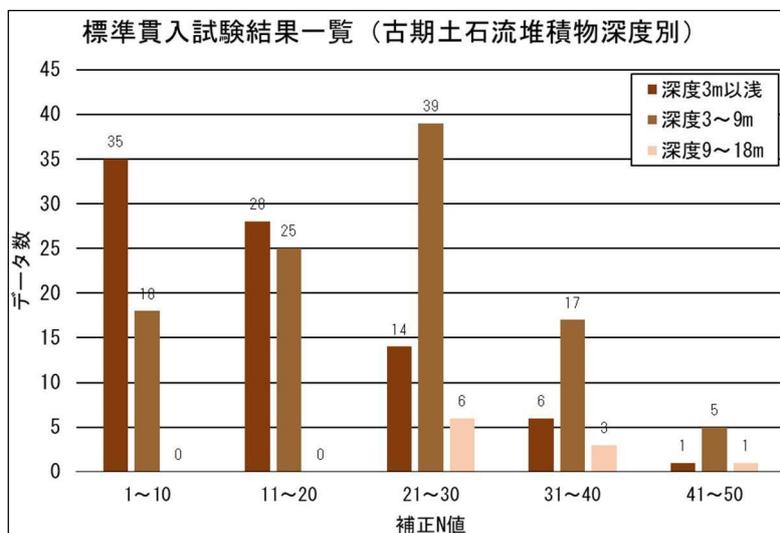


図-10 古期土石流堆積物の深度別の標準貫入試験結果

⑤被覆層のN値評価について

以上を整理しますと、崖錐堆積物および新期土石流堆積物で10程度以下、古期土石流堆積物で20程度以下のデータが多くなっています。したがって、被覆層では、N値が10～20程度以下であることが推定されます。しかし、深度毎に補正N値の傾向が異なっていること、基盤地質によっても傾向が異なる可能性があること等から、堆積層のN値評価については、各調査結果や技術者による評価が必要です。

【引用文献】

- 1) 公益財団法人 地盤工学会 (2013) : 地盤調査の方法と解説, pp. 279-313.
- 2) 公益財団法人 地盤工学会 (2001) : 地盤工学・実務シリーズ 14 地盤工学への物理探査技術の適用と事例, pp. 26.
- 3) 藤本潤・山口浩司 (2019) : 7. 広島県内の溪流におけるN値を用いた被覆層評価, 日本応用地質学会中国四国支部令和元年度研究発表会発表論文

(回答者 藤本 潤・山口 浩司)



現場透水試験の調査手法は何を選択すれば良いのでしょうか？



現場透水試験にはいくつか調査手法があります。その中には対象の地層によって、向いている手法、向いていない手法があります。このため、出現が予想される（もしくは実際の）地層によって、調査手法を選択する必要があります。

（１）透水係数が建設工事で重要となる理由

透水係数は水の通り易さを示した係数で、この係数が大きければ水は通り易く、小さければ通り難いとなります。①貯水ダムや調整池など、貯水や流量を管理する構造物の水量コントロール、②水源調査時の確保取水量や汲み上げ時の周辺地下水への影響検討、③一般的な建設現場での地下水に飽和層を土工などで掘削する際（釜場排水等）の排水計画検討、などに用いられます。以上のように、透水係数は多様な現場で活用される重要な指標となります。

（２）透水特性を調査する手法

地層の透水特性を調べる方法として、表-1の比較表があります。一般的に、砂や礫などの堆積物中で、水は粒子間の間隙に存在し、岩盤中では割れ目に存在しています。この違いから、堆積物と岩盤は調査手法が分けられています（表-1）。また、堆積物の中でも粒径により水の通りやすさが変わるため、地層の状況によって調査手法が変わります。

このQ&Aでは、地質調査現場で多く実施される「JGS1314 単孔を利用した透水試験方法」について、まとめます。

表-1 透水特性を求めめるための試験方法の比較表¹⁾

基準番号 (JGS-)	基準名称	適用範囲							試験方法		得られるパラメータ			
		対象地盤			飽和・不飽和		定常・非定常		単孔・多孔		透水係数	貯留特性	その他	
		未固結	岩盤	締め固め地盤	飽和	不飽和	定常	非定常	単孔	多孔				
1314	単孔を利用した透水試験方法	○	-	-	○	-	○	○	○	-	○	△	-	堆積物
1315	揚水試験方法	○	△	-	○	-	○	○	-	○	○	○	△	
1316	締め固めた地盤の透水試験方法	-	-	○	-	○	○	-	○	-	○	-	-	
1321	孔内水位回復法による岩盤の透水試験方法	-	○	-	○	-	-	○	○	-	○	△	-	岩盤
1322	注水による岩盤の透水試験方法	-	○	-	○	-	-	○	-	○	-	-	-	
1323	ルジオン試験方法	-	○	-	○	-	○	-	○	-	-	-	ルジオン値	

注) 適用範囲, 試験方法 ○:用いられる, △:用いられる場合がある, -:一般には適用しない
得られるパラメータ ○:求められる, △:求められる場合がある, -:一般には求められない

※2018年に「JGS1319 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法」が新规定されています。
(後述の最近のトピック参照)

(3) 未固結土を対象として透水特性を把握する場合の試験方法

未固結土を対象とする場合は、地層の状況、地下水位、孔壁の安定性を踏まえ、下記の事項を選定して行います。

○定常法と非定常法

未固結土を対象に透水試験を行う場合、定常法と非定常法があります。どちらの手法も観測孔の地下水位を、注水もしくは揚水により自然水位から変動させて行います。定常法は変動させた水位を一定に保ち、その時の流量（注水または揚水流量）を観測する手法です。非定常法は変動させた水位から自然水位までの水位変化を観測する手法です。

その適用性は一般的に表-2 に示した区分が用いられます。

表-2 透水性と土質区分¹⁾

		透水係数 k (m/s)											
		10 ⁻¹¹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁹	10 ⁻⁸	10 ⁻⁷	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻²	10 ⁻¹	10 ⁰
透水性	実質上不透水	非常に低い			低い		中位		高い				
対応する土の種類	粘性土 C	微細砂、シルト、 砂-シルト-粘土混合土 SF S-F M					砂および礫 GW GP SW SP G-M			清浄な礫 GW GP			
透水係数を直接測定する方法	特殊な変水位透水試験	変水位透水試験					定水位透水試験		特殊な変水位透水試験				
透水係数を間接的に推定する方法	圧密試験結果から計算	なし					清浄な砂と礫は粒度と間隙比から計算						

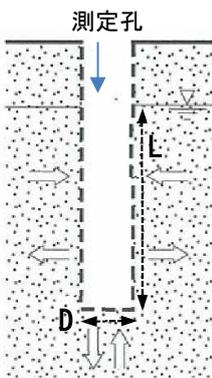
定水位透水試験・・・定常法
変水位透水試験・・・非定常法

粒径が小さいほど透水係数が低く、粒径が大きいほど透水係数が高い。

定常法は 10⁻³~10⁻⁵ の範囲に適用でき、10⁻⁴ より低い場合は非定常法が適用できます。

○孔壁の仕上げ方法と保孔方法

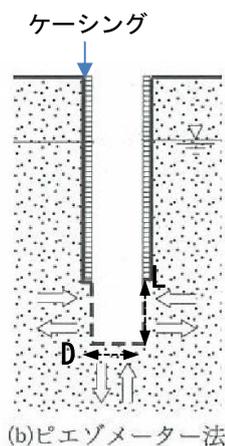
具体的な孔壁の仕上げ方には、オーガー法、ピエゾメーター法、チューブ法、パッカー法等があります。「JGS1314 単孔を利用した透水試験方法」では、L/D≥4*という条件があります。孔壁を仕上げる際にもこの条件が目安となり、図-1 に示した仕上げ方法から選択します。一般的にはピエゾメーター法が多く用いられます。図-1 に示した方法で孔壁の自立が難しく、L/D≥4*を満足できない場合は、掘削口径よりも細い有孔管を挿入して実施する一重管法や二重管法という方法もあります。一重管法や二重管法で実施する場合はデータ整理時に測定用パイプの内径に注意が必要です。



※D: 試験区間の孔壁の孔径、L: 試験区間の長さ

- オーガー法
- ・裸孔で実施。
 - ・水位が浅く、孔が自立する時に適用可能。
 - ・試験により孔内水位を変化させるため、その変化でも孔が自立するかを判断する必要がある。

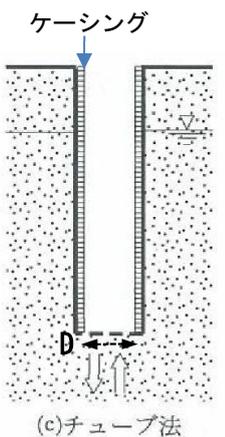
図-1(1/2) 孔壁の仕上げ方法と保孔方法¹⁾



(b)ピエゾメーター法

○ピエゾメーター法（ケーシング法）

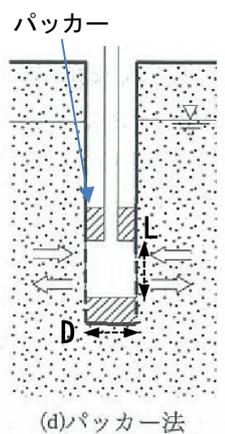
- ・ケーシングを用いるため、ボーリング調査とよく併用される。
- ・試験区間の上端までケーシングを追い込み、試験区間を裸孔状態にして試験を実施。
- ・試験区間の長さL/孔径Dが4以上となるようにする。
- ・試験区間が自立しない場合は、スクリーンのある測定用パイプを設置する（下記の○二重管法）。
- ・基本的には未固結土に適用されるが、マサなどの風化土に適用される場合もある。



(c)チューブ法

○チューブ法（ケーシング法）

- ・ピエゾメーター法で孔壁が自立しない場合に実施。
- ・ケーシングを孔底まで追い、孔底のみを試験対象として実施。このため、孔底法とも呼ばれる。
- ・ $L/D \geq 4$ を満たさないため、基本的には参考値となる。
- ・孔底のみの試験範囲となるため、ピエゾメーター法とは計算式が異なる。

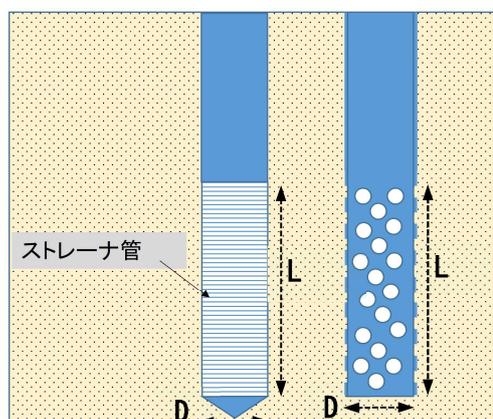


(d)パッカー法

○パッカー法

- ・上記3手法よりも大掛かりな機材が必要。
- ・パッカーによって試験区間を区切り、その区間で試験を実施。
- ・孔壁の自立が前提。
- ・孔内水位の変化を観測することが難しいため、基本的に定常法で実施。

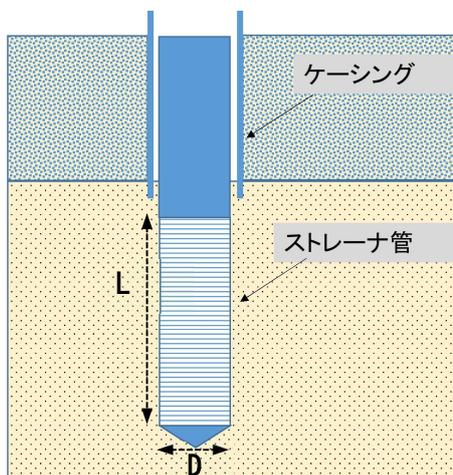
図-1(2/2) 孔壁の仕上げ方法と保孔方法¹⁾



○一重管法

- ・仕上げ方法はチューブ法とほぼ同様。
- ・ストレーナー区間を設けたケーシングもしくは塩ビパイプを挿入して実施。
- ・ストレーナー区間が試験区間となる。
(仕上げはチューブ法と似ているが、試験区間を設けられるため、参考値とならない)
- ・孔壁が自立しない地盤でも実施が可能。

図-2 一重管法による保孔方法



- 二重管法
- ・ピエゾメーター法の試験区間にストレーナー区間を設けた鋼管もしくは塩ビパイプを挿入して行う。
 - ・試験区間はストレーナー区間。
 - ・孔壁が自立しない地盤でも実施が可能。
 - ・データ整理時の測定パイプの内径に注意が必要。

図-3 二重管法による保孔方法

(4) 透水試験のデータ整理方法

透水試験のデータ整理は、非定常法と定常法で整理方法が異なります。

○非定常法

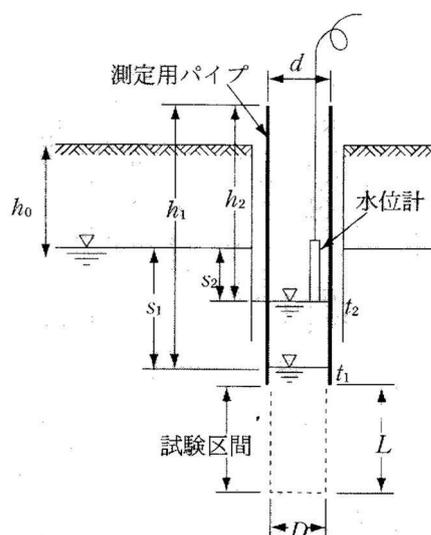
・直線勾配法

直線勾配法は、透水係数を求めるために一般的に多く用いられる方法です。

直線勾配法では、計測した水位変化を、平衡水位との水位差 (log s(m)) と時間 (t(s)) のグラフを作成します (図-4 のグラフ)。このグラフの直線上にある 2 点の値を基に、式-1 に示した計算式から勾配 a を求めます。この勾配 a を用いて、式-2 にて透水係数 k (m/s) を求めます。

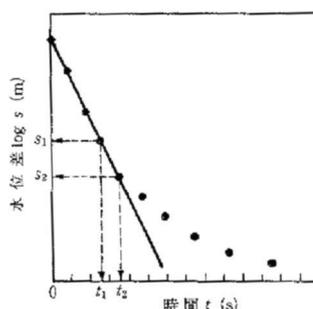
勾配 a を求めるためには、平衡水位との水位差を用いるため、平衡水位をしっかりと把握することが重要です (試験の最後には平衡水位を確認)。

透水性が良いと、平衡水位へ戻る時間が早いため、時間 t-水位差 log s の勾配を把握できる間隔の水位測定が困難になります。このため、表-2 の「変水位透水試験」と「定水位透水試験」の適用範囲が存在します。透水試験を行う前に、ボーリングコアや標準貫入試験試料などから、対象層の粒度を把握し、試験方法を選択することが重要です。



$$a = \frac{\log(s_1/s_2)}{t_2 - t_1} \dots \text{式-1}$$

$$k = \frac{(2.3d_e)^2}{8L} (\log) \frac{2L}{D} a \quad (L/D \geq 4) \dots \text{式-2}$$



- D: 試験区間の孔壁の孔径
- L: 試験区間の長さ
- d_e: 測定用パイプ内側の直径
- t: 経過時間
- s: 経過時間における平衡水位との水位差

図-4 非定常法の模式図と log s-t 曲線例¹⁾²⁾

・ 曲線一致法

直線勾配法が比較的簡単に透水係数が求められるため、よく用いられていますが、地盤の貯留性が大きい場合には曲線一致法が適している場合もあります。曲線一致法は水位差比 s/s_p と時間の関係を示す標準曲線群を作成し、測定値と最もよく合致する曲線を用いて透水係数 k (m/s) と比貯留係数 S_s (1/m) を求めます。

以下が「JGS1314 単孔を利用した透水試験方法¹⁾」に記載の手順です。

- a) 平衡水位 h_0 (m)、試験中に測定した水位 h (m) 及び試験開始時の水位 h_p (m) から、試験中の水位差 $s = |h_0 - h|$ (m)、及び試験開始時の水位差 $s_p = |h_0 - h_p|$ (m) を求める。さらに、水位差比 s/s_p を求める。
- b) 片対数グラフの算術目盛（縦軸）に水位差比 s/s_p を、対数目盛（横軸）に試験開始時からの経過時間 t (s) をとって、測定値をプロットする。
- c) b) で作成したグラフと同じスケールの別の片対数グラフに、図-5 のように、貯留係数比 α 毎の水位差比 s/s_p と無次元時間 β の関係を示す標準曲線群を作成する。
- d) 図-6 に示すように、b) と c) で作成した二つのグラフを重ね、時間軸（横軸）方向に片方のグラフを平行移動させ、測定値と最もよく合致する標準曲線を選ぶ。この標準曲線に対応する α の値 (α_m) 及び任意の合致点に対応する両グラフの時間軸座標 t_m と β_m を読み取る。
- e) 次式により、透水係数 k (m/s) と比貯留係数 S_s (1/m) を求める。

(JGS1314 単孔を利用した透水試験方法 A.2 非定常法：曲線一致法¹⁾)

$$k = \frac{d_e^2 \beta_m}{4L t_m} \quad \dots \text{式-3}$$

$$S_s = \frac{d_e^2}{LD^2} \alpha_m \quad \dots \text{式-4}$$

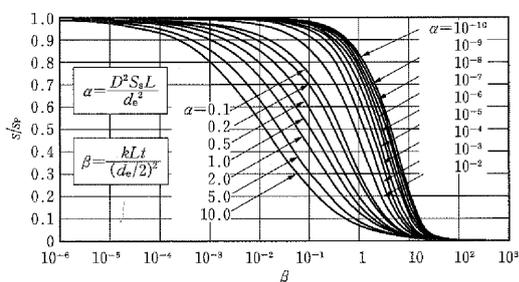


図-5 貯留係数比 α ごとの無次元時間 β と水位差比 s/s_p の標準曲線群¹⁾²⁾

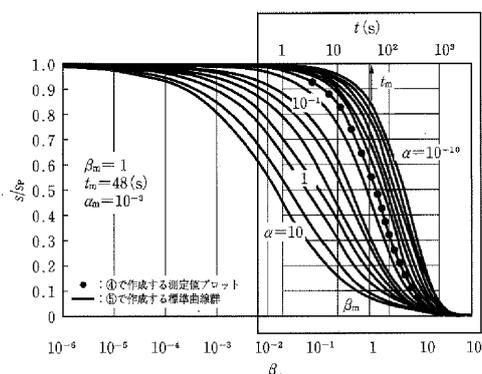


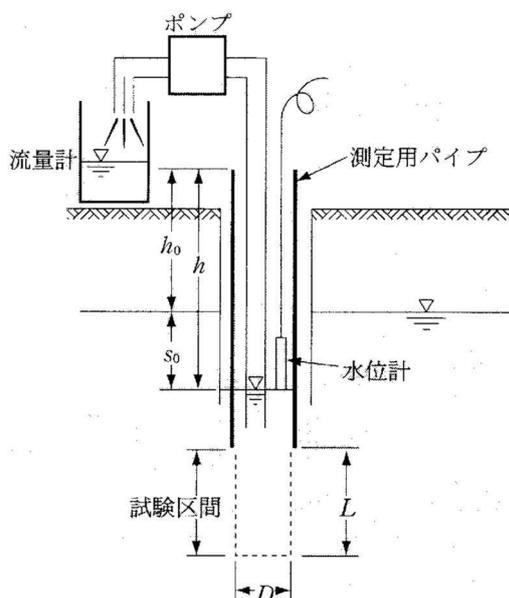
図-6 測定結果と図-5 の標準曲線群重ね合わせ図¹⁾²⁾

○定常法

試験中の定常状態の孔内水位 h (m) と平衡水位 h_0 (m) から、式-6 を用いて水位変動量 s_0 (m) を求めます。定常状態における水位変動量 s_0 (m) と揚水または注水流量 Q_0 (m³/s) から、透水試験 k (m/s) を式-7 から算出します。

定常法は、ポンプを用いて注水もしくは揚水し、平衡水位から一定の水位差を保つ必要があります。透水性が良い場合は、水位差を設けるために揚水量や注水量が多くなる可能性があります。**揚水量と注水量に合ったポンプを準備**する必要があります。

一方で、**透水性が低い場合は、揚水量と注水量がわずかになり、水位差を保つことが困難**になります。このため、定常法も表-2 で示された適用範囲があります。定常法も、非定常法と同様に、**試験を実施する対象層の状態を観察し、方法を選定**することが重要です。



$$s_0 = |h_0 - h| \quad \dots \text{式-6}$$

$$k = \frac{2.3Q_0}{2\pi s_0 L} (\log) \frac{2L}{D} \quad (L/D \geq 4) \quad \dots \text{式-7}$$

図-7 定常法の模式図¹⁾²⁾ と計算式

👉 透水試験時のちょっとしたコツ

透水試験実施の際には水位を自動で計測する**自記水位計**を用いて実施するとデータ整理が行いやすくなります。また、自記水位計設置後に「**定常法→非定常法**」の順番で試験を行えば、簡単に2手法のデータを得ることができます。表-2 では定常法と非定常法の適用範囲は被っている部分もあるため、地層の構成によってはどちらの手法を選定すればよいか判断が難しい場合があります。自記水位計を用いれば、判断が難しい場合に両方の試験方法が実施でき、どちらの手法が妥当であるか、その判断にも用いることができます。

自記水位計を用いれば、簡単に良いデータを得ることができますが、注意点もあります。自記水位計のセンサーには10m計や20m計など、水位変化に適用範囲があり、水位変化を大きくして現場透水試験を実施する場合は実際の地下水位と誤差が生じてしまう場合があります。自記水位計を用いて現場透水試験を行う際は、水位変化の大きさを考え、適切な自記水位計のセンサーを選ぶ必要があります。

👉 最近のトピック

○ 「JGS1319 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法」について

2018年5月に、上記の試験方法が新规定されました。基準制定と経緯について、JGS1319の1.まえがきに記載の内容を以下に引用します。

1.1 基準制定と経緯

地盤の透水特性を表す透水係数としては、図-8に示す4つの透水係数が考えられる。このうち、地下水面よりも下の地盤は飽和地盤とみなすことができ、飽和透水係数(図-8の①)を求める透水試験方法として4つの地盤工学会基準(JGS1314、1315、1321、1322)が定められている。

一方、地下水面よりも上の地盤の飽和透水係数(図-8の②)と不飽和透水係数(図-8の③)は、ともに工学、農学分野において、実際に測定されたり、シミュレーションの入力値として利用されたりしている。なお、地下水面よりも上の地盤の飽和透水係数を、飽和地盤の透水係数と区別するために、本基準では「現場飽和透水係数」と呼ぶこととしている。

飽和地盤の透水試験方法4つの基準が存在するが、地下水面よりも上の地盤を対象とした透水試験方法としては、「締め固めた地盤の透水試験方法」(JGS1316)のみが基準として存在した。しかし、この基準は、アースダム、ロックフィルダムのコアあるいは河川堤防などの難透水性材料から構成される人工的に締め固められた地盤の表層付近のみを対象としている。また、平成23年7月の第46回地盤工学研究発表会の「地盤中の物質移動」の4つのセッションで実施したアンケート(学生を除いた回答者58名)ではその6割がJGS1316を実施した経験を有するが、地下水面よりも上の地盤を対象とした透水試験方法の基準化について「必要あり」が90%、「わからない」が10%、「必要ない」は0%の回答であった。必要性の理由としては、実務で利用40%、室内試験と比較22%、データの蓄積21%でした。

これらの結果を受けて、より広い範囲に適用できる、地下水面よりも上の地盤を対象とした透水試験方法の基準化の検討が開始した。

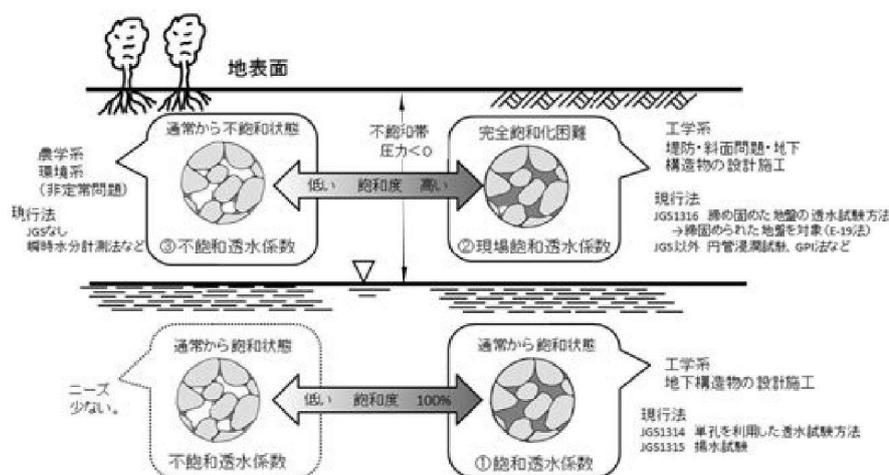


図-8 現場での4つの透水係数³⁾

地下水面よりも上の地盤の 2 つの透水係数のうち、不飽和透水係数を測定する試験方法には現段階で課題が多いが、現場飽和透水係数を測定する透水試験は、工学、農学分野で複数の試験方法が実践されていたため、これを先に基準化することとした。なお、実践されていた透水試験は、機関やサイトごとに異なる試験方法や試験条件が採用されていたため、試験結果の比較検討や統一的な評価を可能とすることを基準化の目的のひとつとした。さらに、不飽和地盤を対象とした透水試験の国際基準 (ISO) である ISO22282-5 Infiltrometer tests に対する国内基準が存在しなかったため、国際規格に対応した準備も必要であると考えた。以上のような状況を鑑み、「**地下水面よりも上の地盤を対象とした透水試験方法**」の基準制定に至った。

制定した基準は、現場飽和透水係数を原位置で求める透水試験方法を規定している。このような飽和状態に近い地盤の透水係数は、室内試験でも求めることができるが、乱された試料を整形して供試体とすることが一般的である。これに対して、原位置試験は乱さない状態の地盤の試験対象とする点において、室内試験よりも優れている。また、室内試験に比べると対象領域が大きく、地盤の平均的な値が求められるため、シミュレーションの入力値や設計に用いる場合にも適していると考えられる。

例えば、普段は地下水面より上の地盤 (不飽和地盤) でも、降雨の浸透や地下水の上昇により飽和度が上昇すると、斜面崩壊や堤防のり面のすべりが懸念される。このような問題では、飽和度が高いほど透水係数が高くなるため、(飽和度を変数と考えたときに) 最も高めの透水係数である現場飽和透水係数を得ることが工学的に重要となる。

また、降雨の排水や灌漑を検討したり、表面流出量を計算したりする農学分野の問題に対しても、降雨中あるいは降雨後の飽和状態に近い地盤の透水係数が測定できれば地盤の浸透能を定量的に評価することができる。

最後に、飽和地盤の透水係数に比べて、地下水面よりも上の地盤の現場飽和透水係数は、基準として規定可能な試験方法だけではなく、試験実施前の初期条件、試験実施中の境界条件、対象となる地盤の性質等にもより強く依存することに注意が必要である。すなわち、本基準がすべての目的、対象地盤に適用可能であることを保証しているものではない。したがって、本基準を利用する場合には、基準本文だけではなく、解説の記載事項もできるだけ参考にして、試験の目的や対象地盤に対して、本基準を適用することが可能であるか否かの判断を行っていただきたい。

(JGS1319 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法 1. まえがき)

今回の Q&A ではトピックとして取り上げましたが、現地での作業性や、取得したデータの整理例、検討内容の例など、ノウハウが蓄積され次第、この Q&A でも解説していきます。

試験状況の参考として、図-9 に試験方法の例を示します。試験方法は、地表面で実施する場合と試験孔を用いて実施する場合があります。

また、定水位浸潤装置の一例として、図-10 に地表面で実施する場合のうち負圧で浸潤させる方法の装置を、図-11 に試験孔で実施する場合のうち試験孔全体を用いる方法の装置を示します。

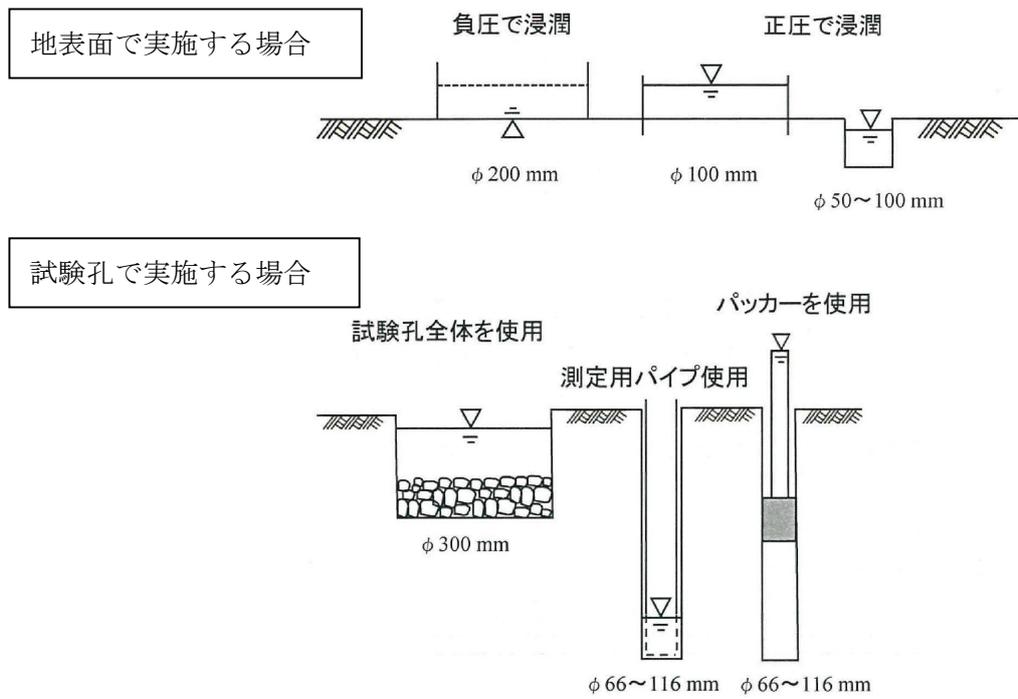


図-9 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法の例³⁾
 地表面で実施する場合と試験孔で実施する場合があります。

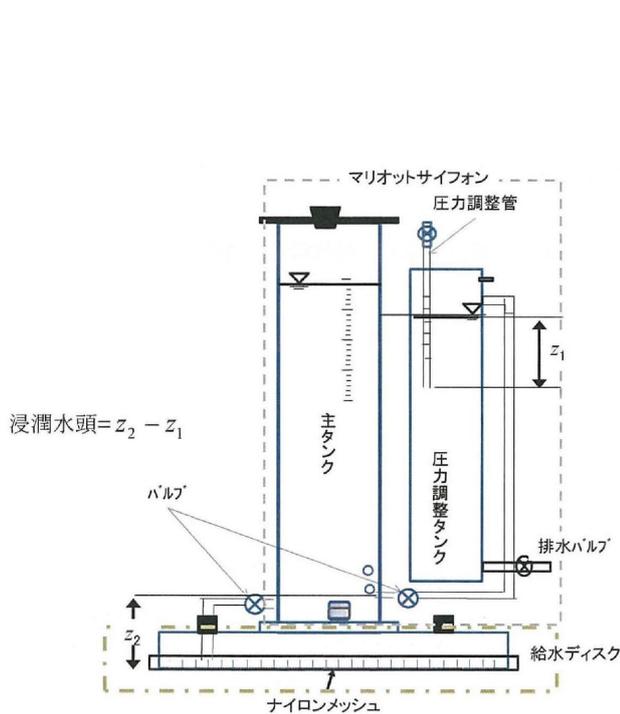


図-10 地表面で実施する場合の定水位浸潤装置の例³⁾
 (負圧で浸潤させる方法)

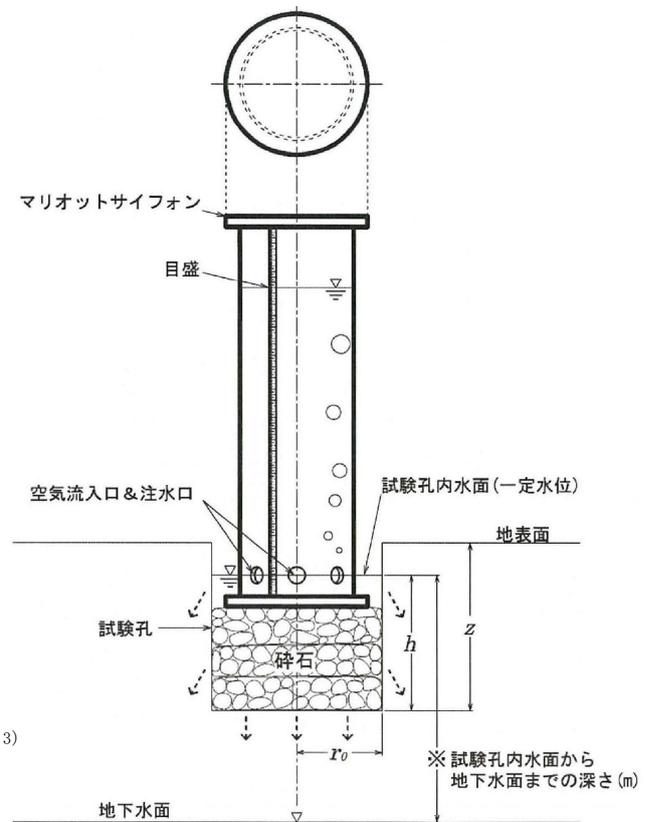


図-11 試験孔で実施する場合の定水位浸潤装置の例³⁾
 (試験孔全体を用いる方法)

(5) まとめ

以上のように、透水試験は試験の手法、試験に使用する孔の仕上げや保孔方法、定常法と非定常法の選択など、対象層の状態によって適切な方法を選択する必要があります。また、試験手法は、最後にトピックとして取り上げた「JGS1319 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法」のように、日々適用範囲が変化しつつあります。

冒頭でも述べたように、透水係数は様々な場面で利用されるため、試験実施の際は、対象層の状態を詳細に観察し、地層・地下水位状況に応じた試験方法を選択していくことが重要です。

【引用文献】

- 1) 公益財団法人 地盤工学会 (2013) : 地盤調査の方法と解説、pp. 512-530.
- 2) 公益財団法人 地盤工学会 (2013) : 地盤調査 基本と手引き、pp155-158.
- 3) 公益財団法人 地盤工学会 (2018) : JGS1319 地下水面より上の地盤を対象とした透水試験方法

(回答者 小井戸 一浩)

第 2 編 防災地質

- 防- 1 地すべりを律する地質構造
- 防- 2 花崗岩に発達する粘土細脈
- 防- 3 斜面変動における地形判読の意義
- 防- 4 地すべり面を確定させる方法
- 防- 5 地すべり・崩壊・土石流の違い
- 防- 6 トップリングとは
- 防- 7 地すべりのキャップロック構造
- 防- 8 言い伝えに残る災害
- 防- 9 地すべりと斜面崩壊の違い

Q 地すべり調査の基準書では、地質構造を調べるようにとありますが、層理以外に注意する地質構造がありますか？

地すべりと地質構造との観点で見ると、以下のような地質構造に起因する地すべりの事例が多く見られます。

A ①流れ目の層理、片理に沿う、②卓越する流れ目の節理に沿う、③流れ目の断層に沿う、④卓越する流れ目の劈開面に沿う、⑤褶曲軸の落としの方向が流れ目となっている、⑥巨大オリストリスの塊状岩塊が流れ目をなす、⑦流れ目の変質帯に沿う、⑧鉛直に近い層状岩盤のトップリングによる、⑨背後に安山岩の地下水貯留槽をもつ第三紀層すべり。

①～⑦に共通していることは連続する弱層が流れ目（盤）をなしていることです。

この他、⑧のトップリングによる地すべりの発生事例もあり、地質構造が概ね鉛直に近く、地形的には半島状に伸びる尾根を横断するように開削した時に発生することが多いようで、地形効果が認められます。⑨では水理地質構造と関連しています。

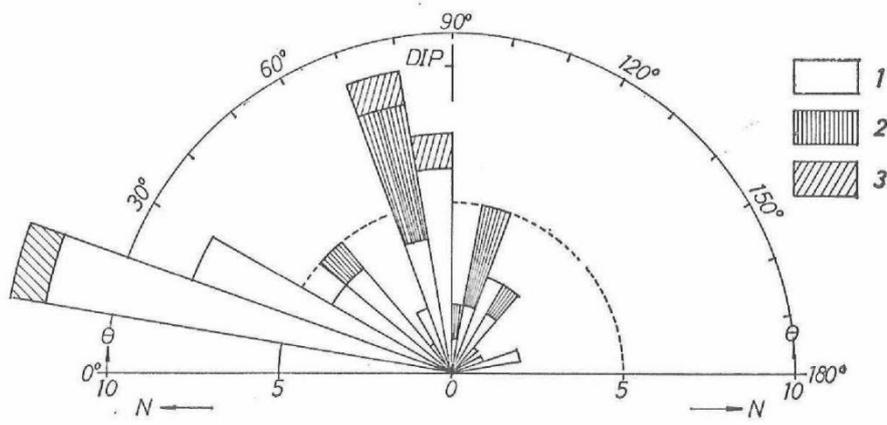
（1）地すべりと地質構造は関係が深い

岩盤すべり、風化岩すべりと呼ばれる地すべりでは地質構造との関係を明らかにすることが重要です。

文献¹⁾によれば、四国の三波川帯、みかぶ緑色岩類、秩父帯剣山層群における地すべりでは、片理面あるいは層理面の最大傾斜方向と地すべりの滑動方向との交角が30度以内となる流れ目の地すべりは4割程度であるとしています（図-1）。このデータは、層理面^{注1)}、片理面^{注2)}以外の地質因子で地すべりが発生することがあることを示唆しています。文献²⁾は、四国で発生している地すべりを概観し、地すべりと地質構造との観点で見ると以下の地すべりの事例が多いとしています。

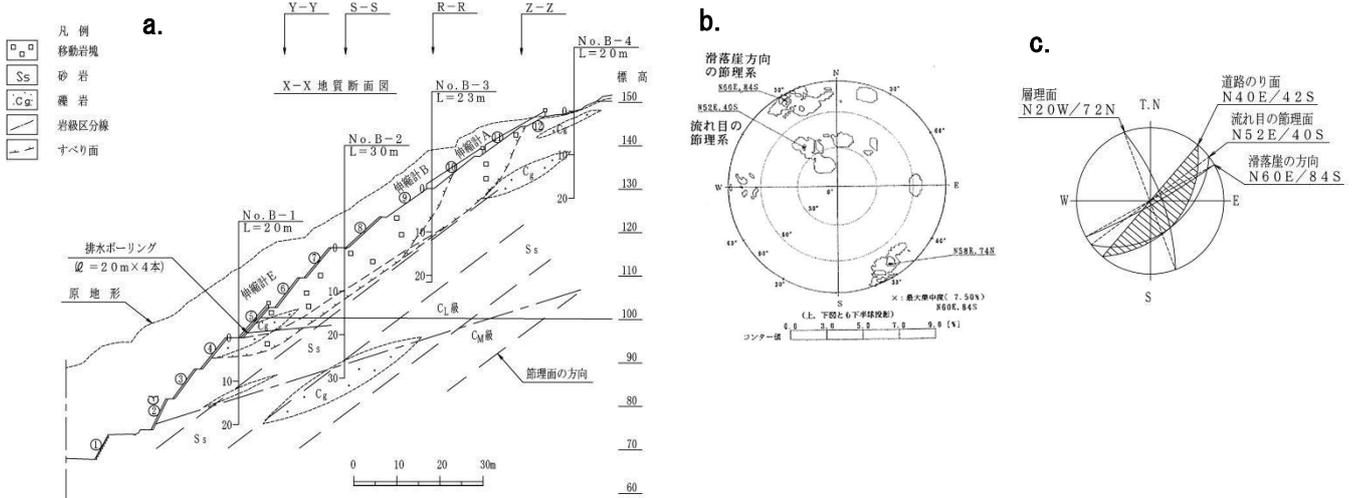
- ① 流れ目の層理、片理に沿う地すべり
- ② 卓越する流れ目の節理^{注3)}に沿う地すべり（図-2）
- ③ 流れ目の断層に沿う地すべり
- ④ 卓越する流れ目の劈開面^{注4)}に沿う地すべり
- ⑤ 褶曲軸の落としの方向が流れ目となっている地すべり
- ⑥ 巨大オリストリス^{注5)}の塊状岩塊が流れ目をなす地すべり
- ⑦ 流れ目の変質帯に沿う地すべり
- ⑧ 鉛直に近い層状岩盤のトップリングによる地すべり
- ⑨ 背後に安山岩の地下水貯留槽をもつ第三紀層地すべり^{注6)}

前述の①～⑦の地すべりに共通する点は、地質構造に起因した連続する弱面（層）が流れ目を形成していることとあります。⑧は層理や片理などが概ね鉛直に近い受け盤側斜面において、特に半島状に突き出た尾根の先端を切土したり、尾根を横断するように開削したときに発生することが多いようです。地質調査の際には、地質構造と地形の両方に着目する必要があります。⑨は下位に軟質層の上に安山岩などの硬質層が重なる二階建て構造（キャップロック構造）に起因した地すべりです。硬質層に発達する節理が地下水貯留槽となり、その地下水が軟質層を劣化させたり、節理に沿ってブロック化した硬質層が軟質層に沈み込んだりして、地すべりを促進させます。また、これら第三紀層中の堆積岩にはしばしば熱水変質や風化で生じたスメクタイトが含有され、スメクタイトに富む地層が流れ目を形成していると、その地層にすべり面が形成される可能性が高くなると考えられます。



1. 三波川帯 (主として泥質片岩)。2. みかぶ緑色岩類。3. 秩父帯剣山層群。

図-1 層理片理面の傾斜方向と地すべりの滑動方向とのなす角 θ と地すべり地の個数の関係¹⁾



a: 卓越する流れ目の節理に沿う地すべり断面

b: 流れ目の節理系の集中度 (シュミットネット下半球投影)、c: 流れ目の節理面と道路のり面の方向 (ウルフネット下半球投影)

図-2 流れ目の節理が卓越する斜面の地すべりの事例²⁾

(2) 受け盤構造における地すべり評価は今後の研究課題

風化によって劣化した岩盤が地質構造と無関係に受け盤斜面で地すべりが発生することがあります。また、応力場として斜面では下方に向かって応力が流れ、せん断応力（すべろうとする力）が働いています。

文献³⁾は、斜面のクリープによる不安定化を原因とする受け盤構造の地すべりを報告しています（図-3）。また、文献⁴⁾では、受け盤構造における重力性の地層の転倒変位に伴う開口亀裂の発生、雨水流入の繰り返しによる斜面の不安定化の進行が、受け盤斜面での地すべり・崩壊の発生要因であると考察しています。また、文献⁵⁾は、緩みや風化によって斜面が不安定となり受け盤でも地すべりや崩壊が発生するとし、風化も取り上げています。斜面の上位、下位で風化程度が急激に異なる斜面は古期の風化岩すべりでしばしば見られ、受け盤構造である事例も見られます。

四国三波川帯のつえ谷では、山頂に二重山稜をもつ大規模斜面変動が見られ、上部は受け盤の地すべりの兆候、下部は厚い崩積土の地すべりのようで^{6) 7)}、大規模斜面変動の一部が受け盤でも地すべりを起こすことがあるようです。

受け盤斜面の安定性の評価に際しては、前述の流れ目の弱層が分布していないか、斜面に地すべりの兆候を示すような微地形がないか、などの検討が望まれます。どのような受け盤斜面なら不安定斜面と評価するか、地形的要因や片状岩盤が急傾斜構造の場合の岩盤クリープ⁸⁾であることが大きい要因と思われるますが、その評価手法は今後の検討課題であると考えられます。

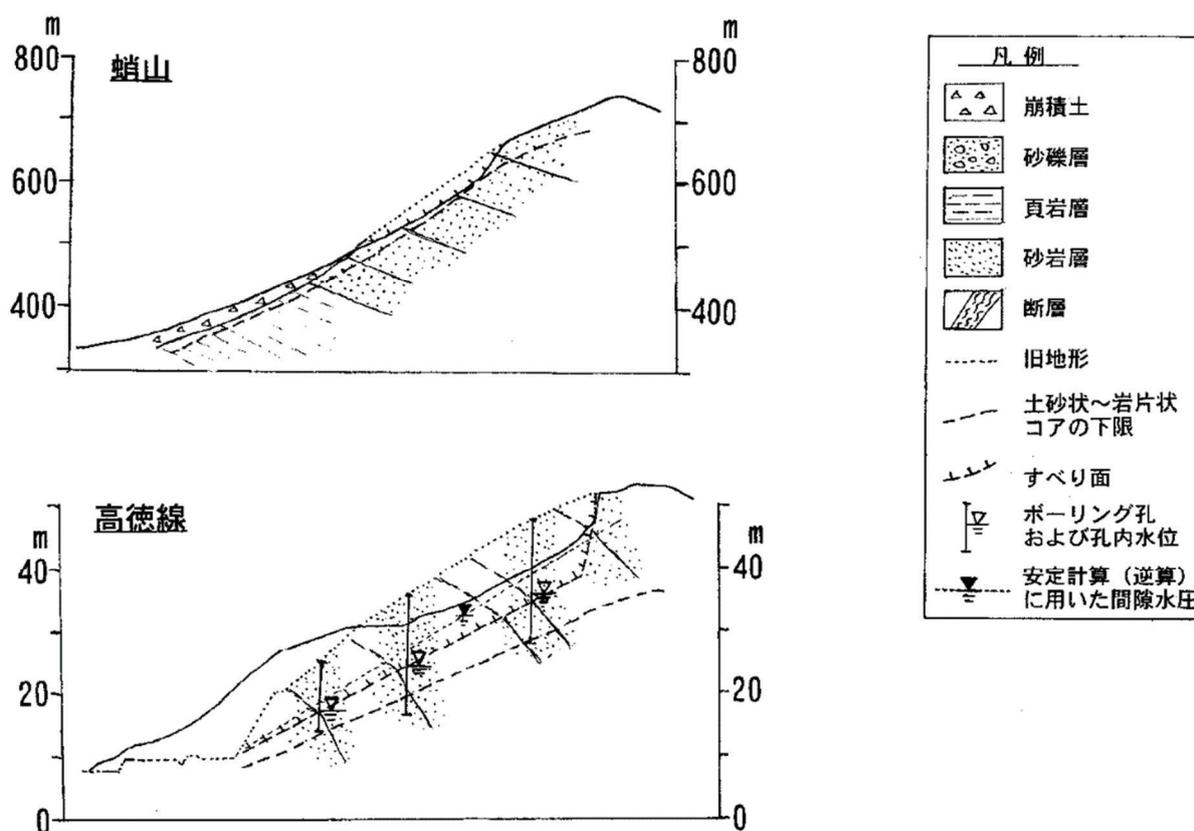


図-3 受け盤構造をなす和泉層群の地すべりの事例³⁾

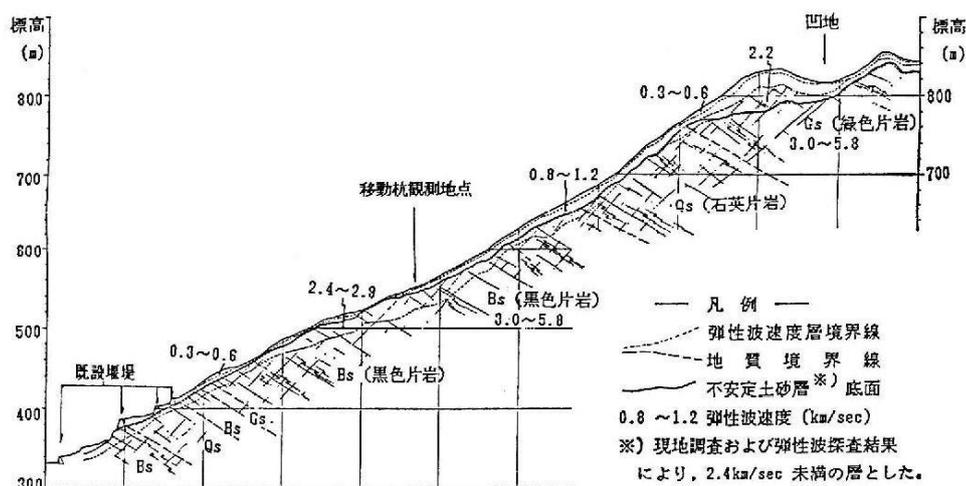


図-4 四国三波川帯、二重山稜をもつつえ谷の地質構造、
上部は受け盤構造で地すべりの兆候あり⁶⁾

【用語の解説】

- 注1) 層理：砂、泥、火山灰などが堆積するとき、堆積条件の違いで構成粒子の粒径が変化する。その結果生じた粒径が異なる粒子群と粒子群の境界面を層理（面）と呼ぶ。一般には肉眼で識別できるものに対して用いられ、地層の断面で見ると筋の積み重なりに見える。
- 注2) 片理：変成作用によって生じた細密な面状構造。高压高温条件下で晶出した柱状や板状の変成鉱物が面状に配列してできる。層理に比べて、面からの剥離性が強い。片理の存在は変成岩であることの証拠になる。
- 注3) 節理：岩盤（地層や岩石）に生じた割れ目で、割れ目を境に両側の岩盤にずれ（ずり変位）を伴わないのが特徴。なお、ずれを生じている割れ目は断層と呼ばれる。節理にはさまざまな成因のものがあ、マグマの冷却（花崗岩）や、侵食・隆起で地下にあった岩石の応力が解放されることで生成される。
- 注4) （岩石の）劈開：変成作用によって生じた細密な面状構造。片理よりも、ずっと低い温度・圧力条件で生成。いろいろな成因・形態の劈開があるが、泥質の低変成岩である粘板岩（スレート）がもつ剥離性は劈開（スレート劈開）に起因している。
- 注5) オリストリス：地層としての連続性がなく、細粒の破断した基質中に多種類の岩石からなる礫・岩塊が混じり合った地質体を混在岩（メランジュ）と呼んでいる。今日、メランジュは成因を問わずに使われている。そのうえで、海底地すべりが起源と考えられる堆積性メランジュはオリストストロームとも呼ばれ、礫や岩塊をオリストリスと呼ぶ。岩塊の大きさは数 cm から数 km 程度である。
- 注6) 第三紀層地すべり：「第三紀層地すべり」は、古第三紀から新第三紀の地層の地すべりに対する用語で、東北日本の地すべりとして広く知られています。近年、地質年代の表現として「第三紀」という言葉は使われなくなりましたが、広く使われていることから、ここではそのまま「第三紀層地すべり」の用語を用います。

【引用文献】

- 1) 藤田崇・平野昌繁・波田重熙 (1976) : 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制, 地すべり, Vol. 13, No. 4, pp. 25-36.
- 2) 菅原大介・田村栄治・藤川 聡 (2018) : 47. 四国の地すべり—地質構造に着目して—, 平成 29 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会中国四国支部, pp. 95 - 96.
- 3) 上野将司 (2000) : 四国における和泉層群の地すべりの特徴, 応用地質, 41 巻, 5 号, pp. 267-278.
- 4) 上野将司・市原 健・森川倫人・山本定雄 (2001) : 受け盤構造における崩壊機構の検討, 平成 13 年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会中国四国支部, pp. 97-102.
- 5) 山本茂雄・黒木公正・山口弘志 (2004) : 受け盤構造における地すべり発生事例, 第 2 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 土木学会関西支部, pp. 151-153.
- 6) 高橋尚城・綱木亮介・白川 勝 (1985) : 大規模崩壊地つえ谷の調査と対策, 新砂防, Vol. 38, No. 4, pp. 28-32.
- 7) 木下博久・山田琢哉・藤本耕次・林 孝標・平澤良輔・尾嶋百合香 (2016) : 四国三波川帯の大規模地すべりの発生年代と地質的素因に関する考察, 地盤工学会四国支部平成 28 年度技術研究発表会講演会概要集, pp. 51-52.
- 8) 横山俊治 (2016) : 10.7.2 初生変形, 日本地方地質誌・四国地方, 日本地質学会編, pp. 459-465.

