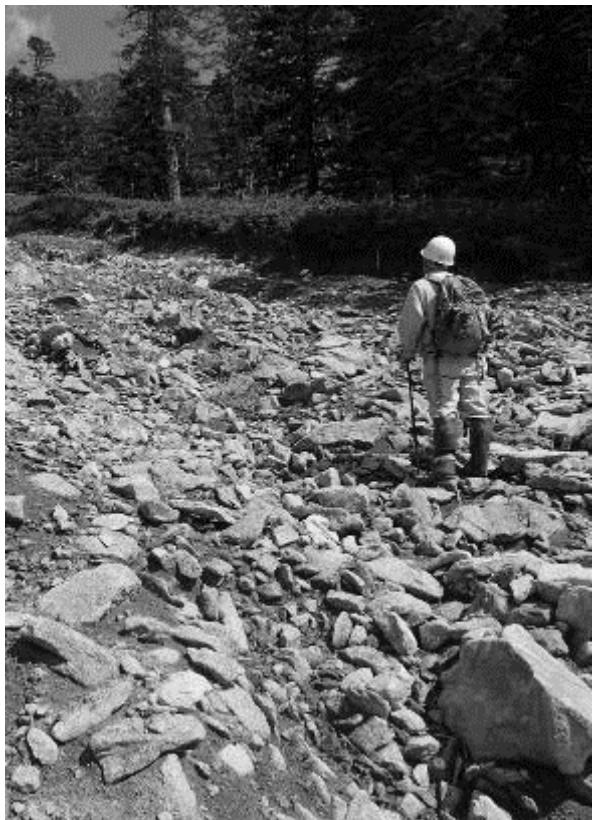


豪雨頻発の時代に向けた斜面災害軽減のための
周氷河斜面調査マニュアル



北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所



表紙写真説明

周氷河斜面の崩壊により露出した堆積物（日勝峠付近の上部斜面）

平滑な緩傾斜である周氷河斜面に生じた斜面崩壊によって露出した周氷河堆積物の最上部。周氷河堆積物は、一般に角礫まじりの砂やシルトからなる淘汰の悪い堆積物で、ここでは堆積物の最上部に角礫が多く含まれる。

豪雨頻発の時代に向けた斜面災害軽減のための
周氷河斜面調査マニュアル

北海道立総合研究機構
エネルギー・環境・地質研究所

目 次

「周氷河斜面調査マニュアル」の作成にあたって

第 1 章 「周氷河斜面調査マニュアル」の概要	1
1.1 マニュアルの目的と適用範囲	3
1.2 マニュアルの構成	3
1.3 用語の定義	4
第 2 章 周氷河斜面の地形的特徴	7
2.1 周氷河斜面とは	8
2.2 北海道内における周氷河斜面の分布	9
2.3 斜面の構成とそれぞれに見られる地形	11
第 3 章 周氷河斜面を構成する堆積物	15
3.1 周氷河堆積物とは	16
3.1.1 粒子の起源	16
3.1.2 風化基盤上の堆積物の標準的層序	17
3.1.3 基盤岩の種類と堆積物との関係	17
3.1.4 粒子の輸送	17
3.1.5 堆積物の層相区分と粒度組成	19
3.1.6 斜面区分と堆積物	21
第 4 章 周氷河斜面の崩壊事例とメカニズム	29
4.1 周氷河斜面の崩壊タイプ分類	30
4.2 大雨により発生した周氷河斜面の崩壊事例	31
4.2.1 2014年8月の礼文町高山地区の斜面崩壊（深層タイプ）	31
4.2.2 2016年8月の知床半島羅臼町海岸町地区の斜面崩壊（深層タイプ）	32
4.2.3 2016年8月の南富良野町串内牧場北の斜面崩壊（深層タイプ）	34
4.2.4 2016年8月の南富良野町落合地区の斜面崩壊（深層タイプ）	37
4.2.5 2016年8月の日勝峠北方の斜面崩壊（浅層タイプ）	40
4.2.6 2016年8月の南富良野町串内牧場東の侵食・崩壊（ガリータイプ）	41
4.3 各タイプの斜面崩壊で想定される災害	42
4.4 崩壊メカニズムと崩壊発生場・層準	43
4.4.1 斜面崩壊の発生場	43
4.4.2 崩壊層準	44
4.4.3 基盤地質に規制される崩壊タイプと崩壊層準	45

第5章 周氷河斜面の調査	47
5.1 調査の目的	48
5.2 調査計画とフロー	48
5.3 地形判読	48
5.4 現地調査	51
5.4.1 地形・地質踏査	51
5.4.2 小径掘削調査	51
5.4.3 記載	52
5.4.4 サンプリング	52
5.5 原位置試験	54
5.5.1 原位置試験の実施における地点の選定	54
5.5.2 簡易貫入試験	55
5.5.3 地中レーダー探査(GPR)	60
5.5.4 土層強度検査(ベンコンせん断)試験	62
5.5.5 原位置透水試験	62
5.6 高品質ボーリング調査	64
5.7 室内試験	67
5.7.1 室内試験の試料採取地点の選定および採取方法	67
5.7.2 室内試験実施における基準以外の留意点	67
5.7.3 粒度分析	68
5.7.4 間隙比・飽和度	69
5.7.5 透水試験	69
5.7.6 三軸圧縮試験	69
5.7.7 X線CT解析	70
5.8 総合解析	74
資料集	77
第2章資料 周氷河斜面の抽出	78
第3章資料 周氷河堆積物の調査事例	85
資料3.1 花崗岩・片麻岩(結晶質岩)地域の事例 一日高町日勝峠・南富良野町串内一	85
資料3.2 粘板岩・片岩(弱变成岩)地域の事例 一南富良野町落合一	115
資料3.3 火碎岩地域の事例 一礼文町高山一	125
資料3.4 新第三紀泥岩地域の事例 一日高町三和一	133
資料3.5 ボーリング資料	143

第 5 章資料 室内試験結果と切土法面崩壊危険性の検討・対応.....	161
資料 5.1 粒度組成.....	161
資料 5.2 湿潤密度・間隙比・飽和度.....	162
資料 5.3 透水係数.....	165
資料 5.4 切土法面崩壊危険性の検討・対応.....	166
<u>引用文献・参考文献</u>	169

「周氷河斜面調査マニュアル」の作成にあたって

北海道の地形といえば、なだらかな丘陵の広がる光景を思い浮かべる人も多いのではないかでしょうか。特に北海道東部や北部など夏の降水量の少ない地域では、深い谷が刻まれないため、1万年以上前につくられた緩い曲面の連続する“周氷河斜面”と呼ばれる地形がよく残されています。しかし、全世界的に急激な気候変動が進行し、わが国においては豪雨の頻度が増加しており、これまで大雨の少なかった北海道においても、例えば、2014年年の礼文や稚内、2016年の日勝峠や知床など、なだらかな周氷河斜面周辺で豪雨による斜面災害が繰り返し発生するようになってきました。これら周氷河斜面の崩壊は、被災斜面の中でも特に規模が大きく、人的被害や道路の通行止めなどがあったため、報道等でも注目を集めました。

当研究所では、これまで周氷河斜面周辺の斜面災害が増加していることを報告してきましたが、これまで、その対策の必要性を検討するための方法や手順について示されたものもなく、周氷河斜面の分布を把握する明確な手順さえも提示されませんでした。そのため、緩斜面の災害に対する危機意識を持っていたとしても、具体的な検討・取り組みをどのように行うべきかがわからないという声をいたしました。

こうした要望にこたえるために、当研究所では関係機関の協力のもと「豪雨による緩斜面災害を軽減するための研究—寒冷地に特有な斜面堆積物の判定手法の開発—（令和元年～4年）」を立ち上げました。本研究において、北海道のみならず全国の寒冷地域に広がる周氷河斜面を考慮した斜面の防災・減災につながる調査手法の構築を進めてきました。このマニュアルは、本調査手法を官民間わず、より多くの防災関係者へと普及し、全国に展開されることを目的として作成したものです。なお、本研究の共同研究機関として、2016年の日勝峠周辺の豪雨災害を発端とした「地形の影響を考慮した土工構造物等の排水性向上技術に関する研究」に取り組む寒地土木研究所と情報交換をしながら研究を進めてきました。また、北極圏等の現世の周氷河環境下において物理探査を用いた研究を進めている北見工業大学の渡邊達也准教授にも、合同調査ならびに助言をいただきながら研究を行いました。

本マニュアルは、周氷河斜面のリスクを知ってもらうとともに、これまで具体的な手順が示されてこなかった周氷河斜面・堆積物を対象とした建設設計画等に向けた調査方法の構築を目的に作成しました。また、巻末の資料集には、本文中に紹介しきれなかった堆積物や調査解析図などの事例を参考として収録しています。

以上のように本マニュアルは、周氷河斜面の地形・地質的特徴を示し、斜面崩壊が発生する可能性のある場所や、人為的改変により不安定化する可能性のある場所を知るための調査・解析から検討を行うまでの手順を示し、その業務を補助するものです。このマニュアルを活用することで、これまで十分注意の払われてこなかった周氷河斜面や堆積物で発生する災害を軽減する施工や対策が進められることを望みます。

研究担当

調査・解析：石丸 聰、宇佐見 星弥（R4 年度）、加瀬 善洋、川上 源太郎（R 元、R2 年度）、
輿水 健一、小安 浩理、高見 雅三、仁科 健二（R3、R4 年度）、藤原 寛（R4 年度）（以上 50 音順）

共同研究担当者：倉橋 稔幸、吉野 恒平、坂本 尚弘、川又 基人（（国研）土木研究所 寒地土木研究所）、渡邊 達也（北見工業大学）

調査協力：山崎 新太郎（京都大学）、雨宮 和夫（防災地質工業（株））、田近 淳（㈱ドーコン）

Python スクリプト作成：濱原 和広

資料提供

航空レーザ測量データについては、北海道開発局、北海道室蘭建設管理部から提供いただきました。ボーリングコアの物理試験の一部および三軸圧縮試験データは、寒地土木研究所から提供いただきました。

謝 辞

本研究を実施するにあたり、北海道開発局室蘭開発建設部、北海道開発局帯広開発建設部、北海道建設部河川砂防課、稚内建設管理部、北海道水産林務部治山課、宗谷総合振興局、礼文町建設課、富良野広域連合公共串内牧場、（有）七尾重機、（株）コアレススタッド、北海道大学理学研究院地球惑星科学部門の協力をいただきました。以上の関係者に対し、心より感謝申し上げます。

2023 年 3 月

北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所

石丸 聰

第1章 「周氷河斜面調査マニュアル」の概要

第1章 「周氷河斜面調査マニュアル」の概要

周氷河斜面は寒冷地特有の地形で、凍結融解の繰り返しにより斜面表層付近の土砂がゆっくりと移動することで形成される。その地形は谷密度が低く、凹凸の少ないなだらかな緩斜面を特徴とした斜面である。そのため北海道のようにこれまで豪雨の少ない気候下では比較的安定しており、斜面崩壊が起こることはほとんどなかった。しかし近年、各地の気象観測所で極値更新となる豪雨が頻発し、これら緩斜面や隣接する斜面において甚大な災害が発生し、人命の損失や社会経済活動に大きな影響を生じるようになっている。2014年8月の礼文・稚内豪雨では、礼文島の北部で周氷河堆積物が崩壊し、発生した土砂が斜面下の民家を押しつぶし、2名の方が犠牲になった(図1-2)。知床では、2016年8月21、23日の豪雨後に、周氷河斜面が断続的に崩壊し、土砂が道道を閉塞することで通行止めになり、半島の先端部の集落が1週間近く孤立した(図1-3)。さらに8月28日から29日にかけて、日高山脈では台風の影響により観測史上最大の降水量を記録し、北海道の東西を結ぶ国道274号が通行止めとなり、14か月の長期にわたって流通に影響を与えた(図1-4)。気候変動による豪雨は将来的にも増加すると予想されることから、これからは周氷河斜面分布域の開発にあたり、その特徴をふまえた開発計画や施工を十分に検討する必要がある。

本マニュアルでは、周氷河斜面や斜面を構成する堆積物について斜面災害の発生しやすい箇所の特徴や条件を示すとともに、対策の必要性を判断するための調査方法・手順(第5章の図5.2-1)を提案する。このマニュアルを活用することにより、これまで十分注意の払われてこなかった周氷河斜面において、災害の発生や被害を軽減する施工や対策が進められることを望む。

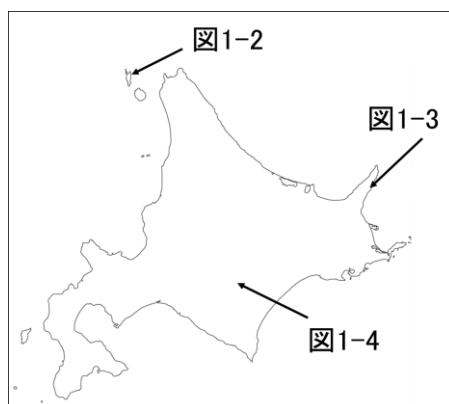


図1-1 周氷河斜面の崩壊被災位置



図1-3 2016年知床羅臼町海岸町地区の斜面崩壊
開発調査研究所撮影



図1-2 2014年礼文島高山地区の斜面崩壊



図1-4 2016年日勝峠の災害による斜面崩壊
(黄色破線より下が周氷河堆積物)
北海道開発局提供

1.1 マニュアルの目的と適用範囲

本マニュアルは北海道各地をはじめ、東北地方の山地・丘陵地や関東以南の高標高の山岳地などに分布する緩斜面（「周氷河斜面」）を対象として、土地利用・インフラ等の開発における安全性や、防災対策の必要性を検討する上での指針を示すことを目的とした。したがって、急傾斜地のみからなる斜面は対象としていない。周氷河性の緩斜面において、斜面崩壊や急激な侵食が発生する可能性のある場所や、人為的改変により不安定化する可能性がある場所を事前に把握し、斜面の総合的な安定性の評価を行えるよう手順を示し、開発（調査・設計・施工）や点検等に関わる業務を補助することを目的としており、対象とする読者は建設・防災技術者、ならびに業務を発注する担当者である。

なお本書では、地形的に周氷河環境下で凍結融解作用を被ったと見なされる“周氷河斜面”を形成する堆積物を“周氷河堆積物”と見なす。

1.2 マニュアルの構成

マニュアルの構成は、本章の概要説明に続き、第2章、第3章で周氷河斜面の地形的特徴や周氷河斜面を形成している堆積物の特徴と実態を紹介する。第4章ではそのような地形・堆積物が分布する場に生じた斜面崩壊の事例とメカニズムを示した上で、第5章でこれらの内容を踏まえた周氷河斜面の調査方法・手順を解説するという流れで取りまとめた。以上の本編以外に、マニュアル作成のため実施した調査・分析・検討により得られた事例を、巻末に「資料集」として付した。各章の概要は以下のとおりである。

第1章 「周氷河斜面調査マニュアル」の概要

マニュアル全体の概要を説明するとともに、マニュアルに使用する重要な用語について、それぞれの定義を示す。

第2章 周氷河斜面の地形的特徴

周氷河斜面が形成される気候・地域・時代的背景について解説するとともに、周氷河斜面特有の地形的特徴を説明する。また、簡易的な地形抽出手法を用いた北海道内の周氷河斜面の分布を示す。

第3章 周氷河斜面を構成する堆積物

周氷河斜面下の堆積物の層相や層序・土質構造や粒度組成の特徴を説明し、斜面上部から下部にかけて岩屑生産域・岩屑移動域・岩屑堆積域に区分を行い、堆積物の起源や移動様式・移動過程について紹介する。

第4章 周氷河斜面の崩壊事例とメカニズム

近年の崩壊事例に基づいて、崩壊タイプごとに崩壊発生メカニズムを解説した上で、周氷河斜面の中で特に崩壊が発生しやすい場所の地形・地質的特徴を示し、それぞれの場所において検討すべき事項を提示する。

第5章 周氷河斜面の調査

調査計画から事前の地形判読、現地調査、ボーリング調査、室内試験の手順や使用機材を紹介するとともに、総合解析までの検討項目について解説を行う。

「資料集」

周氷河斜面を簡易的に抽出するためのプログラムのほかに、異なる地質地域ごとに観察された堆積物や現地調査により得られたボーリング柱状図・コア写真・CT画像、地中レーダー画像、分析データ、およびそれらの検討例を収録した。

1.3 用語の定義

本マニュアルは、防災・減災を目的とした調査・設計・施工の現場での使用を前提とするため、使用する用語は周氷河堆積物を理学的に取り扱う地形・地質系の学界等で用いられる学術用語とは若干異なる場合がある。ここでは各用語を以下の意味で使用する。

周氷河斜面:凍結融解作用の卓越する環境(周氷河環境)下で形成された緩斜面。日本国内では、およそ1万年以上前の寒冷期にあたる最終氷期に形成された。現世に形成されているものは国内では高山地域にほぼ限られることから、厳密には化石周氷河斜面と呼ばれるものに相当する。

周氷河堆積物:周氷河斜面を形成している堆積物。層序的には風化岩盤より上位にあり、後氷期に形成され地表面を覆う黒土層や後氷期テフラより下位に位置する。厳密な定義では周氷河作用の痕跡の有無によって判別するが、斜面では堆積物の移動によって周氷河作用の痕跡が残るとは限らない。寒冷な時代を経験した堆積物は、少なくともその表層では周氷河作用を受けて移動・変形している可能性が高く、本マニュアルでは黒土層・後氷期テフラと風化岩盤の間にある斜面堆積物を基本的に全て周氷河堆積物として扱う。

【地形関連】

崖錐:本来は岩屑の落石(fall)により急斜面下に形成される堆積地形を指すが、地質図幅をはじめ既存の資料では周氷河斜面を含んでいる、もしくは周氷河斜面そのものを指していることが少なくない。本書では、ソリフラクション等により土砂が移動して平滑な緩斜面となっているものについては周氷河斜面とみなす。

ガリー:地表流や土層内での浸透流による侵食により生じた、急傾斜の側崖を持つ溝状の地形。

階状土:階段状を呈する構造土で、段の高さは数十cm～1m程度。現生のものは急傾斜部に植生を伴うものが一般的。

パイピング孔:地下水の流れにより、地盤内が地下侵食されて生じた管状の孔。斜面崩壊の発生に関与することも多い。

遷急線:斜面下方に向かって不連続に急傾斜となる地点を結んだ斜面上の線で、一般的にこれより上側と下側では地形形成作用が異なる。

後氷期開析前線:山地や丘陵地に見られる連続性の良い遷急線で、これより下位は後氷期に活発に侵食されている斜面であるため、主に最終氷期以前に形成された周氷河斜面はこれより上位に位置することになる。

【堆積物関連】

広域風成塵(レス): 風により運ばれてきた細粒な堆積物が土壤化したもの。その起源は遠隔地の砂漠や氷河のほか海水準低下期に露出した海底の堆積物と考えられ、寒冷な氷期に活発に供給され、平坦地で特に厚く堆積する。

テフラ: 火山灰や軽石、スコリアなど、火山から噴出し堆積した火碎物の総称。

Ta-d: 約 9,000 年前に樽前山から噴出し東方へ広がった広域テフラ(古川・中川, 2010)。周氷河堆積物は概ねこれより下位に存在することから重要な年代指標となる。

Spfa-1: 約 4.4 万年前に支笏カルデラから噴出し東方へ広がった広域テフラ(Amma-Miyasaka et al., 2020)。Ta-d より広く分布するが、斜面ではソリフラクション等により移動・削剥されて、テフラ層として残存することは少ない。周氷河堆積物中には、Spfa-1 起源の火山ガラスが混入していることがある。

土層: 岩盤を覆う岩屑(岩盤が風化・分離して移動したもの)や土壤など、堆積物の総称。

風化岩盤: 化学的風化や物理的風化が進行し強度が低下した岩盤で、未風化の岩盤と連続性を保ち分離移動していないもの。

岩屑: 岩盤の凍結破碎等により生産された砂礫のほか、化学的風化等により生成された細粒物からなる未固結な物質。

(基盤岩から周氷河堆積物にかけての)漸移帯(Transitional zone: Tz): 風化基盤岩が破碎され分離・岩屑化し、周氷河堆積物になりかけた層準にあたる。そのため、基盤岩と周氷河堆積物の境界は漸移的であり、斜面下方への移動が生じているかどうかの区別は極めて困難である。

【移動プロセス関連】

フロストクリープ: 凍結融解の繰り返しにより斜面を覆う構成物(土層)が、流動を伴わずに移動するプロセス。凍結時には地表付近の物質は斜面に垂直(斜め上方)に凍上するが、融解時には鉛直方向に沈下するため、斜面下方へ緩慢に移動する。

ジェリフラクション: 凍結した土層が融解し、含水・変形して流動することによる移動プロセス。下位の凍土が不透水層となることと、地中の氷の融解により過剰な水分が供給されることで効果的に生じる。

ソリフラクション: 凍結融解の繰り返しに伴う緩慢な斜面移動プロセス。上記のフロストクリープとジェリフラクションを合わせた物質移動に対して使用する。

活動層底面すべり(active layer detachment slide): 凍結した土層の表面のみが融解した状態になつたとき、下位の凍結層上面をすべり層として上位の土層(活動層)がすべる移動プロセス。

【年代関連】

酸素同位体ステージ(MIS: Marine Isotope Stage):一般の酸素原子¹⁶Oに対する同位体¹⁸Oの比は、寒い時代ほど大きく暖かい時代ほど小さいことを利用し、その時系列の変化曲線から暖かい時代を奇数、寒い時代を偶数となるよう、現在を1として過去に向けて番号を振り、時代分けしたもの(下図参照)。

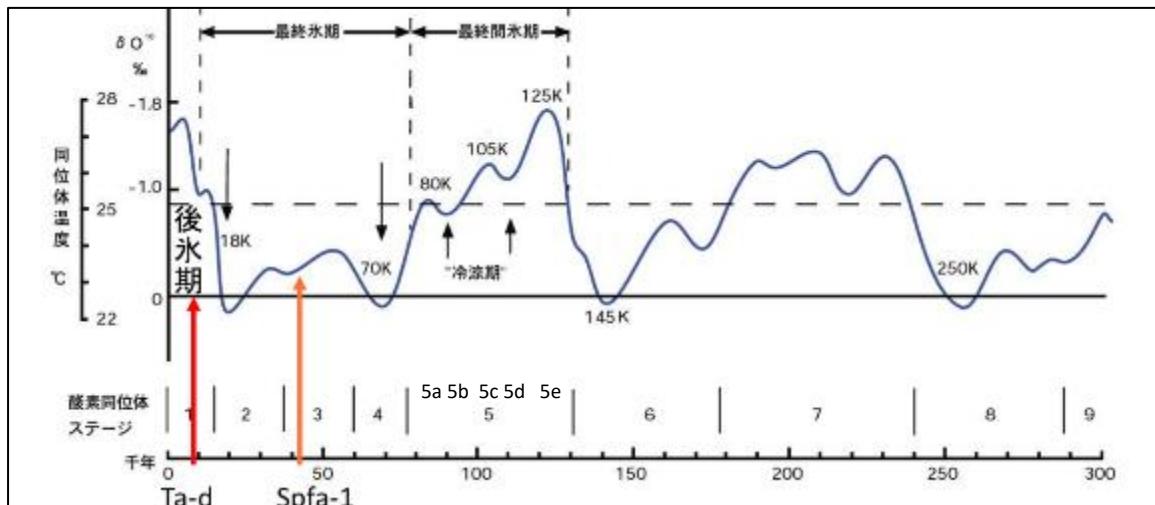


図 1.3-1 酸素同位体比変化曲線に基づくステージ区分(小林・阪口(1977)を一部改変)

最終間氷期:酸素同位体ステージ5(約13万年～8万年前)。現在より1つ前の温暖期。最終間氷期の中でも特に気温の高い時代と比較的気温の低い時代の5つに分割し、新しい時代からアルファベットが振られている(MIS5a～MIS5e)。もっとも温暖な約12万年前はMIS5eで、全国の海岸沿いに広い段丘が形成された(関東の下末吉段丘など)。

最終氷期:酸素同位体ステージ4～2(約8万年～1万年前)。直近の寒冷期で、日本の周氷河斜面は主にこの時期に形成された。北半球を中心として大陸に氷床が拡大し、海水準が低下した。北海道北部では大陸につながる時期もあり、日本海は縮小して対馬海流の影響が小さくなつたため、全国的に降雪も少なかつた。最も寒冷なMIS2の極相期は約2万年前。

後氷期:酸素同位体ステージ1(約1万年前以降)。完新世を中心とする、現在に至る温暖期。夏の台風や梅雨・秋雨前線の影響により、北海道や東北地方でも降水量が増加した。海水準が上昇する一方で山間部では谷の下刻が進行し、谷壁斜面では後氷期開析前線が上流側に侵入していった。

第2章 周氷河斜面の地形的特徴

第2章 周氷河斜面の地形的特徴

2.1 周氷河斜面とは

周氷河斜面の表層部は、風化岩盤とそれを覆う岩屑(周氷河堆積物)から構成される。急峻な山稜は凍結破碎作用により丸みを帯び、凍結融解の繰り返しにより表層付近の岩屑が緩慢に斜面下方に移動して形成された斜面である(図 2.1-1)。流水が斜面を侵食する作用を、土砂が地表を面向に移動して堆積する作用が上回るため、谷や凹地が埋められて凹凸の少ない平滑な緩斜面地形となる(図 2.1-2)。

典型的な周氷河斜面の縦断形状は、上部では上に凸型の地形となる(図 2.1-1)。これは、流水により形成された地形の縦断面が凹型となるのとは対照的である。ただし、斜面上部で風化が進まずに残存する塔状の岩体(トア)や、崩壊・落石の卓越する急斜面においては、その基部から緩斜面となる。斜面中部～下部では直線的かやや凸型の縦断面となるが、斜面下部に段丘面など土砂を堆積させる場がある場合は、凹型の縦断面となる。

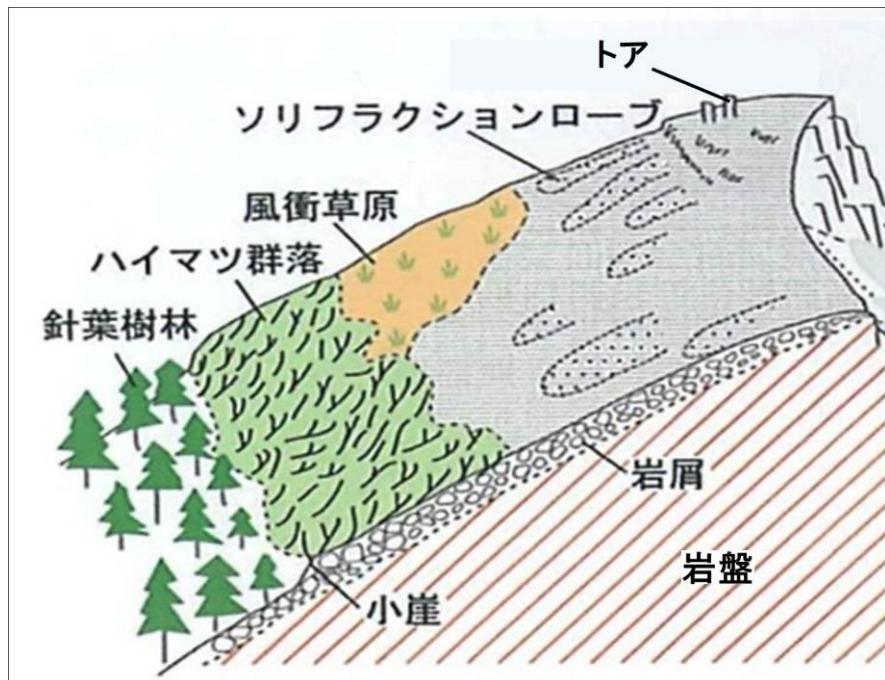


図 2.1-1 周氷河斜面のイメージ (岩田・清水(1992)を改変)

現在、日本列島の大部分の地域は温帯～亜寒帯気候下で、流水による地形形成作用が卓越している。しかし 1 万年以前までの寒冷な時代には、北日本や標高の高い地域では凍結融解による地形形成作用が上回り、広域で周氷河斜面が形成された(図 2.1-3)。その後、温暖な気候となった約 1 万年前以降、流水による地形形成作用が優勢となり、特に降水量の多い地域では周氷河斜面は侵食されて消えていったが、降水量の比較的小ない地域では、周氷河斜面が侵食されずに広く残る。後氷期の侵食が進行し、斜面下方の谷から削り取られた結果、周氷河斜面の縁(末端部)は傾斜が大きく変化する遷急線(後氷期開析前線)に囲まれる。

なお周氷河斜面の表層に、寒冷な時代に凍上や凍結融解によって斜面表層に形成された構造土などが現在まで残ることはまれで、微地形としてはソリフラクションロープ(図 2.1-1)など比較的大きなもの(比高数十 cm 以上)が見られる程度である。

凍結融解による地形營力を受けて形成された周氷河斜面は、以下のような地形的特徴を持つ。

- ・平滑性の高い斜面(French, 1976)
- ・最大傾斜が35°以下の連続性の良い斜面(French, 1976)
- ・後氷期開析前線よりも上方に位置する斜面(羽田野, 1986)

これらの条件に基づき、簡易的な手法を用いて北海道全域を対象とした周氷河斜面の分布を抽出する手順を巻末の資料集の第2章資料に紹介する(抽出結果:図2.2-1)。



図2.1-2 なだらかな周氷河斜面(左:礼文島北部, 右:日高山脈北部)

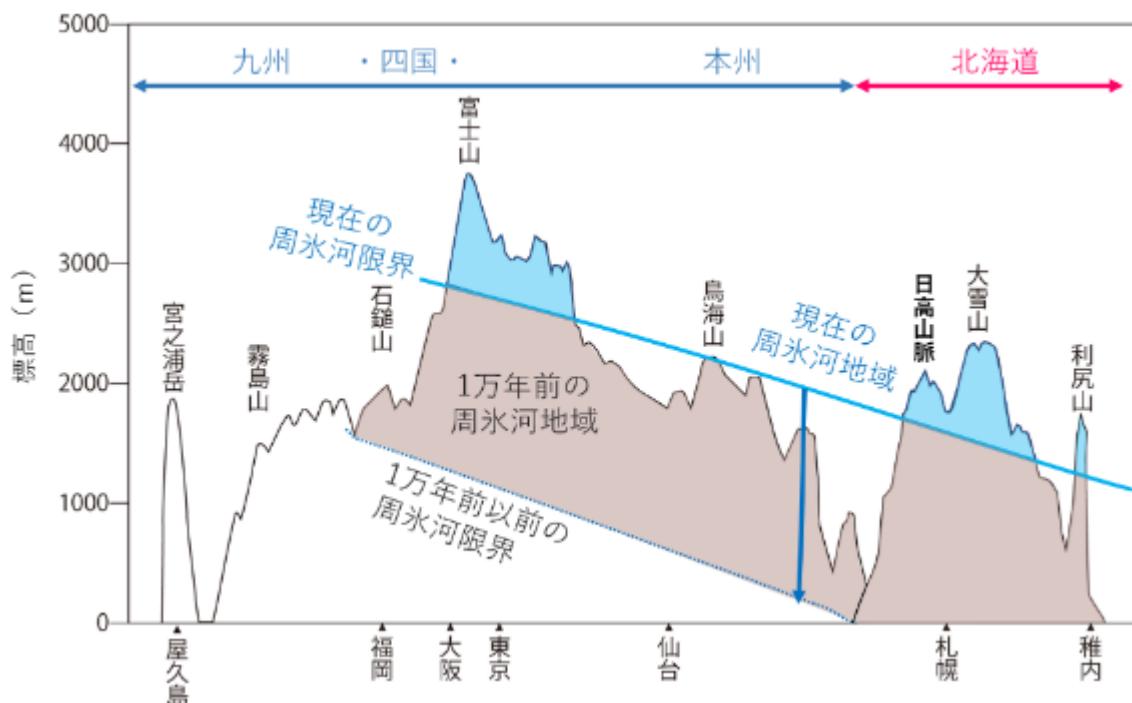


図2.1-3 現在と氷期の周氷河地域の垂直分布(貝塚ほか, 1986を改変)

2.2 北海道内における周氷河斜面の分布

花粉分析や地形的特徴によれば、最終氷期の最寒冷期(酸素同位体ステージ2)には、北海道のほぼ全域が凍結融解作用の卓越する周氷河環境であったと考えられている(Ono, 1984; 小野・五十嵐, 1991; 米倉ほか, 2001など)。実際に北海道では、低標高の海岸付近でも急斜面や海成段丘の背後に周氷河斜面が広がっているが、北海道全域を対象とした周氷河斜面の分布を詳細に示した図面はこれまで公表されていない。そこでおおよその分布を把握するため、地形量に基づく簡易的な手法を用いて、周

氷河斜面の可能性がある斜面を一次抽出した(図 2.2-1:作成手順は巻末資料集の第 2 章資料を参照)。なお、この図の一部には、地すべりや火山周辺の火碎流台地などの緩斜面も含まれる。

この図を見ると、北海道の脊梁(宗谷岬～襟裳岬)より東側の道東・道北地方では周氷河斜面を示す緑色の部分が占有する。これは氷期の道東・道北地方では、現在より寒冷であったことに加え、はるかに積雪が少なかったため地表は寒気にさらされ、凍結破碎を受けやすいという気候条件であったことも影響している(Ono, 1984)。また、後氷期に入っても、この地域は道央や道南地方に比べ降水量が少ないため、水流による侵食作用の影響が小さく、谷があまり発達せずに緩傾斜の周氷河斜面が保存された。一方、道央や道南地方においては、凍結破碎が進行しやすい新第三紀泥岩など軟岩地域を中心に周氷河斜面が分布する。

なお、日高山脈主稜西側の山岳地域に周氷河斜面が比較的少ないのは、河川侵食が活発で、深い谷が発達するためである。

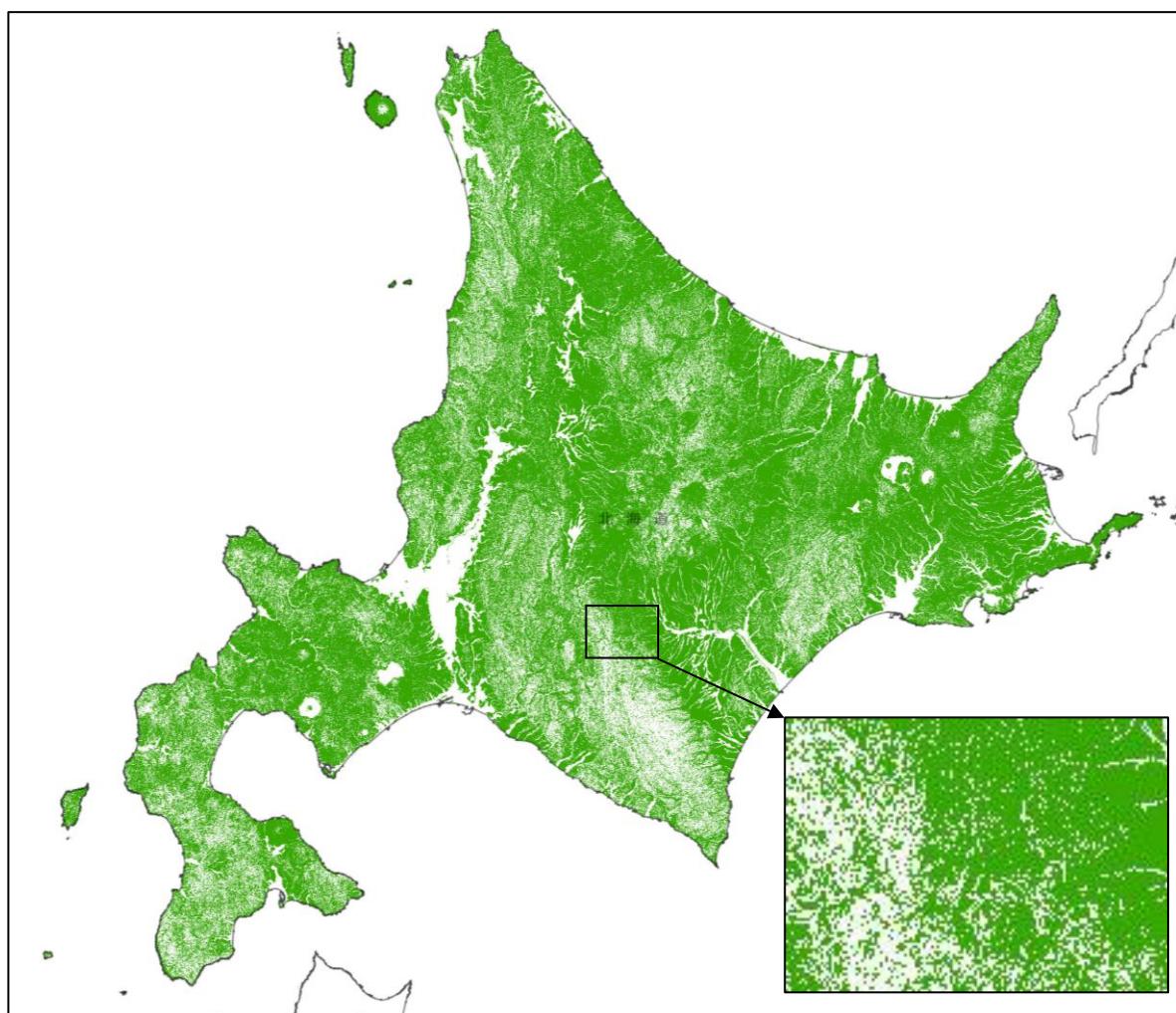


図 2.2-1 全道を対象に一次抽出した周氷河斜面(緑色に塗色)

固有値比 4 以上、斜面傾斜 35° 以下の範囲から、Iwahashi(2021)の低位地形面(Plain, Lowland)を除き作成した(巻末の資料集第 2 章資料を参照)。ここには、地すべり地形や火碎流台地等の緩斜面が含まれる。

2.3 斜面の構成とそれに見られる地形

北海道の各地に見られる周氷河斜面は、斜面の縦断面形状を考慮して尾根から斜面下にかけて、凸型斜面(斜面上部)、直線斜面(斜面中部)、凹型斜面(斜面下部)に3区分(図 2.3-1)できる。これらの区間ごとの地形形成作用について説明する。

斜面最上部の凸型斜面の傾斜は 10° 以下、縦断形状は凸型となる。この斜面では、急峻でとがった形状の稜線地形さえも凍結破碎作用により次第に侵食されて低下し、丸みをおびた地形となる(須貝, 1992)。この地形従順化作用は、基盤岩の強度が低いほど顕著となるが、凍結破碎等の物理的風化に対して耐性のある強度の高い部分があると、塔状岩体(トア)のように侵食から取り残された地形となる(図 2.1-1 参照)。水平に近い幅広の尾根上では表層物質(岩屑層)が動きにくく、凍結破碎により生産された岩屑層はやや厚くなるが、下方にいくにつれ傾斜が増して表層物質は移動しやすくなり、堆積物は面的に削剥されて薄くなる。表層付近が面的に削剥され、基盤岩が表層付近に露出し寒気にさらされると、凍結破碎が進行して基盤岩から岩屑が生産される。このように、凍結破碎された岩屑が次々と下方に移動していくことで、斜面上部は侵食域となる。

凸型縦断斜面の下方に続く斜面中部の斜面は傾斜 30° 以下、縦断形状は直線状(等齊斜面:鈴木, 2000)となる。この斜面は、一般的に周氷河斜面中でもっとも広く発達する(図 2.3-1, 2.3-2)。この区間の平滑な地形は、ソリフラクションを主体とする表層物質の面的な移動により形成されたものであり、一般に斜面堆積物の層厚は数 m 以下で大きく変化せず、斜面上方で生産された岩屑が通過していく斜面物質の移動域となる(詳細は第 3 章を参照)。この範囲の斜面にはステップ状の地形が見られることがあるが、これは周氷河斜面が形成された当時の階状土地形の可能性がある。また、数 m 幅のガリー地形のほか、頭部が馬蹄形に沈下し、その下方に緩傾斜の高まりを持つ小規模な地すべり状の地形が見られることがある(図 2.3-3)。傾斜が 30° 程度のやや急な斜面では、崩壊地形が生じていることもある。このようなガリー地形や小規模な地すべり状の地形、崩壊地形は、この斜面堆積物が局所的に侵食・変動して形成されたものである。これらの形成時期を確認できるものはないが、大雨を誘因とする変動地形であり、また周氷河環境下においてはこれらの地形は緩斜面化し不明瞭になることから、降水量の増加する後氷期に生じた可能性がある。

上部谷壁斜面の下部に段丘や谷底など平坦な地形がある場合は、その平坦面に向かって斜面傾斜は次第に緩くなり、縦断形状は凹型となる(図 2.3-1)。この区間は上方から移動してきた斜面堆積物の堆積域となるため、元の平坦地形の斜面直下側で層厚は厚くなる。図 2.3-4, 2.3-5 は礼文島の高山地区の例である。複数の段丘面を斜面堆積物が被覆しているとみられ、斜面の縦断面形がやや複雑になっている。標高 20m 付近には最終間氷期(MIS5e)段丘があり、その上を層厚約 20m の厚い斜面堆積物が被覆して、凹型の縦断面形を示す。なお第 4 章や第 5 章 8 節で後述するが、厚い堆積物は大きな斜面崩壊に関与することがあるため、周囲に過去の崩壊地形がないか、さらには堆積物の性状について十分注意を払う必要がある。

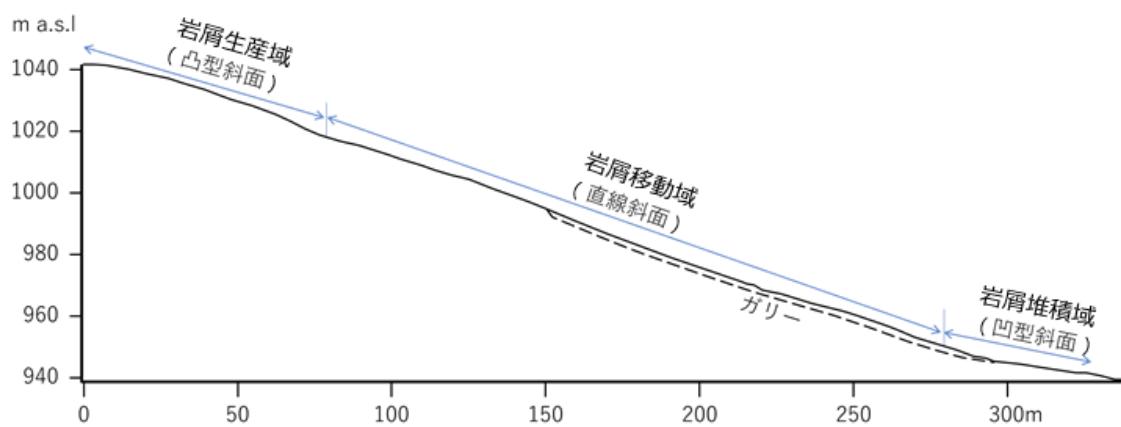


図 2.3-1 周氷河斜面の縦断面の例(日高町日勝峠西側)

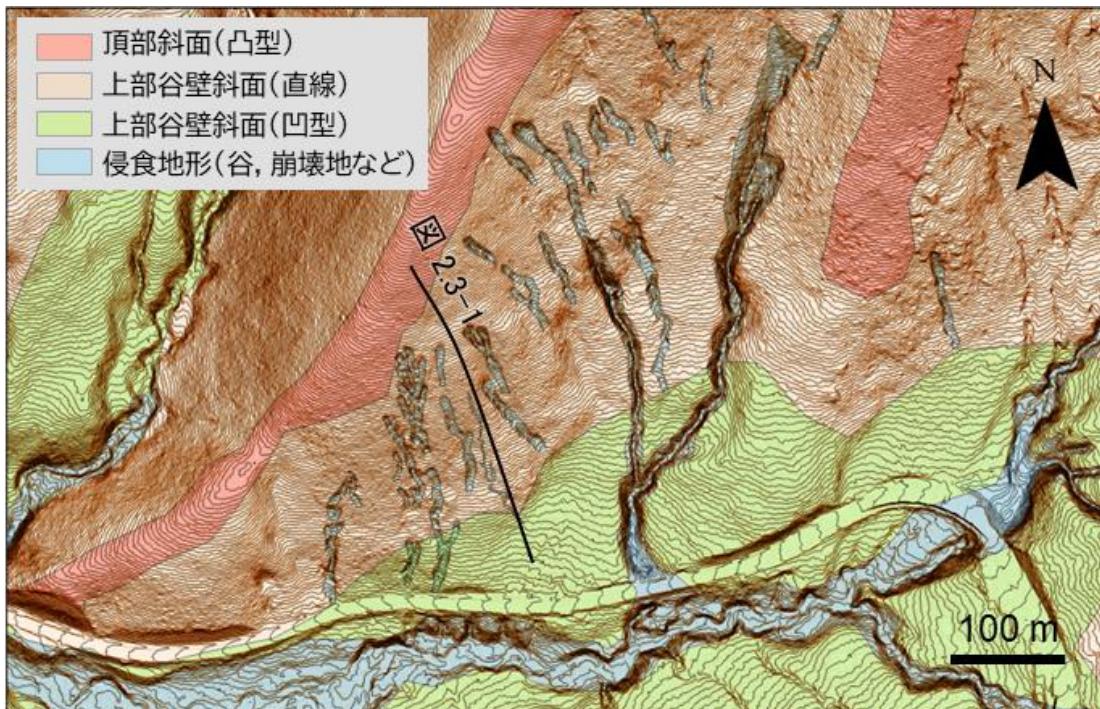


図 2.3-2 周氷河斜面の斜面区分の例(日高町日勝峠西側)

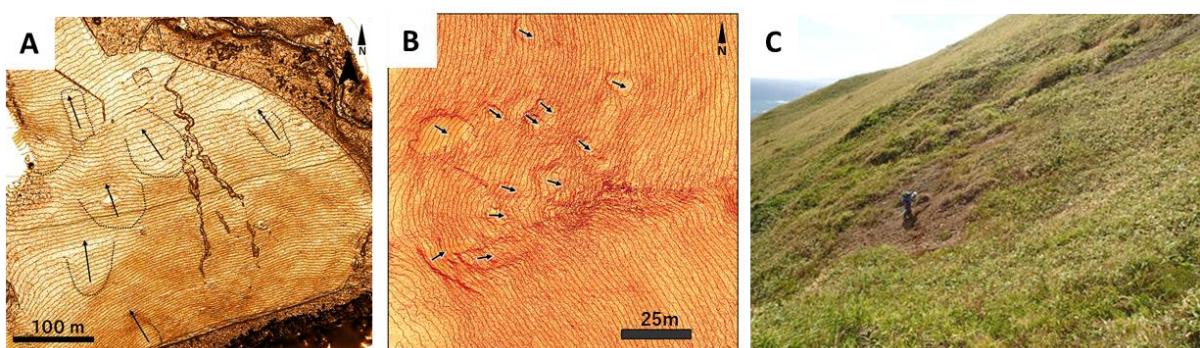
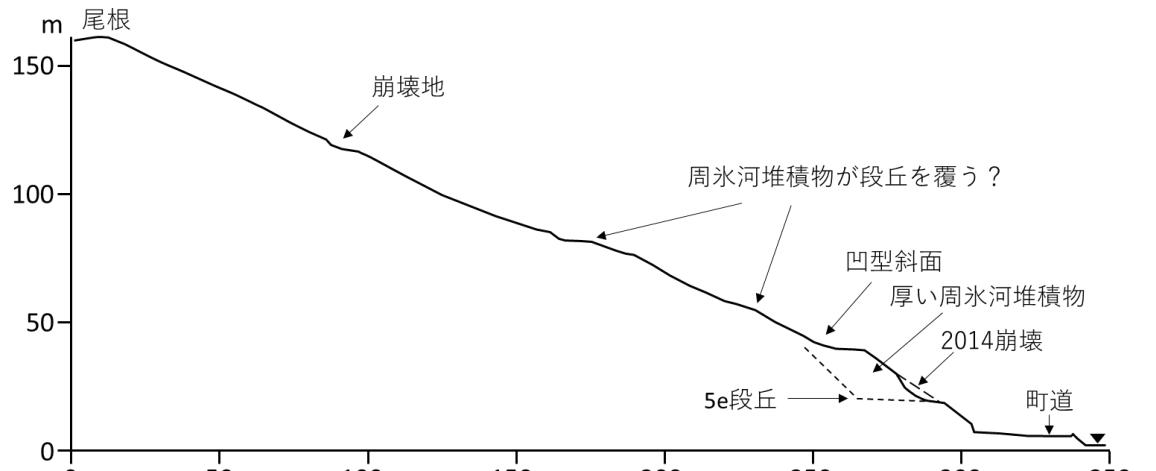
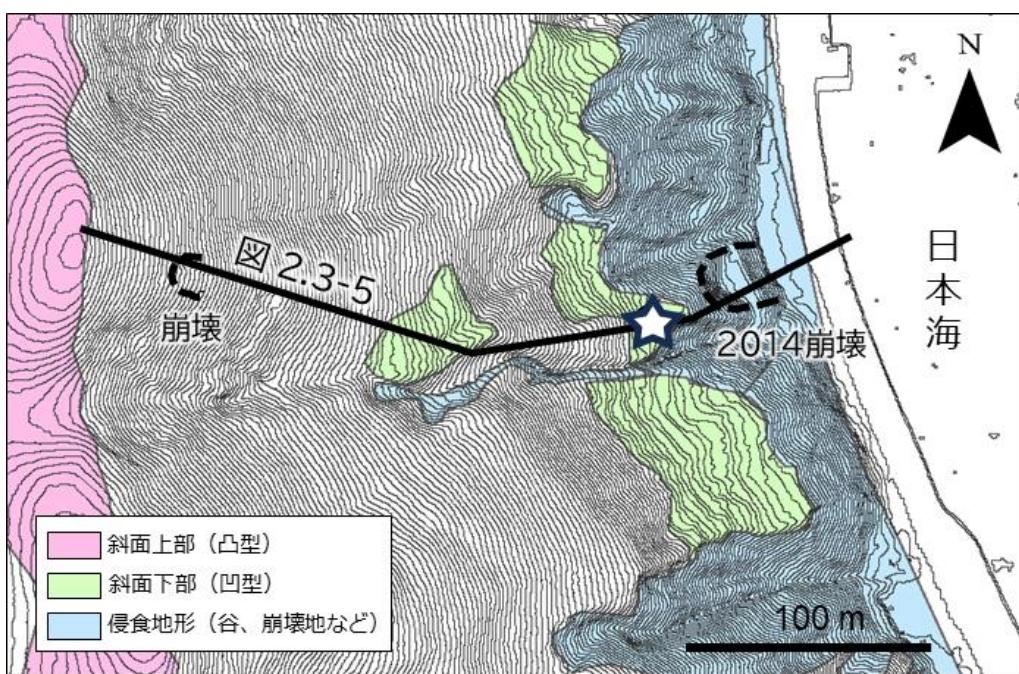


図 2.3-3 周氷河斜面に存在する浅い崩壊跡 A:花崗岩類地域(南富良野町串内東)、B:火碎岩地域(礼文町高山)の斜面に存在する崩壊跡、およびC:斜面の状態



田村(1990)による丘陵の微地形分類(図 2.3-6)に基づき、周氷河斜面の地形的特徴について微地形ユニットごとに説明する。この分類では、谷沿いの谷壁(下部谷壁斜面)の上端に連続する遷急線(下位遷急線、本論では後氷期開析前線と呼称する、図 2.3-6 参照)より上方の“頂部斜面”、“上部谷壁斜面”、“谷頭凹地”は最終氷期までに形成された地形であるが、下方の“下部谷壁斜面”は後氷期に河川による侵食と、それに伴う斜面崩壊により形成されたものと考えられている(羽田野, 1986; 吉木, 1993; 田村, 1996)。北海道においては、最終氷期に凍結融解作用の卓越する周氷河環境下にあたため、後氷期開析前線より上位の斜面(図 2.3-6 の水色の範囲)は斜面表層の面的な物質移動(図 2.3-6 の太矢印)が卓越し、緩斜面が形成されたものと考えられる(石丸ほか, 2020)。周氷河環境下では基盤岩の凍結破碎等により岩屑が生産され、凍結融解によるソリフラクションによって岩屑は斜面下方に面的に移動する。

本マニュアルにおける斜面上部の凸型斜面と、斜面中部の直線斜面は、それぞれ頂部斜面、上部谷壁斜面にあたる。斜面下部に段丘などある場合に形成される凹型斜面は、図 2.3-6 には扱われていない。谷の最上流部に位置する“谷頭凹地”は、縦断形状・横断形状ともに凹型の斜面で、背後の斜面からの表流水や表層付近の斜面物質が集まりやすい。

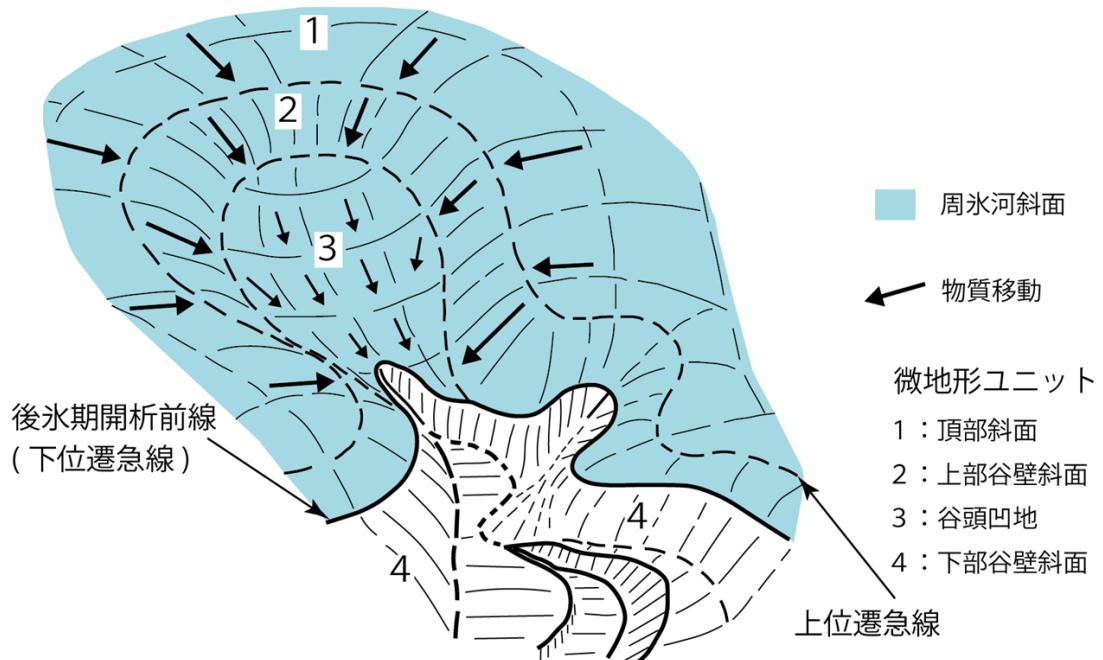


図 2.3-6 丘陵斜面の微地形ユニットと周氷河斜面の範囲(田村(1990)に加筆)

第3章 周氷河斜面を構成する堆積物

第3章 周氷河斜面を構成する堆積物

3.1 周氷河堆積物とは

第1章に定義したように、本書でいう周氷河堆積物は『周氷河斜面を形成し、基盤岩の上位にあって後氷期の黒土層などの下位にある堆積物』である。そもそも周氷河堆積物には、実際に周氷河作用により形成されたにも関わらず、その痕跡が現在まで保存されていないものや、周氷河環境に限定されない堆積作用によって形成された地層が、寒冷期中に周氷河作用を受けたものなどが含まれる。そのような多様なケースがあり得ることから、周氷河堆積物を厳密に定義して区分することは困難とされている(Vandenbergh, 2011)。したがって本マニュアルでは、周氷河作用により平滑となった斜面を構成する堆積物のうち、一時的にでも周氷河環境下にあった可能性が高い堆積物を周氷河堆積物として扱い、その成因や形成プロセスは問わない。

3.1.1 粒子の起源

周氷河堆積物は、直下や周辺の基盤岩に由来する岩屑に加えて、遠来の風成塵や火山灰などを含み、またそれらが斜面の上方や側方から移動し混合することによって形成されている。地形や地質、気候などの環境条件によって岩屑の生産量および生成される粒子の特性が異なることから、起源の異なる粒子を端成分とした混合とするこれらの混合と、さらには移動や風化等による粒子の細粒化のプロセスを併せて受けていることを念頭に、堆積物の土質特性を理解することが重要である。

斜面を構成する堆積物は、以下に示す起源、過程を経た粒子から構成される。

・岩屑

基盤岩の風化によって生成し、基盤岩から分離して可動性をもった粒子(Lebedeva et al., 2010)。斜面を移動することで角がとれ円磨度が増す場合や、堆積物内でさらに破碎・細片化して、新たに角ばつた粒子を生じる場合がある。このように移動・風化に伴う岩屑の細片化により相対的に砂分・泥分が増えて、全体として細粒化が進む。

・広域風成塵(レス:Loess)

大陸から飛来する細粒碎屑粒子で、日本では径 3~20 μm 程度のものが大半を占める(井上・成瀬, 1990)。氷期には飛来量が多く、例えば北海道北部における広域風成塵の厚さは、最終間氷期から最終氷期極相期頃(約 12 万年前から約 2 万年前)では平均 1.3m、最終氷期極相期から完新世前期(2 万年前から 1 万年前)では 0.3m 程度である(伊藤ほか, 2000)。平坦で周辺からの土砂の流入が少ない場所では、堆積物を構成する風成塵の割合は高くなり、いわゆる「重粘土」として分布する。斜面堆積物中では、斜面の位置に応じて他の起源の粒子と様々な比率で混合し、細粒分として含まれている。

・火山灰(テフラ:tephra)

北海道の道北、および道南の一部を除く地域では、火山灰や火山灰を母材とする土壤が広く厚く分布する。十勝平野の標準層序では、約 11 万年前に降下した洞爺火山灰(Toya)より上位の火山性土壤(火山灰を主要母材とする土壤)は 5m ほどの厚さがある(中村ほか, 2000)。最終氷期極相期以降では、恵庭 a (En-a)、樽前 d (Ta-d)、樽前 c2 (Ta-c2)、樽前 b (Ta-b)、樽前 a (Ta-a)などの火山灰層が広域に分布しており、それぞれの等層厚線(町田・新井, 1992)を積算することで、火山灰に由来する粒子の量

を見積もることができる。日勝峠付近では移動がなければ、約 0.7m の厚さになる量と見積もられる。

3.1.2 風化基盤上の堆積物の標準的層序

粒子の移動や異地性粒子の混合がない場合、斜面における堆積物の標準的層序は下位から岩盤、風化岩盤、岩屑、土壌となる。岩屑の移動がない場合は、厚くなつた岩盤上の岩屑によって岩盤風化が抑制され、堆積物の厚さに変化が生じない定常状態が生じる。岩屑が移動する場合には、その移動速度と岩屑の生産速度とのバランスにより岩屑の厚さが決まる(Lebedeva et al., 2010)。

3.1.3 基盤岩の種類と堆積物との関係

岩石の化学的、物理的風化に対する抵抗強度は地質によって異なり、そのため生産される碎屑物の量や粒径、さらにはそれらの削剥の結果生じる基盤地形に地質の違いが反映される(図 3.1-1)。例えば花崗岩のような結晶質の深成岩が分布する地域では、大小の岩塊・礫とともに結晶の粒径に規制されたサイズの粒子が生産されるのに対して、軟質の泥岩が分布する地域では、岩塊や礫に乏しくより細粒な碎屑物が生産される傾向を示す。基盤地質の違いによる周氷河堆積物の特徴については、地質ごとに実施した調査事例(資料集として収録)に記述した。代表的な地質として、花崗岩類(日高町日勝峠周辺、南富良野町串内東)、片麻岩(南富良野町串内北)、片岩(南富良野町落合)、火碎岩(礼文町高山)、新第三紀泥岩(日高町三和)を選んだ。これらの場所は、いずれも西暦 2000 年以降に豪雨による斜面崩壊が多発した地域である。

3.1.4 粒子の輸送

本書の定義に基づけば、周氷河堆積物を構成する粒子の輸送運搬プロセスは典型的な周氷河作用である凍結融解に限らず、風や水流、崩壊や土石流による運搬、クリープやすべりといった緩慢な移動などの多様なプロセスを含む。周氷河環境に限定されない一般的な運搬プロセスによって形成される堆積物の具体的な特徴は、文献(例えば、片岡, 2022; 保柳, 2004; 日本堆積学会, 2022 など)を参照いただきたい。

周氷河環境下の斜面では、風化岩盤から剥離した様々な粒径の岩屑が凍結融解によって攪拌され、表層からもたらされた風成塵やテフラと混合する。粒子と水の上下方向の移動の痕跡が堆積物中に残ることもある。さらに浅い凍結融解の繰り返しと一時的な降雪による水の供給により、周氷河環境に特有な物質移動であるソリフラクションが生じる。そのような物質移動は、日周期の凍結融解が卓越する条件下では主にフロストクリープによって引き起こされ、年周期での凍結融解条件における融解時にはゲル化が進行してジェリフラクションが引き起こされる。含水率の高い流動では移動中に粒子の淘汰・選別が進み、周囲の堆積物とは径の異なる粒子が局所的に集積したり成層構造を生じたりする。ソリフラクションによる物質移動の結果、ソリフラクションロープとよばれる舌状の地形が形成される(図 2.1-1)。移動の過程でロープの下部と上部、および先端部には礫が集まって礫支持の状態となり、ロープのオーバーランによって先端の礫が下部に巻き込まれ、基質に富む層と礫支持の礫層からなる層構造が形成される(Van Steijn, 2011)。

クリープや粘性の高いソリフラクションによる移動では、堆積物全体に斜面下方へのせん断応力が生じる。そのような場合、堆積物は底面に明瞭なすべり面をもたずに斜面下方へ引きずられるように変形し、内部には粒子の回転構造や配列・配向といったマイクロストラクチャーが形成される(Hiemstra and

Rijstdijk, 2003)。一方、塑性変形する基質中の礫が脆性破壊することで堆積物内において角礫が生じ、基盤岩の物理風化により生じた角ばった岩屑と共に、周氷河堆積物に特徴的な「角礫混じりシルト」を形成する(図 3.1-2)。

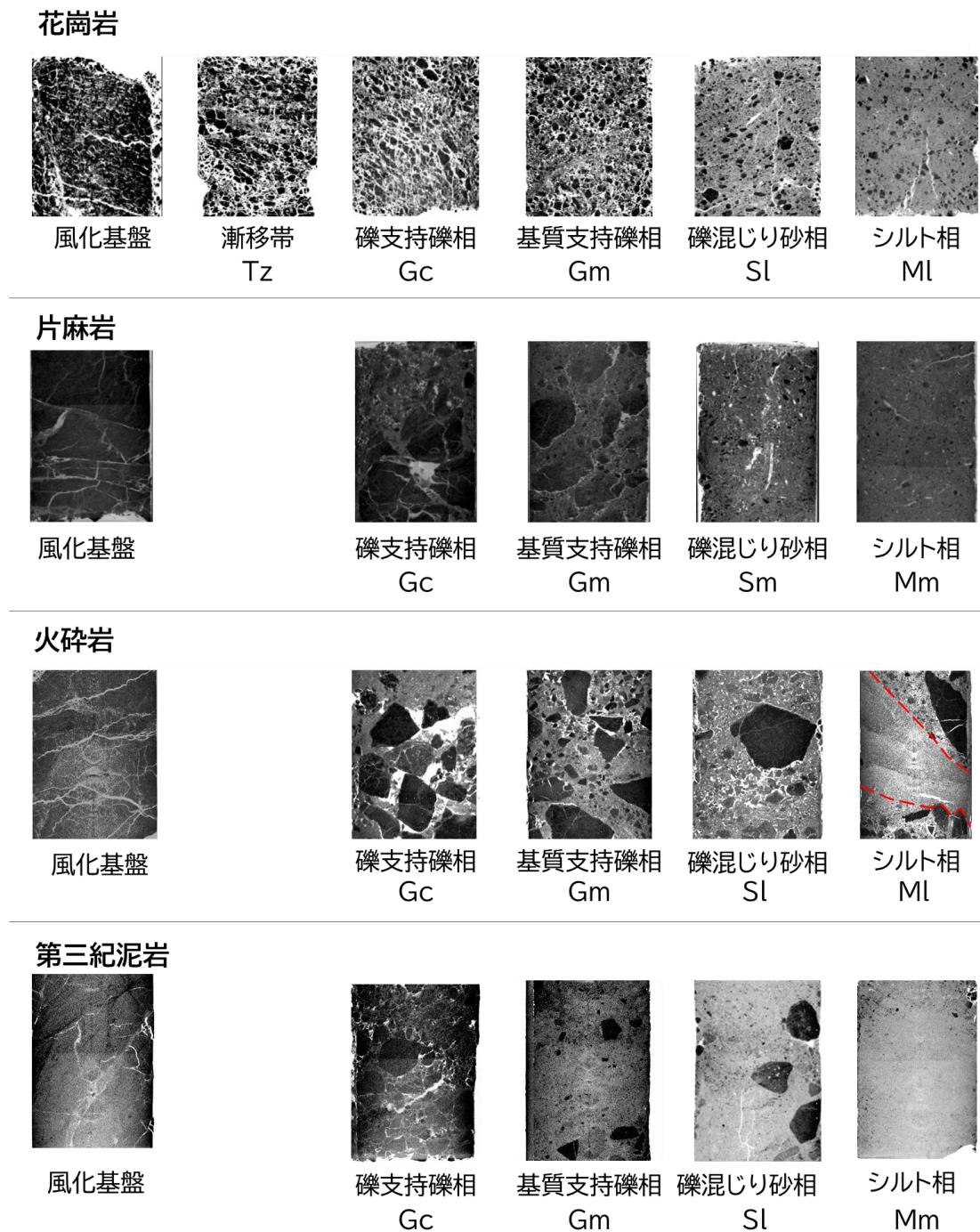


図 3.1-1 基盤岩の岩石種ごとの周氷河堆積物(いずれも CT 撮影画像、幅は 70mm)

相対的な暗色部が礫で、明色部が基質。火碎岩の Ml:シルト相は赤破線の間の部分。新第三紀泥岩地域の礫相や礫混じり砂相に見られる明瞭な礫は、先新第三系起源の硬質な礫で、段丘礫に由来すると推定される。層相区分については、本章の 3.1.5 項、図 3.1-4 を参照。

(花崗岩:日高町日勝峠、片麻岩:南富良野町串内、火碎岩:礼文町高山、第三紀泥岩:日高町三和)

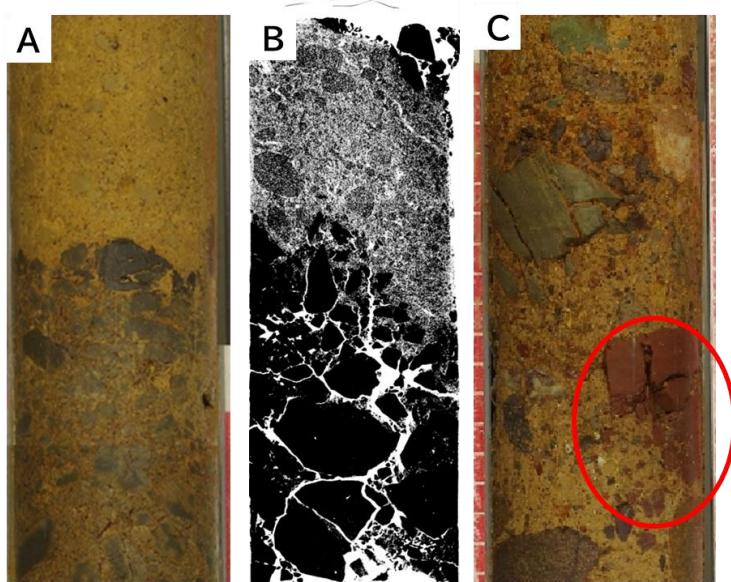


図 3.1-2 新第三紀泥岩地域の周氷河堆積物コアに見られるマイクロストラクチャー

A・B:原位置で風化程度の異なる泥岩が角礫化してきたと推定される角礫相(A:コア表面写真、B:CT 画像)。C:破碎されジグソー構造を示すチャート礫と、その周囲に散在するチャートの細片(赤丸:いずれも上部斜面の段丘礫起源)。A の写真で、コア上部の黄褐色で均質に見える部分は、B の画像によれば、軟質な強風化泥岩と同質の基質からなる礫支持の礫相で、基質に富み礫の多くが亜円礫である。一方、下部の泥岩礫は風化の程度が弱く、全体に角ばっており、B の画像ではジグソー構造が認められる。境界付近では両者が弱く混合する。

なお、ソリフラクションによる堆積物の移動過程により、礫の長軸方向が次第に斜面傾斜方向に揃うという特徴を利用して、礫の長軸方向の集中の度合い(礫のファブリック)に基づき、周氷河堆積物を判定する方法も知られている(山本, 1990)。

3.1.5 堆積物の層相区分と粒度組成

周氷河堆積物は、礫からシルトまでの様々な粒径に破碎された岩屑(碎屑粒子)と、シルトサイズ以下の細粒な風成塵、テフラ起源のガラス片や結晶片から構成されている。このため、堆積物の淘汰は悪い(分級度は低い)。堆積物の粒径分布ではモード径の山が低く、幅広い粒径の碎屑粒子が比較的均等に含まれ(図 3.1-3A)、累積曲線では S 字を描かず直線的となる(図 3.1-3B)。また、岩屑の粒径や形状は基盤岩の岩種・岩質に強く規制される。

基本的に淘汰が悪いため特定の粒径成分が卓越するということがなく、層相を区分するのが難しい場合も多いが、通常の堆積物と同様に礫質、砂質、シルト質(ローム質)の層相に大きく3分でき(図 3.1-4)、さらに礫と基質の関係や成層構造の有無に基づいて細分できる。成層構造は斜面に平行なものが多く、葉理・層理状に連続的に発達するもの(成層)、粗粒砂や礫の配列により識別される不連続で不明瞭なもの(弱成層)がある。またそのような成層構造や級化構造などの系統的な粒径変化を示さない塊状のものがある。本マニュアルでは、基本的にこの区分をベースにして記述した。

北海道各地で実施した調査に基づいて整理した主な層相区分について、基本的な特徴を以下に示す(詳細は、巻末資料 3.1.2、3.2.2、3.3.2、3.4.2 を参照)。

1. 塊状シルト相(Mm)

シルト分を主体とし、少量の角ばった細粒～粗粒砂や細角礫～中角礫が混じる。成層構造は認められない。厚さは 10 cm～最大でも 50 cm 程度であることが多い。周氷河堆積物の最上部に見られることが多く、上位の黒土層に漸移的に変化するのがしばしば認められる。

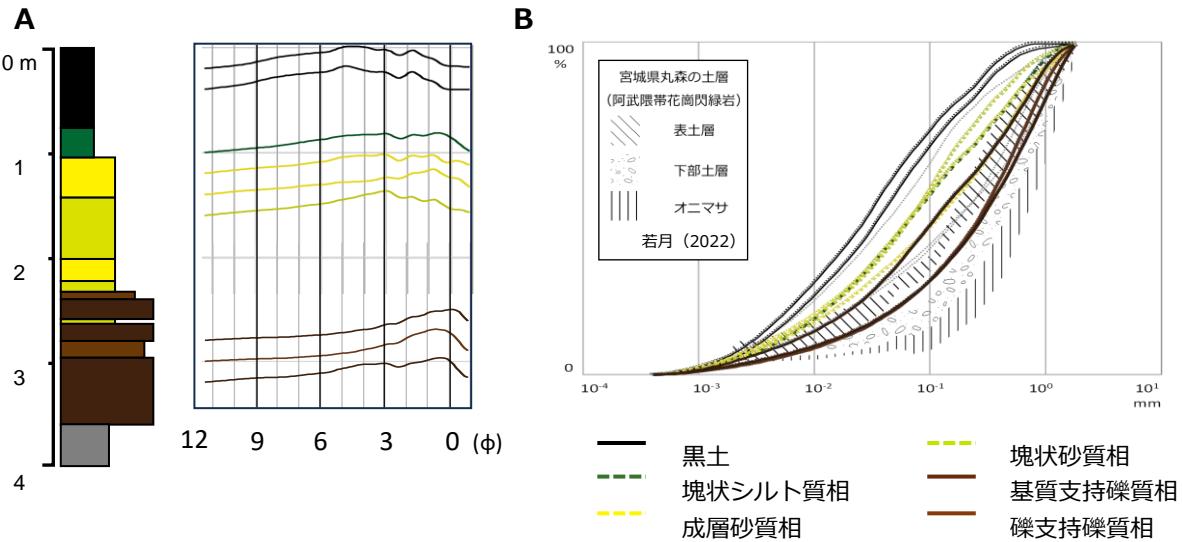


図 3.1-3 片麻岩地域の周氷河堆積物の粒度分析結果(南富良野町串内)

(A)粒径分布、および(B)累積曲線。いずれも礫分を除く。Bには、比較のため本州の花崗閃綠岩分布域における土層(まさ土の基質部)の範囲を示した(若月, 2022 を編集)。周氷河堆積物はまさ土と比較してより淘汰が悪い。

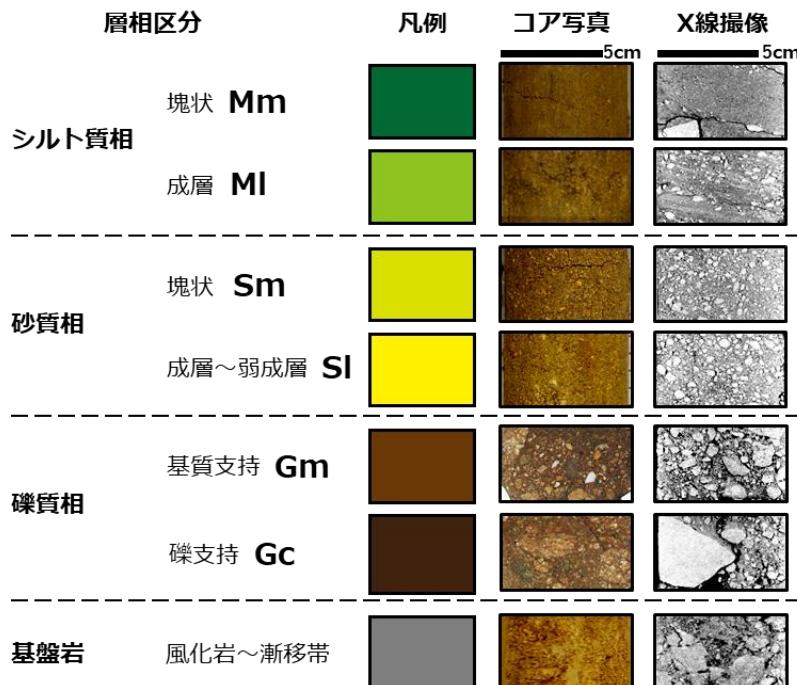


図 3.1-4 周氷河堆積物の区分例

この例では、優勢な粒径成分にもとづいて礫質相、砂質相、シルト質相に大きく3分し、さらに礫と基質の関係や成層構造の有無に基づいて細分している。

2. 弱成層砂質シルト相(Ml)

砂質シルトを主体とし、ごく少量の粗粒砂～細礫が混じるが、塊状シルト相(Mm)と比べて淘汰が良い。厚さは5～10 cm未満で薄いが、他の層相とは明瞭な上下面を介して接する。肉眼的には成層構造は不明瞭であるが、樹脂で固化させた試料の切断面では極めて明瞭な葉理が観察された。また微細な斜交葉理状の成層構造が見られるケースも確認された。

3. 角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)

不淘汰なシルト質砂～粗粒砂を主体とし、極粗粒砂や主に細礫～中礫サイズの角礫が混じる。成層構造は認められず、乱雜～塊状である。厚さは数10 cm～50 cmを超えることもあり、弱成層する角礫混じりシルト質砂相(Sl)と交互に成層することが多い。

4. 角礫混じりシルト質砂相(弱成層)(Sl)

不淘汰なシルト質砂～粗粒砂を主体とし、主に細礫～中礫サイズの角～亜角礫が混じる。斜面に対し弱い平行成層を示し、成層構造は礫の配列によって弱く発達するものと、粒径差による比較的明瞭な葉理状のものがある。厚さは50 cm程度まで、塊状のSmと交互に成層することが多い。

5. 基質支持角礫相(Gm)

角礫を主体とし、不淘汰なシルト質砂～粗粒砂基質に包有される基質支持の礫相である。礫の配列や粒径に規則性が無く乱雜で塊状なもの(塊状基質支持礫相:Gmm)と、礫に弱い配列が見られるもの(弱成層基質支持礫相:Gml)に細分できる。厚さは数10 cm～100 cmを超えるものがあり、礫支持角礫相(Gc)と交互に成層することが多い。

6. 磯支持角礫相(Gc)

角礫を主体とし、礫間は不淘汰なシルト質砂～粗粒砂基質からなる。基質支持角礫相(Gm)と比較して基質に乏しい。礫の配列や粒径に規則性が無く乱雜で塊状なもの(塊状礫支持礫相:Gcm)と、径の揃った礫に弱い配列が見られるもの(弱成層礫支持礫相:Gcl)に細分できる。基質支持角礫相と交互に成層し、厚さは数10 cm～100 cm程度までのものが多い。

3.1.6 斜面区分と堆積物

微地形ユニットごとの斜面傾斜と周氷河堆積物の層厚について、整理し説明する(表3.1-1、図3.1-5)。“頂部斜面”は基盤岩が凍結破碎され、斜面下方へ移動する岩屑生産域(鈴木, 2000)にあたるため、堆積物の厚さは一般に1 m以下と薄い。上位遷急線(図3.1-5参照)を挟み下方の“上部谷壁斜面”は岩屑の移動域にあたるため、層厚3～4 m以下でおおむね一定の厚さの周氷河堆積物が風化岩盤を被覆する。谷の最上流部に位置する“谷頭凹地”は、背後の斜面からの表流水や表層付近の斜面物質が集まりやすいため、一般的に斜面堆積物は厚い。また斜面のこの部位に段丘や谷底などの平地がある場合は縦断形状が凹型となり、この区間は上方から移動してきた土層の堆積域になるため、層厚は10 m以上になることもある(図3.1-6;石丸, 2017)。

表 3.1-1 北海道における丘陵斜面の微地形ユニットごとの特徴

	縦断形状	傾斜	斜面堆積物の厚さ
頂部斜面 ----- (上位遷急線)	凸型	概ね10°以下	1m以下
上部谷壁斜面	直線状～やや凸型	概ね30°以下	3～4m以下, 下方に段丘がある場合, 10m以上になることも
谷頭凹地 ----- (後氷期開析前線)	凹型	10～30°	3m以上
下部谷壁斜面	直線状～やや凸型	概ね40°以上	1m以下

