

# 斜面地質学

—その研究動向と今後の展望—

Slope Geology

Research Trends and Future Prospects

1999

日本応用地質学会

Japan Society of Engineering Geology

# 斜面地質学

—その研究動向と今後の展望—

Slope Geology

Research Trends and Future Prospects

1999

日本応用地質学会

Japan Society of Engineering Geology

## 本書の内容の要約

今日主流を占めている斜面における従来型の安定解析は、技術的な方策でもって対処療法的に是正するための力学的予測といえる。それは時間のファクターを無視した画一的なモデル化のために、その結果から実際に起こっている現象を解釈したり、運動を予測したりすることができる斜面は限られる。これに代わって、地質学的・地形学的手法による予測を包括した応用地質学的予測は、時間のファクターを重視した発達史的アプローチであり、その定量的モデルの開発であって、予防医学的な対策に効力を発揮する。

本委員会では、斜面変動の応用地質学的予測手法の開発に向けて、地質学的・地形学的研究の現状と将来への展望をまとめた。折しも、委員会の期間中に発生した阪神大震災と北海道豊浜トンネルの岩盤崩落事故などの経験は、従来型の安定解析だけでは地域防災に対処できないことを改めて示すこととなった。

本書は、前述の6つのワーキンググループ(WG)の活動成果をまとめたものであり、従来の研究成果ならびに現在の研究動向を基に将来への展望を述べてある。本書の特色の紹介という意味で、以下に内容の要約を示しておく。

### 第1章(序論)

地すべり・崩壊などが発生する場として、「斜面」における風化・浸食等の地質現象を研究対象とすることは、地質学の一分野として十分な意味があり、「斜面地質学」を提唱する。斜面地質学は、斜面が形成されて成長していく過程とそれに関わる営力、ならびに斜面が解体して消滅に至る過程とその営力の解明が主な研究課題である。また、地すべり・崩壊・土石流など斜面に発生する変動現象はしばしば災害を伴い、人類社会ときわめて密接に関係する。これらの研究史ならびに今後の研究の課題をまとめた。

### 第2章(地質素因WG)

斜面変動の地質素因とは斜面変動の発生を根本的に規制している地質因子のことであり、地表に到達した地質体の初生地質因子が地表部の環境下で降雨や地震動、人為など種々の環境因子群(誘因を含めて)に絶えずさらされることによって醸成される。素因認定は斜面変動の地形・地質構造の形成機構の解析を通して、その形成に関わっている地質因子の摘出と関わり方を具体的に解明することによって可能になる。現状では素因の認定精度に格差が大きいので、認定の根拠を明確に示すことが重要である。また、素因の醸成過程における材料物性の変化とその速度の研究も重要な課題である。

### 第3章(風化・浸食WG)

斜面変動を地形学的にみると、斜面における物質供給(input)と物質除去(output)のバランスにより成り立つ。斜面物質のinput量は斜面構成物質の風化速度によって規制されており、output量は斜面下部の地形状態(たとえば、河川の下刻速度など)に規制されている。風化が浸食速度を規制している斜面の例として、花崗岩の表層崩壊が土層の形成速度、すなわち、風化速度に規制されていることを示した。斜面変動に与える風化の影響は風化による物性の時間的変化という視点で調べることが重要である。しかしその様な研究はほとんどなく、風化速度と斜面変動などの地形変化との関係を議論する段階に至っていないが、現時点で斜面変動の予測に関する重要課題は、①風化による斜面物質の強度低下、②土層の形成速度、③風化による斜面物質の粒径変化である。①と②は斜面変動の周期性、③は斜面変動の種類や速度に関わる課題である。

### 第4章(第四紀における斜面発達史WG)

斜面発達史研究では過去の斜面変動のイベントを解読する必要があり、①地形学的手法と②堆積学的手法が有効である。この解読で重要なのが時間面の設定であり、それには、①テフラ、土壌、斜面上に生育する樹木を用いた編年、②対比層の解析、③0次谷に堆積した物質の解析、④斜面変動土塊の開析度による発生年代の推定がある。日本における第四紀後半の環境条件と斜面変動の発生年代との関係については気象変化に伴って斜面変動の多発時期が存在するか議論されている。斜面変動の予測においては周期性と免疫性の問題が現段階での重要な課題で、すでにいくつかのアプローチがなされている。

### 第5章(不安定化機構WG)

斜面の不安定化とは構成物質が破壊に至る地質過程である。不安定化機構、とくにすべり面の形成過程を力学的に考えるためには、すべり面が予め形成されていることを前提(破壊の同時性を仮定)とする解析法—限界平衡法—では相当の無理があり、破壊の伝播・進行性を中心に据えた解析が必要である。再活動型斜面変動の観測結果と破壊面の検出にソーメン電極法を用いた室内せん断試験によって破壊の伝播現象を検証した。そして簡便法を用いた安定度評価では、破壊面が全て連結した時点の強度である分離面形成時強度がすべての状況を比較的矛盾なく説明できた。ただし一般的な地盤条件では不均一性が顕著になるため、破壊の伝播性、不斉時性が益々強調され、現在の土質力学では充分対処することができない。ここに地質学的な歴史性の観点が必要である。



## 第6章（斜面調査・評価手法WG）

主な調査・評価法を、①概査（変動箇所抽出）、②精査（変動形態と地質の把握）、③不安定度の推定という三段階に区分して、現状と課題をまとめた。この分野では現場の技術レベルと研究レベルのズレの解消が課題であるが、それには、①斜面調査資料の公表、②斜面変動研究のレベルアップ、③斜面防災研究のレベルアップ、④斜面環境工学の開発、⑤研究成果の防災行政の導入、⑥経済的問題の克服、⑦行政的問題の克服が必要である。

第7章（事例研究WG）：わが国各地における最近の事例を収集するとともに、専門家に向けたアンケートを実施した。この結果、最近の傾向として、さまざまな土木構造物の建設に関わる斜面問題が極めて多く、人為的誘因が簡単に変動を発生させている。いわゆる地すべりの調査事例は多く、そこでは機構や変動に関わる地質因子の検討が進んでいる。しかし、斜面崩壊や崩落といった小規模なものは不特定地域で頻繁に起こっていると考えられるが、ほとんど調査されず、事例が少ない。今後は現実の事例を前にして目的にあった予測・予知の可能性を探ることと予測への手法の確立が大きな課題となるであろう。

## 謝 辞

本委員会の活動に理解を示され、暖かい御援助を惜しまれなかった日本応用地質学会の関係各位、とくに発足当時の岡本隆一元会長、小島圭二前会長、市川慧会長（当時総務委員長）、大島洋志副会長（前総務委員長）、田中芳則副会長（当時研究企画委員長）、柴田裕啓前研究企画委員長には格別の御配慮を頂いた。いちいちお名前を挙げないが、学会理事をはじめ多くの会員諸子から御支援を受けた。また、委員以外の方々にも原稿の執筆をお願いしたが、御多忙の中にも貴重な原稿を頂戴した。本書の内容や表現の統一を図るため、また頁数の制限のために、これら頂いた原稿を十分に活かし切れなかった。この点は深くお詫びしたい。しかし、これらの方々のお尽力によって本書は刊行の運びとなった。ここに委員会を代表して心から謝意を表する次第である。

また、各ワーキング・グループのリーダーをはじめ、委員各位は困難な状況下でも最大限の努力をされ、本委員会を組織した意義があった。出版に際し、企画委員の脇坂安彦氏、行事委員の是石康則氏が出版ワーキンググループにご参加頂き、貴重なご意見を頂いた。深く感謝するとともに、各位の今後の御活躍を期待してやまない。

（藤田 崇・田中耕平）



## (最近の災害事例)



写真1 澄川地すべり

場 所：秋田県鹿角市澄川温泉

撮影者：アジア航測株式会社

説 明：平成9年(1997年)5月11日午前8時頃澄川温泉の裏山が幅約350m、奥行約700mにわたってくずれた。緊急避難が功を奏して、人的な被害は発生しなかった。地すべりは2段になっており、原因は降雨と融雪と見られる。





写真2 針原川土石流

場 所：鹿児島県出水市境町針原

撮影者：共同通信社

説 明：平成9年（1997年）7月10日午前0時44分に発生した土石流は針原地区の集落を襲い、死者21人、全壊家屋29棟の被害を与えた。原因は梅雨前線による降雨。（関口辰夫）





写真3



写真4

写真3 西郷村地すべり発生域  
写真4 // 流送域  
写真5 // 堆積域

場 所：福島県西白河郡西郷村小田倉  
撮影者：井口 隆

説 明：平成10年（1998年）8月27日  
午前4時50分頃、総合福祉施設「太陽の国」の裏山がくずれ、崩土は緩斜面を滑り落ち、建物を直撃して5名が犠牲になった。



写真5





写真6



写真7



写真8



写真9

写真6 第2白糸トンネル岩盤崩落（8月25日の崩落後）

写真7 // （8月28日の崩落）

写真8 // （8月28日の崩落）

写真9 // （8月28日の崩落）

場 所：北海道後志支庁島牧郡島牧村

撮影者：脇坂安彦

説 明：平成9年8月25日午後2時30分頃、国道229号の島牧村第2白糸トンネルの函館側坑口付近において大規模な岩盤崩落が発生、さらに3日後に最初の崩落時に落ちきらなかった大規模な岩塊が再び崩落した。





写真10 奥尻港地すべり

場 所：北海道奥尻郡奥尻町

撮影者：雨宮和夫

説 明：平成5年（1993年）7月12日の北海道南西沖地震（M7.8）によって奥尻島で発生した地すべりで幅約300m、高さ約120m、深さ約40mで、死者30人前後の被害を出した。



写真11 高知県道安田東洋線ののり面崩壊

場 所：高知県安芸郡馬路（うまじ）村

撮影者：佐々木靖人

説 明：平成10年（1998年）9月19日、のり砕工施行中に高さ約40m、幅約25mにわたるのり面が崩壊し、作業員4名のうち3名が生き埋めになった。その後数日間、降雨が断続し、上部や側部で崩壊が何度も発生して崩壊域が自然斜面まで大きく拡大したため、救助作業は難航した。



## (斜面変動に関連した地質現象)



写真12 岩盤地すべりによる地層の変形構造

場 所：秋田県平鹿郡東成瀬村谷地、成瀬川右河岸

撮影者：野崎 保

説 明：背斜構造の軸部に二重に形成された複合褶曲で、岩盤地すべりによって形成された座屈褶曲。なお、1 kmほど上流左岸には古くから活動の続いている谷地地すべりがある。



写真13 岩盤クリーブによる非対称座屈褶曲

場 所：大阪府泉南郡岬町深日

撮影者：横山俊治

説 明：和泉層部の砂岩泥岩互層に見られる非対称座屈褶曲。本文中の図 2-10-a 参照。





写真14 岩盤クリープによる谷側への曲げ褶曲

場 所：静岡県静岡市関ノ沢

撮影者：横山俊治

説 明：瀬戸川層群の粘板岩にみられるクリープによる曲げ褶曲。本文中の図2-3参照



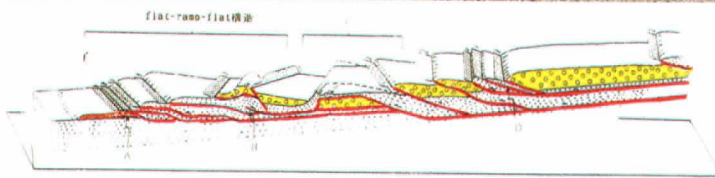
写真15 地震動による巨大未風化岩の転倒

場 所：兵庫県神戸市東灘区

撮影者：菊山浩喜

説 明：平成7年（1995年）兵庫県南部地震により、六甲花崗岩が潜在的節理でふたつに割れ、片側が転倒した。転倒方向は斜面の最大傾斜方向と斜交し、地表地震動の方向と一致する。





覆瓦構造部を概念的に示すブロックダイアグラム（更新凸地形域）

△△△ 頁岩系      □□□ 礫岩・砂岩      ▨▨▨ 凝灰岩

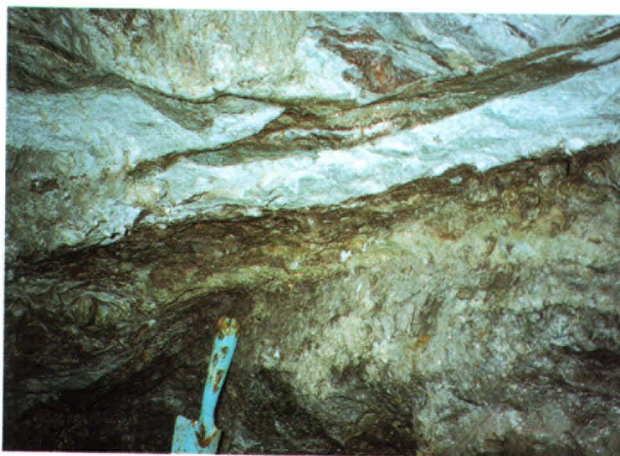
写真の位置

### 写真16 覆瓦重複すべり構造

場 所：兵庫県美囊郡吉川町金会

撮影者：横山俊治

説 明：神戸層群金会地すべりで、硬軟凝灰岩の互層からなり、軟質凝灰岩がすべり面になって覆瓦構造を形成している。凝灰岩の上位にキャップロックとして砂岩・礫岩層がのる。本文中の図2-12参照。



### 写真17 緑色凝灰岩中のすべり面(1)

場 所：長野県下高井郡山ノ内町落合

撮影者：長野県中野建設事務所

説 明：落合地すべりは長野県志賀高原にあり、総面積200haをこえる大規模地すべりでこのうち約90haはいまでも年間50-150cmの速度で動いている。この写真は集水井掘削中に撮られたもので、下部の褐色部と上部の白色部の境がすべり面である。



### 写真18 緑色凝灰岩中のすべり面(2)

場 所：長野県下高井郡山ノ内町落合

撮影者：長野県中野建設事務所

説 明：写真17と同じ集水井での撮影、すべり面上に移動方向を示す擦痕が認められる。

# まえがき

平成6年度から3ヶ年計画で、日本応用地質学会研究企画委員会の下に「斜面地質に関する研究特別委員会（通称、斜面地質委員会）」が設置された。さらに3ヶ年延長され、現在第2期目の活動を継続中である。本報告書は、1997年4月で終了した第1期委員会の活動内容・成果をまとめたものである。

本委員会設置の背景とこのような分野の研究の必要性は、以下のように要約される。

斜面にかかわる諸問題は、従来から多岐にわたる分野の研究者がそれぞれの専門的観点を基にして、独自の手法で研究が進められてきた。斜面変動において地形・地質の専門家に求められる課題は、その調査・解析・対策の効果的な実施であり、なかでも調査に関する事項はその根幹をなすものである。対象が斜面であるので、基本的には斜面に関する正確で有用な情報の提供が要求される。具体的には、斜面形成にまつわる諸情報、斜面不安定化機構、斜面変動発生の場合に関する情報、斜面変動の発生要因とその機構、災害防止あるいは軽減に関する対策の手法、災害予測などであろう。いずれであっても現段階では正確で有用な情報の提供は不十分であり、本格的な基礎的研究を少しずつでも進めていかねばならない。これは応用地質学としても大きな課題である。

本学会の会員に限らず多数の地形・地質研究者が斜面変動に関する問題に強い関心を抱いており、またその業務に従事している。これらの問題は、従来主として他学会（地すべり学会・地盤工学会など）でしばしば取り上げられてきたが、応用地質学を志す者としてそれらの学会活動のみで必ずしも満足しているわけではない。本委員会の設置は、このような意味で、従来他学会でも活動していた会員に本学会での活動の場を与えることとなり、本学会の活動の幅を広げる意義は十分にある。

本委員会の委員は熱意のある中堅・若手の研究者・技術者を主体にし、関東地域を中心に活動的メンバーを集めるとともに、各支部会員に参加を要請した。運営費も会場費等は別にして、旅費等は原則として自己負担とした。とくに、支部所属の委員には多大の犠牲を強いることになったが、結果的には支部所属の地方の委員の出席が良好であったことは、本学会の委員会活動を考慮する際に大いに参考になるであろう。このような中堅・若手の会員の熱意が応用地質学会の将来への飛躍につながる、と考える。

本委員会は、斜面表層部を構成する物質・構造・形状等、斜面の不安定化要因と斜面変動発生との関連に関する地形・地質学的観点を背景とした応用地質学的諸問題の取り扱いを主たる目的とした。そのため、次のような斜面に関する地質学の基本的問題を取り上げて、斜面変動現象の発生要因とその機構の解明、それにまつわる斜面災害軽減のための方策を考えていくこととした。

- (1) 斜面を形成する地形・地質特性と斜面に発生する変動現象（斜面変動）の地質的素因の検討
- (2) 第四紀における山地の形成過程と斜面変動の発達史との関連性
- (3) 斜面の地形・地質的環境の解明——斜面にみられる風化・侵食過程と岩盤の劣化現象の進化との関連性
- (4) 地形・地質的側面からの斜面の変動現象の発生の予測

以上のような設立趣旨（主旨）に従った活動方針案を第1回委員会で検討した。その結果、研究手法別に、次の項目が当面の問題点として指摘され、それに対応するワーキンググループ（WG）を編成して全委員いずれかのWGに属した。また、これらの項目全体の流れを総合的に把握するための具体的手法として事例解析のWGを加えることとした。

委員会活動の単位となるWGの名称と括弧内にグループ・リーダーの氏名を記した。なお、委員の名簿は別表に示した。

- ・斜面変動の地質的素因（横山・野崎）
- ・第四紀における地形発達史（吉永・上野）
- ・風化・侵食（松倉・守随）
- ・不安定化機構（釜井）
- ・調査・評価法（佐々木）
- ・事例解析（衛藤・横田・原口）

なお、当初はハザードマップをテーマとして検討したが、上記と研究手法が異なることとテーマが大きすぎることなどの理由で今後の課題とした。これが現在の第2期委員会活動に引き継がれている。

全体委員会はおおむね年4回として、3年間に11回の委員会を開催した。そのほか事例解析を主としたコロキウムをこれまでに3回開催した。それぞれWG毎に随時開催された会合を合わせるとこれまでに30回以上の会合を開催した。なお、事例解析WGについては各WGにまたがるものとして位置づけ、委員会の目的に沿う事例を収集し、各WGの研究テーマに即し



た事例を提供することとした。

本委員会発足と活動の経緯は上記のようであるが、研究する対象としては、自然斜面・人工斜面などといった斜面の区別をとくに限定しないこととし、いろいろなタイプの斜面変動ならびにその周辺の斜面の地形・地質環境を取り上げることとした。委員会では、ひとまず3ヶ年間にできうることとして、斜面地質に関連する研究の現状を分析することとし、従来の研究成果を上記6つのWGに対応する事項に分けてレビューすることとした。これは、いろいろな情報が錯綜して混沌とした研究の現状を打破するには、まず現状分析から始めるのが近道と考えたからである。

第1章に述べるように、斜面を扱う研究分野は多岐にわたり、それぞれの分野から多くの情報が発信されているので、研究の現状をまとめるのは決して容易ではない。とくに、斜面地質学からの情報発信は量的に少なくはないにしても、その寄与するものは大きくはない。本来なら、基礎となる斜面地質の資料は尊重されて然るべきであるが、必ずしも理想通りにはなっていないのが現実である。このような実状から、本書が応用地質学的観点からの斜面地質情報発信となることを目指した。本書がそのような役割を果たしているかどうかは、読者の判断にゆだねたい。

本書は、原則として上記6つのWGが1つの章を担当して執筆するとともに、編集を担当した。執筆の際、委員以外の方々に原稿の執筆をお願いし、御多忙の中にも貴重な原稿を頂戴した。しかし、原稿を十分に活かし切れなかった点も多いと思うが、本書の刊行がこれらの方々の御尽力のおかげであることを強調しておきたい。

各章の編集には前述のグループ・リーダーが担当した。編集の段階で本書の内容や表現の統一を図るため、また頁数の制限のために、原稿の修正を行った場合がある。お寄せいただいた原稿にこのような手段を講じた点は、本書の刊行のためとはいえ、著者各位に深くお詫びしなければならない。それでも各章の長さや表現など統一は必ずしも十全とはいえないであろう。統一性を欠いたとすれば、それは斜面地質学の研究の現状と反映しているからであろう。このような事情を御勘案頂ければ幸いである。

委員名簿 (1994年～1997年4月)

	氏 名	所 属 (委員会参加当時：下段は1995年度以降)	
委員長	藤 田 崇	大阪工業大学	
幹 事	田 中 耕 平	防災科学技術研究所	
幹 事	佐々木 靖人	建設省土木研究所	
		建設省九州地方建設局	1995-96年度
幹 事	横 山 俊 治	川崎地質(株)技術研究所	
	田 近 淳	北海道立地下資源調査所	
	戸 田 英 明	北海道開発コンサルタント(株)	
	松 倉 公 憲	筑波大学	
	吉 永 秀一郎	農水省森林総合研究所	
	釜 井 俊 孝	地質調査所	
		日本大学理工学部	1995-96年度
	熊 木 洋 一	国土地理院	
	原 口 強	復建調査設計(株)	
	桧 垣 大 助	建設省土木研究所	
		神奈川県土木部砂防課	1995-96年度
	野 崎 保	野崎技術士事務所	
	水 野 恵 司	大阪教育大学	
	衛 藤 正 敏	日本工営(株)	
	浜 口 真 治	国際航業(株)	
	林 義 隆	太田ジオリサーチ	
	上 野 将 司	応用地質(株)	
	守 随 治 雄	日本工営(株)	
	北 川 隆 司	広島大学	
	瀬 尾 孝 文	第一開発株式会社	
	稲 垣 裕	日本工営(株)	
	横 田 修一郎	鹿児島大学	
	低 引 洋 隆	広島大学	1994年度
	吉 松 弘 行	建設省土木研究所	1995-96年度
		愛媛県土木部砂防課	
	綱 木 亮 介	建設省土木研究所	1996年度

# 執筆者一覧

氏名	所属	氏名	所属
阿部 真郎	奥山ボーリング(株)	中村 美夫	日本工営(株)
雨宮 和夫	防災地質工業(株)	根岸 正充	北海道開発庁開発土木研究所・(株)北電興業
衛藤 正敏	日本工営(株)	野崎 保	野崎技術士事務所
藤田 崇	大阪工業大学	大河原 彰	日本工営(株)
古川 昭夫	明治コンサルタント(株)	阪口 和之	(株)東建ジオテック
濱崎 英作	日本工営(株)・(株)アドバンテクノロジー	佐々木 浩	復建調査設計(株)
原口 強	復建調査設計(株)	佐々木靖人	建設省土木研究所
八田 珠郎	農水省国際農林研究センター	妹尾 正晴	国際航業(株)
林 義隆	(有)太田ジオリサーチ	瀬尾 孝文	第一コンテック(株)
檜垣 大介	建設省土木研究所・(有)弘前大学	守随 治雄	日本工営(株)
堀 伸三郎	応用地質(株)	照屋 純	日本工営(株)
飯田 智之	大阪土質試験所	徳永 博	日本工営(株)
稲垣 裕	日本工営(株)	高橋 輝明	北海道開発コンサルタント(株)
井ノ上幸造	第一コンテック(株)		(株)ダイヤコンサルタント
石丸 聡	北海道立地下資源調査所	田近 淳	北海道立地下資源調査所
岩淵 恒紀	復建技術コンサルタント(株)	田中 耕平	科学技術庁防災科学技術研究所
釜井 俊孝	日本大学	田中 元	復建調査設計(株)
加藤 靖郎	川崎地質(株)	戸田 英明	北海道開発コンサルタント(株)
川瀬 浩之	日本工営(株)	坪山 厚美	明治コンサルタント(株)
北川 隆司	広島大学	上野 将司	応用地質(株)
北村 晴夫	(株)東建ジオテック	柳田 誠	(株)アイ・エヌ・エー
小俣新重郎	日本工営(株)	横田修一郎	鹿児島大学・(有)島根大学
熊木 洋太	科学技術庁	横山 俊治	川崎地質(株)・(株)オキココーポレーション
松倉 公憲	筑波大学	吉田 宇男	日本工営(株)
三田 和朗	日本地下技術(株)	吉永秀一郎	農水省森林総合研究所四国支所
水野 恵司	大阪教育大学		



# 目 次

まえがき

第1章 斜面における地質学 — 斜面地質学の提唱 — .....	1
1.1 斜面と地質学 .....	1
1.2 斜面変動について .....	1
1.2.1 斜面変動の用語とその定義 .....	1
1.2.2 斜面変動の分類試案 .....	3
1.3 斜面における地質学研究の発展 .....	6
1.3.1 1960年代以前の主な斜面災害と地質学的研究 .....	6
1.3.2 1960年代後半以後の斜面地質学の主な研究成果 .....	6
1.4 今後の研究の主な課題 .....	8
1.4.1 斜面の一般特性と地域性の研究 .....	9
1.4.2 斜面変動の特性とその発生・発達に関する研究 .....	9
1.4.3 斜面災害関連の研究 .....	10
第2章 斜面変動と地質 .....	15
2.1 斜面変動の素因研究の系譜 .....	15
2.1.1 1950年代以前の考え .....	15
2.1.2 最近の考え方 .....	15
2.2 斜面変動を支配する地質因子 .....	18
2.2.1 斜面変動を支配する割れ目および割れ目に転化しやすい構造 .....	18
2.2.2 斜面変動を支配する地層・岩石 .....	25
2.2.3 斜面変動を支配する特異な地質構造 .....	37
2.3 岩盤の劣化と斜面変動 .....	42
2.3.1 岩盤の劣化の進行と地質素因の形成 .....	42
2.3.2 岩盤の劣化の種類と斜面変動 .....	42
2.4 斜面変動の素因研究の現状と課題 .....	48
2.4.1 素因の定義と認定基準 .....	48
2.4.2 斜面変動発達史にみる素因と誘因の関係 .....	50
2.4.3 地形因子の取り扱い .....	51
2.4.4 地下水の取り扱い .....	51
2.4.5 今後の素因研究の課題 .....	52

第3章 風化・浸食と斜面変動	61
3.1 はじめに	61
3.1.1 斜面システム	61
3.1.2 風化・浸食と斜面の力学的安定性	61
3.2 風化と斜面変動	62
3.2.1 風化制約斜面（風化が浸食速度をコントロールしている斜面）の例	62
3.2.2 斜面変動に与える風化の影響	68
3.2.3 風化による斜面物質の強度低下	72
3.2.4 土層の形成速度	74
3.2.5 風化による斜面物質の粒径変化	75
3.2.6 風化と斜面変動に関する他のいくつかの事例	79
3.3 浸食と斜面変動	79
3.3.1 はじめに	79
3.3.2 浸食に関係した斜面の力学的安定・不安定	80
3.3.3 下刻やノッチの形成などの浸食による斜面変動	81
3.3.4 海岸浸食に伴う斜面変動	85
3.3.5 人工改変と斜面変動	85
3.3.6 「浸食と斜面変動」における今後の課題	86
3.4 おわりに	86
第4章 第四紀における斜面発達史	89
4.1 斜面発達史研究の意義	89
4.2 斜面変動に関与する要因の第四紀後半における変化	90
4.3 日本における斜面発達史研究の流れ	91
4.4 過去の斜面変動の検出法	92
4.4.1 地形学的手法	92
4.4.2 堆積学的手法	95
4.4.3 斜面変動の年代推定法	100
4.5 斜面変動史のとらえ方	103
4.5.1 歴史時代の斜面変動	103
4.5.2 年代測定結果による地すべりの多発期の検討	105
4.5.3 地形特性からみた斜面変動の発生期の検討	105
4.6 第四紀後期における斜面発達史	113
4.7 斜面変動の免疫性と周期性	113
4.7.1 免疫性・周期性の実態	113

4.7.2	免疫性・周期性の検討	114
4.8	斜面の形成とその発達過程についての研究に関する今後の展望	117
第5章	不安定化機構 — すべり面の形成 —	123
5.1	不安定化とは何か	123
5.2	安定度評価の理論と方法 — 古典的手法を中心として —	124
5.3	破壊の伝播と地すべりの発生メカニズム	125
5.3.1	研究の現状	125
5.4	破壊伝播現象の具体的事例とその意義	130
5.4.1	与内畑地すべりにおける観測	131
5.4.2	室内せん断試験における破壊の伝播過程	133
5.4.3	地すべりのメカニズムと安定度評価	135
5.5	将来の展望	139
第6章	調査・評価手法	141
6.1	斜面の調査・評価の目的と手順	141
6.2	概 査	142
6.2.1	斜面の概査法	142
6.2.2	概査結果の整理・評価法	151
6.3	精 査	157
6.3.1	地表における調査法	157
6.3.2	ボーリングや調査坑を用いた調査法	167
6.3.3	地下水調査	178
6.3.4	地下空気の計測・試験	181
6.3.5	強度の調査・試験	181
6.3.6	室内試験	182
6.4	安定度評価	182
6.4.1	精査結果の整理・評価法	183
6.4.2	安定度の評価法	184
6.5	その他の調査	191
6.6	斜面の調査・評価法の課題と展望	191

第7章 事例研究	199
7.1 事例研究の意義と収集事例の概要	199
7.1.1 事例研究の意義と対象	199
7.1.2 斜面問題に関するアンケートとその結果	199
7.1.3 大規模かつ継続的に不安定化している斜面	200
7.1.4 人工改変で不安定化が促進された斜面	200
7.1.5 構成岩類・地形発達史などに共通性をもつ地域の不安定化斜面	202
7.1.6 岩石斜面での崩壊・崩落	203
7.2 事例集	204
7.2.1 大規模かつ継続的に不安定化している斜面	204
7.2.2 人工的改変で不安定化が促進された斜面	223
7.2.3 構成岩類・地形発達史などに共通性をもつ地域での不安定化斜面	248
7.2.4 岩石斜面での崩壊・崩落	272
7.3 事例研究のまとめ	284

# 第1章 斜面における地質学 — 斜面地質学の提唱 —

## 1.1 斜面と地質学

地質学では、山地や丘陵地の斜面を調査の対象とするのはごく当然のことであって、むしろ水平な平野を調査する方が特殊であった。そのため、「斜面地質」という語をあえて使用する例はほとんどなかった、といってよい。ましてや、斜面地質学という分野は存在しなかった。しかしながら、地質学の分野でも地すべりや崩壊などの現象を扱う機会が多くなり、それらが活動する場としての「斜面」を意識せざるを得なくなってきた。斜面で発生する諸々の地質現象を研究対象とする分野は、広い地質学のなかでも十分に意味のあることと考え、「斜面地質学」という分野を提唱することとした。斜面地質学は斜面表層における現象が主要な研究対象となるので、人類社会ときわめて密接に関係し、応用地質学の一分野とみなしうる。

一方、地形学では、斜面は地形の主要な構成要素であって、これを当初から研究対象とした。従って、地形学では斜面に対する関心は高く、斜面地形学などという分野をことさら導入する必要はなかった。地形学でいう斜面は、地形学辞典（1982）によれば以下のような趣旨である。

“斜面は、平野や台地などにみられるような水平面とともに、山地や丘陵地の地表面の形態を構成する基本的な要素の一つであって、次のような二つの意味を持つとされる。その一つは、幾何学的な意味でいう3次元の傾斜している面のことである。他の一つは成因的な意味を持つ。斜面を形成する営力には、地殻変動や火山活動などの内的営力と風化・浸食・堆積の諸作用を含む外的営力がある。通常、斜面の形成は、内的営力と外的営力との相互作用によって決定される。”

斜面地質学では、この地形学的な意味での斜面を研究対象とし、ことに後者の営力論的見解による斜面を意識している。斜面が形成されて成長していく過程とそれに関わる営力、ならびに斜面が解体して消滅に至る過程とその営力の解明が主な研究課題である。また、斜面には浸食・運搬作用で代表される地質過程として構成物質の斜面下方移動現象が発生する。地すべり・崩壊・土石流など斜面変動現象がそれであり、しばしば災害を伴うので、自然災害科学

としての側面が大きなウエイトを占め、従来この面から多くの成果を得ている。従って、これまでの斜面地質学は取りもなおさず斜面変動現象に関するものが主体であった。応用地質学にとって、防災の意味を含めて斜面災害に対する寄与は重要な責務であり、斜面地質学はその根幹となるべきものである。今後の斜面地質学において、斜面変動現象を解明することは依然として重要であるが、さらに、斜面変動の要因である斜面構成物質の風化・浸食現象は斜面上における基本的な地質過程であり、このような斜面の形成・解体過程全般を研究対象として、斜面地質学を発展させる必要がある。

また、斜面に関する研究は第四紀学の重要課題の一つであるが、第四紀学の研究対象は斜面に限定しているわけではなく、第四紀における自然現象と人類との関わりを包括的に研究している。斜面を研究対象とする自然科学は、地形学や地質学、あるいは第四紀学のみならず、地球物理学・砂防学・地盤工学など理学・工学の諸分野が関連する総合科学である。これは「斜面学」(Sloponology) というにふさわしい内容を有する。将来はその方向へ進むことが考えられるが、その時は地形学とともに斜面地質学は斜面学の中核とならねばならない。

斜面上に発生する変動現象は、通常的地質過程である風化・浸食・運搬の諸作用の複合したものである。第四紀におけるこのような地表面近傍を主体とした地質過程の研究は、斜面地質学の重要な分野の一つである。これらの研究は、地すべり・崩壊などがもたらす災害の研究のみならず、斜面地質学の基礎分野の開拓を推進するものである。

## 1.2 斜面変動について

### 1.2.1 斜面変動の用語とその定義

斜面地質学は斜面の形成・解体過程を主題とするが、従来、もっとも研究されていたのは斜面上に発生する変動現象である。この変動現象は多種多様であり、地すべり・崩壊・土石流はその代表的なものである。一般に、地すべりは斜面上の物質が緩慢な動きで原形をある程度とどめたまま継続的に滑動するものであり、崩壊は斜面物質が急激な運動を起こして斜面下方に移動する現象を指している。土石流は、水と土砂の混合物が渓流を流下する現象である。また、巨大崩壊に伴う物質移動現象は土砂と気相との混合物が主体となり、岩屑流などと呼ばれている。

これらを厳密に定義することは困難であり、ことに地す

著者

藤田 崇 大阪工業大学工学部  
田中耕平 防災科学技術研究所  
野崎 保 野崎技術士事務所

べりと崩壊はそうである。實際上、斜面上の変動現象は急激な運動様式の変化を伴って複雑な様相を呈し、地すべりと崩壊の中間的な変動現象や地すべり現象から崩壊へ、さらに土石流に移行する場合などがあって、しばしば一つの用語で表しにくいことがある。このことは国際的にも同様であって、「Slope Movement」(Varnes, 1978)という斜面上の変動現象に対する包括的な概念と新しい用語が提唱された。しかしながら、「Landslide」という用語は国際的にもっとも一般化しており、「Slope Movement」の用語が定着していないのが現状なので、IAEGの地すべり委員会では、再び「Landslide」を斜面上の変動現象全般に適用しようとする動きがみられる。日本では、「地すべり」という用語が「Landslide」ほど広義に使われていないので、本書では斜面上の広義の変動現象を示すために「斜面変動」を用いることにする。

このような多種多様な斜面変動現象を具体的に取り扱うには、その分類が必要となる。植村(1980)は過去に提案された多くの地すべり分類法を整理検討し、「地すべりの分類基準には形態・材料・運動など物質科学的なもの」と時代

性・歴史性などのように歴史科学的なものがあり、さらにこの両面を合わせ持つようなものとして地域性という基準が用いられている。そして、地すべりの分類においては物質科学と歴史科学の両者を統一した単一の分類基準を見つけることが、地すべりの科学にとってその特徴を最もよく示すことになる」と述べている。

国際的にみれば、Varnes (1978) の分類が有名である。彼は、斜面変動の分類基準として従来用いられたことのある属性として、「運動のタイプ、構成材料の種類、運動速度、崩壊地域やその崩積土の形状、発生年代、原因、移動土塊の破壊程度、地質構造と移動形状との関係の有無、発達程度、タイプ事例の地理的分布、活動状態」などをあげて、各タイプの代表的な例を図示した。最近、彼の分類は再検討されているが(Turner and Shuster, 1996)、各タイプの図示は相変わらず見事である。

日本では、Oyagi et al. (1991)、古谷・黒田(1993)は、17項目におよぶ分類基準を検討し、斜面変動にとって重要な因子である規模・移動速度を基準に、6つの主要な運動様式と変動域(場)の様態を加えて、図1.1のように、3

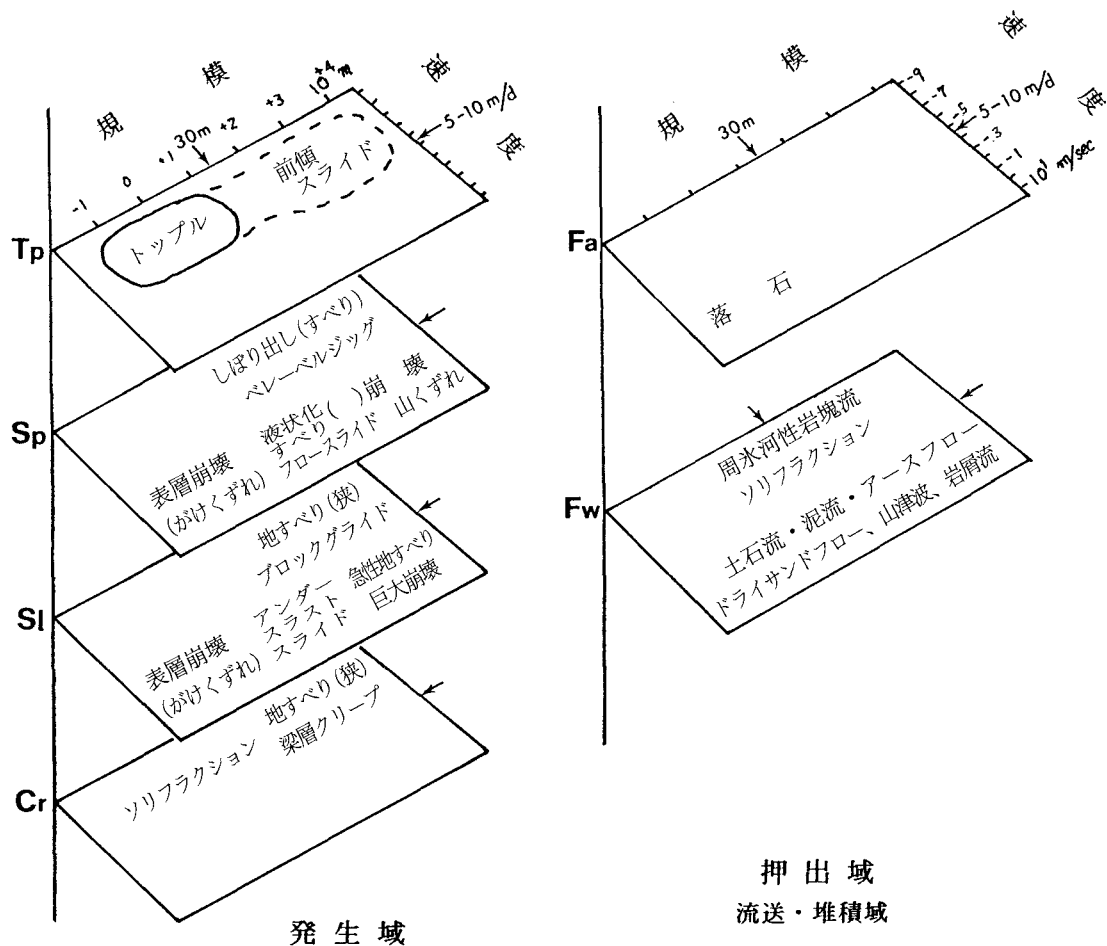


図 1.1 斜面変動の分類  
(地すべり学会地形・地質用語委員会 作成)



次元的な図として表現した。分類図は変動域（場）の様態を発生域と押し出し域に2分し、それぞれ縦軸に運動様式、横軸に規模と移動速度を取り上げてある。この分類には日本でよく使用される地すべり・崩壊などの用語がどのように位置づけられているかが示されている。本書では、統一的な用語として「斜面変動」(Slope Movement)を用いるが、場合によっては地すべり・崩壊等の用語も用いる。その場合は、図1.1に示す意味と理解して頂きたい。

このように、できる限り多くの分類基準を同時に取り入れれば、様々な斜面変動形態を一つの分類法でより多く表現しうるわけであり、理論上はより理想的な形であるに違いない。しかしながら、実際には基準が多岐にわたるために、一つでも曖昧な要素があると全体に影響し、現実とはかけ離れたものになってしまう恐れがある。細部の表現が困難で中間的なものの区分が難しくなったり、視覚的にイメージしにくいなどの欠陥も生ずるので、一部の研究目的以外は実用的利便性に欠けるものとなることは否めない。したがって、実用上からいえば、2～3の分類基準を基にした分類が使用しやすく、結局は地形・地質学的な観点から扱うのか、対策など工学的な問題を扱うのかなど、目的に応じて分類基準を特定した分類法を用いることが現実的であるように思われる。

### 1.2.2 斜面変動の分類試案

ここでは現状を踏まえた上で、研究の現状、ならびに今後の方向性を示す意味において、若干の試みと提案を試みたい。

Varnes (1978) の分類法は世界的に汎用されているが、いくつかの問題点がある上、現在我が国で利用されている分類法の考え方とは多少の相違がある。たとえば、Varnesはクリープ (creep) という用語は個々の専門分野によっていろいろな意味で使用されているために、混乱を招く恐れがあるとして、あえてその使用を避けている。しかしながら、我が国においてはこの用語は運動様式の一形態としてかなり定着して使用されているのが現状である。また、この分類の中には世界中の様々な形態の斜面変動様式が示されており、我が国には存在しないかあるいはきわめて稀にしか認められないものも含まれている。このために、この分類チャート上での我が国の斜面変動の多くはいくつかの限られた分類のものに集中することになり、発生予知や対策工の適応性など技術的な問題を検討する際の利便性に関しては十分なものとは言い難い。

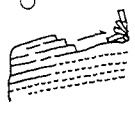

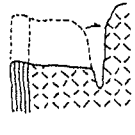
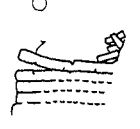
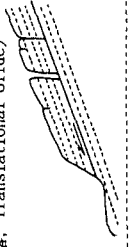

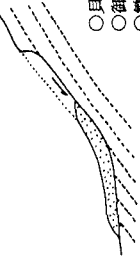

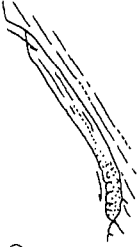

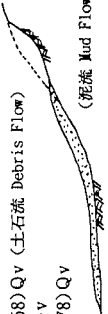
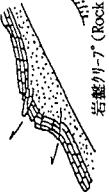

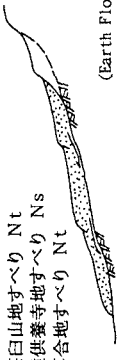
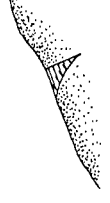
図1.2はこのVarnesの分類における思想を参考に、本章で扱う斜面変動の範囲と我が国の実状に合う形に修正を試みたものである。横軸には構成材料を低ダクティリティー (ductility) のものから高ダクティリティーのものへの順に配列し、縦軸には概ね高速な運動様式のものから低速な

運動様式のものへと配列した。全体としては、おおむね図の左上部に位置するものは低ダクティリティー相であると同時に再動性の低いものであり、右下には高ダクティリティー相であると同時に再動性の高いものが配置されている。なお、最近我が国においてもラテラル・スプレッディング (lateral spreading) やバレー・バルジング (valley bulging) などに関する報告も出始めているが、これらの現象の一般的な認識は未だ成熟していないので、とりあえずクリープの範疇に入れた。実際に発生する斜面変動には、以上のような単一の形態のものよりも複合したものが多いのであるが、煩雑になるのでここでは省略した。なお、本図の中には我が国において過去に発生したものの中から、それぞれの運動様式の代表的な事例を示した。

このような斜面変動全体を対象とした分類は、種類が多くて必ずしも使用しやすいともいえない。ことに、多岐にわたる分野の専門家が集まり、法的な規制もある斜面安定に関しては、比較的単純な分類の方が受け入れやすい素地がある。日本の現状をみると、目的に応じた分類基準を使用した方が理解しやすいことが多く。このような実用的分類の存在を完全に否定できない現状である。

表1.1は、これまで日本の研究者によって提案された分類の総括を示したものであるが、これらの多くは実用的な分類を意図している。このなかで、現在もっとも広く使用されている分類は、地すべり土塊の母体となっている地質を分類基準としたもので、小出 (1955) の分類が有名である。また、中村 (1934) の分類の明快さなどを考慮して分類基準を母体となっている基盤地質に統一し、すべての地質条件を網羅する形でならべてみた。ただし、「火成岩地すべり」については第三紀以降の火山岩地域のもので深成岩地域のものではかなり運動様式などに違いがあり、「火山岩地すべり」および「深成岩 (花崗岩) 地すべり」に区分することも考えられる。また、東北地方から北陸・山陰一帯のグリーンタフ地域の地すべりは、素因・誘因の両面において共通した特性を有する場合が多い。この点から、安藤 (1972) による地質構造区における岩石の組成・地層の重なりなどに重点を置いた分類が提案されているように、「グリーンタフ地すべり」という分類があってもよい。このような基盤地質を基準とし、さらに素因・誘因を加味した分類は、斜面変動の地域性につながる問題として捉える必要があることを強調しておきたい。

なお、分類基準別の分類法についても、現在のところ多くの研究者や技術者によって使用される頻度の高いものや、用語の概念を統一するなどの試案も含めて表1.1の右端の「その他」欄に記した。

運動形態 (Type of Movement)	移動物質 (Moving Material)			高ダクテリティー 泥質土 (High Ductility Clayey Soil)
	新鮮 (Fresh)	岩盤 (Bedrock)	風化・変質 (Weathered/Altered)	
崩落 (Falls)	<p>○層雲峡の岩盤崩落(1987) Qv</p>  <p>○越前町の岩盤崩落(1989) Nv</p> 	<p>○シラス斜面の崩落 Qv</p> 		
トッピング (Topples)	<p>○層雲峡熔凝灰岩 Qv</p> 			
急性滑動 (Rapid Slides)	<p>(平面滑落, Translational Slide)</p>  <p>○朝株地すべり(1964) Ns ○五十谷地すべり(1977) Ns ○中東地すべり(1981) Ns</p> <p>(円弧滑落, Rotational Slide)</p>  <p>○種田山の崩壊(1911) Qv ○大谷崩れ(1707) Ps ○名立崩れ(1851) Ns ○眉山の大崩壊(1792) Qv</p>	<p>○貝高入谷の崩壊(1978) Qv ○御丘の崩壊(1984) Qv ○紫藤の崩壊(1972) Mp</p>  <p>○松越の崩壊(1984) Qv ○浦川原頭部の崩壊 Qv</p> 		
慢性滑動 (Slow Slides)	<p>(複合滑落, Compound Slide)</p>  <p>○鷲尾岳地すべり Ns ○谷地地すべり Ns ○滝坂地すべり Nt</p>			<p>○松之山地すべり Ns ○赤崎地すべり Nv ○田比地すべり Ns ○山之坊地すべり Sp</p> 
急性流動 (Rapid Flows)				<p>○箱根大涌谷・早雲山地すべり(1955) Qv ○水が新田地すべり(1969) Ns ○平丸地すべり Ns ○虫亀地すべり(1980) Ns</p>  <p>(泥流 Mud Flow)</p>
慢性流動 (Slow Flows)	<p>○和泉層群 Ms</p>  <p>○三波川変成岩 Sh</p>  <p>(Sucking) 岩盤川* (Rock creep)</p>			<p>○赤白山地すべり Nt ○猿供養寺地すべり Ns ○落合地すべり Nt</p>  <p>(Earth Flow)</p>
クリープ (Creeps)				<p>表層クリープ (Subsurface Creep)</p> 

地質記号 (Qv: 第四紀火山岩 Ns: 新第三紀凝灰岩 Nt: 新第三紀凝灰岩 Nv: 新第三紀凝灰岩 Ps: 古第三紀層 Ms: 中生層 Mp: 中生層 Sh: 結晶片岩 Sp: 純凝灰岩)

図 1.2 斜面変動の運動形態と移動物質の関係 (野崎 保 作成)

表 1.1.1 我が国における斜面変動の分類法 (野崎 保 作成)

分類基準	脇木鉄五郎 (1912)	渡辺貢 (1928)	中村慶三郎 (1934)	小出 博 (1955,1973)	高野秀夫 (1960)	谷口敏雄 (1963)	黒田和男 (1966)	布施 弘 (1969,1975)	藤原明敏 (1970,1979)	山田ほか (1971)	渡 正 亮 (1971,1975)	安藤 武 (1972,1974)	植村 武 (1975,1980)	藤 田 崇 (1990)	高浜信行 (1994)	その他※	
1 地質および地質性による分類			1)第三紀層地すべり 2)中生層地すべり 3)古生層地すべり 4)変成岩地帯地すべり 5)火成岩地帯地すべり	1)第三紀層地すべり 2)破砕帯地すべり 3)温泉地すべり		I 塊積性地すべり II 火山性地すべり III 構造性地すべり 1)片岩型地すべり 2)配紋岩型地すべり 3)四万十型地すべり 4)割路型地すべり 5)北松型地すべり 6)油田型地すべり 7)山嶺型地すべり 8)瀬戸内型地すべり 9)夕張型地すべり	1-a.第三紀層地すべり 1-b.破砕帯地すべり 1-c.温泉地すべり 2-a.中・古生層地すべり 2-b.火山砕屑物地すべり 2-c.花崗岩型地すべり (火成岩地すべり)					1)第三紀層地すべり 2)変成岩地すべり 3)古期堆積岩地すべり 4)火成岩地すべり 5)火山灰地すべり 6)火山性地すべり 7)第四紀層地すべり				1)中・古生層地すべり 2)第三紀層地すべり 3)第四紀層地すべり 4)火成岩地すべり (火山岩地すべり) 5)火山性地すべり (温泉地すべり) 6)結晶片岩地すべり 7)配紋岩地すべり	
2 面や位置による分類					1)層すべり 2)自由すべり 3)層すべり	1)円弧型地すべり (slide) 2)平面型地すべり 3)層行型地すべり (creep)	1)地表面すべり 2)板状すべり 3)円弧状すべり			I. 基盤地すべり II. 断層形(I-a) 崩壊形(I-b) 崩壊形(I-c) III. 表層地すべり IV. 断層形(II-a) 断層形(II-b) 断層形(II-c)						1)平面滑動 2)円弧滑動 3)緩台滑動 A)流れ盤すべり B)受け盤すべり C)走向すべり	
3 運動様式による分類	1)山崩 A.山崩 1.石崩 2.土崩 3.山津波 (大崩壊) B.山崩 1.土崩 2.土崩 A.土崩 (7化キ) B.土崩	1)山崩行 A.震引 B.押し出し C.山津波 D.泥流 2)山崩 A.山崩 1.土崩 2.石崩 3.層崩 B.山崩 1.土崩 2.石崩	1)崩壊性地すべり (山崩型地すべり) 2)普通地すべり 3)層行性地すべり (層崩行性地すべり)	1)崩壊及び地すべり 2)間歇型一次地すべり 3)連続型一次地すべり 4)二次地すべり A.慢性型地すべり B.急性型地すべり 1.単発 2.群発	1)地塊型地すべり 2)崩壊型地すべり 3)粘着型地すべり 4)流動型地すべり A.連続的 B.間歇的 地すべり	1)急激崩壊型地すべり 2)連続的慢性的地すべり 3)粘着的地すべり 4)塑性流動的地すべり(崩土)							1)Slide型 2)Creep型 3)Flow型 4)Fall型	1)落下型 (Fall) 2)トッピング (高性滑動型) (Rapid Slide) 3)慢性滑動型 (Slow Slide) 4)流動型 (Flow) 5)クリープ型 (Creep)		1)崩落 2)トッピング 3)急性滑動 4)慢性滑動 5)急性流動 6)慢性流動 7)クリープ	
4 構成材料による分類						1)岩石のすべり 2)土砂のすべり 3)両者の混合したもののすべり	1)砂礫系地すべり 2)粘性土系地すべり										1)岩盤地すべり 2)風化岩地すべり 3)砂礫質土 地すべり 4)泥質土 地すべり
5 発生時代による分類							1)第一次地すべり 2)第二次地すべり 3)第三次地すべり										1)親(巨大)地すべり 2)子供地すべり 3)孫地すべり A)新期地すべり B)旧期地すべり C)初生地すべり D)二次地すべり

※1, 2の1)~3), 3, 4は仮案(本文参照)、その他は出典不明なものなど



### 1.3 斜面における地質学研究の発展

#### 1.3.1 1960年代以前の主な斜面災害と地質学的研究

明治になり、近代地質学が移入されて、日本列島の地体構造が次第に明らかにされるにつれ、斜面変動現象の地質的側面も、多くの先人の貴重な調査・研究によりかなり明確にされてきた。ことに、明治の後半は地震・火山など大規模な自然災害が相次いで発生した。斜面災害では、磐梯山の噴火と山体の崩壊（1888年）、十津川水害（1889年）、稗田山の崩壊（1911年）のような大規模災害が発生しており、巨智部忠承・横山又次郎など当時の著名な地質学者が調査に赴いている。また、多くの地質学者が調査に赴いた好例として、1895年から1902年頃にかけて福島県伊達郡半田村（現桑折町半田）の半田山の地変があげられる。地割れの発生を伴うこの地変は当時として大きな社会問題となり、地震の前兆現象の可能性を考えて震災予防調査会の一つの仕事として、神保小虎・井上禧之助・佐藤伝蔵・小川琢治らによって調査がなされた。

これ以後の先人の研究として、脇水鉄五郎（1912）による本邦における山地の崩壊現象に関する本格的な研究論文、渡辺貫（1928）による斜面変動の「山崩行」と「山崩」との二分類などがある。中村慶三郎（1934）の著書「山崩」は、「山崩」を地殻表層の局所的な移動現象であるとし、突発的で崩土の破壊を伴う現象を「地崩」、崩土の著しい破壊を伴わない永続的緩慢運動をなす現象を「地辻」とした。後に、中村（1949、1955）はこの考えをさらに発展させたが、この見解は現在でも引き継がれて、崩壊と地すべりを区別する基本的要素の一つとなっている。

大阪と奈良の大和川沿いに位置する亀の瀬地すべりの1931～1932年の滑動は、広域にわたる地変や地すべり土塊の押し出しによる関西線のトンネルの崩壊などを引き起こし、当時として大きな社会問題となった。当時の内務省土木試験所技師であった高田昭は、亀の瀬地すべりの調査を担当して、地すべり地域の地形図の作成、地割れの変化、試錐による地すべり変動体の内部構造ならびにすべり面の解析、地すべり地内の土塊の移動観測、大和川北岸・南岸の移動観測、大和川の河床変化の観測、大和川南岸の府県道の移動観測など本邦初の本格的な総合的地すべり調査を実施し、その発生・移動機構を明らかにしたが（高田、1932）、これは地すべりの本格的な調査の始まりとなった。

戦後数年間は台風による豪雨が土砂災害を激発させた。1945年9月の枕崎台風、1947年9月のキャスリン台風は各地に多量の降雨をもたらし、それに伴う土砂災害による死傷者は多数にのぼった。さらに、1947年の新潟県南西部能生の柵口地すべり、1950年の長崎県北松地域の鷲尾岳地すべり、1951年の長崎・佐賀県境の人形石山の地すべりなど大規模岩盤地すべりの発生が相次ぎ、甚大な被害を出した。

また、1953年は災害の特異年といえるほどで大規模な土砂災害が多発した。6月末の北九州の豪雨災害、同じく7月の和歌山県有田川上流一帯の豪雨による斜面崩壊の多発、7月末の箱根火山中央火口丘の一つ早雲山における地すべりの発生、8月中旬の京都府南山城地方における局地的豪雨による斜面崩壊・土石流などが相次いで発生し、甚大な被害を与えた。後に地すべり等防止法が制定されたのもこれらの地すべりが一つのきっかけとなった。

このように、戦後の約10年間は台風・地震、ならびにこれらに伴う規模の大きい地すべりや斜面崩壊の発生によって甚大な被害が続出し、大きな社会問題となった。中村慶三郎（1949、1955）、小出博（1955、1973）、高野秀夫（1960）らは自らの災害調査の経験を活かして地すべり・崩壊に関する著書を著した。日本の地すべり現象に対する地形・地質の特性の代表的見解はおおむねこれらの著書で指摘されている。とくに、1955年に刊行された小出博の「日本の地すべり」はきわめて示唆に富んだ内容を持ち、以後の地すべり調査・研究に大きな影響を与えた。本書は日本の地すべりの地質学的特性をまとめたもので、地すべりの発生が地質の地域性を反映していることを強調した。この著書で、小出が提示した「第三紀層地すべり」・「破碎帯地すべり」・「温泉地すべり」という地質分類は、以後の地すべり研究に大きな影響を与えた重要な概念となった。後に、小出（1973）はこの考えをさらに押し進め、より一般化した。

#### 1.3.2 1960年代後半以後の斜面地質学の主な研究成果

##### (1) 斜面における風化・浸食過程の主な研究成果

多くの初生斜面変動の発生は第四紀の比較的新しい時期であるが、日本の第四紀学は堆積域における堆積物ならびにその地層の研究が主体であるので、山地や丘陵地における風化・浸食過程の研究はあまりなされていない。従来の研究成果をYatsu（1988）はその著書で総括し、これは日本を代表するこの種の研究の貴重な文献となっている。一般に、このような研究は応用地質学の分野でなされており、風化作用に伴う鉱物の変質や粘土鉱物の生成に関するものが多い（三浦、1967、1968；千木良、1995など）。また、これらの諸現象が地形変化を伴うことから、日本では地形学関連の分野で精力的に研究が進められた。とくに、風化機構・過程の研究成果は多く、それに加えて岩石の物性変化あるいは風化速度に関して研究成果があげられている（Matsukura and Yatsu, 1982；西田、1986；松倉、1994など）。

一方、斜面変動の発生は、斜面の発達と当然のことながら密接に関連があり、起伏が大きい急傾斜の斜面が発達するほど斜面変動が多発する傾向が強い。第三紀末に平坦化の進んだ本邦の山地は、第四紀に入って成長が顕著となり、現在の山地地形が形成されたことはすでに知られていると

ころである（日本第四紀学会、1987など）。しかしながら、山地の形成に関する総括的な研究はほとんど無く、わずかに藤田和夫（1983）がその著書で示しているにすぎない。

いずれにせよ、これらは斜面地質学にとって今後の大きな課題であり、斜面災害防止の観点からも基礎的な研究として重要である。少なくとも斜面変動の発生は第四紀における山地の発達、ならびに山地における風化・浸食作用と密接に関連していることは明白であるので、今後は第四紀変動史・地形発達史を始め、山地の解体過程である風化・浸食作用に関して第四紀学的観点から、広範囲にわたる総括的な検討が必要である。

## (2) 斜面変動（災害）の主な研究成果

地すべり災害の増大と被害の拡大ならびに防災対策を講じるために、「地すべり防止法」、次いで「急傾斜地法」が施行された。それとともに、調査・研究団体として、「地すべり学会」が1960年に設立された。地すべり学会は、砂防・地質・地形・地球物理・土木工学などの諸分野の研究者で組織される団体で、これにより地すべり調査・研究は新たな段階に入り、飛躍的な発展を遂げる。また、地すべり分布図や災害記録が公的機関によってまとめられた（建設省ほか、1976；建設省、1981；農水省、1984など）。

昭和39年、科学技術庁に国立防災科学技術センター（現防災科学技術研究所）が設立され、本邦の災害調査・研究が開始された。1960年代から始められた地質調査所・国土地理院・土木研究所などの地すべり・崩壊など斜面変動の共同調査・研究は、地すべり学会の設立と期を一にして斜面変動の調査・研究は飛躍的な進歩を遂げた。これらの成果は防災科学技術総合研究報告（国立防災科学技術センター、1965～1974）としてまとめられているとともに、地すべり学会誌等に発表されている。後述の斜面地質の主な成果として挙げた(a)～(c)の諸点への貢献は大きいものがある。

斜面変動および斜面災害を主題として、1980年代以降多くの地質学・地形学に関連した成果をまとめた論文集や書籍が刊行されている（国土地理院1970、高野、1983；武居、1980；中村・望月、1984；藤田ほか、1986；高橋ほか、1986；渡・小橋、1987；吉岡、1980；申、1989；藤田、1990；砂防学会、1993；大八木、1992；古谷、1996；中村、1996；Japan Soc. Land., 1996；日本応用地質学会、1996など）。ただし、これらの多くは地すべりや崩壊という観点からまとめられており、斜面変動全体の観点からの総括はなされていない。なお、地質学的観点からの斜面災害については、青木（1985）や藤田（1993）などがまとめている。

以下に地すべり学会設立後の斜面変動を主とした斜面地質に関する主な成果を述べる。

### (a) 地すべりの地質分類と地質地帯区分

地すべりの分類は数多くあるが、小出（1955）に始まる

いくつかの地質分類（黒田、1973；植村、1986など）は、世界にも類例のない日本独特のものである。それだけ日本の地すべりが基盤岩体と密接に関係していること、および地質の複雑さを示している。

小出の地質分類には多くの批判が集まったため、1970年代に地すべり学会は地質分類委員会を組織して、地すべりの地質分類を検討した。その結果は、地すべり学会誌に「地質区分と地すべり特性」と題して9編の論文がまとめて掲載されている（地すべり学会、1982）。その基本は黒田（1986）による地質地帯区分である。これは単に地すべり現象のみならず日本列島の応用地質区分としても広く活用しうるものである。

### (b) 地すべり変動体の地質的特性

地すべり現象を呈する地質体はしばしば複合体をなすので、連続した単位部分（単元）である地すべり地質体を把握する必要性が多く研究者から指摘され、これを「地すべり変動体」と呼んだ（藤田、1990）。地すべり変動体は独自の構造を持つ特有の地質体であることから、その構造を「地すべり構造」と呼び（大八木、1976）、さらに静的・動的構造に2分した。それらは構成物分布・変形・運動分布・応力分布の各構造に区分され、それぞれ特有の性状を示す。また、地すべり変動体が基盤岩体に密接に関連しており、その発生・滑動が基盤岩体の岩相と地質構造に規制されていることを地すべりの地質規制と称した（藤田、1990）。これらの概念は、地すべりの素因解析ならびに発生場所の予測へと発展させるために、斜面災害を含めて今後の斜面地質学的研究の基本となるものである。また、安藤（1967）は北松地域の地すべり地帯において、すべり面が特定の地質層準に形成されることから「地すべり層準」の概念を提唱した。

### (c) 地すべり地形分布図の作成

地すべり地の判定に空中写真を大幅に利用することが地すべり地形の研究を大きく推進させた。従来から、地すべりなどの斜面の変動現象は顕著な地形変化を伴うので、地形学の主要なテーマの一つであったが、他の分野の研究者も地すべり地形に寄せる関心度はきわめて高い。地すべりの調査・研究には程度の差はあるものの地すべり地形にふれるのが通常である。従って、多くの研究成果があるが、地形研究者によるものがやはり多い（羽田野、1974；清水、1985；地すべり学会東北支部、1992；山岸、1995；古谷、1996；山岸ほか、1997など）。なかでも、西北九州の北松地域における地すべり地形の分布図は、本邦における最初の本格的な地すべり地形図である（羽田野ほか、1974a；1974b）。さらに、東北地方から始められた防災科学研究所（1982～1998）による「1/50,000地すべり地形分布図」（第1～9集）は、地すべり地形の集大成に相当する。今までに1/200,000図幅で16葉の地域の分布図が刊行されており、



近い将来、全国の地すべり地形分布図の完成を目指している。

#### (d) 歴史災害の研究

歴史上の巨大崩壊に関する研究例はいくつかあるが(町田、1984など)、災害研究の面から、歴史上大被害を生じた斜面変動の復元を行うことは、斜面地質学にとっても有意義である。その主要な研究手法として、過去の災害資料の解析を地球物理学・地形学・地質学・地理学等の多くの専門分野からの総合的な解析、それに加えて現地踏査・測量などがあげられる(奥田、1984;古谷ほか、1984など)。以下は、このような研究例である。

1889年の十津川水害に関しては、「吉野郡水災誌」(宇智吉野郡役所、1889)という優れた記録が残されているので、従来から研究が進められていた。平野ほか(1984、1987)は、地形・地質など多岐にわたる分野から水災誌を自然災害科学的観点から解析するとともに、森林基本図から水災誌記載の小字地名の復元、ならびに現地踏査による地形・地質要因の解明を行い、崩壊地の復元に従来成果とは格段に精度の高い新知見を提示するとともに、歴史災害の基本的な研究手法を開拓した。

1888年の磐梯山の噴火とそれに伴う大規模崩壊については多くの研究がなされ、噴火100周年を記念して地学雑誌に従来の研究の総括が特集された(前島ほか、1988)。その後、火山・地形・地質・地球物理学など多くの分野の専門家による本格的で総合的な共同研究が実施された。その結果、多くの新知見が得られて火山・斜面災害の分野に大きなインパクトを与えた(科学技術庁、1995)。

同様の試みは、善光寺地震における長野県下一帯の地震・斜面災害について古文書の解析を始めとする再検討がなされた(善光寺地震災害研究グループ、1994)。このような歴史災害を復元することは、災害のパターンに類似性があるので、今後の自然災害発生の予測、防止対策や被害を軽減する上できわめて有効である。

#### (e) 第四紀における斜面地形の発達と地すべり形成史

第四紀における山地・丘陵地の斜面の発達は、地すべり・崩壊の発生・発達と密接に関連する。この種の研究は地質研究者の得意とする分野であるが、近年までほとんど見るべき成果はなかった。これらは地形発達史の一貫として地形研究者によって研究の端緒が開かれた。地質研究者がこの種の研究に明確な目的意識をもって本格的に取り組んだのは1970年代の後半からであろう。その特徴は第四紀変動に伴う山地の発達と密接に関連して、斜面変動現象が多発して活動が激化したことの指摘であり、主として新潟地域で研究が進んだ(青木・高浜、1976;藤田至則、1984;青木、1986;高浜・藤田至則、1986;Takahama, 1985;寺川ほか、1986など)。植村(1975)はこれらに加えて地すべり現象の物質性・歴史性とその統一としての地域性を指摘し

た。地形発達と地すべり発生に関しては地形学的観点からの貢献が大きく、藤田(1982)、上野・田村(1990)、柳田・長谷川(1993)、長谷川(1992)、吉永・小岩(1996)などが独自の見解を示した。斜面地質学にとって今後引き継がれる大きな課題である。

#### (f) 地すべり・崩壊の予測

災害をもたらす現象の自然科学的研究の大きな目的は災害の予測である。災害予測には、その源となる自然現象の発生場所、発生時間(日時)、予想される災害の種類・規模などが含まれねばならない。このために、災害そのものの研究よりも災害の原因となる自然現象の解明の方が、長期にわたって多数の研究者を動員し、膨大な研究費を費やした。斜面変動発生の予測については種々と議論されているが(藤田至則・青木、1982;渡・小橋、1987;土質工学会、1988など)、一般に地質条件は地すべりの素因とされ、地すべり発生の場所の予測に深く関係する。

一方、地すべり・崩壊発生に関する時間の予測が応用地質学(地質工学)の分野からなされた(斎藤・上沢、1966;斎藤、1968)。数多くの斜面崩壊実験と実地観測から導き出された崩壊に関する斎藤の式がそれである。この式により、地すべりによる新潟県の飯山線高場山トンネル崩壊の予測に成功した。誘因が降雨の場合の研究はさらに進んでいるが(福蘭、1985など)、地震による崩壊予測は遅れており、田中(1982)などの先駆的研究があるのみである。

### 1.4 今後の研究の主な課題

前節に示したように、従来の研究成果は斜面変動に関するものが主体であって、山地や丘陵地の斜面の形成や解体過程に関する研究は決して十分とはいえなかった。斜面変動現象についての研究はそれなりに成果を挙げているものの、未だ不明の点はきわめて多いので、災害防止・軽減のためにも調査・研究を推進しなければならない。しかし、斜面変動の活動の場となる山地や丘陵地の斜面に関する調査・研究が進まないと、結局のところ根本的な解明は不可能といわざるを得ない。このような反省のもとに、今後は斜面変動のみならず、斜面全体の地形・地質特性の解明に努力をすべきである。それとともに、斜面変動の発生予測と斜面災害の防止・軽減は、斜面地質学の重要な役割であることはいうまでもない。これらを踏まえて斜面地質の主要な研究課題として、次の3つが挙げられる。

#### (1) 斜面の一般特性と地域性に関する研究

現在の斜面の地域別に見た地形・地質特性、斜面を地史的背景に基づく形成過程、斜面にみられる風化・浸食過程、とくに斜面を構成する岩石・岩盤の劣化現象の解析とその定量化が主要な課題である。これらは従来研究面でもっとも遅れており、今後の主要な課題の第一に挙げられよう。

## (2) 斜面変動の特性とその発生・発達に関する研究

指摘した3つの課題の中では、斜面変動、とくにいわゆる地すべりについては従来もっとも調査・研究が進んでおり、なかでも地すべりの特性は相当に明確になされてきた。しかし、いわゆる崩壊や岩盤崩落など斜面に発生する変動現象全般にわたっての研究は、北海道の豊浜トンネル入口の岩盤崩落事故の例をあげるまでもなく、きわめて不十分である。ましてや、斜面変動全般にわたる発生・発達に関してはこれからの課題である。

## (3) 斜面災害の研究

斜面変動の発生ならびにそれに伴う災害の予測、防止対策、避難、防災教育などハード・ソフトの両面にわたる広範な研究が必要である。これまで日本では災害の対策は国家機関・自治体の主導でなされていたが、災害の研究はおろそかになっていたといわざるを得ない状況である。災害予測図をはじめ、必要な災害研究にとりかかる時期は到来している。これらの細部について以下に列記する。

### 1.4.1 斜面の一般特性と地域性の研究

#### (1) 斜面の地質・地形特性

山地や丘陵地の斜面の構成物質の特性やその構造の解析、斜面が存在する場の地形・地質的環境の解明は、もっとも基本的な課題である。これらは本来地質学・地形学の領域であるが、現在の地質学は堆積場における研究はともかくとして、斜面構成物質の風化・浸食や劣化現象の観点から地質体を研究するという視点は希薄である。斜面地質学はこのような現状を打破することが重要である。

同一の地質体はほぼ同様の物性を示すので、気候条件など同一種の外的営力が働く斜面では、類似した組織地形が形成される。起伏量や傾斜などの地形量は、地形学で扱ういくつかの計測法によって定量化できるので、それぞれの地質体で各種の地形量の計測が進めば、地質体の諸特性を特定の地形量で表現でき、斜面の地形・地質特性の解析が可能となる。これは、定量化しにくい地質量を地形量で表現する手法であり、斜面変動の解析にこのような手法を導入すれば、適切な地形量で斜面変動地域を抽出できることになる。今後は、近年普及しつつあるGIS(地理情報システム)の手法を用いた研究が進むであろう。

#### (2) 風化・浸食と斜面の不安定化への過程

地表にさらされた斜面構成物質に作用する風化作用には、一つには化学的作用に伴う物質の変質であり、ことに鉱物の変質や粘土鉱物の生成で示される。他の一つは物質の物理的(力学的)性質とその変化・劣化過程である。いずれもある程度の成果が得られているが、岩石の物性およびその変化や風化速度など解明すべき点が多い。今後、風化・浸食の進行から斜面の不安定化に至る過程が解明されると、斜面変動の発生要因が一層明確になるものと期待で

きる。

#### (3) 陸域における物質の移動(運動)・堆積機構

運搬作用は重要な地質過程でありながら、地質学からの情報発信はほとんど無く、地形学や地球物理学などの分野からの研究に依存している状況である(例えば、奥田、1986)。近年は堆積学の進歩が著しいが、多くの地質研究者の関心は堆積物の性状に集まり、地質層序と地質構造の解析が研究の主流となっている。斜面地質の分野でも同様の傾向があり、斜面変動の移動(運動)・堆積機構の解明は、地形学や砂防学など他の分野の研究者による成果を待たねばならないのが現状である。地質学は一步遅れをとっているので、奮起を期待したい。

#### (4) 第四紀における山地の形成過程

欧米など大部分の大陸地域では、現在の斜面は第四紀後半の水河の影響が強く、斜面変動も氷河との密接な関連性が指摘され、この面からの研究が多い。しかし、日本列島のような中緯度における島弧では、氷河の影響もさることながら、地殻変動に伴う起伏の大きい山地の形成が斜面変動の発生に重要な役割を果たしている。つまり、本邦の山地は第四紀の地殻変動によって著しく成長し、現在の山地地形が形成されるとともに、山地における斜面変動の活動は活発化した。研究資料の多い段丘面と山地の平坦面・緩斜面などとの関係、さらにはこれらの面と斜面変動との関係を明確にしていくことが、山地の成長過程と斜面変動の発達史との関連性の解明につながるものである。今後はこのような視点から研究を推進させねばならない。

### 1.4.2 斜面変動の特性とその発生・発達に関する研究

#### (1) 斜面変動現象の類型化・分類

斜面変動現象は、地すべり・崩壊・土石流などの用語とともに実際にはそれぞれを区別し、法の運用面に対応している。しかし、現実には斜面上には種々のタイプの変動現象が発生している。これらは斜面上に発生する変動現象として総合的に認識することが重要であり、ある基準でもって分類することは、複雑な斜面変動現象を的確に把握するために必要なことである。実際にいくつかの試みがなされているが、必ずしも十分といえない。今後の重要な検討課題である。

#### (2) 斜面変動の発生要因とその発達過程の解析

斜面変動の発生要因としては、地形・地質因子が重要な役割を果たしていることは戦前より指摘されていたことであり、多くの地形・地質科学者がこの問題の解明に努力して大きな成果を収めた。しかし、長期および短期的視野のもとで、斜面変動の発生機構ならびにその発達過程の総合的な研究がなお必要である。また、斜面変動の場の要因と斜面上にみられる風化・浸食作用との関連性など研究内容を深めていく必要がある。さらに、斜面変動体の移動(運

動) および堆積機構の解明は、現在見るべき成果が少ないだけに、今後の重要課題である。

### (3) 斜面変動の地域性

同種の斜面変動でも地域によって特徴が認められる。これを地域性といってよいが、斜面変動の発生の場の特性に関連する。当然のことながら発生域の地形・地質因子を強く反映し、さらに斜面の形成に關与する地史的背景が大きく影響する。さらに、降雨・降雪など斜面変動の誘因となる因子は、この地域性に深く關与する。地質上の地域性はしばしば指摘されるが、斜面変動の地域性はその他の素因・誘因となる因子を総合的に解析しなければならない。この種の研究は従来意識的になされていないくらいがあるが、重要な課題として認識する必要がある。

### (4) 斜面変動の記載の統一とデータベースの構築

斜面変動体に関する記載は、通常の地形・地質的記載の他に斜面変動域の把握・物質の移動等独自の記載が必要である。これにより、斜面変動体の正確な把握が可能となり、それを統一的に記載することが斜面地質学的研究のみならず防災上においても重要である。しかし、以前に地すべり学会の地質分類委員会で検討されたことがあるにすぎず、現実には実用化されていない。近年のコンピュータの発達からみて、今後斜面変動のデータベースの構築を図る上で重要である。統一的な記載法を確立するとともに、共有のデータベースの構築を積極的に推進すべきである。

### (5) 斜面変動の定量的な地質モデルの構築

斜面変動体の記載、ならびに斜面変動の動態観測を含む各種の計測に基づき、斜面変動体のモデルを構築することは、斜面変動体の解明ならびに災害予測に有効な手段である。これらのことは特定の斜面変動体については程度の差はあるものの、現実になされていることが多い。しかし、モデル化の手法・手順を一般化することが重要であり、災害研究を推し進める基本でもある。

## 1.4.3 斜面災害関連の研究

### (1) 地形・地質学からの斜面変動の発生予測

斜面変動発生の素因として、地形・地質的要因が重要な役割を担っている。これらの要因解析の研究は、前述のように相当に進んでいるが、斜面が不安定化にいたる要因の分析とその機構解析は不十分である。このため、斜面変動発生後になって、発生の要因が指摘される状況にある。これでは災害の予測には何ら役立たない。斜面変動の発生予測は相当な困難を伴うが、斜面不安定化の地形・地質的要因を解明して、災害防止に貢献することを考慮する必要がある。最近GISが普及してきたので、今後はこれを利用して斜面変動発生の危険地抽出の手法が開発されるであろう。

### (2) 災害予測図 (Hazard Map) 作成の手法の開発

災害予測はある限定された条件の下では、例えば斜面変動の発生時間の予測も場所を特定斜面に限定すれば可能な場合もあるが、一般にはきわめて困難である。多数の住民が満足するような有効な斜面変動の予測は、発生時間の予測はもちろんのこと、場所の予測さえ不可能に近く、その状況は今後も大きくは変わらないであろう。従って、今後は斜面変動の予測の困難性を率直に認識して、斜面災害の防止・軽減のための災害予測図 (Hazard Map) 作成の手法の開発に努力せねばならない。

災害予測図は防災上もっとも基本的な役割を持つものであり、ことに都市域では地震による大災害が予想されるので、何らかの災害予測図が作成されている。また、火山災害についても同様のことがいえる。しかし、平野部に発達した本邦の大都市では斜面災害は比較的少ないので、その災害予測図は作成されていないのが通常である。斜面災害の予測がきわめて難しい現在、斜面災害の軽減のために災害予測図の作成と公開が重要課題として指摘できる。災害予測図の作成の研究はほとんどなされていない現状を考えて、その作成のための研究を早急に推進すべきである。

### (3) 自治体による防災体制の整備と防災教育

防災の基本となる災害予測図の作成の必要性はいうまでもないが、解決すべき課題が山積している。例えば、災害の基礎研究の充実が最重要課題であるが、現実問題となると行政のソフト面での全面的協力が是非とも必要である。また、自然災害は地域性があるので、その防止は極端に言えば各地域の個々の住民の問題といえる。したがって、災害予測図を含めた防災体制の整備については、結局地域ごとの特性を踏まえて各自治体が率先して実施する必要がある。それとともに、住民の協力を得るために、災害関連の情報の公開がきわめて重要となる。これらを考えて、学校での防災教育は当然であるが、社会人に対する防災教育の重要性が指摘できる。自然災害の現象面での正確な認識と防災に関する正しい知識の普及は、災害を未然に防止する最大の方法である。

最近では、産・官・学の協力はよくいわれるが、防災面ではこれに住民参加を加える必要があり、いわゆる四位一体の健全な関係を保持しようとする体制づくりが急務である。災害が発生すれば被害者となる住民を主体に、防災教育・避難の方法・訓練など防災のシステムを各地方自治体で整備することが重要である。

(藤田 崇・田中耕平・野崎 保)

## 文 献

- 安藤 武(1967)：北松地域における地すべり層準について、地すべり、Vol. 4, No. 2, pp. 1-9.  
 安藤 武(1972)：地すべり層準の地質的分類について、地すべり



- り、Vol. 8, No. 4, pp. 1-7.
- 安藤 武(1974)：地すべりの分類と地質特性について、地すべり、Vol. 11, No. 1, pp. 32-36.
- 青木 滋・高浜信行(1976)：地すべり地の履歴に関する研究(その1・2)、新潟大理地盤研年報、No. 2, pp. 11-18.; No. 3, pp. 19-29.
- 青木 滋(1985)：自然災害と地質学、地質学論集、No. 25, pp. 453-463.
- 青木 滋(1985)：マス・ムーブメントの第四紀地質学的考察、地質学論集、No. 28, pp. 45-54.
- 防災科学研究所(清水文健・大八木規夫・井口 隆)(1982~1998)：1/50,000 地すべり地形分布図(1/200,000青森・深浦・弘前・男鹿・秋田・酒田・新庄・村上・仙台・新潟・福島・日光・相川・長岡(佐渡)・飯田の各図幅、全9集)。
- 千木良雅弘(1995)：風化と崩壊。近未来社、204p.
- Cruden, D.M and Varnes, D.J. (1996)：Landslide Types and Processes, in "Landslides, Invitation and Mitigation, (Turner, and Shuster (Edi.)", TBR Special Report 247, pp. 36-75.
- 土質工学会 編(1985)：土砂災害の予知と対策、土質工学会。357p.
- 藤田 崇(1982)：第四紀変動とマスムーブメントの発生、地団研専報、No. 24, pp. 309-319.
- 藤田 崇・平野昌繁・岩松 暉・酒井潤一・高浜信行・山内靖喜 編(1986)：斜面崩壊、地質学論集、No. 28、日本地質学会、281p.
- 藤田 崇(1990)：地すべり—山地災害の地質学—、共立出版。126p.
- 藤田 崇(1993)：斜面災害。日本地質学会編「日本の地質学100年」、pp. 329-337.
- 藤田至則・青木 滋(1982)：地すべり予測に関する基礎的研究、新潟大災害研年報、No. 4, pp. 51-64.
- 藤田至則(1984)：Mass-movementの起源。新潟大災害研年報、No. 6, pp. 39-51.
- 藤原明敏(1970)：地すべり調査と解析、理工図書、pp. 2-6.
- 福藪輝旗(1985)：表面移動速度を用いた降雨による斜面崩壊発生時刻の予知法、地すべり、22(2), pp. 8-13.
- 古谷尊彦・奥西一夫・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1984)：地震に伴う歴史的な大崩壊の地形解析、京大防災研年報、No. 27B-1, pp. 387-396.
- 古谷尊彦・黒田和男(1994)：地すべりの分類、シンポジウム「地すべりの地形・地質用語に関する諸問題」論文集、地すべり学会、pp. 2-10.
- 古谷尊彦(1996)：ランドスライド、古今書院、213p.
- 布施 弘(1969)：新潟県の黒色泥岩層にみられる地すべりの機構、地すべり、Vol. 5, No. 4, pp. 9-12.
- 布施 弘(1974)：新潟県の黒色泥岩地域にみられる地すべりの発生と発展について、新潟応用地質研究会誌、Nos. 21・22, pp. 42-49.
- 長谷川修一(1992)：讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動、地質学論集、No. 40, pp. 143-170.
- 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子(1974a)：「1/50,000北松地域地すべり地形分布図」の作成、防災科学技術総合研究報告(国立防災科学技術センター)、No. 32, pp. 1-6.
- 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子・古川俊太郎(1974b)：北松地域において過去に形成された大規模地すべり地形の一覧表、防災科学技術総合研究報告(国立防災科学技術センター)、No. 32, pp. 7-23.
- 羽田野誠一(1974)：斜面崩壊(その1・その2)、土と基礎、Vol. 22, No. 3, pp. 77-84; Vol. 22, No. 11, pp. 85-93.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄(1984)：1889年8月豪雨による十津川災害の再検討—とくに大規模崩壊の地質構造規制について—、京大防災研年報、No. 24B-1, pp. 449-460.
- 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1987)：吉野郡水災誌小字地名にもとづく1889(明治22)年十津川災害地の比定(その1;西十津川)、京大防災研年報、No. 30B-1, pp. 391-408.
- 藤田和夫(1983)：日本の山地形成論—地質学と地形学の間—、蒼樹書房、466p.
- Japan Landslide Society (1996)：Landslides in Japan (5th Ed.)、地すべり学会、東京、57p.
- 地すべり学会(1982)：特集「地質区分と地すべり特性」、地すべり、Vol. 18, No. 4, pp. 17-64.
- 地すべり学会東北支部 編(1992)：東北地方の地すべり・地すべり地形(地すべり・地すべり地形分布図・地質図と活用マニュアル)、地すべり学会東北支部、142p.
- 科学技術庁(岩屑流に関する研究分科会)(1995)：磐梯火山—防災研究の進展に向けて—、防災科学技術研究所、241p.
- 建設省河川部砂防課・林野庁治山課・農水省構造改善局(1976)：日本の地すべり—地図と解説、および全国危険箇所一覧表、257p.
- 建設省河川局砂防部傾斜地保全課(1981)：過去における主な地すべり年譜、地すべり技術、Vol. 8, No. 1, pp. 26-32.
- 小出 博(1955)：日本の地すべり—その予知と対策、東洋経済新報社、256p.
- 小出 博(1973)：日本の国土(上・下)、東大出版会、556p.
- 国土地理院地図部地理課(1970)：北松地域における最近の地すべり変動の地形特性、防災科学技術総合研究報告(国立防災科学技術センター)、No. 22, pp. 5-37.
- 黒田和男(1966)：地すべり地と地質構造の因果関係について、地学雑誌、Vol. 75, No. 3, pp. 1-13.
- 黒田和男(1973)：地すべりの地質的分類—とくに小出の三大分類に関連して—、地すべり、Vol. 9, No. 3, pp. 1-6.
- 黒田和男(1986)：地すべり現象に関する日本列島の地質地帯区分、地質学論集、No. 28, pp. 13-29.
- 国立防災科学技術センター(1965)：火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 1. 56p.
- 国立防災科学技術センター(1966a)：火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究(第2報 その1)、防災科学技術総

- 合研究報告、No. 7. 39p.
- 国立防災科学技術センター(1966b)：火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究(第2報 その2)、防災科学技術総合研究報告、No. 8. 42p.
- 国立防災科学技術センター(1966c)：火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究(第2報 その3)、防災科学技術総合研究報告、No. 9. 78p.
- 国立防災科学技術センター(1968)：風化花崗岩地帯におけるがけくずれ・山くずれ等の機構および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 14. 127p.
- 国立防災科学技術センター(1969)：噴出岩地帯におけるがけくずれ・山くずれ等の機構および予知に関する研究(第2報)、防災科学技術総合研究報告、No. 17. 69p.
- 国立防災科学技術センター(1970)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 22. 177p.
- 国立防災科学技術センター(1971)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第2報)、防災科学技術総合研究報告、No. 27. 101p.
- 国立防災科学技術センター(1974)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、No. 32. 224p.
- 前島郁雄・飯山敏道・井上英二・佐藤 正・下鶴大輔・高橋 博・西川 治・野上道男・浜田隆士 編(1988)：磐梯山・猪苗代の地学—磐梯山噴火100周年—、地学雑誌、Vol. 97, No. 4, 165p.
- 町田 洋(1984)：巨大崩壊、岩屑流と河床変動、地形、5, pp. 155-178.
- 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五 編(1981)：地形学辞典、二宮書店、767p.
- 松倉公憲(1994)：風化過程におけるロックコントロール—従来の研究の動向と今後の課題—、地形、Vol. 15, pp. 203-222.
- Matsukura, Y. and Yatsu, E. (1982)：Wet-dry slaking of Tertiary shale and tuff, Trans. Japan. Geomorph. Union, Vol. 3, pp. 25-39.
- 三浦 清(1967, 1968)：島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について(I)、(II)、岩鉱、Vol. 57, pp. 1-24; Vol. 56, pp. 256-283.
- 水野恵司(1989)：速度と持続時間の頻度分布にもとづいたランドスライドの分類、地理評、Vol. 62, No. A-4, pp. 320-331.
- 中村慶三郎(1934)：山崩、岩波書店、254p.
- 中村慶三郎(1949)：地すべり及び山崩、岩波書店、139p.
- 中村慶三郎(1955)：崩災と国土—地すべり・山崩の研究—、古今書院、300p.
- 中村三郎・望月巧一(1984)：斜面災害、大明堂、204p.
- 中村三郎 編(1996)：地すべり研究の発展と未来、大明堂、356p.
- 日本第四紀学会(1987)：日本第四紀地図(図と解説書)、東大出版会、118p.
- 日本応用地質学会(1996)：斜面地質に関するシンポジウム予稿集、67p.
- 西田一彦(1986)：風化残積土の工学的性質、鹿島出版会、192p.
- 農林水産省構造改善局資源課(1984)：地すべり等崩壊災害危険地分布図(農地・農業施設にかかわるもの、7葉)、農水省.
- 奥田節夫(1984)：歴史記録からみた大崩壊の土石堆積状況の特性、京大防災研年報、No. 27-B1, pp. 333-368.
- 奥田節夫(1986)：斜面崩壊にともなう物質の移動過程、地質学論集、No. 28, pp. 97-106.
- 大八木則夫(1976)：地すべり構造論、小島先生還暦記念論文集、pp. 130-135.
- 大八木規夫(1992)：土砂災害、萩原幸男編：災害の事典、pp. 179-252.
- Oyagi, N., Fujita, T., Furuya, T., Hatano, S., Kuroda, K., Nakamura, S., Nakayama, Y., Yoshimatsu, H., Uemura, T., Higaki, D. and Yagi, H. (1991)：A New Classification on Landslides with Four Criteria and its Three Dimensional Figure, Japan - U.S. Workshop on Snow Avalanche, Landslide, Debris Flow Prediction and Control, pp. 277-288.
- 砂防学会 監修(1993)：砂防学講座(全10巻、別巻1)、(とくに、斜面の土砂移動現象、土砂災害対策の巻)、山海堂.
- 災害科学研究所(1938)：昭和13年7月5日阪神大水害調査報告、39p.
- 斎藤迪孝・上沢 弘(1966)：斜面崩壊の予知、地すべり、Vol. 2, No. 2, pp. 7-12.
- 斎藤迪孝、1968、第3次クリーブによる斜面崩壊の予知、地すべり、Vol. 4, No. 3, pp. 1-8.
- 申 潤植、1989、地すべり工学—理論と実践—、山海堂、1,002p.
- 清水文健、1985、東北地方の大規模地すべり地形、地すべり、Vol. 21, No. 4, 31-36.
- 高田 昭(1932)：大和川筋亀の瀬地すべりに関する調査(第一)、内務省土木試験所報告、No. 23, pp. 143-192.
- Takahama, N. (1985), Mass movement in the eastern margin of the Cenozoic Niigata sedimentary basin, Central Japan - Its geohistorical backgrounds -, Ann. Exp. Res. Inst. for Hazards in Snowy Areas, Niigata Univ., No. 7, pp. 7-67.
- 高浜信行・藤田至則(1986)：マス・ムーブメントの発生と島弧変動、地質学論集、No. 28, pp. 55-66.
- 高浜信行(1994)：岩盤地すべりについて、地すべりの地形・地質用語に関する諸問題シンポジウム論文集(地すべり学会)、pp. 51-56.
- 高橋 博・大八木則夫・大滝俊夫・安江朝光 編(1986)：斜面災害の予知と防災、白亜書房、東京、526p.
- 高野秀夫(1960)：地すべりと防止工法、地球出版社、314p.
- 高野秀夫(1983)：斜面と防災、築地書館、179p.
- 武居有恒 監修(1980)：地すべり・崩壊・土石流—予測と対策—、鹿島出版会、334p.
- 田中耕平(1982)：地震によるランドスライド発生予測図、地すべり、Vol. 19, No. 2, pp. 12-19.
- 谷口敏夫(1963)：地すべり調査と対策、山海堂、254p.
- 寺川俊浩・和久紀生・大西吉一・中島章夫(1986)：グリーンタフ地域におけるmass movement 多発期について、北村信教授記念地質論文集、pp. 527-544.
- Turner, A., K. and R.L. Shuster (Ed.) (1996)：Landslides,



- Invitation and Mitigation, TBR Special Report 247, Nationaal Research Council, 673p.
- 植村 武(1975)：地すべりの分類と予測、文部省科学研究費自然災害特別研究報告書、No. A-50-6, pp. 3-12.
- 植村 武(1980)：地すべり考、研究成果普及版「自然災害と水—そのひきがねとなる水」、自然災害総合研究班、pp. 37-48.
- 植村 武(1986)：マス・ムーブメントの地質学的考察、地質学論集、No. 28, pp. 3-11.
- 上野将司・田村浩行(1990)：四国の変成岩分布区域における地すべり地の地質特性、「地質と斜面崩壊に関するシンポジウム」論文集、土質工学会四国支部、pp. 18-23.
- 宇智吉野郡役所(1891)：吉野郡水災誌(全11巻)、(1979、1981復刻)、奈良県十津川村.
- Varnes, D.J. (1978) : Slope movement types and processes. in "Landslides, analysis and control, by Shuster and Krizek", Trans. Res. Board, Special Report 176, pp. 11-33.
- 脇水鉄五郎(1912)：山地の崩壊に就て、地学雑誌、Vol. 24, No. 282, pp. 379-390, Vol. 24, No. 283, pp. 460-472, Vol. 24, No. 284, pp. 540-554.
- 渡辺 貫(1928)：山崩の分類、地質学雑誌、Vol. 35, No. 421, pp. 547-556.
- 渡 正亮(1971)：地すべりの型と対策、地すべり、Vol. 8, No. 1, pp. 1-5.
- 渡 正亮・小橋済治(1987)：地すべり・斜面崩壊の予知と対策、山海堂、260p.
- 山田剛二・渡 正亮・小橋済治(1971)：地すべり・斜面崩壊の実態と対策、山海堂、580p.
- 山岸宏光(地すべり学会北海道支部監修)(1993)：北海道の地すべり地形—分布図とその解説、北海道大学図書刊行会、392p.
- 山岸宏光・川村深人・伊藤陽司・堀 俊和・福岡 浩(地すべり学会北海道支部監修)(1997)：北海道の地すべり地形データベース、北海道大学図書刊行会、313p.
- Yatsu, E., (1988) : The nature of weathering: an introduction, Sozosha, Tokyo, 624p.
- 柳田 誠・長谷川修一(1993)：地すべり地形の開析度と形成年代との関係、「地すべりの機構と対策に関するシンポジウム」論文集、pp. 9-16. 土質工学会四国支部.
- 吉永修一郎・小岩直人(1996)：森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化、地形、Vol. 17, pp. 285-307.
- 吉岡良朗 編(1980)：砂防・地すべり・急傾斜地崩壊(新体系土木工学 77)、技報堂出版.
- 善光寺地震災害研究グループ(1994)：善光寺地震と山崩れ、長野県地質ボーリング業協会、130p.





## 第2章 斜面変動と地質

### 2.1 斜面変動の素因研究の系譜

一般に斜面変動の根本的原因とみなされる因子群を総称して「素因」と呼ぶ。素因は斜面変動の場である斜面の一部あるいは全部がもつ性質ならびにその状態に関与するものであり、具体的にはしばしば地質・地形・土壌ならびに植生に関するものがあげられている。一方、斜面変動の発生を引き金となる直接的な要因は「誘因」と呼ばれ、降雨・融雪・地震・火山活動・地形改変などがあげられている。ここでは、前段で1950年代以前の日本の先駆者の代表的な著作から「素因」に対する考えを紹介し、後段で最近の見方についてふれる。先駆者の著作は、現在使用している表現と必ずしも一致していないので、現代の観点から整理して表2.1のようにまとめた。ただし、用語の統一はとっていない。

#### 2.1.1 1950年代以前の考え

神保小虎(1902など)は、山崩・地割れ・押し出しに関するいくつかの著作で(地すべりの語は見あたらない)、表2.1のような事項が斜面変動の原因として重要であると考えた。素因は2例のみで、誘因にウエイトがおかれている。自然的要因に加えて人為的誘因を加えていること、中・長期的な誘因を考慮していることは、現在でもあてはまり、卓見といえよう。彼の調査・研究については、黒田(1977、1978、1979、1981)が紹介している。

脇水鉄五郎(1912a、b、c)は、地学雑誌に「山地の崩壊に就て」と題する論文を3回にわたって掲載し、その第1報で山地の崩壊の素質的真因を、①風化岩土層の物理的性質、②山骨を成せる下部岩盤(=山体内部の岩盤)の構造、③山腹の状態に大別して示した。また、崩れやすい場所として3点を指摘している(表2.1)。

渡辺 貫(1928)は、地すべり・崩壊などを含む地変を「山崩」と総称して、その発生要因を自然的原因と人工的原因に2大別し、さらに自然的原因を根本的基因(素質的条件ないし自然的状況)と誘導的基因(直接および間接原因)に分けた。素因に相当する自然的原因として、①地形的条件、②地質的条件、③地理的条件を提示している。

中村慶三郎(1934、1949)は、著書「山崩」において山体内部の地質および構造に由来する山崩が多いことを指摘し、地質調査の必要性を述べている。ちなみに著書の「山崩」は、現在のいわゆる地すべり・崩壊などを包括している。彼は山崩の起こりやすい地質を指摘した上で、「山崩」や「地辻」の素質的原因として、地質(岩質)・地質構造・

地形・地理的環境の4つに大別し、具体例を挙げている(表2.1)。また、「山崩」は一時的な豪雨によって、粗く粘着力を欠く土質に発生することが多く、その規模は一般に小さい。しかし、地震動や長期間の浸水等によって発生する「山崩」の中には大規模なものが含まれることがある、としている。一方、「地辻」は、①第三紀の細粒の碎屑岩に多発する、②地下水と密接な関係がある、ことを指摘している。

彼は、当時の考えであるDavis流の地形輪廻に基づき、「山崩」はその若年期から壮年期にわたって盛んに生起して老年期に終息する、としている。この考えはともかくとして、発生場所として地表の傾斜・起伏の大なる山腹とおおむね一致し、適当な緩斜面にいたるまで続行する、という見解は地形的要因の基本といえる。

小出 博(1955)の「日本の地辻」は、その後の地すべり研究に多大な影響を与えた。これを契機に、「地すべり」の用語が広く斜面変動現象に用いられるようになり、「崩壊」は斜面表層部の滑落現象に限定されるようになった、とって過言ではなからう。「地すべり等防止法」や「急傾斜地法」の適用事例もおおむね小出の見解に近いのが実状である。なお、後年の著書「日本の国土」(小出、1973)でも基本的な見解に変わりはない。これらの著書で、彼は地すべりと崩壊(山崩)を区別し、それぞれについて発生要因を挙げている。なお、彼の地すべりの3つの地質分類は国際的に見ても例のない独特のものである。この分類は公表当時から批判が絶えないが、今日でも広く流布されている。

小出は、地すべりの根本原因は地質要因であり、山地を構成する地質体の特性が基本的要因とみなし、地形は地すべり現象の結果であって基本的な原因ではないと考えている。そのうえで、地すべり地形は地すべり現象のそれぞれの発展段階に応じて独特の形態を呈すると指摘し、地形発達の見解を示している。とくに、急激な運動を示す地すべり発生の反復性を「免疫性」[5.7参照]と規定し、地すべりの発生後の斜面は当分の期間は安定性を保つとした。このような考えから、土壌が地すべりの素因であるという見解は、地すべりを起こす土壌層が基盤の岩石上に形成されたすべり面の上を滑動する現象であるという古い考えに基づくものと断じた。これに対し、崩壊の場合は地質条件とはほとんど無関係に発生し地形や土壌など斜面表層の物質と大いに関係があるとみなした。(藤田 崇)

#### 2.1.2 最近の考え方

最近は、場当たりに個々に要因と斜面との関係を論じ

表 2.1 斜面変動 (地すべり・山崩れ) の要因の従来の見解

要因	提 唱 者	神保小虎(1902)	脇水鉄五郎(1912a,b,c)	渡辺 貫(1928)	中村慶三郎(1934, 1949)	小出 博(1955, 1973)
地質的要因	岩 質 (物質的性質)	① 地下の溶解 (石灰岩地帯) ② 岩石の風化	風化岩土層 ① 粘土に乏しく凝集力が弱い ② 粗粒質で半〜未固結(雨水の浸透) ③ 多量の岩片を含み、土質の変化が顕著 ④ 風化土層と下位岩盤との質的差違	岩質 風化作用・侵触作用・変質作用	地すべり ① 頁岩・泥岩を含む第三紀層の水が浸透して溶解し、体積が膨張して糊状物質となる頁岩類 ② 透水性の良好な砂岩層との互層 ③ 泥灰岩・粘土層・温泉余土 山崩 ① 物理に富む粗粒の花崗岩など ② 質火砕山岩砂からなる厚い堆積物 ③ 東海道西部・近畿・中国地方に分布する花崗岩質の砂と硬い礫岩よりなる第三系 ④ 軟弱なる泥岩・砂岩・凝灰岩等よりなる第三系 ⑤ 静岡県三倉層	地すべり ① 含水比の高い岩石 ② 軟弱な岩質 ③ 地すべり面となりやすい粘土の形成 崩壊 ① 地質条件とはほとんど無関係 ② 土壌などの斜面表層物土質と関係
地形的要因	地質構造		山体内部の岩盤構造 ① 剥離しやすい片岩類 ② 節理の細かく発達した岩石 ③ 剥離しやすい層面や顕著な節理面が山腹と同方向に傾斜している層面等	地質構造	① 堆積岩類の傾斜(受け盤か流れ盤) ② 節理(とくに火成岩) ③ 剥離・片理(石墨片岩・雲母片岩・滑石片岩・千枚岩等) ④ 造山運動1(断層・褶曲作用と岩石の破砕、それに伴う地下水流の発達) ⑤ 造山運動2(地殻変動に伴う地盤の隆起)	① 地すべり地形は、地すべり現象の結果で基本的な原因ではない ② 崩壊は地形に関係あり
地理的要因			① 傾斜の急峻なところ	地形輪廻・隆起作用・風化作用・河触作用	① 地形輪廻における若年期から壮年期の地形 ② 傾斜の大なる山腹(起伏の大なる山腹) ③ 河川の中流・上流の谷壁の急峻な所 ④ 第三系の丘陵地 ⑤ 河川の谷底侵食(大和川亀の瀬地域・犀川沿岸等)	
地質的要因			① 地すべり	降雨量(豪雨・大雪地方) 気温(寒命・温帯地方)	① 岩石の風化や破砕を促すような気象条件(誘因となる気象条件とは区別) ② 降雨・降雪と岩石の化学的風化作用と侵食作用 ③ 気温の較差と岩石の機械的風化作用との関連 連三岩石の破砕をもたらし、一部の岩石からなる急崖の発達	
特記事項		直前の誘因 ① 地震 ② 浸水 人為的な誘因 ③ 土木 ④ 鋤業 ⑤ 伐木 中・長期的な誘因 ⑥ 海波 ⑦ 地殻の動き	崩れやすい場所 ① 分解して軟泥状に化する特殊な地層を存するところ ② 石灰洞又は鉱山の坑道の如き自然的空洞の存するところ ③ 断層其他の地殻的可動層を存するところ	自然的要因 根本的基因(素質的条件) 地形的条件 地質的条件 地理的条件 誘導的基因(直接および間接原因)	「山崩」を起こしにくい岩質 ① 石英粗面岩 ② 安山岩・玄武岩、とくに緻密な閃緑岩・ひん岩・安山岩 ③ 御坂層(千枚岩・輝岩など、ただ、時と古して層面に沿って大規模の崩壊を起す) ④ 中生層(ただし、一部の岩石からなる急斜面における大規模崩壊の発生)	地質分類 ① 第三紀層地すべり ② 破砕帯地すべり ③ 温泉地すべり



るより、斜面に発生する変動現象に関わると考えられる要因をすべて摘出し、斜面との関わりを総括的に検討する傾向がうかがわれる。その斜面変動に関与する因子は多種多様であるが、一般に、移動体の構成物質の性質に関する因子群を主とする地質的要因、斜面変動の場に関する因子群を主とする地形的要因、それらの要因に影響する外的条件に関する因子群に3大別される。多くの研究者の見解があるが、ここでは、植村、羽田野、藤田の見解を取り上げ、表2.2に示した。地質的要因に密接に関連する物質要因には、三者の見解はかなりの一致点を見出すことができる。

地質学的観点からの代表的な見解は、植村 武 (1974、1982a、b)の提案である。地すべりに関与している要素を、物質因子群と環境因子群の2つに整理している。環境因子群は斜面変動が発生する「場」の性質に関係し、物質因子群を変化させて素因を醸成させ、斜面変動現象の発生およびその変遷を規制する役割を担う。環境因子群の急激な変化が誘因で、地震や豪雨のように、物質因子群の臨界状態を誘発して斜面変動を発生せしめる。

一方、地形学的な観点からの代表的な見解は羽田野誠一 (1974a、b)によって示されている。表2.2に示す3つの発生要因の中で、とくに地形要因を重視しており、この点小出の見解と対照的である。彼は物質要因と地形要因が深く関連していること、言い換えれば斜面変動に移行する構

成物質の物性が地形と関係していることを指摘した。その後表層崩壊を規制する表層土の厚さと地形の関係は多くの研究者によって研究された。また、斜面変動の反復性に注目し、斜面変動発生後の斜面の安定期間（免疫性）の推定が可能となれば、変動要因は崩壊発生の予測につながる重要な指標であることを強調した。

藤田 崇 (1990、1994)は、斜面変動が発生する直前の斜面形と斜面構成物質の性状を重視して提案したものである。物質要因は植村・羽田野の見解とほとんど同じであるが、地下水を物質要因に含めた点が特徴であろう。場の要因は、斜面変動の場である斜面の形態が主体であるが、さらに、それには山地の成長などに伴われる斜面の形成に関する因子群、すなわち山地を解体する浸食作用と山地の隆起をもたらす地殻運動、ならびにその相互作用なども包含させている。外的な条件変化として短期的に明確な降雨・地震・地形改変等は誘因的現象として物質要因および場の要因と区別している。しかし、温度・圧力のような外的因子は、とくに別個の要因として区分していない。

前述のように、一口に「素因」といってもいく通りもの見方があることが分かる。これが斜面変動研究の現状である。素因・誘因の定義、素因の認定基準をどのようにするか、といった検討は斜面変動研究の基本的な問題である。

(藤田 崇)

表2.2 斜面変動の素因の最近の見解

植村 武 (1974, 1982a, b)	羽田野誠一 (1974a, b)	藤田 崇 (1990, 1994)
物質因子群 (斜面構成物質の物性) A 粒度組成、固結度、充填度、鉱物組成、 化学組成など岩質や土質と総称される性質、 B 構成物質の粒子の集合状態や配列状態、異 方性、連続性など岩石や土の内部構造に関 係するもの。	物質要因 地質体 (基盤・表層)、土層、土壌など、斜面 構成物質に関する因子群。	物質要因 地質体の岩相・構造。 斜面構成物質 (岩石・表土) の物性、とくに弱 層 (粘土層など) の強度ならびに鉱物組成 (と くに粘土鉱物) など。 地下水。
環境因子群 (斜面変動の発生「場」の性質) 物質因子群を変化させる原因となる温度・ 圧力・媒質 (水) など。 媒質としての水の役割＝化学的風化の促進、 含水量の増加による剪断抵抗の減少、間隙 水圧の増加による破壊強度の低下。	地形要因 斜面の傾斜・斜面形 (水平断面形・縦断面形)、 斜面規模 (比高・奥行・幅・有効起伏量)、傾 斜変換点、遷急線 (侵食前線)、集水面積な ど。	場の要因 斜面変動の場である斜面の形態 斜面の形状、斜面長、起伏量、傾斜、谷密度、 集水面積など主として地形的な因子群斜面表 層を覆う植生や地表水の状況など。 山地の成長などに伴われる斜面の成長過程に 関する因子群 (山地の隆起・断層・褶曲による地質体の変化)
	変動要因 降雨、地震、水文、植生、人為、侵食、 谷と斜面の発達史 (崩壊履歴を含む)。	

## 2.2 斜面変動を支配する地質因子

### 2.2.1 斜面変動を支配する割れ目および割れ目に転化しやすい構造

#### (1) 層理

##### (a) 層理および層理面の定義

堆積過程で形成された層状構造の総称を層理という。通常、比較的明瞭に岩相が変化する境界面、すなわち、単層と単層（たとえば、泥岩と砂岩）の境界面を層理面といい、単層内部の細かい層状構造をラミナとして区別する場合もある。しかし、ここではラミナに沿って剥がれる面も層理面としてあつかう。

##### (b) 層理面の性質と斜面変動

相接する単層の間で、構成粒子の大きさや、粒度組成のコントラストが大きく、境界面に平行に粒子が配列しているところでは、層理面は剥がれやすい。たとえば、細粒砂岩と中粒砂岩の境界面よりも、泥岩と粗粒砂岩の境界面の方が剥がれやすい。紀伊半島和泉山地に分布する上部白亜系和泉層群はタービグイト起源の砂岩泥岩互層である。級化層理が発達しているため、粒度差が最も大きくなるのは砂岩層下面と泥岩層上面との間である。そこでは物性コントラストが大きくなっているため、そこにすべり面が形成されやすい。

斜面変動に対する構造規制は剥がれやすい層理面ほど強く現れることはいうまでもない。ただし、すべり面となるためには、層理面の連続性が良く、平滑であることも重要な要件になる。したがって付加体堆積物である含礫泥岩のように、泥岩の中で砂岩層やチャート層が細かくちぎれていたり、複雑に褶曲している地層は、単層間の物性コントラストが大きくても連続したすべり面になりにくい。また、上記の和泉層群でも、東西性の東に開いた大規模な向斜構造の北翼部は連続的で平滑な層理面が発達しているため、広いすべり面が形成されているが、向斜構造の軸部や南の中央構造線沿いでは、小規模なシェブロン褶曲（山形褶曲）で地層が折れ曲がっていたり、断層によって寸断されているため、層理面に沿う滑落は起こりにくい。

すべり面を微視的にみると、相接する単層の境界では、すべり面は層理面に沿って軟質な側の岩石に形成されている。たとえば、砂岩泥岩互層では泥岩側であり、軟質凝灰岩薄層を挟在する地層では、軟質凝灰岩薄層の最上部あるいは最下部である [2.2.2(3)参照]。

##### (c) すべり面形成のプロセス

最終的に層理面が連続したすべり面に成長する過程はいくつかの場合がある。

第一は、地質時代に形成された層理面沿いの「傷」が重力変形の過程ですべり面に成長する場合である。それには地質時代のフレキシユラルスリップ褶曲形成時に「傷」つ

いた層理面が重力変形の過程ですべり面に成長する例（武藤、1985；布施、1977；寺川ほか、1981）や、地質時代に層理面に規制されて生じた層面断層がすべり面に成長する例がある [2.3.1(4)参照]。そのほか、阿部ほか（1995）は堆積過程で生じた重力性褶曲構造形成時の層理面に沿う「傷」がすべり面に成長した事例を秋田県の奥羽山脈西縁部の第三系の地すべりで報告している。

第二は岩盤クリープ時に層理面に生じた「傷」が連続したすべり面に成長する場合である。砂岩泥岩互層では、変形の初期に複数の層理面ですべりが発生しやすいく、座屈褶曲で特徴づけられる岩盤クリープ褶曲が形成されることがある。褶曲すると地層が急傾斜になるので、滑落が起こりやすくなるが、褶曲形成過程で生じる褶曲構造凹部の低角度割れ目が層理面に沿うすべり面と連結すると、さらに滑落は容易になる（Yokoyama and Hada, 1989）。

第三は、掘削による応力開放で層理面に沿って変形が起こり、それが深部に進行していく場合である。そのメカニズムについてはSkempton (1964) やBjerrum (1967) の研究がある。このようなメカニズムで、特定の層理面が連続したすべり面に成長するためには、なんらかの原因で層理面に沿う「傷」が先行して生じていることが条件である。具体的な事例は大阪層群の層面断層に沿う滑落・転倒 [2.2.1(4)参照] や神戸層群の軟質凝灰岩薄層に沿う滑落 [2.2.2(3)参照] がある。

##### (d) 典型的な層面すべりの例

典型的な層理面をすべり面とする滑落（層面すべり）は上記の和泉層群や上部中新統～下部更新統宮崎層群など砂岩泥岩互層で生じている [2.2.2(2)参照]。移動体の輪郭は砂岩層中の節理面に規制されるので、直線あるいはその組み合わせになっている。層面すべりの発生頻度や規模は層理面の傾斜のほかに、節理面の性状、たとえば、方向性、連続性、分離しやすさなどに影響される [2.2.1(3)参照]。宮崎層群は、和泉層群と違って、節理面が連続性に乏しく分離しにくいいため、現在層面すべりの発生頻度は低い、過去に規模の大きな地すべり地形が形成されている。

平滑で連続性の良い層理面がすべり面になっていて、しかも移動体の岩石が新鮮で割れ目が少ないと、大規模な移動体がほとんど破壊されることなく滑落する。たとえば、北松型地すべりの鷲尾岳地すべり [7.2.1(1)参照] は、夾炭層に伴われる軟質凝灰岩薄層をすべり面として、平均層厚50～60mの岩盤が滑動しているが、移動体内部はほとんど破壊が無く、不動岩盤との区別が難しいほどである。また、滝坂地すべり（福島県会津地方）は、すべり面が細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩との境界の層理面にあり、厚さ最大135mにおよぶ移動体がほとんど攪乱されずに移動している（福島県土木部砂防課、1994）。

富山県氷見では、硬質泥岩層の層理面を「すべり台」と



図2.1 層状チャート(ch)の層理面に側方崖を規制された崩壊(美濃帯、長野県)(横山俊治撮影)  
移動体の大部分は泥質岩(粘板岩)(sl)で、チャートとの境界付近が左側壁にあり、層理面(複数)に沿って分離している。右側壁はほぼ断層に沿っている(写真には写っていない)。

して、その上の劣化した泥岩や凝灰岩が滑落するタイプがある(松島・山本、1990)。胡桃(くるみ)地すべりや五十谷(いかたに)地すべりが典型例で、 $10^7\text{m}^3$  オーダーの移動体が数時間の間に100~200m水平移動した(富山県、1968)。これらはいくつかの地塊に分かれて移動しているが、それは地すべりを縦横に横切る断層に規制されたものと考えられている。胡桃地すべりでは移動の過程で中央部に径3~5mの泥岩・凝灰岩の大岩塊が累々と折り重なって、5~10mの塔が林立して一大奇観が形成された。これは層理面が断層によってずれ、ひと続きの連続したすべり面が形成されなかったために、上部の地塊が下部の地塊に乗り上げた結果であろう。

#### (e) その他の層理面に規制された斜面変動

砂岩泥岩互層からなる非対称山稜の階崖(cuesta scarp)(受け盤側斜面)では、斜面の直下が浸食されるとオーバーハングした砂岩層が層理面から剝離して転倒・崩落することがある。層理面が急傾斜になっているところでは、移動体の側方が層理面に規制されることがある。図2.1は美濃帯の層状チャートの層理面が側方崖になっている例である。

層すべり、層面すべり、層理面すべり、流れ盤すべりなどの用語を用い、層理面に沿ったすべりを主張している報告書は多い。ところが、その報告書の地質断面図に描かれている地すべり断面は、すべり面が層理面に沿っていないことがある。層理面がすべり面になっているという思い込みが、基本的なことの理解を妨げているように思われる。

(阿部真郎・横山俊治)

#### (2) 片理・劈開

##### (a) 片理・劈開の定義

造構過程で生じた平行または準平行で密に発達する面構

造を劈開という。片理も劈開の一種であるが、変成鉱物の配列によって生じる変成岩起源の面構造に限って用いられる。片理・劈開は、層理面と同様に、地すべりのすべり面になりやすい構造であると考えられているが、斜面変動との関係は複雑であり、具体的な関係は良く分かっていない。ここでは、実例を二つ取りあげて片理・劈開の構造規制の実際を紹介したい。

##### (b) 結晶片岩の片理・劈開と斜面変動

結晶片岩の片理・劈開の典型例として三波川帯を取りあげる。三波川帯の結晶片岩の基本的構造は岩層に平行に発達する片理(層面片理)である。三波川帯では形成時相を異にする変形-変成作用が重複しているので、時相の異なる褶曲作用によって、片理は複雑に曲げられ、そのときに軸面に平行な断裂面である軸面劈開が形成されることもある。さらにすでに形成されている片理も後の変形作用によってさらに新しい片理に改変されている。

四国三波川帯は日本有数の結晶片岩の地すべり地帯であるが、地すべりと片理との関係を具体的に論じた研究は少ない。藤田ほか(1976)は片理面がつくる流れ盤側斜面で地すべりが多発することを指摘し、すべり面が片理面に支配される可能性を示唆した。彼はまた褶曲軸の落としの方向にも滑落しやすいことを示した。古谷(1976)は岩相によって地すべり分布に差があることを指摘しているが、彼が地すべりが多発しているとした岩層は、片理の発達が著しい岩層である。したがって、斜面変動が何らかの形で片理の構造規制を受けていることは明らかであろう。

片理は非常に剝離しやすい面であるが、軸面劈開の方が剝がれやすい場合がある。たとえば、片理は山側傾斜であっても、微褶曲の軸面劈開が剝がれやすく、その傾斜方向が斜面の傾斜方向と一致していると、岩盤は軸面劈開に沿って滑落することがある。

四国三波川帯は大規模な横臥褶曲の軸部を除くと、全体としては片理はゆるやかな構造をもつ。したがって急峻な四国山地では片理の傾斜は斜面傾斜よりゆるくなるため、多数の片理面に沿う滑動によってひとつの移動体が形成されていることがある。図2.2はその例で、移動体の背面は軸面劈開に、移動体の側面は横断節理(片理と軸面劈開に直交する節理)に規制されている。この地すべりでは、軸面劈開によるすべり方向の規制が大きく、すべり方向は片理面の最大傾斜方向と斜交するだけでなく、褶曲軸の方向とも一致していない。

##### (c) スレート劈開と斜面変動

スレート劈開の典型例として四万十帯瀬戸川層群の粘板岩に発達するスレート劈開を取りあげる。静岡県安倍川上流には、急傾斜のスレート劈開が発達した瀬戸川層群の粘板岩が分布し、多数の崩壊が発生している。スレート劈開は剝離しやすく、割れた面(以下、劈開割れ目とよぶ)は



平滑であるが、スレート劈開のわずかな斜交性に加えて、スレート劈開と鋭角で交わる固結小断層の存在で、劈開割れ目は連続性に乏しい。その結果、スレート劈開が山側に急傾斜している谷壁では、重力の作用でスレート劈開が谷側に曲げられ、劈開割れ目が発生しても、劈開割れ目に挟まれた板状岩片は縁辺部がくさび状になって互いにかみ

合っている。それによって、粘板岩は崩れることなく谷側に傾動し、谷側への曲げ褶曲 (valleyward bending fold) が形成される (横山・柏木、1996) (図 2.3)。

しかし、傾動が進むと、運動様式は次第に岩盤クリープから転倒に移行し、最終的には崩壊する。瀬戸川層群では多数キंक・バンドが傾動を促進し (伊藤・水落、1988)、最終的な崩壊もキंक境界に沿う割れ目を介して発生していることが多い。

スレート劈開の発達する粘板岩でも、南部北上山地宮城県雄勝町の上部ペルム系登米 (とよま) 層中部のものは、非常に連続した劈開割れ目が形成されており、傾動の初期から転倒が起こっている。スレート劈開は様々な地質体の粘板岩に形成されているが、どのような性質をもつ劈開割れ目が形成されるかによって、斜面変動の運動様式や発生頻度は異なってくると考えられる。 (上野将司)

(3) 節理

(a) 節理の定義

節理は、地質学的には破断面に平行な変位が肉眼で認められない明瞭かつ平滑な割れ目の総称である (地学団体研究会編、1996)。多くの場合、力学的には引張破壊である。斜面変動などの応用地質学的な分野では、つぎに述べる断層と共に、力学的不連続面として注目されている。節理に

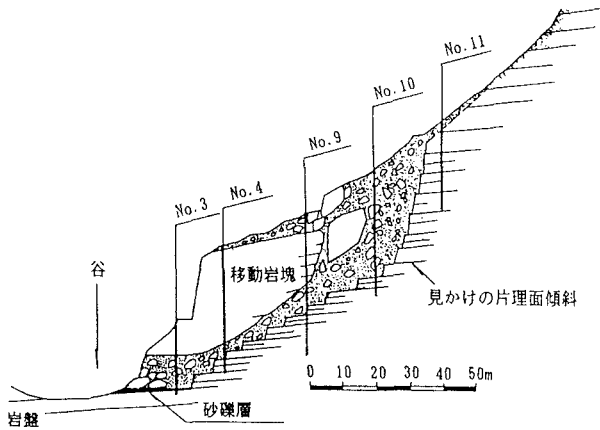


図 2.2 複数の片理面を利用して滑動する三波川結晶片岩の岩盤すべり (永田ら、1994)  
移動体は巨大な岩塊を含む岩屑堆積物になっている。No. 3~11はボーリング調査位置を示す。

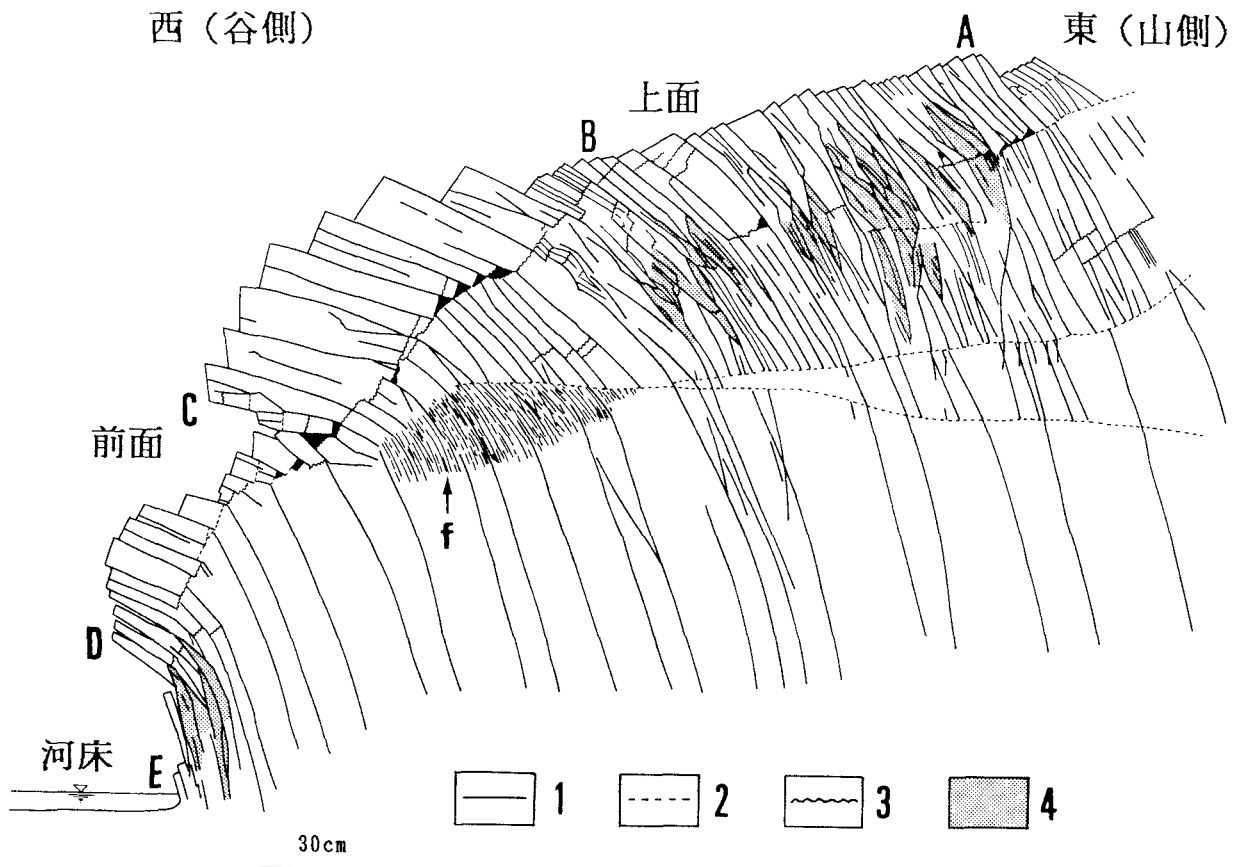


図 2.3 瀬戸川層群の粘板岩に生じた谷側への曲げ褶曲 (横山・柏木、1996) (口絵参照)  
1: 劈開割れ目、2: キंकバンド、3: 引張割れ目、4: くさび帯、f: 褶曲形態をもつ劈開割れ目群

は、広域的な造構応力や間隙水圧、マグマの冷却、地殻中の残留応力など、様々な要因で形成されたものが含まれている。節理は、形成時には密着しているが、重力やそのほかのインパクトによって容易に開口する。節理の発達する斜面では、節理によって区切られた大小様々なブロックの挙動が斜面変動を規制する場合がある。また、節理に沿って風化や劣化が進むことも斜面変動には大きな影響を与えるであろう。

#### (b) 単一ブロックの運動様式

節理によって画された単一ブロックの斜面における安定性は、二次元の幾何学的つりあいの問題として検討すると理解しやすい(新津、1981、1986；石田ほか、1985；横山、1991)。ブロックの安定性は、ブロックの形状 [ $\delta = \text{Arctan}$  (ブロックの高さ/幅)]、ブロックと斜面の強度(粘着力  $c=0$  として、内部摩擦角  $\phi$ )、および斜面の傾斜角( $\alpha$ )の相互の大きさによって決まる。 $\phi < \alpha$  かつ  $\phi < \delta$  のとき滑落が起こり、 $\delta < \alpha < \phi$  のとき転倒が起こり、 $\delta < \phi < \alpha$  のとき滑落と転倒が起こる。

節理に規制された典型的な斜面変動の運動様式は、崩落、滑落、転倒である。直立した柱状節理や板状(層状)節理の発達する斜面では転倒や崩落が、また緩く傾斜した板状節理の発達する斜面では滑落が発生しやすい。ただし、ブロックの形状は節理の3次元的な問題であり、加えて現実にはブロック底面の粘着力や地下水の影響、ブロック間の相互作用によりその安定性は変化する。したがって、斜面災害の発生予測やメカニズム解析の上では、これらの評価が重要なポイントになっている。なお、このような点を考慮した節理系岩盤の安定解析手法が提案され適用例が示されている(たとえば三木・西垣、1991；多田、1993などを参照)。

#### (c) 節理間隔と斜面変動

節理間隔(分布密度)は、岩盤の強度に影響を与えるため、斜面変動の発生場を規制しているといわれている(たとえば、山田ほか、1971)。高山地帯では岩石崩落や凍結融解作用による土砂移動が節理間隔に規制されていることはよく知られている(上本、1978；相馬ほか、1979；岩田・相馬、1982；小泉・柳町、1981；松岡・上本、1984など)。日本アルプス主稜線部の花崗岩類や流紋岩、中・古生代の堆積岩類分布地域では、節理間隔が狭いところほど、崖錐の発達が著しく、岩石崩落の発生頻度や落下量が大きいことが明らかにされている(松岡・上本、1984)。また、結晶片岩の分布地域でも、地すべりは節理の多い地域に多発する傾向があるという(平野・藤田、1986)。しかしながら、以上の例を除けば節理の間隔や分布密度が斜面変動の発生を規制しているかどうかについて広域的に詳しく検討された例はない。

#### (d) 柱状節理と斜面変動



図2.4 柱状節理に規制された安山岩質溶岩(a)の崩落(阿蘇山中岳火口内)(横山俊治撮影)  
崩壊は転倒・剝離(抜け落ち)による。

厚い溶岩や大規模な火砕流堆積物の溶結部(溶結凝灰岩)には、見事な柱状節理が発達することが多く、その急崖では、主として崩落や剝離、転倒のほか、ブロックが長柱状になっているためにすべりや座屈による斜面の破壊が起こっている(根岸ほか、1991；稲垣、1993)(図2.4)。北海道層雲峡の柱状節理の発達した第四紀の溶結凝灰岩では、肉眼で割れ目として観察できる節理のほか、付着力を残した岩盤中の弱面(潜在的節理)があり、後者の部分の破壊の様式(温度差によるブロックの伸縮)が主として変動の発生を規制している(根岸ほか、1991；根岸・中島、1993、1994；中島・根岸、1994)。これに加えて、斜面形と長柱状ブロックの傾斜が運動様式を支配している。下部の非溶結部が浸食され斜面では、オーバーハングした急傾斜の長柱状ブロックのすべり、あるいは岩塊の崩落が一般的である。これに対して下部が抜け落ちていない斜面では、柱状ブロックが転倒あるいは座屈している。

#### (e) 直立した板状節理と斜面変動

直立した板状節理の発達する火山岩類や中・古生代の堆積岩類では、しばしば転倒が起こっている(千木良、1984；新津、1986；申・山崎、1992；山崎、1992)。

千木良(1984)が記載した中部地方の濃飛流紋岩の例で

は、深部の岩盤中の潜在的節理が地表近くでは顕在化し、その節理に規制されて岩盤が転倒するが、さらなる転倒は、板状岩片を横切る引張り割れ目の形成によって進行している。転倒が進行すると、折れ曲がり部に変形が集中し、そこが最終的崩壊時の分離面になる。

#### (f) 方状節理と斜面変動

方状節理は花崗岩に典型的なものが発達している。北澤(1986)が長野県西部で記載しているように、風化のあまり進んでいない花崗岩類の崩壊を節理型と呼び、その発生数を調べているが、風化花崗岩の「表層型」に比べて発生数は少ないとしている。一般に方状節理では、ブロックの形状が大きいこととブロック底面の節理面が水平に近い( $\alpha$ が小さい)ことから、当然の結果である。1988年3月に滋賀県大津市の県道で発生した崩落の例がある(奥西・諏訪, 1992)。ここでは山側に傾斜した節理面を分離面としてすべりおよび転倒が発生しているが、転倒したブロックは柱状であった可能性がある。新鮮な花崗岩の節理型崩壊は兵庫県南部地震時に多発した(横山・菊山, 1997)。地震時には地震動による慣性力によって、通常安定している新鮮で大きなブロックが転倒・横跳びして崩れた(図2.5)。

#### (g) 節理による移動体の滑落崖の構造規制

堆積岩類や結晶片岩類の通常の地すべりでは、節理面がすべり面となることはほとんどないが、すべり面となっている層理面や片理面と結びついて、滑動を支配することが少なくない。地すべりの冠頭部や側方の滑落崖の形態はしばしばその地域に卓越する節理系を反映しているといわれている(申・山崎, 1992; 田近ほか, 1994)。上部白亜系和泉層群の流れ盤側斜面では、砂岩層中において層理面の最大傾斜方向と走向方向に発達する系統的節理群の構造規制をうけている。特に最大傾斜方向の節理群は連続性が良く

平滑であるため、それに沿って移動岩盤の側方は容易に分離され滑動している(横山, 1995)(図2.6)。

#### (h) 今後の課題

斜面変動への節理の影響度は、単に節理の方向と斜面の向きとの関係だけでなく、節理面の連続性、平滑度、分離のしやすさに加えて、ブロックの形状や大きさを規制する節理系の数とそれらの前後関係(アバット関係)、節理間隔が問題になる。斜面変動において節理の重要性は早くから認識されているが、実際の斜面において節理をどのように調査し、その影響度をどのように評価するかという問題は依然として残っている。突発的な岩盤崩壊に際して、しばしば使われる言葉に「潜在(的)節理(面)」がある(服部ほか, 1994; 根岸・中島, 1993など)。これは密着しているかあるいは肉眼的にはみえないが、インパクトによってその面から分離しうる岩盤中の弱面である。このような潜在的割れ目の地質学的な評価も重要である。

なお、風化花崗岩中の節理型崩壊については[2.2.2(6)]で、また花崗岩中のシーティングジョイントについては[2.3.2(4)]で紹介する。(田近 淳)

#### (4) 断層

##### (a) 断層の定義

断層とは、地質学的には破断面に平行な変位のみえるものを指す(地学団体研究会編, 1996)。力学的には岩石のせん断破壊である。断層には、長さ、破碎帯の幅、変位量に関してさまざまなスケールのものが存在する。形態的にも、破断面が平滑なものから湾曲したりジグザグになったもの、割れ目の密着したものから開口したものまである。断層内物質についても、それを含むものと含まないもの、粘土から角礫までである。このような断層の諸性質の多様性は材料力学的性質や水文環境に及ぼす影響度が断層ごとに異

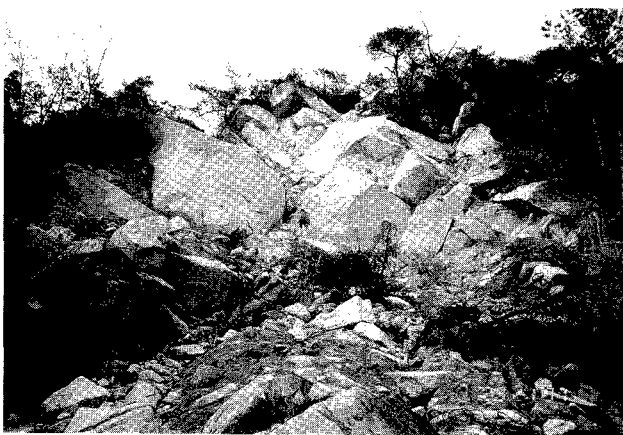


図2.5 兵庫県南部地震の地震動による新鮮な花崗岩の崩壊(兵庫県芦屋市)(横山俊治撮影)

崩壊の運動様式は方状節理に囲まれた花崗岩ブロックの転倒・横跳びである。崩壊を免れた花崗岩ブロックはしばしば谷側に傾動している。この崩壊部からは径9mに達する花崗岩ブロックが谷を落下し谷の出口まで到達している。



図2.6 滑落した砂岩層の冠頭部および側方を規制する系統的節理群(J1, J2)(和泉層群、大阪府阪南市)(横山俊治撮影) すべり面は砂岩泥岩の境界(層理面)(B)に形成されている。層理面の最大傾斜方向に平行な節理(J1)は平滑で連続性が良く、移動体の側方を分離する構造として有効に働いている。



なることを意味している。

(b) 断層が斜面変動に及ぼす種々の影響

断層あるいはニアメントに沿って斜面変動が多発する傾向があるという研究は少なくない(中村、1955;高野、1960;水落ほか、1986;吉田・木村、1975)が、断層のなにごどのように影響してどのような斜面変動が発生するのか、具体的な記載事例は少ない。斜面変動に断層の存在が果たす役割については、①滑落崖となって地すべりの領域を規制したり(山田ほか、1992;大河原、1992)、断層面がすべり面になる(中世古、1973;Prostka, 1978;中世古・橋本、1988;橋本・加藤、1992;藤崎・山根、1993;雨宮ほか、1994)、②断層破砕帯が崩壊する(三浦、1966、1967;井上ほか、1992)、③断層面あるいは断層破砕帯が地下水の通路となったり(田中、1971、1982;富澤、1987)、反対に遮水層となって山体地下水をダムアップして、斜面変動を起こしやすくする(上砂・岩崎、1988;藤田ほか、1992;西田ほか、1992)、などが考えられている。

(c) 高角度断層による移動体の滑落崖の構造規制

高角度の断層が地すべり頭部や側方の滑落崖を規定しているという報告は多いが、必ずしも断層と滑落崖との関係は確認されていない。しかし大八木ほか(1970)の鷲尾岳地すべり(北松型地すべり)の研究のように、断層と側壁の亀裂群との構造的関係および移動体の運動を詳しく論じているものもある。

(d) 山地—平地境界の逆断層に関係した低角度断層によるすべり面の構造規制

低角度断層がすべり面になっている斜面変動は大阪層群下部層のMa0~Ma2の海成粘土を含む粘土層で頻繁に発生している(中世古・橋本、1988)。すべり面となった断層は粘土層の層理面に平行に発達する厚さ数cmから数10cmのせん断帯で層状破砕帯とよばれ、脆性—延性遷移型変形で特徴づけられる(横山、1992)。層状破砕帯は、断層運動による山地と平地の分化過程で、両者の境界に発達する境界断層(活断層)から平地側の大阪層群に派生した層面断層(低角度逆断層)である。

断層運動と斜面変動の関係を図2.7の模式図に示す。山地側の岩盤が風化し、平地側には大阪層群のような軟質な未固結~半固結堆積物が分布する場所では、断層運動で山側が隆起すると、押された未固結~半固結堆積物は塑性変形(主にドラッグ褶曲)によって短縮するので、境界断層面の傾斜は地表に向かって緩くなる(図2.7-a)。それと同時に断層運動で押し上げられた岩盤は重力の作用で垂れ下がり、クリープ帯が形成される。断層運動と重力の相互作用による断層上盤のクリープ変形が大きくなると、豪雨や大きな地震が発生したとき、それらが誘因となってクリープ帯が崩壊する(図2.7-b)。図2.8の厚い崩壊土や地すべり土塊にはそのようにして生じた堆積物が多量に入っている。

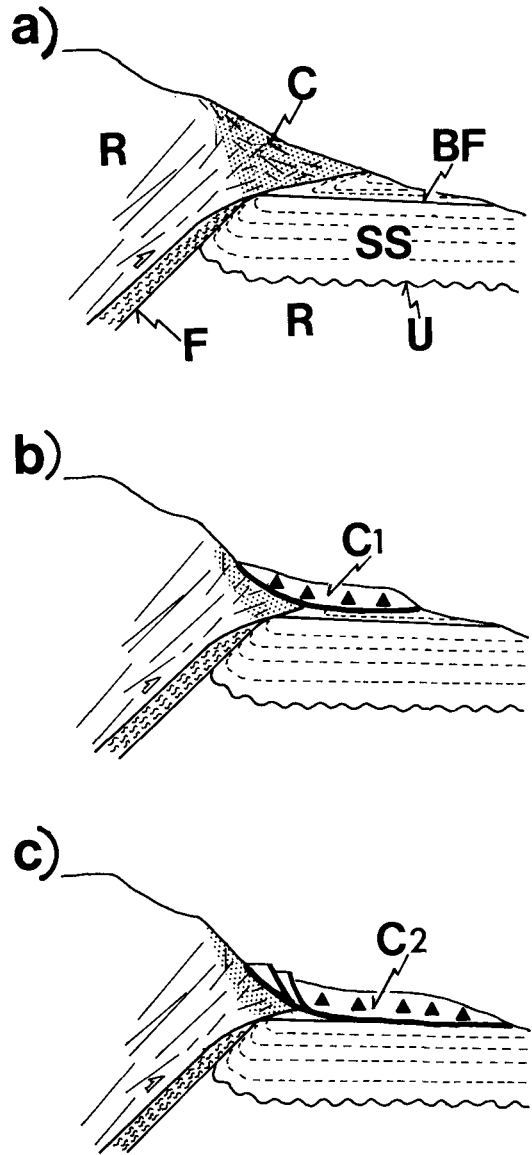


図2.7 山地—平地境界の逆断層運動と密接に関連して発生した斜面変動の形成モデル

a)断層運動と重力の相互作用による断層上盤の垂れ下がり(クリープ帯形成)と未固結堆積物の塑性変形(ドラッグ褶曲形成)による境界断層の緩傾斜化、および未固結堆積物中に層面断層の形成。b)クリープ帯の崩壊。c)層面断層に沿う未固結堆積物の滑落。R=岩盤、SS=未固結堆積物、U=不整合面、F=境界断層、BF=層面断層、C1=クリープ帯の崩壊による移動体、C2=層面断層に沿う滑落による移動体。

また、未固結~半固結堆積物には層理面に平行に層状破砕帯のような層面断層が形成されることがある(図2.7-a)。その場合には、層面断層をすべり面とする斜面変動が発生する(図2.7-c)。図2.8の大阪層群Ma1層中の地すべりも、すべり面は層状破砕帯の可能性がある。

次に、層状破砕帯の関係した斜面変動について述べる。大阪層群では、層状破砕帯と非変形粘土との境界が平滑で、そこが連続性の良いすべり面に成長しうが、一般に層状破砕帯の内部摩擦角が傾斜角より大きいことから、地すべ

りの発生は雨水の浸透による破碎粘土の強度低下と間隙水圧の上昇によるものと考えられてきた(西垣, 1977, 1991; 中世古・橋本, 1988)。しかし、横山 (1994a) は、斜面変動による変形構造の特徴と高塑性過圧密粘土の力学特性から掘削による応力開放 (Burland, *et al.*, 1977参照) に発生原因を求め、その際、層状破碎帯と共に層理面に鉛直に発達する小断層群が斜面変動の運動様式を規制し、滑落のみならず転倒も起こしていることを示した。このような斜面変動が一旦発生すると、雨水が緩んだ層状破碎帯に浸透し、著しい強度低下を起こす。そうすると、降雨時に従来言われているメカニズムで地すべりが発生する。

特殊な例として、層状破碎帯が断層変位を起こしたとき、層状破碎帯の一部が地すべりのすべり面に発展していった事例がある(横山, 1994b)。山地側のクリープ帯の崩壊も、地震動のみならず、断層変位が引き金になる可能性がある。

#### (e) 断層破碎帯の規模と斜面変動

道路法面で崩壊率と破碎幅の関係をみた資料 (成瀬, 1992) によると、破碎幅が0.1mと薄い場合と10m以上の厚い場合に崩壊発生率が高くなっているが、両者の中間の破碎帯幅の場合にはあまり高くない。

破碎幅の薄い断層は断層面が平滑であることが多いので、容易にすべり面になったと考えられる。

また破碎幅の厚い破碎帯は破碎度や粘土化の異なる領域が層状に配列し、その中には平行な小断層群が発達することが多い。そこでは開口した小断層面は地下水の通路になり、断層粘土を有する小断層面は遮水層になるので、降雨時には被圧水を生じやすい。一例をあげると、花崗岩の断層破碎帯中をV字にカットした法面で、降雨時に多数のパイピング崩壊と転倒崩壊群が発生した事例がある (横山ほ

か, 1997)。

それに対して、中間的な破碎幅をもつものは、断層面にゆらぎや凹凸、分岐があって平滑なすべり面形成に不向きであったり、破碎帯と非破碎岩の混在岩盤で岩盤全体としては大きな強度をもつため、崩壊発生頻度が低くなったと考えられる。

#### (f) 断層による地下水制御の評価に関する問題

断層による山体地下水のダムアップ効果はボーリング孔を用いた地下水位観測や湧水圧試験によって確認されているが、豪雨時の地下水の供給プロセスと斜面変動の関係が検証された事例はない。また地すべり地に断層が存在すると、地すべり地への地下水の供給が断層を通して起こり、それが地すべりの活動に常に効果的であったかのように解釈されることが少なくないが、実際にどうであったか現象の記載が求められよう。

#### (g) 造構力による断層と重力による断層の識別

通常、断層は造構力によって生じたものを指すが、地すべりのすべり面のような重力によるせん断破壊も地質学的には断層といえる。結晶片岩やスレートが熱水変質を受けたり風化した場合には、断層破碎帯と類似した構造がつけられる (木村, 1981)。千木良 (1985) によって記載された結晶片岩の岩盤クリープ性変形構造の破碎部もテクトニックな破碎帯と類似している。かつて中央構造線の断層露頭とされていたものの中に断層運動ではなく地すべりによって形成された破碎帯 (角礫層) がある (長谷川, 1992)。造構力による断層と重力による断層の識別は、断層の構造規制を議論する際の前提になることであり、斜面地質学の重要な課題のひとつである。

(横山俊治)

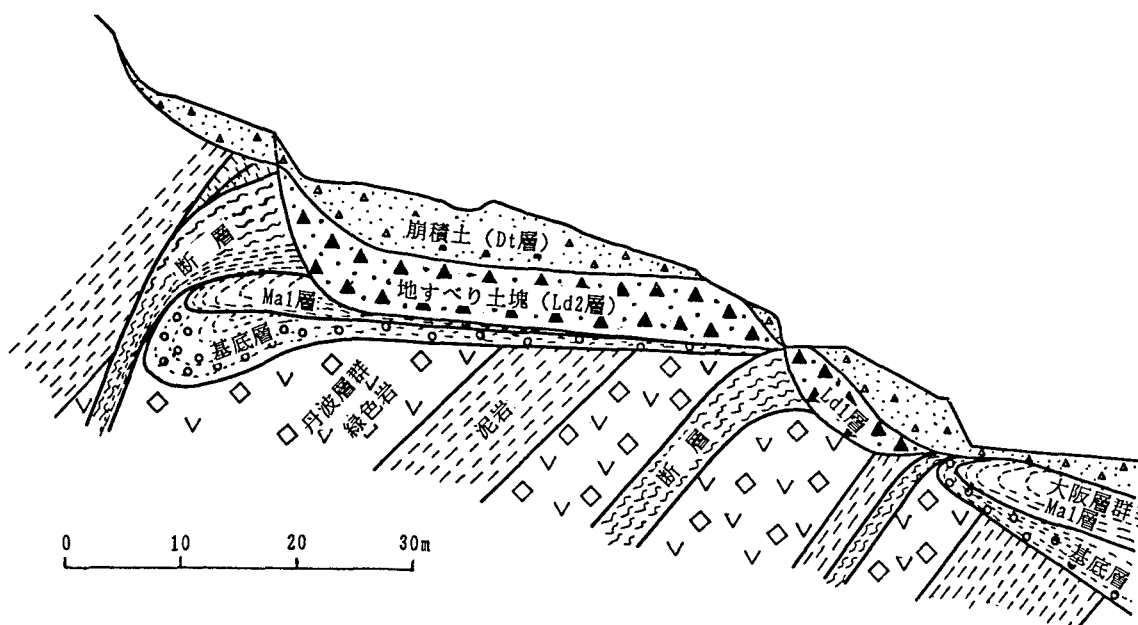


図 2.8 京都盆地南西部の有馬高構構造線沿いで発生した地すべりの地質断面図 (藤田ほか, 1992)

Ma1層: 海成粘土層

## 2.2.2 斜面変動を支配する地層・岩石

### (1) 泥質軟岩

#### (a) 泥質軟岩の定義

泥質軟岩の特別な定義はないが、泥質軟岩を含む堆積軟岩は一軸圧縮強度がおよそ9.8MPa (100kgf/cm<sup>2</sup>) 以下の、新鮮であっても強度の小さい岩石をいう (土質工学会編、1987)。多くの泥質軟岩は含水比が10~50%の範囲にあり、モンモリロナイトなど化学的に活性度の高い粘土鉱物が含まれる場合が多いといわれている。このような岩質を反映して、岩石の劣化が急速に進行するのも泥質軟岩の重要な特徴である。一軸圧縮強度からすると、泥質軟岩は第三紀層を構成する泥岩とみるのが一般的であろう。

#### (b) 泥質軟岩と地すべりの分布

第三紀の泥質軟岩を地すべりとの関係でみると、新潟県や秋田県のグリーンタフ地域のように多数の地すべりが発生している地域もあれば、広島県北部の備北層群や紀伊半島南部の田辺層群のようにほとんど地すべりの発生していない地域もある。また、兵庫県の神戸層群や、北九州の佐世保層群のように、地すべり多発地域であるが、すべり面を形成している地層の多くが凝灰岩で、泥質軟岩が地すべりに及ぼす影響の小さい地域もある。

地すべりに関して泥質軟岩を評価する場合、ほかの地層との組み合わせも重要である。たとえば、リズムックな砂岩泥岩互層である宮崎県の宮崎層群や新潟県下の魚沼層群は典型的な層面すべりが多発している。しかし、黒色泥岩からなる新潟県下の寺泊層では地すべり多発地域であるが、層面すべりは優勢ではない。

堆積環境の違い (陸成、汽水成、海成の違い) や鉱化作用の影響、火山性堆積物の混入度合い、埋没深度の違いなどは泥質軟岩の粘土鉱物の種類・量や黄鉄鉱の含有量に差異を生じる。粘土鉱物の種類や黄鉄鉱の含有量が泥質軟岩の劣化現象に影響しているのは明らかで、そのことが泥質軟岩の地すべりでは重要であると考えられる。

泥質軟岩にも種々の性質のものがあ、り、地すべりの発生頻度、規模、運動様式も一様ではない。なにをもって泥質軟岩の地すべりの典型と呼ぶか決まっているわけではないが、以下では、構成鉱物を含めてとくにその岩質が地すべりを規制している度合いの大きい泥質軟岩をひとつ選んで、泥質軟岩と地すべりの関係を検討してみよう。そこで取りあげる泥質軟岩は新潟県下のグリーンタフ地域に分布する黒色泥岩である。それは寺泊層や椎谷層に発達しており、とくに寺泊層は新潟県下のグリーンタフ地域の第三系の中なかでもっとも多数の地すべりが発生している地層である (山野井ほか、1974; 永田、1977)。

#### (c) 新潟県下の第三紀黒色泥岩の特徴

新潟県下の第三紀黒色泥岩に限ったことではないが、一軸圧縮強度が小さいので容易に破壊する。黒色泥岩の分布

地域は活褶曲構造が発達している地域にあたり、黒色泥岩は褶曲時に形成された小断層などの割れ目群で脆弱化している。また、とくに風化した黒色泥岩は地すべり運動でも容易に破壊するほど、強度が小さくなっている。

小出 (1955) が指摘しているように、岩石が水を含みやすいことが地すべりを発生しやすい原因になっている。寺泊層や椎谷層の地すべり崩土や地すべり粘土の自然含水比は20から50%を越える (岩永・野崎、1983a, b)。水を含みやすいことは失いやすいことでもあり、泥岩の露頭ではしばしば乾燥しているときには亀の甲のような割れ目が発達し、水を含むと割れ目がなくなる (小出、1955)。これは乾燥収縮による劣化が起きやすいということである [2.3.2(2)参照]。岩石が水を含みやすいということで、小さな谷でも絶えず水がわき出しており、乾天が続いても谷川の水は涸れず、谷の奥まで水田が発達している。このことは地すべり地においても普段から多量の水が供給されることを意味する。

黒色泥岩中にはもともとモンモリロナイトの含有量が多いことが報告されており (西田・湊元、1973; 藤田、1982)、地すべりによって二次的に形成されるものは補足的であると考えられている (農地地すべり調査グループ、1960; 布施、1969)。黒色泥岩はモンモリロナイトの膨潤による岩石の劣化が起こりやすく、浸水崩壊度試験では24時間後にはすべて泥状になった [2.3.2(2)参照]。

寺泊層の黒色泥岩の原位置せん断試験や室内の変形試験結果が示すように、黒色泥岩は破壊時のひずみが極めて大きく、繰返し载荷ではごく初期の段階から残留歪が増加していく傾向が認められる (野崎、1995)。さらに、一定荷重による持続载荷では極めて長時間にわたってクリープ変位を示している。すなわち、完全な破壊を起こさずに変形しうる能力 [延性度=ダクティリティという。植村 (1976)、Uemura (1981) 参照] が大きいのが特徴である。

海成である黒色泥岩中には多量の黄鉄鉱が含まれている。地表付近では酸素と接した黄鉄鉱は酸化され、硫酸が生成される。その硫酸によって黒色泥岩は溶解される。黒色泥岩ではこのような黄鉄鉱の酸化による塩類風化 [2.3.2(1)] を主因とする風化帯が形成されやすい。その結果、地表部から、黄褐色ないし褐色を呈する酸化帯、黒色の新鮮岩体と、その中間に両者の混じった溶解帯が形成される (千木良、1988)。

このほか、地すべり崩土や地すべり粘土は粘土含有量が多く、塑性指数が大きいことが知られている (岩永・野崎、1983a, b)。

以上、地すべりを念頭において、黒色泥岩の性質をまとめると、①壊れやすいこと、②地すべり発生以前にすでに割れ目が多いこと、③水を多量に含んでいること、④乾燥収縮による岩石劣化を起こしやすいこと、⑤モンモリロナ



イトの膨潤による岩石劣化を起こしやすいこと⑥黄鉄鉱による塩類風化が起こりやすいこと、⑦延性度が大きいことが特記される。

#### (d) 黒色泥岩で発生する地すべりの運動様式の特徴

ここでは、小出(1955)、高野(1951、1960)を参考に黒色泥岩の地すべりの運動様式の特徴をまとめてみよう。

黒色泥岩に特徴的な地すべりは継続的地すべりである。継続的地すべりははじめに高野(1951)が命名したものであるが、小出(1955)の定義も高野と変わらない。小出(1955)の定義によると、「相対的な地すべり運動の活発な期間が長く、ときには数10年あるいはそれ以上に及び、相対的に不活発な活動期間がその間にはさまってくる。しかしここで注意したいことは、運動が不活発になるのはどこまでも相対的な問題で、おそらく静止するのは、非常にまれではないか・・・」とある。高野(1960)ではこの継続的地すべりを粘調型地すべりと命名している。岩永・野崎(1983a)による粘調型地すべりも「緩慢で一般に慢性的な運動をする地すべり」と定義しているので、継続的地すべりに相当すると考えられる。ここでは粘調型地すべりを用いることとする。

黒色泥岩では、しばしば、移動層内の含水比が50%を越える泥の流動が起こる。泥の中には大小の岩塊が含まれており、土石流と記載されることもある。高野(1951、1960)はこのような運動様式の地すべりを流動型地すべりと命名している。高野(1951)は、「はじめから地層が錯乱されている地すべり」と限定しているが、高野(1960)はこのような限定をもうけず、運動過程での運動様式の変化のひとつとしても流動型地すべりが起こると認識している。小出(1955)は流動型地すべりに相当する地すべりを二次的すべりと呼び、「もっとも典型的には、地すべり地の末端にあらわれる粘土の流れであるが、継続的地すべりの表層の粘土層の動きも、二次的すべりと見てさしつかえない」としている。流動型地すべりに関して、「(二次的すべりは)基盤の岩石とは一応関係のない、すでに粘土化または砂礫化した部分の動きであるから、本来の地すべり現象である基盤の運動に、基本的には左右されるとしても、必ずしも地すべり現象そのものの運動とは一致しない。」という小出の指摘は重要である。黒色泥岩の地すべりでは、基盤中にすべり面をもつ粘調型地すべり運動とその地表部および末端部のいわゆる崩積土の流動型地すべりがほぼ同時にあるいは連続的に起こることを指摘するものである。流動型地すべりの移動速度についても、小出(1955)は興味深いエピソードを残している。柵口(ませぐち)地すべりでは、稲を刈る速度と背後から迫り来る流動型地すべりの速度がほぼ同じで、地すべりに巻き込まれることなく稲を刈り終えたという話である。土石流といっても一般にはゆっくりとした速度のようである。黒色泥岩で粘調型地すべりや

ゆっくりとした流動型地すべりが発生しやすい理由の一つとして、延性度が大きいことがあげられる。

椎谷層・寺泊層の場合、流れ盤側斜面で発生したものは約43% (面積率) で、残りは受け盤側斜面あるいは走向方向に傾斜している斜面である(福本、1978)。黒色泥岩の粘調型地すべりはすべり面が層面に規制されているとはいえない。種芋原村地すべりにみられるように、しばしば粘調型地すべりのすべり面は複数のものが風化岩に形成されている。これも粘調型地すべりの特徴の一つである。複数のすべり面の存在は活動時の移動体内部の複雑な動きと地表部の変形を示唆する。実際に、たとえば、柵口(ませぐち)地すべりでは地表面は1mくらい盛り上がり沈んだり、まるで波を思わせる運動を起こしたようである。

#### (e) 描かれるシナリオ

黒色泥岩における岩質の変化と地すべり運動との関係をシナリオにしてみよう。

まず、地表に露出した黒色泥岩は黄鉄鉱の酸化による塩類風化で風化帯が形成され、それと同時に岩石強度の低下が進む。とくに地表部では乾燥すると乾燥収縮による割れ目がすぐに形成される。そしてつぎに浸水したときにはモンモリロナイトの膨潤によって、岩石は一気に劣化し泥状になる。

やがて、風化した基盤の中では活褶曲形成時に生じた多数の割れ目に沿ってすべりが発生する。このすべりによってさらに岩石の破砕が進み、地すべり粘土[地すべり運動によって形成された粘土に富む物質、小出(1955)]が生成されつつ、次第にすべり面が連結していく。そして降雨や融雪を引き金に活動的になる。平滑で連続したすべり面の形成は期待できず、しかも複数同時に形成されることが多いので、活動期の地すべり運動は激しい内部破壊を生じ、地表面は波打つように変形したり、陥没帯が形成されたりする。これが活動期と小康状態を繰り返しながら、継続的に進行する粘調型地すべりである。

地すべり運動が活発になると、基盤中に生成された地すべり粘土は割れ目を通して地表に絞り出される。これが、地すべり地の人々が「地下がうんで粘土ができ、うみのようにしぼり出される」という現象である(小出、1955)。地すべり粘土の絞り出しは特に末端部で著しく、しばしば植生が付かない(小出、1955)。地すべり運動で基盤の割れ目が開くと岩石から多量の水が割れ目に向かってしぼり出される。地すべり粘土のしぼり出しはこの水圧にも促進されるが、水と地すべり粘土との反応で生じた膨潤圧も効果的に働いている。

粘調型地すべりの活動期にはこのようにして形成された粘土に富む表層部に多量の水が流入し流動型地すべりが発生する。

なお、黒色泥岩の劣化・泥状化が非常に進んでいる基盤

に、多量の水が作用すると、突発的に数十時間激しい動きを示し、地表部のようすを一変することがある。これが間欠的地すべりである〔高野(1951)・小出(1955)の命名による；高野(1960)の崩壊型地すべりに相当〕。この型の地すべりでは、地すべりの頭部に普通三角形をした崖ができ、その崖の下には凹地が形成される。このときの移動体の状態はしばしば「はじめから地層が錯乱された流動型地すべり(高野, 1951)」を呈し、押し出された土砂によって河川がせき止められることがある。

粘調型地すべり地で突発的に崩壊型地すべりが発生することがあり、いずれの型においても流動型地すべりが同時に起こったり、それに移行したりすると考えられる。重要なことはなにが起こったのか経時的な記録を正確に残しておくことであろう。そのようなデータの蓄積が黒色泥岩の素因としての作用を具体的に解明することになる。

また、新潟県第三系には、深度100m前後にすべり面をもつ巨大地すべり(移動体の体積： $10^8\text{m}^3$ 規模)(高浜ほか, 1991)や深度25~30mの新鮮な黒色泥岩にすべり面をもつ地すべりが知られている。これらの地すべりでは、泥質軟岩の強度が小さいことが地すべり発生の原因の一つになっているであろうが、上述したようなそのほかの岩質の特性が直接影響しているとは思われない。これらの地すべりでは別の素因を検討する必要がある。(横山俊治)

## (2) 砂岩泥岩互層

### (a) 地質素因としての砂岩泥岩互層

砂岩泥岩互層を斜面変動の地質素因として特別に問題にするのは、重力による変形の初期段階で、同時に複数の地

層境界にすべりが発生し、ある場合には岩盤クリープが進行して座屈褶曲を形成し、最終的には層理面に沿って岩盤すべりを起こして崩壊するという特性があるからである。このような斜面変動は和泉山地の上部白亜系和泉層群で起こっている(Yokoyama and Hada, 1989；横山, 1995)(図2.9)。ただし、砂岩泥岩互層がその特性を発現するためには、互層であること以外にいくつかの地質条件が必要である。ここでは、和泉層群を例に、どのような地質条件が砂岩泥岩互層の特性を発現するのかを検討する。

### (b) 互層パターンと延性度較差

和泉層群の砂岩と泥岩を比較すると、一般に泥岩の方が延性度が大きい。砂岩泥岩互層は延性度の異なる地層が繰り返し重なっているため、岩盤が全体としてもつ延性度較差が大きい。さらに地表付近では泥岩が一方的に劣化させられるために、地表部の岩盤の延性度較差は益々大きくなっている。延性度較差が大きいことは褶曲しやすいことを意味する。その結果、砂岩泥岩互層の岩盤で発生する斜面変動の運動様式や発生頻度は、砂岩あるいは泥岩のみからなる岩盤のそれとは異なっている。

和泉層群の砂岩泥岩互層では、砂岩層の層厚は10~50cmで、泥岩層は砂岩層より薄く、10~30cmである。したがって、高さ10m程度の斜面でも、十分に互層であることの特性がでてくる。しかし、単層の層厚が厚い岩盤は、斜面高が高くないと、互層であることの特性が現れない。単層の層厚と斜面高の関係は重要な地質条件のひとつである。

### (c) 層理面とすべり面

砂岩泥岩互層では、砂岩と泥岩が大きな物性コントラス

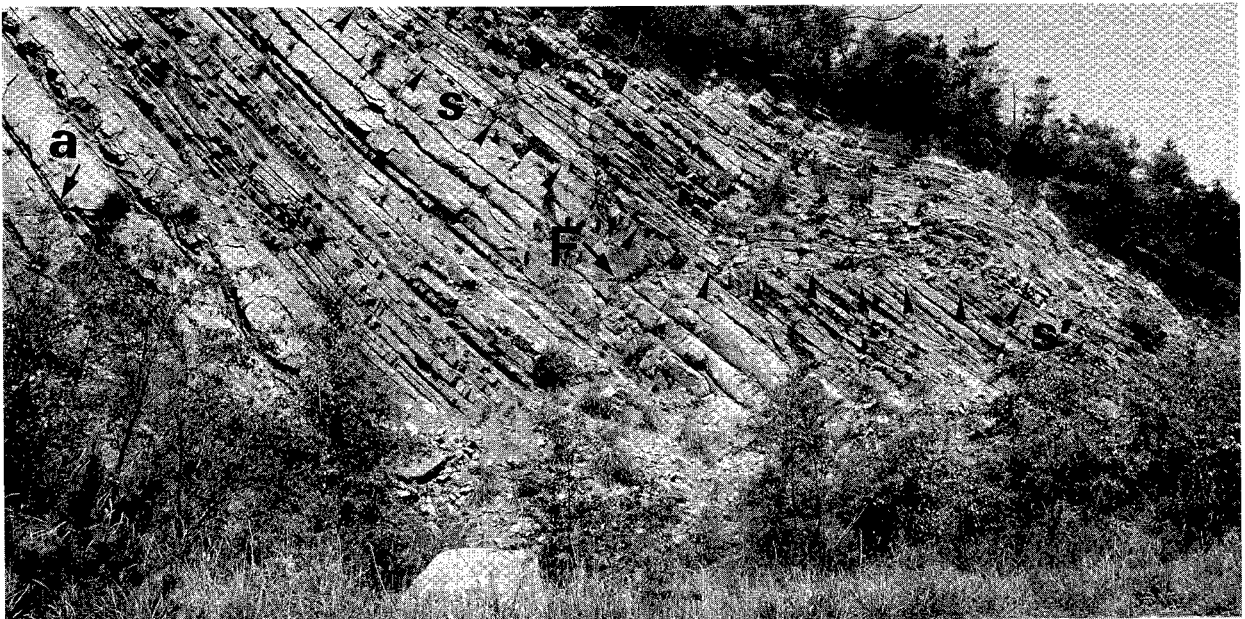


図2.9 和泉層群(砂岩泥岩互層)で発生した大規模な岩盤クリープ-岩盤すべりの縦断面露頭(大阪府泉南郡岬町)(横山, 1995) 岩盤クリープ領域はa位置の層準より浅所部側である。その領域の表層部が岩盤すべりに移行している。すべり面はs位置の層準の泥岩層中に発達している。岩盤すべりは低角度断層(F)を乗り越えて移動し、その際移動体の下部は消滅している。その先では再び層理面(s)に沿って滑落している[7.2.3(5)の図7.74参照]。

トをもつため、層理面に沿って泥岩側にすべり面が形成されやすい。通常、和泉層群は級化層理が発達するため、粒度差が最も大きくなる砂岩層の下底面に沿ってすべり面が形成される。和泉山地では、東西性の東に開いた大規模な向斜構造の北翼部の地層は40度前後の傾斜をもって連続しているため、平滑で連続性の良いすべり面が形成される [2.2.1(1)参照]。

(d) 互層パターンとすべり面の位置

異なる互層パターンの境界も力学的な異方向性が大きく、その層準の泥岩層にすべり面が形成される傾向がある。また非対称座屈褶曲 (図 2.10-a) や重力性ドレイブ褶曲 (図 2.10-b) は厚い泥岩層を挟んでいるところで形成されている。このように和泉層群の砂岩泥岩互層は基本的に高い律動性が斜面変動を促進しているのであるが、それと同時

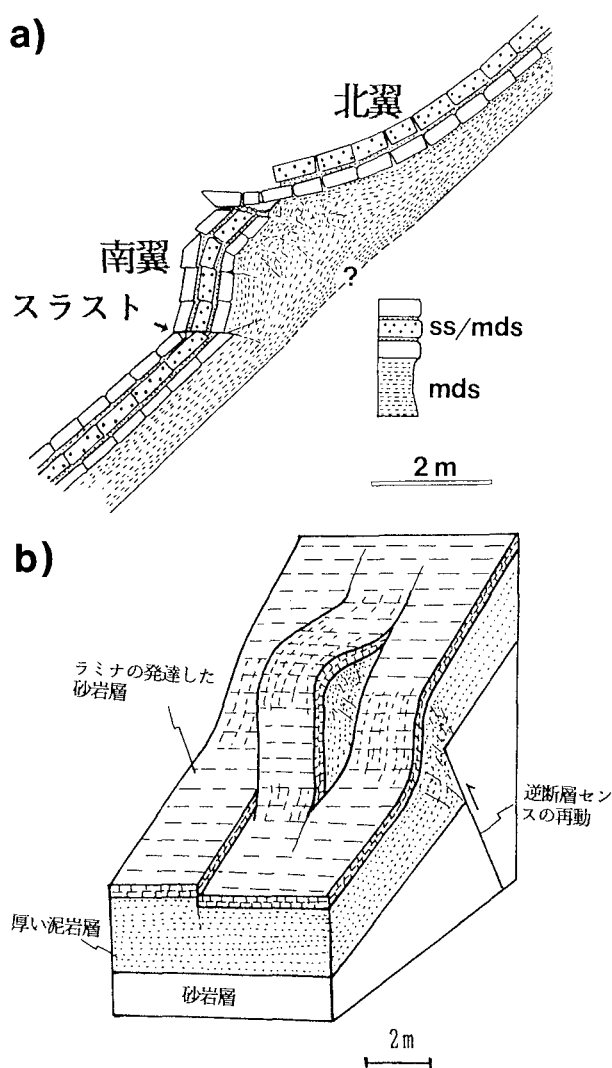


図 2.10 和泉層群 (砂岩泥岩互層) の岩盤クリープ性地質構造 (大阪府)

a) 非対称座屈褶曲 (Yokoyama and Hada, 1989)

ss/mds: 砂岩泥岩互層部、mds: 泥岩層 (口絵参照)

b) 重力性ドレイブ褶曲の模式ブロックダイアグラム (横山、1995)

に、互層のリズムの乱れが岩盤クリープ褶曲の成長を促進したり、最終的なすべり面の形成層準を規制している [7.3.3(5)の図 7.81 参照]。

(e) 砂岩層中の節理群の役割

風化に対する抵抗力の小さい泥岩層は容易に劣化して地層全体がフレキシブルに変形可能である。これに対して、風化に対する抵抗力の大きい砂岩層では岩石は変形しえないので、割れ目に沿う変位が地層の変形を支配する。和泉層群の砂岩層では、層理面の走向方向と傾斜方向の系統的節理群が岩盤クリープや岩盤すべりの発生を促進している [2.2.1(3)参照]。それは、これらの節理群は分布密度が高く、連続性、平滑度が良く、容易に分離面になるからである。

(f) 今後の課題

砂岩泥岩互層は日本列島に広く分布する地層であるが、互層の特性が発現しているものと発現していないものがあり、それが斜面変動の運動様式や発生頻度に現れている。各地質体について、互層以外の地質条件をさまざまな角度から検討することで、斜面変動の実態は把握できよう。

(横山俊治)

(3) 凝灰岩

(a) 凝灰岩の定義と記述の対象

本来の定義によると、凝灰岩は構成粒子の大部分が直径 2 mm 以下の火山灰が固結した火砕岩の総称であるが、ここでは、凝灰角礫岩などもっと粗粒の火山岩塊を含む火砕岩をも凝灰岩として記述することとする。

斜面変動としては、凝灰岩中にすべり面をもつ滑動を対象とし、水中火砕岩や溶結凝灰岩の岩壁でみられる節理に規制された崩壊は取り扱わない。

便宜上、凝灰岩層の層厚とすべり面の位置に着目して、凝灰岩中にすべり面をもつ斜面変動を分類すると、碎屑岩中の凝灰岩薄層にすべり面をもつもの；厚い凝灰岩の最下部にすべり面をもち、碎屑岩上を滑落するもの；厚い凝灰岩の最上部にすべり面をもち、その上を碎屑岩類が滑落するもの；厚い凝灰岩中にすべり面をもつものに分類することができる。このほか、事例はひとつしかないが、凝灰岩の硬・軟互層中の斜面変動がある。

(b) 碎屑岩中の軟質凝灰岩薄層にすべり面をもつタイプ

このタイプにおいて凝灰岩の素因としての特徴が最も効果的に発現されている。軟質凝灰岩薄層は降下性火山灰を起源とするものが多く、層厚が薄くても、連続性の良い層理が形成されている。軟質凝灰岩薄層はしばしばその上下を硬質な碎屑岩層に挟まれている。その結果、変形は凝灰岩に集中することになり、層理面に規制された層面すべりが発生する。凝灰岩層の層厚が薄いほど、変形集中は起こりやすい。

このタイプの典型は古第三系神戸層群でみられる (図



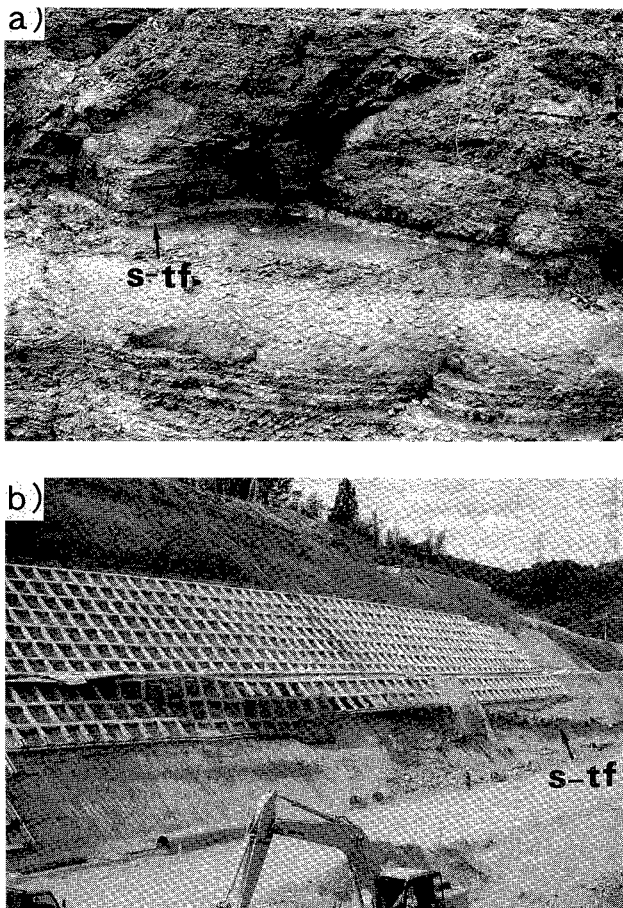


図 2.11 軟質凝灰岩薄層とそこにすべり面をもつ斜面変動 (神戸層群、神戸市北区) (横山俊治撮影)

- a) 硬質の凝灰岩泥岩細互層に挟在する軟質凝灰岩薄層 (s-tf)。凝灰岩泥岩細互層との境界に沿って軟質凝灰岩薄層側にすべり面が形成されやすい。
- b) 掘削によって、軟質凝灰岩薄層 (s-tf) の最上部で滑動が起こり、上盤が迫り出し、ついには法枠が破壊された。ただし、この状態でもなお移動体は不動岩盤から完全には分離していない。

2.11)。上下を硬質の碎屑岩層(硬質の凝灰岩層のこともあ)に挟まれた厚さ数cm以下の軟質凝灰岩薄層をすべり面とする典型的な層面すべりである。掘削斜面では複数の軟質凝灰岩薄層に沿って同時に滑動が始まる場合がある。軟質凝灰岩薄層は変動の初期には地層全体が塑性変形するが、最終的には上位あるいは下位の硬質な地層との境界にすべり面が形成されている。

北松型地すべりの典型である古第三系佐世保層群の層面すべりもこのタイプで、すべり面は夾炭層中の軟質凝灰岩薄層中にある。

このタイプに近いものは東北地方のグリーンタフ地域においてもみられ、第三紀中新世中期～後期の珪質泥岩層や黒色泥岩層中に挟在する層厚1～2cmの軟質凝灰岩薄層がすべり面になっている。

(c) 厚い凝灰岩層の最下部にすべり面をもつタイプ

このタイプは富山県水見丘陵の新第三紀の凝灰岩層をす

べり面とする大規模層面すべりで見られ、胡桃(くるみ)地すべりや五十谷(いかたに)地すべりが典型である(松島・山本, 1990)。下位の硬質泥岩層と対照的に、その直上の厚い凝灰岩層(層厚25m)および、さらにその上位の碎屑岩・凝灰岩の互層は著しく劣化している。とくに凝灰岩の劣化が著しく、それが未風化岩層(下部層)と劣化岩層(上部層)からなる二階建て構造の形成に貢献している。地すべりは下位の硬質泥岩層をすべり台として、劣化した上位層準の地層が滑落するもので、典型的な層面すべりである。

(d) 厚い凝灰岩層の最上部にすべり面をもつタイプ

東北地方のグリーンタフ地域には第三紀中新世初期～中期に形成された塩基性～中性の火山礫凝灰岩を主体とする厚い火山碎屑岩層がある。この地層は、著しい熱水変質で緑色を呈することから、緑色凝灰岩層と呼ばれている。

このタイプの斜面変動は緑色凝灰岩層で発生している。すべり面が緑色凝灰岩層の最上部に形成され、その上を厚い珪質泥岩層が滑落するものである。この典型事例は秋田県の下漆原(しもうるしばら)地すべりや、秋田県・奥羽山脈西縁部の岩盤すべりである。緑色凝灰岩層の最上部が軟質化し、そこがすべり面になった一種の層面すべりである。しかし、なぜ緑色凝灰岩の最上部が軟化したのか、それには一般性があるのかなどは不明である。

(e) 厚い凝灰岩層中にすべり面をもつタイプ

このタイプの斜面変動も東北地方のグリーンタフ地域の緑色凝灰岩層で発生している。秋田県・出羽丘陵地域には、このタイプの地すべりが多数分布している。すべり面は厚い緑色凝灰岩層中に挟在する軟質凝灰岩薄層(降下火山灰や軽石流起源)に存在している。この点から、挟在する軟質凝灰岩薄層にすべり面をもつタイプとみることもできる。現在、多くの地すべりの移動体は劣化して岩屑状になっているが、福島県会津地方の滝坂地すべりや抜戸地すべりのように典型的な岩盤すべりを示すものもある。

(f) 凝灰岩の硬・軟互層中の斜面変動

このタイプの斜面変動は古第三系神戸層群の金会地すべりで観察された(加藤・横山, 1994)。神戸層群の凝灰岩には様々な粒度・層厚のものがあり、軟質凝灰岩薄層のように指圧で容易に変形しうるものから、一軸圧縮強度が98MPa(1,000kgf/cm<sup>2</sup>)を越えるものまである。金会地すべりでは、種々の強度の凝灰岩層からなる互層が上位の砂岩・礫岩層と下位の泥岩の間に存在する。軟質凝灰岩層は凝灰岩互層の最下部のほか、複数の層準に発達する。斜面変動は最下部層準の軟質凝灰岩層を主要なすべり面とするが、そのすべり面で滑動したときに、凝灰岩互層および砂岩・礫岩層を斜めに切り上がる山側傾斜のせん断面が形成され、それに沿って山側の地塊が下流側の地塊に押し上げられている(図2.12)。この地すべり地の少なくとも下流側の半分の領域では、このような変動を繰り返し、覆瓦重複すべ

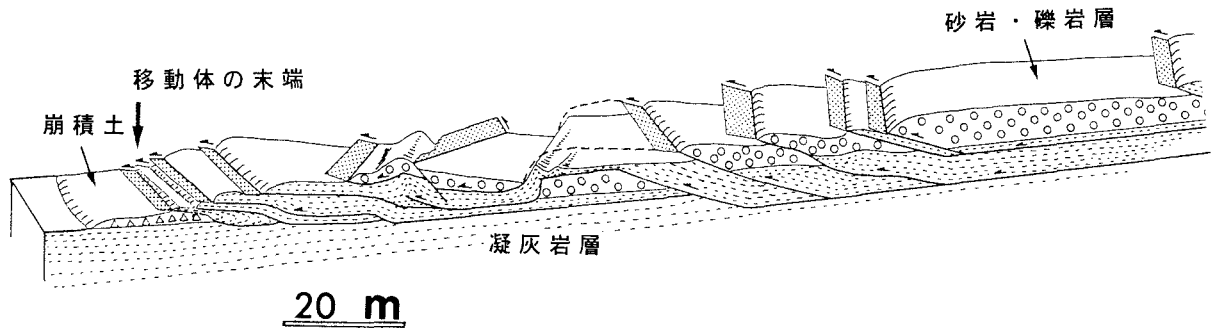


図 2.12 神戸層群金会地すべりでみられる覆瓦重複すべり (加藤・横山, 1994) (口絵参照)

覆瓦重複すべり構造は移動体の末端部から冠頭部に向かって約 2/3 の領域で観察される。凝灰岩の直下には泥岩が存在するが、泥岩の衝上が認められないので、すべり面はいずれも凝灰岩中にあると考えられる。

り構造を形成している。凝灰岩互層内には軟質凝灰岩は塑性変形が容易で岩盤クリープ性褶曲がところどころに発達している。金会地すべりと同様の層序はほかの地すべり防止区域でも認められるが、覆瓦重複すべり構造は確認されていない。

#### (g) 凝灰岩の軟質粘土化と粘土鉱物

凝灰岩がすべり面になりやすい理由は凝灰岩の構成物が粘土鉱物に変質し軟質になっているからである。神戸層群では、凝灰岩にも泥岩にもスメクタイトが含まれているが、凝灰岩の軟質になったものほどスメクタイトの含有量が高くなる傾向がある。佐世保層群の凝灰岩も、主要な粘土鉱物はスメクタイト (モンモリロナイト) である。しかし、東北地方のグリーンタフ地域ではスメクタイトを含まない凝灰岩起源の地すべり粘土もかなりあり (図 2.13)、いまのところデータが非常に少ないので、スメクタイトの存在が一義的にすべり面を規定しているかどうか明確なことはいえない。

田中 (1995) によると、地震時には、ハロイサイトを含む凝灰岩層がすべり面となって層面すべりが発生している場合が多いという。しかし、上記の神戸層群や佐世保層群、東北地方のグリーンタフ地域の凝灰岩ではどれもハロイサイトを含むものはない。粘土鉱物種 (ハロイサイトの有無) と誘因 (地震か降雨か) に相関性があるかどうかは今後の課題である。 (阿部真郎・横山俊治)

#### (4) 炭 層

##### (a) 日本の炭田と地すべりの分布

日本の主要炭田の分布図 (Kobayashi, ed., 1973) から、夾炭層の分布地域に地すべり防止区域が集中する炭田を抽出すると、地すべり防止区域の集中する炭田は19地区ある。地すべり防止区域の集中する19地区の炭田の中で、地すべり防止区域が夾炭層分布地域の全域に密集して分布している炭田は、北陸地方の信越と東筑摩、九州地方の唐津と佐世保で、それ以外の炭田では、地すべり防止区域が一部の地域に集中するか、全域に分散しているにすぎない、それ

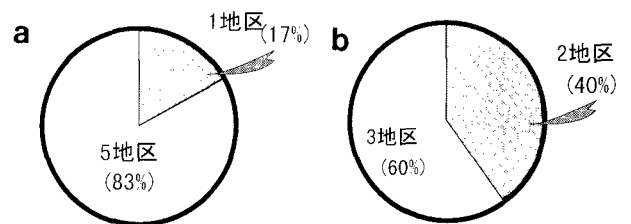


図 2.13 凝灰岩起源の地すべり粘土におけるスメクタイトの有無 (東北地方のグリーンタフ地域) (阿部真郎原図)

- a) 泥岩層に挟在する軟質凝灰岩薄層を地すべり粘土とするもの (中新世中期～後期)  
 b) 緑色凝灰岩層中の地すべり粘土 (中新世前期～中期)  
 白色部分：スメクタイト有り、黒点部分：スメクタイト無し

らは数例を除いて夾炭第三紀層である。

##### (b) 夾炭第三紀層の炭層と斜面変動との関係

夾炭第三紀層では、北海道地方の石狩 (鈴木ほか, 1970; 岡村ほか, 1992)・東北地方の久慈 (道淵ほか, 1991)・常盤 (山崎ほか, 1990)・最上 (嵐田ほか, 1987; 高橋ほか, 1988)、近畿地方の神戸北部 (新関, 1976; 藤田, 1994) など、炭層がすべり面になっていると報告されている。しかし、安藤 (1972) は、北松型地すべりにおいて、すべり面は炭層の中ではなく、夾炭層に挟在する軟質凝灰岩薄層ないし炭質泥岩層中に生じていることを明らかにしている。田近ほか (1994) が北海道釧路炭田の浦幌 (うらほろ) 層群で報告した事例でも、すべり面は軟質凝灰岩薄層中に生じている。多くの第三紀層では炭層の方が周囲の地層より硬質であるのですべり面になりにくい。

ただし、凝灰岩層の化学的風化に炭層が影響した可能性がある。安藤 (1967) によれば、佐世保層群の泥岩・炭質泥岩には硫化鉄が0.2～1%程度含まれるが、石炭には一般に0.4～4%も含まれる (1～2%の量が含まれることが多く、まれに6～7%の例もある)。硫化鉄は酸化すると硫酸を発生させるが、安藤 (1967) は、炭質泥岩や炭層から溶出した含硫酸塩地下水の化学作用によって凝灰岩が粘土化

するという、粘土層生成機構を提唱した。しかし、大八木(1974)は、すべり面とその上下の粘土層・「ゴマ層」(凝灰岩)、未風化部の「ゴマ層」などの粘土鉱物分析を行ない、どの部分にもモンモリロナイトを含む類似の粘土鉱物組成が認められることから、主要な粘土鉱物は、安藤(1967)の化学的風化作用のみで生成されるのではなく、初源的に存在していた可能性があることを指摘した。モンモリロナイトの成因が解明されれば、凝灰岩層の粘土化の原因も明らかになるであろう。

炭層と凝灰岩の密接な産出は、炭層が形成されるようなおだやかな堆積環境において、はじめて降下した火山灰が凝灰岩層として保存されるためである。夾炭層に着目することで、すべり面が摘出できる確率が高くなるであろうが、炭層がすべり面になっているかどうかは詳細な観察が必要である。

### (c) 三畳系成羽層群の炭層と斜面変動との関係

最近、三畳系成羽層群で、炭層がすべり面となる地すべりの事例が報告されている(岡本・田中、1990; 内山ほか、1992; 山田ほか、1994)。成羽層群の地すべりは、成羽層群最下位の夾炭層を含む仁賀層(鈴木・Asiedu, 1995)に発達している[7.2.3(4)の図7.68参照]。成羽層群の炭層は第三系のものに比べてより強く固結しているが、炭層は広域的な褶曲運動に際してインコンピート層として挙動して集中的に破碎され、粉炭状になっている。

調査ボーリングや露頭観察によると、すべり面は炭層内に存在する場合が多い(岡本・田中、1990; 内山ほか、1992; 7.2.3(4)の図7.70-b参照)が、炭層周辺の地層も斜面変動時だけでなく地質時代にもしばしば著しく破碎されているので、個々の地すべり構造は十分に解明されていない。

移動体は、上位に活動的で崩積土状になった土塊が位置し、下位に不活発で風化岩状を呈する土塊が重なった二階建ての地すべり構造もよくみられる[7.3.3(4)の図7.79参照]。すべり面はそれぞれの土塊内の炭層中に存在し、地下水位もまたそれぞれのすべり面の近傍に存在して二階建てとなっている。粉炭状の石炭が不透水層となり、地下水を遮断している[7.3.3(4)の図7.79参照]。

成羽層群の地すべりでは、夾炭第三紀層の地すべりとは違って、少なくともすべり面の一部が炭層であるのは明らかである。しかし、地すべり全体の中で炭層がどの程度、どのような形で、地すべり運動に影響しているのかはまだ十分解明されていない。この解明が今後の課題である。

(田中 元)

## (5) 蛇紋岩

### (a) 蛇紋岩と蛇紋岩化作用

蛇紋岩は、超苦鉄質岩の主成分鉱物であるかんらん石や輝石が蛇紋石に変化してできた岩石である。このような超苦鉄質岩が蛇紋岩となる作用を蛇紋岩化作用という。

日本では、造山帯で横臥褶曲や押しつぶせ褶曲の形成に伴って貫入した超苦鉄質岩が多い。このタイプの超苦鉄質岩は造山帯に沿って帯状に分布し蛇紋岩帯(テクトニックメランジ帯)を形成していることが多い。全体に著しく変形し蛇紋岩化作用も進んでいる。さらに、蛇紋岩化作用に留まらず、熱水変質作用によって滑石やMg緑泥石、モンモリロナイトも形成されている。蛇紋岩帯では、被った変質作用や変形—変成作用の内容と程度によって、種々の鉱物組成をもつ蛇紋岩が混在しており、さらに、外来性や現地性の大小さまざまな岩塊が蛇紋岩基質中に含まれてくる。

### (b) 蛇紋岩の工学的性質

蛇紋石は葉片状で剥離性を持ち、風化しやすく、水を吸収して粘土化しやすい性質をもつ。滑石は層間結合力が弱く、容易に破断・滑動する。Mg緑泥石やモンモリロナイトは容易に膨潤する。このような蛇紋岩の構成鉱物の性質に加えて、著しい破碎のため、トンネル工事などでは、切羽での応力開放による葉片状構造のゆるみと吸水膨張によって、大きな膨張性土圧を生じ難工事を強いられることになる。

梅津(1995)は、蛇紋岩を、典型的な塊状蛇紋岩(変質度I)、構造運動によるせん断破碎を受け葉片状~圧碎化した蛇紋岩(変質度II)(図2.14)、広域的な変形—変成作用で滑石片岩や緑泥石片岩になっている蛇紋岩(変質度III)に区分している。これまで施工時に問題になった蛇紋岩は変質度IIのものが多いという。

野地(1988)は、蛇紋岩に滑石が含まれると、せん断強度、とりわけ内部摩擦角が低下することを指摘し、蛇紋岩の工学的分類に当たっては、蛇紋岩の形態(塊状、葉片状、粘土状)と滑石の有無に注目することが有効であることを示した。横田ほか(1995)は全国各地の代表的な風化蛇紋岩試料について鉱物組成と強度特性を調べた。それによると、ピーク強度の内部摩擦角( $\phi'$ )と残留強度の内部摩擦角( $\phi_r$ )は、①蛇紋石が主成分の場合、いずれも $30^\circ$ 前後で



図2.14 葉片状蛇紋岩(夜久野岩類、兵庫県穴栗郡三方町)(横山俊治撮影)



あるが、②滑石が主成分の場合あるいは③緑泥石、モンモリロナイトが主成分の場合には、いずれも20°前後かあるいはそれ以下である。

(c) 蛇紋岩地すべりの特徴

蛇紋岩のもつこのような工学的な性質は斜面変動の原因にもなるもので、蛇紋岩地帯が地すべりになっている例は少なくない。たとえば、図2.15に示す飛騨外縁帯東部地域は典型的な蛇紋岩メランジ帯で、ここでは多くの地すべり地の中核部が葉片状蛇紋岩の分布と一致している。古川ほか(1994)は、地すべりにおいても、蛇紋岩の岩質が地すべりの分布を規制していることを指摘した。

低引(1993)や低引ほか(1994)は、日本の蛇紋岩地帯の地すべりの特徴を総括して、①主に地質構造線に沿って分布し、周辺は複雑な地質構造を示す、②蛇紋岩とともに地すべりの基盤地質を構成する特徴的な岩石に玄武岩・角閃岩・圧砕岩がある、③地すべりの種類としては、粘質土すべりと崩積土すべりが多く、岩盤すべりの例は一般には認められない[ただし、最近塊状蛇紋岩の大規模崩壊が報

告された(加藤ほか、1998)]、④すべり面は、蛇紋岩中および蛇紋岩とほかの岩石の境界に発生したものが多く、⑤地すべり規模は、小規模から大規模まである。粘質土からなる大規模地すべりも存在する。大規模地すべりでも地すべり地形が不明瞭なものが存在する、⑥浅層すべりと深層すべりが共存するケースがしばしば認められる、⑦地すべり斜面は、勾配10~20°と緩い、⑧ゆっくりとした徐動性の運動を続けているものが多い、ということをも指摘した。これらの指摘は、蛇紋岩地帯の地すべりの全体像を理解する上で大いに役立つ。ここで指摘された個々の特徴が、地すべりの発生・発達機構とどのように関係しているのか、という点については今後の課題となっている。

(d) 初生すべりの発生機構

初生すべりの発生機構については未解明の部分が多いが、概略以下のように考えられる。構造帯に分布する蛇紋岩体の多くは、それ自身が上昇過程において、著しい圧砕作用をうけるとともに、蛇紋岩化作用やほかの変成作用や変質作用をうけた。とくに変形・変質が進んだところでは、