(回答者 田村 栄治)

Q 花崗岩には粘土細脈があり、それががけ崩れの原因になると聞きました。具体的にはどのような現象なのでしょう？

A 粘土細脈は花崗岩の成因に関わってくるもので、熱水変質によりできたものと考えられています。これが地質的な弱面となり、斜面崩壊に至った事例が多くみられます。

(1) 花崗岩の生成と粘土細脈

花崗岩はマグマが地下深部でゆっくり冷却されてできた岩石です。現在地表で見られる花崗岩は、その土地が隆起し続ける一方で花崗岩体の上部を覆っていた他の岩体が侵食された結果、露出したものです。

花崗岩中にはしばしば微細な割れ目に幅 1mm以下～数cm程度の粘土物質が充填した脈が見られます(写真-1、写真-2)。これを一般的に粘土細脈と呼んでいます。粘土細脈の存在は、花崗岩が形成されて間もない時期に、既に構造的応力により破碎されており、そこに花崗岩生成末期の熱水が侵入し変質させたことを示していると考えられています¹⁾。写真-1では粘土細脈の周辺が褐色に変色しており、熱水の影響により変質している状況がよくわかります。また、写真-2では粘土細脈が網目状に分布している状況がわかります。



写真-1 花崗岩中に見られる粘土細脈 (ボーリングコア)

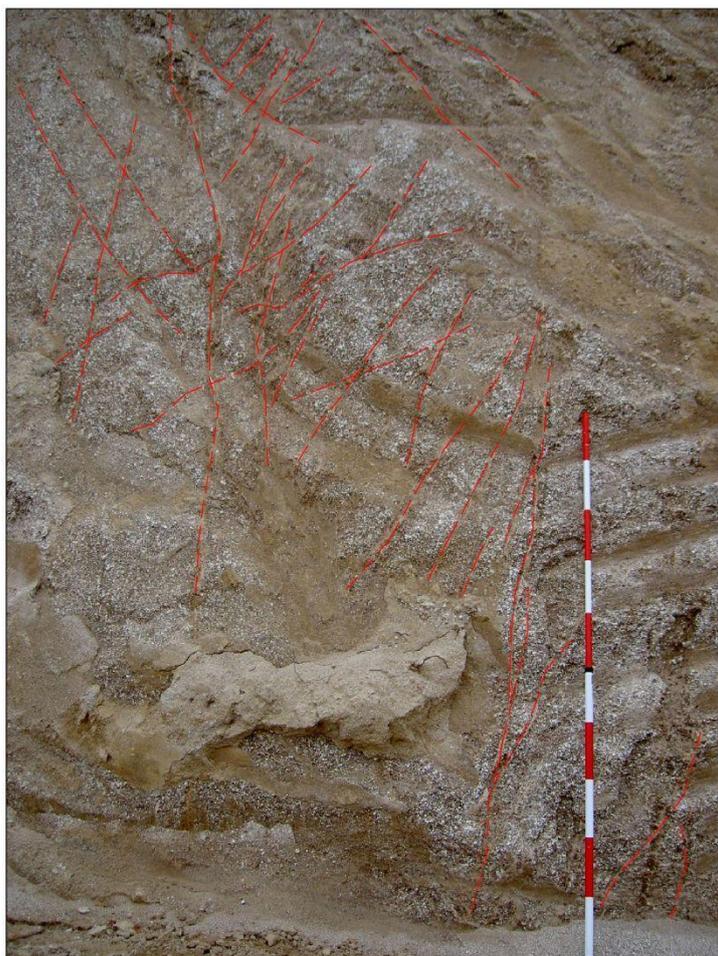


写真-2 花崗岩中に見られる粘土細脈（粘土細脈を赤破線で加筆）

中国地方および四国地方の瀬戸内海側には花崗岩が広く分布しています（図-1）。そのため、花崗岩に関する斜面安定の評価なども中国地方と四国地方においては応用地質的課題の1つです。

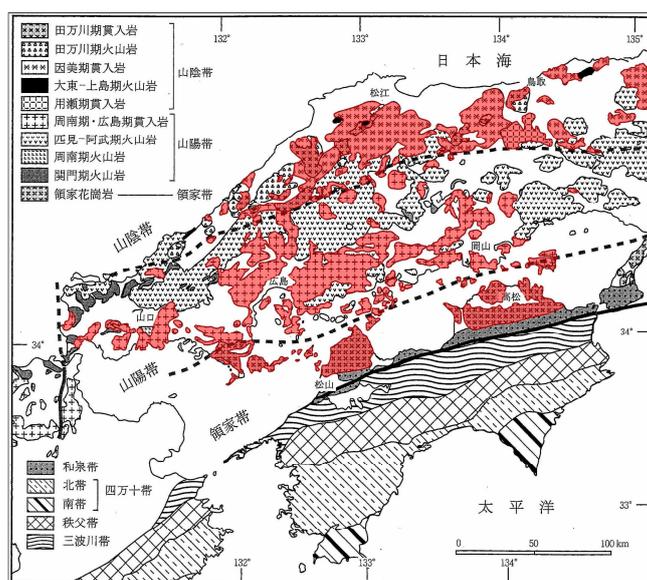


図-1 中国地方の花崗岩類分布域²⁾

(2) 土木地質における問題

花崗岩分布地域では、切土斜面や自然斜面の崩壊地において、粘土細脈から崩壊している事例が多く見られます。その要因としては、①斜面と粘土細脈の走向・傾斜との関係、②粘土細脈中の粘土鉱物の働き、が考えられます。

①については、粘土細脈が斜面に対して流れ盤方向に分布している場合、崩壊の素因の1つとなります(図-2)。このケースは新鮮な花崗岩ではなく、風化しマサ化した花崗岩斜面においてよくみられるようです。(※節理の走向・傾斜や斜面中の風化層の分布形態も重要な要因です)

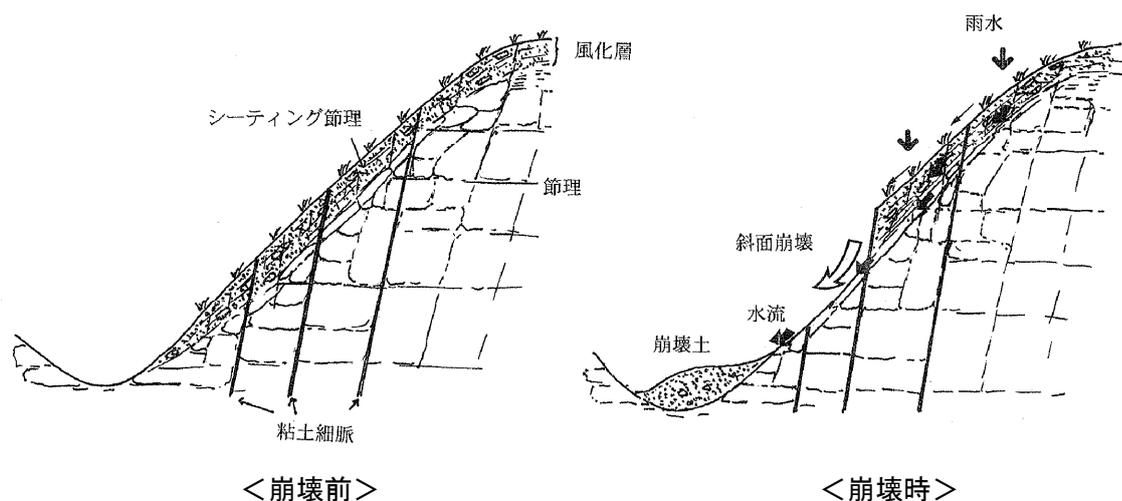


図-2 斜面崩壊と粘土細脈の関係を示す模式断面図³⁾



写真-3 粘土細脈をはく離面として崩壊が発生した事例

②については、粘土鉱物の種類が影響します。花崗岩中の粘土細脈の粘土鉱物は主に雲母粘土鉱物、スメクタイト、カオリン鉱物からなりますが、スメクタイトが認められる場合には注意が必要です。スメクタイトは強い膨潤性を持っていて、降雨等の水を含むと膨張圧が発生し、粘土細脈を挟んだ岩石の結びつきを弱くします。このような働きにより、粘土細脈は岩盤中の弱層となります。

このようなことから、斜面の崩壊を予防するためには、詳細な現地踏査やボーリング調査、粘土鉱物の分析（XRD）などを実施し、粘土細脈の存在と鉱物構成を把握することが重要です。

【引用文献】

- 1) 北川隆司（1999）：花崗岩のマサ化のメカニズムと斜面崩壊，粘土化学，Vol. 39，No. 1，pp. 37-44.
- 2) 西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷敦（2012）：山口県地質図 第3版 説明書，山口地学会，167p.
- 3) 北川隆司・門藤正幸・井上基（1995）：花崗岩中に見られる粘土細脈の応用地質学的重要性，日本応用地質学会中国四国支部平成7年度研究発表会発表論文集，pp. 11-15.

（回答者 藤本 耕次）



地すべりや斜面崩壊地形を地形図や空中写真から判読することが多いですが、具体的にどのようなことを行っているのですか？



地形図や空中写真を使用した「地形判読」という作業から、地形の種類（地形種）を読み解きます。そうすることで、その地形の成り立ちや地盤の特性が推定できます。地すべりや崩壊地形により形成された地形を抽出することで、これらの災害箇所の位置や規模、範囲などを予見しています。

(1) なぜ地形を読むのですか？

地形は地表面の起伏の形態を示しているもので、地表は必ず何らかの地形に分類されます。地表面の起伏の形態は、地表や地下で起こる様々な現象を反映しています。したがって、地形を詳しく調べれば、地表や地下で起きている現象を推察できるわけです。

地形判読に熟練すると、地形図を読むだけで景観や土地利用、街並みなどがイメージできるほか、地質、軟弱地盤、自然災害なども推定できるようになります(表-1)。さらには、地形図に描かれている事柄の理解ばかりでなく、直接的には描かれていない事象を推論し、その土地の過去、現在、将来の状態までもが読み取れるようになるとされています¹⁾。

表-1 中国四国地方で建設工事上の問題が予測される地形種と問題事項
(文献¹⁾ 表 1.1.4 を参考に作成)

主な地形種	主要な建設工事で問題となる主要事項					
	基礎・盛土	切り取り・開削	トンネル	ダム		
前輪廻小起伏面	基礎根入	崩落	風化岩落盤	漏水		
山稜・山頂・峠	基礎根入	崩落	風化岩落盤	漏水(峠)		
斜面	被覆斜面	基礎根入、偏圧	崩落	風化岩落盤、湧水		
	裸岩斜面	基礎根入	崩落	坑口落盤		
	侵蝕前線下方	崩落、偏圧	崩落、地すべり	偏圧、裂目崩壊		
	地すべり地	基礎移動、崩落	地すべり、崩落	落盤、偏圧、湧水		
	崩壊地	基礎根入	崩落	偏圧、裂目崩壊		
	崖錐	基礎移動、偏圧	崩落	落盤		
河谷	沖積錐	基礎根入	崩落	落盤、湧水		
	0字谷	基礎根入	崩落	坑口落盤		
	急溪流	洗掘	湧水	湧水		
	侵蝕性の谷底	洗掘	湧水	湧水		
	堆積性の谷底	洗掘	湧水	湧水		
カルスト地形	陥没	陥没	落盤、湧水	根堀、漏水、堆砂		
断層線地形	基礎根入、変位	崩壊	落盤、湧水、変位	支持力不足、漏水、変位		
火山	火山麓扇状地		崩壊、湧水	落盤、湧水		
	火砕流台地		崩壊、湧水	落盤、湧水		
段丘	砂礫段丘		崩壊、湧水	落盤、湧水		
	岩石段丘		崩壊、湧水	落盤、湧水		
				(埋没谷からの漏水)		
低地	扇状地	河川敷	流心移動、洗掘	湧水、崩落	落盤、湧水	-
		流路跡地・扇端		湧水、崩落	落盤、湧水	-
		扇状地面		湧水、崩落	落盤、湧水	-
	蛇行原	河川敷	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	支持力不足(河口堰)
		流路跡地	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	-
		自然堤防		湧水、土圧	落盤、湧水	-
		後背低地	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	-
	三角洲	河川敷	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	支持力不足(河口堰)
		流路跡地	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	-
		自然堤防	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	-
		後背低地	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水、土圧	-
	浜堤・砂州			湧水、土圧	落盤、湧水、土圧	-
		砂丘	崩壊、土圧	落盤、湧水	落盤、土圧	漏水
	湖沼跡地	支谷閉塞低地	支持力不足	湧水、土圧	湧水、土圧	支持力不足、根堀
		堤間低地	支持力不足	湧水、土圧	湧水、土圧	支持力不足、根堀
潟湖・湖底跡地		支持力不足	湧水、土圧	湧水、土圧	支持力不足、根堀	
海浜	礫浜	洗掘	湧水、土圧	落盤、湧水	-	
	砂浜	洗掘	湧水、土圧	落盤、湧水	-	
	泥浜	支持力不足	湧水、土圧	落盤、湧水	-	
波蝕棚	基礎根入、侵蝕	湧水	湧水	-		

(2) 地形判読から何がわかりますか？

質問に出てきた地すべりや斜面崩壊といった斜面移動現象は、特徴的な地形を形成することが知られています(図-1)。これらの地形的特徴について、地形判読により地形図や空中写真を使用して読み解くことで、過去に斜面移動現象が発生した地域を抽出することができます。

また地すべりや斜面崩壊は、発生する前に前駆的な地形を形成することがしばしばあります。例えば、斜面上のクラックや山上の凹地、またはクリープ地形などがそれに該当します。それらを地形判読から抽出することにより、次に斜面災害が発生する場所を予測できる場合があります。

なお室内における地形判読は、地形を広い視野で見ることができる利点がある調査方法ですが、実際の地形との対応関係や細部を観察するためには現地調査が不可欠です。さらに例えば、地すべり地形と地中の地すべり構造との関係を明らかにするためには、地表地質踏査やボーリング調査、物理探査などを行う必要があります。

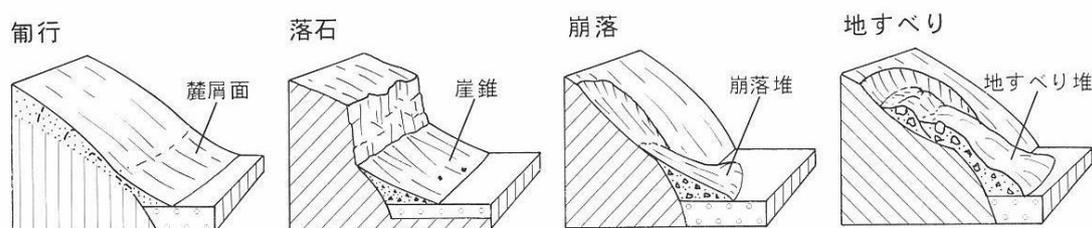


図-1 斜面移動により形成される地形の例¹⁾

(3) 地形判読はどのようにして行うのですか？

地形図や空中写真を使用して、地形の特徴を読み取ります。ここでは地すべり地形を例として、地形判読の方法を解説します。なお地すべりに伴われる各種の地形の名称については、図-2を参照してください。

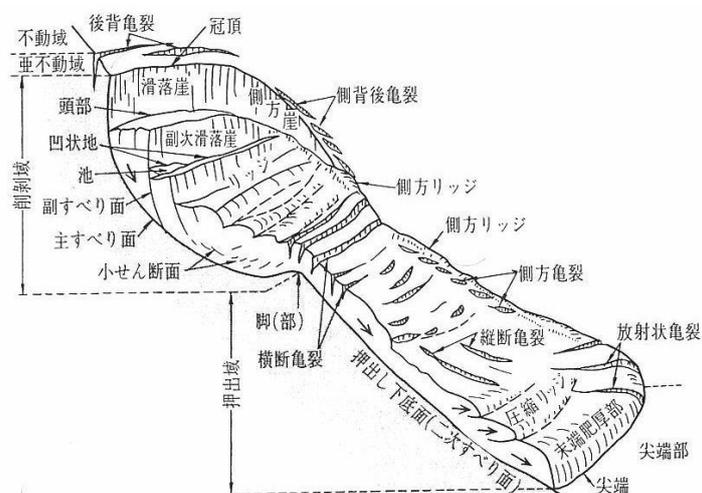


図-2 地すべりによって生じる主な変形構造と地形 (大八木原図)²⁾

地形図では、等高線の形や間隔などから地形の起伏や傾斜を読み取り、地形の種類を明らかにしていきます。地すべり地形の読図では、変動していない周辺の地形と地すべり移動体がつくる地すべり地形との境界を、地形の起伏や傾斜の変化から読み取ります。図-3のように、滑落崖は等高線が密でかつ斜面上方に凸となります。これとは逆に地すべり移動体は、等高線が疎でかつ斜面下方に凸となります。地形図ではこういった等高線の変化に着目することにより、地すべり地形の輪郭を読み解くことができます³⁾。

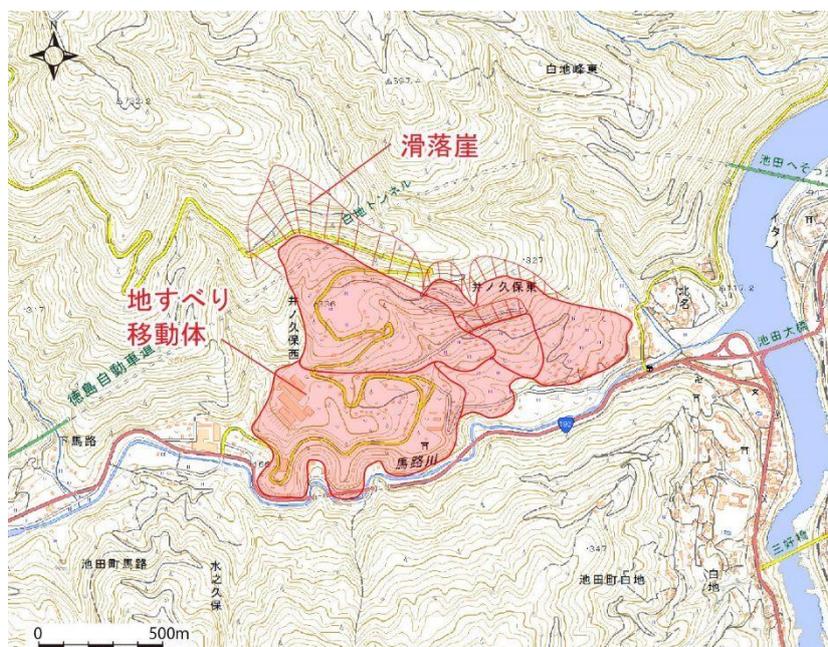


図-3 地すべり地形の判読事例（徳島県三好市井ノ久保地すべり）

国土地理院 2万5千分の1地形図「池田」を基図に使用。

地すべりの輪郭は文献⁴⁾に基づく。

一方で空中写真の判読では、同一箇所を少しずらした位置から撮影した2枚の写真を、一方を左目で、他方を右目で同時に見ることで、地形が立体的に、高さが強調されて見えるようになります（図-4）。これが空中写真の実体視で、多くの場合、実体鏡を使用して行われます（写真-1）。地形図の読図よりも空中写真の実体視の方が地形の高低差や輪郭が強調されるので、滑落崖や側方崖をより明瞭に判読することができます。さらに、地形図の等高線には表現されていない微小な地形の起伏を読み取ることができ、判読の精度を高めたり、小規模な地すべりを抽出したりすることができます。

近年では航空レーザー測量技術の向上によって得られた高精度の数値標高モデル（DEM）を用いて、レーザープロファイラ（LP）地形図が作成されるようになり、地形判読の有力なツールとなりました。さらに、図化技術の進歩で、近年テレビ番組でもよく取り上げられるようになってきた立体可視化図（例えば、図-5）が作成されるようになり、実体視をしなくても地形を立体的に判読することができるようになりました。空中写真判読は高度な熟練を必要とする技術ですが、立体可視化図の普及により誰でも地形判読が容易にできるようになりました。

このように、現在は様々な手法で地形判読ができるようになり、複数の手法を用いることにより判読精度を高めていくことができます。さらなる地形の読図・判読技術の向上には、室内の地形判読と現場での地形観察との往復が重要です。また、地形の名称は成因を含んでいますので、地形の成り方や特徴を理解することも地形判読の大きな助けになります。

なお防災・土木地質調査に関わる地形判読の実践について詳しく知りたい方は、「日本測量協会編（2019）：いまさら聞けない地形判読，月刊『測量』別冊，95p」をご覧ください。地形種ごとの地形判読の実施方法などについて、わかりやすくまとめられています。



写真-1 実体鏡を用いた空中写真の実体視の様子

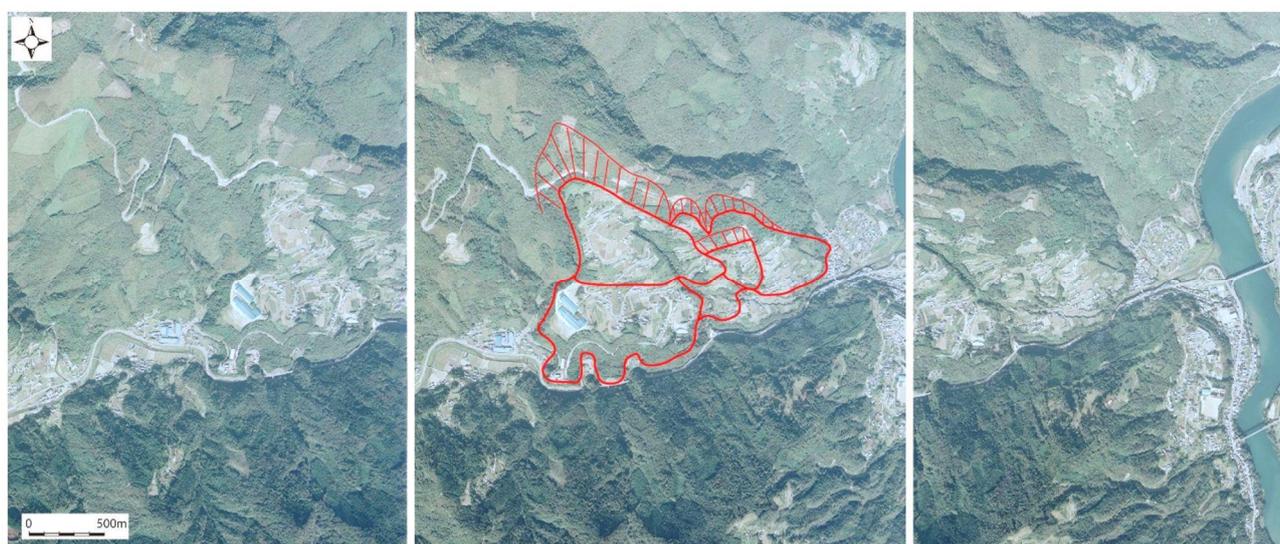


図-4 地形判読用の空中写真の例（徳島県三好市井ノ久保地すべり）
 国土地理院空中写真 CSI 921X-C13-11～13 を使用。
 地すべりの輪郭は文献⁴⁾に基づく。

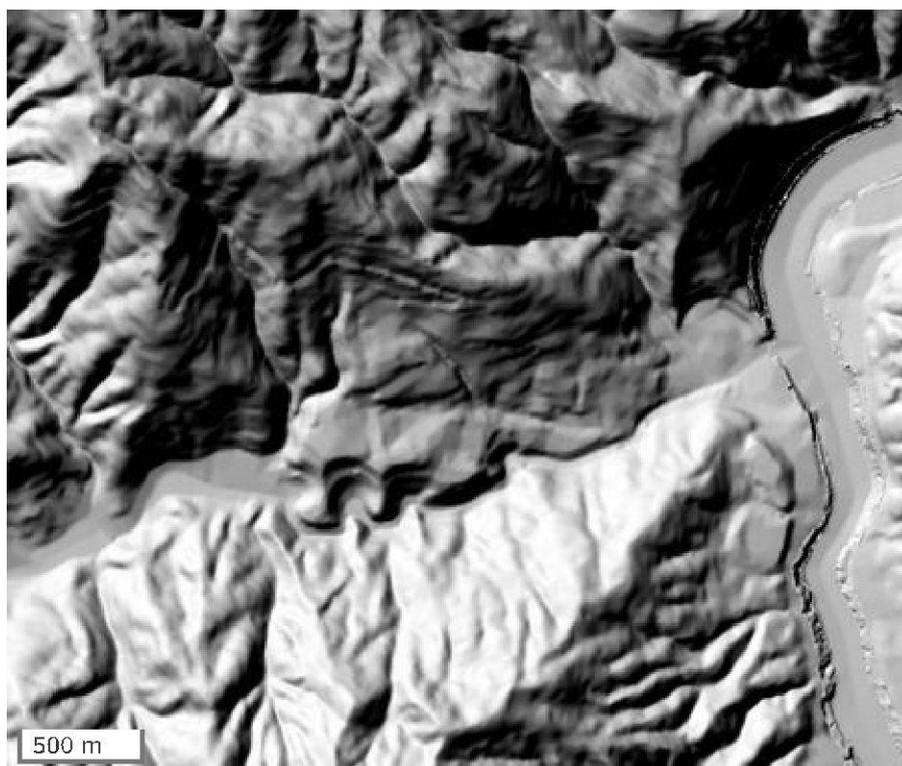


図-5 立体可視化図に示された井ノ久保地すべり
(国土地理院「地図・空中写真閲覧サービス」による陰影起伏図⁵⁾)

【引用文献】

- 1) 鈴木隆介 (1997) : 建設技術者のための地形図読図入門, 第3巻, 古今書院, 東京, pp. 811-848.
- 2) 日本応用地質学会 (2000) : 山地の地形工学, 古今書院, 213p.
- 3) 小野山祐治・加藤弘徳・関場清隆 (2017) : 連載企画いまさら聞けない地形判読「地すべりがつくる地形を読み解く(2)」, 測量, 2017年9月号, pp. 22-25.
- 4) 横山俊治・加藤弘徳 (2004) : ノンテクトニック断層の研究(その2) 山地-平地境界断層のテクトニック/ノンテクトニック挙動: 四国東部中央構造線活断層系の例, 日本応用地質学会平成16年度研究発表会論文集, pp. 71-74.
- 5) 国土地理院「地図・空中写真閲覧サービス」, <http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1>

(回答者 加藤 弘徳)

Q

地すべり調査では、すべり面を確定させることが重要なのは理解できますが、それをどうやればわかるのか、今一つわかりません。説明してください。

A

地すべり調査ですべり面を確定させるためには、ボーリング調査の結果とパイプ歪計や孔内傾斜計等による地中変位の計測結果を用いた総合的な判断が必要です。

(1) 地すべりとすべり面

まず、地すべりの定義について述べます。藤田(2002)¹⁾によると地すべりとは「斜面を構成する物質が斜面下方へ塊として移動する現象」と位置づけられます。

この移動土塊(地すべり土塊)と不動地盤との境界部がすべり面と呼ばれます(図-1)。すべり面は一般的には軟質な粘土状であることが多く、その厚さは地すべりの活動履歴や活動性によって数mm～数10cmまで様々です。すべり面は地中にあるため、その正確な位置は専門性の高いすべり面調査を行わないとわかりません。しかし、地すべり地内で実施された高品質なボーリングコア、切土工事や集水井掘削のほか、災害発生時などに希に直接観察することができます(図-2)。

このすべり面を確定させるためには、ボーリング調査で採取された地すべりコアの観察と地中変位計測による手法を組み合わせる必要があります。ボーリングコアでは連続的に地盤の情報を取得できますが、地中変位計測では深さ方向に0.5～1m間隔での変位情報となりますので、具体的な順番としては、地中変位計測で得られた変位深度(0.5～1mオーダー)を参考として、ボーリングコア観察結果で実際のすべり面を決定する(数cm～10cmオーダー)という流れになります。

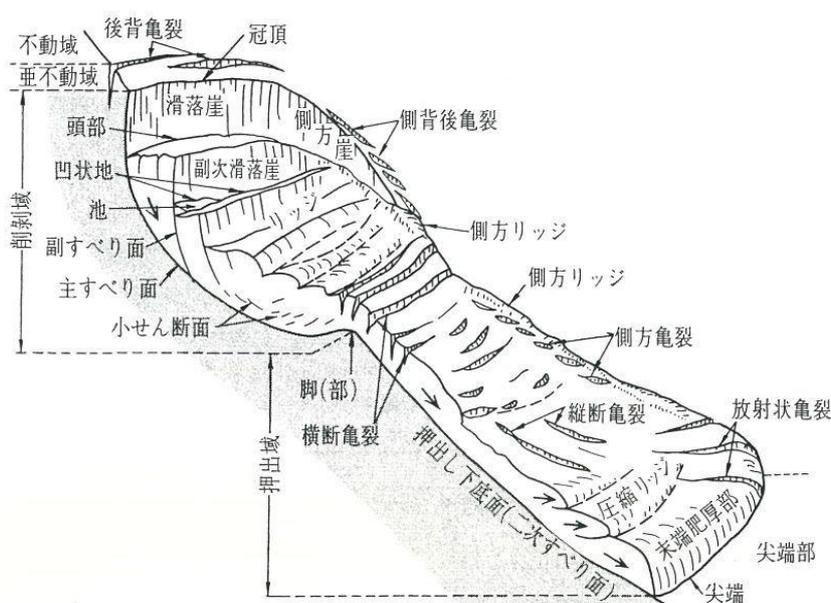


図-1 地すべり変形構造の模式図(大八木原図)²⁾



図-2 災害発生時に確認されたすべり面の例³⁾
(土塊が移動した痕跡である「条線」がすべり面上に認められる。)

(2) すべり面調査

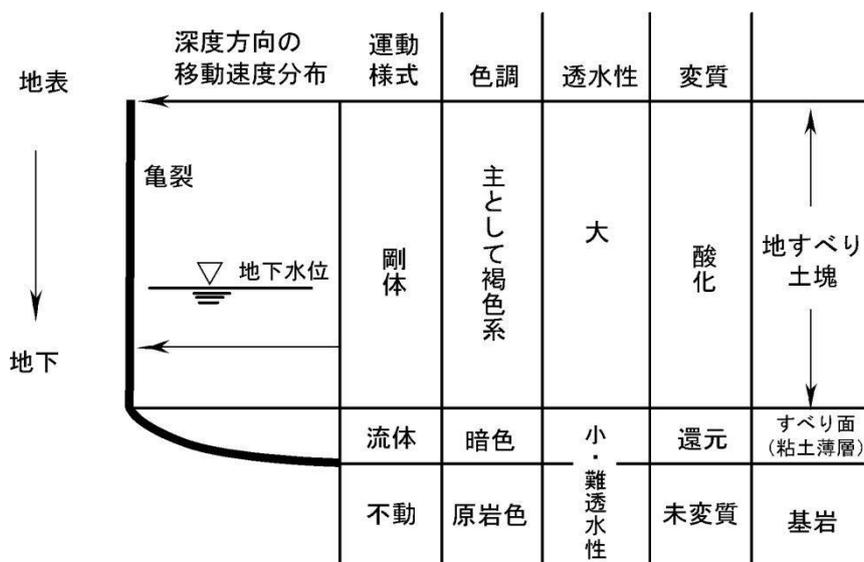
地中に存在するすべり面の位置（深度）を知るためには、専門的な調査を行う必要があります。地すべり調査のうち、すべり面調査としては、地すべり土塊を直接的に観察する「ボーリング調査」と、ボーリング孔を利用して地中で地すべり変動を把握する「地中変動調査」があります。以下に「ボーリング調査」と「地中変動調査」の代表的な3つの方法を示します。

①ボーリング調査

活動中の地すべり地内でボーリング調査を行う場合、掘進作業中に地すべりが活動し、掘削孔の孔曲りが発生することで通常は円形であるコアが半月形となったり、掘削ツールの上げ下げ時に同一深度で抵抗を感じることがあります。この場合、この抵抗がある深度付近がすべり面と推定されます。

一般的には、すべり面は粘土化しており、暗い色を示すことが多いという特徴があります。この特徴より採取してきたボーリングコアの観察によってすべり面の位置を推定でき、粘土層の有無、コアの色調、また、亀裂の量や形状、風化の程度などについて観察を行い、総合的にすべり面を判定します。活動的な地すべりの地すべり粘土は断層面のように鏡肌状になっていることや条痕が認められることがあり、このようなコアの状況に着目することが必要です。

地すべり土塊の鉛直方向における模式的な構成を図-3に示します。すべり面は粘土化しているためことが多く、そのため透水性は低くなっています。一方、地すべり土塊は移動の影響により地盤が緩んでいるため透水性が大きく、褐色系の色調を示すことが多くなります。地すべり粘土より深部の不動部では、もともとの岩盤や地盤の性質を残しており、多くの場合透水性は小さく、原岩色を示します。このような違いを見極めながらすべり面の位置を推定します。ただし、これはあくまでも一般的な模式図であり、地下水分布や地すべり土塊内の位置（頭部か末端部か）等によっても異なりますので、注意してください。

図-3 地すべり斜面の構成⁴⁾

コア観察によってすべり面を判定する時の着目点としては、以下の項目が挙げられます。

- ・ 軟弱粘土層の存在
- ・ 崩積土の下面
- ・ 風化岩あるいは岩盤上部
- ・ 異種の岩石などの境界部
- ・ 岩盤中の軟弱挟み層あるいは破碎部の存在
- ・ 堆積岩中における堆積構造の乱れの存在
- ・ 地すべり規模、形態とすべり面深度の相関

また、ボーリング孔壁の観察結果（ボアホールカメラなどによる孔壁写真や展開図等）がある場合には、コア観察と同様の観点ですべり面判定に利用できます。

地盤の透水性を概略的に判定する方法としては、ボーリング掘削中の日々の地下水変動を記録して地すべり土塊内の透水性を推定する「試錐日報解析」という手法があります。興味がある方は「申潤植（1989）：地すべり工学—理論と実践—、山海堂」などをご覧ください。

②地中変位計測

(②-1) パイプ歪計

パイプ歪計とは、1mの長さの塩ビ管等のパイプに1対ないし2対の歪ゲージを180°反対方向に貼り、この歪を測定する手法です(図-4)。この歪ゲージが貼られたパイプを接続しながらボーリング孔内に挿入し、砂やグラウト等で埋め戻して設置し、その後各深度での歪の値を測定することで、すべり面の位置を推定します。(厳密には、地すべりによりパイプがたわんだ場合、パイプの一面が縮み、その反対面は伸び歪みを生じます。この曲げ歪みによって歪ゲージに生じる電気抵抗の変化を静歪み測定器で測定して、歪み量に換算して表示記録しています。)1箇所にも2対のゲージが貼られたものを使用すると地すべりの移動方向を確認することができます。

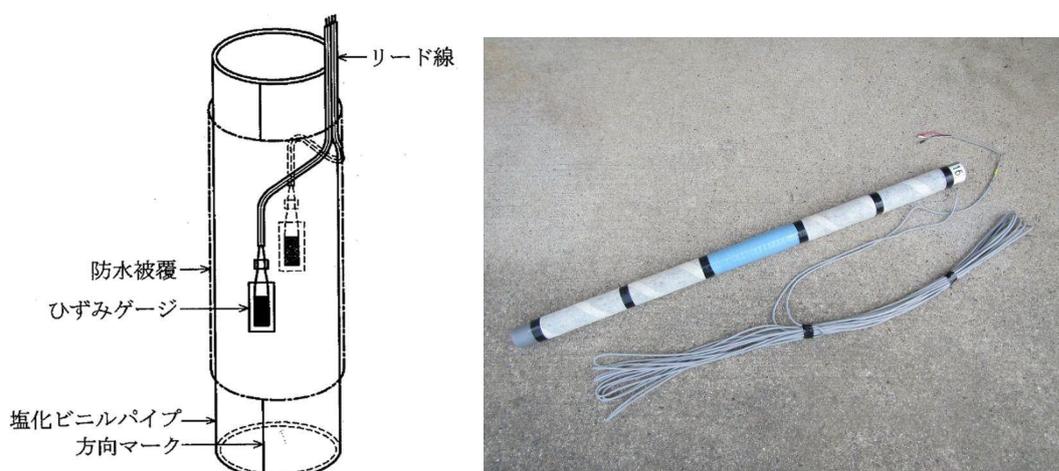


図-4 パイプ歪計の構造 (左：概要図⁵⁾、右：1本分の写真)

パイプ歪計では各深度の歪ゲージの歪量を測定し、その累積性を確認してすべり面の存在を確認します。歪量が小さい場合でも、累積性が認められる場合にはすべり面の可能性が高いと言えます。逆に大きなひずみが確認された場合でも、累積性がなければ、地すべりの可能性は低いと言えます(表-1、図-5)。

表-1 パイプ歪計観測結果による地すべり判定基準⁵⁾

変動種別	日変動 絶対値 (μ /日)	累積変動 絶対値 (μ /月)	変動形態		すべり面 存在の 可能性	総合判定
			累積傾向	変動形態		
確定変動	10^2 以上	5×10^3 以上	顕著	累積変動	あり	確定すべり面
準確定変動	10^2 以上	10^3 以上	やや顕著	累積変動	〃	準確定すべり面
潜在変動	10^2 以下	10^2 以上	ややあり	累積 断続 攪回	〃	潜在すべり面
異常変動	10^2 以上	10^3 以上	なし	断続 攪回	なし	地すべり 以外の要因

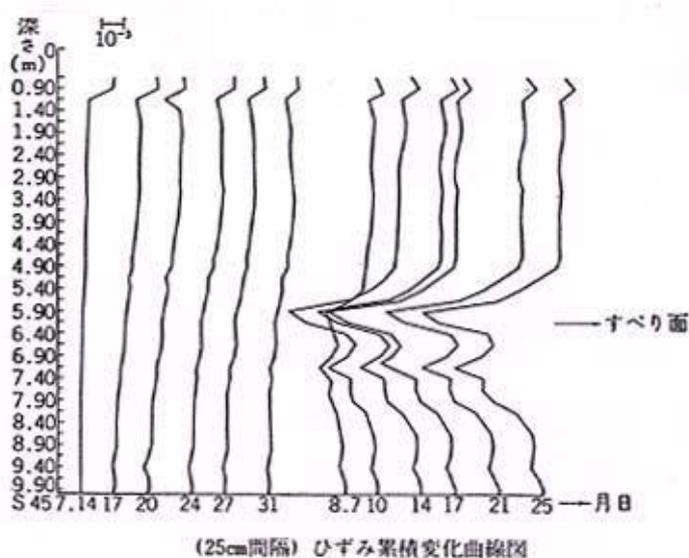


図-5 パイプ歪計による歪変動累積図（深部からの累積）の例⁵⁾

パイプ歪計によるすべり面計測の特徴として、高感度であるため微小な変位を検出できること、ボーリング孔全深度で変位を測定できることが挙げられます。これにより、複数の深度にすべり面がある場合でもそれぞれ地すべり変動の確認ができます。また、観測の自動化が容易であり、自動化した場合にはほぼリアルタイムにデータ回収を行うことが可能です。

一方、パイプ歪計の寿命は通常1～3年程度とされており、他の計測方法より寿命（観測可能期間）が短くなっています。また、地すべり変位が移動量として把握できないこと、観測深度が深い場合にはリード線が増加するため、設置が難しくなることなどが問題点として挙げられます。

(2-2) 孔内傾斜計

孔内傾斜計は、ボーリング孔内に傾斜計観測用の溝のついたガイドパイプを挿入・固定し、溝に沿わせて傾斜センサーを内蔵した傾斜計（プローブ）を挿入して一定深度ごとにガイドパイプの傾斜を測定する方法です（図-6、図-7）。観測時には、傾斜センサーが温度の影響を受ける可能性があるため、温度変化の少ない地中部で測定器を一定時間保持した後、計測を行う必要があります。

孔内傾斜計観測時には孔内傾斜計を現場まで持って行き、測定を行います。この方法は「挿入式孔内傾斜計観測」と呼ばれます。すべり面の位置があらかじめわかっている場合には、傾斜計を孔内に設置し、「設置型孔内傾斜計」として測定する場合があります。最近では、安価な傾斜センサーが実用化されていることから、1つの孔内に多数の傾斜センサーを配置してすべり面の確認のために使用することもあります。