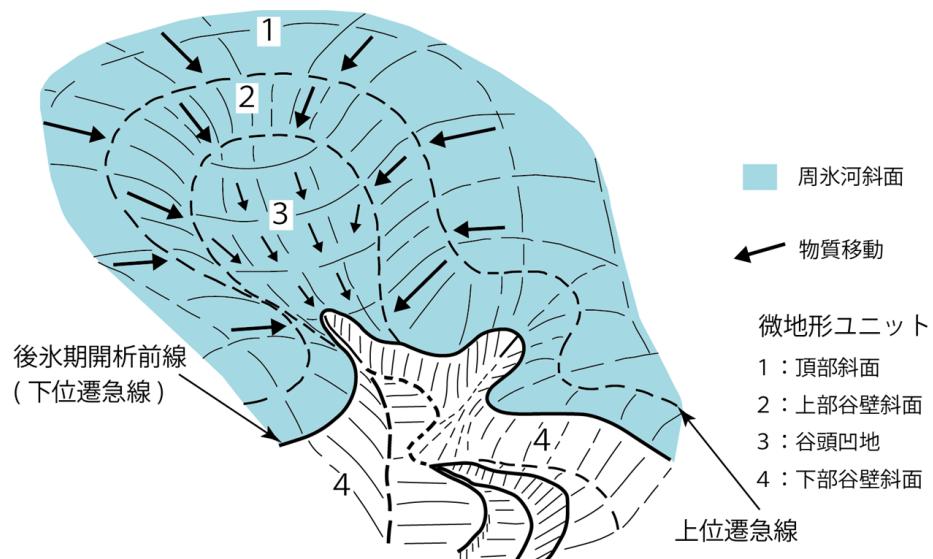


図 3.1-5 丘陵斜面の微地形ユニットと周氷河斜面の範囲 (田村(1990)に加筆)(再掲)

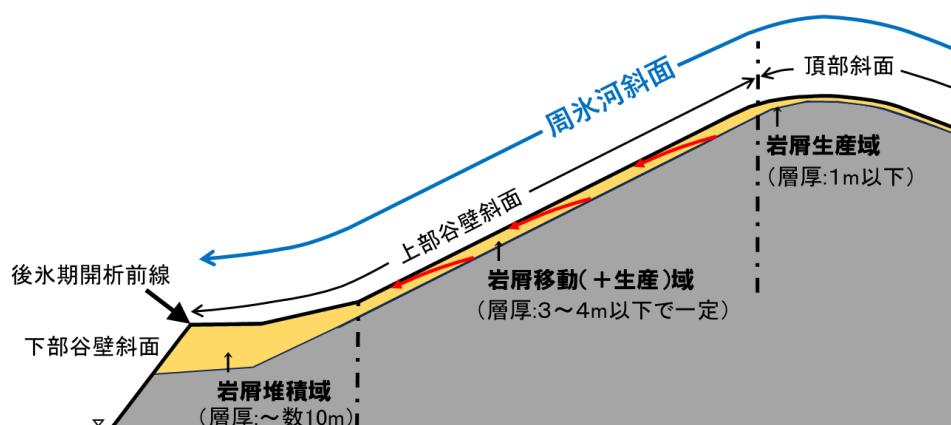


図 3.1-6 周氷河斜面・堆積物の縦断面イメージ

・岩屑生産域の堆積物(斜面上部)

斜面上部では、風化基盤上に生じた岩屑と異地性粒子の混合と、斜面下方への移動が生じる。しかし斜面下部～中部と比較して堆積物の移動距離が小さいことから、粒径による淘汰・選別の影響は小さい。そのため粗粒化や細粒化など粒径の変化傾向は不明瞭で、基盤岩から分離した巨礫が包有されるなど淘汰が悪い傾向が強い。また斜面の上方ほど堆積物の供給が基盤岩からの生産に大きく依存することから、全般に堆積物の層厚が薄いことが多い。堆積物の粒径は基盤地質により異なり、火碎岩では比較的粗粒だが、泥岩や頁岩では比較的細粒になる(図 3.1-1、図 3.1-7)。

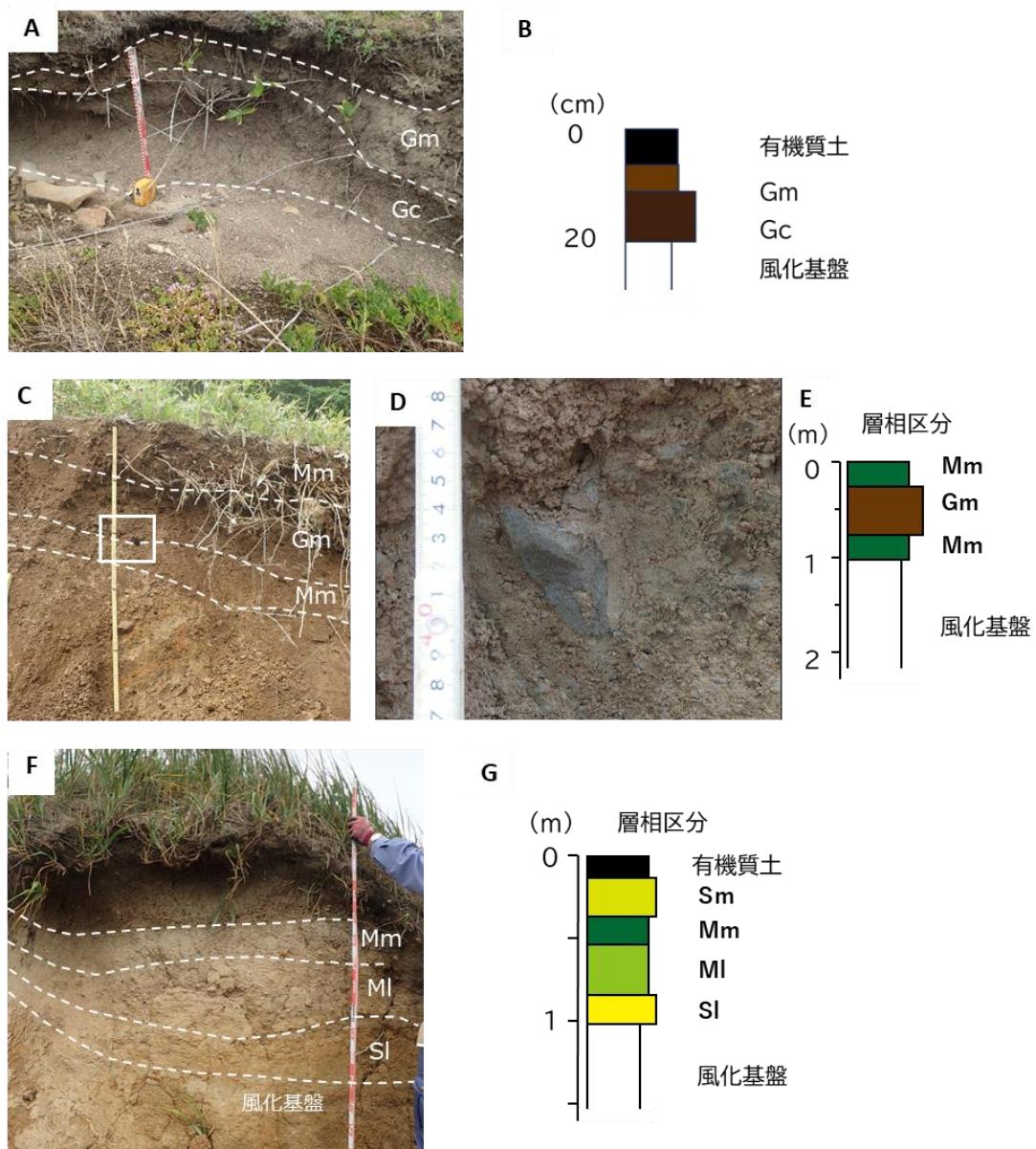


図 3.1-7 北海道各地に見られる斜面上部の堆積物 (柱状図の凡例は図 3.1-4 を参照)

A: 火碎岩地域(礼文町高山)の露頭、および B: 柱状図、C: 泥岩地域(日高町三和)の露頭と D: 部分拡大、および E: 柱状図、F: 硬質頁岩地域(礼文町白浜)の露頭、および G: 柱状図。角礫化した風化基盤の上に載る周氷河堆積物はいずれも薄い(層厚は概ね 1m 以下)。

・岩屑移動域の堆積物(斜面中部)

斜面中部は、周氷河環境においてクリープやソリフラクションによる堆積物の活発な移動が生じた場所である。一時的な融水時に発生した水流の作用で斜面を侵食したガリーなどは、周氷河作用で埋積され平滑化される(五十嵐・柳井, 1990)。最終間氷期から最終氷期にかけて降下した洞爺テフラや支笏テフラは、肉眼で容易に確認できるような状態では斜面に残存していない。したがって現在の周氷河斜面に残

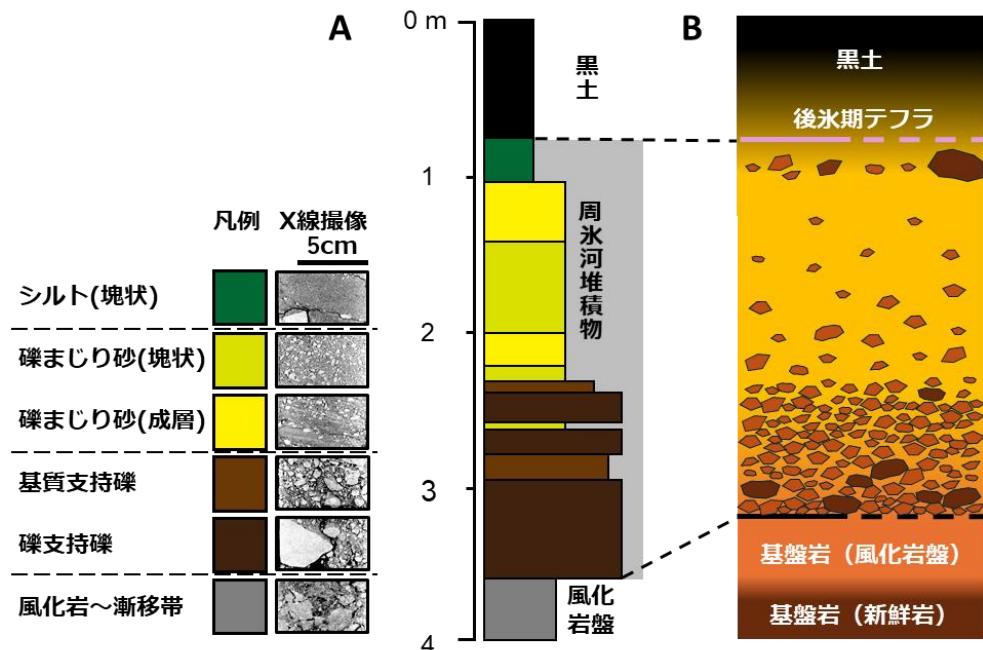


図 3.1-8 斜面中部(岩屑移動域)の堆積物 A: 堆積物の区分例、B: 模式的層序のイメージ

周氷河堆積物は、不明瞭ながら上方細粒化を示すことが多い。最上部はシルト質で、黒土に漸移する。ただし上部に大礫～巨礫が散在することも多い。

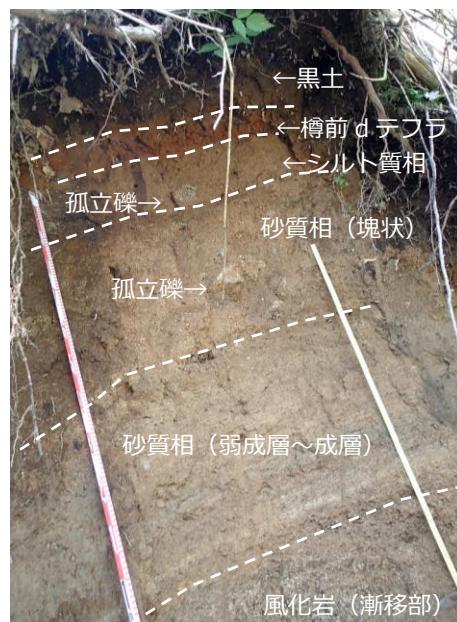


図 3.1-9 花こう岩地域(日高町日勝峠)の岩屑移動域の堆積物

樽前 d (Ta-d) テフラの下位の周氷河堆積物は、全体的に上方細粒化を示す。右の折尺は 1m。

る堆積物は、最終氷期最盛期から後氷期の最初期にかけて生産され移動した堆積物が氷河斜面に残る堆積物は、最終氷期最盛期から後氷期の最初期にかけて生産され移動した堆積物が主体であることを示唆する。

堆積物の移動と堆積のバランスにより、侵食が卓越する場、堆積が卓越する場、堆積物の厚さが一定で準平衡状態にある場が生じ得ると考えられる。しかし実際の堆積物を見ると、厚さが数m程度で一定であることが多く、斜面の広い範囲で準平衡状態にあったと見なせる。

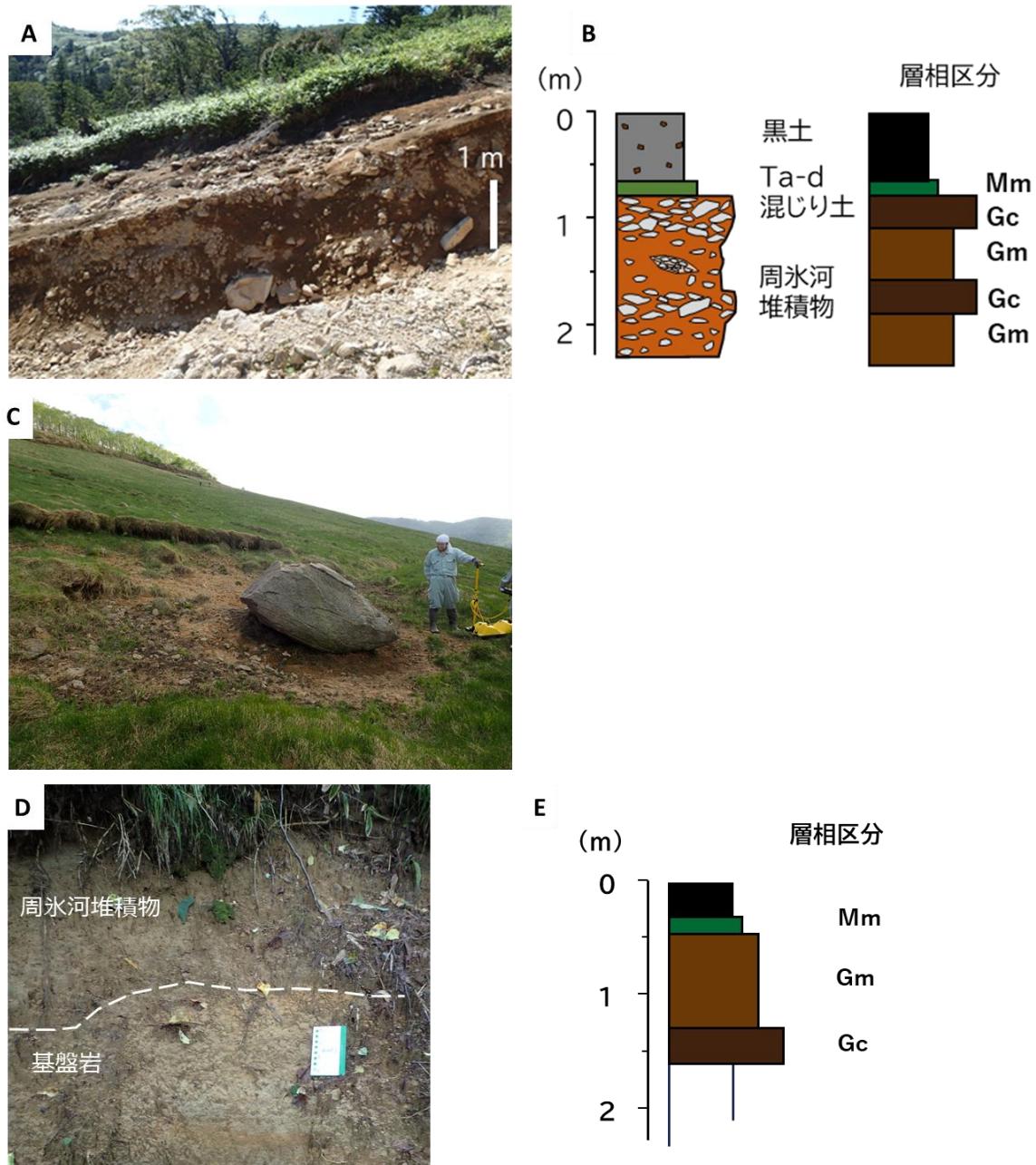


図 3.1-10 北海道各地に見られる斜面中部の堆積物

A: 花崗岩類地域(日勝地域)の崩壊・侵食により露出した堆積物、および B: 柱状図。角礫が局所的に密集し、周氷河最上部も礫支持の礫質相(Gc)となる。C: 花崗岩類地域(串内東地域)の斜面表層の巨礫。このような巨礫が周氷河斜面上にしばしば見られる。D: 新第三紀泥岩地域の斜面堆積物、および E: 柱状図。軟質な泥岩地域では堆積物の基質も泥質なため、基盤岩との境界は不明瞭。

斜面中部では、垂直方向の層相変化が著しいが、大局的には上方細粒化の傾向を示すことが多い(図3.1-8、9)。斜面堆積物下部は基盤岩から破碎・分離した比較的粗粒な岩屑や粒子が多く、礫支持あるいは砂質の基質支持の礫質堆積物からなる。これら礫質堆積物は移動によって破碎が進行し、上位層に混入したり、表層から細粒なレスやテフラが混入することにより、上方細粒化が進行するとともに、これらが入り混じり次第に淘汰の悪い堆積物となる。なお、最上部付近の細粒な基質中に大礫～巨礫サイズの岩塊が配列することがある(図3.1-8B、図3.1-10A、B)。

凍結した堆積物の表層が融解する時、下位の凍結している層が不透水層となり、融解した表層部は水に飽和した不安定な状態の活動層となる。この活動層が凍土層の上面をすべての活動層底面すべり(Active layer detachment slide)が生じることで、活動層内に褶曲やスラストなどの変形や不連続面構造が形成される。また、周氷河斜面上に巨礫が見られることがあるが、これは活動層の上面をすべてことで運搬されたと解釈されている(図3.1-10C)。ソリフランクションロープは前縁に礫が集中することで、その背後に平坦な面(stone banked terrace)をつくることがある。

・岩屑堆積域の堆積物(斜面下部)

斜面下方に段丘などの平地があると堆積物の移動が不活発となり、背後から供給された土砂が累重し、斜面の縦断形状は凹型となる。全国的に海岸沿いには最終間氷期(MIS5e)あるいはそれ以前の海成段丘が分布しており、北海道や北東北などの寒冷地域では段丘上に厚い周氷河堆積物が発達する。

岩屑堆積域の斜面では下方に向かうほど、多様な起源や経路による粒子や堆積体が複合するようになる。土石流や崖錐堆積物、崩積土といった、必ずしも周氷河環境に限られない作用によって移動し形成された堆積物も加わって、既存の谷地形や崩壊地などの凹地、平坦地を覆う。こうして、斜面上部～中部と比較して厚い堆積物が発達する。(図3.1-11～13)。

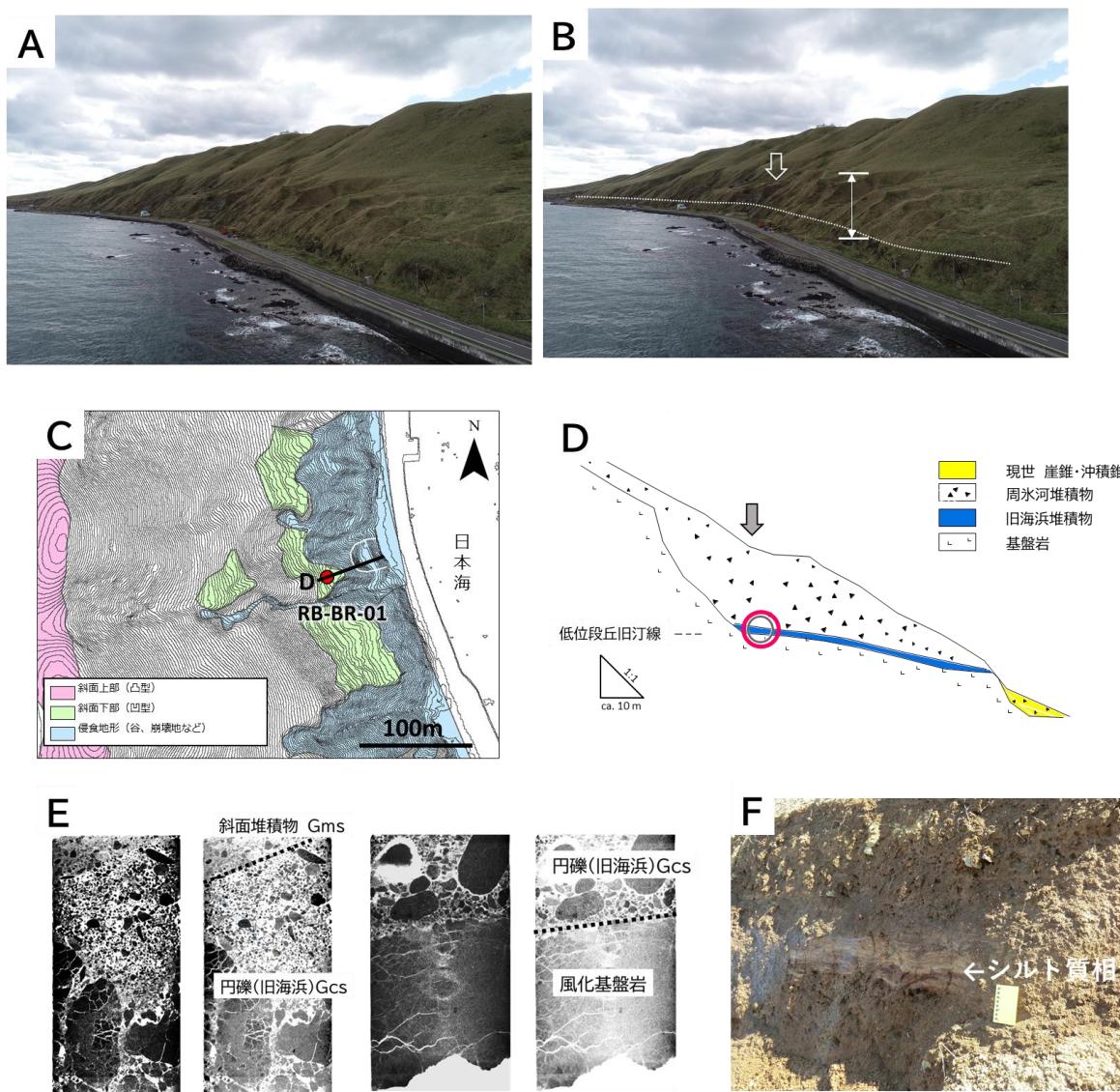


図 3.1-11 火碎岩地域の下部斜面の堆積物

A: 斜面遠景、および B: 地形面の解釈図(両矢印: 厚い堆積物、点線: 堆積物基底の基盤岩との境界、白抜き矢印: ボーリング掘削地点)。C: 平面図(赤丸印: ボーリング掘削地点)、および D: 断面図(矢印: ボーリング掘削地点)。E: コアで確認された堆積物基底付近(D の赤丸の範囲)の層相(CT 画像)。F: 同層準付近の露頭では角礫混じりの砂質相(SI)にシルト質相(MI)が挟在。

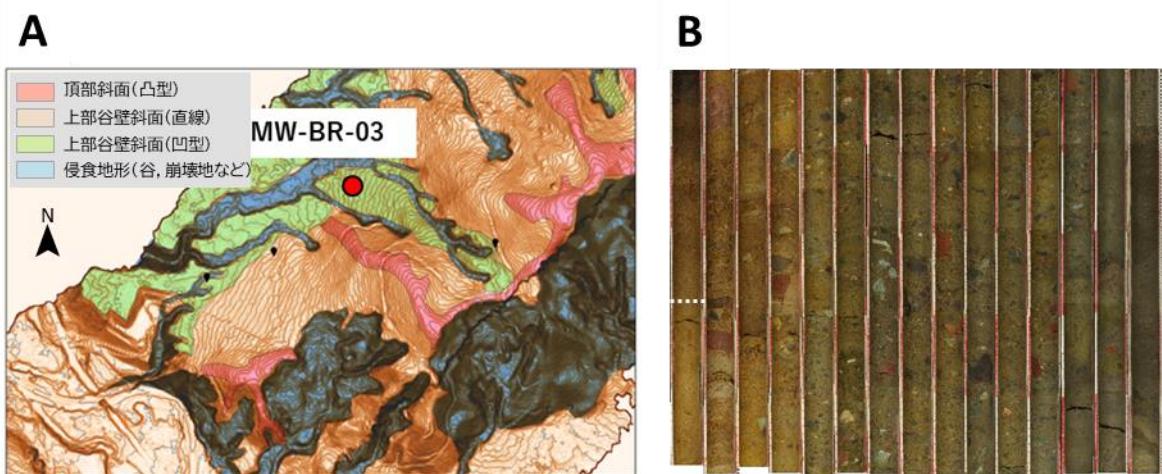


図 3.1-12 新第三紀泥岩地域の下部斜面の堆積物

A:位置図(赤丸:B ボーリングコアの掘削地点、左右の空白部は測量範囲外)、B:最終氷期以前の谷底に厚く堆積した周氷河堆積物(白点線より下位(右側)、15m 以上の厚さがある)。

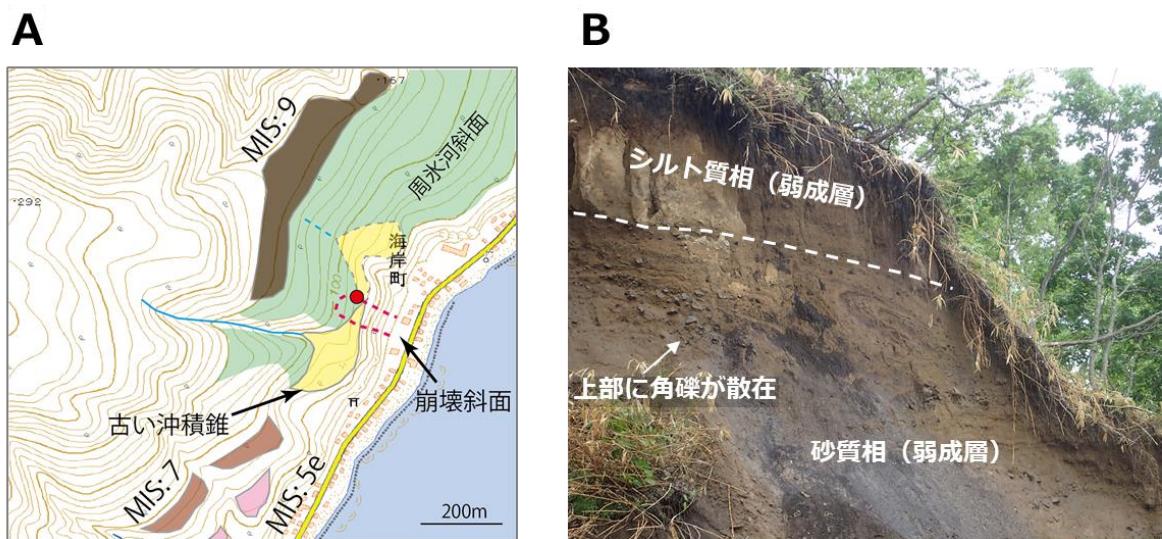


図 3.1-13 安山岩地域(羅臼町海岸町)で発生した崩壊の側部崖に露出する周氷河堆積物

A:位置図(赤丸は B の露頭の位置)、B:砂質相(SI)の上部に角礫が散在する。その上にシルト質相(MI)が載る。

第4章 周氷河斜面の崩壊事例とメカニズム

第4章 周氷河斜面の崩壊事例とメカニズム

第1章で述べたとおり、寒冷地特有の地形である周氷河斜面は本来緩傾斜であるため、豪雨の少ない気候下では斜面崩壊が生じることはほとんどなかった。しかし、近年では各地で観測史上最大となる豪雨が頻発しており、これまで防災の対象外であった緩傾斜の周氷河斜面でも崩壊が発生し、生命に関わる人的被害や、長期に渡る道路通行止めなどの事象をしばしば目にするようになった。この章では、近年北海道各地で発生した周氷河堆積物の崩壊の事例から、その形態的特徴や想定される崩壊発生場、崩壊層準を提示するとともに、現地調査の結果から推測される崩壊過程やメカニズムについて紹介する。

4.1 周氷河斜面の崩壊タイプ分類

周氷河堆積物の崩壊は、その形態・規模や崩壊層準の観点から、以下のとおり大きく3つのタイプに分類できる(図 4.1-1)。

- a) 深層タイプ:周氷河堆積物の基底付近をすべり面とする深くえぐられた斜面崩壊で、そのため崩壊物質は周氷河堆積物を主体とする。
- b) 浅層タイプ:周氷河堆積物の上面付近をすべり面とする浅く平滑な斜面崩壊で、周氷河堆積物直上の黒土層やテフラ層を主体とする。
- c) ガリータイプ:幅は狭いが深く溝状に切り込まれる形状で、地下浅層の侵食によりパイピングホールが発達して地表の土層が陥没したもの。

この3つのタイプの斜面崩壊は単に形態が異なるだけではなく、発生する場所や崩壊層準、発生までの過程やメカニズムが異なり、その結果、想定される災害についてもタイプごとに特徴を持つ(表 4.1-1)。



図 4.1-1 周氷河斜面にみられる各タイプの斜面崩壊 a)深層タイプ b)浅層タイプ c)ガリータイプ

表 4.1-1 周氷河斜面の崩壊タイプ区分と特徴

	外 形 (輪郭)	崩壊深	規 模	発生場
深層タイプ	馬蹄形	3~20m	幅~40m × 奥行き~90m	下部谷壁斜面や海食崖の背後に隣接する、上部谷壁斜面や谷頭凹地
浅層タイプ	馬蹄形~矩形	1~2m	幅~60m × 奥行き~150m	谷頭凹地、上部谷壁凹斜面
ガリータイプ	溝状 頭部は馬蹄形	~2m	幅~10m (多くは1~5m) × 延長 5~200m	上部谷壁斜面

4.2 大雨により発生した周氷河斜面の崩壊事例

3つのタイプの斜面崩壊のそれぞれの特徴や想定される被害について具体的な理解を深めるため、2014年と2016年に北海道の周氷河斜面で発生した各タイプの崩壊事例を示す。

4.2.1 2014年8月の礼文町高山地区の斜面崩壊（深層タイプ）

礼文島では2014年の発災当時、100mm以上の日降水量を観測したことは過去に1度しかなかったが、この年の8月24日の日降水量は160mmを記録した。この雨により礼文島内の各所において斜面崩壊が発生した。このうち礼文島東海岸の北部に位置する高山地区では、海食崖中部から崩れ落ちた土砂によって崖下の家屋が押しつぶされ（図4.2-1、4.2-2）、2名が亡くなり、1名が重傷を負った。

被災地周辺の海岸沿いには、海側に傾斜20~25°で緩く傾斜する連続性の良い周氷河斜面が標高10~40mに分布する（図4.2-3、巻末資料集の資料3.3）。その前面（海側）は、この緩斜面が侵食され、傾斜約40°の海食崖となっている。

崩壊斜面背後の緩斜面末端で実施したボーリング（図4.2-3の★印）では、表層付近から厚い周氷河堆積物が認められた（巻末資料集の図資料3.5-8）。周氷河堆積物は角礫を主体とする厚さ約20mの粗粒な堆積物で、背後の斜面から供給された（石丸・渡邊, 2015）。周氷河堆積物の下位には、最終間氷期の段丘礫層（円礫層）が認められる（詳細は巻末資料集の資料3.3を参照）。

この厚い周氷河堆積物下部に生じた円弧すべりが海食崖中腹に抜けて、その土砂が崖下に落下した（図4.2-2）。崩壊頭部は馬蹄形で、崩壊面はスプーンでえぐり取られたような形状であった（図4.2-1写真の中央より上部）。崩壊の規模は比高約12m、奥行き約13m、幅約22mで、崩壊の深さ（垂直方向）は約4mであった（図4.2-2）。崩壊土砂量は、発生した円弧すべりの形状から700~800m³と見積もられる。なお、この海岸の急崖沿いには類似する馬蹄形のえぐられた地形が並列していることから、海水準が



図4.2-1 高山地区の斜面崩壊

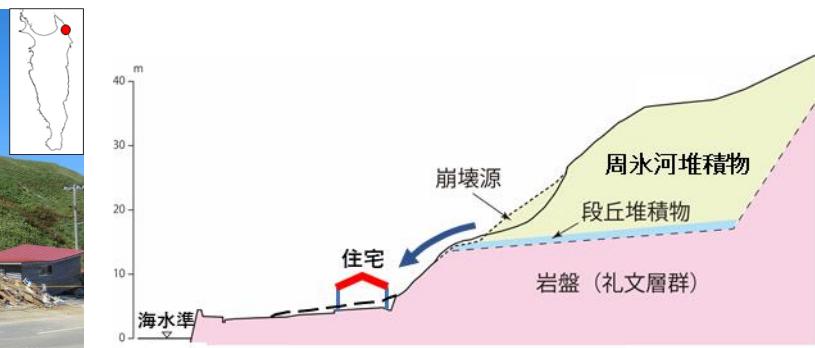


図4.2-2 崩壊地の縦断面（石丸・渡邊, 2015を改変）

現在に近くなった後氷期（完新世）以降、1万年弱の期間に斜面崩壊が繰り返されてきたものとみられる（図4.2-4）。

崩壊斜面には、角礫まじりシルトが露出しており、角礫まじりシルト層の最下部には透水性の低いシルト層を挟在しており（図4.2-5）、崩壊面の基底は、このシルト層の上面付近に位置する。被災4日後時点でも崩壊斜面最下部から湧水が見られたことから、周氷河堆積物の最下部に地中水が集まりやすく、この地中水の集



図4.2-3 高山地区周辺の地形（2mコンター）

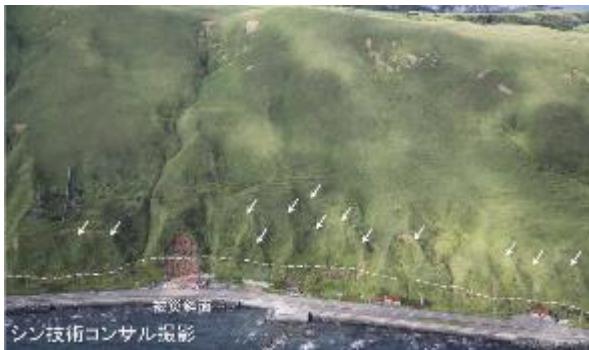


図 4.2-4 周氷河斜面の末端に並ぶ過去の崩壊地形(白矢印)



図 4.2-5 周氷河堆積物を構成する礫まじり層にレンズ状に挟在するシルト層

中により斜面崩壊が発生したものとみられる。この層準に地中水を集中させたのは、沼地を埋めた透水性の低いシルト層がある程度の広がりを持っていたためと考えられる。

なお、斜面崩壊の発生は、降水のピークから 3 時間以上経過していたが、深層タイプの斜面崩壊は、降水ピークから数時間以上遅れて発生することが多い(石丸ほか, 2017)。

4.2.2 2016 年 8 月の知床半島羅臼町海岸町地区の斜面崩壊(深層タイプ)

2016 年 8 月後半に北海道周辺に 4 つの台風(7 号、11 号、9 号、10 号)が襲来したが、このうち 2 つ目の台風 11 号が 8 月 21 日に、続けて 3 つ目の台風 9 号が 8 月 22~23 日に北海道の道東地方を通過した。アメダス羅臼観測所では、それぞれの最大 1 時間降水量は 36 mm/時と 12 mm/時を記録し、この期間以前の 8 月 15 日~23 日の 9 日間の積算雨量は 554 mm に達した。台風 9 号による雨は 23 日 11 時には降りやんだが、それから 29 時間以上が経過した 24 日 16 時半から 17 時半頃を中心とし、大量の水を含む土砂が断続的に崩壊した。土砂は斜面下に崩れ落ち、崖下の道道を横切って 100 m 以上前方の海域にまで達した(図 4.2-6)。この道道には迂回路が無かつたため、被災箇所より半島の先端側に暮らす住民は 1 週間近く孤立を強いられた。

被災地周辺では、狭長な海岸低地に沿って敷設されている道道の山側に住宅が並び、その背後に比高約 50 m の急傾斜地(約 45°)が面する。この急傾斜地の上には最終間氷期の段丘面を覆う緩傾斜の周氷河斜面(15~30°)が広がる。崩壊土砂の起源は周氷河堆積物の角礫まじりシルトを主体とするもので(図 4.2-7)、崩壊発生域は奥行きのある形状となった。崩壊規模は、奥行き約 60 m、幅約 40 m、深さ 8~10 m で、概ね 19,000 m³と見積もられる(図 4.2-8A, B)。

最終間氷期段丘の砂礫層(Tl)と砂・シルト互層(Tu)の上位には、土石流・土砂流によるものとみられる礫・砂・シルト互層(Ac)が、海岸に向かって緩く傾斜して堆積し、周氷河堆積物がこれを覆う(図 4.2-8D)。緩斜面背後の小さな沢の前面には、開析された古い沖積錐(小規模扇状地)の地形が見られることから(図 4.2-8B の黄色部)、周氷河堆積物の下位の礫・砂・シルト互層は、最終間氷期~最終氷期初頭にかけて、この小さな沢から流出し堆積した土石流・土砂流によるものと考えられる。その中のシルト主体の部分は透水性が低く、またすべりやすい特徴を持つ。

被災後の崩壊源底面の侵食により、この堆積物の最上部にパイピング孔(図 4.2-8C の上部パイピング孔)の痕跡が認められたことから、この透水性の低いシルト層とその上位の周氷河堆積物の境界付近に地中水が集中することにより、崩壊が発生したと考えられる。斜面崩壊時に撮影された動画によると、崩壊は



図 4.2-6 長距離移動した土砂による道道の寸断



図 4.2-7 崩壊土砂の主体となった周氷河堆積物
(角礫まじりシルト)

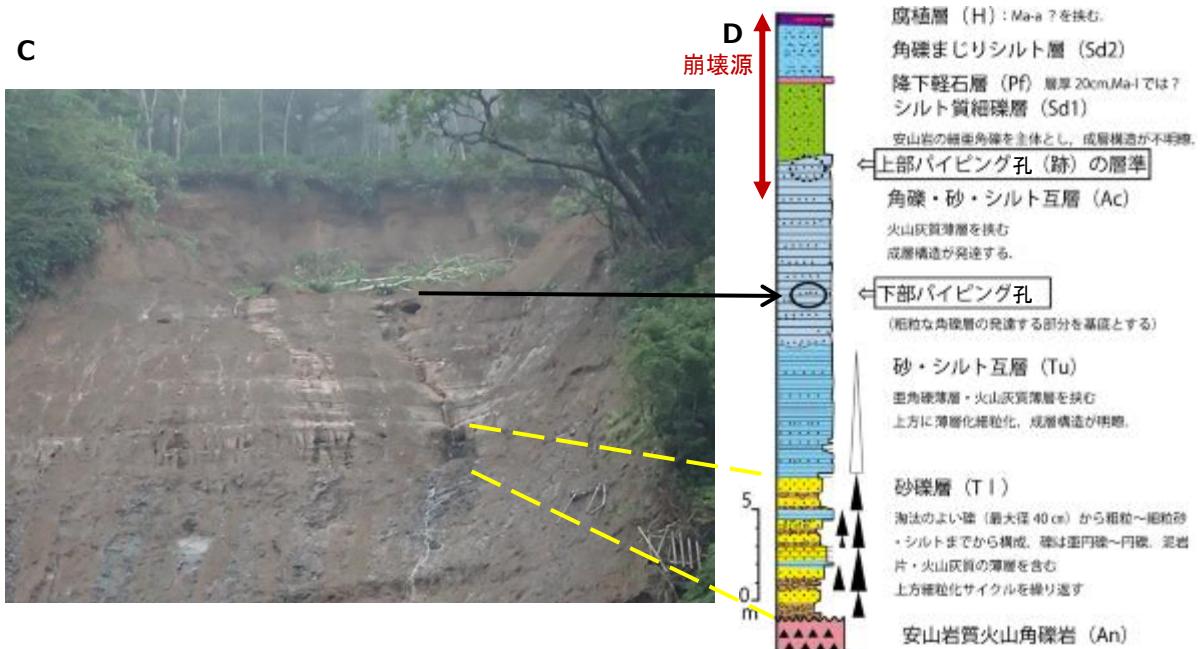
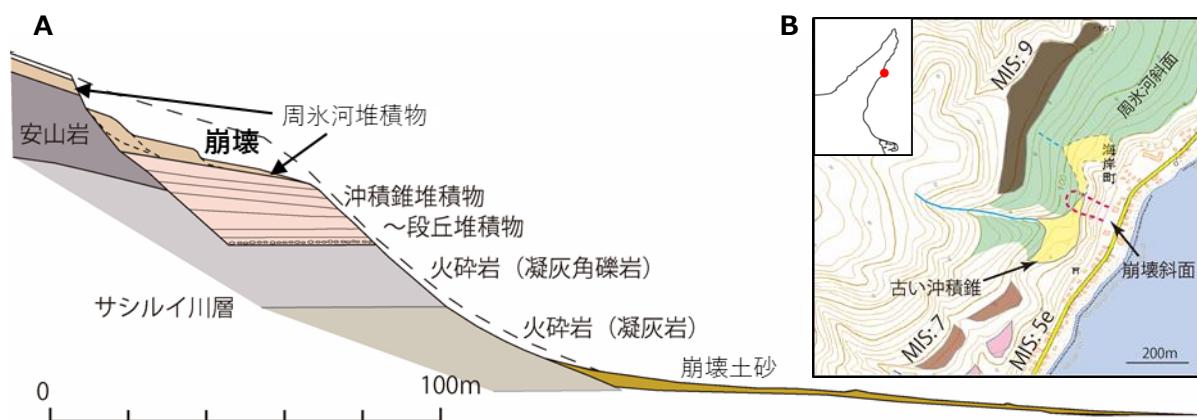


図 4.2-8 A:海岸町地区の斜面崩壊の縦断面、B:崩壊地周辺の地形、C:露頭写真(パイピング孔)と、D:その柱状図

緩斜面末端から始まり、断続的に土砂を激しく吹き出し背後へと崩壊域を拡大させていく様子が見られており、過剰間隙水圧が生じて次々と崩壊が進行したとみられる。これらの堆積物の背後には、亀裂の発達した透水性の良い安山岩溶岩が分布しており、その前面をやや透水性の低い角礫まじり土が塞ぐ状態になっていた(図 4.2-9)。豪雨に伴い、背後側の安山岩溶岩内で徐々に上昇した地下水位が、時間を経て前面の角礫まじり土内との水位差を生じたと推定される(図 4.2-9 の①矢印)。これにより、角礫まじり土(Sd)と、その下位のさらに透水性の低い土石流堆積物(Ac)との間に層準にパイピング孔が形成され、周氷河斜面末端から崩壊が進行したものとみられる(石丸ほか, 2017)。

崩壊斜面背後の地下水位の上昇については、古い沖積錐が崩壊源の末端まで広がっていることから、崩壊斜面背後の小さな谷からの表流水や浅い地中水が関与したものとみられる。また、背後の亀裂質の安山岩の分布範囲は把握できていないが、背後から続くとみられる安山岩を通じた地下水の供給の影響も考えられる。

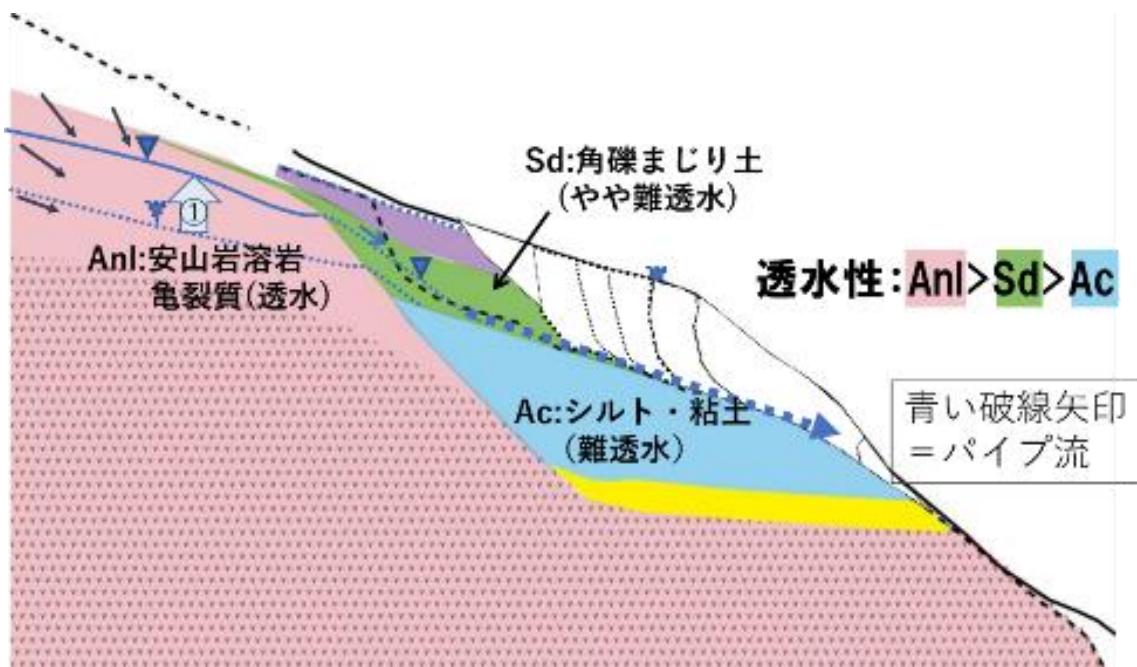


図 4.2-9 難透水層に載る周氷河堆積物の地下水せき止めによる崩壊進行のイメージ
(石丸ほか, 2017 を改変)

4.2.3 2016 年 8 月の南富良野町串内牧場北の斜面崩壊（深層タイプ）

2016 年台風 10 号では、日勝峠から狩勝峠にかけて総降水量 400 mmを超える豪雨に見舞われたが(松岡, 2017)、串内牧場の位置はその 2 つの峠のほぼ中間にあたる。ここで紹介する崩壊斜面は、北東側から南流するルウオマンソラブチ川右岸支谷に面する。崩壊の発生した場所は傾斜約 15 度の平滑な周氷河斜面最下部にあたり、その末端部で傾斜は緩くなり約 9 度となる。その前面は、上記支谷河川の側方侵食により、比高約 8m の急斜面(下部谷壁斜面)となる(図 4.2-10)。崩壊箇所は河川右岸の攻撃斜面側に位置する(図 4.2-10A)。基盤地質は黒雲母片麻岩。周氷河堆積物は層厚 3.5~4m で、下部は角礫相が卓越し、上部は細角礫混じりのシルト質砂相が卓越する(詳細は巻末資料集の資料 3.1 を参照)。

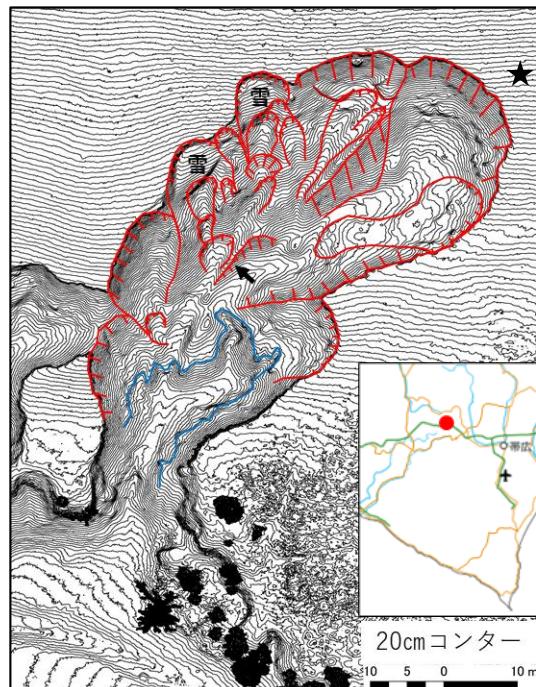


図 4.2-10 串内牧場の深層タイプ斜面崩壊

A:崩壊地の全景写真、B:UAV-LiDAR 測量による崩壊地の地形図。B 図の上部 2箇所の“雪”マークは積雪、矢印は図 4.2-12 のすべり面、★はボーリング掘削地点

崩壊は大小2つのものが並列するが、このうち規模の大きな東側の崩壊範囲は奥行き 90m、幅は最大 35m ほどで、平面的形状は下部がやや狭まったまゆ型となる(図 4.2-10)。崩壊地内は中心部が谷型に侵食されており、この谷に向かって 10~30m 規模の複数の土塊がスランプ(後方回転)した地形を呈する(図 4.2-10、4.2-11)。それぞれの小崩壊地形は、下部のものを上部のものが切る関係にあることから、崩壊は下部から上方へ進行していくものとみられる。その一方で、上部の小崩壊は、崩壊地中心部の谷が下刻するにつれて、移動土塊の下部がさらに崩壊することにより段化が進行していく形態が見られる。崩壊地中央付近(図 4.2-10B の矢印)には強風化岩盤(漸移帶)上に移動土塊が乗り上げている(図 4.2-11、4.2-12)。すべり面となった漸移帶は、風化岩盤が破碎されて分離・岩屑化し、周氷河堆積物になりかけた部分で、移動土塊の主体はその直上の周氷河堆積物であったことを意味する。崩壊斜面背後(図 4.2-10B の★印)において掘削したボーリングコアによる透水試験と強度試験によれば、周氷河堆積物最下部は約 1×10^{-4} m/s と透水性が高く、また非排水条件で間隙水圧が上昇すると、せん断抵抗角が低下する(有効応力に比べ全応力が低い)特徴を持つ(図 4.2-13)。

以上の状況を踏まえると、周氷河斜面末端の下部谷壁斜面がルウォマンソラップチ川の支流河川の攻撃斜面となっており、増水した河川による側刻が崩壊の引き金になった可能性がある。崩壊範囲内には多数の小崩壊地形が見られることから、短時間に一気に崩壊が進行したわけではなく、周氷河斜面末端の下部から崩壊が始まり、崩壊地内に生じた谷の下刻が上方へ進行するにつれてスランプ的な崩壊が上部に波及していくとみられる。さらに崩壊地内上部の小崩壊地の移動土塊末端においては、谷の下刻が進行することにより崩壊を繰り返したものとみられる。崩壊層準は崩壊地上部の周縁部ほど浅くなるが、中央部付近(図 4.2-10B の矢印)の主要な崩壊については、透水性が高く、また間隙水圧が上昇すると強度の低下する周氷河堆積物最下部から漸移帶であった。この層準が排水不良となり、間隙水圧が上昇することで主要な崩壊が発生し、それに伴い不安定化した場所が次々と崩壊していくものとみられる。



図 4.2-11 頭部付近から見た崩壊地

白矢印は右写真の撮影地点。このすべり面より上にスランプ地形が並列する



図 4.2-12 崩壊地内の侵食壁に露出したすべり面
ねじり鎌で示した箇所がすべり面。これより下位は
強風化した基盤岩

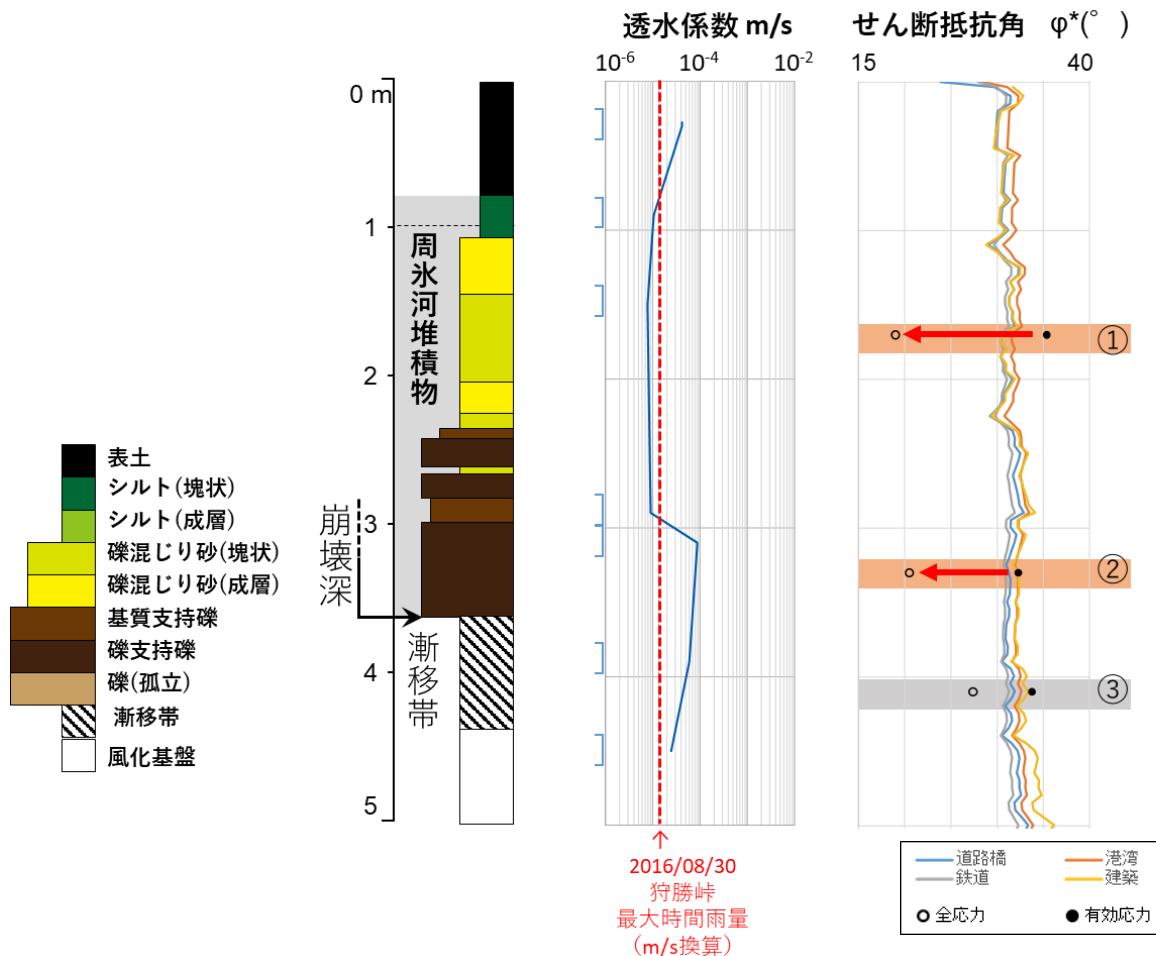


図 4.2-13 崩壊頭部付近で実施したボーリングによるコアの解析・計測結果(柱状図、透水係数、せん断抵抗角)

コア写真は、巻末資料集の図資料 3.5-6 を参照

4.2.4 2016年8月の南富良野町落合地区の斜面崩壊（深層タイプ）

2016年8月の北海道豪雨により日勝峠から狩勝峠にかけて多発した斜面崩壊の1つで、片岩分布地域の深層タイプ斜面崩壊の事例をここで紹介する。被災箇所は、狩勝峠の西方9km、落合集落の西方約1kmの丘陵斜面に位置する。空知川の左岸側支流の“上越中の沢川”の右岸側支流最上部で斜面崩壊が発生した（堆積物や地質の詳細については、巻末資料集の資料3.2を参照）。

丸みをおびた尾根付近（標高540m）から傾斜約15度の緩斜面が続き、西へ60mほど離れた地点が崩壊地の頭部にあたる（図4.2-14、4.2-15）。2006年計測の航空レーザ測量によれば、崩壊した範囲の斜面は傾斜15度前後の縦断面を持つ浅い谷型の斜面で（図4.2-14）、表流水や浅い地中水を集めやすい地形であった。また周辺の斜面では、岩盤クリープを想起させる10～20m規模の広がりを持つステップ状の段差地形が点在する。地質は東傾斜40°～60°の片理が発達する黒色片岩・緑色片岩を主体とする。

崩壊地形は奥行き150m、幅50mほどの縦長の形状となっており、頭部付近の崩壊の深さは2～3mであった。図4.2-15は、2006年計測の航空レーザDEMと、2023年計測のUAV-LiDARによるDEMデータの差分を示したもので、赤色が濃い箇所ほど深く侵食していることを意味する。崩壊範囲は赤実線で示した範囲で、最も深くえぐられた地点（図の矢印付近：深さ7m）が崩壊の主要部分とみられる。一方、崩壊範囲の下部南側（図の矢印の下流側）に深さ3.5mほどの谷状の侵食が生じている。深さ7mの深い崩壊主部がえぐられるためには、その前面が侵食されている必要があり、この部分の水流による侵食が、斜面崩壊の引き金になった可能性がある。一方、崩壊域の上部（東側）に目を向けると、複数の箇所で頭部に馬蹄形の滑落崖を持ち、その直下にはスランプしたとみられる土塊があることから（図4.2-16）、崩壊主要部分が大量の水とともに崩壊・流下した後に、その背後では前面脚部が解放されたことによるスランプが生じたものとみられる。

崩壊後の写真（google mapの2017/6/30写真）によれば、崩壊末端から440m下流の上越中ノ沢合流点までの区間には小丘状地形を伴う土塊が堆積しており、さらに土砂は680m下流の国道38号まで達しており、流動性の高い土砂が流下したことが確認できる。

ボーリングコアで観察された当地の周氷河堆積物は、柱状図に示したとおり礫質堆積物（礫質相の堆積物）を主体としており（図4.2-17）、これは花崗岩質の結晶質岩や泥岩に比べると、礫の破碎が進みにくいことによるものとみられる。崩壊面は周氷河堆積物の最下部付近に位置すると考えられ、ボーリングコアのCT画像（図4.2-18）によると堆積物は角礫化し、岩屑間に空隙の多いことがわかる。透水試験によると、周氷河堆積物上部の砂質相～シルト質相の透水係数が $10^{-6} \sim 10^{-5}$ m/sと比較して、周氷河堆積物下部の礫質相の透水係数は $10^{-5} \sim 10^{-3}$ m/sと相対的に高くなっている。一方、地下水の非排水状態の強度を示す全応力のせん断抵抗角は大きく低下する。

なお周辺斜面のステップ状の段差地形は、岩盤クリープの進行に伴うものとみられ、崩壊斜面直下の右側斜面（図4.2-14の赤破線内）では緩みが進行している可能性がある。地中レーダー探査の結果によると、基盤岩最上部で片理面が前方へたわみ低角化し、斜面に平行となる構造が見られる（図資料3.2-5）。このような岩盤クリープによる緩みが斜面崩壊の発生につながることがあり（千木良, 1998）、注意を払う必要がある。

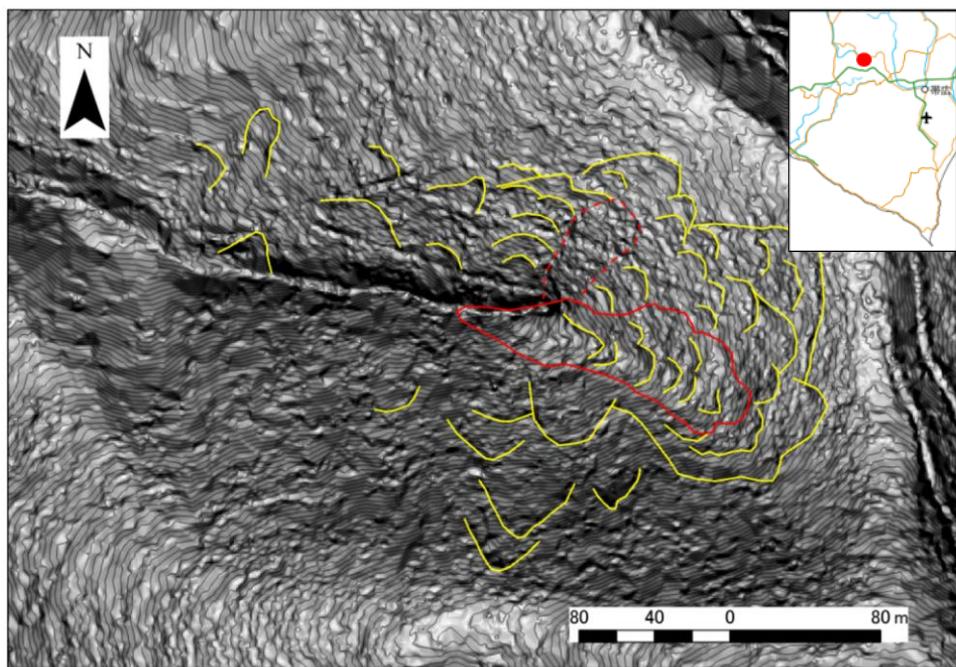


図 4.2-14 深層タイプ崩壊前の地形陰影図

赤実線は崩壊範囲、赤破線は緩み領域、黄実線はステップ状の段差地形(等高線:1m 間隔)

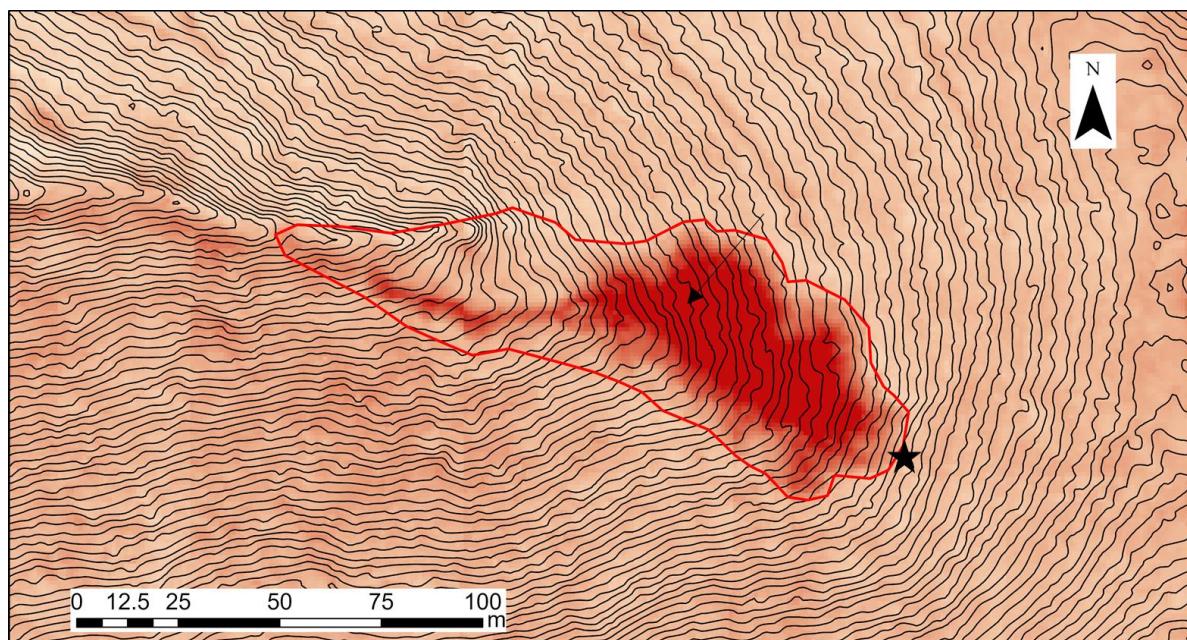


図 4.2-15 崩壊前(2006 年)と崩壊後(2023 年)の標高差分図

赤色が濃いほど侵食量が大きい(矢印:約 7m の最大侵食地点)、赤実線は崩壊範囲、等高線は崩壊前の航空レーザ測量の DEM に基づく 1m 間隔コンター、★印は図 4.2-17、18 のボーリング地点



図 4.2-16 崩壊地下部から頭部方向を見た崩壊地内の様子

頭部付近には馬蹄形の滑落崖と移動土塊からなる複数のスランプ地形が見られる

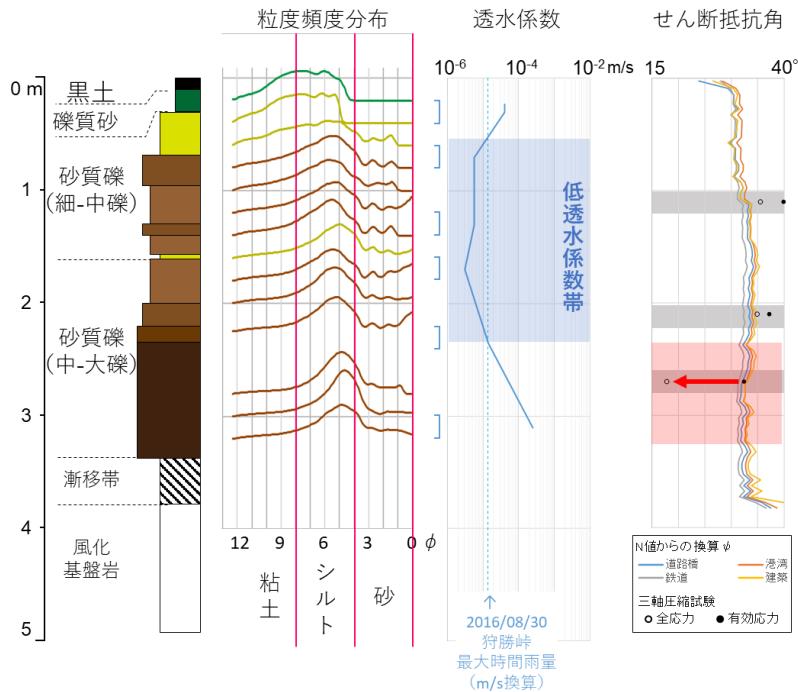


図 4.2-17 崩壊頭部付近で実施したボーリングによるコアの解析・

計測結果(柱状図、粒径頻度分布、透水係数、せん断抵抗)

柱状図の凡例は図 3.1-4 を参照。



図 4.2-18 周氷河堆積物最下部

付近の CT 画像(2.65~2.85m)

角礫化した岩屑間に空隙が多く見
られる。

4.2.5 2016年8月の日勝峠北方の斜面崩壊（浅層タイプ）

2016年8月の台風10号による豪雨により、日勝峠の北方2.5km(日勝峠日高側8~9合目)に位置する沙流川右岸側の沢の最上流部では、谷頭の上方(図4.4-1の白矢印)において、深さ1m前後の浅層タイプの斜面崩壊が並列して発生した(図4.2-19、20)。崩壊斜面は平滑～ごく緩い谷型の谷頭凹地で、周氷河堆積物を覆う土層(厚さ60~120cm)が抜け落ちて、平滑な崩壊面が露出した。崩壊発生域の斜面傾斜は約22°である。崩壊末端付近から直下の谷にかけての平面形状は、いずれもボトルネック状に下方に狭まり、崩壊土砂が谷へと流入する形状となる(図4.2-20)。谷を流下した土砂は国道274号を埋積し、道路を乗り越えて沙流川に流れ込んだ。崩壊面のほとんどの範囲は周氷河堆積物の上面にあたるが、崩壊地の一部に、その直上に堆積するTa-d(樽前dテフラ:約9000年前降下)まじり土が残る。

崩壊面を下刻したガリーの壁面に露出した堆積物の断面(図4.2-21)を観察すると、崩壊面より下位の不動層は層厚1.5m以上(全層厚は不明)の周氷河堆積物からなる。周氷河堆積物最上部の約50cmには、径10~50cmの角礫～亜角礫が密集して局所的に礫支持となる箇所もあり、基質は淘汰の悪い粘土～細粒砂からなる(図4.2-22)。一方、崩壊面より上位は層厚10~20cmのTa-dまじり土、さらにその上位の層厚約70cmの黒土層に被覆されており、この部分が崩壊・流出した。

下方に狭まる平面形状を踏まえると、スラブ状の土塊が斜面堆積物の上面を滑動するようなものではなく、土塊は変形して移動する必要があり、大量の水を含んで谷に流出したものとみられる。崩壊面より上



図4.2-19 浅層タイプの崩壊により露出した角礫を主体とする周氷河堆積物



図4.2-20 崩壊地の平面形状
(林野庁撮影オルソ画像)



図4.2-21 崩壊面より下位層準の堆積物

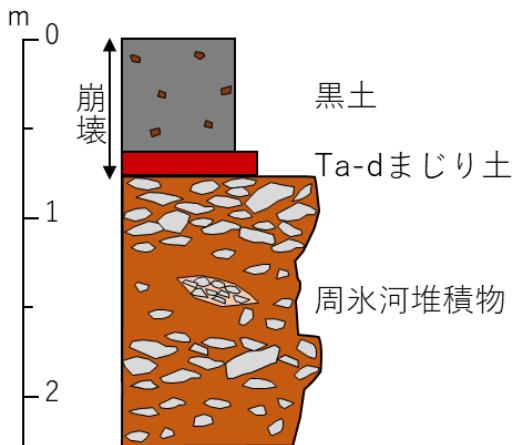


図4.2-22 崩壊地の堆積物の柱状図

位の黒土層や Ta-d まじり土は砂質で透水性が高く、その直下の周氷河堆積物との透水性の差が大きかったと推定される。また、周氷河堆積物の最上部は礫が密集して礫支持であったため、流動することなく、上位の Ta-d まじり土と黒土層が水に飽和して流動化して流出したものとみられる。

4.2.6 2016年8月の南富良野町串内牧場東の侵食・崩壊（ガリータイプ）

ここで説明するガリータイプの崩壊は、前述の串内牧場の深層タイプの崩壊地の約3km南東に位置する。ここでは、日高山脈のオダッショ山（標高 1097m）の北西麓の緩斜面に、ガリータイプの侵食・崩壊が発生し（図 4.2-23）、牧場内の放牧地が分断されるとともに、大量の土砂が流出した。被災箇所は平滑な緩斜面であり、水の集まりやすい谷型の斜面ではない。被災した範囲は標高 740m から 670m にかけてで、斜面傾斜は上部で 16°、下部で 8° 程度である。

被災後のガリータイプの崩壊形状は、深さ 1~2m で、幅は概ね 1~5m、最大で約 10m まで広がる（図 4.2-23、4.2-24）。最上部からの全長は約 250m に達するが、地表では複数個所で途切れており、連続しない区間もある。一見、地表流により下刻が進行して形成されたように見えるが、牧草に覆われた表土がガリー状の侵食面上に陥没し、その場に残されている区間も多い（図 4.2-24）。そのような痕跡から、土層の比較的浅い層準が地中水により侵食されてトンネル状の空洞が生じ、そこに表土が陥没したものと考え

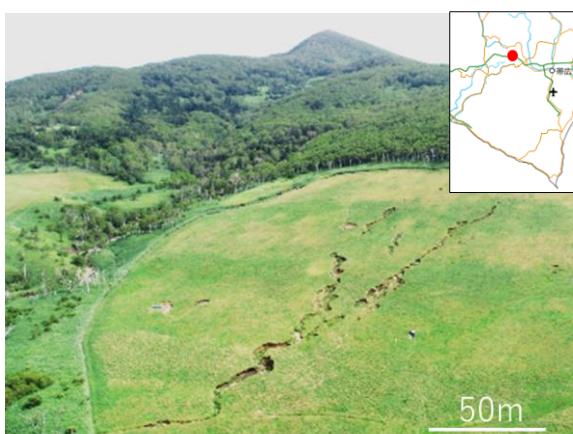


図 4.2-23 周氷河斜面の放牧地に生じたガリータイプの侵食・崩壊



図 4.2-24 ガリー状の谷に陥没する表土



図 4.2-25 周氷河堆積物と Ta-d まじり土層の境界に生じたパイピング孔



図 4.2-26 ガリー状の谷から孤立した陥没地
上下流側にパイピング孔は見られない

られる。ガリー状の崩壊地形が途切れる区間では、地中にトンネル状の空洞が続く箇所(図 4.2-25)がある一方で、明瞭な空洞が認められないこともあり(図 4.2-26)、パイピング孔の発達の程度は場所により異なる。

侵食部側壁に見られる土層断面は、下位より層厚 80 cm 以上のシルト基質の角礫層、層厚 20 cm の細角礫まじりシルト層、層厚 10 cm の Ta-d まじり土層、そして最上位に層厚 55 cm の黒土層が覆う。パイピング孔は、この Ta-d まじり土層直下の細角礫まじりシルト層の最上部に生じていた。図 4.2-25 の写真は、高さ 3~5 cm の逆三角形のパイピングホールが Ta-d まじり土層の基底を上面として、細角礫まじりシルト層の最上部に並列して形成されているものである。これは、透水性が相対的に高い Ta-d まじり土層と、その下位の透水性が相対的に低い細角礫まじりシルト層との境界付近に地中水が集中し、下位のシルト層が地下侵食されたことを示唆する。

4.3 各タイプの斜面崩壊で想定される災害

前節の被災事例から見てわかるとおり、3つのタイプの斜面崩壊は、それぞれの規模や発生場、土砂移動プロセスが大きく異なることから、想定される災害も異なる。

深層タイプの斜面崩壊は深さが数 m 以上に及ぶことから、崩壊土量が大きくなる。また、このタイプの崩壊の多くが流動性の高い長距離移動となることから、一般的な斜面崩壊に比べ、斜面から離れた場所まで被災することを想定する必要がある。特に前節 4.2.3 の知床半島羅臼町の斜面崩壊のように、背後から大量の水が供給されるなどして移動土塊が多くの中水を含む場合は、斜面下の広範囲に大きな被害をもたらす可能性がある。

浅層タイプの斜面崩壊は崩壊地内や直下の建設物に直接被害をもたらすことは少ないが、発生箇所の谷頭部から下流側に続く沢に土砂が流れ込み土石流を生じやすい(前節 4.2.5)。これにより、沢に面する道路盛土や橋脚が被災するとともに、河川沿いの護岸施設などに被害をもたらすことがある。

ガリータイプの斜面崩壊は、前節 4.2.6 の串内牧場東の例のように、斜面下の周氷河堆積物の上面付近で水と崩壊土砂が混合して流下したことを示す。2016 年 8 月の豪雨時には、日勝峠周辺の複数箇所でガリータイプの斜面崩壊から土砂混じりの水が流下し、国道 274 号の切土法面で崩壊・侵食等が発生するとともに(図 4.3-1)、路面に土砂が流入するなどの被害が生じている。



図 4.3-1 ガリータイプ斜面崩壊の下方に位置する切土法面に生じた崩壊・侵食

白矢印は土砂混じり水の流下を示す(日勝峠日高側 8-9 合目:被災 9か月後の 2017 年 5 月撮影)

4.4 崩壊メカニズムと崩壊発生場・層準

第4章2節に紹介した事例を始めとして、北海道内各地の周氷河斜面で豪雨による崩壊が発生している。これらの斜面崩壊は地中水が局所的に集中することにより、間隙水圧の上昇あるいは地下侵食が引き金となって生じている。各事例からわかるとおり、斜面崩壊は水の集まりやすい地形だけでなく、水が集まりにくい平滑な斜面であっても、地中水が局所的に集中する層準において発生している。

周氷河堆積物は、第3章で解説したとおり層相変化が顕著であり、透水性に大きなコントラストをもつ層が接する場合、その境界に地中水が集中しやすい。低透水層の上位に透水性の高い層が載る場合は典型的である。一方、相対的に透水性の高い礫層の上位に透水性の低いシルト層が載るような場合でも、低透水層側に地中水が集中することが知られている(田中, 1996)。これは低透水層の土粒子間の空隙に水が保持される毛管力により、地中水が低透水性のシルト層に沿って側方流(毛管分流)を生じることによる。このような現象は分級の良い堆積物で顕著に見られるが(東條ほか, 2001)、淘汰の悪い周氷河堆積物の中で生じうるかどうかについては、今後の検討が必要である。

4.4.1 斜面崩壊の発生場

斜面崩壊のタイプとその崩壊メカニズムを踏まえて、周氷河斜面の中で崩壊が発生しやすい場について解説する。図4.4-1は、2016年豪雨時に国道274号の日勝峠の西側(日高側)で生じた崩壊地をタイプ区分したものである。この図によれば、“深層タイプ”は、後氷期開析前線を跨いで発生することが多く、“浅層タイプ”は、谷頭斜面最上部の平滑～ごく浅い谷型の斜面で発生していることが読み取れる。“ガリータイプ”は、規模が小さいため、図4.4-1には表示していないが、傾斜20度前後の平滑な周氷河斜面上に生じている。

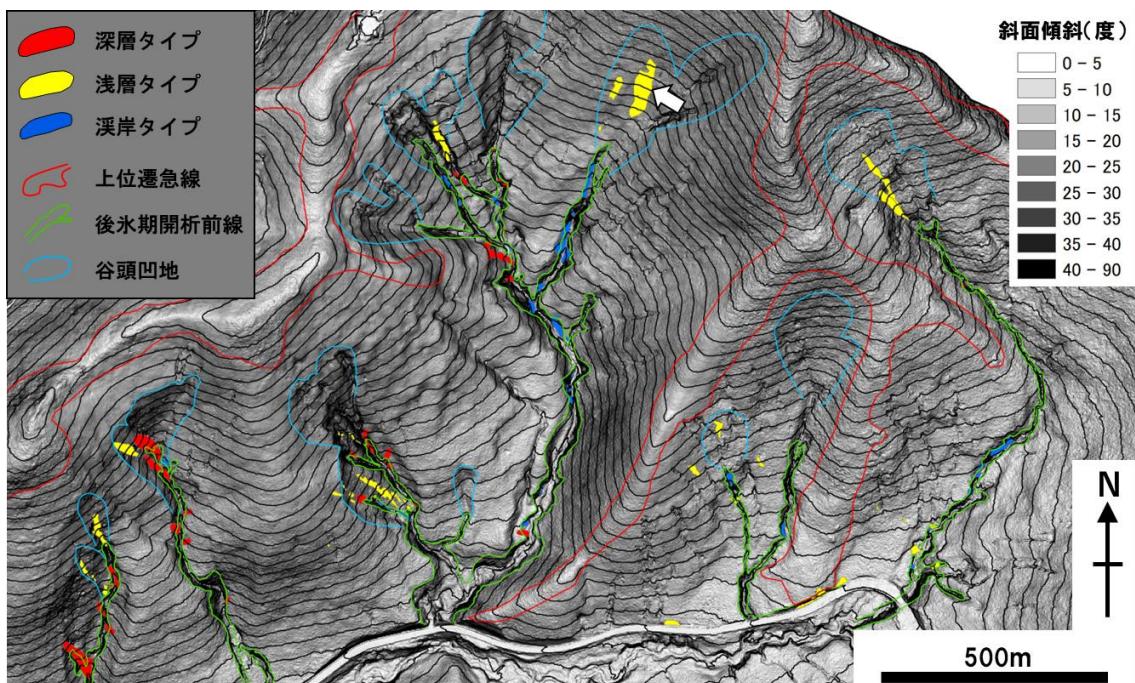


図4.4-1 2016年豪雨により日勝峠の西側に生じた斜面崩壊のタイプ区分

“上位遷急線”は図4.4-2の1と2の境界にあたる。白矢印は4.2.5項で事例解説の崩壊斜面。

各タイプの斜面崩壊の発生場は、表流水・地中水や斜面傾斜に支配されていると考えられる。以下では、田村(1990)の斜面微地形分類(図 4.4-2)に基づき、各タイプの斜面崩壊の発生場の特徴について、水の集まりやすさや斜面傾斜の観点から説明する。

