

山口県下, 油谷 (第三紀層)・周南 (結晶片岩)・柳井 (片麻岩) 地域の地すべり地形に関する地質学的考察

**Geological Study of Landslide Topographies in the Yuya (Tertiary Formation), Shunan (Crystalline Schist) and Yanai (Gneiss) areas, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan**

2007 年 3 月

津 田 秀 典

**Hidenori TSUDA**

山口大学大学院理工学研究科  
博 士 論 文

# 山口県下，油谷(第三紀層)・周南(結晶片岩)・柳井(片麻岩) 地域の地すべり地形に関する地質学的考察

山口大学大学院理工学研究科  
自然共生科学専攻地球システム科学大講座  
津田秀典

## 要 旨

地すべりは，地質現象としてみれば地質体の解体過程を示す斜面変動の1形態である。「地すべり」という自然現象に対しては，地質学や土質工学など様々なアプローチがあるが，その中で地すべりの地域的特徴と地形・地質学的背景に関する研究は，これまでも地すべり研究の重要な一側面をなしてきた。特に発達史の解明にはまだ多くの課題が残されており，本論では専らこうした野外地質学に関わる問題を取りあげることとした。

本論では，山口県における地すべりの多発地帯である油谷・周南・柳井の3地域を対象として，第三紀層・結晶片岩・片麻岩～花崗岩地帯の地すべり地形の広域的な性質を相互比較し，各地すべり地帯の特徴とその発達過程の違いについて考察した。こうした目的のためには必然的に観測データのない地域をも対象とせねばならないので，地すべり地形の判定は一般に受け入れられている地形要素(滑落崖・中間斜面・末端押し出し地形など)によるものとした。この場合，崩壊等による地すべり類似の地形を含みうるが，これまで実際に周南・柳井地域には崩壊あるいは土石流に近い地すべりが多いとされており，地すべり地形を広義にとらえ，崩壊と連続的な斜面変動の一形態とした。以下，本論の骨子を示す。

(1)地すべり地が単体としてではなく，複数が接合して集合体を形成することが多いことに着目し，その集合様式により単独型と複合型(親子型・並列型・群集型)の4つの地形タイプに区分した。

単独型地すべり地とは、1個の地すべりユニットが他のユニットと接することなく分布し、一般的な地すべり地形モデルに近い地形要素があまり乱されずに残ったもの、複合型地すべり集合体とはいくつかの地すべりユニットが相接して複合したものをいい、その中で親子型とは大きな親ユニットの内部に2次的な小すべりの生じたもの、並列型とは複数のユニットが側面で接したものの、群集型とは中小のユニットが多数集合したものをいう。

(2)こうした地すべり集合体において、個々の地すべりユニットの重複関係や地形の切りあいの関係から、相対的な前後関係を抽出し各地形タイプの発達史の復元を試みた。前後関係判定の例をまとめると、次のような場合がある。

(A)地すべりユニット間の切りあいの関係：①親ユニットの滑落崖に生じた中小すべり、②中間斜面に生じた中小すべり、③末端押し出し地形に生じた中小すべり、④地すべり集合体中に生じた陥没状の地すべり、⑤集合体の分布を切る(斜交する)地すべり。①②③は油谷地域における親子型地すべりに、また④⑤は、周南・柳井地域の群集型地すべりに各々特徴的である。

(B)ユニット間の重複関係：①凸状側方斜面の発達に伴う側面での重複関係、②末端押し出し地形の重複関係。これらは油谷地域の地すべり地形に特徴的である。

(3)油谷地域には、第三紀層分布域の概ね全域に、10haを超える大型で緩傾斜(10°程度)の地すべり地が発達する。地形タイプには単独型および複合型(親子型・並列型)が卓越し、特に100ha近い大型で内部に親子型地すべりを含む並列型地すべり集合体が存在する。いっぽう周南・柳井地域には、中小規模の地すべり地が浸食谷に沿ってクラスター状に集合した群集型地すべり集合体が多い。

(4)油谷地域の地すべり地においては、側方への張り出しが顕著であり、より上位(後期)のユニットが側方でより下位(早期)のユ

ユニットの分布を切りあるいは覆う関係がある。各地形タイプの順序関係をまとめると、まず大型の単独型ユニットが生じ、次にその内部で2次的な中小すべりが発生して親子型となり、さらに側方で連結して並列型となる関係が認められる。いっぽう周南・柳井地域では、主に浸食谷にそった崩積土中に陥没状形態の中小規模なユニットが発生している。そこではより下位(後期)のユニットが上位(早期)のユニットの分布を切って発達し、河谷に沿った集合体を形成する関係が認められる。

(5)こうした形状や発達過程と基岩地質との関連について、次のように説明できる。油谷地域においては、地すべり地が相互に連結しながら横方向(斜面側方方向)に拡大する傾向があるが、その素因は基岩の第三紀層にあり、それらが本質的に側方への連続性の大きい整然層であることにある。いっぽう周南地域の基岩は、本質的に不均質なメランジを起源とし、破碎や亀裂が多いため側方への岩相の連続性が乏しい。また柳井地域ではマサ化し、浸食されやすい花崗岩質の地質と構造に支配された組織地形となる。そのため小さな多数の浸食谷が発達し、地すべり地の規模と分布を規定している。また崩積土の発達が河谷の浸食と関連するため、縦方向(谷斜面傾斜方向)に連結しながら地すべり集合体が拡大する特徴がある。

(6)ただし周南地域では、谷斜面上部に風化・粘土化が進んだ軟質岩が広がるのに対し、谷斜面中～下部に硬質岩が分布するため、ボトルネック状形態の地すべり地となり、浸食谷に沿って下方のみならず上方の緩斜面に向かっても地すべり地が拡大する傾向がある。これに対し柳井地域では、谷斜面上方に硬質岩が分布するため、上方への地すべり地の拡大は起こらず、また谷間口に崩積土が集積するため、末広がり型の地すべり集合体となる。

一般に地すべり地帯には、類似した形態の地すべり地が分布するとともに、発達段階を異にする地すべり地が並存する。それらは集合体の形成という観点で、発達段階のより早期の形態から、より後

期の開析の進んだ段階のものへ，時系列に沿って整理することができる．これにより，同一地域の既知の地すべり地と比較することにより，対象とする地すべり地の運動形態や将来像の予測の手がかりが得られる可能性があり，さらに地すべり対策調査の上でも留意すべき指針を得ることが出来る．こうした観点で，長期的な地形発達過程をとらえることが期待される．

# Geological Study of Landslide Topographies in the Yuya(Tertiary Formation), Shunan(Crystalline Schist) and Yanai(Gneiss) areas, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan

Graduate School of Science and Engineering, Yamaguchi University

Hidenori TSUDA

## Abstract

This paper describes geomorphological and geological characteristics of landslide forms observed in the Yuya Tertiary Formation, Shunan crystalline schist and Yanai gneiss (and granite) areas, Yamaguchi Prefecture. The term landslide is used as a general term covering a wide variety of mass movements, and the landslide form is recognized by characteristic topographies, such as a landslide scarp, gentle slope or depression in the middle part and a pile of debris in the end zone.

The landslides in the observed area are classified into four topographic types; the simple type and complex type including subdivisions of nested type, parallel type and clustered type, based on the form of a landslide unit and/or mode of assembly of units. The simple type is a landslide form composed of one landslide unit having typical landslide topographies isolated from the other units. The complex type comprises more than two landslide units; the nested type contains secondary formed smaller units within a larger landslide unit, the parallel type is characterized by a parallel arrangement of several units, and the clustered type is composed of several small units randomly crowded together.

The geological development of landslide types is discussed from the view point of mutual relationships determined by the topographic overlapping and/or cross cutting among landslide units. The landslides in the Yuya area hosted in the Tertiary Formation are predominated in the nested and parallel types with large dimension (more than 10 hectares) and gentle slope (ca.10°). They originated as the simple type landslide controlled by the bedding plane of the Tertiary Formation, and develop into the nested type, then into the parallel type with complex inner structure. The landslide unit tends to expand toward the both side of the unit and combines side by side into large scale parallel type landslide complex. The landslide forms in

the Shunan crystalline schist and Yanai gneiss (and granite) areas, on the other hand, are mostly clustered type occurred in detritus deposits along the valley with smaller dimension (less than ca. 2 hectares) and steeper slope than those of the Yuya area.

These features of topographic developments of landslides in each area are corresponding to the characteristics of the basement rocks. The forms and generations of landslides in the Yuya area, characterized by large dimensional units expanding toward side by side, are related to the basement structure of the Tertiary Formation which is basically coherent sequences having larger continuation and less heterogeneities rather than the Shunan crystalline schist of melange origin.

Those of landslides in the Shunan and Yanai area are controlled by the accumulation of detritus deposits along the river, hence the landslide units are limited in the small dimension due to the small and dense river systems in the areas, and tend to elongate along the slope of the valley. The landslides in both areas have somewhat slope-failure features associated with heavy rain fall. The landslide forms in the Shunan area show a bottle-necked shape due to the distributions of strongly weathered soft rocks in the upper part of the valley and hard rocks in the lower part. While landslide units in the Yanai area expand toward the downstream due to the existence of hard rocks in the upper part of the valley and detritus deposits in the lower part.

Generally, there seem to coexist several types of landslides showing different stages of developments within the same area. In these case, the sequence of topographic changes from simple type toward more complex type will provide a key to expect the geomorphological developments of each landslide.

## 目 次

	頁
1. 序論	( 1 )
2. 調査方法と地形分類	( 6 )
2.1 本論における地すべりの定義	( 6 )
2.2 地すべり地形とその相互関係	( 8 )
2.3 本論における地すべり地形の分類	( 9 )
3. 山口県の地すべりの概要	( 19 )
3.1 油谷地域の地すべり	( 19 )
3.2 周南地域の地すべり	( 20 )
3.3 柳井地域の地すべり	( 21 )
4. 油谷地域の地すべり地形	( 27 )
4.1 地すべり地の分布と形態	( 27 )
4.2 油谷地域の地すべり地形タイプ1－単独型地すべり	( 29 )
4.3 油谷地域の地すべり地形タイプ2－複合型地すべり（親子型および並列型）	( 41 )
4.4 油谷地域の地すべり地形タイプと発達過程	( 58 )
5. 周南地域の地すべり地形	( 61 )
5.1 地すべり地の分布と形態	( 61 )
5.2 周南地域の地すべり地形タイプ－複合型地すべり（群集型）	( 63 )
5.3 周南地域の地すべり地形タイプと発達過程	( 82 )
6. 柳井地域の地すべり地形	( 85 )
6.1 地すべり地の分布と形態	( 85 )
6.2 柳井地域の地すべり地形タイプ－複合型地すべり（群集型）	( 87 )
6.3 柳井地域の地すべり地形タイプと発達過程	( 108 )
7. 討論	( 110 )
7.1 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形の分布と形態的特徴	( 110 )
7.2 地すべり地の分布・形態からみた前後関係の判定	( 116 )
7.3 各地域の地すべり地形の発達過程の特徴	( 122 )

8. 地すべり対策調査における野外調査の意義と問題点	( 126 )
8.1 油谷地域の大型地すべりの運動形態と調査対策	( 126 )
8.2 周南・柳井地域の地すべりの運動形態と調査対策	( 129 )
8.3 野外調査の意義と問題点	( 130 )
9. まとめ	( 137 )
あとがき	( 138 )
謝辞	( 139 )
引用文献	( 140 )

付図－1 : 山口県下, 油谷・周南・柳井地域の地すべり地の分布

付図－2 : 山口県下, 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形タイプの分布

#### 図表類一覧

図－1.1 : 江川(1982)による地すべりの分化概念図

図－1.2 : 農林水産省構造改善局計画部資源課(1989)による1次・2次・3次の地すべり発達の概念

図－1.3 : 隣接地すべりの切り合いや堆積などの相互関係(大八木, 2004b)

図－2.1 : 模式的な地すべり地形(地すべりユニット)と地形要素

図－2.2 : 模式的な地すべり地形モデルの例

図－2.3 : 中村(1992)による推進型地すべりと牽引型地すべり

図－2.4 : 加藤・横山(1994)による覆瓦重複すべりの事例

図－2.5 : 地すべり地形タイプの分類(模式図)

図－2.6 : 日本の地すべり防止区域分布図

図－3.1 : 調査位置図および山口県の地すべり危険箇所

図－3.2 : 地盤伸縮計による斜面変動量と降雨量との関係(周南地域)

図－4.1 : 油谷地域の地すべり地の分布(上)と地質概念図(下)

図－4.2a : 油谷地域 久津地区の地すべり地の航空写真(上)・地質図(中)・断面図(下)

- 図-4. 2b : 油谷地域 久津地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 3a : 油谷地域 西山地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-4. 3b : 油谷地域 西山地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 4a : 油谷地域 道手地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-4. 4b : 油谷地域 道手地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 5a : 油谷地域 久原地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-4. 5b : 油谷地域 久原地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 6a : 油谷地域 東立石～青村地区の地すべり地の航空写真 (上)・地質図 (中)・  
 断面図 (下)  
 図-4. 6b : 油谷地域 東立石～青村地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 7 : 油谷地域 道手地区の地すべり地形発達過程
- 図-5. 1 : 周南地域の地すべり地の分布 (上) と地質概念図 (下)  
 図-5. 2a : 周南地域 大谷地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-5. 2b : 周南地域 大谷地区の地すべり地形分布図  
 図-5. 3a : 周南地域 峰地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-5. 3b : 周南地域 峰地区の地すべり地形分布図  
 図-5. 4a : 周南地域 大崩地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-5. 4b : 周南地域 大崩地区の地すべり地形分布図  
 図-5. 5 : 周南地域 大谷地区の地すべり地形発達過程
- 図-6. 1 : 柳井地域の地すべり地の分布 (上) と地質概念図 (下)  
 図-6. 2a : 柳井地域 大久保北地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-6. 2b : 柳井地域 大久保北地区の地すべり地形分布図  
 図-6. 3a : 柳井地域 上原西地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-6. 3b : 柳井地域 上原西地区の地すべり地形分布図  
 図-6. 4a : 柳井地域 有家地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 図-6. 4b : 柳井地域 有家地区の地すべり地形分布図  
 図-6. 5 : 柳井地域 大久保北地区の地すべり地形発達過程
- 図-7. 1 : 油谷・周南・柳井地域の地すべり地の分布比較  
 図-7. 2 : 地すべりユニットの面積と傾斜の関係  
 図-7. 3 : 模式的な複合型地すべりの「切りあいの関係」と「重複関係」  
 図-7. 4 : 地すべり地の分布・形態からみた前後関係の判定  
 図-7. 5 : 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形発達過程の比較

図-8.1 : 油谷地域 西山・道手地区の地すべり地形と運動形態

図-8.2a : 地すべり調査設計のフローチャート

図-8.2b : 本論における地すべり調査の考え方

表-1 : 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形の形態的特徴の比較

表-2 : 油谷・周南・柳井地域における地すべり地の地質比較

表-3 : 油谷・周南・柳井地域における地すべり地形断面の比較

表-4 : 地すべり指数の算出基準（試案）

写真-1.1 : 山口県油谷地域, 久津地区地すべり防止区域（昭和 48 年 2 月 14 日指定）

写真-2.1 : 地すべり地形断面の実態例（山口県宇部市）

写真-3.1 : 典型的な第三紀層（山口県長門市油谷白木）

写真-3.2 : 典型的な黒色片岩（山口県周南市峰）

写真-3.3 : 典型的な片麻岩～花崗岩（山口県柳井市大久保北）

写真-4.1 : 斜め航空写真による地すべり地形の全景（久津地区）

写真-4.2 : 地すべり地形の遠景（久津地区）

写真-4.3 : 高さ 20m・幅 350m の馬蹄形の滑落崖（久津地区）

写真-4.4 : 砂岩塊（ $\phi$ 1m）を含む崩積土（久津地区）

写真-4.5 : 単独型地すべりの全景（西山地区）

写真-4.6 : 滑落崖に露出する不動地の砂岩優勢互層（西山地区）

写真-4.7 : 末端押し出し地形における粘土質の崩積土（西山地区）

写真-4.8 : 地すべりの側方境界（西山地区）

写真-4.9 : 地すべりユニット c と d の重複関係（道手地区）

写真-4.10 : 地すべりユニット a と b の切りあいと重複の関係（道手地区）

写真-4.11 : 地すべり土塊中の第三紀層（道手地区）

写真-4.12 : 流れ盤をなす砂岩頁岩互層（道手地区）

写真-4.13 : ユニット c1 東側の凸状側方斜面とその他のユニットとの切り合いと重複の関係  
（久原地区）

写真-4.14 : 地点 e のよく成層した灰色頁岩と砂岩の互層（久原地区）

写真-4.15 : ユニット a2 側方崖（地点 s）の破碎された白色凝灰岩層（久原地区）

写真-4.16 : 大型ユニット a の滑落崖（東立石～青村地区）

写真-4.17 : 大型ユニット b の凸状側方斜面（東立石～青村地区）

写真-4.18 : 大型ユニット b の凸状側方斜面の上部（東立石～青村地区）

写真-4.19 : 流れ盤(N81° E, 18° N)をなす頁岩層 (東立石～青村地区)

写真-5.1 : 地すべりユニット b1 と b2 の重複関係 (大谷地区)

写真-5.2 : 地すべり集合体 b 最下部の地すべりユニット b2 (大谷地区)

写真-5.3 : 赤色粘性土(Bs1) (大谷地区)

写真-5.4 : 角礫化・破碎の進んだ岩塊混じり崩積土(Lm) (大谷地区)

写真-5.5 : 礫を含む砂質土～粘性土からなる崩積土(Dt) (大谷地区)

写真-5.6 : 地点 e におけるボトルネック形状の狭窄部 (峰地区)

写真-5.7 : 地すべりユニット b3 の遠望 (峰地区)

写真-5.8 : 地点 r における包絡線前面の凹状地形 (峰地区)

写真-5.9 : 礫混じり崩積土 (Dt) (峰地区)

写真-5.10 : 崩積土 (Dt) に含まれる巨礫 (峰地区)

写真-5.11 : 地すべり集合体 c の末端部の切りあい (大崩地区)

写真-5.12 : 集合体 c の側方崖, 高さ 1～3m の段差 (大崩地区)

写真-5.13 : 黒色片岩の原位置強風化による赤色粘性土の形成 (大崩地区)

写真-5.14 : 硬質の蛇紋岩露頭 (大崩地区)

写真-6.1 : 陥没状の地すべりユニット (大久保北地区)

写真-6.2 : 地すべりユニット a1～a6 の切りあいの関係 (大久保北地区)

写真-6.3 : 地すべり集合体 a におけるユニット a5 とユニット a6 (大久保北地区)

写真-6.4 : 地点 e, ユニット a6 の末端押し出し地形 (大久保北地区)

写真-6.5 : 地点 f, 末端押し出し地形 (大久保北地区)

写真-6.6 : 強風化しマサ土質になった片麻状花崗岩 (Gor) (大久保北地区)

写真-6.7 : 地点 e の地質 (大久保北地区)

写真-6.8 : 地すべり集合体 a 頭部における滑落崖 (上原西地区)

写真-6.9 : 崩積土 (Dt2) (上原西地区)

写真-6.10 : 谷頭部における風化岩盤と崩壊 (上原西地区)

写真-6.11 : 片麻状花崗岩の基岩から遊離した風化核の集積 (上原西地区)

写真-6.12 : 地点 a の地すべりユニットどうしの切りあい (有家地区)

写真-6.13 : 地点 f における枝谷沿いの崩壊(2006年4月11日)と崩土の重複 (有家地区)

写真-6.14 : 泥質縞状片麻岩と片麻状花崗岩 (Gor) (有家地区)

写真-6.15 : 風化核をなす閃緑岩(Gor) とその風化皮殻 (有家地区)

写真-6.16 : 大玉石状の転石 (有家地区)

写真-6.17 : 大玉石状の片麻状花崗岩(Gor)の転石 (有家地区)

写真-6.18 : 崩積土 (Dt2) とくさり礫 (有家地区)

## 1. 序 論

地すべりの発生は，そこに人間の営みがある場合には地盤災害となると同時に，地質過程の1つとしての自然現象である．これに対処するためには，地質学，土質力学など各種のアプローチが必要であるが，本論では専ら野外地質学の立場から地すべり地形の広域的特徴や地形発達史，基岩地質との関係について論じることとしたい．

地すべりの地域的特徴と地形・地質学的背景を明らかにすることは，地すべり研究の重要な1側面をなしてきた．このような立場から，小出（1955）による分類をはじめ，地すべりの分布や地形・地質特性については，1980年代に盛んに論じられた（藤田，1982；黒田，1986；植村，1986）．そうした中，特に地形発達史に関しては，次のようにとらえられてきた．江川（1982）は，既存の地すべり地内に小規模な新期地すべりが生じて細分化される現象を地すべりの分化（ - 1.1）と呼び，地形発達史の解明を試みた．また高浜・伊東（1989）は，大型の“親地すべり”中に“子供地すべり”・“孫地すべり”が生じる現象を記載し，地すべりの階層性や歴史性を論じた．農林水産省構造改善局計画部資源課（1989）は，1次・2次・3次の地すべり発達の概念を整理した（ - 1.2）．大八木（2004b）は，いくつかの地すべり単体間の相互関係を地すべり地形分布図上で読みとり，それぞれの地すべりは相互に変形，埋積，削剥などの影響を与え合うとした（ - 1.3）．植村（1986，1999）は，地すべりの歴史性にもとづく進化系列あるいは進化階程という概念を提唱した．また渡（1992）は，地すべりを幼年期・青年期・壮年期・老年期に区別した．さらに横山（2004）は発達史の解明を指向する上で植村（1986，1999）の進化系列・進化階程のとらえ方を改めて整理した．

地すべり地形に関しては，平面形や断面形を記述したもの（渡・小橋，1987），地すべり地内の微地形や斜面変遷を論じたもの（木全・宮城，1985；檜垣，1992），地すべり地形の地質構造的な考察（千木良，1998）や変形構造を論じたもの（大八木，1992a），形状や規

模と地形・地質要因を論じたもの（上野，2001）などがある。しかしながら，地すべり地形の広域的な特徴や地形発達に関しては，まだ多くの問題が残されている。

小出（1955）は，地すべりの形態的分類には重要な問題があり，地すべりの外観的なちがいや特徴を互いに関連させ，歴史的あるいは発展的に見るべきであること，地すべりの各々の型はそれぞれの発展の過程のある段階を示すものと見るべきであるとした。しかし，現在においても小出の指摘した課題は十分解決されていない。江川（1982），高浜・伊東（1989）は地すべり地形の発達史について重要な問題提起をしたが，地形の記載や発達史の論理化は難しく，多くを今後の課題とした（江川，1982）。いろいろな地すべり地形を発達史の中に位置づけ，系列化することができれば，地すべり地の将来予測にも役立てることができると考えられる。そこで，発達史の観点から地すべりの古典的分類を発展させる必要がある。

地すべり地の多くは，地すべり単体どうしが相互に重複して複合していることが多い。この中には，過去の地すべりの移動，集積，浸食などのいくつかの物理的過程が記録されているはずであり，地すべり地の重複関係，あるいは切りあいの関係から時間的前後関係を抽出し，発達史を組み立てることができると考える。本論ではこうした観点から地すべり地形の発達史と基岩地質との関係について論じることとする。

山口県には，比較的狭い範囲に基岩地質を異にする地すべり地帯が分布し，地形・地質との関連で地すべりの特徴を論じるのに好適な地域である（写真－1.1）。そこで本論では，油谷・周南・柳井の3地域を例として，第三紀層・結晶片岩・片麻岩～花崗岩という異なる地質体に発生した地すべりの分布・形態および地形発達史の広域的な特徴を，現地調査に基づく相互比較によって明らかにすることを目的とした。

山口県内において，これまでの地すべり対策調査では，油谷地域に関しては多くの調査事例があり，久永・金折（2001），久永（2002）などの研究が行われている。周南・柳井地域の地すべりでは，高橋（1972，1978），山本ほか（1997），坂口・北村（1999）のように個別

的な地すべりの事例報告はいくつかあるが、油谷地域に比べると調査・研究の数量自体が少なかった（ただし山本ほか，1997は宇部市の事例である）。また基岩地質との関連で地すべり地形全体の広域的特徴や発達史が論じられたことはあまりなかった。

上に引用した多くの著者は、主に単体としての地すべり地の発達・変化の過程を対象として議論している。本論では、こうした立場を一步進めて、特に地すべりが単体としてのみならず集合体をなすことに着目し、個々の地すべり地の重複関係から集合体としての形成過程の復元を試みた。また形態的特徴から地すべり地形を4つの地すべり地形タイプに区分し、各タイプの形態や形成過程には地域固有の特徴があり、これに基づいて3地域の地すべり地帯の広域的特徴を論じた。このようにして集合体の発達史を解析することにより、地すべりの地質学的研究に貢献できるものと考えている。

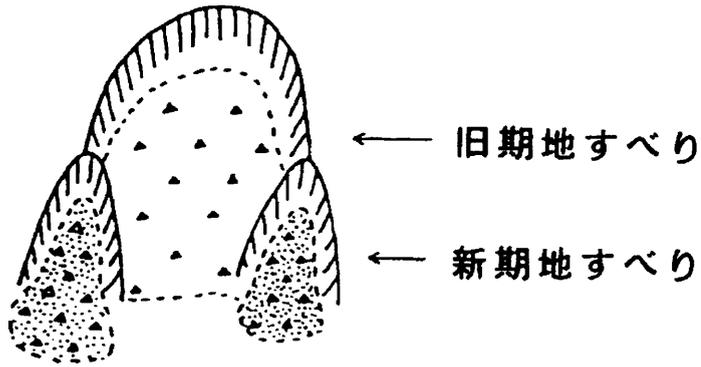


図-1.1 江川(1982)による地すべりの分化概念図

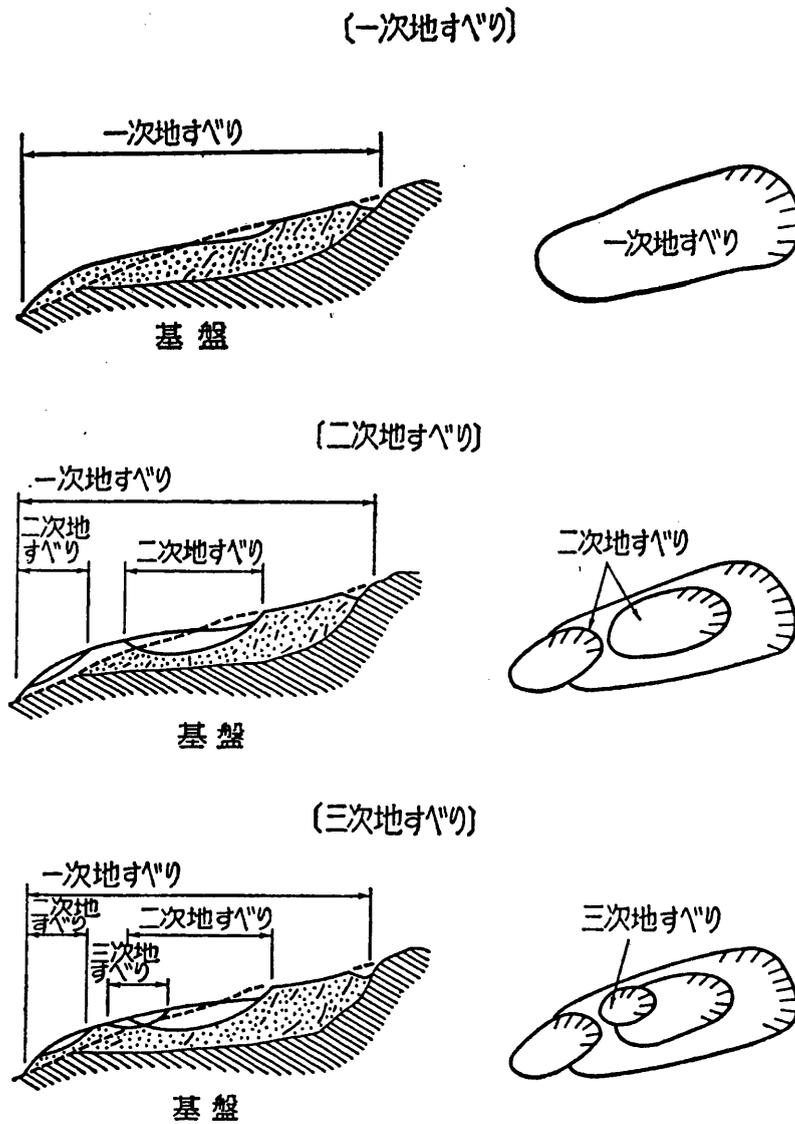


図-1.2 農林水産省構造改善局計画部資源課(1989)による1次・2次・3次の地すべり発達の概念

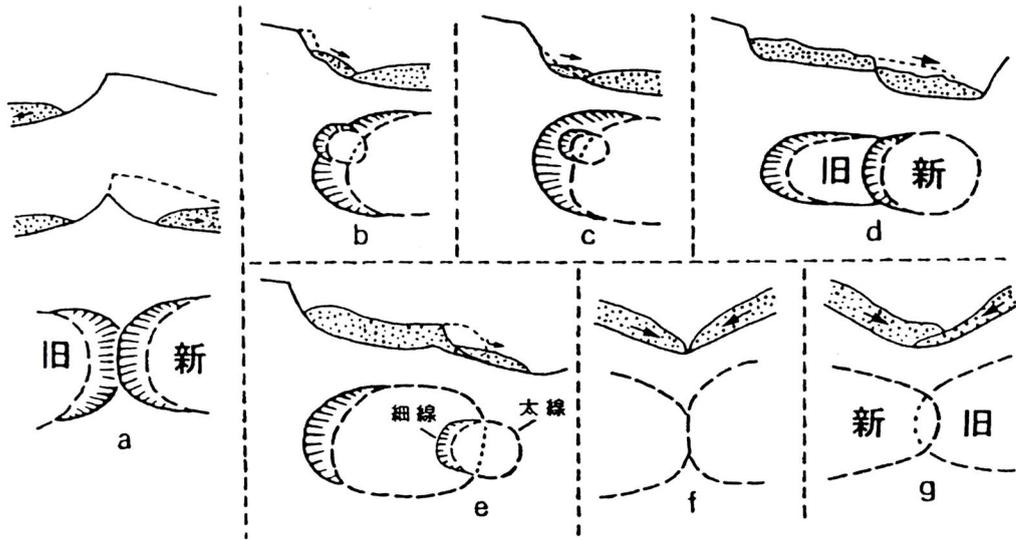


図-1.3 隣接地すべりの切り合いや堆積などの相互関係  
大八木(2004b)



写真-1.1 山口県油谷地域，久津地区地すべり防止区域（昭和48年2月14日指定），山口県土木建築部砂防課（2000）

## 2. 調査方法と地形分類

### 2.1 本論における地すべりの定義

地すべりは、地質現象としてみれば、第四紀における地質体の解体過程を示す斜面変動（藤田，1990）の1形態である。斜面変動（藤田，1990）には、地すべり、崩壊、土石流など様々なものがあり、その定義も観点によって異なる。

地すべり等防止法（昭和33年施行）では、地すべりとは土地の一部が地下水等に起因してすべる現象、またはそれに伴って移動する現象とされる。

土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律（平成13年施行）では、地すべりを地滑りと表記し、土地の一部が地下水等に起因して滑る自然現象又はこれに伴って移動する自然現象をいうとされる。

地盤工学会地盤の見方編集委員会（1999）では、特定の地質または地質構造のところに多く発生し、特別な分離面（主として粘性土）をすべり面として上位の地塊が乱れも少なく緩慢に移動する現象とされる。

社団法人日本道路協会（2000）では、地すべりとは地下深部のある面を境界として、その上部の土塊が徐々に下方へ移動する現象であるとされる。

個人の研究者の例としては次のようなものがある。小出（1955）は、地すべりとは特別な地質条件のもとで特別な地すべり粘土を作りながら基盤の岩石を含めた地塊が這る現象とした。高野（1960）は、山腹または谷壁斜面の一団の範囲が摩擦抵抗を排し、すべりによって安定化しようとする現象とした。谷口（1972）は、地すべりとは徐々に移動が起こり、しかもその速度は比較的緩慢であるもの、移動する土塊の乱れは比較的少なくよく原形を保って滑落するものとした。また地すべりと崩壊は形態の上ではきわめてよく似ている

が，一方は「すべり」，片方は「くずれ」であり，発生機構の上では全く異なるものとした．山口ほか（1974）は，地すべりを崩壊と比較して土塊の移動に継続性・同期性があるもの，特定の地質や地質構造の部分に集中する傾向があるもの，移動土塊のもまれ方の程度にちがいがああるもの，ある程度原形を保って移動しているものとした．渡・小橋（1987）は，地すべりとはその土塊自身の固結度や風化度などに左右されずに地山がそれ自身すべり出すもの，崖崩れが地層の表層部の運動であるのに対して地すべりは地層内に原因をもつ巨大な（数万～数百万  $m^3$ ）マスマーブメントであるとした．藤田（1990）は，地すべりとは斜面構成物質が団塊をなして斜面の摩擦抵抗を排して比較的ゆっくりと断続的に滑動する現象とした．高浜（1996）は，地すべりとは狭義には斜面構成物質が地下のすべり面を境界として滑動する現象，広義にはマスマーブメントの運動形態の崩壊・流動・匍行の一部を含めた斜面運動とした．千木良（1998）は，地すべりとは斜面を断面的に見て1つあるいは複数の連続的なすべり面があり，その上の物質が塊状を保ちながらすべる現象であるとした．佐々（2001）は，地すべり（Landslide）とは movement of a mass of rock, debris or earth down a slope（岩，礫，土の塊の斜面下降運動，地盤工学関連学会合同のユネスコ世界地すべり目録委員会と同じ）を総称するものとした．大八木（2004a）は，地すべりとは斜面を構成する物質が斜面下方へ塊の状態に運動する現象をいい，他の固体惑星や衛星上においても起こるものとし，地すべりの発生環境を広くとらえた．

このように多くの研究者は，地すべりは斜面のマスとしての緩慢な移動現象であるとし，崩壊とのちがいとして移動速度をあげた．移動速度について，渡・小橋（1987）は地すべりは  $0.01 \sim 10\text{mm} / \text{日}$  のものが多く，崖崩れは  $10\text{mm} / \text{日}$  以上とした．また大八木（2004a）は， $5 \text{ m} / \text{日}$  を速度の大小判断の目安とした．しかし移動速度について，明確なしきい値が与えられたわけではなく，法的にも定義されていない．そこで藤田（1990）は，地すべりを含めた斜面変動全般の運動様式を，落下型（大量の落石，落石なだれ），急性滑動型（崩壊，崩壊性地すべり），慢性滑動型（典型的な地すべり），

流動型（土石流，岩屑流，岩屑なだれ），クリープ型（基岩・岩屑などのクリープ）に区分した．急性滑動型の地すべりには，山岸（1998）の高速ランドスライドも含まれる．

以上のように地すべりと崩壊は自然現象としては連続的な現象であり，厳密な区別は実際上不可能である．また緩慢であるとか急速であるとかいうのは実際に観測されたものについてのみいえることであり，観測データの無いものについては地すべりと崩壊の区別は困難である．

しかし地すべりの広域的な全体像を調べるためには，観測データの無いものも対象としなければならない．この場合，一般に航空写真や地形図判読，現地踏査などによる地形的特徴が判断基準とされる．したがって本論では「地すべり地形」としたものには，狭義の地すべり（緩慢なマスマーブメント）以外に，崩壊や土石流による地すべり類似の地形も含まれることを否定せず，地すべりを広義にとらえ，崩壊現象に近いものも含めて「地すべり地形」として扱うことにする．

## 2.2 地すべり地形とその相互関係

地すべりの広域分布を研究するためには，航空写真や地形図上で地すべり地形を読みとることがまず第1段階の手がかりとなり，これまでもそうした研究が一般に行われてきた（例えば清水，1983；山岸・伊藤，1993；八木ほか，2003）．

地すべり地形については，多くの研究者が模式図を用いて定義している．例えば図-2.1に示す VARNES（1958）のほか，鈴木（1982），今村（1987），藤田（1990），大八木（1992b）などがあるが（図-2.2），いずれにおいても大差はない．これらの多くの図において共通する地すべり地形として，発生域における滑落崖，中間緩斜面，堆積域における末端押し出し地形が，最も基本的な要素である（大八木，1992b など）．そこで本論では VARNES（1958），図-2.1，写真-2.1に示された地形を模式的な地すべり地形とし，これとの比較において「地すべり地形」を抽出した．

地すべり地形の判定にあたっては，地すべり地形の全範囲がひとつの単位地形のみで構成されているか，あるいは複数の単位地形の集合であるかを判定すべきとされる（大八木，1992a）．地すべりによる地形変化は，周囲の地形変化よりも一般的に急速であるので周囲の地形を切る形で発生する（大八木，1992a）．また地すべりの移送・堆積域（大八木，1992b，**図-2.2**）は，周囲の地形に重複する．中村（1992）は推進型地すべりと牽引型地すべりに区分し，それぞれ重複関係と切りあいの関係を示した（**図-2.3**）．加藤・横山（1994）は特殊な重複様式の事例として覆瓦重複すべり構造を記載した（**図-2.4**）．

本研究では，多くの地すべり地は地すべり単体が複合した地すべり集合体をなすことに着目した．集合体においては，地すべり単体どうしは地すべり地形の切りあい，重複関係といった接触関係をもつ．そうした場合には，地すべり地の相対的な前後関係を読みとることが可能である．具体的には，地すべり発生域においては既存の滑落崖を切って二次的な滑落崖が生じる場合や，地すべり堆積域では新たな押し出し土塊が既存の地すべり地を覆う場合などがある（詳細は第7章に論じる）．こうした接触関係や前後関係を読みとることは，地質学の基本則である地層累重則や切りあいの関係にもとづく前後関係判定の原理の地すべり地形への応用であるといえる．

なお「切りあいの関係」とは，一般に地質家が「切った切られたの関係」と称しているもので，既存の地質構造を切って岩脈や断層が生じていることなど，地質現象の空間的な関係からその前後関係をよみとる手段の1つである．

### 2.3 本論における地すべり地形の分類

本研究において，**地すべりユニット**とは，**図-2.1**に模式的に示した1個の地すべり地形をさし，「滑落崖」とその前面の「緩斜面（中間斜面）」・「末端押し出し地形および凸状側方斜面」の3要素によって区別された単位をいう．これは藤田（1990）の地すべり

変動体，あるいは古谷（1980）の単位地すべり地形に相当する．また**地すべり集合体**とは，複数の地すべりユニットが複合したものをさす．現地で視認した地すべりユニットの数は，油谷地域 135ヶ所，周南地域 136ヶ所，柳井地域 129ヶ所，計 400ヶ所である（行政的な地すべり危険箇所とは必ずしも一致しない）．

その結果として，地すべり地形を各ユニットの形態および集合様式から，「**単独型**」，「**複合型（親子型・並列型・群集型）**」の計4つの**地すべり地形タイプ**（**図－2.5**）に類型化した．これらは，多数の地すべり地形の現地観察にもとづいて分類したものであるが，記述の便宜上，地すべり地形タイプの区分の基準を先にまとめておく．

〔**単独型地すべり**〕：単独型地すべりとは，**図－2.1**の VARNES（1958）のように地すべり地形どうしに接触関係がみられず，周辺地形から孤立した1個の地すべり地形（地すべりユニット）が，二次的に大きく乱されていないものをさす．ここでは，斜面上部から下部に向かって，「**滑落崖**」，「**中間緩斜面**」，「**末端押し出し地形および凸状側方斜面**」の3要素がそろっている．滑落崖は一般的には馬蹄形であるが，馬蹄形であるかどうかは問わない．千木良（1998）の並進すべりのようにすべり面が地質構造（面構造）に規制されて平面状をなす場合には，直線形あるいはいびつな形態をなすこともある．また中間緩斜面や末端押し出し地形の長さ，幅，それらの比率，傾斜なども問わない．例として油谷地域の久津地区，西山地区をとりあげる．

〔**複合型地すべり**〕：複合型地すべりとは，単独型地すべりを原型として2次すべりを起こしたり，ユニットどうしが集合したものをさす．これらは次の親子型・並列型・群集型に区分される．このうち親子型と並列型は，実際には並列型であって，かつ各ユニット内に小すべりを含む親子型である場合が多いので，分布図（**付図－2**）上では複合型（親子型および並列型）として示した．親子型・並列型の例は，油谷地域の道手地区，久原地区，東立石～青村地区をとりあげる．群集型の例は，周南地域の<sup>おおつえ</sup>大久保北地区，大崩地区，峰地区，柳井地域の<sup>おおつえ</sup>大久保北地区，上原西地区，有家地区をとりあげ

る。

**[親子型地すべり]**：親子型地すべりとは，より大きな親地すべりユニットの中に小規模な地すべりユニットが生じ，全体として入れ子の関係をなすものである。親すべりは1次すべり，子すべりは2次すべりであり，親子の重複関係から，地すべり発生の前後関係を特定できる（**図-1.2**参照）。

**[並列型地すべり]**：並列型地すべりとは，いくつかの地すべりユニットが互いに側方で接し，ユニットどうしの長軸（斜面長方向）がほぼ平行するものである。相互の重複関係は凸状側方斜面の張り出しによって判定できることがある。ただし地すべりユニットの相対的な大小は問わない。

