

四国西南日本外帯地すべりにおける
すべり面決定法に関する研究

平成 27 年 3 月

古谷綱崇

目 次

| | |
|----------------------------------|----|
| 第1章 序 論 | 1 |
| 1.1 研究の目的 | 1 |
| 1.2 従来の研究 | 2 |
| 1.3 本論文の構成 | 3 |
| | |
| 第2章 四国西南日本外帯のすべり面実態 | 5 |
| 2.1 概 説 | 5 |
| 2.2 四国西南日本外帯の特徴 | 5 |
| 2.3 すべり面実態 | 9 |
| 2.4 三波川変成帯 | 14 |
| 2.4.1 倉羅地区 | 14 |
| 2.4.2 檜尾地区 | 16 |
| 2.4.3 小北川地区 | 18 |
| 2.5 御荷鉾帯緑色岩類 | 24 |
| 2.5.1 平谷地区 | 24 |
| 2.5.2 西山地区 | 27 |
| 2.6 秩父累帯 | 30 |
| 2.6.1 富士の池地区 | 30 |
| 2.6.2 阿津江地区 | 33 |
| 2.7 四万十帯（奈半利地区） | 36 |
| 2.8 すべり面強度特性 | 38 |
| 2.8.1 すべり面の粒度特性 | 38 |
| 2.8.2 せん断抵抗角について | 39 |
| 2.8.3 粘着力について | 42 |
| 2.9 四国西南日本外帯の土砂災害の特徴についての考察 | 45 |
| 2.10 結 語 | 47 |
| | |
| 第3章 ボーリングコアによる地すべり土塊性状と評価 | 49 |
| 3.1 概 説 | 49 |
| 3.2 ボーリングコア採取方法 | 49 |
| 3.3 各地質のコア性状評価 | 55 |
| 3.4 破碎構造の特徴 | 60 |
| 3.5 混入物の有無の確認と評価 | 64 |
| 3.6 薄片観察による破碎性状観察 | 66 |

| | |
|--------------------------------|------------|
| 3.7 結 語 | 70 |
| 第4章 すべり面深度決定のための計測手法と結果 | 71 |
| 4.1 概 説 | 71 |
| 4.2 すべり面決定のための計測手法 | 71 |
| 4.3 適用事例の計測結果 | 74 |
| 4.3.1 適用事例 1 | 74 |
| 4.3.2 適用事例 2 | 80 |
| 4.4 結 語 | 88 |
| 第5章 すべり面に影響を及ぼす地下水の調査 | 89 |
| 5.1 概 説 | 89 |
| 5.2 地すべり地における地下水 | 89 |
| 5.2.1 地すべり地における地下水賦存形態 | 89 |
| 5.2.2 地下水流動位置の把握 | 91 |
| 5.3 地すべり地の地下水形態 | 96 |
| 5.4 結 語 | 99 |
| 第6章 結論と考察 | 101 |
| 6.1 結論 | 101 |
| 6.2 今後の課題 | 103 |
| 参考文献 | 104 |
| 謝 辞 | 110 |

第1章 序 論

1.1 研究の目的

日本の地すべりは、大別して第三紀層地すべり、破碎帯地すべり、及び温泉地すべりに分類されている¹⁾。そのうち、第三紀層地すべりと温泉地すべりはその実態に関して多くの点で共通した認識が得られているが、四国の西南日本外帯側に数多く分布する破碎帯地すべりの実態は未だ未解明な点が多い²⁾。たとえば、すべり面が礫混じり土状粘土を呈しており、せん断面が判然としないことや地すべりが主としてクリープ性の重力変形³⁾によることが多いなどが挙げられる。

すべり面研究を行う上では、理学的な視点からすべり面構造を詳細に観察するとともに、工学的な視点から検証することが必要である。これらは、すべり面形成のメカニズムや地すべり機構解明、地すべり安定解析、対策工設計の解析精度向上を図るために行われる。しかし、すべり面は地下深部にあるため、すべり面の観察やせん断試験などによる検討試料を得るための十分な機会があるとはいえない。特に、本研究で対象とする四国西南日本外帯地すべりは、すべり面が判然としないことが多いことから、すべり面構造を詳細に観察する機会は極めて少ない。このため、地すべり調査で一般的に行われるボーリング調査のコアからすべり面を特定するための有力な情報を得ることが少なく、地すべり機構の解明やメカニズムを解明する上で問題となっている。

地すべり調査の最も重要な目的の一つは、すべり面の位置と形状を特定することである。活動的な地すべりではパイプひずみ計や孔内傾斜計等による動態観測の結果から容易にすべり面を把握することができる。しかし、四国西南日本外帯側に分布している地すべりの多くは動きが極めて緩慢で一定期間の活動の後に停止し、降雨などにより再び再滑動するという特徴を有している⁴⁾⁻⁵⁾。また、明瞭な地すべり地形を示しながら比較的長期にわたって動きが認められない地すべりもある⁶⁾。このような地すべりに対し、動態観測によって決してすべり面の決定根拠を得ることができるとは限らない。そのため、地すべり現場においては主としてボーリングコアの観察結果からすべり面を決定せざるを得ない。しかし、コア観察によるすべり面判定は技術者の経験や技量に委ねられているところが大きく、観察者によって判断にばらつきが生じることが多い⁷⁾⁻⁹⁾。

筆者はこれまで四国、つまり、破碎帯地すべりを対象に地すべり調査や解析、設計などの業務に携わってきた。特に、ボーリング調査の管理やコア観察など、地すべり機構を解明する基礎的な調査に多く関わり、すべり面の位置決定のための各種調査試験を行ってきた。すべり面決定は特に斜面の安定性や地すべり機構を解明する上でも重要であるが、採取されたコアのみですべり面を特定することは極めて難しい。これは、三波川変成岩のコアを観察した技術者であれば、容易にわかる。その主な原因としては、せん断面が判然としないことが多く、有力な決定根拠に欠くためと言える。そのため、すべり面決定の有力な手法として地下水検層の試験を行い、すべり面決定の検討を行う場合もあるが、破碎帯地すべりで生じやすい漏水によって、地下水検層が困難となる場合も少なくない¹⁰⁾。つまり、コアのみならず地下水検層においても有力な情報が得られないことがある。このような場合は限られた情報のもとですべり面を決定する必要がある。

一方で近年、掘削技術の向上により良質なコア採取が可能となり、より詳細に地中内部の状況を把握できるようになったため、すべり面の決定を行うためのデータを取得しやすくなった。しかし、現段階ではこれらの良質なコアを用いたコア観察は比較的少なく、また観察技術が未確立であるため、良

質なボーリングコアのより詳細な観察技術の開発が望まれている。また、良質なボーリングコアを対象に各種の計測・試験を行い、より客観的にすべり面を特定できるデータを提供・蓄積することが求められる。

そこで本研究の目的は、四国西南日本外帯の地すべりを対象に良質なボーリングコアから観察されたすべり面情報を取りまとめ、ボーリングコアに対する各種計測・試験を行い、より客観的にすべり面を特定できる手法を提供することである。まず最初に、四国西南日本外帯における地質毎のすべり面実態を明らかにするため、集水井孔内及び採取された良質なボーリングコアの詳細観察を行なうとともに、不攪乱なすべり面試料を用いて物理的・力学的試験を実施した。次にボーリングコアからすべり面深度を特定するための観察方法を開発し、各種観測機器による観測・計測を行い、より客観的にすべり面を判定できるデータを取得する。さらに、すべり面の判定精度を高めるため、すべり面に影響を及ぼす地下水の調査手法の検討を行なった。以上で得られるコア観察結果、計測データ及び地下水調査の結果から総合的に判定すれば、すべり面の位置を概ね決定することができる。

1.2 従来の研究

四国の西南日本外帯側には、数多くの地すべりが分布し、特に東西に走る三つの構造線（中央構造線、御荷鉾構造線、仏像構造線）沿いの脆弱な地層に日本有数の地すべり密集地帯が形成されている。これらの地すべりに対する調査では、地形判読、実態調査、地すべり規模の予測、調査ボーリング、動態観測、すべり面の判定という流れで地すべりの規模、特にすべり面深度を決定する。踏査とコア観察から総合的に判断してすべり面を決定することになる。つまり、踏査により地すべりの頭部と末端、側部を決定し、この結果とボーリングコア観察とからすべり面深度を決定することが一般的である。

地すべりブロックの幅や長さおよび深さなどの関連性は、これまでの地すべり事例から統計的な相関性がいくつか報告されている¹²⁾⁻¹⁴⁾。これらの統計的な資料からすべり面の概ねの深度を推定することもある。これより、地すべり規模からすべり面深度の推定を行い、コア観察からすべり面を決定する基礎資料として利用することがあり、実務においても簡易であるため利用されることがある。ただし、地表面に見られる亀裂や段差などが判然としない場合は、必ずしもすべり面深度推定に利用できるとは限らない。特に、相対的に厚い移動層の場合、移動層が薄い移動層の場合と較べると、すべり面周辺とそれより上位の移動層では、速度分布に差異があることに起因して地表面に変状が認められない場合がある。つまり、大規模地すべりに対しては、これらの統計処理によるすべり面の推定も困難な場合がある。

動きの緩慢な地すべりや動態観測データのない場合には、主としてボーリングコアの観察結果からすべり面を決定することが多い。しかし、コア観察のみですべり面を決定することは非常に難しいため¹⁴⁾、地すべりの規模や要因特性からすべり面深度を予測する方法¹⁵⁾⁻¹⁶⁾や、他の調査・計測データなどから総合的に判定することが行われる。コアからすべり面を特定する手法としては例えば、菊山ほか(1998)¹⁷⁾、磯野ほか(2008)¹⁸⁾、柴崎ほか(2007)¹⁹⁾などが示した色彩や化学的特徴からすべり面を推定する手法や、コア内の砂粒子の円磨度からすべり面を検討する手法がある。また、山崎ほか(2001)²⁰⁾はボーリング孔壁の反射強度からすべり面の軟弱部を特定して、すべり面の決定の基礎資料として利用する方法などがある。

1.3 本論文の構成

本論文は、この序論も含めて6つの章より成っている。各章の内容について要約すると次のようになる。

〔第2章 四国西南日本外帯のすべり面実態〕

この章では、四国西南日本外帯の地質や気象、災害形態について整理し、研究対象地すべり地 11 地区の中の 9 地区について観察したすべり面の構造特徴および土質試験の結果を述べた。詳細観察については、直接集水井孔内で観察したすべり面や良質なボーリングコアで採取されたコアで確認されたすべり面を対象とした。また、すべり面の工学的な特性を把握するため、リングせん断試験や繰り返し一面せん断試験、単純せん断試験を実施し、得られた粘着力とせん断抵抗角を取りまとめるとともに、斜面安定解析に用いる地山強度定数についての検討を加えた。更に、これらのすべり面の特徴と気象環境、地すべり災害履歴等から、四国西南日本外帯地すべりの災害形態について考察した。

〔第3章 ボーリングコアによる地すべり土塊性状と評価〕

この章では、良質なコア採取からすべり面抽出までの一連の作業について述べた。まず、良質なコア採取を行うための手法や技術的動向について概観し、これら手法によって採取された良質なコアを対象に詳細な観察を行い、地質ごとにその特徴を整理、検証した。検証については、ボアホールカメラ画像やコアの接写写真をもとに、各地質の地すべり地における風化度合に応じて4つのレベルに分類して評価を行った。また、破碎性状をより詳細に観察して目視観察のみで得ることの難しいコアの破碎性状について検討を行うため、薄片観察を行った。更に、三波川変成帯の地すべりである麦生土地区、新居屋地区で採取されたボーリングコアは、深部に木片が確認されたことから、これらの年代測定を行い、地すべりの発生時期について述べた。

〔第4章 すべり面深度決定のための計測手法と結果〕

この章では、倉羅地区、富士の池地区地すべりから採取されたボーリングコアに対する帯磁率、色彩測定、エコーチップ反発度試験を行った。また、樫尾地区と阿津江地区は定方位サンプリングコアで採取したコアを用いて、詳細な観察や単位体積重量の計測を行うとともに、不連続面（節理、片理、亀裂、断層など）の分布特徴を深度毎に明らかにした。そしてこれらのコア観察結果、および計測データに基づきすべり面の深さを推定し、より客観的にすべり面位置を決定できることが分かった。

〔第5章 すべり面に影響を及ぼす地下水の調査〕

破碎帯地すべりのすべり面を精度よく決定するためには、コア観察や地下水検層などの総合解析が必要である。そのため、この章ではすべり面近傍に賦存する地下水の位置を特定するための様々な手法について述べた。特に、破碎帯地すべり地においては漏水などが顕著であり、地下水検層法によってすべり面の位置を特定することが困難な場合が多い。そこで、地下水検層をより実務的に利用するための調査手法や漏水の問題に対する対処方法について検討し、漏水防止対策の後に地下水検層を行い、地下水情報を正確に把握した。また、水中カメラを利用して地下水の流入箇所を直接観察し、湧水箇所を特定した。これらの結果を加えると、すべり面の深さをより確実に特定することが可能である。

〔第 6 章 結論と考察〕

この章では、第 2 章から第 5 章までの研究内容を総括して本論文の結論を述べるとともに、今後の課題について言及した。

第2章 四国西南日本外帯のすべり面実態

2.1 概説

すべり面の実態を把握検討するためには、すべり面の性状を詳解する必要がある。本章では、四国西南日本外帯の主な地質である三波川変成帯、御荷鉾緑色岩類、秩父累帯、四万十帯で観察したすべり面の観察結果について述べる。観察は不攪乱状態の試料を対象に詳細な観察を行うため、集水井壁面での観察や良質なボーリングコアを対象に行った。また、すべり面の工学的な特性を把握するため、物理試験、力学試験等を行い検討した。更に、四国西南日本外帯の地質的特性、気象特性、災害履歴について整理し、すべり面実態と災害形態について考察を行った。

2.2 四国西南日本外帯の特徴

研究対象地である四国西南日本外帯は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートとの境界に位置する南海トラフに面しており、日本海側を西南日本内帯、太平洋側を西南日本外帯と呼ばれている。その境界には大断層である中央構造線が横断しており、中央構造線は徳島市—阿波池田沿いに流れる吉野川付近を東西に走る。

四国の地質帯は明瞭な東西方向の帯状配列によって特徴付けられ、内帯は北側の領家変成帯と南側の和泉帯に大別される。一方、本研究対象地である外帯は御荷鉾構造線、仏像構造線の走向方向の断層によって、北側から三波川変成帯、秩父累帯、四万十帯の3つの地質帯に大別され、三波川変成帯南部と秩父累帯の境界付近には断続的に御荷鉾緑色岩類が分布する（図-2.1）。

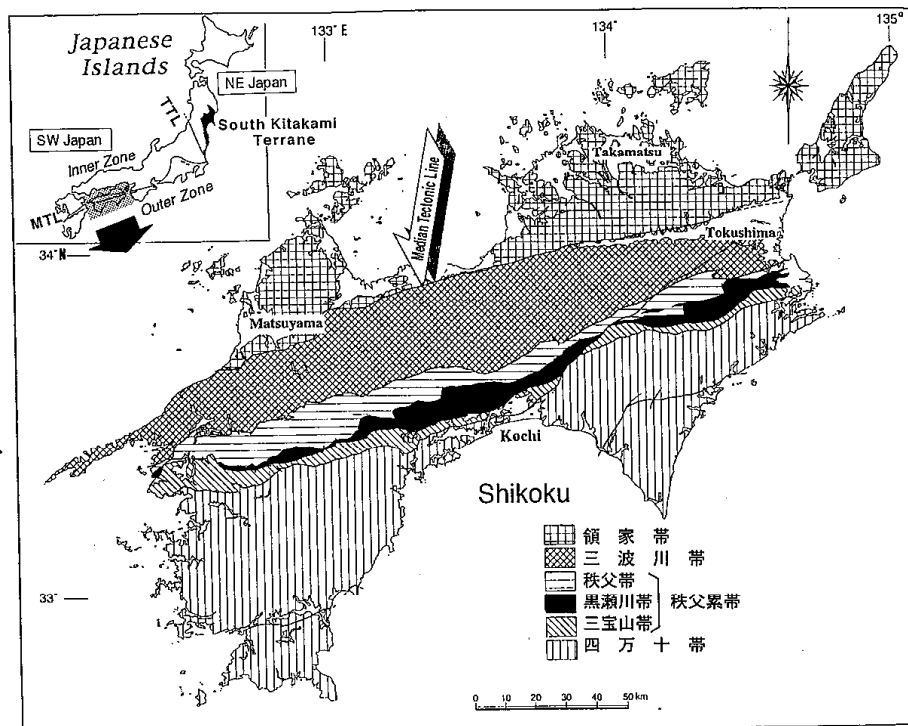


図-2.1 四国の地質区分¹⁾

(1) 三波川変成帯

三波川変成帯を構成する岩石の種類としては、主に泥質片岩、砂質片岩、塩基性片岩、珪質片岩からなる。これら変成岩類は変成を受けたことによって、褶曲構造や変形に伴う特有の面構造や線構造が発達している。

三波川変成帯の内部は高知県吾川郡旧清水村を模式地とする断層破碎帯（清水構造帯）によって三波川プロパーと南側の三波川南縁帯とに二分される。三波川プロパーは分布範囲が広く、一般的に変成の程度が高い。一方、南縁帯は幅約 2~3 km 程度と狭い。変成の程度は肉眼でナトリウムに富む斜長石が認められる岩石からなる点紋帯と、無点紋帯に分けられ、点紋帯の岩石の方が変成の程度が高いことが知られている。そのため、点紋帯と無点紋帯でそれぞれ地すべりの様式が異なると考えられている。点紋帯の地すべりとしては、徳島県吉野川市美郷品野地すべりなどがある。当地区の地すべり履歴は古く、昭和 24 年に小崩壊が始まり、昭和 29 年には亀裂の発生を伴う明瞭な地すべり滑動が発生した。昭和 39 年には集水井工・杭工等の対策工が施工されてきたが、その後も徐々に拡大し昭和 52~54 年には末端崩壊が発生し鋼管杭工・集水井工が被害を受け、地すべり規模は最終的に斜面長 280m、最大幅 170m となった。昭和 57 年より大規模な排土工、アンカー工の対策工が実施され、末端崩壊斜面の法枠工、土留工による復旧が行われている²⁾。一方、無点紋帯としては、美郷より南部に無点紋帯が分布しており、倉羅地すべりなどがある³⁾。

(2) 御荷鉾帯

御荷鉾帯は、御荷鉾緑色岩類が主として分布する地帯である。御荷鉾緑色岩類は塩基性と超塩基性の複合体である。御荷鉾緑色岩類は緑泥石、緑れん石など緑色を呈する変成鉱物を含有しているため、肉眼で観察した際、淡緑色もしくは濃緑色を呈する特徴がある。量的には超塩基性岩は少なく、ほとんどが塩基性岩で占められ、塩基性岩は斑れい岩、輝緑岩、玄武岩からなる。玄武岩は塊状溶岩・枕状溶岩、ピローブレッチャ、ハイアロクラスタイトに細分される。一方、超塩基性岩は蛇紋岩や蛇紋岩化したカンラン岩などに区分される。

御荷鉾緑色岩類の地すべりとしては、例えば徳島県三好市東祖谷に位置する平谷地すべりがある⁴⁾。当地区は、御荷鉾緑色岩が三波川変成岩類にレンズ状に細長く貫入した部分に相当しており、塩基性~超塩基性の火成岩帯である。地すべり規模は末端部幅 600m、斜面長約 2,200m にも及ぶ。活動年代としては¹⁴C によると B.P.12,310±190 年である⁵⁾。

(3) 秩父累帯

秩父累帯は東西に延びる帯状をなして、三波川変成帯や御荷鉾帯の南側に分布する。秩父累帯は起源が異なり複数の地帯によって構成される。それらは北から秩父帯、黒瀬川帯、三宝山帯であり、北帯、中帯、南帯などと呼ばれている。

同地質帯で近年発生した土砂災害としては、徳島県那賀郡那賀町（旧木沢村）で発生した大規模斜面災害がある。発生した斜面崩壊は、2004 年台風 10 号に伴う豪雨で大用知や加州、阿津江、嫁カ滝で生じている。地質としてはジュラ紀付加帯の堆積岩類を主体とする秩父累帯に属する。4 つの斜面崩壊は、黒瀬川帯のペルム紀付加帯分布域で発生しており、海底火山噴火物からなる緑色岩、石灰岩、チャート、砂泥質千枚岩、ならびに蛇紋岩とジュラ紀の砂岩泥岩互層などが関与している⁶⁾。

(4) 四万十帯

四万十帯は仏像構造線以南に位置し、四国の南半分は本帯に属している。高知県ではその分布が多く、県の面積の5分の3以上を示す。地質としては単調な砂岩・泥岩が主体となる。

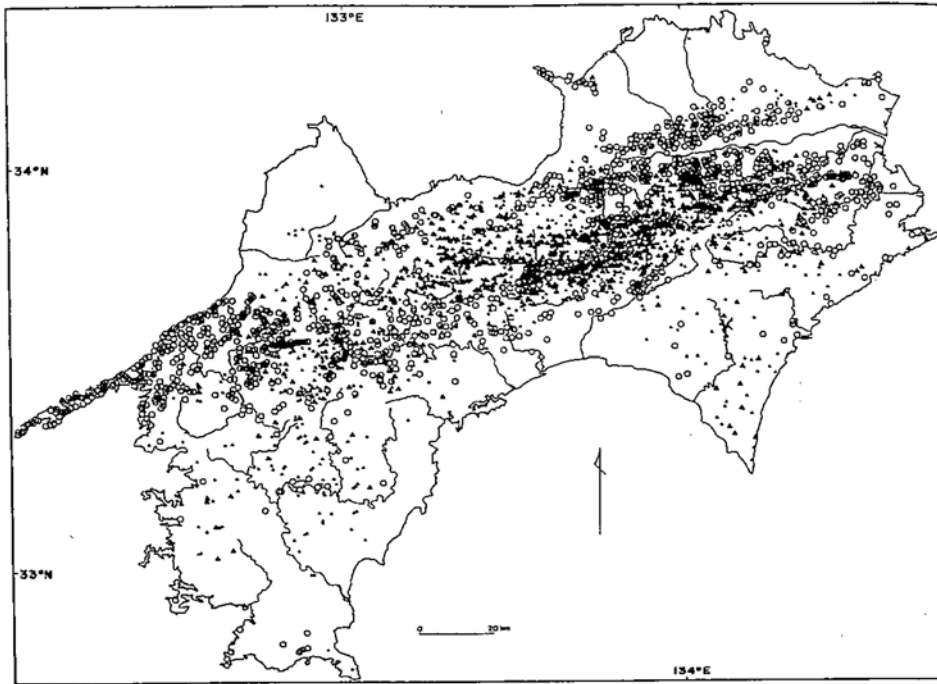
近年、四万十帯における斜面崩壊は多発傾向にあり、平成23年8月30日～9月5日に発生した奈良県十津川村、奈良県五條市大塔町赤谷、宇井などの大規模崩壊がある。四国においては高知県東部の安芸郡北川村では平成23年7月19日に奈半利地区、小島地区、和田地区で大規模崩壊が発生している⁷⁾。

(5) 降雨特性と地すべり多発地帯

図-2.2に寺尾(1986)⁸⁾が示した四国における大規模斜面変動地形と地すべり指定地の分布を示す。これによると御荷鉾緑色岩類と三波川帯で斜面変動が多発している傾向が認められ、秩父累帯および四万十帯の地すべりは比較的少ないことがわかる。

一方、地すべりなどの斜面災害の誘因の一つとして雨量が関係していることは知られているところであり、降雨量との比較を行った。図-2.3に四国の年間降水量の等高線図を示す。四国の気候としては大きく2つに大別され、北部(特に西部)は瀬戸内気候に属し、南部は太平洋気候に属する。北部は全国的に見ても小雨地域であるが、南部は全国でも有数の多雨地域に入り、年間降水量2,500mm～3,500mmもある。年間降水量3,500mmとなる地帯は四万十帯および秩父累帯に属しており、降雨が最も多い。しかし、図-2.2と図-2.3から土砂災害の発生する危険箇所や変動地形と降雨量が必ずしも調和的な関係にあるとはいえない状況がわかる。

四国内で気象環境が異なるひとつの原因として考えられるのは、地形の影響が関わっていると点である。四国の地形は中央構造線以南に地質を反映して東西方向に同じような地形が連なる傾向があり、一般的に西南日本外帯地形は北高南低の傾向があり、四国の中央部をほぼ東西に走る標高1,500～1,900m級の四国脊梁山地がある。つまり、四国脊梁山地によって低気圧が停滞し瀬戸内側の降雨が少ないと考えられる。



▲ : 大規模斜面変動地形 (大 : 10^6m^3 以上, 小 : $10^5\sim 10^6\text{m}^3$)

○ : 地すべり指定地および同危険箇所

図-2.2 四国における大規模斜面変動地形と地すべり指定地および同危険箇所の分布⁸⁾

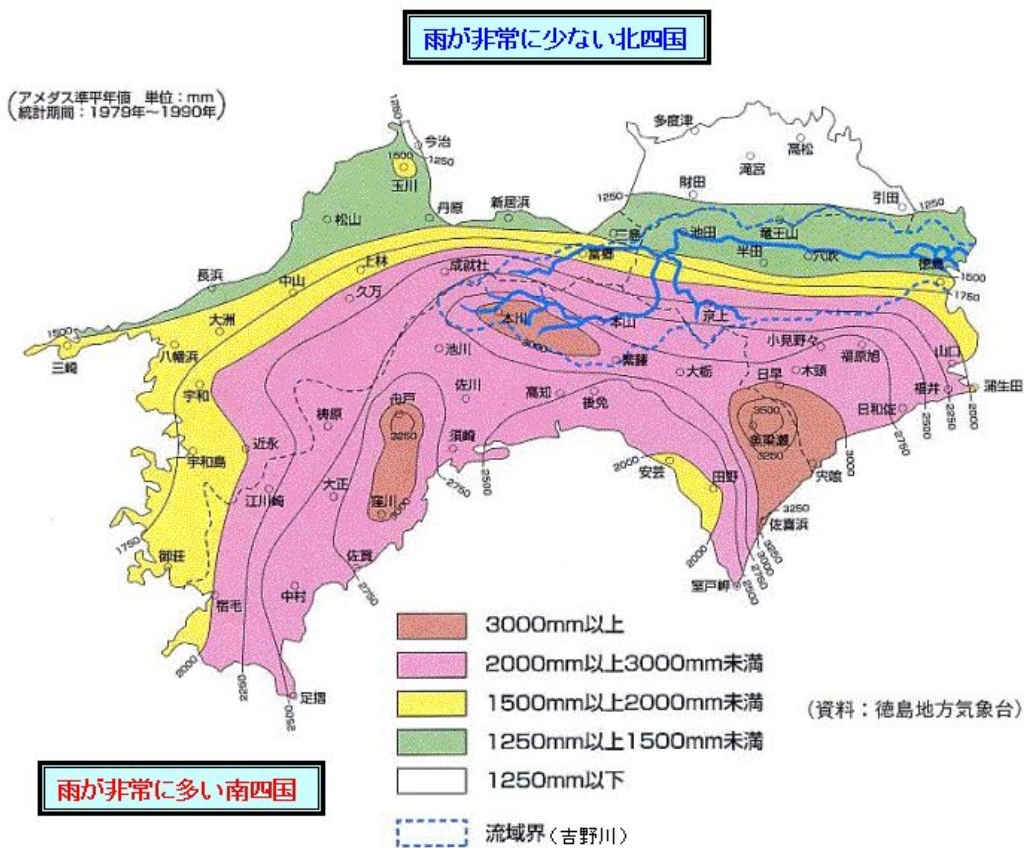


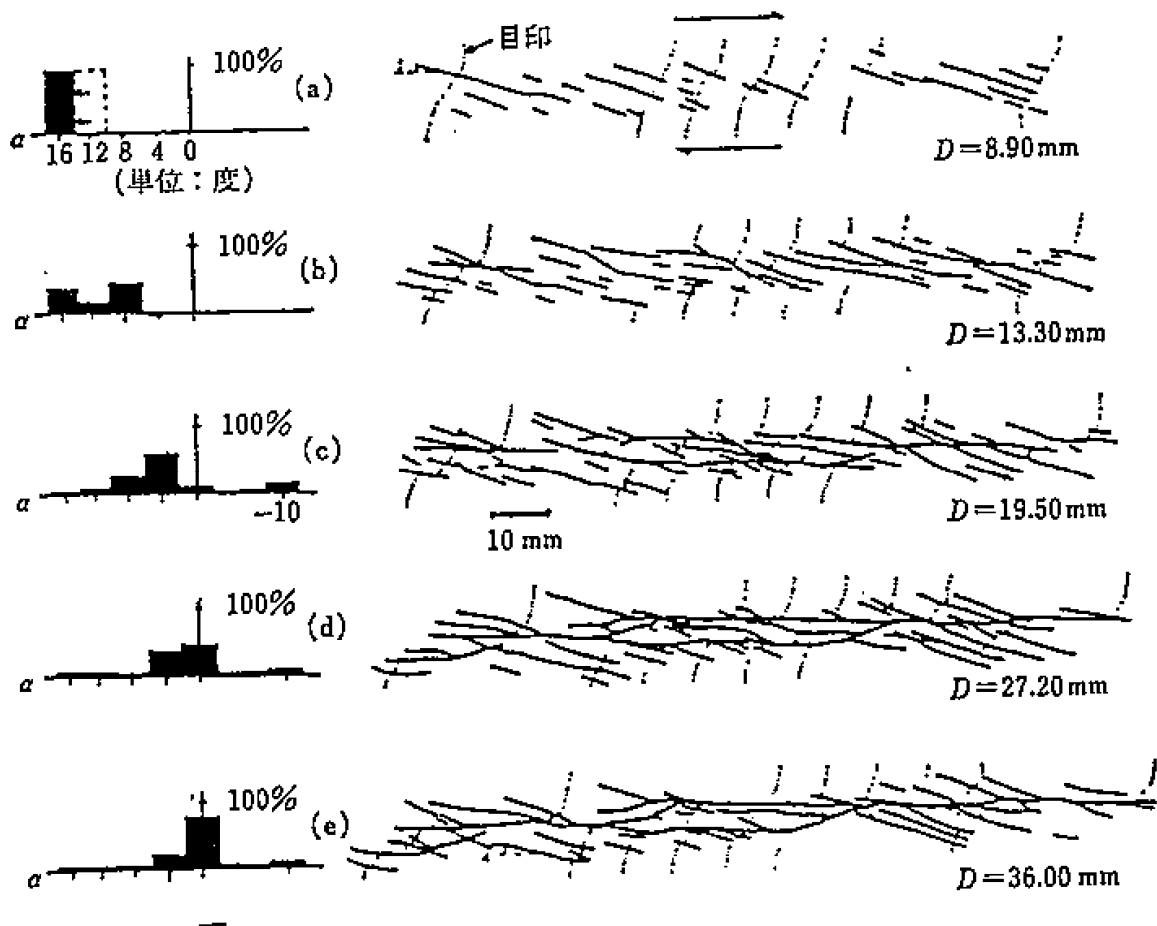
図-2.3 四国における年間降水量等値線図⁹⁾

2.3 すべり面実態

すべり面の定義は明確化されていないが、不動体の岩体より分離し運動する境界面といえる。すべり面には、せん断面が形成されるのが一般的に知られる。しかし、すべり面が面として形成されることは少なく、ある層厚を有するすべり面粘土と呼ばれる層厚数 cm～数 m 程度に達する粘土層であり、Riedel (1929)¹⁰⁾が行ったリーデルせん断実験に見られるせん断面と考えられる。

リーデルせん断実験は、すべり面発達過程を理解する上で有効な試験であり、考案者である W. Riedel にちなんで呼ばれる試験名である。試験方法は、破碎に至る過程を再現するために、2つにせん断した箱に併せて、その中に砂や粘土などの試料を詰め、せん断面に沿ってずらして、試料の破壊過程を観察したものである。リーデルせん断実験の代表的な例を図-2.4に示す。

せん断の初期は、せん断方向に対して時計回り角度 $\phi/2$ だけ斜交し、多少の開口成分をもつ左雁行状のせん断面として現れている。せん断が進行すると逆センスをもつせん断面などが生じ、共役関係のセンスが連なることによって形成される。



(a) から (e) へと右ずれ変位量を増大させたときのせん断面の発達過程、左側のヒストグラムはせん断面の方位別頻度分布、D は変位量

図-2.4 リーデルせん断実験によるせん断面の成長過程 (Tchalenko, 1970¹¹⁾)

一方、実際のすべり面の性状を理解する上では、フィールドでの詳細観察が必要であるが、地すべりのすべり面はその多くが地すべり土塊内部に形成されている。このため、すべり面を詳細に観察することは少ない。しかし、集水井工などの地すべり対策を行う際には、地中内部性状を詳細に観察することができる。例えば、紀平 (1989)¹²⁾、山崎 (2000)¹³⁾、山田ほか (1996)¹⁴⁾、眞弓ほか (2004)¹⁵⁾ などがある。山崎 (2000) や山田ら (1996) は三波川変成帯のすべり面には粗粒径成分を多量に混入する礫混じり土状のすべり面であり、せん断面は判然としないことを述べている。一方、眞弓 (2004) は御荷鉾緑色岩類の地すべりは、せん断面が認められることを述べている。三波川変成帯については多くの事例があるが、御荷鉾緑色岩類、秩父累帯、四万十帯についてのすべり面詳細観察事例は少なく、すべり面の実態を把握する上では各地質帯におけるすべり面の特徴を整理する必要がある。そこで、図-2.5に示す研究対象地 11 地区のうち新居屋および麦生土以外の地すべり地を対象としてすべり面を示した。

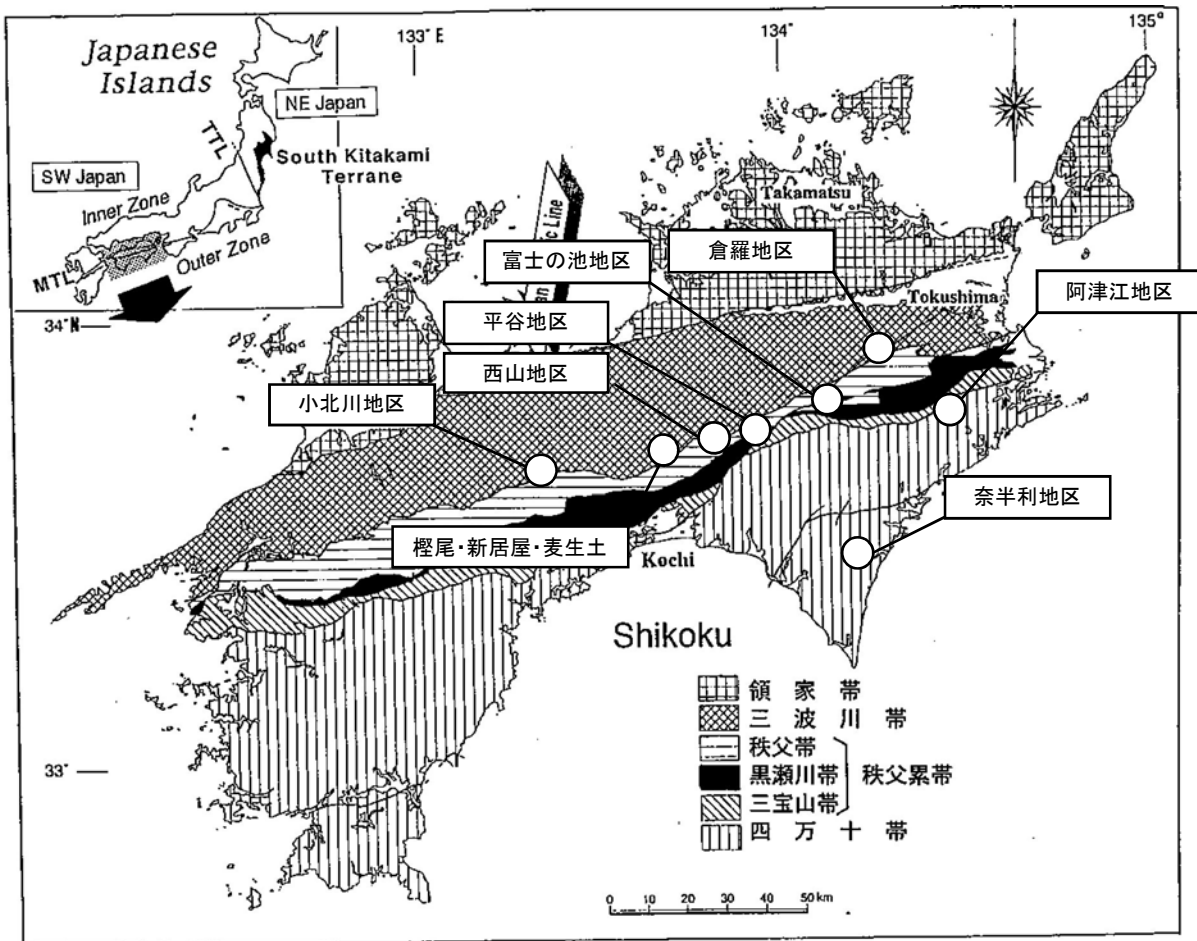


図-2.5 調査地位置図 ((文献1) より加筆)

本研究においては表-2.1に示す 11 箇所の地すべりを対象として、すべり面の実態把握のための詳細観察や各種試験、計測を行う。対象地すべりは、四国西南日本外帯地すべりを構成する代表的な地質帯である三波川変成帯（6つの地すべり地）、御荷鉾緑色岩類（2つの地すべり地）、秩父累帯（2つの地すべり地）、四万十帯（1つの地すべり地）に位置する地すべりを抽出して研究対象地とした。地すべり規模としては土塊量数百万 m³程度ある大規模地すべりである。

研究対象地の主な地すべり調査手法、地すべり対策工法として施工された工法、すべり面の発生原因について整理した結果を表-2.2、表-2.3に示す。

表-2.1 対象地すべり規模およびすべり面一覧表

| 番号 | 地区 | 地質 | すべり面 | 地すべり規模 | | | |
|----|------|-------------|------------|--------|---------|--------|---------------------------|
| | | | | 幅 (m) | 斜面長 (m) | 深度 (m) | 地すべり土塊量 (m ³) |
| 1 | 倉羅 | 三波川 変成岩類 | 塩基性片岩/泥質片岩 | 200 | 400 | 35 | 1,400,000 |
| 2 | 檜尾 1 | | 泥質片岩 | 250 | 520 | 30 | 1,950,000 |
| 3 | 檜尾 2 | | 塩基性片岩/泥質片岩 | 500 | 1,200 | 40 | 12,000,000 |
| 4 | 新居屋 | | 崩積土（泥質片岩） | 300 | 400 | 15 | 900,000 |
| 5 | 麦生土 | | 崩積土（泥質片岩） | 200 | 500 | 20 | 1,000,000 |
| 6 | 小北川 | | 泥質片岩 | 200 | 350 | 20 | 700,000 |
| 7 | 平谷 | 御荷鉾 緑色岩類 | 塩基性片岩 | 500 | 1,000 | 50 | 12,500,000 |
| 8 | 西山 | | 塩基性片岩 | 400 | 1,000 | 40 | 8,000,000 |
| 9 | 阿津江 | 秩父累帯 | 塩基性岩 | 400 | 200 | 50 | 2,000,000 |
| 10 | 富士の池 | | 凝灰岩 | 200 | 500 | 40 | 2,000,000 |
| 11 | 奈半利 | 四万十帯 | 泥岩 | 200 | 500 | 50 | 2,500,000 |

表-2.2 地すべり概要一覧表

| 番号 | 地区 | すべり面と地すべり発生原因 | 主なすべり面調査 | その他の地すべり調査 | 主な対策工 |
|----|-----|---|---|---|--------|
| 1 | 倉羅 | 泥質片岩と塩基性片岩の境界にすべり面が形成される。主として雨水などの浸透に伴って被圧地下水が増加することによって地すべりが生じる。 | ボーリング調査 集水井工切羽面観察 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 土質試験 | 地下水観測 | 地下水排除工 |
| 2 | 檜尾1 | 泥質片岩内の弱面にすべり面を形成する。雨水などの浸透による被圧地下水が増加することによって地すべりが生じる。 | 定方位ボーリング 集水井工切羽面観察 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ 土質試験 | 航空レーザー測量 地表伸縮計観測 GPS 観測 地中伸縮計観測 水位専用孔による地下水観測 | 地下水排除工 |
| 3 | 檜尾2 | 泥質片岩と塩基性片岩の境界弱面にすべり面を形成する。雨水などの浸透による被圧地下水の増加によって地すべりが生じる。 | 気泡ボーリング パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ 土質試験 | 航空レーザー測量 地表伸縮計観測 GPS 観測 地中伸縮計観測 水位専用孔による地下水観測 自動観測 | 地下水排除工 |
| 4 | 新居屋 | 過去の崩壊土砂底面にすべり面を形成する。雨水などの浸透水による水位の上昇に伴って地すべりが生じる | ボーリング調査 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 木片年代測定 | 簡易揚水試験 電気探査 | 地下水排除工 |
| 5 | 麦生土 | 過去の崩壊土砂底面にすべり面を形成する。雨水などの浸透水による水位の上昇に伴って地すべりが生じる | ボーリング調査 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ 木片年代測定 | GPS 観測 地中伸縮計観測 地下水観測 | |

表-2.3 地すべり概要一覧表(表-2.2の続き)

| 番号 | 地区 | すべり面と地すべり発生原因 | 主なすべり面調査 | その他の地すべり調査 | 主な対策工 |
|----|------|---|---|--|------------------------|
| 6 | 小北川 | 泥質片岩内の弱面にすべり面を形成する。雨水などの浸透による被圧地下水が増加することによって地すべりが生じる。 | ボーリング調査 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 土質試験 | 地表伸縮計観測 地中伸縮計観測 水位専用孔による地下水観測 雨量観測 | 地下水排除工 |
| 7 | 平谷 | 塩基性片岩内にすべり面を形成する。雨水などの浸透による被圧地下水が増加することによって地すべりが生じる。 | ボーリング調査 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 | 地中伸縮計観測 水位専用孔による地下水観測 雨量観測 | 地下水排除工 床固工 |
| 8 | 西山 | 塩基性片岩内にすべり面を形成する。雨水などの浸透による被圧地下水が増加することによって地すべりが生じる。 | ボーリング調査 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 孔内傾斜計観測 | 航空レーザー測量 地中伸縮計観測 | |
| 9 | 阿津江 | 塩基性岩と強風化塩基性岩の境界面付近にすべり面を形成する。雨水などの浸透によって地下水が上昇して、すべり面に被圧地下水が生じる | 定方位ボーリング 集水井工切羽面観察 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ 土質試験 | 地表伸縮計観測 GPS観測 地中伸縮計観測 水位専用孔による地下水観測 | 地下水排除工 法枠工 アンカー工 |
| 10 | 富士の池 | 凝灰岩と粘板岩層の境界弱面にすべり面を形成する。雨水などの浸透によって被圧地下水が作用して、地すべりが生じる | 定方位ボーリング 集水井工切羽面観察 パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ 土質試験 | 地表伸縮計観測 地下水観測 | 地下水排除工 |
| 11 | 奈半利 | 泥岩と砂岩の境界面近傍にすべり面を形成する。雨水などの浸透によって深層地下水が上昇して、すべり面に被圧地下水が生じる。 | 定方位ボーリング パイプひずみ計観測 コア観察 地下水検層 ボアホールカメラ | 航空レーザー測量 | |

2.4 三波川変成帯

2.4.1 倉羅地区

倉羅地すべりは徳島県吉野川市倉羅に位置し、地質は三波川帯に属する。主に塩基性片岩と泥質片岩、珪質片岩が分布する。地すべりブロックは神山町との境界をなす稜線（最高標高925m）を頭部とし、末端は川田川沿い付近を境界としている。地すべり地内は徳島県吉野川市美郷と名西郡神山町を結ぶ重要な国道193号が横断している（図-2.6）。稜線の南側斜面は40°程度の傾斜を呈し、北側斜面は20°程度の緩傾斜面を呈するケスタ状の地形を呈する。

すべり面は塩基性片岩と泥質片岩の境界部に形成されることが、パイプひずみ計の観測結果や集水井工の切羽面観察、ボーリング調査などから明らかとなっている。現在、集水井工などの地下水排除工を主体とした対策が行われている。

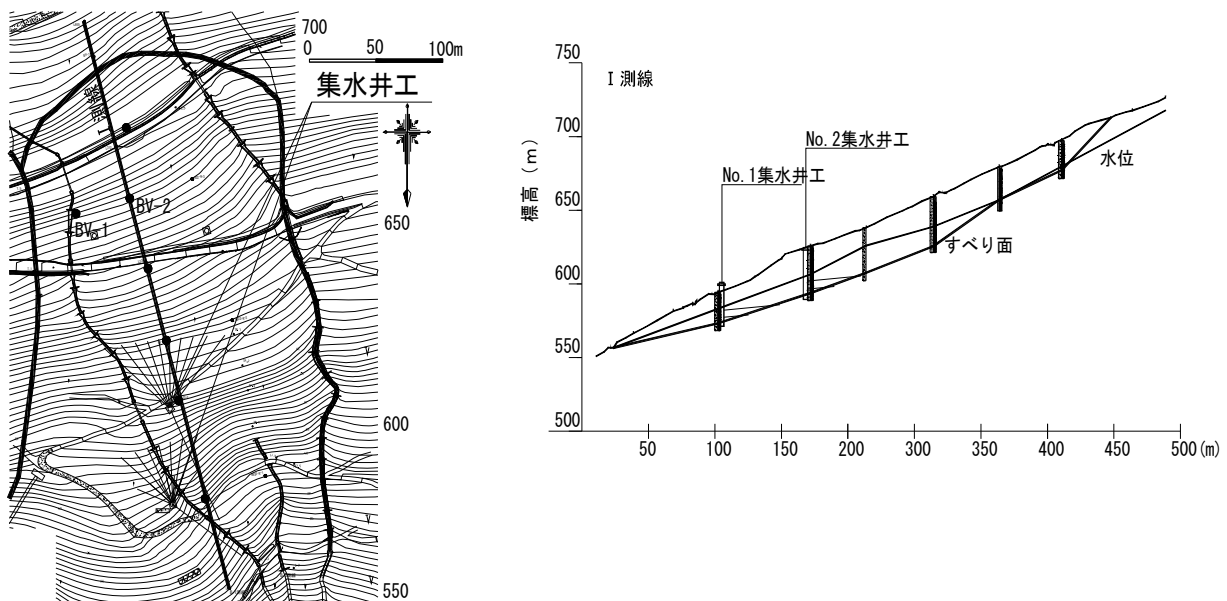


図-2.6 倉羅地すべり調査平面図および断面図

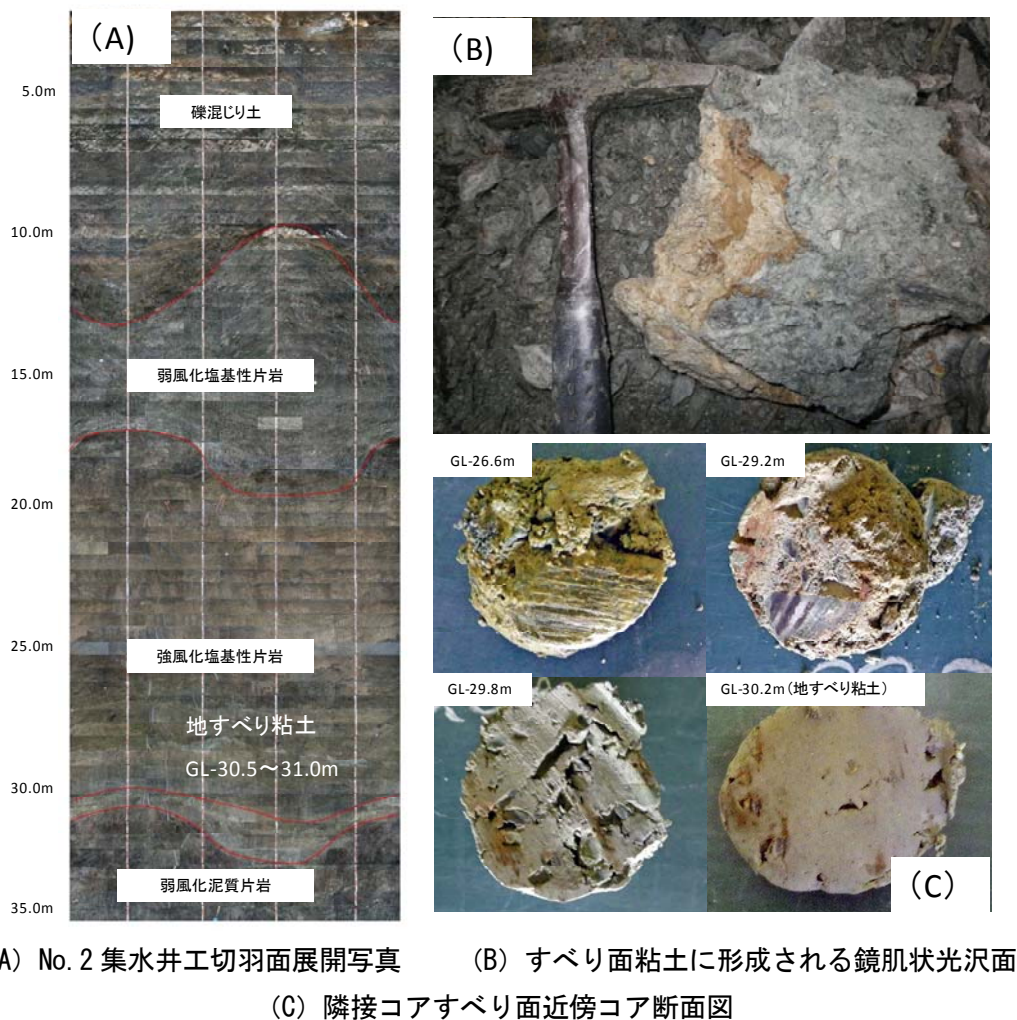
図-2.7に No.2 集水井工のすべり面の特徴について示す。移動層は強風化塩基性片岩を主としており、塩基性片岩と泥質片岩の境界部にすべり面が形成される（図-2.7(A)）。すべり面は深度 30.0m 付近に数十 cm～数 m 程度の層厚を有し、同層に数十 cm 程度の粘性の高い粘土層が認められる。粘土層は片状に剥離しやすく、圧密によって締まった粘土層である。粘土層を詳細に観察すると、擦痕を伴わない鏡肌状のせん断面が認められる。せん断面の形状は緩いカーブを示し、表面は褐色の色調を示す（図-2.7(B)）。せん断面を介して地下水が供給され、酸化や風化が進行したためと考えられる。粘土層内は地すべり活動によって円磨されたと考えられる亜円礫～円礫が多数混入する。