深層タイプの崩壊は、前述のとおり、斜面傾斜の変わる後氷期開析前線を跨ぐものが多い(図 4.4-2)。周氷河堆積物は、緩斜面(傾斜約 30 度以下)上に堆積しているため、重力的に安定しているが、斜面の末端が侵食されることで、堆積物が急斜面にさらされ不安定化するため、斜面崩壊の起こりやすい地形場となる。さらに緩斜面の末端に段丘などの平坦面が発達する場合は、斜面上方から移動してきた岩屑が厚く堆積するため、特に深い崩壊を生じて、大きな災害につながることがある。

浅層タイプの崩壊は、谷頭より上方のごく浅い谷型の斜面で発生している(図 4.4-1)。この斜面は、図 4.4-2 の地形分類 3 の“谷頭凹地”にあたる。このような浅い谷型の斜面は降雨時に地表に水流が集まりやすく、その結果、地表下の浅層部にも地中水が集中するため、崩壊が生じると考えられる。

ガリータイプの崩壊は、図 4.4-2 の地形分類 2 の平滑な“上部谷壁斜面”で発生している。発生箇所周辺には全体的に平滑な斜面が広がっており、周囲から水が集まりやすい地形ではないことから、地形によらず土層内で地中水が選択的に集中する場所にパイピングホールが生じたことになる(塚本ほか, 1988)。

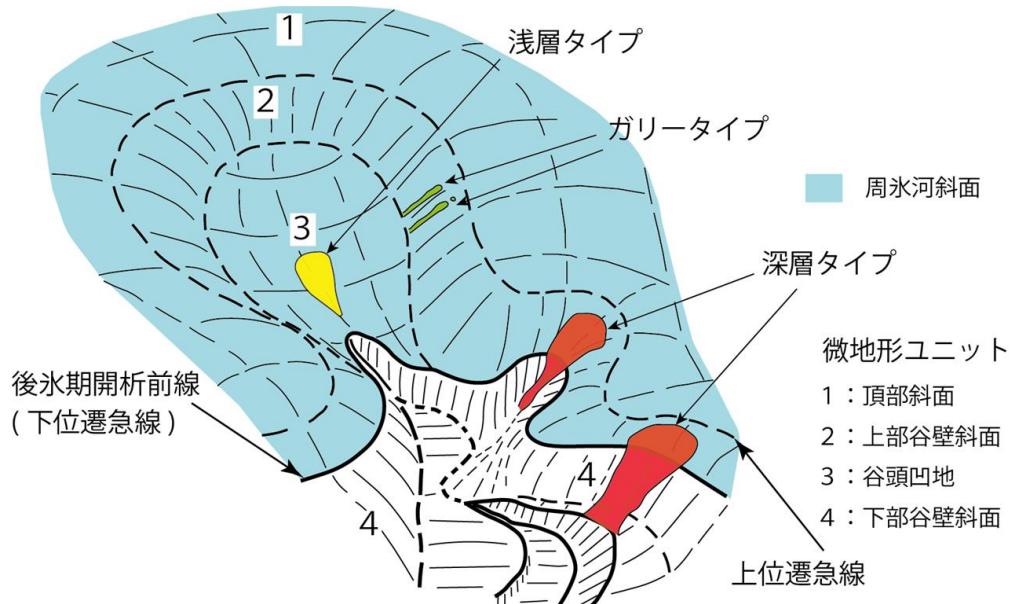


図 4.4-2 斜面崩壊タイプと斜面微地形の関係(田村(1990)に修正・加筆)

4.4.2 崩壊層準

周氷河斜面下の堆積物は一般的に淘汰が悪く、角礫まじり砂質相～シルト質相や基質支持礫質相・礫支持礫質相からなる。第 3 章で説明したように全体的に上方細粒化する傾向を示し、その上位を透水性の比較的高い黒土層が覆うことが多い。一方、周氷河堆積物は層相変化が顕著であり、透水性が層構造にコントロールされて変化すると考えられる。斜面崩壊は、地中水が局所的に集中する層準に発生しやすいが、この傾向は深層タイプ、浅層タイプ、ガリータイプのいずれにも共通する。以下、それぞれのタイプごとに、崩壊面の生じやすい層準について説明する(図 4.4-3)。

深層タイプ:周氷河堆積物は基質にシルト～粘土質の細粒分を含むため、透水性はあまり高くない。これに対し、さらにその下位の基盤岩の透水性が低い場合、あるいは逆に基盤岩表層の風化部や漸移部

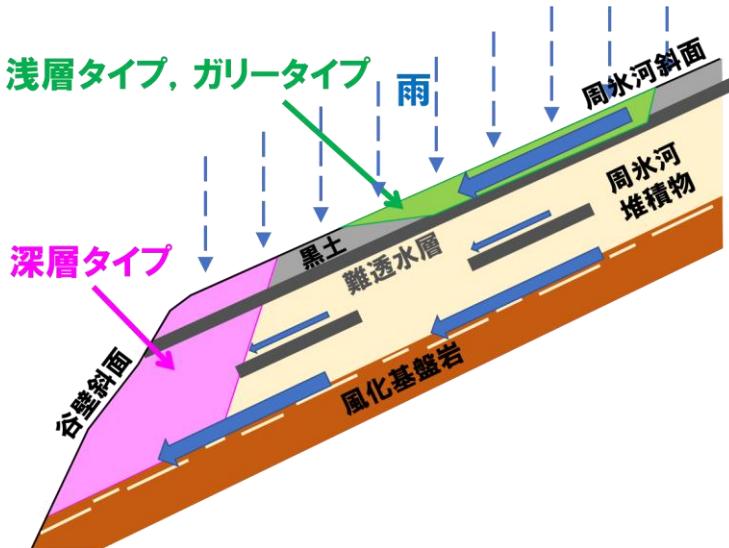


図 4.4-3 斜面崩壊の縦断面イメージ

浅層タイプやガリータイプは周氷河堆積物最上部の難透水層を底面に、深層タイプは周氷河堆積物最下部付近を底面に崩壊することが多い

の透水性が高い場合には、周氷河堆積物の底面付近に地中水が集中し、その層準付近を底面として崩壊が発生するものとみられる(図 4.4-3 の桃色部)。また、周氷河堆積物中に層序的に透水性のコントラストの明瞭な境界が広く連続していれば、その付近を底面として崩壊が発生すると考えられる。

浅層タイプ:透水性が低い周氷河堆積物の上を黒土層や火山灰層が覆う場合、それらの内部で地下水位が上昇し、間隙水圧が高まる。その結果、周氷河堆積物の上面付近をすべり面とした浅く平滑なすべりが生じる。第 4 章 2 節で紹介した日勝峠北方の斜面崩壊では、周氷河堆積物の最上部に礫が密集して礫支持の状態となっており、透水性が低いために土質強度も高いものと推定される。そのため、その上位の火山灰まじり土層に地中水が集中し、流動化することで崩壊が生じた(図 4.4-3 の緑色部)。

ガリータイプ:上記の浅層タイプ同様、黒土層直下に透水性の低い周氷河堆積物が存在し、地中水が黒土層内的一部分に集中すると線状にパイプ流が発生する。このパイピング孔の侵食が進行し拡大すると、上位の土層は支えを失い、陥没が生じる。

4.4.3 基盤地質に規制された崩壊タイプと崩壊層準

崩壊タイプや崩壊層準は、基盤地質の種別ごとに違いが見られる。周氷河堆積物の最上部付近に発生する浅層タイプやガリータイプの斜面崩壊は花崗岩類の分布域に多く、周氷河堆積物の基底付近で発生する深層タイプの斜面崩壊は片岩や片麻岩の分布域に多く見られる。

花崗岩類の分布域は、周氷河堆積物最上部の透水性が低いことが多く、その上位を覆う火山灰まじり土層に地中水が集中しやすいため、この層準での崩壊・侵食が生じるものとみられる(図 4.2-22)。一方、深層タイプの崩壊が比較的少ないのは、基盤岩が凍結破碎を含む風化作用によりマサ化が進行していることが多く、周氷河堆積物と基盤岩の間に漸移帯が厚く発達しており、透水性の急変部が生じないためと考えられる。すなわち、基盤岩から周氷河堆積物最下部にかけて透水性のコントラストが弱く、地中水の集中が起こらないため、深層タイプの崩壊が生じにくいものとみられる。

片岩の分布域は、周氷河堆積物最上部の透水係数が比較的高く、雨水は地下へ浸透しやすいため浅層崩壊は起こりにくい。周氷河堆積物の最下部では、基盤の片岩の分離が進行して岩屑が生産されるが、基質は比較的粗粒で未発達である(図 4.2-18)。ここでは透水係数は高く、地下水の非排水状態を示す全応力のせん断抵抗角が低いため、非排水条件に近い状態で間隙水圧が上昇すると強度低下しやすい(図 4.2-17)。

片麻岩の分布域では、周氷河堆積物の有効応力のせん断抵抗角は深度方向への変化は小さいが、全応力はかなり低いことから(図 4.2-13)、排水不良により間隙水圧が上昇すると強度低下する。片岩地域と同様に、周氷河堆積物最上部の透水係数は比較的高いため雨水は地下に浸透しやすく、さらに堆積物下部ほど粗粒になり透水性は最下部で高くなる。そのため、周氷河堆積物最下部付近に地中水が集中し、崩壊面になりやすいものとみられる。

なお、新第三紀泥岩地域や火碎岩地域の崩壊分布については本マニュアルに提示していないが、過去の豪雨災害事例から得られた知見によると、泥岩地域では深層タイプが多く(北海道立林業試験場・北海道立地質研究所, 2007)、火碎岩地域では深層タイプと浅層タイプの両者が見られた。これらの地質地域の崩壊発生機構については今後の課題とする。

以上本章で述べてきたとおり、周氷河斜面に生じる 3 つのタイプの斜面崩壊の発生場は、地形条件や斜面を構成する堆積物の性状と層序、基盤地質との関係に着目することにより想定できる。さらに次章の原位置試験や室内試験等により、崩壊のメカニズムに直結する土層の物性を把握することで、より明確な崩壊層準の想定が可能となる。

第5章 周氷河斜面の調査

第5章 周氷河斜面の調査

5.1 調査の目的

周氷河斜面およびその周辺で生じる災害は、一般の斜面とは異なる点が多い。それを踏まえて、周氷河斜面特有の崩壊層準や崩壊様式を把握することを目的に、対象斜面の地形条件や周氷河堆積物の特徴を調べる必要がある。特に水の集まりやすさや、堆積物の透水性(水理特性)、さらには含水により強度低下の起こりやすい層準(力学特性)を見出すことが重要となる。

5.2 調査計画とフロー

周氷河堆積物は、乱雑で塊状の礫混じりシルトから構成されるが(山本, 1990)、斜面災害対策にとって重要な詳細な層相区分がなされてこなかった。しかし露頭での肉眼観察においても、成層構造の有無や粒度組成の差に基づき層相を細分できることを第3章で説明した。例えば“礫混じりシルト”には礫の含有率や基質の粒度組成に多様性があり、礫や砂の配列もしくは粒径変化による成層構造が発達するものも認められる。堆積物中に礫が乏しく、砂～シルトを主体とする細粒層が挟在することもある。

細粒層あるいは細粒分に富む層相が存在する場合、それらと直上・直下の地層との間で透水性に差が生じるが、このことが近年の周氷河斜面における斜面崩壊の主要な要因の1つとなっている(石丸, 2017; 第4章参照)。そこで本章では、問題層準を抽出し、発生の危険性が高い崩壊タイプを事前に把握する上で、現時点で最も効果的と考えられる調査手順を示す。

なお学術的な周氷河堆積物の認定では、周氷河環境で形成されたことを示す地質学的な特徴、すなわち凍結融解の痕跡を重視するが、その認定は困難である場合が多い(第3章参照)。そこで、地形量解析による周氷河斜面の抽出(資料集:第2章参照)をスタートとし、「周氷河斜面を構成し、基盤岩よりも層序的上位、かつ後氷期の黒土層やテフラ層よりも層序的下位に位置する堆積物」を周氷河堆積物として一括して扱う。したがって現地での周氷河堆積物の認定は、基盤岩や黒土層との境界を区別することが主となる。

周氷河堆積物を対象とした地質調査・解析の手順をフロー図に示した(図5.2-1)。調査項目5.3～5.5、5.7(本文の節番号に対応)は、対象とする周氷河堆積物の分布・層相の概要を把握するため基本となる調査項目である。地中レーダー探査(本章5.5.3)や高品質ボーリング調査(5.6節)は、詳細調査の必要性や災害発生時等、必要に応じて実施することが望ましい。最後に5.8節では、以上の結果を踏まえて対象とする斜面における斜面崩壊の可能性のある発生場・層準を抽出するための総合解析の手順を示した。以下、順に各項目について解説する。

5.3 地形判読

検討対象とする斜面が周氷河斜面であるか確認するためには、現地調査を実施する前に、机上で周氷河斜面のおおよその分布を把握することが重要である。十分な地形判読技術を有していない技術者でも客観的な基準で周氷河斜面の分布が把握できるよう、本マニュアルでは数値標高データ(DEM)とGISソフトを用いて平滑な斜面を抽出する手順を、解析プログラムとともに資料集:第2章に示した。DEMは可能であれば5mグリッド、無ければ入手が容易な10mグリッドを用意する。次に周氷河斜面の地形的特徴である、1)斜面傾斜が概ね35°以下、2)後氷期開析前線よりも上方、という条件に基づき、抽出された平滑斜面から傾斜35°以上の斜面、および後氷期開析前線より地形的下位の地形面(沖積面などの

【地形判読・解析】 空中写真判読、地形量に基づく周氷河斜面の抽出（5.3節）



【現地地形・地質調査】 露頭調査、小径掘削による層相・層序の把握（5.4節）



【現位置試験】 簡易貫入試験、土層強度検査、原位置透水試験（5.5節）、
密度検層、PS 検層



必要に応じて実施する項目

【地中レーダー（GPR）探査】 周氷河堆積物の
広範かつ三次元的な層厚分布の把握（5.5.3項）

（参考）電気探査：
GPR 探査よりも深い深度
の情報を取得可能

【高品質ボーリング探査】 周氷河堆積物の詳細な層相の把握、室内試験用の
乱さない試料の採取（5.6節）



【室内試験】 土質試験・室内透水試験・三軸圧縮試験（5.7節）



【総合解析】 斜面崩壊が発生する可能性のある場所や、
地中水の集中・含水により強度低下する層準の検討（5.8節）

図 5.2-1 周氷河斜面の地質調査・解析の手順

平坦面を含む)を除外することにより、周氷河斜面の可能性のある地形を抽出する。

この斜面が周氷河斜面の特徴を示す尾根部が緩い凸型で、その下方に直線的縦断面が続く場合、縦断面地形に基づく斜面の細区分を行い、堆積物の厚さや特徴を想定する(図 5.3-1)。最上部の凸型の縦断面地形を示す斜面上部は岩屑生産域で、薄い岩屑に覆われる。その下方の直線的な縦断面地形を示す斜面中部は岩屑の移動域で、層厚 3~4m 以下の均一な層厚の周氷河堆積物に覆われることが多い。さらに下方で凹型の縦断面地形を示す斜面下部は岩屑の堆積域にあたり、しばしば厚い周氷河堆積物に覆われる。

第4章で解説した通り、発生する斜面崩壊のタイプを想定する上では、周氷河斜面にとどまらず、それに隣接する斜面を含めて微地形単位を識別することが重要である(図 5.3-2)。後氷期開析前線より下方の谷沿いの急斜面である“下部谷壁斜面”は、周氷河斜面の下部～中部が河川や海に侵食されて周氷河堆積物が露出しており、崩壊を繰り返して斜面が後退する場所である。特に周氷河斜面の下部の傾斜

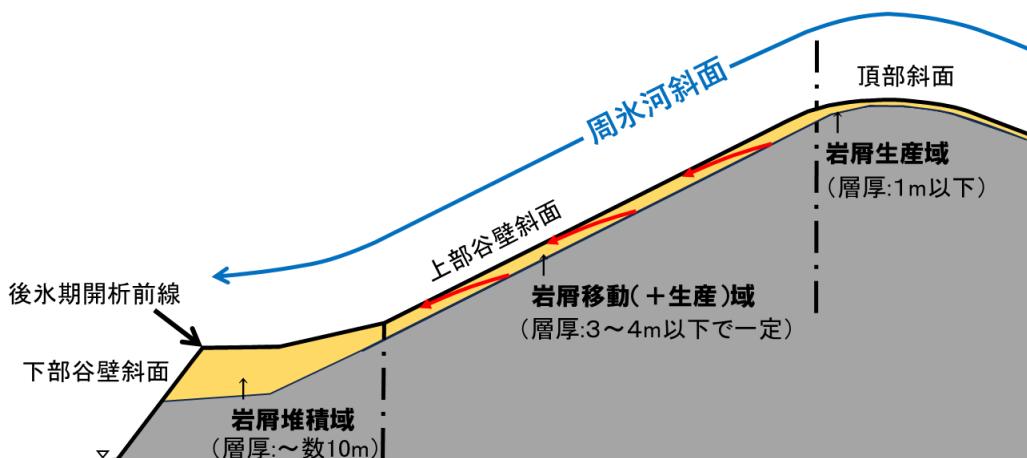


図 5.3-1 周氷河斜面の縦断面地形区分(再掲)

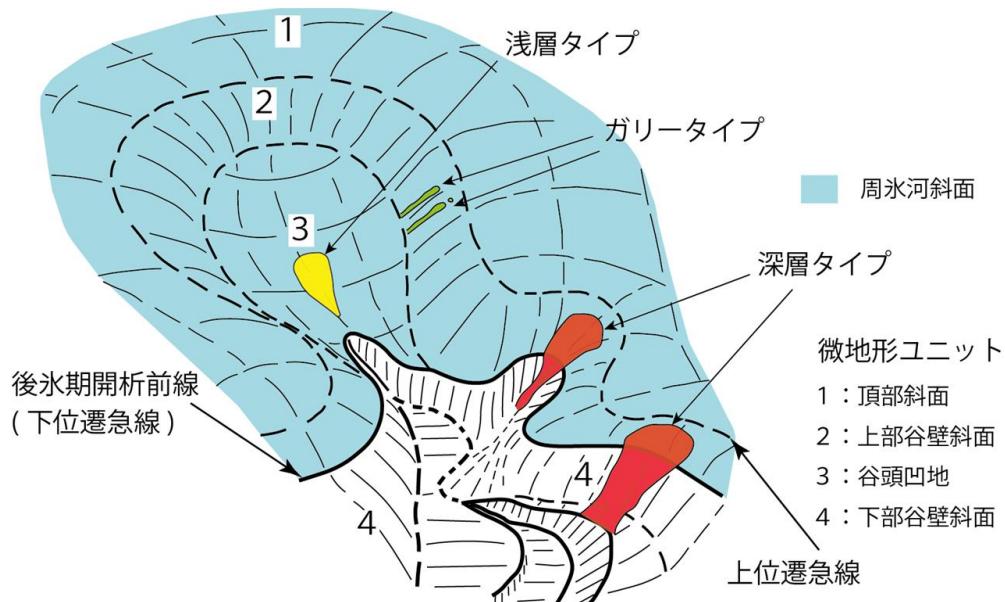


図 5.3-2 斜面崩壊が発生する地形的位置(再掲:田村(1990)に加筆)

が緩い場合、“下部谷壁斜面”と“上部谷壁斜面”的境界にあたる後氷期開析前線付近には厚い周氷河堆積物の存在が想定され(図 5.3-1)、深層タイプの崩壊を生じる危険性が高い。一方、後氷期開析前線の谷頭の上方に形成される“谷頭凹地(周氷河斜面の下部に位置する)”では、浅層タイプの斜面崩壊が発生する可能性がある。また、後氷期開析前線より上方に位置する周氷河斜面中部～上部の範囲では、ガリータイプの崩壊が発生する可能性が高い(図 5.3-2)。

5.4 現地調査

5.4.1 地形・地質踏査

地形の現地調査では、机上で行なった地形判読による地形区分を確認し、それぞれの地形単位ごとに過去の崩壊や斜面変動の痕跡の有無と、その形状を確認し、崩壊の痕跡が認められる場合は崩壊層準やパイピングホールの有無を記録する。特に上部谷壁斜面ではガリーや崩壊地形の有無を確認し、雨水の集まりやすい谷頭凹地では浅い崩壊や土層クリープ・岩盤クリープを示すステップ状の地形があれば記載して、斜面が重力変形を受け不安定化している可能性があることに留意しながら調査を進める。周氷河斜面の斜面下部では周氷河堆積物が厚い可能性があるので、周氷河斜面末端の急崖地形の地形・地質状況を観察する。急崖の下部が平滑で、その上部にえぐられたような地形が並列する場合は、その境界より下位が基盤岩で、上位を周氷河堆積物が覆っている可能性があるので、露頭を探して確認する。

地質踏査は、周氷河堆積物の層相・層厚・層序、および基盤地質を把握することを目的とする。踏査自体は通常の地質調査と変わりないが、露頭が切土や谷壁に限られることから、それらと斜面区分との対応関係を常に意識して観察する。おおよその年代観として後氷期に形成されたと考えられる黒土層より下位の地層が対象であり、谷底における基盤岩の露出状況から周氷河堆積物の基底の位置や厚さを想定しながら層序・層相を記載することが重要である(資料集:第 3 章の事例を参照)。また周氷河堆積物の斜面崩壊は、堆積物の透水性のコントラストが深く関与することから(第 4 章を参照)、豪雨時の斜面の安定性を評価する際には堆積物の粒径に着目した観察が必要である。層相の水平的な広がりや巨礫の分布については、ボーリングコアや原位置試験結果から判断するのは困難なことから、できる限り露頭で把握しておく。なおテフラや植物片など、年代を特定する手掛かりとなるものを確認した場合は、必要に応じて試料を採取して同定・分析を行う(5.4.4 節)。なおテフラは降灰後の再移動の可能性について考慮すること。

5.4.2 小径掘削調査

周氷河斜面では谷の発達が悪く露頭が少ないと(第 2 章参照)から、地表踏査のみでは地質の情報が十分に得られない場合も多い。そのような際は、周氷河堆積物の層序や層相を把握するため小径掘削調査を行う。掘削地点は、調査対象とする斜面における斜面区分(上・中・下)を意識し、斜面縦断・横断方向での層相や層厚の変化を把握できるよう測線を設ける。

人力での小径掘削は、検土杖(内径 1cm、試料長 30cm)ならびにハンドコアラー(内径 4～5cm 程度、試料長 50cm のもの)を用いて、可能であれば周氷河堆積物と基盤岩との境界に達するまで行う(図 5.4-1)。途中で礫にあたるなどして検土杖やハンドコアラーの挿入が困難となることが多いが、その際は掘削地点を多少ずらして再掘削を試みる。検土杖で採取した試料では層相の詳細を観察することが難しい場合が多いので、基準となる調査地点ではハンドコアラーを用いるのが望ましい。小径掘削調査は簡易貫



図 5.4-1 A: 小径掘削調査、B: 小径掘削に用いる調査器材(中央: ハンドコアラー、右: 検土杖)

入試験と同一地点で行い、両者の結果を比較することで、土質強度と地質との対応を把握する。

なお後述する GPR 探査を実施することができれば、周氷河堆積物のおおよその厚さを事前に面的に把握することができる、効率的な調査が実施可能となる。

5.4.3 記載

風雨にさらされた露頭面が、粒径や微細な構造を確認するのに適している。露頭をねじり鎌で整形すると、削り跡や泥化によりかえって見づらくなることがあるため、整形前に層相をよく観察する。また基質部の粒径や粘土分の含有状況を定性的に把握するため、採取試料を手の平の上でほぐしてからルーペを用いて観察する。

主な記載項目は以下の通りである。

- ① 層厚
- ② 色調
- ③ 粒度および淘汰度
- ④ 堆積構造: 成層構造、正級化・逆級化層理、粒子配列、変形の有無
- ⑤ 磯: 磯径、形状(円磨度)、磯種と風化の程度、磯の配列、基質との関係
- ⑥ 基盤岩: 基盤岩の岩種・組織・構造や風化の程度、境界深度(=周氷河堆積物の下限)
- ⑦ 水の湧出の有無とその層準
- ⑧ パイピングホールの有無とその層準

現地調査での記載に基づいて層相区分を行い、各地点の柱状図を作成して層序対比を行う。

5.4.4 サンプリング

周氷河堆積物の露頭からの試料採取は、主に粒度分析、碎屑物組成、年代分析向けが考えられる。堆積年代を把握する手段として、テフラ層序および有機物の放射性炭素年代測定が想定される。また本書では紹介していないが、堆積構造の詳細を観察する手法として露頭にアクリルケースを押し当て採取した板状試料を用いた軟エックス線画像解析がある。これらのサンプリングは、第四紀の未固結堆積物調査で一般的に用いられるものであり(日本第四紀学会, 1993)、ここでは詳しく述べない。

・テフラの同定

テフラの挟在、あるいは混在が認められた場合、必要に応じて試料を採取し、実体顕微鏡による観察や化学組成分析により同定を行う(図 5.4-2)。試料は数 10 g 程度を目安に採取し、実験室で泥分を除去したあと乾燥させてから観察・分析を行う。エネルギー分散型 X 線分析装置(EDS)により火山ガラスや鉱物の化学組成を求める場合、樹脂固化して研磨片を作製する必要がある。測定は、走査型電子顕微鏡を用いて、1 試料について試料中から選定した 10 粒子程度以上について行う。なお本書に示した分析事例では、JEOL 社製 JSM-6510 に搭載されている JED-2300 を用いており、分析時の EDS 装置の加速電圧は 15kV、分析時間は 30 秒、カウントレートは約 10kcps、分析範囲は 2μm × 2μm 程度で、補正は ZAF 法を用いている。

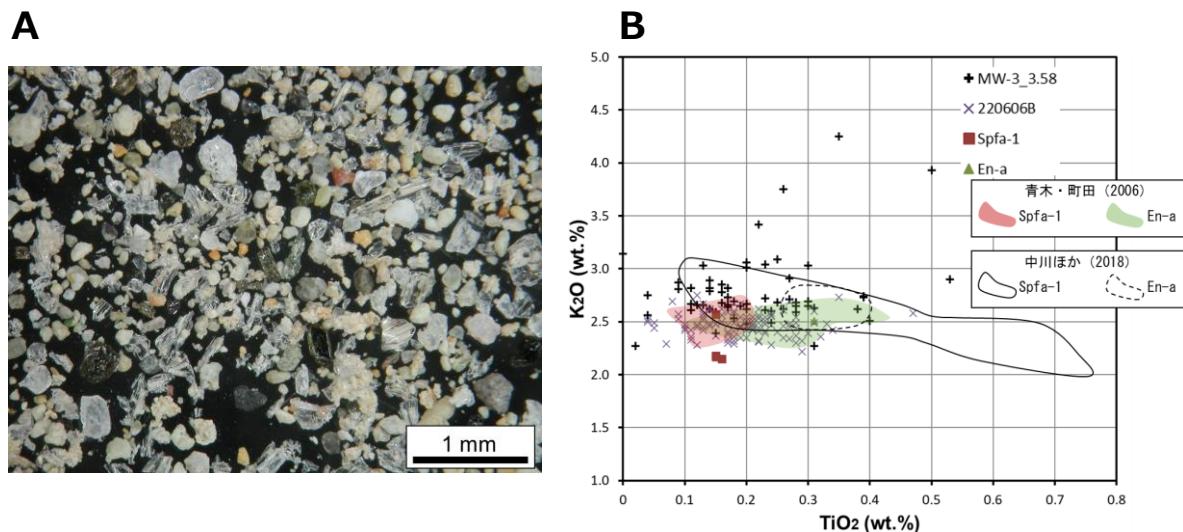


図 5.4-2 周氷河堆積物に混入している火山ガラスの特徴

A:周氷河堆積物の基質から洗い出した粒子。軽石と火山ガラスを主体とする。軽石及び火山ガラスは Max=0.5 mm で、軽石は黄白色、火山ガラスは無色透明。稀に軽石部と火山ガラス部(バブルウォール型)が明瞭な境界なく互いに癒着している粒子がある。鉱物は、直方輝石、単斜輝石、斜長石、石英、角閃石が認められる。B: EDS 分析による MW-3_3.58 の火山ガラス組成は、概ね Spfa-1 と組成領域が重なっている。青木・町田(2006)と中川ほか(2018)の Spfa-1 及び En-a の火山ガラス組成(TiO₂-K₂O 図)領域とはやや異なるが、MW-3_3.58 の集中する組成領域は概ね両論文の組成範囲と重なる。

・放射性炭素年代測定

周氷河堆積物中に有機物(有機質土、材、炭質物等)が含まれている場合、それらに含まれる炭素を用いた放射性炭素年代測定を行うことができる。10~20g 程度の試料を露頭やボーリングコアから直接採取し、アルミホイルで包んだ後でチャック付きのポリ袋に入れて持ち帰る。採取の際、軍手などの繊維が付着することを避けること。しばらく保管する場合は冷蔵庫に入れること。得られた年代測定結果の同位体分別補正值は、較正曲線を用いて暦年代に較正する。得られた較正年代は 2σ (95% 信頼区間)の範囲で用いる。なお周氷河作用により上下に移動したり再堆積している可能性があるため、テフラなど他の年代資料との関係に注意して用いる必要がある。

・軟エックス線画像解析

軟エックス線画像解析に用いる試料は、露頭もしくは孔径の大きなハンドコアラーからアクリルケース(幅 6cm × 長さ 25cm × 厚さ 1cm)を用いて採取する。採取する箇所を面的に平らに成形し、アクリルケースを押し込んだら周囲を掘り下げて、ナイフやヘラで大きめに試料を採取する。採取後にケースからはみ出た余分な部分を削り落とし、蓋をしてラップに梱包の上持ち帰る。撮影装置には、ソフテックス社製軟 X 線非破壊検査装置 CMB-2 や、アルエフ社製工業用デジタル X 線非破壊撮影装置 NAOMI NX 等がある。

5.5 原位置試験

原位置試験は、周氷河堆積物を含めた土層の厚さ、原位置における地盤の土質特性や水理特性を把握するために行う(表 5.5-1)。

表 5.5-1 原位置試験の種類および方法

試験項目の名称	試験結果	試験法の規格
簡易貫入試験	Nc(Nd)値	JGS 1441-2012
原位置透水試験	現場透水係数	JGS 1316-2012/JGS 1321-2012

5.5.1 原位置試験の実施における地点の選定

現地調査(前節 5.4)を踏まえて、調査対象とする周氷河斜面の地形区分を代表する地点を試験実施地点に選定する(図 5.5-1)。調査範囲において基盤地質が複数に及ぶ場合は、基盤地質の区分毎に調査を実施するのが望ましい。また原位置試験を実施する層準数は、原則として層相区分ごとに 1 層準以上とすることが望ましい。層相の厚さが 10cm 以下の場合は試験が難しいが、上位・下位と土質特性が大きく変わることが想定される場合には、他の層相にまたがっても構わないので、できる限り実施する。

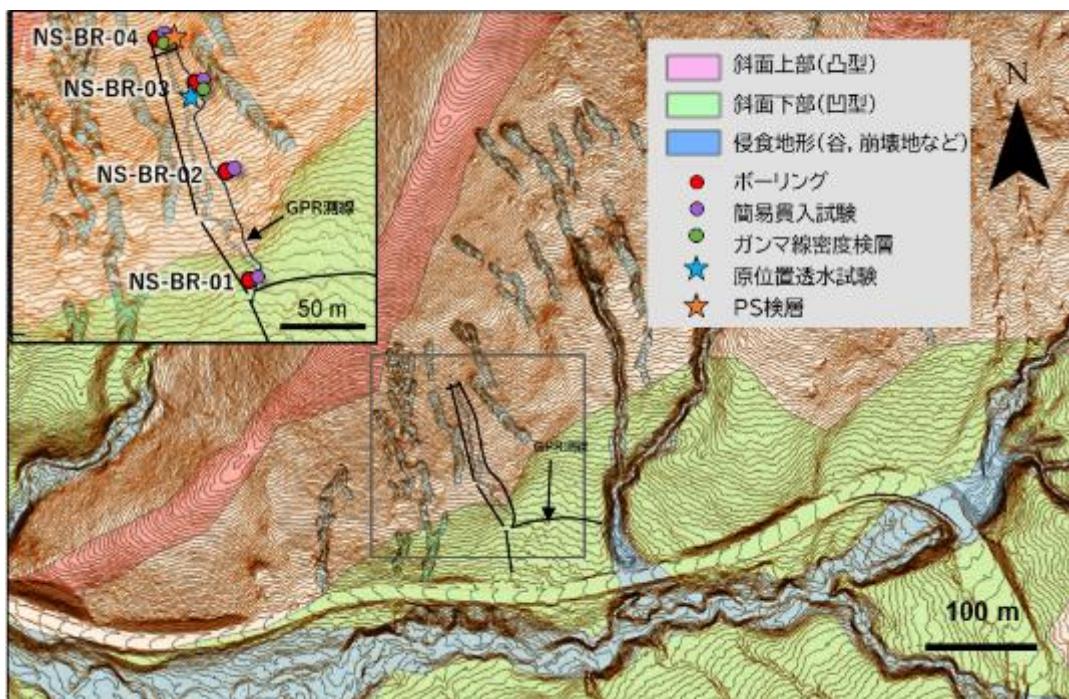


図 5.5-1 原位置試験の実施地点および試錐試料の掘削地点の選定例

5.5.2 簡易貫入試験

・目的および手順

簡易貫入試験の手順は、地盤工学会の JGS1443 に従う。周氷河堆積物の斜面縦断・横断方向での層相変化(特に、層厚変化)を把握するため、斜面傾斜方向に対して平行・直交する測線を設定し、複数地点で簡易貫入試験を行う。

・N 値への換算

あらためて述べるまでもないが、国内では地盤の強度を把握する上で標準貫入試験による N 値が広く用いられている。斜面における簡便なサウンディング試験である簡易貫入試験による N_d (N_c) 値は、N 値との相関が明らかにされており、下に挙げたような換算式が提案されている(表 5.5-2)。

表 5.5-2 Nd 値から N 値への換算式

換算式	適用土質	文献
$N = Nd / 1.5$		新 (1986)
$N = 0.5Nd$ ($Nd \leq 4$)	礫質土	岡田ほか (1992)
$= 0.7 + 0.34Nd$ ($Nd > 4$)	礫質土	
$N = 0.66Nd$ ($Nd \leq 4$)	砂質土	
$= 1.1 + 0.3Nd$ ($Nd > 4$)	砂質土	
$N = 1.5 (Nd)^{0.5} + 0.75$		甚野ほか (1983)

N: 標準貫入 N 値, N_d : 簡易貫入 Nd 値



図 5.5-2 簡易貫入試験器具

・せん断抵抗角(ϕ)への換算

砂質地盤においては N 値からせん断抵抗角(ϕ)への換算式が提案されている(表 5.5-3)。換算式字 z によりせん断抵抗角の深度方向の変化を推定することができる。換算 ϕ 導出の際には有効上載圧(湿潤密度と深度より算出する)を考慮するのが望ましい。換算 ϕ は一般に圧密排水条件における有効応力のせん断抵抗角とされる。

なお換算 ϕ は、N 値との相関に基づいて経験的に得られた関係式から求められた値であり、任意の土質において必ずしも成立するとは限らない。そのため、別に実施するせん断試験により得られたせん断抵抗角の値と比較することにより、適用の可否を判断するのが望ましい。

表 5.5-3 N 値からせん断抵抗角(ϕ)への換算式

換算式	適用基準・指針	文献
$\phi = 4.8 \ln(170N / (\sigma'v + 70)) + 21$ ($N > 5$)	道路橋示方書	福井ほか (2002)
$\phi = 25 + 3.2(100N / (\sigma'v + 70))^{0.5}$	港湾の施設の技術上の基準	田中 (1997)
$\phi = 26 + 1.85(100N / (\sigma'v + 70))^{0.5}$	鉄道構造物等設計標準基礎構造物・抗土圧構造物	青木 (1985)
$\phi = 20 + (20N_1)^{0.5}$ ($3.5 \leq N_1 \leq 20$) = 40 ($N_1: (98 / \sigma'v)^{0.5} \times N$)	建設基礎構造設計指針	畠中ほか (1999)

N: 標準貫入 N 値, $\sigma'v$: 有効上載圧 (kN / m^2)

・結果の整理

泥岩分布地域(日高町三和)で行った簡易貫入試験結果および小径掘削調査の例を、図 5.5-3 および図 5.5-4 に示す。また、礼文町幌泊で行った簡易貫入試験結果の例を、図 5.5-5 に示す。簡易貫入試験のグラフは、縦軸に深度、横軸に Nc 値をとっている。

・解釈のポイント

Nc 値が急激な増加に転じる深度が、主に周氷河堆積物と基盤岩との境界付近に相当すると解釈される。ただし Nc 値の急激な増大は、礫による可能性も考慮する必要がある(図 5.5-3B の赤矢印)。一方、基盤岩の風化程度が強い場合、周氷河堆積物と風化基盤岩の Nc 値は明瞭な違いを示さない(図 5.5-4C)。このような基盤岩の強風化部が厚層な場合、周氷河堆積物から基盤岩への Nc 値の変化は漸移的になる(図 5.5-4C、5.5-5B)。このように、地質条件によっては簡易貫入試験のみから周氷河堆積物と基盤岩の境界を推定するのは困難な場合があることに留意する必要がある。調査項目 5.4.1 において、露頭情報から風化基盤岩の強度に関するイメージを取得しておくと良い。例えば、図 5.5-5 の火碎岩分布地域(礼文町高山)では、簡易貫入試験実施地点から 150 m 程度離れた場所に露頭があり、この場所で得られた地質データが簡易貫入試験結果を解釈する手掛かりとなっている。

また、周氷河斜面の堆積域と移動域(それぞれ、第 3 章の斜面下部と斜面中部に対応)では、周氷河堆積物の層厚が大きく異なることが予想される。すなわち堆積域(斜面下部)では厚く、移動域(斜面中部)では変化に乏しく一様である(巻末資料集の図資料 3.1-14)。このような背景を念頭に置いて、周氷河堆積物の層相を点の情報から面的に把握することが重要である。

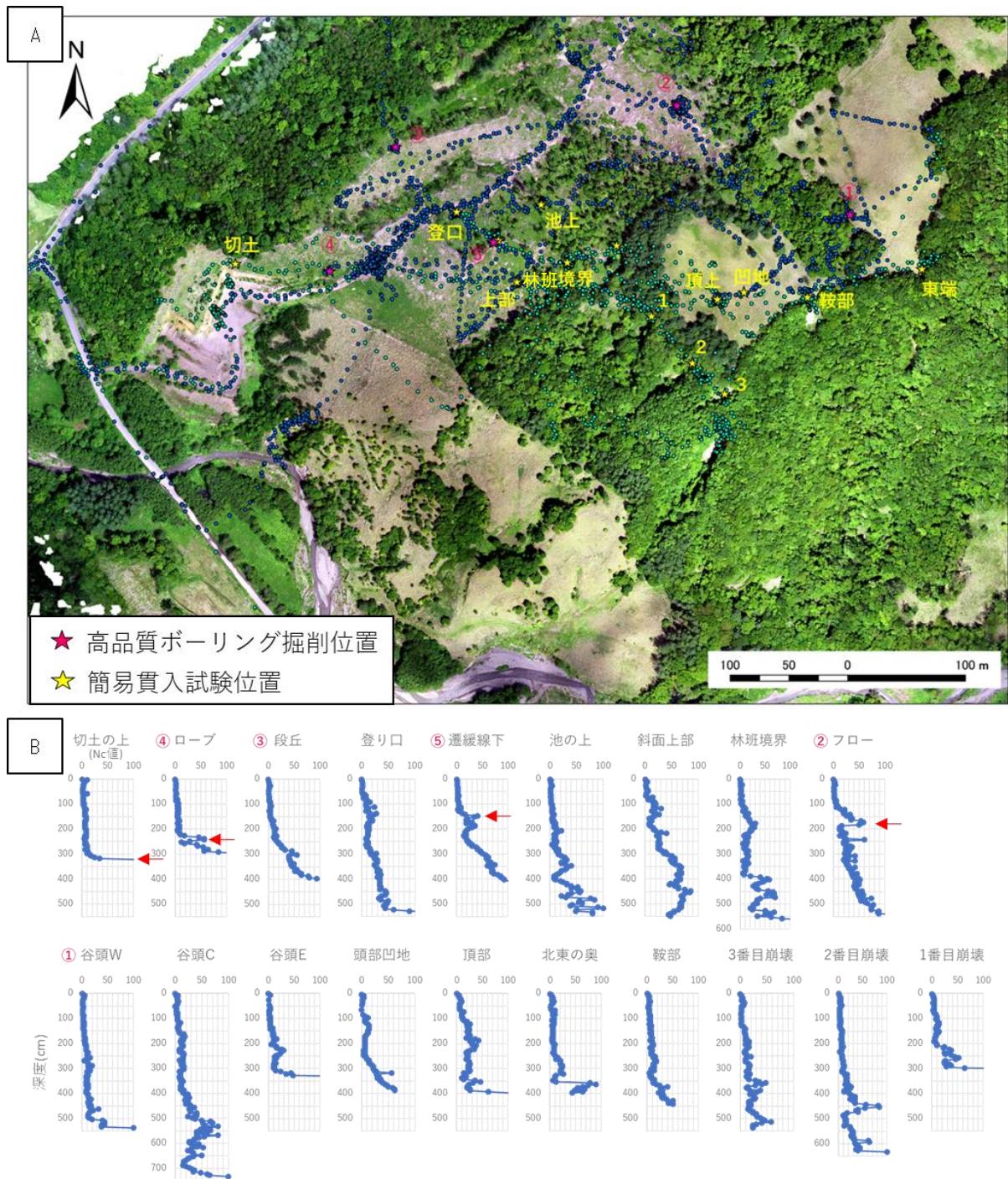


図 5.5-3 泥岩分布地域(日高町三和)における簡易貫入試験結果および解釈の例

A:調査地の平面図(オルソ画像)。B:試験結果。上段および下段は、それぞれ試験地点が斜面下方、斜面上方に位置する。

調査結果のポイント

- 深度約3~3.5m以深で、Nc値が増加傾向を示す。
- 深度4~4.5m付近で極大値を示す。

⇒ 1) 深度0~3mが周氷河堆積物、2) 深度3.5~4.5mが風化基盤岩、3) 深度4.5m以深が新鮮な基盤岩、4) 基盤岩より浅い層準にある高Nc値は周氷河堆積物中の礫(赤矢印)と解釈。

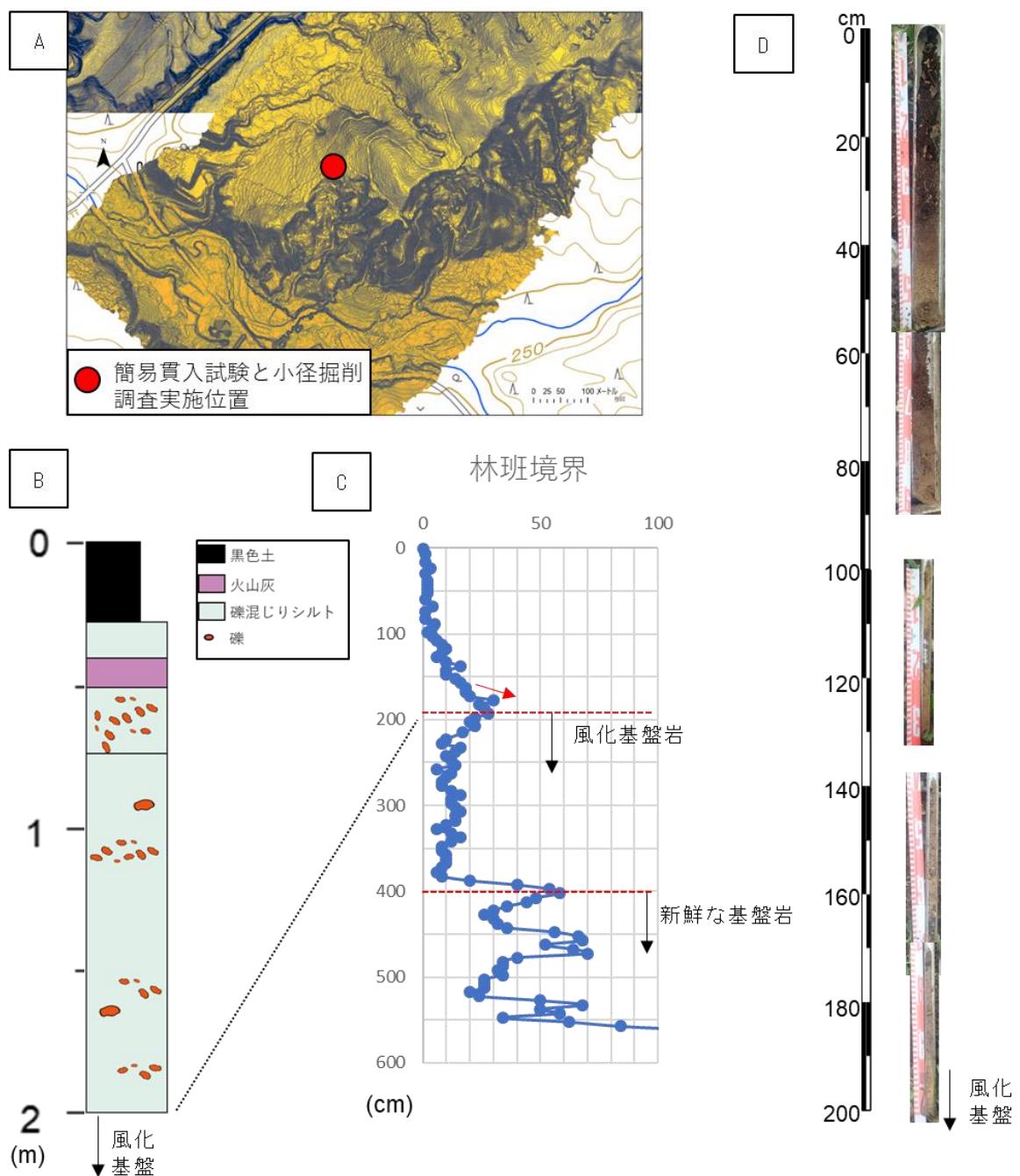


図 5.5-4 泥岩分布地域(日高町三和)における簡易貫入試験と小径掘削調査の例(図 5.5-3 の林班境界)

A:調査位置(赤丸)、B:柱状図、C:簡易貫入試験結果、D:小径掘削調査結果(地表面～深度 1m までハンドオーガー、それ以深は検土杖による)。

調査結果のポイント

- 深度約 2 m 以深で、 N_c 値が増加傾向を示す。
- 深度 4 m 以深になると、さらに N_c 値が高くなる。

⇒小径掘削調査と他地点の貫入試験との対比結果と合わせると、1) 深度 0.3~2 m が周氷河堆積物、2) 深度 2~4 m が風化基盤岩であり、 N_c 値の増加傾向と整合する。3) 深度 4 m 以深は新鮮な基盤岩と解釈される。

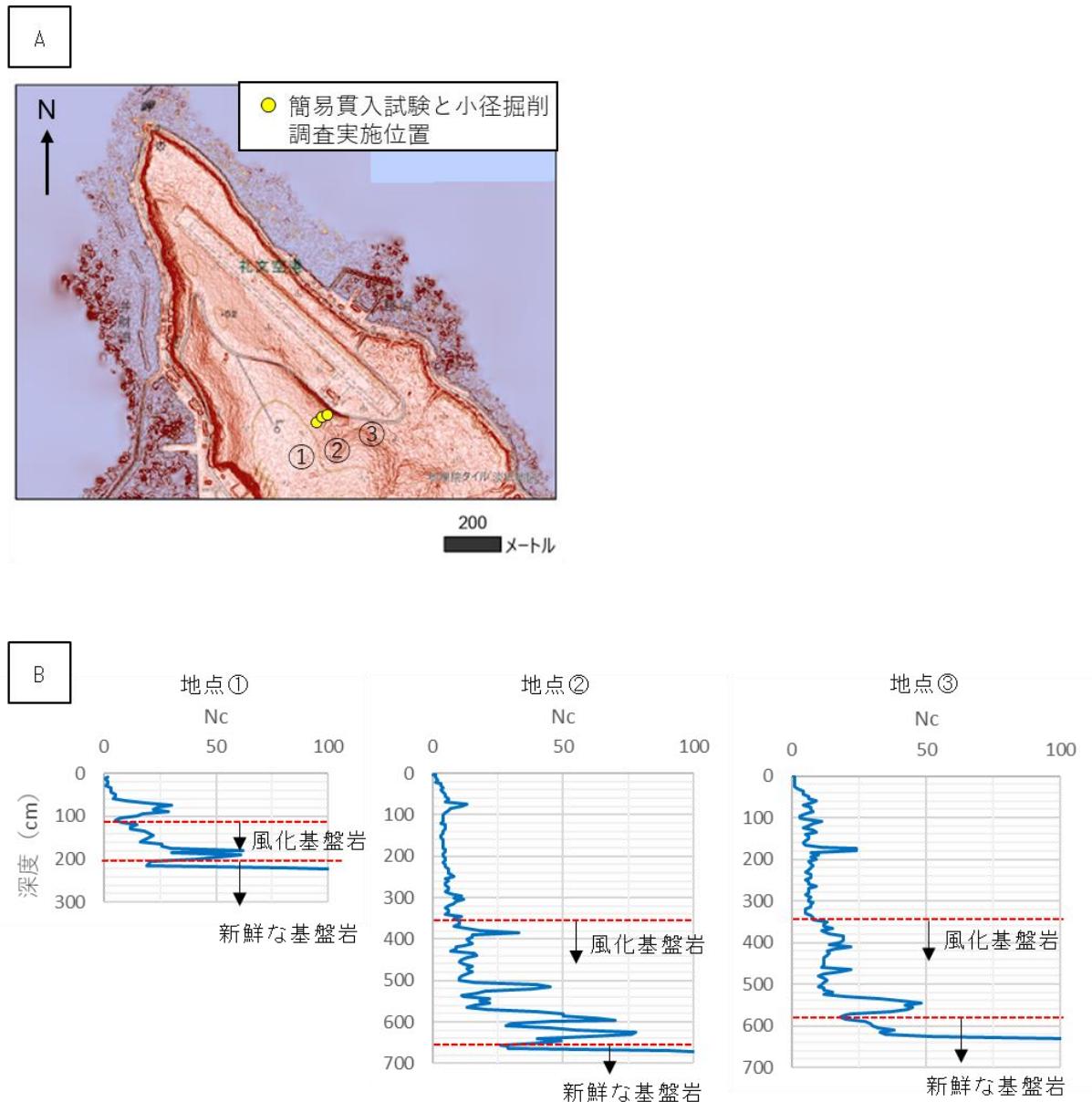


図 5.5-5 火碎岩分布地域(礼文町幌泊)における簡易貫入試験結果と解釈

A:調査位置図。B:試験結果

調査結果のポイント

- 地点①では深度 1 m 付近、地点②③では深度 3~4 m 付近で Nc 値が増加傾向を示す
 - 地点①では深度 2 m 付近、地点②③では深度 6~7 m 付近で極大値を示す
- ⇒ 1) 周氷河堆積物は、地点①では薄く、斜面下方に向かって厚層化する傾向がある。2) 露頭観察の結果も合わせると、周氷河堆積物と基盤岩の境界は、地点①で深度 1 m、地点②③の深度 3~4 m と判断される。3) Nc 値が極大値を示す深度は新鮮な基盤岩で、Nc 値が微増する区間は風化基盤岩と解釈される。

5.5.3 地中レーダー探査 (GPR)

・目的および手順

地中レーダー(Ground Penetrating Rader;GPR)探査を行う目的は、周氷河堆積物の三次元的な層厚分布を簡便に把握することである。調査対象斜面が連続的に広い範囲にわたる場合や、岩屑生産域～岩屑移動域～岩屑堆積域にかけての堆積物の連続的な層厚変化を把握する場合等、必要に応じて実施する。アンテナ周波数は、対象とする周氷河堆積物の層厚に応じたものを使用することになる。目安となるアンテナ周波数と探査深度の関係は表 5.5-4 に示した通りである。GPR 探査測線は対象斜面を縦断・横断する方向のほか、掘削を行う測線だけでなく、簡易貫入試験や露頭観察データと対比が行えるように配置するのが望ましい。探査機器は Sensors & Software 社製 pulse EKKO などがある(図 5.5-6)。

表 5.5-4 地中レーダーのアンテナ周波数と探査深度

アンテナ周波数	探査深度
100 MHz	4~10 m
250 MHz	1~2 m
500 MHz	<1 m

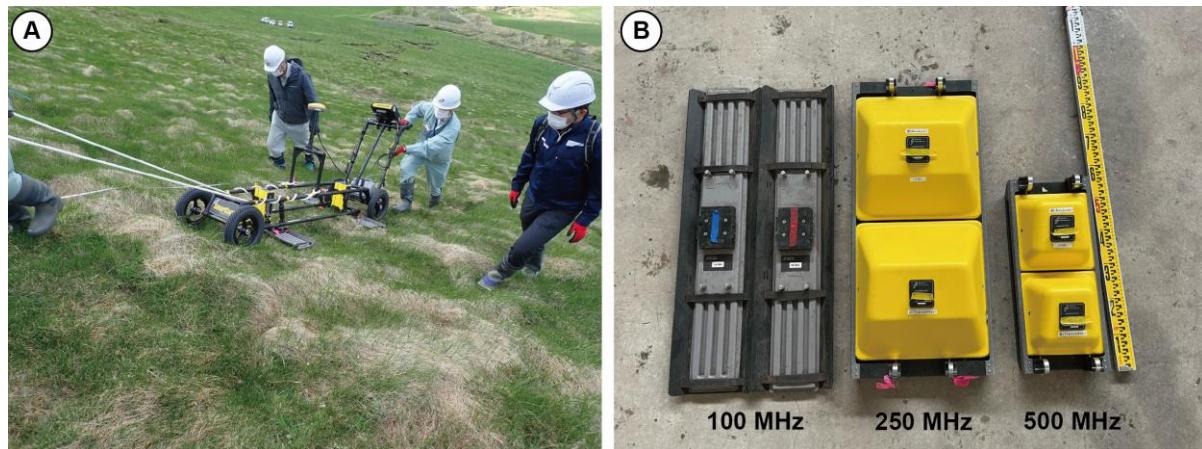


図 5.5-6 A:地中レーダー探査の調査風景。B:アンテナの機材写真

・結果の整理および解釈のポイント

片麻岩地域(南富良野町串内北)で実施した GPR 探査結果の例を、簡易貫入試験および高品質ボーリングの結果と合わせて図 5.5-7 に示す。

100 MHz を用いた調査では、基盤地質によらず深度 5 m 程度までの地質構造が反射面として検出された。周氷河堆積物と基盤岩との境界は、反射面の急激な減衰面として確認される。一方、反射面の減衰深度が高品質ボーリングで確認された境界と周氷河堆積物の基底深度が一致しないことがあった。その原因として、①基盤岩上部は破碎が著しく、マサ土との区別が困難であること、②周氷河堆積物と風化基盤岩との比誘電率の差が小さい(明瞭な反射面がない)こと、③浅い深度に多く分布する礫の多重反射の影響などが考えられる。

このような理由や GPR の解像度により、反射面の減衰深度が基盤岩との境界と必ずしも一致しないことに留意し、露頭調査・ボーリング調査や簡易貫入試験の結果と合わせて周氷河堆積物の基底深度を考察する必要がある。

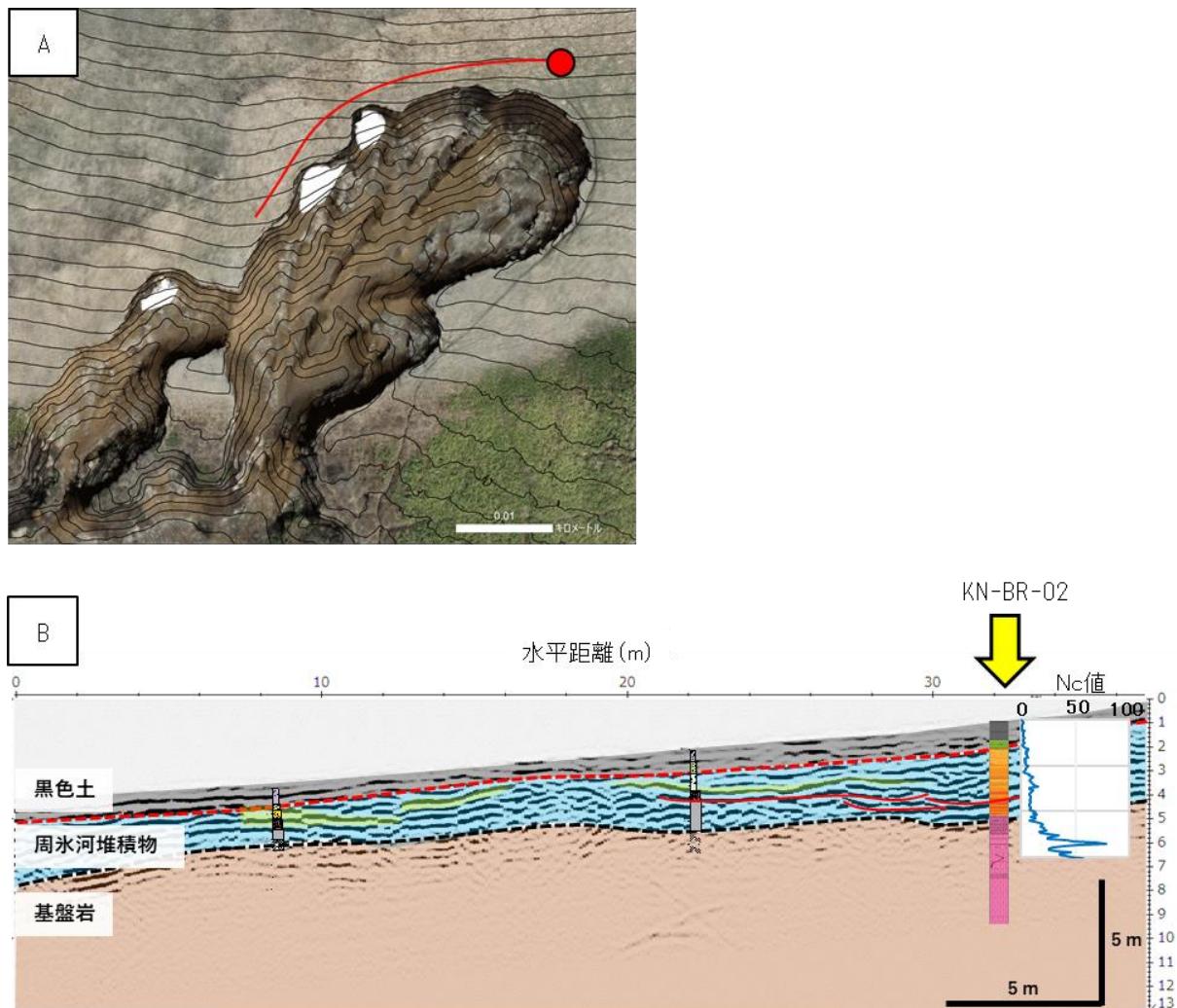


図 5.5-7 片麻岩分布地域(南富良野市串内北;KN-BR-02)における地中レーダー探査結果

(A)調査測線の位置図(赤線は測線、コンターは1 m 間隔)、(B)深度プロファイル、ボーリング(KN-BR-02)と露頭観察に基づく柱状図、ならびに簡易貫入試験結果。周氷河堆積物と基盤岩(N_c 値>14程度)との境界は急激な減衰深度(黒点線)、黒土(N_c 値<2程度)と周氷河堆積物との境界は連続的な反射面の出現深度、にそれぞれ対応する。

5.5.4 土層強度検査（ベーンコーンせん断）

試験（図 5.5-8）

・目的および手順

原位置における土層の強度定数(粘着力:c、せん断抵抗角:φ)を決定する。

土層強度検査試験の手順は、「土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル(案)」(土木研究所, 2010)に従う。試験は層相区分毎に実施することが望ましく、事前に小径掘削調査および簡易貫入試験を行い、層相とその深度を把握した上で、大きな礫や、根茎による障害がない部位を選定する。

・結果の整理および解釈のポイント

試験結果から強度定数を求める際には、相関式法(一部の層準で採取した試料の室内試験結果との相関式を作成する)を基本とする。室内試験の実施が困難な場合は、基盤地質や土層の特性が類似すると推定される地域で実施された既存研究報告(論文、学会発表等)に係数(切片、傾き)を適用する。

相関式法を適用できない場合は、経験式法により強度定数に換算する。これにより求められた強度定数は、検討地点の土層における各層準の相対的な強度の差異を把握するための参考に留め、設計や安全率の計算に使用することは避けなければならない。また、本試験により得られた結果は全応力の強度定数であるため、原位置地盤の水分量(飽和度)に影響されることに留意が必要である。調査地点の事前の降水量や、事前掘削時や試験実施時の状況(泥濘の付着や水音)などから、地盤の水分量(飽和度)を推定して、地盤が不飽和(排水)条件か飽和(非排水)条件かを判断する。

5.5.5 原位置透水試験

原位置透水試験は、露頭や小径掘削調査により層相・層序を確認した地点で実施する。複数の層準で試験を実施する場合は、試験孔を掘り下げながら上位から順に実施することになる(図 5.5-9)。表層での試験を除くと、試験区間の上端までパッカーをかけて閉塞する必要がある(図 5.5-10 左)。既設の掘削孔を試験孔とする場合、上端と下端をパッカーで閉塞し試験区間のみ裸孔とする(図 5.5-10 右)。



図 5.5-8 ベーンコーンせん断試験実施状況

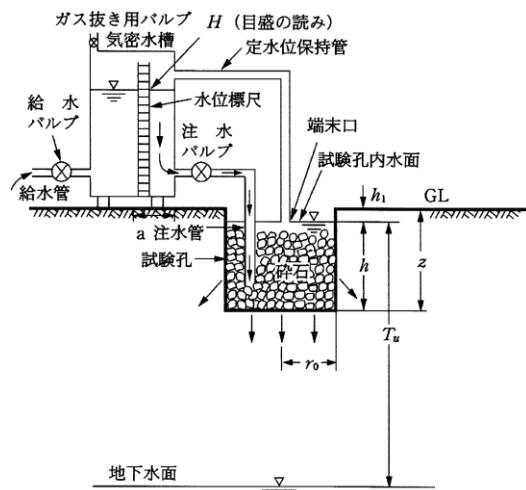


図 5.5-9 試験装置の例(JGS 1316-2012
地盤工学会編, 2013)

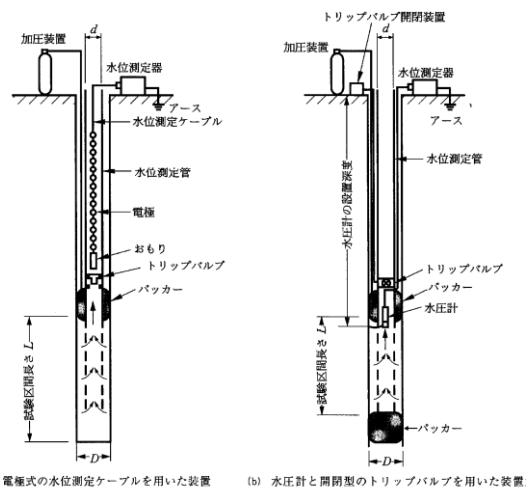


図 5.5-10 パッカーの例(JGS 1321-2012:地盤
工学会編, 2013)



図 5.5-11 原位置透水試験装置(左)とパッカー(右)

5.6 高品質ボーリング調査

・目的

開発対象の斜面における地質の詳細な解析や、斜面災害発生後の崩壊メカニズムおよび有効な対策工を検討する場合などにおいて、ボーリング調査による地質試料の採取とその詳細な検討が欠かせない。周氷河斜面では、周氷河堆積物と基盤岩が本来もつ層相や構造を詳細に観察すること、さらにその状態を保ったまま各種室内試験を実施して土質特性を把握することが望ましいことから、高品質ボーリングコアを採取することを推奨する。さらにコアを定方位で採取しておくと、成層構造やその他の弱面となる層準が確認された場合に、斜面との関係や側方への連続性を推定できるので有用である。

掘削地点は、図 5.2-1 の調査項目 5.3～5.5(必要に応じて地中レーダー探査(調査項目 5.5.4)を併用する)で得られた結果をもとに決定する。周氷河堆積物があまり厚くない斜面中部～上部の場合、小径掘削調査も比較的容易なことから、ボーリング調査を密に配置する必要はない。基準となるボーリングコアの掘削地点を最小限配置して、基盤岩まで確実に掘削する。開発対象斜面が、周氷河堆積物が厚く発達する斜面下部や、それより地形的に下位の下部谷壁斜面、あるいは下部谷壁斜面のすぐ前面の低地に位置する場合、下部谷壁斜面の背後の緩傾斜面からボーリングを掘削して、周氷河堆積物の厚さや土質特性、水理特性などを、採取試料により解析する。なお調査地の基盤地質が斜面によって異なる場合、地質の区分毎に掘削を実施することが望ましい。

・仕様

掘削長は地表面から基盤岩表層までの深度以上となるよう設定し、可能であれば定方位で採取する。試錐試料の径は 70mm 以上、採取率は 95% 以上とし、採取による乱れを極力少なくする。泥水を用いる場合はポリマー系増粘剤を使用し、掘削はダブルコアチューブを用いる。

・コア処理手順

【洗浄処理】用意するもの：ナイフ、スクレイパー、刷毛(ハケ)、霧吹き

コア表面にマッドケーキが厚く付着する場合は、はじめにナイフやスクレイパーでできるだけ除去しておく(図 5.6-1、2)。次に霧吹きで水を少量噴霧し、堆積物の基質などが泥濘化したり流動化したりする可能性がないかを確認してから刷毛で慎重に洗浄作業を進める(図 5.6-3)。基質が軟弱な時は噴霧を最小限とし、ナイフで表面を薄く削って観察面を出す。特に地表近くの試料で、空隙が大きくほとんど固着

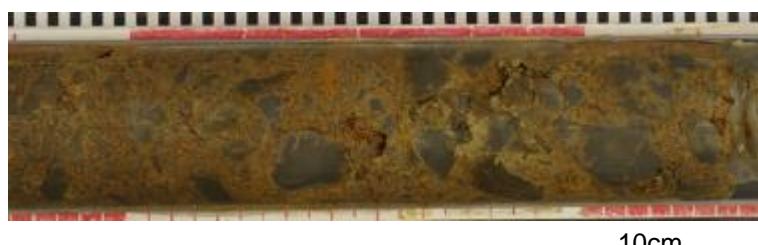


図 5.6-1 マッドケーキが付着した洗浄前(上)のコアと洗浄後(下)のコア表面



図 5.6-2 コア表面のマッドケーキの除去の様子

表層付近の試料は水で流れたり崩れたりする恐れがあるため、スクレイパーやナイフで表面のマッドケーキを削り取って(右上、左下)観察面を出す。右下が処理後のコア。



図 5.6-3 霧吹きと刷毛による洗浄作業の様子

水の噴霧によりコアが崩れるなどの心配が無ければ、霧吹きと刷毛で表面の泥を洗い落す。

していない場合は、洗浄によって堆積物を損なう可能性があるので注意が必要である。そのような恐れがない場合には、礫と基質の境界や基質内の構造が明瞭となるまで、刷毛と霧吹きを使って観察面を入念に洗浄する。

【写真撮影】

洗浄が終わったコアは、撮影台を用いてコア名、深度、上下方向を示したラベルを付し、カラーチャート、スケールとともに撮影する。高解像度の写真データを残す場合は、1枚に収める撮影範囲を深度(厚さ)30cm程度とし、後で結合して深度30cm分以上の範囲の写真にする場合は接合部が10cm分くらい重なるようにずらしながら撮影する。

【記載例】

卷末資料集第3章の実際の解析事例では、3つの指標に基づいて層相を区分し記載した。すなわち、まず主要な構成粒子のサイズによって礫・砂・シルト(G, S, M)に区分し、次いで層構造の有無により弱成層(l)か塊状無構造(m)に区分した。さらに礫については礫支持(c)か基質支持(m)か、または孤立した状態(i)であるかを区別して、それぞれの組み合わせで層相を表記した(表資料3.1-1、3.2-1、3.3-1、3.4-1参照)。これをベースにして、新たな構造や層相が確認された場合には、適宜追加する。

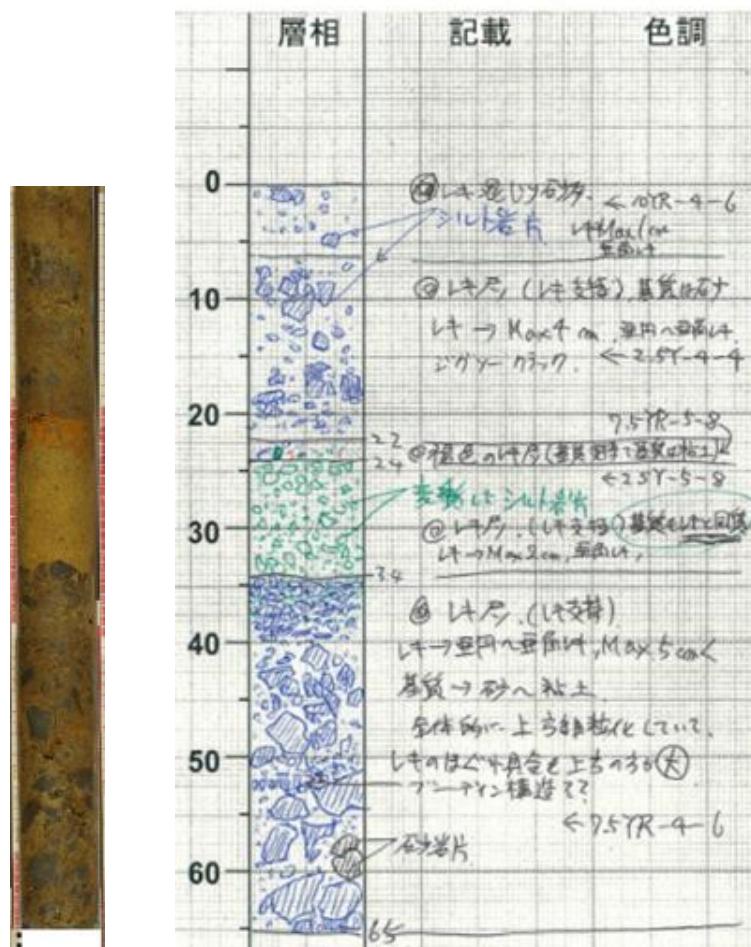


図 5.6-4 コア写真と記載例

層相のスケッチを併記し、色調は標準土色帳を用いて記録した。層相境界で粒径が大きく変わる箇所は土質特性が急変する層準となるので、室内試験でそれぞれの層相の特性を確認する。

5.7 室内試験

周氷河堆積物の物理特性、力学特性、水理特性を把握するため、各種の室内試験を行う(表 5.7-1)。

表 5.7-1 室内試験の種類および方法

試験項目の名称	試料の状態	試験結果	試験法の規格
粒度試験	搅乱可	粒径加積曲線	JIS A 1204: 2009/古河ほか, 2001
湿潤密度試験	乱さない	湿潤密度	JIS A 1225: 2009
含水比試験	搅乱可	(自然) 含水比	JIS A 1203: 2009/JGS 0051-2009
土粒子密度試験	搅乱可	土粒子密度	JIS A 1202: 2009
三軸圧縮試験	乱さない	剪断抵抗角 ϕ_{cu}, ϕ_d	JGS 0523-2009/JGS 0524-2009
室内透水試験	乱さない	飽和透水係数	JIS A 1218-2009

5.7.1 室内試験の試料採取地点の選定および採取方法

現地調査や原位置試験により層相や層序構造を把握した後に、層相ごとに試料を採取する。試験実施項目によっては原位置の状態に近い試験値を得るため、乱さない試料を用いる必要がある。湿潤密度試験や三軸圧縮試験、透水試験がそれらに該当し、ブロックサンプリング法による試料採取(JGS 1231-2012)を行うほか、高品質ボーリングコア(JGS 1221-2012、JGS 1222-2012、JGS 1223-2012、JGS 3211-2012ないしこれらに準ずるもの)を用いる(表 5.7.2)。

表 5.7-2 亂さない試料の採取法の種類および方法

試料採取法の名称	実施方法	試験法の規格
ブロックサンプリング	手掘り	JGS 1231-2012
ネイルサンプリング	手掘り	青山・西田, 1985
固定ピストン式シンウォールサンプラー	ボーリング	JGS 1221-2012
ロータリー式二重管サンプラー	ボーリング	JGS 1222-2012
ロータリー式三重管サンプラー	ボーリング	JGS 1223-2012
ロータリー式チューブサンプリング	ボーリング	JGS 3211-2012
GPサンプラー	ボーリング	酒井, 2014
IFCS 工法	ボーリング	荒木ほか, 2003
水溶性ポリマーの濃厚溶液を利用した乱さない試料のサンプリング	ボーリング	谷・金子, 2006
※その他これらに準ずるもの		

5.7.2 室内試験実施における基準以外の留意点

- ・粒度試験: ボーリングコアなどで試料の量が十分でない場合は、レーザ回折散乱法(古河ほか, 2001)を用いてよい。
- ・湿潤密度試験: 供試体を採取後は、速やかに試験を実施するのが望ましい。
- ・三軸圧縮試験: 乱さない試料を供試体として試験を実施するものとする。室内透水試験を実施後の供試体を用いてよい。有効応力の強度定数を求めるために試験条件は CUbar 試験ないし CD 試験とする。

- ・室内透水試験：乱さない試料を供試体として試験を実施するものとする。試料が自立せず供試体の作製が困難な場合、供試体と保護パイプを密着させた状態で、保護パイプごと透水円筒に挿入し、隙間を漏水防止材で密封する(図 5.7-1)



図 5.7-1 自立が困難な試料における供試体の作製例(断面図)

5.7.3 粒度分析（図資料 5-1 参照）

粒径分析によって粒度統計値を得るだけでなく、10%粒径(D10)から透水係数を推定したり、礫・砂・泥の混合率から土質特性を評価することができる(福田・宇野, 1997)。また粒径積算曲線や頻度分布曲線から、構成粒子の起源や混合の過程を推定できる可能性がある(山口, 2025)。

測定方法は、粒径 75mm 未満を対象とした JISA1204「土の粒度試験方法」に、粒径 75mm を超える石分を対象とした地盤材料の粒度を求める試験方法が JGS0132「石分を含む地盤材料の粒度試験方法」に示されている。

本書の事例では、露頭およびコアから採取した試料について、次の手順で粒度分析をおこなった。

露頭試料では、粒度試験用に 50~300g を分取し、湿式ふるいで 0.063mm 以上の粒子を捕集した。これを 105°C で乾燥させた後、乾式ふるいにより 19mm、4.75mm の礫画分、及び 2mm (-1 φ) から 0.063mm (4 φ) の砂～シルト画分の範囲を 1 φ 間隔でふるい、各階級の重量を計測した。別途測定した含水率を用いて湿式ふるいを通過した 0.063mm 以下の泥分と砂礫の重量比を計算した。シルト以下の粒径は、後述のコア試料と同様に計測し、ふるい分析によって得た泥分の含有率を乗じて、ふるい分析の値と組み合わせることで粒度用のデータセットとした。

コア試料では、礫分の混入をできる限り避けるように湿潤重量約 5g を分取して粒度分析に用いた。蒸発皿に入れた試料をろ過した水で解きほぐした後、測定直前に超音波洗浄機で 30 秒間分散処理した。前処理をおこなった試料を 2mm メッシュのふるいを通過させた後に、レーザ回折式粒度分析装置(ベックマンコールター社製 LS230)で計測した。

得られたデータは、エクセルマクロシート(GRADISTAT: Grain Size Analysis Program (Blott and Pye, 2001))を用いて粒度統計値を計算した。

5.7.4 間隙比・飽和度（図資料 5-2 参照）

間隙比は地盤の土粒子構造に固有な物理的特性であり、飽和度は自然状態における間隙の水による飽和の程度を示す。間隙比・飽和度は土粒子の密度、湿潤密度ならびに含水比試験の結果から算出することができる（JIS A 1225: 2009）。

$$\text{間隙比} = \frac{\text{土粒子の密度} \times \frac{(\text{自然})\text{含水比}}{100}}{\text{湿潤密度}} - 1$$

$$\text{飽和度} = \frac{\text{自然含水比} \times \text{土粒子の密度}}{\text{間隙比} \times \text{水の密度}}$$

5.7.5 透水試験（図資料 5-3 参照）

透水試験は、土中の間隙水の移動のしやすさを表す透水係数を求めるために行う。透水係数が 10^{-5} ~ 10^{-6} m/s 以上であれば定水位法の透水試験が可能である。なお JIS の透水係数の単位は、2009 年に工学単位の cm/s から SI の基本単位である m/s に変更されている。透水係数(m/s) は流出水量(mm³)、測定時間(秒)、水位差(mm)、ならびに試験に使用した供試体の長さ(mm)・断面積(mm²)から求められる（JIS A 1218:2009、2020）。

$$\text{透水係数} = \frac{\text{供試体の長さ} \times \text{流出水量}}{\text{水位差} \times \text{供試体の断面積} \times \text{測定時間} \times 1000}$$



図 5.7-2 左：室内透水試験装置（定水位）、右：コア径に合わせて制作した透水円筒

5.7.6 三軸圧縮試験

豪雨時の斜面崩壊は、地盤内における間隙水圧の上昇により地盤の有効応力（抵抗力）が減少することで発生すると考えられている。そこで三軸試験（CUbar）により豪雨時の地盤内における応力状態の変化を実験的に再現した。

一般に地盤内部の応力状態は次式となる。

$$\text{全応力} = \text{有効応力} + \text{間隙水圧}$$



図 5.7-3 CUbar 試験機と、高品質ボーリング
コアから分取した供試体。

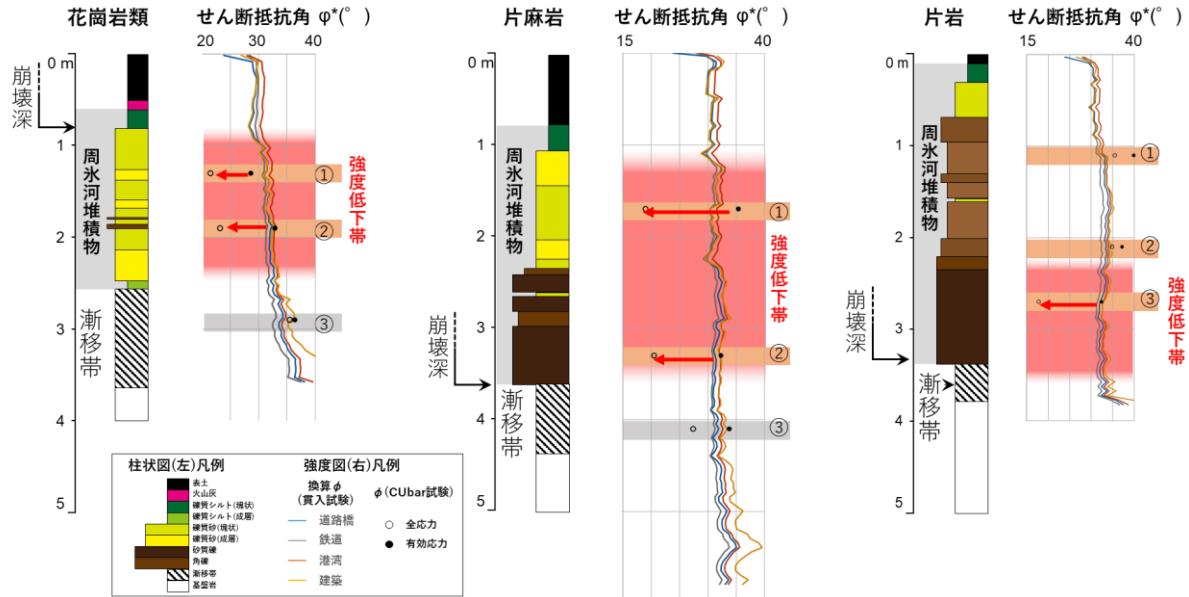


図 5.7-4 異なる地質地域の三軸試験(CUbar)によるせん断抵抗角(全応力、有効応力)と換算 ϕ の比較

ここで全応力は非排水条件(間隙水圧が作用する豪雨時の状態)、有効応力は排水条件(間隙水圧が作用しない定常状態)とすれば、全応力と有効応力のせん断抵抗角の差は、豪雨時(地下水位上昇時)と定常時(地下水位低位時)の斜面の安定性の差を示すものとなる。一般に、全応力のせん断抵抗角は有効応力のせん断抵抗角よりも小さくなるが、その程度は斜面内の層位ないし基盤地質により異なる傾向を示す(図 5.7-4)。