**[群集型地すべり]**：群集型地すべりとは，比較的小規模ないくつかの地すべり地形が不規則に集合したものである。地すべりユニットどうしの切りあいの関係から，地すべり発生の前後関係を特定できることがある。

**[地すべりの分類]**：地すべり（狭義）の分類に関しては，着眼点に応じてこれまで多くの提案がなされている。先述した高浜・伊東（1989），渡（1992）のほかに，例えば小出（1955）は，基岩地質により第三紀層・破碎帯・温泉地すべりと分類した。渡・小橋（1987）は，移動土塊の材料により岩盤・風化岩・崩積土・粘質土地すべりと分類した。谷口（1972）は，運動様式により円弧型・平面型・匍行型地すべり，千木良（1998）はスランプ・並進すべりと分類した。高野（1960）は，移動の形態により地塊型・崩壊型・粘稠型・流動型地すべりに分類し，また移動状態により継続的・間歇的地すべりと分類した。上野（1997）は，地すべりの変化の程度・安定性により初生・潜在・活動・古期地すべりと分類した。

本論では，地すべり地形と基岩の地質との関連を主題とするため，発生や移動メカニズムにもとづく区分は使用せず，発生域の広域地質にもとづいて，油谷地域における主として第三紀層を基岩とする地すべりを第三紀層地すべり，周南地域における結晶片岩類を基岩とする地すべりを結晶片岩地すべり，柳井地域における片麻岩～片

麻状花崗岩類を基岩とする地すべりを片麻岩地すべりとよぶことにする。

日本の地すべり防止区域分布図を見ると（図－2.6），国内で発生する地すべりの大半は第三紀層と結晶片岩を基岩としている．小出（1955）の破碎帯地すべりの多くは，結晶片岩地すべりと対応しているが，藤田（1990）は破碎帯との関連が明瞭であるものに限って用いるべきとしており，この点を考慮して本論では結晶片岩地すべりと記述することにする．

なお記述の便宜上，地すべり地形を示す場所一般を指す場合には「地すべり地」とし，それらが多数分布する地域を「地すべり地帯」とする．また面積 10ha 程度以上を大型地すべり，それ以下を比較的小規模とする．さらに植生に覆われ多少の浸食・崩壊の見られる「旧滑落崖」も「滑落崖」と記述する．

前述のように実際の観測データがない場合，地すべり地であるかないかの判定の最も重要な手がかりは地すべり地形である．これは一般に航空写真や地形図判読，現地における視認によって行われるのが通例である（例えば清水，1983；山岸・伊藤，1993；八木ほか，2003）．本論も同様の方法をとっているが，実際の地すべり地形の認定にあたっては，どうしても観測者の定性的判断や解釈が入り，本質的に数値で確実度を示すことは困難である．

これまで斜面の崩壊要因の工学的・定量的な評価法として，評点法（例えば旧建設省河川局砂防部，1996；角田ほか，1997）が最も簡便な一般的な方法である．このほか，ファジイ理論を適用したもの（西ほか，1992），階層構造分析法（AHP）を適用したもの（津田，1999）などがあるが，各要素間の重みづけなどいずれも多くの問題を含んでおり，今後の課題としたい（著者の試みについては第 8 章でまとめて述べる）．

個々の地すべり地形に対しては，年々異なる調査が行われ，確実度が増すものもあれば，防災工事等によって原地形が失われる場合もあり，地形判読の信頼性を上げるためには長期にわたるデータの蓄積が必要である．このためには山口県下地すべりのデータベース

の作成が望まれるが，これには行政的な取り組みも必要であり，個人的研究の範囲を超える．本論では確実度の評価は一般的な方法である地形図・航空写真判読と現地調査（目視）による確認にとどめ，地すべり地形を図示する際には，滑落崖などの地形要素を区別し，明瞭度の高いものを太線で，やや不明瞭なものを細線で示した（**付図 - 1** 参照）．

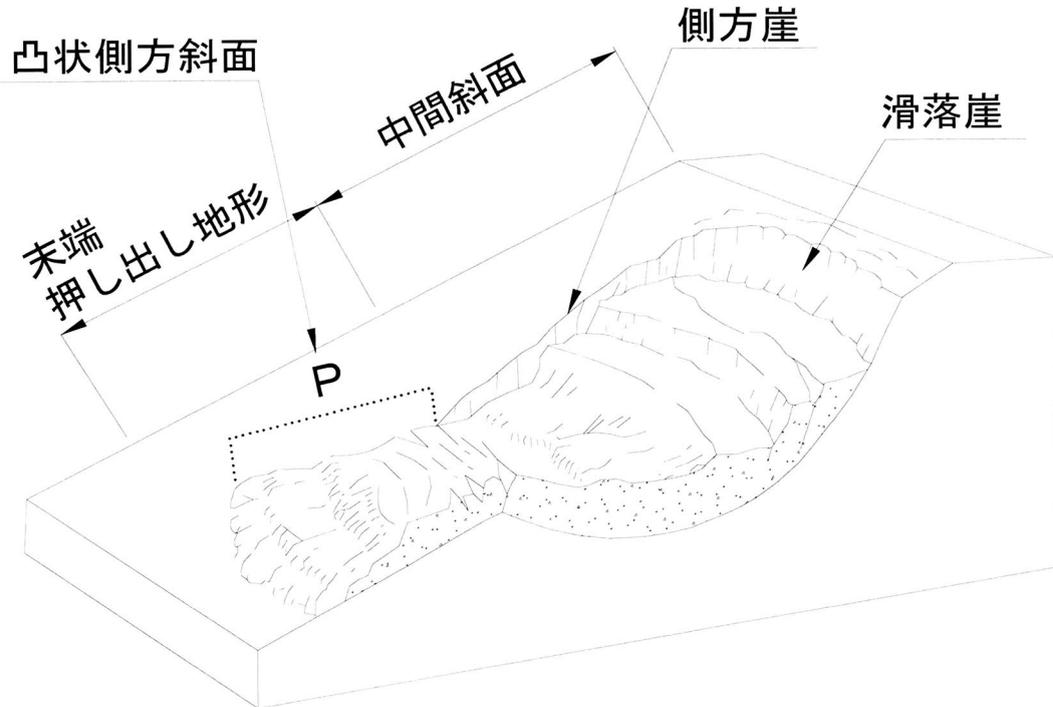


図-2.1 模式的な地すべり地形（地すべりユニット）と地形要素  
 VARNES(1958)による。地すべりユニットの側方境界には、周囲  
 に対し陥没状をなす部分（滑落崖に続く側方崖）と周囲より高くなっ  
 ている部分（P：押し出し地形に対応）があり、後者を凸状側方斜  
 面とよぶことにする。

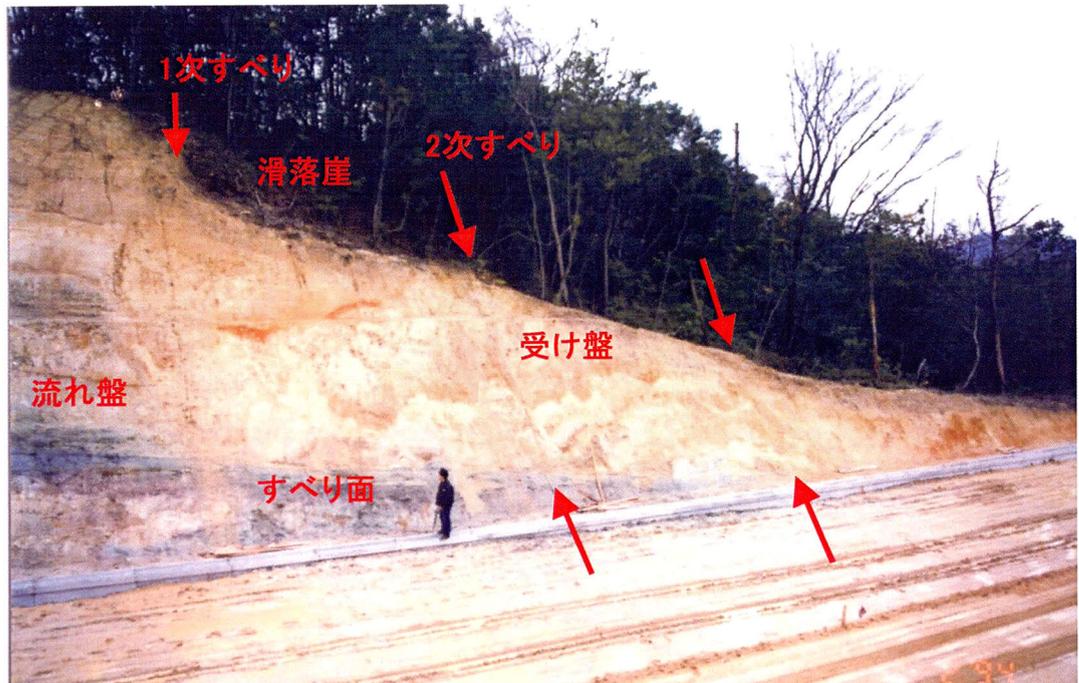
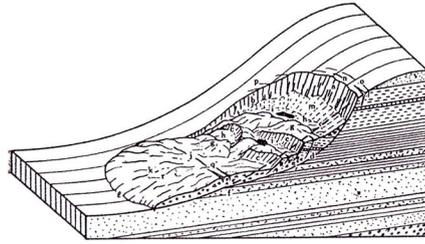
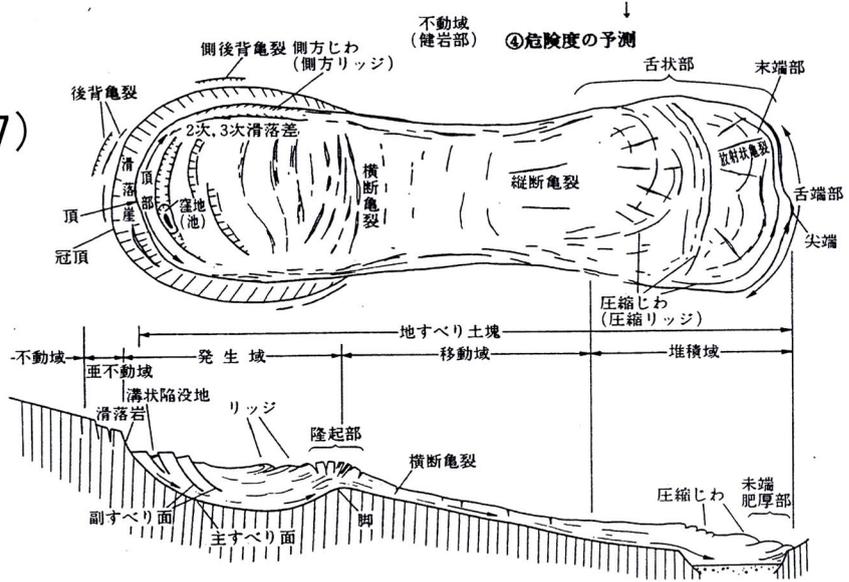


写真-2.1 地すべり地形断面の実態例（山口県宇部市）  
 古第三紀層の宇部層群砂岩泥岩層の地すべり。灰色の泥岩層をすべ  
 り面とする。すべり面深度最大ca. 6m。地層は流れ盤であるが、地  
 すべり土塊内では地層が変形・分断し、受け盤になる。滑落崖～側  
 方崖は浸食のため1～2mの馬蹄形状の段差となる。末端押し出し地  
 形不明瞭。

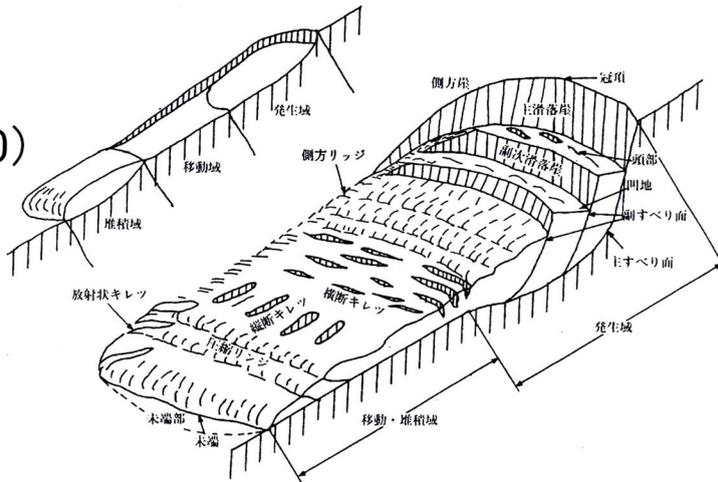
鈴木(1982)



今村(1987)



藤田(1990)



大八木(1992)

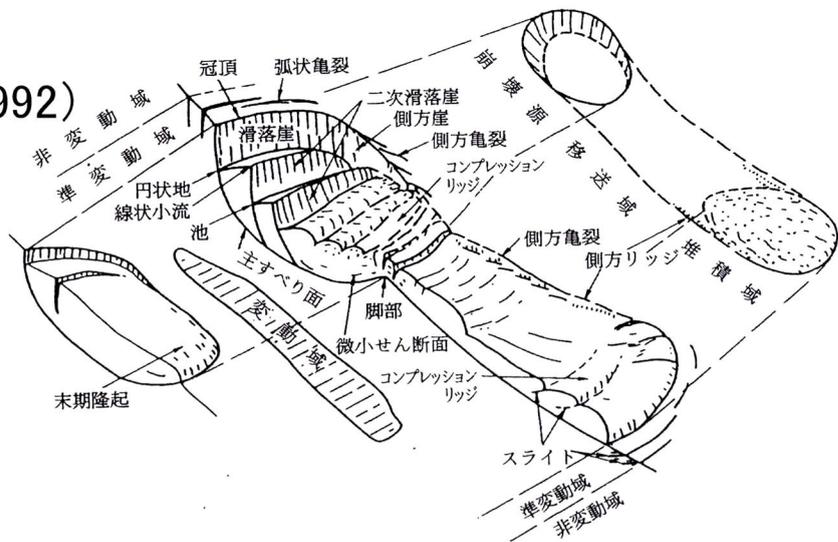
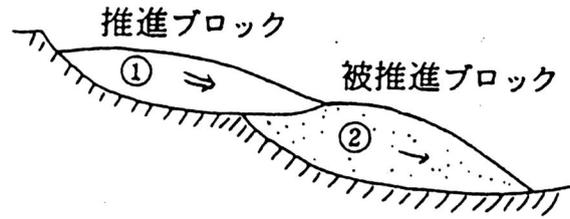
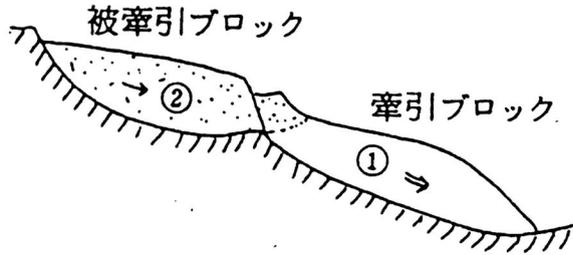


図-2.2 模式的な地すべり地形モデルの例



推進型地すべり



牽引型地すべり

図-2.3 中村(1992)による推進型地すべりと牽引型地すべり  
本論で着目する地すべりの重複関係と切りあいの関係が、それぞれ推進型地すべりと牽引型地すべりに示される。

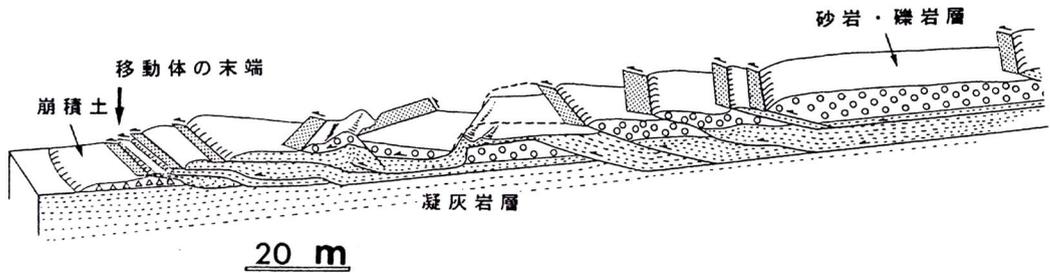
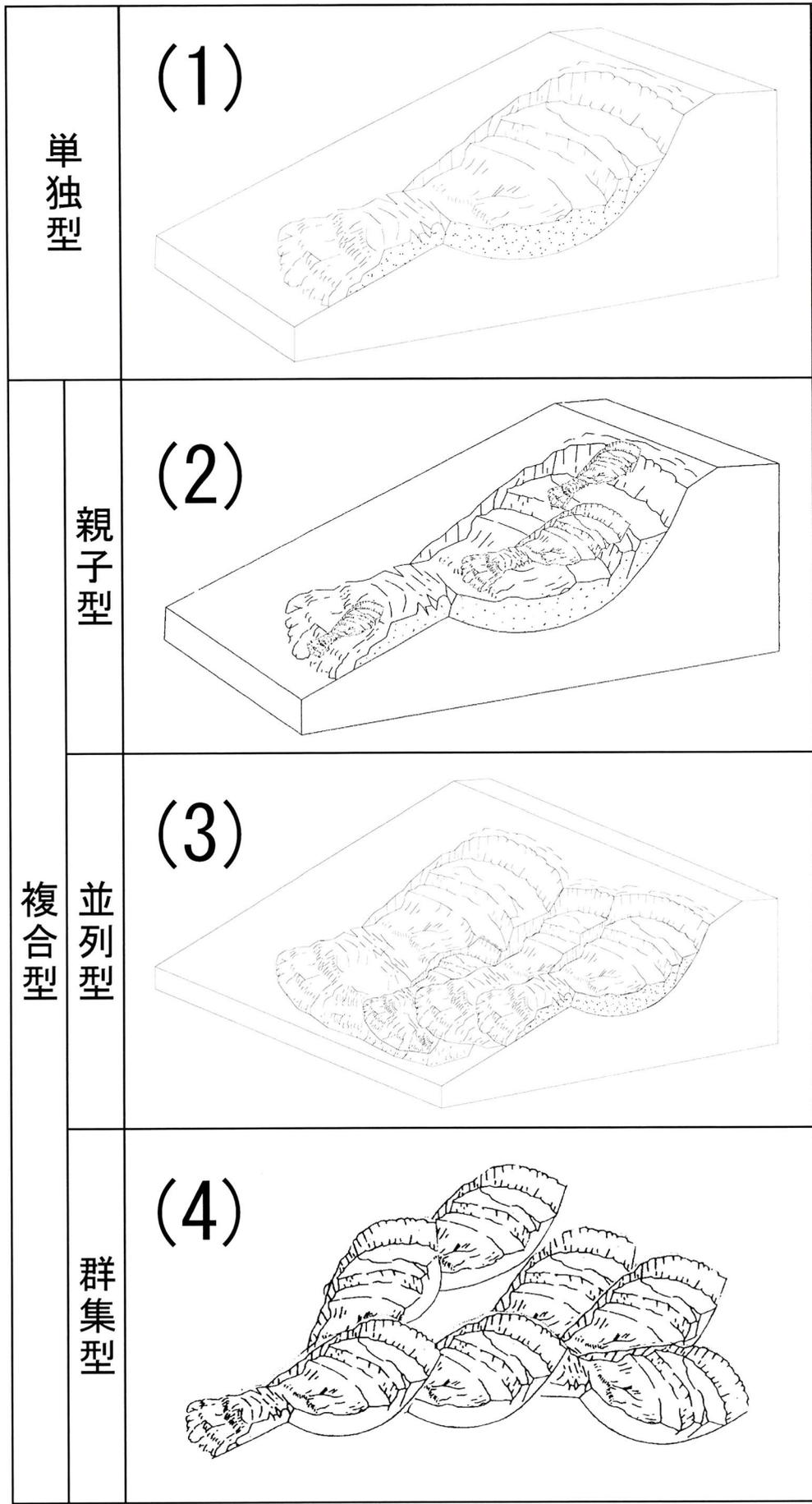


図-2.4 加藤・横山(1994)による覆瓦重複すべりの事例  
写真は阿部・横山(1999)による。



not to scale

図-2.5 地すべり地形タイプの分類 (模式図)

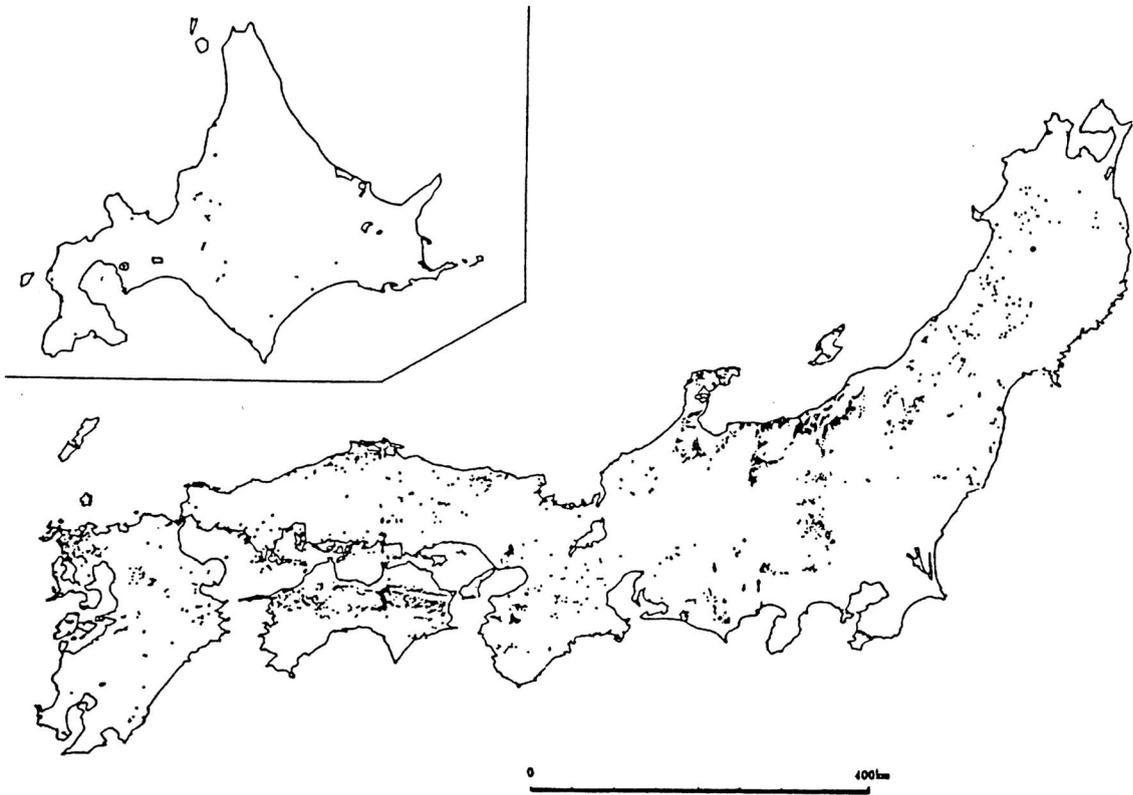


図-2.6 日本の地すべり防止区域分布図  
地すべり学会(1980)による.

### 3. 山口県の地すべりの概要

山口県下には多くの地すべり危険箇所があり，平成 16 年 3 月現在で 372 ヶ所に上る（**図 - 3.1**，山口県土木建築部砂防課，2001，2005）．対象とした油谷・周南・柳井の 3 地域は特に数が多く，山口県の三大地すべり地帯とされる（山口県土木建築部砂防課，2001）．この中には日本の地すべり分類（小出，1955）の上で，第三紀層地すべり，結晶片岩（破碎帯）地すべりの主要 2 者を包含し，さらに領家帯の片麻岩や花崗岩という重要な地質体に生じた地すべりを含み，地すべり地形とその地質的背景を比較・論じるのに好適であり，代表例として取り上げた．

#### 3.1 油谷地域の地すべり

本地域には，新第三紀油谷湾層群と古第三紀日置層群が分布する．地すべりは，大半が油谷湾層群を基岩とし，一部は日置層群にも分布する．油谷湾層群は，中新世前期～中期（15Ma）の海成の砂岩泥岩互層からなる整然層（**写真 - 3.1**）を主体とし（葦津・岡田，1989），その上位に鮮新世のアルカリ玄武岩やかんらん石粗面玄武岩（角縁ほか，1995）が分布する．従来，このキャップロック構造の存在から，本地域の地すべりは北松型地すべりに類似するとされた（山口県土木建築部砂防課，2001；玉田ほか，1994；久永・金折，2001）．ただし，多くの地すべり地において，第三紀層自体がすべっており，すべり面は第三紀層中に存在する（久永・金折，2001）と考えられる．第三紀層地すべりのすべり面（台）の役割を担えるものは，流れ盤となった層理面である．

ここで整然層とは，メランジなどからなる地質体に対置される用語で，一般に堆積時の本来の構造を残した地層である（脇田，1996）．整然層はメランジなどと異なり，1 枚の地層が側方に連続する性質があり，このことが地すべり地の発生機構や規模と大きく関連する

と考えられる。

第三紀層地すべりは、新潟、富山など日本海側のグリーンタフ地域で最も顕著な地すべりである。油谷湾層群は、非グリーンタフの中新統であるが、山口県下で最も地すべり危険箇所が多い地質であり、特に油谷湾や日本海沿いに集中する。地すべり防止区域の指定面積は数 10ha と大規模である（山口県土木建築部砂防課，2001）。また地すべり地形の大半は、棚田として利用されており、農林水産省指定の「日本の棚田百選」（青柳，2002）にも選ばれている箇所がある。こうした大規模な地すべりの調査では、地すべり地内に一見乱されていない露頭がみられることがあるが、ブロック化により走向傾斜に乱れがあったり、亀裂や断層構造の頻度が周辺と異なることが多いため、地すべり地形を含む広い範囲の精査が必要である（中里，1997）。

油谷地域の地すべりについては、最近、久永・金折（2001）、久永（2002）による詳細な研究がある。久永（2002）は、大量のボーリングコアの再検討、土質試験、観測データにもとづいて、主として東立石～青村地区における大規模な地すべりの発生・移動機構を明らかにした。久永（2002）の図 3-4 によれば、同地区は全体として総延長約 5 km に達する巨大な半馬蹄形の地すべり地形をなしている。この内部はさらにいくつかの地すべり地に区分されている。個々のユニットをとっても幅 1 km，斜面長 1.5km に達するものがある。これらは著者の区分では親子型かつ並列型の複合型地すべり集合体に相当する。

### 3.2 周南地域の地すべり

本地域の地すべりは、主に三郡変成岩（西村ほか，1989 では周防変成岩）に属する結晶片岩を基岩とする。これらは構造線地すべりとされる（山口県土木建築部砂防課，2001）が、従来の分類（小出，1955）では破碎帯地すべりに相当する。三郡変成岩はメランジ相を含む付加体起源の高圧型変成岩であり（西村ほか，1989），黒色片岩（写真－3.2）・緑色片岩・砂質片岩・蛇紋岩等を含む不均質な

混在岩層からなり，本質的に岩相の連続性が小さい．また断層やテクトニックスライド（西村ほか，1987）により，破碎された部分が多い．ただし地すべりと特定の断層破碎帯との関係は明確ではなく，本論では結晶片岩地すべりと記しておく．結晶片岩地すべりは，四国三波川帯などで特に多く発生し，第三紀層地すべりとともに我が国における代表的な地すべりの一つである．

坂口・北村（1999）は，周南地域の切土法面で蛇紋岩／結晶片岩境界の地すべりを記載し，降雨直後に急激な変動があり，そののちクリープ的な変動に移行することを述べている（**図 - 3.2**）．また山本ほか（1997）は，三郡変成岩の地すべり（山口県宇部市）について，基岩の蛇紋岩～透角閃石岩～かんらん岩，土の色調・粒度・含水状態や粘土鉱物などの不均質性を明らかにし，さらに降雨時に地すべりが急激に変位するとともに，斜面上方に新しいすべりが後退的に発生し，最終的に3つのすべり面が形成されたことを報告した．このように地質が不均質で岩相の連続性に乏しいこと，降雨時の崩壊に近い急激な変動があること（河田，2006）が，本地域の地すべりの特徴となっている．

### 3.3 柳井地域の地すべり

本地域の地すべりは，領家変成帯に属する片麻岩と片麻状花崗岩を基岩とする．領家変成岩は雲母片岩帯と縞状片麻岩帯，領家花崗岩は新期と古期に大別される（小島・岡村，1952；岡村，1957；西村ほか，1995）．縞状片麻岩（**写真 - 3.3**）は片理が発達し，これに調和的に片麻状花崗岩（古期）が貫入する（岡村，1957）．縞状片麻岩の片理は，優白質層と優黒質層の縞からなるチャート・泥岩互層起源であるものが多い．また片麻状花崗岩は片麻岩がさらに高度に変成および混成作用を受け，花崗岩質となった一種のミグマタイト的部分を含んでいる．本地域には，透かし地すべり（山口県土木建築部砂防課，2001），または隙かし地すべり（高橋，1972，1978）とよばれるものや，片理面や節理面に沿った岩盤すべりがあるとされる（山口県土木建築部砂防課，2001）．しかし，これらの詳細は

よく知られていない。

花崗岩地帯の地すべりは、一般にまれであるとされる（中村・吉松，1985）が、実際には花崗岩が深層風化を受けたまま浸食されずに堆積残留した場所で、集中豪雨時に斜面崩壊がしばしば発生し、地すべりが発生した事例も報告されている（守随ほか，1994）。また1999年の広島・呉における花崗岩地帯の土石流災害は、土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律の制定に発展し、社会的に議論になった。また国土交通省 第3回国土審議会特殊土壌地帯対策分科会は、花崗岩風化土等の浸食を受けやすい地域を特殊土壌地帯とし、今後の治山・山腹工事における濃密工事の必要性を指摘した（中建日報，2006.12.18）。

柳井地域の地すべりには、こうした花崗岩質の基岩地質を反映した崩壊あるいは土石流に近いものが多いことが指摘されている（河田，2006）。このように花崗岩地帯の斜面崩壊や地すべりは、防災上重要な課題を含んでおり、また高橋の提唱した「隙かし地すべり」についても、その後研究が行われておらず、解明が必要である。

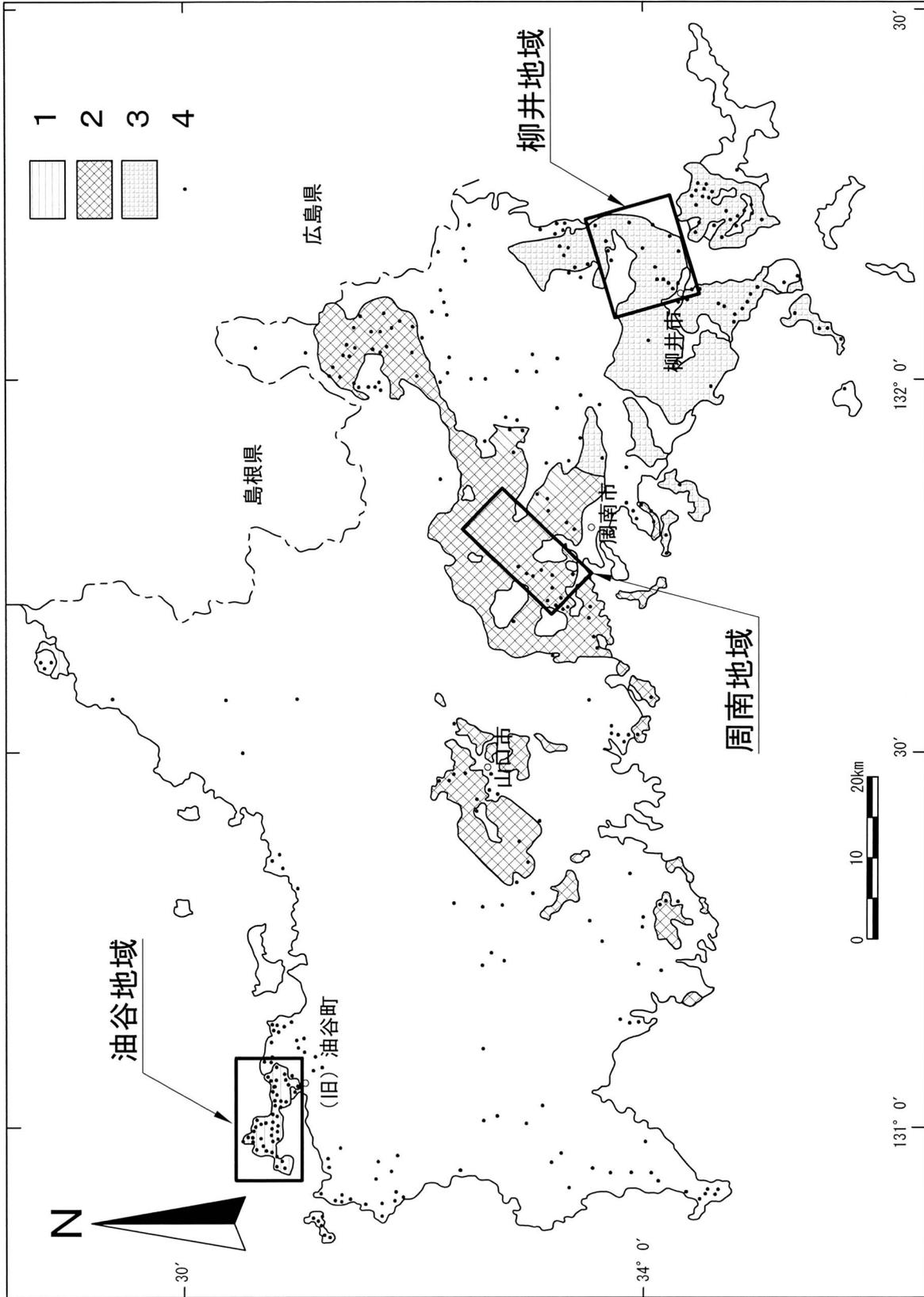


図-3.1 調査位置図および山口県の地すべり危険箇所  
 危険箇所は山口県土木建築部砂防課, 2001, 2005, 地質図は新編山口県地質図(西村ほか, 1995)による。  
 1 : 新第三紀層(油谷湾層群)および玄武岩, 2 : 三郡変成岩(固防変成岩), 3 : 領家変成岩および古期領家花崗岩, 4 : 地すべり危険箇所

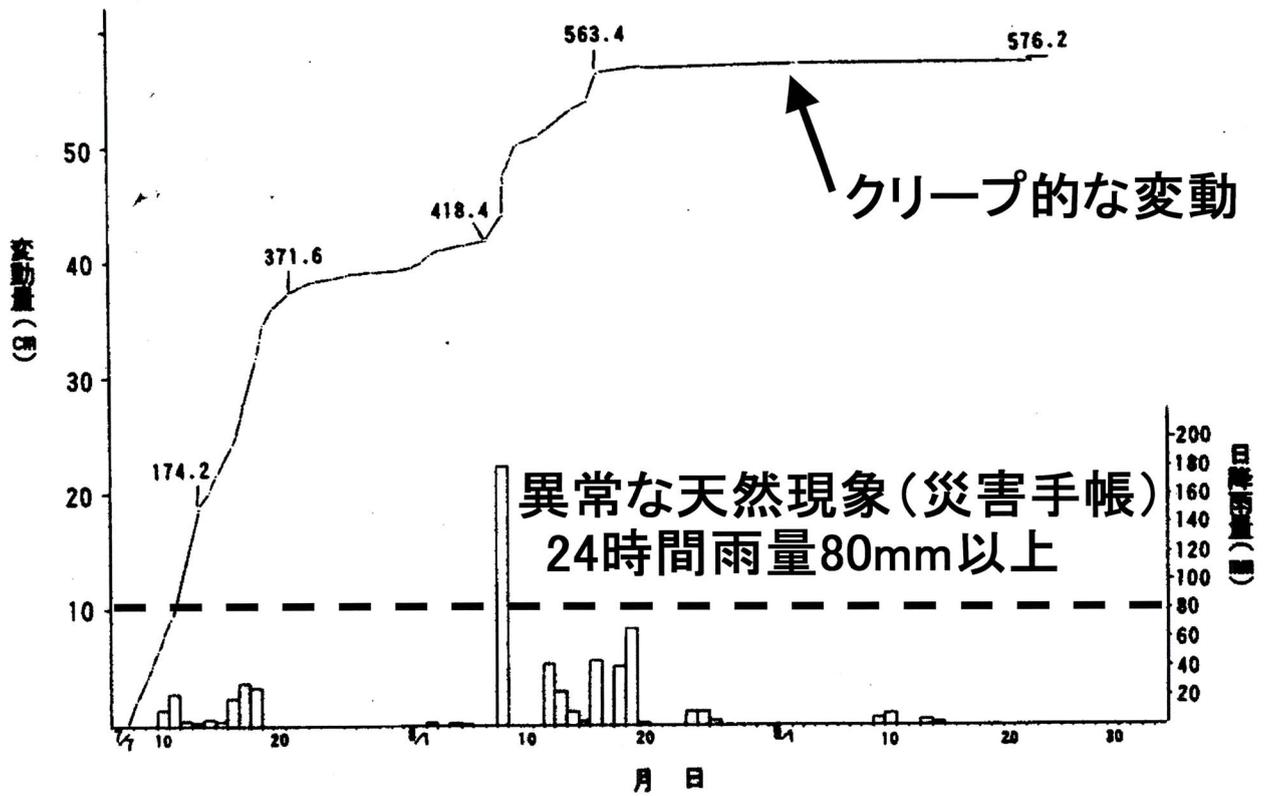


図-3.2 地盤伸縮計による斜面変動量と降雨量との関係 (周南地域)

坂口・北村 (1999) による。

24時間雨量80mm以上は、異常な天然現象であり、地すべり災害では災害復旧事業としての採択基準雨量となる (社団法人 全日本建設技術協会, 2006)



写真-3.1 典型的な第三紀層（山口県長門市油谷白木）  
新第三紀層（油谷湾層群）の砂岩優勢頁岩互層からなる整然層。  
層理面は緩傾斜をなす。



写真-3.2 典型的な結晶片岩（山口県周南市峰）  
片理面の発達する黒色片岩。レンズ状の石英脈は周辺の泥質層より相対的に高強度。片理面は中角～高角度層。メランジェを含む付加体の地質。



写真-3.3 典型的な片麻岩～花崗岩（山口県柳井市大久保北）  
片麻状組織が発達し、有色鉱物層と無色鉱物層の互層による縞々  
が顕著。石英・長石成分の多いところは片麻状花崗岩となる。片  
理面は高角度層。

## 4. 油谷地域の地すべり地形

### 4.1 地すべり地の分布と形態

油谷地域の地すべり地の分布を図-4.1, 付図-1, -2に示す。本地域の地すべり地には, 面積10ha以上に達するものがあり, 第三紀層分布域の大半が地すべり地によって占有された地すべり地帯をなす。各ユニットの斜面傾斜は, 概ね $5 \sim 15^\circ$ 程度の緩傾斜をなす。浸食谷は各ユニットの境界に沿って存在するが, 全体に谷密度は小さい。尾根付近には大規模な滑落崖が存在し, みかけ上, 玄武岩と第三紀層の境界に位置する。

当地域の地すべり地形は, 形態的に孤立して分布する単独型(久津, 西山地区: 図-2.5(1)), 1つのユニット内に2次的なすべりが発生した親子型(図-2.5(2)), いくつかのユニットが並列した並列型(道手地区など: 図-2.5(3))に大別される(付図-2)。このほか俵島~本油谷地区など, 玄武岩あるいは玄武岩起源の崩積土の分布域にも比較的小規模のユニットが不規則に集合した群集型(図-2.5(4))がある。

油谷地域の地すべりは, 図-2.1の地形モデルに比べ中間斜面と押し出し地形が広く, 凸状側方斜面が発達する特徴がある(図-4.2a, -4.3a, -4.4a, -4.5a, -4.6a)。また各ユニットの形態では, 斜面長(長軸)に対し, 幅が大きいものが多い。また集合体のオーダーでも幅の広いものが認められる。地域全体的に地すべり地の占有面積が大きいため, 確実に不動基岩といえる露頭は少ないが, 道手地区や東立石地区の海岸には, 海に向かって低角度で傾斜した層理面が露出し, その上位を崩積土が覆っている。これらの地すべり地の斜面傾斜方向は層理面と概ね一致し, 滑落崖との位置関係から全体として基岩は流れ盤構造をなしていると考えられる。