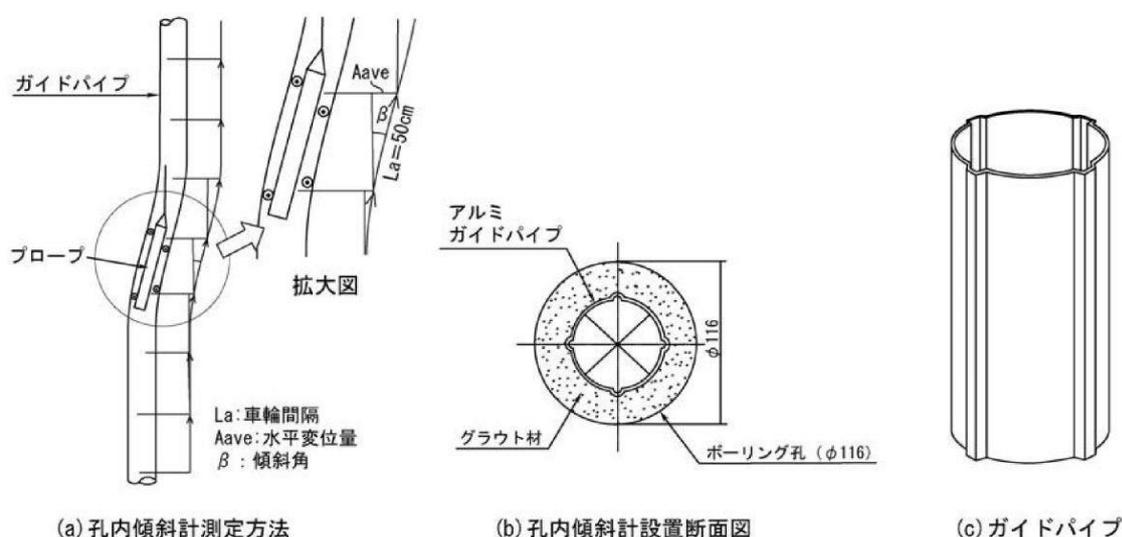
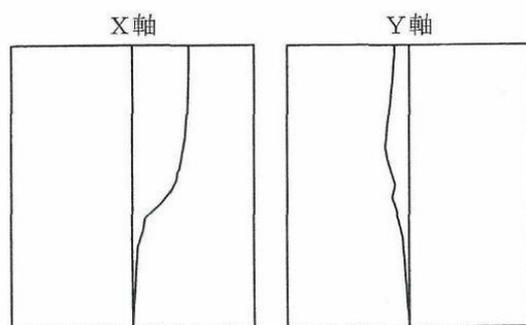
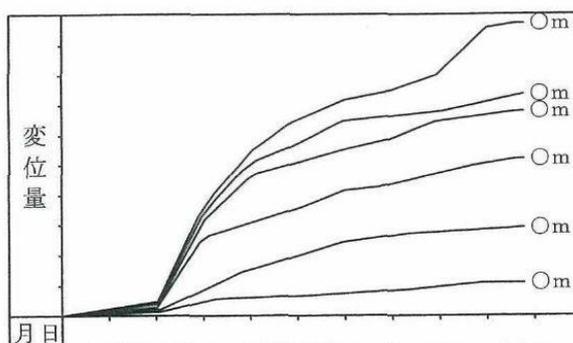


図-6 挿入型孔内傾斜計の概要図⁴⁾

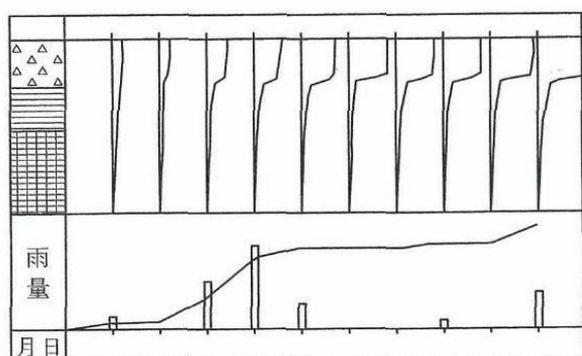
孔内傾斜計の測定結果は孔底からの傾斜量の積分で表現され、曲りが顕著な箇所、なおかつ変位が累積する深度をすべり面と判定します。観測結果の基本的な取りまとめ方としては、地盤の水平変位をイメージしやすい「変位分布図」、各深度の変位の経時的な累積傾向を確認しやすい「経時変化図」、降水量や他の動態観測データ、対策工施工状況などと併記しやすい「区間変位図（経時変化）」などの表記方法があります（図-7）。



変位分布図



経時変化図



対 比 図

図-7 孔内傾斜計による変動累積図の例⁵⁾

孔内傾斜計は、高感度であるため微小な変位を検出でき、ガイドパイプの曲りによる地盤変位の形状を連続的かつ定量的に追跡できることが特徴です。このため、観測間隔（時間）と移動量の関係から地すべりの移動速度を推定することができます。また、2方向の測定を行うため、変動方向を把握することができます。さらに、ガイドパイプが正常な状態であれば長期間の観測が可能です。

一方、地すべりの移動量が大きい場合にはガイドパイプの曲りが大きくなり、傾斜計が挿入不能となり、その後の観測ができなくなります。また、挿入式孔内傾斜計は観測の自動化が難しく手動観測主体となるため、データの個数を増やす場合にはかなりの労力が必要です。

(2-3) 多層移動量計

多層移動量計は、地すべり土塊内に鉛直に設置された塩ビ管内の任意の複数深度にワイヤーを固定して、地上部でワイヤーの伸縮量を計測することで地すべり土塊の挙動を調べる方法です(図-8)。地上部には地下からのワイヤーを固定するための滑車やメジャーのセットされた測定台があり、ワイヤーは錘やバネなどで一定荷重で引っ張られています。

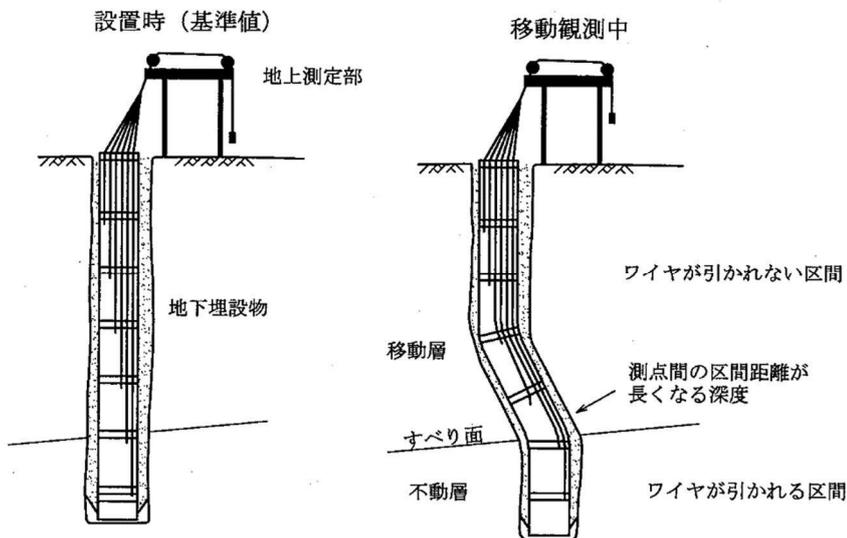


図-8 多層移動量計の概念図⁵⁾

測定結果は、横軸に時間、縦軸に深度毎の累積伸縮量を記録した時間累積図として表現されます(図-9)。この図では、パイプ歪計や孔内傾斜計と同様にすべり面の位置判定が可能です。

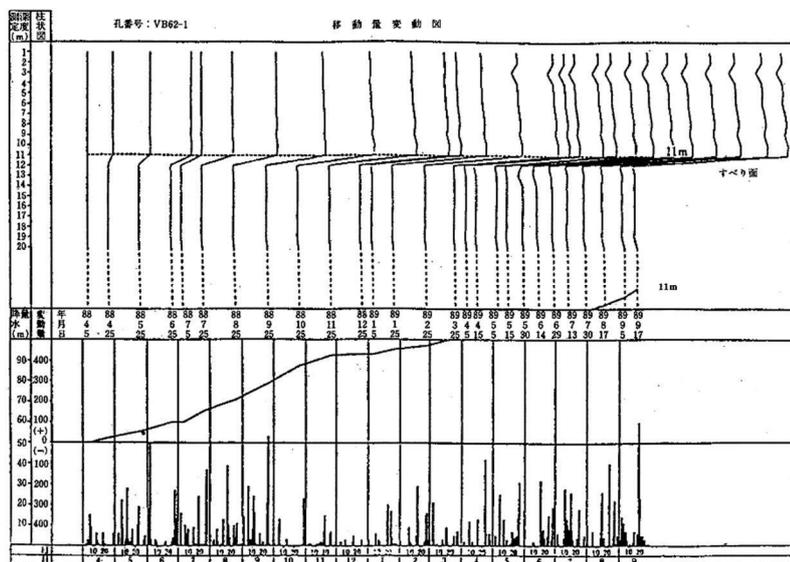


図-9 多層移動量計の概念図⁵⁾

多層移動量計は、すべり面深度が不明な場合や多くのすべり面が存在すると考えられる場合に有効です。また、変位量が大きい場合に適しており、連続して 10m 前後の変位を長期的に測定することができます。

一方、移動量が小さい地すべりでは変位が検出されない場合があるほか、地盤沈下を伴う箇所では良好なデータ取得ができないことがあります。

(3) まとめ

以上のように、地すべりのすべり面を確定させる方法にはいくつかの方法があり、基本的にはボーリングコアの観察結果と地中変位計測結果を組み合わせた総合的な判断が必要です。ここで紹介しているのは代表的な方法です。地すべり調査に関する参考書や基準書は数多く出版されていますので、そちらも参考にいただければと思います。

地すべりは現場ごとに違った特徴を持っており、いつも同じ見方をしていると思わぬ失敗を招くこととなります。地すべり調査にあたっては、調査目的をよく理解し、それぞれの現場に適したすべり面の決定方法を考えることが重要です。

【引用文献】

- 1) 藤田崇 (2002) : 地すべりと地質学, 古今書院, 238p.
- 2) 日本応用地質学会編 (2000) : 山地の地形工学, 古今書院, pp. 165.
- 3) 地すべり学会誌 (2005) : 現場で役に立つ地すべり工学, Vol. 42, No. 4, pp. 363.
- 4) 独立行政法人土木研究所 (2007) : 地すべり防止技術指針及び同解説 (提案) .
- 5) 地すべり観測便覧編集委員会 (2012) : いつでも、どこでもすぐに役立つ 地すべり観測便覧, (社)斜面防災対策技術協会, 502p.

(回答者 木村 一成)

Q 地すべりと崩壊（崩落）、土石流の違いが今一つ分かりません。その違いと、対策工について教えてください。

A 「地すべり」「崩壊（崩落）」「土石流」これらはいずれも土砂や岩石が集団で移動する現象で、移動速度や規模、運動様式により分類がなされています。

一般的には、移動速度が遅く、断続的に斜面が移動する現象を「地すべり」、移動速度が速く、斜面が崩れ落ちる現象を「崩壊（崩落）」、移動速度が速く、水と土や石、砂が混じり合って流下する現象を「土石流」といいます。

これらに対する一般的な対策工について紹介します。

（１）用語の定義と一般的特徴

土砂や岩石が集団で移動する現象は「マスマーブメント」と呼ばれ、地すべり、崩壊（崩落）、土石流はマスマーブメントの分類の一つです。マスマーブメントの分類の例を図-1に、その一般的特徴を表-1に示します。

マスマーブメントにはほかに「落石」「匍行（地表面の土壌がゆっくりと斜面下方に移動する現象）」「陥没」等の現象がありますが、斜面防災を考える上で重要なのが、地すべり、崩壊（崩落）および土石流です。日本で一般的に「土砂災害」というと、これらの災害（地すべり、崩壊（崩落）および土石流）を指すことが多く、土砂災害防止法では、主にこれらの災害を対象として調査や対策が実施されています。それぞれの災害について一般的特徴は次の通りです。

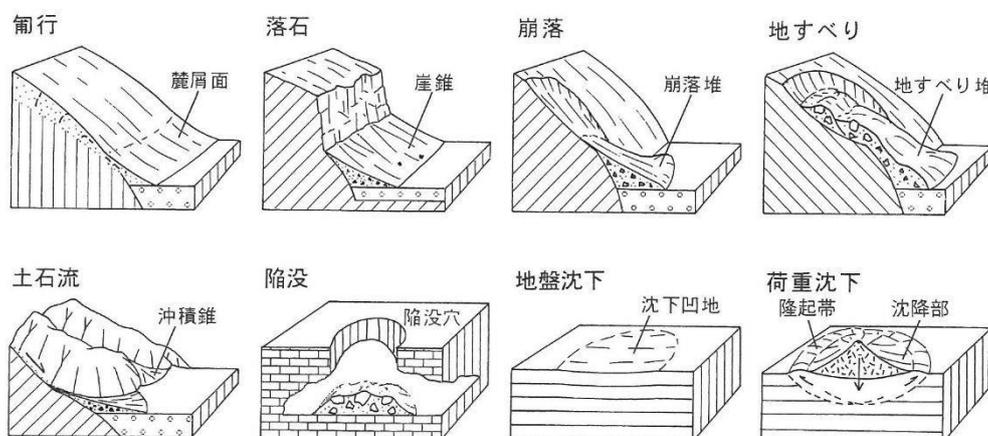


図-1 マスマーブメントの様式8種の基本的分類¹⁾

表-1 集団移動の基本的類型とその一般的特徴
 (文献¹⁾の表 15.1.1 の一部を抜粋して作成)

		崩落	地すべり	土石流	
細分類名または別称の例		山崩, 崖崩れ, 崩壊, 岩盤崩落 転倒	回転すべり, 並進すべり, 板状すべり	岩屑流, 土砂流, 山津波, 泥流	
移動状態	基本的な移動様式とその英語	崩落 slip, slump	滑動 slide	流動 flow	
	発生・移動・定着域の分離状態*	発⇒移→定	発⇒移⇒定	発→移→定	
	離脱様式または破壊様式	剪断・引張, 転倒, 座屈	剪断	剪断	
	離脱境界面	明瞭	明瞭	明瞭	
	移動速度	10⁰~10²m/秒	10⁰~10⁵cm/年	10⁰~10¹m/秒	
	最大移動距離	10 ¹ ~10 ³ m	10 ¹ ~10 ³ m	10 ¹ ~10 ³ m	
	同じ発生域での再発性・継続性	大・断続的	大~小・継続~断続的	大・断続的	
予兆の例		亀裂, 落石	冠頂亀裂	豪雨, 地震	
移動・定着物質	移動前の岩相	岩屑, 風化物質, 割目の多い岩体	膨張性岩, 破碎岩	岩屑, 非固結堆積物	
	移動中の含水比	低~中	高	高~中	
	定着後の岩相・成層状態	角礫質岩屑, 大岩塊・無成層	角礫質岩屑, 巨大岩塊・無層理	角礫質岩屑, 大岩塊・無層理	
地形場	発生域	発生前	急崖~急斜面	各種斜面	急傾斜のV字谷, 山腹斜面
		発生後	崩壊地	滑落地	ほぼ同前
	移動域	発生前	急傾斜面, 河谷底	各種斜面, 河谷底, 平坦地	急傾斜面, 河谷底
		発生後	同前	地すべり堆	同前
	定着域	発生前	平坦地, 緩傾斜地	平坦地, 緩傾斜地	谷底, 谷口付近の低地
		発生後	崩壊堆(土石流堆)	地すべり堆	土石流堆, 沖積錐

※記号の意味 ⇒: 一部重なる, →: 完全分離

① 地すべり

比較的緩勾配（5～20°程度）の斜面が、地下水位の上昇などを誘因として非常にゆっくり、断続的に移動する現象のことです。素因となる地質構造はさまざまで、特定の地質や地質構造が分布する場所に発生することが知られています。例えば、層理面や片理面、節理の方向などが流れ目の斜面となって発生する等の事例があります。

崩壊（崩落）や土石流との主な違いは土塊が移動する速度で、多くの場合、数センチメートル～数十メートル／年以下の速度で移動します。ただし例外として、斜面内部の液状化等を原因として高速に土塊が移動する場合があります、これは高速地すべりと呼ばれています。1995年兵庫県南部地震で発生した「仁川地すべり」（兵庫県）はその一例です²⁾。

② 崩壊（崩落）

急勾配（30°以上）の斜面が、集中豪雨などの強くまとまった雨を誘因として、短時間に土塊が滑落する現象のことです。マサやシラスなどの砂質土や表層の強風化土、割れ目の多い岩体等で起こりやすい（素因）とされています。また、岩盤より上位の表層のみが崩壊する場合は表層崩壊、岩盤部分も含めて崩壊する場合は深層崩壊とされており、通常区分して取り扱います。

土石流との主な違いは、含水比とされており、崩壊（崩落）は比較的含水比が低いとされています。ただし、斜面の崩壊（崩落）物が谷底を流れる水と混ざって流下する場合は崩壊（崩落）を起因とした土石流となります。

③ 土石流

斜面からの崩壊物や溪床に堆積している土砂が、集中豪雨などの強くまとまった雨を誘因として、土砂、流木、水が高速で溪流を流下する現象です。斜面からの崩壊物が溪流の水と混ざって流下するケースと、溪流の堆積土砂が急激な出水により侵食されて溪流の水と混ざって流下するケース、地すべりや崩壊により溪流がせき止められて形成される天然ダムが崩壊して流下するケースがあります。

(2) 対策工

① 地すべり

地すべりの対策工は、大きく分類すると、地すべりの要因自身を低減（地下水位の低下など）する「抑制工」と杭やアンカーなどの施工によりすべる力に直接抵抗する「抑止工」に分けられます。それぞれの模式図を図-2に示します。

抑制工には、地すべり地内の地下水を排出する集水井、集水ボーリングや地すべり地内に地下水が浸透しないようにする排水路などがあり、地すべり土塊内の地下水位を下げ、地すべりの安定化を図ります。また、地すべり上部の土塊を除去して地すべりのすべる力を低減させる「排土工」、地すべり末端部に盛土を行うことにより、すべる力に抵抗する力を増加させる「押え盛土工」も抑制工に分類されます。

抑止工には、斜面下方の侵食防止やすべり面下の安定土塊まで杭やアンカーを打設する方法などがあり、地すべりに直接抵抗します。

実際にはこれらの工法を複数組み合わせ合わせた地すべり対策が実施されます。

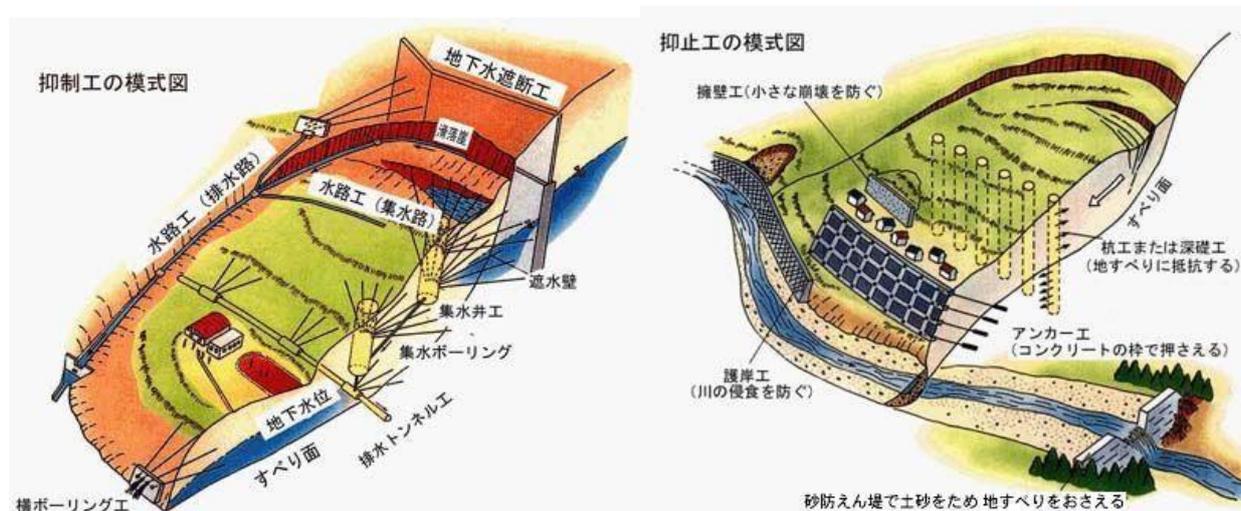


図-2 抑制工（地表水・地下水排除工）および抑止工の模式図³⁾

② 崩壊（崩落）

崩壊（崩落）の対策は、擁壁や法枠によって直接斜面を保護するもの、ロックボルトやアンカーにより緩んだ岩塊（土塊）の補強をするものがあります。がけ崩れ対策の模式図を図-3 に示します。



図-3 がけ崩れ対策の模式図³⁾

③ 土石流

土石流の対策は、溪流に砂防堰堤を作って土砂や流木を直接受け止めるものがあります。砂防堰堤には、平常時は土砂や水を通過させて土石流発生時には径の大きな岩石や流木のみを食い止める透過型のものと、平常時から土砂が少しずつ溜まっていき土石流発生時に

は上流側に土砂や流木を堆積させる不透過型のものがあります。不透過型の砂防堰堤の写真を図-4に示します。不透過型の砂防堰堤に土砂が堆積した場合、土砂を取り除いて土石流に備える場合もありますが、上流側に土砂が堆積したままでも溪流の勾配が緩やかになるため、土石流の破壊力を弱める効果があります。



図-4 砂防堰堤（不透過型）

【引用文献】

- 1) 鈴木隆介（2000）：建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地，古今書院，388p.
- 2) 京都大学防災研究所（2003）：防災学講座 第3巻 地盤災害論，山海堂，139p.
- 3) 国土交通省：地すべりとその対策，http://www.mlit.go.jp/mizukokudo/sabo/jisuberi_taisaku.html（2019年5月29日閲覧）.

（回答者 宮本 新平）

Q トップリングとはどのような現象ですか？
土木地質的にどのような問題がありますか？

A 地層が立った受け盤斜面において、地層の節理・断層・層理面などを分離面として斜面下方に転倒・傾倒する現象です。トップリングが発生すると地山に緩みが生じ、斜面崩壊を引き起こす原因となります。
トップリングの発生場としては尾根先が多く、地質構造としては層理等が高角度の受け盤構造の事例が多いです。また、掘削時の場合には急速に変位を生じる事例が多いことも特徴です。

(1) トップリングの発生

斜面においては、一般的に受け盤斜面は安定性が高く、流れ盤斜面は安定性が低いと考えられています。しかし、受け盤斜面ではトップリングという現象が斜面の不安定化をもたらすことが知られています。

トップリングとは、「山側に急傾斜した節理・断層・層理面等を分離面として、単独または複数のブロックが、下部のある点を軸にして前方へ回転する運動」¹⁾と解説されています。



写真-1 斜面のトップリング（左：粘板岩²⁾：鉛直に近い地層の下方への折れ曲がり
右：砂岩泥岩の切土斜面³⁾：切土のり面が鋸歯状に変形）

上野（2012）⁴⁾は、トップリングの発生条件として以下を示しています。

- ①地層の不連続面（層理面・片理面・断層面など）が高角度の受け盤構造である。
- ②斜面や法面の方向と不連続面の走向がほぼ平行（交角 20～30°）である。
- ③斜面や法面が尾根地形である。

トップリングが発生、あるいは進行している地点では、特徴的な微地形として平行する

山向き小崖、斜面頂部の細長い凹地が認められる場合があります。さらに、トップリングによる斜面変動が顕著な場合には、斜面や切土のり面では地層の折れ曲がり（写真1：左）や鋸歯状（ノコギリの刃のようにギザギザとなっている様子）の変状（写真1：右）を呈すことがあります。

（2）土木地質における問題

トップリングに伴う変状・崩壊についてはこれまでに数多くの事例が報告されています。以下に地質毎の事例を紹介します。

・事例-1（結晶片岩）⁵⁾

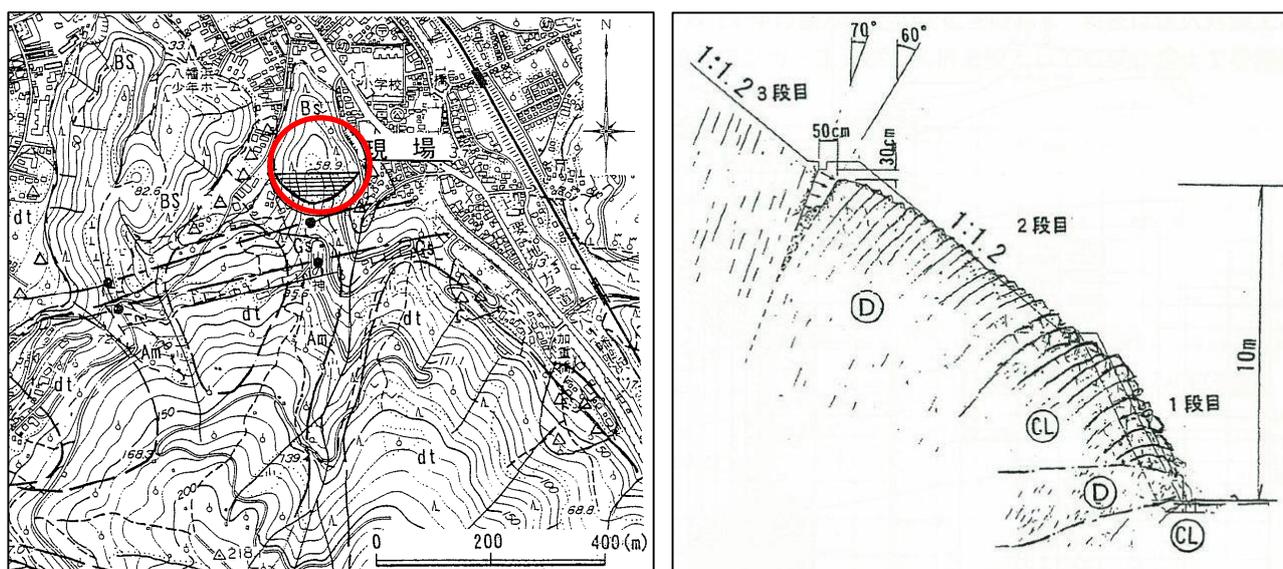


図-1 結晶片岩地域のトップリング事例⁵⁾（左：調査平面、右：断面）

図-1は半島状に尾根筋が北へ張り出した尾根先の切土において発生したトップリングに起因した岩盤すべりの事例です。地質は三波川帯の黒色片岩が主体であり、法面に対して片理面傾斜は60～70°の受け盤構造となっています。

掘削に伴い開口亀裂が発生し、最下段掘削後には法面全体に変状が広がったようです。孔内傾斜計での観測も実施しており、せん断変位ではなく地山が傾倒している結果が得られています。また地山のゆるみにより、地山弾性波速度も掘削前4.5 km/sであった地山が掘削後には1.5/s kmに低下したことも認められています。

・事例-2（堆積岩）⁶⁾

地質は和泉層群の風化した砂岩頁岩互層で、法面に対して層理面傾斜は70～80°程度の急傾斜受け盤構造となっています。

当地点では台風に伴う豪雨により大崩壊が発生しましたが、崩壊前のボーリング調査では、崩壊部分のコアは土砂～岩片状を呈し一様に酸化されていたこと、弾性波探査による弾性波速度 V_p は1.0 km/s以下であったことから、もともとトップリングにより地山にゆるみが生じていた斜面と考えられます。

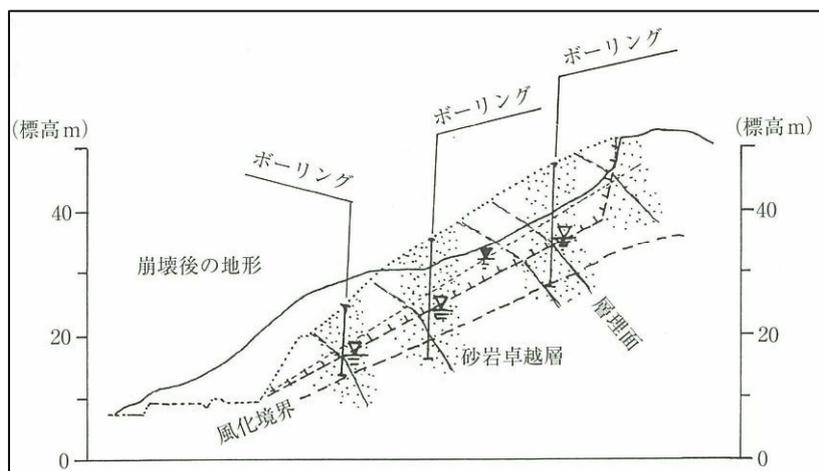


図-2 堆積岩地域のトッピング断面図 (事例)⁶⁾

・事例-3 (花崗岩)⁶⁾

花崗岩地域における切土斜面でトッピングが発生した事例です。風化花崗岩中の熱水変質した厚さ1 cm以下の薄い粘土層を受け盤状に挟んでおり、施工途中に延長約60mの切土のり面全体に鋸歯状の変状が発生したようです。本事例は事例-1、-2の層理面、片理面とは異なりますが、弱面(粘土層)が受け盤状に分布する場合でもトッピングが発生した事例です。

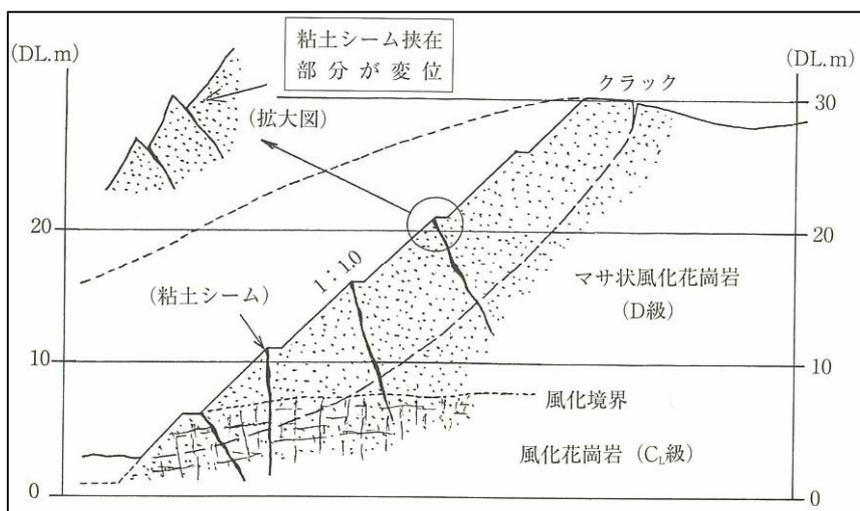


図-3 花崗岩地域のトッピング断面図 (事例)⁶⁾

上記は切土後比較的直後に変状・崩壊が発生した事例ですが、切土後やや時間をおいてトッピングによる崩壊が発生する事例もあるので、長期的なクリープ変動によるトッピングの進行にも注意が必要です。

これらの事例のように、トッピングは「受け盤斜面でも変状・崩壊が発生する可能性がある」ところが注意点です。

(3) トップリングへの対応

① トップリングが発生しやすい斜面

上野 (2012) ⁴⁾ はトップリングが発生した斜面や法面の傾斜と層理面等の不連続面の傾斜の関係から、「不連続面の傾斜が斜面や法面に対して垂直に交わる角度以上に急な場合」が不安定領域であるとしています。トップリングが懸念される斜面やのり面においては、上記の視点から安定性を検討することが有意と思われる。

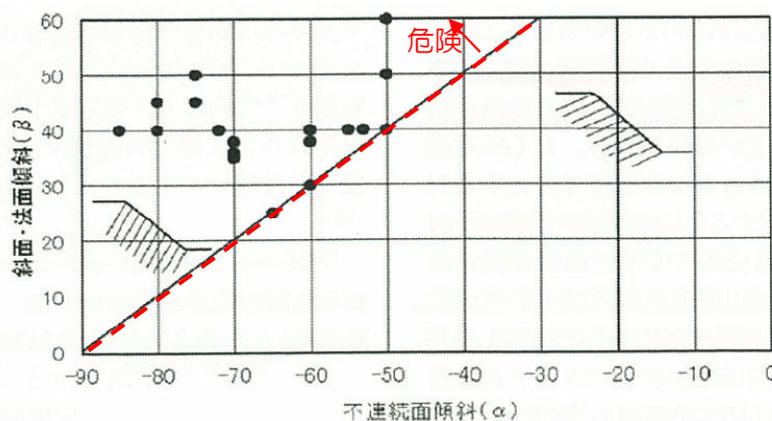


図-4 トップリングの発生した受け盤斜面・法面の領域 (上野 (2012) に加筆)

また、中国四国地方の発生事例としては、高柳ほか (2001) ⁵⁾ の事例のように、半島状の尾根筋の先端を切土した場合に発生した事例が多く (山原ほか (2003) ⁷⁾、目代ほか (2001) ⁸⁾、松岡ほか (2003) ⁹⁾、吉岡 (2003) ¹⁰⁾ など)、張り出した尾根筋では応力場として尾根筋のつま先方向に向かう応力が流れ、せん断応力が強く働いていることも要因の一つと考えられることから、注意地形のポイントの一つと言えます。

② トップリング深度の推定

トップリングへの対策においてはその発生深度を把握することが重要となります。

上野 (2012) ⁴⁾ は、トップリングは地表付近ほど変位量が多いという特徴があることから、不連続面の傾斜の変化分だけ地盤が板状に回転したと仮定して、不連続面の地表変位量 $\ell = \pi D (\alpha - \alpha') / 180$ (図-5) の近似値を提案しています。地層が板状に変形している場合には、前式からトップリングの深度を推定することができます。またボーリング調査においては、深度方向にコアの層理面の傾斜角変化を調べることでより深度を評価することができます。ボアホールカメラによる孔内状況の観察も有効です。他には地すべりと同様に孔内傾斜計観測での推定も可能です。

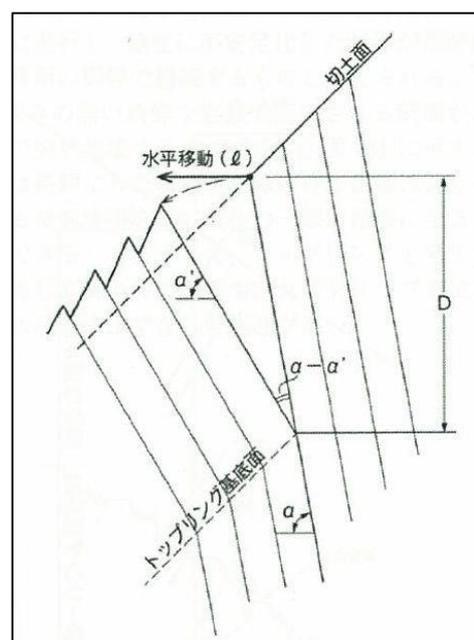


図-5 トップリング深度の推定 ⁴⁾

ℓ : 地表の変位量
 $\alpha - \alpha'$: 不連続面の傾斜角の変化
 D : トップリングの基底面深度

③対策

切土におけるトップリングの発生を避けるためには、上記①で述べた不安定領域を避けることが望ましいですが、設計・施工上困難な場合も多々あります。トップリングは重力による変形であることから、ロックボルトやグラウンドアンカー等、力による対策が必要と考えられます。

【引用文献】

- 1) 地学団体研究会 (1996) : 新版地学辞典, 平凡社, pp. 922
- 2) 千木良雅弘 (1995) : 風化と崩壊, 近未来社, 口絵写真④
- 3) 地質情報ポータルサイト :
https://www.web-gis.jp/GS_GeoGuide/GeoDocument/GeoSite_J07-006.html (2020年12月27日閲覧)
- 4) 上野将司 (2012) : トップリングタイプ斜面変動の調査と対策, 応用地質技術年報 No. 31, pp25-41.
- 5) 高柳朝一・永野潤・池田小織・菊池利夫 (2002) : 大規模掘削に伴うトップリング事例, 地盤災害・地盤環境問題論文集第2巻, pp17-24.
- 6) 上野将司 (2004) : 切土のり面の設計・施工のポイント, 理工図書, pp. 6, 11
- 7) 山原茂雄・高柳朝一 (2003) : トップリング崩壊の変状と機構の考察, 愛媛大学・地盤工学会四国支部編、地盤災害・地盤環境問題論文集第3巻, pp69-78.
- 8) 目代邦康・千木良雅弘・長谷川修一 (2001) : 急傾斜する頁岩砂岩互層のトップリングにより出現した斜面変形—小規模な山向き小崖とその内部地質構造—、地形、第22巻、第5号、pp837-856.
- 9) 松岡知史・北側隆司・地下まゆみ (2003) : 粘土細脈の存在する花崗岩法面の変状例, 愛媛大学・地盤工学会四国支部編、地盤災害・地盤環境問題論文集第3巻, pp29-36.
- 10) 吉岡崇 (2003) : たわみ性トップリングの調査と自動計測、地質と調査「私の経験した現場」、第4号、pp55-58.

(回答者 藤本 耕次・田村 栄治)

Q 地すべり地によく聞く、キャップロック構造とはどのような構造でしょうか？

A 地下水を多量に含む硬い地層・岩体の下位に軟らかい地層・岩体が分布している、崩壊や地すべりが発生しやすい地質構造です。

(1) キャップロックには二つの意味がある

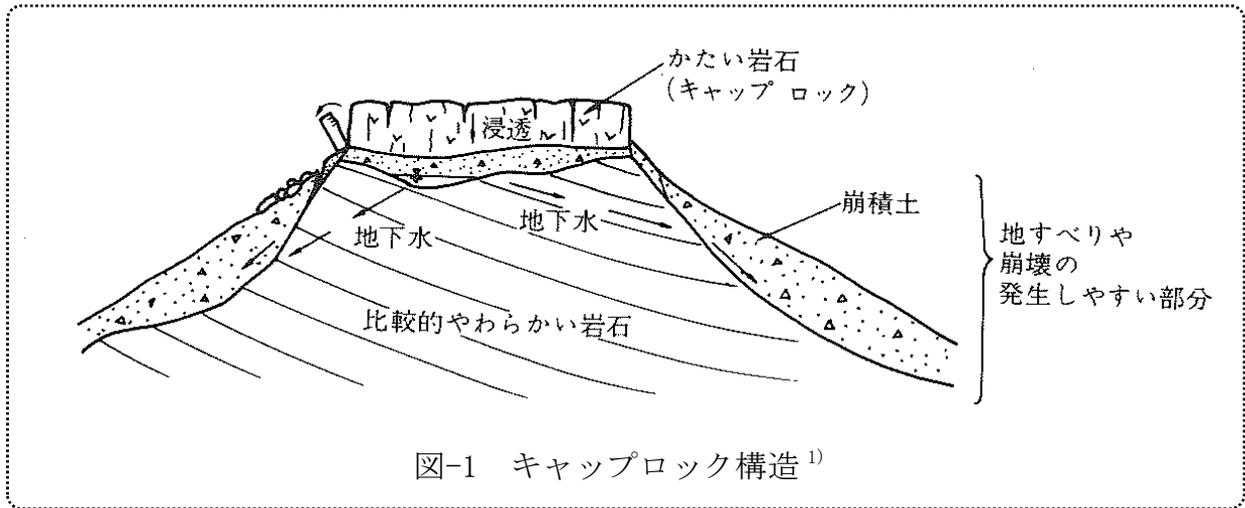
キャップロックは資源地質学的観点と斜面地質学的観点によってその意味合いが異なる。資源地質学的な観点では地下資源に由来しており、「帽岩」ともいわれる。石油や天然ガス、地熱鉱床で、それぞれの資源が上方へ漏洩、拡散しないように貯留層を覆い密閉する機能を持つ頁岩などの不透過性の岩石をいう¹⁾。

これに対し、斜面地質学的な観点では、硬い地層・岩体の下位に軟らかい地層・岩体が分布している場合、崩壊や地すべりが発生しやすいとされ、上位の硬い地層・岩体をキャップロックという²⁾。

(2) 応用地質学的「キャップロック構造」

新第三紀層などの軟らかい地層・岩体上に、硬いが節理などの割れ目が多い玄武岩や安山岩などの透水性岩が覆っている構造をキャップロック構造という(図-1)。上位のキャップロックは火山岩のこともあるし、礫岩・砂岩などの堆積岩のこともある。このような地質構造の所ではキャップロックは風化しにくく、崩壊や地すべりも発生しにくいですが、下位の軟らかい地層・岩体は風化し、塑性変形をおこしやすく、キャップロックは力学的にオーバーハング状態となる。さらにキャップロック内の節理などの割れ目に多量の地下水が貯留されている場合、下位の地層・岩体に地下水が供給されて著しい湿潤化をもたらし、力学的劣化と合わさり地すべりを発生させる。この形態の地すべりをキャップロック型の地すべりという。九州北松地域、山口県油谷湾地域などがその代表例としてあげられ、その他多くの地域においても同タイプの地すべりが確認されている(中国四国地方の応用地質学 第5章 地すべりと地質³⁾ 参照)。

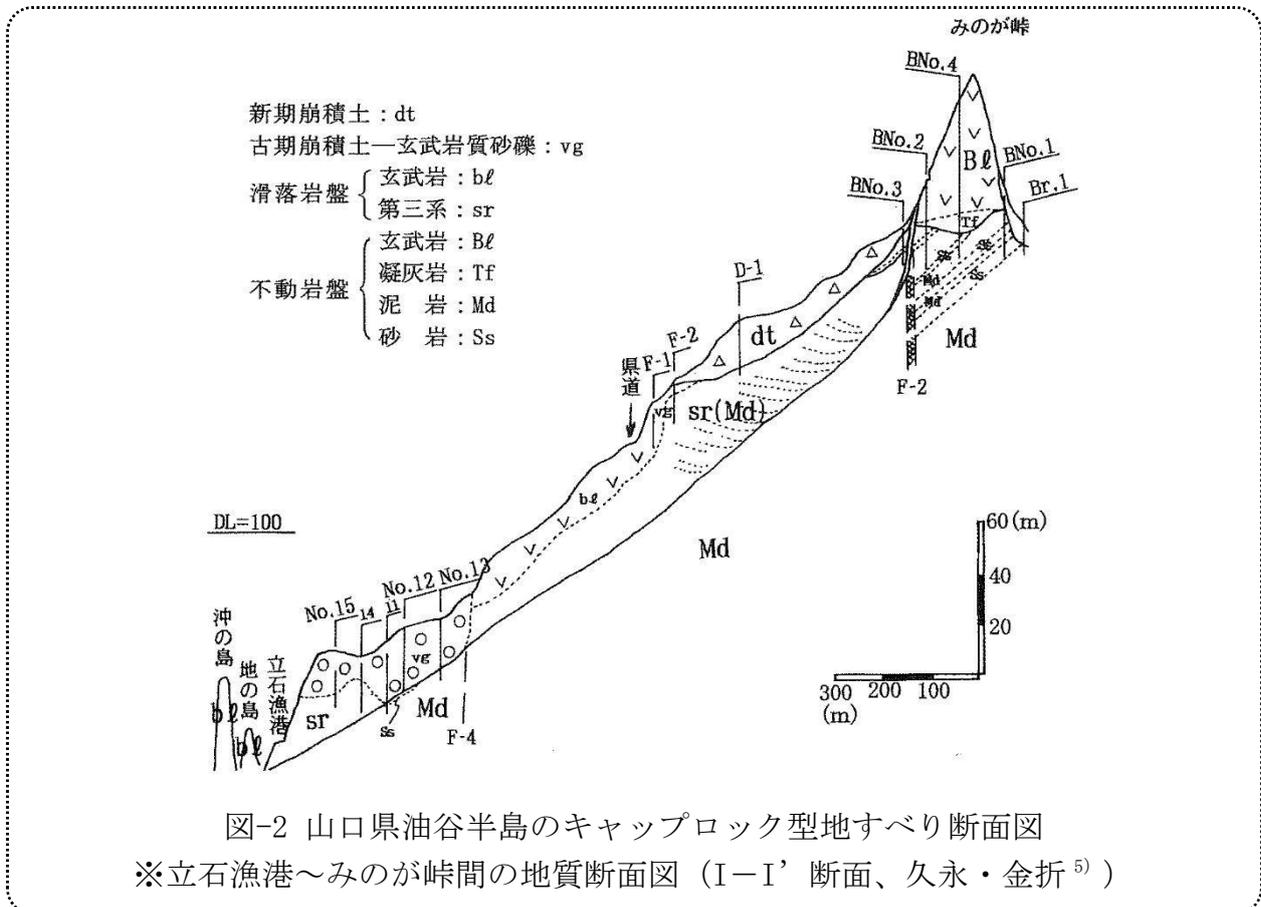
このようにキャップロック構造は、下位斜面の安定を考えるうえで問題となる。キャップロックと下位層との硬さや透水性に差異があるほど、崩壊や地すべりが発生しやすい。同じ構造でも、下位層があまり粘土化していない凝灰角礫岩など、比較的透水性が良い場合は崩壊や地すべりは発生しにくい。



(3) 中国四国地方における代表的なキャップロック型地すべり

① 山口県油谷半島のキャップロック型地すべり

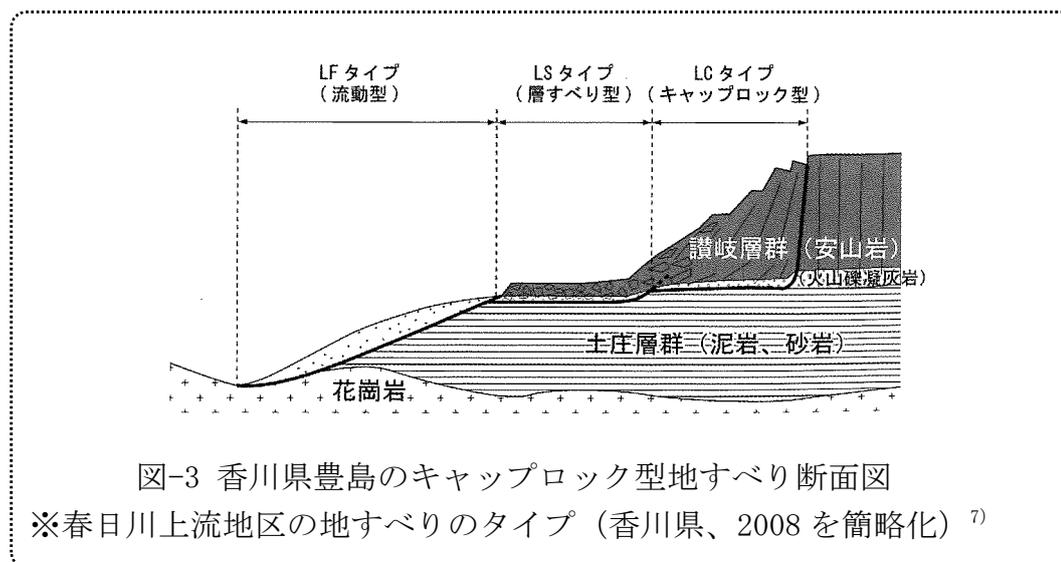
山口県北西端に位置する油谷半島は古くより地すべり多発地帯として知られる。海岸に近い斜面（下位層）には、砂岩、頁岩とこれらの互層で代表される古第三紀漸新世～新第三紀中新世前期の日置層群が分布し、これを不整合で覆って尾根部を中心に中新世後期の玄武岩溶岩（アルカリ玄武岩）が分布している（尾崎（1999）⁴⁾）。ここでのキャップロックは玄武岩溶岩であり、下位層の砂岩、頁岩へ地下水を供給し、地すべりを発生させている（図-2 参照）。



②香川県島嶼部のキャップロック型地すべり

香川県小豆島および豊島では、白亜紀後期の花崗岩を覆って古第三紀始新世の土庄層群（栗田ほか、2000）⁶⁾ が分布し、さらにその上位を新第三紀中新世の讃岐層群（凝灰岩、集塊岩および溶岩類よりなる）が被覆している。最上位の讃岐層群は硬質な安山岩溶岩からなり、平坦なテーブル状地形（メサ）を形成している。

豊島では島中心の壇山のメサを取り囲むように地すべりが分布している。ここでは讃岐層群の安山岩溶岩がキャップロックとなり、下位の土庄層群（泥岩、砂岩）において地すべりを発生させている（図-3 参照）。