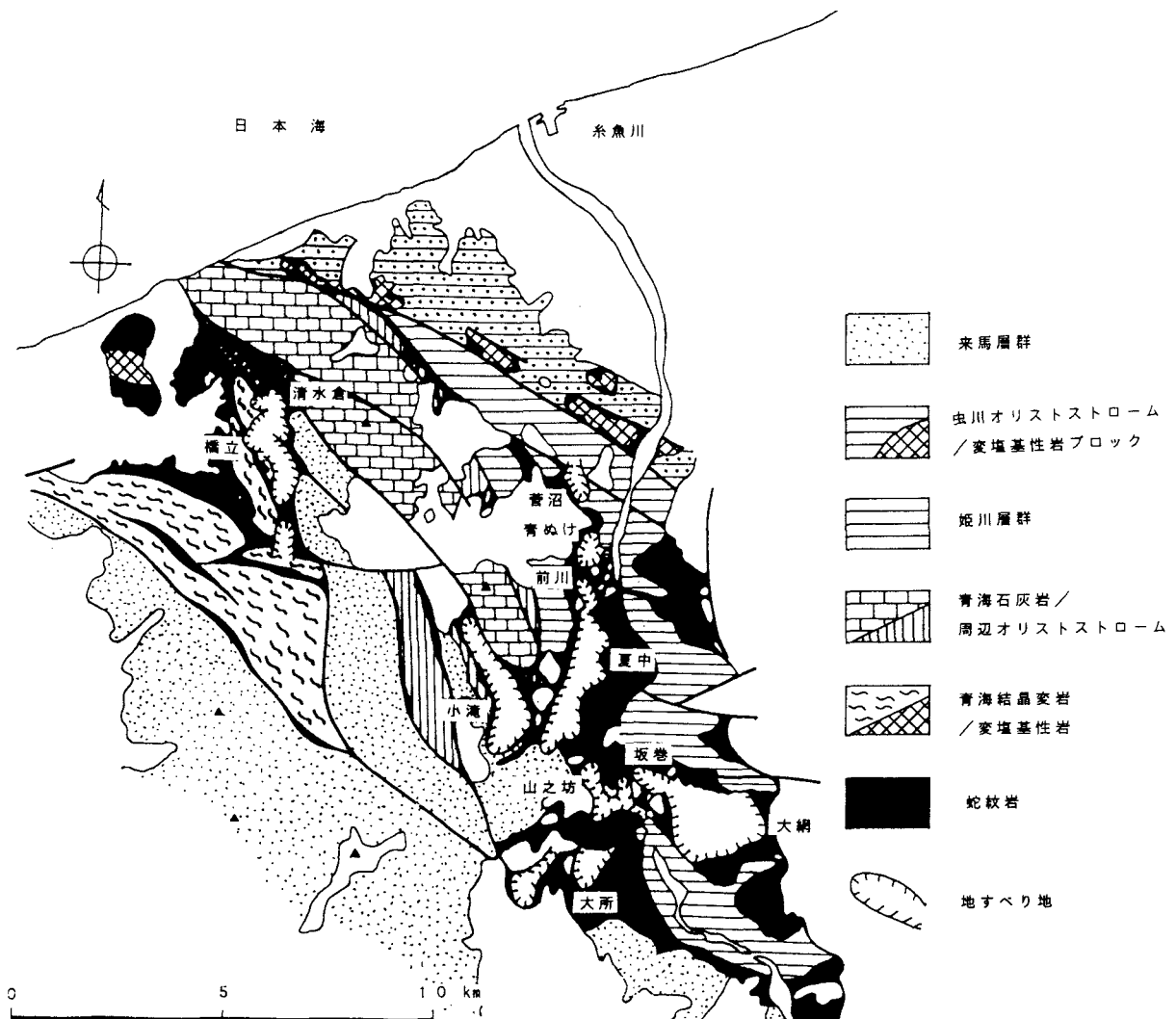


図2.15 飛騨外縁帯東部地域の蛇紋岩と地すべりの分布 [小松ほか(1985)をもとに編図]

葉片状蛇紋岩が形成された。この葉片状蛇紋岩の主成分鉱物である蛇紋石や滑石、緑泥石は、いずれも土粒子間の結合が弱く、可塑性・粘着力に乏しく、塑性指数が極めて低い。地表部分で風化・劣化すると、僅かな水分増加で容易に膨張し流動化する。ただし、通常、葉片状蛇紋岩は変形・変質度が異なる岩石と混在しているので、変動（流動化）が様々な部位で発生し、ついには移動体全体が流動化するような斜面変動を生じる。したがって単純にひと続きのすべり面が存在しているとは考えられない。蛇紋岩地すべりで地すべり地形が不明瞭なのはこのためかもしれない。

#### (e) 二次的の地すべり—蛇紋岩崩積土のすべり—の特徴

低引（1993）の総括によると、蛇紋岩地域で現在活動しているのは主に崩積土であるとしている。ここでいっている崩積土は、過去の地すべりによって生じた移動体の可能性があり、現在の地すべりは再動した二次的の地すべりであると解釈されている。このようなタイプの地すべりは、飛騨外縁帯の青ぬけ地区において古川（1993）が、また三郡帯の田口地区において低引（1993）、大倉・永守（1993）が詳細な報告をおこなっている。これによると、地すべり土塊が蛇紋岩起源の礫・砂優勢の粗粒土から構成されること、地すべり土塊中に地下水が豊富に賦存していること、地下水の上昇を契機にクリープ性の運動様式で活動していることなどが共通した特徴となっている。（古川昭夫）

#### (6) マサ（強風化花崗岩）

##### (a) マサ地域の斜面災害の特徴

花崗岩の風化生成物は結晶粒界あるいは結晶内のマイクロクラックに沿って容易に分離し砂状にみえることからマサとよばれている。強風化花崗岩として岩盤の一部を構成するものも、それが崩れてバラバラになった結晶砕屑粒子が堆積したものもマサと呼ばれることがしばしばある。後者をマサ土と呼ぶと混乱がない。しかしながら、現実には厳密な区分はなされていない。そこで以下の記述ではとくにことわりのない限り一括してマサと呼ぶことにする。

マサ地域の斜面崩壊は梅雨期や台風期に低気圧の通過に伴う集中豪雨で短時間の間に一斉に発生し、しばしば崩壊した土砂は土石流となって溪流を流れ下り、甚大な被害を出す。山腹斜面には無数の崩壊跡が残される。

これまでの災害事例をみると、総降水量や降雨強度（単位時間当たりの降雨量）は大きな差がないのに、ほかの地質体と比較して花崗岩地域の崩壊発生個数が飛び抜けて高くなっていることがある〔たとえば、昭和42年7月の広島県呉市東南東の島しょ部（黒田ほか、1970参照）；昭和47年7月の香川県小豆島（奥田・横山、1975参照）〕。マサ地域の斜面災害は豪雨時多発型災害の典型である。

##### (b) 崩壊するマサの特徴

花崗岩は風化が始まると、特定の元素が溶脱し、空隙率が増大すると共に、構成鉱物が粘土鉱物に置換されて、岩

石の強度は低下する。マサになると、浸透水による細粒物質の流失も加わり、空隙率は益々増大する。地表部では応力開放や重力の作用も加わって、粒界の弛緩や鉱物粒を切断するクラックが増大する。とくに山腹斜面では粒度組成が同じマサでもゆるみが大きくなっている（P波速度にも現れる）。

通常マサの崩壊深は50cm前後で1mを越えることは少ない。すなわち、マサの中でも風化が進んだ表層部（しばしば、土層と呼ばれる）が崩れるのである。崩壊するようなマサは指圧で簡単に崩れ、すり潰すと石英およびカリ長石の細粒破砕粒子は残るが、斜長石や黒雲母は粘土化しており、ほぼ完全にすり潰される。その攪乱試料の粒度組成はシルト混り砂である。このようなマサは、非常に浸透性が良く、かつ凝集力が小さいため、容易に降雨が浸透して粒子間の粘着力や摩擦力が失われる。

##### (c) 表層滑落型崩壊

中国地方のマサ地域の典型的な斜面変動は表層滑落型崩壊である（三浦、1967、1984）（図2.16）。表層滑落型崩壊は塚本ほか（1973）のいう「0次谷」（山ひだ）で多発している。0次谷は表層滑落型崩壊の地形・地質条件を備えている。

0次谷の斜面の最上部はマサから分離した鉱物粒子や腐植によって構成される土壌とその直下の崩積土壌からなり、無数の根系によって緊縛されている。この層を三浦（1967）は表層板状体とよんでいる。表層板状体の層厚は30～60cm程度が多い。表層板状体の直下には緩んだマサが数10cmの厚さで分布する。三浦はこの部分を中間体と呼んでいる。中間体の直下では標準貫入試験のN値が急激に増大し、すぐに締まったマサ（基岩）に移行する。

このような0次谷において表層滑落型崩壊が発生する機構を考えてみよう。表層板状体の上部は、蒸発によって野



図2.16 強風化花崗岩の表層滑落型崩壊（岡山県勝田郡梶並）（横山俊治撮影）

0次谷の谷底に沿って表層部が崩壊している。移動体は完全に分解し、下流部に流下している。

外保湿容量以下に乾燥していることが多く、降雨があっても、ほとんど吸収されてしまい、下部への水分の浸透は起らない。ところが、長雨が続き、超過保留が始まり、その量に比例して、水分は表層板状体を通過して中間体に鉛直浸透する。中間体に入った水分は基岩が不透水層として働くために、下流に向かって流下する一時的な地下水流（水みちを流れる）を形成する。地表面や基岩上面の形状によっては、その地下水位は上昇し、地表に顔を出すことになる。地下水の流速が速いと地中浸食が起り、細粒物質とともにパイピングとなって吹き出す。おそらく、崩壊は著しい内部浸食によって中間体全体が流動化したり、運ばれてきた土粒子や酸化鉄の沈積による水みちの目詰まりによる水圧発生と水みち孔壁面の突発的な破壊によって発生するのであろう。これが表層滑落型崩壊である。名称は滑落となっているが、崩壊時のマサは移動体全体が地下水に飽和し、流動化して流下する現象である。したがって、通常の地すべりのような地すべり粘土は形成されない。崩壊時点から多量の水分を含み、流動化している崩壊土砂はパイプ孔から噴出する水や表流水を巻き込んで容易に土石流に転化しうる。

#### (d) 表層滑落型崩壊に及ぼす構造

急激に地下水を上昇させる地質条件があれば、0次谷でなくても、表層滑落型崩壊は発生しうる。もちろん、そのような地質条件を整えば、0次谷ではより少ない降雨でも崩壊することになる。たとえば断層粘土や、粘土で充填された節理面(西田, 1986)、熱水変質による粘土細脈(北川, 1996)、風化した塩基性岩脈は遮水層として山体地下水をダムアップし、粘土化していない断層破碎帯や酸性岩脈は地下水の上昇通路となって、表層部に多量の地下水を供給し、表層滑落型崩壊を促進する[岩脈については2.2.3(2)参照]。

#### (e) 節理型崩壊

節理が残っているマサは強度が大きいので、通常の表層滑落型崩壊は起らない。節理型崩壊は、節理が残っているマサが河川の下刻や側刻によって節理面から分離し崩落するもので、急崖がないと発生しにくい。ところが、最近では開発によって急崖が形成され、このタイプの崩壊が多発している[たとえば、1983年7月の山陰豪雨災害(島根大学地質学教室調査団, 1984; 山内ほか, 1986)]。

#### (f) 花崗岩の岩相と斜面変動

斜長石や苦鉄質鉱物に富む岩相は石英やカリ長石に富む岩相より、すなわち、塩基性の花崗岩類の方が風化速度が速く、浸食がなければ、粘土分に富む厚いマサが形成されることになる。

瀬尾(未公表)は、マサの厚さと崩壊深について、山陽帯広島花崗岩(広島県呉市)と山陰帯閃緑岩(島根県江津市)を比較している。広島花崗岩はマサが薄くて崩壊深が浅いのに対し、閃緑岩はマサが厚くて崩壊深も深い。この

結果は岩相と風化速度との関係から予測されることである。

ところが、矢入(1973)や鈴木ほか(1975)は、中部地方の花崗岩と花崗閃緑岩を比較し、花崗岩の方が厚いマサをもち、崩壊深が浅く、崩壊発生頻度が低くなることを示した。マサの層厚は岩相と風化速度との関係から予測されることと正反対であるかのようにみえるが、花崗閃緑岩は崩壊深が深く、崩壊発生頻度が高いため、マサは崩壊によって薄くなったと解釈することもできる。現実のマサの層厚、崩壊深、崩壊発生頻度の関係は定式化できていない。

#### (g) 厚いマサと崩壊の関係

花崗岩は風化作用が深部にまで及び厚いマサをもつことで知られているが、厚いマサの存在は崩壊にどのような役割を果たすのであろうか。厚いマサは地質時代に長時間かけて形成され、大局的には水平に近い構造をもっていて、現在の谷地形とはしばしば斜交している。それに対して、表層滑落型崩壊の崩壊面は谷地形に平行であるので、マサの風化構造とは斜交している。しかも崩壊深はマサの層厚と比較すると、あまりにも浅い。これらのことから、表層滑落型崩壊とマサの層厚は直接関係がない。おそらく、地質時代に長時間かけて形成された厚いマサの存在は短期間の間に表層滑落型崩壊の主体をなす中間体を形成するのに貢献しているのであろう。(瀬尾孝文)

#### (7) シラス

##### (a) シラスの定義とその混乱

南九州のシラス地帯は斜面崩壊の頻発地帯として知られている。これは、シラスと呼ばれる火砕流堆積物が他地域の岩石・岩盤に比較して軟質であり、シラスがつくる急傾斜面とあいまって不安定になっているという考えが背景になっている。しかし、実際に他地域に比べて不安定なのか、そして何が不安定化の原因になっているかとなると、“シラス”という用語の曖昧さも関係して、やや漠然とした感がある。

“シラス”は白い砂=白砂(しらす、シラス)という直感的なイメージから南九州で古くから使われている用語であり(岩松ほか, 1989)、灰石と呼ばれたこともある。現在ではこの地域の第四紀火砕流堆積物のうち、白っぽい非溶結~弱溶結部の部分をシラスと呼んでおり、始良カルデラ(現在の鹿児島湾北部)起源の入戸火砕流堆積物(約24,000年前)の非溶結部~弱溶結部がその大半を占める(岩松ほか, 1989)。もう少し厳密に言えば、比較的軽石の多い入戸火砕流堆積物と、その下位にあって軽石の少ない妻屋火砕流堆積物(荒牧, 1969)がこれに相当する。流紋岩質であるため全体に白っぽい、異質岩片も多く含むことから、岩型としては流紋岩質合角礫石凝灰岩ということもできる(鹿児島県地質図編集委員会, 1990)。

シラスの定義は現在でも曖昧であったり、分野によって



異なっていることもある。古い火砕流堆積物も含めてその二次的な堆積物（段丘堆積物、崖錐堆積物、崩積土など）までも“シラス”と呼ばれることがあり、二次シラス、水成シラス、沖積シラスなどの用語が現在でも広く使われている。また、他地域でも“シラス”が用いられることがある。こういった用語の混乱は斜面変動の議論をより困難なものにしているのは言うまでもないが、以下ではシラスは南九州地域における上述のような火砕流堆積物本体についてのみ用いることとする。

#### (b) シラス台地縁辺の急斜面

シラス（入戸火砕流堆積物）の大部分はシラス台地と呼ばれる特徴的な火砕流台地を形成している。標高100～250 mに定高性をもつシラス台地では、台地上部だけがシラスで土台はそれ以前の地層群であることも少なくない。台地面や斜面の一部が厚さ2～3 mにわたってその後の降下火山灰層や古土壌によって覆われているところも多い。また、台地上は多少起伏のあることもあり、シラスの二次的堆積物（湖成ないし河川成堆積物）が薄いながらも台地上を覆っているところがある（福田ほか、1995）。

一方、台地縁辺の斜面は大半が60～80°の急傾斜をなし、比高数10mの急崖が連続していることが多い。台地を刻む

河谷内の谷壁斜面も同様に深く、急斜面となっている。急斜面の裾部には崩積土砂（崩積土）が35～45°で別の斜面を構成していることも多い。

地形的特徴からみれば、台地面は形成された当時の形態（原地形）をほぼ保っているが、一部はその後刻され、細長く複雑な河谷とともにその両側に急な谷壁斜面を形成してきたと考えられる。谷頭の急斜面では豪雨時に頻りに崩壊が発生することから、崩壊の繰り返しによって個々の谷頭は次第に後退してきたと考えてよいであろう。

#### (c) 様々な崩壊様式

具体的な崩壊事例は第7章の事例研究に示す[7.2.3(6)参照]が、シラス本体の急斜面で発生する表層崩壊は図2.17-aのような様式である。一般にシラス斜面では円弧状のすべりの生ずることは少なく、急斜面の表層が薄く崩壊するものが多い。その際、崩壊は斜面に存在する不連続なクラックなどに沿っていることもある。斜面表層部では表土が常に生産され、表土とともにシラスの強風化部が崩壊する傾向にある。時間的には表土が一定の厚さに達すると崩壊が発生するというモデルが提唱されている（図2.18；下川ほか、1987）。シラスの場合、表土の生産速度はかなり速いのが特徴である。

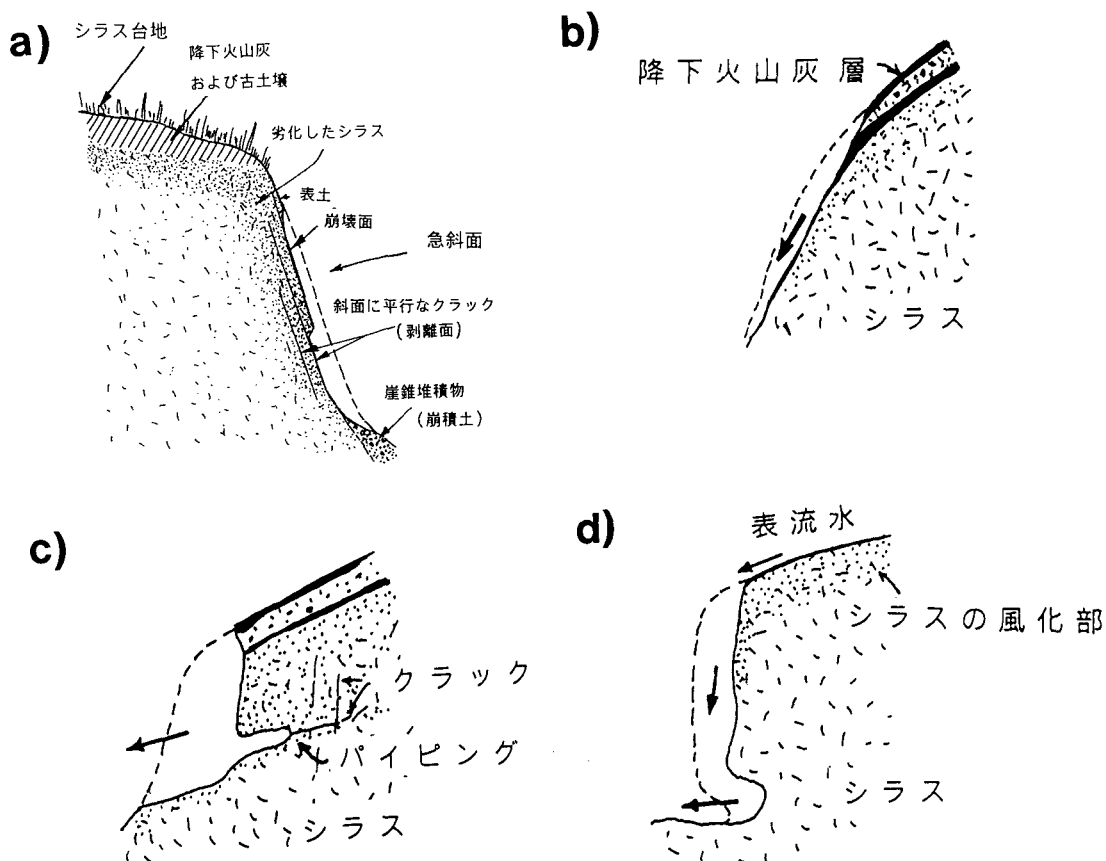


図 2.17 シラス斜面における崩壊形態

(a)剝離による崩壊（横田・乙須、1994）、(b)降下火山灰層等の表層すべり（春山、1974）、(c)クラックに沿ったパイピング（春山、1974）、(d)落水による斜面下部の浸食（春山、1974）

シラス斜面での崩壊にはこれ以外にも様々なものがあり、代表的なものを図 2.17 に示す。このうち、意外に多いのが図 2.17-b のシラス上を覆っている降下火山灰（軽石）層のみがすべる場合である。また図 2.17-c のようにクラックなどに沿ってパイピングの生ずることもあるし、図 2.17-d のように上部から流れる表流水が滝のようになりして斜面下部を浸食することも少なくない。このようにして表層滑落、表層落下、パイピング、回転すべり、落水型浸食による崩壊タイプが発生する。実際にはこれらは複合していることが多い。

ところで、斜面上には崩壊に伴って様々なガリーが形成されていることがある。ガリーは奥行き 1m 前後であることが多く、一度ガリーが形成されるとその部分では降雨時には定常的に表層の土砂粒子が流出するようである。

(d) 斜面を構成するシラスの諸性質とその変化

斜面崩壊の素因を考えるには斜面を構成するシラスの物理的性質・力学的性質が不可欠である。シラスに関する様々な測定・研究結果は籾倉（1980）や上田（1984）などにまとめられているが、その大半は試料について採取地や状態が明らかでなく、地質的には前述の二次シラスもかなり含まれているようである。また、火砕流堆積物では溶結程度のわずかな違いが物性値の大きな違いとなって現れるし、含まれている軽石や異質岩片の割合なども物性値に影響する。したがって、物性値がかなりの幅をもつのはやむを得ない。こうしたことを考慮したうえでシラスの基本的な物性値をみると、その値は表 2.3 のようなものであろう。

攪乱試料での粒度組成では、シラスは砂～シルトに相当することから、土質材料とみなされ、斜面の安定性でその

ように取り扱われることが多い。しかし、引張強度は必ずしもゼロではなく、通常の土質材料とはかなり異なっている。これについては粒子のインターロッキング効果などの機構が検討されており（春山・山内、1967）、わずかながらも溶結していることが効いているとも考えられる。シラス斜面での崩壊は表層の土壌化した部分が主体である（下川・地頭菌、1987）。

シラスが劣化して土壌化していく過程は一般的には図 2.19 のように考えられる。ほとんど火山ガラスからなるシラスでは、まず、表流水や地下水によって含まれている Fe 成分などが溶脱し、粒子間にわずかな間隙を生ずる。そして、火山ガラスの一部はアロフェン、ハロイサイトへと変化することが知られている（須藤談話会編、1986）。こうした化学的变化（粘土鉱物化）に対応して有効間隙率が増大し、同時に強度も低下していくと考えられる。実際に乾燥密度や有効間隙率、土壌硬度などを表層から深度方向に測定していくと、それらの値は連続的に変化していくことから（横田・乙須、1994；横田、1995；Yokota, 1997）、空間的には表層から内部に進行していくようである。また斜面における劣化範囲は高標高部で厚く、裾部で薄いようである（Yokota, 1997）。

シラスの劣化はこういった鉱物レベルのものだけでなく、岩盤レベルでも存在するであろう。火山ガラスの変質、化学成分の溶脱、強度低下、有効間隙率の増大、透水性の増大などに加え、クラック面（剝離面）の形成、クラック面の開口、クラックの伝搬・拡大なども考えられる。そして、表層から進行するこれらの現象が不安定化の因子を徐々に醸成しているとみることができる。

なお、シラスのなかでも溶結程度が少し高いものには明瞭な冷却節理が存在することから、シラス中の剝離面は火砕流堆積物の形成時に一種の冷却節理として形成された可能性もある。この場合でも面の開口は岩盤レベルの劣化と

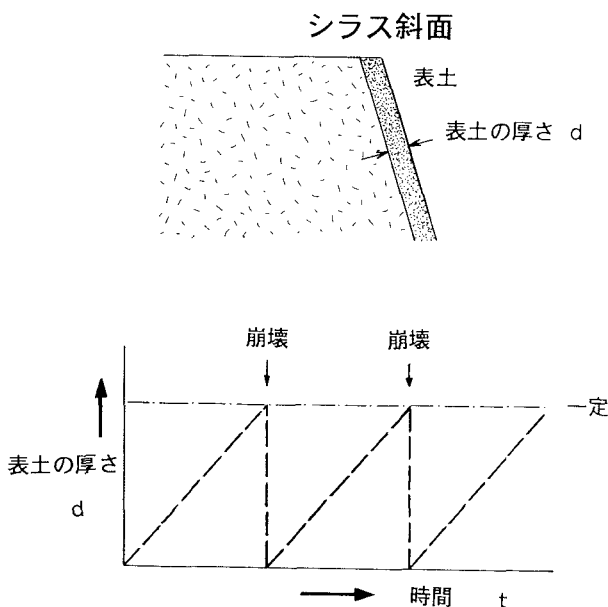


図 2.18 シラス斜面での表土の形成と崩壊のモデル（下川ほか、1987）

表 2.3 シラスの物理的性質・力学的性質

乾燥密度	0.96-1.19g/cm <sup>3</sup>	比較的新鮮な部分; 上田, 1984
有効間隙率	31-42%	比較的新鮮な部分; 籾倉, 1980
一軸圧縮強度	17-51kgf/cm <sup>2</sup>	籾倉, 1980
三軸圧縮強度	c=0.1-1.5kgf/cm <sup>2</sup> , φ=35-50°	川原田, 1957; 難波, 1969; 難波・若松, 1968
引張強度	0.02-0.07kgf/cm <sup>2</sup>	上田, 1984
透水係数	10 <sup>-3</sup> -10 <sup>-9</sup> cm/sec	鹿児島県地質図編集委員会編, 1990

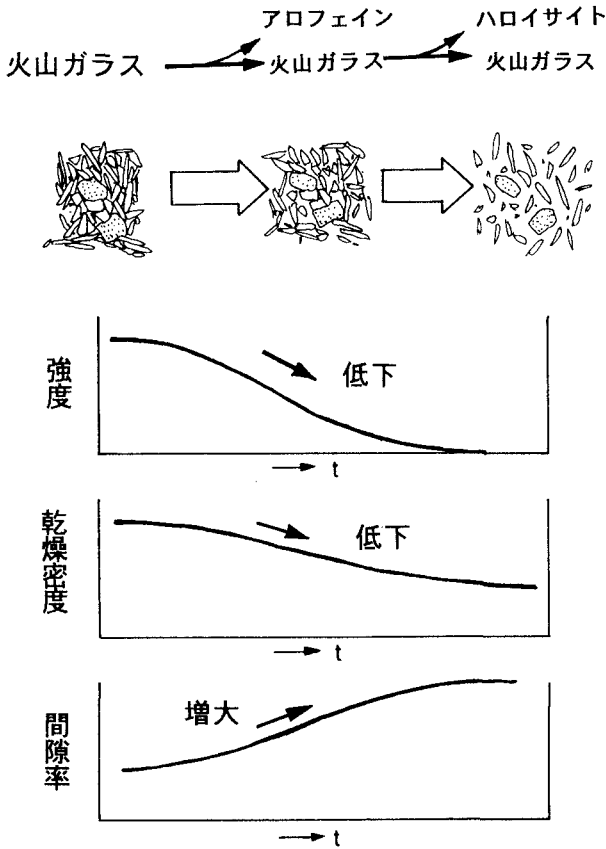


図 2.19 シラスの劣化と力学的・物理的性質の時間的変化の概念図

みてよいであろう。

(e) シラス斜面崩壊の地質因子

シラスは他の岩石(硬岩)に比較すれば密度が低くかつ一軸圧縮強度も小さいが、丘陵を構成する第四系や風化した新第三系と比較すれば、必ずしも劣るものではない。一方、シラス斜面は一般の丘陵斜面や段丘崖などに比べれば異常に急傾斜であり、しかも高いのが特徴である。

シラスとシラス斜面の多様性に対応してシラスの崩壊形態・機構も多様であり、崩壊の地質因子(素因)を一括するのは難しい。共通項としては上記のようなシラス自身の物理的・力学的性質や急傾斜面に加えて、比較的緩傾斜面を覆っている降下火山灰層や二次的な堆積物の存在も素因のひとつといえる。さらに、これらに加えてシラスの風化・劣化も素因の醸成に大きな役割を担っていると考えてよいであろう。このように考えると、シラス地帯における斜面崩壊の地形・地質因子として、①シラスの物理的・力学的性質(低い強度・高い透水性)、②シラス斜面の地形(急傾斜斜面・集水地形)、③シラスを覆う降下火山灰層や二次的堆積物の存在、④斜面表層でのシラスの劣化(鉱物粒子の劣化と岩盤としての劣化)、などが挙げられる。

急傾斜面の存在はシラスに限らず火砕流堆積物(あるいは火砕岩)に共通した要素であろうし、円弧状のすべりが発生しにくいこととともにシラスの強度特性にも関係して

いると考えられる。その結果、シラス斜面では崩壊が発生しても常に急斜面を保ったままであり、言い換えればこの急傾斜は斜面変動の原因(素因)であるとともに、その結果でもあるといえる。(横田修一郎)

2.2.3 斜面変動を支配する特異な地質構造

(1) キャップロック構造

(a) キャップロック構造の定義

地形学的には、メサやビュート、ケスタなど平坦な頂きをもつ台地の上部に位置し、台地を浸食から保護している地層をキャップロックという(町田ほか編, 1981)。キャップロックになりうる地層は未固結の砂層や礫層のこともあるが、一般には砂岩・礫岩・石灰岩・火山岩などの硬岩層であることが多く、その直下にはキャップロックの岩質と対照的に軟らかい地層が分布していることが多い。このような地形的・地質的特徴を有する構造をキャップロック構造という。

(b) 斜面変動のタイプ

長崎県北松地域の北松型地すべり群(小貫, 1952; 北松型地すべりグループ, 1969a, b, c; 国立防災科学技術センター, 1970, 1971, 1973)や、山口県北西部油谷地域の地すべり群(楠本ほか, 1994)、兵庫県北部の北但地すべり群(永美ほか, 1992)のように、キャップロック構造を有する地域では地すべりが多発する傾向があり、しかも大規模な地すべりが集中している。北松地域では、佐世保層群からなる古第三系がキャップロック構造の下部層に相当し、それを覆って分布する八ノ久保砂礫層とさらに上位に重なる北松浦玄武岩がキャップロックに相当する。八ノ久保砂礫層を欠く地域もある。油谷地域も、第三系を下部層、玄武岩をキャップロックとしている。北但地域は、新第三系の北但層群および照来層群を下部層、玄武洞玄武岩や扇ノ山火山岩類をキャップロックとしている。既往の文献から、北松地域の斜面変動のタイプを整理すると、①玄武岩から砂礫層・第三紀層までを含む滑落、②玄武岩の割れ目の拡大から崩壊(あるいは第三紀層上を玄武岩がすべる)、③玄武岩に貯留された地下水が第三紀層に廻ってから崩積土中に湧出し、崩積土がすべる、④第三紀層の泥岩の膨張・軟化によるアースクリーブ、⑤第三紀層の層面すべり(ヘダモノ層:炭層に挟在する軟質凝灰岩薄層をすべり面とする)が認められる。今日、⑤のタイプが北松型地すべりの典型と考えられているもので、軟質凝灰岩薄層と層理面に規制された岩盤すべりである。楠本ほか(1994)は油谷地域において①玄武岩分布地域内のすべり、②玄武岩直下の第三紀層のすべり、③キャップロックをもたない第三紀層のすべり、④崩積土中のすべりに分類している。それらは北松地域の斜面変動と酷似している。このように種々のタイプが知られているが、上記の3地域とも、意外にもキャッ



ブロックを巻き込んだ斜面変動が少なく、キャップロック崖下の第三紀層や崩積土の滑動の発生頻度が高いという特徴がある。玉田 (1988) は、キャップロック崖下に堆積するキャップロック起源の岩屑物を多量に含む厚い崩積土の原料供給源として、キャップロックの重要性を主張している。しかしながら、現在、北但地域のハチ北地区をみても、キャップロックの前面の急崖は安定しており、そこから岩屑が供給されているようにはみえない。キャップロックから多量の岩屑が供給された時代はいつで、そのときの斜面変動の運動様式や誘因は何であったかは今後の課題である。

(c) キャップロックの地下水貯留層としての役割

キャップロックとなっている硬質層中の割れ目には多量の地下水が貯留されていることが多いこと、降雨と地すべりの変位量に相関性が認められることから、キャップロック中の地下水の貯留・函養効果とそこから供給される地下水による下部層の脆弱・軟化が下部層中にすべり面をもつ地すべりを発生させると考えられている (図 2.20-a)。玉田 (1988) によると、北松型地すべりでは、すべり面への地下水の供給に流動貯留層としての崩積土の存在と第三紀層中の断層破碎帯の存在も重要な働きをしているらしい。

(d) 力学的に不安定なキャップロック構造

日本では、キャップロックの存在意義として地下水の貯留・函養効果が強く主張されているが、それだけでキャッ

ブロックの発達しない地域との間で地すべりの発生頻度や規模に差異があるのであろうか。キャップロック構造はインコンピート層 (下部層) とコンピート層 (キャップロック) からなる二階建て構造で、力学的に不安定な構造である。Poisel and Eppensteiner (1988) がキャップロック構造をもつ台形ブロックで行ったFEM解析によると、コンピート層は中央部で沈み込み、インコンピート層は周辺部で絞り出され、全体として向斜構造が形成される (図 2.20-b)。さらに彼らはモデル実験によって、コンピート層の内部に曲げによる鉛直の引張割れ目群が形成されることを確認した。

これらの現象はZaruba and Mencl (1969) がチェコやロシアを中心に記載した事例に良く現れている。斜面変動は、50~100m以上の層厚をもつキャップロックの荷重と、下位のインコンピート層の塑性流動によって始まり、塑性流動によるキャップロックのブロック化と、ブロックの沈み込みによるインコンピート層の絞り出しが相補的に起こり、ブロックは山側へ傾動しながら斜面下方に移動していく。ブロックを画する引張割れ目の隙間はガル (gull) と呼ばれ、その隙間に絞り出されたインコンピート層はしばしば背斜構造を形成する (図 2.20-c)。

同様の現象はイタリアのアペニン山地でも観察される (Caunti *et al.*, 1993)。ここでは粘土質頁岩を下部層、層状砂岩を挟む節理の多い石灰岩をキャップロックとし、

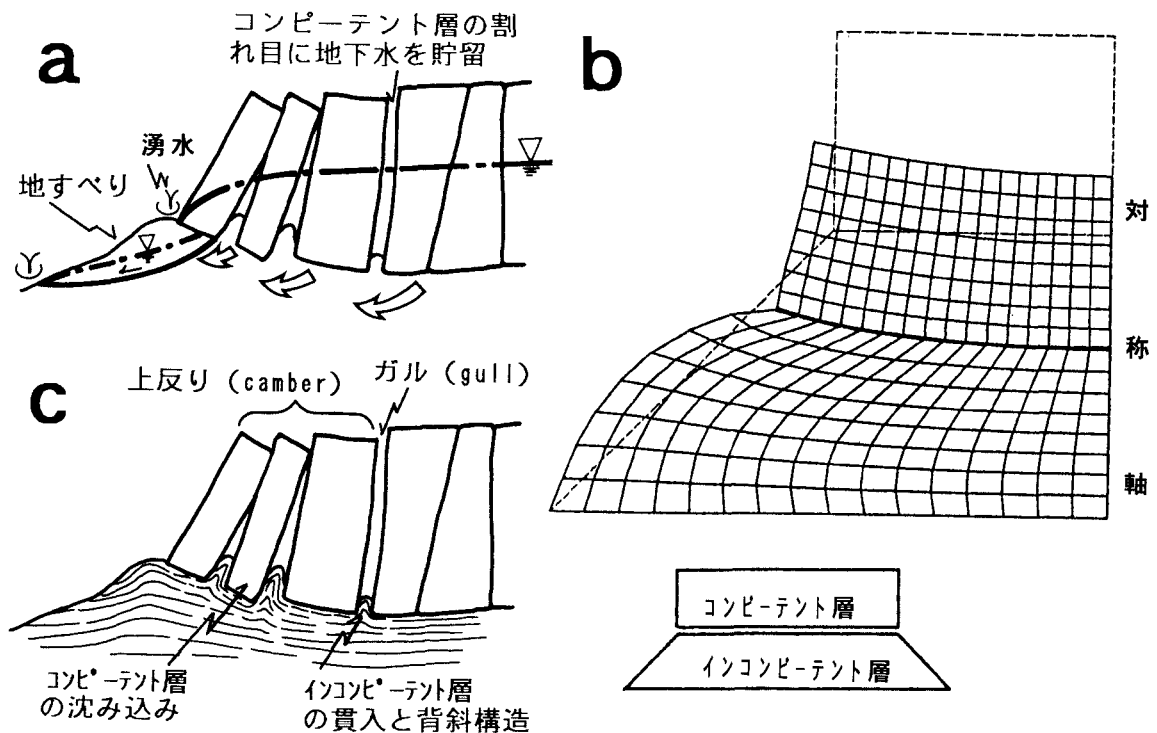


図 2.20 キャップロック構造による地下水の貯留と荷重効果を示す概念図

(a)水文地質構造。一点破線は地下水位線を示す。(b)FEM (マックスウェル流体) で計算した荷重効果による変形 (Poisel and Eppensteiner, 1988)。(c)荷重効果による変形構造。

ビュートあるいはメサのような地形をつくっている。キャップロックの高さは180mに達する。斜面変動は下位の軟質でインコンピーテントな粘土質頁岩がキャップロックの荷重によって塑性変形（水平方向への押し出し）をすることによって起きている。キャップロックはその中にガルを生じ、崖ではトップリングを起こしている。ビュートやメサの周辺では、崩壊したキャップロック起源の岩塊と押し出された粘土質頁岩からなる大規模なアースフローが発生している。キャップロック上には古い建造物があり、文化遺産の保存に苦慮しているという。

Hollingworth *et al.* (1943) がイギリスで記載したものと、河川の浸食によってキャップロックが失われたところでは、河床部へのインコンピーテント層の膨れ出しで、河床には背斜構造が形成され、兩岸のキャップロックが反り返る現象〔キャンパリング (cambering)〕が起きている。この背斜構造を形成する現象をバレーバルジング (valley bulging) と呼んでいる。日本でも、新潟県下の活褶曲地帯には河床部の背斜構造にバレーバルジングで形成されたものがあるという (野崎, 1998)。

日本でも、キャップロックの荷重に注目した記述 (今井ほか, 1958; 原田, 1988) やキャップロックの崩壊削剝後の応力開放による下部層の滑動の可能性を示した記述 (稲垣, 1993) があるが、下部層の塑性流動を示す現象が記載された例は第三系神戸層群においてほかにない。神戸層群では砂岩～礫岩層がキャップロックとなり、軟質な凝灰岩や泥岩を被覆している。加藤・横山 (1994) は、金会地すべりにおいて、キャップロックの砂岩・礫岩層が節理に沿って分離し、各砂岩・礫岩ブロックは下位の軟質凝灰岩層中に沈み込み、開口した節理面がつくるガルに下から凝灰岩が貫入している現象を観察している (図2.12の覆瓦重複地すべりの一部で観察される)。

釜井 (1991) によると、キャップロック構造で発生する斜面変動には、ヨーロッパの事例にあったような変動が慢性的に長時間継続される徐動的な地すべり (rock-city型地すべり) と地震や豪雨が引き金となって、荷重の増加が下位の弱層を一気に破壊し、上位層の沈下とともに弱層が前方や側方に絞り出されるsqueeze型地すべりがある。1962年権現山 (ごんげんやま) 地すべり (佐賀県多良岳山麓)

(黒田, 1963) は豪雨によって、1923年根府川駅 (ねふがわえき) 地すべり (釜井, 1991) は強震によって、間隙水圧の急激な上昇で発生したsqueeze型地すべりである。squeeze型地すべりでは、破壊する弱層は緩傾斜で含水比の高い粘土化 (多くの場合、加水ハロイサイト化) した火山砕屑岩層であることが多く、まず下位の弱層が破壊され、上位の溶岩は比較的原形をとどめたまま滑動する。それらの岩塊で構成される崩壊末端部の流れは十分な水を得て速く、流動的なものになる。 (横山俊治・加藤靖郎)

## (2) 岩脈を含む岩盤

### (a) 地質素因としての岩脈

岩脈はほぼ鉛直に立った火成岩の板である。一般に幅は狭いが、壁岩とは割れ目の方向・密度や風化特性が異なる。

三浦 (1967) は島根県加茂町においてマサ中に貫入しているアプライト脈に沿った崩壊を記載し、この型の崩壊を脈岩型崩壊と命名した。昭和42年7月の広島県呉市の豪雨災害 (黒田ほか, 1970) や昭和51年9月の香川県小豆島の豪雨災害 (森脇・大八木, 1976) では、平行岩脈群の発達する地域でマサの崩壊が多発している。現地では、マサが岩脈の壁面から崩壊している例が多数観察された (図2.23)。呉市や小豆島は過去に何度も豪雨時にマサの崩壊が多発している地域である。花崗岩以外の地質体に貫入した岩脈でも、貫入面に沿って崩壊している例はしばしば観察される。岩脈が斜面変動に影響するのは明らかであるが、どのように構造規制するのであろうか。

### (b) 岩脈による山体地下水の制御とマサの表層滑落型崩壊

マサに貫入している岩脈をみると、塩基性岩脈 (閃緑ヒン岩・ヒン岩など) は多くの鉱物が粘土鉱物に置換されているが、酸性岩脈 (花崗斑岩・フェルサイトなど) は、冷却節理や後生的な割れ目が開口しているものの、岩片は比較的新鮮である。このため、透水性は塩基性岩脈、マサ、酸性岩脈の順に大きくなる。マサの中では塩基性岩脈は遮水層になり、酸性岩脈は地下水の上昇通路となって、山体地下水を制御する。この山体地下水の挙動がマサの表層滑落型崩壊を促進することになる (横山, 1989)。マサの表層滑落型崩壊の機構については [2.2.2(6)] を参照されたい。

### (c) 山腹勾配を規制する酸性岩脈

酸性岩脈はマサよりも浸食に対する抵抗力が大きいので、岩脈の分布するところは尾根になり、その山腹勾配は岩脈の分布しないところよりも急傾斜になる。一般に崩壊の発生頻度は $30^{\circ}$ ～ $50^{\circ}$ の比較的急傾斜の斜面で高くなる傾向があり (安江, 1986)、先に述べた呉市の1967年豪雨災害でも自然斜面の崩壊の約80%が $30^{\circ}$ ～ $50^{\circ}$ の斜面で発生している (三浦・桑原, 1984)。酸性岩脈の存在は崩壊の発生頻度の高い急斜面を形成するひとつの要因になる。

### (d) 岩脈の貫入面に沿った剝離による崩壊

一般に、異なった岩型の岩石の接触部は分離しやすい。岩脈と壁岩との接触部も例外ではない。とくに塩基性岩脈や酸性岩脈では、壁岩が貫入面に沿って幅0.5～数mmの範囲で破壊されているので、岩脈と壁岩の貫入面の結合力は弱く、硬堅でかなり新鮮な岩盤でも貫入面に沿って分離しやすい。

岩脈の貫入面は劣化すると、そこが雨水の浸透通路や山体地下水の上昇通路になりやすく、長期的には貫入面に沿って化学的風化も促進される。断層も貫入面に沿って走りやすい。物理的にも化学的にも脆弱になった貫入面は流

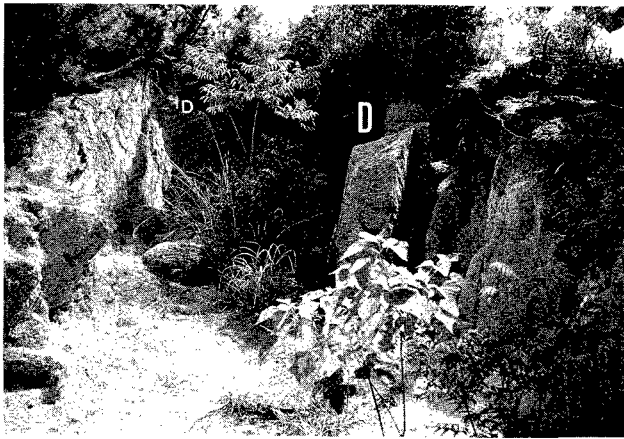


図 2.21 塩基性岩脈(D)の壁面に規制された強風化花崗岩の崩壊 (香川県小豆島) (横山俊治撮影)  
移動体の両側壁は軟質粘土化した塩基性岩脈に規制され、崩壊跡の側方崖は急傾斜になっている。この崩壊は通常の強風化花崗岩の崩壊と比べて崩壊深が深い。

入した地下水の水圧の増加、粘着力の低下などによって容易に分離し、そこから崩壊が進行していく (図 2.21)。

#### (e) 塩基性岩脈の洗掘による崩壊

塩基性岩脈は風化して粘土化しやすいため、壁岩が花崗岩である場合、壁岩よりも塩基性岩脈の方が浸食速度が速い。とくに海岸では岩脈の部分だけが波浪によって一方的に浸食されて深い溝になる。そうなる、壁岩がマサでも高角度で立った壁を作ることになるが、やがてそのマサも崩壊する。 (横山俊治)

### (3) 活火山体

#### (a) 地質素因としての活火山体

活火山では、火山活動と火山特有の山体構造という条件に規制されて、火山特有の斜面変動が発生している。ここに地質素因として活火山体をトータルにみる意義がある。

火山地域に起こる斜面変動というと、メラピ型火砕流・火山泥流・岩屑流 (岩屑なだれ)・土石流などがまず挙げられる。これらは人の走る速度に比較して、非常に速い移動速度をもつという共通した特徴がある (時速約14~360 km; 西本, 1993)。また、しばしば移動体が大規模になることもあるため ( $10^8 \sim 10^9 \text{ m}^3$  オーダーの巨大崩壊; 町田, 1984)、その場合一旦斜面変動が発生すると、その人的被害は甚大なものとなる。

火山体で発生する斜面変動は噴火活動と関係するものが多いが、火砕流・火山泥流のように直接噴火に起因するものでも、その発生過程を観察すると、火山体特有の地質的特性が重要な素因となっている場合が多い。たとえば、1991年雲仙普賢岳で発生したメラピ型火砕流では、山頂火口にせり上がってきた溶岩ドームの崩壊と自由落下による位置エネルギーの獲得が原因となっている (中田, 1992)。また、固相一気相混合物として高速で流下することで特徴づけられる岩屑流 (Ui, 1983) の発生過程についても、以前は大規

模な爆発によって火山体の一部が爆発で吹き飛ばされるといモデルが一般に受け入れられていたが、現在はむしろ火山体が成長して不安定な火山体構造をもつに至ったときに、噴火活動や火山性地震が引き金になって山体崩壊が発生すると考えられている。これらのことから、火山体で発生する斜面変動では、火山体の形態 (地形) と内部構造 (地質) そのものに斜面変動を引き起こしうる素因があり、噴火活動や火山性地震は素因の醸成過程および崩壊発生の直前の誘因として効果的に作用していることがうかがえる。以下に列記する事象は、活火山体 (とくに成層火山体) で発生する斜面変動に特徴を添えるものである。

#### (b) 急峻な傾斜をもつ成層火山体

日本の活火山には成層火山が多く、成層火山の多くは富士山で代表されるように急峻な地形を保持している。これは、火山体の中心の火口周辺に堆積した溶結火砕岩からなる芯が存在し、それを骨格としてその周囲に溶岩と火山碎屑物が積み重なって、火山体が成長しているためである (荒牧, 1968; 守屋, 1970)。その結果、火山碎屑物が未固結であるにもかかわらず、火山体は碎屑物の安息角 (約 $35^\circ$ ) を越えるほど急峻な地形となり、高低差の十分にある山体へと成長する。たとえば、霧島火山群の高千穂複合火山をみると、山頂火口に近づくほど山腹勾配は急になり $39^\circ$ にも達している (Inoue, 1993)。

火山体の山腹勾配が急傾斜で不安定であるため、噴火一堆積の直後から崩壊を起こす。このため、多量の崩壊物が山麓へ供給され火山体山麓には裾野を長く引いた緩斜面が発達する。結果的に、成層火山体には十分な高低差をもつ長大斜面が形成される。火山で発生する崩壊物が速い移動速度を獲得するのは、大きな位置エネルギーが確保され、長大斜面が存在するからである。

#### (c) 浸食作用に弱い成層火山体

成層火山体は堅固な溶岩と未固結で多孔質な碎屑物との互層からなり、しかもそれらが急傾斜をなして堆積している。火山碎屑物の多くは降下性であるため、地表を広く覆って堆積する。これに対し、溶岩流は低い所を選んで流れ、谷を埋める。しかし、浸食に弱い谷壁斜面は浸食されて平らになるが、谷を埋めたはずの溶岩の方は浸食されずに残り、火山碎屑物の上に溶岩が小丘をつくるという火山体特有の地形の逆転現象 (Ollier, 1991) が起こる。このような二階建て構造は力学的に非常に不安定なものとなる。ガリーによる下刻作用が二階建て構造の足元に及ぶと、脚部の支えの喪失が起こり崩壊しやすくなる。また、下位の火山碎屑物が熱水変質などで粘土化しているところでは、上位の溶岩に地下水が貯留・函養されるが、そこから供給される地下水で下位層の劣化がさらに促進され、力学的な不安定さもさらに大きくなって、キャップロック型の斜面変動を発生させる素因となりうる。

浸食による表面地形の微妙な変化が崩壊へつながることもある。通常、成層火山体に刻まれる浸食谷は基本的には山頂を中心にして放射状に発達する。ところが、差別浸食などによって、しばしば、比較的等高線に近い方向、つまり碎屑岩・溶岩の堆積面を横切る方向に、浸食谷が形成されることがある。この場合も、脚部の支えの喪失につながり、崩壊が起こりやすくなる。1984年の御岳山伝上川上流の大崩壊はその典型的な事例である（長岡、1987）。

#### (d) 噴火活動による荒廃化

雲仙普賢岳や桜島火山のように噴火活動が長期間続くと、山頂火口を始め火山体の広い範囲で、植生の破壊や不安定な噴出物の堆積による荒廃化が起こる。この荒廃化が素因となって土石流や火山泥流が発生する。雲仙普賢岳の場合、1991年5月に土石流が発生して以来、1992年8月までに実に19回もの土石流が発生している。この間の流出土石量は $10^6\text{m}^3$ に達している（池谷、1993）。一方、桜島火山の場合も土石流の発生が大きな社会問題となり、1983年には99回もの土石流が発生、その年間総流出土石量は $8 \times 10^5\text{m}^3$ に達している（大庭、1985）。また、降雨量と土石流の発生とを較べてみると、少量の降雨（累加雨量10mm、1時間雨量約6mm）でも土石流の発生していることが分かっている（春山ほか、1984a）。

このように活火山にはガリー浸食（図2.22）に始まり、崩壊から土石流に至る地盤災害の発生しやすい条件が整っている。以下にそのプロセスをまとめてみる。

- ①火山灰による被覆および火砕流の堆積により、植生の破壊が進む。これによって表層の浸透能と保水能力の低下が起こり、これが表面流出量を増大させ（竹下、1986）、土壌の喪失が起こる。また、斜面上の火山灰は度重なる降雨履歴によりモルタル状のセメンテーションを引き起こす。これも斜面の浸透能を低下させる原因となる（春山ほか、1984b）。
- ②表面流の増大によりガリー浸食が起こり、ガリーの下刻が側壁斜面の崩壊、土石流へとつながる（竹下、1986）。溶岩と碎屑岩という物性の違う物質が、 $25^\circ$ 以上の急斜面を形成しているため、ガリーによる脚部の支えの喪失が崩壊につながる。
- ③斜面角 $20^\circ$ 以上の場合、層状に堆積している火山灰砂中の層理面は、浸透水位の発生によってすべり面に転化することがある（春山ほか、1984b）。
- ④形成されたガリーが特定の流路となるため、一旦発生した土石流の流れは分散されず下流へと流下する（池谷、1993）。

桜島火山、引ノ平展望台からみる北岳は、まさに上述した現象が随所に認められる。

#### (e) 火山体構造の不安定性

成層火山の地形発達史に着目し、火山体形成の中期に不

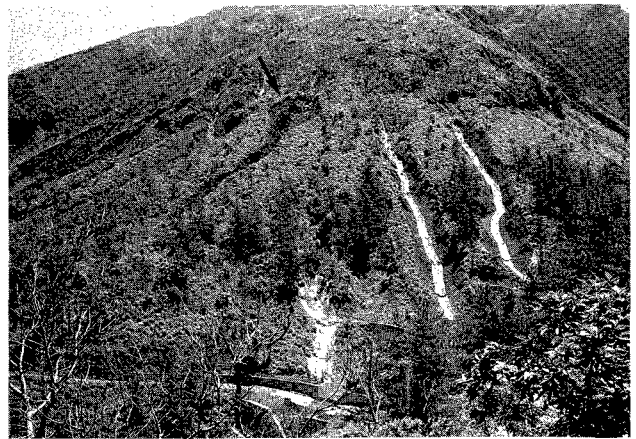


図2.22 ガリー浸食（桜島1993年）（横山俊治撮影）

ガリー浸食から谷壁崩壊、谷頭崩壊（矢印のところ）へと進行している。浸食を防止するため、ガリー底にコンクリートが打設されている。

安定な火山体構造の造り出されることを初めて指摘したのは守屋（1983）であった。それによると地形発達初期ではマグマの粘性は低く碎屑物に富む活動が主体をなし、平滑な斜面をもつ火山体形成される。次に、粘性の高いマグマの活動へと移行し、溶岩流が累重する形で火山を覆うようになる。このときに山頂に階段状地形ができる。その後山体崩壊が起き、馬蹄型カルデラが山頂に形成される（図2.23）。この地形発達史の中での噴火活動の変化は、未固結な碎屑物の上に厚い溶岩が累重し蓋をするという極めて不安定な山体構造を造り出すといえる。実際、1888年大規模な山体崩壊を引き起こした磐梯火山は、このように不安定な山体構造をもっていた事が指摘されている（守屋、1983）。また、山頂に堅固な溶岩ドームをのせたり、あるいは火口湖をもつなど不安定さを増す要素が成層火山体には多い。インドネシアのケルト火山では火口湖底噴火によって火山泥流が多発し、多数の犠牲者を出している。ここでは火口湖の水ぬき工事を行って泥流の発生を防止している（地学団体研究会編、1976）。このような火山体構造の不安定さからくる斜面変動は、成層火山だけではなく一見堅固に見える溶岩円頂丘群においても存在する。たとえば、粘性の高いマグマが古くからあった溶岩円頂丘の近くに新たに貫入することにより火山体の変形破壊が進む。そして、このような破壊場所が火山性地震を引金として崩壊へ至ると考えられる。この典型的な事例として雲仙火山眉山の1792年の大崩壊を挙げる見解もある（片山、1974）。

#### (f) 温泉作用や熱水変質作用による岩石の軟弱化

活火山はもちろん、噴火活動をしていない火山であっても、温泉を伴う熱水変質作用によって岩石が変質し軟弱化している場合がある。この軟弱化が中心火道に沿って起こると、(b)で述べた火山体の骨格である芯の部分が弱体化し、火山体自身がより不安定になりやすい。磐梯火山にはこのような火山体の不安定化が認められる。また、温泉を伴う





図2.23 磐梯山1888年の山体崩壊による馬蹄形カルデラ (井口 隆撮影)  
山頂に馬蹄型カルデラが出現し、多数の流山が形成された。

熱水変質作用が進むと酸性熱水によって「温泉余土」とよばれる粘土帯が形成され、いわゆる「温泉地すべり」の発生地帯となる。温泉地すべりの典型は、浸透した降雨が気化してガス圧が上昇し、それによって温泉余土が破壊的に崩壊するもので、崩壊物は一気に泥流化する。その代表的事例として、箱根大涌谷・早雲山の各地すべりが挙げられる(中村・望月、1984)。

以上、成層火山体に起きる斜面変動について、火山体の地形・内部構造に着目して述べてみた。しかし、一口に成層火山体といっても、溶岩流の累重が主体であったり、あるいは溶結火砕岩が厚く山体を覆うなど、その内部構造は実に多様である。内部構造が異なれば浸食の仕方、それによる地形的特徴も変わり、火山体の安定度も違ってくる。したがって、一つ一つの火山について、その火山体の内部構造を明らかにしつつ、各火山の発達史を編んでいく作業が必要であるといえよう。(井ノ上幸造)

## 2.3 岩盤の劣化と斜面変動

### 2.3.1 岩盤の劣化の進行と地質素因の形成

マサの表層滑落型崩壊のように、岩盤の劣化が直接斜面変動を規制している場合もある[2.2.2(6)参照]が、そのような斜面変動は少ない。ただし、地質時代に形成された初生地質因子が地表の環境下で改変され、地質素因が醸成されていく過程(たとえば、層理がすべり面に成長していく過程)[2.4.2参照]では、程度の差こそあれ必ず岩盤の劣化が起こっている。物理的にも化学的にもまったく変化していない新鮮な地層の層理面が突然すべり面に成長するという事は考えられない。地質素因形成において地表環境下での岩盤の劣化は非常に重要である。

造構運動によって地表部にもたらされた岩盤は上載荷圧の除去による応力開放でゆるみを生じる。これには隆起量(速度)や地殻応力も影響するため、地域差がでる。応力開放による岩盤のゆるみは水河の消滅によっても生じる。

気圏と地殻表層部を循環する水は種々の条件下で岩石と反応して、岩盤に化学的な変化と物理的な変化をもたらす。化学的な変化には、常温条件での反応である化学的風化と高温条件での反応である熱水変質とがある。物理的な変化には、常温条件で起こる乾燥収縮や含水比の急激な増加、膨潤性粘土鉱物の吸水・膨潤などによる岩石の分解があり、寒冷環境での凍結融解による岩石の分解がある。

これらの岩石と水との反応は気象条件に支配される。一般に、化学的風化は高温多湿な気象条件の方が進行が速い。気象条件と密接に関係する植生も間接的に化学的風化に影響する。木根の成長が岩盤の物理的な劣化を促進することもある。化学的風化にはバクテリアの存在も重要である。火山活動は、直接的には、熱水を生産して周辺岩盤の化学的な変化を促進したり、上昇するマグマによって火山体を破壊する。また間接的には、噴火による植生の破壊や大気汚染が化学的風化に影響する。近年は人間活動による大気汚染や水質汚染が化学的風化に直接的(塩類風化の例がある)、間接的に影響したり、地形改変が応力開放による岩盤の緩みの原因になっている。

実際の斜面では成因の異なる化学的な変化や物理的な変化が同時に相補的に起こり岩盤の劣化を促進している場合が多いので、個々の現象を単独に取りあげて記述することは必ずしも現実的ではないが、以下では、地質素因の醸成や斜面変動の運動様式に大きな影響を及ぼしている劣化現象について、斜面変動との関係から述べていくことにする。(横山俊治)

### 2.3.2 岩盤の劣化の種類と斜面変動

#### (1) 岩石—水反応による化学的変化と斜面変動

##### (a) 化学的変化の現象

岩石と水とが化学的に反応すると、鉱物の溶脱、加水分解、酸化が起こり、粘土鉱物や酸化物、硫酸塩が生成する。化学的変化の現象は地質学的には化学的風化、塩類風化(化学的風化の一種)、熱水変質などに分類される。斜面変動で

しばしば問題にされるスメクタイトは、反応する水（表層水・地下水）の性質に応じて、生成が助成される。

大気中の二酸化炭素や酸素は地下水と共に割れ目を通して岩盤の内部に浸透していく。二酸化炭素は水に溶けて炭酸になり、鉱物を溶かす。酸素は酸化しやすい鉱物と反応して酸化物をつくる。黄鉄鉱は酸化すると、硫酸を生じ、その硫酸が鉱物を溶かす。珪酸塩鉱物が酸に溶かされた部分にはまず非晶質物質が形成され、それから粘土鉱物が生成される（Tazaki and Fyfe, 1987）。粘土鉱物の生成は次第に鉱物内部に進行していき、最終的には完全に粘土鉱物に置き換えられる。これが化学的風化と呼ばれる現象である。化学的風化は節理などの割れ目から岩塊内部に向かって進行すると共に、地表部から深部に向かって次第に岩盤全体に及んでいく。この過程で生じる粘土鉱物は、現在のわが国の気候条件下では、最終的にはカオリン鉱物（ $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ ）であるが、輝石や角閃石など、FeやMgを含む鉱物は、溶脱がゆっくり進行すると、スメクタイトを生じやすい。

化学的風化の中で、上述した黄鉄鉱の酸化によって発生した硫酸は岩石中の鉱物を溶解させ、石膏やジャロサイトなど硫酸塩を析出する。このことから、この現象は塩類風化と呼ばれることもある。新潟県下の第三紀の黒色泥岩など、黄鉄鉱を数%も含む泥質軟岩の化学的風化では塩類風化が重要な働きをしている（千木良、1988）。塩類風化による劣化は、黄鉄鉱の酸化による強度低下、硫酸によって溶解された鉱物の強度低下、硫酸塩の析出時の応力による岩石の破壊、さらには粘土鉱物の生成などによって起こる。

風化過程で岩石から溶脱した種々のイオンを取り込んだ地下水はアルカリ性になる。このアルカリ性地下水が地下深部に浸透し、そこで暖められると、アルカリ性熱水を生じる。この熱水からはスメクタイトが生じやすい。熱水は上昇するにつれて酸性になる。酸性熱水からはスメクタイトは生じにくい。岩石と高温の熱水との化学的反応が熱水変質である。熱水変質は岩石を劣化させる場合もあるが、熱水脈のように割れ目の充填や生成鉱物の種類によっては岩盤の強度が上がる場合もある。

グリーンタフ地域の緑色凝灰岩層は大規模な熱水変質の産物で、しばしば、スメクタイトを含む。Kitagawa(1988)は、山陽帯花崗岩が分布する各地で、地表付近での化学的風化に先行して熱水変質が作用していることを明らかにしている。そのような場所では熱水起源の粘土細脈が多数発達している。山陰帯花崗岩のように大規模な熱水変質を受けたところは粘土鉱床が形成されている。粘土鉱床の中にもスメクタイトを含むタイプがある。

活火山体の周辺の変質帯では、熱水は酸性で、陽イオンの溶脱が著しく、 $Al_2O_3$ や $SiO_2$ からなる鉱物が生成されている。そこではスメクタイトは生じない。

## (b) 化学的变化による岩盤の劣化と斜面変動

わが国のように高温多湿な気象条件では、斜面の岩盤は化学的变化を受けている。通常化学的变化は溶脱による孔隙の増加や粘土鉱物の生成を伴うので、斜面の岩盤は地表に向かって強度低下を起こしていることが多い。それが地質素因の醸成過程に影響を及ぼしている。

化学的風化が斜面変動を決定的に規制しているのはマサの表層滑落型崩壊である。マサは風化に強い石英と風化に弱い斜長石、両者の中間のカリ長石からなり、攪乱した試料の粒度組成はシルト混り砂である。むしろ、完全な粘土の塊になっていないために、豪雨時には容易に崩壊して土石流化するのである〔2.2.2(6)参照〕。

他方、化学的風化で初生の構成鉱物・ガラスがほぼ完全に粘土鉱物に変化していることが斜面変動の原因になっている斜面変動もある。その典型は軟質化した凝灰岩にすべり面が形成されているタイプである〔2.2.2(3)参照〕。この粘土鉱物への変化が熱水変質によるものか化学的風化によるものかしばしば議論になっている。

活火山体周辺の変質帯の温泉地すべりは、熱水変質で生成した温泉余土が降雨時に破壊的に崩壊して泥流化するのである〔2.2.3(3)参照〕。

新潟県下の第三紀の黒色泥岩には、粘調型地すべりや崩壊型地すべりのように、塩類風化による泥岩の風化帯形成後、風化帯構造に規制されて発生したと考えられる地すべりが多数ある〔2.2.2(1)参照〕。それらは風化泥岩中にすべり面をもつもので、すべり面は層理面のような連続性の良い構造に規制されたものではなく、強劣化部に沿って形成されているらしい。

上記のほかに、塩類風化が原因になって発生した斜面変動としては、兵庫県氷上郡春日町で、丹波層群中の断層破砕帯が崩壊した事例が多数ある。断層破砕帯は黒色粘板岩中にあり、鉱化作用を伴う熱水変質によって多量の黄鉄鉱を含んでいるため、触れると黄鉄鉱の微小結晶で手が黒くなる。露頭では多量の石膏を生じている。舞鶴自動車道の建設では、このような断層破砕帯が切土斜面に顔を出したが、割れ目に浸透した硫酸と岩石が反応し、そこで析出した硫酸塩が割れ目を押し開き、岩盤が剝がれ落ちた。強酸性（pH：3～4）で植生が育ちにくいことも、崩壊の一因になった。（北川隆司）

## (2) 常温での岩石-水反応による物理的变化と斜面変動

### (a) 乾燥収縮による岩石劣化の現象

はじめに、スメクタイトのような膨潤性粘土鉱物を含まない岩石の場合を観察してみる。

スメクタイトを含まない和泉層群の泥岩（内田頁岩）を発破で掘り起こし、その直後に目視で割れ目のない岩塊を室内に持ち込み、一定の温度・湿度条件で放置したところ、乾燥とともに、クラックが発生し、その量は8～9時間後

に最大になった(堀籠、1990)。つぎに泥岩の大塊(1×1×2 m)を地表に3ヶ月放置すると、クラックは約12cmの深度まで発達したが、表面から2 cmほどが最もクラック密度が高かった(図 2.24)。クラックの発達深度は掘削3年後と15年後経過した露頭でもほぼ一定で約17cmであった。

乾燥により収縮した岩塊を浸水すると膨張を起こす。田中(1980)は乾燥による体積変化率の大きな岩石ほど、乾燥と浸水を繰り返したときに細片に壊れていく速度が速いこと、また一旦クラックが発生すると、次の乾燥過程では最初の乾燥体積まで戻らないことを示している。後藤・藤原(1976)は骨材の乾湿による体積変化を調べ、体積変化は骨材の内部表面積が大きいほど、つまり細粒で細孔が発達しているほど、収縮・膨張しやすいことを示している。

以上のことから分かることは、スメクタイトを含まない泥岩では、乾燥収縮によってはじめにクラックが発生することが岩石劣化において重要である。一旦クラックが発生した岩石を乾燥しても、もとの乾燥体積まで戻らないので、乾湿を繰り返していると、クラックが増加し、体積が膨張していき、ついには崩壊する(堀籠、1990)。それは細粒の岩石ほど起こりやすい。もちろん、和泉層群の泥岩よりも固結度の低い第三紀の泥岩の方が収縮破壊が起こりやすいのは明らかである。

#### (b) 急激な含水比の増加による岩石劣化の現象

乾燥した土はスメクタイトを含んでいなくても、浸水すると崩れていく。これは土塊の外周部より水が毛管力により急速に土中に吸引されるので、土中の空気は内部に押しやられて圧縮される。内部空気圧は外周からの水の増加により上昇し、ついには土塊に引張破壊が生じ、さらに空気を吹き出しながらか速やかに破壊する(森、1991)。上総丘陵の更新世中期上総層群の半固結シルトの崖では、降雨によって含水比が急激に変化したときに、崖面でスレーキン

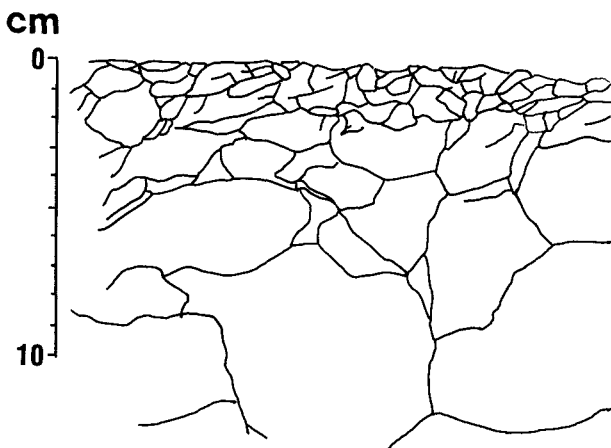


図 2.24 乾燥収縮による泥岩(和泉層群内田泥岩)の割れ目の発達状況(堀籠、1990)  
割れ目の発達深度は10数cm程度で、岩塊表層部ほど密に発達している。

グ剥離が発生している(藁谷・松倉、1988)。これはこのタイプである。しかし、もう少し固結した岩石ではこのようなことはほとんど起こらないであろう。

#### (c) 粘土鉱物の膨潤圧による岩石劣化の現象

つぎに、膨潤性粘土鉱物が含まれている岩石の場合を観察してみる。

スメクタイトを含む泥岩を浸水すると、吸水膨張して崩れる。浸水崩壊度試験によると、新潟県下の第三紀椎谷層や寺泊層のスメクタイトを含む黒色泥岩[一軸圧縮強度: 1.8~5.9MPa(18~60kgf/cm<sup>2</sup>)]は、浸水直後に細片化し、一部では泥状化が始まり、1時間後には半数が完全に泥状になり、24時間後にはすべての試料が泥状化した(土木学会岩盤力学委員会第4分科会、1980)。このような劣化にはスメクタイトの影響があると考えられている。

スメクタイトは層間への水分子の浸入により、層格子の厚さが増加し、粘土が膨れることが明らかにされている。これを膨潤[スウェリング(swelling)]という。Denda *et al.* (1989)は、膨潤の圧力がスレーキング(浸水による細片化)を促進すると述べている。ミクロの現象が観察されているわけではないが、スメクタイト結晶の層間に水分子が浸入し、結晶が体積を増大させると、岩石内部の結合力が低下し、クラックが発生するものと考えられる。そのクラックには水が浸入し、その水とスメクタイトの接触面積が大きくなり、スメクタイト結晶の膨潤がはじまる。それがまたクラックの発生を促進する。このような反応が連鎖的に起こって、岩石全体が泥状になるのであろう。

このタイプの劣化の程度はスメクタイトの含有量に規定されるのは当然であるが、スメクタイトは鉱物種によって膨潤性が異なるので、鉱物種にも規定される。Na型モンモリロナイトが最も膨潤性に富む。

ところで、スメクタイトを含む岩石も、乾燥させるとクラックが発生する。これはスメクタイトを含まない岩石で発生した現象と同じである。すでに述べたように、クラックは岩石の固結度が低いために乾燥収縮によって発生したのである。スメクタイトの膨潤による劣化も、上記のメカニズムから判断すると、乾燥収縮を繰り返し、クラックが発生した岩塊の方が促進されるであろう。Matsukura and Yatsu (1982)は膨潤性粘土鉱物(スメクタイトなど)の膨潤量よりも十分小さな容量をもつ孔隙が岩石の中にあることが重要であると指摘している。その理由として、そのような岩石では、膨潤によって生じた圧力(膨潤圧)がより効果的に孔隙の壁面に作用し、岩石の内部結合力を弱めるのではないかと考えられている。また、一ノ瀬・内野(1987)は岩石の吸湿量を調べ、同じ空隙容積をもつ岩石でも、泥岩のように小さな空隙孔をもつものほど(内部表面積が大きい)、吸湿量も大きいことを示している。吸水量が多ければ、スメクタイトが水と接触する率が高くなり、膨潤によ

る劣化が起きやすくなるであろう。

#### (d) 物理的变化の影響深度

乾燥収縮による物理的变化の影響深度は、和泉層群の泥岩の場合、すでに述べたように、地表から約17cmで長期にわたって深度変化は無いようである。このタイプの物理的变化は和泉層群の泥岩よりも固結度の低い第三紀の泥岩ではもっと深くなると予想される。しかし、実測値はない。

粘土鉱物の膨潤圧による物理的变化の影響深度についても、実測値はない。スメクタイトを含む泥岩や凝灰岩地域で発生している粘調型地すべり地域のボーリングコアから推定する手があるが、まとまったものはない。しかし、地すべりの成熟状況にもよるが、この種の物理的变化が卓越する深度は地表下数mまでであろう。

#### (e) 斜面変動の事例

スメクタイトの有無に関わらず、固結度の低い岩石においては、常温での岩石-水反応による物理的变化が地質素因の醸成に関わっているのは明らかであるが、その実態は断片的にしか分からない。岩石劣化の機構や深度から推察して、このタイプの物理的变化が直接素因になっているような斜面変動は小規模であろうし、自然斜面より人工斜面で発生しやすいであろう。

先に述べた和泉層群の場合、層厚10数cmの劣化部が滑落している例はない。浸食の一般的な形態は、岩盤の表面が径数cmの領域ごとにタマネギ状になり、タマネギの皮がばらけてはげ落ちるように崩落している。

神戸層群の切土法面では、このタイプの物理的变化が主な原因となった小崩壊がある。泥岩の事例では、タマネギ状構造をもつ表層の底面で崩壊し、その深度は約30cmである。崩壊長は泥岩の層厚とほぼ一致していた。Ca型スメクタイトを含む凝灰岩では、露頭の一部から流れ出た粘性の高い移動体が斜面上にこびりつき、斜面直下には扇状に堆積していた(図2.25)。堆積した移動体の表面は高さ10数cmの小山の集合体になり、表面は細かな亀甲割れ目を多数生じている(乾燥による表面収縮と考えられるが、内部は1週間以上経っても全く固まっていなかった)。

斜面変動に及ぼすスメクタイトの影響は、膨潤性や岩石強度の低下などの影響が大きいと考えられているものの、スメクタイトの含有量が斜面変動の運動様式や規模、発生頻度にどのような影響を及ぼしているのかよく分かっていない。ただし、新潟県下の第三紀黒色泥岩の流動型地すべりの場合はスメクタイトの存在が発生要因になっている可能性が非常に高い[2.2.2(1)参照]。(林 義隆)

### (3) 凍結融解による岩盤の劣化と斜面変動

#### (a) 凍結融解による破砕のメカニズム

凍結融解による風化作用が、斜面変動に影響を及ぼすことは古くからいわれてきている(たとえば、高野、1960; 竹田、1992など)。しかし、凍結融解による岩盤の劣化は、

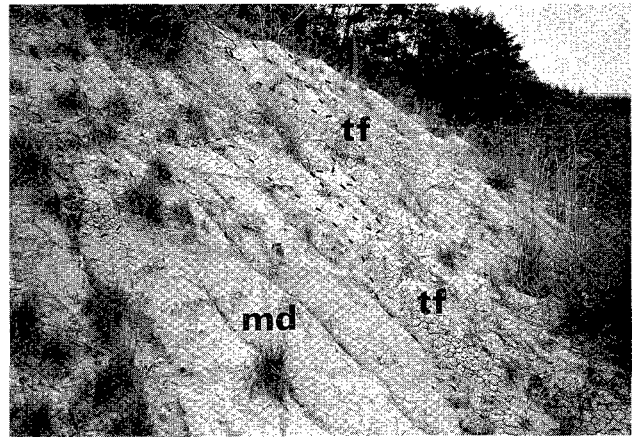


図2.25 スメクタイトの膨潤による凝灰岩の崩壊(神戸層群、兵庫県神戸市北区)(横山俊治撮影)

スメクタイトの膨潤で泥流化した凝灰岩(tf)は斜面を流下したが、粘着力があって泥岩層(md)上にこびり付いている。表面が乾燥し無数の亀甲割れ目が発達している部分が凝灰岩である。崩壊発生部には明瞭な滑落崖がなく、発生部で推定される移動体の体積は泥岩層に付着している凝灰岩の体積より少ない。これは凝灰岩の膨潤による体積増加を示すものである。

化学的風化などと相互作用を及ぼしあって岩盤強度を低下させるといふ程度の説明しかされていないことが多い。

岩盤の凍結による破砕は、水が氷へと相変換する際に体積が9%膨張するために起こると考えられてきた(小出、1952; Ollier, 1969など)。しかし、Ollier (1969)自身も述べているとおり、水がクラックに入るためには開口していなければならない、そのため、そこで凍った氷はクラックから外に押し出されてしまう。したがって、このような現象では岩石を破砕するほどの応力は得られない。

一方、Fukuda (1983)は、凍結が進行する際には、岩石に含まれる水分が凍結部に向かって移動することを室内凍結実験において観察し、移動してきた水分から氷晶が成長して凍結破砕を発生させるとしている。Everett (1961)は、このような水分移動を毛管力理論によって説明した。

しかし、高志ほか(1979)は、凍上実験において、吸水力の測定値が毛管力理論の値を大きく上まわる結果を得た。そこで、この毛管力理論に代わるものとして提示されたのが、吸着力理論である。この理論は空隙中に形成された氷晶と空隙壁との間には吸着水が不凍水膜として存在し、一定の温度条件のもとで氷が成長すると、吸着水はその厚さを一定に保とうとするために未凍結部から水を引き寄せるといふ考えである(Takagi, 1980)。松岡(1986)は、室内試験で得られた凍結破砕速度と岩石物性値(単位体積当りの空隙表面積と引張強度)の関係が吸着力理論から求めた理論式によくあてはまることから、この理論を支持した。

福田(1990a)は、破砕が生じるのは、潜熱のため岩石空隙内の温度が岩石表面より高くなっているとき(図2.26)、



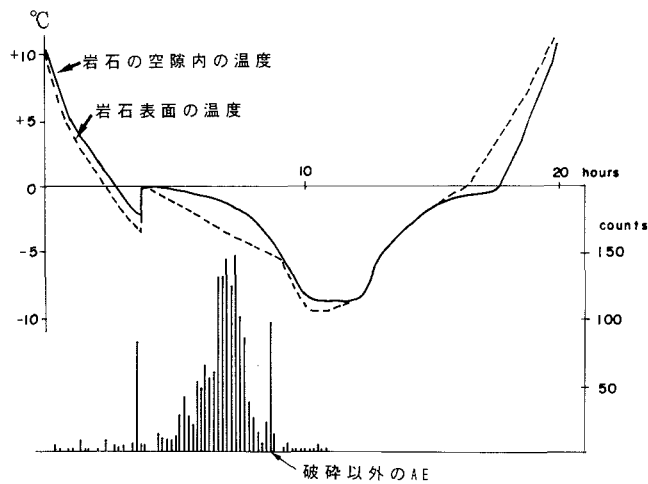


図2.26 凍結融解に伴うAE（アコースティック・エミッション）の発生（福田、1990a）  
AE：固体が破碎される際に、蓄えられていた歪エネルギーが開放され弾性波が生じる現象。

すなわち岩石中の水分の凍結が始まった直後から全体が凍結に至るまでであることを室内実験で示した。つまり、岩石内に水と氷とが共存している間に破碎作用が起こると解釈できる。また、図2.26から、このときの岩盤表面温度が0°Cから-5°Cに下がるときに破碎が生じていることが読み取れる。

#### (b) 凍結破碎速度に及ぼす岩質の影響

どのような岩盤物性が凍結融解による破碎と関係するかについては、田中（1972）の一軸圧縮強度、福田（1974）の空隙率、Lautridou and Ozouf（1982）の空隙径などがあげられてきた。それに対し松岡（1986）は、破碎速度は1種類の岩盤物性によっては決まらなるとしながらも、凍結破碎が引張破壊とみなされることから、圧裂引張強度と凍結破碎速度との関係を調べ、高い相関が得られることを示した。さらにMatsuoka（1990）は、室内実験や野外観測で得たデータから、岩盤の1年当りの破碎面積率を  $R_s$  ( $\text{yr}^{-1}$ )、岩盤の水分飽和度を  $S_r$ 、岩盤表面での有効凍結融解頻度（2°C以上から-2°C以下に低下する回数）を  $N_e$ 、岩盤の引張強度を  $Stf$  とし、次の関係がなりたつことを示した。

$$R_s = 1.5 \times 10^{-3} \cdot S_r^{16} \cdot N_e \cdot Stf^{-2}$$

この式は、凍結破碎速度には外部条件として、水分飽和度 ( $S_r$ ) と有効凍結融解頻度 ( $N_e$ ) が効いていることを意味しており、特に水分飽和度 ( $S_r$ ) が凍結破碎速度に影響を与えることを意味している。一方、岩盤条件については、引張り強度 ( $Stf$ ) が小さい岩盤ほど凍結破碎の起こりやすいということの意味する。このことは、固結度の低い第三紀堆積岩や、多孔質な凝灰岩、亀裂の多い岩石など、空隙率の大きいものほど凍結破碎を受けやすいこと（福田、

1974、1990b；根岸、1981；Matsuoka, 1990など）と調和的である。

松岡・上本（1984）は日本アルプスにおいて、稜線上の起伏と岩質の関係を調べ、凍結破碎作用の進み方が激しい場所が稜線上の鞍部になっていることを示した。また、赤石山脈では引張強度の大きいチャート、火山岩が凍結破碎されにくく、以下砂岩、珪質頁岩、石灰岩、頁岩の順に破碎されやすくなると推定した。

#### (c) 斜面変動に及ぼす凍結融解現象の影響

松岡（1992）は理論式と経験式から、無積雪地点での年平均地表面温度、年平均気温と最大凍結深の関係を求め、その関係図を示した。これによれば、北海道内陸部（年平均気温4°C）の岩盤でも、最大凍結深はせいぜい2mである。したがって日本国内では、よほど特殊な場所でない限り、凍結融解による風化作用はこれより深部に影響を及ぼさない。つまり、直接凍結融解によって発生する斜面変動は、落石あるいは表層崩壊に限られ、地すべりに影響を与えるような深層に及ぶ風化は、凍結融解以外に起因するものである。

凍結融解による風化の落石への関与について述べているものの多くは、斜面変動発生の季節変動や時間変動から推定したもの（池田・小橋、1973；Douglas, 1980；Gardner, 1983）、あるいは斜面変動と温度との相関から考察したもの（Matsuoka, 1990）である。これらによれば、落石は凍結融解を繰り返す冬に多く、またGardner（1983）は、日光が最初に当たる時間に落石が頻発すると述べている。北海道白糠町において、スレーキングの影響が大きい第三紀の堆積岩の切土面で岩石の落下量を測定している。この岩盤では夏にも岩石の落下量が多いが、凍結融解が始まる時期に落下量はさらに増加する。とくに、凍結融解を繰り返し、岩盤強度の低下する冬の後半に、岩石の落下量が最大となる。

凍結融解の斜面変動への間接的な関わりとして、凍結破碎によって崩れた土砂からなる堆積物の分布域が、豪雨時に表層崩壊が発生しやすい場所になる（小出、1955；飯田・奥西、1979；吉永ほか、1989など）ということもあげられよう。青木（1986）も述べているとおり、崖錐堆積物の崩落は比較的規模の大きい場合が多く、このような形の凍結融解の関与も無視できないものである。

#### (d) 西日本における凍結融解現象の可能性

一般的には寒冷地と考えられていない西日本では、凍結融解現象が軽視されがちである。しかし、日気温が+4°C以上から-4°C以下へ変動する日数が年間10日以上地域は、北海道から九州まで広く分布する（図2.27）。したがって、凍結融解による劣化は、全国的に重要な現象であるといえる。実際、関西でも、ある種の凝灰岩を用いた石積の所だけが毎年冬季に剝離している。これは凍結融解による

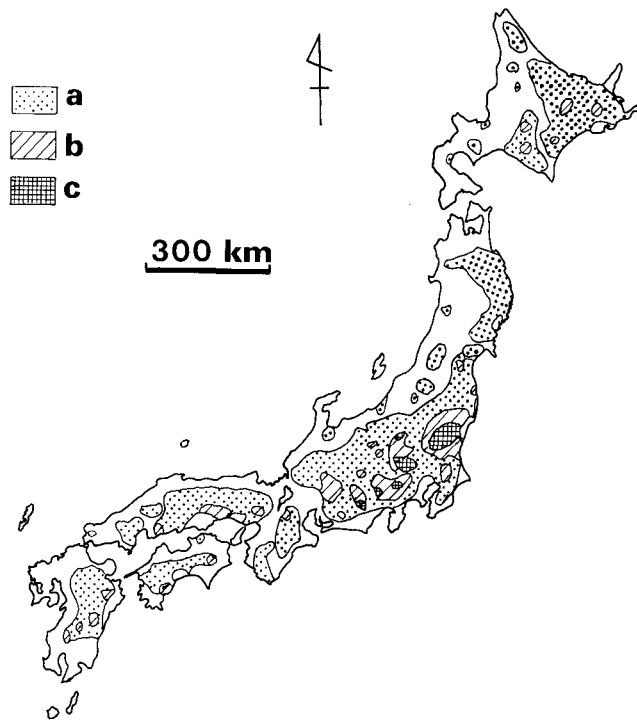


図2.27 日気温が4°C以上から-4°C以下へ変動する年間日数（三浦・福田、1990より）  
a : 10~29日、b : 30~49日、c : 50日以上

劣化の可能性が高い。しかし、野外で凍結融解による劣化を抽出するのは、高山のような特別な環境でない限り、容易ではない。P波速度や岩石強度試験を行い風化の程度を推定している研究が数多くある（斎藤ほか、1975；根岸、1980；Matsuoka, 1990など）が、一般に岩盤の劣化は成因の異なる現象が複雑に影響を及ぼしあって進行していくものであるから、P波速度や岩盤強度の変化だけを調べても、凍結破碎の影響を抽出することは困難である。クラックの性状から凍結融解によって生じたものかどうかを判断することは難しいが、凍結融解現象による典型的なクラックの性状から判定基準をつくる必要がある。（石丸 聡）

#### (4) 応力開放による岩盤の劣化と斜面変動

##### (a) 応力開放による岩盤の劣化の認定

下刻の著しい河床や氷河の後退したU字谷では、荷重除去による応力開放によって岩石劣化が起こっていると考えられている。応力開放の実はU字谷壁の新鮮な岩盤に生じる細かい割れ目群によって認定できる。この割れ目群は壁面に平行に生じ、板状岩片が剝離しているの、シーティングジョイントとか剝離節理とか呼ばれている。

応力開放による変形現象は人工的な地形改変によっても顕在化し、しばしば変形過程が目視される。例として、ダム河床面の掘削による河床岩盤の山はねがある。斜面削の例としては、クリープ変形速度が掘削直後から速くなった和泉層群の例（横山、1995）や、斜面の法尻に層状破碎帯が現れた直後に発生した大阪層群粘土の滑落と転倒の例

（横山、1994a）、流れ盤と受け盤の両方の斜面で軟質凝灰岩薄層に沿って滑動が発生した神戸層群の例などがある。これらの事例は、斜面変動の経時的变化や変形構造の特徴などから、応力開放が明らかになった例である。ただし、これらの変形によって形成された割れ目や変形構造の特徴は必ずしも応力開放に固有のものではない。そこで、以下では割れ目の特徴から、他の割れ目との識別が容易な花崗岩中のシーティングジョイントを取りあげ、花崗岩の化学的風化に及ぼす影響とシーティングジョイントが直接関係している斜面変動について述べることにする。

##### (b) シーティングジョイントの定義

従来、シーティングジョイントと呼ばれてきた構造は、数cm~数10cmの間隔で地形にほぼ平行に発達する割れ目群である（Ollier, 1969など）。これらの割れ目群は、大陸の丘陵や氷食谷などの比較的硬い岩盤において目立つ破壊面であることから、記載や成因が論じられてきた（たとえば、Billing, 1973；Chapman and Riaux, 1958；Price, 1966など）。

シーティングジョイントは地形に調和的な構造であるということが定義の中に含まれている。橋川（1985）では、曲流半径の小さい蛇行河川では必ずしも地形に調和的とはいえないこともあるとし、瀬尾ほか（1995）では、小谷などの微地形とは無関係に広域的にほぼ水平に近く、それは、たとえば瀬戸内面群（岡田、1973）のような広域地形形成と関係している可能性があるとしている。Chapman and Riaux (1958) や橋川（1985）などの記載では、シーティングジョイントは地形勾配よりもやや緩くなることが示されている。これに対して、江川（1982）の記載では、地形勾配よりもやや急になっている例が示されている。いずれにしても、シーティングジョイントは地形に平行ないし、ほぼ平行な構造であるということが出来る。

Ollier (1969) やHack (1966) などによると、シーティングジョイントは花崗岩のような地下深部で形成された岩石が地表近くまで上昇したような場合に発達すると考えられている。現在、その成因は地形削剝に伴う応力開放が主流となってきている（Bradley, 1963；Gage, 1966；Hack, 1966；Ollier, 1969）。

##### (c) 花崗岩中の「ラミネーション」タイプのシーティングジョイントの産状

さて、ここで紹介する花崗岩中のシーティングジョイントは、橋川（1985）が「ラミネーション」と呼んだ間隔数mm程度で平行に発達する割れ目群である（図2.28）。一般にひとつの割れ目の連続は悪い。先に瀬尾ほか（1995）が地形との関係を紹介した構造もこのタイプに相当する。瀬尾ほか（1995）は多数のボーリングコアの観察から、このシーティングジョイントが地表部に限られる構造であることを明らかにしている（通常、20~30mまでの深度に多発す



図 2.28 「ラミネーション」タイプのシーティングジョイント（香川県小豆島）（横山俊治撮影）  
岩盤クリープによる非対称座屈褶曲が発生している（矢印方向への変位）。

るが、最も深い深度は70mであった）。露頭では、水平・鉛直に連続する節理と明確に識別できる。

偏光顕微鏡下でみたシーティングジョイントは鉱物粒子を横切って発達し、ほとんどの場合石英粒子を切断する部分を含む。また、シーティングジョイントの発達している岩石は石英粒内に多数のマイクロクラックが発達している（菊山ほか、1995）。

#### (d) シーティングジョイントと花崗岩の化学的風化

新鮮な岩石中のシーティングジョイント面に沿っても、粘土鉱物の晶出が認められることから、化学的風化がその割れ目に沿って起こっているのは明らかである。一方、マサ中のシーティングジョイントは数mm以下の間隔で発達している短い割れ目である。割れ目は石英粒で観察されることが多い。

多数の短い割れ目には、化学的風化以前に形成されていたシーティングジョイントのほかに、石英中のマイクロクラックが顕在化したものが含まれている。割れ目に沿って多量の粘土鉱物が晶出している。一般にシーティングジョイントが発達する岩盤は節理などの割れ目が少ない。このような岩盤ではシーティングジョイントの形成が化学的風化を促進させる構造として効果的な役割を果たしていると考えられる。

#### (e) シーティングジョイントと斜面変動

シーティングジョイントが発達したマサが露出した斜面では、シーティングジョイント面から分離した結晶粒や小岩片の粒状剝脱が観察される。剝脱には凍結融解や乾燥収縮などが加わり、促進されていくと考えられる。また、香川県小豆島では、移動体のすべり面をシーティングジョイントに規制された崩壊がある（横山俊治、私信）。移動体の側方は高角度の岩脈や節理面で規定されていることが多い。シーティングジョイントに規制されたすべり面は平滑

な面ではなく階段状で、複数のジョイント面が関与している。このタイプの崩壊はマサの表層滑落型崩壊と比較すると、花崗岩の風化度が低く、崩壊面積に対して崩壊深度が深いことが特徴である。しかし、事例が少なく、これがシーティングジョイントに規制された斜面変動に一般的なものかどうかは分かっていない。

地表部の岩盤の緩みには種々の化学的変化や物理的変化が影響しているのが一般的で、われわれが斜面変動との関係を議論できるのはそのなかで主要な劣化現象だけである。ところが、応力開放による劣化はそれが仮に主要な岩石劣化の原因であったとしても認定することは難しい。「ラミネーション」タイプのシーティングジョイント以外の割れ目についても、成因別に分類するための鑑定力を身につける必要がある。（瀬尾孝文）

## 2.4 斜面変動の素因研究の現状と課題

### 2.4.1 素因の定義と認定基準

#### (1) あいまいな素因の定義

斜面変動は地形・地質・植生・気象・地震・人間活動など多くの要因が複雑に絡み合って発生する。発生・非発生を規制する因果的法則性を明らかにしようとするれば、斜面変動の原因となりうる因子群を全て検討し、各因子間の有機的な関連性を解明する必要がある。しかし、それは簡単にはできないので、斜面変動の原因となった主要な因子を摘出し、摘出された因子を個別的に素因と誘因とに振り分けて斜面変動の原因が論じられる。

素因と誘因とに分ける考え方は渡辺 貫（1928）にはじまる。渡辺は、自然的原因として根本的基因（素質的条件ないし自然的条件）と誘導的基因（直接および間接原因）に分けた。前者が素因に、後者が誘因にあたる。渡辺の根本的基因には①地形的条件、②地質的条件、③地理的条件が挙げられているが、地理的条件の内容は降水量・気温で、現在の分類では誘因として扱われる因子である。

これまでの素因研究の歴史を振り返ってみると、地質素因として記載されているものの内容は、特定の岩石の種類や岩石の属性のひとつを指すものから、ある地域に分布する地質体やある時代の地質体そのものを指すものまで多様である。当然素因の分類基準や素因であると認定する基準も一律ではない。これまでの研究報告から、何を素因として記述しているかを整理すると次のようになる。

①斜面変動を発生した地質が属している地質体や地質区、地質系統などの名称で代表したり、さらに地域名で地質を限定して記述する。

例：第三紀層、古生層、三倉層（静岡県）、○○地域の△△岩など

②斜面変動を発生した斜面を代表する地層や岩石の種類

(岩型)で記述する。

例：風化花崗岩、泥岩、凝灰岩、結晶片岩、温泉余土など

③斜面変動を発生した岩盤の状態を記述する。

例：節理が細かく発達する、片岩類のように片理に沿って剝脱しやすい、など

④斜面変動を発生した地質がその形成過程に被った作用の種類を記述する。

例：造構運動、断層運動、褶曲作用、風化作用、浸食作用、変質作用など

⑤斜面変動を発生した斜面の地形形成に寄与した作用の種類を記述する。

例：地形輪廻、隆起作用、浸食作用、河触作用など

⑥斜面変動時に主要な変形の起こった地層や岩石を記述する(たとえば、すべり面の発達する地層や岩石の種類)。

例：泥質軟岩、硬質泥岩に挟在する軟質凝灰岩薄層など

⑦斜面変動時に直接移動体のすべり面になったり、冠頭部あるいは側方を分離する構造となった割れ目や弱面の種類を記述する。

例：層理面、片理、断層など

⑧斜面変動が発生した斜面を、地質構造と地形との関係に着目して記述する。

例：流れ盤と受け盤、キャップロック(構造)など

⑨斜面の安定性や地下水の集水条件などを念頭に置いて、地形因子(群)を記述する。

例：斜面の傾斜・斜面形、斜面規模、傾斜変換点、遷急線、集水面積など

①、②、③、④、⑤は先駆者の記述によくみられる。これらは、当時の知識からすれば無理はないが、現在ではいくつかの重大な問題がある。

たとえば、地質体そのものを素因という場合、①はその地質体において斜面変動の発生頻度が高いという経験的あるいは統計的データに基づいて素因を認定している可能性が高い。その場合、その地質体で発生している個々の斜面変動を支配している地質因子が何であるか必ずしも明らかではなく、運動様式が同じかどうかははっきりしない。ここでいう素因は、「断層面に沿って滑落した斜面変動において、断層が素因である」というのと、本質的に素因認定の基準が異なり、両者を同列に議論することはできない。

また、④と⑤は用語の定義が高次の概念に基づくものであり、作用の結果形成された具体物ではなく、作用そのものを指す用語によって素因を記述している。これは、「変質作用によって形成された粘土層にすべり面が発生して滑動した」と記述するのではなく、「変質作用が原因で滑動した」と記述することである。地質素因の調査・研究から、斜面

変動の実態を把握し、その成果を予測や対策に活用するには前者の記述の方が有効である。

⑥と⑦は比較的最近の研究に多い。これらは、斜面変動を支配している地質因子を、斜面変動との具体的な関係を解明することによって摘出しようとするもので、その斜面変動の運動様式の復元やすべり面の地質学的な判定、斜面の安定性の評価、斜面変動の予測などに結びつけた議論への発展が期待できる。

近年、斜面変動の原因となりうる因子をすべて洗い出し、それらの因子群をいくつかのグループに分けて、斜面変動を総合的に論じる方向も模索されている(植村、1974、1982a、1982b；羽田野、1974a、1974b；藤田、1990、1994)。

素因に関する考え方の違いは依然として存在するのが現状であるが、斜面変動の根本的な原因が素因であるという共通の認識は得られている。特にそれが地質因子の場合、地質素因(あるいは地質的素因)と呼ばれる。また、地形因子のあるものが斜面変動の原因になった場合、それが地形素因(あるいは地形的素因)と呼ばれることもある。

この章で論じたように、層理面のように直接すべり面となる因子を素因と呼び、その位置にすべり面発生を可能にしている地層や岩石を素因と呼び、さらには、地層や岩石の組み合わせやそれらがつくる独特の地形が、斜面変動の運動様式や発生頻度などに関して特異な場所を形成しているという点に焦点を当てて、それを素因と呼ぶ見方であっても良いと思われる。素因の階層性を認めることによって、斜面変動の実体がより深く理解できるようになるであろう。

(横山俊治)

## (2) 素因の認定基準

素因の定義のあいまいさは一律に同じ精度で素因を認定することが難しいという現実もその一因になっている。現実の調査精度や調査の困難さの程度などを考慮に入れると、調査報告書や論文で斜面変動の素因に関する記述を行う際に、素因認定の根拠を明確に示すことが重要であると考える。素因の認定根拠を明確に示すとはどういうことか、以下に具体的な例をあげて述べる。

たとえば、極端な例として断層が走っている斜面が崩壊したとき、「断層が地質素因である」というような記述がある。しかし斜面変動と断層の関わりは実に多様である。たとえば、断層面がすべり面や転倒面になったり、地すべり移動体の頭部や側壁を規定するなど、直接的に斜面変動の運動を支配することもある。また、断層運動によって岩盤が広い範囲で破碎されたり、破碎帯に沿って変質することで、斜面変動に種々の影響を与えることもある。「断層が素因である」と認定するには、断層の何が斜面変動をどのように支配したか具体的な記述が必要である。

また、断層(破碎帯)は山体地下水の通路となったり、遮水・ダムアップするので、それが斜面変動の原因になる



ことも考えられる。そこで、降雨量（直前の誘因）と斜面変動に相関性が認められたときに、「そこに存在する断層が山体地下水をコントロールした。断層が素因である。」と記述されることがある。「断層が素因である」と認定するためには、実際に断層が山体地下水をコントロールしたことと、そのことがどのように斜面変動に影響したかを実証することが必要である。このことが解明されず、断層の存在と降雨時に活動したという事実のみから、断層を素因と認定することはできない。素因の認定根拠が示されていない場合には、本当にその地質因子が素因なのか、認定精度がどれくらいなのかを評価することはできない。（横山俊治）

2.4.2 斜面変動発達史にみる素因と誘因の関係

図 2.29 は斜面変動の発達過程を図示したもので、素因がつくられる過程や誘因の関わりが示されている。この図の斜面変動の形成過程の区分は大八木（1992）に従い、先滑動期（pre-movement stage）、漸移期（transitional stage）、滑動期（main moving stage）に分けているが、後滑動期（post-movement stage）は除かれている。

岩石の組み合わせや、断層や節理、褶曲構造など、地質体をもつ基本的な地質構成や地質構造は、堆積作用や変成作用、火成作用、造構作用によって、地質時代に形成され

る。このようにして形成された地質体の属性をここでは初生地質因子と呼ぶことにする。初生地質因子は、それが深部に在ったときの状態のままで素因になることはほとんどない。地質体が隆起・浸食によって地下深部から地表にもたらされると、そのときから地表部の環境下で地質体の改変が始まり、地質体は地表環境においてより安定な方向に変化していく。この地表環境下での変化を一言でいえば地質体の劣化である。地質体の劣化によって、斜面は次第に不安定化を増大する。

この不安定化を増大させる（安全率を低下させる）因子のことを誘因といい、降雨や融雪、地震のほか、地形改変、さらには人為的なダム貯水池の水位変動などが挙げられる。これらの因子群は長い年月の間に地質因子や地形因子に作用して、その性質を変化させ、素因を醸成する働きをする。素因の醸成によって、斜面はやがて重力による変形を始める直前の状態—斜面変動発生の臨界状態—に達する。臨界状態に達するまでは、いくら岩石が劣化して強度が低下しても、重力による変形は始まっていない。この、地質体が地表に到達してから臨界状態に至るまでの期間が先滑動期である。

臨界状態を過ぎた後の始まったばかりの斜面変動は、クリープ的に変動し、移動体（変形領域）と不動域（非変形領域）との境界は漸移的である。この時期を斜面変動の漸

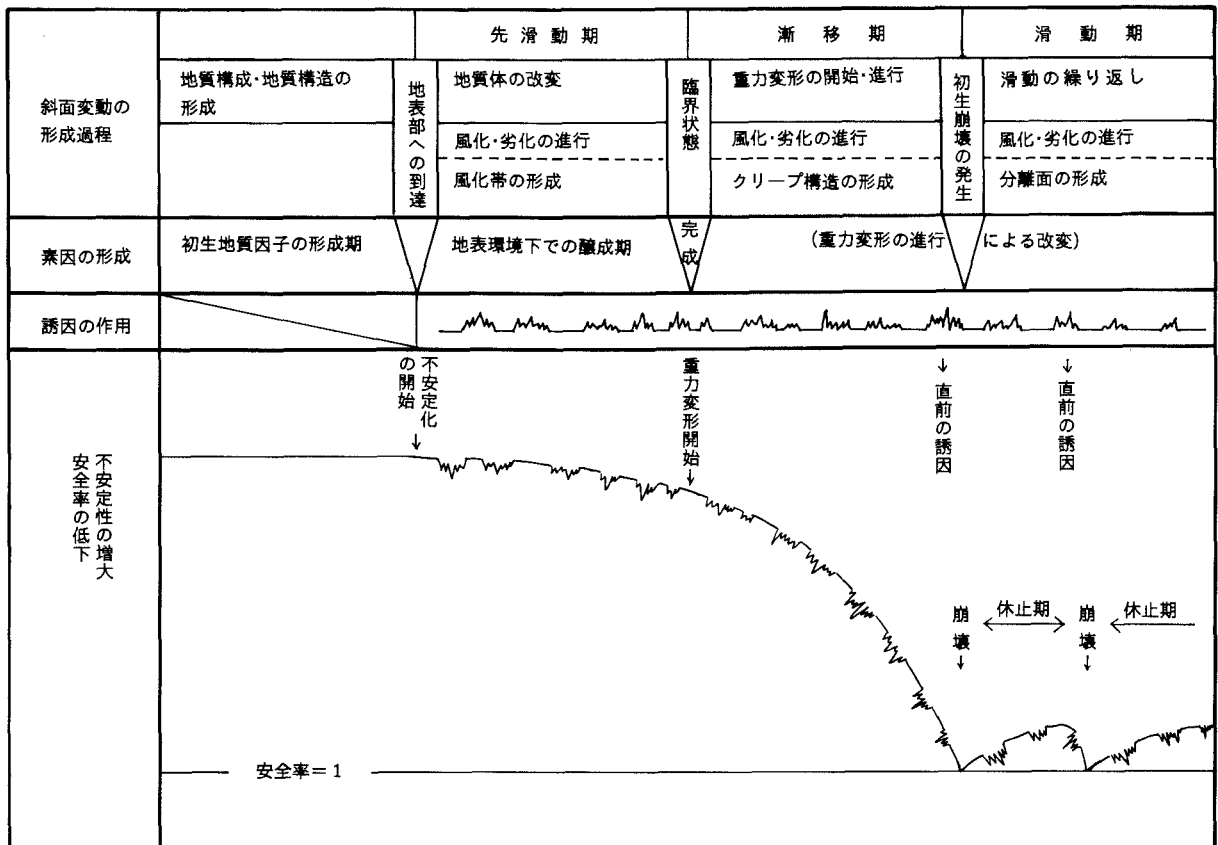


図 2.29 斜面変動の形成過程と素因・誘因の関係を示す概念図

移期という。漸移期の斜面では、クリープによる変形と誘因による劣化が相まって進行し、斜面の不安定性は益々増大する。不安定性が十分に増大した段階で、さらに不安定性を（一般には、急激に）増大させる誘因が作用すると、日常的感覚で、すべった、崩壊したと目にみえる現象が発生する。ただし、移動体と不動域とを画する分離面（すべり面、すべり層など）が完全に形成されたかどうかの判定はしばしば困難な場合がある。

連続した分離面の形成によって、斜面変動は滑動期に入る。狭義の地すべりでは、滑動期に滑動、休止、再滑動を繰り返す。

斜面変動の運動様式はその発生から消滅の過程で著しく変化する。運動様式の変化は、移動体の破壊状況が時間と共に変化していくことに対応して起こるが、先行する斜面変動の過程で形成された地形や地質構造も素因となって起こる。とくに漸移期の斜面変動構造は滑動期の変動を規制する主要な素因になりうる。たとえば、瀬戸川層群の粘板岩の谷側への曲げ褶曲 [2.2.1(2)参照] はスレート劈開の谷側への傾動によって形成されたものであるが、傾動が進行すると、やや谷側に傾斜した褶曲軸面が分離面となって崩壊している。高知県谷の内地すべりのように、初生の岩盤すべりによって形成された地質構造が現在活動的な地すべりのすべり面や構造を規制している場合もある (Higaki, *et al.*, 1993)。

斜面変動によって新たな素因が醸成され、それまでとは異なる運動様式をもつ斜面変動が発生するという状況は、斜面変動の全過程を通して繰り返されることである。

これが一般的な斜面変動の発達史であるが、斜面変動には、地震動による花崗岩の転倒からの崩壊のように漸移期の重力変形を経ずに直前の誘因で崩壊してしまう場合もある。また、塩類風化を受けた崖からの剝離崩落のように、特に直前の誘因がなくても崩壊する場合もある。

従来、誘因というと、「豪雨や地震の直後に起きた斜面変動に関して、降雨や地震が誘因である」といわれるように、斜面変動発生直前の誘因に目が行きやすく、誘因といえば直前の誘因のみを指すことが多いが、降雨や地震は崩壊の直前だけでなく、それ以前から地質体に作用し、素因を醸成する働きをしていることを忘れてはならない。直前の誘因と変動との関係に関する調査研究は多いが、素因形成過程における誘因の効果の研究はスレーキング試験のような短期的な岩石劣化に関するもの以外は少ない。

(横山俊治)

### 2.4.3 地形因子の取り扱い

地層や岩石は種類によって浸食されやすさが異なる。それが地形に反映されることは明らかである。しかし、反映のされ方は単純ではない。それは、浸食のされやすさは岩

石の強度だけでなく、割れ目の状態や、地層の重なり具合や各単層の厚さの影響を受けるからである。また、化学的風化や物理的風化も [2.3] で述べたように岩石の強度だけで決まるものではない。その結果、同じ地質体分布域の中にも谷もあれば尾根もある。したがって、地層や岩石から一義的にそれがつくっている地形を言い当てることはできない。

地形因子を独立に素因とみなすか、地質素因で代表できるとみなすかについては、これまでも議論があった。しかし、現実には地形は地下水条件に影響するだけでなく、斜面形状が破壊の形態や位置、規模を直接支配している。この点からみると、従来から地形が素因として注目されてきた経緯は理解できる [2.4.1(1)の⑧と⑨参照]。斜面変動が地形に規制されている以上、地形因子を素因と認めないという主張は成立しない。ただし、反対に、地形をみるだけで斜面変動の実態を捉えることができるとする主張も傲慢である。

斜面変動と地形との関係を見ると、それは斜面変動の原因であると共に結果でもある [2.2.2(7)参照]。すなわち、地形はけっして固定された条件ではなく、長期的にみれば変化する過程の中で現在の地形があり、それがつぎに発生する斜面変動の場を提供することになる。

もうひとつ、地形改変についても議論がある。地形そのものは自然に形成されようと人為的改変によって形成されようと、上記議論の通り、斜面の形態が斜面変動を規制すれば、その地形は素因である。しかし、改変行為は、斜面の不安定化を増大させる原因になっておれば、誘因とみなすことができる。

(桧垣大助・横山俊治)

### 2.4.4 地下水の取り扱い

地形改変と類似の二面性は、地下水にも認められる。地下水の変化は降雨や雪解けという誘因の結果として生じている現象であるが、斜面変動に対して直接的に作用するのは地下水であるので、地下水の変化を誘因とみることに問題はないであろう。地下水そのものは地質や岩石と共に物質因子のひとつである。物質因子のひとつとみるならば、素因になる可能性もある。ただし、地下水が地質や岩石と異なるのは、地質や岩石は、斜面変動によって斜面から完全に移動してしまう場合は別として、変動が起こっていても斜面という閉じた系のなかに位置しているが、地下水は、斜面変動の有無と無関係に、系の中へあるいは外へと自由に移動する点である。このような地下水を変化（誘因）としてではなく、素因として認定するとは、具体的にはどのような点を根拠にして、すなわち地下水のどのような状態・作用をもって素因となっていると認定することなのか、明確な議論はない。

(横山俊治)

### 2.4.5 今後の素因研究の課題

#### (1) 地質素因の形成過程の研究

初生地質因子の形成プロセスに関する研究は主に従来の地質学分野で行われているので、その知識を活用しやすいように変換することが主な課題になる。素因研究の主体は、地質体が地表に到達してから以降、地質体が地表付近の環境下で改変され、最終的に素因が醸成される過程の研究である。地表付近の環境条件が同じであっても、初生地質因子がどのように変化するかはそれまでに経てきた地質体の履歴によって異なるので、地質体が獲得した履歴を理解する必要がある。斜面変動を予測する上でも、素因醸成過程における初生地質因子の物理的科学的変化、力学的変化、岩石学的鉱物学的変化のプロセスとさらにそれらの変化に要する時間の解明は重要な課題である。

素因醸成過程の時代はほぼ第四紀に当たり、気候変化や造構運動、火山活動などの第四紀活動、そして人類活動などの影響も見逃せない。これらの現象は相互に関連し合っており、気温や降水量、海水準、地下水位、植生、地形変化に影響し、それらが直接あるいは間接的に斜面変動に影響していると考えられているが、具体的な関係の解明はこれからの課題である。素因醸成過程に関する研究は物質科学的側面と共に上述のような第四紀活動や人類活動との関連性の解明が必要である。 (横山俊治)

#### (2) 斜面変動構造の形成機構の研究

地質素因の認定は、斜面変動構造の形成機構の解析を通して、斜面変動構造の形成に関わっている地質因子の抽出とそれがどのように関わっているかを具体的に解明することによって可能になる。

したがって、地質素因の認定作業では、斜面変動構造の幾何学的形態の記載と形成過程の復元に関する研究がまず必要である。大八木ほか(1970)の鷲尾岳地すべりの研究は、この方面の研究の将来を展望する上で重要な先駆的成果である。最近も相次いで重要な成果が公表されている(Yokoyama and Hada, 1989; 野崎・三浦, 1993; 阿部ほか, 1994; 横山, 1995; 田近, 1995; 横山・柏木, 1996)が、狭義の地すべりでは移動体の内部構造が露出する機会が少ないことが調査を阻んでいる。

斜面変動は地表部の現象であるため、一般に変形が地形に現れやすい。しからば、斜面変動地形の認定と地中の斜面変動構造の構造的関係を解明することも、素因研究において重要である。活断層調査の歴史がそうであるように、地すべり調査でも、トレンチ調査のほか、集水井掘削に付随した立坑調査・横坑調査を積極的に採用すべきときが来ていると考えられる。 (横山俊治)

#### (3) 斜面変動の地域性研究の課題

斜面変動が始まっているかどうか、どの程度進行しているかなど、斜面の診断を正確かつ効率よく行うには、あら

かじめ斜面の特質が分かっている、診断ポイントが絞り込めることが理想である。ひとは体質によって起こりやすい病気があるように、斜面も地質によって発生しやすい斜面変動がある。斜面における地質素因と斜面変動の運動様式との関係はひとの体質と病気との関係と似ている。どの地質因子が地質素因になって、どのような運動様式の斜面変動が発生するかということが明らかにできれば、素因となった地質因子を有する地質体においては、取りあえず、その地質因子が要注意である。その地質体の斜面診断ではその地質因子が診断のポイントとなる。ただし、現実の斜面変動は通常複数の地質因子が斜面変動に絡んでくるので、診断ポイントは複数になり、しかも地質因子間の相互作用も考慮に入れた診断が必要になる。

日本列島は地質が複雑であるので、それぞれの地域で斜面診断のポイントが異なってくるはずである。斜面変動の地域性研究の目的は斜面変動に関して均質であるとみなしうる地域区分を行い、そこで発生している斜面変動の実体を明らかにすることである。すでに、日本列島の地質帯と地すべりの特徴を総括的にまとめた先駆的な研究(黒田, 1968, 1986; 黒田ほか, 1982)がある。ところが、この分類基準では同質とされた地質帯のなかに、全く異質の斜面変動の発生する領域が共在している。たとえば、四万十帯を構成する地質[あるいは後期中生代一古第三紀堆積岩(優地向斜・フリッシュ相)]とされている地質帯をみると、ほとんど変形していない砂岩泥岩互層からなる牟呂層群(紀伊半島四万十帯)(大八木, 1994参照)とスレート劈開の発達する瀬戸川層群(中部四万十帯)[2.2.1(2)参照]は、いずれも斜面変動の激しい地域であるが、地質素因や運動様式は全く異なる。堆積時代が同じであっても、地表に達するまでの地質体の履歴が異なれば、発生する斜面変動も異なってくる。おそらく同質とみなしうる地域の単位は黒田ほかのものよりもっと狭くなるはずである。地質因子と斜面変動の運動様式との関係解明に力点をおいた斜面変動の地域地質学の発展が望まれる。

黒田ほかの研究では、地質を強調するあまり、地形的条件など他の条件と斜面変動との関係が希薄になっている点が問題である。先に地質素因の醸成ということで述べたように、地質因子が素因として発現するためには、斜面がおかれている環境条件が問題になる。たとえば、誘因となる降雨特性は場所によって異なる。降雨の影響を受ける地下水量やその変動、植生も地域差がある。隆起速度や起伏量は地形に反映される。その地形に降雨は影響される。地形は斜面変動の素因であると同時に結果でもある。諸因子間との関係は一方通行の因果関係で結ばれているのではない。斜面変動の地域性研究では、地質因子以外の因子群をも考慮に入れて、斜面変動の地域性を捉えていく必要がある。

斜面変動の地域性研究の戦略のひとつとして地域間の比

較研究も重要である。それは、たとえば、凝灰岩というようなひとつの地質因子を取りあげて、凝灰岩のどのような性質がどのような条件のときに素因として発現し、どのような運動様式の斜面変動が発生するかを地域間で比較する方法である。これによって、地質素因として凝灰岩の理解が深まり、斜面診断における診断ポイントがより明確になるであろう。

個別の斜面変動からより広い地域に発生する斜面変動に研究対象を広げることは、その地域を特徴づける斜面変動と、地域性に集約されている歴史性、物質条件、環境条件との有機的関連を明らかにする研究を展望することである。このような視点から「地すべりを観る」ことの重要性を指摘したのは植村(1982a, b)である。植村(1982a)は『地すべりの二面性(物質科学的側面と歴史科学的側面:筆者注釈)を「地域性」に集約し、その系列・階程・段階(一次すべり・二次すべり、幼年型・老年型、粘性土系列地すべり、第三紀層系列地すべりなど:筆者注釈)を明らかにすることによって、その地すべりの過去から現在に至る過程と基本路線が把握され、さらにその路線を未来に向かって進めるところに地すべりの予測の問題が展望されるであろう。』と述べている。斜面変動の地域性研究こそ、斜面地質学の本道であり、その成果は真の意味での斜面防災、環境保全に多大の貢献をなしうるのである。

(横山俊治)

## 文 献

- 阿部真郎・森屋 洋・盛合禧夫(1994): 奥羽脊梁山脈における大規模岩盤地すべりの地質的素因—秋田県・奥羽脊梁山脈西縁部一、応用地質、Vol. 35, No. 5, pp. 15-26.
- 雨宮和夫・石丸 聡・雁沢好博・日下 哉(1994): 北海道南西沖地震の地盤災害、日本地質学会第101年学術大会見学旅行案内書、pp. 197-217.
- 安藤 武(1967): 北松地域における地すべり層準について、地すべり、Vol. 4, No. 2, pp. 1-9.
- 安藤 武(1972): 地すべり層準の地質的分類について、地すべり、No. 28, pp. 1-7.
- 青木 滋(1986): マス・ムーブメントの第四紀地質学的考察、地質学論集、No. 28, pp. 45-54.
- 荒牧重雄(1968): 浅間火山の地質、地団研専報、Vol. 14, pp. 1-45.
- 荒牧重雄(1969): 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物、地質学雑誌、Vol. 75, pp. 337-349.
- 嵐田千憲・五十嵐生男・板垣宏一・阿部真郎(1987): 山形県の地すべり—砂防課(建設省所管)における地すべり対策について一、地すべり技術、No. 39, pp. 14-18.
- Billings, M.P. (1973): *Structural geology*, Modern Asia Edition, pp. 234-236.
- Bjerrum, L. (1967): Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales (3rd Terzaghi lecture), *Jour. SMS, ASCE*, Vol. 93, No. 5, pp. 1-49.
- Bradley, W.C. (1963): Large-scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 74, pp. 519-528.
- Burland, J.B., Longworth, T.I. and Moor, J.F.A. (1977): A study of groundmovement and progressive failure caused by a deep excavation in Oxford Clay, *Geotechnique*, Vol. 27, pp. 557-591.
- Canuti, P., Casagli, N. and Garzonc, C.A. (1993): Slope instability at a historical site, La Verna Monastery, Italy, *Landslide News*, No. 7, pp. 11-14.
- Chapman, C.A. and Riaux, R.L. (1958): Statistical study of topography, Sheeting and jointing in granite, Acadia National Park, Maine, *Amer. Jour. Sci.* Vol. 256, pp. 111-127.
- 地学団体研究会編(1976): 地震と火山、新地学教育講座2、東海大学出版会、東京、166p.
- 地学団体研究会編(1996): 新版地学事典、平凡社、東京、1443p.
- 千木良雅弘(1984): 節理性岩盤表層部にみられるトップリングの性質とその意義、応用地質、Vol. 24, No. 1, pp. 9-20.
- 千木良雅弘(1985): 結晶片岩の岩盤クリープ(その2)—岩盤クリープ性地質構造一、応用地質、Vol. 26, No. 2, pp. 25-37.
- 千木良雅弘(1988): 泥岩の化学的風化—新潟県更新統灰爪層一、地質雑、Vol. 94, No. 6, pp. 419-431.
- Denda, A., Hayashi, H. and Kawasaki, H. (1989): 5. large-scale vertical excavation works in Neogene sedimentary soft rock mass, Recent advances in soft rock research, *Japan Soc. Soil Mech. Found. Engi.*, pp. 44-56.
- 土木学会岩盤力学委員会第4分科会(1980): 軟岩の調査・試験の指針、岩の力学79, pp. 223-226.
- 土質工学会編(1987): 堆積軟岩の工学的性質とその応用、土質工学会、pp. 1-42.
- Douglas, G. (1980): Magnitude-frequency study of rockfall in Co. Antrim, N. Ireland, *Earth Surface Processes*, Vol. 5, pp. 123-130.
- 江川良武(1982): 山形県白川中流部におけるシーティング節理、地学雑誌、Vol. 91, No. 1, pp. 17-29.
- Everett, D.H. (1961): Thermodynamics of frost damage to porous solids, *Trans. Faraday Soc.*, Vol. 57, pp. 1541-1551.
- 藤崎俊彦・山根 誠(1993): 古琵琶湖層群の薄い“層状破碎帯”に発生した地すべり、シンポジウム「丘陵地域の応用地質学的特性と課題」講演論文集、応用地質学会関西支部・関西地質調査協会、pp. 9-12.
- 藤田和雄・太田陽子(1977): 第四紀地殻変動、日本第四紀学会編「日本の第四紀研究—その発展と現状」、東京大学出版会、東京、pp. 127-152.
- 藤田 崇(1990): 地すべり—山地災害の地質学、共立出版、東京、126p.
- 藤田 崇(1994): 兵庫県北神地区の地すべりの地形・地質特性、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 41-44.



- 藤田 崇・平野昌繁・波田重熙(1976)：徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制、地すべり、Vol. 13, No. 1, pp. 25-36.
- 藤田 崇・中川 鮮・栃本泰浩・古谷正和(1992)：大阪層群盆地周辺部の地すべり機構、平成4年度研究発表会講演論文集、日本応用地質学会、pp. 13-16.
- 福田正己(1974)：融解-凍結による岩石の風化、低温科学物理篇、Vol. 32, pp. 243-249.
- Fukuda, M. (1983)：The pore water pressure profile in porous rocks during freezing, Permafrost, *Fourth International Conference, Proceedings*, National Academy Press, pp. 322-327.
- 福田正己(1990a)：岩石の凍結破砕に伴うAEの発生について、科研費補助金試験研究報告書「石材の凍結劣化とその防止法」、研究課題番号62850110、pp. 14-17.
- 福田正己(1990b)：岩石の凍結破砕の機構、科研費補助金試験研究報告書「石材の凍結劣化とその防止法」、研究課題番号62850110、pp. 5-13.
- 福田徹也・横田修一郎・岩松 暉(1995)：豪雨時に多量の土砂流出をもたらすシラスの二次的堆積物、1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究報告書、第2集、pp. 73-80.
- 福本安正(1978)：地すべり調査総括書Ⅰ-地すべりと地質及び地質構造の関係一、新潟県農林水産部治山課、80p.
- ※福島県土木部砂防課(1994)：福島県・滝坂地すべり、地すべり学会東北支部・地すべり現地検討会資料集.
- 古川昭夫(1993)：青ぬけ地すべり-構造線沿いの活動中の地すべり一、第21回地すべり学会新潟支部現地検討会資料、pp. 37-38.
- 古川昭夫・吉住安夫・竹内三郎・難波忠則(1994)：活動の激しい地すべりに対する調査と対策-青ぬけ地すべりを例として一、第22回地すべり学会新潟支部シンポジウム資料集、pp. 3-7.
- 古谷尊彦(1976)：変成岩帯地すべりに関する私見、農業土木学会中国四国支部昭和51年度シンポジウム.
- 布施 弘(1969)：新潟県の黒色泥岩層に見られる地すべりの機構、地すべり、Vol. 5, No. 4, pp. 9-12.
- Gardner, J. (1983)：Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass area, Canadian Rocky Mountains, *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, Vol. 7, pp. 311-324.
- Gage, M. (1986)：Franz Josef Glacier, *Ice*, Vol. 20, pp. 26-27.
- 宜保清一・佐々木慶三・吉沢光三・伊田 茂(1986)：沖縄、北丘ハイツ地内泥岩すべりにおける地質構造規制とすべり面強度パラメータの算定、地すべり、Vol. 23, No. 3, pp. 15-20.
- 後藤幸正・藤原忠司(1976)：乾湿に伴う骨材の体積変化、土木学会論文報告集、Vol. 247, pp. 97-108.
- Hack, J.T. (1966)：Circular patterns and exfoliation in crystalline terrains, Grandfather Mountain area, North Carolina, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 77, pp. 975-986.
- 原田義博(1988)：山口県の地すべりの調査と対策、地すべり学会関西支部現地討論会「キャップロック地すべり」、pp. 29-43.
- 春山元寿(1974)：豪雨による南九州の斜面崩壊、自然災害資料解析、No. 1, pp. 80-85.
- 春山元寿・山内豊聡(1967)：土粒子のインターロッキングを考慮した“シラス”層の直立斜面の安定性について、九州大学工学部集報、Vol. 40, pp. 370-378.
- 春山元寿・城本一義・地頭蘭 隆・児玉篤臣(1984a)：桜島治山事業区域における土石流の性質、桜島地域学術調査協議会調査研究報告、第2集、pp. 159-173.
- 春山元寿・北村良介・城本一義・下川悦郎(1984b)：桜島降下火山灰砂の崩壊・流出機構、桜島地域学術調査協議会調査研究報告、第2集、pp. 119-132.
- 長谷川修一(1992)：讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動、地質学論集、No. 40, pp. 143-170.
- 橋川邦武(1985)：花崗岩体表層部に発達する面状破壊構造に関する研究、広島大学研究報告、第25号、pp. 1-37.
- 橋本 正・加藤雅一(1992)：泉南丘陵における大阪層群の層状破砕帯地すべりと対策例、破砕帯の工学的性質に関するシンポジウム発表論文集、土質工学会、pp. 151-158.
- 羽田野誠一(1974a)：崩壊性地形(その1)、土と基礎、Vol. 22, No. 9, pp. 77-84.
- 羽田野誠一(1974b)：崩壊性地形(その2)、土と基礎、Vol. 22, No. 11, pp. 85-94.
- 服部 勇・福井卓雄・水谷伸治郎・大矢芳彦・山本博文(1994)：越前海岸土川崩落災害の地質学的側面-長周期過程と崩落の再来周期の推定、自然災害科学、Vol. 13, pp. 125-139.
- Higaki, D., Ueno, T. and Yoshimatsu, H. (1993)：Progress levels and fractal evolution of landslide slopes, *Proc. 7th. Int. Conf. and Field Workshop on landslides*, pp. 83-88.
- 平野昌繁・藤田 崇(1986)：マス・ムーブメントの地質構造規制、地質学論集、No. 28, pp. 31-43.
- 北松型地すべりグループ(1969a)：“北松型”地すべり①、地質ニュース、No. 175, pp. 38-42.
- 北松型地すべりグループ(1969b)：“北松型”地すべり②、地質ニュース、No. 180, pp. 21-27.
- 北松型地すべりグループ(1969c)：“北松型”地すべり③、地質ニュース、No. 181, pp. 23-29.
- Hollingworth, S.E., Howard-Taylor, J. and Kellsaway, G.A. (1943)：Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field, *Q.J. Geol. Soc. Lond.*, Ser. C, 397-98, pp. 1-44.
- 堀籠浩弘(1990)：淡路島南東部和泉層群の地形・地質と内田頁岩の風化について-主に頁岩のスレーキング特性一、災害科学研究所報告「淡路島内田頁岩の埋立材料特性に関する研究」、pp. 7-38.
- 飯田智之・奥西一夫(1979)：風化表層土の崩壊による斜面発達について、地理学評論、Vol. 52, pp. 426-438.
- 池田和彦(1979)：割れ目岩盤の性状および強度、応用地質、Vol. 20, No. 4, pp. 158-170.
- 池田和彦・小橋澄治(1973)：地形・地質からみた落石の傾向と発生予測、施工技術、Vol. 6, No. 8, pp. 17-21.
- 池谷 浩(1993)：雲仙・水無川の土石流発生機構について、新砂

- 防、Vol. 47, No. 2, pp. 15-21.
- 今井 巧・沢村孝之助・吉田 尚(1958)：5万分の1地質図「伊万里」および同説明書、地質調査所、83p. +5p.
- 稲垣 裕(1993)：熔結凝灰岩分布地域での地すべりの発生例、第32回地すべり学会研究発表講演集、pp. 47-50.
- Inoue, K. (1993)：Across-Arc mineralogical and geochemical variations in Kirishima Volcano Group and its implications in the genesis of the volcanism on the Ryukyu Arc (I), *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Series C, Vol. 9, pp. 735-801.
- 井上 基・佐々木 浩・児島秀行(1992)：破碎帯に起因した崩壊と対策工事例、破碎帯の工学的性質に関するシンポジウム発表論文集、土質工学会、pp. 159-162.
- 石田 毅・日比野 敏・北原義浩・浅井義之(1985)：斜面の転倒・滑落破壊に対する個別剛体要素法の適用性について、土木学会論文集、No. 358/3-3, pp. 147-155.
- 伊藤正樹・水落幸広(1988)：岩盤クリープに伴う変形構造と崩壊特性、日本地質学会第95年学術大会講演要旨、p. 432.
- 稲垣 裕(1993)：溶結凝灰岩地域の地すべりの発生例、第32回地すべり学会研究発表講演集、pp. 47-50.
- 一ノ瀬政友・内野健一(1987)：夾炭層岩石の吸湿・吸水特性、応用地質、Vol. 28, No. 4, pp. 183-192.
- 伊藤陽司(1993)：北海道・網走・北見・津別地域の地すべり(第1報)―北見地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり、北見工業大学研究報告、Vol. 25, pp. 81-93.
- 伊藤陽司(1994)：北海道・網走・北見・津別地域の地すべり(第6報)―上里地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり、北見工業大学研究報告、Vol. 25, pp. 294-304.
- 岩松 暉・福重安雄・郡山 栄(1989)：シラスの応用地質学的諸問題、地学雑誌、Vol. 98, pp. 379-400.
- 岩松 暉・服部昌樹・西田彰一(1974)：地すべりと岩石の力学的性質―新潟県山中背斜を例として―、地すべり、Vol. 11, No. 1, pp. 13-20.
- 岩永 伸・野崎 保(1983a)：新潟県下地すべり多発地域の土質について(1)―とくに各地層別の運動形式と土質との関係について―、地すべり、Vol. 20, No. 1, pp. 28-36.
- 岩永 伸・野崎 保(1983b)：新潟県下地すべり多発地域の土質について(2)―とくに各地層別の運動形式と土質との関係について―、地すべり、Vol. 20, No. 2, pp. 5-14.
- 岩田修二・相馬秀広(1982)：高山での岩屑の移動と斜面形、地理、Vol. 27, No. 4, pp. 21-28.
- 神保小虎(1902)：本邦の山崩れ地割れ及び押し出しの調査事項及び実例の目録、地質雑、No. 102.
- 鹿児島県地質図編集委員会(1990)：10万分の1鹿児島県地質図および同解説書、鹿児島県、117p.
- 釜井俊孝(1991)：squeeze型地すべりの発生機構―1923年根府川駅地すべり―、地すべり、Vol. 27, No. 4, pp. 1-8.
- 上本進二(1978)：白馬連峰の岩石組織と山稜形、地理学評論、Vol. 51, pp. 327-333.
- 上砂正一・岩崎哲也(1988)：嶺岡山系の地すべりについて、日本地質学会第95年大会講演要旨集、p. 427.
- 片山信夫(1974)：島原大変に関する自然現象の古記録、九大島原火山観測所研報、Vol. 9, pp. 1-4.
- 加藤孝幸・田中耕平・樋掛鉄也・斉藤晃生・Goutam, P.(1998)：塊状蛇紋岩体の大型崩壊―北海道鶴川岩体の「大崩れ」、日本地質学会第105年学術大会講演要旨、p. 373.
- 加藤靖郎・横山俊治(1994)：軟質層の塑性流動による上載硬質層の斜面変動―第三系神戸層群の地すべり地における例―、第32回地すべり学会研究発表講演集、pp. 79-82.
- 川原田礼次郎(1957)：シラスの物理的・化学的性質に関する研究(第1報)、未攪乱試料のセン断試験について、鹿児島大学農学部学術報告、No. 6.
- 藁谷哲也・松倉公憲(1988)：上総丘陵の谷壁斜面表面における含水比変化に伴うスレーキング剝離、地形、Vol. 9, No. 2, pp. 135-144.
- 菊山浩喜・横山俊治・瀬尾孝文・都甲正司・北川隆司(1995)：花崗岩のシーティングと微細構造の関係、日本地質学会第102年学術大会講演要旨、pp. 305.
- 木村敏夫(1981)：断層、とくに断層破碎帯の見方考え方、応用地質、Vol. 22, No. 1, pp. 4-16.
- 北川隆司(1996)：花崗岩の斜面崩壊の方向指標としての粘土細脈、応用地質、Vol. 37, No. 1, pp. 64-72.
- Kitagawa, R. (1988)：Clay veins and clay minerlas in the granitic rocks in Hiroshima and Shimane Prefecture, Southwest Japan, *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, Vol. 8, pp. 47-80.
- 北澤秋司(1986)：長野県南部の花崗岩類の崩壊、地質学論集、No. 28, pp. 198-200.
- Kobayasi, I. ed. (1973)：Coal fields of Janan, 2nd. ed., *Geol. Surv. Japan*.
- 小出 博(1952)：応用地質―岩石の風化と森林の立地―、古今書院、東京、177p.
- 小出 博(1955)：日本の地氾り―その予測と対策―、東洋経済新報社、東京、259p.
- 小出 博(1973)：日本の国土(上・下)、東大出版会、東京、556p.
- 小泉武栄・柳町 治(1981)：木曾山脈主稜部における周氷河性岩屑生産、第四紀研究、Vol. 20, pp. 281-287.
- 国立防災科学技術センター(1970)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 22, 177p.
- 国立防災科学技術センター(1971)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第2報)、防災科学技術総合研究報告、No. 27, 101p.
- 国立防災科学技術センター(1973)：北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、No. 32, 224p.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也(1985)：北部フォッサマグナ周辺の基盤構造、新潟大学理学部地質研究報告、No. 5, pp. 134-148.
- 小貫義男(1952)：長崎県北部地方の地氾りに就いて、長崎県の地氾り、pp. 67-107.
- 黒田和男(1963)：山くずれの予知―とくに北九州の例にまなぶ

- 一、地質ニュース、No. 104, pp. 22-29.
- 黒田和男(1966)：地すべり地と地質構造の因果関係について、地学雑誌、Vol. 75, pp. 123-135.
- 黒田和男(1977)：地すべり地質学Ⅰ、地すべり技術、No. 13, pp. 33-38.
- 黒田和男(1978)：地すべり地質学Ⅱ、地すべり技術、No. 14, pp. 22-24.
- 黒田和男(1979)：地すべり地質学Ⅲ、地すべり技術、No. 15, pp. 47-51.
- 黒田和男(1981)：地すべり地質学Ⅳ、地すべり技術、No. 17, pp. 26-31.
- 黒田和男(1986)：地すべり現象に関する日本列島の地質地帯区分、地質学論集、No. 28, pp. 13-29.
- 黒田和男・大久保太治・青柳信義(1970)：昭和42年7月豪雨による山くずれの分布と地質との関係について、防災科学技術総合研究報告「昭和42年7月豪雨災害に関する研究」、国立防災科学技術センター、第24号、pp. 73-82.
- 黒田和男・安藤 武(1982)：グリーンタフ地域における続成作用とその地すべりへの応用、地すべり、Vol. 18, No. 4, pp. 25-29.
- 黒田和男・大八木規夫・吉松弘行(1982)：地すべり現象からみた日本の地質地帯区分、地すべり、Vol. 18, No. 4, pp. 17-24.
- 楠本岳志・永田 聡・久保容猛(1994)：山口県北西部の地すべりについて、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 77-78.
- Lautridou, J.P. and Ozouf, J.C. (1982)：Experimental frost shattering：15 years of research at the Centre de Geomorphologie du CNRS, *Progress in Physical Geography*, Vol. 6, pp. 215-232.
- 町田 洋(1984)：巨大崩壊、岩屑流と河床変動、地形、Vol. 5, No. 3, pp. 155-178.
- 町田 貞・井口正夫・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編(1981)：地形学辞典、二宮書店、東京、767p.
- Matsukura, Y. and Yatsu, E. (1982)：Wet-dry slaking of Tertiary shale and tuff, *Trans. Japan. Geomorph. Union*, Vol. 3, No. 1, pp. 25-39.
- 松岡憲知(1985)：赤石山脈主稜部における線状凹地の分布と岩石物性、地理学評論、Vol. 58, pp. 411-427.
- 松岡憲知(1986)：凍結破砕速度に影響を与える岩石物性、地形、Vol. 7, No. 1, pp. 23-40.
- Matsuoka, N. (1990)：The rate of bedrock weathering by frost action：Field measurements and a predictive model, *Earth surface processes and landforms*, Vol. 15, pp. 73-90.
- 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、Vol. 65A, pp. 56-74.
- 松岡憲知・上本進二(1984)：日本アルプス主稜線部の組織地形、地理学評論、Vol. 57, pp. 263-281.
- 松島 洋・山本松男(1990)：氷見の地すべり、日本地質学会第97年学術大会 見学旅行案内書、pp. 171-191.
- 道瀬梯之助・中村 忍・高橋尚晴・中山正明・渋谷 保(1991)：岩手県の地すべり一砂防課(建設省所管)における地すべり対策について一、地すべり技術、No. 52, pp. 12-16.
- 三木 茂・西垣好彦(1991)：ブロック理論による岩盤斜面の解析と適用例、構造地質、No. 37, pp. 13-22.
- 三浦 清(1966)：島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (I)、岩鉱、Vol. 56, pp. 256-283.
- 三浦 清(1967)：島根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について (II)、岩鉱、Vol. 57, No. 1, pp. 1-24.
- 三浦 清(1984)：石見災害の2、3の地学的問題、島根大学地質学研究報告、No. 3, pp. 21-28.
- 三浦 清・桑原啓三(1984)：斜面災害、中国地方土木地質図編纂委員会編「中国地方土木地質図解説書」、pp. 249-273.
- 三浦定俊・福田正己(1990)：凍結一融解サイクル出現頻度の全国分布、科研費補助金試験研究報告書「石材の凍結劣化とその防止法」、研究課題番号62850110, pp. 5-13.
- 宮城豊彦(1988)：東北地方山地斜面の物質移動特性と地形分類の例、東北学院大学東北文化研究所紀要、No. 20, pp. 128-140.
- 水落幸広・植原茂次・田中耕平(1986)：斜面崩壊とリニアメント一長野西部地震での小崩壊を例として、日本地質学会第94年大会講演要旨集、p. 515.
- 榎倉克幹(1980)：溶結凝灰岩地帯におけるダム築造上の問題点、土と基礎、Vol. 28, No. 7, pp. 75-90.
- 森 麟(1991)：スレーキング、技術手帳2、土質工学会、pp. 187-188.
- 森脇 寛・大八木規夫(1976)：1976年台風17号による兵庫県一宮町福地抜山地すべり、および香川県小豆島の災害調査報告、国立防災科学技術センター、pp. 13-20.
- 守屋以智雄(1970)：赤城火山の形成史、火山、Vol. 15, pp. 120-131.
- 守屋以智雄(1983)：日本の火山地形、東京大学出版会、東京、135p.
- 永美 章・森 一司・高橋禎一(1992)：兵庫県但馬地域における地形・地質と地すべりの分布について、平成4年度研究発表会講演論文集、日本応用地質学会、pp. 5-8.
- 長岡正利(1987)：1984年御獄くずれの地形特性と発生条件、地形、Vol. 8, No. 2, pp. 95-112.
- 永田 聡(1977)：新潟県の地すべりについて、地すべりの地質分類に関するシンポジウム(地質分類小委員会中間報告)、地すべり学会、pp. 20-25.
- 中島 徹・根岸正充(1994)：節理構造岩盤斜面における落石の発生機構一寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第3報)、応用地質、Vol. 35, No. 3, pp. 93-103.
- 中村慶三郎(1934)：山崩、岩波書店、東京、254p.
- 中村慶三郎(1949)：崩災と国土、岩波書店、東京、139p.
- 中村慶三郎(1955)：崩災と国土一地之・山崩の研究、古今書院、東京、300p.
- 中村三郎・望月巧一(1984)：斜面災害、大明堂、東京、204p.
- 中世古幸次郎(1973)：大阪層群にみられる地すべりについて、土と基礎、Vol. 21, No. 7, pp. 41-47.
- 中世古幸次郎・橋本 正(1988)：地すべり(大阪層群を中心として)、土と基礎、Vol. 36, No. 11, pp. 15-19.
- 中田節也(1992)：日本・雲仙火山の災害、国際地すべりニュースレター、Landslide News, No. 6, pp. 1-3.

- 難波直彦(1969)：シラスのセン断強さ、昭和44年度文部省科学研究費、特定研究(災害科学)特殊土地帯災害班研究報告集録、pp. 79-83.
- 難波直彦・若松千秋(1968)：シラスのセン断強さと密度、第32回農業土木学会九州支部講演概要.
- 成瀬隆弘(1992)：断層とのり面、地質と調査、土木春秋社、東京、No. 3, pp. 6-11.
- 根岸正充(1980)：凍結融解作用による微小亀裂を用いて岩盤のセン断強度を推定する試法、応用地質、Vol. 21, No. 1, pp. 181-194.
- 根岸正充(1981)：P波により岩盤のせん断強度を推定する方法、土木試験所報告、Vol. 75, pp. 1-22.
- 根岸正充・中島 巖(1993)：層雲峡溶結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第1報)、応用地質、Vol. 34, No. 2, pp. 47-57.
- 根岸正充・中島 巖(1994)：層雲峡溶結凝灰岩における長柱岩体のトップリング機構—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第2報)、応用地質、Vol. 35, No. 1, pp. 1-11.
- 根岸正充・中島 巖・氏平増之(1991)：層雲峡溶結凝灰岩における斜面崩壊形態とAEによる崩壊予知に関する基礎研究、開発土木研究所月報、No. 453, pp. 18-28.
- 新潟県農地部農地建設課(1984)：新潟の地すべり1984、212p.
- 新津 誠(1981)：斜面変動の基礎理論、渡部景隆教授退官記念会編「応用地質学」、国際科学振興財団、pp. 190-197.
- 新津 誠(1986)：斜面の転倒崩壊、地質学論集、No. 28, pp. 77-86.
- 新関敦生(1976)：近畿地方の地すべりについて、応用地質、Vol. 17, No. 2, pp. 26-27.
- 西田一彦(1986)：風化残積土の工学的性質、鹿島出版会、東京、pp. 101-150.
- 西田一彦・青山千彰・荒木繁幸・梅原文夫(1992)：まさ土地盤における粘土シームと切取斜面の挙動、破碎帯の工学的性質に関するシンポジウム発表論文集、土質工学会、pp. 63-66.
- 西田彰一・湊元光春(1973)：新潟県における第三紀層地すべりの特徴と対策、土と基礎、Vol. 21, No. 7, pp. 5-11.
- 西垣好彦(1977)：大阪層群における破碎帯すべり例、土と基礎、Vol. 25, No. 2, pp. 57-62.
- 西垣好彦(1991)：洪積層の応力履歴と地盤特性、「地球環境と応用地質」、日本応用地質学会関西支部創立20周年記念論文集、pp. 185-197.
- 西本晴男(1993)：火山災害の実態とその対策、砂防と治水、Vol. 25, No. 6, pp. 13-20.
- 野地正保(1988)：蛇紋岩の調査と評価、地質と調査、土木春秋社、東京、No. 2, pp. 34-39.
- 農地地すべり調査グループ(1960)：日本における地すべりの2、3の問題—とくに地質と土地利用の問題を中心として—、地球科学、No. 47, pp. 12-24.
- 野崎 保(1995)：新潟県下における地すべり母岩の力学特性(後編)—原位置試験による岩盤力学特性—、地すべり、Vol. 32, No. 2, pp. 17-25.
- 野崎 保(1998)：谷底の膨らみ現象 (Valley Bulging) —予報一、新潟応用地質研究会誌、No. 49, pp. 21-30.
- 野崎 保・三浦光生(1993)：秋田県谷地地すべり周辺の地質構造と初生地すべりの発生機構、地球科学、Vol. 47, No. 1, pp. 17-30.
- 大庭 昇(1985)：桜島、地質と調査、土木春秋社、東京、No. 2, pp. 43-49.
- 大河原正文(1992)：岩手県南西部北本内川左岸地すべり地の地すべり面について、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 77-80.
- 岡本広文・田中 元(1990)：岡山県における地すべりの地質特性—特に中生代成羽層群に頻発する地すべりの特徴—、第29回地すべり学会研究発表講演集、pp. 84-87.
- 岡村俊邦・山岸宏光・田近 淳(1992)：三笠・美唄地域の地すべり、地下資源調査所報告、No. 64, pp. 47-65.
- 岡田篤正(1973)：吉備高原中部の地形発達、日本地理学会講演予稿集、pp. 2-3.
- 奥田節夫・横山康二(1975)：小豆島東部の災害概況と地形の関連性、昭和49年度文部省科学研究費特別研究(自然災害)、研究代表矢野勝正「昭和49年7月集中豪雨災害の調査研究総合報告書」、p. 104.
- 奥西一夫・諏訪 浩(1992)：滋賀県道大津信楽線の土石崩落事故(1988年)の原因解析と防止策の考察、自然災害科学、Vol. 11, pp. 27-37.
- 大倉 昇・永守克好(1993)：田口地区地すべりについて、地すべり学会関西支部現地討論会論文集「蛇紋岩地帯における地すべり—田口地区地すべりを対象にして—」、pp. 59-91.
- Ollier, C.D. (1969)：風化—その理論と実態、松尾新一郎訳、ラテイス、東京、417p.
- Ollier, C. (1991)：火山、太田陽子訳、古今書院、東京、204p.
- 大八木規夫(1968)：島根県加茂・大東花崗岩類地帯における風化帯の構造と崩壊、防災科学技術総合研報、No. 14, pp. 113-127.
- 大八木規夫(1974)：鷲尾岳地すべりにおけるすべり面付近の粘土の粘土鉱物、防災科学技術総合研究報告、No. 32, pp. 61-85.
- 大八木規夫(1992)：土砂災害、荻原幸男編集「災害の事典」、朝倉書店、東京、pp. 179-246.
- 大八木規夫(1994)：紀州四万十累帯の地すべり—西谷川周辺の地すべり地形と西谷地すべりの構造—、深田地質研究所報告、No. 1, 40p.
- 大八木規夫・大石道夫・内田哲男(1970)：北松鷲尾岳地すべりの構造要素、防災科学技術総合研究報告、No. 22, pp. 115-140.
- Poisel, R. and Eppensteiner, W. (1988)：A contribution of the systematics of rock mass movements, *In* Bonnard, C., ed., *Landslides (Vol. 2)*, *Pro. 5th Int. Sym. Landslides*, pp. 1353-1357.
- Price, N.J., (1966)： *Fault and joint brittle and semi-brittle rock*, Pergamon, Oxford, 176p.
- Prostka, H.J. (1978)：Heat Mountain fault and Absaroka volcanism, Wyoming and Montana, U.S.A., *In* Voight, B. ed., *Rockslides and Avalanches, Natural phenomena*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, pp. 423-436.



- 斉藤徳美・阿部 司・九里尚一(1975):火成岩の風化による空隙組成の変化と弾性波速度との関係、物理探鉱、Vol. 28, pp. 95-105.
- 瀬尾孝文・都甲正司・菊山浩喜・横山俊治・北川隆司(1995):広島花崗岩中に発達するシーティングの垂直分布について、日本地質学会第102年学術大会講演要旨、p. 305.
- 島根大学地質学教室調査団(1984):58・7山陰豪雨による斜面崩壊の地質学的特性、島根大学地質学研究報告、No. 3, pp. 3-20.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦(1980):日本アルプス野口五郎岳付近の小崖地形の成因、地理学評論、Vol. 53, pp. 531-541.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・中村淳子(1987):シラス急斜面における崖くずれの周期性と発生位置の予知、文部省自然災害特別研究突発災害研究成果、B-61-1, pp. 69-81.
- 申 潤植・山崎孝成(1992):岩盤すべりの地形・地質的規制条件、シンポジウム「地すべり地形に関する諸問題」論文集、地すべり学会、pp. 87-93.
- Skempton, A.W. (1964): Long-Term Stability of Clay Slopes (4th Rankine Lecture), *Geotechnique*, Vol. 14, No. 2, pp. 75-101.
- 低引洋隆(1993):蛇紋岩地帯における地すべり、地すべり学会関西支部現地討論会論文集「蛇紋岩地帯における地すべり—田口地区地すべりを対象にして—」、pp. 30-57.
- 低引洋隆・横田公忠・山田琢哉・田中 元(1994):日本における蛇紋岩地すべりの事例と特性、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 27-30.
- 相馬秀広・岡沢修一・岩田修二(1979):白馬岳高山帯における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因、地理学評論、Vol. 52, pp. 562-578.
- 須藤談話会編(1986):土をみつめる、三共出版、東京、220p.
- 鈴木和博・湯佐泰久・都築芳郎・諏訪兼位(1975):愛知県西加茂郡小原村およびその付近の山地災害の地質学的調査研究、昭和49年度文部省科学研究費特別研究(自然災害)、研究代表矢野勝正「昭和49年7月集中豪雨災害の調査研究総合報告書」、pp. 51-54.
- 鈴木茂之・Asiedu, D.K. (1995):岡山県成羽地域の中古生界、日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書、pp. 89-95.
- T
- 多田元彦(1993):くさび形斜面崩壊の簡易安定解析法とその適用例、応用地質、Vol. 34, No. 1, pp. 25-33.
- 田近 淳(1995):堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積層、地下資源調査所調査研究報告、No. 67, pp. 59-145.
- 田近 淳・岡村俊邦・坪山厚美・山岸宏光(1994):海岸斜面の地すべりの地質規制とその形態的特徴—釧路～厚岸地域の地すべり—、地下資源調査所調査研究報告、No. 22, 45p.
- Takagi, S. (1980): The absorption force theory of frost heaving, *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 3, pp. 57-81.
- 高浜信行・伊東佳彦(1989):旧期初生的巨大地すべりと現在の地すべりの関連—地すべりの歴史性と階層性、新潟大災害研年報、Vol. 11, pp. 25-36.
- 高浜信行・早川嘉一・片桐信二・福本安正(1991):東野名地すべり—その1、地すべり地の生い立ちと地下水—、地すべり、Vol. 28, No. 1, pp. 40-47.
- 高浜信行・早川嘉一(1994):東野名地すべりの現在の活動と初生的地すべり移動地塊、地すべり、Vol. 31, No. 3, pp. 16-23.
- 高橋和彦・川村義文・佐々木實(1988):山形県舟形折渡地区の地すべり機構について、第27回地すべり学会研究発表講演集、pp. 32-35.
- 高野秀夫(1951):横坑ボーリング排水による地すべり防止工法、新潟県砂防課.
- 高野秀夫(1960):地すべりと防止工法、地球出版、314p.
- 高志 勤・生頼孝博・山本英夫・岡本 純(1979):凍結中の間隙水圧測定による上限凍上力の推定、雪氷、Vol. 41, pp. 277-287.
- 竹田泰雄(1992):素因としての地形・地質、斜面の土砂移動現象、砂防学会監修「斜面の土砂移動現象」砂防学講座第3巻、山海堂、東京、pp. 133-161.
- 竹下敬司(1986):山地土壌および谷斜面の形成と火山活動、1986年日本地形学連合秋季大会シンポジウム資料集「九州における土砂災害の消長と広域火山活動」、pp. 1-23.
- 玉田文吾(1988):キャップロック地すべりについて、地すべり学会関西支部現地討論会「キャップロック地すべり」、pp. 1-14.
- 田中耕平(1995):地震時大規模地すべりの素因、地すべり学会(兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究委員会)「兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書」、pp. 79-86.
- 田中 茂(1971):地下水を包蔵している断層破碎帯などに関する研究、建設工学研究所報告、No. 13, pp. 25-35.
- 田中 茂(1982):崩壊、日本応用地質学会関西支部編「応用地質学の最近の研究」、pp. 39-48.
- 田中芳則(1972):秩父盆地内道路切取法面の風化後退と岩質について、応用地質、Vol. 13, No. 4, pp. 151-160.
- 田中芳則(1980):水分ポテンシャルからみた泥岩の乾燥収縮と湿潤膨張、応用地質、Vol. 21, No. 3, pp. 122-131.
- Tazaki, K. and Fyfe, W.S. (1987): Primitive clay precursors formed on feldspar. *Can. J. Earth Sc.*, Vol. 24, pp. 506-527.
- 富澤恒雄(1987):長野市地附山地すべり地におけるマスマーブメントの発達過程、地質雑、Vol. 93, No. 7, pp. 459-467.
- 富山県(1968):胡桃地すべり災害誌、pp. 1-68.
- 塚本良則・平松伸二・篠原斉四郎(1973):侵食谷の発達様式に関する研究(III)—O次谷と山崩れとの関係—、新砂防、Vol. 26(2), pp. 14-20.
- 内山博之・山田琢哉・田中 元・鈴木茂之(1992):成羽層群の地質構造と地すべり、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 67-68.
- 上田通夫(1984):シラスの力学的性状の解明と防災技術の研究、上田通夫先生退官記念事業会、302p.
- 植村 武(1974):地すべりの分類と予測、科研費報告書「第三紀層の地すべり発生と予測の研究」、pp. 3-12.

- 植村 武(1976):崩壊形式とダクティリティー、昭和50年度自然災害特別研究成果報告書「フォッサマグナ北部地域における崩壊の発生機構と予測に関する研究」、pp. 1-3.
- Uemura, T (1981): Deformation facies, series and grades, *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 87, pp. 297-305.
- 植村 武(1982a):地すべりをどう観るか、アーバンクボタ、久保田鉄工、No. 20, pp. 52-55.
- 植村 武(1982b):新潟県下地すべりの地質学的考察、地すべり、Vol. 18, No. 4, pp. 39-43.
- Ui, T. (1983): Volcanic dry avalanche deposits-identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 22, pp. 163-197.
- 梅津一晴(1995):蛇紋岩の土地質的一検討、応用地質、Vol. 36, No. 5, pp. 46-55.
- 脇水鉄五郎(1912a):山地の崩壊に就て、地学雑誌、Vol. 24, No. 282, pp. 379-390.
- 脇水鉄五郎(1912b):山地の崩壊に就て、地学雑誌、Vol. 24, No. 283, pp. 460-472.
- 脇水鉄五郎(1912c):山地の崩壊に就て、地学雑誌、Vol. 24, No. 284, pp. 540-554.
- 渡辺 貫(1928):山崩の分類、地質雑、Vol. 35, No. 421, pp. 547-556.
- 矢入憲二・諏訪兼位・増岡康男(1973):47.7豪雨に伴う山崩れ—愛知県西加茂郡小原村・藤岡村の災害、昭和47年7月豪雨災害の調査と防災研究、pp. 92-101.
- 山田剛二・渡 正亮・小橋澄治(1971):地すべり・斜面崩壊の実態と対策、山海堂、東京、580p.
- 山田孝雄・阿部真郎・盛合禧夫(1992):東北地方の基盤花崗岩地帯における地すべりの地質的特性、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 33-36.
- 山田琢哉・定森幸久・鈴木茂之・田中 元(1994):岡山県の成羽層群に頻発する地すべりの地形地質特性、日本地質学会第101年学術大会講演要旨、p. 275.
- 山野井 徹・石黒重実・布施 弘・神田 章(1974):新潟県の地すべりとその環境、地すべり、Vol. 11, No. 2, pp. 3-14.
- 山内靖喜・三梨 昂・安藤進一(1986):昭和58年(1983年)7月山陰豪雨による斜面崩壊の地質学的問題、地質学論集、No. 28, pp. 211-220.
- 山崎孝成(1992):岩盤すべりの規制条件—トップリングに関連して、第32回地すべり学会研究発表講演集、pp. 29-32.
- 山崎孝成・八木祐治・金沢雄一・星 辰也(1990):福島県いわき市成沢に発生した大規模地すべりについて、第29回地すべり学会研究発表講演集、pp. 100-103.
- 安江朝光(1986):崖くずれ、高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光編「斜面災害の予知と防災」、白亜書房、東京、pp. 43-51.
- 谷田部龍一・八木則男・榎 明潔・中森克己(1991):地すべり粘性土強度特性、地すべり、Vol. 28, No. 1, pp. 9-16.
- 横田公忠・矢田部龍一・八木則男・青山 健(1995):断層破砕帯における風化蛇紋岩の強度特性、第26回岩盤力学に関するシンポジウム論文集.
- 横田修一郎(1995):シラスの劣化と斜面崩壊、1993年豪雨災害調査報告書「1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究」、鹿児島大学災害調査研究会、pp. 63-72.
- Yokota, S (1997): Deteriorating process of dacitic pyroclastic flow deposits at steep slopes based on hardness distribution, *Mem. Fac. Sci. and Eng., Shimane Univ.*, Vol. 30, pp. 27-38.
- 横田修一郎・乙須 稔(1994):シラスの劣化とシラス斜面の崩壊、日本地質学会第101年学術大会講演要旨、p. 287.
- 横山俊治(1989):風化花崗岩地域の地盤災害に及ぼす岩脈の影響、地学団体研究会第43回総会シンポジウム要旨集、pp. 218-223.
- 横山俊治(1991):和泉層群の節理とそれによる斜面崩壊の構造規制、構造地質、No. 37, pp. 3-11.
- 横山俊治(1992):大阪層群の層状破砕帯—layer-parallel shear zone—の形成に関する地質学的問題、平成4年度研究発表会講演論文集、日本応用地質学会、pp. 149-152.
- 横山俊治(1994a):大阪層群の層状破砕帯に支配された斜面変動の運動様式、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 91-94.
- 横山俊治(1994b):テクトニックに動いている大阪層群の層状破砕帯上で発生した斜面変動、日本地質学会第101年学術大会講演要旨、p. 275.
- 横山俊治(1995):和泉山地の和泉層群の斜面変動:岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて、地質雑、Vol. 101, No. 2, pp. 134-147.
- Yokoyama, S. and Hada, J. (1989): Gravitational creep folds in the Izumi Group of the Izumi mountains, Southwest Japan, *Jour. Japan Landslide Soc.*, Vol. 26, No. 3, pp. 10-18.
- 横山俊治・柏木健司(1996):安倍川支流関の沢流域の瀬戸川層群に発達する斜面の傾動構造の運動像、応用地質、Vol. 37, No. 2, pp. 20-32.
- 横山俊治・菊山浩喜・北川隆司・瀬尾孝文(1995):花崗岩の風化過程において隆起・剝削に伴うシーティングが及ぼす影響、日本地質学会第102年学術大会講演要旨、p. 68.
- 横山俊治・菊山浩喜(1997):1995年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面変動の運動様式と機構、地すべり、Vol. 34, No. 3, pp. 17-24.
- 横山俊治・櫻井皆生・平野裕三(1997):花崗岩断層破砕帯の組織と斜面変動の運動様式、第36回地すべり学会研究発表講演集、pp. 337-340.
- 吉田鎮男・木村敏雄(1975):断層に沿う破砕帯の強度と地すべり—鶴川断層の例—、第12回自然災害科学シンポジウム講演論文集、pp. 135-136.
- 吉永秀一郎・西城 潔・小岩直人(1989):崖錐の成長からみた完新世における山地斜面の剝削特性、地形、Vol. 10, No. 3, pp. 179-193.
- Zaruba, Q. and Mencl, V. (1969): *Landslide and their control*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 205p.



## 第3章 風化・浸食と斜面変動

### 3.1 はじめに

#### 3.1.1 斜面システム

「斜面変動」、あるいは「斜面上の物質移動」を、地形学ではマスマーブメントという。このシステムは、図3.1のように、斜面に入ってくるもの (input) と出ていくもの (output) のバランスにより成り立つ。inputとoutputの量は、地質条件や気候条件など多くの要因に依存している。たとえば、この図においては、斜面物質のinput量は主に斜面構成物質の風化速度によりコントロールされており、output量は斜面下部の地形状態 (たとえば河川の下刻速度など) によりコントロールされている。

一般に、フェルシク岩は比較的風化しにくい (風化速度が遅い) ため、斜面への風化岩屑 (レゴリス) の供給は制限される。したがって斜面下方へ移動する物質の量や斜面下部に供給される岩屑量は多くない。このように、斜面上での物質移動 (あるいは斜面勾配) が、風化によってコントロールされている斜面は、風化制約斜面 (weathering limited slope or weathering controlled slope) と呼ばれる。

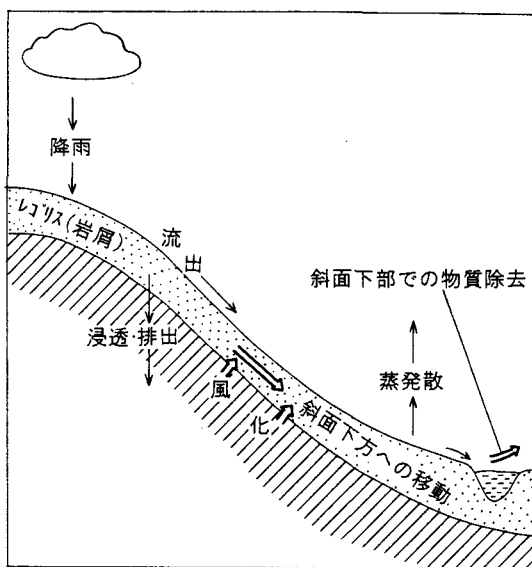


図3.1 斜面上での岩屑移動システム

風化グループ (第3章) 執筆者リスト:

松倉公憲 筑波大学・地球科学系

守随治雄 日本工営株式会社・中央研究所

飯田智之 大阪土質試験所

八田珠郎 国際農林水産業研究センター

水野恵司 大阪教育大学

る。一方、非固結な岩石や軟岩は風化が速く、そのために斜面への岩屑の供給量も多い。そのため斜面上でのマスマーブメントの活動も活発になる。このような斜面において、斜面下部の河川の活動が活発であればマスマーブメントで移動した土砂をすぐに除去し、斜面をアクティブに保つことができる。しかし、流れが小さかったり、その流れが斜面から離れていると、河川の岩屑除去能力が小さいため斜面下部に岩屑が堆積する。岩屑が斜面を覆うと、その下の基盤は風化を受け難くなり岩屑の供給量が減少する。このように、風化が速い (岩屑生産量が多い) にもかかわらず、斜面からのoutputが制限されているような斜面は運搬制約斜面 (transport limited slope or transport controlled slope) と呼ばれる。

#### 3.1.2 風化・浸食と斜面の力学的安定性

たとえば、「斜面変動」としての斜面崩壊を力学的にみれば、「斜面上でのせん断力がせん断抵抗力より大きくなった時に発生する斜面 (あるいは斜面構成物質) の破壊現象」と定義できる。せん断力に対するせん断抵抗力の比は、一般に安全率 ( $F_s$ ) と呼ばれる。たとえば、図3.2に示したような無限長斜面における安全率は以下のように示される。

$$F_s = \frac{c + \gamma Z \sin^2 \beta \cdot \tan \phi}{\gamma Z \sin \beta \cos \beta} \dots \dots \dots (3-1)$$

ここで、 $\beta$  は斜面勾配、 $\gamma$ 、 $c$ 、 $\phi$  はそれぞれ斜面物質の単位体積重量、粘着力、せん断抵抗角 (内部摩擦角) を示す。また、 $Z$  は地表面から潜在崩壊面までの鉛直深を示す。

斜面の安全率 ( $F_s$ ) は時間とともに変化する。一例を図

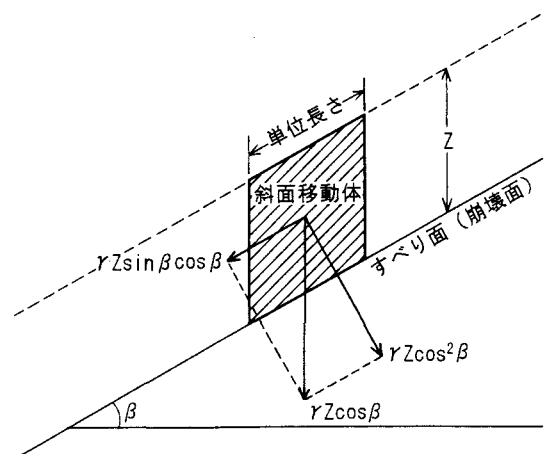


図3.2 無限長斜面における力のつりあい



3.3 に示した。Terzaghi (1950) は、カナダのアルバータ州 フランクにあるタートル山の山腹で1903年に発生した大規模な崩壊 (図 3.3 の最上部の a) を解析し、崩壊発生前の30年間の安全率の低下の状況を詳しく議論した。この論文は、斜面変動に関するものとしては、極めて重要であると思われるが、日本ではその紹介例 (仲野、1981; 大八木、1986) は少ない。

Terzaghi (1950) により、この崩壊は以下のように解釈されている。図 3.3b、c、d に示すように、斜面物質の風化、あるいは斜面の長期的クリープ変形などにより、恒常的 (連続的) に徐々に斜面の安全率が低下する。また、大雨や融雪水などの影響により安全率が波動状に変動する。その上、20数年前からの斜面下部の炭層での石炭採掘 (斜面下部の切り取り) の影響によって、安全率の低下が助長され、こ

れらの要因が複合して大規模な崩壊を発生させた。

一般に、斜面変動が発生すると、それを引き起こした降雨や地震という、いわゆる直接の誘因が何かという問題がとりあげられることが多い。しかし、この図をみてもわかるように、確かに降雨や地震は斜面変動の直接の引き金になることが多いにしても、その背後において、斜面物質の風化による強度低下や斜面下部の切り取りなどによる安全率の低下が、斜面変動 (崩壊発生) に重要な影響を与えていることは明らかである。本章では、このような斜面物質の風化による強度低下や、斜面下部の浸食などによって引き起こされる斜面変動に関するいくつかの問題を取り上げることにする。したがって、降雨や地震などの、いわゆる「直接あるいは直前の誘因」に関するメカニズムについては、とくに立ち入らない。

また、種々の風化作用そのものの説明とそれによる岩盤劣化のメカニズムについては [第2章の3節] に詳述されているので、そちらを参照されたい。

## 3.2 風化と斜面変動

### 3.2.1 風化制約斜面 (風化が浸食速度をコントロールしている斜面) の例

斜面変動の種々の様式の中でも、山崩れ (崩壊) と地すべりとは代表的なものである。ここでは、山崩れや地すべりと風化との関連性について具体例を示す。

#### (1) 阿武隈山地南部の山崩れ (表層崩壊) 斜面

山崩れの例として、基岩がいずれも花崗岩質岩石からなる、阿武隈山地南部 (図 3.4) における2つの斜面を取り上げる (Matsukura and Tanaka, 1983)。1977年台風11号による降雨により、この地域でおよそ270ヶ所の崩壊があったとされている。それぞれの斜面を Slope 1 (黒雲母花崗岩斜面) および Slope 2 (角閃石・黒雲母花崗岩斜面) と呼ぶことにする。Slope 1 は斜面長が約60m、縦断プロファイルはほぼ直線状である (図 3.5)。崩壊の冠部 (滑落崖) は斜面プロファイルのほぼ中央付近にあり、崩壊斜面の長さは約20m、幅は7mほどである。崩壊跡地および周辺の地形調査から崩壊前の斜面プロファイル (図 3.5 中の点線) が推定されるが、それによると、崩壊前の斜面の勾配と深さ (鉛直深) は、それぞれ39.5°と80cmと見積もられた。一方、Slope 2 (図 3.6) では、斜面長が約80mである。崩壊の冠部は、斜面上部のコンパックスな部分と斜面下部のコンケーブな部分の接合点 (いわゆる遷急点) に位置している。崩壊斜面の長さは17mで、崩壊幅は最大で10mほどである。崩壊の脚部は、人工的なステップの上に位置している。崩壊前の斜面勾配は約47°、崩壊深はおよそ100cmと見積もられた。

土研式貫入試験器を用いて計測した斜面表層の土層構造

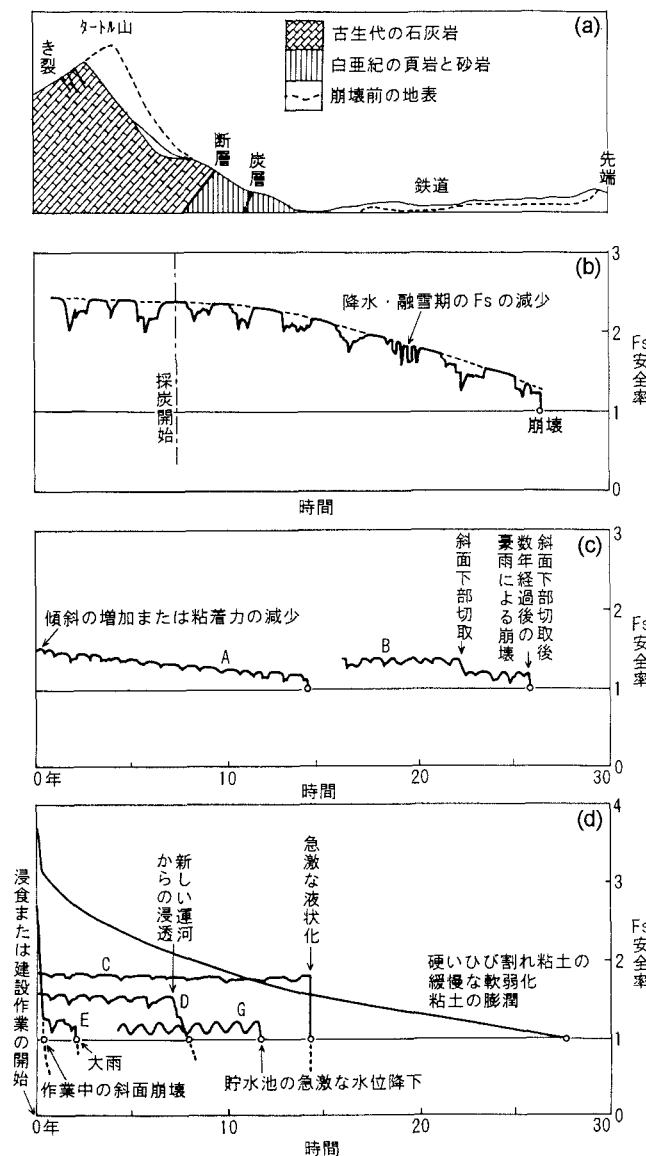


図 3.3 タートル山 (a, b) および種々の斜面における安全率  $F_s$  の減少の状況。(Terzaghi, 1950、の原図; 主として大八木、1986、の訳語に従った)

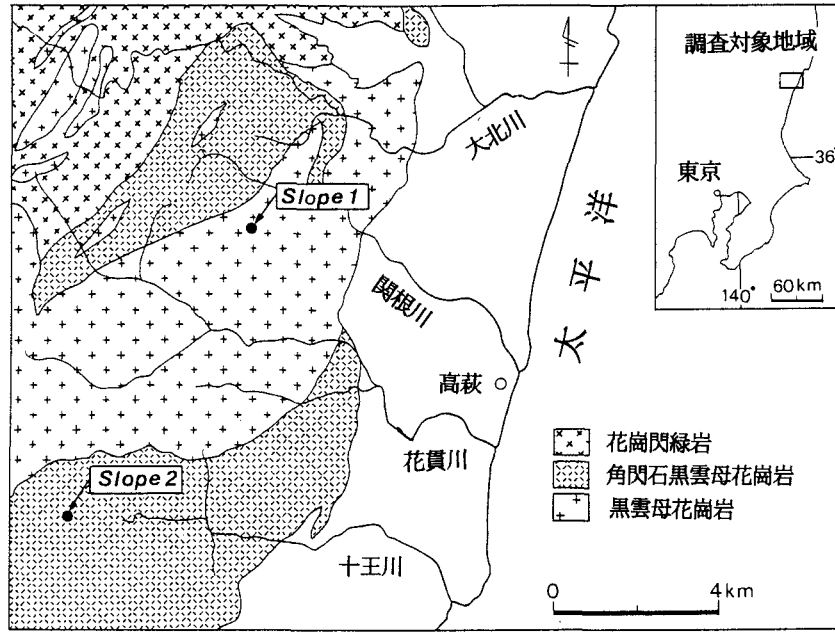


図 3.4 阿武隈山地における崩壊調査地点と周辺地質図 (Matsukura and Tanaka, 1983、原図)

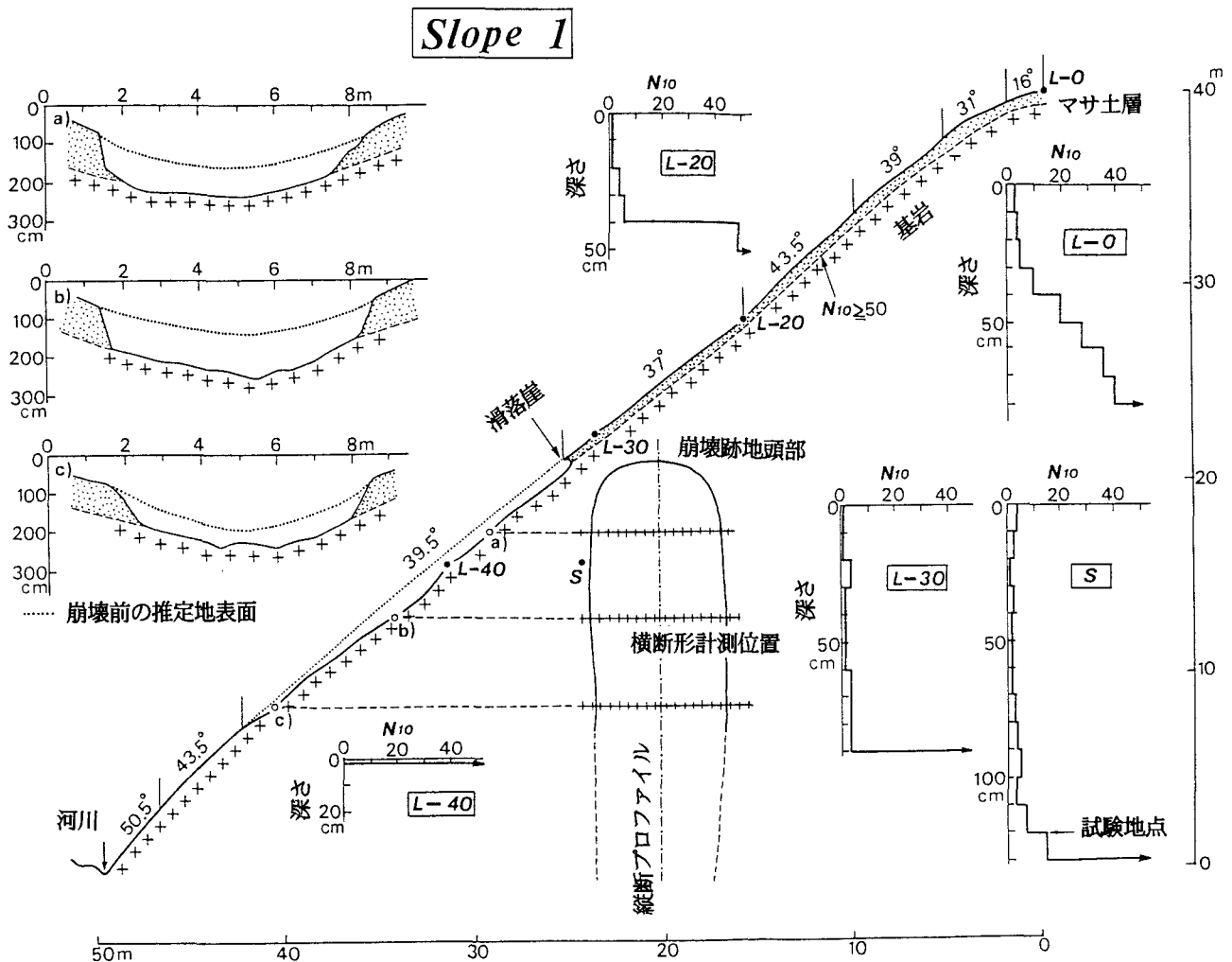


図 3.5 Slope 1における斜面縦断形、横断形、崩壊地平面形、貫入試験結果 (Matsukura and Tanaka, 1983、原図)

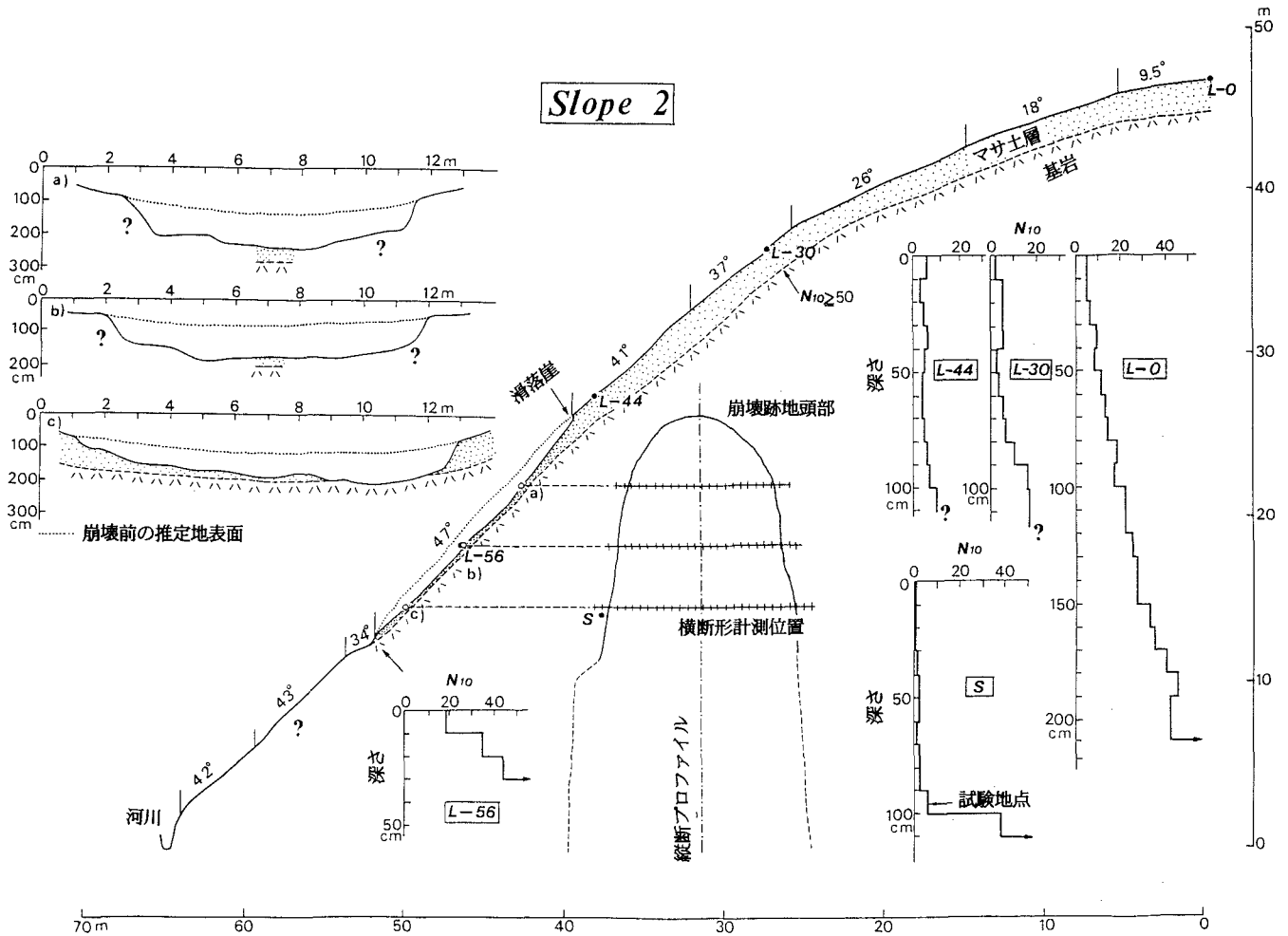


図 3.6 Slope 2における斜面縦断形、横断形、崩壊地平面形、貫入試験結果 (Matsukura and Tanaka, 1983、原図)

表 3.1 マサの土質工学的性質 (Matsukura and Tanaka, 1983、による)

	$G_s$ (-)	$\gamma$ (gf/cm <sup>3</sup> )	$\gamma_d$ (gf/cm <sup>3</sup> )	$n$ (%)	$w$ (%)	$S_r$ (%)	$P$ (-)
マサ 1 (Slope 1) 自然含水比	2.64	1.86	1.76	33.3	6.1	32.2	125
マサ 1 (Slope 1) 飽和含水比	2.64	2.09	1.76	33.3	17.4	91.9	—
マサ 2 (Slope 2) 自然含水比	2.67	1.97	1.84	31.0	6.9	40.9	38
マサ 2 (Slope 2) 飽和含水比	2.67	2.15	1.84	31.0	16.9	100.0	—

$G_s$ : 真比重       $\gamma$ : 単位体積重量       $\gamma_d$ : 乾燥単位体積重量       $n$ : 間隙率  
 $w$ : 含水比       $S_r$ : 飽和度       $P$ : 透水性

は図 3.5 と図 3.6 中に示した。Slope 2の尾根部では、風化土 (マサ土) 層 ( $N_{10}$  値が10以下) から漸移層帯 ( $N_{10}$  値が10-50)、基岩 ( $N_{10}$  値が50以上) へと徐々に移行するが、崩壊のすぐ脇の斜面 (S地点) では、貫入値がある深さで急変する。すなわち、Slope 1では厚さ120-130cmの風化土層の下は $N_{10}$  値が急激に50以上 (基岩) と大きくなる。Slope 2では、風化土層の厚さはおよそ100cmほどである。また、Slope 2の崩壊跡地の中央 (L-56地点) では基岩の上に厚さ

30cmほどの漸移層が残っている。したがって、どちらの斜面においても、崩壊のせん断面は、風化土層の下部 (基岩との境界部) か、漸移層の中にあることが推定される。

両斜面の崩壊面相当の土層の物性計測結果を表 3.1 に示す。それらの値を以下の無限長斜面の安定解析の式に代入し、検討した。この式は式 3.1 を変形したもので、降雨による地下水 (飽和側方浸透流) の発生を考慮に加えたもの (Skempton and DeLory, 1957) である。

$$F_s = \frac{c + (\gamma - m\gamma_w)Z \cos^2 \beta \cdot \tan \phi}{\gamma Z \sin \beta \cos \beta} \dots\dots\dots (3.2)$$

ここで、 $\gamma_w$  は水の単位体積重量、 $m$ は相対的地下水位 ( $m = h/Z$ ;  $h$ はすべり面上の水位、 $Z$ は土層深)であり、たとえば、 $mZ$ はすべり面から地下水面までの鉛直高さを示す ( $m=0$ の時は、地下水面はすべり面に一致し、 $m=1$ の時は地表面に一致する)。このような安定解析の結果、両斜面の臨界状態は、地下水位がほぼ地表面まで上昇したときであることが導かれた (図 3.7)。

花崗岩地域の表層崩壊は、基岩にのる土層がすべり落ちるタイプが多い。土層の形成が薄い場合は、せん断力が小さいため斜面は安定性が高いが、土層が厚くなるに従い不安定性を増す。たとえば、Slope 1のマサ土の物性を用いた計算によれば、約25cmの土層の場合 (しかも土層が飽和状態で側方浸透流がある条件で)の安全率は2.1もあるのに対し、土層が50cm、75cmと増加するに従い、安全率は逆に1.3、1.03と小さくなる。このような計算から、ほぼ1mほどの土層が形成された頃に豪雨があると崩壊を起こすことになる。このように、花崗岩地域の表層崩壊は土層の形成速度、すなわち風化速度にコントロールされていることになる (ただし、3.4節で詳述するように、土層の形成速度と風化速度とは厳密には同じものではない)。

(2) 房総半島・嶺岡地域の地すべり斜面

地すべりの例としては房総半島南部の嶺岡地域をとりあ

げる。この地域 (図 3.8) は、中新世に貫入した蛇紋岩や玄武岩が東西に分布し、その南側に、漸新世の堆積物である嶺岡層群の泥岩が存在している。標高120-250m程度の山地を構成する緩斜面がいくつかの河川によって開析されており、わが国でも有数の地すべり地帯となっている。地すべり土塊は粘質土よりなり、ボーリング調査・標準貫入試験結果で  $N < 15$  を、スウェーデン式サウンディング調査結果で  $N_{sw} < 100$  を示し、オーガーボーリング調査結果では、すべり面以浅で貫入不能となることがわかっている (守随、1992)。

以下に、Matsukura and Mizuno (1986) の調査結果について詳述する。調査時 (1982-1983年) に活動中の19斜面の縦断形の勾配と、1/10,000地形図上でランダムに引いた41本の測線に沿う斜面縦断の勾配をもとに、それらのヒストグラムを作成した (図 3.9)。これによると、活動中の斜面も非活動中の斜面もともに勾配は  $10^\circ - 12^\circ$  のところにピークをもち、斜面での地形形成プロセスとしては地すべりが主要なものであることが確かめられた。これらの活動中の地すべり地の中から、特に勾配の異なる3つの斜面を選び、土層構造、すべり面の位置、地下水位などを精査した (図 3.10)。それぞれを Slope 1、Slope 2、Slope 3 と呼ぶことにする (それぞれの斜面の位置は図 3.8 中に示した)。Slopes 1、3の縦断形はほぼ直線状であり、X-X' Z-Z'での平均勾配は  $17.4^\circ$  と  $11.6^\circ$  である。Slope 2では人工構造物などによるステップなどがみられるが、中央部 (Y-Y') にお

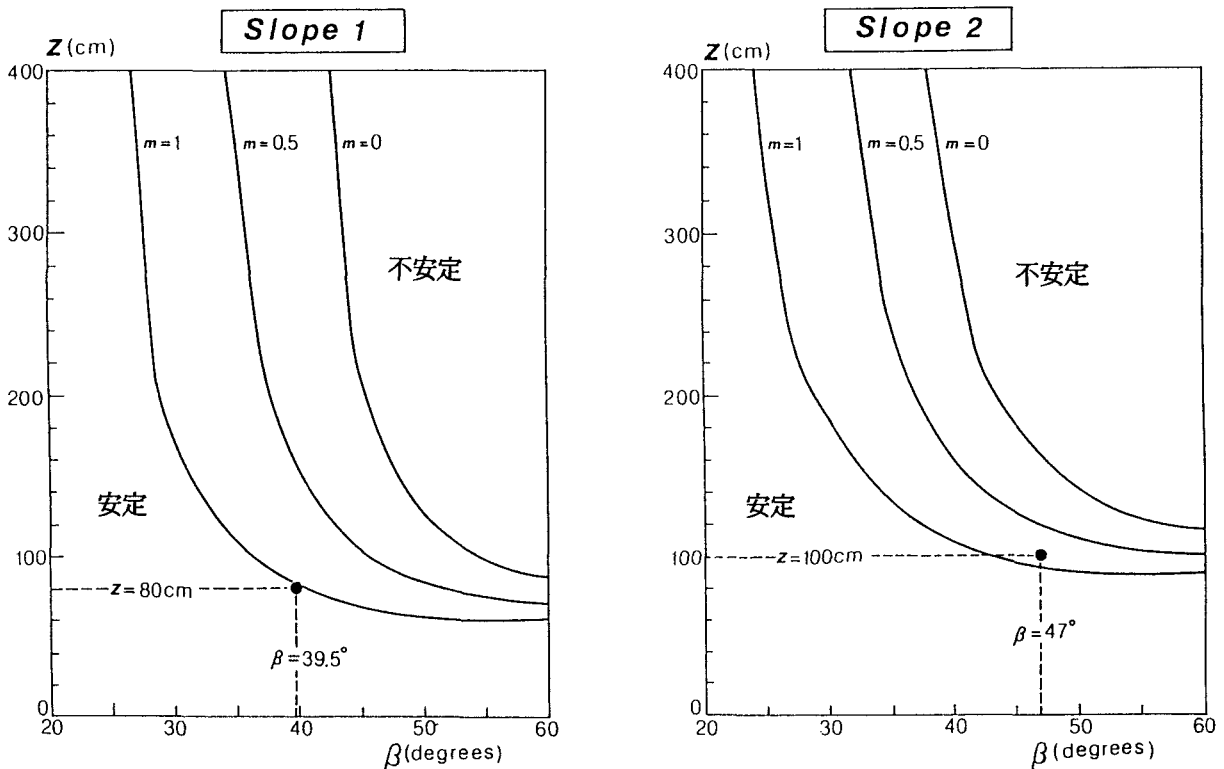


図 3.7 各斜面の臨界条件における土層深さ、 $Z$ 、と斜面勾配、 $\beta$ 、との関係 (Matsukura and Tanaka, 1983、原図)



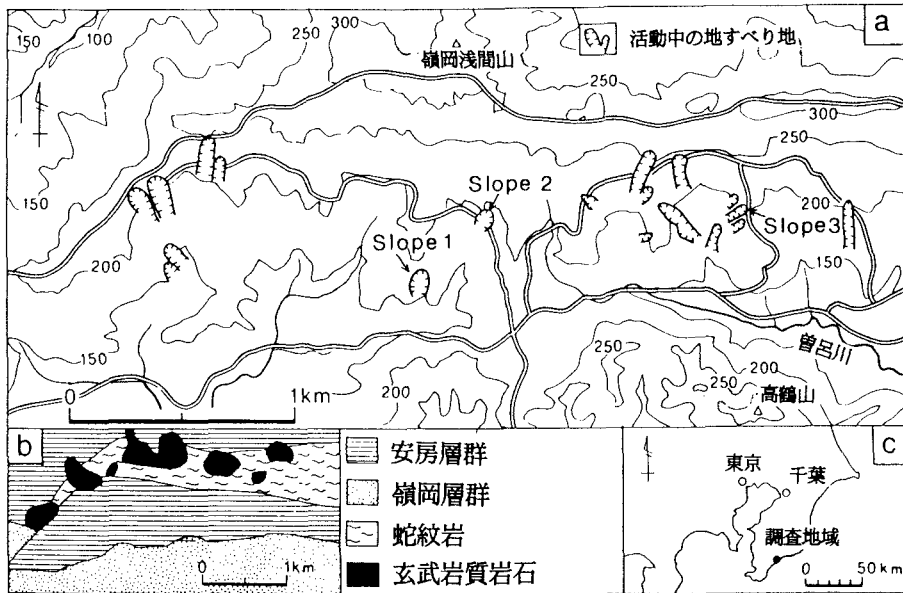


図3.8 嶺岡地域の地形、地質と調査対象地すべり斜面の位置 (Matsukura and Mizuno, 1986, 原図)

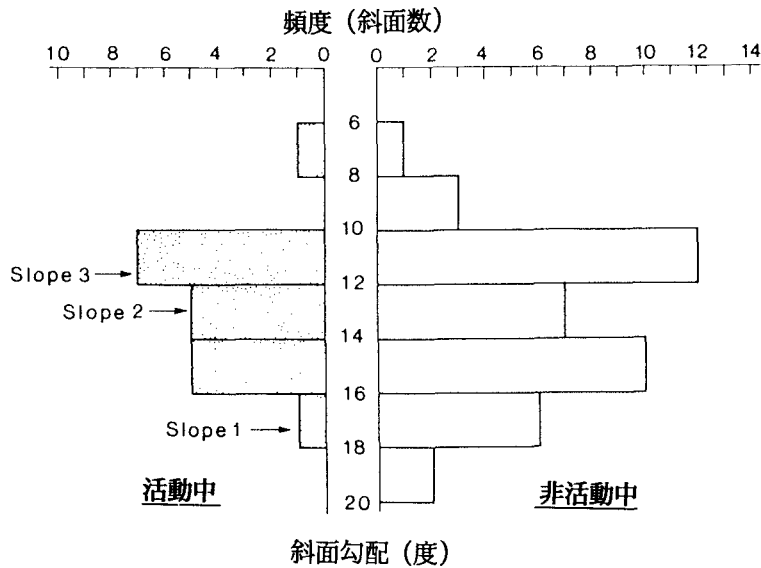


図3.9 活動中の斜面、非活動中の斜面における斜面勾配の頻度分布 (Matsukura and Mizuno, 1986, 原図)