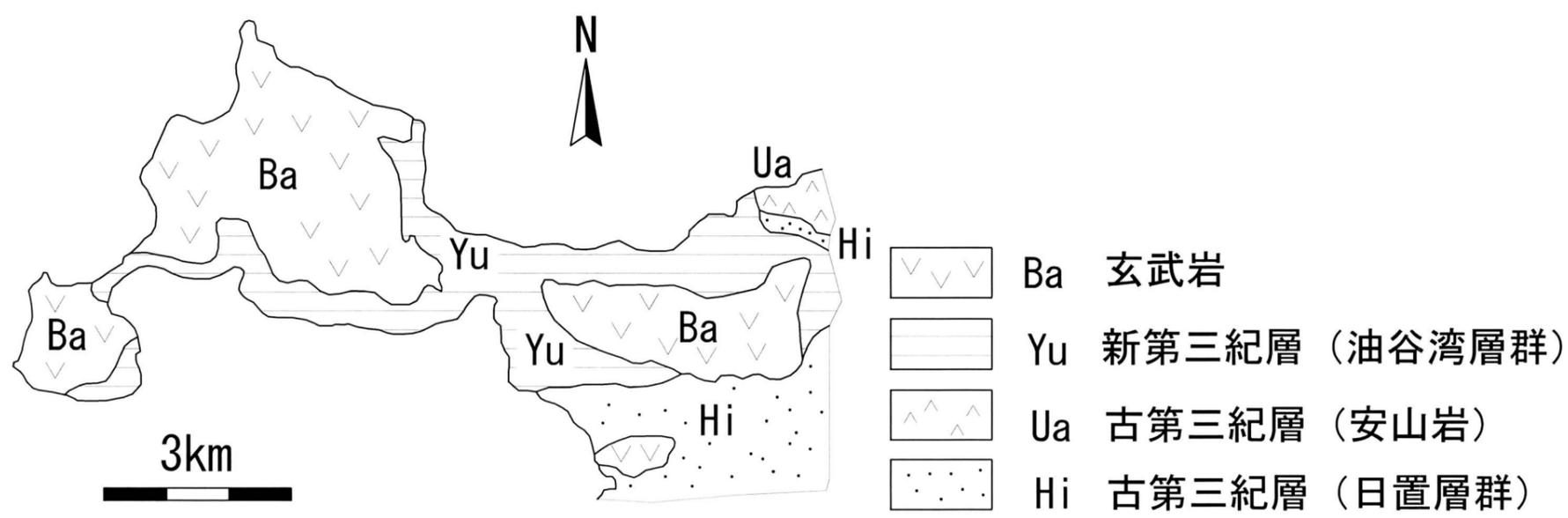
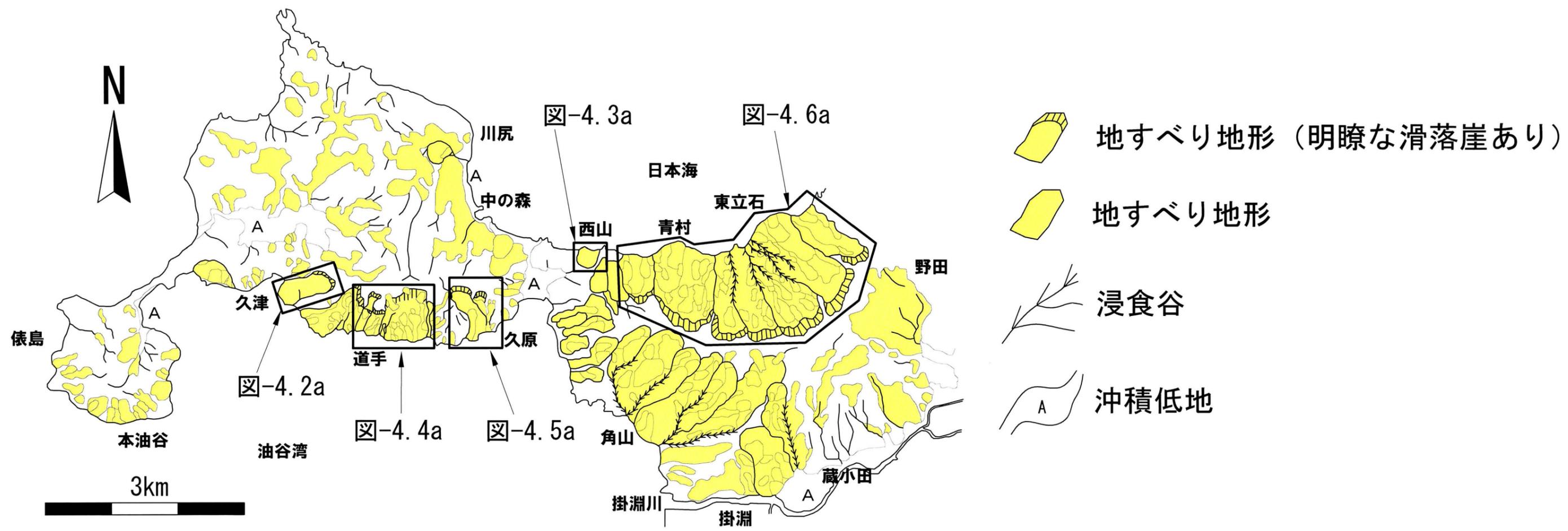


図-4.1 油谷地域の地すべり地の分布（上）と地質概念図（下）  
 地質図は新編山口県地質図（西村ほか, 1995）による。

## 4.2 油谷地域の地すべり地形タイプ1－単独型地すべり

### (1) 久津地区

**【地形的特徴】**：久津地区（**図－4.2a**，**－4.2b**，**写真－1.1**，**－4.1**，**－4.2**）の地すべり地は，標高130mの山頂部から海岸部にかけて，幅300m，斜面長800m，面積23haの1つの地すべりユニットをなす．高さ20m・幅350mの馬蹄形の滑落崖（**写真－4.3**）があり，その前面に台地状の中間斜面（傾斜 $5^{\circ}$ 以下）が広がる．ユニットの中～下部にかけて押し出し地形が発達し，北側側面は周辺地に対し傾斜 $30\sim 40^{\circ}$ ・比高差3～15m・延長250mの凸状側方斜面（**図－2.1**のP，**写真－4.1**，**－4.2**）をなす．末端部には，舌状の張り出しや小丘状の押し出し地形が顕著である．ユニット内にはため池・湧水・湿地が多いことから地下水位は浅いと推定される．地すべりの移動兆候として，各所に道路の沈下やひび割れ等の変状が認められる．

以上のように，久津地区では滑落崖・中間斜面・末端押し出し地形の地すべり地形要素（**図－2.1**）がよくそろっており，2次すべりや他のユニットとの重複によって大きく乱されていない．そこでこれを単独型地すべり（**図－2.5(1)**）の例としてとりあげた．

**【地質的特徴】**：久津地区の滑落崖の一部には，風化玄武岩と割れ目に富む新鮮な玄武岩が露出する．中間斜面の上半部は，径0.5～1.5mの玄武岩の転石を含む茶褐色粘土質の崩積土（Dt）に覆われる（**図－4.2a**）．中間斜面の中～下部では，凸状側方斜面の所々に崩積土（Dt，**写真－4.4**）とその下位の塊状砂岩からなる地すべり土塊（Lt）が露出する．末端部の小丘は，強風化玄武岩（Lb）からなり，地すべり地形との対応関係から，第三紀層の移動あるいは浸食により玄武岩の主な分布域から離れた分離小丘と考えられる．

一般に，大型地すべりであればすべり面深度も大きくなり，高浜・伊東（1989）は，地すべりの規模が100haであればすべり面は100m以上とみなさざるをえないと考えている．実際に久永（2002）は，いくつかの長尺ボーリングコアの観察から東立石地区の大規模地すべり地形のすべり面深度が数10mに達することを報告した．上野

(2001) は、地すべりの幅 (W) と深度 (D) の関係は一般的に  $W/D = 3.0 \sim 10.7$ 、平均 6.08 であるとした。こうしたことから、**図 - 4.2a** の断面図は、一般的な形状比から  $W/D \approx 6.0$ 、久津地区では幅  $W = 300\text{m}$  であるため、すべり面深度は最大約 50m 程度と推定して描いてある。

以下、各地区の断面図に示したすべり面深度は、こうした考え方に基づいて推定している。

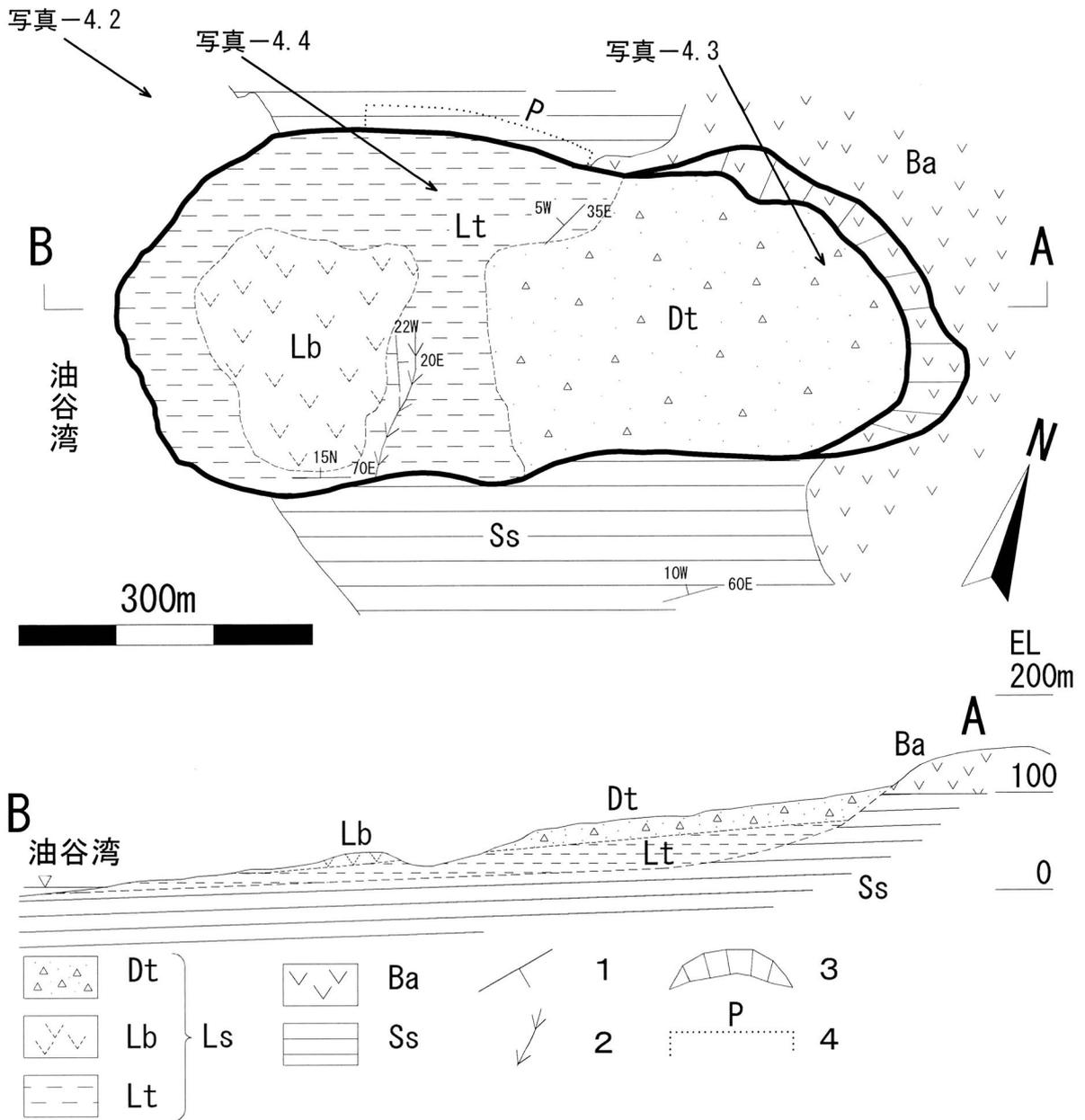


図-4.2a 油谷地域 久津地区の地すべり地の航空写真（上）・地質図（中）・断面図（下）  
 航空写真は，国土交通省国土地理院の空中写真CCG-76-12，C10A-2を使用。  
 Ls：地すべり地 [Dt：崩積土（玄武岩質崩積土），Lb：地すべり土塊（玄武岩），  
 Lt：地すべり土塊（第三紀層）] Ba：玄武岩，Ss：第三紀層（砂岩頁岩互層）  
 1：走向傾斜（地層面），2：浸食谷，3：滑落崖～側方崖，4：凸状側方斜面

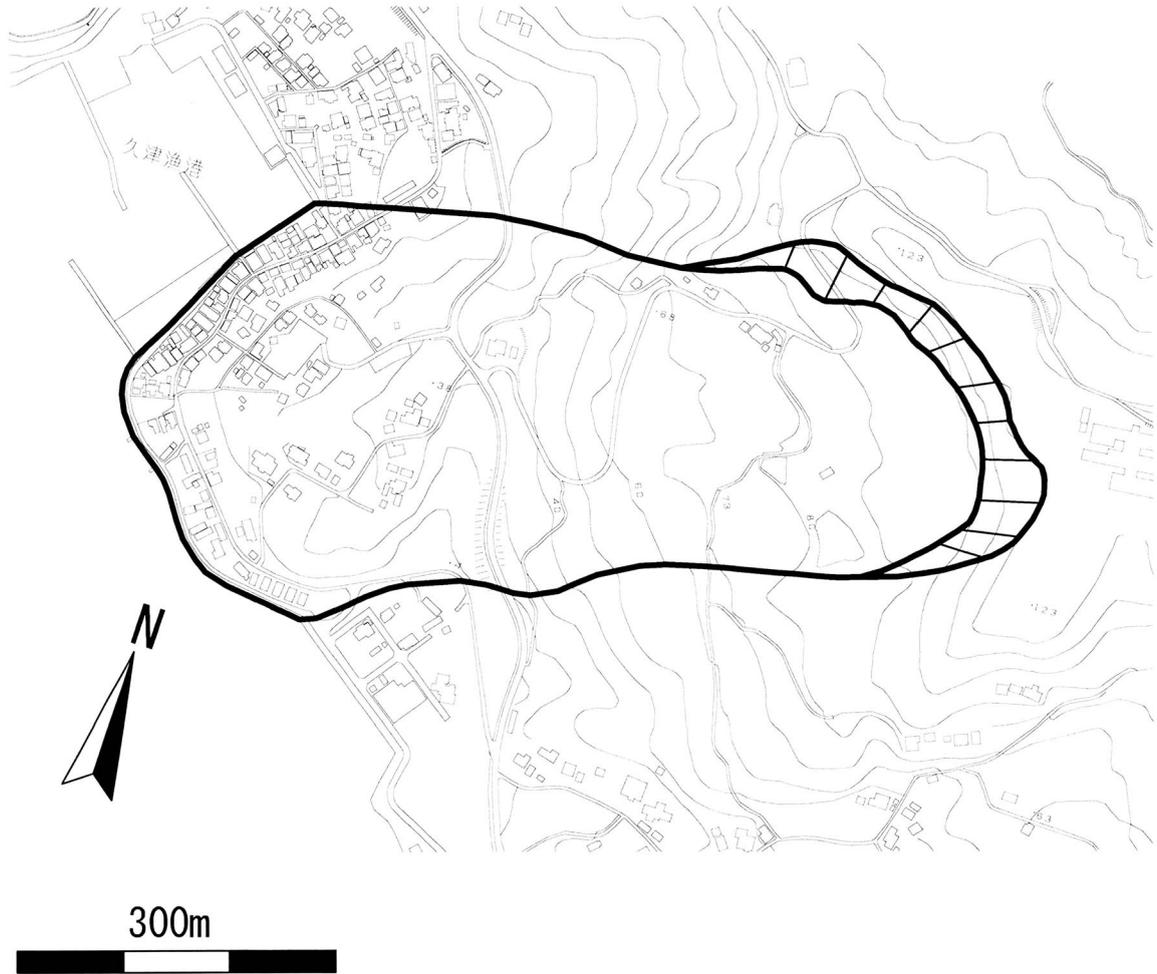


図-4.2b 油谷地域 久津地区の地すべり地形分布図  
図-4.2aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。



写真-4.1 斜め航空写真による地すべり地形の全景(久津地区)  
斜め航空写真は、山口県長門土木建築事務所(2000)、油谷地域の地すべり、より部分抜粋。

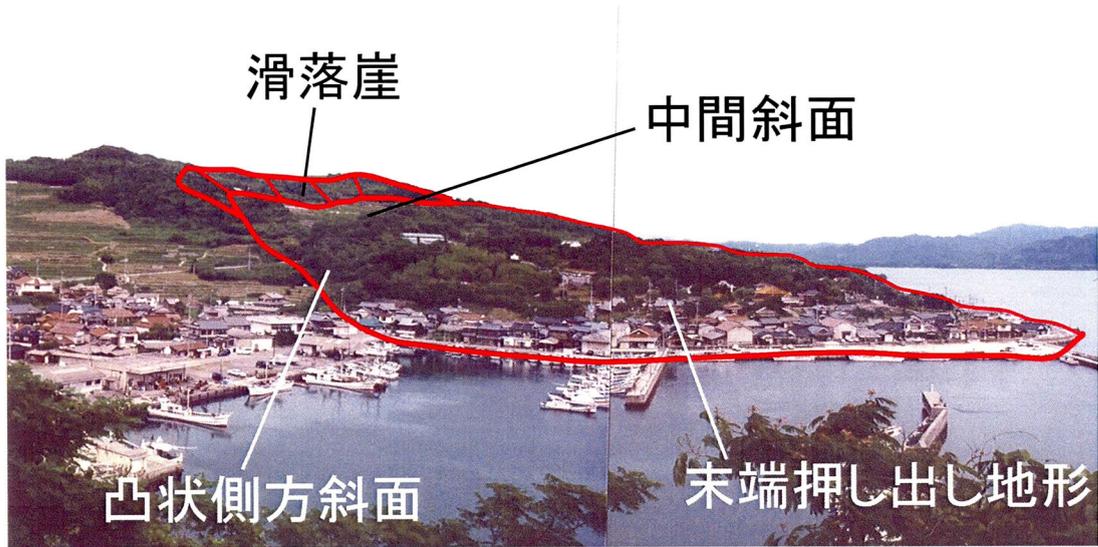


写真-4.2 地すべり地形の遠景(久津地区)



写真-4.3 高さ20m・幅350mの馬蹄形の滑落崖(久津地区)



写真-4.4 砂岩塊(φ1m)を含む崩積土(久津地区)

## (2) 西山地区

〔地形的特徴〕：西山地区の地すべり地は，幅 300m，斜面長 250m，面積 7ha の単独型（図 - 2.5(1)）の地すべり地をなす（図 - 4.3a， - 4.3b，写真 - 4.5）。滑落崖は，馬蹄形状で崖高 10 ~ 20m の断崖をなす。崖背面には段差地形（段差 0.5 ~ 1.0m）が 2 ~ 3 列発達する。地すべりの東側では滑落崖がそのまま側方崖としてほぼ末端部まで連続するが，西側では凸状側方斜面（図 - 4.3a の P）に変化する。滑落崖直下の中間緩斜面には，ほぼ一様な 5 ~ 10° の緩斜面が広がる。ここには，湿地帯が多く，地内の湿潤度が高い。末端押し出し地形は，末端部で 30 ~ 50° の急傾斜をなし，海岸部では海食のため高さ 10 ~ 15m にわたって崩壊を起こしている。末端部の西側は凸状に押し出し，凸状側方斜面（図 - 4.3a の P）に連続する。このように地すべり地形の要素は左右非対称的である。

〔地質的特徴〕：滑落崖には，全面的に新鮮な第三紀層砂岩頁岩互層（Ss）が露出しており（写真 - 4.6），地すべりは第三紀層中に発生している（図 - 4.3a）。地すべりの東側の側方崖は，硬質のドレライト岩脈に規制される。またその側方崖直上の尾根部には，浸食に強いドレライトの転石群（ $\phi$  0.5 ~ 1.5m）が残存している。基岩自体が動いた移動岩盤は，地内全域で破碎が進み，崩積土（Dt）となる。特に末端押し出し地形には粘土質の崩積土（Dt）が卓越する（写真 - 4.7）。また西側境界では，地すべり地に接する砂岩頁岩互層（壁岩）の分布が崩積土によって切られる（写真 - 4.8）。ここでは第三紀層は，全体的に 5 ~ 10° 程度で緩く西側に傾斜し，局部的に周辺と非調和な受け盤となる。

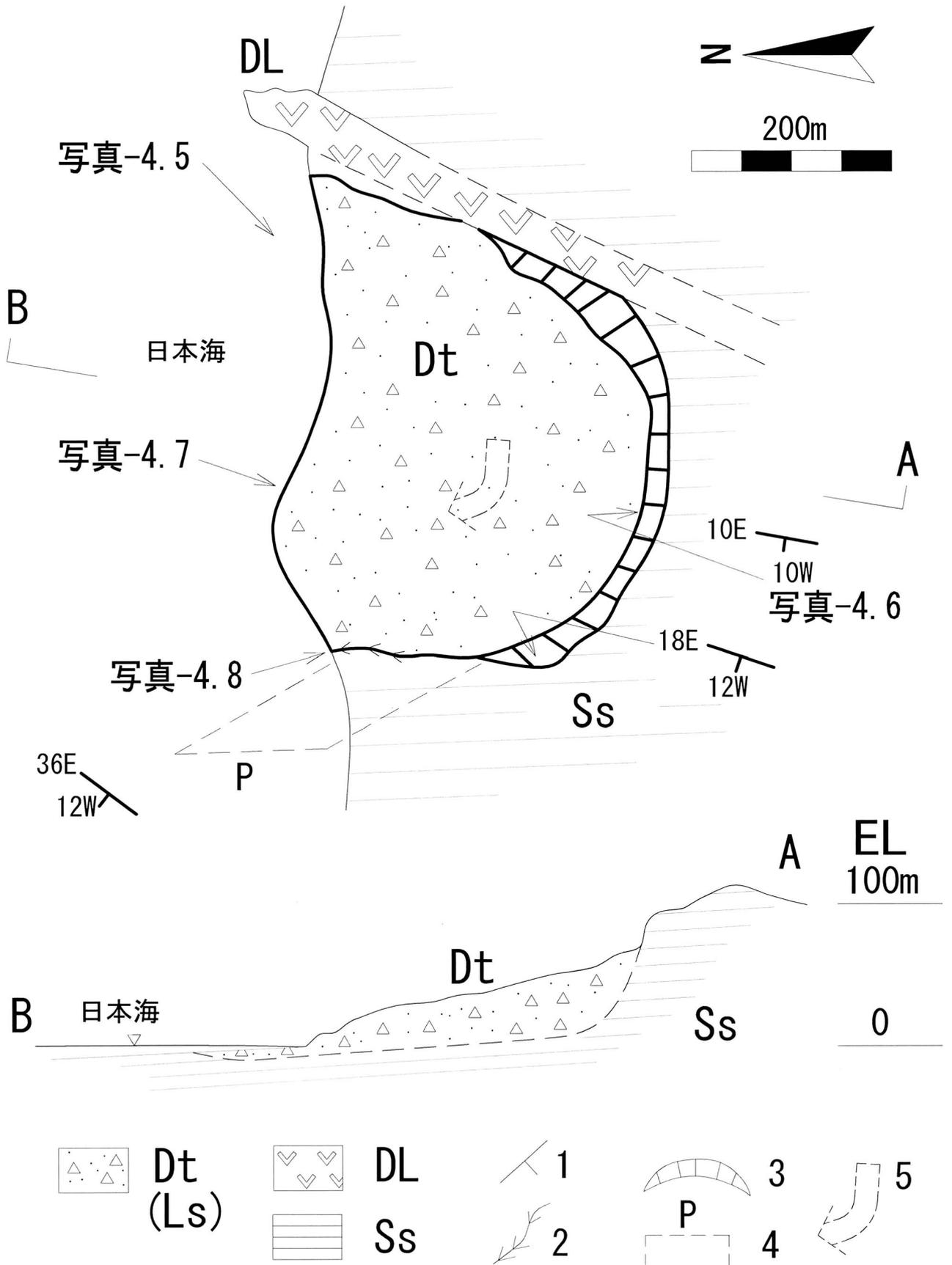


図-4. 3a 油谷地域 西山地区の地すべり地の地質図 (上) ・断面図 (下)  
 凡例は、図-4. 2aに同じ。ただし、DL : ドレライト, 5 : 推定移動方向.

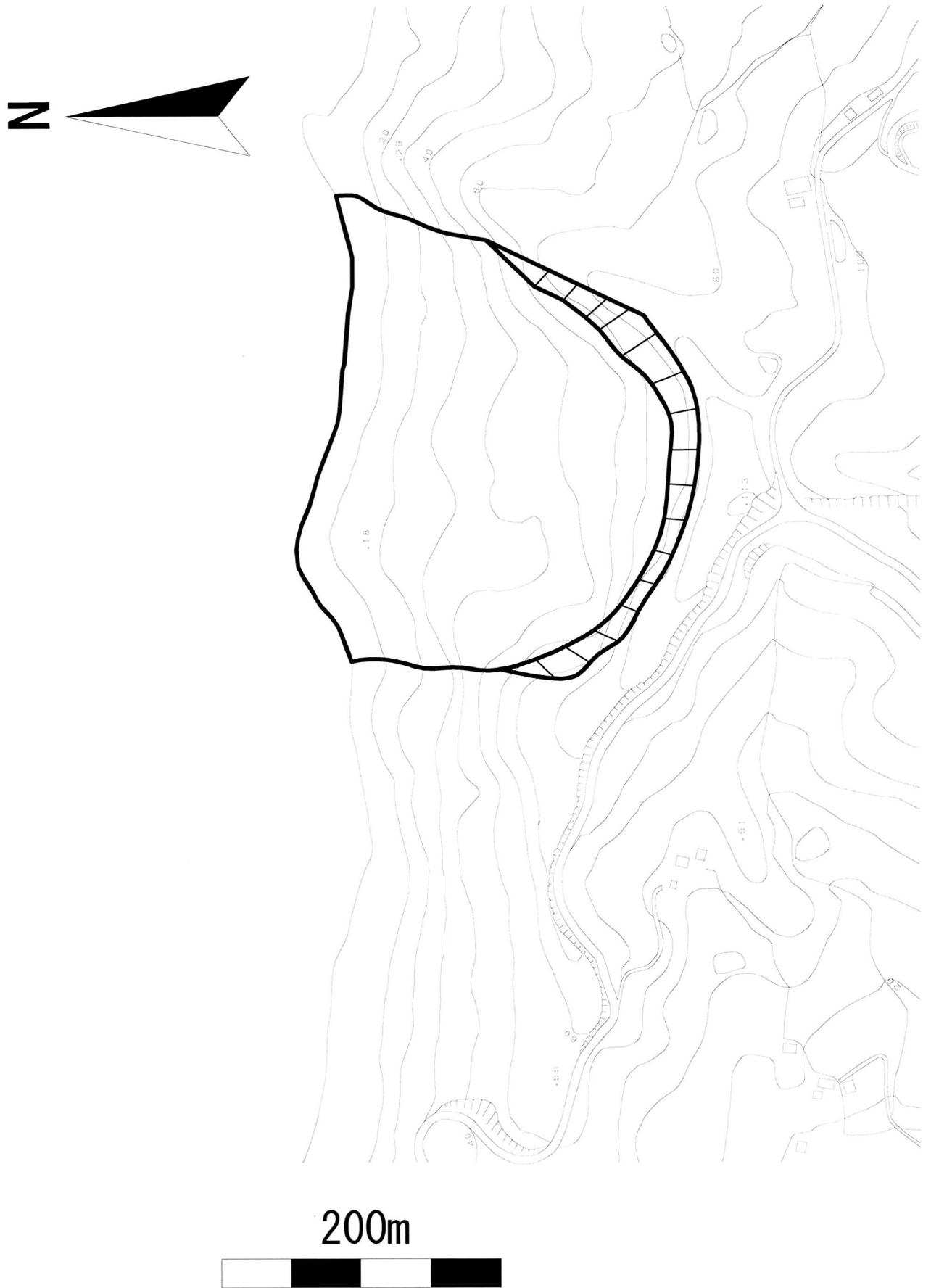


図-4.3b 油谷地域 西山地区の地すべり地形分布図  
図-4.3aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。



写真-4.5 単独型地すべりの全景（西山地区）  
矢印は斜面傾斜方向.



写真-4.6 滑落崖に露出する不動地の砂岩優勢互層（西山地区）  
走向傾斜N10E, 10W, 低角度層.



写真-4.7 末端押し出し地形における粘土質の崩積土（西山地区）



写真-4.8 地すべりの側方境界（西山地区）  
地すべりの崩積土により砂岩頁岩互層は切られ、局部的に周辺と非調和な受け盤となる。

### 4.3 油谷地域の地すべり地形タイプ2－複合型地すべり（親子型および並列型）

#### (1) 道手地区

**[地形的特徴]**：道手地区（**図－4.4a**，**－4.4b**）では，地すべりユニット a・b・c・dが並列した地すべり集合体をなす．末端部は，各ユニットに対応した凹凸を持った海岸線を示す．中でもユニット cは，幅 650m・斜面長 750m・面積 39haの大型地すべりである．滑落崖は，高さ 20～30m・幅 600m，ややいびつな馬蹄形を示す．中間斜面は台地状の緩斜面（5°以下）をなす．ユニット cの東側は，比高差 5～15m・延長 500mの凸状側方斜面をなし，ユニット dの一部を覆う（**写真－4.9**）．

こうした重複関係は，ユニット aと bの間にも認められ，ユニット aは bの分布を切り，比高差 3m程度の凸状側方斜面をなして bの一部を覆う（**写真－4.10**）．久津地区と同様，ため池（0.7～1ha）・湧水・湿地が多く，集水井の出水状況から地下水位は浅いと判断される．移動兆候として，樹幹の屈曲や道路の変状等が認められる．ユニット a・b・cの内部には，比較的小規模の2次すべりが多数分布する．特にユニット cでは，斜面勾配 5～10°の部分に2次すべりが多発し，滑落崖を切る2次すべりもある（**図－4.4a**）．

このように，道手地区は複数の地すべりユニットが相接した複合型地すべり集合体をなし，そのうち1つのユニット内に2次すべりのある親子型地すべり集合体（**図－2.5(2)**）と，各ユニットが並列する並列型地すべり（**図－2.5(3)**）の両者が発達する．

**[地質的特徴]**：道手地区の滑落崖は，久津地区と同じく玄武岩（Ba）からなり，その前面に強風化玄武岩を主とした地すべり土塊（Lb）が広がる（**図－4.4a**）．ユニット bの末端部には，強風化玄武岩からなる分離小丘（Lb）が存在する．2次すべりユニットの多くは，玄武岩起源の崩積土（Dt）からなる．しかしユニット c内部および東側の凸状側方斜面において，玄武岩質の粘性土の下位に砂岩頁岩互層（Lt）が存在する（**写真－4.11**）．それらは層理面の走

向・傾斜のばらつきが大きく，またブロック状となった部分があり，地すべり地形との対応関係から移動土塊の一部をなすと判断される．海岸部に露出する頁岩層（Ssの一部）は，走向  $N42^{\circ}W$ ・ $22^{\circ}SW$  傾斜で，ユニット a・b・c の斜面傾斜方向とほぼ一致し，流れ盤構造をなす（写真－4.12）．ユニット c の長軸方向は，地層面の傾斜方向と若干斜交し，c の東側凸状斜面が d にのし上げる傾向がある．

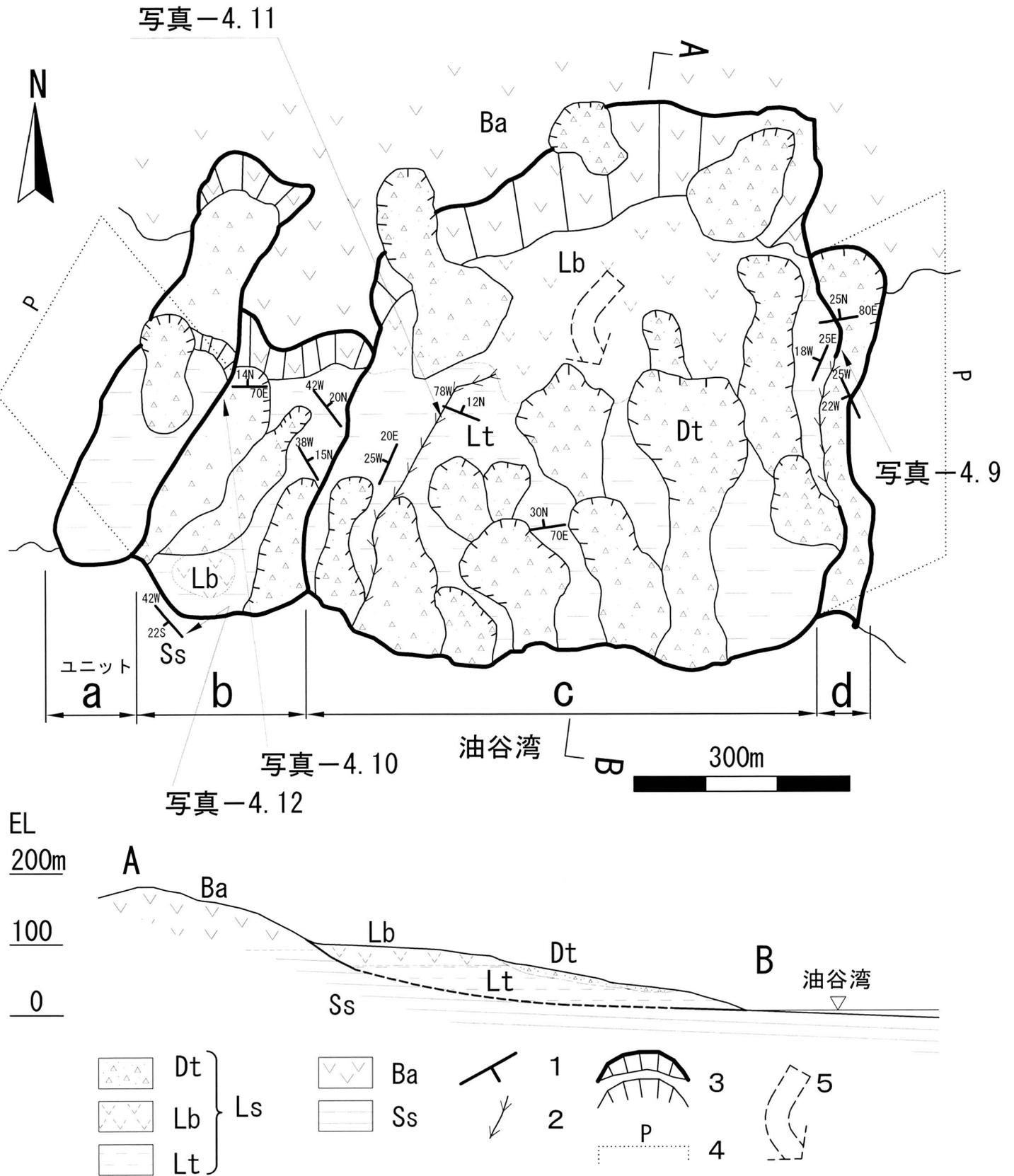


図-4.4a 油谷地域 道手地区の地すべり地の地質図（上）・断面図（下）  
凡例は、図-4.2aに同じ。

親地すべりの滑落崖に生じた2次的な地すべり地形

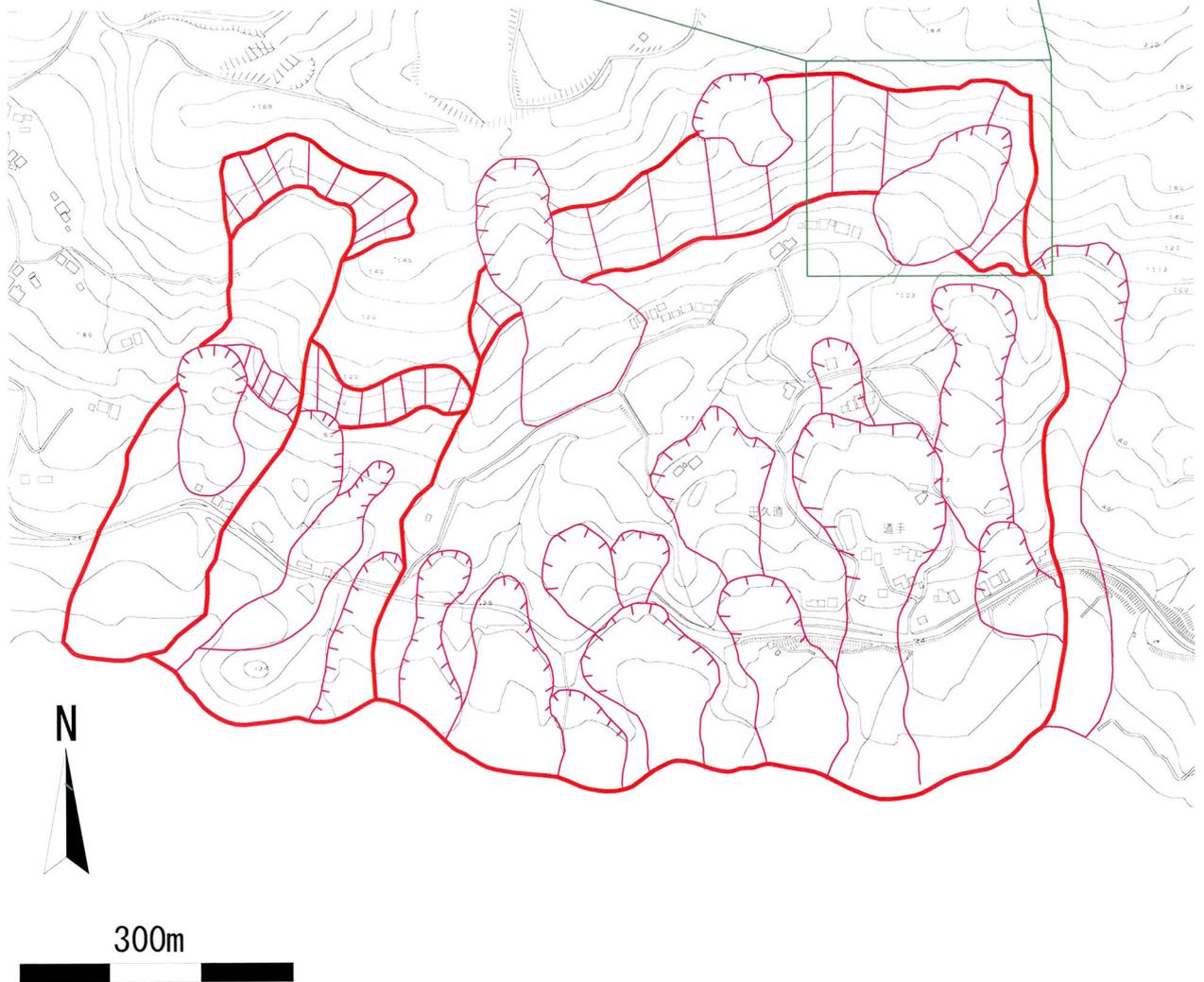


図-4. 4b 油谷地域 道手地区の地すべり地形分布図  
 図-4. 4aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

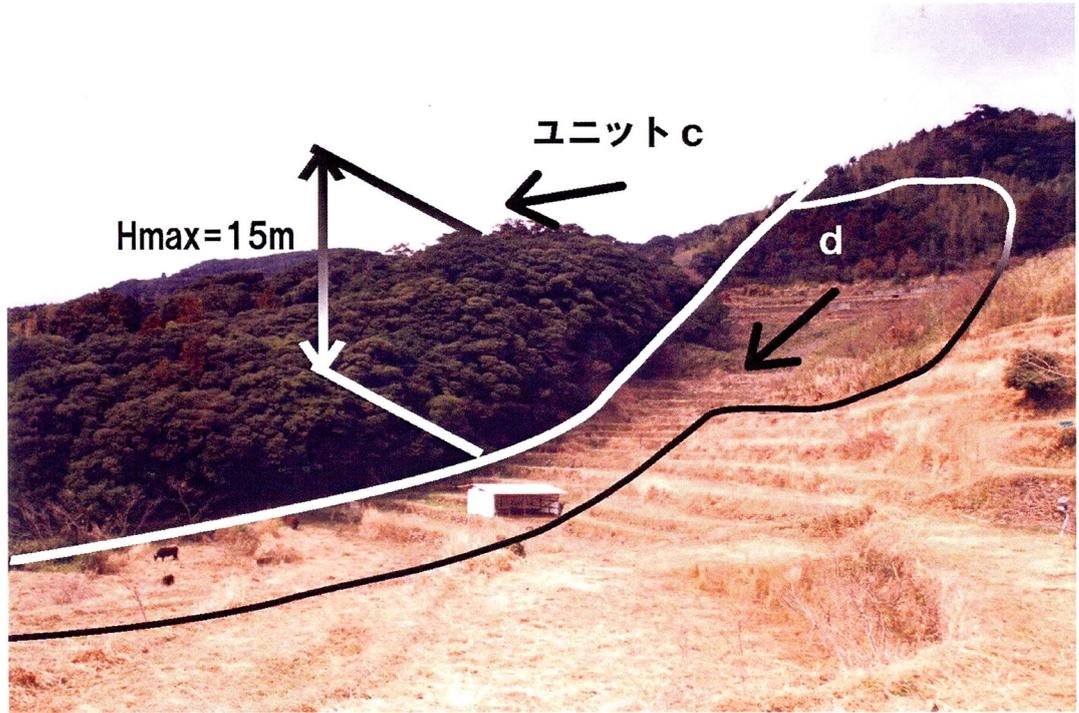


写真-4.9 地すべりユニットcとdの重複関係(道手地区)  
ユニットcがdの上を覆う。矢印は斜面傾斜方向。

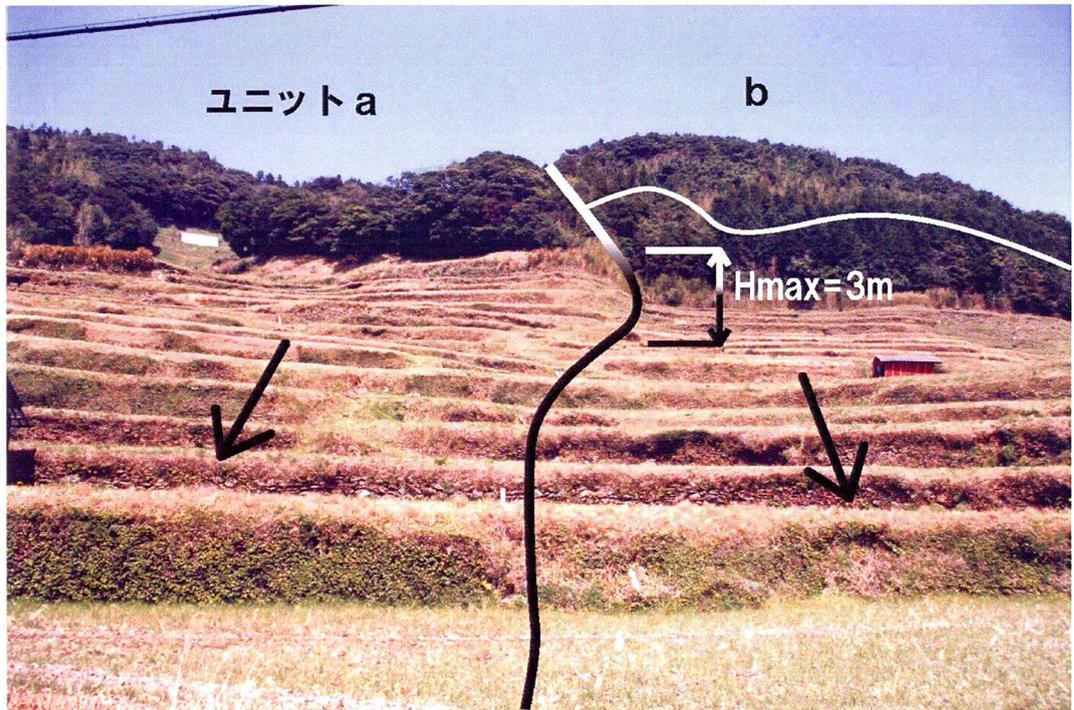


写真-4.10 地すべりユニットaとbの切りあいと重複関係(道手地区)  
ユニットaがbを切り、その一部を覆う。矢印は斜面傾斜方向。

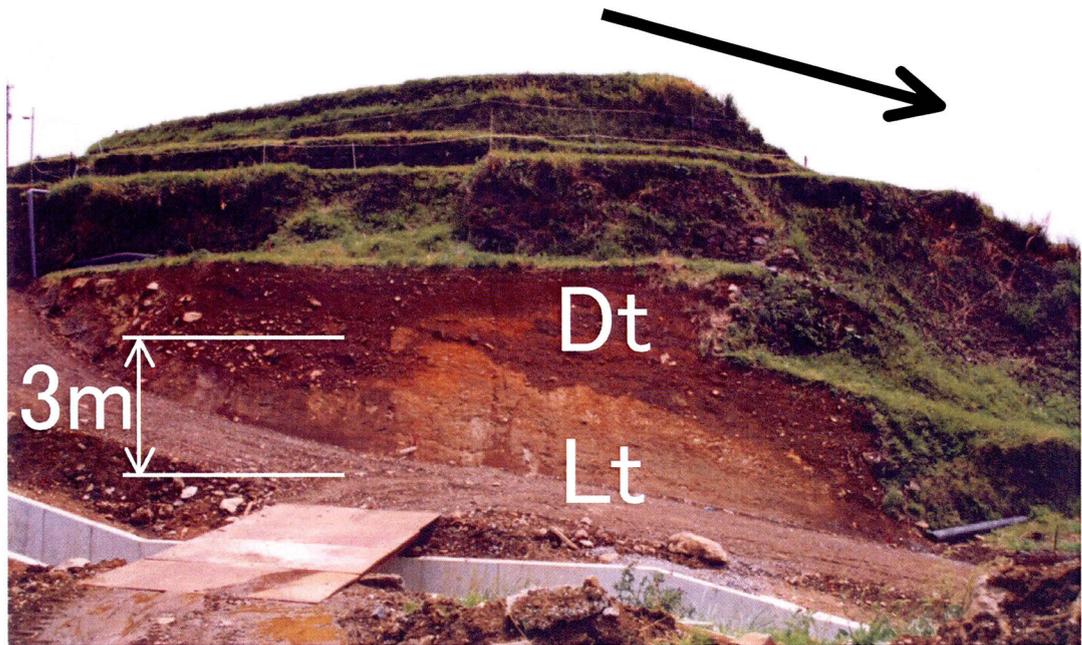


写真-4.11 地すべり土塊中の第三紀層(道手地区)  
強風化砂岩泥岩互層(Lt), 上位は玄武岩質の礫混じり粘性土(Dt). 矢印は斜面傾斜方向.