（図-2.7(C)）に No.2 集水井工に隣接する調査孔のボーリングコアからすべり面と推察される箇所を抽出して、ダイヤモンドカッターによりコアを切断した写真を示す。深度 26.6m と深度 29.2m は、φ66mm のコアの半分程度に礫が混入している。一方、深度 29.8m は礫分が減少し、深度 30.2m においては、大半が粘土などの細粒分を主体としている。この断面検討から考えるとすべり面は深度 30.2m 付近と考えられ、No.2 集水井工で確認したすべり面深度と概ね一致する。また、No.1 集水井工切羽面も同様に観察した結果、塩基性片岩と泥質片岩の境界部に粘土層が確認されている。

No.1 と No.2 集水井工で採取したすべり面を用いて各種物理試験を行った結果、土粒子の密度は

2.8～2.9g/cm³となり，一般的な無機質粘土の土粒子密度を示した．また，X線回折試験ではともにクロライトの含有が多い傾向を示しており，すべり面の地質としては塩基性片岩と考えられる．

表-2.4に眞弓ら(2003)¹⁶⁾によって開発された繰り返しすべり面せん断試験で得た粘着力とせん断抵抗角について示す．せん断抵抗角は概ね調和的な関係を示すが，粘着力に大きな乖離があることがわかる．せん断抵抗角については，眞弓ら(2003)によって報告された三波川帯塩基性片岩の平均値24.0°，最小値から最大値は22.0°～27.0°と概ね一致していることがわかる．



(A) No. 2 集水井工切羽面展開写真 (B) すべり面粘土に形成される鏡肌状光沢面
(C) 隣接コアすべり面近傍コア断面図

図-2.7 倉羅地すべりのすべり面

表-2.4 繰り返しすべり面せん断試験結果

| 採取位置 | 地質 | 採取深度 (GL-m) | 残留強度 | |
|-----------|-------|-------------|------------------------|----------------------|
| | | | c _r ' (kPa) | φ _r ' (°) |
| No.1 集水井工 | 塩基性片岩 | 26.5 | 25.50 | 23.28 |
| No.2 集水井工 | 塩基性片岩 | 30.7 | 7.81 | 22.24 |

2.4.2 樫尾地区

樫尾地区は徳島県三好市東祖谷樫尾地域に位置する。当地区は約 110ha の広大な地すべり防止区域に指定されており、複数の地すべりが存在する。地質は三波川変成帯の南縁に位置し、周辺部で泥質片岩や珪質片岩、塩基性片岩が分布するが、当地すべりは泥質片岩を主としている。

地すべり移動量は、約 5 年でパイプひずみ計が破断する程度であり、緩慢であるが確実な移動が調査から確認される。地すべり規模は斜面長約 600m、幅約 230m、最大すべり面深度 50m 前後の大規模な岩盤すべりである。これまでの調査からすべり面は概ね確定し、集水井工などの地下水排除工を主体とした対策が実施されている（図-2.8）。

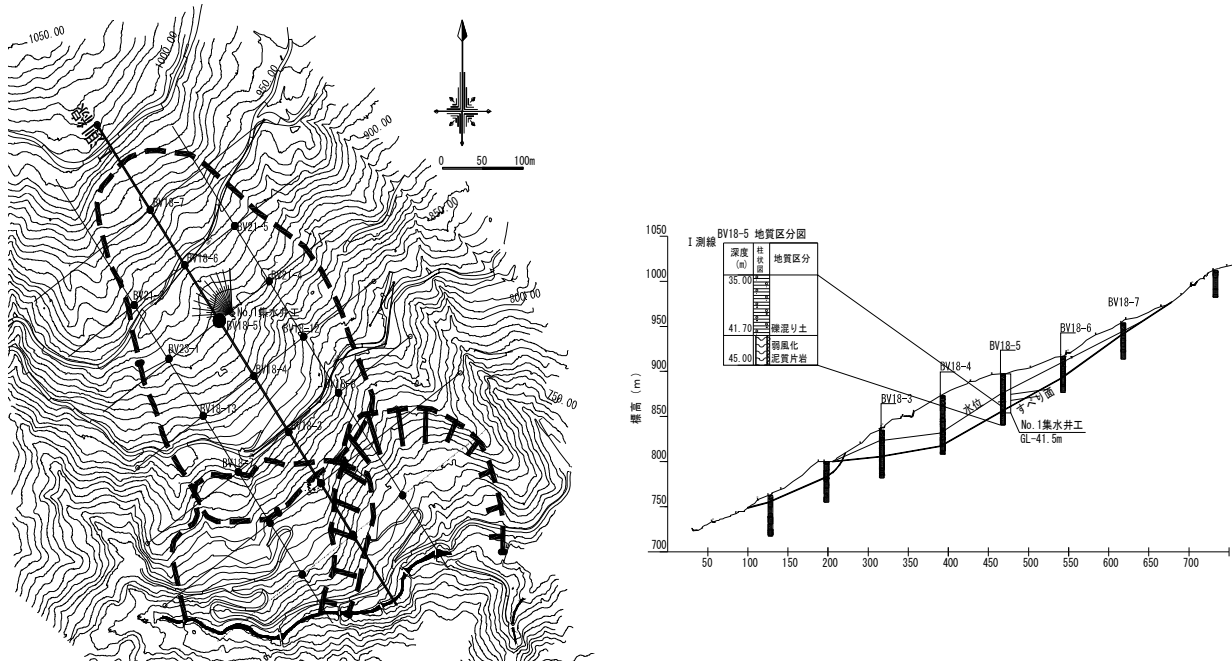


図-2.8 樫尾地区平面図および断面図

図-2.9 に No.1 集水井の切羽面写真を示す。本集水井工に隣接する調査孔は、パイプひずみ計観測から深度 41.5m 近傍に変動がみられる。このことから、集水井工のすべり面も同深度程度と考えられる。

集水井工で確認されたすべり面を図-2.9 と図-2.10 に示す。展開写真からは多量の湧水の影響により、すべり面構造は判然としない。ただし、井内で確認したすべり面は 38.5m 近傍であった。ひずみ計観測で得たすべり面位置から 3.0m 上位に確認される。すべり面形状は概ね南落ちで約 30 度傾斜しており、比較的急勾配を呈する。調査孔および集水井孔内で粘土層を確認している点、I 測線上のすべり面勾配と調和的である点からすべり面と考える。すべり面は硬質な泥質片岩に規制されている状況にあり、すべり面粘土の上部層にも硬質な泥質片岩が分布する。岩盤内に連続するすべり面粘土層が認められており、この性状を考えると当該地すべりは岩盤地すべりと考えられる。

No.1 集水井工から採取したすべり面粘土試料を用いて物理試験を行った結果、土粒子の密度は 2.81g/cm^3 となり、一般的な無機質粘土の土粒子密度となっている。すべり面試料の粘土分含有率は 13% と低く、工学的分類名は「粘土質礫質砂」となった。粘土鉱物はカオリナイトを主成分とする非活性粘土 ($A < 0.75$)、イライトを主成分とする普通粘土 ($0.75 \leq A < 1.25$)、スメクタイトを主成分とする活性粘土 ($1.25 \leq A$) に区分される。すべり面粘土試料の液性限界は 32.2%、塑性指数は 11.3

と小さく、塑性図ではCL：粘土（低液性限界）に分類される。活性度は0.54と小さく、非活性粘土に分類される。粘土鉱物では緑泥石（クロライト）、雲母粘土鉱物（イライト）が検出され、そのほかの鉱物としては石英および、長石類が含まれており、一般的な泥質片岩の鉱物組成を示している。

No.1 集水井工で採取したすべり面粘土を用いて繰り返しすべり面せん断試験を行った結果、せん断抵抗角 ϕ' は 30.8° を示す。長谷川ほか（2011）¹⁷⁾ は三波川泥質片岩地すべりのせん断抵抗角 ϕ' は最大値で 32.4° ，最小値で 20.3° ，平均値で $25.1\sim 26.2^\circ$ である。本すべり面試料は同じ地質帯のすべり面粘土においても粗粒分含有率が多かったため、礫分が影響して ϕ' が大きくなったと考える。

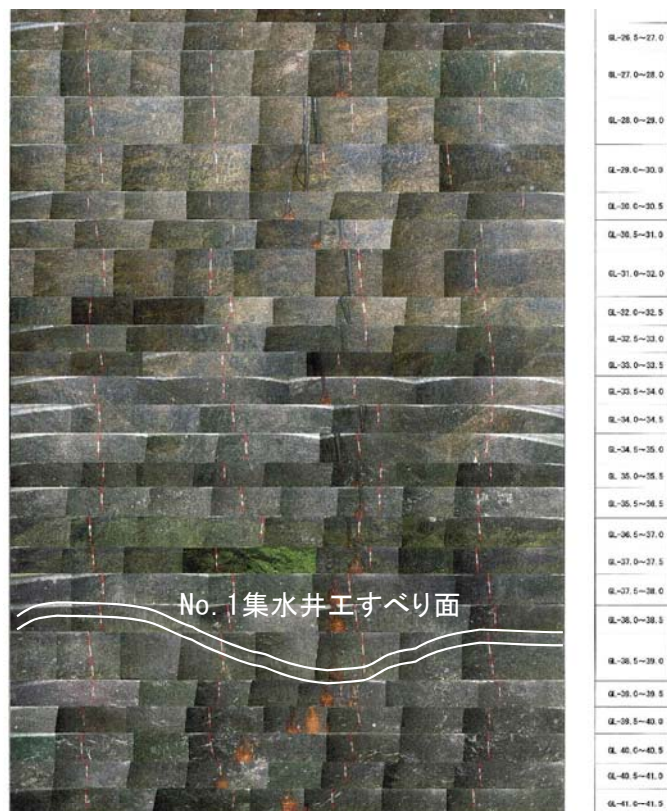


図-2.9 No. 1 集水井工切羽展開写真

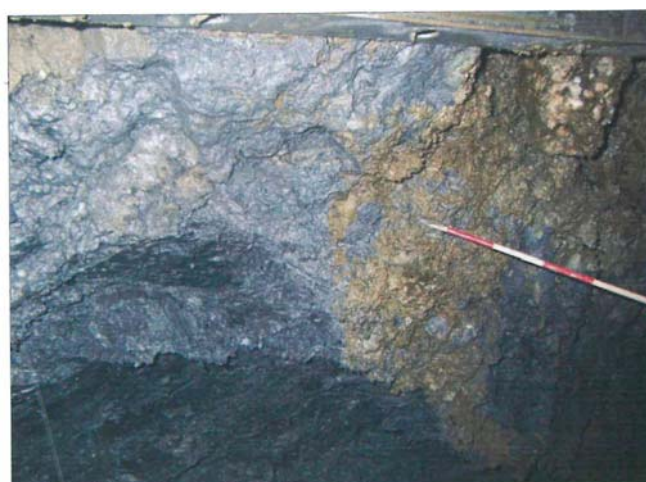


図-2.10 すべり面写真

2.4.3 小北川地区

小北川地区の地すべり（図-2.11, 12）は高知県土佐郡大川村に位置する。愛媛県と高知県の県境となっている瓶ヶ森（標高 1,896.5m）－笹ヶ峰（同 1,859.7m）－平家平（同 1,692.6m）と東西方向に延びた四国山地脊梁山脈の南側斜面に位置し、一級河川吉野川とその支流桑瀬川（旧本川村）－葛原川の南岸となる。

当該地すべりは三波川変成帯三縄層であり、大部分が泥質片岩であるが、部分的に塩基性片岩が分布する。片理面の傾斜は一般的には斜面に対して受け盤となるが、地すべり地周辺で測定された片理面は北東－南西走向、南落ち 20～40° を示し、地すべり斜面に対して流れ盤となる。

地すべりの活動は設置したパイプひずみ計測器が数年で破断する程度の移動を示していたが、随時集水井工を主体とした対策が行われ、現在地すべりの活動は緩慢な活動形態へと変化している。これまでの調査の結果から地すべり移動層は、風化岩すべりと考えられる。

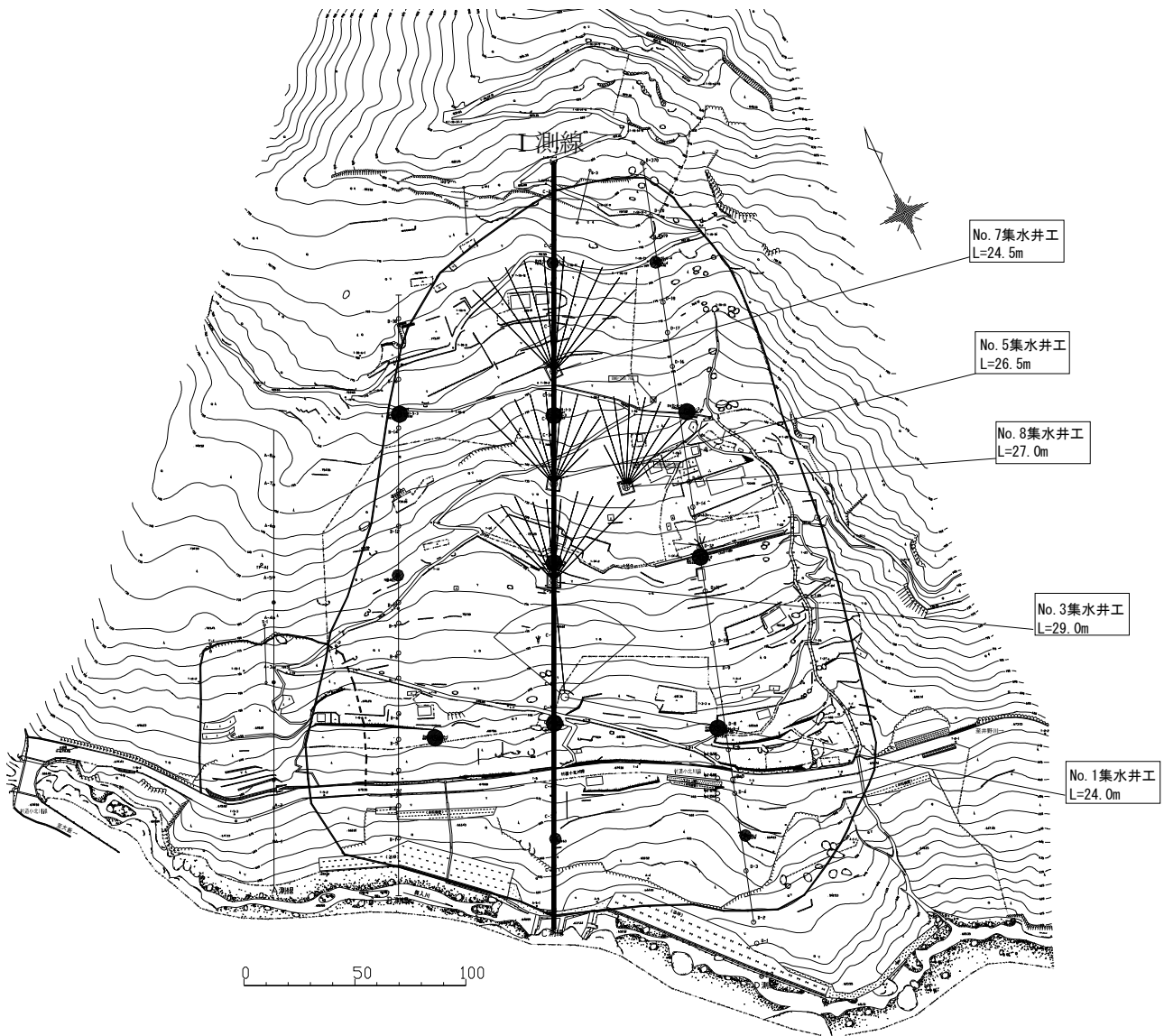


図-2.11 調査平面図

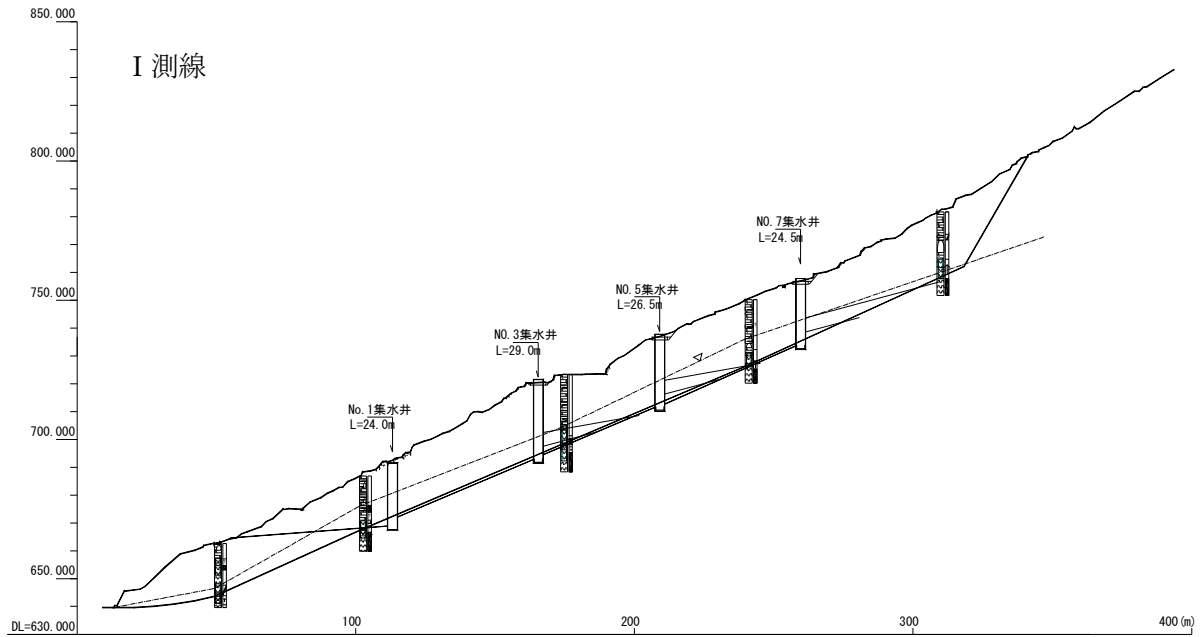


図-2.12 調査断面図

図-2.13に小北川地区のすべり面近傍の集水井工切羽面展開写真を示す。4 基の集水井工切羽面全てで明瞭な境界面が認められ、すべり面と考えられる。すべり面は風化泥質片岩と弱風化泥質片岩の境界に形成されており、数十 cm 程度の層厚を有する (図-2.14 (A))。粘土内の礫はせん断作用によって円磨化したと考えられる円礫が多数混入している (図-2.14 (B))。更に詳細な観察を行うと、泥質片岩基岩上面に擦痕と推察される線構造が認められる場合や (図-2.14 (C))、粘土内に擦痕構造が確認される (図-2.14 (D))。

各集水井工で確認されたすべり面の共通事項としては、

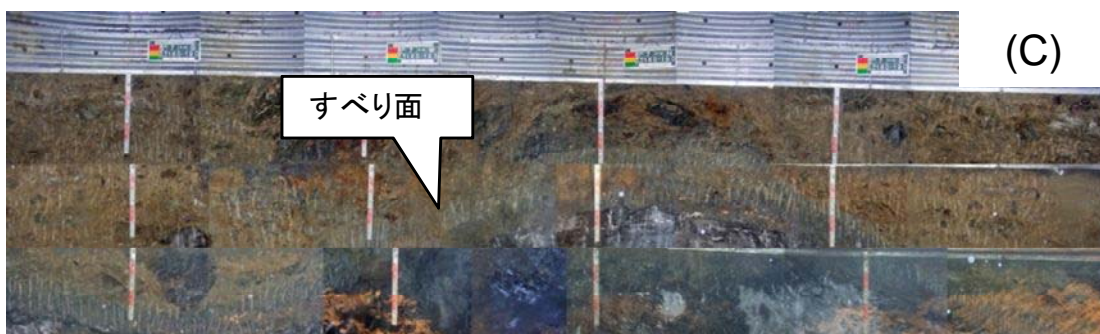
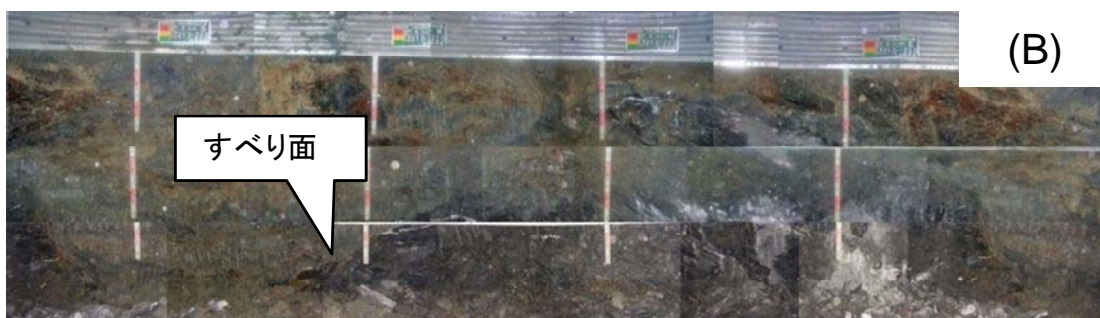
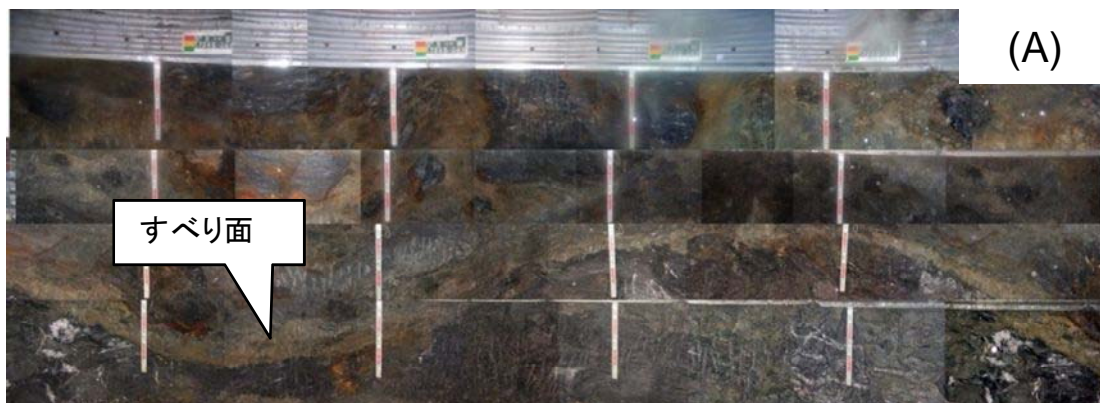
- ①すべり面上面から湧水があること。
 - ②粘土層が数～数十 cm 程度の層厚で切羽面に連続して確認できること。
 - ③粘土層は他区間と較べて色調が異なること
- が挙げられる。

集水井工 4 基から採取したすべり面粘土の粒度特性は、No.8 集水井工で礫分 9%、砂分 14%、シルト分 37%、粘土分 40%であった。他の 3 試料については礫分が 21～27%を示し、礫が多く介在している。

X 線回析では、石英が最も多く検出され、次に雲母鉱物や長石類が検出される。石英はゴールドディッヒの風化系列¹⁸⁾から考えると最も風化に対する抵抗性が高い鉱物である。いずれの試料も一般的な泥質片岩地帯のすべり面粘土の鉱物組成を示しているが、No.7 集水井から採取したすべり面粘土は他と比べて雲母鉱物が多い。

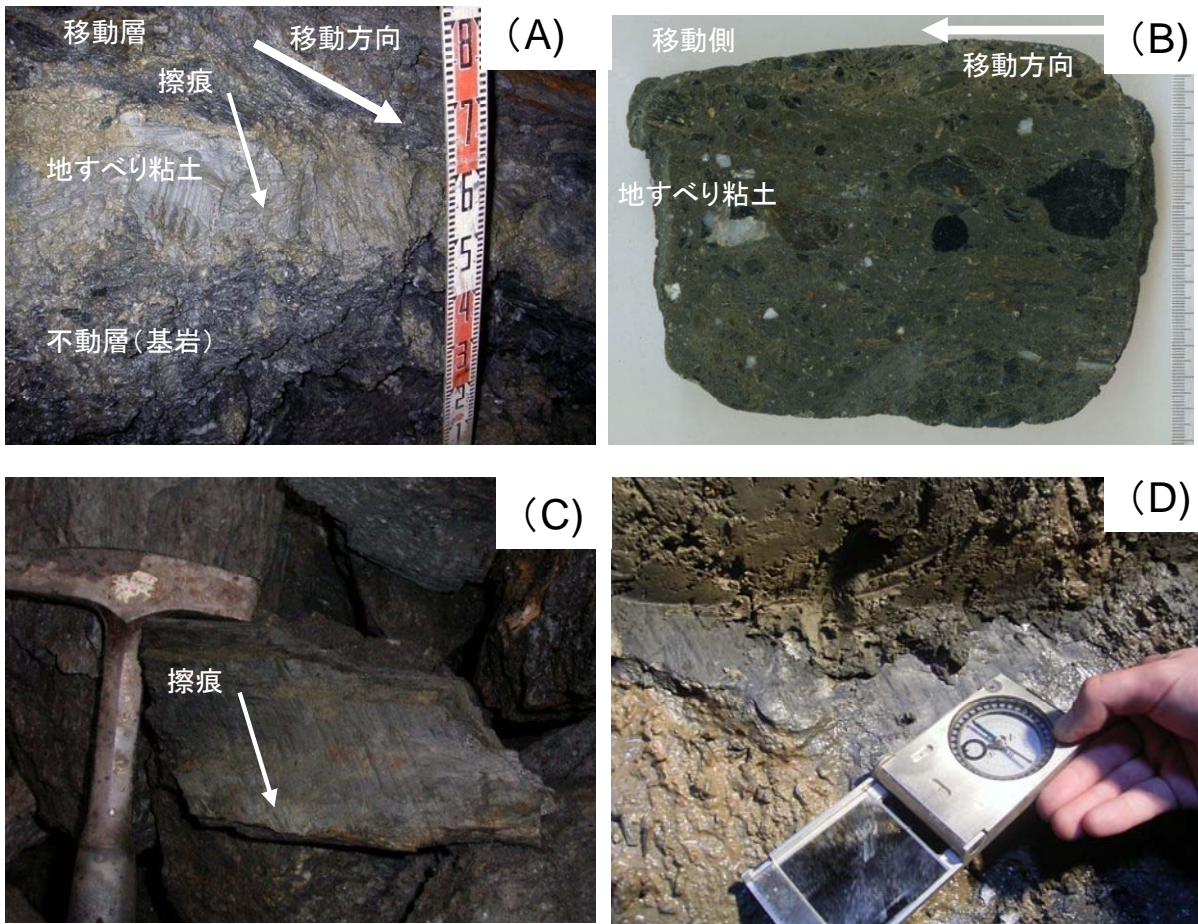
表-2.5には、各集水井工から採取した不攪乱試料を用いて繰り返しすべり面せん断試験を行った結果を示す。No.5 集水井工のせん断抵抗角が最も低い値を示し、No.8 集水井工が最も高い値を示す。せん断抵抗角は、長谷川(2011)が示す泥質片岩の平均的なせん断抵抗角と概ね調和的な試験結果が得

られるが、粘着力は倉羅地区の試験結果と同様に関係性がない。道路土工一切土工・斜面安定工指針¹⁹⁾に示されるすべり面の平均鉛直層厚と粘着力との関係性についても、相関性は認められない。



(A) No. 3 集水井工 (B) No. 5 集水井工
(C) No. 7 集水井工 (D) No. 8 集水井工

図-2.13 集水井工切羽面展開写真



(A) すべり面粘土層 (B) 粘土層内の円礫状況 (C) 基岩上面の擦痕状況 (D) 擦痕状況

図-2.14 すべり面粘土詳細観察写真

表-2.5 繰り返しすべり面せん断試験結果

| 採取位置 | 地質 | 採取深度 (GL-m) | 残留強度 | |
|-----------|------|----------------|--------------|---------------|
| | | | c_r' (kPa) | ϕ_r' (°) |
| No.3 集水井工 | 泥質片岩 | 25.70 | 0.00 | 24.28 |
| No.5 集水井工 | 泥質片岩 | 21.82 | 12.58 | 22.37 |
| No.7 集水井工 | 泥質片岩 | 21.00 | 10.50 | 25.49 |
| No.8 集水井工 | 泥質片岩 | 23.30 | 27.48 | 27.18 |

(1) すべり面粘土の粒径

すべり面は地すべりのせん断力が作用するため、すべり面粘土内に含有する礫にも影響が生じると考えられる。そこで、前項で示した小北川地区の集水井工4基から採取したすべり面粘土内の礫や砂の粒径の円磨度に着目して検討を行った。

粒径の円磨度についてはKrumbein(1941)²⁰⁾の指標がある。地すべりのせん断力により、礫が円礫化すると考えられるならば、図-2.15に示す様な円磨度0.1の角が消失して、徐々に円礫化すると考えられる。これらを定量的かつ視覚的に評価するために、以下の手法によって検討した。

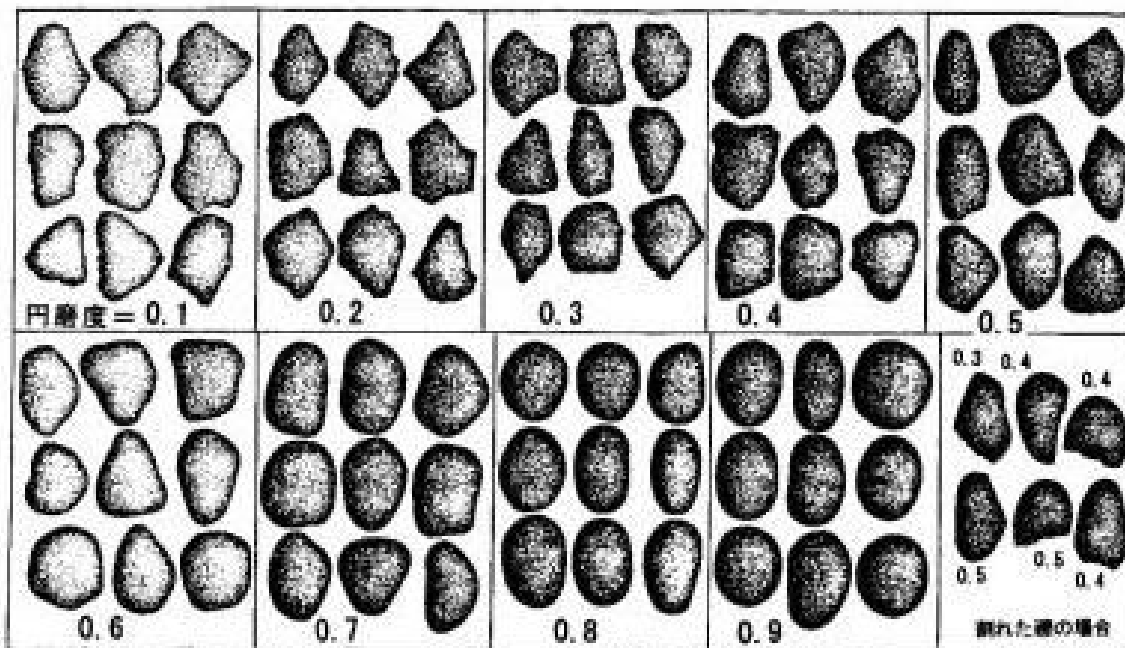


図-2.15 Krumbein(1941)²⁰⁾による円磨度印象図

図-2.16にすべり面粘土内に含有しているφ2.0mm～4.75mmの礫の白黒画像を示す。画像の作成方法は、柴崎ほか(2007)²¹⁾の方法によって行った。採取したすべり面粘土を水洗いしフルイ分けし、ガラス板の上に粒子をバラまき、デジタルカメラで接写撮影した。次に、粒子輪郭を際立たせるためにガラス板をライトボックス上に置いて撮影した。撮影された画像は、画像処理ソフト上で、2値化処理(白黒画像化)し、粒子の画像解析(粒子の断面積や外周長などの計測)を行った。φ2.0mm～4.75mmの礫は幾分角が取れ、円礫化している状況が認められる。

より定量的に礫の円磨化を評価するため、φ0.425mm～0.850mmとφ0.850mm～2.00mmの礫を対象に一連の画像処理・画像解析を行った。処理や解析には市販ソフトPopImaging(Digital being kids社製)を使用した。粒子形状の定量化指標としては、様々な方法が提案されているが、本研究では、吉村ら²²⁾が提案した凹凸係数FU(the coefficient of form unevenness)を用いた。

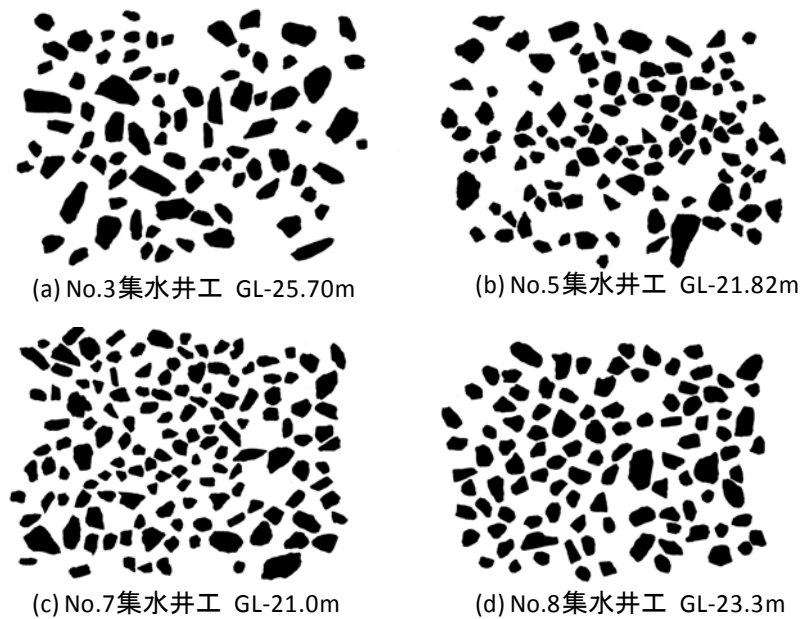


図-2.16 砂粒子 (φ 2.0-4.75mm) の画像

FU 値は、図-2.17に示す粒子投影断面積 A を外周長 L の 2 乗で割った形状係数 $f = A/L^2$ を円の形状係数 $f_c = 1/(4\pi)$ で除した係数で、 $FU = f/f_c = 4\pi A/L^2$ で表される。完全球の場合が 1.0 に近づき、凹凸の度合いが激しくなるほど小さくなる係数である。各集水井工から採取したすべり面内の礫は平均値として 0.7~0.8 程度、最小値においても 0.5 以上であり円礫化が見受けられる(図-2.18)。

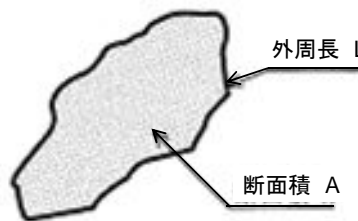


図-2.17 FU 値算出に必要な粒子の外周長と断面積

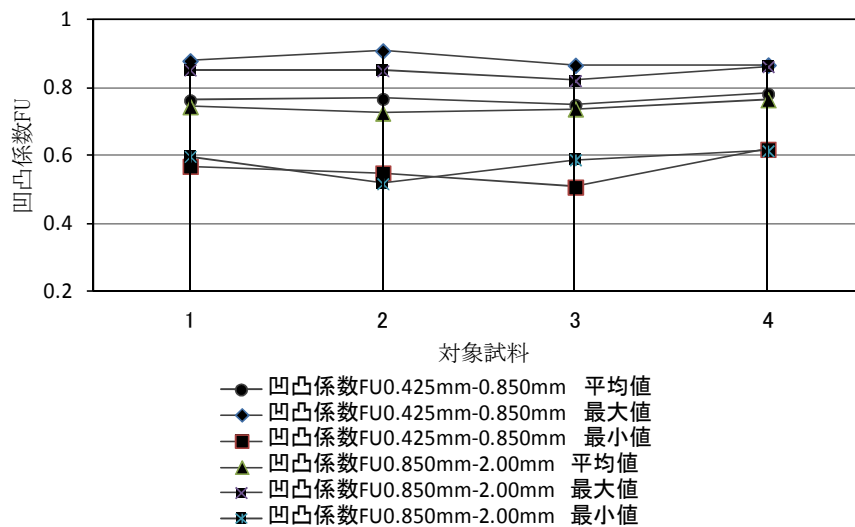


図-2.18 各対象試料の凹凸係数 FU

2.5 御荷鉾緑色岩帯

2.5.1 平谷地区

平谷地区は徳島県三好市東祖谷山菅生に位置し、面積60ha、最大深度60mからなる大規模地すべりである。特徴として地すべり末端部が崩壊や浸食を受け、末端地すべりが活動することにより上方の地すべりを誘発する後退性地すべりである。末端部は祖谷川の溪床を潜り対岸を隆起させるという特異な地すべりである。

地すべりの活動は昭和29年12号台風、昭和50年16号、17号台風直後に2度発生している。昭和37年より祖谷川本流部の溪岸浸食防止工事として床固工に着手したが、コンクリート床固工の袖部に亀裂が生じる等、地すべりの側圧による現象が発生している。図-2.19と図-2.20に平谷地区末端部周辺における平面および断面図を示す。断面図から全体すべりのすべり面形状は河床に潜り込む隆起変動型の形状を示し、実際に構造物等の隆起現象が確認されている。

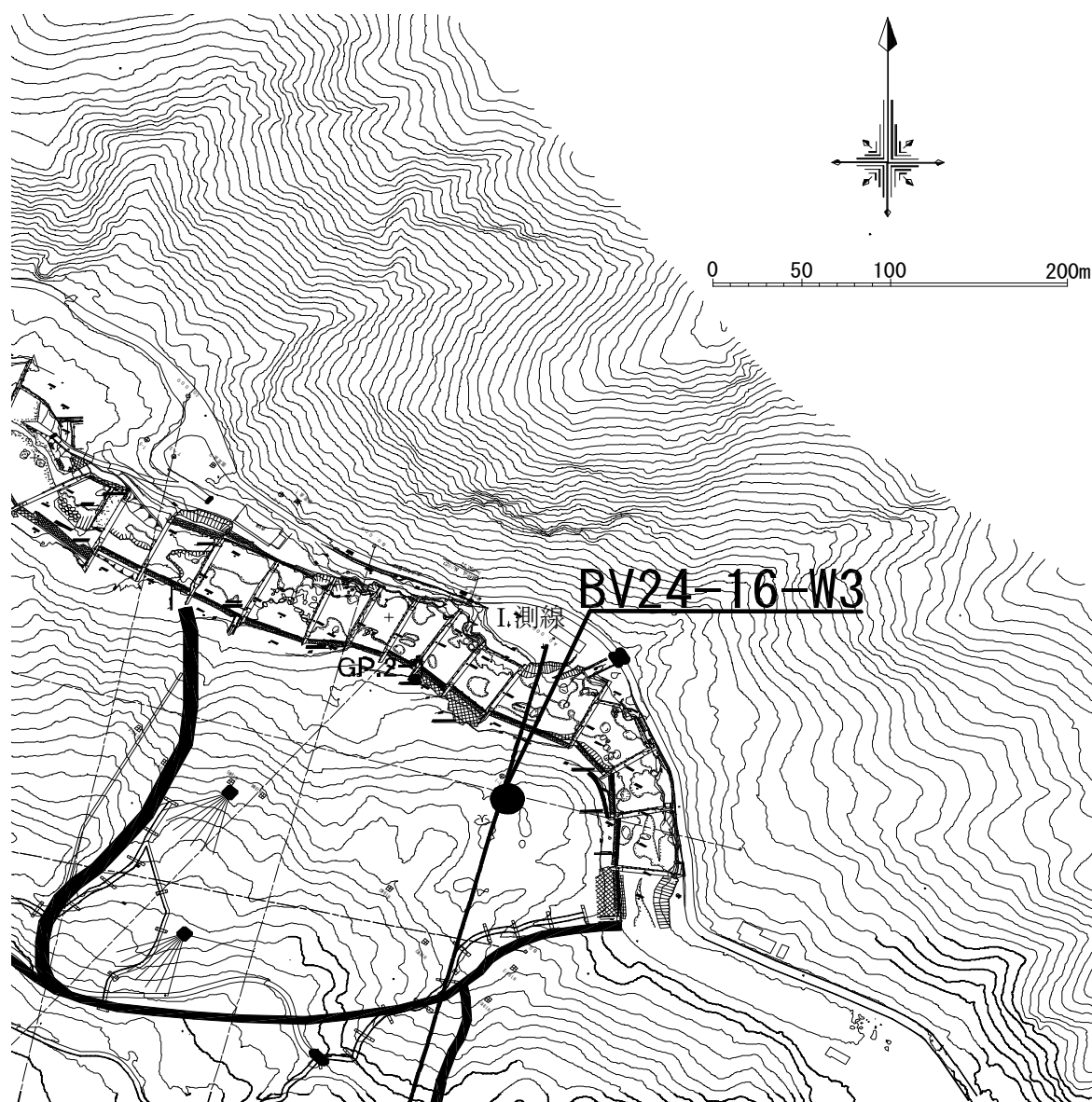


図-2.19 調査平面図

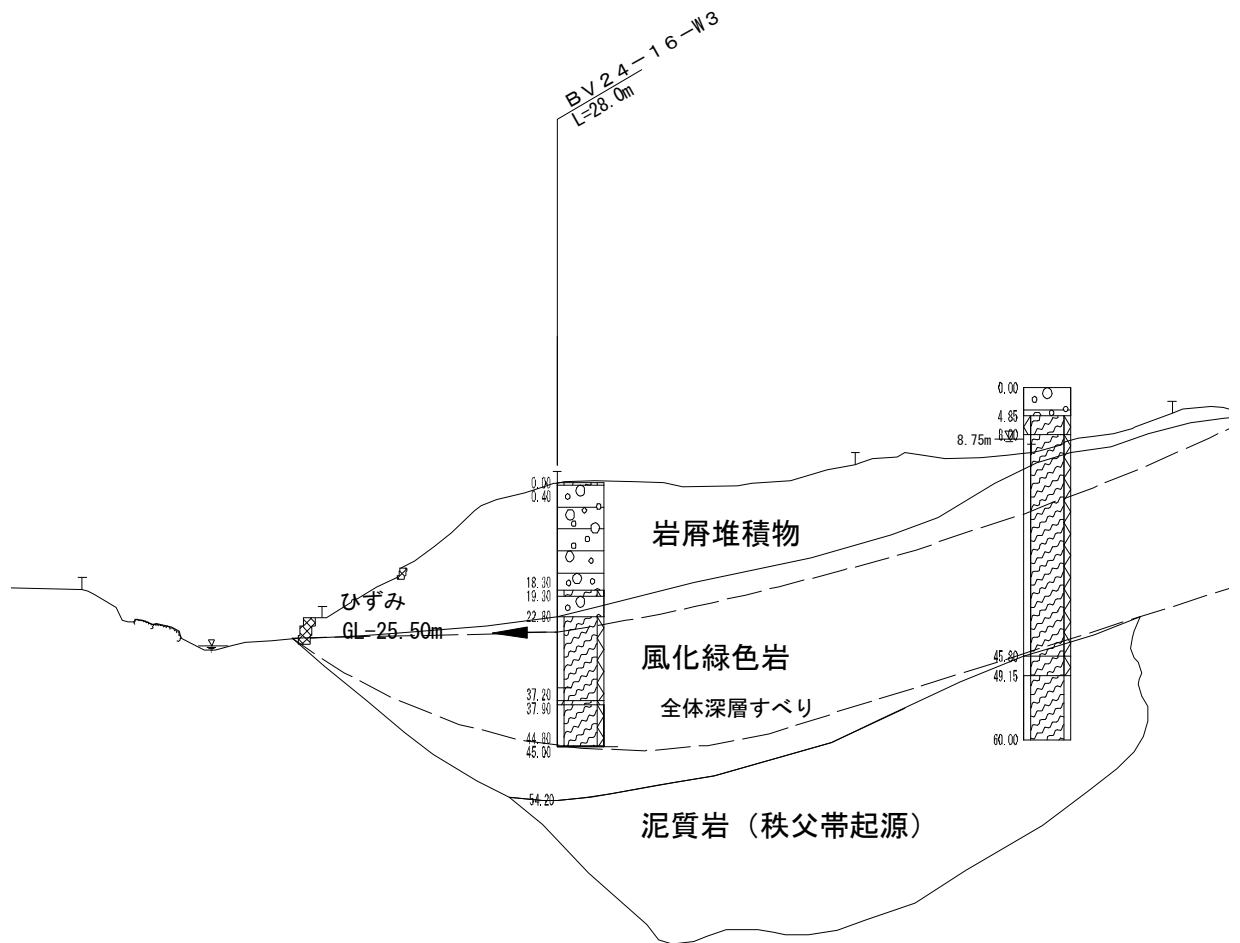


図-2.20 調査断面図 (I 測線)

図-2.21 (A)に地すべり末端部で行ったボーリングコアを示す。本孔は隣接する既設孔のパイプひずみ計観測から 25.5m に変動が認められ、すべり面が決定している。このため、すべり面近傍の 10m 区間のコアを採取した。

深度 18.0m~20.3m 区間は亀裂が発達した短棒状コアの性状を示し、20.3~28.0m 区間は粘土を主体とした軟質コアとなる。粘土化したコアの表面を注意深く観察すると薄い線構造が複数認められ、僅かなせん断力を加えると明瞭なせん断面が複数認められた。せん断面は 20~40° の角度を示し、性状は直線から緩いカーブを示す。複数のせん断面は、鏡肌を呈するが擦痕は認められない。これらのせん断面は、リーデルせん断面試験に代表される複合せん断面と考えられる (図-2.21 (B, C))。従属せん断面がコアの観察規模で複数認められることは希であり、当地区の地すべり移動体は小ブロック化しやすい地質性状を示すと考える。