ける平均勾配はおよそ $12.9^\circ$ と読みとれる。貫入試験によるN値などから、土層構造は斜面に平行な成層構造をもっていることがわかった。それらを、深部の基岩のI層から地表付近の粘土層のIV層までに分帯した。また、トレンチ掘削やひずみ計により確認されたすべり面も地表面にほぼ平行な平面とみなされる。すべり面の平均(鉛直)深さは、約3m (Slope 1)、約2.5m (Slope 2)、約2m (Slope 3)と非常に浅く、土層構造のIV層中の下部、あるいはIII層とIV層の境界付近に位置している。また、地下水位は降雨に伴い地表面に平行に上昇するが、その変動は地表面にごく近いところでのみ起こっているようである。

ボーリング試料などを用いて、Slope 3における鉛直深さ

方向(深い方から浅い方向へ)の鉱物変化および物性の変化を調べた。試料採取地点は図3.10中の3-I、3-II、3-III、3-IVとして示されている。図3.11は、3-Iと3-IVの試料のX線粉末回析パターンを示す。基岩である嶺岡層の泥岩(3-I)は、石英、斜長石、カリ長石、ドロマイトなどの一次鉱物のほかに、粘土鉱物として、クロライトとイライトを含む。一方、3-IVのような地表付近では、ドロマイトの消失、一次鉱物のX線強度の減少、粘土鉱物のわずかな増加が認められる。また、3-Iから3-IVまでの土質工学的諸性質を調べたところ表3.2のような結果が得られた。3-I、3-IIの粘土含有量は、それぞれ18%と19%であるのに対し、上部の3-III、3-IVでは32%、51%と多くなっている。また、

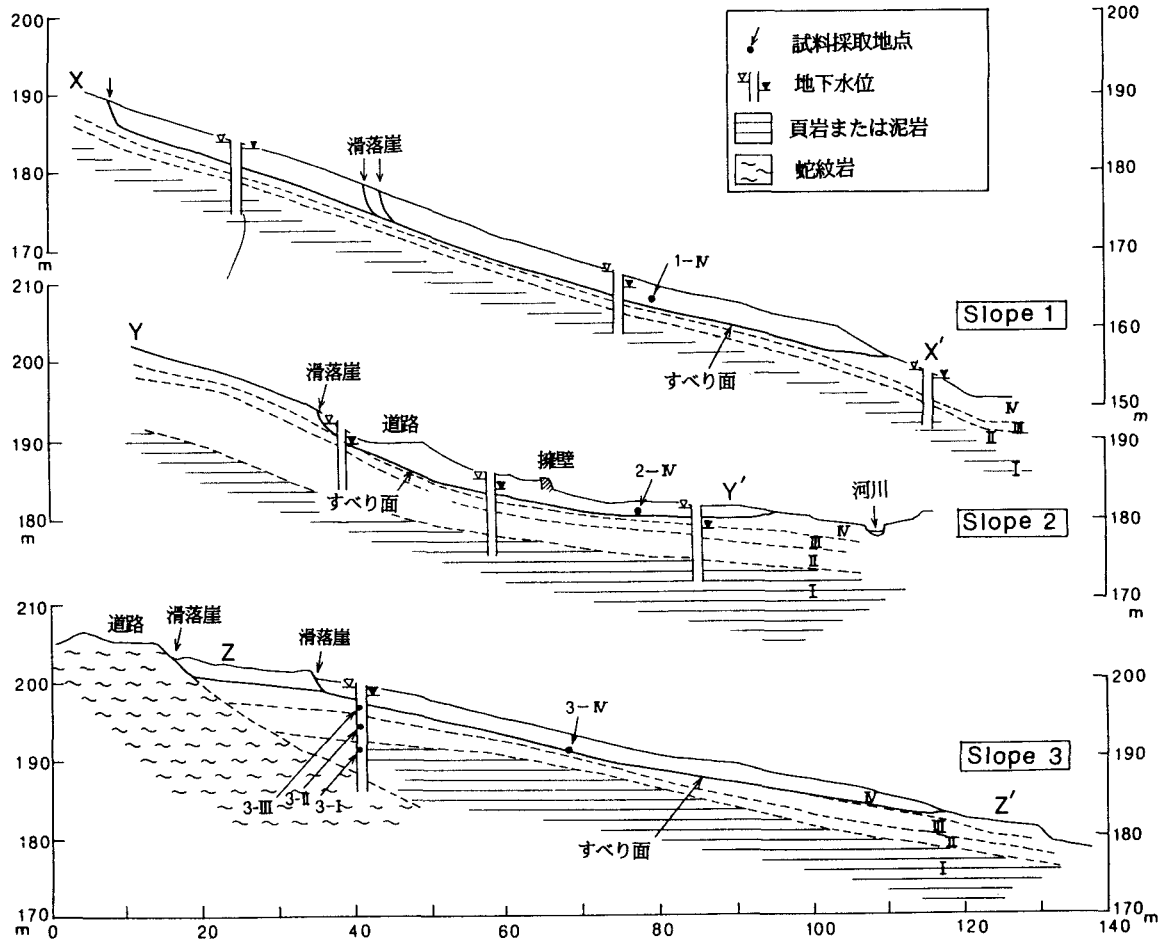


図 3.10 地すべり地の斜面プロファイル（すべり面の位置）と物性計測試料の採取地点（Matsukura and Mizuno, 1986、原図）

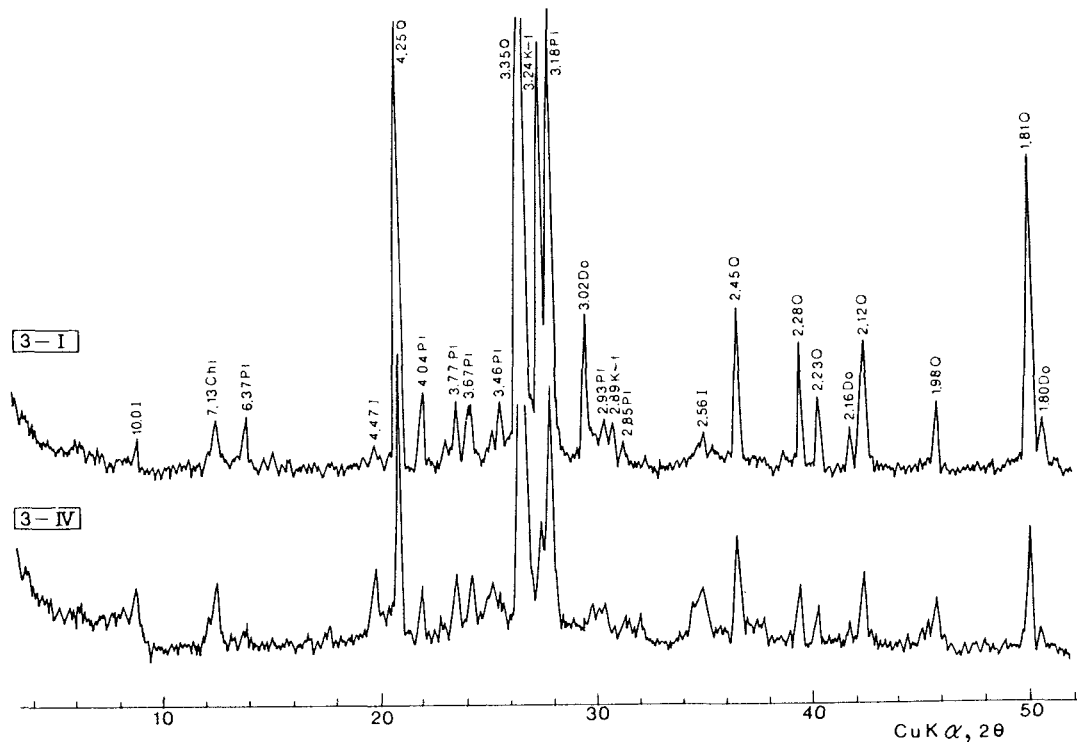


図 3.11 試料3-Iと3-IVのX線粉末回折パターン。Q：石英、Pl：斜長石、K-f：カリ長石、Do：ドロマイト、I：イライト、Chl：クロライト（Matsukura and Mizuno, 1986、原図）

乾燥単位体積重量は、3-Iで21.9kN/cm<sup>3</sup>(2.15gf/cm<sup>3</sup>)、3-IIで19.7kN/cm<sup>3</sup>(1.93gf/cm<sup>3</sup>)、3-IIIで19.2kN/cm<sup>3</sup>(1.88gf/cm<sup>3</sup>)、3-IVで14.8kN/cm<sup>3</sup>(1.45gf/cm<sup>3</sup>)と徐々に減少している。逆に空隙比は上部に向かい、0.21、0.34、0.38、0.81と増加する。窒素吸着のBET法で求めた比表面積は、3-I、3-IIで16.1m<sup>2</sup>/g、7.6m<sup>2</sup>/gと小さく、3-III、3-IVで33.0m<sup>2</sup>/g、39.5m<sup>2</sup>/gと増大する。以上のように、鉱物学的、土質工学的性質の測定結果は、土層のI層、II層、III層、IV層と、地表に向かって徐々に風化程度が大きくなる(地表に近いほど風化が進行している)ことを示している。

Slopes 1、2、3はごく隣接した斜面であることから、それぞれの基岩はほぼ類似の鉱物組成や類似の諸性質をもっている。しかし、表層部(IV層)の鉱物組成や物性には、以下に述べるように、各斜面ごとに差異が認められる。図3.12のX線粉末回析パターンをみると、Slope 1では、イライトやクロライトを含むだけであるが、Slope 2やSlope 3ではこれらの他に、イライト/モンモリロナイト混合層鉱物やモンモリロナイトが含まれている。物性をみると、Slope 1に比較して、Slopes 2、3は粘土含有量、塑性指数ともに大きい(表3.2)。また、比表面積もSlope 1(I-IV)で28.2m<sup>2</sup>/gと小さいのに対し、Slope 2(2-IV)で44.2m<sup>2</sup>/g、Slope 3で

39.5m<sup>2</sup>/gと大きい。せん断抵抗角も、Slope 1は19.4°であるのに対し、Slope 2では12.1°、Slope 3では9.2°とかなり小さな値をとる(図3.13)。以上のことは、同じ物性をもった嶺岡層の泥岩を基岩としているにもかかわらず、斜面のおかれた環境によって、その後の風化の進行程度に差異が生じた(すなわち、土層の風化程度によって残留強度が決定されている)ものと考えられる。

得られた残留強度定数や他の物性値を、式3.2に代入することによって、斜面の安定解析を行った。結果を図3.14に示す。この図から、それぞれの斜面勾配は、地下水面がほぼ地表面に一致するときの限界安定勾配に相当することが読み取れる。このことは、斜面が残留強度に応じた勾配をもっていることを示している。一方、この残留強度は斜面物質の風化程度によってその値がきまっていることは既に述べた。従って、この3つの斜面の勾配は、それぞれの斜面物質の風化の程度によって決まっていると考えられることができる。

### 3.2.2 斜面変動に与える風化の影響

#### (1) 研究小史

斜面変動の兆候(たとえば、滑落崖の背後のテンション

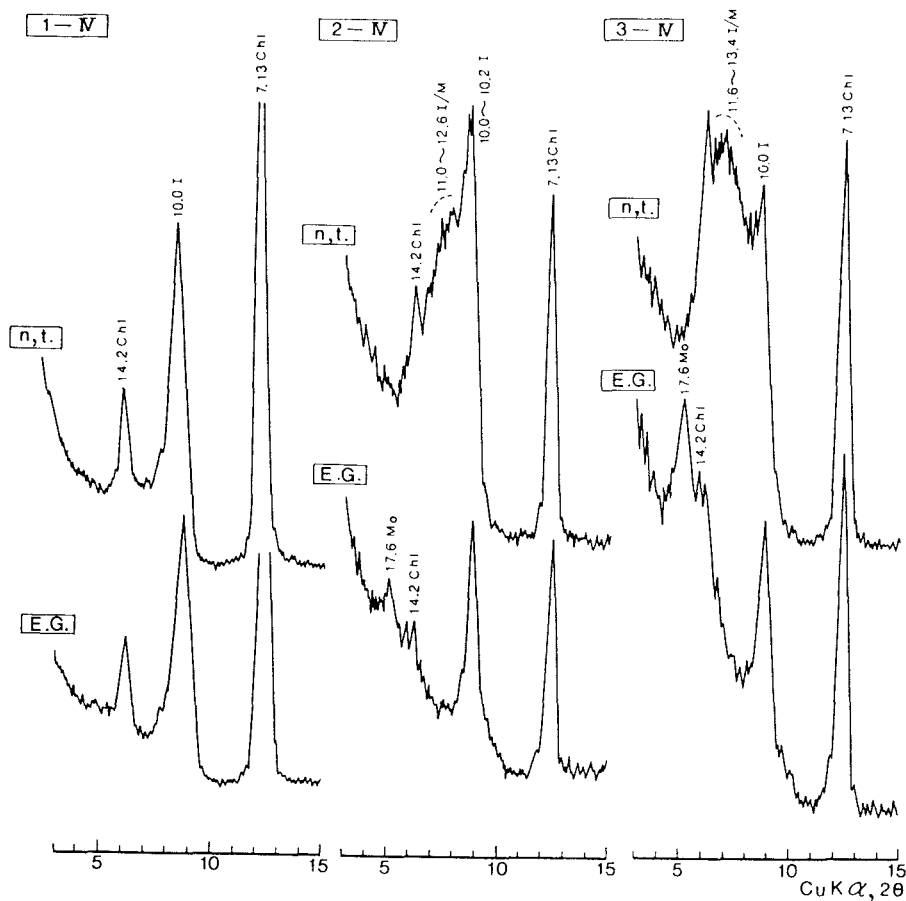


図3.12 粘土分のX線粉末回析パターン。n, t.: 無処理(風乾状態)、E.G.: エチレングリコール処理、I: イライト、Chl: クロライト、Mo: モンモリロナイト、I/Mo: イライト/モンモリロナイト混合層鉱物(Matsukura and Mizuno, 1986、原図)

表 3.2 土の物理的、土質工学的諸性質 (Matsukura and Mizuno, 1986、による)

	$\gamma_d$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$\gamma$ ( $\text{kN/m}^3$ )	$e$	CF (%)	$w_n$ (%)	$w_L$ (%)	$w_p$ (%)	$I_p$	$S_s$ ( $\text{m}^2/\text{g}$ )
1-IV	15.2	19.4	0.74	42	28.7	31.7	12.1	19.6	28.2
2-IV	15.2	19.4	0.74	45	26.5	58.6	19.3	39.3	44.2
3-IV	14.8	19.2	0.81	51	28.7	53.6	16.9	36.7	39.5
3-III	19.2	-	0.38	32	13.4	-	-	-	33.3
3-II	19.7	-	0.34	19	5.5	-	-	-	7.6
3-I	21.9	-	0.21	18	5.0	-	-	-	16.1

$\gamma_d$ : 乾燥単位体積重量  $\gamma$ : 飽和単位体積重量  $e$ : 間隙比 CF: 粘土含有量 ( $< 2\mu\text{m}$ )  $w_n$ : 自然含水比  
 $w_L$ : 液性限界  $w_p$ : 塑性限界  $I_p$ : 塑性指数  $S_s$ : 比表面積

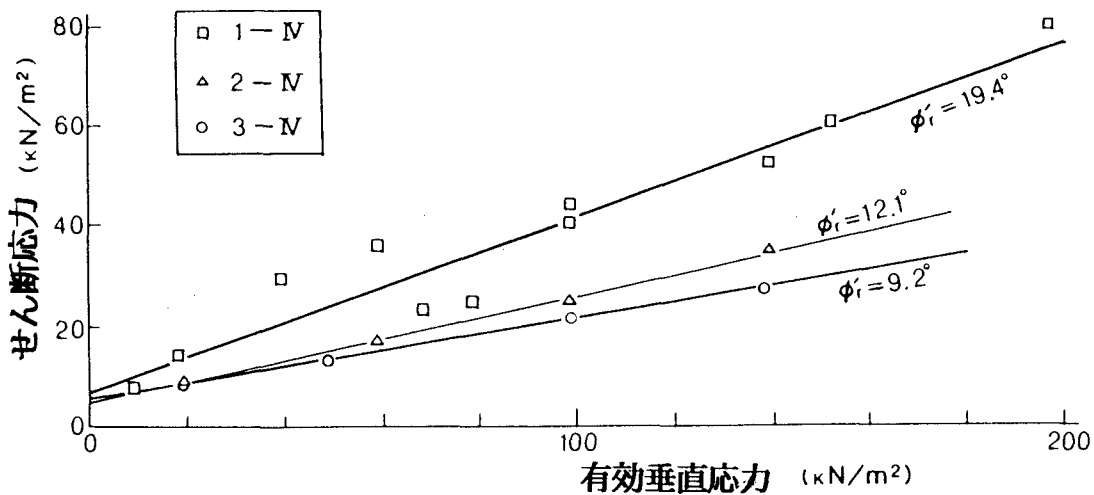


図 3.13 地すべり土の緩速繰り返し一面せん断試験による残留強度ライン (Matsukura and Mizuno, 1986、原図)

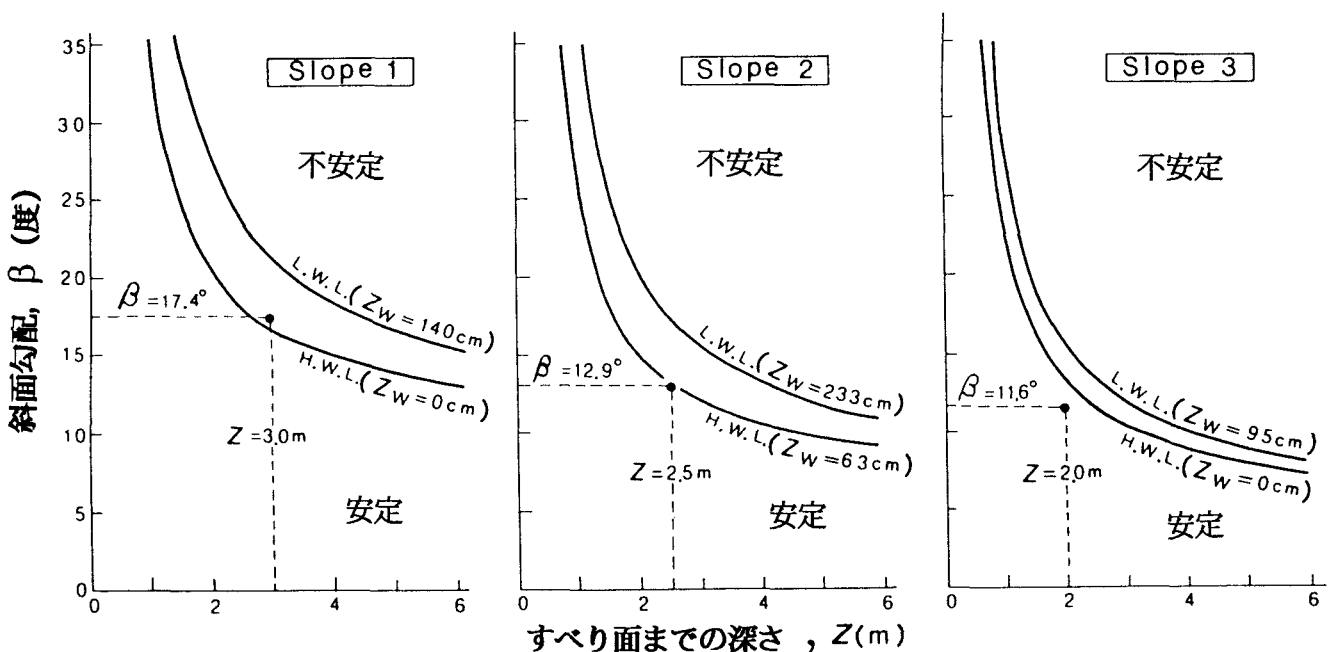


図 3.14 各斜面における安定解析結果 (Matsukura and Mizuno, 1986、原図)



クラックなどが現れたり、実際に斜面変動が起これると種々の調査が行われ、きめのこまかい防災の対策がとられることが多い。最近では、その調査の過程で、斜面変動を起こしている物質の物性（たとえば、鉱物組成やその化学組成、粒度組成やコンシステンシー、せん断強度など）に関する詳細な測定が行われるようになってきた。したがって、斜面変動を起こしている物質が「どの程度風化しているか」といった視点で調査がなされることもある。たとえば、種々の岩質の風化物質のせん断強度をまとめたものが表3.3 (Deere and Patton, 1971) である。しかしこれらの多くの研究は、斜面変動を起こした時点での風化程度についての検討をしているものの、Terzaghi (1950) の図に示されているような、風化による物性の時間的な変化という視点をもって調べられることはほとんどなかったようである。

このことは、「岩石の風化」に関係した研究の歴史的流れと無縁ではないようである。風化と地形変化のシステムは図3.15のようにも表すことができるが、主に地形学の分野における風化に関する研究の流れをレビューした松倉 (1994a) によれば、風化研究は、まず風化のプロセス（メカニズム）の研究からスタートし、風化生成物の研究が次に行われた。しかし、風化と地形あるいは風化と地形形成プロセスとの関係に関する研究は立ち遅れている。風化の研究が、斜面変動の問題から最も遠くに位置する風化プロセス（メカニズム）の研究から始まり、現在のところ、たとえば風化速度と斜面変動などの地形変化との関係を議論する段階には至っていない。

このように風化研究の進展が緩慢な理由の一つには、以下に列挙するような風化研究の難しさ（あるいは風化現象の複雑さ）があるように思われる（松倉, 1994a）。

- (a) 野外では物理的風化、化学的風化、(生物的風化)などが同時に複合して起こり、そのプロセスは多様で複雑である。しかも岩石タイプによる風化の多様性も存在する。
- (b) 風化によって岩石物性は変化するが、変化した岩石物性や風化生成物はその後の風化のプロセスや速度をコントロールする(フィードバックシステムの存在)。同じように溶脱物質を取り込んだ水がpHを変化させ、それが風化環境の変化として溶脱速度を変化させることもある。
- (c) 上述の(b)とも関連するが、鉱物の風化速度と岩石の風化速度あるいは岩体の風化速度とは必ずしも一致しない。たとえば、風化され易い鉱物によって構成されているハンレイ岩が、相対的に風化され難い鉱物から成っている花崗岩に比較して風化が速いとは限らない。なぜなら、ハンレイ岩の風化生成物の粘土が不透水性をもち、浸透水による岩石内部への風化を阻止するため(八田ほか, 1981)である。
- (d) 物性(物理的性質、化学的性質、力学的性質、鉱物学的性質…)ごとに、風化によるそれらの変化速度が異なる。

すなわち、同一の風化生成物を扱っても、採用する指標ごとに「風化速度」が異なる。

(e) さらに、その風化速度の変化が等速ではなく、場所(風化環境)や時間による違いも非常に大きいため、エルゴディックな比較による説明も不可能である(Chorley et al., 1984, pp. 221-222)。

(f) 実験室での風化促進実験は、ストレスを強くしてやるため、実際の野外での岩石の挙動と異なるとか、野外の風化環境のデータ(たとえば、乾湿風化における含水比の変動や塩類風化における塩の濃度などのデータ)が少ないので、実験室の結果を野外へ外挿することが難しい。

このような風化研究の難しさのせいであろうが、上述したように、風化と斜面変動との関連性を議論した研究例は、[第2章の3節]においていくつか紹介されているものの、極めて少なく、現時点でそれらをシステムティックにレビューをすることはできない。また、上記(a)のような理由もあり、特別に卓越する風化作用が明らかに認定できる場合を除くと、風化作用と斜面変動の関係を個々の風化作用から把握してもあまり意味がない。ここでは風化と斜面変動の関係を追求するためには、どのような問題にアプローチすべきか(すなわち、斜面変動研究における現時点での最重要課題は何か)についての、筆者らの考えを以下に述べることにする。

## (2) 「風化と斜面変動」に関する研究の問題点

斜面変動研究の目的の一つは、斜面変動発生の予知・予測であろう。一口に「予知」といっても、その対象は、「いつ」、「どこで」、「どのように」、というように、時間の予知・場所の予知・様式(規模やスピードを含む)の予知など多様である。

3.1.2節において、斜面物質の風化による強度低下速度が、斜面変動に与える風化の影響として最も基本的なものであることについて詳述した。この問題が明らかになれば、斜面がいつ頃危険になるか、あるいは斜面変動が「いつ頃」発生するかについての認識が深まるであろう。しかし、このような力学的な解析は、斜面変動が「いつ」起こるか(あるいは斜面変動が起こるか起こらないか)という判定には有効であっても、斜面変動が、「どこで」、「どのように」起こるかについての解答を与えてくれるわけではない。

「どこで」とか「どのように」という問題は、斜面変動の周期性(再現性)の問題や、斜面変動のタイプ(落石か崩壊か地すべりかという様式)や斜面変動の動きのスピード、などの問題でもある。斜面変動の周期性(たとえば表層崩壊の免疫性)の問題は、斜面上の風化土層の形成速度の問題となり、斜面変動の種類やスピードは、斜面物質の物性(種々の物性が影響するが、その中でももっとも基本的なものとしては、岩盤か、礫か砂質土か粘性土かという粒径の問題がある)に置き換えて考えることができる。

表 3.3 残積土、風化岩および関連鉱物のせん断強度パラメーター (Deere and Patton, 1971、による)

岩種	風化度	強度定数		試験方法など	文献
		c, c'*	$\phi, \phi', \phi_r^{**}$		
		(kg/cm <sup>2</sup> )	(度)		
<b>変成岩</b>					
雲母片麻岩	muram (IB帯) 変質	c=0.6 c=0.3	$\phi=23^\circ$ $\phi=37^\circ$	直接せん断試験	Gruner and Gruner (1953)
片麻岩	変質 (IC帯)		$\phi=18.5^\circ$	圧密非排水試験	St. John et al. (1969)
片麻岩	変質 (断層帯) 強変質 中変質 未風化	c=1.5 c=4.0 c=8.5 c=12.5	$\phi=27^\circ$ $\phi=29^\circ$ $\phi=35^\circ$ $\phi=60^\circ$	コンクリートと岩石との接触面での直接せん断試験	Evdokimov and Chiriaev (1966)
片岩	風化 (雲母片岩土) 部分的風化 (雲母片岩と千枚岩) (強破碎)	--- c=0.7	$\phi=24.5^\circ$ $\phi=35^\circ$	片理に垂直なすべりの安定解析	De Fries (1971)
片岩	中程度風化 (IC帯)	c'=0.5 c'=0.7	$\phi=15^\circ$ $\phi'=15^\circ$ $\phi=18^\circ$ $\phi'=21^\circ$	圧密非排水試験, 50%飽和 圧密非排水試験, 100%飽和	Sowers (1963)
片岩	風化		$\phi=28^\circ-30^\circ$	締め固め盛土の現場直接せん断試験	Wilson and Marano (1968)
千枚岩	残積土 (IC帯)	c=0 c=0	$\phi=24^\circ$ $\phi=18^\circ$	片理に垂直なすべりの安定解析 片理に平行なすべりの安定解析	De Fries (1971)
<b>火成岩</b>					
花崗岩	風化花崗岩	c=0	$\phi=27^\circ-31^\circ$ 平均29°	Cherry Valleyダムでの500回の試験	Roberts (1970)
花崗岩	岩盤等級 i 15 10 7 5 3	c 1 2 3 5 6-13	$\phi$ 41° 45°-46° 49°-52° 57° 62°-63°	現場 (Alto Rabagão) 直接せん断試験	Rocha (1964) Strafim and Lopez (1961)
花崗岩	風化 (II B帯) i/7+ 部分的風化 (II B帯) 3+ 比較的新鮮 (III帯) 1-2		$\phi_r=26^\circ-33^\circ$ $\phi_r=27^\circ-31^\circ$ $\phi_r=29^\circ-32^\circ$	室内直接せん断試験 (Alto Lindoso)	L. N. E. C. (1965)
花崗岩	赤色土 (I B帯) 風化花崗岩 (I C帯)		$\phi'=28^\circ$ $\phi'$ 平均=35°		Lumb (1965)
花崗岩	風化 (細粒) 風化 (粗粒) 風化 練り返し	飽和時c=0	$\phi=25.5^\circ-34^\circ$ $\phi=36^\circ-38^\circ$ $\phi=22^\circ-40^\circ$		Lumb (1962)
石英閃緑岩	砂質シルト変質岩	c=0.1	$\phi=30^\circ+$	不攪乱試料を用いた室内試験	Li and Mejia (1967)
閃緑岩	風化	c=0.3	$\phi=22^\circ$	圧密非排水試験	St. John et al. (1969)
流紋岩	変質		$\phi'=30^\circ$		Lumb (1965)
<b>堆積岩</b>					
コイバーマール	強風化 中風化 未風化	c' ≤ 0.1 c' ≤ 0.1 c' ≤ 0.3	$\phi'=25-32^\circ$ $\phi_r=18-24^\circ$ 炭酸塩2% $\phi'=32-42^\circ$ $\phi_r=22-29^\circ$ 炭酸塩14% $\phi' > 40^\circ$ $\phi_r=23-32^\circ$ 炭酸塩20%	三軸排水試験, 三軸圧密非排水試験, 切断面を与えての三軸試験	Chandler (1969)
ロンドシクレイ	風化 (褐色) 未風化	c'=0.1-0.2 c'=0.9-1.8	$\phi'=19-22^\circ$ $\phi_r=14^\circ$ $\phi'=23-30^\circ$ $\phi_r=15^\circ$		Chandler (1969) Skempton他を引用
<b>節理充填物</b>					
黒色シーム	IC帯		$\phi_r=10.5^\circ$ $\phi_r=14.5^\circ$	鏡肌のあるシーム 鏡肌のないシーム 両試験とも圧密非排水試験	St. John et al. (1969)
<b>残積土と風化岩に含まれる鉱物</b>					
石英砂			$\phi_r=30^\circ$ $\phi_r=35^\circ$	デューン砂 砕いた砂	Kenny (1967)
カオリナイト			$\phi_r=22^\circ$ $\phi_r=12^\circ$ $\phi_r=12^\circ$	練り返しカオリナイト, せん断変位量制約 カオリナイトと石灰岩とを練り返し 事前に切断面を与えた不攪乱のカオリナイト	Kanji (1970) Kanji (1970) Morgenstern & Tchalenko (1967)
イライト			$\phi_r=6.5^\circ$ $\phi_r=11.5^\circ$	イライトと石灰岩の練り返し 練り返しイライト	Kanji (1970) Kanji (1970)
モンモリロナイト			$\phi_r=4-11^\circ$		Kenny (1967)
白雲母			$\phi_r=17-24^\circ$		Kenny (1967)
加水雲母			$\phi_r=16-26^\circ$		Kenny (1967)

\* c = 粘着力, kgf/cm<sup>2</sup>  
\* c = 有効粘着力, kgf/cm<sup>2</sup>

\*\*  $\phi'$  = 有効せん断抵抗角  
\*\*  $\phi_r$  = 残留せん断抵抗角 (通常, 排水試験)  
\*\*  $\phi$  = せん断抵抗角

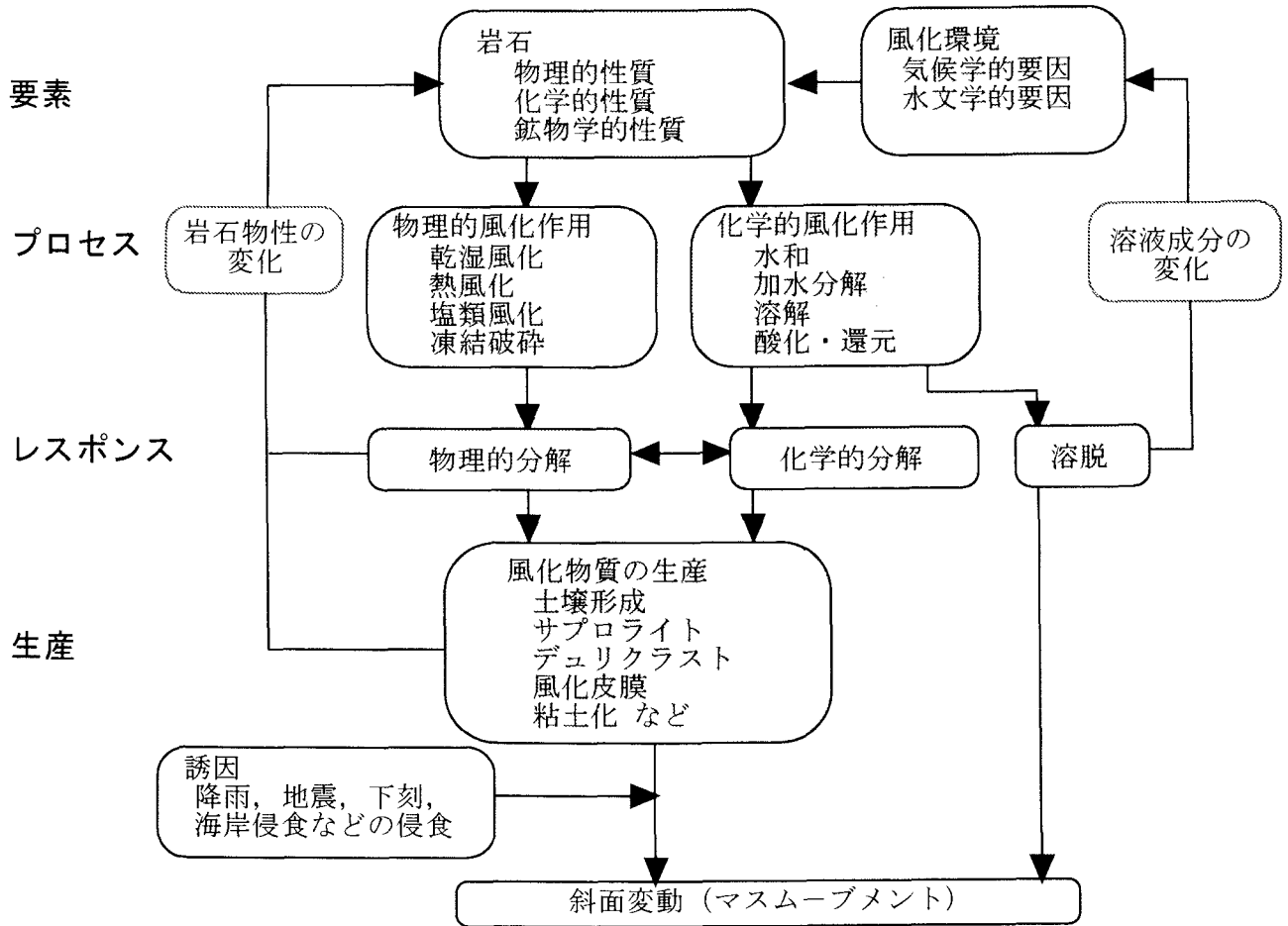


図 3.15 各種の風化作用と斜面変動 (マスマーブメント) との関係

そこで、「斜面変動と風化」の最重要課題として、以下では特に、(1)斜面物質の風化による強度低下、(2)土層の形成速度、(3)風化による粒径変化、の3点を取り上げて議論することにする。勿論、これらに関係した風化と斜面変動との関連性を議論した論文が全くないわけではないので、それらの幾つかの既存の論文についてはこれらの3つのテーマの中でそれぞれ取り上げることにする。

### 3.2.3 風化による斜面物質の強度低下

Terzaghi (1950) による解析図 (図 3.3) の中の、粘土の膨潤 (大八木, 1986)、あるいは、硬いひび割れ粘土の緩慢な軟弱化 (仲野, 1981) と訳されている部分が、いわゆる風化による強度低下に相当する。しかし、この図には、安全率の値が書き込まれてはいるものの、その値は概略の値として示されているようである。すなわち、概念の図と理解される。強度低下が実際にどのように起こったかは、実測されてはいない。

式 3.1 中の  $\gamma$ ,  $c$ ,  $\phi$  の値の変化 (低下) により  $F_s$  の低下が起こることは明らかである。このような  $\gamma$ ,  $c$ ,  $\phi$  の値の低下は風化によりもたらされる。図 3.16 に示したように、風化によって低下したせん断抵抗力 ( $F_R$ ) がせん断力 (あ

るいは、駆動力、 $F_D$ ) より小さくなるとマスマーブメント (斜面変動) が起こる。このような観点からも、斜面変動の研究における風化研究 (とくに風化による強度低下に関する研究) の重要性が理解されよう。しかし、一般に風化作用はきわめて緩慢な速度でしか進行しないので、風化による物性変化 (特にここでは強度低下) を実測することはきわめて難しい。それでもこの問題に挑戦したいくつかの研究がある。以下に、マスマーブメントと風化による強度低下に関する従来の研究の若干のレビューを行う。ただし、強度低下というテーマには、強度低下のプロセス (メカニズム) と強度低下の速度の二つの問題が含まれる。

この問題は、風化の影響を受けやすい泥質岩やテイルなど、もともと強度の小さい物質で主に研究された。たとえば、Chandler (1969; 1972) は、イングランドの Keuper Marl や上部 Lias Clay の過圧密粘土をとりあげ、せん断強度に与える風化の影響を検討している。その結果の一例は図 3.17 のように示されている。この図から、上部 Lias Clay においては、未風化のゾーン I で  $200\text{kN/m}^2$  ( $2\text{kgf/cm}^2$ ) あった平均の非排水せん断強度が、風化によってゾーン III (風化層) では  $63\text{kN/m}^2$  ( $0.64\text{kgf/cm}^2$ ) まで低下していることがわかる。また、Spears and Taylor (1972) は石

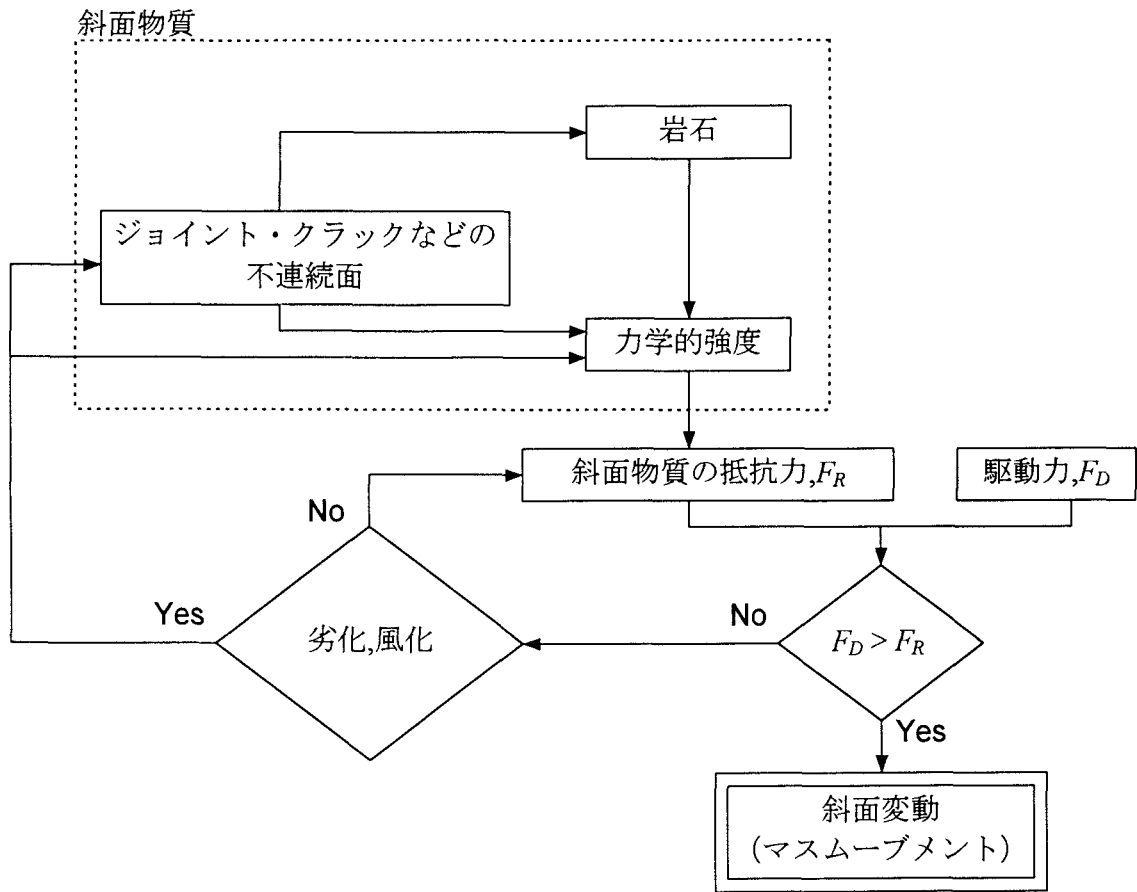


図 3.16 岩石物性と斜面変動（マスマーブメント）との関係（松倉、1994b、原図：Sunamura, 1983、の「海食崖の基部の波による浸食に関する要因」の図をもとに、斜面上のマスマーブメントに対応するように一部を松倉が改変した）

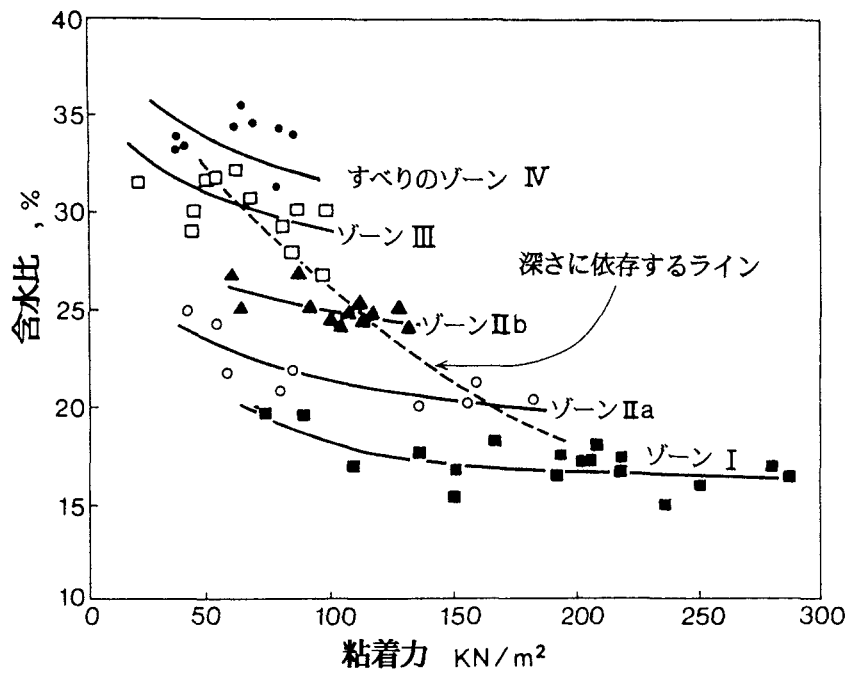


図 3.17 Lias Clayにおける、風化と含水比、せん断強度の関係（Chandler, 1972、原図；松倉、1994b、による）

炭系の泥質岩において、風化によって粘着力が93%も減少したことを示している。同様の風化の影響が南西イングランドの上部石炭系の泥質岩でも強調されている (Grainger and Harris, 1986)。また、Quigley (1976) は、風化による膨潤性粘土鉱物の生成 (たとえば、クロライトあるいはイライトからスメクタイトの生成) が、ティルの強度を著しく低下 (せん断抵抗角を  $29^\circ$  から  $16^\circ$ – $19^\circ$  へと低下) させることを指摘している。また前述したように、Matsukura and Mizuno (1986) は、基盤の泥岩の風化が進行すると細粒分が増加し、同時に粘土鉱物の変質 (イライト/モンモリロナイト混合層鉱物やモンモリロナイトの増加) が進むためにせん断強度が低下することを明らかにした。そして、せん断強度の小さい (風化が進行している) 斜面ほど、勾配の低い斜面になるために地すべりによって勾配調節がなされていることを指摘した。

もちろん、硬い岩石である花崗岩等でも、風化による強度低下の計測が行なわれてきた (たとえば、鈴木ほか、1977; 松倉ほか、1983、など多数) が、それは同一の露頭、あるいは近接したいくつかの露頭を用いて、風化による強度の低下のプロセスが追求されたものであり、斜面変動 (たとえば崩壊) との関連において強度低下プロセスが議論されるところまでは研究が進んでいない。

崩壊や地すべりが、いつ発生するかという予知は、応用地質学においてのみならず、地形学においてもきわめて重要な問題である。そこで、風化による強度低下のプロセスも重要であるが、斜面変動発生の時間的予知のためには、風化による強度低下の速度についての知見を集積する必要がある。しかし、斜面変動との関連を議論したものに限らず、岩石物性の変化速度、特に力学的性質の変化速度 (特に強度の低下速度) に関する研究は、きわめて少なく、以下の二、三の研究例があるのみである。

木宮 (1975) は、堆積年代 (新鮮な礫が供給された年代) が既知の三河地方の段丘礫層中の花崗岩の礫の引張強度を計測した。その結果、引張強度に基づいた風化指標の時間的変化は減衰曲線で近似でき、強度  $250\text{kgf/cm}^2$  の花崗岩が  $0.02\text{kgf/cm}^2$  になるまでに、約500万年の期間が必要であることを示した。また最近、小口ほか (1994)、小口・松倉 (1996) は、神津島において、過去4万年前から1,000年前までに噴出した4種類 (4万年前、2万年前、2,000年前、1,000年前) の溶岩円頂丘をつくる多孔質の黒雲母流紋岩を用い、風化による強度低下速度を求めている。この研究は、溶岩円頂丘の採石場の露頭では、露頭全体が一様な岩相を示し、厚層風化 (deep weathering) の特徴をもっているため、その露頭での岩石物性は各噴出年代から現在までの経過時間における風化程度を示しているという仮定の上に成り立っている。種々の岩石物性の測定の結果、とくに風化の初期 (1,000年あるいは2,000年から2万年までの間) に

おける強度 (圧縮強度、引張強度の両者) の低下が著しいことを明らかにした (図3.18)。そして、この強度低下を引き起こす原因は、流紋岩の組織を構成する火山ガラスの水和作用により亀裂が入るためであることが明らかにされた。

強度低下速度に関する研究が少ない最大の理由は、(1)岩石の風化速度は数年では計測できないほど小さいこと、(2)風化の開始時期や計測時間の認定が難しいこと、などのためである。そのため、風化の開始時期あるいはその継続時間が認定できる地形構成物質を見出すことが、強度低下速度に関する研究を成功させるための鍵である。

### 3.2.4 土層の形成速度

前述の式3.1あるいは3.2の中に、Z (地表から潜在崩壊面、あるいは潜在すべり面までの鉛直深) の項がある。以下には、この項に関する問題を取り上げてみよう。3.2.1. (1)で詳しく述べたような花崗岩斜面では、一度表層崩壊が発生すると、そこでは斜面表層に基岩が露出するため、安

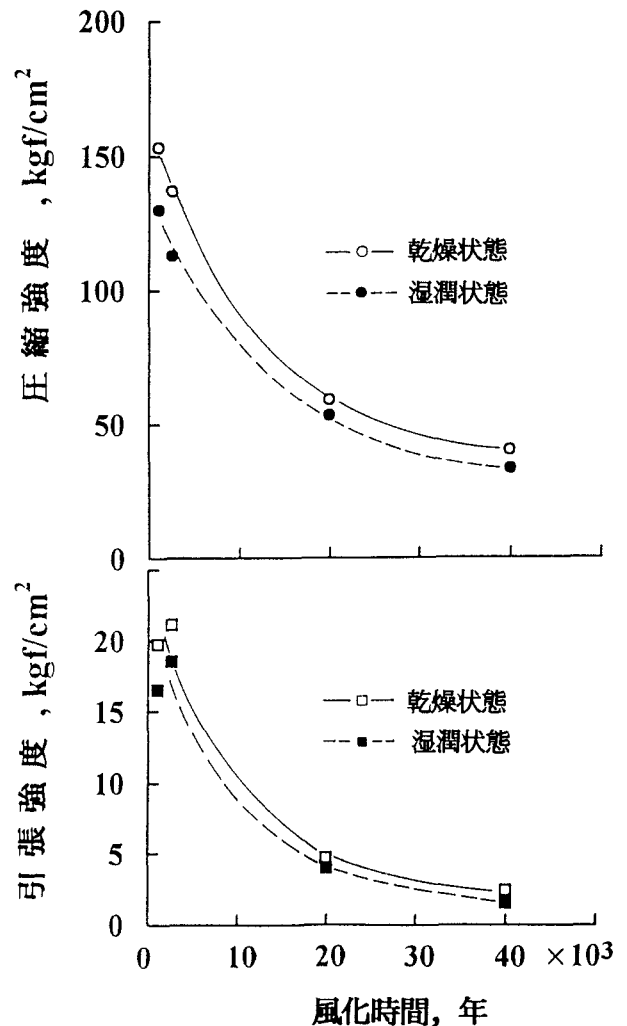


図3.18 伊豆・神津島の多孔質流紋岩の風化による強度低下 (小口ほか、1984; 小口・松倉、1986、原図)



全率は崩壊前に比較して急激に増大する。その崩壊斜面の表層では、その後の風化によりマサの層が徐々に形成され厚くなっていく。マサの層が薄いうちは、マサ土と基岩の境界（潜在崩壊面）における安全率は比較的大きいが、マサの層厚が徐々に大きくなるに従い、安全率は徐々に減少する。一般的には、マサ土が1-2mの層厚になった時、安全率は1.0を切る（すなわち、斜面が不安定になる）ことが多い（たとえば、Matsukura and Tanaka, 1983；Matsukura, 1984）。このような視点に立つと、斜面変動の時間的・場所的予測において、土層の形成速度が重要な問題になることは明らかである。

ところで、このような斜面における土層の形成速度に関する研究としては、図3.19に示したような例があるだけである。下川（1983）、下川ほか（1984、1989）は、鹿児島県のマサ（花崗岩）とシラスの斜面における表層崩壊する土層深の形成速度のグラフを作成している。崩壊を発生させる厚さ（シラスで約40cm、マサで約80cm）の土層は、シラスの場合に約80年で形成され、マサ（花崗岩斜面）の場合、約250年かかるということが示されている。また、最近、Trustrum and DeRose（1988）は、ニュージーランドの第三紀の堆積岩（泥岩および砂岩）からなる山地の牧草地に形成された斜面崩壊地において、表層土の生成速度を計測し、その速度は時間の経過とともに徐々に小さくなることを示した。

斜面上の土層形成ではなく、直接に風化層・土壌層およびデュリクラスト形成速度を求めた研究例を表3.4にまとめた。噴出年代の求められている（すなわち、風化経過時間の見積もりが可能な）火山灰が、（その土壌化の速度が大きいことも手伝って）しばしば研究の対象とされてきた。しかし、他の研究例をみるまでもなく、一般に、新鮮な岩石の風化層の形成速度は極めて遅いようである。最近、種々

の相対年代決定法の手法の進歩・開発に伴い、礫等の風化皮膜（weathering rinds）の形成速度が議論されるようになってきたが、これらのデータをみても、風化皮膜の形成速度は、いずれも数千年あるいは数万年で数mmという小さいものである。

このような一般的な風化層（風化土層）の形成速度に比較して、前述した鹿児島やニュージーランドの土層形成速度はやや大きすぎる。その理由は、基盤自体がもともとかなり風化していることのほかに、斜面上での土層の形成には、基岩の風化によって形成される残積土と、土壌クリープなどにより斜面上方から供給される運積土の両者の供給が関係するためである。したがって、斜面上の土層形成速度は、単純に基岩の風化速度とは一致しない。それどころか、場所によっては、風化による土層形成より、斜面上方からの運積土の供給や、風成火山灰やレス（たとえば黄土など）の供給などによる土層形成の割合の方が大きい可能性すらある。現在のところ、斜面上の土層を、残積土と運積土とに区別できるまでには研究が進展していない。

いずれにしても、前述したように、斜面上における土層形成速度に関する研究は、崩壊の免疫性（同一斜面での崩壊の周期性）を考える上でもきわめて重要である。従って、風化層の形成速度の研究と同様に、斜面上の土層形成速度に関する研究が数多く蓄積されることが期待される。もちろん、この場合にも、3.2.3節で指摘したと同様に、土層形成開始時期やその継続時間をどのように認定するかが、最も重要である。

### 3.2.5 風化による斜面物質の粒径変化

斜面変動を力学的な安定性の問題として考えると、安全率の式により、上記の3.2.3節（ $\gamma$ ,  $c$ ,  $\phi$ の変化）と3.2.4節（ $Z$ の変化）の問題に帰着する。しかし、このような視点

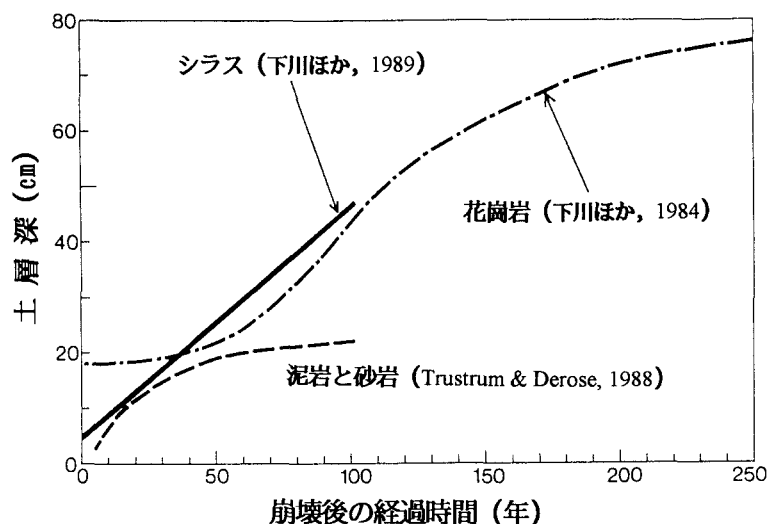


図3.19 土層の形成速度（松倉、1994b、原図；下川（1983、1984、1989）とTrustrum and DeRose（1988）のデータをもとに作成）

表 3.4 風化層、風化皮膜の形成速度に関する従来の研究例 (松倉、1994a、による；出典の文献に関しては、松倉、1994a、を参照されたい)

(1) 風化層・土壌層およびデュリクラストの形成速度

岩石 (物質)	速度	地域	出典
火山灰から粘土	45-60cm/1000 y (0.45-0.6mm/y)	西インド諸島	Hay (1960)
花崗岩の鉄アルミナ化作用	1 m/22,000-77,000 y	象牙海岸	Leneuf and Aubert (1960)
花崗岩からデュリクラスト	9 m/100 万年	ウガンダ	Trendall (1962)
火山岩からシルト・粘土の形成	58mm/1000 y	バプア	Ruxton (1966)
未成熟 (成熟) 土壌の形成	5,000 (20,000) y	ニューギニア	Haantjens and Bleeker (1970)
未固結堆積岩から A B 層の形成	13cm/50 y	北カロライナ	Menard (1974)
火山岩からフェリクレートの形成	600 万年	西セネガル	Nahon and Lapportient (1977)
レグ土壌の A 層の形成	0.5cm/5,000-10,000 y	イスラエル	Amit et al. (1993)

(2) 風化皮膜の成長速度

岩石	速度	地域	出典
花崗岩	45mm/1 万年	コロラド	Birkeland (1973)
花崗岩	3 mm/1 万年	シェラネバタ	Burke and Birkeland (1979)
安山岩・玄武岩	約 1 mm/10 万年	北米	Coleman and Pierce (1981)
グレイワッケ	6 mm/9,500 y	ニュージーランド	Chinn (1981)
粗粒玄武岩	4.8-5.6mm/12-20 万年	タスマニア	Caine (1983)
ホルンフェルス	4 mm/2,000 年	日本 (神奈川)	朽津 (1991)
花崗閃緑岩	5 mm/2 万年	日本 (木曾駒が岳)	小泉・関 (1992)
石英斑岩	8 mm/5 万年	日本 (北アルプス・薬師岳)	小泉・青柳 (1993)

からの研究は、力学的な安定性の問題は解けても、(1)斜面変動の種類 (様式) や(2)斜面変動の速度の問題などは解決されない。

移動様式や移動速度に関与する因子として、斜面勾配、斜面物質の物性、誘因の種類とその大きさ、など種々のものが考えられるが、ここでは岩石の風化に関係したのものとして、斜面物質の物性のみを取り上げる。

斜面物質の物性と斜面変動の様式との関係を議論した研究がいくつかある。ある限定された時間断面での斜面物質とプロセスの関係としては、たとえば、砂質土で山崩れ (崩壊) が発生し、粘性土で地すべりが発生する (松倉、1980) というような指摘があげられる。同一斜面において、時間的に長期にわたってこの関係を追跡した例もある。たとえば、Carson (1971b) によれば、斜面上方から新しい物質の供給がなくなった (成長が止まった) 崖錐斜面においては、風化により斜面物質が細粒化し、それとともにせん断強度が低下するという。そのため、その強度に見合った勾配 (もとの崖錐勾配より小さい) をとらざるをえなくなり (不安定になり)、斜面変動が発生し、その結果 taluvial slope (崖錐と流水斜面との中間的な斜面) が形成されることを指摘している。また、Durgin (1977) は、花崗岩の風化を、新鮮岩 (風化物質が15%以下)、コアストーン (風化物質が15-85%)、マサ (85-100%が小礫サイズのもの)、サブロライト (細粒風化物) の4つに区分し、新鮮岩のところでは、割れ目に支配された落石、岩石すべり、ブロックすべりな

どが起こり、コアストーンやマサのところでは岩屑なだれや岩屑すべりが、サブロライトではスランプとアースフロー (日本の山崩れに相当) が起こるといふ。とくに、激しい化学的風化にさらされた第4段階 (サブロライト) の風化地域で、最も多くの崩壊が発生するとしている。

Statham (1977, pp. 169-173) は、風化による粒径変化を2つのタイプに分けている (図 3.20)。たとえば砂岩のような完全な粒状の岩石は小さな個々の粒子に分解するので、風化により粒径分布のヒストグラムは双峰 (バイモーダル) の形をとる。風化物質の粒径分布に不連続性があるので、このような風化は不連続風化 (discontinuous weathering) と呼ばれた。もう一つは、頁岩のように割れながら徐々に細粒化する場合は、ユニモーダルな粒径分布が細粒側に連続的にシフトする。そのため、このようなケースは連続風化 (continuous weathering) と呼ばれた。図 3.21 に示したように、不連続風化の場合は物性変化もあるところで急変する。グラベル (礫) 100% から taluvium (崖錐の talus と崩積物の colluvium との合成語: 礫と砂の混合物) への変化は、大きな粒径同士がつくる間隙を細粒分が埋めるため、間隙率や透水性の急激な減少と摩擦抵抗の増加を伴う。しかし風化が進行するに伴い (ある種の臨界状態になると) 土の物性が急激に変化する。特に透水性が急激に低下するため間隙水圧発生危険性が高くなる。したがって物性の急激な変化に対応して比較的規模の大きいすべりが発生する。一方、連続風化の場合は、粒径変化に対応して強度の

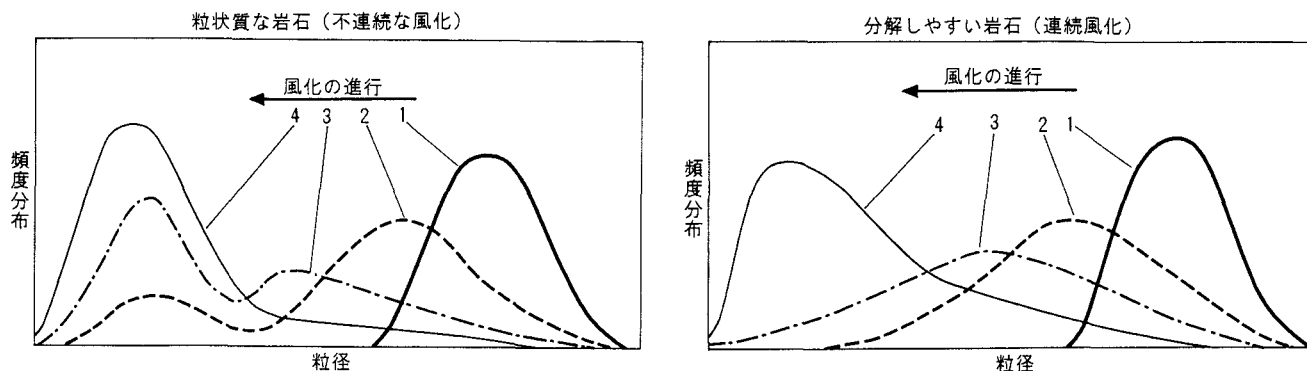


図 3.20 風化による粒径頻度分布パターンの変化 (Statham, 1977、原図)

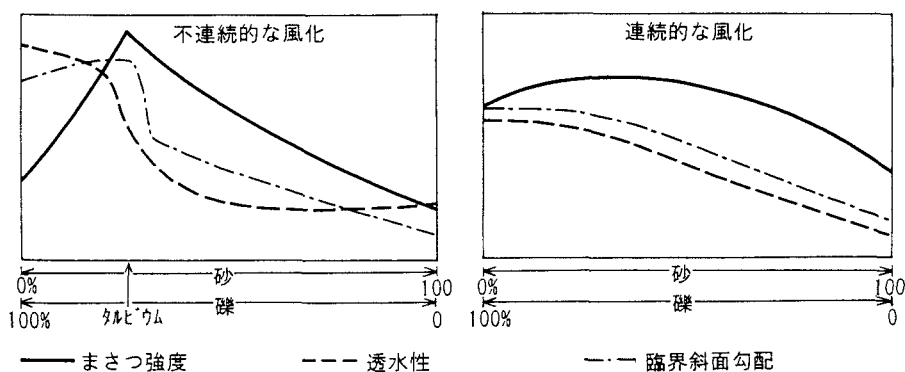


図 3.21 硬岩レゴリスにみられる風化による物性変化 (Statham, 1977、原図)

減少も徐々に起こるし、降雨の時の間隙水圧による危険性も徐々に増加する。安定な斜面の勾配の変化も時間の経過とともにゆっくり起こる。結果的にすべりのイベントは、土のゆっくりした物性変化に関係して、小さいものになる。

このように、風化による物性変化（特にここでは粒径変化をとりあげた）が斜面変動の様式に影響を与える。また、斜面変動の移動（運動）速度の変化に与える影響も大きいと考えられる。したがって、我々は種々の岩石がそれぞれ風化によってどのような粒径の物質を生産するのか（粒径変化が起るのか）ということを知らなければならない。

たとえば、小出（1952）は、基岩が風化によって細粒化するとき、岩質によっては、基岩・岩塊・礫・砂利・砂・粘土という連続的な粒径変化とはならないこと（“風化作用の不連続性”）を指摘した。また、同様な考え方に立って、黒田（1986）は、日本における種々の岩石の風化特性を一覧表にまとめている（表 3.5 参照）。しかし、これらは野外における観察や経験をもとにした“定性的”なものである。風化により母岩からどのような物質が生産されるのかについて定量的に研究した例はほとんどみあたらないようである。

斜面変動に関係したものを直接扱ったものではないが、風化による風化生産物の粒径に関する室内実験や野外観察の例が二、三報告されているので、以下に紹介する。たと

えば、フランスのカーンの実験地形センターでの凍結破碎実験（Lautridou and Ozouf, 1982）によれば、500回あるいは1,000回の凍結・融解を繰り返したあとの破碎生産物の粒径分布をみると、石灰岩や片岩では大きい粒径に破碎されたが、泥岩やチョークなどできわめて細粒な物質が生産された。このことは、岩質が異なれば、凍結破碎によって種々の粒径分布をもつ物質が生産されることを示している。しかし、同じ岩質であっても風化環境の差異、風化プロセスの種類、風化作用を受けた期間によっても風化生産物の粒径は異なることに注意しなければならない。日本のような湿潤地域では起こりにくい現象ではあるが、たとえば、砂漠のような塩類風化作用が卓越するような場所では、主にシルトが生産されることが知られている。具体的には、チュニジアの砂漠に6年間放置されたヨークストーン（siliceousな中粒砂岩）が塩類風化により、シルトの風化生産物に変化したこと（Goudie and Watson, 1984）や、デス・バレーの扇状地の礫から塩類風化によりシルトが生産されている（Goudie and Day, 1981）ことなどである。

以上のように、風化による物質生産（粒径変化）には、岩質の差異のほかに風化プロセスや風化環境の差異、風化作用を受けた期間などが関与する。しかし今後、風化による物質生産（粒径変化）が岩質（岩型）によりどのように異なっているかの定量的な基礎的研究を着実に積み重ねな

表3.5 日本における岩盤（岩石）の風化過程（黒田、1986、による）

	大分類	小 分 類	日本における地質時代	岩盤の風化過程	備 考
I	未固結堆積物	1. 礫～砂質堆積物 2. シルト～粘土質堆積物 3. 泥炭 4. 崩積性堆積物	第 四 紀 （“沖積層”）	礫→砂 砂→粘土 →粘土 礫 →粘土	
II	半固結堆積物	1. 砂礫層 2. 砂質～シルト質堆積物 3. 泥質堆積物	第四紀 ～鮮新世	礫→砂 砂→粘土 →粘土	深部風化帯は粘土になる
III	半固結～固結堆積物	1. 礫質・砂質堆積物 2. 泥質岩 3. 凝灰質岩	新第三紀	礫→砂 →粘土 →粘土	深部風化帯は粘土になる
IV	固結堆積物	1. 礫岩・砂岩 2. 砂岩・泥岩サイクロセム型互層 3. 砂岩・泥岩フリッシュ型互層 4. 泥岩～頁岩	古第三紀 ～白亜紀	礫→砂 砂→粘土 礫→砂→粘土 →粘土	石炭、凝灰岩を挟む
V	固結堆積物	1. 頁岩・粘板岩 2. 砂岩・粘板岩互層 3. 砂岩・礫岩 4. チャート 5. 石灰岩 6. 火山性堆積岩（シャルスタイン）	ジュラ紀 ～古生代	岩塊 →砂→粘土 岩塊→礫→砂 岩塊→礫→砂 岩塊→礫 岩塊→礫 岩塊→礫→砂→粘土	琉球石灰岩を含む
VI	火山性岩石	1. 火山灰（ローム） 2. 火山碎屑物 3. 降下軽石および軽石流堆積物 4. 熔結凝灰岩 5. 熔岩	第四紀	→粘土 →砂 →砂 岩塊→礫 岩塊→礫	
VII	火山性岩石	1. 台地状玄武岩 2. 集塊岩質岩石 3. 凝灰岩質岩石 4. 流紋岩質岩石 5. 安山岩質岩石 6. 緑色凝灰岩	第四紀 ～新第三紀	岩塊 岩塊→礫→砂 岩塊 →砂→粘土 岩塊→礫 →粘土 岩塊→礫→砂 岩塊→礫→砂	いわゆるグリーンタフ
VIII	火山性岩石	1. 火山岩および火山性碎屑岩	先新第三紀	岩塊→礫 →(粘土)	
IX	貫入岩～深成岩	1. 斑岩質岩石 2. 花崗岩質岩石 3. 斑れい岩質岩石 4. 蛇紋岩質岩石		岩塊→礫 岩塊 →砂 岩塊→礫 →(粘土) 岩塊→礫 →(粘土)	
X	変 成 岩	1. 泥質片岩 2. 珪質片岩 3. 塩基性片岩 4. その他の片岩 5. 片麻岩 6. ホルンフェルス		礫→砂→粘土 岩塊→礫 岩塊→礫 →粘土 岩塊 →砂→粘土 岩塊→礫→砂→(粘土) 岩塊→礫→砂→粘土	
XI	圧 碎 岩	1. 圧碎岩質岩石		岩塊 →砂→粘土	

ければならない。

### 3.2.6 風化と斜面変動に関する他のいくつかの事例

ここでは、上述の3つの問題で取り上げられなかった風化と斜面変動に関する幾つかの個別の事例を簡単に述べることにする。

#### (1) クイッククレイ地すべり

クイッククレイ生成過程における塩分のリーチング（溶脱）は化学的風化の一種（図3.15参照）と考えることもできるので、ここで取り上げておく。

北欧（特にノルウェーおよびスウェーデン）やカナダでは、地震動や何らかの衝撃で液状化する粘土（クイッククレイ）が知られている。この粘土による地すべりは、ほとんど水平に近い数度という低勾配斜面（したがって、農場や人口密集地になっているところも多い）でも発生するので、これらの国々では大きな問題となっている。

クイッククレイは以下のようにして形成される。北欧やカナダは、最終氷期には、3,000mもの厚さの水に覆われた。その後、氷床の後退によって海進が起こった。そして、1.1万年前には、現在のスピッツベルゲンやグリーンランドと同じ環境下になった。そこでは、融氷水がシルトや粘土などの細粒物質を浮遊物質として運搬し、それをフィヨルドに堆積させた。その後氷河性アイソスタシーで地盤が隆起すると、フィヨルドに堆積した海成粘土は海面上まで隆起し、現在は標高200mのところまで分布している。

海面上まで隆起した海成粘土の間隙水は当初は当然海水であるが、その後の雨水の浸透によりそれが徐々に真水に置き換わっていく。液状化を起こすような粘土の間隙水の塩分濃度は、当初の35%から3%（場合によっては、1%）にまで塩分濃度が減少しているようである。たとえば、Rosenqvist (1953) などの溶脱理論（leaching theory）によれば、間隙水が海水の場合は海水のもつ電気的結合力が粘土の綿毛構造（カードハウス構造）を保持しているが、真水に置き換わると粘土粒子間の結合力が極端に減少するという。したがって、このような粘土に地震などのショックが与えられると液状化する。このような粘土の鋭敏比（不攪乱試料と練り返し試料のそれぞれの一軸圧縮強度の比）は100を超えるという。

#### (2) 凍結融解による岩盤剝離

風化が直接斜面変動をもたらすものとして、凍結融解作用による岩盤剝離による落石の問題がある（〔第2章3節〕でもこの問題が取り上げられている）。たとえば、スイスアルプスでの測定によれば、崖錐上部の露出したフリーフェイス（自由面、裸岩盤）での壁面の後退量は、完新世の期間だけで10-25m（2.5mm/年）ほどであるという（Barsch, 1977）。同様に、フランスアルプスの標高3000mでの計測によると、南面よりも北面のほうが凍結融解作用が活発な

め、3mm/年の壁の後退があるという（Coutard and Francou, 1989）。また、Gardner (1983) は、カナディアン・ロッキーの山間部に一辺500mのメッシュをかけて、個々のメッシュ内での落石の発生時間や頻度を測定した。その結果、落石は一日のうちでは、11時から18時の間にその発生確率が高く、北から東向き斜面において落石が多いという結果を得た。

最近では岩盤内部の温度の計測などが行われるようになってきており、この方面の研究もかなり定量的な扱いがなされるようになってきた。たとえば、Fahey and Lefebure (1988) は、ヒューロン湖に面したナイアガラ・エスカープメントにおいて、岩壁内部（深さ1cm）の温度や、地下水の滲み出し量、剝離岩屑の量などを計測し、岩屑生産の盛んな時期と凍結融解のサイクルとは良い対応関係のあることを指摘している（サイクルの回数よりも継続時間と凍結の強さが重要である）。また、〔第7章〕に詳述するように、根岸・中島 (1993) は、層雲峡熔結凝灰岩の柱状節理において、深さ岩盤2mまでの岩盤温度の計測とアコースティックエミッション（AE）による微小破壊音の観測とを行い、そこにおける斜面下部における亀裂の進展や岩盤剝離の主たる原因は、凍結融解作用であることを示している。

#### (3) 透水性に与える風化の影響

フリーフェイスで凍結・融解風化が起こるとその基部には崖錐が形成される。崖錐を構成する礫は時間的に徐々に風化によって細片化する。Statham and Francis (1986) は、この細片化による強度パラメーターの低下は小さいけれども、透水性に与える効果が以下に示すようになり大きいことを指摘している。崖錐はその形成初期には大きな間隙をもち、非常に高い透水性をもっている。したがって過剰間隙水圧が発生することはほとんどない。しかし、風化による細片化とそれに伴う間隙のプロッキング作用が間隙径を小さくし、そのために透水性を徐々に低くする。Statham (1974) によれば、初期の崖錐斜面物質のおよそ12%が細粒化すると大間隙がほとんど充填されるという。このような状況下では透水係数は数オーダーも小さくなり、間隙水圧の発生確率も時間とともに徐々に高くなる。このことが斜面の不安定性を増加させ、斜面変動につながることになる。

## 3.3 浸食と斜面変動

### 3.3.1 はじめに

斜面変動は、それ自身が浸食（地形学においては「侵食」と書かれることが多い）作用であるが、以下で述べる浸食とは、たとえば斜面下部の下刻や側刻といったような斜面変動以外のプロセスを限定的に指すものとする。

Terzaghi (1950) は、前述した図3.3中において、「斜面



下部切り取り」によって斜面の安全率が急激に低下することも示している。浸食作用が斜面変動あるいは斜面の不安定化を引き起こす一つの要因である。

空中写真を用いて行われた戦後の代表的くずれ災害の事例解析(羽田野・大八木、1986、表 V-3、pp.118-124)によれば、斜面の不安定化の要因の中で、「斜面下方の切欠」は地形の種類や自然斜面・人工斜面の差異を問わず、出現度あるいは危険度が高いことが明らかにされている。最近の例では、御岳の大崩壊(その直接の引き金は地震動であるが)の基本的な原因は、斜面足元を伝上川が浸食(下刻)したためである(福岡ほか、1985)という研究例もある。このように、直接的・間接的に浸食現象が斜面変動に関与しているという例は枚挙にいとまがない([第7章]においても、浸食が斜面変動を引き起こした実例が数多く示されている)。

ここでは斜面下部の浸食が直接斜面変動を引き起こす問題に関して、筆者のひとり松倉が行ってきた二、三の研究事例とその他関連する研究例をいくつか紹介するとともに、あわせて、この問題に関する今後の研究課題について述べることにする。

3.3.2 浸食に関係した斜面の力学的安定・不安定

すでに図 3.16 で示したように、斜面変動を力学的にみると、斜面での駆動力  $F_D$  が斜面物質の抵抗力  $F_R$  より大きくなった時に起こると考えてよい。 $F_D > F_R$  となる最も単純なケースは以下の 2 つに分類される：(a)せん断力が増加する(せん断抵抗は変化しない)、(b)せん断抵抗力が減少する(せん断力は変化しない)。後者(b)の例は、風化による強度低下として前述した。(a)の例としては、浸食によって斜面勾配が増加したり、あるいは下刻によって斜面高さが増加することなどが挙げられる。

ここではまず、谷の下刻によって斜面高さが増加することにより、せん断力が増し、斜面が不安定化することを力

学的な安定・不安定の問題として考えてみよう。

潜在破壊面がのり先を通る平面破壊と仮定して(図 3.22 参照)、Culmannの安定解析を用いれば、斜面の限界高さ  $H$ 、および破壊面の角度  $\alpha$  はそれぞれ以下の式で与えられる(たとえば、Taylor, 1948, pp. 453-455; Carson, 1971, pp. 100-101, 116-118)。

$$H = \frac{4c}{\gamma} \frac{\sin i \cos \phi}{[1 - \cos(i - \phi)]} \dots\dots\dots (3.3)$$

$$\alpha = \frac{1}{2}(i + \phi) \dots\dots\dots (3.4)$$

ここで、 $i$  は初期の斜面勾配、 $\gamma$ 、 $c$ 、 $\phi$  はそれぞれ、斜面構成物質の単位体積重量、粘着力、せん断抵抗角(内部摩擦角)を示す。なお、この解析では、崖の中の応力分布がランキンの主動状態にあると仮定している。

この解析を用いて、表 3.6 に示した幾つかの斜面物質からなる斜面の限界斜面高さを求めたのが図 3.23 である(Matsukura, 1987a)。この図は、斜面高さが増加するほど

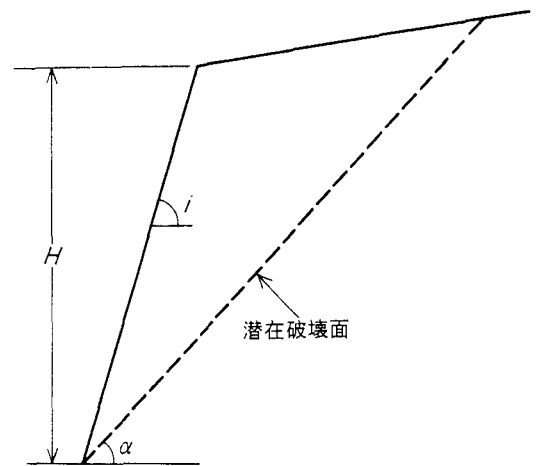


図 3.22 クールマンの斜面安定解析

表 3.6 未固結、あるいは固結の弱い斜面物質の物理的・力学的諸性質 (Matsukura, 1987a、による; 出典の参考文献については、Matsukura, 1987a、を参照されたい)

構成物質	地域	地形	単位体積重量 $\gamma$ (gf/cm <sup>3</sup> )	粘着力 $c$ (gf/cm <sup>2</sup> )	せん断抵抗角 $\phi$ (度)	出典
チヨーク	ジョズ湾 (イングランド)	海食崖	1.9	1,330	42	Hutchinson (1971)
岩戸火砕流堆積物	国分 (日本)	谷壁斜面	1.39	240	57.9	松倉 (未公表データ)
妻屋火砕流堆積物	同上	同上	1.64	278	47.1	同上
シラス (入戸火砕流堆積物)	同上	同上	1.1	160	49	Matsukura et al. (1984)
浅間軽石流堆積物	小諸 (日本)	同上	1.72	327	41.9	Matsukura (1988)
キルキール湾ティル	キルキール湾 (北アイルランド)	海食崖	2.21	425	30	McGreal (1979)
花崗岩ティル	同上	同上	2.25	380	25	同上
シルト	同上	同上	2.21	82	26	同上
レス	同上	河岸	1.2	91	24.9	Lohnes & Handy (1968)

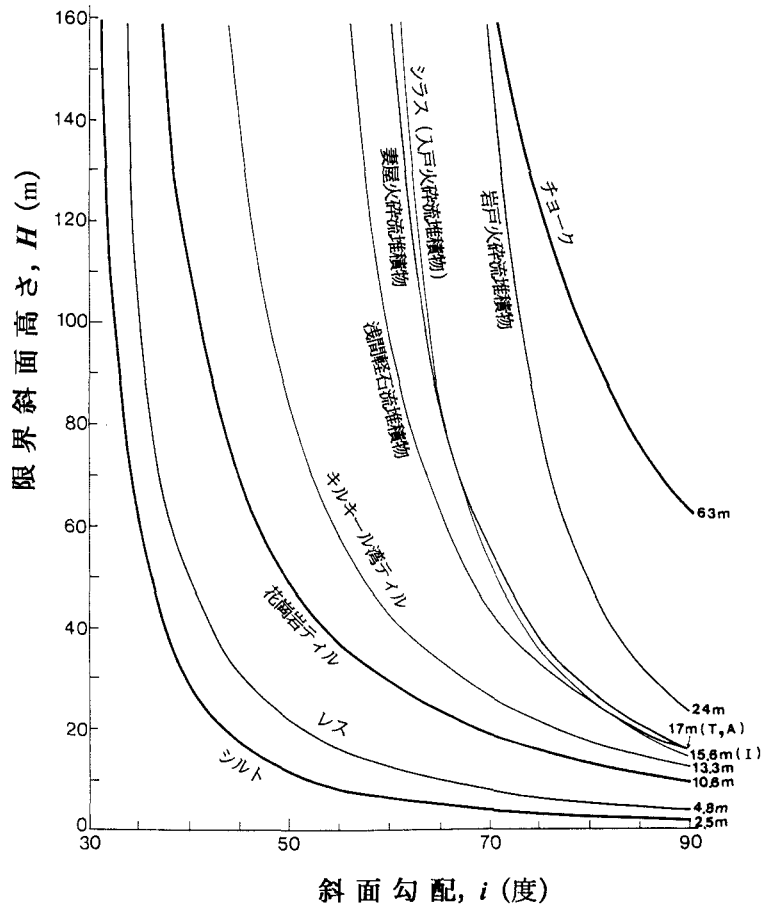


図 3.23 勾配、 $i$  と限界斜面高さ、 $H$  との関係 (Matsukura, 1987a、原図；各斜面物質の物性は表 3.6 参照)

斜面の安定勾配は小さくなる、あるいは勾配が急になるほどその安定自立高さは小さくなることを示している。

ここにとりあげた斜面構成物質は、比較的脆弱な固結の弱いものが多く、それだけ斜面変動（崖崩れ）を起こしやすいものである。シラスは梅雨や台風時に崖崩れ・崩壊を起こしやすく、最近（1993年8月）にも、集中豪雨により、鹿児島県内の各地で崖崩れや土石流が頻発した。また、イングランド北部の海食崖はテイル（氷河性ボールダークレイ）によって構成されているため、崩れやすい（したがって海食崖の後退も年間数mときわめて速い）。1993年にもスカボロにおいて、崖の近くにあるホテルが海食崖の地すべりに巻き込まれるという事件があった。

### 3.3.3 下刻やノッチの形成などの浸食による斜面変動

河川の下刻や側刻により谷壁斜面が不安定化することは多い。たとえば溪岸崩壊の大部分は河川の下刻・側刻作用により斜面勾配が増加することによって発生する。以下に、いくつかの具体例を示す。

(1) 下刻に伴う谷壁斜面の崩壊（開析谷の谷壁斜面の発達過程）

国分市周辺（図 3.24）のシラス台地の最上部は、約2.2万

年前に噴出したとされる入戸火砕流堆積物（以下、単にシラスと呼ぶ）より構成される。台地は多くの開析谷によって刻まれている（図 3.25）。開析谷の谷頭部は垂直な谷壁をもつガリーとなっている。下流に向かうに従い、谷壁の高さが増加するとともに、谷壁のプロファイルは図 3.26 のように漏斗状に徐々に広がり、その勾配も緩くなっていく。谷壁の一部では、図 3.26 のEのプロファイルに見られるような平面的なくさび状の破壊面をもつ崩壊が観察される。Matsukura (1987b) は、このような谷壁プロファイルの空間分布を時間軸に並べ替える（空間-時間置換、space-time substitution）ことによって、下刻に伴う谷壁斜面の発達過程のモデルを以下のようにして作成した。

シラスの物性値（表 3.6）を、限界自立高さを求める式 3.3 に代入して計算すると、シラスの垂直な谷壁は15.6mの高さまでしか自立できないことがわかる（図 3.23 参照）。この高さになると斜面は不安定となり崩壊が起こる。同様に、式 3.4 を用いた計算によって、最初の崩壊面は約70° となることが得られる。その後崩壊した物質が速やかに除去され、さらに下刻が進行すると図 3.27 に示したようなプロファイルが形成される。崩壊直後には斜面の安全率はかなり大きい値に回復するが、下刻の進行に伴い斜面は徐々に

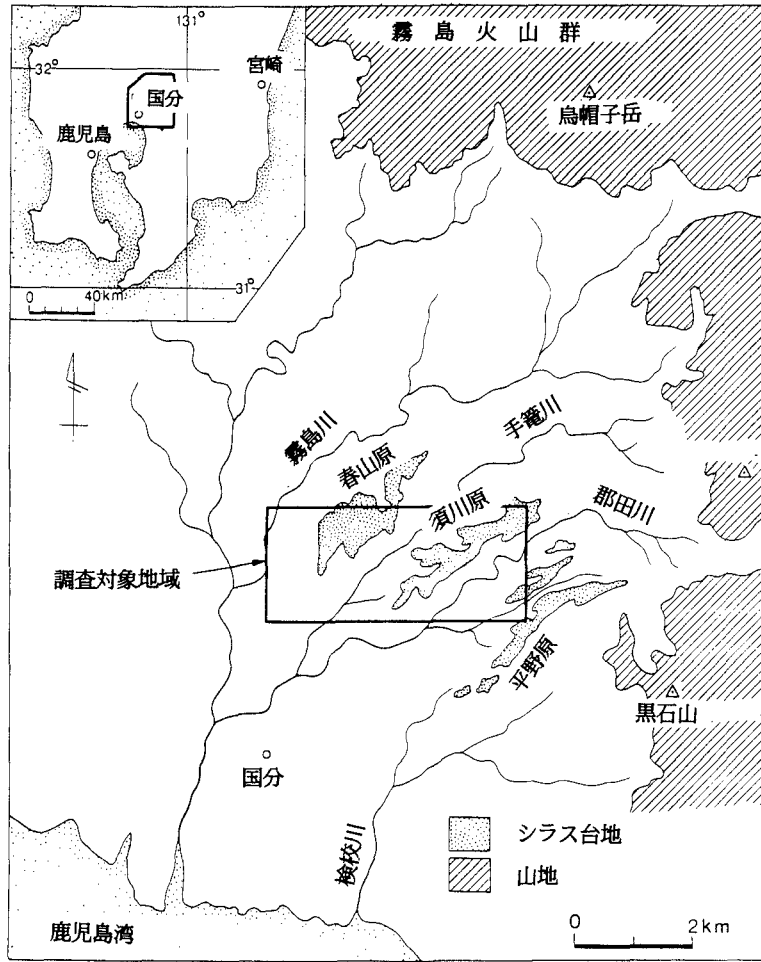


図 3.24 調査対象地域図 (Matsukura, 1987b、原図)

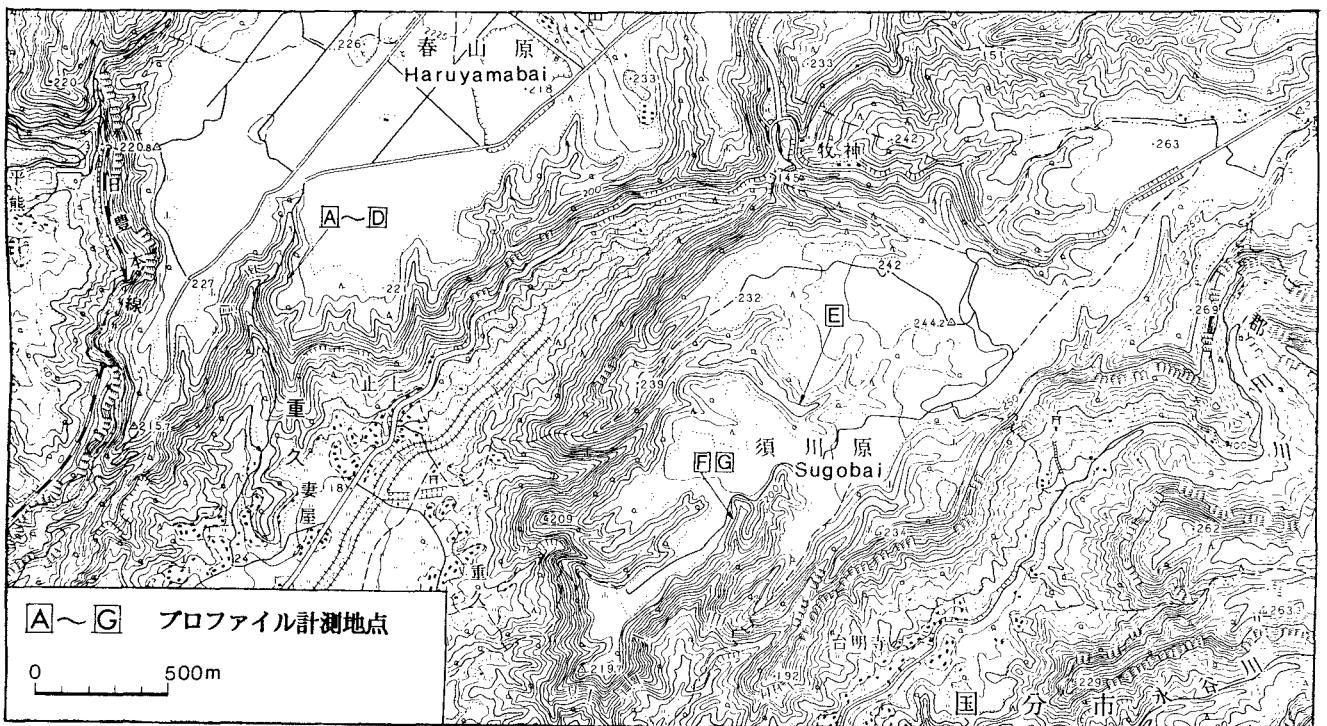


図 3.25 シラス台地の地形と谷壁プロファイルの計測地点 (Matsukura, 1987b、原図：1/25,000「国分」図幅使用)

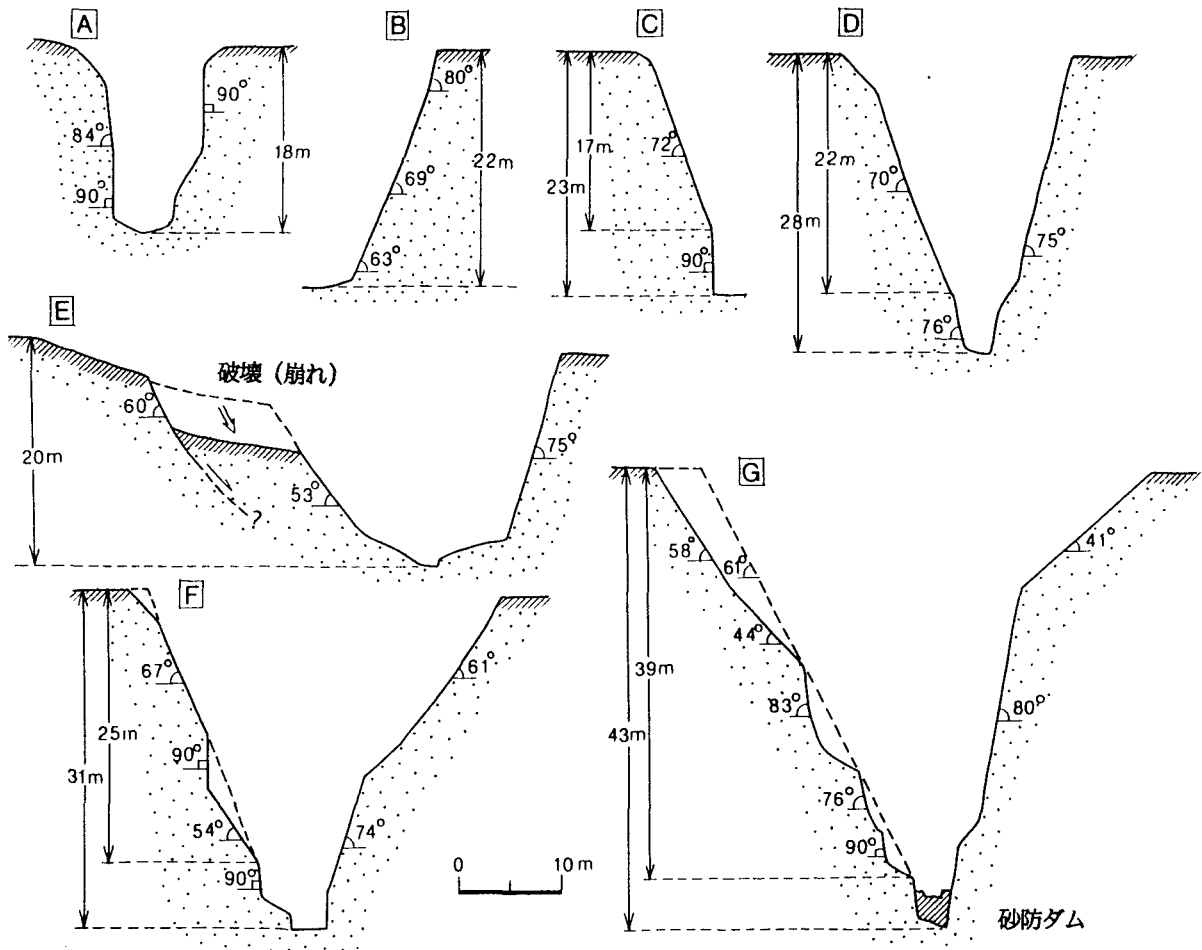


図3.26 谷壁プロファイルのいくつかの例 (位置は図3.25 参照) (Matsukura, 1987b、原図)

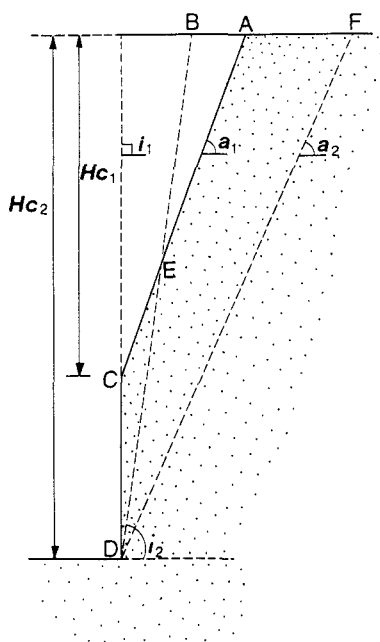


図3.27 下刻が垂直に進行する場合のクールマンの斜面安定解析。このプロファイルはステージ2に相当する (Matsukura, 1987b、原図)。 $H_c, i, a$ の下付き添字は、何回目の崩壊かを示す。たとえば、 $H_{c1}, i_1, a_1$ は、それぞれ1回目の崩壊の起こる限界自立高さ、初期勾配、崩壊面の角度を示している。

不安定性を増す。図3.27をもとにした解析によれば、2回目の崩壊は、斜面の高さが24mになった時、66°の崩壊面をもって崩壊することになる。以下、同様のプロセスを繰り返すと仮定して斜面の安定解析を行い、作成されたのが図3.28のモデルである。このモデルで得られた谷壁プロファイルは、現実にシラス台地の開析谷の谷壁斜面プロファイル(図3.26)によく似ており、モデルの妥当性が確かめられる。

(2) 下刻が引き起こした地すべり

下刻により地すべり末端の押さえがきかなくなり回転地すべりを起こしたものとして小諸地すべりの例をとりあげる。

この地すべりは古い地すべり地が1982年の夏に再活動を始めたものである。1982年の夏の変動は多重円弧すべり(複数の円弧型すべりが前方では収斂するが、後方では別々の滑落崖を形成し、すべりの進行とともに個々のブロックは後傾する)の形態を示している。中央ブロックでは1.5mの沈下、末端の河床では1mの隆起を伴う(図3.29)。滑落崖の東端にある富士見平団地では、建物の損壊(その後数棟の建物が取り壊しになっている)や道路の亀裂などの被害がでた。河床に露出した青粘土(湖成第三系「大杭層」礫

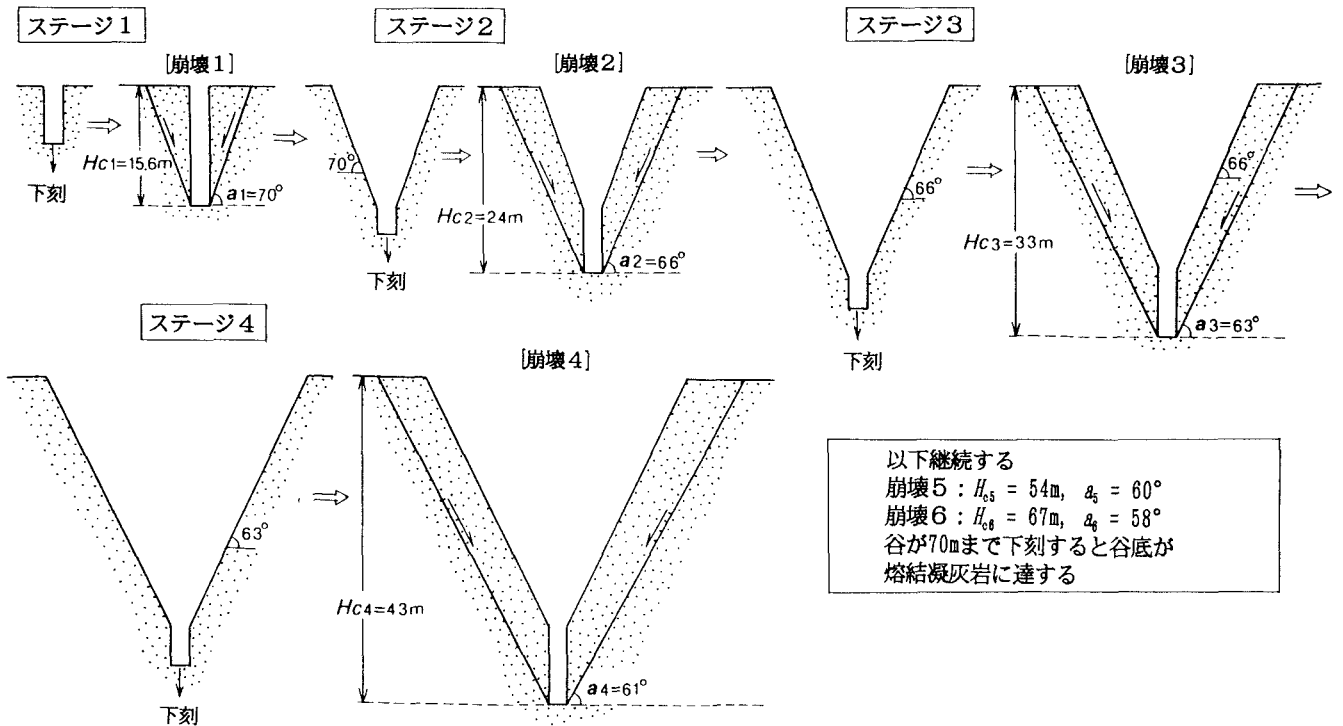


図 3.28 シラス台地における、下刻に伴う谷壁斜面発達モデル (Matsukura, 1987b、原図)

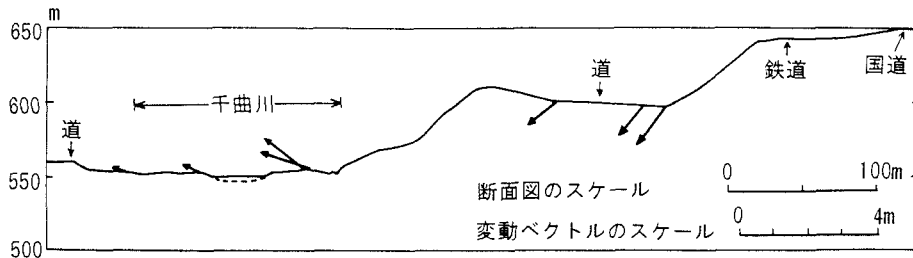


図 3.29 小諸地すべりのプロファイル (大八木、1986、原図)

岩の火山灰マトリックスの変質部)の存在から、この青粘土(軟弱層)の絞り出し(squeezing)の可能性が指摘されている(羽田野、1983)。すなわち、1981年夏から1982年秋にかけて千曲川の河床は、砂利採取や河床洗掘(1982年夏の2度にわたる台風の豪雨により)の結果、約3mも低下しており、これによってそれまで押さえ盛り土の役目をしてきた河床物質が除去されたことが、再活動の引き金になったのではないかと推定されている。

(3) ノッチの形成による谷壁斜面の崩壊

谷壁基部のノッチの形成により、谷壁斜面が崩落する例として、浅間南西麓の田切をとりあげる。斜面の初期勾配を90°として、浅間第一軽石流の物性値(表3.6)を式3.3に代入すると、その垂直自立高さはおよそ17mとなる(図3.23)。小諸周辺の田切の谷壁の高さ(最大でおよそ15m)では充分安定である。しかし、ここでは谷壁基部にノッチが形成されており、それにより谷壁は不安定になる(図3.30参照)。

南向き谷壁のノッチは塩類風化や乾燥クラックの形成を介在した剝離(浸食)によっており(Matsukura and Kanai, 1988)、北向きの谷壁のノッチは凍結破碎を介在した剝離(浸食)によっている(Matsukura, 1990)。ノッチの形成に風化作用が重要な役割を果たしていることは事実であるが、厳密には、風化作用に引き続く剝離(浸食)作用が介在していることを忘れてはならない(風化の本来の定義は、その場で、すなわち物質の移動を伴わない状態での物質の諸性質の変化を指す)。

ノッチの形成に伴う谷壁の不安定性の増加は、FEM(有限要素法)による解析によっても明らかである(松倉・近藤、1985)。そこで、ノッチの奥行きがどのくらいまで発達すると不安定になるか(崩壊が起こるか)を検討した。その結果、ノッチの奥行きが1.5mほどまで拡大すると崩壊が起きることがわかった(Matsukura, 1988)。この値は、調査地において散見される実際に崖から崩壊で落ちたもの(図3.31参照)の(谷壁と直交する方向の)厚さと一致し、





図 3.30 浅間火山南麓、御影新田における田切谷壁と谷壁下部のノッチ (Matsukura, 1991、による)

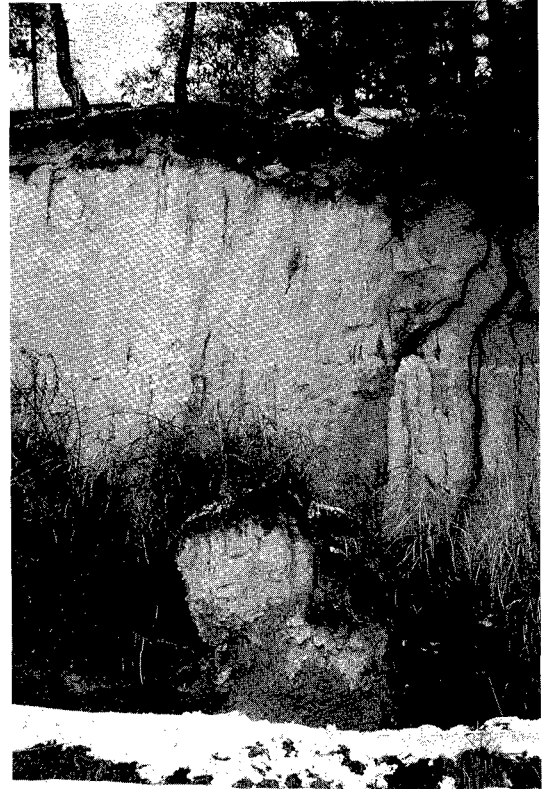


図 3.31 ノッチの拡大によって谷壁の上部が崩落した様子 (Matsukura, 1991、による)

解析の妥当性が証明された。

### 3.3.4 海岸浸食に伴う斜面変動

ドーバーの白い崖を構成することで有名なチョーク（白亜紀に形成された軟らかい石灰岩）は、表 3.6 で取り上げた物質の中では比較的強度の大きいものである。その物性を式 3.3 に代入すると、計算上は62mの垂直自立高さをもつことになる（図 3.23）。セブンシスターズ程度の高さ（およそ30m）では、崖は垂直でも十分安定である。しかし、崖の奥に崖面と平行に引張り亀裂（テンションクラック）が入っていたり（凍結によって亀裂はさらに拡大することもある）、崖の基部に波食によるノッチが形成されたりすることにより崖は不安定になる（Hutchinson, 1971）。

このほかにも、イギリスの海岸、とくに若い地層の粘土層やティルなどの分布する地域では、海食崖基部での波の浸食によって海食崖の後退がおこり、それに伴って数多くの地すべりが発生している（イギリスの地すべりについては、Hutchinson (1984a) に詳しい）。

以上、河川や海岸の浸食が引き起こす斜面変動のいくつかの実例をあげた。下刻によるバリーバルジングやキャンパリングなども河床洗掘によって引き起こされる斜面変動の一例である。

### 3.3.5 人工改変と斜面変動

自然の浸食現象以外にも斜面変動を引き起こす「浸食」が数多くある。それは地形の人工改変が引き起こす斜面変動である。近年とくに、高速道路やトンネル、ダムの建設などに関係した斜面変動が多くなっている。以下にそれらを簡単に列挙する。

- (a) 採石場、あるいは道路建設のために地山を掘削し切り土急斜面にしたためにおこる斜面変動（斜面を急傾斜にすることによってせん断力が増加するため）。ただし、切り土により緩傾斜にしたが、そのため押さえがきかなくなり、回転性の地すべりが起こることがある（図 3.32 参照：Hutchinson, 1984b）ので、切り土で緩斜面にしたからといって常に安全率が上がるとは限らないことに注意しなければならない。
- (b) 採石場での切羽の比高の増大（せん断力の増大）が斜面変動を引き起こすことがある。
- (c) 地下採石による地盤陥没（たとえば、最近の大谷石採掘場での陥没など）
- (d) ソリフラクションローブをカットしたために起こった地すべり（Skempton and Weeks, 1976）。ロンドンの南、セブンオークにおいて、高速道路の建設工事のために斜面を切り土した。斜面は4-5度の緩傾斜なものであるが、この地域は水期に周水河環境下であり、その時代にソリフラク

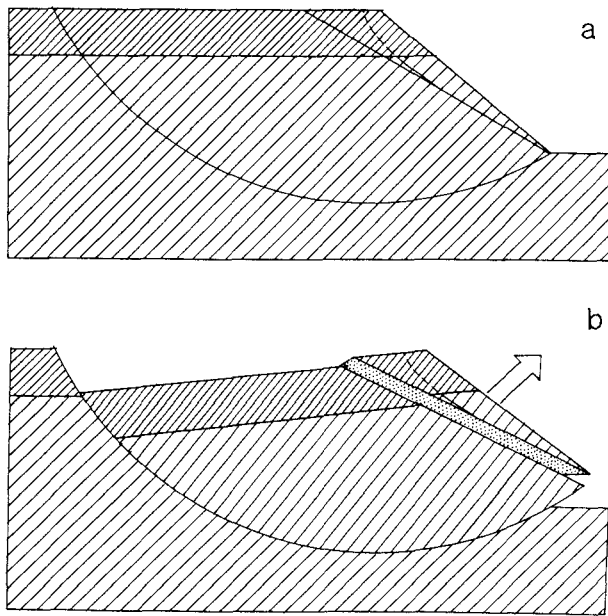


図3.32 急傾斜部の切り取りが円弧すべりの押さえ部分Bの荷重を減少させ、斜面の不安定を招く例 (Hutchinson, 1984b、の写真をもとに松倉が一部改変)

ションが発生し斜面表層はこのようなソリフラクション堆積物によって覆われている。ソリフラクションは斜面を流下する際、基盤岩との間にすべり面ができ、その面に沿って粘土が方向性をもって並んでおり、すべり面に沿う強度はきわめて弱くなっている。その強度が現在まで保存されているため、斜面の一部を切り取ると斜面上部の被覆層、すなわちソリフラクションの層がすべり出す。

(e) 港の建設が漂砂を止め、その結果発生した地すべり (フォークストーン地すべり) (Hutchinson et al., 1980)。ドーバー海峡に面したフォークストーンはフランスに渡る船の発着所として有名な町である。ここでは1810年から1905年にかけての港 (棧橋) の建設が行われた。この棧橋が北東方向の漂砂を止めた。その結果、港の北部のハイクリフ (チョークとゴルト粘土層からできている崖) では、それまで押さえ盛り土の役目を果たしていた海岸の砂礫が少なくなり、崖の基部の押さえが効かなくなって、1915年に大規模な地すべりが発生した。

### 3.3.6 「浸食と斜面変動」における今後の課題

浸食作用が斜面変動にどのような影響を与えているかについて、いくつかの例をあげて検討した。たとえばシラス台地においては下刻に伴う谷壁斜面の変化過程をモデル化することができた。しかしこの研究では、変化過程の図の中に時間軸を入れることはできなかった。ガリーの下刻速度が不明であるからである。同様に、浅間山のノッチの拡大速度がわかっていないため、崖の崩壊の周期に関する問題が解けていない。このように「いつ」斜面変動が起こる

かを予知するためには、斜面変動に関係した下刻・側刻などの浸食速度 (地形変化速度) を把握する必要がある。しかし、現在のところ、下刻や側刻の速度に関する研究としては、Suzuki (1982)、鈴木ほか (1983) や、戸田 (1993、1994) の二、三の研究例があるだけである。

河川の下刻や側刻速度のデータに比較すると、海岸の浸食速度 (すなわち海食崖の後退速度) については数多くのデータが得られている (たとえば、Sunamura, 1992, pp. 264-272)。しかし、海食崖の後退が直接斜面変動を引き起こしている場合はともかく、フォークストーンの例のように、周辺の地形変化との関連 (因果関係が間接的なケース) で起こるような地すべりで斜面変動を予知・予測することはなかなか難しいことである。また、セブンオークでの例のように、過去 (数万年前) の地形を把握していなかったために起こった斜面変動もある。これらの例は人工改変が斜面変動の原因であり、我々が地形変化のシステムについてまだ十分な理解に達していないことを示している。その意味でも、第4章で議論されるような、「現在の斜面変動が、短期・長期の地形変化の中にどのように位置づけられるか」ということを常に念頭において斜面変動機構を解析することが不可欠であろう。

### 3.4 おわりに

本章では、風化・浸食が斜面変動にどのように関わっているかについて、若干の事例を紹介するとともに、この方面での今後の研究の課題について述べた。特に3.2節では、風化による強度低下速度、土層の形成速度、風化による粒径変化などに関する研究が、現時点での最重要課題であることを述べた。また、3.3節においては、浸食 (下刻・側刻、海食崖基部での浸食など) の速度に関する研究の重要性を指摘した。このような基礎的な研究が数多く蓄積されることにより、はじめて斜面変動が「いつ」「どこで」「どのように」起こるかという時間・場所・様式などの予知・予測に近づくことが可能となろう。

(松倉公憲・守随治雄・飯田智之・八田珠郎・水野恵司)

### 文献

- Barsch, D. (1977): Eine Abschätzung von Shuttproduktion und Shutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen, *Zeit. Geomorph., Suppl. Bd., Vol. 28*, pp. 148-160.
- Carson, M. A. (1971a): *The Mechanics of Erosion*, Pion, London, 174 p.
- Carson, M. A. (1971b): An application of the concept of threshold slopes to the Laramie Mountains, Wyoming,

- Transactions of the Institute of British Geographers*, Special Publication, No. 3, pp. 31-48.
- Chandler, R. J. (1969): The effect of weathering on the shear strength properties of Keuper marl, *Géotechnique*, Vol. 19, pp. 321-334.
- Chandler, R. J. (1972): Lias clay: weathering processes and their effect on shear strength. *Géotechnique*, Vol. 22, pp. 403-431.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. ed. (1984): *Geomorphology*, Methuen, London, 605 p.
- Coutard, J. P. and Francou B. (1989): Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering, *Arctic Alpine Res.*, Vol. 21, pp. 399-416.
- Deere, D. U. and Patton, F. D. (1971): Slope stability in residual soils, Proceedings, *Fourth Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Puerto Rico, pp. 87-170.
- Durgin, P. B. (1977): Landslides and the weathering of granitic rocks, *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, Vol. 3, pp. 127-132.
- Fahey, B. D. and Lefebure, T. H. (1988): The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara Escarpment on the Bruce Peninsula, southern Ontario, Canada, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 13, pp. 293-304.
- 福岡 浩・佐々恭二・島 通保 (1985): 間隙水圧を考慮した御岳山大崩壊の地震時安定解析について、地すべり学会第24回研究発表会概要集、pp. 18-21.
- Gardner, J. (1983): Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass area, Canadian Rocky Mountains, *Zeit. Geomorph.*, Vol. 27, pp. 311-324.
- Goudie, A. S. and Day, M. J. (1981): Disintegration of fan sediments in Death Valley, California, by salt weathering, *Physical Geography*, Vol. 1, pp. 126-137.
- Goudie, A. S. and Watson, A. (1984): Rock block monitoring of rapid salt weathering in southern Tunisia, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 9, pp. 95-99.
- Grainger, P. and Harris, J. (1986): Weathering and slope stability on Upper Carboniferous mudrocks in south-west England, *Q. Jour. Engng Geol.*, Vol. 19, pp. 155-173.
- 羽田野誠一 (1983): 空中写真でみる小諸市「富士見・押出地区」地すべり、*地理*、Vol. 28, No. 1, pp. 106-107.
- 羽田野誠一・大八木規夫 (1986): 斜面災害の発生しやすい場所、5.1地形的位置、高橋博ほか編著「斜面災害の予知と防災」、白亜書房、pp. 95-154.
- 八田珠郎・木股三善・松倉公憲・谷津榮壽 (1981): 筑波山周辺における深成岩の風化、*鉱物学雑誌*、Vol. 15 (特別号)、pp. 202-208.
- Hutchinson, J. N. (1971): Field and laboratory studies of a fall in Upper Chalk cliffs at Joss Bay, Isle of Thanet, in Parry, R. H. G. ed. *Stress Strain Behaviour of Soils*, Proceedings Roscoe Memorial Symp., Cambridge, pp. 692-706.
- Hutchinson, J. N. (1984a): Landslides in Britain and their countermeasures, *Journal of Japan Landslide Society*, Vol. 21, pp. 1-25.
- Hutchinson, J. N. (1984b): An influence line approach to the stabilization of slopes by cuts and fills, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 21, pp. 363-370.
- Hutchinson, J. N., Bromhead, E. N. and Lupini, J. F. (1980): Additional observations on the landslide at Folkstone Warren, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 13, pp. 1-31.
- 木宮一邦 (1975): 三河・富草地域の花崗岩礫の風化速度、*地質学雑誌*、Vol. 81, pp. 683-696.
- 小出 博 (1952): 応用地質、岩石の風化と森林の立地、古今書院、東京、177 p.
- 黒田和男 (1986): 地すべり現象に関する日本列島の地質地帯区分、*地質学論集*、No. 28, pp. 13-29.
- Lautridou, J. P. and Ozouf, J. C. (1982) Experimental frost shattering: 15 years of research at the 'Center de Géomorphologie du CNRS', *Progress in Physical Geography*, Vol. 6, pp. 215-232.
- 松倉公憲 (1980): 筑波山周縁に分布する二、三の土の力学的性質と地形学的意味について、*地理学評論*、Vol. 53, pp. 54-61.
- Matsukura, Y. (1984): Soil slips of two grass-slopes in Mino-Mikawa Mountains, central Japan, *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, No. 10, pp. 59-62.
- Matsukura, Y. (1987a): Critical height of cliff made of loosely consolidated materials, *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, No. 13, pp. 68-70.
- Matsukura, Y. (1987b): Evolution of valley side slopes in the "Shirasu" ignimbrite plateau, *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, Vol. 8, pp. 41-49.
- Matsukura, Y. (1988): Cliff instability in pumice flow deposits due to notch formation on the Asama mountain slope, Japan, *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. Vol. 32, pp. 129-141.
- Matsukura, Y. (1990): Notch formation due to freeze-thaw action in the north-facing valley cliff of the Asama volcano region, Japan, *The Geographical Bulletin*, Vol. 32, pp. 118-124.
- Matsukura, Y. (1991): Notch formation processes and cliff instability in pumice flow deposits on the Asama mountain slopes, Japan, *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, Sect. A, Vol. 12, pp. 37-63.
- 松倉公憲 (1994a): 風化過程におけるロックコントロール従来の研究の動向と今後の課題一、*地形*、Vol. 15, pp. 203-222.
- 松倉公憲 (1994b): 地形材料学からみた斜面地形研究における二、三の課題、筑波大学水理実験センター報告、No. 19, pp. 1-9.
- Matsukura, Y. and Kanai, Y. (1988): Salt fretting in the

- valley cliff of the Asama volcano region, Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 13, pp. 85-90.
- 松倉公憲・近藤昭彦 (1985): 田切谷壁における応力状態, 筑波大学水理実験センター報告, No. 9, pp. 49-52.
- 松倉公憲・前門 晃・八田珠郎・谷津榮壽 (1983): 稲田花崗岩の風化による諸性質の変化、地形、Vol. 4, pp. 65-80.
- Matsukura, Y. and Mizuno, K. (1986): The influence of weathering on the geotechnical properties and slope angles of mudstone in the Mineoka earth-slide area, Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 11, pp. 263-273.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983): Stability analysis for soil slips of two grass-slopes in southern Abukuma Mountains, *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, Vol. 4, pp. 229-239.
- 仲野良紀 (1981): 土質工学におけるレオロジー-7.1地すべりと斜面崩壊、土と基礎、Vol. 29, No. 4, pp. 49-55.
- 根岸正充・中島 巖 (1993): 層雲峡熔結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊-寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究 (第1報)、応用地質、Vol. 34, pp. 47-57.
- 小口千明・八田珠郎・松倉公憲 (1994): 多孔質流紋岩の風化とそれともなう物性変化、地理学評論、Vol. 67-A, pp. 775-793.
- 小口千明・松倉公憲 (1996): 風化による多孔質流紋岩の組織変化とそれに伴う強度低下、地形、Vol. 17, pp. 1-15.
- 大八木規夫 (1986): 斜面災害発生のメカニズム、高橋博ほか編著「斜面災害の予知と防災」、白亜書房、pp. 85-94.
- Quigley, R. M. (1976): Weathering and changes in strength of glacial till, in Yatsu, E., Ward, A. J. and Adams, F. eds. *Mass Wasting: 4th Guelph Symposium on Geomorphology*, 1975, Geo Abstract Ltd., Norwich, pp. 117-131.
- Rosenqvist, I. Th. (1953) Considerations on the sensitivity of Norwegian quick-clays, *Géotechnique*, Vol. 3, pp. 195-200.
- 下川悦郎 (1983): 崩壊地の植性回復過程、林業技術、Vol. 496, pp. 23-26.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・堀 与志郎 (1984): 花崗岩地帯における山くずれの履歴、日本林学会九州支部研究論文集、Vol. 37, pp. 299-300.
- 下川悦郎・地頭菌 隆・高野 茂 (1989): しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測、地形、Vol. 10, pp. 267-284.
- 守随治雄 (1992): 千葉県嶺岡隆起帯縁辺部の粘質土地すべりの発生機構と対策、地すべり、Vol. 29, pp. 1-11.
- Skempton, A. W. and DeLory, F. A. (1957): Stability of natural slopes in London Clay, *Proc. 4th Interl. Conference on Soil Mechanics and Foundation Engng.*, London, Vol. 2, pp. 378-381.
- Skempton, A. W. and Weeks, A. G. (1976): The Quaternary history of the Lower Greensand escarpment and Weald Clay vale near Sevenoaks, Kent, *Philosophical Transactions Royal Society of London*, Vol. A83, pp. 493-526.
- Spears, D. A. and Taylor, R. K. (1972): The influence of weathering on the composition and engineering properties of in situ coal measures rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 9, pp. 729-756.
- Statham, I. (1974): The relationship of porosity and angle of repose to mixture proportions in assemblages of different sized materials, *Sedimentology*, Vol. 21, pp. 149-162.
- Statham, I. (1977): *Earth Surface Sediment Transport*, Clarendon Press, Oxford, 184 p.
- Statham, I. and Francis, S. C. (1986): Influence of scree accumulation and weathering on the development of steep mountain slopes, in Abraham, A. D. ed. *Hillslope Processes*, Allen & Unwin, London, pp. 246-267.
- Sunamura, T. (1983): Processes of sea cliff and platform erosion, in Komar, P. D. *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 233-265.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*, John Wiley & Sons, Chichester, 302 p.
- Suzuki, T. (1982): Rate of lateral planation by Iwaki River, Japan, *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, Vol. 3, pp. 1-24.
- 鈴木隆介・野田弘幸・安部義郎 (1983): 日本における河川の側刻速度、地形、Vol. 4, pp. 33-47.
- 鈴木隆介・平野昌繁・高橋健一・谷津榮壽 (1977): 六甲山地における花崗岩類の風化過程と地形発達との相互作用、第一報、六甲花崗岩風化物質の鉛直的变化、中央大学理工学部紀要、Vol. 20, pp. 343-389.
- Taylor, D. W. (1948): *Fundamentals of Soil Mechanics*, John Wiley & Sons, New York, 700 p.
- Terzaghi, K. (1950): Mechanism of landslide, *Bulletin of the Geological Society of America, Engineering Geology*, Berkeley Volume, pp. 83-123.
- 戸田真夏 (1993): 岩盤河床の侵食に及ぼす割れ目の影響に関する実験的研究、地理学評論、Vol. 66-A, pp. 327-337.
- 戸田真夏 (1994): 房総半島小櫃川上流の岩盤侵食-侵食に及ぼす割れ目の影響に関する野外実験一、地理学評論、Vol. 67-A, pp. 14-25.
- Trustrum, N. A. and DeRose, R. C. (1988): Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, Tararaki, New Zealand, *Geomorphology*, Vol. 1, pp. 143-160.

## 第4章 第四紀における斜面発達史

### 4.1 斜面発達史研究の意義

本章では、斜面で生起する地質現象、すなわち斜面変動の有する歴史科学的な側面を検討する上で基礎的な情報となる斜面の発達過程について述べる。いうまでもなく斜面変動は、第2章で示されたように地質的素因と発生誘因とのバランスの上で生起する現象であり、その発生に関与する時間的因子を支配するのは第3章で示された風化過程とその進行速度である。しかし、これらの要因は生起する「場」が与えられることが不可欠である。さらに、「場」の条件は時間とともに変化することも多い。したがって、個々の斜面変動について素因を理解するためには、それぞれの「場」の形成過程を知ることが必要である。

山地・丘陵地では起伏が認められ、緩急の斜面が発達する。斜面上部の物質は重力を主たる駆動力とするさまざまなマスムーブメントによって、低い位置へと移動し、その結果として斜面の地形が変化する。主な斜面変動である崩壊や地すべりが発生した場所では、えぐられて浅くくぼんだり、尾根の張り出しが急に途絶えるような地形ができることが多い。また、その下位には、移動した土砂の堆積地形があったり、土砂がさらに下方へ移動する通路となった地形が見いだされる。このように、斜面地形の形成と斜面変動とは密接に関連し、また、変動に関与した斜面物質が斜面上あるいは斜面脚部に残存することも多い。これらのことは、現在の斜面の形態とその配列、ならびに残存している斜面物質が過去の斜面変動の証拠となることを示唆している。このような地形ならびに斜面物質の解析をもとに、斜面の発達史を明らかにしてゆく過程では、

- 1) 斜面変動がいつ、どのくらいの規模で起こったか
- 2) その変動は継続的なものなのか、間欠的なものなのか
- 3) それはどのような要因に支配されて起こったか

という問題を解明する必要がある。そして、過去に起こった斜面変動の様式や発生時期を明らかにし、発達過程を知ることが、現在生起する斜面変動の把握のみならず、将来の予測に際しても重要な情報を提供する。

たとえば、現生の地すべり地における滑落崖の形態や移動土塊の堆積構造に関する情報は、他の場所における過去の地すべりの発生の有無を判断する証拠となる（現在→過去）。また、現生の地すべりの活動は、過去の活動の履歴に規定されることも多い（過去→現在）。さらに、地すべり活動の履歴とそれに影響を及ぼした要因を解析するとともに、実際の活動の観測を行うことにより、将来の活動に関する情報が得られる（現在→未来）。斜面変動の将来予測を

おこなうためには、斜面の発達過程、形成史が解明される必要がある。

このような視点に立ち、本章では、現在に最も近い地質時代である第四紀後半を対象として、斜面の形成とその発達過程について概観する。対象とする時間スケールは大体 $10^2 \sim 10^4$ 年オーダーにわたる。

山地、丘陵地において認められる個々の斜面の形は、斜面物質が移動して除去された跡である。斜面は一般的に浸食域であり、地すべりによって形成される「地すべり地形」のように、個々の斜面形態とそれを形成した斜面プロセスとの対応が明確な場合がある。したがって、その特徴的な地形の形態と配列から、その斜面を形成したプロセスを推定できる。一方、斜面上から除去された物質をより下方、下流域の他の場所で発見し、それを解析することによって、過去に起こった斜面変動を復元することができる。たとえば、山麓緩斜面や扇状地の堆積物、あるいは湖沼堆積物は、それよりも上流域の斜面において浸食された物質を起源とする。このような堆積物は、山地斜面で生起した物質移動と表裏一体の関係にあることから、「対比層」と呼ばれている。個々の斜面形態とその配列や、変動にまつわる堆積物の解析にもつづいた過去における斜面変動の検出法については、4.4で述べる。

斜面変動を検出した後に解明すべき問題は、それぞれの斜面変動の発生時期の把握である。最近数十年間に発生した斜面変動であれば、記録が多く残されており、地形図や空中写真も整備されているので比較的詳細な情報を得ることが可能である。しかし、それ以前の近世・中世に発生した斜面変動については、古文書などに残された記録を解読することが必要となる。また、斜面上に生育している樹木の年輪年代学解析によっても、比較的近い過去の斜面変動の時期を特定することが可能になる。ただし、この手法では200～300年程度までの過去にしか遡ることしかできず、また、戦中・戦後の伐採、その後の拡大造林によって適用することが可能な斜面は限られている。また、斜面変動跡地への植生の進入・定着に関する植生遷移にまつわる問題が残される。さらに古い時期に発生した斜面変動の検出に際しては、地形学的、土壌学的ないしは第四紀地質学的手法が用いられる。古い時期に発生した斜面変動に関しては、変動後の削剝作用によって斜面形態が変化している場合が多く、特に、同じような斜面変動が同じ場所で発生したときに、前回の斜面変動の痕跡を消去するため、浸食域における斜面の形態とその配列から過去の斜面変動を復元することは困難である場合が多い。そこで、対比層の解析



が有効な手段となる。対比層を用いると堆積学的な手法が援用でき、また、個々の対比層の年代を決定する上でテフロクロノロジーや<sup>14</sup>C年代測定が有効となる。最近では、湖沼堆積物を用いて、その年縞や堆積速度などから過去の斜面変動の発生時期を把握する研究も進められつつある。このような過去における斜面変動の検出法や年代との関係については4.5で触れる。

対比層を斜面変動の発生時期の解析に用いると、複数回の斜面変動を復元することができることもある。このことにより、斜面変動の周期性を検討することが可能になる。この周期性とそれを規定する要因を把握することは、将来への予知という観点からきわめて重要である。残念なことに、この問題について直接触れた研究は多くないが、近年、崩壊発生面積率から計算された崩壊発生の再現周期や、対比層を用いた崩壊発生の再現周期についていくつかの報告が提示されつつある。また、シラス斜面については土層の形成との関係をもとに周期性が検討され始めている。このような斜面変動の周期性の問題とその理論的な考察については4.7で触れることにする。

最後に斜面発達史研究の現状を整理するとともに、問題点を示し、今後の研究の進展のための展望について4.8で触れる。  
(吉永秀一郎)

## 4.2 斜面変動に関与する要因の第四紀後半における変化

斜面変動には2章で述べたように細かく見ればさまざまな地質的素因が関与している。しかし、それとともに、第四紀後半を通じて斜面を取り巻く環境的要因が変化しており、また場の条件も変化している。ここでは、地殻変動、火山活動、気候変化といった斜面変動に関与する要因の第四紀後半における変化について概観する。

### (1) 地殻変動

地殻変動は、山地・丘陵といった大地形を形成する要因として重要である。第四紀後期の隆起量の大きい山地は起伏が大きく、また斜面傾斜も大きいので、斜面変動が発生しやすい要因がそろっている。たとえば第四紀後半の隆起量が大きいことで知られている赤石山脈における安倍川源流部大谷崩れや、西南日本外帯の室戸半島における加奈木崩れのように、隆起量が大きい地域では大規模な斜面変動が発生しやすい。また、大規模地すべりの初生変動が起こった時期は、山地の隆起開始の時期と密接に結びついていることが指摘されている(高浜・野崎、1981; 藤田、1982; 高浜、1982など)。一方、地殻変動は断層や節理の形成に関与するといった意味でも斜面変動に関与している。地殻変動による隆起、沈降は最近数十万年間は一定の傾向で進んでいることが明らかにされており、現在の日本列島の大半は少なくとも約12万年前の最終間氷期には形成されていた

と考えられている(日本第四紀学会、1987など)。

初生地すべりの発生に関与するような $10^4 \sim 10^5$ 年オーダーの時間で考えれば、地殻変動の様式、速度が変化した可能性もある。しかし、より小規模な斜面崩壊を考える上では $10^2$ 年・ $10^3$ 年オーダーの時間が対象となり、その範囲内では地殻変動の傾向はほとんど無視できうと考えられる。

### (2) 火山活動

火山活動の場合、火山毎に特有の活動期があり、また活動様式にも個々の火山特有の性質が認められる。したがって、第四紀を通じた全国的な火山活動の変動傾向は不明瞭である。

テフラ、溶岩の噴出によって火山体は成長する。これらの噴出物の成層した火山体は強度の弱いテフラと強い溶岩の互層となっていることが多く、力学的に不安定になる要素を潜在的に有していることが多い。火山活動が斜面変動との関わりで重要なのは、山体が形成された後に活動が静穏化すると火山体の浸食が始まることである。この過程で大規模な山体崩壊を起こすことも多い(町田、1984; 守屋、1988など)。このため、火山活動と斜面変動との関係を把握するためには、個々の火山の活動傾向を検討する必要がある。

### (3) 気候変化

第四紀は氷期と間氷期とが繰り返している。このような氷期-間氷期変動に伴って、日本でも一部の山岳地では氷期に氷河が存在したことが明らかにされている。斜面変動との関わりで見ると、氷期に気温が低下して周氷河環境下におかれた斜面の範囲が広がり、そこで岩屑の生産が活発化したことが従来より指摘されている。最近では、気温の変化とともに乾湿の変化が氷期-間氷期サイクルに伴って認められるとの指摘も多い(Sugai, 1993; 福沢、1995)。このような気候変化の影響は、斜面堆積物の層相や湖底堆積物の層相の変化に表れており、その結果、氷期と間氷期とでは斜面上に働く浸食プロセスが異なったことが推定されている。

なお、氷期-間氷期変動はグリーンランドなどの大陸氷床の拡大縮小と結びついており、その影響で海水準の変動を引き起こす。最終氷期後半(約15,000~20,000年前)には100m以上も海水準が低下し、その後、約6,000年前まで急速な海進が起こっている。このような海水準の変動は、特に下流域においては斜面に対して浸食基準面の変化という形で影響を及ぼす。とりわけ、海進時には海食崖の後退を引き起こす原因となる。

これに対して、海水準の低下の影響を直接的に受けない山間地では、氷期には局所的な浸食基準面となる河床は、先に述べたように岩屑の生産供給の増大と降水量の減少による河川流量の減少のために堆積傾向に、一方、後(間)

氷期には山間地では河床は流量の増加によって下刻傾向にあったことが明らかにされている (Dury, 1959; 貝塚, 1969; 平川・小野, 1974など)。この後氷期における河床の下刻は山地斜面にとっての浸食基準面の低下を意味する。これに、降水量の増加の影響が加わり、山地斜面の開析が進行した可能性が高い。後述するように、地すべり地の年代測定を整理した結果からも、浸食基準面が低下したと推定される時期に地すべりの移動時期が集中することが認められている (寺川ほか, 1986; 藤田, 1990など)。このように氷期-間氷期変動の影響は場所によって様々であるものの、斜面変動に対して大きな要因の変化となっている。

なお、氷期-間氷期変動は気温などの温度条件の変化をもたらすので、風化、土壤生成作用に対しても影響を及ぼす。凍結破砕による物理的風化といった周水河作用に関与するものを除けば、一般的には風化・土壤生成作用は温度が高いほど進行が早い。したがって、温暖な後 (間) 氷期には風化・土壤生成作用が進行し、寒冷な氷期にはこれらの作用は相対的に弱まる。先に述べたような氷期における岩屑の生産の増大には、単に寒冷化によって凍結破砕作用が進み、岩屑の生産が増大するだけではなく、間氷期における風化の進行が前準備という意味で影響を及ぼしている可能性がある。

(吉永秀一郎)

### 4.3 日本における斜面発達史研究の流れ

斜面を対象とした発達過程に関する研究は、古くから Davisの地形輪廻説やPenckによる斜面縦断形と地殻変動との関係などに代表されるように、概念的には行われてきた。しかし、実際の地形・地質現象を基に斜面の発達史に関する研究が日本で行われ始めたのは、1950年代半ばからである。これには、昭和22年カスリン台風による災害 (小出, 1950; 村上, 1956など)、昭和24年今市地震による災害 (Morimoto, 1949, 1951; Morimoto et al, 1957)、昭和28年の豪雨災害 (羽田野, 1968; 竹下, 1971など) などの戦後まもなく相次いで発生した斜面変動に関する調査が進んだことが寄与している。これらの斜面変動についての調査結果をもとに、小出 (1955) は斜面変動 (小出によれば「山くずれ」) には免疫性が認められることを指摘した。免疫性とは一度斜面変動が発生すると、その場所では再び同じような斜面変動は起こらないことを意味する。ただし、免疫性の有効期限の問題、斜面変動の様式と免疫性との関係、そして免疫性が無効となる過程については未解決の問題であるとしている。その後、田中 (1962) は丹沢山地において斜面崩壊と遷急線との問題を検討し、斜面上に分布する土層の厚さや性質が免疫性に関与する要因の一つであることを指摘した。また、竹下 (1964) は斜面の区分と土壤と

の詳細な検討により、単位斜面の相対的な新旧を指摘した。また、風化土層の存在と崩壊の発生との関係を検討した。

1970年代に入ると、国土地理院 (1970) により「北松地域地すべり分布図」が出版され、図幅を作成した羽田野誠一らにより具体的な解説が提示された (羽田野ほか, 1974)。羽田野らはこの中で日本の山地では遷急線 (上部が緩傾斜で下部が急傾斜の傾斜変換線) は普遍的に数本認められ、それぞれの遷急線は特有の形成時期を有していることを指摘した。そして、遷急線を境として下位の斜面は上位の斜面に比べて、より形成時期が新しいことを指摘した (羽田野ほか, 1974)。なお、羽田野らは先の地すべり分布図で3本の遷急線を引いており、それぞれの形成時期として、①沖積世、②洪積世末期 (数万年前)、③洪積世後期 (20~30? 万年前) を想定した。これと前後して守屋 (1972a) により、岐阜県根尾川上流域山地の崩壊地の発達史的記載が行われ、個々の崩壊地が発達過程のなかで形態が変化して行くことが示された。また、この結果を踏まえ、守屋 (1972b) は日本のような温帯湿潤気候下では、山地斜面は細かく見ればその大半が新旧の崩壊 (跡) 地から構成されていることを指摘した。そして、崩壊地形は温帯湿潤気候下の完新世に形成された地形であるのに対して、山頂や尾根を構成する凸型の斜面は最終氷期以前の豪雨のなかった周水河気候下で形成された地形であると指摘している。これらの研究を発端として、その後、遷急線に注目した研究が多くおこなわれるようになった (江川, 1979; 熊木・鈴木, 1982; 小口, 1988; 柳井, 1989; 吉永, 1990など)。

一方、気候地形学の興隆の影響を受け、1960年代初頭から北海道・東北地方で河成段丘と平行してその背後に分布する緩斜面の編年学的な研究が始められた (Wako, 1963, 1966)。また、西南日本に分布する緩傾斜な斜面についても、ベディメントであるという観点から気候地形学的検討と形成時期の推定が行われた (赤木, 1961, 1962, 1965, 1967)。これらの研究の過程で、斜面の編年にもテフクロロジーが用いられ始めた (赤木, 1965; 鶴見・野上, 1965; Wako, 1966)。また、斜面を覆うテフラの斜交関係や、斜面堆積物中への角礫の混入層準の整理によって、斜面の形成時期がいくつかの時期に集中することが示され、花粉分析などの結果を援用して、気候条件との関係が検討された (田村・三浦, 1968, 1971; 小畑, 1971など)。その後、テフラが堆積し保存されやすい緩傾斜の山麓に広がる斜面を対象として、山地斜面の編年にテフクロロジーが広く用いられるようになった (たとえば、磯, 1974; Hirakawa, 1977; Higaki, 1980, 1988; 田中ほか, 1982; 檜垣, 1987; 野村・田中, 1989; 山本, 1989; 田中・野村, 1992など)。

このような研究とは別に、同じように山麓に分布する崖錐や沖積錐の堆積物を用いて、背後の流域、斜面における

斜面変動の周期や岩屑の生産を議論する研究も行われている(磯ほか、1980; Saijo, 1987; 吉永ほか、1989; 柳井・薄井、1989bなど)。また、湿原や盆地の堆積物の解析により周辺斜面の斜面変動を解析する試みも行われた(宮城ほか、1979; Miyagi et al., 1981; 阿子島、1983; 中山・宮城、1984; 小口、1991など)。さらに、山ひだ(0次谷)を埋積した堆積物の解析から、斜面変動を復元する試みも行われ始めている(竹下、1987; 吉永・小岩、1996など)。

一方、このような対比層の解析に基づかず斜面の形成年代を直接決定し、斜面発達過程を検討しようとする試みも1980年代初頭から行われている。年代を決定するために用いられる指標としては、斜面上に生育している樹木の年代(Shimokawa, 1984; 下川ほか、1989など)や斜面上を覆うテフラ(野上、1972; 柳井、1989; 清水(長)、1989; 吉永、1990; 清水(収)ほか、1995など)が挙げられる。樹木の年輪年代を用いた場合には、対象とする樹木が斜面変動が発生した後の裸地に最初に侵入する先駆樹種である必要がある。このため、年輪年代を用いる手法では大体数百年程度が適用限界であり、それ以上古くまで遡ることは不可能なことが多い。一方、テフラを用いた場合にはテフラの堆積自体が斜面変動に及ぼす影響を検討する必要がある。それとともに、急傾斜の斜面では一旦、堆積したテフラが侵蝕されて残存しにくいという欠点があるために、緩傾斜の安定した斜面以外の斜面変動を復元することが困難であるという欠点もある。

最近では、以上に述べてきたような様々な手法を組み合わせ、単に斜面の発達過程だけを検討するのではなく、斜面変動の再現周期が検討されるようになってきた。たとえば、下川・地頭菌(1984)は屋久島において土層構造、樹木年輪年代と崩壊発生率を組み合わせ斜面変動の再現周期を求めており、その結果を斜面上のテフラの分布で検証している。吉永・西城(1989)は崖錐の形成過程と背後の斜面の土層構造を組み合わせ、崖錐背後の斜面における削剝過程の周期性を検討している。柳井・新村(1990)は沖積錐の堆積構造、地表の樹木年輪年代、背後の斜面のテフロクロロジーを複合して斜面の削剝量や土砂堆積量の変化について検討した。最近では清水ほか(1995)によって、テフラの堆積した斜面の分布と最近30年間の斜面変動の発生傾向から、現在テフラが堆積していない急斜面における斜面変動の発生頻度が推定されている。

以上に述べてきたように、大局的に見ると斜面発達史研究は、気候変化に伴う地形変化という第四紀学的な観点から、しだいに斜面変動の免疫性、周期性を検討する方向へと研究内容がシフトしつつある。また、これらの現地調査に基づいた研究とともに、飯田(1993、1996)により周期性とそれを規定する要因に関して理論的な考察が加えられている。その結果、斜面上の土層の厚さの時間変化が再現

周期に大きく貢献していることが明らかにされている。

なお、地すべりに関しては、藤田(1990)によって大局的な斜面変化の傾向がまとめられている。具体的な内容については後に詳しく述べるが、上に述べた個々の斜面変動に比べて、地すべりの場合には変動の発生は山地の隆起や浸食基準面の低下といったより広域的な条件に支配されることが多いと考えられている。また、地すべりを考える際には初生変動の発生時期が重要であり、それに関与する要因としても、山地の隆起や段丘の形成といった要因との関連で検討されることが多い。

以上に述べてきたように、近年では、流域単位や個々の斜面単位を対象とし、詳細な編年を行った研究が行われている。そして、斜面発達に関する研究は、気候変化に伴う地形変化を対象とした $10^4$ 年オーダーの第四紀学的な観点から、次第に $10^2 \cdot 10^3$ 年オーダーの個々の斜面における斜面変動の周期性を検討する方向へと変化しつつある。

(吉永秀一郎)

#### 4.4 過去の斜面変動の検出法

斜面の発達史を明らかにするためには、過去の斜面変動の発生時期、規模、変動様式ならびにその発生メカニズムを丹念に復元する必要がある。ここでは地形、堆積物から過去の斜面変動を検出し、それぞれの斜面変動の発生時期を推定する手法について述べる。

##### 4.4.1 地形学的手法

###### (1) 斜面地形の分布・配列の解析

マクロに見ると、山地は深い谷によって切り刻まれ、より小さな山体へ分断されていく。このため、山地の地形変化過程として最も本質的なのは、谷の発達による山地の解体(開析)である。

山地は、開析作用の受け方によって、

- ① 開析作用がまだ直接的には及んでいないか、形成時期の古い斜面または平坦面からなる山頂・山稜領域
- ② 開析作用が活発に進行中の開析斜面領域
- ③ 開析の結果生じ、もはや開析作用を受けなくなった谷底平野・周辺領域(図4.1)

の3領域に区分される(熊木、1991; Kumaki, 1993)。

①は、山地・丘陵地の山頂付近や尾根部に見られるほぼ平坦ないし緩傾斜の部分に当たる。この部分は、準平原などの浸食性の小起伏面、過去の寒冷な気候下で表層部の凍結・融解がくり返されたため形成された緩傾斜面、古い段丘面、火山の堆積斜面などがその起源となり得る。②は、①を切って形成された急斜面の領域であり、大部分は新旧の崩壊地からなる(守屋、1972b)。③は、谷底部の堆積地形の領域である。

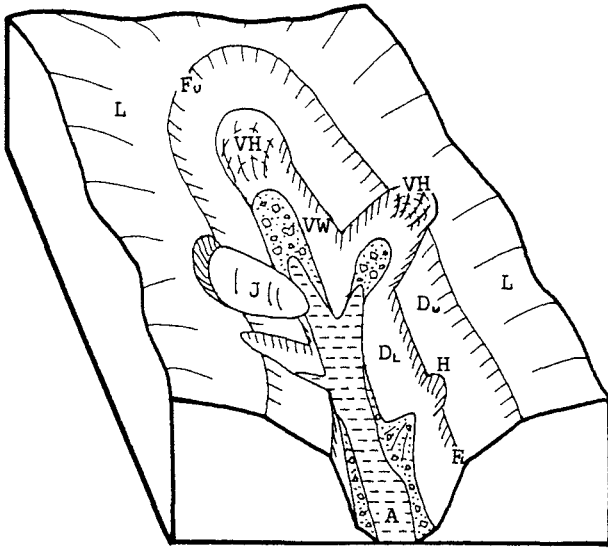


図 4.1 山地斜面地形の模式図

L：山頂・山稜領域、D<sub>U</sub>：開析斜面領域（上部サブ領域）、  
D<sub>L</sub>：開析斜面領域（下部サブ領域）、A：谷底平野・周辺領  
域、F<sub>U</sub>：開析前線（上位）、F<sub>L</sub>：開析前線（下位）、VH：谷  
頭斜面、VW：谷壁斜面、H：崩壊地、J：地すべり地  
この図は開析斜面領域が2つのサブ領域に分けられる場合  
(Kumaki, 1993による)

①と②の境界は連続性の良い遷急線となる。これは、山頂・山稜領域を浸食して開析斜面領域を広げようとする開析作用の最前線でもあるので、開析前線あるいは浸食前線と呼ばれる（羽田野、1979、1986；熊木、1991；上野・田村、1992など）。遷急線は、山地・丘陵地の縁辺から内部に侵入し、高所に向かって進んでいく。やせ尾根や尖峰は、異なる方向から進んできた2つ以上の遷急線により山頂・山稜領域がついに消滅した地形であり、遷急線だけが残って接した状態となっている。このようにして、山地・丘陵内のすべての地点は、①→②→③という方向に変化する。

遷急線のなかには、たまたま基岩に浸食に対する抵抗性の異なる岩石があったためにできたものもある。しかし、このような地質的な制約によって形成された局所的な遷急線を除いても、実際の山地・丘陵地には、多数の遷急線が見られるのが普通である。これは、第四紀後期の気候変化などを反映して、発生時期の異なる複数の開析前線が存在するからと考えられている。氷期などの寒冷期には、凍結融解作用により岩屑生産が盛んとなり、岩屑はソリフラクションにより面的に移動する。しかし、降雨は必ずしも多くないので、流水がそれらを十分に運搬除去できないことが多い。その結果、山地は全体としてなだらかな斜面の集合体となりやすい。一方、間氷期・後氷期などの温暖期には、植生が復活し緩斜面での表層物質の移動が弱まるのに対し、流水の浸食作用は強まる。このため深い開析谷が発達し、谷に面した急斜面（新しい斜面領域で、崩壊が多発

する）とそれ以前にできていた相対的になだらかな斜面（山頂・山稜領域や古い斜面領域）とが遷急線（開析前線）で接するようになる（羽田野、1979・1986）。なお、このような気候変動にもなって、河川中・下流部では幅広い段丘面が形成される。この段丘崖上端も一種の遷急線である。複数の段丘崖上端の遷急線は、いずれも下流から上流へ伸び、斜面領域にまで侵入し、山地内の遷急線が形成されているともいえる。最も新しく形成された最下位に認められる遷急線は、後氷期～現在の地形形成条件に対応して形成されたものと考えられている（羽田野、1979）。

開析斜面領域は、谷に対する位置によって谷頭斜面と谷壁斜面（山腹斜面）に分けられる（図 4.1）。谷頭斜面は谷の源頭部に当たり、表流水、地下水が集中しやすいため、降雨に敏感に反応してしばしば崩壊が発生する。崩壊土砂は水分を豊富に含んでいるために流動化して、土石流となることも多い。これに対して、谷壁斜面は、一般に谷頭斜面より急傾斜で、下部が谷の流水によって洗掘される場所に当たる。このため、谷の浸食が進行すると脚部の支持を失って不安定化し、ついには崩壊発生にいたる。このように、谷壁斜面は降雨とは直接的には無関係の溪岸浸食型崩壊が発生することも多い（江川、1979）。谷頭斜面の崩壊は谷頭浸食の一環であり、これにより谷は斜面上方へ伸び、谷頭斜面は谷底と谷壁斜面に変化していく。一方、谷壁斜面で大きな崩壊が発生すると、そこが新たな谷頭斜面となることがある。また、人工的な切土斜面の上端は、その存在が新しい遷急線を意味し、新たな谷壁斜面が形成されたのと同じ状況を作り出しているとも考えることもできる。

開析斜面領域は複数の遷急線により複数のサブ領域に細分されることが多い（図 4.1）。遷急線は、低所から高所へ移動していくので、複数の遷急線は上位のものほど古く、下位のものほど新しいことになる。最上位の遷急線は山頂・山稜領域と開析斜面領域との境界であり、明瞭であることが多い。それに対し、下位の遷急線は遷急線としての明瞭度は劣るが、より新しい地形形成条件に対応するという意味では重要性は高い。なお、下位の遷急線ほど山頂・山稜領域への進入速度が速いため、上位の遷急線に追いつき1本に収斂した部分が生じることもある。

なお、地震時に発生する崩壊の場合は、その発生位置は斜面形や集水面積とはあまり関係なく、結果として傾斜が急な斜面で崩壊が発生しやすい傾向が認められる。すなわち、急傾斜で、下部に谷の下刻作用や側刻作用により新しい遷急線が発生していることが多い谷壁斜面での崩壊が、豪雨時に比べ相対的に多くなる。このことについては、1978年伊豆大島近海地震（図 4.2）や1993年北海道南西沖地震などで顕著である（熊木・赤桐、1993）。

（熊木洋大）

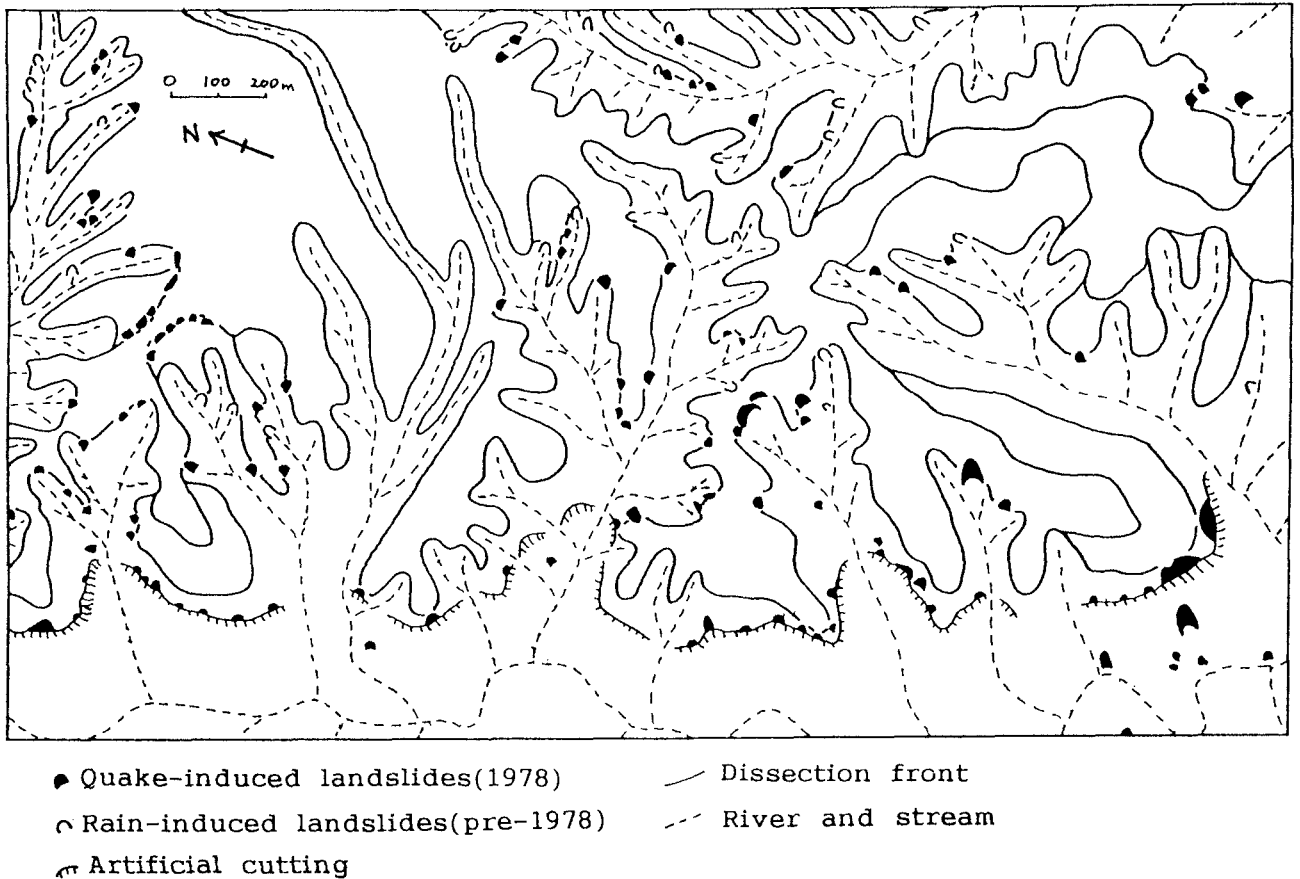


図 4.2 1978年伊豆大島近海地震により多数の崩壊が発生した河津町梨本付近の地形（熊木・赤桐、1993による）

## (2) 地すべり地形の特徴とその認定

地すべりは、土塊、岩塊が上方の斜面から下方に向かってゆっくりと移動する現象である。地すべりは、その活動によって特有な地形が形成され、また、それらの地形の配列も特有である。新しい時代に発生した地すべりならば、地形にその痕跡を明瞭に残していることが多い。したがって、地形から斜面変動を明らかにすることが可能となる。地すべりによって形成される地形は、総称して「地すべり地形」と呼ばれ、滑落崖とその下方に位置する台地状あるいは舌状の滑落土塊の組合わせからなる（図 4.3）。

地すべり地形と認定する際の指標となるのは、急崖の下にある緩傾斜面、斜面上で不規則な配列を示す傾斜変換部やふくらみ（堤状丘）の存在、池、沼、湿地などの規則的配列、凹地や亀裂の存在、孤立した尾根の存在、沢の屈曲、不明瞭な水系、凸型の縦断形を持つ斜面などである。これらの地形は地形図や空中写真の判読から、あるいは現地における地形観察から容易に識別可能である。さらに、ある程度古い時代に発生した地すべり地形でも、地形学の知識をもとに、地形図や空中写真の判読から比較的容易に識別することが可能となる。

地すべりは土塊が集団で移動する現象であり、その結果として滑落土塊とその周辺の斜面との間には明瞭な地形境

界線が形成され、さらに滑落土塊の上方にはその土塊の規模に対応する滑落崖が形成される。一般的な山地斜面は、図 4.1 に示したように遷急線などの地形境界線で区切られた斜面単位の組み合わせで構成され、一連の形態・広がりを示す。これに対して、地すべり地形はこの一連の斜面内に不連続が生じており、容易に識別することが可能である。しかし、地すべり地形が古くなり開析が進んだ場合や、滑動の初期の段階では明瞭な地すべり地形を呈さないために、わかりにくいこともある。なお、地すべり地周辺の斜面形態、段丘との関係などを考慮することにより、それぞれの地すべり地形の成因、構成物、年代などの情報を取り出すことも可能である。

空中写真や地形図の判読によって抽出された個々の地すべり地形は、斜面の傾斜変換部、沢の傾斜変換点、斜面の微小な凹凸などの地形形態に注目して地形単位を認定することによって、平面的な広がりが推定できる。また、縦断形を描くことによって、滑落土塊の深さが推定できる。このようにして、地すべりの規模を空中写真判読ならびに地形図の判読によって推定することも可能である。ただし、この方法は、空中写真の判読から得られる情報のみによって、地すべりの範囲、規模を推定しているものであるから、野外地質調査やボーリング調査などによる地すべり調査に



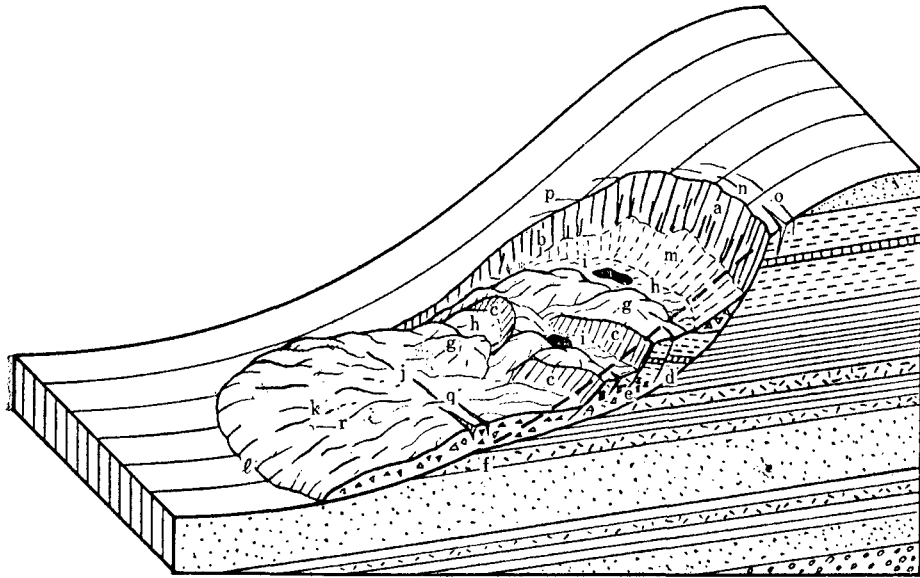


図4.3 地すべり地形の模式図（鈴木隆介、1982による）

a. 主滑落崖、b. 側方滑落崖、c. 副次滑落崖、d. 主すべり面、e. 副次すべり面、f. 脚部、g. 小突起、h. 凹地、i. 池（湿地）、j. 隆起部、k. 舌端部、l. 舌端線、m. 崖錐、n. 冠頂、o.

冠頂亀裂、p. 側方（雁行）亀裂、q. 隆起部亀裂、r. 舌端部亀裂（g～lまでを一括して地すべり堆と呼ぶ）

注意1）これらの微地形は、個々の地すべりによってすべて形成されるわけではない。

2）個々の微地形の形態、大きさは千差万別である。

比べて精度はおちる。しかし、野外地質調査やボーリング調査などのための予察としては迅速で有効なものである。また、野外地質調査やボーリング調査が「点」や「線」の調査であるのに対し、同一精度で面的に調査が行なえるという利点がある。

（柳田 誠）

#### 4.4.2 堆積学的手法

斜面変動によって山地斜面上から除去された物質は、そこよりも下方に堆積することが多い。したがって、その堆積物を認定することによって、過去に発生した斜面変動を復元することが可能になる。このような堆積物は「対比層」と呼ばれている。堆積学的手法を用いると、過去に起こった複数回の斜面変動を復元することも可能となるが、一方で、斜面変動の発生位置から堆積の場までの運搬プロセスも加わるために、堆積物の解釈には注意が必要である。

##### (1) 地すべり堆積物

結晶片岩地帯やグリーンタフ地域の山地は、ほとんど新旧の地すべり地形で構成され、地すべりが山地解体の主要な営力であると言える。過去の地すべり発生範囲の認定は地すべり地形の判読によるのが最も有効であるが、開析が進んだ場合、範囲の認定やすべり面の把握は地形だけでは難しい。そこで、地すべり地形の調査と地すべりによって移動堆積した地層の有無と露頭やボーリング等による調査とを組み合わせ、過去の地すべりの検出を行うことが必

要となる。

地すべり変動の発生した斜面の地質は、地すべり土塊、すべり面（セン断帯）、不動層に区分することができる。地すべり土塊やすべり面には、「地すべり土塊は、移動に伴う緩みや亀裂の発達により、透水性が増加して酸化作用を強く受けている。すべり面では地層の破碎が進み、粘土を生成して難透水層を形成し、母岩色の暗色系（還元帯）の色調を示す」という特徴が認められている（渡、1986）。なお、過去の地すべりで形成された地すべり地塊の中で二次的に地すべりが生じる場合も多い。これは、大規模な地すべり発生後、亀裂の発達する移動体頭部や側部で地下水が浸透しやすくなったり、移動体の地盤が脆弱になったことによって、もとの大規模な移動体はいくつもの小規模な地すべりに分化していったものと考えられる。このような地すべり地形の変遷は「親」地すべりが「子」・「孫」を産むという階層性を持った発達過程として捉えられる（高浜・伊東、1989）。これにともなって、地すべり堆積物も岩盤状のものから小ブロックになるに従い強風化岩・れき混り土・粘質土へと変化する。その結果、現在活動している地すべりの移動体構成物の下にも亀裂が発達し、風化の進んだ過去の大規模地すべりに対応した地すべり堆積物が存在する場合が生じる。過去の地すべりの変遷を明らかにするには、地形とボーリング等地質調査結果を対応させながら、地すべり移動体単位の認定を行っていく必要がある。

ところで、地すべり地形が浸食あるいは地殻変動によ

表 4.1 自然界における土砂流動化現象

固・気混相流	}	岩屑なだれ (Debris Avalanche)
		火砕流 (Pyroclastic Flow)
固・液混相流	}	土石流 (Debris Flow)
		泥流 (Mud flow)
		浮遊砂流 (Suspended Sediment Flow)

て不明確となり、過去の地すべり堆積物が地質体としてのみ確認される場合もある。長谷川 (1992) は、四国の中央構造線の南側丘陵が、本来その北側に存在するはずの和泉層群の砂岩・泥岩からなり、開口割れ目の発達していることを見だし、更新世前～中期の岩盤地すべりで移動堆積した地すべり移動体であるとした。地すべり発生域は中央構造線の北側で、右横ずれの断層活動の結果、現在確認される移動体の数キロメートル東側に存在していると考えた。地殻変動の激しい我が国では、更新世前～中期に発生した地すべりの場合、背後に発生域が認められず地すべり堆積物のみが確認される場合もあると考えられる。

(上野将司・檜垣大介)

## (2) 崖錐・沖積錐・緩斜面堆積物

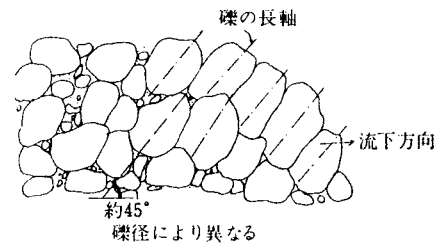
山腹斜面から供給された崩積堆積物がつくる山麓部の堆積斜面は、崖錐・麓斜面・山麓緩斜面などと呼ばれる。また、山間小渓流の出口付近に土石流などで形成される小規模な扇状地は沖積錐と呼ばれる。これらは堆積性の地形であるため、堆積物の層相や量・構成物の分析が行いやすい上、堆積物中に堆積間隙を表す埋没地表面の土壤層やテフラ層を挟有することもあるため、過去の山地の斜面変動史を明らかにするのに都合が良い。これらの地形の成因には、斜面崩壊・落石・土石流・ソリフラクション等さまざまなものがある。なお、同じ場所でも、1回の土砂移動によって地形が形成されるだけでなく、何回かの移動堆積物の累重として形成されていたり (吉永ほか、1989など)、氷期・間氷期といった古環境変遷の中で斜面上での土砂移動営力も変化し、それらの複合した結果として崖錐や緩斜面が形成されている場合もある (田中・野村、1992など)。したがって、これらの地形から過去の斜面変動を解明するためには、露頭から斜面堆積物がいつ、どのような広がりを持ち、どのような堆積をしたのかという情報を丹念に読みとり、過去の斜面変動の時間的空間的変遷を明かにしていくことが必要となる。一般的に、浸食基準面の変化が無い場合には累重的に土砂が堆積し、新しい時期の斜面変動堆積物ほど上位にある。

(檜垣大介)

## (3) 土石流堆積物・岩屑なだれ堆積物

自然界には表 4.1 に示すような様々な形態の混相流 (固体と気体あるいは固体と液体等のように相の異なる混合物

(1)縦断面



(2)平面

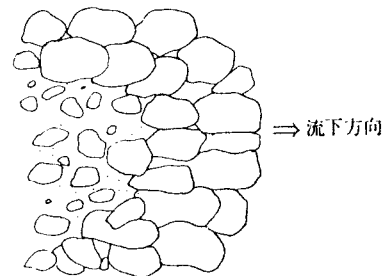


図 4.4 土石流堆積物先端部の礫の配列状況 (小橋ほか、1980)

の流れ)が存在する。これらは、いずれも流動化現象であり、大きな地形変化や災害を引き起こすことが多い。地層、堆積物にはこれら流動化現象の運動様式の違いを反映した特徴的な構造が保存されており、堆積物の観察から過去の斜面変動の様相 (混相流のタイプ) が推定できる。

土石流は、土石と水が混合して一体となった流れで、石礫とそれを取り巻く水との間にはほとんど相対速度がなく、あたかも連続体のような運動となる。そして水と土石塊が混合一体化し全層流となる。このような流動形態を反映して表層ほど大きな石が集中し、また、巨礫は前へ前へと輸送され、巨礫が集まった段波状の先頭部となる (図 4.4)。流動中には顕著な層構造が認められないことが、後続する流れは掃流に近くなり、その結果、掃流堆積物構造を持つ場合もある (図 4.5、図 4.6)。なお、土石流には石礫型と石礫をほとんど含まず、粘土、シルト、細砂と水を主体とする泥流型のものもある。泥流型は火山灰などの微細粒子が多く存在する火山周辺において発生することが多い。

土石流堆積物に特徴的な構造としては

1. 無層理構造ないしは逆級化層 (泥流型では弱い層理構造が存在する)
2. 円磨されている礫。河床礫が土石流化することによるが、土石が流動する過程で衝突し、円磨されることも考えられる
3. インプリケート (覆瓦構造、図 4.4)。水を含んだ流れの特徴である
4. 段波状の波面の形成および先端部の礫の集中 (図 4.4、図 4.7)。土石堆の形成
5. 石列、自然堤防の形成

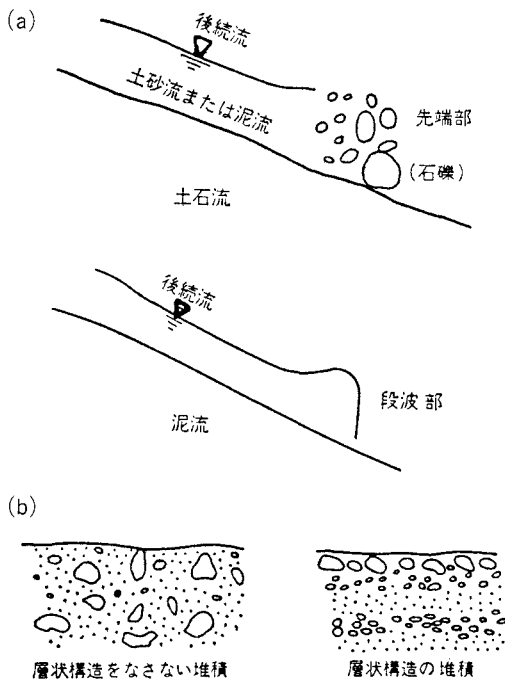


図 4.5 土石流堆積物の流れの状況(a)と堆積構造(b) (池谷、1980)

6. 横断的に中心部の盛り上がり

があげられる。

一方、岩屑なだれは、大規模山体崩壊によって水を含まない固体と気体からなる崩壊物質の流動化による土砂移動現象であり、山体崩壊跡地形と流れ山地形の存在によって認識される。岩屑なだれを山体構造をある程度保持して長距離流下した現象として捉えると、かなり一般的に認められ、特に火山麓斜面では火砕流、土石流とともに多発している。岩屑なだれ堆積物の地形、地質的特徴を整理すると

1. 大規模な山体崩壊により流動化した堆積物で、巨大な岩塊を含んで流下することから、残された堆積物の表面は多数の小丘、小山が点在する流れ山地形が見られる (図 4.8)
2. 小丘は多くの場合、巨大な岩塊がいくつか集合してできている
3. 断面を見ると流動による変形が認められるが、その一方で、元の山体の一部が塊 (block) として堆積物中に取り込まれている (図 4.9)
4. 時には降下軽石堆積物のような未固結な地層が破壊せず、連続性もそのまま保たれた形で認められる (図 4.10)
5. 塊と塊の間は、土壌や植物を含むよく攪拌された泥質の基質 (matrix) が埋めることが多い

などとなる。このような堆積物の特徴をもとにすると、現在地形的に崩壊部が残っていないなくても過去に発生した山体崩壊現象を認識できる。

なお、火山体で発生する似たような現象の一つである火



図 4.6 雲仙火山山麓の土石流堆積物。写真左端に巨礫が集積した先端堆積部が見られる。層理構造を示す浮遊砂流と互層している。



図 4.7 十勝岳火山麓の土石流堆積物。弱いインプリケート構造が見られる。写真下半は火砕流ないしは岩屑なだれ堆積物。

砕流は、火砕流堆積物を構成する礫のほとんどが本質岩であること (図 4.11)、礫に放射状の急冷節理 (図 4.12) が見られる場合があること、堆積後に火山ガスがぬけた吹き抜けパイプ構造の存在、礫の帯磁方向が揃っているなどの、高温下での流下、堆積を示す特徴があり、これらの特徴から岩屑なだれ堆積物や土石流堆積物と区別できる。

また、火山泥流はその発生段階で火山活動自体が影響を及ぼし、熱的な条件が加わる場合もあるが、基本的には泥流と同様な流動現象と見ることができる。図 4.13 の白色部より上部が十勝岳の大正泥流であるが、薄い堆積層の上に置き去りとなった巨石が点在している。

(堀 伸三郎・上野将司)

(4) 湖底堆積物・砂防ダムの堆砂

斜面から供給された碎屑物を最終的に受け入れている海の地層は、山地斜面との間に距離があり過ぎて斜面変動の記録を復元するには不適當である。山地の斜面変動を直接反映している沖積錐や崖錐堆積物では、より下流へと土砂



図 4.8 雲仙火山山麓で見られる岩屑なだれ堆積物。礫が集合して見える部分がデイサイトの巨礫で岩体の構造を残している。

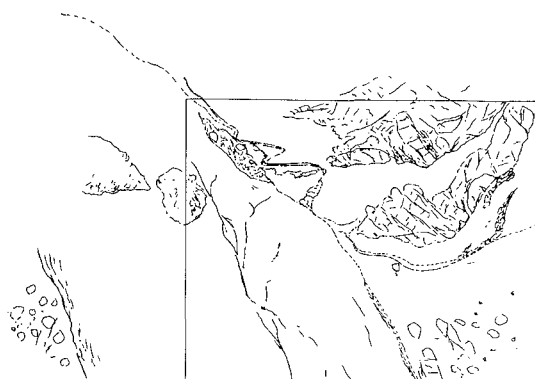
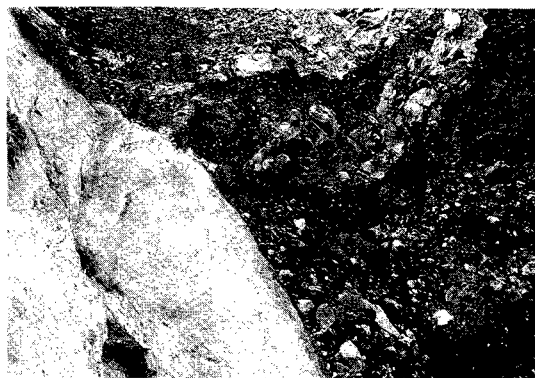


図 4.9 岩屑なだれ堆積物中の巨大ブロック同士の衝突部。白灰色に見える凝灰岩ブロックと安山岩溶岩・火山砕屑岩互層ブロックの衝突により互層中の凝灰岩薄層（赤褐色）が折り畳まれた構造を示している。



図 4.10 十勝岳富良野川沿いで見られる岩屑なだれ堆積物。未固結の礫層がレンズ状ブロックとして取り込まれている。

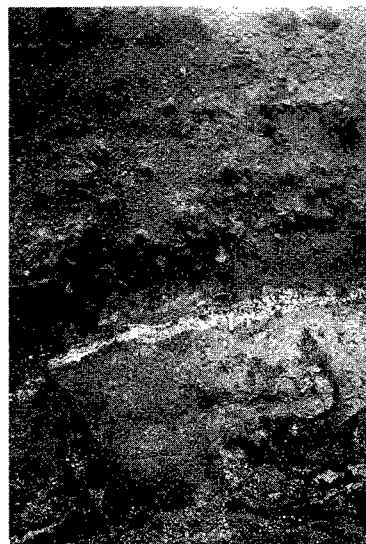


図 4.11 十勝岳の火砕流堆積物。灰色の薄層はサージ。下部の灰褐色部は火山泥流堆積物。



図 4.12 火砕流堆積物中に見られデイサイト礫の放射状節理。火砕流であることを示す証拠の一つ。



図 4.13 十勝岳大正泥流。地表面20cm程度の灰色部が浮遊砂堆積物で、表層には泥流によって運ばれた巨礫が点在する。礫の堆積形状にSieve deposit（池谷、1980）が見られ、礫が泥流によって個々に運搬されたことを示している。泥流の下部は岩屑なだれ堆積物。

が流下している可能性もあり、山地から供給されたすべての土砂を捕捉しきっていない危険性が伴う。その点、ダム湖や天然の内陸湖沼は山地内にあり、大部分の土砂を捕捉していると思われ、斜面変動の証拠を良好に記録していることが期待できる。このため、これらの湖沼の堆積物は、斜面で起こった事件の詳細を復元するには不利であるが、浸食量を把握するのには有利である。

1960年以降に湖の調査手法は発展を遂げ、音波による堆積物探査機、湖底表面の状況探査機、電波測位システム、採泥器、 $^{210}\text{Pb}$ や $^{137}\text{Cs}$ を用いた年代測定法、テフラを用いた年代測定法、軟X線による堆積構造の解析、微化石による堆積環境の判定が進歩した。

湖底の堆積速度を知るうえで一般的なのは、ダム湖に堆積する土砂量の変化である。ダム完成後は定期的（通常は年1回）に測深が行われ、年間の堆積量が把握されている。ダム堆砂速度を用いて、Yoshikawa (1972) や阿子島・神例(1979)は山地の浸食速度を推定している。これらのデータから山地全体（尾根や崩壊斜面や河床など）を平均すれ

ば日本では $0.1\sim 5.0\text{mm/y}$ という浸食速度が得られる（図4.14）。しかし、ダム堆砂のデータは斜面変動現象や河川浸食現象にくらべて、観測年数が短すぎるという弱点をもつ。しかし、柏谷ほか（1988）が六甲山地の瀬池と長谷池におけるコアの粒度分析結果から1967年7月の豪雨に起因する土砂流入を検出したように、個々の豪雨イベントの解析には有効な手段である。

一方、日本の天然湖沼では、宇都宮（1979）、長岡ほか（1986）が時代の異なる湖底地形図の比較によって堆積量を推定している。また、松本（1975）によって $^{210}\text{Pb}$ を用いた最近100年間の堆積速度が、Kamiyama et. al. (1982) によって $^{137}\text{Cs}$ を用いた堆積速度が求められている。さらに、井内（1990）は日光湯の湖の堆積物中に洪水堆積物を認め、古文書に記録された洪水、台風との対応を解明した。また、太井子・柏谷（1993）は、琵琶湖の湖底堆積物中から1896年と1959年の豪雨に関連した堆積異常を検出した。同じ琵琶湖で井内ほか（1993）は地震によるタービダイトを報告している。

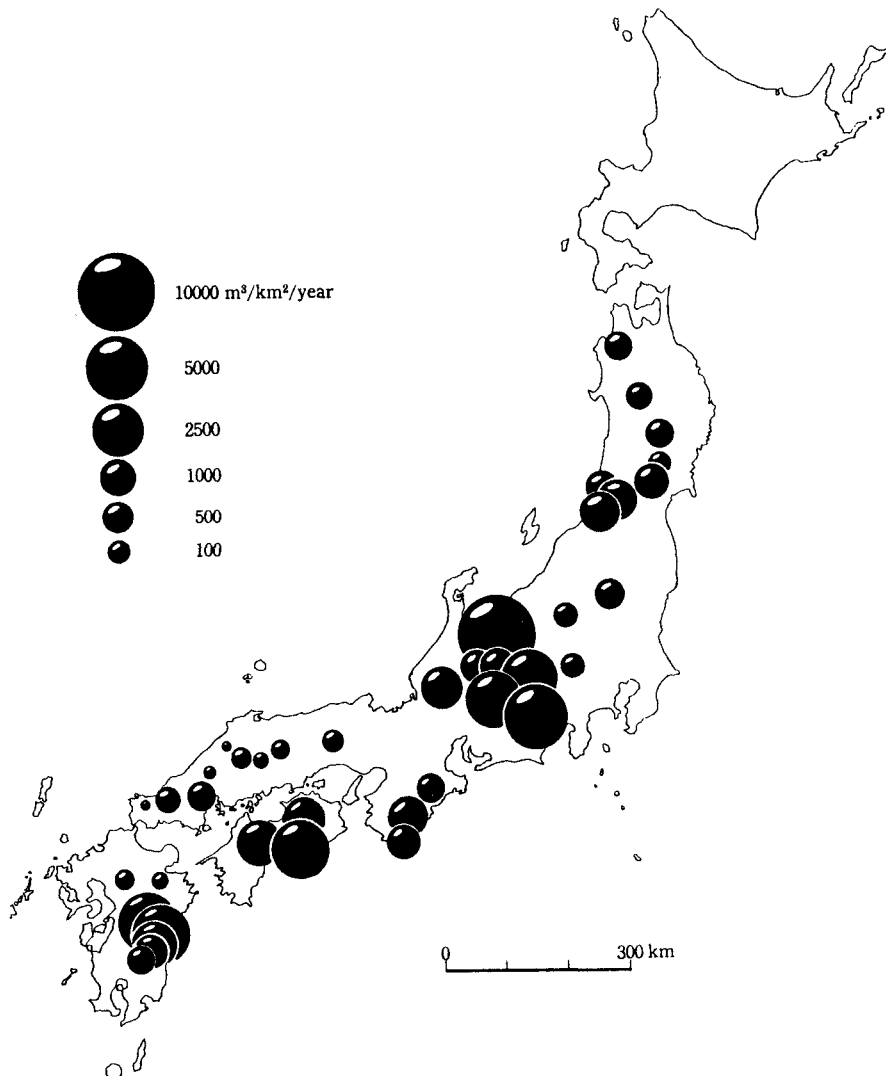


図4.14 貯水池の年平均堆砂量（吉川ほか、1973による）



湖の堆積物は山地斜面から流入した土砂をほぼ捕捉するので、過去の斜面変動の記録が良く保存されていると考えられる。そして、各湖沼によって差はあるものの、長さ1 m程度の試料で1000年近い環境変遷がわかると言われている。個々の斜面の変動を議論するには不利であるが、山地の浸食量を検討するうえでは湖沼堆積物は極めて重要である。個々の洪水に対応した洪水堆積物の把握は、山地における斜面変動の検出のための有効な手法となる。

(柳田 誠)

#### 4.4.3 斜面変動の年代推定法

斜面変動の発生年代を知ることは、現在の安定性の評価や将来の予測をおこなうためには不可欠である。ここでは、主として地すべりを対象として、その発生年代の推定法について述べる。斜面崩壊などに関しては、基本的には地すべりと同じ手法を用いればよい。

近年、地すべり地形の認識が進み、その結果、「地すべり」は地すべり地形の中の一部が再滑動したことが多いことがわかってきた。また、工事による法面掘削やダム湛水によっても、地すべり地形はしばしば再滑動し大きな問題となっている。そこで、地すべり地形の形成史を把握する必要性が生じてきた。地すべり地形の形成年代の新旧を知ることは、地すべりの長期的な安定性評価に有効である。

10<sup>2</sup>年オーダーまでの時間範囲は

1. 古文書の利用
2. 樹木年輪の解析

が有効である。一方、10<sup>3</sup>年オーダー以上になると、

3. 埋没土や埋れ木の<sup>14</sup>C年代測定
4. 時代のわかっているテフラ層と地すべり移動層の関係の分析(テフロクロロジー)
5. 時代指標地形と地すべり地形との位置関係、切り切れ関係(地形層序)
6. 地すべり地形の開析度

などが地すべり地形の形成期推定に有効な手法となる(地すべり学会東北支部、1992;柳田・長谷川、1993など)。

##### (1) 古文書の利用

最近数十年間に発生した斜面変動については、行政的に記録が多く残されている。それ以前の近世・中世に発生した斜面変動については、基本的には古文書などに残された記録を解読することになる。ただし、古文書には行政上のできごとや人間の居住と関わるような事象しか記されていないのが一般的で、直接斜面変動が記録されていることは少ない。これらの史料に記された日本における主な土砂災害については、高橋ほか(1986)にまとめられているので参照されたい。当然のことながら、時代を遡れば小規模な斜面変動は忘れられ、明治以前の記録では山崩れ、崖崩れは少なくなり、規模の大きいもののみが目立ち、地すべり

性崩壊、巨大崩壊が主となる。これは記録精度の問題である。

(柳田 誠)

##### (2) 樹木年輪の解析

日本のような湿潤温帯では、斜面変動によって形成された裸地には直ちに植生が進入し、やがて森林へと遷移する。したがって、生育する樹木の年輪を計測することにより、森林の生育開始時期、いかえれば斜面変動の発生時期を把握することができる。ただし、森林の遷移過程において、最初に進入するアカマツ、ハンノキ、カバなどの先駆樹種はやがて他の樹種に取って代わられる。このため、この手法を用いる際には、年輪を計測しようとする樹木の選択が重要であり、先駆樹種を選ばなくてはならない。それでも、樹木年輪から直接、斜面変動の発生時期を復元しようとしても、せいぜい数十年、まれに200~300年程度の期間に限られる。

一方、慢性的に移動の認められる地すべり地においては、生育する樹木が地すべりの移動にともなって一時的に傾くことがしばしば起こる。傾いた樹木はさらに成長する過程において自力でもとの直立方向に戻ろうとする。その際に斜面下側の組織が過大成長し、異常に発達した幅の広い年輪として記録される。このような現象は一般に「あて」と呼ばれている。したがって、地すべり地に生育する樹木の年輪中にこのような「あて」が認められた場合には、地表の変動の証拠となり、その時期も把握できる。

(吉永秀一郎)

##### (3) 埋没土や埋れ木の<sup>14</sup>C年代測定

地すべり地の埋没有機物の<sup>14</sup>C年代も、地すべり発生期を知る有効な手段となる。しかし、埋没有機物が地すべり発生時に取り込まれたものかどうかの検討が必要である。

図4.15は、地すべり堆積物での埋没有機物の産出様式を示したものである。地すべり斜面末端部のすべり面付近に挟まれた樹木片や埋没土壌は、テフラの場合と同様旧地表が移動地塊に覆われた結果で、地すべり発生期を示している(図4.15a①)。また、頭部の滑落崖直下や陥没地形の内部に崩積堆積物に覆われた木片や土壌は、不安定な滑落崖や開口部が崩れた際に取り込まれたと見られるので、地すべり発生期かその直後の年代を示す(図4.15a②)。また、地形や地すべり堆積物層相から見て移動地塊が泥流状やブロック化するタイプの場合、移動地塊中の有機物が地すべり発生年代を示す場合がある(図4.15b、c)。また、地すべりで形成された凹地形には、地すべりの安定後に泥炭や有機質粘土が堆積することがあり、これらの地層の下底は地すべり発生期またはそれ以降の年代を示す(図4.15d)。このように、地すべり移動層中のものは地すべりの形成期を示すとは限らないので、深礎工や集水井の掘削時に発見される埋木ではその産出状況(埋木の倒伏方向や幹の傷のつ

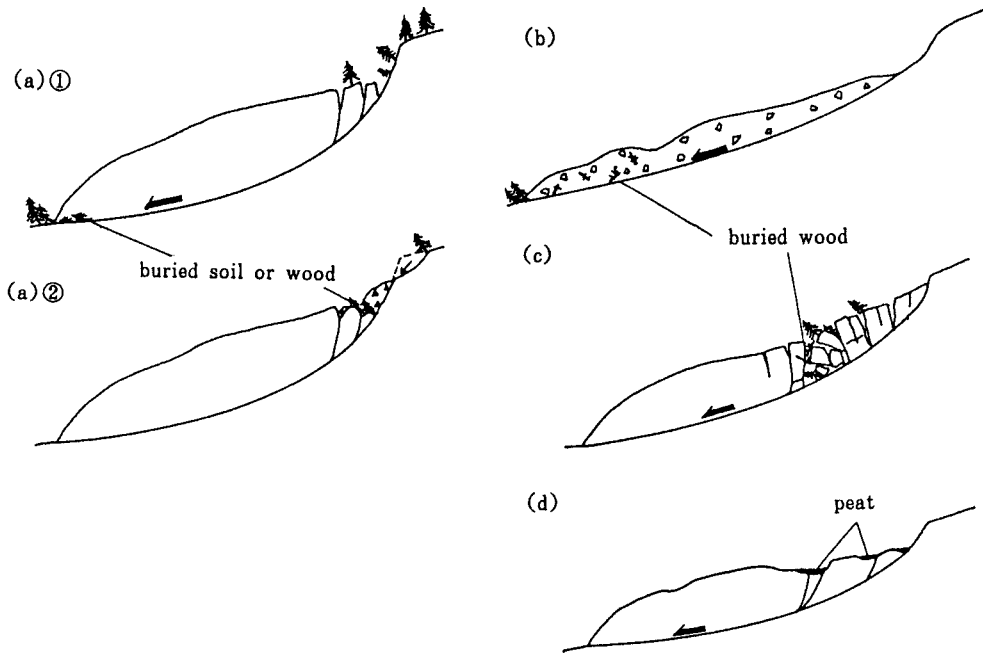


図 4.15 地すべりの発生年代を示す埋没有機物の堆積のしかた (Nakamura & Higaki, 1994による)

き方)を良く調べておくことが大事である。なお、<sup>14</sup>C年代測定は3.5~5.0万年前が測定限界である。

(檜垣大介)

(4) テフロクロノロジーの利用

テフロクロノロジーは、地すべり地形にも応用が可能である。図 4.16 は地すべり斜面におけるテフラの堆積の様式と、それから判断される地すべり地形の形成期を模式的に示したものである (中村・檜垣, 1991)。地すべり移動層をほぼ一様にテフラが覆う場合 (図 4.16a) は、そのテフラ降下以前に地すべり地形が形成されていたといえる。一方、図 4.16b のように移動土塊の間にテフラが急角度に入り込むような堆積状況は、当時の地表面に亀裂状の凹地があったことを推察させる。また、テフラが著しく擾乱されて移動土塊と混ざりあっている場合はテフラ降下後に地すべりが滑動したことが読み取れる (図 4.16c)。なお、地表にほとんど変形を伴わずに地すべりが移動した場合、テフラ降下後に地すべりが生じても図 4.16a のような堆積状態となる。この場合は、地すべり押し出し堆積域のすべり面直下の旧地表に同一テフラが残存していることがある。

(檜垣大介)

(5) 地形面との関係に基づく年代推定

段丘面はある形成時期をもった地形面であり、その形成時期を特定することが可能である。したがって、地すべり地形が段丘面を覆ったり、切られたりしていれば、両者の新旧関係が明らかになる。

東北地方北部や北海道中央部、北部では、氷期の周氷河環境下において凍結融解に基づく岩石の破碎と岩屑の斜面移動の結果、斜面凸部の削剝と斜面凹部の埋積が進み平滑

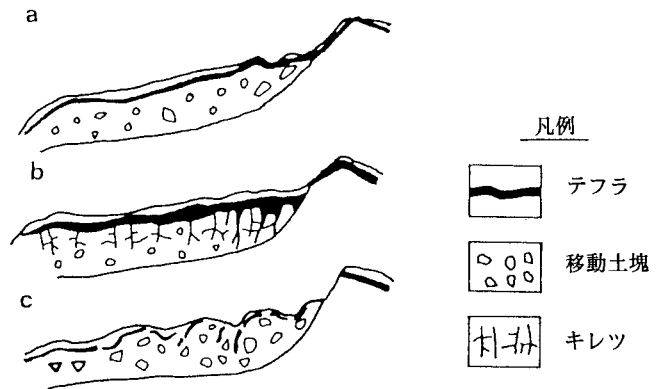


図 4.16 地すべりの地形上のテフラ堆積模式図 (中村・檜垣, 1991 による)

な斜面が形成された。この斜面は化石周氷河斜面と呼ばれ、シャープな傾斜変換部を持たない滑らかなうねった形態が特徴的である。日本の多くの化石周氷河斜面は最終氷期 (2~5万年頃) にその形成が行われたと考えられる (檜垣, 1987; 小峠, 1988など)。この化石周氷河斜面と地すべり地形との位置関係から、地すべりの発生期が最終氷期末以降であるかという推定が可能となる。

(檜垣大介)

(6) 開析度に基づく年代推定

すべての地形面は形成後に時間の経過とともに、流水などによって開析されてゆく。したがって、開析の程度 (開析度) は時間とともに増加するはずである。すでに、日本でも開析度と年代との間に相関関係が成り立つことが、段丘面や成層火山について報告されている (鈴木, 1969;

表 4.2 開析度を計測した地すべり地形一覧 (柳田・長谷川、1993による)

No.	Landslide	Prefecture	Age(year)	Degree of dissection(%)	Land slide area(km <sup>2</sup> )	Landslide type	Age method
1	Taira	Tokushima	200 ~ 300 ×10 <sup>3</sup>	33	0.39	G	P
2	Kuromaru	Kochi	9340 ± 170	8.5	0.15	G	<sup>14</sup> C
3	Morito	Tokushima	15400 ± 400	16	0.19	G	<sup>14</sup> C
4	Ogawa	Niigata	200 ~ 300 ×10 <sup>3</sup>	20	0.27	G	M
5	Kubota	Niigata	6 × 10 <sup>3</sup>	3.6	0.083	G	M
6	Shimotsuike	Ehime	2050	1	0.09	G	<sup>14</sup> C
7	Yoshii	Ehime	1950 ± 80	1	0.065	G	<sup>14</sup> C
8	Shimojizoji	Kochi	100 ~ 200 ×10 <sup>3</sup>	17	0.37	G	<sup>14</sup> C
9	Onikobe-kitataki	Miyagi	3130 ± 240	1	0.30	G	<sup>14</sup> C
10	Akitakomagatake	Akita	12000	11	0.63	G	T
11	Nemorida	Akita	3000~8000	4.3	0.7	G	<sup>14</sup> C
12	Tsuta-onsen	Aomori	7000~8000	7.6	5.3	G	T
13	Isarizawa	Hokkaido	11020 ± 260	11.5	0.065	G	<sup>14</sup> C
14	Amou	Kochi	350 ± 80	1	0.33	G	<sup>14</sup> C
15	Kuki	Tokushima	2000~5000	2.2	0.23	G	<sup>14</sup> C
16	Higashiterauchi	Kochi	100 ~ 200 ×10 <sup>3</sup>	9	0.17	G	P
17	Nakayamatouge- seihou	Hokkaido	>31250	7.7	1.4	G	<sup>14</sup> C
18	Muineyama-hokuto	Hokkaido	7090 ± 170	5.5	1.4	SF	<sup>14</sup> C
19	Sugenuma	Miyagi	30~40 × 10 <sup>3</sup>	19	0.93	Sl	M
20	Shironuma	Miyagi	30~40 × 10 <sup>3</sup>	8.5	1.8	Sl	M
21	Nishikawahara	Nagano	22510 ± 130	15	0.068	SF	<sup>14</sup> C
22	Nagamine	Tokushima	1 Ma	100	1.1	G	S
23	Inokubo	Tokushima	30 × 10 <sup>3</sup>	10	0.068	G	M
24	Sanokamiura	Tokushima	5000	1		G	M
25	Kirihata hill	Tokushima	1 Ma	100	4.7	G	S
26	Kagada	Hukushima	5160 ± 100	5.0	0.2	G	<sup>14</sup> C
27	Yachi	Akita	7310 ± 190	3.5	0.29	SF	<sup>14</sup> C
28	Ikeda-shinyama	Tokushima	0.5 Ma	96	0.92	Sl	M
29	Kuranami	Nagano	5260 ± 150	5.8	0.26	G	<sup>14</sup> C
30	Kamenose- Shimizudani	Nara	>37800	9.2	0.16	Sl	<sup>14</sup> C
31	Kamenose-Touge	Nara	26320 ± 1860	7.8	0.32	Sl	<sup>14</sup> C
32	Ubasute	Nagano	100 × 10 <sup>3</sup>	15	0.82	Sl	T
33	Nakamaruke	Niigata	25500 ± 2450	8.5	0.27	Sl	<sup>14</sup> C
34	Satoyama	Nagasaki	32480	9.7	0.078	G	<sup>14</sup> C
35	Ohnuke	Nagasaki	18800 ± 300	6.8	0.11	G	<sup>14</sup> C
36	Higashinomyo A	Niigata	3000~6000	3.9	0.13	G	<sup>14</sup> C
37	Higashinomyo B	Niigata	80~130 ×10 <sup>3</sup>	15	1.0	Sl	S
38	Yoshinotaira	Miyagi	30~40 × 10 <sup>3</sup>	21	1.4	G	M
39	Niseipaomanai	Hokkaido	15~32 × 10 <sup>3</sup>	9.0	0.082	G	T
40	Chisaka	Hokkaido	10 × 10 <sup>3</sup>	10	0.15	G	M
41	Shirasunagawa	Gunma	5890 ± 120	5.9	0.13	G	T
42	Ohkubo	Saitama	10 × 10 <sup>3</sup>	5.3	0.24	G	M
43	Kurihara	Saitama	150 × 10 <sup>3</sup>	25	0.075	G	M
44	Tochizawa	Iwate	150 ~ 200 ×10 <sup>3</sup>	30	0.16	G	M
45	Hiyamizu-nisi	Iwate	10 × 10 <sup>3</sup>	7.0	0.023	G	M
46	Fujikura-kita	Iwate	10 × 10 <sup>3</sup>	3.4	0.027	G	M

Landslide type, G : rock glide, Sl : slump, SF : slump earth flow

Age determined method, <sup>14</sup>C : carbon-14 dating, T : tephrochronolgy, S : stratigraphy

P : palaeosol, M : morphostratigraphy

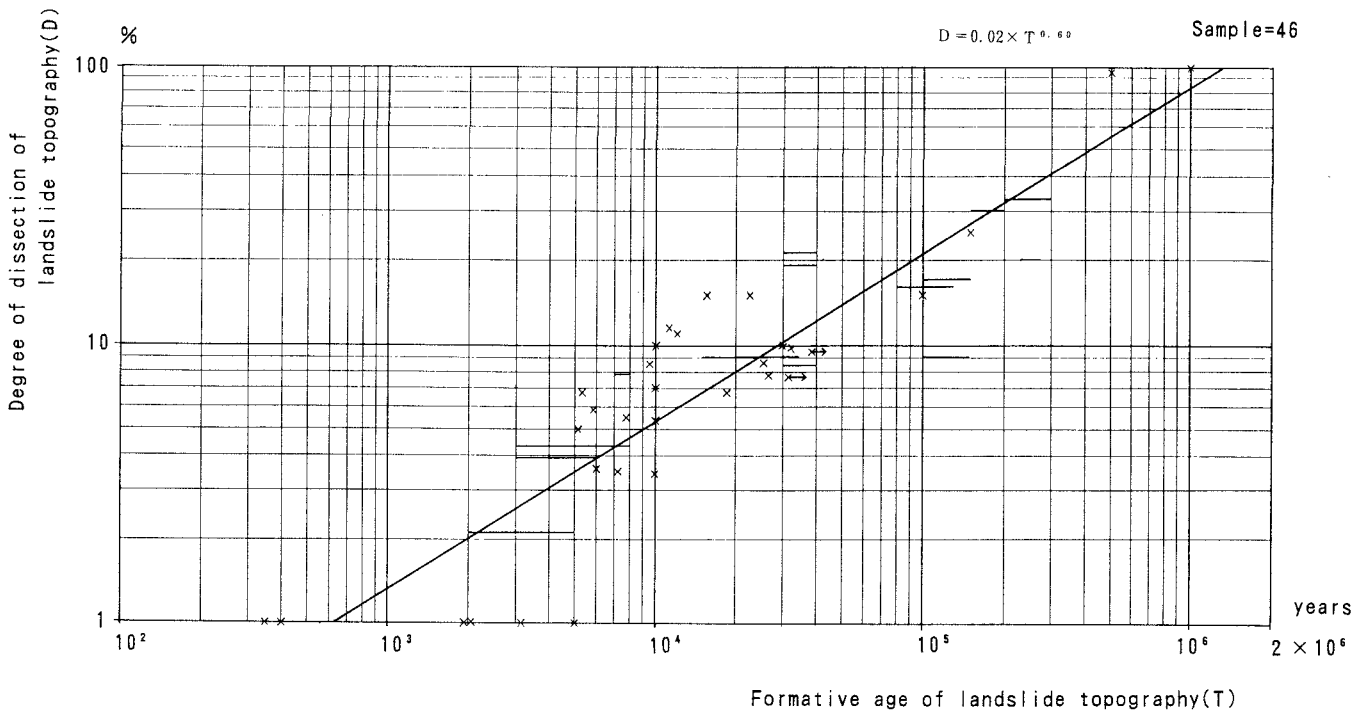


図 4.17 地すべり地形の形成年代と開析度との関係 (柳田・長谷川、1993による)

Tokunaga et. al., 1980など)。したがって、地すべり地形についても同様の関係が存在することが期待できる。柳田・長谷川 (1993) は、日本において既に年代がわかっている地すべり地形 (特に岩すべり) の46例を収集し、それらについて、地形の開析度と年代との相関関係の検討を行った (表 4.2)。

地すべり土塊の開析度としては、計測方法が簡便な地すべり土塊に対する開析谷の面積比を計算した。なお、流動型の地すべりは滑動頻度が高く、薄く流動するので、開析谷が発達しにくい、あるいは開析谷が形成されても埋められてしまうのでこの手法の適用が困難である。

形成年代 (T) と地すべり地形の開析度 (D) との間に

$$D = 0.02T^{0.69} \quad (4.1)$$

の関係を得た (図 4.17)。すなわち、地すべりによって形成された地すべり土塊は1万年で約5%、10万年で約20%、100万年で消失する傾向を有する。

これによって、年代資料のない地すべり地形についても、地形的な開析度から、おおよその形成年代を推定できるようになり、地すべり地形の形成史を考えることができる。図 4.18 には年代のわかっている地すべり地形の開析度計測例を示す。

一方、日本における段丘面の開析程度をみると数10万年から50万年程度で原型をとどめなくなると思われる。すなわち、地すべり地形の開析速度は日本における段丘面のそれと比較すると、やや遅いか同等程度のものである。開析

速度は降水量、浸食基準面に対する立地条件 (例えば下刻の盛んな河川からの距離) などの要素によっても変動があると予想される。

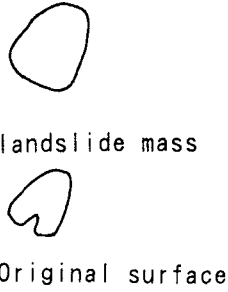
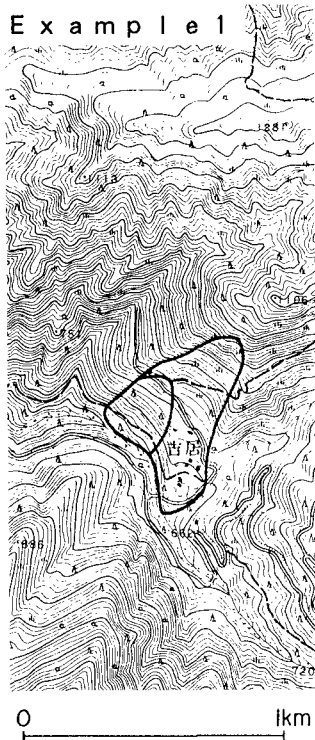
(柳田 誠)

#### 4.5 斜面変動史のとらえ方

##### 4.5.1 歴史時代の斜面変動

昭和42年～平成2年までの24年間で11,694件の斜面変動があり、死者1,428人をだしている (砂防学会、1992)。この期間における平均山崩れ数は487件/年であり、最大は1,220件/年で最小は27件/年である。斜面変動の再来周期は通常、人間が観測し得る期間より長いので、このくらいの発生数の違いは自然界におけるバラツキの中に入っており、あまり意味のあることではない。小規模な斜面変動は頻繁に発生する土砂移動現象であり、その発生周期は4.7.1で後述するように数百年から数千年であり、通常、人間が観測し得る期間より長い。このため、史料の解析においては斜面変動が著しく集中している時期やまばらな時期が出現するのかもしれない。

なお、巨大崩壊については、先に紹介した高橋ほか (1986) の年表に基づくとおよそ100年に1件である。ただし、昭和42年～平成2年の24年間で巨大崩壊は昭和52年の水見市五十谷地すべりと昭和59年の長野県御岳くずれの2件発生している。巨大崩壊は山崩れに対して規模が $10^4 \sim 10^6$ 倍であるから、本来、再来周期はさらに長いと推測できる。近年



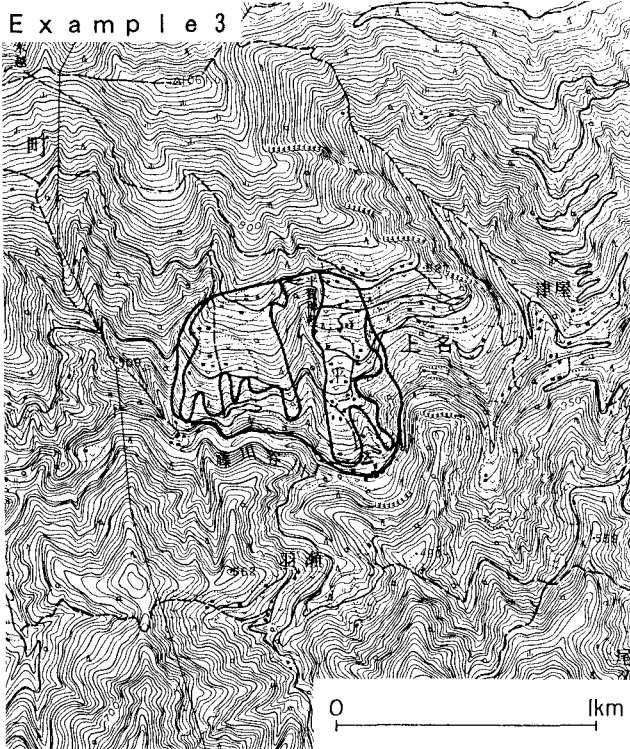
Yoshii Landslide(No.7)  
D=1%, T=1950±80ys. B.P.