写真-4.12 流れ盤をなす砂岩頁岩互層(道手地区)  
走向傾斜N42W,22S

## (2) 久原地区

【**地形的特徴**】：久原地区の地すべり地は，ユニットどうしが複合した複雑な形態を示し，全体的に一次すべりユニットの中に明瞭な二次すべりが存在する親子型地すべり（**図 - 2.5(2)**）をなす（**図 - 4.5a, - 4.5b**）．特にユニット c1 は，幅 350m，斜面長 900m，面積 20ha の大型地すべり（親すべり）をなし，上部の滑落崖は，高さ 20～30m の馬蹄形状をなす．また滑落崖直下のほぼ全面に広大な頭部平坦地が発達し，その中には 160m×50m のため池となっている長い陥没地と分離小丘が含まれる．側方崖は凸状側方斜面（高さ約 30m）をなし，ユニット東側で顕著に発達し，末端部まで約 500m 連続する．

ユニットどうしの間には，複雑な切りあいと重複の関係が認められる．ユニット a1 は a2 に末端を切られるが，a2 は b1,b2 に末端を切られる．さらに大型ユニット c1 が a2 と b2 の側方および末端を切り，その内部で小規模ユニット c2 が重複する（**写真 - 4.13**）．ユニット c1 の内部西側では，比較的大きなユニット c3 などの二次すべりが多発し，凸状側方斜面は不明瞭になる．ユニット c3 は，10° 以下の緩斜面をなし，油谷湾に押し出し地形を形成する．

【**地質的特徴**】：大型ユニット c1 の滑落崖には，玄武岩（Ba），滑落崖前面の頭部平坦地と分離小丘には粘土化した玄武岩（Lb），中間斜面から末端部には砂岩頁岩互層（Lt）が分布する（**図 - 4.5a**）．集合体外の地点 e には，よく成層した灰色頁岩と砂岩の互層（**写真 - 4.14**）が認められ，ユニット a2 の側方崖（地点 s）には白色凝灰岩層（**写真 - 4.15**）が分布する．これらの層理面は全体的に西側に緩傾斜するが，地すべり地内では健全な岩盤であっても走向傾斜はばらつく．また二次すべりユニットの多くは，主として破碎・粘土化が進んだ玄武岩質の崩積土からなる．

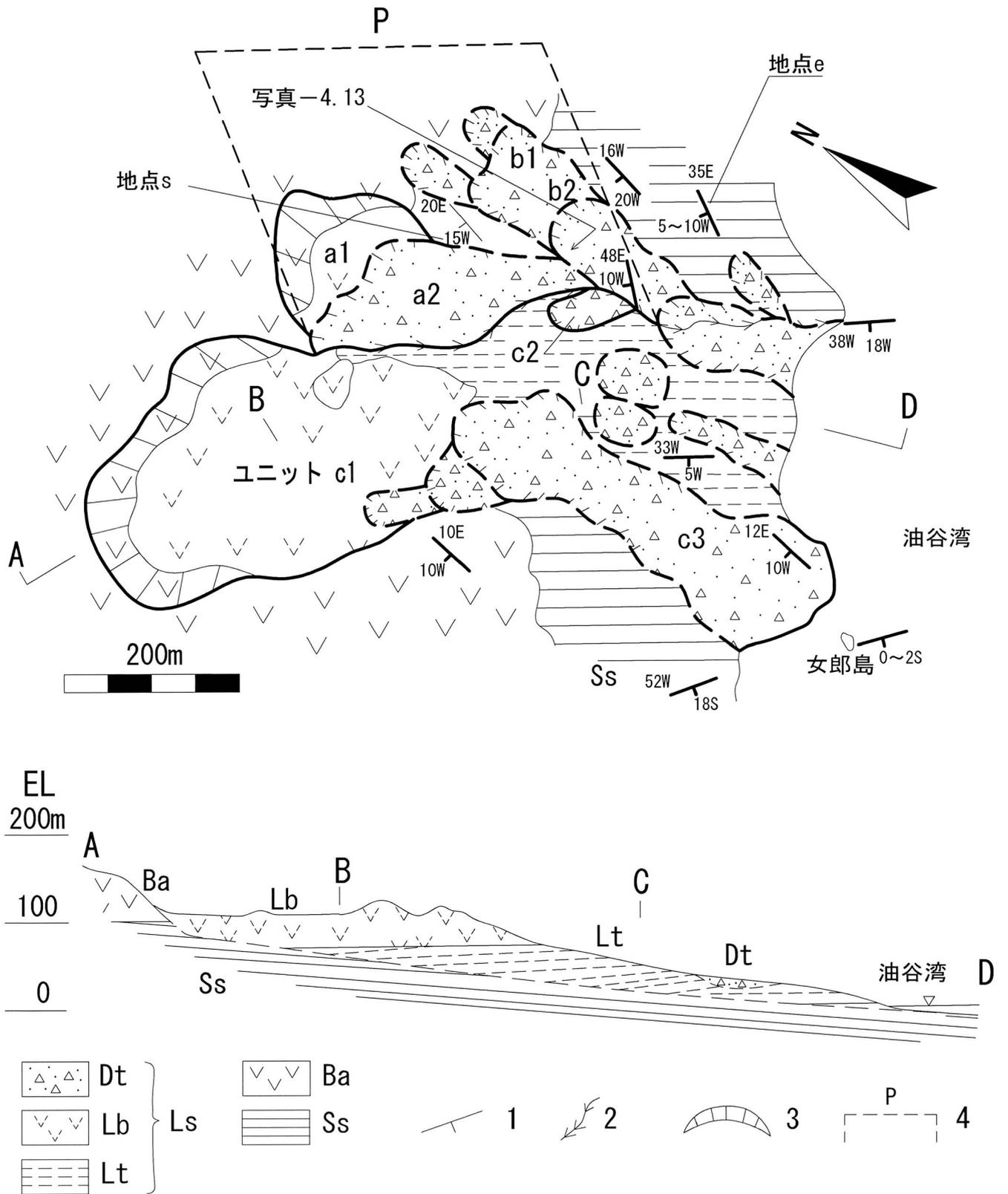


図-4.5a 油谷地域 久原地区の地すべり地の地質図 (上) ・断面図 (下)  
凡例は, 図-4.2aに同じ.

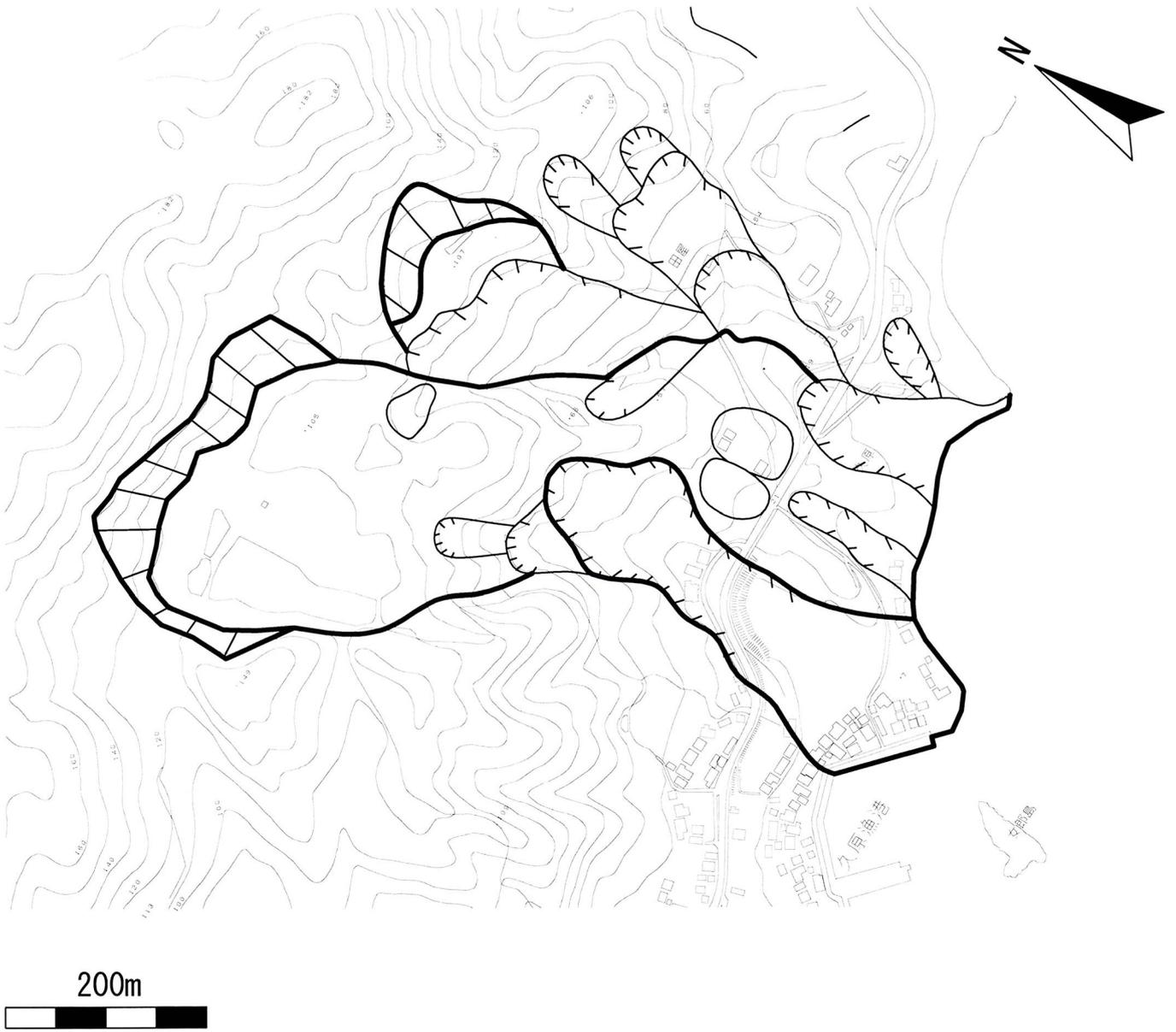


図-4.5b 油谷地域 久原地区の地すべり地形分布図  
図-4.5aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

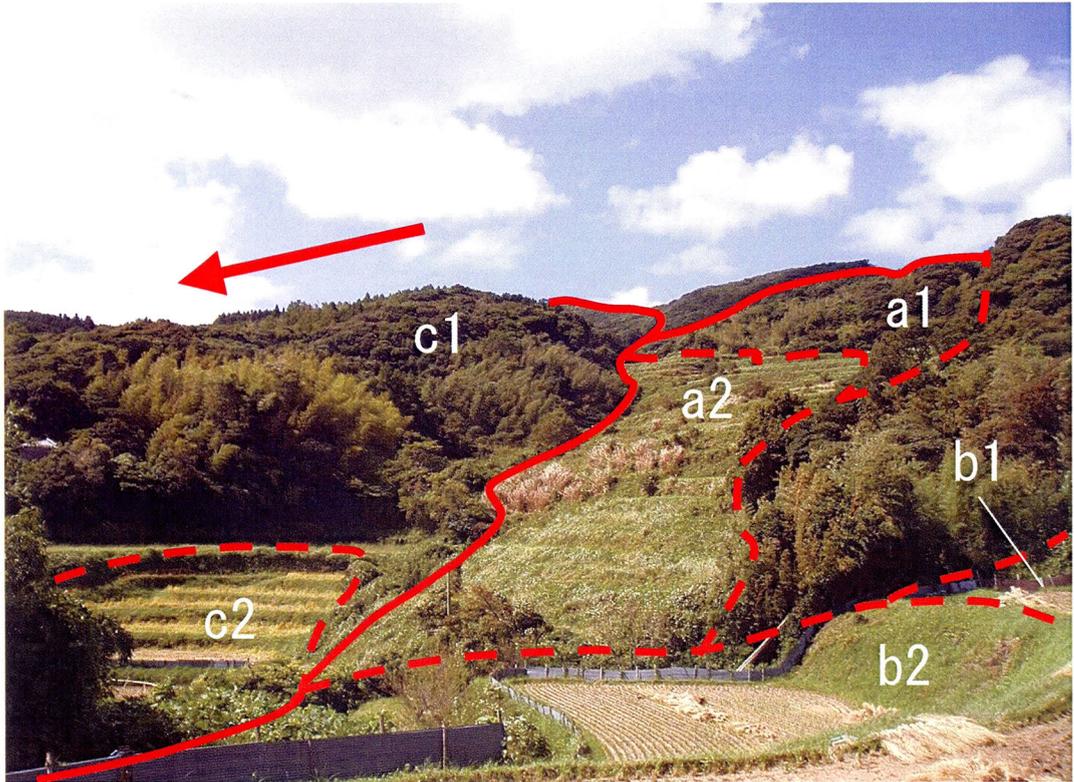


写真-4.13 ユニットc1東側の凸状側方斜面とその他のユニットとの切り合いと重複の関係（久原地区）  
 久原地区では切り合いと重複の関係が複雑化している。ユニットa1, a2が発生し、次いでb1, b2が発生し、b2がa2の末端を側方から切る。さらに大型ユニットc1が発生し、内部でc2が発生したと考えられる。矢印は斜面傾斜方向。



写真-4.14 地点eのよく成層した灰色頁岩と砂岩の互層（久原地区）



写真-4.15 ユニットa2側方崖（地点s）の破碎された白色凝灰岩層（久原地区）

### (3) 東立石～青村地区

〔地形的特徴〕：東立石～青村地区の地すべり地は，日本海に面する雨乞山～妙見山北麓斜面全体（約 300ha）が 1 連の並列型（**図 - 2.5(3)**）の地すべり集合体をなす（**図 - 4.6a, - 4.6b**）．またこれらは親子型（**図 - 2.5(2)**）でもある．並列型地すべりは，大型の地すべりユニット a から g の 7 個のユニットからなり，全体の幅は 3.5km に達し，滑落崖の連なりが全体として馬蹄形状をなす．久永・金折（2001），久永（2002）でもほぼ同様の形状が示されている．並列する個々のユニットは，幅 500m 前後，斜面長 700～1500m をなし，内部にさらに大小の 2 次すべりが発達する親子型地すべりでもある（**図 - 4.6a, - 4.6b**には主な 2 次すべりのみを示している）．滑落崖は植生に覆われ，やや浸食を受けるが，30～35°の急斜面をなす（**写真 - 4.16**）．滑落崖前面から末端部まで，起伏の小さい台地状の緩斜面が広がっており，棚田として利用されている．末端押し出し地形は，ユニット b と f で顕著であるが，その間に挟まれるユニット d の末端付近では不明瞭である．青村付近のユニット d, e, f, g は，東立石付近のユニット a, b, c に比べて相対的に起伏に富むが，これは後述する玄武岩からなる流れ山が地内全体に多く存在することと対応する．また各ユニットの側方境界では，凸状側方斜面（**図 - 4.6a**の P）の張り出しが顕著である．例えばユニット b は側方に張り出し，ユニット c および a に重複している（**写真 - 4.17, - 4.18**）．またユニット d は e と c の上を覆っている．このように一部では凸状側方斜面（**図 - 4.6a**の P）の張り出しによって重複関係が明瞭である．

〔地質的特徴〕：本地すべり地は，凸状側方斜面や末端部における地すべり地形と対応した第三紀層砂岩頁岩（Lt）の露出から基岩自体がすべっているものと判断される（**図 - 4.6a**）．ユニット b の末端部西側基部には，東西走向・北傾斜を示す頁岩優勢互層（Lt，**写真 - 4.19**）が露出し，全体として流れ盤構造をなしている．このことは久永・金折（2001），久永（2002）の本地区断面においても示されている．ユニット b, c, d の末端付近に露出する第三紀層頁岩

優勢互層 (Lt) は、岩相は比較的新鮮であるが、近接した範囲で傾斜方向が大きく変化しており、地すべりによる構造の乱れを反映すると考えられる。またユニット d・e・f・gには、強風化した玄武岩 (Lb) からなるいわゆる“流れ山”が多く存在する。これらは第三紀層 (Lt) の移動に伴って移動、あるいは浸食によって取り残された玄武岩 (Lb) の小丘からなる。久永 (2002) は、地内各所で新期崩積土が旧期崩積土を覆う関係を記載しており、今のところ、どの崩積土がどのユニットのすべりに対応するかは不明であるが、複数回の地すべりの重複があったことが示唆される。

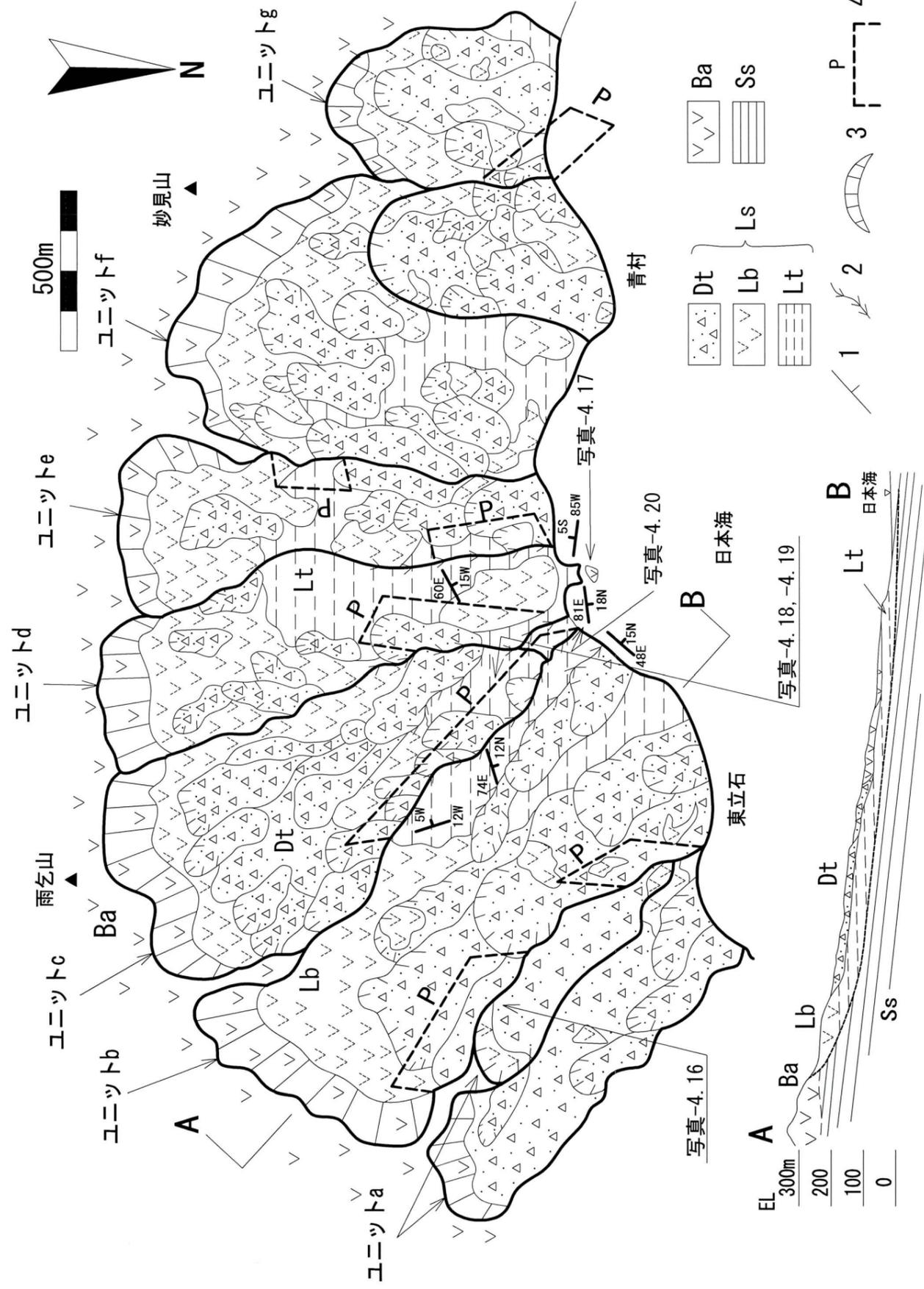
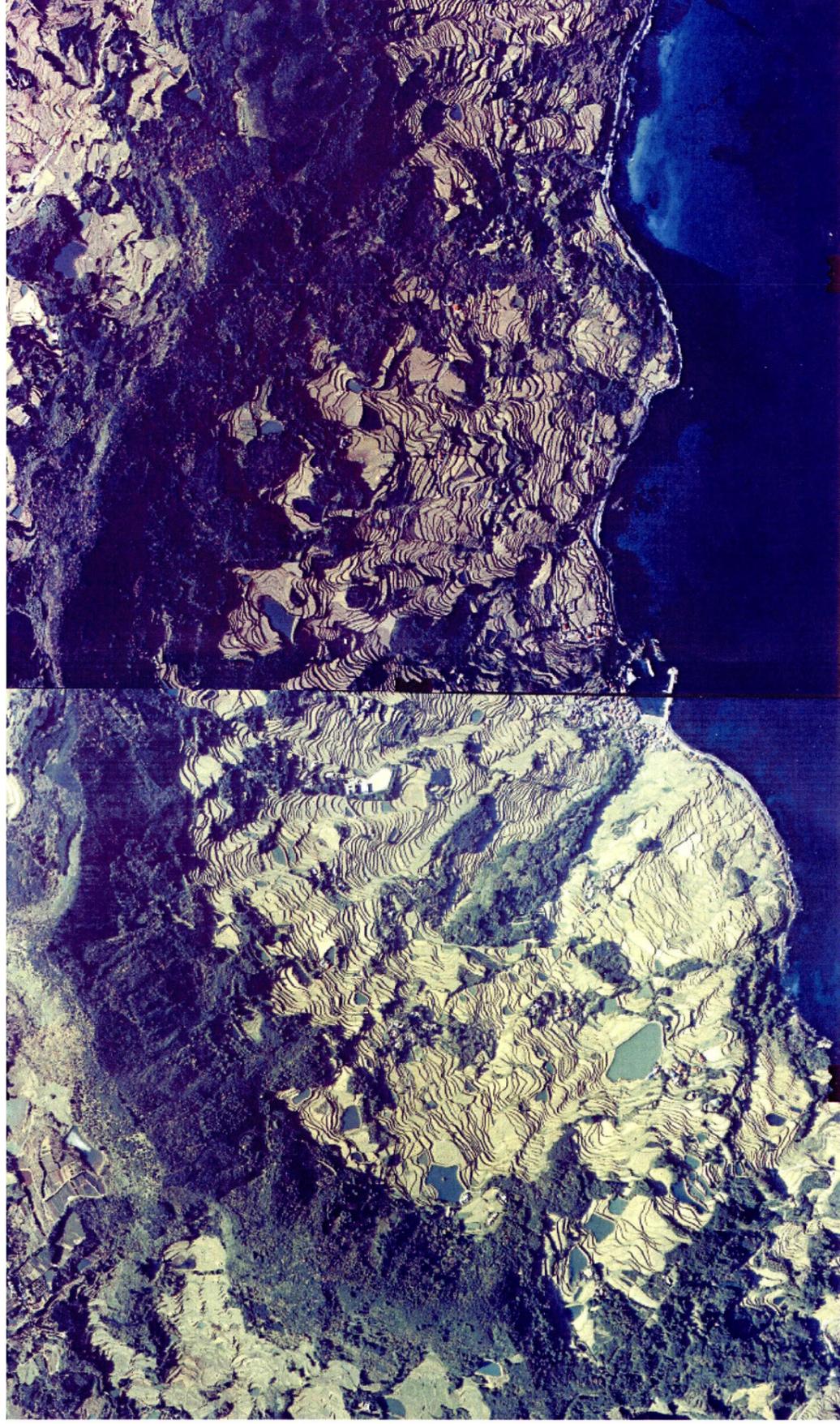


図-4.7 油谷地域、東立石・青村地区の地すべり地の航空写真(上)・平面図(中)・断面図(下)  
航空写真は、国土交通省国土地理院の空中写真CCG-76-12、C10A-8およびC10A-11を使用。

凡例は図-4.3と同じ。

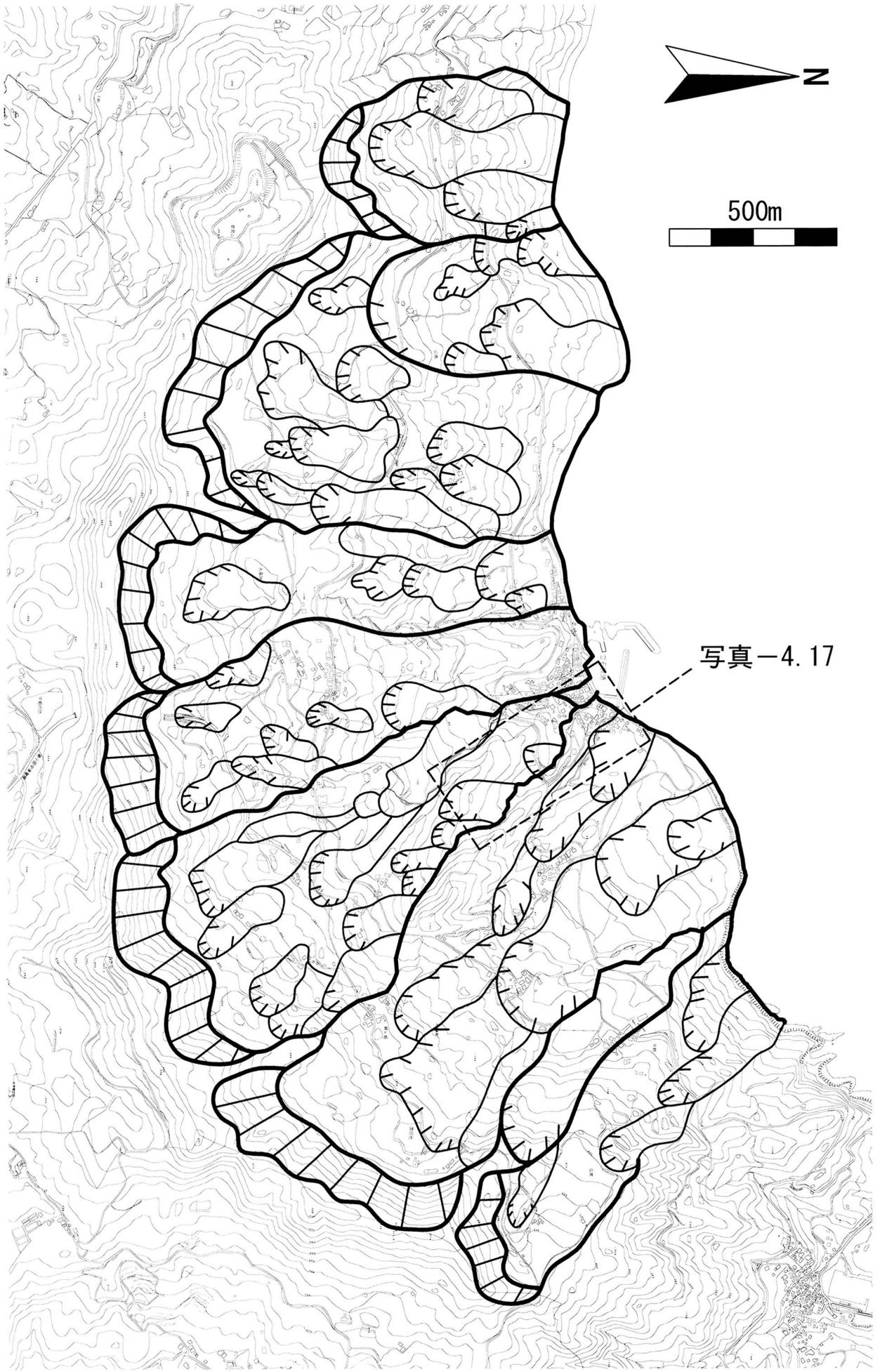


図-4.6b 油谷地域 東立石～青村地区の地すべり地形分布図  
図-4.6aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

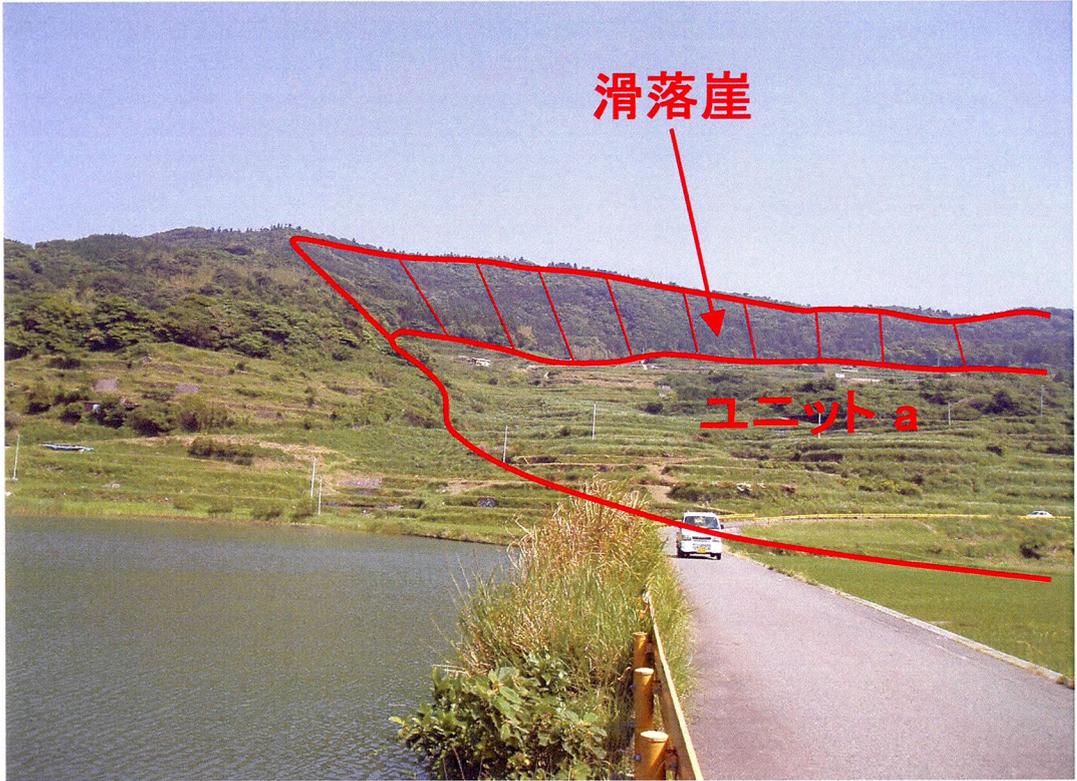


写真-4.16 大型ユニットaの滑落崖(東立石～青村地区)



写真-4.17 大型ユニットbの凸状側方斜面 (東立石～青村地区)  
高さ20～25m, 延長1kmに達し, ユニットcの分布を切って末端押し出し地形に連続する.