(A) コア写真



(B) 複合せん断面



(C) せん断面表面

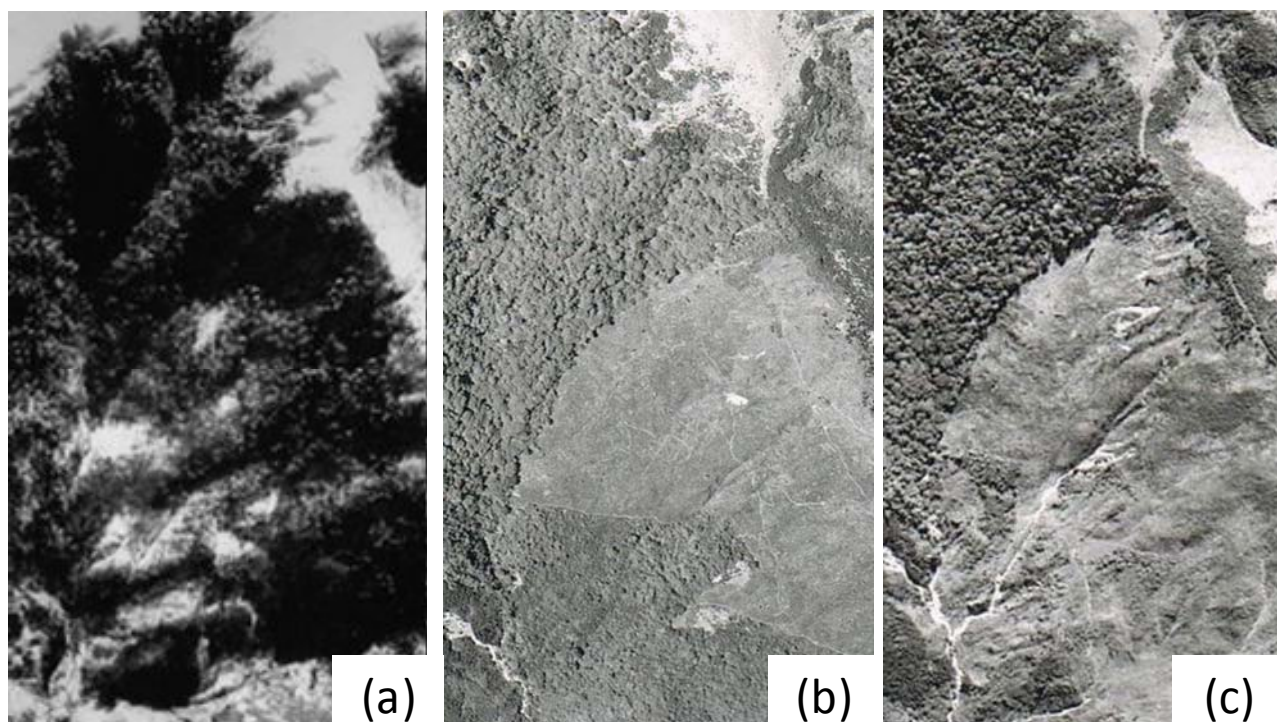
図-2.21 すべり面状況写真

2.5.2 西山地区

西山地区は徳島県と高知県との県境付近の徳島県三好市東祖谷に位置する。対象地周辺は主山稜が東西方向に連なり、河川の侵食により比高差の大きいV字谷が発達している。地質としては対象地北部に三波川帯が分布し、南部に御荷鉾緑色岩類が分布する。調査地の稜線部には岩盤クリープに起因する多くの変動地形が認められる。

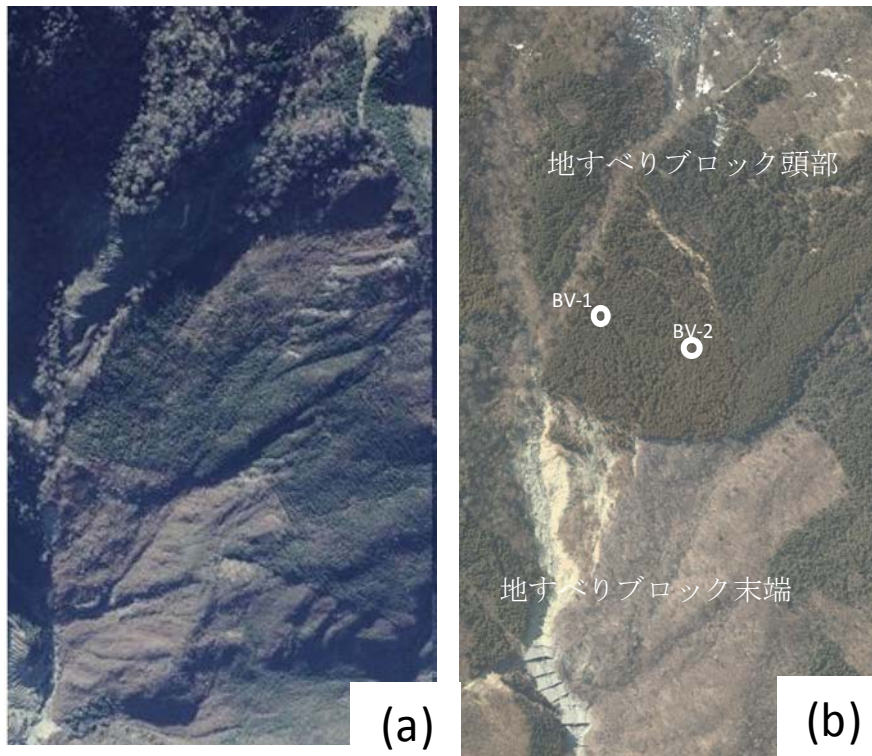
図-2.22と図-2.23に対象地すべり周辺の航空写真を示し、地すべりの変遷について述べる。1947年は、上部に土砂流出によると推測される裸地や段差地形がみられるが、末端部には木本が繁茂しており、著しく不安定化した状況は認められない。1966年の航空写真では周辺の植生状況と明らかに異なるエリアが認められ、裸地に近い状態になったと推察される。その2年後である1968年の航空写真は、山腹崩壊や溪流の荒廃と推察される斜面の荒廃状況が確認される。1975年撮影の航空写真では、写真中央部に帯状の植生が認められる。2010年撮影の航空写真では、溪流の荒廃が進行し、頭部に筋状の裸地部がみられる。これは、地すべり頭部滑落崖であり、比高差10m程度で300m程度連続する。図-2.24は地すべり頭部の林況状況であり、樹木は45°程度傾斜している。

現在、当該地すべりは深度30～50mの深層部において明瞭な変位が認められ、斜面長約1,000m、幅350m程度で活動している大規模地すべりである。



(a) 1947年撮影, (b) 1966年撮影, (c) 1968年撮影

図-2.22 西山地区地すべり地の航空写真



(a) 1975 年撮影, (b) 2010 年撮影

図-2.23 西山地区地すべり地の航空写真

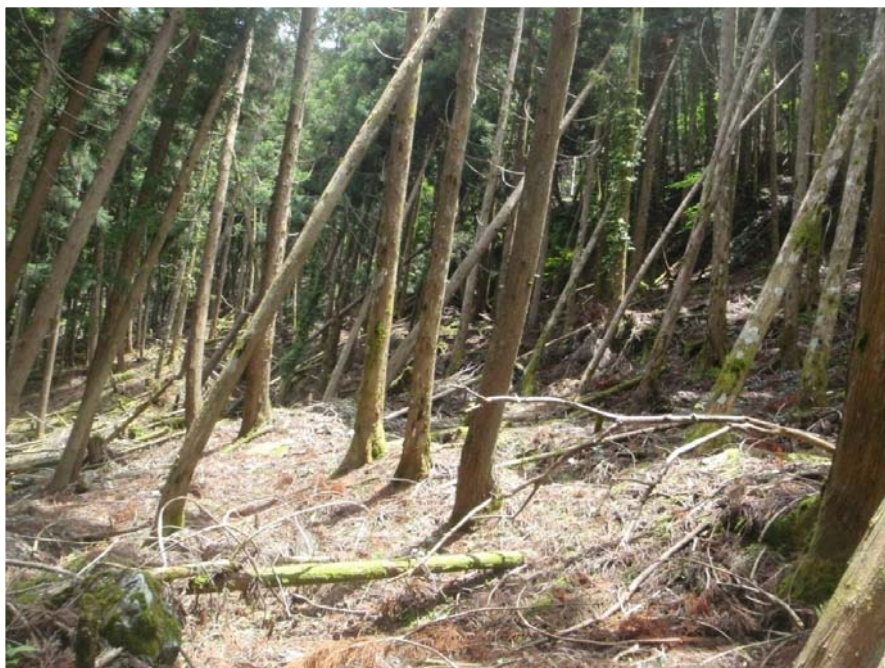
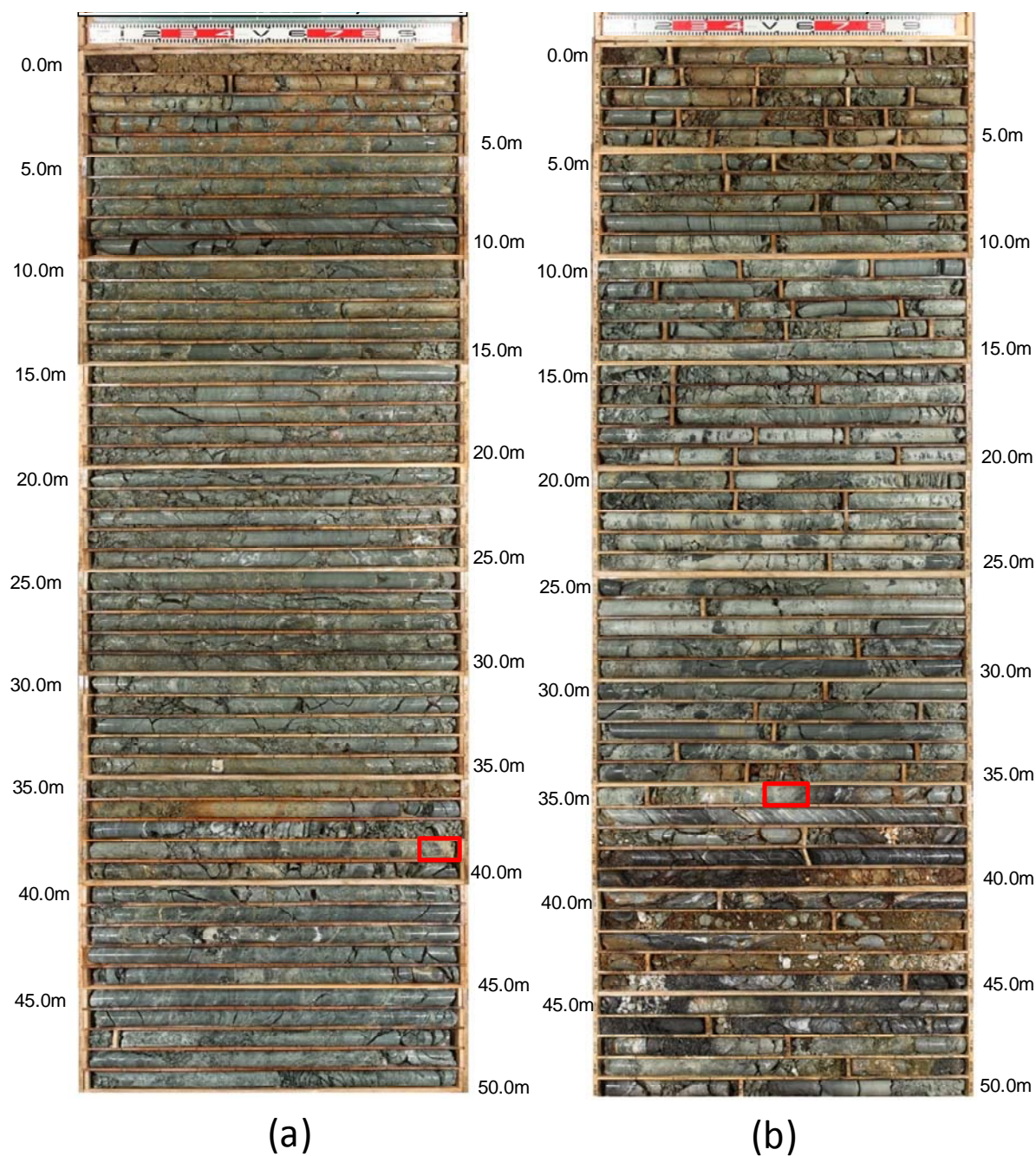


図-2.24 地すべり頭部の林況

図-2.25に BV-1 と BV-2 のコア写真を示す。ボーリングコアは主として塩基性片岩であり、短棒状～礫混じり土状のコアとして採取され、部分的に泥質片岩が介在する。すべり面は孔内傾斜計観測から明らかな変位を捉えている。



(a) BV-1 (すべり面 38.8m), (b) BV-2 (すべり面 35.5m)

図-2.25 コア写真

図-2.26に BV-1 のすべり面近傍の近接写真を示す。すべり面は孔内傾斜計から深度が確定しているため、変位のあった近辺を詳細に確認した。すべり面と考えられる深度は酸化還元色を呈し、他と比べて礫が幾分小さく、破碎状況や風化が進行している。

図-2.27に BV-2 のすべり面近傍の近接写真を示す。同孔もすべり面深度が孔内傾斜計から把握されているため、周辺部を詳細に観察した結果、泥質片岩の境界部に礫の混入が少ない区間が認められる。

西山地区は御荷銓緑色岩類に位置しており、平谷地区と同様の地質に属している。また、当地すべりは航空写真からわかる様に活発な活動が認められる。このため、明瞭なせん断面が形成されていると考えられる。しかし、これらの観察でせん断面は認められない。原因はコア深部まで乾燥が進み固結化したため、すべり面の有無を特定できなかったと考える。



図-2.26 BV-1 すべり面 38.8m 近接写真



図-2.27 BV-2 すべり面 35.5m 近接写真

2.6 秩父累帯

2.6.1 富士の池地区

富士の池地区は、徳島県美馬市木屋平に位置する。木屋平周辺部の地質は、大きく秩父累帯と三波川帯、御荷銓帯にわかれ、その境界部は鮎喰川断層、京柱峠ー菅生断層、オコヤトコー名頃断層が横断している。当該地は秩父累帯に属し、凝灰岩と粘板岩、チャートが分布し、鮎喰川断層、京柱峠ー菅生断層、オコヤトコー名頃断層に派生した坂本断層などが横断する。

当地域周辺は、1975年台風6号に伴う豪雨、1976年台風17号豪雨により多数の斜面崩壊が発生している地域である(図-2.28,図-2.29)。

当該地の地すべりの兆候が確認されたのは、平成23年6号台風であり、徳島県県土防災情報ホームページの平成荘観測所の雨量データによると7月19日に日雨量524.0mmを記録し、7月17日から20日の96時間連続雨量としては855mmの集中豪雨があった。この記録的豪雨によって山腹斜面に数cm程度の亀裂が約150m連続して確認されている。

地すべりを未然に防止することを目的とした地下水排除工が講じられ、図-2.28 に示す位置で集水井工が施工された。各集水井工では切羽面に連続する粘土層が確認されている。

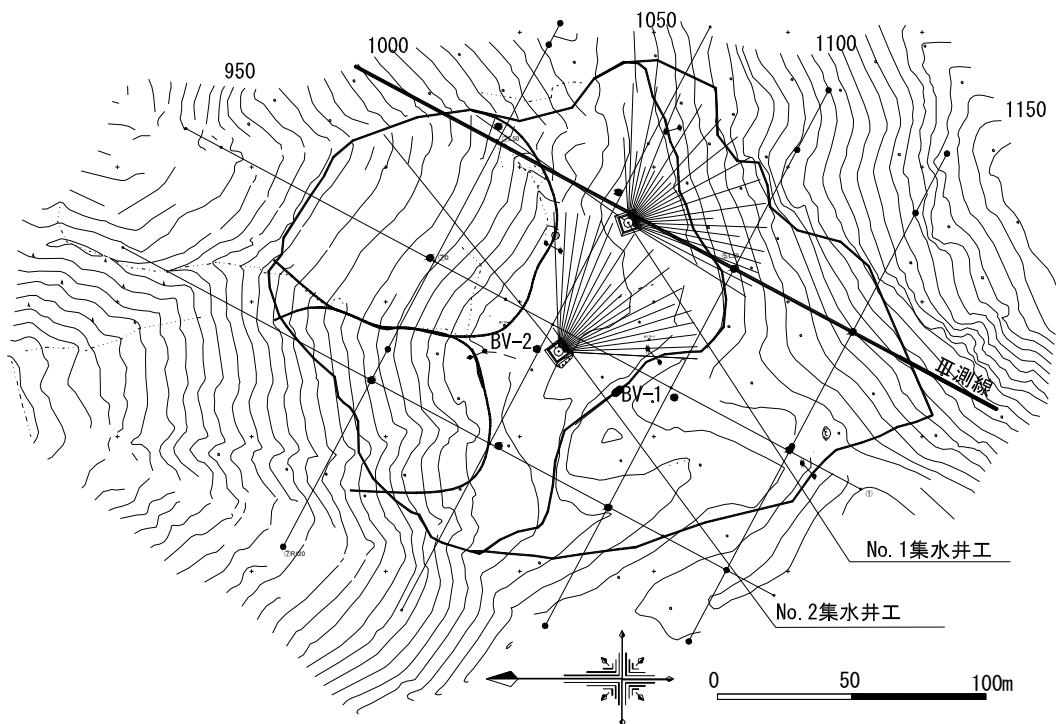


図-2.28 富士の池地すべり平面図

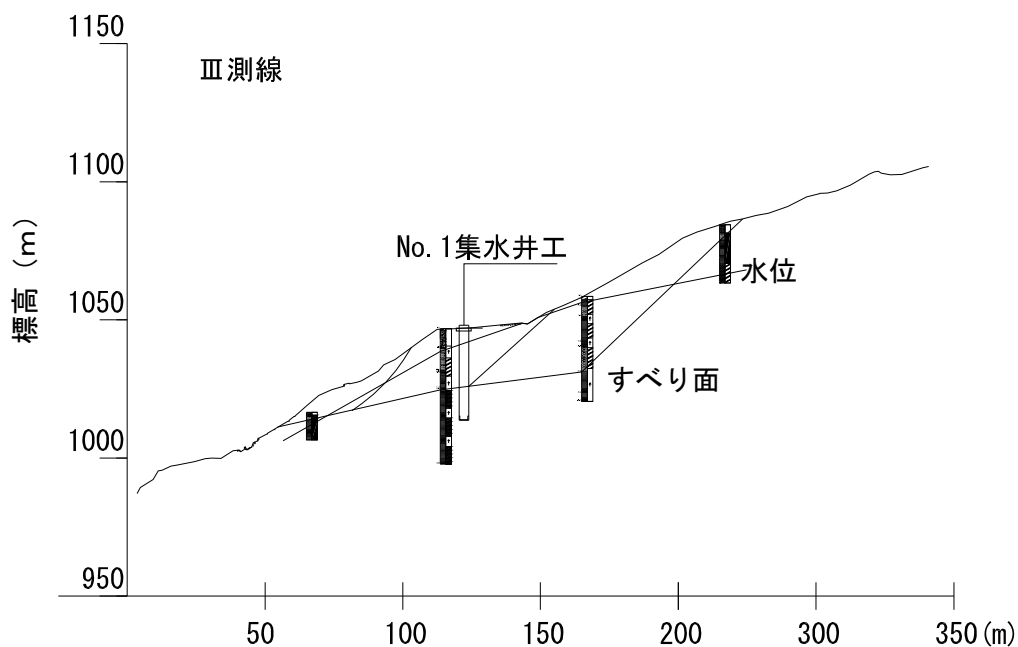


図-2.29 富士の池地すべり断面図

図-2.30(a-c)に No.1 集水井工施工時の切羽面で確認されたすべり面を示す。図-2.30(a)の展開写真から GL-21.0m 付近に地質境界面が認められる。上部は強風化凝灰岩、下部は強風化粘板岩を示し、凝灰岩と粘板岩の地質境界部付近に 1m 程度の礫混じり粘土が認められる。粘土層上面は多量の湧水が認められ、礫混じり土層内には高含水粘土層が約 30cm 程度認められる。粘土層内には地すべりのせん断作用により円磨されたと推察される円礫や垂角礫が多数混入する。しかし、せん断面を確認することはできなかった(図-2.30(b-c))。また、No.2 集水井工においても凝灰岩と粘板岩の層界に連続する粘土層が確認され、地質境界部に粘土層が連続する。

No.1 集水井工から採取したすべり面試料の粒度分布は、粗粒分が 52%、細粒分が 48%で構成され、礫分が多い。繰り返しすべり面せん断試験の結果は、No.1 集水井工でせん断抵抗角が 26.6° 、No.2 集水井工は、 14.7° であった(表-2.6)。No.2 集水井工で採取したすべり面は図-2.31 に示す様に試験後に鏡肌状のせん断面が認められる。No.1 集水井から採取されたすべり面粘土試料は、特定のすべり面が無く、礫混り土状の粘土であった。No.1 集水井試料は多数の礫が混入しているため、礫の噛み合わせの影響により高い ϕ' となったと推察される。

表-2.6 繰り返しすべり面せん断試験結果

| 採取位置 | 地質 | 採取深度 (GL-m) | 残留強度 | |
|-----------|---------|----------------|--------------|------------------------|
| | | | c_r' (kPa) | ϕ_r' ($^\circ$) |
| No.1 集水井工 | 凝灰岩/粘板岩 | 21.0 | 23.70 | 26.60 |
| No.2 集水井工 | 凝灰岩/粘板岩 | 48.0 | 37.70 | 14.70 |

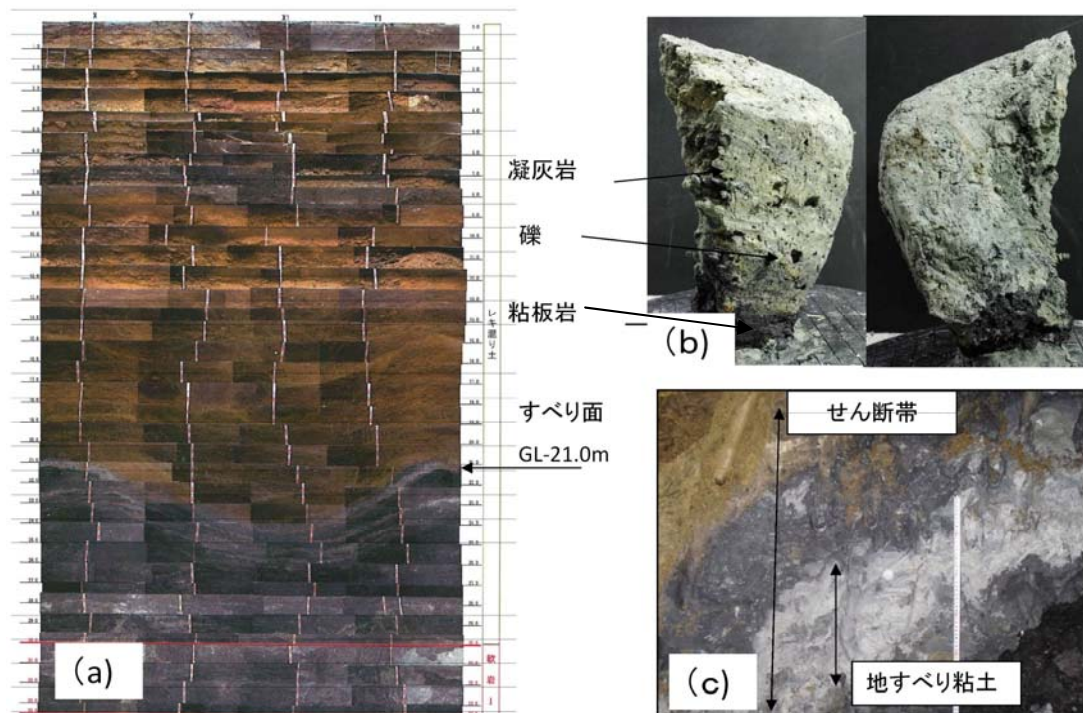


図-2.30 No.1 すべり面性状



図-2.31 No.2 集水井試料の試験後のせん断面（左：下盤，右：上盤）

2.6.2 阿津江地区

阿津江地区は徳島県の南部山間地域にあたる那賀郡那賀町阿津江地区の西向き斜面に位置する。周辺は四国の中央部を東西方向に帯状の分布をなす四国山地の南東部にあたり、剣山（標高1,955m）の南側に位置する。この地域は、600～1,000m程度の山地からなり、稜線と谷底の比高は数百m～1,000mにも達し、山腹斜面の傾斜は30～40°と急峻である。

当地区は、平成16年7月31日未明からの台風10号に伴う局所的な豪雨の影響で8月1日に標高650m付近より、斜面長800m、幅100mにわたる大規模崩壊が発生した。対象斜面である阿津江地すべりは、その崩壊に引きずられるように発生したものである²³⁾。現在、地すべり対策工として集水井工やアンカー工が施工されている（図-2.32、図-2.33）。

図-2.34 (A-C)に集水井工切羽面で観察したすべり面の詳細観察結果を示す。展開写真から深度37.0～40.0mに不連続面が認められ、40°程度の高角度な形状を示す。不連続面上面は赤褐色を示し、無数の亀裂が発達した非常に脆い岩盤を主体とする。岩盤底面には1.5cm程度の層厚の粘土層が連続して認められ、粘土層上面から亀裂面に沿ってしみ出る程度の湧水がある。粘土層は僅かなせん断力を加えると明瞭なせん断面が確認され、せん断面上面には円礫が混入する。せん断面の走向傾斜、擦痕方向はN32°E48°W、N88°Wを示し、走向傾斜の最大傾斜方向から幾分斜交する。

図-2.34 (D-E)にボーリングコアで確認したすべり面について示す。同孔は隣接箇所にパイプひずみ計観測孔が設けられており、28.5m近傍に地すべり活動による変位を捉えている。

図-2.34 (D)から28.1m上位は数cm程度の角礫、砂、粘土が混じる礫混じり土状コアとして採取され、下位は亀裂が発達した塩基性岩である。亀裂面は数cm程度の幅で褐色化しており、地下水などにより風化や酸化が進行した状況が認められる。地質境界面である28.1m近傍は細粒分が多く、コアの展開写真(図-2.34 (E))から明瞭な不連続面構造が見られ、すべり面と判断される。不連続面の走向傾斜はN67°E51°Sを示す。集水井工とコアのすべり面構造から当概地すべりはクサビ状に近いすべり形状と考えられる。なお、No.9集水井工から採取した不攪乱試料は、液性限界90.7%、塑性指数53.67と他の地区と較べて高い値を示した。また、繰り返しすべり面せん断試験で得られたせん断抵抗角も8.71°と低い値を示し、本研究対象地で実施した繰り返しすべり面せん断試験の試験値で最も低い値を示した。

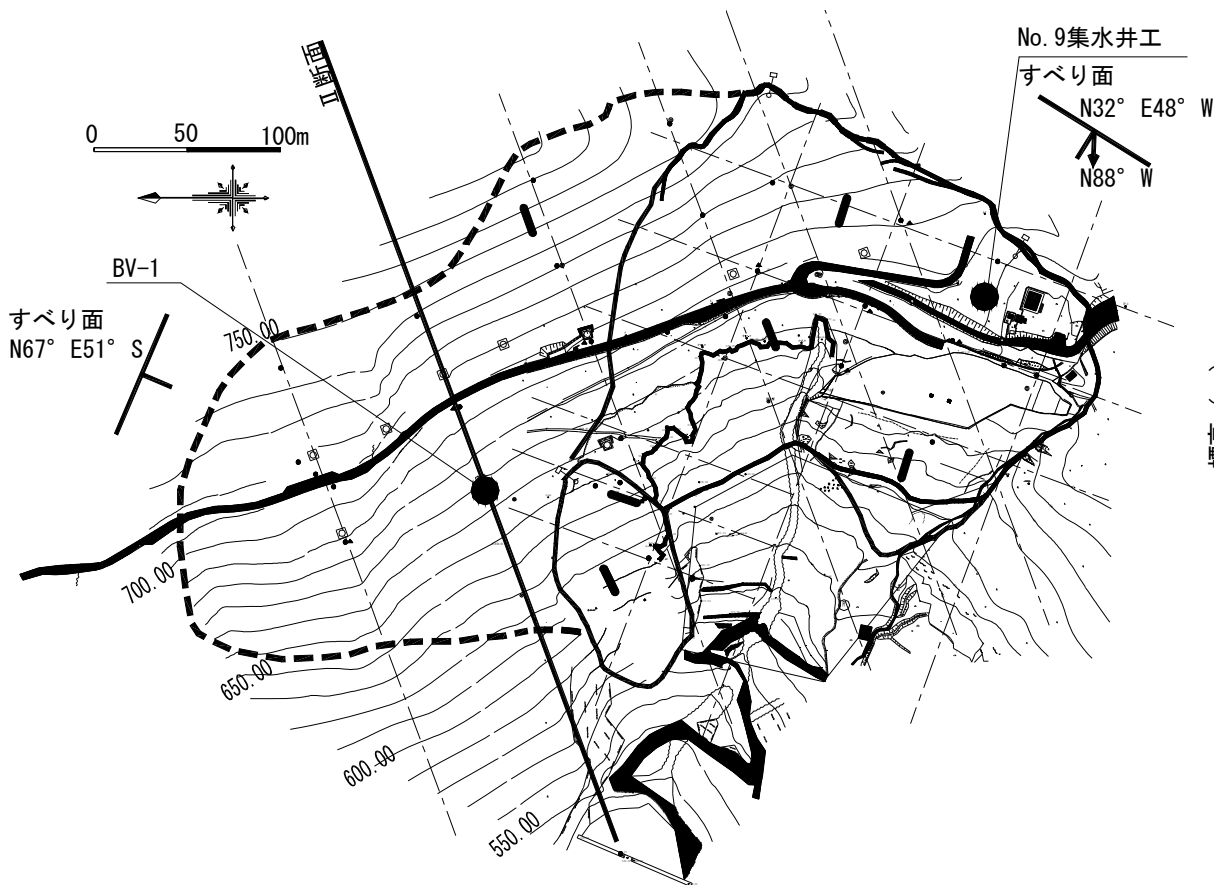


図-2.32 調査平面図

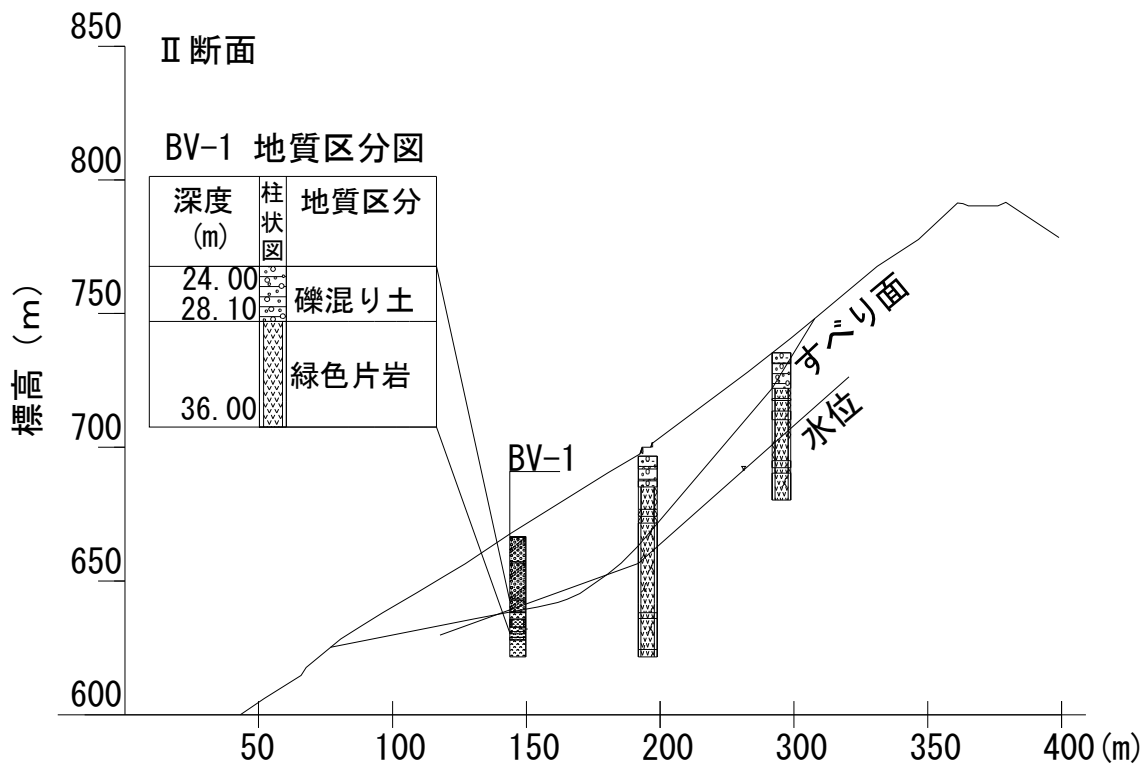
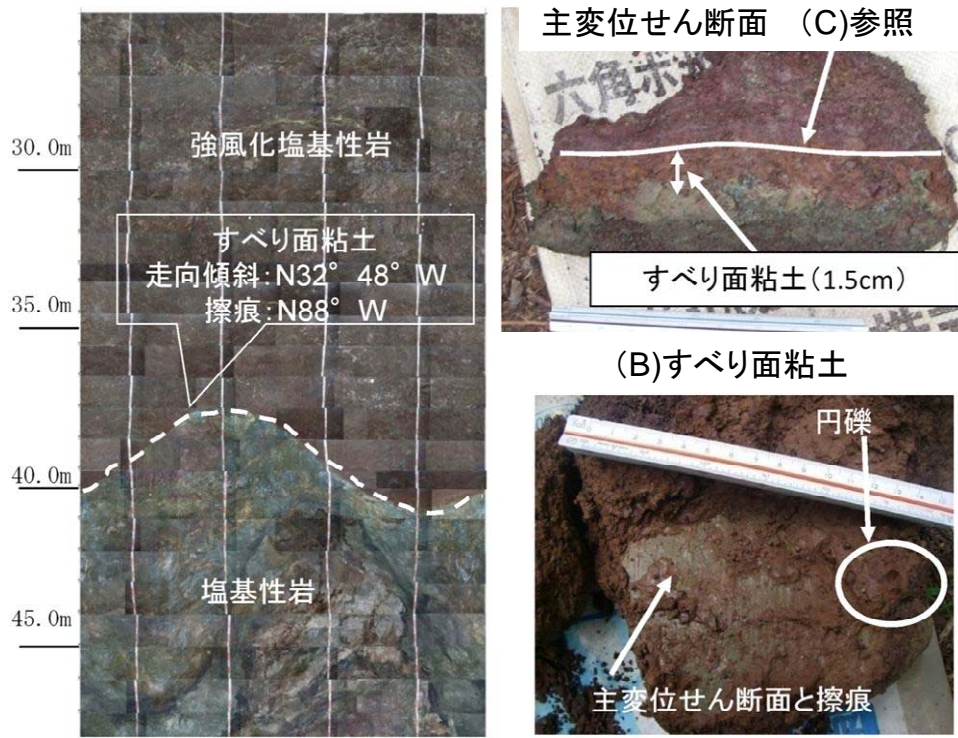
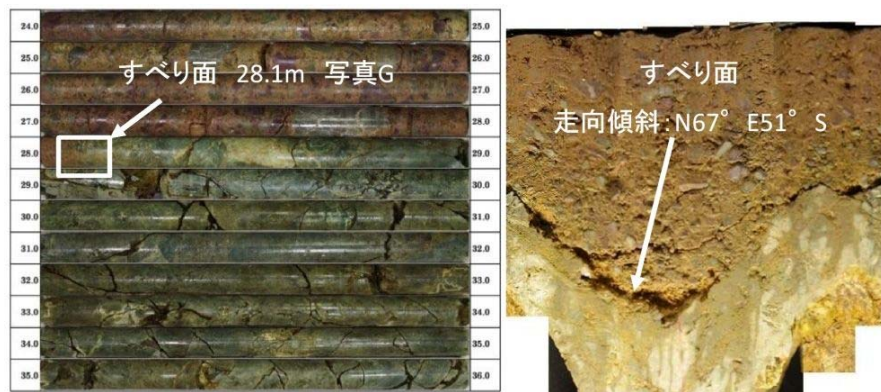


図-2.33 調査断面図



(A)集水井工切羽面展開写真

(C)すべり面粘土



(D) BV-1号孔コア写真

(E)コア展開写真

図-2.34 阿津江地区すべり面性状

2.7 四万十帯（奈半利地区）

奈半利地区は高知県東部の安芸郡北川村に位置する。平成23年7月19日の台風6号に伴う豪雨により、当該周辺地において多数斜面崩壊が発生しており、当地区はそのひとつである。地質は古第三紀四万十帯南帯の奈半利川層に属し砂岩・泥岩互層が分布する。周辺は砂岩優勢層が卓越し、全体的な地層の走向はN70°Eを示す。ただし、層内は褶曲・ブロック化が著しく、地質構造は局所的に急激に変化することが多い。

標高670m近傍付近から砂岩泥岩互層～泥岩層が認められ、風化・破碎が進んだ褶曲著しい砂岩泥岩互層、上位に砂岩優勢層が分布する。また、同標高には湧水が認められ、この位置を末端として崩壊が発生したと考えられる。崩壊土砂はほとんど流出し、残存量は少ない。砂岩優勢層は著しく破碎されて堆積構造が不明瞭である（図-2.35）。崩壊面は破碎面を連続して形成されたもので、粘土層などは確認されない。砂岩に較べて泥岩の風化による粘土化が極めて激しく、崩壊面の多くは褶曲した砂岩泥岩互層の層理面に沿っている（図-2.36）。



図-2.35 崩壊地に露岩する砂岩層



図-2.36 崩壊地末端部に露岩する破碎状泥岩

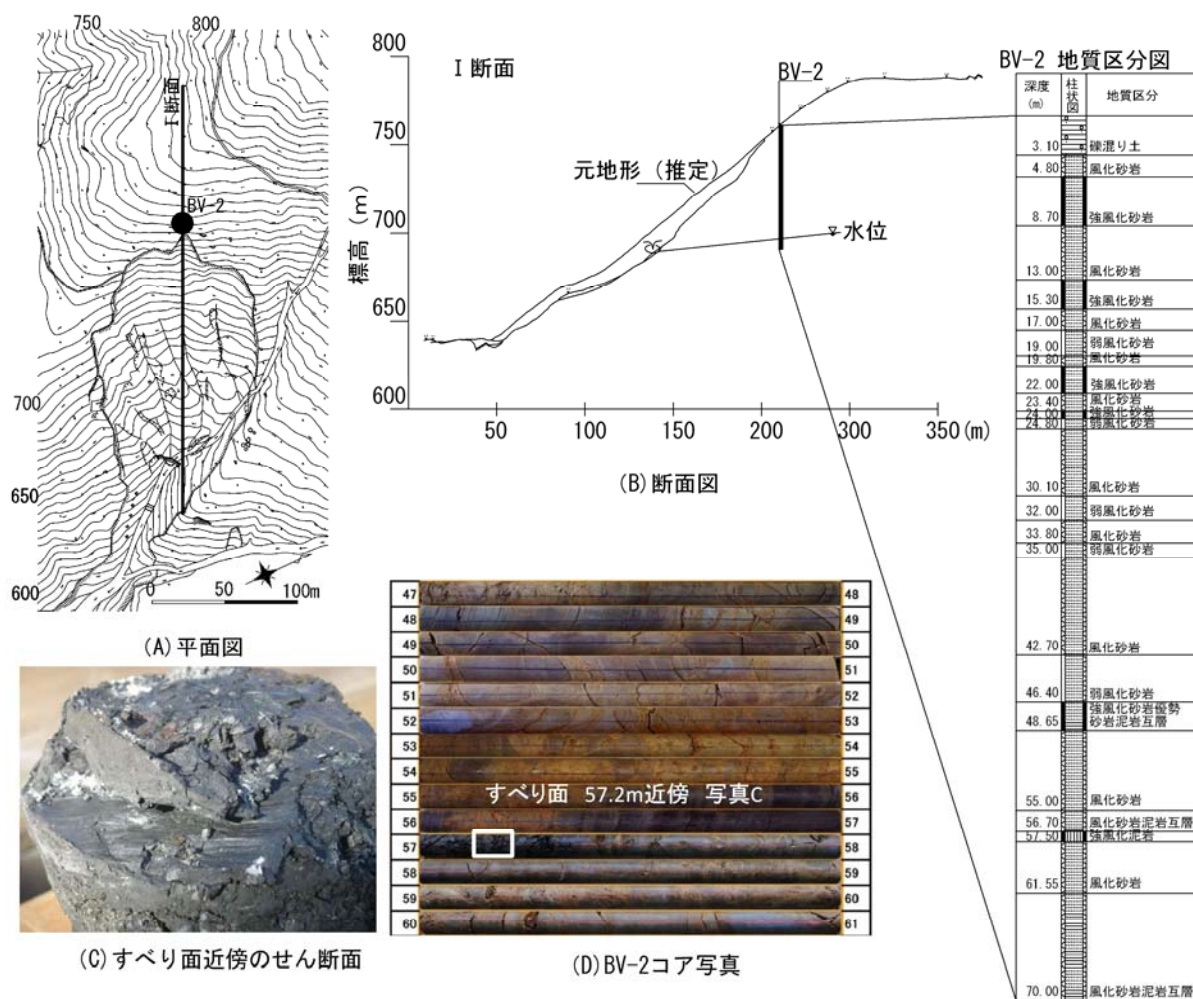


図-2.37 奈半利地区の調査平面図・断面図およびすべり面

図-2.37に平面図とボーリング位置，コア写真，すべり面状況を示す．奈半利地区は崩壊後に調査を行ったため，すべり面形状などは十分に把握されていない．このため，背面土塊の斜面滑動を把握する目的でボーリング調査を行っている．

採取コアの性状は，深度0.0～3.1mまで礫混じり土状コアを主体とする．深度3.1m以深からも礫混じり土状主体とし，部分的に強風化砂岩層が数m程度混じり，深度24.0mからは亀裂が発達した短棒状の砂岩を主とする．更に深部つまり崩壊地末端部付近の標高である深度46.4mからは泥岩が混じる．砂岩優勢であるが，部分的に泥岩が狭在する．深度56.7mからは他深度と較べて暗色化が顕著な泥岩を主体とし，ネットワーク状の亀裂が発達する．深度57.2m近傍を詳細に観察すると鏡肌と擦痕を伴うせん断面が認められ，せん断面は20°程度傾斜したシャープな直線形状を示す．同孔に設置したパイプひずみ計は57.5m近傍でひずみが認められたことから，すべり面と考えられる．

2.8 すべり面強度特性

地すべりの安定解析は逆算によって土質パラメータを決定することが多い²⁴⁾。逆算は c 、 ϕ いずれかを既知として行われるが、地下水排除工の工事効果やアンカー工の締付け効果は採用する ϕ の大きさに依存し、排土工の工事効果は採用する c に依存する傾向があるなど、 c 、 ϕ によって、同じ対策工の評価が異なる。このため、 c 、 ϕ を適切に設定することは地すべり対策事業において重要である。

そこで本節では、すべり面の粒度特性と地すべり安定解析に用いる c 、 ϕ について述べる。

2.8.1 すべり面の粒度特性

図-2.38にすべり面の粒度特性について示す。図示は前節で示したすべり面試料の他に榎尾地区で実施した気泡ボーリングコアで採取した試料も追加して示した。

すべり面粘土の粒度特性は阿津江地区以外全てに礫が多く介在する。粘土分は倉羅 No.2 試料や阿津江試料で 50～60%程度、少ない場合には 20%程度である。すべり面は主として礫が含有する礫混じり土状粘土であることがわかる。ただし、阿津江地区の様にせん断面が明瞭な試料については、礫の割合が少ない結果となった。

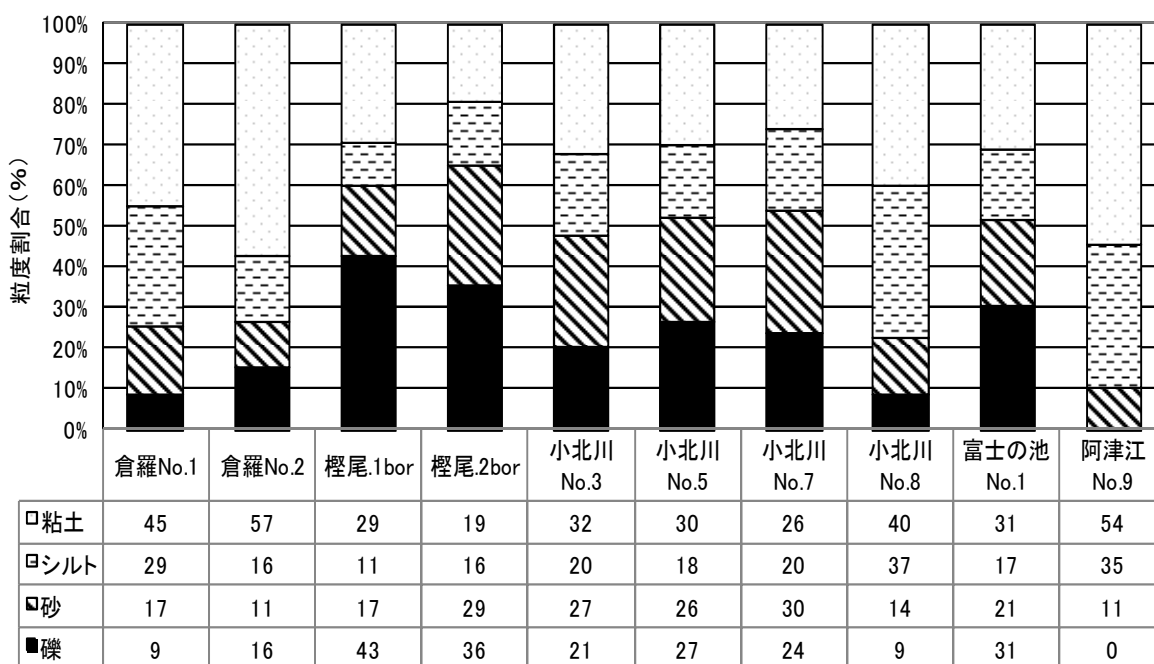


図-2.38 すべり面の粒度特性

2.8.2 せん断抵抗角について

(1) せん断面性状

図-2.39は檜尾.2 地区で採取した礫混じり土状を呈するすべり面を対象に、せん断試験を行ったせん断後の写真である。供試体中央部に礫が介在し、凹凸ができています。

図-2.40、図-2.41にデジタルマイクロスコープでせん断面を撮影した写真を示す。赤く着色された箇所が凸部で、青く着色された箇所が凹部である。上盤、下盤ともに礫によって凸部ができています。図-2.42は凹凸部の高さを計測した写真であるが、上盤、下盤ともに 8mm 弱の高低差ができています。試料の供試体厚は 20mm であるので、4 割ほどの高低差となっている。当該試料のせん断抵抗角は 31.9° と高い値を示し、同じ泥質片岩地帯で行った小北川地区のせん断抵抗角よりも高い値を示した。檜尾.2 地区は岩盤地すべりの様相を呈しており、小北川地区とは地すべり形態が異なると考えられる。このため、せん断抵抗角に差が生じたと考える。