2万5千分の1地形図「西条」の一部を使用

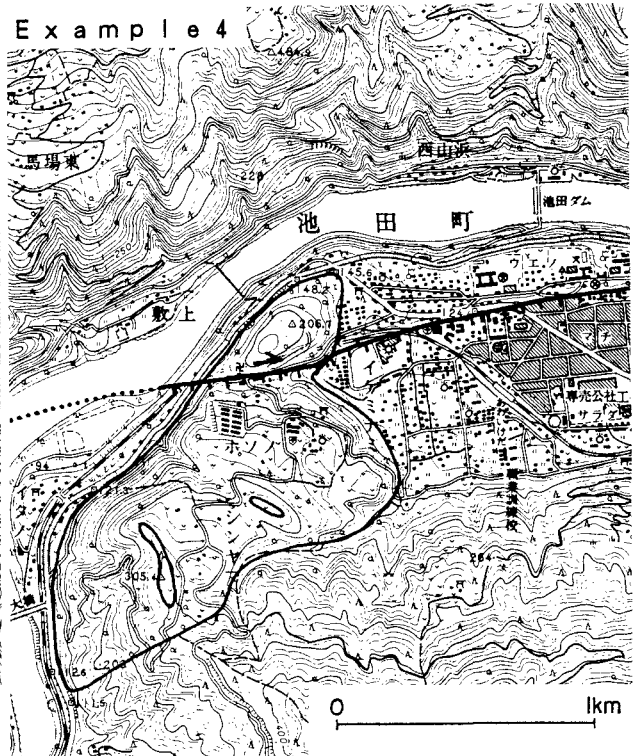


Inokubo Landslide(No.23)  
D=10%, T=Ca. 30×10³ys. B.P.

2万5千分の1地形図「阿波池田」の一部を使用



Taira Landslide(No.1)  
D=30%, T=Ca. 200-300×10³ys. B.P.  
2万5千分の1地形図「野鹿池山」の一部を使用



Ikeda-shinyama Landslide(No.28)  
D=96%, T=Ca. 500×10³ys. B.P.  
2万5千分の1地形図「阿波池田」の一部を使用

図 4.18 地すべり地形の開析度の計測例 (柳田・長谷川、1993による)



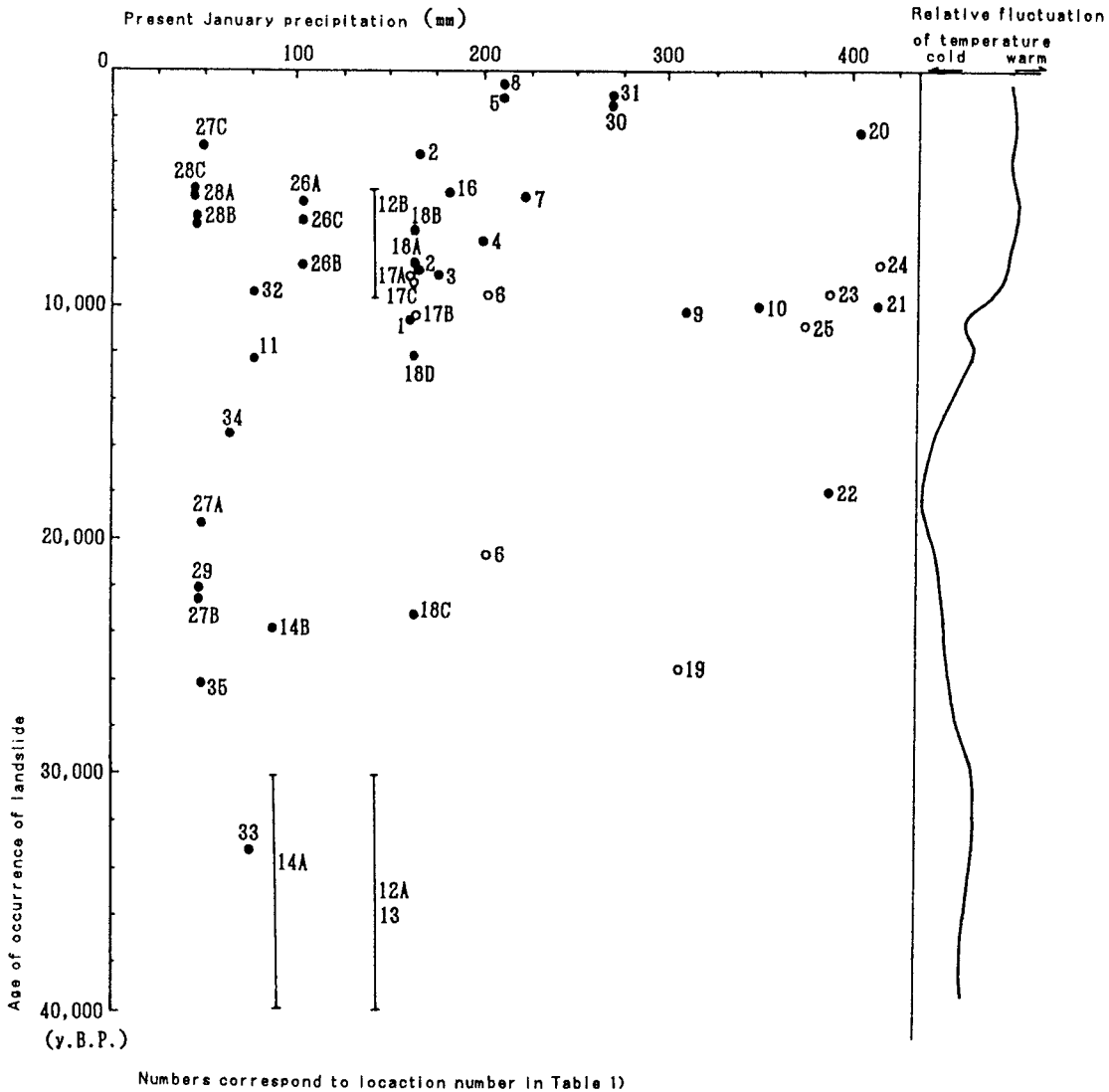


図 4.19 地すべり地の埋没有機物の <sup>14</sup>C年代とその地すべり地の現在の1月の降水量 (Nakamura and Higaki, 1994による)

に2例の巨大崩壊が認められたのも、確率上のバラツキの問題と考えられる。

(柳田 誠)

#### 4.5.2 年代測定結果による地すべりの多発期の検討

これまでに地すべり地で多数の <sup>14</sup>C年代値が得られ、最終氷期後半の海面低下による浸食活発化期・最終氷期末から完新世初頭の気候温暖湿潤化期・縄文海進が生じた温暖化期に地すべりが多発化したとされる (寺川ほか, 1986)。これまで明らかになっている地すべり発生年代と、その得られた地すべり地の現在の冬季(1月)降水量との関係を見ると、12~8 ka前から冬季降水量の多い地域で地すべり発生が増加していることがわかる(図 4.19)。これは、氷期の乾燥寒冷な気候から温暖化に伴う海面上昇によって、この時期に日本海に対馬暖流が流入するようになって今日のような日本海側の多雪気候が形成され(安田, 1984)、日本海側で地すべりが多発するようになったものらしい

(Nakamura and Higaki, 1994)。

気候条件のような誘因の変化だけでなく、地すべりの発生には第四紀の急激な山地の隆起による浸食ポテンシャルの増大がかかわっているとされている(藤田, 1982)。また、出羽丘陵や奥羽山脈では、近傍火山から噴出したテフラと地すべり堆積物との層序関係から、火山活動に伴って旧期地すべりの発生があったことが指摘されている(阿部ほか, 1991)。

(檜垣大介)

#### 4.5.3 地形特性からみた斜面変動の発生期の検討

##### (1) 遷急線と表層崩壊発生位置との関係

遷急線より上部の斜面は、それより下部の斜面の支持の一部が失われているため、不安定な状況に置かれている。さらに、遷急線より上方の斜面・平坦面では下方の斜面より起源が古く、崩壊予備物質となる風化物が厚い。このような素因のために、遷急線付近は斜面変動が発生しやすい

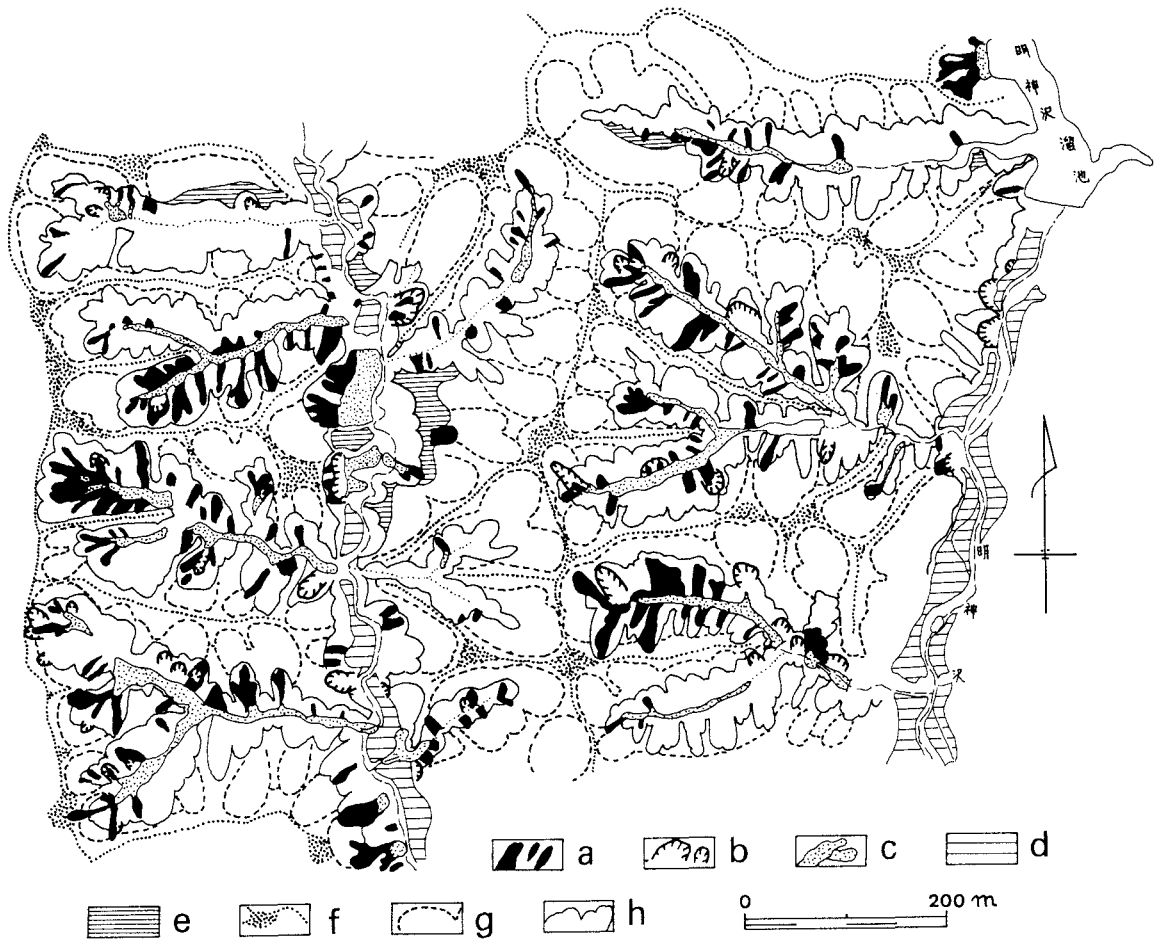


図 4.20 遷急線と1986年8月に発生した崩壊の分布

ことが指摘されている。

仙台市東北方の富谷丘陵（宮城郡利府町）では、1983年4月に860haにおよぶ大規模な山火が発生し、丘陵地を覆っていた植林のスギやコナラを主体とする2次林などの植被が消失して、広範な微地形の観察が可能になった。その3年後、この一帯は400mmを越える豪雨にみまわれ、山火による植生消失地の中だけでも約2000カ所におよぶ表層崩壊や小規模な地すべりが発生した。そこで、微地形分類の結果と表層崩壊の発生との対応関係を検討した（図4.20）。調査地の地質は、大部分が中新世後期の浅海性半固結、砂質堆積物で構成される。地形は、稜線高度が海拔100m内外によくそろっており、その背面はほぼ平坦に見える。一方、谷底高度は海拔30~40m程度であり、谷底から稜線部までの比高は60m内外とあまり大きくない、尾根から谷底までの斜面の平均縦断勾配は25~30°である。

流域面積約12haの小流域（図4.21）において、微地形の形成プロセスや物質構成、形成の期間・時期の新旧などの諸特徴に基づき、頂部斜面、谷壁斜面、谷頭部、谷底面に斜面単位を大別した。それらを形態、空間的な配置、土壌特性などによって、さらに数種の微地形単位に細分した。

頂部斜面は流域の分水界に沿って分布し、縦断・横断方向ともに凸型の断面形態を示す。谷壁斜面は、明瞭な遷急線で上下に区分される。上部谷壁斜面は、頂部斜面および後述する下部谷壁斜面などと遷急線で境され、詳しくみると凹型の水平断面を持つ斜面のくりかえしで、従順化した古い崩壊地形の集合である。下部谷壁斜面の縦断形は平均勾配が30°内外の、直線状ないしやや凹型、水平断面は多数の凹型斜面からなる。さらに、この微地形単位の最下端部には、最近発生したと推定される新鮮な溪岸崩壊やガリーによる極めて急傾斜の部位がある。谷頭部は、上部谷壁斜面を更に掘り込む形で谷壁にやや大規模な凹部を作っており、さらに上部谷壁斜面、谷頭凹地に細分される。谷頭凹地の下部は、上部谷壁斜面の微小崩壊でもたらされたと思われる厚さ数メートルに達する累積成の土壌が形成され、それが下端部すなわち水路上端部でしばしば崩壊している。

谷壁斜面を崩壊に起因する微細な地形の集合と考えると、谷頭部や谷壁斜面は、そのほぼ全域が縦・横断面形が凹型の崩壊起源と推定される微細な地形のモザイクであるとして理解される。谷頭部を除けば、明瞭な崩壊痕の上端

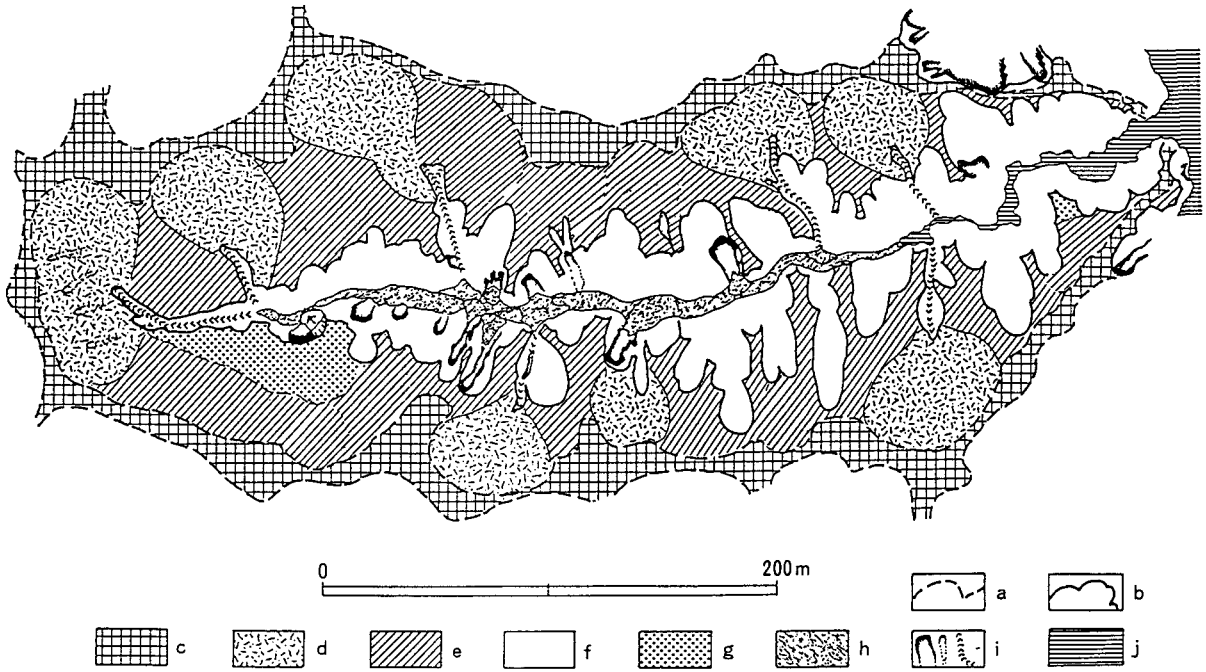


図4.21 富谷丘陵の微地形構成と崩壊地形の例

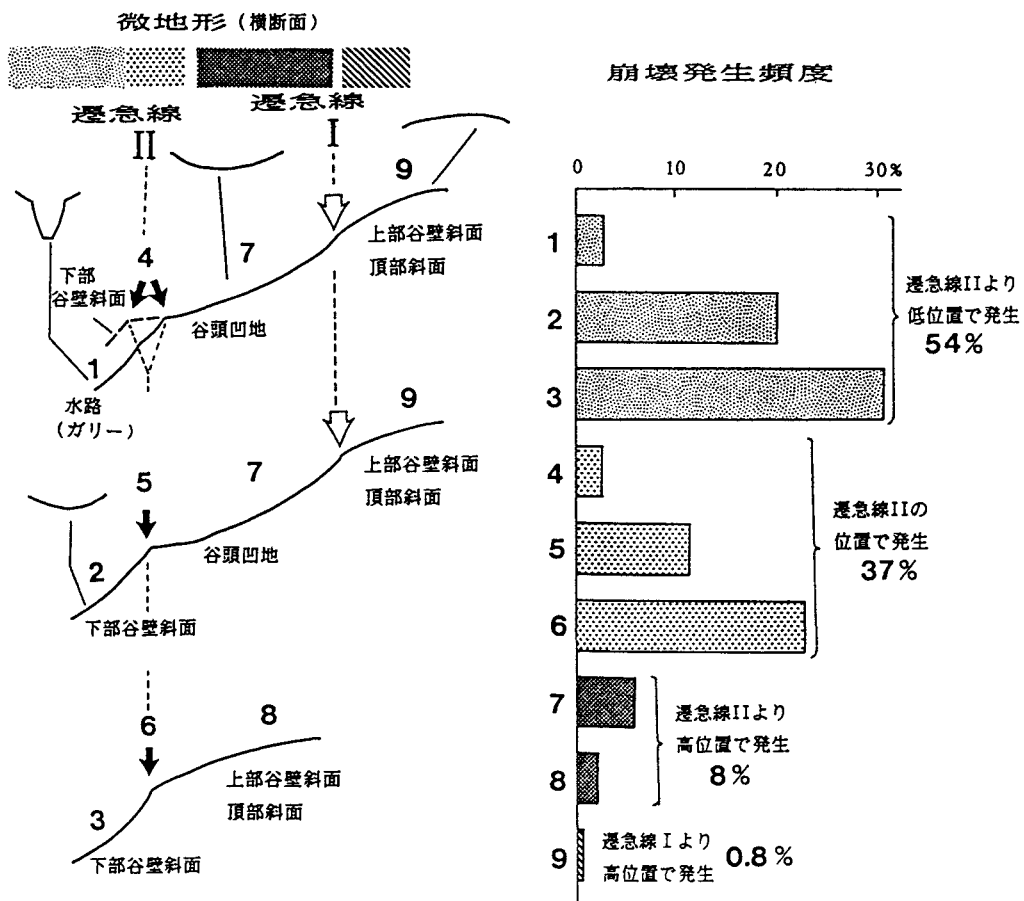


図4.22 微地形単位・遷急線と表層崩壊の発生位置との関係

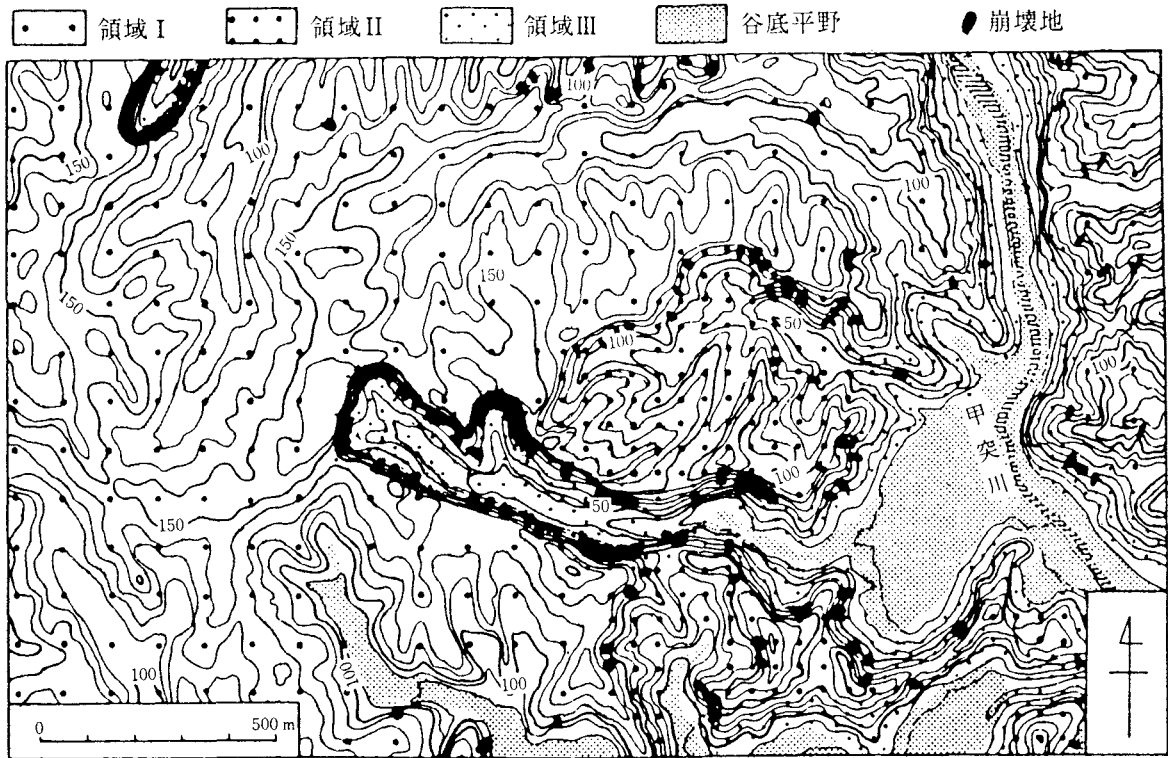


図 4.23 1993年鹿児島豪雨による鹿児島市犬迫付近の崩壊の分布 (丹羽ほか、1993による)

部を連ねたものが、微地形分類の上部・下部谷壁斜面の境界をなす遷急線であり、この境界は水系に沿って、先に述べた最終氷期に形成された段丘を切る崖(段丘崖)、および谷奥部の上部・下部谷壁斜面に挟まれる麓部斜面を切る崖に連続する。

崩壊跡地の形態の明瞭度や崩壊壁の切り合い関係などから、平滑ないし尾根型の斜面を斜面崩壊によって形成された斜面が、水系に沿って、谷壁斜面脚部から順次蚕食しつつあるとみなすことができる。上部・下部谷壁斜面を境する遷急線(図 4.21 の遷急線 II)は、後氷期の崩壊型斜面の浸食前線である。なお、地形変化が極めて緩慢な頂部斜面群と上部谷壁斜面および谷頭部との境界をなす遷急線(図 4.21 の遷急線 I)は斜面の縦断形の変換線として形態的に極めて明瞭な線である。崩壊の発生位置を特定するという観点からは、尾根と谷との境界の遷急線よりも、現在の環境下で崩壊が発生する領域とそうではない領域との境界を意味する下位の遷急線の方が重要である。

1986年8月の豪雨が引き金となって発生した表層崩壊は、遷急線 II よりも下位が最も多く、総崩壊数の91%に達している(図 4.22)。一方、遷急線 I と II の間で、上部谷壁斜面領域に発生した崩壊は約 2%、同じ位置にある谷頭部は、約 6%にしか過ぎない。この事実は、下部谷壁斜面こそが、後氷期という現在の環境下で崩壊が発生する活発な地形変化の場であることを示している。

なお、1993年鹿児島豪雨の際にも、鹿児島市犬迫付近の

シラス台地においては遷急線付近で崩壊が多発し、特に最も下位に位置する新しい遷急線に沿った場所での崩壊が多かった(図 4.23: 丹羽ほか、1993)。

(宮城豊彦・熊木洋太)

## (2) 地形面・斜面区分との関係に基づく地すべり発生期の検討

先に述べたように、段丘面と地すべり地形との関係から、地すべりの発生時期を推定することができる。

四国の吉野川支川祖谷川流域では、地すべり末端の高度は段丘面や現河床に一致するので、地すべりの発生時代は段丘面や現河床形成時期に対応すると考えられている(古谷、1977)。秋田県阿仁川の支流小又川流域では、3段の河成段丘と地すべり地形との関係が検討された(図 4.24)。開析の進んだ地すべり A の移動土塊は段丘面 II によって末端が切れ、地すべり B (根森田地すべり) のすべり面末端部は段丘面 II より 30m ほど低い位置にある。これらのことから、地すべり地形 A は段丘面 II より古く、地すべり B の末端部分は段丘面 II より後に形成されていることが明らかにされた。なお、すべり面付近の埋木の  $^{14}\text{C}$  年代から、地すべり B は約 3700 年前に形成されたと考えられている(阿部ほか、1991)。また、寺戸(1980)は、青森秋田県境付近と秋田県本荘市付近に多く見られる古期崩壊地形について、段丘面との対比からこれらの崩壊が下末吉面形成期に多発したことを示し、高田ほか(1994)は、四国の仁淀川や肱川流域の地すべりと河岸段丘の対比から、地すべりは更新世後期

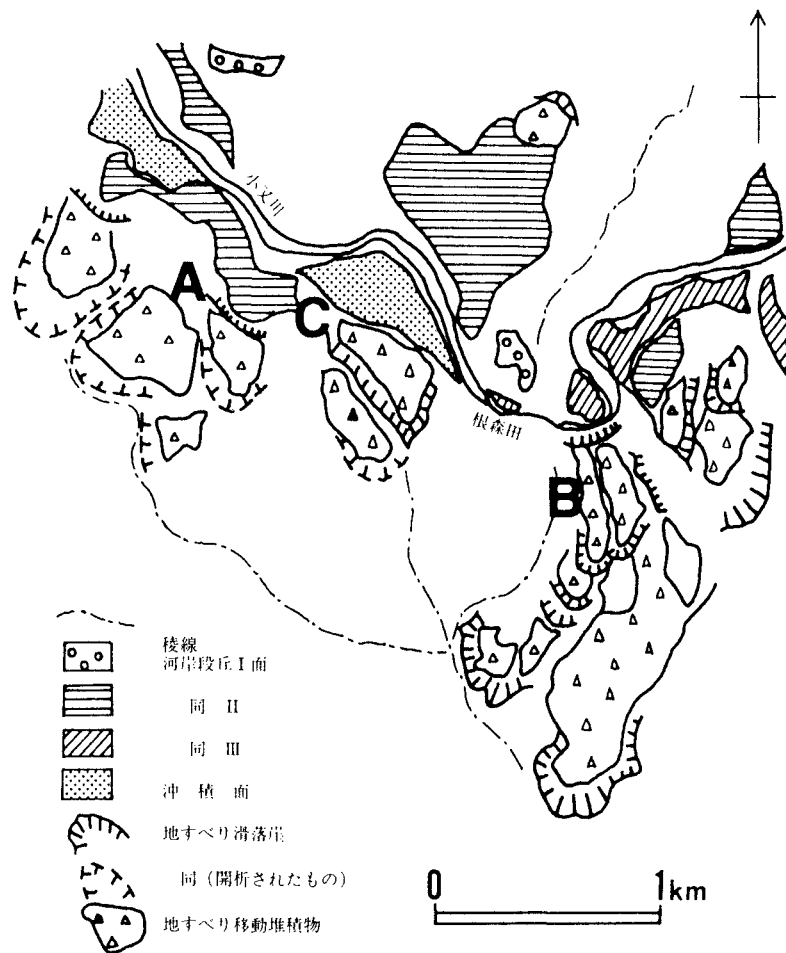


図4.24 秋田県阿仁川支流小又川沿いの河成段丘と地すべり地形（地すべり学会東北支部、1992による）

に発生したことを示している。さらに、青木(1986)、青木ほか(1994)は、新潟県下において、地すべりは山頂小起伏面と現河床間の斜面に分布し、いくつかの遷急線や段丘面を境に区分されることを示し、河床低下に伴って地すべりが発生し、斜面下方の地すべりほど新しい時代の地すべりであることを明らかにした。

一方、遷急線も浸食基準面の低下によって形成されると考えられる。香川県阿讃山地において遷急線を抽出して作成した地形面区分と地すべりとの関係を図4.25に示した。地形面は4区分され、地すべり地は比較的古い時代の地形面に分布する。地すべり地が多く分布する地形面上におけるボーリング調査結果によれば、土砂状の風化帯層厚が20m以上に及んでいる。このことから、古い斜面での風化帯の形成が地すべり分布を規制するものと考えられる。またこの地域の段丘面を含む河川縦断図(図4.26)と地形区分図との関係から、地すべり地が多く分布する斜面の形成期は高位段丘形成時期に対応し、地すべりの発生時期はその後の風化帯の形成と強い浸食作用が及んだ時期(下末吉期以降)であることが推定される。

以上のように段丘面と地すべり・崩壊との関係から、多くの古期崩壊や地すべりは局地的な浸食基準面となる河床

高度の変化と密接に関わって発生し、特に下末吉期以降の後期更新世に多発したと考えられる。

(上野将司・檜垣大介)

(3) 発達史からみた大規模崩壊

1984年長野県西部地震の際に、御岳火山の南斜面の伝上川上流で発生した御岳くずれは、以下にまとめる崩壊した斜面の発達過程が崩壊発生の素因に深く関わっていることが明らかにされている(長岡、1987)。

- ① 成層火山の山腹にV字型開析谷の形成(数万年前)
- ② 溶岩・火山砕屑物が上述の開析谷を埋積。最下部は降下軽石層
- ③ 周辺が開析され、当初開析谷があったところが尾根状に残る(地形の逆転)
- ④ 後氷期の温暖化に伴う岩屑供給の減少、雨量増加などの影響もあり、谷の下方浸食が急激に進行(比高約50m)
- ⑤ 斜面基部の下方浸食が進み、埋積されていた旧谷底の位置まで谷底が低下
- ⑥ 斜面の不安定化により、斜面上部に微小滑落崖の形成、斜面基部における小規模な崩壊の発生
- ⑦ 降雨後の地震動をひきがねに、風化した降下軽石層をすべり面とした大規模崩壊が発生。もとのV字型開析谷



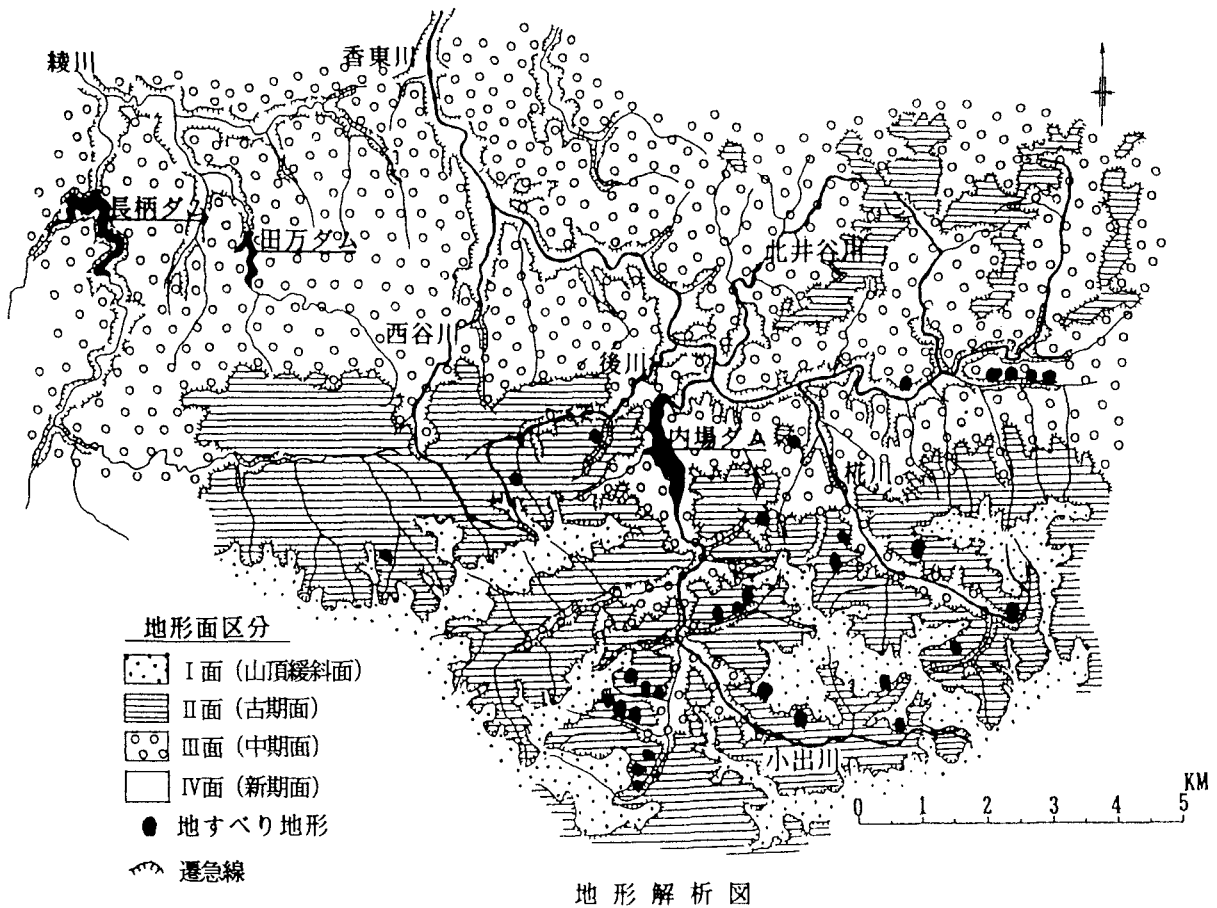


図 4.25 香東川流域の地形解析図 (上野・田村、1993による)

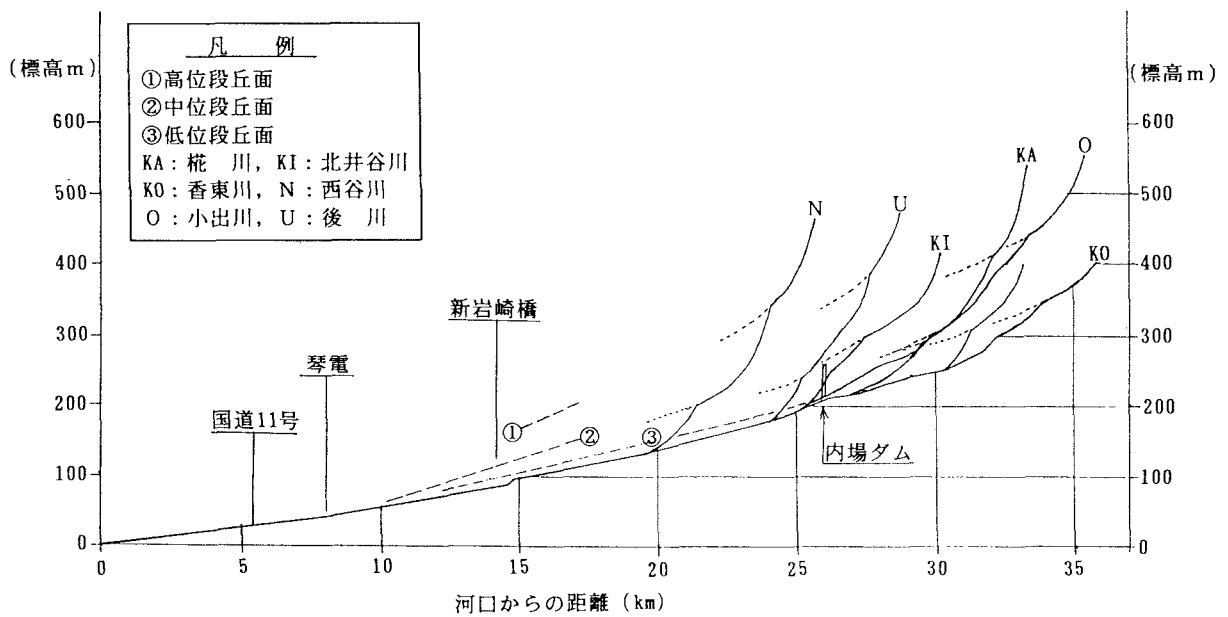


図 4.26 香東川水系の河床縦断形 (上野・田村、1993による)

が露出

このように、尾根の末端脚部の浸食が進んで埋没谷上の不安定物質の押さえが失われたことが、この崩壊の発生につながった。崩壊発生にいたる直接の誘因は地震であって

も、素因の形成過程を考える上で崩壊した斜面の履歴が大きく関わっており、斜面の変遷（発達）の一過程として発生したといえよう。

(熊木洋太)

(4) 斜面発達史からみた地すべりの変遷

地すべりの活動による斜面の変遷過程、すなわち地すべり地形の発達過程については、渡(1986)、高浜・伊東(1989)によって概念が示されている。しかし、その速度については明らかではなく、第四紀地形発達における地すべりによる地形変化の位置付けも不明な面が多い。高知県仁淀川上流にある長者地すべり地の基盤地質は、黒瀬川構造帯の準片岩化した粘板岩・砂岩を主とし、局所的に蛇紋岩・花崗閃緑岩(三滝火成岩と呼ばれる)が存在する(図4.27)。地すべりは、対策工施工前の昭和30年代には年間1mを越える移動があり、末端は長者川にまで及んでいる。高知県で実施した多数のボーリング調査結果から、地質断面図を描くと図4.28のようになる。移動地塊中には蛇紋岩塊や三滝火成岩礫が含まれる。地すべりの基盤岩や周辺斜面におけるそれらの位置とを比較し、地すべりの移動過程を解析した(檜垣、1992)。

地すべり斜面の上部で図4.28の移動地塊中の蛇紋岩は、約100m上方のすべり面下にある蛇紋岩が起源と考えられる。一方、下部斜面のすべり面直上に分布する蛇紋岩はすべり面下や側斜面にまとまって分布する蛇紋岩が起源と考

えられ、地すべり移動量は300mとなる。したがって、地すべり斜面中・下部は上部よりも地すべりの歴史が古いことになる。

竹内(1980)は史実に基いて、長者地すべりによる地表地物の移動過程を解析した。その結果とすべり面上下での対比層の位置のずれを対応させると、上部斜面の地すべりは、1886年の豪雨による長者川河道位置の変化で地すべり斜面下部が浸食されるようになって始まったと考えられる。また、1411年から1886年までは20cm/年の移動があったと考えられ、それから推定すると、中・下部斜面の地すべり移動開始は1886年から約1000年前、すなわち平安時代初期となる。これは、延暦年間(792年)の斜面大崩壊によって、旧長者川が地すべり斜面の末端付近を流れるようになった時期とほぼ一致する。

なお、中部斜面上半部の移動地塊は東側斜面からしか供給されない三滝火成岩礫を多く含む崖錐性の堆積物が主体を占める(図4.28)。また、東側斜面には地すべり跡地形が存在する。約1000年間続いた地すべりによって中部斜面の頭部に凹地形が形成され、それにとまって末端が不安定となった東側斜面で繰り返し崩壊・地すべりが発生したた

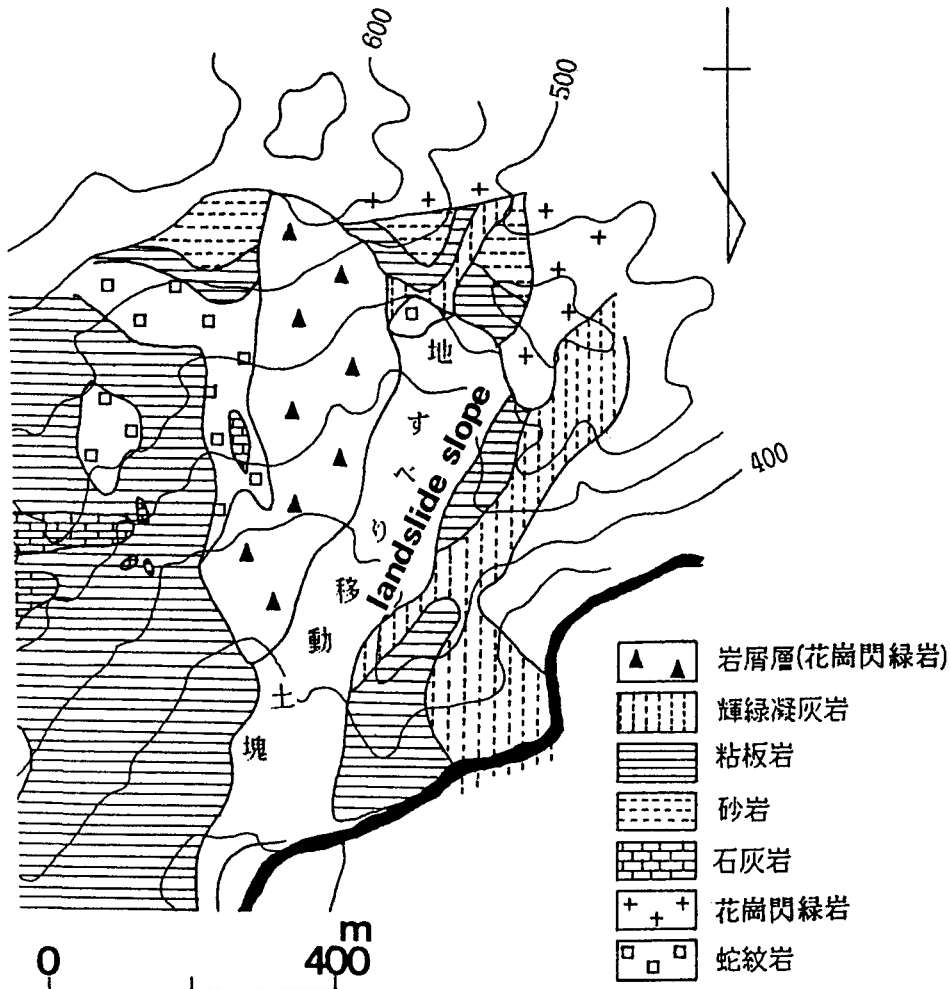


図4.27 長者地すべり周辺地質図(藤田・竹内、1982による)

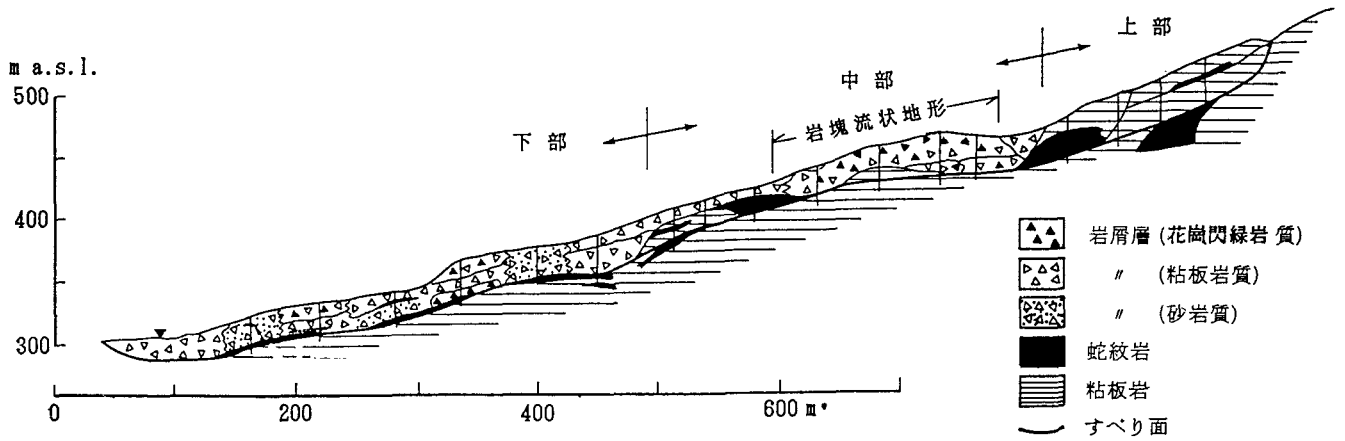
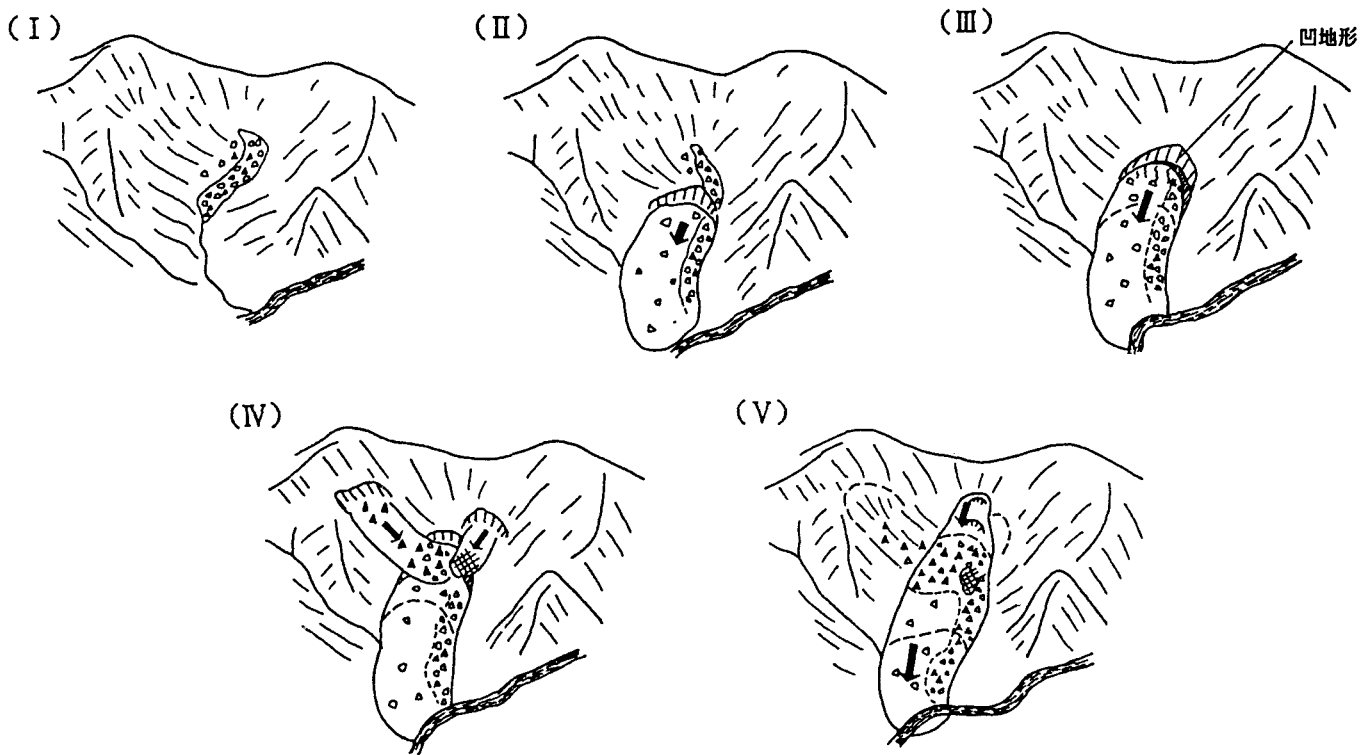


図 4.28 長者地すべり地の地質縦断面図 (檜垣、1992一部改変)



(I) 岩層に埋められたガリーの存在する谷地形  
 (II) 第I期地すべり  
 (III) 第II期地すべり  
 (IV) 地すべり斜面両サイドからの地すべり、土壌の進入・堆積  
 (V) 上部斜面を含めた現在の範囲の地すべり(第III期地すべり)

図 4.29 長者地すべり地の斜面変遷過程 (檜垣、1992による)

めに、崩落物質が崖錐となって中部斜面の頭部凹地を埋めたことが推察される。このため、中部斜面頭部における凹地の形成にも関わらず、背後の上部斜面がすべり出さなかったと考えられる。

以上のような地すべり地の斜面変遷過程を概念的に示すと図 4.29 のようになる。長者地すべり地では、わずか1000余年の間に地すべり地形の概型が形成され、その中で現在の地すべりが活動している。地すべりによる移動土砂が絶

えず運び去られる環境では、地すべり斜面がなかなか安定化しないので、かなり速い地形変化が生じている場合がある。日本では第四紀とくに湿潤温暖な後氷期において地すべりが地形変化に果たした役割は大きいものと予想される。

(檜垣大介)

## 4.6 第四紀後期における斜面発達史

### (1) 最終氷期における斜面変動

最終氷期には山地斜面は氷期の寒冷乾燥気候のもとで、東北日本・北海道ならびに中部日本の高標高の山地においては周氷河作用の卓越する領域が増大したと推定される(小嶋、1972; 貝塚・鎮西、1986)。このような場所では平滑な斜面が形成され、凍結破碎によって岩屑の生産が盛んになったと考えられている。一方、周氷河環境下にならなかった場所でも、氷期には斜面変動を引き起こす降水量が減少したと考えられている(Sugai, 1993) ことから、現在と比べて表層崩壊などの斜面変動は減少したと推定される。一方で、気温の低下に伴う凍結融解作用や蒸発散量の減少による土壌水分の増加などの影響を受け、ソリフラクションなどの流動に近い形で斜面プロセスが起こったことが推定されており(山本、1989など)、それによって、少なくとも西南日本以東では山麓部に緩斜面が形成された場所も多い。

### (2) 氷期一後氷期の斜面変動

最終氷期から後氷期へと移行する時期は、気温の上昇と降水量の増加が推定されており、また、山間河川では急速な下刻が起こっている。これらの影響を受けて、氷期にはソリフラクションが起こっていたような場所でも、流水に伴う線的な浸食が起こり始める。山地から運搬される礫の大きさも巨大化し、またマトリックスも砂がちとなることから、土石流などのプロセスが卓越したと推定される。また、山腹斜面に認められる浅い凹地状の地形、すなわち0次谷(塚本、1973)を埋積する堆積物は、その堆積の始まりが氷期から後氷期への移行期に求められるものが多い。つまり、0次谷の原型となる谷地形は氷期から後氷期への移行期に形成されている。この谷地形は崩壊によって形成されたと推定されることから、この時期に斜面上で働く斜面プロセスが変化し、それに伴って崩壊が発生したと推定される。その原因は、おそらく降水量の変化に求められると考えられる。なお、この時期は地すべりの移動時期が集中する時期でもある。浸食基準面の低下という要因も地すべりの発生に深く関わっているが、それとともに、降水量の増加が強く影響していると考えられる。

### (3) 後氷期以降の斜面変動

後氷期には、最終氷期から後氷期への移行期に起こった斜面変動の傾向を引き継いでいると推定され、温暖で降水量が多いために表層崩壊が卓越する時期と考えられる。しかし、斜面上に認められる堆積物の存在や遷急線の位置の変化が比較的少ないことから、氷期から後氷期への変化にともなう斜面変動の多発時期に比べて、多少は静穏化したのかもしれない。なお、後氷期中にも多少の気候変化が認められており、約6000年前の温暖な時期には斜面変動が

多発したという考えも提示されている(宮城ほか、1979など)。これに対して、後氷期中における斜面変動の変化は顕著ではなく、全体の傾向として見れば等速的であるという見方もある(磯ほか、1980; 阿子島、1983; 吉永・西城、1989)。

(吉永秀一郎)

## 4.7 斜面変動の免疫性と周期性

### 4.7.1 免疫性・周期性の実態

自然斜面の崩壊は素因と誘因に支配され、両者の要因がちょうどかみあったときに発生するとされている。斜面崩壊のうち特に表層崩壊については、小出(1955)により免疫性の概念が提唱されて以来、その有効期間に関する研究や、免疫性に深い関連のある崩壊の周期性についての研究が進められてきた。これらの問題は崩壊場所と崩壊時期の予知に直接的に関連しており、応用地質的観点または防災的観点から極めて重要な課題である。

地形学的観点からは、現在の斜面崩壊を斜面発達過程の一環として捉えることが可能であるが、第四紀後半または後氷期において、現在の崩壊現象が免疫性・周期性を通してどのように位置づけられるのか興味深い問題である。免疫性の有無は地形学的には表層崩壊による浸食がweathering-limitedかtransport-limitedのどちらかという重要な問題に帰着する。weathering-limitedとは簡単にいえば、崩壊する物質、すなわち、斜面上の土層の生成によって、崩壊の発生が支配されるという考え方であり、一方、transport-limitedとは崩壊を発生させる営力の襲来によって崩壊の発生が支配されるという考え方である。なお、崩壊の誘因としては、一般に豪雨と地震が挙げられるが、ここでは豪雨を想定する。

免疫性の定義は、「一度崩壊した斜面は素因の条件が再び回復するまで(免疫性の有効期間)は、同じような誘因が作用しても崩壊しない」というものであるが、斜面の範囲のとりかたなど定義のしかたに問題がある。小出(1955)は当初、流域単位での免疫性を想定していたようであるが、最近では崩壊面がほぼ重なる崩壊単位斜面の狭い意味での免疫性について議論される場合が多いようである。対象範囲の面積と免疫期間の関係については下川(1983)に詳しい。また、先に述べた“同じような誘因”の降雨の中身についても、詳細に検討する必要がある。なぜなら、時間雨量や日雨量といった単一の指標だけで誘因を評価するのは充分ではなく、定量的に評価することの困難な降雨パターンが崩壊の発生に重要であると考えられるからである。これについては、時間雨量などに基づいて降雨パターンを一元化した実行雨量(重みつき積算雨量)を用いる方法などが考えられる。しかし、气象台などで時間雨量が整備され

るようになったのは比較的最近のことであり、過去に遡って検討することは不可能に近い。あるいは降雨量そのものではなく、崩壊の直接の引金となる表層地下水（飽和側方浸透流）の水位などで評価する方法も考えられるが、斜面ごとまた豪雨ごとに異なるそれらの値をどのように測定するのか困難な問題である。

一方、斜面崩壊の周期性についても漠然とその存在が想定されていたが、研究が進んできたのは最近のことである。周期性という言葉は、従来、免疫性と同様な使い方がされる場合が多かったようであるが、明確に区別すべきと思われる。例えば、免疫期間が100年だとしても、崩壊周期は100年以上としかいえず、実際の周期は誘因となる豪雨の周期によって規定されるものと考えられるからである。さらに、現時点では、免疫性の有無に関する問題と同様、周期性の有無、すなわち、崩壊の間隔が近似的に一定で周期とよべるものかどうかの問題に関して、十分なデータがそろっているわけではない。

このように、免疫性や周期性の問題は崩壊予知の問題とからんで重要であるにもかかわらず、その実体はかならずしも明らかではない。すなわち、斜面崩壊の免疫性・周期性という言葉が広く受け入れられているわりには、定量的な評価を行った具体的な研究例が安仁屋（1968）による先駆的な研究以外にはほとんどなかったとも言えよう。これは、崩壊が非常にまれな現象であることから、免疫性の議論に不可欠な特定の場所での斜面崩壊の履歴データが非常に限られることとともに、その間の誘因（豪雨）の記録が充分ではないためである。

日本では崩壊が急斜面形成の主な要因と推定されている。そこで、崩壊再現期間（周期）に関する最近の研究結果（Shimokawa, 1984；下川ほか, 1989；柳井・薄井, 1989 a, 1989b；吉永・西城, 1989；清水ほか, 1995）を図4.30にまとめて示す。ただし、免疫性の有効期間という形で示されている場合には、崩壊の再現期間はその有効期間以上と考えた。崩壊の再現期間は10年程度から数千年と、非常に幅広い。細かくみれば傾斜の増加とともに崩壊の再現期間は短くなっている。また、地質によっても大きく影響されており、シラスや第三紀の泥岩、あるいは基盤の風化の進んだ花崗岩の場合には、崩壊の再現期間が数十年～数百年と相対的に短いのに対し、中・古生層の場合には600年ないし1000年以上と相対的に長くなっている。この違いは、崩壊後の土層の回復の差に基づいていると考えられる。なお、柳井（1989）は斜面の傾斜が緩いほど古い時代の火山灰が残っているということなどから、地形、特に斜面傾斜と集水性が崩壊の再現期間に大きく影響することを示した。すなわち、崩壊の再現期間を決める要因は、豪雨（の再現期間）よりもむしろ基盤地質および風化度（素因）と傾斜であること（すなわち、表層崩壊による浸食がWeath-

ering-limitedであること）が推定できる（柳井, 1989；吉永・西城, 1989；清水ほか, 1995）。ただし、吉永・西城（1989）によれば、ある特定の斜面における崩壊時間間隔は一定ではなく相当の幅があることから、崩壊の発生が、時間的に一様に進行すると考えられる素因（土層深の増加）だけでなく、ランダムに発生すると考えられる誘因（豪雨）にも大きく影響されていることが予想できる。

#### 4.7.2 免疫性・周期性の検討

データ数が少なくその実態については充分明らかではないが、4.7.1で免疫性・周期性に関して概観したように、近似的には地質や地形ごとに免疫性や周期性が存在しているように見える。ただし、崩壊再現期間には素因だけでなく誘因も制限要因として強く作用しているようである。そこで、素因と誘因の両方を考慮して、斜面の安定解析と豪雨の発生確率にもとづいた作成した表層崩壊の発生確率モデル（飯田, 1993）により、崩壊の免疫性・周期性について理論的な検討を進める。以下にモデルについて示す。

##### (1) 素因—免疫土層深と臨界水深—

崩壊の免疫性を規定する要因として、土層深の重要性は以前から認識されていた。沖村（1983）はシミュレーション手法が表層崩壊の予知に有効であることを示しているが、無限長斜面（2層モデル）の安定解析によると、それぞれの土層深に対応して崩壊が発生する ( $F_s=1$ ) 臨界水深

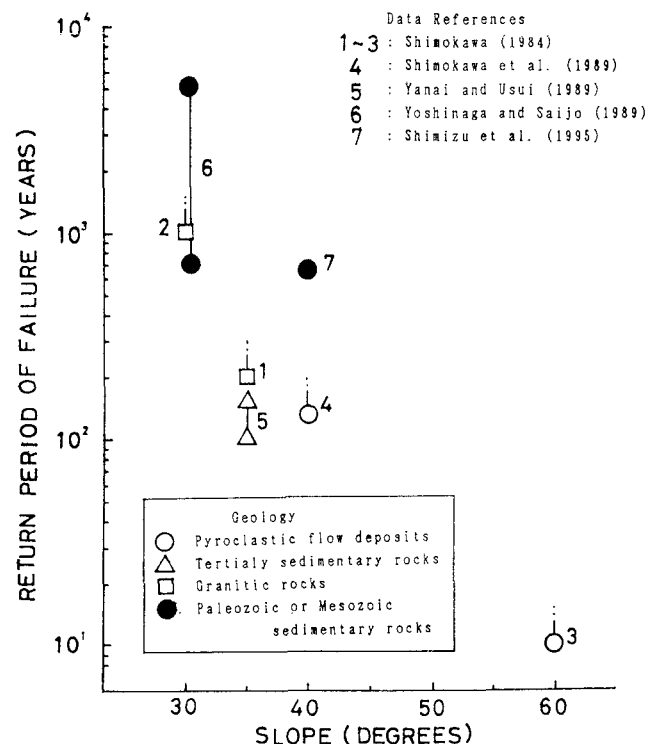


図4.30 崩壊の再現周期に関する従来の研究結果の整理（飯田, 1993による）



$H_{cr}$  が存在しており以下の式となる。

$$H_{cr} = \frac{C - \gamma_t \cdot \cos^2 \beta \cdot (\tan \beta - \tan \phi) \cdot D}{\cos^2 \beta \cdot (\gamma_{sat} - \gamma_t)(\tan \beta - \tan \phi) + \gamma_w \cdot \tan \phi} \quad (4.2)$$

ただし、 $C$ ：粘着力、 $\phi$ ：内部摩擦角、 $\gamma_t$ ：土の湿潤単位体積重量、

$\gamma_{sat}$ ：土の飽和単位体積重量、 $\gamma'$ ： $\gamma_{sat} - \gamma_w$ 、

$\gamma_w$ ：水の単位体積重量、 $\beta$ ：斜面傾斜、

$H$ ：水深、 $D$ ：土層深 である。

また、地下水位は地表面以上には上昇しないので、 $H_{cr}$  と一致する時の土層深  $D_{cr}$  はしかるべき豪雨が作用しても崩壊しない上限の土層深ということになる。この深さになるまでは免疫性が働き崩壊しないという意味を込めて  $D_{cr}$  を免疫土層深とよぶことにすれば、これは以下の式であらわされる。

$$D_{cr} = C / (Y_1 + Y_2) \quad (4.3)$$

ここで

$$Y_1 = \cos^2 \beta \cdot (\gamma_{sat} - \gamma_t) \cdot (\tan \beta - \tan \phi) + \gamma_w \cdot \tan \phi$$

$$Y_2 = \gamma_t \cdot \cos^2 \beta \cdot (\tan \beta - \tan \phi)$$

土層深が  $D_{cr}$  に達しても適当な誘因が作用しなければ崩壊せずに土層深は成長し続け、豪雨時に飽和側方浸透流の水位が  $H_{cr}$  を越えたときにはじめて崩壊する。下川 (1983) は、鹿児島県の花こう岩山地斜面での研究から免疫性の有効期間を約200年としているがこの期間の間に土層深が  $D_{cr}$  まで回復しているものと考えられる。

図 4.31 に  $D_{cr}$  と傾斜の関係の例を示す。また図 4.32 に

$H_{cr}$  と土層深との関係の例を示す。 $H_{cr}$  はそれぞれの斜面傾斜  $\beta$  ごとにきまる  $D_{cr}$  以上で定義されるが、いずれの場合も  $D < D_{cr}$  の間は完全な免疫性のために崩壊しない。急傾斜の斜面 ( $\phi < \beta$ ) では、 $D > D_{cr}$  となった場合には  $H_{cr}$  が単調減少し最終的には 0 となる。すなわち、急傾斜の斜面では土層の成長と共に崩壊しやすくなり最終的には豪雨により飽和水深が発生しなくても自然に崩壊する (実際には、その前に適当な豪雨により崩壊する) ことになる。このときの土層深を上限土層深  $D_{lm}$  とよぶことにすれば  $D_{lm}$  は次式で表される。

$$D_{lm} = C / \gamma_t \cdot \cos^2 \beta \cdot (\tan \beta - \tan \phi) \quad (4.4)$$

図 4.33 に示したように、理論的には崩壊は免疫土層深  $D_{cr}$  と上限土層深  $D_{lm}$  の間で発生することになる。

いずれにしても、表層崩壊の発生に関しては、土層深が重要であることが理論的にも明らかとなったので、次は風化速度あるいは土層の生成速度が問題となる。下川 (1983) は樹木を用いた一連の研究から、花こう岩調査地における土層厚の経時変化を明らかにした。これは近似的に以下の対数式で表せる。

$$L = A_w \cdot \log(B_w \cdot T + 1) + C_w \quad (4.5)$$

ただし、 $L = D \cdot \cos \beta$ 。

(2) 誘因—豪雨の発生確率と飽和側方浸透流の発生確率—  
前節によると、崩壊の発生には飽和側方浸透流の水深が臨界水深  $H_{cr}$  をこえることが直接的な原因として重要であり、その発生確率が問題となる。崩壊の間接的な原因としての豪雨の発生確率について考えてみると、例えば年最大日雨量は一般に 2 重指数関数 (グンベル分布) で示され、

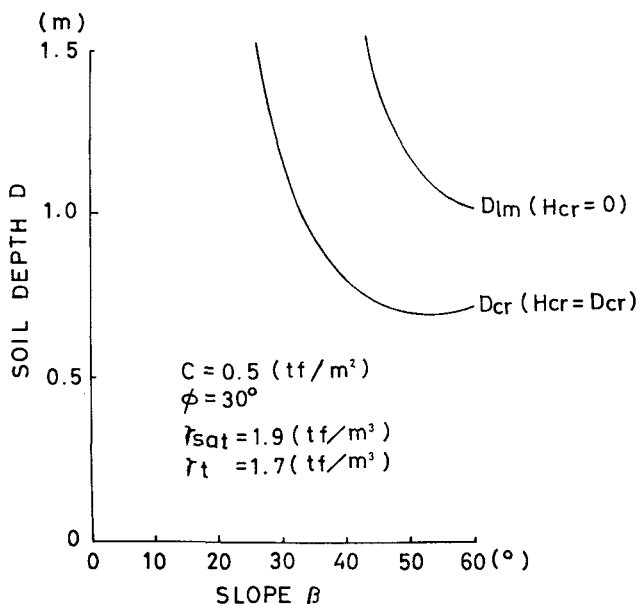


図 4.31 臨界土層深 ( $D_{cr}$ ) と傾斜との関係 (飯田、1993による)

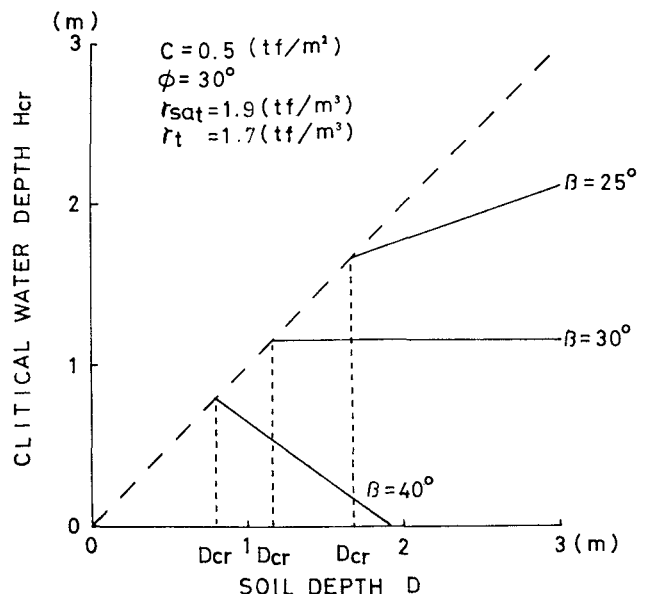


図 4.32 臨界水深と土層深との関係 (飯田、1993による)

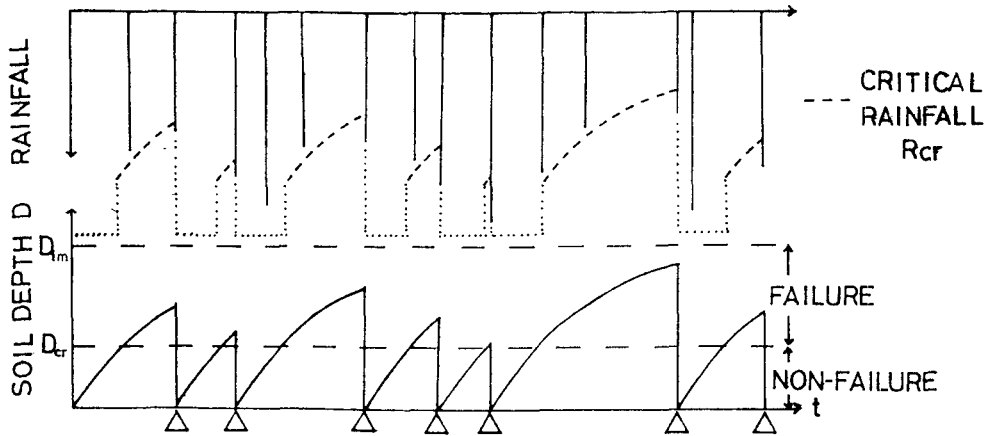


図 4.33 特定の斜面における崩壊履歴の模式的モデル (飯田、1993による)

分布関数 (非超過確率)  $F$  は以下の式で示される。

$$F = \exp\{-\exp(-y)\} \quad (4.6)$$

ただし  $y = a \cdot (R - R_0)$ 、 $R$  は年最大日雨量、 $a$ 、 $R_0$  は定数である。

4.7.1 で述べたように、豪雨と崩壊の関係は一般的には複雑であると考えられるが、簡単化のために日雨量と飽和側方浸透流の最大水深が 1 対 1 に対応すると仮定し、臨界水深  $H_{cr}$  に対応する臨界日降雨量  $R_{cr}$  が一次式で表されるとすると、日雨量と同様に水深についてもその非超過確率が計算できることになる。

(3) 表層崩壊の確率モデル—短期崩壊確率と長期崩壊確率—

以上の議論より、特定の斜面における崩壊の履歴を模式的に示すと図 4.35 のようになり、崩壊確率は以下のようにモデル化できる。

まず、ある斜面が一年間の間に崩壊する短期崩壊確率  $Q$  は、日降水量が  $R_{cr}$  をこえ、飽和側方浸透流の水深が  $H_{cr}$  以上となる超過確率として以下のように示される。

$$Q = 1 - f(R_{cr}) \quad (4.7)$$

$R_{cr}$  は  $H_{cr}$  の関数、 $H_{cr}$  は  $D$  の関数、 $D (= L / \cos \beta)$  は時間の関数としてそれぞれ表せられるので、結局  $Q$  は時間の関数として一義的に定義できることになる。これまでの免疫性の有無の議論は、 $Q$  が時間的にどのように変化するかという問題に帰着できる。

さらに、ある斜面において、前回の崩壊直後を基準として  $(n-1) \sim n$  年後に崩壊が発生する (離散化した) 長期崩壊確率を  $P(n)$  とすると  $P(n)$  は  $Q$  を用いて以下のように示される。

$$P(n) = \{1 - Q(1)\} \cdots \{1 - Q(n-1)\} \cdot Q(n) \quad (4.8)$$

ただし、 $Q(n)$  :  $(n-1)$  年後を基準として  $(n-1) \sim n$  年の 1

年間に崩壊が発生する確率である。

平均浸食速度 ( $V_{av}$ )、平均崩壊深 ( $D_{av}$ )、平均崩壊周期 ( $T_{av}$ ) はそれぞれの期待値として以下のように示される。ただし、 $D(n)$  は崩壊  $n$  年後の土層深である。

$$V_{av} = \sum P(n) \cdot \{D(n)/n\} \quad (4.9)$$

$$D_{av} = \sum P(n) \cdot D(n) \quad (4.10)$$

$$T_{av} = \sum P(n) \cdot n \quad (4.11)$$

今までに述べてきたモデルは、いくつかの条件式を含んでおり、モデルの計算をおこなうためにはそれらに含まれるパラメータの値を特定する必要がある。しかし、現時点では、特定の地域について詳細に検討した諸パラメータがないので、ここでは花崗岩山地斜面を想定して、実測値に基づくパラメータなどをもとに適当に仮定したパラメータ値を与えて、計算をおこなった。その結果を図 4.34 に示す。崩壊確率  $P$ 、 $Q$  以外に土層深  $D$ 、臨界水深  $H_{cr}$ 、臨界日降水量  $R_{cr}$  の経時変化も図 4.34 にあわせて示してある。土層が免疫土層深  $D_{cr}$  を超えて成長し続けるにつれて  $H_{cr}$ 、 $R_{cr}$  共に減少しており、そのため  $Q$  の値は急激に増加し崩壊しやすくなっている (免疫性が失われてゆく) 傾向がみてとれる。また、 $P$  の経時変化から、再崩壊は前回の崩壊後約 140~500 年の間に発生し、最も崩壊する確率の高いのは 230 年ころであることがわかる。

さらに、崩壊確率  $P$ 、 $Q$  の経時変化と免疫性の関係を図 4.35 に示した。この中で、 $A$  は免疫性が全くないケース (崩壊直後でも崩壊後かなり時間が経過した場合でも崩壊しやすさが等しい)、 $B$  は崩壊後しばらくの間は免疫性によって崩壊しないが、その後はしだいに免疫がなくなって崩壊しやすくなるケース、 $C$  は  $B$  の極端な場合に相当し、免疫期間が終わった直後に崩壊するケース (誘因の条件が常にみだされている) に、それぞれ相当する。 (飯田智之)

4.8 斜面の形成とその発達過程についての研究に関する今後の展望

本章では、第四紀後半における斜面発達史について概説するとともに、その研究手法、研究を進める上での考え方について述べてきた。斜面変動は個々の斜面が特有の立地条件を有するために、斜面変動を引き起こす豪雨や地震といった誘因に対して、必ずしも同じような変動が認められるとは限らない。また、4.7における免疫性、周期性の問題でも触れたように、斜面変動の誘因と素因との関係、ならびに誘因に対する素因の反応の様式は必ずしも明確ではない。これらのことが、斜面の発達史の一般性を導き出すことを困難にしている。しかし、たとえば羽田野 (1979) が示した「後氷期開析前線」の概念のように、斜面発達史に関する作業仮説は提示されつつある。それをふまえて、さまざまな気候条件、地質条件、地形条件の下で、地すべりに限らず斜面崩壊に関しても、年代の測定結果を増やし、周辺の地形の形成史の中で個々の斜面の発達過程を検討し、事例を積み重ねて、理論的に導き出された解ではなくても、一般的な経験則に基づいた解を導き出すことが求められている。そして、従前の作業仮説を検証してゆくこと、さらに新たな作業仮説を提示することが必要である。たとえば、気候変化と斜面変化との関係は、従来は漠然とした氷期—後氷期という気候変化のとりえ方がなされ、それと斜面の形成年代との対応を単純に検討したものに過ぎなかった。しかし、最近では気候変化の中でも、温暖・寒冷

の変化、乾湿の変化を切り離して検討されるようになり、また変動の時間スケールも詳細になりつつある。斜面変動に関しては、乾湿の変動、具体的には降水の強度と頻度の変動を把握することが重要であり、実際にこのような観点に立った研究も始められつつある。

なお、4.4.1において、地形の分布・配列を理解することの重要性を指摘した。そのためには、地形図ならびに空中写真の判読が不可欠の手法となる。国土地理院の縮尺2.5万分の1地形図には、信頼性の高い等高線が描かれている。また、空中写真も戦後まもなくの米軍撮影のものから始まって、数回にわたる異なる時期に撮影されたものが入手可能である。本来ならば、これらの写真、地形図を用いて通常の山地斜面を理解することが可能なように思える。しかし、それでも、通常の山地斜面を理解することは難しい。それは、通常の山地斜面を理解するための例示の蓄積が少ないことによる。斜面発達研究の進展とともに、このような地形図や空中写真の判読に関する資料の蓄積とその公開が進むことが望まれる。

斜面の発達史を知ることは、将来の予測のための第一歩となる。しかしながら、従来、土木、砂防、治山工事の現場では、斜面の発達史を軽視してきた傾向がある。それは、現実の工事現場では、ある特定の斜面変動に対する対策工が主体であり、移動しつつある斜面物質を制御することが急務であり、斜面安定に関わる土質定数の計測や、地下水の処理対策といった観点におかれていたためである。したがって、個々の現場についての「場」の検討はほとんどおこなわれてこなかった。報告書の最初に調査地点を示す地形図と、その場の地形地質の概略が記載されているものの、あくまでも一般的な説明にしか過ぎない。確かに、各現場の地形、斜面の形成史は、工事の目的に対する問題の対処には直接的には結びつかないことが多い。しかしながら、斜面の形成史抜きにはそれぞれの現場の地形、地質的な素因を理解することは困難である。

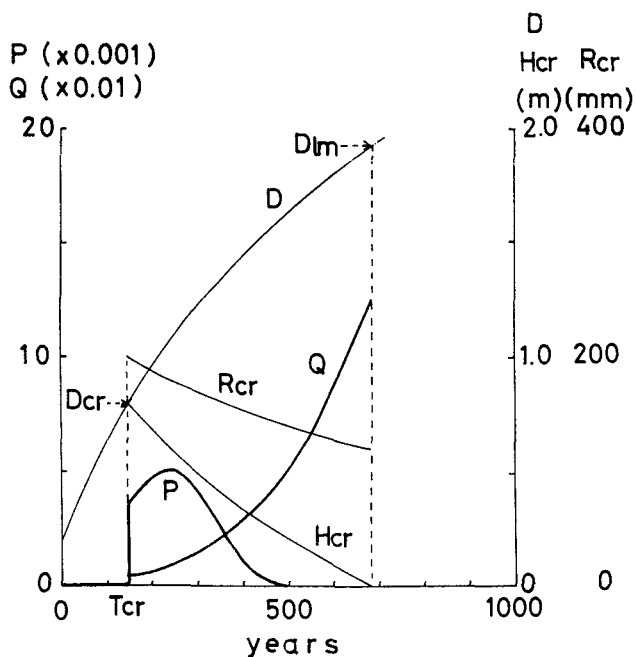


図 4.34 適切な条件の下で与えたパラメータに基づくモデルの計算例 (飯田, 1993による)

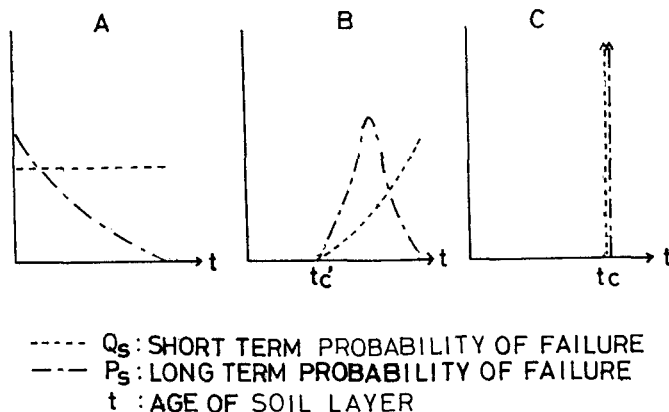


図 4.35 崩壊確率の経時変化と免疫性との関係 (飯田, 1993による)

ほとんどの工事現場でおこなわれている作業は、医学にたとえるならば、外科的な治療をおこなっていることになる。しかし、医学の世界でも、病気になった人間を如何に治療するかという観点から、如何に病気にならないかという予防医学的な観点が注目されつつある。予防医学では、個人の遺伝的特質、日々の生活習慣、食習慣といった病気とは直接的には関係のない事柄を詳しく検討し、それを維持ないしは矯正することによって、現在の健康を保ち、病気にかからないようにすることを考える。

斜面についてみれば、変動が起こってから、それを制御するための観点から、斜面変動が起こらないような計画を採用する、ないしは起こっても被害が少ないような計画を策定することが、予防に繋がる。斜面の発達史はそのための最も基礎的な資料となる。そのような観点にたてば、本章で取り上げてきたことは、直接に斜面对策工事をしている技術者に対してだけでなく、工事自体の計画、設計に携わる技術者に対しての指摘であるともいえる。

本章で扱った第四紀後半の斜面発達史は、純粋な学術的なセンスでの研究にしか過ぎず、最も差し迫った土木工事の現場では役に立たないという批判もあろう。しかし、見方を変えれば、土木工事をはじめとする人間活動による地形の改変は、地質学的な時間スケールでの地形変化を加速化しているとみなすこともできる。道路の開設による切り土斜面の形成は、本来ならば、数千、数万年先に起こる現象を、人為に起こしているのかもしれない。つまり、自然条件下で起こる地形変化の予測をおこなうことは、人為による地形変化の予測をおこなうことと、根本的には同義であると考えられる。したがって、先に指摘した計画、設計段階において、なおのこと、斜面の発達史が重要な意義をもつと考えられる。

本章では、その導入しか示すことができなかったが、斜面の発達史を検討してゆくにあたっては、現段階では周期性、免疫性の検討が重要な課題となるであろう。第四紀後半の斜面発達史を実務レベルで利用しようとしたときに、最初にその利用が想定されるのはハザードマップの作成過程における斜面区分とその安定性、危険性の評価であろう。少なくとも岩質の違いによる斜面変動の規模やその再現周期といった問題は、過去の斜面変動の検討に基づいた実証的な資料に基づいて検討される必要がある。このような問題に関して、現在の斜面の発達史に関する研究は、検討に耐える回答を提示できるだけの研究の蓄積に欠ける。

以上に述べてきたように、斜面の発達史に関する研究は、未解決の課題が山積みとなっている。この課題を一つ一つ解決してゆくためには、地道な調査と深い洞察力に基づいた検討が求められている。

(吉永秀一郎・上野将司)

## 文献

- 阿部真郎・森屋 洋・盛合禱夫(1991)：東北地方グリーンタフ地域における第四紀火山活動と旧期地すべり、第30回地すべり学会研究発表講演集、pp. 29-32.
- 赤木祥彦(1961)：中国山地のペディメント、地理学評論、34, pp. 55-67.
- 赤木祥彦(1962)：安芸山地のペディメント、地理学評論、35, pp. 570-586.
- 赤木祥彦(1965)：関東山地の山麓緩斜面、地理学評論、38, pp. 1-13.
- 赤木祥彦(1967)：阿讃山地のペディメント、地理学評論、40, pp. 543-552.
- 阿子島功(1983)：山形県馬見ヶ崎流域における過去2万年間および最近の浸食速度、地形、4, pp. 97-106.
- 阿子島功・神例恭子(1979)：山地浸食速度の示標としての貯水池堆砂速度変動率分布図ならびに年間降水量変動率分布図、徳島大学学芸紀要(社会科学)、25, pp. 9-25.
- 安仁屋政武(1968)：昭和42年7月豪雨による六甲山地の住吉川流域の山崩れと土石流、人文地理、20, pp. 454-470.
- 青木 滋(1986)：新しい地すべりと古い地すべり、土と基礎、34(12), pp..
- 青木 滋・佐藤 修・大川正史・大桃典和(1994)：地すべり危険地帯の予測方法、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp..
- Dury, G.H.(1959)：The face of the Earth, 251p., Penguin Books.
- 江川良武(1979)：崩壊の分類、及び各崩壊形の地形発達史上の意義、新砂防、No. 112, pp. 10-18.
- 藤田 崇(1982)：第四紀変動とマスマーブメントの発生、地団研専報24「島弧変動」、pp. 309-319.
- 藤田 崇(1990)：地すべり—山地災害の地質学、共立出版、126p.
- 藤田 崇・竹内篤雄(1982)：長者、アーバンクボタ、20, pp. 26.
- 福沢仁之(1995)：天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物、第四紀研究、34, pp. 135-149.
- 古谷尊彦(1977)：変成岩地すべりについての私見、農業土木学会中国四国支部、昭和51年度シンポジウム講演論文集、pp. 36-42.
- 長谷川修一(1992)：讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動、地質学論集、40「中央構造線及びネオテクトニクス—その意義と問題点」、pp. 143..170.
- 羽田野誠一(1968)：地すべり性崩壊と地形条件—和歌山県有田川上流の事例—、第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集、pp. 209-210.
- 羽田野誠一(1979)：後氷期開析地形分類図の作成と地くずれ発生個所の予察法、昭和54年度砂防学会研究発表会概要集、pp. 16-17.
- 羽田野誠一(1986)：山地の地形分類の考え方と可能性、東北地理、38, pp. 87-89.
- 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子(1974)：「1：50,000北松地域地すべり地形分類図」の作成、防災科学技術総合研究報告、32,

- pp. 3-6.
- Higaki, D. (1980): Tephrochronological study of slope deposits in the Northwest Kitakami Mountains, Science Reports of Tohoku University, 7th Series(Geography), 30, pp. 147-156.
- 檜垣大助(1987): 北上山地中部の斜面物質移動期と斜面形成、第四紀研究、26, pp. 27-45.
- Higaki, D.(1988): Chronological study of gentle slopes and river terraces in the Eastern Kitakami Mountains, Northeast Japan, Science Reports of Tohoku University, 7th Series(Geography), 38, pp. 10-31.
- 檜垣大助(1992): 長者地すべりにおける地すべり斜面の変遷過程、地すべり、29, pp. 12-19.
- Hirakawa, K.(1977): Chronology and evolution of landforms during the late Quaternary in the Tokachi Plain and adjacent areas, Hokkaido, Japan, Catena, 4, pp. 255-288.
- 平川一臣・小野有五(1974): 十勝平野の地形発達史、地理学評論、47, pp. 607-632.
- 飯田智之(1993): 表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル、地形、14, pp. 17-31.
- 飯田智之(1996): 土層深頻度分布からみた崩壊確率、地形、17, pp. 69-88.
- 池谷 浩(1980): 土石流対策のための土石流災害調査法、砂防・地すべり技術センター、山海堂、
- 井内美郎(1990): 栃木県湯の湖湖底堆積物中の洪水堆積物、第55回日本陸水学会講演要旨集、pp. 130.
- 井内美郎(1993): 古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト、地質学論集、39, pp. 61-70.
- 磯 望(1974): 北上山地西北部における斜面物質移動、日本地理学会予稿集、6, pp. 110-111.
- 磯 望・山川克己・米沢 宏・松原敏子(1980): 岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度、地理学評論、53, pp. 699-720.
- 地すべり学会東北支部(1992): 東北の地すべり・地すべり地形一分布図と技術者のための活用マニュアル、142p.
- 貝塚爽平(1969): 変化する地形-地殻変動と海面変化と気候変化の中で、科学、39, pp. 11-19.
- 貝塚爽平・鎮西清高編(1986): 日本の山、岩波書店、259p.
- Kamiyama, K., Okuda, S. and Koyama, M(1982): Vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$  and its accumulation rate in lake sediments. Japanese Journal of Limnology, 43, pp. 35-38.
- 柏谷健二・太井子宏和・川谷 健・沖村 孝(1988): 六甲山系の湖沼堆積物の粒度組成の変動と崩壊環境、地形、9, pp. 193-200.
- 建設省国土地理院(1970): 1:50,000北松地域地すべり地形分類図、
- 小疇 尚(1972): 日本の周水河地形分布と下限高度、日本地理学会予稿集、2, pp. 46-47.
- 小疇 尚(1988): 第四紀後半の日本の山地の地形形成環境、第四紀研究、26, pp. 255-263.
- 小橋澄治・中山政一・今村遼平(1980): 土砂移動現象の実態、武居有恒監修「地すべり・崩壊・土石流」、pp. 28-64, 鹿島出版会。
- 小出 博(1950): 赤城山の崩壊並びに土石流、地質調査所報告、133, pp. 1-24.
- 小出 博(1955): 山崩れ、古今書院、205p.
- 熊木洋太(1991): 表層移動、応用地質、32, pp. 188-195.
- Kumaki, Y.(1993): Geomorphological survey of landslide hazard, Abstracts, International Congress on Geomorphological Hazard in Asia-Pacific Region, pp. 109-112.
- 熊木洋太・鈴木美和子(1982): 山地地域の地形分類に関する一試案、地図、20(2), pp. 9-17.
- 熊木洋太・赤桐毅一(1993): 地震による斜面崩壊発生場所の特徴、日本地理学会予稿集、44, pp. 180-181.
- 町田 洋(1984): 巨大崩壊、岩屑流と河床変動、地形、5, pp. 155-178.
- 松本英二(1975):  $^{210}\text{Pb}$ 法による琵琶湖湖底堆積物の堆積速度、地質学雑誌、81, pp. 301-305.
- 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子(1979): 仙台周辺の丘陵斜面の削剝過程と完新世の環境変化、第四紀研究、18, pp. 129-143.
- Miyagi, T., Hibino, K., Kawamura, T. and Nakagami, K. (1981): Hillslope development under changing environment since the 20,000 years B.P. in northeast Japan, Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography), 31, pp. 1-14.
- Morimoto, R.(1949): Geology of Imaichi District with Special Reference to the Earthquakes of Dec. 26th., 1949 (I), Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University, 28, pp. 379-386.
- Morimoto, R.(1951): Geology of Imaichi District with Special Reference to the Earthquakes of Dec. 26th., 1949(II), Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University, 29, pp. 348-358.
- Morimoto, R., Osaka, J. and Fukuda, T.(1957): Geology of Imaichi District with Special Reference to the Earthquakes of Dec. 26th., 1949(III), Bulletin of Earthquake Research Institute of Tokyo University, 35, pp. 359-374.
- 守屋以智雄(1972a): 奥地山岳地帯の地形地質の解析、流域管理と治山に関する調査報告書、水利科学研究所、142p.
- 守屋以智雄(1972b): 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と地形発達、日本地理学会予稿集、2, pp. 168-169.
- 守屋以智雄(1988): 磐梯火山の地形発達史、地学雑誌、97, pp. 293-300.
- 村上一幸(1956): 赤城山の山崩れと地形との関係、地理学評論、29, pp. 209-217.
- 長岡正利(1987): 1984年御嶽くずれの地形特性と発生条件、地形、8, pp. 95-112.
- 長岡正利・安間 恵・半場康広・古谷正和・小杉正人(1986): 諏訪盆地における後水期の変遷史一概要、日本第四紀学会講演要旨集、16, pp. 66-67.
- 中村浩之・檜垣大介(1991): 地すべり地形の生成と変化、地すべり学会シンポジウム「地すべり災害斜面のうつりかわりと地



- 下水排除・効果」論文集、pp. 68-70.
- Nakamura, S. & Higaki, D.(1994): Geohistorical background of landslides occurrences in snowy areas on the Sea of Japan side in Japan. *Journal of Snow Engineering of Japan*, 10, pp. 273-283.
- 中山知子・宮城豊彦(1984): 閉鎖系堆積物からみた最終氷期中葉以降の環境変化と斜面発達過程—山形県川樋盆地—、東北地理、36, pp. 25-38.
- 日本第四紀学会(編)(1987): 日本第四紀地図、II、先史遺跡環境図、東京大学出版会.
- 丹羽俊二・熊木洋太・赤桐毅一・根本寿男・中野八十二・中島秀敏(1993): 斜面崩壊発生の地形条件と最近の事例、Proceedings of the 3rd Symposium on Geo-Environments and Geo-technics, pp. 179-182.
- 野上道男(1972): ひがし北海道の段丘開析谷の斜面形態と表層堆積物、日本地理学会予稿集、2, pp. 42.
- 野村亮太郎・田中眞吾(1989): 兵庫県内陸部における最終氷期以降の地形形成、第四紀研究、27, pp. 219-228.
- 小畑 浩(1971): 大山山麓の浸食谷の形成について、地理学評論、44, pp. 323-330.
- 小口 高(1988): 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史、第四紀研究、27, pp. 101-124.
- 小口 高(1991): 山地流域の浸食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討、地形、12, pp. 25-40.
- 沖村 孝(1983): 山腹表層崩壊発生位置の予知に関する一研究、土木学会論文報告集、331, pp. 113-120.
- 砂防学会(1992): 土砂災害対策—崩壊・地すべり・落石・飛砂対策(1)—、砂防学講座第7巻-1、pp. 17.
- Saijo, K.(1987): Alluvial cone formation related to climatic change since Last Pleistocene time in the northern Kitakami Mountains, Northeastern Japan, *Science Reports of Tohoku University*, 7th Series(Geography), 37, pp. 67-74.
- 清水長正(1989): 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変遷、第四紀研究、28, pp. 159-170.
- 清水 取・長山孝彦・斉藤政美(1995): 北海道日高地方の山地小流域における過去8000年間の崩壊発生域と崩壊発生頻度、地形、16, pp. 115-133.
- 下川悦郎(1983): 崩壊地の植生回復過程、林業技術、496, pp. 23-26.
- Shimokawa, E.(1984): A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins, *Proceedings of Symposium on effect of forest land use on erosion and slope stability environment and policy*, East and West Centre of University of Hawaii, pp. 99-107.
- 下川悦郎・地頭園 隆(1984): 屋久島原生自然環境保全地域における土壌の貯留時間と屋久スギ、屋久島原生自然環境保全地域調査報告書、pp. 83-100.
- 下川悦郎・地頭園 隆・高野 茂(1989): しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場所の予測、地形、10, pp. 267-284.
- Sugai, T.(1993): River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes, *Geomorphology*, 6, pp. 243-252.
- 鈴木隆介(1969): 日本における成層火山体の浸食速度、火山第2集、14, pp. 1-5.
- 鈴木隆介(1982): 現場技術者のための地形図読図入門26、集団移動地形(その2・地すべり地形)、測量、1982(8)、pp. 51-60.
- 高田将志・飯沼達夫・吉田克美・井上公夫・檜垣大助(1994): 四国秩父帯周辺における第四紀の地形発達と地すべり、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 21-22.
- 太井子宏和・柏谷健二(1993): 琵琶湖湖底表層の異常堆積、地球、号外8、pp. 123-127.
- 高浜信行(1982): 新潟新生代堆積盆地の東縁地域における地形形成史とマス・ムーブメントの変遷、地研専報24「島弧変動」、pp. 321-336.
- 高浜信行・野崎 保(1981): 新潟平野東縁、五頭山地西麓の土石流発達史、地質学雑誌、87, pp. 807-822.
- 高浜信行・伊東佳彦(1989): 旧期初生の巨大地すべりと現在の地すべりの関連—地すべりの階層性と歴史性、新潟大災害研年報、11, pp. 25-36.
- 高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光(1986): 斜面災害の予知と防災、白亜書房、526p.
- 竹下敬司(1964): 山地の地形形成とその林業的意義、福岡県林業試験場時報、17, 109p.
- 竹下敬司(1971): 北九州市門司、小倉地区における山地崩壊の予知とその立地解析、福岡県林業試験場治山調査報告I、85p.
- 竹下敬司(1987): 広域火山活動に起因する土壌浸透能の変化とそれに伴う山地の地形変化過程、地形、8, pp. 227-248.
- 竹内篤雄(1980): 長者地すべり地の一活動史—明治19—23年を中心として、地すべり、16(4)、pp. 16-24.
- 田村俊和・三浦 修(1968): 八戸・九戸地方の火山灰層中に見られる斜面の不安定期、東北地理、20, pp. 69-73
- 田村俊和・三浦 修(1971): 北上山地北縁地域の斜面堆積物、第四紀研究、10, pp. 21-30
- 田中眞吾(1962): 崩壊団地とその形成機構—西丹沢大又沢流域を例として—、地理学評論、35, pp. 263-271.
- 田中眞吾・井上 茂・野村亮太郎(1982): 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について—兵庫県南半部の麓層面の研究、第1報—、地理学評論、55, pp. 525-548.
- 田中眞吾・野村亮太郎(1992): 中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境、地理学評論、65-A, pp. 180-194.
- 寺戸恒夫(1980): 古期崩壊地形の分布にみる特性、西村嘉助先生退官記念地理学論文集、pp. 94-98.
- 寺川俊浩・和久紀生・大西吉一・中島章夫(1986): グリーンタフ地域におけるmass movement多発期について、北村 信教授記念地質学論文集、pp. 527-544.
- Tokunaga, E., Tamura, T. and Machida, H.(1980): A morphometric study on the dated coastal terraces in south Kanto, Central Japan. *Proceedings of 24th IGC-1*, pp. 128-129, Tokyo.

- 塚本良則(1973): 浸食谷の発達様式に関する研究(I)―豪雨型山崩れと谷の成長との関係についての一つの考え方―、新砂防、25-4, pp. 4-13.
- 鶴見英策・野上道男(1965): 筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面、地理学評論、38, pp. 526-530.
- 上野将司・田村浩行(1992): 地すべりの形状、規模および分布に関する検討、応用地質年報、14, 1-13.
- 上野将司・田村浩行(1993): 地形解析図に対する地質工学的な考察、平成5年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、pp. 97-100.
- 宇都宮陽二郎(1979): 震ヶ浦の湖底地形とその堆積速度について、国立公害研究所研究報告、6, pp. 7-21.
- Wako, T. (1963): Valley features along the Sarugaishi River—a note on block field cryopediment, and relict soil in the Kitakami mountainland, Science Reports of Tohoku University, 7th Series(Geography), 12, pp. 53-69.
- Wako, T.(1966): Chronological study on gentle slope formation in Northeast Japan, Science Reports of Tohoku University, 7th Series(Geography), 15, pp. 55-94.
- 渡 正亮(1986): 斜面災害の機構と対策、山海堂、170p.
- 山本憲志郎(1989): 完新世における日高山脈北部の周水河性斜面堆積物の移動期、第四紀研究、28、pp.139-158.
- 柳田 誠・長谷川修一(1993): 地すべり地形の開析度と形成年代との関係、地すべりの機構と対策に関するシンポジウム論文集、pp. 9-16. 土質工学会四国支部.
- 柳井清治(1989): テフロクロノロジーによる北海道中央部山地斜面の年代解析、地形、10, pp. 1-12.
- 柳井清治・薄井五郎(1989a): 火山灰を指標にした斜面崩壊の年代解析―災害地域における過去300年間の崩壊発生履歴―、新砂防、42-1, pp. 5-13.
- 柳井清治・薄井五郎(1989b): 堆積地のテフロクロノロジー的解析による崩壊発生頻度の測定、新砂防、42-2, pp. 3-10.
- 柳井清治・新村義昭(1990): 大規模崩壊地における土石流扇状地の発達過程、地形、11, pp. 349-362.
- 安田喜憲(1984): 環日本海文化の変遷―花粉分析学の視点から―、国立民族学博物館研究報告、9, pp. 761-798.
- Yoshikawa, T.(1972): Denudation and tectonic movement in contemporary Japan, Bullutin of Department of Geography, University of Tokyo, 6, pp. 1-14.
- 吉松弘行・檜垣大助・吉田克美(1993): 地すべり地におけるすべり面の判定、土木技術資料、35(6), pp. 40-47.
- 吉永秀一郎(1990): 十勝平野東部の段丘を解析する小流域の最終氷期以降の斜面発達、地理学評論、63A, pp. 559-576.
- 吉永秀一郎・西城 潔・小岩直人(1989): 崖錐の成長からみた完新世における山地斜面の削剝特性、地形、10, pp. 179-193.
- 吉永秀一郎・西城 潔(1989): 北上山地北部の完新世における百年・千年オーダーの斜面変化、地形、10, pp. 285-301.
- 吉永秀一郎・小岩直人(1996): 森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化、地形、17, pp. 285-307.



# 第5章 不安定化機構 —すべり面の形成—

## 5.1 不安定化とは何か

不安定化に関しては、他の章でも取り扱っている。しかし、その場合には、何らかの原因で斜面が不安定化し、斜面変動が発生するという広義の意味として、不安定化について論じている。こうした広義の不安定化は、斜面の傾斜や荷重の増加によってせん断応力が限界を越えたり、地下水位の上昇などによってせん断抵抗が低下した場合に発生すると考えられている。さらに時間的に長いプロセスを考えれば、岩盤の劣化・風化等も不安定化の一種と言えよう。このように斜面変動には、様々な種類の“不安定化”が存在するが、この章ではその中でも、斜面がすべり破壊を起こすメカニズム、とくにすべり破壊の進行・伝播について議論していきたい。なぜなら、斜面のすべり破壊は、現実の斜面において最も一般的な現象であり、地盤の破壊問題としても普遍的で歴史的な意義を有しているからである。

これまで、斜面の不安定化の力学的取り扱い、土質力学の分野が担ってきた。したがって、土質力学の体系が整えられるとともに、地すべりのメカニズムに関する研究と

して、多くの成果が公表されている。図5.1は、地すべりのすべり面とせん断メカニズムに関する研究の流れと相互の関係を示している。ここで特徴的なことは、地すべりの破壊メカニズムに関する研究が、主として現地観測と室内せん断試験に支えられて発展してきた点、この分野が構造地質学の外延部としても位置づけられるという点である。すなわち、“遅れ破壊”を説明するためにSkempton (1964) やBjerrum (1967) の理論が誕生した事実やMorgenstern and Tchrenko (1967) の研究が断層の形態と力学的説明の基礎を提供した点は、この分野における学問がこれまでは順調に、好ましい方向に発展してきたことを示している。しかしながら、地すべり・斜面崩壊における“不安定化機構”をまともに(力学的に)取り扱うことは、現在もまだ十分に出来ていないと言える。例えば、斜面の崩壊時刻の予知は、クリープ理論により可能になったものの、崩壊するかしないかについては、いまだ明確な予知手法が無い。このことは、不安定化機構の力学的理解が不十分なことの流れである。そもそも、“不安定化とは崩壊に直接的に至る過程である”と定義するならば、不安定な状態とは破壊が

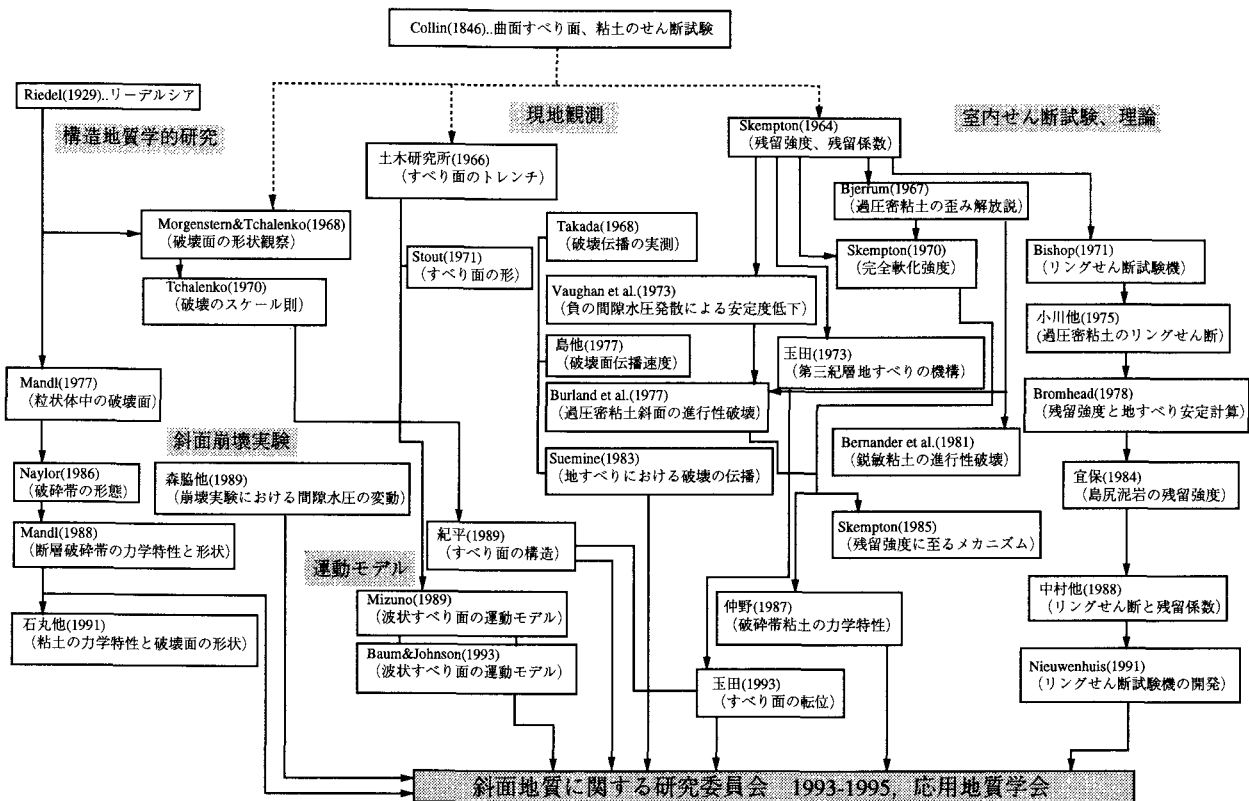


図5.1 斜面の不安定化機構研究の流れ

止めどもなく進行して行く過程であると言える。しかし、図5.1に見られる様に、これまで進行性破壊はどちらかと云えば特殊な限られた地質（土質）のもとで発生する現象と考えられてきたし、解析手法の主流を占めている限界平衡法はすべり面が予め形成されていることを前提としている。したがって、不安定化機構を力学的に考えるために、これまで役割が過小評価されてきた“破壊の伝播性・進行性”を中心に据えた、新たなパラダイムを構築する必要がある。最近、しばしば眼に付くようになった“地盤の破壊と歪みの局所化”に関する研究などもこうした流れの一環である。また、徳江（1993）は、破壊あるいは破壊伝播の形態について、独自に以下のような区分を提案している。

(a) 外力条件による伝播過程の分類

強制伝播：外力条件（荷重、地下水位等）の変化に伴って破壊が伝播する場合

自励伝播：外力条件が一定であるにも関わらず、内力の再配分等により破壊が伝播する場合

(b) 歪みエネルギーに注目した破壊伝播の分類

歪みエネルギー蓄積伝播：歪みエネルギーの蓄積によって破壊が伝播していく場合

歪みエネルギー解放伝播：歪みエネルギーの解放によって破壊が伝播していく場合

歪みエネルギー蓄積/解放伝播の区別は、破壊の伝播方向と破壊面上の土粒子の移動方向との関係で区別される。すなわち、両方向が一致すれば蓄積伝播であり、反対ならば解放伝播に分類される。この分類法は、主として室内実験（特に斜面の破壊モデル実験）の結果に基づいて導かれたが、本質的に破壊現象そのものの考察に基づいた区分であるので、地すべりのメカニズム論にも適用可能なはずである。たとえば、自励伝播状態にある斜面は不安定化したと言えるかも知れない。おそらく、こうした研究の進展を通じ、将来は不安定化機構を正面から取り扱うことが可能になるであろう。

さて、上記の様な破壊のプロセス（不安定化）が、広義の地質構造や風化・浸食等の地形変化プロセスの影響のもとにあることは明らかである。すなわち、斜面の“不安定度”に関して、次式のような表現が可能である。ここで、“安全率”を用いないのは、安全率の定義との混乱を避けるためである。

不安定度 = 土の強度（履歴、破壊の進行性、間隙比、飽和・不飽和等）× 破壊関連領域/発生応力（斜面の傾斜等）

斜面の不安定化機構の解明は、上記の要因間の関連が全て明らかになった時点で完成するが、現実にはそれらのほとんどが未解明である。特に、従来の土質力学は基本的に

均一材料の力学を基礎に発展してきたため、上式の分子に表現される様な不均一場における非斉時的破壊の取り扱いが困難である。

そこで本章では、まず始めに、破壊の伝播性を考慮しない場合の取り扱い（古典的方法）について述べ、次に、きわめて均一な土質条件下において、破壊の伝播性が安定問題に及ぼす影響を具体例に基づいて紹介することにした。すなわち、風化や地質構造の影響が均一な条件下でこそ、破壊の伝播性の影響が比較的明瞭にあらわれると期待されるからである。

## 5.2 安定度評価の理論と方法

### —古典的手法を中心として—

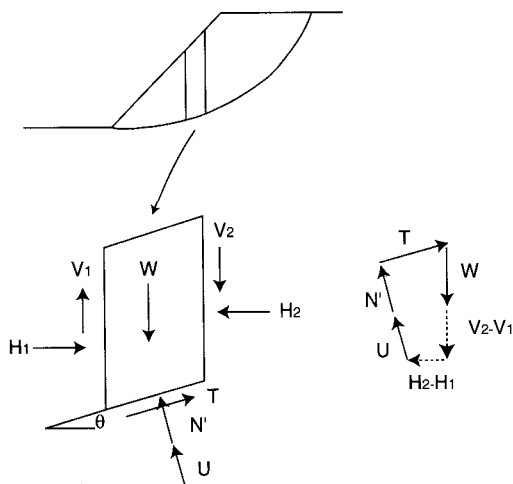
斜面の安定解析は、実務上は限界（極限）平衡法によって行われることが多い。限界平衡法を使用する場合、必要な仮定は以下の3点である。

1. すべり面の位置と形状があらかじめ、判明している。
2. 破壊面上のせん断力が既知である。
3. 破壊面上のせん断抵抗力も既知である。

実際の斜面において、これらの仮定が完全に満たされることは、きわめて稀であるが、計算が手軽に行えることや、安全率の導入によって安定度を明確に定義可能なことから、限界平衡法は現在も広く使用されている。さて、すべり面を推定し、力学試験を行い、安定度を論じるという限界平衡法の道筋を最初に辿ったのは、Collin（1846）で、Bourgogne運河工事の際研究した結果をもとに、粘土のせん断試験と曲面すべりを考慮した解析を行った（Skempton, 1949）。基本的な手法は現在も変わっていないが、解析手法・計算式としては様々なものが提案されている。

図5.2(a)は、分割されたスライスにおける力の釣り合いを示している。限界平衡法では、こうした各スライスの力を合計し、合計せん断力と合計せん断抵抗力の比を安全率として定義する。スライスに働く力の内、スライス間力すなわち $H_1H_2$ 、 $V_1V_2$ を具体的に求めることは難しい。そこでこれらを何とかして簡略化（省略化）し、安全率を求める手法が提案されている。省略の程度は考案者の自然観を反映するため、様々な手法が存在することになる。それらの内、最も大胆な手法は、簡便法（スウェーデン法）と呼ばれる計算法である。図5.2(b)は、簡便法で仮定されている力の釣り合いを示している。簡便法では、スライス間力は釣り合いによって打ち消し合っていると仮定する。すなわち、スライス間力を計算上0とするのである。従って、力の多角形は、力の三角形になる。この手法は、きわめて大胆な仮定を含むものの、計算が簡便であることから広く普及しており、現在わが国の地すべり安定計算は、ほとんど

a) 一般分割法



b) 簡便法



図5.2 分割されたスライスに働く力の釣り合い

この手法によって行われている。

簡便法（スウェーデン法）の安全率Fsは、次式で与えられる。

$$F_s = \frac{c' \sum l + \tan \phi' \sum (W \cos \theta - U)}{\sum W \sin \theta} \quad (5.1)$$

ここで、 $c'$ ：粘着力

$\phi'$ ：内部摩擦角（強度増加率）

$l$ ：すべり面長

$\theta$ ：すべり面傾斜

$W$ ：土塊重量

$U$ ：換算間隙水圧

一方、Morgenstern and Price法（以下MP法）、Spencer法等の一般分割法やJanbu法、Bishop法などは、何らかの意味でスライス間力を取り扱う手法であり、スウェーデン法をより“高度化”したものとして提案されている。しかし、中村（1978）がわが国の多くの地すべりについて示したように、すべり面が円弧からはずれた一般形の場合、“原始的”とされるスウェーデン法と一般分割法を代表するMP法の違いは、6%以下である（スウェーデン法の結果が常に低い）。この程度の違いは、地下水位を間隙水圧として用いることの危険性や“進行性破壊”の影響を考慮することによって容易に吸収可能であり、地形測量等の誤差を考慮すれば大きな違いとはいえない。逆に、MP法がスウェーデン法に比べて常に6%程度高い安全率を示すことは、それだけ

不安全側の評価を与えることになる。さらに、実際にMP法を解くために必要な土圧分布の推定やJanbu法で使用する修正係数などの不確実性を考慮すると、一般分割法やJanbu法などがスウェーデン法に対して理論的に有するとされる優位性は、実務的な意味では疑わしいと言える。

これらの手法に共通する前提として、強度一定、すべり面形成（破壊）の同時性、すなわち自然現象の過度なモデル化であるといえよう。しかし、破壊の近傍では、地盤が剛体的に移動するので良い近似を与える。

5.3 破壊の伝播と地すべりの発生メカニズム

5.3.1 研究の現状

(1) すべり面の起源と形態

地すべりは、すべり面上を地盤が繰り返し（まれに1回のみ）すべる現象であり、最大の形態的特徴は、“すべり面”が存在することである。すべり面の起源については定説がないが、層理・節理・片理・断層・不整合などの構造的な不連続面やせん断面が、転化したとするのが最大公約数的な考え方である。土質力学の分野においては、すべり面（すべり線）を、文字どおり、なめらかな厚さのない面として扱うことが前提となっている。これに対し、構造地質学の分野では、すべり面は有限の厚さを持つ“せん断帯”と見なすことが普通であり、多くのせん断面によって構成される特有の構造として捉えるのが一般的である。せん断帯の構造は、様々な応力条件を反映しているため、その体系化は、構造地質学の第一級のテーマとして、これまで多くの観察や実験が積み重ねられてきた。この分野において、最初に実験的なアプローチを試みたのはRiedel（1929）である。Riedelは、基盤の横ずれ断層運動（Wrench fault）による被覆層の変形を論じ、全体を貫くすべり面の形成前に、それに斜交する不連続なせん断面（破壊面）が平行に形成されることを見いだした（図5.3）。この不連続なせん断面

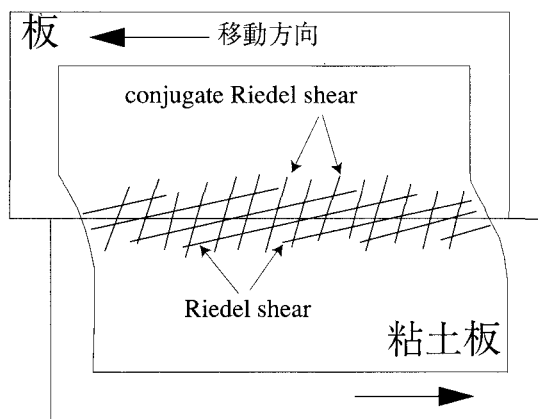


図5.3 Riedel（1929）の実験結果



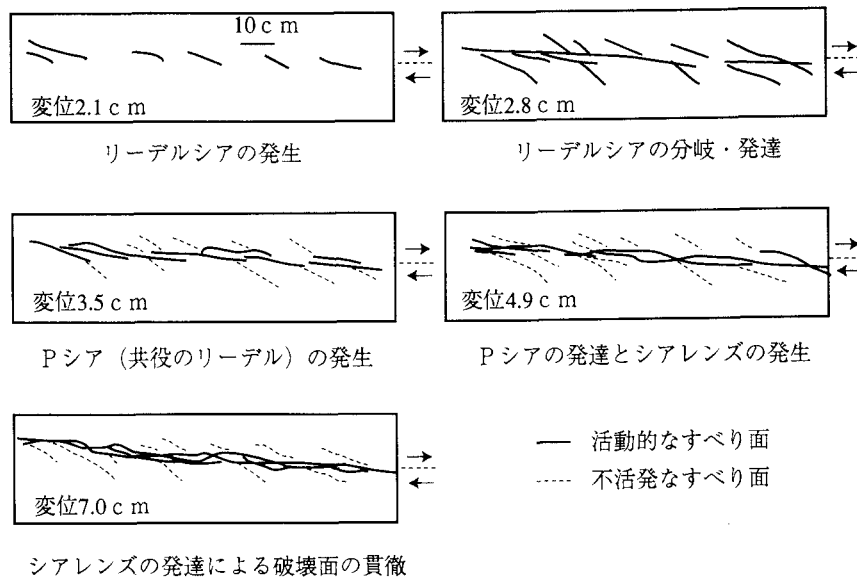


図5.4 サンドバックを使用したNaylor (1986) らの実験結果。シアレンズの発達が認められる

は、その後、リーデルシアと呼ばれるようになった (Skempton, 1966)。Riedelの研究は、現在もMandlほか (1977)、Naylorほか (1986)、Mandl (1988) によって受け継がれ、より詳細に形態的特徴が記載され、フィールドにおける観察結果の解釈に役立っている (図 5.4)。

Riedel (1929) の研究は観察を主体にしていたため、その結果を工学的に利用するには不十分であった。この点を補い、土質力学の土壌の上に、すべり面の形態に関する考えを初めて導入したのがMorgenstern and Tchalenko (1967) の研究である。彼らは、カオリン粘土の一面せん断試験を行い、様々なせん断変位の段階で供試体を取り出して、薄片を作成し、偏光顕微鏡を用いた観察を行った。その結果、一面せん断試験のピーク付近までは供試体は単純せん断的な変形をしていること、全体を貫く連続したせん断面 (すべり面) は、残留強度に向かう過程で出現することを示した (図 5.5)。さらに、Tchalenko (1970) は、せん断過程を以下の三段階に区分し、これらがサイズや材料によらず、あらゆるせん断現象において共通して見られることを示した。

- (1) peak stage : 多くのリーデルシアが出現。
- (2) post peak stage : 強度は低下する。P-shearと呼ばれるリーデルシアと逆傾斜の (対称的な) せん断面が出現する。
- (3) the residual stage : 一つまたは平行な数本の面上のすべり (主変位せん断面)。

これらの研究は、粘土の薄片作成技術に支えられて行われた。粘土の薄片作成は、現在でもきわめて高度なテクニックを必要とする技術であるが、Morgenstern and Tchalenko (1967) は、Carbo waxを使用した粘土の固定法を適用し、薄片の作成に成功した。

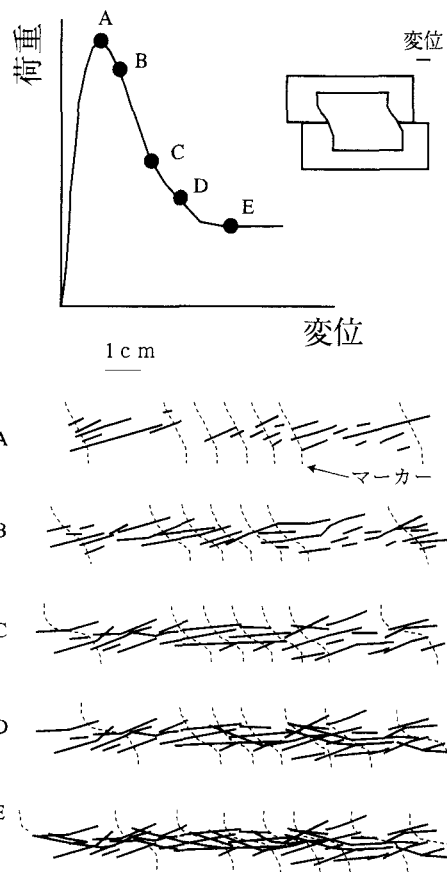


図5.5 Tcharenko (1970) によるRiedel実験の追試結果。応力・変位関係からわかるように、顕著せん断面は主として歪み軟化過程において形成される

地すべりのすべり面形態に関する研究は、主にわが国において進められた。建設省土木研究所 (1966) は、新潟県猿供養寺地すべり試験地において、すべり面のトレンチ調査を行い、すべり面が複雑に屈曲した形状をしていること

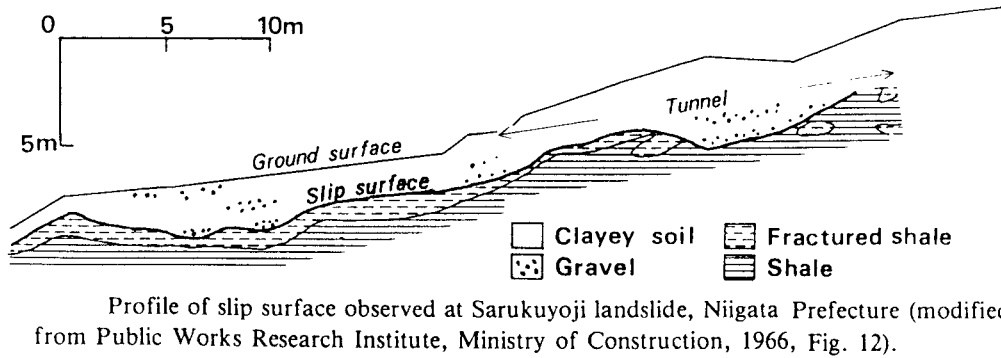


図5.6 新潟県猿供養寺地すべりにおけるすべり面の形状 (建設省土木研究所、1996)。すべり面は、複雑に屈曲していることがわかる

を見いだした(図5.6)。また最近、ユタ州のEphraim Creek地すべりにおいても、Baum and Johnson (1983) がすべり面の発掘調査を行い、すべり面に凹凸があること、すべり面含有粘土層の厚さは激しく増減し、所によって厚いせん断帯を伴っていることを報告している。玉田 (1973) 及び玉田ほか (1993) は、テストピットでのすべり面の観察結果から、弱面 (せん断面) の種類をせん断Ⅰ及びⅡ型、摩擦Ⅰ及びⅡ型の四種類に区分し、これらの形成過程においてWater film面 (リーデルシア) が大きな役割を担っていると主張した。そして、これらのせん断面は、あたかもミシンホールのようにすべり面付近に不連続的に分布し、それらが連続することによって“すべり面”が形成されると述べた (図5.7)。紀平 (1989) は、すべり面を貫いて掘削されたライナープレート集水井ですべり面の観察を行い、地すべりのすべり面においても、リーデルシア、P-シア (スラストシア)、主変位せん断面の三種類のせん断面が発達していること、地すべりの進行により、リーデルシアしか見られなかった地点においても、数年後には主変位せん断面が形成されたことを示した (図5.8)。これらの、すべり面の形態に関する実証的研究をもとに、水野 (1987)、Baum and Johnson (1983) らは、波状すべり面を持った地すべりの運動モデルを提案している。これらのモデルでは、すべり面の形状をサインカーブとして近似し、地すべりの徐動的な動きをモデル化している。

以上をまとめると、実物大の地すべりや断層において観察されるすべり面は、幅を持ったせん断帯であり、多数のせん断面の集合体である。室内試験によってそれらの形成過程を整理することができ、

リーデルシア→P-シア→シアレンズ→主変位せん断面という過程を繰り返してせん断帯が成長していくと考えられている。地すべりのすべり面は、既存のせん断面が連結されることによって形成されるが、その際、一部は未破壊領域を通過することがある。また、すべり面のトレンチ発掘調査結果 (例えば、猿供養寺地すべり) では、すべり面は複雑に屈曲し、リーデルシア、P-シア (スラストシア)、

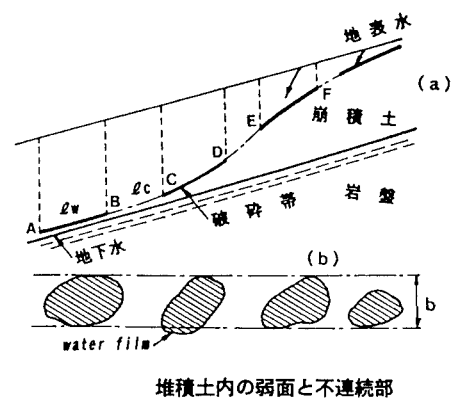
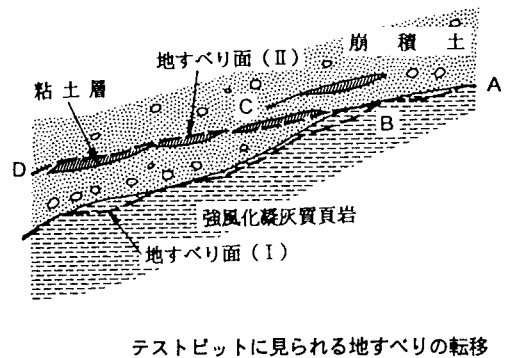
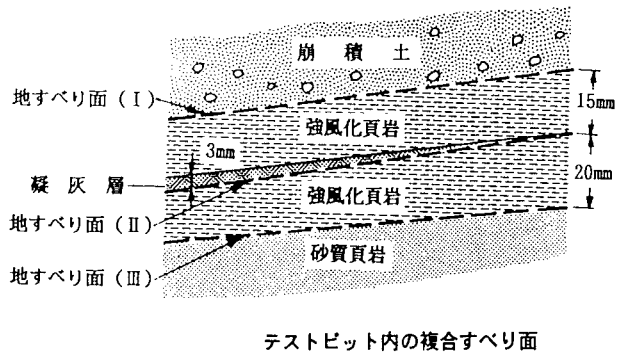


図5.7 玉田によるすべり面の観察結果と解釈(玉田、1993)。すべり面はミシンホールの様に、既存のせん断面が連結されることによって形成されると考えた

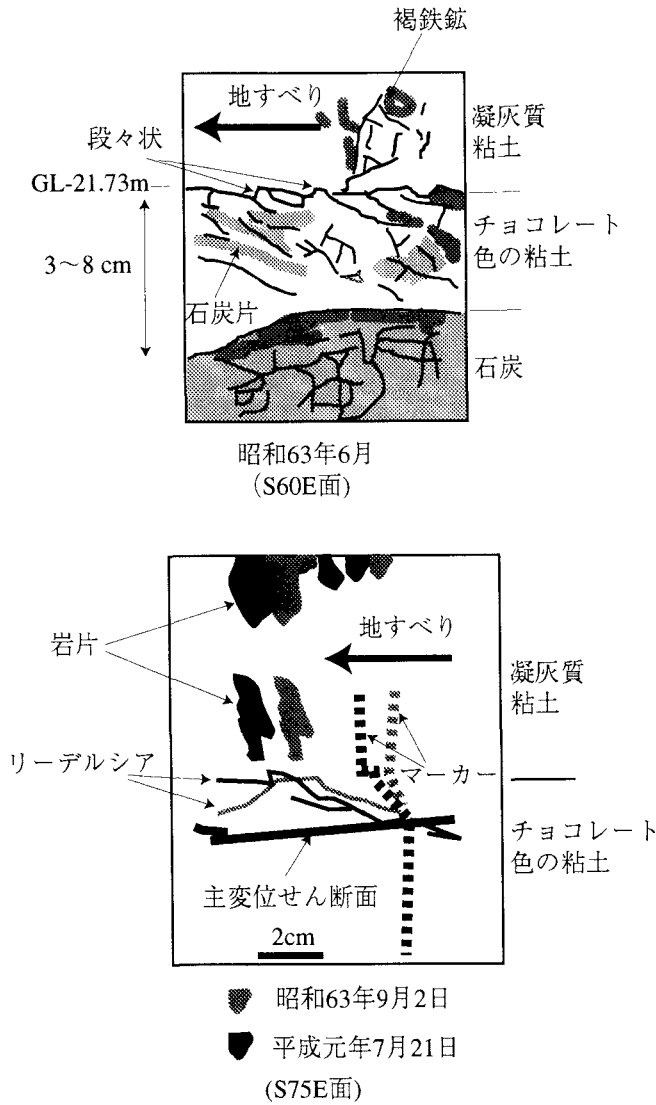


図5.8 平山地すべりにおけるすべり面の観察結果 (紀平、1989)。すべり面が階段状に屈曲していることがわかる。さらに、時間の経過とともに、リーデルシアのみが見られたの段階から主変位せん断面が発達する段階に移行したことがわかる

主変位せん断面の三種類のせん断面が発達していることが確かめられている。

(2) 地すべり粘土の力学特性

地すべりのすべり面には、しばしば数mm～数cmの厚さの粘土層が発達している。それらは、“地すべり粘土”や“すべり面粘土”などと呼ばれ、地すべりが繰り返して活動していることの証拠であり、そのような粘土の存在そのものが、典型的な地すべりの特徴と考えられている。したがって、地すべりの運動は、すべり面における薄い粘土層の力学的性質に支配されると考えられ、粘土のせん断特性と地すべりの関係について多くの研究がなされてきた。Skempton (1964) は、斜面の長期安定問題として、過圧密粘土のせん断特性と地すべりの関係について検討し、地すべりは、過圧密粘土の強度がピークせん断強度から残留強度に低下して行く過程で発生すると考えた (図5.9)。さらに、浸食や人工的な切り土によって、斜面の内部に応力集中部ができると、その部分の強度はピーク強度を越え、残留強度に低下し、応力の伝播によって残留強度部分が拡大して、ある割合になると地すべりが発生するとした。そして、その割合を残留係数 (Residual factor) と呼び、応力集中部ができる原因としては、亀裂の存在を挙げている。しかし、あまり移動していない地すべりにおいては、すべり面が残留状態にあると考えるのは無理がある。そのため Skempton (1970) は、初生的な地すべり (First-time slide) のせん断強度として、スラリーから再構成した粘土のピーク強度 (完全軟化強度) を用いることを提案した。しかし、Skempton (1964) によって提案された残留強度は、繰り返し一面せん断試験によって求められた値であるため、せん断強度に及ぼす大変位の影響を過小に評価している可能性があった。

そこで、Bishopほか (1971) は、リングせん断試験機を新たに製作し、粘土の残留強度を精密に測定した。Bishopらの装置の特長は、せん断が一方のみで行われ、断面積の変化がないこと (リングせん断試験法の特長)、摩擦が測

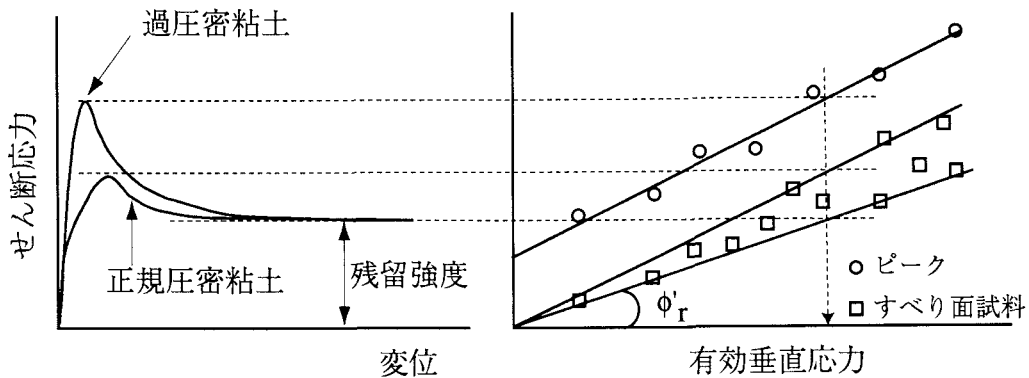


図5.9 粘土のピーク強度と残留強度の関係 (Skempton、1964による)

定できること、不均一な応力分布の発生をできるだけ抑制する構造であることである。その結果、ロンドンクレイの場合、繰り返し一面せん断試験で得られる残留強度 $\phi'_r$ は約16度であるのに対し、リングせん断試験での $\phi'_r$ は8～10度とかなり低い値が得られる傾向があることがわかった。Skempton (1985)によれば、安全率がほぼ1.0と考えられるロンドンクレイの地すべりの安定解析に、リングせん断試験から得られた $\phi'_r$ を適用した結果、約2度程度低すぎる傾向が認められた。この原因として、リングせん断試験で形成されるせん断面が、現実の地すべりに比べてスムーズすぎる点や応力集中の可能性が指摘されているが、明確な説明はなされていない。逆に、Bromhead(1978)は、独自に作製したリングせん断試験装置で求めた残留強度を現実の地すべりに適用した結果、地すべりの安全率はほぼ1.0となり妥当な結果を与えると述べている。

わが国においても、小川ほか(1975)、宜保(1984)、佐々(1986)、中村ほか(1988)によってリングせん断試験機が組み立てられ、地すべり粘土の残留強度が求められている。その結果は、ほぼロンドンクレイの場合と同様で、リングせん断試験で求めた残留強度 $\phi'_r$ は、現実の地すべりの挙動を説明するには小さすぎる値を与える傾向がある。宜保(1984)は、Mohr-Coulombの破壊基準とSkempton(1964)の残留係数を組み合わせ、逆算法によって得られる $c' - \tan\phi'$ 関係図に導入することによって平均すべり面強度定数を決定する方法を提案している。彦坂ほか(1992)は、残留強度 $\phi'_r$ は試験法によって大きく異なり、プレカット三軸圧縮試験>繰り返し一面せん断試験>プレカット一面せん断試験、単純せん断形式のリングせん断試験>一面せん断形式のリングせん断試験の順に小さくなることを示し、単純せん断形式のリングせん断試験が最も妥当な強度を与えると述べている。このことは、残留強度 $\phi'_r$ が拘束条件によって変わることを示しており、最も拘束のきつい一面せん断形式のリングせん断試験において最も小さくなっている。

以上をまとめると、Skempton(1964)以来、地すべりに関係する粘土の強度として、残留強度が最も注目され、様々な努力によって、試験法が開発されてきた。最近では、主としてリングせん断によって残留強度が求められている。しかし、現実の地すべり現象を評価する場合、残留強度(リングせん断による)では小さすぎる問題点が指摘されている。すなわち、地すべりの安定度は、完全軟化強度～残留強度の間の強度を用いた解析によって表現可能という点については、これまでの研究は一致している。しかし、具体的にどの強度を用いるべきかについては、定説が無いのが現状である。したがって、わが国では、通常、逆算によって力学試験とは無関係に設計用土質定数が決定され、地すべりの防止工事が行われている。

### (3) 破壊の伝播

Skempton(1964)は、地すべりの発生機構に進行性破壊の役割を指摘したが、その具体的なメカニズムの検討は不十分であった。Bjerrum(1967)は、過圧密粘土における進行性破壊のメカニズムについて検討し、Skempton説のように亀裂の存在が進行性破壊の本質的な原因ではなく、主として歪みエネルギーの解放に起因する歪みの再配分によって発生することを主張した(図5.10)。すなわち、続成作用を受けた過圧密粘土が浸食によって除荷された場合、本来、リバウンドとして解放されるべき歪みエネルギーの一部が閉じこめられる(Locked-in energy)。このエネルギーは、斜面形成後の風化の進行とともに解放されるが、過圧密粘土の静止土圧係数 $K_0$ 値は、かなり大きく(>1.0)なっているので、粘土は側方に膨張し、すべり面が発達すると考えた。すべり面が形成された部分の強度は残留強度まで速やかに低下するので、再び歪みの分布が変化し、すべり面の先端部では新たな破壊が発生すると述べた。この説によれば、すべり面がほぼ水平な地すべりが存在することになるが、実際、Burlandほか(1977)が報告したOxford粘土斜面の崩壊は、Bjerrum説を裏付けている(図5.11)。すなわち、ほぼ水平なすべり面が徐々に斜面内部に向かって進行し、すべり面の先端は後方に比べて歪み量が大きいことが観測された。Lo and Lee(1973)は、FEM解析により、進行性破壊の応力的な解析を行っているが、材料の応力・歪み(歪み軟化)関係、掘削の規模、静止土圧係数 $K_0$ 値が斜面の安定に大きく影響することを指摘している。特に、静止土圧係数 $K_0$ 値が法尻付近の応力集中に与える影響は大きく、Bjerrum説を支持する解析結果となっている。

一方、Vaughanほか(1973)は、粘土斜面の遅れ破壊の理由として間隙水圧の消散が遅れていることに原因があると考え、負の間隙水圧が測定可能な特別な間隙水圧計を製作し、ロンドンクレイの斜面において、間隙水圧の長期観測を行った。その結果、切り取り後9年経過しても、斜面内には負の間隙水圧が発生しており、最大-7mの水頭を保っていることが見いだされた。すなわち、ロンドンクレイの斜面は、亀裂があっても水の表面張力のため、切り取り後すぐには亀裂は開かず、負の間隙水圧が発生する。その後、水の進入とともに負圧は減少し、正圧に転じるとせん断抵抗が減少して崩壊に至ると考えられ、Skempton説を支持する結果となった。

以上のように、過圧密粘土の初生的地すべりについて、いくつかの進行性破壊機構の理論が、提案されている(ひずみエネルギーの解放説、ピーク～残留説)。しかし、何回も間欠的に動くような再活動性の地すべり(日本で最も普通の地すべり)については、進行性破壊に関する研究例は、極めて少ない。例外的に、Takada(1968)、島ほか(1977)、Suemine(1983)らの京都大学グループは、四国の結晶片岩

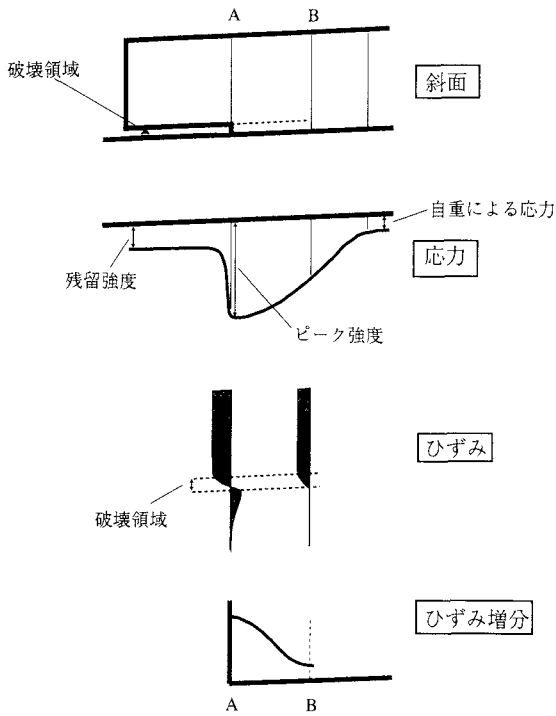


図5.10 Bjerrum (1967) による進行性破壊のメカニズム

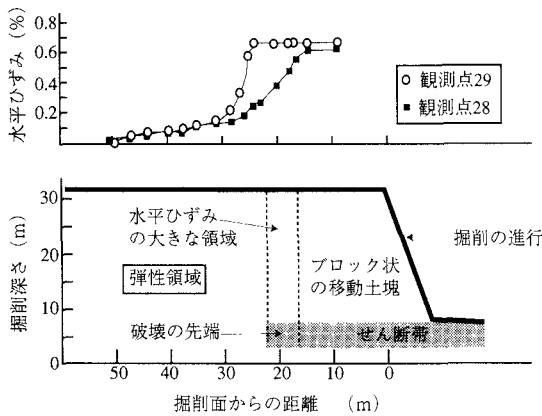


図5.11 オックスフォード粘土斜面における崩壊の過程 (Burland et al., 1977による)。ほぼ水平なすべり面が形成された。Bjerrum説を支持する結果である

地帯（三波川帯）の西川地すべり、伊良原地すべり、九鬼地すべりに試験地を設定し、長期間の現地観測を継続している。破壊の伝播現象は、地中歪み計及び伸縮計を使用した観測により、捉えられており、斜面の一部に核が形成され、数m/時～10m/時の伝播速度で、斜面の上部及び下部に向かって伝播することが報告されている（図5.12）。また、水平方向への伝播だけでなく、地表面に向かって伝播する場合もあることが指摘されている。一方、落合ほか(1991)は、砂質土斜面の降雨崩壊実験を行い、崩壊に伴う間隙水圧の動的変動を観測している。間隙水圧は、崩壊によって急激に上昇（正圧）するが、不明瞭ながら上昇の開始時期

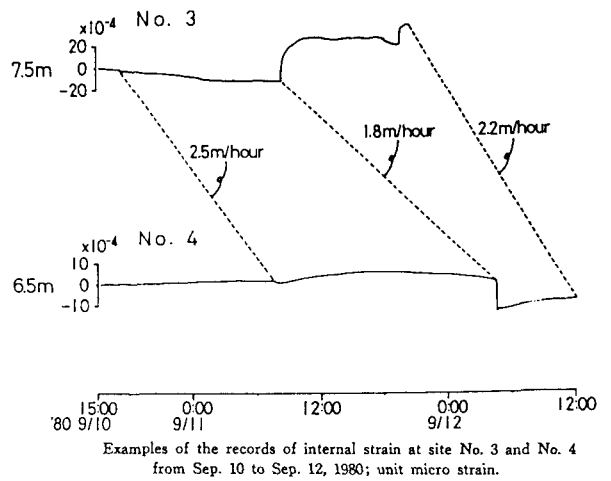
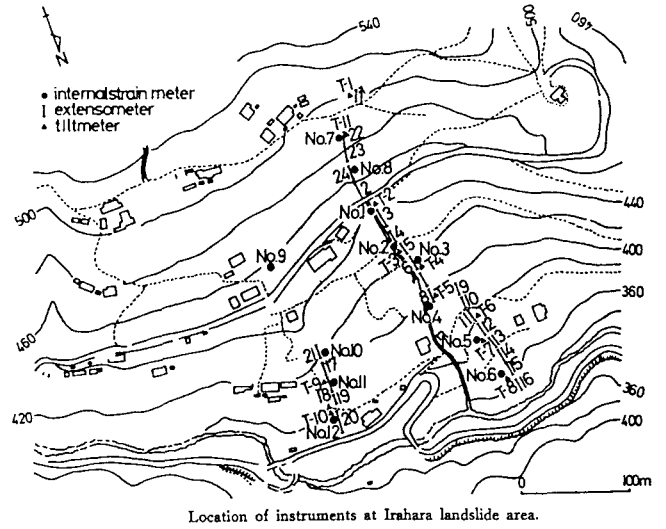


図5.12 四国、伊良原地すべりにて観測された地中歪みの伝播 (Suemine, 1983による)

に場所によるずれが認められ、破壊の伝播が発生している証拠と考えられる。

### 5.4 破壊伝播現象の具体的事例とその意義

現実の再活動性の地すべりにて、破壊の伝播現象を捕えた観測例は極めて少ない。既往の研究では、末峰らの京都大学グループが四国の結晶片岩地帯の地すべりにて観測した例が、ほとんど唯一の研究例である。わが国においては、地すべりの調査及び変動量観測は、法律（地すべり等防止法）によって裏付けられ日常的に行われている。したがって、破壊の伝播のメカニズムを検討する上で有用なデータが豊富に得られるはずであるが、現実には、そうしたデータはきわめて少ない。これは、崩壊が突発的で予め現地で観測態勢を整えることが困難なこと、経常的な観測の主目的が対策工事の設計数量の算出であるため、観測

の時間間隔が粗すぎる事が主な理由と考えられる。また、諸外国では、そもそも観測施設を設置することが希であるため、破壊の伝播現象が観測される可能性はほとんど期待できない。したがって、現実の地すべりにおける破壊の伝播現象を検討するためには、わが国において多くの資料を収集し、その中で偶然に破壊の伝播を観測することができた例を見つけるか、観測施設を自ら設置し、高時間密度の観測を行う必要がある。ここでは、前者のアプローチによって見いだした与内畑地すべり1983年の例について述べる。

#### 5.4.1 与内畑地すべりにおける観測

##### (1) 背景

与内畑（よないはた）地すべりは、福島県喜多方市北西方の会津盆地西縁山地に位置し、中新統の泥岩、凝灰岩を

基岩とする地すべりである（福島県、1985, 1990）。グリーンタフ期の鉱化作用を受け、広範囲にわたり変質帯（粘土化帯）が形成されている。その中心部では、かつて与内畑石膏鉱山が稼働されていた（現在は閉山）。1959年に地すべり指定地の指定を受け、現在も調査・対策工事が行われている。五枚沢川の左岸は、与内畑地区付近で、馬蹄形状に幅広く浸食され、比高80~100mの谷壁斜面には風化岩盤地すべり、谷底の緩斜面には粘質土地すべりが分布する（図5.13）。これらの粘質土地すべりは、いわゆる“マッドスライド（mudslide）”（Brunsden, 1984）と呼ばれるタイプの地すべりで、移動土塊は、風化岩地すべりからもたらされた粘土と泥岩が現位置で風化した粘土の混合物からなる。風化岩盤地すべりは急速で間欠的な移動、マッドスライドは緩慢で連続的な移動パターンによって特徴づけられる。し

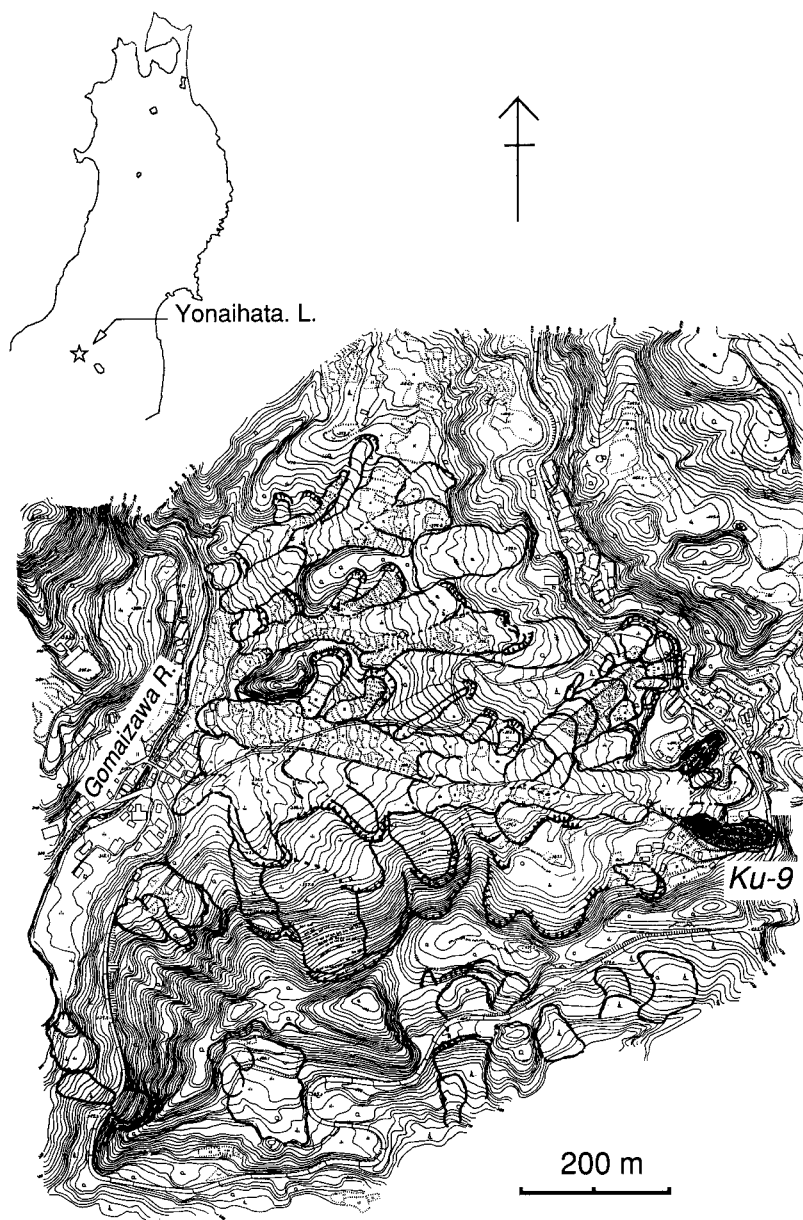


図5.13 与内畑地すべりの地形と地すべりの分布（地形図調整：地質調査所地質情報センター 安田聡）



かし、慢性型地すべりの不安定化が進行して、崩壊（全体的な破壊）に至る例があり、しばしば災害となっている。

活動の記録は1950年代から知られ、現在も多くのブロックに分かれて活動を継続している。最近では昭和58年(1983年)に、Ku-9と呼ばれるブロックで顕著な活動が認められる(図5.14)。Ku-9ブロックの移動土塊は泥岩起源の粘性土からなり、すべり面は粘性土と風化泥岩の境界部に発達している(図5.15)。リングせん断試験で使用した試料のうち、与内畑地すべり粘土と呼んでいる試料はこのブロック

から採取した。

また、Ku-9ブロックの近傍には、1990年以降比較的活動が活発化したYo-1ブロックが位置する。このブロックも典型的な粘質土すべりであり、複数の小ブロックに分かれて活動している。

(2) 破壊の伝播現象を示す観測結果

破壊の伝播を示す観測データは、福島県が行ったKu-9ブロックの調査において得られた。このブロックは、1983年の融雪期(4~5月)に一度、わずかに移動し、頭部の道

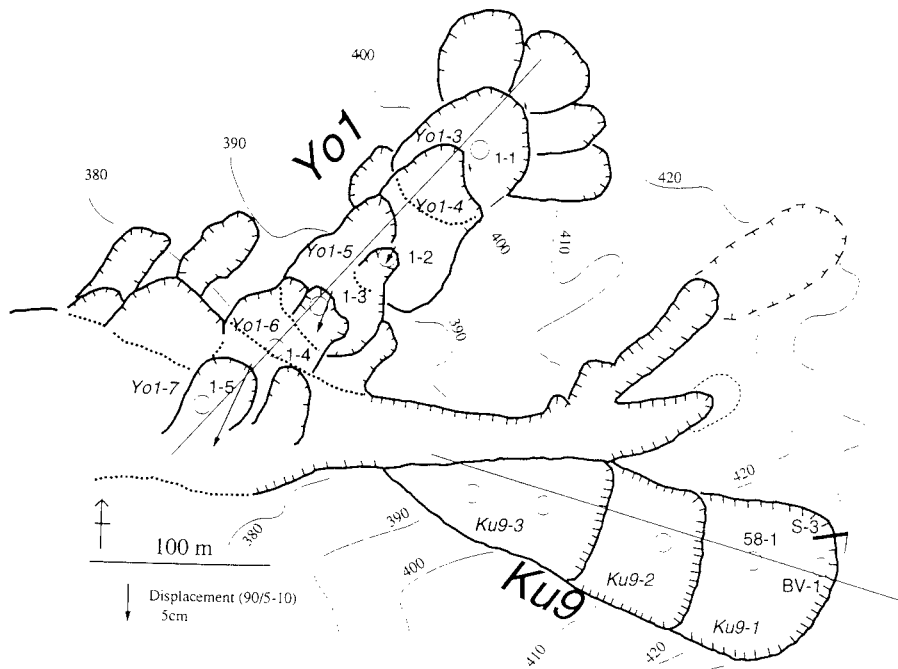


図5.14 与内畑地すべりにおけるKu9及びYo1ブロックの平面図。福島県(1990)を修正・加筆

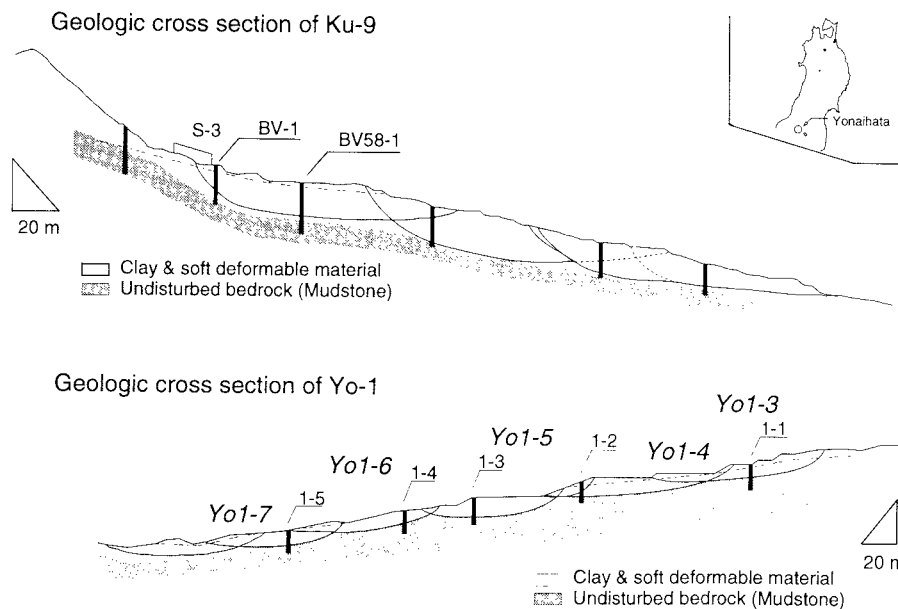


図5.15 Ku9及びYo1ブロックの地質断面図。福島県(1990)を修正・加筆

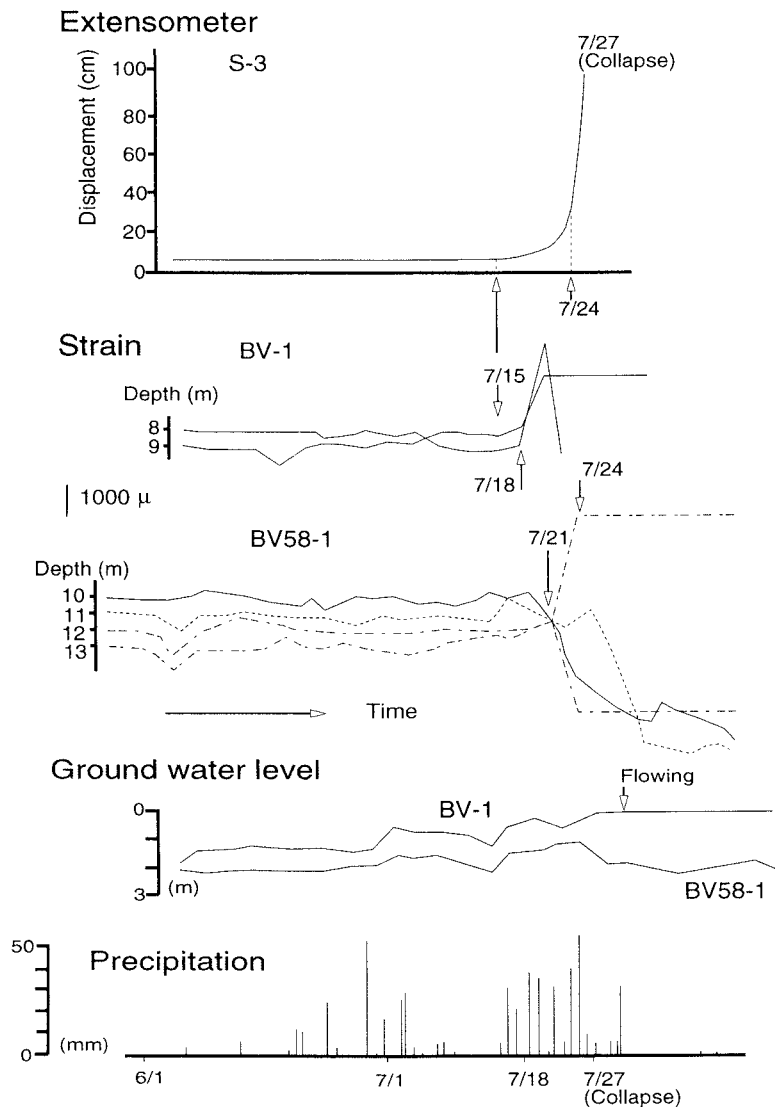


図5.16 与内畑地すべり1983年の活動（観測結果）。福島県（1983）を修正・加筆

路に約1mの段差を発生させた。そこで、急遽、ボーリングと観測機器の設置が行われ、観測体制が整った。その後、地すべりの活動はしばらく安定的に推移したが、1983年7月27日に梅雨末期の豪雨によって再活動し、崩壊した。このとき、頭部に設置した伸縮計と2箇所の中歪みの記録に破壊の伝播現象がとらえられた。図5.16は、この活動の過程を示している。

地すべりの頭部に設置されていた伸縮計(S-3)では、7月15日頃から変位が加速され、7月24日には20cm/日に達した。この間、BV-1の地中歪み計では7月15～18日以後、すべり面付近の歪みが増加したが、BV58-1で歪みの増加が記録されるのは7月18～21日以後である。特に、歪み計のスケールアウト(BV-1:9m、BV58-1:13m)の時期に数日のずれが認められる。すなわち、地表部における変位速度の増加に対応して、地中歪みの伝播が観測されたことになる。7月27日の崩壊直前には、変位速度は600cm/日に達した。

歪み計がスケールアウト(15000～20000 $\mu$ )したということは、歪みゲージを添付してある塩化ビニール製のパイプに、少なくとも数%の歪みが発生したことを意味する。パイプと土の剛性率の違いを考慮すれば、このことは、周辺の土が破壊したことを示していると考えられる。したがって、上記の観測結果は、表面の変位速度が増加傾向にあるとき地中歪みが伝播し、局所的な破壊が伝播したことを示すものであり、後で述べるリングせん断試験における定体積クリープ試験の結果と一致する。

#### 5.4.2 室内せん断試験における破壊の伝播過程

##### (1) 試料及び試験方法

試料は、Ku-9ブロックの深度2m付近から採取した粘性土(以後、与内畑地すべり粘土と呼ぶ)である。供試体は、各試料を含水比200%以上で練返し、直径19cmの大型圧密容器中で予圧密した後、直径6cm、厚さ2.5cmの円盤状に整形して作成した。予圧密圧力は、0.1MPaとした。与内畑

地すべりの場合、すべり層はすでに大変形を受けており、かなり乱れた状態にあると考えてよい。さらに、その乱された地盤は、活動後、つまり安定化後にその場の応力状態に対応して圧密を受けるので、十分な量の乱した試料を採取し、室内で再圧密した試料を使用しても、現実と大きく異なった結果にはならないと考えられる。

図5.17に装置の概要を示す。試験は、測定と制御をすべて自動化し、定体積変位制御せん断試験と多段階定体積クリーブ試験を行った(表5.1)。せん断開始時の垂直応力は0.2MPaとし、24時間以上圧密を行った。通常、完全な応力制御でクリーブ試験を行った場合、破壊は急速(多くの場合一瞬)に発生する。しかし、これまでに観測された崩壊時の地すべりの移動速度には上限があり、その場の境界条件の影響を受けていると考えられる。そこで、今回は、クリーブ破壊時の供試体変位速度が実測された崩壊時変位速度に一致するように制御し、試験を行った。

破壊面の検出は図5.18に示すようにソーメン電極法によって行った。16本のソーメン電極をリングせん断供試体中に縦列に挿入し、電極を直列に接続した回路に5Vの直

流電圧を加えながら、せん断による電圧(以後、電極電圧と呼ぶ)変化を記録した。電極電圧は、電極自身の抵抗と圧密による変形のためせん断開始時には4.7~4.9Vを示している。その後、供試体内部の変形によって電極が完全に切断されると、電極電圧は1.5V以下に急速に低下し、その位置に破壊面が形成されたことを知ることができる。

(2) 試験結果

図5.19は、多段階定体積クリーブ試験における代表的なせん断変位とせん断応力の時間に対する変化を示している。これより、最初に観測された電極電圧の低下(破壊面の形成)は、変位速度が急速に増加し始める時期に対応し、その後、変位が加速度的に増加するのにもなって、破壊面は逐時的に形成されたことがわかる。さらに、破壊面が伝播し、完成に向かう途中で、せん断応力を維持することが不可能になり、応力が急速に低下する現象が認められた。

図5.20は、電極の切断(破壊面の形成)過程を時系列的に示している。これより、破壊面の形成過程について以下のような区分が可能である(図5.21)。

- 第1段階：破壊の準備段階である。変位速度は小さく破壊面は形成されていない。
- 第2段階：数カ所で破壊面が発生し、破壊の核が形成されるが、それらは互いに孤立している。変位速度の急増が開始される。せん断応力は維持されている。
- 第3段階：第2段階で形成された破壊面が、連結し、拡大し、完成する。破壊面の急速な伝播が認められる。せん断応力を維持することが不可能になる。
- 第4段階：完成した破壊面上でのすべり。

上記より、実際の地すべりとリングせん断試験において見られる破壊の伝播現象は以下のような共通する特徴を持っていることがわかった。

- (1)破壊の伝播は、局所破壊(核)の発生→伝播→連続する破壊面(分離面)の形成→全体破壊(崩壊)という過程で進行する。
- (2)変位-時間関係においては、変位の急増(三次クリーブの開始)は、内部における破壊面形成開始のインデックス

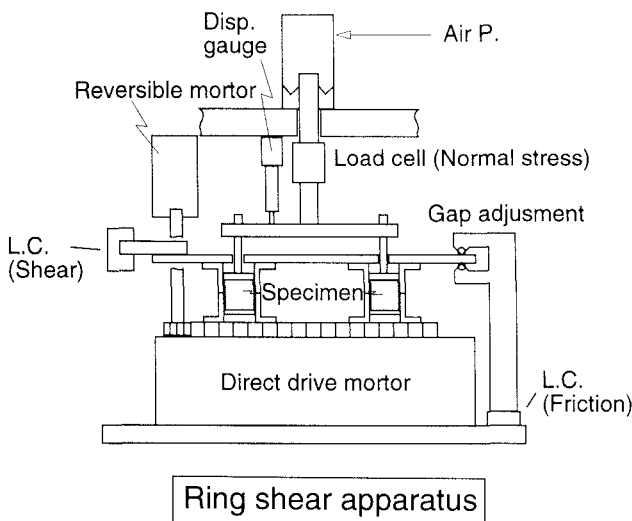


図5.17 リングせん断試験機の断面図。ギャップは3箇所を設置した調節機構で管理される。調節機構は薄型のロードセルで支えられ、供試体とリングの摩擦は、調節機構が支える重量の変化として計測される

表5.1 リングせん断試験の試験項目と圧密及びせん断の条件

試料	変位制御試験			定体積クリーブ試験				
	試験項目	圧密圧力Po (x0.1MPa)		変位速度 (mm/min.)	圧密圧力Po (x0.1MPa)	応力増加ステップ (x0.1MPa)	クリーブ継続時間 (時間/ステップ)	最大変位速度
与内畑地すべり粘土		定体積せん断	正規圧密後せん断					
	残留状態到達後再圧密、くり返しせん断		3.0					
	定圧せん断	正規圧密後せん断	2.0	0.015				

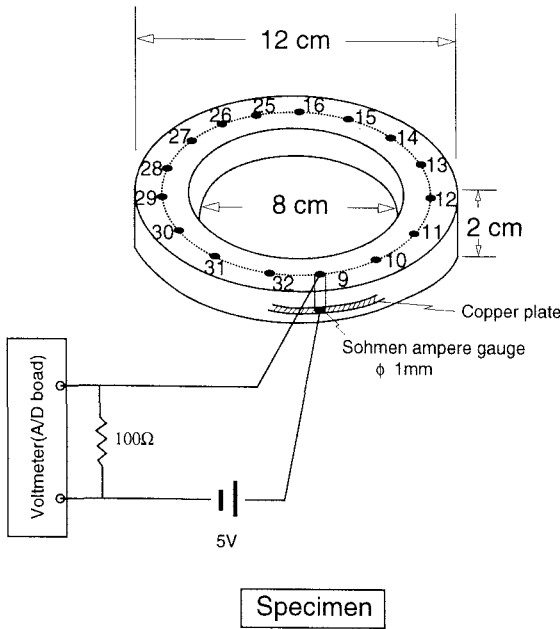


図5.18 リングせん断試験におけるソーメン電極電圧の測定。下側の接点は、ドーナツ状の銅板を介して、全ての電極に接続される (Common)

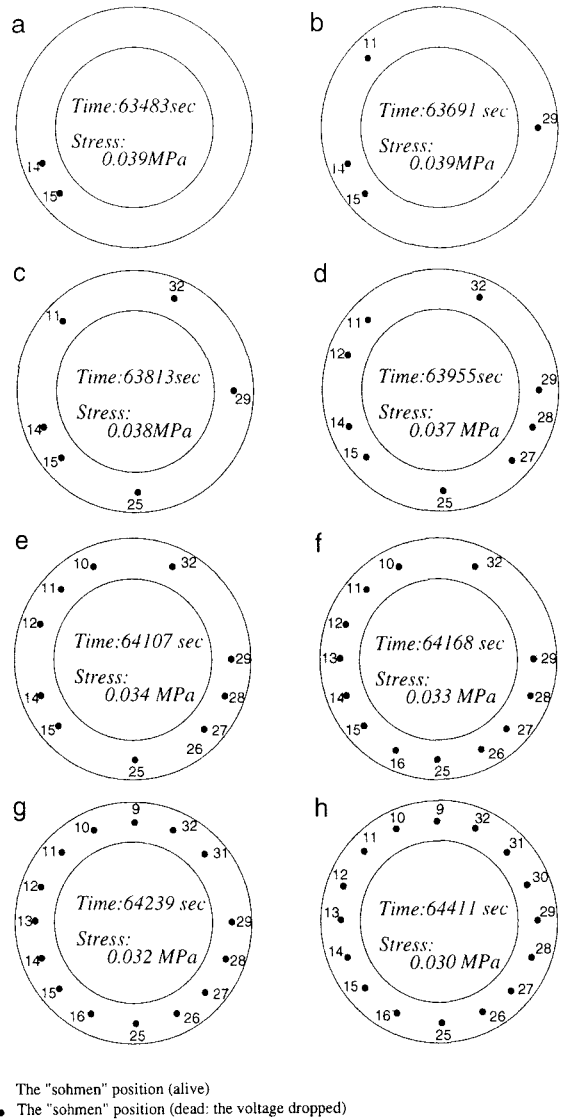


図5.20 与内畑地すべり粘土の定体積クリープ試験におけるソーメン電極の切断過程 (正規圧密、0.2MPa)

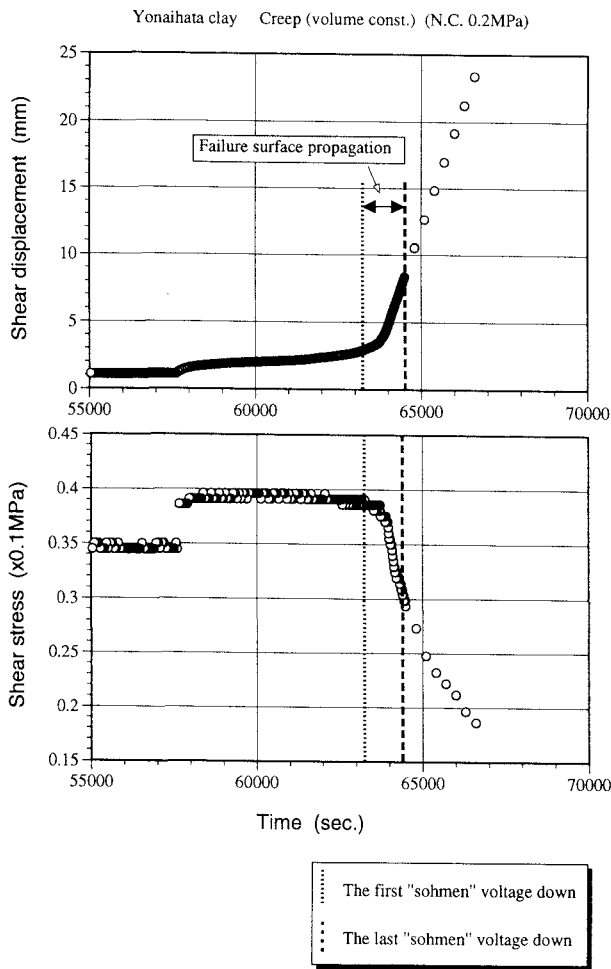


図5.19 与内畑地すべり粘土の定体積クリープ試験における時間・変位関係及び時間・せん断応力関係 (正規圧密、0.2MPa)

である。

さらに、リングせん断試験の結果から、破壊面の形成が進行し、破壊領域が連結されるようになると、応力は低下することがわかった。この応力の低下は、供試体が全体として (塊として) 変形に抵抗できなくなったことを示しており、結果的に変位速度の急増を招くと考えられる。現実の地すべりにおいて、破壊時の応力変化を計測することは困難であるが、リングせん断試験が、実際の地すべりのアナロジーとして成り立つとすれば、崩壊時の地すべりの急速な移動などを応力変化と関連づけて説明することが可能であると考えられる。

### 5.4.3 地すべりのメカニズムと安定度評価

これまでの議論により、リングせん断試験と与内畑地すべりにおける破壊現象は、いくつかの共通した特徴を持っていることがわかった。こうした破壊の伝播現象を現実の

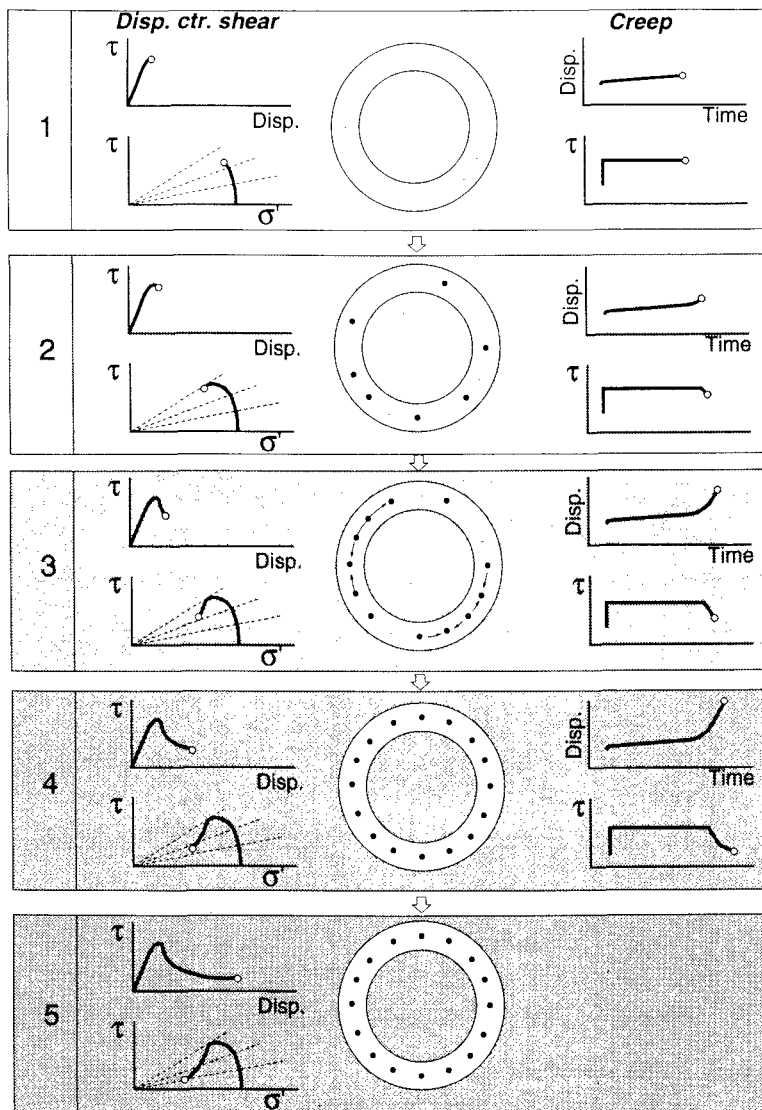


図5.21 リングせん断試験における破壊面の伝播過程。  
1から5の順序で破壊が進行する。

地すべり安定度評価に生かす方法として、ここでは破壊の伝播現象を反映した強度定数について検討したい。

図5.22は、定体積変位制御せん断試験における代表的なせん断変位・せん断応力関係である。破壊の伝播は、ピーク以後の歪み軟化過程で発生している。同様な試験を圧密応力を変えて行えば、図5.23のような三種類の破壊基準が得られる。すなわち、

- 完全軟化強度（練り返し粘土のピーク強度） $\phi'$
- 分離面形成時強度 $\phi'_{ss}$
- 残留強度 $\phi'_r$

の三種類の強度定数が定義可能である。分離面形成時強度 $\phi'_{ss}$ とは、破壊面が全域にわたって形成され、破壊の伝播過程が一段落した時点のせん断応力を強度として表現したものである。これら3種類の強度を地すべりの安定解析に適用した結果を表5.2と図5.24に示す。安定解析は、簡便法

(式5.1)を用いた。使用した地下水位は、最初の崩壊発生直後（5月3日）、2回目の崩壊発生直前（7月27日）、その直後（7月28日）に観測された地下水位である。表5.2、図5.24からわかることは、以下の2点である。

(1)与内畑Ku-9ブロックにおいて、 $\phi'_{ss}$ を使用した結果は、2回の崩壊後の状態（5/3、7/28）は安定側（ $F_s > 1.0$ ）に、全体崩壊直前の状態（7/27）は不安定側（ $F_s < 1.0$ ）にプロットされ、5月～7月の地すべり活動の推移を安全率として良く表現している。これに対し、 $\phi'_r$ を使用した結果は、3ケース全てが著しい不安定側となり、状況を表現できていない。 $\phi'$ を使用した結果は、崩壊後の状態は安定側、崩壊直前の状態はほぼ限界釣り合い状態（ $F_s = 1.0$ ）となり、ほぼ妥当な結果を与える。

(2)与内畑Yo1ブロックの1990年における移動量は、図5.14の移動杭観測結果に示すとおりである。状況は、崩壊

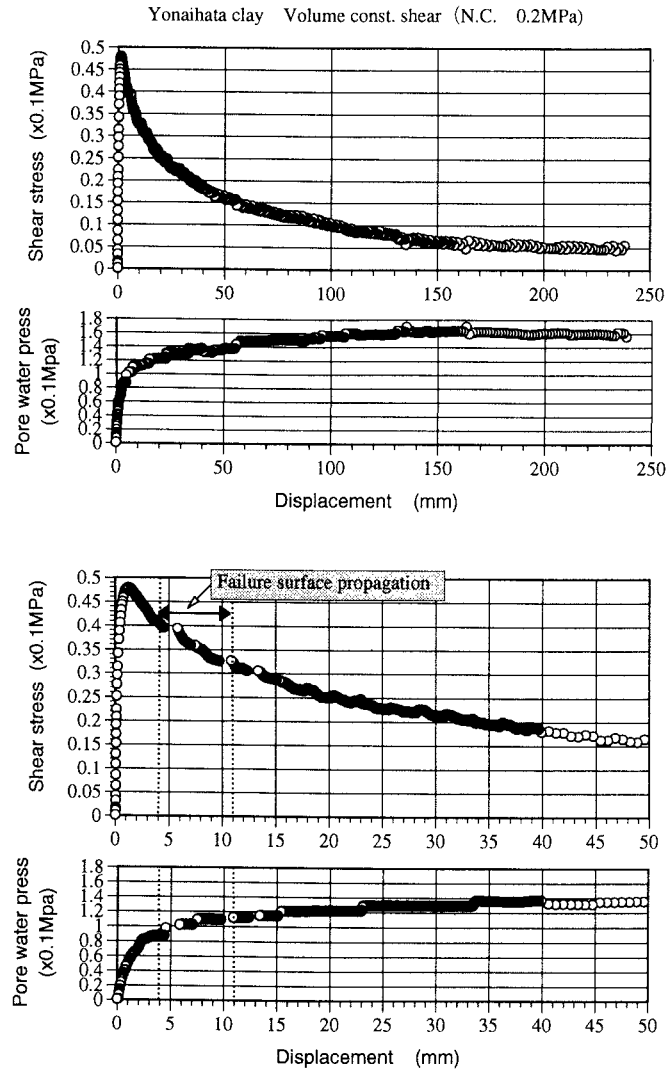


図5.22 与内畑地すべり粘土の定体積・変位制御リングせん断試験における応力・変位関係及び垂直応力の変化 (間隙水圧)。正規圧密、0.2MPa

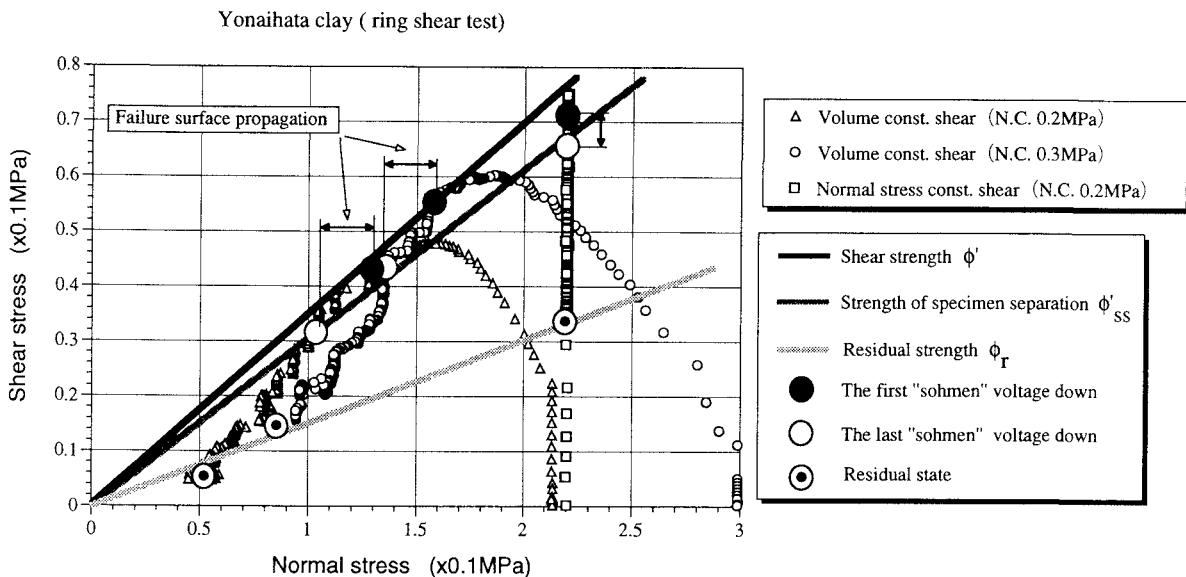


図5.23 与内畑地すべり粘土のリングせん断試験における有効応力経路



表5.2 安定解析結果

	すべり面及び地下水位	せん断力 $\Sigma T$ (t/m)	有効垂直力 $\Sigma(N-U)$ (t/m)	すべり面長 $\Sigma L$ (m)	すべり面上の平均応力 (x0.1MPa)		安全率 $f_s$		
					$\sigma'_o$	$\tau$	$\phi'$ を使用 した場合	$\phi'_{ss}$ を使用 した場合	$\phi_r$ を使用 した場合
与内畑地すべり Ku9-1 ブロック	1985年5月3日 (1回目の地すべり発生直後)	187.2	681.04	99.7	0.68	0.19	1.27	1.09	0.54
	1985年7月27日 (2回目の地すべり発生直前)	187.2	537.09	99.7	0.54	0.19	1.00	0.86	0.43
	1985年7月28日 (2回目の地すべり発生直後)	142.96	573.09	112.3	0.51	0.13	1.40	1.20	0.60
与内畑地すべり Yo1 ブロック	Yo1-3 (1990年 HWL)	89.3	293.1	81.2	0.36	0.11	1.15	0.98	0.49
	Yo1-4 (1990年 HWL)	81.6	259.2	86.0	0.30	0.09	1.11	0.95	0.47
	Yo1-5 (1990年 HWL)	60.1	177.2	69.0	0.26	0.09	1.03	0.88	0.44
	Yo1-6 (1990年 HWL)	63.8	170.8	59.0	0.29	0.11	0.94	0.80	0.40
	Yo1-7 (1990年 HWL)	53.2	182.5	66.2	0.28	0.08	1.20	1.03	0.51

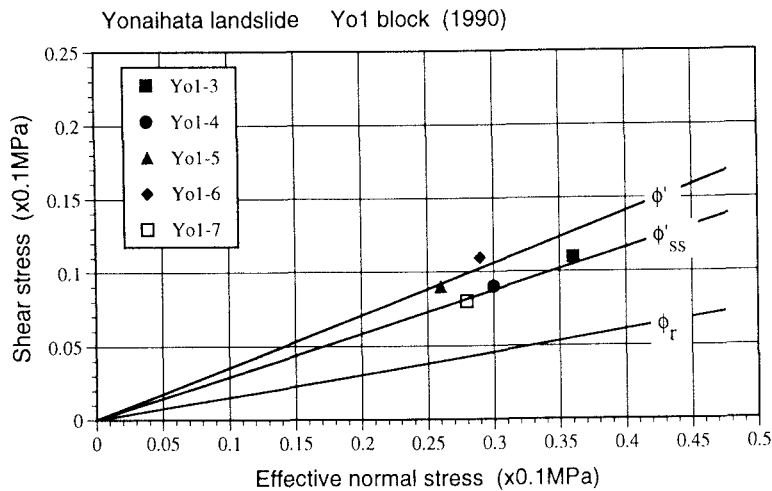
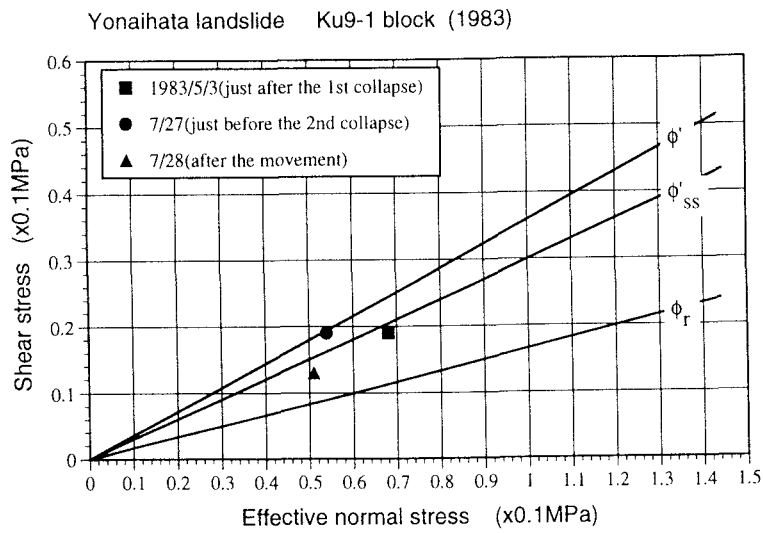


図5.24 すべり面上の平均応力とせん断定数（強度増加率）の関係（与内畑地すべり）

には至らないものの不安定であったと推定される。 $\phi'_{ss}$ を使用した結果は、全てのブロック（Yo1-3～1-7）で限界釣り合い状態～不安定側となり、観測結果と整合的である。残留強度 $\phi_r$ を使用した結果では、全てのすべり面が著しい不安定側となり、状況を表現できていない。 $\phi'$ を使用し

た結果では、Yo1-6ブロック以外は、すべて安定側となる。使用した地下水位は期間最高水位であるのでやや不合理な結果であると考えられる。

以上の結果から、

与内畑地すべりの安定度を適切に評価するためには、以

下の諸点が重要な点として指摘できる。

- (1) 完全軟化強度が妥当な場合もあるが、しばしば強すぎる結果となる。
- (2) 残留強度では弱すぎる評価を与える。
- (3) 破壊面が供試体の全面で連結した時点の強度（分離面形成時強度）を使用すれば、地すべりの状況を比較的矛盾無く説明できる。

すなわち、分離面形成時強度 $\phi'_{ss}$ は、定義から明らかなように、破壊面が連続して局所破壊から全体破壊に移行した直後の強度であり、破壊の伝播機構を考慮することにより初めて明らかになったせん断定数である。この強度が動員可能な状況は、破壊面が一応連続していることを前提としているので、古典的な安定解析手法を適用する際の“すべり面の仮定”は満たされている。したがって、このせん断定数を考慮することは、破壊の伝播の影響を現実の安定解析に反映させていく第一歩となる可能性がある。

## 5.5 将来の展望

本章ではまず土そのものが、比較的均一と思われる条件のもとで、破壊機構の検討を行った（繰り返し正規圧密粘土や再活動性のマッドスライド）。その結果このような条件のもとにおいても、破壊が逐次的に発生することが明らかとなった。このことは、通常限界平衡法における“破壊の同時性”の仮定に相当な無理があることを示している。また、このことは同時に、たとえ材料が均一に成るように準備されたとしても、微細に見れば、ある程度の不均一が免れ得ないことも示唆している様に思われる。もちろん、風化や地質構造が影響を与える一般的な地盤条件下では、より不均一性が顕著になるため、破壊の伝播性・不斉時性は益々強調される。しかし、現在の土質力学は、このような状況に充分対処することができない。それは、現状の“48年教科書型”土質力学（最上、1987）は、様々な地盤の特性の一部分、すなわち、かろうじて共通項で括れる部分を表現しているに過ぎないからである。したがって、斜面の不安定化に強く影響する地盤特性の全体像は、基本的なメニューですら明らかになっていないと言える。土質力学全体を概観した場合、このことが端的に現れているのが、いわゆる特殊土の扱いである。例えば、風化残積土、クイッククレイ、泥炭、ローム、シラス、膨張性地盤等、“特殊土”と呼ばれる土の特殊性（地域性）とは、個々の地点において支配的な地学的プロセスと固有な地盤条件の関係（歴史性）の発現に他ならない。しかし、このような土は、理想的な砂と粘土の振る舞いから大きく外れるため、土質力学では伝統的に体系の周縁に置かれ、“特殊”な現象であるとされている。しかし、これまでの議論で一部明らかになった様に、斜面の不安定化は、正に不均一でローカルな土の破

壊現象として捉えるべき問題である。すなわち、斜面において破壊がなぜ発生し、どの様に進行して行くかを問うことは、そうした破壊のプロセスと一般的な地盤特性（不均一で“地域的”な）の関係を検討することと同義である。したがって今後は、地盤の不均一性を前提とした不安定化機構の理解が必要であり、地盤の構造（地質）や地学的プロセスを考慮した不安定化（破壊）機構の理解が重要な意味を持つと思われる。そしてこうした研究は、単に室内実験だけでなく、たとえば破壊の具体的構造（地質学的、土質力学的に）に関する詳細なケーススタディー、すなわち“破壊の形”の認定を通じて進展して行くと思われる。他の章では、これらの具体例について取り上げている。

（釜井俊孝）

## 引用文献

- Baum, R.L. and Johnson, A.M. (1983): Steady Movement of Landslides In Fine-Grained Soils -A Model for Sliding Over an Irregular Slip Surface-, U.S. Geological Survey Bulletin, No. 1842, pp. 1-28, X.
- Bishop, A.W., Green, G.E., Garga, V.K., Andresen, A. and Brown, J.D. (1971): A New Ring Shear Apparatus and its Application to the Measurement of Residual Strength, *Geotechnique*, Vol. 21, No. 4, pp. 273-328.
- Bjerum, L. (1967): Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales (3rd Terzaghi lecture), *Jour. SMS, ASCE*, Vol. 93, No. 5, pp. 1-49.
- Bromhead, E.N. (1978): Large landslides in London Clay at Herne Bay, Kent, *Quart. J. Engng. Geol.*, Vol. 11, pp. 291-304.
- Brunsdon, D. (1984): *Mudslide, Slope Instability* (Edited by D. Brunsdon & D. Prior), John Wiley and Sons, pp. 363-418.
- Burland, J.B., Longworth, T.I. and Moore, J.F.A. (1977): A study of ground movement and progressive failure caused by a deep excavation in Oxford Clay, *Geotechnique*, Vol. 27, No. 4, pp. 329-378.
- 福島県喜多方建設事務所(1990):平成2年度与内畑地すべり調査委託報告書。
- 福島県喜多方建設事務所(1985):昭和60年度与内畑地すべり調査委託報告書。
- 彦坂章仁・八木則男・矢田部龍一・榎 明潔(1992):各種試験法による地すべり粘土の残留強度特性、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 287-290。
- 宜保清一・武井有恒・小波蔵政良(1984):平均すべり面強度定数の算定方法について、地すべり、Vol. 20, No. 4, pp. 1-6。
- 建設省土木研究所(1966):ライナープレートによる地すべり対策工法試験報告書、土木研究所資料、No. 157, 11p。
- 紀平潔秀(1989):すべり面の構造についての事例研究、地すべり、Vol. 26, No. 2, pp. 9-16。
- Lo, K.Y. and Lee, C.F. (1973): Analysis of Progressive fail-

- ure in clay slopes, Proc. 8th I.C.S.M.F.E., pp. 256-258.
- Mandl, G., De jong, L.N.J. and Maltha, A. (1977): Shear zones in granular material - An experimental study of their structure and mechanical genesis, *Rock Mechanics*, Vol. 9, pp. 95-144.
- Mandl, G. (1988): *Mechanics of Tectonic Faulting, Developments in Structural Geology*, Elsevier, 407p.
- 水野恵司(1987): 波状すべり面をもつ慢性型地すべりの運動モデル、*地理学評論*、Vol. 60, No. 8, pp. 499-515.
- 最上武雄(1987): 土質力学の流れ、私と土質力学、pp. 135-169、鹿島出版会。
- Morgenstern, N.R. and Tchalenko, J.S. (1967): Microscopic Structures in Kaolin subjected to Direct Shear, *Geotechnique*, Vol. 17, pp. 309-328.
- Naylor, M.A., Mandl, G. and Sijpestein, C.H.K. (1986): Fault geometries in basement-induced wrench gaulting under different initial stress states, *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, No. 8, pp. 737-752.
- 中村浩之(1978): 地すべり斜面の安定計算式の検討、*土木技術資料*、Vol. 20, No. 8, pp. 21-26.
- 中村浩之(1988): すべり面強度特性と安定解析、シンポジウム「すべり面に関する諸問題」論文集、pp. 42-49.
- 落合博貴・三森利昭・大倉陽一・森脇 寛(1991): 崩壊発生時の間隙水圧の動的変動、第30回地すべり学会研究発表講演集、pp. 103-104.
- 小川正二・青山清道・平岡孝夫・沢崎雅之(1975): 地すべり地の土の性質と粘性土の残留強さ、文部省科研費自然災害特別研究研究成果、No. A-50-6、第三紀層の地すべり発生と予測の研究、pp. 89-95.
- Riedel, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Centralbl. f. Mineral. Geol. u. Pal. Abt. B*, pp. 354-368.
- 佐々恭二(1986): 御岳土石流など不飽和土石流の流動機構について、*京都大学防災研究所年報*、No. 29B-1, pp. 315-329.
- 島 通保、末峰 章、小西利史(1977): 地すべり面における破壊伝播速度について、*京大防災研究所年報*、No. 20B-1, pp. 199-208.
- Skempton, A.W. (1949): Alexandre Collin. A note on his pioneer work in soil mechanics, *Geotechnique*, Vol. 1, pp. 216-221.
- Skempton, A.W. (1964): Long-Term Stability of Clay Slopes (4th Rankine Lecture), *Geotechnique*, Vol. 14, No. 2, pp. 75-101.
- Skempton, A.W. (1966): Some observations on tectonic shear zones, *Proc. 1st Congr. Int. Soc. Roc. Mech.*, Vol. 1, pp. 329-335.
- Skempton, A.W. (1970): First-time Slides in Overconsolidated Clays, *Geotechnique*, Vol. 20, No. 3, pp. 320-324.
- Skempton, A.W. (1985): Residual strength of clays in landslides, folded strata and laboratory, *Geotechnique*, Vol. 35, No. 1, pp. 3-18.
- Suemine, A. (1983): Observational Study on Landslide Mechanism in the Area of Crystalline Schist (Part 1) -An Example of Propagation of Rankine State-, *Bull. D.P.R.I.*, Vol. 33, part 3, pp. 105-127.
- Takada, Y. (1968): A Geophysical Study of Landslides (Mechanism of Landslides), *Bull. D.P.R.I.*, Vol. 18, part 2, pp. 59-77.
- 玉田文吾(1973): 第三紀層地すべりの発生機構について、*土と基礎*、Vol. 21, No. 8, pp. 14-21.
- 玉田文吾・福田順二(1993): 地すべり面の転移現象を考慮した防止対策、*西日本工業大学地盤工学研究所報告*、No. 9, pp. 1-14.
- Tchalenko, J.S. (1970): Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 81, pp. 1625-1640.
- 徳江俊秀(1993): 地盤の破壊問題に関する一考察、第28回土質工学研究発表会講演集、pp. 605-606.
- Vaughan, P.R. and Walbacke, H.J. (1973): Pore pressure changes and the delayed failure of cutting slopes in overconsolidated clay, *Geotechnique*, Vol. 23, No. 4, pp. 531-539.