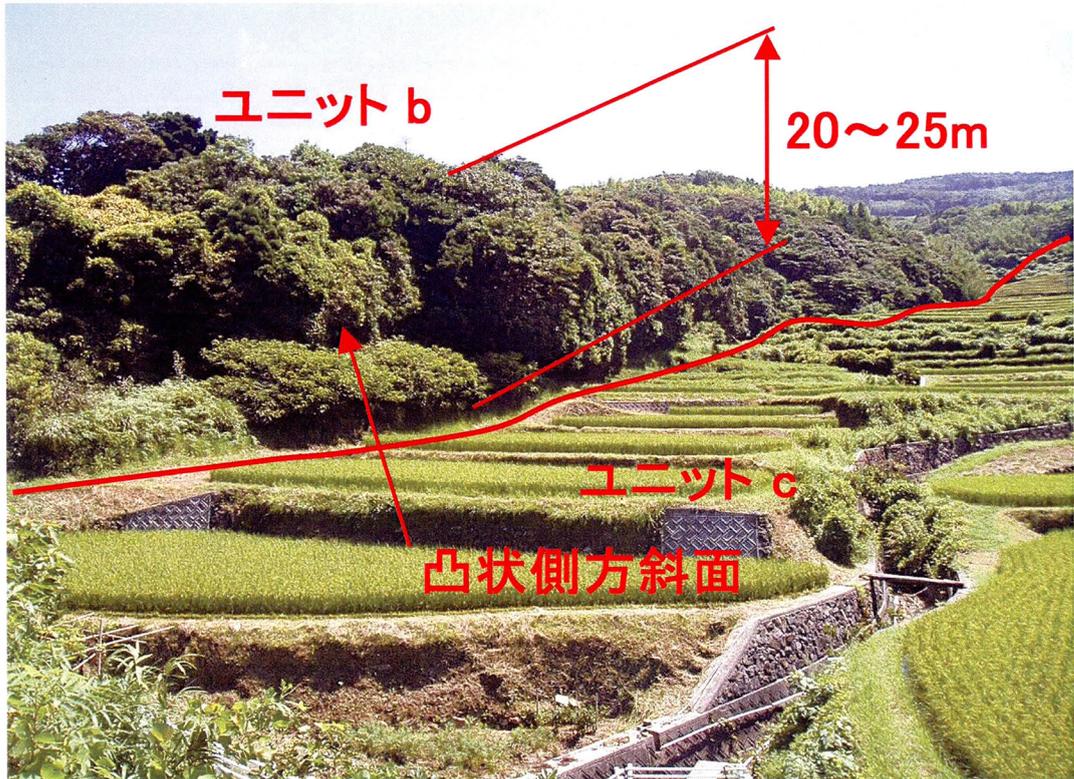


写真-4.18 大型ユニットbの凸状側方斜面の上部（東立石～青村地区）



写真-4.19 流れ盤 (N81° E, 18° N) をなす頁岩層（東立石～青村地区）

#### 4.4 油谷地域の地すべり地形タイプと発達過程

ここでは，油谷地域道手地区（**図－4.4a**）を中心に，各地すべりユニット間の地形的な切りあいや重複関係から，地すべりの前後関係を判定し，油谷地域の単独型・親子型・並列型地すべりの発達過程について述べる（**図－4.7**）。

**ステージ1（単独型地すべりの発生）**：第三紀層中に単独型地すべり b と d が発生する。ユニット b の一部と d の大半はユニット a と c に覆われるため詳細は不明であるが，久津地区には地すべり発生時の地形要素（**図－2.1**）がよく保存されており（**図－4.4a**），b と d の形態も単独型地すべりに近いものであったと推定して描いてある。ただし b と d の前後関係は特定できない。

**ステージ2（複合型地すべりの形成）**：

**[親子型地すべりの形成]**：ユニット b の内部で2次すべりが発生し，親子型となる。

**[並列型地すべり]**：ユニット a は b の分布を切り，比高差 3m 程度の凸状側方斜面をなして b の一部を覆う（**写真－4.10**）。またユニット c も b と d を切り，東側の凸状側方斜面がユニット d の一部を覆い（**写真－4.9**），a・b・c・d の並列型集合体が形成される。ユニット a と c は，b 中の 2 次すべりを切る。a と c の前後関係は特定できないが，先にユニット b・d が発生したため側方部の抵抗が減じ，a と c の発生を誘発した可能性がある。道手地区では，親子型から並列型への発達が認められるが，一般には並列型の集合体を構成するユニット自体が親子型をなすことがあり，それらの前後関係は事例毎に判定する必要がある。

**ステージ3**：各ユニットがさらに移動したり，2次・3次の地すべりが発生して親地すべり内部の構造が複雑化する。ユニット c では，親地すべりの滑落崖を切って小型の 2 次すべりが生じ，また内部にも 2 次すべりが多発している。さらに 2 次すべりどうしの切り

あいとの関係から、2次・3次の区別ができる場合がある。地すべり  
どうしが入れ子の関係になることについては、高浜・伊東（1989）  
も指摘しており、現在活動する“子供地すべり”・“孫地すべり”  
は、大きな（親）地すべりに規制され、親地すべりの変動によって  
誘発されるものと考えられている。当地域の各地すべり地内に認め  
られる道路変状などの移動兆候や、2次～3次の地すべり発生の原  
因は、本質的には親地すべりの慢性的な変動が基本にあると推測さ  
れる。

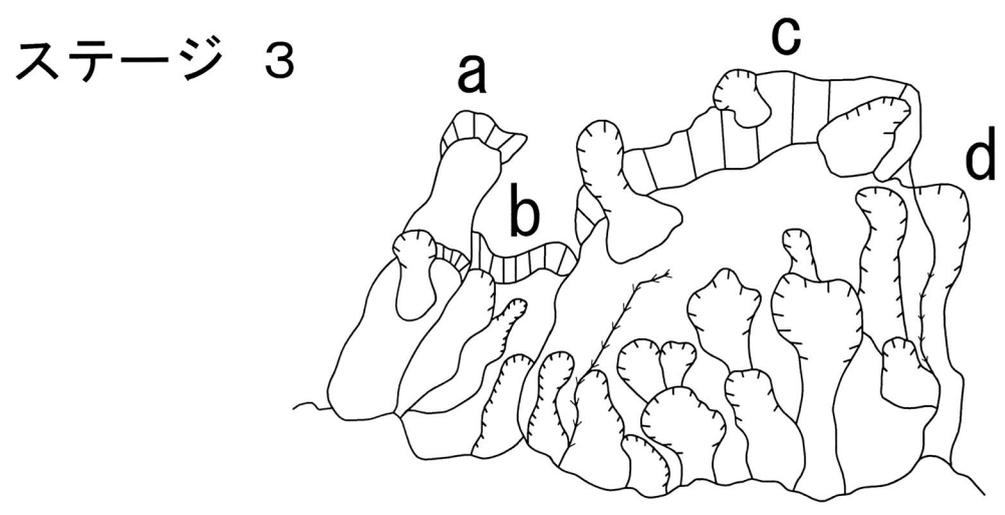
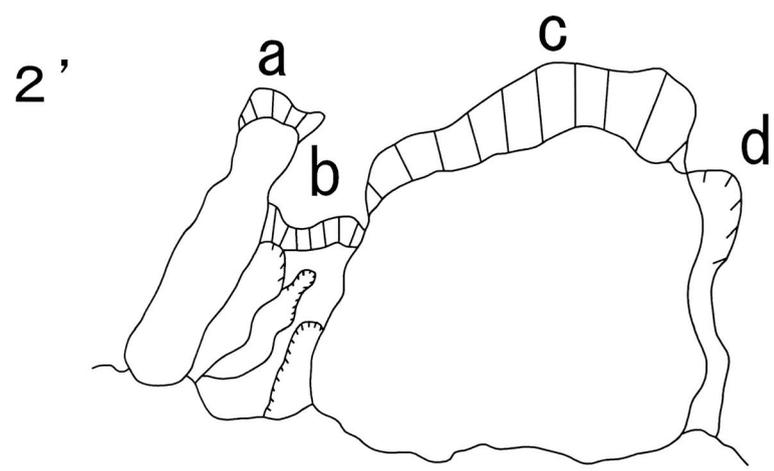
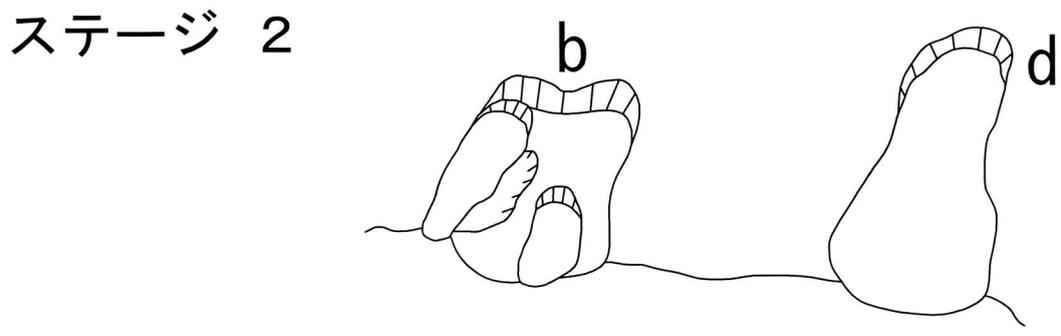
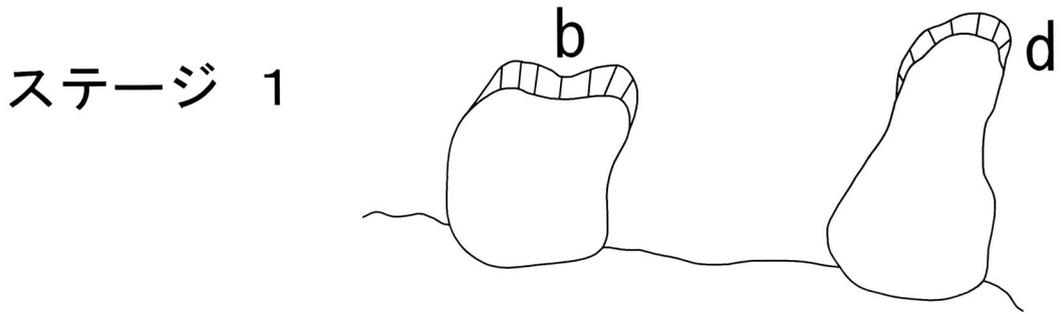


図-4.7 油谷地域 道手地区の地すべり地形発達過程  
凡例は、図-4.3に同じ。

## 5. 周南地域の地すべり地形

### 5.1 地すべり地の分布と形態

図 - 5.1, 付図 - 1, - 2に周南地域の地すべり地の分布を示す。各地すべりユニットは、油谷地域に比べ 2ha 以下の比較的小規模かつ急傾斜（約  $10 \sim 30^\circ$ ）をなすものが多く、特に才原～下畑～大谷地区に密集する。蛇紋岩が分布する大崩～新畑にも地すべり地があるが、その数は比較的少ない。全体に谷密度が高く、地すべり地の大部分は樹枝状の浸食谷に沿って中小の地すべりユニットがクラスター状に集合した群集型地すべり集合体（図 - 2.5(4)）を形成している（図 - 5.2a, - 5.3a, - 5.4a）。各ユニットは、滑落崖から中間斜面にかけて馬蹄形状に窪んだボトルネック状（渡・小橋, 1987）をなすことが多い。

基岩の結晶片岩類は、構成岩相が不均質で連続性が小さく、各種の割れ目に沿って破碎され、硬質層と軟質層が混在し強度差が大きい。標高約 300m 以上の山頂付近には、比較的緩やかな平坦面が広く分布し、基岩の赤色風化が進んでおり、高位または中位段丘面に相当する可能性がある（藤田, 1990）。ここでは原岩の構造は残存するものの、軟質の赤色粘性土となっていることが多い。

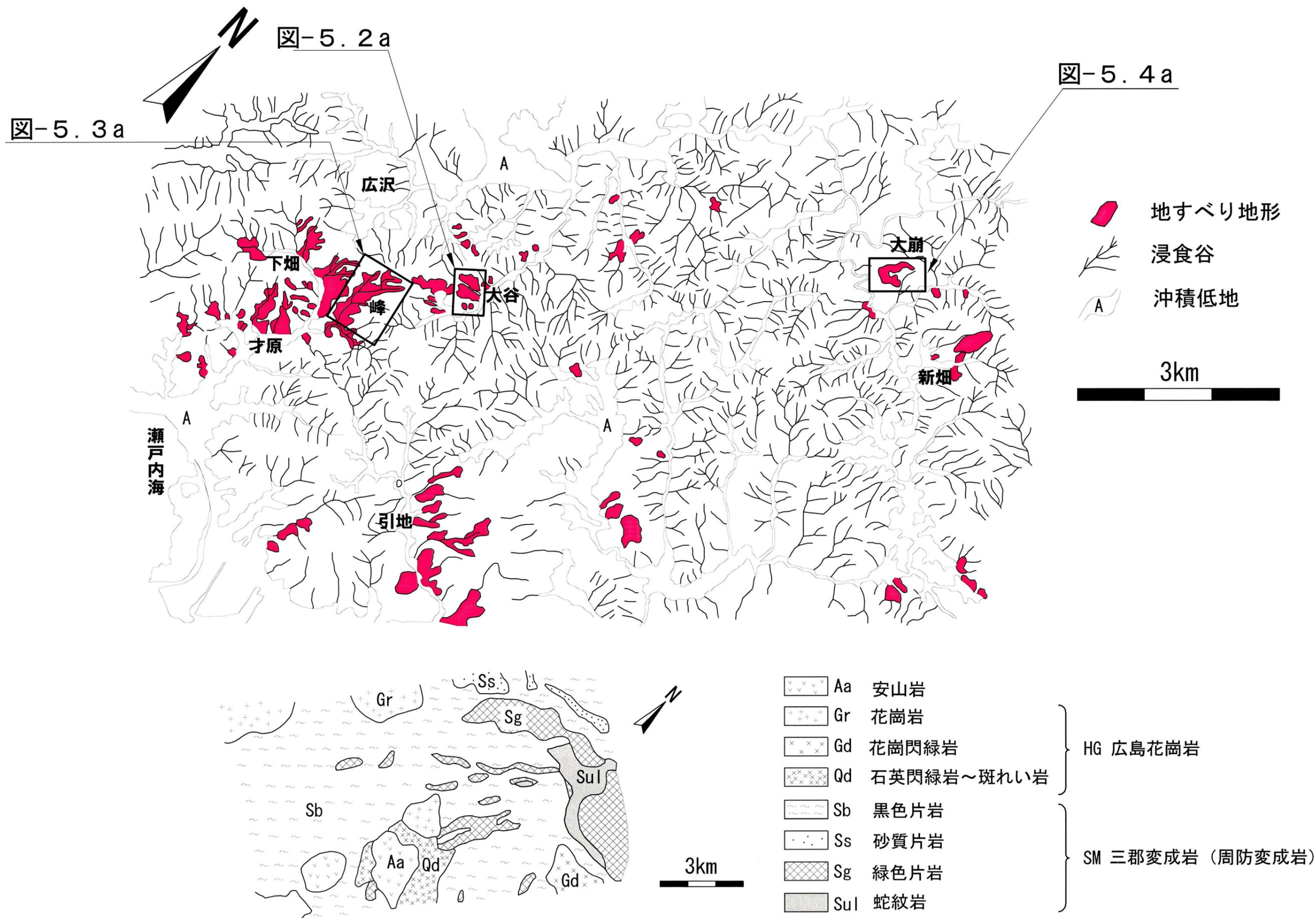


図-5.1 周南地域の地すべり地の分布 (上) と地質概念図 (下)  
 地質図は新編山口県地質図 (西村ほか, 1995) による.

## 5.2 周南地域の地すべり地形タイプ－複合型地すべり（群集型）

### （1）大谷地区

【**地形的特徴**】：大谷地区（**図－5.2a**，**－5.2b**）の地すべり地は，多数の小規模な地すべりユニットが集合した群集型地すべり（**図－2.5(4)**）からなる．本地区には，次のような形態の集合体が存在する．

集合体aは，2本の浸食谷に沿って0.5ha程度の小規模な地すべりユニットが斜面上部から下部に向かって連続的に集合する．また集合体上部には，各ユニットを包絡した凹状の地形（幅220m，**図－5.2a**一点鎖線）があり，その前面は緩斜面となる．こうして全体として3ha程度に拡大した地すべり地形をなす．斜面上部には落差数m程度の滑落崖をもったユニットが生じ，上部のユニットの末端は，より下部のユニットに切られる．各ユニットの間（例えば**図－5.2a**，a1とa2の間など）には小丘状～尾根状領域が残存する．集合体は全体として斜面上部には緩斜面化した凹状地が広がるが，斜面下部には谷幅が狭く狭窄部をなしており，ボトルネック形状となる．

集合体bでは，各ユニットがより拡大し，ユニット間の尾根状領域はなくなる．またユニット境界はやや不明瞭となるとともに，狭窄形状が緩和され，集合体全体としてaに比べ，緩やかなボトルネック形状となる．中間部のユニットには，径5m程度の陥没地や溝状の凹地が多く見られる．末端押し出し地形は，下部ユニットの滑落崖によって切られ（**写真－5.1**），最下部ユニットb2や側方の小地すべりを除いて見られない．b2は，落差は小さいが（1m程度），明瞭な滑落崖（**写真－5.2**）と末端押し出し地形をもつ．

集合体cは，小溪流の谷頭部に生じた少数のユニットから構成される．地内では最も小規模な集合体であり，地すべり地はほとんど拡大していない．

【**地質的特徴**】：大谷地区には，斜面下部の緑色片岩を介在する黒色片岩（Bs2）と，斜面上部のこれを原岩とする赤色粘性土（Bs1），

写真 - 5.3) が分布する (図 - 5.2a). 片岩類の片理面は, 北部で  $30 \sim 40^\circ$  南東傾斜であるが, 南部は  $30 \sim 40^\circ$  北東傾斜で一定せず, 地すべり地の分布と基岩の構造との間に関連性は認められない. 地すべり地 (Ls) には, 主に片岩類の風化岩塊や礫を含む砂質土～粘性土からなる崩積土 (Lm, 写真 - 5.4と, Dt, 写真 - 5.5) が分布する. ユニット b2 北側の浸食谷の側面には, 風化緑色片岩の岩塊混じり崩積土 (Lm) の中に, 層厚  $10 \sim 20\text{cm}$  の粘性土よりなるすべり面が露出する (写真 - 5.2).

群集型の地すべり集合体がボトルネック形状を示す地質的要因は, 斜面上部の赤色風化した片岩 (Bs1) は軟質であるため浸食が旺盛に進むが, 斜面下部の片岩 (Bs2) は比較的硬質で耐浸食性があるためあまり浸食が進まないことと対応する.

規模が大きくボトルネック形状が緩和された集合体 b では, 崩積土 (Dt) は礫の少ない, より粘性土に富んだものであるが, より小規模で狭窄部が明瞭な集合体 a, 特に c では, 風化片岩の岩塊を含む崩積土 (Lm) が多い.



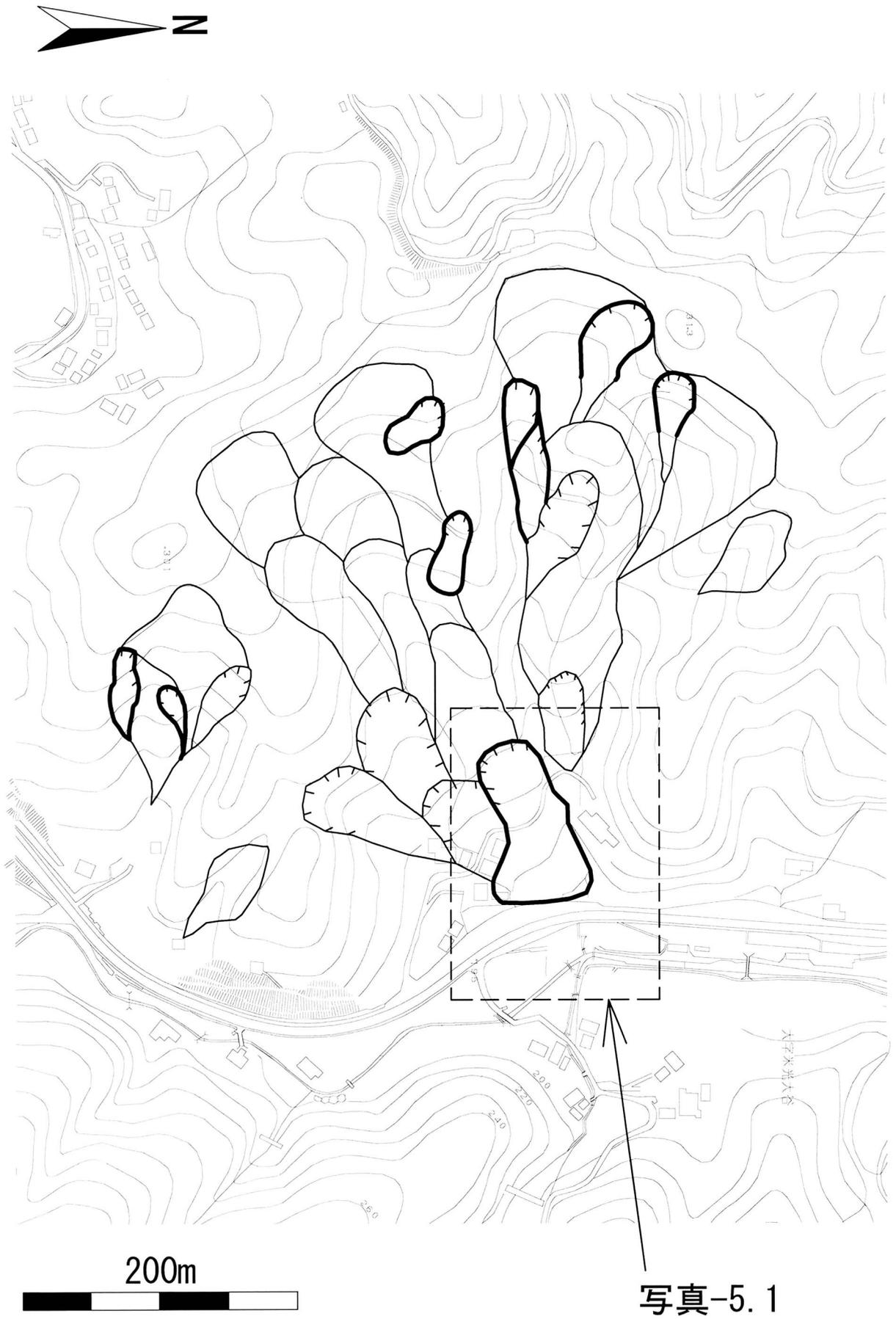


図-5.2b 周南地域 大谷地区の地すべり地形分布図  
図-5.2aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

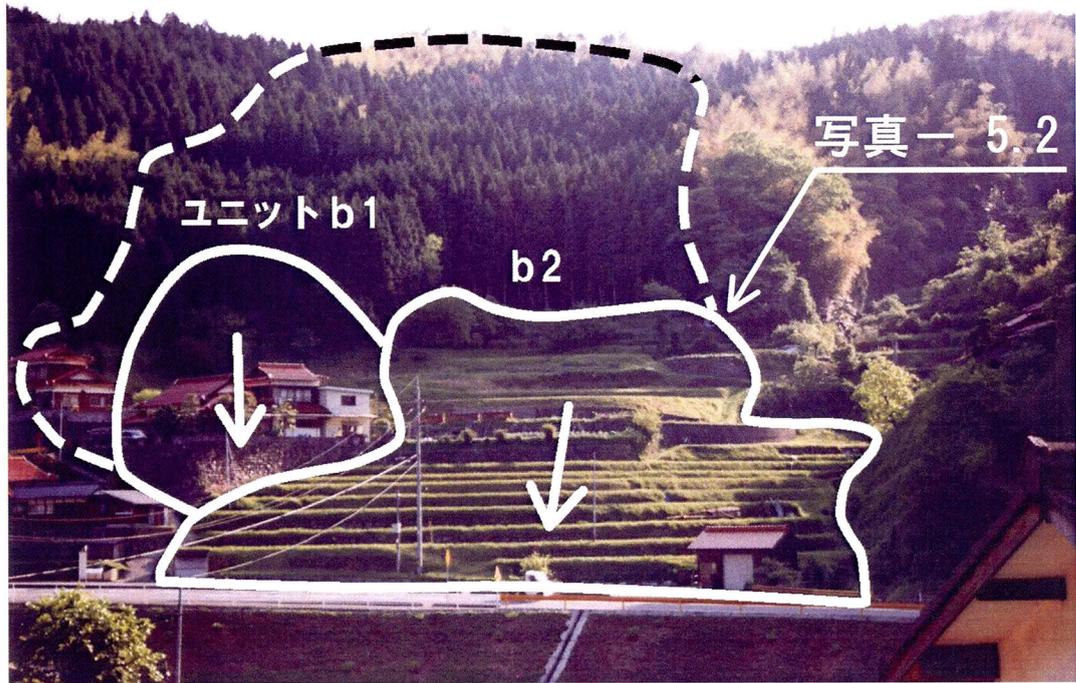


写真-5.1 地すべりユニットb1とb2の重複関係（大谷地区）  
ユニットb2がb1を切る。矢印は斜面傾斜方向。

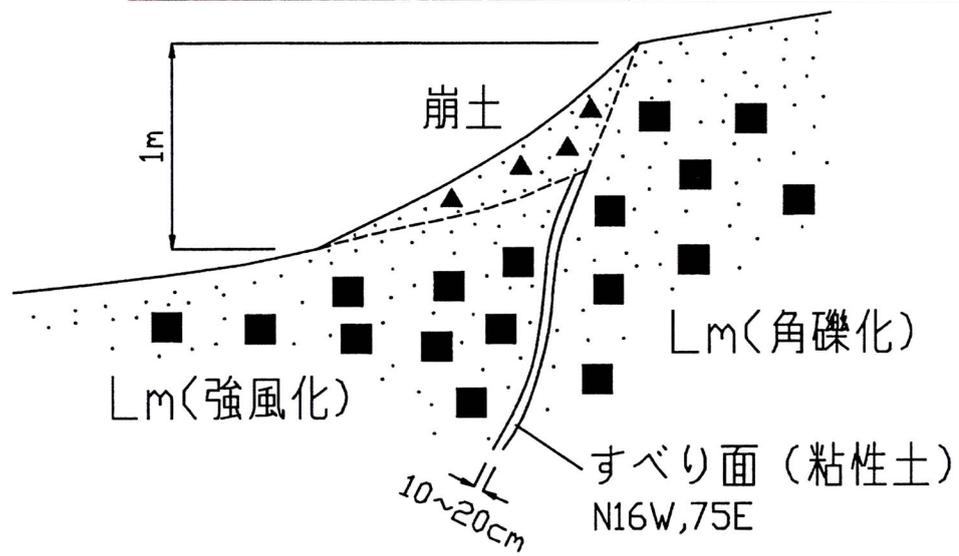


写真-5.2 地すべり集合体b最下部の地すべりユニットb2 (大谷地区) b2上部の滑落崖 (実線斜線部) と小渓流沿いの断面に見られるすべり面 (二重線)。すべり面は強風化した岩塊混じり崩積土を切り、滑落崖に連続する (スケッチ参照)。矢印は斜面傾斜方向。(図-5.2a参照)



写真-5.3 赤色粘性土(Bs1) (大谷地区)  
泥質片岩の片理を残存して強風化する.



写真-5.4 角礫化・破碎の進んだ岩塊混じり崩積土(Lm) (大谷地区)

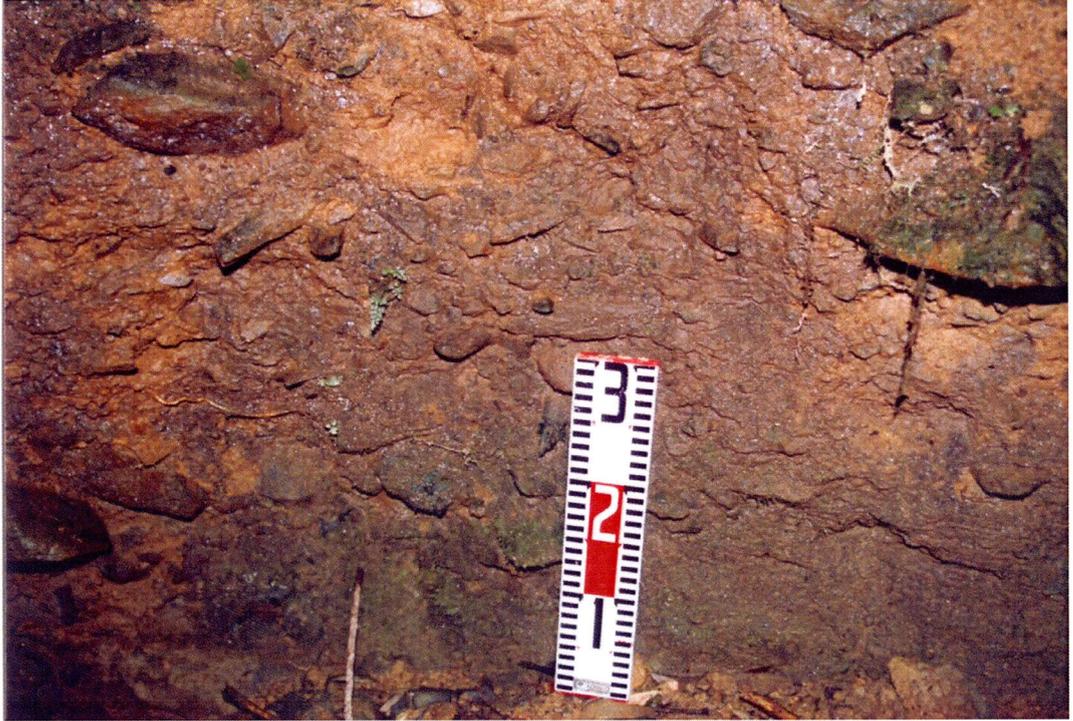


写真-5.5 礫を含む砂質土～粘性土からなる崩積土 (Dt) (大谷地区)  
礫は片岩の風化礫  $\phi$ 5~15cm主体.

## (2) 峰地区

[地形的特徴]：峰地区の地すべり地は，比較的小規模の地すべりユニットが，浸食谷に沿って複雑に集合した群集型地すべり（図-2.5(4)）をなす（図-5.3a, -5.3b）．浸食谷は，末端押し出し地形によって所々屈曲している．また浸食谷は複数枝分かれし，枝谷に沿って多数の小ユニットが連結し，全体としてボトルネック形状をなす．地点eは集合体全体の狭窄部である（写真-5.6）．集合体a, b, cでは，各ユニットの頭部を包絡した凹状地形が認められる（図-5.3a, 一点鎖線）．

集合体aでは標高300m程度のほぼ尾根近くに滑落崖が位置し，直下には湿地帯が広がる．ユニットa4の側方崖は落差が5mあり，ユニットa1, a2, a3の末端部を切る．

集合体bではユニットb1とb4を結ぶ包絡線の前面に平坦地が発達する（写真-5.7）．ユニットb1とb2の側方は，b3に切られ，b3の滑落崖は落差10mで側方崖へ連続し，全体的に頭部が陥没する．こうした切りあいから取り残された領域は，凹状地形の中で尾根状～小丘状になる（地点r, 写真-5.8）．

[地質的特徴]：本地区の地すべり地は，黒色片岩を基岩とし，その上に生じた崩積土がすべったものである（図-5.3a）．崩積土は礫混じり粘性土（Dt, 写真-5.9, 写真-5.10）であるが，ユニットどうしの包絡線前面の凹状地内には，岩塊混じり崩積土（Lm）が分布することが多い．岩塊は，角礫化し，破碎の進んでいるものが多い．

黒色片岩は，標高300m程度より上部では風化により赤色粘土化（Bs1）し，下部では比較的新鮮で硬質（Bs2）である．大谷地区と同様，こうした硬軟のちがいによりBs1はBs2に比べて容易に浸食されるため，地すべり地は，上方に広く下方に閉じたボトルネック形状を示す．また片理面は概ね北東へ30～50°傾斜するが，各地すべりユニットの傾斜方向とは一致せず（図-5.3a），片理面がすべり面とはなっていない．

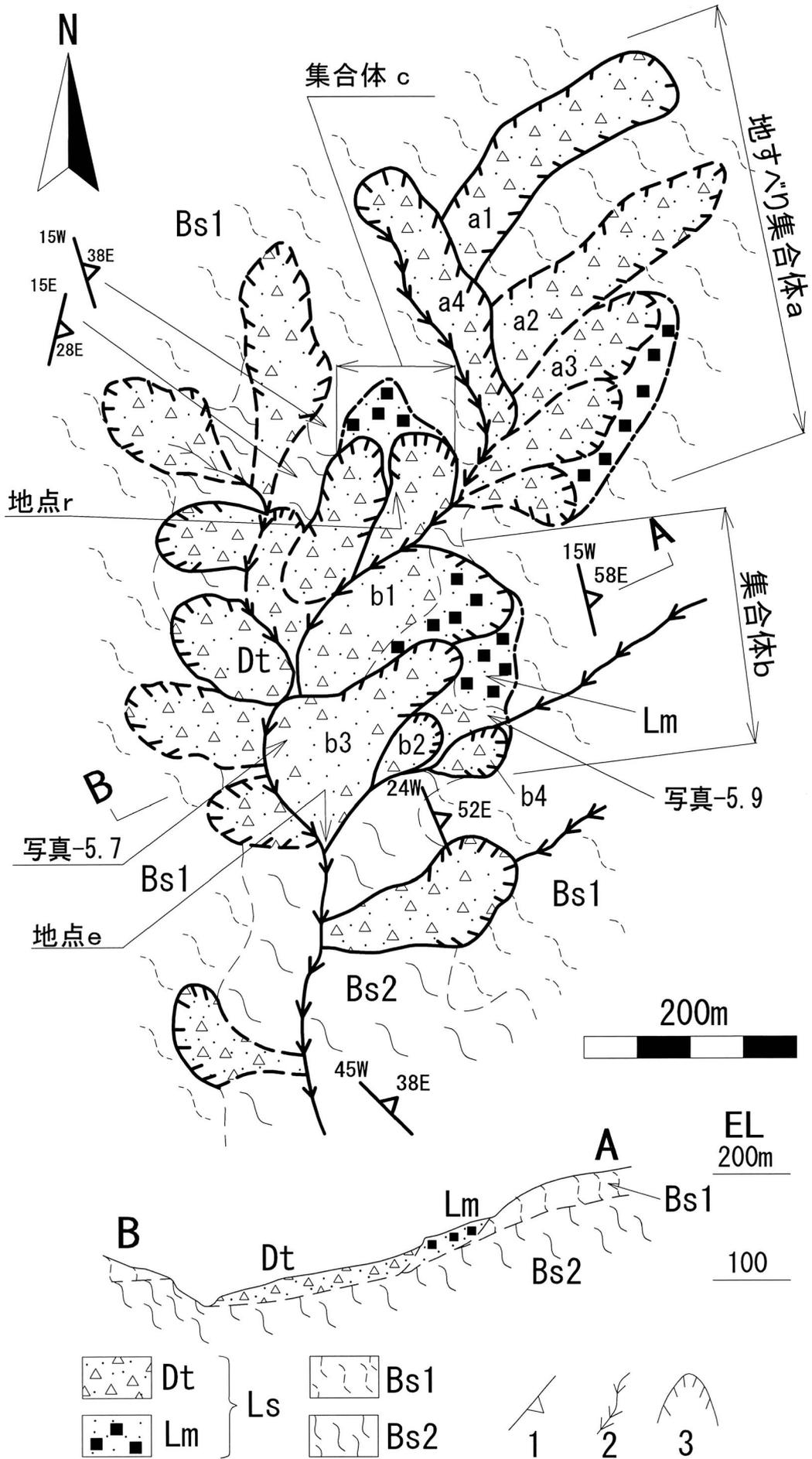


図-5.3a 周南地域 峰地区の地すべり地の地質図(上)・断面図(下)  
 凡例は、図-5.2aに同じ。

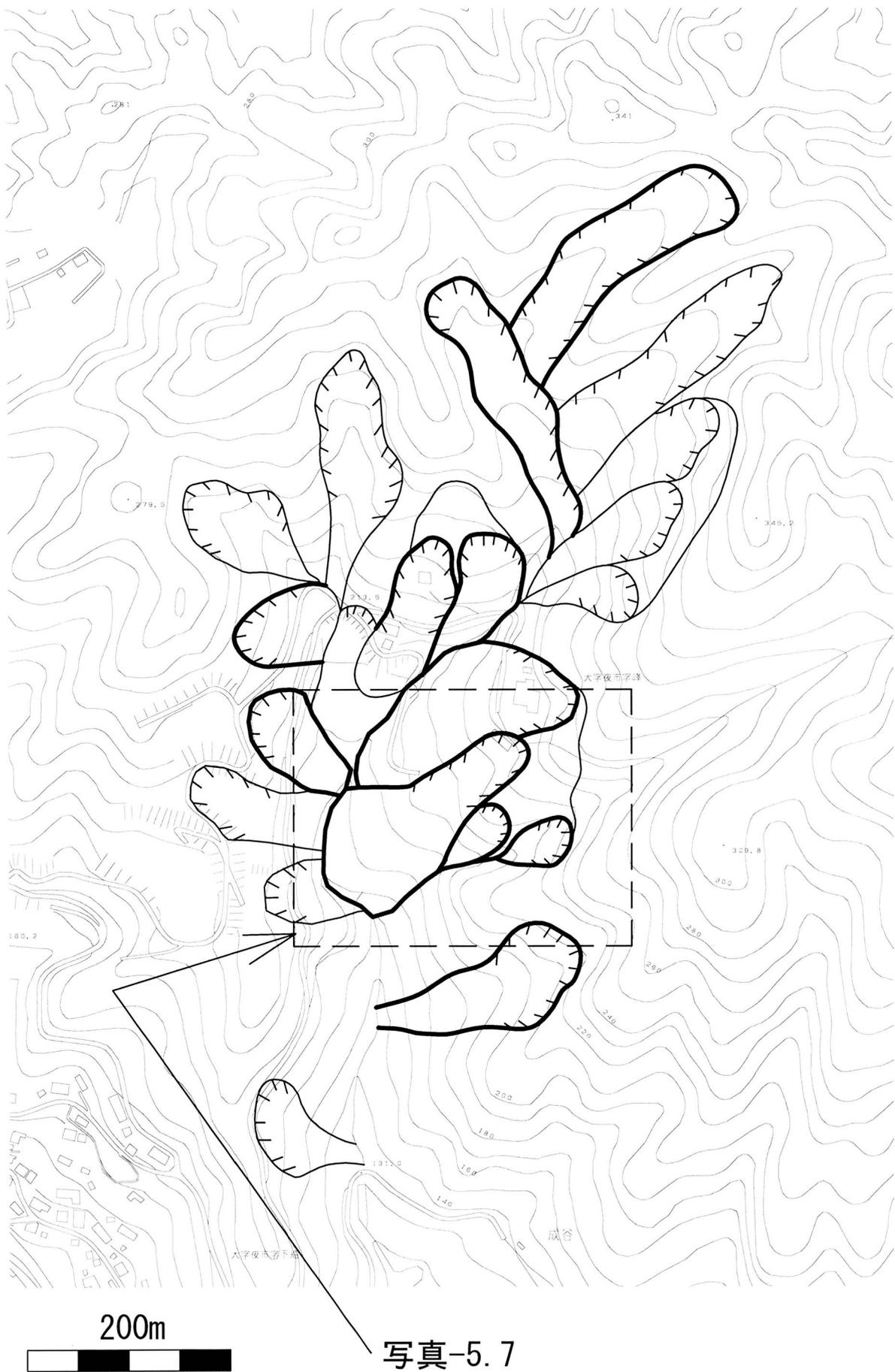


図-5.3b 周南地域 峰地区の地すべり地形分布図  
 図-5.3aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。



写真-5.6 地点eにおけるボトルネック形状の狭窄部（峰地区）  
矢印は浸食谷傾斜方向.

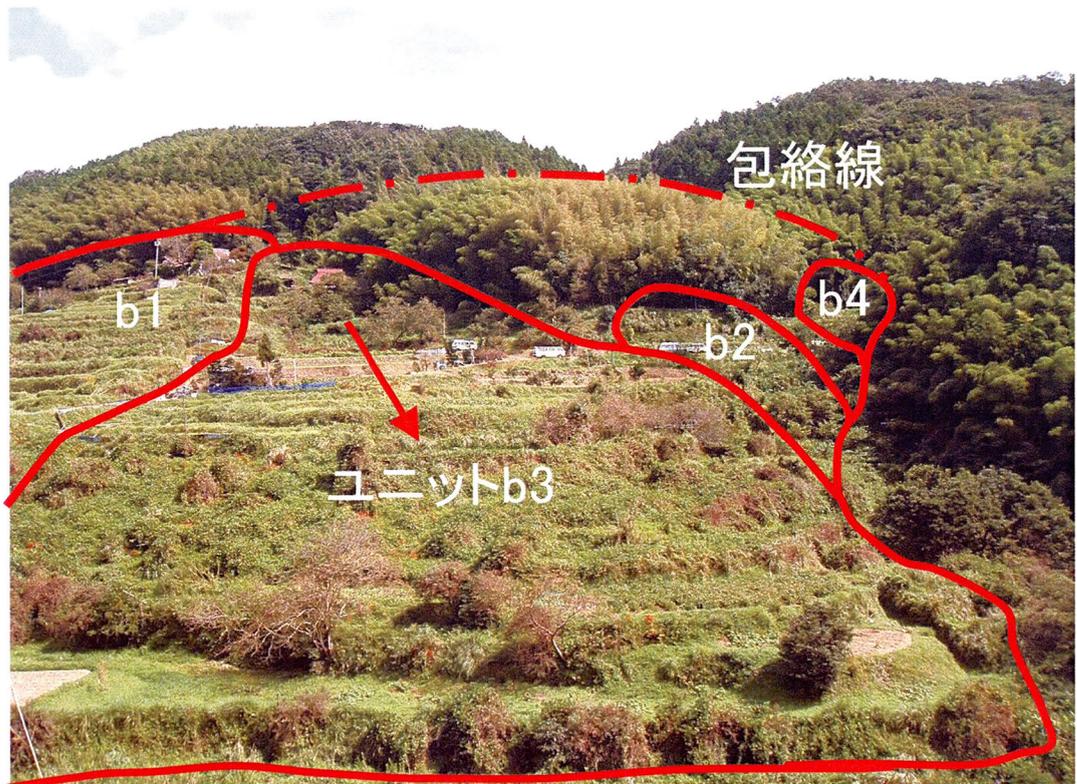


写真-5.7 地すべりユニットb3の遠望（峰地区）  
地すべり地形頭部の陥没地形と末端押し出し地形の明瞭なユニットb3 (b1を切る)。斜面上部には、ユニットb1とb4を包絡した凹状地形が広がる。矢印は斜面傾斜方向.

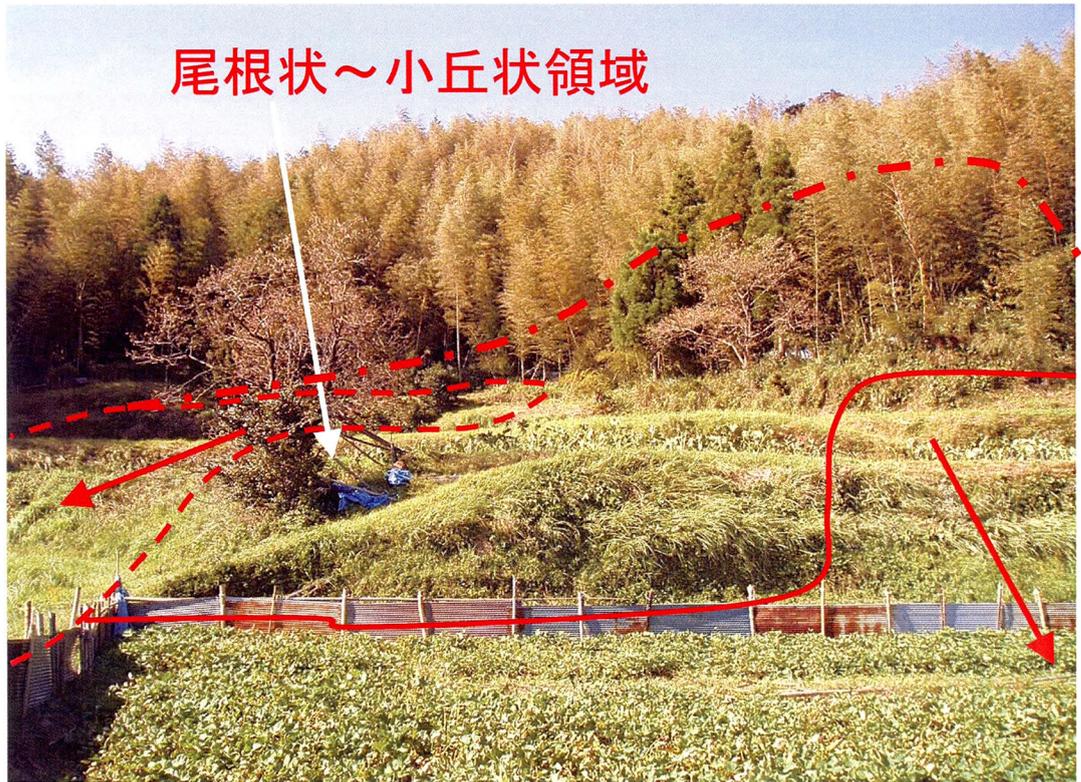


写真-5.8 地点rにおける包絡線前面の凹状地形（峰地区）  
 ユニットの切り合いから取り残された領域が尾根状～小丘状となる。矢印は斜面傾斜方向。



写真-5.9 礫混じり崩積土（Dt）（峰地区）  
 片岩の風化礫φ5～50cm顕著。



写真-5.10 崩積土(Dt)に含まれる巨礫(峰地区)  
最大径2~3mに達する黒色片岩の転石.