・検討例

異なる基盤地質の地域で見られた崩壊層準の違いについて、ボーリングコアの三軸圧縮試験結果に基づく比較検討例を以下に示す。花崗岩地域では土層における全応力と有効応力のせん断抵抗角の差は基盤岩よりも大きく、基盤岩ではほぼ差がない。このことは、基盤岩が含水状態になつても、せん断強度はほとんど低下せず豪雨による崩壊は起こりにくいことを示す。片麻岩分布地域では基盤岩でせん断抵抗角の差は認められるものの、周氷河堆積物においてより大きな差を示す。片岩では土層におけるせん断抵抗角の差は周氷河堆積物上部よりも下部で大きくなる傾向がある。せん断抵抗角の差が豪雨時における地盤強度の変化を指標する場合、豪雨により間隙水圧が上昇する際の地盤の変形は、花崗岩類地域では周氷河堆積物の上部付近で、片麻岩地域や片岩地域では周氷河堆積物の下部付近で発生しやすいと推定される。

なお、三軸試験による有効応力のせん断抵抗角(ϕ_d)と換算 ϕ を比較すると、表 5.5-3 のいずれの換算 ϕ も有効応力のせん断抵抗角(ϕ_d)と比較的近い値を示すことがわかった。

5.7.7 X 線 CT 解析(図資料 3.5-1～3.5-8 参照)

X 線 CT 装置は物質の形状ないし物性により生じる X 線の透過量の差異に基づいて、対象物の内部の密度差を可視化する装置である(図 5.7-5)。内部可視画像の空間分解能と撮影できる対象物の大きさはトレード・オフの関係にあるため、撮影目的に合わせた装置を選定する必要がある。空間分解能は観察したい内部構造の 1/10 以下であることが望ましい(例えば、細礫(4～2mm)の形態を観察する場合に



図 5.7-5 X 線 CT 装置(inspeXio SMX-225CT: 北海道立総合研究機構 所有)

は 0.2mm 以下の空間分解能)。X線の強度は、対象物(岩石)を十分に透過可能な強度(管電圧 200k eV 以上)を出力する必要がある。なお本マニュアルでは、inspeXio SMX-225CT を例として紹介する。

・供試体の作製

使用する X 線 CT 装置および撮影条件にしたがって、供試体高および幅を設定する。X 線 CT の撮影は数十分～数時間となることがあるため、未固結堆積物を供試体とする際には撮影中に供試体が変形しないように周囲を固定する(図 5.7-6)。



図 5.7-6 供試体の作製作業と塩ビ管で保持した試料

・撮影

目的とする構造を明瞭に把握できるように撮影条件を適宜設定する。なお本マニュアルにおいて撮影した試料(花崗岩類、片麻岩、火碎岩、泥岩の礫を含む、未固結の周氷河堆積物)の撮影条件を表 5.7-3 に示す。具体的な操作手順については使用する X 線 CT により異なるので割愛する。

表 5.7-3 試料の撮影条件

空間分解能	~ 85 μ m
線源検出器距離	600 mm
線源ワーク距離	266.8 mm
ビュー数	1200
電圧	165 kV
電流	70 μ A
露光時間	250 msec

・結果の整理と活用

①取得画像の調整

一般に X 線 CT 撮影の結果は断層画像群として出力される。断層画像から三次元画像を再構成するには、三次元画像解析機能を有する画像処理ソフトウェアを使用する。このようなソフトウェアには有償のものと無償のものがある。無償ソフトウェアとして代表的なものに ImageJ や Fiji がある。

出力された断層画像からは任意方向の断面画像を作成でき、観察したい項目に合わせて画像の輝度やコントラストを調整する(図 5.7-7)。

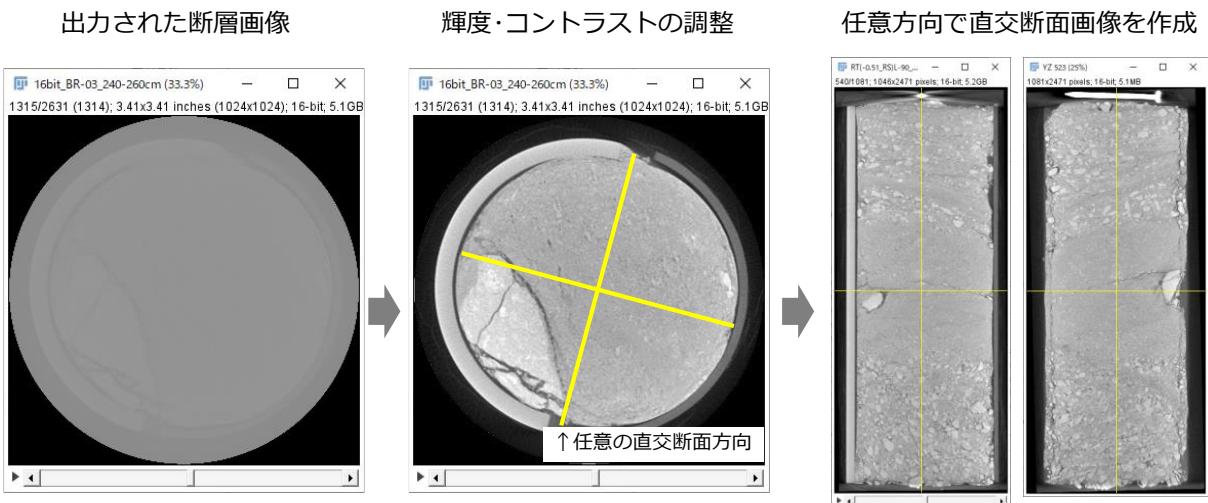


図 5.7-7 取得画像の調整画面

②礫含有率の解析

任意の断面画像から礫のみを抽出することで、礫含有率を簡便に求めることができる(図 5.7-8)。はじめに礫の輪郭を明確にするためにノイズ除去や輝度調整を行った後、画像を二値化(白黒化)する。密度の高い礫は白色、密度が低い基質は黒色に分かれるので、礫分が占める画素数の割合から含有率を求める。

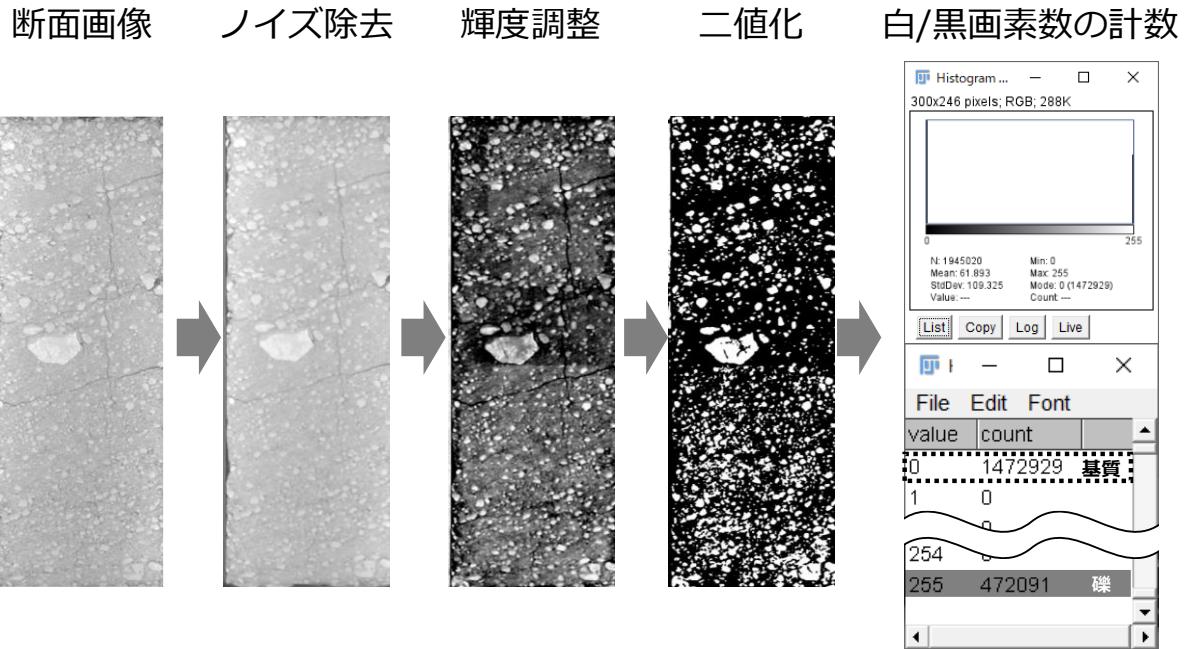


図 5.7-8 矢含有率を求める手順

③粒子ファブリックの解析

二値化した断面画像から矢を抽出することで、細矢～中矢のファブリックを定量的に求めることができる。はじめに矢を3次元で抽出するため、二値化した画像のつながり解析によって矢を単離する(図 5.7-9)。単離した矢は楕円体に近似し、三軸(長軸・短軸・中間軸)径と三軸の回転角度を求め(図 5.7-10A)、“長径／中間径”～“中間径／短径”から粒子形状を(公文・立石, 1998)、三軸の回転角度からは粒子配列を定量的に示すことができる(図 5.7-10B)。

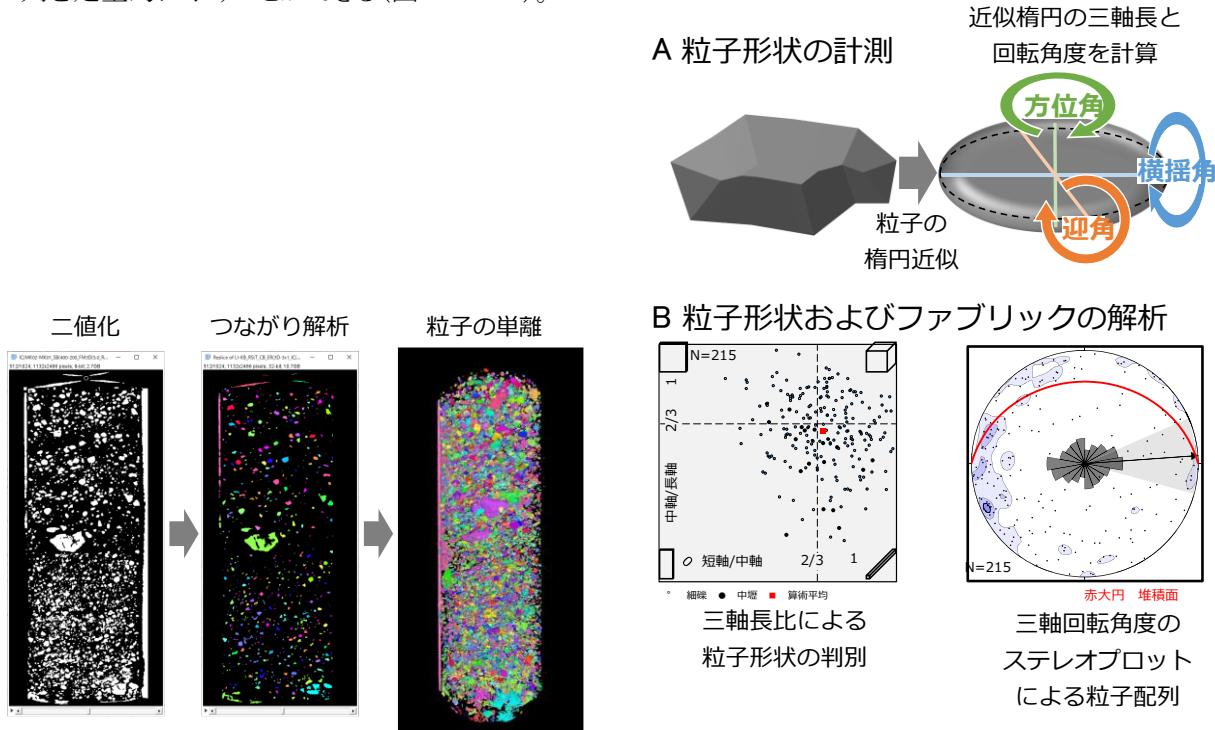


図 5.7-9 3次元での矢の抽出

図 5.7-10 抽出した矢データのファブリック解析

5.8 総合解析

周氷河斜面およびその周辺地域において、斜面崩壊が発生する可能性のある箇所を抽出し、その対策を検討するためには、前節までの調査・試験で得られた情報に基づき、総合的な解析・検討を行う必要がある。周氷河斜面における崩壊発生場と崩壊層準は、既述のとおり斜面崩壊タイプごとに応じた特徴を有することから(第4章)、その点に注目した上で周氷河斜面・堆積物の特徴(第2章・第3章)を考慮することにより、将来的に被災する可能性の高い箇所を想定する。地形に関しては、水の集まりやすい斜面や、斜面末端が侵食され不安定化した斜面に注目する。堆積物に関しては、周氷河堆積物の層序は大局的には上方細粒化の傾向を示すことが多いこと(第3章)、および地中水の挙動が周氷河斜面の崩壊に強く関与すること(第4章)などを考慮して、堆積物の粒度特性に基づく透水性のコントラストに注目することで、崩壊の起りやすい場所や層準を絞り込む。

以下に周氷河斜面周辺の崩壊危険箇所を、地形・堆積物の注目点に基づき検討する手順を説明する(図5.8-1)。斜面崩壊は谷頭凹地、上部谷壁斜面、後氷期開析前線周辺に発生する(図5.3-2)。これらの微地形単位ごとに想定される被災タイプを設定し、危険層準を抽出するための試験、およびその結果に基づく対策検討項目を説明する。なお、切土法面の対策工の検討例については、別途、資料集の5.4節に掲載した。

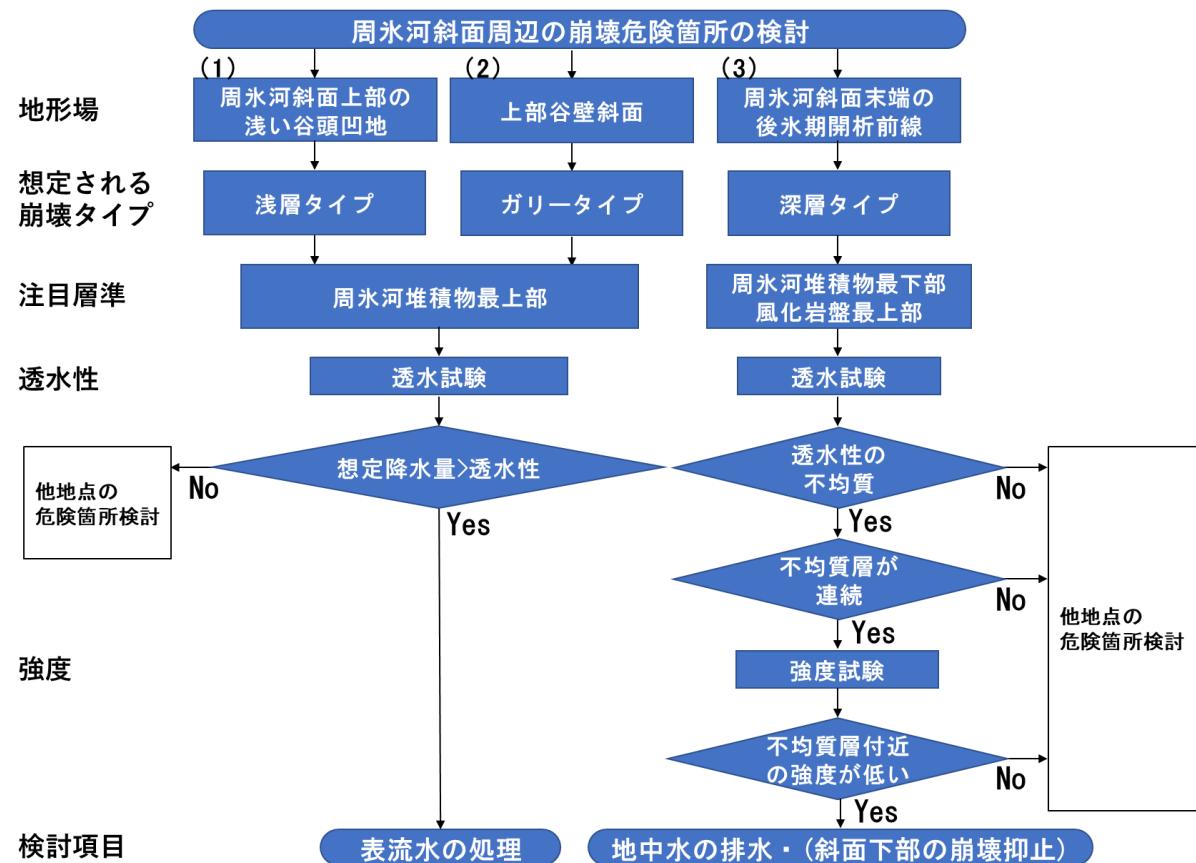


図5.8-1 崩壊危険箇所検討の際の主要手順フロー

(1)～(3)は本文中の対象斜面

(1)周氷河斜面上部の浅い谷頭凹地⇒浅層タイプ

斜面上部の浅い谷頭凹地では、浅層タイプの斜面崩壊の発生が想定される。ここでは、細粒で比較的透水性の低い周氷河堆積物最上部と、その上位に載る黒土層あるいは完新世のテフラ層との透水性のコントラストに注目して調査・分析を行う。

周氷河堆積物の最上部(黒土層直下)の特徴(第3・4章)や透水係数を調べ(第5章5節・7節)、その値が想定される時間降水量より低い場合は、その上位の黒土層あるいは完新世のテフラ層の基底付近に側方流が生じることが予想される。このような条件下では、表流水が谷頭に集まらないような施工の検討が必要となる。

(2)上部谷壁斜面⇒ガリータイプ

上部谷壁斜面では、ガリータイプの斜面崩壊の発生が想定される。ガリータイプは浅層タイプと同様、周氷河堆積物最上部とそれを覆う黒土層あるいは完新世のテフラ層との透水性の違いにより、崩壊・侵食が生じる。上部谷壁斜面は全体的に平滑な地形であるため、斜面の中のどの位置で崩壊・侵食が生じるか判断することは困難である。しかし、ガリータイプの崩壊が発生した事例を見ると、被災箇所の上方斜面が浅い谷型地形になっていることが多い。そのような条件下においては地表直下に水流が集中しやすく、そのまま流下した斜面下方で侵食・陥没が発生することが予想される。

その他の注目点として、上部谷壁斜面の平滑な斜面上に不連続なガリーが複数見られることがあるが、これはかつてのガリータイプの斜面崩壊・陥没によるものと考えられる。こうした斜面周辺はガリータイプの斜面崩壊が発生する可能性がある。

以上のような斜面においてガリータイプの崩壊発生の可能性があることを考慮した上で、周氷河堆積物の最上部(黒土層直下)の特徴(第3・4章)や透水係数を調べ(第5章5節・7節)、顕著なコントラストが見られないかを確認する。ガリータイプの崩壊が想定される場合、上方斜面の浅い谷型斜面の表層に水が集まらないような施工の検討が必要になる。

(3)周氷河斜面末端の後氷期開析前線周辺⇒深層タイプ

周氷河斜面末端の後氷期開析前線周辺では、深層タイプの斜面崩壊の発生が想定される。深層タイプの斜面崩壊は土砂量が多く、また流走距離が長くなることがあるなど、特に大きな被害をもたらす可能性があるため(第4章参照)、より慎重な調査・検討が必要になる。特に、周氷河斜面の末端域が最終間氷期のMIS5eなどの段丘面を覆っている場合は、斜面上方からの岩屑が長期にわたり大量に供給・蓄積されて周氷河堆積物が厚くなり(第3章)、これらの厚い堆積物の前面が侵食されると斜面は不安定化する(4.2.1項の礼文高山の例参照)。また、そのような場では層相が多様になることから(4.2.2項の知床海岸町の例参照)、調査・解析時には粒度組成や透水性等の情報に十分注意を払う必要がある。なお、周辺の周氷河斜面末端に過去に崩壊したとみられる地形がある場合は、その付近の斜面末端部は将来的に斜面崩壊が発生する可能性が高いと考えなければならない(図4.2-4参照)。

深層タイプの崩壊の可能性を検討する際には、崩壊面になることが多い周氷河堆積物の最下部に特に注目する必要がある。これらの層準において斜面崩壊の可能性を検討するために、以下のとおり水理特性と力学特性(土質・岩盤強度等)に注目して検討を行う。

水理特性については、周氷河堆積物の最下部および風化岩盤で透水係数に顕著なコントラストの見られる層準がないかを確認する。地中水が集中する層準は、透水試験により透水性を計測すること(第5章5.5.5、5.7.2)により把握できるが、それ以前に粒度組成や間隙比、さらには高品質ボーリングコア・露頭観察からも透水性をおおよそ推定できる。

力学的特性については、換算 N 値(表 5.5-3)から求めたせん断抵抗角換算 ϕ を用いることにより、周氷河堆積物の崩壊発生の可能性があるかを簡便に評価することができる。また、特に大雨時の土層の強度低下を検討する際は、三軸圧縮試験による全応力と有効応力のせん断抵抗角の差を見ることで見積もることができる(第 5 章 5.7.6)。透水性に顕著なコントラストがみられる堆積物境界付近は、地中水だけではなく、ひずみも集中しやすいことから、物性の急変部を見出すことは崩壊面を想定する上でも重要である。したがって、土層の透水性のコントラストの大きい層準付近に、強度の低い層が存在しないか確認する。強度の低い層準付近で、透水性のコントラストの顕著な層境界が連続し、地中水が集中する可能性のある場合は、その層準まで入り込む可能性のある地中水の排水を検討する。また、後氷期開析前線より下位の急傾斜地(下部谷壁斜面)を対象とした崩壊抑止工の併用も考えられるが、擁壁等を設置する際には地中にたまつた雨水などの水圧が加わることを十分考慮する必要がある。

深層タイプの斜面崩壊については崩壊範囲が広くなることもあるため、崩壊発生の可能性のある斜面では、その範囲を想定することも重要となる。第 4 章の南富良野落合地区に発生した深層タイプの斜面崩壊(図 4.2-14 の赤色実線内)周辺は斜面表層が波打ち、ステップ状の微地形の見られる斜面で、さらに地中レーダー探査において岩盤クリープの構造が認められる(図資料 3.2-5)など、斜面に緩みが進行していることが読み取れる。この崩壊地の下流右岸側(図 4.2-14 の赤色破線内)には、周囲と比較して細かいステップ状の段差の見られる谷型斜面があり、斜面の緩みが特に進行しているとみられる。したがって、この範囲は崩壊の発生が見込まれ、対策の検討が必要な斜面にあたる。さらに、この斜面は水の集まりやすい地形場となるため、斜面崩壊が発生した場合には流出土砂が長距離流走する可能性があることも考慮すべきである。

以上のように崩壊メカニズムを踏まえた崩壊危険箇所を想定するポイントとして、周氷河斜面上部の浅い谷頭凹地や上部谷壁斜面、そして斜面末端の後氷期開析前線付近において、それぞれの場所に応じた崩壊タイプを想定して周氷河堆積物とその上下の地層との透水性の不均質性・コントラストを把握することが重要である。そのために、現地調査により堆積物の特徴を把握した上で、特定の層準の透水特性や力学特性を試験・計測し、斜面崩壊の可能性を検討する必要がある。

特に深層タイプの斜面崩壊は、土砂量も多くなり、発生域も広範囲になることが多いため、より慎重な調査・検討が必要となる。斜面崩壊の可能性を検討する際には周囲に過去の崩壊痕跡はないか、崩壊発生範囲を想定する際には岩盤クリープに起因する地表の凹凸が確認できないかなどの地形的検討を加えて、総合的な観点からの判断が必要となる。

資料集

第2章資料 周氷河斜面の抽出

数値標高データを用いた斜面の抽出と区分

凍結融解による周氷河作用を受けて形成された周氷河斜面は、以下のような地形的特徴を持つことが知られている。

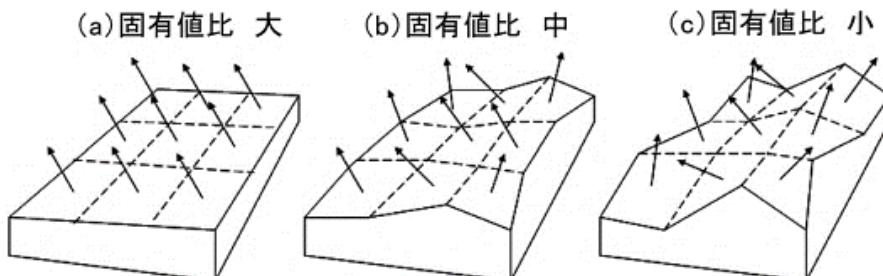
- ・平滑性の高い斜面 (French, 1976)
- ・最大傾斜が 35° 以下の連続性の良い斜面 (French, 1976)
- ・後氷期開析前線よりも上方に位置する斜面 (羽田野, 1986)

これらの地形的特徴に着目し、数値標高データを用いて条件を満たす斜面を抽出する方法を本節に示す。なお、ここでは机上において簡便に地形抽出することを目的とするため、抽出された範囲が全て周氷河斜面とは限らない。後述するように、他の地形である可能性について確認が必要である。

【操作1】 平滑な斜面の抽出

斜面の粗さを示す指標の1つである「固有値比」を、Woodcock (1977) の計算法で算出する。ここでの固有値比は、数値標高データ上で設定した単位セルの法線ベクトルの集中度合であり、平滑であるほど高い値となる(図資料 2-1:内田ほか, 2010)。本書では、10m メッシュ数値地形データから 3×3 のセルごとに、その行列の固有値比を Python および関連モジュールを用いて計算した。ただし、 3×3 セル領域内の傾斜がすべて等しい場合には固有値比は計算されない。このため、固有値比が欠如した箇所には 100 の値を与えている。抽出には、現地調査により周氷河斜面と認定された地形の固有値比 4 以上を使用する。

実際の計算結果の例を図資料 2-2 に、計算を実行するためのスクリプトを巻末資料 2 章の末尾に示した。



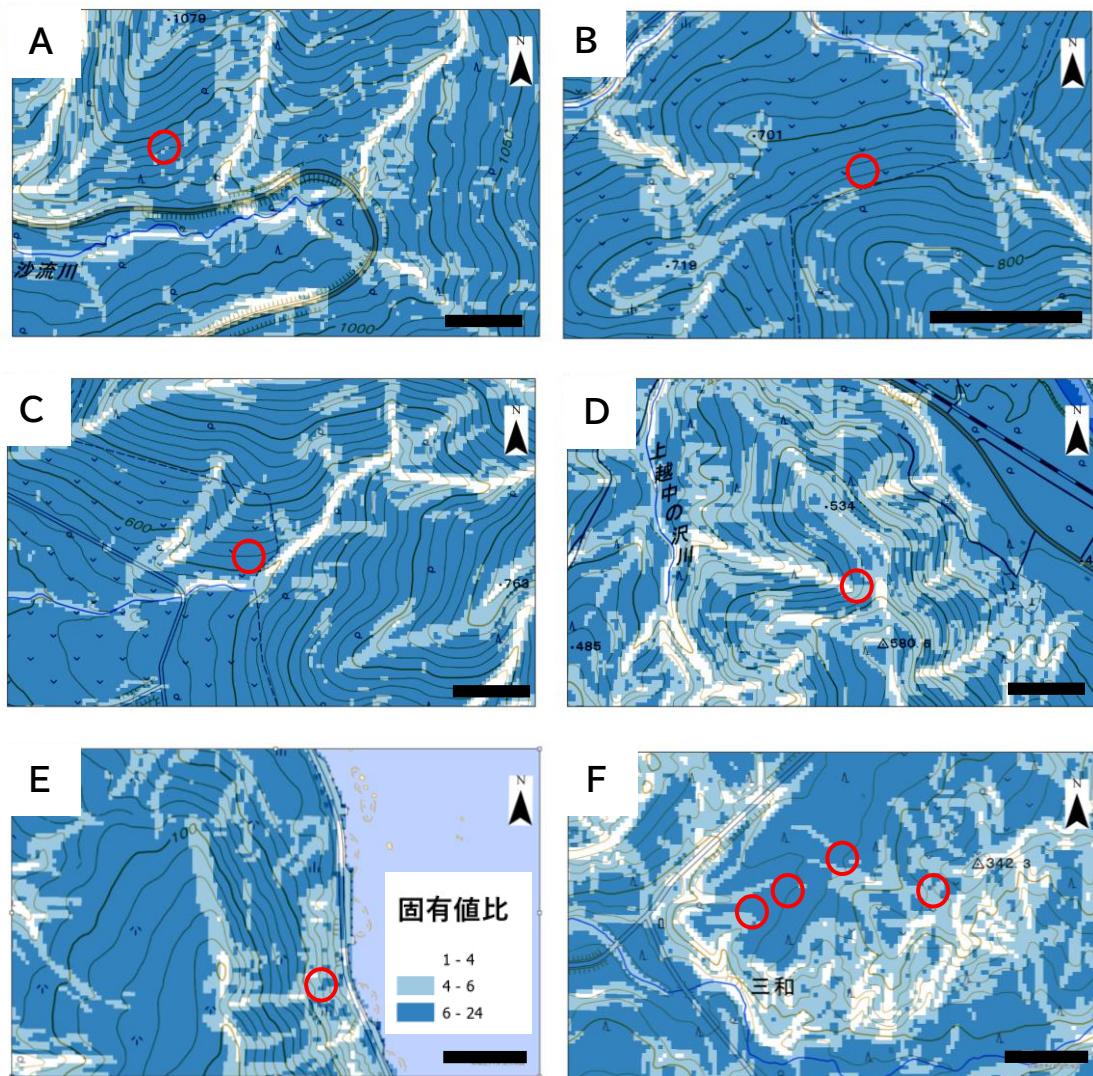
図資料 2-1 斜面の固有値比の概念図(内田ほか, 2010)

【操作2】 傾斜 35 度以上の斜面の除去

操作1によって抽出された平滑な斜面から、堆積物の堆積域とはなりにくい傾斜 35 度よりも急な斜面を除去する。この作業には、入力ラスターのそれぞれのセルを条件によって評価する条件ツール(Con: ArcGISPro Image Analyst ツールボックス)を使用した。

【操作3】 後氷期開析前線より低位の地形面の除去

固有値比 4 以上の平滑な地形には、完新世に形成された沖積低地などの平坦な地形が含まれることから、現世の河川による開析面の上限である遷急線(後氷期開析前線)を認定して、後氷期開析前線より低位の地形面を除去する。作業を簡便化するため、後氷期開析前線の代わりに Iwahashi et al. (2021)



図資料 2-2 第 3 章に示したボーリング調査地点周辺の固有値比(○はボーリング地点)

A:日高町日勝峠周辺、B:南富良野町串内東、C:南富良野町串内北、D:南富良野町落合、E:礼文町高山、F:日高町三和、それぞれの図中のバーは 200m

による地形区分(15 区分)を活用し、そのうち 12:平野(尾根谷(凹凸多))、13:平野(微高地)、14:平野、15:水面に相当する低地域を除外した。

上記の手順を図資料 2-3 に、全道を対象に抽出した周氷河斜面の分布を図資料 2-4 に示した。

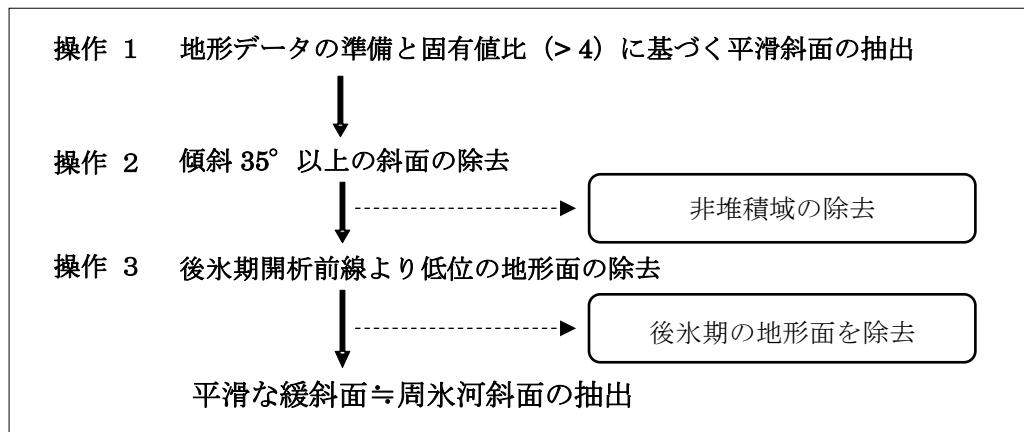
【巻末資料のスクリプトを使用する上での注意点】

10m メッシュデータを用いて計算する場合、周氷河斜面に対応する固有値比は概ね 4 以上であったが、これは限られた地域の空中写真判読や現地調査によるもので、統計的に求めた値ではない。また固有値比 4 以上のエリアから後氷期開析前線(羽田野, 1986)より低位の地形面を除外する必要があるが、図資料 2-4 では後氷期開析前線を設定せず、Iwahashi et al. (2021)の地形分類を便宜的に用いて後氷期開析前線より低位の地形面とみなして除去している。そのため図に示したエリアには、あきらかに周氷河作用を受けていない完新世の緩斜面(地すべり、火山山麓、砂丘、沖積扇状地、砂州、人工の河川堤防等)が含まれる。そのため周氷河斜面をさらに絞り込む際は、地すべり地形分布図(防災科学

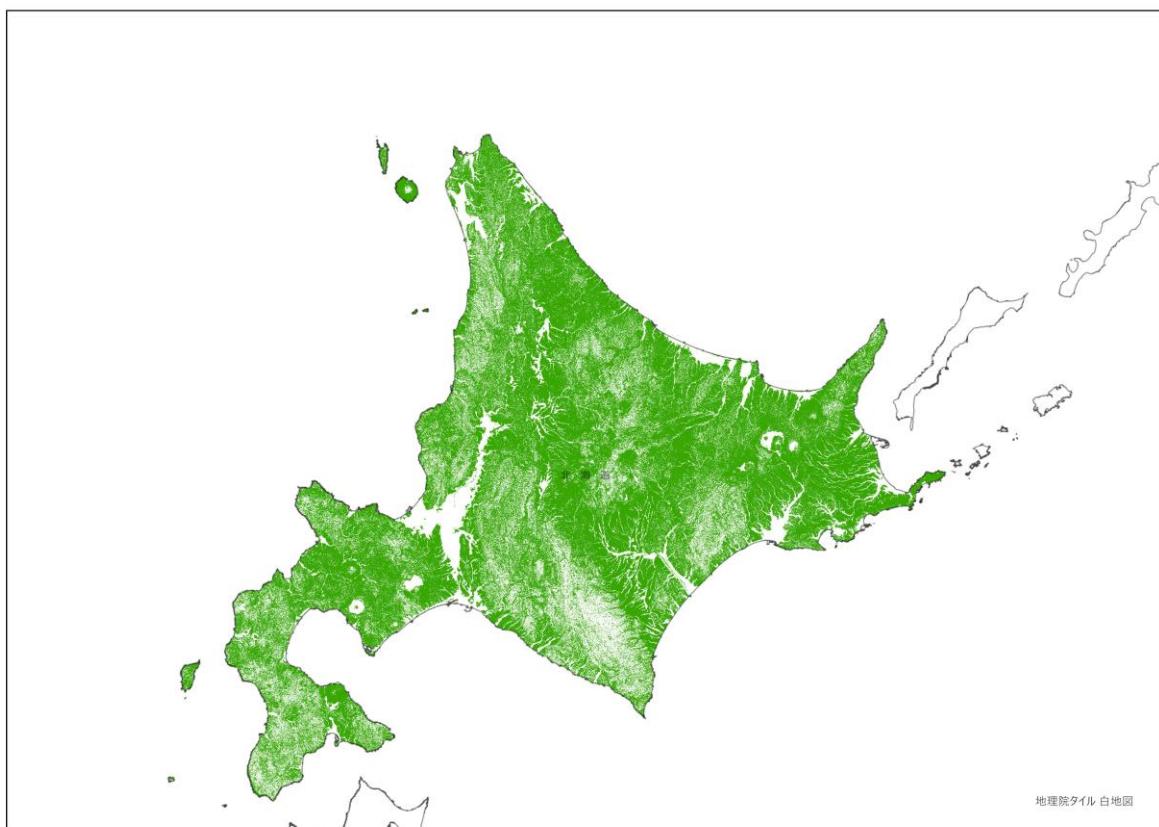
技術研究所, 2013) や火山地形分類図(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2024)などを参考に、それらの地形を取り除く必要がある。一方、周氷河作用を受けた場所であっても傾斜 35 度を超える斜面や、尾根上にあって幅 30m(3 セル)以内で傾斜方向と傾斜角が変化する領域は含まれない。

他にも、抽出されたエリアに必ずしも「周氷河堆積物」が存在する訳ではなく、周氷河作用を受けた風化岩盤が露出する場合があり得る。

周氷河斜面として抽出された、後氷期開析前線より低位の地形面である札幌市豊平川扇状地の周辺の例を図資料 2-5 に、周氷河斜面であるものの抽出されなかった日勝峠日高側 9 合目付近の尾根線の例を図資料 2-6 に示す。

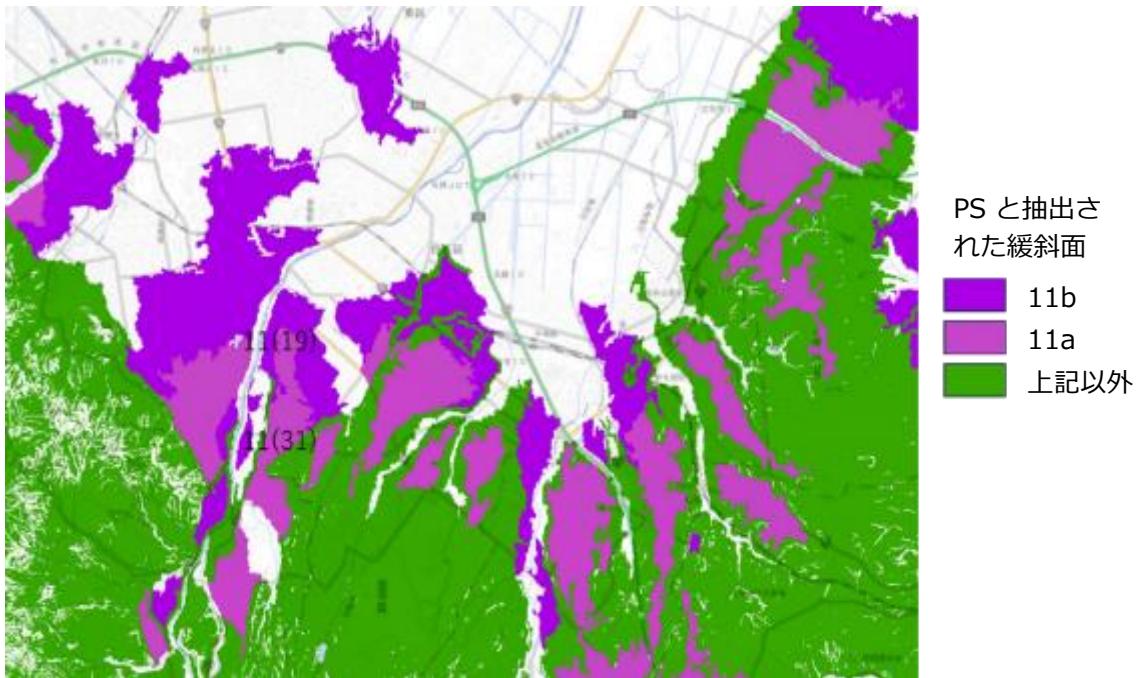


図資料 2-3 固有値比に基づく周氷河斜面の抽出手順



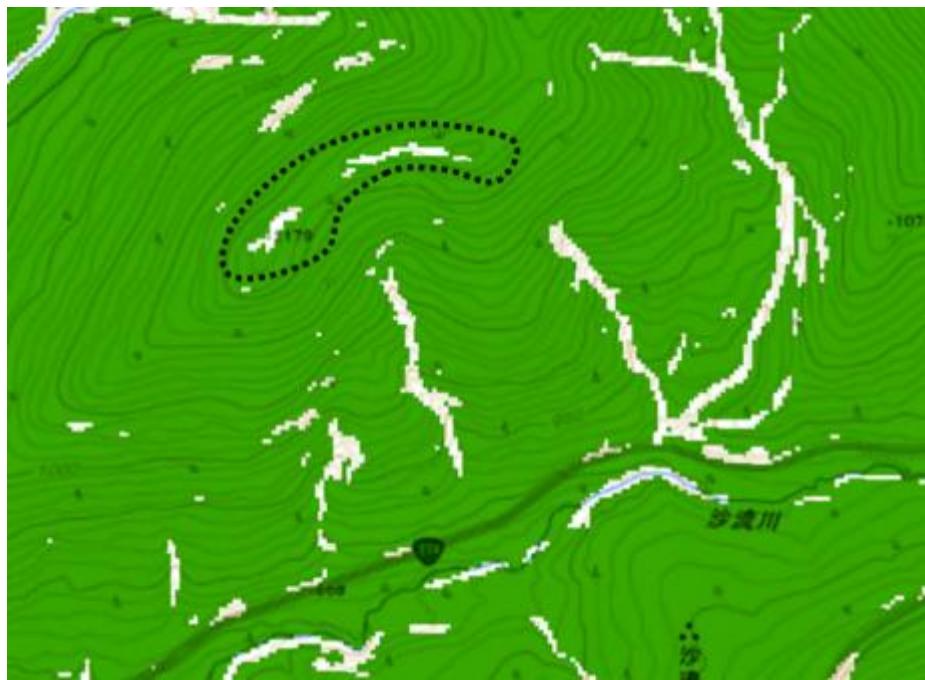
図資料 2-4 全道を対象に抽出した周氷河斜面(緑色に塗色)

図資料 2-3 の操作 1, 2 から Iwahashi et al. (2021)の低位地形面(Plain, Lowland)を除き作成した。



図資料 2-5 札幌市豊平川扇状地周辺の例

固有値比のみに基づく抽出による「周氷河斜面」(PS)を塗色した。紫の塗色部は、PSとして抽出した範囲のうち、Iwahashi et al. (2021)による地形分類 11b(沖積錐などが典型例)と 11a(段丘などが典型例)を示したもの。その一部は後氷期に形成された豊平川扇状地などの低地を含む。



図資料 2-6 尾根線が除かれる例

点線内の尾根部では、尾根線をはさんで傾斜方向が異なるため固有値比が下がり、「周氷河斜面」からは除かれる。

平滑な斜面を抽出するための固有値比 Python スクリプト

下記は、DEM から固有値比4以上の領域を抽出する Python スクリプトである。

```
#numpy は GPU 並列計算に対応していないので高速計算のために Mumpy 互換 GPU 計算ライブラリ cupy を利用する。
#cudatoolkit が導入されていることを前提 並列化による高速化の程度は未確認(2023/8/8)

import numpy as np #行列計算用拡張モジュール Numpy をインポートする
import cupy as cp #GPU 並列計算に対応した Mumpy 互換 GPU 計算ライブラリ CuPy をインポートする

import pandas as pd #データ操作ツール pandas をインポートする
from osgeo import gdal #ラスター空間情報データを扱うためのライブラリ群とアプリケーション群をパッケージ osgeo からインポート
from osgeo import gdalconst #gdal 内部で使われる用語と定数値の扱いに特化したモジュールをインポート
from osgeo import gdal_array #numpy 配列(ndarray)とラスターデータ(Dataset)間のインターフェイスに特化したモジュールをインポート

import pathlib #ファイル・ディレクトリのパスをオブジェクトとして操作・処理できるモジュールをインポート
import os #OS 依存の機能を利用するためのモジュールをインポート
os.chdir("D:/GIS_data/Eigne_Value") #作業用ディレクトリを指定、灰色文字は適宜変更

#2)傾斜角・傾斜方向データの読み込み 画像ファイルから読み込む
slope_gd=gdal.Open("D:/GIS_data/Eigne_Value/HKD10_slp.tif",gdalconst.GA_ReadOnly)
aspect_gd=gdal.Open("D:/GIS_data/Eigne_Value/HKD10_fld.tif",gdalconst.GA_ReadOnly)

df=pd.DataFrame({"theta":slope_gd.GetRasterBand(1).ReadAsArray().flatten(),"phi":aspect_gd.GetRasterBand(1).ReadAsArray().flatten()})

df.loc[df["theta"] < 0 , "theta"] = cp.nan
df.loc[df["phi"] < 0 , "phi"] = cp.nan
#3)法線ベクトルと方向テンソル要素の計算
```

```

df["x"] = cp.sin(cp.deg2rad(df["theta"])) * cp.cos(cp.deg2rad(df["phi"]))
df["y"] = cp.sin(cp.deg2rad(df["theta"])) * cp.sin(cp.deg2rad(df["phi"]))
df["z"] = cp.cos(cp.deg2rad(df["theta"]))
df["xx"] = df["x"]**2
df["yy"] = df["y"]**2
df["zz"] = df["z"]**2
df["xy"] = df["x"] * df["y"]
df["xz"] = df["x"] * df["z"]
df["yz"] = df["y"] * df["z"]

#4)3×3 グリッドセルのインデックスを計算
#Pandas データフレームのインデックスを定義
ind_arr=
df.index.values.reshape(slope_gd.GetRasterBand(1).ReadAsArray().shape)      #
Pandas データフレームのインデックスを定義

slid_win_ind= np.lib.stride_tricks.sliding_window_view(ind_arr, window_shape= (3,3))
#配列を指定した(3,3)ウインドウサイズでスライドさせながらビューを作成する
#(np.lib.stride_tricks.sliding_window_view は、データの畳み込み演算やフィルタリングなど、多くの数値計算アルゴリズムで使用される便利な関数。
ny,nx= slid_win_ind.shape[:2] #タプルの最初の 2 つの要素、つまり行数と列数を抽出する。データフレームの次元を把握する。
slid_win_ind_3d = slid_win_ind.reshape(ny,nx,9)

#5)固有値比を返す関数固有値の最大値/中央値の自然対数を計算
#(ここでは、一行開けずに全体を選択し、コピー)

def res_d_lambda(df,ind_arr):
    subdf= df.loc[ind_arr].dropna()
    if subdf.shape[0] < 9: #境界に沿うセル、欠損セルに対して
        return cp.nan #非数(Nan: Not a Number を返す
    else:
        sigma_ser= subdf[["xx","yy","zz","xy","xz","yz"]].sum(axis=0)
        d_tensor= cp.array([
            [sigma_ser["xx"],sigma_ser["xy"],sigma_ser["xz"]],
            [sigma_ser["xy"],sigma_ser["yy"],sigma_ser["yz"]],
            [sigma_ser["xz"],sigma_ser["yz"],sigma_ser["zz"]]
        ])
        (d_lambda,tensor) = cp.linalg.eig(d_tensor) #NumPy で行列の固有値、固有ベクトルを

```

求める関数 linalg.eig で d_tensor の固有値と固有ベクトルを求める

```
return cp.log(d_lambda.max()/cp.median(d_lambda)) #固有値の最大と 2 番目の対  
数を関数の呼び出し元 res_d_lambda へ値を返す
```

#6) セルごとに固有値比を計算する

```
EigV_arr = cp.apply_along_axis(lambda x:res_d_lambda(df,x), 2, slid_win_ind_3d)
```

#7) 計算結果を geotiff に書き出す。出力するファイル名(例では HKD10n_ev.tif)は適宜変更する

```
res_arr = cp.zeros_like(slope_gd.GetRasterBand(1).ReadAsArray())  
res_arr[:, :] = cp.nan  
res_arr[1:-1, 1:-1] = EigV_arr  
ysize, xsize = res_arr.shape  
output = gdal.GetDriverByName('GTiff').Create("HKD10n_ev.tif", xsize,  
ysize, 1, gdal.GDT_Float32)  
output.SetProjection(slope_gd.GetProjection())  
output.SetGeoTransform(slope_gd.GetGeoTransform())  
outband = output.GetRasterBand(1)  
outband.WriteArray(res_arr)  
outband.FlushCache()  
output = None
```

第3章資料 周氷河堆積物の調査事例

資料3.1 花崗岩・片麻岩（結晶質岩）地域の事例 一日高町日勝峠・南富良野町串内—

3.1.1 検討地点の地形・基盤地質の概要

・地形の概要

北海道の脊梁にあたる日高山脈主稜部の北部域は、かつて氷河の発達していた主稜線を除くと、山稜は丸みを帯びた凸型を示す。また斜面全体に開析が及ばず、水系の発達の悪い平滑な緩斜面が発達する。そのような地形的特徴から、この地域の山地斜面は凍結融解による周氷河作用により形成されたものと考えられている（小野・平川, 1975）。

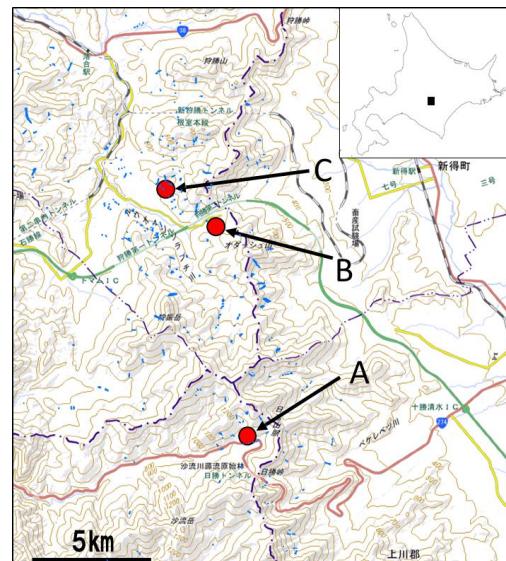
日勝峠は、日高山脈の北部に位置する標高 1022m の峠で、道央と道東を結ぶ幹線道路である国道274号が通る。峠の西側（日高側）は太平洋へ流れる沙流川の最上流部にあたり、谷沿いには急傾斜の谷壁が連続する。谷壁の高さは約 20 m で、その上方には緩斜面が広がっており、両者の間に明瞭な遷急線が発達する。峠の西側の国道5合目から9合目付近にかけては、主にこの遷急線の直上の緩斜面を通っている。

日勝峠地区の調査地は、峠の西側（日高側）9合目付近に位置し、沙流川右岸の南東向き斜面にあたる（図資料 3.1-1, 3.1-2A）。この斜面の尾根から谷までの距離は約 300 m で、その間は傾斜が 20~30 度の平滑な斜面が広がっており、固有値比は 4 以上である。最上部の尾根（標高 1050 m）付近は、斜面傾斜 20 度以下のやや凸型の縦断形状を持つ。斜面中腹の傾斜は約 20 度で、斜面傾斜がほぼ一定の直線斜面である。さらに下方の斜面では傾斜約 20 度から次第に緩くなり、斜面下（標高 950 m）にかけて凹型の縦断形状をなす。斜面の標高 1000 m 付近から下方には、深さ 2~3 m、幅約 5 m のガリーが傾斜方向に直線的に伸びる。2016 年の豪雨災害においても新たなガリーが生じている。

串内地区は日勝峠と北方の狩勝峠との間に位置し、調査地はルウオマンソラプチ川右岸の串内牧場内にある斜面である（図資料 3.1-1, 3.1-2B、C）。ここでも平滑な緩斜面が発達しており、東側の串内東地区（図資料 3.1-2B）は北向き斜面、北西側の串内北地区（図資料 3.1-2C）は南向き斜面にあたる。

串内東地区は標高 1097 m のオダッッシュ山の北西麓にあたり、標高 900 から 700 m にかけては傾斜 20 度程度の直線的縦断面を持つ緩斜面が広がる。それより下方の標高 630 m 辺りを西流するルウオマンソラプチ川支谷にかけて、傾斜 5 度程度まで緩くなり凹型の縦断面を示す。当地的斜面には、2016 年 8 月の豪雨により、標高 740 m 付近から傾斜方向に深さ 1~2 m、幅 1~5 m のガリー状の地形が形成された（詳細は第 4 章 4.2.6 を参照）。

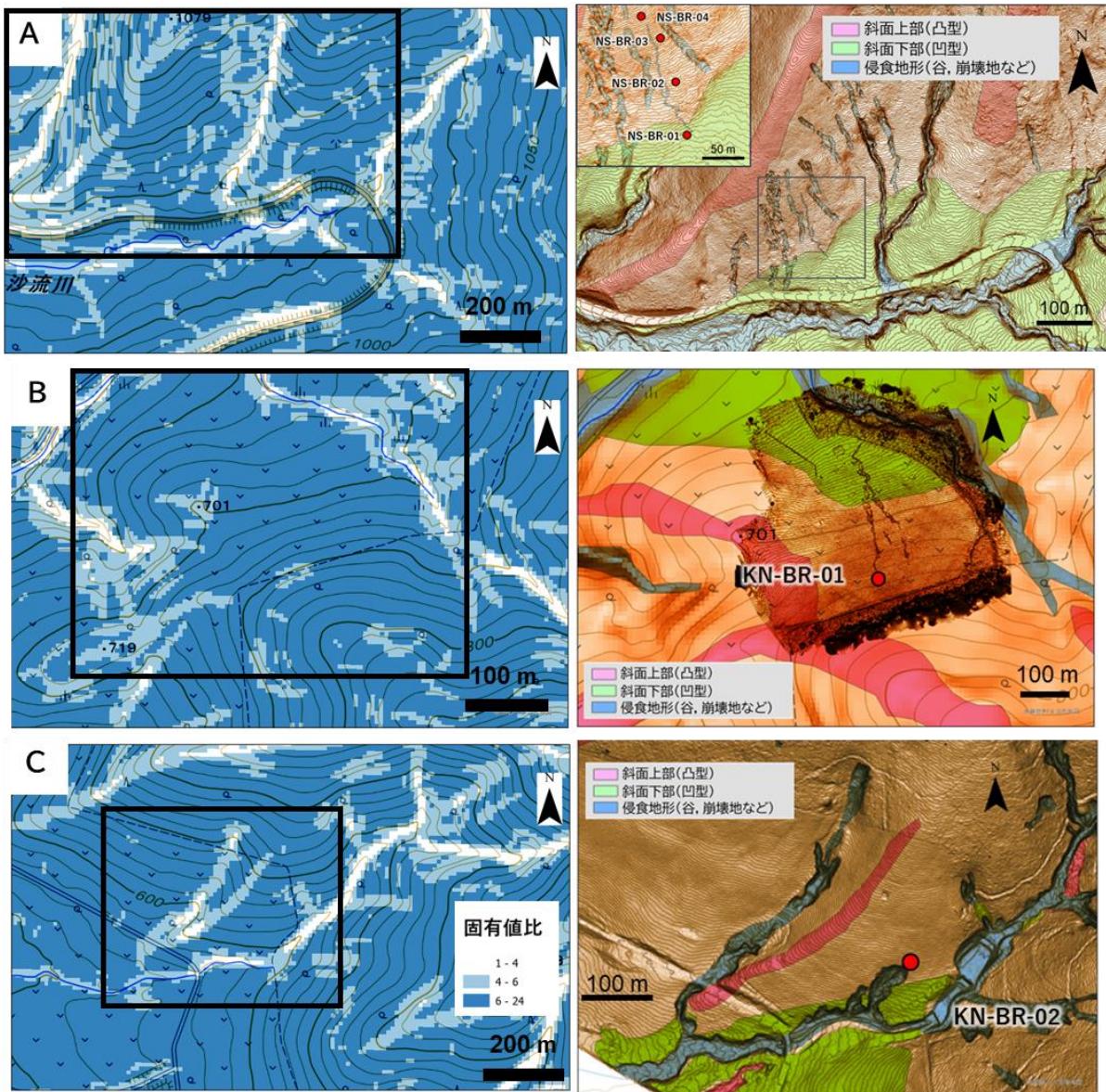
串内北地点は、串内東地点の約 3 km 北西方に位置し、北東側から南流するルウオマンソラプチ川支谷に面する。背後の尾根からこの沢までの距離は約 600 m で、その間は約 15 度の直線状の縦断面を示す斜面からなるが、末端付近では傾斜がやや緩くなる。斜面末端は支谷に侵食され、比高約 4 m の崖となっている。なお、2016 年 8 月の豪雨により、この緩斜面の最下部から末端の侵食崖にかけて、深さ約 3 m の崩壊が発生した（第 4 章 4.2.3 を参照）。



図資料 3.1-1 調査地点の位置図

A～C は図資料 3.1-2 の位置

青色塗色部: 2016 年崩壊地

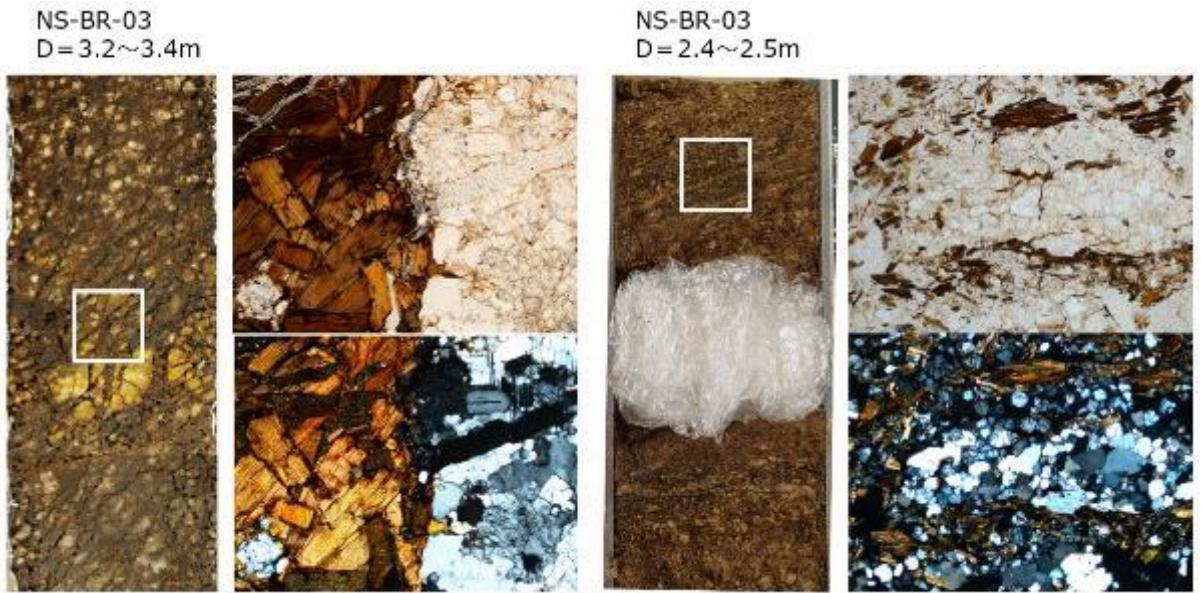


図資料 3.1-2 調査地点周辺(A:日勝峠地区, B:串内東地区, C:串内北地区)の地形

左に斜面の固有値比(高いほど平滑な斜面であることを示す:資料集 第2章参照)を、右に斜面区分とボーリング掘削地点を示した。

・基盤地質の概要

日勝峠地区は日高変成帯の変成岩・深成岩類のうち、中部トーナル岩の分布域にあたる(日本地質学会, 2010)。日勝峠地区では、ボーリングコア(巻末の図資料 3.5-1~4)により得られた基盤岩は石英・斜長石卓越部と黒雲母の卓越部が縞状の面構造(片麻状構造)をつくる片麻岩～花崗岩様(以下、片麻状花崗岩と記述する)の岩石である(図資料 3.1-3)。面構造は $10^\circ \sim 50^\circ$ 程度までの傾斜を示すが、方位は不明である。なお露頭調査による倉本ほか(2011)の記載では、この地域の花崗岩類に発達する面構造は南北走向で東に 60° 程度で傾斜するとされる。ボーリングコアの観察では、基盤岩は全体に機械的な風化が著しく、基盤岩の表面付近(周氷河堆積物と接する部分)では結晶が分離・砂状化しており、また縞状構造に沿った亀裂が密に発達する(図資料 3.1-3)。ボーリングでは基盤岩の表面から最大 3m の深さまで掘削しているが、新鮮岩は採取されなかった。



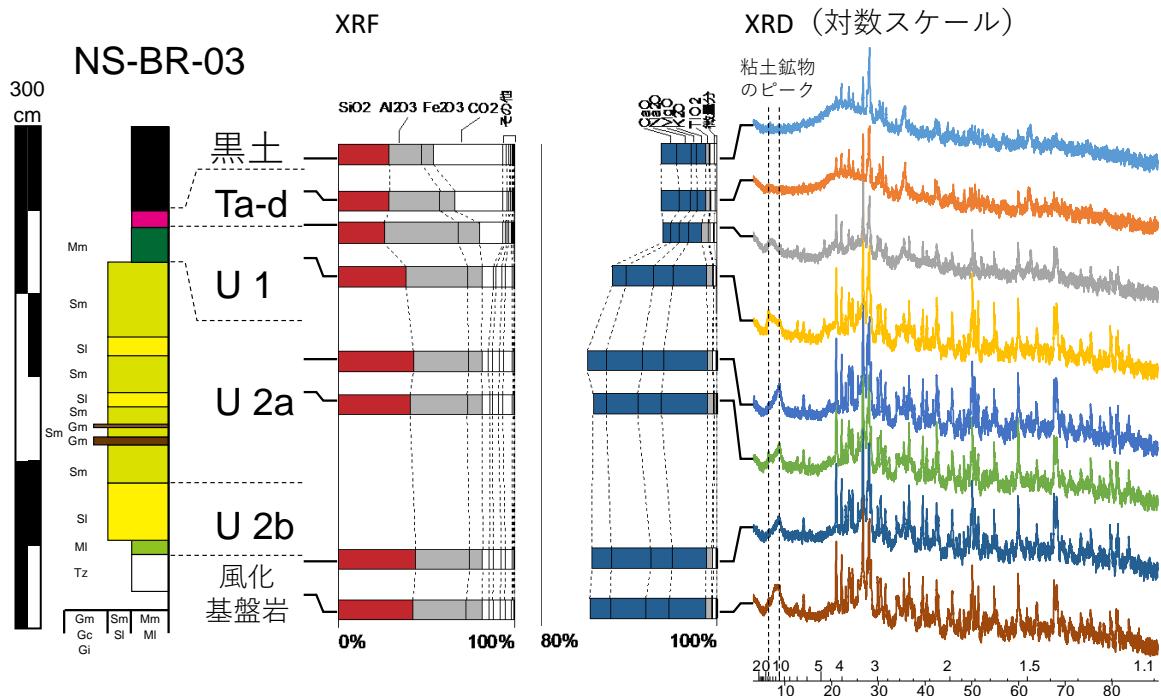
図資料 3.1-3 日勝峠地区のボーリングコア NS-BR-03 の基盤岩

(左)深度 3m 付近の片麻状花崗岩の研磨片試料と薄片鏡下写真(横幅が約 2.5mm)。四角枠が薄片作成箇所。暗色部は黒雲母が集合し、明色部は石英・長石からなる。(右)深度 2.5m 付近の、細粒・縞状面構造が発達する片麻状花崗岩の研磨片試料と薄片鏡下写真(横幅が約 2.5mm)。等粒状の石英・長石と黒雲母が縞状構造つくる。

基盤岩の構成鉱物のうち、黒雲母の粒径は最大 1mm ほど、石英・長石を含めた全体としての粒径は 0.5mm 以下で中粒・等粒状である。限られた鏡下観察では、相対的に細粒で薄い暗色部に定向配列する黒雲母が認められた。また鏡下では黒雲母の脱色、緑泥石化や斜長石のソーシュライト化などが多少認められるものの、全体に結晶自体の変質は限定的である(図資料 3.1-3)。

串内地区の基盤岩は、地質図幅によれば串内東地点では中部トーナル岩が併入する黒雲母一白雲母片麻岩・片岩ユニット(小山内ほか, 1997; 2006 の変成分帶によるⅡ帶)で、串内北地点は日勝峠9合目と同じく中部トーナル岩の分布域にあたる(日本地質学会, 2010)。しかし串内東地点ではボーリングコア(KN-BR-01:卷末の図資料 3.5-5)により花崗岩質岩が、串内北地点ではボーリングコア(KN-BR-02:卷末の図資料 3.5-6)および 2016 年豪雨災害による崩壊侵食域に、トーナル岩ではなく強風化した片麻岩が確認された。串内東地点のボーリングにより得られた基盤岩は風化した花崗岩質岩である。基盤岩表面から深さ 6 m まで掘り込んだが、新鮮岩は採取されなかった。串内北地区のボーリングによって採取された基盤岩は縞状構造が発達する強風化黒雲母片麻岩で、表面から 4 m ほど掘り込んだが新鮮岩は採取できていない。基盤岩の表面付近には亀裂が発達し、礫状を呈する。片麻状構造は 50° 程度で東に傾斜する。

日勝峠地区の試料を用いて、基盤岩と基盤岩上の周氷河堆積物の XRF および XRD 分析を予察的に実施した(図資料 3.1-4、層相区分やユニット区分については後述 3.1.2 項、3.1.3 項を参照)。その結果、溶脱性の大きい元素(Si, Al, Ca, Mg, Na, K)が上位へ減少する傾向が確認された。ただしこの傾向は、図資料 3.1-4 に示した U1 の下部から上部にかけて特に顕著で、基盤岩から U2a にかけては明瞭ではない。このことは岩屑の生産において化学的な風化作用の影響が小さかったことを示唆しており、周氷河環境下で基盤岩は主に機械的な風化を受けていたと考えられる。



図資料 3.1-4 日勝峠地区の風化基盤岩、周氷河堆積物、Ta-d および黒土の XRD 分析結果

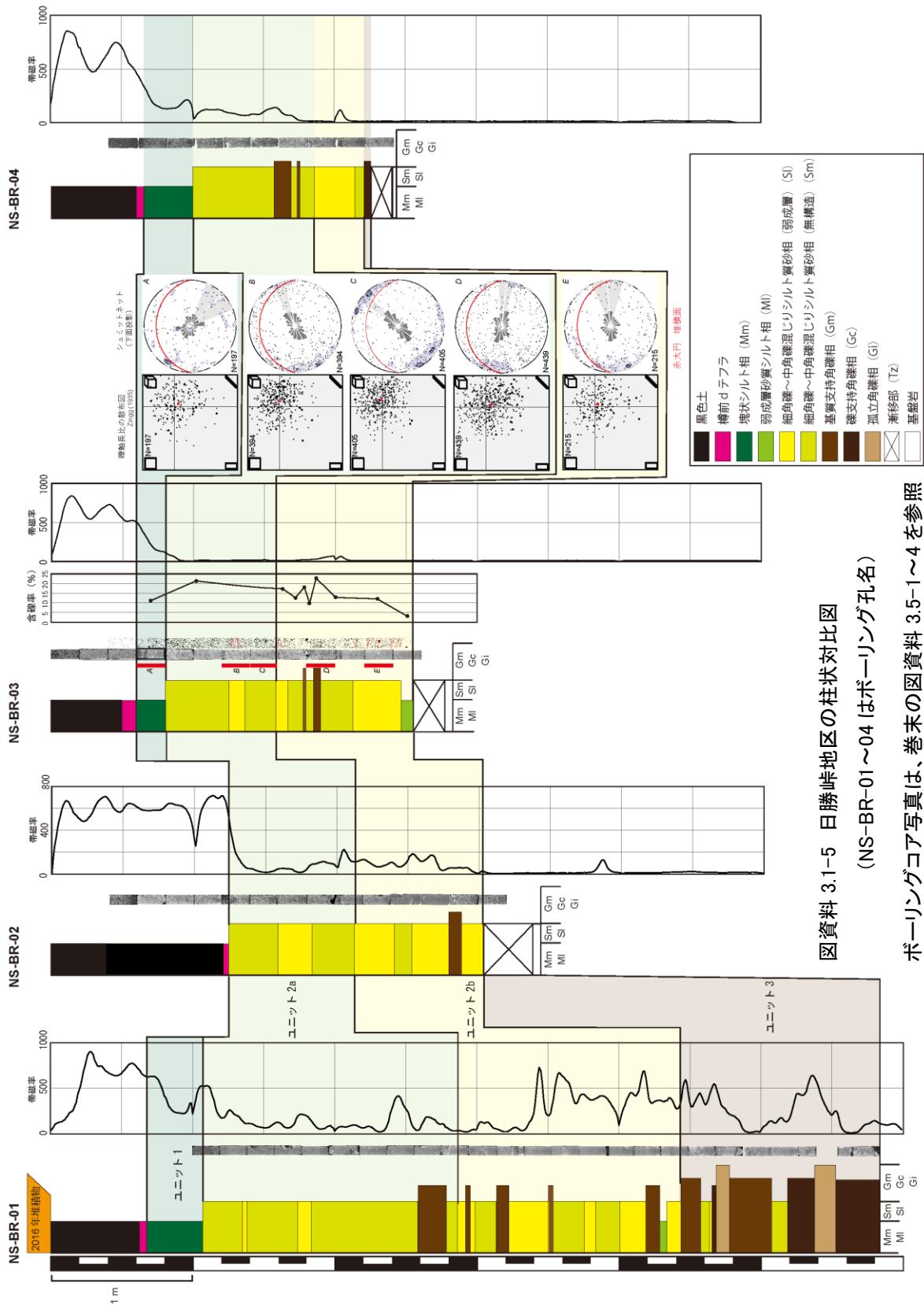
3.1.2 層相

日勝峠および串内地区では、周氷河斜面の表層に厚さ 40~80cm 程度の黒色有機質土層(黒土層)が分布し、黒土層は約 9000 年前降灰の Ta-d テフラ層を覆っている。したがって黒土層は完新世に形成されたものであり、Ta-d(Ta-d が欠如する場合は黒土層)より下位の堆積物を「周氷河堆積物」として記載する。

傾斜 10~20° 程度の斜面上から鉛直下方に向けて掘削した高品質ボーリングコアにより得られた周氷河堆積物は、日勝峠地区および串内地区の斜面中部で厚さが 1.2~2.8m 程度、日勝峠地区の斜面下部で 5.2m 以上であった(図資料 3.1-5、3.1-6)。以下の記載ではコアから計測された鉛直方向の厚さを用いる。

周氷河堆積物を、粒度、礫の含有率(含礫率)、成層構造等に基づいて次の 7 の層相に区分した(表資料 3.1-1)。

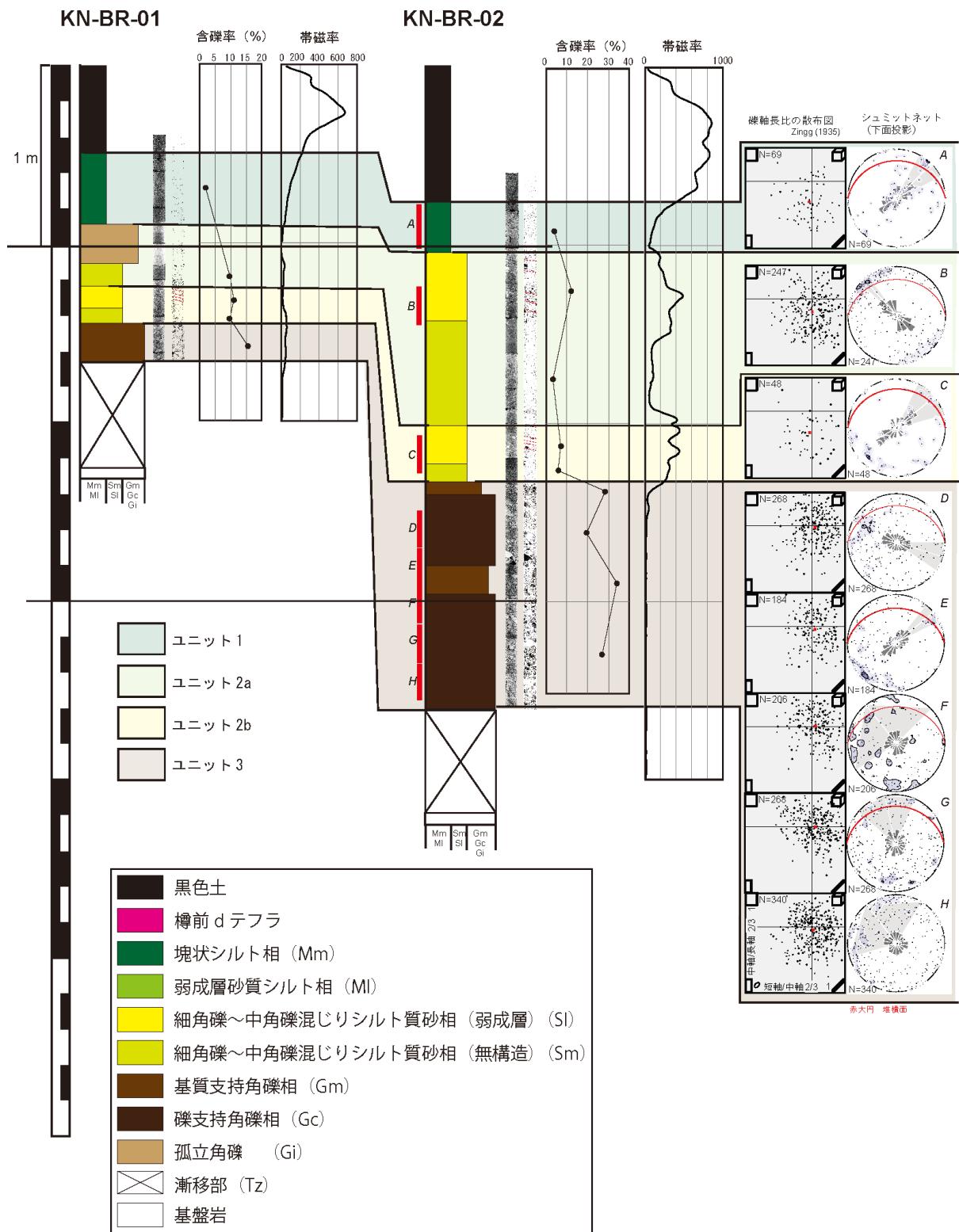
1. 塊状シルト相(Massive silt: Mm)
2. 弱成層砂質シルト相(Laminated sandy silt: Mi)
3. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(弱成層)(Laminated silty sand containing angular granules to pebbles: Sl)
4. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Massive silty sand containing angular granules to pebbles: Sm)
5. 基質支持角礫相(Matrix-supported angular gravels: Gm)
6. 礫支持角礫相(Clast-supported angular gravels: Gc))
7. 孤立角礫(Isolated angular gravel: Gi)



図資料 3.1-5 日勝峠地区の柱状対比図

(NS-BR-01)～(NS-BR-04)はボーリング孔名)

ボーリングコア写真は、巻末の図資料 3.5-1～4 を参照



図資料 3.1-6 串内地区の柱状対比図(KN-BR-01:串内東地区、KN-BR-02 は:串内北地区のボーリング
孔名、層相の凡例は図資料 3.1-5 を参照)
ボーリングコア写真は、巻末の図資料 3.5-5、3.5-6 を参照

表資料 3.1-1 結晶質岩地域で認定した層相

層相	厚さ	構成粒子	成層構造ほか	含礫率	細～中礫形状・ファブリック
1. 塊状シルト相 (Mm)	20～50cm	シルト主体。少量～ごく少量の細粒～粗粒砂や細角礫～中角礫が混じる場合がある。	塊状無構造	2～11%	棒状～小判状。長軸は斜面傾斜方向に対し 45° 斜交。長軸の傾斜は水平(堆積面に対し上方に緩く傾く)。
2. 弱成層砂質シルト相(MI)	6～7 cm	砂質シルト主体。ごく少量の粗粒砂～細礫が全体に混じる。	上下面是明瞭で、水平面に対し 10° 程度傾斜。内部に弱い微斜交葉理様の成層構造	3%	未検討
3. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(弱成層)(SI)	5～40 cm	不淘汰のシルト質砂～粗粒砂が主体。細礫～中礫サイズの角～亜角礫が多く混じる。	水平面に対し～25° 程度で傾斜する弱い平行成層構造	7～19%	棒状～小判状。長軸は斜面傾斜に対し 45° 斜交。長軸の傾斜は水平～斜面上方へ傾斜。
4. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)	5～70 cm	不淘汰のシルト質砂～粗粒砂が主体。極粗粒砂や礫を多く含む。	塊状無構造	3～21%	球状～棒状。長軸は斜面傾斜方向に対し 45° 斜交。長軸の傾斜は水平。
5. 基質支持角礫相(Gm)	2～30 cm	細角礫～中角礫主体(径 1～2cm、最大径 10cm)。基質はシルト質砂～粗粒砂。	基質支持	16～34%	球状～棒状。長軸は斜面傾斜に対し直交方向に弱いピーク。長軸の傾斜は水平～斜面に平行。
6. 磯支持角礫相(Gc)	3～60 cm	中角礫が主体。大角礫が混じる(径 2～3cm、最大で 10cm)。	礫支持	-	ばらつくケースが多いが、球状～棒状。長軸は斜面傾斜に対し 45° 斜交。その場合、長軸の傾斜は水平～斜面上方側に緩く傾斜。
7. 孤立角礫(Gi)	深度方向に 8～24 cm	大角礫～巨角礫。露頭では径数 m の巨礫が側方へ追跡される。	シルト質砂相(Sm、SI)中に孤立、または側方に連続して含まれる	-	未検討

1. 塊状シルト相(Mm)

本相は周氷河堆積物の最上部を構成し、上位の Ta-d もしくは黒土層とは漸移的な境界を示す(図資料 3.1-5、3.1-6、3.1-7、3.1-8B、3.1-9B・C・E・F、3.1-10A、3.1-11C)。層厚は 20～60cm 程度である。乾いた状態では明褐色を呈するシルトを主体として、少量の細粒～粗粒砂や細角礫～中角礫を混じえる。含礫率は 2～11%程度である。成層構造や植物片は認められず、塊状である。鏡下では様々な粒径の基盤岩の岩片や結晶片と、その間を埋める泥質基質からなる(図資料 3.1-12A)。