## 第6章 調査・評価手法

### 6.1 斜面の調査・評価の目的と手順

#### (1) 調査の目的

高度成長期以前は主として山間地に限定されていた斜面災害も、その後の生活圏の急激な拡大に伴い、近年では様々な箇所や場面で発生するようになった。現在では、このような斜面災害を防ぐために表6.1のような種々の事業が行われている。大別すれば斜面に係わる事業には、①災害復旧事業、②防災事業、③開発事業、等がある。このような事業で調査対象とする斜面は、自然斜面（岩盤斜面や土砂斜面）と人工斜面（切土のり面や盛土のり面）に分けられる。また、斜面変動形態（斜面変形、岩すべりや地すべり、崩壊、土石流、落石等）や不安定化の外力（降雨、地震、貯水、切土、盛土等）によっても調査目的や着眼点は異なる。さらに、事業の進捗段階（計画、設計、施工、管理）でも以下のように調査目的や手法が異なってくる。

- 1) 計画・概査段階：不安定な場所（範囲）の特定、規模の推定、危険度の概略予測

- 2) 精査・設計段階：斜面の工学特性、危険度の評価、対策の立案

- 3) 施工・管理段階：安全監視、対策施設の維持

以上のように、斜面の調査と一口に言っても事業目的や事業の進捗段階・斜面の形状・斜面変動のタイプ・不安定化外力等によって多種多様な方法がある。このため、調査目的の達成に必要な科学技術分野も同表下に示すように、地形学・地質学等の自然科学をはじめとして砂防工学、土木工学、資源工学、電気・機械工学、情報工学等、広い範囲にわたる。このように学際的な知識を必要とするところが斜面調査の難しい点である。しかし個々の調査結果を総合して斜面に何が起きているかを判断するのは応用地質学の役割である。

#### (2) 調査の手順

斜面調査の一般的な流れを図6.1に示す。まず概査段階においては、まず、調査の必要性（調査目的・調査対象等）を確認しておくことが重要である。例えば同じ斜面崩壊の調査でも、降雨時の崩壊と地震時の崩壊では着眼点が異なる

表6.1 斜面に関する事業と調査目的

対称事業	調査の目的		
	計画	対策の実施	管理
①斜面災害の復旧事業 (河川・道路・農地・宅地等)	<ul style="list-style-type: none"> <li>・災害範囲の確認</li> <li>・規模の確認</li> <li>・二次災害等・危険度の概略予測</li> <li>・災害発生の原因</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・斜面性状の把握</li> <li>・災害復旧の立案</li> <li>・安全性の改善</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・復旧の確認</li> <li>・安全性の監視・維持</li> </ul>
②斜面防災事業 (自然斜面の地すべり) ・急傾斜地の防災及び道路・鉄道等既存社会資本の防災	<ul style="list-style-type: none"> <li>・場所の抽出・特定</li> <li>・規模の推定</li> <li>・危険度の概略予測</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・斜面の特性把握</li> <li>・危険度の評価</li> <li>・対策工の立案</li> <li>・安全管理手法の立案</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・安全監視</li> <li>・対策施設の維持</li> </ul>
③開発事業 道路・鉄道・ダム等の建設、農地・宅地等の開発、資源の開発	<ul style="list-style-type: none"> <li>・必要性の判断</li> <li>・場所の特定</li> <li>・危険度の概略予測</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・斜面の特性把握</li> <li>・開発による危険度の評価</li> <li>・安全度向上対策立案</li> <li>・工事中の安全管理</li> </ul>	②に同じ (この段階から斜面防災事業の領域となる)
関係の深い科学技術分野			
・地形学・地質学等の自然科学			
・砂防工学			
・土木工学			
・資源工学			
・電気・機械工学			
・情報工学			

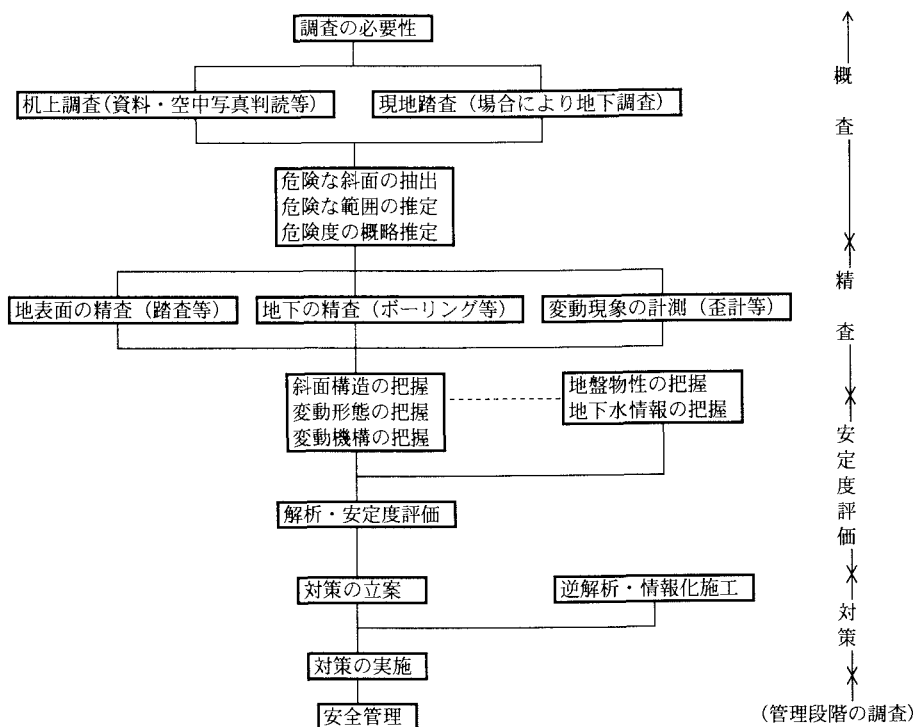


図6.1 斜面調査の一般的な流れ

る。また、土石流と地すべりでは発生する地形場が全くと言っていいほど異なる。

次に机上調査や概略的な地表踏査によって調査範囲の特定、規模や危険度の大きな予測が行われる。これらは主として [6.2] 節に示す概査技術が利用される。

さらにこれに基づき、対象斜面の特性や目的に合った具体的な斜面の調査計画が立てられ、精査が開始される ([6.3] 節)。精査においては主として斜面の構成物質や構造、および斜面変動の実態等が調査される。これらの把握は、地表面の地学的現象の収集解析と地表面下の情報収集・計測の両面から行われる (主として [6.3.1]、[6.3.2] 項)。安定度評価のためにはすべり面等の斜面の物性や安定上重要な地下水条件を調査する必要がある ([6.3.3]、[6.3.4] 項)。

精査の結果、不安定と思われる斜面の構造や斜面変動の実態が把握できたら、精査結果に基づいて斜面の安定度評価が行われる ([6.4] 節)。現在の定性的な安定度評価手法としては岩盤分類や変動計測があるが、詳細な検討を行う場合や、斜面の改変や貯水がある場合、あるいは対策工の設計を検討する場合等には、数値解析等による定量的な安定性評価によって対策工等が立案される ([6.4.2] 項)。

このほかに、施工時の監視観測、管理段階での監視観測等の調査があるが、本章では参考文献を紹介するにとどめ、主として概査、精査、及び安定度評価について以下に述べる。なお、以下の節では、あえて斜面変動形態(地すべり、崩壊、土石流、落石など)に限定せず斜面調査一般で基本

的と思われる方法を述べている。斜面変動形態によっては下記の調査手順や調査項目、調査手法、評価方法等が適用しがたいところがあるかもしれないので、その場合は個別の斜面変動形態の調査指針等を参照していただきたい。

(衛藤正敏)

## 6.2 概査

斜面の概査の目的は、斜面変動の可能性の高い箇所を抽出するとともに、その後の調査計画を検討することにある。概査における調査対象箇所は広域的にならざるを得ない。そこで概査方法は、面的な調査方法である地形調査を主体として地形的に斜面変動が発生しやすい箇所や地形変状の見られる箇所を抽出し、補助的に地表踏査によってその箇所の概略的な状況を確認するという方法が一般的である。手順としては通常、まず現地踏査前に空中写真判読等で斜面を区分して踏査の重要性の高い部分を抽出する(斜面区分)。次に踏査後は、結果を整理して危険な斜面の大きな範囲を確定し、不安定度をランキングする(斜面判定、斜面評価)とともに、精査の立案を行う。この節では、このような概査段階における調査手法ならびに斜面評価手法の現状について述べる。

### 6.2.1 斜面の概査法

#### (1) 資料調査

斜面の特徴を広範囲かつ経済的に把握する最も有効な手

段は地形図や地質図、あるいは空中写真等の資料を用いた調査である。このような役立つ良質な資料をまず最初にどれだけ収集できるかが、質の高い概査を行う前提条件となる。

斜面変動箇所抽出を行う前に必要な資料としては表6.2に示すような資料がある。これらの資料から収集できる情報としては地形・地質・水文・植生・構造物・過去の災害履歴等があり、それぞれ読みとれる斜面情報には次のようなものがある。

- ・地形：斜面勾配、起伏量、谷密度、水系模様、傾斜変換線、段丘や地すべり跡地等の地形単位、0次谷や小段差等の微地形、河川の流路、浸食状況など
- ・地質：地質の構成単位、断層など
- ・水文：地下水面の位置、湧水の分布など
- ・植生：裸地・草地・樹林等の区分、
- ・構造物：構造物の位置や範囲、構造、築造年代や修理の履歴など
- ・災害履歴：災害箇所、災害状況、災害原因など

以下にこれらの各項目について概述する。

1) 地形図

斜面の最も基本的な地形特性である標高や斜面勾配、起伏量等の把握には地形図が最も有効である。全国を網羅して市販されている地形図としては縮尺1/25,000、1/50,000の地形図がある。斜面変動を目的とした調査でも広域的な地形・地質の特性を把握するために活用されている。これらの地形図は最新のものが市販されているが、地形が改変されている場合もあり、古い地形図も活用される。古い地

形図は国土地理院および国会図書館で旧版の謄本交付を受けることができる。交付申請は国土地理院の企画部および関東地方測量部で受付けており、問い合わせは各地方測量部、沖縄支所でも受付けている。

斜面変動には微地形の判読が重要であり、縮尺1/10,000以上の大縮尺の地形図が必要となる。地すべり指定地等、特定の斜面変動箇所については一般に1/1,000~1/3,000の地形図が作成されているが、既存の大縮尺の地形図としては縮尺1/2,500~1/5,000の国土基本図、森林基本図、都市計画図がある。このうち国土基本図は、国土地理院で作成され市販されている。森林基本図や都市計画図についても購入可能である。ただし、森林基本図は図化の精度にばらつきがあり、空中写真判読により精度を確認する必要がある。航測地形図の場合、等高線の図化精度は作業者の熟練度や手間のかけ方で大きな差が生じる。このため、詳細な地形情報が必要な場合、新たに航測や基準点測量を実施しなくても、等高線の修正が可能な場合もある。このように、空中写真判読である程度の地形情報を推測して、図化の修正箇所を指摘して実施し、場合によっては基準点の再測量を実施することもある。このような方法で精度の高い大縮尺の地形図が得られない場合には、範囲が狭ければ現地での測量を実施して、広い場合には航空測量を実施して新たに地形図を作成している。

なお、急崖斜面については、垂直写真からの地形図では描きにくいオーバーハングなどを記載するために、近年よく使われるようになったDEM (Digital Elevation Model、数値標高モデル) の技術を用い、空中や地上からの斜め写

表6.2 斜面調査に用いられる資料一覧

資料名		発行機関	備考
地形図	2万5千分の1	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
	国土基本図	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
	森林基本図 2千5百~5千分の1	林野庁	営林署で購入可能
	都市計画図	都道府県 市町村	購入可能 購入可能
地形図	地形図 5万分の1	地質調査所、北海道開発 庁、北海道立地地下資源 調査所	(社)東京地学協会などで購入可能
	20万分の1地形図、 火山地形図など特殊地 形図	都道府県、 地質調査所	
	土地地質図 20万分の1	土地地質図編集委員会	(財)国土開発技術センターで販売
空中写真	4万分の1	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
	8千~1万5千分の1	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
	2万~2万5千分の1	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
	1万5千~2万分の1	林野庁・都道府県 その他	(財)日本林業技術協会 航測会社などから購入可能なもの あり
土地条件図	2万5千分の1	国土地理院	(財)日本地図センターで販売
文献			対象地域の周辺部についても
被災記録			対象地域の周辺部についても
気象データ			
地震記録			
斜め空中写真			
既往調査報告書			対象地域の周辺部についても



真によって地形のレリーフを基準面からの等深線で描くような処理も行われることがある。

2) 地質図

2章に記載されている地質的素因の中で、地質図から得られる斜面の情報としては、斜面変動の素因になりやすい地層の種類(グリーンタフ地域の凝灰岩や泥質岩、蛇紋岩、炭層等)、大規模な断層破碎帯等の地質的に劣化した岩の存在、あるいは斜面変動にかかわる特異な地質構造(キャップブロック構造等)を有する地質、などがある。すなわち地質図は、広域な調査範囲の中から相対的に斜面変動しやすいエリア(地質)を絞り込み、踏査等を効率的に進めるのに役立っている。

通常、対象地域の地質的な特性を把握するため、刊行されている地質図は広い範囲にわたって収集される。地質図には5万分の1地形図に対応した地域地質研究報告のほかには20万分の1地質図幅や火山地質図水理地質図などの特殊地質図がある。また、各県などでも地質図を作成している。地質図は作成年度や作成者によって地質境界に解釈が加わっているので十分吟味が必要となる。地質図に図示された地質単位は時代に基づく地層区分と岩相に基づく区分がある。岩相の分布や連続性が記載されていなければ、斜面変動の解析に適用することは難しい。近年は、(財)国土開発技術研究センターから北海道と四国、沖縄を除く地域の20万分の1土木地質図が、また沖縄総合開発事務局の河川課からも土木地質図が刊行されており、土木分野に適した岩相区分で地質図が作成されているほか、一般の地質図に比べて地すべりなどの斜面情報についても記載されている。

また、これらの地質図よりも大縮尺のものが大学や研究機関、あるいは公共事業等のプロジェクトで作成されている場合があり、局所的に数千分の一〜数百分の一の地質図が得られることがある。これらの地質図の有無については、

関係機関に問い合わせる。

3) 空中写真

概査においては、空中写真から得られる情報は最も網羅的であり、特に概査の根幹をなす調査項目である斜面地形に関して得られる情報量は、同縮尺の地形図より格段に優れている。

空中写真には表6.3に示した市販されているもののほかに、道路計画やダム計画などの事業において撮影されたものおよび災害直後に撮影されたものがある。特定の事業において撮影された写真については事業者の使用許可が必要である。災害直後の空中写真の使用に際しても原則として撮影を発注した機関の理解が必要である。空中写真は実体視することによって地形図で表現できない微細な地形の起伏、谷筋・土地利用、植生を判読して地形図の補足を行うことができる。斜面防災のために新たに写真撮影を行う場合は、地形が観察できる落葉期、特に春先が望ましい(積雪地域を除く)。

斜面調査で通常用いられる空中写真は、縮尺1/8,000~1/15,000のカラー版や白黒版である。カラー版は植生や建造物などの把握が容易で斜面の補助的情報の把握が可能となる。しかし、カラー撮影は露光許容度が小さいため、影の判読が困難となる。縮尺1/20,000~1/40,000の白黒版はリアメントや断層系など広域の地形地質情報の把握に用いられる。

市販されている空中写真のうち、繰り返し撮影されているものはほぼ10年ごとに撮影されており、年度の異なる空中写真を比較することで地形変動の再現が可能となる。

このほかに斜め写真が撮影されていると急傾斜地の地形情報の把握を詳細に行うことができる。斜め写真は対象地域が狭ければラジコンヘリコプターによる撮影が機動性に富み、効果的である。

4) 土地条件図、土地分類図、土地利用図など特殊地形図

表6.3 市販されている空中写真一覧

撮影計画機関	縮尺	カラー／白黒	撮影区域	撮影年次	購入先
国土地理院	約1:8,000~1:15,000 一部1:25,000	カラー	全国	1974~	(財) 日本地図センター
	約1:20,000~1:25,000 一部約1:10,000~1:12,500	白黒	平野部およびその周辺	1960~	
	約1:40,000	白黒	全国	1964~	
林野庁・都道府県	約1:15,000~1:20,000	白黒	山地部	1952~	(財) 日本林業技術協会
米軍	約1:10,000	白黒	主要部	1946~	(財) 日本地図センター
	約1:40,000	白黒	全国	1948	

国土地理院が発行している土地条件図や火山土地条件図等の一部の特殊地形図では、斜面の地形を細かく区分しているものがあり参考になる。土地分類図や土地利用図等は細かい斜面区分には直接役立つものではないが、土地の様々な性状や利用状態を把握する助けとなる。

地すべり地形に関しては北海道や東北地方についての図幅が地すべり学会等から出版されているほか、科学技術庁防災科学技術研究所等のグループからも一部の地域の地すべり等の地形判読図が作成されている。長野市など一部の地域では防災基本図として地形分類図等が作成されている。一部地域では震災分布図なども作成されているが、この中には斜面災害も記載されていることが多い。大学等の研究機関でも地形調査の資料がある場合がある。

#### 5) 数値地図・衛星画像

現在簡単に入手可能な数値地図には、国土地理院から発行されているものがある。これらは等間隔の格子点の標高を数値データ化し、コンピューターで処理できるようにしたものである。250m間隔および50m間隔でメッシュが作成されており、この情報を用いて地形分類を行うことで斜面災害との対応づけが可能となってきた。しかし、まだ格子点メッシュが粗いため、ごく初期の概査段階を除くとデータの補足が必要である。

衛星画像は最近になって10~20mオーダーの分解能での解析が可能となってきており、さらに数mオーダーの分解能が得られるものも見られるようになってきている。日本のように10年ごとに空中写真が撮影されている場合、それを上回る地形情報は得られないかもしれないが、今後さらに精度の高い写真が入手できるようになろう。現段階でも、広域的な地質構造、植生などとの対応づけには効果を発揮する。また、撮影サイクルが短いため、斜面経年変化や災害前後の変化を読みとる場合には有効である。

#### 6) 災害・工事・雨量等の記録

地方自治体や工事・管理関係の諸事務所等では、ある程度古い時代までの災害・工事・雨量等の記録を保有している。これらの記録から対象地域周辺の崩壊履歴を調査し対象地域の地形・地質と比較することによって、崩壊危険個所の選定を行うのに用いられる。また、既往の工事における地質データや変状の記録、気象や地震の履歴も活用されることがある。

#### 7) 周辺環境等の記録

自然環境や動植物に関する情報や資料、人工構造物の資料等も、斜面の対策を行う場合に考慮しなければならないことがある。

#### (2) 聞き込み調査

上記の資料調査のほかに、斜面周辺の住民等から、過去の被災履歴等を聴取することが多い。特に被災履歴のない場合であっても、豪雨時に斜面から湧水が発生するなど、

平常時の調査では気がつかない異常に関する情報が得られることがある。

#### (3) 測量

測量も重要な調査の一つである。測量方法には、航空測量・ラジコンなどを用いた斜め写真測量、及び実地測量がある。また、最近はGPS等を活用する場合もある。斜面の調査における地形図は、斜面変動に関わる地形の急変化点をきちんと表現できるものでなければならないので、測量の目的に応じて測量の方法・縮尺を決めるだけでなく、測量時や作図時の留意点を測量業者と確認することが留意点である。

#### (4) 空中写真判読および地形判読

地形の判読解析には、地形図の読図と空中写真判読がある。

空中写真は実体視をしなければならないので、広域な範囲や様々な範囲を同時に判読することは難しく、地形図の読図による地形判読の方が初期段階には有効である。しかし、地形図は縮尺精度や図化の際の精度にばらつきがあり、空中写真の方が斜面の情報がそのまま写っており、地形図よりも多くの情報が得られる利点がある。両者の欠点を補うため、空中写真をデジタル化して正射投影し、これに等高線のほか斜面情報を盛り込み図示したデジタルオルソフォトの作成が可能となってきた(嶋本、1984)。ただし、この方法でも必要な地形情報を盛り込めるかどうかは図化作業者の技量に負うところが大きく、写真もデジタルのため解像度がまだ低い。このため、斜面の調査に際しては空中写真判読ができることが前提となる。地形判読には地形の等高線を単純に読みとるだけではなく、地形を時間的に読みとる地形発達史などの地形学の知識を必要とする。地形発達史には地質も大きく関わるが、地形だけから読みとれる情報も多い。これらの知見については第3章、第4章を参照されたい。

地形の分類は地質に比べてもまだ確立されていないものの、近年では総合的な入門書も多く出されてきている(吉川ほか、1973; 鈴木隆介、1977; 大矢、1983; 菅野ほか、1987; 佐藤・町田、1990; 熊木ほか、1995; など)。空中写真の判読と活用方法については武田・今村(1976)、日本写真測量学会(1980)を始めとした多くの入門書がある。

地形判読で得られる地形地質情報は表6.4のようにまとめられる。地形判読にあたってはまず、縮尺1/25,000地形図で崩壊多発地点、地すべり地形の分布、段丘面やロックコントロールポイント、谷幅、谷密度、遷急線、開析前線、植生などを判読するが、このとき、斜面形成の時間的変遷を考慮して整理する必要がある。これには複数年度の空中写真や古い地形図を判読するほかに、海水準変動や気候変動、浸食基準面の変動など調査地域周辺の第四紀の地形変動などが考慮される。広域的な地形判読により比較的危険

表6.4 地形判読により得られる地形情報 (反町、1992)

判読要素		得られる情報
地形	大地形	谷、盆地、平野、台地、丘陵、山岳等の大地形の分類、岩石が主か、未固結の堆積が厚いか等の大ざっぱな判定。
	斜面の状況	起伏の大小とその形状、地形開析の程度の確認、微地形の分類、傾斜変換線より浸食段階と堆積段階の判定や地質境界の推定。
	水系の発達状況と谷の横断形状	岩石あるいは土質の種類、粒度の推定、異常な水系形成や水系の疎密が地質判読のヒントになる。
色調	岩質、土質、含水量等の推定、植生による色調の変化もこれらの推定に役立つ。	
土地利用の状況	作物、樹木の違いが、土質や基盤岩の違いを表わすことがある。鉱山や土取場の確認なども地質の判定に有力な情報である。	
線状模様 (リニアメント)	地形、色調などが線上に連続するのが認められることがあるが、これは断層の存在など地質構造の異常を示唆することが多い。	

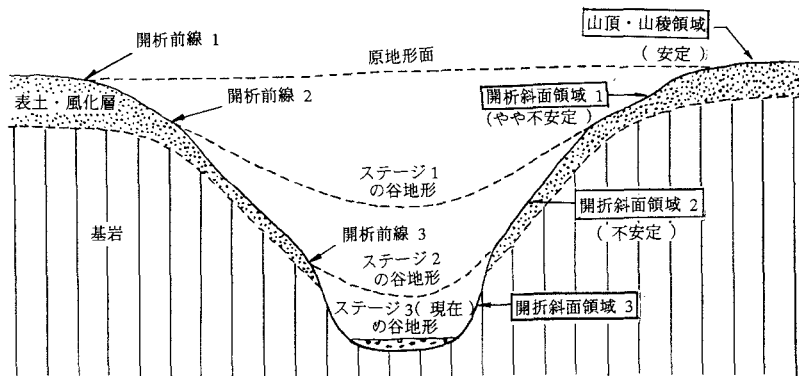


図6.2 複数の開析前線から読みとれる風化構造 (今村ほか、1983)

な斜面の位置づけを行った後、縮尺1/5,000~1/2,500の地形図で遷急線等の地形変化部をさらに細かく読みとり、危険斜面の抽出を行う。河川の浸食状況や微地形の判読など再度空中写真判読を行うこともある。

露岩斜面の場合、垂直空中写真では壁面の判読が難しいため、斜め写真を用いてオーバーハングや亀裂の記載を行うことがある。最近では斜め写真を用いて、壁面の地形図化も比較的容易にできるようになっており、危険度の把握に有効である。

地形判読結果から斜面変動に係わる地形区分を行い、図化する。このとき、崩壊の新旧や遷急線の明瞭度、各地形面の開析度を区分し、斜面形成の時間的変遷が推測できるような整理を行うと、地形発達上、次に不安定になりやすい領域や各地形面下の地山の相対的な風化状況が推定できるため、斜面の安定度評価に効果的である。開析前線からみた斜面形の安定度評価としては、図6.2に示す今村ほか(1983)による開析前線と風化層の関係等の見方が参考になる。図6.2のような地形は軟岩斜面の場合、遷急線が不明瞭なことが多いので、周囲の段丘地形などから浸食基準面を読みとり、風化層からみた斜面の安定度を判読す

る。硬岩が分布する場合には最も新しい開析前線(図6.2の開析前線3)から上位で岩盤クリープが進行する場合があります、より古い開析斜面(図6.2の開析斜面領域1)よりもクリープ深度が深くなる場合もあるので、精査段階で十分な調査を実施する必要がある。このような不安定度は水衝部で急速に進みやすく、逆に河川の側刻の程度が少なければ、同じ開析斜面領域でも安定度が増す場合もある。

(5) 概略地表踏査

地形的な要因についての概略は空中写真や地形図判読で可能であるが、縮尺や樹木の影響により、微地形の多くや斜面上の堆積物、落石、溪流中の堆積物の状況などは現地で見なければ把握できない。また、地形判読した結果も現地踏査で検証しておく必要がある。また、地質的に崩壊素因を有するかどうかは現地で確認できる。

1) 地形調査

地形調査は、斜面の高さおよび長さ、斜面形状、傾斜角、斜面の傾斜変換点(及び地形と表土とその厚さの関係)等について調べるものである。また、地すべり地形や断層地形が実際に存在しているかどうかを確認する。これらは概査段階ではすべてを詳細に把握するのではなく、事前に地

形判読を適切に行い確認項目を絞り込んで行うのが通例である。また、すべての箇所を踏査するのは困難であり、遷急線等の確認には広域的な位置づけが整理されていれば、代表的な箇所を絞り込んで行う。

## 2) 地質調査

斜面概査における地質調査は、実はあまり系統的に行われているとはいえないのが現状である。既往の地質図で代用することが多い。しかし斜面調査においては、広い範囲の概略的な地質図を斜面の調査という観点から作成しておくことは極めて重要である。なぜならば、斜面の地質調査（または地質図）は、通常的地質調査（または地質図）とはかなり異なる（異なっていなければならない）からである。最も重要な点は、健全な状態の岩盤（地盤）とどこが異なるか、また、それが斜面変動に関連するかどうかを見極めなければいけないという点である。したがって着目点は自ずと変状のある箇所とその性状に置かれる。何が変状であるかが認識されていない調査、岩種や一般的な地質構造だけを細かく記載している調査などは斜面調査とはいえない。そのためにも広い範囲を踏査して、その地域の地層の一般的な地質構造や地質性状をきちんと認識し、斜面変動に係わりやすい地層の分布を把握するとともに、通常の状態と異なる（斜面変動により変形、劣化しているかもしれない）地質構造や地質性状を抽出できるようにすること、またそのようにして斜面変動と関連の深い地層の分布や構造、露岩の劣化性状などがよく表現された地質図を作ることが重要である。

とはいえ、もちろん調査地の全般的な地質や地質構造を確認しておくことも重要である。通常、次のような点に留意して調査されている。

- ①土層・地層の種類や質と地層境界、地層の重なり方、層序関係
- ②地層の走向傾斜（流れ盤、受け盤等）やキャップロック構造等の斜面変動に関連する地質構造
- ③断層破碎帯、変質帯や変質脈などの脆弱層の分布
- ④節理等の不連続面の方向、間隔、開口度
- ⑤表土や風化帯、崖錐堆積物、扇状地堆積物、土石流堆積物などの分布と大まかな厚さ
- ⑥地表や岩盤の二次的な（重力性の）劣化性状とその範囲
- ⑦河川や波浪の浸食状況（海食洞の分布など）
- ⑧火山灰の分布（採取して時代決定できる場合がある）

調査項目を詳しく見ると地質的な斜面変動の素因については第2章に書かれているような多くの項目があり、調査地域によって特に着目すべき地質的素因が異なっている。そこで概査においては一般にすべてを調査するのではなく、地形発達史や基盤地質の特性を考慮して目的に応じた項目に絞って調査される。ただし、何に着目するかは調査

者の主観に任されていることが多いので、成果としての調査結果は調査者の技術レベルやその地域の特性の把握度に強く依存する。

斜面の概査で一般的に特に着目すべき点として次のようなものがある。

まず地質構造である。これらは斜面においては斜面変動形態を最も左右する素因である。基盤の地質構造は河谷の露頭でのデータを基準に置かれる。なぜなら、斜面上の露岩や切土の地質構造は、岩盤クリープなどの二次的変形を被っている可能性があるからである。岩盤クリープについては第2章、第4章を参照されたいが、千木良（1984；1985；1995）に斜面との関係が論じられており、踏査に際しては斜面中の比較的新鮮な露岩でも大規模な岩盤クリープ中に存在していたりするので注意が必要である。このほかに概査段階で着目される地質構造としては、キャップロック構造や炭層等の弱層を挟む構造、大きな破碎帯など地質全体が脆弱な場合などがある。

次に、節理等の不連続面や弱層が重要である。節理については、深部では少なく、節理の大半は第四紀後期に形成されるという報告があり（江川、1982）、卓越する不連続面の方向は元々の地質性状だけでなく、それが位置する地形によっても異なっていると考えた方がよい。また斜面の調査では不連続面の中でも特に、開口したり微小なずれを生じている不連続面が着目される。このようないわゆる緩みや変状のある不連続面の分布や方向性、変状のタイプや変状の程度などを系統的に見ていくことによって、斜面変動の実態が理解できることが多い。

三つめに重要なのが斜面の微地形や表層土等の状態である。比較的大きな斜面変動や岩盤斜面の崩壊・落石については、上記の地質構造や不連続面を観察することが役に立つが、表層崩壊等の小規模な斜面変動や土砂斜面からなる地すべり等については、基盤岩の調査では分からないことが多い。しかしこのような土砂を主体とする不安定斜面は、微地形的に特徴的な箇所が崩れたり、地表の微地形や表層土付近が乱され変状があらわれていることが多い。そこで微地形、表土、表土の下の斜面性堆積物などを観察することが必要となる。特に山地斜面に関しては開析前線付近が重要である。

火山灰による年代決定は第3章に述べられているように近年斜面変動に有効な手法として取り入れられている。このため、遷急線や段丘面などで調査されることがある。

## 3) 湧水

湧水や湿地の位置及び量を調べると、透水層やみずみちの位置が線のまたは面的に押さえられることがあり、崩壊しやすい箇所の推定や、地すべりの対策工の検討（水抜き工等）に役立っている。また、豪雨時だけ湧水する場所もあり、このような箇所も重要である。

#### 4) 植 生

根曲がりは一般的に過去の地すべり移動の有無の判定に用いられている。ただし根曲がりを発生させるメカニズムとして地すべり以外に表層土壌のクリープ移動、積雪地域では雪のクリープ移動などがあり、樹木の特定の病気などでも根曲がり様の状態になることがあるらしい。また、地すべりでも土塊が平行移動すると根曲がりは発生しないので、根曲がりの判別には注意が必要である。このほかに植生は、自然植生に限定すれば、斜面が安定でないと生えない針葉樹や、土壌が貧困でも生えることのできる樹種などから斜面の安定度判定を行うことができる。また、樹齢も斜面安定度の判断材料となり、成長錐調査を行うことで斜面の安定している期間が推定できる場合がある。

#### 5) 雪崩や土石流など

雪崩の発生状況や渓流の土石の堆積状況も把握しておく、斜面上方の崩壊状況や今後の崩壊発生の判断材料となる。

#### 6) その他

土地利用（水田など）も有効な情報となることがある。  
(戸田英明、佐々木靖人)

#### (6) その他の概査法

上述のように通常実施される斜面の概査法の他に、最近利用されるようになった概査法もある。ここではこれらの手法をいくつか取り上げ、現状と問題点を概観する。

最近、斜面への適用事例が見受けられる概査法として、リモートセンシングや空中電磁法探査がある。これらは必ずしも斜面のみを対象に利用されている訳ではないが、斜面に対しても有効と思われる。

##### 1) リモートセンシング

リモートセンシングは、人工衛星や飛行機、ヘリコプターを用い、地表などから反射・放射される電磁波（主に可視～マイクロ波領域）を解析することにより、地形および表層地質、土壌の含水状態、地温、植生等の情報を得ようとするものである。

手法は、電磁波（主に可視～赤外域）を受動的に観測する受動型リモートセンシングと、電磁波（主にマイクロ波領域）を能動的に発信しその反射を観測する能動型リモートセンシングの大きく二つに分けられる。代表的な受動型リモートセンシングのセンサには、米国ランドサット搭載のマルチスペクトルスカナ(MSS)、セマティックマップ(TM)、仏国スポットのハイリゾリューションヴィジブル(HRV)、日本の地球資源衛星(JERS-1、現在機能停止)などがある。一方、能動的リモートセンシングは、合成開口レーダ(SAR)と呼ばれる方式で地表分解能を向上させたものが一般的に用いられている。また飛行機などに搭載可能な様々な能動的、受動的なセンサが開発されている。人工衛星のデータの多くは、それぞれの機関を通じてデー

タを入手して解析する。

受動的リモートセンシングのデータのほとんどは周波数帯域(バンド)によって区分されているので、それらの組み合わせで地表の様々な特徴を抽出する。その際に多く行われているのは、抽出したい特徴を持った箇所(例えば地すべりの場合、明らかに地すべりと考えられる箇所)を選定し、その箇所の電磁波放射強度を教師データとして、数量化解析などによって類似性の高い箇所を定量的に抽出していくものである。この場合、現地踏査を実施して確認すること(ground truth)もよく行われる。

人工衛星のリモートセンシングを用いた斜面安定の推定の試みの例として、中国自動車道の花崗岩地帯における斜面の風化度の判定を行った事例をあげる。

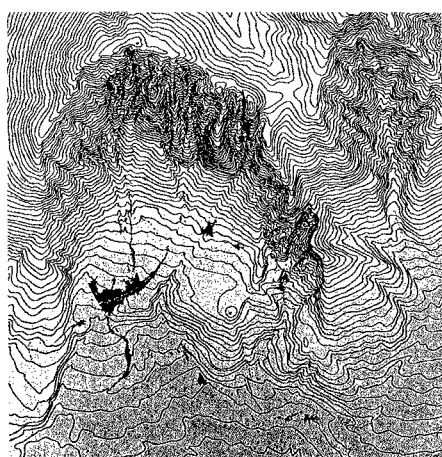
図6.3は、ランドサットTMデータを用いた広島県加計町付近の中国自動車道周辺の風化度区分結果である(島ほか、1996)。風化度区分の教師データとしては、土地分類基本調査図中の表層地質図を採用している。この結果を見ると、風化度の高いエリアは、尾根部と谷部周辺にある。尾根部で風化度が高いのは地質的に常識的な結果となっているが、谷部で風化度が高いのは、地質学的な常識と異なっており、原因は不明である。おそらく谷部付近の緩斜面や平坦地の堆積物の影響、また谷部付近を道路が通っていることの影響などが考えられる。この図の中で○印があるのは、平成5年の豪雨による崩壊箇所であるが、本報告によると、「結果として平成5年度に発生した崩壊箇所全てが強風化の範囲内に標定できる」と結論づけられている。しかしこれらが谷部付近の「強風化部」に該当することから、これが真の意味での強風化部なのか、何らかの他の理由があるのかは分からない。また、同じ谷部で見たときに、崩壊箇所とその周囲で風化度に大きな相違が見られないことも、実際に崩壊箇所を推定する場合には問題となろう。これは一つの画素が30mと、崩壊を取り扱うには画素が大きすぎることに最も大きな原因がある。しかし、広域的な見地から崩壊しやすいエリアとそうでないエリアを区分けする意味では、有効な方法といえる。

次に、航空機またはヘリコプターを用いたリモートセンシングの例を示す。図6.4は、島原の眉山において航空機から撮影された二つの時期のカラー空中写真のデジタル画像データと、数値標高データをオーバーレイさせて荒廃地の分布を比較したものである(瀬戸島・森、1996)。航空機を用いることの利点は人工衛星に比べて非常に高分解能の画像が得られることである。この例でも極めて細部にわたり荒廃地の変化を把握できており、この程度の分解能があれば、崩壊地とその周囲の斜面の相違も把握できる可能性がある。

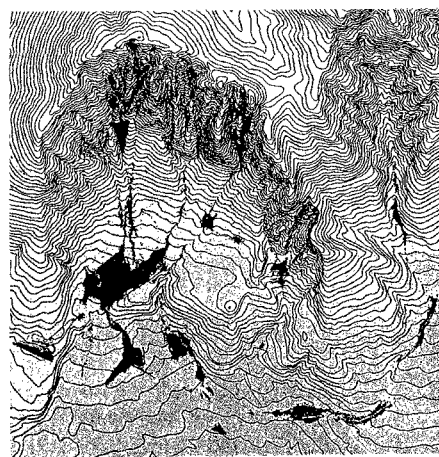
リモートセンシングの利点は、面的に広域の情報を得ることができるという点にある。しかしその一方で斜面に適



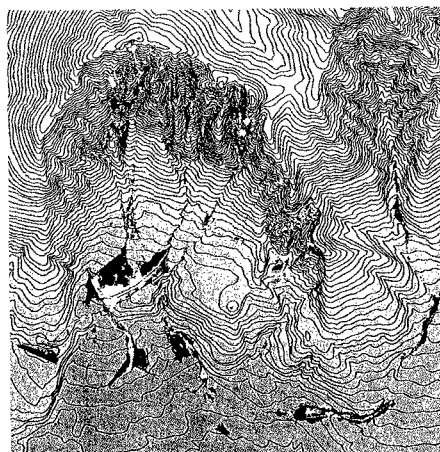
図6.3 ランドサットTMデータによる中国自動車道広島県加計町周辺の風化度区分結果 (島ほか、1996)



1991年8月8日の  
荒廃地



1994年7月22日の  
荒廃地



2時期の比較による荒廃地変化 (黒色部が増加部)

図6.4 航空機リモートセンシングと数値標高データの併用による島原半島眉山の荒廃地変化 (瀬戸島ほか、1996)



用する場合、いくつかの欠点を指摘することができる。それは、以下に詳述するように分解能の問題、探査不可能な領域が存在することによる問題、斜面変動現象と測定項目の因果関係がブラックボックスであることによる問題、教師となる箇所を選定の問題などである。

まず一つめの問題点である分解能に関しては、一般に使用できる人工衛星の受動型リモートセンシングのデータの場合、数10m~10m程度といわれる。したがって斜面問題に対しては、かなり大きな地すべりのみが主な対象となり、小規模な崩壊に対しては、大まかなゾーンとしては危険な地域か否かという判定はある程度可能であるが、具体的な崩壊箇所についての議論が困難である。現在、地球観測衛星で最も分解能の高いのはインドのIRS衛星（分解能5.8m）であり、今後数年のうちに、従来はスパイ衛星等として打ち上げられていたような非常に高い分解能の人工衛星の打ち上げも予定されているが、現在のところは、上記のような精度が限界である。したがって一般的な斜面崩壊などを対象とする場合は飛行機やヘリコプターによる観測が必要となってくる。

しかしその場合、日本の多くは森林植生に覆われた斜面が多いために、真の斜面性状が不明であることが多い。これが二つめの問題である。したがって飛行機などで詳細に観測しても、観測結果が、ほとんど植生に左右されてしまうということが生じる。

このため、逆に植生の活性度やその変化を観測して地表の含水状態を把握し、崩壊の危険性を検討しようという試みが行われ（後藤、1987など）、ある程度の成果が得られているという報告がある。しかしこのような場合、植生の活性度と地表の含水状態の関係は未知であり、またたとえ地山の含水状態と植物の活性度が関連するとしても、地山の含水状態やその変化がどの程度崩壊と関連するののかという点が未知である。すなわち、崩壊との因果関係が不明なまま解析結果を受け入れなければならない場合が多く、その考え方を自然条件の異なる他の場所に適用可能なものかどうか分からない。これがブラックボックスであることの問題である。

このほかに、教師となる箇所として地すべりや崩壊後の箇所を選定した場合、その場所自体はその後しばらく安定であるかもしれないが、真に不安定な箇所かどうか分からない場合などがある。

以上のように、リモートセンシングには特有の不確実性がある。解析結果が非常にビジュアルなだけに、斜面に適用する場合には、結果だけが一人歩きしないようにデータの選定や解析時に斜面地質的背景を吟味すること、解析結果に対して地形地質的に異常なデータがないかどうか現地踏査などで信頼性を確認すること、また現地踏査で確認した結果を用いて再解析を試みることなどが重要である。

なお、今後の展望としては、ズーム機能を持つ高分解能な人工衛星画像、全天候でデータを採取できる合成開口レーダー（SAR）の多周波・多偏波化による多種多様なレーダー画像などが近い将来に入手可能となるとわれ、斜面分野でもより詳細でシステムティックな利用が図られる可能性がある。また、航空機やヘリコプターを用いたリモートセンシングがより身近なものとして利用されていくであろう。

## 2) 空中電磁法探査

電磁探査は、電気探査と同様に地盤の比抵抗を調査する手法であるが、電気探査が主に直流電流を用いるのに対し、電磁探査は時間変動のある電磁場を発生させ、地盤の比抵抗構造に応じた電磁場が発生するのをコイルなどで受信して地下構造を推定する点が異なっている。このため、地盤に非接触で測定することが可能であり、空中から探査できる点が利点である。

空中電磁法は、ヘリコプターなどを用い、バードと呼ばれる架台を曳航しながら探査が行われる。バードの中には発信コイルと受信コイルの対が設置されており、発信コイルにより交流電磁場（一次磁場）を発生させ同じ周波数特性を持つ受信コイルで地盤の影響を受けた電磁場（二次磁場）を受信する。

解析方法は、発信した電磁場と受信した電磁場の強度や位相の差を求めることにより、大地の比抵抗を求める。実際の探査においては、ヘリコプターを移動させることにより平面的に比抵抗分布を求めるほかに、コイルの数（周波数）を複数設定し、高い周波数で浅部、低い周波数で深部を主に探査することで、深度方向の比抵抗断面を描くことができる。探査結果の分解能は深度方向の分解能と水平方向の分解能に分けられる。深度方向の分解能については、使用しているコイルの周波数が同一の場合、地盤の比抵抗に依存する。水平方向の分解能はバードの高度に依存し、通常の分解能は数10m程度である。

空中電磁法の斜面での利用方法としては、通常概略的な地質踏査の補助調査、特に急峻な山岳地での面的な低比抵抗帯（変質帯、強風化帯、断層破碎帯、崩積土や崖錐など）の分布状況の把握に利用できる可能性が高い。

本手法を斜面に用いた例は少ないが、地すべりの探査例として新潟や秋田の新第三紀層の地すべりに適用した例（建設省土木研究所ほか、1995a）が、また、通常の斜面に用いた例として、ダムのコア材料調査の例（上村ほか、1995）がある。

まず、新第三紀の砂岩頁岩と凝灰岩の互層からなるグリーンタブ地域で地すべりを探査した例を図6.5に示す（建設省土木研究所ほか、1995a）。当地域は平面的に見ると比抵抗の小さいエリアに地すべりが多い地域であるが、その中で比抵抗断面をみると、浅部が高比抵抗、深部が低

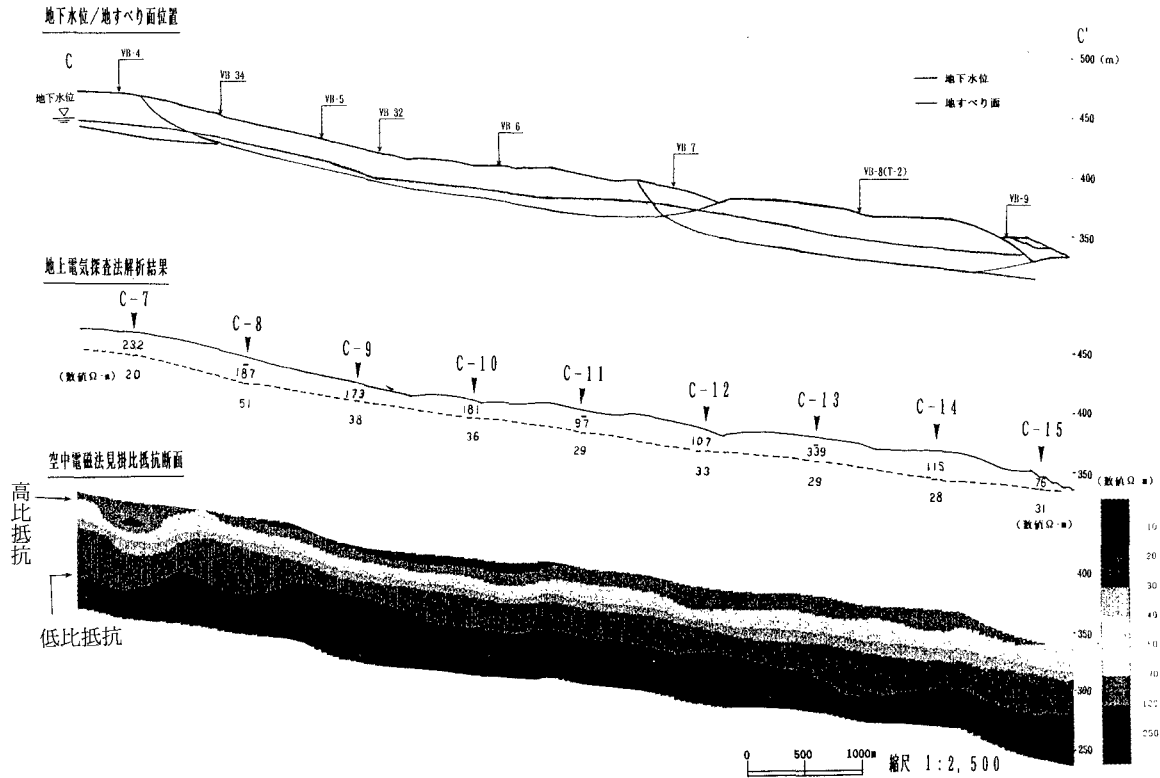


図6.5 空中電磁法による見かけ比抵抗断面図及び地上電気探査の対比 (建設省土木研究所ほか、1995a)

比抵抗となっており、その境界面は、地下水面～地すべり面付近に見られる。ただし本文献の他の調査事例によると、硬岩地域の地すべり土塊の比抵抗は、地山深部よりも低比抵抗となっており、軟岩地域と硬岩地域では地すべり地の比抵抗パターンが逆になる傾向がある。

図6.6は中古生層の砂岩や粘板岩などからなる地質において、ダムのコア材料の調査を目的として空中電磁法探査を行った事例である(上村ほか、1995)。図6.6(a)の被覆層の種類や厚さは、数10本のボーリングで確認したものである。空中電磁法によって見かけ比抵抗分布を求めると(図6.6(b))、尾根部は比抵抗が高いことがわかる。これは、尾根部が緩みまたは風化しており、地下水位が低いことによるものと推定される。このような見かけ比抵抗を複数の周波数から求め、2層構造として解析するとともに、ボーリング結果との対比を行って浅部強風化層の深度マップを求めたものが図6.6(c)であり、コア材に適した強風化層の厚さが面的に示されている。風化層の厚さは風化岩すべりなどの推定においても重要であり、このような情報が面的に得られることは斜面地質調査上有効である。

空中電磁法の利点は、迅速に広域的で三次元的な探査が可能であるという点にある。その一方で、本手法が土木分野や斜面防災分野に適用されたのが最近であるために、機器や分解能、探査結果の解釈という点で発展途上にある。

まず、機器や分解能については、これまで空中電磁法は資源探査に用いられていたため、斜面防災分野に比較する

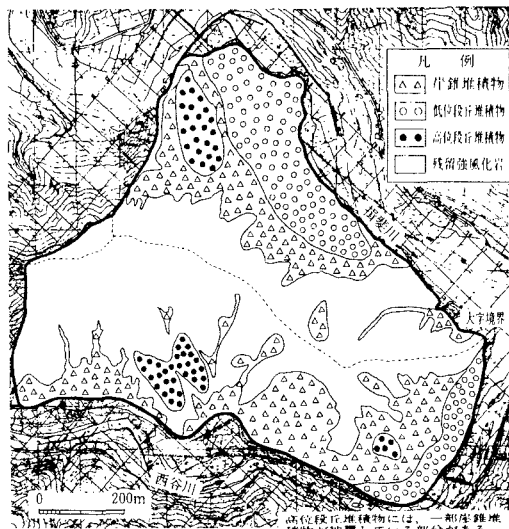
と地盤深部を対象とした機器構成となっている。最近はより浅部を対象とするためにコイルの高周波数化が図られているが、今後さらに地盤に応じた適正な周波数の選定が重要になると思われる。

次に、探査結果の解釈という点では、山や斜面の比抵抗分布がどのようになっているかという知見が充分でないために、探査結果を適切に解釈しづらい場合が生じる。すなわち、斜面の比抵抗分布は地山そのものと地下水の両方の影響を受けるため、どちらの影響によるものかわからない場合が多々ある。したがって探査箇所を代表的部分でボーリングなどが行われる際には必ず探査結果とボーリング結果や電気検層等との対比を行うことが重要となる。また、長期的には、探査結果と実際の地山の対比を数を多く行うことで、一般的な山岳地における比抵抗構造と、地形・表層地質との一般的な関係を整理・蓄積する必要がある。

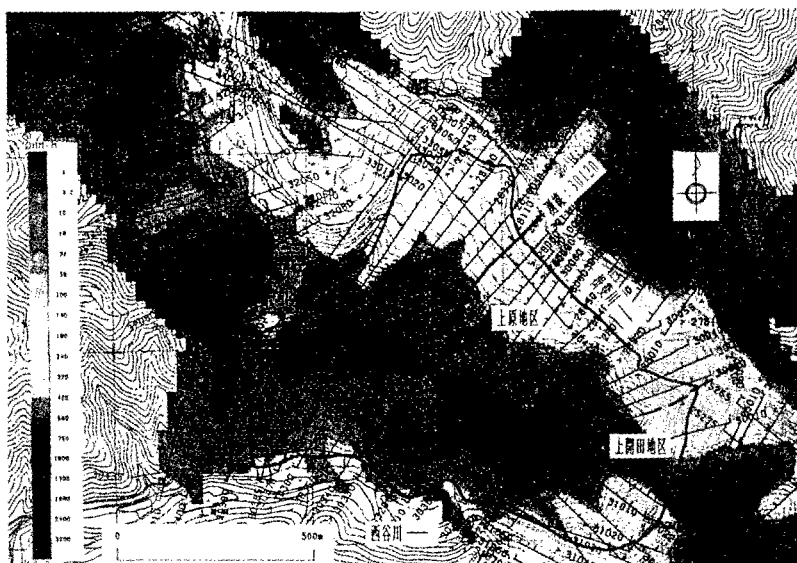
(佐々木靖人)

### 6.2.2 概査結果の整理・評価法

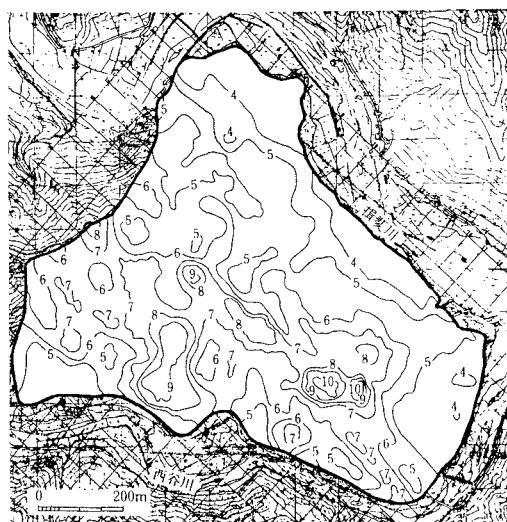
上述の種々の概査の結果は、不安定箇所の抽出という形でまとめられる。斜面評価に至るまでには、①種類の異なるデータを地形図などの上で表現してそれぞれの斜面がどのような性質を持ったものかを地形地質学的に整理し、②それぞれの斜面の斜面変動形態を予測し、③何らかの評価基準を用いて不安定度をランキングする、という一連の作業が必要となる。また、その結果を次の精査の計画に活用



(a) 被覆層の平面分布 (ボーリング・横坑・弾性波探査より推定)



(b) 見掛け抵抗分布 (平面図)



(c) 浅部強風化層の深度マップ

図6.6 空中電磁法によるコア材料調査例 (上村ほか、1995)

できるように整理する必要もある。

①については従来から、地形図上に種々の情報（地形判読結果、地質、変状等）を記載する方法が行われている。また近年は、GISを用いて種々の調査結果を面的重層的に重ね合わせる手法も試みられてきている。

これらの情報から不安定な斜面を抽出する手法が上記の②～③の作業（斜面評価）であり、応用地質学的な見識を最も必要とする部分である。しかし斜面評価は主観的にならざるを得ないことから、ある程度客観的に評価を行う手段の一つとして、以下に概述する斜面区分図や斜面評点法等の方法が用いられることがある。

### (1) 斜面区分図

斜面区分図は、地形・地質・植生・変状の有無等の様々な特徴をもとに斜面を類似の性状を持つ小斜面(単位斜面)に区分した図である。最も基本的な斜面区分図は、斜面勾配や斜面の幾何学的形状の区分(尾根型斜面、谷型斜面等)と、地形学的な区分(谷頭斜面または0次谷斜面、側壁斜面、遷急線、遷緩線、崩積土堆、地すべり地形等)を組み合わせて行うのが一般的である。場合によってはさらに表層の植生・土壌・地質等の情報を加えて細区分する。細区分にあたっては、後述する斜面評点法を用いることもあり、その意味で斜面の評点と斜面区分は一連の作業と位置づけられる。また、このような斜面区分図を、過去の斜面変動履歴や斜面変動があった場合の影響範囲(土砂移動範囲)

なども考慮して作成すると、いわゆるハザードマップ的なものとなり得る。

図6.7は最も基本的な区分図の例である(長野市、1988)。この図面では、山地は斜面勾配や基本的な地形学的特徴のみによって区分されている。この程度の情報でも、地域住民には意外に知られていない。

しかし、このような図では斜面の危険度が必ずしも判らない。そこで道路や鉄道などの防災上重要な斜面に対しては、地質の情報や過去の履歴等をさらに追加して管理基図を作成する方向にある。このような場合、地形面区分図の上に、地質の相違、植生の相違、変状や既往の斜面変動履歴等をプロットし、場合によっては後述する斜面評点法を用いて斜面の不安定度をランキングすることによって斜面をさらに詳細に区分する。例えば図6.8は、道路沿いの構造物、地質、既往の斜面変動履歴等を重層的に表現したものである(桑原、1992)。この図では等高線は省略しているが、通常は等高線も当然記述されている。このような管理基図を作成することによって、対策の必要な個所や、要注意箇所を選別する。

さらに、図6.9は、デジタル・オルソフォト(デジタル写真地図)を用いた鉄道を対象とした斜面管理基図の例である(櫻井ほか、1995)。通常管理基図は、一般的な平面図の上に様々な情報を記載する方式が多いが、この例では、デジタル・オルソフォトの上に地すべりブロックや様々な



図6.7 地形面区分図の一例(長野市、1988)

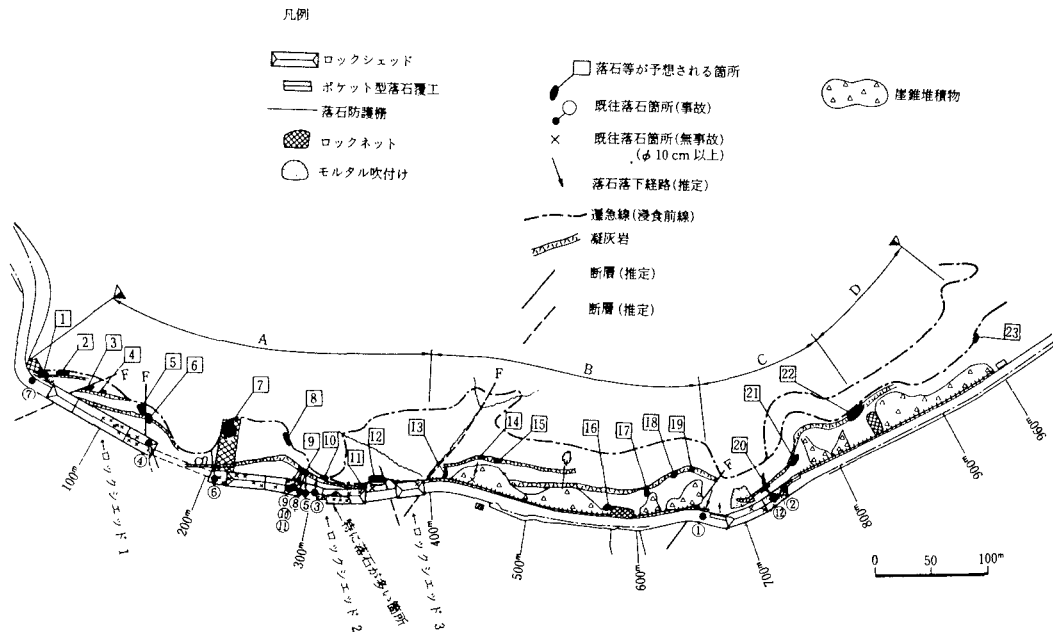


図6.8 道路の防災基図の例 (桑原、1992)

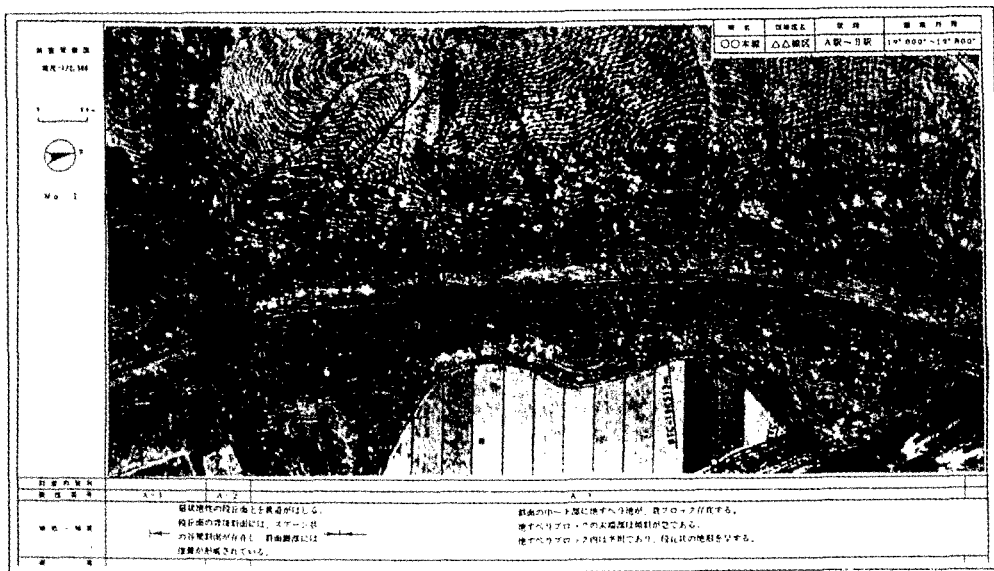


図6.9 デジタルオルソフォトタイプの斜面管理基図 (櫻井ほか、1995)

地形的特徴を記載する方式となっており、実際の現地状況を把握しやすい斜面区分図となっている。

以上、斜面区分図の例を挙げてきたが、厳密な意味でのハザードマップはこれらの中に含まれていない。それは、ハザードマップが、被害の予想図という意味を含むためである。斜面変動の場合、河川の洪水などと異なり、被災の範囲を推定するのがかなり難しいため、実用に耐えるハザードマップの作成までには至っていないのが現状である。しかし今後ある程度の統一的な作成要領を検討するなどして、試作していくことが重要と思われる。この点に関して、雲仙の火砕流のディザスターマップの例を図6.10に

示す(千葉、1993)。この事例では、火砕流のみならず熱風、火山ガス等が到達した範囲を時系列的に示している。このように被災事例のある場合は、ディザスターマップをもとにハザードマップを作成することも可能と思われる。斜面変動の場合は、同一箇所でも過去に崩壊や滑りが発生した記録がないことが多いため、上記の例とは異なり、他地区での事例などを参考に被災範囲の推定を行わざるを得ない。しかし過去数千年～数万程度さかのぼれば、同一箇所でも繰り返し斜面変動が発生している可能性があるため、地形や斜面上の斜面変動堆積物から過去の斜面変動の形状や規模、崩積土の到達範囲等を推定し図化できれば、これがそ

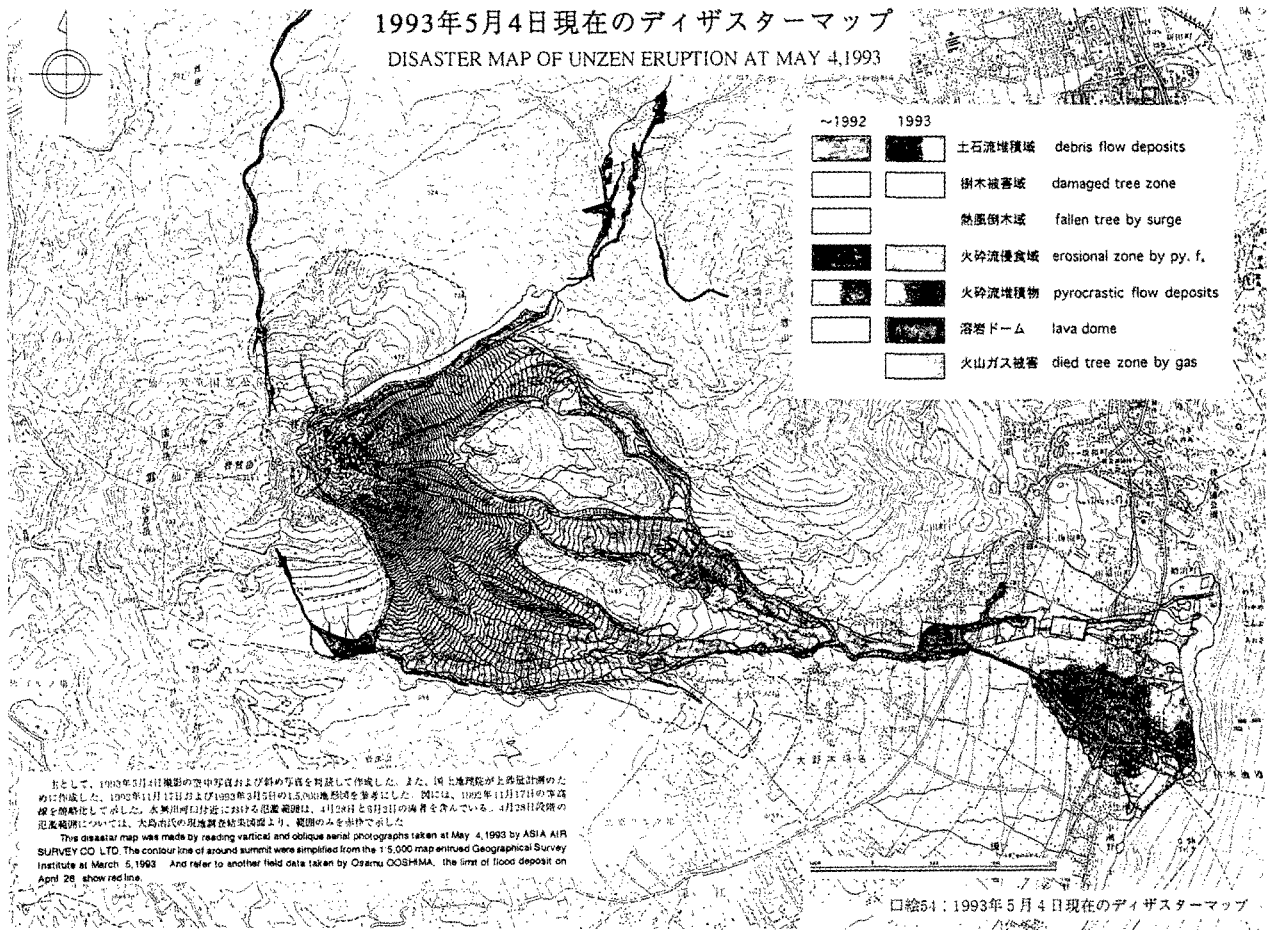


図6.10 雲仙の火砕流のディザスターマップの一例 (千葉、1993)

のままハザードマップに近いものになる可能性がある。すなわちハザードマップ作成の鍵は過去の斜面変動履歴を知ること、いわば「過去は未来の鍵」といえる。

(2) 斜面評点法

斜面評点法は、斜面の不安定度などを、定性的または定量的にランキングするものであり、斜面区分図等とともに用いられることが多い。評点に際しては、斜面の地形、地質、植生、変状の有無などを複合的に判断して評価することが多いが、斜面の岩盤の性状のみに着眼したものもあり、これらはいわゆる岩盤分類と呼ばれる。しかし斜面を対象とした岩盤分類はダムなどを対象としたそれに比較して少ない。ここでは、斜面評点法のタイプを分類し、現状と問題点について述べる。

主な斜面評点法には次のようなものがある (土木学会、1994)。なおここでは、斜面に適用することのある岩盤分類を含め列挙した。

①岩盤分類方式

電研式岩盤分類、土研式岩盤分類、掘削のための岩盤分類 (建設省)、鉄道の岩盤分類、日本道路公団の岩盤分類、全国治水砂防協会の岩盤分類、SMR (Slope Mass Rating)、花崗岩の岩盤分類、蛇紋岩の岩盤分類、割れ目の多い

岩盤の岩盤分類、断層のある岩盤斜面の岩盤分類、のり枠工を対象とした岩盤分類、寒冷地を対象とした岩盤分類など。

②斜面評点法式

道路防災点検の評点法、道路震災対策便覧の評点法、急傾斜地崩壊対策事業の評点法、旧国鉄の「土木建造物取り替えの考え方」の評点法、日本道路公団の評点法、SSR (Slope Stability Rating) など。

表6.5には、道路防災点検の落石・崩壊の斜面評点法の例を示す (建設省道路局、(財)道路保全技術センター、1996)。この例は点数評価するものであるが、点数で評価するものに限らず一般に概査における斜面評価は様々な要因を組み合わせるため、採用する要素と、各要素の重みづけの方法が評価結果を左右する。重みづけの方法としては、個人の主観によって経験的に行う方法や、この評価表のように数100以上の実斜面で実際に点数評価を行って、崩壊履歴や地質技術者の経験的な評価との整合性を統計解析などによって求めて重みづけする方法等がある。

斜面評点法は、対象とする、①斜面 (自然斜面、人工斜面など)、②斜面変動形態 (落石、崩壊、地すべりなど)、③気候 (寒冷地、高温多雨地など)、④地質 (土質、岩質、



表6.5 道路防災点検の落石・崩壊の点検表の例 (建設省道路局・(財)道路保全技術センター、1996a)

様式 - 6 安定度調査表 (落石・崩壊)

施設管理番号												
項目	要因	のり面		自然斜面		評点		配点		評点		
地質	G1: 崖崖地形 G2: 崩壊跡地 G3: 台地の裾部、脚部侵食、 オバーハング、集水型斜面、 土石流跡地など G4: 尾端先端など凸型斜面、オーバーハング	G1に該当する	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当	G2の内 複数地形該当 1地形該当
土質	浸食に弱い土質 水を含むと強度低下しやすい土質 その他	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	
地質	割れ目や脆弱層の密度が高い 浸食に弱い軟岩 風化が速い岩質 その他	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	
構造	流れ盤 (層理面、弱線) 不透水性基盤上の土砂 上部が硬質/脆弱な岩 その他	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	該当せず	
表層	表土及び浮石・転石の状況	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	不安定	
状況	浮石・転石が不安定	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	該当する	
状況	湧水	湧水あり	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	しみ出し程度	
状況	表面の被覆状況	裸地〜覆生主体	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	裸地〜覆生 (草本)	
状況	勾配 (i), 高さ	H > 30m H ≤ 30, i > 標高 砂 1 ≤ 標準, 15 ≤ H < 30 i ≤ 標準, H < 15 H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	H ≥ 50m 30 ≤ H < 50m 15 ≤ H < 30m H < 15m	
変状	当該のり面斜面の変状 (傾斜、小落石、 ガリ浸食、花畑、穴、陥凹、はらみ出し、 根曲り、倒木、亀裂、開口亀裂、その他対策工の変状)	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	
状況	隣接するのり面・斜面等の変状 (落石・崩壊、亀裂、はらみ出し、その他の変状)	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	複数該当	
合計		のり面		自然斜面		評点		配点		評点		
合計		のり面		自然斜面		評点		配点		評点		

点検者	
所属機関	

**【対策工】** (Bi) = (Ai) + α または (Ai) × 0  
 既設対策工の効果の程度  
 想定される落石・崩壊を十分に予防している。  
 もしくは、それが発生したとしても十分に防護し得る。  
 想定される落石・崩壊をかなり予防している。  
 もしくは、それが発生した場合、かなり防護して  
 いるが万全ではない。  
 想定される落石・崩壊を一部予防している。  
 もしくは、それが発生した場合、かなり防護して  
 いるが、その他に対しては効果が少ない。  
 対策がなされていない。  
 もしくは、なされていても、効果が全くない。

**【履歴】 (C)**  
 \* 最近の対策実施以降、落石・崩壊が当該のり面・斜面等で発生していない場合には、履歴からの評価は実施する必要なし。  
 一 (C) を 0 点とする。

被災の種類・程度区分	配点	評点
最近の対策以降、道路交通への支障が生じたことあり。(対策工の効果なし)	100点	
交通への支障はないが路面に達する比較的大きな落石・崩壊の履歴あり。 (対策工が万全ではない)	70点	
のり面・斜面先にとどまる程度の小規模な落石・崩壊の履歴あり。 (対策工の効果はあるが、追加対策工が必要と思われるもの)	40点	
	(c)	

(D) = MAX (B, C)  
 要因からの評点 (B) = MAX (B1, B2)  
 履歴からの評点 (C)  
 (B) と (C) の内、大きい方 (D) = MAX (B, C)  
 点  
 点  
 点

**【地震時の安定性】**

安定	
不安定	

\* 地形で G4 または浮石・転石が不安定な場合は、不安定欄に ○印をつける

**【総合評価】**

対応	判定
対策が必要と判断される。	
防災カルテを作成し対応する。	
特に新たな対応が必要としない。	

注) ( ) は各項目の満点を示す。  
 該当する場合は配点欄に○印をつけると共に点数を記入する。  
 不明な場合は中間的な値を採用する。

構造など)、⑤不安定化要因(降雨、地震など)、によって分類できる。また、そのほかに、⑥評価目的(概査、点検、施工など)、⑦評価機構(定性的分類式、点数評価式)、⑧評価項目(地質のみ、地形・地質などの複合)などによっても分類可能である。ここでは多少独断的になるが、地形地質情報をどのように扱っているかに焦点を当てて分類を試みると次のようになる。

#### 地形に関して

- ・縦断形状のみに着目するもの(斜面高さ、勾配、オーバーハングなど)
- ・三次元的幾何学形態に着目するもの(尾根型斜面、谷型斜面など)
- ・地形学的分類に着目するもの(谷頭斜面、崖錐斜面、遷急線など)
- ・微細な地形の変状まで着目するもの(凹地、段差など)

#### 地質に関して

- ・岩種のみに着目するもの(中生代以前の頁岩砂岩、第三紀の泥岩など)
- ・岩の強度などに着目するもの(CM級、CL級など)
- ・岩石や岩盤の特徴に着目するもの(風化変質、亀裂、断層など)
- ・岩盤の構造と斜面の関係に着目するもの(流れ盤など)
- ・岩盤中の重力性の変状まで着目するもの(亀裂の開口、岩盤クリープなど)

いうまでもなく、下段ほど高次の情報を含んだ斜面評点法である。比較的簡単な斜面評点法は斜面の幾何学的形態や岩種・岩質のみに着目した評価を行いがちであるが、このような大まかな情報のみで評価をすると、その斜面の周辺斜面の中での位置づけが判然とせず、大きな見落としを行うことになりかねない。簡易な斜面評点法といえども、上述の下段のような情報を盛り込んだ評価をする必要がある。むしろ、簡易な評価法であるからこそ、上段の情報(地形の幾何形態等)を多少省略してでも、下段の情報(変状の分布や程度、成因)を見逃さないような工夫が必要と考えられる。(佐々木靖人)

### 6.3 精査

前節では、主に地形と地質概査から危険な斜面を抽出するための手法について述べた。この節では、さらに調査段階が進み、主として斜面変動の三次元的な形態や詳細な地質性状、および斜面変動の実態を推定する際の調査法について述べる。

この段階においてまず重要なのは、すべり面または分離面となる弱層や不連続面の分布の把握である。すべり面や分離面は斜面変動によって初めて発生する場合もあるが、多くの場合、地層の中にあらかじめ存在している弱層や不連続面が、風化や応力除荷などにより軟質化・開口・変形

等を生じ、強度低下するとともにその周囲に新たな応力集中亀裂を生じるなどして岩塊や土塊全体が不安定化するものと考えられる。したがって、地質中に存在する弱層や不連続面の分布を把握することが最も基本的な調査項目となる。ただし地質は複雑でありどれが不安定化にかかわるものかが直接分からない場合が多いので、露頭調査などを含めた地形・地質学的な総合評価が重要なことは言うまでもない。

表6.6は、すべり面となり得る弱層や不連続面の分布の調査法とその適用性や分解能を概観したものである(岩の力学委員会、1995)。本章では便宜上、空中から調査する方法を概査段階の調査手法に、その他の地表及び調査坑・調査孔からの調査手法を本節の精査に分類しているが、地表からの弾性波探査や電気探査等は概査に含めることもある。精査にはこのほかに、地下水等の調査、強度の調査・試験、及び地質性状をより詳しくまたは補足的に調べるための室内試験がある。(佐々木靖人)

#### 6.3.1 地表における調査法

##### (1) 詳細地表踏査

詳細地表踏査は、概査で抽出した斜面とその周辺について、より詳細に調査を行うものである。精査に当たっては、概査よりも精度の高い地形図が作成されている必要がある。必要であればヘリコプターなどからの写真撮影を実施して局所的な図化も実施する。詳細地表踏査における調査項目には以下のものがある。

##### 1) 地形

精査においては、より詳細な地形図または斜め写真中に、特に概査では充分把握できなかった斜面上の地形(特に微地形)を重点的に記載する。手順としては、まず地表踏査の前に再度概査で絞り込まれた斜面を中心に空中写真判読を行って地表踏査で確認すべき箇所や項目をチェックする。空中写真および地表踏査で確認する地形的特徴としては、谷頭斜面・側壁斜面といった微地形区分のほかに、特異な緩斜面や急斜面の分布と形状およびこれらの斜面上の微細な地形的乱れの状況、斜面途中の不自然な段差や窪地および亀裂等の変状地形、オーバーハング、斜面勾配の変換点、沢型、地すべり地形や凹地および古い崩壊跡地、表流水の流路、近傍の沢の土石流などがある。

これらの微地形は斜面変動形態によって特有の組み合わせで斜面上に現れることが多い。例えば、表層崩壊は谷頭斜面や側壁斜面の遷急線付近などの崩壊跡地周辺等で発生しやすい、比較的大規模な緩み岩盤は特有の緩い凸型(鼻型)の地形を有する斜面上などに発生しやすい、地すべりは緩斜面に発生し地すべり土塊(岩塊)上には特有の地形的乱れがある、等の特有のパターンがある。どのような微地形がどの箇所に分布しているかという位置関係だけでは

表6.6 弱層や不連続面の分布の調査法と適用性 (岩の力学委員会、1995を一部改変)

調査位置 調査原理	空中(水中)から	地表から	地表～調査坑と ボーリング孔の間	ボーリング孔(調査坑) の周辺
光学 (目視を含む)	リモートセンシング(大○) 空中写真(大～中◎) VTR(大～中△)	目視観察(微◎) リモートセンシング(小△) 写真(小○)	-	調査坑観察(微◎) 目視観察(微◎) ボアホールテレビ(微◎)
電気	-	電気探査(大◎)	比抵抗トモグラフィ (大～中◎) (トレーサ試験)(-△)	比抵抗検層(小◎) (ディップメータ、 FMS、FMIを含む) 自然電位検層(中△) 地下水検層(-△)
上記以外の 電磁波 磁場等	空中電磁法(大△) 磁気探査(大△)	電磁探査(大△) 磁気探査(大△) 地中レーザ(小◎)	電磁波トモグラフィ (大～中◎) (トレーサ試験)(-△)	誘電率検層(小○) ボアホールレーザ(小◎)
弾性波	音波探査(大○) (水中)	弾性波探査(大◎) (反射法・屈折法) AE(△)	弾性波トモグラフィ (大～中◎) VSP、HSP(大～中◎)	音波検層(小○) ボアホールテレビジョン(小◎) AE(-△)
放射能	放射能探査(大△)	放射能探査(大△)	(トレーサ試験)(-△)	放射能検層(小○) (密度・含水率 自然γ線など)
重力	重力探査(大△)	重力探査(大△)	-	-
流体	-	水質測定(-△) 水圧(量)測定(-△) 透水試験(-△) 透気試験(-△)	トレーサ試験(-△) 水圧パルストモグラフィ (-△) エアトレーサ試験(微○)	孔内透水試験(-△) ルジオン試験(-△) 孔内流速測定(-△) 流量検層(-△) 水質測定(-△) 真空透気試験(-△)
熱	地表温度測定(大△) (リモートセンシング の一種)	地温測定(大△)	(トレーサ試験)(-△)	(多点)温度検層 (-△)
その他	-	-	-	孔壁の型取り(微○)

調査可能な不連続面の幅

大: 約1～数m以上

中: 約10～数10cm

小: 約1～数cm

微: 約1～数mm

-: 不明～その他

不連続面の分布調査への適用性

◎: 適用可能性大～良く利用される

○: 一般的に適用可能

△: 場合により適用可能～不明

く、どのような微地形の組み合わせがみられるかという情報から、斜面がどのように変形・発達してきているかを地形的に推測することによって、斜面変動範囲や斜面変動形態を推定する。

## 2) 地質

概査と精査は調査の着眼点に大きな違いはないが、精査では、斜面変動の可能性のある箇所とその周辺に絞って、より詳細に地質性状を把握する。特に開口亀裂などの不連続面や弱層の分布・方向性・性状、風化性状、落石や崩積土等の斜面性堆積物の分布や性状など、斜面変動に係わると思われる地質の分布・構造・性状を周辺との比較において詳細に観察・記載し、不安定な箇所の範囲や内部構造、性状を確認する。

精査段階においては図化される範囲に露頭が存在しな

かったり、または岩盤クリープ中の岩塊であるといった場合がある。この場合にはとくに地形からみた該斜面の安定度の検討が必要となる。ただしその場合でも、周辺の広域的な露頭状況から当該斜面の地質状況をできるだけ予測し、予測と実際に出現している(していない)地質状況との比較を行うことによって地質図を作成する。

## 3) その他

変状が見られる場合に詳細に調査する。特に変状のタイプや発生状況を空間的に把握することが、斜面変動の実態を推定するのに非常に役立つ。また、湧水が崩壊や落石に起因する場合があります。位置や分布、湧水量を確認する。植生等についても概査時よりポイントを絞って詳細に調査する。

(戸田英明)

表6.7 地表変動計測手法一覧

調査手法 (使用計器)	原理・ 計測の対象	制 約 条 件 (適 用 性)								条件内訳	経済性	精 度	備 考	
		地質	地形	植生	地下 水	変動 形態	変動 規模	天候	その他					
GPS測量	人工衛星からの電波により地形を測量			○1					○2	○3	1.測点から上空視界必要 2.雷の影響あり 3.測定時間長い	非常に高価 1000万前後	波長/100 5mm前後	・通常の光波測量と違い、測点間相互の見通しは不要 ・移動量の大きい場合有効
地盤伸縮計	2点間距離を金属線で測定	○1								○2	1.表層が軟弱な場合誤差大 2.2点間距離は20m程度まで	安価 10~15万/台	0.2mm	・簡便で比較的精度がよく、使用例多い ・3次元的な変動状況は不明
三次元せん断変位計	鉄パイプと伸縮計を連続して設置し、相対変位を測定	○1	○2								1.表層が軟弱な場合誤差大 2.不陸の大きい場合設置困難	不明		・多数の計器を連続して設置する必要があり、設置が煩雑 ・実例少
地盤傾斜計	設置箇所での傾斜の変化を測定	○1								○2	1.表層が軟弱な場合誤差大 2.直線すべり部では変動なし	安価 10~15万/台	約 1秒	・地表現象が不明瞭な場合、変動範囲の特定に有効 ・最近は自動観測計器の使用例が多い
測 量	複数観測点を一定時間間隔で測量		○1	○2						○3	1.2.見通し必要 3.夜間は不可能 霧・雨の制約		10√S mm S:距離km	・見通しのある場所では種々の応用方法あり ex.移動杭測量
抜き板	丁張で亀裂間隔測定									○1	1.亀裂間隔は 1m前後まで		1cm程度	・精度は落ちるが、最も簡便

(2) 地表変動計測

地表の変動現象には、①振動、②重力の変化(干満等)・温度変化・雨水や地下水の変動等に伴う主として弾性的な緩やかな変動、③斜面変動に伴う塑性的な変動、等がある。斜面における地表変動計測の目的は、これらのうち③にあたり、平面的変動範囲の特定、変動形態の把握(変動量、変動方向)、変動速度の把握にある。したがって変動が③によるものであるかどうかをきちんと見極めることが重要である。

地表変動計測に用いられる代表的な手法および計器を表6.7にまとめる。このうち、主な手法を以下に概説する。

1) 測 量

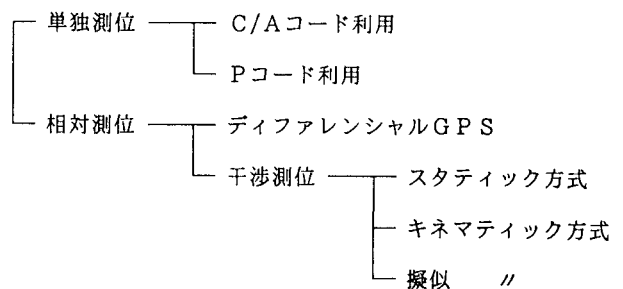
測量は最も基本的な変動計測方法である。地表変動計測の方法としては必ずしも充分活用されていないが、安価であり、地表の動きを面的に把握できるため、活用すべき場面は多い。測量手法としては、移動杭の観測が一般的である。

2) GPS (GLOBAL POSITIONING SYSTEM)

GPSとは人工衛星を用いた電波測位システムで、衛星は地上20,000kmの軌道に24基配置される。衛星電波の利用法、受信機の設置・観測方法により、表6.8に区分される。これらのうち、一般に最も誤差の少ないとされるスタティック方式について述べる。

スタティック方式はGPS衛星からの搬送波を複数箇所にて測定し、搬送波の位相を利用して、1波長の1/100以下の精度で距離を算出するものである。L1帯(1.6GHz)の電波

表6.8 GPS測量の分類



を利用した場合、波長は187.5mmとなり、測定精度は約1.9mmである。

計測箇所を特定し、使用衛星と、測定のタイムスケジュールを設定したうえで衛星を観測できる地点(複数)に受信機を固定し、1~数時間観測を行う。上空視界が必要なほか、障害物・反射物がないことが必要である。

調査結果の解析および利用方法としては、各受信機で観測されたデータをコンピューターで解析し、相対距離・方向を算出する。通常の測量結果と同様、各測点の移動ベクトル図等を作成することにより、地盤の真の変動方向、変動量を把握することができる。斜面内の複数の点の三次元的な変位を、相互の見通しがない場合でも光波測量と同程度の誤差で測定できる。夜間でも観測可能で天候の影響を受けにくい。ただし、測定に時間がかかる8測定が短時間のキネマティック法では誤差が大きくなる等の問題点がある。

表6.9 善徳地すべり地でのGPS測量の結果 (福岡ほか、1992)

測線：善徳小学校屋上と向井氏宅の屋根上

	向井氏宅の位置 (小学校を固定して解析した結果)				変位量 (cm)
	1989年12月1日	標準 偏差 (m)	1992年 9月23日	標準 偏差 (m)	
北緯 (Lat)	33°53' 19.80581"N	0.0006	33°53' 19.80517"N	0.002	-2.0
東経 (Lon)	133°50' 23.81594"E	0.0008	133°50' 23.81653"E	0.001	+1.5
標高 (Ht)	735.533m	0.0020	735.478m	0.001	-5.6
斜距離 (L)	776.0619m	0.0006	776.034m	0.022	-2.7

\*1 GPS測量に用いた受信機および解析ソフトは1989年はWM Satellite社 WM-102とPops 3, 1992年はTrimble社4000SEおよびTrimble Plus.

2 変位量の計算方法

緯度方向：[Latの差(秒角)] × 40000km/360°/3600秒  
 経度方向：[Lonの差(秒角)] × 40000km/360°/3600秒 × cos(Lat)  
 上下方向：[Htの差] (m)

実際の地すべり地でGPS測量による移動観測が可能であるかを検討し、その精度を評価するために、善徳地すべり地でGPS測量を行った例(福岡ほか、1992)がある。現在主に使われているStatic法(1測線当り2~4時間の時間を要する)と、移動しながら測量するPseudo-Kinematic法とを比較している。

結果は表6.9に示すように、水平成分に比べると垂直成分で誤差が多いようであるが、地すべり移動観測の精度としては充分である。多数の点を短時間で測量でき、かつ安価なPseudo-Kinematic法においては、Static法に近い精度をもつことがわかった。

本手法の斜面への適用性は、上空視界が必要なこと、機械の運搬に注意を要する(機械が精密で受信機が高価(1,000万円以上)なこと)から、自然斜面の観測には制約が多い。大規模な切土のり面の発生する道路沿いや、貯水池の周辺のり面などでは利用できる。経済性が向上すれば、大規模な地すべりの継続自動監視等に有効であり、ソフト面の改良によって簡易的計測の精度が向上すれば、今後、利用価値が高まるであろう。

3) 地盤伸縮計

測定の対象とする2点間に温度伸縮の少ない金属線(インバー線)を張り、1点を固定し、他点にバネ式のドラムを持った計器を設け、2点間の距離の変化を測定する。実際の移動量をギヤ機構によって拡大して、一般に0.2mmの精度で記録できる。

斜面の規模、地形状況、変動範囲を把握した上で設置位置、台数を決定するが、一般に地すべりブロック頭部に設置する。変動状況が不明または複雑な場合は、計器を連続的に設置することもある。設置方向は、亀裂の性状を確認した上で、できるだけ地すべり移動方向に並行にする。計器と固定点の設置間隔が大きい方が亀裂周辺のゆるみの影

響を除外できるが、インバー線の保護が困難になるため、最大でも20m程の間隔にする場合が多い。

測定器は1週間巻・1ヶ月間巻があり、融雪期の変動状況を把握するには1ヶ月間巻が便利である。このほかに自動観測システム用の連続観測計器がある。

観測結果は経時的に整理し、伸縮量変動図もしくは歪(伸縮量/2点間距離)変動図を作成する。それぞれ斜面変動の特性を示す資料となるほか、連続的に設置することにより、斜面変動の運動機構を把握することができる。地すべりブロック頭部に設置して崩壊時刻の予測をした例もある。

地盤伸縮計により、地すべり滑動の推移を調査した例を図6.11に示す(藤田、1991)。この例では、地すべり滑動は運動の初期では定常的な小さな動きが継続し、多雨等をきっかけにして一時的に速度を早めることもあるが、運動が緩慢になったり一時停止したりする。豪雨期には緩急を繰り返しながら徐々にその速度を増し、移動距離が大きくなる。この結果すべり面全域での土質強度が残留強度にまで低下し、滑動の速度と変位量は益々大きくなって崩壊に向かっていく。

本手法は、原理が簡単で精度がよいため、地すべり・斜面崩壊に関連して地表に発生した亀裂の変動計測に、最も一般的に用いられている方法である。

設置箇所周辺の地盤が軟弱な場合(崩積土地すべりの頭部など)、緩みの影響を受けることがあり、注意を要する。また2点間距離のみを計測するため、設置方向が適切でない場合(土塊の移動方向に対して斜交)や、移動の性質が引張りよりは沈下傾向が強い場合などは、移動量を正しく反映しない。

4) 三次元せん断変位計

斜面の三次元的な変動状況を観測するために開発された計器である。斜面内に連続的に配置することで、変動範囲

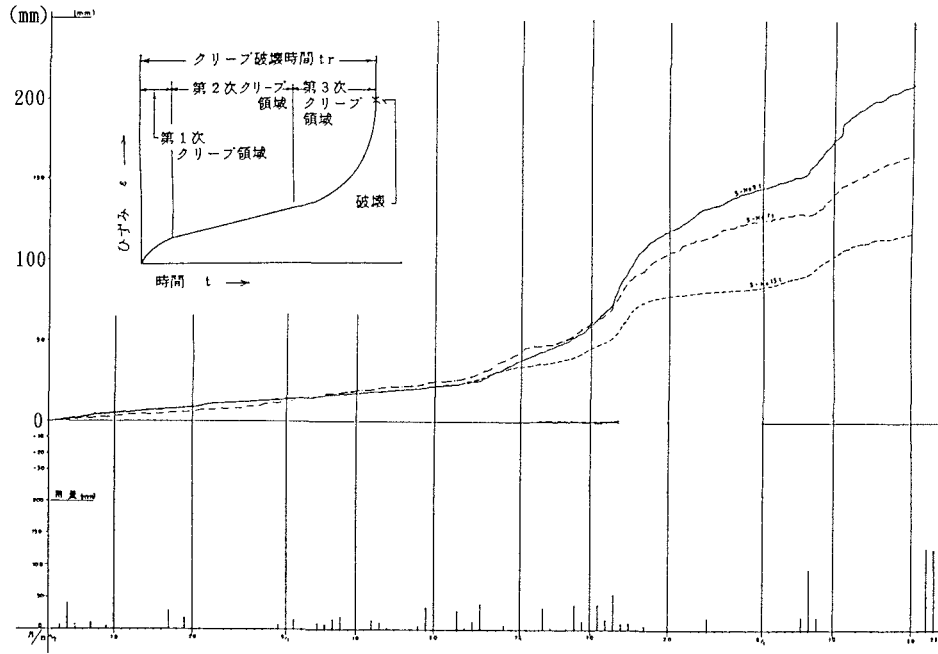


図6.11 地盤伸縮計による地すべり滑動の測定例 (藤田、1991)

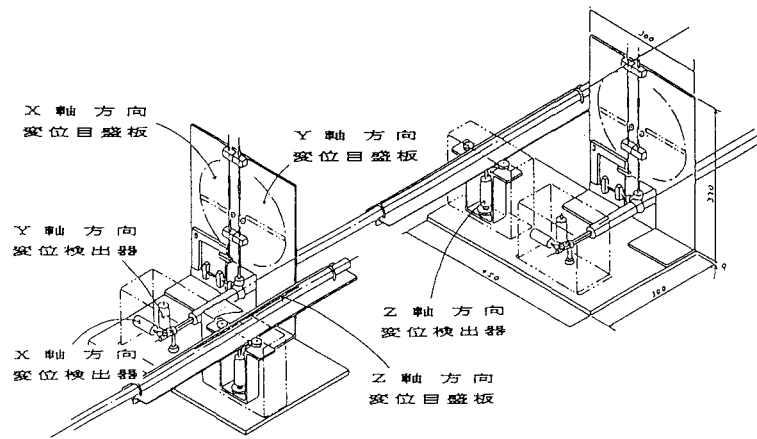


図6.12 三次元せん断変位計の構造図 (大田原ほか、1991)

の確定や三次元的挙動の把握ができる。

鉄パイプの一端に差動トランスをセットした回転支点を取り付け、パイプの水平変位と鉛直変位を観測し、計器間の距離を本体下部の伸縮計で観測する。それらを合成し、隣接した計器と連続させることにより、設置した測線の変動状況が把握できる。

配置の際は斜面の変動方向になるべく直交した方向に測線を設定する (この際、測線の両端は明らかな不動点まで達していることが望ましい)。計器は、5.2m間隔で設置した基礎杭上に本体を固定し、隣接した計器間に鉄パイプを取り付ける (図6.12: 大田原ほか、1991)。観測は伸縮計同様、1回/週程度とする。

観測結果は時系列でデータを整理し、累積移動量図を水

平方方向、鉛直方向で作成する。測線が直線でない場合は、観測結果を絶対座標に変換した方が利用しやすく、時系列変化を立体的に表現することも可能である。

徳島県善徳地すべりにて三次元せん断変位計を用い、横断測線上での地すべり移動状況を測定した例 (福岡ほか、1993) を示す。結晶片岩地域の地すべりは、移動ブロックの境界が明確でない場合が多く、移動範囲の判定が困難である。図6.13は、累積水平移動量と鉛直移動量とを合成した三次元立体表示図である。D、Fブロックが沈下している様子がわかる。上記研究では、三次元せん断変位計の測定の結果、地すべりブロックの境界が年間を通じて一定のクリープ的な動きを示していることがわかった。その区間の長さは52mあり、結晶片岩地すべりで側方境界が不明確な



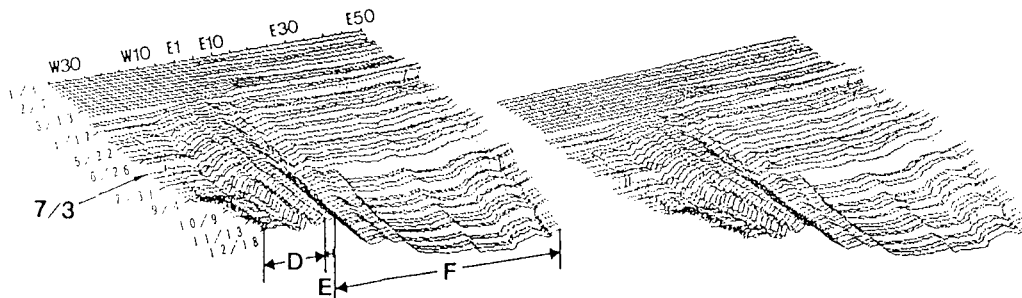


図6.13 三次元せん断変位計(85台)の三次元立体移動量の測定例(福岡ほか, 1993)

理由は、このように地すべりブロックの境界がクリープ的な境界ゾーンの形態を持つためと考えられる。

本手法は上の例のように、移動範囲が明確でない流動的な斜面変動の把握に適しており、自動観測化も可能である。ただし、設置が煩雑であり、見通しのある場合には移動杭測量などとの比較をしたほうがよいと考えられる。

5) 地盤傾斜計

斜面変動の結果として微地形は存在するが、潜在的な活動のため現地に引張亀裂等が認められない場合、地盤伸縮計のみによる変動計測は困難である。この場合地盤の傾斜変動を観測し、斜面変動の特徴を把握する方法がある。

互いに直交する2方向(通常は南北と東西)の、地表の傾斜変動量の変化を2本の水管式傾斜計で計測する。差動トランスを用いた計器は、自動観測にも利用できる。変動範囲の頭部と末端部に配置することにより、すべり面の形状(末端部のハネ上等)を推定することが可能である。

観測結果は傾斜変動を時系列で整理し、地盤傾斜変動図を作成する。複数の計器を設置している場合は、平面図に傾斜量・方向を示す方法も用いられる。また、以下の例に示すように多変量解析で傾斜方向、傾斜量と地すべり滑动との関係を示す方法もある。

滑动中の地すべり地である国見地すべり地の例を示す(守随・釜井, 1986)。ここではローズダイヤグラムと累積円グラフで傾斜変動を表現し、多次元尺度法などによる解析を試みている。この地すべり地では図6.14に示すとおり、K-1~15の傾斜計が配置されている。傾斜測定結果の従来の表示法は横軸に日時、縦軸に変動量を示すものであり、変動量の時間的変化や日雨量との関係を示すには便利であるが、変動方向がつかみにくいという欠点がある。これに対して、ローズダイヤグラムと累積円グラフを用いて同じ観測データを表現したものが図6.15である。図のローズダイヤグラムは、円周を適当に分割して各分割に入る変動を数え、方向の頻度を円周上にヒストグラムの形で表現している。一方累積円グラフは、各観測毎の変動ベクトルを順次連結し、傾斜変動の累積傾向を表現している。この方法によると、変動量が小さく累積性も顕著でない場合でも、

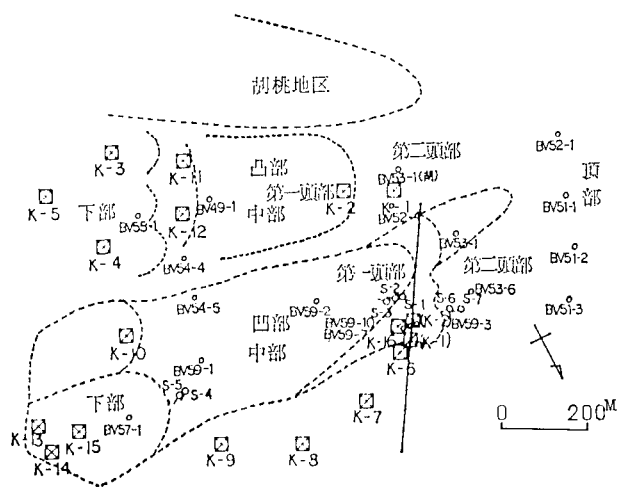


図6.14 傾斜変動計による測定個所の例(国見地すべり。守随・釜井, 1986)

傾斜変動のパターンについての情報を得ることが可能である。こうした表現方法においては、変動の類似性や相互関係を解析する際に、観察者の経験的尺度による部分が大きい。これらを一般の尺度によって解析する手法として多次元尺度法やクラスター分析が用いられた例もある。

本手法は、地盤伸縮計と同じく、地すべり地での使用例が多い。地表面象が不明瞭な場合に変動範囲の特定に利用できるが、精度が高いため、特に地盤が軟弱な場合等は異常な変動を記録することが多い。また、すべり面の形状によっては、大きな変位(移動量)があっても傾斜変動としては発生しない可能性がある。

6) その他の手法

地表変動の計測にはこのほかに、亀裂間隔の測定、抜き板やピンによる測定も行われている。

振動の計測に関しては、常時微動やAEを測定する方法があり、常時微動は地盤の種類を大まかに判別するのに用いることがある。AEは地表よりもむしろ埋設または孔内で測定することが多いので6.3.2節で述べる。

(守随 治雄、稲垣 裕)

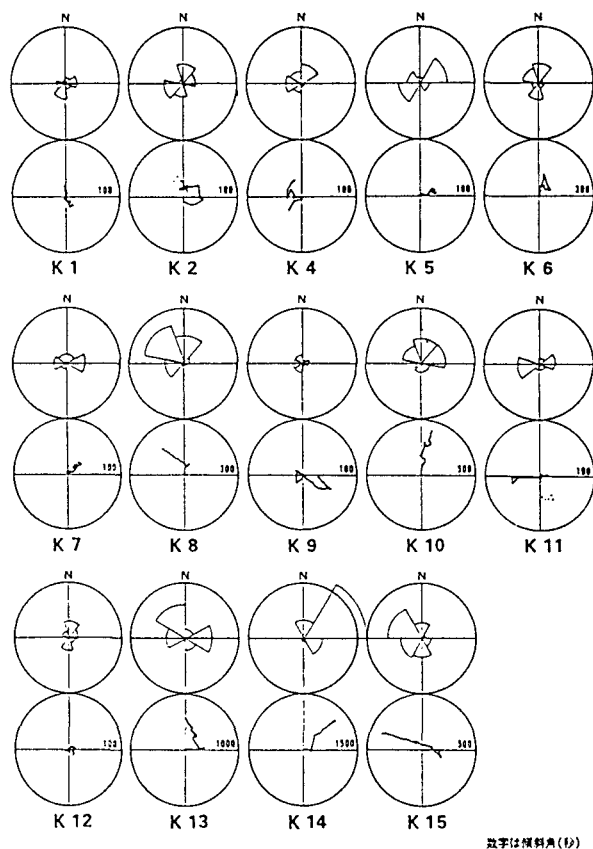


図6.15 国見地すべりにおける昭和58年度の各傾斜計のローズダイヤグラムと累積円グラフ  
(守随・釜井, 1986)

### (3) 物理探査

物理探査は広義には空中から調査するものやボーリング孔を用いる物理検層も含まれるが、ここでは地表から行ういわゆる狭義の物理探査について述べる。地表から行う物理探査は、非破壊で調査できること、面的に調査できること等の利点がある一方、必ずしも精査が必要とする精度を満足しないことがあるので、現状では概査と精査を仲介する手法に位置づけられる。斜面で有効な探査法は多くあるが、ここでは主に用いられている物理探査法として弾性波探査と電気探査について、また、近年用いられるようになった手法として電磁探査等について述べる。なお、斜面に対する各種物理探査手法（主として弾性波探査、電気探査、地温探査、放射能探査、物理検層）を整理したものとして伊藤・楠見・竹内（1998）などがある。

#### 1) 弾性波探査

弾性波探査には屈折法と反射法がある。斜面の探査においては一般に屈折法が用いられており、反射法は平野において、沖積層を対象に探査することが多い。屈折法弾性波探査は大きな弱層や斜面の緩みの範囲を把握するのに適している。それぞれの探査方法、解析・利用方法については佐々（1993）などに詳しい解説がある。

増田（1994）は、22箇所のダム基礎岩盤の屈折法弾性波

探査の測定結果を示した。これらの測定結果は、一般的な山腹斜面の岩盤内部の緩み（または風化）状況を反映すると考えられ、斜面内部の緩みのパターンを把握する上で屈折法弾性波探査が有効であることが示されている。増田は、例えば輝緑凝灰岩の中の風化状況等を例示し、速度分布は斜面の断面形状とは斜交しているのが普通であり、どの程度斜交しているかが、斜面全体の風化や緩みの進行度の大きな指標となることを示した。

一方、より詳細に、反射法を用いて岩盤斜面中の亀裂の探査を試みた例を図6.16に示す（倉橋・渡辺・稲崎, 1997）。本試験では三波川帯に属する塩基性片岩及び泥質片岩からなる岩盤斜面にボルトを打ち込んで10kHzまで検知可能な高周波受振器をボルトに圧着し、爆薬（図中のSv1～5）を起振源として反射法弾性波探査によるやや開口した亀裂群（図中のC1～9）の探査を試みている。この結果、C2、C3、C6の亀裂に相当する反射波が明瞭だったと結論づけている。

上記の諸例を見ると分かるように、反射法は地質境界を探査する方法であるのに比べ、屈折法弾性波探査はマスとしての弾性波速度を測定する手法であるため、大まかな緩み状況を把握するのに適している。しかしその際には、風化や緩みが進行しているか否かを弾性波速度値から推定出来なければならない。一般には4～5 km/secの弾性波速度を持つ岩盤は良好で、1～2 km/sec程度の場合は土砂または強風化や弱層、緩み等の不良な地質と判断される。しかしその中間程度の岩盤の場合が多く、判定が難しい。それは弾性波速度分布は初生的な岩質や地形的位置あるいは地下水の有無等によってかなり異なっているからである。ボーリングや調査坑がいくつかある場合は、地質状況と弾性波速度との対比が可能であるが、そのような既往の調査がない場合には正確な地質解釈ができない。このような問題に関して増田（1994）は、地質毎に斜面の傾斜と河床に比較した斜面の弾性波速度の減少率のデータを比較し、岩質によって緩みパターンが異なること、岩質と地形及び河床の弾性波速度が分かれば斜面全体の一般的な弾性波速度分布が推定できることを経験式により示した。この経験式から大きくずれる箇所があれば、その斜面は全体として何らかの原因で緩みが進行していることを意味する。このような目安は、大雑把なものとはいえ、弾性波探査の地質解釈という点で重要な知見である。ただし、屈折法探査結果を地質解釈する上では、地質が複雑であったり浅部に高速度層や巨礫があると探査できなかったり層構造を見誤る、地下水があると緩んでいても速度値が速くなる、低速度帯の層厚が3 m程度以下だと検出が困難である、などの精度上の限界や探査原理からくる欠点や制約があるので、これらに留意して解釈する必要がある。なお、最近屈折法弾性波探査の結果をトモグラフィの逆解析手法を用いて解析

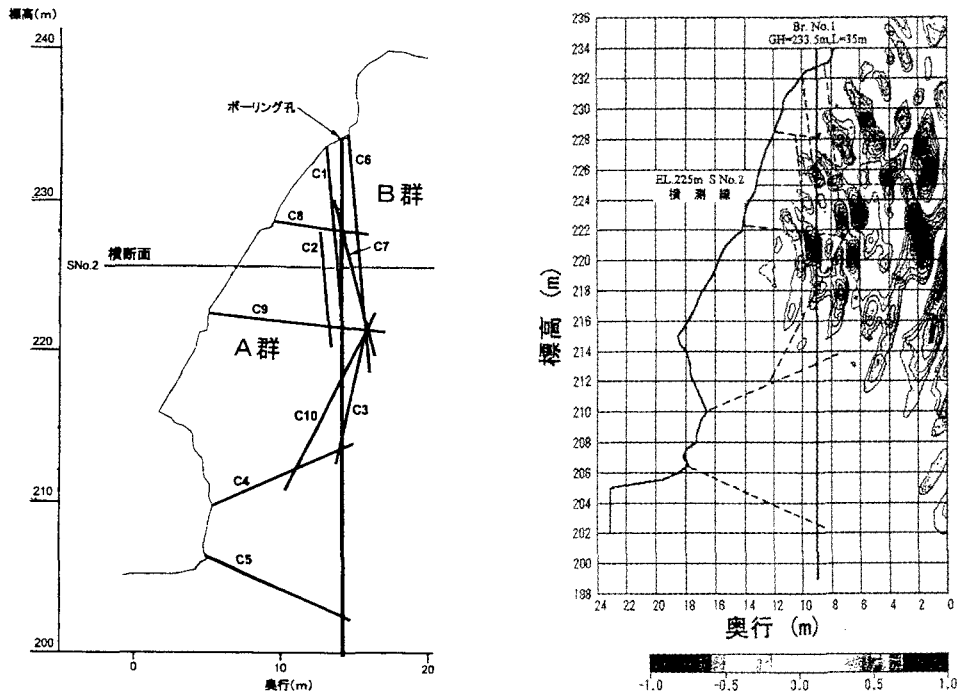


図6.16 反射法弾性波探査による岩盤斜面中の亀裂の調査例（倉橋ほか、1997）

する方法も行われるようになり、多少複雑な地質構造に対しても対応が可能になってきている。

一方、反射法弾性波探査による斜面の調査はあまり行われていないが、近年、岩盤崩落が相次いだことから研究が伸展しつつある。現在のところ、やや幅のある弱層を探査できる技術は整ってきているが、岩盤の亀裂を精度良く把握できるところまでには至っていない。倉橋ほか（1997）でも述べているが、今後は高分解能化はもとより、探査を三次元的に展開することによって地質解析をより合理的に行う方法の検討が必要である。

## 2) 電気探査

電気探査には様々な種類のものがあるが、斜面の探査で行われているのは主に比抵抗法である。一般には水平探査法と垂直探査法が用いられているが、最近特に比較的高精度の探査法として2次元比抵抗探査法（比抵抗映像法や $\rho_a$ - $\rho_v$ 法等といわれるもの）が盛んに用いられるようになっている。そこでここではこれらの探査法について適用例を述べる。なお、それぞれの探査方法、解析・利用方法については佐々（1993）などに詳しい解説がある。

図6.17は山形県の滝の平地すべりにおける探査事例である（荒井ほか1995）。この地すべりは平成7年3月に被害を発生させた地すべりであるが、この地区全体としては古い大規模な岩盤地すべりの地形を有しており、平成7年の活動は再活動の一つである。地質は第三紀中新世後期の船川層相当層の凝灰質泥岩や砂岩からなる。探査は10m間隔の電極でポール・ポール法を用い、解析は有限要素法を用いている。探査結果によると、地すべり地は全体に数 $\Omega \cdot m$

～十数 $\Omega \cdot m$ と低く狭い範囲の比抵抗を示しており、その中で特に地表に地割れや陥没が多く存在する箇所の地山は比較的高い比抵抗を示す。また、地下水と比抵抗にあまり相関が認められないことがわかった。

図6.18は急傾斜地崩壊危険地での探査事例である（坂下ほか、1990）。地質は新第三紀の泥岩の上に崩積土などの表土が分布する。電極間隔は1.25～20mの16通りとして測定を行い、解析は $\alpha$ センター法を用いている。探査結果によると、表土層は基盤に比べ高比抵抗である。本探査結果と弾性波探査結果、簡易貫入試験の結果は比較的一致しており、本報告によるとボーリングや簡易貫入試験を参考に出来れば本手法で表土層と基盤の境界を連続的に求めることが可能と結論されている。

以上のように本手法、特に比抵抗二次元探査法は地すべりから表層崩壊まで比較的幅広い適用が可能である。一方、弾性波探査などに比べ、力学的特性は直接は得られないことや比抵抗に影響を及ぼす要因が非常に多いことから、探査結果を利用するにはよりいっそうの入念な地質解釈が必要である。上記事例に見られたように、風化して粘土分が多くなっても開口亀裂等のために高比抵抗になったり、地下水と相関が見られない場合などが多く存在する。逆に、地下水と非常に相関の高い場合もある。比抵抗の高低が何に起因しているのか、地山内部の様々な性状を推定しながら地質解釈することが必要である。

## 3) 電磁探査等（磁気探査、電磁探査、電磁波反射法等）

電磁探査は、人工または自然に発生する電波を用い、岩盤中の電磁気特性を利用して探査するものである。このな

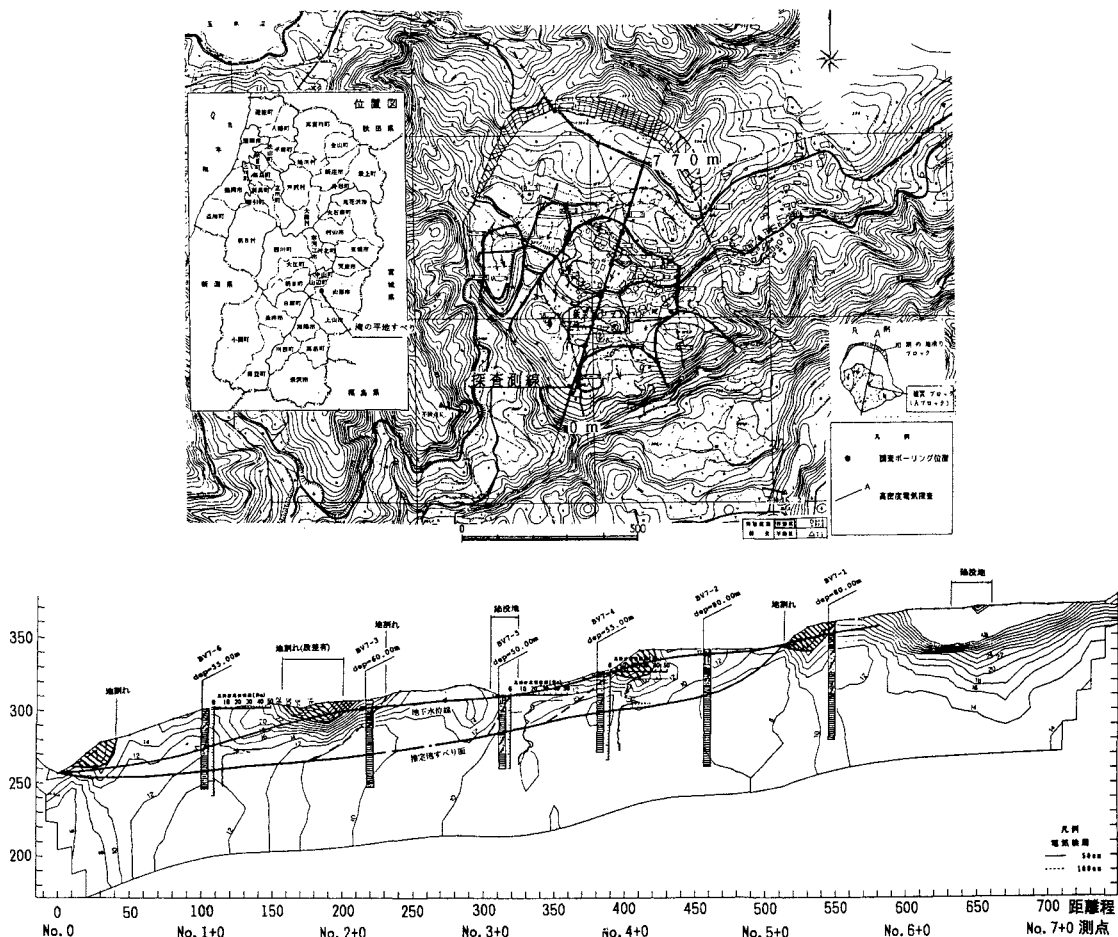
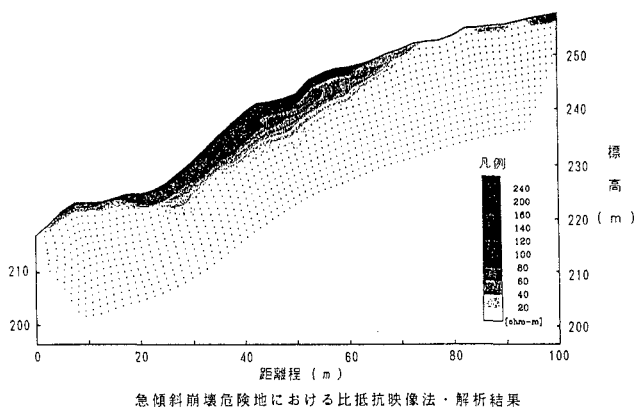
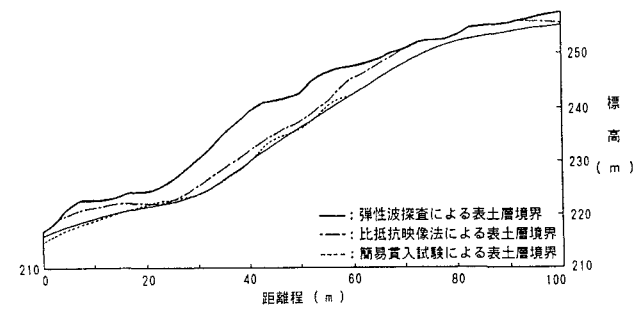


図6.17 滝の平地すべり（山形県）における高密度電気探査の例（荒井ほか、1995）



急傾斜崩壊危険地における比抵抗映像法・解析結果

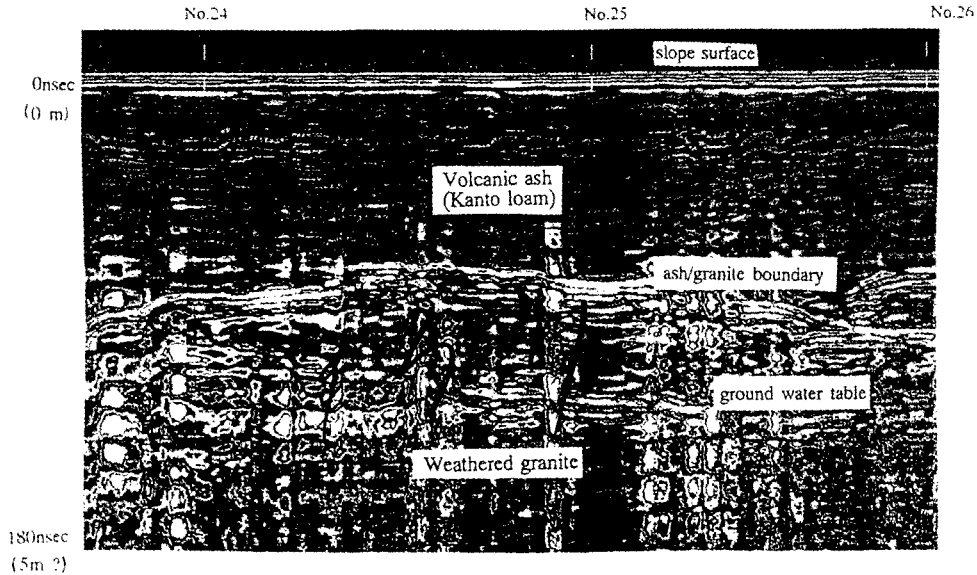


急傾斜崩壊危険地における各種探査結果

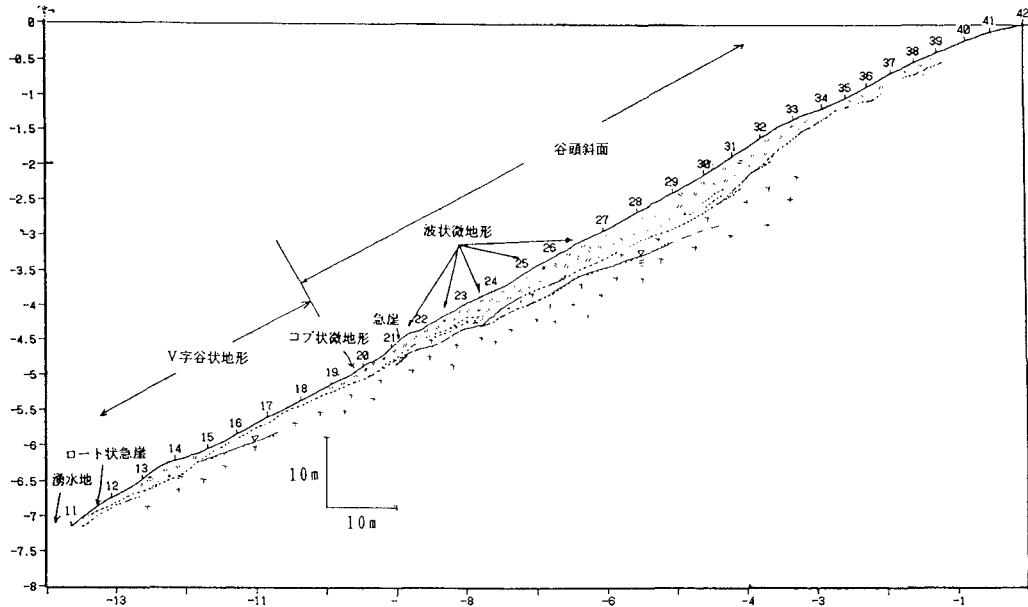
図6.18 急傾斜地崩壊危険地での高密度電気探査例（坂下ほか、1990）

かで斜面の地質精査に適した比較的高精度の探査が可能なものとしてここでは電磁波反射法、いわゆる地中レーダー法を取りあげる。電磁波反射法は、地中に数十MHz～1GHz程度の電磁波パルスまたは連続波を放射し、その反射波を観測するものであり、いわゆるレーダーと同じ原理である。またその解析方法は弾性波探査のそれを利用できる。探査分解能はパルス等の地中での波長や反射するもの（地層境界など）の厚さや反射係数に依存するので地質によって異なるが、一般に数100MHzの周波数を用いた場合は原理的には数mm～数cmオーダーの弱層も探査できる。探査深度はパルス型では数m程度であるが、連続波を用いたもので、数10mの探査が可能なものも開発され、地すべりへの適用例もある（建設省土木研究所ほか、1995b）。

図6.19は花崗岩の基盤の上にローム層が堆積する自然斜面での探査例である（建設省土木研究所ほか、1995b）。アンテナは500MHzを用いている。探査結果によると、風化花崗岩とローム層の境界面が比較的明瞭に把握できるほか、風化花崗岩の中にある地下水面も断続的にとらえている。現地での探査結果から、地層境界または地下水面の反射係数が0.2以上であれば比較的明瞭に探査できている。その一方で、同報告では、第三紀の泥岩などが



電磁波反射法による斜面の探査例（白色部分が反射面）



電磁波反射法による斜面の地質解釈結果

図6.19 電磁波反射法による斜面の探査及び地質解釈例（建設省土木研究所ほか、1995b）

らなる地域では岩盤と風化層の境界が漸移的であるため、風化層の厚さを探査するのは難しい場合が多いとしている。

電磁波反射法は、比較的多く用いられている地表からの物理探査の中で最も分解能の高い手法の一つである。したがって斜面への適用も今後増加すると思われる。斜面への適用上の最大の問題は探査深度の浅さにあったが、最近では連続波の利用などで探査深度も増加する傾向にある。ただし探査深度を深くするためには分解能がある程度犠牲になる。また、斜面中の反射面が何であるか（すべり面、地下水面、地山内部の地質境界など）は探査結果のみから推定することが困難であることが多く、場合によっては反射係数は高いが非常に薄い層から反射が来る場合もあるため、

ボーリング調査を併用することによって確認する必要がある。しかし採取状態の悪い攪乱したボーリングコアなどでは、反射面が特定できない場合もある。したがって探査結果を解釈する際には、不攪乱のコアを用いるとともに、地下水の状況をよく把握して利用する必要がある。

4) その他の探査手法

その他の地表からの探査法として、放射能探査、重力探査、地温探査、熱映像撮影などがある。これらは、斜面への適用例が乏しいため詳細は割愛するが、広域的に特定の断層などが問題となる場合（放射能探査など）、地表付近の地下水の流れが問題となる場合（地温調査など）にまれに用いられることがある。（佐々木靖人）

### 6.3.2 ボーリングや調査坑を用いた調査法

#### (1) ボーリング調査

ボーリング調査は、斜面の地下地質調査に最も一般的に用いられる手法である。斜面調査においては、ロータリー式のボーリングマシンを用いてφ66mmからφ86mm程度のコアを採取する方法が一般的である。ただし、滑り面や滑り土塊の詳細な性状を把握するためには、大口径のボーリングや気泡ボーリングが利用されることもある。深度3m程度までの表層の軟質地盤に対してはオーガーボーリング、表土1～2mに対しては検土杖等もある。杭やアンカーといった斜面対策工事においては、コアの採取を目的としない種々の方法がある。

ボーリング調査の目的は、地下において原位置のサンプル（コア）を採取することが第一であるが、同時に地下水の情報を得ることができ、孔底や孔壁を用いた物理試験や各種の孔内計測・検層等も可能である。

ボーリング調査の計画にあたっては、こうした特性を考慮し、斜面の特徴（想定される斜面変動のタイプ等）と計画する解析の方法にあわせて、配置（方向・角度・密度）や掘進長・孔径、実施すべき試験・計測・検層等を決定している。一般的には、想定される変動範囲のほぼ中央に、変動方向と平行な解析測線を設定し、この測線上でボーリングが計画される。深度は想定した変動範囲（深度）を超える必要があり、各孔の間隔は通常計画深度の2倍程度以内に計画される。作業性、データの扱いやすさ等から鉛直方向のボーリングが多いが、必要に応じて斜め方向の計画がなされる場合もある。

掘進時には、地質状況・地下水状況の変化に注意しながら所期の目的を達する深度まで削孔される。一般的な斜面調査では、中長期的に安定していると考えられる地質（いわゆる基盤）を5～10m程度確認する必要があり、これを掘進完了の目安としている。ただしボーリングの目的が構造物の設計（設計定数の調査や定着地盤の確認など）に関わる場合は別途検討される場合もある。

ボーリングコアは斜面内部の原位置試料として非常に重要であるため、採取率の向上に細心の注意が払われる。特に、斜面変動に関連した硬質岩盤中の軟弱な粘土や破碎物質は流失しやすいため、確実に採取できるようにコアパッキングチューブなどが用いられる。最近は掘削流体として気泡を用いた各種のボーリング技術が発達してきている（ミストボーリング、ハイブリッドボーリングなど）。弱層部の確認などにおいては、このようなボーリング技術を用いることも必要となる場合がある。

地質状況の判定と同様に、地下水状況の把握も重要である。地下水水位が認められたら削孔を一時中止し、水位の安定を確認して安定地下水が記録される。その後は毎日、作業前後に孔内水位が測定される。以後の解析のためにケー

シングの深度と併せて孔内水位図が作成されることも多い。ボーリング用水の逸水や孔底からの湧水の状況も記録される。

採取したコアについては、乾燥させないように留意して保存し、観察を行った後、孔内原位置試験等の関連情報を含め、各孔ごとに地質柱状図が作成される。この際にはコアの分類が必要であるが、一般的な着目点は次のような点である。

- ① 岩石の種類（地質土質区分）  
粒組成、鉱物組成、形成年代等（形態・成因）
- ② 岩質（土質）  
硬軟、含水比、強度等の工学的性質
- ③ 構造  
堆積構造、広域変化による異方性、断層褶曲
- ④ 風化変質  
原岩からの変化の程度（岩組織の明瞭度、色調の変化等）
- ⑤ 変動状況  
亀裂の密度・方向・開口度・流入物の有無  
亀裂面の性状、破碎の程度

このほか、特に斜面変動に関連した調査では、次のような視点からのコア観察が必要である。

#### a) コア色調の変化

コアの色調は、岩種のほか、地表からの風化の進行程度や斜面内の地下水変動状況も反映していると考えられる。

#### b) 地質構造の変化

堆積構造や片理の発達した地質からなる斜面で実施されたボーリングのコアについては、深度方向にこれらの変化を丹念に追う必要がある。構造の変化が斜面変動の影響を反映している場合がある。

#### c) 破碎箇所の性質

斜面内に認められる破碎部は、斜面変動の形態や履歴を知る重要な材料であり、以下の点を中心に入念な観察を行う。

#### <形態>

- ・構成（単棒状、礫状、礫質土状、粘土状等）
- ・礫質土状の場合のマトリックスの性質（砂質、粘土質）、礫形状（円摩度・粒径）

#### <材質>

- ・周辺の地質との相違（異質礫・岩片の混入の有無）
- ・硬軟、風化度、色調、含水状態

#### <接触面（破碎部両端）の状況>

- ・傾斜、遷移状況（急激・漸移的）、条痕・付着物の有無、平滑度等

斜面変動に関連した箇所でのコア観察は、大局的な観察と詳細な観察をバランスよく実施し、何らかの「異常」を捉えることが重要である。このため、同一地域内で変動の



影響を受けていない斜面のコアとの比較観察が有効である。

建設省土木研究所地すべり研究室(1994)では、ボーリングコア観察においてすべり面の形成深度を推定するための主要な判定要因として以下の事項を挙げている。

- ①亀裂の見られない基岩上面に、高含水比の粘土層、あるいは角礫を介した粘土層が存在する。
- ②粘土層を境界部として地表面までのコアと下位のコアとは破碎状況に相対的な相違が見られる。特に岩層に富む地すべりでは粘土層を境界部として上部に向かって、その破碎の程度が遷移的に弱くなる特性を有する。すなわち、粘土層を中心としてその上部、下部コアの破碎の程度の差は対照的である。
- ③粘土層を境界部として褐色系と暗色系の色調の変化が見られる。
- ④地すべりは三次元の地塊運動であり、すべり面深度はその平面規模に応じた深度に形成される。すなわち、一般的には平面規模が大きいほどすべり面深度も大きくなる。

四国内の地すべり15地区、42本のボーリングコアと孔内傾斜計観測結果から得られたすべり面を対比した結果、コア観察での注目すべき点として次のような項目が挙げられる(上野、田村、1995)。

- ①すべり面にあたるせん断ゾーンの層厚は50~200cmであり、コアは粘土状~砂礫状(基質は粘土)を呈し軟質である。
- ②すべり面位置は、砂礫状、岩片状、棒状など、コア状況の変化点に位置する場合が多い。
- ③地すべり土塊の大半は著しく酸化してコアの色調は褐色~黄灰色を呈する。
- ④岩盤すべりに近い場合、ときとして地すべり土塊でありながら20m以上も新鮮な棒状コアとして採取されることがあり、ボーリングコアだけの判断には注意を要する。

この具体的事例は建設省土木研究所が示したすべり面の判定要因とほぼ一致する内容であるが、いずれもすべり面形成深度の推定にはボーリングコア観察以外の調査結果が重要であり、地質構造からのすべり面の判定(吉松ほか、1993)等を加味する必要がある。

また、地すべり地でボーリング調査を行い、すべり面付近のコアの状況と地すべりの型分類とを関連づけた例を示す(守随・中村、1986)。渡(1986)は、表6.10に示す地すべりの型分類を行っているが、事例としてあげるのはこのうち凸状台地形~多丘状凹状台地形を呈し、風化岩~崩積土地すべり(青年期~壮年期)に相当する国見地すべりである。この地すべりですべり面の性状をコアによって調査した結果、地形が凸状台地状~凹状台地状に向かうに従

い、マトリックスの中に含まれる礫が垂角礫から円礫に向かっていくことがわかった(表6.11)。このようにすべり面付近のコア状況は地すべりの型に対応し、地すべり活動の活発さや地すべり活動による地形変化の過程を反映していると考えられる。

斜面内部の原位置の情報を得られるという点から、ボーリング調査は今後も地質精査の中心的手法と考えられる。最近にはボアホールテレビが開発されたことにより、採取されたコアの方向も原位置と同じ状態に復元できるようになり、斜面変動に重要な影響を与える不連続面の方向についても正確な情報が得られるようになってきている。

ただし、斜面の調査では仮設(機材搬入や足場、給水仮設)に困難を伴うことが多く、調査計画立案の際に注意が必要である。またオペレーターによって掘進技術の差異が大きく、同一斜面から採取したコアでもコアの性状が大きく異なることがあるので採取方法や採取時の掘削条件などに注意を要する。

(守随 治雄・稲垣 裕・上野将司・檜垣大助)

## (2) サウンディング

サウンディングは、地中に挿入した抵抗体を移動(回転・打撃貫入等)させた際の抵抗から、地盤の性状を把握するための調査である。斜面で実施される代表的なサウンディング手法を表6.12にまとめる。

### 1) 標準貫入試験

斜面で実施される最も一般的なサウンディングの手法であり、結果の利用法も多様である。掘進中のボーリング孔底を利用し、標準貫入試験用のサンプラーをハンマーの打撃で貫入させ、30cm当りの打撃回数を測定して原位置資料の硬軟・締まり具合等を判定する(JIS-A-1219)。

調査結果は、深度方向のN値の変化をグラフ化し、柱状図の横に示す。またN値の換算結果から、砂の内部摩擦角、粘性土の粘着力、地盤の変形係数、杭の先端支持力などを検討可能である。

千葉県嶺岡隆起帯縁辺部における粘質土地すべり地の調査例(守随、1992)等によると、肉眼的に地すべり土塊とすべり面下位層(基盤)とを区別するのは困難(いずれも指圧で容易にへこむ粘質土)であるが、標準貫入試験の結果より、 $N \leq 20$ が地すべり土塊を構成している場合が多いことがわかった。

本手法は、過去の実績が豊富であるほか、サウンディングとサンプリングが同時にできる点で有効であり、地層・土層毎のN値の相対的な相違から、ボーリングを実施した測線上での斜面の風化度・硬軟・密度の断面的な構成を知ることができる。岩盤や玉石、サンプラーが自沈するような極度に軟弱な地盤をのぞいて実施できる。

### 2) 簡易貫入試験

急傾斜地崩壊の予測調査のために開発された簡便なサウ

表6.10 地すべりの型分類 (渡、1986)

特徴	分類	岩盤地すべり	風化岩地すべり	崩積土地すべり	粘質土地すべり
平面形		馬蹄形, 角形	馬蹄形, 角形	馬蹄形, 角形, 沢形, ボトルネック形	沢形, ボトルネック形
微地形		凸状尾根地形	凸状台地形 単丘状凹状台地形	多丘状凹状台地形	凹状緩傾斜地形
すべり面形		椅子形, 舟形	椅子形, 舟形	階段状, 層状	階段状, 層状
旧分類形		幼年期	青年期	壮年期	老年期
おもな土塊の性質(頭部)		岩盤または弱風化岩	風化岩(亀裂が多い)	礫混り土砂	巨礫または礫混り土砂
おもな土塊の性質(末端部)		風化岩	巨礫混り土砂	礫混り土砂, 一部粘土化	粘土または礫混り粘土
運動速度		2cm/日以上	1.0~2.0cm/日程度	0.5~1.0cm/日	0.5cm/日以下
運動の継続性		短時間突発性	ある程度断続的(数十~数百年に一度)	断続的(5~20年に1回程度)	断続的(1~5年に1回程度)
すべり面の形状		平面すべり(椅子形)	平面すべり(頭部と末端がやや円弧状)	円弧と平面状, 末端が流動化	頭部が円弧状だが大部分は流動状
ブロック化		たいてい1ブロック	末端, 側面に2次的地すべり発生	頭部がいくつかに分割され2~3ブロックになる	全体が多くのブロックに分かれ, 相互に関連し合って運動
予知の難易		非常に困難, 綿密な踏査と精査を必要とする	1/3 000~1/5 000地形図で予知できるし, 空中写真の利用も可能	1/5 000~1/10 000地形図でも確認できる。地元での聞き込みも有用	地元での聞き込みによって予知できるし, 非常に容易に確認できる
一般的な斜面形		一般に台地部があるが不明瞭である。凸形斜面に多く, 鞍部から発生する	明瞭な段落ち, 帯状の陥没地と台地を有す。大きく見れば凹形だが, 主要部は凸形	滑落崖を形成し, その下に沼, 湿地等の凹部があり, 頭部にいくつかの残丘があり, 凹形斜面に多い	頭部に不明瞭な台地を残し大部分は一般的な緩斜面 沢形の斜面である
平均的な安全率		たいていの場合 $F_s > 1.10$ , 一時的にある程度の切土, 盛土も可能	$F_s = 1.05 \sim 1.10$ , 一時的に5%程度の安全率を低下させることは可能	$F_s = 1.03 \sim 1.05$ , 一時的には3%程度の安全率を悪化させても安定している	切土, 盛土は不可能, 少量の土工でも運動を再発する
主要な対策工		深層地下水排除, 土塊除去, 抑止工	深層地下水排除, 土塊除去, 地表水排除, 抑止工	頭部での深層地下水排除, 地表水排除, 溪流工	頭部での集水井工, 末端での浅層地下水, 地表水排除, 溪流工
対策工の効果		即効的で完全安定化可能	即効的であるが, 異常天然現象時に, 再発のおそれがある	対策工施工後1~3年を要す。末端部の安定化は困難	遅効性で対策工施工後数年を要し, 完全な安定化は困難
おもな原因		大規模な土工, 斜面の一部の水没, 地震, 強雨	集中豪雨, 異常な融雪や河岸決壊, 地震, 中規模の土工, その他	異常な霖雨, 融雪, 台風, 集中豪雨, 土工など	霖雨, 融雪, 河岸浸食, 積雪, 小規模な土工
おもな地質と構造		断層, 破砕帯の影響を受けるものが多い	結晶片岩地帯, 新第三紀層に広く分布する。断層, 破砕帯の影響あり	結晶片岩地帯, 新第三紀層に広く分布	新第三紀層に最も多く, 御荷鉾破砕帯などの構造線沿いにも一部見られる

表6.11 地すべりの発達段階と地すべり粘土層の変化の模式図 (守随・中村, 1986)

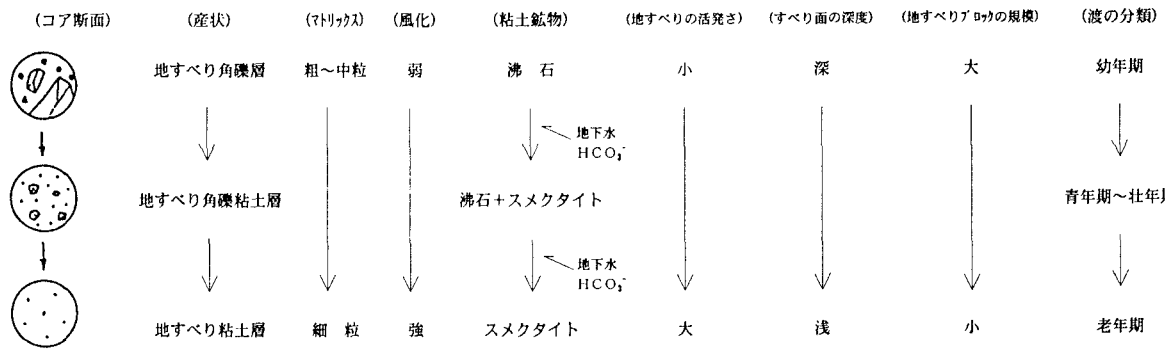


表6.12 サウンディング手法一覧

調査手法 (使用計器)	原理・ 計測の対象	制 約 条 件 (適用性)								条件内訳	経済性	精 度	備 考
		地質	地形	植生	地下水	変動 形態	変動 規模	天候	その他				
標準貫入試験	ボーリング孔底の動的貫入抵抗を測定	○1	○2		○3		○4			1. 軟弱、硬質地盤及び礫、玉石の混入箇所は不適 2. ボーリングの可能な箇所 3. 地下水位との関係把握必要 4. 有効深さ約30m	統一規格のため、信頼性あり		・試験と同時にサンプルが採取できる ・調査ボーリングと同時に実施できる ・結果の利用法が多い * 内部摩擦角、許容支持力、変形係数、粘着力の推定 * 軟弱層、破壊面の位置の推定
簡易貫入試験	表層地質の動的貫入抵抗を測定	○1					○2			1. 礫、転石の多い場合及び軟弱地盤には不適 2. 探査限界深度は4m程度	安価		・総重量が約10kgと軽量のため、試験位置の制約が少ない ・標準貫入試験結果、スウェーデン式サウンディング結果との相関あり
スウェーデン式サウンディング	表層地質の静的貫入抵抗を測定	○1					○2			1. 粘性土ないし類似地盤のみに適用可能 2. 探査限界深度は10~15m			・ウェイトの総重量が100kgと重く、運搬・試験が困難 ・薄層の粘性土すべりには有効
回転トルク測定	ボーリング時にメタルクラウンの回転トルクを測定		○1		○2					1. ボーリングの可能な箇所 2. 地下水位との関係把握必要	不明	1mm前後の薄層を把握可能	・試験と同時にサンプルが採取できる ・調査ボーリングと同時実施 ・事例少ない

ンディング手法である。斜面調査用簡易貫入試験と土研式簡易貫入試験の2種類があり、先端コーンの直径などが異なる。

円錐コーンをウェイト(重さ5kg)の打撃によって斜面に貫入し、10cm当りの打撃回数を測定して斜面表層の硬軟・締まり具合等を連続的に測定する。

調査結果は10cm程度貫入したときの貫入量と打撃回数を貫入量10cm当りの打撃回数に換算し、これをNc値とし、縦軸に貫入深度、横軸にNcをとったグラフに値をプロットし、貫入曲線を作成する。利用方法としては、斜面表層地盤内の密度、締まり具合、堅さ等の変化を連続的に測定し、基盤面の分布、地盤内強度の不連続面、透水性の境界位置、地盤構成を推定する等があげられる。

調査事例として、大久保ほか(1972)を示す。筑波の花崗岩地域は、薄い表層土(表土および崩積土層)およびそ

の下の風化花崗岩層、その下部の基岩で構成されている。図6.20はその例である。実線、点線は表層土と風化花崗岩層との境界を捉えたものであり、ここで貫入抵抗が急変する。簡易貫入試験、スウェーデン式サウンディングともにこの境界をよく捉えており、同一地点で得られる深度の差が小さいことがわかる。

本手法は、これまでの各種調査結果から、土質の密度、スウェーデン式サウンディング並びに標準貫入試験の測定値との間に相関関係があるとする文献もある。探査限界深度が4m程度であり、かつ、礫、転石等を多く含む土層、崩積土層では誤った解釈を行う場合があるが、足場の悪い急傾斜地の調査作業に効率が良く、平面的にきめの細かい調査を行うことができる。試験器の総重量は約10kgで、作業人員は2人で済み、据付、撤去、移動、持ち運びが容易である。

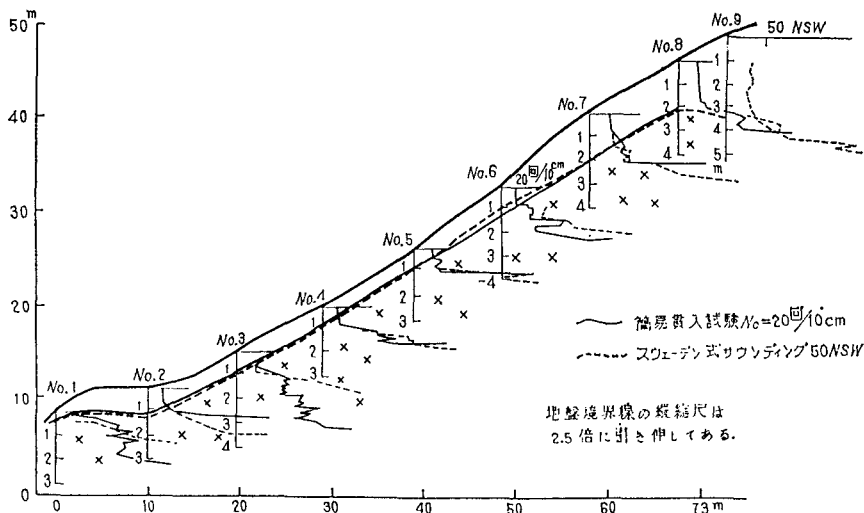


図6.20 簡易貫入試験の適用例（筑波、花崗岩。大久保ほか、1972）

### 3) スウェーデン式サウンディング

原位置における土の静的貫入抵抗を測定し、その硬軟・縮まり具合または土層の構成を判定する。

全重量100kg（荷重の段階Wsw5, 15, 25, 50, 75, 100 kg）までのおもり載荷による沈下測定を行った後、ハンドルに鉛直方向の力が加わらないように回転貫入を行う（JIS-A-1221）。

回転は半回転（180°）を1回とし、貫入量L（cm）に対する半回転数（Na）を計算し、貫入量1m当りの半回転数（Nsw）に換算する。

標準貫入試験の事例同様、嶺岡隆起帯縁部における粘質土すべりの例（守随、1992）によると、 $Nsw \leq 100$ が地すべり土塊を構成している場合が多い。

本手法は、土層の構成の推定並びに一軸圧縮強さ（ $qu$ ）とN値の推定が可能である。地すべり調査等において、粘性土の分布を把握するのに有効である。調査可能深度は10～15mで、適用地盤は軟弱（N値15程度以下）な砂質土や粘性土に限られる。

### 4) 回転トルク測定

電磁波に変換するトランスが収納された円筒形の計器をボーリングロッドとコアチューブ間に接続し、コアを採取する過程において、メタルクラウンの回転トルクを連続測定する（玉田ほか、1993）。

長崎県石倉山地すべり地で実施した結果を示す。図6.21は集水井によって確認されたすべり面付近で、オールコアボーリングを行い、そのボーリング孔から1m離れた位置で回転トルクを測定したものである。縦軸が回転トルク量、横軸が掘削深度を示す。メタルクラウン1回転毎のトルク変化量が、弱層の位置で急激に低下していることがわかる。

本手法は、すべり面に形成された薄い軟弱粘土や物理、力学特性の異なる地層境界面の位置を知ることができると

されている。地層の風化の程度、礫や転石の分布が判明するほか、コア観察では判断が困難な潜在地すべり面の深度が把握できる可能性がある。実施例は少ない。

### 5) その他

コーンペネトロメータ、検土杖等は、砂礫分のない表層土の厚さや強度を把握するのに用いられることがある。

（守随 治雄、稲垣 裕）

### (3) 調査坑調査

調査坑の形式には、一般に横坑～斜坑、立坑、トレンチがある。調査坑は他の調査方法（地表踏査、物理探査、ボーリング調査）に比べて時間と費用を必要とするものの、得られる情報が多く、より精度の高いものとなる。また、地山の状況を直接肉眼で観察できるため、立体的な地質情報を得ることが可能となる。さらに、調査坑は地質観察のみでなく、原位置試験や土質試験の試料採取等としても使用できる。

調査坑調査は、一般に調査ボーリング等である程度地質状況が把握されたのちに実施されることが多い。これは、費用の面から効率的な位置に計画する必要があること、地下水に影響を与えるため水理地質状況を把握した後に実施する必要があること等による。形式としては、その施工性や排水性から、一般に調査横坑が最も多く掘削される。

調査横坑は一般に高さ1.8m、幅1.5m程度の断面で施工される。施工では、以下の注意を必要とする。

- 矢板等は観察を容易に行えるよう必要最小限とする。
- 排水を考慮して、1%程度の縦断勾配をつける。
- 火薬は岩盤を緩めないよう最小限とする。
- 支保工はクリノメーター使用の必要性から鋼製を避け、なるべく木製とする。ただし、坑口付近の崖錐堆積物等未固結堆積部に限っては、坑口保護を考慮して鋼製支保工も有効である。

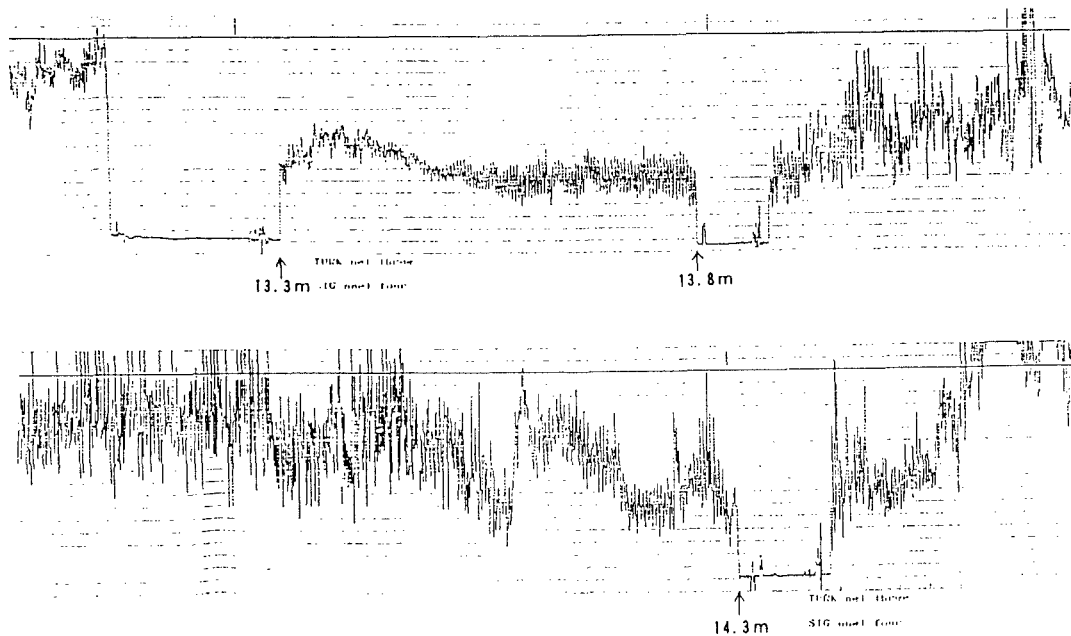


図6.21 回転トルク測定による弱層の調査例 (玉田ほか、1993)

- ・掘削終了後は、坑内の水洗い、坑口を基点とした測量、坑内での距離表示を行う。
- ・掘削時の使用火薬量、岩盤状況、地下水状況等、作業日報を作成する。

調査立坑は、横坑に比べてさらに費用がかかること、地下水がある場合、排水を考える必要がある等の問題がある反面、鉛直方向の地質情報を得るには有効な手段である。また、土質試験等の試料を採取する方法としても利用される。立坑の掘削形状は特に一般的に決められたものはないが、掘削深度が浅い場合に木製あるいは鋼製の支保を用いた方形、深い場合にライナープレートを使用した円型としている例が多い。断面は掘削が人力によることが多いので、2 m前後の内径が必要となる。

トレンチは、表層近くの地質状況を把握するために有効な手法である。機械施工が可能であることから安価に構築できるが、情報を得られる範囲が表層数mに限られる。そのため、知りたい地質情報（例えば、すべり面状況）の分布する位置を正確に把握した上で施工位置を計画する。形状は必要に応じて適宜決められる。施工においては、安全性を保つために地山状況に応じて側面ののり面勾配を決定する必要がある。施工は重機による粗掘削ののち、十分な観察ができるよう手掘による仕上げ掘削を行う。

このほか、必ずしも実施されていないが、集水井の掘削においても、すべり面やすべり土塊などの観察ができる。

調査結果は、掘削面のスケッチ図として $S=1/50\sim 1/100$ のスケールで観察、記録する。観察は以下の事項に留意して、詳細に記録を残すと同時に写真撮影を行う。

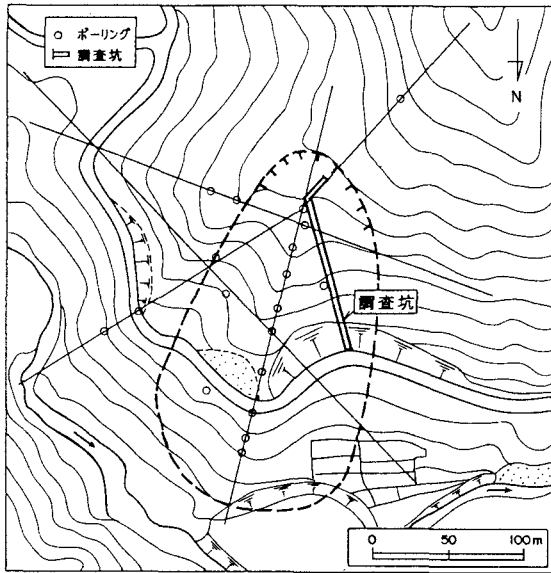
- ・表層堆積物の種類、分布、性状

- ・地層の種類、境界、分布、岩相
- ・風化、変質の程度
- ・層理面、片理面、亀裂、シーム、破碎帯の状態
- ・断層、褶曲等の地質構造
- ・湧水状況（場所および湧出量）
- ・すべり面状況

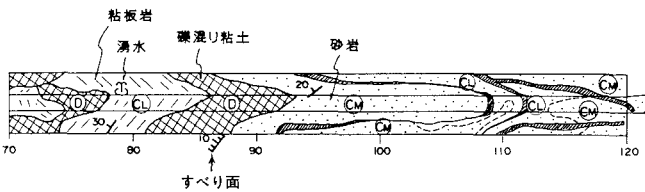
面構造の測定はクリノメーターで測定するが、坑内で立体的に連続する場合は、全体の連続性から代表的な走向・傾斜を測定する方が良い。また、面自体の性状や間隔、相互間の切断関係等も重要な情報であり、詳細な観察を行う。調査横坑の記録は調査横坑展開図として残す。

事例として、まず調査横坑A地すべりの例を示す。ボーリング調査で推定された想定すべり面付近の地質状況を把握するために、将来の排水トンネルを兼ねて実施された。調査地は急峻な山地を蛇行する河川の左岸斜面に位置する。斜面は $30\sim 40^\circ$ の傾斜を有し、地すべりブロックの中心は尾根形状を呈している。地質は中生界白亜系であり、本地点では砂岩、粘板岩およびその互層から構成されている。また、斜面と同方向の破碎部が数多く認められる。地すべりはこれらの破碎部をすべり面とした岩盤すべりである。ブロックに対する横坑位置を図6.22(a)に、横坑観察によるスケッチを同(b)に示す。観察結果では、距離85m付近の流れ盤構造の破碎部以深では地質構造の乱れが認められず、湧水もないことが判明した。

以上のように本手法は、地すべり等のすべり面を直接肉眼で観察できる点で有効な調査方法といえる。ただし、費用および時間の面から、ボーリング等の他の調査で全体を把握した後に、詳細調査の一手段として使われるべきであ



(a)



(b)

図6.22 A地すべり横坑位置平面図及び横坑展開図

ろう。調査方法は横坑，立坑等があるが、どれによるかはその調査地での特性、すなわち、どの方法が最も有効に詳細な地質情報が得られ、安価に施工できるかを十分に検討した上で計画する必要がある。（川瀬 浩之）

(4) 物理検層、ジオトモグラフィ等

ボーリング孔を用いて物理的手法で調査を行うものとして、物理検層やジオトモグラフィがある（表6.6参照）。物理検層は単一のボーリング孔を用いるが、ジオトモグラフィは二本の孔間で測定するのが特徴である。これらの手法は、斜面の調査法としては補助的に用いられ、利用例は少ない。しかし通常の物理探査に比較して分解能が高いこと、ボーリングコアでは観察しがたい地山の不擾乱状態での性状を把握できることなどから、物理検層の一部はすべり面の確認等に有効なものもある。斜面調査においても今後活用していくべき手法である。ここでは、比較的使用されている手法や今後有望な手法として、ボアホールテレビ、及びジオトモグラフィを主に取り上げる。

1) ボアホールテレビ

ボーリング孔壁を画像化する手法としては、カメラを用いたもの（ボアホールカメラ等）、テレビを用いたもの（ボアホールテレビ等）、比抵抗を用いたもの（FMS等）、超音波の反射率を用いたもの（ボアホールテレビュア）等があ

り、特徴も異なるが、ここでは、最も一般的なボアホールテレビを取り上げる。

ボアホールテレビには、光ファイバーを用いたテレビカメラ形式のもの、孔壁の円周方向にスキャンニングして画像を得るスキャナー方式のものがある。また、テレビカメラを用いて回転させる方式もある。テレビ方式のものは比較的分解能が高いが、孔壁の均一な全体画像を得るのが難しい。スキャナー方式は比較的均一な孔壁画像が得られるが、1mm程度が分解能となっていることと、原理上、陰影があまりつかないで孔壁の凹凸などの細かいテクスチャがわかりづらいという欠点がある。

ボアホールテレビは乱されない地山の状態を直接観察できるという利点から、地すべりのすべり面の性状や開口亀裂の有無など、コア観察では不充分であった斜面調査上重要な調査を可能とした。したがって今後斜面調査では、より頻繁に利用する機会があると思われる。

これらの手法は現在は孔壁の立体画像により空洞部等の奥行きや細かいテクスチャを観察する方法も開発されている（黒木ほか、1998）。また今後は、単に観察するだけでなく、観察しながら何らかの試験や作業をする（すべり粘土の強度試験など）というシステム作りが考えられる。

2) ジオトモグラフィ

ジオトモグラフィには、最も利用されている順に、弾性波、比抵抗、電磁波、水圧パルスなどを用いた手法がある。斜面安定の調査に対してはいずれの手法もあまり利用例がない。しかし岩盤の緩み範囲などの把握では弾性波トモグラフィが、また、風化や崩積土等の分布については、弾性波のほか比抵抗トモグラフィ等が有望と考えられる。さらに弱層の分布などは高周波の電磁波トモグラフィが有望である。

3) その他の手法

その他の手法として電気検層、VSPやHSP、ボアホールレーダ、放射能検層、温度検層、超音波による検層等がある。電気検層は破碎帯や粘土質の層の把握のためによく用いられ、斜面のすべり面の推定にも利用可能である。放射能検層には水分検層や密度検層等幾つかの方法があり、すべり面が周辺に比較して密度が低いことから、すべり面の推定に密度検層等を用いた例がある。温度検層の中には多点で測定する方法（多点温度検層）も開発されており、一般に帯水層の把握に用いられるが、地すべり周辺の地下水挙動の把握にも活用可能である。ボアホールレーダは亀裂性の岩盤中の弱層の有無や方向性の把握に適用できるが斜面やすべり面に対する適用性は不明であり今後検討の余地がある。（佐々木靖人）

(5) 孔内変動計測

孔内変動計測の目的は、断面的な変動範囲の特定、変動形態の把握（変動量・変動方向）、変動速度の把握にある。



表6.13 孔内変動計測手法一覧

調査手法 (使用計器)	原理・ 計測の対象	制 約 条 件 (適 用 性)								条 件 内 訳	経 済 性	精 度	備 考
		地質	地形	植生	地下 水	変動 形態	変動 規模	天候	その他				
パイプ歪計	パイプの変形によるゲージの電気抵抗変化を測定					○1			○2	1. 大深度では設置困難 2. 耐用年数短い	安価	10 $\mu$ (1*10 <sup>-6</sup> )	・多用されている ・設置計測が比較的安易 ・2方向ゲージを用いると移動方向も推定可能 ・同一孔で地下水位観測可能 ・ICカードにより自記記録可能 ・すべり面深度の確実な把握のためには歪計の設置間隔を密にする必要がある
多層移動量計	地表と、地中の複数点間距離を金属線で測定					○1				1. 不連続面の変位がある程度大きい場合有効	やや高価	1mm *0.2mm (伸縮計連続)	・比較的良好に使用されている ・すべりが極端に大きくなければ複数のすべり面、大変位に対応できるが移動方向不明 ・伸縮計と連結可(経時変動) ・ICカードにより自記記録可能 ・すべり面深度の正確な把握は困難 ・耐用年数が長い
孔内傾斜計	パイプの傾斜変化を測定					○1	○2			1. 大変位には対応できない 2. 大深度では設置計測とも困難	比較的安価	0.01mm/ 50cm	・多用されている ・変形状況を精度よく観察可能 ・管外周のグラウトが必要のため、地下水位観測不可能 ・深度方向への連続的な変位の把握がかなり精度良く把握出来る
クリープウェル	ライナープレートの変形を測定		○1		○2			○3		1. 2. 3. 坑内作業が必要であり、大深度は不可	高価		・地質状況を原位置で直接確認できる
すべり面感知装置(感圧ケーブル式)	変形深度までの電気パルスの反射時間を測定					○1				1. 一面せん断的変位のみ抽出可能	不明		・実例少
A. E. 測定	ロッドの変形に伴い発生する微小破壊音の位置、回数を測定								○1	1. ノイズの多い箇所では測定困難			

それら斜面で実施される代表的な孔内変動計測手法を表6.13にまとめる。

1) パイプ歪計

パイプ歪計は、ボーリング孔内に挿入したパイプに貼付したゲージの電気抵抗が変形によって変化することを利用して変形の箇所・程度を計測する手法である。計器設置後1~2週間後の抵抗値を初期値として、通常2~3日から1週間の間隔で、各深度のゲージの抵抗値を静歪指示計によって観測し、初期値との差を深度毎に記載する。また、縦軸に深度、横軸に日付および歪量をとった歪柱状図を作成する。

滑動中の第三紀層地すべり地(国見地すべり)において、コア観察とパイプ歪計観測からすべり面を判定した例を示す(守随・中村、1986)。図6.23に示すように、BV57-1の深度25.00mに歪の累積傾向が認められる。深度25.00m付近は粘土からなるマトリックス中に $\phi$ 5~30mm程の泥岩の亜円~亜角礫を多数含んだ礫混り粘土より構成されている。深度29.00mで中~弱風化泥岩に着岩するため、ここにすべり面を推定しやすいが、実際にはこの礫混り粘土の箇所がすべり面となっている。なお、BV59-3には、2層のすべり面が存在する。多層移動量計の観測結果より2層のすべり面における移動量を比較すると、下位すべりの移動

量は上位すべりの約5分の1である。上位すべりに比べ、下位すべりのすべり面粘土中の礫は角礫状を呈している。

パイプ歪計は、浅所で管の変形が大きくなった場合でも観測が可能であるが、耐用年数が1~2年と短く、長期観測には不向きである。また、パイプ自体の自重による歪等、斜面変動以外の要素が測定結果に加わってしまう場合がある。コアの状態をよく観察し、変動が発生した深度に地質的な可能性があるかどうかを十分検討しておく必要がある。

2) 多層移動量計

地表とボーリング孔内の任意の固定点(複数)間をステンレスワイヤーで結び、両者間の距離の変化を地表で測定する。ワイヤーを1本だけ用いるもの(地表と孔底を結ぶ)を垂直伸縮計と呼ぶ。

コア観察あるいは他の計測器によりすべり面位置が判定されている場合は、その深度の前後において数本以上のワイヤーを設置する。2層以上のすべり面がある場合に変動量を定量的に把握したいときに用いるが、変動量が極端に大きいと2層目以下の測定が不可能になる場合がある。観測は、地表部のワイヤーにスケール指示用のクリップを取り付け、クリップの移動量を直接測定する。自動記録も可能である。

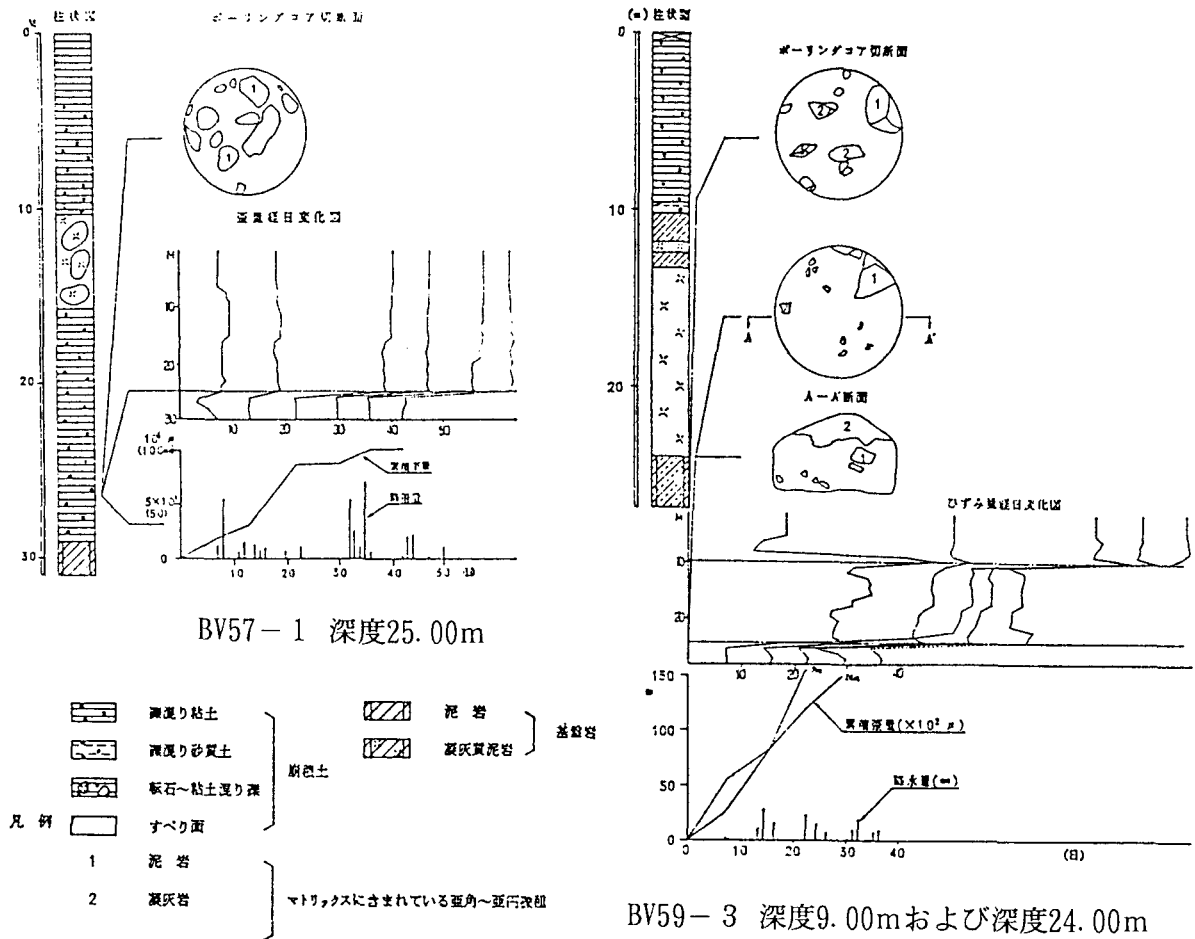


図6.23 国見地すべりにおけるパイプ歪み計の計測例 (守随・中村、1986)

調査結果は各深度の変動量(ワイヤークリップの移動量)を、地盤伸縮計の場合と同様時間軸に沿って整理する。

地すべり変動と積雪に関する関係を把握するため、積雪2m以上を示す地域で滑動している国見地すべり地において、多層移動量計のワイヤーに伸縮計を接続して観測・解析した例を示す(守随、1988)。図6.24にはその結果を示す。このように、地すべり末端部と頭部で標高差がある大規模な地すべり地の場合、地すべり土塊内部で変動時期が異なる場合がある。

本手法は、孔内傾斜計やパイプ歪計と比較して、大きな変位の発生する斜面で有効であるが、移動方向に関する情報は得られない。また、構造上設置深度に限界があり、深度1m毎にボーリング孔全深度にワイヤーを設置する場合もあるが、パイプの中にワイヤーを通すため、設置深度はφ86mmの場合で40m程度が限界である。

### 3) 孔内傾斜計 (挿入式)

斜面内の地下での変形・移動を、斜面に挿入したパイプの変形から知る手法であり、深度毎にパイプの傾斜を計測し、これを各深度の変位量に変換する。

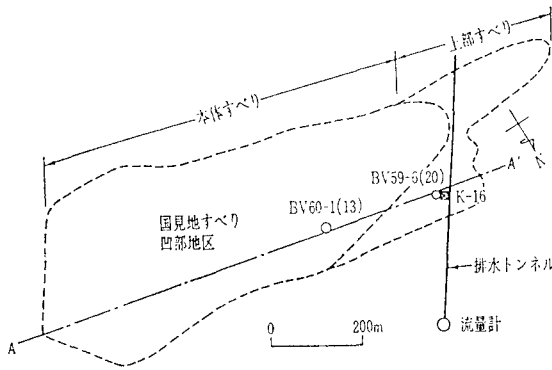
計測に先立って90°毎の4方向に車輪溝の付いたガイドパイプを孔内に固定する。この場合、1方向をすべり方向

に向けておく。観測は車輪の付いた長さ50cmのセンサーをガイドパイプ内に挿入し、50cm～1m毎に静止させてその位置でのパイプの傾斜を測定する。誤差の補正のため、観測は角度を変えて2度行う(計器によって90°ないし180°)。

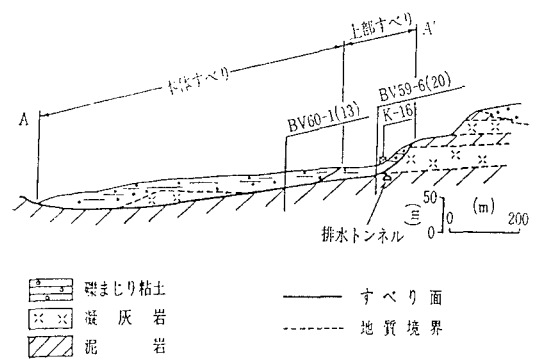
調査結果は、各深度の傾斜を変位に変換したうえで、孔底からの変位累積状況をグラフ化し、時系列順に配列する。平面的な移動ベクトルを計算することにより、移動方向の表示・確認もできる。

孔内傾斜計で対策工施工中の安全管理を行った善徳地すべり(Z-1ブロック)の例を示す(守随ほか、1994)。図6.25に示すように、孔内傾斜計の変位方向は、いずれもほぼ主測線方向を示している。7月末の豪雨(日雨量約350mm、3日間で約500mm)により地すべり変動が著しく増大し、8月にかけての累積変位量は7～10cmに達して、すべての観測孔で孔曲りにより観測不能となった。このため、施工中の深礎杭の山側、谷側において観測孔の再設置を行った。なお1mm/日の変位量を超えた7月末から10日間は、深礎杭施工(地中作業)を中止した。

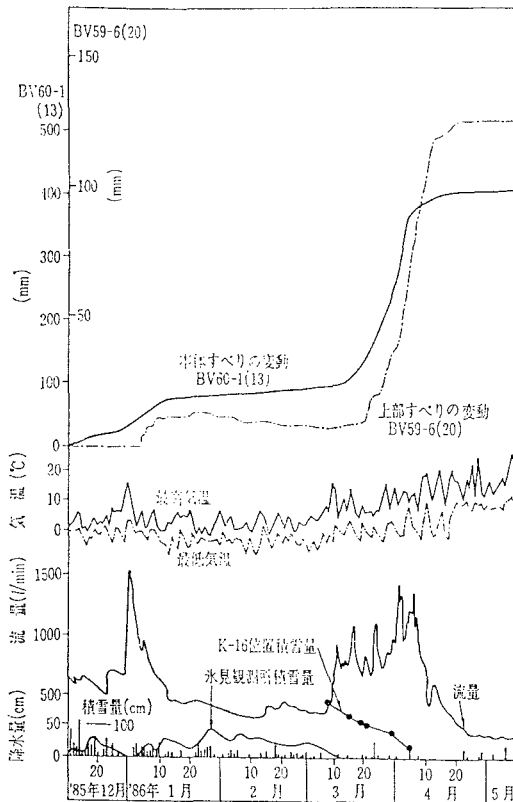
本手法は、パイプの変形が大きくなる(10cm程度)とセンサーが挿入不能になるが、非常に精度の高い観測が可能(0.01～0.1mm)である。逆に、高精度の観測を行うため



模式平面図



模式地質断面図



移動量相関図

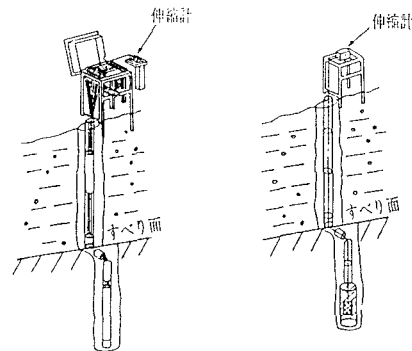


図6.24 多層移動量計による解析例 (国見地すべり。守随、1988)

に地盤とパイプが密着していることが不可欠であり、グラウトを入念に行う必要がある。

変動の箇所・機構がはっきりしている場合は、固定式の計器も使用できる。

4) クリープウェル

ライナープレートを設置した井戸の変形を測定する。地すべり下部の不動基盤まで径1.5m程のライナープレート製の井戸を掘削し、各50cm毎のプレートリングを連結せず単なる積み重ね状にしておき、この各リングのずれを測定する。

安全管理上および経済性的の問題等より、移動層厚の薄い地すべりで行うことが多く、千葉県高田地すべり地 (崩積

土～粘質土地すべり)等で行っている。図6.26にクリープウェルによる変位量観測模式図を示した(吉松、1995)。クリープウェルに土圧計を設置し観測を行った例もある。

本手法は、掘削中にはすべり面を直接観察できるが、費用がかかるため、一般的ではない。

5) すべり面感知装置 (感圧ケーブル式)

導電性のゴムと網状絶縁物を線間材料として配置し、ケーブルが圧縮されると導電性ゴムが網状絶縁物内にはいりこんで短絡されることを利用している(白石、1993)。短絡箇所までの距離は、電気パルスの反射時間から求める。

観測はケーブル末端から電氣的にケーブル内を伝播するパルスを送り、その往復時間を測定する。そして、パルス

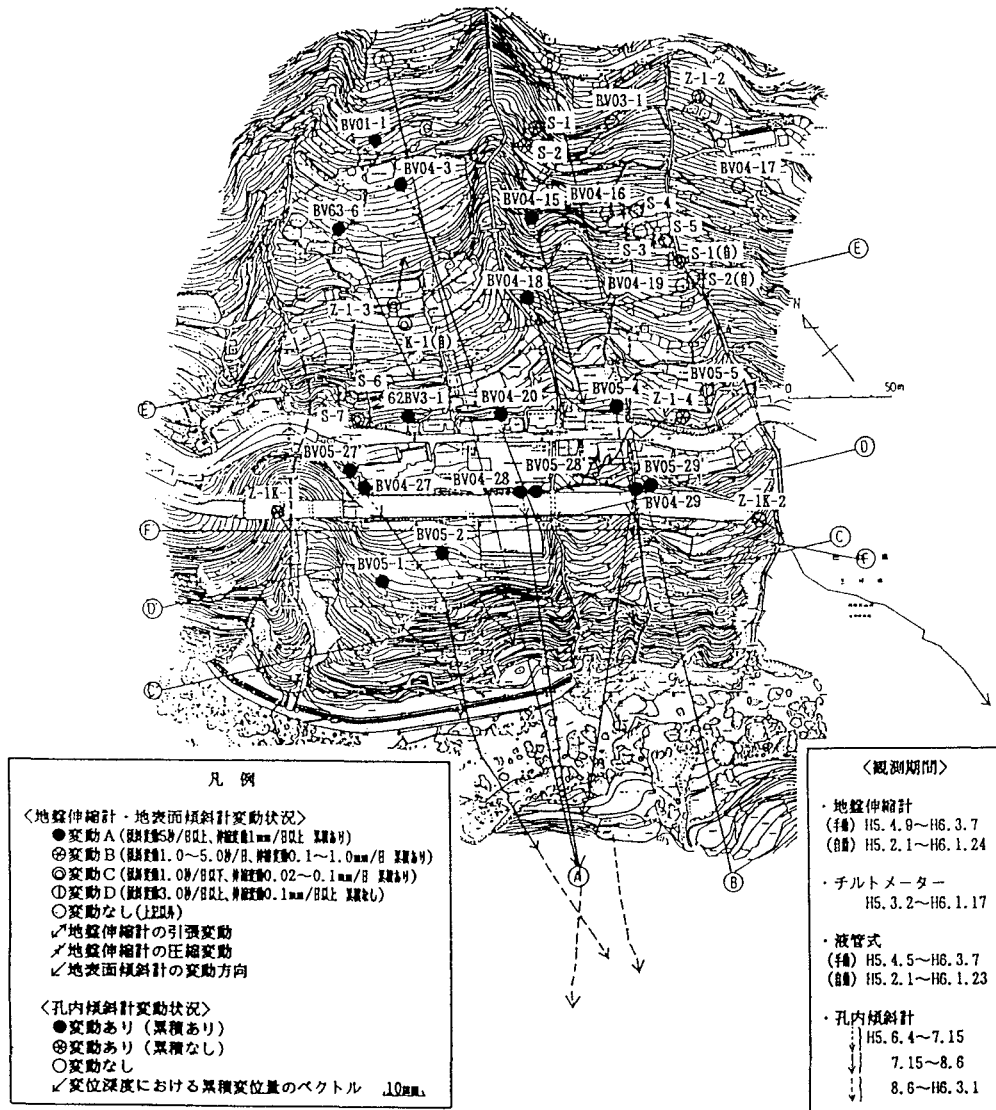


図6.25 孔内傾斜計による観測例 (善徳地すべり。守随ほか、1994)

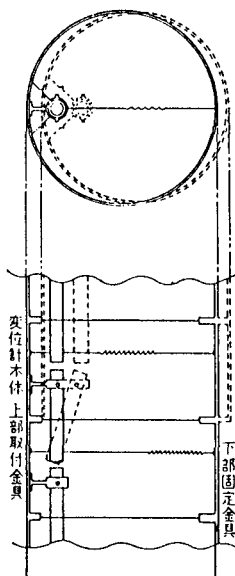


図6.26 クリープウェルによる変位量観測模式図 (吉松、1991)

の反射時間から短絡箇所までの距離を算出する。

融雪期に移動量が多く、年間移動量が1m以上に達する第三紀の泥岩層の地すべりで実施した例を示す。地質分類とコアの硬軟から、すべり面の深さは27m付近と推定された。図6.27に埋設直後の波形と、融雪末期の波形を示した。後者では、入射波の発生から0.380 $\mu$ sec後に入射波と逆極性の反射波が発生している。この測定値からすべり面は深度23.2mとなり、弱風化泥岩層内にすべり面があることがわかった。

本手法は、従来の同軸ケーブル断線方式では、仮にすべり面が上下2層存在した場合、下側のすべり面は検出されないことになるが、この方式ではその場合でもすべり面を検出することができる。ただし、すべり面が単純な一面せん断的形状でない場合には、判定が困難と考えられる。

6) A.E.測定

岩盤の破壊等に伴って発生する微小の破壊音 (A.E. :

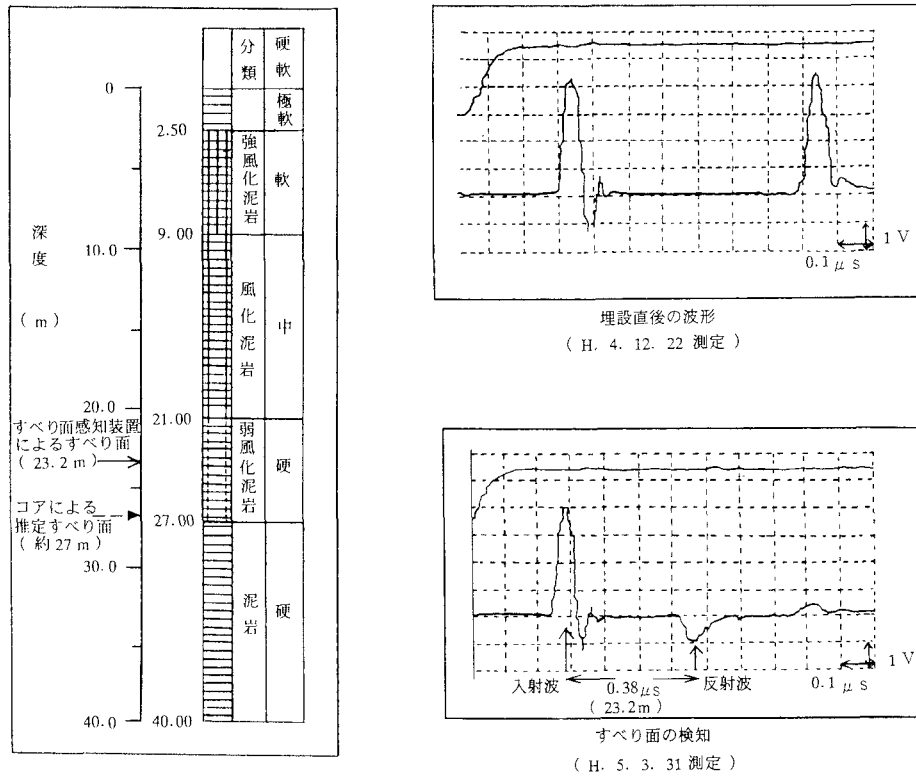


図6.27 感圧ケーブル式すべり面感知装置による検知例 (白石、1993に加筆)

Acoustic Emission) を測定し、最終的な破壊を予知する。可聴域より高い周波数のものを取り扱う場合が多い。岩盤等のA.E. (数十kHz~1MHz) を直接測定する直接法と、AEロッド中のAE材やウェーブガイドから発生するA.E. (2~50kHz程度。材料により異なる) を測定する間接法がある。

対象となる岩盤やAEロッド等にAE変換子(センサー、トランスデューサー等と呼ぶ)を取り付けて測定した弾性波を電気信号に変換し、増幅して記録する。この際にノイズの除去が必要になり、特に間接法の場合、AE材の卓越周波数から大きく離れたものはフィルターによって除去する。

センサーで検出したA.E.については頻度分布および一次元位置評定を行い、変位量と発生位置を決める。頻度の時間的变化からは破壊の進行状況を推定できる。

第三紀層の風化岩地すべり地で実施された地すべり発生実験の結果を事例として示す(勝山、1994)。現地概要を図6.28に示す。図6.29は、伸縮計の測定結果から算出した地表の変位速度と、測点AE-1~AE-3において、AEイベントの発生頻度を示したものである。AE発生頻度のグラフには、そのAE測定点近くの光波測量結果から算出した地表(図6.28のメッシュ点F2, H3, I4)の変位速度を重ねて示してある。

AE発生頻度と地表の変位速度には、良い相関関係が認められる。また、AEは最初に地すべり土塊の上部から発生し

始め、順次下部へと伝播していく様子がわかる。

本手法は、間接法の場合、破壊に至るまでの変位や歪みが小さい岩盤斜面においても、微小な変化を高精度でとらえることができる。ただし、センサーの設置位置によって、観測されるA.E.数が大きく異なるため、観測点数が少ない場合は斜面全体の安定性の評価は困難である。

7) その他

その他、ボーリング孔内での移動や変形を測定する方法は数種あるが、いずれも原理的には上記と類似のものである。(守随 治雄、稲垣 裕)