（4）キャップロック構造が切土法面に出現した実例

あるキャップロック構造地帯において切土法面に上位層（キャップロック）と下位層が出現した。ここでのキャップロックは新第三紀後期中新世の流紋岩質火砕岩⁸⁾であり、下位層は新第三紀中期中新世の泥岩および凝灰質泥岩である。写真-1のようにキャップロックの流紋岩質火砕岩は硬質で亀裂が発達しており、亀裂間は地下水流動を示す褐色化が認められる。これに対し、下位の泥岩は脆弱でスレーキング性が強く切土後短時間でガリー侵食が形成されている。この状況を放置すると下位層の侵食あるいは表層崩壊が発生し、上位のキャップロックはオーバーハング状態となり、大規模な崩壊が発生する危険性がある（※実際に隣接斜面で崩壊が発生）。



写真-1 切土法面に出現したキャップロック構造

【引用文献】

- 1) 島博保・奥園誠之・今村遼平 (1981) : 土木技術者のための現地踏査, 鹿島出版会, p197-198
- 2) 地すべりに関する地形地質用語委員会 (2004) : 地すべり-地形地質的認識と用語-, (社) 日本地すべり学会, p126-127
- 3) (一社) 日本応用地質学会中国四国支部 (2010) : 中国四国地方の応用地質学, (一社) 日本応用地質学会中国四国支部, p148-179
- 4) 尾崎正紀 (1999) : 山口県北西部に分布する日置層群と油谷湾層群の FT 年代 — 特に伊上層の層序学的位置づけについて, 地球科学, 53, p. 391~396
- 5) 久永喜代志・金折裕司 (2001) : 応用地質学的見地に立った総合的な地すべり調査—山口県油谷半島 を例として—, 応用地質, vol. 41, no. 6, p. 363-370
- 6) 栗田祐司・松原尚志・山本裕雄 (2000) : 香川県小豆島の第三系土庄層群四海層の渦鞭毛藻化石年代 (始新世) とその意義, 日本古生物学会 第 149 回例会講演予稿集, p. 5-7
- 7) 日本応用地質学会中国四国支部 (2008) : 平成 20 年度現地検討会資料『応用地質学的ジオパーク豊島』, p. 19-22
- 8) 山内靖喜・澤田順弘・高須晃・小室裕明・村上久・小林伸治・田山良一 (2010) : 5 万分の 1 地質図幅「西郷」, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター

(回答者 浜崎 晃)

Q 言い伝えの中に災害の話が残されていると聞きますが、何か具体的なことはありますか。

A 短い時間軸だと災害記録や防災訓練、防災マップなどが思い付きませんが、長い時間軸だと「石碑」「ものがたり」に言い伝えが残っていたりします。

(1) はじめに

災害対策基本法の第七条（住民等の責務）には、以下のような記述があります。

3 前二項に規定するもののほか、地方公共団体の住民は、基本理念にのっとり、食品、飲料水その他の生活必需物資の備蓄その他の自ら災害に備えるための手段を講ずるとともに、防災訓練その他の自発的な防災活動への参加、過去の災害から得られた教訓の伝承その他の取組により防災に寄与するように努めなければならない。

このように、過去から得られた教訓を伝承することは「住民等の責務」とされています。近年の災害多発を受け、その災害の伝承＝「責務」がいよいよ重要になってきているでしょう。

国土地理院では、「災害教訓の伝承に関する地図・測量分野からの貢献として、これら自然災害伝承碑の情報を地形図等に掲載することにより、過去の自然災害の教訓を地域の方々に適切にお伝えするとともに、教訓を踏まえた的確な防災行動による被害の軽減を目指します。」として、国土地理院が公開している HP「地理院地図」において、自然災害伝承碑の位置が表示されるようになっています。

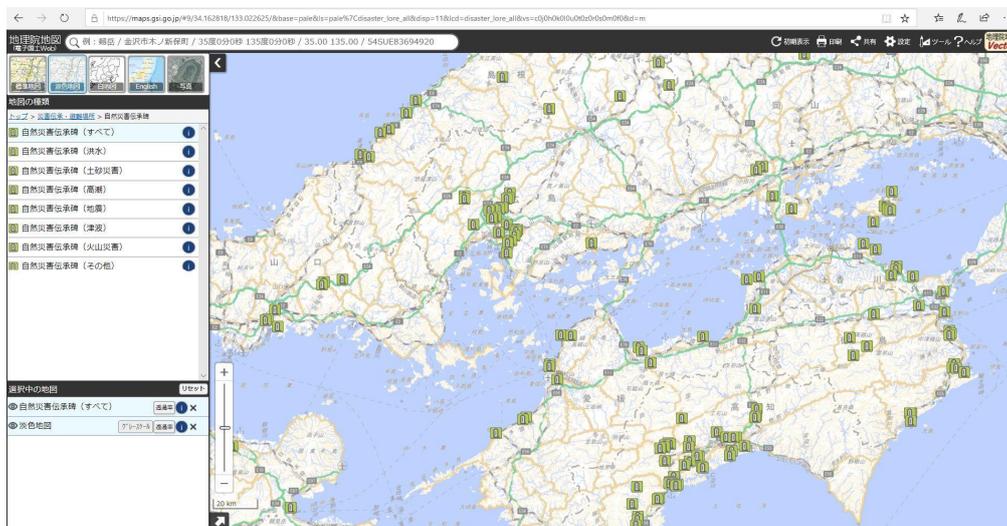


図-1 自然災害伝承碑の位置（国土地理院ウェブサイトより）

(2) 土砂災害の言い伝え

平成26年8月豪雨の災害調査に従事する中、筆者は、被災地に「蛇王池伝説」なるものが残っていることを知りました。この言い伝えには土石流災害を伺わせる記述があり、そのような災害伝承の形があるものかと興味を持ちました。そこで、広島県下の昔話を調べてみたところ「蛇」にまつわる昔話が残されていました。

現在、国土地理院地図では「災害伝承碑」の位置を残し、災害発生の際の痕跡を可視化していますが、ものがたりとして人から人へ言い伝え残す災害伝承も、一つの形として有効ではないでしょうか。ここでは、三つの例をご紹介します。

(3) 緑井の蛇王池伝説

平成26年8月の土砂災害が発生した広島市安佐南区八木地区に「蛇王池(じゃおういけ)伝説」なる大蛇退治の言い伝えと石碑が残っています。これは、阿武山に住み往来の人々を困らせていた大蛇を八木城主香川家の家来、香川勝雄(かがわかちお)が退治した武勇伝です。

民話で蛇は水にまつわる生き物として取り上げられることが多く、長野県木曾郡南木曾町では、かつて土石流のことを「蛇抜け」と呼んでいました²⁾。ここ八木地区においても、地形、史跡の立地、地名などが土砂災害を示しています。

図-1は蛇王池伝説の碑と“蛇王池の名残”として伝わる小池の位置です。石碑はJR梅林駅から北東130m程度の位置にあり、さらに40mほど山側に小池があります。蛇退治に使われた太刀がかつて奉納されていた光廣神社もあります。



図-1 蛇王池の碑と小池の位置¹⁾

(国土地理院発行 25,000分の1地形図と朝日航洋(株)計測・作図による陰陽図を重ね合わせた)

石碑には「1532年(室町時代)の4月2日、阿武山の中腹にて香川勝雄が大蛇を退治し、その首が富池に落ちた。それを蛇王池と呼ぶ」との内容が記述されています。この伝説は、

香川景継が記した「陰徳太平記」の八巻「香川勝雄大蛇を斬る事」にさかのぼります。要約すると「天文元年（1532年）の春、阿武山中腹に大蛇があらわれ、往来の人を悩ませた。八木城主、香川光景（みつかげ）は若侍香川勝雄（かちお）に退治を託す。勝雄が退治に向かうと風が強く吹いて村雨となり、岩は崩れ、岸は裂け、山が鳴り、あたりが真っ暗となった。勝雄は格闘の末、大刀で大蛇を斬り落とした。首は大暴れして七八丁（約7-800m）飛び、また一丁飛んだ。首は地を穿ち岩をくつがえし、血は川のごとく流れて淵となった。首は池に埋まったが、うめく声は人々の肝を冷やした。勝雄は退治後、池で刀を洗った。そこを“太刀のぶ川”と呼んだ」。

「岸が裂け」、「岩が崩れ」、「蛇の頭が淵に埋まる」などの記述は、土石流の諸現象を的確に記述していると言えます。

これらの言い伝えについては、佐古²⁾による詳細な検討があります。興味がある方はご参照ください。

(4) 仏通寺のたきの大じゃ³⁾

広島県三原市にある仏通寺（ぶつとうじ：公式 HP では佛通寺となっている、写真-1）には、開祖前の出来事として土砂災害を感じさせる昔話が残っています。要約すると、以下のような感じでした。

- ・山にこもる大蛇に村人が畏れていた。
- ・そこで旅の僧が「ここにお寺を建てたい。里の大津の湖に戻れ」と大蛇を説得。
- ・大蛇が旅立つと、ものすごい大夕立に。ごうっという山鳴りの音、はげしい風、かみなり。
- ・その後、森だった山の入り口の一部があらいに流され、平らな大地ができ、この広場に仏通寺が建てられました。



写真-1 仏通寺
(2023年6月撮影)

仏通寺の脇を流れる仏通寺川は、標高 350～400m の小起伏面を浸食し、深い渓谷を形成しています。河川沿いの急斜面が崩壊し、もたらされた土砂（=大じゃ）の堆積で平坦地を形成した可能性は十分考えられます（図-2）。寺の開祖が 1397 年とあるので、このものがたりは 600 年以上前の出来事が言い伝えとして残されているようです。

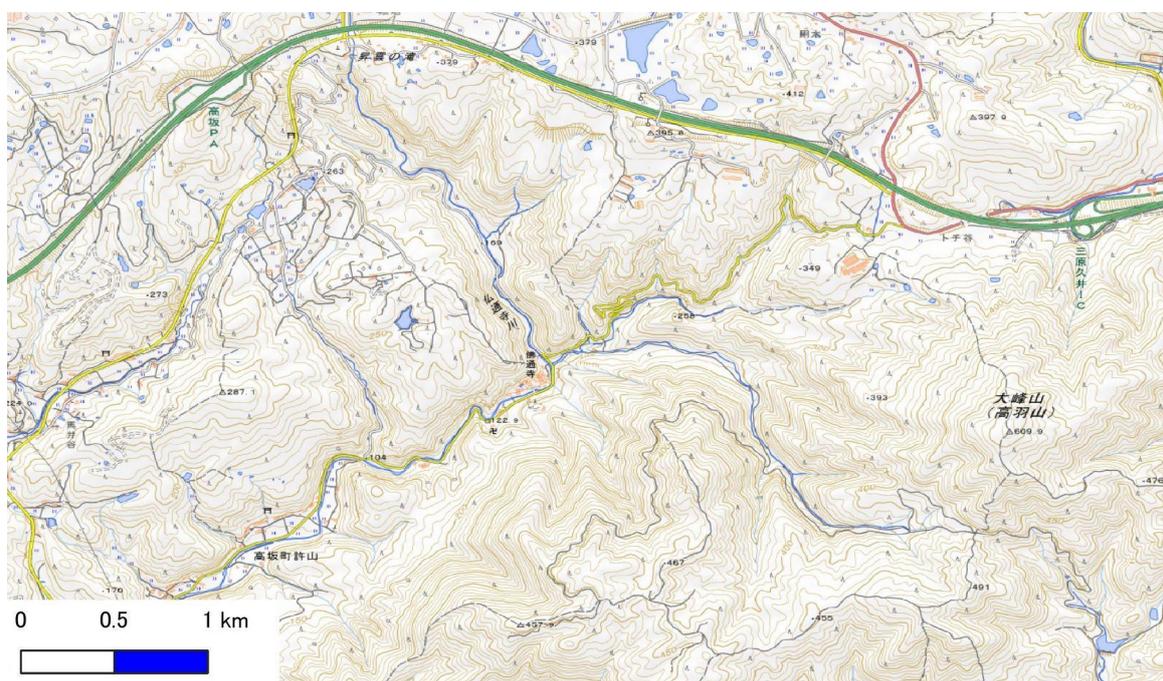


図-2 仏通寺とその上流の地形（電子地形図 25,000（国土地理院）を加工して作成）

(5) 八頭（はっとう）さんの大蛇⁴⁾

広島県三次市君田町櫃田地区に「八頭さんの大蛇」という言い伝えがあります。豪雨で蛇が山を下り、山が静まる話です。

- ・広島県と島根県の境近くに、櫃田という山里があった。
- ・そのうしろに「八頭さん」という大きな山があり、八ぴきの大蛇が住んでいた
- ・ある夏の昼さがり、急に空が暗くなり、かみなりが鳴り、風が山を鳴らし、雨が大地をたたきました。
- ・真っ赤な火をふき、きりもみしている大蛇がはっきりと見え、ゴーツという地鳴りとなまぐさい風とともに地面がゆれ、大蛇があれくるう。
- ・そのうち、八ぴきの大蛇が一ぴきずつ八頭さんの山を下り、ふもとにある川のふちに入り、八頭さんはぴったりと静まった。



図-3 櫃田地区周辺の地形（電子地形図 25,000（国土地理院）を加工して作成）

図-3 は櫃田地区周辺の地形ですが、標高 813m の「八頭が丸」が“八頭さん”と思われます。「君田町櫃田誌⁵⁾」によると、須佐之男命（スサノオノミコト）が出雲の国で退治した大蛇の亡霊に追われ、“八頭丸山”にて休息したとの言い伝えも残っています。

この八頭が丸から東に下った神野瀬川沿いには、「沖積錐」と呼ばれる緩傾斜地があります。これは八頭が丸からの土砂堆積繰り返しで形成されたものと考えられ、何か関連がありそうです。また、この一帯はかつて砂鉄産業が盛んであったことから、鉄穴流し（かなながし）との関連性があるかもしれません。

【引用文献】

- 1) 日本応用地質学会編（2016）：平成 26 年広島大規模土砂災害調査団報告書，p. 13-16.
- 2) 佐古憲作（2020）：広島民俗，No. 94，p. 1-24.
- 3) 広島県小学校図書館協議会編（1978）：八頭さんの大蛇，広島の伝説，p. 51-56.
- 4) 広島県小学校図書館協議会編（2005）：仏通寺のたきの大じゃ，読みがたり広島のむかし話，p. 217-222.
- 5) 君田村文化財保護委員会編（2002）：君田村櫃田誌，p. 336.

（回答者 小笠原 洋）

Q

端的に言って「地すべり」と「斜面崩壊」の違いは何ですか？

A

両者の分類に明確な境界はありません。公共事業での取り扱いという観点からの分類であれば、基本的に「地すべり」は斜面上の土砂や岩盤が下方に移動している現象（現在進行形）を指し、「斜面崩壊」は斜面上の土砂や岩盤が下方へ移動した現象（過去形）と理解すればよいと思います。

（1）斜面の破壊現象の基本的なメカニズムと地形的な特徴

斜面には常に作用する重力や、地震の慣性力等の力が加わり変形させようとしています。その形を保てるのは地盤が十分な抵抗力（せん断強さ）をもっているためです。

しかし、例えば記録的な豪雨により多量の水が斜面に浸み込み、土の重さが増すことでせん断応力が増大する一方、土粒子同士を密着させる力が下がるなど土のせん断強さが低下すると、せん断応力とせん断強さのバランスが失われ、斜面は大きく変形し、斜面の破壊が生じてしまいます（図-1）。

斜面が破壊する現象の多くは、図-1の「すべり面」のような弱面を境にして、その上に載る移動体（斜面から切り離され滑動・崩落する土塊や岩塊）が動く現象としてみることができます。このすべり面は、斜面の破壊と非破壊の境界面となります。

このような斜面の破壊現象は、その破壊形態等から日本では「地すべり」と「斜面崩壊」の2種類に大別されます。斜面崩壊は、「がけ崩れ」や「山腹崩壊」、「表層崩壊」といった呼び方もされますが基本的には同じ現象のことを指します。いずれの破壊現象も豪雨や強い地震等をきっかけに発生することが多いですが、その移動形態と発生する場所に違いがあり、ある程度分類することができます。

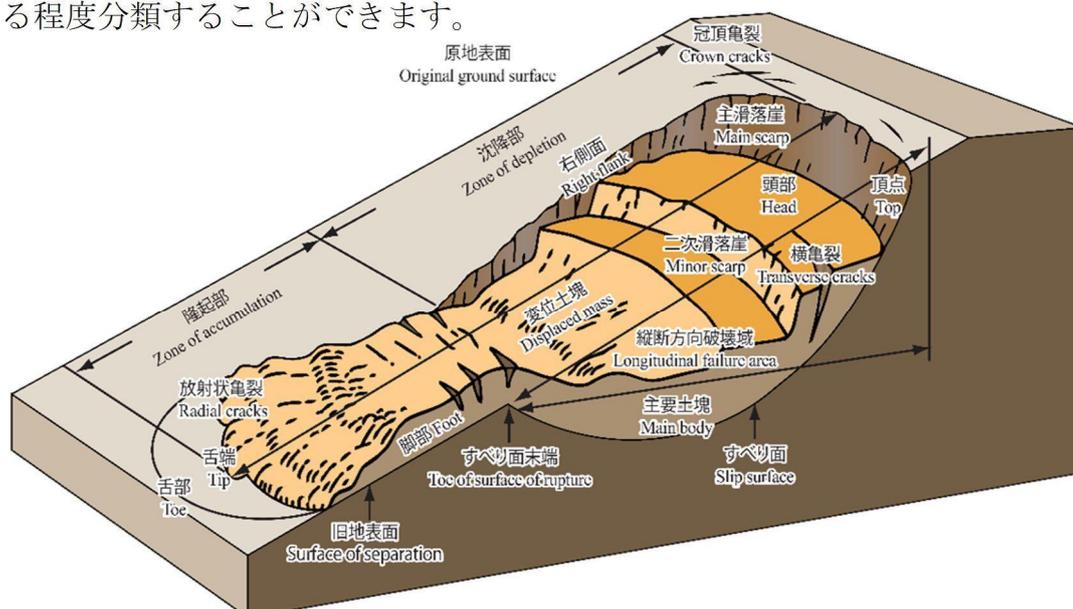


図-1 斜面の破壊現象とそれに伴う微地形の例¹⁾

「地すべり」は滑動する土塊を大きく乱すことなくゆっくりと滑る現象で、こちらは緩斜面で多くみられます。含水すると強度低下する粘土層などの弱面が内在する斜面に、豪雨や雪解け時など過剰な地下水が供給されると地すべりが生じやすくなります。このため、地すべり地は粘土化しやすい岩盤である泥岩など特定の地質分布域に偏ってみられます。

また、地すべりは過去に滑った土塊が繰り返し滑動することが多く、特徴的な地形を作りやすいため、その危険性の高い場所を予察することが可能です。

典型的な地すべりによる微地形としては、地すべりの上端部（頭部）の落差を伴う馬蹄形の崖（滑落崖）、その直下には陥没地や緩斜面、地すべり下端に広がる移動した土塊が押し出し舌のように見える地形（舌部）などがあります（図-1）。棚田や千枚田は、地すべりによる階段状の緩斜面を利用したものも多くあります。

一方、「斜面崩壊」は斜面表層の土砂や岩盤が原形を留めないほどバラバラになりながら高速に斜面を滑り落ちる現象で、崖などの急斜面で多くみられます（写真-1）。

斜面崩壊のほとんどは、地盤が風化してせん断強さが低下し、急斜面が維持できなくなった結果発生する自然現象の一端であるといえるでしょう。岩盤からなる山地斜面も、時期を限定しないのであれば、いずれその大半は崩壊に至ります。また、崩壊の発生は突発的で、専門家でも予見は極めて困難な現象です。



写真-1 斜面崩壊の一例

（2）日本における斜面災害の分類

このように、日本では斜面の破壊現象を「地すべり」、「斜面崩壊」の2種類に大別することが一般的です。また、この2つに加え、移動体の流送形態が特徴的な「土石流」を含めた3種類が、日本における土砂災害の基本的な分類といえます。これらの違いの基本的なことについては、既出「【防-5】Q. 地すべりと崩壊（崩落）、土石流の違いが今一つ分かりません。その違いと、対策工について教えてください。」をご参照ください。

さて、以下では「地すべり」と「斜面崩壊」の分類についてももう少し踏み込んでみたいと思います。この日本での分類はシンプルでよいのですが、それゆえにその分類基準（【防-5】表-1など）も二分されることとなり、実際に見られる現象と分類基準の一部とが合わ

ないケースにも遭遇します。

わかりやすい例だと移動体の“移動速度”があります。移動速度における分類基準に明確なものはありませんが、例えば「5m/day」²⁾未満を地すべりの分類基準としても、それ以上の移動速度を示す地すべりは存在します。1985年に発生した長野県の地附山地すべりは5m/minと比較的高速ですが、斜面崩壊ではなく地すべりに分類されています²⁾。

日本の斜面災害の分類項目としては、移動速度のほか、斜面を構成する地質や土質、斜面斜度、移動体の規模などの目安が提唱されており、それらを総合的に解釈して「地すべり」か「斜面崩壊」かを分類している場合がほとんどでしょう。このように二項対立の図式に当てはめる分類となるため、すべての項目が合致することは稀です。

したがって、多くの場合、分類基準は参考にしつつも、実際に発生した現象の見た目の印象に、「地すべり」「斜面崩壊」の字面から想起されるイメージをあてはめ、分類しているケースが多いのではないのでしょうか。このため、分類する者の主観が強く反映されがちであり、分類した根拠を示すことが難しいといえましょう。

(3) “Landslide” とは？

ここで、いったん日本における斜面災害分類のイメージは忘れ、国外に目を向けてみましょう。欧米をはじめとする英語圏では、直訳で「地すべり」と和訳される“Landslide”が広義の斜面災害全般を指します。つまり、「地すべり」「斜面崩壊」「土石流」はすべて“Landslide”に含まれるわけです。

欧米では、移動体の「移動形態」と「材料」に着目しLandslideを分類する場合が主流です。例えば、米国地質調査所のD. J. Varnes (1978)が提唱した地すべり分類³⁾が英語圏で広く使用されています(表-1)。なお、近年にHungryら(2014)によりVarnesの分類がアップデートされています⁴⁾。

表-1によると、基本的な移動形態として、①Fall(落下)、②Topple(転倒)、③Slide(滑動)、④Lateral Spread(水平拡大)、⑤Flow(流動)の5つが示され、これらの複合(⑥Complex)も一つの移動形態として分類しています。

一方、移動体の材料としては、Bedrock(基盤岩)とEngineering soil(土壌)の2つに大別し、Landslideを分類しています。移動形態をイメージしやすいように、次ページに代表的なタイプのLandslideの概略図(図-2)を示します。

表-1 Landslideの種類³⁾

TYPE OF MOVEMENT		TYPE OF MATERIAL		
		BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
			Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS		Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES		Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	Rock slide	Debris slide	Earth slide
	TRANSLATIONAL			
LATERAL SPREADS		Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS		Rock flow (deep creep)	Debris flow	Earth flow (soil creep)
COMPLEX		Combination of two or more principal types of movement		

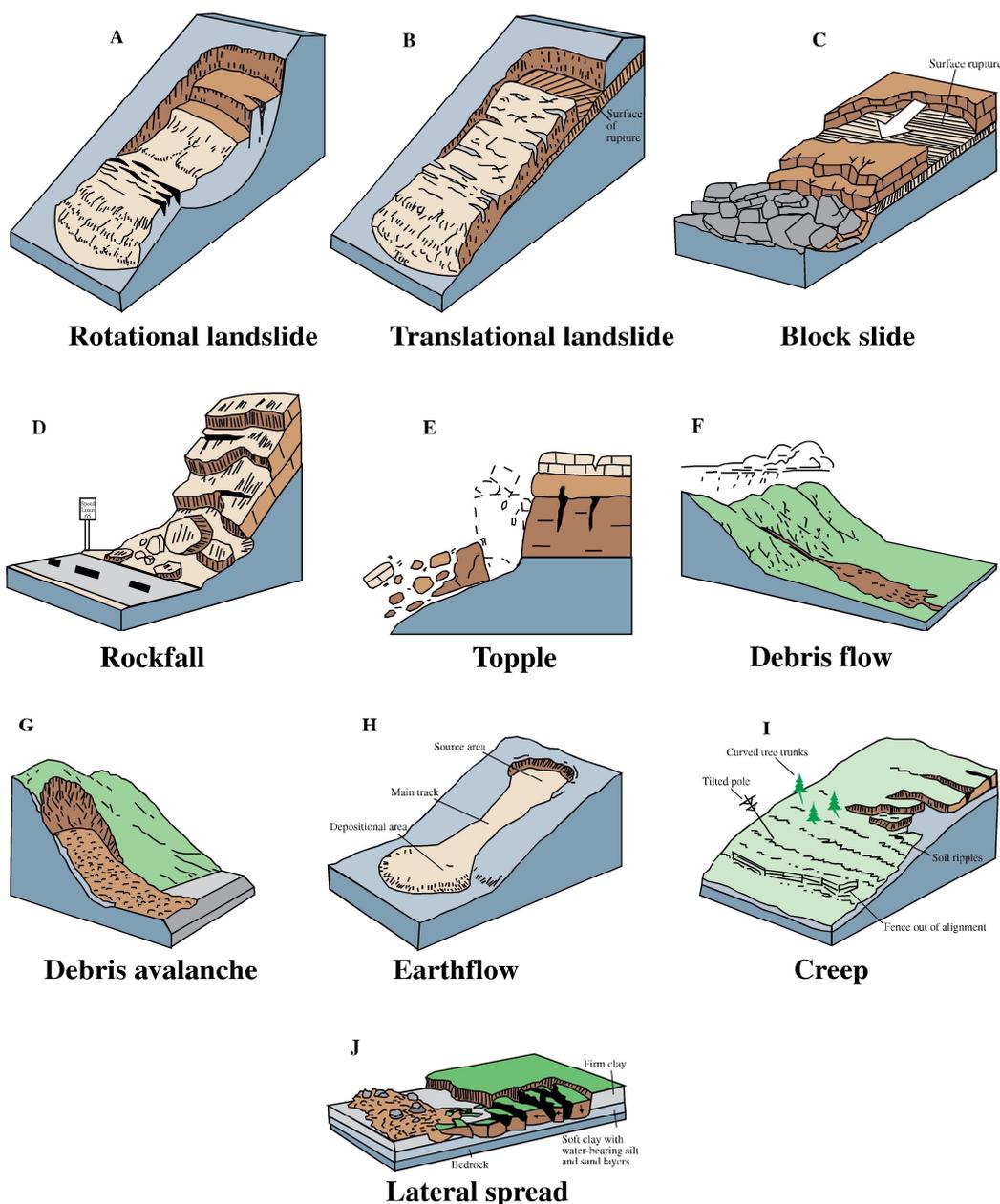


図-2 代表的なタイプの Landslide の概略図³⁾

試しに、これらを「地すべり」「斜面崩壊」の字面から想起されるイメージをあてはめ、「個人的な主観」で分類してみたいと思います。

まず、図-2 の A、B はそれぞれ典型的な円弧すべり、並進すべりといえるので「地すべり」に分類できます。C は岩盤斜面の並進すべりの様相ですが、斜度がより急で移動体がすべて落ち切った場合は「斜面崩壊」と呼べそうです。D や E は移動体が完全に落ちており「斜面崩壊」に分類するのがよさそうです。F は「土石流」のためここでは除外します。G と H は移動体が高含水で泥濁化した様相で、かなり攪乱を受けています。こうなると「地すべり」とは呼び難い気がします。「斜面崩壊」とした方が妥当かもしれません。I は斜面の変形を表したもので「地すべり」あるいは「斜面崩壊」の前兆現象と捉えられます。J は台地状の地塊がほぼ水平に移動した様相で、地震動に起因したすべり面液状化に伴った「地すべり」などが考えられます。このタイプとしては、2008 年の岩手・宮城内陸地震により発生した宮城県の「荒砥沢地すべり」が好例です。

以上、Varnes による分類を日本での「地すべり」と「斜面崩壊」に分類してみましたが、完全に分けることはできず、意見が分かれるであろう部分がいくつか見られました。

このように、斜面災害の分類には明確な境界がなく、曖昧さが常に残されるものと考えます。

(4) 「地すべり」と「斜面崩壊」を分類する意義

では、日本における「地すべり」と「斜面崩壊」を端的に分類するにはどう考えるべきでしょうか。これには、“なぜ分類したいのか”を考えると一つの答えが見えてきます。

「地すべり」や「斜面崩壊」の対策工事は、ほとんどの場合、公共事業で行われます。そして、扱う斜面災害の種類によって、取り扱う事業（制度）が異なります。例えば、「地すべり」であれば「地すべり対策事業」など、「斜面崩壊」であれば「災害復旧事業」や「急傾斜地崩壊対策事業」などです。そして、これらの事業で対策工事を行うには、基本的には“その事業が対象とする斜面災害”である必要があります、そのため「地すべり」や「斜面崩壊」の分類がなされます。つまり、学術的な分類を要する場合を除けば、実務上の都合により分類するケースがほとんどではないでしょうか。

「地すべり」を対象とする事業においては、継続的あるいは断続的に滑動する移動体を安定させることが大きな目的となります。

一方、「斜面崩壊」を対象とする事業の多くは、①崩壊発生後の斜面（崩壊面）の安定化を検討する場合と、②崩壊の恐れのある未被災斜面の安定性を評価する場合の2つに大別できます。ただし、②は将来的な斜面崩壊を想定したものであり、分類の必要が生じたとき（＝事業実施時点）には崩れていないものであるため、ここでの議論では扱わないことにします。

このように考えると、「地すべり」は移動体が不安定な状態で斜面上に留まっているものであり、「斜面崩壊」は移動体が斜面から完全に崩落したもの、と大別することができます。

つまり、基本的に「地すべり」は斜面上の土砂や岩盤が下方に移動している現象（＝現在進行形）を指し、「斜面崩壊」は斜面上の土砂や岩盤が下方へ移動した現象（＝過去形）と理解すればよいと思います。

【引用文献】

- 1) 土木研究所土砂管理研究グループ雪崩・地すべり研究センター：地すべりとは、
https://www.pwri.go.jp/team/niigata/study/tech_info/leaflets/11_landslides.pdf
(2023年8月2日閲覧)。
- 2) 日本地すべり学会 (2004)：地すべり－地形地質的認識と用語－，ニッセイエブロ，8p.
- 3) 米国地質調査所 (2004)：Landslide Types and Processes,
<https://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/fs-2004-3072.html> (2023年8月2日閲覧)。
- 4) Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014)：The Varnes Classification of Landslide Types, an Update. Landslides, Vol. 11, issue2, April 2014, pp. 167-194.

(回答者 片山 直樹)

第3編 環境地質

- 環- 1 水みちの実際
- 環- 2 地質起源の酸性水
- 環- 3 地盤改良での六価クロム溶出
- 環- 4 水の電気伝導度を測る意義
- 環- 5 取水計画での水位低下
- 環- 6 地下水の塩水化
- 環- 7 蛇紋岩の性質により懸念される事象
- 環- 8 シカ食害と斜面崩壊
- 環- 9 トンネル掘削による水位低下影響圏
- 環-10 井戸調査の水質分析項目
- 環-11 ヘキサダイアグラム
- 環-12 地下水の水源候補地選定

Q 地下水の“水みち”とは読んで字のごとく地下水の通りみちと思うが、どのような地下水現象で、水みちがあればどのような問題が生じるのでしょうか？

A 地下水の水みちとは、帯水層中で相対的に空隙が大きく、連続した水の流動系を意味していますが、水みちの地下水特性、流動機構など解明されていない問題が多く残っています。水みちがあることで、地すべりや斜面崩壊の誘発、湧水・漏水の発生、塩水化の進行、汚染物質の拡散など様々な問題が起こることがあり、自然災害、地下水障害、地下水資源開発において重要なキーワードの一つになっています。

(1) 水みちとは

水みちという言葉は本来、井戸掘削技術者が井戸を設けるうえで経験的に豊富な地下水の流動経路という意味でしばしば用いられてきました。ところが、土木上の諸問題にこの水みちが影響を与えているという現場経験から、地下水の流動している帯水層（流動層）を示す言葉として用いられるようになっていきます。写真-1は、ある斜面崩壊地で認められた水みちの事例です。崩壊地の底盤にスポット的に湧水が認められますが、周辺はドライです。水みちという言葉のニュアンスが分かると思います。なお、この湧水は崩壊から数か月経過しても水が枯れることはありませんでした。写真-2は切土での例です。

このように、水みちは地下の局所的な水の流れを意味しているようですが、学術的な立証や、メカニズム・理論が確立されて無いのが現実です。

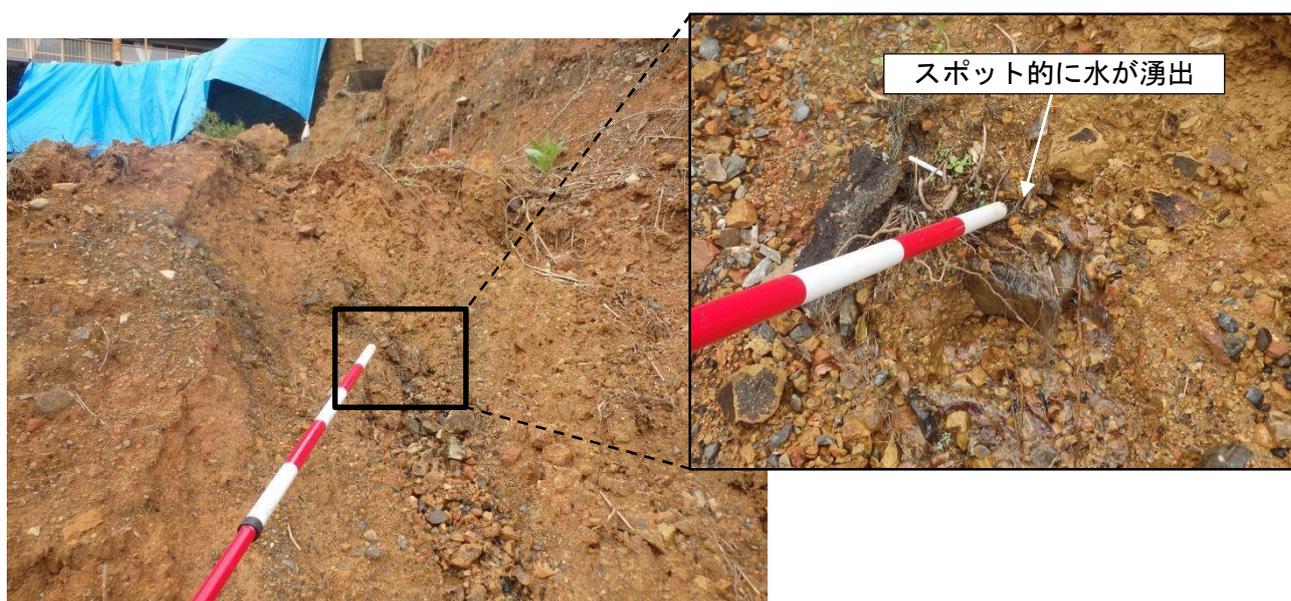
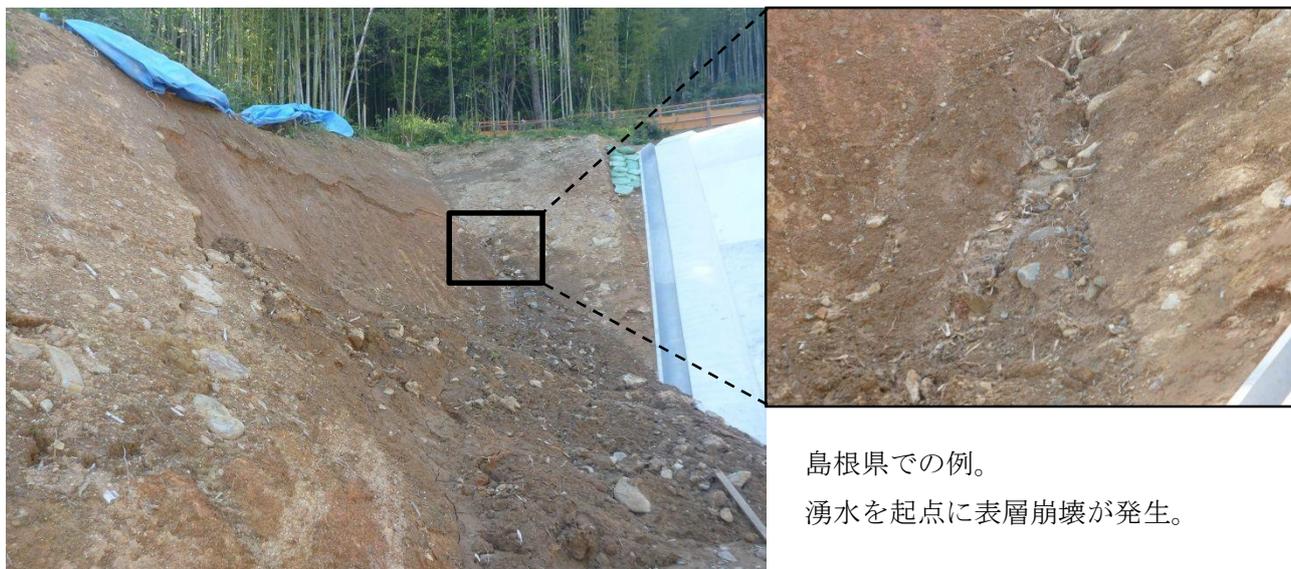


写真-1 斜面崩壊地で認められた湧水（広島県）



島根県での例。
湧水を起点に表層崩壊が発生。



島根県での例。傾斜した砂岩・泥岩層と砂礫層との不整合面が水みちになっている。



広島県での例。泥岩層の上位にある砂泥互層の一部が水みちになっている。

写真-2 切土における湧水例

(2) 水みちの実際

一般的に水は、地中に浸透すると帯水層の空隙を満たし、地下水帯（飽和地下水帯）を形成します。この地下水は、重力の作用により高い所からより低い所に流動します。ただし、地下水は、水分子と土粒子分子との間に生じる電気的な抵抗が生じ、より抵抗の少ない個所（砂・砂礫結層では空隙の大きい旧河道や岩盤の場合断層周辺の亀裂帯などの透水性の高い個所）に集まるようにして流動し、水みちを形成するとされています。ここでは、雨の降り方や堤防などの河川水の上昇に伴う水みちがどのようになるのかを簡単なモデル実験で考えてみました（図-1、図-2）。

真ん中に周辺に比べ1オーダー透水性の高い、つまり10倍水の通りが良い水みちを考えたモデル（図-1）において、平均的な降雨1mm/日を涵養させた場合、図-2のような水みちが形成され、地下水の流動路（水みち）となって地下水の谷となっていることが見てとれます。

次に、図-3に示すような洪水時の河川堤防などの例を考えます。増水時に水みち個所の水位が急上昇し、地下水の尾根を形成します。さらに、図-4に示すように上流域の水位を急上昇させた場合（集中豪雨時などの例）にも水みち部に地下水の尾根が生ずる結果となります。このことは、豪雨時浸透した多量の雨水が水みち部に集中的に集まることにより、急激な水位上昇（間隙水圧の上昇）が生じ、動水勾配の上昇に伴う大きな流速の地下水が流動することにより、条件次第で土粒子の移動も起こり得る可能性を示唆しています。このように水みちの存在は、法面災害、斜面崩壊を左右する要因と考えられ、調査において水みちを把握することが重要な意味合いを持ってきます。

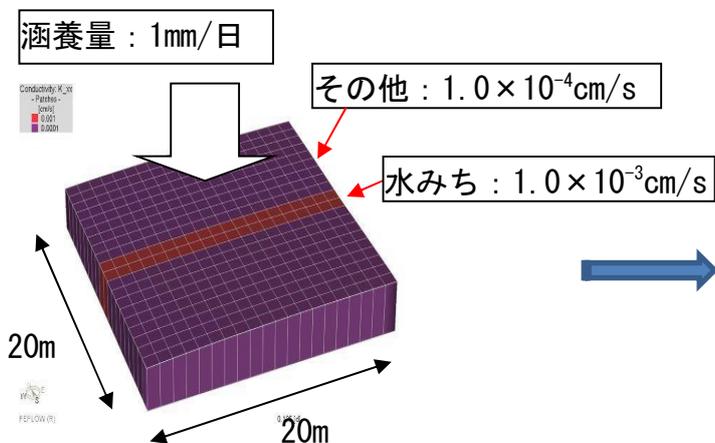


図-1 単純な水みちモデル

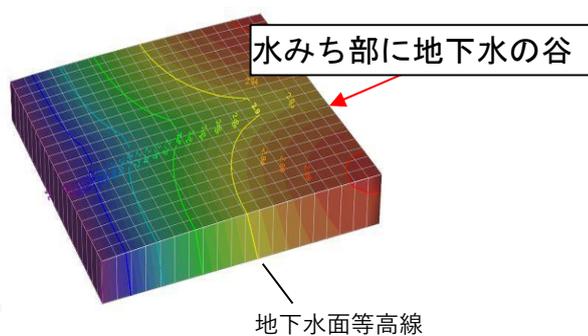


図-2 通常時の（地下水谷）水みち形成

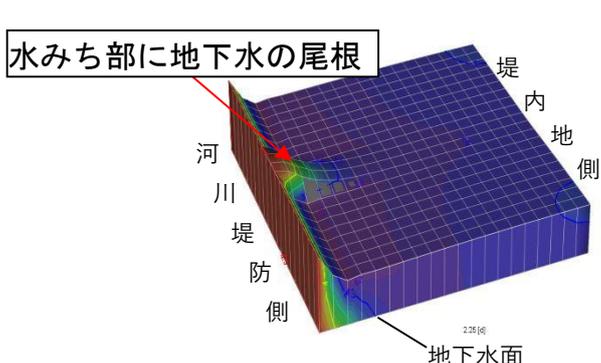


図-3 洪水時の河川堤防沿いの水みち

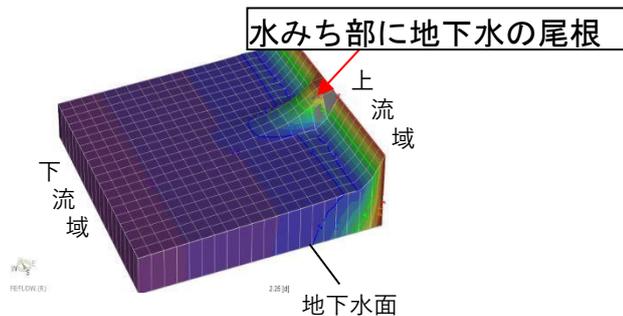


図-4 豪雨時の水みち形状

(3) 調査技術

近年では、地下水の流動音により斜面・法面崩壊を誘発する地下水表面の流れ（水みち）を探索する技術方法として、地中流水音を聞きとる方法や、地盤と水の比熱差に着目した1m地温探査など、水みちを直接探す技術も開発されてきています。

ここで、地中流水音から水みちを把握した事例を紹介します¹⁾。道路直下の自然斜面崩壊について、老朽化した側溝からの漏水の関与を調査したものです。地中レーダー探査や簡易動的コーン貫入試験とともに、道路面上で地中音を観察し、側溝からの漏水を調べた結果、図-5のような側溝からの漏水が確認されました。

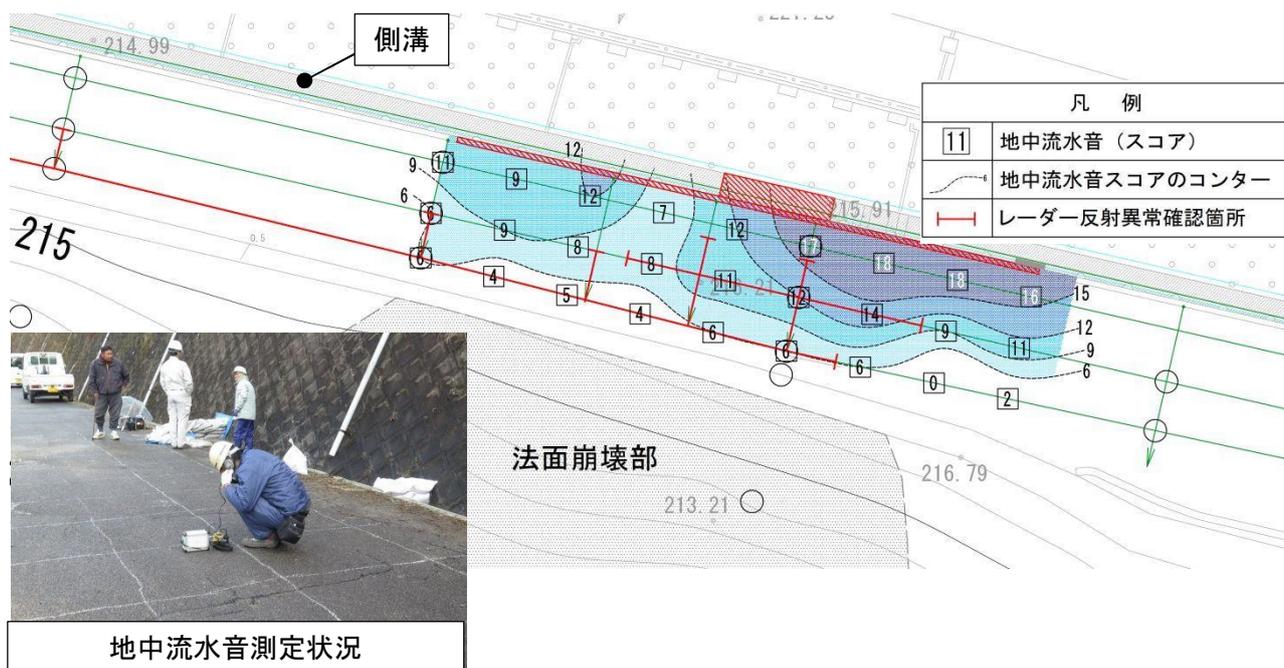


図-5 側溝からの漏水調査結果事例

【引用文献】

- 1) 小笠原洋・小原雄哉 (2017) : 斜面災害における漏水経路調査事例, 日本応用地質学会平成 29 年研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, pp. 145-146.