### (3) <sup>おおつえ</sup>大崩地区

〔地形的特徴〕：大崩地区の地すべり地は，地すべり集合体 a・b・c・d が浸食谷に沿って集合した群集型（**図 - 2.5(4)**）をなす（**図 - 5.4a**，**- 5.4b**）．集合体 a では，斜面上部で最大幅 200m，斜面下部で 50m 以下のボトルネック形態をなすが，集合体 c では，斜面上部で最大幅 90m，斜面下部で 50m 以下，末端部で 60m，斜面長 600m の全体的に細長いボトルネック形態をなす．特に集合体 c の地内には流水が豊富であり，湿地が多い．また集合体 c の側方崖は，集合体 a・b・d の末端部を切っており，集合体 a や集合体 d との切り口は約 1m 以下のやや不明瞭な側方崖をなすが（**写真 - 5.11**），集合体 b との切り口は高さ 1～3m，傾斜 60° 以上の明瞭な側方崖をなす（**写真 - 5.12**）．集合体 a・b・c いずれにおいても，斜面下部の地すべりユニットの滑落崖は，2～4m と落差が大きくなる傾向がある．

〔地質的特徴〕：地すべり地の基岩地質は，斜面上部の黒色片岩（Bs1，Bs2），下部の蛇紋岩（Sp）からなる（**図 - 5.4a**）．地すべり集合体の分布は，蛇紋岩の分布とは一致せず，本体は黒色片岩側にある．各地すべりユニットは，崩積土（Dt）からなっており，集合体 a および c の中間斜面から末端部にかけての崩積土には，径 2～3m に達する蛇紋岩の岩塊が点在する．

基岩の黒色片岩の片理面は，南南西方向に 40～60° で傾斜する．地すべり地の傾斜は同じ南南西方向であるが，傾斜は約 10° であり，片理面の傾斜とは一致しない．集合体の頭部や側面は，黒色片岩と蛇紋岩の地質境界に概ね一致しており，蛇紋岩／片岩境界で生じる地すべり（坂口・北村，1999）が起こったと推定される．

また黒色片岩は，標高 300～400m 付近の尾根沿いや山腹緩斜面において原位置で強風化し，赤色粘性土（Bs1）になる（**写真 - 5.13**）．いっぽう斜面下部において，集合体 a と c が会合する付近では硬質の蛇紋岩（Sp，**写真 - 5.14**）が分布することが，集合体が全体的にボトルネック形態をなすことと対応している．硬質の蛇紋岩は，斜面下部で地すべりの拡大発達の抵抗体をなしている．

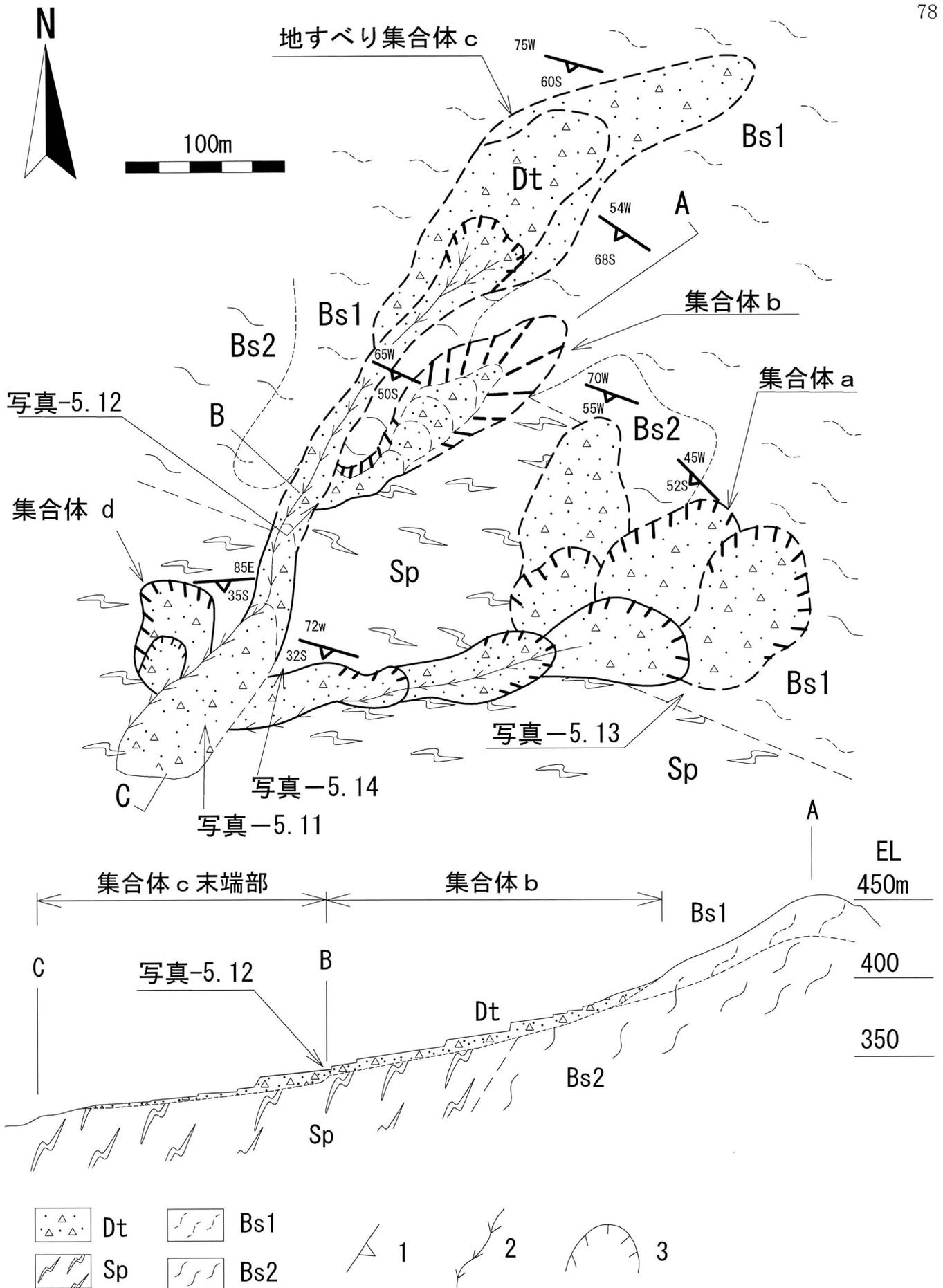


図-5.4a 周南地域 大崩地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)  
 Ls: 地すべり地 [Dt: 崩積土 (風化礫混じり土), Lm: 岩塊含む地すべり土塊],  
 Bs1: 強風化黒色片岩 (赤土化), Bs2: 黒色片岩 (緑色片岩を介在する), Sp: 蛇紋岩,  
 1: 走向傾斜 (片理面), 2: 浸食谷, 3: 滑落崖~側方崖

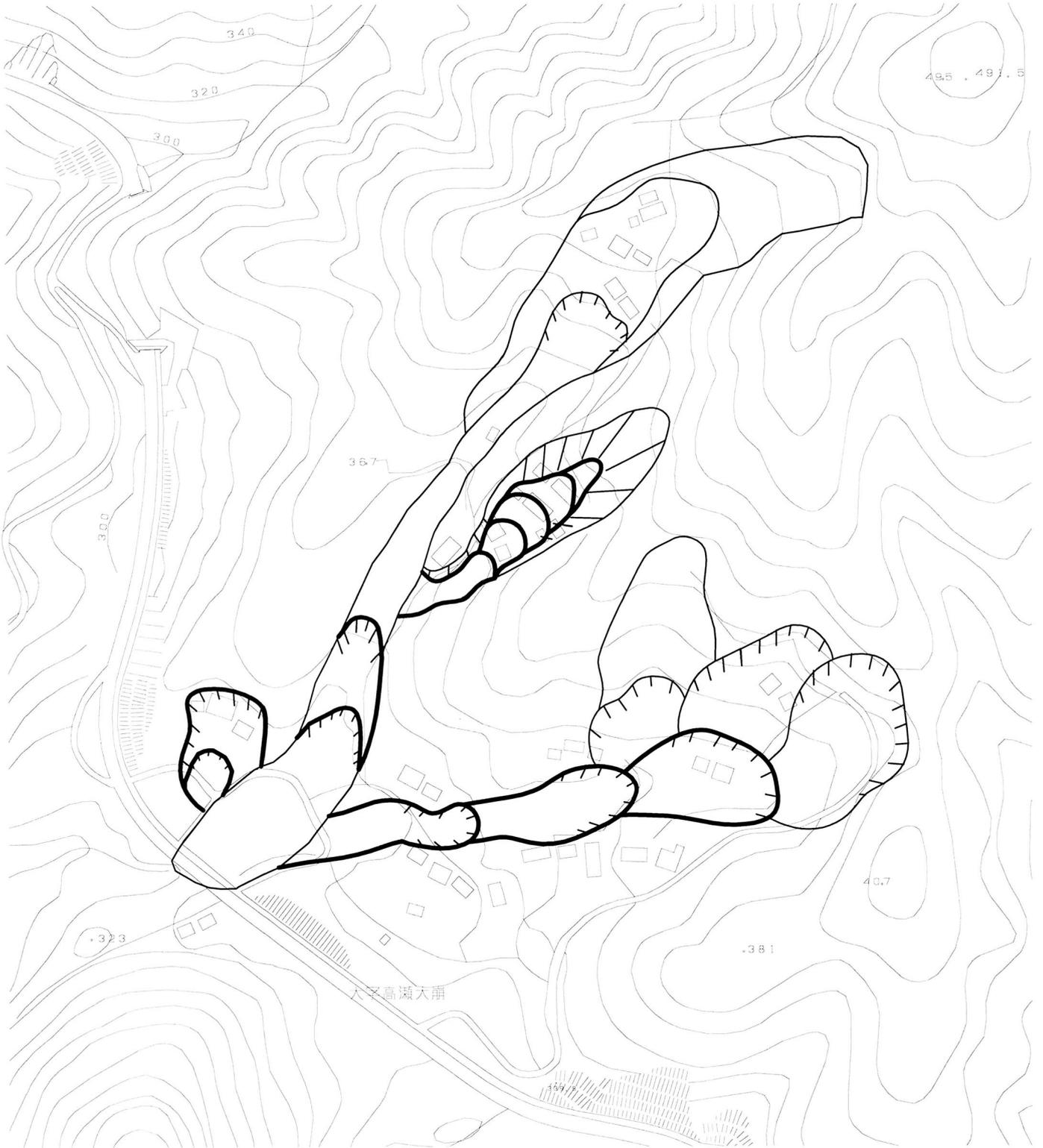


図-5.4b 周南地域 大崩地区の地すべり地形分布図  
図-5.4aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

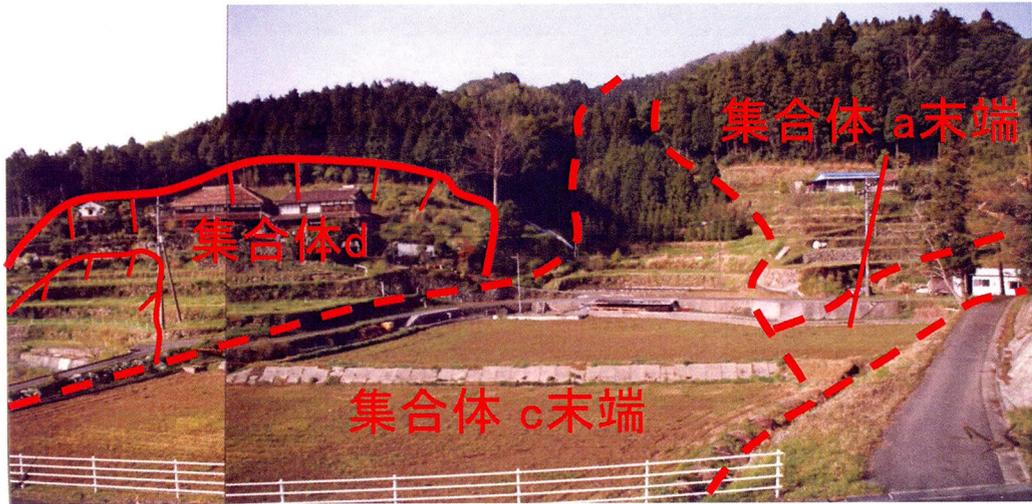


写真-5.11 地すべり集合体cの末端部の切りあい（大崩地区）  
集合体a・dの末端部は集合体cに切られる。



写真-5.12 集合体cの側方崖，高さ1~3mの段差（大崩地区）  
集合体bの末端部は集合体cに切られる。



写真-5.13 黒色片岩の原位置強風化による赤色粘性土の形成（大崩地区）



写真-5.14 硬質の蛇紋岩露頭（大崩地区）  
斜面下部では地すべり抵抗体となる。

### 5.3 周南地域の地すべり地形タイプと発達過程

大谷地区の地すべり集合体 a (図-5.2a) をもとに, 周南地域の地すべりの地形発達過程を復元すると, 図-5.5 のようになる.

**ステージ1 (崩積土の集積と地すべりの発生)**: 斜面上部には強風化した赤色粘性土が広がり (Bs1), 浸食を受けやすいのに対し, 下部は硬質の片岩が分布するので谷幅が狭く, 土砂は谷斜面中～上部に滞留し, 風化岩塊混じりの崩積土 (Lm) が形成される. 地すべりはこの部分に発生し, ボトルネック状のユニットが形成される.

**ステージ2 (地すべり集合体の発達)**: 各集合体において, 斜面上部の地すべりユニットの末端は, より下部のユニットに切られる. 下部ユニットでは礫混じりの粘性土 (Dt) からなる崩積土が発達し, さらに2次的な小地すべりも発生する. 集合体 b においても, b1 は最下部ユニット b2 に切れ (写真-5.1), 下部のユニットほど地形要素が明瞭に残っている. 特にユニット b2 には末端押し出し地形が発達している. このように上部のユニットをより下部のユニットが次々と切りながら, 浸食谷の斜面傾斜方向に連結して群集型の集合体が形成・拡大すると考えられる.

ただし斜面上方においても軟質岩の分布と対応し浸食が旺盛になり, 各地すべりユニットの頭部を連ねた包絡線に沿って凹状地形が発達し, 斜面上方に向かって地すべり地の幅が拡大する傾向が認められる. こうした発達形態は, 山口県宇部市の三郡変成岩において, 山本ほか (1997) が報告した後退性地すべりの現象を示唆する.

地すべり地全体として周南地域の群集型地すべりは, 浸食谷に沿って斜面上下方向に集合し, 拡大する傾向があるといえる. これは峰地区, 大崩地区でも同様であり, ほぼ周南地域全域に共通している.

[**地すべり集合体の発達段階**]: 集合体 a と b の間には不動地があるため, 両者の前後関係は直接確認できない. ただし地すべり地

の拡大の観点から、これらは発達系列をなしている。集合体 b の各ユニットの形態が最下部を除いて不明瞭となること、全体の傾斜が緩やかとなること、崩積土に粘性土が増えることなどから、集合体 b は a に比べ、地すべり変動（藤田，1990）がより進行した段階を示すものと推定される。同様に集合体 c は、集合体形成の萌芽的段階（あるいは未発達段階）を示すものと位置づけることが可能である。

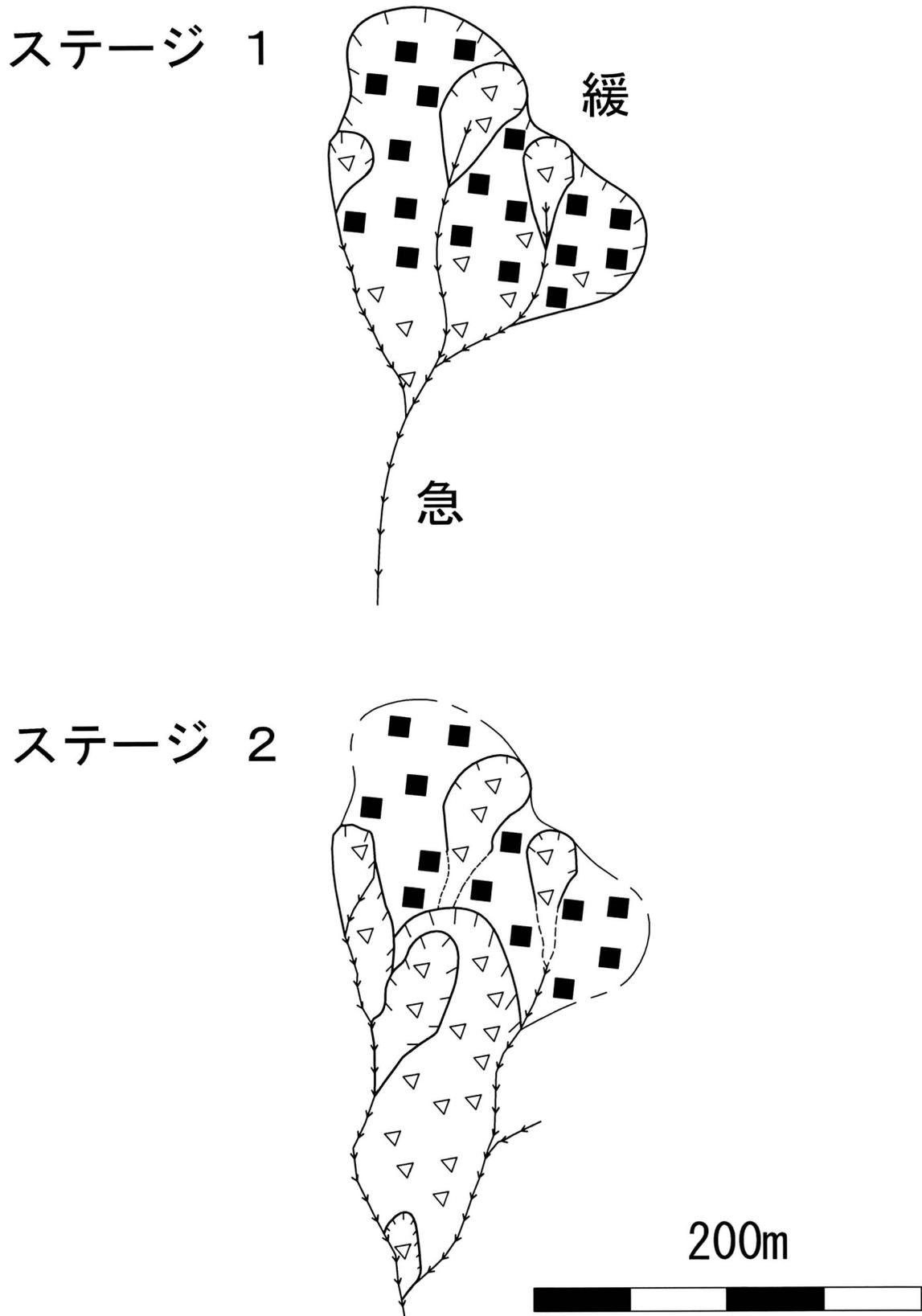


図-5.5 周南地域 大谷地区の地すべり地形発達過程  
凡例は, 図-5.2aに同じ.

## 6. 柳井地域の地すべり地形

### 6.1 地すべり地の分布と形態

図－6.1, 付図－1, －2に柳井地域の地すべり地の分布を示す。地すべり地は, 割石～由宇川沿いや千鳥ヶ丘東, 大久保北など, 東西性の浸食谷と南北性の枝谷に沿って分布する。この水系パターンは, 東西性・急傾斜の基岩の分布・構造(西村ほか, 1995)を反映した組織地形であり, 全体に谷密度が高い。各地すべりユニットは, 油谷地域に比べ小規模(2ha以下)かつ急傾斜(約 $10 \sim 35^\circ$ )で, 幅に比べ斜面長の長いものが多く, 南北性の谷の出口(東西性の谷との会合部)付近に多数のユニットが集合した群集型地すべり集合体(図－2.5(4))をなす。地すべりユニットの境界はやや不明瞭であるが, 遠方からの観察や地形図・航空写真から馬蹄形地形が認められる。基岩は, 主として片麻状花崗岩(古期領家花崗岩)と縞状片麻岩である。地すべりは, いずれも基岩の巨礫を含むマサ土質の崩積土中に生じている。

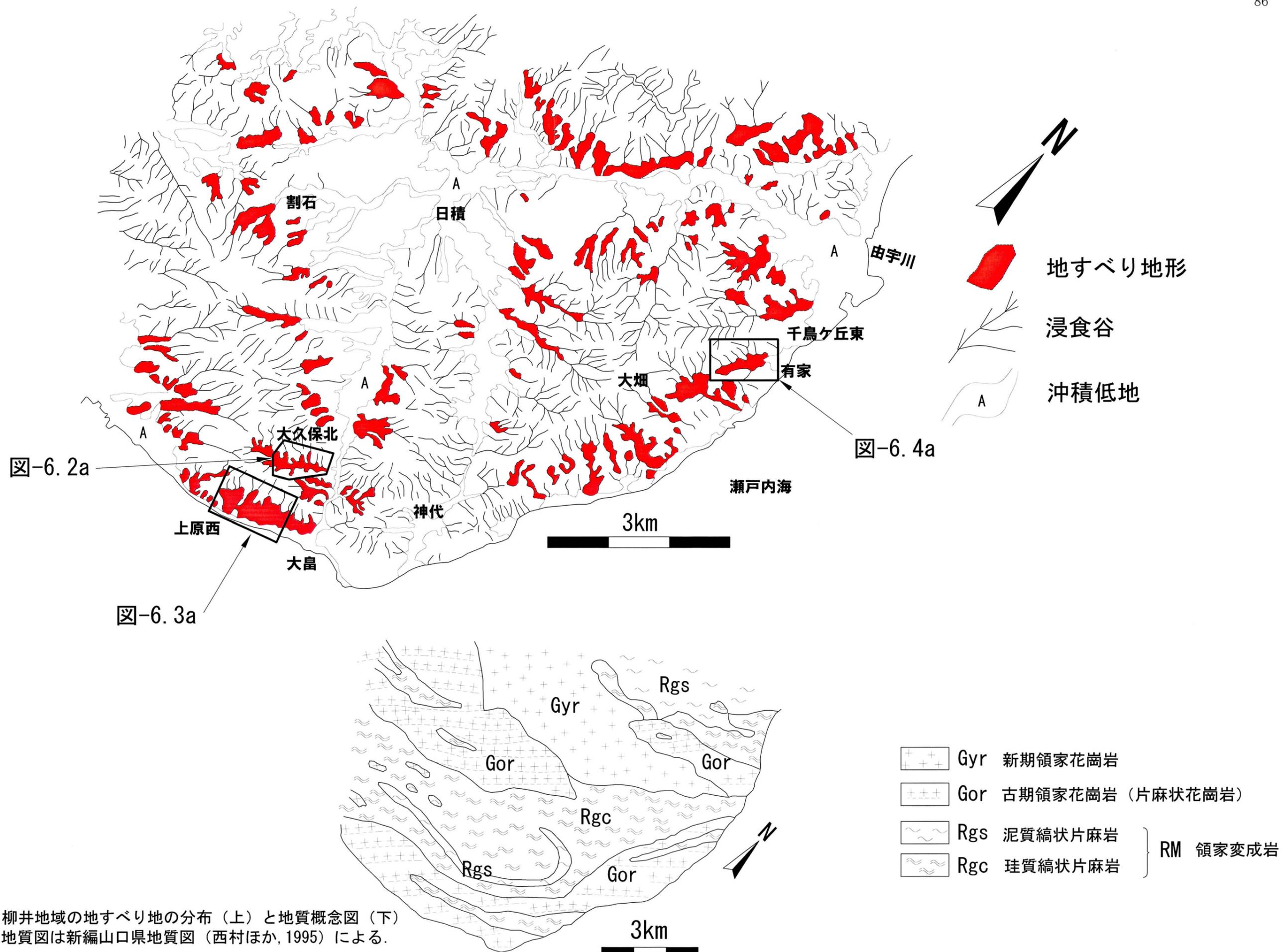


図-6.1 柳井地域の地すべり地の分布 (上) と地質概念図 (下)  
地質図は新編山口県地質図 (西村ほか, 1995) による。

## 6.2 柳井地域の地すべり地形タイプ－複合型地すべり（群集型）

### （1）大久保北地区

〔地形的特徴〕：大久保北地区では，南北性の谷の出口付近に幅 50～150m・傾斜  $15^{\circ}$  程度の緩斜面が開け，この部分に群集型地すべり集合体（**図－2.5(4)**）が分布する．1つの集合体は，幅 30～70m・斜面長 50～150m（0.1～1ha）程度のユニット数個からなり，さらにこの集合体が連結して東西性の浸食谷を幹とする樹枝状集合体を形成する（**図－6.2a**，**－6.2b**）．各ユニットの境界は，落差 1～数 m 程度の段差地形（滑落崖～側方崖）により区別され，全体として陥没状を呈する（**写真－6.1**）．

集合体 a では，ユニット a1～a6 からなり，斜面下部のユニットほど地形的に明瞭である（**写真－6.2**）．またユニット a1 の末端は a2・a3 に切られ，a2 は a3 に側方を切られる．いずれも切ったユニット側は切られたユニット側より陥没する（**写真－6.3**）．最下部ユニット a6 は末端押し出し地形が顕著であり（**図－6.2** 地点 e，**写真－6.4**），東西性の河川の屈曲が認められる．地点 f においても同様である（**写真－6.5**）．ただし大半のユニットでは押し出し地形は顕著でない．

周南地域の群集型地すべりは，斜面上部に緩斜面がありボトルネック状集合体をなすのに対し，柳井地域では斜面上部に硬質岩盤が露出し，上部でやや急傾斜・下部で緩傾斜の末広がり形状の集合体をなす．この地域では，南北性の谷が相対的に急勾配（ $14\sim 25^{\circ}$ ）で土砂生産量が多いのに対し，東西性の谷は勾配が緩く（ $2\sim 5^{\circ}$ ）土砂搬出力が小さいため，谷の出口に土砂が滞留して崩積土が発達し，そこに地すべりが生じている．

〔地質的特徴〕：大久保北地区では，東西性の谷の北側に珪質縞状片麻岩（Rgc），南側に片麻状花崗岩（Gor）が分布する（**図－6.2a**）．珪質縞状片麻岩は概して硬質であるが，高角度（ $70\sim 80^{\circ}$ ）の片理面や節理面に沿う開口割れ目（Jh）が多く，雲母に富む泥質片麻岩の薄層を挟む．これらの不連続面に沿って岩盤剥離が生じており，

板状～塊状の巨礫が生産される．片麻状花崗岩は粗粒で風化しやすいが，強風化帯（Wz）のマサ土中にはしばしば強堅な玉石状の風化核が残存する（写真－6.6）．玉石の直径は数10cm～2mときに数mに達する．また地点eでは，マサ土質の強風化片麻状花崗岩（Gor）の上位を片麻岩の巨礫を含む崩積土（Dt）が覆っており，浸食されている（写真－6.7）．縞状片麻岩と花崗岩では礫の生産の仕方が異なるが，いずれも礫混じりのマサ土質の崩積土が発達し，その分布が地すべりの分布を規定している．30～40°の急斜面上に，これらの巨礫を含む崩積土が存在することがある．

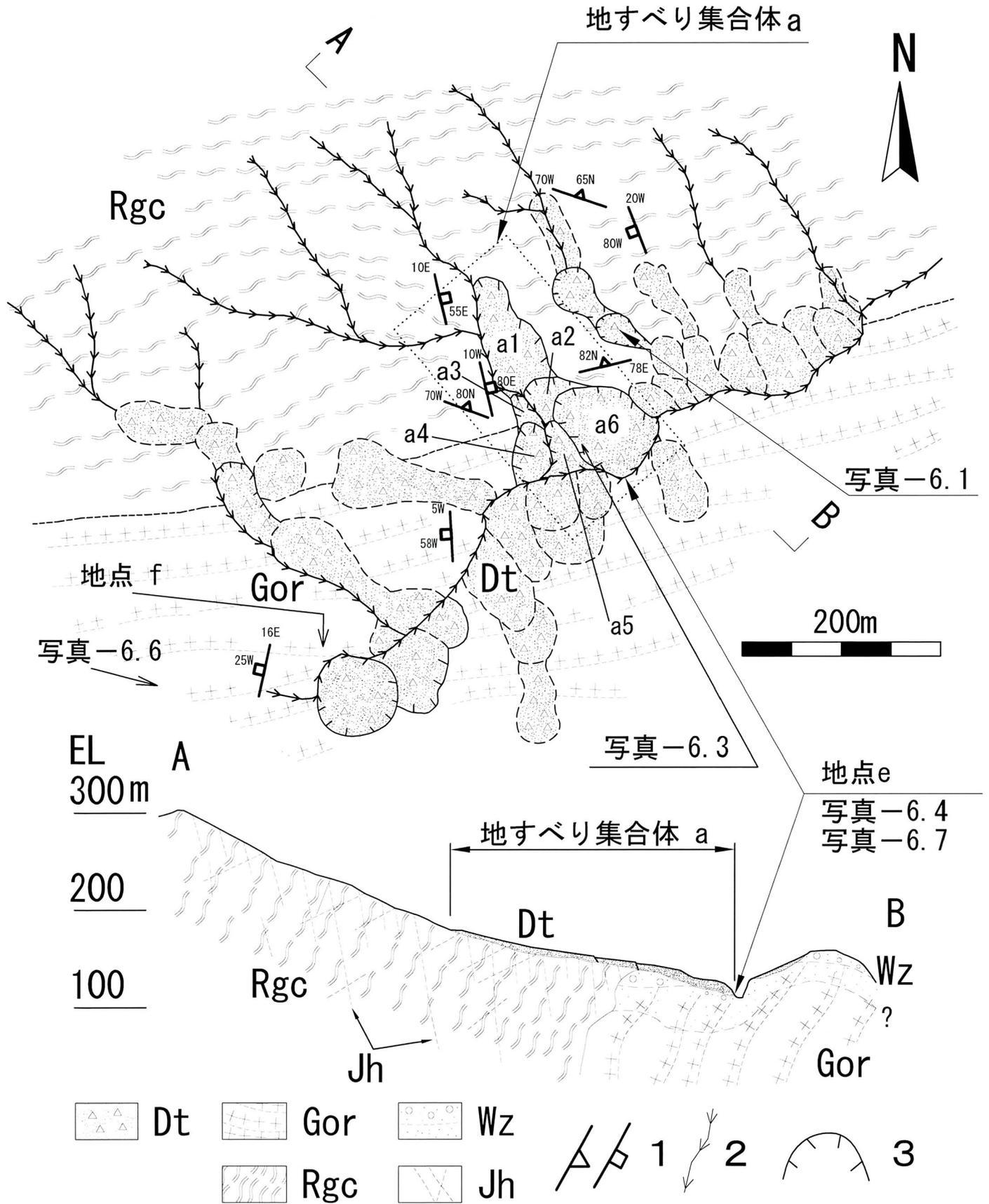


図-6.2a 柳井地域 大久保北地区の地すべり地の地質図（上）・断面図（下）  
 Dt：崩積土（地すべり地），Gor：片麻状花崗岩（古期領家花崗岩），  
 Rgc：珪質縞状片麻岩（領家変成岩），  
 Wz：風化帯（玉石状の風化核を含む），Jh：高角度節理面，  
 1：走向傾斜（片理面・節理面），2：浸食谷，3：滑落崖～側方崖

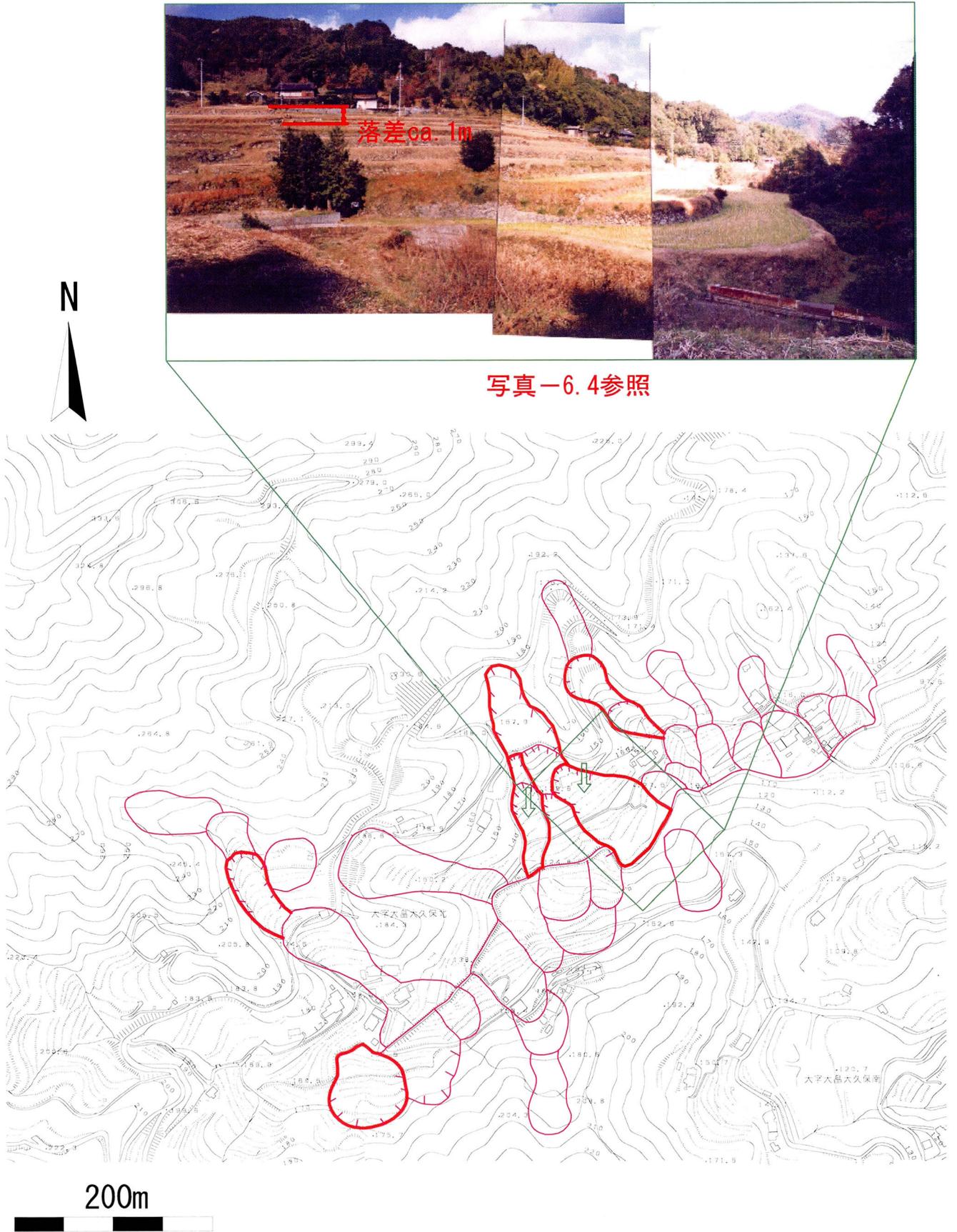


図-6.2b 柳井地域 大久保北地区の地すべり地形分布図  
図-6.2aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

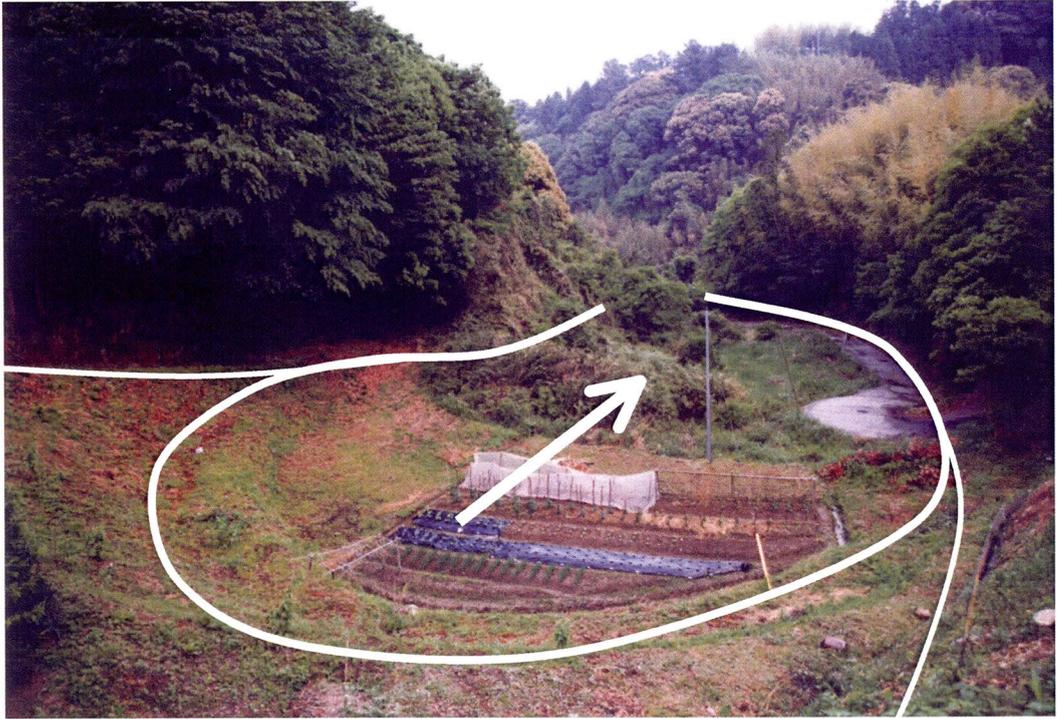


写真-6.1 陥没状の地すべりユニット（大久保北地区）  
陥没地の幅は約30m, 矢印は斜面傾斜方向. (図-6.2a参照)



写真-6.2 地すべりユニットa1～a6の切りあいの関係（大久保北地区）  
はじめに生じた大きなユニットの下部を切って斜面下方に一方的に地すべり地が拡大している. 太矢印は図-6.2bの矢印に対応.