6.3.3 地下水調査

斜面における地下水調査には、地下水位の調査、間隙水圧の調査、透水性の調査、水みちの調査などがある。斜面における地下水計測の目的は、大別して下記の2点である。

- a. すべり面に働く間隙水圧の測定
- b. 斜面を安定化させるための排水計画立案のための諸調査および計測

これらのうち、b.は地下水開発や水盆管理の分野で発達した地下水に関する技術だけでなく、現在地盤調査で利用されているあらゆる技術が採用されている。ここでは“安定度評価”という観点から、主としてすべり面に働く間隙水圧の測定を取り上げる。

(1) 間隙水圧計

すべり面に働く間隙水圧の測定としては①地下水位測定

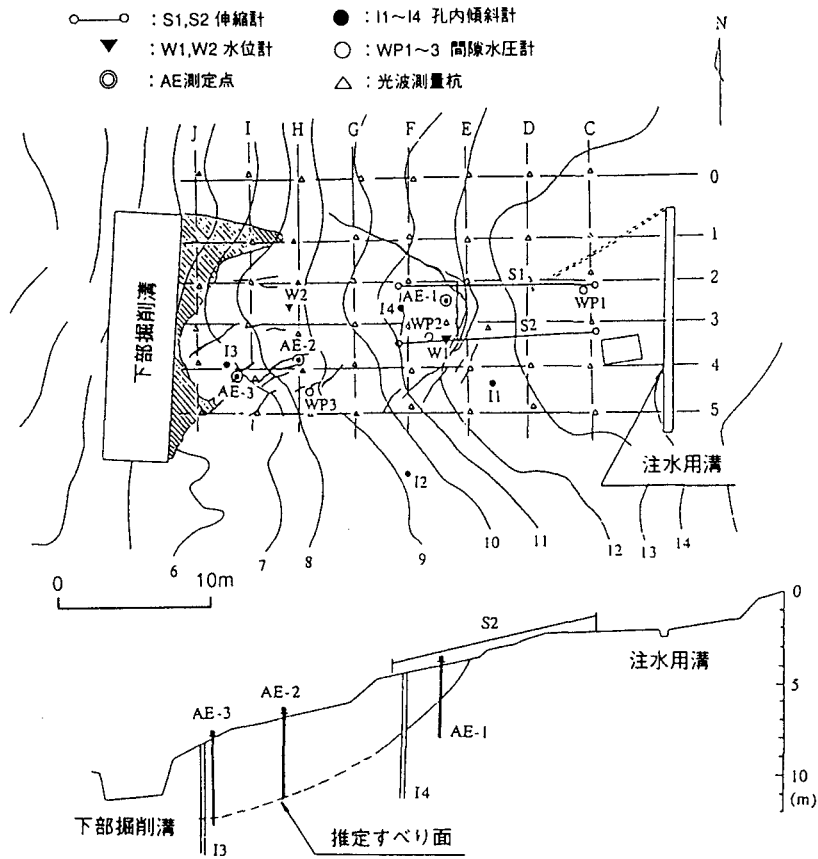


図6.28 AE測定地の例 (勝山, 1994)

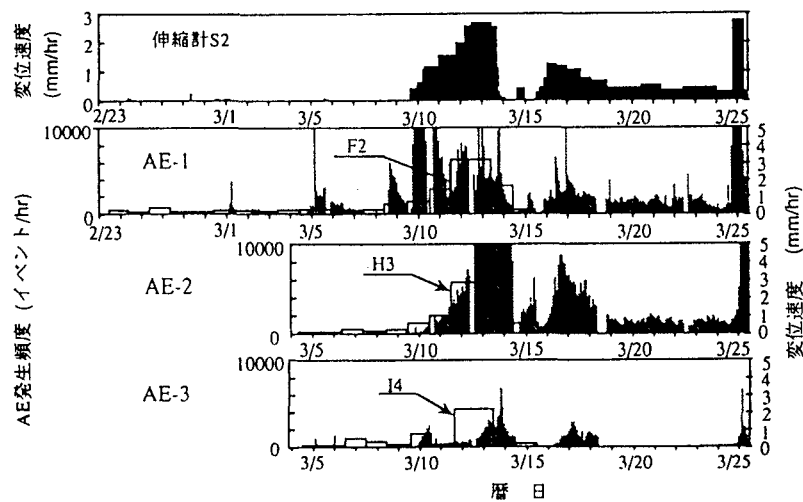


図6.29 AE測定地におけるAE発生頻度と地表変位の関係の例 (勝山, 1994)

と②間隙水圧による測定が行われている。

① 地下水位の測定

図6.30に一般的な地下水位の測定方法を示す(土質工学会, 1990)。主として垂直ボーリング孔を利用して静水圧を測定する方法である。同図(1)はテープ先端に電気接点を付けた測定器で測定するものであり、同図(2)はフロート式自記水位計での測定である。いずれの方法でも大きな誤差な

く“孔内水位”を測定できるが、自然斜面では宙水や被圧水が存在するため、これらの合成水位となっていることが多い。重要なポイントでは、ボーリング中の水位の動向等から判断し、すべり面に作用する水位のみを選択し測定する工夫が必要である。

② 間隙水圧計による測定

間隙水圧計を構造上から分けると図6.31のとおりであ



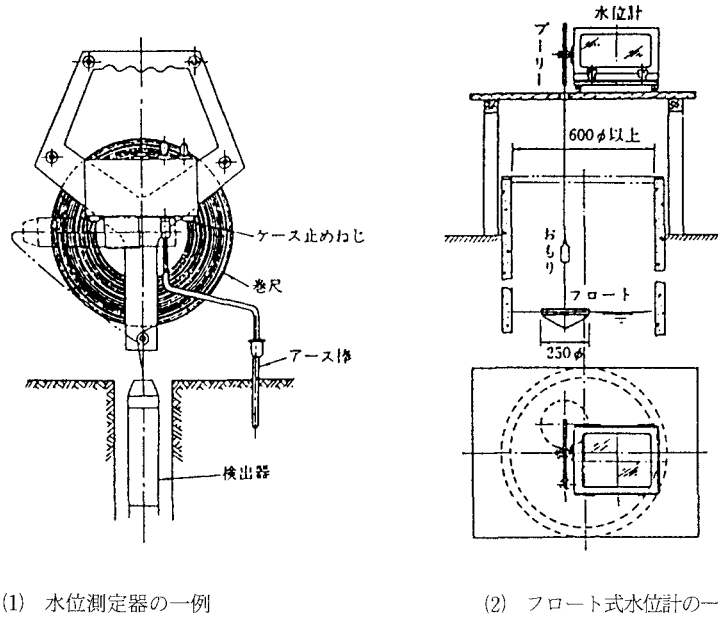


図6.30 一般的な地下水位調査法 (土質工学会、1990)

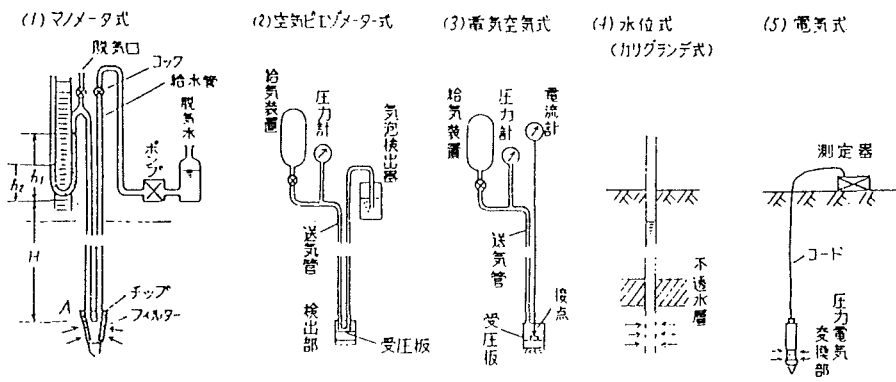


図6.31 間隙水圧計の種類 (沢、1977)

るが、原理的にはマンメータ式と電気式に大別できる。  
 マンメータ式は、間隙水圧の測定点にフィルターをつけたチップを埋設しその点の間隙水圧を導管を通して地上のマンメータまたはブルドン管に指示させるものである。また、電気式は土圧計の原理をそのまま応用したもので、フィルターを通ってきた水圧をダイヤフラムまたはペローズ等の受感部で受けこれを差動トランス、歪ゲージ、褶動抵抗等で電気信号に変換して検出するものである。いずれにしても、直接的にすべり面の間隙水圧を測定することが可能であるため、大規模な地すべり地や研究的要素を持った斜面で用いられている。

上記の①や②の方法で得られた間隙水圧の測定結果は6.4.2項で述べる安定計算や数値解析に利用され安定度が評価されるが、測定結果そのものも安定度を評価する一つの手段として利用される。

図6.32は1985年に発生した地附山地すべりの地下水位と累積移動量の関係図である(地附山地すべり刊行会、

1987)。地下水位と移動量が密接な関係になっていることがわかる。一般的にはすべり面に働く間隙水圧が増加すると、土粒子間の有効応力が低下し、摩擦抵抗が減少する。その結果として、斜面が不安定化に向かうと理解され、多くの斜面で両者の相関が調べられている(丸山・近藤、1966；丸山、1993；榎田ほか、1994)。

(2) その他の地下水計測・試験法

その他の地下水関係の計測・試験法として次のものがある。地下水調査や観測方法の詳細についてはいくつかの文献(例えば建設省河川局、(財)国土開発技術研究センター、1993など)がある。

- 室内透水試験法
- 原位置透水試験法
- トレーサー試験
- 単孔式流向流速計
- 地下水検層
- 地温探査、温度検層

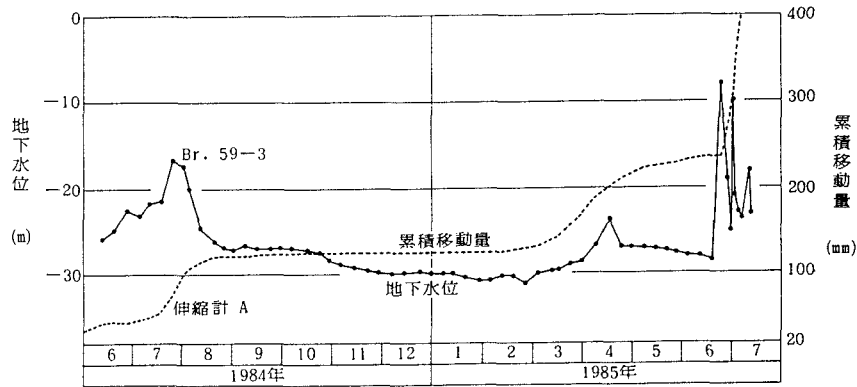


図6.32 地附山地すべりの地下水位と累積移動量（地附山地すべり刊行会、1987）

- ・土壌水分測定
- ・水質分析
- ・雨量観測

（衛藤 正敏）

#### 6.3.4 地下空気の計測・試験

近年、岩盤ゆるみの程度や開口亀裂の連続性の調査法として、空気を活用した方法がいくつか開発されている。

真空透気試験は、ボーリング孔にダブルパッカーを挿入し、パッカー間から空気を吸引して吸引時の圧力や流量から岩盤の透気性を求める方法である。これによるとゆるみ領域では高透気性を示すことがわかっている（萩原ほか、1998）。

エアトレーサー試験は、一方のボーリング孔内に煙などの空気をを用いたトレーサーを挿入し、挿入時の圧力や流量から開口度を判断するとともに、他方のボーリング孔や岩盤斜面表面からトレーサーが流出する開口亀裂の連続性を確認する手法である（大谷ほか、1998）。開口亀裂の連続性はこれまで確認する方法がなかったが、本手法によると連続性が確認できる。

（佐々木靖人）

#### 6.3.5 強度の調査・試験

斜面構成物質の強度を用いて斜面の安定度評価を行うには、前述の通り岩盤分類等による方法と、安定計算や数値解析による方法とがある。強度の調査・試験はこれら評価法の適用に必要な強度データの収集を目的とする。同一の斜面を評価する場合でも、評価法によっては必要となるデータの種類が異なるため、調査・試験は斜面内の特定の箇所（すべり面等）を対象にする場合とある程度空間的な広がりを持った範囲を対象にする場合がある。通常強度の指標とされているのは、直接的には静的な強度特性（主に圧縮強度、引張強度、せん断強度）である。

##### (1) 観察による方法

岩盤分類による方法で、ボーリングコア、露頭、法面、

横坑や竖坑などの坑壁、ボーリング孔壁（ボアホールテレビ使用）において、硬軟、風化変質の程度、亀裂の間隔・密度・状態、ハンマー打撃への反発程度などを観察する。相対的かつ感覚的な要素が多いが、詳細な観察を行うことによって、同一地域内の同一岩種が分布する斜面では岩盤の強度とその分布の概略の傾向をつかむことができる。

##### (2) 物理探査・物理検層による方法

物理探査・物理検層のうち弾性波速度を測定するものは、岩石の強度を間接的に推定することができる。これは、圧縮強度、ヤング率、弾性波速度の三者間に対応があるためである。また、これらの手法は強度の空間的分布を同時に把握できる点で有効である。

##### (3) 室内力学試験

斜面調査においては、一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、一面せん断試験が一般的に行われている。活動を繰り返している地すべりのように、明瞭なすべり面（弱層）がある場合は、残留強度を求めるために繰り返し一面せん断試験やリングせん断試験が行われることもある。動的弾性係数試験（超音波法など）も利用できる。

ただし斜面全体から見ると限られた一点での試験であること、供試体のサイズが小さいこと、また試料には異方性がある場合が多いことから、試験の方法および結果の取り扱いには注意が必要である。

##### (4) 原位置試験

斜面における強度の調査に利用可能な原位置試験としては、ボーリング孔内で行う孔内せん断試験（土砂～軟岩）、調査坑内で行う原位置せん断試験、地中応力測定、簡便な点載荷試験およびシュミットハンマー試験などがある。

原位置せん断試験は、室内試験における供試体のサイズや異方性の問題にある程度対応できるが、経費や時間の面で不利であり、斜面問題における実施例は少ない。

点載荷試験およびシュミットハンマー試験は、サイズや異方性の問題は残るものの、その簡便性から多数のデータを短時間に得ることができる。結果にはかなりのばらつき

があるとされているので、目安として利用すべきである。

なお、上記(1)~(4)のいずれの方法についても単独では問題点があり、総合的に用いて強度の特性と分布を把握することが重要である。また実際の斜面の不安定度には、強度そのもののほかに斜面構成物質の異方性と不連続面の存在が大きく影響していることを念頭に置く必要がある。

使用する安定解析手法によっては、このほか動的強度特性と変形特性についての調査・試験が必要である。

(稲垣 裕)

### 6.3.6 室内試験

#### (1) 鉱物・化学分析

地すべりなどの発生要因となる鉱物としては蛇紋石や滑石などの内部摩擦角が小さいあるいは劣化しやすい鉱物、スメクタイトなどの粘土鉱物がある。斜面の調査で、すべり面付近の地質性状やすべり面の発生原因を把握するために、これらの有無や量を薄片やX線回折試験で判断することがある。脈状のスメクタイトなど露頭で採取された試料を用いて、有機溶剤で着色して、亀裂の方向から斜面の安定度の判断材料とすることも可能である。地すべり粘土鉱物の鉱物化学分析は多くの研究事例がある(田中、1994など)が、スメクタイトを定性的に同定し、地すべりとの相関性を論じた研究が大半である。ただし近年は、個々の鉱物の化学的な特性や粘土鉱物の種類、鉱物組合せから斜面の変動要因を論じた研究(石田ほか、1992)などもなされるようになってきた。ただし、現段階では地すべりや斜面崩壊と粘土鉱物の化学的特性の関係は対象地域でそれぞれ異なり、地形や基盤の地質のようにまだ一般化できる決定的な判断基準は確立されていない。

斜面調査に関する鉱物分析および化学分析は次のように行われることが多い。

#### 1) 鉱物分析

一般には岩石を粉末にしてX線回折装置を用いて鉱物、特に変質鉱物や風化部の鉱物、すべり面部分の鉱物などの同定がなされる。粘土鉱物の同定には定方位法による鉱物種の同定と不定方位法によるポリタイプや層状構造の重なり方をみることができ、一般的には全岩で不定方位による同定を実施してから、粘土鉱物だけを抽出して定方位法により詳しい粘土鉱物の同定を行うことが一般的である。

粘土鉱物の定量分析は標準資料を作成してX線回折を実施する方法があるが、簡易的な方法としてパラフェニルジアミンなどの有機溶剤で大まかな定量を実施する方法がある。

このほかに最近では電子顕微鏡により粘土鉱物の微細構造や化学的特性を判読したり、熱分析によって粘土鉱物の特性を検討することも行われている。

#### 2) 化学分析

斜面の調査における化学分析は粘土鉱物の層間の陽イオンの種類および量を調べて、スメクタイトなどの膨潤性を評価する試みがなされるようになってきた。陽イオンの定量定性分析は原子吸光法により比較的簡易に実施することが可能である。

(戸田英明)

#### (2) 土質試験・岩石物理試験

土質試験や岩石物理試験は主に斜面を構成する地山の基本的な地質・土質工学性状の把握のために測定される。土質試験としては、粒度、密度、間隙比、含水比、土粒子の比重、液性・塑性限界等が一般に行われている。岩石物理試験としては、密度、間隙率、吸水率等が測定されることが多い。土質試験結果は、滑り土塊のタイプや滑り面の強度等を大まかに推定する際などに、また岩石物理試験結果は風化や変質の度合いを区分して斜面の地山状況を分帯する際に活用されている。

#### (3) 岩石の劣化試験

一般に軟岩の斜面では風化作用や浸食作用によって表層の剝離や崩落、ガリー等が発生することがあるため、特に風化しやすい軟岩の地域や、凍上の発生しやすい地域、シラスなどの浸食しやすい地域の切土のり面等で岩石の劣化試験を行うことがある。岩石の劣化試験には、凍結融解試験、乾燥湿潤試験、スレーキング試験、薬液による劣化試験、洗掘抵抗試験等がある。

(佐々木靖人)

## 6.4 安定度評価

本節では、安定度評価に直接かかわる地質の力学特性や地下水条件等の調査方法ならびに精査後の安定度評価法について述べる。

精査後の斜面の安定度評価にはいくつかの段階がある。最初の段階は、斜面の現状安全率(あるいは、定性的な安定度)の推定である。現状の安全率の推定は、安定計算によることもあるが、計算に用いるすべり面の強度などの数値の信頼性が必ずしも充分でないので、むしろ変動の活発度や変状から経験的に推定することが多く行われている。

次の段階は、不安定化の誘因(降雨や地震、人工改変など)に対する斜面の反応の推定である。このためには、経験的に求めた現状安全率なども参考にしながら、安定計算などで定量的に推定することが行われている。

最後の段階は、不安定化の時期の予測である。斜面変動が実際に進行してくると、移動土塊の性状やすべり面の強度自体が時々刻々と変化し、通常安定計算では対処できない。このため、変動を直接計測して不安定化の時期を予測するということが行われる。なお、変動の計測は、現状安全率を推定する際にも利用することがある。

以上をふまえると、斜面の不安定度の推定法には次の三つの方法があることが理解される。これらの手法は、斜面

の性質や調査段階、斜面の重要度などに応じて使い分けられている。

一つめの手法は、岩盤分類や地形的評価等の手法である。すなわち、岩盤性状の不良な斜面ほど、また、地形的にはすべり地形が明瞭な斜面ほど不安定と判断するものである。この手法はどのような斜面でも適用できるが、特に地質的に明瞭なすべりが認められず通常ほとんど変動がない斜面に対してよく適用される。

二つめの方法は、斜面変動の速度等を実際に計測し、斜面変動の活発さから判定する方法である。この方法は、比較的活発な動きをする斜面変動に対して適用しやすく、計測値から斜面の安全率を推定することも行われている。この方法は、滑りの発生時期を推定する場合にも有効である。しかし、計測箇所の選定や経済性の問題から、地質的に明瞭なすべりが認められず通常ほとんど変動がない斜面に対しては利用し難い。

三つめの手法は安定計算や数値解析によるものである。この手法は、上記二つの手法のうちどちらか(または両方)の結果を受けて、より定量的な評価を行うために実施されるものである。定量的な手法には様々なものがあり、必要に応じて使い分けられる。

以上のような斜面の不安定度を評価するためには、まず精査結果を整理して斜面安定に係わる情報を過不足なく表現し、かつその情報を評価して、安定度を解析するためのモデル化を行う作業が必要となる。そこで本節では、まず精査結果の整理・評価法について、次に安定度の評価法について述べる。

(佐々木靖人)

#### 6.4.1 精査結果の整理・評価法

##### (1) 地質図

精査段階の調査成果は極めて多岐にわたるため、ベースとなる地形図の縮尺の検討がポイントとなる。特に、平面図においては、対象となる斜面変動形態が背景となる地形・地質上の詳細な情報とともに浮かび上がるように心掛ける必要がある。斜面変動の規模にもよるが、1/1000あるいは1/500程度の図に全体が収まるような設定がまず重要である。

詳細な地表踏査結果は、凡例別に秩序立てて図示するが、1露頭における多岐にわたるデータは、できるだけ模式化したり数値化して表示し、全体が煩雑にならないようにする。また、水理地質の情報や植生異常に関する情報等も、記載しておく必要がある。さらに、実施されている調査項目に関する事柄については、位置・標高を確認の上、すべて明示する必要がある。この成果図が、対策工レイアウトの素図となる認識で作成されなければならない。

断面図も基本的に平面図と同じ縮尺で作成される必要がある。盛り込まれる成果が豊富で精度が高いものが多いの

で、さらに詳細な調査成果断面図を必要に応じて作成する。基本的には、その測線の地質構成、速度層構成、地下水位分布、ボーリング柱状図、横坑調査柱状図およびその他の試験結果の表示されたものである。それに、地表踏査結果も盛り込まれている必要がある。これらがその後の斜面評価のベースマップとなるものであるから、厳選された精度よい資料が盛り込まれたものであることが望まれる。

この段階で注意すべき点としては、斜面変動域が全体の斜面のどの位置にあるかがわかるようなレイアウトが必要であり、斜面頂部から斜面の裾野まで入るのが望ましい。また、断層・破碎帯・クラックの表示にも留意する必要がある。規模や方向性が判明している場合は、それに対応した位置に投影することが可能であるが推定断層等を表示するときには、その表現には留意する必要がある。特に斜面変動に重要な鍵を握るようなものが、推定の段階にあるようでは問題である。将来の追加調査を策定するにもこの図面が用いられるので、修正・追記がある前提で作られるべきである。

##### (2) 岩級区分図

ダムの地質調査等では、構造物基礎として地盤を評価する必要があるため、岩石の硬さ、亀裂の頻度、亀裂の性状等に注目した岩盤の評価がなされ、岩級区分図が作成される。斜面問題においても岩級区分が必要であり、また可能である。しかし必ずしも常に行われているとはいえないのが現状である。

斜面の岩級区分において着目すべき項目は、次のようなことであろう。

###### ① 岩盤の風化状況

(被覆層との区別, 岩種別風化度合の基準, 酸化還元域の境界)

###### ② 亀裂の発達状況 (開口亀裂の頻度, 卓越方向, 連続性)

###### ③ 亀裂の性状 (挟在物の性状, 流入物質か現位置劣化か)

###### ④ 岩石の物理的性質や強度・変形特性

###### ⑤ 明瞭な分離面の劣化性状と連続性 (すべり面, 層理面, 断層面)

###### ⑥ 地下水位, 地下水流動層, 被圧水頭等との関係

###### ⑦ 物理検層等による速度層や比抵抗値の分布との関係

①～⑤は、露頭情報とボーリングコアの目視や岩石試験等との対比によってそれぞれの地質性状、空間的な拮がりを地質学的に推定することによって把握できる。⑥は調査記録の時系列的検討等を通じて、⑦は弾性波や比抵抗値等の媒体を通じて間接的に知ることができる。

これらの資料を合理的に分類評価する基準を作成し、その基準をマトリクスのような関係で括る総合的な岩盤評価が重要となる。⑥⑦等の要素は、もちろんベースとなる地

質断面図にも表示すべきものであるが、岩級区分図では特に重要なものである。

これらは、ダムの岩級区分図のように、必ずしも完全な面的表示はしなくてもよいが、地質断面図の内容と整合し、かつそれを安定検討や対策工の検討にも使える要素が盛り込まれていることが重要である。特に、この図面から後述べる諸解析のモデル図面がつけられることに注意する必要がある。

### (3) 不安定領域の推定図

#### 1) すべり面の判定

すべり面（正確には、分離面、岩盤クリープの構造変化面などもあるので、不安定領域の境界面という方が正しい）の判定は、斜面変動形態により異なる。落石（浮き石型）や小規模な岩盤崩壊の場合には、開口亀裂や流れ盤状の亀裂等の分布とその組み合わせによって不安定領域が推定され、すべり面になり得る面として判定されることが多い。浅い表層崩壊の場合には斜面調査用簡易貫入試験の結果などから、また、地すべりなどの深い斜面変動については、主としてコア観察や変動計測からすべり面が判定される。ただしいずれの場合も、単一のボーリング孔などで判定できる場合もあるが（[6.3.2]のボーリング調査の項参照）、多くは地形的な特徴や三次元的な地質構造・地質性状の中で、最も確からしい位置として判定される。最もわかりやすいすべり面の判定方法は変動計測によるものであるが、変動が微小または見られない場合には、地形・地質状況から推定することになる。しかし地質性状から推定する場合は、不安定領域が一つとは限らない（一つの不安定領域が別の不安定領域と力学的にリンクしている場合や、一つの大きな不安定領域が複数の不安定領域から構成される場合なども多い）ので、複数のすべり面候補の中から、最も明瞭な箇所・三次元的に最も合理的に説明できる箇所などを抽出し、必要に応じてさらに詳細な試験・調査・観察を行って最終的な判定を行う。斜面変動によっては、明瞭なすべり面に至っていない場合もあるが、基本的にはこの境界面は断面的に連続した線として強調される必要がある。この線がその後の対策の基本となるからである。

#### 2) 不安定化機構の整理

調査された内容をいくつかの断面で比較検討して、不安定領域の範囲や形状、不安定領域の動きの状況等を整理・検討すると同時に、斜面の地形・地質形成史や斜面変動履歴を考察することにより、不安定領域の形成機構を検討する。このことによって、この不安定領域の将来の変化が合理的に推定できるだけでなく、見落としや調査不足等が判明する可能性もある。またこの作業は安定解析や対策工の範囲の検討には極めて重要な意味を持っている。

#### 3) 不安定領域の推定図

通常は上記までで作図は終了することが多いが、場合に

よっては、調査された地山の情報と不安定化機構の検討によりもたらされた地山評価区分線などから、不安定領域の推定図が作成されることがある。良質な推定図は、単にすべり面を記載するだけでなく、岩級区分図などとリンクした一種の斜面変動状況のモデル図のようになる。このような図面であれば、斜面对策工を検討するうえでも、どこまでが完全に緩んだ領域であり、どこからが信頼できる堅岩であるかがわかるような図面になる。特に、岩盤の緩みは亀裂頻度やその開口度合に象徴的に現れるから、亀裂系のネットワーク図のようなものが表現されれば、対策工の検討には役立てられる。地盤の隆起とその浸食が著しいところでは、斜面途中で完全に緩んだ領域が取り残されている場合がある。これらは、斜面の切土等の開発行為には極めて危険になることがある。切土斜面とその上部斜面を含めた不安定領域推定断面図が必要となる。（大河原 彰）

### 6.4.2 安定度の評価法

#### (1) 地形や岩盤分類等による評価

安定度を定性的に把握するのに有効でよく用いられる手法として、岩盤分類や地形的評価手法がある。これは、岩盤性状の不良な斜面ほど、また、地形的にすべり地形が明瞭な斜面ほど不安定と判断するものである。このような方法は、特に地質的に明瞭なすべりが認められず通常ほとんど変動がない斜面に対してよく適用される。手法としては概査的な安定度評価法であるが、のり面勾配の決定などの実際の設計にも用いられることがある。

具体的には、すべり面となる連続した弱面がないような岩盤の場合には、各種指針等で設定している岩盤分類基準によって、経験的に安定勾配を推定することが一般的に行われている（道路土工・のり面工指針など。表6.14）。亀裂のある場合も、弾性波速度や亀裂係数などを測定して安定性を推定する場合がある（図6.33）。

一方、すべり面がある斜面や地形的にすべりが推定される斜面に対しては、すべり面の深度によってすべり面の強度定数（主に粘着力）を設定したり、滑り土塊が小沢によってどの程度開析されているか、変状が新しいか古いかなどによって滑り土塊の現状安全率を変えるとといった評価が行われることがある。このような経験的な評価法を複合的に用いた例としては、貯水池周辺地すべりの概査段階で用いられる方法がある（（財）国土開発技術研究センター、1995）。この方法では①地すべり地形の分化（地形発達史）、②地すべりの滑动履歴、③地すべりの型分類、④すべり面の形状の観点から、地すべりの相対的な安定度を推定している。

これらの方法は、一般性をもった斜面の不安定度評価法として提案されているため、その斜面の不安定化の過程（斜面変動の種類）や現在の段階、地域特性（地質の形成年代、岩種、地質構造、気象条件などの差）による不安定化の過

表6.14 地山の土質に対する標準のり面勾配の範囲 (日本道路公団、1983)

切土のり面勾配は、地盤を構成する地層の種類、状態および切土高に応じて、一般的な地質部であれば、表7-1の値とすることを標準とする。ただし、崩壊性要因をもつ地質部では別途検討を行い、総合的に判断しなければならない。

表7-1 地山の土質に対する標準のり面勾配の範囲

地山の土質		切土高	勾配
硬	岩		1:0.3~1:0.8
軟	岩		1:0.5~1:1.2
砂	密実でない粒度分布の悪いもの		1:1.5~
砂質土	密実なもの	5m以下	1:0.8~1:1.0
		5~10m	1:1.0~1:1.2
	密実でないもの	5m以下	1:1.0~1:1.2
		5~10m	1:1.2~1:1.5
砂利または岩塊まじり砂質土	密実なもの、または粒度分布のよいもの	10m以下	1:0.8~1:1.0
		10~15m	1:1.0~1:1.2
	密実でないもの、または粒度分布の悪いもの	10m以下	1:1.0~1:1.2
		10~15m	1:1.2~1:1.5
粘性土		0~10m	1:0.8~1:1.2
岩塊または玉石まじりの粘性土		5m以下	1:1.0~1:1.2
		5~10m	1:1.2~1:1.5

注1. シルトは粘性土に入れる。表に示す土質以外については別途考慮のこと。  
 注2. 表中の勾配は、小段を含まない単一のり面の勾配である  
 注3. 切土高の具体例は下図のとおりである。

注4. 長大のり面については、7-7項参照のこと。  
 注5. 1:1.5~とは1:1.5よりゆるい勾配を示す。

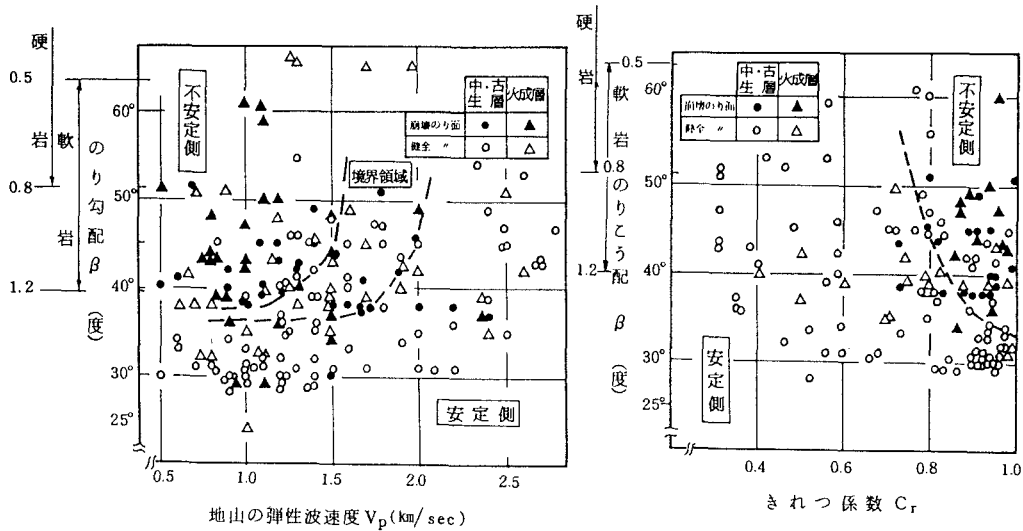


図6.33 法面の安定性の判定指標の例 (日本道路公団、1983)

程・タイプの差異などを念頭に置いたうえで適切に利用する必要がある。(稲垣 裕、佐々木靖人)

(2) 変動計測等による評価

変動計測による安定度の評価に現在用いられている手法は変動速度および加速度によるもので、地すべりの活動性評価および地すべりの滑落時期(斜面崩壊発生時刻)の予

測に適用されている。

1) 地すべりの活動性評価

① 活動状況の評価

藤原(1979)は地すべり地における地盤傾斜計・地盤伸縮計・パイプ歪計の観測結果について、表6.15~6.17に示す基準で変動種別の区分を行った。



表6.15 傾斜変動種別一覧 (藤原, 1979)

変動種別	日平均変動量 (秒)	累積変動値 (秒/月)	傾斜量の集積 傾向有無	傾斜運動方向 と地形との相 関性	総合判定	
					変動判定	活動性ほか
変動A	5以上	100以上	顕著	あり	確定	活発に運動中
“ B	1~5	20~100	やや顕著	“	準確定	緩慢に運動中
“ C	1以下	20以下	ややあり	“	潜在	継続観測必要
“ D	3以上	なし (断続変動)	“	なし	異常	局所的な地盤 変動・その他

表6.16 地盤伸縮変動種別一覧 (藤原, 1979)

変動種別	日変位量 (mm)	累積変位量 (mm/月)	一定方向の 累積傾向	変動形態 引張・圧縮 断続	総合判定	
					変動判定	活動性ほか
変動A	1以上	10以上	顕著	引張り	確定	活発に活動中 表層・深層す べり
変動B	0.1~1	2~10	やや顕著	引張りおよ び断続変動	準確定	緩慢に運動中 粘質土・崩積 土すべり
変動C	0.02~0.1	0.5~2	ややあり	引張りおよ び圧縮変動	潜在	継続観測必要
変動D	0.1以上	なし (断続変動)	なし	規則性なし	異常	局所的な地盤 変動、その他

表6.17 ヒズミ変動種別一覧 (藤原, 1979)

変動種別	累積変動値 ( $\mu$ /月)	変動形態		すべり面 存在の地 形・地質 的可能性	総合判定	
		累積傾向	変動状態		すべり 面種別	活動性ほか
変動A	5,000以上	顕著	累積変動	あり	確定	顕著に活動して いる岩盤~崩積 土すべり
変動B	1,000以上	やや顕著	累積変動	あり	準確定	緩慢に活動して いるクリープ型 地すべり
変動C	100以上	ややあり	累積・断続 攪乱・回復	あり	潜在	すべり面存在の 断定不可。継続 観測必要。
変動D	1,000以上 (短期間)	なし	断続・攪乱 回復	なし	異常	すべり面なし。 地すべり以外の 要因。

ただし、この基準は計器が設置してある地点での地盤の変動状況を示しているだけであり、実際に地すべりが滑動しているか否かについては、全体の計器の変動を総合して判断する必要がある。

同様に(社)日本道路協会(1986)では、地すべり運動の活発さを判断する目安として、表6.18の値を示している。

② 斜面の現状安全率の設定

災害対策事業などで地すべり対策を検討する際には、観測された斜面の変動状況によって現状安全率を設定する、簡便な方法が用いられている。

これは、地すべり斜面がちょうどバランス状態を維持しているとき、この斜面の状態を安全率:Fs=1.0とするも

表6.18 変動量の目安 ((社)日本道路協会、1986)

またかなり活発な地すべり運動が発生していると判断するための変動量の目安

(a) 伸縮計で1mm/日以上が10日間連続

(b) 伸縮計で1cm/日以上が2日以上連続

(c) 地盤傾斜計で1週間の累積傾斜量(継続累積) 100秒以上

(d) 地盤傾斜計で1週間の平均傾斜変動量が30秒/日以上

などがある。また地すべり地内への立入り制限を行う目安として

(e) 伸縮計で2mm/時以上が2時間以上連続

(f) 地盤傾斜計で傾斜量の累積が認められ、かつ1日の最大傾斜変動量が100秒以上

など

表6.19 変形モデルと崩壊時間の予測モデル (土屋、大村、1988)

著者名	クリープ段階			対象項目	主要因子	提案モデル式	適用
	1次	2次	3次				
斉藤・上沢 <sup>5)</sup> 1966		○		破壊時間	定常ヒズミ速度	$\log t_r = 2.33 - 0.916 \times \log \dot{\epsilon} \pm 0.59$	定常ヒズミ速度から破壊時刻を予測
斉藤 <sup>6)</sup> 1968			○	崩壊時刻	3次クリープ曲線上の3時刻	$t_r - t_1 = \frac{\frac{1}{2}(t_2 - t_1)^2}{(t_2 - t_1) - \frac{1}{2}(t_3 - t_1)}$	相対変位間隔の等しい3時刻から崩壊時刻の予測
Singh & Michell <sup>2)</sup> 1968		○		ヒズミ速度	応力度の指数的增长と時間比のm乗との積	$\dot{\epsilon} = \epsilon(t_1, D_0) e^{a \cdot D} \left(\frac{t_1}{t}\right)^m$	応力度、時間からクリープ速度が得られる
Kennedy <sup>3)</sup> 1971			○	移動量	時間の指数乗	$D = a e^{b \cdot t}$	時間から移動量の予測
駒村 <sup>4)</sup> 1976	○	○	○	ヒズミ	時間とともに減少する項(1次)+直線的増加項(2次)+時間のα乗(3次)	$\epsilon = A_1(1 - e^{-t}) + A_2 \cdot t + A_3 \cdot t^\alpha$	1次~3次までのヒズミ予測が可能
福岡 <sup>7)</sup> 1985			○	移動速度の逆数	相対時間の1/(α-1)乗	$\frac{1}{v} = \alpha(\alpha - 1)^{1/\alpha-1} \times (t_r - t)^{1/\alpha-1}$	崩壊時刻 $t_r$ で $1/v \rightarrow 0$ の性質を利用、視覚的である
川村・浅岡・西本 <sup>8)</sup> 1986	○	○	○	変位速度の逆数	上に凸な時間tの2次関数式	$\frac{dt}{dy} = A(B - t) \cdot t$	Aの値により崩壊型が収束型に区分でき、崩壊時刻が推定できる
大村・土屋 <sup>9)</sup> 1987	○	○	○	面積ヒズミ速度	すべり抵抗面積のα乗的減少	$\frac{d\epsilon}{dt} = A \cdot F \cdot S^{-\alpha}$	αの値により1次、2次、3次のクリープ曲線が得られる

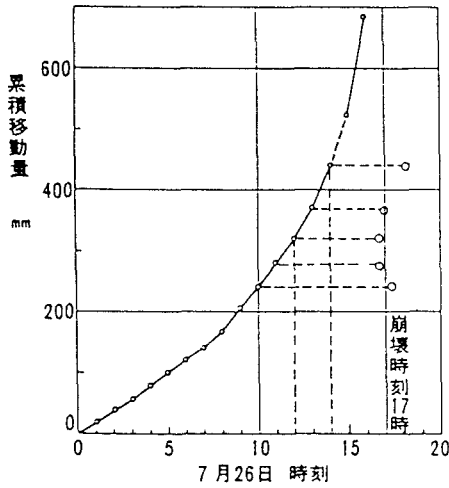
○: 対象とするクリープ。係数A、B、α、a等は引用文献によるものである。

のである。このままでは変動の観測されない斜面はFs>1.0、変動の観測されている斜面はFs<1.0とする区分しかできないため、降雨との関連を考慮に入れることによって便宜的に次のようにみなすことが多い。

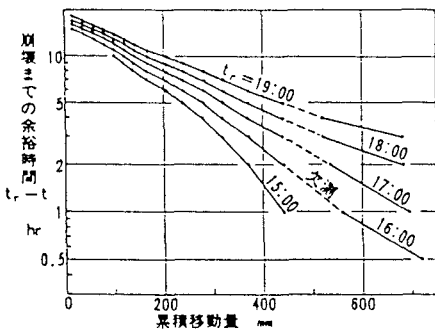
- (a) 観測の結果、計器が降雨に関係なく変動している場合 Fs=0.95
- (b) 観測の結果、計器が降雨時に変動している場合 Fs=0.98
- (c) 観測計器が変動していない場合 Fs=1.00

2) 地すべり滑落時期(斜面崩壊発生時刻)の予測

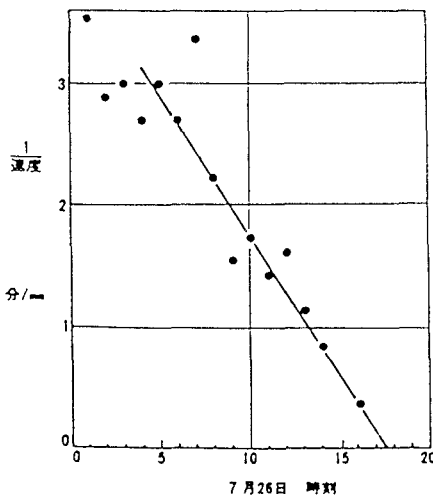
土屋、大村(1988)によると、地すべりの地表における運動速度の観測結果(地盤伸縮計観測)から、地すべりの滑落(大移動)時期を予測する手法は、斉藤の研究をはじめとして何例か発表されている(表6.19、図6.34)。これらはいずれもクリープ特性を持つ材料の時間-歪挙動を参考にして、地すべりや崩壊の運動から滑落に至る過程を材料の1次~3次のクリープ段階に当てはめて、破壊時刻の予測を行うものである。



(a) 時間と累積移動量の関係



(b) 累積移動量と崩壊までの余裕時間



(c) 展望台伸縮計の変位速度の逆数による崩壊予測

図6.34 展望台伸縮計による崩壊予測の例 (藤田, 1991)

現実には、地すべり運動が滑落寸前の3次クリープの状態になって初めて滑落時期を特定できる精度が得られることになる。

ただし、3次クリープの状態になると地すべりは極端に

危険な状態となるため、通常は危険速度(2~5 mm/時以上:道路土工のり面工・斜面安定工指針等)を設定して、土砂災害の警戒・避難の基準とすることが多い。

(吉田 宇男)

(3) 安定計算や数値解析による評価

1) 目的

安定解析や数値解析による斜面安定度の評価は、次の目的で実施される。

- ①ある物理的力学的特性を持った物質のグループで構成される斜面の、現在の安定度(不安定度)の推定
- ②斜面内の状況変化(地形、地下水等)に伴う斜面安定度の変化傾向の把握

2) 対象斜面のモデル化

斜面の不安定度評価を安定解析や数値解析によって行う場合には、対象斜面を適切なモデルに置き換えることが必要である。この際、表6.20, 表6.21に示すような代表的なモデルが提唱され、実際に使用されている。モデルは大きく2種類(極限平衡法と極限解析法)に大別され、おのおの対象斜面の実態および解析の目的に応じたモデルが採用される。

3) 安定計算(極限平衡法)による評価

この方法においては、不動地盤と移動土塊が仮定したすべり面を介して接し、移動土塊は剛体として取り扱われる。斜面の安定問題を巨視的にとらえるものであり、斜面内の破壊はこのすべり面においてのみ一様に発生すると考える。土質材料や異方性の無い均質材料中の、最低安全率を与える円弧すべりの計算などに一般的に用いられ、さまざまな種類がある。通常は二次元での計算が行われているが、これを応用して三次元的な安定解析を行う手法も開発されている。

4) 数値解析(極限解析法)による評価

数値解析では、すべり面をあらかじめ仮定する代わりに、斜面を複数の要素に分割し、各要素別に力学的性質を与えて変形や破壊を検討する。岩盤の不連続性や不均質性に着目した微視的な解析法であり、FEM(有限要素法)解析が代表的な手法である。FEM解析では岩盤浸透流の解析も可能であり、浸透破壊を検討した例(図6.35. 駒田・北原, 1981)もある。

これらの手法では、斜面内の応力・変形状態と各要素に与えられた性質から、局所的な安全率が算出される。

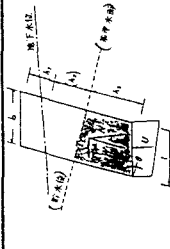
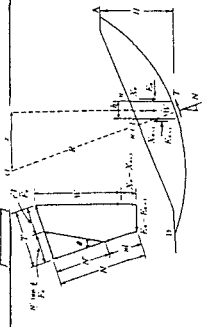
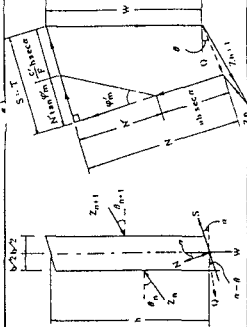
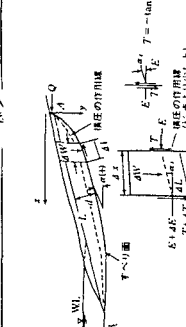
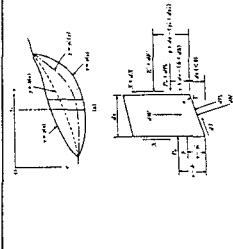
5) 留意点

これらの方法は、定量的な斜面の不安定度評価が可能であるという点で有効であるが、評価結果の取り扱いの際には、以下の点に留意する必要がある。

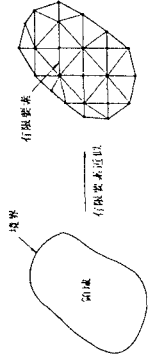
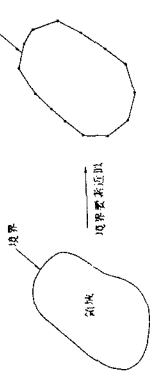
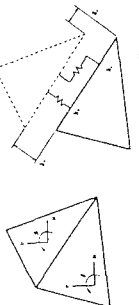
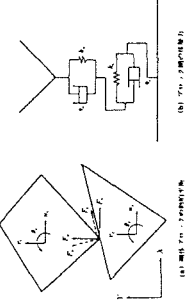
①設定モデルの妥当性

すべり面や分割要素の形状・規模・強度特性などが斜面の性状を適切に表現しているかどうかはその後の解析

表6.20 極限平衡法（すべり面分割法）の種類（渡、1986、土木学会、1994より作成）

種類	名称	発案者	モデル	式	すべり面形	スライス側面力	簡易法の有無	特徴
極限平衡法（すべり面分割法）	フェレニウス法	フェレニウス（1927）		$F.S. = \frac{\tan \phi}{F} \left( \frac{\sum N_s}{\sum W_s} - \frac{\sum U_s}{\sum W_s} \right) + CL$	円弧（複合）	無視	無し	計算が容易であり、地すべりでは、通常最も用いられている式で、複雑な地形にも適合する。本来は、円弧の中心の回りのモーメントの式であり、スライス側面力を考慮していない。他の各式と比較して、最も過小の安全率の値を与えるといわれている。フェレニウス法、スウェーデン式分割法とも呼ばれる。
	ビショップ法	ビショップ（1955）		$F = \frac{\sum W \sin \alpha}{\sum \left[ c + (W - U) \tan \alpha \right]} \cdot \frac{\tan \phi}{F}$	円弧	考慮	有り	不確定内力を考慮にいれた、円弧すべりを対象とした計算法。未知内力の値と算出された安全率との関係が満足するまで繰り返し計算が必要となる。スライス側面力の合力を水平に動くものと仮定した簡易ビショップ法も考案されている。
	スペンサー法	スペンサー（1967）		$Q = \frac{c \tan \alpha \sec \alpha + \tan \alpha \left( W \cos \alpha - U \sec \alpha \right) - W \sin \alpha}{\cos (\alpha - \theta) \left( 1 - \frac{\tan \alpha \tan \theta}{F} \right)}$	円弧	考慮	無し	静定釣り合い条件のすべてを満足する簡単な解法で、スライス側面力は互いに平行であること、垂直抵抗力の作用線はスライス底面の中央を通るとの仮定条件になつ。得られた解は静的平行条件を厳密に満足する。スペンサー（1973）は、任意のすべり面形状に拡張した方法も提案している。
	ヤンブー法	ヤンブー（1954）		$F = \frac{\sum [c + (P - U) \tan \alpha] \frac{dx}{h_x}}{Q + \sum (P + U) \tan \alpha \frac{dx}{h_x}}$	複合	考慮	無し	ビショップ法を拡張し、内部応力を考慮した力の釣り合いを考えたもので、複合すべり面に対しても平衡を満足する。冠頭部のクラックに作用する水平の外力が解析式上に導入されているため、地震時の斜面安定解析にも利用できる。内部応力のせん断成分を無視し、修正係数を掛けた簡易法も考案されている。
	モットンズ&ブライ法	モットンズ&ブライ（1965）		$\frac{dF}{dx} \left[ 1 - \frac{\tan \phi}{F} \frac{dx}{dx} \right] + \frac{dU}{dx} \left[ \tan \phi \frac{dx}{dx} - 1 \right] + \frac{dW}{dx} \left[ \frac{\tan \phi}{F} \frac{dx}{dx} - 1 \right] + \frac{dV}{dx} \left[ \frac{\tan \phi}{F} \frac{dx}{dx} - 1 \right] + \frac{dL}{dx} \left[ \frac{\tan \phi}{F} \frac{dx}{dx} - 1 \right]$	複合	考慮	無し	水平、垂直の釣り合い条件を一般的に取り扱い、厳密解を与える。極限平衡法の各式の中では、釣り合い条件のすべてを満足し、最も精度が高いと言われている。他式の計算結果との比較にしばしば用いられている。

6.21 極限解析法(数値解析法)の種類(渡、1986、土木学会、1994より作成)

種類	名称	発案者	モデル	概念	対象	動的解析の可否	特徴
極限解析法(数値解析法)	FEM有限要素法	リッツ(1909)他		連続体弾性理論	微小変形問題	可能	ある領域を接点で結合された有限個の要素を有する集合体に近似し、集合体の各要素について変形、力の釣り合い、歪み、応力の条件を満たすように変形マトリックスを作った上で、要素全体の釣り合い方程式を解く。領域が大きく複雑な場合は、ジョイント要素により不連続性を岩盤斜面の場合は、ジョイント要素にも用いられる。表現することも可能。地下水解析にも用いられる。
	BEM境界要素法			連続体弾性理論		可能	ある領域の境界を有限個の要素に分割し、それら境界上の積分からなる積分方程式を各要素上で解析する方法。モデル化が容易で無限領域の取り扱いができるため、他の手法との併用により岩盤斜面への適用も試みられている。
	RBSM剛体ばねモデル	河井(1976)		離散型極限理論	塑性領域の破壊進行メカニズム追跡	可能	不連続面で区切られた剛体ブロックの変形を、微小時間毎に追跡する方法。任意多角形によるモデル化が可能で、定式化が容易なため、汎用性が高い。節理、弱面等で区切られた岩盤の表現が可能である。
	DEM(個別要素法)	クントール(1971)		離散型極限理論	転倒、崩落の運動状態を追跡	可能(研究中)	不連続面で区切られた剛体ブロックの変形を、微小時間毎に追跡する方法。任意多角形によるモデル化が可能で、定式化が容易なため、汎用性が高い。節理、弱面等で区切られた岩盤の表現が可能である。

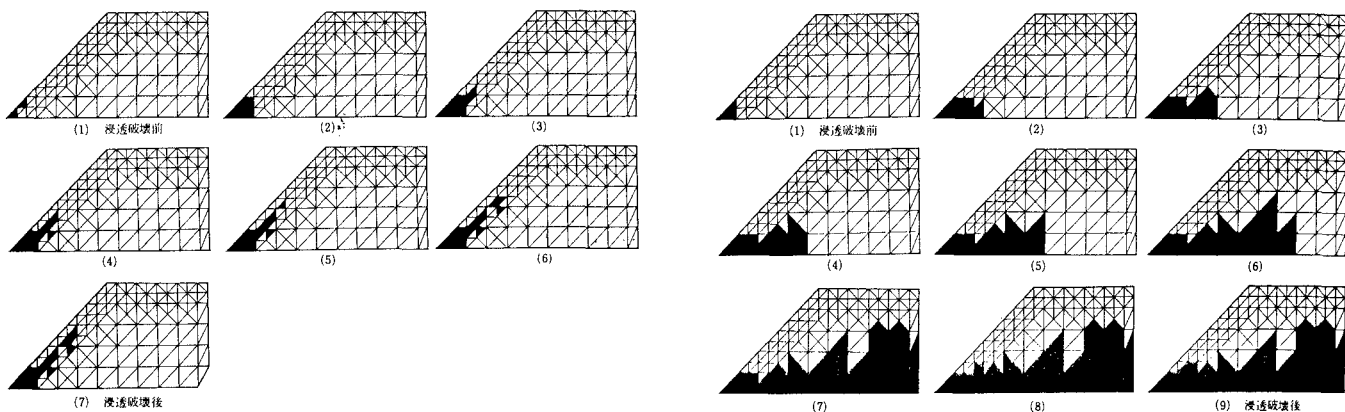


図6.35 繰り返し計算過程における破壊要素の増加の例 (駒田・北原、1981)

の精度や信頼性を大きく左右する。

②データの限界

解析に用いられるデータは斜面内の原位置資料の試験結果を用いることが多いが、一般に不均質な斜面内の、数量や位置の限定されたデータを用いていることを認識しておく必要がある。

③安全率の問題

解析の結果算出される安全率は、必ずしも現実の斜面の安全率を示すとは限らない。とくに極限平衡法を自然斜面に適用した場合、②の問題とも関連して現状にそぐわない高い安全率が算出される例がある。また、地すべりにおける安定解析などでは、対策工の規模を決定するための「斜面の計画安全率」という考え方があるために、斜面の安全率との混乱を生じている。

(大河原 彰、稲垣 裕)

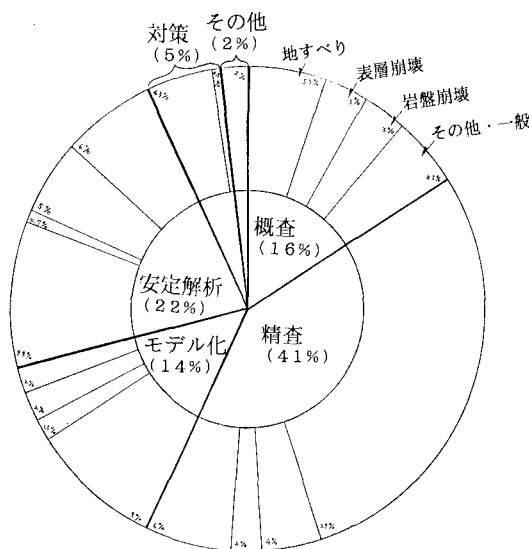


図6.36 アンケートによる斜面調査・評価の問題の割合 (実務担当者、研究者対象。回答120項目)

6.5 その他の調査

前節までは斜面の安定度の評価を行うまでの調査項目を示したが、斜面の調査としてはこのほかに対策工の設計・施工時の調査や管理段階での調査がある。これらについては、事業種毎、あるいは対策工種毎に様々な基準・指針類や参考書類が出版されている (例えば建設省河川局 (監修)・(社)日本河川協会、1997；(社)全国治水砂防協会、1996；(社)日本道路協会、1986；(社)日本道路協会、1983；最新斜面・土留め技術総覧編集委員会、1991；(財)道路保全技術センター、1996b；など) ので、本章では省略する。設計・施工・管理段階における調査項目調査方法の詳細はこれらの参考書類を参照されたい。

6.6 斜面の調査・評価法の課題と展望

(1) アンケートからみた課題

以上、斜面の調査・評価法の現状を概観してきたが、こ

こでまとめて、調査・評価法の課題と展望を整理する。

図 6.36、及び表 6.22 は、斜面に関わる研究者やコンサルタント等へのアンケートによって得られた、斜面調査・評価に関する問題点のアンケートの結果である。問題点は全体で百数十項目に上った。同結果によると、概査段階から精査段階に進むにつれ、地すべりの問題が多くなる。これは、小規模な斜面崩壊等は、精査や安定解析を行わない例が多いためと思われる。ただし、岩盤斜面崩壊に関しては、安定解析などで問題点を指摘するものがある。アンケート時点では豊浜トンネル坑口等の岩盤崩落事故以前であったので、現在ではさらに多くの人々が岩盤斜面の崩壊に対して問題点をあげるものと思われる。表によると、問題点は、①指針・発注の問題、②学問上の問題、③調査解析技術の問題、④基礎資料の問題、の4つに分けられる。

(2) 調査・評価手法や調査段階からみた課題

表 6.23 は前節までの検討結果を踏まえて、斜面調査・評



表6.22 アンケートによる斜面調査・評価の主な問題点

指針・発注の問題	基準通り設計変更無し、概査不足、試験不足、ボーリング（長さ数）不足、短期間の調査、判定法の不統一、点数票の取扱い、経験技術者依存始めに解析法あり、計画安全率の考え方、滑り面強度の画一基準、過大設計、盛土地山の調査不足、地下水調査項目不足、孔内傾斜計の判定基準 など
学問上の問題	地形分類表示法、活動性判定法、風化しやすい岩の判定法、変動形態規模推定法、過去の崩壊地形の時期原因、浅部での深部予測、斜面変動のタイムスパン、侵食堆積速度 など
調査解析技術の問題	地形判読、急崖調査法、表土厚測定法、物探解釈、計測結果解釈、コア採取の質、薄い滑り面の調査、亀裂解析評価、コア判定・記載法、滑り面判定法、Cφ決定法、設計地下水位設定、現状安全率設定、クリープの解析法、礫層等の変形性、2次元解析の妥当性、 など
基礎資料の問題	詳細地形図、類似斜面のデータベース、情報公開、研究フィールド など

価手法の現状・課題を整理したもの、また、表6.24は概査・精査・解析の各段階での主な課題と展望を示したものである。

概査段階では、まず見逃しのない調査を行う必要があり、そのためには、迅速で面的な調査技術を必要とする。この点で、各種探査技術の向上が望まれる。しかし探査技術は、あくまでも補助的な技術であり、概査の基本は地表踏査である。したがって、地表踏査によって得られた地形地質や変状などの情報をどのように表現し、適切に評価するかが重要である。この点で、ハザードマッピング技術の体系化が求められる。この流れとして、空中写真や地形図、踏査結果、探査結果などを重層的に表現する方法や、それらからより高次の情報処理をする方向がある。しかし留意すべきは、多量の情報に翻弄されることなく、斜面で何が起きているかを最も重要な情報に絞り込んで解析していく姿勢であるの言うまでもない。特に微地形等の地表面の変状を詳細に調査することと、これから、不安定な範囲、不安定度、不安定化機構を推定する方法の体系化が望まれる。今後は、いわば「斜面地形発達学」といった分野の向上が望まれる。

次に精査段階においては、まず、調査精度の向上が求められる。それは、斜面変動においてポイントとなるのは、すべり面などの微細な構造だからである。この点で、ボーリング技術・孔壁の観察技術・探査検層技術等の向上が期待できる。しかし、たとえ微細な構造が把握できても、その構造解釈が出来なければ不安定土塊の特定も不安定機構の解明も困難である。このため、次の段階には、すべり面の判定技術や、変動機構の解明・モデル化の技術が課題と

なる。これに対しては、滑り粘土の分析技術や、すべり面付近の破碎構造の記載・解析技術が試みられている。また最近は不安定土塊・岩塊の変形構造・変形過程を構造地質学的見地や地質学と地形学をリンクさせた見地から解析しようという試みが増加しており、期待できる（田近、1995など）。特にこの部分の現在の研究の流れは、従来のようなすべり面の存在と安全率の計算といったマニュアル至上主義的な形から一步踏み込んで、斜面変動に至るまでの斜面の長期的で複雑な不安定化過程（例えば、クリープやトップリング、バックリングを伴う斜面変動など）を、実際に発生している現象に即して時系列的に説明し、それを安定解析に結びつけたいという意気込みが感じられる。今後は、「斜面構造地質学」といった見地からの解析が必要であろう。

解析段階では、上記の流れと呼応して、実際の斜面変動過程に即した解析法を開発することが課題となり、実際にいくつかの方法が提案・利用されてきている。特に、岩盤崩壊や落石などに適用性の高い方法が開発されている。

このほか、斜面変動の発生時期の予知技術として、AE等に代表される各種計測技術の発達が著しい。また、これらの複数の計測技術をシステム化して（モニタリングなど）、管理目的や研究目的に利用する傾向が見られる。この場合は、計測技術（たとえば地下水位計や土壌水分計など）と探査技術（たとえば電気探査技術）を複合的にシステム化して、面的な計測をしようとする試みもみられる。

以上のように、斜面の調査・評価手法は、最新の技術を用いて高度化する傾向にある。しかし再三述べるように、斜面がどのように長期的に不安定化し斜面変動に至って

表6.23 斜面の調査・評価手法とその現状と課題総括表

調査・評価法		現状	課題		
概 査	資料調査	地形図 地質図 空中写真	国土地理院の1/2,5000のほか一般に1/5000森林基本図が利用可能。 地調の1/50000のや大学の機関の作成した地質図が詳しく利用可能。 大地形は米軍1/40,000。地理院等で半定期的に1/8,000~10,000撮影。 上に土地利用計画用。一部地域で地すべり地形分布図あり。 数値地図は250m~50mメッシュ。衛星画像は10mオーダーの分解能。 災害誌や災害時空中写真が利用可。古い災害記録はあまり残っていない。 貴重種、景観等対策施工時に問題になることあり。独自調査必要なこと多い。 資料に残らない災害情報、変状の有無等を把握するために一般に行われる。	斜面防災用の高精度の地形図の整備。 斜面防災用の高精度の地質図の整備。 斜面地形図利用に落葉期の詳細写真の整備 地すべり地分布図等の全国整備。 分解能m以下のオーダーの機器開発と利用記録の蓄積、利用しやすい整理必要。 環境保全方針、調査項目、方法の体系化。 古老等の災害記憶の収集と記録化。	
		情報聴取 聞き込み調査	広域地形図用。林地は木が邪魔で、実用上1/1,000~2,500程度が限界。 複数枚の写真から立体図作成可能。測量・踏査とも困難な場合に有効。 詳細な地形図を作成する際の実施。山地では時間・手間がかかる。	林地は超音波やレーダー測量技術開発要。 同上。ラジコン斜面撮影技術・機器改良。 GPSや光波の三次元迅速測量技術開発要。	
		測量 斜め写真(ゾナ、地上等) 実地測量	地形図判読 空中写真判読	1/25,000や1/5,000地形判読。比較的大きな斜面区分に用いる。 立体型による経験的判読。植生等、地形以外にも判別できる。	客観的斜面区分法。不定斜面の判別法。 同上。斜め空中写真の利用。
	地表面調査	地形調査(概略) 地質調査(概略) 湧水調査 植生調査 災害跡、変状等調査	斜面の幾何形態、空中写真判読で得られた地すべり地形等の確認。 地質分布、表土の質と厚さ、風化・変質、断層、岩盤中の開口亀裂等。 地表の潤滑状態、湧水箇所と量、湧水箇所の分布性とその時間変化。 表層土質や含水状態を示す植生、及び根曲がり等変状を示す植生の把握。 地表の段差や亀裂、崩壊跡や崩土の分布、浮石転石・防災構造物の有無。	地形の標準的な確認項目、方法の整理。 斜面調査用の確認項目、方法の整理。 湧水機構。レーダ等による水みちの把握。 植生による斜面性状分類方法の体系化。 変状の標準的な確認項目、方法の整理。	
		リモートセンシング 衛星リモートセンシング ヘリ・航空機リモートセンシング 空中(空中)物探	荒廃地の経時変化等に利用例あり。分解能は空中写真と同様。 比抵抗構造の調査可能。地すべりやダム原石山の風化層調査例あり。	(「資料調査 衛星画像」と同様) 斜面変動と調査結果の因果関係の解明。 比抵抗構造と斜面性状の関連性調査。	
		斜面区分 斜面分類	斜面区分の前後階等で1/5,000程度で沢や尾根を境界として区分される。 一般的な田中式等の岩盤分類のほか、各種指針等の方法が用いられる。	斜面変動形態毎の標準的な区分法の確立。 不連続面重視の斜面用岩盤分類の確立。	
		斜面評価 斜面分類 ハザードマップ	多様な方法が変動形態・事業対象毎に行政的に使い分けられている。 斜面区分図的な事例あり(本来は斜面区分図と被災予測を加えたもの)	斜面変動形態に合せた評価点法。 記載方法の整備。降雨時と地震時の区別。	
	精 査	地表面調査	地形調査(微地形) 地質調査(詳細) 変状等調査 指針等による岩盤区分	ガリ等の侵食微地形、崩土等の堆積微地形。斜面の凹凸等が観察項目。 岩の硬さ、崩壊・亀裂の有無・分布、連続性・間隔、斜面上の堆積物 段差や亀裂、緩み、斜面や構造物の変形、浮石等の規模、パイピング等。 各種指針等にのって調査されている。	微地形形成過程と斜面変動の関連性整理。 不連続面と斜面構造重視の調査の体系化。 変形確認項目、方法整理、変状機構研究。 変動形態・機構に応じた斜面用岩盤区分。
			光波測量(移動杭等) GPS測量 地盤伸縮計 三次元セサ断変位計 地盤傾斜計 抜き板、ピン測定 常時微動、AE測定	一般的に実施。測定感の見直し必要。 高精度のスタティック方式では2mm程度の誤差。ただし計測に時間要。 0.2mm程度の精度。一測定区間は最大20m程度。インバー線保護必要。 移動範囲の境界が不明瞭な場合に有効。設置が煩雑。 移動が微小または不明瞭な現象に有効な場合がある。 施工現場等で一般に実施。 AEは岩盤で測定可能。常時微動は地盤傾斜等のゾーニングに可能。	多点同時観測手法の開発。 高精度な機器のコンパクト化・低価格化。 レーザーを用いた非接触測定等の開発。 計器の小型化。 観測結果の整理方法改良。 必要に応じて高精度機器への交換が必要。 ノイズ除去。地すべり特有の微動の解析。
		物理探査(地表から)	弾性波探査(反射、屈折) 電気探査、IP探査 電磁探査(ヘルゲ等) 熱映像撮影、温度探査 その他の物理探査	斜面は屈折法が一般的。緩み把握可能だが途中で高速度層あれば不可。 二次元比抵抗探査法が各種開発され斜面でも利用されている。 地中数mの弱層や地下水が把握できる時がある。数10m用が試作中。 熱映像は、吹付が薄ければ吹付の裏の空洞や風化層探査可能。 放射能、重力、磁気等があるが精度がやや低い。吹付空洞には打診音測定等あり	全波解析による地山詳細性状計測。 解析精度向上。比抵抗とIPの複合解析。 地形の工夫等による探査深度・精度向上。 誤差が大きいのを解析システムの整備要。 斜面用全波解析システム、探査結果の解釈。 簡易な不攪乱サンプリング方法の開発。
サンプリング ハンドオーガ 通常ボーリング 大口径、気泡ボーリング			表層1~1.5m程度の土質確認用。サンプル部が細く碾粉採取は不可。 表上~浅層の軟質部分2~3m以内用。ほぼ不攪乱の試料可。 一般に使用。標準貫入試験と併用する際や掘削の攪乱には注意。 地質の悪い場合に使用。すべり面の確認等斜面ではさらに活用すべき。	簡易貫入試験等と併用可能な機器の開発。 ポータル化。 斜面に適用したコア観察方法の整備。 斜面における活用方法の整備。	
サウンディング		標準貫入試験 簡易貫入試験 コーンベネトローメーター コーン式物デング 回転トルク測定	地盤強度把握に用いるがすべり面強度推定の際は過大評価に注意。 土研式と斜面調査用の2種あり。急傾斜地用。碾粉地盤では過大評価。 砂礫分のない表層土の厚さや強度を把握するのに用いられることあり。 連続的測定可能であり地すべり地域で粘性土の分布を測定可能。 連続的測定可能であり岩盤中でも測定可能。	斜面における活用上の注意を整理。 おもり等、より軽く簡易な試験法の開発。 同上 斜面における適用例と解釈事例を整理。 同上	
		調査坑 調査 立坑 トレンチ	例は少ない。排水トンネル等施工中に観察することはある。今後活用すべき例は少ない。集水井施工時に観察することあり。今後活用すべき。 横坑等と比べ使用機会は少ないが比較的安価にすべり面を観察できる。 様々なタイプあり。すべり面や亀裂性状把握に有効。今後活用すべき。	高画質化。立体視化。 高分解能化。探査結果の解釈技術整備。 同上	
物理探査(地表から)		弾性波、比抵抗、電磁波、水圧等あり。孔坑調査の補助として活用可能。 HSPはVSP応用の山岳トンネル用だが斜面の数m規模の弱層把握にも有望。 粘土層やすべり面の把握に有効。 数cm~数10cmオーダーの弱層とその連続性の把握に有効。 放射能、温度、超音波(ボアホールテレビ)などあり。斜面の事例は乏しい。	高画質化。立体視化。 高分解能化。探査結果の解釈技術整備。 同上 高分解能化。FMS等による孔壁画像化。 ノイズ除去。探査深度向上。 斜面でのデータ蓄積。		
		パイプ歪計 多層移動量計 孔内傾斜計 クリーブウェル 感圧式すべり面感知装置 AE測定	一般に使用。耐用年数短い。 大変位に対応可能。移動方向不明。 微小変位観測可能。同一孔での地下水位観測不可。 不連続面を原位置で観測可。変位直接観測可。高値で一般的でない。 一面せん断的変位の有無のみ抽出可。事例少。岩盤内の変位感知に有効。 小変位の段階から観測可能。事例少。	高耐久性ゲージの開発。 活発に変動する斜面での他の計器と併用。 大深度大変位対応の多点観測機器の開発。 安価な方法の開発。 光ファイバー等の活用実用化。 斜面でのデータ蓄積。	
室内試験		土質試験・岩石試験 岩石の劣化試験 鉱物分析・化学分析 年代測定	密度、比重、含水比等の他、土は粒度、塑性・液性限界等が行われる。 スレーキング試験、凍結融解試験等、塑性しやすい軟岩で行われることあり。 母岩の分析。弱層が複数ある場合、すべり面の判定に粘土の分析。 773、1100等による斜面堆積物の測定、ESR等による滑り粘土の測定例あり。	斜面での標準的な試験項目と活用方法整理。 強度、現地の長期劣化等との関連性。 すべり面と他の弱層の判別技術の開発。 斜面変動履歴や斜面安定度の解明技術。 経済的な観測システムの開発。	
		地下水位観測 間隙水圧測定 室内透水試験 原位置透水試験 トレーサー試験 単孔式流向流速計 地下水検層 地温探査、温度検層 土壌水測定 水質分析 雨量観測	極めて一般に行われている。 被圧地下水がある場合などに一般に行われる。 原位置透水試験や地下水水位測定の補助として行われることがある。 揚水試験等、安定解析や排水対策を行う場合等に行われることがある。 排水対策を行う場合などに行われることがある。 斜面での例は乏しい。トレーサー試験の補助として利用する可能性あり。 流動層確認に実施例多。トレーサー試験の補助としても利用可。 水みち、高透水層の把握に用いることができる。 降雨時の斜面表層の安定度調査に用いた例がある。 トレーサー試験の補助として利用することができる。 地下水位との関連を見るため一般に実施。斜面方向により雨量は異なる。	高耐久性ゲージの開発。 活発に変動する斜面での他の計器と併用。 大深度大変位対応の多点観測機器の開発。 安価な方法の開発。 光ファイバー等の活用実用化。 斜面でのデータ蓄積。	
地下水や地表水の計測・試験	エアトレーサー試験 真空圧縮試験 一軸圧縮試験 三軸圧縮試験 一面せん断試験 リングせん断試験 原位置力学的試験 地中応力測定	ボアホールへ煙などのエアトレーサーを送気し他地点で観測(開発中)。 ボアホールの吸気によるゆみの確認。微小ゆみには適用できる。 すべり面の明瞭でない軟岩~土斜面の地山強度及びすべり面強度の推定。 地山及び滑り面強度推定。完全軟化点強度、残留強度等様々な強度あり。 すべり面強度推定。三軸試験やリング試験と試料条件で使い分けられている。 同上	システム完成。トレーサーの確認法開発。 大開口亀裂への適用性の拡大。 試験値の代表性、寸法効果等の検討。 同上。及び試験条件の選定、採用強度。 同上 試験値の代表性、妥当性の検討。 同上。斜面用計測機器・技術の開発。		
	地質把握 地山評価 地山評価 滑り面評価 経験的な安定度評価 理論的な安定度評価 地下水解析 逆解析	縮尺1/1,000~500程度で、変状や地下水等のデータも加えて作成。 地質図と岩盤分類結果をもとに上記と同縮尺で作成。 総合的に緩み範囲、すべり面位置、ブロック割等を確定し同縮尺で作成。 幾つかの指針等で評価手法あり。ただし概略的なものが多い。 幾つかの指針等で評価手法あり。ただし概略的なものが多い。 安定計算(極限平衡法)が一般的。最近では変動形態に即した手法が開発中。 理論解法、図解法、数値解法等があるが数値解法(有限要素法等)が一般的。 大規模の面の施工時。情報化施工の浸透につれて実施例は増加傾向。	不連続面重視の地質図。斜面変動構造図。 斜面の方向等を考慮した岩盤分類図。 滑り以外の変動機構の解明と図の表現法。 斜面用の岩盤区分の整備。 変動形態・機構に応じた指針の整備。 変動形態に応じた解析法の改良・開発。 不飽和帯や水みちを考慮した解析。 変動形態・機構に応じた解析。		

表6.24 斜面の調査・評価法の課題と展望

	課題	展望
概査段階	迅速で面的な調査技術	リモートセンシング、面的地下探査技術
	地形や変状等の情報利用技術	ハザードマッピング技術
精査段階	調査精度の向上	不攪乱ボーリングやサンプリング技術 孔壁観察技術、高分解能探査技術
	すべり面の判定技術	弱層の微細構造・性質等による判別技術
	変動機構の解明・モデル化	岩盤や不連続面の変形過程の解析技術
解析段階	変動機構に応じた解析技術	大変形の解析技術、不連続体解析技術
	変動予知技術	A E 等の変動計測技術

くかを、個々の斜面の状況に即して解明していく姿勢が調査の根底になれば、多量のデータは空回りすることになる。

### (3) 斜面調査・評価の今後の展望

以上のように見てくると、斜面に関する現在の研究レベルと、実際に現場で行われている調査・評価の内容やレベルとは多少のずれがあるのではないかと考えられる。また、逆に実際の現場で要求されている技術レベルに研究レベルが追いついていない場合もある。そこで斜面防災全体のレベルアップをはかるにはどうしたらよいかについて、次の7項目を課題や展望として取り上げる。

#### ①斜面調査資料の公表

一研究者が扱える斜面研究関係の予算は、地すべり一現場での調査予算に比べても一般にかなり少ない。現場では非常に多くの斜面防災工事が行われておりその調査データも高密度である。したがって現場での調査結果は研究的にも重要である。しかし、データがなかなか公表されないのが、現場で貴重な知見が得られてもそれが斜面研究の向上に寄与し難いという問題がある。今後は、データの公表によって特定の人間が不当な損失を受けるといったことが生じない限りにおいて、これらのデータを公表していくことが必要である。ただし、地すべり調査結果の多くは、調査者の解釈をも含んだものであることが多いので、著作の責任と権利の範囲を制度的に明確にしておく必要がある。また、研究論文として公表する際には当然すべきことであるが、調査によって観察されたこととそれから推定したことはできる限り区別し、また推定した根拠等をできるだけ明確に分かるような形で示しておく必要がある。

#### ②斜面変動研究のレベルアップ

斜面変動の研究が進歩しなければ斜面防災技術は進歩しない。斜面変動に関する基礎研究は未だ現象の定性的な記述にとどまっていることが多くあり、斜面変動がどのように進行しているのか、その機構はどのようになっているのかを定量的に研究していくことが今後望まれる。例えば、斜面変動は不均一性が極めて大きい現象であるので、地すべりや崩壊危険斜面の実際の変動を定量的に計測するだけでも、極めて多くの斜面に多くの観測機器を設けて長期的

に観測することが必要とされ、費用や時間を必要とする。このような研究は単一の研究者・研究機関では難しく、研究グループを構成して共同で研究しなければならない。しかしそのような大規模な研究も実施しなければ全体のレベルアップがはかれない場合もある。

このほか、今回調査・評価法を整理した観点から斜面変動研究に要望されるのは、斜面の中長期的な変動過程（表層クリープや岩盤クリープ及びその速度が表層崩壊や岩盤崩壊に及ぼす影響、パイピングの発生・発達過程とこれが斜面崩壊に及ぼす影響、すべり面の形成過程と物性変化、地すべり土塊の中長期不安定化過程と地すべり周期、斜面中の重力性地質構造の形成機構、斜面の微地形の発達過程等）を定量的に明らかにすることであり、これができないと概査において危険な斜面を適切に抽出することができない。

これらのような研究は費用がかかるだけでなく、長期間の観測等、時間や手間も要するものであるため、斜面防災担当者（行政、事業主体、現場等）からは、このような研究を行う斜面変動研究者に対し、サポートしていく必要がある。

#### ③斜面防災研究のレベルアップ

斜面変動研究とともに斜面防災研究のレベルアップが必要である。また、両者のすりあわせ、融合も必要である。斜面変動の研究と斜面防災の研究は似て非なるものであり、斜面変動の研究分野での研究成果を斜面防災に簡単に適用することは難しい。例えば斜面の風化を考慮した長期的に安定なり面の設計を行いたいとする。このとき、斜面変動研究においてある斜面での風化過程が明らかになったとしても、それを防災に取り入れるためには、地質や気象条件等による違いを一般化し、風化と強度低下の関係をモデル化し、解析モデルや入力データを設定するための調査法を整理し、風化に対する様々な対策工を考案し、その効果を試験施工等で確認するという、斜面防災の観点からの研究が必要である。斜面防災研究の立ち後れが、斜面変動の研究レベルと現場で実際に行われていることのずれの大きな要因であろう。

また地質調査に必要な物理探査等の周辺技術を、斜面に

適用性の高いシステムに作り上げていくことも必要である。斜面変動の研究が進歩しても、分解能の高い地質調査技術の進歩がなければ、調査坑調査などの高価な調査を行わなければならない、結果的に粗い調査しか行うことができない。斜面の調査は不連続面やすべり面の調査など高い分解能を必要とし、また、斜面という悪い調査条件で調査を行わなければならない。したがって他分野で用いられている手法をそのまま適用するのではなく、斜面に適したシステムに改良していくことが必要である。さらに、斜面特有の調査技術（例えば孔内など原位置での安価なすべり面の強度試験）の開発も必要とされる。このような周辺技術のレベルアップが必要である。

このほかに、これらの調査法・評価法をどのような場合にどう組み合わせれば、経済的かつ合理的に調査・評価ができるかという、組み合わせ技術も課題である。本章では主として個々の調査法・評価法の説明に終始し、これらの調査法をどのように有機的に活用すべきかという点に関しては力不足から記述できなかった。これは一種のコンサル的なノウハウであるが、しかし斜面調査レベルのボトムアップのためには、どのようにすれば斜面調査を合理的に行えるかという研究会的なものも必要であろう。

#### ④斜面環境工学の開発

最近では持続的な開発や防災と環境の両立という目的がスローガンとしては掲げられているが具体的にどのように実現していくかは今後の課題である。この目的のためには、斜面変動研究や斜面防災研究のレベルアップだけでなく、「斜面環境工学」とでもいうべき技術の開発が必要である。ただし、そのためには、実際の斜面及びその地盤と自然環境の関連性を学術的に整理する必要がある。

#### ⑤研究成果の防災行政への導入

研究分野が細分化され、研究者の小さなコミュニティで自己充足しており、防災的に重要な成果でもサーキュレーションが悪いのも一つの問題点である。地すべりの専門家でも落石は分からないという場合も多い。斜面防災に関する分野だけでも日本応用地質学会を始め、砂防学会、地すべり学会、土木学会、地盤工学会、資源素材学会、地すべり対策技術協会、日本自然災害学会、日本地形学連合、日本地理学会等があり、このほかにも日本地質学会、地学団体研究会、日本地下水学会、日本第四紀学会、日本林学会、農業土木学会、物理探査学会等も何らかの形で斜面防災関連の研究を行っている。このような学会はそれぞれ関連の国際的な学会もある。また、斜面防災にタッチせず純粋に地形形成過程や水文過程等の研究を行っている研究者も多い。このような状況下において、防災担当者が斜面防災に役立つ研究を拾い出すのは極めて大変な作業であるだけでなく、研究者自体も斜面変動研究の全体像がわかりにくくなっている。これを打開するためには、斜面変動と斜面防

災という観点から研究成果を一括してレビューできる場が必要である。また、従来は斜面防災事業関係の専門家を主体として斜面防災関連の指針類を作成しているが、これらは事業別であったり斜面変動現象別であったりして、それだけでは網羅的に検討することができないので、このような指針類に関わらず斜面変動研究成果を如何に斜面防災施策に取り入れるかを検討する、研究者専門委員会の構成が望ましい。このような専門委員会でも、前述したように斜面変動や斜面防災研究の現状をレビューするとともに、やや中長期的な斜面防災施策案を自由に検討することができれば、後は個々の斜面防災施策を具体的にどのように進めるか検討する専門部会に引き継ぐことで防災行政全体のレベルアップに寄与することができる。

#### ⑥経済的な問題の克服

地すべり等の大規模な斜面変動については、事業化されていることもあり、ある程度の調査が行われているが、それは地すべり地形が明瞭で活動が活発なもの、災害の規模が大きいものに限られる。すなわち、特定の地すべり対策事業には多くの事業費が費やされ安全側と称し過剰設計ではないかとさえいわれるような対策を行っている反面で、不明瞭な地すべりや初生的な岩すべりに対しての概査が充分行われていないのではないかとという危惧がある。また、小規模な斜面変動については概査段階での調査が重要であるが、斜面防災に要する費用がやや地すべりに偏重しており、また小規模な斜面変動の危険性のある地域があまりに広いことから、何か災害があった後だけ付け焼き刃の調査でお茶を濁しているのではないかと、またその調査結果も一時限りで後に活用できていないのではないかと印象を受ける。さらに、山岳道路等の地質調査では、山地の地質の複雑さにも関わらず、200mに1本といった少ないボーリングで調査を進めざるを得ない場合も多い。すなわち、斜面変動の規模に関わらず、経済的な理由（技術的な理由もある）から概査的な調査がじっくりと行われていないのではないかと気がする。概査においては、特に地表踏査が重要であり調査結果を左右する。この段階での調査の質を向上させることが必要である。このためには、概査結果図の縮尺をもう少し大きくして、踏査に要する時間と費用を発注段階から多くするなどの方法が考えられる。また、概査段階でも表層土等のやや詳しい調査を導入してその斜面場がどのような状況にあるのか考察する解析業務を入れ込むなどの方策が考えられる。そのサポート体制として防災担当者側では、精密な地形図を毎年少しづつ製作していく等の地道な蓄積が必要である。このようにすると概査段階で多くの費用がかかるのではないかとと言われるが、精査が必要な斜面ではその調査を先取りしているだけであり、精査が必要でないと判断された斜面でも、これらのデータを後に活用できるように（例えばハザードマップ形式に）

整理蓄積しておけば決して無駄な調査にはならない。要するに、後に活用できるが費用がかかる調査と一時限りの調査とをきちんと区分けして、後に活用できる調査(精密な地形図や大縮尺の地表踏査等)であれば多少費用がかかっても時間をかけてじっくりと実施し、活用できる形に整理するまでを業務としておけばよい。もちろん、「活用できる形」がどのようなものかは研究者や事業者が共同で事前に検討しておく必要はある。

#### ⑦行政的な問題の克服

行政的な問題として最も大きい問題は縦割り行政の問題であろう。例えば砂防事業と治山事業の区分け、荒廃した自然斜面での崩壊や土石流発生による道路等の公共施設や宅地等の災害等は、ある程度責任の所在が整理されているとはいえ、本来は総合して計画的に防災・環境保全施策が行われるべきものである。これを実現する方策案を筆者は持っていないが、斜面防災や山地環境保全という観点から省庁の枠を超えて技術者・研究者・行政が議論する場があつていいと考える。(佐々木靖人)

#### 引用文献

- 秋山晋二・武石 朗・清水則一・桜井春輔(1993)：GPSによる長大斜面の変位計測，第32回地すべり学会研究発表講演集，pp. 253-256.
- 荒井敬悦・三木茂・佐々木賢・平田晴昭(1995)：地すべり調査における高密度電気探査実施例—山形県滝の平地すべり—，日本応用地質学会平成7年度研究発表会講演論文集，pp. 41-45.
- 千葉達朗(1993)：雲仙岳噴火のディザスターマップの作成，雲仙岳の火山災害—その土質工学的課題をさぐる—，(社)土質工学会 雲仙普賢岳火山災害調査委員会，口絵及びPP.121-130.
- (財)ダム技術センター編(1987)：多目的ダムの建設第2巻調査編，pp. 251-251.
- (社)土木学会(1984)：軟岩—調査・設計・施工の基本と事例—，287p.
- (社)土木学会(1986)：ダムの地質調査，pp. 60-64.
- (社)土木学会(1994)：岩盤斜面の安定解析と計測，pp. 27-55.
- (株)土木測器センター( )：挿入型管内傾斜計(パンフレット).
- (社)土質工学会(1974)：岩の工学的性質と設計・施工への応用，838p.
- (社)土質工学会(1989)：岩の調査と試験，540p.
- (社)土質工学会(1990)：土質調査法，pp. 170-173.
- 江川良武(1979)：地形による山地地盤調査法，東北地方建設局河川部河川計画課，163p.
- 江川良武(1982)：山地における地盤調査と地形分類，国土地理院時報，No. 56，pp. 39-47.
- 榎田充哉・市川仁士・大宅康平(1994)：地下水位と移動量の関係に基づく地すべりの移動特性とモデル解析，地すべり，Vol. 31, No. 2.
- 藤井照久(1994)：北松型大規模地すべりの対策と効果について，(社)地すべり対策協会九州支部，平成6年度地すべり対策講習会(第9回)資料，pp. 9-13.
- 藤田壽雄(1991)：VI. 地すべり機構と防止計画，平成3年度版，地すべり防止技術研修テキスト上巻，(社)地すべり対策技術協会，pp. 1-40.
- 藤原明敏(1979)：地すべりの解析と防止対策，pp. 111-115.
- 福岡浩・佐々恭二・平原和朗・島通保・日浦啓全(1990)：人工衛星測量(GPS)による地すべり移動観測，第29回地すべり学会研究発表講演集，pp. 170-173.
- 福岡浩・佐々恭二・平原和朗・日浦啓全・万善英彦(1992)：人工衛星測量(GPS)の地すべり移動観測への適応Static法とPseudo-Kinematic法の比較，第31回地すべり学会研究発表講演集，pp. 203-206.
- 福岡浩・佐々恭二・万善英彦(1993)：三次元せん断変位計による徳島県善徳地すべりの移動観測，第32回地すべり学会研究発表講演集，pp. 271-274.
- 後藤恵之輔(1987)：科学朝日，47-1，pp. 24-29.
- 萩原育夫・佐々木勝司・横山久平(1988)：不連続性岩盤斜面における亀裂調査例，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会，pp. 81-84.
- 今村遼平・岩田健治・足立勝治・塚本 哲(1983)：画でみる地形・地質の基礎知識，鹿島出版会，232p.
- 石橋晃睦・福地伸一・笹原克夫・綱木亮介(1995)：表層崩壊発生監視のためのAEウェーブガイドの構造について，第34回地すべり学会研究発表講演集，pp. 233-236.
- 石田良二・鷲沢栄紀・西川総明(1992)：スメクタイトを含む軟岩の劣化に関する研究(1)鉱物学的・化学的特性と吸水特性について，前田技術研究所報，Vol. 33，pp. 193-202.
- 伊藤芳朗・楠見晴重・竹内篤雄(1998)：斜面調査のための物理探査—地すべり・地下水・岩盤調査—，吉井書店，361p.
- 岩の力学委員会(1995)：不連続性岩盤と構造物に関する研究報告書，p. 51.
- 地附山地すべり刊行会(1987)：長野市地附山地すべり災害報告.
- 地すべり対策技術協会(1978)：地すべり技術，Vol. 4, No. 2.
- 貝塚爽平・太田陽子・小畦尚・小池一之・野上道男・町田洋・米倉伸之編(1985)：写真と図でみる地形学，東京大学出版会，223p.
- 菅野峰明・安仁屋正武・高阪宏行(1987)：地理的情報の分析手法，古今書院，249p.
- 勝山邦久(1994)：現場技術者のためのAE技術の応用，アイピーシー，pp. 461-478.
- 上村寿一・田野弘明・市原裕之(1995)：空中電磁法によるコア材料調査，ダム技術，No. 109，pp. 48-59.
- 川本眺万・吉中龍之進・日比野敏(1985)：土木学会編 新体系土木工学 20 岩盤力学，技報堂出版(株)，338p.
- 建設省土木研究所・大日本コンサルタント(株)，同和工営(株)(1995a)：斜面の探査技術の開発に関する共同研究報告書(その2)—空中電磁法による斜面の概査技術—，建設省土木研究

- 所共同研究報告書, 第113号, 111p.
- 建設省土木研究所・朝日航洋(株)・川崎地質(株)・戸田建設(株) (1995b): 斜面の探査技術の開発に関する共同研究報告書(その1) - 電磁波反射法による斜面の地質精査技術 -, 土木研究所共同研究報告書, 第112号, 154p.
- 建設省土木研究所地すべり研究室(1994):
- 建設省道路局, (財)道路保全技術センター(1996a): 道路防災総点検(豪雨・豪雪等).
- 建設省道路局, (財)道路保全技術センター(1996b): 防災カルテ作成・運用要領, 208p.
- 建設省河川局, (財)国土開発技術研究センター(1993): 地下水調査および観測指針(案), 山海堂, 330p.
- 建設省河川局砂防部・(社)全国治水砂防協会(1996): 新・斜面崩壊防止工事の設計と実例-急傾斜地崩壊防止工事技術指針-(本編、参考編), (社)全国治水砂防協会.
- 建設省河川局・(社)日本河川協会(1997): 改訂新版 建設省河川砂防技術基準(案)同解説(4分冊), 山海堂.
- 駒田広也・北原義浩(1981): 層状を成す岩盤における切取斜面の浸透流解析-実測値との比較および浸透破壊の予測, 電力中央研究所研究報告, 381016.
- 熊木洋太・鈴木美和子・小原昇編(1995): 技術者のための地形学入門, 山海堂, 212p.
- 倉橋裕幸・渡辺史郎・稲崎富士(1997): 物理探査による岩盤斜面内の亀裂分布評価, 物理探査学会第96回学術講演会論文集, pp. 415-419.
- 黒木貴一・脇坂安彦・佐々木靖人(1998): 実体視カメラを用いたボーリング孔壁の観察と解析方法の試案, ダム技術, No. 147, pp. 21-29.
- (財)国土開発技術研究センター編集(1995): 貯水池周辺の地すべり調査と対策, 山海堂, 174p.
- 桑原啓三(1992): 道路斜面災害と防災点検, 地質と調査, 1992年第3号, pp. 26-34.
- 増田秀夫(1994): わが国におけるコンクリートダム基礎岩盤の弾性波速度に関する応用地球物理学的研究, 358p.
- 丸山清輝・近藤政司(1966): 滝坂地すべり運動特性, 地すべり, vol. 23, No. 3.
- 丸山清輝(1993): 地すべり地における間隙水圧の変動タイプ, 地すべり, vol. 30, No. 1.
- 長野市(1988): 長野市防災基本図-地形分類図-.
- 日本道路公団(1983): 道路公団設計要領第一集, 第1編 土工, 268p.
- 日本道路公団(1993): 土質地質調査要領, 201p.
- (社)日本道路協会(1986): 道路土工 のり面工・斜面安定工指針, pp. 340-347.
- (社)日本道路協会(1983): 落石対策便覧, 359p.
- 日本工営株式会社中央研究所(1995): 平成6年度研究開発成果概要集, pp. 41-100.
- 日本応用地質学会九州支部(1990): 新しい地盤調査法III, pp. 179-190.
- (社)日本測量協会(1990): これからの測量技術 Global Positioning System 人工衛星による全地球測位システム (ビデオ).
- 日本測量学会編(1980): 空中写真写真の判読と利用, 鹿島出版会, 357p.
- (株)日さく: ワイヤ式多層移動量計(パンフレット).
- 奥園誠之(1989): 岩盤斜面を対象とした岩盤分類, 岩盤分類とその適用, 第4章, (株)土木工学社, pp. 105-112.
- 大久保駿・上坂利幸・船崎昌継(1972): 簡易貫入試験の斜面地盤調査への適用, 地すべり, vol. 8, No. 4, pp. 21-29.
- 大田原幸亘・萬徳昌昭・佐々恭二・福岡浩・日浦啓全・笹江鯛一郎(1991): 三次元せん断変位計と観測結果の視覚的表示の試み, 第30回地すべり学会研究発表講演集, pp. 79-82.
- 大谷知生・佐々木靖人・脇坂安彦(1998): 空気を活用した岩盤斜面の亀裂の調査方法, 日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, pp. 85-88.
- 大石道夫(1985): 目でみる山地防災のための微地形判読, 鹿島出版会, 267p.
- 大矢雅彦編(1983): 地形分類の手法と展開, 古今書院, 219p.
- 最新斜面・土留め技術総覧編集委員会(1991): 最新斜面・土留め技術総覧, (株)産業技術サービスセンター, (株)美功社, 1101p.
- 坂下晋・島裕雅・吉田堯史(1990): 電気探査(比抵抗映像法)の土木調査への適用, 新しい調査・計測技術に関するシンポジウム発表論文集, (社)土質工学会, pp. 233-238.
- 沢敏雄(1977): 間隙水圧計, 地すべり, Vol. 4, No. 2, pp. 45-48.
- 櫻井孝ほか(1995): デジタル・オルソフォトタイプの斜面管理基図の試み, 日本応用地質学会平成7年度研究発表会講演論文集, pp. 33-36.
- 佐々宏一・芦田譲・菅野強(1993): 建設・防災技術者のための物理探査, 森北出版, 219p.
- 佐藤久・町田洋編(1990): 地形学, 朝倉書店, 279p.
- 瀬戸島政博・森大(1996): リモートセンシングデータと数値標高データを併用した斜面荒地地調査, 土と基礎, Vol. 44, No. 1, 口絵およびpp. 44-46.
- 嶋本孝平(1994): 厳密自動3次元計測システムの開発, 画像ラボ, No. 8, p. 44-47.
- 島重章・小川隆一・神谷誠(1996): 衛星リモートセンシングを利用した中国自動車道周辺の自然斜面調査, 土と基礎, Vol. 44, No. 1, 口絵およびpp. 38-40.
- 白石一夫(1993): 新しいすべり面検知方式, 第32回地すべり学会研究発表講演集, pp. 231-234.
- 守随治雄・釜井俊孝(1986): 地すべり地における地盤傾斜計変動の解析方法について: 富山県国見地すべり地を例として, 土質工学会論文報告集Vol. 26, No. 4, pp. 167-176.
- 守随治雄・中村二三雄(1986): 第三紀層地すべり地における地すべり粘土層の産状および成因について, 地すべり, Vol. 23, No. 1, pp. 20-26.
- 守随治雄(1988): 地すべり変動状況と雪の関係 富山県国見地すべり地を例として, 土と基礎, Vol. 36, No. 5, pp. 13-18.
- 守随治雄(1992): 千葉県嶺岡隆起帯縁辺部の粘質土地すべりの発生機構と対策, 地すべり, Vol. 29, No. 2 pp. 1-11.
- 守随治雄(1994): 善徳地すべりの地形・地質とすべり面について



- て、結晶片岩地すべりの調査と対策論文集, pp. 35-97.
- 守随治雄・富永哲也・万膳英彦・川西浩二・藤田壽雄・船崎昌継 (1994) : 孔内傾斜計による深礎杭施工中(地中作業)の管理基準値について, 地すべりの計測に関する諸問題シンポジウム, pp. 167-176.
- 反町雄二(1992) : 斜面崩壊対策の調査・計画. 土砂災害対策－崩壊・地すべり・落石・飛砂対策(1)－(砂防学会監修), 砂防学講座第7巻－1, 山海堂, pp. 51.
- 鈴木隆介(1977) : 建設技術者のための地形図読図入門, 古今書院, 1～4巻.
- 鈴木哲也(1985) : 有機系融雪剤による安山岩骨材の崩壊について, 応用地質, Vol. 26, No. 4, pp. 151-156.
- 田近淳(1995) : 堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積相, 地下資源調査所報告, 第67号, pp. 59-145.
- 武田裕幸・今村遼平(1976) : 建設技術者のための空中写真判読, 共立出版, 219p.
- 玉田文吾・山崎宣悦・遠藤真一(1993) : 地すべり面探査装置(第一報), 第32回地すべり学会研究発表講演集, pp. 229-230.
- 田中耕平(1994) : 三重県松坂市阪内川源流部における斜面の構造と崩壊の関係, 地形, Vol. 15, No. 1, pp. 17-38.
- 土屋智・大村寛(1988) : 斜面崩壊時刻の予測式とその力学的特徴に関する考察, 地すべり, Vol. 25, No. 2, pp. 2-26.
- 上野, 田村(1995) :
- 植野利康・山崎宣悦・吉松弘行・白石一夫(1993) : GPS測量による地すべり移動特性の把握, 第32回地すべり学会研究発表講演集, pp. 249-252.
- 渡正亮(1986) : 斜面災害の機構と対策, 山海堂, 170p.
- 渡正亮・小橋澄治(1987) : 地すべり・斜面崩壊の予知と対策, 山海堂, pp. 41-46.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊(1973) : 新編日本地形論, 東京大学出版会.
- 吉松ほか(1993) :
- 吉松弘行(1995) : IV. 調査技術全般, 平成7年度版地すべり防止技術研修テキスト上巻, (社)地すべり対策技術協会.
- 吉中龍之進・桜井春輔・菊地宏吉(1989) : 岩盤分類とその適用, (株)土木工学社, 231P.
- 吉岡良朗(1991) : I. 研修ガイダンスのための地すべり概論, 平成3年度版地すべり防止技術研修テキスト上巻, (社)地すべり対策技術協会, pp. 1-30.
- (社)全国地質調査業協会連合会(1983) : 新編ボーリングポケットブック, オーム社 pp. 544.

## 第7章 事例研究

### 7.1 事例研究の意義と収集事例の概要

#### 7.1.1 事例研究の意義と対象

第5章までの内容の大半は斜面変動を地質学や地形学、地盤工学などの知識や考え方をもとに説明しようとした結果といえるが、現実には各地で発生している斜面問題を解決していく過程で新たに獲得されたものも少なくない。また、教科書での斜面変動の解説ではモデル化された斜面に基づくことが多く、各地で実際に行われている膨大な調査・観測・解析・対策などが一般の目に触れることは多くない。そこで、本章では斜面問題の実態とそれへの取り組みの現実を知るために、比較的最近の事例をわが国各地から収集した。実際の斜面変動を前章までの知識によっていかに解釈し、それをもとにそこで生起する諸問題を解決していくという視点を理解するためでもある。

ところで、斜面変動といっても小縮尺の地形図で表現される広い斜面から個々の住居裏山の狭い斜面までスケールにおいて多様であり、広い範囲をとるかごく一部をとるかによって問題の内容も異なってくる。しかし、ここではとくに限定せず、ある場合には個々の斜面そのものを、また別の場合には複数の斜面を含む広い地域を対象としている。取り扱われる変動には一般的な概念でいう“地すべり”、“崩壊”、“崩落”、“落石”など様々なものが含まれる。また、豪雨や地震動を誘因とした自然斜面での変動だけでなく、土木構造物にかかわる切土・盛土施工に際して人工斜面（のり面）で発生したものも含まれている。それらによる被害をいかに軽減するかを目標に日夜努力しているのが斜面にかかわっている人々の実態であろうし、応用地質学の立場で斜面変動を考える基本視点でもある。収集事例に見られる調査・観測・解析とそれらに基づいた対処の実態を通じて今日の斜面問題を考えていきたい。

#### 7.1.2 斜面問題に関するアンケートとその結果

収集にさきだって、斜面問題に関する最近の動向を得るため、実務を担当している技術者を対象にしてアンケートを実施した。アンケートの対象は当研究委員会のメンバーならびにその周辺の技術者であり、それぞれが最近遭遇した斜面の事例について回答を得た。項目は斜面変動の直接原因、移動形態とともに当研究委員会でのいくつかの研究課題（前章までとりあげた課題）との関連である（表7.1(1)-(4)）。

回答を得た事例は計71件である。これらによる斜面問題の最近の動向を以下に述べる。斜面が不安定化した直接的

原因（誘因）としては、①降雨や地震動等（37件）と②切土・盛土などの人為的なもの（34件）がほぼ同数であり、土木構造物の施工にかかわる斜面問題がいかに多く発生しているかが分かる。

斜面変動の移動形態では、①急性滑動（崩壊）（33件）、②慢性滑動（地すべり）（29件）、③クリープ（6件）、④崩落（3件）の順であった。“崩壊”と“地すべり”がほぼ同数でその大半を占めている。“急性滑動”の直接的原因ではかなりの部分で切土・盛土等の人為的なものが挙げられている。個々のアンケートの回答に寄せられた地形・地質的位置や特徴をもう少し整理すると、以下のような事柄がキーワードとしてあがってくる。「尾根状地形での切土施工」、「層理面や節理面が構成する流れ盤構造」、「粘土化部分のすべり面」、「波浪・河川の浸食による不安定化」、「高角度斜面におけるトップリング」、「岩盤劣化部分での崩壊」などである。

慢性滑動やクリープの斜面では変動範囲は地形的にも捉えやすいこともあって、膨大な調査と観測が継続的に行われ、種々の解析をへて対策工の実施にいたっていることも少なくない。これに対して、突然発生する崩壊や崩落の場合、調査が前もってなされることは少なく、変動後に調査せざるを得ないとともに、関連する問題は斜面によって様々となっている。

一方、遭遇した個々の斜面問題を当研究委員会の研究課題との関連性の深さでみると、複数にまたがるものをも含めて、①地質構造（素因）（61件）、②不安定化機構（50件）、③地形発達史（47件）、④調査手法（34件）、⑤風化（29件）の順であった。必ずしも重要度がこの順であるというわけではなく、むしろ実際に斜面変動の素因や機構を考えていくうえでの必要性を表しているともみることができる。もちろん、アンケートの回答者に地形・地質に関する専門家・技術者が多かったことも地質構造との関連性が注視された理由かも知れない。

上記のアンケート結果をも考慮して、21の斜面事例を選定した。これらは、便宜的に①大規模かつ継続的に不安定化している斜面、②人工的改変で不安定化が促進された斜面、③構成岩型・地形発達史などに共通性をもつ地域不安定化斜面、④岩石斜面の崩壊・崩落、に大きくグループ分けして取り扱うことにする。以下にそれぞれの性格やわが国のなかでの位置づけを概観し、その後で個々を説明する。

表7.1(1) 斜面問題に関するアンケート結果(1)

地区名	研究課題との関連					不安定化の 直接原因
	地質構造	地形発達	風化・浸食	不安定化 機構	調査法	
豊浜 (北海道)	○	○	○	◎		自然現象(海岸浸食)
層雲峡 (北海道)	○	○	○	◎		自然現象(凍結、融解、岩盤の熱変形)
いわき市内郷子線 (福島県)	◎	○	○	◎	○	切土
いわき市大久保町 桃木沢地すべり (福島県)	◎	×	○	◎	○	降雨、盛土
塩殿地区 (新潟県)	○	○	×	◎	×	切土
時水地すべり (新潟県)	△	○	×	◎	×	降雨
薬師トンネル (新潟県)	◎	△	△	○	×	切土
谷地地すべり周辺 (秋田県)	◎	○	△	○	×	自然現象
栗島 (新潟県)	×	×	×	◎	×	自然現象(高波)
今久保 (徳島県)	○	◎	◎		○	長期的浸食による地形形状風化による地質状況の変化
味噌川 (長野県水資源)	○		○	◎	◎	切土による応力解放
高田 (千葉県)	◎	○			○	豊富な地下水 切土・降雨
平久里下他 (千葉県)			○	○	◎	軟質な地質ボラ沢発達、降雨
内山 (富山県)	◎	○			○	豊富な地下水、切土、降雨
国見 (富山県)	○	○	◎		◎	融雪
滝坂 (福島県)	◎	○	○		○	融雪、阿賀野川による浸食
高上 (徳島県)			○	○	◎	切土
盛里地区 (京都府)	◎	○		○	◎	切土

### 7.1.3 大規模かつ継続的に不安定化している斜面

“地すべり”とよばれているものがこれに入る。わが国には古くから知られているこの種の地すべりは多く、その大半では継続的に調査・観測・対策がなされている。そういったなかから、ここでは(1)長崎県鷲尾岳地すべり、(2)大阪府/奈良県境の亀の瀬地すべり、(3)長野県地附山地すべり、(4)北海道苦多地すべりの4事例をとりあげて紹介する。

鷲尾岳地すべりは北西九州においてかつて北松炭田とよばれていた地域に位置し、北松型地すべりの典型である。1950年以来、被害の拡大とともに様々な調査・観測・解析と対策工がなされてきた。すべり面は凝灰質薄層を含む粉炭化した炭層と考えられ、すべり面の形態や地表変動と地下水位変化との相関に基づいて集水井などの対策工がなされてきた。

亀の瀬地すべりも1930年代以来頻りに被害を出してきた地すべりであり、活動は有史以前までさかのぼると考えられている。すべり面は新第三系安山岩溶岩(新期ドロコロ溶岩)の下位に確認されている。長年にわたる調査・観測の結果、最近になって広域地質構造のなかでの位置づけが明らかになるとともに、すべり面形態やすべり粘土の力学

的性質の検討を通じてすべり面の形成過程も明らかになりつつある。

地附山地すべりは人的被害を生じた地すべりとして記憶に新しい。その後の様々な調査によってすべり面は新第三紀の凝灰岩中に形成されたこと、いくつかの断層ブロックに分かれていることなどが明らかになってきた。1985年の発生に対し、変状は1973年にすでに発見されていたが、その間は必ずしも継続的に活動してきたわけではなかったようである。

苦多地すべりは厚岸海岸の延長約4kmの範囲に集中して発生しているもので、白亜系根室層群の泥岩が流れ盤となっている。すべり面は泥岩中の薄い凝灰岩薄層に推定されている。被害は明治時代までさかのぼるが、地表の変状記録から、地すべり滑動と移動岩体末端部の海岸浸食が繰り返してきたようであり、わが国の海岸地すべりの典型である。

### 7.1.4 人工的改変で不安定化が促進された斜面

最近、問題化している斜面にはダム、トンネル、道路、宅地造成といった様々な土木構造物の施工時に人工的改変

表7.1(2) 斜面問題に関するアンケート結果(2)

地区名	研究課題との関連					不安定化の直接原因
	地質構造	地形発達	風化・浸食	不安定化機構	調査法	
宇奈月ダム左岸斜面 (富山県)	◎	◎	◎	◎	◎	切土
洲本バイパス (兵庫県)	◎			◎	◎	切土
片貝川ダム右岸斜面 (富山県)	◎	◎	◎	◎	◎	岩盤クリープ
大谷地区 (石川県)	◎	◎	◎	◎	◎	自然発生
岩美郡岩美町蒲生地すべり (鳥取県)	○	×	×	△	×	自然発生
鳥取市中砂見大湯棚地すべり (鳥取県)	×	×	×	△	△	豪雨
大原郡大東町山王寺地すべり (島根県)	△	×	△	×	×	降雨
隠岐郡五箇村山田地すべり (島根県)	△	×	△	△	×	降雨、融雪
油谷地域白木地すべり (山口県)	◎	◎	△	◎	△	初生すべりはキャップブロック荷重 現すべりは降雨
A地区 (岡山県)	○	△	×	×	×	ダム、湛水、道路土工
美甘村田口 (岡山県)	△	△	△	×	×	降雨
新見市高尾 (岡山県)	△	△	△	×	×	切土
川上町～成羽町周辺 成羽層群分布域 (岡山県)	○	○	×	×	×	降雨、土工
高梁市島地～大津寄 (岡山県)	○	×	△	×	×	降雨
川上郡川上町名原 (岡山県)	○	○	△	×	×	降雨
S地区 (鳥取県)	○	×	×	×	○	
新第三紀堆積岩すべり (岡山県)	◎	×	×	×	○	末端部切土

がきっかけとなって不安定化してきたものが実に多い。そういうものの中から、以下の7事例を紹介する。

- (1) ゴルフ場造成の長大切土のり面掘削に伴う地すべり
- (2) プロピライト変質地域の地すべり
- (3) 風化花崗岩切土斜面の経年変化に伴う崩壊
- (4) 急激な地下水上昇に起因する地すべり
- (5) 亜熱帯地域の四万十層群地すべり
- (6) 片岩／蛇紋岩境界部の地すべり
- (7) 切土施工に起因した新第三紀層の岩盤すべり

(1)はゴルフ場造成に伴う高さ120mに及ぶ長大切土のり面の不安定化である。砂岩・頁岩とこれらに貫入する岩脈よりなる複雑な地質構成での例であり、上部のり面が掘削され、植生工・排水工の施工後に古い地すべり残存部のすべりに引き続き新たな大規模地すべりが発生した例である。

(2)は道路改良工事中にプロピライト斜面で不安定化を開始したものである。調査の結果、地形判読ではとうてい予測できない斜面に古い地すべりの存在が明らかとなった例といえる。ただし、地形発達史を広域的にみると、山体の隆起に伴う急速な浸食・下刻域を考えれば、結果的に不安定

化は説明できたと考えられる。

(3)は切土してから約30年を経た風化花崗岩斜面での崩壊事例である。安定部分に比較して変質脈が多く、風化が顕著という傾向が認められたことから、施工後の劣化の進行に伴って素因が顕在化してきたと推測されるものである。

(4)は道路改良に伴う切土のり面で発生したもので、幅、奥行きとも数10mのすべりである。鮮新世の亜炭層を含む砂層部分で発生したものであるが、融雪期に地下水位が急上昇し、過剰間隙水圧によって粗粒の砂層がクイックサンド状に流動化したことが原因と考えられた例である。

(5)は亜熱帯地域の強風化砂岩・泥岩地域での地すべり例である。四万十層群のスランプ構造の複雑な部分ですべり面が現れ、その後の経緯が細かく確認された例である。不安定化には亜熱帯地域特有の著しい赤色土壌化を伴う風化と海岸浸食が関係していたようである。

(6)は新設道路の掘削に伴う蛇紋岩と片岩の境界部での不安定化の例である。ここでは集中的に斜面変状が生じた。いずれも蛇紋岩と片岩の境界部分で発生しているが、個々の斜面ごとの共通点に着目すると、これらはいくつかのタイプに分けられそうである。

表7.1(3) 斜面問題に関するアンケート結果(3)

地区名	研究課題との関連					不安定化の 直接原因
	地質構造	地形発達	風化・浸食	不安定化 機構	調査法	
三郡変成岩類すべり-1 (岡山県)	○	×	×	×	○	末端部切土
三郡変成岩類すべり-2 (岡山県)	○	×	×	×	×	末端部切土
中生代堆積岩すべり-3 (岡山県)	○	×	×	×	×	末端部切土
三郡変成岩類すべり-3 (岡山県)	○	○	○	×	×	末端部切土
広島県三原市垣内(広島県)	◎	○	○	◎	◎	切土、豪雨
広島県尾道市小原(広島県)	◎	○	◎	○	◎	切土
郡地区(山口県)	○	◎	×	○	○	末端部切土工
重近地区(山口県)	○	◎	×	○	○	末端部切土工
大道理地区(山口県)	◎	○	×	◎	○	末端部切土工
野田南地区(山口県)	○	◎	×	○	○	頭部盛土工
豊浦郡豊田町殿敷町道一の瀬 線(山口県)	◎	○	◎	◎	×	切土、降雨
徳山市大道理 国道376号 (山口県)	◎	○	◎	◎	×	切土、降雨
柳井市己横大谷西地区地すべり (山口県)	◎	○	◎	◎	×	豪雨
豊浦郡豊北町洗川地区地すべり (山口県)	◎	◎	◎	○	×	豪雨
長者(高知県)	○	◎	○	○	○	河川による洗掘
怒田八畝(高知県)	○	◎	○	○	◎	(恒常的) 降雨
谷の内(高知県)	○	◎	×	○	○	(恒常的) 降雨
八幡浜(愛媛県)	○	×	×	○	○	(恒常的) 降雨
犬寄(愛媛県)	×	×	×	○	○	降雨、盛土
黒川(徳島県)	○	×	×	○	○	降雨
山際地区(大分県)	◎	○		○	○	降雨、盛土

(7)はトンネル掘削に誘発された坑口付近の地すべりの例である。新第三系の背斜構造の翼部で発生したものであり、泥岩・砂岩を主体とするが、そのなかに凝灰岩薄層が含まれている。地すべり存在の予測が難しい斜面ではあったが、地すべり発生後の調査で緩傾斜の地すべり地形が確認された。

#### 7.1.5 構成岩型・地形発達史などに共通性をもつ地域の不安定化斜面

斜面変動では第2章で詳述されたように様々な因子がかかわっているため、特定の岩型、地質構造区、あるいは地形発達史的にみて特定地域に共通性のある斜面変動が現れることがある。様々な地質的素因が広域的に形成されることを考えれば当然でもある。こういった意味で、以下では構成岩型や地形発達史等に共通性の現れやすい斜面変動の事例とりあげる。もちろん、個々の斜面についてみると、実際には他の因子が絡んでいることも少なくない。

- (1) グリーンタフ地域の初生的地すべり構造
- (2) グリーンタフ地域の地すべり

(3) 四国御荷鉾帯の地すべり

(4) 成羽層群の地すべり

(5) 和泉層群の深層岩盤クリープと大規模岩盤すべり

(6) シラス斜面の崩壊

(7) 北海道南西沖地震による奥尻港の斜面崩壊

(1)は奥羽山地西縁部などの褶曲構造の例である。従来テクトニックな地質構造とされていたが、地盤隆起に伴う二次的な岩盤の変動、海底での堆積時に発生した重力滑動、あるいは第四紀になって多発した大規模な初生的岩盤すべりによる構造である可能性が高くなってきた例である。

(2)は典型的なグリーンタフ地域の地すべりとして、ダム付け替え道路建設に伴って遭遇した地すべりと、厚い崩積土の分布地域で集中豪雨に伴って顕在化した地すべりの例である。これらには断層や褶曲構造の発達という類似性が認められ、構造運動に伴って層理面が潜在すべり面化してきた可能性がある。

(3)の四国御荷鉾帯は三波川帯とともに地すべりが集中的に発生している地域であるが、これは構成岩型が共通しているというだけでなく、地形発達史的にみても共通点が多

表7.1(4) 斜面問題に関するアンケート結果(4)

地区名	研究課題との関連					不安定化の直接原因
	地質構造	地形発達	風化・浸食	不安定化機構	調査法	
鷲尾岳地区 (長崎県)	◎	○		○	○	降雨
白草地区 (大分県)	○	○		○		降雨 切土
広川地区 (大分県)	○	○		○		降雨
浦地区 (大分県)	○	○		○		降雨、切土
石倉地区 (長崎県)	◎	○		○	○	降雨
奈木地区 (長崎県)	◎		○	◎		切土
亀の瀬地すべり (奈良県・大阪府)	◎	◎		◎	◎	切土
丹生地すべり (兵庫県)	○	○		○		
三日月ゴルフ場 (岡山県)			◎	◎	○	切土、長大斜面
朽川地すべり (高知県)	◎	○	○	◎		
北僧尾地すべり (兵庫県)	◎	◎	○			
淡路島 拓木地すべり (兵庫県)	◎	○		◎		切土?
岬町 (採石場跡) (大阪府)	◎	○	×	◎	◎	河川浸食
阪南市 (大阪府)	◎	◎	×	◎	◎	切土
シラス斜面の崩壊 (鹿児島県・宮崎県)	○	◎	◎	◎		岩石の劣化、剝離面の形成

い。ここでの初生すべりは更新世にまでさかのぼり、現在の地すべりはその後の河谷の下刻に伴って地すべり末端部が不安定化したものと考えられている。地形的には大規模な地すべり地形を呈しても小ブロックに分化して滑動していることが多く、すべり面は浅いのが特徴である。

(4)はトリアス系成羽層群の地すべりである。砂岩・頁岩互層中の炭層の影響によると漠然と考えられてきたものである。構造変形を受けた炭層が弱面となり、それに河谷の浸食が基本的素因を形成したと考えられている。ただし炭層のすべり面へのかかわり方は複雑な地質構造のため、いまだ解明にいたっていない。

(5)は白亜系和泉層群の砂岩・泥岩での斜面変動であり、砂岩・泥岩互層地域で頻繁に発生する崩壊過程である。ここには斜面表層での非対称座屈褶曲、重力性ドレイブ褶曲、曲げ褶曲など様々な岩盤クリープ性地質構造の他に、深層岩盤クリープや大規模岩盤すべりも確認され、岩盤クリープから岩盤すべりへの進行が確認された。また、この地域に特徴的な組織地形もこういった構成地質とそれを反映した斜面変動の存在を裏付けると考えられた。

(6)はシラス斜面の崩壊であり、南九州のものがよく知られている。個々の崩壊は表層崩壊で規模は小さいのが特徴である。これは斜面表層の風化・劣化が原因していると考えられている。同様の第四紀火砕流堆積物が広く分布する北海道や東北地方北部などにも共通性がある。

(7)は北海道南西沖地震時に発生した奥尻島での斜面崩壊である。最大標高差は約50mに達し、地震動を誘因とする崩壊の例である。崩壊ブロックの奥行きに対する高さの比が

通常の降雨による崩壊よりやや大きいのではないかと指摘されている。

### 7.1.6 岩石斜面での崩壊・崩落

わが国では露岩が連続する急斜面に道路や鉄道を通さざるを得ないことが多いが、こういった斜面では岩石ブロックの崩落が深刻な問題となっている。そういった斜面変動として、(1)寒冷地域としての北海道各地での例、(2)北海道層雲峡の例、および(3)福井県越前海岸の例を示す。

(1)では積雪寒冷地域の気候条件と落石・岩石崩壊の関係について北海道内の3箇所での調査例である。地盤凍結や凍結融解の直接的な影響で発生する落石・岩石崩壊は、ほぼ凍結深度に規制された表層崩壊であり、小規模であるが頻度は高いことが指摘されている。

(2)は小規模な崩落が頻繁に発生する斜面であり、発生頻度には季節変化のあることがAE (Acoustic Emission) の観測によって確かめられた。これに基づき、個々の長柱岩体が温度差によって変形を生じ、剝落するという機構が提案されている。

一方、(3)は1,000m<sup>3</sup>にも達する大規模な崩落事例であるが、崩落跡の調査が可能であったことから、剝落跡の破壊面が詳しく調査され、崩落過程がある程度解明された。

この種の急斜面での崩落事故は1996年2月の北海道豊浜トンネルの例をも含めその後を絶たないが、急斜面で調査が困難なことも兆候を見いだすことの難しい原因の1つであろう。 (横田修一郎・衛藤正敏・原口 強)



## 7.2 事例集

以下は個々の斜面問題の事例集である。

### 7.2.1 大規模かつ継続的に不安定化している斜面

#### (1) 鷲尾岳地すべり

##### 1. 地形地質

##### 1.1 地形地質的背景

鷲尾岳地すべり地は長崎県佐世保市の市街地から北北西に約15kmのいわゆる北松炭田地域に位置している(図7.1)。ここでは漸新世佐世保層群(長尾, 1927)の堆積岩類を鮮新世北松浦玄武岩(Kurasawa, 1967)が覆っている(図7.2)。前者は炭層や凝灰岩層を挟む厚い砂岩が主体で、粗粒砂岩、細粒~中粒砂岩、泥岩の順に重なる堆積サイクルをもつ。後者は溶岩台地を形成して広範囲に分布している。ただし、両者間には部分的に八ノ久保砂礫層(岩橋, 1961)とよばれる砂礫層が存在し、これは佐世保層群を傾斜不整合に覆い、北松浦玄武岩によって平行不整合に覆われている。鷲尾岳周辺の溶岩台地面は標高250~350mで北西方向へ緩く傾斜している。台地縁辺は比高100~150

mの急崖をなし、沢の下刻は佐世保層群まで及んでいる。この急崖に沿って多数の大規模地すべり地形が認められる(羽田野他, 1974)。

##### 1.2 地すべり地の地形・地質

地すべり地は平均傾斜約13°で北側に傾斜した斜面で、斜面末端(地すべり地末端)を江迎川が横切って西流している。地形的には周辺を含めて玄武岩類が構成する台地面と縁辺の急崖、急崖直下の崩積土よりなる緩斜面が特徴である。変動範囲は幅約450m、長さ約1,000mで、この東端と中央部にほぼ南北方向で直線的な深い谷が形成されている。標高150m~160mの斜面中腹に緩傾斜面があり、上記の変動範囲はこれより上方では幅約200m、下方では幅約450mと裾拡がりの形状をなしている(図7.3)。

佐世保層群の層理面は地すべり地の末端では約7°で北側に傾斜しているが、高標高部へいくにつれて急傾斜となり、頭部付近では25°に達している(図7.3)。走向は地すべり地東部ではNNE-SSW、中央部ではE-W、西部および鬼突周辺でNW-SEとなり全体として緩やかに湾曲している。

北松浦玄武岩はここでは標高190~200mでほぼ水平な不整合面を介して佐世保層群を覆っている。地すべり地の中

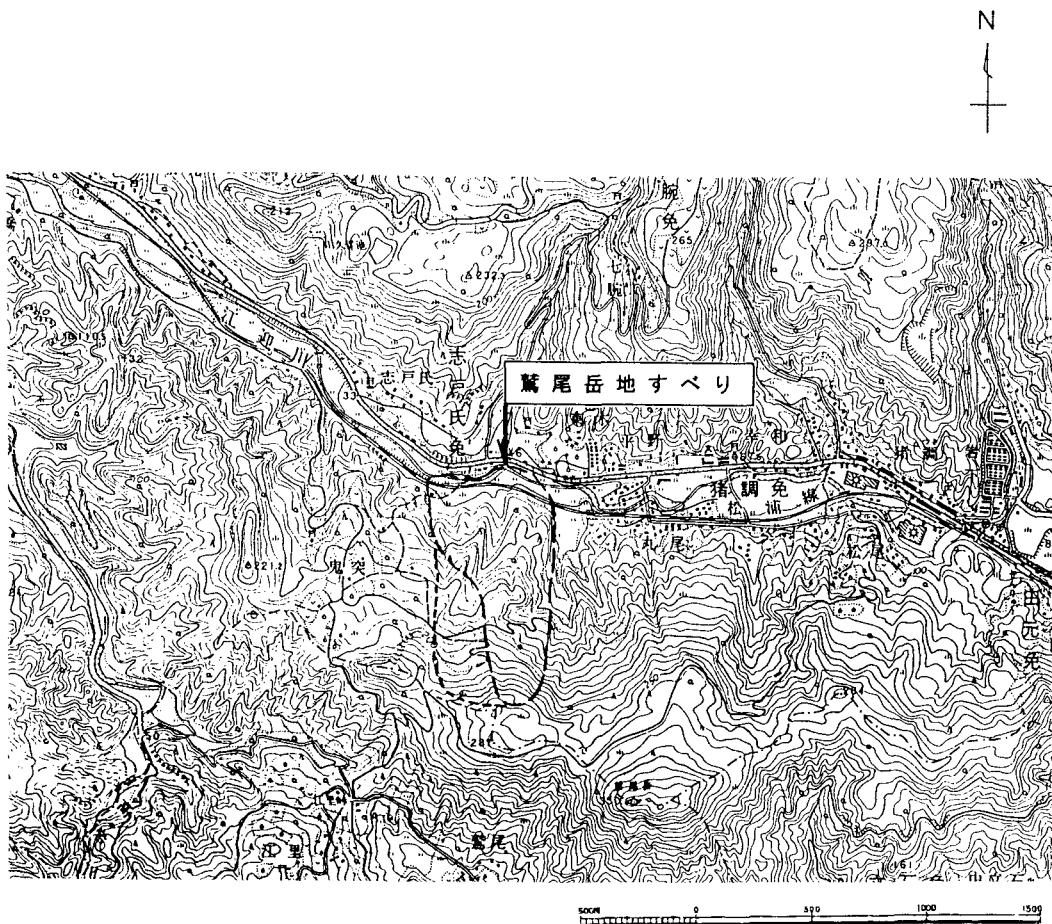


図7.1 鷲尾岳地すべり地の位置。国土地理院発行の2.5万分の1地形図「江迎」を使用した。

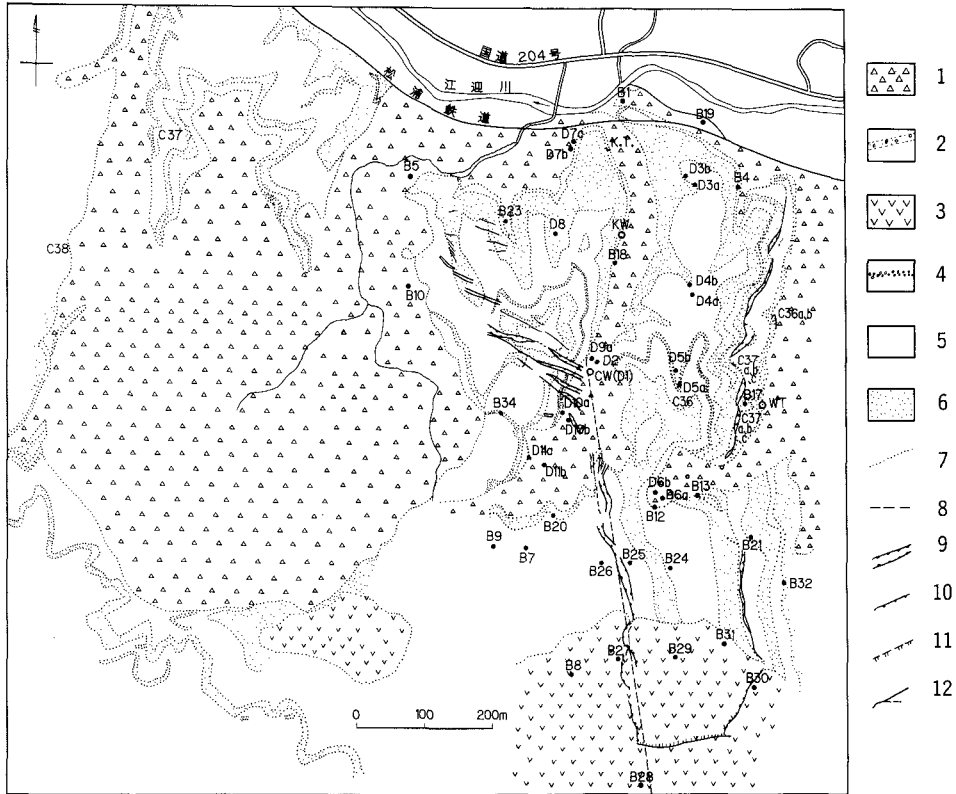


図7.2 鷲尾岳地すべり地質図 (大八木ほか、1970)

- 1: 岩屑・崩積層、2: 玄武岩質岩脈、3: 玄武岩溶岩 (北松浦玄武岩)、4: 砂・シルト・粘土 (鷲尾層)、5: 泥岩優勢層 (佐世保層群)、6: 砂岩優勢層、7: 岩層露頭、8: 志戸氏断層、9: 開口亀裂、10: 滑落崖、11: 押しかぶせ、12: 亀裂 (開口幅の小さいもの)。

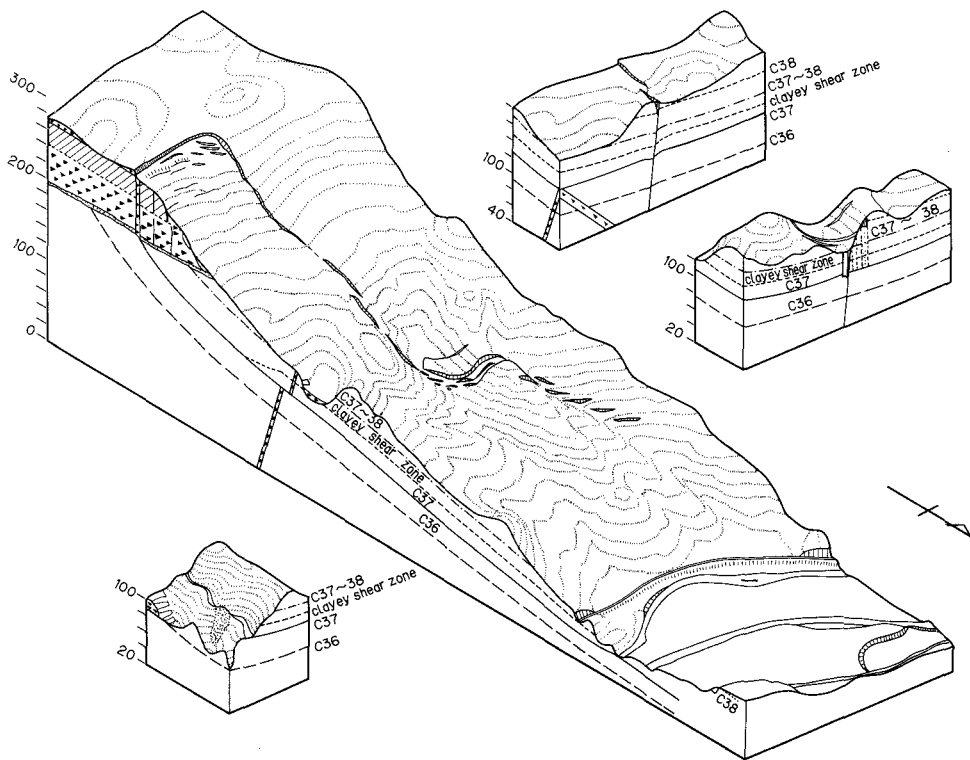


図7.3 鷲尾岳地すべりブロックダイアグラム (大八木ほか、1970)

C36, C37等は佐世保層群中の炭層 (群) 名。C37炭層群はヘダモノ (隔物) と呼ばれ、5枚以上の炭層から構成されている。主すべり面はC37中に形成されている。最上位のセクションでC36と斜交するのは玄武岩質岩脈。

中央にはN68°W方向の玄武岩質岩脈が認められる。岩脈の幅は3～4m、傾斜は深部で80°S、地表付近では60°S前後で、深部では延長約4kmに達することが確認されている(大八木ほか、1970)。周辺には志戸氏断層および鷲尾断層が確認または推定されている(大八木ほか、1970)。

## 2. 斜面変動

### 2.1 「北松型地すべり」

北松炭田地域は古くから地すべりの多発地帯として知られてきた。この地域の地質的背景と地すべりの発生形態については、小貫(1952)以降、岩塚(1954)、野田(1957)などの報告がある。野田(1957)は第三紀層を玄武岩が覆う地域の地すべりのうち、第三紀層中の砂岩のブロック化と頁岩・凝灰岩の粘土化の相乗効果によって玄武岩やその崩土層を載せたまま第三系が起こす地すべりを「北松型地すべり」とよんだ。また、山崎(1980)は第三系を不整合に覆う玄武岩の崩壊(第一次すべり)と崩壊堆積物が再移動する現象(第二次すべり)を合わせて「北松型地すべり」とした。本地すべりは前者の意味で典型的な「北松型地すべり」である。

### 2.2 斜面変動の経過と被害状況

昭和25年(1950年)春、現在の地すべりブロック東側側部に最大延長約40m、幅約0.5m、深さ約3.0mの亀裂が発見された。亀裂はその後ブロック頭部や西側側部に拡大し、変動範囲は最大幅約450m、長さ約1,000mに達した。昭和26年(1951年)3月にはブロック末端部を通過する旧国鉄松浦線が北側(川側)に押し出され、同線南側の水田に陥没を生じるなど被害が拡大した。その後昭和28年(1953年)から32年(1957年)にかけて亀裂の拡大や末端崩壊が継続し、とくに昭和32年の諫早水害時には変動が拡大した。観測された移動量は、地すべり頭部では34年間に約12m、末端部では18年間で約10mである。その結果、昭和34年(1959年)に約42.8haが建設省所管の地すべり防止区域に指定された。

### 2.3 地形地質との関連

鷲尾岳地すべり地では佐世保層群の堆積岩類は北へ7°～12°で傾斜し、斜面に対して流れ盤をなす。これらは比較的堅硬であるが、すべり面が形成されているC-37層(沢田、1958)やヘグモノ層には粘土化した凝灰岩薄層を含む石炭層が挟まれている。移動層厚は平均で50～60m、最大約80mに達する。地すべり範囲の上半部は平面的にみると志戸氏断層と鷲尾断層によって東西の側部が規制されている(図7.4)。

本地すべりを含む北松地域の地すべりの機構について倉沢(1970)、長浜(1970)はこの地域における広域の造構運動とこれに起因する断層運動との関連(隆起による不安定化と風化の進行が地すべりの発生に寄与)を述べている。

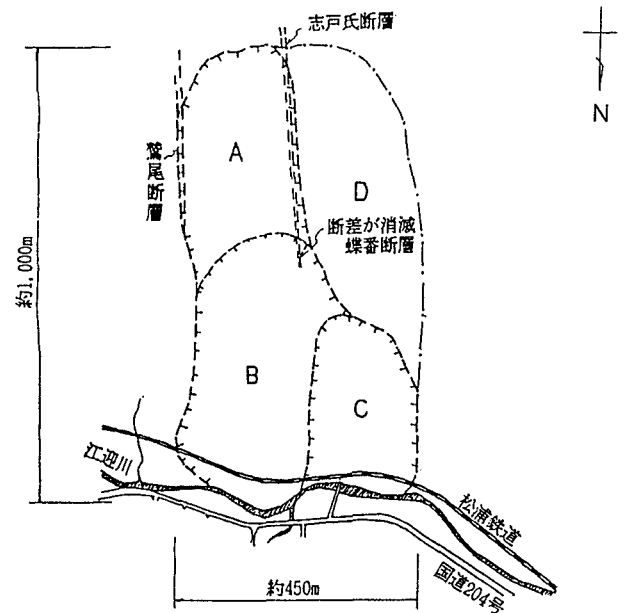


図7.4 地すべりブロック(藤井、1994)

大久保・松井(1970)は玄武岩質岩脈の分布と地すべり地の関連を指摘している。また小堆積輪廻と層相の組み合わせに着目した指摘もなされている(安藤ほか、1970)。鷲尾岳地すべりについてもこうした指摘が成り立つほか、図7.3に示したような基盤岩の局所的構造(緩やかな盆状で、透水層が地質構造と調和的な場合地下水を集めやすい)の影響も考えられる。

### 2.4 すべり面と変動特性

すべり面は図7.5に示すように粉炭化した炭層および凝灰質粘土層よりなる(藤井、1994)。厚さは約20cmで、粉炭中に挟まれた赤色の凝灰質粘土が非常に細かくせん断を受けて波打っている。凝灰岩薄層を含む石炭層がすべり面を形成するのは、石炭層中の硫化鉄が地下水を酸性化し、凝灰岩中の火山ガラスを粘土化することによる可能性があるためである。この場合粘土鉱物はモンモリロナイトからカオリナイトへと変化する傾向がある。実際にすべり面となっているC-37層準の粘土層では、モンモリロナイト系混合層鉱物(モンモリロナイトおよびイライト)が量的に最も主要な粘土鉱物であった。ただし、この傾向はすべり面以外の未風化の層準でも認められるため、地すべり活動や風化作用に先だって形成されたことも考えられる(大八木、1974)。

水理地質構造としては砂岩中の垂直亀裂と炭層を透水層とするものが考えられ、また、水位変動は不変型、傾向型、降雨型の3種に分類されている(岸本・大平、1970; 岸本、1974)。このうち降雨型の変動タイプと地盤伸縮計による地表変動観測結果との関連が指摘されている(渡・藤田、1974)。

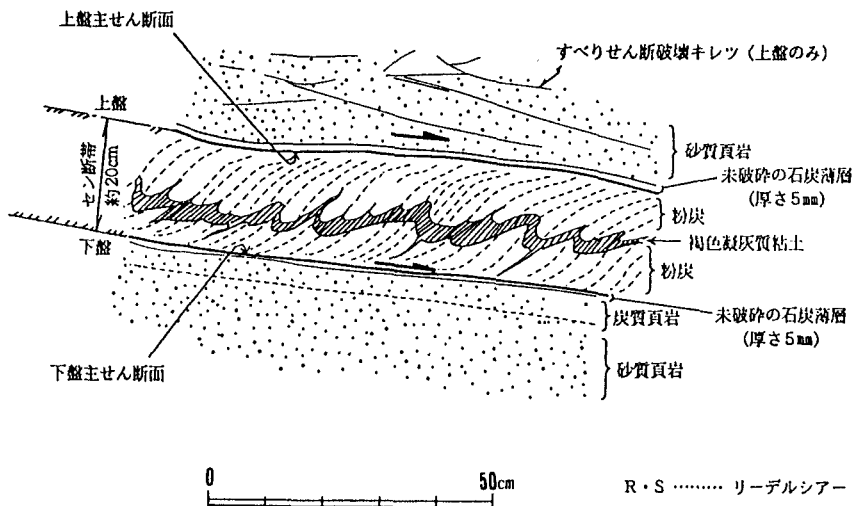


図7.5 すべり面の状況 (藤井、1994)。No. 25孔、RSはリーデルシアアと考えられる。

3. 斜面对策

対策工は大きく以下の3期に分けて施工された。

- 1期：昭和32年(1957年)から39年(1964年)まで  
地表からの横ボーリング、地すべり周辺の暗渠併  
設開水路
- 2期：昭和40年(1965年)から平成2年(1990年)まで  
5本の排水トンネル(総延長約3,300m)
- 3期：平成2年度(1990年)以降  
集水井工、深礎工およびアンカー工

1期から2期にかけては変動が比較的活発であったこと、地すべりが非常に大規模であったこと、および地すべり変動が地下水位変動と密接な関係を示していたことから、地すべり変動の抑制を目的とした排水工が施工されてきた。これらの排水工群によって昭和47年(1972年)7月の集中豪雨時には降水量に対する排水量は46%に及び、このうち排水トンネル群の占める割合は85%に達したと報告されている(全国地すべりがけ崩れ対策協議会、1975)。3期には既存の排水工による抑制効果を踏まえて、深礎工・アンカー工による地すべり抑止と、集水井の追加による排水工の立体化が行われた。

文献

安藤武・大久保太治・古川俊太郎(1970)：地すべり層準の研究  
(1)一佐世保北部地域について一、北松型地すべりの発生機構  
および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報  
告、No. 22、pp. 55-76。  
藤井照久(1994)：北松型大規模地すべりの対策と効果につい  
て、(社)地すべり対策技術協会九州支部、平成6年度地すべ  
り対策技術講習会(第9回)資料、pp. 9-13。  
羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子(1974)：「1:50,000北松地域  
地すべり地形分類図」の作成、北松型地すべりの発生機構およ

び予知に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、  
No. 32、pp. 7-24。  
岩塚守公(1954)：長崎県北部の地すべりとその一般的特性につ  
いて、地理学評論、Vol. 27、No. 6、pp. 244-254。  
岩橋 徹(1961)：北松地区およびその周辺にみられるハノ久保  
砂礫層(新称)について、“佐世保炭田”の研究(その2)、九  
大理学部研究報告(地質学)、Vol. 5、No. 2、pp. 80-97。  
岸本良次郎・大平成人(1970)：鷲尾岳地すべり地における地下  
水の浸透機構に関する研究、北松型地すべりの発生機構およ  
び予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、  
No. 22、pp. 151-158。  
岸本良次郎(1974)：鷲尾岳地すべり地における地下水の浸透機  
構に関する研究(II)、北松型地すべりの発生機構および予知  
に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、No. 32、  
pp. 87-130。  
倉沢 一(1970)：長崎県北松浦郡吉井町子産坂付近の佐々川断  
層と玄武岩類(I)、北松型地すべりの発生機構および予知に  
関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 22、  
pp. 87-90。  
Kurasawa, H. (1967)：Petrology of the Kita-matsuura  
basalts in the north - west Kyusyu, southwest Japan,  
*Geological Survey of Japan, Report*, No. 217. p. 108。  
長浜春夫(1970)：佐々川断層東西両地域の造構造運動、北松型  
地すべりの発生機構および予知に関する研究(第1報)、防災  
科学技術総合研究報告、No. 22、pp. 91-100。  
長尾巧(1927)：九州古第三紀層序層(其一九十七)、地学雑誌、  
Vol. 34、pp. 115-130、pp. 263-269、pp. 317-323、pp. 369-373、  
pp. 457-461、pp. 596-603、pp. 663-671、pp. 706-712。  
野田光雄(1957)：唐津・佐世保両炭田内の地すべりについて、九  
州鉱山学会誌、Vol. 25、No. 11、pp. 443-452。  
小貫義男(1952)：長崎県北部地方の地すべりに就いて、長崎県  
の地すべり、pp. 67-107。  
大久保太治・松井和典(1970)：佐世保北部地域の地すべりと玄  
武岩類の関係について、北松型地すべりの発生機構および予

知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 22、pp. 77-85.

大八木規夫・大石道夫・内田哲男(1970):北松鷲尾岳地すべりの構造要素、北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第1報)、防災科学技術総合研究報告、No. 22、pp. 115-140.

大八木規夫(1974):鷲尾岳地すべりにおけるすべり面付近の粘土の粘土鉱物、北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、No. 32、pp. 61-86.

沢田秀穂(1958):北松炭田地質図及同説明書、日本炭田図Ⅱ、地質調査所.

渡 正亮・藤田寿雄(1974):北松型地すべりの運動機構に関する研究(Ⅲ)一鷲尾岳地すべり移動観測一、北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究(第3報)、防災科学技術総合研究報告、No. 32、pp. 131-162.

山崎達雄(1980):九州の地すべり概観、土質工学会九州支部30年記念誌、pp. 139-154.

全国地すべりがけ崩れ対策協議会(1975):鷲尾岳地すべり、地すべり記録集、No. 8、72p. (稲垣 裕)

### (2) 亀の瀬地すべり

#### 1. 地すべりの概要

亀の瀬地すべり地は奈良盆地と大阪平野を境する山地の標高約300m以下の斜面に位置し、地すべり末端部を大和川が横切って西流している(図7.6、7.7)。地すべりの規模は長さ約1,100m、幅約1,000m、最大厚さ約70mであり、移動土塊の体積は約 $6 \times 10^7 m^3$ と推定されている(門脇、1995)。

基盤は新第三系の火山岩、火山碎屑岩および堆積岩類よりなり、地すべりは安山岩(新期ドロココ熔岩)とその下位の傾斜した凝灰質礫層(亀の瀬礫層)によって構造的に規制されている(藤田、1973;友松他、1981)。図7.8の模式断面図に示すように、地層全体は大和川に向かって流れ盤をなす。ただし、大和川左岸の地すべり末端部は大和川断層の影響を受け、一部は逆傾斜となっている。すべり面は上記の凝灰質礫層(亀の瀬礫層)中に形成されている。大和川との位置関係から、本地すべりは大和川の浸食によってその末端部がしだいに不安定化してきたものと考えられている。

地すべり活動の歴史は有史前にさかのぼるようである。

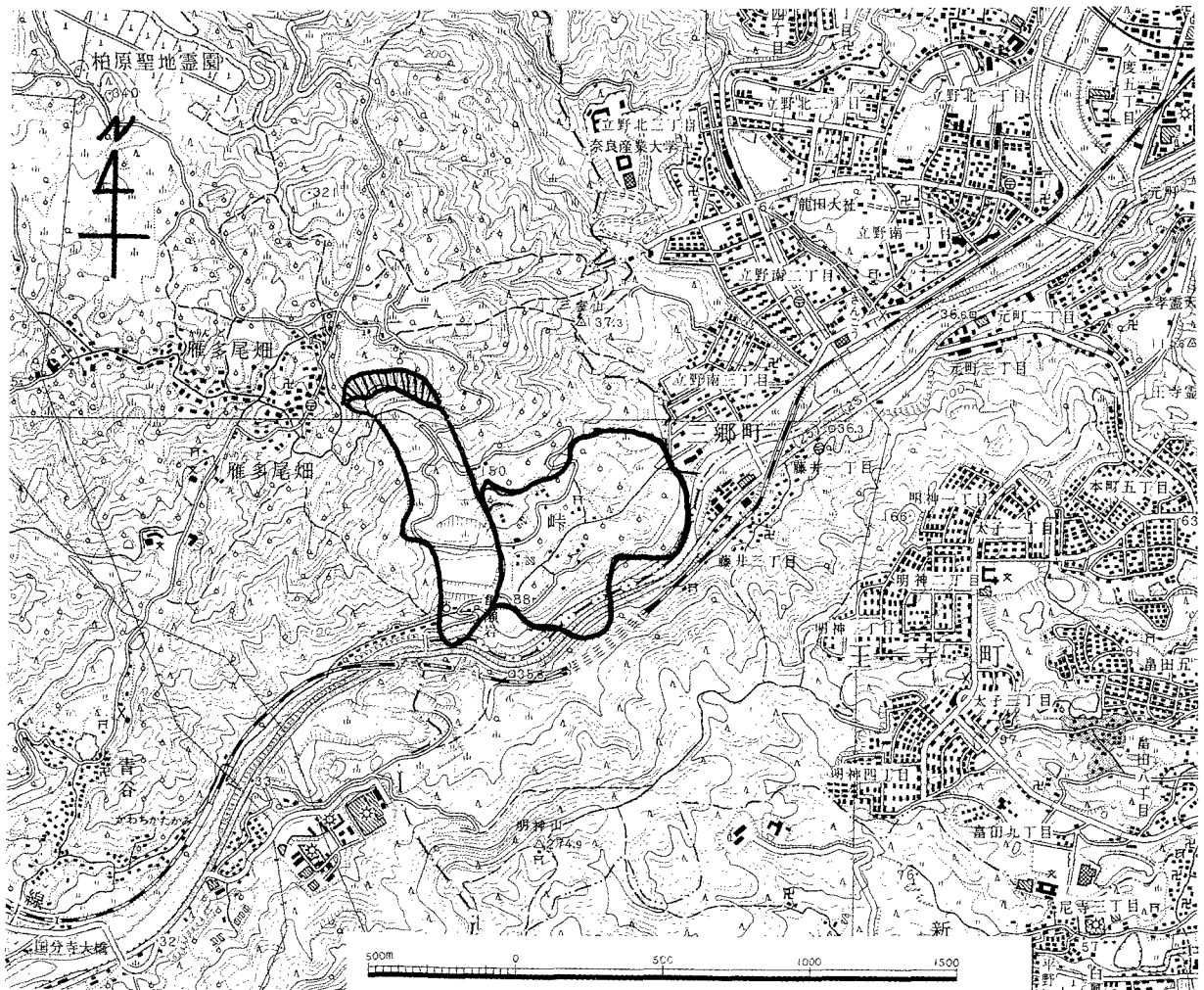


図7.6 亀の瀬地すべり位置図。国土地理院発行の2.5万分の1地形図「信貴山」,「大和高田」を使用した。

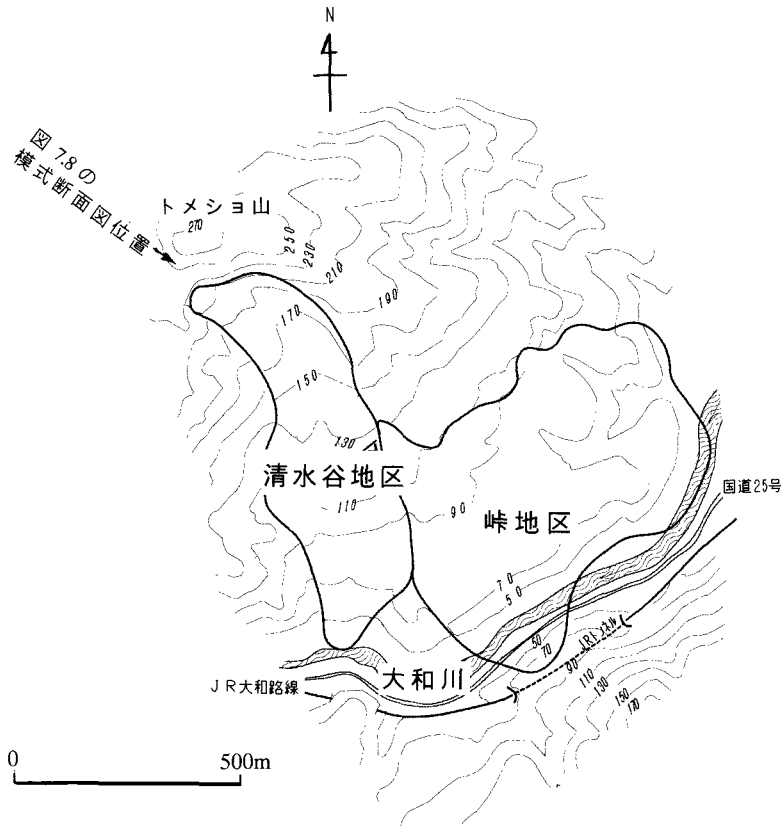


図7.7 亀の瀬地すべり平面図

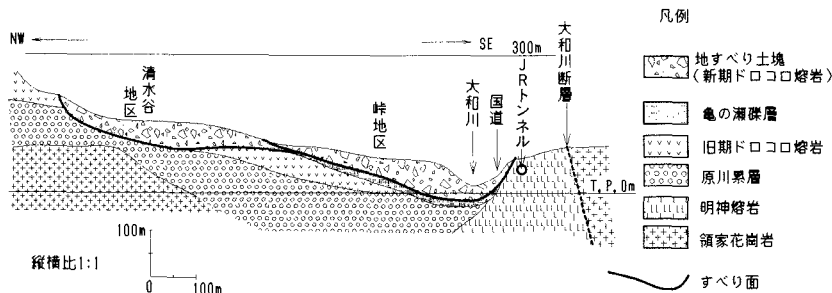


図7.8 亀の瀬地すべり模式断面図

最近では1932年に約40m、1967年に約20mの顕著な地すべり移動が知られている。1932年には地すべり末端部の隆起によって大和川河道が閉塞し、湛水によって大和川上流側に浸水家屋約2万戸の被害が発生した(高田、1932)。1960年以來、建設省直轄事業として地すべりの詳細な調査とともに、地下水排除工・排土工・深礎工(現場打ち杭)などの対策工事を展開し、河川および地すべり地の保全が行われてきた(森山、1996)。

## 2. すべり面付近の地質状態

地すべりの移動土塊は板状節理の発達した安山岩溶岩(新期ドロコロ溶岩)によって構成されている。この下位には凝灰質の堆積岩類(亀の瀬礫層や原川累層)が存在し、

すべり面はこの部分に形成されている。地質構造は地すべりの方向と調和的で、全体に10°~20°で南傾斜し、大和川断層に近接した末端部のみは約60°の逆傾斜になっている。また、すべり面を含む亀の瀬礫層は強度低下をもたらすスメクタイトを多量に含んでいる(宜保ほか、1986、1992)。以上のことから、大和川に向かって傾斜した流れ盤構造と亀の瀬礫層の存在が地すべりの地質的素因をなすと考えられる。

地すべり地はその移動形態と地質状況によって西側(清水谷ブロック)と東側(峠ブロック)の2ブロックに大別され、それぞれはさらに3~4の小ブロックに細分できる(図7.7)。ボーリング調査および堅坑調査によって得られたすべり面等高線図とすべり面上に残された条線の方向を

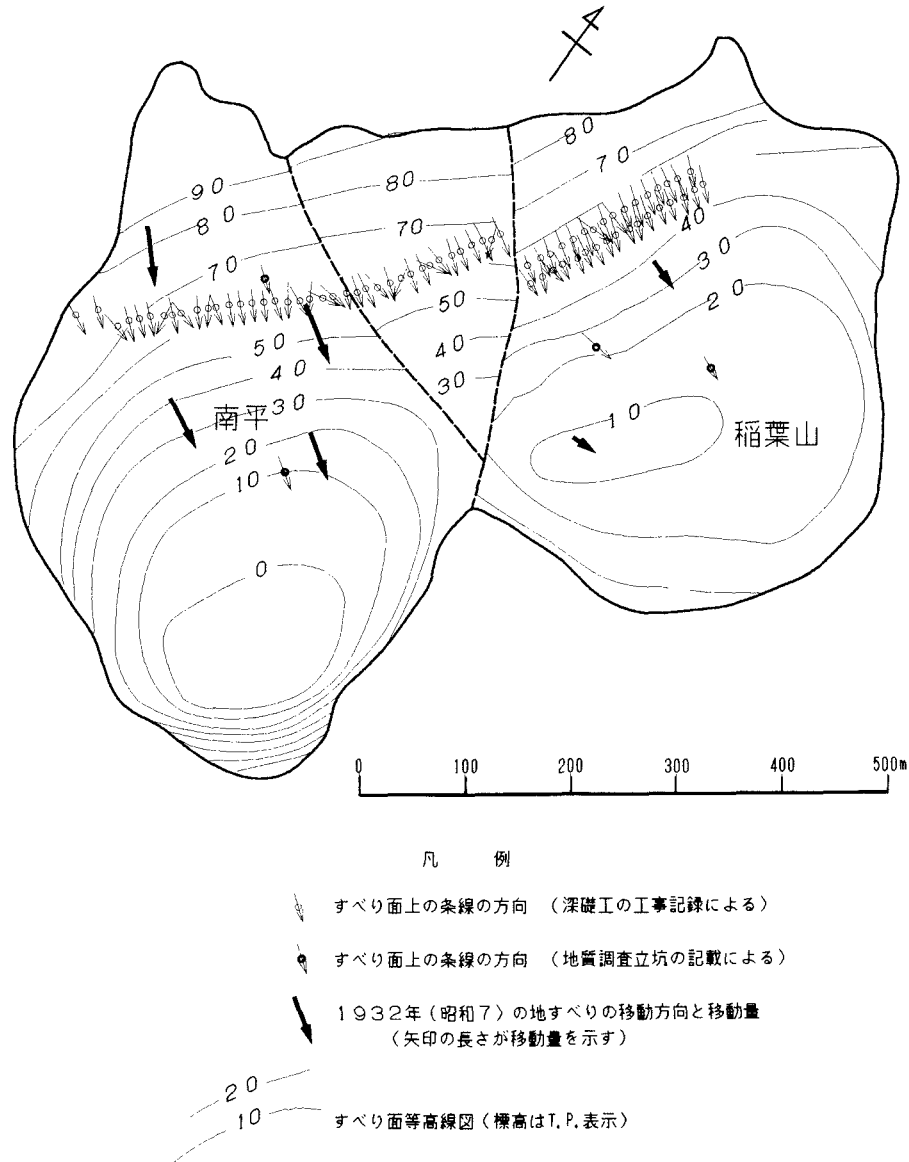


図7.9 峠地区すべり面等高線図と条線方向 (Hayashi et al., 1991による)

図7.9に示す。図中には測量によって得られた移動方向をも示している。これらによると移動方向とすべり条線方向はほぼ一致し、すべり面が地すべり移動によって形成されたことが推測される。

竪坑内で採取されたすべり面を含む試料のスケッチを図7.10に示す。図にはすべりの方向を記したが、すべり面からは延性的に粘土層が変形しており、移動方向(条線)と平行にすべり力が加わっていることが分かる。粘土層はすべり力によって生ずる圧縮方向とは直交方向に伸張している。

一方、すべり面より下位の砂岩は剪断破壊を起こしており、剪断面の方向からこれをもたらした圧縮主応力軸はすべり面にほぼ平行で、すべりの方向と一致する。すべり面には鏡肌が形成され、すべり方向と一致する明瞭な条線が発達している。すべり面粘土を構成する粘土鉱物は、X線回

折によりその大部分がスメクタイトであることが確認された(宜保他、1986)。すべり面付近の流動を伴う同様の变形と剪断は多くの竪坑内で確認された。一部では流動褶曲(flow fold)とよぶべき変形を示している。

上記の観察結果から、すべり面付近に生じている剪断・変形構造は地すべり活動そのものを表していると考えられる。すべり面直上では直下の地層に比較して含水比が高く、変形係数・降伏荷重も低い。そして地すべりによって生じる応力によって流動を伴った延性的(ductile)な変形を示す。一方、すべり面直下では剪断破壊を生じ、地層はより脆性的(brittle)である。そしてすべりの方向に平行な条線を持ち、鏡肌状となった連続性の良い剪断面がこの境界(=ダクティリティ-コントラストの最も大きい不連続面)に存在し、これがすべり面となっていると考えられる(Hayashi et al., 1991)。



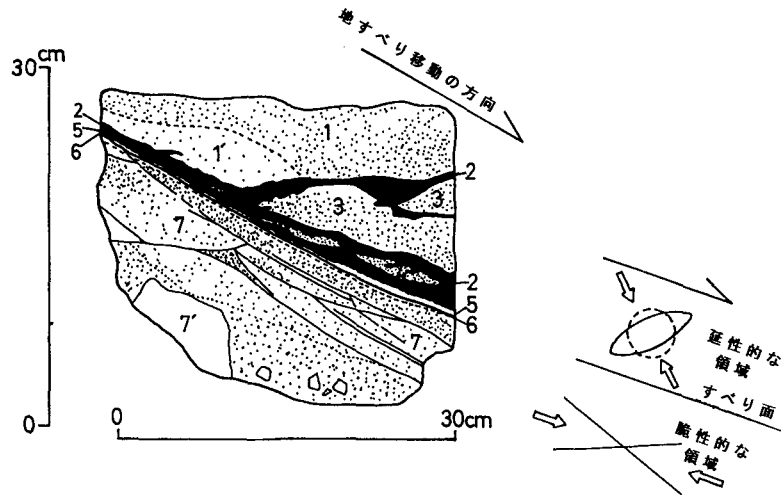


図7.10 すべり面のブロックサンプルのスケッチ (Hayashi et al., 1991による)

1: オリーブ色～暗褐色砂岩 (1': 緑灰色砂岩)、2: 暗緑色粘土 (含水比  $w_n=25\%$ )、3: オリーブ色砂質粘土、4: 淡緑色粘土 ( $w_n=34\%$ )、5: オリーブ色粘土 ( $w_n=31\%$ )、6: すべり面、7: オリーブ色砂岩 ( $w_n=16\%$ ) 7': 凝灰岩岩片

### 3. 不安定化機構

#### 3.1 安定解析との関係

逆算法安定解析によって求められた平均すべり面強度とすべり面粘土を用いたリング剪断試験による残留強度との比較を行った。この値は表7.2に示す通りで、土質試験値と平均逆算強度との関係はスケンプトンの残留係数；

$$R = \frac{\tau_{sf} - \tau}{\tau_{sf} - \tau_r} \quad (1)$$

で表すと  $R=0.68$  になり、地すべり移動時の剪断強度はほぼ残留強度に近いものであったと推定される (すべり面の面積をパラメータとすれば、すべり面の約7割が残留強度、他の約3割が完全軟化強度ということになる)。このことから過去の地すべり移動におけるすべり面付近での主要な剪断と変位は、剪断強度が残留強度近くに達した“主すべり面”で起こっていたことを示唆している (Hayashi et al., 1991)。

#### 3.2 すべり面の発生過程の推察

以上に基けば、地すべりの発生過程は以下のように推定される (Hayashi et al., 1991)。

##### 1) 地すべりの発生期 (図7.11)

マクロ的には図7.12の地すべり発生前の段階に相当する。地層境界付近はもともと構造運動によって層面断層などが発達し、すべり面となる素因を有していたと考えられる。ここに大和川の下刻による斜面のバランスの変化、地下水水位の上昇、地下水による風化の促進と粘土鉱物化；スメクタイトの生成などが作用して最も移動しやすい地質的な単位 (固結度の低い凝灰質堆積岩の上位の安山岩ブロック=新期ドロコロ溶岩)ですべりが発生したと考えられる。

表7.2 リング剪断試験結果と安定解析結果の関係 (Hayashi et al., 1991)

	$\tau_{sf}$	$\tau_r$	$\tau$ 逆算値*	残留係数
$\tan \phi$	0.378	0.125	0.188	0.751
( $c=0$ )	(20.71°)	(7.13°)	(10.64°)	

\*逆算値は安定解析による計算値

すべりの初期には移動層と不動層を境するような連続した一枚の剪断面“主すべり面”は形成されておらず、むしろ局所的な剪断と塑性的な変形が支配的であったろうと考えられる。

##### 2) 主すべり面の形成期 (図7.11、7.12)

マクロ的には図7.12の地すべり発生後の状況に対応する。地すべりの移動が顕著になると、不連続であった剪断面が互いに連続して一枚の“主すべり面”に成長したと推定される。移動とともに主すべり面の剪断強度は残留強度付近にまで低下し、その結果、変位の大半はすべり面で生じるとともに、すべり面付近の塑性化部分ではすべり面に調和的な縞状構造を呈するように変形したと考えられる。

##### 3) 地すべりの発展期

すべり面付近の攪乱されたゾーンは細粒分が卓越して、遮水性であろうから、そこに地下水を蓄えることによって地すべりはさらに不安定化するであろう。同時に細粒物質中のスメクタイト化も促進するであろうから、地すべり移動はさらに進行すると思われる。

本地すべりでは、有史以前からの以上のような過程をへてすべり面強度を次第に低下させながら活動を続けてきたものと考えられる。

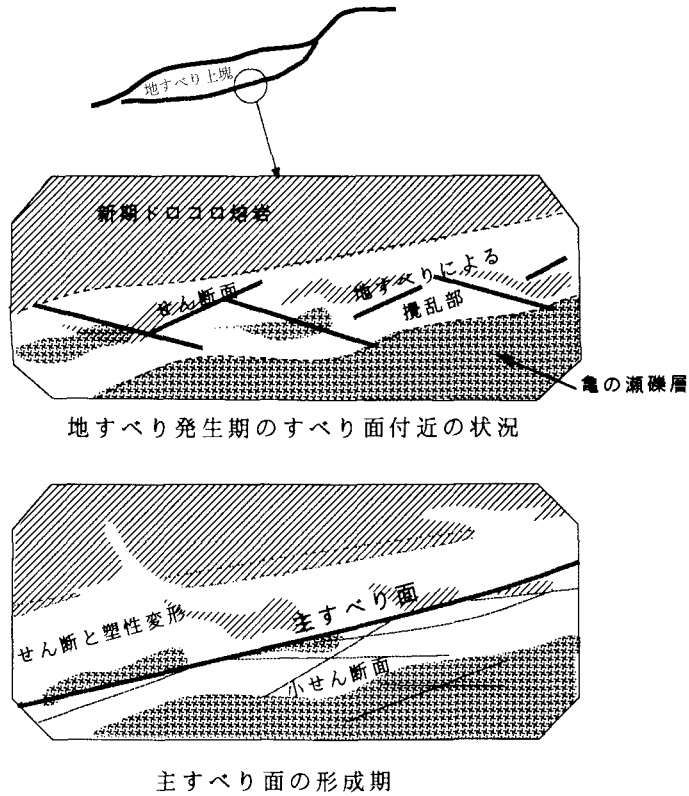


図7.11 すべり面形成過程の概念図(断面図)

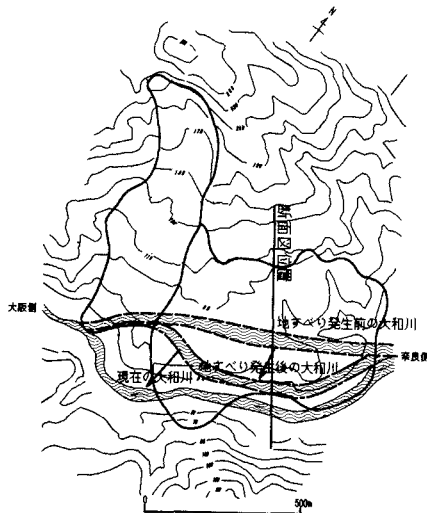
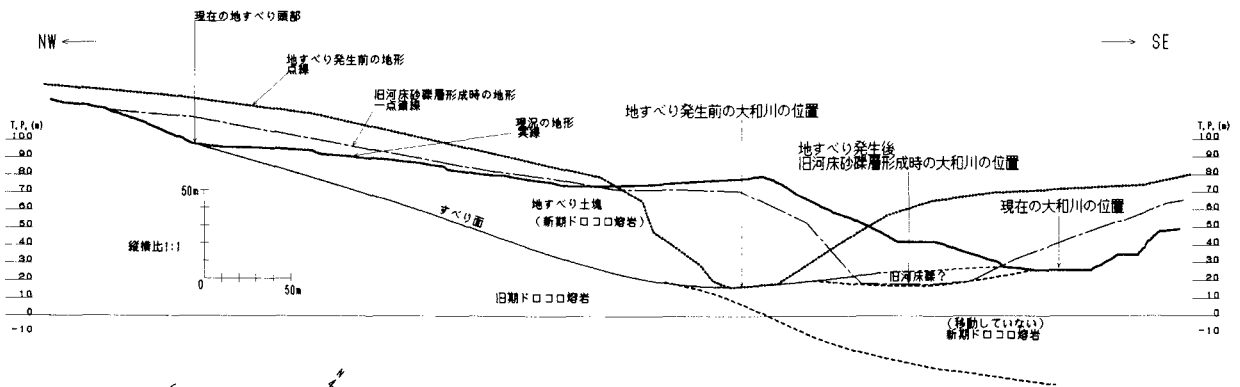


図7.12 地すべりの変遷を模式的に示した断面図

- ① 地すべり発生前：大和川は現位置より約200m山側(北西)を流下しており、新期ドロココ溶岩よりなる地すべり土塊はまだ移動を開始していないが、大和川の下刻作用によって末端部は不安定化している。
- ② 地すべり発生後(旧河床砂礫層堆積時)：河川の下刻作用が新期ドロココ溶岩と旧期ドロココ溶岩の境界近くに達した時点で、両者の境界にある凝灰質礫層(亀の瀬礫層)をすべり面として岩盤地すべりが発生したと考えられる。大和川の河道は地すべりに伴い南東へ移動し、新期ドロココ溶岩は移動土塊となったと推定される。
- ③ 現況：地すべりの活動と下刻作用によって大和川河道はさらに南東へ移動し、移動土塊である新期ドロココ溶岩は新期ドロココ溶岩上へのし上がったと考えられる。現時点では下刻作用と地すべり移動とのバランスはほぼ保たれていると考えられる。

#### 4. まとめ

本地すべりは比較的規模が大きく、また大きな移動量で繰り返し移動してきたのが特徴である。また、長年にわたって調査・観測・解析・対策が進んでおり、すべり面などに関する情報も多い。したがって、本地すべりでの移動形態とすべり面の形成過程については他地点でも参考になることが少なくないと考えられる。

#### 文 献

- 藤田 崇(1973)：亀の瀬地すべり地の地質の研究について、地すべり、Vol. 9、No. 3.
- 宜保清一・江頭和彦(1986)：亀の瀬地すべり土の残留強さと粒子配向、土質工学研究発表会講演集、Vol. 21、No2-1、pp. 393-396.
- 宜保清一・江頭和彦・林義隆(1992)：地すべり土の残留強度の大変位剪断試験による測定法と物理的鉱物学的性質による類推法、農業土木学会論文集、No. 9、pp. 57-63.
- Hayashi, Y., Higaki, D. and Ishizuka, T. (1991)：Structure of slip surface formed by rock block slide, *Proc. 6th International Symposium on Landslides*, pp. 127-132.
- 門脇 淳(1995)：大規模地すべりの調査と対策「亀の瀬地すべりを例として」、地すべり防止工事士登録更新特別講習会テキスト、(社)地すべり対策技術協会、pp. 20-79.
- 森山裕二(1996)：最近の地すべり・崖崩れ対策工、亀の瀬地すべり対策、基礎工、Vol. 24、No. 6、pp. 74-79.
- 高田 明(1932)：大和川筋亀の瀬地すべりに関する調査、土木研究所報告、No. 23、(建設省近畿地方建設局大和川工事事務所復刻版)。
- 友松靖夫・門脇 淳・南沢正幸・真砂祥之助(1981)：亀の瀬地すべり(その1)亀の瀬地すべりの地質学的背景、地すべり、Vol. 18、No. 2、pp. 1-10. (林 義隆)

#### (3) 地附山地すべりの滑動形態と地質構造

昭和60年(1985年)7月26日、長野市善光寺北方にある地附山の南東斜面で、幅約500m、長さ約700m、最大深さ約60mの地すべりが発生した。滑動土塊は約360万 $m^3$ であるが、この地すべりにより道路が約400mにわたり切断流失し、全半壊家屋60、死者26人という大惨事となった。地すべり発生後、原因究明のために「地附山地すべり機構解析検討委員会」が設置され、図7.13に示すような流れで解析作業が行われてきた。この作業では、地すべりの滑動形態、斜面の条件(地形、地質、地下水)などを分析整理した上で、気象条件などを考慮した地すべり機構が推定された。また、数値解析上これが再現できるかどうかを目標とする解析が行われた。ここでは一連の解析で明らかになった内容のうち、地すべりの滑動形態と地質構造を中心に紹介する。

#### 1 斜面変状の推移

図7.14は地すべりが急激な滑動を開始する直前の斜面変状である。図中のA、BおよびH、I、Jは最初に動き出した移動土塊の下方側壁部に相当するが、斜面変状は昭和48年(1973年)にまずこの部分に現れた。その後昭和60年(1985年)までの間に斜面変状が顕著に進展した時期は以下のとおりである。

(1) 昭和56年(1981年)春の融雪期(変状が最初に認識されてから8年後)

地すべり地頭部のEの部分に亀裂や段差が発生し、路面や擁壁に新たな亀裂が発生した(この年の積雪量は過去17年間における最大の301cmを記録)。

(2) 昭和58年(1983年)9月台風10号の通過時

斜面一帯に変状が発生した(2日間で132.5mmの降雨)。

(3) 昭和59年(1984年)春の融雪期

頭部の滑落崖が幅約100mに拡大し、斜面全域で亀裂拡大した(昭和56年に次ぐ60日間累積降雨量238mmを記録)。

(4) 昭和60年(1985年)3月以降

変状は降雨量の大小にかかわらず進行するようになる。5月～7月に500mmを越す降雨があり、図7.14a)のような斜面状況に進展した。頭部滑落崖は幅約300mにわたり連続するようになり、AやKの部分に末端部の盛り上がり認められた。

#### 2. 地すべりの最終形態

斜面の変状形態から、当初地すべりは事前の変状範囲に限定された土塊(A～K)のみが滑動すると思われた。ところが地すべりの最終形態は図7.15に示すようなかたちで(地附山地すべり機構解析検討委員会、1989、解析結果による)動いたことが明らかとなった。この図で主動土塊(MB)、上部従属滑動塊(SBU)を合わせた部分が地すべり直前の変状範囲である。これらが下部従属滑動塊(SBL)を押して、この部分が滑動した。つまり、地すべりの最終段階で地すべり範囲が拡大したことになる(土塊名はいずれも地附山地すべり機構解析検討委員会、1989による)。このような滑動形態はそれ以前に報告されておらず、約1年間にわたって様々な角度から検討された結果、下部従属土塊上の家屋、道路上の作工物、果樹園の移動形態が決め手となったが、この特異な滑動形態が事前の予測を越える被害を生んだ原因のようである。

#### 3. 地質構造

このような滑動形態が発生した背景には、斜面全長にわたる“流れ盤”の地質構造があった。地すべり土塊のほぼ中心を通る地質断面図を図7.16に示す。これは地すべり発生後のポーリング調査などに基づいたものである。地すべり前の地質断面図(図7.16(1))で見ると、昭和48年(1973

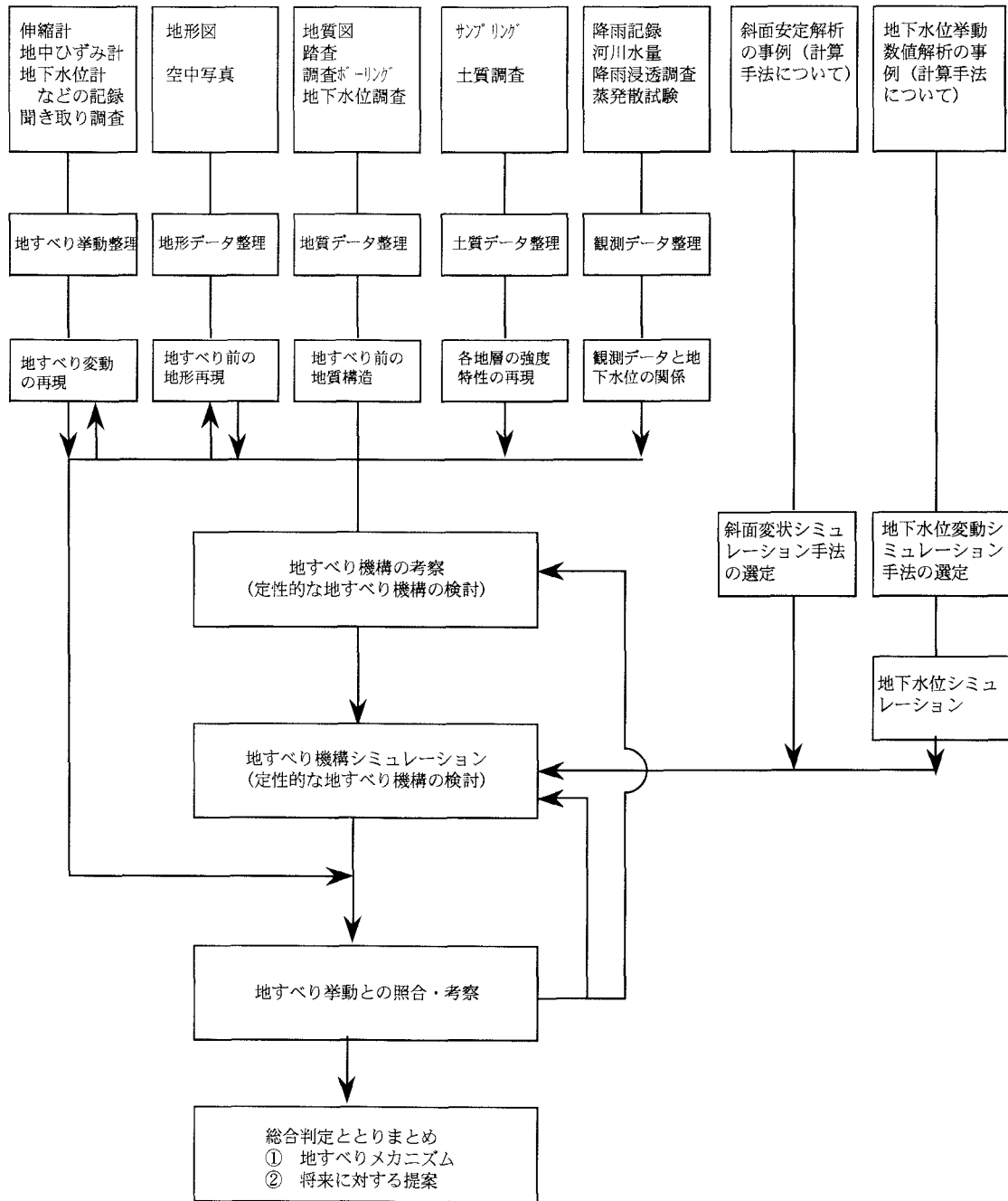


図7.13 地附山すべり機構解析作業のフローチャート。  
地附山地すべり機構解析検討委員会（1989）をもとに一部改変。

年)以降の変状発生土塊は断層F-1とF-11によって挟まれた部分である。この部分では表層部分を除いて原地質構造が保持されており、「風化岩地すべり」の性格を持っている。古い時代にクリープ性の変位はあったとしても、地すべり性の滑動はしていなかったであろう。一方、F-11とF-2によって挟まれた部分は深さ20m～30mにわたり土砂化しており、地形的判断からもF-11を頭部とする大きな地すべりが発生していた部分と考えられる。

斜面を構成する基盤岩は後期中新世の裾花凝灰岩である。軽石質凝灰岩を主体し、岩相変化に富む。上部、中部、

下部の3層に分けられ、このうち中部層がすべり面として使われていた(断面図でハッチの部分)。この部分の層厚は30～40mであるが、黒色泥岩と火山砕屑岩が互層状に混在し、軽石質凝灰岩を主体とする上部層や流紋岩質凝灰岩を主体とする下部層に比較して難透水性と推定されている。そのため、凝灰岩中で風化生成された結晶度の低いモンモリロナイトがこの中部層中に集積していた。また、この層の下面には一部鉱化変質で生成されたと推定されるピンク色のモンモリロナイトも存在する。流れ盤の中にすべり面となりやすい地層が存在していたことになる。

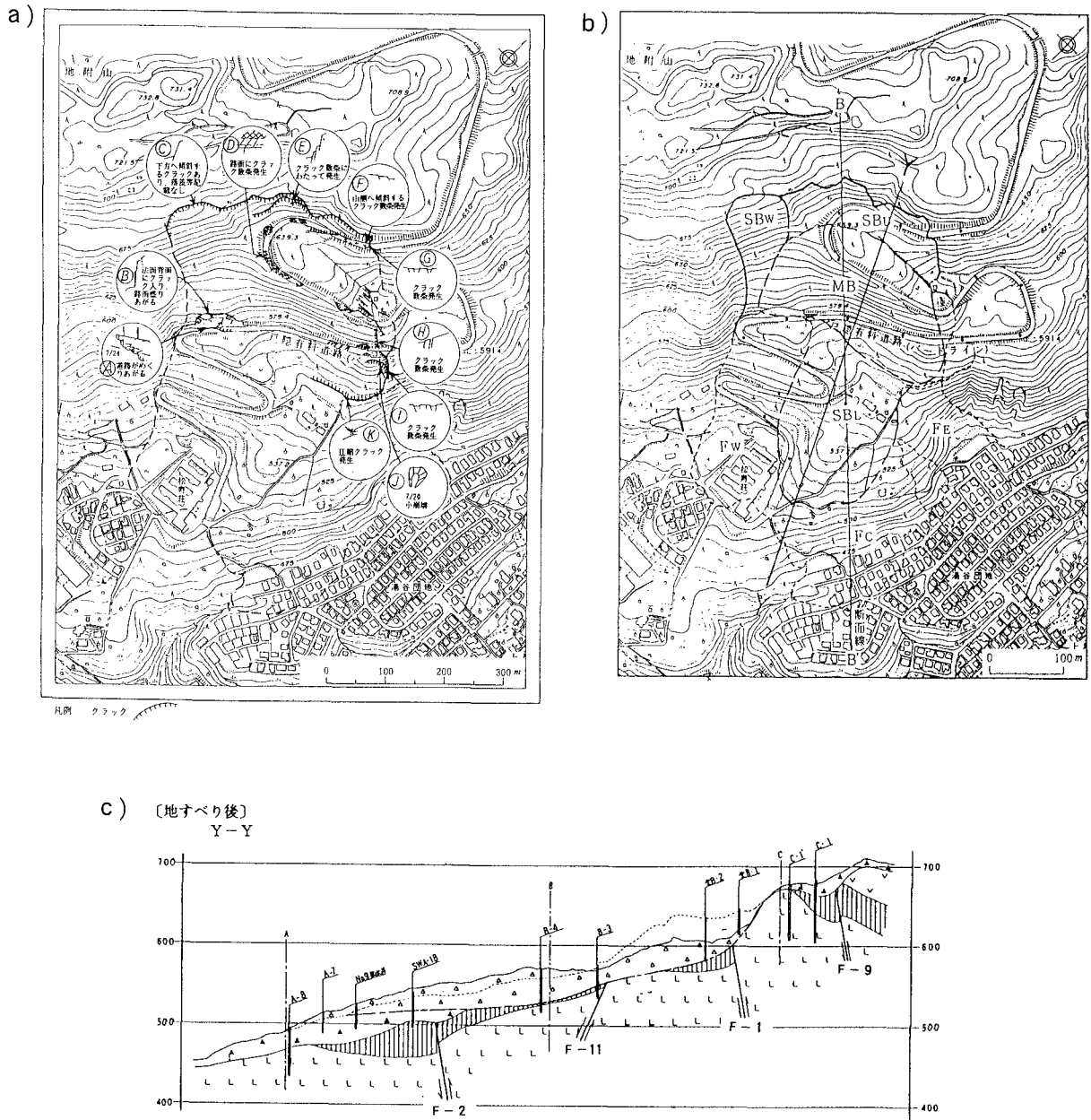


図7.14 斜面の変状(昭和60年7月)。地附山地すべり機構解析検討委員会(1989)をもとに一部修正。  
a) 変状図 b) ブロック図 c) すべり面

#### 4. 不安定化機構の推定

最初に変状の現れた土塊(主滑動塊)の強度・地下水位と安全率の関係を図7.17に示す。この図は地すべり面の強度を種々の状態で測定したものをを用い、斜面の安全率と地下水位の関係を示したものである。中部層は流れ盤の“すべり台”になる部分を指し、旧崩積土はその他の地すべり土塊を指す。地すべり前の観測から想定される地下水位の範囲内では、土塊がピーク強度を発揮していれば安全率は1.00を上廻る( $F_s=1.12$ )。一方、土塊強度が残留強度となった場合は最低水位でも安全率は1.00以下となっている( $F_s=0.92$ )。このような計算の結果、斜面に変状が現れた時点の強度はピーク強度と残留強度が混在していたものと

推定され、最終段階ではすべり面近傍の土塊はほとんど残留強度の状態にあったと推定される。

斜面変状の進展と土塊強度の変化をもとに模式化したものを図7.18に示す。この図では降雨や地震、道路土工等、斜面の不安定化に影響を与える事象も示している。しかし、この図のみでは地すべり発生の外的原因として特定のインパクトを与えたと考えられる事象を見つけることは不可能である。前述委員会ではこのような現象が数値解析上説明可能かどうかを図7.13に示すフローの中で検討されてきた。

まず、主滑動塊の不安定化については、外的原因として(a)降雨による間隙水圧の上昇、(b)地山の飽和度上昇による

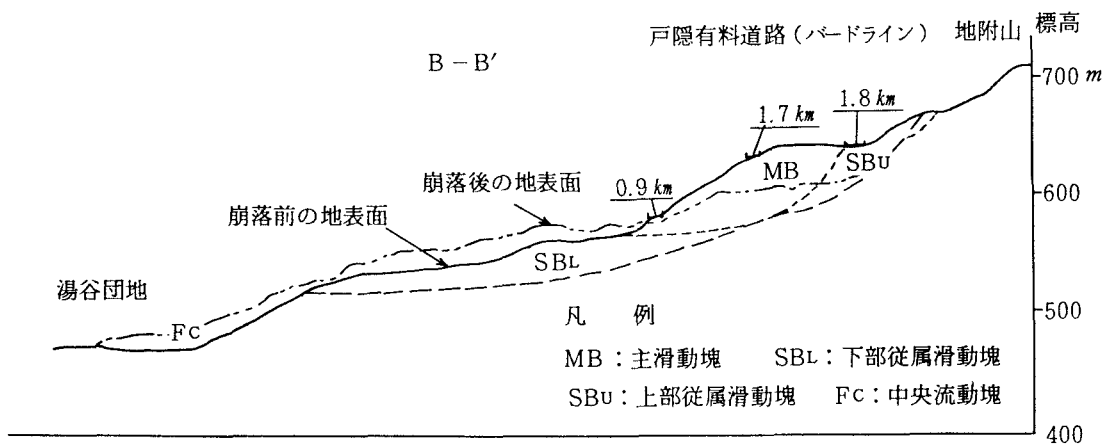
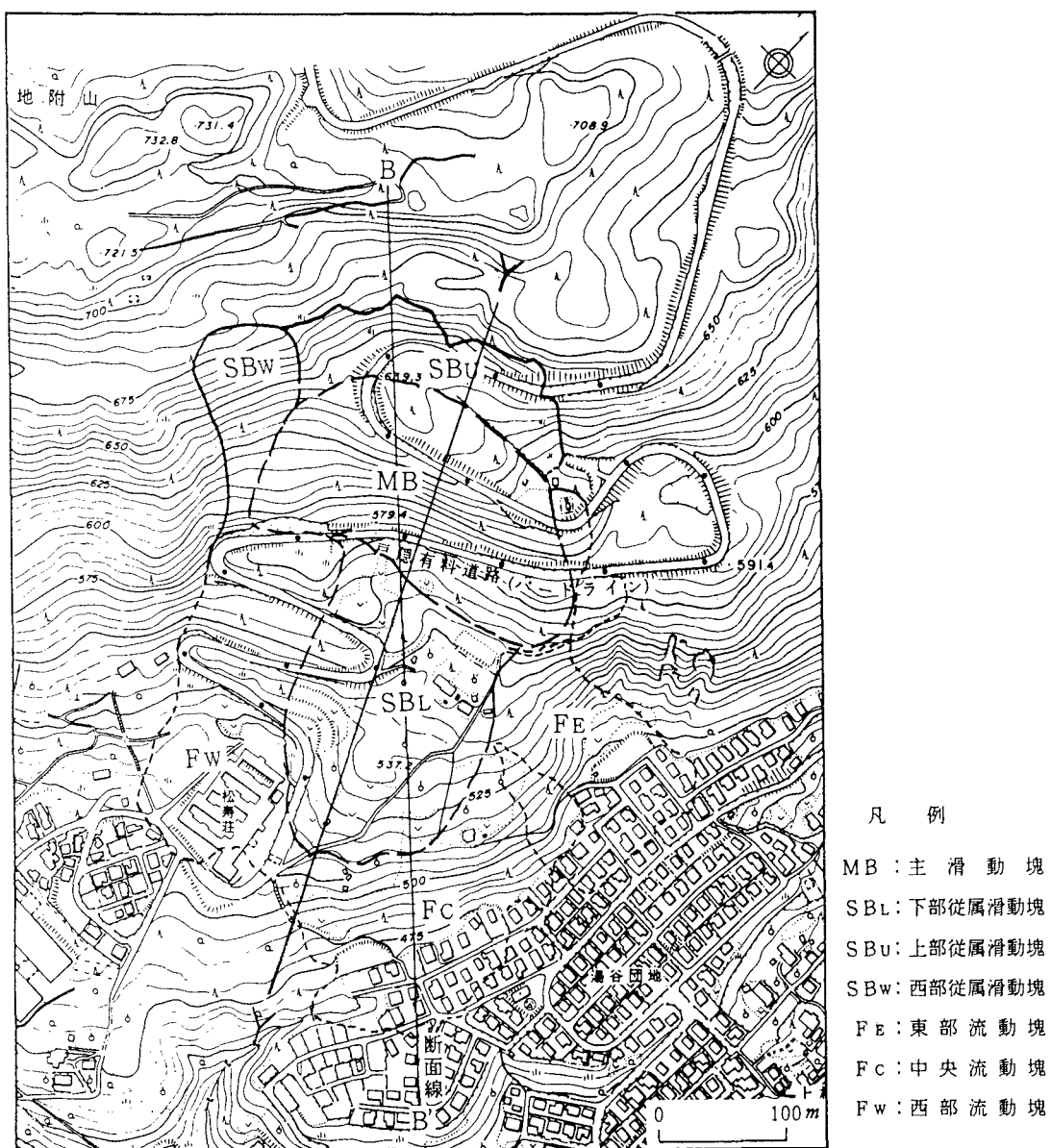
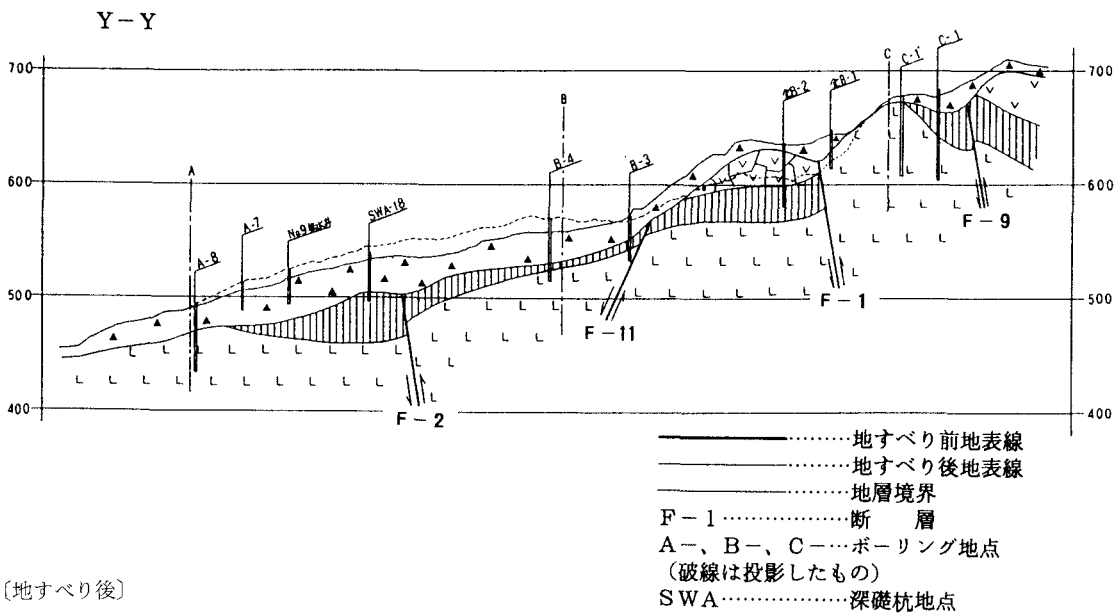


図7.15 地すべりブロックとすべり面  
 地附山地すべり機構解析検討委員会 (1989) をもとに一部加筆。

(a) [地すべり前]



(b) [地すべり後]