(回答者 栢木 智明・小笠原 洋)

Q

最近、地質関連で「酸性水問題」という言葉を聞くようになりました。それって、どのようなことなのでしょう。またどんな問題があるのですか？

A

地層に含まれる硫黄などの成分が、掘削などにより溶け出し、周辺環境を酸性化させてしまう一連の問題を指します。重金属類の溶出もセットになることがあります。

酸性水により周辺環境が改変してしまった例や、土壤汚染を招いた事例があり、このような成分を含む地層周辺では注意が必要です。

(1) 経緯

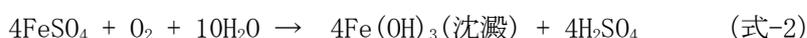
酸性水問題や自然由来の重金属問題は近年、地質に関わる環境問題として取り上げられるようになりました¹⁾。地層の一部には硫黄や重金属など周辺環境改変を招く物質が含まれており、土壤汚染法制の整備をきっかけに関心が高まってきたことが背景にあります。

(2) 酸性水の発生源

酸性水発生の事例を紹介します²⁾³⁾。干潟で堆積した地層や、熱水変質を受けた地層、火山岩の一部などでは、黄鉄鉱 (FeS_2) やミョウバン石 ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) といった硫黄を含む鉱物が地層に含まれることがあります。写真-1は酸性水の発生があった現地の岩石で、下の接写写真の矢印部が黄鉄鉱です。黄鉄鉱は微細鉱物として存在することが多く、ボーリングコアを凝視しても判別できないことが多いです。

このような硫黄を含む鉱物を含む地層を土木工事で掘削・破碎すると、これらの鉱物が大気や雨水に触れるようになります。黄鉄鉱を例にとると、下式のように黄鉄鉱が水・酸素と反応し、最終的に硫酸が生成されます。硫酸は水に溶解するとイオン化して強酸性を呈し、酸性水が発生します。

分かりやすく言えば、「山の中に眠っていた硫黄を含む鉱物を掘りだし、砕いて、水と空気に触れさせると酸性水が溶け出す」ということです。硫黄を含む鉱物を含む地層があった切土からだけでなく、その発生土を置いた盛土や埋土、残土処分地で問題化することが多いです。



ここで、 FeS_2 : 黄鉄鉱、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$: 水酸化鉄、 FeSO_4 : 硫酸鉄、 H_2SO_4 : 硫酸

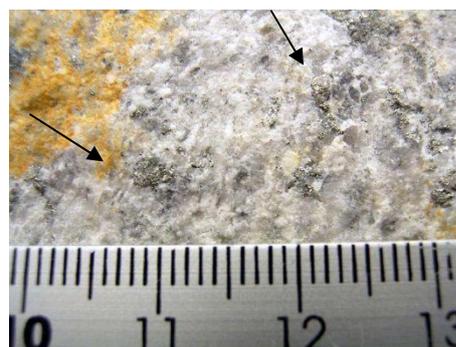


写真-1 調査地で採取された黄鉄鉱

(3) 酸性水が流出すると何が起こるか

ここで、酸性水の発生事例を紹介します。

酸性水は、黄鉄鉱が濃集した幅数 10m 程度の熱水変質帯を切土し、残土置き場に置いたことで発生しました。残土置き場の浸出水がため池に流れ込んで A 池と B 池が酸性化するとともに、ため池の流下先である水田や鯉水槽で異変が発生しました (図-1)。

これを受け、残土置き場への遮水シート設置や法面保護工の設置により、浸出水の発生が抑制され、ため池の水質は好転しました。

酸性水発生当初の異変を表-1 に、その後の経緯を表-2 にまとめます。水の酸性化により、水田の生物相にまで影響が及びました。このように、酸性水がひとたび発生するとその影響が広域に及ぶことを、この事例が物語っています。

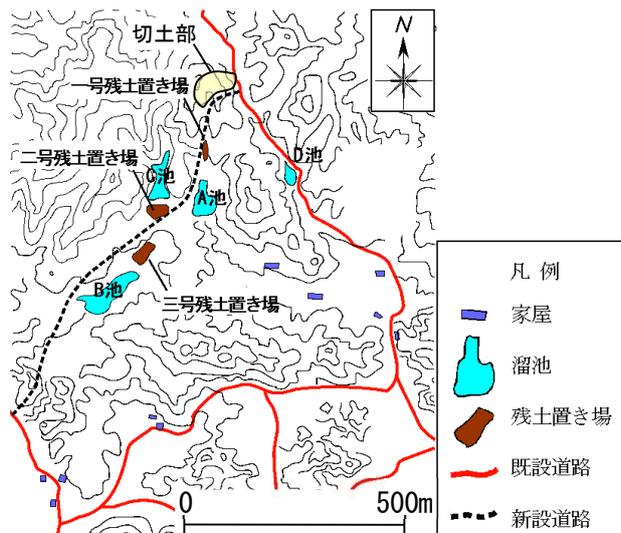


図-1 調査地の概要



写真-2 酸性化したため池

表-1 酸性水発生当時の状況

区分	地点	影響項目および状況
発生元	法面	<ul style="list-style-type: none"> 金網工 (ラスネット) が腐食、植生工が枯れて真っ黒に 表層崩壊が発生 浸出水が酸性で、法面コンクリートや道路盤を一部腐食
	残土置き場	<ul style="list-style-type: none"> 末端排水が pH2.2~3.5 に酸性化し、下流のため池へ流下
流下先	ため池	<ul style="list-style-type: none"> pH が 5 以下まで低下、魚や水草が死ぬ 重金属等の基準値超過はなかった
	水田	<ul style="list-style-type: none"> 稲作収量は変化なし
	その他	<ul style="list-style-type: none"> 周辺井戸へは影響なし

表-2 浸出水対策後の状況

区分	地点	影響項目および状況
発生元	法面等	・モルタル吹きつけによる改修→安定
	残土置き場	・遮水シートによる表面遮水対策で浸出水を9割カット
流下先	ため池	・残土置き場の遮水対策後はpH改善 ・水質は改善したが白濁（バクテリアかプランクトン）
	水田	・珪藻による表土はく離の発生（好酸性種の卓越） ・用水路に緑色の藻が発生 ・土壌pHは酸性化せず
	その他	・下流域で鯉が死亡（因果関係は明らかにできず） ・用水路に白色沈殿物

酸性水が見られる代表的な写真を以下に示します。



写真-3 切土の状況。浸出水は鉄分も含むのでさび色を呈する。植生工が一部枯死している。

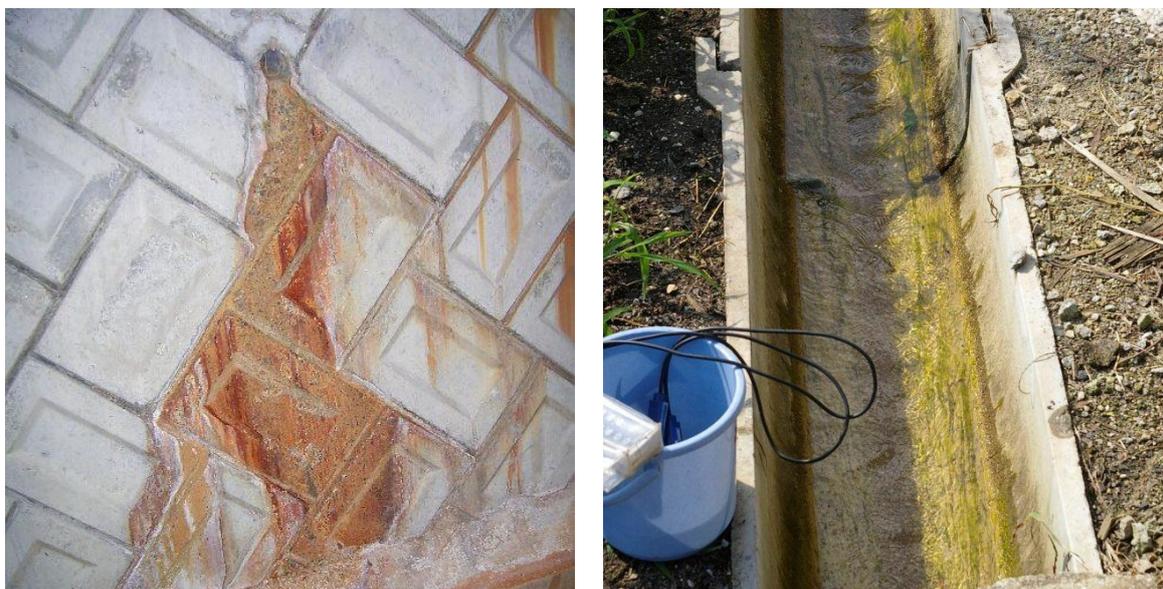


写真-4 浸出水によるセメント分の浸食（左）、用水路に発生した藻（右）



写真-5 残土置き場末端の pH3 未満の浸出水（左）、用水路底の白色沈殿物被膜（右）



写真-6 酸性水による路盤劣化（左）、水田で増殖した好酸性細菌による表土はく離（右）
好酸性細菌の光合成で膜状の土が水面に浮き、錠剤の農薬散布が効かなくなっている

（４）酸性水流出を未然に防ぐには

上記事例では重金属類の基準超過が発生しなかったため環境改変事例としては比較的軽微と言えますが、それでもこれだけの異変が起き、多大な対策コストを要しました。酸性水は未然に防ぐことが一番です。

現在は「建設工事で発生する自然由来重金属等発生土対応ハンドブック」なども整備され、酸性水への現場対応についても考え方も整理されてきております。岩盤を掘削する場合、酸性水や重金属類が含まれる可能性について事前把握し、必要であれば対策を盛り込んでおくことが重要です。

【引用文献】

- 1) 嘉門雅史・勝見武監修，土木研究所，土木研究センター地盤汚染対応技術検討委員会編（2015）：建設工事で発生する自然由来重金属等発生土対応ハンドブック，土木研究所，101p.
- 2) 小笠原洋・新見 健（2007）：硫酸酸性水による周辺環境への影響，日本応用地質学会中国四国支部研究発表会資料，pp. 27-30.
- 3) 日本応用地質学会中国四国支部編（2010）：中国四国地方の応用地質学，pp. 236-253.

（回答者 小笠原 洋）

Q 地盤改良でセメントを使用した場合、なぜ六価クロムが溶出するのですか？また、溶出しやすい土はありますか？

A 土に含まれる粘土鉱物や有機物によって、セメント原料に含まれる自然由来のクロムが溶出しやすくなると言われています。関東ロームなどの火山灰質粘性土をセメントで地盤改良をすると、溶出しやすくなると言われています。

(1) 六価クロムとは

クロム (Cr) は自然界に微量存在する元素で、主に三価と六価が存在します。文献¹⁾では「三価のクロムは研磨剤や高級緑色顔料、うわぐすり (ガラス、ほうろう、陶器など) に使用される。六価のものはクロムメッキ、顔料、合成の触媒 (硫酸アンモニウム、メタノール、アセトンなど) に用いられる」とされます。このうち六価クロムの毒性が強いと言われ、「肝臓・腎臓の障害、内出血、呼吸障害」などが知られています¹⁾。これをうけ、水道水質基準では1リットルあたり0.05mg以下と定められています。

(2) なぜ六価クロムが出来るのか

セメント原料には、もともと自然由来の三価クロムが含まれています。三価クロムの一部は、セメントの焼成過程で酸化され、通常自然界に存在しない六価クロムとしてセメントに含まれます。コンクリートやモルタルの固化過程では、水和反応により生成される水和物に六価クロムが固定され、固化後に六価クロムが溶出することはほとんどありません。

ところが、地盤改良でセメントを使用する場合、土を構成する土粒子である粘土鉱物や有機物の種類によっては、水和物の生成が阻害され、固定されなかった六価クロムが溶出することがあります。たとえば、関東ローム層などに含まれる火山灰質粘性土層がセメントの水和に必要なCaイオンを吸着し、六価クロムを固定する水和物の生成が妨げられる例があります。

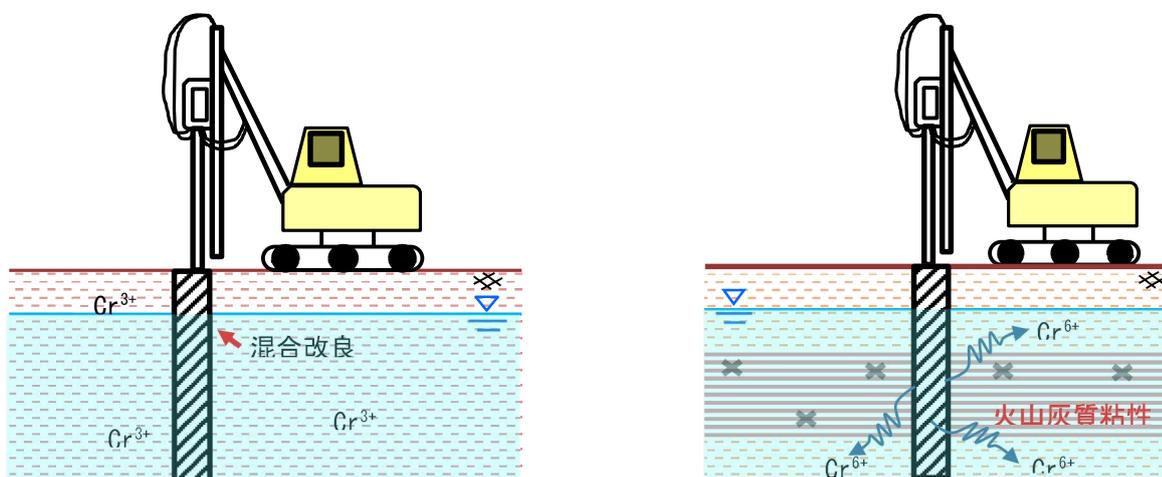


図-1 六価クロムの溶出概念図 (左：通常地盤、右：溶出が起こる地盤の例)

一方で土の中に還元物質(硫黄 S など)が含まれる場合には、六価クロムは還元されて安定した三価クロムになるため、六価クロムは発生しにくくなります。

(3) 現場の対応

六価クロム自体はセメントに由来するものですが、六価クロムの溶出量は、土の種類(土質)と配合する固化材の種類によってそれぞれ異なります。このため、改良する土と固化材の相性を確認し、六価クロムの溶出量が環境基準値以下(0.05mg/l以下)となるような固化材を使用することが重要となります。前述のように、六価クロムの溶出メカニズムは複雑なので、土と固化材の相性を知るには、改良対象となる土と使用する固化材を予め混合し、六価クロム溶出試験を行う必要があります。六価クロム溶出試験は、「環境省告示46号溶出試験」に準じて環境基準への適合確認を行うものです。

一般的に、固化材としてセメントを使用する場合、普通ポルトランドセメントよりも高炉セメントB種の方が六価クロムは溶出しにくいとされています。これは、高炉セメントB種に還元剤を含む高炉スラグが30~60%含まれるためと考えられています。このほか、六価クロムが溶出しにくいセメント系固化材が各メーカーにより開発されていますが、材料コストを考慮しつつ六価クロムの環境基準をクリアできる固化材を選定することが重要です。

【引用文献】

- 1) (社)産業環境管理協会編(2006):新・公害防止の技術と法規, pp.165-166.

(回答者 工藤 健雄)

Q

水文調査の際に、簡易水質の項目として電気伝導度を測定する必要があるといわれますが、電気伝導度とはどのようなものですか？ 電気伝導度を測ることで何が分かるのですか？

A

水の電気伝導度は、水溶液の電流を流す能力であり、水溶液の電気抵抗の逆数で示します。地下水に含まれる電解質（イオン）の濃度が高くなれば電気伝導度の値は大きくなります。

一般的に地下水中の電解質は地層から溶け出したイオン成分から成り立つため、地下水の流動経路等を把握するために水文調査では現地で測定可能な電気伝導度の値は基本的なデータとして得ることが可能です。電気伝導度から地下水流動状況の把握や工事に伴う影響評価といったことに利用することができます。

(1) 水の電気伝導度とは

水の電気伝導度は、水溶液の電流を流す能力のことです。電気抵抗（抵抗率）の逆数で、電気伝導率、電導率、電導度ともいい、単位は電気抵抗[Ω]（オーム・ohm）の逆数として[\bar{O}/cm]（モー・mho/cm）で表します。SI単位系では[S（ジーメンズ）/cm]を使用して表します（一般の淡水ではこの単位は大きすぎるので、 $[10^{-6}\text{S}/\text{cm} = \mu\text{S}/\text{cm}]$ や最近では[mS/m]の単位が用いられています）。電気伝導度は水温により変化する性質をもっているため、同時に水温の測定を行い一定温度の電気伝導度に換算して比較することが必要です（一般的には25℃の電気伝導度に補正した値を用いています）。

水溶液中では電解質となるイオン成分の総量が多いと電気を通しやすくなり、電気伝導度の値も大きくなります。電気伝導度と水溶液中のイオン分量には比例関係があります（図-1）。

自然界における水の一般的な電気伝導度は、雨水で5~50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、河川水で30~400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、地下水で30~500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、海水では20,000~50,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 位の値を示します（図-2）。

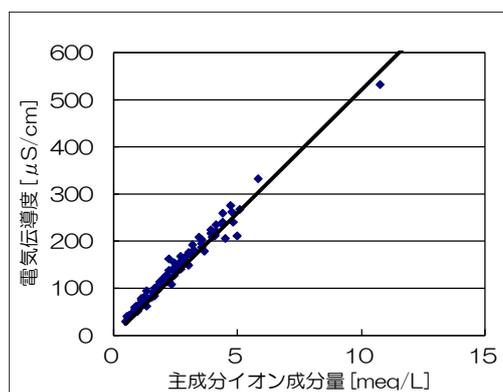


図-1 電気伝導度と溶存成分量の関係¹⁾

また、電気伝導度の値の違いの要因（分量の違いや、含まれる成分自体の違い）を把握するためには、水質分析（主成分分析）による確認が必要となります。

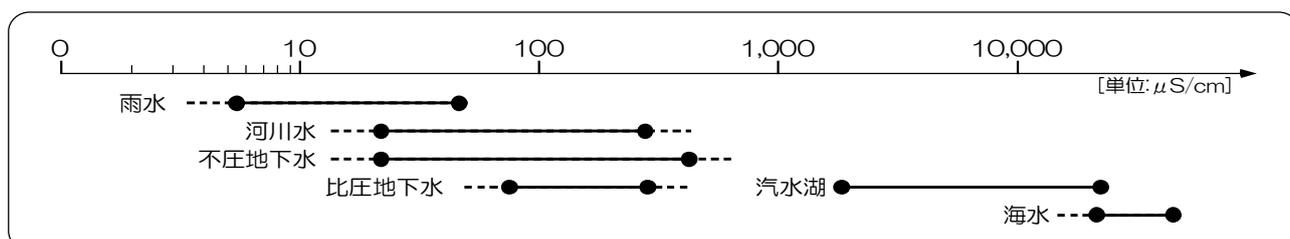


図-2 一般的な電気伝導度の値

(2) 電気伝導度を測ることによってわかること

① 電気伝導度から地下水の流動状況を把握

電気伝導度は、試料を持ち帰って分析を行わないといけない水質分析と違い、現地で容易に測定が可能です。井戸や河川の水位等の測定を行う際に電気伝導度を測定すれば、地下水の起源や流動経路を概略把握することができます。

図-3 に示す電気伝導度の分布図では、西側から流れ込む沢-1 流域と北側から流れ込む沢-2 流域では電気伝導度の値に違いがあり、沢-1 流域の方が小さい傾向にあることがみてとれます。電気伝導度分布図に主成分分析結果（ヘキサダイアグラム）を重ねてみると、両流域の水質の傾向も異なることがわかります。

こうして、現地で測定した電気伝導度分布を平面的に（場合によっては立体的に）視覚化することで、地下水の流動形態を把握することが可能になります。

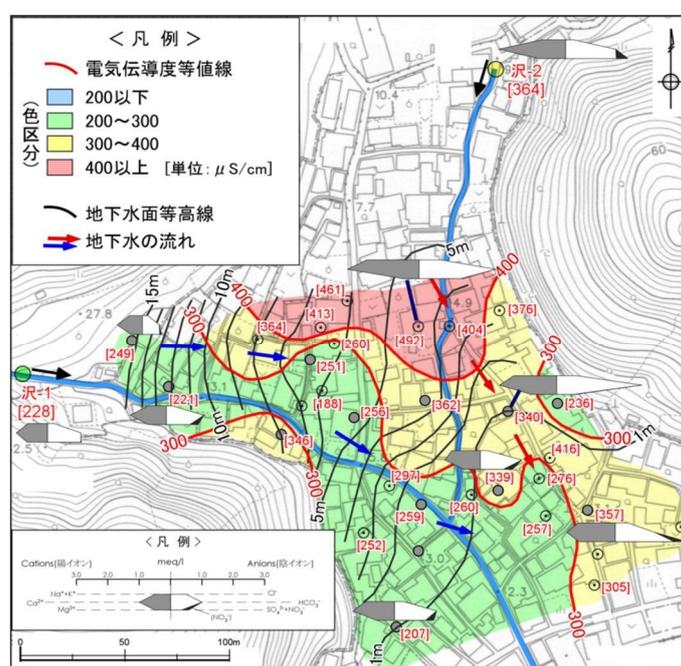


図-3 地下水の電気伝導度分布図

② 電気伝導度による工事中のモニタリング

地下水面下において掘削工事・地盤改良工事・場所打ち杭の打設といった工事を実施した場合、その下流部では濁りや水質変化といった影響が生じることが懸念されます。

土木工事の際に地盤改良工事や場所打ち杭を行えば、地下水面下地盤の攪拌による地層中の成分の溶かし込みや、石灰分等を多く含むコンクリートの成分の流れ出しにより、その影響は距離によって一様ではありません。地下水中のイオン成分の増加を電気伝導度変化から捉えることにより、その影響の有無を判断することが可能になります。

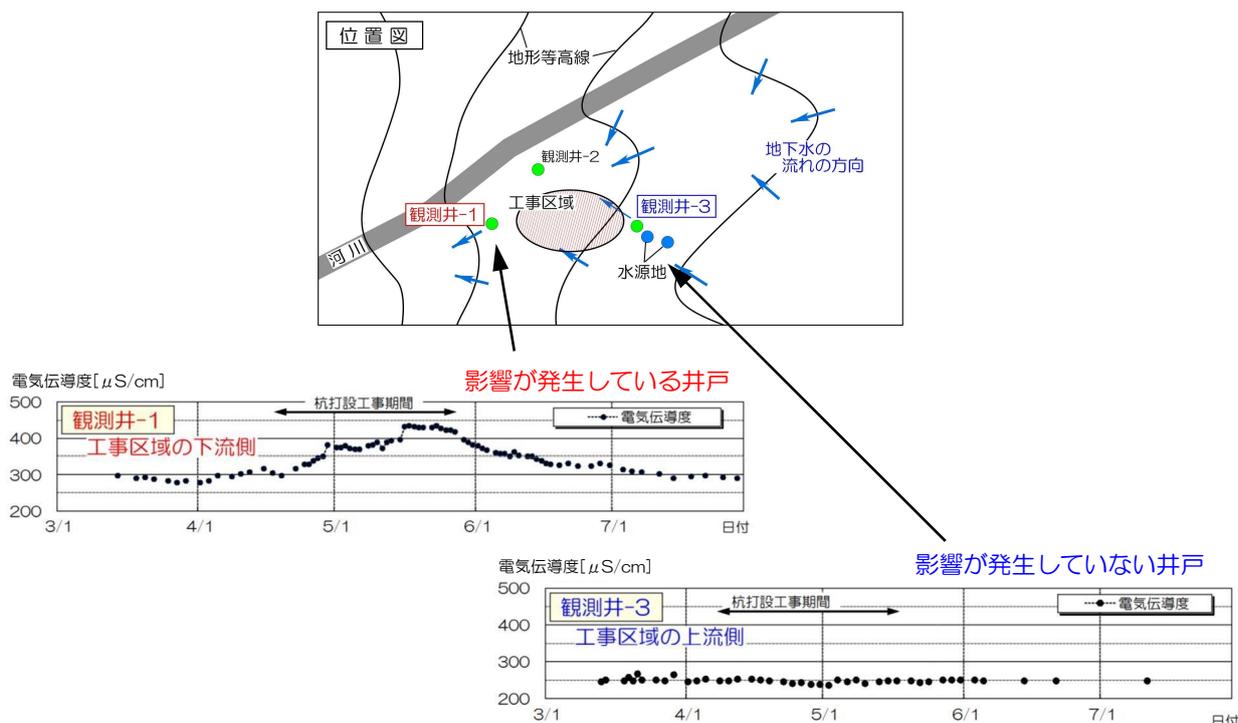


図-4 工事に伴う周辺地下水（観測井）における電気伝導度変化（例）

【引用文献】

- 1) (公社) 日本地下水学会編「地下水水質の基礎」, 理工図書, p. 148-151.

(回答者 寺本 光伸)

Q

井戸計画時に水位低下量は、どの程度に計画すればいいのですか？

A

不圧帯水層における計画水位は、帯水層 H の 1/3 を限界水位低下量とし、その 0.7~0.8 を適正水位低下量として水位低下量を設定すればよいと考えられます。

(1) 井戸の適正揚水量と限界揚水量

通常、適正揚水量は限界揚水量の 70% (水道協会)¹⁾ ~80% (工業用水)²⁾ といわれています。安全率に直せば、70%は $F_s=1.43$ で、80%は $F_s=1.25$ になります。計画時に求めたいのは、その井戸で長期的に取水できる適正揚水量ですが、限界揚水量から求める必要があります。しかし限界揚水量は井戸施工後の段階揚水試験で決定される井戸固有の値となるため、計画時に決めることは通常できません。

【水道施設設計指針(2012)】¹⁾

「③適正揚水量：限界揚水量の 70%以下の揚水量」

【工業用水道施設設計指針・解説(1989)】³⁾

「この限界揚水量の 70%以下の量を適正な揚水量とすることを一応の目安とし、」

【工業用水道施設設計指針・解説(2004)】²⁾

「この限界揚水量の一定値 (たとえば 8 割) などを適正揚水量などと経験的に言うこともあるが、地域全体の・・・」

(2) 事例で求めた限界水位低下量

限界揚水量が井戸固有とはいえ、経験的には、帯水層の 1/2 か 1/3 程度まで井戸の水位を低下させると、限界揚水量になることが多かった気がします。そこで過去の段階揚水試験の事例を 21 収集し、帯水層厚 H と限界揚水量の水位低下量 S_c から限界水位低下率 α_c を求め、表-1 に示しました。その平均値の限界低下率 $\alpha_c=0.33$ となり、帯水層の 1/3 まで水位を低下させると、限界揚水量になると平均的に考えられます。

表-1 浅井戸の限界水位低下率の事例

限界水位低下率 α_c

$$\alpha_c = S_c/H$$

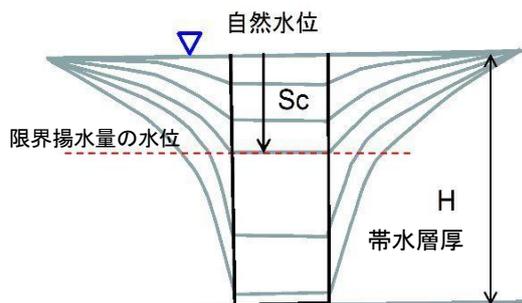


図-1 水位地下モデル (浅井戸)

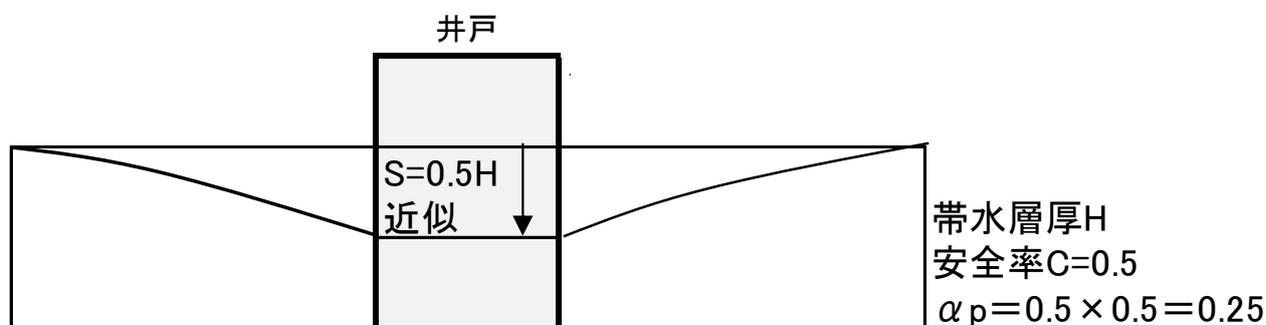
No	帯水層厚 H(m)	限界揚水量での 水位低下量 Sc(m)	透水係数 k(cm/s)	限界水位低下率 $\alpha_c (=S_c/H)$
1	3.40	0.93	1.16E+00	0.27
2	3.50	0.95	1.28E+00	0.27
3	1.35	0.32	6.69E-01	0.24
4	1.34	0.35	2.70E-01	0.26
5	4.00	1.20	1.72E-01	0.30
6	4.65	1.96	2.00E+00	0.42
7	7.80	1.79		0.23
8	15.60	5.53		0.35
9	13.00	4.99		0.38
10	4.00	1.28		0.32
11	4.90	1.53		0.31
12	6.07	1.07		0.18
13	4.10	1.20		0.29
14	7.43	3.93		0.53
15	9.20	4.25	1.00E-02	0.46
16	6.78	2.38		0.35
17	11.20	4.30		0.38
18	10.00	1.07		0.11
19	8.80	3.86		0.44
20	30.00	13.50		0.45
21	9.00	2.50		0.28
平均	7.91	2.80	0.79	0.33

(3) 消えた安全率から推定される適正水位低下率と限界水位低下率

「工業用水道施設設計指針・解説」の1989年版にあった安全率の記載「井戸公式での計算に井戸効率 $c \doteq 0.5$ を乗じる必要がある。」³⁾が2004年版では消えて、「土木学会水理公式等を参考にする」としか記載されていません。理由は高開口率スクリーンが広く使用されるようになったため、井戸損失が昔ほど致命的でなくなったことによります。しかし、逆に計算上は井戸を空にするような計算をする人も出て来ていて、適正な水位低下という概念が無視される例も現れ始めました。水位低下の目安についての記載がないためです。

文章で記載されていませんでしたが、1989年版の井戸公式の例では、ちょうど帯水の半分に水位低下線が記載されており³⁾、図を解釈すると、井戸効率 0.5 を乗じるので適正揚水量に対応する適正水位低下率 α_p は、帯水層 $H \times 0.5 \times 0.5$ で 0.25 になっていたのです。

つまり、解釈として適正水位低下率 $\alpha_p = 0.25$ 、限界水位低下率 $\alpha_c = 0.25/0.75 (0.7 \sim 0.8) = 0.33 (0.31 \sim 0.36)$ となり、事例平均値と同じになります。

図-2 1989年版の井戸公式の適用例³⁾

なお、「工業用水道施設設計指針・解説」の2004年版にまだ残っている放射状井戸の安全率は、「井戸効率を少な目(1/3以下)に抑えるべきである。」とされています²⁾。通常は、放射状井戸の集水管の位置は帯水層の2/3程度に設置されることが多いので、解釈として適正水位低下率 α_p は、帯水層 $H \times (2/3) \times (1/3)$ で0.22になります。

つまり、解釈として適正水位低下率 $\alpha_p=0.22$ 、限界水位低下率 $\alpha_c=0.22/0.75(0.7\sim0.8)=0.29(0.28\sim0.31)$ となり、ほぼ事例に近似します。ただ、放射状井戸の方が、構造が複雑であり鉛直流を期待しているので、より厳しく設定する必要があるので妥当と考えられます。

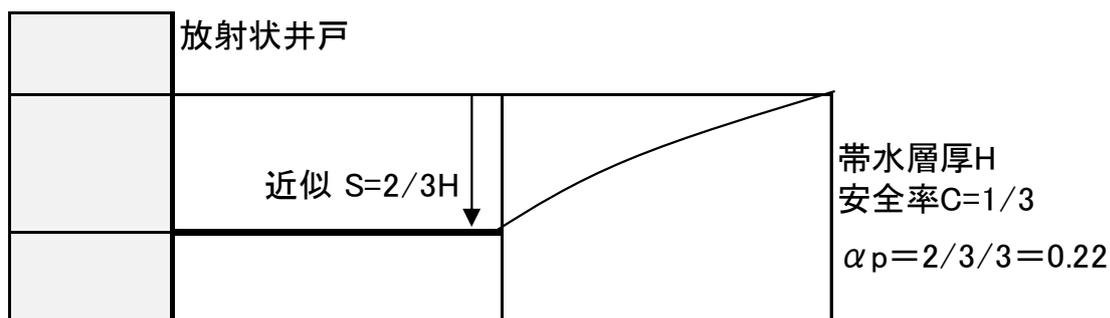


図-3 2004年版の放射状井戸公式の適用例²⁾

(4) 図解法で確認できる限界水位低下率

井戸公式を用い、帯水層10mの水位低下量と揚水量の相関図を作成したのが図-4です。また、透水係数は、3方向が等方の場合と、鉛直流1方向が1/10で帯水層の水位低下比率に応じて影響度を案分した異方性を考慮した平均透水係数の場合の2種類で試算しています。この場合の図解法では数点で結ぶ直線の交点は、線のひき方に左右され、限界水位低下率は0.3~0.4に分布するようになります。

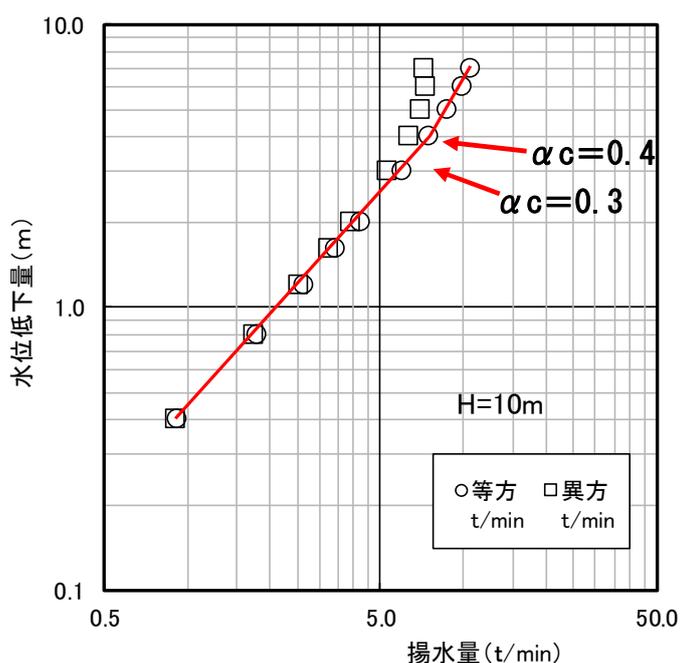


図-4 10m帯水層の図解法の限界水位低下率

現実の段階揚水試験は数点なのですが、帯水層 $H=9\text{m}$ で水位低下を 0.1m ピッチで揚水量 Q を試算したのが図-5~6 です。ほぼ 3m 、つまり帯水層厚 H の $1/3$ が限界揚水量の交点と考えられます。これは事例平均値 0.33 と同じであり、井戸公式からも限界水位低下率 $\alpha_c=1/3$ で想定すれば良いことがわかります。実はこれは H^2-h^2 の式上の特性に左右されています。

機能診断としての比湧水量を求める場合、「井戸の改修及び更新の事例集」には、不圧地下水の「揚水量は最大揚水量の $1/2$ 程度の一定量に調整すること」とあります⁴⁾。また、被圧地下水は適正揚水量（限界揚水量の 70% ）とあり、同じように扱われています。下図で示す最大揚水量の半分の水位低下量は 2.6m であり、限界水位低下量 3m に対し 86% であり多少過大ですが、最大揚水量の半分程度が、適正揚水量に近似していると考えられます。

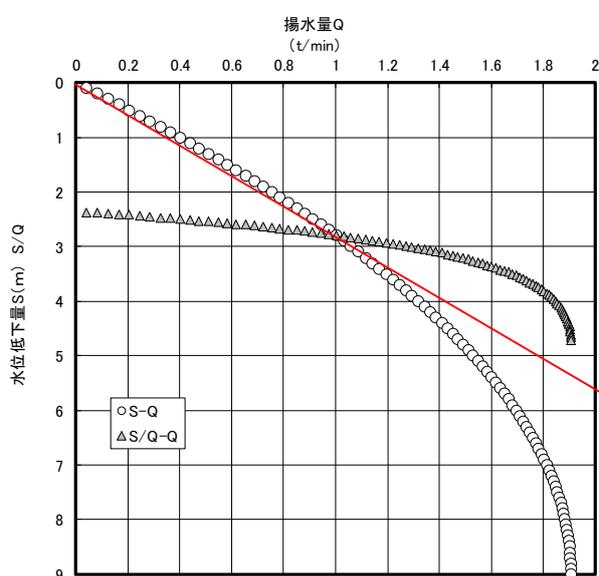


図-5 9m帯水層の図解法

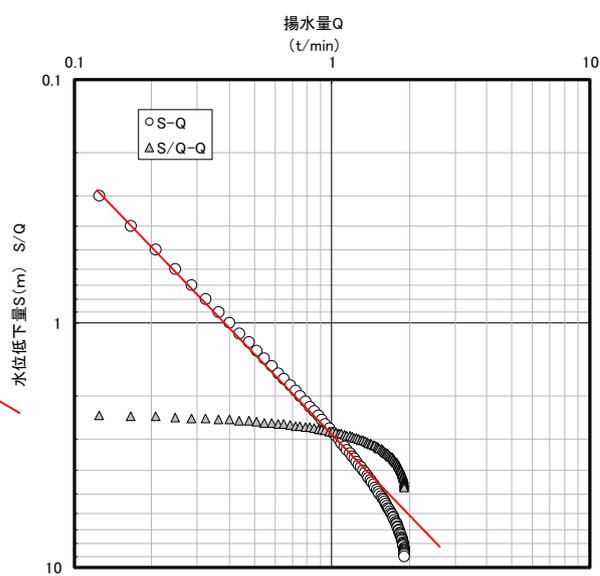


図-6 9m帯水層の図解法（両対数）

以上のように、事例や計算式上から、過去の安全率の解釈からも、不圧帯水層において、計画時には、帯水層 H の $1/3$ を限界水位低下量とし、その $0.7\sim 0.8$ を適正水位低下量として水位を設定すればよいと考えられます。

【引用文献】

- 1) 日本水道協会（2012）：水道施設設計指針 2012, p. 92.
- 2) 日本工業用水協会（2004）：工業用水道施設設計指針・解説, p. 34, p. 60.
- 3) 日本工業用水協会（1989）：工業用水道施設設計指針・解説, p. 41, p. 79.
- 4) 日本水道協会（2000）：井戸の改修及び更新の事例集, p. 59, p. 60.

（回答者 木村 隆行）

Q

沿岸部において、井戸による地下水利用や工事による地下水排除等で地下水位が低下すると、地下水の塩水化が気になります。塩水化を評価する簡易な方法はありませんか？

A

海岸付近の地下水は、密度の大きな海水が陸側の淡水の下にもぐりこんで塩水くさびを形成します。この海水と淡水の境界は塩淡水境界といわれ、その深度はガイベン-ヘルツベルグの式から推定でき、塩淡水境界は地下水位低下の40倍で上昇するといわれています。塩淡水境界が井戸底や水替え深度付近に近づくと、地下水の塩水化が懸念されることから、対象地点での地下水位や塩淡水境界の位置が塩水化問題を評価するポイントになります。

(1) 沿岸部での地下水の流れと塩水くさび

沿岸部の地下水（淡水）は、陸側からの水頭差によって海へ流れています。一方海水（塩水）は、淡水と比べ密度が大きいことから淡水の下へくさび状にもぐりこみます（図-1）。これが「塩水くさび」です。また塩水と淡水の間には広い遷移領域が形成され、海→内陸部→海の海水循環の流動経路の一部になります。

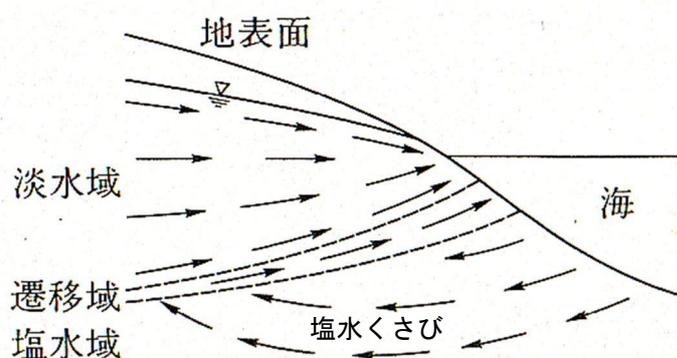


図-1 海岸帯水層中における地下水の流れ
文献¹⁾に加筆

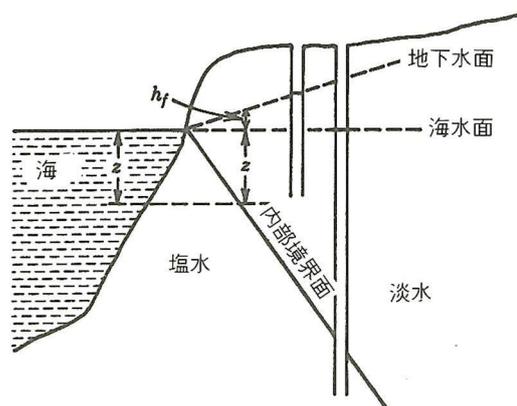
(2) ガイベン-ヘルツベルグの式

ガイベンとヘルツベルグ (Ghyben, 1889 ; Herzberg, 1901) は、塩水と淡水の境界を塩淡水境界（内部境界）から「長さ $h_f + z$ の淡水の柱の質量は長さ z の塩水の柱の質量と等しい」と考え、塩淡水境界（内部境界面）は海水面上の淡水の高さの約40倍に相当する海水面下の深さの所に生じているであろうと論証しました。これがガイベン-ヘルツベルグの式です。例えば、地下水位 (h_f) が EL. 1m であれば、塩淡水境界の深さ (z) はその40倍下の EL. -40m に存在することになります。

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad \dots \{式 1\}$$

ここに、 z が海水面から下の内部境界面までの深さ(m)、 h_f が地下水面高さ(m)で、淡水の密度(ρ_f)が1.000g/cm³、塩水の密度(ρ_s)が1.025g/cm³ならば、

$$z = 40 h_f \quad \dots \{式 2\}$$



となります (図-2)。

図-2 Ghyben-Herzberg の塩水と淡水のつり合い²⁾

(3) 塩淡境界の調査方法

塩淡境界の調査方法には、井戸や地下水観測孔を用いた鉛直方向の観測が一般的で、ポータブル電気伝導度計による鉛直方向の電気伝導度測定があります。このほかに、電気探査による地盤の比抵抗値や、電磁探査による地盤の導電率測定などの物理探査手法もあります³⁾。

電気伝導度とは、電気抵抗の逆数で表され、塩分など水に溶ける溶存イオン量が多いほど高い値を示します。電気伝導度測定は、観測孔に電気伝導度センサーを用いて所定深度の電気伝導度 (EC) 値を観測します。EC 値の目安としては、我が国の平均的な海水で4,500mS/m程度、河川水(淡水)で11mS/m程度です⁴⁾。その結果をEC値と深度のグラフにすることで、その地点での塩淡境界の深度を推定することができます(図-3)。なお塩淡境界は淡水と海水の接する部分で、その分布に幅がある場合が多いです。その際は、図の様にEC値による塩淡境界の目安を定義すると評価しやすくなります。

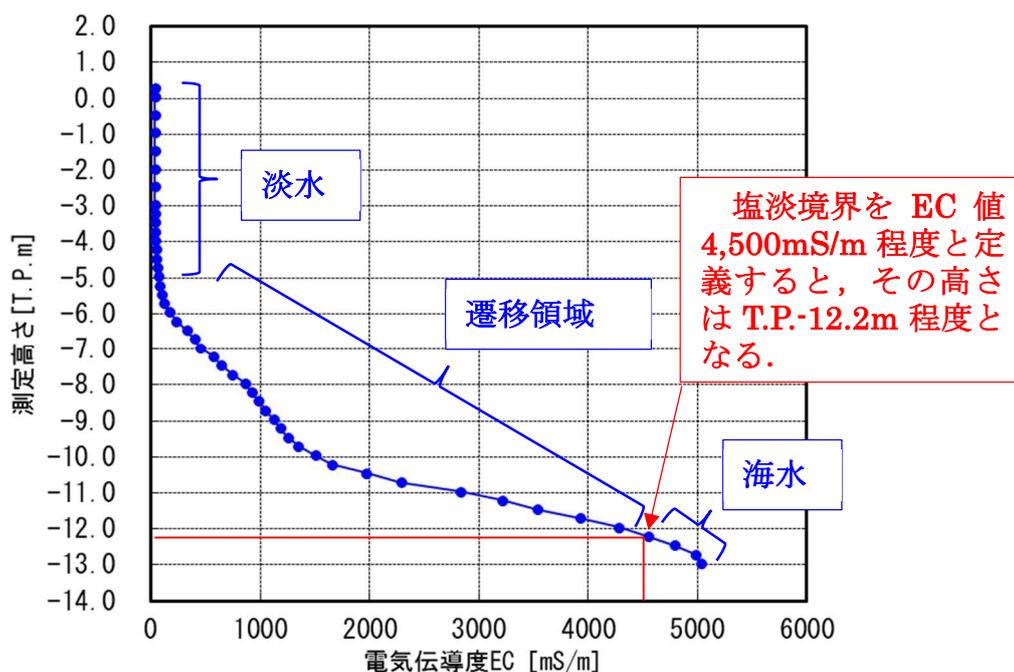


図-3 鉛直方向の電気伝導度測定結果の例

(4) 塩淡境界に着目した地下水の塩水化評価

観測孔で塩淡境界がつかめれば、断面図でその地点と海岸線地点を結んだ直線が塩淡境界（静水圧条件下）となります。このときの地下水面が海水面より十分高ければ、淡塩境界は地下深くに押し下げられます（図-4a）。しかし、過剰な揚水や地下水排除を行うと、井戸底に塩淡境界が近づき、地下水の塩水化が発生することになります（図-4b）。

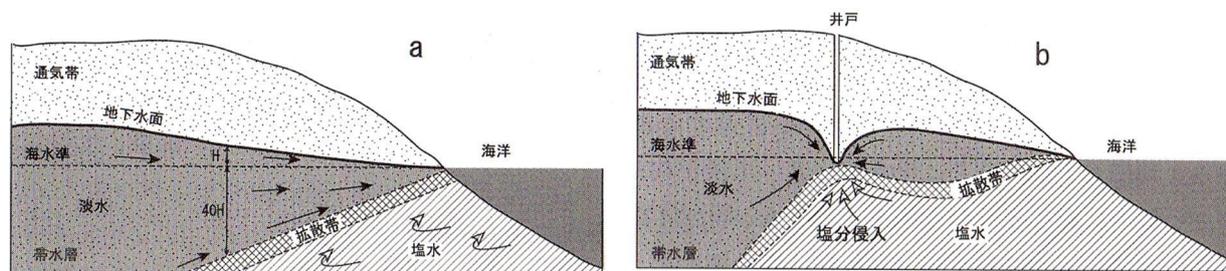


図-4 海岸での塩分侵入⁵⁾ (左図：図-4a、右図：図-4b)