NS-BR-03 および KN-BR-02 コアでは CT 画像を用いて径 2 mm 以上の細礫・中礫を対象に形状とファブリックを計測した(図資料 3.1-5、3.1-6)。礫の形状区分は橢円近似した礫の“中軸／長軸比”－“短軸／中軸比”を用い、礫のファブリックは斜面傾斜方向に対する長軸のオリエンテーションをローズダイアグラムに、斜面傾斜方向に対する長軸の傾斜方位(頻度分布)と堆積面(=斜面)をシュミットネットに下半球投影して示した(本編 5.7.7 参照)。日勝地区の NS-BR-03 コアでは、塊状シルト相の礫は小判状のものが少ないが多様な形状の礫で構成され、オリエンテーションは集中しないもののベクトル平均は傾斜方向に対して 45° 程度斜交する向きであった。一方、串内北地域の KN-BR-02 では棒状～小判状の礫が多

く、オリエンテーションが斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きに集中した。長軸の傾斜は水平なものが多く、堆積面に対しては上方に緩く傾く。

2. 弱成層砂質シルト相(Ml)

本相は NS-BR-01 の深度 445～451cm、および NS-BR-03 の基底部(深度 247～254cm)に認められる。暗褐色の砂質シルトを主体とし(図資料 3.1-5、3.1-6、3.1-10C・H)、層厚は 6～7cm 程度である。Ml の上下の境界は明瞭で、NS-BR-03 の基底部では水平面に対して 10° 程度傾斜する。成層構造は不明瞭であるが、下半部が比較的淘汰が良く上半部は粗粒砂が混じって不淘汰である(図資料 3.1-10H)。内部には微斜交葉理様の構造が弱く発達する(図資料 3.1-10C)。含礫率は 3%程度で礫はほとんど含まないが、二つに割れた状態の孤立した中角礫(礫径 2cm)が含まれ、割れ目は砂質シルトが充填する。泥質基質には乏しい(図資料 3.1-12C、3.1-13B)。礫の長軸の傾斜方向は、Ml の上下の境界面の傾斜方向とは逆向きであり、層理面と大きく斜交する。NS-BR-01 では色調が異なる 4 枚のレイヤーから構成され、上部の 2 枚のレイヤーには極細粒砂からシルトへ級化する正級化構造が認められる(図資料 3.1-10C)。レイヤーの全境界が調和的に波状を呈しており、堆積後に荷重変形を受けたと推定される。

3. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(弱成層)(Sl)

本相は層厚 5～40cm 程度で、淘汰の悪い明褐色のシルト質砂～粗粒砂を主体とし、基盤岩と同質の細礫～中礫サイズの角～亜角礫が多く混じる(図資料 3.1-5、3.1-6、3.1-7、3.1-9B・E・F、3.1-10B・F・G、3.1-11E)。含礫率は 7～19%で層準によって変化するが、系統的に増加・減少を示すような傾向は認められず不均質である。弱い平行成層を示し、成層構造は礫の配列によって弱く発達するもの(図資料 3.1-10B)と、粒径の異なるレイヤーによる比較的明瞭なもの(図資料 3.1-10G、3.1-11E)が認められ、後者は厚さ数 cm 程度以下のシルト層を挟む場合がある。CT および鏡下では、特に細礫サイズの礫が層状に配列している。層構造は 10° 程度から急な場合では 25° 程度傾斜しており(図資料 3.1-10B)、これは堆積当時の斜面に平行なものと推定される。

本相の礫形状およびファブリックは、日勝地区(NS-BR-03)では 1 層準のみの計測である(図資料 3.1-5)。礫の軸長比は多様な形状の礫からなることを示し、オリエンテーションは全方位にばらつくものの、斜面傾斜に対し直交方向に弱いピークを示した。ベクトル平均もその向きである。長軸の傾斜は水平～斜面に平行である。串内北地点(KN-BR-02)では上部および中部層準の 2 層準で計測し、形状は棒状～小判状が多く、オリエンテーションが斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きに集中した(図資料 3.1-6)。長軸の傾斜は水平(上部層準)、斜面上方への傾斜(中部層準)をそれぞれ示し、堆積面に対して上方に傾く。

4. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)

本相は層厚が 5～70cm 程度で、淘汰の悪い明褐色のシルト質砂～粗粒砂を主体とし、極粗粒砂や礫を多く含む(図資料 3.1-5、3.1-6、3.1-7C・D・E、3.1-8D・E、3.1-9B・E・F、3.1-10E・F、3.1-11B・D)。礫径や礫種、含礫率の特徴は層相 Sl と類似する。すなわち、(1)細角礫～中角礫が多く混じる、(2)礫種は基盤岩と同質である、(3)含礫率は 3～21%で系統的な変化傾向は示さず不均質である、といった特徴を示す。また成層構造は認められず塊状である。泥質基質にきわめて乏しい(図資料 3.1-12B)。

礫形状およびファブリックは、日勝地区(NS-BR-03)の 1 層準での計測である(図資料 3.1-5)。形状は

球状～棒状が多く、オリエンテーションは斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きに集中した。礫長軸の傾斜は水平で、斜面上方へ緩く傾斜する。

5 . 基質支持角礫相(Gm)

本相は層厚が 2～30cm 程度で、主に細角礫～中角礫で構成される(図資料 3.1-10C・D, 3.1-11B)。礫径は 1～2cm 程度のものが多いが、最大で 10cm 程度のものを含む。基質支持で、基質は分級の悪いシルト質砂～粗粒砂からなる。含礫率は 16～34%程度で、礫種は基盤岩と同質である。

礫形状およびファブリックは、日勝地区(NS-BR-03)の 1 層準での計測である(図資料 3.1-5)。形状は球状～棒状がやや多く、オリエンテーションは全方位にばらつくものの、斜面傾斜に対し直交方向にピークを示した。ベクトル平均もその向きである。長軸の傾斜は水平～斜面に平行である。

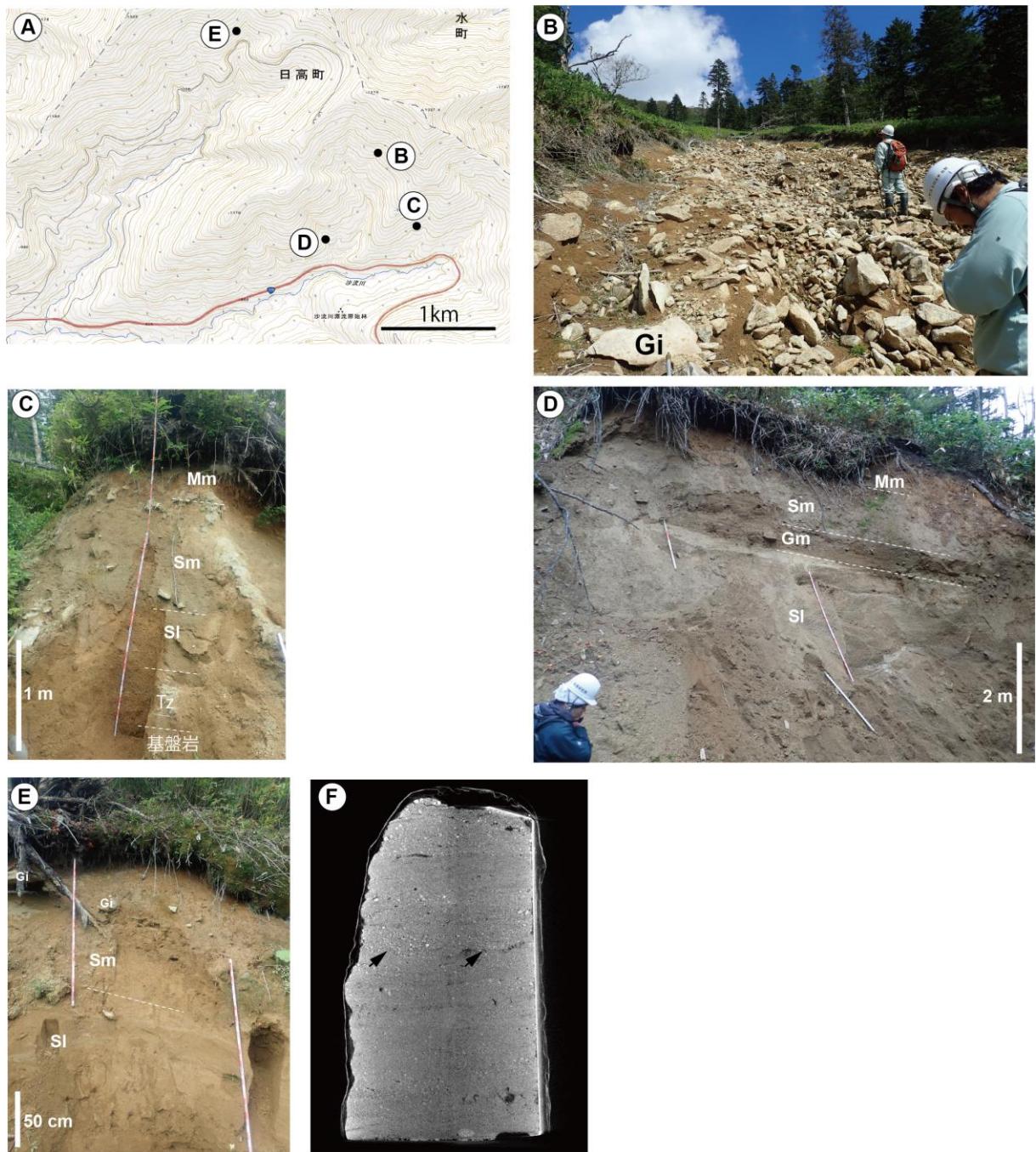
6 . 磯支持角礫相(Gc)

本相は層厚が 3～60cm 程度で、基盤岩と同質の中角礫を主体とし大角礫が混じる(図資料 3.1-5, 3.1-6, 3.1-7, 3.1-8C, 3.1-11G)。礫支持で、基質は分級の悪いシルト質砂～粗粒砂からなる。礫径は 2～3cm 程度のものが多く、最大で 10cm 程度のものを含む。Gc は Gm と比較して全体的に粗粒な礫で構成されることが特徴である。基盤岩と接する場合は境界が漸移的で、Gc か基盤岩の破碎部かを区別できない部分を「漸移帶」(Transitional zone: Tz) に区分した。

礫形状およびファブリックは、串内北地点(KN-BR-02)の 3 層準で計測した(図資料 3.1-6)。形状は球状～棒状がやや多く、オリエンテーションは 1 層準で斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きにピークを示したが、他の 2 層準では全方位にばらついた。前者では、長軸の傾斜は水平～斜面上方側に緩く傾斜しており、堆積面に対して上方に傾く。

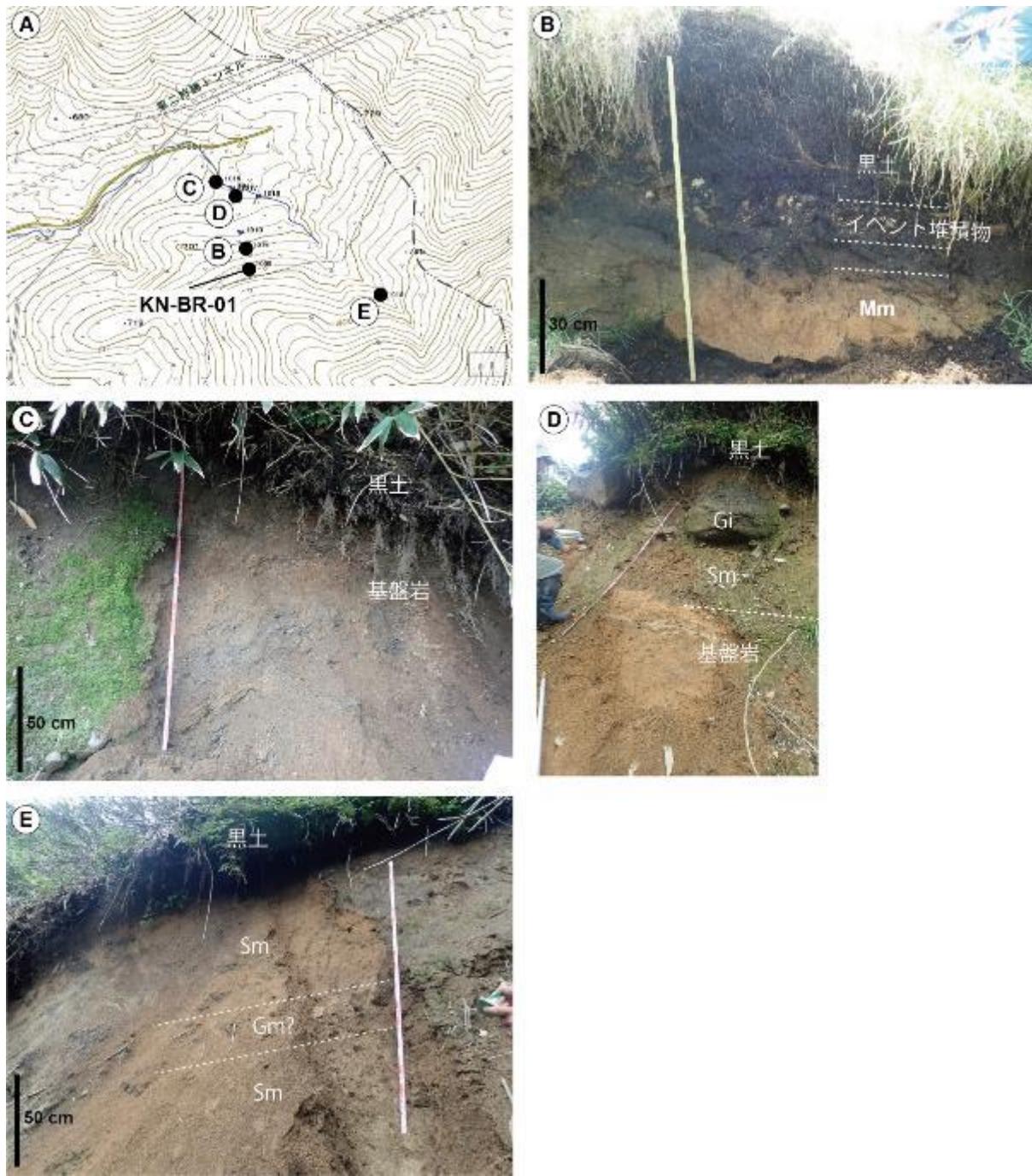
7 . 孤立角礫(Gi)

孤立して含まれる大角礫～巨角礫を区分したもので、露頭では径数 m 程度の巨礫が側方へ連続して追跡される場合もある(図資料 3.1-7)。礫は新鮮かつ硬質な深成岩であることが多く、コアでは径を把握することは難しいが、コア径を超える新鮮な基盤岩礫を孤立角礫とした。



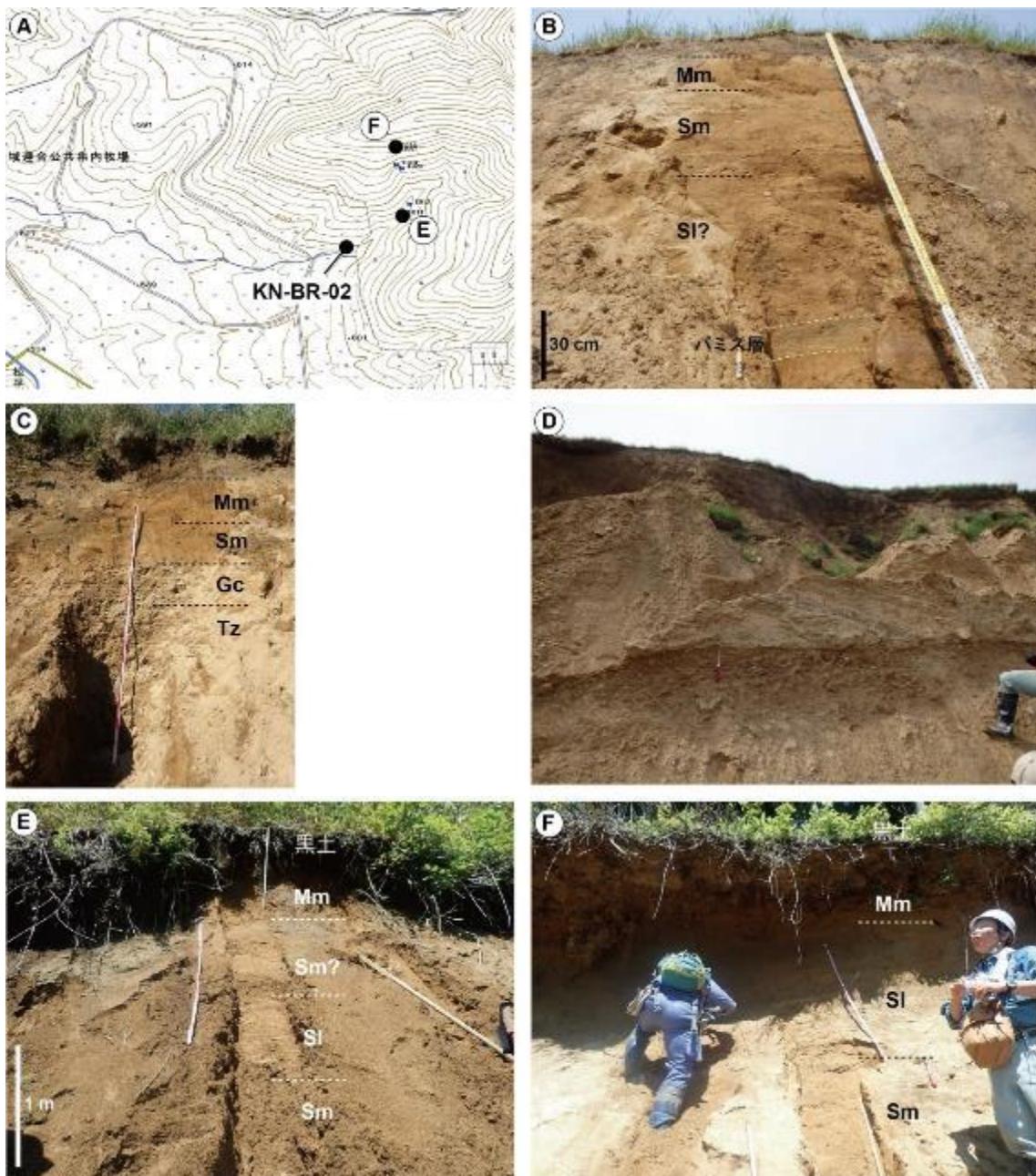
図資料 3.1-7 日勝峠地区におけるボーリング孔周辺の露頭写真(記号は層相を示す:表資料 3.1-1 参照)

A:露頭位置図(地理院地図を使用)。B:斜面上部に発生した浅い斜面崩壊の崩壊面に露出する巨礫サイズの角礫(Gi)。C:基盤岩から漸移帶(Tz)を経て累重する斜面中部の周氷河堆積物。D:斜面下部の谷壁に露出する層さ 3m を超える周氷河堆積物。E:斜面中部の周氷河堆積物。F:写真 E の弱成層砂質シルト相(SI)の X 線 CT 画像。明瞭な斜交葉理(黒矢印)が認められる。



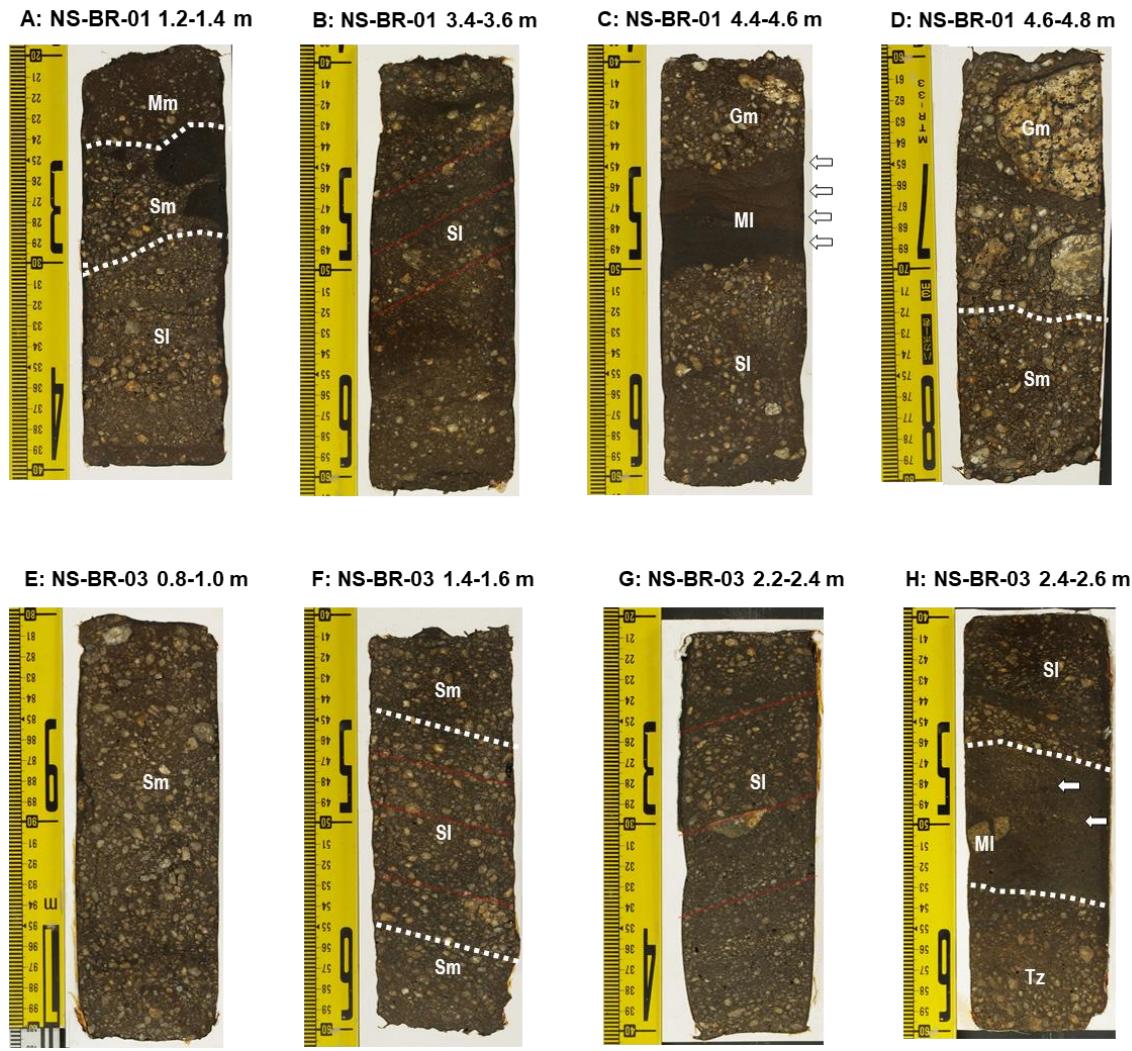
図資料 3.1-8 串内東地点におけるボーリング掘削地点周辺の露頭写真

A:露頭位置図(地理院地図に加筆)。B:ガリ一壁面に露出する厚さ 30cm 程度の塊状シルト相(Mm)と、上位の黒土層および黒土層中に挟在する完新世のイベント堆積物(層厚 13cm)。ガリ一底には最大径 1m 程度の巨礫(Gi)が散在する。C:周氷河堆積物を欠き黒土に直接覆われる基盤岩。D:黒土層直下の厚さ 1.2m 程度の周氷河堆積物。孤立礫相(Gi)を伴う塊状のシルト質砂層(Sm)からなる。E:周氷河斜面を開析する下部谷壁斜面の露頭。周氷河堆積物は厚さ 3m 程度で塊状のシルト質砂相(Sm)を主体とし、その間に層厚 20cm 程度の基質支持角礫相(Gm)を挟在する。



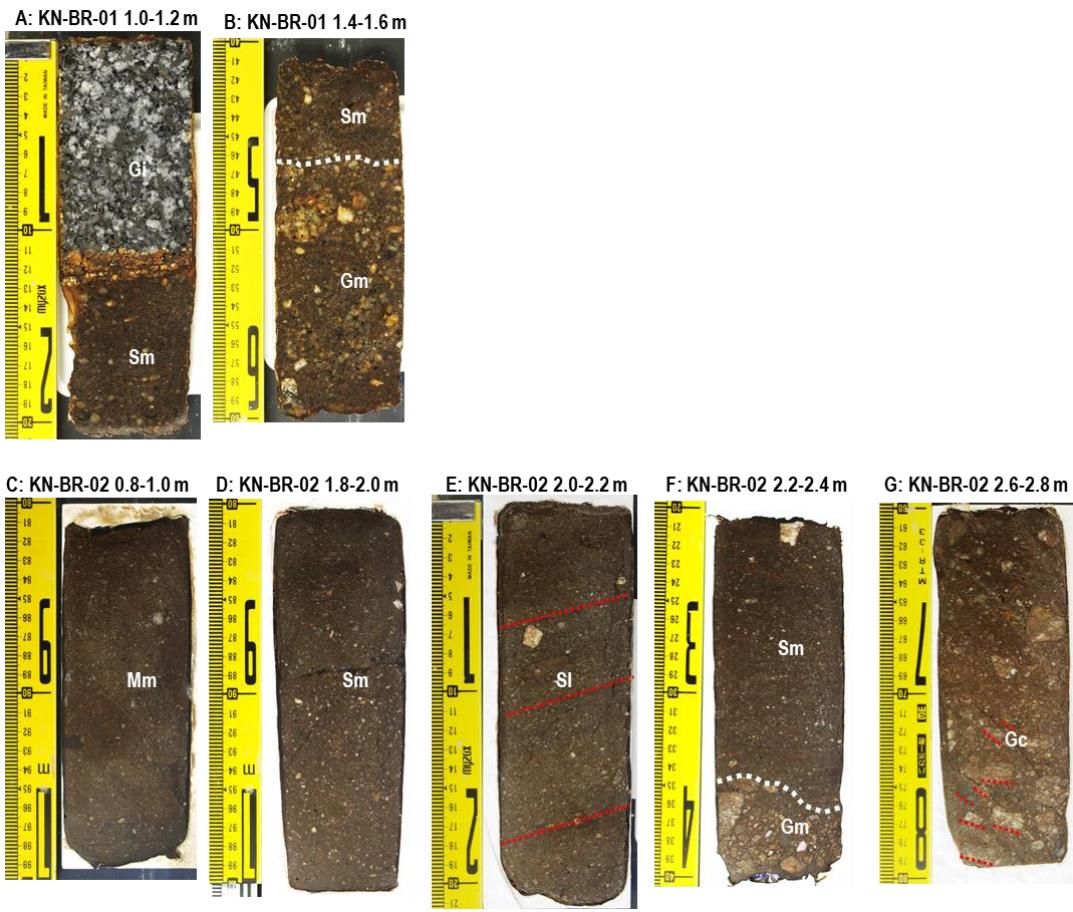
図資料 3.1-9 串内北地点におけるボーリング掘削地点周辺の露頭写真

A: 露頭位置図(地理院地図に加筆)。B・C: 崩壊面に露出する周氷河堆積物。上位の塊状シルト相(Mm)と下位のシルト質砂相(Sm, SI)の境界は漸移的。ボーリングコアで未確認の軽石層(厚さ5~15cm)が挟在。火山ガラスの化学組成および検鏡の結果、支笏降下火碎堆積物(Spfa-1、約44ka)および恵庭a降下火碎堆積物(En-a、約25ka)が混在することを確認。D: 崩壊面の下部に認められる基盤岩(強風化片麻岩:ねじり鎌より下)。E: 黒土直下の周氷河堆積物(層厚3m以上)。塊状シルト相(Mm)と、その下位のシルト質砂相(Sm, SI)からなる。F: 周氷河堆積物(層厚3m程度)は、上位から順にMm, SI, Smからなる。SIは明瞭かつ平行な成層構造を示す。



図資料 3.1-10 日勝峠地区の周氷河堆積物のスラブ写真

A:塊状シルト相(Mm)。下位のシルト質砂相(Sm, SI)と比べて粗粒な碎屑粒子の含有量が少ない。B・G:弱成層シルト質砂相(SI)。B では粒径の異なるレイヤーが互層し、細礫もそれに沿って層状に配列して比較的明瞭な成層構造を示す。一方、G の成層構造は礫の配列のみで弱い。層理は水平面に対して 25° 程度(B)、10° 程度(G)で傾斜する(赤点線)。C・H:弱成層砂質シルト相(MI)。C は 4 枚のレイヤー(白矢印)からなり、上部の 2 枚のレイヤーには正級化層理が認められる。H では 10° 程度傾斜(白点線)しており、内部に弱い微斜交葉理が発達する(白矢印)。中部層準には破碎された孤立礫を含む。いずれも上下の層相とは明瞭な境界で接する。D:基質支持角礫相(Gm)は細角礫～中角礫で構成され、径 7cm 以上の礫を含む。E・F:細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)は淘汰の悪いシルト質砂～粗粒砂からなる。礫に定向配列は認められないが、形状およびファブリックの計測結果は球～棒状の礫が、斜面(堆積面)に対して 45° 斜交する方向に集中するオリエンテーションをもつことを示す(図資料 3.1-5)。



図資料 3.1-11 串内地点の周氷河堆積物のスラブ写真(A～B:KN-BR-01(東)、C～G:KN-BR-02(北))

A: 孤立角礫(Gi)と細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)。GiはSm中に孤立する新鮮な花崗閃緑岩の礫である。Smは細粒で礫をわずかに含む。B: Smと基質支持角礫相(Gm)。C: 塊状シルト相(Mm)。礫の含有が少なく、細粒・均質である。D: 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)。Mmと比較して細礫の含有が目立つ。塊状無層理である。E: 弱成層礫混じりシルト質砂相(SI)。礫の配列による弱い成層構造が認められる(赤点線)。層理は 15°程度で東方向に傾斜する。F: Smと基質支持角礫相(Gm)。Gmの礫は細角礫～中角礫で定向配列しているように見え、ファブリック解析ではオリエンテーションの集中度が高い。G: 矶支持角礫相(Gc)。礫は密着しているものの定向配列しており(赤点線)、オリエンテーションが高く集中するファブリックの解析結果(図資料 3.1-6 の D)と整合する。

3.1.3 層序・対比

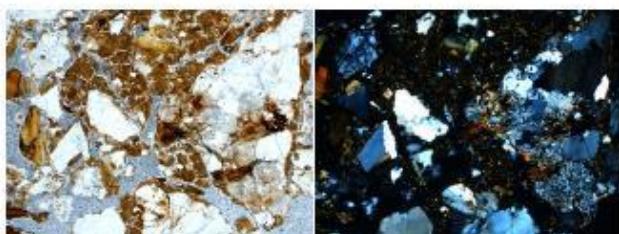
・日勝峠地区

日勝峠地区における周氷河堆積物の層厚は、斜面中部(NS-BR-02～04)では1.6～1.8m程度でほとんど変化しない。一方、斜面下部(NS-BR-01)では少なくとも5.2m以上で、斜面中部と比較してかなり厚い(図資料3.1-5)。

各層相の層序分布に着目すると、大局的には下位より順に礫相(Gm, Gc)→シルト質砂相(Sl, Sm)→塊状シルト相(Mm)が卓越する傾向を示し、上方細粒化サクセッショனをつくる(図資料3.1-5)。さらにシルト質砂相(Sl, Sm)は、下位層準に弱成層シルト質砂相(Sl)が、上位層準に塊状シルト質砂相(Sm)がそれぞれ卓越する。以上から、周氷河堆積物を上位より塊状シルト相(Mm)からなるユニット1、シルト質砂層(Sl, Sm)が卓越するユニット2、礫相(Gm, Gc)が卓越するユニット3に3区分し、ユニット2については塊状のシルト質砂相(Sm)が発達する上部のユニット2a、弱成層シルト質砂相(Sl)が卓越する下部のユニット2bに細分した。なおNS-BR-02コアはユニット1を欠く。

ユニット内の各層相の側方への連続性や層相変化は明確ではないが、縦断方向における層厚変化をユニット単位で見ると、ユニット1は0～40cmで不規則である一方、ユニット2aはNS-BR-02～04では80cm程度で一定で、斜面下部のNS-BR-01で180cmと急激に厚くなる。ユニット2bは斜面上方で薄くNS-BR-04では30cm程度であるが、下方のNS-BR-03、02で90cm程度、斜面下部のNS-BR-01では160cmと厚くなる。ユニット3はNS-BR-04でごく薄く、NS-BR-02、03では同ユニットを欠く一方、斜面下部のNS-BR-01では140cmの厚さがあるが、この厚い角礫相は基本的には斜面を下刻する河川の影響によるものとみられる。以上のような斜面縦断方向でのユニットの厚さ変化に対して、斜面縦断方向での粗粒化・細粒化など明瞭な粒径の変化傾向は認められない。

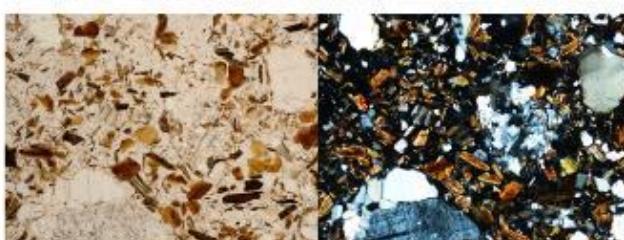
A. NS-BR-03 D=0.8m



B. NS-BR-03 D=0.9m



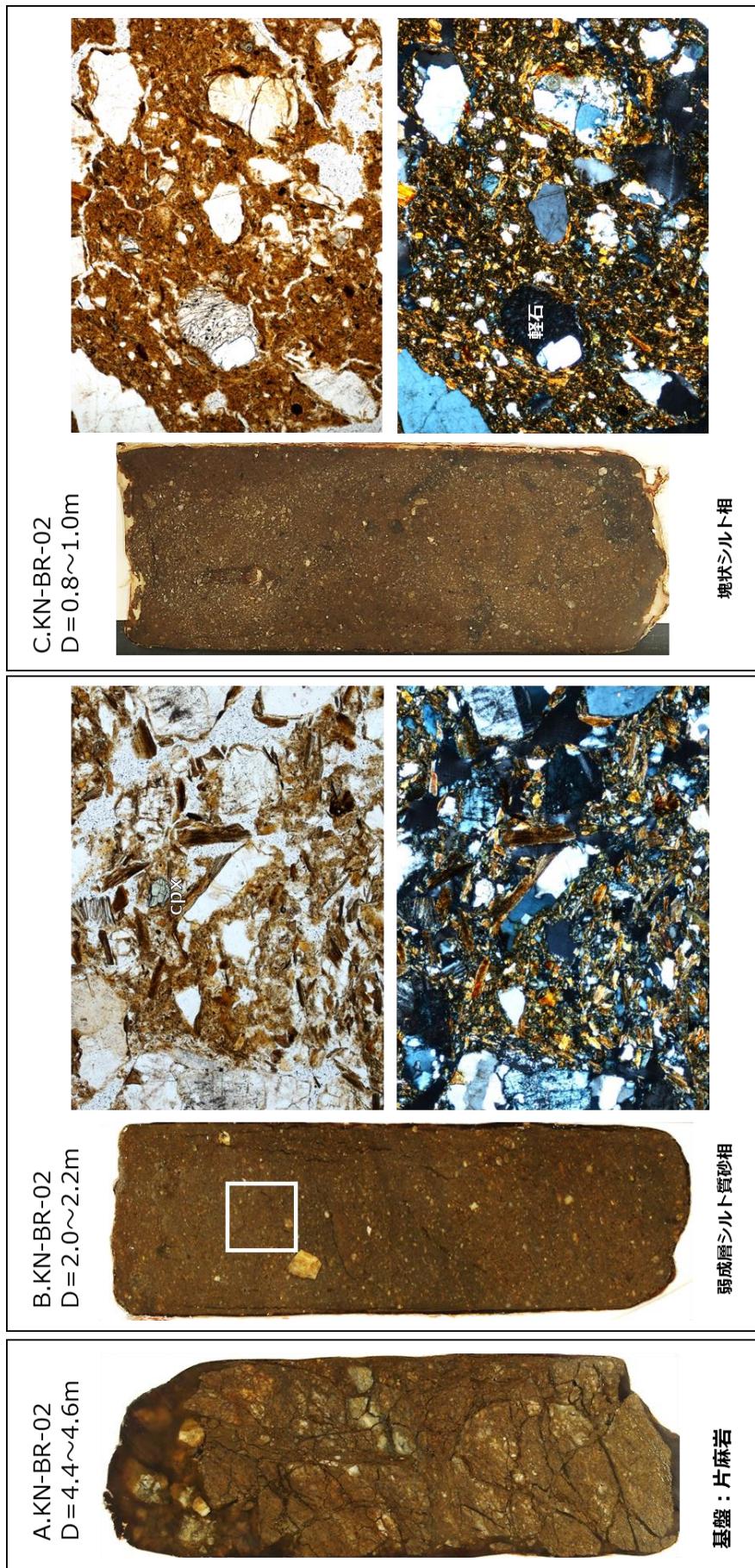
C. NS-BR-03 D=2.4m



図資料 3.1-12 日勝峠地区的ボーリング

試料と顕微鏡写真(それぞれ左がオーブンニコル、右がクロスニコル、横幅はいずれも約2.5mm)

A:塊状シルト相の鏡下写真。基盤岩(片麻状花崗岩)の構成鉱物が様々な粒径に細片化し、その間を泥質基質(茶褐色部分)が埋める。B:塊状のシルト質砂相。Aの塊状シルト相と比較して、泥質基質にきわめて乏しい。C:弱成層シルト質砂相。細片化して粒径の揃った黒雲母片に、基盤岩の岩片・石英・長石からなる礫が混じる細粒周氷河堆積物。泥質基質には乏しい。



図資料 3.1-13 串内北地点で掘削した KN-BR-02 コアのスラブおよび顕微鏡写真

A: 基盤岩(片麻岩)、B: 深度 2m 附近の弱成層シルト質砂相の研磨片試料と鏡下写真(横幅は約 2.2mm、四角枠部分を用いて作成)。泥質基質に乏しく、砂サイズの粒子同士が接触しており、定向配列は示さない。テフラ起源と推定される单斜輝石を含む。C: 深度 1m 付近の塊状シルト相の研磨片試料と鏡下写真(横幅は約 2.5mm)。泥質基質が粒子間を埋める。テフラ起源と推定される軽石片が認められる。CT による解析結果とは異なり、岩片、黒雲母に高角の定向配列が認められる。

・串内地区

串内地区ではボーリングコアを異なる斜面(串内東地点:KN-BR-01(図資料 3.1-8A)、串内北:KN-BR-02(図資料 3.1-9A))で掘削している(図資料 3.1-6)。

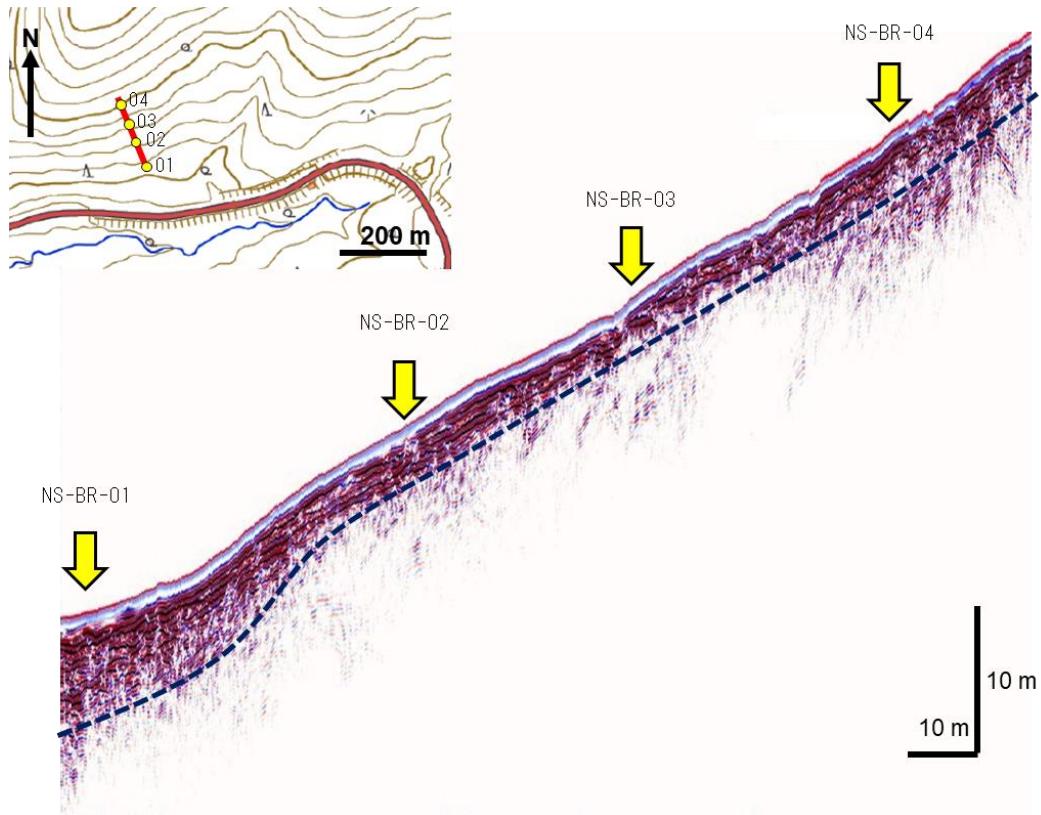
KN-BR-01 は斜面上部に近い位置で掘削しており、周氷河堆積物の層厚は 1.2m 程度と薄い。最上部は塊状シルト相(Mm)で厚さは 40cm 程度、その直下に孤立礫をはさんで厚さ 30cm のシルト質砂相(Sm、SI)、その下位に厚さ 20cm 程度の塊状礫相(Gm)が認められ、塊状礫相は漸移帶(Tz)を経て深度 2.24m から基盤岩となる。シルト質砂相は、層理の見られない塊状(Sm)のものに弱成層(Sl)が挟まる。

KN-BR-02 では、最上部の塊状シルト相(Mm)の下位に厚さ 40cm ほどの弱成層シルト質砂相(Sl)が認められ、その下位に厚さ 60cm の塊状シルト質砂相(Sm)、さらに下位に 10cm の厚さの弱成層シルト質砂相(Sl)が認められた。シルト質砂相の下位は、厚さ 16cm の塊状シルト質砂相(Sm)を介して礫相(Gm、Gc)となる。礫相は層厚が 1.3m に達する。

KN-BR-01、02 の層序は、日勝地域と同様に塊状シルト相(Mm)からなるユニット 1、塊状シルト質砂相(Sm)が発達するユニット 2a、弱成層シルト質砂相(Sl)が卓越するユニット 2b、礫相(Gm、Gc)が卓越するユニット 3 に区分した(図資料 3.1-6)。

3.1.4 原位置試験結果

・日勝峠地区



図資料 3.1-14 日勝地域(結晶質岩)における地中レーダー探査結果の例。

黄色矢印は高品質ボーリングの掘削地点。調査測線とボーリング地点を左上の地理院地図にそれぞれ赤矢印と黄色○印で示す

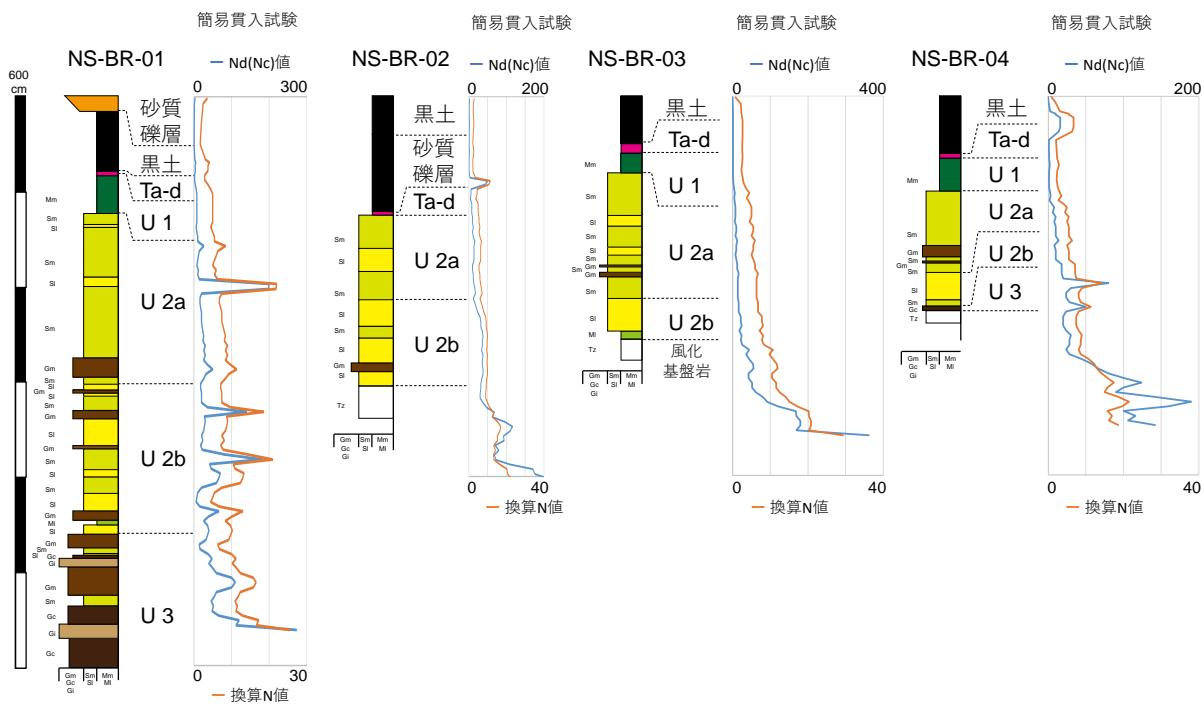
①地中レーダー(Ground penetrating radar: GPR)探査(図資料 3.1-14)

GPR 探査はボーリング調査孔を縦断するように測線を設定して実施した。結果は、NS-BR-02～04 の掘削地点付近では反射波が深度 3m 付近で急激に減衰する一方、斜面下方の NS-BR-01 地点では深度 7～8m 程度まで強い反射面が認められる。NS-BR-02～04 地点の反射面が急減衰する深度は、周氷河堆積物と基盤岩の境界深度によく対応する。一方、NS-BR-01 地点では、ボーリングコア試料から周氷河堆積物は少なくとも深度 6m 以深まで分布し、GPR 探査の示す減衰深度が周氷河堆積物と基盤岩の境界とみなした場合、深度 7～8m 以深が基盤岩と考えられる。

②簡易貫入試験(図資料 3.1-15)

簡易貫入試験はボーリング調査孔のごく近傍で実施した。結果については換算 N 値(第 5 章の表 5.5-3 参照)を用いて記述する。

基本的に、浅部から深部に向かって換算 N 値が漸移的に高くなる傾向を示し、ユニット 1 で 5 以下、ユニット 2a で 5 程度、ユニット 2b で 7～10 程度、ユニット 3 で 10 を超える。これは各ユニットを構成する堆積物の粒度、すなわち深部ほど粗粒な層相から構成されることよく対応する。斜面下部の NS-BR-01 孔ではユニット 2b を構成する層相が他と比べて多様で、挟在する礫に対応すると推定される局所的なピーク(換算 N 値 20 程度)が見られる。

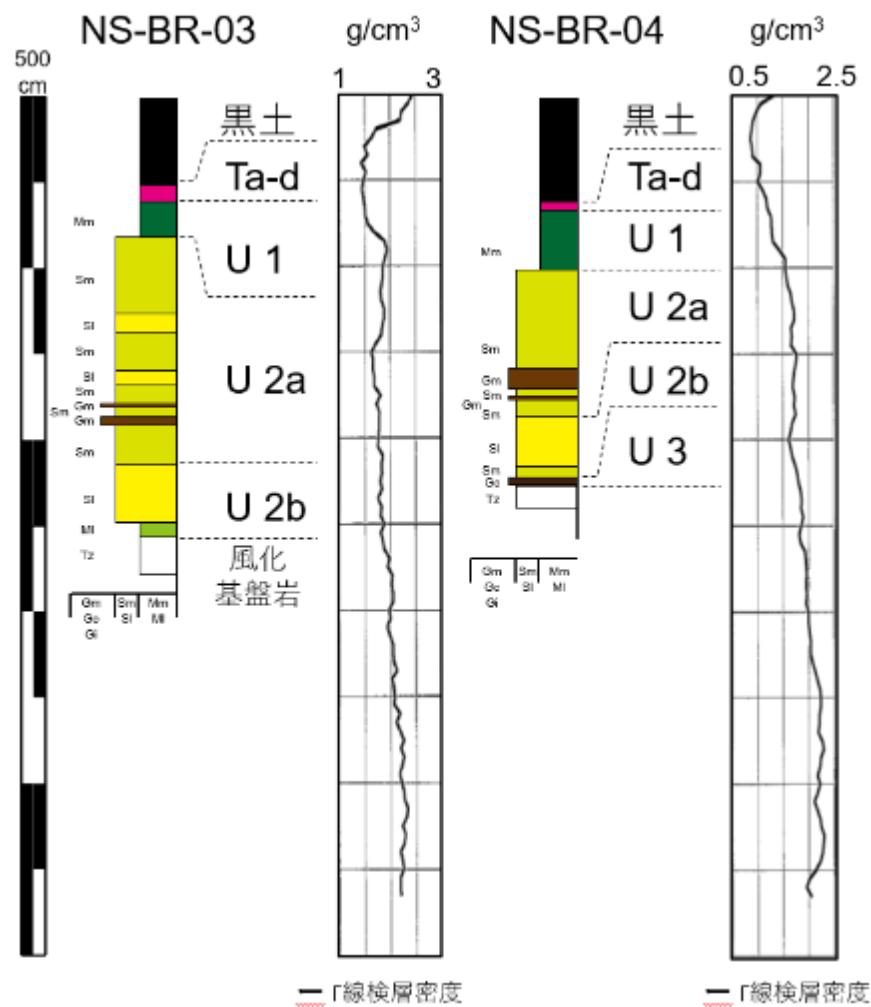


図資料 3.1-15 日勝峠地区における簡易貫入試験結果

③ガンマ線換算密度(図資料 3.1-16)

ガンマ線密度検層は NS-BR-03 および NS-BR-04 孔を用いて実施した。なお NS-BR-03 孔はケーシングのためキャリパー検層を未実施であり、厳密な孔径補正是行っていない。

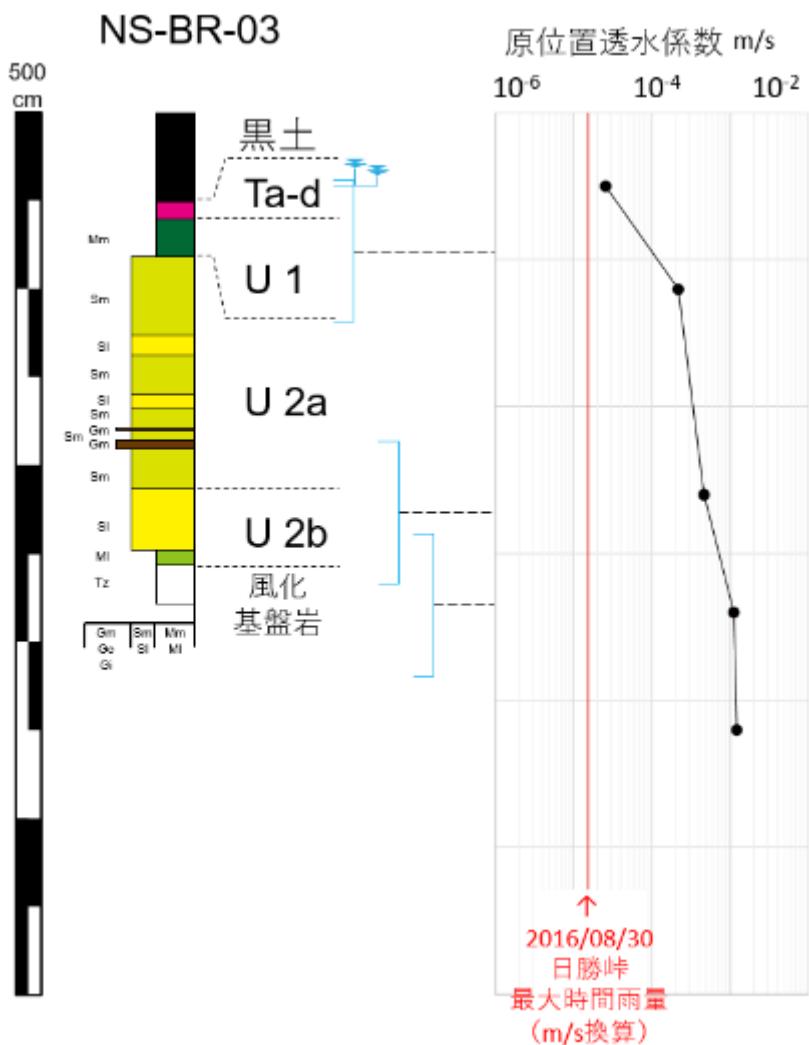
透過ガンマ線強度から求めたガンマ線換算密度（湿潤密度に相当）はユニット 1 で 1.25～1.5 (単位は g/cm³、以下同)、ユニット 2a は NS-BR-04 孔で 1.7 程度、NS-BR-03 孔ではユニット 2a 上部が 1.8～1.9、ユニット 2a 下部が 1.6～1.75 であった。ユニット 2b は NS-BR-04 孔で 1.5～1.7、NS-BR-03 孔では 1.8 程度であった。



図資料 3.1-16 日勝峠地区におけるガンマ線密度検層の結果

④透水試験(図資料 3.1-17)

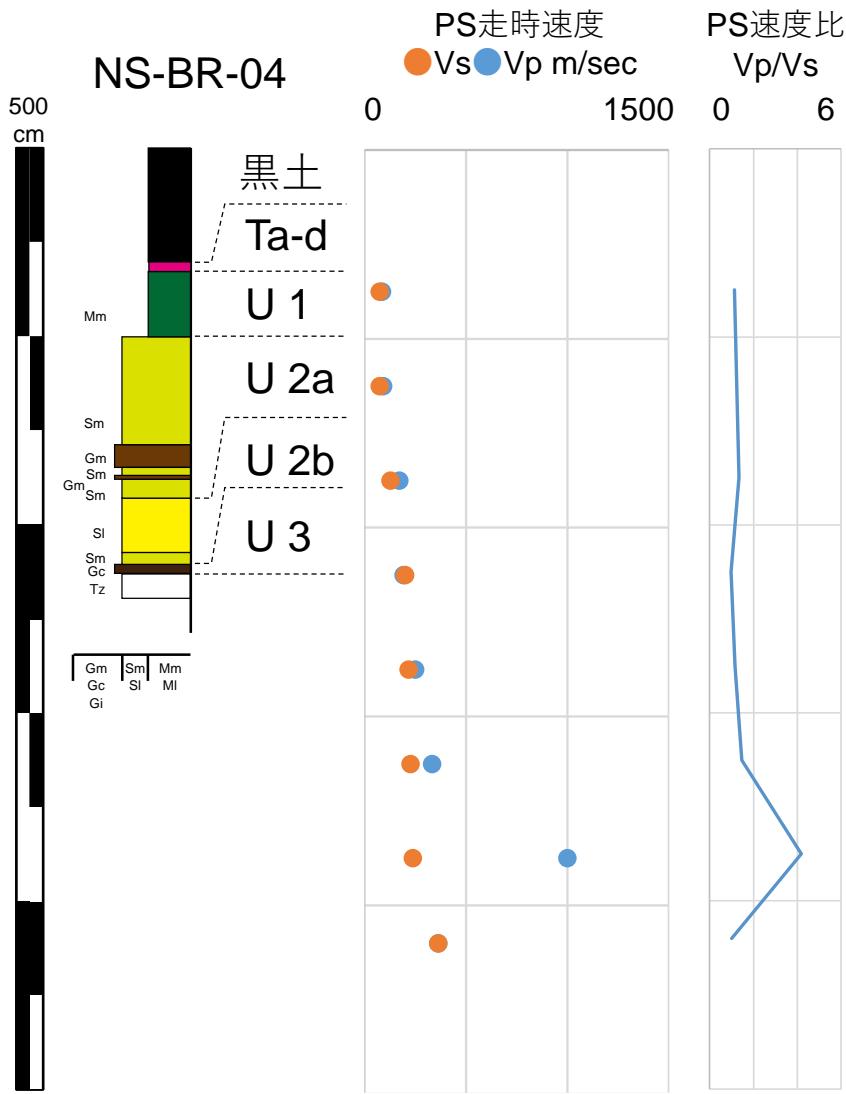
原位置透水試験は NS-BR-03 孔の近傍で実施した。深度 40cm の黒土層を上面とした計測では、透水係数は $2 \sim 3 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 、深度 100cm のユニット 2a 上部を上面とした計測では $2 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ 、深度 220cm のユニット 2b 上部を上面とした計測では $4 \sim 5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ であった。深度 280cm および深度 350cm の基盤岩を上面とする計測ではいずれも $1 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ であった。以上のように原位置での透水試験結果は、表層から深部にかけて順に透水性が高くなるプロファイルを示した。



図資料 3.1-17 日勝峠地区における原位置透水試験の結果

⑤PS 検層(図資料 3.1-18)

PS 検層は NS-BR-04 孔で実施した。ここでは深度 50cm 区間ごとの平均走時速度について記述する。周氷河堆積物の区間では、ユニット 1 に概ね相当する深度 50～100cm 区間およびユニット 2a 上部に相当する深度 100～150cm 区間では Vs で 75 m/s、Vp で 90 m/s 程度であった。ユニット 2a 下部～ユニット 2b 上部に相当する 150～200cm 区間では Vs で 130 m/s、Vp で 170 m/s であり PS 速度比は 1.34 であった。ユニット 2b 下部から基盤岩への漸移帶では Vs で 250 m/s、Vp で 430 m/s 程度であった。



※ PS走時速度の測定は
寒地土木研究所による

図資料 3.1-18 日勝峠地区における PS 検層の結果

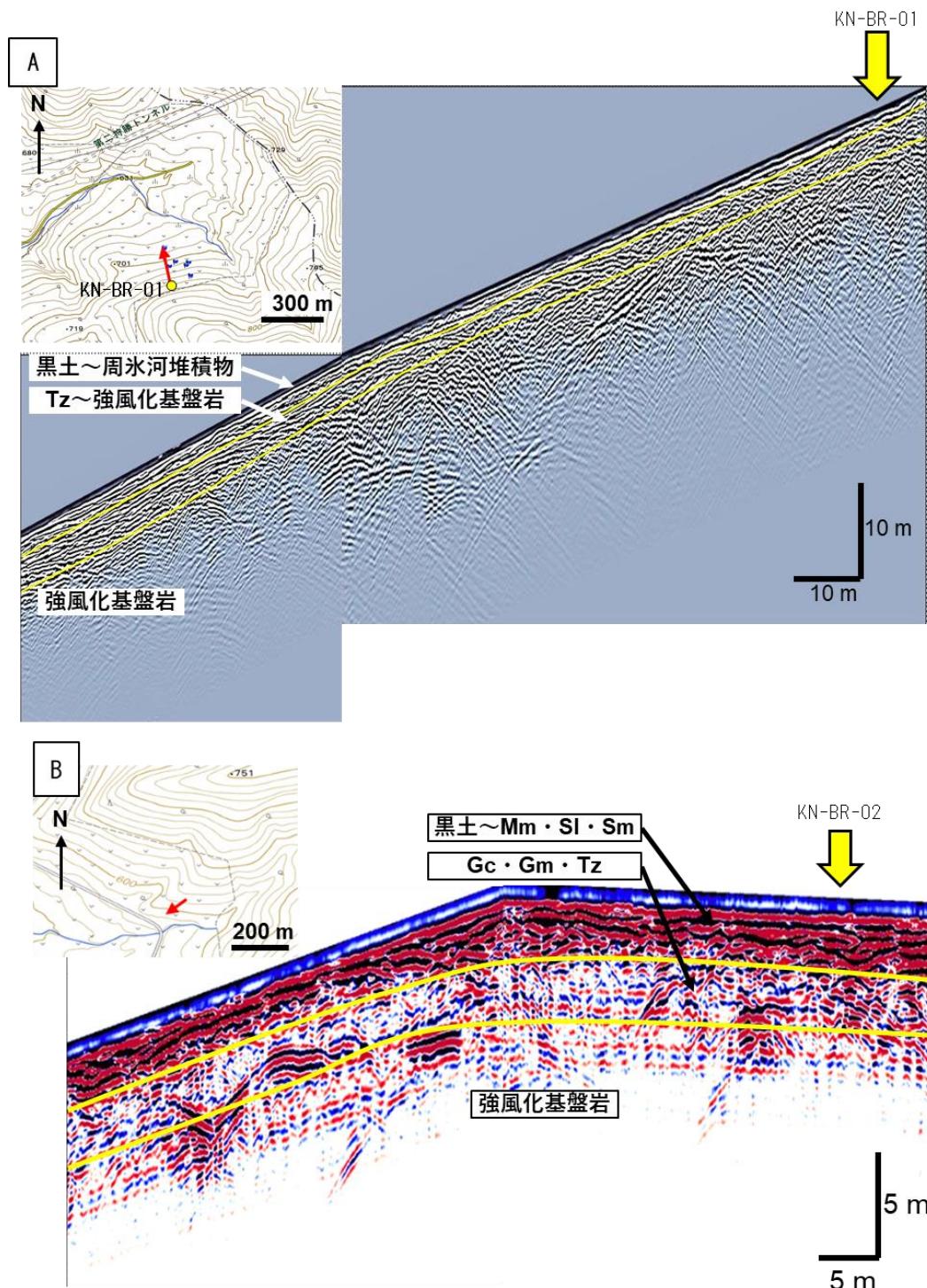
・串内地区

①地中レーダー(Ground penetrating radar: GPR)探査

KN-BR-01 の測線はボーリング調査孔を縦断する方向に設定した(図資料 3.1-19A)。得られた反射面は、(1)深度 2m 程度までは斜面なりに側方へ連続性が良い、(2)深度 2~4m では側方への連続性が悪くなり、波状を示す、(3)深度 4m 以深では“上に凸”の放物線が卓越する、といった特徴を示す(図資料 3.1-19A)。ボーリング試料との関係に基づくと、(1)深度 2m 程度までの側方へ連続性が良い反射面は黒土～周氷河堆積物、(2)深度 2~4m の波状の反射面は Tz～強風化基盤岩、(3)深度 4m 以深の“上に凸”の放物線は強風化基盤岩にそれぞれ対応する。

KN-BR-02 の測線はボーリング調査孔を横断し、崩壊面(露頭断面)に沿って斜面の縦断方向となるよう設定した(図資料 3.1-19B)。探査結果は、(1)地表面～深度 3m 程度までは斜面なりで側方への連続性が良い、(2)深度 3~5m では“上に凸状”的反射面が卓越し、深部へ向かって減衰する一方、局所的には波状の強反射面が認められる、(3)それ以深では強反射面は認められない、といった特徴を示

す(図資料 3.1-19B)。ボーリング試料との関係に基づくと、(1)地表面～深度 3m 程度の側方への連続性が良い反射面は黒土～Mm・Sl・Sm、(2)深度 3～5m の反射面は Gc・Gm・Tz、(3)深度 5m 以深は基盤岩にそれぞれ対応する(図資料 3.1-19)。

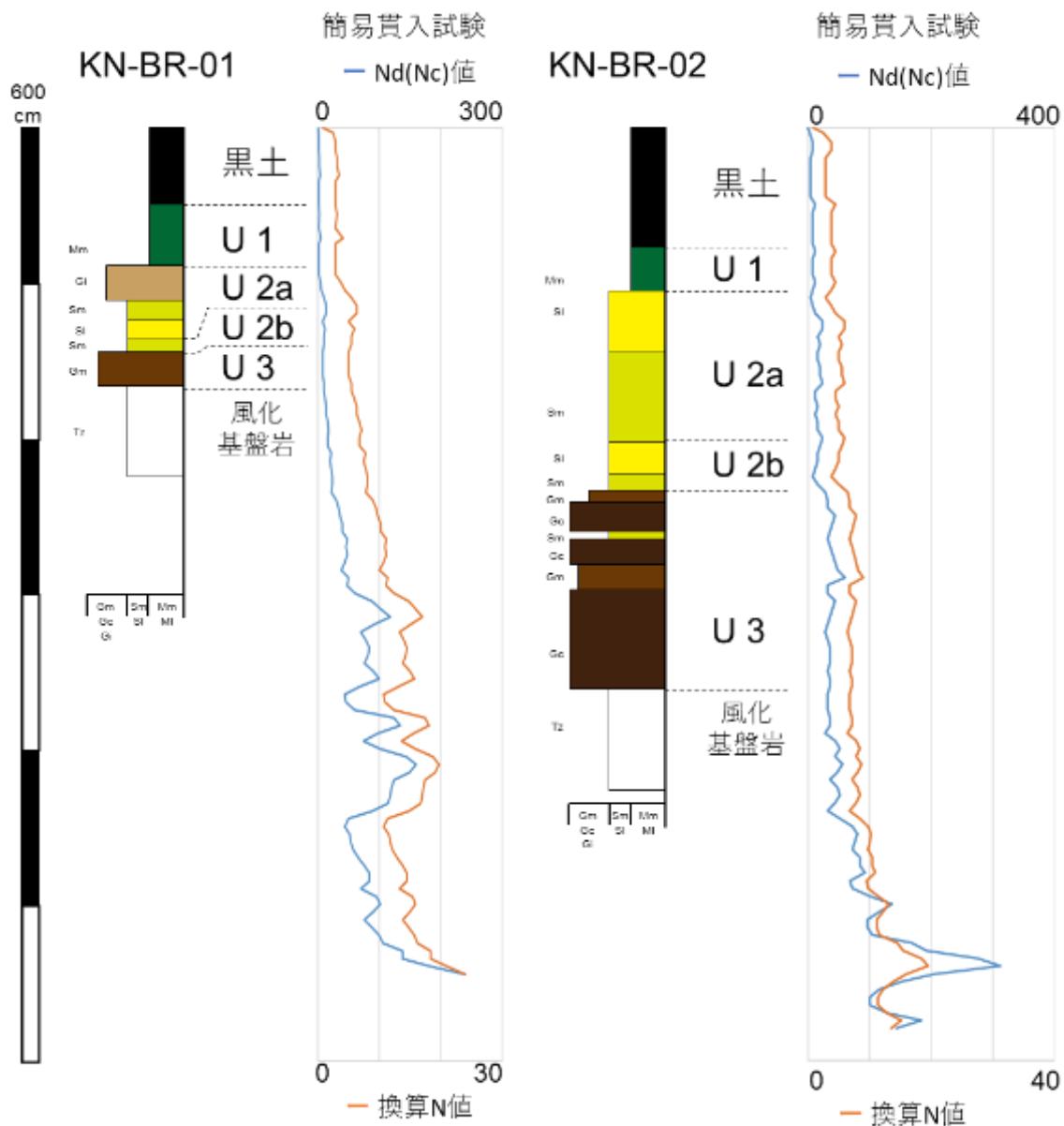


図資料 3.1-19 串内地域(A:KN-BR-01, B:KN-BR-02)における地中レーダー探査結果

調査測線とボーリング地点を左上の地理院地図にそれぞれ赤矢印と黄色○印で示す。

②簡易貫入試験(図資料 3.1-20)

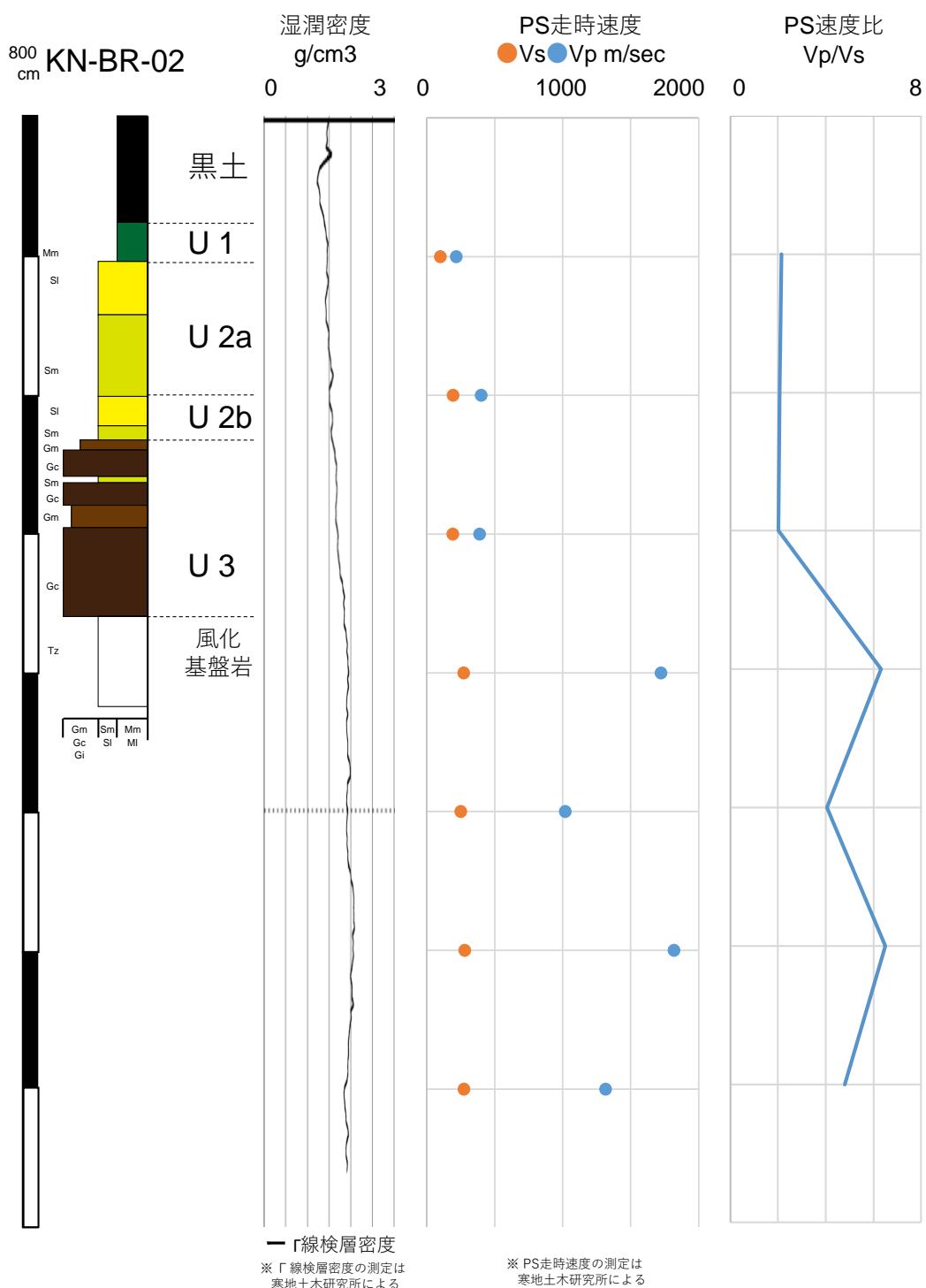
浅部から深部に向かって換算 N 値が高くなる傾向を示すが、KN-BR-01 孔では周氷河堆積物のユニット 1 が換算 N 値 5 以下で、ユニット 1 からユニット 2a にかけて 5 度まで上昇し、それ以深は 5 度で変わらない。深度 170cm 以深の基盤岩中に入ると換算 N 値は漸増し、深度 240cm 付近で 10 を超え、以深では 10~20 である。KN-BR-02 孔でもユニット 1 は換算 N 値が 5 以下、ユニット 2a~ユニット 2b では 5 度で一定で、ユニット 3 で 7~8 度となる。基盤岩に入ると漸増し、深度 450cm 付近で 10 を超えるようになり、以深では 10~20 であった。



図資料 3.1-20 串内地区における簡易貫入試験の結果

③ガンマ線換算密度(図資料 3.1-21)

KN-BR-02 孔でガンマ線密度検層を行った。値は孔径補正後の換算密度(湿潤密度に相当)である。ユニット 1 は 1.4 程度(単位は g/cm^3 、以下同)、ユニット 2a、2b は 1.5 程度、ユニット 3 は深度と共に密度値が高くなり、上面付近で 1.6、下端で 1.8 程度であった。



図資料 3.1-21 串内北地区におけるガンマ線密度検層および PS 検層の結果

④透水試験

串内地区での原位置透水試験は、KN-BR-01 孔の近傍において深度 15cm の黒土層を上面とした計測を行ったのみである。得られた透水係数は、 $1 \sim 2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ であった。

⑤PS 検層(図資料 3.1-21)

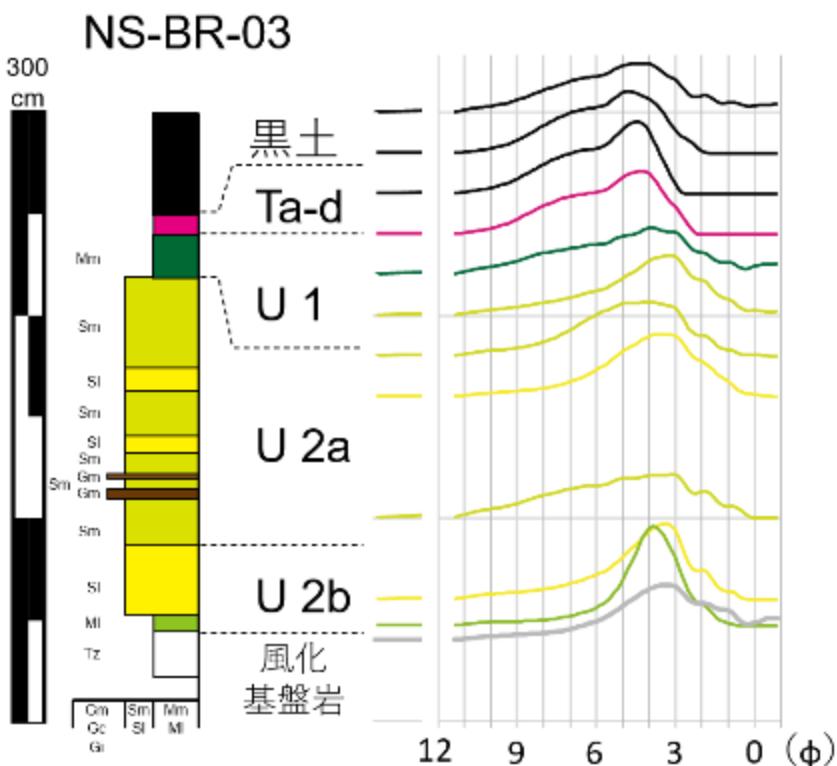
PS 検層は、KN-BR-02 孔の深度 50cm 以深の区間について 100cm 間隔で実施した。ここでは深度 100cm 区間ごとの平均走時速度について記述する。ユニット 1～ユニット 2a 上部に概ね相当する深度 50～150cm 区間の Vs は 100 m/s、Vp は 220 m/s、ユニット 2a 下部からユニット 2b～ユニット 3 に相当する深度 150～350cm 区間で Vs が 190 m/s、Vp は 400 m/s であった。周氷河堆積物の区間における PS 速度比は 2 で一定である。基盤岩に入ると Vs は 270 m/s 程度で一定で、Vp が 1000～1800 m/s を示し、PS 速度比が 4～6 となつた。

3.1.5 室内試験結果

・日勝峠地区

①粒度特性

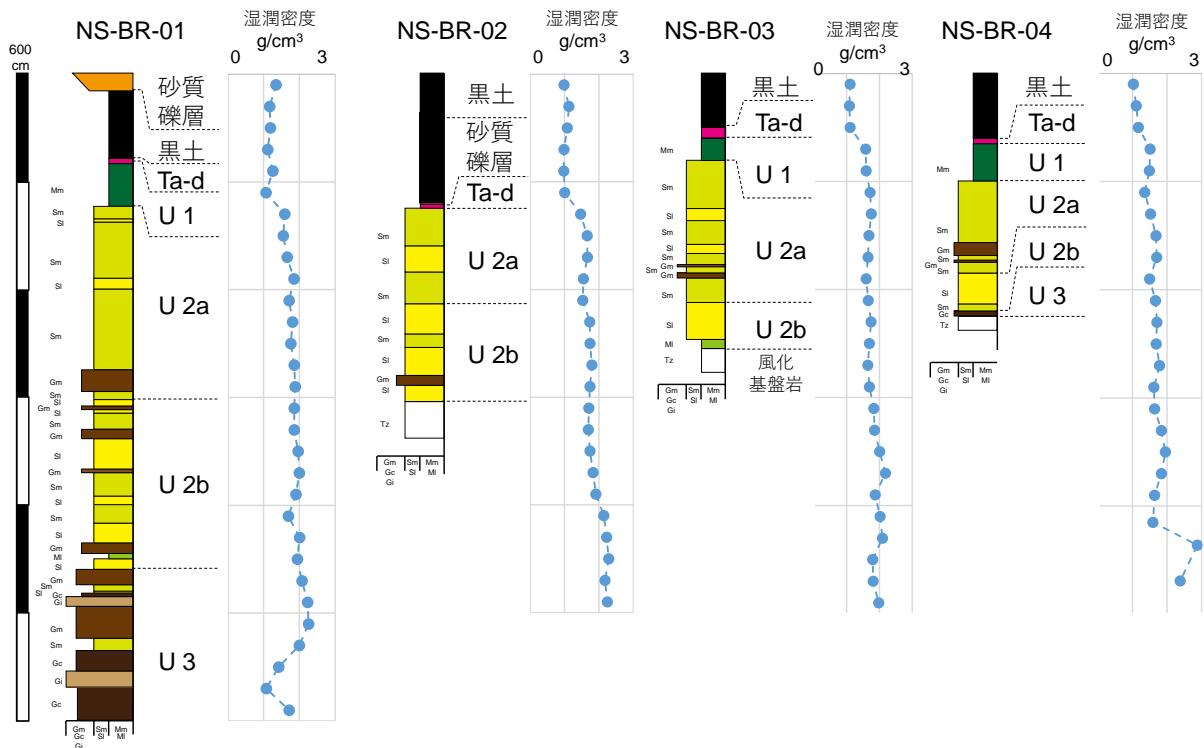
粒度組成を NS-BR-03 コアを用いて分析した(図資料 3.1-22)。周氷河堆積物のモード径は 4～3 φ であった。弱成層砂質シルト相(Ml)のみが、モード径付近のフラクションの割合が高く、淘汰の良い粒度分布を示したが、その他の層相は広い粒径フラクションにまたがって緩やかなピークを示しており、細粒側にやや尾を引く分級の悪い組成を示す。



図資料 3.1-22 日勝峠地区の NS-BR-03 コアの粒度分析結果

② 湿潤密度(図資料 3.1-23)

深度 20cm ごとに切り分けたボーリングコアを用いて計測した湿潤密度のプロファイルは以下の通りである。ユニット 1 は NS-BR-01 コアで 1.1~1.2(単位は g/cm³、以下同)、NS-BR-03、04 コアでは 1.5 であった。ユニット 2a は NS-BR-01 コアでは深度と共に 1.5 から 1.9 まで増加傾向を示したが、NS-BR-02、03、04 コアでは 1.5~1.7 の値を示し、深度との相関は見られない。ユニット 2b はコアにより異なる値を示し、NS-BR-01 コアで 1.9~2.1、NS-BR-02、03 コアで 1.7~1.8、NS-BR-04 コアでは 1.5~1.6 であった。ユニット 3 は、NS-BR-01 コア上部で 2.2 程度であった。



図資料 3.1-23 日勝峠地区のボーリングコアにおける湿潤密度試験の結果

③ 間隙比(図資料 3.1-24)