図-2.39 檜尾.2 BV18-5 せん断試験後の試料のせん断面

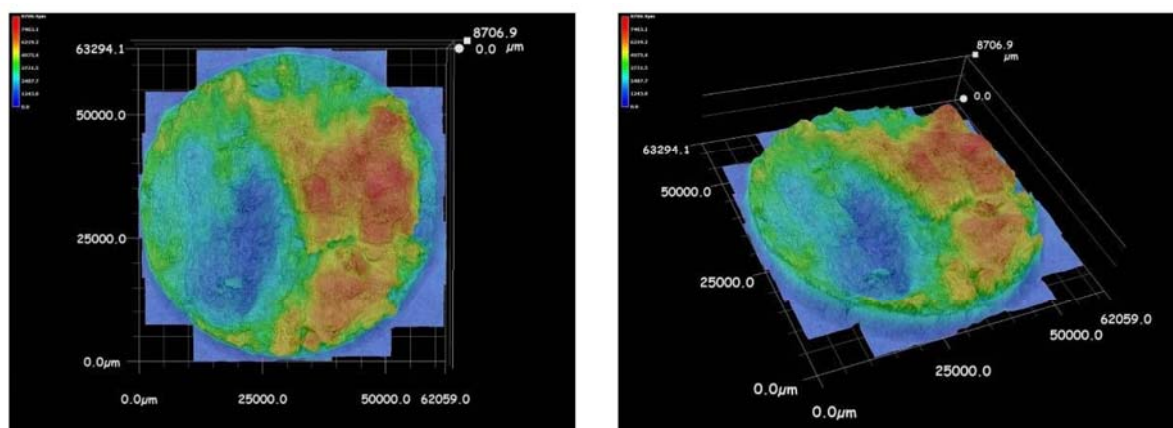


図-2.40 マイクロスコープ画像（上盤）

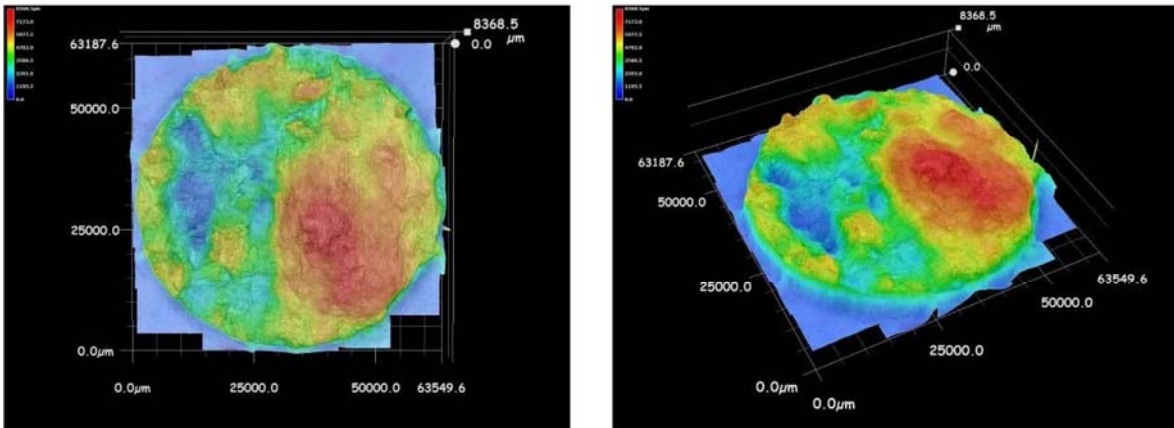
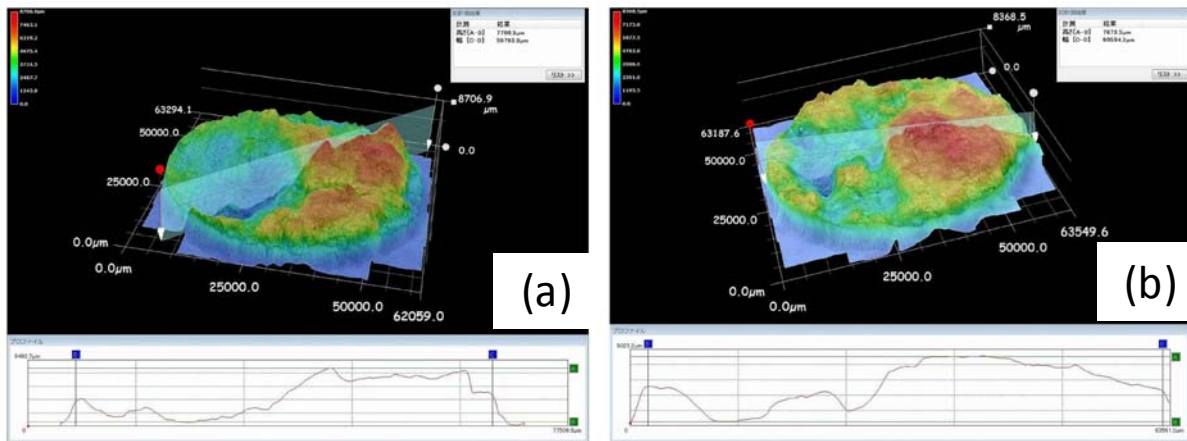


図-2.41 マイクロスコープ画像（下盤）



(a) 上盤凹凸計測 (b) 下盤凹凸計測

図-2.42 マイクロスコープ画像

(2) 礫の混入とせん断抵抗角

礫の介在がせん断抵抗角に与える影響を評価するため、礫分を除去した試料と礫が介在する試料（不攪乱試料）を用いてせん断試験を行った。せん断試験方法は、繰り返しすべり面せん断試験、リングせん断試験、単純せん断試験を行って評価する。

各種せん断試験の主な構造的違いは、リングせん断試験と繰り返しすべり面せん断試験は特定の面をせん断する‘一面せん断’試験である。一方、単純せん断試験は図-2.43のように供試体全体をせん断する試験であり、供試体の厚さがそのまません断の厚さであるため、層をせん断する試験である。つまり、単純せん断試験は礫の噛み合わせの影響が一面せん断試験に比べて小さいと考えられる。

図-2.44に各種せん断試験で得られたせん断抵抗角の結果を示す。なお、すべり面せん断試験と単純せん断試験は集水井工などで採取した不攪乱試料を対象として試験を行い、リングせん断試験は粒度調整を行った攪乱試料を用いている。

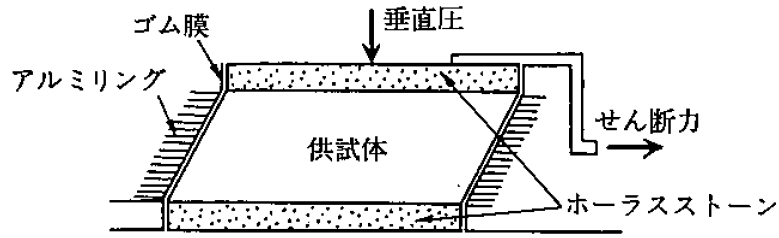


図-2.43 単純せん断の構造例²⁵⁾

結果、粗粒径成分が含まれる試料（不攪乱試料）を対象にすべり面せん断試験を行った結果は、リングせん断試験よりもせん断抵抗角が高値を示す。また、単純せん断試験を行った結果とすべり面せん断試験を行った結果を比較すると、単純せん断試験で得たせん断抵抗角の方が相対的に低い値を示す。すべり面せん断試験に較べて、単純せん断試験の方が礫の噛み合わせの影響が少ないため、せん断抵抗角が低値を示したと考える。ただし、富士の池 No.2 試料は、単純せん断試験で得た試験結果の方が高い値を示した。同試料はすべり面せん断試験後、鏡肌状のすべり面が認められ、礫の影響が少なく、単純せん断試験の方が礫の影響が大きかったため、せん断抵抗角が高値を示したと考える。

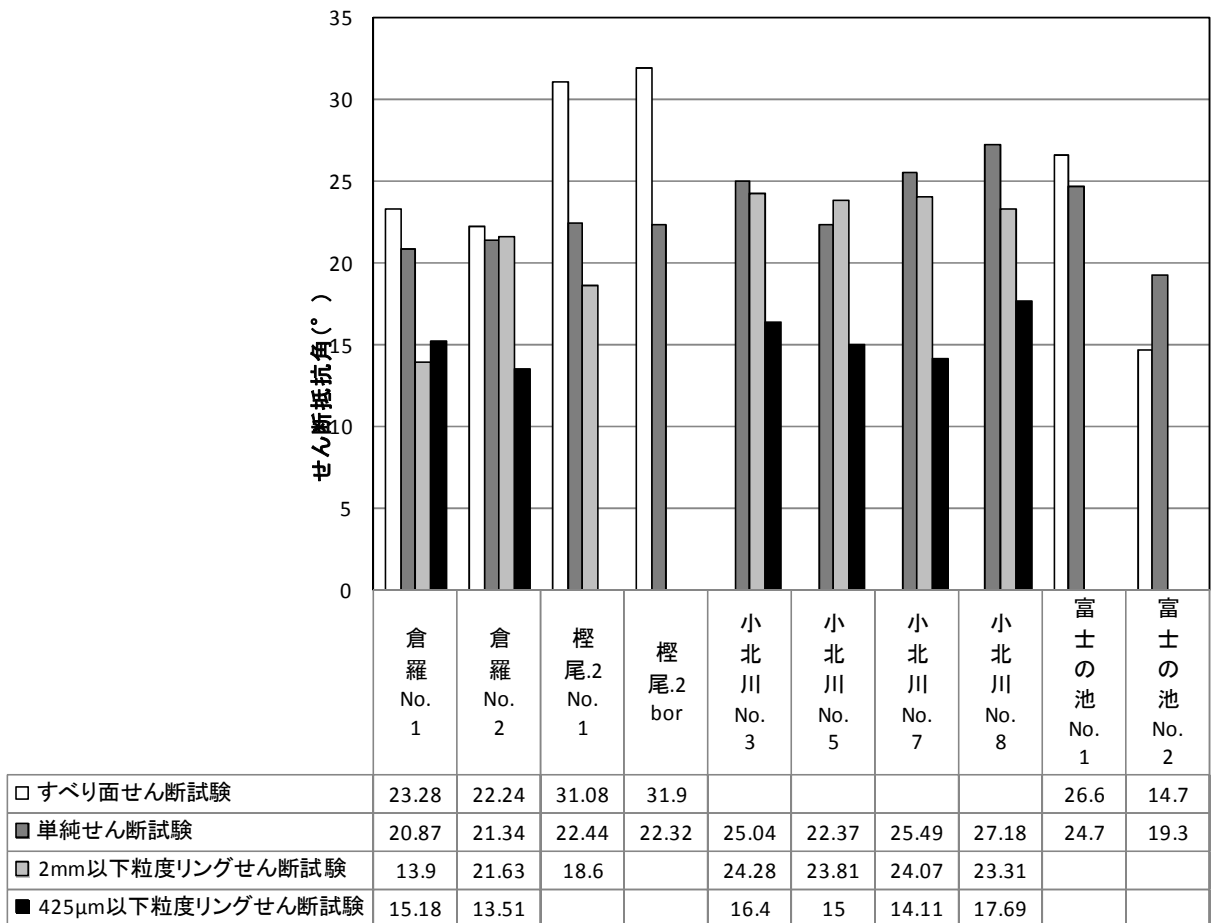


図-2.44 各種せん断試験から得られたせん断抵抗角

2.8.3 粘着力について

眞弓(1999)²⁵⁾は、再活動型の大規模地すべりにおいて、繰り返し一面せん断試験から求められたせん断抵抗角と見かけの粘着力を算入して安定解析の逆算結果から求められたせん断抵抗角とを対比した結果、概ね逆算解析結果のせん断抵抗角と土質試験値は一致するか、もしくは逆算解析結果が大きく評価されるという傾向を指摘している。主な原因としては、

- ① すべり面のせん断強度以外に、縁端効果などのせん断強度変化があった
- ② 試験値として求めたすべり面強度が、すべり面全面の平均的な強度でなかった
- ③ 逆算解析に算入する間隙水圧条件、安定解析条件、すべり面形状などの問題
- ④ 算入した逆算時安全率が過大であった

が考えられる。つまり、これらの諸条件が整った場合、得られる強度特性の信憑性は増すことが予想される。例えば、同一層準または、ほぼ同じ残留強度が得られること、臨界水位条件、すべり面形状、加えて三次元安定解析による条件に基づく評価である。

そこで、これらの条件が整っている現場と考えられる地区を対象に見かけの粘着力の評価を行った。小北川地区は前節に示した様に複数の集水井工ですべり面が確認され、せん断試験も実施している。また、各観測孔からすべり面が決定している。加えて、水位は水位観測専用孔が施工されており、多くの点で条件が整備されている。

(1) すべり面等高線

小北川地区は集水井工が5基施工され、それぞれの切羽面ですべり面の連続性が確認されている。他においても13孔のパイプひずみ計観測で明瞭な変動が捉えられており、これらの観測結果から推定されるすべり面等高線図を図-2.45に示す。頭部は馬蹄形状を示しており、緩いカーブのすべり面形状である。

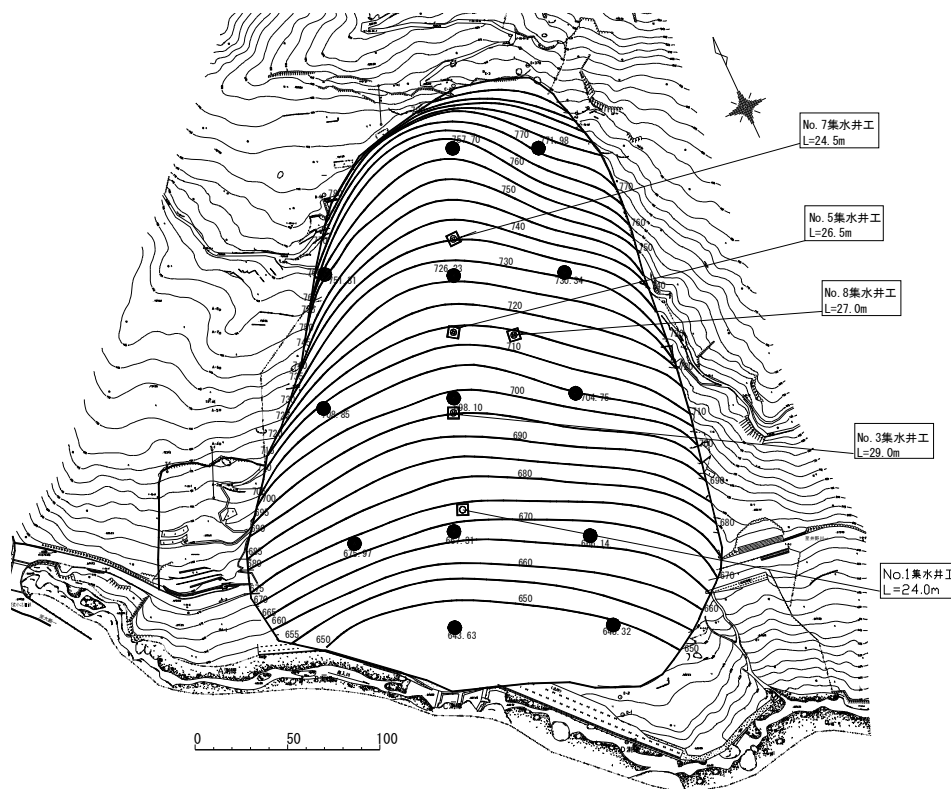


図-2.45 すべり面等高線図

(2) すべり面強度

図-2.46にせん断抵抗角と粘着力の比較を行った結果を示す。せん断抵抗角は礫が少なくなるに従い抵抗角が低くなっている。特に、 $425\mu\text{m}$ 以下の粒径まで礫を取り除いた試料に対してリングせん断試験を行った場合は、不攪乱試料を用いて繰り返しすべり面せん断試験を行った結果よりも、55%～67%程度、低い値を示す。せん断抵抗角は、ある程度の関係性が見出せるが、粘着力は得られた試験値に一定性は認められない。

表-2.7に繰り返しすべり面せん断試験で得られた結果を示す。なお、ここにはNo.1集水井工から採取した繰り返しすべり面せん断試験結果も追記した。各試料の試験結果をもとに回帰計算を行った結果、図-2.47の様になる。なお、試験装置の特徴は、すべり面を試験時にせん断面に一致させて試験を行える点にあるが、当該地のすべり面粘土の多くは主せん断面が確認されていない試料があり、すべり面のせん断方向を一致させた上で、すべり面粘土層全体を対象として試験を行っている。結果、眞弓ら²⁶⁾の報告による三波川帯泥質片岩のせん断抵抗角の平均値 27.0° より幾分低い値の 25.06° (回帰計算結果) を示した。粘着力は 14.4kPa となった。

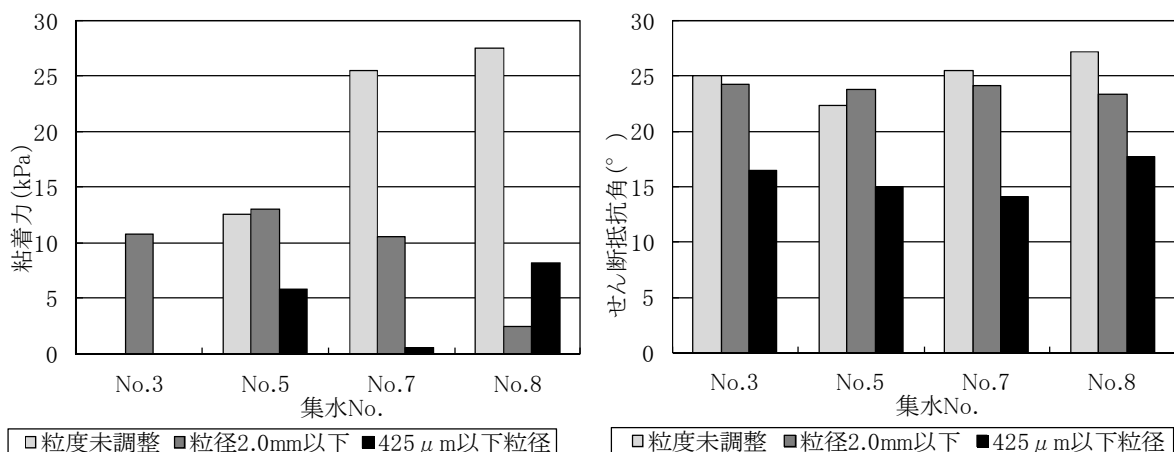


図-2.46 各集水井工の粘着力とせん断抵抗角²⁷⁾

表-2.7 すべり面せん断試験結果表

| 集水井 No. (深度) | c' (kPa) | ϕ' ($^\circ$) |
|---------------------|------------|----------------------|
| No.1 集水井 (19.0m 付近) | 18.63 | 23.48 |
| No.3 集水井(25.7m 付近) | 0.00 | 25.04 |
| No.5 集水井(21.8m 付近) | 12.58 | 22.37 |
| No.7 集水井(21.0m 付近) | 25.49 | 25.49 |
| No.8 集水井(23.3m 付近) | 27.48 | 27.18 |
| 回帰計算結果 | 14.44 | 25.06 |

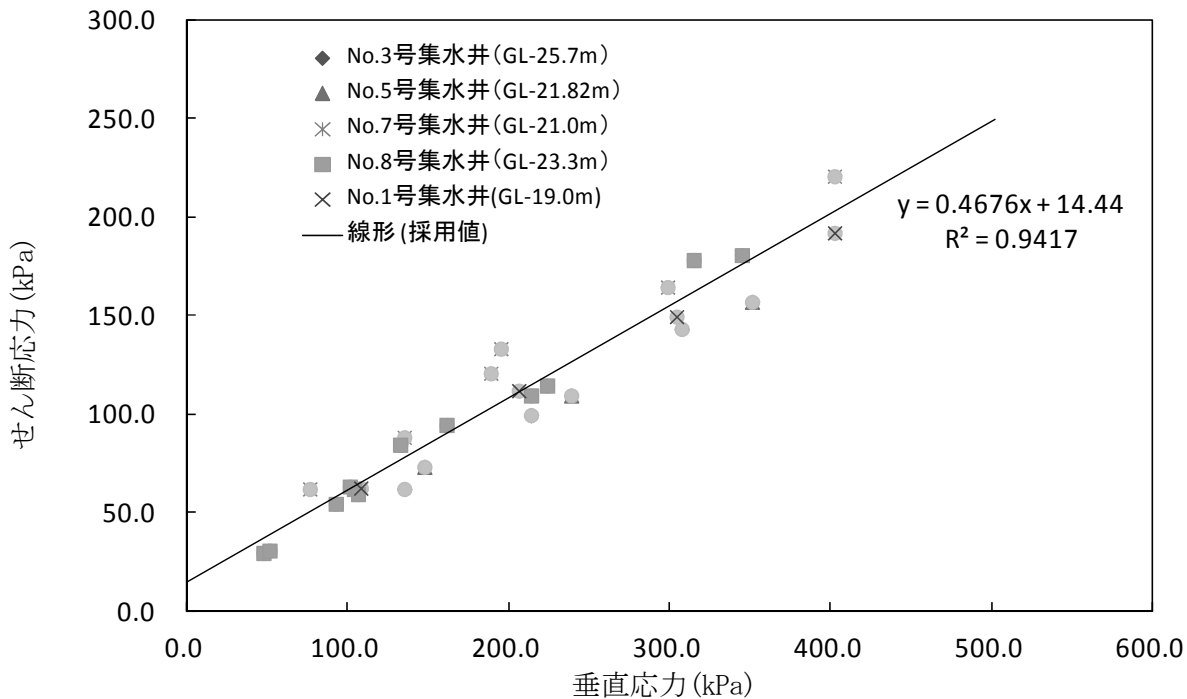


図-2.47 繰り返しすべり面せん断試験回帰計算図

(3) 逆解析結果

逆解析の検討に用いた安定解析式は Lambe-Whitman による近似三次元安定解析法²⁸⁾と拡張簡易 Janbu 法²⁹⁾を選定した。なお、単位体積重量は一般に 18kN/m^3 を用いられるが、ボーリングコアを用いて計測されている結晶片岩の単位体積重量はそれよりも高いことが知られている。そこで、結晶片岩の単位体積重量の平均値 26.4kN/m^3 を用いて解析を行った³⁰⁾。なお、臨界水位はパイプひずみ観測によって臨界状態と考えられる状態が捉えられている。

回帰計算から得られたせん断抵抗角を用いて粘着力を逆算した結果、粘着力の逆解析結果と回帰計算結果で得た粘着力とは概ね一致する結果を得た(表-2.8)。特に拡張簡易 Janbu 法で得た粘着力は近似三次元安定解析結果より精度が良く、地すべりの縁端部効果や間隙水圧などを適切に評価でき、見かけの粘着力が適切に評価できたと考える。つまり、安定解析式や間隙水圧、すべり面などを適切に評価することによって、見かけの粘着力も適切に評価できる可能性が示唆される。また、見かけの粘着力を評価する上では、複数の試料を用いて回帰計算などによって評価する必要があると考える。

表-2.8 逆解析結果

| | c' (kPa) | ϕ' (°) |
|--------------|------------|-------------|
| 近似三次元安定解析法 | 10.4645 | 25.06 |
| 拡張簡易 Janbu 法 | 13.0000 | 25.06 |
| 試験結果 (一面せん断) | 14.44 | 25.06 |

2.9 四国日本外帯の土砂災害の特徴についての考察

前節で示した様に四国日本外帯におけるすべり面性状は、礫混じり土状から擦痕を伴う明瞭なせん断面を有するすべり面などその性状は様々であった。

地質毎にすべり面の性状を以下に示す。

- ・三波川変成帯は礫混じり土状が主として多く、すべり面は判然としない。
 - ・御荷鉾緑色岩類は数 m から数十 m 程度の粘土層が確認されることがあるが、すべり面近傍に数 mm～数 cm 程度のシート状のすべり面粘土が介在し、せん断面が明瞭である場合がある。
 - ・秩父累帯は礫混じり土状であることもあるが、すべり面近傍は数 mm～数 cm 程度のシート状のすべり面粘土が介在し、せん断面が明瞭である場合がある。
 - ・四万十帯においては、岩盤内に明瞭なせん断面を有することがある。
- となる。

以上の特徴が明らかとなった。地質ごとにすべり面の性状や強度も異なることから地すべり形態なども異なることが予想される。そこで、過去の災害履歴をもとに考察を加える。

表-2.9は四国日本外帯において発生した土砂災害の履歴表を示す。災害履歴表は高橋（2006）³¹⁾に示されている推定流出土砂量に加筆して作成した。地すべり地形や大規模崩壊地形の数は、寺戸（1986）が示した様に圧倒的に三川変成帯や御荷鉾緑色岩類に多い。しかしながら、表に示す様に過去に発生した大規模崩壊の土砂量は、高磯山や保勢が多く、近年においては、繁藤、阿津江、大用知、奈半利などで大規模な土砂災害が発生している。これらの地域は、いずれも秩父累帯と四万十帯に位置しており、明瞭なすべり面を形成しやすい地質帯である。また、土砂災害などの発生誘因である降雨が年間 3,000～3,500mm と特に多い地帯である。

秩父累帯や四万十帯は御荷鉾緑色岩地帯に較べて急峻な地形を示すことがあり、地すべり発生の素因と誘因を多く含んだ地帯といえる。このため、地すべり活動を生じると大規模な土砂移動を伴うと考える。実際に、生じた高磯山や保勢の災害形態は、大規模な崩壊とともに天然ダムを形成し、その後、豪雨後の出水に伴い天然ダムが満水となり一気に決壊したことによって甚大な被害をもたらしている³²⁾。このことから秩父累帯や四万十帯は、地すべりの様な緩慢な活動形態のみならず、一気に崩壊を生じる崩壊型の斜面運動形態が存在すると考える。

表-2.9 四国西南日本外帯における地すべり災害履歴表

| 番号 | 年代 | 位置 | 推定流出土砂量(m ³) |
|----|------------|--------------------|--------------------------|
| 1 | 1892.7.25 | 徳島県那賀郡上那賀町高磯山 | 3,500,000 |
| 2 | 1892.7.25 | 徳島県海陽町保勢 | 4,800,000 |
| 3 | 1896.9.9 | 徳島県三好郡三縄村ムツマツ | 4,700 |
| 4 | 1897.9.29 | 徳島県美馬町西祖谷山村助定 | 545,000 |
| 5 | 1928.8.29 | 高知県長岡郡東豊永村怒田 | 86,000 |
| 6 | 1935.6.28 | 徳島県三好郡西祖谷山村一字 | 3,200 |
| 7 | 1952 | 徳島県三好郡西祖谷山村古見 | 400,000 |
| 8 | 1954.6.16 | 高知県土佐郡本川村長沢 | 3,200 |
| 9 | 1956.9.26 | 徳島県三好郡池田町大利下太田 | 500 |
| 10 | 1956.9.27 | 徳島県三好郡三縄村漆川天神山 | 500 |
| 11 | 1957.9.11 | 徳島県土讃線小歩危一大歩危間 | 1,500 |
| 12 | 1961.9.16 | 高知県長岡郡本山町沢カ内 | 30,000 |
| 13 | 1962.2.20 | 高知県長岡郡大豊町土讃線岩原一豊永間 | 100,000 |
| 14 | 1963.5.18 | 徳島県三好郡東祖谷山村大西 | 100,000 |
| 15 | 1963.6.14 | 徳島県三好郡西祖谷山村一字 | 100 |
| 16 | 1963.6 | 愛媛県喜多郡長浜町大地 | 2 |
| 17 | 1963.8.11 | 高知県長岡郡大豊町立川仁尾ケ内 | 25,000 |
| 18 | 1966.5.3 | 高知県土讃線大杉一大王間 | 11,700 |
| 19 | 1966.9.24 | 徳島県三好郡池田町大利 | 270 |
| 20 | 1966.9.24 | 徳島県三好郡東祖谷山岩舟 | 270 |
| 21 | 1967.10.28 | 愛媛県予讃線高野川一上灘間 | 300 |
| 22 | 1968.8.26 | 愛媛県土讃線串一喜多灘間 | 1,800 |
| 23 | 1969.7.6 | 徳島県三好郡西祖谷山村一字 | 400 |
| 24 | 1972.7.5 | 高知県上分土佐山田町 | 100,000 |
| 25 | 1975.8 | 徳島県三好郡西祖谷山村切谷 | 100,000 |
| 26 | 1975.8.17 | 愛媛県北宇和郡旧吉村 | 10,000 |
| 27 | 1975 | 徳島県三好郡西祖谷山村平谷 | 500,000 |
| 28 | 1976.9 | 徳島県美馬市 蔭四合地 | 230,000 |
| 29 | 1976.9 | 徳島県那賀町 槍戸川上流 | 620,000 |
| 30 | 1976.9 | 徳島県那賀町 折字谷 | 430,000 |
| 31 | 1976.9 | 徳島県那賀町 久井谷 | 230,000 |
| 32 | 1976.9.11 | 徳島県那賀町 新久瑯山 | 1,800,000 |
| 34 | 1976.9.11 | 徳島県穴吹栃参社 | 1,600,000 |
| 35 | 1978 | 高知県土佐町 | 590,000 |
| 28 | 1978.5.17 | 高知県中村線 西大方一中村間 | 850 |
| 29 | 1979.4 | 愛媛県上浮穴郡柳谷村 | 8,000 |
| 30 | 1980.8.30 | 高知県長岡郡大豊町岩原 | 1,500,000 |
| 31 | 1982.8.27 | 高知県長岡郡大豊町岩原 | 30,000 |
| 32 | 1986.7.11 | 高知県安芸郡北川村 | 100,000 |
| 33 | 1998.9.24 | 愛媛県東宇和郡津島町福浦 | 150 |
| 34 | 1998.9.24 | 高知県土佐山田町引地 | 11,000 |
| 35 | 2004.8.1 | 徳島県那賀町阿津江 | 400,000 |
| 36 | 2004.8.1 | 徳島県那賀町大用知 | 1,000,000 |
| 37 | 2011.7.19 | 高知県安芸郡北川村 | 250,000 |
| 38 | 2011.7.19 | 高知県安芸郡北川村 | 200,000 |

2.10 結 語

本章は、各地区の地すべり地で確認されたすべり面について整理した。その結果について以下にまとめる。

阿津江地区、富士の池地区、奈半利地区、平谷地区のすべり面はシート状の薄層粘土が介在していることがあり、薄層粘土にせん断面が確認されることがある。シート状のすべり面は僅かなせん断力でせん断が生じ、鏡肌状の光沢面を示すことがある。これらのせん断面は、御荷鉾緑色岩類、秩父累帯、四万十帯で形成されることが多い。一方、三波川変成帯地すべり地のすべり面は数 cm～数十 cm 程度の粘土層であり、せん断面は判然としない。

各地質で共通するすべり面の特徴は、地すべりの活動によって礫が円磨化していることが多いことや、すべり面上面の亀裂面に沿って地下水が流出している状況が確認され、褐色の色調を示すことである。

すべり面の強度特性は、礫が多い時にせん断抵抗角が高値を示す傾向が高い。一方、粘着力は各々の試験で得られる値バラツキが多い。ただし、臨界水位条件や厳密な安定解析式、単位体積重量など、適正な条件化において解析した逆算値は、複数の試験結果から求められる回帰計算結果の粘着力と概ね一致した。

表-2.10 各現場における試験結果一覧表

| 位置 | 採取場所 | 岩種 | 採取深度 (GL-m) | 試料状態 | 試験種 | 完全軟化強度 | | 残留強度 | | |
|-------|-----------|-------|-------------------|-------------------|-----------|--------------|---------------|--------------|---------------|-------|
| | | | | | | c_p' (kPa) | ϕ_p' (°) | c_r' (kPa) | ϕ_r' (°) | |
| 倉羅 | No.1 集水井 | 塩基性片岩 | 26.5 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 25.50 | 23.28 | |
| | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 14.20 | 20.87 | |
| | | | | リングせん断試験 | 9.08 | 19.25 | 2.62 | 13.90 | | |
| | | | | 425 μ m 以下粒径分 | | 6.46 | 21.42 | 2.42 | 15.18 | |
| | No.2 集水井 | 塩基性片岩 | 30.70 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 7.81 | 22.24 | |
| | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 5.32 | 21.34 | |
| 粒度未調整 | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 24.56 | 5.32 | 21.63 | | |
| | | | 425 μ m 以下粒径分 | | 0.00 | 19.94 | 7.74 | 13.51 | | |
| 檜尾 1 | BV22-7-W5 | 塩基性片岩 | 33.72 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 14.00 | 19.62 | |
| | | | | | | - | - | 33.41 | 17.85 | |
| | 34.02 | | | | | | | | | |
| | BV22-8-2 | 泥質片岩 | 20.06 | | | - | - | 22.17 | 20.62 | |
| | | | | | | - | - | 18.86 | 18.40 | |
| | | | 20.24 | | - | - | 31.17 | 20.77 | | |
| | | | 20.33 | | - | - | 31.17 | 20.77 | | |
| 檜尾 2 | No.1 集水井 | 泥質片岩 | 38.50 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 40.14 | 31.08 | |
| | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 13.74 | 22.44 | |
| | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 25.46 | 2.06 | 18.60 | | |
| | BV18-5 | 泥質片岩 | 41.55 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 0.00 | 31.90 | |
| | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 16.75 | 22.32 | |
| | | | 41.50 | | - | - | 16.75 | 22.32 | | |
| 小北川 | No.3 集水井 | 泥質片岩 | 25.70 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 0.00 | 25.04 | |
| | | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 27.73 | 10.78 | 24.28 | |
| | | | | 425 μ m 以下粒径分 | 0.00 | 22.27 | 0.00 | 16.40 | | |
| | No.5 集水井 | 泥質片岩 | 21.80 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 12.58 | 22.37 | |
| | | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 29.08 | 13.01 | 23.81 | |
| | | | | 425 μ m 以下粒径分 | 0.00 | 22.11 | 5.80 | 15.00 | | |
| | No.7 集水井 | 泥質片岩 | 21.00 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 25.49 | 25.49 | |
| | | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 29.16 | 10.50 | 24.07 | |
| | | | | 425 μ m 以下粒径分 | 0.00 | 23.74 | 0.60 | 14.11 | | |
| | No.8 集水井 | 泥質片岩 | 23.30 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 27.48 | 27.18 | |
| | | | | | リングせん断試験 | 0.00 | 24.94 | 2.45 | 23.31 | |
| | | | | 425 μ m 以下粒径分 | 0.00 | 21.86 | 8.24 | 17.69 | | |
| 富士の池 | No.1 集水井 | 凝灰岩 | 21.00 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 23.70 | 26.60 | |
| | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 21.20 | 24.70 | |
| | No.2 集水井 | | | | 48.00 | すべり面せん断試験 | - | - | 37.70 | 14.70 |
| | | | | | | 単純せん断試験 | - | - | 28.70 | 19.30 |
| 阿津江 | No.9 集水井 | 塩基性岩 | 38.00 | 不攪乱 | すべり面せん断試験 | - | - | 29.33 | 8.71 | |

第3章 ボーリングコアによる地すべり土塊性状と評価

3.1 概 説

鈴木(2008)¹⁾は高知県の秩父帯で実施した気泡ボーリング工法により、高品質なボーリングコアの採取し、すべり面粘土のみでなく、精度の高い地質情報の取得も報告している。また、気泡ボーリング工法などを始め、近年の掘削技術も向上しており良質なコアサンプリングが可能となっている。しかしながら、これらのコアから得られる情報を観察する技術が未だ未確立であるのが現状である。

本章では、第2章のすべり面で得られた知見をもとにすべり面決定手法について検討を行う。まず、コア観察に必要な試料を採取するためのボーリング採取技術、最近の動向や技術などについて述べる。次に、研究対象地で採取した良質コアを用いて地質帯毎の破碎性状について述べる。最後に、すべり面が判然としない三波川変成帯地すべり地で採取した気泡ボーリングコアを用いて、すべり面や周辺の破碎状態を薄片観察した結果について述べる。

3.2 ボーリングコア採取方法

地すべり調査における試料採取はサンプリングと呼ばれ、一般的に行われる調査である。基本的な方法は、コアチューブを用いて削孔と同時に試料を採取する。しかし、送水量が多いと細粒分などが流出してスライム化するおそれがある。また、ビットの切削力によりコア中心部まで攪拌が生じることが多くある。このため、礫混じり土などでは無水掘りで行うことが多かったが、無水掘りで採取される試料は、コアの乱れが大きいという欠点がある。乱れの少ないコアを採取するためには、水量を調整したロータリースリーブ内蔵管サンプラーを用いることが望ましい²⁾。

近年、コア欠損を防止するための様々な手法やツールが考案され、実用化されており良質なコア採取が可能となってきている。例えば、ポリマ泥剤とダイヤモンドビットを用いて未固結層から硬岩までを掘削する技術や硬軟兼用のダイヤモンドビットもある。また、気泡ボーリング工は掘削水が少なくて済み、孔壁を荒らさず高品位コア採取が可能となっている。更に、従来の二重管式サンプラーでは内管が自在回転する構造であるため、コアチューブ内のコアは不安定であり、自在回転がかえって攪拌を助長するとも考えられ、内管の回転を抑止することにより良質なコアを採取しようとする手法もいくつか考案されている。その中で、定方位サンプリング工法はコア採取時にサンプラー外管の掘進回転に対してコア収納を担うサンプラー内管が回転することのないよう、内管の回転を抑止する構造となっている。また、同時に内管回転の抑止によりコアの方位を知ることのできる構造を実現している。内管が固定されていることから自在回転によるコア攪乱の問題を解決し、より良質なコア採取を実現することが可能となっている。この手法は特許第4609783号『地盤を乱すことのないコアの採取と同時に方位の分かるコアを採取する方法およびその装置』を取得している。

これらの工法は、掘削方法の改良のみならず、ボーリング足場の振れや変形等を極力抑えるため、強固なものが必要である。また、一定した回転掘削運動を保つためのスライム除去なども重要であるため、これらの総合的なシステム化によってのみ良質なサンプリングを行うことができる。

本論では、定方位サンプリング工法で採取したコア、気泡ボーリング工法で採取したコア、ポリマ泥剤や硬軟兼用のダイヤモンドビットなどを用いて従来よりも採取率が高いコアを対象として検討を

行った。

(1) 定方位サンプリング工法（二重管式固定軸サンプリング法）

図-3.1に良質なコア採取できる定方位サンプリング工法の模式図を示す。同工法は二重管式ボーリングロッドや二重管式サンプラーが継ぎ手部やサンプラー胴体においてベアリング支持による二重管構造となっている。ボーリングマシンの回転や推力は外管ロッドとサンプラー外管を通じて先端ビットに作用する。つまり、サンプラー内管が外部で固定される固定軸方位固定部で固定されるため、常に

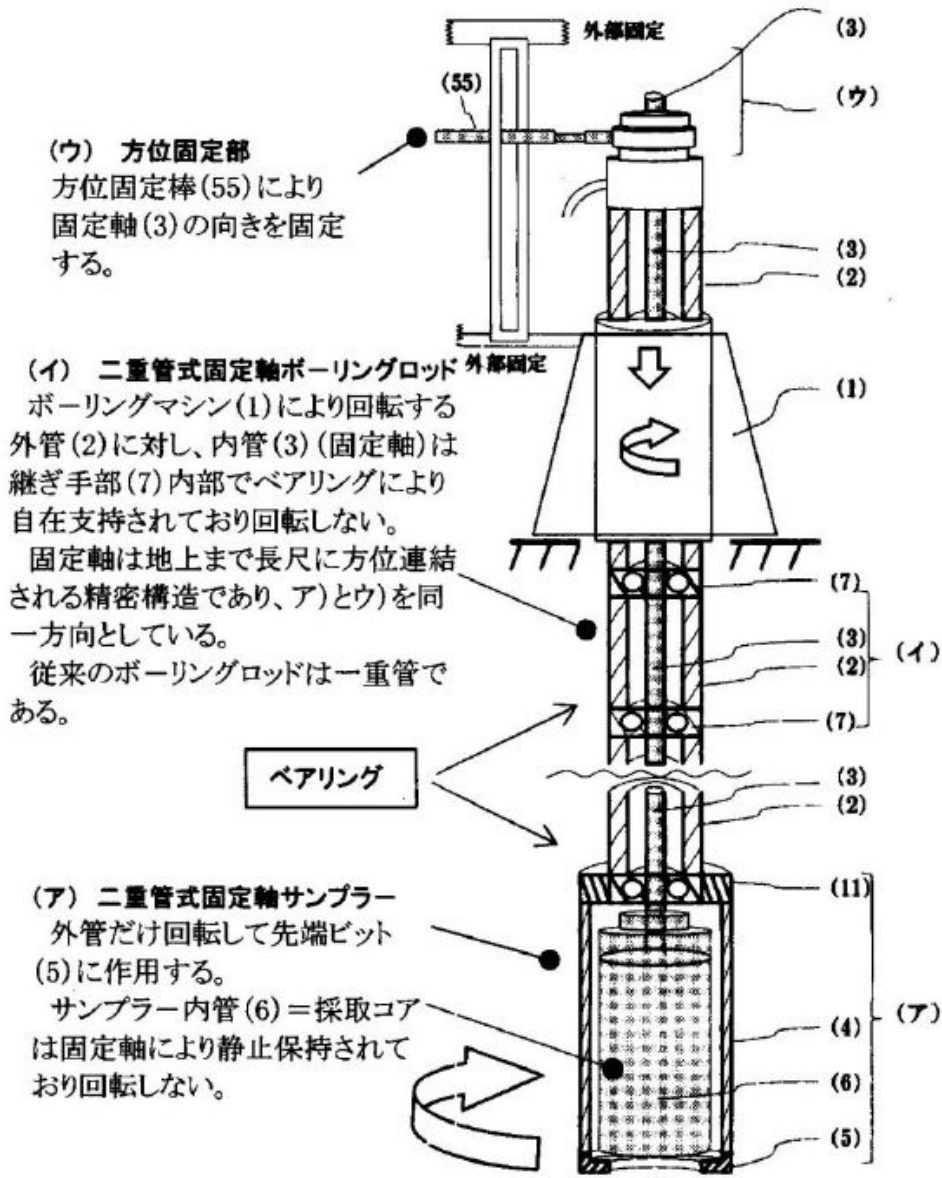
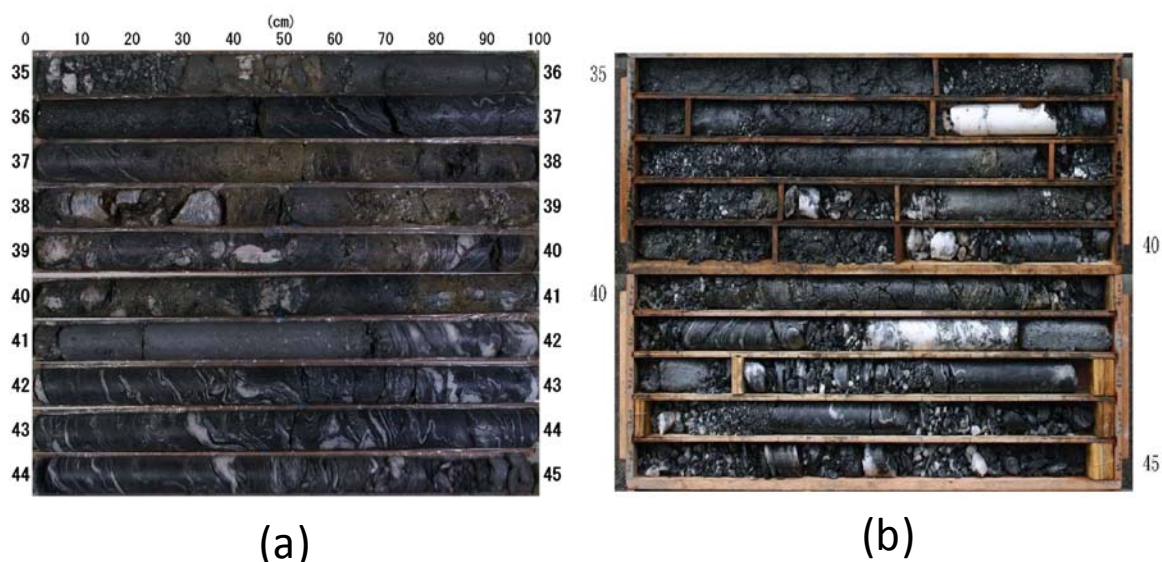


図-3.1 定方位サンプリング工法模式図³⁾

同じ向きに保持されている構造となっている。このため、従来のボーリングコアでは得られなかったコアの方位が把握できる。コアの方位は、掘削時に決定した任意の方向、例えば東西や南北方位方向の基準ラインが読み取れるビニールスリーブに収納され、採取されたコアは基準ラインから方位を推定することができる。もちろん、内田ら(2002)⁴⁾が報告した OBI による孔壁展開図から不連続面を抽出する方法や山崎ら(2001)⁵⁾が報告した ABI による孔壁展開画像から開口部や粘土シームの有無などの不連続面の状況を解析するなど、不連続面を取得する技術はある。しかし、コアの方位がわかるということは、コア観察時に発見された擦痕方向、礫の配列等の地すべり性状をより詳細に検討することができる工法として利用できる。

図-3.2 に定方位サンプリングコアと従来法によって採取したコアを示す。(a)は定方位サンプリング工法で採取したボーリングコア、(b)は従来の二重管サンプラーで採取したコアである。双方のコアは約 3.0m 範囲の隣接箇所で採取したコアである。

定方位サンプリングコアは軟質部や硬質部の硬軟互層を示すが、100%に近い採取率でコアが採取される。一方、従来の手法で採取したコアは、白色の色調を示す石英部などの硬質部分においては100%程度の採取率となっているが、他区間の採取率は低い。採取率の低い箇所は基本的に軟質部のコアと考えられ、掘削時の送水によって細粒分が流出した可能性が考えられる。



(a) : 定方位サンプリングコア

(b) : 従来の手法で採取したボーリングコア

図-3.2 ボーリングコア

(2) 方位性の検証

定方位サンプリング工法は良質なボーリングコアを採取するのみならず、コアを回転することなく、採取することができる構造を有している。このため、採取されたボーリングコアに見られる層理面や節理構造などの形状を把握することができる。そこで、奈半利地区で採取した定方位ボーリングと同孔で実施したボアホールカメラから亀裂解析や画像の比較を行い、定方位ボーリング工法の方位性の検証と有用性について示す。

定方位サンプリング工法で採取したコアの展開写真は、以下の方法によってボーリングコアを処理・解析した。まず、ボーリングコアをコア箱に収納する際にコア箱底面に荷造り紐、半割れの塩ビ

管，1.0m×1.0m 程度のビニールシート，コアという順番にコア箱に納めた．次に，収納したコア箱を室内に持ち帰り，(1)～(4)を施した．

- (1) ビニールスリーブに描かれているラインに沿ってカッターナイフでコアパックを切った後，基準線を再度記入した．
- (2) レキと岩片，粘土基質部などの識別を行える状態を作るため，コア表面のマッドケーキをカッターナイフで除去し，含水した布生地で表面をクリーニングした．
- (3) コア表面の構造を把握するため，基準ラインからコアを回転させながら 8 方向からコア表面の写真を 1.0m ごと撮影した．
- (4) 各写真をつなぎ合わせて，東西南北方向がわかるコア全周の展開写真を作成した (図-3.3)．

上記の方法で作成したコアの展開画像データを亀裂解析ソフトの ALT 社製 WELL CAD に取り込み，展開画像からサインカーブ，つまり不連続面を読み取った．抽出した不連続面データよりステレオネット (シュミットネット下半球投影) 図で表現する．解析ソフトはレアックスの StereoWin Pro を用いた．ステレオ投影は，3次元空間にある不連続面を 2次元の面に表し，不連続面の分布を統計処理し，面同士の関係について解析する．ステレオネットに投影した同データを，等高線を用いて表現した．コンター値が大きいほど集中度が高いことを示す．

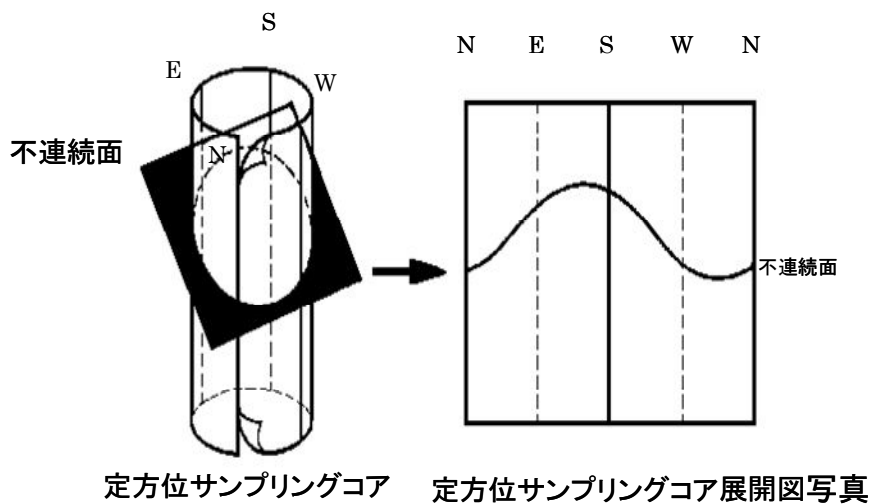


図-3.3 不連続面構造抽出概念図

図-3.4 は定方位サンプリングコアの展開画像とボアホールカメラで得られた孔壁画像を比較した画像を示す．定方位サンプリングコア (八方位展開写真) とボアホールカメラで得られる画像から複数の不連続面が認められる．亀裂や層理，開口亀裂の性状はともに調和的で一致する．

次に，ステレオネットと比較した結果を図-3.5 に示す．図-3.5(a)に定方位サンプリングコアで抽出した不連続面のステレオネット解析図，図-3.5(b)にボアホールカメラの画像から抽出した不連続面のステレオネット解析図を示す．不連続面を抽出した数は，定方位サンプリングコアで 203 データ，ボアホールカメラで抽出したデータ数は 146 である．定方位サンプリングのデータ数が多いのは，採取されたコアすべての不連続面を解析したためである．一方，ボアホールカメラは，孔壁崩壊などに