塩水化評価の目安として、Dagan and Bear(1968)は、上昇した塩水コーン高さ z が、井戸底から初期の塩淡境界（内部境界）面までの距離 d の $1/3$ を超えない場合に、塩淡境界（内部境界）面は安定であると提案されています（図-5）。つまり $z < 1/3 \times d$ であれば、塩水コーンの急激な上昇が抑えられ、塩水化が抑制されることとなります。

以上より、沿岸部での地下水を塩水化させないためには、地下水面が海水面より常に高い状態を保っているかを確認することが重要です。ただし、塩淡境界は降水状況や潮位等によって変化することも多いため、塩淡境界の見極めは、十分な地下水位や気象観測データを基にした総合的な判断が必要です。

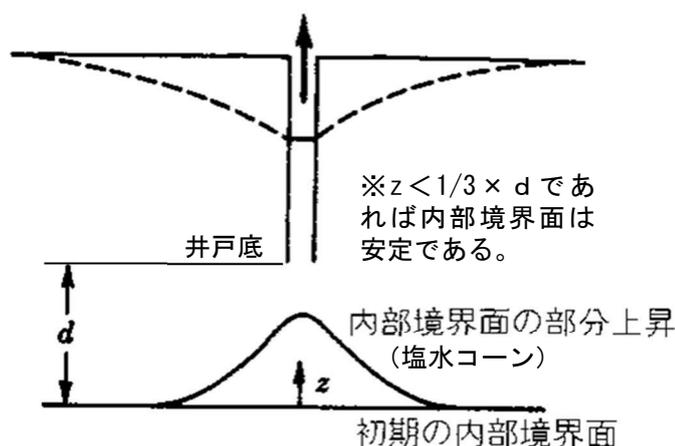


図-5 揚水による内部境界面の部分上昇
文献²⁾に加筆

【引用文献】

- 1) 藤縄克之 (1990) : 地学ワンポイント 2 汚染される地下水, 共立出版, pp. 60-62
- 2) 大西有三 監訳 (1996) : P. A. ドミニコ, F. W. シュワルツ著 地下水の科学Ⅲ-地下水と地質-, 土木工学社, pp. 25-29
- 3) 石田聡・土原健雄・吉本周平・皆川裕樹・増本隆夫・今泉眞之 (2011) : 沖縄県多良間島における淡水レンズ賦存量の推定, 農業農村工学会論文集 273, pp. 157-168.
- 4) 国土交通省 関東地方整備局 霞ヶ浦河川事務所 : 水質用語集 (電気伝導率), <http://www.ktr.mlit.go.jp/kasumi/kasumi00012.html>, 2018年6月15日閲覧.
- 5) 鞠子正 (2002) : 環境地質学入門, 古今書院, 2002, pp. 147-148

(回答者 宮地 修一)

Q

蛇紋岩とはどんな岩石で、どのような土木的な問題が想定されるのですか？

また、蛇紋岩はアスベストを含むそうですが、人間や環境への影響はあるのでしょうか？

A

蛇紋岩は上部マントルを構成するかんらん岩が水の影響により変質してできた岩石で、構造運動の影響から、割れ目が発達し、破碎していることが多く、膨潤性粘土鉱物を含むこともあります。そのため地すべりや崩壊などを起こしやすく、トンネルでは地圧増大などの可能性があります。施工時には十分な注意が必要です。

また、蛇紋岩は程度の差はあれアスベストを含むので、トンネル等の工事では、事前の調査と飛散防止等の対処が望まれます。膨潤性粘土を含むことも併せ、蛇紋岩地帯でトンネルを計画する場合は、難工事になることを意識すべきです。

(1) 蛇紋岩とは

地球は表層より地殻、マントル、核（液体の外核と固体の内核）から構成され（図-1）、このうち上部マントルは、かんらん岩からなると考えられています。マントル対流により海底近くに上昇してきたかんらん岩が、水と反応してできた岩石が蛇紋岩です。

蛇紋岩は日本各地に分布していますが、中国地方では中央部から山陰にかけて、四国地方では主に黒瀬川構造帯（秩父帯の一部）などに点在しています。

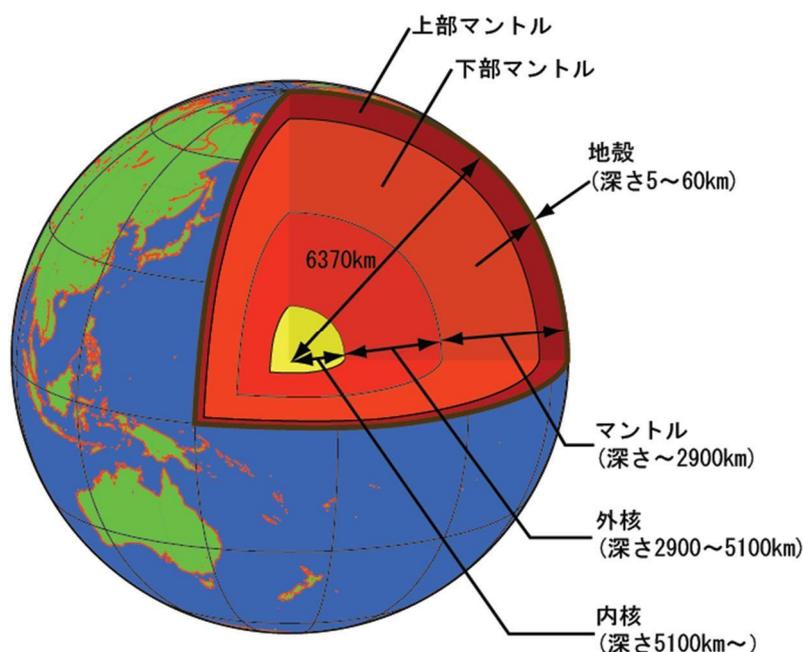


図-1 地球の内部構造¹⁾

蛇紋岩はその性状から「塊状」、「葉片状」、「粘土状」に分けられ、一つの露頭の中でも状況は変化に富んでいます（写真-1, 2）。

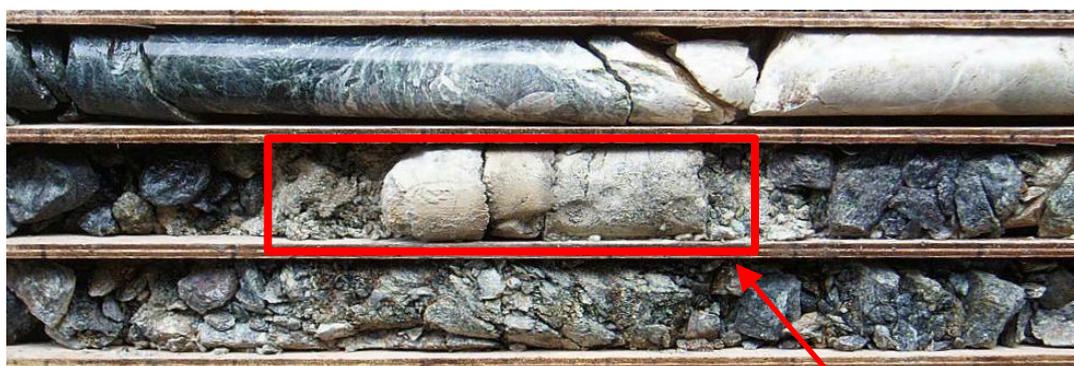


<葉片状>



<塊状>

写真-1 蛇紋岩の露頭状況（徳島県阿南市）



<粘土状>

写真-2 蛇紋岩のボーリングコアの状況（徳島県阿南市）

(2) アスベストとは

蛇紋岩中には、石綿肺（じん肺と同様な症状）やガンなどの健康被害を及ぼすアスベストが含まれています。アスベスト（石綿）は天然の繊維状の鉱物で、表-1に示すような種類があります。世界保健機関（WHO）では、形状として「長さ $5\mu\text{m}$ 以上、幅 $3\mu\text{m}$ 以下で、長さとの比が3対1以上のもの」と定義されています。蛇紋岩にアスベストが含まれていても、そのままでは有害とならず、粉碎して繊維状のアスベストが飛散し、それを人が吸い込むことで健康被害が発生します。

表-1 アスベスト(石綿)の種類について²⁾

分類	石綿名	備考
蛇紋石族	クリソタイル (白石綿)	ほとんど全ての石綿製品の原料として使用されてきた。世界で使われた石綿の9割以上を占める。
角閃石族	クロシドライト (青石綿)	吹付け石綿として使用されていた。他に青石綿は石綿セメント高圧管、茶石綿は各種断熱保温材に使われてきた。
	アモサイト (茶石綿)	
	アンソフィライト石綿	他の石綿やタルク（滑石）、蛭石などの不純物として含まれる。アンソフィライト石綿は熊本県旧松橋町に鉱山があった。トレモライト石綿は吹付け石綿として一部に使用されていた。
	トレモライト石綿	
アクチノライト石綿		

蛇紋岩の主要構成鉱物である蛇紋石には、アンチゴライト・リザーダイト・クリソタイルの3種類があり、このうちクリソタイルがアスベスト（石綿）に相当します。クリソタイルはカンラン岩が蛇紋岩化する時生じた岩体の割れ目に霜柱のように繊維軸が直交する状態で結晶成長します（写真-3）。



写真-3

石綿鉱石³⁾（北海道山部鉱山）
帯灰青白色繊維状の脈がクリソ
タイル、青緑色の脈がアンチゴラ
イト

アスベストは、その物理・化学的特性から耐火材料、保温材、ブレーキ等の摩擦材、および各種建築材料として使われてきましたが、アスベスト繊維による健康障害が明らかになってからは使用の禁止や規制が行われています（表-2）。

表-2 アスベストに関する法規制

・昭和 49 年（1974）	：吹付け石綿施工の禁止。 工業製品におけるクロシドライトの使用禁止。
・昭和 62 年（1987）	：クロシドライトの使用禁止。
・昭和 63 年（1988）	：作業環境評価基準により、石綿の管理濃度を規定。 （2 本/cm ³ 、その後改正された。）
・平成 1 年（1989）	：大気汚染防止法改正。 石綿を「特定粉塵」、石綿製品製造施設を「特定粉塵発生施設」とし、規制を開始（敷地境界濃度：10 本/L）。
・平成 7 年（1995）	：法的にアモサイト、クロシドライトの使用禁止。
・平成 16 年（2004）	：クリソタイルの使用禁止（含有率 1wt%以上）。 <u>クリソタイルの管理濃度を 2 本/cm³から 0.15 本/cm³に改正。</u>
・平成 17 年（2005）	：「石綿障害予防規則」の施行。
・平成 18 年（2006）	：労働安全衛生法施行令および石綿障害予防規則の改正。 <u>石綿および石綿をその重量の 0.1%を超えて含有する全ての物の使用禁止。</u>

（3）蛇紋岩中のアスベストの問題点

前述のとおり、現在ではアスベストの使用は禁止されています。今後はアスベストを使用した古い建築物の補修・解体やアスベストを含む産業廃棄物の処理が問題となりますが、蛇紋岩地山を掘削するトンネル工事や切土工事においても問題が発生する可能性が考えられます。

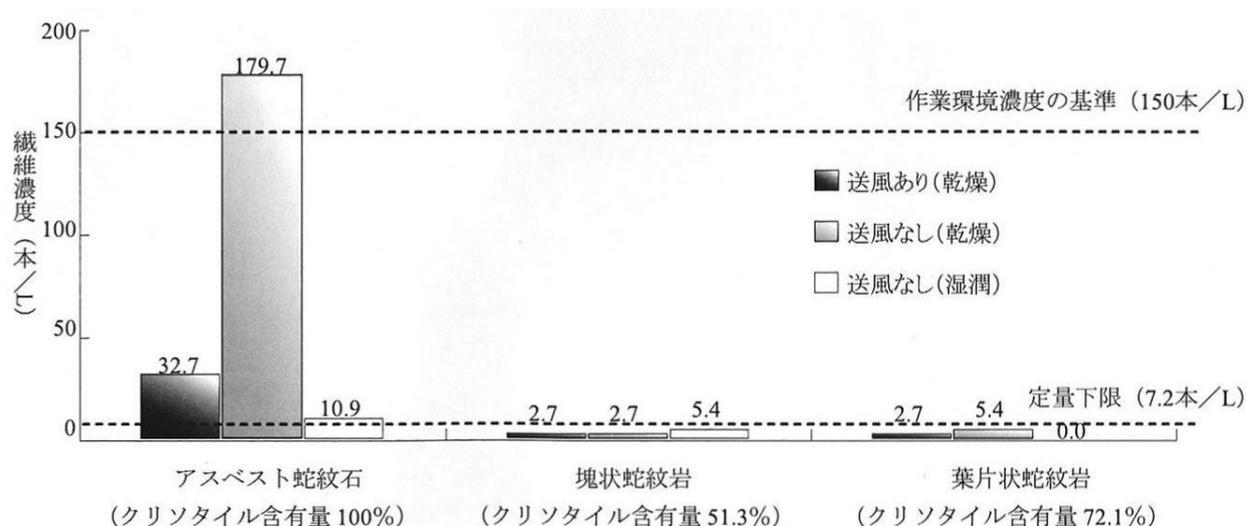
蛇紋岩のトンネル掘削等において、地山を破壊する時にアスベスト繊維がどの程度発生するかについては不明な点が多いですが、以下に示す調査例があります。

重量約 5g の蛇紋岩試料の粉碎中に、口にフィルターをかぶせた吸引装置により大気捕集を行い、フィルターに付着した繊維状粒子の数を計数し、繊維濃度の測定を実施したものです⁴⁾。

下記の 3 状態で試験を実施した結果を図-2 に示します。

- ① ドラフトを使用しない状態
- ② ドラフトを使用して吸引（送風）を行う状態
- ③ ドラフトを使用せず、霧吹きで散水する状態

塊状・葉片状蛇紋岩では定量下限値以下であり、粉碎の過程で粒状の形態を示すようになり、繊維状結晶が減少したものと判断しています。一方、アスベスト蛇紋石（脈状のクリソタイル）では、①の場合のみ作業環境濃度基準（150 本/L）を超えており、「蛇紋岩粉碎時に送風・散水を行うことが有効である」と結論付けています。

図-2 アスベスト繊維濃度⁴⁾

また、近鉄志摩線青峰トンネルの施工にあたり、対象地山の蛇紋岩の分析によりクリソタイルを確認したため、作業員全員に電動ファン付き呼吸用保護具を装着させ作業に従事させた、という事例が報告されています⁵⁾。

このように、事前の地質調査において対象地の蛇紋岩中にアスベストが含まれることがわかった場合は、飛散防止等の対応をすることが望まれます。

(4) 蛇紋岩の土木的問題点

蛇紋岩は新第三紀の泥岩や凝灰岩と並んで、吸水膨張の著しい膨張性岩盤として知られています。その原因として、以下の事柄が考えられます。

- ① 岩石強度を越える応力を受けることによる塑性流動化
- ② 岩石の風化や吸水に伴う膨張、脆弱化
- ③ 地質構造的運動等に起因する潜在応力の解放

もともと蛇紋岩は地下深部で形成され、激しい構造運動の影響を受けているため、割れ目が発達し破砕していることが多く、地表に露出しているものは応力解放しやすい性質があります。変質の過程でスメクタイトのような吸水膨張しやすい粘土鉱物が生成されることがあり、乾湿繰り返しによって急激に固結力を喪失する「スレーキング現象」がみられることもあります。さらに、塊状部、葉片状部、粘土状部が不規則に分布する特徴がみられます。

このように蛇紋岩はトンネル工事に当たって問題のある地質とみなされ、新第三紀の泥岩・凝灰岩と同様に、スメクタイト含有量や浸水崩壊度などを事前に調査し、膨圧発生の可能性を判断するようにしています(表-3, 4)。

表-3 膨圧発生の判断指標例⁶⁾

膨圧を示す指標	地圧発生の可能性が非常に大きいもの	膨圧発生の可能性あり
岩石中の主要粘土鉱物	モンモリロナイト (スメクタイト)	モンモリロナイト (スメクタイト)
2 μ m以下粒子含有率	30%以上	20%以上
塑性指数	70以上	25以上
CEC (cmol _c /kg)	35以上	20以上
浸水崩壊度	D	—
ボーリングサンプルの状況	破碎部多い	—

表-4 地山の膨張性を示す指標の例⁷⁾

	仲野(1975)	日本鉄道建設公団 (1977)	大塚ほか(1980)	佐藤ほか(1980)	吉川ほか (1988)
膨張性を示す指標	<p>地山強度比 G_n $= \sigma_c / (\gamma H)$ σ_c : 一軸圧縮強度 γ : 単位体積重量 H : 土被り厚</p> <p>① $G_n \leq 2$ 押し出し性～膨張性</p> <p>② $2 < G_n \leq 4$ 強度の押し出し性～ 地圧が大きいと推定 される</p> <p>③ $4 < G_n \leq 6$ 地圧が大きいと推 定可</p> <p>④ $6 < G_n \leq 10$ 地圧があると推定 可</p> <p>⑤ $10 < G_n$ 地圧がほとんどな いと推定可</p>	<p>地圧発生の可能性が非常に大きいもの</p> <p>① 岩石中の主要粘土 鉱物がモンモリロナ イト</p> <p>② 2μm以下粒子含有 率$\geq 30\%$</p> <p>③ 塑性指数≥ 70</p> <p>④ CEC≥ 35meq/100g(※1)</p> <p>⑤ 浸水崩壊度 D</p> <p>⑥ ボーリングサンプ ル中破碎部多い</p> <p>膨圧発生の可能性あり</p> <p>① 岩石中の主要粘土 鉱物がモンモリロナ イト</p> <p>② 2μm以下粒子含有 率$\geq 20\%$</p> <p>③ 塑性指数≥ 25</p> <p>④ CEC≥ 20meq/100g</p>	<p>① 変形係数≤ 8000kgf/cm²</p> <p>② 一軸圧縮強度≤ 40kgf/cm²</p> <p>③ 単位体積重量≤ 2.05gf/cm³</p> <p>④ 自然含水比$\geq 20\%$</p> <p>⑤ 液性限界$\geq 100\%$</p> <p>⑥ 塑性指数≥ 70</p> <p>⑦ 流動指数≥ 20</p> <p>⑧ 2μm以下粒子含有 率$\geq 30\%$</p> <p>⑨ CEC≥ 35meq/100g</p> <p>⑩ 膨張率$\geq 2\%$ (Ex)</p>	<p>① 自然含水比$\geq 20\%$</p> <p>② 単位体積重量(乾 燥)≤ 1.8gf/cm³</p> <p>③ (第1回吸水量/自 然含水比)≤ 2.0</p> <p>④ 浸水崩壊度 C～D</p> <p>⑤ モンモリロナイト 含有量$\geq 30\%$</p> <p>⑥ RQD$\leq 30\%$</p>	<p>著しい膨張性を呈する地山</p> <p>① ボーリング時 ・無水掘りが必要 ・コア膨張が顕著</p> <p>② $G_n \leq 1.5$ (<0.5で顕著)</p> <p>③ モンモリロナイト 含有量$\geq 20\%$かつ 自然含水比$\geq 20\%$</p> <p>④ 浸水崩壊度 D</p> <p>膨張性を呈する地山</p> <p>① ボーリング時 ・コア採取率低い ・コアディスクング が顕著(※2)</p> <p>② $1.5 \leq G_n < 2.0$</p> <p>③ モンモリロナイト 含有量$\geq 20\%$または 自然含水比$\geq 20\%$</p>
備考	新第三紀泥岩	赤倉トンネル(北越 急行ほくほく線) 新第三紀中新世の椎 谷層 第四紀更新世の灰爪 層	鍋立山トンネル(北 越急行ほくほく線) 新第三紀中新世の椎 谷層 定性的に①～⑤、⑩ は膨張性との相関あ り。⑦、⑨等は相関 性低い。	青函トンネル算用師 工区 新第三紀中新世泥岩	新第三紀泥岩

※1 陽イオン交換容量(CEC)のmeq/100g：風乾試料100g当たりのミリグラム当量(milli-equivalent)のこと。試料中の交換性イオンがどのくらいアンモニウムイオンで置き換わったかを示す。膨潤性を示さないゼオライトも大きな陽イオン交換容量を示す。現在は、cmol_c/kgという単位を使用する。

※2 コアのディスクング：ボーリングコアがほぼ均等に、かつ板状に分離する現象のこと。コアが地下深部で受けていた応力が解放され、引張応力が発生して起こると考えられている。

また切土工事においても、蛇紋岩は風化が速く、割れ目が多い岩として注意を要する地質と認識されています。とくにスメクタイトのような膨潤性粘土鉱物を含む場合は、掘削後の吸水膨張により急激に強度低下を来し、崩壊することがあります。そのため、切土の施工実績の検討に基づき、表-5の岩質区分に応じて図-3のような安定のり面勾配の目安が示されています⁸⁾。

表-5 蛇紋岩質区分⁸⁾

あまり片理が発達していないもの (塊状)				片理が発達しているもの (片状)			
区分	亀裂間隔	岩の見かけ	ハンマーの打撃	区分	亀裂間隔	岩の見かけ	ハンマーの打撃
1	50~10cm	カンラン石は全て蛇紋石に変化しているが、まだカンラン岩等の組織構造を残し、色は暗褐色が多い。	普通程度の打撃によって、割れ目に沿って割れる。打診によって澄んだ音、時に少し濁った音を出す。	1	50~10cm	片理面間隔は粗で、片理面は密着してはがれづらい。	普通程度の打撃で割れる。割れ目は片理面にあまり関係なく、塊状に割れることが多い。
2	10~2cm 亀裂開口	原組織はほとんど認められない。色は脱色して帯褐色であることが多い。	普通程度の打撃で割れる。打診によって澄んだ音、濁った音を出す。	2	10~2cm		
M3			容易に小片になって割れる。	S3	10~2cm		
M4		風化または破碎によって、礫状部と基質部に分かれる。基質粒度は砂~粘土サイズになっている。	容易に崩れ、一部ハンマーの先端が突き刺さる。岩はもろく指先で容易に壊れる。	S4		片理面間隔は非常に薄く1~5mm程度。粘土質で、水を含むと軟弱になる。	容易に崩れ、一部ハンマーの先端が突き刺さる。岩はもろく指先で容易に壊れる。
5	ほとんど砂分の入らない軟質粘土			5	ほとんど砂分の入らない軟質粘土		
6	ラテライト質土壌			6	ラテライト質土壌		

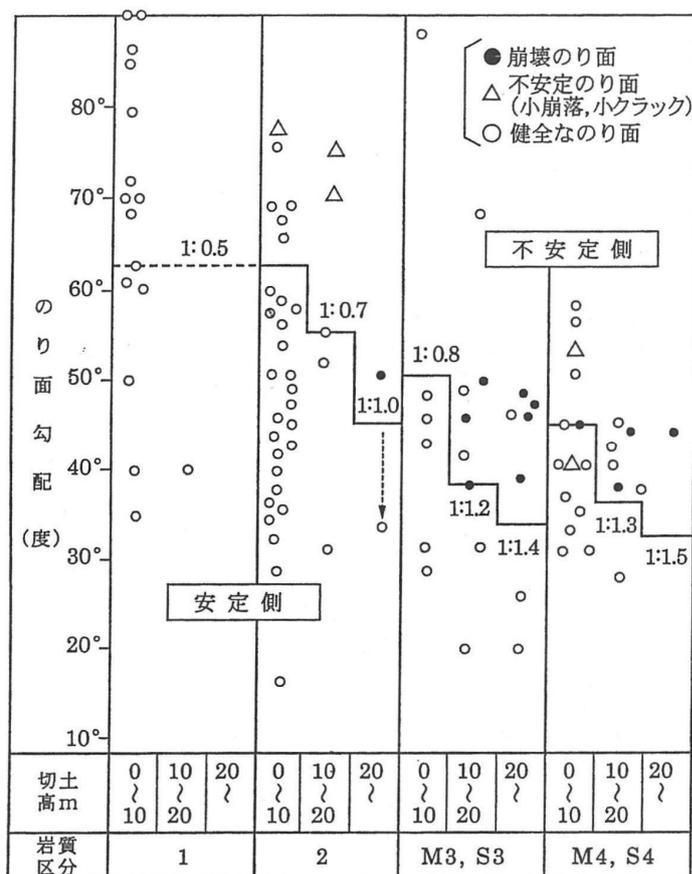


図-3 蛇紋岩類の岩質区分と実績のり面勾配⁸⁾

【引用文献】

- 1) 気象庁：「地球の内部構造」，
https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/jishin/about_eq.html (2019. 4. 6 閲覧)
- 2) 独立行政法人 環境再生保全機構：「アスベスト（石綿）の種類について」，
<https://www.erca.go.jp/asbestos/what/whats/whatAsbestos.html> (2019. 4. 6 閲覧)
- 3) 堀 秀道 (1992)：楽しい鉱物図鑑，草思社，185p.
- 4) 加藤欣也・加藤孝幸・岡村 聡・和田 哲 (2007)：蛇紋岩のクリソタイル含有量とアスベスト繊維の飛散量－岩石中のアスベスト測定法の比較－，日本応用地質学会北海道支部，研究発表会講演要旨.
- 5) 坂本成彦・都司 尚・金口正幸・大黒昭久 (1993)：かぶりの浅い蛇紋岩地山を掘る 近鉄志摩線青峰トンネル，トンネルと地下，Vol. 24, No. 3, pp. 229-233.
- 6) 地盤工学会 (1989)：岩の調査と試験，521p.
- 7) 土木学会 (2006)：トンネル標準示方書[山岳工法]・同解説，37p.
- 8) 日本道路協会 (2009)：道路土工 切土工・斜面安定工指針，142p.

(回答者 住友 徹)

Q シカの食害によって土壌侵食や表層崩壊が起きやすくなると聞きますが、なぜでしょうか。

A 増えすぎたニホンジカの採食による自然植生への被害が顕著な多くの場所では、裸地化と土壌侵食が進行しています。その周囲の急斜面では表層崩壊が起きやすくなると考えられます。

(1) シカの食害とは

まず、下図に拡大するシカの分布域を示します。

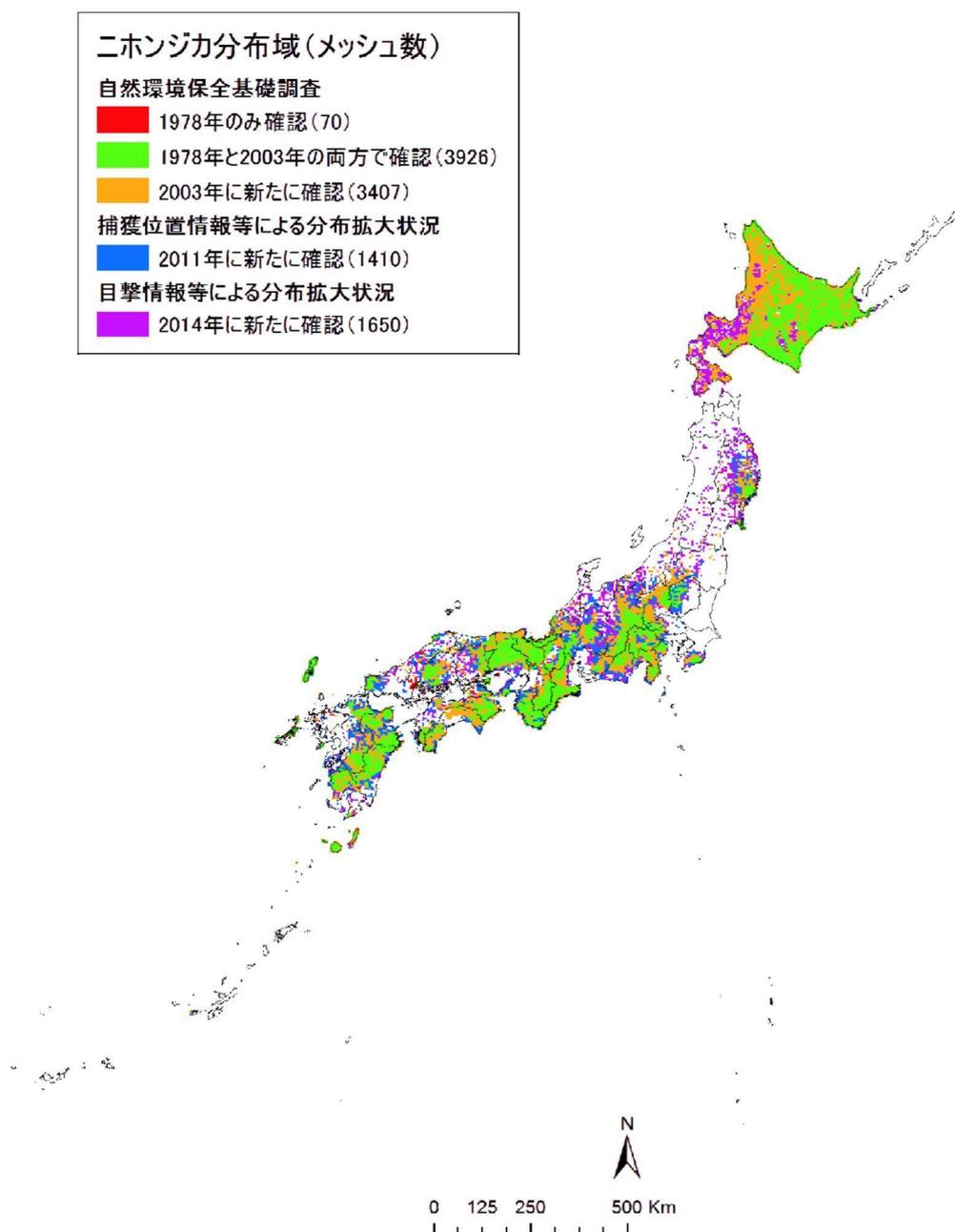


図-1 拡大するシカの分布域¹⁾

シカの食害とは、シカの採食によって起こる被害の事ですが、増えすぎたニホンジカによって農林業への被害と同時に自然植生の被害が問題となっています。この自然植生への被害は 1980 年代から深刻化し、図-1 のように今やシカの分布は太平洋側を中心に北は北海道から南は九州まで分布域が広がり、被害は南アルプスなどの高標高域にも及んでいます。

シカは草食の反芻獣で柔らかい草や落ち葉から堅い樹皮まで食べることができ、地域によって被害の対象は異なります。ササはブナ等の森林の下層植生として多くの場所で見られ、冬期にも葉をつけシカの貴重な栄養源となります。常にシカの採食圧のもとにある場所では、シカが好む植物が衰退し、シカが食べない植物や採食圧に耐性のある植物のみが繁茂するようになり、これを偏向遷移と呼びます。

四国・剣山系の三嶺一帯では 2007 年頃からミヤマクマザサやスズタケといったササ原が壊滅的被害を受け裸地化も進行し（写真-1）、樹皮の剥皮で立ち枯れの樹木も増えました²⁾（写真-2）。

その後ササにかわって群落を形成したのはシカが食べないイワヒメワラビやタカネオトギリ、シカの採食圧に耐性のあるヤマヌカボやイグサなどで、すっかり違った植生に変わってしまいました³⁾。



写真-1 スズタケが枯死し林床は砂漠化（高知県香美市さおりが原 2016 年 4 月）



写真-2 枯死したウラジロモミの白骨林（高知県香美市白髪避難小屋東側 2016 年 11 月）

(2) ササの枯死と土壌侵食の関係

ササはその葉をシカに食べられても地下茎に蓄えられた養分のおかげで翌年の葉をつけることができます。しかし、シカの高い採食圧のもとではせっかく出た芽もシカに食べられてしまいます。そうすると地上部は枯れ、やがて今度は地下茎と根も枯れてしまいます⁴⁾。

ササが健全な時には、ササの根系が板状根系層（草本類の根系や腐植土が一体となって広がる厚さ 20 cm 前後の最も表層の地層）の中を縦横に張ってネットのように土壌を押さえているため土壌侵食は起こりません（写真-3）。しかし、2009 年頃にミヤマクマザサが衰退した白髪分岐南東側斜面では、ササの根系が枯れてこのネット効果が失われたために土壌侵食が起こる事が明らかにされています⁵⁾。

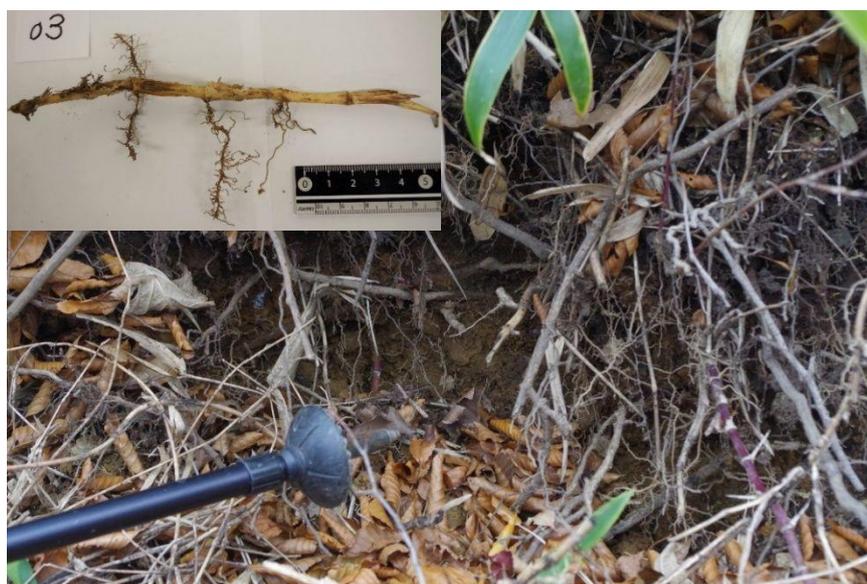


写真-3 ミヤマクマザサの根系が見える断面と左上はその地下茎の節から出る側根
（高知県香美市白髪分岐南東側斜面、2017年6月）

同斜面では勾配 30° 以上でシカの食害でダメージを受けた低木が傾くことで根が抜け上がり、起し斜面走向方向に亀裂を生じ、その後ササ以外のイグサ等の植物がこの木の根元周りにつくことで根系の上載荷重が増し、一層樹幹が傾くこととなります⁶⁾。その傾きと反対側の根元は斜面から浮き上がり、そこに入り込んだ雨水は土壌を根系から洗い出してしまう。さらに風力が加わることで写真-4 のように短期間で低木が転倒してしまうことがあります。抜けあがった根がはっていた範囲が裸地を形成することになり土壌侵食を加速させることとなります。

シカの強度の採食圧のもとで 2007 年にミヤマクマザサが壊滅したカヤハゲでは、その後広い範囲で裸地化が進行しました。しかし間もなくヤマヌカボ群落が成立し緑が復活しました。ところがそのヤマヌカボ群落の根系マットに溝が形成されはじめ、小さく分割された根系のブロックが勾配 30° を超える斜面を滑り落ちて再び裸地化が始まりました（写真-5）。この事例はササが衰退した後に別の植物群落が復活して来ても、必ずしも元の安定した斜面に戻ったわけではないことを示しています。



写真-4 葉をつけたコハウチワカエデ（胸高直径 18 cm）の根が、2015 年 11 月にわずかに浮き始め、2016 年 9 月に完全に転倒、右下は転倒した根（幅 3.5m）を裏側から見た。



写真-5 裸地に成立したヤマヌカボ群落の板状根系層がブロック化して斜面をすべり落ち、土壌侵食が進行して再び裸地化する（高知県香美市カヤハゲ、2016 年 5 月）

シカの食害によりササが壊滅した山を通る林道沿いには、ササの根系によるネット効果を失った急斜面から大雨の際に崩れて土砂が流れ出したり、樹木が枯れて転倒し、大雨で土砂と一緒に林道脇まで流れ出したり、砂防堰堤を埋めたりとシカの食害のもたらす影響は防災上からも無視できません（写真-6）。

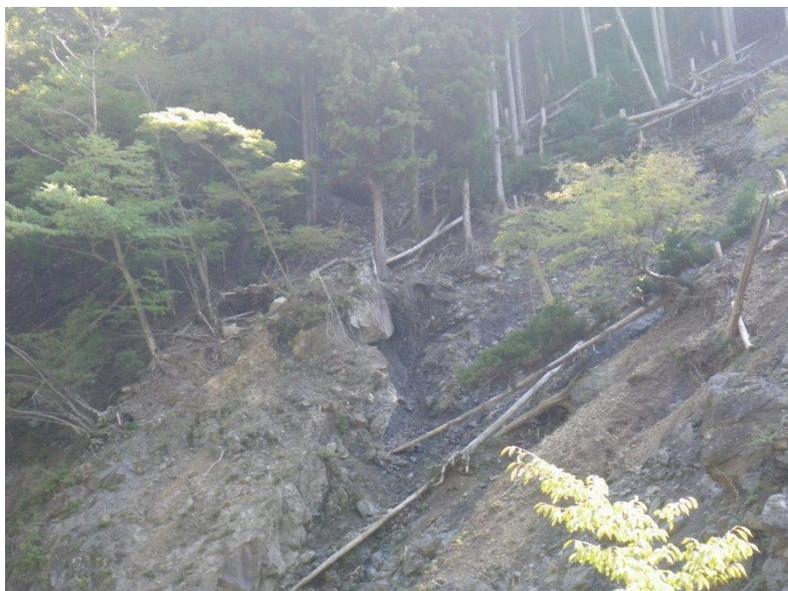


写真-6 ササが衰退し剥皮被害を受けて枯れた樹木が転倒する急斜面では、所々で表層崩壊が発生している（高知県香美市白髪分岐南東側斜面、2013年10月）

【引用文献】

- 1) 環境省ホームページ（2014）：参考資料1，ニホンジカの近年の動向，pp.1-6，
https://www.env.go.jp/nature/choju/conf/conf_wp/conf02-h29/ref01.pdf，H30年10月閲覧.
- 2) 依光良三（2011）：広がるシカの食害と自然環境問題，依光良三編シカと日本の森林，築地書館，pp.1-53.
- 3) 石川慎吾・町田華澄・吉原 良（2012）：三嶺山域稜線部の自然再生の取り組み，「どう守る三嶺・剣山系の森と水と土ーシカ被害対策を考える・シンポジウム（5）ー資料集，三嶺の森をまもるみんなの会，pp.22-28.
- 4) 石川慎吾（2011）：三嶺山域稜線部のササの枯死と再生を考える，依光良三編シカと日本の森林，築地書館，pp.122-138.
- 5) 横山俊治・光本恵美・本間こぎと・石川慎吾・比嘉基紀（2014）：シカの食害はどのような土壌侵食を引き起こすか，蝕まれる三嶺の森と山々ー三嶺・剣山地区シカ被害と対策「公開報告会」（7）ー資料集，三嶺の森をまもるみんなの会，pp.15-25.
- 6) 本間こぎと・横山俊治・石川慎吾・比嘉基紀（2017）：四国三嶺の南に位置する白髪分岐南東側斜面におけるシカの食害と土壌侵食の関係，日本応用地質学会平成29年度研究発表会講演論文集，pp.135-136.

（回答者 本間 こぎと）

Q トンネル掘削による地下水位低下影響圏とはどのように考えればよいのですか？

A トンネル掘削によって生じるトンネル湧水（地下水）の流出は、山地の地下水位低下を引き起こします。その地下水位が低下する範囲をトンネル地下水位低下圏（範囲）、また、その地下水位低下圏の内、湧水としてトンネル内に流出する範囲をトンネル集水圏（範囲）として定義され、地下水位低下圏とトンネル集水圏とは異なっています。そのため、地下水位低下圏（範囲）をもとにトンネル工事による地下水位低下影響圏を設定する場合は、水源における地下水の供給源やその水文地質構造とトンネルとの関係、下流域を含む周辺の地下水利用など、総合的に判断することが重要です。

（１）はじめに

トンネルは、山地を貫く線形状の空洞構造物であり、当然であるが地下水面下であれば、トンネル湧水として地下水が流出してきます。現在でも大半のトンネル工事は、トンネル内の水圧を低減させトンネル断面を確保するなど設計や施工コスト、工期的な問題などから水抜き工法が採用されています。そのため、山地の地下水面より下位のトンネルでは、トンネル内に地下水が流出することにより、流出量に応じて山地の地下水位が低下し、その結果地表で水源への影響が表面化することになります。

ここでは、山地における地下水分布の実態とその挙動を示し、トンネル湧水と地下水位低下のメカニズムを述べ、更にトンネル工事に伴う影響圏（範囲）などの考え方について以下に示します。

（２）山地における地下水分布と地下水流動

山地の地下水分布は、地表面（地形）が起伏に富んでおり、平地の様な比較的平坦な地下水分布に比べ地形の起伏に応じた複雑な分布を示しています。

一般的に水文地質踏査では、沢水の湧き出し口に当たる源頭湧水を確認することが重要です。この源頭湧水は、図-1（次頁）に示すように地山に分布する地下水面と地表面とが交わる箇所に当たり、それより下流で沢の河床より上位に地下水面が分布していることを意味しています。そのため、沢筋となる流水の認められる河床は、流下するにつれて流量が増加していきます。即ち、常時流水している沢筋は、周辺山地の地下水の流出域となっており、降雨の少ない時期での流量（基底流量）が、その地点の上流域からの地下水流動量を示しています¹⁾。

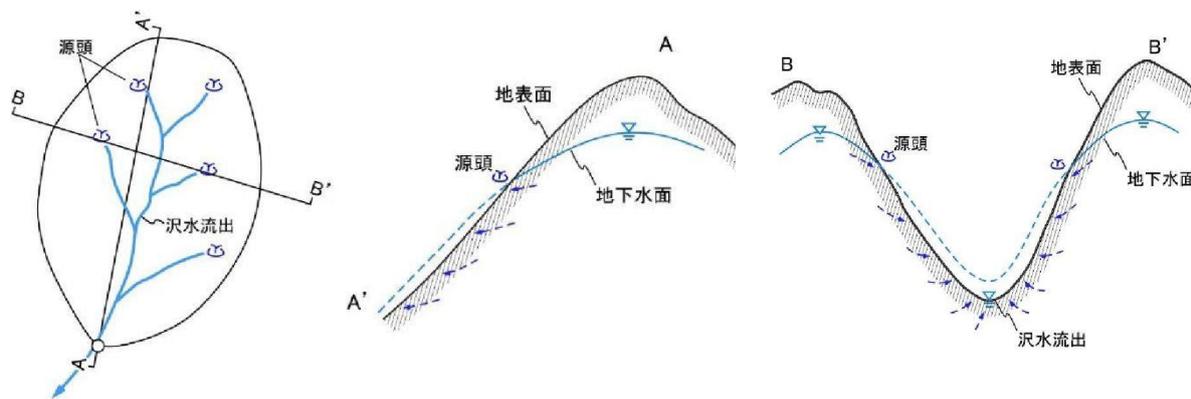


図-1 地山の地下水分布とその挙動

(3) トンネル湧水と地下水位低下及び濁水のメカニズム

トンネル湧水は、図-2 に示すように元々沢に流出していた地下水（これを基底流量と呼びます）が、沢の河床より低位に位置するトンネルに流出する現象です。即ちトンネル湧水は、特殊な地質構造^{*1}を除けば、沢などの表面を流れている水が直接トンネルに流出するものではなく、あくまでも地山の地下水がトンネルに流出しているものです。一方、沢に流出していた地下水（基底流量）は、山地の地下水位低下に伴い本来沢筋に流出していた地下水がトンネルに流出し、その分水量が減少します^{1),2)}。そのため、トンネル工事による濁水は、降雨の少ない濁水時に顕著な被害が生じます。

※1：例えば石灰岩分布域や扇状地などのように河床から表流水が伏流している地質構造など

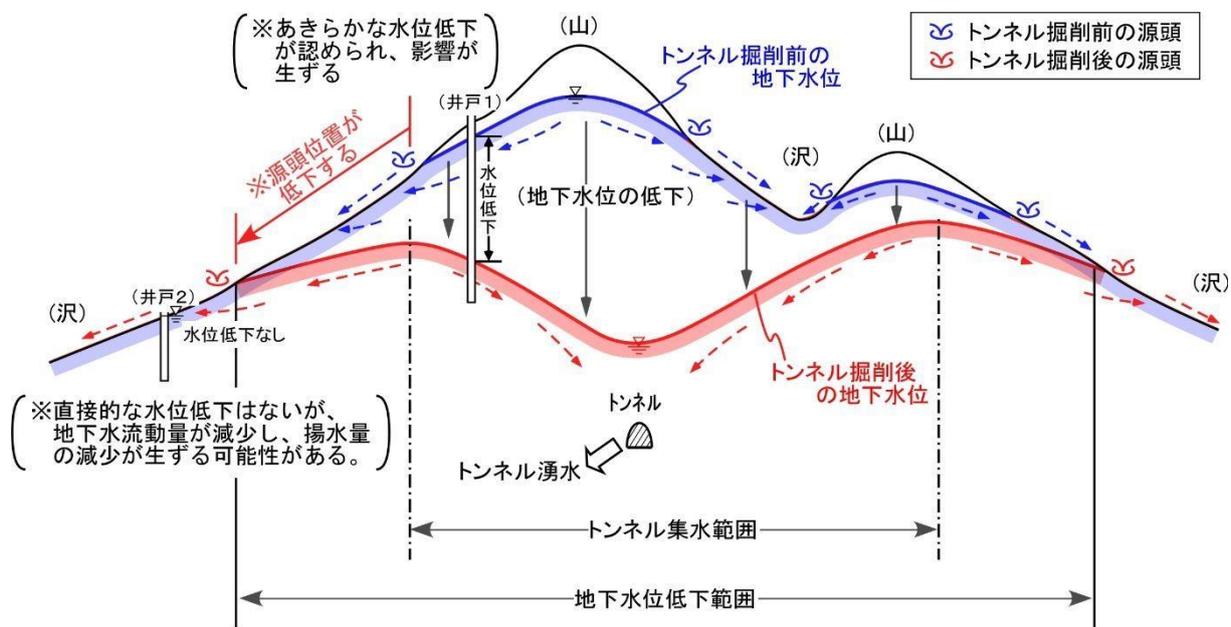


図-2 トンネル湧水と地下水位低下の概念図³⁾

(4) トンネル地下水位低下圏（範囲）とトンネル集水圏（範囲）

山地の地下水位面は、図-2 に示す様に元々の水文地形・地質条件に左右された地下水流出形態となり地下水面（トンネル施工前の地下水面）が形成されています。トンネル掘削により地山の透水性に応じて、トンネル内に地下水が流出して新たな地下水面を形成し、掘削前に比べ地下水位が低下する範囲（トンネル施工後の地下水面）が現れ、この範囲をトンネル地下水位低下圏（範囲）と呼んでいます。ここで注意したいことは、図-2 から分かるように元々の地下水面が地形の起伏に左右された複雑な地下水面形状を示しており、トンネル湧水として流出する範囲（トンネル集水圏）と地下水位低下圏（範囲）は異なります。