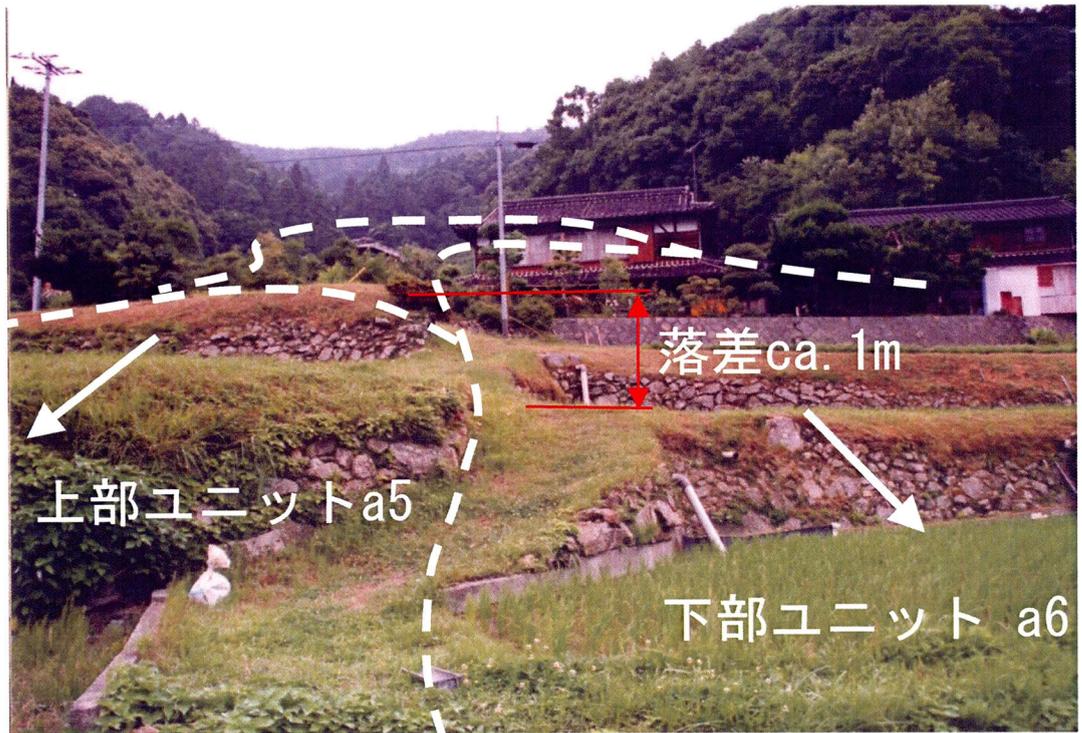


写真-6.3 地すべり集合体aにおけるユニットa5とユニットa6（大久保北地区）  
 ユニットa6側が陥没し，ユニットa5を切る。  
 矢印は斜面傾斜方向。

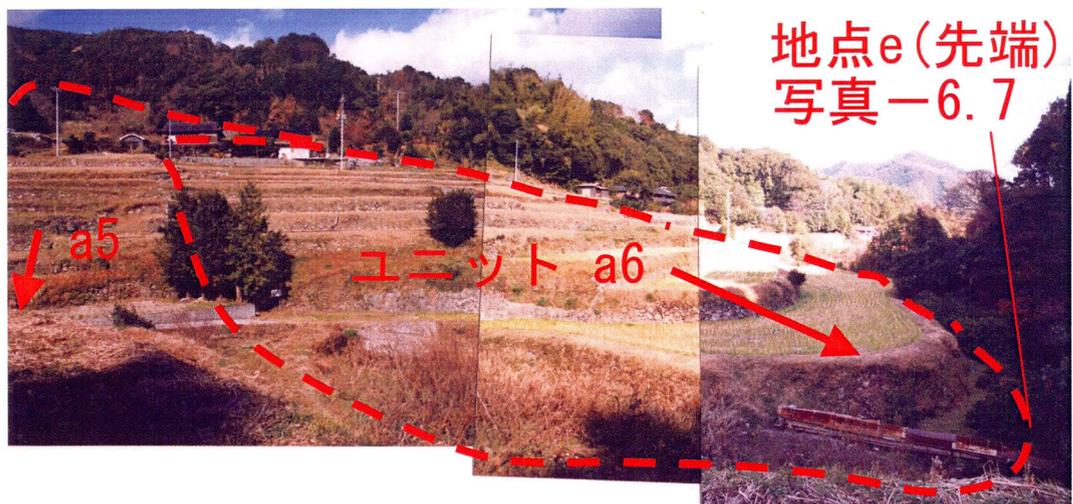


写真-6.4 地点e，ユニットa6の末端押し出し地形（大久保北地区）  
 押し出しにより東西性の浸食谷を屈曲させる。矢印は斜面傾斜方向。

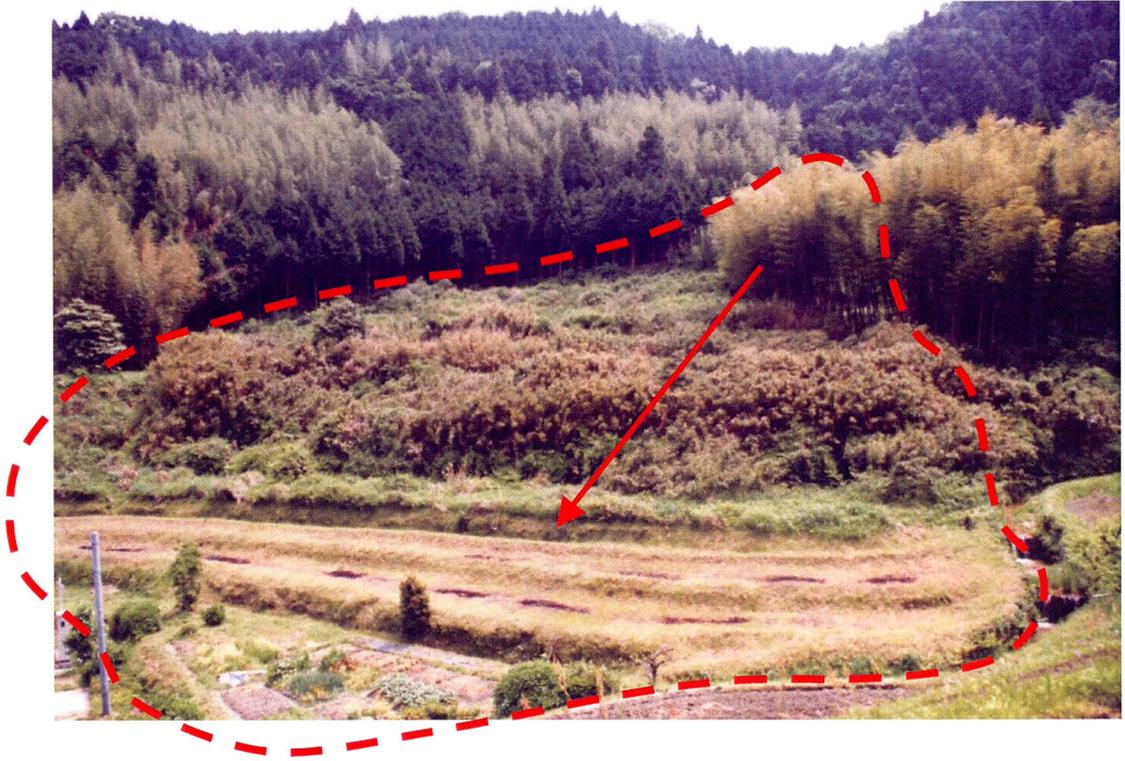


写真-6.5 地点f, 末端押し出し地形（大久保北地区）  
末端押し出し地形により東西性の浸食谷は屈曲する。矢印は斜面傾斜方向。



写真-6.6 強風化しマサ土質になった片麻状花崗岩（Gor）（大久保北地区）  
強風化帯（Wz）のマサ土中における玉石状の風化核が顕著。

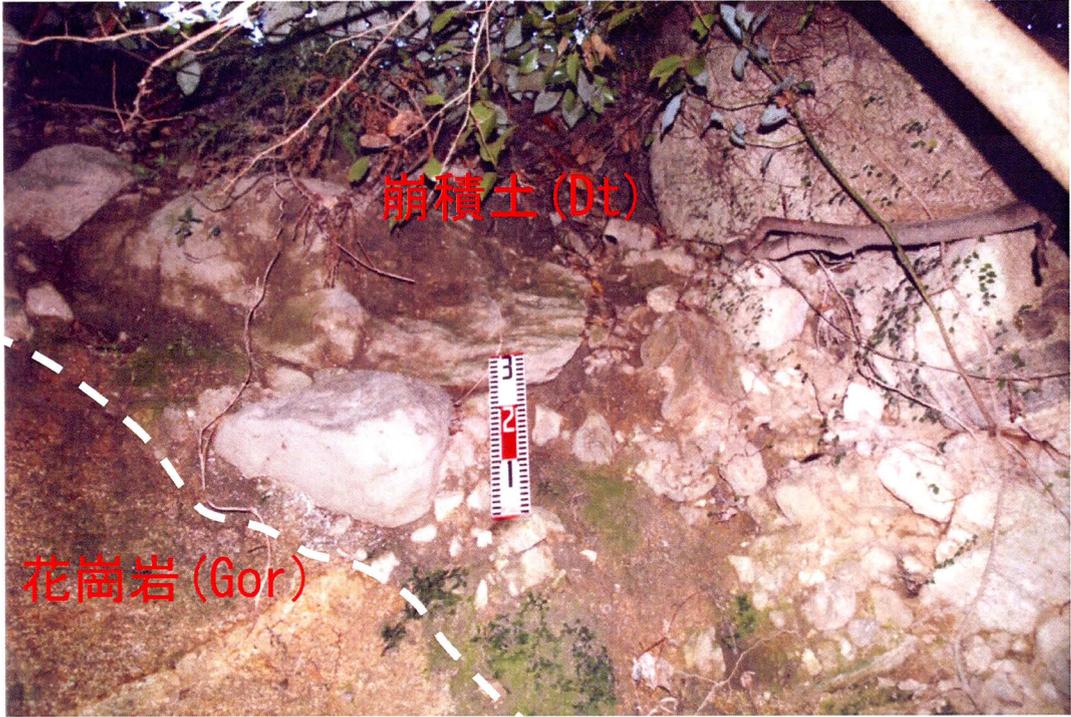


写真-6.7 地点eの地質(大久保北地区)  
マサ土質の強風化片麻状花崗岩(Gor)の上位を片麻岩の巨礫を含む崩積土(Dt地すべり土塊)が覆う。

## (2) 上原西地区

〔地形的特徴〕：上原西地区の地すべり地は，南北性の浸食谷に沿って，幅 50～100m の小規模なユニットが集合する群集型地すべり集合体(図-2.5(4))をなす(図-6.3a, -6.3b)．個々の集合体は末広がり形態となり，集合体どうしは浸食谷の出口で相互に側方に連結して配列する．各集合体において，斜面下位ユニットが上位ユニットの末端部から中間斜面を切って分布する．集合体内における各ユニットの段差は 0.5m 程度で小さくあまり明瞭でないが，集合体頭部は全体として 10～15m の落差をもった滑落崖をなす(写真-6.8)．滑落崖は上部ほど急傾斜であり，所々に大玉石状の巨礫が集積するが，下方では中間斜面に連続し，末端押し出し地形は明瞭でない．浸食谷から排出された土砂は，斜面下部で約 5° 以下の流動状の緩斜面をなす．

〔地質的特徴〕：地すべり地の大部分には，マサ土質の崩積土(Dt1)が分布するが，地すべり集合体 a と b の間の尾根状の不動地には，赤色化した礫混じり土砂からなる崩積土(Dt2, 写真-6.9)が分布する(図-6.3a)．基岩地質は，地すべり集合体の最上部を境界として，北側に珪質縞状片麻岩(Rgc)，南側に片麻状花崗岩(Gor)が分布する．前者には，高角度の節理面(Jh)に沿って岩盤の剥離・崩壊が起こり，谷頭浸食が盛んで浸食谷沿いに崩積土を供給する(写真-6.10)．また後者では全体的に花崗岩組織を残したままマサ化が著しく，地表に近いほど強風化する風化帯構造(Wz)が発達する．特に地すべり集合体 a の滑落崖には，片麻状花崗岩の風化核が最大径 5m に達する強堅な大玉石状をなして基岩から遊離している(写真-6.11)．こうして珪質縞状片麻岩(Rgc)からの崩積土とともに片麻状花崗岩(Gor)の巨礫が地すべり地に供給されている．

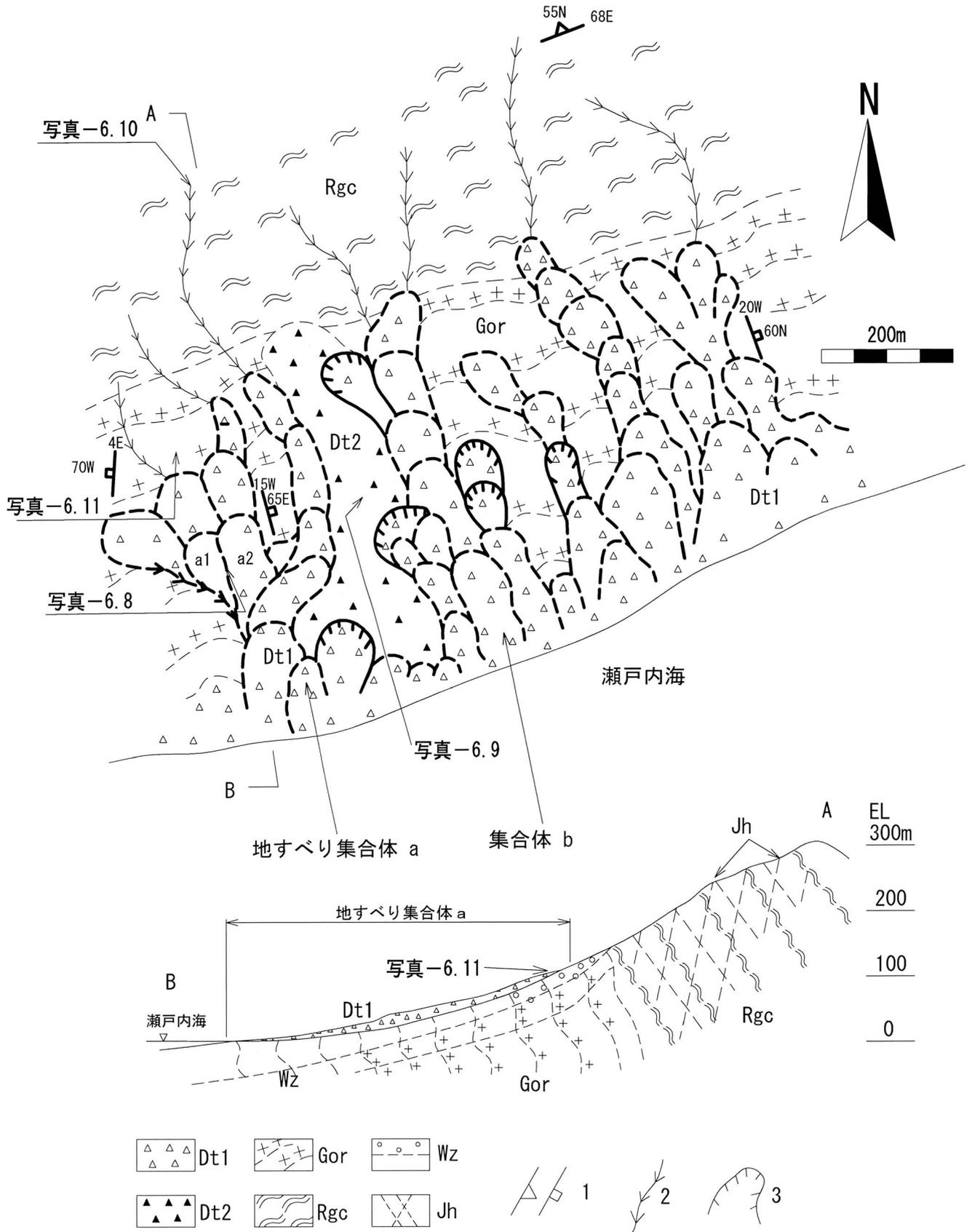


図-6.3a 柳井地域 上原西地区の地すべり地の地質図 (上)・断面図 (下)

Dt1: 崩積土 (地すべり地), Dt2: 赤色崩積土, Gor: 片麻状花崗岩 (古期領家花崗岩), Rgc: 珪質縞状片麻岩 (領家変成岩), Wz: 風化帯 (玉石状の風化核を含む), Jh: 高角度節理面, 1: 走向傾斜 (片理面・節理面), 2: 浸食谷, 3: 滑落崖~側方崖

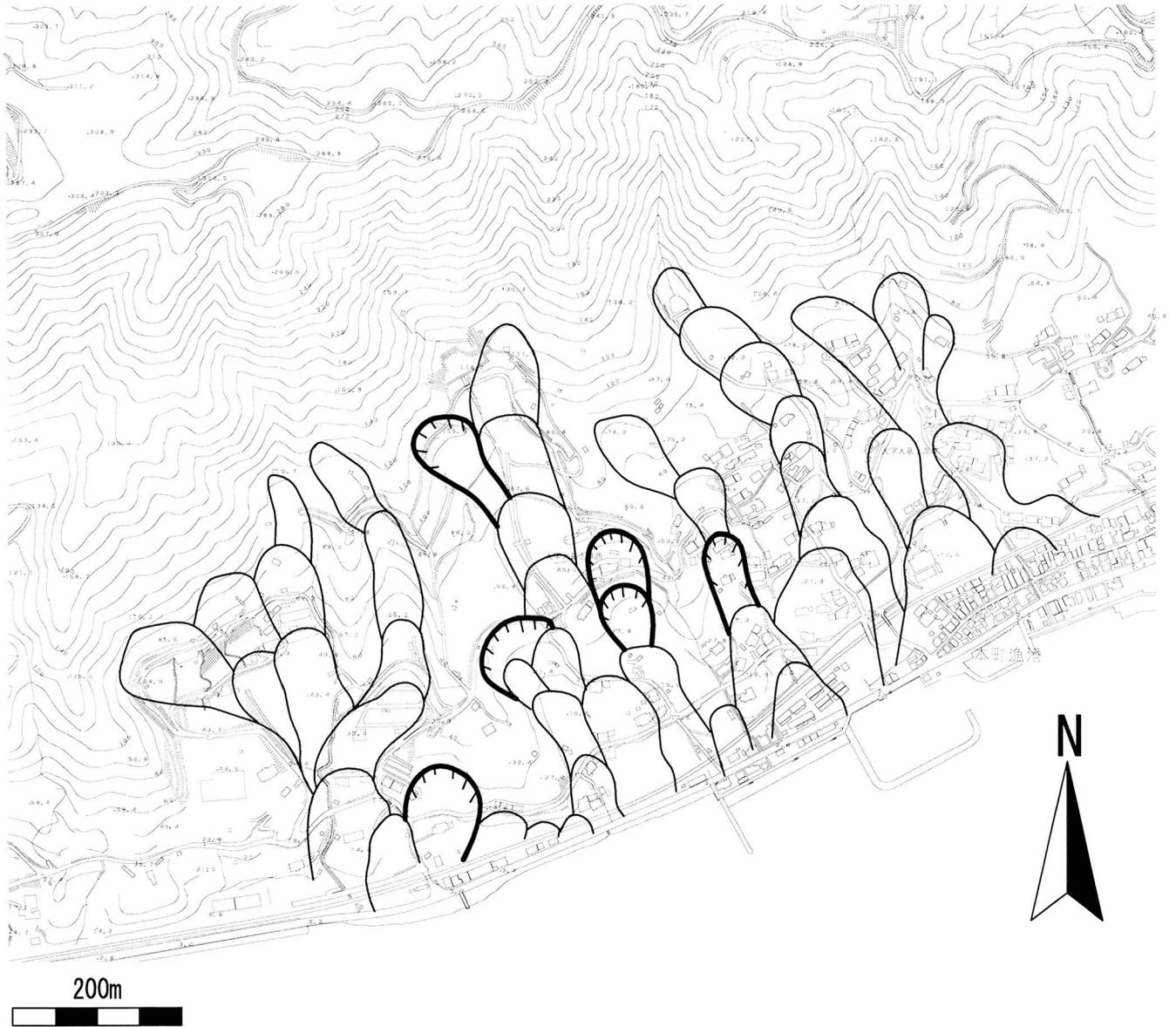


図-6.3b 柳井地域 上原西地区の地すべり地形分布図  
 図-6.3aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

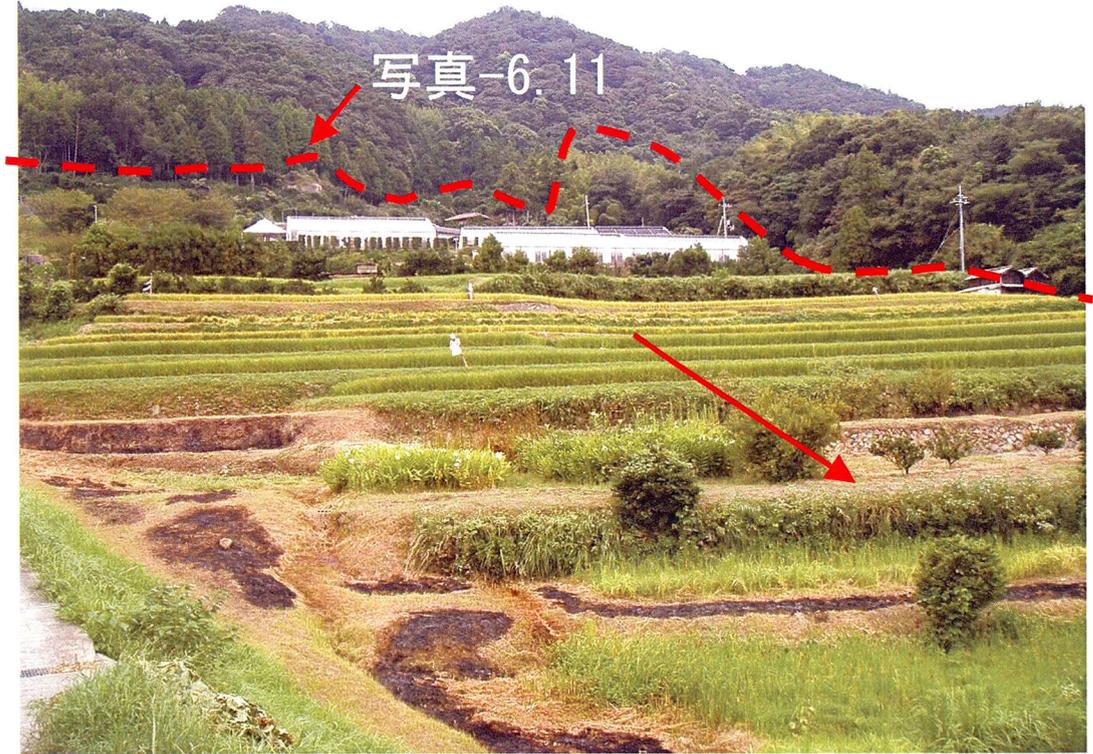


写真-6.8 地すべり集合体a頭部における滑落崖（上原西地区）  
 集合体a頭部は全体として10～15mの落差をもった滑落崖となる。  
 矢印は斜面傾斜方向。



写真-6.9 崩積土（Dt2）（上原西地区）  
 赤色化した礫混じり土砂。



写真-6.10 谷頭部における風化岩盤と崩壊（上原西地区）  
南北性の浸食谷を通じて崩積土を山麓に供給する。

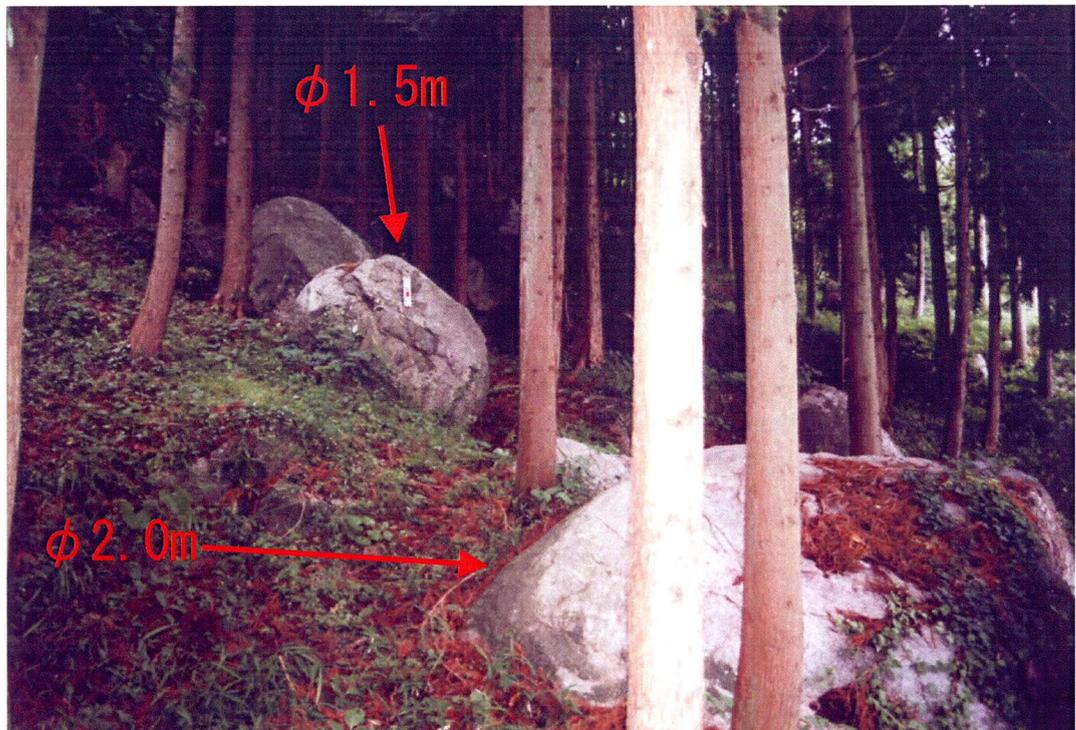


写真-6.11 片麻状花崗岩の基岩から遊離した風化核の集積（上原西地区）  
強堅な大玉石状をなす。地すべり地の巨礫の発生源の1つ。

### (3) 有家地区<sup>あらかや</sup>

〔地形的特徴〕：有家地区では、南西から北東に流れる浸食谷を主谷、これに交差する北西から南東に流れる浸食谷を枝谷として、これらの会合部に小規模の地すべりユニット（約 0.5ha 以下）からなる群集型の地すべり集合体（図 - 2.5(4)）が分布する（図 - 6.4a, - 6.4b）。主谷は、片麻状花崗岩（Gor）の片理面と平行する組織地形である。またその左岸側（北西側）では緩傾斜（10°）をなすが、右岸側（南東側）では急斜面（40°）をなし、左右非対称的な断面形を示す（図 - 6.4a 断面図）。枝谷は、主として左岸側に発達し、主谷との合流部（谷間口）では緩傾斜であるが、上部では急傾斜（30°）をなす。

地すべり集合体は、末広がり形状をなし、末端部では隣接する集合体どうしが連結する。各地すべりユニットは陥没状をなす。また全体的に浸食谷下部のユニットの滑落崖～側方崖（落差 2m 以下）が、上部のユニットの側方あるいは末端部を切り（地点 a：写真 - 6.12）、浸食谷の下流に向かって集合体が拡大発達する傾向がある。地点 f では、2006 年 4 月 11 日に枝谷に沿って崩壊が発生し、崩土が押し出して隣接ユニットの末端を覆っている（写真 - 6.13）。

〔地質的特徴〕：本地区の地すべり地は、いずれも崩積土（Dt1）中に発生している（図 - 6.4a）。基岩は、主に片麻状花崗岩（Gor）からなる。崩積土（Dt1）は、片麻状花崗岩（Gor）の大玉石（φ 1～3m 以上）を含むマサ土からなる。また湧水が所々に認められ、透水性が高い。大玉石には片麻状花崗岩（Gor）をはじめ、閃緑岩や泥質縞状片麻岩が認められる（写真 - 6.14）。閃緑岩は、尾根付近では玉ねぎ状風化を示す（写真 - 6.15）。

地すべり地内には地点 n のように一見流れ山に見える小規模な凸状地が多数分布する（写真 - 6.16）。これは大玉石状の転石が露出することによる（写真 - 6.17）。また地すべり集合体どうしに挟まれた尾根の一部には、赤褐色の崩積土（Dt2）が分布する。これには赤色強風化したくさり礫（写真 - 6.18）が含まれ、高位または中位段丘面に相当する可能性がある（藤田，1990）。

基岩の片麻状花崗岩（Gor）は，主谷の右岸側（南東側）では新鮮な硬質岩盤が露出するが，左岸側（北西側）の斜面下部～中部には強風化した片麻状花崗岩とマサ土（Wz）が発達する．そのため主谷の左岸側（北西側）は，右岸側（南東側）に比べて浸食が旺盛に進むとともに崩積土がより多く集積し，地すべり地が拡大している．

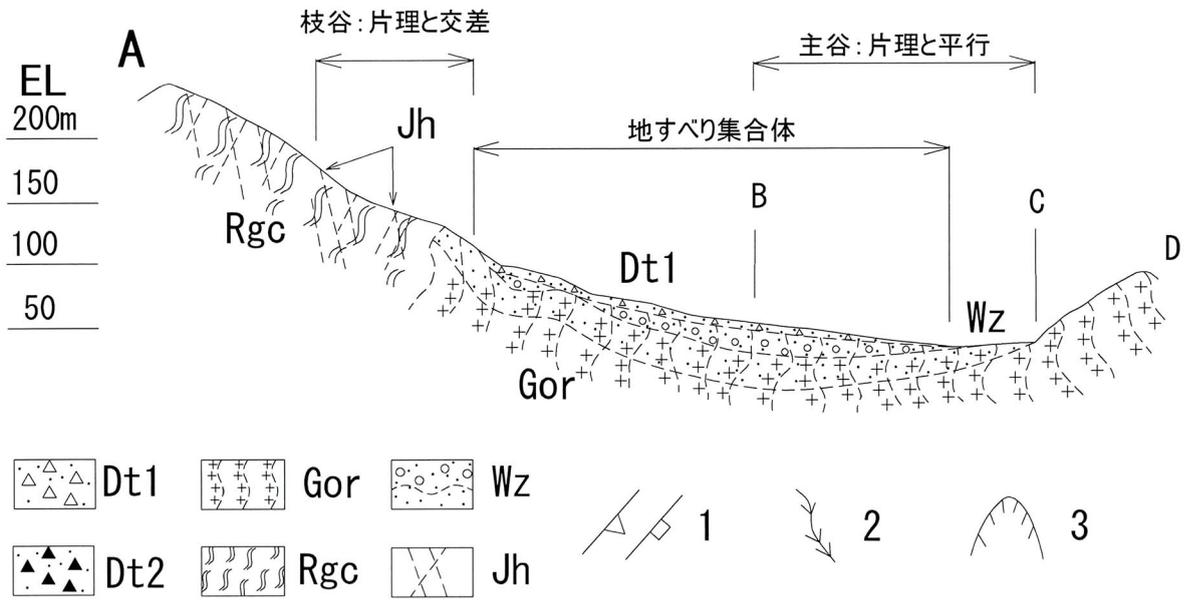
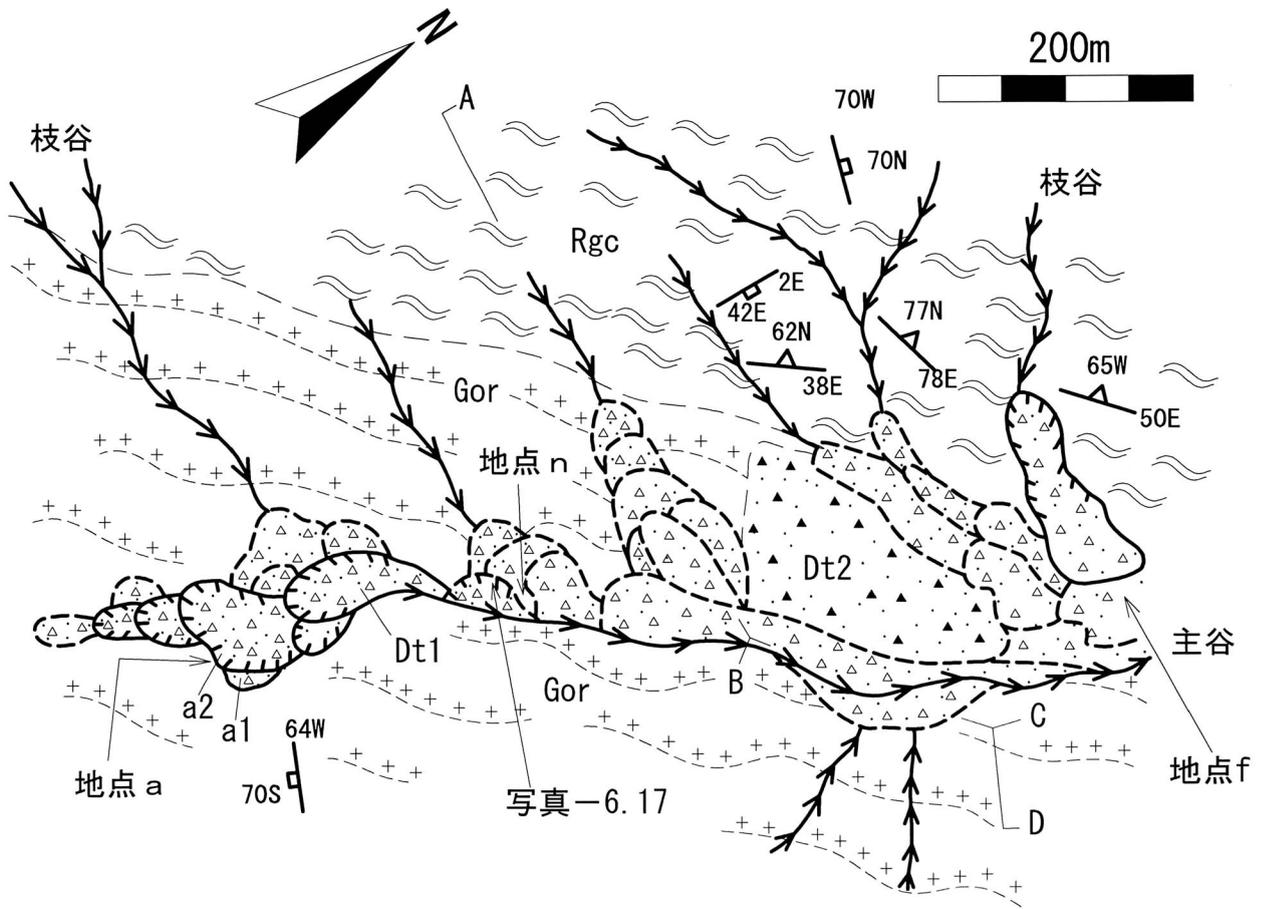


図-6.4a 柳井地域 有家地区の地すべり地の地質図(上)・断面図(下)  
 凡例は、図-6.3aに同じ。

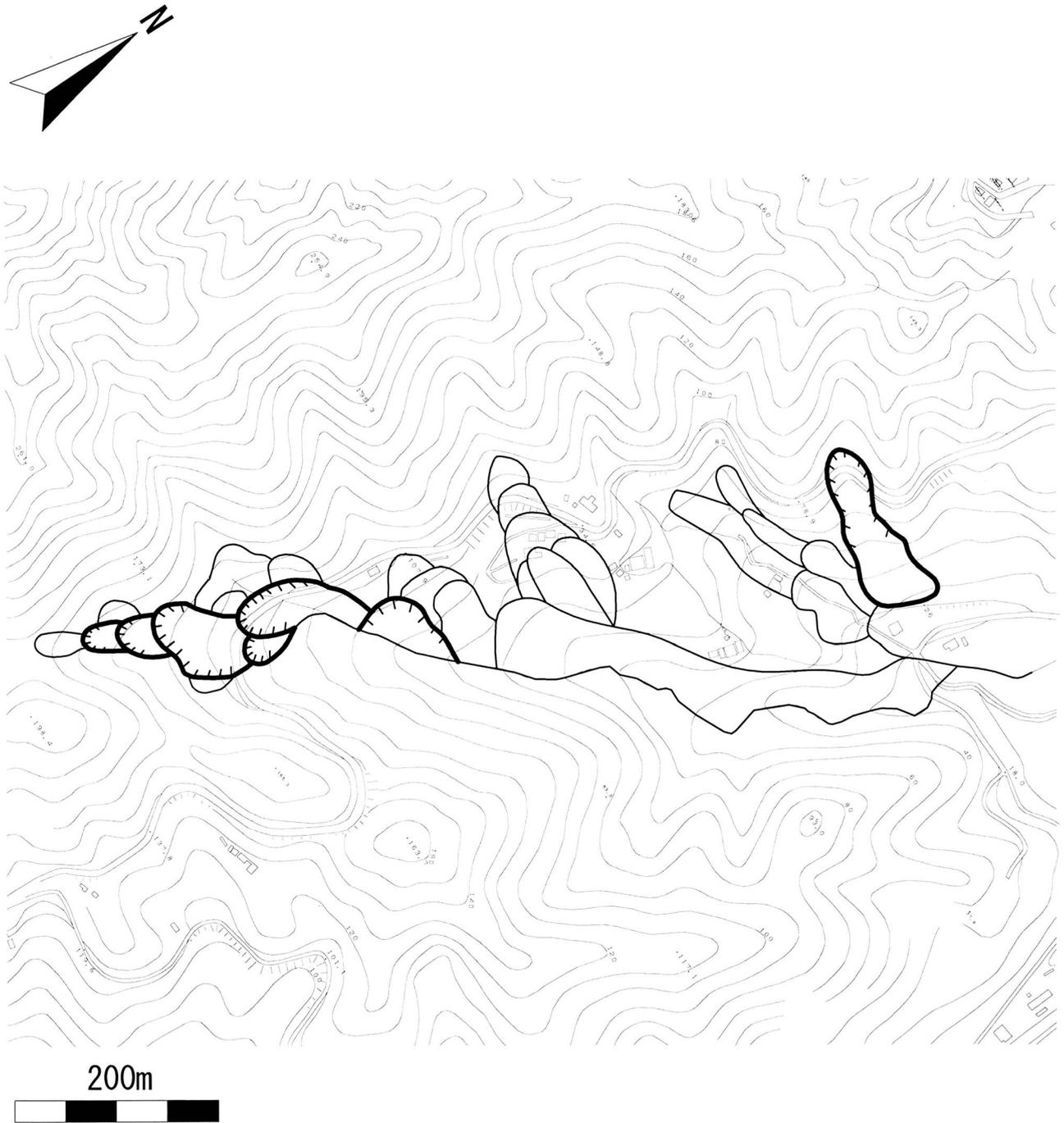


図-6.4b 柳井地域 有家地区の地すべり地形分布図  
図-6.4aの地すべり地形に等高線を示した（森林基本図使用）。

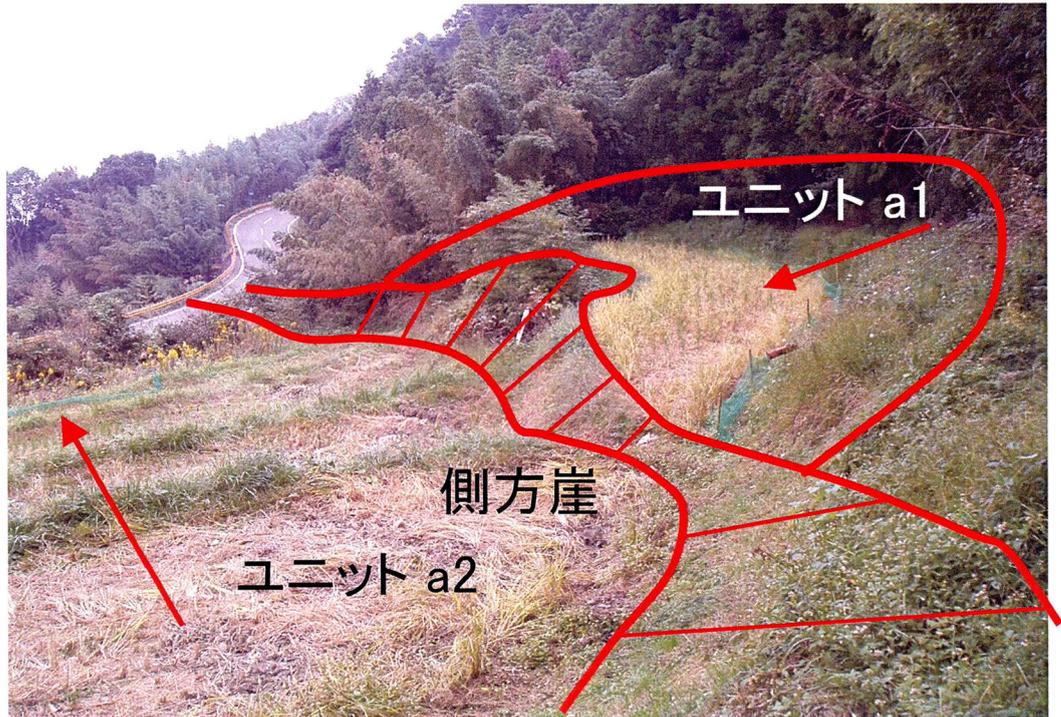


写真-6.12 地点aの地すべりユニットどうしの切りあい（有家地区）  
a2はa1の末端部を切り、落差2mの側方崖となる。矢印は斜面傾斜方向。

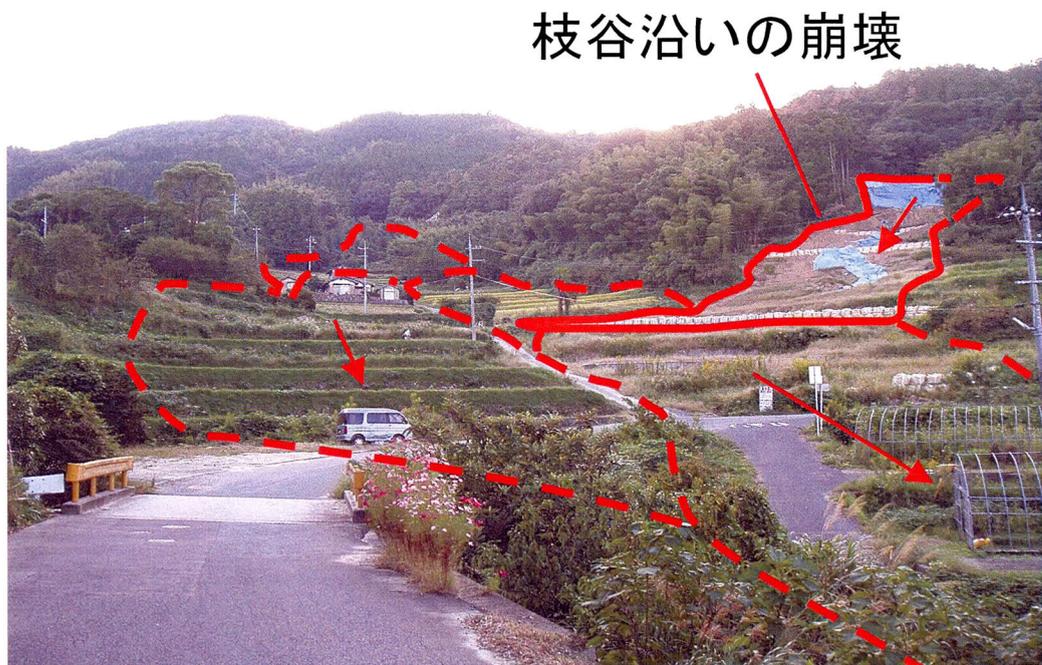


写真-6.13 地点fにおける枝谷沿いの崩壊（2006年4月11日）と崩土の重複（有家地区）  
大型土のうが設置されているところまで崩土が押し出している。矢印は斜面傾斜方向。



写真-6.14 泥質縞状片麻岩と片麻状花崗岩 (Gor) (有家地区)



写真-6.15 風化核をなす閃緑岩(Gor)とその風化皮殻 (有家地区)  
弱いながら玉ねぎ状の風化皮殻あり.



写真-6.16 大玉石状の転石（有家地区）  
 一見流れ山に見える地すべり地内の凸状地の多くは大玉石状の転石である。写真-6.17参照。矢印は斜面傾斜方向。



写真-6.17 大玉石状の片麻状花崗岩(Gor)の転石（有家地区）  
 $\phi 5m$ .



写真-6.18 崩積土 (Dt2) とぐさり礫 (有家地区)  
赤褐色を呈する礫 (最大0.5m) 混じり土砂からなる崩積土 (ぐさり礫を含む) .