よって画像が撮らなかつた区間が存在するため、データ数が少ない結果となった。このため、両図におけるコンター形状は幾分異なる結果となった。いずれにしても図-3.4に示す様に定方位サンプリングコアが方位を保ちながら採取されたコアであることがわかる。また、孔壁条件に関係なく、地盤の不連続面を抽出することができるなど、地盤の性状を詳細に観察できる調査方法であることがわかった。

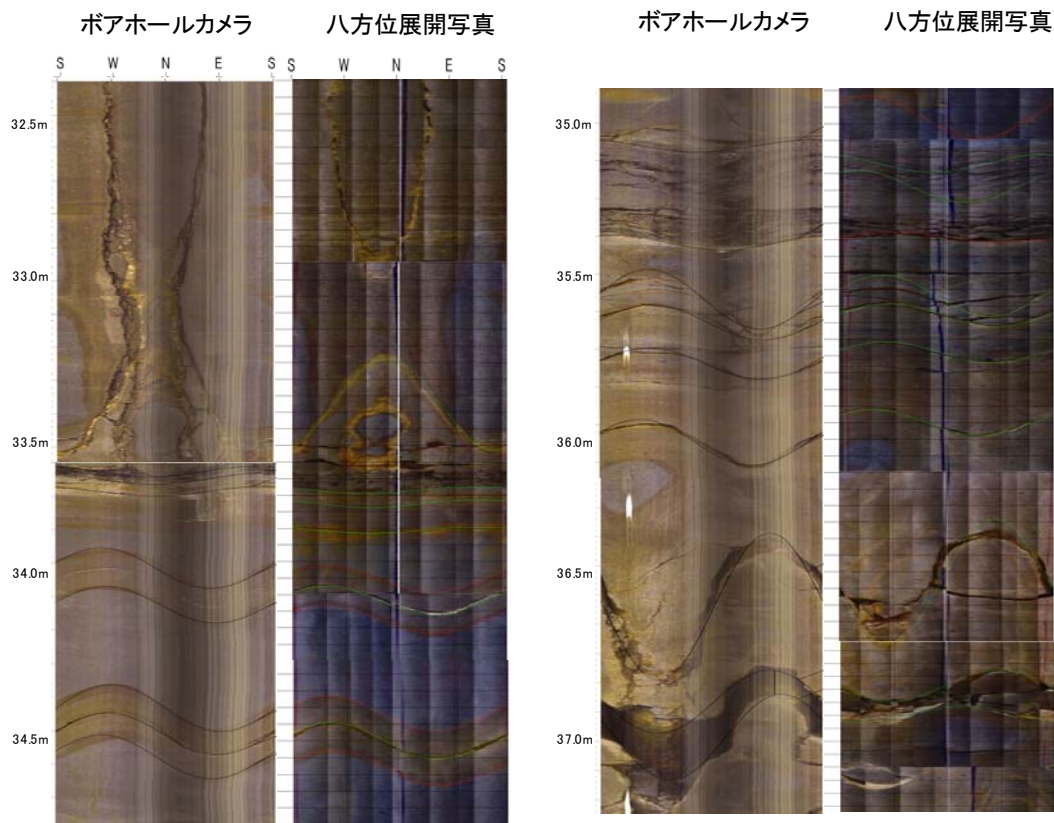
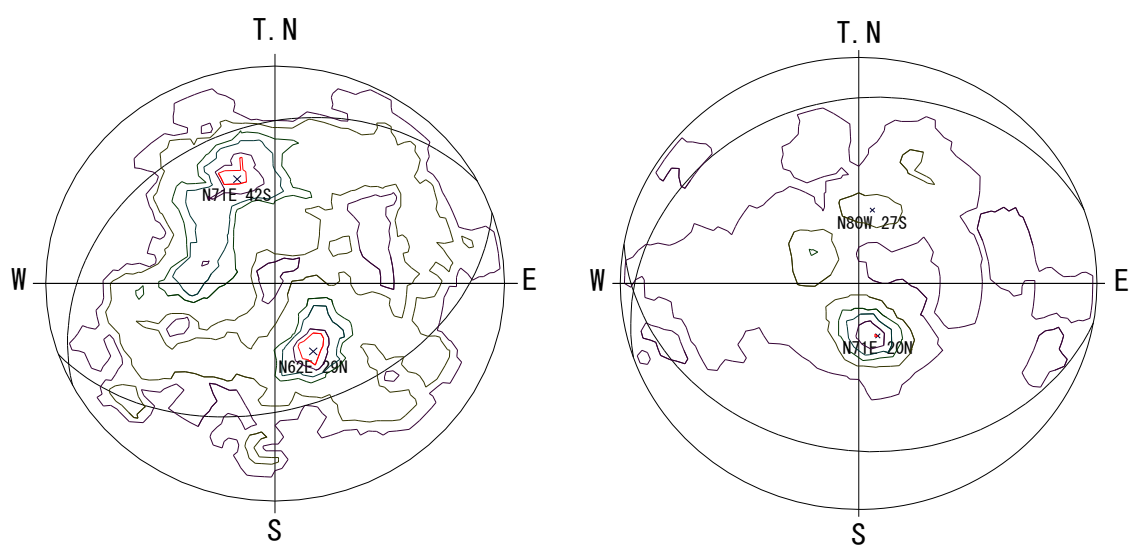


図-3.4 ボアホールカメラ画像と定方位サンプリングコア展開写真との比較図



(a) 定方位サンプリングコア (データ数 203)

(b) ボアホールカメラ (データ数 146)

図-3.5 ステレオネット解析図

(3) コア観察の前処理について

ボーリングコアは通常、採取した際にビニールスリーブに収納される。特に良質なコア採取が可能となった近年では、二重管サンプラーなどによって採取されるため、ボーリングコアを観察する際にビニールスリーブを取り外して観察する必要がある。しかしながら、ボーリングコア表面は掘進に伴って付着したマッドケーキ（粘土）が付着していることが多くあるため、コア観察において硬軟の関係をを見つける上で問題となる場合がある。

図-3.6にコアスリーブを取り除いた状態、つまりマッドケーキが付着した状態のボーリングコアを示す。図示は一見すると大半が粘土状のコアと判断される。一方、同コアを流水やスポンジ、布、束子などによってコア表面のマッドケーキを取り除いた後のコア写真は、礫と細粒分箇所が明瞭に確認することができる（図-3.7）。ボーリングコアの観察は、掘進に伴ってマッドケーキが付着することがあるため、マッドケーキを取り除かなければ、すべり面粘土層を判断する際に支障となることがわかる。図示のように幾分細粒分が流出した状況が認められるものの、礫部や粘土などの岩相が明らかとなっている。コア観察時には、マッドケーキを取り除いてから観察する必要がある、適切な観察ができないことがわかる。



図-3.6 ボーリングコアクリーニング前



図-3.7 ボーリングコアクリーニング後

3.3 各地質のコア性状評価

前節において示した様に従来は、剥離性の強い泥質片岩などを不攪乱で採取するボーリング技術が無かったことなどにより、風化機構と地すべりの詳細な発生機構については不明な点も多かった。しかし、コア採取技術の向上によって、より詳細な観察が可能となってきている。

そこで本節においては、第2章で示したすべり面実態も踏まえて、研究対象の地すべり地で実施した21孔のボーリングコアを対象に風化度合を4つに分類して、すべり面となり得る粘土層の割合を算出した。

(1) 破碎性状分類

山崎・千木良(2008)⁶⁾は、気泡ボーリングコア法によって得られた不攪乱試料から、泥質片岩の風化プロセスとそのメカニズムについて検討を行った。それを受け、山崎(2009)⁷⁾では破碎帯の形成過程を、萌芽的(ステージI, II)、中間的(ステージIII)、成熟した(ステージIV)破碎帯の4ステージに分類している(図-3.8)。一方、脇坂ほか(2009)⁸⁾は角礫岩の形態・性状に焦点を当て、四万十帯内で掘削されたボーリングコア試料から5グループに分類している(図-3.8, 表-3.1)。これら区分はすべり面を決定する上で重要な考えであるため、本論でもこれらの区分を適用して検討を行う。

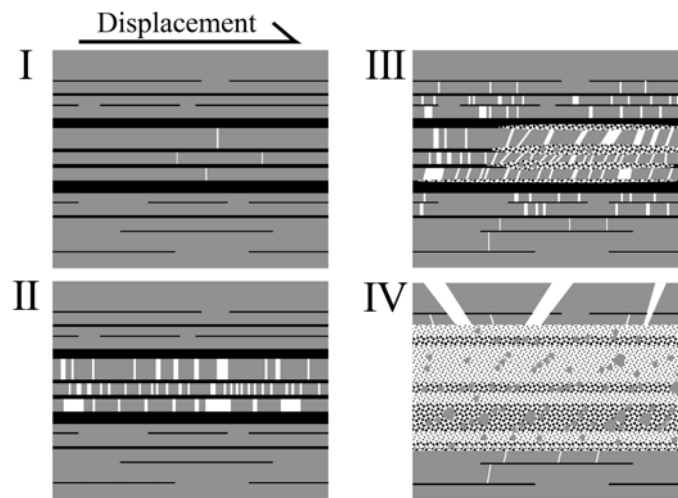


図-3.8 破碎帯の成熟過程(山崎, 2009)

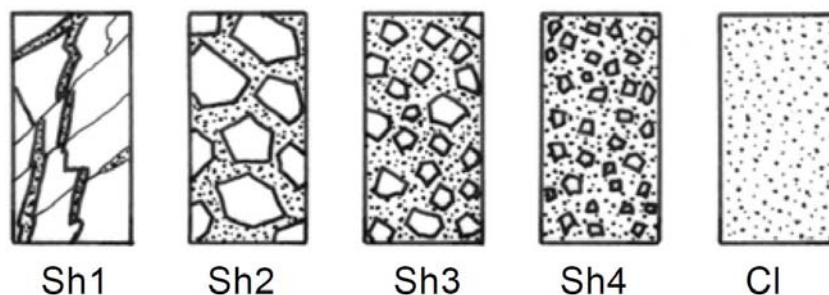


図-3.9 地すべり土塊中で観察される角礫岩の区分(脇坂ほか, 2009)

表-3.1 地すべり及び断層起源の破碎岩を識別する特徴（脇坂ほか，2009）

| 記号 | 破碎の状態 | 構成物質 | | 粒度分布 | | 複合面構造 | |
|-----|-------------|-----------|------|------|----|-------|--------------|
| | | 角礫 | 基質 | 地すべり | 断層 | 地すべり | 断層 |
| | | 地すべり・断層共通 | | | | | |
| C1 | 粘土～砂 | 粘土～砂 | | 連続 | | なし | 場合によ ってあり |
| Sh4 | 角礫岩 | 細礫 | 粘土～砂 | 不連続 | 連続 | | あり |
| Sh3 | | <3cm 礫 | | | | | |
| Sh2 | | >3cm 礫 | | | | | |
| Sh1 | 開口割れ目 充填 | — | | | | | |

(2) 適用

表-3.2, 表-3.3に本章で分類した結果を示す。脇坂ほか（2009）の分類との比較を行うため，当該分類記号も併記する。なお，対象としたボーリングコアは，動態観測やコア観察からすべり面が確定している。つまり，三波川帯以外の W1-1，三波川帯の W1-2 はすべり面を意味する。ただし，区分に際しては，W1-2 までの区分とした。これらの識別は，個人差であるが，良質なコアやクリーニングによってマッドケーキを丁寧に取り除けば，そこまでの差はないと考える。そこで，どの程度の割合がすべり面となり得る粘土層であるかを把握するため分類を試みた。

表-3.3に各地質に対して分類した項目とコア近接写真を示す。W1 区間は岩構造が喪失しており，主として粘土主体の区間である。次に W2～W4 までは，岩組織の喪失度合いに応じて分類した。まず，W2 は岩構造を喪失し，粘土や砂，礫が分布する性状を示す。次に，W3 は，岩組織を一部残す性状を示す。最後に W4 は部分的に亀裂が生じるが，概ね堅硬な棒状・短棒状を呈する構造を示すコアである。以上の4つに分類した。

風化度合の分類を行った地区は，倉羅地区，檜尾地区，平谷地区，西山地区，阿津江地区，富士の池地区，奈半利地区の計7地区である。

表-3.2 地質帯ごとの破碎性状分類一覧表

| 記号 | 対象地質帯 | 三波川帯 | | 御荷鉾緑色岩類 | 秩父累帯 | 四万十帯 |
|-----|---|------|-------|---------|------|-------|
| | 詳細地質 | 泥質片岩 | 塩基性片岩 | 塩基性片岩 | 凝灰岩 | 泥岩/砂岩 |
| Cl | 粘土を主とし、場合によってはシート状の粘土層が認められる | — | — | W1-1 | W1-1 | W1-1 |
| Sh4 | 岩構造を喪失し、主に粘土を主体とする | W1-2 | W1-2 | W1-2 | W1-2 | W1-2 |
| Sh3 | 破碎が進行し岩組織の多くが損失する。主として礫、粘土、砂で構成される礫混じり土状の様相を呈する | W2 | W2 | W2 | W2 | W2 |
| Sh2 | 岩組織を一部残す。粘土化は認められず礫構造を主とする | W3 | W3 | W3 | W3 | W3 |
| Sh1 | 部分的に亀裂が生じるが、概ね堅硬な棒状・短棒状を呈する。 | W4 | W4 | W4 | W4 | W4 |

表-3.3 地質帯ごとの破碎性状分類一覧表（近接写真）

| | 三波川帯 | | 御荷鉾帯 | 秩父累帯 | 四万十帯 |
|------|------|-------|-------|------|-------|
| | 泥質片岩 | 塩基性片岩 | 塩基性片岩 | 凝灰岩 | 泥岩/砂岩 |
| W1-1 | | | | | |
| W1-2 | | | | | |
| W2 | | | | | |
| W3 | | | | | |
| W4 | | | | | |

図-3.10に各研究対象地である倉羅地区8孔、檜尾地区3孔、西山地区2孔、平谷地区1孔、富士の池地区3孔、阿津江地区2孔、奈半利地区2孔に対してコアの風化割合に応じて4つに分類した結果を示す。

三波川変成帯に位置している倉羅地区は8孔、檜尾地区は3孔を対象に評価した。W1と分類される割合としては10~20%未満であった。仮に、50mのボーリングコアに対しては、約5.0m程度の割合ですべり面と考えられる区間が存在することとなる。

次に、御荷鉢緑色岩類である3孔を対象に分類した結果、W1は三波川変成帯と同程度の10%程度の区分となった。秩父累帯である富士の池3孔と阿津江2孔についても同程度の結果となる。特に、阿津江や富士の池については5%未満となる孔が見られた。一方、四万十帯に位置する奈半利地区では、30%と18%程度と割合として他の地質帯と較べて多い結果となった。

ボーリングコアによって風化の割合は様々であるが、少なくとも粘土層と考えられる様なすべり面粘土は、それほど多い割合でないことがわかる。もちろん、完全にすべり面深度を特定することはできないが、第4章で示すコア観察技術や第5章で示す地下水検層などの他の調査種を併用することによって、すべり面深度の決定の精度を更に向上することができると思う。また、三波川変成帯以外、すべり面にシート状の薄層粘土が介在していることがあり、W1と分類される区間について詳細な観察を行い、せん断面の有無を観察する必要があると考える。

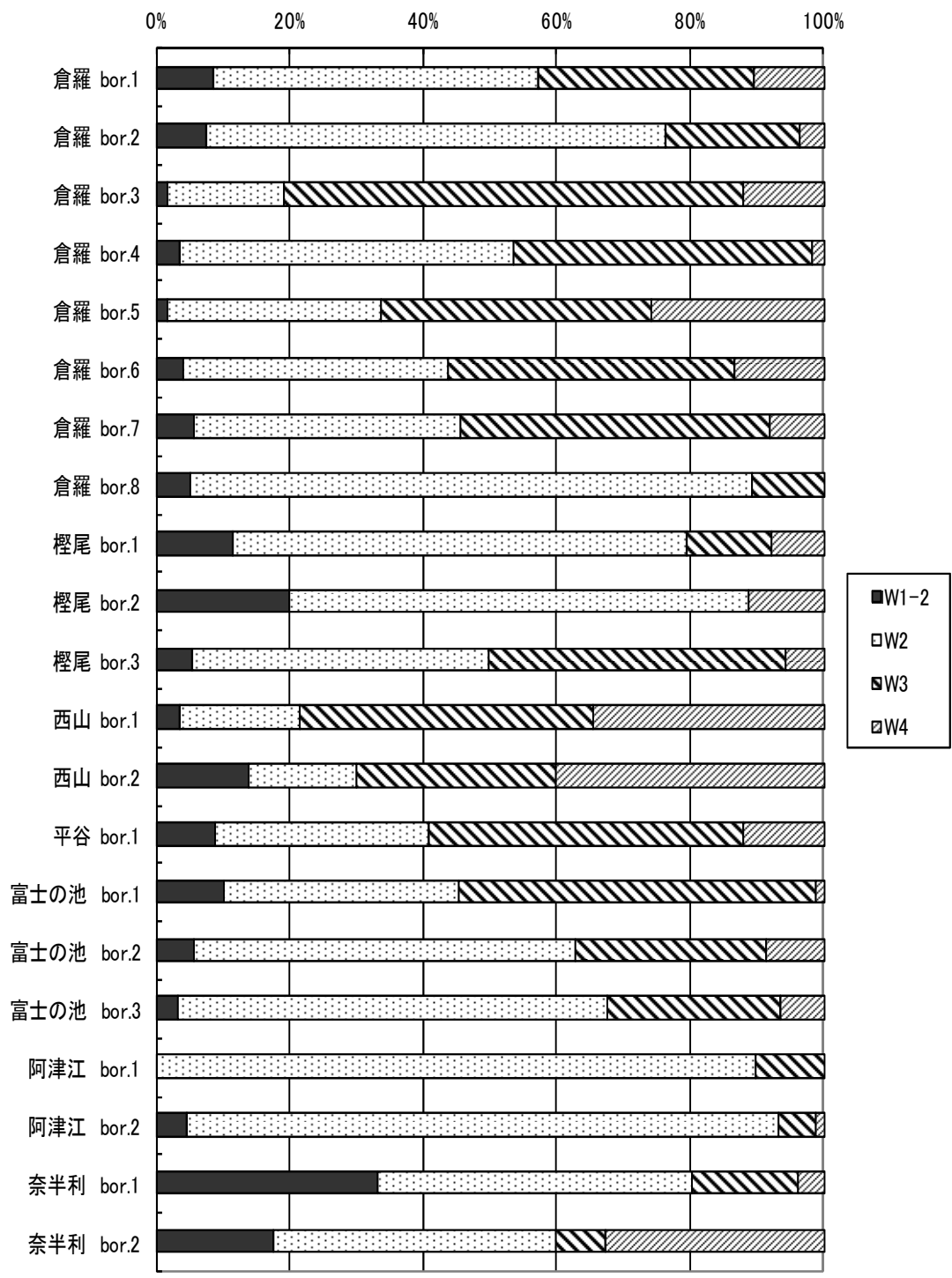


図-3.10 ボーリングコアの破砕性状割合

(3) コア観察結果の整理

ボーリング調査結果で得られた情報を整理する柱状図は、ケーシング情報、位置情報、掘削情報、孔内水位、ボーリングコア観察記事、標準貫入試験、孔内水平載荷試験、弾性波速度検層（PS 検層）、ルジオン試験等が図示される。

柱状図の様式は地盤工学会様式、JACIC様式、地質調査会社様式、地すべり調査用（土木研究所、地すべり調査用ボーリング柱状図作成要領（案））などがあるが、すべり面深度を抽出した結果を記載している柱状図は少ない様に思われる。前項に示した様にすべり面と推察される粘土区間は 10%～20%程度と少ない。地質柱状図の作成においては、W1 と区分される箇所について記しておくことが重要と考える。

図-3.11に地質柱状図を作成した結果例を示す。すべり面は、32.2m～33.2m の 1.0m 区間である。同区間は強風化塩基性片岩を主体としており、主に礫混じり土状を呈していた。通常、コア観察する際には、地質や風化などの状況を表記するが、コア鑑定者がどこをすべり面としているかが判然としない。そこで特記事項などを設けることによって、特徴的な位置について示すことが望ましい。特に、破碎帯地すべりは活動が緩慢であるため、数年後に動態観測結果と比較する場合がある。このため、抽出したすべり面については明確にしておく必要があると考える。

3.4 破碎構造の特徴

前節や第2章では、三波川変成帯と他の地質帯では、すべり面構造が異なることを示した。そこで、これらの構造の違いを詳細に把握するため、ボアホールカメラ画像をもとに比較した。

ボアホールカメラの検層機はレアックス社製の光学式カメラを用いた。図-3.12の様にボーリング孔内を降下またはロッドなどにより押し込み、プローブ（ゾンデ）の昇降はウィンチによって行われる。データはケーブルを通してデータロガーに記録される。これらのシステムはパソコンによって制御され、測定された画像は孔壁展開画像として記録される。ゾンデには方位を知ることができる様に方位磁針が備わっており、画像に認められる亀裂や層理面などの不連続面の走向・傾斜を計測することができる。

図-3.13に三波川変成帯のボアホールカメラ画像から想定される風化度合について示す。左図から W4, W3, W2, W1-2 と考えられる構造であり、W1 部分はすべり面位置が明らかとなっている箇所の画像を示している。W4 は片理面構造に直交する方向に亀裂等が認められ、W3 になると無数の亀裂が生じ、不連続面は判然としない。更に W2 になると幾分、礫や砂が混入する程度である。W1-2 は風化に対する抵抗性が高い石英分が多く残り、細粒分が主体となっている。すべり面は図示の様に色調に幾分変化が認められる。色調変化部を不連続面と評価することもできるが、すべり面が面として形成される状況は認められない。また、W1 区間の不連続面も判然としない。一方、四万十帯で実施したボアホールカメラ画像は、すべり面が線構造として形成され、不連続面として評価できる。

| 標尺 (m) | 地 | | | | 質 | | | | 採口取率ア (%) | 標準貫入試験 | | |
|--------|--------|--------|-----|-------|------|----|------|-----|---|--------|----|----|
| | 標高 (m) | 深度 (m) | 柱状図 | 地質区分 | 色調 | 硬軟 | コア形状 | 風化質 | | 記事 | 区間 | N値 |
| | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 601.30 | 0.90 | | 表土 | 濃褐 | 軟 | Ⓜ | Ⓜ | (1) 表土 軟質コアとして採取される。色調は暗褐色であり、根などの有機物が混入している。 | 70 | | |
| 2 | 598.10 | 4.10 | | 礫混り土 | 褐 | 硬 | Ⓜ | ⓔ | (2) 礫混り土 礫混り土状コアとして採取される。大部分がコアの形状を残して採取されており、レキや砂分等が部分的に介在している。 (3) 風化珪質片岩 亀裂が発達した破碎状硬質コアとして採取される。地質としては珪質片岩を主体としており、亀裂面には褐着が認められる。同層は破碎を多く受けた状態のコアとなるが、この破碎は地すべりの活動によるものと推測される。このため、同層は移動層内と推測される。 | 90 | | |
| 3 | | | | | | | | | | 85 | | |
| 4 | | | | | | | | | | | 80 | |
| 5 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 6 | 588.60 | 13.60 | | 珪質片岩 | 暗灰/褐 | 中硬 | Ⓜ | ⓓ | (4) 強風化泥質片岩 亀裂が発達した短棒状コアと破碎した片岩の互層状態で採取される。地質としては泥質片岩を主体としている。同層は色調により褐色主体の層と灰色主体の2層に区分することができる。色調の違いが生じたのは地下水等の影響によるものと推測され、褐色主体の層の方が地下水の影響を大きく受け、風化が進行していると推測される。以下にその2層について示す。 1. GL-13.6~25.0m 灰色主体の層であり、亀裂が発達した短棒状コアと礫混り土状コアの互層状態で採取される。短棒状コアはハンマーの打撃により、片理面などの地質構造方向に割れる。 2. GL-25.0~32.2m 褐色主体の層となり、亀裂が発達した短棒状コアと破碎した片岩の互層状態で採取される。上記の層より、全体的に脆く、指圧によりポロポロに砕く事が出来る。 | 85 | | |
| 7 | | | | | | | | | | 85 | | |
| 8 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 9 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 10 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 11 | | | | | | | | | | | 80 | |
| 12 | | | | | | | | | | | 80 | |
| 13 | | | | | | | | | | | 80 | |
| 14 | | | | | | | | | | | 90 | |
| 15 | | | | | | | | | | | 90 | |
| 16 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 17 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 18 | | | | | | | | | | | 85 | |
| 19 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 20 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 21 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 22 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 23 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 24 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 25 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 26 | | | | | | | | 80 | | | | |
| 27 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 28 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 29 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 30 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 31 | | | | | | | | 85 | | | | |
| 32 | 570.00 | 32.20 | | 泥質片岩 | 褐 | 硬 | Ⓜ | ⓔ | (5) 強風化塩基性片岩 粘土主体の軟質コアとして採取される。 【特記事項】 コア内で唯一岩芯まで風化した粘土層が認められ、すべり面粘土である可能性が高い。すべり面粘土層の可能性の高い区間は、GL-32.2~33.2mの1.0m区間である。同層の上位は褐色化した礫状から片状の層が厚く堆積する。 | 90 | | |
| 33 | 569.00 | 33.20 | | 塩基性片岩 | 緑灰 | 中硬 | Ⓜ | ⓔ | | 90 | | |
| 34 | 567.70 | 34.50 | | 泥質片岩 | 暗灰 | 硬 | Ⓜ | ⓞ | (6) 風化泥質片岩 短棒状の硬質コアを主体としている。亀裂面には部分的に褐着が認められる。 (7) 弱風化塩基性片岩 硬質の中棒状~短棒状コアとして採取される。GL-36.5~36.8mとGL-34.5~35.3m区間は亀裂が発達し、亀裂面には褐着が認められ、漏水区間となっている可能性が高い。 | 90 | | |
| 35 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 36 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 37 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 38 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 39 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 40 | | | | | | | | 90 | | | | |
| 41 | 561.20 | 41.00 | | 塩基性片岩 | 緑灰 | 中硬 | Ⓜ | ⓞ | 90 | | | |
| 42 | | | | | | | | | | | | |
| 43 | | | | | | | | | | | | |
| 44 | | | | | | | | | | | | |
| 45 | | | | | | | | | | | | |

図-3.11 柱状図

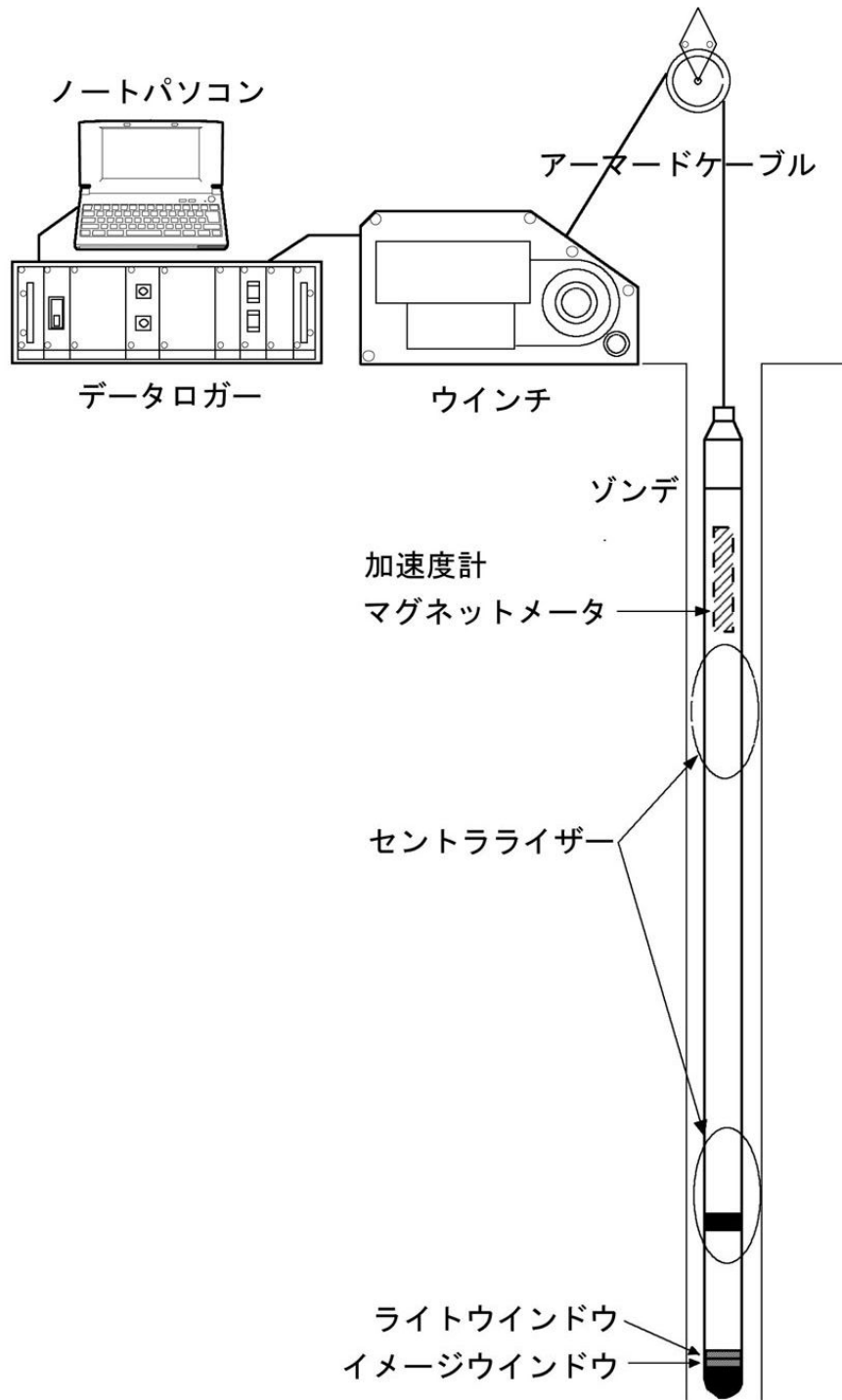
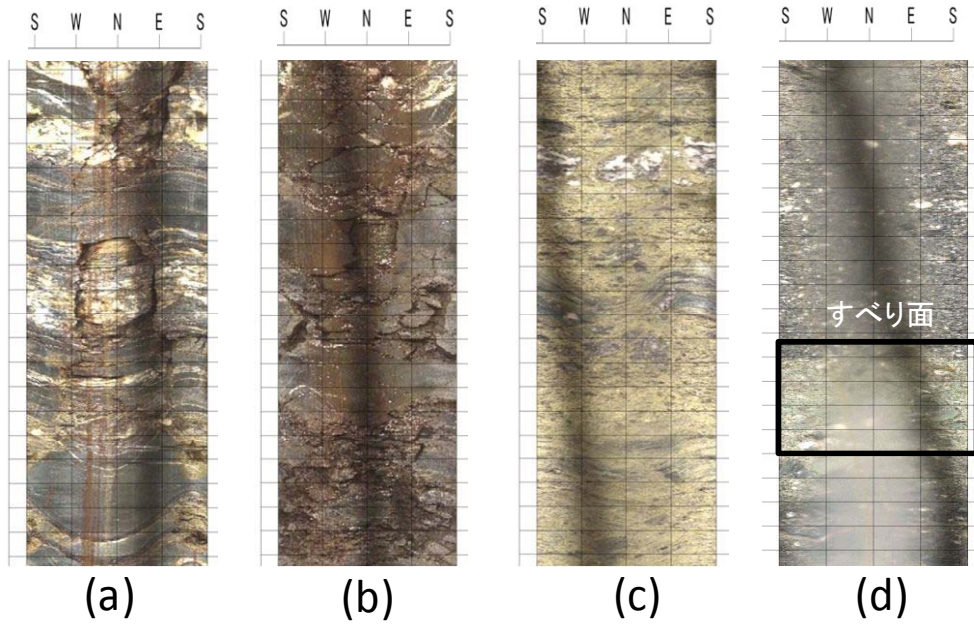


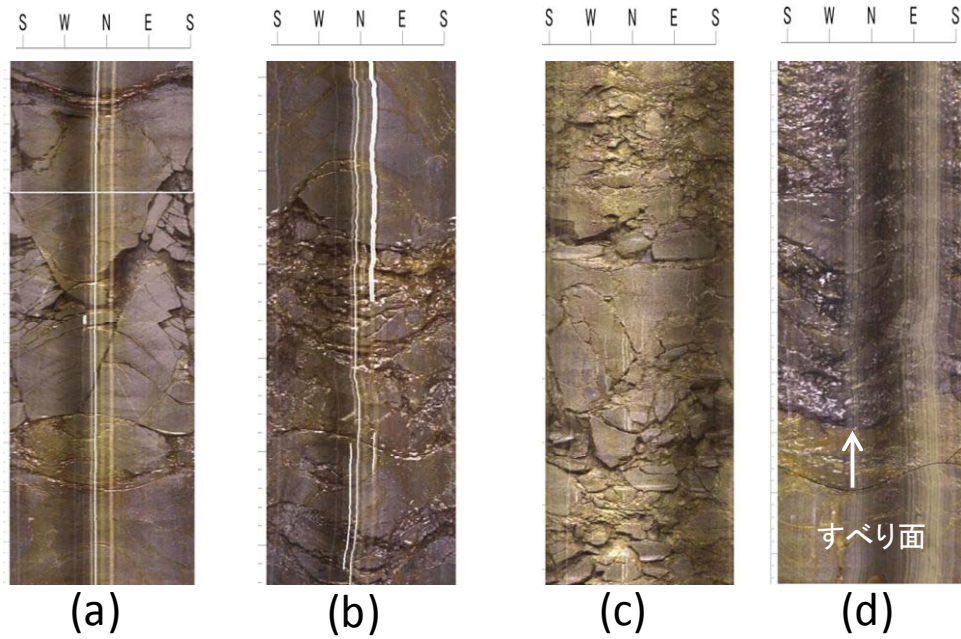
図-3.12 ボアホールカメラ概念図

図-3.14に四万十帯で実施したボアホールカメラの各破碎構造部の画像を示す。W-4 は層理面や節理面に沿って亀裂が卓越する。W-3 になると幾分初生構造を残す程度である。W-2 は完全に初生構造の破壊が認められ、不連続面の構造は判別することは難しい。W1-2 に認められるすべり面は、明瞭な不連続面が認められ、三波川変成帯のすべり面と異なることがわかる。また、W1-2 区間は軟質部であるが、無数に不連続面と認識される構造が認められる。



(a) W4, (b) W3, (c) W2, (d) W1-2

図-3.13 三波川変成帯の破碎構造



(a) W4, (b) W3, (c) W2, (d) W1-2

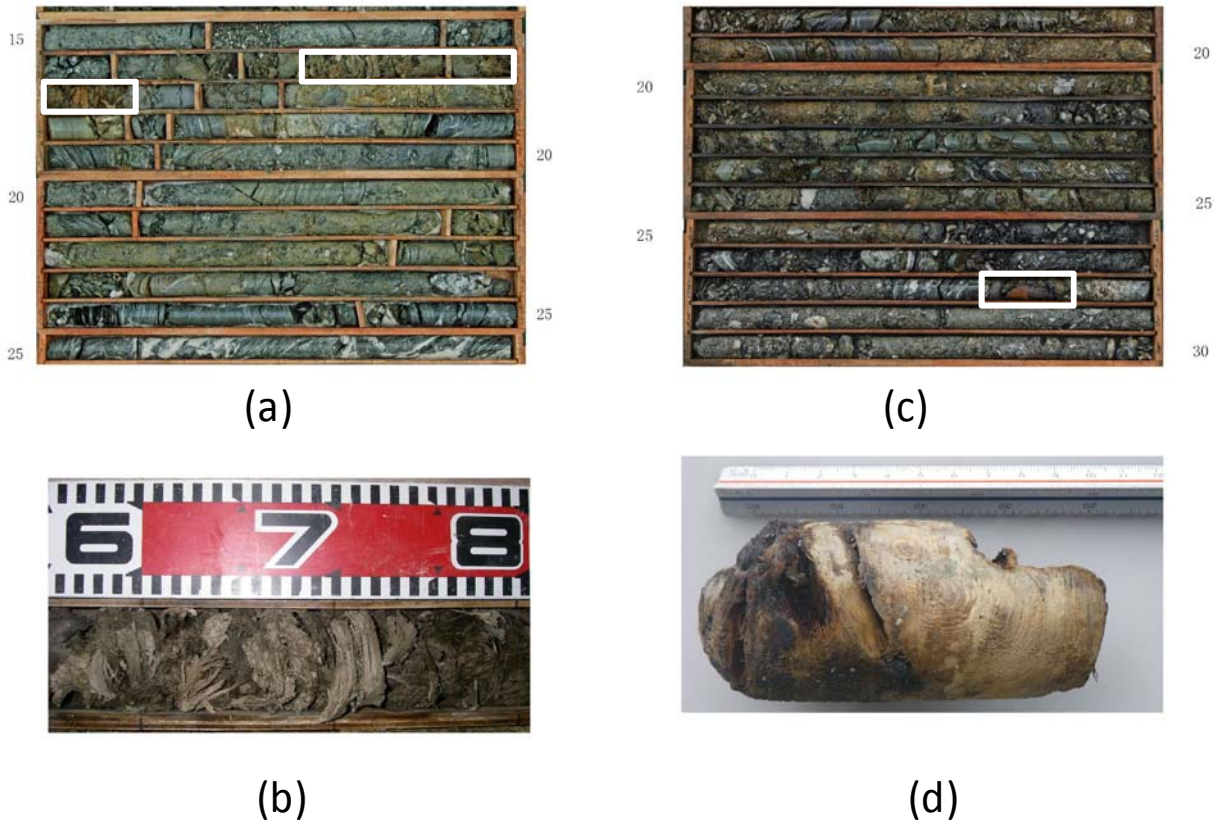
図-3.14 四万十帯の破碎構造

3.5 混入物の有無の確認と評価

ボーリングコアを観察して地質性状や風化性状などを評価することは、すべり面を決定する上で重要であるが、木片や有機質土などの混入物の有無を確認することも重要である。混入物の有無の特定は地すべり形態、メカニズムを解明する上で貴重なデータとなることがある。混入物によって発生履歴や年代を把握できるため、精度の高い検証が可能である。

そこで、研究対象地である麦生土地区と新居屋地区でボーリングコアに埋もれていた木片の調査結果について述べる。

図-3.15に新居屋地区および麦生土地区で実施したボーリングコア内に埋もれていた木片の状況と近接写真を示す。埋もれていた木片は、炭化した状況は認められず新鮮な状態として採取される。新居屋地区で確認された木片は約 1.0m 連続し、繊維化した状態で採取された。掘削の際にコア詰まりなどの掘削異常が発生した状況を考えて掘進力によって繊維化したと考えられる。一方、麦生土地区で採取された木片は、掘削異常が生じることなく長さ約 10cm、直径 6cm 程度の円柱状に採取された。コア観察においても一見すると泥質片岩の礫と勘違いする程であった。



(a) : 新居屋コア写真 (GL-16.5~17.2mに木片), (b) : 新居屋 GL-16.6~16.8m 区間の木片状況
(c) : 麦生土コア写真 (GL-27.7~27.8mに木片), (d) : 麦生土 GL-27.7~27.8m 区間の木片状況

図-3.15 ボーリングコア内に認められた木片 (口 : 木片箇所)

表-3.4に新居屋地区と麦生土地区で採取された木片をもとに年代測定を行った結果を示す。なお、山崎(2000)⁹⁾が徳島の地すべりで採取、分析した測定値結果も併せて表記した。また、図-3.16には山崎(2000)が 50 箇所でのサンプリング位置で採取・分析した地すべり地の年代測定結果も示す。図

-3.16 に示す様に B.P.11,000 年を過ぎたあたりから地すべりが多発している。この時期はウルム氷期（最終氷期）の最盛期を過ぎ、海面が急上昇している時期である。平谷地区や麦生土地区で採取された木片は、最終氷期頃であることがわかる。また、麦生土地区で採取された木片の樹種は光学顕微鏡観察を行った結果、マツ科、モミ亜科、ツガ属のツガもしくはコメツガであった。ツガは温暖地を好むのに対して、コメツガは亜高山帯の植物であり、混生することはない。年代測定から最終氷期に近い時期の樹種であることから採取された木片はコメツガと考えられる。

表-3.4 地すべり地の年代測定表（山崎(2000)に加筆）

| 地すべり名 | 位置所在地 | サンプリング位置 | 年代 | 分析対象 | 採取年度 |
|----------|--------|------------------------------|------------|------|---------|
| 平谷 | 徳島県東祖谷 | ボーリング BV3-1 19.9m | 12,310±190 | wood | 平成 4 年 |
| 水のなる(檜尾) | 徳島県東祖谷 | BV-T1-3 (トンネル) GL-9.75~9.80m | 2,440±80 | wood | 平成 6 年 |
| 漆日浦 | 徳島県一宇村 | ボーリング BV-3-26 26.3m | 4,700±100 | wood | 平成 4 年 |
| 新居屋 | 徳島県東祖谷 | ボーリング BV25-1 17.5m | 3,144±25 | wood | 平成 25 年 |
| 麦生土 | 徳島県東祖谷 | ボーリング BV26-3 GL-27.7m | 13,298±44 | wood | 平成 26 年 |

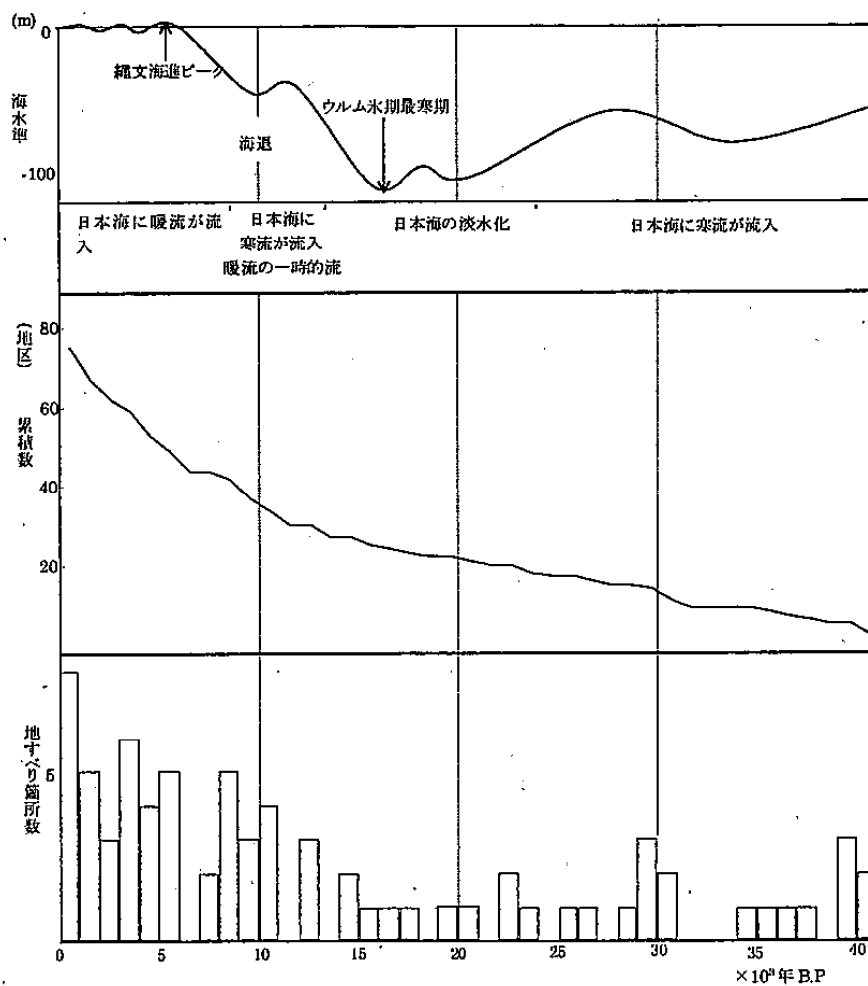


図-3.16 1,000年単位の地すべり発生箇所数と累積（山崎(2000)）

3.6 薄片観察による破碎性状観察

本節では、破碎性状をより詳細に観察して目視観察のみで得ることの難しいコアの破碎性状について検討を行うため、薄片観察を行った。薄片観察について近年、エポキシ樹脂とパラフィンを併用し、脆弱なコア試料の断面を標本化する方法が紹介されており、詳細な手法については割愛する。なお、本節で示す薄片観察は木下ほか（2013）⁹⁾に報告されている標本②に加えて、すべり面以外の結果についても示す。

対象とするコア試料は、樫尾地区で気泡ボーリングによって採取されたコアである。すべり面は動態観測から明らかとなっており、詳細な位置についてもコア性状から容易に評価することができる。想定されるすべり面近傍のコアのみを気泡ボーリング工法によって採取した結果、前項で示した W1-1 もしくは W1 (Cl もしくは Sh4) と考えられる岩相が数 m にも及んでいる。しかし、色調から明らかに異なる塩基性片岩と泥質片岩の層界がコアから認められ、境界部の粘土層性状も明瞭であるためすべり面と判断される区間である。薄片観察は対象とするボーリングコアから、目視で特徴的な構造がみられた箇所（岩種境界）や、分布する岩種の代表的構造だと見受けられた箇所を選別し標本を作成している。図-3.17、図-3.18 に示す□の位置が薄片観察を行った箇所を示している。

BV-22-7-W5 は、33.60～33.70m (図-3.19：標本①：塩基性片岩の強風化層)、34.05m～34.14m (図-3.20：標本②：すべり面となる塩基性片岩／泥質片岩の岩種境界)、34.86～34.96m (図-3.21：標本③：泥質片岩の強風化層) の位置で実施した。また、BV22-8-2 では、24.07～24.17m (標本④：泥質片岩内に形成された破碎ゾーン) で標本作製を行った。図中の白バーは、各撮影画像における 1cm スケールを意味する。

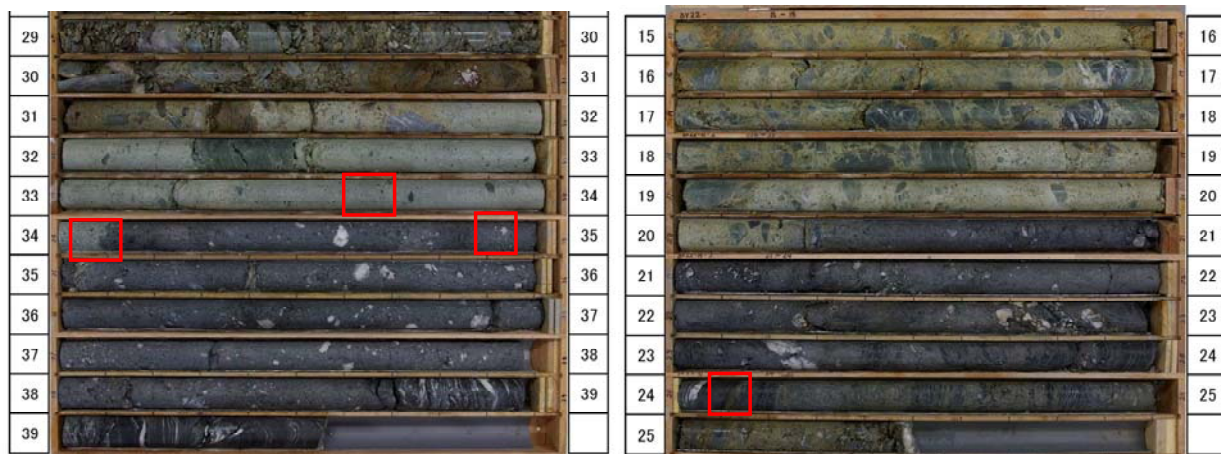


図-3.17 BV22-7-W5 号孔 (すべり面 : 34.1m)

図-3.18 BV22-8-2 号孔(すべり面 20.2m)

図-3.19は 33.60～33.70m (標本①：塩基性片岩の強風化層) であり、地すべり移動体となる上位の塩基性片岩の強風層である。最大でも 1～2cm 程度の角礫が複数混入しており、微細な線構造が認められる。図-3.20～図-3.21に示す塩基性片岩／泥質片岩の岩種境界の塩基性片岩部では、1cm 程度の礫が複数認められ、細粒分を主としている状況を示す。更に、岩種境界付近にはすべり面と考えられるせん断帯が認められる。なお、コアで観察された岩種境界面の最大傾斜方向に平行に断面標本および薄片を作成している。薄片写真をみると、せん断帯に特徴的な面構造がいくつか見出される。断