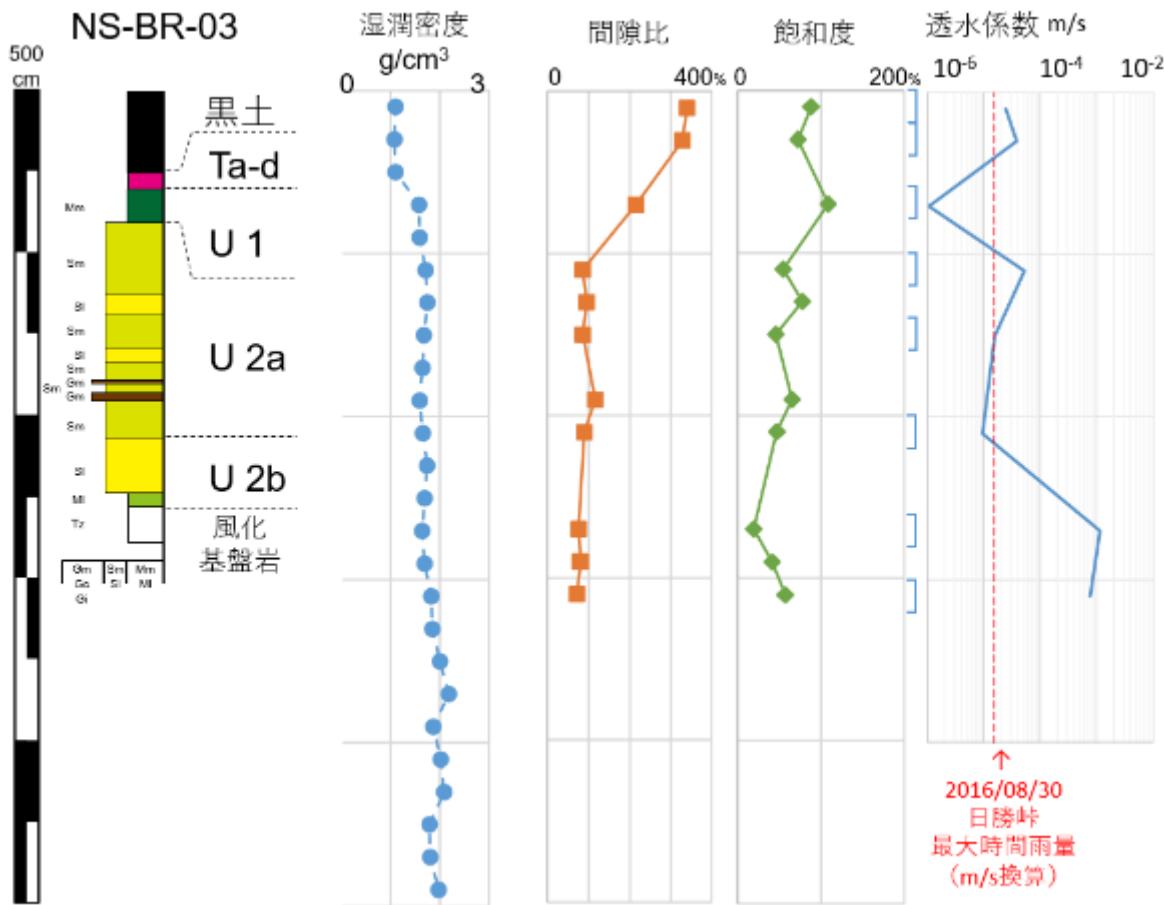
深度 20cm ごとに切り分けた NS-BR-03 コアを用いて計測した間隙比は、黒土で 300% を超え、ユニット 1 の塊状シルト相 (Mm) で 200%、ユニット 2a のシルト質砂相 (Sm, Si) および基盤岩では 100% 程度で一定であった。

④ 飽和度(図資料 3.1-24)

深度 20cm ごとに切り分けた NS-BR-03 コアを用いて計測した飽和度は、黒土で 70~80%、ユニット 1 の塊状シルト相 (Mm) で 100%、ユニット 2a のシルト質砂相 (Sm, Si) では 40~70% であった。また岩盤は 20~50% の値を示した。

⑤ 透水試験(図資料 3.1-24)

深度 20cm ごとに切り分けた NS-BR-03 コアを用いて計測した透水係数は、黒色有機質土(深度 0



図資料 3.1-24 日勝峠地区のボーリングコア NS-BR-03 から求めた湿润密度、间隙比、饱和度、透水係数

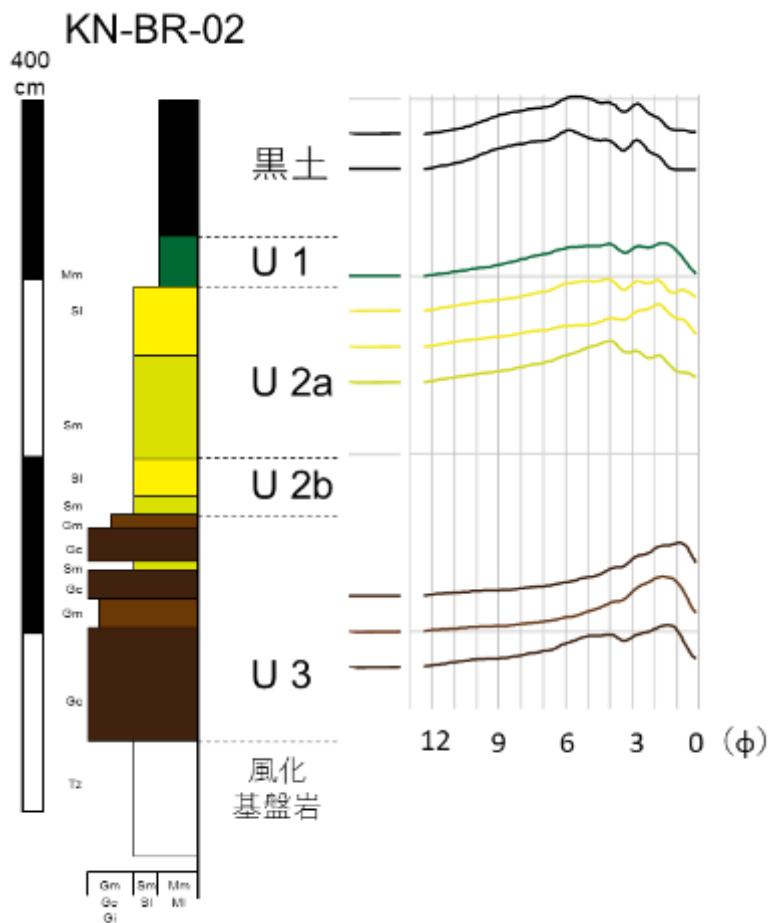
～40 cm)が 3×10^{-5} m/s、ユニット1の塊状シルト相(深度 60～80 cm)は 1×10^{-6} m/s、ユニット2a内の塊状シルト質砂相2試料(深度 100～120cm および 140～160 cm)の計測値が 2×10^{-5} m/s、および 9×10^{-5} m/s、ユニット2aとユニット2b境界の塊状および弱成層シルト質砂相(深度 200～220cm)の試料が 1×10^{-5} m/s、基盤岩(深度 260～280 cm および 300～320 cm)が 1×10^{-3} m/sである。

原位置透水試験の結果と比較すると、黒土と基盤岩では整合的な結果を得たが、ユニット2aおよび2bの層準では室内試験結果の方が1桁小さい値を示した。また、原位置透水試験を実施しなかつたが、塊状シルト相(Mm)が最も小さい透水係数を示し、周氷河堆積物が黒土層や岩盤より全体に難透水性であることが示された。

・串内地区

① 粒度特性(図資料 3.1-25)

粒度組成を KN-BR-02 コアを用いて分析した。礫相は基質部の組成である。砂質シルト相のモード径は $2\sim4\phi$ (細粒～極細粒砂に相当)にあるが、構成粒子が広い粒径フラクションに分散していてピークが緩やかで分級が悪い。礫相の基質は $1\sim2\phi$ (中粒砂に相当)にモード径を持ち細粒側に尾を引くが、砂質シルト相と比較するとピークがモード径付近に集中しており淘汰が良い。



図資料 3.1-25 串内北地区のボーリングコア KN-BR-02 における粒度分析結果

② 湿潤密度(図資料 3.1-26、-27)

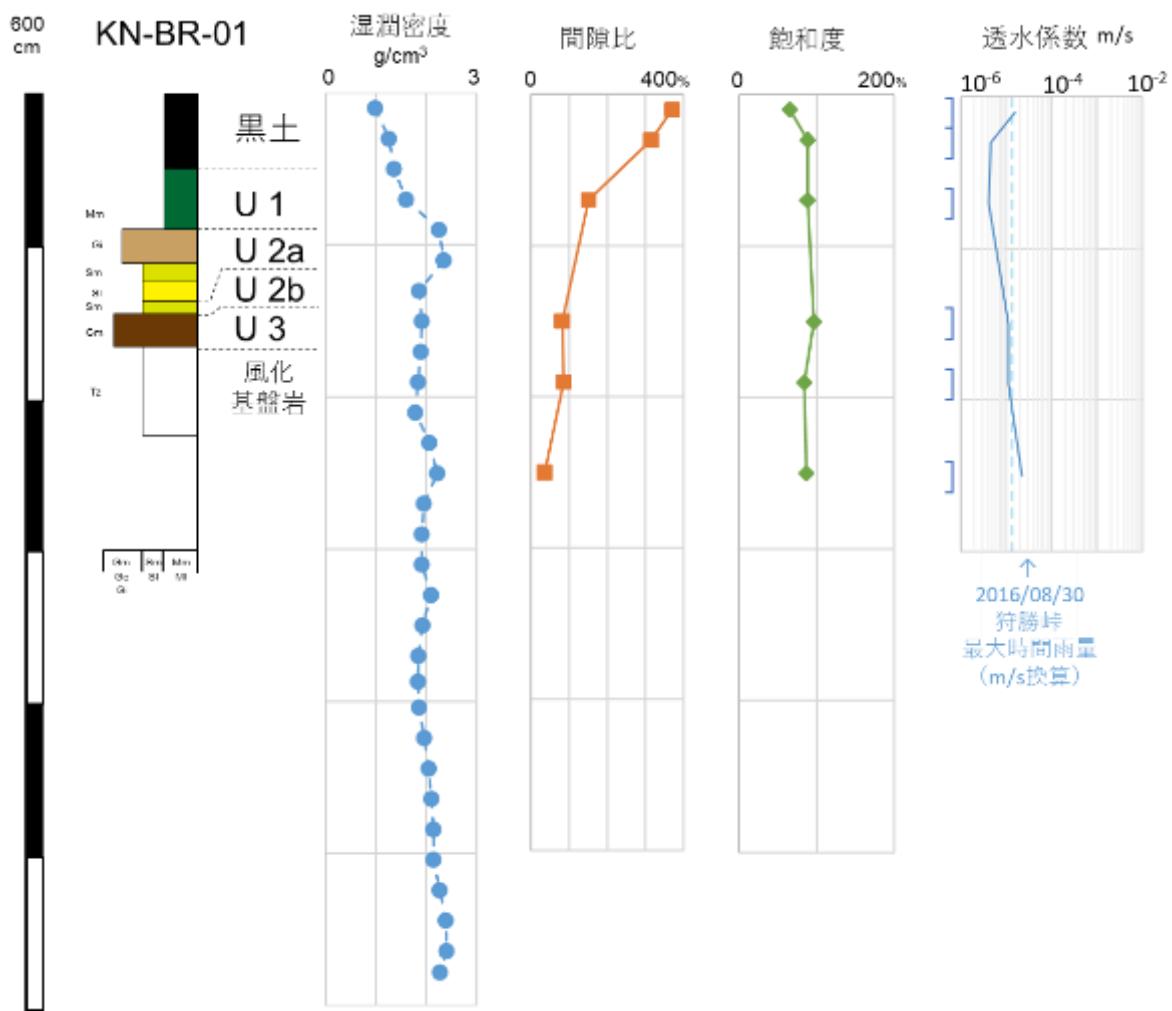
深度 20cm ごとに切り分けたボーリングコアを用いて計測した湿潤密度は以下の通りである。KN-BR-01 コアでは、ユニット 1 が 1.5(単位は g/cm^3 、以下同)、ユニット 2a の孤立礫の影響がない試料(深度 120cm)で 1.9、ユニット 3 の塊状礫相(Gm, Gc)で 1.9 である。KN-BR-02 コアでは、ユニット 1 が 1.5、ユニット 2a は 1.5~1.9、ユニット 2b は 1.8、ユニット 3 が 1.9~2.1 を示し、ガンマ線密度検層の結果に比べ若干高い値であった。

③ 間隙比(図資料 3.1-26、-27)

深度 20cm ごとに切り分けた KN-BR-01、KN-BR-02 コアを用いて計測した間隙比は、黒土で 200% を超え、ユニット 1 の塊状シルト相(Mm)で 130%、ユニット 2a のシルト質砂相(Sm, SI)で 100% 前後であった。ユニット 3 の礫相(Gm, Gc)と岩盤は 100% を下回り、40~90% であった。

④ 飽和度(図資料 3.1-26、-27)

深度 20cm ごとに切り分けた KN-BR-01、KN-BR-02 コアを用いて計測した飽和度は、黒土で 60~90% 程度、ユニット 1 の塊状シルト相は KN-BR-01 で 90% である一方、KN-BR-02 で 40%、また両コアではユニット 2a のシルト質砂相で 80% 程度、ユニット 3 の礫相は 50~130%、岩盤は 20~110% であった。



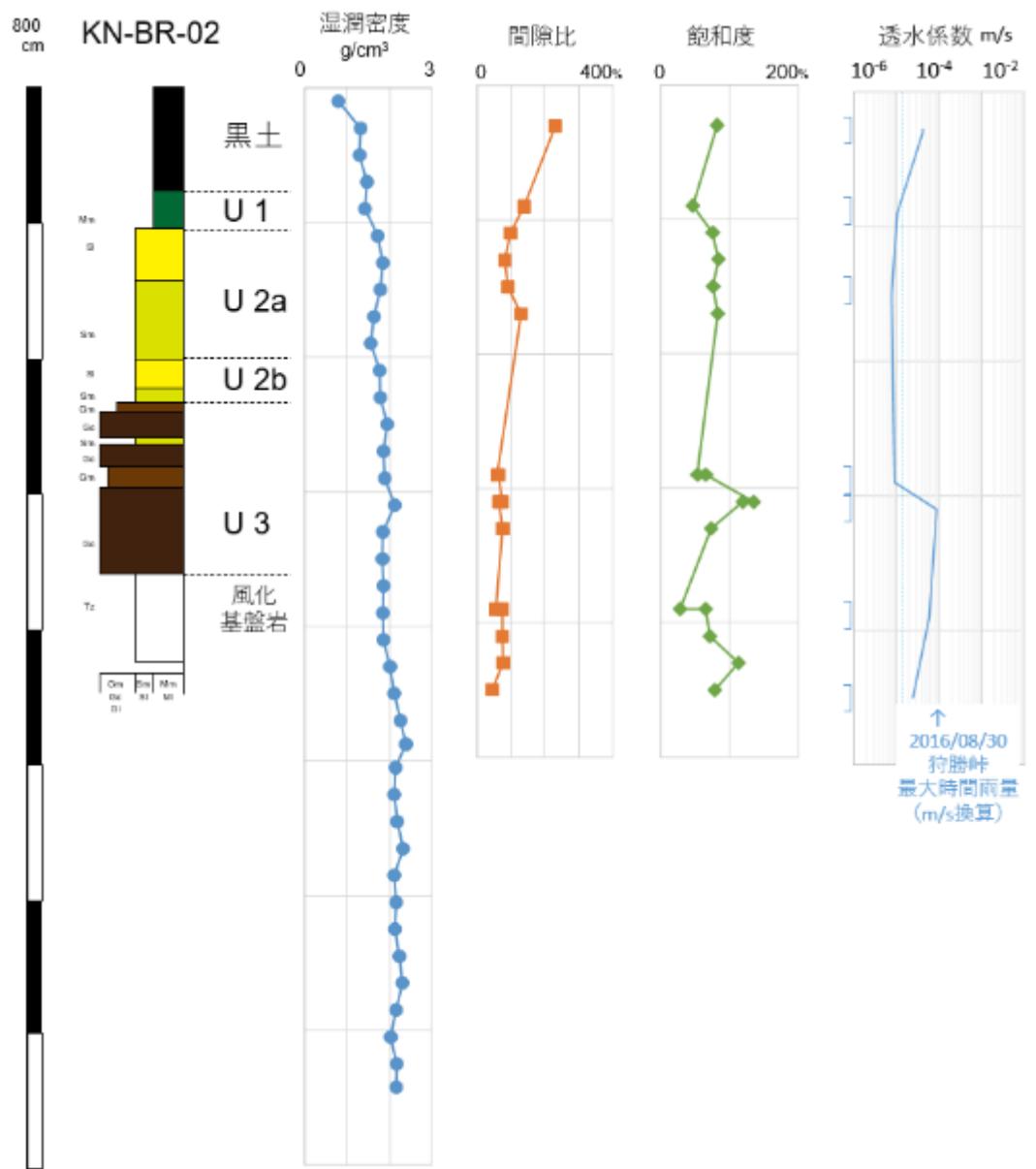
図資料 3.1-26 串内東地区の KN-BR-01 コアから求めた湿潤密度、間隙比、飽和度、透水係数

⑤透水試験(図資料 3.1-26、-27)

深度 20cm ごとに切り分けた KN-BR-01 および KN-BR-02 コアを用いて計測した。

KN-BR-01 コアの透水係数は、黒色有機質土(深度 0 ~20 cm および 20~40 cm)がそれぞれ 4×10^{-6} m/s および 1×10^{-5} m/s、ユニット 1 の塊状シルト相(深度 80~100 cm)は 4×10^{-6} m/s、ユニット 3 の礫相(深度 140~160 cm)が 1×10^{-5} m/s、岩盤(深度 180~200 cm および 240~260 cm)がそれぞれ 1×10^{-5} m/s および 2×10^{-5} m/s である。

KN-BR-02 コアの透水係数は、黒色有機質土(深度 20 ~40 cm)が 4×10^{-5} m/s、ユニット 1 の塊状シルト相(深度 80~100 cm)は 1×10^{-5} m/s、ユニット 2a 内のシルト質砂相(深度 140~160 cm)が 7×10^{-6} m/s、ユニット 3 の 2 試料(深度 280~300 cm および 300~320 cm)がそれぞれ 1×10^{-5} m/s、 1×10^{-4} m/s、岩盤(深度 380~400 cm および 440~460 cm)が 6×10^{-5} m/s および $2 \sim 3 \times 10^{-5}$ m/s である。



図資料 3.1-27 串内北地区の KN-BR-02 コアから求めた湿潤密度、間隙比、飽和度、透水係数

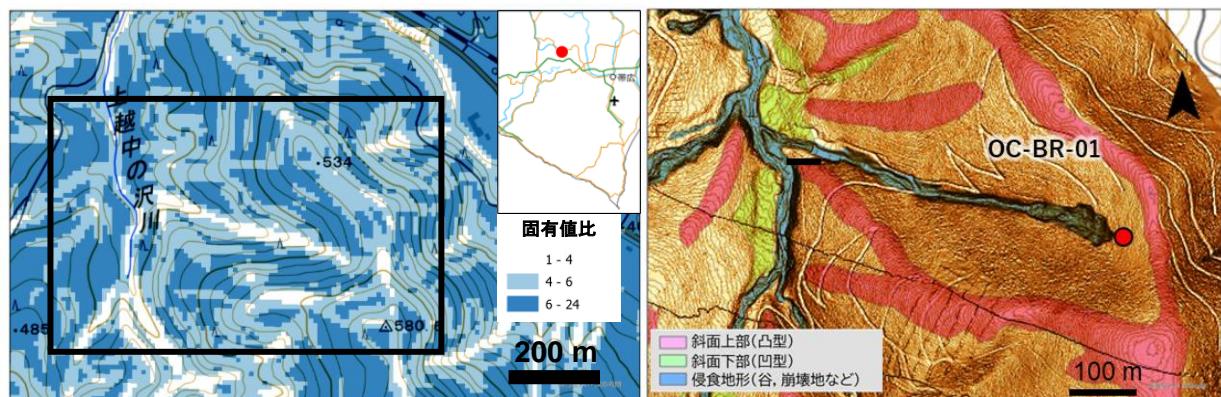
資料 3.2 粘板岩・片岩（弱変成岩）地域の事例 —南富良野町落合—

3.2.1 検討地点の地形・基盤地質の概要

・地形の概要

日高山脈の北端付近に位置する狩勝峠の西側は、石狩川支流空知川水系の最上流部で、東側の十勝川支流佐幌川水系に比べると下刻量が小さく、山地・丘陵地では谷から尾根までの比高は小さい。前述の日勝峠西側地域に比べると谷密度はやや高いものの、谷の下刻が進行していないため、この地域にも氷期に形成された緩斜面が発達する。

調査地である落合地区は狩勝峠の西方 9km、落合集落の西方約 1km の丘陵斜面に位置する。2016 年 8 月の大雪により、空知川の左岸側支流である上越中の沢川の右岸側支流最上部において、谷頭崖より上方の深い谷頭斜面に奥行き 125m、幅 50m にわたり、深さ約 3m の崩壊が発生した（詳細は第 4 章参照）。崩壊地とその周辺は、標高 540m の丸みをおびた尾根付近から西に 30m の範囲で、緩やかな凸型縦断の斜面となっており、その下方は傾斜 15 度程度の直線的な縦断面を持つ緩い谷型の斜面となっている。斜面上には、岩盤クリープを想起させる 10m～20m 規模の広がりを持つステップ状地形が点在する。ボーリングは、斜面崩壊頭部の直上の斜面で実施した（図資料 3.2-1 右）。コア写真については、巻末の図資料 3.5-7 を参照。



図資料 3.2-1 落合地域の斜面の固有値比（左）とボーリング調査地点における斜面区分（右：崩壊後）

・基盤地質の概要

調査地点の基盤は、日高変成帯最北部の西側に隣接する後期白亜紀の付加地質体（日本地質学会, 2010）で、粘板岩～千枚岩を主体として少量の砂岩・緑色岩が伴われる（酒井（1988）のユートラシナイ沢層）。酒匂ほか（1967）の「落合図幅」ではホルンフェルスとされているが、片理の発達が著しい。上越中ノ沢の谷底には走向 N45° E～65° W, 40°～90° W 西から南傾斜で微褶曲を示す黒色の粘板岩～千枚岩、片状の珪質緑色凝灰岩～緑色片岩、砂岩が認められる。層理と片理は一致している。

ボーリングでは黒色片岩・緑色片岩を主体とし、片理は 40°～60° で東へ傾斜する。また片理に平行～やや斜交する幅 1cm 以下の白色脈が見られる。

3.2.2 層相

周氷河斜面の表層には厚さ 10cm 程度の薄い黒土層が存在するが、黒土層の中あるいは下位に Ta-d テフラは認められない。ここでは黒土層以下の堆積物を“周氷河堆積物”とし、ボーリングコア OC-BR-1 を用いて粒径、含礫率、堆積構造、植物片の有無等に基づき、次の 6 の層相を認定した（表資料 3.2-1、

表資料 3.2-1 落合地域(粘板岩・片岩)で認定した層相

層相	厚さ	碎屑粒子	成層構造ほか	細～中礫形状・ファブリック
1. 塊状シルト相 (Mm)	20cm	シルトが主体。少量の細粒砂～粗粒砂や細角礫が混じる。	塊状無構造	未計測
2. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)	7～40 cm	不淘汰シルト質砂～粗粒砂が主体。細角礫～中角礫を多く含む。	礫に定向配列は認められない。水平～10°程度傾斜するものが多いが、高角度で傾斜するものも伴う。	小判状～棒状礫。長軸は斜面傾斜方向に対し45°斜交。礫長軸は斜面上方に平行、もしくは水平～斜面上方に緩く傾斜。
3. 細角礫～中角礫・シルト質砂細互層相(Igs)	15～40 cm	シルト質砂(厚さ1～2cm)と細角礫～中角礫(厚さ2～11cm)の互層。	層理面は水平～40°程度で傾斜する。	小判状～棒状礫。長軸は斜面傾斜方向に対し45°斜交。礫長軸は斜面上方に緩く傾斜。
4. 基質支持角礫相(成層)(Gml)	10～30 cm	平板状の中角礫(径1～3cm、最大径7cm以上)を主体。細角礫を多く含む。基質はシルト質砂～粗粒砂。	成層構造が発達、層理は水平面に対し10°程度で傾斜。層準によって傾斜方向が異なる。	小判状～棒状礫。長軸は斜面傾斜方向に対し45°斜交。礫長軸の傾斜は斜面上方に緩く傾斜。
5. 基質支持角礫相(塊状)(Gmm)	10～15 cm	平板状の細角礫～中角礫を主体(径1～3cm、最大径5cm)。基質はシルト質砂～粗粒砂。	基質支持、塊状無構造	未計測
6. 磯支持角礫相(Gc)	90 cm	平板状の中角礫を主体(径2～4cm、最大で5cm)。	礫支持、局所的に弱い成層構造(層理の傾斜20～25°)。	未計測

図資料 3.2-2)。

1. 塊状シルト相 (Massive silt: Mm)
2. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状) (Massive silty sand containing angular granules to pebbles: Sm)
3. 細角礫～中角礫相・シルト質砂相細互層 (Interbeds of angular gravels and silty sands: Igs)
4. 基質支持角礫相(弱成層) (Matrix-supported laminated angular gravels: Gml)
5. 基質支持角礫相(塊状) (Matrix-supported massive angular gravels: Gmm)
6. 磯支持角礫相 (Clast-supported angular gravels: Gc)

1. 塊状シルト相 (Massive silt: Mm)

本相は暗褐色のシルトを主体とし、少量の細粒砂～粗粒砂や細角礫が混じる(図資料 3.2-3)。成層構造は認められず塊状で、層厚は20cmである。深度28cmに、長さ約3cmの長柱状の植物片が認められる。礫は平板な形状をした黒色片岩が卓越するが、定向配列は認められない。

本相の礫ファブリックは未計測である。

2. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状) (Massive silty sand containing angular granules to pebbles: Sm)

本相は層厚が7～38cmで、淘汰の悪い暗褐色のシルト質砂～粗粒砂を主体とし、細角礫～中角礫が多く含まれる(図資料 3.2-3)。礫種は基盤岩と同質であり、平板な形状である。含礫率の系統的な変化は

認められないが、中礫が比較的多く含まれる粗粒な層準(深度 33～37cm、53～56cm)が挟在する。礫は水平あるいは 10° 程度以下で西方向に傾斜するものが多く、少量であるが高角に傾斜するものも認められる。礫形状および細礫～中礫のファブリックは、小判状～棒状が多く、オリエンテーションは斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きを示した(図資料 3.2-2)。長軸の傾斜は斜面に平行、もしくは水平～斜面上方に緩く傾斜し、堆積面に対して上方に傾く。

3. 細角礫～中角礫・シルト質砂細互層相 (Interbeds of angular gravels and silty sands: Igs)

本相はシルト質砂層と細角礫～中角礫層の互層からなる。シルト質砂層は、ごく少量の細角礫を含む。一方、細角礫～中角礫層は基質支持で、礫径は1cm程度のものが多く、最大3cmである。基質はシルト質砂～細粒砂からなる。シルト質砂層および細角礫～中角礫層の層厚は、それぞれ1～2cm、2～11cmであり、互層全体の層厚は40cm(深度160～200cm)である。シルト質砂層および細角礫～中角礫層の内部にも成層構造が発達する(図資料 3.2-4)。層理面の傾斜角は、ほぼ水平～ 40° と幅広く変化し、下部では西方向、上部では東方向に傾斜する。

礫形状およびファブリックは、小判状～棒状が多く、オリエンテーションは斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きを示した。長軸の傾斜は斜面上方に緩く傾斜し、堆積面に対して上方に傾く(図資料 3.2-2)。

4. 基質支持角礫相(弱成層) (Matrix-supported laminated angular gravels: Gml)

本相は層厚が15～45cmで、主に基盤岩と同質の平板状の中角礫で構成され、細角礫を多く含む。礫径は1～3cm程度のものが多く、最大で7cm以上である。基質支持で、基質はシルト質砂～粗粒砂からなる分級の悪い砂質粒子である。成層構造が発達し、層理面の傾斜角は 20° 程度である。傾斜方向は、上部では東(深度108～120cm、90～100cm)、下部で西方向(深度120～130cm)等、深度によって様々である。

礫形状およびファブリックは、小判状～棒状が多く、オリエンテーションは斜面傾斜方向に対し 45° 斜交する向きを示した(図資料 3.2-2)。長軸の傾斜は斜面上方に緩く傾斜し、堆積面に対して上方に傾く。

5. 基質支持角礫相(塊状) (Matrix-supported massive angular gravels: Gmm)

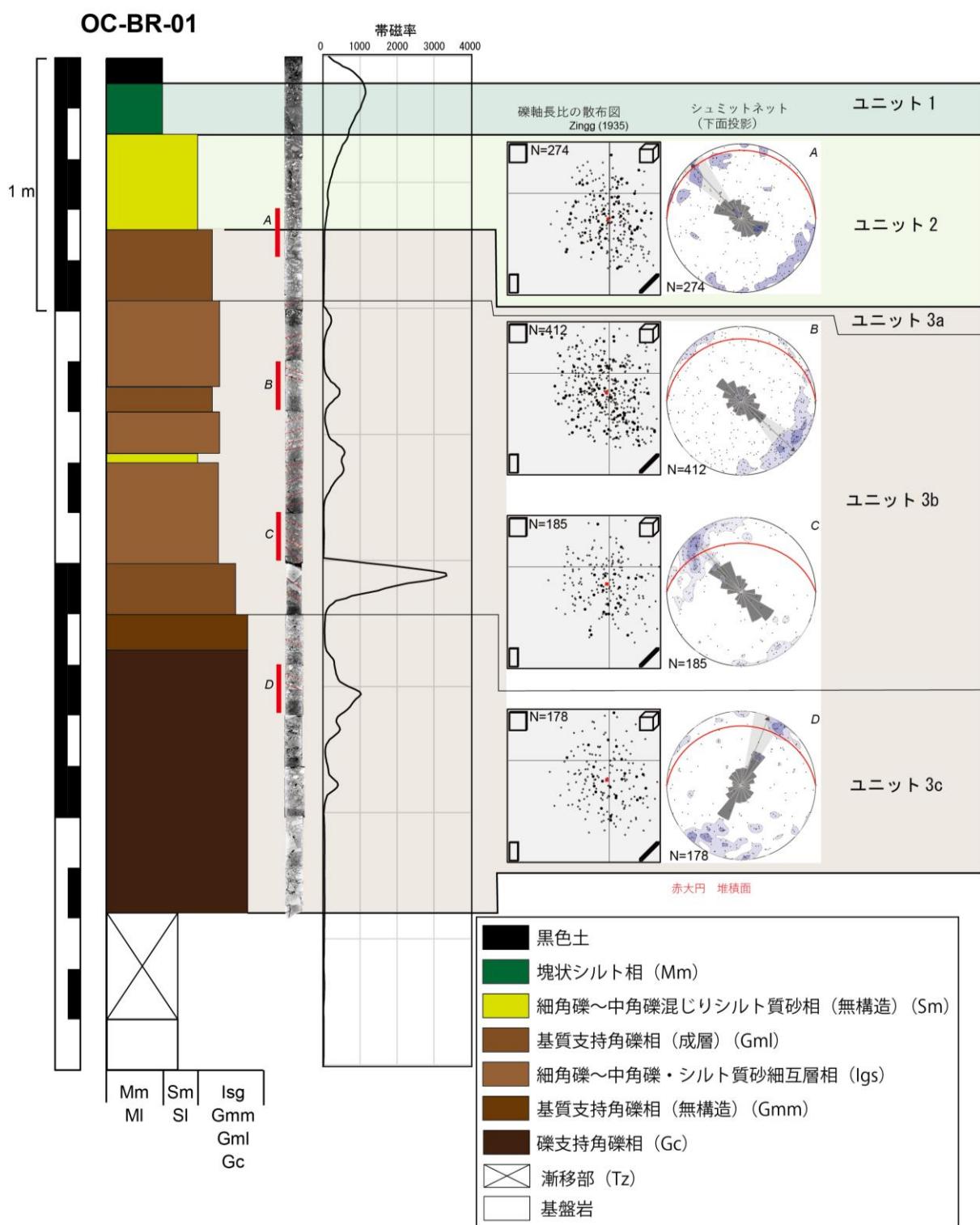
本相は層厚が10～15cmで、主に基盤岩と同質の平板状の細角礫～中角礫で構成される。礫径や礫の形状はGmlと類似する。礫径は1～3cm程度のものが多く、最大で5cmである。基質支持で、基質はシルト質砂～粗粒砂からなる分級の悪い砂質粒子である。成層構造は認められない。

本相の礫ファブリックは未計測である。

6. 磯支持角礫相(Clast-supported angular gravels: Gc)

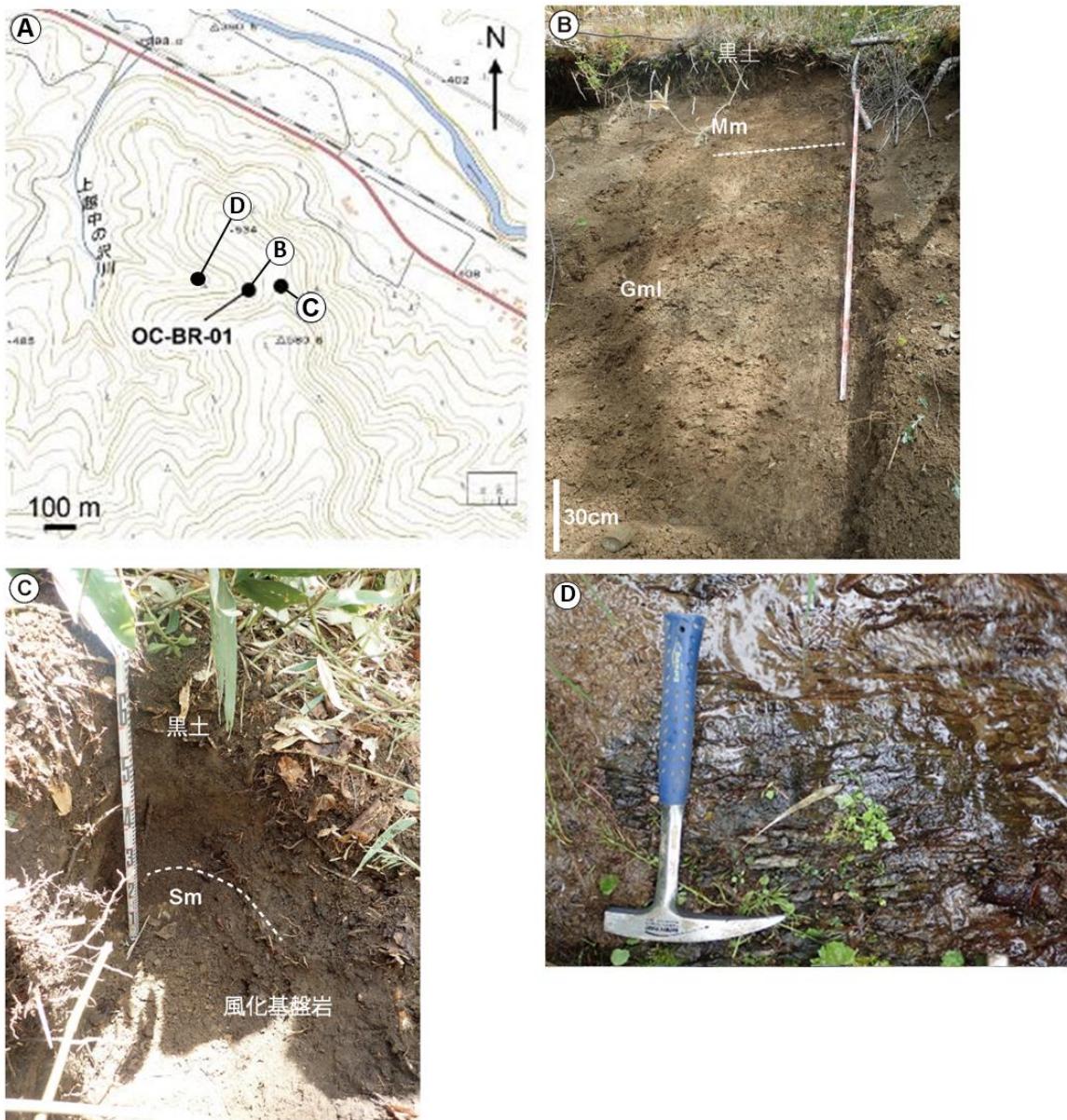
本相は層厚が20cm程度で、基盤岩と同質の平板状の中角礫を主体とする礫支持礫層である。礫径は2～4cm程度のものが多く、最大で5cmである。弱い成層構造が局所的に発達し、層理面の傾斜は $20\sim25^{\circ}$ 程度で、西方向へ傾斜する。礫ファブリックは未計測である。

コアの基底付近(d=338～380cm)では本相と基盤岩との境界を定めるのが困難で、漸移帶(Tz)とした。



図資料 3.2-2 落合地区のボーリング柱状図(OC-BR-01 はボーリング孔名)

コア写真は、巻末の図資料 3.5-7 を参照。



図資料 3.2-3 落合地区におけるボーリング地点 OC-BR-01 周辺の露頭写真

A: 露頭位置図(地理院地図に加筆)。B: 崩壊源頭部で観察される周氷河堆積物。最上部の塊状シルト相(Mm)と、その下位の礫相(Gml)から構成される。C: 崩壊面背後の尾根のピット掘削面に露出する黒土と周氷河堆積物。黒土は層厚 50cm 程度で、下方の斜面と比較して厚い。一方、周氷河堆積物は礫混じりシルト質砂相(Sm)からなり、層厚は 10cm 程度で薄い。D: 谷底に露出する基盤岩(黑色片岩)。



図資料 3.2-4 落合地区(粘板岩・片岩)の周氷河堆積物のスラブ写真

A:弱成層基質支持礫相(Gml)。平板状の中角礫を主体とし、基質はシルト質砂～粗粒砂。礫の配列による明瞭な成層構造が認められる(赤点線、水平面に対し 20° 程度で傾斜)。

B:細角礫～中角礫混じりシルト質砂相(塊状)(Sm)と細角礫～中角礫・シルト質砂細互層相(Igs)。白色点線は層相境界。Igs はシルト質砂(黄色矢印)と細角礫～中角礫(橙色矢印)の互層からなり、明瞭な成層構造が発達(赤色点線、水平面に対して 30° 程度で傾斜)。

3.2.3 層序

層序は、下位より礫相(Gc/Gmm/Gml)→角礫・シルト質砂互層相(Isg)→礫相(Gml/Gmm)→シルト質砂相(Sm)→塊状シルト相(Mm)の順に累重することから、結晶質岩地域と同様に大局的には上方細粒化サクセッションを示す(図資料 3.2-2)。礫の含有率は、全体的に結晶質岩地域よりも高い。

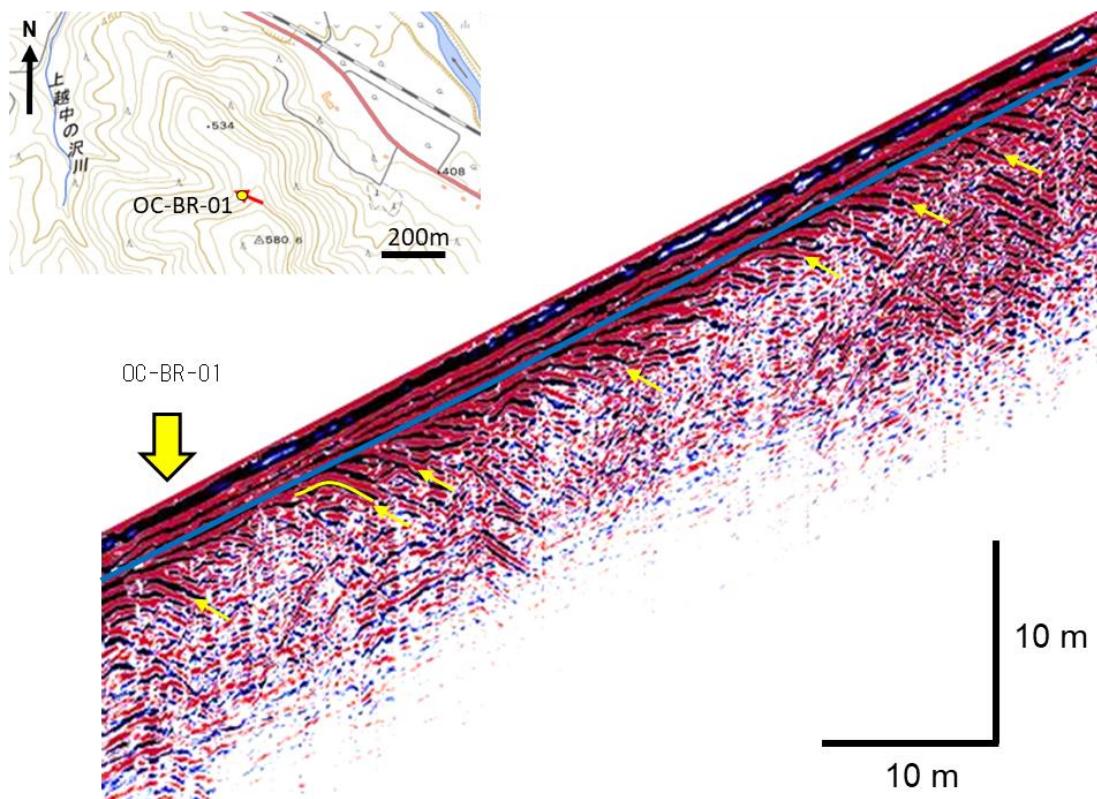
結晶質岩地域のユニット区分に準じて、最上部の塊状シルト相からなるユニット 1、その下位の塊状のシルト質砂相からなるユニット 2、最下部の礫相からなるユニット 3 に区分した。さらにユニット 3 は、上位層準に塊状の層相(Gmm)が、下位層準に成層構造の発達する層相(Gml, Isg)が、基底部に礫支持の層相(Gc, Gi)がそれぞれ卓越する傾向が認められる。ここでは、それぞれをユニット 3a、ユニット 3b、ユニット 3c に細分した(図資料 3.2-2)。

3.2.4 原位置試験

①地中レーダー(Ground penetrating radar: GPR)探査(図資料 3.2-5)

測線は、ボーリング孔を縦断する方向に設定した。探査結果は、①表層から深度 2~3m 程度までは斜面なりに連続性が良い反射面を示し、②深度 3m 以深は、斜面に対し受盤となるような強反射面が発達する。この強反射面は深部で高角東傾斜を示し、浅部で低角となって斜面に沿う西傾斜に変化する。

ボーリングコア試料から、①と②の境界は周氷河堆積物と基盤岩の境界に相当する。受盤を示す強反射面は、深部の東傾斜の部分は基盤岩の片理面と対応しており、浅くなるにつれて低角となって斜面に沿うように変化することから、岩盤クリープを示している可能性がある。



図資料 3.2-5 落合地域における地中レーダー探査結果 黄色矢印はボーリング掘削地点、調査測線とボーリング地点を左上の地理院地図にそれぞれ赤矢印と黄色○印で示す。

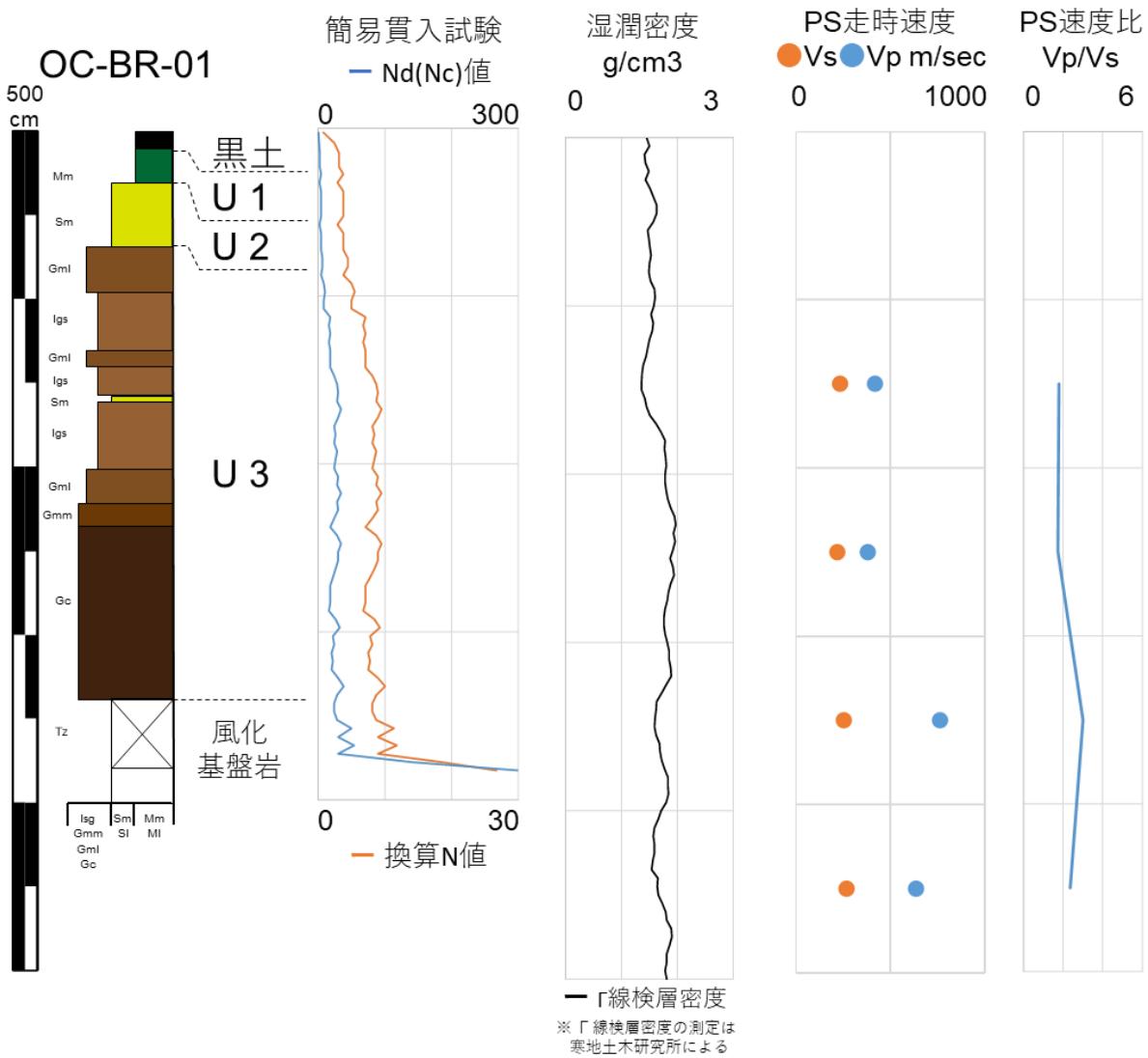
ボーリングコアとの対比により、周氷河堆積物と基盤岩の境界は青線付近と推定される。また東側に傾斜する強反射面(黄色矢印)が認められ、基盤岩の片理面に対応する。

②簡易貫入試験(図資料 3.2-6)

浅部から深部に向かって換算 N 値が高くなる傾向を示すが、深度 170cm 以深では若干下がる。ユニット 1、ユニット 2 では 5 以下、ユニット 3a 上部で 5 程度、以深では深度 150cm のユニット 3a 基底付近で 10 近い値を示すが、ユニット 3b、ユニット 3c では 8 程度である。基盤岩の換算 N 値は 10 を下回るが、深度 380cm 付近で 30 近い値となつた。

③ガンマ線換算密度(図資料 3.2-6)

ガンマ線密度検層は OC-BR-01 孔で計測し、孔径補正してガンマ線換算密度(湿潤密度に相当)を求めた。ユニット 1 で 1.4(単位は g/cm^3 、以下同)程度、ユニット 2～ユニット 3a 上半部(深度 120cm 付近)までが 1.5～1.6 であった。そこからユニット 3a 下面(深度 150cm)まで急激に小さくなつて 1.35 程度を示し、以深で再び高くなつて 1.6～2.0 を示す。なお密度値が低下する層準(ユニット 3a 直下)にはシルト質砂相が挟在している。



図資料 3.2-6 落合地区のボーリングコアにおける簡易貫入試験、PS 検層の結果

④透水試験

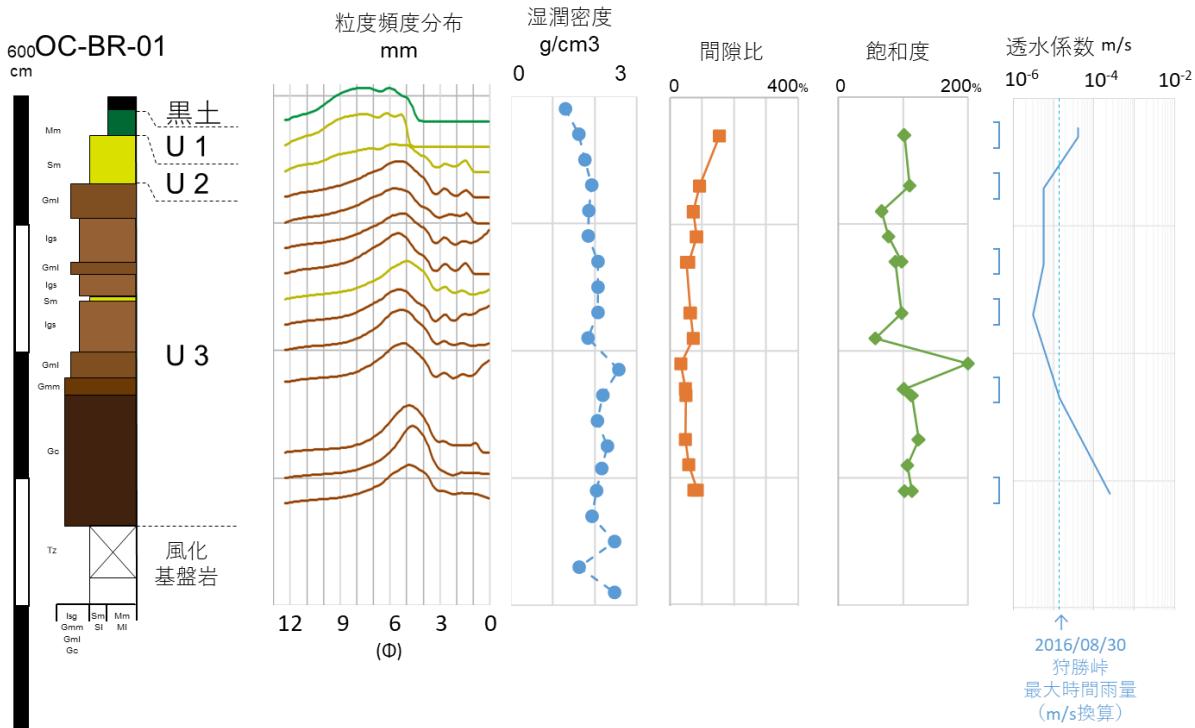
落合地域では現地透水試験は未実施である。

⑤PS 検層(図資料 3.2-6)

PS 検層は OC-BR-01 孔の深度 100cm から、深度(厚さ)100cm 区間ごとの平均走時速度について記述する。周氷河堆積物の区間では、ユニット 3 に概ね相当する 100~300cm 区間で Vs で 230 m/s、Vp で 400 m/s であった。またユニット 3 下部から基盤岩に相当する 300~500cm 区間では Vs が 260 m/s、Vp が 700 m/s であった。これらの PS 速度比は 2 程度である。

3.2.5 室内試験

OC-BR-01 のコア試料を用いて室内試験を実施し、粒度組成、湿潤密度、間隙比、飽和度、透水係数を得た(図資料 3.2-7)。



図資料 3.2-7 落合地区のボーリングコアにおける粒度分布、湿润密度、间隙比、饱和度、透水係数

①粒度特性

図資料 3.2-7 に示した粒度組成のうち、礫相は基質部の結果である。結晶質岩地域と比べて全体に細粒なフラクションに富む。ユニット 1、2 のシルト質砂相～砂質シルト相、および塊状砂質シルト相では 5～9 ϕ (シルト～粘土に相当) に幅広いピークをもち分級が悪い。一方、礫相を主体とするユニット 3 では、モード径は礫相で 5～6 ϕ (シルトに相当) にピークを持ち、やや細粒側に尾を引くとともに粗粒なフラクションが混じるが、上位のユニットと比較すると分級は悪くない。挟在する塊状シルト質砂相 (Sm) は 5 ϕ にピークを持ち、比較的分級が良い。

②湿润密度

深度 20cm ごとに切り分けた OC-BR-01 コアを用いて計測した湿润密度は以下の通りである。ユニット 1 が 1.5 (単位は g/cm³、以下同)、ユニット 2 の塊状シルト質砂相で 1.7、ユニット 3a の塊状礫相で 1.8～2.1、ユニット 3b の角礫・シルト質砂細互層相 (Igs) は 1.8～2.1、成層角礫相 (Gml) が 2.6、ユニット 3c の礫支持礫相が 2.0 程度を示した。

③间隙比

深度 20cm ごとに切り分けた OC-BR-01 コアを用いて計測した间隙比は、ユニット 1 の塊状シルト相で 150%、ユニット 2 のシルト質砂相で 100%前後であった。ユニット 3 の礫相と岩盤は 100%を下回り、60～90%であった。

④飽和度

深度 20cm ごとに切り分けた KN-BR-02 コアを用いて計測した飽和度は、ユニット 1 とユニット 2 の境界付近で 100%、ユニット 2 と 3a の境界付近で 110%、ユニット 3a が 60～100%、ユニット 3b が値がばらついて 50～200%、岩盤は 100～120% であった。

⑤透水試験

深度 20cm ごとに切り分けた OC-BR-01 コアを用いて計測した透水係数は、黒色有機質土(深度 20～40 cm)が 4×10^{-5} m/s、ユニット 2～ユニット 3a(深度 60～80 cm および 120～140 cm)でともに 5×10^{-6} m/s、ユニット 3b 上部(深度 160～180 cm)が 3×10^{-6} m/s、ユニット 3b と 3c の境界付近(深度 225～245 cm)が 1×10^{-5} m/s、岩盤(深度 300～320 cm)が $2 \sim 3 \times 10^{-4}$ である。ユニット 3 の礫相が、ユニット 1～2 や岩盤と比較して低い透水性を示した。

資料 3.3 火碎岩地域の事例 —礼文町高山—

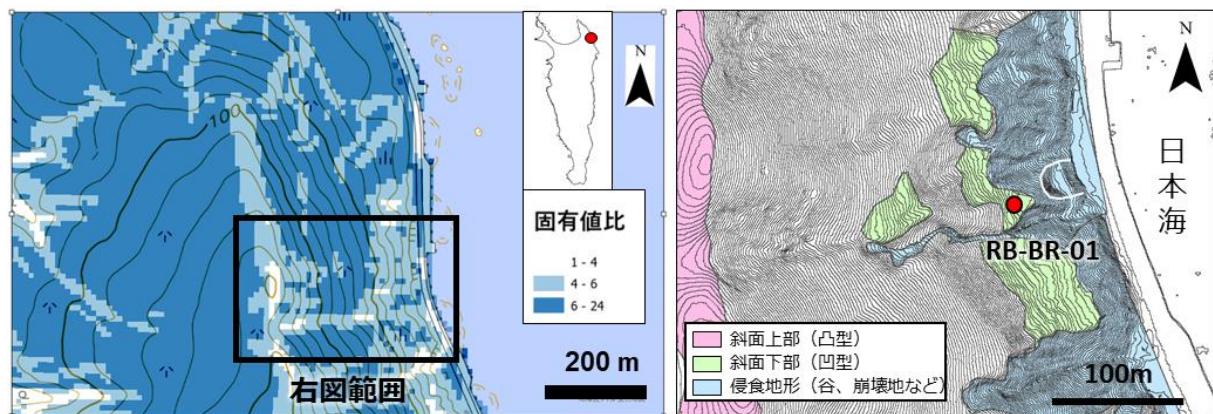
3.3.1 検討地点の地形・基盤地質の概要

・地形の概要

検討地点は礼文島北部の東海岸、高山(たかやま)に位置し、標高 166.8m のオションナイ山を主峰とする南北に連なる稜線の東側斜面にあたる(図資料 3.3-1)。

検討地点を含む北側の金田ノ岬から南側の上泊崎の地域では、段丘崖に境された段丘面が認められ、植木(2000)は下位にある 2 面の海成段丘の旧汀線高度を、それぞれ、53m と 25m とした。下位の段丘の基盤岩高度は金田ノ岬で約 16m で厚さ約 0.5m の段丘礫層が載る。この面は、支笏第一降下テフラに覆われていることから MIS:5e(最終間氷期)に形成されたと考えられている(植木, 2000)。一方、検討地域周辺の標高 15m 付近には、火碎岩の上面が幅 10cm 弱で狭長ながらも海岸線沿いに連続して露出し、ステップ状の平坦面となる(石丸・渡邊, 2015)。この火碎岩の直上に、後述する円礫層が載ることから、この円礫層が最終間氷期の海成段丘堆積物に該当するとみられる。海岸付近の斜面基部は急崖となるが、標高 40m より高位の斜面は平均傾斜が 25 度で、やや平坦な 2~3 段の地形面が離散して分布している。

ボーリング地点は、2014 年 8 月の豪雨の際に崩壊した斜面背後に位置するやや平坦な面(標高 38m)で実施した(図資料 3.3-1 右)。ボーリングコア写真については、巻末の図資料 3.5-8 を参照。



図資料 3.3-1 調査斜面の固有値比(左)と斜面区分(右)(赤丸:ボーリング掘削地点、白線:2014 年崩壊範囲)

・基盤地質の概要

調査地の基盤地質は白亜系の火碎岩類であり、凝灰岩、水中破碎岩、および粗粒玄武岩の岩脈が存在し、地層の傾斜は西向き 20~30° である(長尾ほか, 1963)。調査地斜面の上部に露出する粗粒玄武岩は風化によって細礫サイズに細片化しており、ボーリングコアで採取された基盤岩(粗粒玄武岩)最上部の風化部の厚さは 25cm であった。

3.3.2 層相

調査地点では斜面表層に厚さ 15cm 程度の黒土が存在し、その下位の周氷河堆積物である角礫まじり極粗粒砂層(相)に漸移する。この漸移部は調査地点がかつて畑で、黒土と周氷河堆積物が擾乱され混合したものである。以下、耕作による擾乱層より下位について区分・記載する。

ボーリングで得た周氷河堆積物は、層厚 21.3m 程度であり、粒度、礫の含有率(含礫率)、礫の形状、色相等に基づき、次の 7 の層相を認定した(表資料 3.3-1)。

1. 弱成層砂質シルト相(Laminated sandy silt: Ml)
2. 塊状礫混じり砂質シルト相(Massive sandy silt containing angular granules: Mm)
3. 弱成層基質支持角礫相(Angular gravelsmatrix-supported by silt: Gml)
4. 弱成層細角礫～中角礫混じり極粗粒砂相 (Stratified very coarse sand containing angular granules to pebbles: Sl)
5. 塊状礫支持礫相(Massive angular gravelsmatrix-supported by very coarse sand: Gcm)
6. 弱成層礫支持角礫相(Stratified clast-supported gravels: Gcl)
7. 成層礫支持円礫相 (Round gravels: Rg)

1. 弱成層砂質シルト相 (Laminated sandy silt: Ml)

比較的淘汰の良い細粒な砂およびシルトから構成される。層厚 6~10cm で、特定の層準に発達することはない。上下の境界は不明瞭であるが、他の層相に挟在されて出現し、礫混じり砂質シルト相と指交する場合がある。内部構造としては、砂粒子が配列して弱く成層する。成層構造の傾斜方向は多くは斜面下方向であるが、ときに斜面傾斜を超える 40 度ほどの高角で傾斜する場合や、斜面とは逆傾斜を示す場合がある。また斜交成層するものもある。

2. 塊状礫混じり砂質シルト相 (Massive sandy silt containing angular granules: Mm)

砂および細礫混じりシルトからなる。葉理構造は認められないが、混在する砂粒子や礫が面上に配列して弱い成層構造を示すことが多い。コア深度 1.1m~17.5m の間に 2~5cm 程度の厚さで挟在する。

3. 弱成層基質支持角礫相 (Laminated matrix-supported gravels: Gml)

大礫～中礫サイズ、時にボーリング径(80mm)を超えるサイズの礫と、礫の間を充填する褐色のシルト基質からなる。礫の周囲は灰色、または黒灰色の粘土に帯状に囲まれることがある。礫同士が接触することもあるが、多くは基質支持である。礫にジグソー構造が認められる場合や、同種の礫が隣接して複数存在することがある。礫長軸は水平面に対して 40 度以上の高角で傾斜する場合がある。

4. 弱成層細角礫～中角礫混じり極粗粒砂相 (Laminated very coarse sand containing angular granules to pebbles: Sl)

肉眼観察では密着した極粗粒砂から構成され、細粒基質を含まず火山岩角礫を伴っている。粒子間と粒子表面は茶褐色の褐鉄状の極細粒な物質で充填・被膜されるが、そのような細粒物質による充填・皮膜の程度は層準によって異なる。厚さ 5~10mm の濃褐色のシルト層を挟むことがある。コア深度 6.3~17.3m に層厚 5~40cm 程度で発達する。

5. 塼状礫支持角礫層 (Massive clast-supported gravels: Gcm)

密着する細礫から中礫を主体とし、礫間を褐鉄状の微細粒子が充填する。礫のエッジとエッジとが接するように配列する構造や、礫の周囲を埋める砂粒子が礫形状に沿って配列する構造、円を描くように配列する構造が認められることがある。

6. 弱成層礫支持角礫相(Laminated clast-supported gravels: Gcl)

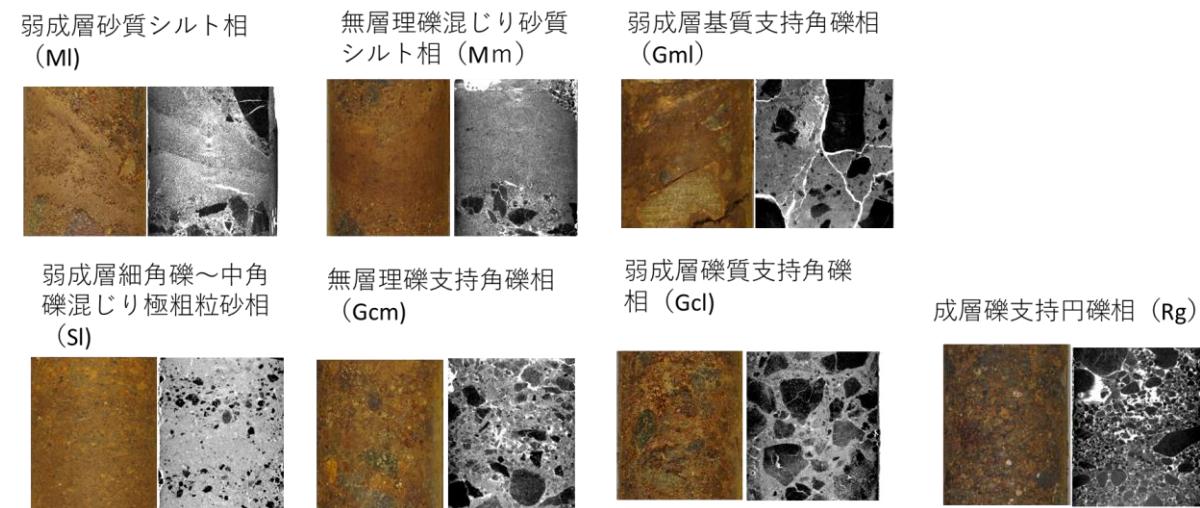
本相は細礫から中礫が配列して弱く成層する礫支持角礫を主体としており、ときに大礫を混じえる。角礫の面が揃って配置することがあり、さらに、そのような面が複数の異なる系統を示す複合面構造が認められる層準もある。また礫にはジグソー構造を示すものがある。灰色または黒色のごく薄い粘土基質の極粗粒砂層(厚さは 1mm ほど)が挟在するが、この極粗粒砂層はひん岩質な火成岩や細礫岩が細片化して形成されたもののように見える。

7. 成層礫支持円礫相 (Rounded gravels: Rg)

細礫～巨礫までの礫を含むが、主として淘汰がよく円磨された細礫から構成され、成層する。層厚は 7 ～14cm で水平～10 度で傾斜する。

表資料 3.3-1 礼文地域(火碎岩)で認定した層相

層相	厚さ(cm)	碎屑粒子	成層構造ほか
1. 弱成層砂質シルト相 (Ml)	6～10	細粒砂からシルトを主体とし、粗粒砂や角礫が混じる。	水平面に対して 10～45° の平行葉理・斜交葉理、20～30° が卓越する。
2. 磕混じり塊状砂質シルト相 (Mm)	1～10	シルトが主体、少量の細粒砂～粗粒砂や細角礫が混じる。	塊状無構造、上下の層相との境界に砂・礫が配列する。
3. 弱成層基質支持角礫相 (Gml)	7～100	中～大角礫と砂質シルト基質からなる。	大型の礫は高角度で傾斜するものが多い。礫表面に沿って砂粒子が配列、同心円状に配列、ときに複合面構造を示す。
4. 弱成層細角礫～中角礫混じり極粗粒砂相 (Sl)	5～50	基質となる泥分を欠き、極粗粒砂を主として細礫～中礫が混じる。	層理面は水平～30° 程度で傾斜。
5. 塊状礫支持角礫相 (Gcm)	11～100	基質は極粗粒砂および細礫で泥分を欠く、礫は中礫、ときに大礫が混じる。	0～30° 程度。礫にジグソー構造 edge to edge 構造、同心円や曲線に沿って配列する場合ありをもつ場合がある。
6. 弱成層礫支持角礫相 (Gcl)	4～100	細礫から中礫を主体とし、大礫が混じる。礫支持で基質に乏しい。	0～40° で平行、ときに複合面構造をもつ層準がある。
7. 成層礫支持円礫層 (Rg)	7～24	細礫～巨礫、淘汰のよい細礫を主体とした円礫。	礫支持、局所的に弱い成層構造(層理の傾斜 10° 程度)。



図資料 3.3-2 礼文地域(火碎岩)の層相(それぞれ左は写真、右は CT 画像)

3.3.3 層序

下位から、基盤岩(コア深度 21.40m 以深)、成層礫支持円礫相(Rg)(20.56~21.40m)、その上位(深度 0.15~20.56m)には明瞭な境界を介して角礫相(弱成層礫支持角礫相(Gcl)、塊状礫支持角礫層(Gcm)および細角礫~中角礫混じり極粗粒砂相(Sl))が発達する。これらの角礫相・極粗粒砂相に、ときおり弱成層基質支持角礫相(Gml)、塊状礫混じり砂質シルト相(Mm)、弱成層砂質シルト相(Ms)が挟在する(図資料 3.3-2)。

成層礫支持円礫相より上位での層相の組み合わせは、コア深度 20.56m から 15m 付近では Gcm と Gcl が優勢であり、上位に向かって Sl、Mm の出現が増加する。コア深度 8.7m から 15.0m の間では Gcm と Gcl が優勢であり、Sl、Gml の出現が減る。コア深度 8.7m から 5.0m 付近までは Gml が優勢であり、上方に向かって Sl の出現が増える。深度約 5.0m より上位では Gml、Sl および Gcm が混在し、Gcm・Mm・Ml が減少する。

粒径および粒子形状は、2mm 以上の礫の含有率と長軸径が相關している。すなわち深度約 3.3~7.1m、約 9~13.2m、および約 14.8~16.9m の層準では、含礫率が増加するとともに径の大きな礫が増加する。礫の円形度は深度 17m から 14m に向かって減少し(角礫の割合の増加)、深度 5m から増大(角礫の割合が減少)する。

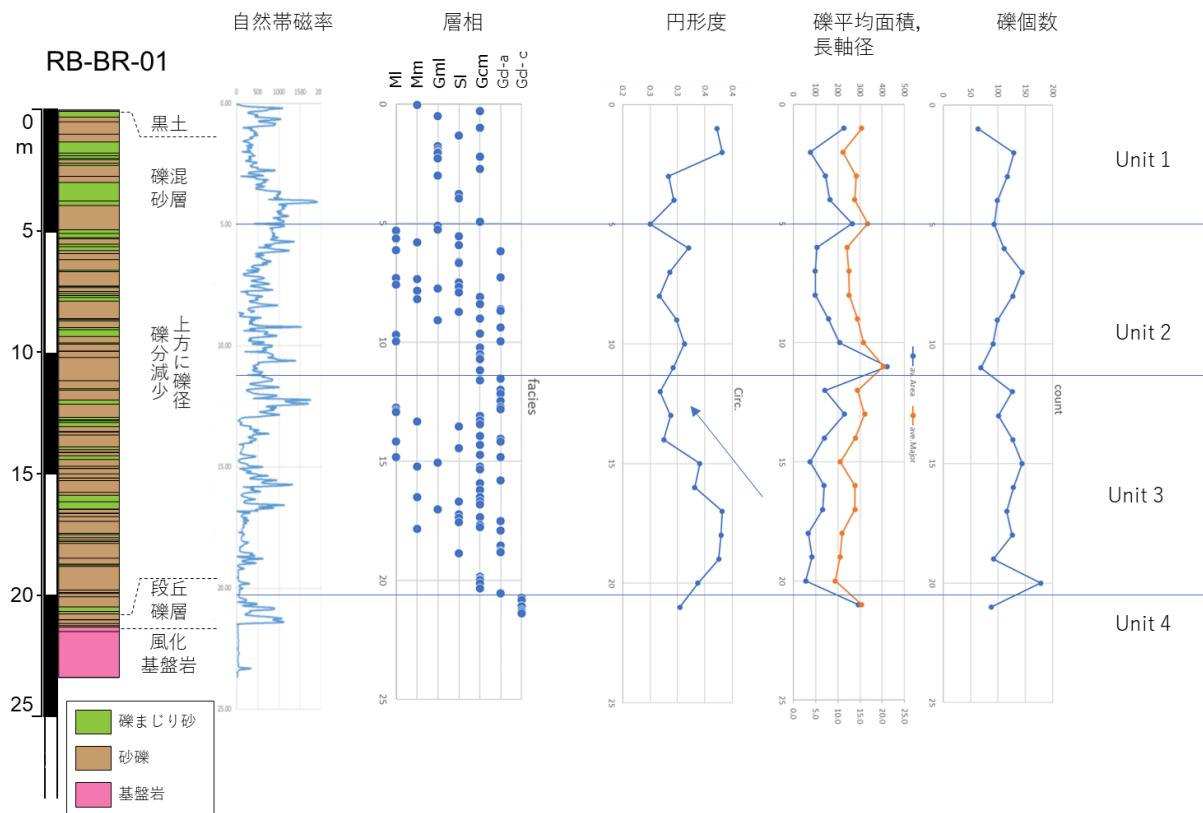
以上の層相の組み合わせと粒径および粒子形状から、4 ユニットに区分した(図資料 3.3-3)。

ユニット 1:有機質土の下位の深度 0.15m から 5.0m までの区間で、基底は大型の角礫を含む Gml、Gcm からなり、上方に細粒化するとともに円形度が増加することで特徴づけられる。

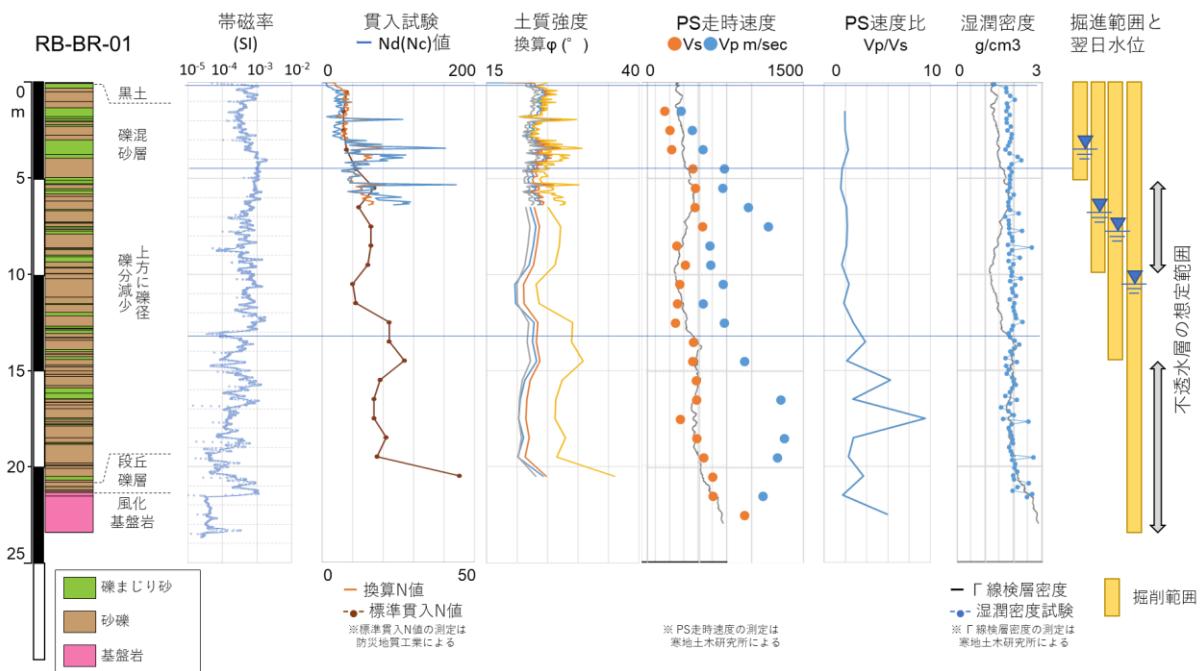
ユニット 2:深度 5.0m から 13.2m で、上方に細粒化するサクセッションで特徴づけられる。層相組み合わせは 下位から上位に Gcl から Gcm へ、さらに Sl が優勢となる。

ユニット 3:深度 13.2m から 20.56m で、上方への礫径の増加と円形度の減少で特徴づけられる。層相は全体に Gcm が優勢で Gcl を伴い、中部から上部で層相 Ml、Mm および Gml が混在する。シルト基質が褐色を呈する層準が頻繁に出現する。

ユニット 4:深度 20.56m から 21.41m で、成層円礫相のみから構成されるユニットで、上限は明瞭な境界でユニット 3 と接する。



図資料 3.3-3 礼文町高山地区(火碎岩)の RB-BR-01 コアから得られた帯磁率、層相、礫形状特性(個数は深度 1 mあたりの CT 断面での計測)、およびユニット区分



図資料 3.3-4 RB-BR-01 における原位置試験結果と水理特性

湿潤密度試験値(青丸)は、ボーリングコアを用いた室内試験による計測結果。

3.3.4 原位置試験結果

① 簡易貫入試験(図資料 3.3-4)

換算 N 値は表層では 5~8 程度で、深度 3m 付近で 10 を超え、そこから深度 5m まで多くのスパイクをともなって高い値を示す。さらに深度 5m から探査下限に向かって換算 N 値が増加し、下限付近 6m で 15 を超える。

② ポーリング孔水位(図資料 3.3-4)

掘進長に応じて変化し、不透水層は深度 5~10m の間と、深度 14~24m の間にそれぞれ存在する。

③ ガンマ線換算密度(図資料 3.3-4)

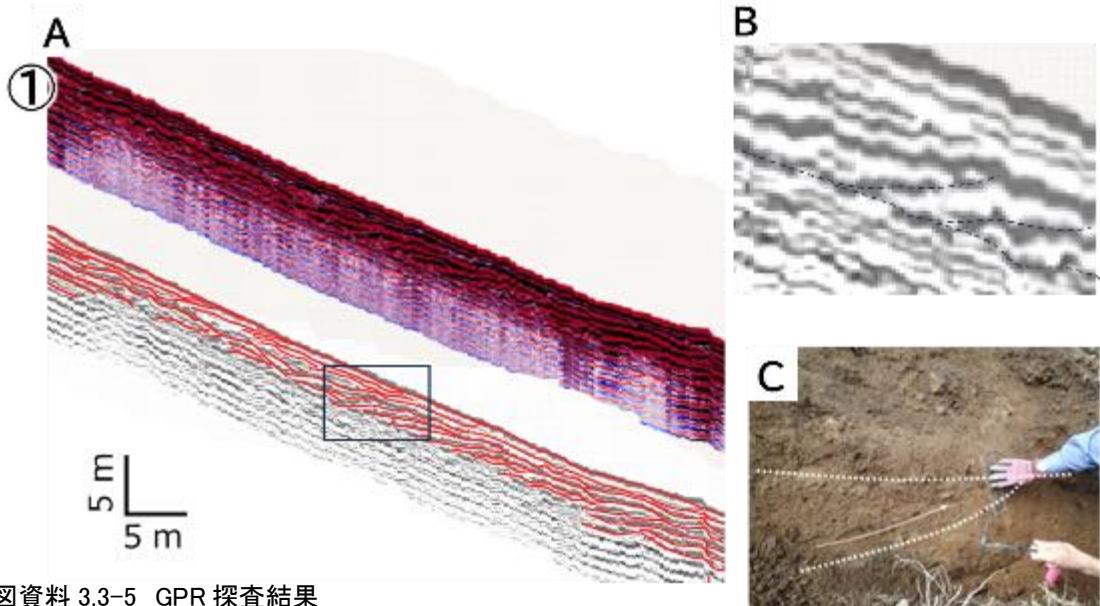
ガンマ線検層は RB-BR-01 孔を用いて行った。孔径補正したガンマ線換算密度(湿潤密度に相当)は、1.1 から 2.8(単位 g/cm^3 、以下同)の間で変化し、大局的に下部で高い。地表から深度 5m 付近まで次第に高くなって 1.5 以上のピークを示した後、深度 10m 付近にかけて 1.0 まで下がる。そこから深度 14m まで高くなっている 2.0 以上となる。以深では 2.0 前後の値を示し、基盤岩中で 3.0 近くとなる。孔内水位の変化から深度 5~10m および 15~20m の間に推定された 2 層準の不透水層において、相対的に高密度な値が示された。