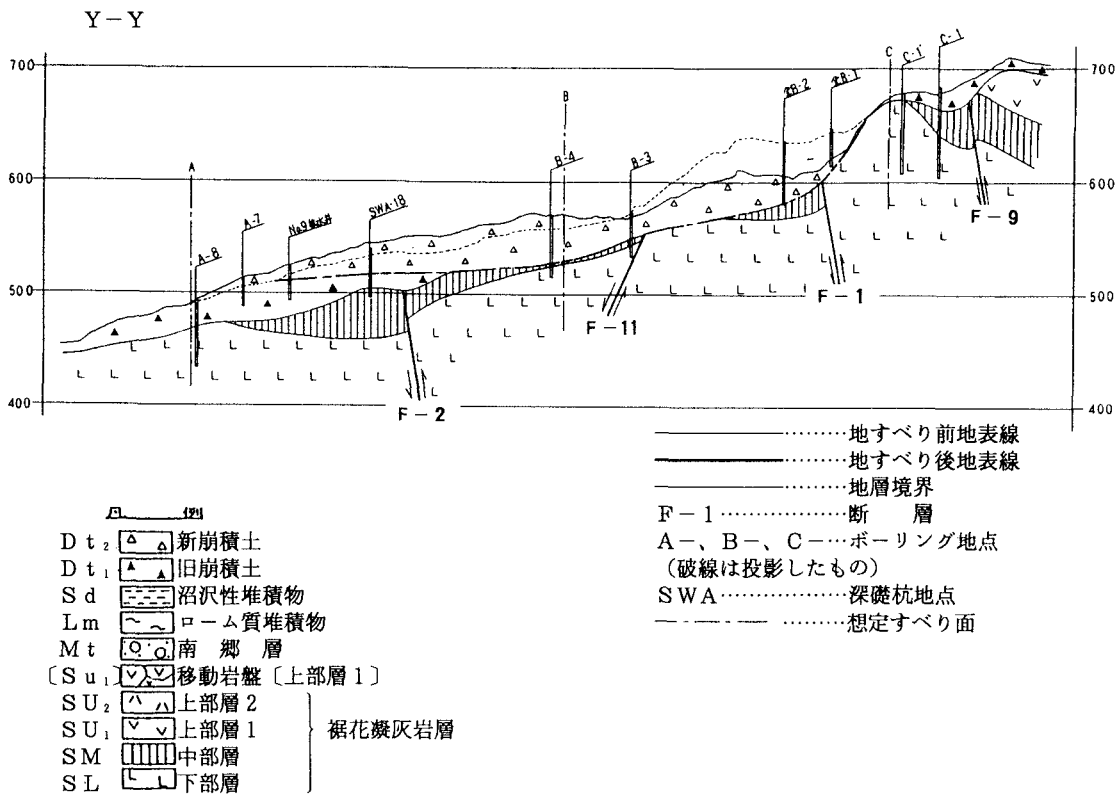


図7.16 地附山地すべりの地質断面図 (地附山地すべり機構解析検討委員会、1989)。

(a) 地すべり前の地質断面図、(b) 地すべり後の地質断面図

地盤強度の低下、(c)道路土工 (切盛土) の3つの影響が調べられた。しかしながら、(a)、(b)、(c)すべてを最大に考慮しても安全率  $F_s=1.12$  にすぎない。このことから、地盤強度の低下の要素を考えざるを得ず、継続荷重により土のピーク強度が下がりクリープが始まったと推論している (地附山地すべり機構解析検討委員会、1989)。また、大崩壊直前まで変位の見られなかった下部従属滑動塊について

は、(a)中部層が残留強度(b)間隙水圧の上昇を最大に見込む(c)飽和度上昇による地盤強度の低下を見込んで滑動せず、(d)主滑動塊が動くことによる外力を加えると滑動する計算結果となり、数値解析上もこのような現象が再現可能であると結論している (地附山地すべり機構解析検討委員会、1989)。



文献

地附山地すべり機構解析検討委員会(1989):地附山地すべり機構解析報告書、p.308. (衛藤正敏)

(4) 海岸の流れ盤斜面に密集する<sup>とまた</sup>苦多地すべり

北海道東部太平洋岸の根室半島~厚岸湾岸では小規模な地すべりが海岸線に沿って連続的に分布していることが多い。浸食海岸の斜面では波浪による浸食という斜面の不安定化要因が大きいために、地質・地質構造的な条件がその運動形態や分布に大きく影響している。海岸の斜面変動としては岩石海岸の岩石崩落が一般的であるが、ここではそれとは異なる斜面変動の事例として厚岸湾岸の<sup>とまた</sup>苦多地すべりの例(田近ほか、1992、1994;田近、1995)を示す。

1. <sup>とまた</sup>苦多地すべりと地形・地質

苦多地すべり地は厚岸湾西岸の厚岸町苦多~沖万別に位置する(図7.19)。地すべりは標高50~70mの丘陵の海側斜面に沿って奥行き約250m、延長約4km以上にわたって密集している。個々の地すべりは幅100m前後のものが多い。地すべりの多くは並進すべりであるが、移動体の構成物や形態から分類すると、渡の分類の「風化岩地すべり」から「粘質土地すべり」まで様々なタイプからなるとされている(Hokkaido Branch of Japan Landslide Society, 1985; 英ほか、1985; 坪山、1990)。

地質は上部白亜系根室層群の泥岩で、厚さ数cm以下の砂岩薄層とともに成層している。またしばしば厚さ1~5cmのガラス質凝灰岩を挟んでいる。泥岩は新鮮な場合で一軸圧縮強度200kgf/cm<sup>2</sup>程度であるが、層理に沿って割れ易くスレーキングしやすい(笹木、1981)。1990年の地すべり

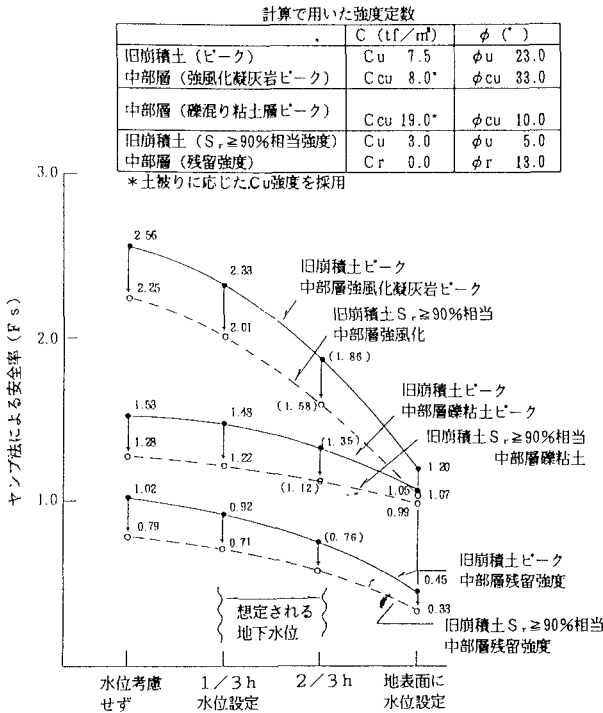


図7.17 地盤強度・地下水位と安全率の関係 (地附山地すべり機構解析検討委員会、1989)

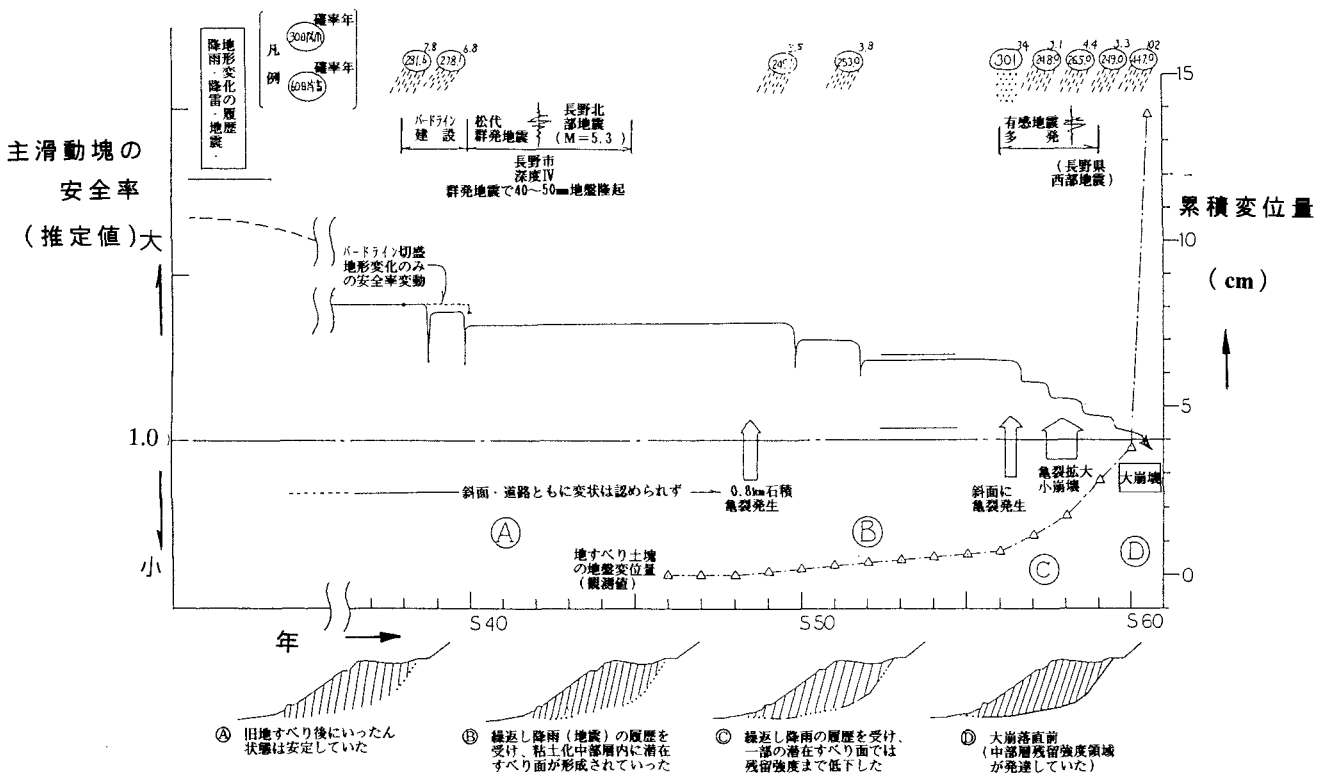


図7.18 地すべりの発達とその要因に関する経年履歴模式図

ではすべり面は凝灰岩薄層の部分に形成されていた。根室層群はE-W~N55°Wの走向で、南に20°前後傾斜しており、傾斜方向は海岸線と45°~80°で斜交した流れ盤ないし

走向方向の斜面となっている。この海岸斜面はほぼ同一の岩相・地質構造であり、各地すべりはこの地質構造に規制されたくさび状の並進すべりである (図7.20)。

### 2. 滑動の経緯

苦多地域での地すべりの発生は古くから知られ、最も古い記録は明治21年(1888年)の家屋倒壊である(厚岸町史)。1970年頃から海岸線に沿った町道の整備が進んだこともあり、明確な変状資料が残るようになった。その結果、毎年どこかの場所でなんらかの変動が認められてきた。ただし、最近では地すべり防止工事の進展に伴って、大きな滑動は少なくなっている。

以下に、1990年5月に滑動した地すべりの周辺の事例を示す(図7.20)。1989年以前にはこの地域は幅約100m、奥行き約150mの古い単位地すべり地形(旧地すべりとよぶ)が見られ、尾根を挟んでその東側にも小規模な地すべり地形があった。この地すべりの移動体上のトドマツにはいわゆるアテ(異常材)の形成が認められている。その形成開始時期から、旧地すべりは5~10数年の間隔で変動を繰り返してきたと考えられている(図7.21)。1975年には分離崖の部分が大きく開いたため、町道が迂回した(1978年の空中写真判読)。さらに1979年10月に大きく滑動して(移動量約80m)、移動体は沖まで押しだしている。このようなすべりは1980年の空中写真で確かめられ、昭和58年(1983年)発行の2.5万分の1地形図にも表現されている(図7.19)。1985年の空中写真では、旧地すべりの移動体は波浪によって浸食され、汀線は元の海岸線近くまで後退している。

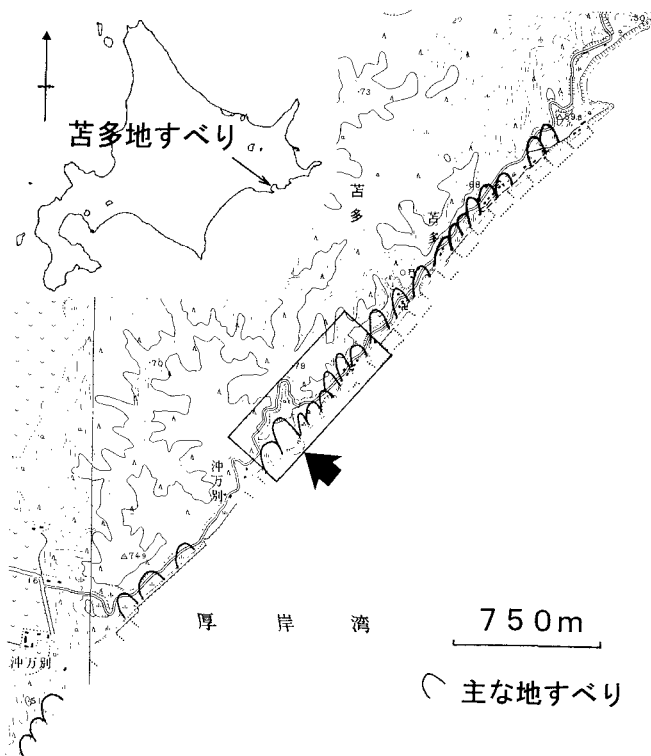


図7.19 苦多地すべりの位置と主な地すべりの分布  
矢印枠内は図7.20の位置を示す。国土地理院発行2.5万分の1地形図「厚岸」、「尾幌」を使用した。

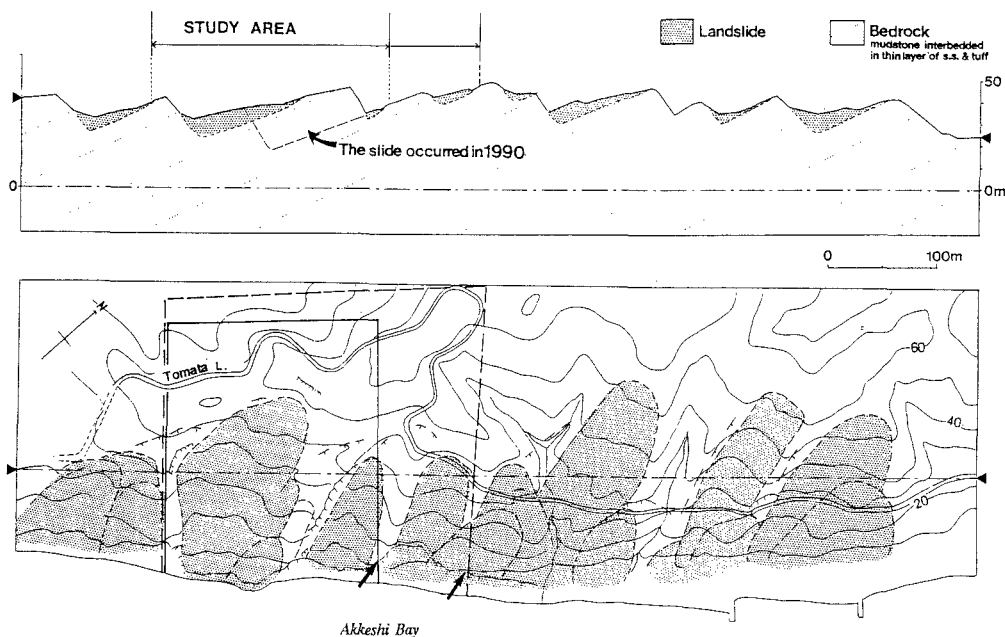


図7.20 苦多地すべりの平面図(部分図)とその横断面図(田近ほか、1993)。  
矢印枠の実線および破線はそれぞれ図7.22、7.23の位置を示す。

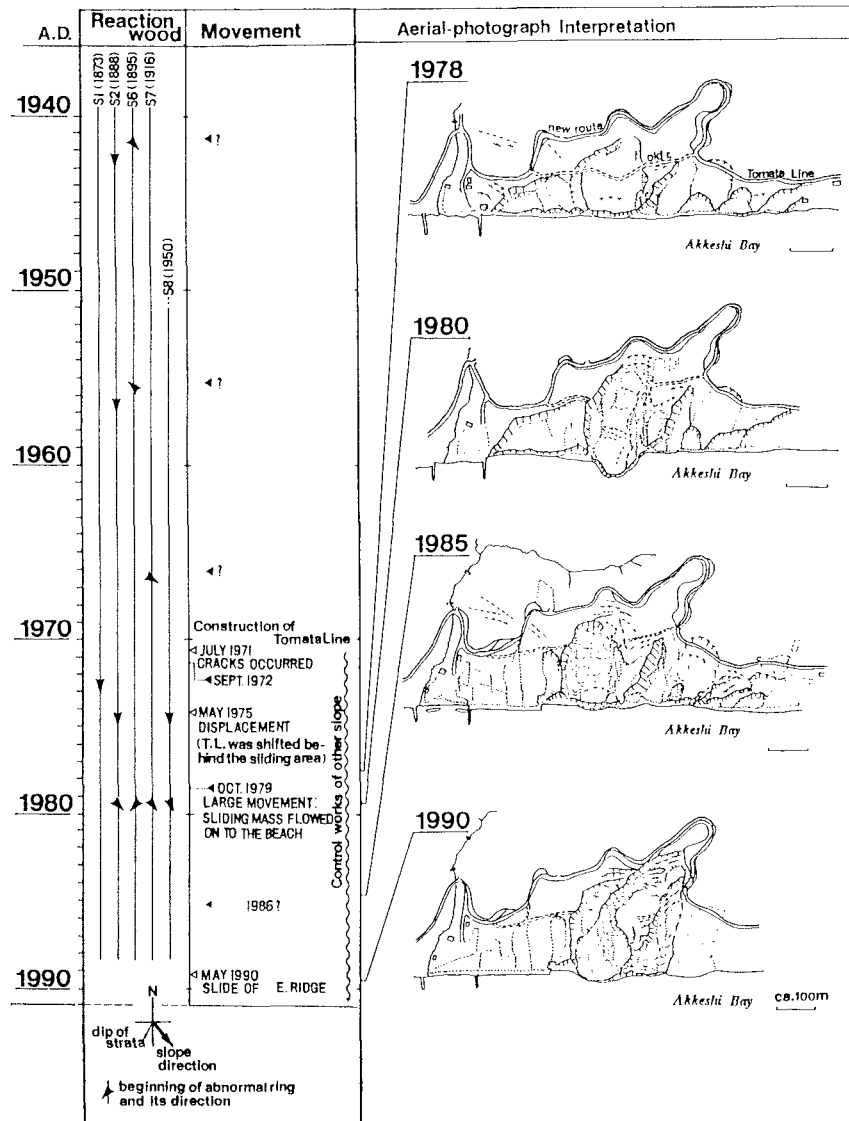


図7.21 1990年に滑动した地すべりとその周辺の変動史 (田近ほか、1993)

3. 旧地すべりの形態と1990年の地すべりの滑动

図7.22に1988年における旧地すべりの平面図と断面図を示す。移動体の先端は浸食され低い崖となっている。頭部には分離崖と裸地が広がり、パッチ状小ブロック(高さ数m、長さ25m以下、幅2~10m)が点々と残っている。この裸地は移動体の崩壊源域にあたる。地すべりの中下流部には旧道をほぼそのまま載せた大きなブロックが見られた。これは泥岩ブロックと粘質土を主とする岩屑土相(田近、1995)から構成されている。

1990年4月30日夜から翌朝にかけて、新たに旧地すべりの頭部の東側に幅約20~30mの陥没帯が形成され、東側尾根および旧地すべりと東側の小規模な地すべりの下半部を巻き込んだ滑动が起り、町道の一部が閉塞された(図7.23)。移動体は幅150m、奥行き約250mで、平面的には三角形を示して、先端は海に押しだした。頭部の一部には擦痕を伴うすべり面が露出した。すべり面は粘土化した凝灰

岩薄層に沿い、すべり条線は斜面の傾斜方向にほぼ一致していた。移動体の中央部には新しい変形は少なく、旧地すべりの左側崖にあたる低い崖もそのまま移動している。移動体の中央部はほぼ非変形の岩盤相(田近、1995)からなり、下流から先端にかけては岩盤クリープ性の褶曲を示す破碎岩相(田近、1995)からなっている。下部では最大径4mにも達する泥岩ブロックが転倒状に崩壊した。この滑动に先行して、1988年夏にはこの時形成された陥没帯の位置に開口亀裂が確認されている(図7.21)。また1989年春から秋にかけては東側尾根の末端で崩壊が頻発している。

4. 地すべりの発達と素因・誘因

上述のように苦多地すべりのひとつの特徴は、「風化岩地すべり」から「粘質土地すべり」まで様々なタイプの地すべりが連続的に密集して分布することである。これは地すべりの発達プロセスとして見ると様々な段階の地すべりが

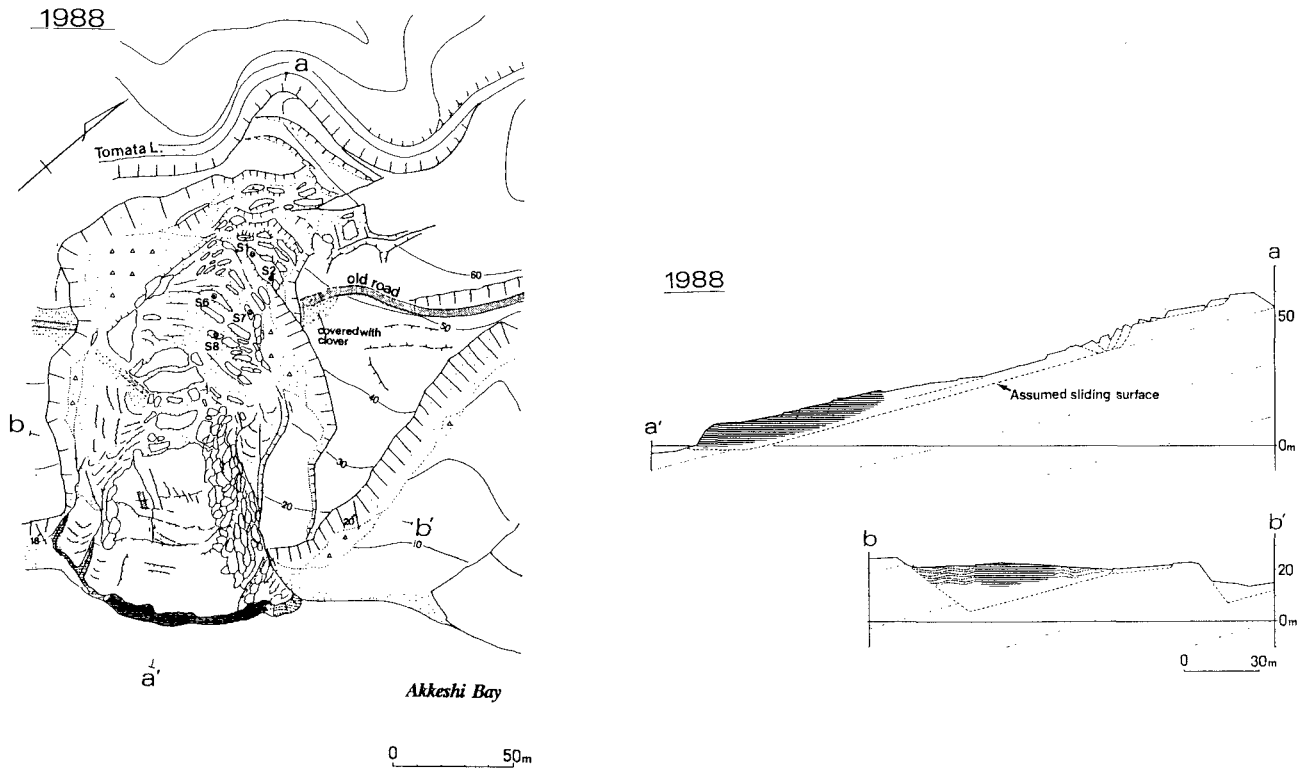


図7.22 旧地すべり (1988年) の地表面変形 (平面図) および同断面図 (田近ほか、1993)

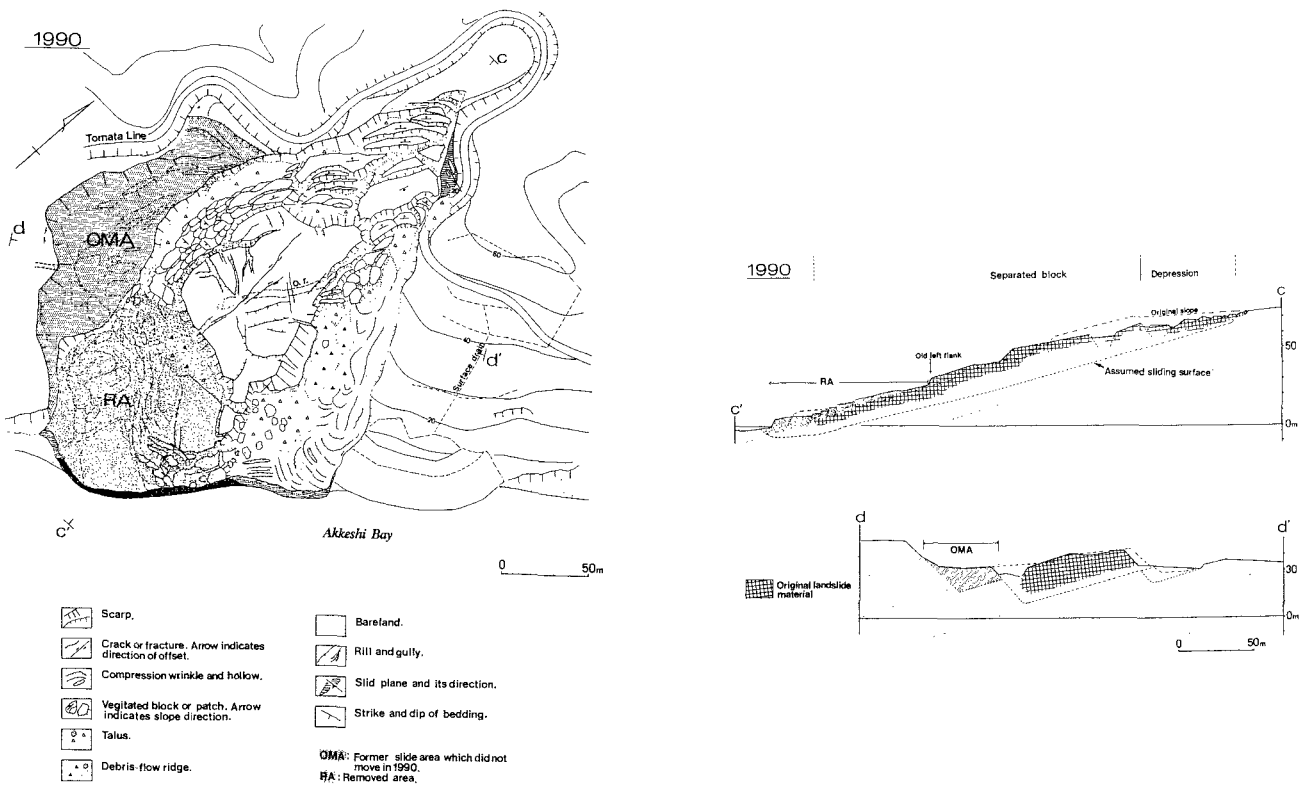


図7.23 1990年の地すべりの地表面変形 (平面図) および同断面図 (田近ほか、1993)

存在する可能性を示している。

1990年に発生した地すべりは頭部の亀裂発生、斜面の末端での崩壊の頻発、それに引き続いておこった大きな移動、頭部の陥没帯の形成と末端での崩壊という一連の過程を示した。これは「岩盤地すべり」の一般的な発生過程（例えば、渡、1992）に一致する。一方、旧地すべりは50～15年間の滑動を繰り返した「崩積土地すべり」である。これらの過程は岩盤地すべりが滑動を繰り返し、しだいに風化浸食され、いわゆる崩積土地すべりとなり、崩積土が浸食されてある段階に達するとすべり面は側方あるいは深部に移行し、新たな地すべりが発生するという過程を示すものとして解釈される（英・田近、1993）。すなわち、苫多地域の海岸斜面は地すべりの滑動と海食による移動体末端部の除去の繰り返し、そしてその結果としての側方への地すべりユニットの移動によって形成されていくものと考えられる。

これらの地すべり発生の条件としては、波浪による斜面下部や移動体末端の浸食による斜面の不安定化と、凝灰岩をはさむ成層構造の明瞭な泥岩の分布や流れ盤構造といった地質素因が考えられる。なお、地すべりの直接的な誘因としては、融雪や降雨によるものが多い。とくに降雨との関係では、先行6日間の降雨量が50mm程度で、それに続く強雨が日降雨量60mm以上の場合、あるいは先行雨量が少ない場合には1～2日間連続の降雨で140mm以上の場合が地すべりの発生基準として示されている（英ほか、1985）。1990年の滑動については、融雪期の終わり頃にあたり、さらに4月29～30日に106mmの降雨があったことが指摘されている（坪山、1990）。

## 5. まとめ

苫多地すべりは単調に成層した泥岩の流れ盤すべりであり、この点でわが国ではありふれた地すべりといつてよい。しかしながら、規模の類似した地すべりが海岸に沿って4km以上にわたって連続して分布するという点で特異である。滑動史、岩相・地質構造および移動体を構成する物質の検討の結果は次のようにまとめられる。

- 1) 苫多地すべりは小規模な地すべりの変動域が主として側方に移動して発達した地すべり地帯である。
- 2) 苫多地すべりの1ユニットの発達は以下のように解釈できる。波浪による浸食により地すべり移動体の先端は急速に除去される。それによって移動体は滑動を繰

り返し、移動体の大半が除去される。移動体はそれまで側方斜面の押え盛土的な役割を果していたが、除去によって、側方の斜面は大きく不安定化して、すべり面は側方～深部に移行する。この発達の1サイクルは50年以下と見られる。

- 3) 地すべりの発達には斜面の基部が波浪による浸食により継続的に不安定化していることに加えて、斜面が地層の傾斜方向にやや斜交した流れ盤であることや、凝灰岩の薄層を頻繁にはさむ成層した泥岩からなることなどの地質条件が反映している。すべり面は凝灰岩薄層を起源とする場合が多い。
- 4) 地すべり移動体を構成する物質は地すべりの発達の段階や移動体の部位に応じて岩盤相から破碎岩相、岩屑土相（田近、1995）へと変化している。

## 文献

- 英 弘・小坂橋重一・渡部 靖・宮坂省吾(1985)：厚岸町苫多地区における地すべり災害について、昭和60年度地すべり学会北海道支部研究発表会講演要旨、pp. 34-38。
- 英 弘・田近 淳(1993)：厚岸町苫多地すべり、北海道の地すべり地形一分布図とその解説、北海道大学図書刊行会、pp. 69-70。
- Hokkaido branch of Japan Landslide Society (1985)：Landslide in Hokkaido. *Civil Engineering Association of Hokkaido*, 36p.
- 笹木 敏(1981)：泥岩・頁岩の特異性と地質災害—厚岸地区の地すべりを例に、建設とエネルギー、建設経済社、Vol. 11, pp. 44-49。
- 田近 淳・岡村俊邦・坪山厚美(1992)：地すべりによる海岸斜面の形成過程：北海道東部苫多地すべりの発達史、シンポジウム「地すべり地形に関する諸問題」講演論文集、地すべり学会、pp. 122-127。
- 田近 淳・岡村俊邦・坪山厚美・山岸宏光(1994)：海岸斜面の地すべりの地質規制とその形態的特徴—釧路-厚岸地域の地すべり、地下資源調査所調査研究報告、北海道立地下資源調査所、No. 22, p. 45。
- 田近 淳(1995)：堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積相、地下資源調査所報告、No. 67, pp. 59-145。
- 坪山厚美(1990)：平成2年度厚岸地区現地検討会資料集、地すべり学会北海道支部、p. 18。
- 渡 正亮(1992)：岩盤地すべりに関する考察、地すべり、Vol. 29, No. 1, pp. 1-7。

(田近 淳・坪山厚美)

### 7.2.2 人工的改変で不安定化が促進された斜面

#### (1) 長大切土のり面の地すべり (ゴルフ場造成地の例)

##### 1. 変状発生の経緯

対象地域は兵庫県西部の山地で、周辺の山地は定高性がある(武石他、1993)。ゴルフ場は山稜部のなだらかな地形を利用して極力平坦なコースをつくるように計画された。計画地内の標高は北端部で最高約400m、南東部の谷底で約150mである。造成によるバランスやコースレイアウトの都合により、北端部に長大切土のり面が、また谷底には高盛土が計画された。ここでは、この切土のり面において発生した地すべりを紹介する。

対象のり面は延長350m、高さ最大120mの長大のり面である。計画勾配は上部1:1.2、下部1:0.8であった。全体の1/3~1/2に相当する上部のり面が掘削され保護工(植生工・排水工・防止柵等)施工後に変状が発生した。平面図を図7.24に示す。

変状発生の経緯は次のようである。

- 平成2年(1990年)4月中央のり面に変状(地すべり)が発生(図中で中央のり面の風化岩地すべりとしたもの)。
- 平成2年6月東側のり面および背後にクラックが発生(図中で東側のり面のクラックとしたもの)。
- 平成2年8月中央のり面背後にクラックが発生(図中で中央のり面としたもの)。

中央のり面で発生した地すべりは、幅約70m、奥行き約80m、最大すべり面深さ約10m、滑落崖約1.5mの風化岩地すべりで、規模や発生機構の特定は比較的容易であった。しかし、背後に発生したクラックから想定される新規の不安定ブロックの規模は、幅120m、奥行き150m、最大すべり面深さ30mに及ぶものであった。東側のり面のクラックからも同様に最大すべり面深さ30mに及ぶ新規の不安定ブロックが想定された。図7.25に断面図を示す。

##### 2. 地質状況と不安定化機構の推定

対象地区には超丹波帯の粘板岩・砂岩とこれらに貫入した岩脈が分布している。粘板岩は著しく破碎したものが多く、1cm~10mの砂岩がレンズ状~塊状岩体として取り込まれている。地層の走向はほぼEW(のり面に平行)であるが、地層全体が様々に褶曲しており、傾斜は場所によって大きく異なっている。貫入岩体は幅3~4mで、のり面に対して低角度の受け盤となっている。また、ENE-WSWの走向で40°~60°で北に傾斜する大小2列の破碎帯が存在する。1つは幅約10mの粘土化帯で、東側のり面を斜めに横断しており、このまわりには破碎した粘板岩が広く分布している。他の1つは中央のり面中下部から東側のり面背後にかけて分布し、一部では岩脈に沿っている。幅は前者に比べて狭く粘土化帯は認められない。

変状は大規模切土が誘因と考えられる。中央のり面の最初の地すべりは、地すべり粘土の存在や旧地形の見直し等

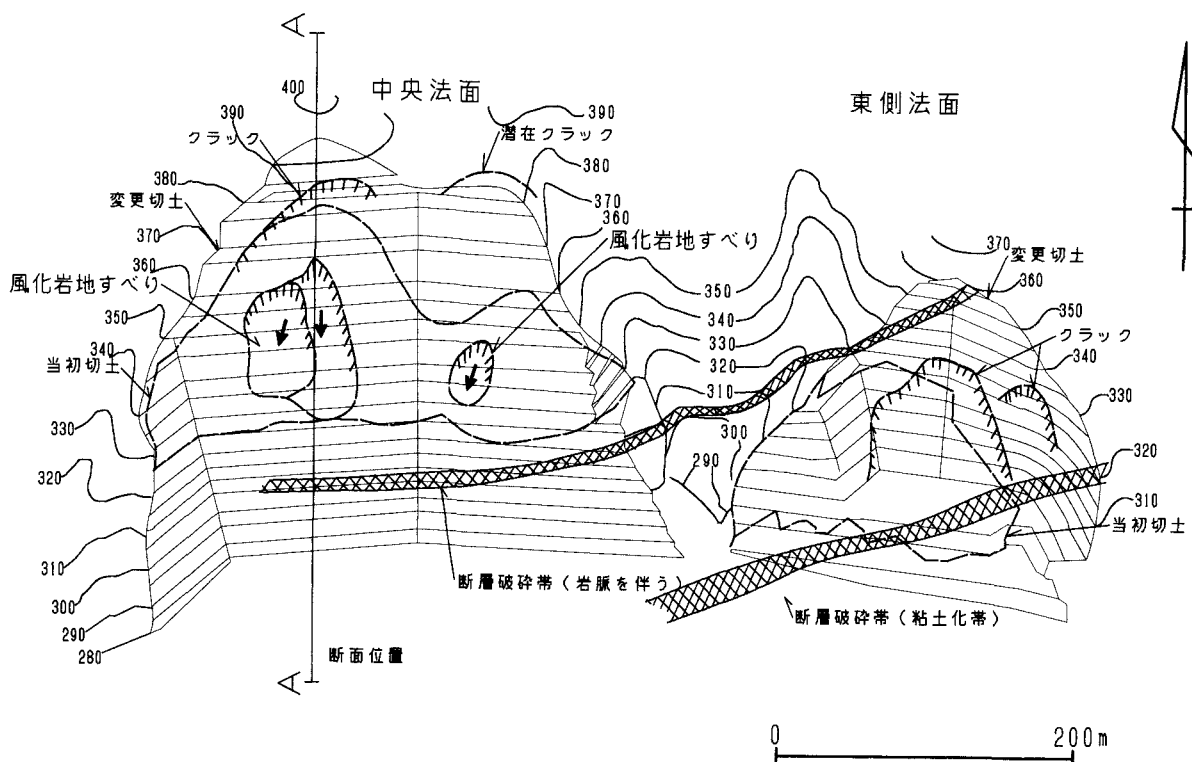


図7.24 長大のり面の平面図。変状発生位置、断層破碎帯の位置および当初切土と変更切土の範囲を示す。

から、起源の古い風化層のすべり土塊のうち、切土による残存部が再滑動したものと判断された。東側のり面および中央のり面のクラックから想定される不安定ブロックは、その規模・ボーリングコア状態・旧地形からみても全く新

規のものと判断され、その挙動把握と不安定化機構の推定に孔内傾斜計やGPS（清水他、1992；武石他、1993）による動態観測が重要な役割を果たした。推定される機構を図7.26に示す。

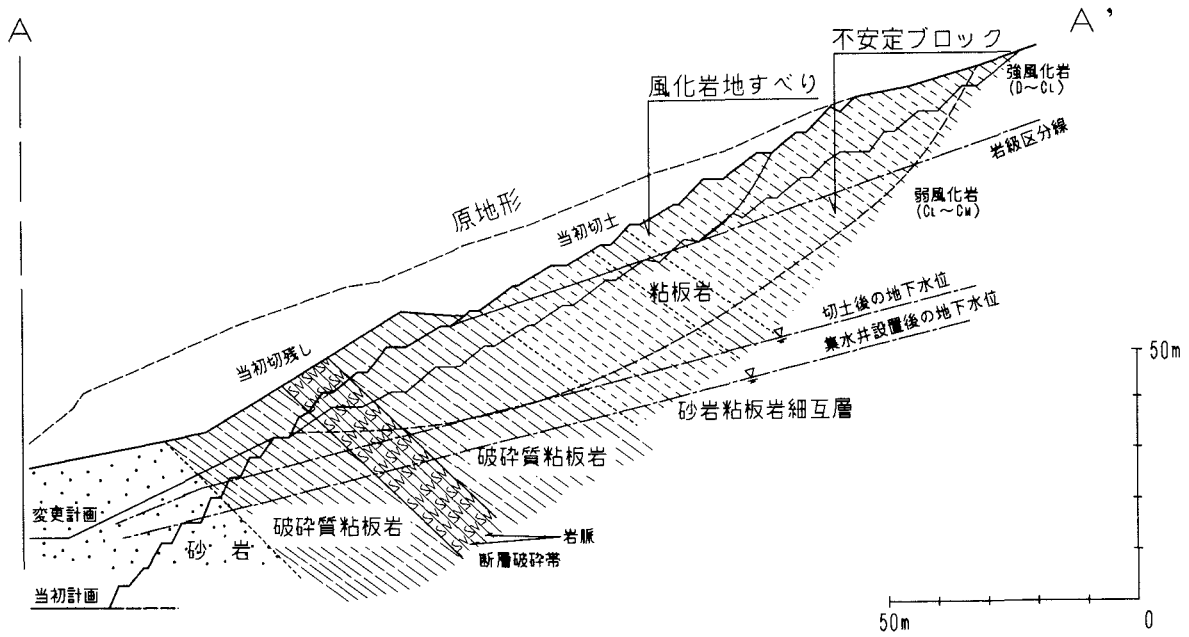
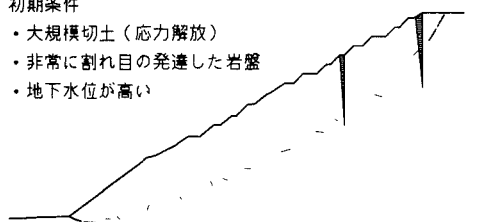


図7.25 長大のり面の断面図。断面位置は図7.24参照。推定されるのり面の構成地質、想定地すべりブロック、切土の当初計画と変更計画の比較、切土後の地下水位と集水井設置後に低下した地下水位を示す。地下水は深層地下水で断層破碎帯を通じて湧出している。

① クリープゾーンの発生

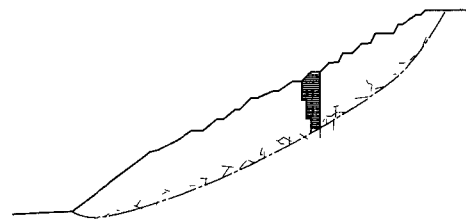
初期条件

- ・大規模切土（応力解放）
- ・非常に割れ目の発達した岩盤
- ・地下水位が高い



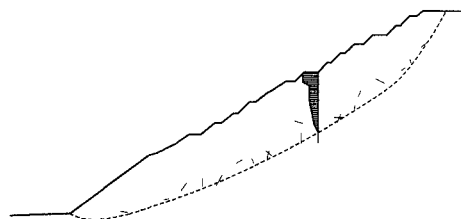
割れ目の発達した岩盤の転倒とクリープ  
孔内傾斜計に転倒を示すような変位が表れる。

③ 一部すべり面の生成



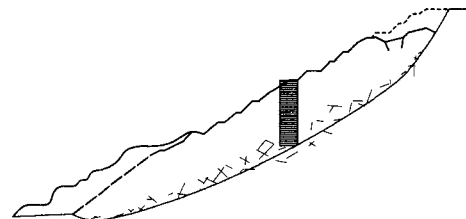
歪の集中により一部にすべり面を生成  
孔内傾斜計の変位は、特定の深度で歪が累積する。

② 破壊ゾーンの発生



クリープ状態から徐々に破壊ゾーンが発生  
孔内傾斜計の変位は、深度方向に何点かのせん断面が明瞭化する。

④ 全域にすべり面の形成



最終的に単すべり面を形成、すべりに至る  
今回の対策工は②～③の段階で実施、④には至っていない。

図7.26 不安定化機構推定図。孔内傾斜計などの動態観測からの推定



### 3. 対策工の概要

当初の切土計画では必要抑止力が約1500tf/m（中央のり面）にもなるため、次の条件で対策工が検討された。

- ・現状の用地の範囲内で排土工を行う。
- ・計画勾配を1:1.2から1:1.5に変更する。
- ・計画高を15m上げる（レイアウトの変更）。
- ・断層による地下水ダムアップ箇所では排水工を行う。
- ・計画安全率を下回る箇所についてはアンカー工を採用する。
- ・動態観測をしながら施工する。

中央のり面を例にとれば施工中に変状が進行し、必要抑止力約310tf/mに対しアンカー工の打ち増し・抑止杭の打設を行った。その後さらに集水井の増設・押さえ盛土工によって安全率1.2を確保した。最終ののり面対策工事は直高最大110m（22段）、幅約600mに対し、約100万 $m^3$ の排土工やアンカー工496本の他に、抑止杭、吹付のり枠工（フリーフレーム工のり）、ロックボルト、集水井、水抜きボーリング等を行った。

### 文 献

- 清水則一・桜井春輔・皿海章雄・古谷茂也(1992)：GPSによる長大斜面の変位モニタリング、第24回岩盤力学に関するシンポジウム、土木学会、pp. 440-444.
- 武石朗・妹尾正晴・田尻誠・清水則一・桜井春輔(1993)：GPSによる斜面の変位計測—地すべり移動計測—岩盤変位測定におけるGPS利用の可能性の検討—、第28回土質工学研究発表会講演集、pp. 2125-2128. (妹尾正晴)

## (2) 岩手県花巻市の地すべり

### 1. 地すべり概要

当地すべり地は岩手県花巻市北西の北上川支流豊沢川の左岸に位置している。奥羽脊梁山脈から連なる標高400m～800mの山稜が西から東に標高を下げつつのび、これを開析する豊沢川がこの付近で東西方向に流路を形成している。山地は第三紀大荒沢層のプロピライトおよび同質の火砕岩よりなる。新鮮な部分は緑色～青灰色を呈して極めて硬質で塊状であるが、亀裂が多くまた鉱化変質による黄鉄鉱や変質による粘土を含んでいるところも多い。詳細な地質構造は明らかではないが、少なくとも花巻側では破碎帯も確認されている。

主稜線から南東方向分岐した尾根部において道路改良工事（切土：平成5年12月頃）の過程で地すべりの兆候が認められた。規模は最終的には幅約150m、奥行き200mである。当初は張り出した尾根の下流側沢部の後背斜面において崩壊が発生し、また現道部にも数カ所で亀裂が発見された。さらに直後の地表踏査によって、切土区間の山側上部

斜面に比高1～4mで連続する滑落崖が発見され、側面および末端の尾根部にも亀裂等の地すべり現象が認められた。通常、切土に伴う地すべり発生の場合、のり尻部にすべり面末端が形成されることが多いが、地すべり変状はのり尻部のみならず切土箇所を含み末端河川に達する尾根全体にも認められた。

ボーリング調査及び歪計調査等の結果、地表から深度20m～40mの強風化～変質を被った岩屑状の部分で変動していることが判明した。地すべり変動は切土施工部分に対して応急盛土及び応急横ボーリング工の施工により鎮静化し、最終的な恒久工法としてアンカー工が計画された（図7.27、7.28）。

### 2. 地形からみた斜面不安定化要因の抽出

地すべり発生後、地すべり発生の要因解明のため空中写真判読（図7.29）を実施した。判読要素として稜線の連続性や線状凹地の分布に注目した。図7.29の④、⑤の斜面は切土を中心とした改良済みの区間で、⑥斜面は今回切土中に地すべりが発生した区間である。その結果、次の点が判明した。

- (1) 周辺では東西方向に伸びる線状凹地が高標高部の主稜線付近に散在している。
- (2) 被災斜面⑥では東西に連なる主稜線に対して河川方向に向かう稜線が途切れている(①)。
- (3) また被災斜面の稜線自体が凹凸に富んでいる。
- (4) 一方、上流部の斜面④では河川方向の稜線が主稜線と連続している。逆に、下流部の斜面⑤では河川に向かう明瞭な稜線が存在せず、かなり広い区間にわたって平滑な斜面となっている。

空中写真判読からは、⑥は⑤に比べ南側に張出しており、⑥が滑落直前の尾根部で⑤が滑落後の滑走面とみなせる。すなわち、⑤は⑥のような張出し状尾根部がすでに滑落した後の跡地形と読むことができる。一方、④は⑥に対して、河川方向の稜線が主稜線に連続している分だけ「より安定」しているといえよう。なお、このような関係は周辺の河川沿いにも散見され、上流部から下流部の斜面までの一連の斜面変動パターンとして読み取れる。また周辺一体ではこれと類似した斜面は南向きに多い。このことは、素因となりうる亀裂等の地質要因が系統的に存在する可能性（たとえば南向きに傾斜する亀裂系の存在）が指摘される。

以上に基づく、斜面不安定化要因のキーワードとして主稜線と稜線の不連続、稜線の凹凸、線状凹地の存在（周辺の稜線を含む）、系統的な亀裂系などがあげられる。

### 3. 考 察

線状凹地の一般的な形成要因の1つとして、下刻に伴う斜面の応力開放があげられる（檜垣ほか、1992）。被災地域

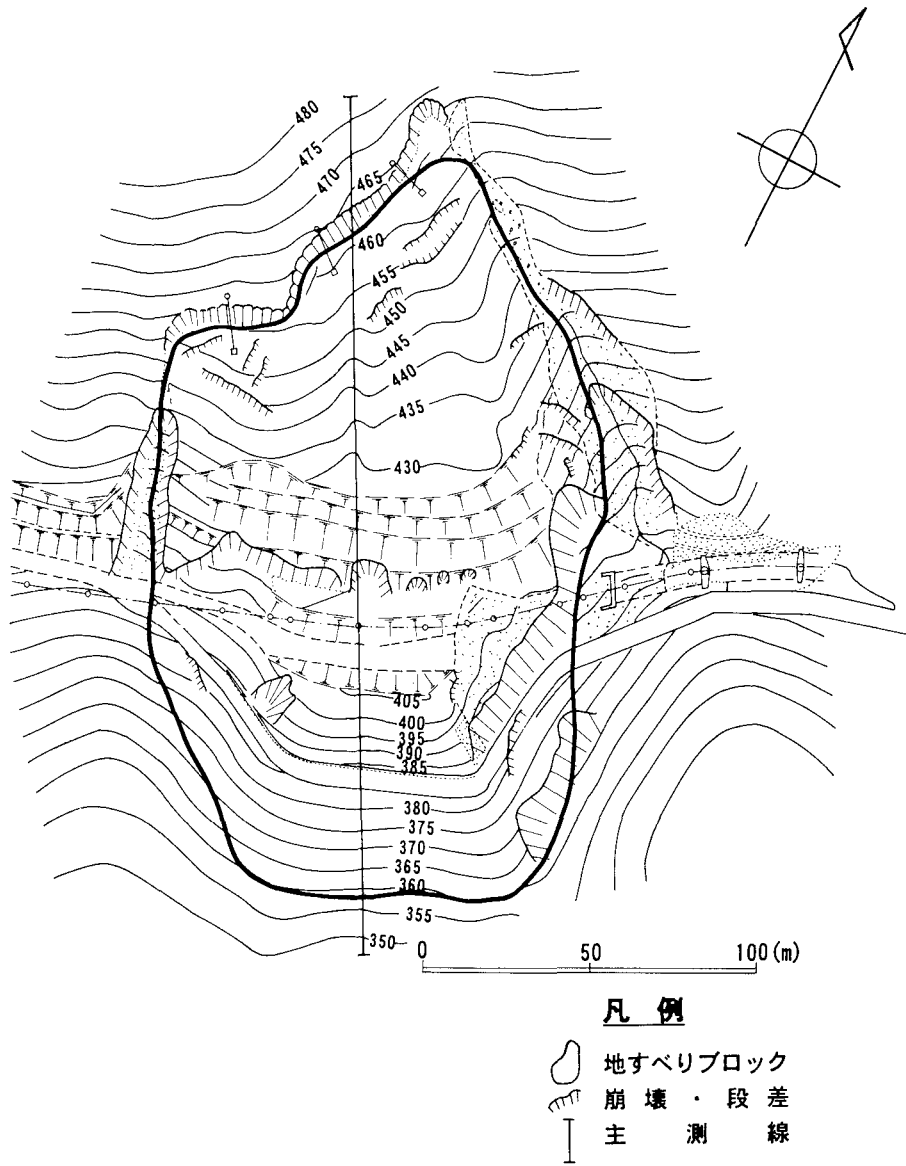


図7.27 地すべり平面図

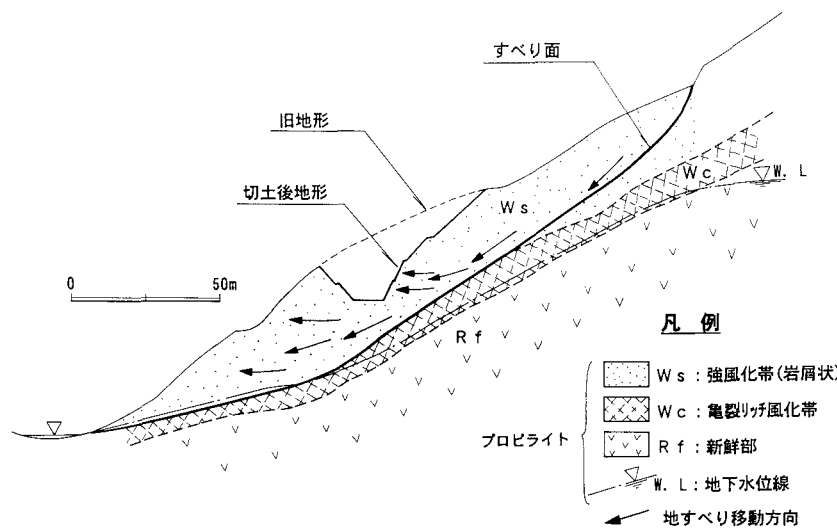
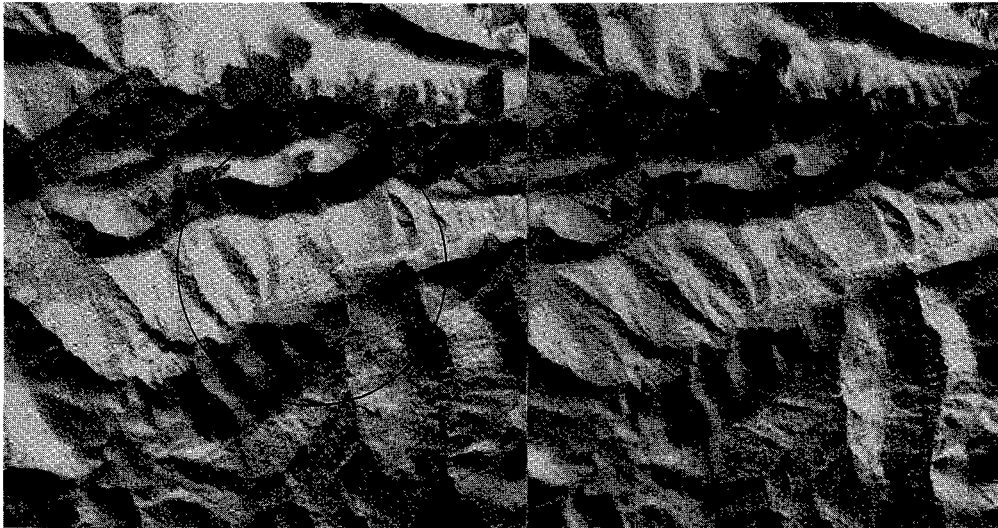


図7.28 地すべり断面図 (図7.27の測線)

(a)



(b)

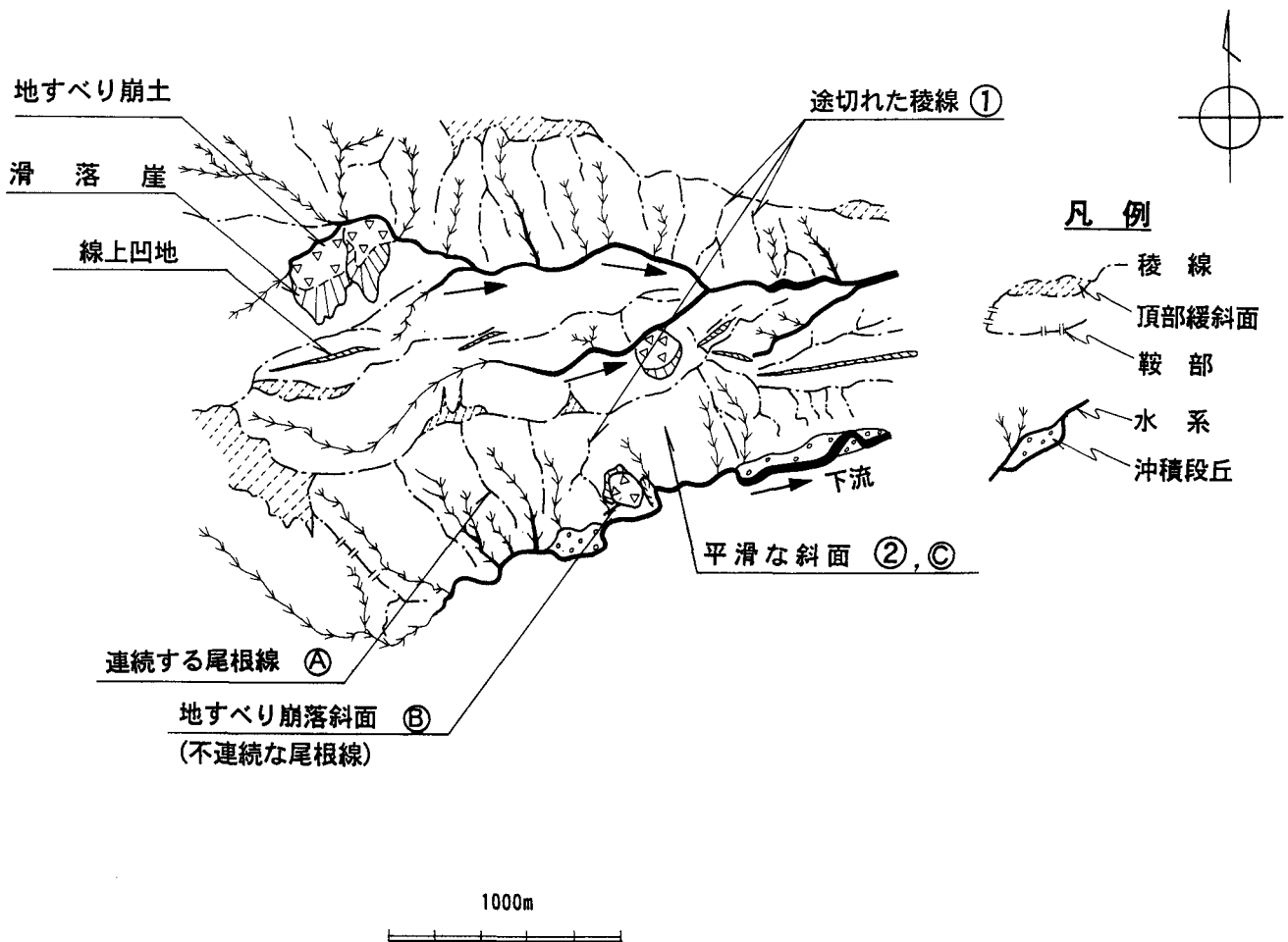


図7.29 (a)実体視用空中写真、および(b)地形判読図

も奥羽脊梁山地の東翼部にあって山体の上昇に伴う急速な下刻があったことは知られるところであり（遷急線の分布等からも読みとることが可能）、この地域の線状凹地の成因も同様であった可能性が大きい。このことから、被災地域には潜在的に線状凹地の成因に関与するような深層のクリープ変形の存在が推定できる。一方、南向き斜面に斜面変動が多いことから南傾斜の系統的な亀裂系の存在も推定できる。

なお、図7.29の④、⑤、⑥において、④が地表面でのクリープ初期、⑤がクリープ全盛期、⑥がクリープ斜面の滑落後と、一連の斜面変動の歴史を上流から下流まで連続していると考えることができそうである。これを一般化して考察すると、“下流から進行してきた下刻は、時系列的には斜面を下流部から上流部に向かって不安定化させている。すなわち、下流部ほど斜面変動の末期を上流部ほど初期をみている”ことになる。以上から図7.30に示すような地形発達史を考えた。

#### 4. おわりに

斜面変動が発生した箇所は、滑落崖が空中写真では読みとれず、“地すべり地形”は不明瞭であった。前述した地形発達史は地すべり発生後の知見をもとに得られたまとめであるが、昭和50年代の段階ではこのような硬質でマッシュピなプロピライト分布地域での地すべり発生の予見は困難であったかも知れない。しかしながら、今日、上記のような新知見を整理し、地形判読手法を確立することによって、新たな建設工事に関わる斜面の不安定要因をあらかじめ抽出し、適切な調査・解析の提言が可能となると考えられる。

#### 文献

楢垣大助・宮城豊彦・三上登志男(1992)：地すべりの運動と地すべり地形の評価、地すべり学会東北支部編「東北の地すべり・地すべり地形」、pp. 137-140。(濱崎英作)

### (3) 風化花崗岩切土斜面の経年変化に伴う崩壊 — 広島県竹原市の事例

#### 1. はじめに

平成5年(1993年)夏、梅雨前線と台風による豪雨によって西日本各地で多くの土砂災害が発生した。広島県竹原市の国道では風化花崗岩よりなる切土のり面が突如崩壊して人身事故に至った。この崩壊では直前の降雨量が極端に少なく、崩壊の発生に結びつく要因は当初判然としなかったが、その後の詳細な調査・検討結果に基づき崩壊発生機構の推察を行ったので、事例として報告する。

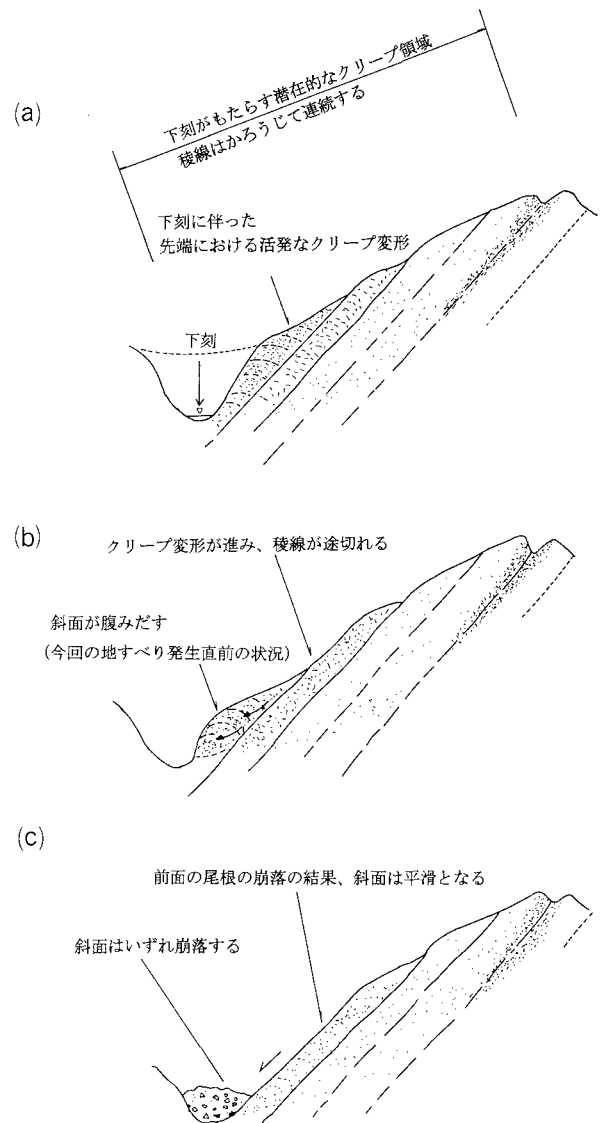


図7.30 考え得る地形発達史

- (a) 下刻によるクリープ領域の形成  
下刻に伴って斜面の末端部では徐々にクリープ変形が生じつつある。ただし、稜線はかろうじて連続している。
- (b) クリープ変形の進行  
斜面がしだいはらみ出し、稜線が途切れる状態となる。今回の地すべり発生直前の状況はこのようであったと推定される。
- (c) 地すべり・崩落の発生  
地すべり・崩落の結果、斜面は平滑となる。

#### 2. 斜面崩壊の発生と経緯

崩壊は平成5年(1993年)8月19日午前7時30分頃、竹原市の国道切土のり面で発生した(図7.31)。のり面は海岸に突出した尾根部にあり、崩壊は海側切土のり面のほぼ中央部である(図7.32)。のり面は高さ約17m、勾配1:0.5で、発生した崩壊は幅約25m、長さ約22m、崩壊土砂量約200m<sup>3</sup>の規模であった。土砂は瞬時に落石防止網工とともに崩落し、上下2車線と歩道を含む道路全体を覆った。通行車両2台がこれに巻き込まれ人身事故に至った。

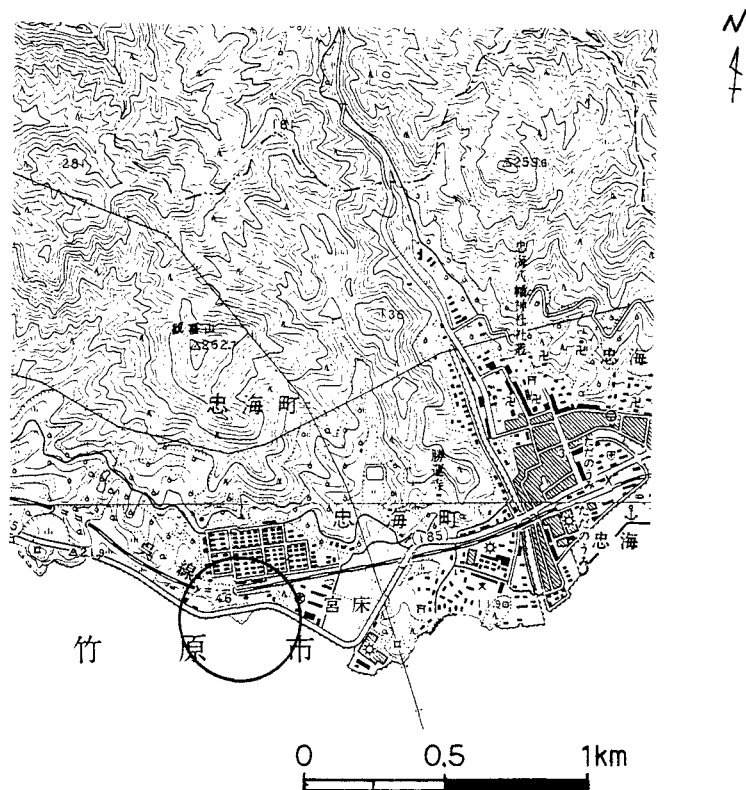


図7.31 位置図。国土地理院発行2万5千分の1地形図「竹原」、「白水」を使用。

壊前に前兆といえるような変状は記録されていない。

### 3. 崩壊と崩壊箇所の特徴

当崩壊は、施工後長期間を経た風化花崗岩の切土のり面で発生したことから、地質構造や風化、変質程度および岩盤の緩みなどに着目し調査を行った。また、崩壊発生時には降雨はなかったが、崩壊前の降雨状況も含めた誘因について整理、評価を行った。

#### 3.1 地形・地質・岩盤状態

崩壊箇所の海側へ突出した尾根は、内陸の小起伏山地から続き、標高は25~30mである。当地域の沖積平野は谷底に狭く分布するのみであり、海側の山腹斜面は直接海岸へ接している。崩壊地の頭部は狭い平坦地となっており、その背後は海側へ傾斜する急斜面となることから、集水地形はほとんど存在しない。

当地域には白亜紀後期の広島花崗岩類に属する粗粒黒雲母花崗岩が広く分布している（中国地方土木地図編纂委員会編、1984）。花崗岩は深層風化が著しく、表層はまさ土化している。崩壊した切土のり面には軟岩クラスの粗粒花崗岩が露出し、のり肩付近では厚さ約4mの強風化帯が認められた。崩壊箇所の地質断面図を図7.33に、また崩壊直後の切土のり面のスケッチを図7.34に示す。

背後の花崗岩中にはのり面に平行ないしやや斜交して流

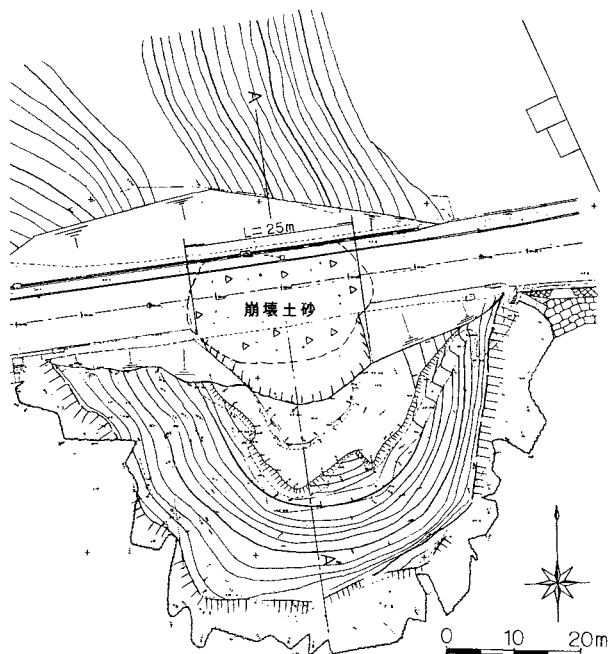


図7.32 崩壊箇所平面図

のり面は施工後約30年を経たものである。同時期の山側のり面では崩壊は発生せず、変状も現れていない。当のり面には落石防止網工、落石防止柵工が施工されており、定期的な点検や日々の道路パトロールは行われていたが、崩

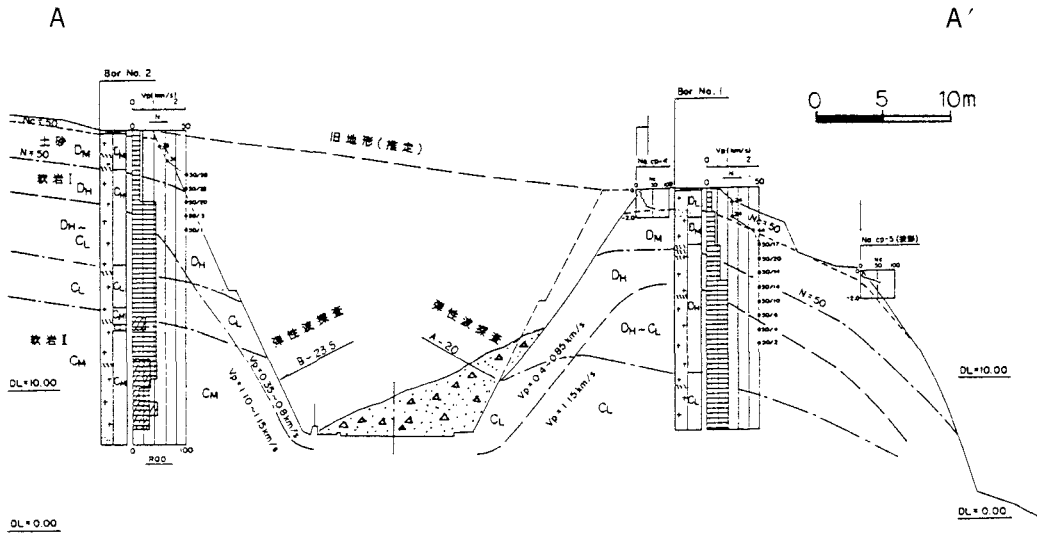


図7.33 推定地質断面図 (A-A')

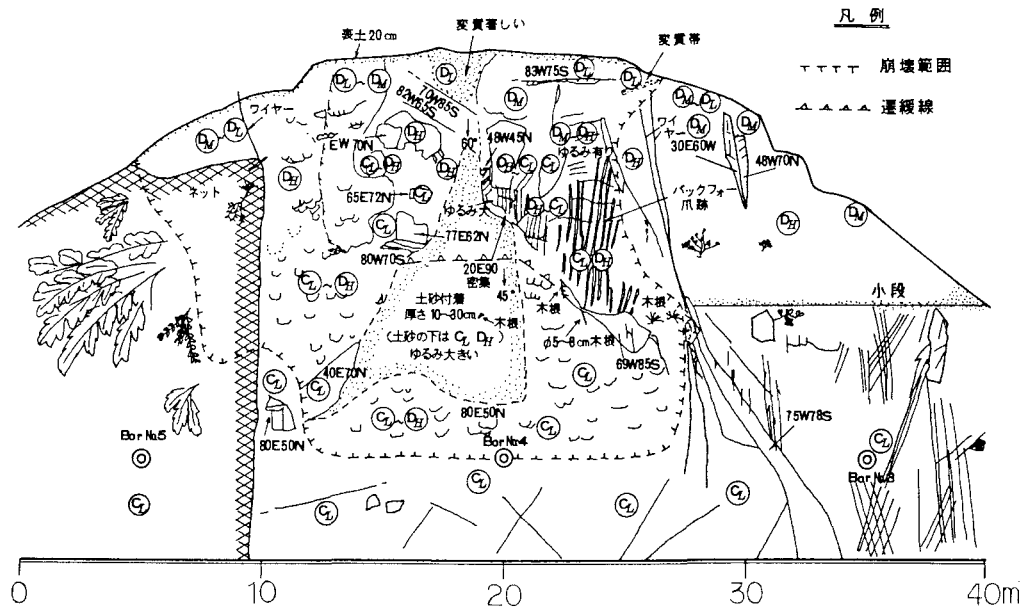


図7.34 崩壊した切土法面のスケッチ (崩壊土砂除去後)

れ盤をなす節理面や熱水粘土脈等の不連続面が存在している。崩壊面頭部付近にはEW、70°Nなどの節理面が、また崩壊末端付近にはN80°E、50°Nなどの節理面が認められた。風化花崗岩に含まれる粘土鉱物には主に雲母粘土鉱物（セリサイト）、スメクタイト、カオリン鉱物が確認されたが、これらは一般に花崗岩の風化、変質により生成されることが知られている（北川、1996）。雲母粘土鉱物、スメクタイト、カオリン鉱物の総量に対する雲母粘土鉱物の量比は崩壊のり面では0～10%で、山側のり面の20～30%に比べて少ない。

D級岩盤の部分を作岩鉱物の風化程度等に基づいてさらにDL、DM、DH級に細分した。これによれば、尾根部での

DL～DM級ゾーンは崩壊のり面側では約4m、未崩壊のり面側では約3mである。CM級以上の岩盤は未崩壊のり面側ではのり肩から深度13m付近に認められるが、崩壊のり面ではほとんど現れていない。

弾性波探査の結果、のり面表層には弾性波速度0.4～0.8 km/sの緩み層が存在するが、その厚さは崩壊のり面側では2.5～3.5m、未崩壊のり面では1～3mであり、前者でやや厚い。

なお、周辺の山腹斜面にはアカマツ、ウバメガシなどが分布し、一部ではミカンなどの果樹栽培が行われている。植生状況の現況から、崩壊地頭部付近にはマツやウバメガシ等が成育していたと推定され、崩壊面やのり面の岩盤節

理に沿って木根の進入が認められた。

### 3.2 崩壊発生時の気象状況

平成5年6月～8月は降雨が長期間連続し、建設省忠海雨量観測所のデータによると、梅雨入りの6月2日から崩壊発生時の8月19日までの総雨量は994mmに達し、これは前年の年間降雨量(1,055mm)にも匹敵する。ただし、崩壊発生前の5日間は129mmにすぎず、しかも発生前の約12時間には降雨の記録はない。前日の日雨量は14mm、また時間雨量として8月16日の10mm/時が目立つ程度であった。

同期間の日射量は少なく、崩壊地においては8月初頭から当日までの日射量はわずか37時間であった。風は8月19日午前6時で1 m/sec、午前7時では2 m/secと微小であった(竹原地域気象観測所)。地震は5日前の8月14日に愛媛県南部を震源とするM5.0があり、当地点から西方約20 kmの呉市で深度3を記録している。

### 3.3 周辺地域の崩壊事例との比較

近傍での他の崩壊発生は7月28日から8月2日の間に集中しており、当日の崩壊報告はない。また、崩壊事例18件中当該地と同様に降雨終了後にある時間を経て崩壊した例は2件のみであった。これら近傍の崩壊事例と比較すると、当該地の崩壊は、他に崩壊が発生していない時期に崩壊したこと、および降雨終了後12時間を経て崩壊に到ったこと、崩壊直前の降雨量、降雨強度が比較的小さかったことにおいて特異であるといえる。

## 4. 崩壊の素因、誘因

以上の調査結果から当崩壊の素因、誘因は次のように考えられる。

### 4.1 素 因

#### (1) 花崗岩の著しい風化、変質

のり肩付近のD<sub>L</sub>、D<sub>M</sub>級岩盤の厚さは崩壊のり面側においてやや厚いことが確認された。また、崩壊地付近の花崗岩中には熱水粘土脈や変質脈が認められ、粘土鉱物組成からも風化・変質が山側のり面よりも著しい。このような花崗岩自体の風化・変質は、切土のり面施工後の風化、劣化を促進させる素因となると考えられる。

#### (2) 切土のり面の地質構造、熱水粘土脈の分布

崩壊地付近では切土のり面とほぼ平行な走向を持つ高角度の亀裂面や熱水粘土脈等が卓越し、流れ盤方向の面も認められる。このような地質構造が分離面となり切土のり面の不安定化に影響を及ぼした可能性もある。

#### (3) 切土のり面施工後の緩み

施工後30年の間に岩盤の緩みが進行したと考えられる。弾性波速度による緩み層の厚さは山側よりやや厚い。この差は切土のり面付近の岩盤の風化、変質の程度および地質構造の差に由来すると考えられる。

## 4.2 誘 因

### (1) 長期間にわたる降雨

平成5年6月から8月にかけて例年になく長期にわたる多量の降雨があり、日照時間が少なかった。このような気象条件では、多量の降雨により湿潤状態となった地盤が蒸発散量が少ないために長期間にわたり湿潤状態を保持する結果となり、降雨が地盤の地下水位の上昇や間隙水圧の上昇に及ぼす影響は降雨量が累積するに従って増大していったと推定される。この気象条件が当該地の崩壊発生誘因の一つと考えられる。

### (2) 地震動

崩壊発生5日前に呉市で震度3の地震が観測されているが、過去に広島市内において地震によって斜面崩壊が発生した例もある(1983年8月26日広島市安芸区船越)ことから、この地震が当該箇所の切土のり面の不安定化に何らかの影響を及ぼした可能性も否定できない。

### (3) その他の誘因

崩壊の発生に影響を及ぼした可能性があるその他の要因としては、1)交通振動および2)風による植生の揺れが考えられる。これらは崩壊の誘因として何らかの影響を及ぼした可能性があるが、その程度は特定できない。

## 5. 崩壊発生機構の検討

### 5.1 安定性検討

崩壊地頭部のD<sub>L</sub>級強風化花崗岩の不攪乱試料を採取し、三軸圧縮試験(UU条件)を行った結果、不飽和状態では  $c = 15.0 \text{ tf/m}^2$ 、 $\phi = 35.0^\circ$ 、飽和状態では  $c = 8.0 \text{ tf/m}^2$ 、 $\phi =$

表7.3 各手法により求められた剪断強度

剪断強度の推定条件		$c(\text{tf/m}^2)$	$\phi$
三軸圧縮試験 (UU条件)	不飽和	15.0	35.0°
	飽和	8.0	35.0°
直線すべりモデルによる逆算 (頭部亀裂考慮)		1.25	*35.0°
直線すべりモデルによる逆算 (亀裂内の水位0→2m)		1.25→2.07	*35.0°
複合円弧モデルによる逆算 (頭部亀裂考慮)	不飽和	1.36	*35.0°
	飽和	1.45	*35.0°

\*試験結果より  $\phi$  の変化がわずかであること、またこのような場合の斜面安定解析で  $\phi$  の値の多少の変化は結果にほとんど影響を与えないため  $\phi$  は一定とした。

表7.4 試験強度による切土のり面の安全率  $F_s$

解析モデル	地下水位無し	地下水位地表面
平面すべり	$F_s = 4.02$	$F_s = 3.49$
複合円弧すべり	$F_s = 3.60$	$P_s = 2.95$
複合円弧すべり 末端部4.5mで抵抗	すべり土塊内に地下水面が形成された場合、 $F_s = 0.98$ となる。	
北側斜面円弧すべり	—	$F_s = 1.99$



35.0°であった。一方、現状の安全率を1.00とした場合、複合円弧モデルや平面すべりモデルの極限平衡解析による逆算ではすべり面の剪断強度は試験結果よりも著しく低い(表7.3)。頭部付近の高角度の部分では節理面の分離により剪断抵抗力が極めて低く、末端部の緩傾斜部だけに剪断抵抗が作用するケースを考えると、末端部に大きな剪断強度が働く場合でもすべり土塊内に地下水面が形成される場合は安全率  $F_s$  が1.00以下となり、崩壊の発生を説明できる(表7.4)。

5.2 崩壊発生の力学的メカニズム

以上の結果、切土のり面が崩壊に至る条件としては、すべり面に働く剪断強度が本来の剪断強度よりも著しく低下するか、もしくはすべり面の抵抗区間が極めて部分的となった場合が想定される。このような条件が形成されるメカニズムとしては図7.35のような2通りが可能であろう。

考え方1：緩みが発生していない風化花崗岩(D<sub>L</sub>級)の剪断強度はほぼ三軸圧縮試験で得られた強度に相当するが、崩落した土塊のそれは切土施工後の長期間の緩みによって著しく低下しており、これが長期降雨によって不安定化したと推定する。

考え方2：崩壊頭部には節理に沿った崩落跡が認められることから、弱線となる潜在節理面が長期間で緩み、徐々に剪断強度も低下した。その結果、風化花崗岩本来の剪断強度が働くのはすべり面末端部のみとなり、降雨による弱線内水圧や土塊の重量増加などによって切土のり面が不安定化したと推定する。

実際には長期間にこれらが複合して素因形成が進み、降雨が剪断強度を一段と低下させて不安定化すると考えるのが妥当であろう。崩壊発生時に実際に土塊内に地下水面が形成されていたか否かについては明らかでないし、ポーリ

ング調査でも地下水は認められていない。しかし、長期間の降雨と日照不足という気象条件下では風化花崗岩においても地盤の飽和度が上昇し、地下水面が形成され切土のり面が不安定化した可能性がある。風化花崗岩の透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-5} \text{cm/s}$ であり、地盤が一度飽和状態になるとその状態がある期間保持されることは十分考えられる。

6. まとめ

風化花崗岩の切土のり面では掘削後数10年の間に表層に緩みが生じ、節理面などに沿った抵抗が徐々に低下し崩壊に至る可能性があることを本崩壊事例は示している。風化による節理面の緩みが原因した斜面崩壊は少なくない(土木学会、1994)。切土のり面の緩みや風化は施工後の経過時間に依存するため、施工時期の古い切土のり面では緊急性が高い(多賀ほか、1991)。表層の緩みは保護工によっては違ったものになっている可能性もある。本事例のように落石防止網工のみが施工された切土のり面ではり面の緩みや風化を抑制する効果が期待できず、維持管理においては注意が必要である。

崩壊の発生原因となる地下水面の形成を検証するためには、風化花崗岩における地下水の挙動を解明する必要がある。また、降雨停止後ある時間を経て崩壊に至る場合の誘因として風、地震、交通振動など何らかの微小な力が影響している可能性があり、これらの解明も今後の課題である。

なお、本報告は、建設省中国地方建設局広島国道工事事務所により組織された忠海土砂災害調査委員会(委員長：網千壽夫広島大学名誉教授)によって、平成5年12月に作成された調査報告書の内容に基づき、筆者の若干の考察を加えとりまとめたものである。

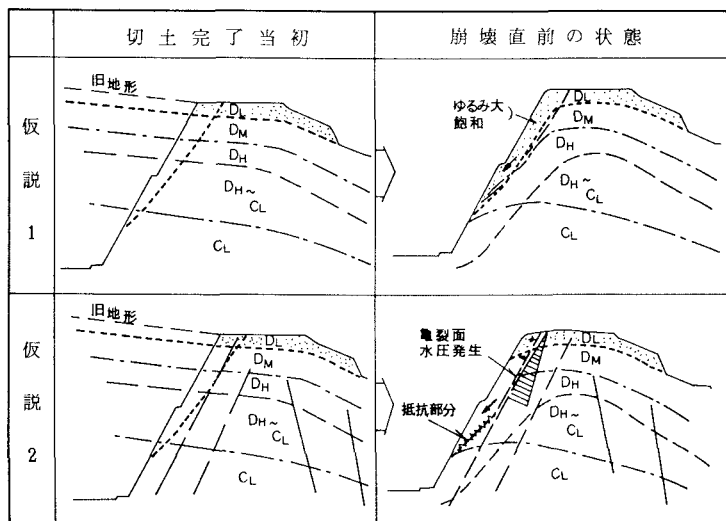


図7.35 崩壊メカニズムの模式図

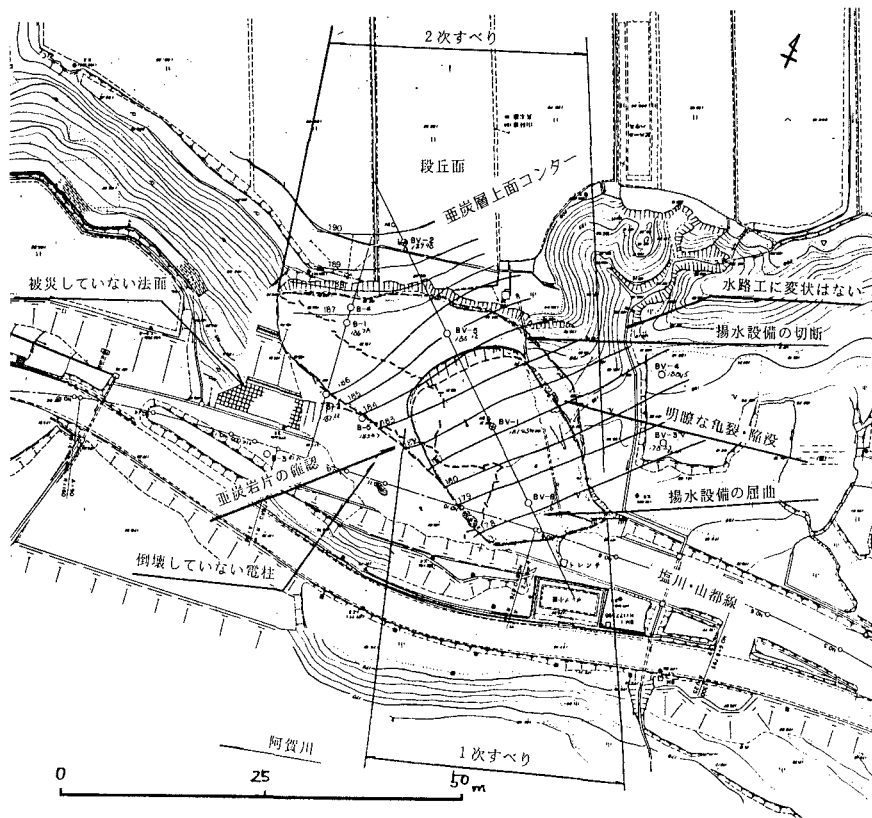


図7.36 調査位置の平面図

文 献

中国地方土木地質図編纂委員会編(1984)：中国地方土木地質図  
 および同解説書、p. 412、(財)国土開発技術研究センター。  
 土木学会(1994)：岩盤斜面の安定解析と計測、pp 11-14、pp 146  
 -150。  
 北川隆司(1996)：花崗岩の斜面崩壊方向の指標としての粘土細  
 脈、応用地質、Vol. 37、No. 1、pp 64-72。  
 多賀直大・田山聡・奥園誠之・八木沢孝哉(1991)：長期追跡調査  
 による切土のり面の風化の進行と安定性、土と基礎、Vol. 39、  
 No. 6、pp 41-47。  
 (佐々木 浩)



図7.37 地すべり発生前のり面状況  
 亜炭層上面の砂質土が地下水とともに流出。

(4) 急激な地下水位上昇に起因する地すべり

1. 変状発生の経緯と状況

平成6年(1994年)2月10日早朝、切土施工後約9ヶ月の道路のり面において幅約40m、奥行約50mの地すべり(1次すべり)が発生した(図7.36)。その後2月14日未明には1次すべりが拡大するように、切土のり肩部を頂部とする幅約60m、奥行約30mの規模の2次すべりが発生した。1次、2次あわせた地すべり全体の規模は、幅、奥行ともに約60mである。地すべり移動土塊は短時間に道路面上を滑って地すべり末端部の移動距離は約8mに達し、反対側のり面に衝突して停止した。

地すべりの発生した時期は本地域の融雪期に相当する。

地すべり発生前、のり尻近くの亜炭層上面付近から細粒砂の流出を伴う多量の湧水が確認されていた(図7.37)。

2. 亜炭層と砂質土層

本地域には段丘面が発達しており、地すべりの発生した斜面は比高約15mの段丘面の縁辺にあたる。斜面は新第三紀鮮新世の亜炭層を含む砂岩・凝灰岩互層よりなり、この上位を段丘堆積物が不整合に覆っている。また一部は崩積土が覆っている。砂岩・凝灰岩互層の層理面は切土のり面に対して7~10°の流れ盤構造をなしている(図7.38)。

現地調査およびボーリング調査の結果、砂岩・凝灰岩互

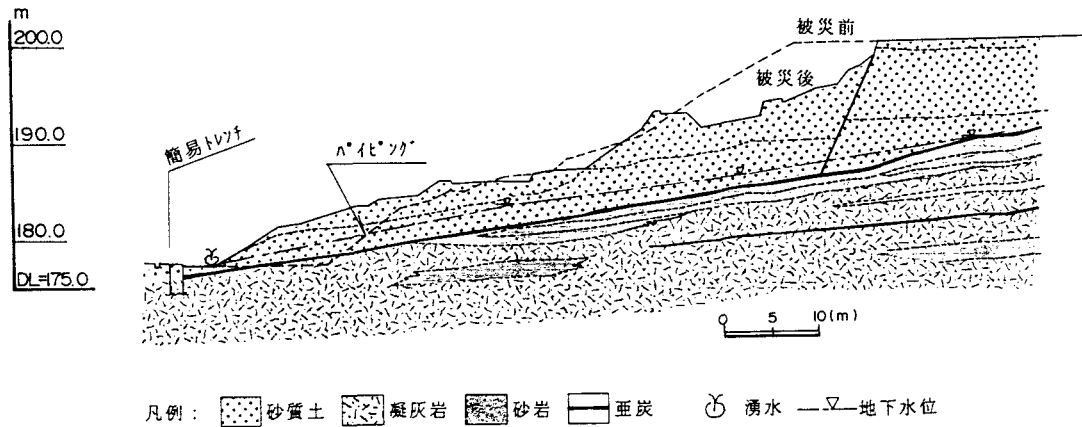


図7.38 地質断面図

層には上記の亜炭層を境にして色調および物性の差異が認められ、亜炭層上位の砂質土層が移動土塊となっていると推定された。亜炭層は一般に軟質であり、不透水層になりやすいことから、これに沿ってすべりが発生する例はよく知られている。

### 3. 不安定化

本地すべりも亜炭層が不透水層として機能し、この上面付近にすべり面が形成されたものと考えられるが、ここの地質構造および変状の特徴をあげれば以下のようなものであろう。

- ・ 亜炭層の上位が砂質土で構成されている。
- ・ 地すべり発生前の切土のり面から細粒砂の流出を伴う多量の湧水があった。
- ・ 地すべり移動が短時間で行われ、かつ移動距離は比較的長い。

これらのことから、この地すべりは単なる間隙水圧の上昇や切土による地中内応力の変化を直接的な原因とした現象というよりも、砂質土層中において急激な地下水位上昇に起因したクイックサンドを生じ、土粒子間のせん断抵抗力減少によって地すべり発生に至った可能性がある。これに基づけば以下のような素因・誘因と発生機構が可能である。

亜炭層上位に液状化を生じやすい砂質土が存在し、亜炭層上面付近に著しい地下水流動層が存在していた。みずみちに相当する亜炭層上面は地下水流動、浸透水圧によりすでに細粒土粒子分が流出し、ルーズな土粒子構造となっていた可能性がある。

このような素因に加え、融雪水が地下水位を急激に上昇させた結果、過剰間隙水圧が発生し、これがすでにルーズな土粒子構造になっていた砂質土層中でクイックサンドを生じさせたことが原因として考えられる。これによって流動化した土層とともに全体が急激に滑動したと考えられる。

### 4. おわりに

本地すべりは実際には様々な要因が複雑に絡み合って発生したものと考えられるが、特に砂質土の土粒子構造と地下水流動、クイックサンドとの関係が地すべり発生の一翼を担った可能性がある。(徳永 博)

### (5) 亜熱帯の四万十帯の地すべり

#### 1. はじめに

四万十帯の砂岩・粘板岩分布地域において道路のり面の切土施工終了直後に地すべりが発生し、押さえ盛土実施時までの23日間に約1.8mの滑動を生じた。道路は約2ヵ月間にわたって通行止となるとともに、道路上の押さえ盛土のため、その後約2年間にわたって片側通行を余儀無くされた。切土のり面においてすべり面を観察できたことから、他の計測結果とともに紹介する。

#### 2. 地形地質概要

地すべりが発生したのは奄美大島西海岸の標高60~200mの斜面である。亜熱帯に属する奄美大島では年間降雨量は3,500mmに達し、風化・浸食が進行しやすい環境にある。山腹斜面の基盤岩は風化して赤褐色を呈していることが多く、赤色風化帯を形成している。とくに尾根部には厚い風化殻が形成されている。当斜面のうち、地すべりブロック下方には新鮮岩~弱風化岩からなる急崖があり、また上方には山稜から連続する緩傾斜面が分布している。

斜面は白亜系の四万十帯大層層とよばれる砂岩・粘板岩によって構成されている(遅沢ほか, 1980)。層理面は全体としてNNE-SSWの走向で40~50°で西側に傾斜している。しかし、スランプ堆積物の部分が多く、切土のり面付近での層理面の走向傾斜は細かく変化して、かつ無秩序に分断されている。

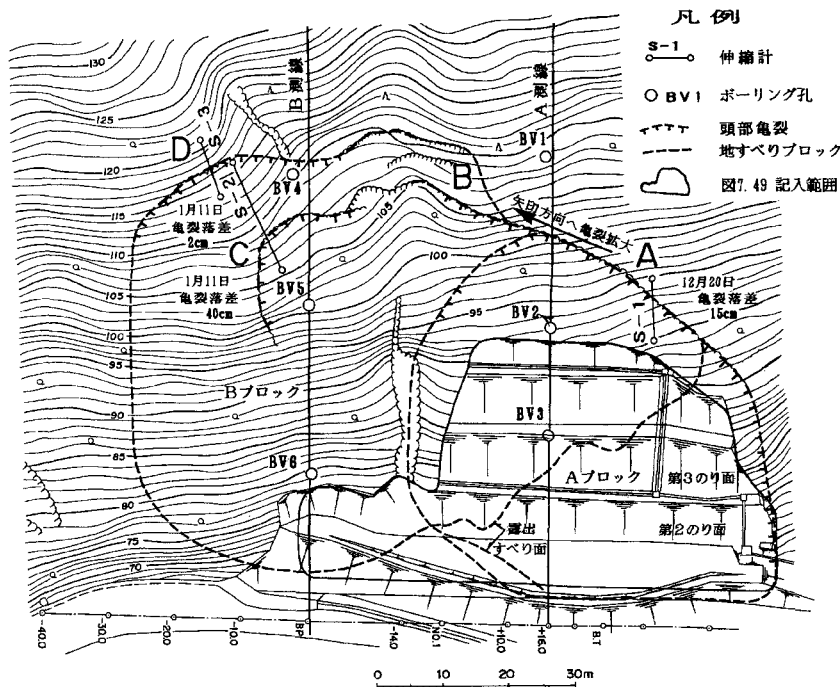


図7.39 調査位置平面図

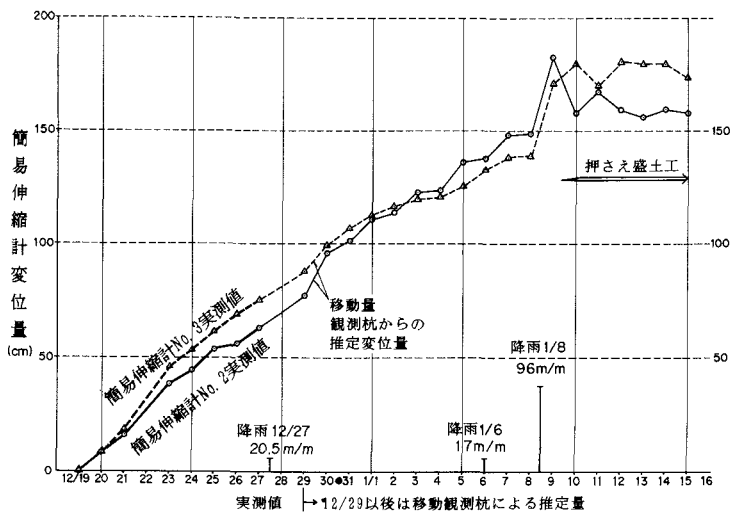


図7.40 簡易伸縮計・移動量観測杭の記録

### 3. 滑動状況

当初の亀裂発生位置は図7.39のAの部分から、Aブロックの左翼側部分である。滑落崖での変位(落差)は12月20日に伸縮計S-1で約15cmであったが、左翼側の側方亀裂部分では木根が伸長して地表に引き出された。頭部亀裂は矢印方向にしたいに拡大し、12月末にはB付近で断続的な亀裂が確認された。さらに翌1月11日にはC部分で落差40cmの亀裂が、またD部分で2cm幅の頭部亀裂が確認された。この間A、B両ブロックは拡大を続け、伸縮計S-1付近では落差は約1mに達し、この時点では図7.39の亀裂がすべて確認されている(鹿児島県大島支庁、1992a)。

BV-2付近とD地点には落差1m前後の苔むした旧滑落崖跡があり、過去数10年以内に滑動した形跡と考えられた。したがって、この斜面は今回の滑動以前から不安定であったと考えられる。この間の移動観測結果を図7.40に示す。これはAブロック頭部の簡易伸縮計とりのり面上の移動量観測杭の変位量を合成したものである。後者のデータは遠地点からの測量のため、誤差はやや大きいと考えられるが、全体的な移動状況については十分把握可能である。

図7.40では12月19日に亀裂発生が確認されて以降、12月23日までの間には、約10cm/日の移動速度が認められ、1次クリープ状態にあったと考えられる。24日以降は2次ク

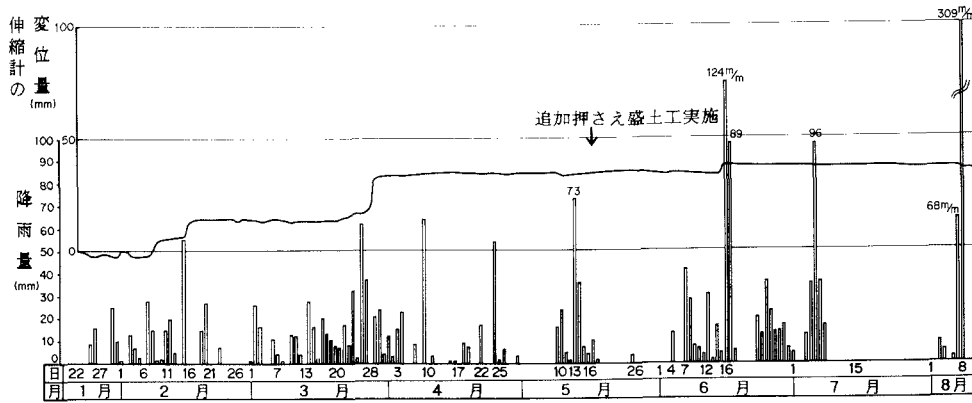


図7.41 地盤伸縮計の観測結果

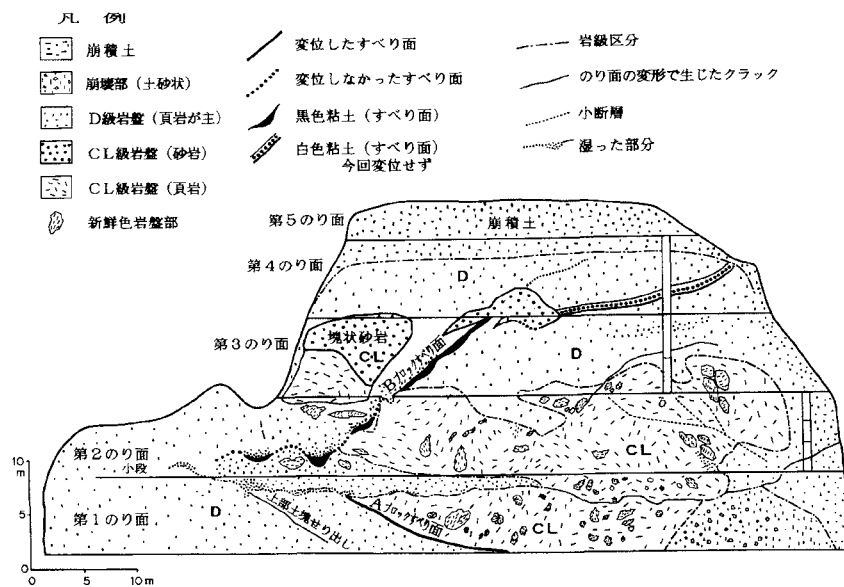


図7.42 切土のり面のスケッチ

リープ状態であるが、1月8日の96mmの降雨の後、1日で約30cm移動している(鹿児島県大島支庁、1992b)。この動きは3次クリープ状態の可能性もあり、予定している押さえ盛土工事が安全かどうかの判断が必要であった。押さえ盛土開始前1時間の観測では変位はほとんど認められなかったので、工事を実施した。

図7.41は押さえ盛土後の伸縮計S-1の観測結果であるが、高さ7mまで押さえ盛土をした段階では変動が継続していた。その後、盛土を高さ14mまで追加した結果、地すべり滑動は緩慢化し、309mm/日の降雨でもほとんど滑動を停止したままとなった。この間の状況を見ると、押さえ盛土施工直後では大雨時にわずかな滑動が認められたが、3ヵ月経過後では同じ押さえ盛土でも効果が以前より発揮され、同等の雨量では滑動しないことが読み取れる。

#### 4. のり面の構成地質

図7.42に切土のり面のスケッチを示す。斜面にはスランブ堆積物の粘板岩と砂岩が現れているが、数m規模の岩盤ブロック毎に粘板岩の走向傾斜は無秩序に変化している。のり面の中央部の第1～2のり面を主にCL級の岩盤が露出しているが、他はD級以下の風化岩ないし土砂である。

のり面にA、B両ブロックのすべり面が露出している。Aブロックのすべり面は第1のり面の中央部に滑動直後から認められ、底状に上部土塊が次第に迫りだした。変位量は小さく、地すべり頭部で約1.8m滑動した段階でも30cm未満である。すべり面に高含水比の粘土薄層は存在せず、岩盤が破碎されると推測される砂質土薄層に地すべり条線が認められた。すべり面からの湧水は押さえ盛土実施時まで降雨後といえども認められなかった。このすべり面の左側の岩盤には変形が認められ、上部土塊はせりだしている。滑動に伴ってすべり面が新たに形成された結果、変形した

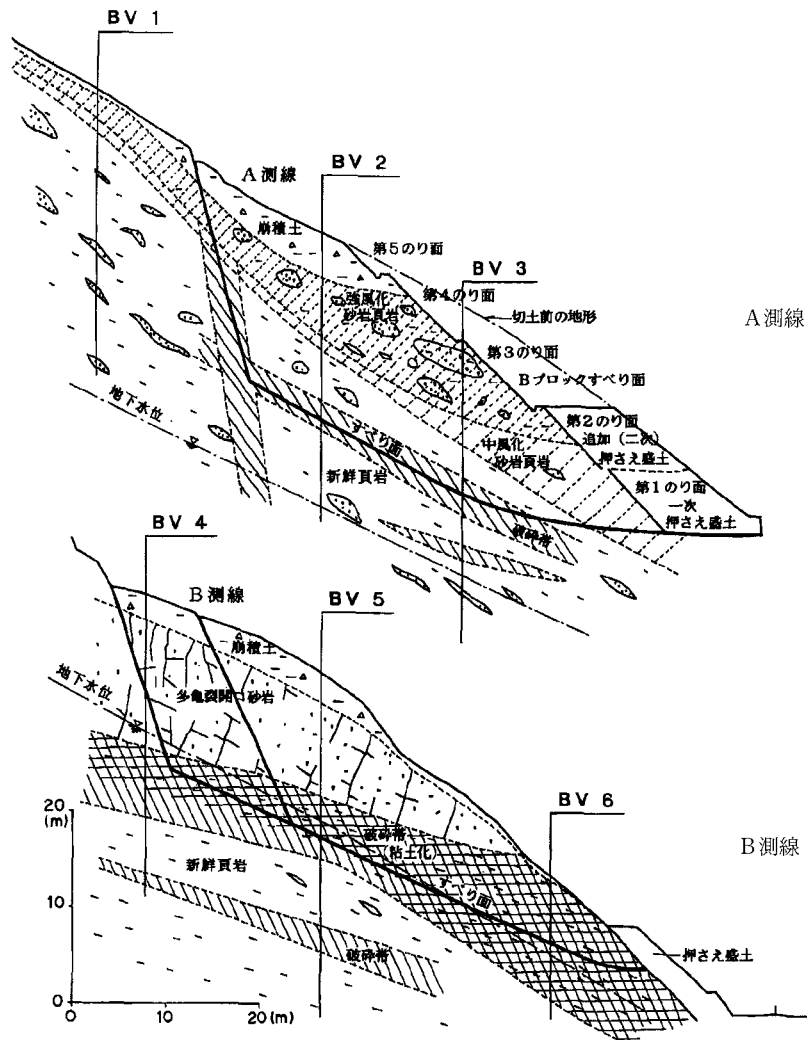


図7.43 A測線およびB測線地質断面図

ものであろう。近傍のBV6孔のデータでは歪計に累積方向の逆転が認められ、すべり面の深度移動として解釈される。同様の現象が第1のり面で発生したと考える。

Bブロックのすべり面は第2のり面から第4のり面にかけて、認められる。これに沿った滑動は第3のり面と第2のり面の一部である。第3のり面での変位はAブロック土塊に対して最大20cmである。すべり面の他の部分での滑動は認められなかった。第2、3のり面のすべり面には黒色粘土が認められ、それには地すべり条線が認められる。また、第3のり面上部から第4のり面にかけてはすべり面に白色粘土が認められる。黒色粘土は破砕帯起源、白色粘土はそれに熱水変質が加わったものと推測される。第4のり面の砂岩下面はすべり面と一致する。また、第2のり面ではすべり面が波状を呈し、すべり面直下の黒色粘土まで合わせると、振幅は2mに達する（鹿児島県大島支庁、1993）。

地質断面図を図7.43に示す。A測線の強風化帯はN値50以下の強風化部である。新鮮な粘板岩はレンズ状ないし縞状に砂岩薄層を挟む。破砕帯は幅数cmから数m幅で頻りに

認められ、ボーリングコアでは礫状を呈している。頭部亀裂直下の破砕帯は工事中に確認された。地下水位はすべり面より低く、のり面から湧水がない状況と良く整合する。滑動前の切土量は末端側で20%を超えるが、この測線付近が最大であり、両端では小さくなっている。

B測線には強風化帯は現れない。頭部側に砂岩岩塊が存在するが、亀裂は開口し小空洞も認められた。ボーリングコアでも砂岩層が地すべりなどにより移動変形した状況を著しい開口亀裂から推測できる。すべり面は断層破砕帯の破砕が著しくかつ粘土化が進んだ箇所形成されている。地下水位は頭部側ではこの破砕帯上にあるが末端側になるにつれ低くなる。この測線部分での切土量はわずかであり、地すべりの滑動は当初なかったが、Aブロック滑動後変位を始めた。道路幅の条件から押さえ盛土量は少量にせざるを得なかったが、Aブロックが押さえ盛土で滑動を停止した後はBブロックの滑動も鎮静化している。

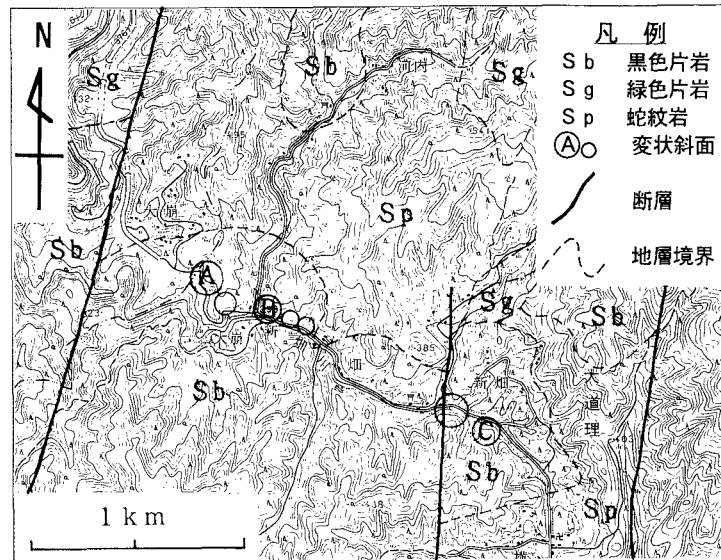


図7.44 地質図及び変状斜面箇所図国土地理院発行の2万5千分の1地形図「須々万本郷」を使用。

## 文献

- 鹿児島県大島支庁(1992a): 道路特殊改良二種工事(大棚工区)地質調査委託報告、p. 45.
- 鹿児島県大島支庁(1992b): 第1号県単道路整備工事(設計委託)報告、p. 224.
- 鹿児島県大島支庁(1993): 緊急地方道路整備工事調査設計委託(大棚工区)報告、p. 88.
- 遅沢壮一・相田吉昭・中森 亨・橋本修一・箕浦幸治・堀口敏秋・中川久夫(1980): 奄美大島の地質(第1報)、琉球列島の地質学的研究、No. 4、pp. 95-104. (三田和朗)

## (6) 蛇紋岩／片岩境界部の地すべり事例

### 一粘土鉱物と地すべり形態の関係について

#### 1. はじめに

蛇紋岩地帯の斜面では崩壊・地すべりの多発が知られているが、実際には蛇紋岩帯中央部よりも他岩体との境界で頻発しているようである(片田他、1995; 阪口他、1994; 低引、1993; 低引他、1994; 横田他、1996)。これは、境界部や構造線付近では蛇紋岩は破碎され地下水流入などによって風化が進行し、岩石の脆弱化や粘土鉱物生成などが起こりやすいためと考えられている。

粘土鉱物を多量に含有しているすべり面では、粘土鉱物の組み合わせと含有量がその特性を決定するといっても過言ではない(阪口他、1994; 守随、1984a, b、1985; 塚本・水谷、1988; 渡・小橋、1988)。このため、粘土鉱物と土質特性の関係に着目した取り組みが近年なされてきた(片田他、1995; 野地、1988; 矢田部他、1991; 横田他、1996)。本事例では山口県中央部の新設道路の蛇紋岩斜面で発生した崩壊・地すべりを粘土鉱物とすべり形態との関係を中心

に紹介する。

#### 2. 対象とした路線周辺の地形・地質概要

新設道路は図7.44に示すように標高500~600mの小起伏山地のうち標高300m前後の山腹斜面に計画され、線形改良のために多くの斜面で切土・盛土施工が行われてきた。周辺にはNW-SE系とNE-SW系の水系が格子状を呈している。前者は約1km間隔、後者は100~200m間隔でこれに平行したやせ尾根が目立つ。山地は三郡変成岩の黒色片岩・緑色片岩および蛇紋岩によって構成されている。片岩と蛇紋岩の境界は大局的にはNW-SE系の走向で南に傾斜しているが、断層・貫入関係によって不規則になっている。

片岩は緩斜面部以外の多くで露出している。片状構造に沿って剝離性に富む。片理面は巨視的にはNS走向で西傾斜であるが、道路周辺では走向N30°Wを中心にバラツキが大きい。表層の強風化部は薄い。一方、蛇紋岩は沢の一部で弱風化岩が露頭しているが、大部分では土砂状強風化岩として認められ、塊状または葉片状を呈している。両者の境界や断層付近ではほぼD級の岩盤であるが、通常は地表より数mでC<sub>L</sub>級が現れる。

このような地域でやせ尾根部を切土で、沢部を盛土で施工した結果、図7.44のように14箇所切土斜面のうち、7箇所地すべりや崩壊が発生した。

#### 3. 地質別にみた個々の斜面の状況

片岩と蛇紋岩は大部分の切土斜面で互いに錯綜しているが、変状の現れた個々の斜面に共通する特徴は切土面上に地質境界面が流れ盤として現れていたことである。地質的にみると、これらの斜面は(1)片岩の上位を蛇紋岩が被覆するタイプ、(2)蛇紋岩薄層が片岩中に挟在するタイプ、(3)蛇



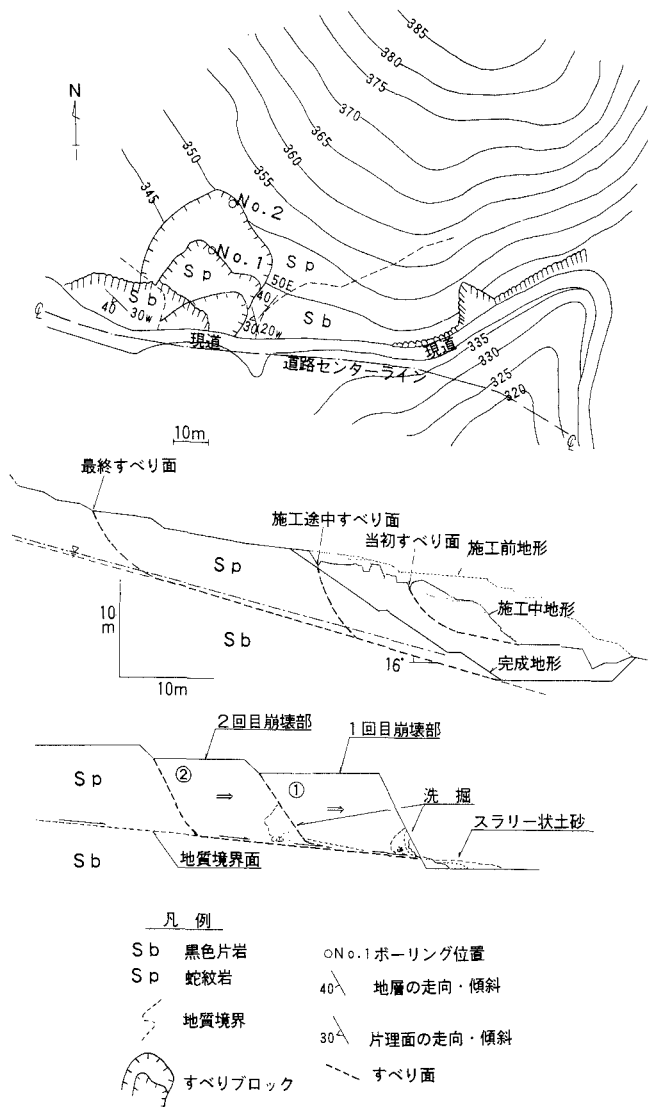


図7.45 A斜面の地質平面図と同地質断面図、および変状拡大機構図

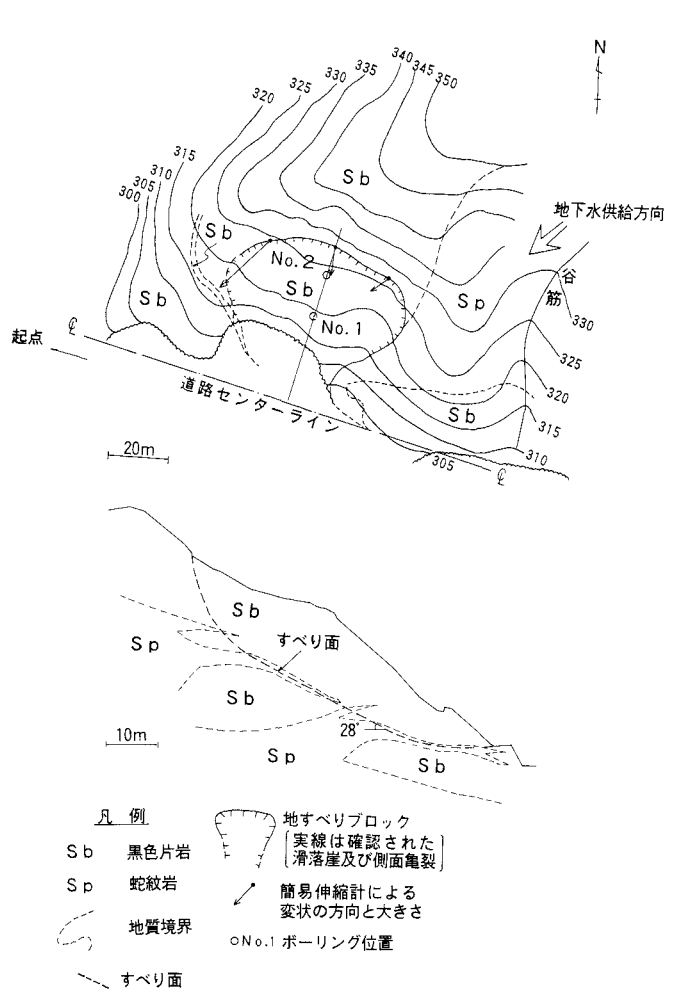


図7.46 B斜面の地質平面図と同地質断面図

ることが確認できた(図7.45)。これは片岩／蛇紋岩境界付近における土砂状蛇紋岩が降雨時の湧出地下水によってスラリー状に流下し、上部の小規模土塊が崩れ落ちたためと考えられる。これが繰り返されてすべりブロックが後方に波及していくことから、後退型の地すべり例といえる。

この変状に対してすべり土塊全面除去で対処されたが、前述のように二次すべりを招いたことから、抑止杭と水抜きを主体とする工法が採用された。さらに、地下水による杭下流の土塊流失防止のためにセメント系改良材を用いた盛土施工が行われ、その後の200mm/日の降雨にも安定を保っている。

### 3.2 蛇紋岩薄層が片岩中に挟在するタイプ (B斜面)

B斜面の平面図および断面図を図7.46に示す。B斜面はやせ尾根南東斜面であり、中段付近には地すべり地に特有の等高線の乱れた微地形が認められる。斜面を2～3m切り込んだ時点ですべりブロック末端で小崩壊が発生し、すべり面に沿って地すべりが再滑動し、その規模は幅約50m、長さ約60m、深さ約15mとなった。頭部亀裂は緩斜面から急斜面に移行する傾斜変換点付近に生じた。すべりブロック両端には硬質な黑色片岩を確認した。また、2本のボーリ

紋岩の上位を片岩が被覆するタイプの3つに大別できる。7つの変状斜面のうち、(1)は2箇所、(2)は3箇所、(3)は2箇所であった。各タイプの代表斜面において斜面と変状の特性を述べる。

### 3.1 片岩の上位を蛇紋岩が被覆するタイプ (A斜面)

A斜面の平面図および断面図を図7.45に示す。鞍部から両頂部に到る斜面は10°～20°の緩勾配であるが、これを横断する方向に約5m掘り下げて、両側を1：1.0勾配で切土したところ、降雨時に北側切土のり面で崩壊が発生した。崩壊は当初幅約30m、長さ約20mの規模であったが、降雨のたびに滑落崖が後退して、最終的には図7.45のように長さ約40mの地すべりブロックが形成された。

斜面は深部では硬質な黑色片岩よりなるが、地表より深度3～5mまでは強風化蛇紋岩よりなる。この強風化蛇紋岩は崩壊部分では厚い。孔内傾斜計によって片岩／蛇紋岩境界ですべりが発生し、上位の土砂状蛇紋岩が移動してい

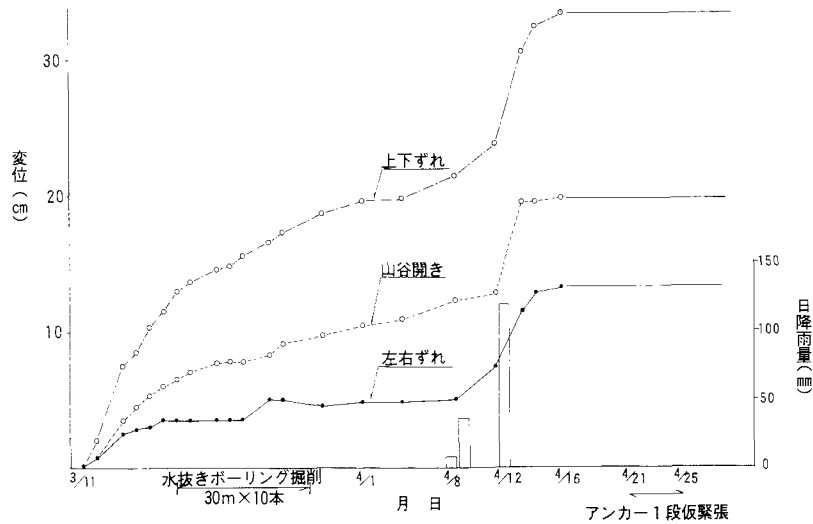


図7.47 簡易伸縮計の変位と降雨と工事の関係

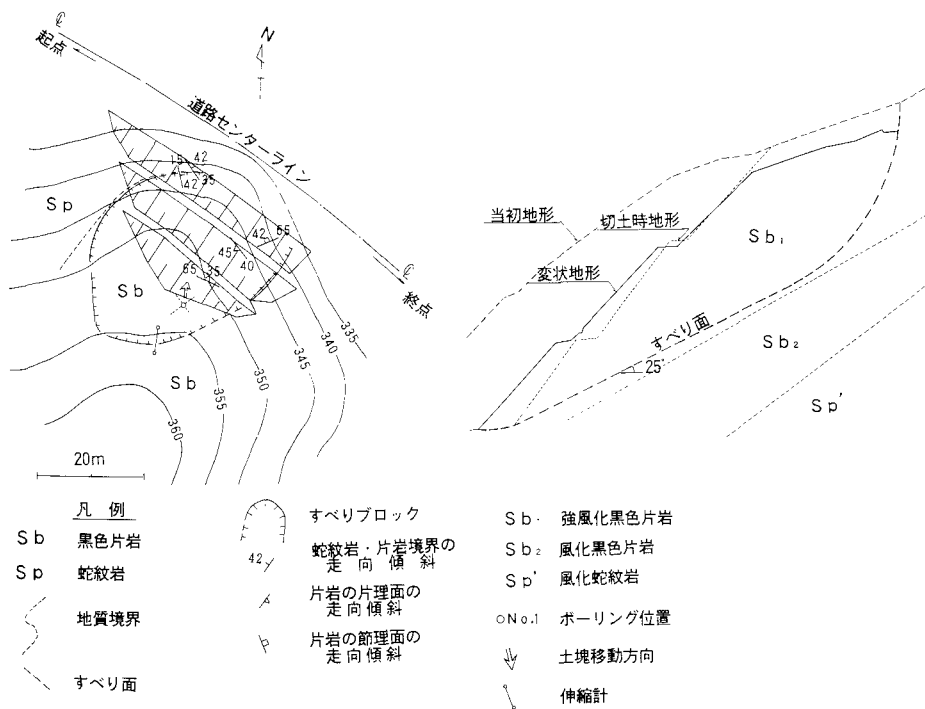


図7.48 C斜面の地質平面図と同地質断面図

ングによって図7.46のように黒色片岩に挟まれるように厚さ10~100cmの3枚の強風化蛇紋岩薄層の挟が確認された。すべり面は孔内傾斜計によって深度14~15mの蛇紋岩薄層部と推定された。すべり面直下の地下水位は豪雨時にはすべり面付近まで上昇し、その時点ですべりが発生しているようである。

この変状に対して頭部排土+アンカー+水抜きボーリングの併用技法が採用されたが、施工途中に現れたすべり面に沿っては豪雨時に段差を生じ、段差は時間とともに拡大した(図7.47参照)。簡易伸縮計の観測では変位は一様で

はなく斜面右下を支点として左回転したようである(図7.46)。地下水の供給はすべりブロック右側からであることが地表水と湧水の観測によって判明した。

この再変状に対して、地下水供給方向への地下水排除工を先行させて実施したところ、多量の地下水が湧出して動きが緩慢となった。効果確認後に迅速なアンカー工の施工を行った結果、動きは完全に停止にいたった。

### 3.3 蛇紋岩の上位を片岩が被覆するタイプ(C斜面)

C斜面の平面図および断面図を図7.48に示す。C斜面はNE-SW系のやせ尾根の北側末端部の切土斜面である。切

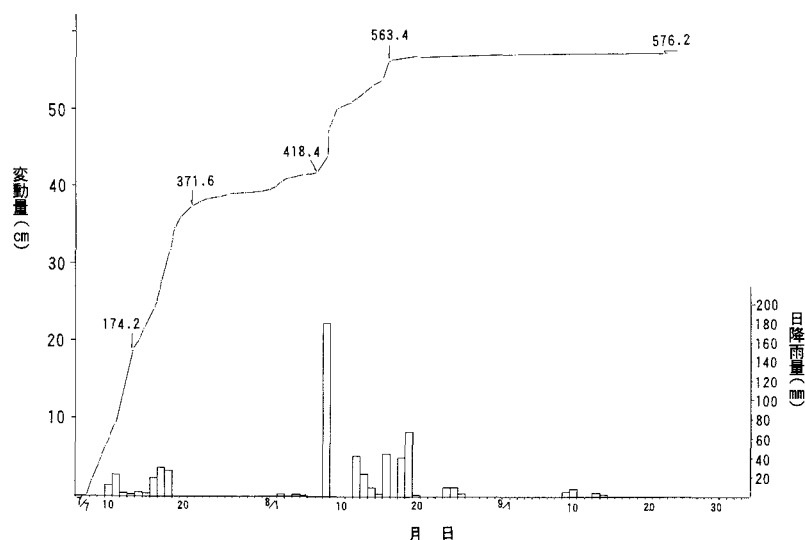


図7.49 地盤伸縮計による変動量と降雨量

土前の自然斜面には硬質の黒色片岩が露出していたが、斜面を数m切り込んだ時点で起点側（西側）縁辺部で厚さ20～50cmの黒色粘土を介して蛇紋岩が現れた。この斜面で豪雨後に突然すべりが発生した。すべりは降雨の度に変位量が累積して、最終的には幅約30m、長さ約40m、滑落崖の高さ約2m、末端部の押し出し量約0.5mの規模となった。

片岩／蛇紋岩の境界はやせ尾根の伸びと斜交しており、道路に対して流れ盤となる。すべりは起点側から斜面中央部までは境界部の黒色粘土をすべり面として、中央部から終点側にかけては黒色片岩中にすべり面が移行する形状となり、上盤の黒色片岩が移動したものであった。すべりは降雨直後の急激な動きに始まり、しばらくクリープ的な運動が継続した後に停止した（図7.49）。

地下水位は常時蛇紋岩中であって降雨時には上昇傾向を示すが、すべり面までは到達しない。しかし降雨時には水位上昇とは無関係に移動層の運動が認められる。これは、ボーリング時にすべり面付近で逸水のあったこと、地表に露出するすべり面粘土が常に高含水状態であったことなどから、観測水位に現れない浅層水が斜面に存在し、降雨時にこれが影響したものと考えられる。この変状に対して計画安全率を満たす形状での排土が施工され、施工後は200mm/日を越える豪雨でも安全を保っている。

#### 4. すべり面粘土に含まれる粘土鉱物

A、B、C各斜面のすべり面粘土と強風化部の粘土鉱物はスメクタイト・透角閃石・緑泥石・滑石・雲母・ハロイサイトおよび混合層鉱物であった。緑泥石・滑石・ハロイサイトは膨潤による強度低下は生じないが、初生的に強度が低く、含水によって強度低下を生じる。蛇紋岩地帯の地すべりでは一般にこれらの存在がすべりの素因として指摘され、また実際に報告されている（低引、1993；阪口他、1994）。

今回の対象区間では、A斜面では地表付近を除くすべての試料からスメクタイトが検出されたのをはじめ、滑石・緑泥石・透角閃石なども共通して認められた。B斜面ではスメクタイトはスメクタイト・緑泥石の混合層鉱物として存在し、とくに移動量の大きいすべり面粘土で認められた。移動量の小さい部分ではこの混合層は認められず、滑石・緑泥石が主体であった。なお、これらの粘土鉱物は蛇紋岩／片岩境界部付近に特徴的に認められ、蛇紋岩中央部の単なる強風化部の粘土には認められない。C斜面のすべり面粘土は滑石・透角閃石が主成分であり、スメクタイトは含有されていない。

#### 5. 蛇紋岩／片岩境界で生じる地すべりの発生機構

本地域の地すべりには以下のような共通点があげられる。(1)地質境界面は斜面に対して流れ盤をなす。(2)変状は斜面末端部での小規模な切土施工により発生した。(3)境界部の粘土は地表では常に高含水状態にある。(4)すべり面より下位の地下水位は降雨時に上昇傾向にあるが、すべり面を大きく越えることはない。(5)変状は降雨直後は急激に進行するが、その後はクリープ的な動きで継続した後に停止する。(6)変位量は初期には大きいですが、降雨毎の変位量はしだいに小さくなる。

これらに基づくと、蛇紋岩／片岩境界付近の流れ盤斜面では地すべりや崩壊による緩傾斜化が日常的に進行し、現況は極めて微妙なバランスにあると考えられる。境界付近は地下水流動の場となりやすく、かつ風化によって土砂化または粘土化しやすいため、斜面末端部でわずかな土工でも行えば、斜面は容易に不安定化する。降雨による地下水がすべり面に供給されれば、すべり面粘土は飽和し、せん断強度が低下してすべりが発生する。すべりが開始すれば、すべり面への地下水供給が停止し不飽和状態になるまで、

表7.5 代表的な3つの斜面における粘土鉱物とすべり形態の関係

代表斜面とそのタイプ	すべり面及び移動土塊に含まれる粘土鉱物	すべり形態
(A斜面) 片岩を蛇紋岩が被覆するタイプ	スメクタイト・滑石・緑泥石・蛇紋石・透角閃石・雲母 (すべり面だけでなく移動土塊全体にスメクタイトを含有する。)	すべり面の勾配 $\approx 16^\circ$ すべり面付近の土砂状蛇紋岩のスラリー状流下後に、土塊の急激な移動というパターンを繰り返す。後退型地すべり。
(B斜面) 片岩中に蛇紋岩薄層が挟在するタイプ	スメクタイト・緑泥石混合層・鉱物・滑石・蛇紋石・緑泥石・雲母・透角閃石 (すべり面にスメクタイトを含有する。)	すべり面勾配 $\approx 28^\circ$ スメクタイトの多い部分が大きく変位し、斜面右下を支点とした左回転の動きをする。移動速度は比較的緩慢。
(C斜面) 蛇紋岩を片岩が被覆するタイプ	緑泥石・滑石 (スメクタイトは含有しない。)	すべり面勾配 $\approx 25^\circ$ 移動速度は比較的緩慢。

あるいは下方への土塊移動によってバランスが回復するまで活動は継続する。

一般に地すべり発生にはすべり面付近の間隙水圧上昇によることが大きいと考えられているが、上記の(4)から考えると、間隙水圧上昇よりもすべり面粘土の飽和によるせん断強度の低下の方が関与は大きいと考える方が妥当であろう。

## 6. 粘土鉱物と地すべりの形態

すべり面の粘土鉱物組成と地すべりの形態の関係を表7.5に示すが、要約すると次の通りである。

- (1) スメクタイトがすべり面だけでなく、移動土塊全体に多量に存在する場合には移動土塊の動きが急激で、後退性の地すべりとなっている (A斜面)。
- (2) スメクタイトがすべり面の全体、あるいは一部に存在する場合には動きは比較的緩慢で、スメクタイトの多い部分ほど変位量は大きい (B斜面)。
- (3) スメクタイトを含有しない場合には動きが比較的緩慢な地すべりとなっている (C斜面)。

対策工との関係でいえば、スメクタイトを含有する地すべりの場合には抑止工と水抜きが必要であったが、含有しない場合には排土工のみで成功している。

## 7. まとめ

蛇紋岩/片岩境界の地すべりについて、その事例を紹介しつつ若干の検討を行ってきた。粘土鉱物の組み合わせとその量比はすべり面のせん断強度に影響を与え、せん断強度は地すべりの形態を支配すると考えられるが、今回の検討の中では、その傾向が認められた。このことを明らかにするには、もっと多くの事例を検討することと、土質工学的なアプローチが必要となろう。

## 文献

- 片田良之・矢田部龍一・横田公忠・八木則男・野地正保(1995)：蛇紋岩地すべりの発生機構に関する一考察、第34回地すべり学会研究発表講演集、pp. 355-358。
- 野地正保(1988)：蛇紋岩の調査と評価、地質と調査、No. 2、pp. 34-39。
- 阪口和之・片田良之・北村晴夫(1994)：蛇紋岩地帯における地すべりの機構・地質構造と地すべりについて、日本応用地質学会中四国支部平成6年度研究発表会論文集、pp. 47-50。
- 守随治雄(1984a)：地すべり地におけるスメクタイトと斜プテロール沸石の関係について、地すべり、Vol. 21、pp. 17-23。
- 守随治雄(1984b)：福島県一ツ坪田地すべりにおける粘土鉱物および水質の特徴について、応用地質、Vol. 21、pp. 23-33。
- 守随治雄(1985)：変質程度と地すべりについて、地すべり、Vol. 22、pp. 26-30。
- 低引洋隆(1993)：蛇紋岩地帯における地すべりについて、平成5年地すべり学会関西支部現地討論会論文集、pp. 30-67。
- 低引洋隆・横田公忠・山田琢哉・田中元(1994)：日本における蛇紋岩地すべりの事例と特性、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 78-81。
- 塚本齊・水谷伸治郎(1988)：風化粘土の生成と変遷、応用地質、Vol. 29、pp. 25-35。
- 渡 正亮・小橋澄治(1988)：地すべり・斜面崩壊の予知と対策、山海堂、p. 260。
- 矢田部龍一・八木則男・榎明潔・中森克己(1991)：地すべり粘性土の強度と特性、地すべり、Vol. 27、pp. 9-16。
- 横田公忠・矢田部龍一・八木則男(1996)：風化蛇紋岩の強度特性、土木学会論文論集、pp. 155-163。

(阪口和之・北村晴夫)

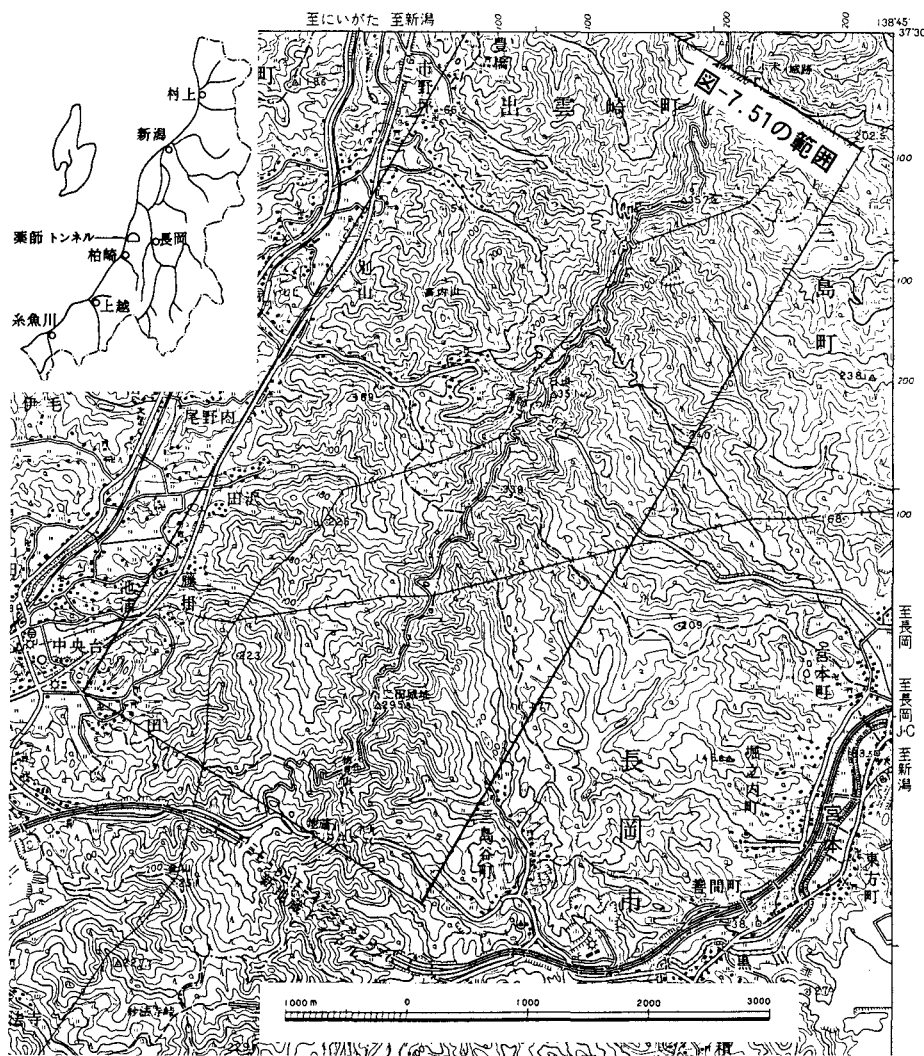


図7.50 小木の城背斜と地すべり位置図  
 国土地理院発行の5万分の1地形図「柏崎」を使用。

(7) 切土施工に起因した新第三紀層の岩盤すべり  
 ー新潟県薬師トンネルの施工に伴う事例ー

1. はじめに

昭和48年(1973年)4月、新潟県薬師トンネル(図7.50)は掘削の大半を終了し、東側の長岡方坑口付近より約30mを余すのみとなっていた。ところが、上半部施工中に天端に沈下が生じ、工事の中断を余儀なくされた。原因調査の結果、トンネル掘削によって坑口付近に地すべりを誘発したことが明らかになった。しかし、地すべりの規模はさほど大きなものではなかったことから、坑口付近の地すべり崩土を除去する案が採用された。ところが、翌年春から開始された切土工事によって、その上方斜面にさらに規模の大きい岩盤地すべりを誘発する結果となった。幸い杭打ち工などによる対策工によって地すべりを完全に抑止することができ、トンネルも当時としてはまだ施工例も稀であったパイプルーフ工法によって無事貫通させることができた。

本地すべりの発生状況、地質状況および対策工については東ほか(1976)によって概要報告がなされているが、ここでは地質的な観点からその発生機構を中心に紹介する。

2. 周辺地域の地形地質概要

薬師トンネルは図7.51に示すように小木の城背斜と呼ばれる背斜構造の東翼部に位置する。小木の城背斜はいわゆる箱形背斜であり、両翼の一部が急傾斜となる特異な構造となっている。周辺地域の地形はこの背斜構造に大きく規制されている。図7.52に示すように背斜軸部は地溝状の凹地となっており、顕著な地すべり密集帯となっているが、両翼部には軸方向に平行した稜線が連なっている。軸部に沿った凹地部には新潟県下における粘稠型地すべりの母岩となっている中新世の寺泊層(軟質泥岩が主体)が分布しており、両翼の山稜部には上位の椎谷層、浜忠層、西山層などが分布している(野崎、1992)。

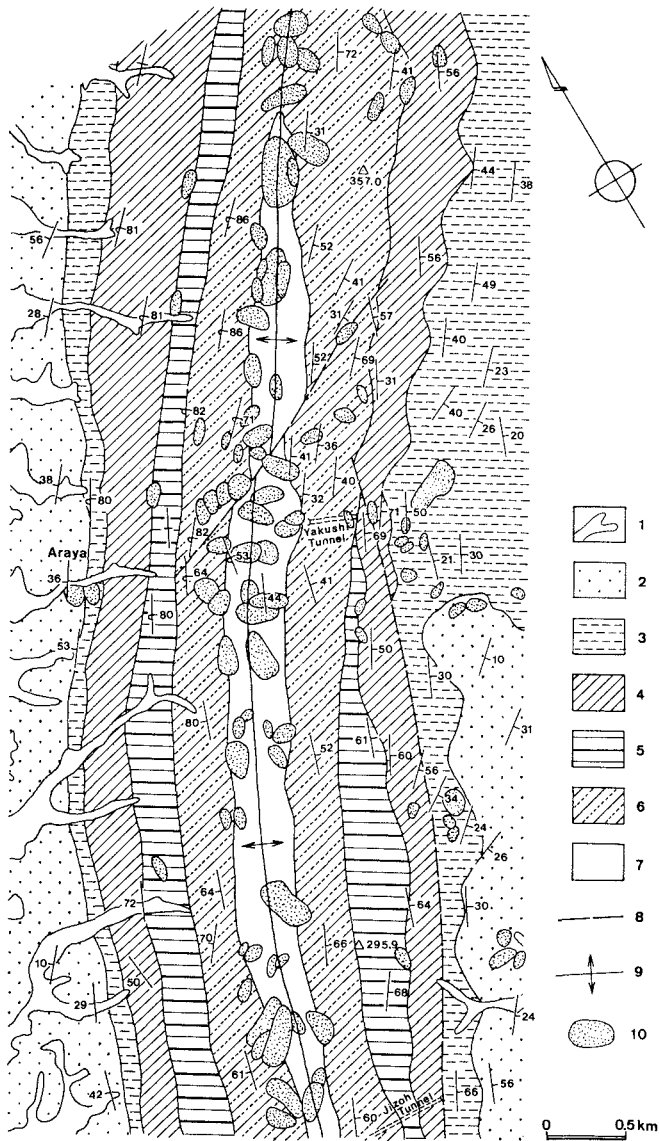


図7.51 小木の城背斜と地すべり分布 (野崎, 1992)

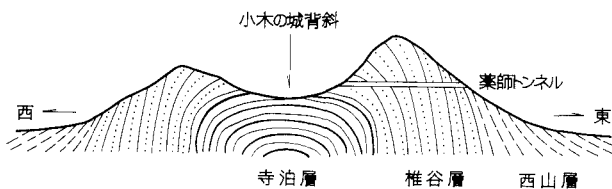


図7.52 小木の城背斜模式断面図

### 3. 地すべり斜面付近の地質

葉師トンネル長岡方坑口付近を含む地すべり斜面付近の地質状況を図7.53、54に示す。この地域には多くの断層が交錯し、一部には逆転した地層も見られ、かなり複雑な地質構造となっている。切土に起因する岩盤地すべりが発生したのは図7.53の中央部から左よりにかけての椎谷層の分布斜面であり、地質構造上はその東、西、南の3方を断層によって取り囲まれており、独立した地塊となってい

る。この地塊内にも小規模な断層が交錯しているが、地層は概ね斜面方向である南東方向に30°前後で傾斜している。

地質構成は泥岩を主体とするが、多くの凝灰岩を挟有している。とりわけ浮石質凝灰岩層は重要な鍵層であり、層序や地質構造を知る手がかりとなっている。周辺の地層は風化のために軟質化しているが、この浮石質凝灰岩層とその近接部分だけはかなり硬質で分布の把握が比較的容易である。

### 4. 地すべり発生の経緯

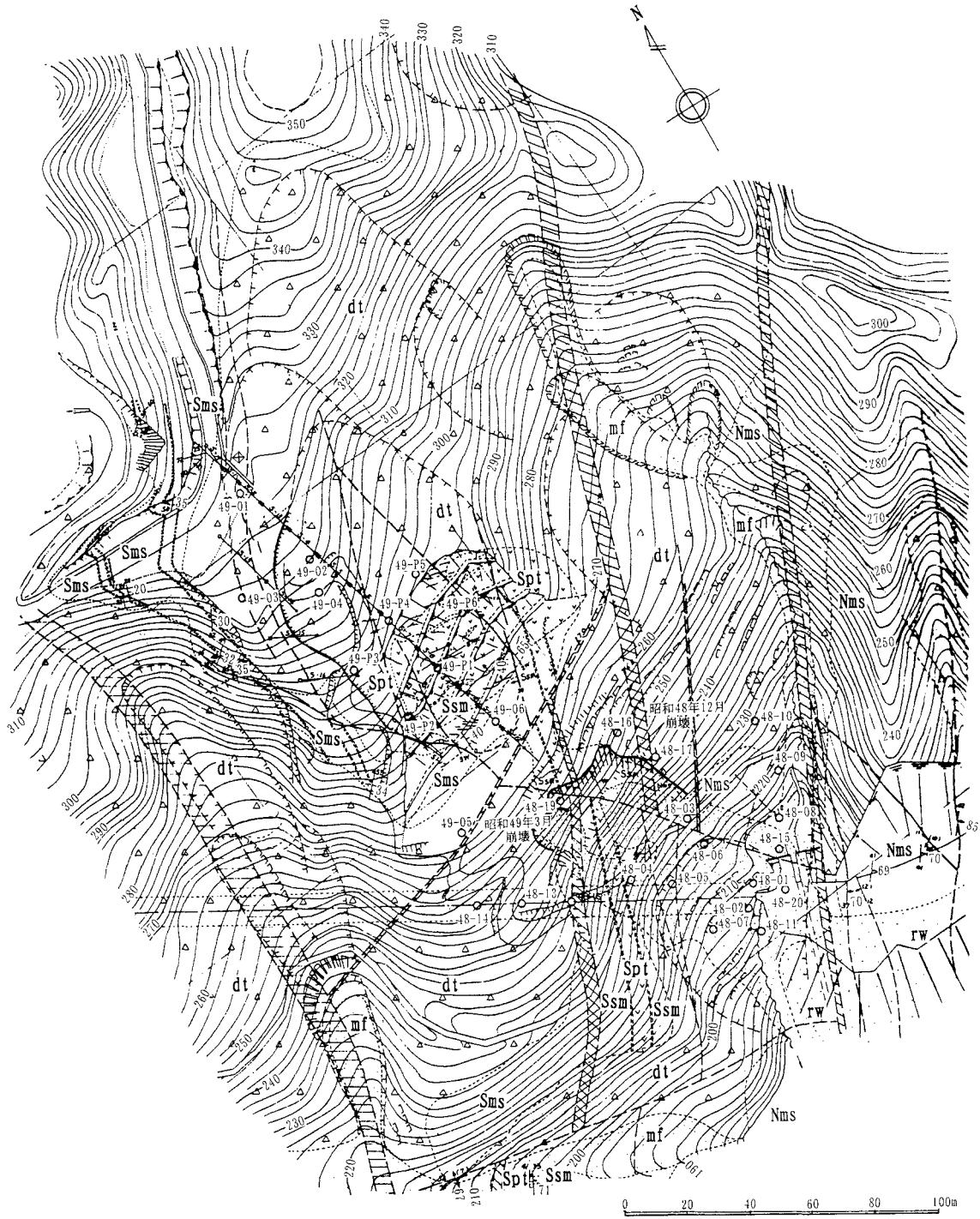
長岡方坑口付近の地すべり対策として切土施工が開始されたが、施工中に崩壊の発生や地すべりの兆候が現れるなどの問題が生じ、1:1ののり勾配とする当初計画は上部の直高25m間を1:1.5の勾配に変更された。しかし、この変更区間をほぼ切り終わった段階で(図7.54参照)切土斜面から上方斜面にかけての風化岩盤内に地すべりが発生した。規模は延長150m、幅60m以上、すべり面深度10~15mに及ぶものであり、切土は断念せざるを得なくなった。

地すべりの兆候はまず切土斜面の下部右端(南西端)に現れ、この部分が盛り上がってきた。ついでこの位置から斜面上方に向かって側方亀裂が延びていった。左側部は右側部ほど大きな変位は生じなかったが、ほぼ斜面方向(南北方向)に走る2本の断層に沿って顕著な変位が現れた。その後、上部斜面にも明瞭な亀裂が生じ、最終的には尾根沿いの道路路肩まで亀裂が生じた。このために昭和49年(1974年)5月10日より伸縮計等による移動観測を開始するとともに、ボーリング調査を主とする地質調査が開始された。

その後約2ヶ月間は降雨量が少なかったせいもあって小康状態が続いていたが、図7.55の伸縮計記録に示すように梅雨期に入ると移動速度が急速に増していった。一時は最大歪速度 $\epsilon = 1.5 \times 10^{-4} / \text{min}$ に達し(伸縮計No.14の記録による)、崩壊に至る恐れもあったが、幸いに降雨量の減少とともに移動速度も低下し、元の状態に戻っていった。以後は一時降雨の影響で多少速度が増したこともあったが、警戒を必要とするほどのものではなく、杭打工と排水ボーリング工による対策工事も計画通りに施工された。その後は変状が生じた様子は認められていない。

### 5. 地すべりの発生機構

地すべり発生の直接的な原因が切土であることは明らかであるが、一度移動を開始した後は降雨に敏感に反応することがわかった。しかし、この地すべりはやや尾根状をなした斜面にあって、かなり風化が進行しているものの、岩盤内に発生しており、その発生機構は地質構造に規制されてやや複雑なものとなっていた。



凡 例			
mf	泥流堆積物		
△dt△	崩積土		
Nms	シルト岩 (西山層)		砂岩・凝灰岩挟在層
Ssm	砂質シルト岩 (椎谷層)		ボーリング調査地点
Sms	シルト岩 (椎谷層)		伸縮計
Spt	浮石質凝灰岩 (椎谷層)		傾斜計
			地すべり地形
			滑落崖跡
			新しい亀裂
			断層

図7.53 薬師トンネル坑口の地質平面図



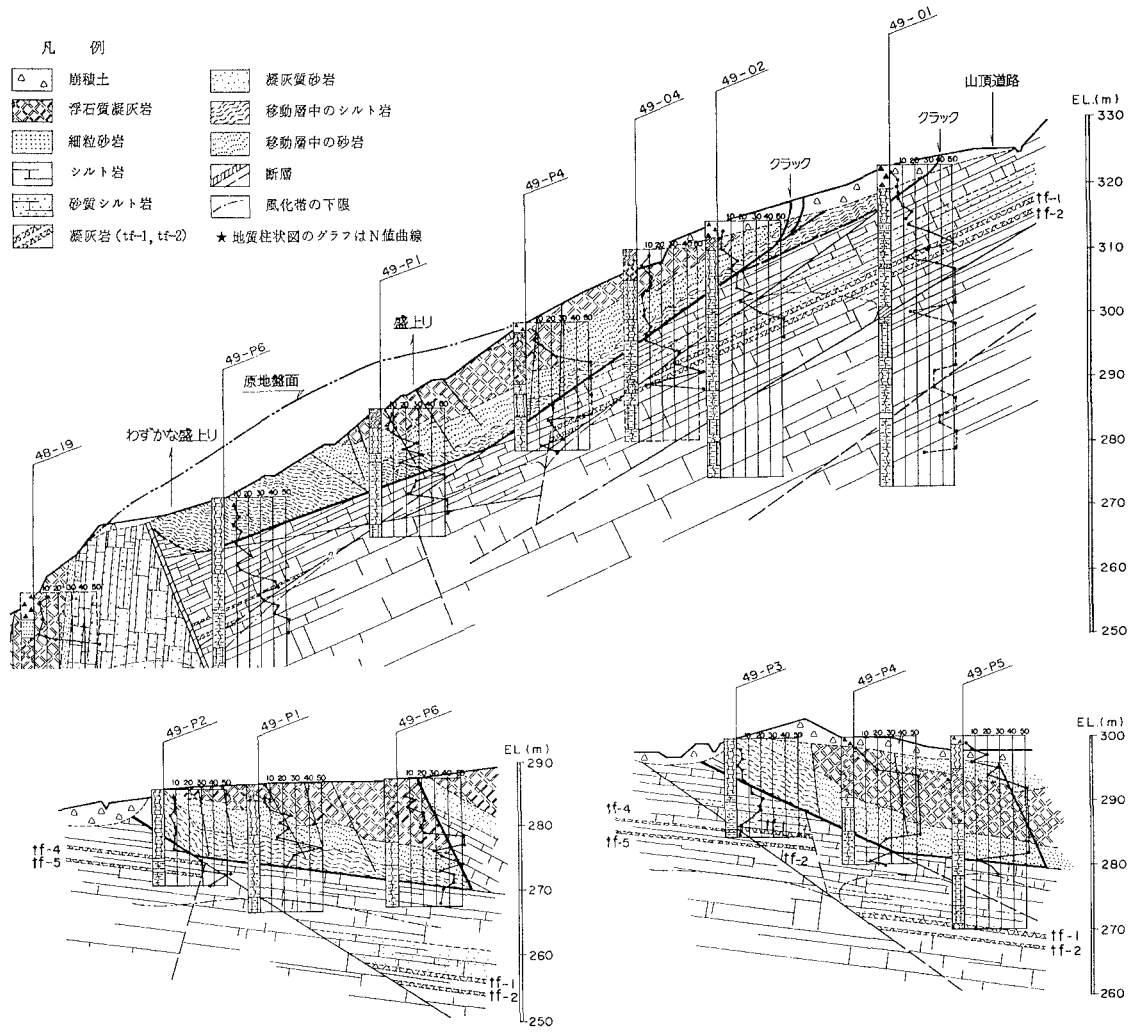


図7.54 薬師トンネル坑口の地質断面図

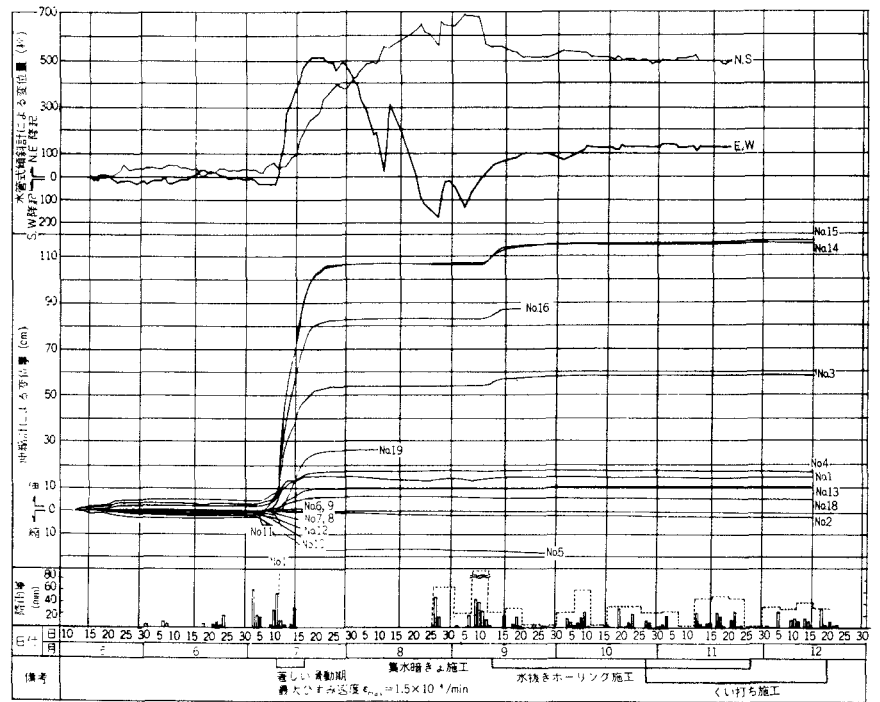
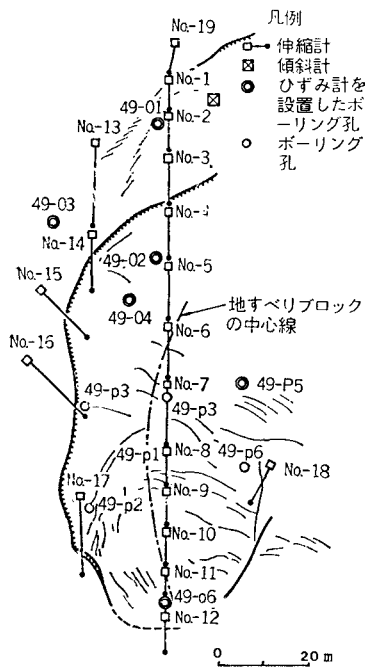


図7.55 地すべり変動記録および亀裂分布、諸観測施設 (東ほか、1976)

地すべり発生箇所には図7.53、54（断面線の位置は図7.55参照）に示したように大小多くの断層が交錯しているために、地すべりの動きやその発生形態はこれらの断層に支配される形となっている。地層が流れ盤となっていることも地すべり発生の一因である。しかし、横断面の形状等を含めて検討すると、すべり面の多くの部分は断層によって規制されている。左側部は完全に断層で規制されており（図7.54のB,C参照）、地すべりブロックの先端部分にも横断方向に走る断層があって、その先端を規制する形となっている。この移動体部分はかなり風化が進行しているものの、岩盤としての組織はほとんど破壊されていない。とくに移動体の中央部から末端にかけては地層のみだれが少なく、先端を横断する断層との近接部などは今回初生的に移動した可能性もある。しかし、上方部の地形や切土斜面内の地層に見られる乱れや小断層の分布などから、多くの部分は過去に多少の変位を生じたものであると考えられる。

図7.55は地すべりによる亀裂の分布や移動観測施設・ボーリング調査地点を示したものである。主要な移動部分は伸縮計No.3が跨ぐ亀裂より下方の斜面であり、それより上方の斜面は図7.54に示した地質構造から下部ブロックの移動に伴って2次的に移動したものと解釈される。

地すべりの兆候が最初に現れたのは切土斜面下部右端（伸縮計No.17付近）であり、先端に盛りを生じた。その後の移動量は右側で大きく、左側ではさほど大きくない。つまり、移動体全体としては反時計回りの回転が見られた。その原因は図7.54に示すように、すべり面深度が左側（東方）に向かって深くなっているためと考えられる。先端部を横断する高角度な断層によって移動が阻止される形となり、左側部によるほどその抵抗面積が大きくなるためである。

また、伸縮計の動きや亀裂の発生状況から、移動体のほぼ中心付近すなわち伸縮計No.7付近を境として斜面上部が引張領域であり、それより下部が圧縮領域であるとみなし得る。圧縮領域での亀裂の発生はほぼ伸縮計No.10付近を中心に円を描くような形状を示している。さらに、亀裂

の分布を細かく見ると、地すべりブロックの中心線が右寄りにカーブしている様子も読みとることができる。また、圧縮領域に発生した亀裂が円形となっていることから推測できるが、円形をなす部分の斜面上部寄りに生じた亀裂は斜面の下方に傾斜して板状に剝げ上がるようなかたちとなっており、下から突き上げられるような形態となっていた。このような状況から、主働領域の岩塊が受働領域の岩塊の下に楔を打ち込むような機構になっているものと考えられる。

この地すべりは多少円弧滑動の要素も含まれており、正確に言えば複合滑動型の地すべりとなるが、すべり面の形状はほとんど平面あるいは直線的であり、平面滑動型の運動様式に分類して良いであろう。

## 6. おわりに

ここに紹介した岩盤地すべりは尾根状地形の位置に発生したものであり、近接位置には基盤の露頭も見られ、容易に地すべり発生の予測ができるような斜面ではない。しかし、この斜面の地形をよく観察すると地すべりの発生範囲は、周辺の地形に比較して幾分緩傾斜であり、不明瞭ながら地すべり地形を呈している。また、山頂部にある道路沿いの切土のり面に見られる露頭から周辺部の地層が斜面方向に緩く傾斜しており、流れ盤になっていることも事前に把握できたはずである。実際にはこれだけの情報から事前に地すべりの発生を予測することは極めて困難なことであるが、このような事例研究が進められることによって、今後同じ様なケースの予測のための一助になれば幸いである。

## 文 献

- 東義雄・朝妻報雄・利根川高雄(1976)：地すべり地帯を掘る、新潟県・薬師トンネル、トンネルと地下、Vol.7、No.3、pp.15-22。
- 野崎 保(1992)：堆積軟岩地域における初生地すべりの発生機構に関する研究。一主に新潟県下における地すべり地を中心として。新潟大学博士論文、pp.102-106。 (野崎 保)

7.2.3 構成岩型・地形発達史などに共通性をもつ地域での不安定化斜面

(1) グリーンタフ地域における地すべり構造

一秋田県奥羽山脈西縁～出羽丘陵における事例一

1. まえがき

東北地方グリーンタフ地域の褶曲や断層は一般に構造運動によるものとされている。しかしながら、秋田県の奥羽山脈西縁や出羽丘陵の一部では地盤隆起に伴う2次的な岩盤変形や堆積時の重力滑動、第四紀に多発したであろう大規模な初性的岩盤すべりによる変形の含まれている可能性が指摘されている(森屋ほか、1992、1994、1995;阿部ほか、1993、1994、1995)。以下ではこれらの事例を紹介する。

2. 奥羽山脈西翼の褶曲構造と地すべり

2.1 第四紀の初生岩盤地すべりによる褶曲構造

奥羽山脈西縁の秋田県横手地方には中新世の珪質泥岩層

(女川層)が褶曲を伴って段丘堆積物上に載り上げている例が認められる(図7.56)。ここでは珪質泥岩は大きく褶曲し、泥岩中にはそれに調和的に放射状の細かいクラックが現れており、その一部は開口している。泥岩層の載り上げの時期は泥岩中の亀裂や段丘堆積物内で確認された木片から約3,000年～30,000年前のものと推定されており(阿部ほか、1994;森屋ほか、1995)、第四紀の岩盤すべりによってもたらされた褶曲構造と考えられる。

2.2 海底地すべりに起因すると思われる褶曲構造

広域的にみると奥羽山脈西翼から横手盆地にいたる間ではN-SまたはE-W方向の短波長の複背斜構造が多数認められる。しかし、個々の露頭でみると、凝灰岩層と泥岩がそれらの層理面と不規則に斜交しているところも多く、また西方にいくにつれて泥岩中の亀裂が多くなる傾向が認められる。さらに、横手盆地に近づくほど過褶曲構造や折りたたみ褶曲、破碎なども多く確認される。この付近ではさらに過褶曲構造、凝灰岩の不規則な挟在など多くの異常堆

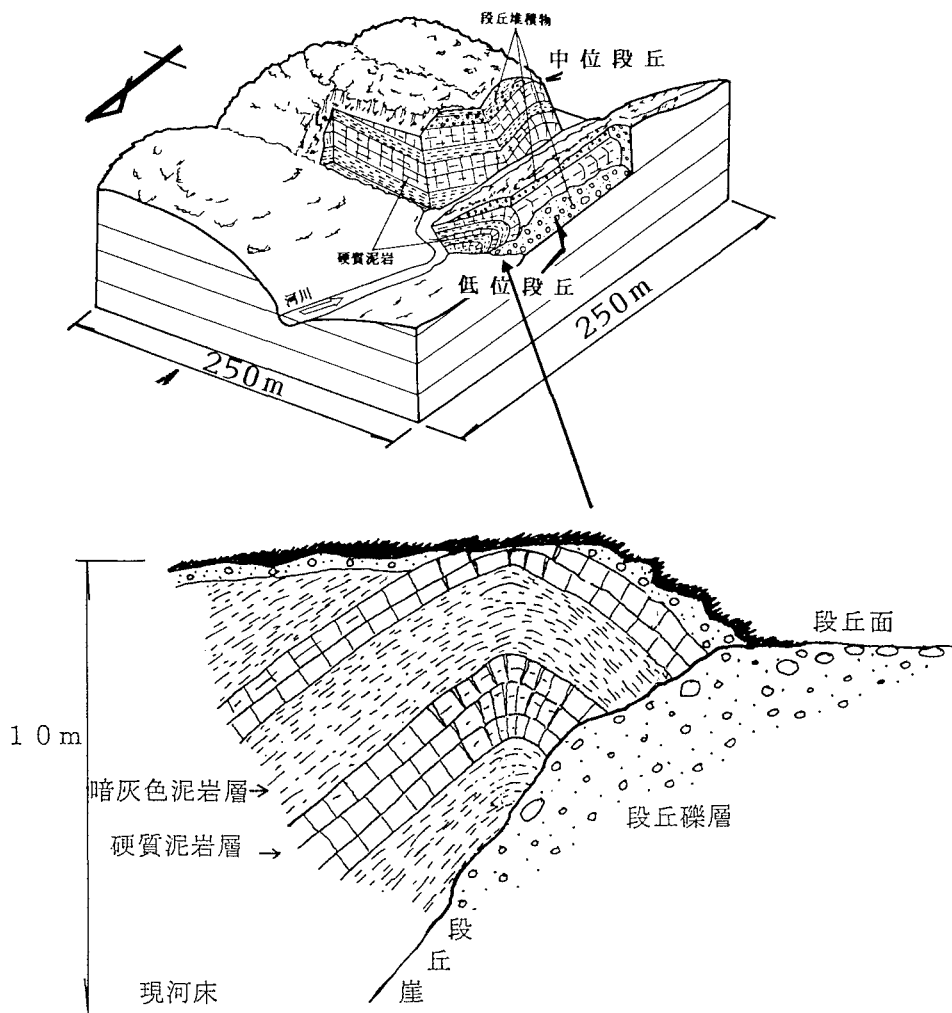


図7.56 旧期岩盤地すべりによって形成された屈曲構造(秋田県山内村)

岩盤地すべりの先端部分が段丘にのり上げた屈曲構造。放射状の細かい亀裂を伴って中新世珪質泥岩が同心円状に褶曲している。



図7.57 横手盆地東縁部にみられる径20~30mの泥岩ブロック (秋田県横手市)

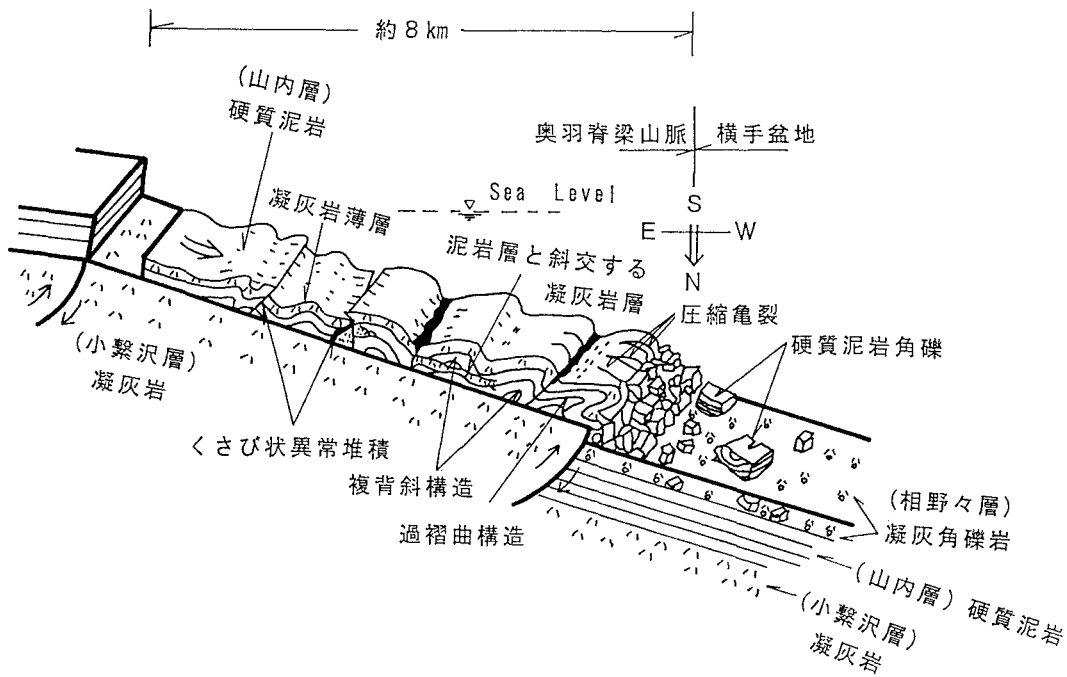


図7.58 奥羽山脈西縁部~横手盆地における重力滑動褶曲の模式図  
堆積時における海底地すべりによると考えられる。

積を見ることができる。露頭での状況や地形状況からは現在の地すべりとは考えられないし、また断層運動に伴う構造とも考えにくい。

横手盆地東縁の丘陵地帯には女川層上部の火山礫凝灰岩層中に多量の珪質泥岩の巨礫（ブロック）が不規則に散在しているのが認められる。図7.57の泥岩巨礫は径20~30mの巨礫であり、個々の礫中には成層構造とともに緩い褶曲構造も残されている。このような巨礫の分布は広域的には奥羽山脈から西方約4 km以内に限定されているようである。これらのことから、泥岩堆積当時すでに高まりになっていた部分から重力性の滑動によって移動・変形した可能性が推定される（図7.58）。

3. 秋田県鳥田目断層付近の褶曲構造と地すべり

秋田県の鳥田目断層に沿っては特徴ある地すべりが数多く認められる(山田ほか、1987)。当断層は秋田県本荘市の東方約10kmを通り、延長約25km以上におよぶ南北性の断層で、最大変位800~1000mの低角度衝上断層(東方の出羽丘陵側の隆起)とされている(大沢ほか、1977)。中新世の船川層、女川層等の泥岩層とその下位の西黒沢層、台島層などは断層で接している。

断層から西側に約500m以内では急傾斜し、一部は逆転している。図7.59はこのような断層に近い位置の珪質泥岩中の褶曲構造の例である。高さ50mにわたる露頭全体に滑らかに屈曲して連続する過褶曲構造が認められる。断層に接しているものの、この付近では全体に破碎は少ない。鋭



図7.59 鳥田目断層に接する珪質泥岩の過褶曲構造  
女川層珪質泥岩（秋田県由利郡）

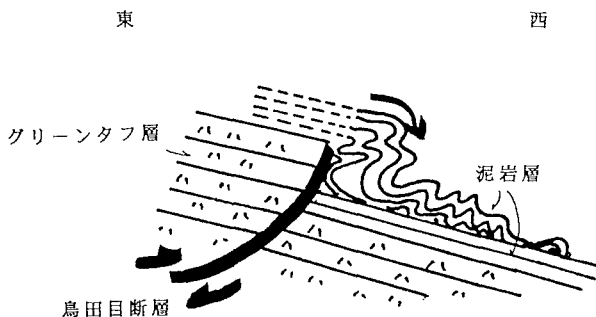
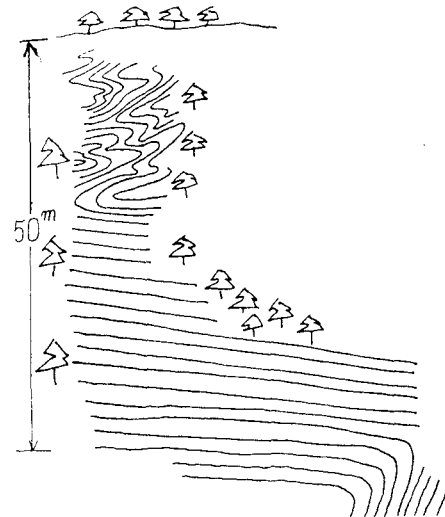


図7.60 鳥田目断層と泥岩層の重力滑動褶曲構造の模式図

角に折りたたまれたような波長数mの細かい褶曲構造が認められ、キンク状褶曲も認められる。褶曲部分の泥岩層中に挟在する凝灰岩薄層の一部は粘土化している。

これらの地質構造は断層に伴う構造と考えることができるが、むしろ図7.60のような重力性の滑動によると考えた方が妥当であろう(阿部ほか、1994、1995)。たとえば上田他訳(1989)で紹介されているような南西イランの重力性の滑動や重力崩壊事例の中でのカスケード褶曲に類似するものとも考えることも可能である。

#### 4. まとめ

グリーンタフ地域のうち対象とした地域の褶曲構造には、現在の地すべりに伴う褶曲構造や堆積時の重力性滑動による褶曲の含まれている可能性がある。会津や花巻、阿仁などの他地域でも同様のものが存在する可能性がある。とくに花崗岩体の隆起に伴うドーム状の背斜構造の翼部で

重力性滑動による褶曲が形成され、現在の地すべりと混在しているようである(阿部、1996)。

今後、さらに数多く事例を収集して地質の堆積状況、岩盤の強度の地域差、亀裂分布状況、粘土鉱物分布状況など種々の観点から地すべり、すべり面の変遷を明らかにしていく必要があると考えられる。

#### 文献

- 森屋洋・阿部真郎・盛合禧夫(1992)：東北地方における新第三紀泥岩層の褶曲構造と地すべりの関連性に関する研究(その1)、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 37-38。
- 森屋洋・阿部真郎・盛合禧夫(1994)：東北地方における新第三紀泥岩層の褶曲構造と地すべりの関連性に関する研究(その3)、第33回地すべり学会研究発表講演集、pp. 59-60。
- 森屋洋・阿部真郎・盛合禧夫(1995)：東北地方における新第三紀泥岩層の褶曲構造と地すべりの関連性に関する研究(その4)、第34回地すべり学会研究発表講演集、pp. 61-62。
- 阿部真郎・森屋洋・盛合禧夫(1993)：東北地方における新第三紀泥岩層の褶曲構造と地すべりの関連性に関する研究(その2)、第32回地すべり学会研究発表講演集、pp. 69-70。
- 阿部真郎・森屋洋・盛合禧夫(1994)：奥羽脊梁山脈における大規模岩盤すべりの地質的素因、応用地質、Vol. 35, No. 5, pp. 193-204。
- 阿部真郎・盛合禧夫・郭涛(1995)：秋田県・鳥田目断層沿いの褶曲構造と地すべり、第34回地すべり学会研究発表講演集、pp. 63-66。
- 山田孝夫、大高肇、盛合禧夫(1987)：出羽丘陵の地すべり(その2)、第26回地すべり学会研究発表講演集、pp. 44-45。

大沢 穰・高安泰助・池辺穰・藤岡一男(1977)：本荘地域の地質、地質調査所、97p.

阿部真郎(1996)：東北地方の新第三紀・泥岩層における褶曲及び断層構造の成因と地すべりとの関連性、地すべり、Vol. 33, No. 1, pp. 20-28.

上田誠也・貝塚爽平・兼平慶一郎・小池一之・河野芳輝訳 (Holmes, A.) (1989)：一般地質学Ⅲ、東京大学出版会、756p. (阿部真郎)

## (2) グリーンタフ地域の地すべり

### 一山形県北西部および宮城県南東部での事例

#### 1. はじめに

盛岡―白河構造線より西側のグリーンタフ地域のうち、山形県北西部の出羽丘陵では中新世後期～鮮新世の砂岩・泥岩・酸性凝灰岩が広く分布しており、地すべりの密集地として知られている(山形県土木部砂防課、1988)。また、宮城県南東部の割山隆起帯周辺では隆起運動に伴って供給された崩壊堆積物が広く分布しており(長谷・早坂、1972)、ここでも地すべりが多発している(北村編、1986)。本報告では出羽丘陵においてダムの付替県道建設に伴って遭遇した地すべりと割山隆起帯で集中豪雨に伴って顕在化した地すべりの2例を紹介する。

#### 2. 出羽丘陵の地すべり

##### 2.1 地形・地質概要

地すべり地は山形県北西部の出羽丘陵と庄内平野との境界である(図7.61)。標高100～200mのやや起伏をもった丘陵地帯に付替県道がほぼ東西に計画され、その延長は約2kmである。

当地域では下位から上位に向かって安山岩質～玄武岩質集塊岩および凝灰角礫岩からなる青沢層(西黒沢層に相当)、硬質頁岩を主体とする草薙層(女川層に相当)、黒色泥岩を主体とする北俣層(船川層に相当)が分布しており、全体として10°～20°で西方に傾斜している(北村、1986；大沢他、1986)。出羽丘陵には断層、褶曲構造が発達しており、丘陵西縁には棚倉構造線に関連するとみられる立谷沢断層(南北性の断層)が存在している。

##### 2.2 地すべりの状況とすべり面の形成

上記の立谷沢断層に沿って明瞭な地すべり地形が多数認められる。県道ルートはほぼ東西であるため、それぞれの岩相や断層に対応した多様な地すべりが認められる。ここでは、そのうち2箇所AブロックとBブロックの地すべり例を述べる。Aは断層に規制された地すべり、Bは安山岩質凝灰岩類中の風化岩地すべりに属すると考えられる。

Aブロックは立谷沢断層に伴う擾乱部の東端付近にあり、断層面がすべり面の一部になっている(図7.61)。山腹

斜面上に馬蹄形の小規模な平坦面ないし緩傾斜面が存在しているものの、硬質頁岩の層理面とのり面とは受け盤をなしている。切土がこの地すべりの側方部分に及んだ結果、断層面と層理面(硬質頁岩層中に挟在する凝灰岩薄層の上面)をすべり面としてのり面と斜交する方向に滑動が見られた。すべり面の深度は約15mと推定される。

一方、Bブロックでは安山岩質凝灰岩類が主体であり、大部分は塊状であるが一部に成層構造が認められる。節理間隔は大きく、節理面に沿っては風化が進んでいる。斜面に対して流れ盤をなしているところが多く、高標高部には馬蹄形の凹斜面を伴った緩傾斜面が認められる。また滑落崖を伴った数段の段差地形も認められ、斜面の末端は舌状地形を呈している(図7.61)。斜面中腹でのボーリング調査結果では強風化岩は厚さ約5mでその下に弱風化岩盤が確認された。ただし、斜面末端部では強風化岩盤の層厚は10m前後に達している。すべり面は少なくとも中・上部斜面では強風部の直下に推定できる。

切土した結果、層理面は周辺部のそれと同様であったが、すべり面と推定される付近の岩盤中には開口した亀裂が多数存在し、それらの表面には粘土の付着が確認された。

出羽丘陵では構造運動に伴う断層や褶曲構造が発達しており、泥質岩や凝灰岩などの層理面では、構造運動に伴って弱面ないし潜在すべり面が形成されやすく、その結果、切土によって容易に不安定化する状態になっていると考えられる。

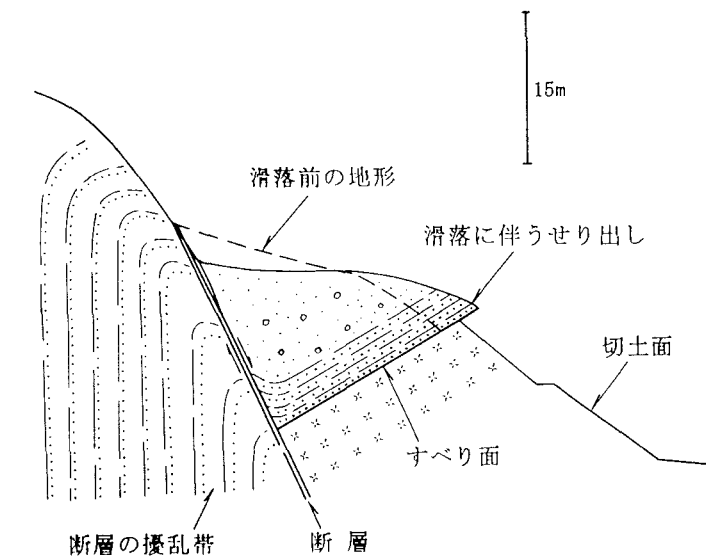
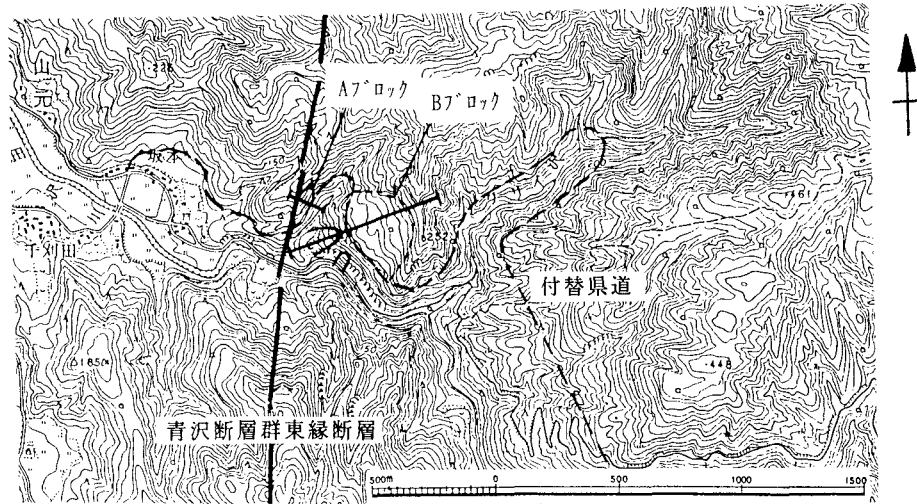
#### 3. 割山隆起帯周辺の地すべり

##### 3.1 地形・地質概要

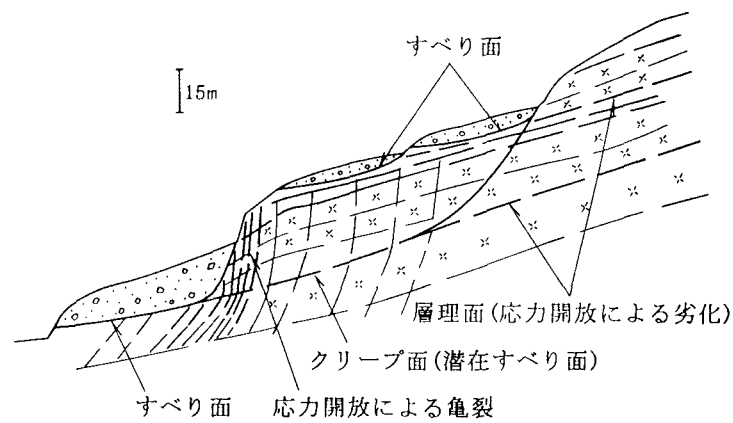
図7.62は宮城県南東部の割山隆起帯周辺の標高100m～400mの山地である。グリーンタフ地域の東縁部に相当し、割山隆起帯と呼ばれる山地の周辺である。阿武隈山地と割山隆起帯の間には新第三紀中新世の金山層および芳ヶ沢層などが分布しているが、割山隆起帯の西斜面には崩積土が広く分布しているのが特徴である(藤田他、1988)。これは基盤起源の破碎された粘板岩、硬砂岩、石灰岩などの角礫・岩塊からなり、基質は砂ないし粘土からなっている。大部分は崖錐性の堆積物であるが、一部には地すべり崩土をまじえ、その厚さは最大110mと推定されている(長谷・早坂、1972)。

##### 3.2 地すべりの状況

平成2年(1990年)12月に連続雨量約100mmの降雨に伴って末端斜面が崩壊した。その後、平成3年(1991年)6月に斜面の末端部で顕著な圧縮・隆起現象が現れ、11月には側方部に亀裂が入った。崩壊箇所背後の斜面では頭部の滑落崖は明瞭ではないが、山陵部直下に遷緩線が存在し、その下方は緩い斜面になっている。遷緩線に沿って直径数mの凹地が分布している(図7.62)。基岩は中新世の挾亜炭



Aブロック



Bブロック

図7.61 山形県北西部での事例  
位置図は国土地理院発行の2.5万地形図「中野俣」を使用。



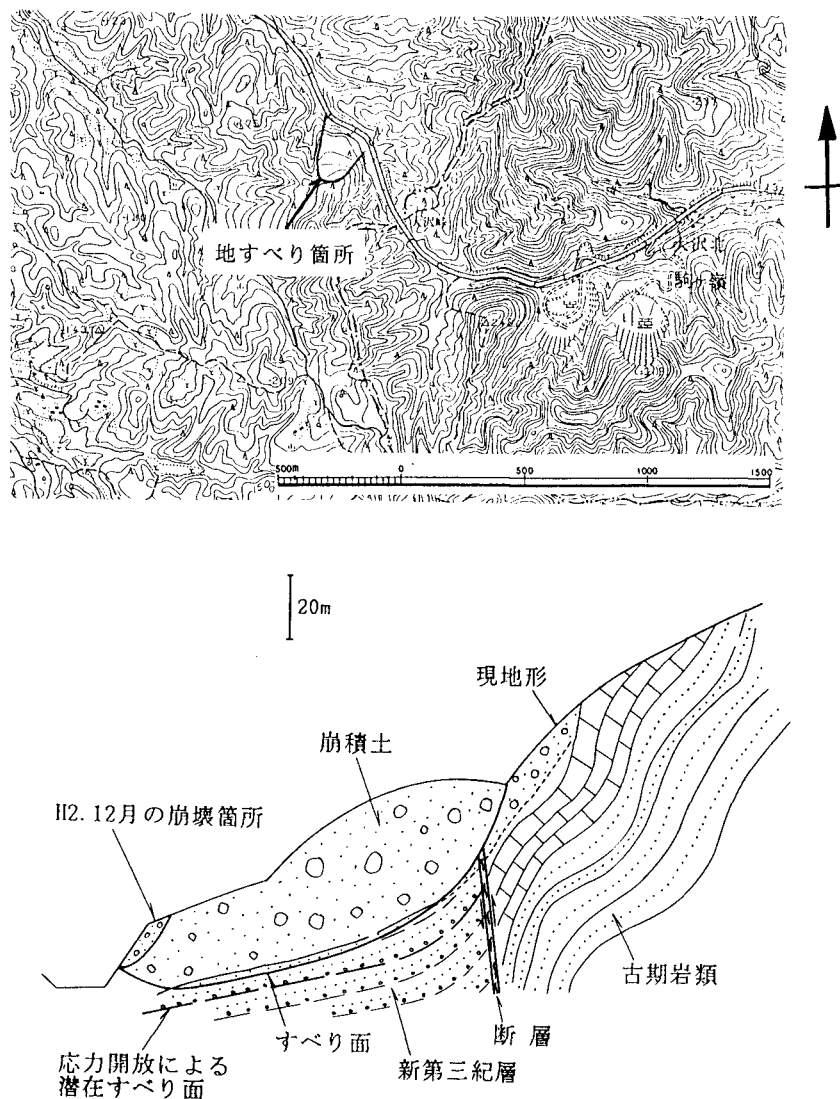


図7.62 宮城県南東部での事例。位置図は国土地理院発行の2.5万地形図「丸森」を使用。

層であり、崩積土は石灰岩・硬質砂岩などの古期岩類の角礫（巨礫を含む）を主体とし層厚は40m～50mである。

### 3.3 地すべりの発生機構

ボーリングコアおよびパイプ歪計の観測結果からすべり面は風化岩中に存在すると推定されたが、風化岩盤中のこれ以深にも層理面に沿った鏡肌が数箇所で見られた。これらの鏡肌は構造運動に伴って層理面に沿って応力開放されて形成された潜在すべり面と考えられる。本地すべりはこのような潜在すべり面が多数存在しているところに崩壊性あるいは地すべり性堆積物が多量に堆積することによって斜面を不安定化させたものと推察される。

上記の地すべり滑動については、降雨以外に切土などの直接的な誘因は考えられない。しかし、厚い崩積土が過剰な頭部載荷重となるとともに、地下水の貯留層になって岩盤の劣化を促進していたと考えられる。

末端部に変状が現れてから、地すべりの側方部に亀裂が

形成されるまで約1年を要したが、これは、角礫・岩塊（最大礫径約3m）を主体とする移動土塊の土質特性とその層厚が大きいことによると考えられる。

### 4. おわりに

グリーントップ地域の出羽丘陵と割山隆起周辺の地すべりを紹介した。これらの地域では、一般に断層や褶曲構造が顕著であり、構造運動によるそれらの形成時に層理面に沿って弱面ないし潜在すべり面が形成された可能性があること、が特徴としてあげられる。

また、後者の例のように崩壊堆積物の厚い箇所では、末端部で変状が発生してから側方部に亀裂が形成されるまで1年近く要していることから、小規模な変状に対しても、周辺を広く踏査した上で以後の対応を決定する必要がある。

## 文献

長谷弘太郎・早坂 功(1972):宮城県大内地方の地質および地質構造, 岩井 淳一教授記念論文集, pp. 377-387.

藤田至則・加納 博・滝沢文教・八島隆一(1988):角田地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、p. 99.

北村 信編(1986):新生代東北本州孤地質資料集、第2巻一その9一、島弧 横断ルートNo. 21、(榊宝文堂、p. 13.

大沢 稔・片平忠実・土谷信之(1986):清川地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、p. 61.