層岩のせん断帯に特徴的な複合面構造を示すが、当試料にも、P面方向に沿って粒子が配列した構造がみてとれる。クロスニコルで撮影した薄片写真では、オープンニコルより鮮明にR1面が認められ、上方のY面に小さな雁行状亀裂として存在する様子も認められる¹⁰⁾。脇坂ほか(2009)によると、地すべり地内の角礫岩状コアには断層とは異なり、面構造がみられないことを指摘しているが、今回の様に観察スケールをより詳細にした場合、構造が確認される結果を得た。この試料のように、すべり面をピンポイントに薄片スケールで観察すれば、せん断帯に特徴的な面構造を捉えることができる可能性が指摘される。

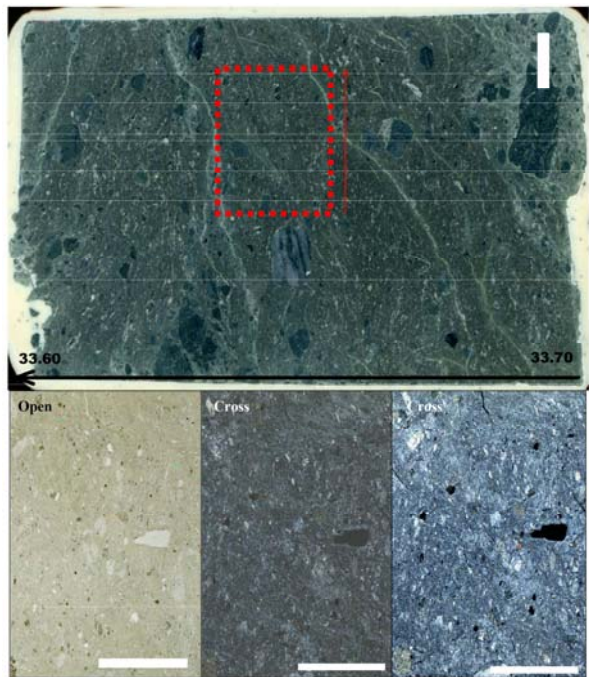


図-3.19 標本① 33.60~33.70m

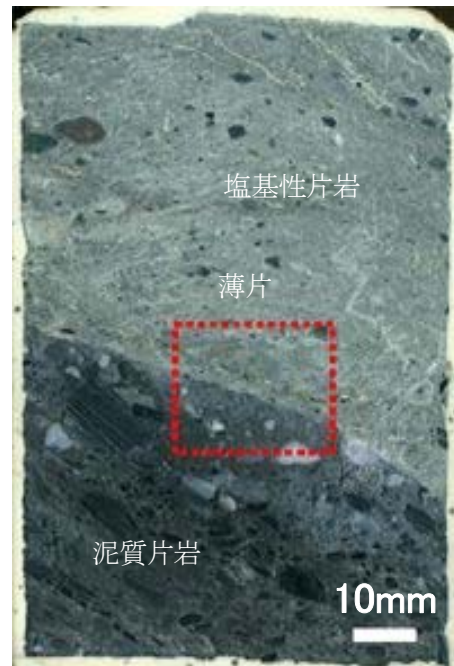


図-3.20 標本② 34.05~34.14m

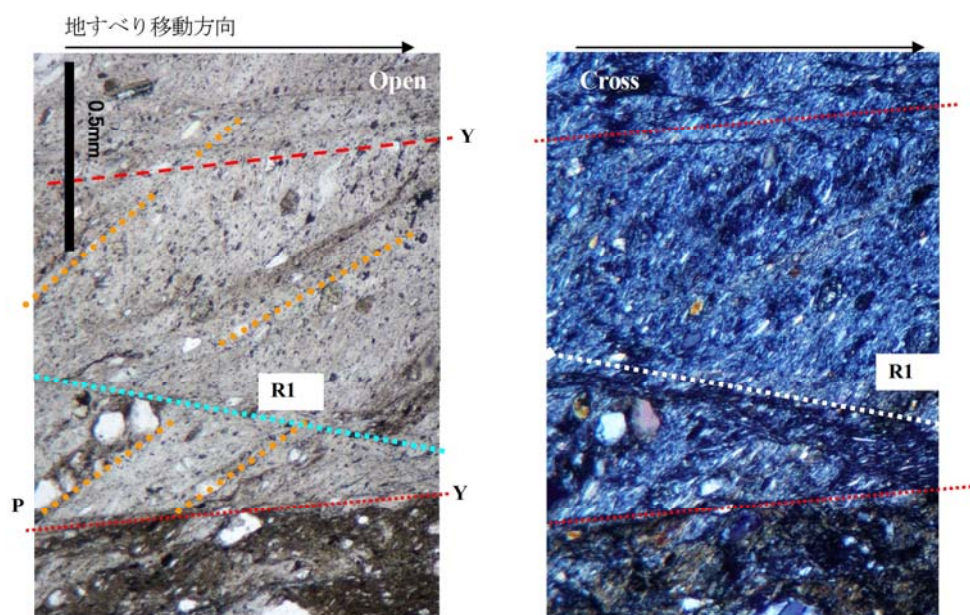


図-3.21 岩種境界(塩基片岩/泥質片岩)に発達する複合面構造(リーデルせん断帯)

図-3.22 と図-3.23 に不動層内（泥質片岩）で作成した薄片観察した標本③と④を示す。標本③は最大で2cm程度の礫が複数介在している状況が認められ、主として石英質の礫である。対象深度のコア性状はW1相当の岩相を示す。石英質は風化に対する抵抗性が高いため、礫状に残る傾向が強いといえる。塩基性片岩ですべり面が形成されたのは、石英などの風化に強い石英質量が少なかったためと考える。標本④は、泥質片岩内に形成された破碎ゾーンの標本および薄片の写真である。泥質片岩の層理面に沿って破碎が進み、約1cmの細粒部が形成されている様子が認められた。これらは、山崎（2009）で示された「萌芽的な破碎帯」に相当する部分と考えられ、泥質片岩がせん断作用によって細粒化していく最も初期の過程を捉えたものと考えられる。

標本④でみられた泥質片岩中の破碎帯は、山崎（2009）におけるステージIに相当すると考えられる。また、塩基性片岩の標本①，②，③でみられる粘土基質に角礫岩が点在する状態はステージII，IIIに相当すると考えられる。標本②の泥質片岩と塩基性片岩由来の粘土境界部でみられるリーデルせん断帯の発達した層は、ステージIVに相当する成熟した破碎帯でみられる粘土と考えられる。

脇坂ほか（2009）の分類では、地すべり起源と断層起源の破碎岩を、複合面構造の有無で明瞭に区別している。しかし、本試験から、薄片スケールですべり面を観察することができれば、標本②のような断層破碎帯に特徴的な複合面構造がすべり面でも観察されることがわかる。

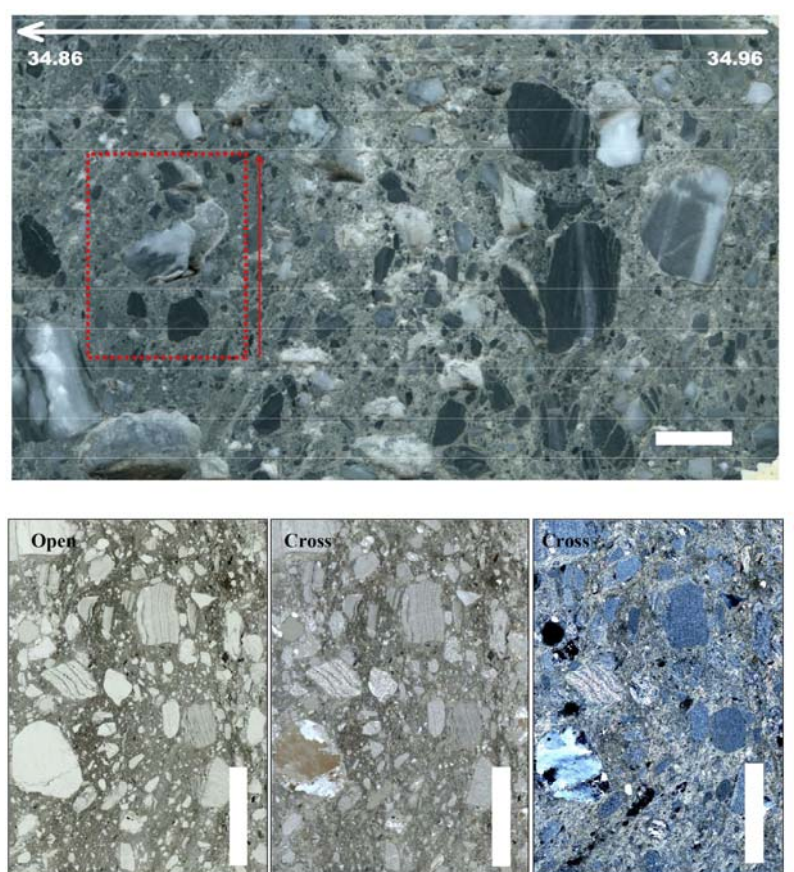


図-3.22 標本③ 岩種境界（泥質片岩）

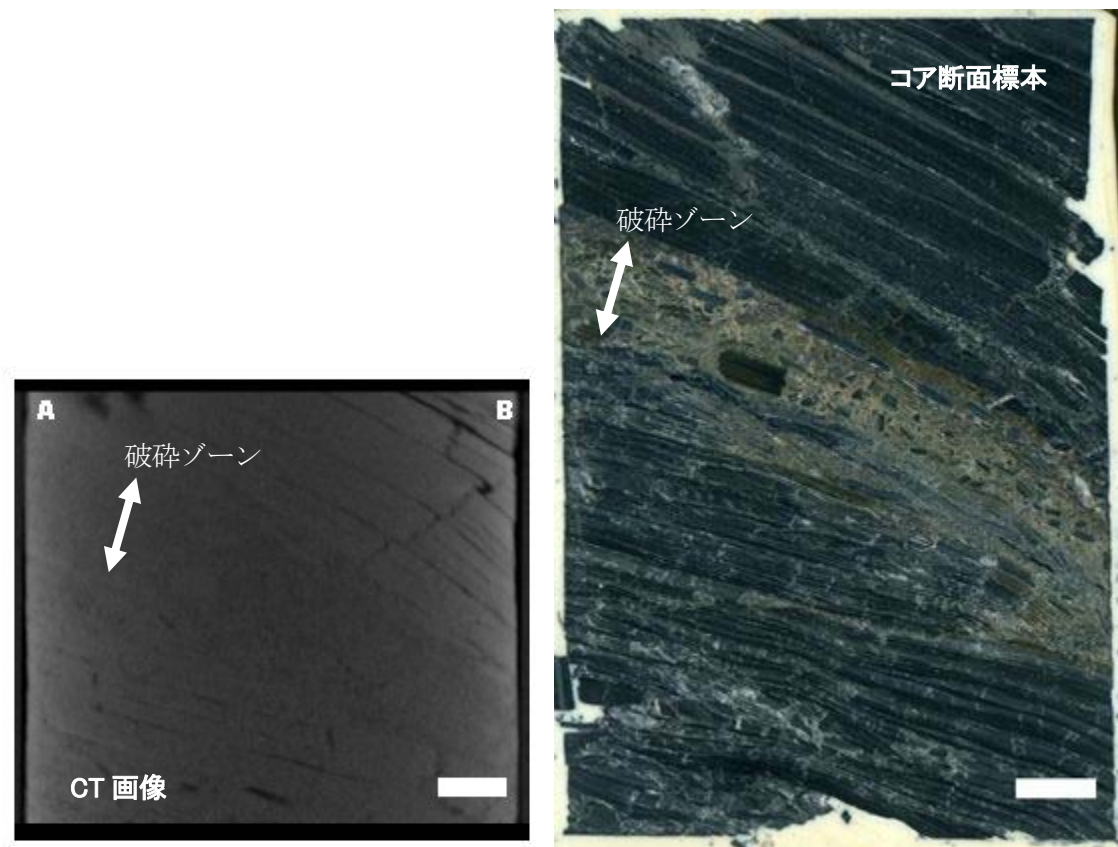


図-3.23 標本④ 泥質片岩内に発達した局所的な破砕ゾーン

3.7 結 語

本章では、目視によるボーリングコアの風化度合、すべり面の薄片作成を用いた詳細観察結果について述べた。

コア観察から風化度合を W1～W4 に分類して評価した結果、ボーリングコアによって風化度合は異なるが、すべり面と考えられる W1 の割合は 10～20%程度が多く見受けられた。

せん断面が判然としない三波川帯変成帯は、W1-2 の風化性状を示すことが多く、すべり面深度の特定はある程度の経験を有する。しかし薄片観察では、三波川帯変成帯のすべり面においても従属せん断面構造などのせん断構造が認められた。

三波川帯変成帯以外の秩父累帯や御荷鉾緑色岩類、四万十帯は、W1 の中でもシート状にすべり面が形成することがあり、すべり面決定の有力情報を得ることがある。ただし、数 cm 程度の薄層であるため、より詳細な観察が必要といえる。これらの薄層はボアホールカメラ画像においても確認することができる場合があり、コア観察とボアホールカメラの併用により、すべり面の位置決定に有力な手法と考える。

また、ボーリング調査などによって埋もれ木などが検出された際には、地すべりの発生年代などを特定する有益な情報となるため、詳細な観察が必要である。

第4章 すべり面深度決定のための計測手法と結果

4.1 概説

気泡ボーリング工法などの掘削技術の向上により良質なコアを採取することが可能となり¹⁾⁻²⁾、コアからのすべり面探査精度は格段に向上した。これを受けて脇坂ほか(2012)³⁾は、四万十帯の地すべりを対象に気泡ボーリング工法で採取したコアの詳細な観察により、地すべり移動体は無構造な角礫岩が地すべりの地質学的指標となることを報告している。木下ほか(2013)⁴⁾も結晶片岩地すべりで実施した気泡ボーリングコアを用いた多様な視点からすべり面判定手法を検討している。

本章では、すべり面を判別できるデータ獲得や処理手法等の技術を開発すべく、四国日本外帯地すべりのすべり面を対象に検討を行った。

4.2 すべり面決定のための計測方法

(1) エコーチップ反発度試験

エコーチップ反発度試験機は、金属材料の弾性的性質や強度の把握を目的として開発された試験機である。この試験機の特徴は、対象が小さくてもよいことや、短時間で多数の測定が可能なこと、小型で軽量のため扱い易いこと等が挙げられる。

エコーチップ反発度試験機は、主にインパクトボディとチューブ、コイルから構成される。インパクトボディには磁石が備えられており、チューブ内をインパクトボディが落下する際の速度と、供試体を打撃した際の反発速度はそれぞれ、磁石がコイルを通過する際に発生する誘導電圧から求められる。つまり、この電圧比が供試体の硬さの指標となる。岩石などの硬度を試験する方法は、シュミット反発硬度試験などがあるが、大きな打撃力によって試料を破壊するおそれもある。一方、本試験器は打撃力が小さいため供試体への損傷が小さい。そのため、資源・土木の分野でも、岩石材料や土質材料、ボーリングコア試料などにも適用されている⁵⁾⁻⁶⁾。

本試験では、試験対象となるボーリングコアにおいて、10cm 間隔でエコーチップ反発度試験を実施した。なお試験機は proceq 社（スイス製）を使用した（図-4.1）。



図-4.1 エコーチップ硬度計

(2) 帯磁率測定

帯磁率は、物質に外部から磁場を加えた場合、その物質の磁化されやすさを表す値として定義される。物質の磁性は、分子・原子内の電子スピンによって生じる。高磁場がかかると、ほとんどの物質

中のスピンは外部磁場の影響を受け、磁性を持つ。物質の磁気特性は、帯磁率、残留磁化、保磁力の3つから示され、それぞれ「磁化のしやすさ」、「磁化の残りやすさ」、「磁化の消えにくさ」を表している。尚、帯磁率は外部磁場の大きさによってその変化率（磁化のしやすさ）が変化するが、本試験における帯磁率とは、極小さな外部磁場の下で得られる初期帯磁率（initial susceptibility）のことを示し、磁気特性の中でも、より簡易的な試験で値を知ることができるといったメリットを有する。

帯磁率は、表-4.1 や表-4.2 に示す様に鉱物によって異なる値を示す。このことが岩石の識別や風化・変質の程度の指標として利用できると考えられる。

帯磁率に影響を与える因子は、主に①磁性鉱物の量と②その粒度の二つであることが知られている。実際の岩石は幾種もの鉱物で形成されるため、含まれる鉱物種の量比によって幅広い値を示す。また、鉱物粒径にも影響を受け、粒径が小さいほど帯磁率が大きくなる（粒径が小さいほど磁化しやすい）。

本試験では、測定にKT-10 帯磁率計（Terraplus 社製、図-4.2）を使用した。測定に際しては、測定に影響を与える鉄釘等の鉄製品は出来る限り除去し測定した。データの取得は10cm間隔を基本とし、測定して明らかに異常な値を示すものは除去した。

表-4.1 鉱物の帯磁率（Tarling and Hrouda, 1993 を一部改変）⁷⁾

| 鉱物 | | 帯磁率 ($\times 10^{-6}$ SI) |
|-----------|--------------|-------------------------------|
| 強磁性鉱物（常温） | | |
| 磁鉄鉱 | (magnetite) | ~1,000,000 |
| マグヘマイト | (maghemite) | ~860,000 |
| 赤鉄鉱 | (hematite) | 2,000~50,000 |
| ゲーサイト | (goethite) | 1,300~5,000 |
| 磁硫鉄鉱 | (pyrrhotite) | 50,000~300,000 |
| 常磁性鉱物（常温） | | |
| 菱鉄鉱 | (siderite) | 900 ~ 1,400 |
| 黒雲母 | (biotite) | 500 ~ 8,920 |
| 角閃石類 | (amphibole) | 500 ~ 5,000 |
| アクチ閃石 | (actinolite) | 3,000 |
| 輝石類 | (pyroxene) | 600 |
| ガーネット | (garnet) | 3,800 ~ 4,200 |
| 堇青石 | (cordierite) | 3,560 ~ 8,920 |
| 反磁性鉱物（常温） | | |
| 石英 | (quartz) | -13 ~ -16 |
| 方解石 | (calcite) | -13 ~ -14 |
| ドロマイト | (dolomite) | -38 |

表-4.2 関東地方産の岩石帯磁率の例（中井, 2004）を一部改変⁸⁾

| 岩名 | 数 | 産地（県名） | 平均帯磁率 ($\times 10^{-3}$ SI) | 帯磁率の範囲 ($\times 10^{-3}$ SI) |
|---------|----|---------|---------------------------------|----------------------------------|
| 緑色岩 | 49 | 埼玉県 群馬県 | 1.83 | -1.44 ~ 7.22 |
| 結晶片岩 | 51 | 埼玉県 | 1.66 | -0.46 ~ 44.6 |
| 緑泥石片岩 | 2 | 埼玉県 | 0.38 | 0.21 ~ 0.55 |
| 凝灰岩 | 16 | 埼玉県 | 0.34 | 0.19 ~ 0.98 |
| 緑泥石石英片岩 | 3 | 埼玉県 | -0.04 | -0.53 ~ 0.85 |
| 黒色粘板岩 | 2 | 群馬県 | -0.07 | -0.042 ~ -0.10 |
| 泥岩 | 12 | 栃木県 埼玉県 | -0.21 | -0.69 ~ -0.031 |
| シルト岩 | 10 | 埼玉県 栃木県 | -0.94 | -10.3 ~ 0.46 |
| 砂岩 | 17 | 埼玉県 群馬県 | -1.24 | -7.77 ~ 0.23 |
| 石英片岩 | 19 | 群馬県 埼玉県 | -1.66 | -15.7 ~ 11.7 |



図-4.2 KT-10 帯磁率計

(3) 色彩測定

岩石や岩盤の風化度合いは色調変化として現れやすい。このため、西山ほか (2011)⁹⁾などは色彩計を用いて岩石の色彩測定方法について報告している。また、菊山ほか (1998)¹⁰⁾はすべり面を判定する手法として利用しているなど、色彩から得られる情報は多い。

色の知覚は、太陽光や照明光のうちの可視光部分 (波長 380~780nm) が、物質に反射したり物質を透過したりした後の光が眼に入って起こる。光は、網膜の奥にある視細胞中の錘状体とかん状体に到達する。錘状体は赤・緑・青カラーフィルムに相当し、かん状体は好感度白黒フィルムに相当する。人間の眼の可視光に対する感度は、国際照明委員会 (CIE; Commission Internationale de l'Éclairage) により定められている。これによると、錘状体の吸収極大は、450, 550, 600nm 付近とされる (RGB; Red, Green, Blue)。この 3 つの等色関数をスペクトル三刺激値 (X, Y, Z) と呼ばれ、色の定量的な知覚の表現の基礎となる。

この三刺激値を基に様々な色空間が提案されてきた。中でも CIE1976(L*, a*, b*)色空間 (CIELAB) は、RGB に比べても人間の知覚と類似したものとして広く利用され、日本工業規格 (JIS Z 8729) にもなっている。CIELAB は 3 つのパラメータから構成され、a*は赤から緑、b*は黄色から青、L*は明度 (コントラスト) を表し、人間の眼で捉えられるすべての色を表現した色空間といわれている (図-4.3)。

本試験では、ボーリングコアの CIELAB を土色計 SPAD-503 (コニカミノルタ社製, 図-4.4) で測定した。測定間隔は、10cm とした。

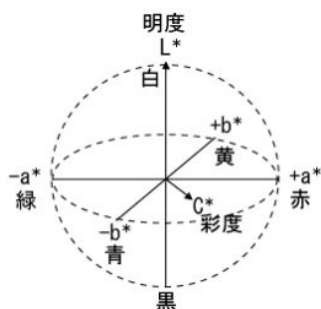


図-4.3 CIELAB の模式図



図-4.4 SPAD-503

4.3 適用事例の計測結果

4.3.1 適用事例1

適用事例1は富士の池地区と倉羅地区で実施した測定値結果を示す。なお、すべり面はパイプひずみ計観測などから決定している。

(1) 秩父帯地すべり

図-4.5に富士の池地区BV-1の測定結果総括図を示す。地質はボーリングコアから風化凝灰岩、風化粘板岩、硬質なチャートの3層に区分される。

まず、エコーチップ反発度試験結果をみると、深度0.0~40.0m付近まで反発が高い傾向を示す。深度40.0m~57.0m区間からは部分的に高い反発を示すが、100未満が優勢しており、相対的に軟質な区間と判断される。すべり面以深の深度57.0~60.0mは700以上の反発を示す傾向が強く、硬質な岩相である。次に、帯磁率測定をみると、すべり面上位で平均値 $0.5 \times 10^{-3}SI$ 、すべり面下位で平均値 $0.1 \times 10^{-3}SI$ を示し、すべり面を境に帯磁率が変化している。最後に、色彩値をみると帯磁率測定ほどの明瞭な変化は認められないが、幾分 L^* がすべり面下部で高い値を示し、白色傾向が強いことがわかる。

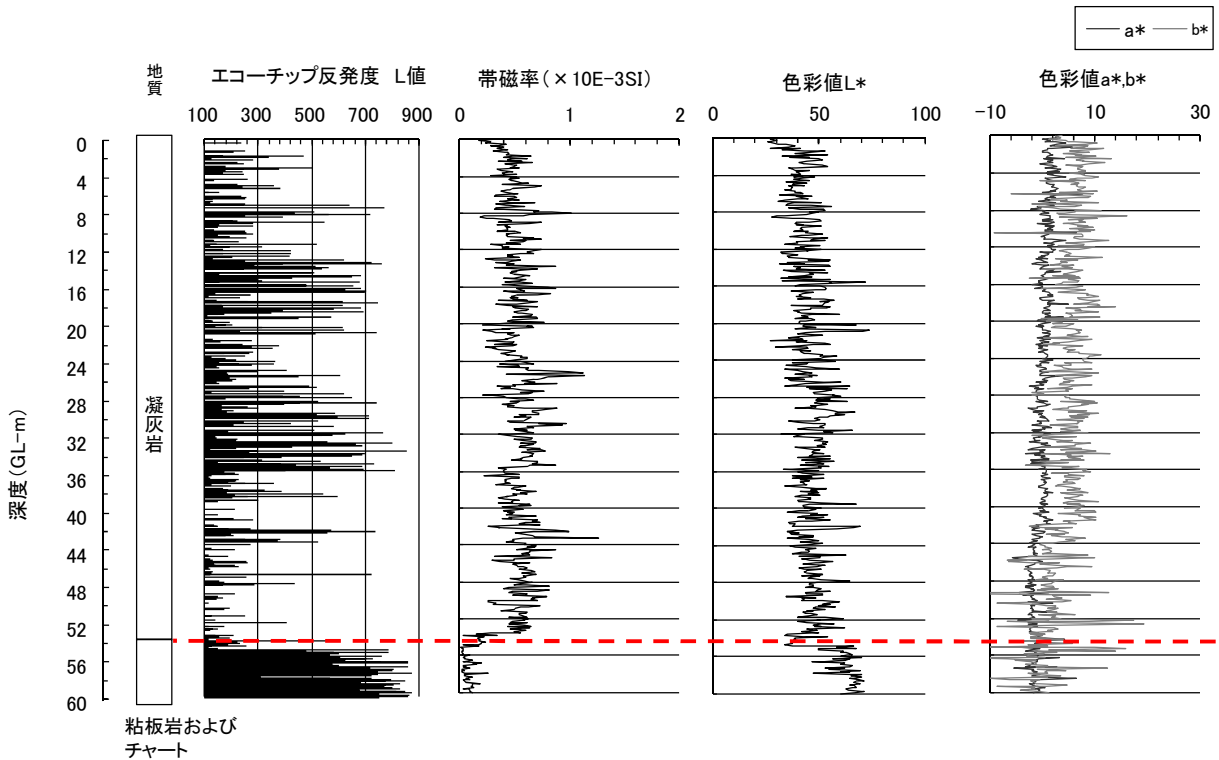


図-4.5 富士の池 BV-1 コア測定総括図 (赤線：すべり面 53.6m)

図-4.6に富士の池地区 BV-2 の測定結果総括図を示す。BV-2 の地質は、ボーリングコアから深度 0.0～46.8m まで強風化凝灰岩で構成され、深度 46.8m～55.0m 区間も同様に強風化粘板岩が主体の 2 層構造となる。

まず、エコーチップ反発度試験をみると深度 0.0～44.0m 付近まで L*値が 100～700 程度まで様々な値を示し、硬軟互層であることが窺える。深度 44.0～52.0m 区間からは 100 未満を示す傾向が強く、相対的に軟質部な区間と判断される。次に帯磁率測定をみると BV-1 の様な明瞭な数値変化を示すことはない。最後に色彩値はすべり面上下で色調変化が生じていることがわかる。すべり面上位の色調は b*値が卓越しており、黄色を示す。

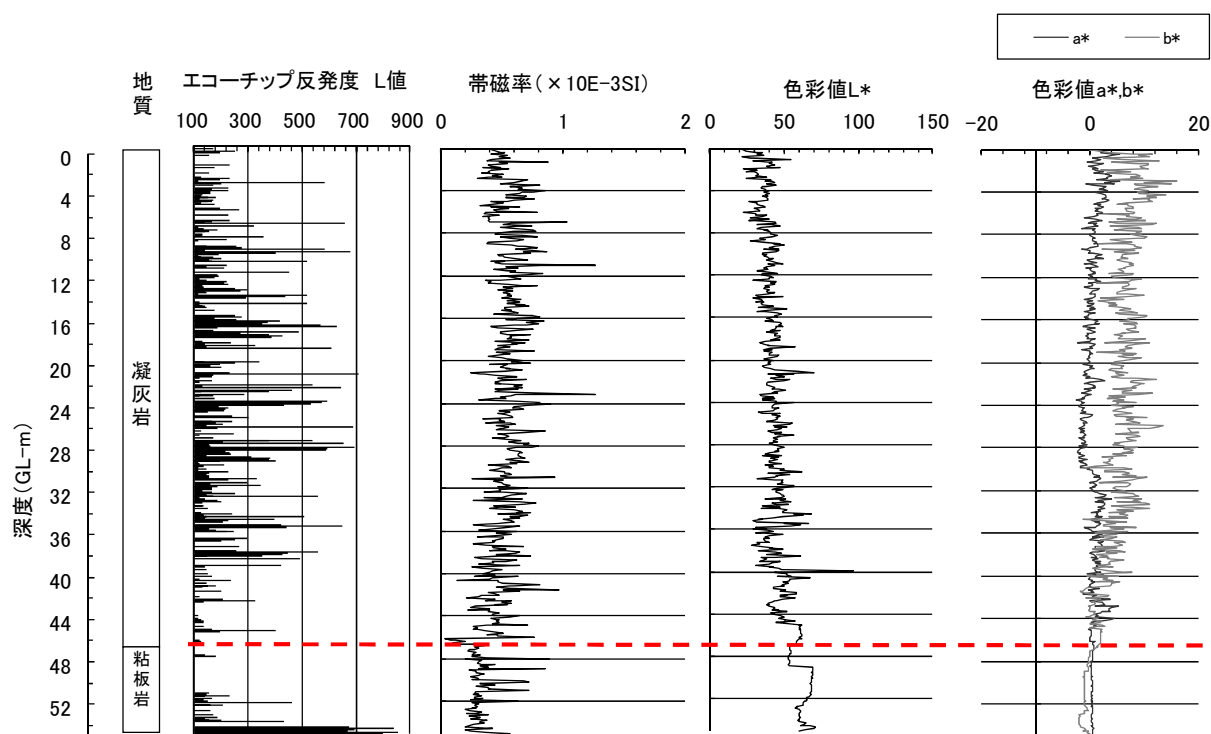


図-4.6 富士の池 BV-2 コア測定総括図 (赤線：すべり面 46.8m)

上記で示した各種測定結果において、すべり面近傍で変化を捉えることがわかったが、更にすべり面判定根拠を高めるため、第 5 章で示す地下水検層と併せて示す。

図-4.7 に示す BV-1 の自然水位法は、孔内水位近傍で流入もしくは裂カ水の影響と考えられる水比抵抗値の変化が生じている。次に汲み上げ検層法によって強制的に水位を低下させた際に、すべり面上位の深度 48.0m～54.0m 付近で被圧地下水の存在が確認される。

図-4.8 に示す BV-2 も同様に、汲み上げ検層法を行った結果、すべり面近傍において食塩の濃度変化が生じており、すべり面近傍に被圧地下水の存在が示唆される。

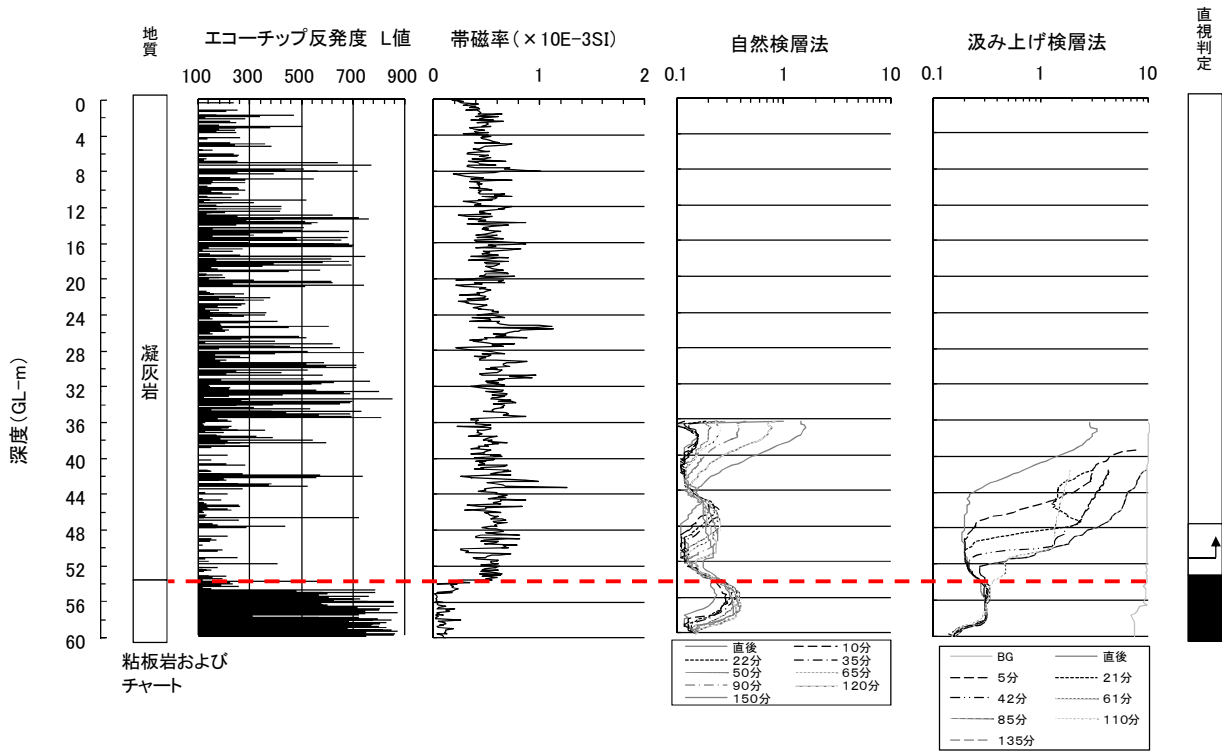


図-4.7 富士の池 BV-1 地下水検層結果との比較 (赤線：すべり面 53.6m)

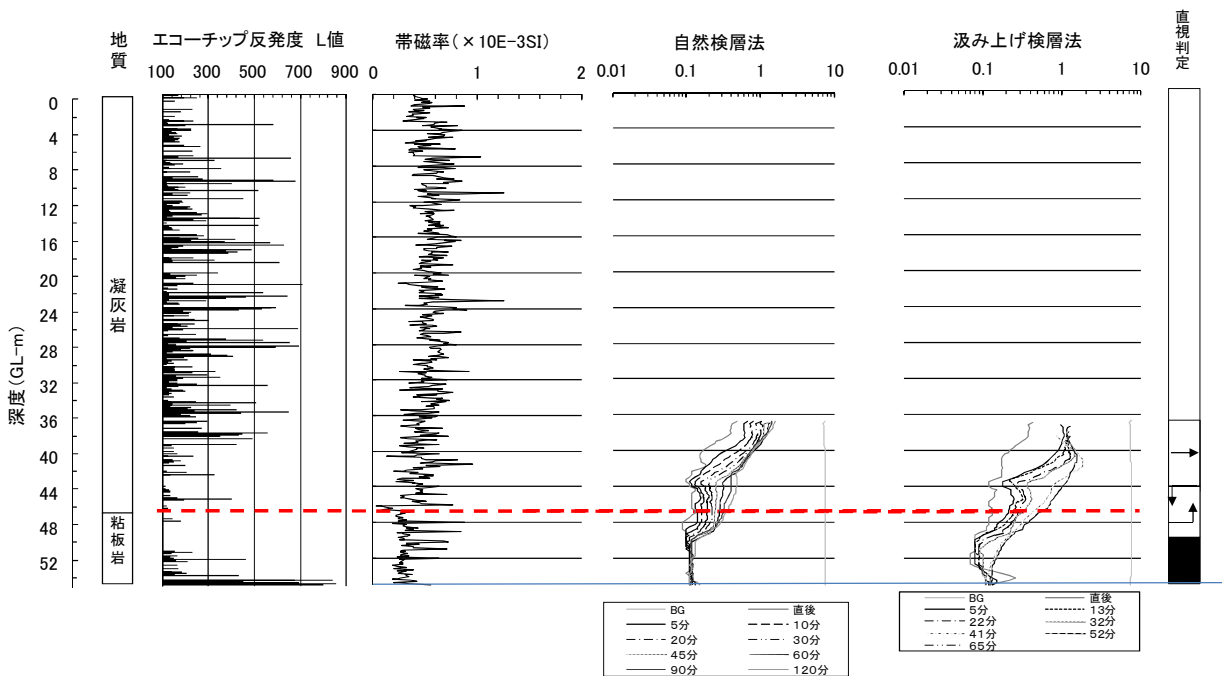
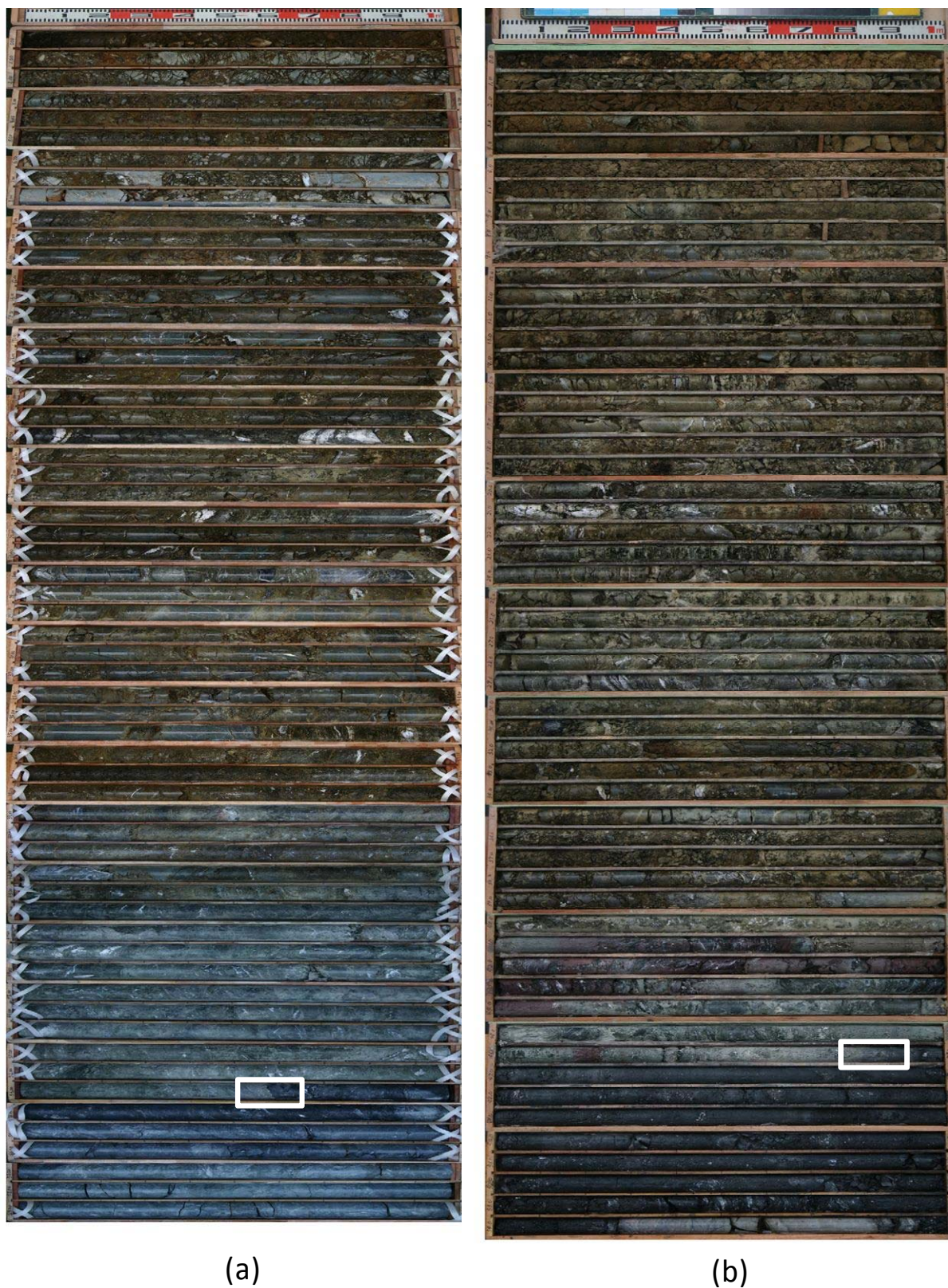


図-4.8 富士の池 BV-2 地下水検層結果との比較 (赤線：すべり面 46.8m)

図-4.9に富士の池のコア写真を示す。抽出したすべり面深度を白□で示している。



(a)

(b)

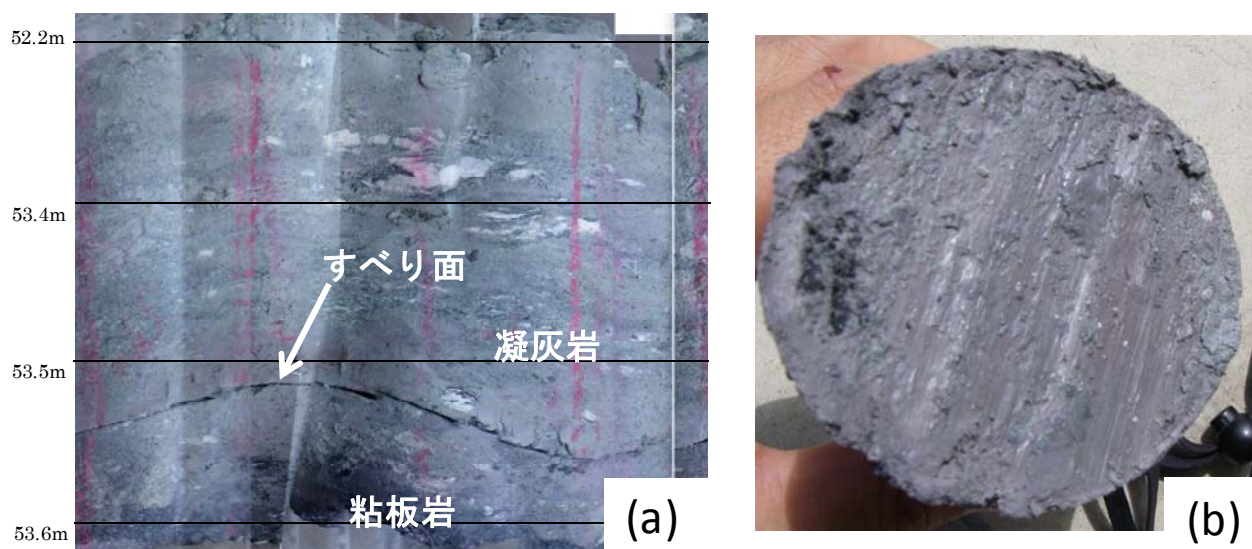
(a)BV-1 コア写真 (b)BV-2 コア写真

図-4.9 富士の池 BV-1,2 コア写真 (□すべり面)

図-4.10 に富士の池 BV-1,2 の各種計測結果から得られたデータをもとにコアを詳細に観察した結果、BV-1 では 53.6m に凝灰岩と粘板岩の地質境界面が見られ、地質境界面より数 cm 程度上面にも筋状の構造が認められる。すべり面は地質境界面より数 cm 程度上面に認められた。図-4.11 (a) にコアの展開写真を示す。せん断面の勾配は約 30 度程度を示す。展開写真は図-4.11 (b) を確認してから上下面を付けて撮影したため、せん断面がサインカーブを示している状況がはっきりとわかる。せん断面は図-4.11 (b) に示す様に擦痕が認められる。擦痕の方向はせん断面の最大傾斜方向に認められる。一方、BV-2 のボーリングコアでは、BV-1 の様な明瞭なせん断面は認められなかった。



図-4.10 富士の池 BV-1 すべり面接写写真



(a) コア展開写真 (b) 擦痕状況

図-4.11 富士の池 BV-1 すべり面

(2) 三波川変成帯地すべり

図-4.12と図-4.13に倉羅地区 BV-1,2 の各種測定結果総括図を示す。ボーリングコアから地質は礫混じり土、塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩に区分される。エコーチップ反発度試験は珪質片岩および泥質片岩部分において 500~700 程度の反発を示す。礫混じり土部は基本的に軟質の傾向が高い。塩基性片岩部は高値から低値の様々な数値を示しており、硬軟互層であることがわかる。

帯磁率は塩基性片岩で平均 $0.3 \times 10^{-3} \text{SI}$ 程度であり、他と較べて幾分高い値を示す。最も特徴的な点は、すべり面において帯磁率の測定値が最大値を示すことである。中井 (2004) によると磁性鉱物が細粒化すると帯磁率が高くなることを報告しており、地すべり活動に伴う風化の進行やせん断作用による磁性鉱物の細粒化を捉えた可能性がある。また、木下ほか (2013) も塩基性片岩を対象としたすべり面において帯磁率が高い値を示すことを報告している。帯磁率が最大値を示したメカニズムについては今後解明していく必要があるが、塩基性片岩を対象とする場合においてすべり面を決定する有効な手法となる可能性がある。最後に色彩値はすべり面近傍で特徴的な変化は認められないが、幾分 b^* 値 (黄色) がすべり面上位で高い値を示す。

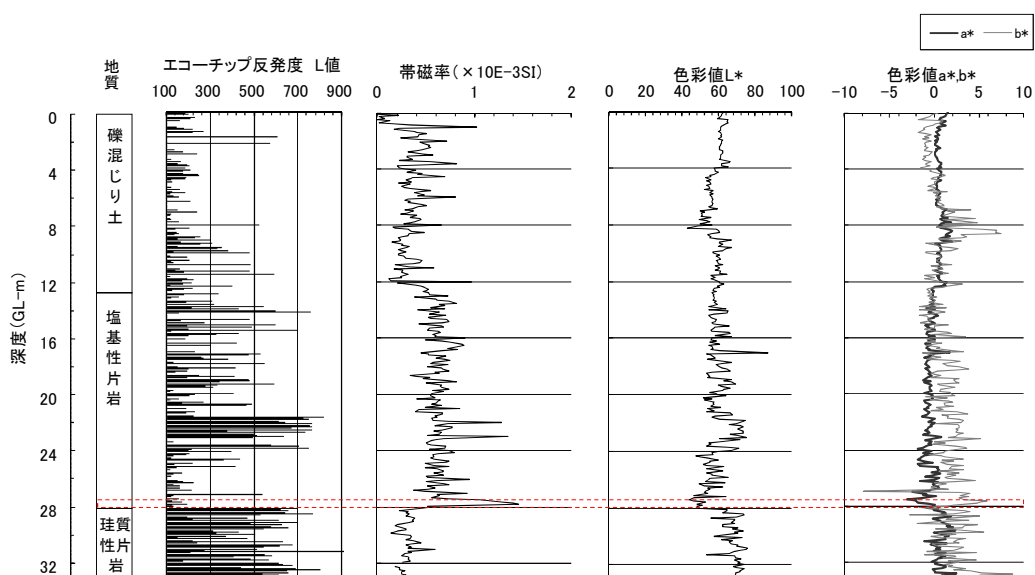


図-4.12 倉羅地区 BV-1 コア測定総括図 (赤線：すべり面 27.8m 付近)

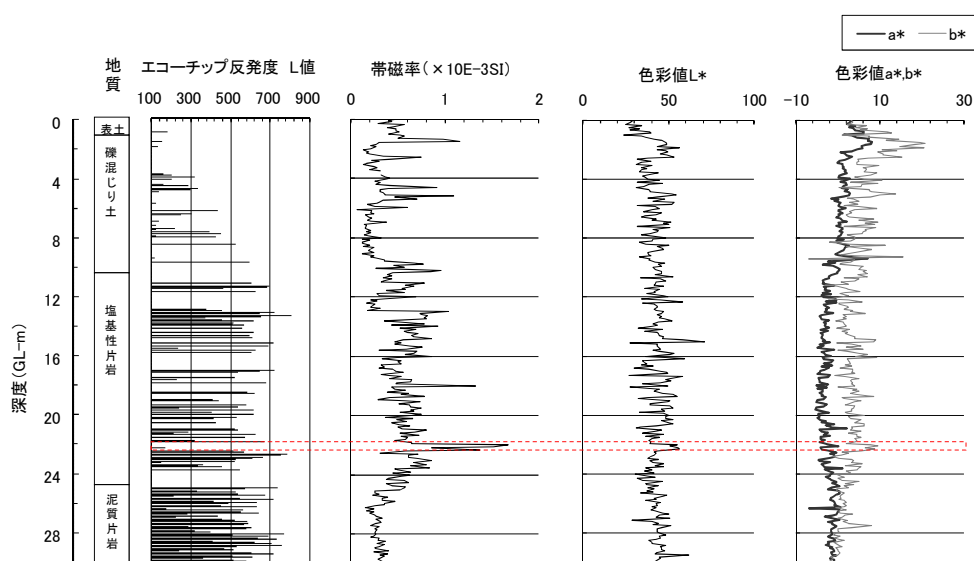


図-4.13 倉羅地区 BV-2 コア測定総括図 (赤線：すべり面 22.0~22.5m)