④ PS 検層

下位に向かって速度は増加傾向を示す。深度 4~8m、13~17m で上下の層準よりも高く、ガンマ線密度が高い層準に概ね対応している。

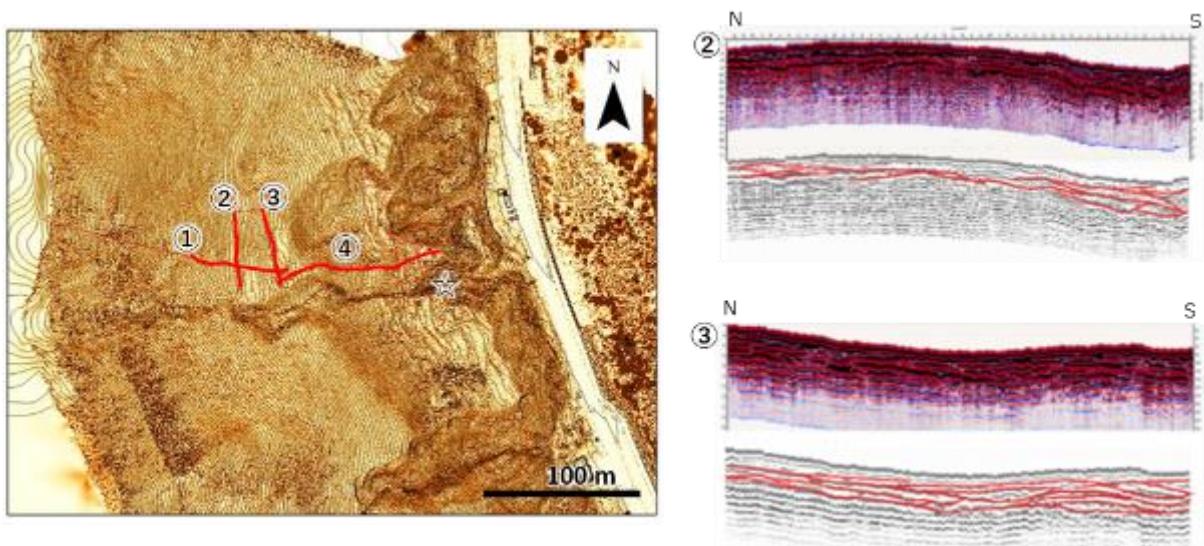
⑤ 地中レーダー(Ground penetrating radar: GPR)探査(図資料 3.3-5)

斜面上部から斜面中部では、周氷河堆積物に相当する強反射層が薄く、斜面中部(図資料 3.3-5)ではバックセットでオンラップする構造が認められ、Matsuoka and Hirakawa (2000)の活動層すべりの断面構造に類似する(図資料 3.3-5B)。薄い侵食と充填(cut and fill)と解釈されるパターンが見られる(図資料 3.3-6)ほか、ロープ末端の高まりがテラス状のやや平坦な面を形成している(図資料 3.3-7)のが読み取れる。斜面下部ではチャネル構造を埋積したと思われる堆積体や、累重する複数の堆積体ユニットが存在する。



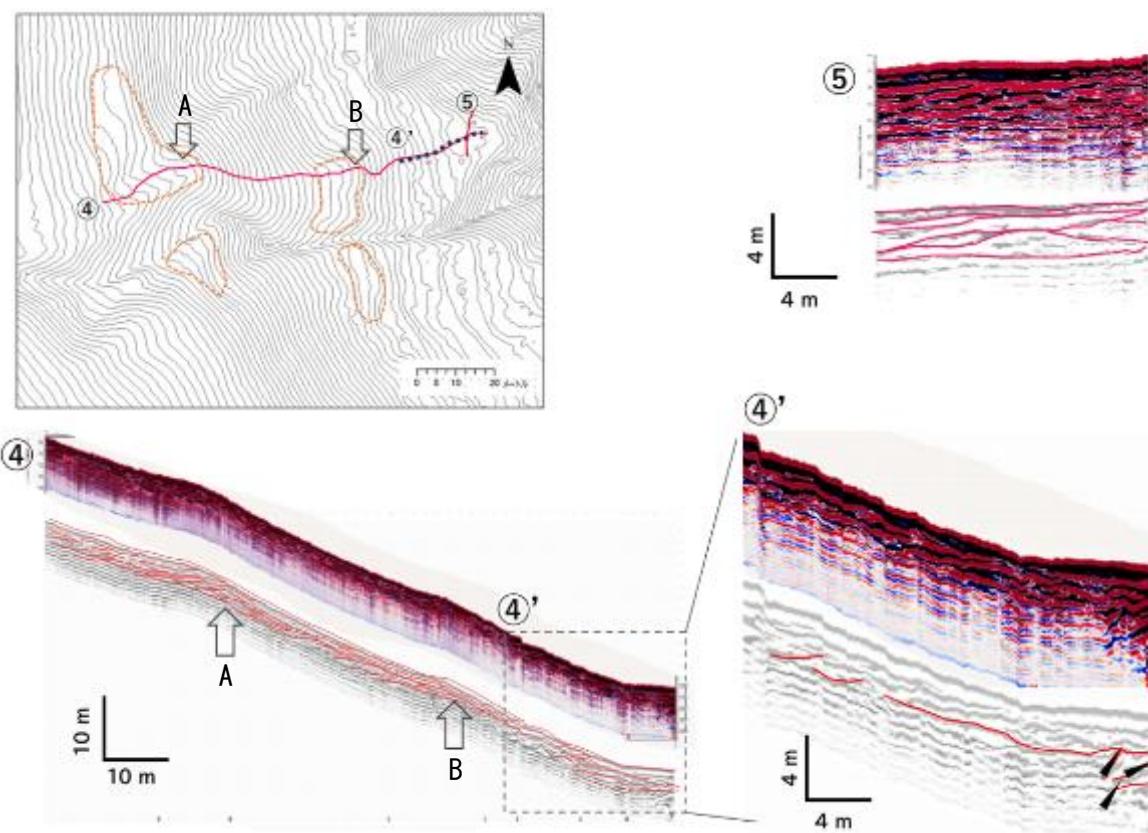
図資料 3.3-5 GPR 探査結果

A:斜面中部の探査結果(上)と解釈(下)。B:A の黒枠部分を拡大したもの。C:近傍の露頭(図資料 3.3-6 中の星印)で認めたスラスト構造。



図資料 3.3-6 斜面横断方向(測線②、③)の GPR 探査結果

測線②と③の標高差は 10m。右図②、③下の赤線で示した反射面を見ると、図の右側(南側)で厚く堆積しており、累重する複数のトラフ状の構造を示す。侵食と堆積を繰り返した(cut and fill 構造)と解釈される。



図資料 3.3-7 斜面中部の GPR 探査結果(測線④、⑤)

斜面を縦断する測線④では、斜面中の緩傾斜面(地形図の橙破線内)に、堆積物が上方に付加してできたとみられる高まりがある。末端が半円形の平面形状と堆積物が厚く、急傾斜となる断面形状と内部構造から、周氷河斜面の特徴的な地形であるロープ末端の高まり(stone-banked terraces: Benedict, 1970)に相当すると解釈される。④測線下端付近の平坦面下には斜面と逆向きに傾斜する構造(④'中黒三角)が認められ、横断測線ではマウンド状の構造を示す(⑤)。

資料 3.4 新第三紀泥岩地域の事例 一日高町三和—

3.4.1 検討地点の地形・基盤地質の概要

・地形の概要

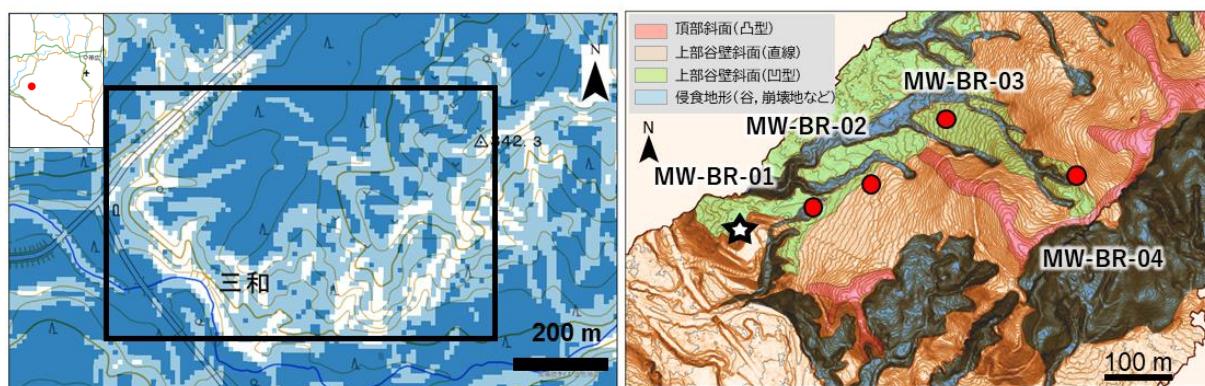
当地域は日高山脈の西方に位置する新第三紀泥岩が分布する地域で、岩盤強度が低いために丘陵は全体的に緩斜面が発達する。河川による侵食の進む丘陵縁辺部には地すべりが形成されることも多く、丘陵の谷頭部には基盤岩におよぶ崩壊跡が点在する。対象地域は厚別川流域の上流部、貫気別川との分水界に近く、標高は 260～330m である(図資料 3.4-1)。谷が未発達の平滑な斜面(傾斜約 10 度)が広がり、下方の河成段丘面に緩やかに接続する。対象地域の標高 260m の段丘(図資料 3.4-1(右))の☆印)の堆積物には人頭大のチャート礫を含むが、現在の厚別川流域にはチャートなどの中生界が分布しないことから、当地の段丘は、貫気別川と接続していた流路が形成したものであることを示唆する。柳田(1991)も、これが貫気別川による段丘面で、最終間氷期前の氷期 MIS6 に形成されたものと考えている。現地調査によれば、この平坦面は俱多楽カルデラ起源の Kt-6(約 6 万年前:山縣, 1994)より上位のテフラ(Spfa-1, En-a)が被覆するが(図資料 3.4-2)、Kt-6 と段丘礫の間には長期間の間隙を示す厚さ 1m の褐色風化火山灰土がはさまることから、最終氷期より古い段丘面であることを支持する。この段丘の東側には傾斜 8～10 度程度の緩斜面が発達する。この緩斜面上の以下の特徴的な斜面に対してボーリング掘削を行なった(図資料 3.4-1)。ボーリングコアについては、巻末の図資料 3.5-9～12 を参照。

MW-BR-01 南南西向き傾斜約 3 度の斜面で、周氷河斜面末端が段丘面に接続する位置にあたる。周氷河堆積物の層厚は 2.5m 以上(深度 0.6～3.05m)角礫層、段丘礫層を含めると 30m 程度と推定

MW-BR-02 西南西向き傾斜約 8 度の斜面で、平滑な緩斜面下部にあたる。基盤の走向・傾斜は、N60E 51W である。堆積物の厚さは 2.4m(深度 0.8～3.15m)

MW-BR-03 西向き傾斜約 7 度の斜面で、周氷河斜面下部の浅い谷型斜面にあたる。谷を埋めるロープ状の地形の中央付近である。堆積物の厚さは 15m 以上(0.5～15.2m 以深)

MW-BR-04 南南西向き傾斜約 20 度の斜面で傾斜変換線付近に近い谷頭斜面直上の谷頭凹地にあたる。基盤の走向・傾斜、N30W、40E である。



図資料 3.4-1 調査斜面の固有値比(左)と、斜面区分およびボーリング掘削地点(右)

赤丸はボーリング地点、星印は土取場の露頭(図右)の位置を示す。

・基盤地質の概要

調査地点の基盤は中新統フラヌイ層の塊状シルト岩で、EW から N70E の走向、20～30 度で南に傾斜する。大局的な地質構造は南北に延びており、東西は白亜系と断層によって接している。フラヌイ層のシ



図資料 3.4-2 段丘礫層を覆う火山灰層

ルト岩は脆弱で容易にスレーキングして細片化し、崩壊しやすい地質とされる(佐藤ほか, 2013)。土取場跡の露頭(図資料 3.4-1 (右)の☆印)で厚い礫層が確認できる。段丘礫層の基底からの層厚は約 30m である。

3.4.2 層相

調査地では、周氷河斜面の表層に厚さ 20~120cm 程度の黒土が分布し、Ta-b テフラ層が挟在する。当地においても他地域と同様に黒土より下位の堆積物を「周氷河堆積物」として記載する。なお、図資料 3.4-1 (右)の☆印・図資料 3.4-2 の段丘には、黒土層の下位にローム質砂を挟んで恵庭 a(En-a) テフラが存在する。

傾斜 3~20° 程度の斜面上から鉛直下方に向けて掘削した高品質ボーリングコアにより得られた周氷河堆積物の厚さは、2.4~15m 以上であった。以下ではコアから計測される鉛直方向の厚さを用いて記載する。

周氷河堆積物は、粒度、礫の含有率、成層構造、植物片の有無等に基づき、次の 8 つの層相に区分した(図資料 3.4-3、表資料 3.4-1)。

1. 塊状シルト相(Massive silt: Mm)
2. 弱成層砂質シルト相(Laminated sandy silt: Ml)
3. 細礫～中礫混じりシルト質砂相(弱成層)(Laminated silty sand containing angular granules and pebbles: Sl)
4. 細礫～中礫混じりシルト質砂相(塊状)(Massive silty sand containing angular granules and pebbles: Sm)
5. 塊状基質支持礫相(Massivematrix-supported angular gravels: Gmm)
6. 塊状礫支持礫相(Massive clast-supported angular gravels: Gcm)
7. 弱成層基質支持礫相(Laminated matrix-supported angular gravels: Gml)
8. 弱成層礫支持礫相(Laminated clast-supported angular gravels: Gcl)

1. 塊状シルト相 (Massive silt: Mm)

塊状シルト相はコア最上部に認められ、上位の濃褐色の有機質土(黒土)とは漸移的な境界を示す。成層構造は認められない。

2. 弱成層砂質シルト相 (Laminated sandy silt: Ml)

弱成層砂質シルト相は、CT 画像では押しつぶされた気泡が一様に配向する形態が観察できる(MW2 0.7–0.8)。細礫や砂の粒子が配列する層構造が認められ、斜交することもある。CT 画像で計測した層構造は、MW-BR-02 で南西方向に 53 度の傾斜、北北東方向に 46 度の傾斜であり、MW-BR-04 で南西方向に 42 度である。

3. 細礫～中礫混じりシルト質砂相(弱成層) (Laminated silty sand containing angular granules and pebbles: Sl)

細礫～中礫混じりシルト質砂相(弱成層)は、泥岩の細礫や極粗粒砂サイズのチャートや凝灰岩の粒子が多い。砂粒子および礫は直線状に配列し、CT 画像で計測した優勢な面の傾斜方向は MW-BR-02 では南東向き 37 度の傾斜、MW-BR-04 では南西向き 25 度の傾斜である。この面と斜交する複数の面が存在する(MW2 深度 1.25–1.40 m)。

4. 細礫～中礫混じりシルト質砂相(塊状) Sm (Massive silty sand containing angular granules and pebbles)

風化の強い泥岩礫を混じり、同色のシルトの基質と、新鮮な泥岩、凝灰岩およびチャートが破碎された砂粒子から構成され、層構造は認められない。

5. 塊状基質支持礫相 Gmm

砂・泥まじりの細礫・中礫からなるが、礫含有率は高くない。基質の色調が明褐灰色で泥岩礫と差が無い単層もある。特に風化した軟質な泥岩礫と同色の基質による礫支持である(Gcm)の場合と、同色のシルトのみからなる塊状シルト相(Mm)と、本相の区別は CT 画像によって含まれる泥岩礫を認定することで区分ができる場合がある。本相の出現頻度は低く、ボーリングコア MW-BR-1、MW-BR-04 では確認できず、MW-BR-03 ではごく一部に、MW-BR-02 では深度 1.7~2.1 m の層準にのみ存在する。

6. 塊状礫支持礫相 Gcm

泥岩の中礫を主体とする礫から構成される礫相で、基質の割合は概ね少ない。基質にジグソークラックを伴う暗灰色泥岩の礫からなる層、明褐灰色泥岩の亜円礫と同色のシルト基質のみからなる単層も存在する。含まれる基質の色調が泥岩礫と差が無く、礫の形状が CT 画像のみでしか判別できない場合があり、風化して軟質な泥岩礫が礫支持で密着している場合に、Mm と泥岩礫と同質のシルトのみを基質とする Gcm、Gmm の区分は困難になる。MW-BR-04 の深度 2.65 m、3.69–4.3 m 下部で卓越し、泥岩礫のみからなる。他の地点では出現は低頻度である。

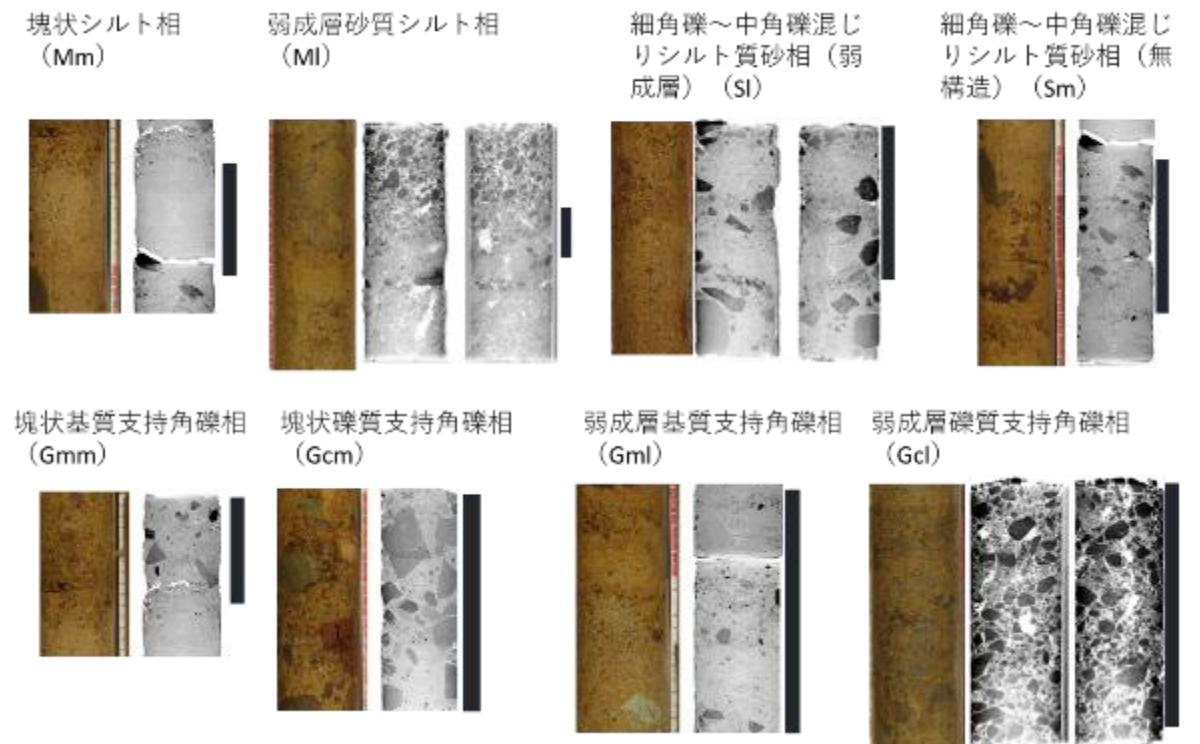
7. 弱成層基質支持礫相 (Laminated matrix-supported angular gravels: Gml)

泥岩とチャート・凝灰岩の礫が混合、または泥岩礫のみから構成される基質支持礫相である。基質は砂混じりシルトである相とシルトのみからなる相がある。礫サイズは細礫から中礫で、泥岩礫は亜円礫から

角礫であり、明褐灰色の軟質な礫ほど円磨度が高く、他の岩種の礫は角礫である。CT 画像によって確認できた傾斜方向は、MW-BR-02 は北東向き 37 度の傾斜で斜面とは逆の傾斜方向である。一方で、MW-BR-04 では西向き 39 度、南西向き 34 度の傾斜で斜面と調和する方向である。

8. 弱成層礫支持礫相 (Laminated clast-supported angular gravels: Gcl)

亜角礫が密着した礫支持の礫相で、中礫を主体として細礫から構成される。ほぼ同じ大きさの礫が線上に配列する層状の構造が存在する。硬質な礫による礫相では、礫間に空隙が存在することがある。同じ礫相の中に斜交する面構造を持ち、CT 画像で計測した MW-BR-04 の傾斜方向は、南西向き 50 度の傾斜、北西向きで 26 度および 39 度の傾斜、東向き 40 度の傾斜が存在した。



図資料 3.4-3 三和地域の周氷河堆積物の層相(それぞれ左は写真、右は CT 画像)

表資料 3.4-1 三和地域(新第三紀泥岩)で認定した層相

層相	厚さ(cm)	碎屑粒子	成層構造ほか
1. 塊状シルト相(Mm)	1~24	シルト。少量～ごく少量の細粒～粗粒砂や細角礫～中角礫が混じる場合がある。	塊状無構造
2. 弱成層砂質シルト相 (MI)	4~60	砂質シルト。ごく少量の粗粒砂～細礫が全体に混じる。	粒子や延展する空隙の配列による成層構造(弱い斜交層理伴う)。上下面是不明瞭で、水平面に対し 40~50° 程度傾斜する場合がある。
3. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相 (弱成層) (SI)	4~60	不淘汰のシルト質砂～粗粒砂が主体、細礫～中礫サイズの角～亜角礫が多く混じる。	粒子の配列による斜交した成層構造。水平面に対して 20° から 40° 程度傾斜する。上下の境界は不明瞭。
4. 細角礫～中角礫混じりシルト質砂相 (塊状) (Sm)	5~40	不淘汰のシルト質砂～粗粒砂が主体、極粗粒砂や礫を多く含む。	塊状無構造、斑状構造を示すことがある。

5. 塼状基質支持角礫相(Gmm)	6~30	細角礫～中角礫を主体とする、基質は砂質シルトで、含有する砂分は極粗粒砂～粗粒砂。	基質支持、塊状無構造
6. 塼状礫支持角礫相(Gcm)	2~34	中角礫が主体、大角礫が混じる(径2~3cm、最大で15cm)。	礫支持、塊状無構造
7. 弱成層基質支持礫相(Gml)	2~140	基質は砂質シルト、含有する砂分は極粗粒砂～粗粒砂。礫は中生界起源の硬質な礫で、軟質な泥岩礫は含まれない。	礫長軸が直線に配列する。水平面に対して30~40°程度傾斜する場合がある。
8. 弱成層礫支持礫相(Gcl)	2~60	硬質な礫に加えて、軟質な泥岩礫による支持構造。	上下の境界は不明瞭。礫間に空隙を伴うことがある。ジグソークラック構造が存在する。水平面に対して30~50°程度傾斜する場合がある。

3.4.3 層序・対比

調査地点は、斜面中部および斜面下部に位置し、それぞれの地点で周氷河堆積物の厚さが異なる。斜面中部では、基盤岩より上位の層序は、次の4つのユニットに区分した。

ユニット1(深度0.80~1.35m):ローム質で礫の比率が少ない、弱成層砂層(Ml)、礫相からなる。

ユニット2(深度1.35~2.57m):礫相を主体とするが、シルト相(Ml、Mm)、砂相(Sl、Sm)を挟在する。泥岩礫が下位ユニットに比較して減少し、シルト基質の割合が増す。

ユニット3(深度2.57~2.98m):基質割合が下位ユニットに比較して増加した礫支持礫相を主体とした層相(Gml)を主体とする。

ユニット4(深度2.98~4.12m):基盤岩の上位に、基質割合がきわめて少なく、基盤岩の破碎によって形成されたと解釈される礫支持礫相(Gcl)からなる。

全体として上方に細粒化するサクセッショನを示すが、これは基盤から堆積物に取り込まれた粒子が上方へ拡散すること、斜面上を運搬される粒子が移動過程において円磨・細粒化されること、火山灰やレス由來のローム質なシルト分が混合しているためと解釈される。

斜面下部では、基盤上面の凹凸を反映し、厚さが変化する。斜面下部に位置するMW-BR-01、-03および-04のそれぞれの基底深度は、MW-BR-01で地表面下4.2m以深、MW-BR-03は地表下15.0m以深、MW-BR-04は地表面下5.1mである。MW-BR-01はユニット3と4を欠き、MW-BR-03はユニット4を欠き、MW-BR-04は4ユニットが揃う。

ユニット1(MW-BR-01:0.83~1.14m、-03:0.60~1.20m、-04:0.88~1.30m):シルト相・砂相を主体とする。ローム質で礫の比率が少ない。

ユニット2(MW-BR-01:1.14~4.20m、-03:1.20~14.92m、-04:1.30~2.06m):本ユニットは、Gcl、Gml、GcmまたはGmmの礫相を主体とし、砂相・シルト相を挟む。MW-BR-01では、黒色～灰色のシルトを境として上位の泥岩礫が優勢なユニット2a-1(1.14~3.00m)と、チャート礫等の中生界の礫が優勢な礫相のユニット2a-2(3.00~4.20m)の2つのサブユニットに区分した。またMW-BR-03では、基質の色調の違いから、赤色値の高い明褐色基質の上位ユニット2aと、赤色値の低い暗褐色基質の下位ユニット2bのサブユニットに区分した。

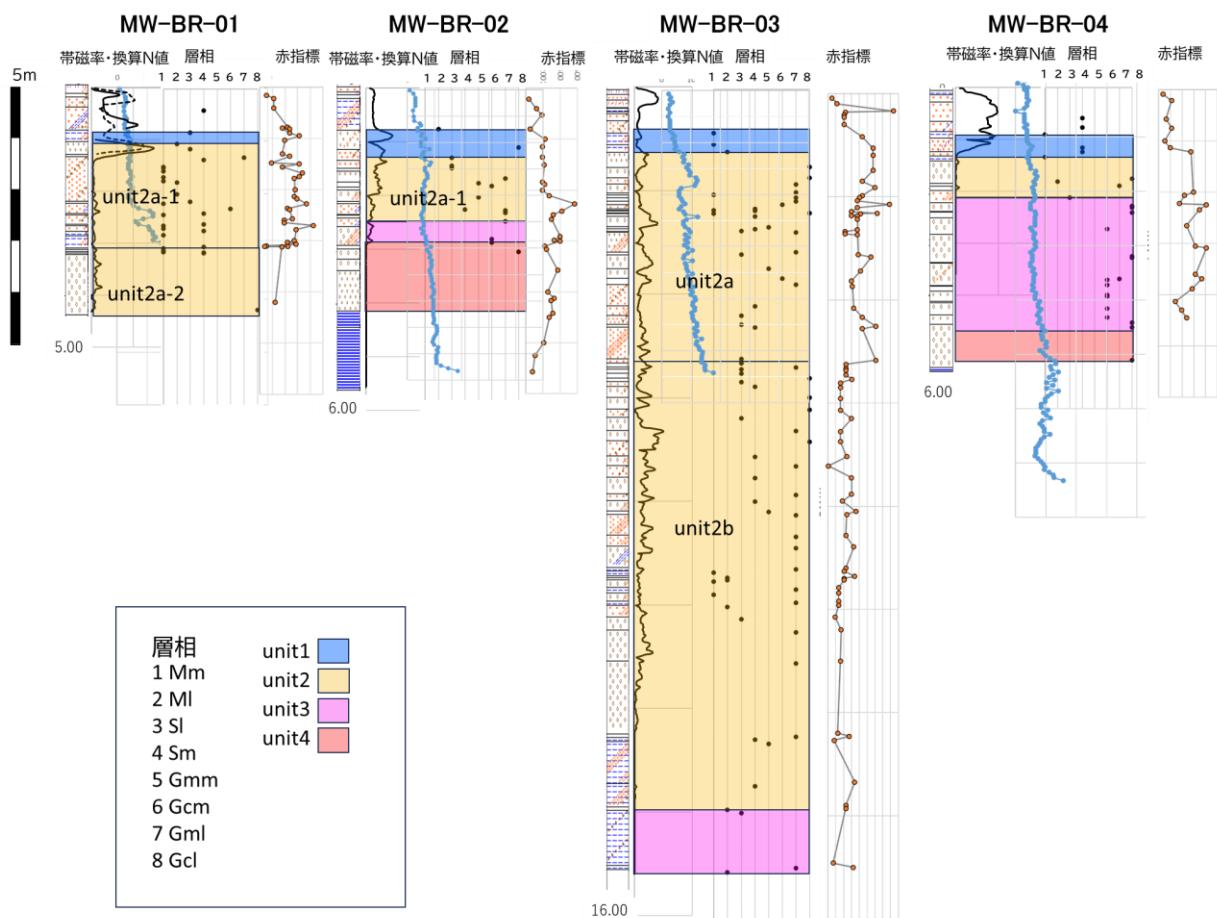
ユニット3(MW-BR-03:13.86~14.92m、-04:2.06~4.48m):Gcl、Gmlの礫相を主体とし、砂相・シルト相を挟む。MW-BR-03ではMl、Slを伴う。礫の多くは泥岩礫である。

ユニット4(MW-BR-04:4.48~5.10m):礫支持相(Gcl)から構成され、礫は泥岩礫のみが認められる。ジグソーカラック構造、礫が面上に配列した構造や礫配列の上面ないし下面が揃う構造が存在する。

・対比と解釈

MW-BR-01～-04 の対比を図資料 3.4-4 に示した。平坦な地形面(段丘面)で認められた黒土層の下位の En-a はいずれの地点でも認められず削剥されている。このことは、後氷期まで斜面堆積物を移動させる作用があったことを示す。MW-BR-03 のユニット 2a と 2b は基質の色調の違いで区分され、ユニット 2a の明褐色の基質は Spfa-1 テフラ(44ka: Amma-Miyasama et al. (2020))降灰以降に形成された堆積物の可能性が考えられ、ユニット 2b の移動時期と異なると推定される。

斜面中部と斜面下部のユニットの対比は、泥岩礫のみからなるユニット 4 が基盤の岩盤クリープに伴い生産された岩屑にあたるものと解釈され、MW-BR-02 と 04 コアで対比できる。斜面中部の MW-BR-02 のユニット 3 と斜面下部の MW-BR-03、04 のユニット 3 は礫の多くが泥岩礫であること、礫のサイズが小さく円磨度が高いこと、基質の割合がユニット 4 よりも多いことから、下位からの礫の移動・混合によって形成されたと解釈でき、対比される。MW-BR-01 コアのユニット 2 の礫相は、段丘礫に比べて礫径が小さく基質が多いこと、礫が原位置で破碎されていることから、段丘礫および上位の火山灰層が侵食された場所



図資料 3.4-4 三和地区のボーリングコアから求めた帯磁率、換算 N 値(青丸)、赤指標

層相は柱状図とともに黒丸で示した。赤指標(橙丸)は土色帳によって記載した色を RGB 変換した。帯磁率はチャート礫の比率を反映している。基質が明褐色である MW-BR-01、02 のユニット 2a-1 および MW-BR-03 のユニット 2a は、最終氷期に降下した火山灰が混合したことを示すと解釈される。ボーリングコアについては、図資料 3.5-9～12 を参照。

に堆積したと判断し、層序および色相から MW-BR-03 の赤色値の高い基質を含む礫相を主体とするユニット 2a に対比する。MW-BR-01 コアの泥岩礫優勢のサブユニット 2a-1 は、上方の斜面に存在していた段丘礫がほぼ削剥された後に基盤から供給され堆積したと解釈される。MW-BR-01 よりも斜面上方に位置する MW-BR-02 のユニット 2 も泥岩礫が優勢であることから、MW-BR-01 のユニット 2a-1 と MW-BR-02 のユニット 2 を対比する。

斜面下部に段丘状の広い平坦面が広がるが、そのうちの多くの範囲には埋没した谷が存在する。これは最終間氷期以前の段丘面が間氷期に侵食を受けて谷が形成された後に、斜面上方から移動してきた周氷河堆積物が埋積した谷埋めの堆積面である。このことは、広い段丘面に見えるところであっても、実際には段丘堆積物に周氷河堆積物が混在して分布している可能性のあることを示すものである。

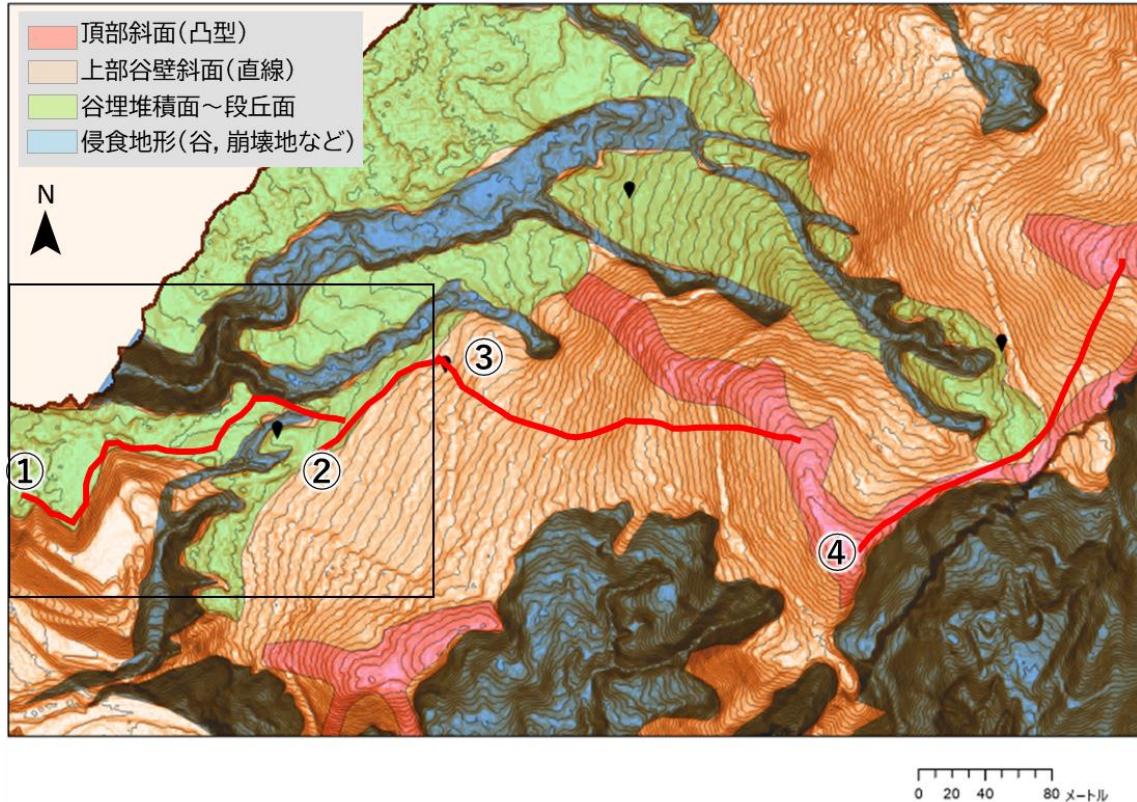
3.4.4 原位置試験結果

①簡易貫入試験

換算 N 値で、地表付近では 3~5 程度、泥岩礫優勢のユニット 2、ユニット 3 では 4~8、ユニット 4 では 6~12 程度、基盤岩は 10~で、MW-BR-02 では探査限界 5m を超えた深度で 18 であった。中生界の礫を主体とする層相では 8~12 で深度とともに値が大きくなる傾向があった(図資料 3.4-4)。

②地中レーダー(Ground penetrating radar: GPR)探査

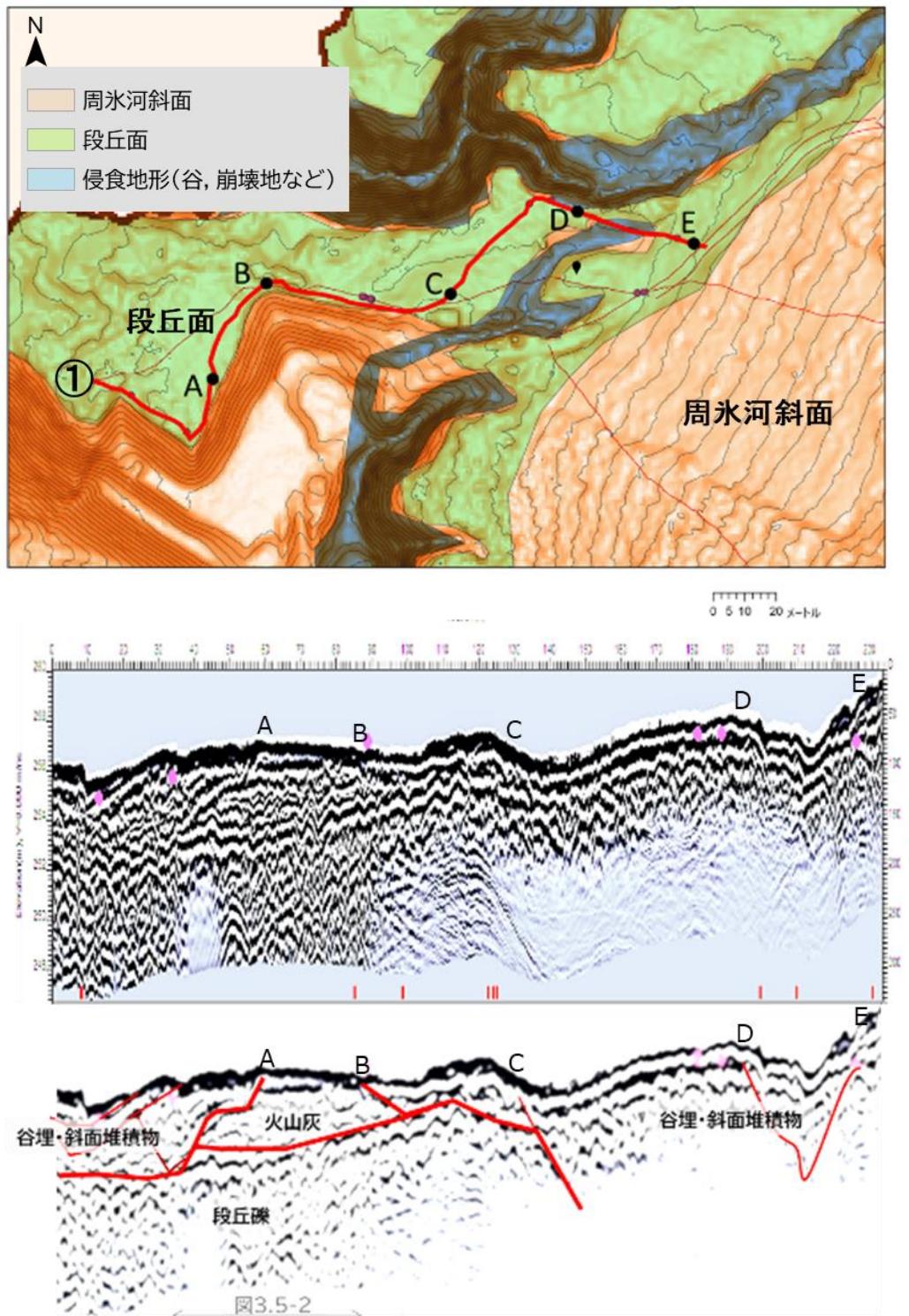
地中レーダー探査の実施測線を測線番号とともに図資料 3.4-5 に示す。探査結果は図資料 3.4-6、-7、-8、-9 に示した。露頭(図資料 3.4-2)、ボーリング試料との対応、そして反射面の重なり方、端点の



図資料 3.4-5 測線位置図および測線①GPR 探査記録と解釈図

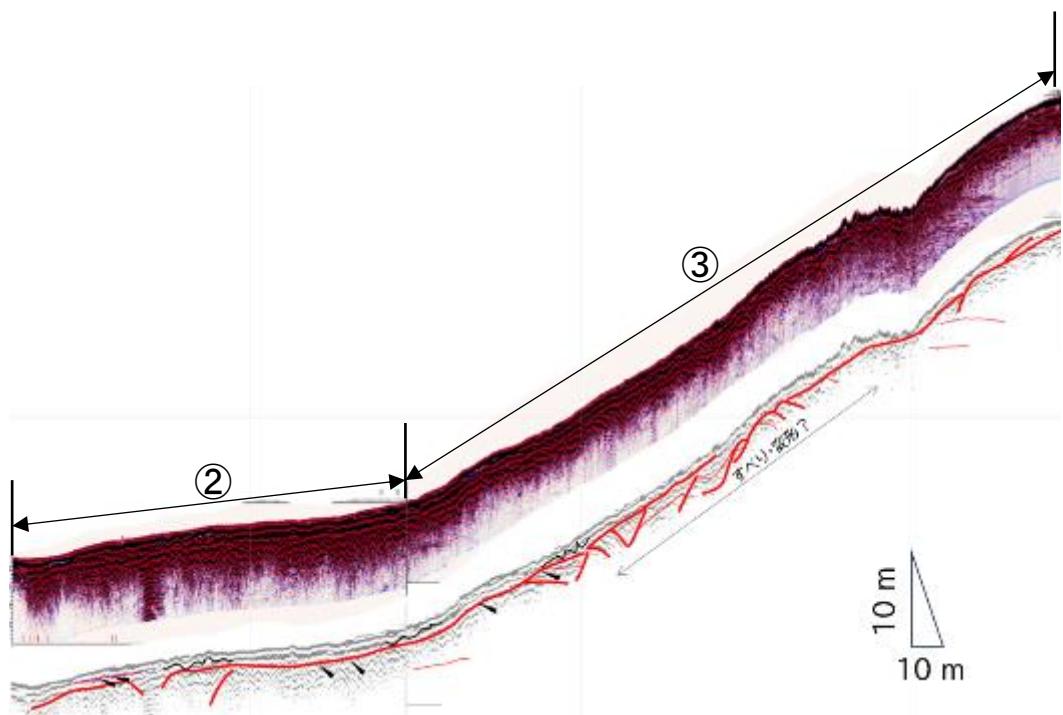
四角の枠は図資料 3.4-6 の範囲。

接合関係から、段丘礫を開析した谷地形を埋積した谷埋・斜面堆積物が斜面下部に分布していることが推定される(図資料 3.4-6)。斜面中部の堆積物は、基本的に斜面に平行な反射面が連続して存在するが、褶曲構造や反射面が上位の反射面の底面に斜めに接合する不連続な構造が認められる。(図資料 3.4-7、-8、-9)。



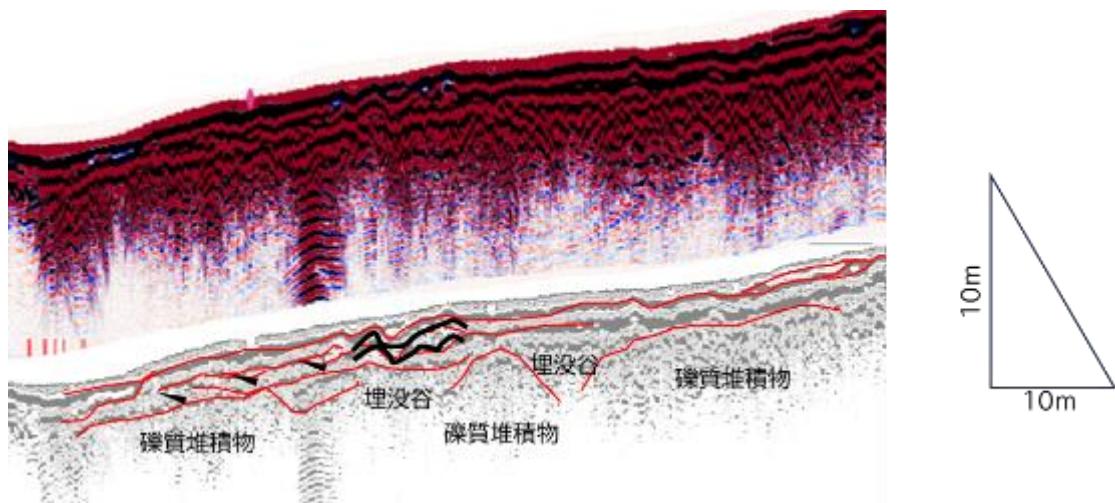
図資料 3.4-6 測線位置図(上段)および測線①GPR 探査記録(中段)と解釈図(下段)

段丘礫、火山灰層を開析した谷を埋積した堆積物が認められる。



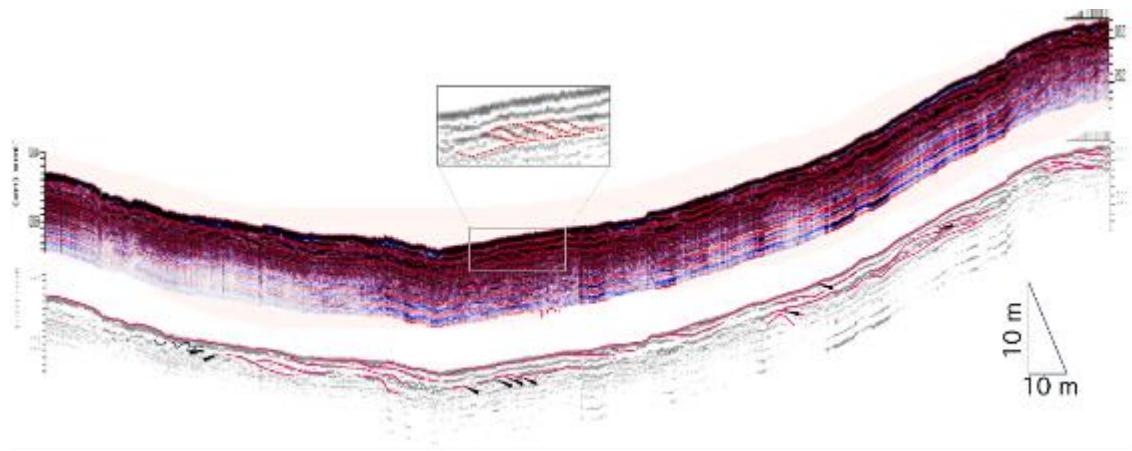
図資料 3.4-7 測線②～③の GPR 探査記録(測線は図資料 3.4-5 を参照)

斜面堆積物に褶曲(解釈図中の黒線)やスラストと推定される反射端が斜め上に向かって上位の反射面に接する構造(黒三角)、変形を伴うすべりと解釈される構造が認められる。



図資料 3.4-8 測線②の GPR 探査記録(測線は図資料 3.4-5 を参照)

上図の左側部分(斜面下部)の探査結果の拡大図



図資料 3.4-9 測線④の GPR 探査記録(測線は図資料 3.4-5 を参照)

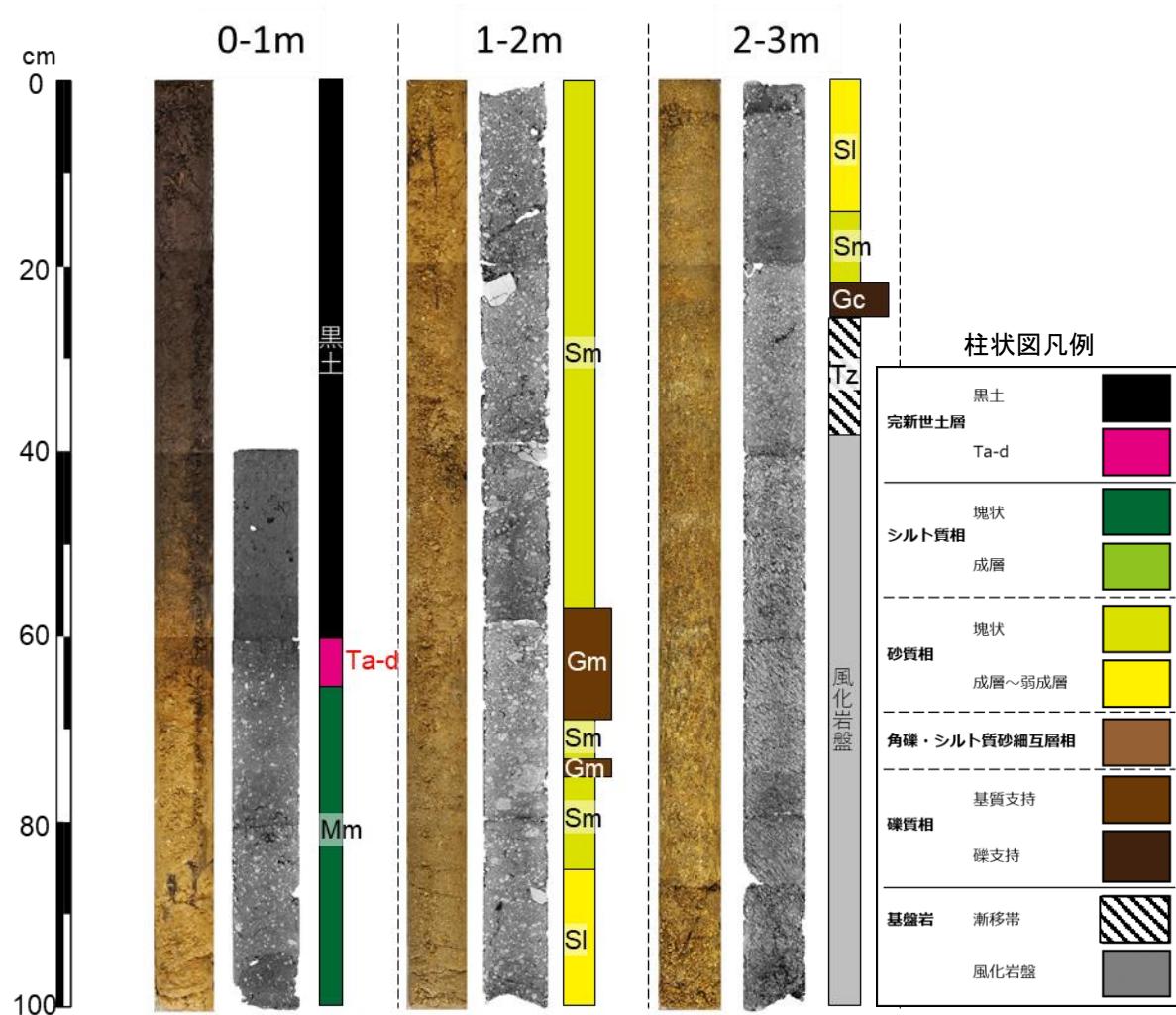
斜面堆積物に褶曲やスラストと推定される構造(黒三角)、覆瓦状構造(拡大部分)が認められる。

資料 3.5 ボーリング資料

本プロジェクトで実施した各地のボーリングのコア写真、CT 画像、および層相区分柱状図を掲載する。これらの掘削地の基盤地質は、花崗岩類(3.5.1~2)、片麻岩(3.5.3)、片岩(3.5.4)、火碎岩(3.5.5)、泥岩(3.5.6)で、いずれも高品質ボーリングにより得られたボーリングコアである。なお、ボーリング調査の検討～コア観察の手順についてはマニュアル本編の第 5 章 6 節、CT 画像の供試体作成～撮影の手順については第 5 章 7 節のとおり実施した。堆積物の層相の詳細については、資料集第 3 章の 3.1～3.4 節を参照。

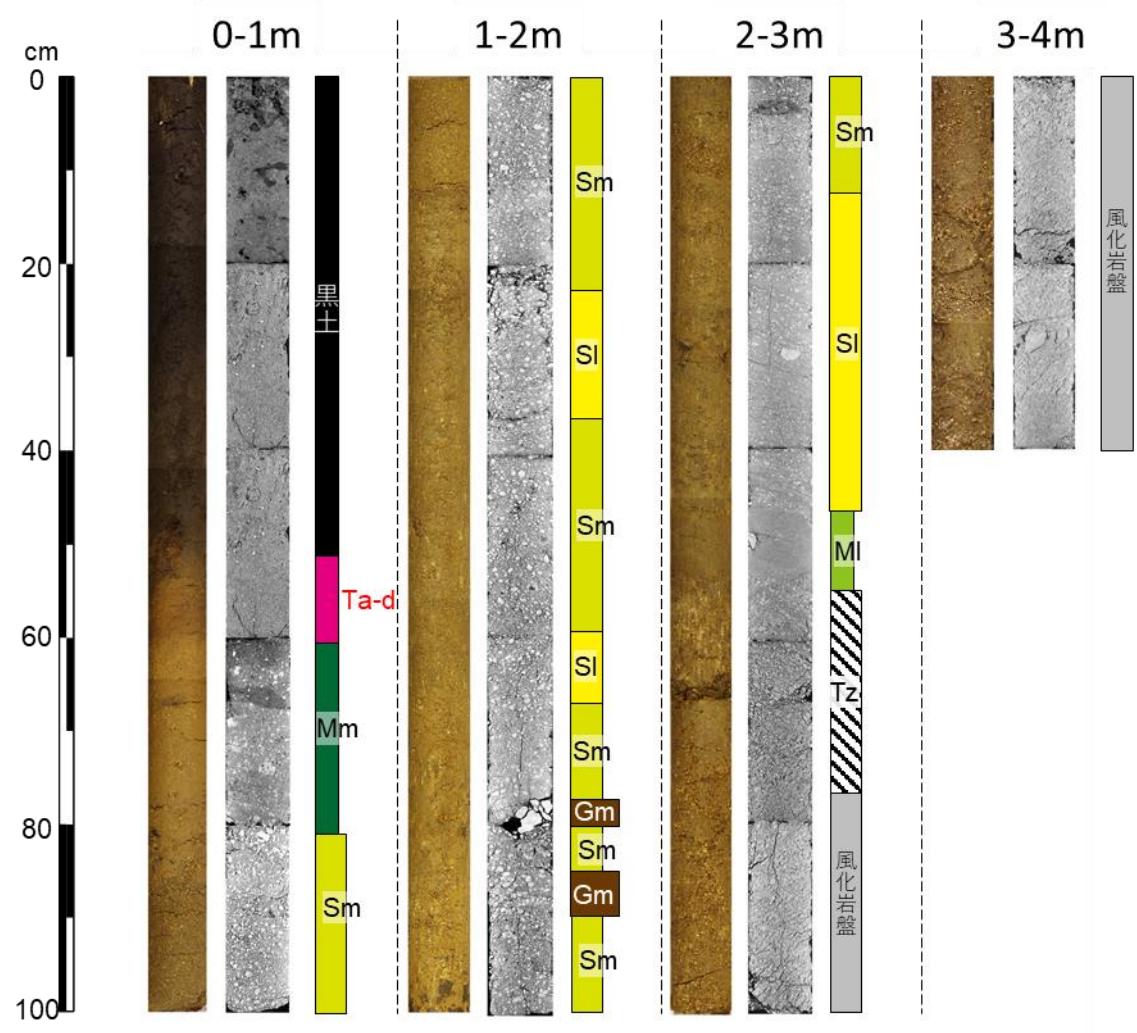
3.5.1 ボーリング調査結果の例(日高町日勝峠(花崗岩類))

日勝峠で実施したボーリング 4 本について、斜面の上方から下方に向かって図資料 3.5-1～4 に示す。



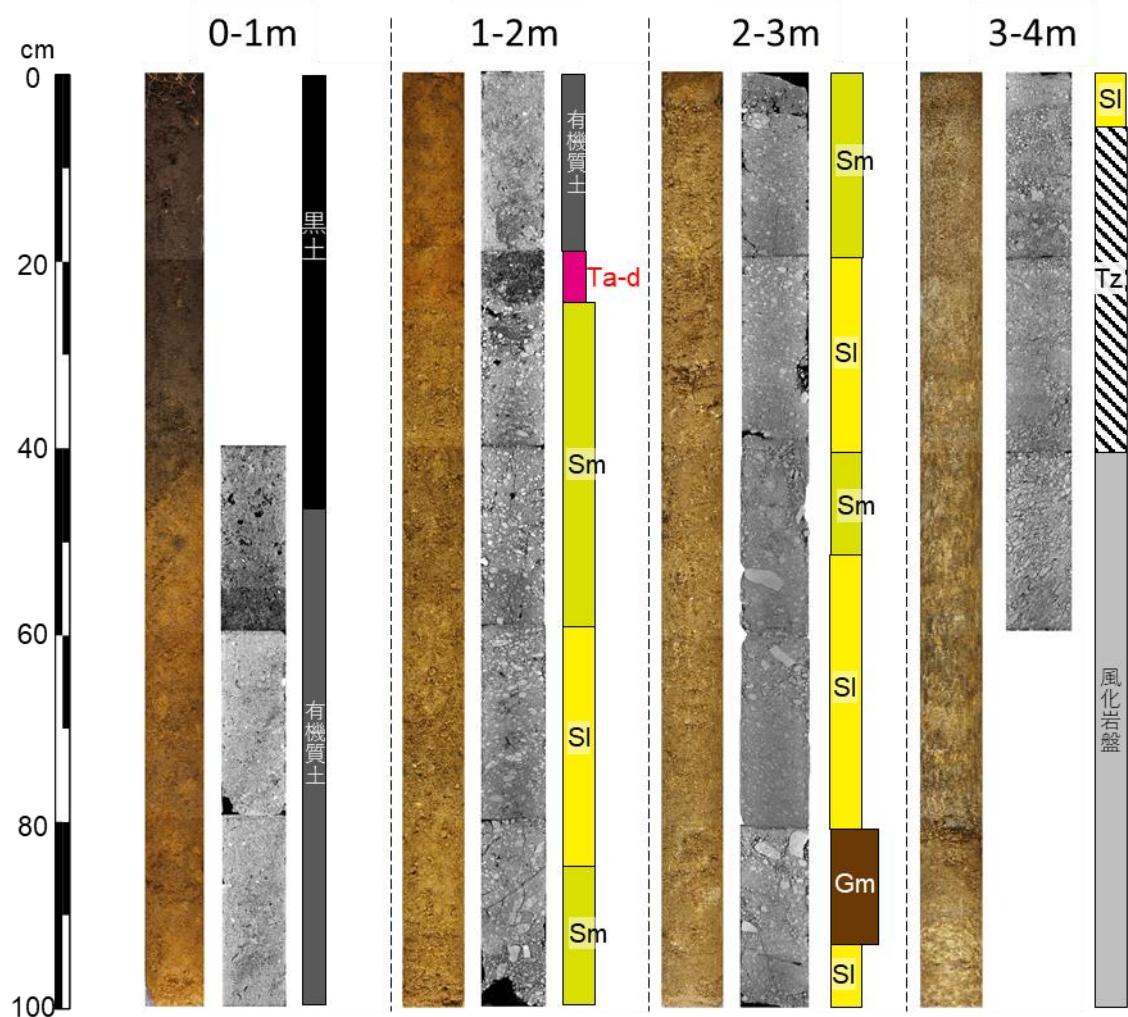
図資料 3.5-1 花崗岩類分布地域(日勝峠; NS-BR-04)における高品質ボーリングコア写真、
CT 画像、および層相区分 ボーリング地点については図資料 3.1-2A、3.1-14
を参照

3.5.1 ボーリング調査結果の例(日高町日勝峠(花崗岩類))



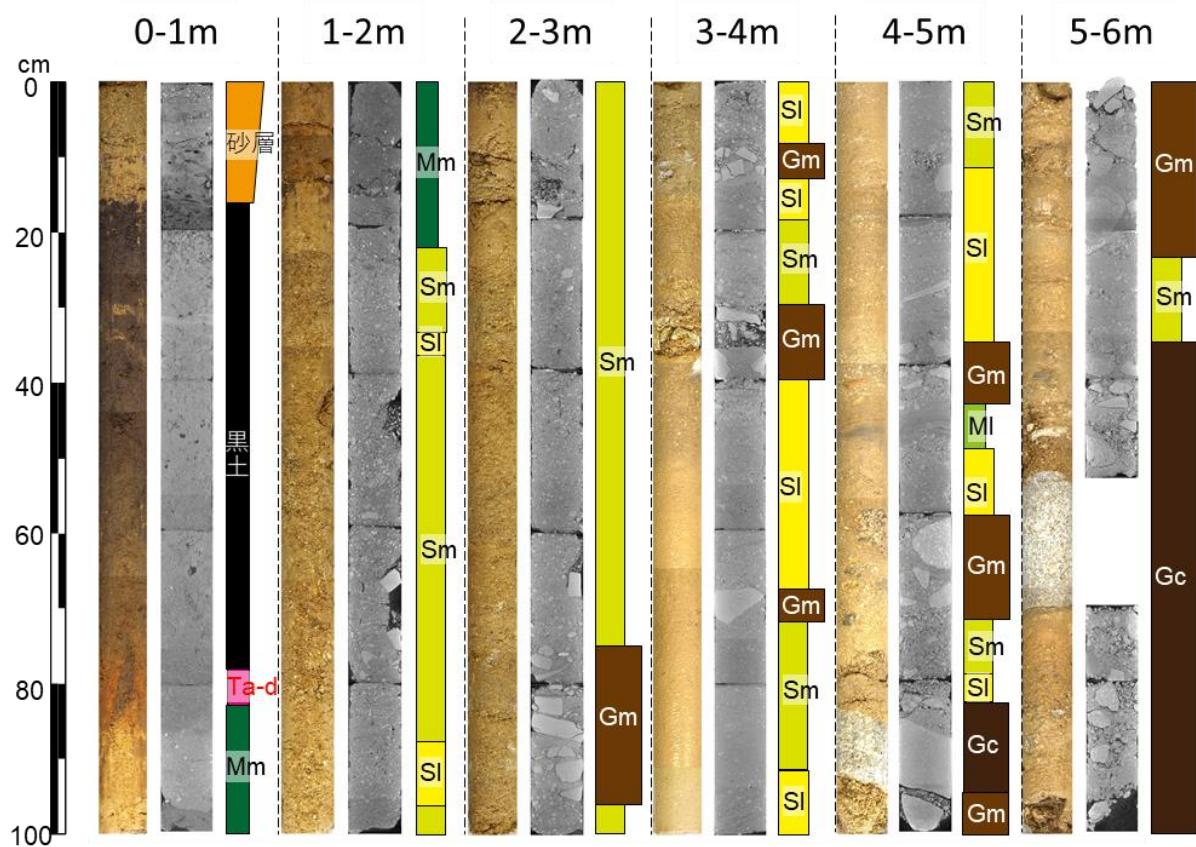
図資料 3.5-2 花崗岩類分布地域(日勝峠; NS-BR-03)における高品質ボーリングコア写真、
CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1 を、ボーリング地点
については図資料 3.1-2A、3.1-14 を参照

3.5.1 ボーリング調査結果の例(日高町日勝峠(花崗岩類))



図資料 3.5-3 花崗岩類分布地域(日勝峠; NS-BR-02)における高品質ボーリングコア写真、
CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1 を、ボーリング地点
については図資料 3.1-2A、3.1-14 を参照

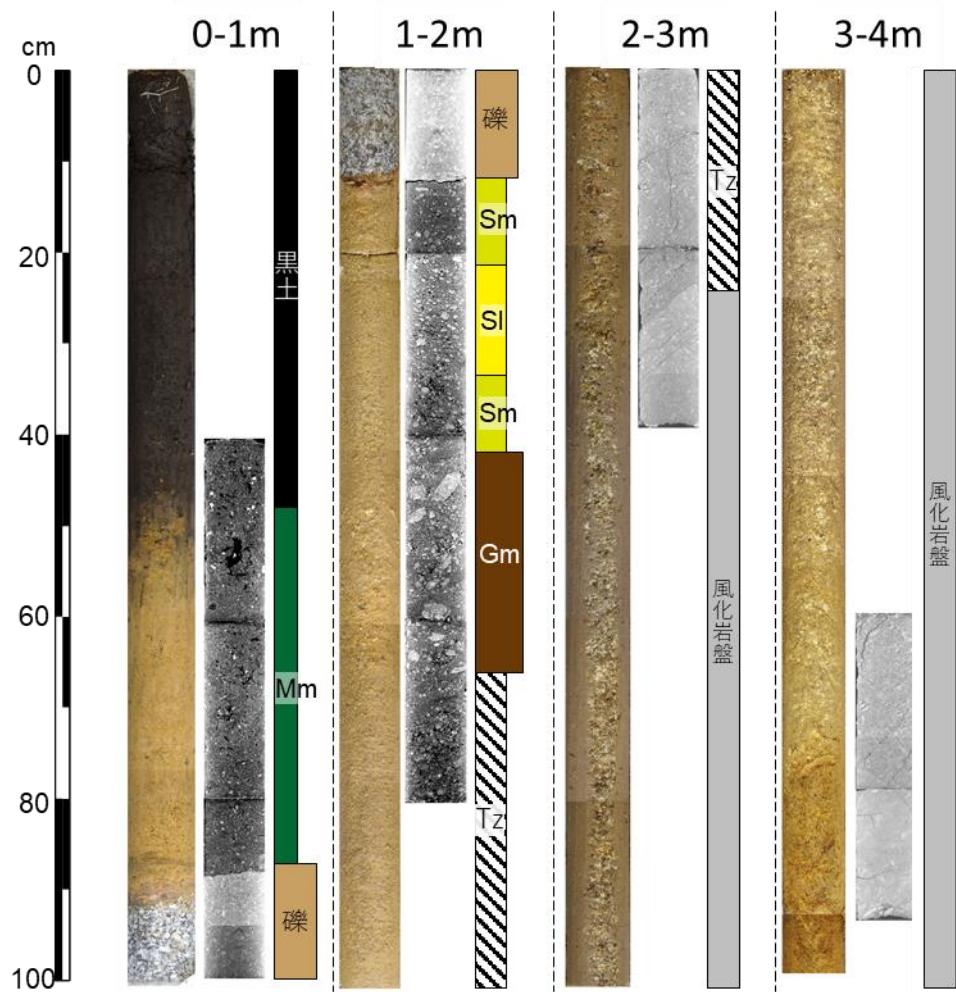
3.5.1 ボーリング調査結果の例(日高町日勝峠(花崗岩類))



図資料 3.5-4 花崗岩類分布地域(日勝峠; NS-BR-01)における高品質ボーリングコア写真、CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1 を、ボーリング地点については図資料 3.1-2A、3.1-14 を参照

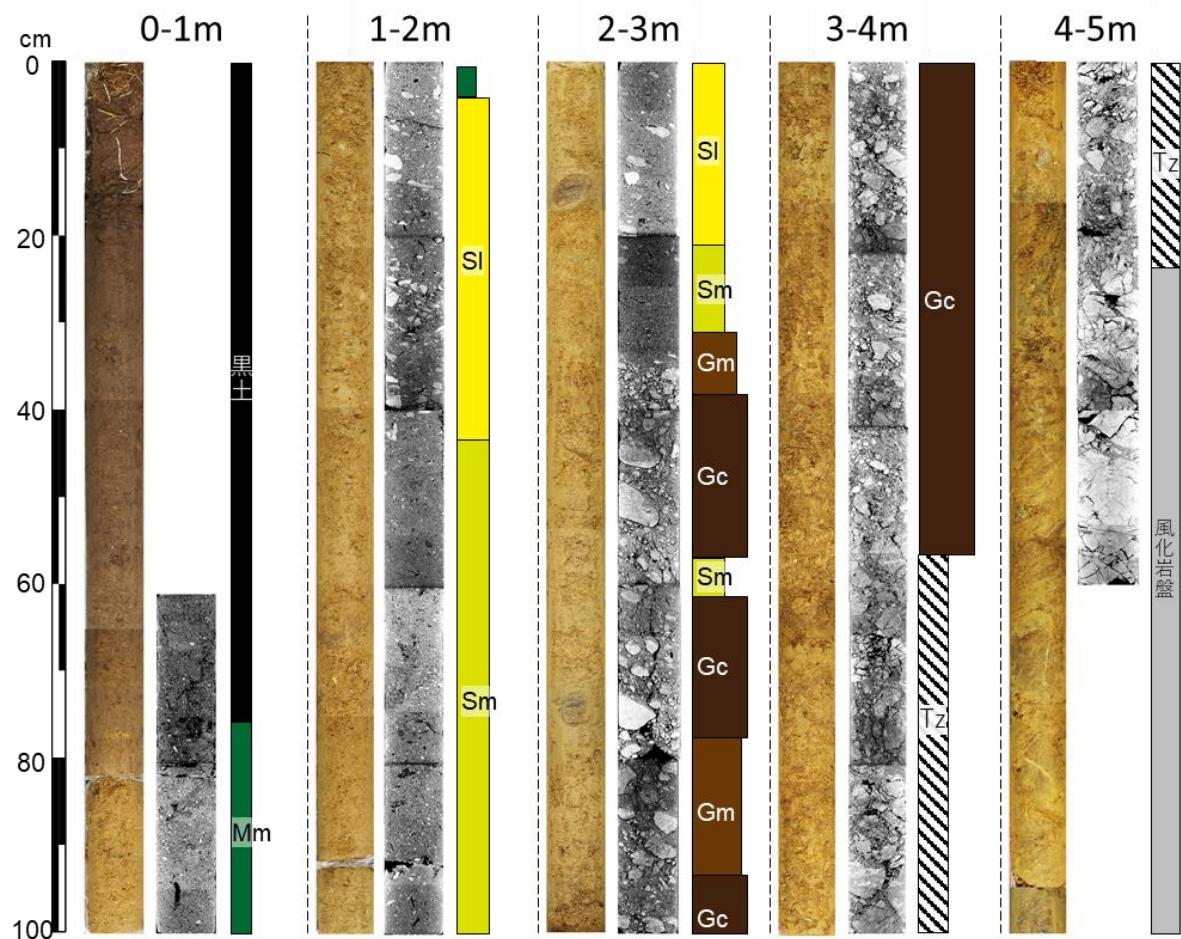
この地点は周氷河斜面直下の谷底面に位置し、河川成の堆積物を挟む。最上位の砂層は 2016 年豪雨時の土砂流堆積物

3.5.2 ボーリング調査結果の例(南富良野町串内東(花崗岩類))



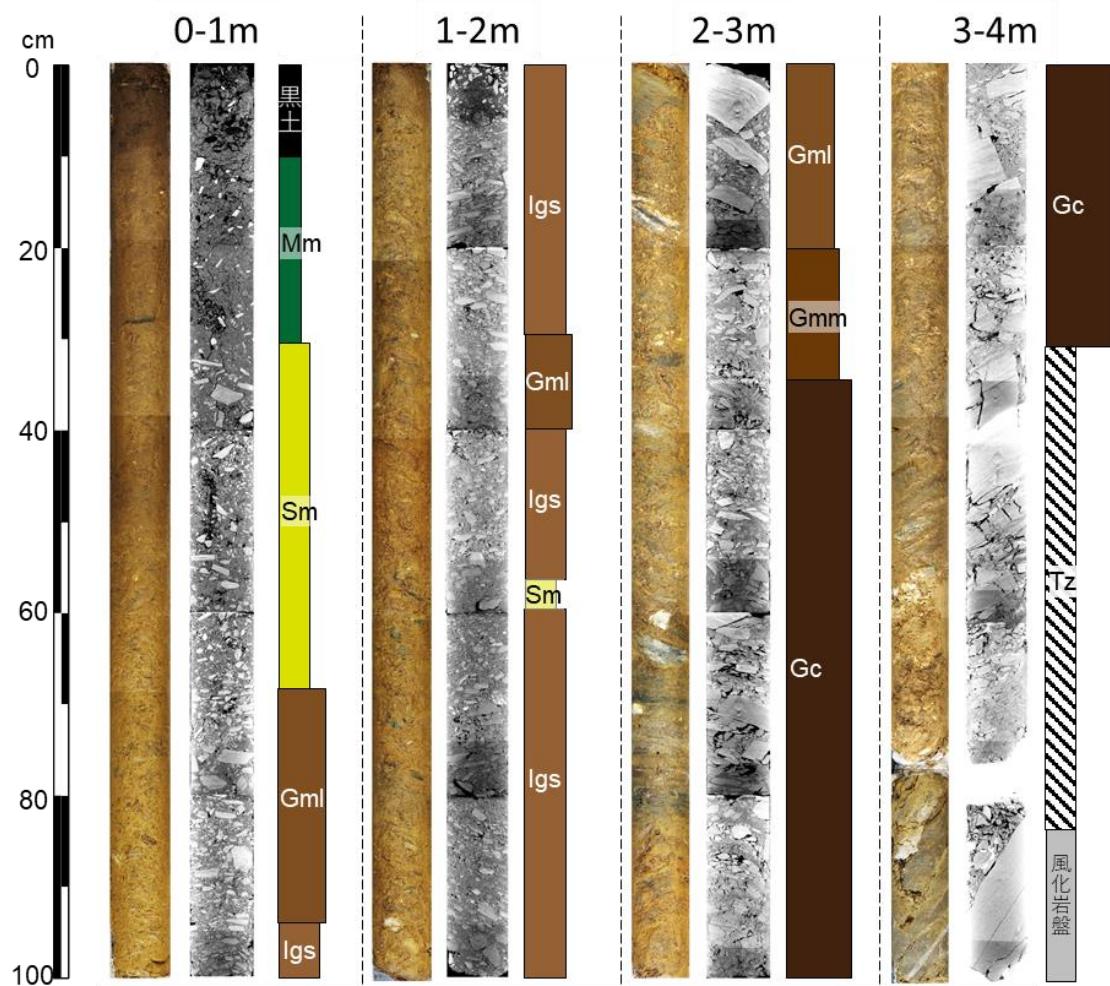
図資料 3.5-5 花崗岩類分布地域(南富良野市落合; KN-BR-01)における高品質ボーリングコア写真、CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1、ボーリング地点については図資料 3.1-2B を参照

3.5.3 ボーリング調査結果の例(南富良野町串内北(片麻岩))



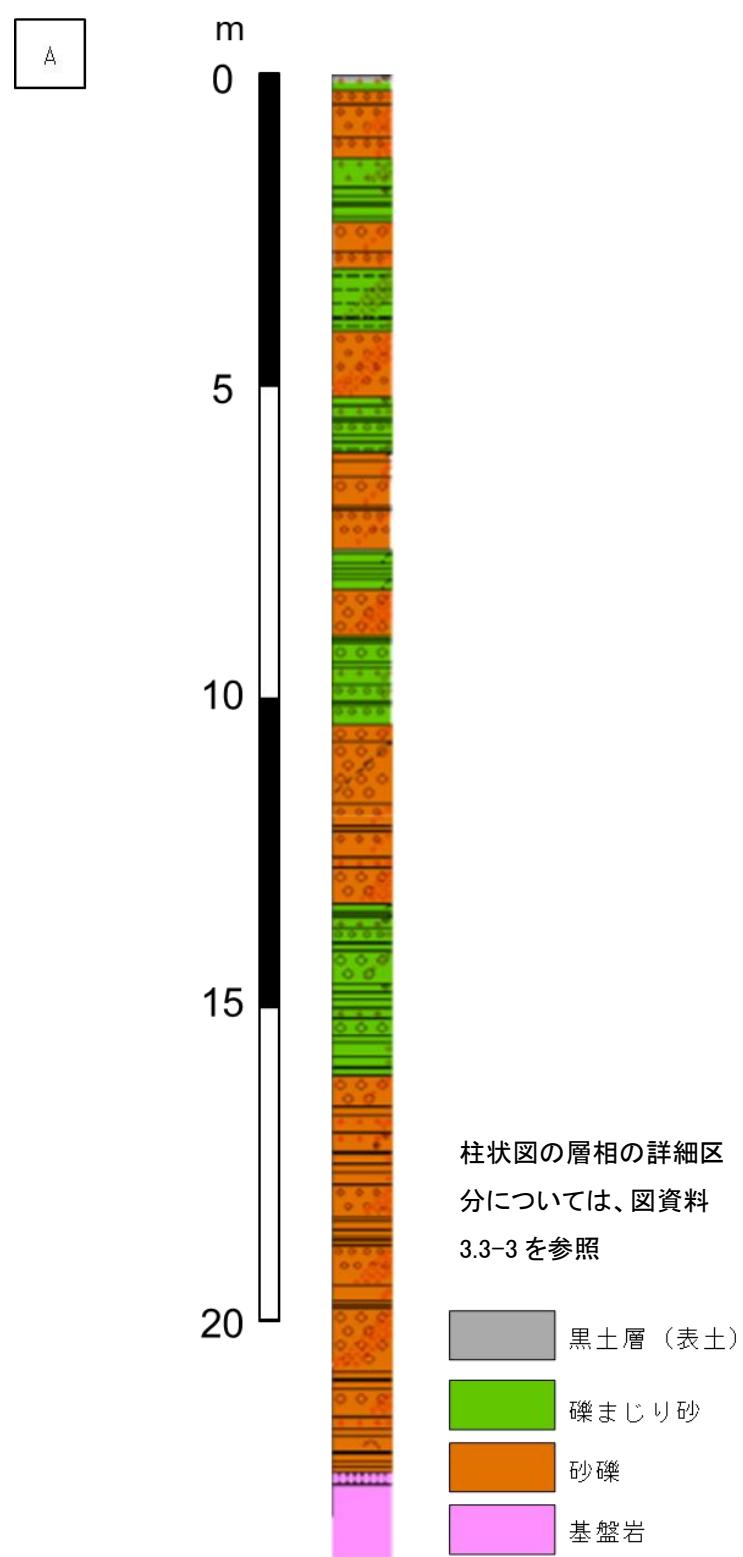
図資料 3.5-6 片麻岩分布地域(南富良野市落合; KN-BR-02)における高品質ボーリングコア写真、
CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1、ボーリング地点について
は図資料 3.1-2C を参照

3.5.4 ボーリング調査結果の例(南富良野町落合(片岩))



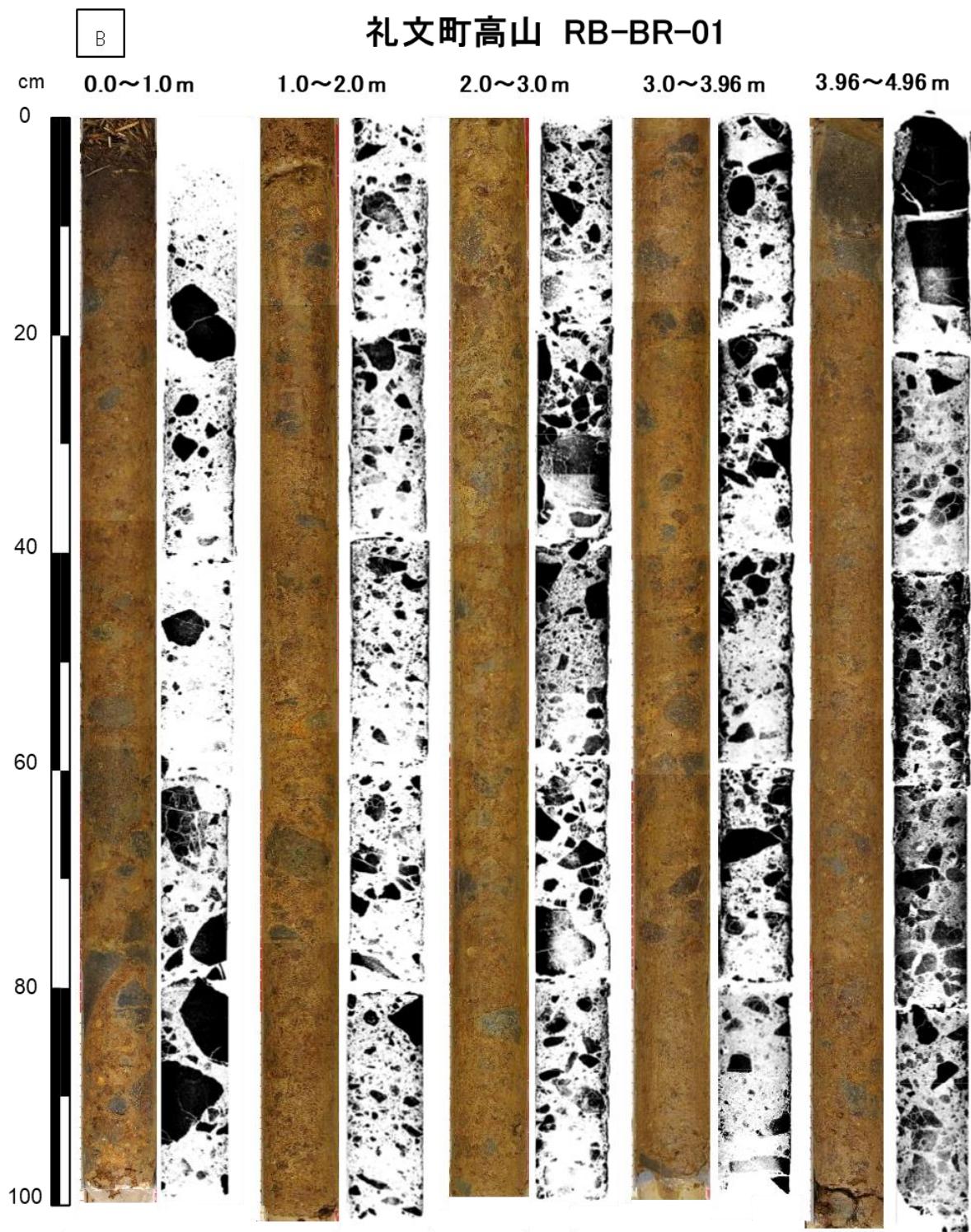
図資料 3.5-7 片岩(南富良野町落合;OC-BR-01)における高品質ボーリングコア写真、CT 画像、および層相区分 柱状図の凡例は図資料 3.5-1、ボーリング地点については図資料 3.2-1 を参照