一般的に初期の調査段階でよく用いられる「高橋の水文学的方法」は、そもそもトンネル湧水を予測するための手法として考案されたモデルで、その湧水量が出るための水収支的な集水範囲を意味したものです⁴⁾。そのため、この手法による範囲は、あくまでもトンネル集水圏（範囲）であり、地下水位低下圏（範囲）とは異なります。よく見かけるケースで、この集水圏を影響圏^{※2}として評価している場合が多くありますが、誤解を招く可能性が高く注意が必要です。

ちなみに、地下水位低下範囲（圏）の予測手法としては、三次元水収支解析^{※3}等が必要となります。過去においては、集水範囲内を直接影響圏、以外を間接的影響圏などとして評価した事例もありました。

※2：トンネル工学においては、トンネル影響範囲と言う用語が無く、トンネル集水範囲（トンネル流出範囲）で統一されています（文献1、2、4など）。

※3：三次元水収支解析は、簡単に言えば境界条件を考慮した計算範囲内の地形・地質を再現した三次元モデルを基に、ダルシー則に従い透水係数、貯留係数（有効空隙率など）を設定し、必要な涵養条件を与えることにより、現況地下水流動の再現、工事後の予測を定量的に解析する手法です。

しかしながら、岩盤が主体の山岳トンネルでは、地下水の流動経路や貯留層が地質構造に支配された亀裂系が主体であることが多く、単純な地質区分での常数設定では、現況を再現することが困難となり、答えの信憑性にも影響を与えます。

そのため、事前に地質的な観点から地下水の貯留・流動を支配する水文地質構造を反映した空隙の分布、範囲内における現状の水収支、地下水の起源や流動経路を示す水質などが総合的に整合とれた水文地質区分が重要となります。この水文地質区分は、概念モデルと呼ばれています。この概念モデルを基に構築した三次元モデルで現況を再現できれば、かなり現実的な工事後の影響を予測することが可能となります。

このように、三次元水収支解析とは、当然設定する水理常数も重要ですが、詳細な水理常数分布の把握が困難であり、上記した地下水の貯留・流動場となる水文地質構造（概念モデル）の設定がより現実的な結果を導き出す重要な要因となります。概念モデルの構築には、地質技術者の力量が大きく関わってきます。

(5) トンネル掘削による地下水位低下による影響圏の考え方

地下水位低下圏（範囲）内に分布する水源（水利用）がある場合は、当然水源となっている沢水、湧水の水量減少や井戸水位の低下が生じ利用量に満たない場合に限り、湧水補償が必要となることは誰でも納得できます。

例えば、井戸1などの場合、図-2に示すように地下水位低下圏（範囲）内であれば水位低下が、トンネル工事により生じていることが理解できます。一方、井戸2のように地下水位低下圏（範囲）外でもその下流で地下水位低下が生じない場合でも地下水供給量が減少し、必要な揚水量が確保できない（エアーをかむなど）場合は、トンネル工事による湧水影響として評価する必要があります。

このようにトンネル掘削による地下水位低下影響圏は、水源における地下水の供給源やその水文地質構造とトンネルとの関係、下流域を含む周辺の地下水利用など、総合的に判断することが重要です。

また、沢水などでは、山地の地下水位低下に伴い基底流量の減少が生じます。仮に沢水を利用する水田用水を地下水位低下範囲外で取水していても、トンネル掘削による地下水位低下の影響として評価する必要があり、広義的に考えれば水田分布範囲までが影響圏と言えます。

したがって、トンネル掘削による地下水位低下影響圏を設定する場合、誤解を招く可能性が高い表現を避け、トンネル掘削による地下水位低下圏（範囲）、トンネル集水圏（範囲）など説明できる表現を用いることが望まれます。ただし、影響圏（影響範囲）を使用する場合は、十分な説明と影響圏とした根拠（前提条件など）を示すことが重要です。

【引用文献】

- 1) 高橋彦治（1974）：土木技術者のための地質学，鹿島出版会，p. 178-186, p193
- 2) 大島洋志監修（2000）：わかりやすい土木地質学，土木工学舎，p. 150-159.
- 3) フィールドの達人編集委員会（2007）：土木地質の達人になる 第18回誰も教えないトンネル水文地質調査の極意！，土木施工，Vo. 148, No. 6, p. 118-121.
- 4) 大島洋志，西森紳一（1979）：鉄道技術研究報告 トンネル工事を対象とした水文調査法の研究，日本国有鉄道鉄道技術研究所，p. 161-16

（回答者 栢木 智明）



井戸調査の水質分析項目は何を測れば良いのでしょうか？



井戸の用途に応じて項目を設定すべきものですが、濁りなどからなる「11項目」とする事例が多いです。さらに、現地状況に併せて項目を追加・変更することもあります。

(1) 井戸調査における水質分析

井戸調査は、工事によって周辺井戸に影響が及んだかどうかを把握するために実施するものです。工事区域周辺で生活されている方からすると、工事で井戸が枯れたり濁ったりするかは大きな関心事です。このため、工事影響に対する「補償調査」の一環として井戸調査、水質分析は実施されます。

また、技術図書¹⁾によれば、①地下水利用の適否判定に関する場合、②水文地質学的調査の場合、③地下水汚染実態調査の場合、などの目的別により、分析項目が異なるとされています。

(2) 補償基準の記述

では、補償基準で水質がどのように規定されているのでしょうか。

国土交通省の補償基準である「公共事業に係る工事の施行に起因する水枯渇等により生ずる損害等に係る事務処理要領の制定について（昭和59年3月31日建設省計発第9号）²⁾」の第2条に、水質の記述があります。

第2条 公共事業に係る施設の規模、構造及び工法並びに工事箇所の状況等から判断して、工事の施行により水枯渇等が生ずるおそれがあると認められるときは、水枯渇等に対する措置を迅速かつ的確に行うため、工事の着手に先立ち、起業地及びその周辺地域において、次の各号に掲げる事項のうち必要と認められるものについて調査を行うものとする。

- 一 水位、流量、水質、水脈、地形、地質の状況
- 二 地下水、伏流水、表流水等の取水状況
- 三 生活用水、農業用水等の使用状況及び使用量
- 四 井戸、ため池等の分布状況
- 五 過去の水枯渇等の発生状況及びその原因
- 六 地下水等の水源に影響を及ぼすおそれのある他の工事の有無及びその内容等
- 七 水道又は簡易水道（以下「水道等」という。）の敷設の状況及びその給水の能力
- 八 その他必要な事項

また補償基準の解説図書²⁾には、水質を把握することの目的が以下のように記述されています。

「水質」の調査は、工事着手前の用水の水質を把握しておくことにより、費用の負担後又は代替施設の引渡し時において、用水使用者から代替施設の用水の水質についての不満、苦情等に対処するために行う。なお、この調査は、水枯渇等の発生前の利用目的の用水として適不適の判断が可能な程度の内容で足りる。

さらには、補償基準第3条において期間についての言及があります。

第3条 起業地の周辺地域の用水使用者から水枯渇等の発生の申出があつたときは、水枯渇等と工事との因果関係、その回復の可能性等について、速やかに、調査を行うものとする。

2 前項の調査は、次の各号に掲げる事項のうち水枯渇等の発生の状況を勘案して必要と認められるものについて行うものとする。

- 一 工事着手時の水位又は流量と水枯渇等の発生時の水位又は流量との比較
- 二 工事着手前、工事中又は工事完了後における水位又は流量の変化
- 三 工事の工程と水枯渇等の発生の時間的関連性
- 四 工事による湧水の発生時期及びその量
- 五 工事箇所と水枯渇等の発生地点との平面的及び立体的な位置関係
- 六 水枯渇等の発生地域における過去の月別平年降水量と水枯渇等の発生時の降水量との比較
- 七 水枯渇等の原因と見込まれる他の工事の影響の有無及びその程度
- 八 その他必要な事項

このような記述となっていますが、具体的な水質項目などは明記されておりません。期間についても工事着手前、工事中又は工事完了後と書かれていますが、頻度についての言及はありません。したがって、どのような水質項目をどの期間、どの程度の頻度で調査するかについては、現地状況に応じて発注者と協議し、決める必要があります。

(3) どう運用されているか

実態としては、濁度などからなる 11 項目が採用されることが多いです。これは、水道法が水道事業者に対し検査を義務付けている水質基準のうち、検査を省略してはならないとされる「省略不可 11 項目」に該当します（表-1）。具体的には、一般細菌、大腸菌、亜硝酸態窒素、硝酸態窒素及び亜硝酸態窒素、塩化物イオン、有機物（全有機炭素（TOC）の量）、pH 値、味、臭気、色度、濁度です。

なおこれらの項目は、各自治体が井戸設置者に対し水質検査を行うよう指導する通達「飲用井戸等衛生対策要領」の記載項目と同じで、井戸を普段使われている方々にとっては、自主的にしろ指導されたからにしろ、検査したことのある項目です。このような馴染み深い項目を、井戸調査において「水枯渇等の発生前の利用目的の用水として適不適の判断が可能な程度の内容」に適していると捉え、井戸調査に採用されていると推定されます。

もちろん、場所によって 11 項目では不足する場合があります。いわゆる「かなけ水」と呼ばれる地下水が分布する地域では、鉄やマンガンを項目に加える必要がありますし、自然由来重金属として問題になりやすいヒ素やフッ素、鉛、カドミウムあたりも加えて実施したこともあります。

表-1 水道法に定められた水質基準項目³⁾

項目	基準	項目	基準
一般細菌	1mlの検水で形成される集落数が100以下	総トリハロメタン	0.1mg/L以下
大腸菌	検出されないこと	トリクロロ酢酸	0.03mg/L以下
カドミウム及びその化合物	カドミウムの量に関して、0.003mg/L以下	プロモジクロロメタン	0.03mg/L以下
水銀及びその化合物	水銀の量に関して、0.0005mg/L以下	プロモホルム	0.09mg/L以下
セレン及びその化合物	セレンの量に関して、0.01mg/L以下	ホルムアルデヒド	0.08mg/L以下
鉛及びその化合物	鉛の量に関して、0.01mg/L以下	亜鉛及びその化合物	亜鉛の量に関して、1.0mg/L以下
ヒ素及びその化合物	ヒ素の量に関して、0.01mg/L以下	アルミニウム及びその化合物	アルミニウムの量に関して、0.2mg/L以下
六価クロム化合物	六価クロムの量に関して、0.02mg/L以下	鉄及びその化合物	鉄の量に関して、0.3mg/L以下
亜硝酸態窒素	0.04mg/L以下	銅及びその化合物	銅の量に関して、1.0mg/L以下
シアン化物イオン及び塩化シアン	シアンの量に関して、0.01mg/L以下	ナトリウム及びその化合物	ナトリウムの量に関して、200mg/L以下
硝酸態窒素及び亜硝酸態窒素	10mg/L以下	マンガン及びその化合物	マンガンの量に関して、0.05mg/L以下
フッ素及びその化合物	フッ素の量に関して、0.8mg/L以下	塩化物イオン	200mg/L以下
ホウ素及びその化合物	ホウ素の量に関して、1.0mg/L以下	カルシウム、マグネシウム等（硬度）	300mg/L以下
四塩化炭素	0.002mg/L以下	蒸発残留物	500mg/L以下
1,4-ジオキサソ	0.05mg/L以下	陰イオン界面活性剤	0.2mg/L以下
シス-1,2-ジクロロエチレン及びトランス-1,2-ジクロロエチレン	0.04mg/L以下	ジェオスミン	0.00001mg/L以下
ジクロロメタン	0.02mg/L以下	2-メチルイソボルネオール	0.00001mg/L以下
テトラクロロエチレン	0.01mg/L以下	非イオン界面活性剤	0.02mg/L以下
トリクロロエチレン	0.01mg/L以下	フェノール類	フェノールの量に換算して、0.005mg/L以下
ベンゼン	0.01mg/L以下	有機物(全有機炭素(TOC)の量)	3mg/L以下
塩素酸	0.6mg/L以下	pH値	5.8以上8.6以下
クロロ酢酸	0.02mg/L以下	味	異常でないこと
クロロホルム	0.06mg/L以下	臭気	異常でないこと
ジクロロ酢酸	0.03mg/L以下	色度	5度以下
ジブロモクロロメタン	0.1mg/L以下	濁度	2度以下
臭素酸	0.01mg/L以下	(空白)	(空白)

(4) その他項目

上記 11 項目は飲用井戸で適用されることが多いですが、水田用の取水井戸の場合は、昭和 45 年に農林省公害研究会が作成した「農業（水稲）用水基準」⁴⁾ に示される項目とすることもあります。項目は pH、COD（化学的酸素要求量）、浮遊物質、溶存酸素、全窒素、電気伝導度、ヒ素、亜鉛、銅の 9 項目ですが、これは法に基づく基準ではなく、稲の育成に望ましい基準（範囲）という位置づけです。

また、庭の池や水槽で金魚や鯉を飼うための井戸もあります。これらについては、「公共用水域の水質汚濁に係る環境基準」⁵⁾ をもとに設定したことがあります。この環境基準には「人の健康の保護に関する基準」と「生活環境の保全に関する基準」があり、その中から有機化合物をのぞいた項目で調査したこともあります。

表-2 公共用水域の水質汚濁に係る環境基準（⁵⁾より作成）

環境基準	項目	
生活環境の保全に関する環境基準（湖沼）	水素イオン濃度(pH) 化学的酸素要求量(COD) 浮遊物質質量(SS) 溶存酸素量(DO) 大腸菌群数 全窒素	全磷 全亜鉛 ノニルフェノール 直鎖アルキルベンゼンスルホン酸及びその塩 底層溶存酸素量
人の健康の保護に関する環境基準	カドミウム 全シアン 鉛 六価クロム ヒ素 総水銀 アルキル水銀 PCB ジクロロメタン 四塩化炭素 1,2-ジクロロエタン 1,1-ジクロロエチレン シス-1,2-ジクロロエチレン	1,1,1-トリクロロエタン 1,1,2-トリクロロエタン トリクロロエチレン テトラクロロエチレン 1,3-ジクロロプロペン チウラム シマジン チオベンカルブ ベンゼン セレン 硝酸性窒素及び亜硝酸性窒素 フッ素 ホウ素

これらのほか、酒造用井戸や工業用井戸などなど、用途に応じた分析が必要となる場合もあります。

(5) 調査の期間、頻度はどうすべきか

調査期間について、基準に「工事着手前、工事中又は工事完了後」の記述があります。井戸は水位や水質の季節変化が想定されますから、事前、事後とも四季を通じた観測が望ましいです。したがって、水質分析は工事着手前1年前に開始し、工事完了1年後に終了する例が多いです。が、状況によりこれより短く設定することもあります。

また頻度については、季節変化を把握するために年4回とすることが多く、状況によって年2回や、年1回とすることもあります。ただ頻度を少なくする場合は、採水時期を夏にするのか冬にするのかなど決めておかないと、水質変化が季節変動によるものなのか、それとも工事影響によるものなのかが判別できなくなる場合があるので、注意が必要です。

【引用文献】

- 1) 国土交通省ホームページ (2023年6月25日閲覧) : 公共事業に係る工事の施行に起因する水枯渇等により生ずる損害等に係る事務処理要領の制定について (昭和59年3月31日建設省計発第9号), <https://www.mlit.go.jp/common/001206812.pdf>
- 2) 事業損失補償研究会 (1991) : 事業損失補償基準の解説, p. 218
- 3) 厚生労働省ホームページ (2023年6月25日閲覧) : <https://www.mhlw.go.jp/stf/seisakuni-tsuite/bunya/topics/bukyoku/kenkou/suido/kijun/kijunchi.html>
- 4) 農林水産省ホームページ (2023年6月25日閲覧) : https://www.maff.go.jp/j/seisan/kan-kyo/hozen_type/h_sehi_kizyun/pdf/05230112suisitu-dojou.pdf
- 5) 環境省ホームページ (2023年6月25日閲覧) : <https://www.env.go.jp/kijun/mizu.html>

(回答者 小笠原 洋)



地下水の水質や特徴を調べる際に、ヘキサダイアグラムという言葉をよく目にしますが、どのようなものですか？



地下水は、水の特性的の一つである溶解性により流動に伴い様々な物質が溶けこみ、水循環系の特徴を反映した水質を示します。

ヘキサダイアグラムとは、主要な溶存成分を陽イオンと陰イオンに分けた六角形で表示する方法で、水質の特徴を形で表現し、視覚的に水質組成を評価できます。さらに水質組成をひし形・三角ダイアグラムで表示したトリリニアダイアグラムを併用することで、より明確な特徴を知ることができます。

(1) 地下水の主要な水質成分について

地下水の化学成分のうち、1~40 mg/L の含有量をもつ成分を主要成分、同 1 mg/L 未満を微量成分と便宜上、区分しています¹⁾。また、主要成分には陽イオン 4 項目 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) と陰イオン 3 項目 (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-})、非電解質の SiO_2 があり、これらに農耕地の浅層地下水で濃度が高くなる陰イオンの NO_3^- を加えた 9 項目が地下水の主要成分分析としてよく実施されます (表-1)。

地下水の溶存成分の検討にあたっては反応物のあいだの量的関係を示すため、モル当量単位* (meq/L) を使用します。モル等量単位の溶存成分の総量は電気伝導度と比例関係がありますので、現地で電気伝導度を測定することで、地下水の溶存成分の総量を概略的に把握することができます (電気伝導度については「環-4 水の電気伝導度を測る意義」をご参考ください)。また、pH が中性付近の通常の地下水は、モル等量単位の陰イオンと陽イオンの合計が概ね一致します。

表-1 地下水の化学成分：() 内は等量¹⁾

主要成分	
陽イオン	Na^+ (23.00)、 K^+ (39.10)、 Ca^{2+} (20.04)、 Mg^{2+} (12.16)
陰イオン	HCO_3^- (61.01)、 Cl^- (35.45)、 SO_4^{2-} (48.03) [SiO_2] *
微量成分および非解離成分	
	CO_3^{2-} 、 NO_3^- 、 NO_2^- 、 PO_4^{3-} **、 F^- 、 NH_4^+ 、 $\text{Fe}(\text{Fe}^{2+})$ 、 $\text{Mn}(\text{Mn}^{2+})$ 、Al、有機物
溶存ガス	
	N_2 、 O_2 、Ar、 CO_2 、 CH_4 、 H_2S

* 中性付近ではほとんど非解離の状態で存在する。

*モル等量単位

モル等量単位は単位容積中の原子数をモル数で表したものです。

原子量 1 の物質の 1g の原子数は 6.02×10^{23} 個 (アボガドロ数) であり、それを 1 モル等量(1eq)といいます。例えば Na^+ は原子量 23 で、1eq は 23g です。水 1L に Na^+ が重量単位で 4.42 mg/L 溶存する場合、モル等量単位に換算するには、23 で除して 0.19 meq/L となります (m は 1/1,000 の接頭辞)。

(4) 水質分析による堤防湧水の評価事例

図-3 の調査地では大雨の際に右岸堤防法尻から湧水（湧水 1, 2, 3）が生じており、当初は河川水が漏水したのと考えていました。しかし、ヘキサダイアグラムを用いると、河川水は平水・大雨時とも SO_4^{2-} 濃度が高い特徴がある一方で、湧水や観測孔の地下水は Ca^{2+} , HCO_3^- が多く、河川水とは水質の特徴が異なります。また、水位観測結果より、観測孔の地下水位が河川水位の変化に連動しないことから、湧水は河川水の漏水ではなく浅層地下水の流出である可能性が高いと考えられます。

なお、ヘキサダイアグラム（水質分析）の活用にあたっては、水位や地形、帯水層の特性等を総合的に評価することが重要で、水文地質的解釈が必要です。

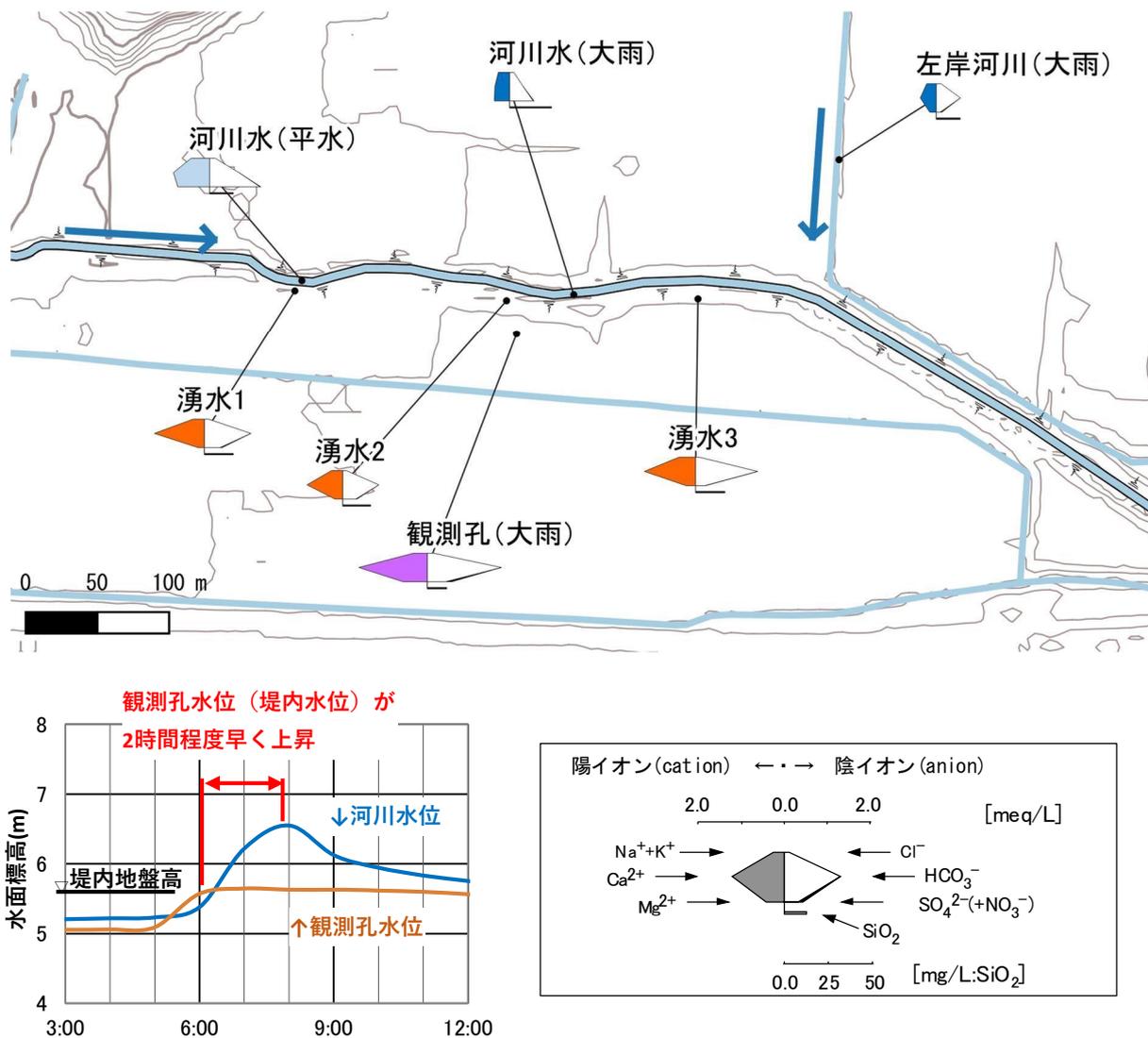


図-3 河川水と堤内地下水のヘキサダイアグラム・大雨時の水位変動

【引用文献】

- 1) 改定地下水ハンドブック(1998), (株)建設産業調査会, pp. 131-146, 368-382.
- 2) 地盤調査の方法と解説(2013), (公社)地盤工学会, pp. 639-642.

(回答者 大矢 基弘)

Q

地下水開発を効果的に行うためには、水源候補地をどのように選定したらよいですか？

A

地下水は地層の間隙や亀裂などの空間に存在し、その中でも透水性の高い部分を、より多く流れています。この地下水の流れが多いところに井戸を設置すると、効率的な地下水開発が行えます。

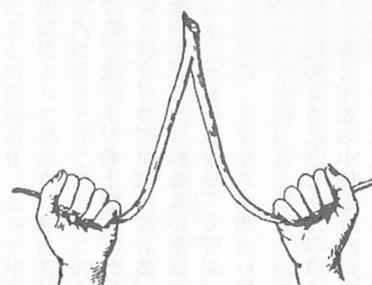
文献調査、現地調査および物理探査などを実施して、河川沿いや旧河道などの透水性の高い礫層や断層や地すべりなどによって形成された開口亀裂の多い岩盤領域を把握し、必要規模に応じた水源候補地を選定することが有効です。また、利用目的に応じた水質分析を実施し、確保できた地下水が利用できるか判断することも重要です。

(1) 地下水探査の歴史

地下水探査の古い記述としては、紀元前の旧約聖書に、エジプトで「神がモーゼをして岩を叩かせ、水を湧き出させた」という「フェイランのオアシス」というものがあります¹⁾。一方日本では、平安時代初期の高僧、弘法大師空海が、杖で地下水がある場所を指し示し、愛媛県松山市の杖の淵や埼玉県所沢市の三ツ井戸など、水不足に悩まされた瀬戸内海地域を中心に全国で1,300箇所以上もあり、弘法清水とも呼ばれています。これらは伝説の域かもしれませんが、16世紀の有名な教科書であるアグリコラの「デ・レ・メタリカ」に、二股の木の枝で水脈占いをした記録も残っています(図-1)²⁾。また、L字形の金属棒をもって歩き、棒の動きによって地下水脈を探す「ダウジング」という手法も現れ、地下水探査の始まりと言えるかもしれません。その後、1920年代の日本では地下水調査への電気探査の導入が進み、科学的な地下水探査が始まりました³⁾。更に、1970年代のコンピュータ技術とそれを利用したシミュレーション技術の進歩、様々な物理探査の進展に伴い、複雑な地下構造を精度よく表現することが可能となり、現在では、物理探査を利用した地下水探査のスタイルがほぼ確立されています。



「デ・レ・メタリカ」の挿し絵



「古い棒・水脈占いの歴史」の挿し絵

図-1 水脈占いの状況と使用した木の枝の挿絵²⁾

(2) 地下水の存在形態

地下水の存在形態は、土粒子の間隙に存在する土中水と岩盤の割れ目の中に存在する裂隙水(れっかすい)に大別されます(図-2)⁴⁾。間隙や割れ目がつながると地下水は移動し、「高いところ(上流)から低いところ(下流)」へ重力にしたがって流れます。この流れは土地標高の高低だけでなく、地下水ポテンシャル(水圧と高さなどのエネルギーの総和)の高低に左右されます。不圧帯水層で井戸を掘ると地下水面と井戸水面が同じになりますが、被圧帯水層では帯水層より地下水面が高くなり、場所によっては自噴水となり地表へ現れることもあります。この様に、地下水が多く流れる位置に井戸を設置すると、効率的な地下水の汲み上げが可能となります。

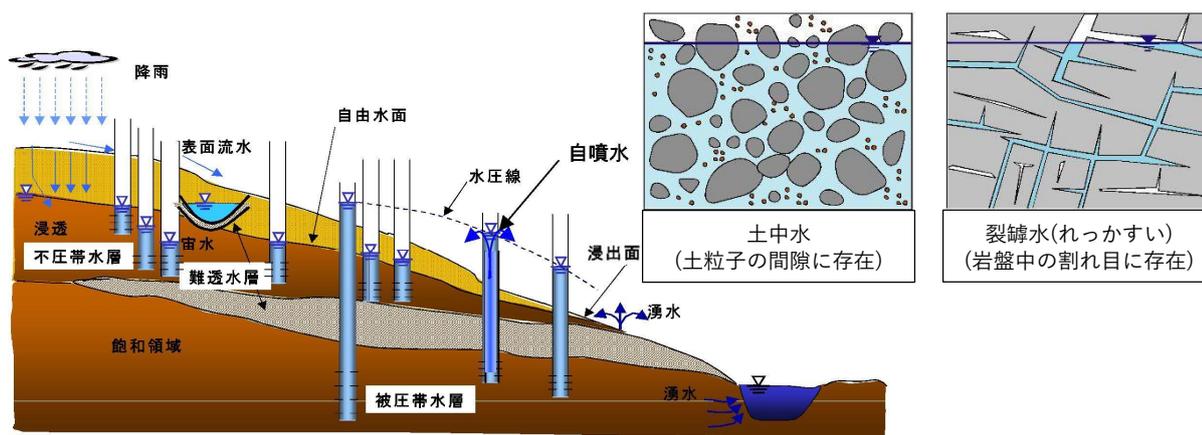


図-2 地下水の存在形態と帯水層などの分類⁴⁾

(3) 地形による地下水の特性

一般に低地は、厚い未固結堆積物により構成される堆積低地(D)と、薄い未固結堆積物と岩盤より構成される侵食低地(E)に区分されます(図-3)⁵⁾。一般に、表層地下水(土中水)は堆積低地(図-3のD)が豊富で、侵食低地では堆積物の基底部にのみ存在する程度で地下水は少量です。また、段丘は低地に比べ地下水流量が少なく、流速が速いことから、一度枯渇すると復元に時間がかかり、安定な水源地とならないことが多いです。

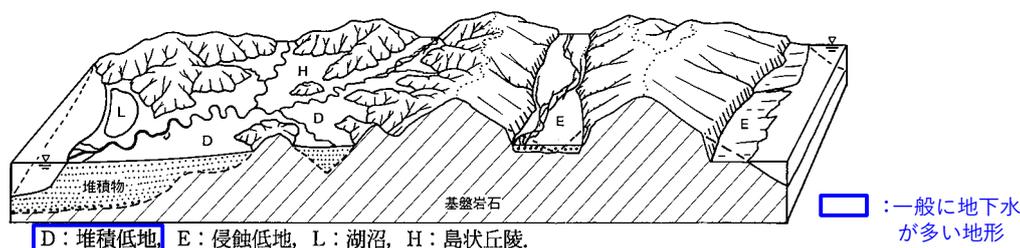


図-3 堆積低地と侵食低地の模式図⁵⁾に加筆

河成堆積低地は、河川の運搬・堆積作用によって形成された地形で一般に地下水が多く存在し、谷底堆積低地(Vf)(谷底平野)、扇状地(F)の扇端部、現河川沿いおよび旧河道等がこれに相当します(図-4)。これらの地形は、礫や粗・中粒の砂などの粗粒分で構成され、一般に透水性が高い地層です。なお、海に近づくほど地下水面は浅く水量も多くなりますが、蛇行原(M)や三角州(D)などは、短時間での汲み上げが難しいこと、過剰揚水によ

る塩水化問題等も懸念されます。この様に地形を見分けるためには地形判読をする必要がありますが、一般公開されている国土地理院の土地条件図⁶⁾や産業技術総合研究所の水文環境図および全国水文環境データベース⁷⁾を参考にすると、効率的な情報収集が可能です。

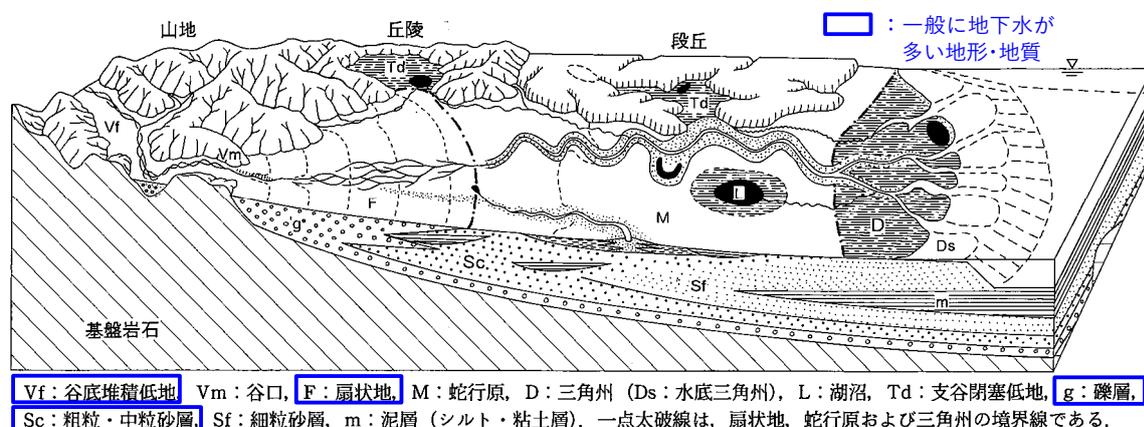


図-4 5種の河成複式堆積低地の模式図⁵⁾に加筆

(4) 地下水開発における文献調査と現地調査

文献調査と現地調査によって、水理地質構造、地下水の流れや供給源、地下水や地表水の季節変動および地下水利用状況等を把握し、対象範囲の地下水特性を推定します。その中で、集水地形、地下水面が浅い、地下水量が多いなどの地下水を効率的に集めることができる地点を選定することになります。主なデータ・調査の種類、整理・解析内容は表-1の通りです⁸⁾。

表-1 文献調査・現地調査のデータの収集・解析内容⁸⁾を一部改変

項目	データ・調査の種類	整理・解析内容
水文関連	気象データ：気温・降水量・蒸発量など 水文データ：河川流量・水質・流出量解析など	地下水盆への涵養量の推定
水文地質関連	地形・地質：地形図・地質図・水文地質図・空中写真・衛星画像・物理探査結果など	水文地質構造解析（予察的水文地質図など）
地下水関連	既設井戸分布図・井戸台帳・揚水量・井戸試掘・揚水試験結果・地下水位観測記録（長期・一斉）・地下水年代測定結果など	帯水層の性状・水文地質断面図・地下水貯留量・地下水涵養機構・水収支
現地調査関連	地表地質踏査・流量観測・地下水位観測・水質分析など	水理地質構造・地下水の流動特性・取水条件など

(5) 地下水開発における物理探査

地下水開発でよく用いられる物理探査は、電気探査、電磁探査および放射能探査です（図-5）。一般に浅い地下水を対象とする探査が電気探査、深い地下水が電磁探査や放射能探査です。

電気探査は地盤の電気的性質を測定して地盤性状を把握する手法で、得られた比抵抗分

布状況を解析して、帯水層の分布状況や地下水賦存構造を推定することが可能です。

電磁探査は、電気探査と同様に地層を構成する物質の比抵抗の違いに着目して、地下構造や地下水の状態などを調査する手法です。電気探査が地盤に直接電流を流すのに対し、電磁探査は地盤に入射する電磁波の電磁誘導現象を利用します。

放射能探査は、岩石鉱物中に含まれる放射性同位元素から放出される γ 線の強度やエネルギーを測定する手法で、岩盤の亀裂を通じて移動する γ 線強度の高い地点に、地下水が移動する空間が存在することに着目します。

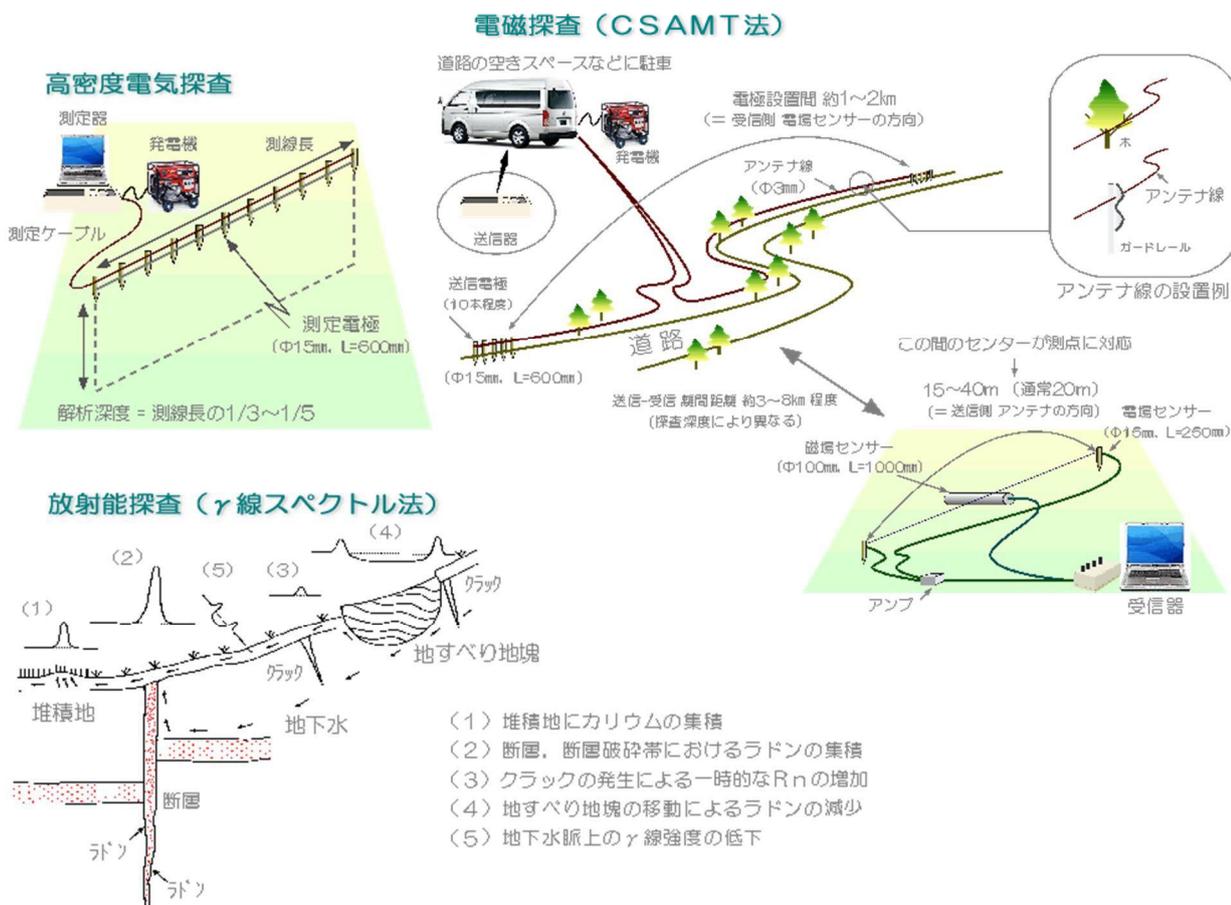


図-5 地下水開発に向けた物理探査の概要⁹⁾

(6) 深い地下水の物理探査による水源調査実施例

はじめに、電磁探査 (CSAMT 法) により広域かつ地下深部まで探査し、ほどよい比抵抗 (例えば 100~300 Ωm 程度、地盤条件により異なる) を示す亀裂が多く硬すぎない地下水貯留域と推定される範囲を絞り込みます。次に、高密度電気探査によってほどよい比抵抗かつ比抵抗変化率の大きな範囲を放射能探査によって、 γ 線強度比変動が急激に変化する範囲を、地下水貯留域として特定します (図-6)。この様に、地下水を集めやすい地形・地質条件や岩盤開口亀裂の連続性なども考慮して、水源開発の適否、位置や深度を判断します。

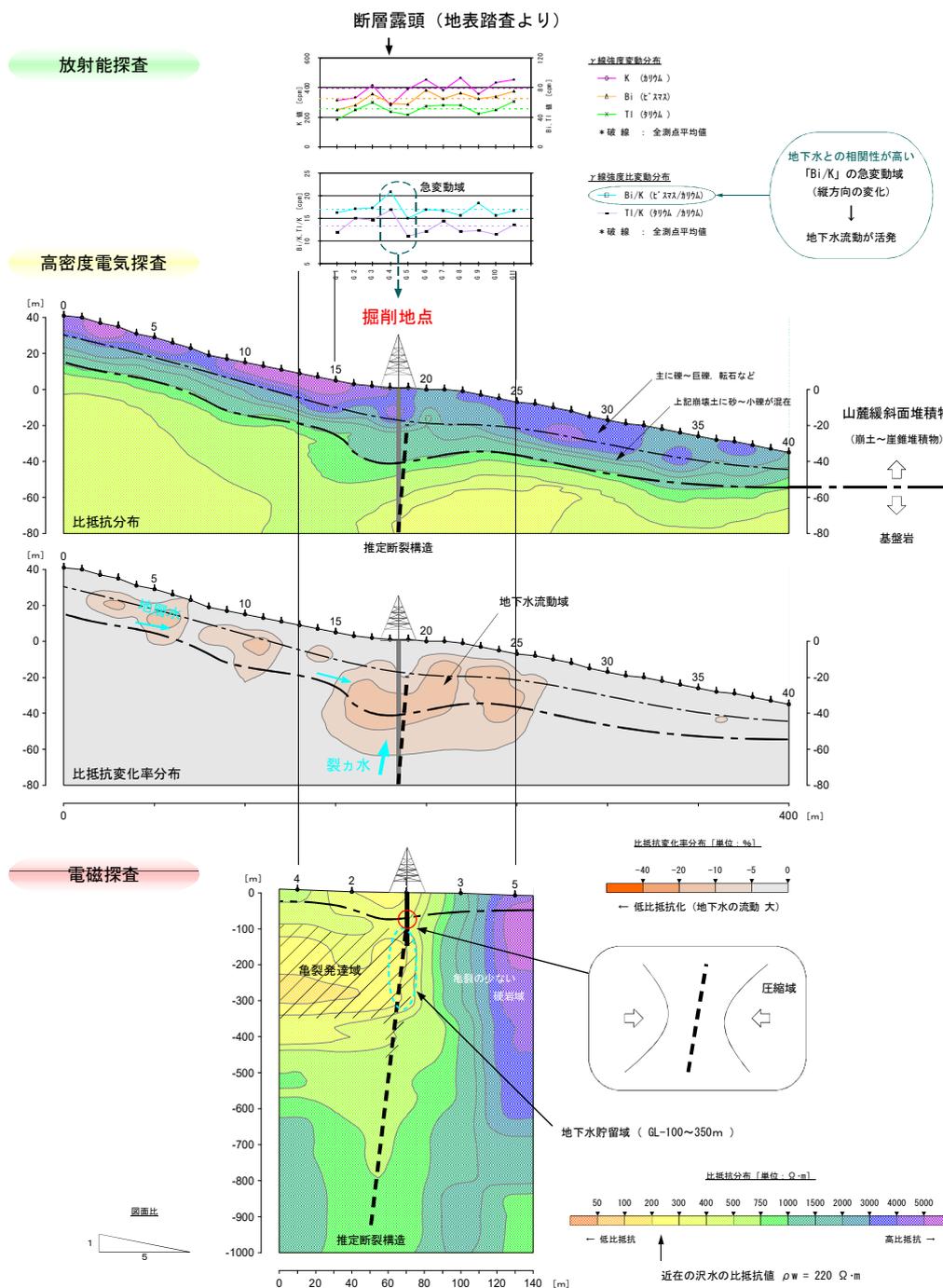


図-6 物理探査による水源調査の実施例⁹⁾

(7) 水質検査の実施

地下水源開発で井戸を掘削した場合、地下水を確保できても水質基準を満たさなければ利用できないこともあります。浅い地下水では、名水百選のようないい地下水もあれば、塩水化や重金属などの地下水汚染がある場合もあります。また、深い地下水でも高濃度のヒ素や飲用不可の温泉水など、水質の問題で利用不可となることもあります。したがって、試掘井戸などで地下水を得た際には、以下のような利用目的に応じた水質分析を行い、基準に適合するか否かを確認する必要があります。その際、地下水の水量が通年で大きく変化する場合などは、季節的な水質変化も懸念されるため、水質の季節変化も把握しておく必要があります。

- ① 上水道：水道水質基準；厚生労働省
- ② 農業用水：農業（水稻）用水基準；農林水産省
- ③ 公衆浴場用水：公衆浴場における水質基準；厚生労働省
- ④ 温泉水：温泉利用基準（飲用利用基準）；環境省
- ⑤ その他：水質汚濁に関する環境基準；環境省 など

（８）まとめ

地下水源開発を進めるためには、利用目的や必要揚水量および利用計画などを立案し、それに該当する規模の地下水が揚水できる地点を選定することとなります。少ない水量であれば物理探査を行わず、文献調査や現地調査等で位置を決めることも可能です。しかし、水量が多くなると物理探査を実施して、規模の大きな地下水の流れを推定する精度を高め、入手できるデータを増やし、かつ地形発達史や水理地質構造も含めた総合的な評価が重要です。また、水量が多い場合は、井戸を掘削する機械や取水設備も大規模となり、位置選定に際して搬入路や掘削・取水スペースの確保も条件に追加されます。いずれにしても、地下水開発地点の周辺で既に地下水利用がある場合には、それらへの影響を十分考慮する必要があり、水循環基本法¹⁰⁾にも配慮した持続可能な地下水利用が求められています。

【参考文献】

- 1) 井田徹治：見えない巨大水脈 地下水の科学，講談社，ブルーバックス B-1639，2009，pp. 132-136，pp. 151-153.
- 2) 榎根 勇：地下水と地形の科学 水文学入門，講談社学術文庫，2013，pp. 35-37.
- 3) 島 裕雅・梶間和彦・神谷英樹：建設・防災・環境のための新しい電気探査法 比抵抗影像法，古今書院，1995，pp. 5-8.
- 4) 西垣誠 監修・共生型地下水技術活用研究会 編：都市における地下水利用の基本的考え方，2007，9p.
- 5) 鈴木隆介 著：建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地，古今書院，1998，pp. 206-207，pp. 295-297.
- 6) 国土地理院：地理院地図（電子国土 Web） 数値地図 25000(土地条件)，<https://maps.gsi.go.jp/>，2018年6月15日閲覧
- 7) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所：水文環境図および全国水文環境データベース，https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2019/pr20190531/pr20190531.html，2020年5月28日閲覧
- 8) 武田裕幸・今村遼平：応用地学ノート，共立出版，1996，pp. 28-29
- 9) 候補地点抽出，<http://www5f.biglobe.ne.jp/~jcr/index5.htm>，2020年6月16日.
- 10) 株式会社 ジェイ・シー・アール：探査概要と水源閲覧
- 11) 内閣官房水循環政策本部事務局：水循環基本法，https://www.cas.go.jp/jp/seisaku/mizu_junkan/about/basic_law.html，2020年9月23日閲覧

（回答者 宮地 修一）

第 4 編 その他

- 他- 1 流紋岩と花崗岩の違い
- 他- 2 段丘の成因と特徴
- 他- 3 K-Ah 火山灰と AT 火山灰
- 他- 4 ボーリング掘進に伴う水頭変化

Q 同じ地域に、流紋岩と細粒花崗岩の双方が出現します。同じような細粒の酸性火成岩ですが、両者の違いは何ですか？

A 同じような酸性火成岩ですが、両者は産状が異なります。流紋岩は火山岩に分類され、地表でマグマが急速に冷え固まって出来た岩石です。一方、花崗岩は深成岩に分類され、地下深部でマグマがゆっくりと冷え固まって出来た岩石です。花崗岩の中でも、地下において比較的速く冷却された場合、細粒な組織を示す岩石となります。