図-4.14 に倉羅地区地すべりボーリングコアの写真を示す。



(a)

(b)

(a)BV-1, (b)BV-2

図-4.14 コア写真 (白口 : すべり面位置)

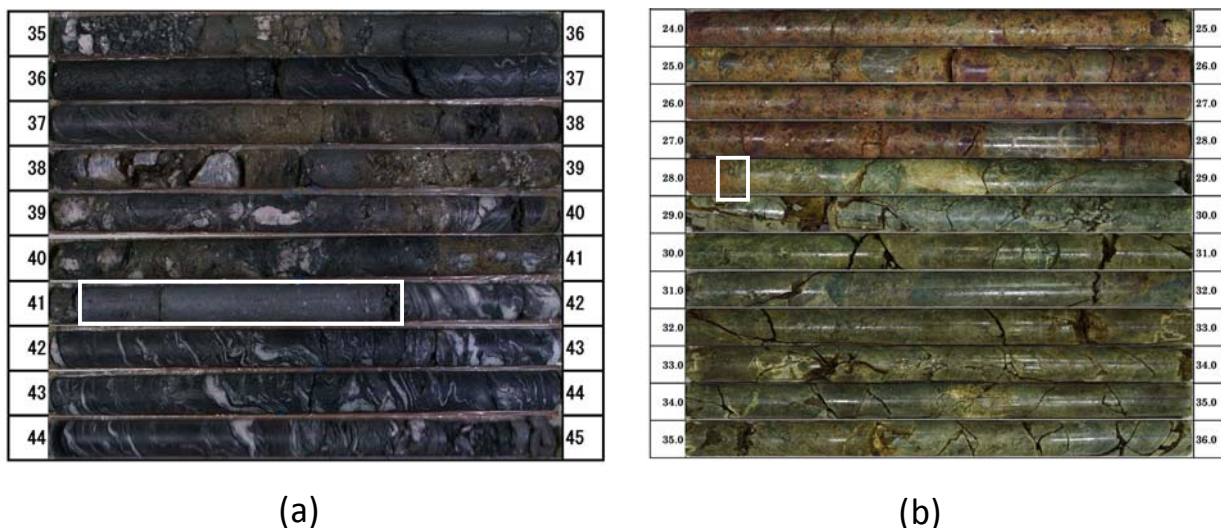
4.3.2 適用事例2^{11) -12)}

適用事例2は、檜尾地区および阿津江地区で採取したボーリングコアを用いて検討を行った。ここでは、定方位サンプリング工法で採取したボーリングコアを用いて、展開写真を作成し不連続面構造や単位体積重量測定、レキ・岩占有率についても測定を行い、すべり面の位置を抽出した。

(1) コア評価手法

図-4.15に対象コアのコア写真を示す。ボーリングコアは3章で示した定方位サンプリング工法で採取したコアである。左写真は樫尾地区で採取したコア、右写真は阿津江地区のコア写真である。すべり面は□で示している位置であり、パイプひずみ計観測からすべり面が決定されている。

表-4.3に同コアを観察して分類した結果を示す。なお、定方位サンプリング工法によって採取したコアであるため、不連続面とコア性状との関係についても併せて評価した。破碎風化区分は、第3章で示した区分をもとに岩相とコア性状を評価した。



(a) 樫尾コア写真 (BV18-5), (b) 阿津江コア写真 (BV-1)

図-4.15 コア写真

表-4.3 不連続面・コア性状・破碎度判定表

| 破碎風化区分 | 岩相・コア性状 | 不連続面性状 | 不連続面判定 |
|--------|---|--|--------|
| W1 | 岩構造を喪失し、主に粘土を主体とする | W1とW2の境界に構造が認められる程度で、基本的に無構造 | 破碎構造 |
| W2 | 破碎が進行し岩組織の多くが損失する。主として礫、粘土、砂で構成される礫混じり土状の様相を呈する | | |
| W3 | 岩組織を一部残す。粘土化は認められず礫構造を主とする | | |
| W4 | 部分的に亀裂が生じるが、概ね堅硬な棒状・短棒状を呈する。 | 片理面や節理面などの境界面沿いに数mm以上の開口亀裂が認められる | 亀裂構造 |
| | | 片理面や節理面などに沿って開口亀裂や風化等は生じておらず、構造は密着している | 初性構造 |

(2) 単位体積重量

単位体積重量は、1m ごとの湿潤重量とコア回収率を測定し、1m ごとに算出した。すべり面付近においては、せん断破壊が大きく加わる上に、地下水により化学的風化が促進されるため、岩石の破壊、細粒化、間隙率の変化等を受ける。これらの影響は、コアの1m 湿潤重量の変化となって現れるものと推察される。

(3) レキ・岩塊占有率

岩占有率計測では、破碎状況を感覚的ではなく、客観的かつ定量的に据えるため、以下のように数値化した。

コア箱を平置きした状態で、コアの任意の面を上に向け、面中央に基準線を設ける（図-4.16）。基準線上の5mm 以上のレキ及び岩塊について、その長さを計測する。岩塊の長さの合計を、全体コア長で除した値を、コア長に占めるレキ・岩塊の割合（占有率）とした。



図-4.16 岩占有率算出概念図

(4) コア性状評価結果

図-4.17 と図-4.18 にそれぞれ阿津江と檜尾のコア破碎区分結果とコアスケッチ結果を示す。

阿津江は W2 と W3 の 2 つの成分に分類される。W2 は数 cm 程度の礫、粘土、砂で構成され、W2 区間で認められた不連続面は N17° W4° W 程度の構造となる。一方、W4 は短棒状コアとして採取され、数 cm 程度の亀裂が発達しており、部分的に密着した不連続面構造が認められる。W2 と W4 の地質は破碎・風化した緑色岩に相当するものと考えられる。しかし、破碎構造、亀裂構造、初性構造の各々に統一的な傾向は認められず、不連続面構造と破碎に関連性は認められない。

檜尾は W1 から W4 の 4 つに区分される。深度 41.6m までは、W1 から W4 などが互層構造に分類される。W1 の粘土化はコア全周で確認されたものは 2 箇所であり、数十 cm 程度の厚さを有する。深度 41.6m より下部は W3 から W4 を主体としている。不連続面の走向は N20~60° E 程度であり、傾斜として 18~40° E を示し、風化・破碎に関係なく不連続面は概ね調和的な関係を示している。

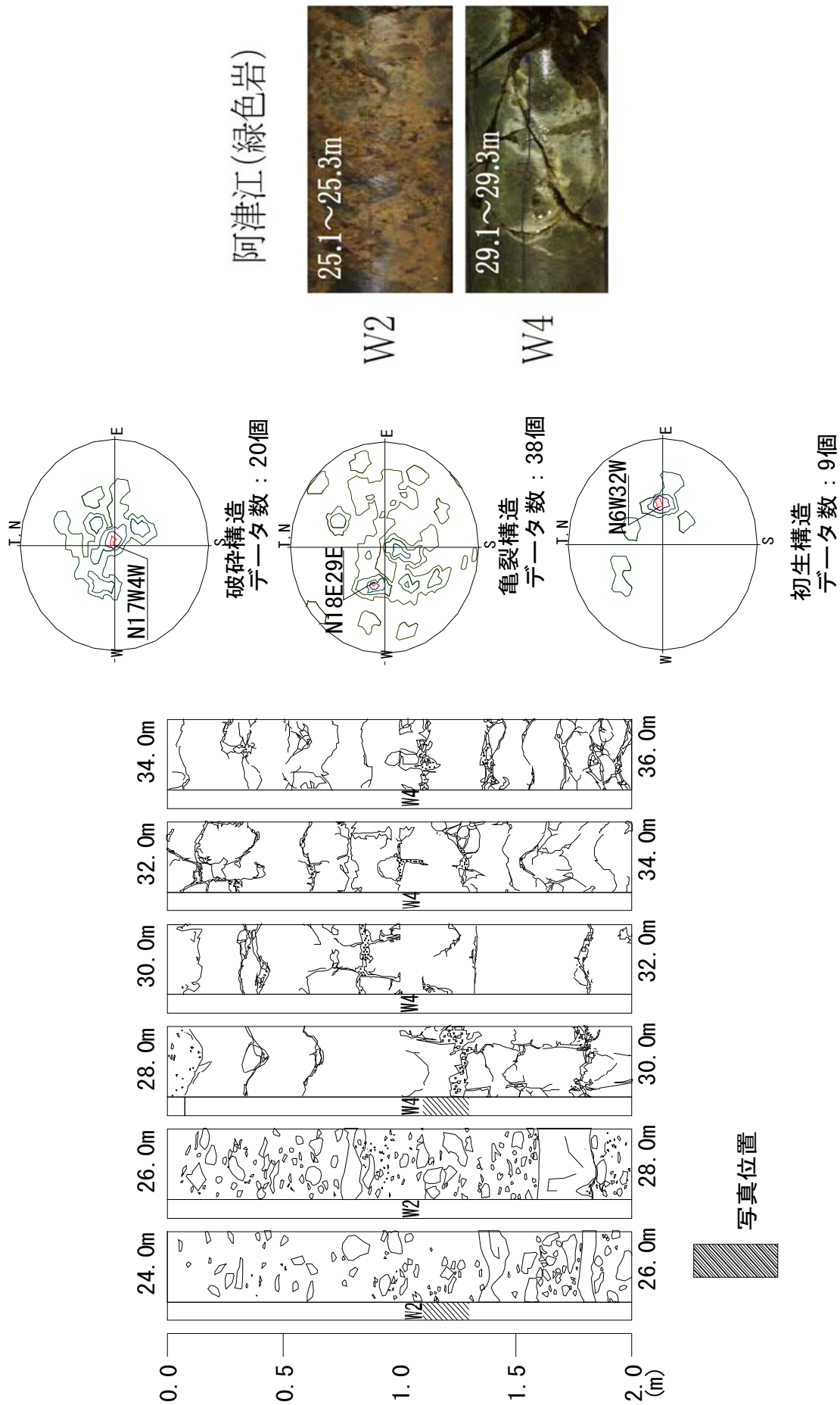


図-4.17 阿津江地区コア性状評価図

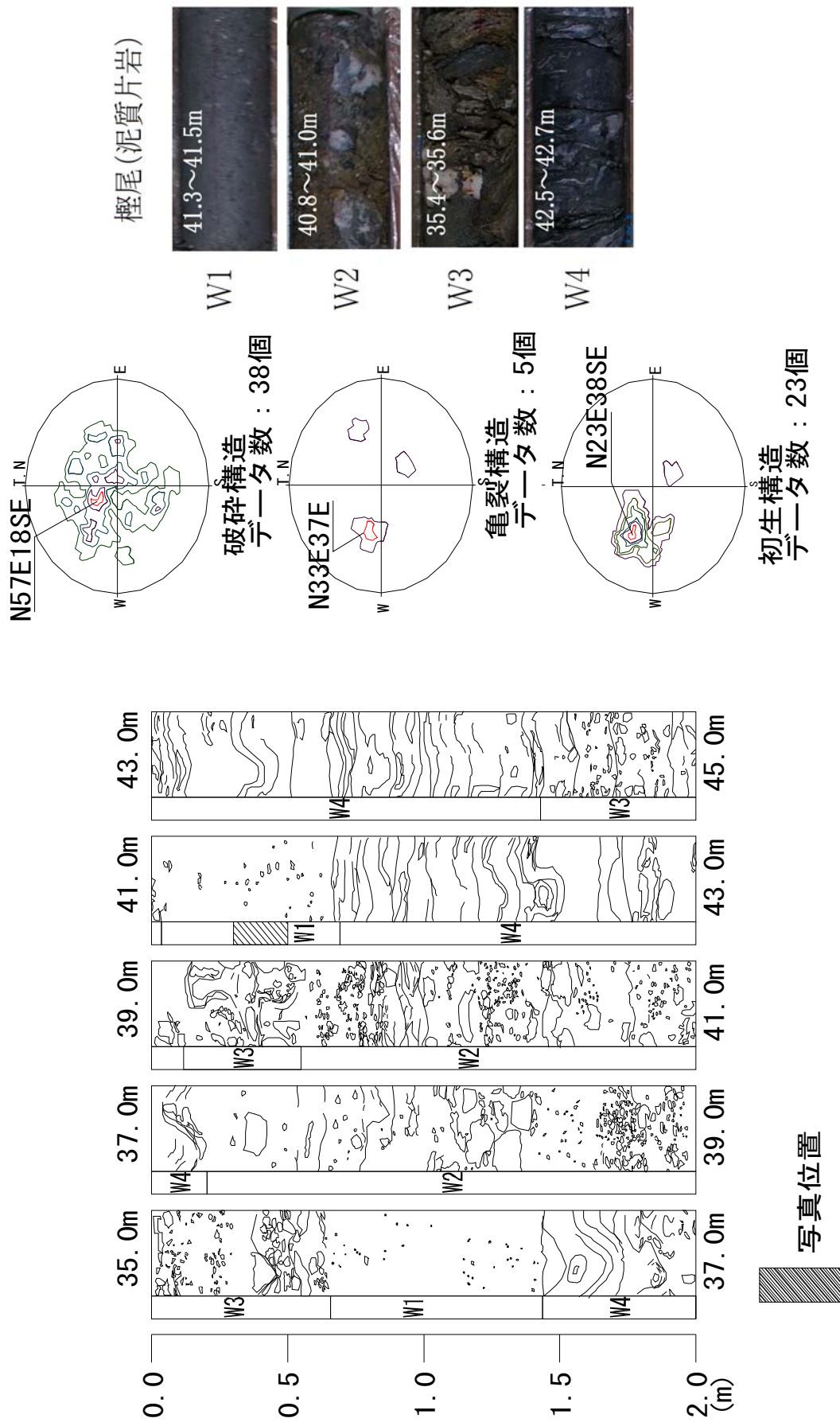


図-4.18 檜尾地区コア性状評価図

(5) コア計測結果

図-4.19 に阿津江のコア計測結果を示す。単位体積重量をみると、24～28m の4 区間平均が 2.36 g/cm³、一方、28～36m の8 区間平均が 2.76 g/cm³ となり、28m を境にして密度が約 0.4 上昇している。また、岩塊占有率をみると、28m を境として値が 42% から 92% と上昇している。28m 以浅の W2 区間は、全体の約 60% が 5mm 未満の粒子によって構成されており、破碎・風化により細粒・断片化したものと推察される。また、色彩値は 28m 付近を境に a* プラス（赤）とマイナス（緑）を示す。

エコーチップ反発値は、単位体積重量およびレキ・岩塊占有率と同様、28m 以浅の層準で低く、28m 以深で高い傾向（28m 以浅平均：240、28m 以深平均：390）を示した。帯磁率は、想定すべり面深度前後の層準で値の変化は認められなかった。想定すべり面深度以浅において帯磁率が高い層準が認められた。コア観察から帯磁率の高い箇所と周囲の岩相等に違いが認められないものの、緑色岩の破碎・風化が進行し、磁性鉱物の細粒化などが起こり、帯磁率が上昇した可能性がある。

不連続面は 28.0m 以浅で傾斜角度が 50° 未満を示す。28.0m 以深は 50° 以上の傾斜角度を有する構造が多数確認できる。地すべりの変形作用や地下水の風化作用によって、すべり面を境に構造変化が生じたと考える。

図-4.20 に檜尾のコア計測結果を示す。単位体積重量は、W1 から W3 で 1.6～2.5g/cm³、W4 で 2.6～2.7 g/cm³ となる。岩石の破壊や変形が進むため、岩塊の破断や細粒化が進行し、間隙の増加と含水率の上昇により、単位体積重量が減少したものと考えられる。単位体積重量が低くなる層準はエコーチップ硬度計の硬度およびレキ・岩塊占有率の低い位置と調和的であった。弱風化層は岩塊の様相を呈した層準が多く、単位体積重量も高い値となって現れた。また、硬度変化は、レキ・岩塊占有率の変化とも相関がみられた。

帯磁率は、35～38m 区間平均値が 0.367×10^{-3} SI、38～45m 区間平均が 0.170×10^{-3} SI となり、上層が高い値を示した。実際に 35～38m 区間は単位体積重量が低く、コア観察でも粘土化していないものの軟質化した層準が認められている。しかし、すべり面付近の強風化層では帯磁率の変化が認められておらず、風化の進行やせん断作用によって帯磁率が変化したとは考え難い。上層と下層における帯磁率の平均値の違いは、初性的な堆積環境や続成作用、変質作用による影響を反映したものと推察される。

色彩値は、すべり面直下で L* に正のピークが認められた。しかし、このような突発的なピークは、絶対値は小さいが、35.5m、37.4m、38.3 m 等でも認められた。L* は対象物のコントラストを数値化したものであり、色彩値測点での石英部分の有無が大きく影響しているものと推察される。また、a*、b* でもいくつかピークが認められるが、これは石英部分の有無に加え、褐色化した粘土分の有無を反映しているものと考えられる。不連続面は 41.7m 以浅で走向分散傾向を示しており、41.7m 以深で集中傾向を示している。阿津江地区と同様に地すべりの変形作用や地下水の風化作用によって、すべり面を境に構造変化が生じたと考える。

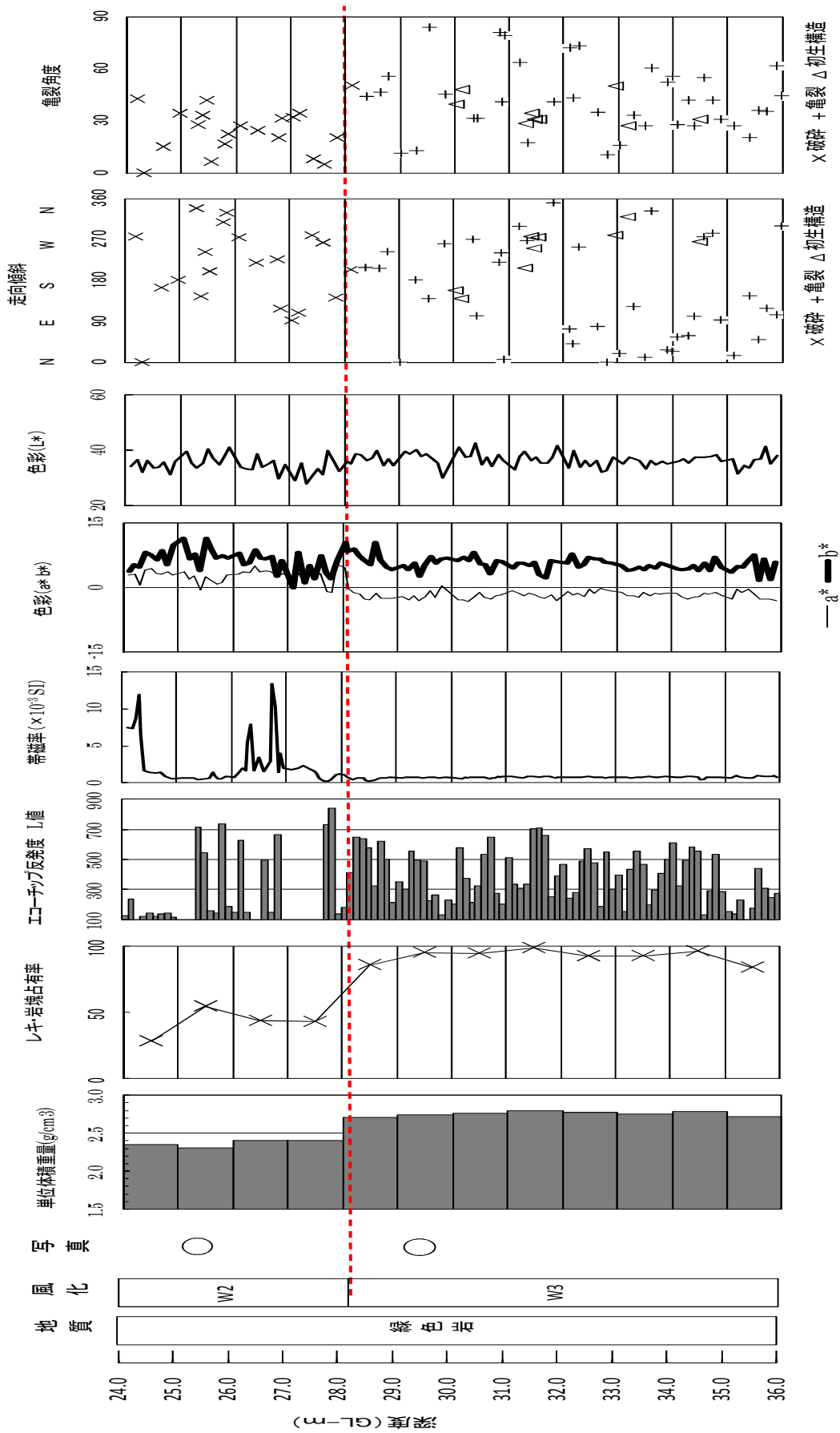


図-4.19 コア計測総括図(阿津江)

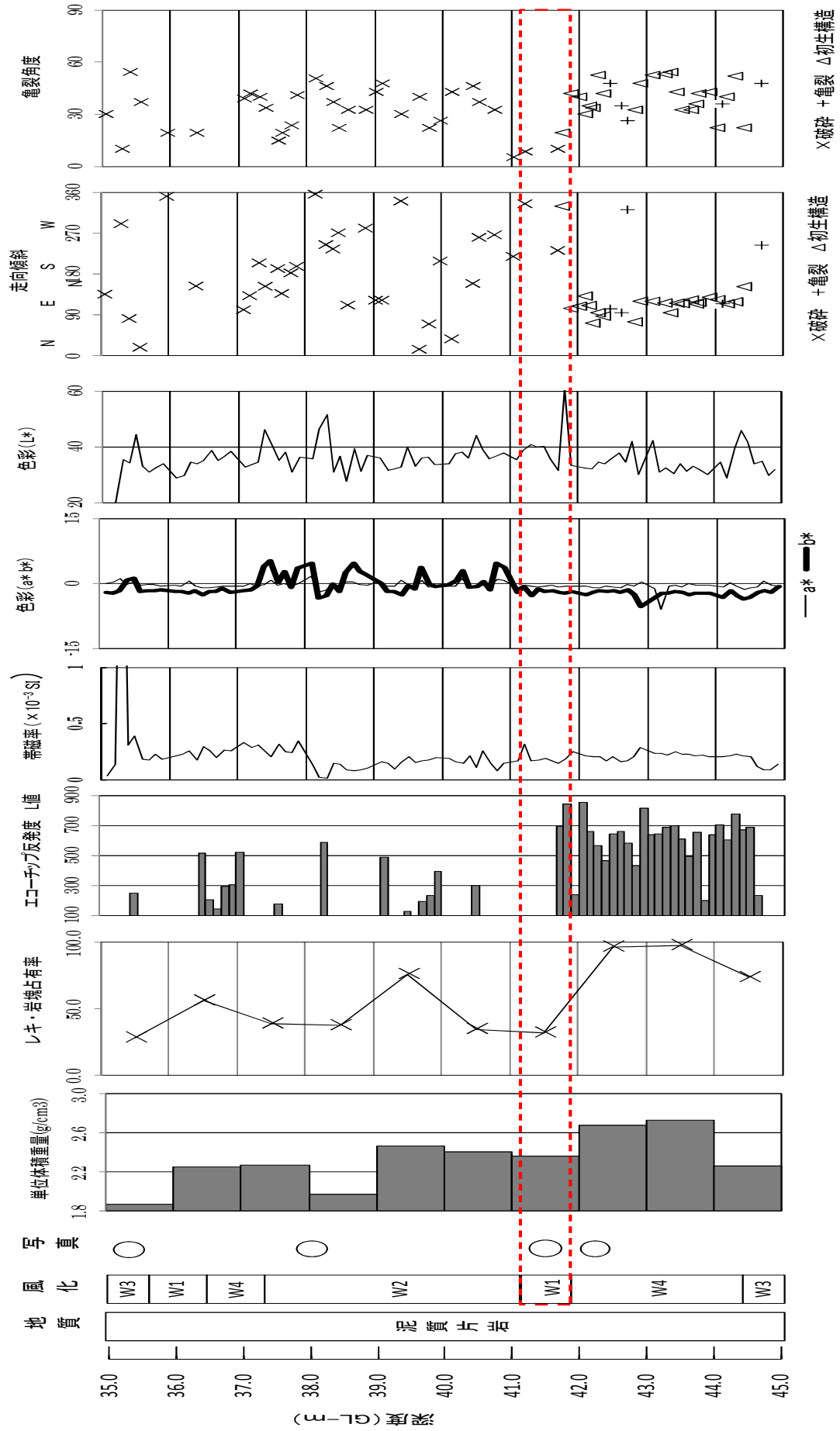


図-4.20 コア計測総括図(樫尾)

4.4 結 語

本章は、富士の池、倉羅、阿津江および檜尾地すべり地内で採取したボーリングコア、定方位サンプリングコアを用いて、コアの詳細観察、コア計測によりすべり面を定量的に探査する手法について検討した。その結果、以下の事項が明らかとなった。

- 1) 富士の池地区は、地すべり移動層と不動層において、帯磁率の変化曲線図に変化が認められ、地下水検層においても想定されるすべり面近傍において流動変化が認められる。
- 2) 富士の池地区の BV-1 では、想定されるすべり面近傍において、筋状のせん断構造が認められ、僅かなせん断力を与えただけで、擦痕を伴うせん断面が認められる。
- 3) 倉羅地区においては、すべり面で帯磁率が高い値を示す結果を得た。
- 4) 阿津江地区および檜尾地区の不連続面構造はすべり面の上下で異なる傾向が認められた。地すべりの変形作用、地下水などの風化作用によって構造が変化した可能性がある。
- 5) 単位体積重量は W4 と W1～3 で明らかに異なる。岩石の破壊や変形の進行により、岩塊の破断や細粒化が生じ、間隙の増加と含水率の上昇により、単位体積重量が減少したものと考えられる。
- 6) 単位体積重量が低くなる層準はエコーチップ硬度計の硬度およびレキ・岩塊占有率の低い位置と調和的であった。
- 7) 帯磁率においては、阿津江地区および檜尾地区のすべり面付近で数値変化は認められておらず、風化の進行やせん断作用によって帯磁率が変化したとは考え難い。このため、すべり面判定するための有効なデータを得ることはできなかった。
- 8) 色彩測定では、阿津江地区のすべり面を境に明らかな変化が生じている。しかし、檜尾においては石英部分の有無に加え、褐色化した粘土分の有無を反映している状況が確認されるが、有用なデータを得るに至っていない。

第5章 すべり面に影響を及ぼす地下水の調査

5.1 概 説

第2章と第3章は、集水井工で観察した地質ごとのすべり面の特徴、ボーリングコアの観察手法などについて述べた。その中において、すべり面近傍は第2章に示したように地下水が賦存している事象が確認され、すべり面評価を行う際には地下水の賦存位置を評価することがすべり面位置を特定する上で有効である。また、コア観察や集水井内の観察においてすべり面近傍に酸化還元色を呈することが多く、地下水が賦存している状況が認められる。

申（1995）¹⁾は食塩を利用した地下水検層法により、すべり面近傍に地下水帯が存在することを述べており、すべり面位置を決定する上で有効な手段である。また、地下水排除工を効果的に配置する上でも、水文形態を把握することは重要となるため、すべり面位置の特定に加えて、その後の対策工法を検討する上で有効な資料となる。一方で破碎帯地すべり地帯においてはボーリング掘削中に漏水することが多く、これらの地下水を十分に調査できないことが多い。

そこで、本章は破碎帯地すべり地における地下水を把握するための調査手法、更に地すべり活動と地下水の関係性について述べる。

5.2 地すべり地における地下水

5.2.1 地すべり地における地下水賦存形態

図-5.1に地すべり地における地下水の賦存状態模式図を示す。

地すべり地内および地外には、様々な地下水形態があり、地下水を包蔵している状態によって定義が異なる。地下水が地層に包蔵している場合には地層水と呼ばれ、断層や節理、裂かに包蔵する場合は裂か水と呼ばれる。地層水と裂か水の違いは、地層水はあらゆる方向において水体的に連続しているのに対して、裂か水は断層や節理などを介して水体的に連続している点にある（申（1989）²⁾）。一般的に地層水を包蔵している部分を帯水層というが、帯水層が大気と接触しているか否かによって自由地下水、被圧地下水に分類される。一方、裂か水を内蔵している部分が水脈であり、そこに内蔵されている地下水が圧力をもつか否かによって不圧水と被圧水とに分類される。この様に、地すべり地周辺には、様々な地下水が存在しているが、すべり面付近にみられる地下水は、全国の地すべり地での地下水検層結果などから、被圧地下水帯（地層水や裂か水）であることが多く、自由地下水帯である場合は稀であることが知られている。

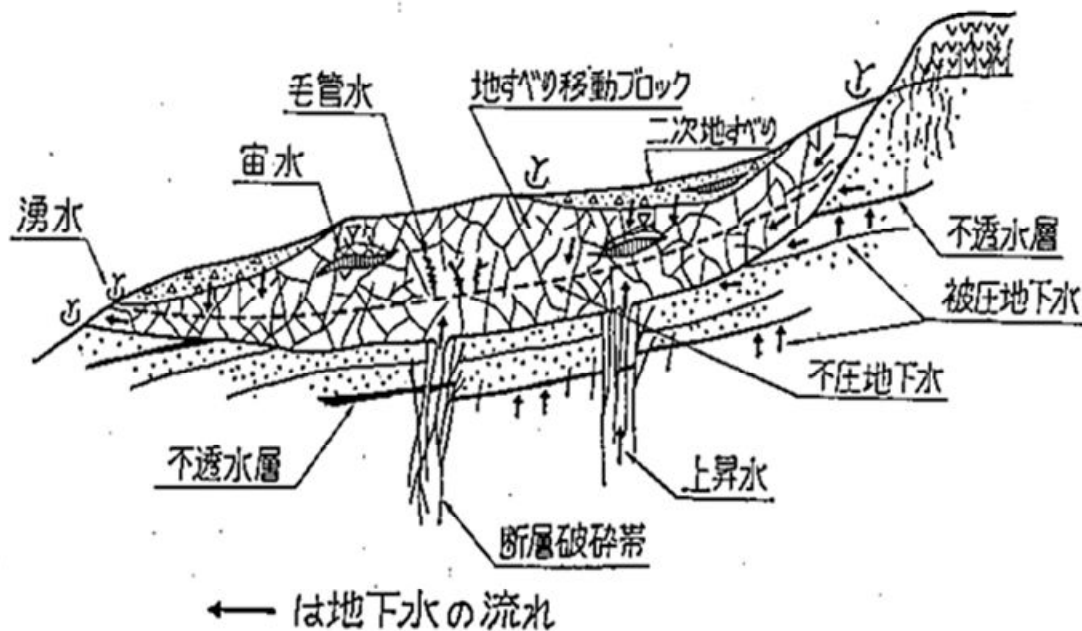
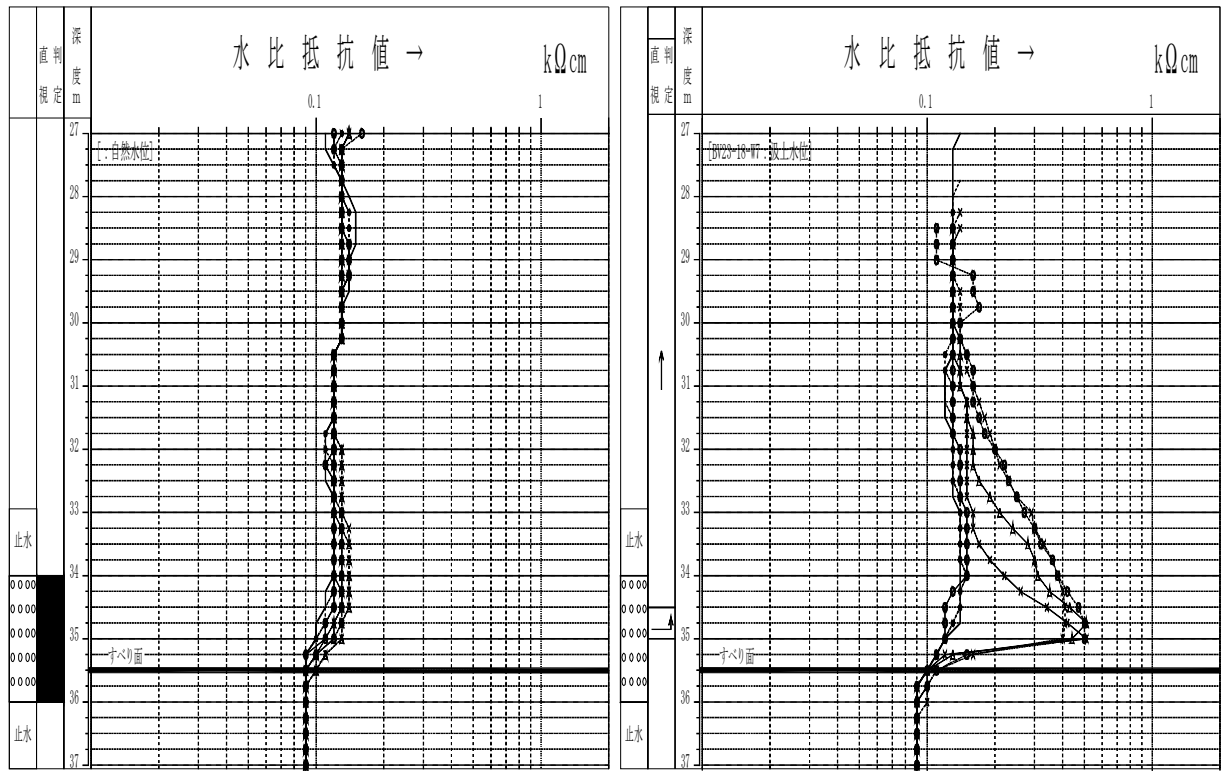


図-5.1 地すべり地における地下水の賦存状態模式図³⁾

図-5.2 にすべり面のみを対象に地下水検層を行った結果を示す。水位観測孔は深度 34.0m～36.0m の 2.0m 区間を有孔部とし、上下 1.0m を止水パッカーによって閉塞した構造となっている。なお、すべり面はパイプひずみ計観測によって深度 35.5m 付近であることが明らかとなっている。

図示の様に食塩を用いて地下水検層を実施した自然水位法で水比抵抗値の変化は認められず、地下水の流動は生じていない。このため、ストレーナ区間は難透水層と判断される。しかし、強制的に水位を低下させた際には、すべり面上面から地下水の流入と考えられる食塩濃度変化が生じており、被圧地下水の存在が確認できる。

すべり面を挟んだ上下区間の数 cm～数十 cm の区間はヘアクラックが無数に発達したせん断帯を形成していることが多く（例えば山田ほか(2000)⁴⁾）、これらの亀裂が互いに連結していることによって地下水の流路となり、すべり面に作用する揚圧力として伝達されていると考えられている。また、山崎 (2000)⁵⁾も、すべり面の上部数十 cm 付近からの湧水が多いとしている。図-5.2 に示す地下水検層結果はこれらの現象を表した状態と考えられる。



(a) 自然水位法

(b) 汲み上げ法

図-5.2 水位観測専用孔の地下水検層結果

5.2.2 地下水流動位置の把握

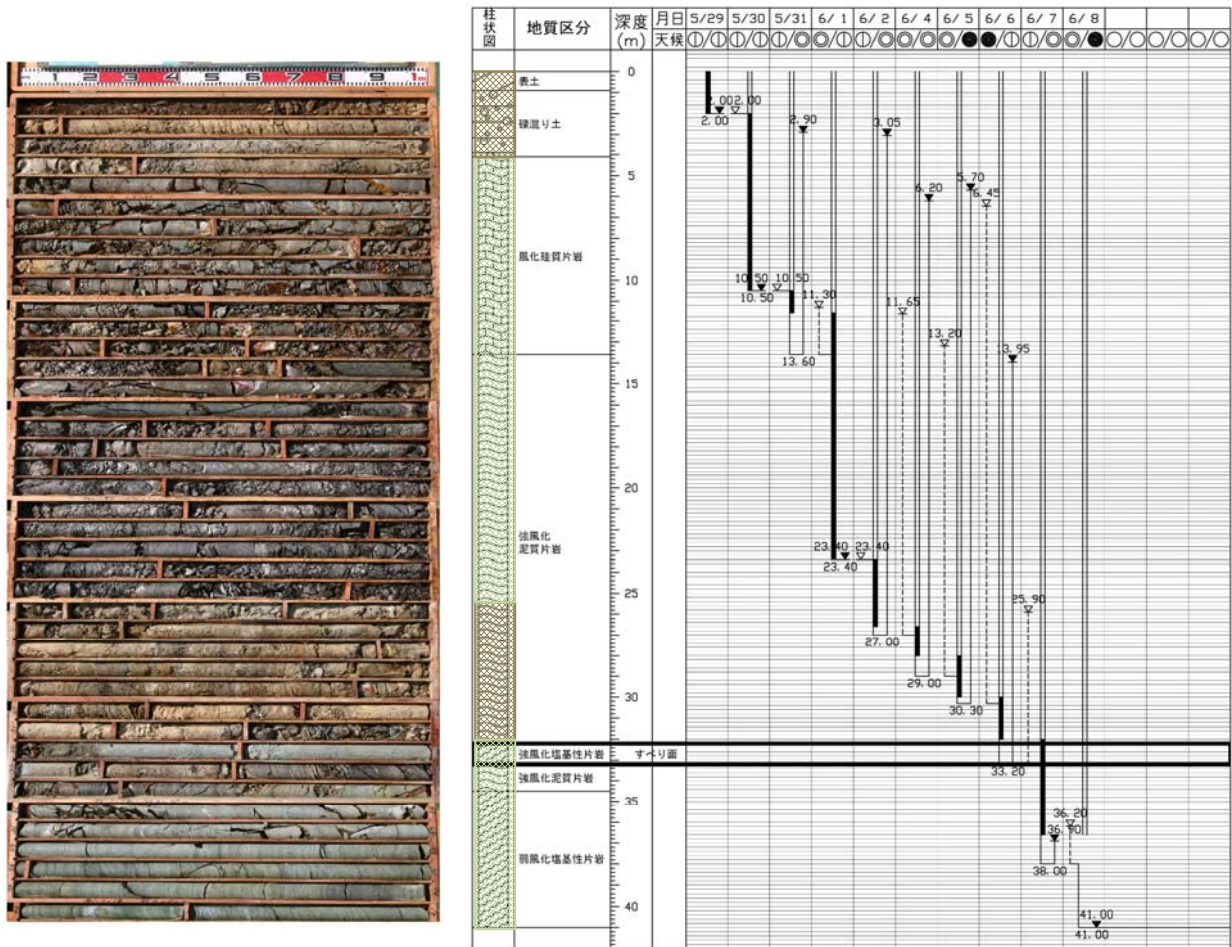
前項で示した様にすべり面近傍には、帯水層（有圧水層）が認められ、この帯水層を特定することがすべり面決定において有効であることがわかった。ただし、地下水検層を行う場合には、無作為に実施しても有益な情報を得られることは少ない。このため、ボーリングコアや試錐日報などの限られた情報のもとに実施する必要がある。特に、破碎帯地すべりはすべり面を貫くと地下水がすべり面以深に形成されることが多い。そのため、様々な工夫によって帯水層を捉える必要がある。そこで試錐日報、採取されたコア観察などから計画的に地下水検層を実施した結果を示す。また、水中カメラを用いた地下水流動位置の特定方法について述べる。

(1) グラウト注入方法による地下水検層

図-5.3 にコア写真と試錐日報図を示す。同孔はコアから深度 32.2m~33.2m の 1.0m 区間において地すべり粘土層と考えられる粘土が認められる。また、パイプひずみ計観測は深度 32.5m にひずみが確認されるボーリング孔である。試錐日報図は、すべり面を貫通して孔内水位がすべり面以深に形成される。地下水検層は地下水が存在しない場合、実施できない調査であるために問題となる。これらの地下水形態は、破碎帯地すべり地の様に岩盤に亀裂が生じている場合に多く認められる現象である⁶⁾。

試錐日報図を詳細に見るとすべり面を貫通する直前の 6/2~6/6 までは、孔内水位が高い。すべり面粘土層上位の約 5.0m 区間は地下水の影響によって酸化還元色を呈したと考えられる層が認められ、

地下水の存在が窺える。ただし、すべり面を貫いた直後、孔内水位が低下している。すべり面近傍の帯水層の有無を把握する上で問題となる。そこで、すべり面以深までの漏水区間をグラウト注入によって遮水して、地下水の回復を図って地下水検層を実施した。



▼ : 作業後水位 ▽ : 作業前水位

図-5.3 コア写真および試錐日報図

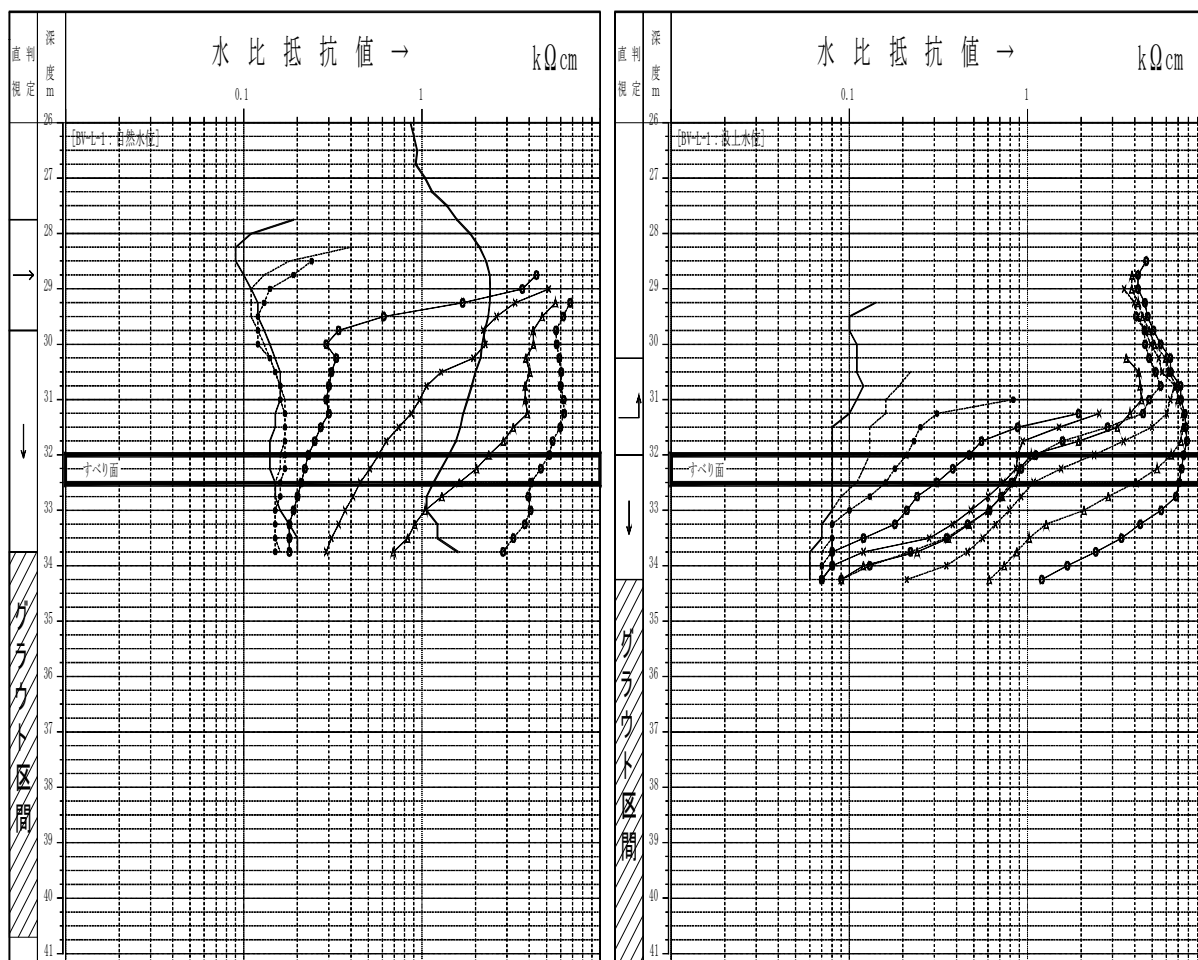
漏水区間の閉塞方法は、以下の手順によって実施した。

- 1) グラウトホースを埋め戻し計画位置まで挿入する
- 2) 流動性の高いセメントミルクを作成し、注入を行う
- 3) 孔内水よりもグラウトホース先端が上位に位置している際には、注入管から注入音が生じる
- 4) 計画位置までセメントミルクの注入が完了すると注入音が聞こえなくなる
- 5) グラウトの深度を把握するため、検尺棒などにより正確な深度を計測する
- 6) 1)~6)までの工程を繰り返し行い、すべり面付近までセメントミルクを注入する

以上の方法によって深度 34.25m~41.0m までのグラウトを行った結果、深度 29.2m まで水位の回復が認められた。水位の条件を整えるため、深度 26.0m まで水の注入を行った状態で自然水位法を実施した (図-5.4 (a))。注入した水は、深度 30.0m 程度まで水位が低下している。同時に、孔内水位面近傍からグラウト区間上面まで顕著な濃度変化が認められる。汲み上げ検層においては、すべ

り面周辺に極めて多量の地下水があることを確認することができる (図-5.4 (b)).