3.5.5 ボーリング調査結果の例(礼文町高山(火碎岩))



図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山; RB-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例

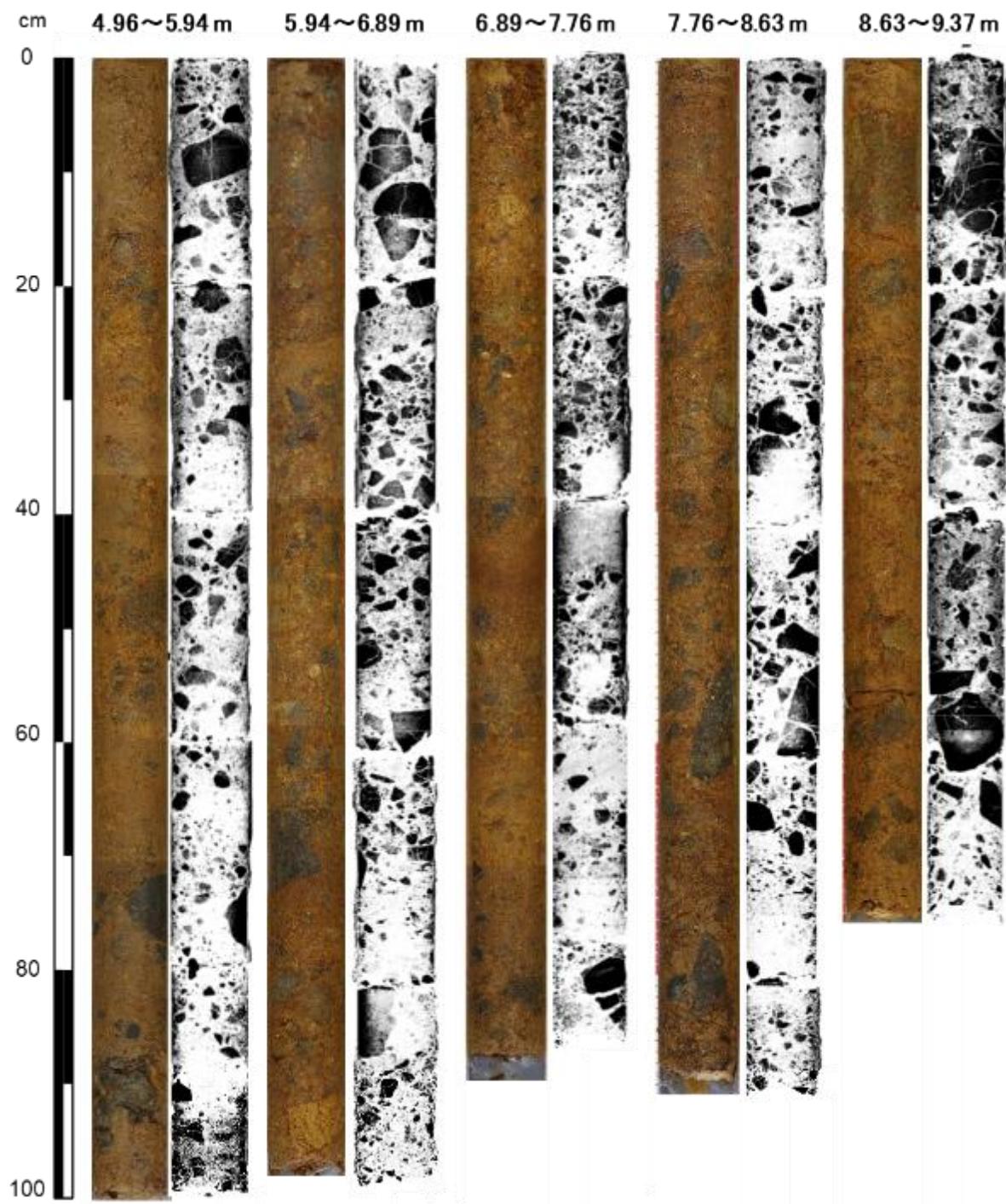
(A)柱状図、(B)高品質ボーリングコア写真およびCT画像(色調反転)(次頁以降)。ボーリング地点については図資料 3.3-1 を参照



図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山;RB-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例

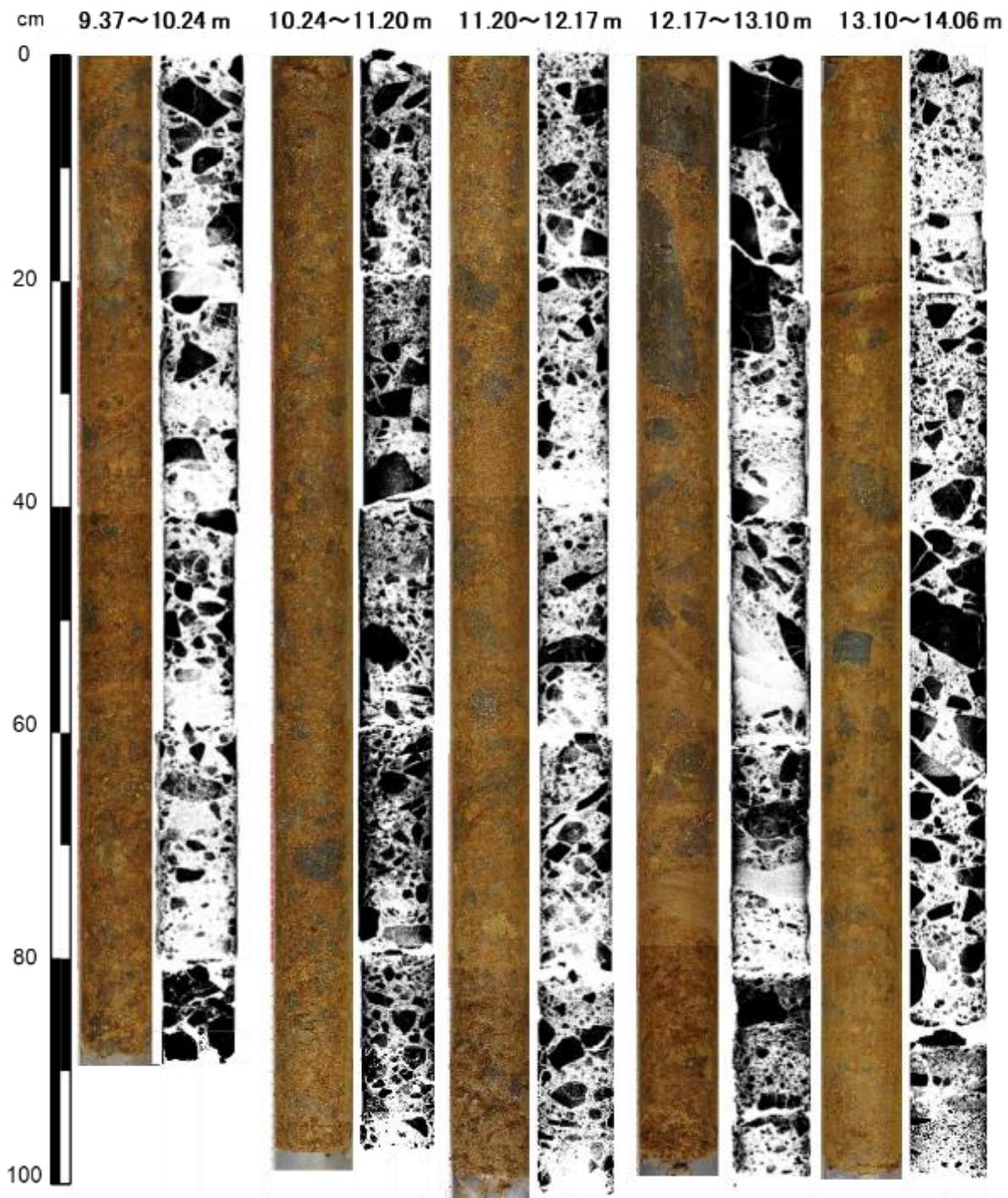
(B)高品質ボーリングコア写真および CT 画像。

礼文町高山 RB-BR-01



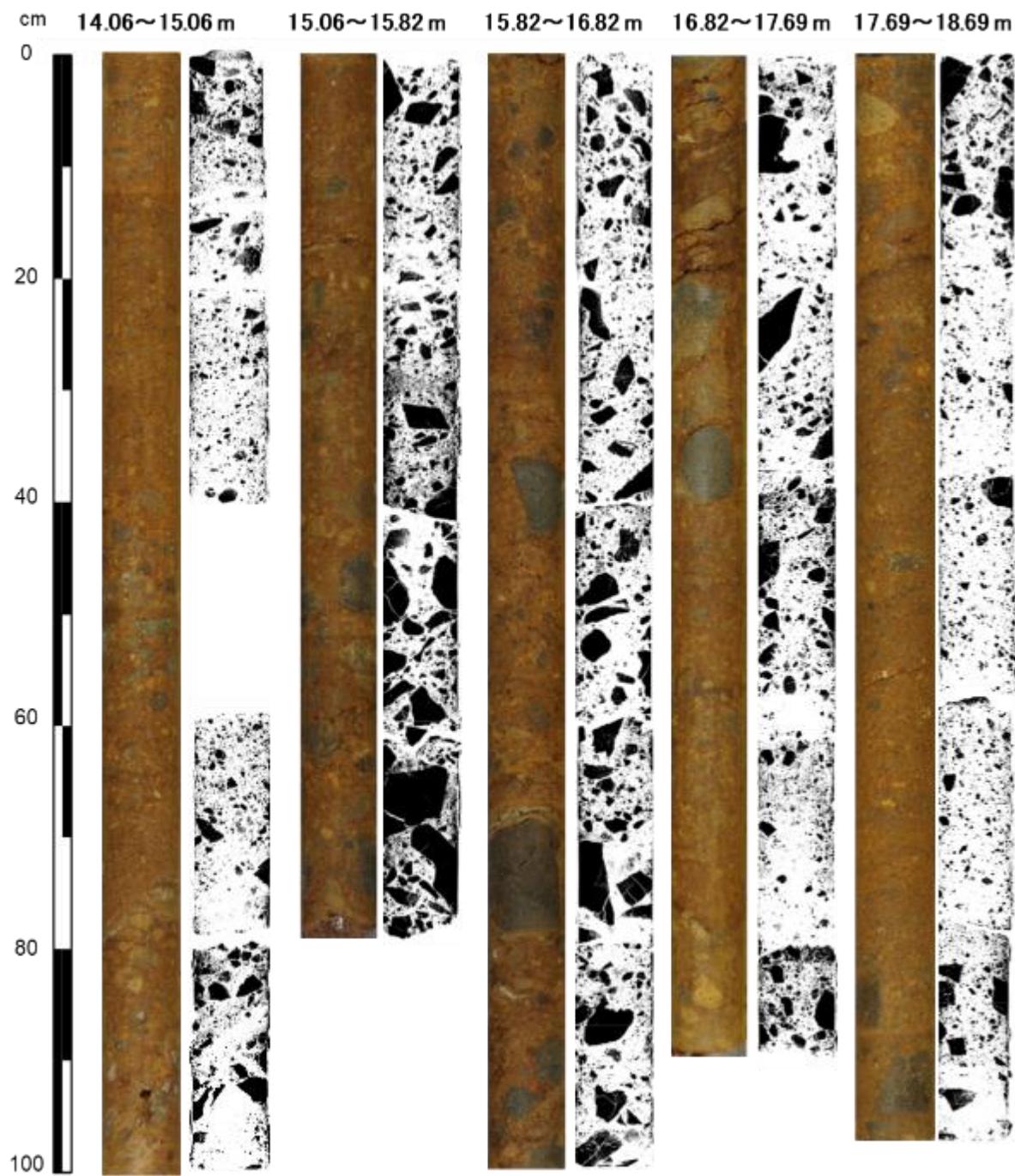
図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山;RB-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例
(B)高品質ボーリングコア写真および CT 画像(続き)。

礼文町高山 RB-BR-01



図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山;RB-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例
(B)高品質ボーリングコア写真および CT 画像(続き)。

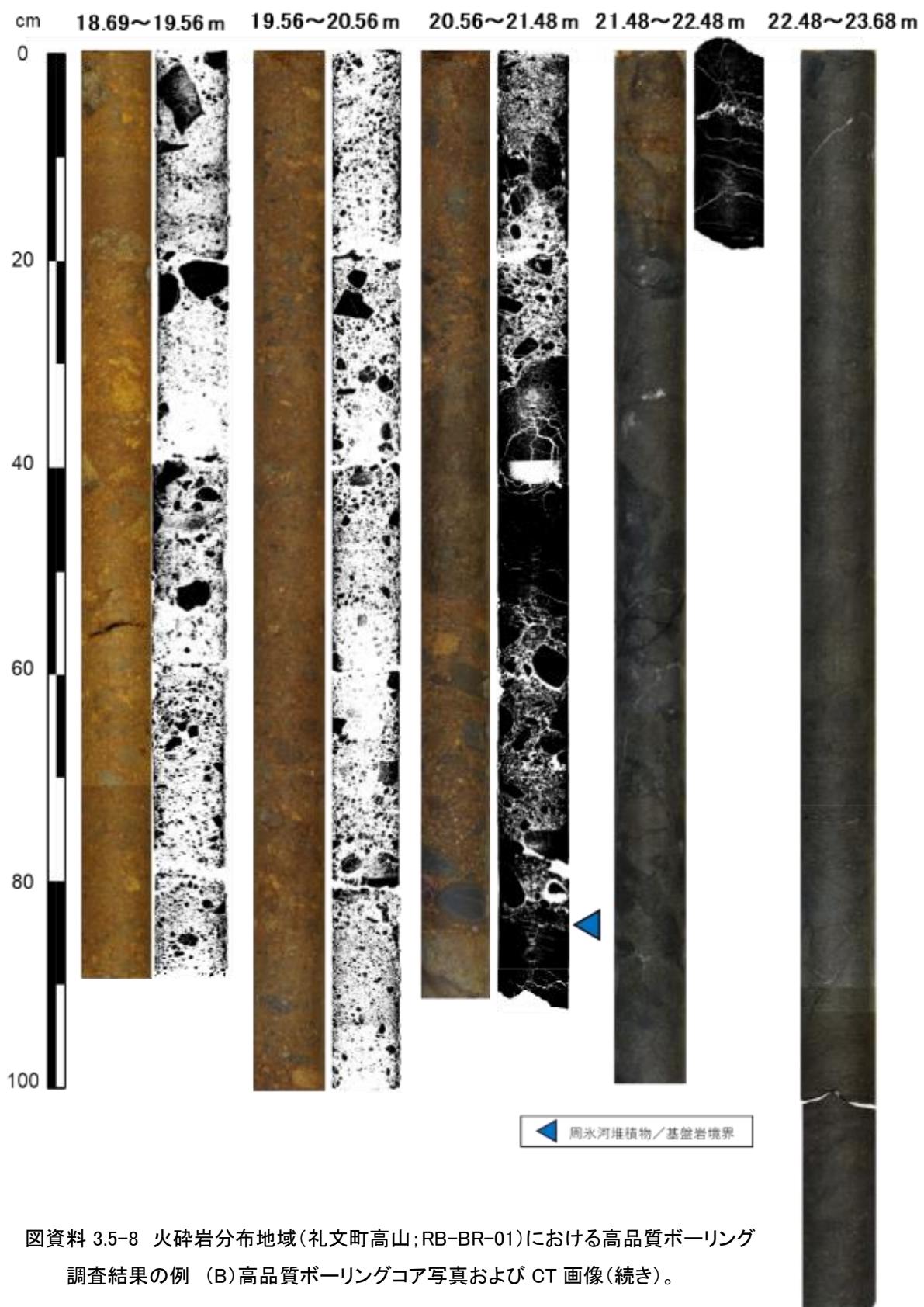
礼文町高山 RB-BR-01



図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山; RB-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例

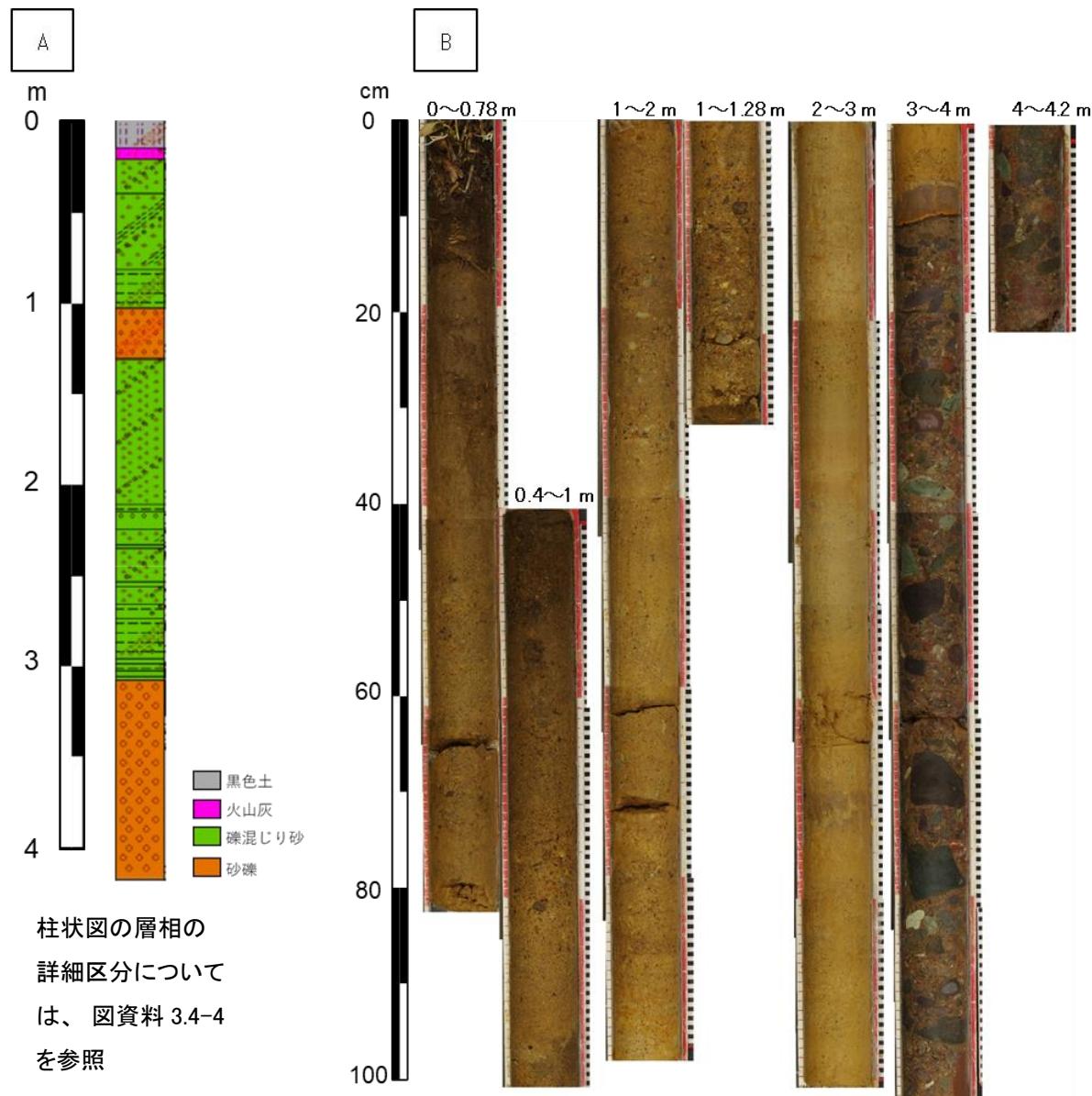
(B)高品質ボーリングコア写真および CT 画像(続き)。

礼文町高山 RB-BR-01



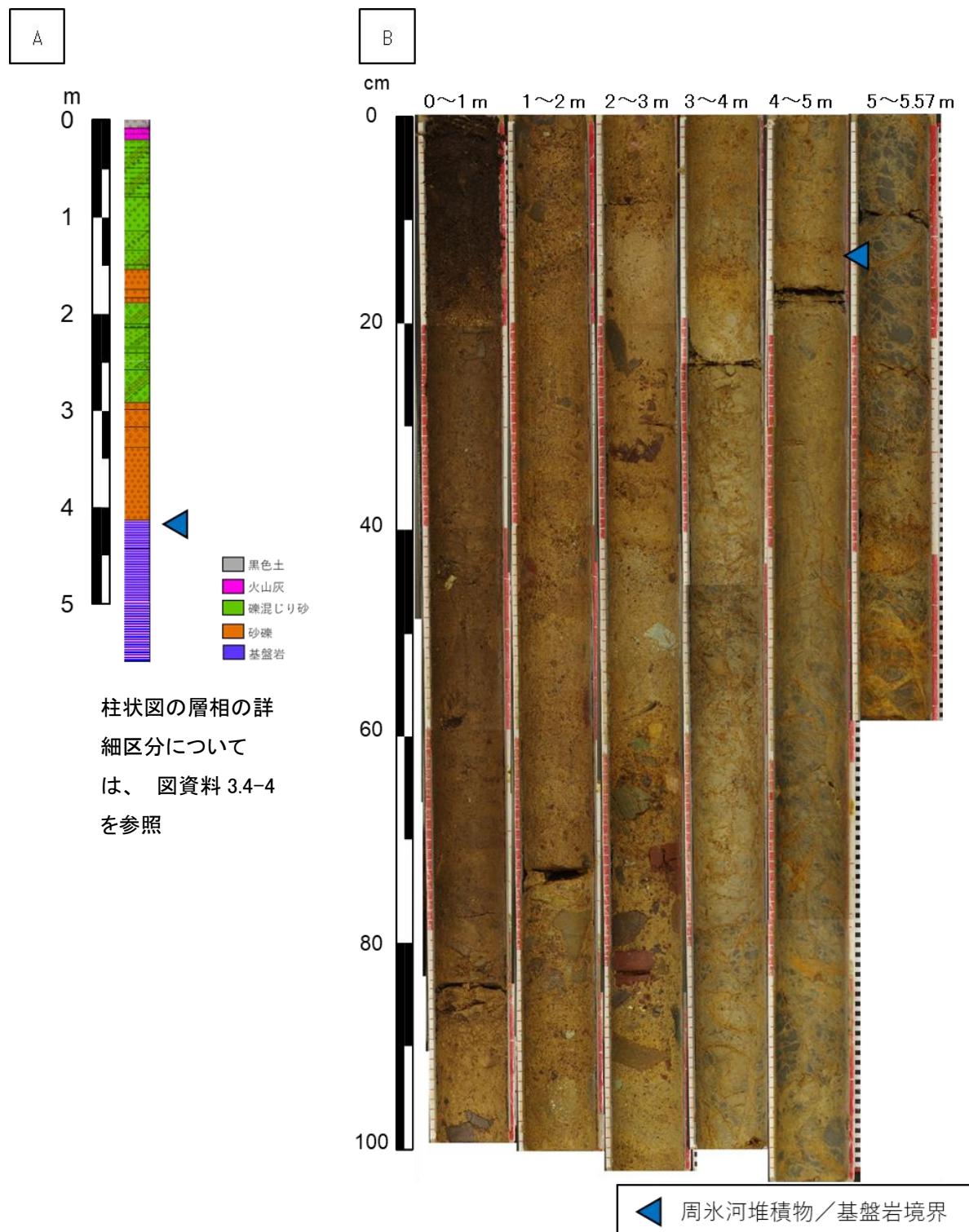
図資料 3.5-8 火碎岩分布地域(礼文町高山; RB-BR-01)における高品質ボーリング
調査結果の例 (B)高品質ボーリングコア写真および CT 画像(続き)。

3.5.6 ボーリング調査結果の例(日高三和(泥岩))

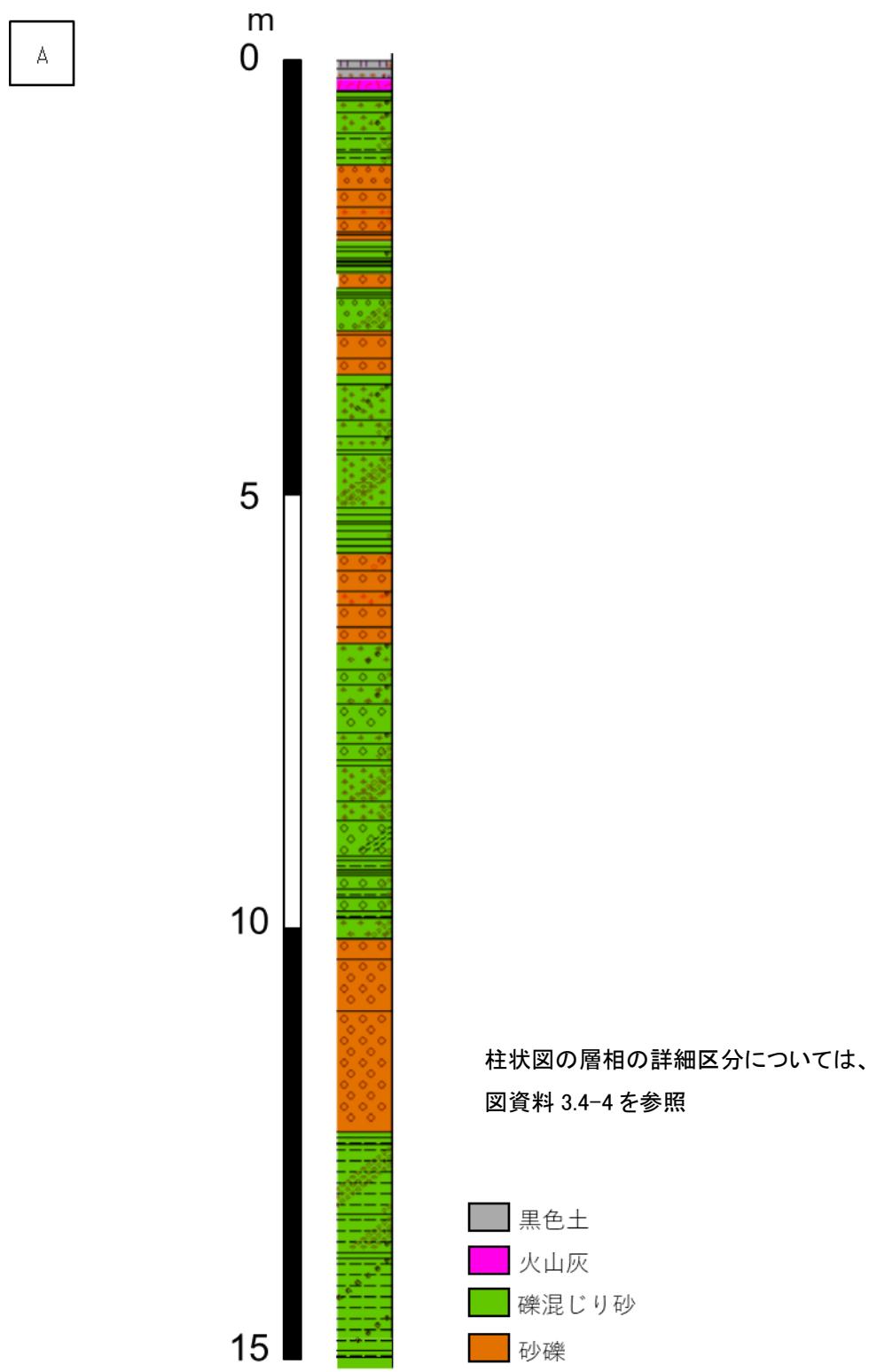


図資料 3.5-9 泥岩分布地域(日高町三和;MW-BR-01)における高品質ボーリング調査結果の例

(A)柱状図、(B)高品質ボーリングコア写真。ボーリング地点については図資料 3.4-1 を参照



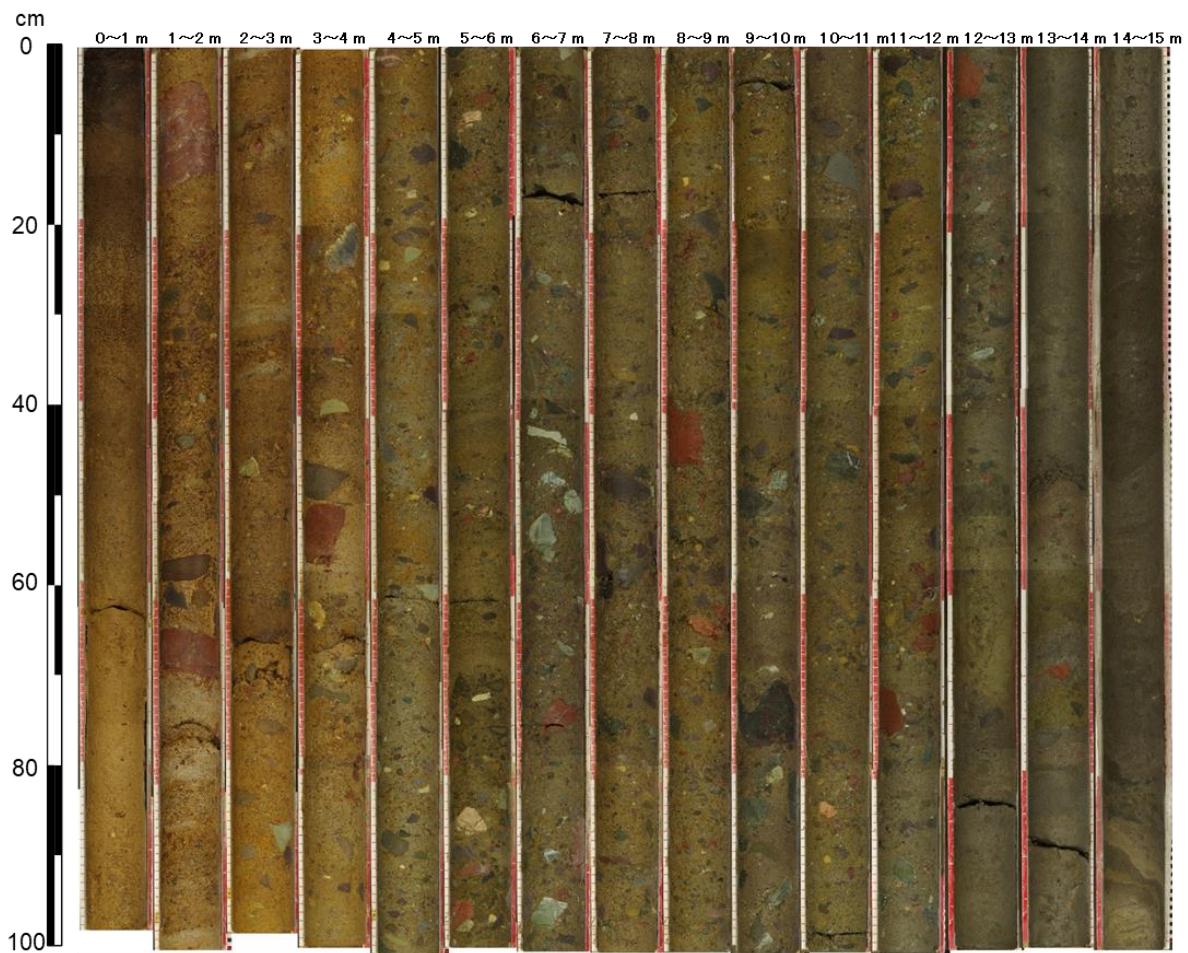
図資料 3.5-10 泥岩分布地域(日高町三和;MW-BR-02)における高品質ボーリング調査結果の例
(A)柱状図、(B)高品質ボーリングコア写真 ボーリング地点については図資料 3.4-1 を参照



図資料 3.5-11 泥岩分布地域(日高町三和; MW-BR-03)における高品質ボーリング調査結果の例

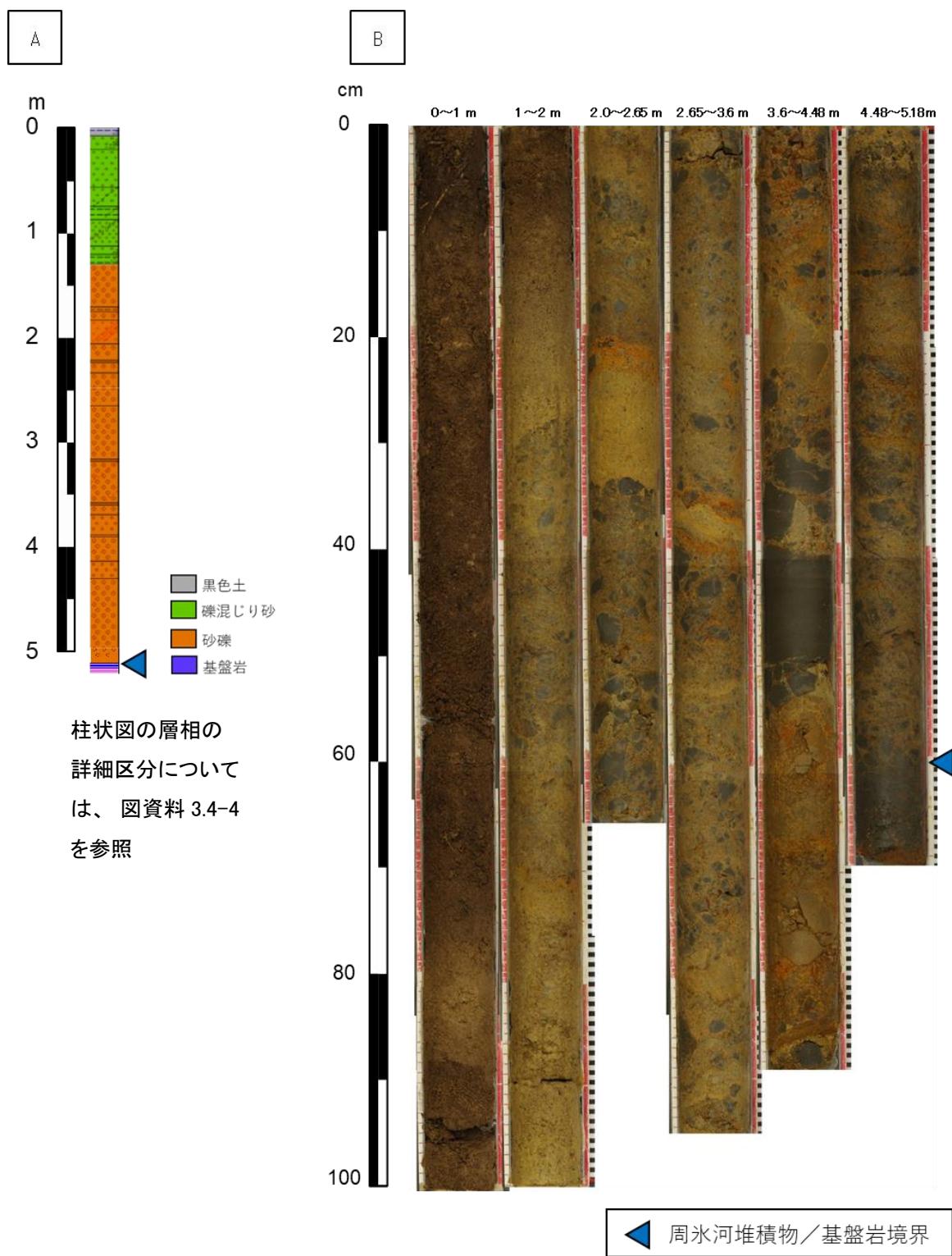
(A)柱状図、(B)高品質ボーリングコア写真(次頁) ボーリング地点については図資料 3.4-1 を参照

B



図資料 3.5-11 泥岩分布地域(日高町三和;MW-BR-03)における高品質ボーリング調査結果の例

(B)高品質ボーリングコア写真 ボーリング地点については図資料 3.4-1 を参照

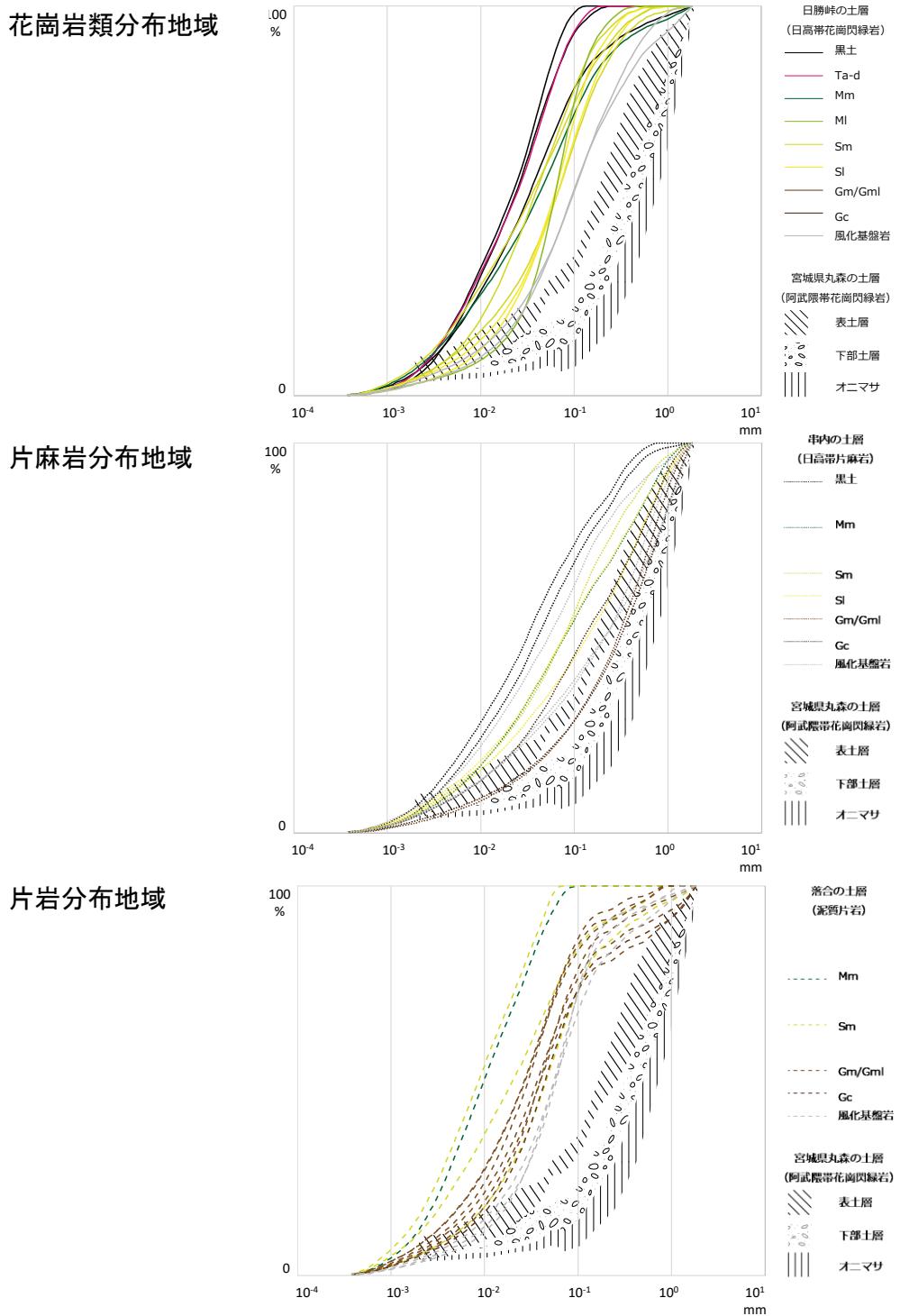


図資料 3.5-12 泥岩分布地域(日高町三和; MW-BR-04)における高品質ボーリング調査結果の例

(A)柱状図、(B)高品質ボーリングコア写真。ボーリング地点については図資料 3.4-1 を参照

第5章資料 室内試験結果と切土法崩壊危険性の検討・対応

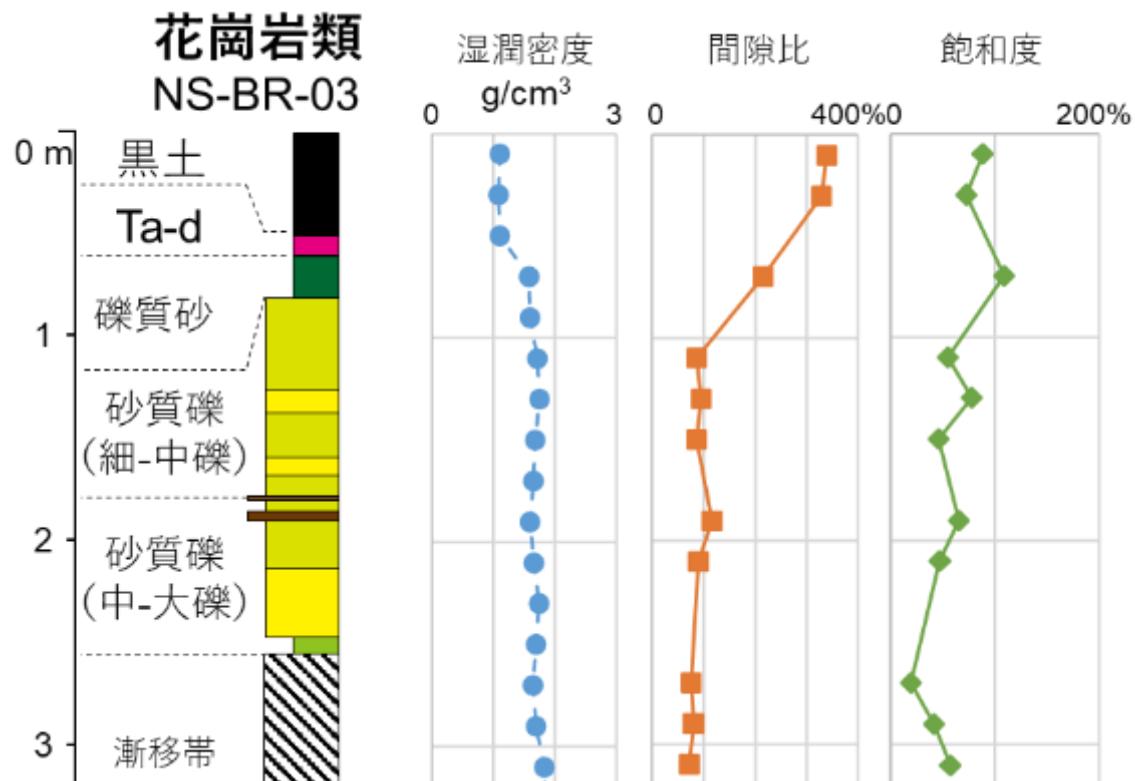
資料5.1 粒度組成



図資料 5-1 周氷河性斜面堆積物と本州の花崗閃綠岩分布域の土層(まさ土)との基質粒度分布の比較
(若月ほか, 2022 より編集)

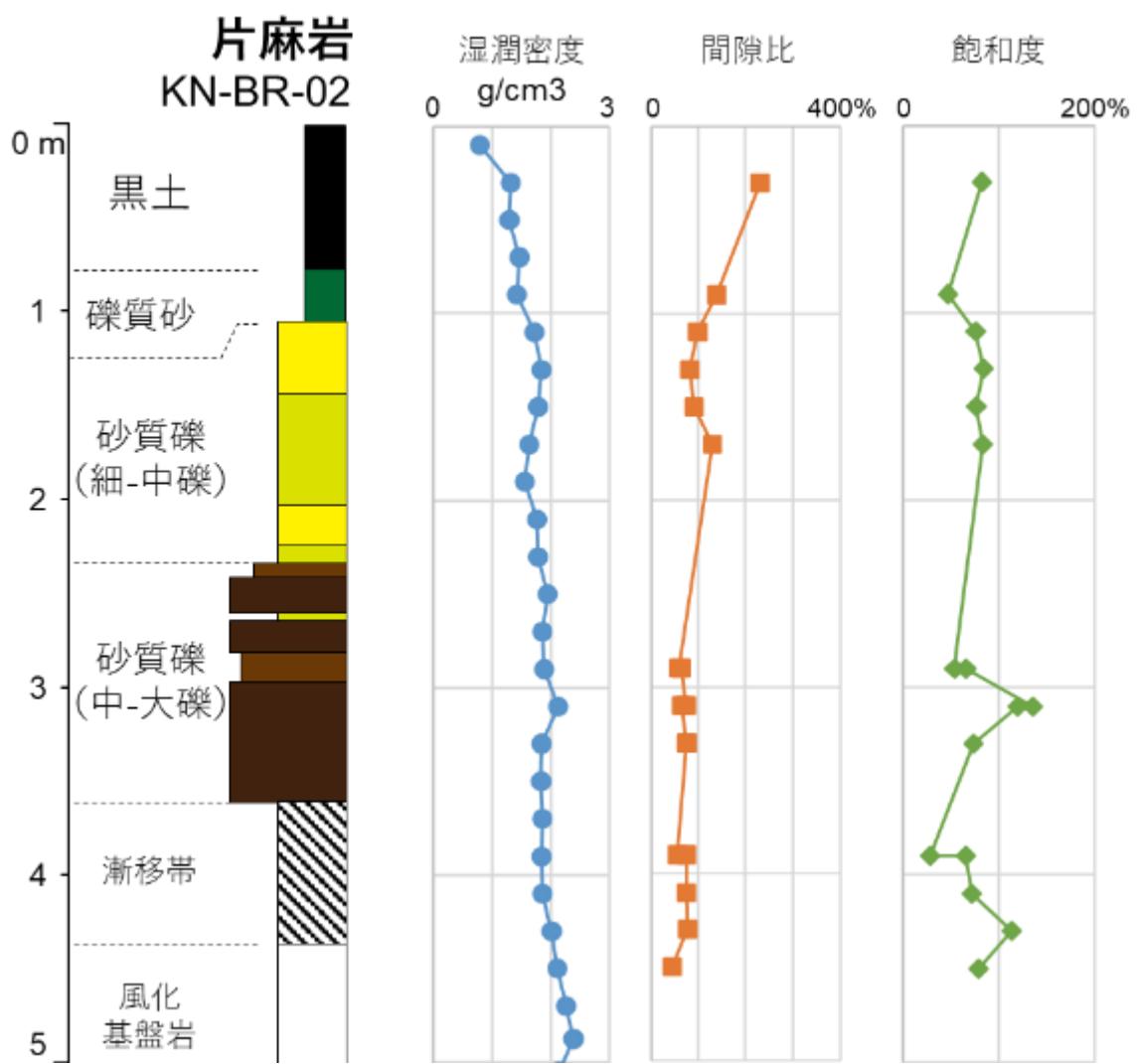
それぞれの基盤地質ごとに粒度分布は異なるが、マサ土にくらべ粘土・シルト画分が多く淘汰が悪い。周氷河堆積物は多くの場合、粘性土と砂質土との中間にあたる粒度分布となるため、その両者の性質を合わせ持つ。粘性土的に塑性変形も起こりうる一方で、砂質土的に水を多く含むと脆性的な破壊を起こすこともある。このような特殊な堆積物であることを考慮しながら、対策を検討する必要がある。

資料 5.2 濕潤密度・間隙比・飽和度

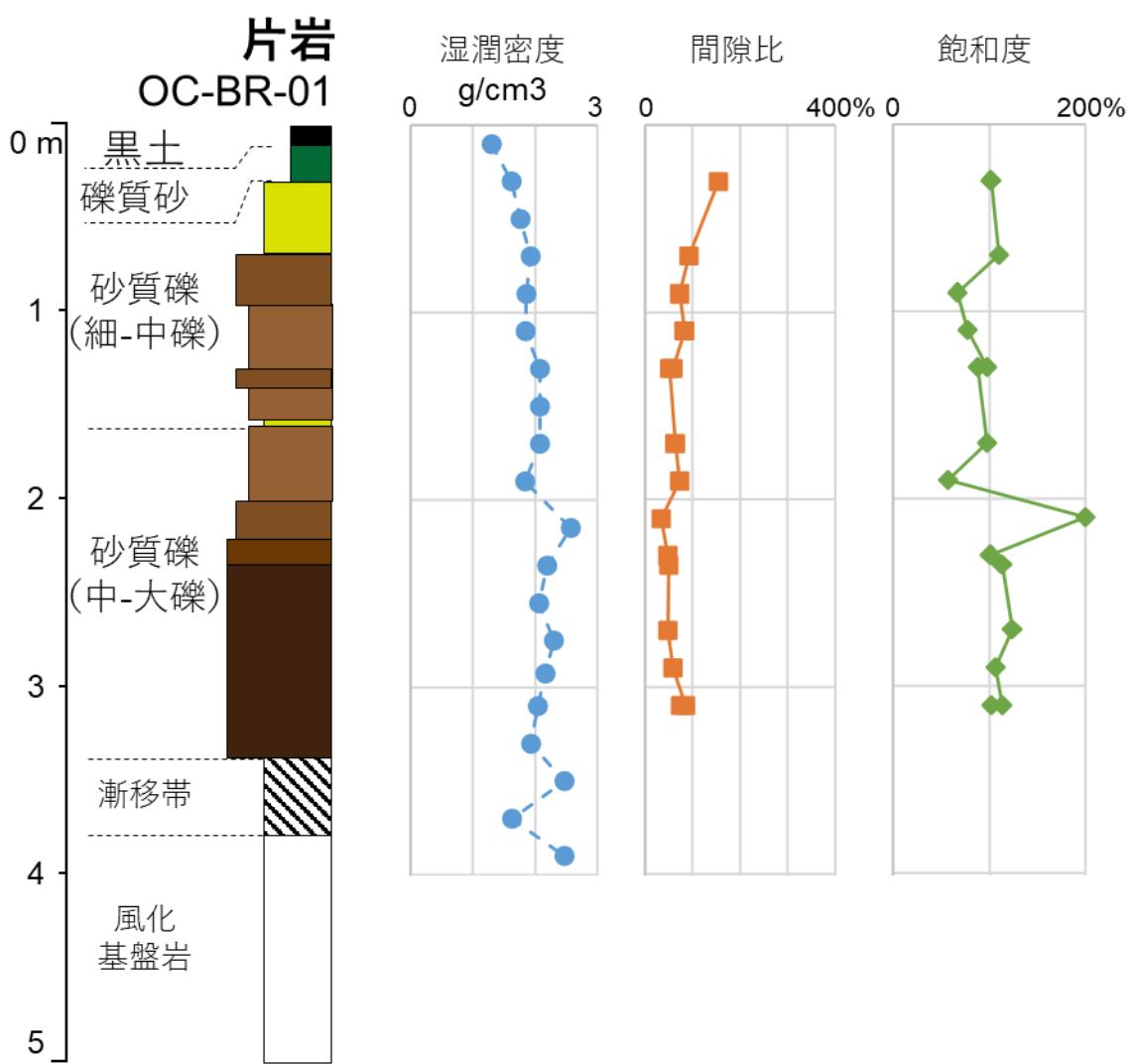


図資料 5-2a 花崗岩類における湿潤密度、間隙比および飽和度

間隙比は地盤の保水能および排水能を、飽和度は自然状態における保水能の余剰を示す。花崗岩類分布地域では、片麻岩分布地域(図資料 5-2b)や片岩分布地域(図資料 5-2c)よりも間隙比が大きい傾向があることから、土層の保水能と排水能が比較的大きいことが示される。一方飽和度は、花崗岩類分布地域では上方に向かい増大する傾向にあるが、片麻岩分布地域や片岩分布地域では上方に向かい減少する傾向にあることから、花崗岩類分布地域では土層の上部で保水能の余剰が少なく、片麻岩分布地域や片岩分布地域では土層の下部で保水能の余剰が少ない傾向にあることを示唆する。

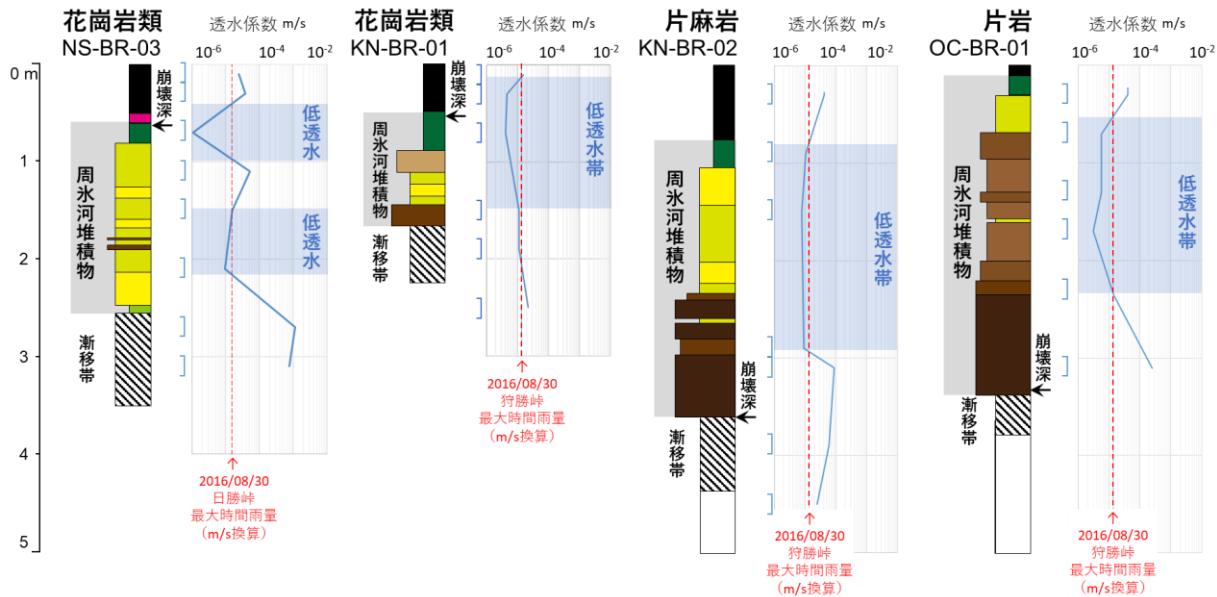


図資料 5-2b 片麻岩における湿润密度、间隙比および饱和度



図資料 5-2c 片岩における湿潤密度、間隙比および飽和度

資料 5.3 透水係数

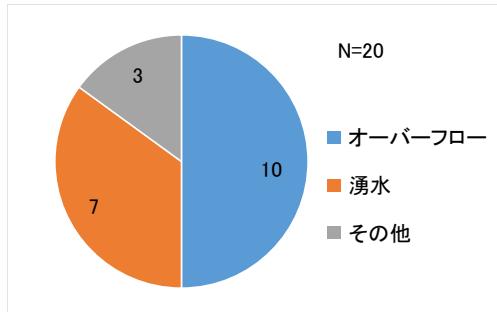


図資料 5-3 室内試験による飽和透水係数と 2016 年豪雨災害発生時の最大降雨強度の比較

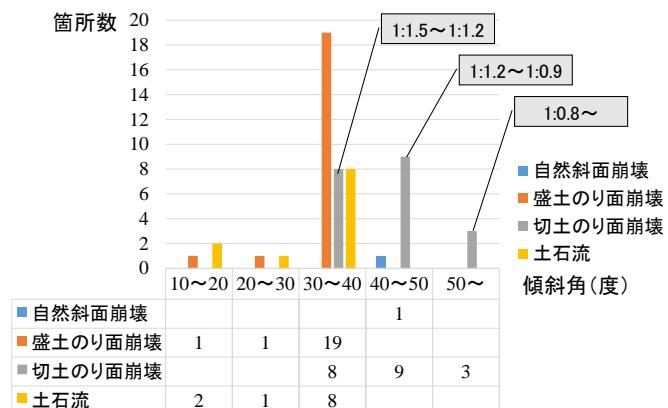
地盤内における水の挙動を推定する上で、透水係数は最も重要なパラメータとなる。ここでは、斜面地盤内における飽和透水係数の垂直変化および 2016 年豪雨災害発生時の最大降雨強度を示す。グラフ横軸の飽和透水係数と最大降雨強度は単位を同一 (m/s) にしている。透水係数が最大降雨強度よりも小さい層準では下方浸透が進まないため、側方浸透流が発生する。透水係数の極小値は、花崗岩類の分布地域では周氷河堆積物最上部にスパイク状に存在するが、片麻岩および片岩分布地域では周氷河堆積物の上部から中部にかけてなだらかに分布する。そのため、花崗岩類の分布地域では比較的浅層に側方浸透流が発生して浅い崩壊が発生することが多いのに対し、片麻岩および片岩では浅い崩壊は発生することは少なく、周氷河堆積物基底付近で深層タイプの崩壊が卓越するものと推定される。

資料 5.4 切土法面崩壊危険性の検討・対応

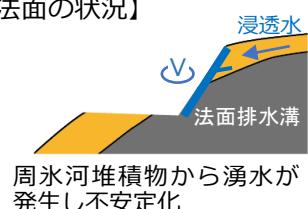
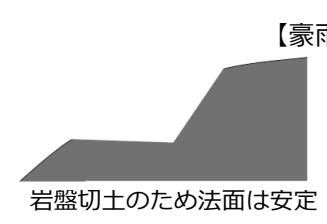
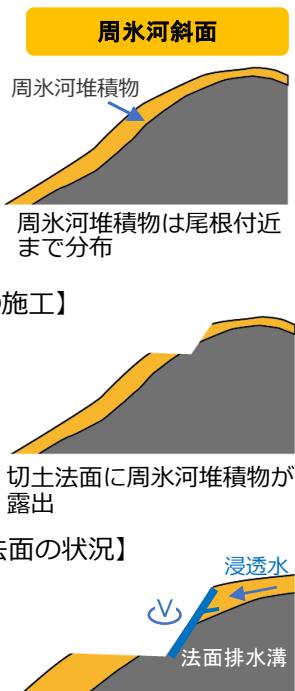
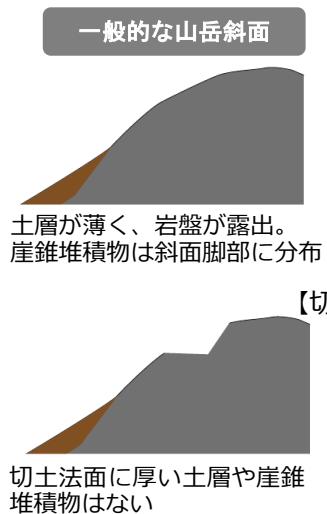
5.4.1 周氷河斜面における切土法面崩壊の傾向および管理の留意点 【寒地土木研究所寄稿】



図資料 5-4 切土法面の崩壊要因の内訳



図資料 5-5 日勝峠における法面勾配と箇所数の関係



図資料 5-6 周氷河斜面における切土法面の崩壊メカニズム
および対策



図資料 5-7 排水施設からのオーバーフローによる法面の侵食

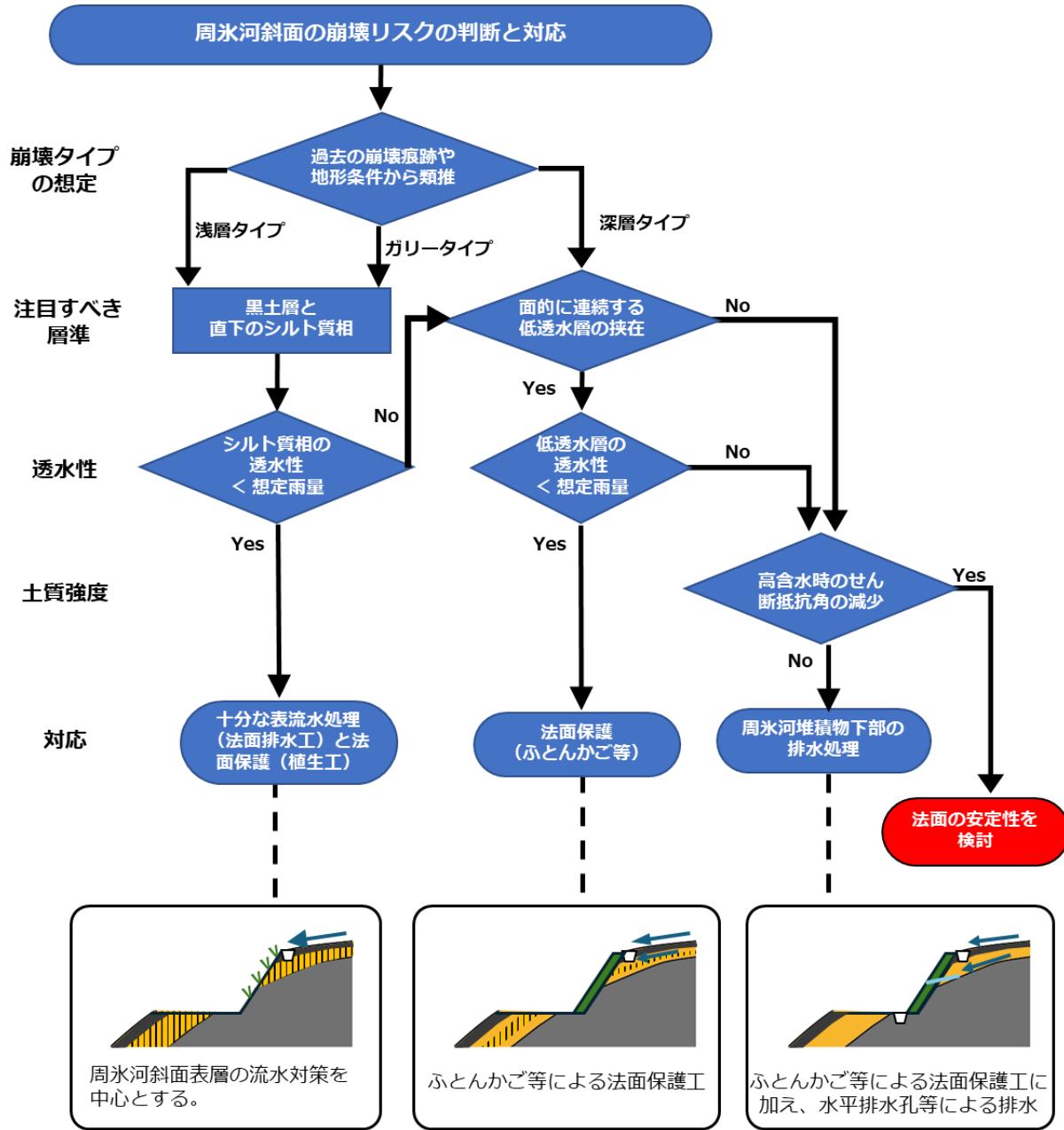


図資料 5-8 湧水による法面崩壊

2016 年の日勝峠の豪雨災害における切土法面の崩壊は、大半が道路の法肩や小段等の法面排水施設におけるオーバーフロー(図資料 5-7)、あるいは法面からの湧水(図資料 5-8)に関係していた(図資料 5-4)。また崩壊した切土法面の勾配は、1:0.8~1:1.5 であった(図資料 5-5)。周氷河堆積物の分布状況や透水性等を踏まえ、点検に際しては法面からの湧水に注意し、管理においては以下の点に留意することが求められる。

- 法面排水施設の排水機能が正常に確保されているか、こまめに点検する。
- 必要に応じて法面排水溝を追加する(図資料 5-6)。
- 湧水状況に応じて地質境界付近に水平排水孔を設ける(図資料 5-6)。

5.4.2 切土法面の崩壊危険性の判断と対応



図資料 5-9 周氷河斜面の崩壊リスクの判断フローと対応(案)

第5章・図5.2-1の調査・試験に沿って、対象斜面とその周辺域における地形・地質の基本特性を把握した上で、切土法面の崩壊リスクを判断する手順を示す。フローでは、まず対象斜面の地形条件から崩壊タイプを想定し、それに対応した注目すべき層準を特定する。その層準の透水性が想定雨量以下であるか、上まわる場合には下位の層準において同様の検討、さらには高含水時の土質強度の低下の可能性を確認することで、切土工において必要な対応を決定する。

おわりに

周氷河斜面は緩傾斜であるため、これまで災害の発生が少なく、豪雨によって崩壊に至る要因やメカニズムについての知見はほとんど得られていませんでした。これまでの研究や調査報告の多くは、現世の高緯度地域や高山地域における周氷河地形の形成や周氷河堆積物の移動プロセス、あるいは氷期におけるそれらの形成史について論じたものです。しかし国内の周氷河斜面の多くは完新世以降の温暖化した気候条件の下で、その地形形成や堆積物の移動プロセスが大きく変化し、時に災害を生じさせてきました。さらに顕在化しつつある気候変動を考慮すると、周氷河斜面における災害の発生場やその対策につながる知見の蓄積が求められます。

以上をふまえて、周氷河斜面調査マニュアルでは、周氷河斜面や周氷河堆積物の基本的な性状と特性の記述に紙面を割くとともに、事例数は限られていますが、近年の豪雨による崩壊調査によって明らかとなリつつある素因やメカニズムについて解説しています。崩壊の素因やメカニズムには依然として不明な点も多く残されていますが、本書が周氷河斜面や周氷河堆積物を対象とした応用地質学的研究の進展に寄与し、今後も頻発するであろう豪雨に対する有効な斜面防災対策につながるものとなることを願っています。

引用文献

- 雨宮和夫・石田博英 (2016) : 周氷河性斜面堆積物と 2014 年北海道礼文島の大震災害. 砂防学会研究発表会概要集, R3-09. B-112-B-113.
- Amma-Miyasaka M., Miura D., Nakagawa M., Uesawa S. and Furukawa R. (2020): Stratigraphy and chronology of silicic tephras in the Shikotsu-Toya volcanic field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in southwestern Hokkaido. *Quaternary International*, 562, 58-75.
- 青木一二三 (1985) : 砂の内部摩擦角の新算定式. 構造物設計資料, 82, 30-35.
- 青木かおり・町田 洋 (2006) : 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成-K2O-TiO2 図によるテフラの識別. 地質調査研究報告, 57, 239-258.
- 青山千彰・西田一彦 (1985) : 亂さないまさ土のサンプリングと物理・力学試験, サンプリングシンポジウム発表論文集, 土質工学会, 89-92. .
- 荒木邦夫・大鹿明文・岡野軍治 (2003) : 表層~深地下にわたり高品質コアを採取する「IFCS 工法」の開発(懸濁)気泡水コア・サンプリング工法. 電力土木, 303, 156-158.
- 新任修 (1986) : 既存資料の重要性と面的調査, 地質と調査, 27, 73-76.
- Benedict, J. B. (1970): Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, 2, 165-226.
- Blott, S. J. and Pye, K. (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- 防災科学技術研究所(2013): 地すべり地形分布図. <https://www.j-shis.bosai.go.jp/landslidemap>.
- 千木良雅弘 (1998) : 岩盤クリープと崩壊—構造地質学から災害地質学へ—. 地質学論集, 50, 241-250.
- 木研究所 (2010) : 土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル(案). 土木研究所資料, 4176, 40 p.
- French, H. M. (1976): The periglacial environment. Longman, London, 309p.
- 福田光治・宇野尚雄 (1997) : 透水係数に関する粒度分布と間隙指標. 土木学会論文集, 561, 193-204.
- 福井次郎・白戸真大・松井譲二・岡本真次 (2002) : 三軸圧縮試験による砂の内部摩擦角と標準貫入試験 N 値との関係. 土木研究所資料, 3849.
- 古河幸雄・藤田龍之・國廣忠之・深澤誠 (2001) : レーザ回折/散乱式粒度分析装置の粒度試験方法への適用. 土木学会論文集III, 687, 219-231.
- 畠中宗憲・内田明彦・田屋裕司 (1999) : 砂質地盤の内部摩擦角 ϕ_d と正規化された標準貫入試験の N 値(N_1) の関係. 土と基礎, 47(8), 5-8.
- 羽田野誠一 (1986) : 山地の地形分類の考え方と可能性(要旨). 東北地理, 38, 87-89.
- Hiemstra, J. F., & Rijsdijk, K. F. (2003): Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. *Journal of Quaternary Science*, 18, 373-383.

- 北海道立林業試験場・北海道立地質研究所, (2007) : 2003年台風10号による北海道日高地方厚別川流域における斜面崩壊要因. 110p.
- 保柳康一 (2004) : 河川成層. 堆積物と堆積岩, 日本地質学会フィールドジオロジー刊行委員会編, 107-112.
- 五十嵐八枝子・柳井清治 (1990) : 北海道北部宗谷丘陵にみられる完新世の化石ガリー. 第四紀研究, 28, 413-417.
- 井上克弘・成瀬敏郎 (1990) : 日本海沿岸の土壤および古土壤中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, 29, 209-222.
- 石丸 聰 (2017) : 北海道で急増した豪雨により顕著となった寒冷地の斜面堆積物の崩壊 —2014年, 2016年の豪雨災害による例—. 防災科学技術研究所研究資料, No.411, 17-24.
- 石丸 聰・廣瀬 宜・川上源太郎・輿水健一・小安浩理・加瀬善洋・高橋 良・千木良雅弘・田近 淳 (2020) : 2018年北海道胆振東部地震により多発したテフラ層すべり: 地形発達史的にみた崩壊発生場の特徴. 地形, 41, 147-167.
- 石丸 聰・田近 淳・伊藤陽司・輿水健一 (2017) : 知床羅臼海岸町で発生した2016年8月の豪雨斜面崩壊. 第56回日本地すべり学会研究発表会講演集, 77-78.
- 石丸 聰・渡邊達也 (2015) : 礼文・稚内の豪雨斜面災害調査報告—北海道立総合研究機構地質研究所による調査の概要—. 寒地土木研究所月報, 747, 38-46.
- 伊藤友彦・伴かおり・両角 拓・當眞陽子・柳井清治・鴈澤好博 (2000) : 北海道北部における後期更新世, 広域風成塵起源粘土層の層序と分布. 第四紀研究, 39, 199-214.
- Iwahashi, J., Yamazaki, D., Nakano, T., and Endo, R. (2021): Classification of topography for ground vulnerability assessment of alluvial plains and mountains of Japan using 30 m DEM. *Progress in Earth and Planetary Science*, 8, 1-23.
- 岩田修二・清水長正 (1992) : 周氷河斜面. 小泉武栄・清水長正編, 「山の自然学入門」古今書院, p.5.
- 地盤工学会編 (2013) : 地盤調査の方法と解説改訂版. 1300 p.
- 甚野慶右・野田信也・城戸博彦 (1983) : 住宅等小建築物の地盤調査について. 第18回土質工学研究発表会講演集, 65-68.
- 貝塚爽平・鎮西清高・小疇 尚・五百沢智也・松田時彦・藤田和夫 (1986) : 日本の山, 岩波書店, 259p. 古川竜太・中川光弘 (2010) : 檜前火山地質図 1:30,000. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 片岡香子 (2022) : ラハール堆積物: 土石流堆積物. フィールドマニュアル図説堆積構造の世界, 日本堆積学会監修, 129-130.
- 小林国夫・阪口 豊 (1977) : 氷河時代を見直す. 科学, 47, 578-591.
- 公文富士夫・立石雅昭 (1998) : 新版 碎屑物の研究法. 地学団体研究会, 399p.
- 倉本能行・吉野昭成・前田仁一郎 (2011) : 日高山脈北部の日勝峠花こう岩体のRb-Sr全岩アイソクロン年代. 地質学雑誌, 117, 57-60.
- Lebedeva, M. I., Fletcher, R. C., and Brantley, S. L. (2010): A mathematical model for steady-state regolith production at constant erosion rate. *Earth Surface Processes and*

- Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 35, 508-524
- 町田洋・新井房夫 (1992) : 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 松岡直基 (2017) : 2016 年 8~9 月の北海道における豪雨災害に関する報告 気象の概要について. 寒地土木技術研究: 国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所月報, 769, 42-47.
- Matsuoka, N. and Hirakawa, K, (2000): Solifluction resulting from one-sided and two-sided freezing: Field data from Svalbard. *Polar Geoscience* 13, 187-201.
- 長尾捨一・秋葉 力・大森 保 (1963) : 5 万分の 1 地質図幅および説明書 旭川-第 2、6 号「礼文島」. 北海道開発庁, 43p.
- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平. (2018) : 南西北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学: 支笏-洞爺火山地域の噴火履歴. 地質学雑誌, 124, 473-489.
- 中村有吾・平川一臣・岩崎正吾・澤柿教伸 (2000) : 十勝平野および日高山脈におけるテフラ. 第四紀研究, 39, 33-43.
- 日本地質学会 (2010) : 日本地方地質誌 1 「北海道地方」. 朝倉書店, 631p.
- 日本堆積学会 (2022) : フィールドマニュアル 図説 堆積構造の世界. 朝倉書店, 210p.
- 日本第四紀学会 (1993) : 第四紀試料分析法. 東京大学出版会, 664 p.
- 岡田勝也・杉山友康・野口達雄・村石 尚 (1992) : 盛土表層部の土質強度に関する異種のサウンディング試験結果の相関性. 土と基礎, 40(4), 11-16.
- Ono, Y. (1984): Late glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geographical Review of Japan, ser.B*, 57, 87-100.
- 小野有五・平川一臣 (1975) : ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, 48, 1-26.
- 小野有五・五十嵐八枝子 (1991) : 北海道の自然史. 北海道大学図書刊行会, 219p.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・川寄智祐・Hensen, B., J. (1997) : 日高変成帶における地殻溶融と酸性マグマの形成. 地質学論集, 47, 29-42.
- 小山内康人・大和田正明・志村俊昭・中野伸彦・川寄智祐・小松正幸 (2006) : 日高島弧 (日高変成帶主帶) 下部地殻における高度変成岩の部分溶融. 地質学雑誌, 112, 623-638.
- 酒井 彰 (1988) : 北海道中央部, 占冠・トマム地域の中生層. 昭和 62 年度科学研修費補助金 (総合研究 A) 研究成果報告書「北海道中軸帯に分布する日高累層群の再検討」(代表 魚住悟), 376-379.
- 酒井運雄 (2014) : GP サンプリング (技術手帳). 地盤工学会誌, 62(10), 37-38.
- 酒匂純俊・小山内 熙・松下勝秀・金山皓祐 (1967) : 5 万分の 1 地質図幅および説明書 釧路-第 28 号「落合」. 北海道開発庁, 32p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2024) : 20 万分の 1 日本火山図.
<https://gbank.gsj.jp/volcano/vmap/>
- 須貝俊彦 (1992) : 利根川支流, 碓氷川における中期更新世以降の河成段丘発達史. 地理学評論 Ser. A, 65, 339-353.
- 鈴木隆介 (2000) : 建設技術者のための地形図読図入門 第 3 卷 段丘・丘陵・山地. 古今書院, 388p.
- 田村俊和 (1990) : ミクロな自然環境要素

- のとらえ方 微地形. 松井 健・武内 和彦・奥西一夫・田村俊和編：丘陵地の自然環境, 古今書院, 47-54.
- 田村俊和 (1996) : 微地形分類と地形発達—谷頭部斜面を中心に—. 水文地形学, 古今書院, 177-189.
- 田中 正 (1996) : 「雨水浸透と地下水渦養」 4. 地下水の自然渦養 4.1 自然渦養のプロセス. 地下水学会誌, 38, 127-136.
- 田中洋行 (1997): N 値とその利用 N 値の考え方と利用例 港湾構造物. 基礎工, 25, 77-81.
- 谷和夫・金子進 (2006) : 水溶性ポリマーの濃厚溶液を利用した乱さない試料のサンプリング方法. 土と基礎, 54(4), 19-21.
- 塙本良則・峰松浩彦・丹下 熱 (1988) : 斜面表層に発達する地中パイプ. 波丘地研究, 6, 286-180.
- 東條安匡・田中信寿・松藤敏彦・松尾孝之 (2001) : キャビラリーバリアを用いた廃棄物埋立地底部集排水構造に関する研究—実験的研究. 土木学会論文集, 692, 53-62.
- 内田太郎・中野陽子・秋山浩一・田村圭司・笠井美青・鈴木隆司 (2010) : レーザ測量データが表層崩壊発生斜面予測及び岩盤クリープ斜面抽出に及ぼす効果に関する検討, 地形, 31, 383 - 402.
- 植木岳雪 (2000) : 利尻島 礼文島の海成段丘. 利尻研究, 19, 67-78.
- Vandenberghe, J. (2011): Periglacial sediments: do they exist? Geological Society, London, Special Publications, 354, 205-212.
- Van Steijn, H. (2011): Stratified slope deposits: periglacial and other processes involved. Martini, I. P., French, H.M.&Pe'rez Alberti, A. (eds) Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments. Geological Society, London, Special Publications, 354, 213-223.
- 若月 強・吉原直志・遠藤悠一・大森想・島田真紀子 (2022) : 令和元年 (2019 年) 東日本台風による斜面崩壊地の岩石・土層物性: 特に宮城県丸森町周辺のいくつかの事例について. 防災科学技術研究所主要災害調査, 58, 35-52.
- Woodcock, N. H. (1977): Specification of fabric shapes using an eigenvalue method, Geological Society of America Bulletin, 88, 1231-1236.
- 山縣耕太郎 (1994) : 支笏およびクッタラ火山のテフロクロノロジー. 地学雑誌, 103, 268-285.
- 山口直文 (2025) : R パッケージを用いた粒度分布データの対数正規分布への分離. 堆積学研究, 83(1-2), 15-25.
- 山本憲志郎 (1990) : 日高山脈北部における周氷河性斜面堆積物の数量的性質. 地理学評論 Ser. A, 63, 285-314.
- 柳田 誠 (1991) : 河岸段丘の動的地形変化に関する研究. 駒澤地理, 27, 1-75.
- 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高 (2001) : 日本の地形 1 総説, 東京大学出版会, 349p.
- 吉木岳哉 (1993) : 北上山地北縁の丘陵地における斜面の形態と発達過程. 季刊地理学, 45, 238-253.

参考文献

- フレンチ, H. M. (1984) : 周氷河環境. 小野有五訳, 古今書院.
- French, H. M. (2017) : The Periglacial Environment, Fourth Edition. Wiley-Blackwell, 544p.

- 岩田修二（2005）：周氷河地形の多様性と
脆弱性. 地球環境, 10, 153-162.
- 小疋 尚（1999）：大地にみえる奇妙な模
様. 岩波書店, 160p.
- 小疋 尚（2005）：山に学ぶ, 古今書院,
141p.
- 小泉武栄・清水長正（1992）：山の自然学
入門. 古今書院, 178p.
- 松岡憲知（1992）：凍結融解作用の機構か
らみた周氷河地形, 地理学評論 Ser. A,
65, 56-74.
- 松岡憲知・池田 敦（2012）：周氷河地形
プロセス研究最前線. 地学雑誌, 121,
269-305.

周氷河斜面調査マニュアル

令和 5 年（2023 年）3 月 24 日 発行

令和 7 年（2025 年）12 月 19 日 改訂

地方独立行政法人北海道立総合研究機構
エネルギー・環境・地質研究所

〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 12 丁目
電話 011-747-3521

<https://www.hro.or.jp/list/industrial/research/eeg/index.html>