山形県土木部砂防課(1988):山形県の地すべり、pp. 87-95.  
(岩淵恒紀)

## (3) 四国御荷鉾帯の地すべり

## 1. 地形的特徴

四国地方のように地盤が著しく上昇した地域においては、浸食前線である遷急線と過去に形成された地形面が広く残存している。また河床縦断面をみた場合でも、遷急線直下に急流部が形成されている。このような場合、急流部から上流の河床縦断面を下流側に延長すると、浸食を受ける前の河床を推定することができ、場合によっては下流側の段丘面に対比することができる(図7.63)。このような考えに基づいて上野・田村(1992)は四国山地中央部に位置する御荷鉾帯の代表的地すべりである怒田(ぬた)・八畝地すべり周辺の地形解析を行い、地形面と地すべり分布との関係について検討した。地形面は図7.65に示すように5つに区分され(対応する範囲を図7.64に示す)、その特徴は次のように説明できる。

I面: 標高700m以上の山頂緩斜面。

II面: 標高500~800mの間に分布し、I面分布区域に谷状に浸食して入り込んでおり、下部に分布するIII面によって大きな浸食を受けている。

III面: 標高300~600mの間に分布し、広い範囲で緩斜面を形成し、多くの集落や水田が認められる。

IV面: 標高100~400mの間に分布し、吉野川本川および南小川沿いに発達する。この面を形成した時代の河床は、図7.63の河岸段丘面を連ねたものにあたる。

VI面: 吉野川本流沿いに分布する最も新しい地形面で、標高200m以下の谷壁斜面にあたり、急傾斜を呈し、岩盤の露出部が多い。

このうち地すべり地形はIII面に多く存在するが、その理由として以下のように考察できる。

(1) II面を浸食してIII面の地形面が面積的に広く分布しており、かつてII面に存在した地すべり地形を浸食消滅させたと考えられること。

(2) III面の地質の風化変質作用が深部にまで及んでおり、地すべり土塊になり得る地層が厚く分布していること。

(3) IV面が河川沿いの急斜面に相当し、III面の末端部を浸食してIII面を不安定にしていること。

古期(上位)のI面やII面に地すべり地形が少ない理由としては、古い時代にこれらの地形面に存在していた地すべり地形が、下位面の浸食作用によって消滅したものと考えられる。またIII面の形成時期が低位段丘面との比高や堆積物の赤色化に基づけば中位段丘面形成期に対比できる可能性があることから、現在の地すべり地形をつくっている地すべりの発生時代は第四紀更新世末頃と推定できる。

御荷鉾帯の地すべりは大規模な地すべり地形を呈する事例が多いが、各種計測器による動態観測を行うと、いくつかの小ブロックに分化して滑動している。ボーリング調査およびボーリング孔を利用した孔内傾斜計や歪計によるすべり面調査によって、現在滑動中のすべり面深度は最大でも愛媛県美川村沢渡地すべりの37m(未公表資料)であり、地すべり地形の平面的広がりと比較して浅く、この点からも活動ブロックの分化が認められる。このため過去のある

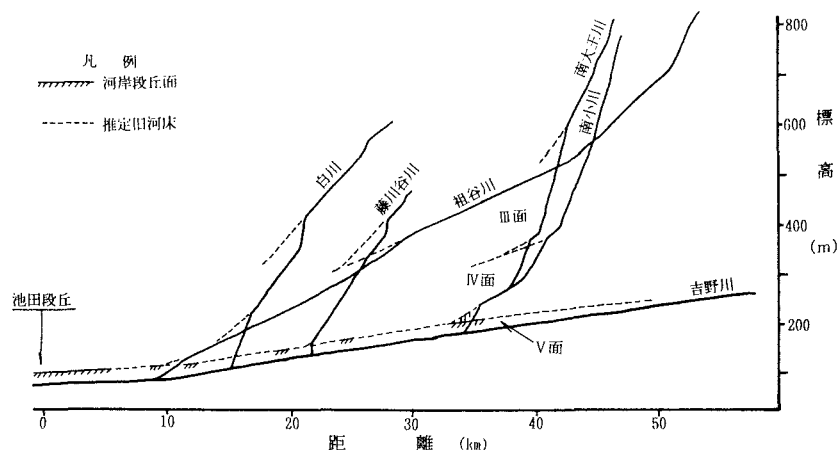


図7.63 吉野川と各支川の河床縦断面図

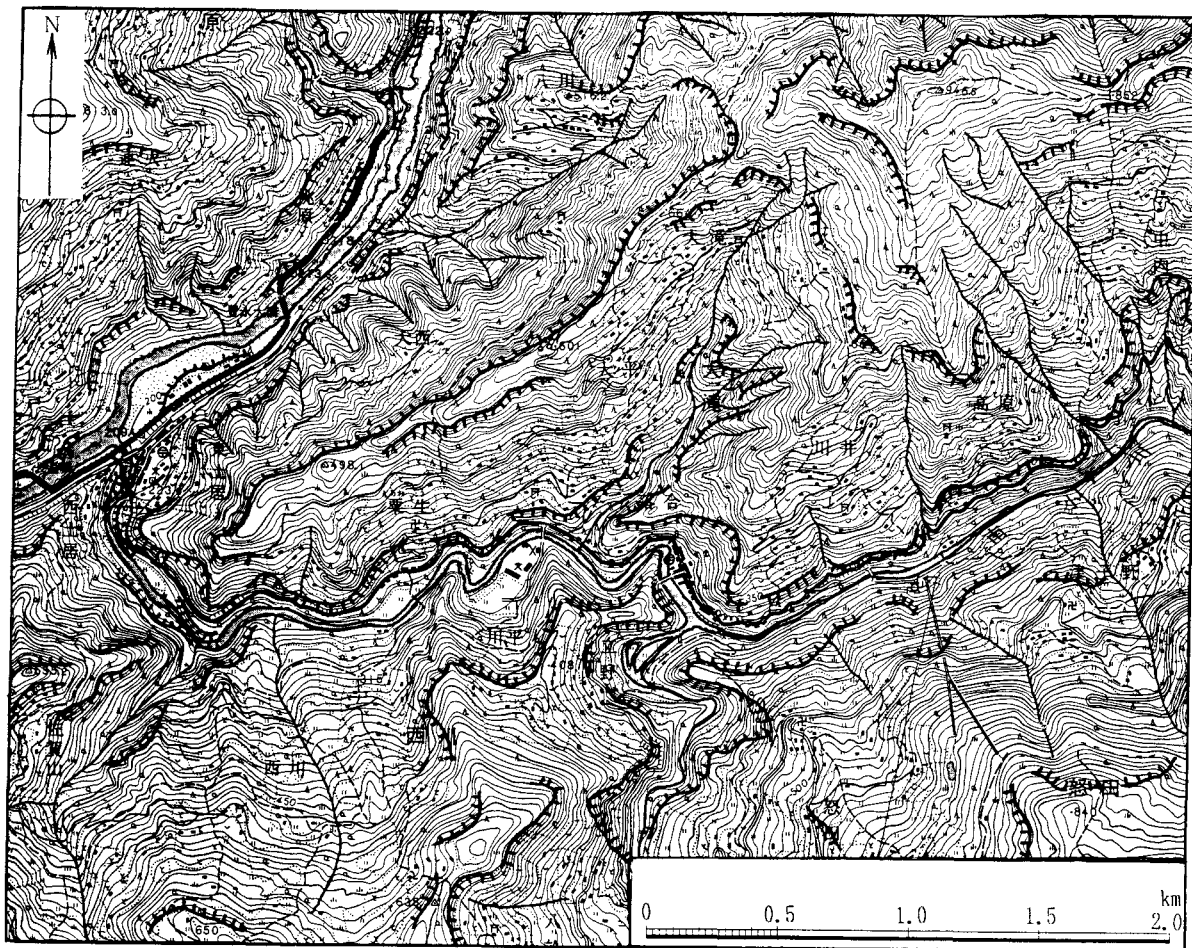


図7.64 地形解析を行った地域の地形図（部分）  
 国土地理院発行の2.5万地形図「東土居」を使用。遷急線（ケバ）と水系を記入。

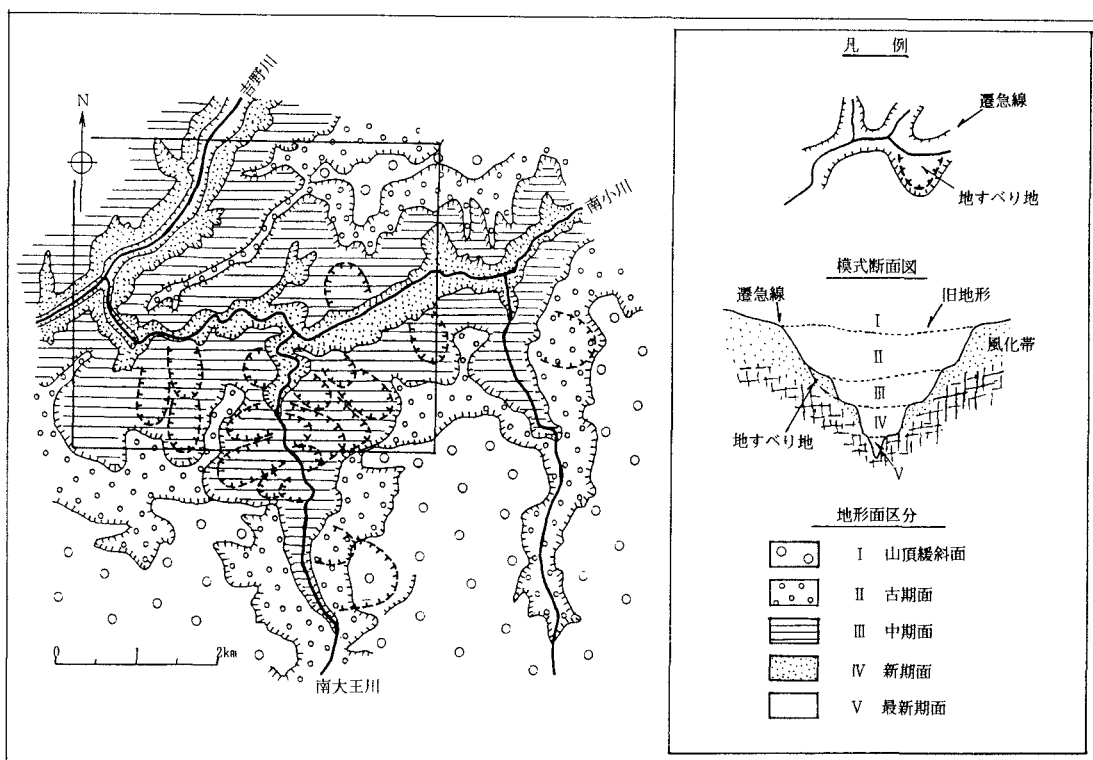


図7.65 地形解析図（図中の枠は図7.64の範囲）

時代に初生的で大規模なマスムーブメントが発生しやすい環境が存在したこと、その後の河川による浸食作用が地すべり末端部の不安定化を促進することにより、地すべり滑動ブロックが分化したものと推定できる。

### 2. 地質状況

四国における御荷鉾緑色岩類は三波川結晶片岩帯と秩父累帯の境界に沿って東西方向に断続しながら最大幅約5kmの帯状に分布している。緑色岩類は風化作用によって粘土化しやすく、厚い粘土化帯を形成している。このため保水性が良く、四国山地中央部にありながら比較的緩傾斜の地形を呈し、水田として利用されている。

上野・田村 (1993) は四国内の地すべり地で実施したボーリング調査のうち、孔内傾斜計による測定によってすべり面深度が確認できたものを対象に、地すべり地における試錐コア形状およびコアの酸化状態について検討した。この結果、御荷鉾帯では地下深部まで破碎・風化されており、すべり面以深でも棒状コアになりにくいことや、地すべり

土塊においては三波川帯の地すべりに比較して粘土化した部分を多く含み、全体に酸化作用を受けて黄褐色を呈することを示している。

御荷鉾地すべりの比抵抗断面図では、表層部の低比抵抗部と下部の高比抵抗部とで明瞭なコントラストが認められる。この表層低比抵抗部では孔内傾斜計測定により地すべり変位が確認されており、比抵抗値によって地すべり土塊を識別することが可能である。

### 3. 滑動様式の特徴

長期間の動態観測が行われた地すべりのなかから、大田原ほか (1990) による高知県大豊町の怒田地すべりと塩田ほか (1988) による愛媛県八幡浜市の三本木地すべりの平面図、断面図を図7.66、67に示す。怒田地すべりの地表面での引張クラックの変位と降水量の関係、および孔内傾斜計によるせん断変位と降水量の関係はいずれも年間を通じての地すべり変位と降水量の密接な関係を示している。この結果、八幡浜市三本木では地すべり対策工として地下水

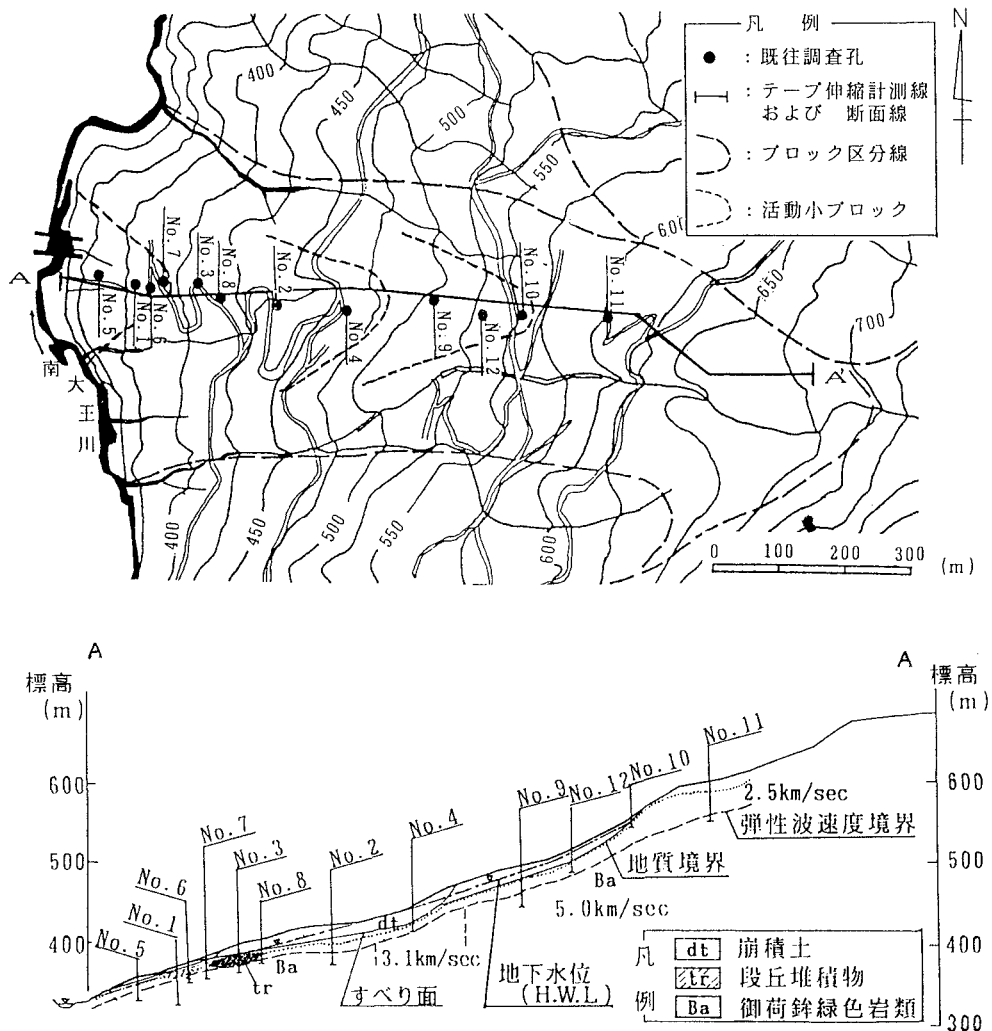


図7.66 怒田地すべり中央部の平面図および断面図

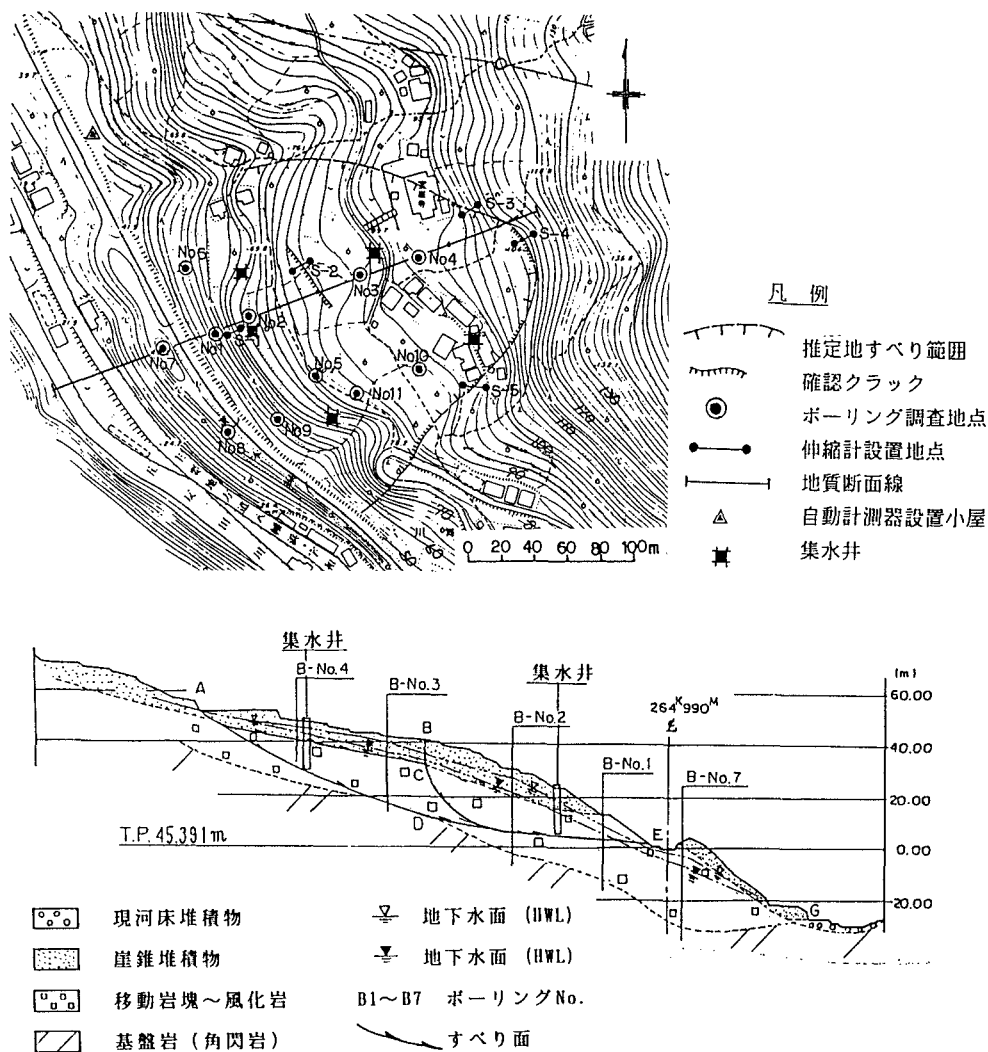


図7.67 三本木地すべりの平面図および同断面図

排除工が採用され、5基の集水井設置によって地すべり変位はほぼ停止した。

御荷銓帯緑色岩類は厚い風化帯を有し粘土化が進んでおり、保水性が良好なため水田に多く利用されている。厚い風化帯に多量の地下水が浸透して風化帯の一部が滑动している地すべりでは、降雨や地下水位変動の影響を強く受けているといえる。

4. まとめ

四国御荷銓帯の地すべりの多くは最終水期以前に形成されたと考えられる地形面に分布している。地すべり地形としては概して大規模であるが、いくつもの活動的なブロックに分化が進んでいる。地質的には海底火山噴出物を主としているが、深部まで風化変質による粘土化が進行しており、すべり面深度の決定が困難な場合が多い。すべり面深度は孔内傾斜計等による変位測定結果をもとに決定すべきであるが、ボーリングコアの酸化変色の程度や電気探査の比抵抗断面等も参考になる。

また、地すべり移動量は降水量との相関が明瞭に認められる。四国山地中央部に位置する御荷銓帯では降水量が多く、保水性が良いこともあって恒常的な動きを呈する地すべりが多い。このため地すべり対策として、排水工法の効果があるが、土地利用上は水田が多く排水工法を採用しにくい地区がある。

文献

大田原幸亘・渡部文人・萬徳昌昭・上野将司・三谷卓(1990)：怒田八畝地すべりにおける降雨と地すべり変位の関係、第29回地すべり学会研究発表会、pp. 34-37。  
 塩田雄三・梶間津洋志・上野将司(1988)：予讀本線八幡浜双岩間地すべりと対策について、斜面崩壊および地すべりの予知と対策に関するシンポジウム、土質工学会四国支部、pp. 133-140。  
 上野将司・田村浩行(1992)：地すべりの形状、規模および分布に関する検討、応用地質年報、No14、pp. 8-12。  
 上野将司・田村浩行(1993)：すべり面の変形状況とボーリングコアの対比、地すべりの機構と対策に関するシンポジウム、土質工学会四国支部、pp. 21-28。(上野将司)

#### (4) 成羽層群の地すべり

##### 1. はじめに

岡山県中西部の吉備高原には中生界トリアス系成羽層群が分布し、地すべり集中地帯となっている。当地区の地すべりには、炭層（炭質頁岩および炭層）を挟む砂岩・頁岩互層をすべり面とすること、しばしば上部に崩積土地すべり、下部に風化岩地すべりという二重構造が存在すること、さらに炭層に規制された多重地下水層が形成されていることなどの共通点が多いことから、成羽層群地すべりと呼ばれてきた。本事例報告では、地すべりに関する研究(岡本・田中、1990；内山ほか、1992；山田ほか、1994；田中ほか、1996)をもとに成羽層群地すべりの特徴を紹介する。

##### 2. 成羽層群の地すべり記録

成羽層群の地すべりは古くから豪雨に伴う断続的な活動を繰り返しているらしいが、記録は少ない。中国四国農政局計画部（1964）によれば、成羽層群の地すべりは黒色頁岩が優勢な地域における断層に沿う地すべりとされ、名原地区と福地地区の対策工や全景写真が他地域の事例とともに示されている。また1972、1976年の豪雨災害記録の中に7地区が記載され(岡山県、1974；岡山県、1977)、1972年

の福地地区本村の事例は「戦後の代表的地すべり記録」(板垣・牧野；1992)の中にも記載されている。

##### 3. 成羽地域の地形・地質と地すべりの関係

成羽層群には小断層や小褶曲が発達し、岩相の側方変化は著しいが、酸性凝灰岩層を鍵層として全体の層序や地質構造が検討されてきた(大藤、1985；鈴木ほか、1990；鈴木・Asiedu、1995)。これらによれば、成羽層群は鉛直に近い軸面と東北東へ緩くプランジする軸をもつ開いた向斜構造(図7.68)をなすが、南西部では小褶曲や断層が著しく発達して地質構造が複雑になっている。下位から上位に向かって、陸成の仁賀層(粗粒砂岩～炭質頁岩)、海成の地頭層、陸成の最上山層(礫岩～頁岩)、陸成の日名層(礫岩優勢)、陸成の日名畑層(頁岩優勢)の5層に区別されている(鈴木・Asiedu、1995)。挟炭第三系型(安藤、1972)の典型的地すべりである北西九州の北松地域の地層を成羽層群と比較すると、層相は泥質・砂質碎屑物を主とする点で類似しているが、成羽層群の方が固結度が高く、変形が著しい(内山ほか、1992)。炭層は著しく破碎され、粉炭状をなして構造的弱部を形成していることから、炭層を挟む岩石は変形時に選択的に破碎された可能性が高い。

空中写真判読に基づけば、地すべり地形は炭層を挟む仁

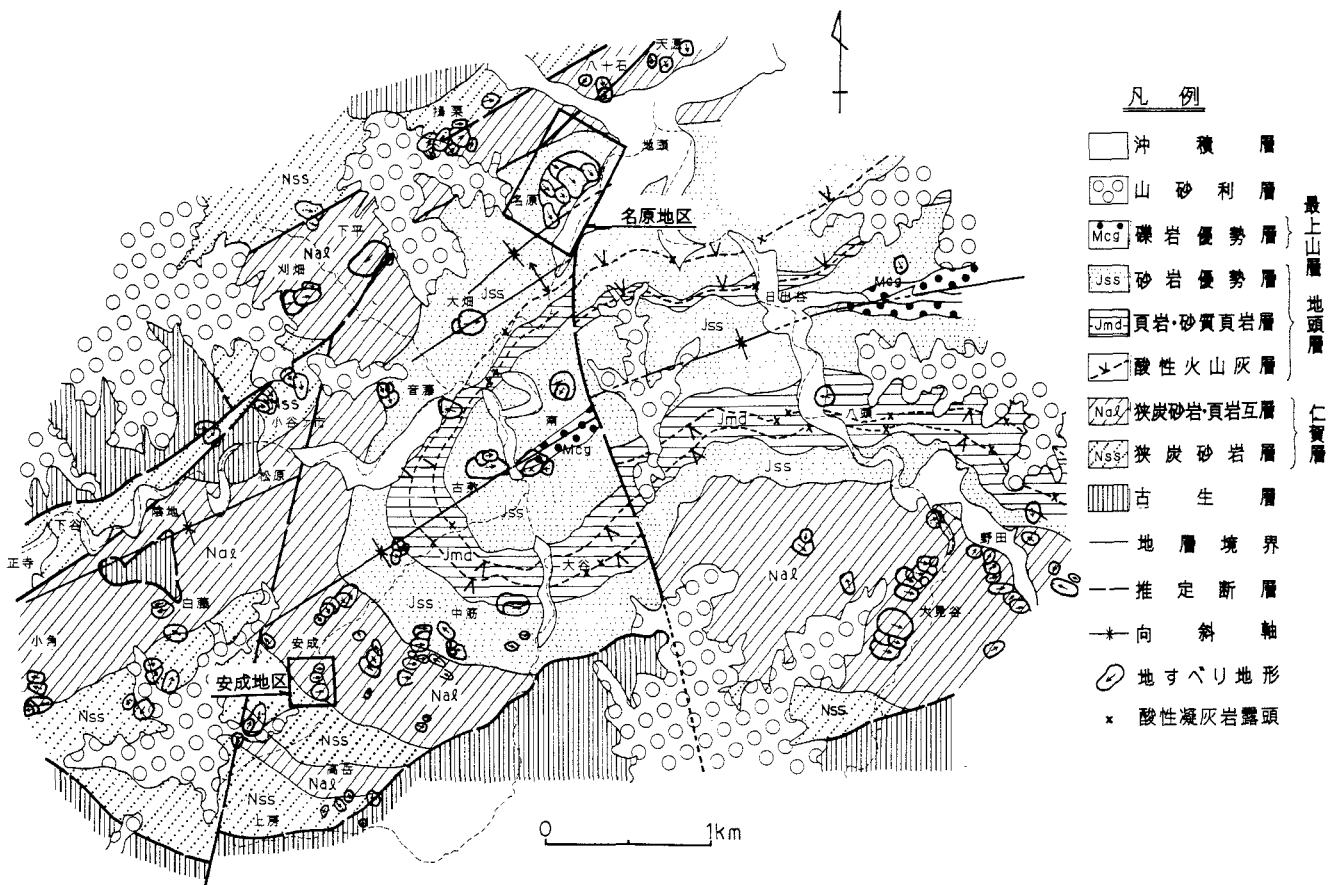


図7.68 成羽地域南西部の地すべり地形の分布と岩相

頁層、地頭層下部や日名畑層の分布範囲内に多く認められる(図7.68)。炭層を挟む頁岩や砂岩頁岩互層の分布域では低次谷が樹枝状に発達して谷密度が高いのに対し、砂岩の多い地域では谷密度は概して低い。地すべり地形は炭層を挟む砂岩・頁岩互層の層準に多く、特に仁賀層上部の高い谷密度の高い地域に集中している。また、地すべり地形末端部が現河床まで到達しているものやそうでないものが重複・混在していることから、当地域には時期の異なる地すべりが存在している可能性も考え得る。

地すべりの滑動方向についてみると、末端部を横断する河道方向にほぼ直交するものが大半を占める。滑動方向と層理面の最大傾斜方向との開き角度は30~90°が多く、受け盤斜面と典型的な流れ盤斜面は少ない。おそらく河川の下刻・浸食による不安定化が影響してきた可能性が高い。

図7.69は安成川が仁賀層下部から地頭層上部の層準を横断する地域の地形的平坦面と地すべり地形分布の関係を示したものである。この付近の山稜部には、吉備高原面に属する高位平坦面が点在しており、河道に沿っては3段の低位段丘面(段丘A、B、C)が認められる。地すべり地形の上端は高位平坦面に近いものが多いが、下端は低位段丘面や現河床面まで達しているものもある。

#### 4. 破碎・変形構造と地すべりの関連

成羽層群下部の挟炭砂岩・頁岩互層は一般に著しい変形と破碎を受けており、露頭スケールでは小褶曲や小断層の発達が著しい。以下に安成地区と名原地区の2例を示す(位置はいずれも図7.68参照)。

図7.70は安成地区の地すべり地周辺のルートマップと、一部の露頭スケッチである。当地の地すべりは砂岩優勢の挟炭砂岩・頁岩互層部に発達し、その滑動方向は安成川に直交する方向と推定される(図7.70(a))。互層部(Alt)は小断層・小褶曲の発達により著しく変形・破碎されているのに対し、砂岩優勢部(Ss)は走向・傾斜が比較的安定し、破碎も弱い。地すべりブロックの南側頭部の露頭(図7.70(b))では2つの滑落崖A、Bが認められ、Bを生じた移動土塊上をAを生じた移動土塊(崩積土)が覆ったものと推定される。滑落崖Bに沿っては民家裏の石垣が押しだしてあり、断続的に滑動したものと推定される。地すべりブロックの内部には、基岩の構造がわずかに残存しているものの、基岩構造と連続してはいない。B地すべり土塊の下端は粉炭が層状をなしてすべり面を形成しているが、これは本来の地層中のものか、滑動に伴ってすべり面に二次的に濃集したものは明らかでない。前者であれば、この頁岩・炭層

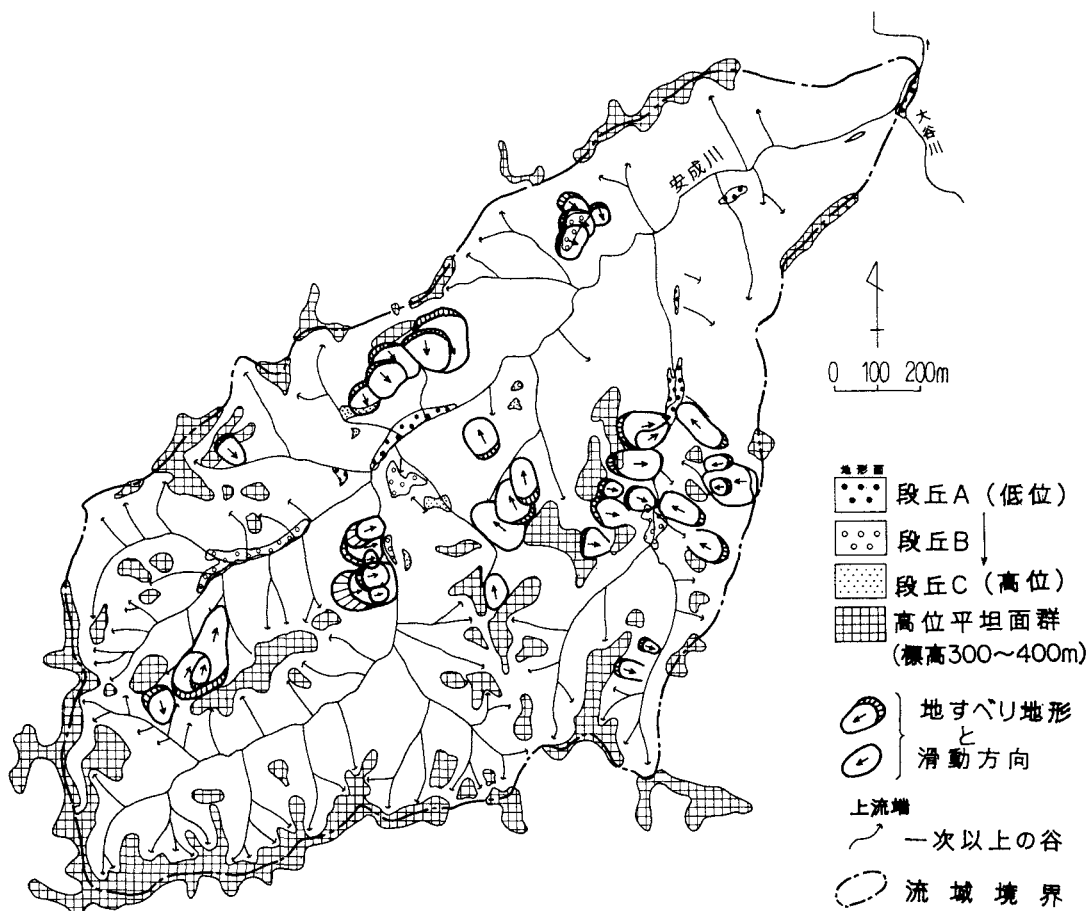


図7.69 安成川流域の平坦面分布図



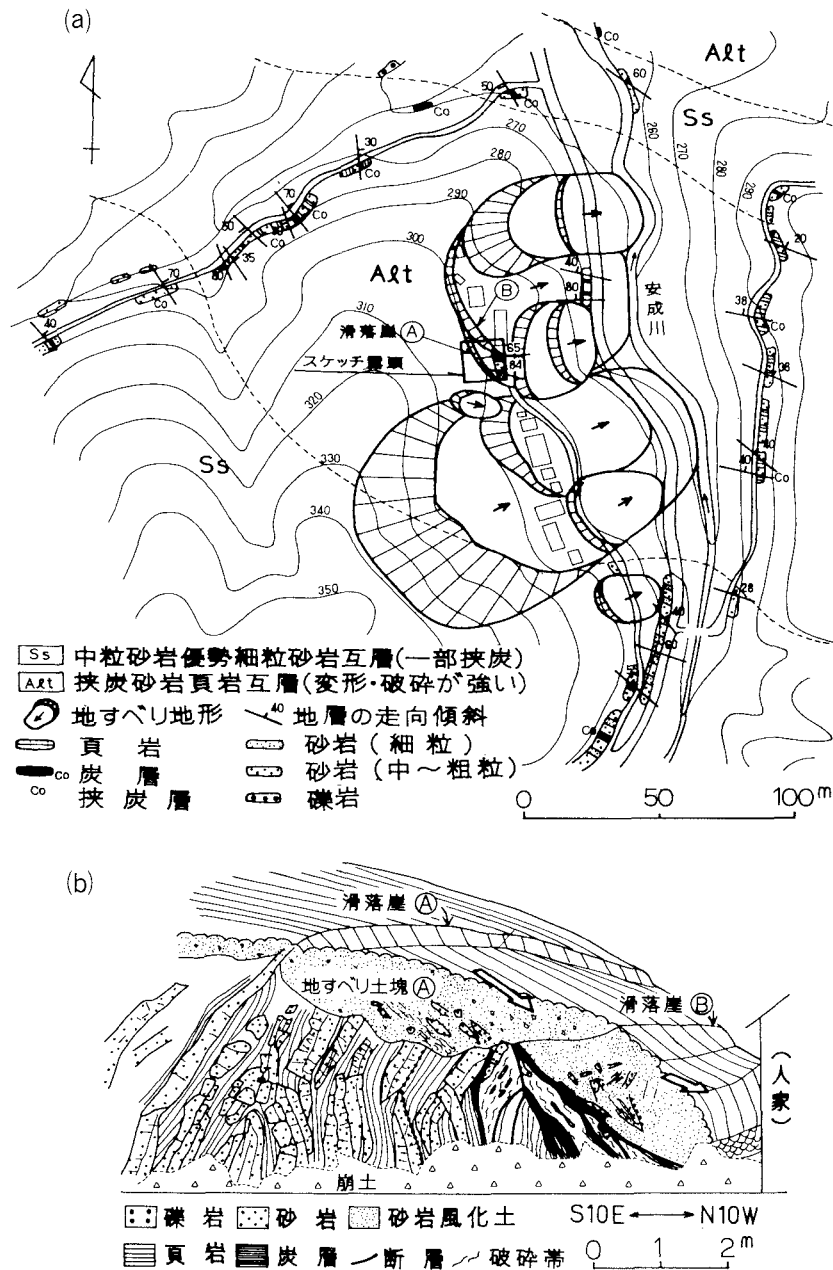


図7.70 安成地区の地すべり。(a) 安成地区のルートマップ。(b) 地すべりブロック頭部の露頭スケッチ。  
 ①、②期の地すべりが推定される。

互層は層内褶曲に似た小さな背斜構造である可能性もあるが、明確ではない。基岩部分の左（南）側に分布する砂岩層は折れ曲がりやずれを生じ、頁岩層は剪断されて砂岩の間を埋めている。

一方、名原地区では昭和30年代後半から昭和40年代にかけて、豪雨に伴う数年おきの活発な地すべりに滑動があり、地すべり滑動が活発であった。豪雨に伴って数年おきに断続的に起こり、畑におけるクラックの発達や家屋の傾倒のために立ち退いた民家も多かった。この滑動は、1962年に地すべり防止区域に指定された後、1975年にかけて第一次対策工の横ボーリング工と表面排水工が広範囲に施工され、変状はやや落ちつきをみせた。しかし、水平ボーリン

グによる排水対策が十分でない部分で微弱な滑動が残存したため、これを対象に1992年から集水井を加えた排水対策が実施された結果、現在は滑動をほぼ停止している。

名原地区は5つの地すべりブロックに分けられる（図7.71）。層理面の走向傾斜や岩相変化が著しいため、12本のボーリングにもかかわらず詳しい地質構造の把握は困難であった。図7.72のB-B'断面では破碎された炭層内に上・下2層のすべり面が推定され、下位のすべり面は現河床の直上付近へぬけている。下位の移動土塊は風化岩からなり、上位のものは土砂（崩積土）からなっている。この土砂は地すべり滑動の繰り返しにより、風化岩が破碎されて生じた可能性が大きい。地下水位面も不透水性の炭層に規制さ

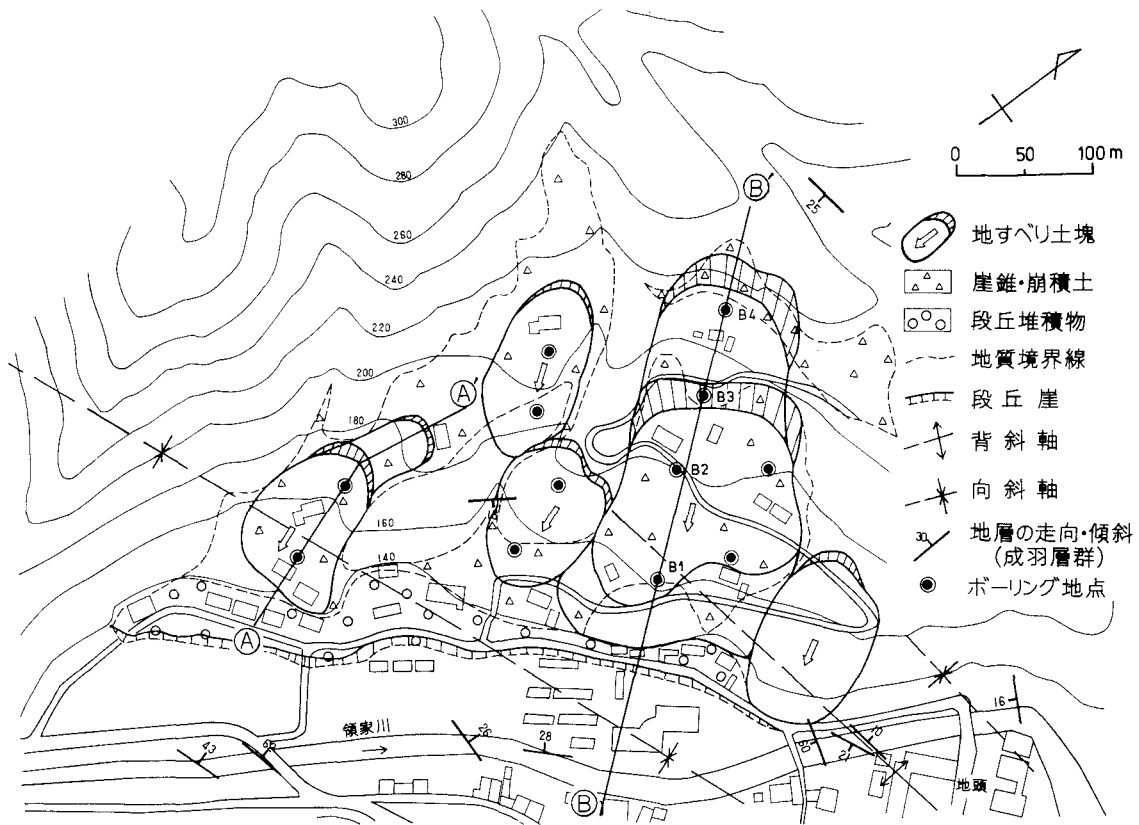


図7.71 名原地区の地すべりブロック分布とボーリングの位置図。図中のA-A'、B-B'は図7.72の断面位置を示す。

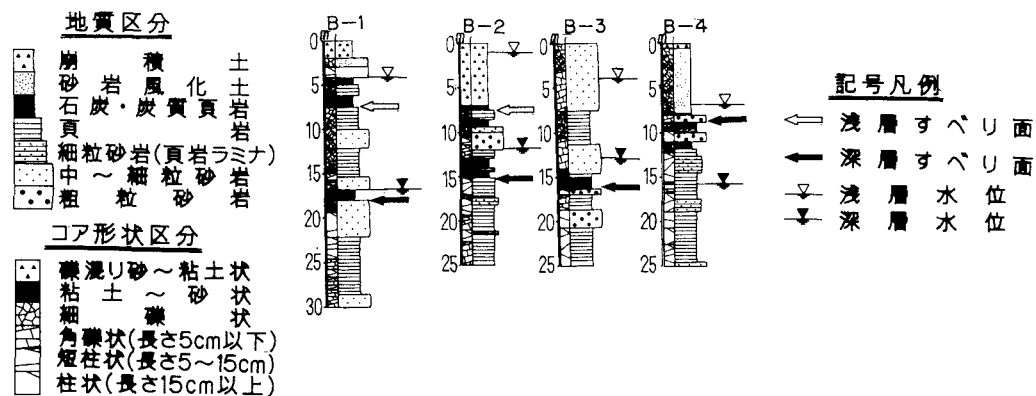
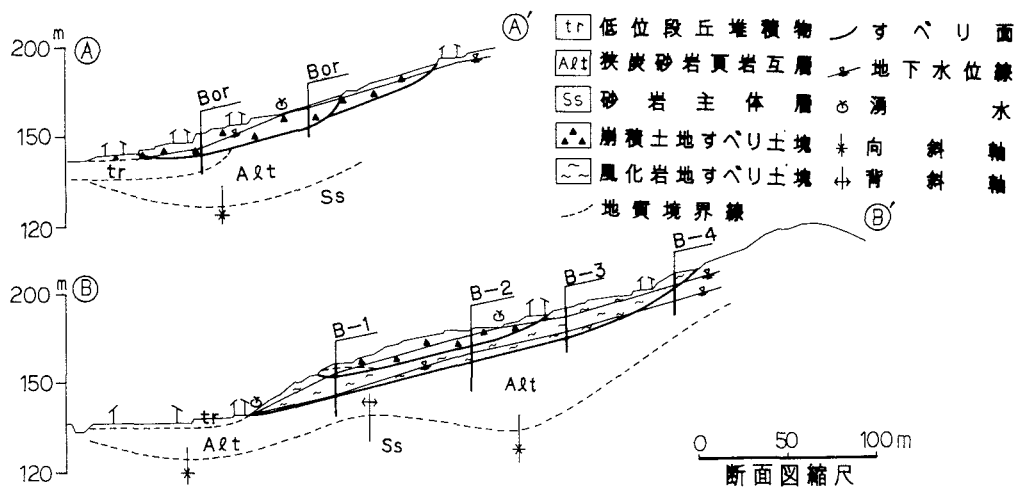


図7.72 名原地区の地すべり断面図と代表的なボーリングコアの状況

れているかのように上下2層認められる。移動土塊の破碎状況から、上位のものが下位よりも古いと推定される。なお、A-A'断面では移動土塊が明らかに低位段丘堆積物を覆っていることがボーリングで確かめられた。

## 5. おわりに

トリアス系成羽層群の炭層および炭質層に選択的に発生している地すべりの発生素因の特徴をまとめると、個々の地すべりブロックは著しく破碎された脆い挟炭砂岩・頁岩互層、とくに炭層の層準に集中している。滑動方向は河道に直交ないし高角度をなす場合が多く、河川の浸食に大きく影響されてきたと考えられる。したがって、基本的な素因は構造運動による炭層や挟炭互層の選択的な破碎・脆弱化にあり、河谷に沿った下刻作用と、炭層の分布に規制された地下水構造がこれに加わったものと考えられる。しかし、露頭単位の小地質構造と広域地質構造との関わりや、それとすべり面形成との関わりなど不明な点も多く、今後具体的に検討していく必要がある。

## 文 献

- 安藤武(1972)：地すべり層準の地質的分類について、地すべり、Vol. 28, pp. 1-7.
- 板垣治・牧野裕至(1992)：砂防学講座7-1「土砂災害対策」、2.2.3 戦後の代表的な地すべり記録、山海堂、p.161.
- 岡本広文・田中元(1990)：岡山県における地すべりの地質特性—特に、中生代成羽層群に頻発する地すべりの特徴—、第29回地すべり学会研究発表講演集、pp. 84-87.
- 岡山県(1974)：昭和47年7月豪雨災害誌、pp. 203-206.
- 岡山県(1977)：昭和51年9月台風17号災害誌、pp. 178-181.
- 大藤茂(1985)：岡山県大賀地域の非変成古生層と上部三畳系成羽層群との間の不整合の発見、地質学雑誌、Vol. 91, pp. 779-786.
- 鈴木茂之・Asiedu, D.K.,(1995)：岡山県成羽地域の中古生界、日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書、pp. 89-95.
- 鈴木茂之・小坂丈予・光野千春・昭和61年度岡山大学地学科進級論文履修生一同(1990)：岡山県川上郡周辺の古生界および三畳系にみられる褶曲の構造解析、地質学雑誌、Vol. 96, pp. 371-377.
- 田中元・山田琢哉・瀧木輝一・鈴木茂之・宝谷周・戸田守(1996)：成羽層群地すべりに見られる地形地質規制、日本応用地質学会平成8年度研究発表会講演論文集、pp. 229-232.
- 中国四国農政局計画部(1964)：昭和38年度地すべり防止事業調査報告、—中国四国地方の地すべり—、4-14, pp. 35-36.
- 内山博之・山田琢哉・田中元・鈴木茂之(1992)：成羽層群の地質構造と地すべり、第31回地すべり学会研究発表講演集、pp. 67-68.
- 山田琢哉・定森幸久・鈴木茂之・田中元(1994)：岡山県の成羽層群に頻発する地すべりの地形地質特性、日本地質学会第101年学術大会講演要旨、pp. 275. (田中 元)

## (5) 和泉層群の深層岩盤クリープと大規模岩盤すべり

### 1. 概要

本事例は和泉層群の砂岩泥岩互層で発生した深層岩盤クリープおよび大規模岩盤すべりである。大阪府泉南郡岬町谷川の南西約1.5kmにある採石場跡の崖の断面に、深層岩盤クリープから大規模岩盤すべりへの移行過程の現象が現れている(横山、1995)。谷川の採石場跡は南南東に面した標高210mで比高150mの山腹斜面の中腹に位置する(図7.73)。

和泉層群は白亜紀のタービダイト堆積物で、砂岩と泥岩がリズムックに重なる典型的な砂岩泥岩互層である。和泉山地では東に開いた東西性の向斜構造を反映した組織地形が発達し、とくに向斜構造の北翼側は層理面の走向とほぼ平行に走る東北東方向の尾根が非対称山稜を形成している。事例の斜面変動は非対称山稜のケスタの背面側(流れ盤側)に位置する南に張り出した尾根の先端の凸型斜面で発生している(図7.73)。

### 2. 深層岩盤クリープ領域

採石場跡の崖には、表層から数mの範囲を除いて新鮮な岩盤が露出している(全景写真は第2章図2.9参照)。この崖の中央部に深部から地表面に向かって走る低角度断層

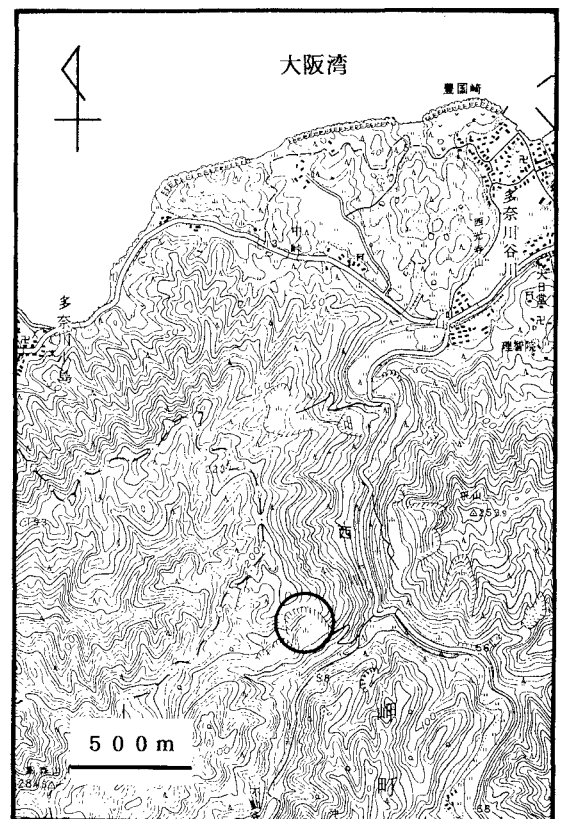


図7.73 現場位置図  
国土地理院発行の2.5万地形図「淡輪」を使用。

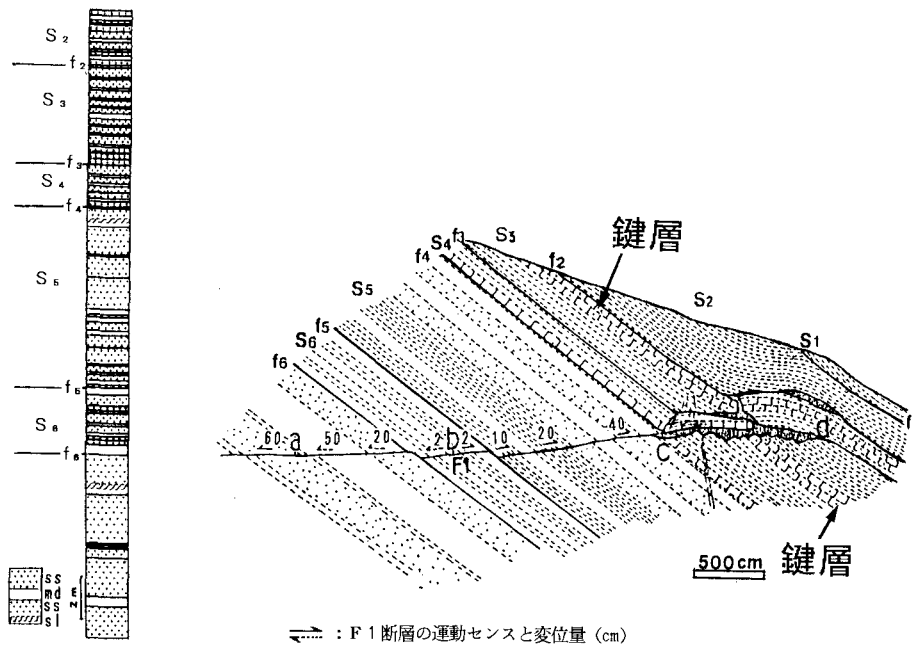


図7.74 谷川採石場跡で観察された和泉層群の深層岩盤クリープから大規模岩盤すべりへの移行現象のスケッチと柱状図(横山、1995)。f1~f6: 層面断層、S1~S6: 岩盤すべりの移動体になりうるスラブ。ss: 砂岩層、md: 泥岩層、sl: スラブ層。

(以下、F1断層と呼ぶ)が存在する(図7.74)。F1断層は走向N70°W、傾斜10°Nで山側に緩く傾いている。

F1断層の上盤について、変位センスと変位量を見ると(図7.74)、a地点より深部では上盤が深部側に向かう左ずれセンスを示し、変位量は変化しない。この部分の変位センスと変位量はF1断層の地質時代の断層運動を示している。一方、a地点より浅所側ではb地点に達するまでは左ずれを示すものの、変位量は次第に小さくなり、b地点ではゼロとなる。そしてb地点よりさらに浅所側では、深部側とは反対に上盤が地表に向かう右ずれセンスを示し、その変位量は地表に向かって次第に増加している。

F1断層の運動方向の反転は、層理面がF1断層によってずらされているため、クリープ変形が進行する過程で、断層の上盤において層理面に沿うすべりがF1断層に沿った移動(地表面への迫り出し)に変換されたことに対応して起こった現象である。F1断層の反転領域から推定される岩盤クリープ領域は、a地点より浅所側の範囲で、地表から深さ25m付近まで及び、新鮮な岩盤を含んでいる。

断層の上盤の岩盤クリープ領域では迫り出しによって地層の傾斜が緩傾斜になり、しかもF1断層沿いの砂岩層と泥岩層はともに破碎されている。さらに、複数の泥岩層では、微小なすべり面群が連結して層面断層(f3~f6層面断層)に成長し、これらの層面断層はF1断層を正断層センスで変位させている。

### 3. 大規模岩盤すべり—f4層面断層に沿う滑落—に伴う変形構造

層面断層のなかで最も大きな変位量を示すのはf4層面断層である。f4層面断層より上位の岩盤(S4スラブ以浅の岩盤)は、図7.74に示した鍵層から判断すると、現在崖で観察できるだけで15m以上斜面下方に滑落している。S4スラブ以浅の岩盤は、F1断層の上盤側ではf4層面断層に沿って滑落し、F1断層を乗り越えるところではF1断層に沿って緩傾斜面を移動し、その先で再び層理面に沿って滑落している。

すべり面の形態がこのように急激に変化すると、それが原因ですべり岩体内の移動速度も場所によって変化するが、速度変化はすぐに構造変化となって現れる(図7.75)。その結果、以下に列挙するような変形構造が形成されている。

S4スラブはF1断層にぶつかるc地点で折れ曲がり、c地点とd地点の間地点で消滅している。S3スラブもF1断層とぶつかって折れ曲がり、その先ではスラブの下部が3分の2が消滅した状態で再び層理面上をすべっている。一方、F1断層の下盤はc地点から先で、S4スラブがF1断層に沿って移動する際にはぎ取られ(offscraping)、砂岩層の層理面と節理に規定された階段状の凹凸面が形成されている。その結果、c-d区間では破碎された砂岩礫を多量に含む砂質粘性土がF1断層に沿って分布するが、現存する砂質粘性土の量は消滅した地層の量よりもはるかに少なく、破碎物の大部分は滑落の過程で斜面下方に排出されている。同様の破碎物はS3スラブ直上のf2層面断層の屈曲部

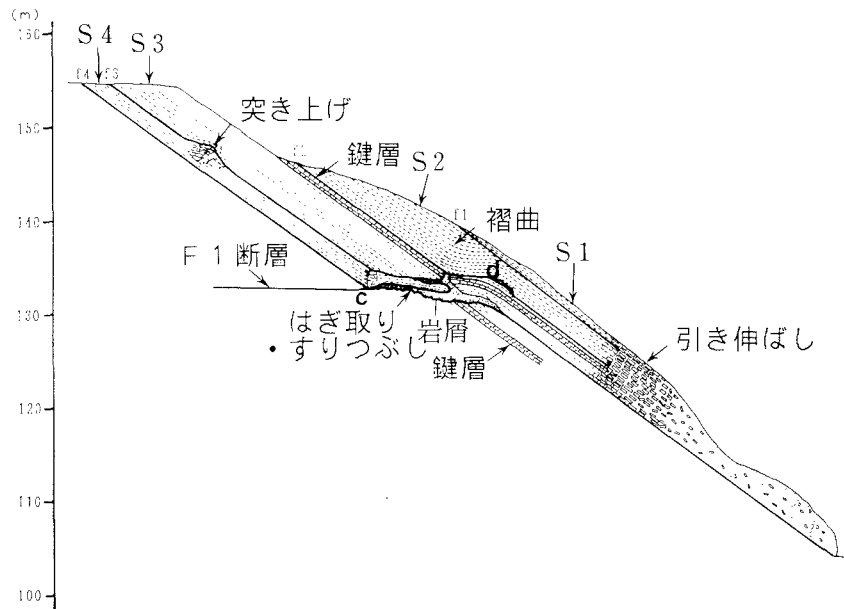


図7.75 大規模岩盤すべり-f4層面断層に沿う滑动に伴う変形構造(横山, 1995)。f1~f4: 層面断層, S1~S4: 岩盤すべりの移動体を構成する。

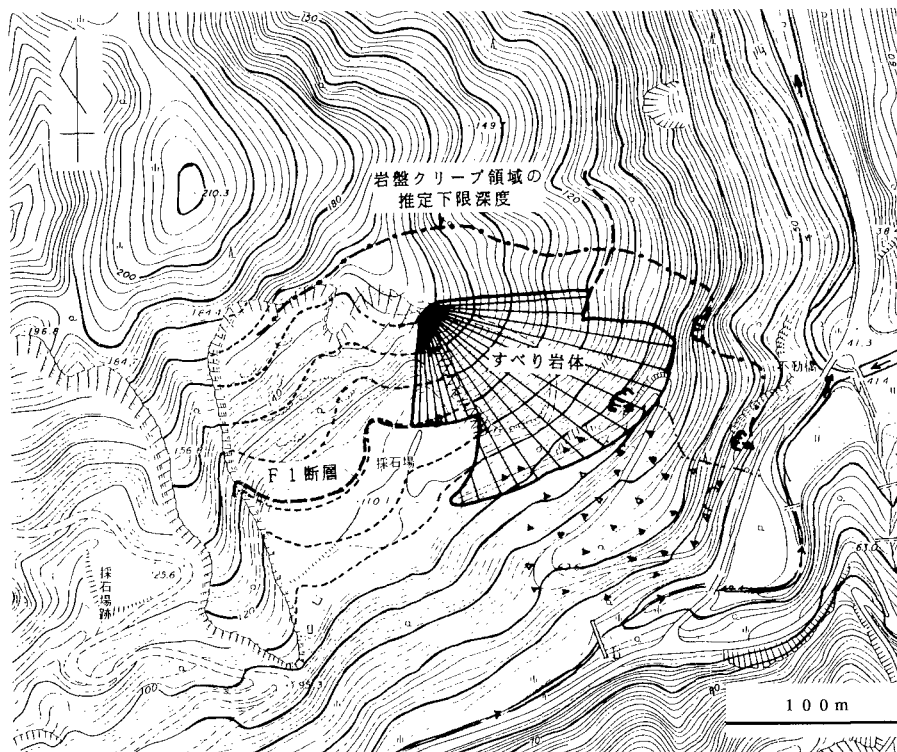


図7.76 谷川採石場跡の深層岩盤クリープおよび大規模岩盤すべりの分布と斜面変動地形

にも少量形成されている。f2層面断層より上位の岩盤では、F1断層を乗り越えるところで地層の曲がりはずで、多数の層理面に沿ったすべりによって褶曲している。

F1断層から離れたところでも、すべり岩体内部の移動速度変化に伴う変形構造として、斜面上方の地層が下方の地層の下に潜り込み、下から突き上げることによって形成

されたアーチ構造 (arching) と、F1断層の先で観察される引き伸ばし構造 (downhill spread) が形成されている(図7.75)。引き伸ばし構造は基本的には層理面に沿うすべりに起因した岩盤クリープによるものであるが、変形量が大きくなり、泥岩層の軟化が進む先端ではデブリフローの様相を呈している。

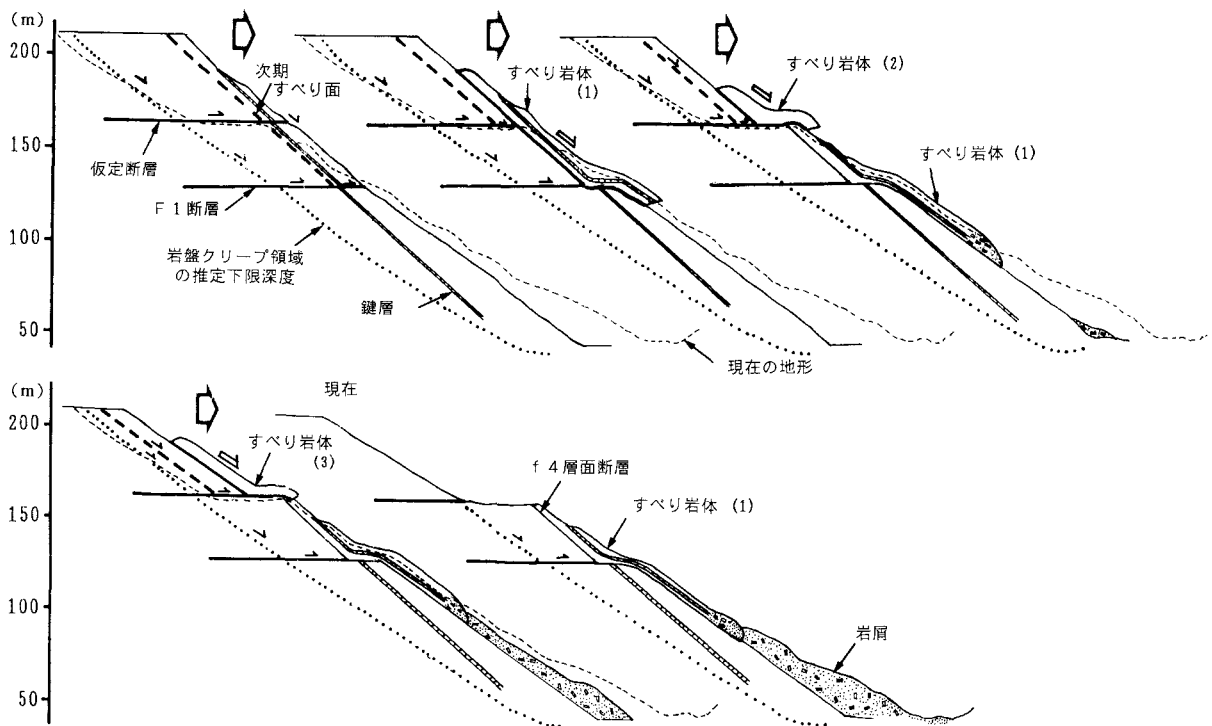


図7.77 谷川採石場跡の斜面変動の形成モデル (横山、1995)

#### 4. 斜面変動によって形成された地形の特徴

採石場の崖に現れた岩盤クリープ領域の下限深度面は、層理面に沿って単純に延ばすと、北方および東方では図7.76に示す位置で地表面と接する。同様の方法でf4層面断層をすべり面の深度からS4スラブ以浅のすべり岩体の分布を推定すると、すべり岩体は図7.76に示す範囲に分布する。すべり岩体の下流には崩積土（おそらく崩壊物）が分布する緩傾斜斜面が広がり、さらに斜面ののり尻は凸型に張り出し、それに伴って河川も南に凸の曲がりを示す。このような凸型の張り出しも斜面変動による押し出しによって形成された可能性がある。

#### 5. 斜面変動の発達史

鍵層を指標に、f4層面断層をすべり面とするS4スラブ以浅の岩盤を滑落する以前の状態に復元すると、この岩盤は標高167m付近の平坦面のほぼ先端付近で地表に突き立つことになる。この不自然さをなくすためには、滑落前には、平坦面は存在していなかったと考えざるを得ない。一方、岩盤クリープ領域の下限深度は平坦面と平坦面背後の斜面との境界付近に位置する。そこで、①平坦面で現在欠如している岩盤は岩盤クリープから岩盤すべりへ移行して失われた；②平坦面は元来断層面そのもので、そこにはF1断層と同じような低角度断層が存在していた；の2点を仮定して、斜面全体の形成モデルを検討すると、図7.77に示す斜面変動の発達史が組み立てられる。

f4層面断層をすべり面とするS4スラブ以浅の岩盤を

すべり岩体(1)とすると、F1断層の上盤側ではf4層面断層に沿って地層の欠如がないので、すべり岩体(1)は地表面(斜面表面)を滑落したのではなく、f4層面断層を含む上下の地層の層序関係は堆積当時のままであると考えられる。そうであるなら、初めに滑落したのはすべり岩体(1)でなければならない。すべり岩体(1)は仮定断層を大きく乗り越えることなく、F1断層までは平滑な層理面を使って滑落し、F1断層と接したところでそれを乗り越え、ほぼ現在と近い位置で停止した。

それ以後は、すべり岩体(1)の背後にあった、仮定断層の上盤に当たる岩盤はいくつかのスラブに分かれて、仮定断層を乗り越え、さらにすべり岩体(1)を乗り越えて滑落し、最終的にはすべり岩体(1)よりも下方に定置した。おそらく、すべり岩体(2)以降のものは、乗り越える時の移動距離が長くなるに連れてすべり岩体内部の緩みが大きくなり、ついにはデブリフローとなって斜面の途中に留まることなく移動したのであろう。ただし、すべり岩体(1)の最上部、S1スラブはその下位のS2スラブの褶曲構造を横切っているので、すべり岩体(2)以降に滑動したすべり岩体の一部の可能性がある。

#### 6. おわりに

和泉層群では層理面に沿う滑動を運動の基本とする岩盤クリープから岩盤すべりに移行するタイプの斜面変動で特徴づけられる。それを可能にしている地質条件は、①硬質な砂岩と軟質な泥岩の互層であるため、岩盤の延性度較差

が大きいこと、②平滑で連続性の良い層理面が中程度の角度で傾斜していること、③砂岩の変形を支配する割れ目として、系統的節理群が層理面の最大傾斜方向と走向方向に発達していることである。砂岩泥岩互層であっても、そのほかの地質条件が異なれば、斜面変動の運動様式や発生頻度に差異を生じると予測される。

文 献

横山俊治(1995)：和泉山地の和泉層群の斜面変動：岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて、地質学雑誌、Vol.101、pp.134-147。(横山俊治)

(6) シラス斜面の崩壊

1. シラス地帯と斜面崩壊の分布

南九州ではシラスとよばれる火砕流堆積物が広範囲に分布して特徴的なシラス台地を形成し、その急斜面で崩壊が頻発することが知られている。このようなシラス地帯では台地表層はシラス(入戸・妻屋火砕流堆積物；荒牧、1969)であっても内部はシラスではない場合、あるいはシラス斜面であってもごく表層は降下火山灰等で厚く覆われている場合もある。そのため様々なものがシラスとして取り扱われているのが実情である(第2章、2.7参照)。このため、

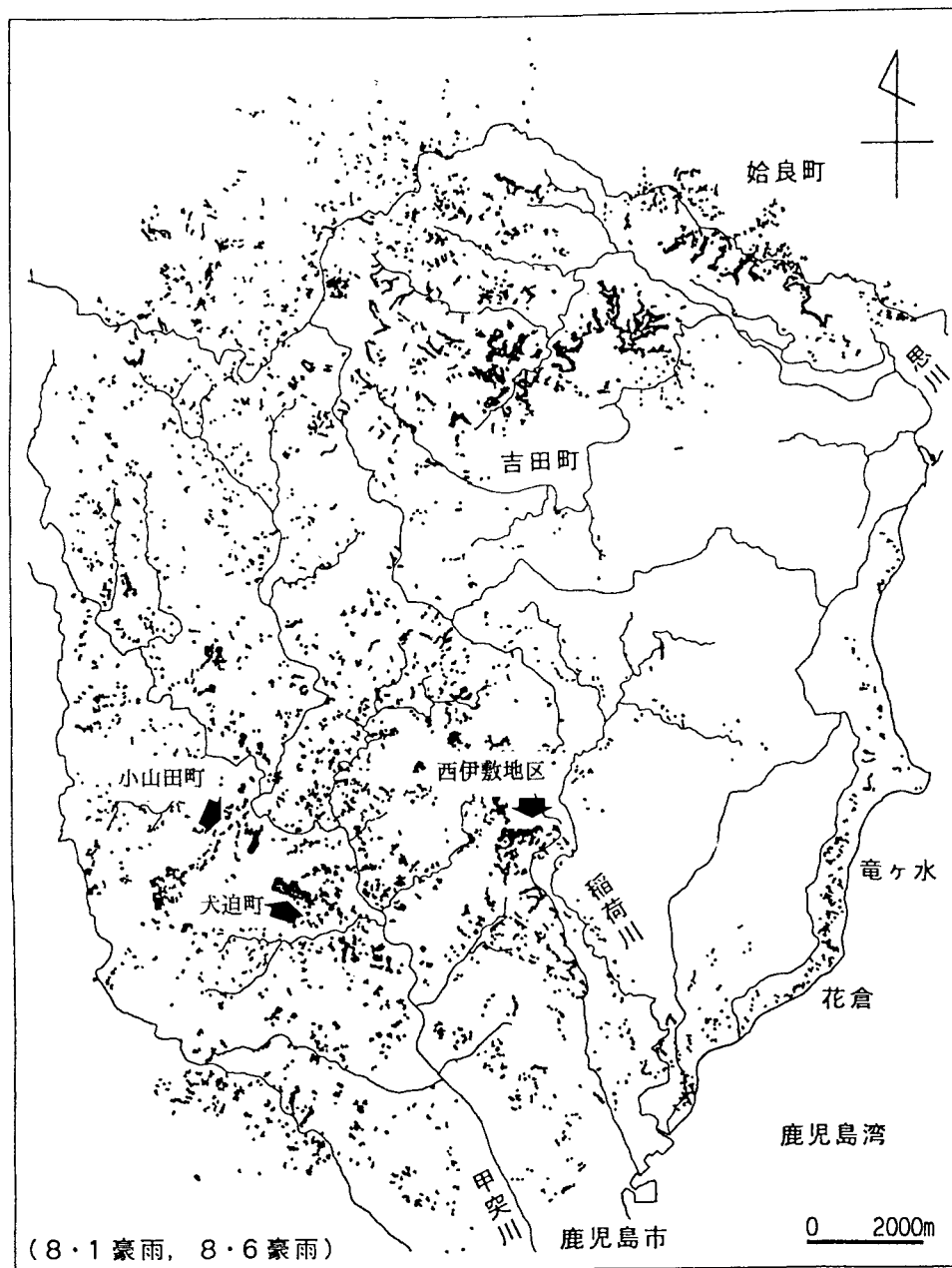


図7.78 1993年鹿児島豪雨災害における土砂流出(地頭菌他、1994)  
 海岸部を除いてはほぼシラスの斜面。空中写真に基づいているため、必ずしも斜面崩壊だけではなく、ほぼ斜面崩壊とそれによる土砂流出域が表現されている。



“シラス”という用語の曖昧さもあってシラス斜面の崩壊はやや漠然としており、その実態は意外に知られていない。

1993年鹿児島豪雨災害では南九州のシラス地帯で多くの斜面崩壊が発生した。被害規模に関しては、シラス斜面でのそれは他の地質・岩型に比較して必ずしも大きくないが、それでも広範な分布を反映して崩壊個数の上では膨大な数に達している(地頭藪他、1994)。シラスの一般的な諸性質やその劣化過程、シラスの特異な地形についてはすでに第2章(2.7)で述べたが、ここでは主として斜面崩壊の事例を紹介する。

図7.78は1993年豪雨災害直後に空中写真から判読されたシラス地帯での土砂流出域の分布図である(地頭藪他、1994)。海岸部などにはシラス以外の箇所も含まれるが、大半はシラス斜面の崩壊とその土砂の流出箇所である。もちろん、第2章で述べたようにシラス斜面でも表層の降下火山灰層のみが崩壊するものも多く、シラスの物理性・力学性を反映した斜面崩壊を捉えるのは難しい。そういったなかでシラス本体の崩壊例を以下に示す。

## 2. シラス斜面の崩壊例

### 2.1 崩壊発生の地形的位置と崩壊形態

図7.79はシラス斜面崩壊の例である。図中の平面図に示すように標高100~110mに定高性を持ち、狭いながらも浸食の進んだシラス台地といえる。崩壊は長期間の降雨の後、台地西側の斜面で発生したものである。崩壊斜面付近は標高50m付近を境にして下部(裾部)は比較的緩傾斜であるが、上部は急傾斜となっている。斜面の凹地形は標高50m前後では不明瞭となり、さらに標高75mでは凹地形は2つに分かれて、崩壊頂部もこれに対応して2つになっている。

図7.79のB-B'は崩壊頂部を通る地形・地質断面図である(横田他、1994)。斜面の大半はシラス(入戸火砕流堆積物と妻屋火砕流堆積物)であるが、標高60m以下は城山層と吉野火砕流堆積物(いずれも中期更新世)によって構成されている。前者は砂、シルトを主体とするルーズな地層、後者は暗灰色の硬質溶結凝灰岩である。シラス中の標高75~80mには礫層(亀割坂角礫層; 荒牧、1969)が存在する。

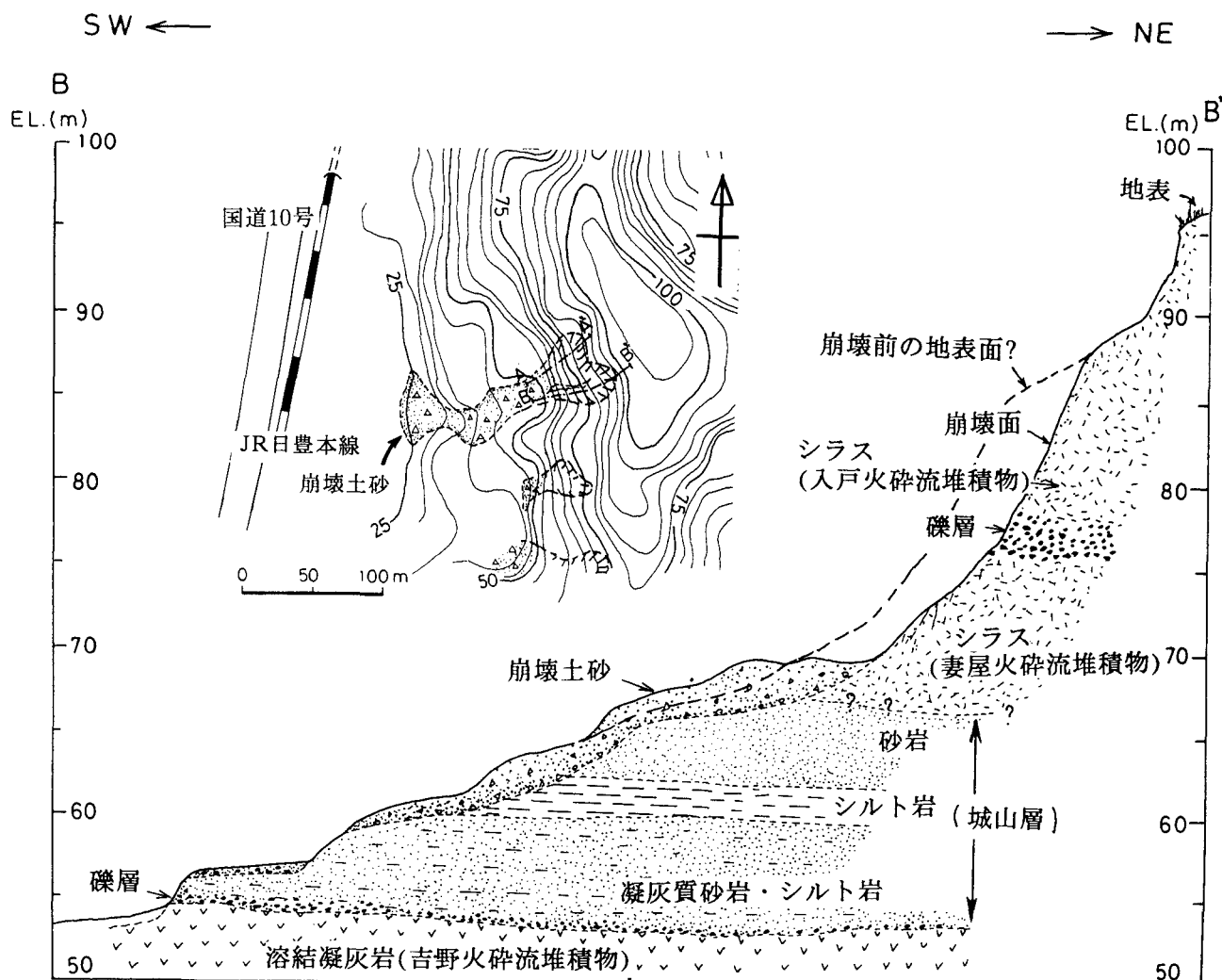


図7.79 鹿児島市多賀山地区で1993年8月に発生したシラス斜面崩壊と周辺の地形、および崩壊部分の地形・地質断面図(横田他、1994)。

## 2.2 崩壊の様式と機構

崩壊斜面の上部は急で、本断面では $60\sim 70^\circ$ となっている。一方斜面下部の緩傾斜面には崖錐堆積物が厚く、その一部は最大深度4mにわたって洗掘されている。おそらく崩壊前からかなり堆積物が厚く存在していたと推定される。

崩壊前の形態は図の破線のように推定される。崩壊は斜面上部の2つに分かれた頂部から発生したと考えられ、崩壊土砂が斜面下部の城山層などの表層部や崖錐堆積物を浸食し、これらを巻き込んでるか下方まで流下したものと考えられる。崩壊面には不連続ながらも斜面に平行したいくつものクラック面（剝離面）が認められる。崩壊にはこれらも関与している可能性がある。なお、このようなシラス斜面の形態と崩壊様式を第2章に示す。

シラス斜面崩壊の特徴はこのように急斜面で起こること、極めて表層だけが崩壊することから、シラス自身の性質というよりもシラス表面の風化・劣化部のが崩壊すると考えられる（横田、1995）。

## 2.3. シラス斜面における他の崩壊様式

シラス斜面の崩壊には上記の例以外にも様々なものがあり、それらがシラス本体の崩壊に付随して発生することも少なくない。春山（1974、1983）はいくつかのタイプを示している（第2章参照）。

一方、崩壊に伴って斜面上には様々なガリが形成される

ことがある。比較的軟質のシラスや斜面下部に再堆積した崩積土中にはガリ浸食が目立つ。一度ガリが形成されると降雨時にはその部分からは定常的に土砂が流出する。

## 3. シラス以外の崩壊例

シラス地帯ではシラス以外の火山岩や四万十層群の砂岩・頁岩などで発生している斜面崩壊も多く、従来はこれらを含め“シラス災害”と一括されてきたきらいがある。規模という点ではシラス以外の岩石・岩盤での崩壊の方が概して大きい。図7.80はそのような例の1つで鹿児島市花倉で発生した斜面崩壊の例である。

更新世の凝灰質砂岩・シルト岩の上に厚さ2~3mの厚い崖錐堆積物が載っており、その部分が崩壊したものである。崖錐堆積物中には斜面上方にある硬質の溶結凝灰岩がブロックとして多数含まれているとともに降下軽石を含んだ砂がマトリックスとなっている。このため、降雨水を通しやすく、崩壊した際には大きな破壊力をもたらす。ここでは崩壊土砂が土石流下して下流側で多くの方が亡くなった。

このようなシラス以外の斜面崩壊が少なくないのは、第四紀の様々な火砕流堆積物が広く存在することや急斜面が多いこと、降下軽石が地表を覆っていることなど、この地域の地形・地質発達史とも深く関わっていると考えられる。

花倉地区  
崩壊部の地形・地質断面図

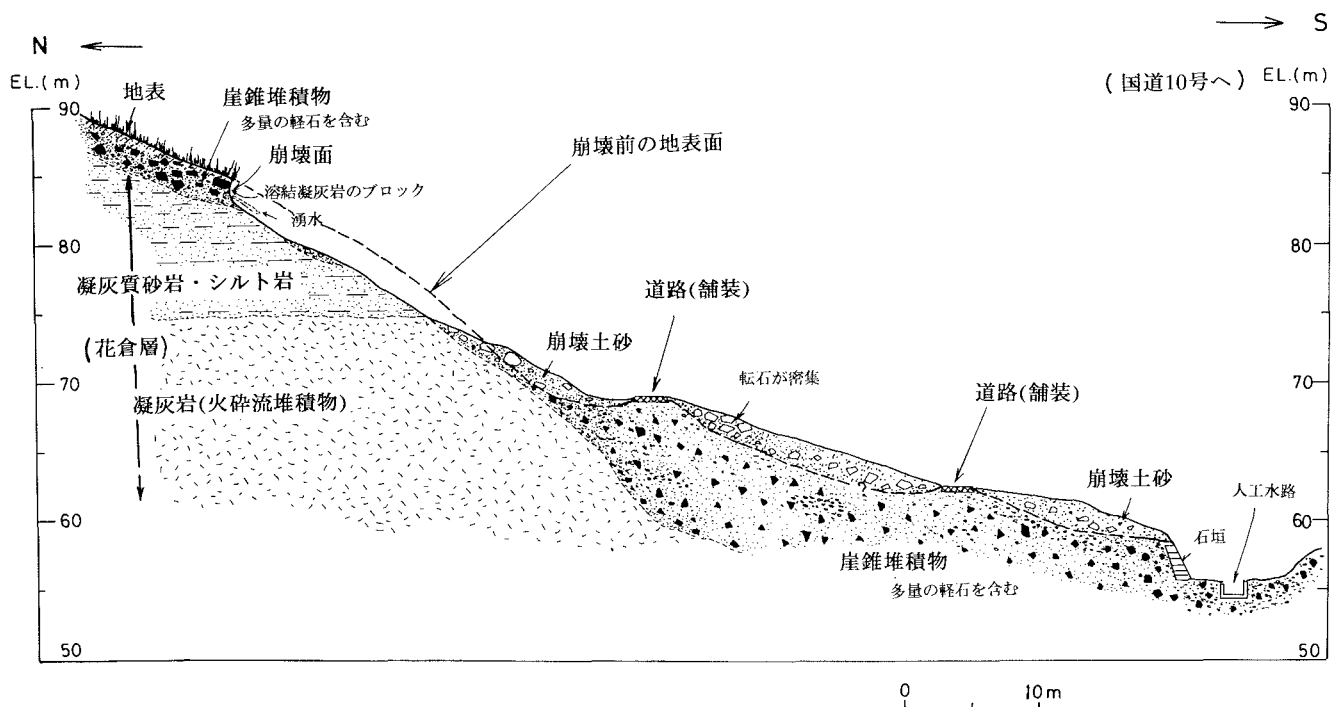


図7.80 シラス以外の斜面崩壊の例（横田他、1994）  
鹿児島市花倉での斜面崩壊の地形・地質断面図。崩壊土砂が土石流化し、すぐ下流で多くの方が亡くなった。

## 文 献

荒牧重雄(1969)：鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物、地質学雑誌、Vol. 75、pp. 337-349.

春山元寿(1974)：豪雨による南九州の斜面崩壊、自然災害資料解析、No. 1、pp. 80-85.

春山元寿(1983)：南九州しらす地帯の豪雨による斜面崩壊（特に宅地造成地の災害を中心として）、土と基礎、Vol. 31、pp. 105-110.

地頭蘭 隆・下川悦郎・松本舞恵・加藤昭一・三浦郁人(1994)：空中写真判読による斜面崩壊・土石流の分布と土砂量、1993年豪雨災害調査報告書、1993年鹿児島大学災害調査研究会、pp. 97-113.

横田修一郎他11名(1994)：斜面崩壊の地形・地質的側面、1993年豪雨災害調査報告書、1993年鹿児島大学災害調査研究会、pp. 75-92.

横田修一郎(1995)：シラスの劣化と斜面崩壊、1993年豪雨災害調査報告書、1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究、鹿児島大学災害調査研究会、pp. 63-72. (横田修一郎)

## (7) 北海道南西沖地震による奥尻港の斜面崩壊（奥尻港地すべり）

## 1. はじめに

1993年の北海道南西沖地震では奥尻島の海岸斜面で地すべりが発生した。地震動を誘因とする地すべり事例としてこの地すべりを紹介するが、これは雨宮ほか(1994)の内容を一部修正・加筆したものである。初生地すべりによってホテル洋々荘他の建物が押しつぶされ、30名以上が死亡した。この時点の北海道における斜面災害史上としては

1962年の豊浜地すべりによる死者7名を上回る最大の死者数であった。推定土塊量は約 $1.5 \times 10^5 \text{m}^3$ に達する。

## 2. 発生箇所の地形

地すべりの発生した位置は標高120mおよび140mに海成段丘面をのせた東西に伸びる細長い尾根の先端部であり、平均 $40^\circ$ の急斜面をなしている。地すべりは段丘面末端の遷急線上方を頭部として発生した。斜面は標高60m付近を境として下部は急斜面で上部はやや傾斜が緩い。地すべり発生前には地すべりの右岸側に凸地形が存在していた。また地すべりの右岸側に隣接して1981年に発生した崩壊地形が認められる（図7.81、83）。

## 3. 構成地質

斜面はほぼ新第三紀中新世～鮮新世の火山岩類・火砕岩類によって構成されている。標高50m以下で変動しなかった斜面下部は中新世の鈎懸層とよばれる玄武岩質凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩、また変動域（発生域）にあたる斜面上部は中新世の千疊層とよばれる珪質頁岩起源の海底地すべり堆積物および鮮新世の仏沢層とよばれる火砕岩部層からなる。そして、この上位は砂・礫からなる2段の海底段丘堆積物からなっている（図7.82）。

玄武岩質凝灰岩を挟む鈎懸層はNW-SEの走向で南側に $8 \sim 10^\circ$ で傾斜し、斜面（東向き）に対しては横盤～受け盤をなしている。上位の仏沢層は走向E-Wで南側に約 $10^\circ$ で傾斜し、斜面に対して“横盤”をなしている。切土のり面で見ると、全体にNNW-SSEないしNW-SEの小断層や亀裂が発達している。

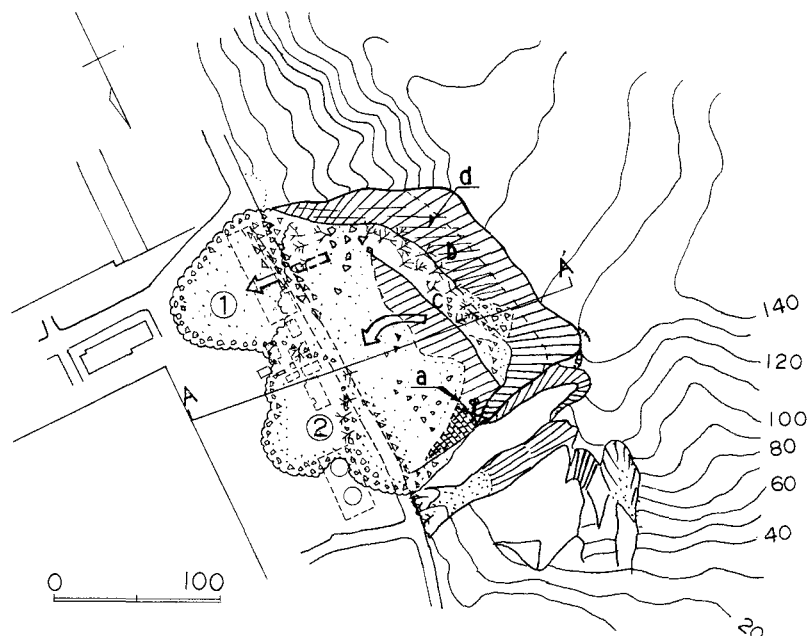


図7.81 地すべり発生地域の平面図。矢印は地すべり移動体の運動方向を示す。

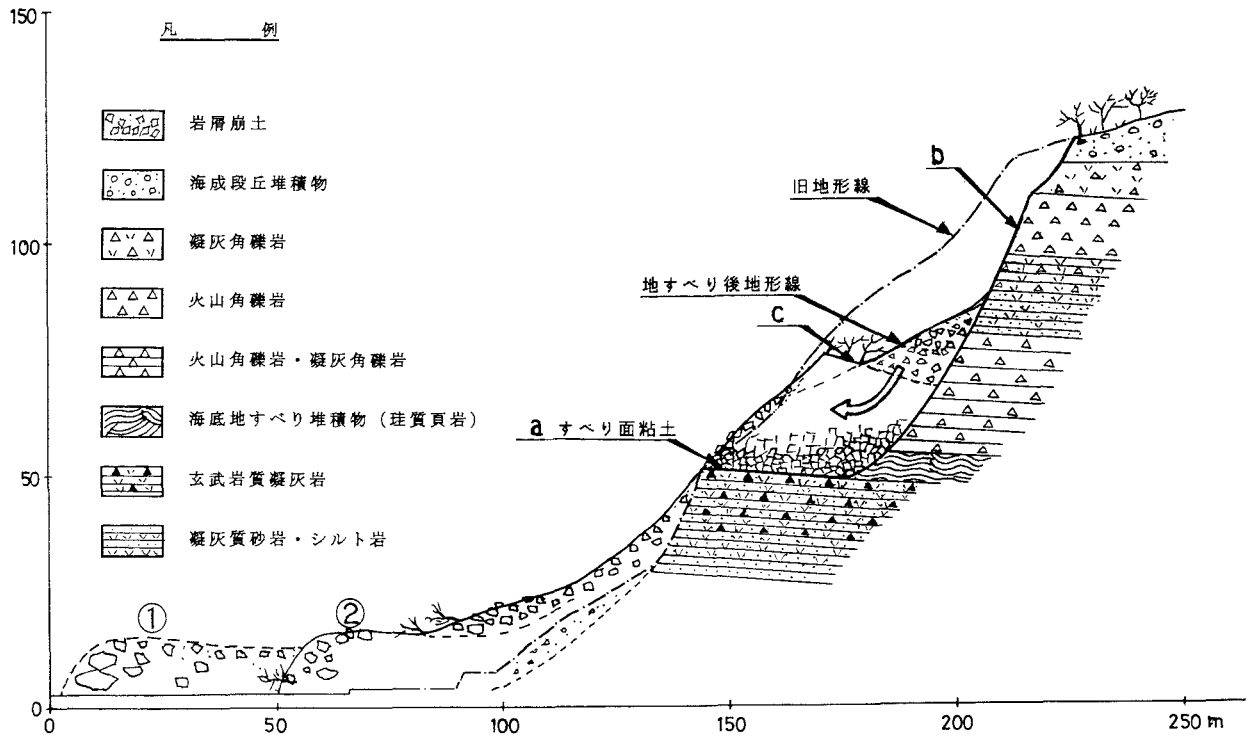


図7.82 地質断面図。断面図の位置は図7.81のA-A'

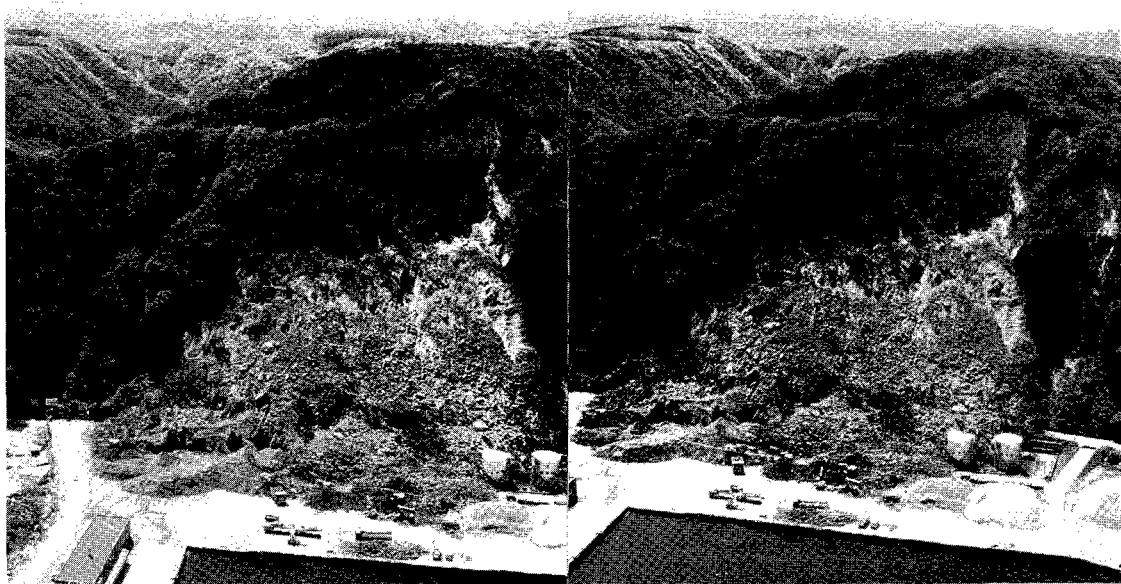


図7.83 全景のステレオ写真

発生源に残された地表面はほとんど変形を受けず、ほぼ推定に位置している。堆積物の基底が斜面右から左にかけ、5°前後に傾斜しているのが見られる。

#### 4. 地すべりの状況

滑落崖(b)は幅約130mにわたってNNW-SSE方向に直線的に認められ、全体としてほぼ東に開いたコの字型をなす。最高点は左岸側の標高約130mで比高は最大約50mに達する。傾斜約70°の滑落崖に沿って中央から右岸にかけて顕著

な擦痕が認められる。擦痕は2種類あり、崖の最大傾斜に斜交するもの(d)を最大傾斜方向に切っている。前者は最大傾斜方向とのなす角が中央部では約20°であるが、右岸側ではしだいに大きくなり、最大約45°に達している。左岸側の標高50m付近には地すべり移動土塊と不動岩盤とを境す

るすべり面(a)が露出している。

すべり面は下位の玄武岩質凝灰岩と上位の珪質頁岩起源の海底地すべり堆積物と境界であり、厚さ1~2cmの粘土を伴っている。すべり面と粘土は層理面に沿ったもので、斜面に対して右横盤~受け盤となっており、左岸側では地すべり地の外側(北)にも広がっている。粘土中の粘土鉱物としてスメクタイト類の存在が明らかになっている(田中、1994)。

地すべり堆積物としては斜面上に残存する地すべり移動土塊と下流側になだれ状に流走した堆積物とに識別できる。残存した地すべり移動土塊は層厚約20mで植生を残したまま山側に傾斜し、上端の平坦面(c)は全体に左岸(南)側に傾斜している。右岸側では平坦面は認められず、開いた形状を示す。一方、下流側に崩落流走した堆積物は幅約200mにわたって広がっている。堆積物1は堆積物2によって覆われ、斜面の傾斜方向に伸びるスロープを形成している。堆積物2は斜面の傾斜方向に対し左岸(北東)側に向いた形状を示す。どちらの堆積物も最大径数メートルに達する岩塊を含む岩屑からなり、礫は角が欠けてやや丸みを帯びているものが多い。斜面下部を流走した堆積物の量は約 $10^5\text{m}^3$ と推定される。

## 5. まとめ

### (1) 発生位置の地形条件

地すべりは尾根先端部の急斜面のうち遷急線上部から発生しており、地震による斜面変動の地形要因についてのこれまでの知見と調和的である。

### (2) 地質要因

ステージ1の地すべりは凸型地形で発生しており、岩盤風化の影響が大きいと考えられるが、ステージ2に関しては以下のような要素が重なったことが要因と考えられる(1)すべり面上の粘土の存在、(2)斜面上部が地震動に弱い海底

地すべり堆積物・火山角礫岩・凝灰角礫岩よりなること、(3)崖全体としてNW-SEないしNNW-SSE方向(走向方向)の小断層亀裂が発達していること。

### (3) 発生源の形状

一般の降雨に起因する地すべりと比べると高さ $h$ (発生源の頭部と末端の比高)に対する奥行き $l$ (縦断延長)の比( $h/l=70/80=0.88$ )が大きいのが特徴である。これは地震による初生地すべり・崩壊に共通した特徴と思われる。その原因としては、降雨によって間隙水圧の上昇を原因とする場合、間隙水圧の上昇が面的な広がりをもって発生する(斜面の奥まで同様の条件が生ずる)のに対して、地震動を原因とする場合は地震動の増幅が地形的凸部に集中的に作用するため、とも考えられる。

### (4) 滑動と堆積

ステージ2の地すべり堆積物は平面すべり面に沿って横方向に移動しながらスランプし、全体として反時計回りに回転しながら滑動したようである。地すべり堆積物のほぼ半分はあまり破壊せずに発生源の残存し、他は崩れて斜面をなだれ状に流下して平地を滑走した。堆積物の到達距離は発生源の頭部から約190m、発生源末端から約100mで平地内を約80m滑走した。見かけの摩擦角 $h/l$ は岩屑に比べると大きい、それでも $h/l=0.53\sim 0.63$ で比較的移動距離が大きく、その結果下流に甚大な被害をもたらした。

## 文 献

- 雨宮和夫・石丸 聡・雁沢好博・日下 哉(1994):北海道南西沖地震の地盤災害、日本地質学会第101年学術大会見学旅行案内書、pp. 197-217.
- 田中耕平(1994):地震による崩壊—北海道南西沖地震による奥尻島の事例を中心にして—、地すべり学会関西支部シンポジウム資料、「地震による地すべり」、pp. 27-38. (雨宮和夫)

## 7.2.4 岩石斜面での崩壊・崩落

### (1) 積雪寒冷地域の斜面災害

#### 1. はじめに

積雪寒冷地域における崩壊・崩落などの調査・研究も蓄積されつつある。岩盤斜面で発生する落石や崩壊では融雪期や厳寒期に発生する例が知られているが、この種の調査・報告例は比較的少ない。平成8年(1996年)2月10日に発生した余市町豊浜トンネル坑口の崩壊は当該地における最寒冷期のこの種の例である。

本報告では北海道内の3地域において教年間から最大17年にわたる長期間の落石等の記録および現地調査をもとに、地すべり・土砂崩壊等を除いた岩盤斜面の落石・岩石崩壊について季節的な発生状況を整理し、その特性が各地域の降雨や融雪水の供給特性と密接な関係にあることを示す。また、積雪や地盤凍結と各地域の地形・地質特性との結びつき、斜面不安定要因となりうる可能性について考察する。

#### 2. 検討の対象とする現象と地形条件

近年の人命の損失を伴った岩石崩壊の例として昭和62年(1987年)の国道39号層雲峡天城岩崩壊(7.2.4(2)参照)、平成元年(1989年)の国道305号越前岬海岸における岩石崩壊(7.2.4(3))、平成8年(1996年)国道229号余市町豊浜トンネル坑口における岩石崩壊等の例があるが、本報告で対象とする現象はこれらと同様の急崖斜面で発生した落石・岩石崩壊の事例である。また、積雪寒冷地域ではこのような急崖斜面は気象要因による斜面破壊への影響のメカニズ

ムが緩傾斜の斜面とは異なると考えられる。このため積雪寒冷地域の斜面破壊の発生機構を考察する条件として、地形的には約60°以上の傾斜を有し、地質的には表土、斜面堆積物等の被覆土砂層の存在しない岩盤斜面を検討の対象とした。

#### 3. 検討対象地域

対象地域は北海道内の3地域であり、それぞれをA、B、C地域とする。A地域は日本海沿岸に位置し、新第三紀火山噴出岩類(水冷破碎岩主体)より構成され、比高100~200mの海食崖が発達している。B地域は太平洋沿岸に位置し、中生代の粘板岩、砂岩を主体とする亀裂性岩盤より構成され、比高数10~200mの海食崖が発達している。C地域は内陸部の標高500~700mに位置し、柱状節理の発達した比高80~180cmの急崖よりなる。それぞれの急崖は構成岩相や亀裂状況が異なるほか、気象条件にも差異がある(表7.6)。

#### 4. 検討の方法

既往の災害記録および現地調査資料に基づいて、地すべり・土砂崩壊・土砂流出等を極力除外し、落石および岩石斜面崩壊の事例を抽出した。これらの事例は発生時期が判明しているため、各月毎に集計し、季節的な発生状況を調べた。100m<sup>3</sup>以上の規模の崩壊はかなり数が限られるが、さらにその中から現地調査を行った15例に関して、季節的発生状況や崩壊深に関するとりまとめを行い、積雪寒冷地域の気象条件と落石・崩壊機構との関連性について検討を行った。なお、記録の集積期間は地域によって異なり、5~17年間である。

表7.6 調査地域と地形・地質・気象条件

地域	A. 日本海沿岸地域	B. 太平洋沿岸地域	C. 道央内陸地域	
地形	海食崖が発達	海食崖が発達	柱状節理に規制された急崖	
地質	・新第三紀火山岩類 ・亀裂の少ない岩盤	・中生代粘板岩・ 砂岩主体 ・亀裂の多い岩盤	・第四紀火山岩類 ・柱状節理の発達する岩盤	
気象条件	①代表地	寿 都	浦 河	旭 川
	②月最大降雨量	9月:147mm	8月:150mm	8月:168mm
	③年間降雨量	1253mm	1182mm	1158mm
	④最大積雪深	78cm	21cm	94cm
	⑤積雪深20cmを超える積雪日数	76日	4日	115日
	⑥降雪期間	10月~4月	11月~4月	10月~5月
	⑦月別平均気温のマイナス値の累計	12月~2月: -56°C・月	1月~3月: -62°C・月	12月~3月: -23.4°C・月

注) ②、③: 統計期間1951~1980(理科年表)

④、⑤: 統計期間1961~1991年(土の凍結: 土質工学会編: 土質基礎ライブラリー-23)

⑥、⑦: 統計期間1951~1980年(理科年表)

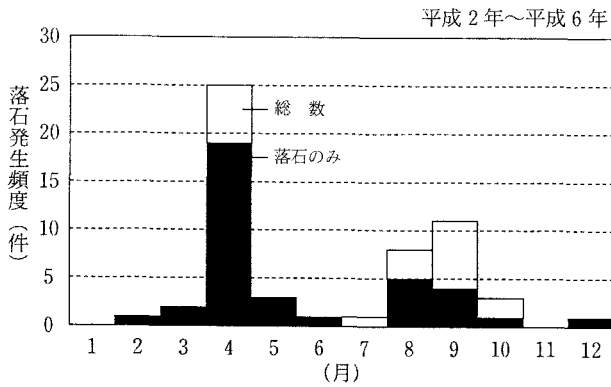


図7.84 A地域の月別落石・岩石崩落の発生状況

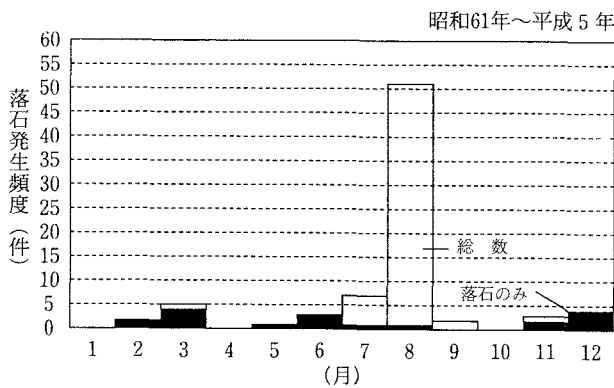


図7.85 B地域の月別落石・岩石崩落の発生状況

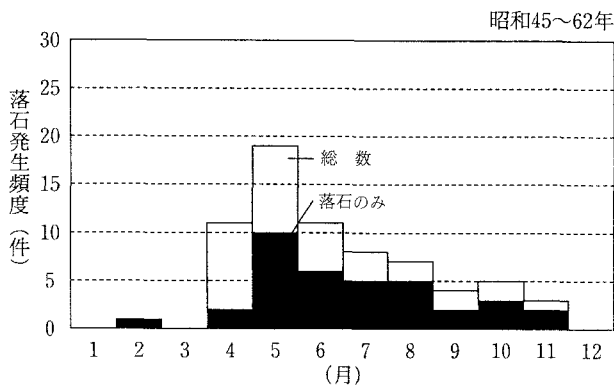


図7.86 C地域の月別落石・岩石崩落の発生状況

5. 落石・岩石崩壊の季節的発生状況

A、B、C各地域の落石・岩石崩壊の季節的発生状況を図7.84、7.85、7.86に示す。各図の上段は落石と岩石崩壊を含む集計結果、下段は落石のみの結果である。また、岩石崩壊のうち崩壊量100m<sup>3</sup>以上については崩壊規模毎に区分した。

多雪地帯のA地域では落石・岩石崩壊は5年間で59件の記録があり、発生頻度でみると4月と8～9月にピークがある(図7.84)。月平均気温は3月に0℃を上回るが、降雪

は4月まで観測され、3～4月がほぼ融雪期である。また月別降水量では9月がピークとなる。融雪水、降水による地表水および浅層地下水の供給は3～4月および8～9月に多くなると推定され、図7.84の落石・岩石崩壊のピークとよく対応する。最寒冷期は1～2月であり、2月に1件の落石記録がある。平成8年2月の豊浜トンネル崩落はこの最寒冷期の例である。

B地域では落石・岩石崩壊は8年間で計79件があり、発生頻度は8月にピークとなる(図7.85)。冬期間の積雪が少ないことのほかの気象特性はA地域に類似する。このため地表水、浅層地下水の供給はほとんど8月に集中し、図7.93の落石・岩石崩壊のピークとよく対応する。月平均気温が0℃以下となる寒冷期は1～3月であり、2月が最寒冷期である。この時期の落石・岩石崩壊は計8件認められる。

C地域では落石・岩石崩壊は17年間で計64件がある(図7.86)。落石の季節的発生状況と気象条件の関係を図7.87に示す。冬期間の気温は道内でも最も低い。月平均気温がマイナスとなる期間は11月～3月で、降雪は10月～5月にかけてみられる。融雪期は付近のダム貯水位観測結果から4～6月と推定され、5～6月初旬にかけてピークとなる。図7.86、7.87に示す落石・岩石崩壊の発生は5月にピークを示し、融雪期のピークと時期的に一致する。最寒冷期の1～2月には落石も認められる。天城岩の崩落(7.3.4(2)参照)はこのような融雪最盛期の例である。8月には他地域と同様に最多雨期となるが、この時期に落石・岩石崩壊が多発する傾向は認められない。しかし、土石流や小溪流からの土砂流出などは他地域と同様に発生している。

以上のように、落石・岩石崩壊は3地区で融雪期や冬期間に発生する比率が高いことが分かる。これらの例は100m<sup>3</sup>以下の小規模な落石・岩石崩壊が主体で、斜面表層の破壊現象であるが、100m<sup>3</sup>以上の事例15例(北海道開発局札幌開発建設部、1982；層雲峡天城岩滑落調査委員会、1988)でも図7.88に示すように、凍結融解期や融雪期の発生例が多い。10,000m<sup>3</sup>以上になるととくに凍結期から融雪期にかけて多い傾向にある。以上の結果、規模にかかわらず寒冷時期の気象条件が崩壊に影響していることが推察される(なお、図7.88には豊浜トンネル崩落事例は含んでいない)。

6. 寒冷期の気象条件と落石・岩石崩壊の関連性に関する考察

以上の事例から、寒冷期の落石や岩石崩壊には地盤凍結・凍結融解・融雪水が重要な要因と考えられる。前2者は構造土やインポリューションのような周氷河現象(福田他、1985)に示されるように、地盤への直接的な影響として機械的擾乱を与える場合がある。現在の北海道の気温条件下では地盤凍結の範囲は、1.5～2.0m以浅であり、積雪状



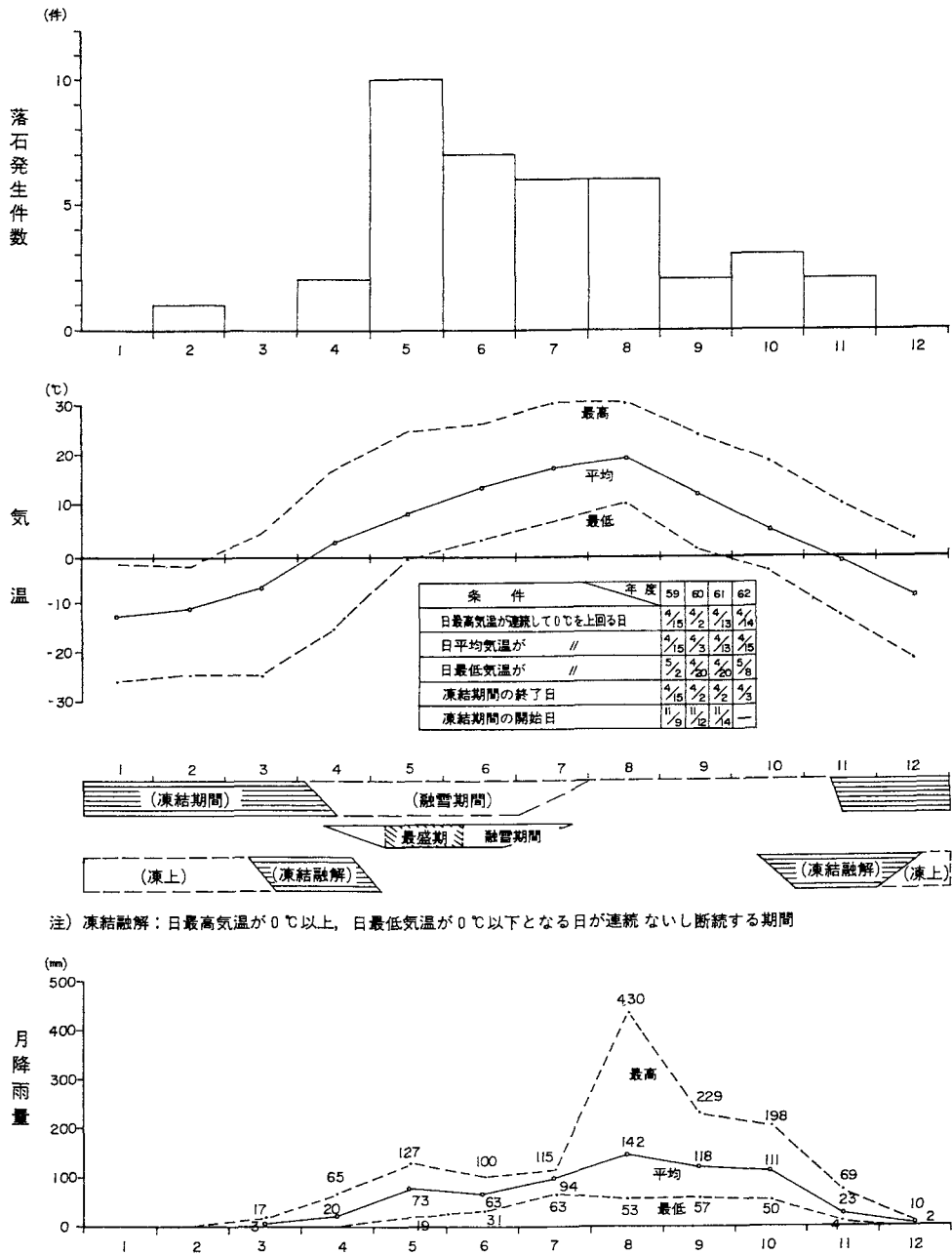


図7.87 季節別に見たC地域の落石発生状況と気象条件

況によってはその断熱効果によって、その深度はさらに減少する。このため、地盤凍結が落石・岩石崩壊などに直接に原因するのは斜面のごく表層に限られると考えられる。

図 7.89 は図 7.88 に示した100m<sup>3</sup>以上の規模の15例について崩壊深を示したものである。崩壊量10<sup>3</sup>m<sup>3</sup>以下では平均崩壊深は2~3m以下である。10<sup>3</sup>~10<sup>4</sup>m<sup>3</sup>オーダーでは約3~10mとなり、10<sup>5</sup>m<sup>3</sup>オーダー以上では約20m以上となる。崩壊深は崩壊量が小さい場合には浅く、大規模になるにつれて深くなる。また、浅い崩壊ほど発生頻度は高い。

このような傾向から、落石および崩壊深が2~3m以下の“表層崩壊”については、凍結深の規模と比較しても地盤凍結が崩壊等に密接に関与していることが推定される。

崩壊深が深い大規模崩壊で、寒冷な時期に崩壊が発生している事例から、寒冷な気象条件が崩壊に何らかの関係があると推察されるが、少なくとも地盤凍結の崩壊への直接的影響は凍結深と崩壊深のオーダーの違いから可能性は考えにくい。Terzaghi (1962) は急斜面の岩盤内では斜面表層の凍結によって地下水が上昇し、亀裂面の間隙水圧を高め、摩擦抵抗力を減少させてすべり破壊を誘発する原因を指摘した。一般に積雪層は斜面勾配が55°前後以上になると発達しないし、一方積雪20cm以上では大きな断熱効果を有するとされている(小島、1979; 土質工学会、1982)。上記の3地域はいずれも60°以上の急斜面であるため、断熱効果を発揮するような厚い積雪層は降雪の多少にかかわら

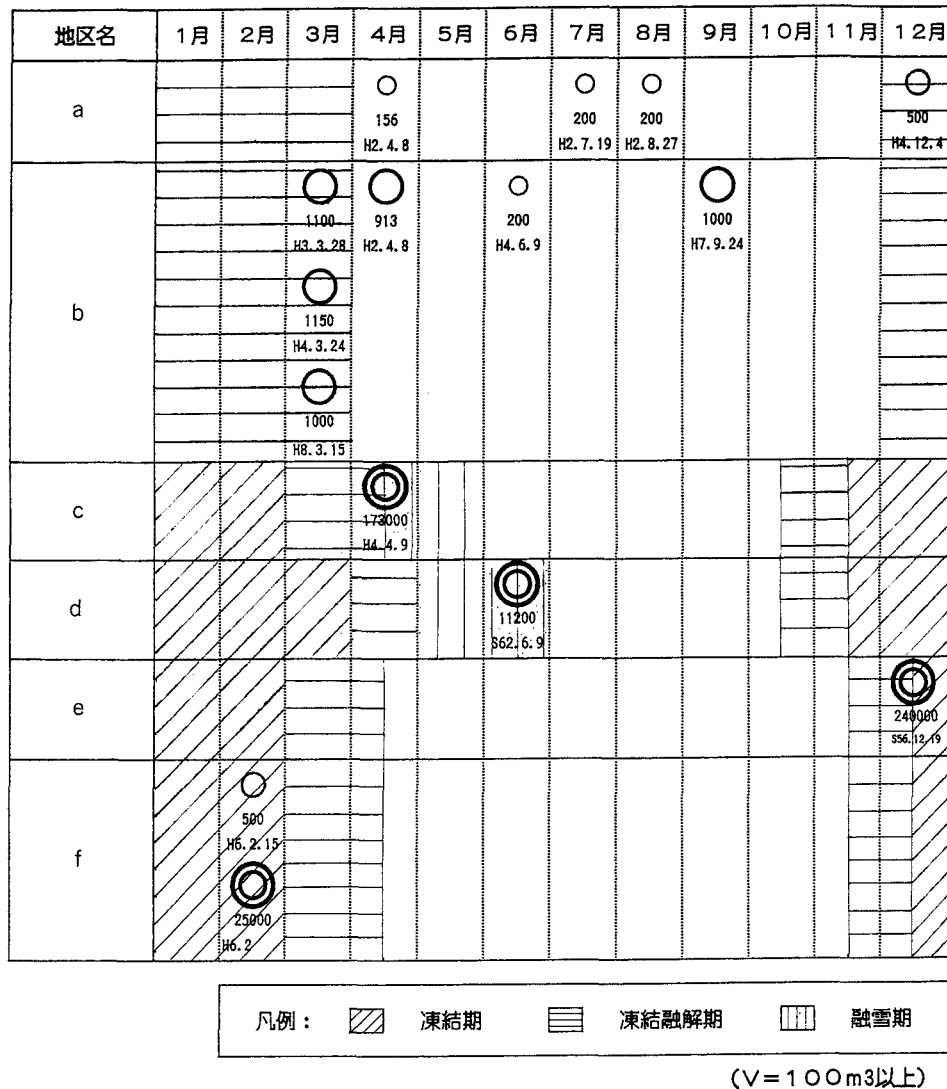


図7.88 岩石崩落の月別発生状況

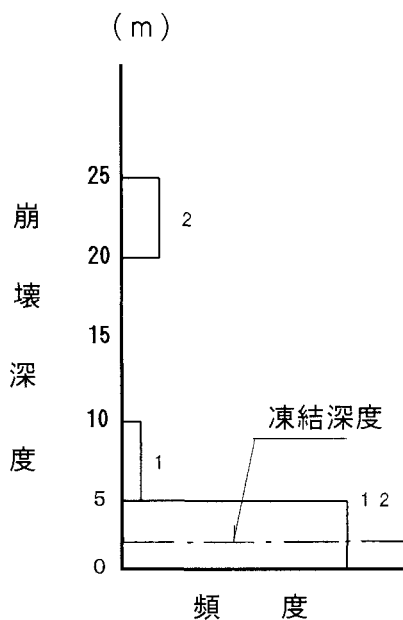


図7.89 崩壊深度の頻度

ず発達しない。このため、気温条件（凍結指数）に応じた斜面表層の凍結（石城・福田、1994）が重要な役割りを演ずると考えられる。

背後斜面に水系が存在する場合や局所的に厚い積雪層（石城・福田、1994；大川、1992）が形成される場合には、融雪水の供給によって、冬期間でも斜面内には地下水が貯留される可能性が考えられる。すなわち、海食崖等の急峻な崖地形と地下水供給の条件が整えば、地盤凍結は斜面内の間隙水圧の発生を促し、遠因として斜面崩壊を誘発する可能性が示唆される。

7. まとめ

積雪寒冷地域に特有な気象要因として、地盤凍結や融雪水の影響は急峻な岩盤斜面に直接的、間接的に作用して落石や崩壊の発生に密接に関与すると考えられる。地盤凍結や凍結融解による直接的影響によって発生する落石・岩石崩壊はほぼ凍結深度の深さで発生する斜面の“表層破壊”

であり、小規模ではあるが発生頻度は高い。崩壊深の深い大規模崩壊の寒冷時期における発生条件は、地形・地質および地下水等の要因に大きく支配されるが、斜面表層の凍結も斜面内の間隙水圧の発生を招く要因として崩壊に大きくかかわっている可能性がある。

## 文献

- 土質工学会(1982)：土の凍結—その理論と実際—、土質基礎工学ライブラリー（第1回改訂版）、p. 310.
- 福田正巳・小齋 尚・野上道男編(1985)：寒冷地域の自然環境、北海道大学図書刊行会、p. 274.
- 石城謙吉・福田正巳編著(1994)：北海道・自然のなりたち、北海道大学図書刊行会、p. 207.
- 小島賢治(1979)：気象研究ノート「融雪・なだれ特集」：日本気象学会、No. 136、pp. 30-34.
- 大川 隆(1992)：北海道の動気候、北海道大学図書刊行会、p. 246.
- 北海道開発局札幌開発建設部(1982)：一般国道231号浜益郡浜益村雄冬地内雄冬岬トンネル崩壊性地すべり調査報告書（昭和57年4月）、p. 123.
- 層雲峡天城岩滑落調査委員会(1988)：層雲峡天城岩滑落調査報告書（昭和63年3月）、p. 73.
- Terzaghi, K. (1962)：Stability of steep slopes on hard unweathered rock, *Geotechnique*, Vol. 12, pp. 251-270.

(高橋輝明)

## (2) 北海道層雲峡溶結凝灰岩における長柱岩体の崩壊

### 1. はじめに

層雲峡天城岩の大崩壊は1987年6月9日の早朝に国道39号で発生した。崩壊は柱状節理の発達した溶結凝灰岩の長柱岩体が節理面を分離面として一気にすべり落ちた。崩壊規模は幅約22m、高さ約120m、厚さ4～5mで、体積は約11,000m<sup>3</sup>に達した。崩壊した最大岩塊は長径約3mで、これらの岩塊は瞬時に石狩川を堰き止めて崖下から約100m離れた国道上に達した。これによって死者3名、負傷者6名の災害となった。

### 2. 地形・地質

層雲峡は図7.90に示すように北海道中央部の標高600～900mに位置しており、石狩川本流の開析によって形成された巨大な函形峡谷は優れた景観をなしている。谷幅は300～400mで峡谷は長さ約25kmに及ぶ。層雲峡地域は先第三系の日高累層群とこれを覆う第三系および第四系からなる。峡谷は約30,000年前に大雪火山の流下物で形成された火砕流台地が、その後石狩川によって浸食されたものと考えられている(藤原、1960)。最下部を除く大部分の谷壁は柱状節理の発達した溶結凝灰岩(層雲峡溶結凝灰岩)よ

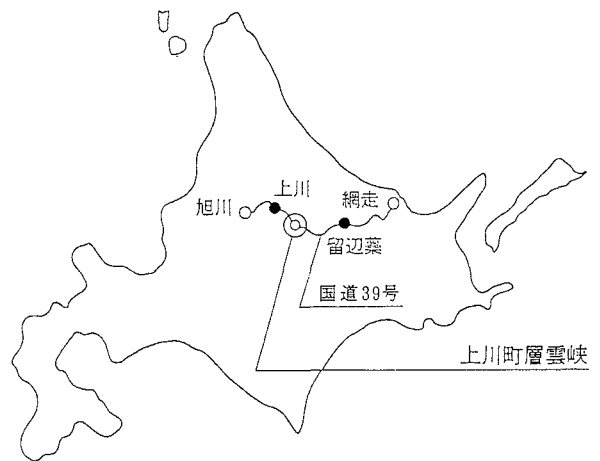


図7.90 層雲峡の位置

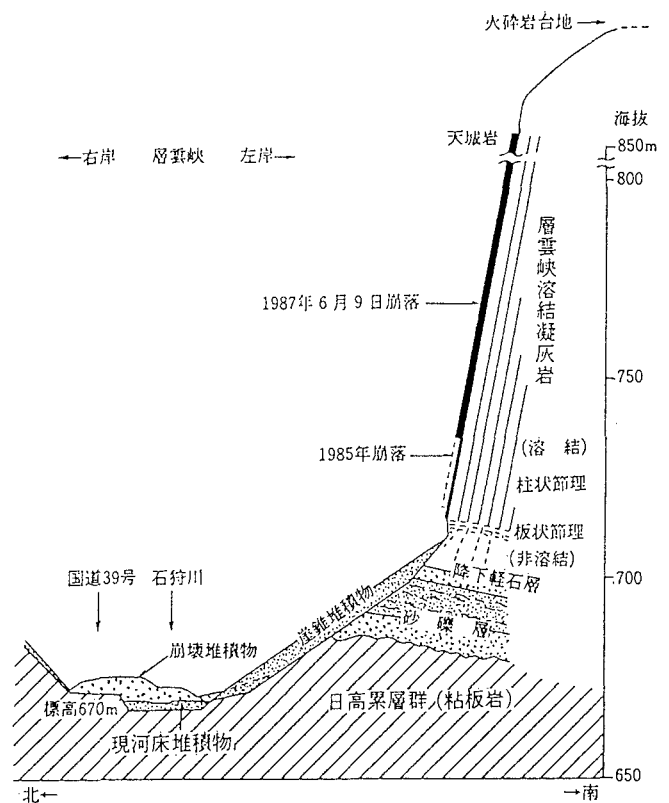


図7.91 天城岩崩壊断面図

りなり、75～90°の急斜面に露岩が連続している。

図7.91に天城岩付近の地質断面図(勝井他、1988)を示す。溶結凝灰岩が下位の日高累層群の粘板岩や旧石狩川の河床堆積物、火山砕屑岩等に比較して相対的に硬質であり、斜面が不安定化しやすい構造をなしている。このため、石狩川の下刻が溶結凝灰岩よりも下位に及んだ箇所ではオーバーハング斜面の形成されているところが多い。上流にいくにつれて石狩川の下流浸食面が溶結凝灰岩中に残り、谷壁全体が溶結凝灰岩よりなる箇所が多くなる。こ

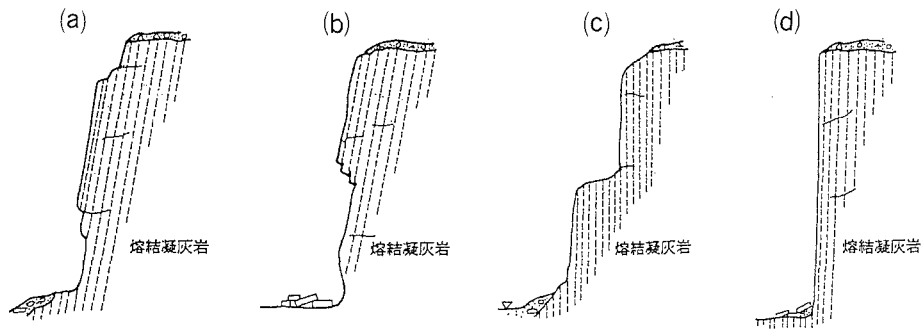


図7.92 層雲峡の代表的斜面形状  
 (a) 中央凸型オーバーハング斜面 (b) 上部凸型オーバーハング斜面  
 (c) 階段状斜面 (d) 壁状斜面

のような箇所でも斜面基部の長柱岩体が後述する熱変形による亀裂の進展や凍結融解作用、化学的風化作用などを受けて剥落し、オーバーハング斜面が形成されている。

### 3. 岩盤斜面の構造と崩壊形態

溶結凝灰岩には垂直に近い長大節理が発達している。節理間隔は50~200cmで、長柱岩体を形成している。断面形は五角形や六角形のものもあるが、大半は四角形である。谷壁は図7.92の(a)~(d)に代表される柱状節理構造斜面となっている。(a)は溶結凝灰岩の下部および上部が抜け落ちて中央部のみが残った凸型オーバーハング斜面、(b)は下部が抜け落ちて上部が残ったオーバーハング斜面、(c)は上部が倒壊して下部が残った階段状斜面、(d)は上下部とも一様に倒壊して残った壁状斜面である。

これらの斜面ではすべり破壊 (sliding) とトップリング (toppling) 破壊が観察される。典型的なすべり破壊は図7.92(a)、(b)のオーバーハング斜面で発生し、斜面凸部の岩体が節理面で分離して斜面に沿ってすべり落ちている。一方、トップリング破壊は(c)の階段状斜面や(d)の壁状斜面で発生し、長柱岩体が背面岩盤から分離し、上端から谷側へ転倒している。

### 4. 岩盤斜面の崩壊機構

以下は既往研究 (根岸他、1991; 他) のまとめである。

#### 4.1 斜面災害発生要因の分析

図7.93は1970年から1987年までに層雲峡地区で発生した落石・崩壊 (計56件) の月別件数である。これに崩土 (16件) と土石流 (4件) を加えると17年間に計76件発生している。これによれば①12月~3月の厳冬期にはほとんど発生していない、②5~6月に26件と全体の約46%が発生している、③76件のうち34件は非降雨時に発生している、さらに④非降雨時では5~6月に20件と集中している、などの特徴がある。

図7.94は測定された冬期間の岩盤凍結深さである。11月から岩盤表面の凍結がはじまり、最大凍結深さは5月に約

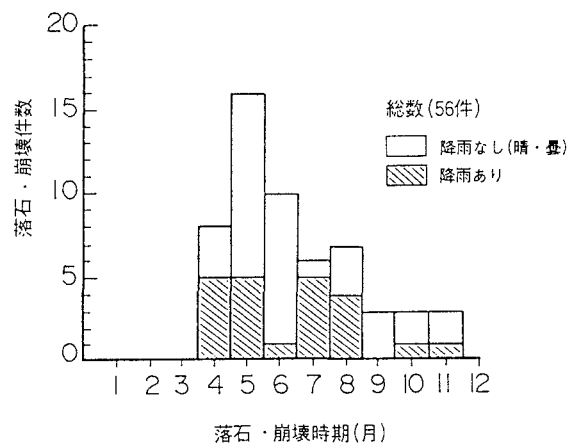


図7.93 落石・崩壊の月別発生件数 (層雲峡地区)

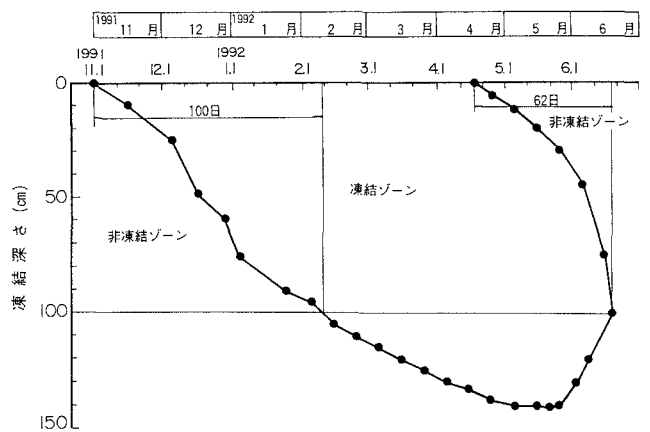


図7.94 層雲峡大面における岩盤凍結深度 (層雲峡溶結凝灰岩)

150cmに達する。表面から融解が完全に終了するのは6月中旬である。図7.93の月別件数と対比すると、岩盤浅部数10cmが凍結している12月~3月の厳冬期には落石・崩壊は発生していないのに対して、融解が進行する5、6月に多発している。

図7.95は長柱岩体における表面から深度200cmまでの岩盤温度変化である。温度は4~9月の約6ヶ月間は表面

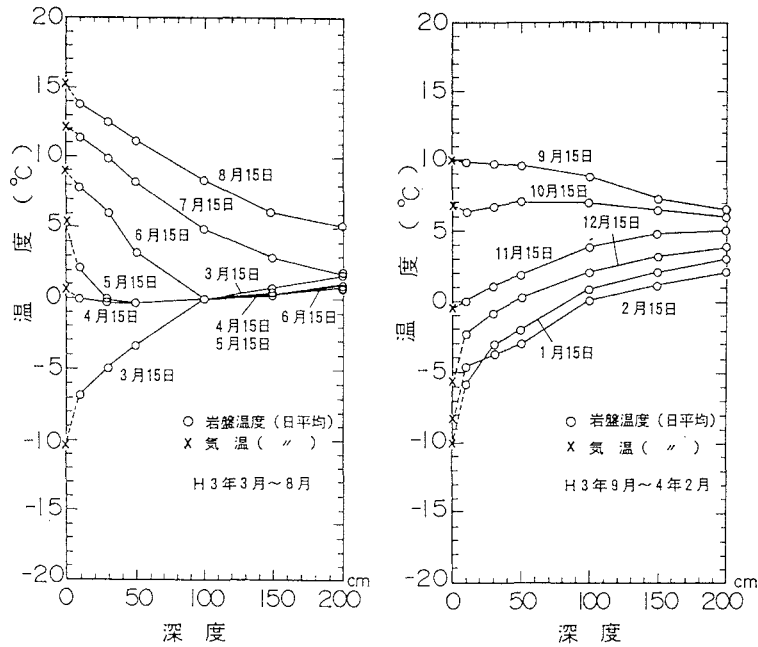


図7.95 層雲峽柱状節理構造斜面の温度分布

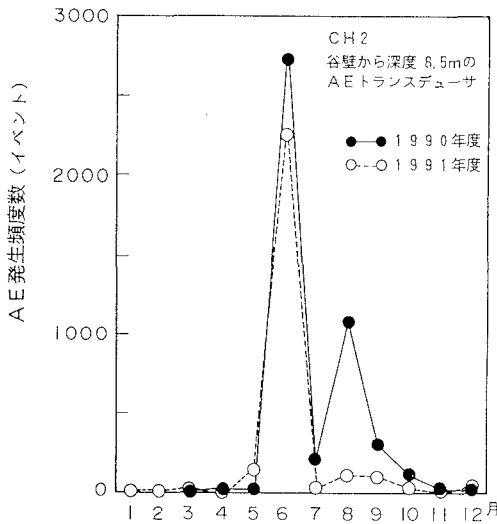


図7.96 月別AE発生頻度

から奥部に向かって低下しているが、10月～3月の約6ヶ月間は逆に奥部が高くなっている。6月には深度0～100cm間で温度勾配は最大となり、なかでも6月13日の温度勾配は0.108°C/cmに達している。後述するように、これに対応して長柱岩体の熱変形は最大になる。図7.96は現地で観測された月別AE発生頻度である。顕著なピークは6月にあり、観測年度が異なっても同様の季節変化を示すようである。

規模別にみると、規模の小さい落石・崩壊は5月に多いが、規模の大きいものは6月に多い傾向がある。一方AE発生頻度は規模の大きい斜面破壊で極めて多く発生する傾向にある。したがって、落石・崩壊件数のピークは5月にあ

るが、AEの発生頻度の顕著なピークが6月にあることは理解できる。いずれにしても、当地域の岩盤斜面の崩壊現象（落石・崩壊）は5月、6月に最も多く、ピークは5月下旬から6月上旬である。天城岩の大崩壊も6月9日であることを考えると、崩壊機構は岩盤温度の状態と密接に関係していることが推察される。

#### 4.2 斜面の崩壊形態

##### (1) 天城岩の崩壊面

図7.91に示す崩落岩体ではすべり破壊によって生じた崩壊面は大部分が節理面に沿っている。分離面（節理面）の上半部は酸化鉄が付着して赤褐色を呈していることから風化と分離がすでに進行していたと推定される。これに対し灰色を呈する下部では新鮮な節理面が崩壊時に分離したと推定される。新鮮な節理面は多少付着力を有するし、凹凸があり摩擦抵抗力をもっていると考えられる。したがって、上部から下方に徐々に進行していた分離が下部に及ぶとオーバーハング斜面のため支えきれなくなり、一気に崩落したと推察される。これには岩盤の温度条件と後述する熱変形が要因になっていると考えられる。

##### (2) 長柱岩体脚部の破壊面（大函）

天城岩上流の大函の例では、長柱岩体は高さ約15m、節理面開口幅は上端で約80cmに達している。このようなトップリング進行中の長柱岩体脚部で注目すべき事象は「鉤型割れ目」と挟在物の存在である。前者では横割れは岩体裏側から長柱厚みの約75%まで進展した後、縦割れに変わっている。後者は土、砂、礫、岩片などであり、最大径は約15cmである。

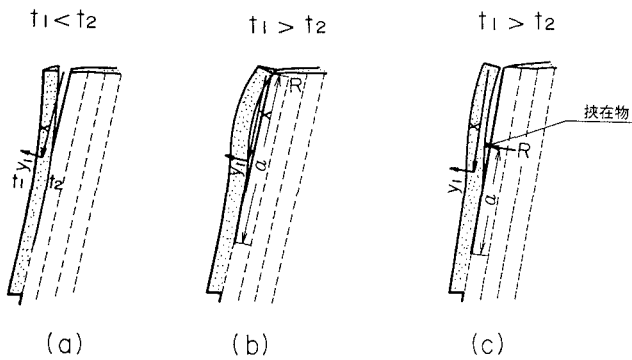


図7.97 節理の開口模型

#### 4.3 すべり破壊とトッピング破壊のモデルと解析

以上の結果、節理面の開口と岩体変形に関して図7.97のような力学模型が考えられた。潜在節理が上方から下方へ開口していくと、長柱岩体が形成される。長柱岩体の温度は季節的に変動し、岩体の表裏間に通常年でも $-0.075 \sim +0.100^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ の温度勾配が出現する。その結果、岩体は冬期には谷側へ自由に熱変形し、夏期には山側へ変形して背面岩盤から反力を受ける。図7.97(b)、(c)に示すように、反力 $R$ の作用位置は挟在物があるかどうかで異なる。 $R$ が作用する夏期期間(表面温度 $=t_1 >$ 裏面温度 $=t_2$ )には節理面がその先端で拡大する。長柱岩体の温度勾配、挟在物の有無などのそれぞれの条件下で節理面がどの程度進展し得るかは線形破壊力学の理論を適用することによって検討した。

##### (1) すべり破壊

すべり破壊は、割れ目の進展によって長柱岩体の付着面積が減少して岩体を支持できなくなったとき起こると考えられる。換言すれば、すべり破壊の条件は下部がオーバーハングした斜面で長柱岩体が潜在節理面に沿って背面から分離することによって成立する。

亀裂は長柱間の潜在節理面を上、下方向から進展する。一般に上方からの進展長に比較して下方からの進展長は短く、2~3mである。この理由としては、下方から進展する亀裂の先端は水の浸透がなく、劣化し難い点があげられる。亀裂がどこまで進展し得るかは、水の浸透や風化による潜在節理面の破壊靱性値の低下度合い、長柱岩体の温度勾配、割れ目面の挟在物の有無による。挟在物なしの場合の解析結果では、節理面の破壊靱性値 $10\text{kgf}/\text{cm}^{2/3}$ 程度と推定され、このときの温度勾配が $0.10^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ で亀裂長さ $0.7\text{m}$ 、 $0.19^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ で $15\text{m}$ になる。当箇所の長柱岩体のサイズ、岩盤の温度条件を考慮すると、挟在物が無くてもこの程度の長さに割れ目は進展し得る。さらに挟在物が存在すれば、そこが反力の作用点となり、割れ目はさらに長く、下部間で進展し得る。

##### (2) トッピング破壊

トッピング発生の原因として、斜面下方への重力や地

下水圧、岩体の脚部浸食などがある。これらに起因するトッピングは様々な箇所で生じており、原因も容易に理解できる。しかし、当箇所の原因はそれらのいずれにも該当しないようである。地下水位は年間を通じてトッピング岩体脚部よりも低く、脚部外側(谷側)の浸食は全くなく、長柱岩体が外側から一本ずつトッピング破壊を起こしている。根岸・中島(1994)は破壊形態の観察とAE観測などからこのような現象の要因を長柱岩体の熱変形と亀裂面中の岩片にあると推察し、線形破壊力学の適用によってこの解析を試みた。

長柱岩体は岩体背面における開口節理の進展によって形成され、表裏間の温度勾配に応じて熱変形を起こす。まず、冬期の熱変形に際して長柱岩体は谷側へ曲がり、開口した節理に大小2つ以上の落石が上、下に挟まる。ついで夏期の熱変形にかかわると同時に、反力による節理の開口により下方の落石が降下する。さらに冬期の熱変形にかかわると、下方の落石が支点となって節理の開口が起り、上方の落石が降下する。長期間にこのような現象を繰り返し、落石は降下し、長柱岩体は傾きを増す。傾きが増大すると、曲げモーメントによって脚部に横割れが発生する。なお、横割れは長柱厚みの75%まで進行すると、自重によって開口のために停止する。その後、割れ目に挟在する落石に誘起する長柱岩体の熱変形反力により縦割れが進展する。この結果、岩体脚部には「鉤型割れ」が形成される。「鉤型割れ」はトッピングの発生の証拠であり、トッピングは縦割れ外側の細柱部の圧縮破壊に伴って発生する。

1990年2月からの3年間にわたるAE観測中、長柱岩体のトッピング破壊を2回モニターするのに成功した。前述のように傾斜し、鉤型割れの発達した長柱岩体の細柱部が圧縮して、トッピングする過程を3つのトランスデューサーで完全に検出することができた。図7.98は1991年6月の1回目のトッピングに伴うAE活動である。トッピング直前のAE活動が7~9時間と長く持続していること、AEの発生数が多いこと、一連の持続時間中に2~3回ピークがあるなどの特徴がある。1992年の2回目のトッピングでもほぼ同様のAE活動が得られた。すべり破壊に比較してAEの持続時間が長く、これは長柱岩体脚部の細柱部の圧縮破壊によりトッピング破壊が生ずることを示している。

##### (3) 節理構造岩盤斜面の落石・崩壊

前述の長柱岩体のすべり破壊とトッピング破壊は鉛直に近い特別な場合である。ここでは任意の傾斜をもった硬質な節理構造岩盤斜面における割れ目の進展問題に発展させて述べる。落石(崩壊を含む、以下同じ)には割れ目の発達した硬質岩に多い剝離(浮石)型がある。

一般の傾斜岩盤において亀裂は浮石岩体(本文では板状の浮石を浮石岩板とよぶ、以下同じ)の熱変形に起因する

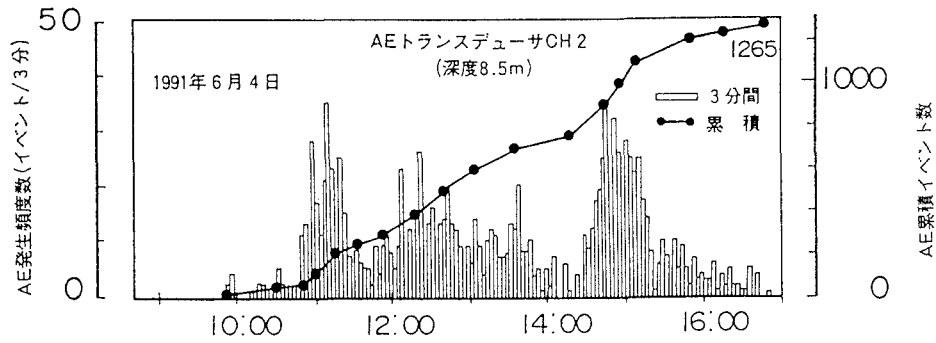


図7.98 トッピング直前のAE活動

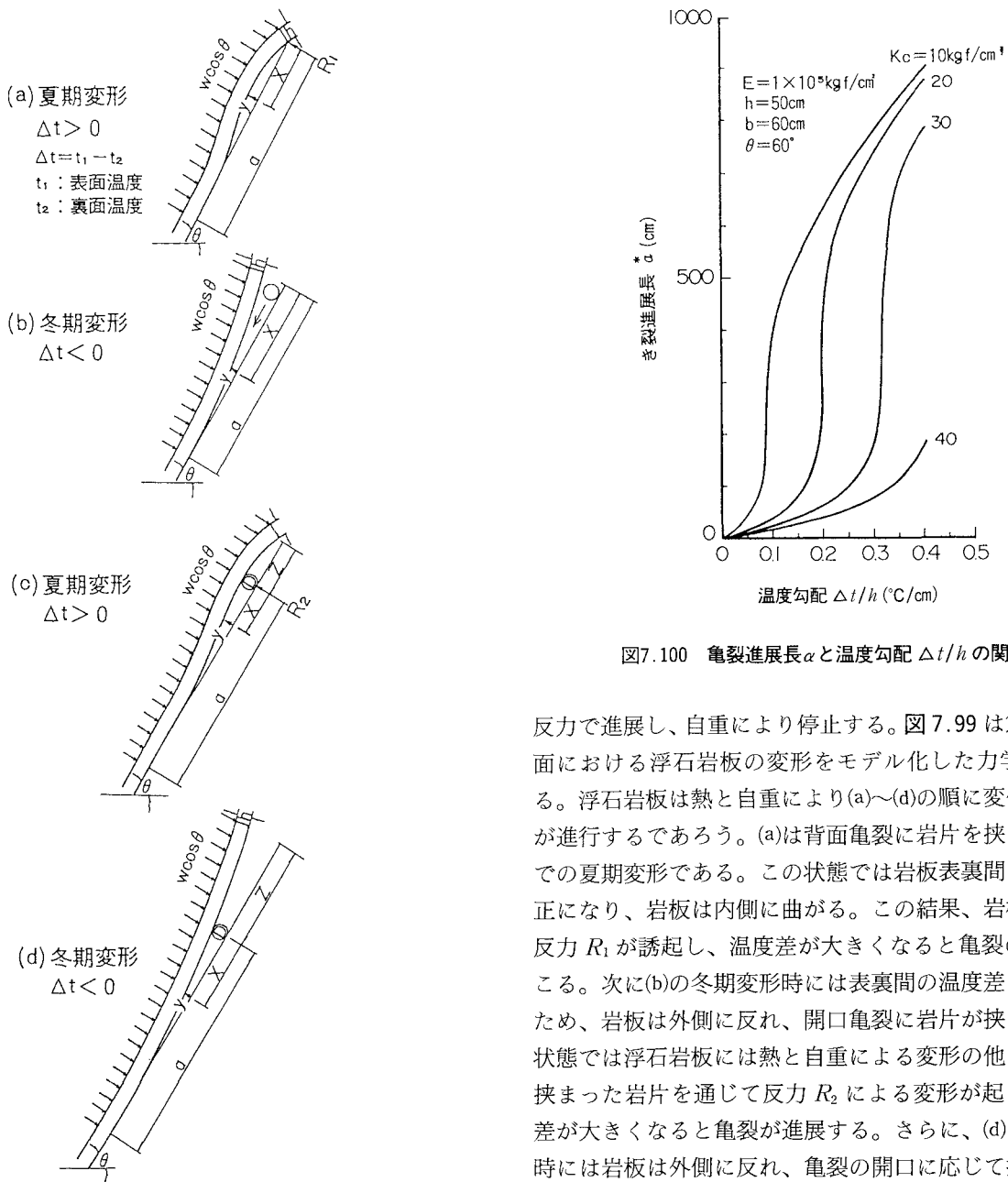


図7.100 亀裂進展長 $a$ と温度勾配  $\Delta t/h$ の関係

図7.99 浮石岩盤の力学模型

(a), (b)は岩片を含まない状態 (c), (d)は岩片を含んだ状態

反力で進展し、自重により停止する。図7.99は節理岩盤斜面における浮石岩板の変形をモデル化した力学模型である。浮石岩板は熱と自重により(a)~(d)の順に変化し、亀裂が進行するであろう。(a)は背面亀裂に岩片を挟まない状態での夏期変形である。この状態では岩板表裏間の温度差は正になり、岩板は内側に曲がる。この結果、岩板先端には反力  $R_1$  が誘起し、温度差が大きくなると亀裂の進展が起こる。次に(b)の冬期変形時には表裏間の温度差は負になるため、岩板は外側に反れ、開口亀裂に岩片が挟まる。この状態では浮石岩板には熱と自重による変形他に、亀裂に挟まった岩片を通じて反力  $R_2$  による変形が起こり、温度差が大きくなると亀裂が進展する。さらに、(d)の冬期変形時には岩板は外側に反れ、亀裂の開口に応じて挟まっていた岩片が落下する。

以上の力学模型で、浮石岩板背面の開口節理に岩片を挟まない状態と挟んだ状態に分け、岩板の熱変形を計算し、



進展亀裂のエネルギー解放率および応力拡大係数について解析した。その結果、浮石岩板は温度勾配の季節変化に応じて熱変形を起し、夏期変形時に亀裂の進展エネルギーが誘起し、冬期変形時には誘起しない。

図7.100はパラメータを変えた場合の浮石岩板の温度勾配と進展し得る最大の亀裂長さの関係である。割れ目に挟在物がない状態で岩板の厚さ  $h=50\text{cm}$ 、幅  $b=60\text{cm}$ 、傾斜角  $60^\circ$ 、弾性係数  $10^5\text{kgf/cm}^2$  である。破壊靱性値  $Kc$  が30、20、 $10\text{gf/cm}^{2/3}$  と低下すると、温度勾配  $\Delta t/h=0.15^\circ\text{C/cm}$  程度でも亀裂長さは飛躍的に伸びる。図示した例は弾性係数  $10^5\text{kgf/cm}^2$  であり、この程度の硬岩であれば前述のような長さの割れ目が熱変形で発生し得る。温度勾配、傾斜角、岩板の厚さが大きいほど発生可能な最大亀裂長さは大きくなる。また、弾性係数が小さくなると、最大亀裂長さは急速に減少する。換言すれば、 $60^\circ$  前後の斜面の場合、軟岩では熱変形による割れ目の進展はせいぜい数10cmであるのに対し、硬岩では挟在物がなくても5~10m進展し、もし挟在物が存在すれば前述の理由によりさらに大きくなり得る。斜面の傾斜が緩くなると発生可能な最大亀裂長さは急速に減少する。なお、解析の詳細は中島・根岸(1994)に示している。

## 5. あとがき

落石・崩壊は地震、降雨を引き金にしばしば発生する。しかし、それらを誘因として落石・崩壊が発生する条件として割れ目が発達していることがあげられる。全く割れ目のない斜面で地震や降雨だけで落石・崩壊が発生することはほとんどない。また、割れ目発達の原因を浸食による上載荷重の除去や風化のみでは説明できない。筆者は岩盤急斜面の割れ目の発達の要因は熱変形にもあるという考察に基づき、それにかかわる落石・崩壊例について紹介した。解析の詳細は割愛し、後に参考文献のみを記す。

## 文 献

- 藤原哲夫(1960)：五万分1地質図幅「上川」、北海道開発庁。  
 勝井義雄他(1988)：1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究—層雲峡天城岩付近の地質—、文部省科学研究費突発災害調査研究報告書、No. B-62-1、pp. 9-16。  
 根岸正充・中島 巖・氏平増之(1991)：層雲峡溶結凝灰岩における斜面崩壊形態とAEによる崩壊余地に関する基礎研究、開発土木研究所月報、No. 453、pp 18-28。  
 根岸正充・中島 巖(1993)：層雲峡溶結凝灰岩の柱状節理におけるき裂進展とすべり破壊—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第1報)一、応用地質、Vol. 34、pp. 1-11。  
 根岸正充・中島 巖(1994)：層雲峡溶結凝灰岩における長柱岩体トッピング機構—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第2報)一、応用地質、Vol. 35、pp. 1-11。  
 中島 巖・根岸正充(1994)：節理構造岩盤斜面における落石の

発生機構—寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究(第3報)一、応用地質、Vol. 35、pp. 1-21。

根岸正充(1994)：寒冷地における岩盤斜面崩壊に関する研究、北海道大学工学部博士論文、pp. 1-135。(根岸正充)

## (3) 福井県越前海岸の節理性岩盤の崩壊 (岩石崩壊)

### 1. 岩石崩落災害の概要

1989年7月16日、福井県越前町で最大高さ約25m、最大幅約30m、最大厚さ約4m、崩落地山土量約1,100m<sup>3</sup>の岩石崩落が発生した。これによって既設のロックシェッド15mと隣接のポケット型落石覆工15mの計30mの区間が破壊した。崩落箇所付近は図7.101に示すように新第三紀中新世前期の火山碎屑岩類から構成されている。降雨は崩落前にはあったが、約4時間前にすでに終了しており、連続雨量は73mmと平均的なものすぎない。

崩落箇所付近では標高約100~110mには海岸段丘面が、またその海側には海食崖が形成されている。標高約100mより上部は約20°の緩傾斜した段丘面であるのに対し、下部は70~80°の急傾斜した海食崖となっている。崩落箇所はこの海食崖下部の標高20~40mの部分である。

### 2. 調査概要

岩石崩落の原因調査として崩落前の地形復元、現地踏査による崩落崖面の観察、ロックシェッドの破壊状況の調査、水平ボーリング、ボーリング孔内のボアホールビデオ撮影、弾性波探査および崩落岩塊の岩石試験を実施した。これにより、崩落岩塊の下限や崩落岩塊の形状の推定、地山内部(基盤岩)の潜在的な不連続面の確認、地下水状況および岩石強度の把握を行った。さらにこれらを総合して、崩落のシミュレーション、崩落発生機構、原因の推定、岩石崩落の予測の可否について検討した(一般国道305号岩石崩落災害調査委員会、1990)。

### 3. 地質状況

#### (1) 崩落崖の地質状況

崩落箇所付近は新第三紀中新世前期の火山碎屑岩(安山岩質凝灰角礫岩、凝灰質礫岩、凝灰岩、流紋岩質凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰質頁岩など)から構成されている。岩相の変化は著しく、地層の連続性も不良な箇所がある。層理面の走向・傾斜はほぼN45°E、10~25°Nで山側に傾斜して、崖面に対して受け盤となっている。

断層は海食崖面に30~70°で交差するものが数本存在し、断層に沿って粘土化したり、この粘土分の流出によって開口状態になっている部分も存在する。亀裂系は層理面に平行なもの、断層面に平行なもの、および海食崖面に平行なものなどが見られる。このうち海食崖面にほぼ平行な

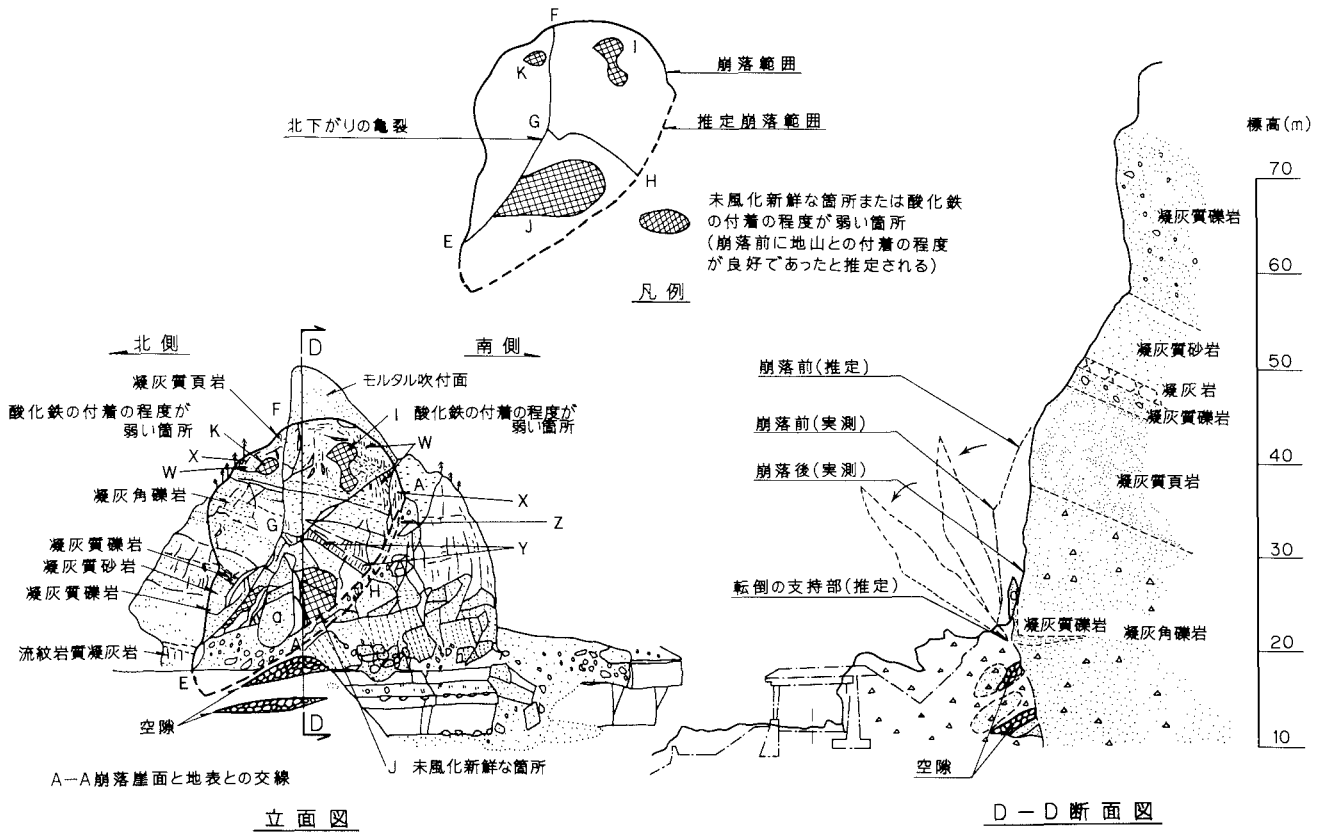


図7.101 崩落箇所の地形・地質特性

亀裂系の走向はN60°W~N65°E、傾斜は75~90°Sであり、今回の崩落崖の形成に関与した亀裂 (N60°W、80°S) もその一部と考えられる。

崩壊箇所の地質状況を崩落崖面の色調や破壊状況とともに図7.101に示す。崩落崖面の走向・傾斜はほぼN60°W、80°Sである。崖は下位より流紋岩質凝灰岩、凝灰質礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質礫岩、凝灰質頁岩によって構成されている。広く分布するのは凝灰質礫岩であり、凝灰質礫岩や最下部の流紋岩質凝灰岩はこれに挟在するかたちで分布しているが、連続性は必ずしもよくない。

今回の崩落で形成された崩落崖面には、酸化鉄付着によって著しく赤褐色~褐色を呈する部分と、新鮮で淡い褐色などの原岩に近い色を呈する部分が認められる。風化が進んでいると推定される前者は全体の約75パーセント、これに対し、風化があまり進んでいない、あるいは未風化と推定される後者は約25パーセントである。前者のうち、とくに崩落崖面の中央部から北側の左下方にかけての部分では褐色化が著しい。一方、後者では崩落崖面右上方(I)、崩落崖面(K)、および崩落崖面下部(J)の3箇所が比較的新鮮である。

崩落崖面における顕著な亀裂としては、図7.101に示すように北側下がり連続する亀裂(F-G-E)があり、これは崩落崖を越えてさらに上方まで連続している。このうち、Gから分岐して南側にのびる亀裂(G-H)があり、ここでは

オーバーハングになっている。

(2) 崩落崖面の破壊状況

崩落崖面で破壊痕跡の顕著なものとしては次の4種類がある。第1は崩落崖面の右肩部に代表される同心円状の破断面(W)で、崩落崖面左肩部や同右下部などにも見られる。第2は鋭角なクサビ状亀裂や小ブロック状の亀裂を伴う破断面(X)で崩落崖面の左右肩部に見られる。第1および第2の破壊は引張破壊に伴う破断面と推定される。第3は崩落崖面の右下部(GからH)にかけてのオーバーハング部の肩に見られる原岩色を呈する破断面(Y)である。第4は崩落崖面の南側境界部の圧縮による破断面である。

一方、崩落後堆積している岩塊のうち、南側に分布する凝灰質頁岩の礫にも放射状に広がった線と同心円状の模様をもつ特徴的な破断面が見られた。

このうち、放射状に広がった線(シェブロンパターン)は同一面上を進展する1本の亀裂による破断面ではなく、多数の亀裂が進展することによって生じた段差であり、シェブロンパターンの方向は亀裂の進行方向と一致している。同心円状の模様(ビーチマーク)は一般に亀裂の進展に速度の差が生ずるために形成されたもので、過去に外力の低下時期があったことを示している。さらにビーチマークの外周には亀裂の進展が高速で生じたことを表すリバーパターンが認められ、これは、最外周の最終破断面に接続している。以上の結果、この崩落岩塊では長期にわたる線

り返しによって徐々に破壊が進行し、最後に破断した痕跡が現れているものと考えられる。

崩落崖面にもこの崩落岩塊と類似の同心円状の破断面が数箇所存在することから、崩落崖面となった亀裂でも、たとえば亀裂に浸透していた水の凍結などの長期にわたる繰り返しの繰り返しによって、徐々に破壊が進行していたものと推定される。

### 3) 崩落箇所の亀裂の傾向

崩落崖面近傍の層理、亀裂、破砕部等の走向・傾斜の分布傾向としては亀裂は崩落崖にほぼ平行な $N60^{\circ}W \sim N60^{\circ}E$ の走向が多く、傾斜は $75^{\circ}S \sim 90^{\circ}$ の範囲に多い。

図7.101の立面図のように、正面から見ると崩落崖面には(E、G、F)に延びる亀裂が発達し、崩落岩塊は2つ以上のブロックに分離していたと推定される。また、この岩塊の北側ブロックは南側ブロックにもたれかけるような状態にあったと推定される。崩落崖面となった亀裂が長い時間をかけて徐々に進展し、地山との付着力を失い、図に示す崩落崖面上端部(I、K)と崩落下部(J)の少なくとも3つの領域の付着部が何らかの誘因で最終的に破壊することによって崩落に至ったと推定される。崩落岩塊の下位にはボーリングで確認されたように空隙の多い転石混じりの崖錐堆積物が存在したため、岩塊は下方へ若干変位したが、この後この崖錐堆積物が予想外に堅固な支持部となり、崩落岩塊は前面にトップリングしたと考えられる。トップリングの軸は崩落後の岩塊の分布状況から、図のA-A'とほぼ平行な方向であったと推定される。

### 4) 崩落岩塊下端部の支持条件

モデル実験や数値解析などのシミュレーションの結果では、崩落岩塊下端部の支持条件によって破壊モードが大きく変化することを示している。下端部の強度が十分であれ

ば崩落せず、強度が不十分であれば支持条件の違いによって崩落形態が「すべり」か「トップリング」となることが確認された。

「トップリング」となるのは図のD-D断面に示した「転倒の支持部」付近に支点があって、崩落岩塊の重心が支点より前に出ており、なおかつこれより海側の崖錐堆積物が崩落岩塊の動きを拘束しない程度の特性であることが必要である。

岩石崩落の誘因としては、降雨、地震、融雪水等が考えられるが、地質調査をはじめとする各種調査結果、目撃証言および模型実験や数値解析等の崩落シミュレーション結果等から推定すると、今回の岩石崩落の発生に関わる直接的な引き金となる誘因として、次のような理由で降雨が考えられる。

- ①水平調査ボーリングで崩落面より奥の基盤岩中の亀裂で降雨に伴い湧水があったこと、崩落後に崩落崖面に水の流れた跡のあったことから、崩落面となった亀裂にも降雨の後には浸透水があったことが推定される。今回の崩落前の連続73mm程度の降雨によっても亀裂内に地下水が浸透した可能性があり、これによって水圧が発生し、崩落前に地山と付着していたと推定され、少なくとも3箇所の付着部で、引っ張りやせん断に対する抵抗が低下したと考えられる。
- ②崩落岩塊を支えていた岩盤の付着部が湿潤状態になることで強度低下を起し、破断した可能性がある。

### 文献

- 一般国道305号岩石崩落災害調査委員会(1990)：一般国道305号岩石崩落災害報告書、pp.1-94. (小俣新重郎)

### 7.3 事例研究のまとめ

最近の事例によれば、様々な土木構造物の建設に関わる斜面問題が極めて多い。これは自然斜面で風化・劣化が進行し、降雨等による変動発生を待つまでもなく、切土等の人為的な誘因が簡単に変動を発生させてしまうためといえるが、地形的に急峻なわが国ではすでに安全率が1.0近くに達している自然斜面が多いことの現れでもある。これらの場合、事前の安定性評価が不十分であったことになるが、施工中に一時的に現れる斜面（のり面）にどのように対処するかも難しい問題である。

7.1で述べたのアンケートでは「崩壊」と「地すべり」に区分されるものがほぼ同数であったものの、これでもとりあげた事例には結果的に地すべり的なものが増えた。これは、〇〇地すべりとよばれるような継続的に進行し、地域が限定されているものでは多くの調査がなされ、機構や変動に関わる地質因子の検討が進んでいるためであろう。これに対して、斜面崩壊や崩落といった規模が小さく、かつ不特定地域に頻繁に発生するようなものではほとんど調査がなされておらず、したがって事例といったかたちでまとまらないためといえよう。後者の場合、さらに、ボーリングのような調査工事は場所の設定が難しいし、たとえ発生しても個々のものについては切土などによって斜面保護が比較的容易にできるという考えがあるからであろう。しかし個々の規模が小さくても広い範囲にわたって数多く発生すれば、その影響は地域行政にとっては極めて大きいに違いない。また、最近急峻な岩石斜面での崩落事故が発生し、話題になることが多いが、小さいものを含めれば日常的に起こっていると考えられる。

事例からみるわが国の最近の斜面問題の傾向をまとめれば、以下のようなものであろう。

- (1) 自然斜面だけでなく、土木構造物の施工に関わるものが目立つ。これは、不安定化した自然斜面を対象にする人工長大斜面が増加してきたためと考えられる。
- (2) 大規模地すべりでは調査・計測が継続的に行われているものが多いが、崩壊についてはそのようなものはほとんどない。
- (3) 斜面変動の内容・形式とその地形・地質的位置にはある程度関係が認められる。したがって、個々の地形・地質的位置を十分理解できれば、斜面変動の内容・様式

を予想でき、問題化を未然に防ぐことも可能であろう。

- (4) 地すべりの多発範囲は地形・地質条件から広域的にある程度限定すれば予測できるが、崩壊・落石では難しいのが実情であろう。

- (5) 個々の調査・計測データには斜面変動の予測・予知に結びつく情報の含まれていることもある。したがって、情報の見極めと活用方法が今後の大きな課題でもある。

ここでとりあげた事例は、個々の斜面変動が事前に予測できなかった、あるいは予測はできても十分対処できなかったものといえるが、調査によって事前に斜面変動の発生が防止されたものも少なくない。今後はこういった現実の事例を前にして予測や予知の可能性を探ることが大きな課題となるであろう。規模や活動時間、移動様式といった面でも様々なものが存在するし、予測・予知の面からも様々な目的があるはずであるから、目的にあった予測・予知でなければならない（横田、1995）。

斜面に関わる災害の予測・予知やそれをもとにしたハザードマップの研究は地すべりを中心にいくつか試みられているものの、他の災害（地震、津波災害、火山災害等）に比較して遅れた感がある。なかでも斜面崩壊の場合は、地すべりに比較しても個々の規模が概して小さいうえ、発生個数が多いため、すべての斜面をあらかじめ詳しく調査して、個々の地形・地質特性の情報を得ておくことは事実上不可能であろう。このような事情から、データの得やすい地形や植生等の間接的情報を組み合わせた方法（芥川、1985；岩松、1987；田中・大倉、1989）が一般的である。ただし、現段階では予測への手法が確立されたとはいえず、この分野での今後の大きな課題であろう。

#### 文献

- 芥川真知編(1985)：地盤の劣化とその地域特性を考慮した崩壊危険度の評価に関する研究、文部省科学研究費補助金自然災害特別研究成果、自然災害科学総合研究班、220p。
- 岩松 暉(1987)：シラス災害のハザードマップ作成の一手法、自然災害特別研究突発災害研究成果、No. B-61-1, pp. 81-88。
- 田中耕平・大倉 博(1989)：土砂災害危険度予測手のりに関する研究(豪雨による斜面崩壊を対象として)、防災科学技術センター研究速報、No. 82, pp. 1-41。
- 横田修一郎(1995)：デジタルデータをもとにした多目的ハザードマップ作成への課題、情報地質、Vol. 6, pp. 123-132。  
(横田修一郎・衛藤正敏・原口 強)

# 索 引

## 【あ】

アースクリープ	37
アースフロー	39
アーチ構造	263
青ぬけ地区	33
浅間第一軽石流	84
亜炭層	233
圧裂引張強度	46
あて	100
アルカリ性熱水	43
アンカー工	207,225
暗渠	207
安全率	61
安定解析手法	21
安定計算	187
安定度の評価	184

## 【い】

五十谷地すべり	19,29
和泉層群	18,22,27,28,43,44,45,47,262
一軸圧縮強度	25,29,44,46
一軸圧縮試験	181
一面せん断試験	181
移動観測	244
移動体	220
入戸火砕流堆積物	34,35,265
インコンピート層	31,38,39
インターロック効果	36
インブリケート	96
インボリューション	273

## 【う】

魚沼層群	25
受け盤	47,49,223
受け盤側斜面	19,26
埋れ木	100
浦幌層群	30
雨量観測	181
雨量記録	145
雲仙普賢岳	40,41
雲仙眉山	41
運動様式	2
運搬制約斜面	61

雲母粘土鉱物	229
--------	-----

## 【え】

エアトレーサー試験	181
衛星画像	145
HRV (SPOT)	148
HSP	173
鋭敏化	79
AE(Acoustic Emission)	177,203
液状化	79
越前海岸	281
X線回折	182,210
N値	33
FMS検層	173
MSS	148
塩基性岩脈	34,39,40
延性的	210
延性度 (ダクティリティ)	25,26,27
鉛直浸透	34
塩類風化	25,26,42,43,51,77

## 【お】

扇ノ山火山岩類	37
横断節理	19
黄鉄鉱	25,26,43
応力開放	18,24,31,33,39,42,47,48
オーガーボーリング	167
大阪層群	18,23,47
奥尻島	269
遅れ破壊	123
押さえ盛土	235,237
尾根状地形	247
温泉作用	41
温泉地すべり	6,41,43
御岳山伝上川	41
温度検層	173
温度勾配	280
温泉余土	41,43,49

## 【か】

過圧密粘土	24
階崖	19
開口亀裂	220

概査	142	含水比	25,26,42,44
海食崖	85,272	慣性力	22
崖錐	96	岩石の劣化試験	182
開析作用	92	岩石物理試験	182
開析(解析)前線	93,145	岩石崩落	21
開析度	101	岩石-水反応	42,43,44
開析谷	81	岩屑土相	222
回転すべり	36	岩屑流(岩屑なだれ)	40,96
回転トルク測定	171	完全軟化強度	136
開発事業	141	岩相	19
概略地表踏査	146	乾燥湿潤試験	182
カオリン鉱物	43	乾燥収縮	26,42,44,45,48
化学的風化	31,39,42,43,45,47,48,51	乾燥密度	36,43
化学分析	182	岩盤クリープ	18,20,27,28,30,147
花崗岩	21,2,24,33,34,39,47,48,51	岩盤クリープ性変形構造	24
下刻作用	259	岩盤すべり	28,29,32,37
火砕流	40,41,96	岩盤相	222
火砕流堆積物	34,35,36,37	岩盤剥離	79
火山活動	15,42	岩盤分類	155
火山ガラス	36	間氷期	90
火山泥流	40,41	簡便法	124,136
過褶曲構造	248	岩脈	34,39,40,48
河床洗掘	84		
加水ハロイサイト	39	<b>【き】</b>	
加水分解	42	聞き込み調査	145
上総層群	44	基準・指針	191
化石周氷河斜面	101	北松浦玄武岩	204
河川縦断図	109	起伏量	143
活火山体	40,42,43	気泡ポーリング	167
活褶曲	25,26	逆級化成層	96
滑動	15,18,22,28,29,31,37,38,39,47	キャプロック	37,38,39,40,49
滑動期	50,51	キャンパリング	39
滑動土塊	213	急傾斜地法	15
滑落	15,18,19,21,24,29,47	吸水	31,44,42
滑落崖	22,23,228	急性滑動	199
滑落時期の予測	186	吸着力理論	45
下部谷壁斜面	106	急冷節理	97
亀の瀬地すべり	6,200	凝灰岩	19,25,28,29,30,31,39,43,45,46,49,52,53
亀の瀬礫層	208	強制伝播	124
ガリー	36,40,41,106	挟炭互層	
ガリ浸食	268	夾炭層	18,29,30,31
簡易貫入試験	168	強度	21,24,25,27,29,33,36,37,51
岩級区分図	183	強度低下	24,36,43
環境因子群	17	強度の調査・試験	181
岩型	48	強風化花崗岩	33
間隙水圧	21,24	極限平衡解析	231
間隙水圧計	178	巨大地すべり	27

巨大崩壊	40,103
切土	199
切土斜面	238
切土のり面	141
亀裂性岩盤	272
金会地すべり	29,30,39

## 【く】

クイッククレイ	79
クイックサンド	234
空間-時間置換	81
空隙率	33,46
空中写真	144
空中写真判読	145,225
空中電磁法	150
グラントトゥルース	148
クリープ	3,23,24,25,47,50
クリープウェル	176
クリープ領域	262
グリーンタフ地域	23,24,202
胡桃地すべり	19,29
黒瀬川構造帯	111

## 【け】

溪岸崩壊	106
傾斜変換線	143
継続的地すべり	26
傾動	20
系統的節理群	22,28
下刻作用	40
ケスタ	37
結晶片岩	19,22,24,49
ケルト火山	41
原位置せん断試験	25,181
原位置透水試験法	180
限界安定勾配	68
限界自立高さ	81
限界平衡法	124
検土杖	171
玄武洞玄武岩	37

## 【こ】

コア観察	167
コアの分類	167
コアバックチューブ	167
小出の分類	3
豪雨	16,23,24,35,39,43,46

降雨強度	33
豪雨災害	39
豪雨時多発型災害	33
降下火山灰	266
鉍化作用	25,43
工事記録	145
向斜構造	18,28,38
構造規制	18,19,22,23,39
構造土	273
厚層風化 (deep weathering)	74
孔内傾斜計	175,256
孔内せん断試験	181
孔内変動計測	173
後氷期	113
後氷期開析前線	117
鉍物・化学分析	182
神戸層群	18,25,28,29,30,39,45,47
固・液混相流	96
コーンペネトロメータ	171
後滑動期	50
固・気混相流	96
黒色泥岩	25,26,27,29,43,45,46
谷頭斜面	93
谷壁斜面	93
湖沼堆積物	90
互層パターン	27,28
古土壌	35
権現山地すべり	39
コンピーテント層	38

## 【さ】

SAR (合成開口レーダー)	148
災害記録	145
災害時復旧事業	141
災害復旧事業	141
サウンディング	168
砂岩泥岩互層	18,19,25,27,28,52
座屈	21
座屈褶曲	27
桜島火山	41
佐世保層群	25,29,30,37
擦痕	220
差別浸食	40
山陰豪雨災害	34
酸化	25,26,30,42,43
三郡変成岩	238
三軸圧縮試験	181



- 三次元せん断変位計 .....160  
 酸性岩脈 .....34,39  
 酸性熱水 .....42,43  
 山体地下水 .....23,24,34,39,49,50  
 山体崩壊 .....40,41  
 三波川帯 .....19  
 残留強度 .....21,68,128,129,211  
 残留係数 .....128  
 山麓緩斜面 .....96
- 【し】**
- GIS .....9,153  
<sup>14</sup>C年代 (測定) .....100,105  
 シーティングジョイント .....22,47,48  
 GPS .....145,224  
 椎谷層 .....25,26,44  
 JERS-1 .....148  
 ジオトモグラフィ .....173  
 磁気探査 .....164  
 軸面劈開 .....19  
 地すべり跡地 .....143  
 地すべり運動 .....25,26,31  
 地すべり現象 .....15,26  
 地すべり構造 .....31  
 地すべり層準 .....7  
 地すべり地形 .....7,15,18,32,33,95  
 地すべり地帯 .....19  
 地すべり等防止法 .....15  
 地すべり土塊 .....22,33  
 地すべり粘土 .....25,26,30  
 地すべりの分類 .....2  
 地すべり防止区域 .....30,206  
 地すべり崩土 .....25  
 自然含水比 .....25  
 地附山地すべり .....200  
 室内透水試験法 .....180  
 室内力学試験 .....181  
 地盤傾斜計 .....162  
 地盤伸縮形 .....160  
 地盤凍結 .....273  
 絞り出し (squeezing) .....84  
 四万十帯 .....201  
 下漆原地すべり .....29  
 下末吉期 .....109  
 遮水層 .....24,34,39  
 シェブロン褶曲 .....18  
 斜面区分図 .....153  
 斜面形 .....17,21,49  
 斜面構成物質 .....17  
 斜面勾配 .....143  
 斜面災害 .....21,33,41  
 斜面診断 .....52,53  
 斜面高 .....27  
 斜面地質学 .....1,24,53  
 斜面調査用簡易貫入試験 .....168  
 斜面評点法 .....155  
 斜面変換線 .....143  
 斜面変動 (現象) .....3,15,16  
 斜面変動構造 .....51,52  
 斜面変動地形 .....52  
 斜面変動の周期性 .....70  
 斜面変動発達史 .....50  
 斜面崩壊 .....33,34,36,37  
 蛇紋岩 .....31,32,33,201  
 蛇紋岩地帯 .....237  
 ジャロイサイト .....43  
 周期性 .....113,114  
 収縮破壊 .....44  
 集水井 .....256  
 集水井工 .....207  
 集水地形 .....37  
 従属滑動塊 .....213  
 重力滑動 .....248  
 重力性褶曲構造 .....18  
 重力性ドレイプ褶曲 .....28  
 重力探査 .....166  
 重力変形 .....18  
 主すべり面 .....211  
 集中豪雨 .....33  
 主動土塊 .....213  
 主変位せん断面 .....126  
 シュミットハンマー試験 .....181  
 樹木年輪 .....100  
 主稜線 .....225  
 小起伏面 .....92  
 詳細地表踏査 .....157  
 衝上断層 .....249  
 上部谷壁斜面 .....106,108  
 縄文海進 .....105  
 植生 .....15,41,42,48,52,84,148  
 初生すべり .....32  
 初生地質因子 .....42,49,52  
 初性的岩盤すべり .....248  
 シラス .....34,35,36,37,81

シラス斜面 .....202  
 自励伝播 .....124  
 人為的誘因 .....15  
 新期ドロコロ溶岩 .....208  
 真空透気試験 .....181  
 人工改変 .....85  
 人工斜面 .....141  
 進行性破壊 .....129  
 伸縮計 .....239  
 浸食 .....19,34,35,39,40,41,42,45,51  
 浸食海岸 .....218  
 浸食基準面 .....90  
 浸食作用 .....17,40,49  
 浸食前線 .....93,108  
 浸食速度 .....40  
 浸水崩壊度試験 .....25,44  
 深層すべり .....32  
 深礎工 .....207  
 浸透 .....24,34,41,43  
 浸透能 .....41

## 【す】

水系模様 .....143  
 水分分析 .....181  
 水文環境 .....22  
 スウェーデン式サウンディング .....171  
 数値解析 .....187  
 数値地図 .....145  
 squeeze型地すべり .....39  
 スケンプトンの残留係数 .....211  
 裾花凝灰岩 .....214  
 すべり条線 .....220  
 すべり面 .....18,19,22,23,24,26,27,28,29,48,49,50  
 すべり面感知装置 .....176  
 すべり面の判定 .....167  
 スメクタイト .....30,43,44,45  
 スメクタイト化 .....211  
 スラブ .....263  
 スランプ堆積物 .....235  
 スレーキング .....44,46,218  
 スレーキング試験 .....51,182  
 スレーキング剥離 .....44  
 スレート劈開 .....19,20,51

## 【せ】

精査 .....157  
 脆性－延性遷移型変形 .....23

脆性的 .....210  
 成層火山体 .....40,41,42  
 赤色風化帯 .....234  
 石膏 .....43  
 節理 .....20,21,27,34,38,39,43,47,48,49,50  
 節理型崩壊 .....22,34  
 節理間隔 .....21,22  
 節理面 .....18,22,34,39,48  
 瀬戸内面群 .....47  
 瀬戸川層群 .....19,20,51,52  
 0次谷 .....33,34,113,153  
 漸移期 .....50,51  
 先活動期 .....50  
 遷急線 .....49,91,93,94,106,108,153,225,254  
 先駆樹種 .....100  
 洗掘 .....40  
 洗掘抵抗試験 .....182  
 潜在的節理 .....21,22  
 線状凹地 .....225  
 浅層すべり .....32  
 剪断強度 .....211  
 遷緩線 .....153  
 せん断帯 .....23  
 せん断破壊 .....22,24  
 せん断面 .....29,211

## 【そ】

素因 .....15,17,27,36,37,40,41,45,48,49,51,52,53  
 素因研究 .....15,48,52  
 層雲峡 .....272,276  
 早雲山 .....42  
 造構運動 .....42,49,52  
 造構応力 .....21  
 造構力 .....24  
 層状破碎帯 .....23,24,47  
 層すべり .....19  
 層面すべり .....18,19,22,23,24,26,27,28,37,41,42,43,49  
 層面断層 .....18,23  
 層理 .....18,42  
 層理面 .....18,19,22,23,24,26,27,28,37,41,42,43,49  
 層理面すべり .....19  
 掃流堆積物 .....96  
 ソーメン電極 .....134,135  
 側方崖 .....19  
 測量 .....145,159  
 素質の真因 .....15  
 塑性指数 .....25,33

- 塑性的 .....211  
 塑性変形 .....23,30  
 塑性流動 .....38,39  
 ソリフラクションロープ .....85
- 【た】**
- タービダイト堆積物 .....262  
 大規模地すべり .....32  
 第三紀層地すべり .....6  
 堆積軟岩 .....25  
 第二次すべり .....206  
 対比層 .....89,90,91  
 第四紀 .....52,90  
 高千穂複合火山 .....40  
 滝坂地すべり .....18,29  
 田切 .....84  
 田口地区 .....33  
 ダクティリティー .....3  
 多層移動量計 .....174  
 壱坑調査 .....209  
 田辺層群 .....25  
 谷川への曲げ褶曲 .....20,51  
 谷の内地すべり .....50  
 種芋原村地すべり .....26  
 ダムアップ .....23,24,34  
 単位地すべり地形 .....219  
 単位斜面 .....153  
 単孔式流向流速計 .....180  
 弾性波速度 .....230  
 弾性波探査 .....163,230  
 炭層 .....30,31,37  
 断層 .....18,19,22,23,24,39,49,50  
 断層運動 .....23,49  
 断層粘土 .....24,34  
 断層破碎帯 .....23,34,38,43,49  
 断層変位 .....24  
 断層面 .....23,49
- 【ち】**
- 地域性研究 .....52,53  
 地域地質学 .....52  
 地温探査 .....166  
 地殻応力 .....42  
 地下水 .....15,17,21,23,24,31,33,34,36,37,38,40,42,49  
 地下水位 .....34,52  
 地下水位観測 .....24  
 地下水位貯留槽 .....38
- 地下水位の測定 .....179  
 地下水検層 .....180  
 地下水調査 .....178  
 地下水排除工 .....256  
 地形 .....15,48,49,51,52  
 地形因子 .....49,50,51  
 地形改変 .....15,17,42,47,50,51  
 地形区分図 .....109  
 地形図 .....143  
 地形素因 .....49  
 地形調査 .....146  
 地形的条件 .....15,48,52  
 地形的要因 .....49  
 地形の逆転現象 .....40  
 地形発達史 .....41  
 地形判読 .....145  
 地形判読図 .....145  
 地形分類図 .....145  
 地形面 .....101  
 地形要因 .....17  
 地形輪廻 .....15,49,91  
 地質 .....15,48,52  
 地質因子 .....18,37,50,52,53  
 地質区 .....48  
 地質系統 .....48  
 地質構造 .....15,32,49,50,51  
 地質条件 .....15,27,34  
 地質図 .....144  
 地質素因 .....27,39,40,42,43,45,49,50,51,52,53  
 地質体 .....15,39,48,49,50,52  
 地質帯 .....52  
 地質柱状図 .....167  
 地質的条件 .....15,48  
 地質的要因 .....17,49  
 地質分類 .....15  
 地層 .....25,28,29,30,42,48,49,51  
 地中応力測定 .....181  
 地中浸食 .....34  
 地表変動計測 .....158  
 地表流 .....34  
 中間体 .....33,34  
 柱状節理 .....21,272  
 超音波検層 .....173  
 超過保留 .....34  
 調査坑調査 .....171  
 長者地すべり .....111  
 長大切土のり面 .....200

超丹波帯 .....223  
 長柱岩体 .....203,278  
 チョーク .....85  
 直前の誘因 .....49,51  
 地理的条件 .....15,48

## 【つ】

妻屋火砕流堆積物 .....34

## 【て】

TM .....148  
 泥岩 .....18,19,25,27,29,30,39,43,44,45,49  
 (素因・誘因の) 定義 .....17,48  
 ディザスターマップ .....153  
 泥質軟岩 .....25,27,49  
 泥流 .....96  
 ティル .....72  
 デジタルオルソフォト .....145  
 テフクロノロジー .....90,91,101  
 DEM .....143  
 寺泊層 .....25,26,44  
 照来層群 .....37  
 電気検層 .....173  
 電気探査 .....164  
 点載荷試験 .....181  
 電磁探査 .....164  
 電磁波反射法 .....166  
 転倒 .....19,20,21,22,24,47,51

## 【と】

凍結破碎 .....46  
 凍結破碎作用 .....46  
 凍結破碎速度 .....45,46  
 凍結融解 .....21,42,45,46,47,48,79,273  
 凍結融解現象 .....46,47,182  
 透水性 .....36,37,39  
 動態観測 .....256  
 頭部亀裂 .....236  
 頭部載荷重 .....253  
 土塊強度 .....215  
 特殊地形図 .....144  
 特殊土 .....139  
 土研式簡易貫入試験 .....168  
 土質試験 .....182  
 土壌 .....15,33,41  
 土壌硬度 .....36  
 土壌水分測定 .....181

土壌層 .....15  
 土石流 .....25,33,34,40,41,96,148  
 土層 .....33  
 土層構造 .....62  
 土層深 .....114  
 土層の形成速度 .....74  
 土地写真 .....  
 土地条件図 .....144  
 土地分類 .....144  
 土地分類図 .....144  
 土地利用 .....144,148  
 土地利用図 .....144  
 トップリング .....38  
 トップリング破壊 .....278  
 登米層 .....20  
 苔田地すべり .....200  
 富谷丘陵 .....106  
 ドラッグ褶曲 .....23  
 土粒子構造 .....234  
 トレーサー試験 .....180

## 【な】

内部摩擦角 .....21,23,31  
 中村の分類 .....3  
 流れ盤 .....47,49,229  
 流れ盤側斜面 .....19,22,26  
 流れ盤すべり .....19  
 雪崩 .....148  
 成羽層群 .....31,257  
 軟質凝灰岩薄層 .....18,28,29,30,37,47,49  
 難透水層 .....95

## 【に】

二階建て構造 .....29,38,40  
 仁賀層 .....31  
 二次的シラス .....35,36  
 二次元比抵抗探査法 .....164  
 二次的地すべり .....26,33  
 人間活動 .....42,48  
 (素因の) 認定基準 .....17,48

## 【ぬ】

抜戸地すべり .....29  
 怒田(ぬた)地すべり .....254

## 【ね】

熱映像撮影 .....166

熱水粘土脈	229
熱水変質	24,29,34,40,42,43
熱水変質作用	31,41,42
熱水脈	43
根府川駅地すべり	39
粘質土地すべり	32
年代測定	90
粘着力	15,21,33,39
粘調型地すべり	26,27,43,45
粘土鉱物	25,30,31,33,39,42,43
粘土細脈	34,43
粘板岩	19,20
年輪年代	89,91

## 【の】

濃飛流紋岩	21
ノッチ	81,84

## 【は】

背斜構造	38,39
パイピング	34,36
パイピング崩壊	24
パイプ孔	34
パイプ歪み計	174
破壊靱性値	279
破壊の伝播	124
はぎとり (off scraping)	263
バクテリア	42
剥離	19,21,39,46,47,51
剥離性	238
剥離節理	47
剥離面	36
箱根大涌谷	42
ハザードマップ	153
ハザードマップ (災害予測図)	10,153
破碎岩相	222
破碎帯地すべり	6
八ノ久保砂礫	37
八ノ久保砂礫層	204
馬蹄形カルデラ	41
バレイバルジング	39
ハロイサイト	30,36
板状節理	21
Varnesの分類	2
磐梯山	41
反復性	15,17

## 【ひ】

被圧水	24
Pシア	126,127
P波速度	33,47
引き延ばし構造	263
非対象座屈褶曲	28
非対称山稜	19
微地形	143
引張強度	36,45,46
引っ張り亀裂	85
引張破壊	20,44,46
引張割れ目	38
備北層群	25
ビュート	37,39
氷期	90
兵庫県南部地震	22
標準貫入試験	33,168
表層滑落	36
表層滑落型崩壊	33,34,39,42,43,48
表層水	43
表層土	17
表層板状体	33,34
表層崩壊	17,35,46,62,108
表層落下	36
表流水	36

## 【ふ】

不安定化	36,50,51
不安定領域の推定	184
VSP	173
風化	22,23,26,28,33,35,46,47,70
風化花崗岩	22,49
風化岩屑 (レゴリス)	61
風化岩土層	15
風化作用	34,45,46,49
風化制約斜面	61,62
風化速度	34
風化帯	25,43
FEM	187
吹き付けのり枠工	225
吹き抜けパイプ構造	97
覆瓦構造	96
覆瓦重複すべり	39
覆瓦重複すべり構造	29,30
複合弧モデル	231
物質因子群	17
物理検層	173

物理探査	162
物理的風化	51
不透水層	34
負の間隙水圧	129
浮遊砂流	96
フリーフレーム工	225
フレキシブルスリップ褶曲	18
不連続風化	76
ブロック化	206
プロピライト	225
プロピライト変質	201
噴火活動	40,41
分離面形成時強度	136
分類基準	2

## 【へ】

平行岩脈群	39
並進すべり	218
平面すべりモデル	231
劈開	19,49
劈開割れ目	19,20
ペディメント	91
片状構造	238
片理	19
片理面	19,22

## 【ほ】

ボアホールカメラ	173
ボアホールテレビ	173
ボアホールレーダ	173
崩壊確率	116
崩壊型地すべり	27,43
崩壊再現期間	114
崩壊土壌	33
崩壊の免疫性	75
防災事業	141
放射能検層	173
放射能探査	166
膨潤	25,26,31,42,44
膨潤圧	26,44,45
膨潤性粘土鉱物	42,43,44,74
方状節理	22
崩積土	23,26,33,35,37,38
崩積土地すべり	32
崩落	21,22,34
飽和度	232
ボーリング調査	167

北松型地すべり	18,23,29,30,37,206
北松玄武岩	37
北松炭田地域	206
北松地域地すべり分布図	91
北但地すべり	37
北但層群	37
北海道南西沖地震	202

## 【ま】

埋没土	100
マサ	33,34,39,40,42,43,48
マサ土	33
マスマーブメント	61
柵口地すべり	26
慢性滑動	199

## 【み】

御荷鉾帯	254
水抜きボーリング	225
水みち	34
三滝火成岩類	111
宮崎層群	18,25

## 【む】

無層理構造	96
牟呂層群	52

## 【め】

メサ	37,39
メラピ型火砕流	40
免疫性	15,17,113,114
免疫土層深	116

## 【も】

毛管力	44
毛管力理論	45
モデル化	199
盛土	199
盛度のり面	141
モンモリロナイト	30,31,32,206

## 【や】

八畝地すべり	254
野外保湿容量	33
薬液による劣化試験	182
やせ尾根	238
山崩	15

- 山崩れ（崩壊） .....62  
 大和川断層 .....208  
 山はね .....47
- 【ゆ】**
- 誘因 .....15,17,23,38,48,50,51  
 有効間隙率 .....36  
 湧水 .....143,147  
 湧水圧試験 .....24  
 融雪 .....15,26,50  
 融雪水 .....273  
 誘導的基因 .....15,48  
 歪みエネルギー解放伝播 .....124  
 歪みエネルギー蓄積伝播 .....124  
 緩み層 .....231
- 【よ】**
- 溶解 .....25  
 溶解帯 .....25  
 溶岩円頂丘 .....41  
 溶結凝灰岩 .....276  
 溶脱 .....42,43  
 葉片状蛇紋岩 .....32,33  
 抑止坑 .....225  
 横跳び .....22  
 横ボーリング .....207  
 与内畑地すべり .....131
- 【ら】**
- 落水型浸食 .....36  
 落石 .....46
- 落石防止冊 .....228  
 落石防止網 .....228  
 「ラミネーション」タイプ .....47,48  
 ランドサット .....148
- 【り】**
- リーデルシア .....126,127  
 力学的不連続面 .....20  
 リニアメント .....23  
 リモートセンシング .....148  
 流動型地すべり .....26,27,45  
 流動貯留槽 .....38  
 粒度組成 .....33,36  
 緑色凝灰岩層 .....29,43  
 臨界状態 .....50  
 リングせん断 .....129,132,134  
 リング剪断試験 .....211
- 【れ】**
- 冷却節理 .....36,39  
 連続風化 .....76
- 【ろ】**
- 麓屑面 .....96  
 ロックシェッド .....281  
 rock-city型地すべり .....39  
 ロックポルト .....225
- 【わ】**
- 鷲尾岳地すべり .....18,23,52,200,204  
 割山隆起帯 .....251



## 斜 面 地 質 学

---

平成11年4月10日 印刷

平成11年4月20日 発行

日本応用地質学会

〒101-0062 東京都千代田区神田駿河台2-3-14

御茶の水SDビル4F

電 話 03-3259-8232

F A X 03-3259-8233

郵便振替 00190-7-8684

---

印刷者 前 田 典千代

印刷所 前田印刷株式会社筑波支店

〒305-0033 茨城県つくば市東新井14-3

---

©1999 Japan Society of Engineering Geology

ISBN4-931517-01-3