(1) 火成岩の分類

まず、火成岩の分類について述べます。火成岩は岩石を構成する鉱物の大きさや化学組成 (SiO_2 重量%) により、おおまかには図-1 のように分類されます。火成岩の元となるマグマが冷え固まる際、地表付近や地下の浅部でマグマが急速に冷却すると、ガラス（非晶質）と粒の細かい鉱物（石基）と、その中に粒の大きい鉱物（斑晶）が散らばった斑状組織を示す岩石「火山岩」となります（図-2 左）。一方、地下深部でマグマがゆっくりと冷え固まると、粒の大きな鉱物だけから構成された等粒状組織を示す岩石「深成岩」となります（図-2 右）。両者の中間的な条件で冷却された場合は「半深成岩」に分類されます。流紋岩（写真-1）は「火山岩」、花崗岩（写真-2）は「深成岩」に分類され、同じ酸性火成岩の中でも双方は岩石が産出する状態（産状）が異なります。また、花崗岩の中でも細粒に分類されるものは、地下浅部やマグマ溜まりの周縁部などでマグマが比較的速くに冷却され、鉱物が大きく成長できなかったものです。

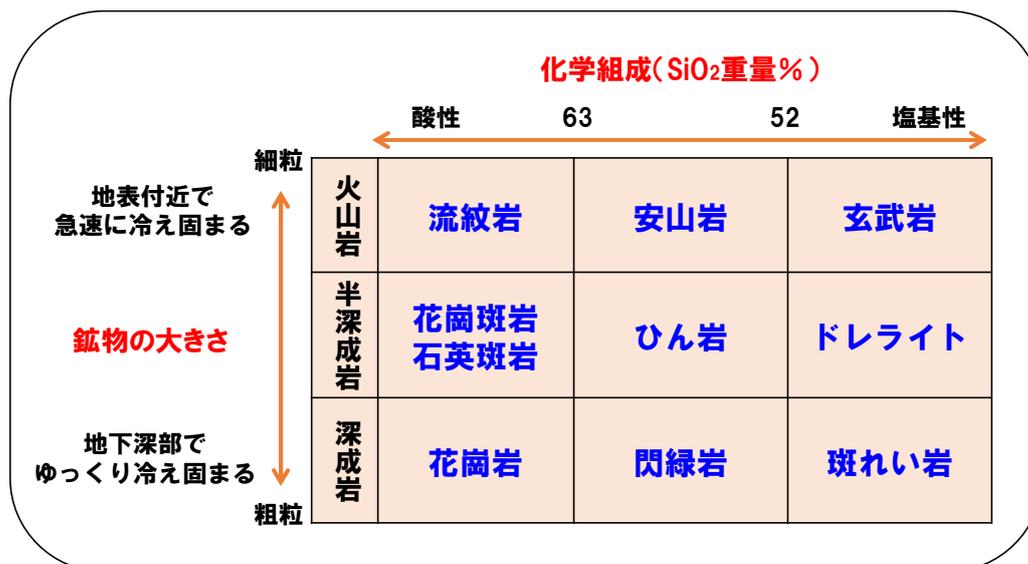


図-1 火成岩の分類
(文献¹⁾ 図 3.11 を参考に作成)

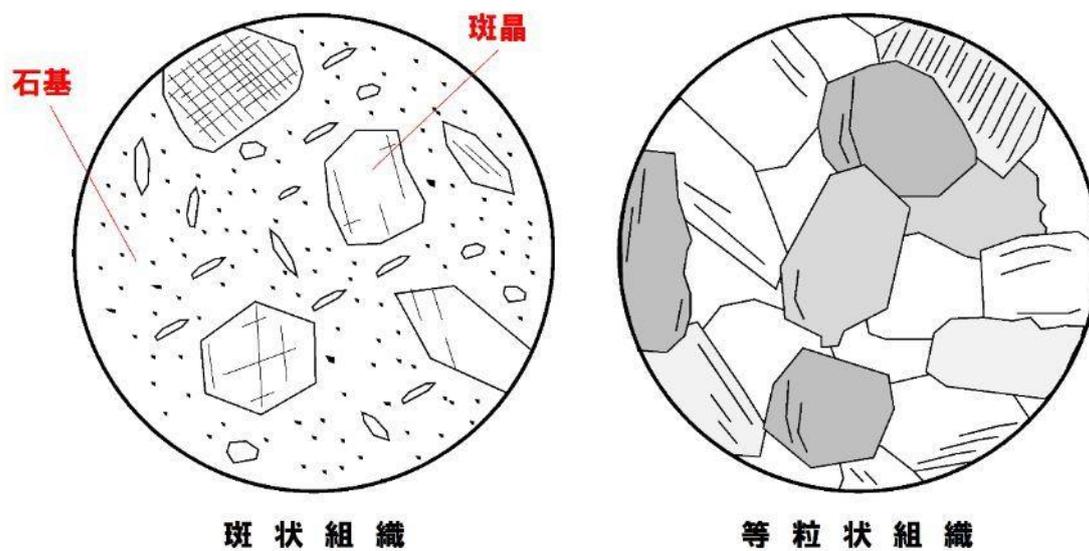


図-2 岩石組織の模式図

左：火山岩（斑状組織） 右：深成岩（等粒状組織）

（文献¹⁾ 図 3.10 を参考に作成）



写真-1 流紋岩の露頭（広島県三次市）



写真-2 細粒花崗岩の露頭（広島県広島市南区）

花崗岩と鉱物組成が類似した細粒火成岩にアプライト（半花崗岩）があります。その多くは写真-3のように小規模な岩脈として産出します。細粒のアプライトは粗粒花崗岩に比べて風化に対する抵抗性が高く、風化花崗岩の地山中に産するアプライト岩脈は、軟質な地山中に硬質な芯として残存している様子がしばしば認められます。



写真-3 アプライト（半花崗岩）の露頭（広島県広島市南区）
粗～中粒花崗岩に伴ってアプライトが岩脈状に産出している

(2) 流紋岩と細粒花崗岩の見分け方・物性の違い

両者の見分け方の一つとして、先に述べた岩石組織の違いが手がかりとなります。岩石組織は、切断した岩石試料を研磨して作成した岩石薄片を偏光顕微鏡で観察することにより、詳細に調べることが出来ます。

両者のどちらもが分布する可能性のある現場においては、肉眼鑑定でもある程度あたりをつけることができる場合もありますが、明確な判断するためには薄片観察を行うことが必要となります。また物性の違いとしては、流紋岩はガラス（非結晶）や気孔を含むため、細粒花崗岩よりやや密度が小さい傾向にあります。

(3) 土木地質における問題点

①流紋岩の問題点

流紋岩などの火山岩は緻密で固く、風化しにくいと考えられています²⁾。しかし、火山岩を構成するガラス（非結晶）と鉱物（石基や斑晶）では風化のしやすさが異なるため、同種の火山岩においても、岩質（鉱物組成や組織など）の違いによって不均質な風化性状を示すことが多くあります。つまり、同じ調査地内の岩盤でも、粘性土状を呈するもの（写真-4）から中硬岩・硬岩クラスの岩片を有するものまで、風化程度に大きな差が生じていることがあるため注意が必要です。

また緻密で固く、さらに写真-1のように亀裂が多いため、鉛直方向の節理が発達する場合などには急崖を形成しやすく、落石の発生源になり得ることにも注意を要します。



写真-4 風化し指圧粉砕が可能となった流紋岩の岩片（広島県三次市）
写真-1と同じ調査地内で採取（約5cm）

②花崗岩の問題点

花崗岩を構成する複数の鉱物は、温度変化などで生じる膨張や収縮の度合いが岩石内でそれぞれ異なるため、岩石内に歪みが生じやすく²⁾、風化しやすい性質を持っています。風化した花崗岩は「マサ」と呼ばれ、砂状になります（写真-5）。また、この「マサ」が崩壊・堆積したものを「マサ土」と呼びます³⁾。中国地方などの花崗岩が広く分布する地域では、風化により不安定化したこれらの「マサ」や「マサ土」が斜面中に厚く分布していることがあり、しばしば表層崩壊等の要因となります。



写真-5 風化花崗岩の露頭（広島県広島市南区）

わが国では、上記のような花崗岩の風化が地下数十mの深さまで及んでいることもあり、深層風化と呼ばれます⁴⁾（写真-6）。花崗岩分布域での土木構造物の基礎地盤調査では、厚いマサ状の風化帯の存在に注意する必要があります。



写真-6 花崗岩の深層風化状況（広島県廿日市市）
広くマサ化した地山中にコアストーン（矢印部）が認められる。

一般に、花崗岩にはマグマが冷え固まるときに形成される「節理」と呼ばれる亀裂が発達しています。その亀裂に沿って水や空気が入り込むため、亀裂間では「マサ」化が進行します。花崗岩地山中において亀裂に沿った「マサ」化が進行すると、亀裂と亀裂の間に未風化の硬質な岩芯（コアストーン）が形成される（残存する）ことがあります。

細粒花崗岩は粗粒～中粒のものと比較し風化しにくく、コアストーンとして風化花崗岩地山中に残存していることがあります（写真-6）。土木構造物の支持層確認のための調査などでは、こうした局所的な岩塊に注意して地山評価を行う必要があります（詳しくは、本Q&A 土-16「花崗岩のコアストーンによる土木的な注意点」を参照ください）。また、コアストーンが地表付近に現われているときには、落石の発生源や土石流発生時に流木とともに下流域を襲う巨礫にもなり得るため注意が必要です（写真-7）。



写真-7 土石流溪流内にみられる細粒花崗岩のコアストーン起源の転石
(広島県安芸郡熊野町)

【引用文献】

- 1) 西村裕二郎・鈴木盛久・今岡照喜・高木秀雄・金折裕司・磯崎行雄（2002）：基礎地球科学，朝倉書店，pp. 55-57.
- 2) 於保幸正・海堀正博・平山恭之（2015）：地表の変化-風化・侵食・地形・土砂災害-，広島大学出版会，pp. 5-7.
- 3) 藤田崇：深成岩の特性とその見方，斜面防災対策技術協会. <https://www.jasdim.or.jp/gijutsu/ganseki/fujita/index.html>（2019年7月27日閲覧）.
- 4) 千木良雅弘（2002）：群発する崩壊－花崗岩と火砕流－，近未来社，228p.

（回答者 岸本 剛・加藤 弘徳）

Q 段丘とはどのようなものですか？また、段丘堆積物の分布域では、どのような土木的な問題が想定されるのですか？

A 段丘地形はもともと河床や海底だった所が、地殻変動等の影響を受け、離水することにより形成されます。一般に段丘堆積物は強度が強く、土木的に問題となることは少ないですが、建設工事の状況によっては斜面崩壊等の発生することがあります。とくに段丘地形が明瞭に表れていない箇所では十分な地質調査が必要です。

(1) 段丘地形とは

一般的に地形は山地、丘陵地、台地、低地に区分され、我々が台地と呼ぶものの中には以下のものが含まれます。

- ①第四紀の地層が作る台地（段丘を含む）
- ②溶岩流や火山からの噴出物が作る台地（シラス台地など）
- ③隆起した準平原などが削られてできた平坦面～緩斜面（浸食小起伏面）

通常段丘は上記①に該当し、主に河川沿いに発達する「河岸段丘」と海岸沿いの「海岸段丘」があります。さらに形成時期によって「洪積段丘」や「沖積段丘」と呼ばれることもあります。

例えば河岸段丘は、かつての河床面が地殻変動、気候や海水準の変化等に伴う河床の低下により取り残されて形成されます（図-1）。また、海岸段丘は波食台や浅海の堆積面が同様の理由により離水して形成されます。

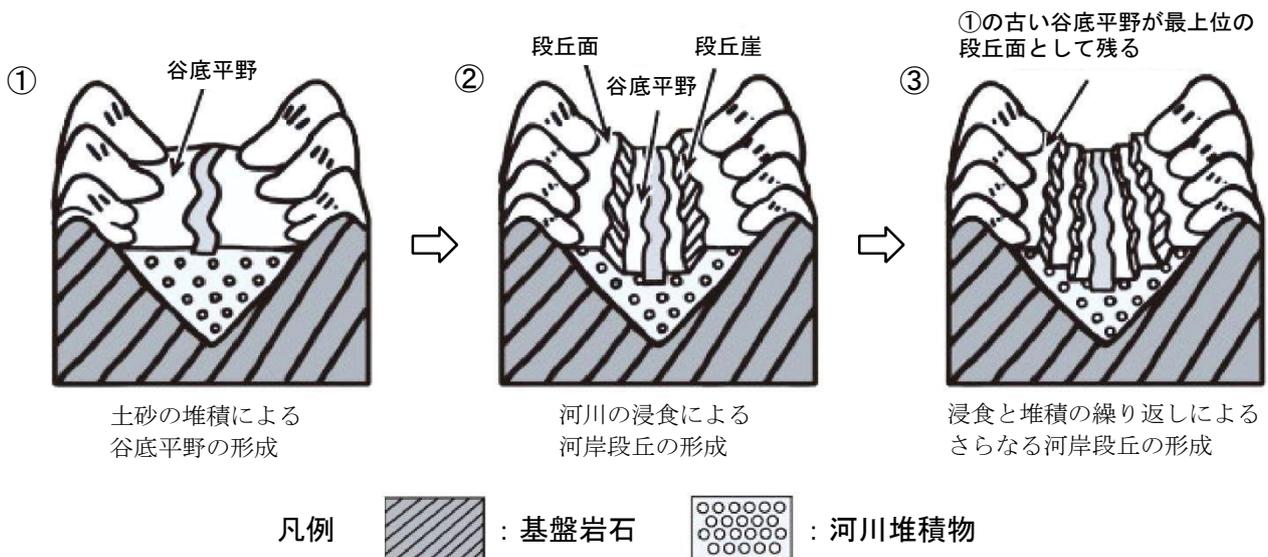


図-1 段丘の形成順序¹⁾

(2) 段丘堆積物とは

元々河床面だった所が陸化したため、段丘の地質は、河川によって堆積した砂礫などの土砂から構成されることが多いです。また、浸食作用が大きい場合は堆積物の厚さが薄く、基盤岩が露出することもあります。海岸段丘も含めた段丘の成因・層厚等を整理して表-1に示します。

表-1 段丘の区分と成因²⁾

区分		成因等	層厚等
大分類	小分類		
河岸段丘	堆積段丘	河川が堆積層を形成している段階で形成。山地と低地の間に数段見られることが多い。砂礫段丘とも呼ぶ。	河川堆積の土砂からなる。層厚は一般に10m以上。
	浸食段丘	山麓や扇状地の浸食により形成。基盤岩が露出する場合、岩石段丘とも呼ぶ。	基盤岩が露出する場合あり。堆積物の層厚5~6m。
海岸段丘	—	浅海底の波食台や海面下の堆積面の陸化によって形成。階段状を呈することが多い。	基盤岩が露出するか、砂層などをのせている。

(3) 土木地質的な問題点

段丘堆積物は洪積世に形成されたものが多く、砂～砂礫層の締まり具合は良く、粘性土は比較的固いです。したがって建物などの構造物の支持地盤としては良好と考えられます。

ただし、段丘堆積物の基底部や段丘崖に近接した箇所では、道路・鉄道等の建設に伴う切土により湧水が生じたり、堆積物に含まれる礫の抜け落ちによる落石や斜面崩壊が発生したりすることがあります(図-2)。

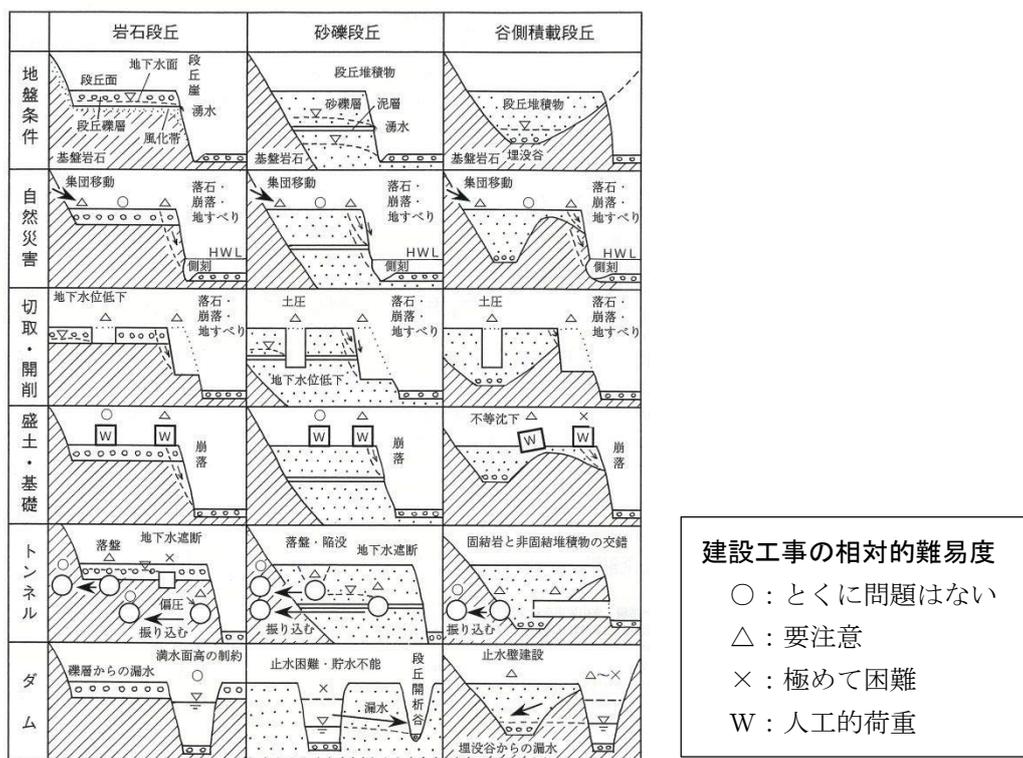


図-2 段丘の地盤条件、自然災害および建設工事における留意事項³⁾



段丘地形は周囲と区画された平坦面を持つため、空中写真判読や地形図等から、その分布状況を把握することができます。写真-1の中央に広がる高さの揃った台地状の場所が段丘にあたります。

写真-1
高知県室戸市羽根～吉良川町付近の段丘地形⁴⁾

ただし、河川沿いの山腹斜面において、明瞭な平坦面が見られない箇所でも段丘堆積物が伏在している事例があります(図-3)。この例では、段丘堆積物の上位に過去の斜面崩壊による転石群が厚く分布しており、当初の切土計画が大幅に変更されました。このように一度形成された段丘地形が隠されている場合もあるので、事前の十分な調査が必要とされます。

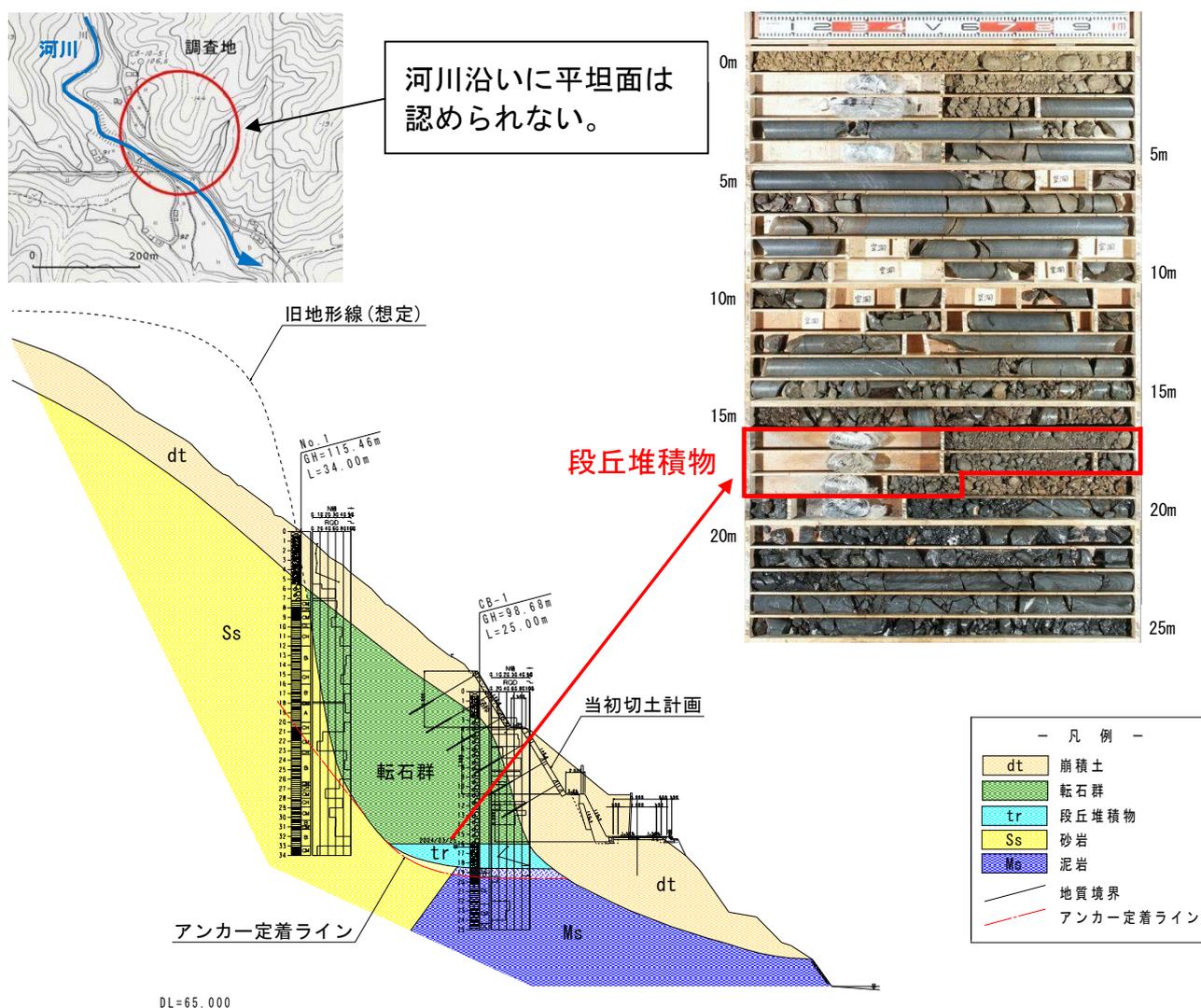


図-3 斜面裾部に段丘堆積物が伏在している事例(徳島県、四万十帯)

【引用文献】

- 1) 国土地理院：「地理教育の道具箱」, http://www.gsi.go.jp/CHIRIKYOUIKU/kawa_3-4.html
(2019年5月9日閲覧)
- 2) NEXCO (2012)：土質地質調査要領, 参考資料編, 23p.
- 3) 鈴木隆介 (2000)：建設技術者のための地形図読図入門, 第3巻, 段丘・丘陵・山地, 古今書院, 584p.
- 4) 室戸ユネスコ世界ジオパーク：「ジオパークマップ」,
<https://www.muroto-geo.jp/catgeomap/geology/> (2019年5月9日閲覧)

(回答者 住友 徹)

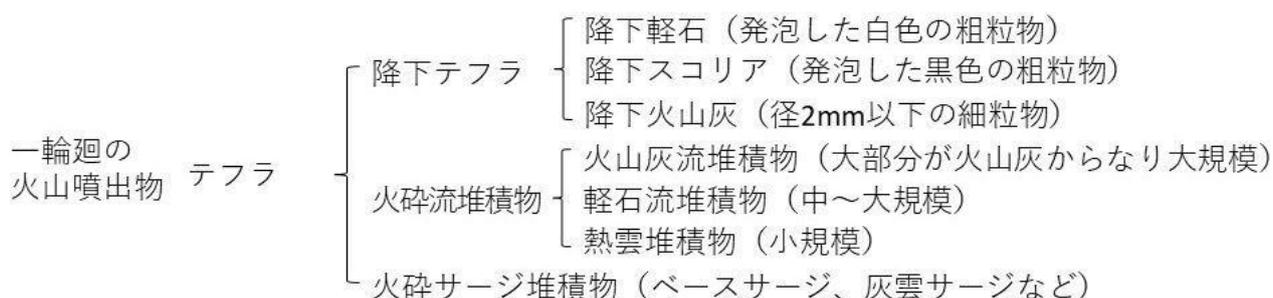
Q 中国四国地方のボーリングコアで K-Ah 火山灰と AT 火山灰を認定・識別するにはどのような特徴を見ればいいですか？

A 火山灰は、主に、色調、質感、構成粒子の特徴の3点を調べて識別します。

(1) 火山灰とは

まず、火山灰の定義について述べます。火山灰は火山の爆発的噴火により、火山ガスとともにバラバラの固体の破片として噴出された、径 2mm 以下の細粒物です¹⁾。しかし、降下する噴出物（火山灰と一般に呼ばれるもの）には、しばしば 2mm 以上の軽石が含まれます。一般的に、火山灰と降下軽石を総称してテフラという言葉が使われます（表-1）。

表-1 テフラに関連する諸述語¹⁾



風化したものは火山灰土

多輪廻の
火山噴出物

テフラ群：火山灰（土）あるいはローム、赤土、黒土などと呼ばれる。

(2) 火山灰の認定・識別方法

火山灰の認定・識別方法として、ここでは、中国四国地方の沖積層と洪積層の判定に用いられる始良 Tn (AT) 火山灰 (29,000 年前の火山灰) と鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰 (7,300 年前の火山灰) を例に示します (図-1)。

ボーリングコアや露頭で火山灰を見分けるポイントは以下の3点が挙げられます。

□色調を調べる

一般的に、火山灰の色は含まれる粒子の種類や量によって異なります。新鮮な K-Ah 火山灰や AT 火山灰は透明な火山ガラスを多く含み、白色～灰色に見えることが多いです。

沖積低地で掘削されたボーリングコアの場合、K-Ah 火山灰は泥層中に挟まれることが一般的です。AT 火山灰は有機質土に挟在されることもあります。これらの場合、色調で判断することもできます (写真-1)。

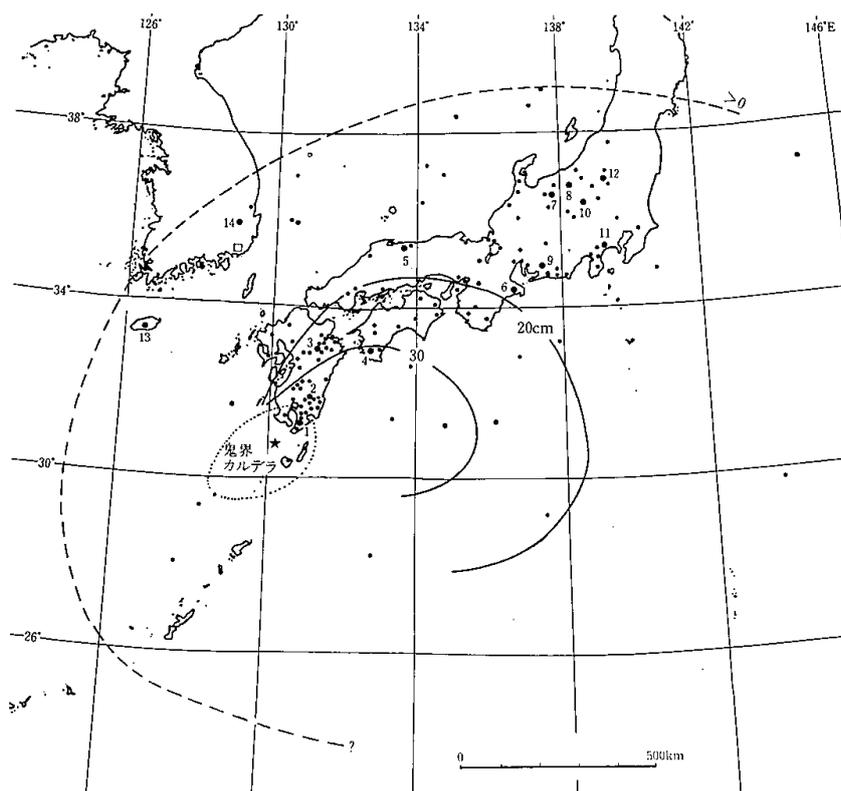


図-1 K-Ah 火山灰の等層厚線図 (アイソパック) ¹⁾

点線内は火砕流堆積物の分布範囲を示す。模式地 (大きな黒丸) : 1. 垂水市堀切、2. 霧島町永池、3. 久住町一帯、4. 宿毛市小川、5. 関金町鴨ヶ丘、6. 大台町栃原、7. 立山町弥陀ヶ原、8. 妙高町大久保、9. 作手村大野原、10. 軽井沢町成沢、11. 二宮町押切川新幹線下、12. 尾瀬ヶ原、13. 西帰浦、14. 古礼里。

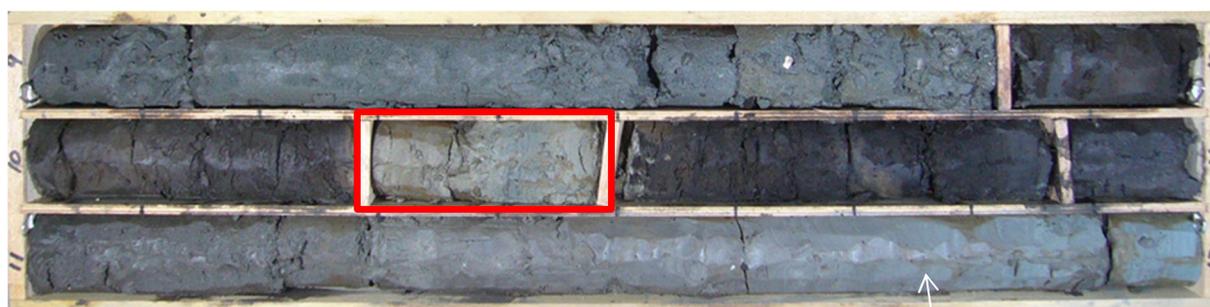


写真-1 高松平野のボーリングコア
AT 火山灰が 10.29-10.50m に含まれます

ただし、ボーリング掘削後、時間が経過したコア (写真-2) や空気に触れやすい露頭表面 (写真-3) の火山灰は酸化して褐色になっていることがあるので注意が必要です。特にK-Ahは地表露頭では淡褐～明褐色又は赤黒色を呈し、四国地方ではかつて「赤オンジ」や「黒オンジ」と呼ばれていたことがあります²⁾。写真-2では、K-Ah 火山灰が 0.54-0.64m に含まれます。0.54m 以浅は暗褐色の粘土層 (有機物を含む) で、0.64m 以深は淡褐色の粘土層です。酸化しているため、コア全体が褐色に見えます。



写真-2 愛媛県西予市の K-Ah 火山灰ボーリングコア接写（左がコア上位）



写真-3 愛媛県西予市の K-Ah 火山灰露頭
ハンマーより上位の淡褐色層が火山灰層です

写真-4には、火山灰に含まれる透明の火山ガラス（黄色の矢印の先）を示しています。火山ガラスのうち、バブルウォール型火山ガラス (bw) はマグマのメルトが大きく発泡し、そのバブルが弾けた壁の破片です。軽石型火山ガラス (pm) は繊維状やスポンジ状に細かく発泡したものです。小さな気泡が伸びて、気泡の境界部分が筋状になっている様子が見えます。

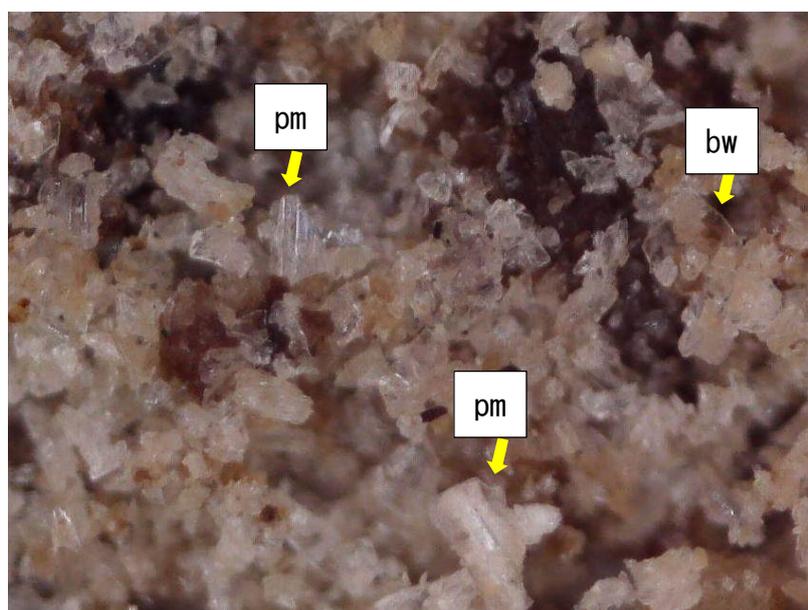


写真-4 高松平野の AT 火山灰の実体顕微鏡写真、写真の横幅は 6mm。

bw : バブルウォール型火山ガラス、pm : 軽石型火山ガラス

□質感を調べる

粘土層や有機質土と比較して、K-Ah 火山灰や AT 火山灰は触るとざらざらしています (写真-4)。また、粘性土と比較すると軽く、ふかふかした質感です (写真-3)。

□構成粒子を調べる

K-Ah 火山灰および AT 火山灰は肉眼でキラキラと輝いて見えます。実体顕微鏡で見ると、それらが主に火山ガラスや鉱物によって構成されているのがわかります (写真-4)。

(3) 火山灰を同定する

ボーリングコアや露頭で火山灰を調べることで、その地層の年代を決めることができます。そのためには、見つけた火山灰が何ものかを調べる必要があります。火山灰は 1 枚 1 枚、異なる特徴を持ちます。表-2 には、四国や中国地方でよく見いだされる火山灰であり、九州および中国地方の火山を起源とする約 10 万年前以降の火山灰を載せています。表-2 に示すように、火山灰に含まれる鉱物や火山ガラスの屈折率を比較すると、それぞれ少しずつ異なっていることがわかります。同じ場所 (カルデラ) から噴出した鬼界アカホヤ火山灰と鬼界葛原火山灰、三瓶浮布火山灰と三瓶池田火山灰でもそれぞれ特徴が異なります。つまり、含まれる鉱物や火山ガラスの形・屈折率・化学組成などを調べると、どこから、いつ噴出した火山灰かわかります。

表-2 九州および中国地方の火山を起源とする約 10 万年前以降の代表的な火山灰。
(文献¹⁾を参考に作成)

テフラ名	噴出場所	年代	含まれる鉱物	火山ガラスの屈折率
鬼界アカホヤ (K-Ah)	鬼界カルデラ	7,300 年前	Opx, Cpx	bw, pm 1.508-1.516
三瓶浮布 (SUK)	島根県三瓶山	20,000 年前	Hbl, Bt, Qtz	pm 1.505-1.507
始良 Tn (AT)	始良カルデラ	29,000 年前	Opx, Cpx, Hbl, Qtz	bw, pm 1.498-1.501
三瓶池田 (SI)	島根県三瓶山	50,000 年前	Bt, Hbl, Qtz	pm 1.502-1.505
大山倉吉 (DKP)	鳥取県大山	55,000 年前	Hbl, Opx, Bt	pm 1.508-1.514
阿蘇 4 (Aso-4)	阿蘇カルデラ	90,000 年前	Hbl, Opx, Cpx	bw, pm 1.506-1.510
鬼界葛原 (K-Tz)	鬼界カルデラ	95,000 年前	Opx, Cpx, Qtz	bw, pm 1.496-1.500

【鉱物】 Opx:斜方輝石、Cpx:単斜輝石、Hbl:普通角閃石、Bt:黒雲母、Qtz:石英

【火山ガラス】 bw:バブルウォール型ガラス、pm:軽石型ガラス (詳細は写真-4 とその説明を参照)

※鉱物および火山ガラスは含まれる量が多いものから示している。

(4) 土木地質における火山灰の活用方法

高松平野などの地下では、日本の他地域の沖積平野と同様に、最終氷期の最寒冷期付近に当たる約 18,000 年前以前とそれ以降の地層では堆積物の間に時間的な間隙 (不整合) があることが知られています。約 18,000 年前以前に堆積した地層を洪積層、それ以降に堆積した地層を沖積層と呼びます。沖積層は新しく、十分に固結していない軟質な地層であるため、土木建設工事を行う際には注意が必要となります。K-Ah 火山灰と AT 火山灰はそれぞれ、約 7,300 年前、約 29,000 年前の噴出年代を示しますので、地層に含まれる火山灰を同定することで沖積層と洪積層の判定ができます。

なお、K-Ah 火山灰は、四国では約 20~30cm 堆積したと推定されていますが (図-1)、地表やボーリングコアで火山灰を確認できない場合は、火山灰の堆積後に火山灰を含む地層が侵食によって失われた可能性があります。逆に、沖積低地では、二次堆積した K-Ah 火山灰が厚さ 1m 以上と厚く堆積している例もあります。

【引用文献】

- 1) 町田洋・新井房夫 (2003) : 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 336p.
- 2) 石井秀明 (2008) : 四国地域におけるアカホヤ火山灰の地表露頭～火山のない四国にも火山灰が降り積もった～, 日本応用地質学会中国四国支部 HP、「会員広場」に掲載 (http://www.jseg.or.jp/chushikoku/kaiin/h_ishii/20081212ishii.pdf).

(回答者 中村 千怜)

Q ボーリング掘進に伴う水頭変化は、何を意味していますか？

A ボーリング掘進に伴う水位変化は、地下水の鉛直方向における流動状況を示しています。掘進中孔内水位が低下する場合、深部への流動を示し、地下水涵養域となっています。一方上昇する場合、上向き流動を示し地表への地下水流出域となっていることを示すと考えられます。

通常、地表面から下に存在する水は地中水と呼び、さらに水圧が大気圧より低い圧力状態の水を土壌水、高い圧力状態の水を地下水と定義され、大気圧と水圧が等しい圧力面を地下水面と呼びます。

掘進中のボーリング孔内に見られる水位も、大気圧と地下水圧が等しい面として現われます。ただし、自然界における地下水圧は、高さの違いによる位置エネルギーだけでなく、帯水層の不均質性に伴い生じた被圧による圧力エネルギーの合わさった水圧からなっています。そのため、不圧地下水の場合の掘進中孔内水位は、位置エネルギーだけの水圧であり、位置変化（掘進深度）に応じた水位変化を示します。一方被圧地下水の場合は、位置エネルギーと圧力エネルギーが加わった水圧であり、不圧地下水の水位に比べ上昇し、場合によっては自噴するケースも見られます（図-1 参照）。

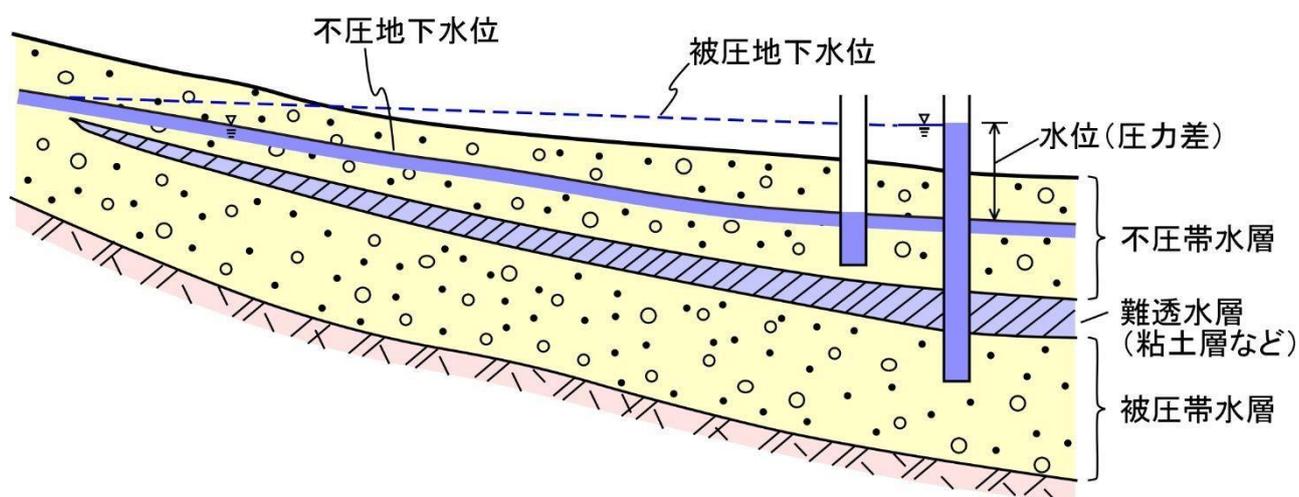


図-1 不圧地下水位と被圧地下水位の違い

ここでは、図-2 に示すボーリング掘進中の孔内水位が徐々に低下するケース①と増加するケース②について地下水流動の違いを考えてみました。帯水層における断面方向の地下水流動は、ボーリング掘削時の間隙湧水圧を測定することにより各深度における水圧の等値線から推定することができます。この水圧の等値線を等ポテンシャル線といい、等ポテンシャル線と直行方向に水圧の高い方から低い方に地下水は流動します。平面での地下水流動を地下水面等高線から推定するのと同じ理屈です。

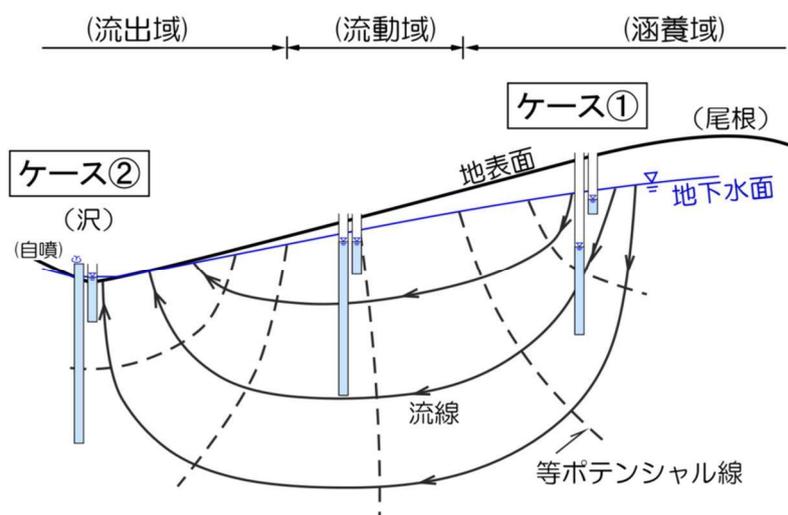


図-2 ボーリング孔内水位と地下水流動の模式図¹⁾

一般的にボーリング掘削中は、毎朝掘削開始前に孔内水位を測定しています。この時の水位は、掘進深度における平均的な水頭を示していると考えられます。掘進時にベントナイト等の泥水を使用した場合は、水位の値よりも掘進に伴う水位の変化傾向が重要となり、注意が必要です。

図-2 に示すように掘進深度が深くなるにつれて、孔内水位が低下傾向を示すケース①では、下向きの地下水の流れを示し、地下水涵養域であることがわかります。一方、孔内水位が上昇傾向を示すケース②では、上向きの地下水の流れを示し、地下水流出域となり沢筋などで雨が無いのに常時水が流出しているのはそのようなメカニズムによると言えます。掘進深度が深くなっても水位変動が少ないケースは、①と②の間のような横方向への地下水流動域を形成していると考えられます。

ここに示すように山岳地帯でボーリングを実施する場合、通常尾根周辺で掘削中の水位は低下状況を示し、沢筋周辺で上昇傾向を示す傾向があります。特に尾根周辺で掘削中に急激な水位上昇を示す場合加圧層となり得る断層の可能性が高く、このような場所でのトンネル工事では集中湧水、突発湧水のリスクが伴うため注意が必要となります。

【引用文献】

1) 杉田倫明, 田中正編著, 筑波大学水文科学研究室著(2009): 水文科学, 共立出版, p. 160

(回答者 栢木 智明)

日本応用地質学会 中国四国支部 執筆者・査読者

執筆者		査読者	
石井 秀明	(株)ナイバ	石井 秀明	(株)ナイバ
岡村 洋	(株)地研	太田 岳洋	山口大学
小笠原 洋	復建調査設計(株)	岡村 洋	(株)地研
片山 直樹	(株)日本海技術コンサルタンツ	小笠原 洋	復建調査設計(株)
加藤 弘徳	(株)荒谷建設コンサルタント	加藤 弘徳	(株)荒谷建設コンサルタント
栢木 智明	スイモン LLC	栢木 智明	スイモン LLC
岸本 剛	(株)荒谷建設コンサルタント	木村 一成	(株)ナイバ
木村 一成	(株)ナイバ	木村 隆行	(株)エイト日本技術開発
木村 隆行	(株)エイト日本技術開発	小暮 哲也	島根大学
工藤 健雄	(株)エイト日本技術開発	嶋 将志	(株)エイト日本技術開発
小井戸 一浩	復建調査設計(株)	鈴木 茂之	岡山大学
小暮 哲也	島根大学	曾我部 淳	(株)中電技術コンサルタント
住友 徹	ニタコンサルタント(株)	田村 栄治	(株)四電技術コンサルタント
曾我部 淳	(株)中電技術コンサルタント	外山 涼一	(株)日野原富士コンサルタント
多久和 晃志	(株)中電技術コンサルタント	西本 優介	大日本ダイヤコンサルタント(株)
竹下 菜月	復建調査設計(株)	西山 賢一	徳島大学
谷野宮 竜浩	田村ポーリング(株)	藤本 睦	復建調査設計(株)
田村 栄治	(株)四電技術コンサルタント	宮地 修一	(株)地研
田村 俊之	ニタコンサルタント(株)	向吉 秀樹	島根大学
寺本 光伸	スイモン LLC	山本 和彦	(株)ナイバ
中村 千怜	(株)ナイバ	能野 一美	(株)四電技術コンサルタント
西川 徹	(株)第一コンサルタンツ	横山 俊治	(株)荒谷建設コンサルタント(元高知大学)
浜崎 晃	(株)日本海技術コンサルタンツ		
藤本 耕次	復建調査設計(株)		
藤本 潤	(株)中電技術コンサルタント		
本間 こぎと	高知大学		
宮地 修一	(株)地研		
宮本 新平	(株)中電技術コンサルタント		
山本 和彦	(株)ナイバ		

※五十音順

日本応用地質学会 中国四国支部 編集委員

- 委員長 小笠原 洋 復建調査設計(株)
- 委員 岡村 洋 (株)地研
- 加藤 弘徳 (株)荒谷建設コンサルタント
- 木村 一成 (株)ナイバ
- 小井戸 一浩 復建調査設計(株)
- 曾我部 淳 (株)中電技術コンサルタント
- 田村 栄治 (株)四電技術コンサルタント
- 寺本 光伸 スイモン LLC
- 西本 優介 大日本ダイヤコンサルタント(株)
- 藤本 耕次 復建調査設計(株)
- 藤本 潤 (株)中電技術コンサルタント

※五十音順

応用地質 Q & A 中国四国版

令和元年5月17日 初版
令和5年10月31日 第2版
令和7年3月31日 第3版

編集兼発行者 日本応用地質学会 中国四国支部



日本応用地質学会