地下水検層にはボーリング掘削中に実施するステップ検層という手法がある。しかし、一旦水位がすべり面下部に落ち込んだ場合には、地下水検層の実施が困難となるため、グラウトによって再度地下水検層を実施することも重要であることがわかる。もちろん、グラウトは保孔管に設けられている有孔部からセメントミルクを流出させ、漏水区間を閉塞する必要がある。このため、セメントミルクの注入には時間を要する。ただし、グラウトによって一旦水位が回復すれば、帯水層の把握ができる環境を整え、すべり面近傍に賦存する地下水帯を捉えることができ、すべり面判定の一助とすることができる。これらを計画する際には図-5.3 に示した様に、誌錐日報図やコア写真の色調変化箇所、後述する水中カメラを用いて計画的に地下水検層を実施することが望ましい。特に、試錐日報解析は、ケーシングが孔壁を止水していると仮定して行われるが、軟弱層などで孔壁の崩壊等が生じている可能性があり、止水の状態は様々と考えられる。よって、コアから推定されるすべり面深度や試錐日報水位の相対的变化などに着目するなどの検討が重要と考える。



(a) 自然水位法 (b) 汲み上げ法

図-5.4 地下水検層結果図

(2) 水中カメラを用いた地下水位置の特定

一般的にボーリング調査を行った際は、パイプひずみ計や孔内傾斜計のガイドパイプなどの保孔管を設置する。保孔管は地下水観測や地下水検層を目的として有孔管を設置することが多く、パイプひずみ計の変動深度と孔内水位などの関連性について検討される。しかしながら、ボーリング孔が長尺となると孔曲がりが生じるとともに、孔壁充填不足などから座屈などが生じることがあるため、地すべり移動と考えられる一時的な変動を示すことがある⁷⁾。このため、すべり面測桿観測や自在測桿などを挿入して、観測値を補完するための観測を行われることがある。この様に、すべり面特定のためには様々な補完する観測をもとに総合的にすべり面を決定する必要がある。しかし、すべり面測桿観測や自在測桿などは、孔曲がりの状況などを直接観察することはできない。そこで、孔内の状況を水中カメラで直接観察して孔曲がりの状況を確認した。

表-5.1に水中カメラの主な使用機械を示す。同機械は水深0～10m対応(2気圧)であるため、水中といっても孔内水位が高い箇所には利用できない。ただし、φ30mm×50mm小型カメラで多機能な機能を有している。また、LED照明を搭載しているため、孔内などの暗部においても鮮明に画像を取得できる。

表-5.1 水中カメラの主な使用機械

| 使用器械 | 型番 | 特徴 |
|-----------------|--------------------|-----------------------------|
| 液晶モニタ付きポータブルDVR | 株式会社ボーダレス RYK9118 | 2.4インチ液晶モニタ搭載 |
| 水中カメラ | 塚本無線 WTW-WA2B シリーズ | 41万画素 SONY SUPER HAD CCD 搭載 |



図-5.5 使用機械

図-5.7 から図-5.9 に VP40 の保孔管を水中カメラで観測した結果を示す。保孔管は図-5.6 に示すような仕様で、φ5mm 程度の有孔部が約 10cm 程度の間隔で一定に配列された管を埋設している。水中カメラによって正常な孔内の状況を撮影した写真を図-5.7 に示す。有孔部が白色を示し、有孔部の配列状態がわかる。一方、図-5.8 に示した写真は孔が曲がった状況の写真である。写真中央部で光が反射し、白色を呈している。光の反射状態から図-5.7 と孔内の状況が明らかに異なっている。また、孔曲がりの上部約 1.0m に地下水の供給が認められる。更に、図-5.9 の様に有孔部に水が流下した痕跡も認められる。すべり面近傍の帯水層の存在が窺え、地すべり活動によって孔が曲がったと考えられる。

水中カメラによって得られた事項は、孔曲がりの状況に加えて湧水位置の特定である。これまで得られなかった孔内の情報を直接観察することによって、孔曲がりの特定のみならず帯水層位置の特定などのデータを取得ができた。四国日本外帯地すべりは、地盤が脆弱であり、破碎部が無数に存在するためボーリング掘削時の漏水が顕著である。水中カメラは、地下水排除工の機能性把握などに利用されているが⁸⁾、今後は試錐日報や地下水検層などの地下水調査、孔曲がり状況確認などの調査としての応用できると考える。

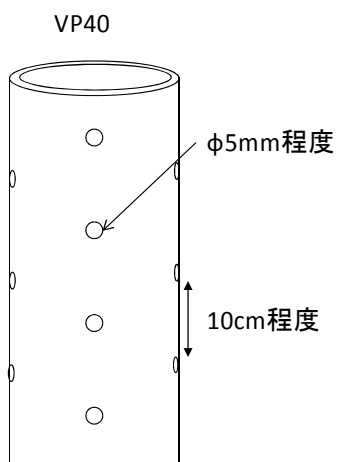


図-5.6 保孔管仕様の例



図-5.7 正常な保孔管内状況

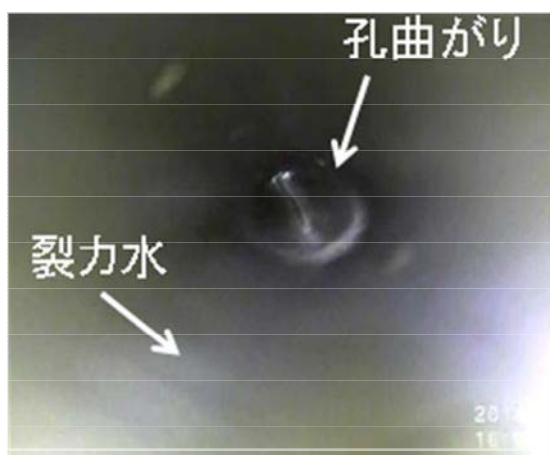


図-5.8 すべり面近傍保孔管状況

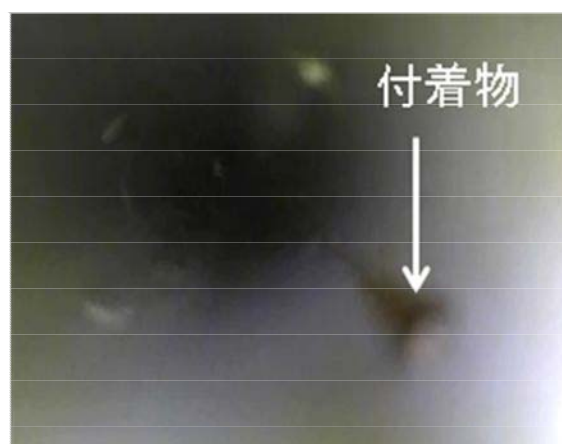


図-5.9 すべり面上面保孔管状況

5.3 地すべり地の地下水形態

斜面の不安定化は、降雨や融雪水などの影響による地下水上昇によって生じることが知られている。このため地すべり調査では、降雨などの気象調査、地すべり地の地下水、地すべりの移動量を把握するため各種観測が実施される。これらの結果を検討して斜面の安定性を安全率によって数値評価する。しかし、我々が知りうることのできる安全率は地すべりが生じる臨界値、つまり安全率でいえば1.00の状態のみである。この際の地下水の状態を臨界水位と呼び、安定度を評価する上での基礎となるため、臨界状態を評価する必要がある。

一方で、パイプひずみ計などの動態観測はすべり面深度を決定するための目的で利用されることは多いが、地下水、地すべり、降雨、地すべり全体の安定度を体系的に整理されることは少ない。

表-5.2は地すべりの挙動を監視観測するための調査種である。一般的に地下水観測は半自動記録装置が早くから実務において導入されている。しかし、挙動監視のための観測は地下水観測に較べて、大容量の記録が必要となるため、記録インターバルが異なることが多い。つまり、記録間隔の違いによって降雨と地下水、地すべり活動を体系的に評価するまでの利用には至っていなかった。

そこで本節では、記録インターバルを同一に設定した状態で動態観測と水位観測専用孔で観測した地下水位を用いて、地すべりの活動と地下水の関係について検討を行う。なお、検討に際しては、地すべりの水位観測、動態観測、降雨量観測などが整備されている檜尾地すべりを対象として検討を行った。

表-5.2 地すべりの移動特性評価についての調査種⁹（一部加筆）

| 対象 | 計測機器 | 記録間隔 | 設置箇所 | 計測対象 | 設置方法 |
|-----------|----------------|-----------|------------|---------------|-----------------|
| 地すべり挙動の観測 | 地盤傾斜計（手測り） | 週1回～月1回程度 | 地表面 | 地盤傾斜変動量 | 地表に設置 |
| | 地盤傾斜計（設置型） | 週1回～月1回程度 | 孔内 | すべり面の位置とその移動量 | すべり面を挟んで多数設置 |
| | 地盤傾斜計（挿入型） | 1時間程度 | 孔内 | すべり面の位置とその移動量 | ガイドパイプを地中に挿入し計測 |
| | パイプひずみ計（手ばかり） | 週1回～月1回程度 | 孔内 | すべり面の位置 | すべり面を挟んで多数設置 |
| | 地表伸縮計（半自動） | 1時間程度 | 地表面 | 地盤伸縮変動量 | 地表クラックを挟んで設置 |
| | 地中伸縮計（手測り） | 1週間程度 | 孔内 | すべり面の移動量 | すべり面を挟んで1基設置 |
| | 多段式多層移動量計（手測り） | 週1回～月1回程度 | 孔内 地表まで | すべり面の位置と多数設置 | すべり面を挟んで多数設置 |
| | 光波測距儀 | 週1回～月1回程度 | 地表面 | 地表における移動量 | 不動杭と地すべり地の杭間距離 |
| | ぬき板観測 | 週1回～月1回程度 | 地表面 | 地盤伸縮変動量 | 地表のクラックを挟んで板を設置 |

(1) 実効雨量と地すべり移動特性

一般的に土砂災害は、現在の雨量だけでなく過去に降った雨の影響を受ける。この影響度は、現在の降雨との時間差が大きくなるほど減少するものと考えられ、実効雨量は過去に降った雨量の影響を時間とともに減少させて計算した雨量である。実効雨量は、海野ほか（2008）¹⁰⁾にも報告されている様に一般的に利用されることがある手法である。

榎田ら（1992）¹¹⁾はパイプひずみ計観測値と実効雨量から地すべりの移動特性について検討し、臨界水位の推定を試みており、降雨と地すべり活動を評価する上で有効な手法と考える。また、実効雨量と降雨についても検討することによって、地すべりの活動形態を評価することができると思う。

実効雨量は下式を用いて検討する。

$$E_0 = \alpha \cdot R_0 + \alpha^2 \cdot R_1 + \dots + \alpha^{n+1} \cdot R_n$$

ここに、 R_0 ：当日雨量， R_n ： n 日前の日雨量

α ：1日単位の減少係数（ $0 < \alpha < 1$ ）

減少係数 α は1日および1時間毎の雨の効果の減少度合いを示すものである。雨の効果期間を明らかにする表現として、雨の影響度合いが半分(0.5)になる期間、半減期 M で表現する方法がある。半減期 M と減少係数 α の関係は以下の通りである。

$$M = \log 0.5 / \log \alpha \quad \text{または} \quad \alpha = (0.5)^{1/M}$$

ここに、半減期 M の単位時間は α と同じ単位時間である。

実効雨量を算定するためには、半減期の推定が必要であるため、半減期を試行錯誤的に変化させ、各半減期の実効雨量と地すべり移動量との相関性について整理した。結果を図-5.12に示す。なお、移動量は当地区で実施しているパイプひずみ計観測で、降雨に敏感に反応を示す4孔を抽出して解析を行った。各孔、最適な相関性を示す半減期は幾分異なるが、3～5日程度で相関性が最も高い傾向がある。3～5日間の先行雨量に影響されて地すべりが活動すると考える。本論では半減期5日を採用値として以下の検討を行う。

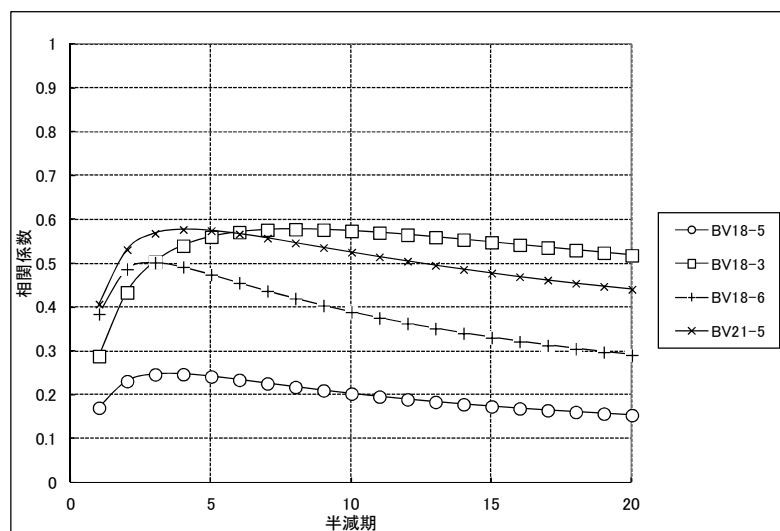


図-5.12 最適半減期算出根拠図

図-5.13 に半減期 5 日を用いて実効雨量を算出した結果とひずみ変動量の関係図を示す。各孔，実効雨量 200mm 程度で累乗的にひずみ変動を生じている傾向があり，地すべり活動の臨界値は実効雨量 200mm と判断される。ただし，実効雨量 200mm 以上で変動が確認されない場合も認められ，降雨イベントによって臨界値が一定しているわけではない。地すべりの臨界値を適切に推定することが難しく，一時期のみで臨界状態を推定することが困難であることがわかる。また，BV18-5 号孔のように実効雨量 200mm 以上で変動を示すが， $200 \mu s$ 程度であるため，必ずしも動態観測からすべり面を決定できる変位量ではない。

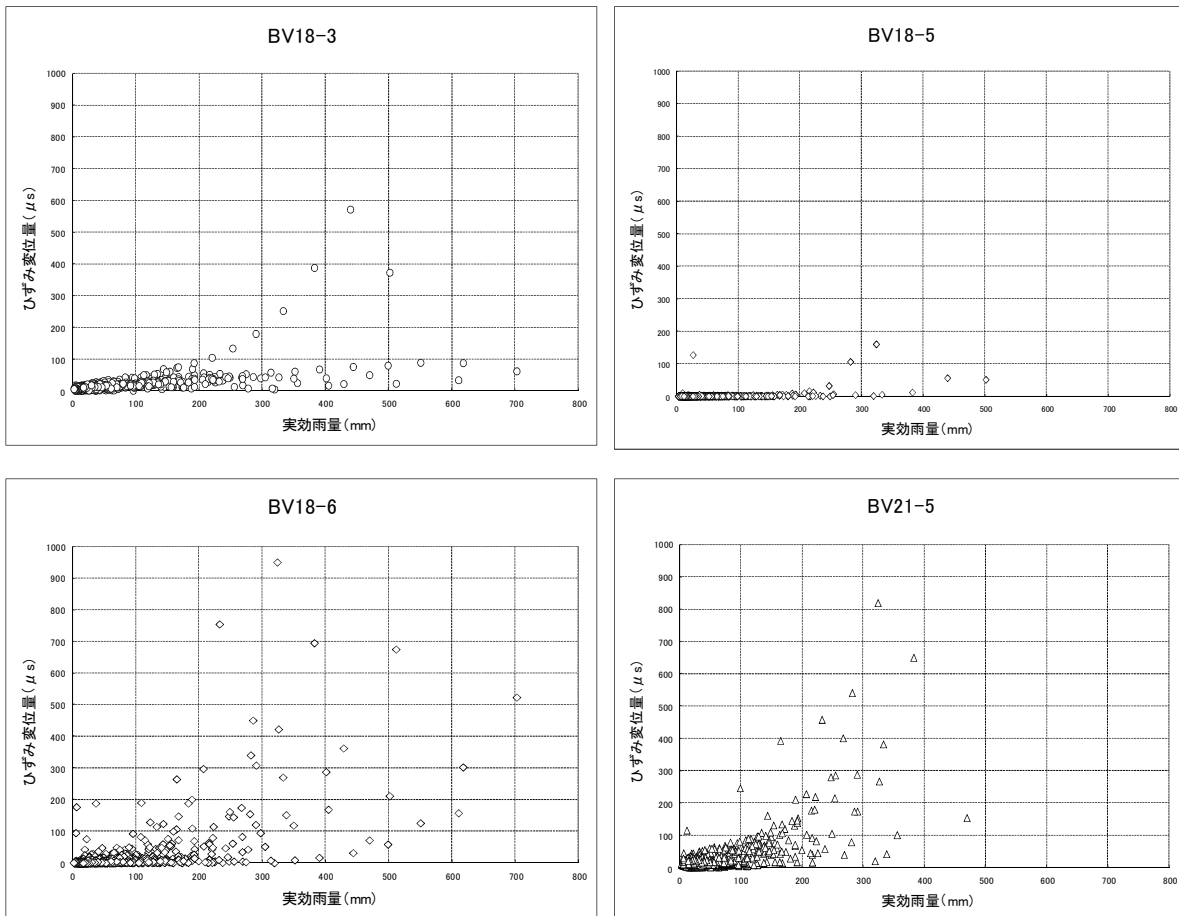


図-5.13 ひずみ変動—実効雨量関係図

(2) 臨界水位

前節で述べた実効雨量をもとに，当該地で観測を行っている 11 孔の水位観測結果（すべり面からの水頭高さ）と実効雨量（5 日半減期）を整理した結果を図-5.14 に示す。各孔の間隙水圧の変化は実効雨量に対して，ほぼ 1 次曲線で評価される。

各孔概ね同勾配で評価されているが，BV18-6 号孔や BV21-4 号孔は実効雨量に対して間隙水圧の変化が過敏であり，豪雨時に地すべりの不安定化要因となっている。また，BV18-5 号孔では約 20m 程度の間隙水圧として地すべりに作用していることがわかる。

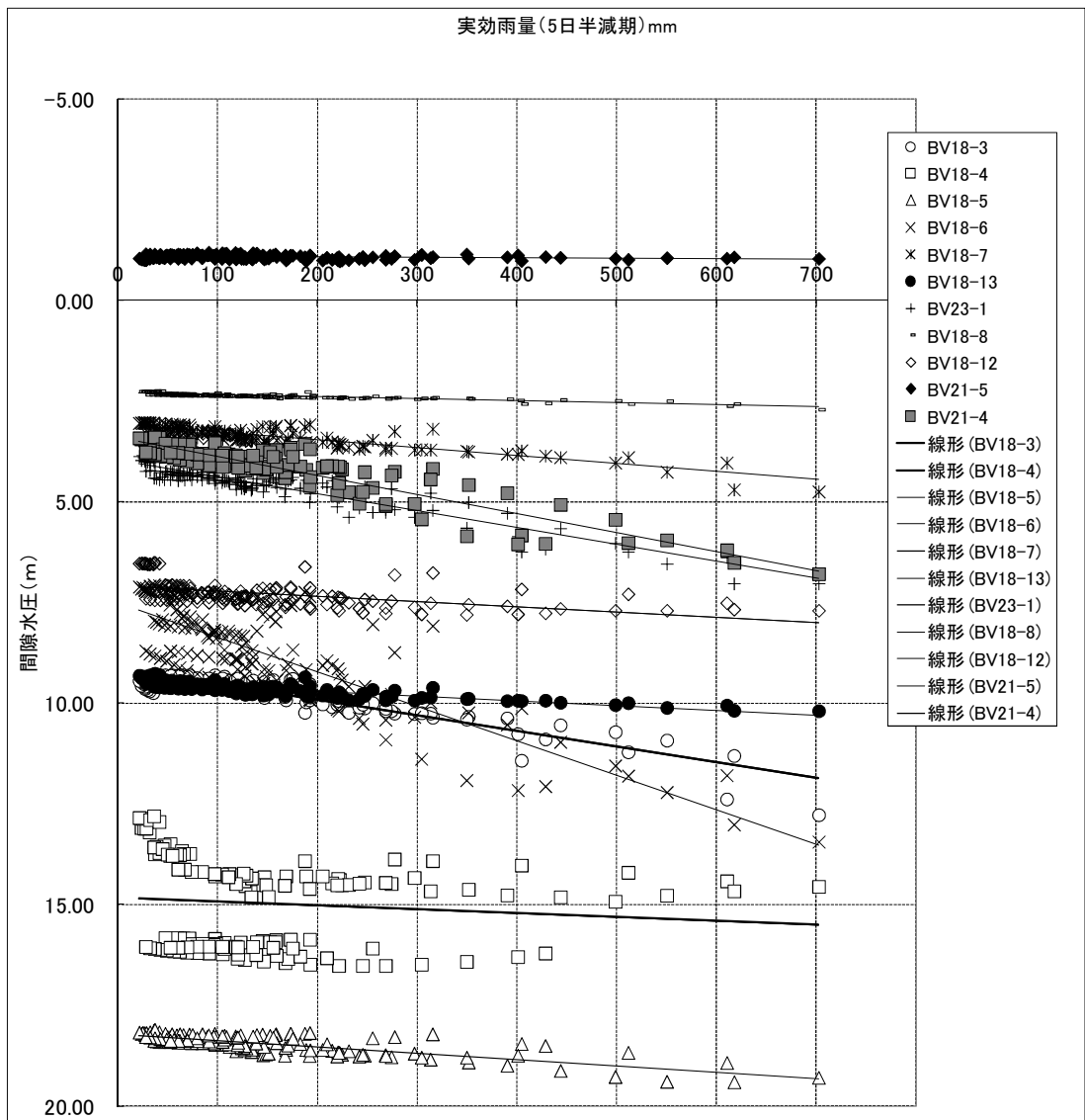


図-5.14 間隙水圧—実効雨量関係図

5.4 結 語

第5章においては、すべり面に作用している間隙水圧とすべり面に作用する帯水層、臨界水位の推定方法について述べた。以下に本章で得られた結果について述べる。

- (1) すべり面に作用する帯水層はすべり面粘土より上面に形成されることが多く、すべり面周辺のせん断帯、つまり無数の亀裂帯を介して供給されるものと考えられる。すべり面の決定精度を向上させるためには、試錐日報や水中カメラ、地下水検層から帯水層位置を特定することが望ましい。帯水層の位置を特定するためには、試錐日報の作業水位の相対変化やコアの酸化還元色の位置、コアから抽出された想定すべり面との位置を検討する必要がある。孔内水位がすべり面以下の場合、水中カメラで有孔部からの落下水位位置を特定することも有効であり、その後、漏水個所をセメントミルクなどで遮水することによって地下水検層を実施することも必要である。

- (2) 実効雨量から地下水位とすべり面近傍のひずみ計変位量の関係について検討した結果、降雨イベントによって、ひずみ変位量が異なる。場合によっては、 $200\ \mu\text{s}$ 程度の変位量であり、一時的な変動を示した。すべり面判定は、やはりボーリングコア観察や地下水検層など総合的な評価を行う必要がある。
- (3) 三波川変成帯地すべりで生じるひずみ変位は、降雨によって様々であるため、一時期の変位形態から地すべり全体の臨界値を推定することが難しい。そのため、実効雨量や地下水、変位量をもとに統計的に臨界値を推定することが必要と考える。

第6章 結論と考察

6.1 結論

本研究は、四国西南日本外帯の地すべりを対象に良質なボーリングコアから観察されたすべり面の特徴を取りまとめ、より客観的にすべり面を決定するためボーリングコアに対する各種計測・試験結果から、特定できる手法を提供することを目的として行ったものである。本研究で得られた主な知見と、ボーリング調査からすべり面を決定するための手法について表-6.1に整理した。ボーリング調査からコア観察、試験、計測の一連の作業をもとに検討し、得られるコア観察結果、計測データおよび地下水調査の結果から総合的に判定すれば、すべり面の位置を正確に推定することが可能となる。

以下に、各章・各節で論述した内容および得られた主な成果を取りまとめて結論とするとともに、若干の考察を加える。

第2章においては、四国西南日本外帯地すべりのすべり面性状が地質帯によって異なることがわかった。三波川変成帯以外の地すべり地においては、すべり面がシート状の薄層粘土が介在していることがあり、これらの薄層粘土に明瞭なせん断面が確認されることがあった。せん断面は僅かなせん断力でせん断が生じ、鏡肌状のせん断面が認められるケースが多い。三波川変成帯地すべり地のすべり面は数 cm～数十 cm 程度の粘土層であり、せん断面は判然としないことが特徴として挙げられた。すべり面の共通した地盤性状としては、すべり面上面の無数の亀裂から地下水の供給が認められ、色調が周辺部と異なること、礫が円磨化されていることが挙げられる。

第3章では、ボーリングコアの破碎性状を風化度合に応じて4つ(W1～W4)のレベルに分類して評価した。三波川帯変成帯の塩基性片岩と泥質片岩は、最も風化度合が大きいW1と分類される割合が10%～20%であり、御荷鉾緑色岩類および秩父累帯を対象とした場合も10%程度であることが多い。四万十帯においては、W1の割合が18%～30%と多かった。御荷鉾緑色岩類、秩父累帯および四万十帯においては、W1と分類されるコアの中にすべり面となる薄層粘土が含まれるケースがある。この場合はコア観察のみによりすべり面を決定するための有力情報を得ることができる。さらに、コアの薄片をより詳細に観察すると、せん断帯に特徴的な面構造を捉えることがある。

第4章においては、より客観的にすべり面を決定するために、三波川変成帯と秩父累帯の地すべりを対象に採取されたボーリングコアに対し、エコーチップ反発度試験、単位体積重量測定、帯磁率・色彩値計測、詳細なコア観察などを行った。樫尾地区、阿津江地区の地すべりで採取された定方位サンプリングコアから、各種不連続面(節理、片理、亀裂、断層など)の分布特徴を深度毎に明らかにした。

樫尾地区では、エコーチップ反発度、レキ・岩塊占有率および単位体積重量はすべり面を境に明瞭な変化が認められ、不連続面の分布性状もすべり面の上下で明確に異なることが分かった。一方、帯磁率と色彩はすべり面の近辺で明確な違いが見られなかった。阿津江地区については、エコーチップ反発度、レキ・岩塊占有率、色彩および単位体積重量はすべり面付近でそれぞれ明瞭な変化が認められたが、帯磁率と不連続面の分布性状の変化は見られなかった。なお、以上の二つの地区で測定したボーリングコアが同一の地質にあるため、すべり面付近の帯磁率に変化が見られなかったが、地質が異なる富士の池地区と倉羅地区では帯磁率に明瞭な変化が確認された。以上のようにすべり面の判定に使用できる計測値は地質によって異なるが、それら各種計測結果を総合的に評価することによって、

表-6.1 すべり面抽出についての一覧表

| 工程 | 作業 | 分類 | 説明 |
|----|------------|-----------|---|
| 1 | ボーリング調査 | 掘削計画 | <ul style="list-style-type: none"> 掘削深度の予測は掘削計画を立案する際に重要であり、コア採取精度にもつながる。このため、ボーリング作業前にオペレータに対象地すべり地中内の情報を伝える必要がある。たとえば、既存のボーリング写真や対象地の地質情報などがある。 ボーリング掘削時には足場の振れや変形、掘削運動の一定化、スライム除去の工夫などの総合システム管理を行う必要がある。 |
| | | 掘削水 | <ul style="list-style-type: none"> 作業前後の地下水測定とケーシング位置の記録を行い、流動特性について検討する。すべり面には被圧水が作用しているため、すべり面決定の一助となることがある。 漏水深度や湧水深度などの地下水異常深度も同時に重要であり、記録することが望ましい。 |
| | | 掘削異常 | <ul style="list-style-type: none"> 軟弱部や異常湧水深度付近では孔壁の崩壊が生じやすいため、掘削異常が生じやすい。すべり面などの弱面や風化が進行しやすい深度の可能性があるので、掘削異常深度を記録することが望ましい。 |
| 2 | ボーリングコアの処理 | 時期 | <ul style="list-style-type: none"> ボーリングコアは乾燥すると硬軟の判定が困難となる。すべり面を特定するためには極力早い時期に観察を行う必要がある。 |
| | | クリーニング | <ul style="list-style-type: none"> 二重管サンプラーなどを用いて掘削を行うとコア表面には掘削に伴う粘土、つまりマッドケーキが付着していることが多い。コア観察時には水の噴霧やブラシなどによって表面の粘土を除去した状態での観測が必要である。 また、噴霧の際は、実地盤の細粒分を流さない様に水量等に注意する。 |
| 3 | 概観観察と層界区分 | 地質区分 | <ul style="list-style-type: none"> 色調などから地質が異なる区間を区分する。 |
| | | 風化区分 | <ul style="list-style-type: none"> 細粒分の割合や礫含有量など、破碎度合いが異なる箇所を区分する。 |
| | | 色調変化部の抽出 | <ul style="list-style-type: none"> すべり面近傍は酸化や還元によって色調が異なる可能性が高いため、色調変化箇所を抽出する。 |
| | | 混入物の有無 | <ul style="list-style-type: none"> コア表面を観察してコンクリート片や木片などの異物混入の有無を確認する。 コア内部にも混入物が介在している場合があるため、入念に観察する必要がある。 混入物が認められた際は、深度や混入物の性状、どのような物質かを記録する。混入物によっては、樹木鑑定や年代測定などの分析を行うと地すべり履歴の基礎資料となることがある。 |
| 4 | すべり面候補の決定 | 粘土層と層界 | <ul style="list-style-type: none"> 工程3において区分した層界や風化区間からすべり面候補を抽出する。 粘土層は工程5の地質ごとのすべり面性状を考慮してすべり面候補を絞り込む。 |
| 5 | すべり面の絞り込み | 三波川帯変成岩 | <ul style="list-style-type: none"> すべり面粘土は適度な力を加えても変形しないほど締まった粘土である。 すべり面粘土および周辺部は色調が異なることが多い。 粘土層は主として数十 cm 程度の層厚を呈することが多く、石英粒子が介在する。 抽出した粘土層がコア全周に認められ連続する。 礫が円磨されている場合がある。 |
| | | 御鋒帯緑色岩類 | <ul style="list-style-type: none"> 数 cm 程度の厚さの場合によって数 m 程度、粘土層が形成されることがある。 コア表面に筋状のせん構造が認められ、すべり面の場合はコアにせん断力を加えると明瞭なせん断面が認められることがある。 |
| | | 秩父累帯、四万十帯 | <ul style="list-style-type: none"> コア表面に筋状のせん構造が認められ、僅かにせん断力を加えると明瞭なせん断面が出現することがある。 せん断面近傍に礫が円磨されている場合がある。 すべり面粘土は数 cm～数十 cm 程度の粘土層を形成することが多い。 |
| 6 | 補完データ | 帯水層位置の把握 | <ul style="list-style-type: none"> 水中カメラによる湧水箇所の特定やグラウトによる地下水検層、ステップ検層などを用いてすべり面近傍の帯水層位置の特定を行う。 |
| | | 不連続面性状 | <ul style="list-style-type: none"> 移動層と不動層で不連続面性状が異なることがある。このため、ボアホールカメラなどから得られる不連続面性状を深度ごとに整理する。 秩父累帯や四万十帯などでは、すべり面が明瞭に認められることがある。三波川変成帯は、不連続面が判然としないことが多い。 |
| | | 他の手法 | <ul style="list-style-type: none"> 帯磁率や色彩値、エコーチップ反発度試験などによって、コア観察では評価できない定量的な評価を行う。 目視では確認できないせん断面の有無を薄片観察によって明らかにする。 |
| 7 | すべり面深度の決定 | 図面検討 | <ul style="list-style-type: none"> 各ボーリング孔で想定したすべり面深度をもとに断面形状や平面図で検討する。 |

すべり面の深さをほぼ決定できる。

第5章においては、すべり面に賦存する地下水位置の調査方法について述べた。

すべり面に作用する帯水層は、すべり面粘土より上面に形成されることが多く、すべり面周辺のせん断帯、つまり無数の亀裂帯を介して供給される。供給される地下水の位置を特定することでできれば、すべり面の位置が分かることが多い。地下水の位置を正確に特定するためには、試錐日報水位の相対変化の観察や、水中カメラによる孔内観察によって、すべり面近傍で地下水が流入している状況を直接確認することが有効であることが分かった。

6.2 今後の課題

すべり面判定は、ボーリングコア観察や各種計測データだけでなく、現地踏査や地形解析などの調査結果から総合的に検討することが必要である。その理由は、すべり面の見られる範囲が限定されるためである。

すべり面形状を把握するためには、これらの限定された情報から地すべり規模を把握する必要がある。特に、今後は二次元安定解析から厳密な三次元安定解析への発展が期待されることから、すべり面も三次元的に捉えることが必要である。ボーリング調査はあくまで点の情報であり、すべり面形状を把握する上で限界がある。このため、弾性波探査などの物理探査からボーリング調査を補完することも重要である。また、近年利用されている航空レーザー測量技術も発達しており、高密度かつ高精度の地表面の測量が可能となり、信頼性の高い詳細な等高線図や地形イメージ図が作成されるようになった。これに伴い、細部にわたる地形情報により、地すべり判読の精度が向上している、例えば、笠井ほか（2008）¹⁾などは、斜面勾配と固有値比、現地踏査から地すべりの発達段階や活動状況を示している。また、木村ほか（2014）²⁾は2時期の航空レーザー測量の標高差分値や空中写真の解析等から地すべり土塊の運動形態と移動量を解析した。これらの手法は地すべりの規模を定量的に評価する方法であり、地すべりの発達史などを検討する上でも有効な手法となっている。

今後は、ボーリング調査からすべり面を特定する技術に加えて、航空レーザー測量、物理探査などの技術から多角的に地すべりの機構を解明していくことが重要と考える。特に、ボーリングコアからのすべり面判定は、個人差のない判定方法なども重要となる。このため、第4章で示した各種計測のデータの蓄積と点数制などによる総合判定が重要と考える。加えて、第5章で示したすべり面と地下水の関係などの地下水に関する調査手法の開発が望まれる。

参考文献

第1章

- 1) 小出博（1955）：日本の地すべりーその予知と対策ー，東洋新聞社，東京，p.259
- 2) 横山俊治（2003）：小出（1955）の破碎帯地すべりと三波川帯の斜面変動，日本応用地質学会中四国支部 平成15年度研究発表会発表論文集，pp. 87-92
- 3) 千木良雅弘（1995）：風化と崩壊ー第3世代の応用地質ー，pp.51-88
- 4) 上野将司（1997）：地形地質調査による地すべりの予知，土と基礎，Vol.45, No.6, pp.5-8.
- 5) 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，Vol.41, No.5, pp.267-278.
- 6) 黒田和男，安藤武，岡重文（1963）：四国外帯にみられる地すべり群の特性について，地質学雑誌，Vol.69（814），p.344.
- 7) 山崎孝成（2007）：現場で役立つ地すべり工学 第12回 「5. 応急調査・応急対策工の計画」，日本地すべり学会誌，Vol.44, No.1, pp.58-64.
- 8) 鴨井幸彦（2007）：すべり面判定における標準貫入試験の効用ー新潟県における地すべりを例としてー，日本地すべり学会誌，Vol.44, No.1, pp.50-56.
- 9) 小野征一，矢野一人，田中良昌，吉峰慎一（2008）：西南日本外帯の地すべりにおけるコア診断事例とコア診断のポイント，日本地すべり学会誌，Vol.45, No.4, pp.45-52.
- 10) 木下篤彦，田上弘樹，山村充，柴崎達也，古谷綱崇，宮本卓也（2013）：四国結晶片岩地すべりの高品質コアを用いたすべり面の特性評価，日本地すべり学会誌，Vol.50, No.4, pp.1-9.
- 11) 申潤植（1996）：新版 地すべり工学ー最新のトピックスーpp.140-161
- 12) 上野将司（2001）：地すべり形状と規模を規制する地形/地質概要の検討，日本地すべり学会誌，Vol.38, No.2, pp.1-10.
- 13) 藤田寿夫，板垣治（1976）：地すべり実態統計（その2），土木研究所資料，pp.8-42.
- 14) 藤田寿夫，板垣治（1977）：地すべり実態統計（その3），土木研究所資料，pp.10-21.
- 15) 丸山清輝（1996）：地すべり地におけるすべり面形状の推定に関する検討，日本地すべり学会誌，Vol.33, No.1, pp.35-43.
- 16) 吉松弘之，黒川邦夫（1997）：GAを用いたファジィ推論方法によるすべり面深度の予測，日本地すべり学会誌，Vol.33, No.4, pp.8-13.

- 17) 菊山浩喜, 吉田克美, 榊原幸希, 綱木亮介 (1998), ボーリングコアの色・含水比の定量的測定による地すべり面判定の試み. 土木技術資料, Vol.40, No.9, 62-67
- 18) 磯山陽子, 木村隆行, 丹生谷太, 玉井克明, 酒井俊典 (2008) : コアの色彩・鉱物・化学的特徴を利用した地すべり評価—四国御荷鉢 田狼地すべりの例—, 日本地すべり学会誌, Vol.45, No.4, pp.61-67.
- 19) 柴崎達也, 青木穂高, 橋本英俊, 横山修 (2007) : 結晶片岩地すべりにおける砂粒子形状に着目したすべり面判定手法, 日本応用地質学会研究発表講演論文集, pp.167-168.
- 20) 山崎勉・山崎孝成・橋本純 (2001) : 地すべりにおける BHTV の活用, 日本地すべり学会誌 Vol.38, No.1, pp.14-19.

第2章

- 1) 須鎗和巳, 岩崎正夫, 鈴木堯士等 (1991) : 日本の地質8「四国地方」, 共立出版.
- 2) 西山賢一, 塩田次男, 岩井良平, 寺戸恒夫 (2004) : 美郷村に分布する三波川変成岩の地質学的特徴と地すべり地形, 阿波学会紀要, 第50号阿波学会, pp.1-9.
- 3) 地すべり学会 (1985) : 徳島の地すべり—1985—, pp.62-68
- 4) 地すべり学会 (1985) : 徳島の地すべり—1985—, pp.12-27
- 5) 山崎孝成 (2000) : 再活動型地すべりにおけるせん断帯の構造と土質特性に関する研究—高純度粘土鉱物リングせん断試験との対比—, p.3
- 6) 西山賢一ほか (2005) : 2004年台風10号に伴う豪雨で発生した木沢村の斜面災害と地すべり地形, 阿波学会紀要, 第51号阿波学会, pp.1-8
- 7) 千木良雅弘 (2012) : 深層崩壊の実態, 予測, 対応, 京都大学, 防災研究所
- 8) 寺戸恒夫 (1986) : 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性, 地質学論文集, No.28, 221-232
- 9) 徳島気象台ホームページ
- 10) Riedel, W. (1929B) : Zentbl. Miner. Petrol. Geol. Bull., pp.354-368
- 11) Tchalenko, J. S. (1970) : Geol. Soc. Amer., Bull., 81, pp.1625-1640.
- 12) 紀平潔秀 (1989) : すべり面の構造についての事例研究, 日本地すべり学会誌, 地すべり, Vol.26, No.2, pp.9-16
- 13) 山崎孝成 (2000) : 再活動型地すべりにおけるせん断帯の構造と土質特性に関する研究—高純度粘土鉱物リングせん断試験との対比, 佐賀大学学位論文, pp.36-42

- 14) 山田正雄, 眞弓孝之, 杉崎忠義, 山中茂 (2002) : 三波川変成帯に属する泥質片岩内に形成されたすべり面, 日本地すべり学会, Vol.39,No.2,pp.90-91
- 15) 眞弓孝之 (2004) : すべり面せん断試験機の開発とその適用によるすべり面せん断抵抗角の評価,佐賀大学学位論文 pp.38-40
- 16) 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, 日本地すべり学会誌, Vol.40,No.4,pp.35-43
- 17) 長谷川陽一, 柴崎達也, 眞弓孝之, 山崎孝成 (2011) : 第 50 回日本地すべり学会研究発表会講演集, 日本地すべり学会誌, p.214.
- 18) Goldich, S.S.(1938):A study in rock weathering,Journal of Geology,46,pp.17-58
- 19) 社団法人 日本道路協会 道路土工一切土工・斜面安定工指針(平成 21 年度版), pp.400
- 20) Krumbein, W. C. (1941):Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles,J.Sed.petrology,11,pp.64-72
- 21) 柴崎達也, 青木穂高, 橋本英俊, 横山修 (2007) : 結晶片岩地すべりにおける砂粒子形状に着目したすべり面判定手法, 日本応用地質学会, 平成 19 年度研究発表会講演論文集, pp.167-168
- 22) 吉村優治, 松岡元 (2002) : 粒子形状による粒状体の内部摩擦角の推定法, 土と基礎 50 (5), pp.20-22
- 23) 橋本英俊, 佐藤威臣, 山田正雄, 小島健 (2006) : 阿津江地すべりの地すべり機構, 日本地すべり学会誌, Vol.42, No.6,pp.37-42
- 24) 全国治水砂防協会 (2008) : 地すべり防止技術指針及び解説, pp.56-57.
- 25) 社団法人地盤工学会 (2009) : 地盤材料試験の方法と解説, p.797
- 26) 眞弓孝之, 熊井直也 (1999) : 土質試験結果を利用した地すべり安定解析(事例 1) , 第 38 回地すべり学会研究発表講演集, pp.291~294
- 27) 古谷綱崇, 蔣景彩 (2009) : 結晶片岩地すべりのすべり面粘土の定性的評価と定量的評価について, (社)地盤工学会四国支部技術研究発表会講演概要集, pp.41-42
- 28) Lambe, T.W.& Whitman, R.V. (1969) : Soil Mechanics, John Wiley & Sons, Inc
- 29) 鶴飼敬三 (1987) : 簡易 Janbu 法による斜面の 3 次元安定解析, 日本地すべり学会誌, Vol.24, No.3, pp.8-14
- 30) 社団法人日本地すべり学会 (2006) : 有限要素法による地すべり解析, pp.48
- 31) 高橋治郎 (2006) : 四国の斜面災害史, Bull., Fac. Educ. Ehime Univ., Nat.

Vol.20,No.2 pp11-26

- 32) 井上公夫 (2006) : 建設技術者のための土砂災害の地形判読実例問題 中・上級編, pp.83-88

第3章

- 1) 鈴木幸彦 (2008) : 新 JFB 工法を用いた地すべり地におけるコアサンプリング技術の向上—高知県長者地すべり事例—日本地すべり学会誌, Vol.45,No.4,pp.40-44
- 2) 社団法人全国地質調査業協会連合会編(2003)ボーリングポケットブック第4版, p.266
- 3) 村田誠一, 東邦地下工機 (2012) : 二重管式固定軸サンプリング法について, 第119回日本地質学会学術大会講演集
- 4) 内田勉, 山田政雄, 森正一, 藤井優, 久保田哲也 (2002) : 鳥取県西部地震による落石・岩盤崩壊の発生状況と復旧対策事例, 日本地すべり学会誌, Vol.39,No.1,pp.128-136
- 5) 山崎勉, 山崎孝成, 橋本純 (2001) : 地すべりにおける BHTV の活用, 日本地すべり学会誌 Vol.38,No.1,pp.14-19
- 6) 山崎新太郎・千木良雅弘 (2008) : 泥質片岩の風化メカニズム, および, 風化と地すべりとの関係について : 四国三波川帯の不攪乱ボーリングコアを用いた解析. 地質学雑誌, 114, 3, pp.109-126.
- 7) 山崎新太郎 (2009) : 泥質片岩のすべり層の発生場と発達過程の研究—多元的な構造・組成解析に基づいて—, 京都大学大学院博士論文, p.114.
- 8) 脇坂安彦・上妻陸男・綿谷博之 (2009) : 地すべり土塊を特徴付ける角礫岩. 日本応用地質学会, 平成21年度研究発表会講演論文集, pp.41-42.
- 9) 山崎孝成 (2000) : 再活動型地すべりにおけるせん断帯の構造と土質特性に関する研究—高純度粘土鉱物リングせん断試験との対比—, p.1-3
- 10) 狩野謙一, 村田明広 (1998) : 構造地質学, 朝倉書店, p.114

第4章

- 1) 武田神二, 小宮国森, 竹内一郎 (2006) : 気泡ボーリングから高品質コア採取システムへ, 土と基礎, Vol.54,No.4,pp.16-18
- 2) 鈴木幸彦・塚田基治, 桧垣大助 (2008) : 新 JFB 工法を用いた地すべり地におけるコアサンプリング技術の向上—高知県長者地すべりの事例—, 日本地すべり学会誌, Vol.45,No.4,pp.40-44

- 3) 脇坂安彦, 上妻睦男, 綿谷博之, 豊口佳之 (2012) : 地すべり移動体を特徴づける破碎岩—四万十帯の地すべりを例として—, 応用地質, vol.52,No.6,pp.231-247
- 4) 木下篤彦, 田上弘樹, 山村充, 柴崎達也, 古谷綱崇, 宮本卓也 (2013) : 四国結晶片岩地すべりの高品質コアを用いたすべり面の特性評価、日本地すべり学会誌, Vol.50,No.4, pp.1-9
- 5) 川崎了, 谷本親伯, 小泉和広, 石川正基 (2002) : エコーチップ硬さ試験機による岩石の力学特性推定の試み, 応用地質, Vol.43, No.4, pp.244-248
- 6) 吉田昌登, 川崎了, 谷本親伯, 舛屋直 (2000) : 第30回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, (社)土木学会, pp.308-312
- 7) Tarling, D.H. and Thellier, O., (1959): The intensity of the earth's magnetic field in the historical and geological past. *Izv. Geophy. Ser.*,pp.1296-1331.
- 8) 中井睦美 (2004) : ジオロジスとのための岩石磁気学. 地学団体研究会, p.178.
- 9) 西山賢一, 木村隆行, 磯野陽子, 井上弦 (2011) : 色彩計を用いた岩石・土壌の色彩測定法, 応用地質, Vol.52, No.2, pp.62-71
- 10) 菊山浩喜, 吉田克美, 柳原幸希, 綱木亮介 (1998) : すべり面判定を目的としたボーリングコアの含水比・色の定量的測定の試み, 地すべり学会第37回研究発表会, pp.297-300
- 11) Tsunataka Furuya ,Jing-Cai Jiang (2015) : Determination of slip surfaces in fracture zone landslides using oriented borehole core samples, *International Journal of GEOMATE*, Vol. 8, No. 1 (Sl. No. 15) , pp.1151-1158
- 12) Tsunataka Furuya, Jing-Cai Jiang (2014) : Observation, measurement and analysis of oriented borehole core for locating slip surfaces in fracture zone landslides in Shikoku, Japan, CD-ROM Proceedings of the Fourth International Conference on Geotechnique, Construction Materials and Environment, pp. 217-224

第5章

- 1) 申潤植 (1995) : 地すべり工学—最新のトピックス—, 山海堂, pp.146-157
- 2) 申潤植 (1989) : 地すべり工学—理論と実践—, 山海堂, pp.70-72
- 3) 農林水産省構造改善局 (1989) : 土地改良事業計画設計基準, p.64
- 4) 山田正雄, 山崎勉, 山崎孝成 (2000) : 地下水流動と地すべり変動の特徴について, 日本地すべり学会誌, Vol.36,No.4,pp.22-31

- 5) 山崎孝成（2000）：再活動型地すべりにおけるせん断帯の構造と土質特性に関する研究－高純度粘土鉱物リングせん断試験との対比，佐賀大学学位論文，pp.42-44
- 6) 古谷綱崇（2000）：破碎帯地すべりにおける応急的地下水観測法についての考察，土木学会四国支部 第14回技術研究発表会講演概要集，pp.204-205
- 7) 上野将司（2002）：孔内傾斜計を主とした地すべり計測結果の検討と地すべりの予知に関する研究，愛媛大学学位論文，pp.11-12
- 8) 独立行政法人土木研究所（2013）：地すべり地における地下水排除ボーリング工の排水性能調査，pp.10-15
- 9) 地すべり対策技術協会（1996）：地すべり観測便覧，p.52
- 10) 海野寿康，中里祐臣，井上敬資，高木圭介（2008）：破碎帯地すべり地区における地下水計測と実効雨量に基づく地下水位の降雨応答特性，地すべり，Vol.45,No.3,pp.219-226
- 11) 榎田充哉ほか（1992）：観測データにもとづく地すべり地の水位変動と移動特性について，第31回地すべり学会研究発表

第6章

- 1) 笠井美青，池田学，藤澤和範，松田昌之，鈴木雄介（2008）：航空レーザー測量データから作成されたDEMの解析に基づく地すべり地形発達プロセス，日本地すべり学会誌，Vol.45,No.2,pp.26-32
- 2) 木村誇，畠田和弘，桂真也，丸山清輝，秋山一弥（2014）：2012年積雪期に発生した国川地すべりの運動特性，日本地すべり学会誌，Vol.51,No.4,pp.12-22

謝 辞

本論文は、筆者の徳島大学大学院博士後期課程在学 6 年間における研究成果を徳島大学工学部 蒋景彩准教授のご指導のもとにまとめたものである。

まず、徳島大学工学部 蒋景彩准教授には、研究の遂行から本論文の作成に至るまで、終始丁寧なご指導、暖かいご鞭撻を賜りました。思えば、学生時代の研究室のころから明るく、適切なお助言をいただきました。本研究を行う上でも、常に内容の確認をしていただき、研究の方向性を示していただきました。研究がうまくいかず焦燥している際でも議論をして、考え方を引き出していただきました。先生の研究に対する取り組みや知識は筆者の模範とするところであります。ここに深く感謝の意を表します。

本論文の作成にあたっては、徳島大学工学部 渦岡 良介教授、長尾 文明教授、中野 晋 教授には、論文の審査をとおして研究内容に関する数々の貴重なご助言とご指導を賜りました。ここに深く感謝いたします。

また、国土防災技術の皆様、四国支店の森支店長、稲葉総括課長、明石参事、松山営業所青木所長、高知営業所宮本所長、井上課長には、四国西南日本外帯地すべり地の調査に携わる機会を与えてもらい、また、様々な機会ごとに的確なご助言や暖かい言葉をいただきました。ここに心からお礼を申し上げます。四国支店の平井課長補佐や神田氏、中西氏、高知営業所の橋本氏、宮崎氏には現場で一緒に作業を行ってもらい、特に平井課長補佐と神田氏には実質的に支えてもらいました。

技術開発センターの眞弓センター長、柴崎課長、技術本部試験研究所の山村課長補佐、長谷川課長補佐には、現場で採取した試料などをもとに様々な試験を行ってもらうとともに、暖かく見守ってもらいました。

そもそも、コアからすべり面を特定する研究に着手したのは、大分営業所小野所長が目を皿の様にしてすべり面を探している姿を見たからと思います。その観察技術や知識の豊富さに憧れ、近づきたいという思いからの様に思います。入社当時はボーリングコアの観察手法さえ、知らない筆者に適切に指導して頂きました。

第 2 章で主に紹介した集水井壁面観察は、工事現場の現場担当者のご理解が頂けなければ、観察できないものであり、四国の地すべり面を理解する上で貴重な経験となりました。作業を中断して筆者の壁面観察の時間を作って頂いたことに感謝します。第 3 章に示したボーリングコアは、各オペレータの様々な技術や経験が集約されたものであり、筆者がこれまでお世話になった方々であります。破碎帯地すべり地内の極めて採取の困難な立地条件にも関わらず、様々な工夫や技術によって、良質なコア採取を行って頂いたことによって、コアの詳細な観察が可能となり、破碎帯地すべり地の地盤性状を理解する上で有力なデータとなりました。第 4 章で示した大半のコア計測は、徳島大学前田氏、松本氏、谷田氏に多くの時間を割いて頂きました。また、コア計測や資料整理を行ってもらいました。また、現場提供くださった四国森林管理局、徳島県農林水産部東部農林水産局の方々に深く感謝の気持ちを申し上げます。最後に、この 6 年間、研究活動を応援してくれていた両親に感謝をします。

平成 27 年 3 月