### 6.3 柳井地域の地すべり地形タイプと発達過程

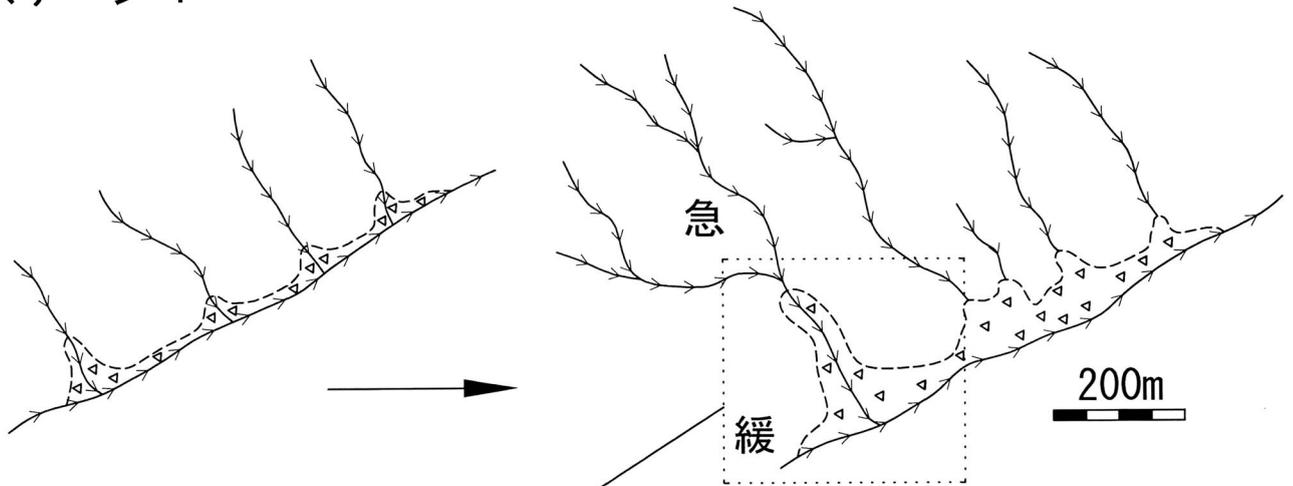
大久保北地区（図－6.2a）を例として，柳井地域の地すべり地形発達過程を復元すると，図－6.5のようになると考えられる．

**ステージ1（浸食谷の発達と崩積土の集積）**：柳井地域では，南北性の枝谷から巨礫混りのマサ土質の土砂が供給される．東西性の谷は緩傾斜で土砂搬出力が乏しいため，枝谷の谷間口に土砂が滞留し，周南地域と異なって末広りの崩積土が発達し，ここに地すべりが発生する．

**ステージ2（地すべり集合体の形成）**：地すべり集合体 a は，ユニット a1～a6 からなり，a1 の末端は a2・a3 に切られ，a2 は a3 に側方を切られる．下位ユニットほど地形要素が明瞭であり，特に a6 は末端押し出し地形が顕著で，最も後期である．斜面は上部ほど急傾斜であり（写真－6.2），枝谷の浸食によって，まず斜面上方の崩積土が下部を削りとられて不安定となり，ユニット a1 が発生し，さらにより下位のユニットが次々に生じて集合体が形成されたと考えられる．

上原西地区・有家地区など，柳井地域では浸食谷に沿って斜面下方に向かって地すべり地が拡大する傾向があり，周南地域とは異なり末広り形態の集合体が発達する．斜面上方には硬質の片麻状花崗岩～片麻岩が分布するため，上方に向かっての地すべり地の拡大傾向はほとんど認められない．こうした地すべり地の斜面下方への一方向的な拡大傾向は，柳井地域のほぼ全域に共通している．

ステージ 1



ステージ 2

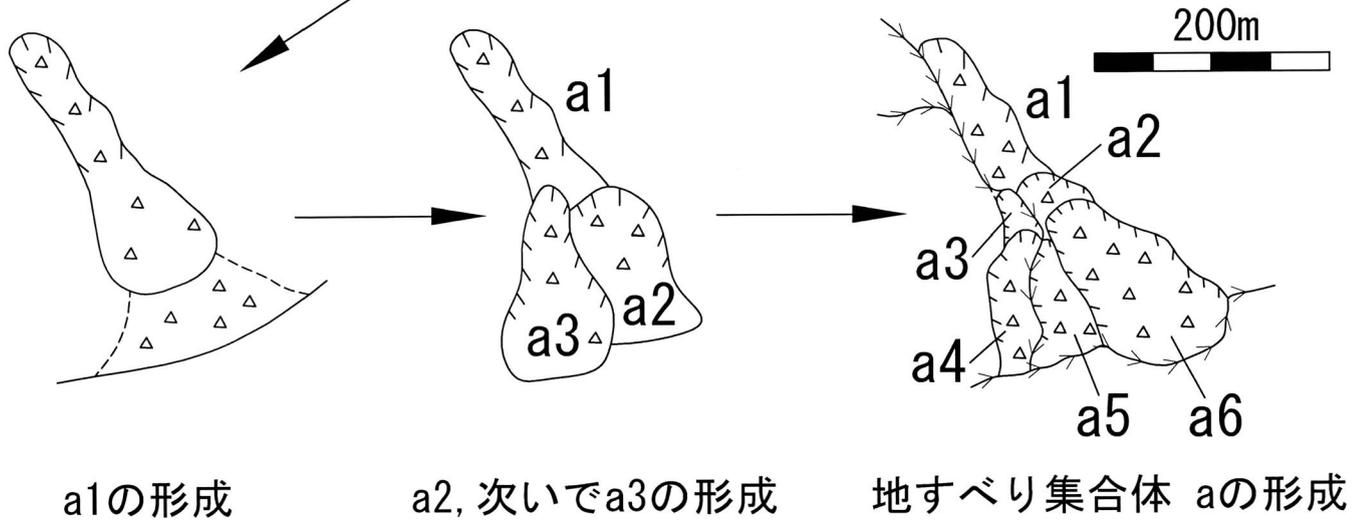


図-6.5 柳井地域 大久保北地区の地すべり地形発達過程  
凡例は、図-6.2aに同じ。

## 7. 討 論

各地域の地すべり地の広域分布の比較を図-7.1, 各地すべりユニットの面積と傾斜との関係を図-7.2に示す. またこれらのもとなった分布図を付図-1, -2に示しておく. また第4~6章で述べた油谷地域の第三紀層地すべり, 周南地域の結晶片岩地すべり, 柳井地域の片麻岩地すべりの地形・地質的特徴を表-1, -2, -3にまとめて示す.

### 7.1 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形の分布と形態的特徴

#### (1) 地すべりユニットの規模と傾斜および形態的特徴

図-7.1, 図-7.2から油谷地域の地すべり地形には, 周南・柳井地域に比べ, 明らかに大規模かつ緩傾斜(10°以下)なものが卓越することがわかる. また大型のものほど低角度となる傾向がある. このうち東立石~青村地区のユニットb(図-4.6a, -4.6b)は面積約86haの大規模なもので, 1個のユニットでは山口県下最大である. また個々の大型ユニットは, 斜面幅(短軸)に対する斜面長(長軸)が小さく, 側方に発達してずんぐりした形態を示すものが多い(例えば図-4.4a, 道手地区ユニットc). また地すべり地形の基本要素である滑落崖, 中間緩斜面, 凸状側方斜面, 末端押し出し地形がよくそろっており, 地すべり地形の乱れが少ない(第4章参照).

これに対し周南・柳井地域は, 2ha以下の比較的小規模かつ急傾斜(約10~30°)をなすものが卓越する. これらは地すべりの幅(短軸)に比べ斜面長(長軸)が長く, 縦方向に発達しているものが大半を占める(例えば図-5.2a, -5.2b, 図-6.2a, -6.2b参照). 地すべり地は周辺の不動地と比べると緩斜面や凹状地をなすが, 地すべり地形要素のうち, 末端押し出し地形が顕著でない(第5, 6章参照). なお油谷地域にも比較的小規模のユニットが多数みられるが, これらは親ユニット内に生じた2次ユニットである.

[地すべり集合体の地形タイプ]：3地域とも複合型の地すべり集合体をなすものが多い（図－2.5(2),(3),(4)）。油谷地域では、並列型（親子型を伴う）集合体の占める面積が大きく（付図－2）、地域全体としても地すべり地帯が発達する。大型ユニットの境界は凸状側方斜面をなし、これに沿って浸食谷が存在するが、全体に谷密度は小さい（図－7.1）。また集合体全体のオーダーにおいても斜面長に対して幅が広く、東立石～青村地区（図－4.6a, -4.6b）では斜面長約1.5km、全幅約3.5kmに達する山口県下最大の並列型地すべり集合体をなす。

いっぽう周南・柳井地域は、ともに群集型が大半を占める。また谷密度が高く、樹枝状の浸食谷に沿ってクラスター状の地すべり集合体を形成している（図－7.1, 付図－1, -2）。

ただし周南・柳井地域では集合体全体の形態が異なり、周南地域は斜面上部が緩傾斜、下部が急傾斜のボトルネック形態、柳井地域は逆に斜面上部が急傾斜、下部が緩傾斜をなす末広がり形態をなす。こうした地すべり地形の傾斜や平面形態は、地質構造や地質の硬軟分布、耐浸食性を反映していると考えられる。

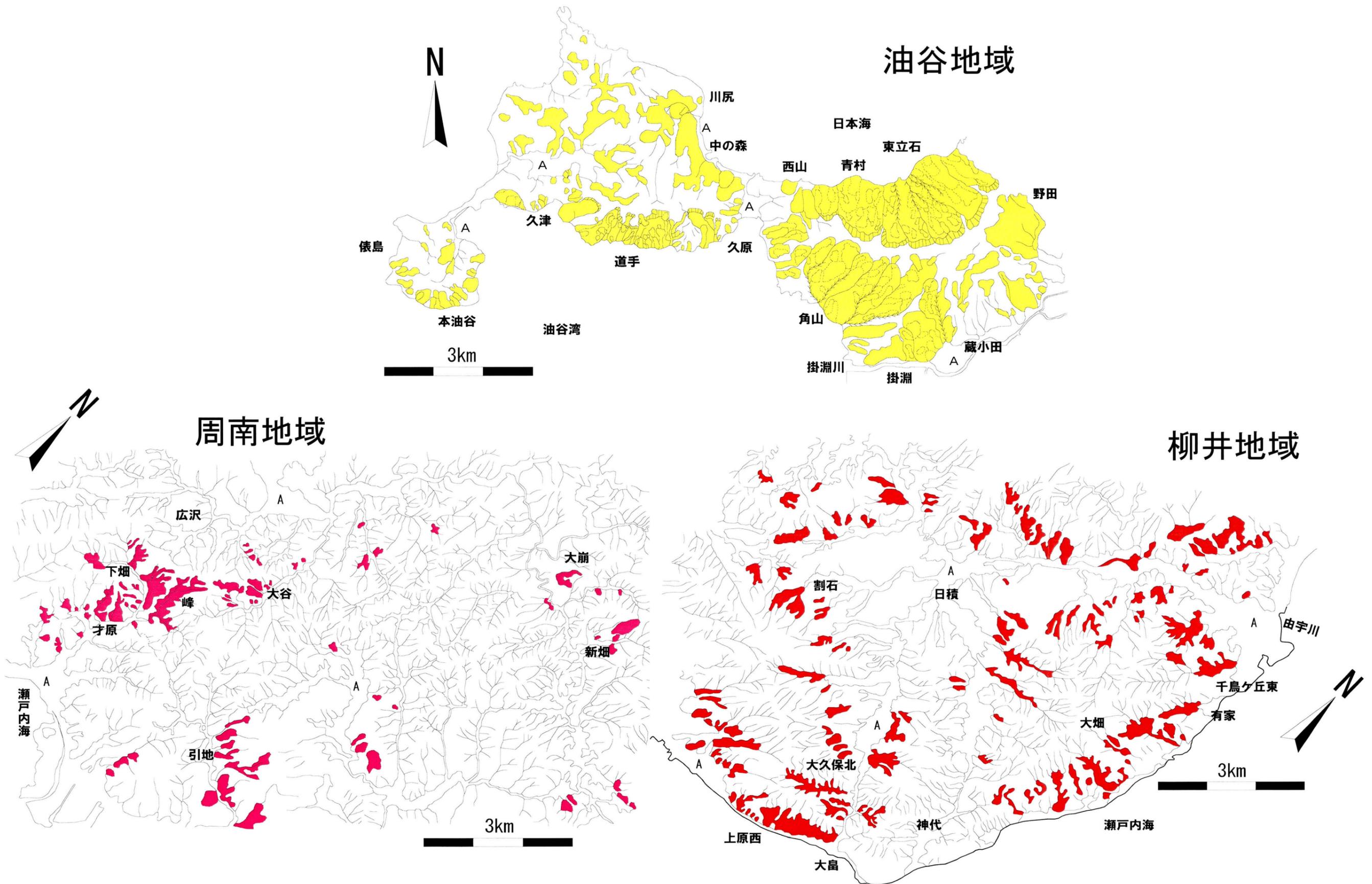


図-7.1 油谷・周南・柳井地域の地すべり地の分布比較  
 凡例は油谷地域は図-4.1, 周南地域は図-5.1, 柳井地域は図-6.1と同じ.

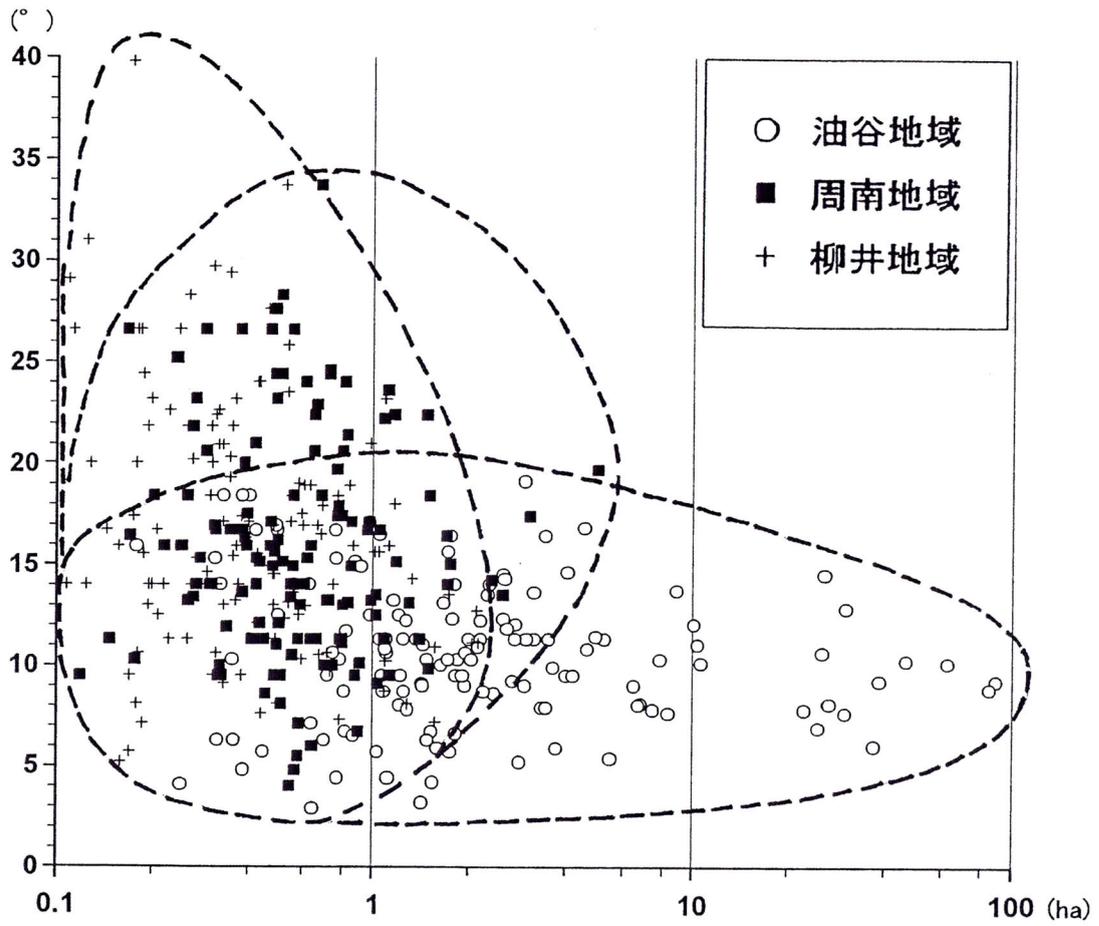


図-7.2 地すべりユニットの面積と傾斜の関係  
 地すべり地の面積は滑落崖を含むユニット全体の面積。傾斜は、滑落崖直下からユニット下端部までの平均傾斜、滑落崖が不明瞭な場合はユニット上端部から下端部までの平均傾斜とする(本調査における両者の差は1~2°程度である)。油谷地域の複合型地すべり集合体では、親地すべり地内に生じた2次的なユニットも1点として示してある。

表一-1 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形の形態的特徴の比較

地 域	油 谷 (第三紀層)	周 南 (結晶片岩:三郡変成岩)	柳 井 (花崗岩~片麻岩:領家帯)
分布・形態・地形タイプ	規模、傾斜	大規模(~100ha) 緩傾斜(5~15°)	小規模(大半は1ha以下) 急傾斜(10~35°)
	分布、浸食谷	第三紀層全域、 谷密度小、地すべり境界が浸食谷	浸食谷沿い、 谷密度大
地すべり地形タイプ	単独型、複合型(親子型、並列型)	複合型(群集型)	複合型(群集型)
	押し出し地形と凸状側方斜面の発達	ボトルネック状	末広がり形、陥没状、幅に比べ斜面長が大
地すべりの順序	上位ユニット(後期)が、下位ユニット(早期)を覆う	上位ユニット(早期)の末端を下位ユニット(後期)が切る	上位ユニット(早期)の末端を下位ユニット(後期)が切る
	整然層 砂岩泥岩互層、緩傾斜(流れ盤構造)側方へ連続性大	メランジ 黒色片岩、一部緑色片岩と蛇紋岩、亀裂多く連続性小	花崗岩、縞状片麻岩、片麻状構造に沿った亀裂多い
地 質	基岩(砂岩泥岩)、崩積土(玄武岩・砂岩泥岩起源の礫混じり粘性土)	崩積土(片岩起源の礫混じり粘性土)	崩積土(花崗岩の巨礫混じりマサ土質)
	移動形態	慢性的	急性的、急傾斜地崩壊、土石流を伴う
地すべりユニットの集合形態	側方方向に連結、拡大	谷斜面傾斜方向に連結、拡大	谷斜面傾斜方向に連結、拡大

表-2 油谷・周南・柳井地域における地すべり地の地質比較

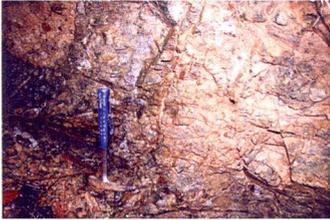
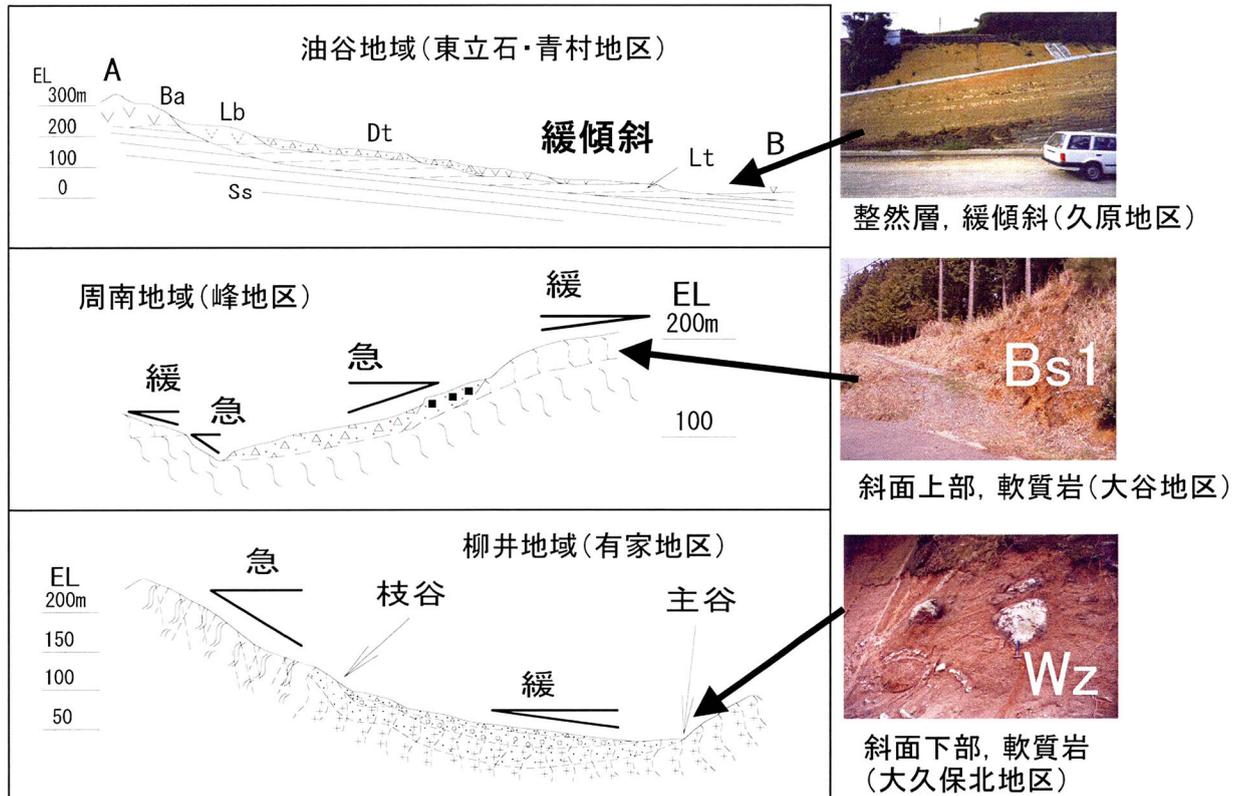
地質	油谷地域	周南地域	柳井地域
崩積土	 <p>基岩自体が動く(道手地区)</p>	 <p>岩塊, 風化礫混じり崩積土 (大谷地区)</p>	 <p>大玉石, 岩塊混じりマサ土質 (有家地区)</p>
基岩	 <p>第三紀層(白木地区) 整然層 側方への連続性大, 緩傾斜層</p>	 <p>結晶片岩(峰地区) メランジ 硬軟混在, 急傾斜層</p>	 <p>片麻岩~片麻状花崗岩 (大久保北地区) 花崗岩質 硬軟混在, 急傾斜層</p>

表-3 油谷・周南・柳井地域における地すべり地形断面の比較



## 7.2 地すべり地の分布・形態からみた前後関係の判定

図 - 2.1 の VARNES (1958) の地形モデルは単独型地すべりにあたるが、実際には複合型地すべりを形成する場合が多い。図 - 7.3 に VARNES (1958) の地形モデルを加筆・修正した模式的な複合型地すべりを示す。またこうした複合の様式を類型化したものが、図 - 2.5 の 4 つの地形タイプである。

地層あるいは岩体間の空間的な相互関係（地層累重則あるいは切りあいの関係）から時間的前後関係を抽出することは、伝統的な地質学の方法であるが、一定の限界をふまえるならば、様々な場面で有効であり、これは地すべり地の前後関係判定においても適用できる。すでに述べてきたように複数の地すべりユニットが複合して集合体をなす場合には、ユニットどうしの接触関係から前後関係の判定が可能であり、これは集合体どうしの関係においても適用できる。これらはいくまで相対的な前後関係であって時間的な長短の関係を意味するものではない。3地域における前後関係判定の例をまとめると、次のような場合がある。

### (1) 地すべりユニット間の切りあいの関係

#### ① 滑落崖に生じた中小すべり（図 - 7.4A）

实例は、油谷地域道手地区、ユニット c の滑落崖などにみられる。ここでは、切りあいの関係であると同時に、末端押し出し地形が主ユニットの中間斜面を覆う関係でもある。

#### ② 中間斜面に生じた中小すべり（図 - 7.4A）

实例は、油谷地域道手地区、ユニット c の中間斜面などにみられる。ここでは中小すべりによる凹地形（滑落崖に相当）が認められる。小規模ながら中間斜面と末端押し出し地形を伴うが、道手地区ではさらに斜面下方に生じた中小すべりによって末端押し出し地形が切られることがある。

#### ③ 末端押し出し地形に生じた中小すべり（図 - 7.4A）

实例は、油谷地域道手地区における親地すべりのユニット c 末端押し出し地形に生じた中小すべりがある。中間斜面に生じているも

のと同じく，ここでも凹地形が発達する．道手地区では，押し出し地形が中間斜面と比べて急斜面になることを反映し，この部分に中小すべりが比較的多発している．

#### ④地すべり集合体中に生じた陥没状の地すべり（図－7.4B）

实例は，柳井地域大久保北地区，集合体 a などにみられる．集合体の中では，下位ユニットが上位ユニットの末端部を切る．切り口は滑落崖～側方崖となり，ユニットは陥没状をなす．

#### ⑤地すべり集合体の分布を切る地すべり（図－7.4C）

实例は，周南地域大崩地区における地すべり集合体 a, b, c の切りあいの関係などにみられる．ここでは，ユニットの長軸どうしが斜交し，切り口は側方崖となる．地すべり集合体の分布が，別のユニットによって切られる例は，油谷地域久原地区などにも認められる（図－4.5a, -4.5b）．油谷地域では，次に述べる重複関係が発達するが，これも分布の面からみれば，切りあいの関係でもある．

以上の例によると，①，②，③は油谷地域における親子型地すべりに，また④は周南・柳井地域の群集型地すべりに各々特徴的である．油谷地域の親子型地すべりでは，上位の二次的な中小すべりが下位の親ユニットを切るため，下位ユニットが早期，上位ユニットが後期である．いっぽう，周南・柳井地域の群集型地すべりでは，個々のユニットはほぼ同規模であるが，上位ユニットの末端部を切って下位ユニットが生じ，下位ユニットほど地形要素が明瞭であるため，上位ユニットが早期，下位ユニットが後期である．

## (2)地すべりユニット間の重複関係

### ①凸状側方斜面の発達に伴う重複関係（図－7.4A）

### ②末端押し出し地形の発達に伴う重複関係（図－7.3）

両者とも地すべりユニットの累重による前後関係であり，上位ユニットが後期，下位ユニットが早期である．並列型地すべりの場合，原理的には2つの地すべりが同時並行的に生じうるが，実際にはたいていの場合，前後関係がある．久永（2002）は，東立石地区で新期崩積土と旧期崩積土の累重関係を記載しているが，これらはこうした地すべりユニットの重複関係を示唆するものと考えられる．

①について，道手地区（**図 - 4.4a, - 4.4b**）のユニット a の凸状側方斜面は，並列するユニット b に対し 3m の小さい比高をなすが（**写真 - 4.10**），東立石～青村地区（**図 - 4.6a, - 4.6b**）のユニット b（山口県下最大のユニット）の凸状側方斜面は，並列するユニット c に対し高さ 20～25m に達し，中間斜面から末端押し出し地形まで約 1km 連続する（**写真 - 4.17, - 4.18**）．このように凸状側方斜面は，ユニットの規模に比例して比高や連続性が長大なものとなる傾向がある．

②の末端押し出し地形の重複については，先述した滑落崖に生じた中小すべりによるものはあるが，油谷地域の大型地すべりについてはあまりみられない．この関係は地すべりユニットの長軸方向が，斜交する場合に起こるが，少数を除いて油谷地域では長軸が平行する並列型が多く，末端押し出し地形よりも凸状側方斜面の張り出しの影響が強く現れると考えられる．

①，②は，基本的に油谷地域で特徴的なユニット間の重複関係である．周南・柳井地域では，地すべり集合体の斜面下部に末端押し出し地形自体は浸食谷の屈曲を伴い明瞭に認められることがあるが，それらが重複した①，②は全体としてあまり発達していない．

### (3) 地すべり地形発達の系列化

以上のように地すべり地形どうしに接触関係がある場合には，前後関係の判定が可能である．ただし浸食等の影響により常にできるとは限らない．また地すべりユニットどうし，または集合体どうしが孤立している場合には，直接判定することはできない．

しかしこうした場合であっても，あらかじめ地形発達史が解析された地すべり集合体を基準として，地形発達の各段階の形態的特徴を地すべり地の拡大という観点から時系列に沿って並べておき，離れた場所にある地すべり地の地形的特徴をそれに対応させて，どの発達段階に相当するかを判定することができる．この場合，相互に離れた地すべり地どうしの時間的前後関係は特定できないが，その地すべり地が相対的に地形発達のより初期的な段階にあるのか，より開析の進んだ段階にあるのかが判定できると考えられる．こうし

たことは、かつて小出（1955）により、地すべりの各々の型はそれぞれの発展の過程のある段階を示すものと見るべきであると指摘されたことであるが、これまで実際に適用されることはあまりなかった。

#### ① 周南・柳井地域の地すべり集合体の例

周南・柳井地域の群集型地すべり集合体は、浸食谷に沿って分布し、集合体オーダーでは孤立する傾向がある。こうした場合、各集合体の規模、形態、明瞭度などを相互比較し、集合体としての発達過程の初期にあるのか後期にあるのかの判定が可能である。

たとえば、周南地域大谷地区（図 - 5.2a, - 5.2b）においては、集合体 b は a に比べて、斜面上部は地形的によりなだらかになり、不明瞭である。また集合体末端では狭窄部の形態が緩和され、より広がっている。こうしたことから、集合体 b は a より開析が進み地すべり地がより拡大した段階に相当すると考えられる。また集合体 c は、集合体 a・b に比べて小規模であり、また粘土化の程度が低い崩積土が多いため、集合体形成のより萌芽的段階（群集型へのなりかけ）にあたると考えられる。

#### ② 油谷地域の地すべり集合体の例

油谷地域の地すべり集合体では、7.3節に詳しく述べるように単独型地すべり中に小規模な地すべりが生じて親子型地すべりとなり、次に大型地すべりどうしが並列して並列型地すべりとなり、さらに内部に中小の副次的な地すべりが生じて複雑な集合形態が発達する傾向がある。したがってより単純な形態の単独型地すべりは、地形発達により初期的段階に相当し、より複雑な形態のものや浸食による開析のすすんだものはより後期の段階に相当すると考えられる。

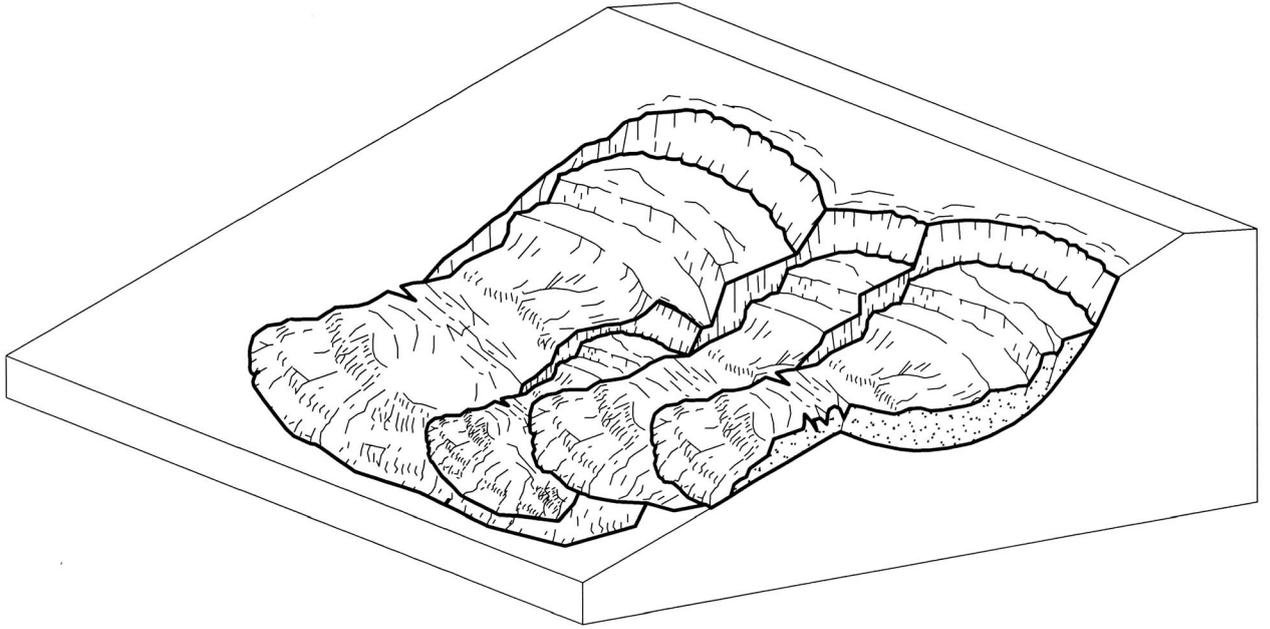


図-7.3 模式的な複合型地すべりの「切りあいの関係」と「重複関係」  
VARNES(1958)の地すべり地形を加筆・修正した。

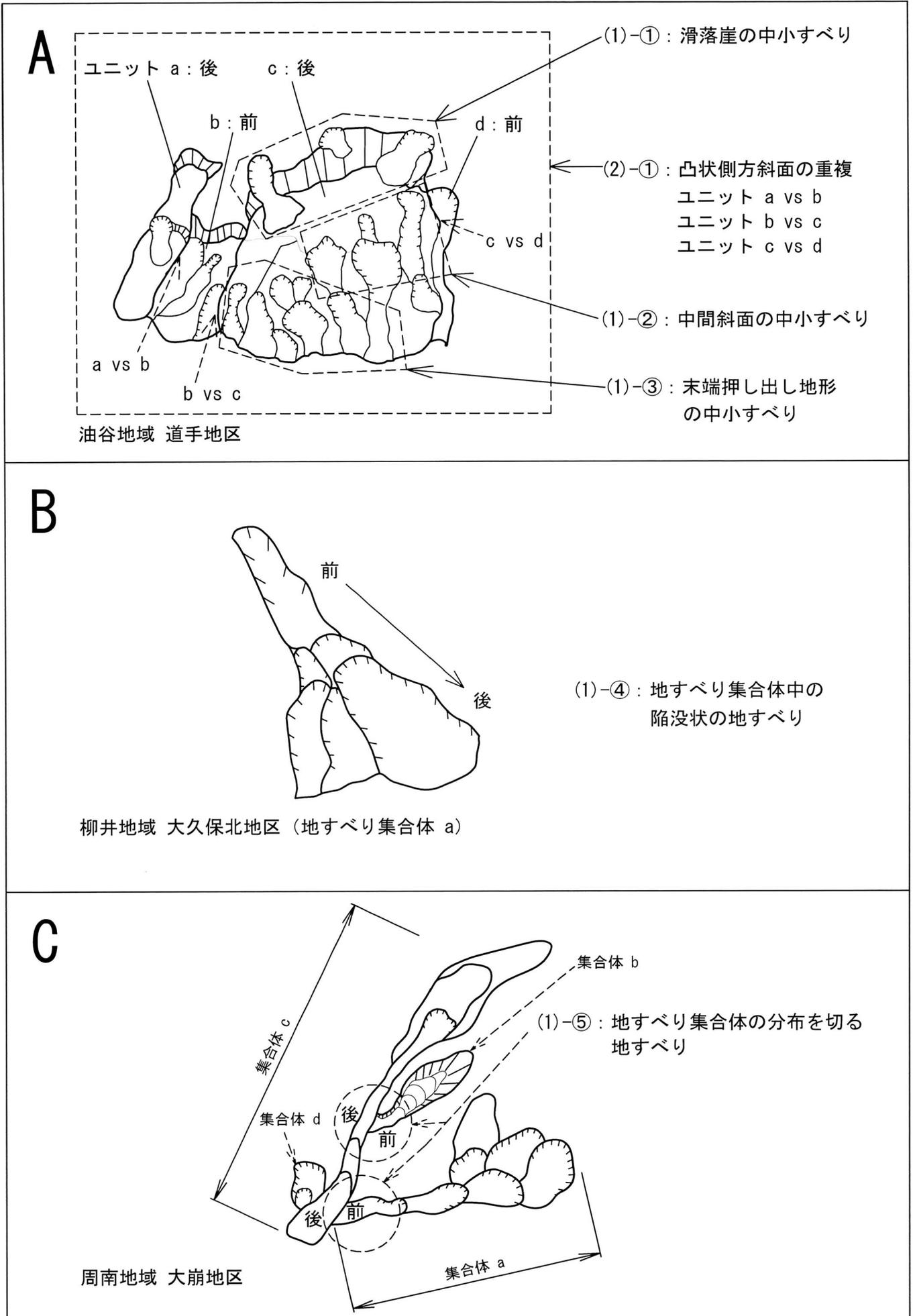


図-7.4 地すべり地の分布・形態からみた前後関係の判定  
not to scale

### 7.3 各地域の地すべり地形の発達過程の特徴

#### (1) 油谷地域の地すべり地形の発達過程の特徴

油谷地域の地すべり地形は、周南・柳井地域に比べ大規模・緩傾斜をなし、広域的に地すべり地の占有する割合が大きいことが特徴的である（**図** - 7.1, **図** - 7.2, **付図** - 1, - 2）。またユニット中～下部に広い中間斜面と押し出し地形をもち、凸状側方斜面が発達する傾向がある。そこではより後期のユニットが側方に張り出し、下位（早期）のユニットの一部を覆う。凸状側方斜面の横方向への張り出しは、並列型のみならず単独型ユニットにおいても認められ、例えば久津地区（**図** - 4.2a, - 4.2b）において、北側の凸状側方斜面が顕著であるのに対して、南側上部斜面では高低差が小さく、地すべり土塊の側方（南東から北西）への押し出しが示唆される。このような地すべりユニットの張り出しと連結によって並列型地すべりが発達し、地すべり地の横方向（斜面側方方向）に集合体が拡大する傾向がある（**図** - 7.5）。

これらは周南・柳井地域の地すべり地形において、末端押し出し地形が顕著でないこと、より下部（後期）のユニットが上部のユニットを切ること、浸食谷の傾斜方向に集合体が拡大する傾向があることと対照的である。両地域の地すべりが主として崩積土中に発生するのに対し、油谷地域の地すべりでは砂岩頁岩互層自体が移動土塊の一部をなし（**写真** - 4.11）、すべり面は第三紀層中に存在する。

以上のように油谷地域に大型地すべりや並列型地すべりが発達する素因は基岩の第三紀層にあり、それらが本質的に側方への連続性が大きい整然層（周南地域はメランジ相）であることが、地すべりユニットの側方への拡大と関係すると考えられる。

なお道手地区、東立石～青村地区の並列型集合体の発達過程においてユニットの形成順序を見ると、横方向に順次拡大するのではなく、1ユニットおきに生じている。このことは両側に地すべりが生じたために側方の抵抗力が減じ、両者に挟まれた中間部に大型の地すべりが誘発されたと考えられる。このようにして第三紀層分布域全体にわたる広域的な地すべり地帯が形成されたと推定される。

## (2) 周南・柳井地域の地すべり地形の発達過程の特徴

周南および柳井地域の地すべり地では，油谷地域と異なり，谷密度が著しく大きく，浸食谷に沿ってその傾斜方向に広がったクラスター状の群集型地すべり集合体をなすことがほとんどである．各地すべりユニットは，油谷地域に比べて比較的小規模・急傾斜をなすものが多い（**図 - 7.1**，**図 - 7.2**，**付図 - 1, - 2**）．また油谷地域の大型地すべりが基岩の第三紀層中に発生しているのに対して，両地域とも崩積土中に生じたものである．

第5，6章で述べたように両地域の地すべり地の分布，形態，崩積土と地すべり集合体の発達は，浸食谷と密接な関係がある．このことと基岩地質との関係を見ると，周南地域の基岩は本質的に不均質なメランジを含む付加体の地質を起源とし（周南地域<sup>おおつえ</sup>大崩地区（**図 - 5.4a**）の蛇紋岩は蛇紋岩メランジ？），さらに破碎や亀裂が多いため第三紀層にみられる整然層に比べ岩相の連続性が小さい．また柳井地域ではマサ化し，浸食されやすい花崗岩質の地質とその東西に配列する地質構造に支配された組織地形となる．いずれにしても両地域とも油谷地域に比べて小さな多数の浸食谷が発達することになる．このことが地すべりの発生を規定し，比較的小規模な地すべり地形が多数群集する結果になったと考えられる．

また崩積土の生産と集積および崩壊は，浸食谷に沿って起こっており，油谷地域の地すべり地が斜面側方に拡大する傾向があるのに対して，周南・柳井地域では縦方向（谷斜面傾斜方向）に連結しながら群集型地すべり集合体が拡大する特徴がある．地すべりの発生する場合は，浸食谷沿いにとどまるため，油谷地域に比べて広域的な地すべり地帯への移行・拡大は起こりにくい．

ただし両地域では基岩地質の違いのため，次のように地すべり集合体の形態や崩積土の発生・滞留の仕方に違いがある．周南地域では谷斜面上部に比較的緩傾斜で風化・粘土化が進んだ軟質岩（例えば**図 - 5.2a**，Bs1）が広がるのに対し，谷斜面中～下部に硬質岩（例えば**図 - 5.2a**，Bs2）が分布するため，個々のユニットにおいても集合体においてもボトルネック形態の地すべり地となる．また浸食

谷に沿って下方のみならず上方の緩斜面に向かっても地すべり地が拡大する傾向がある（**図 - 7.5**）。

これに対して柳井地域では，谷斜面上方に硬質岩（例えば**図 - 6.2a, Rgc**）が分布するため，上方への地すべり地の拡大は起こりにくく，また斜面下方および谷間口には軟質の風化岩（例えば**図 - 6.2a, Wz**）や崩積土（例えば**図 - 6.2a, Dt**）が分布するため，谷斜面下方に一方的に拡大した末広がり形状の地すべり集合体となる（**図 - 7.5**）。

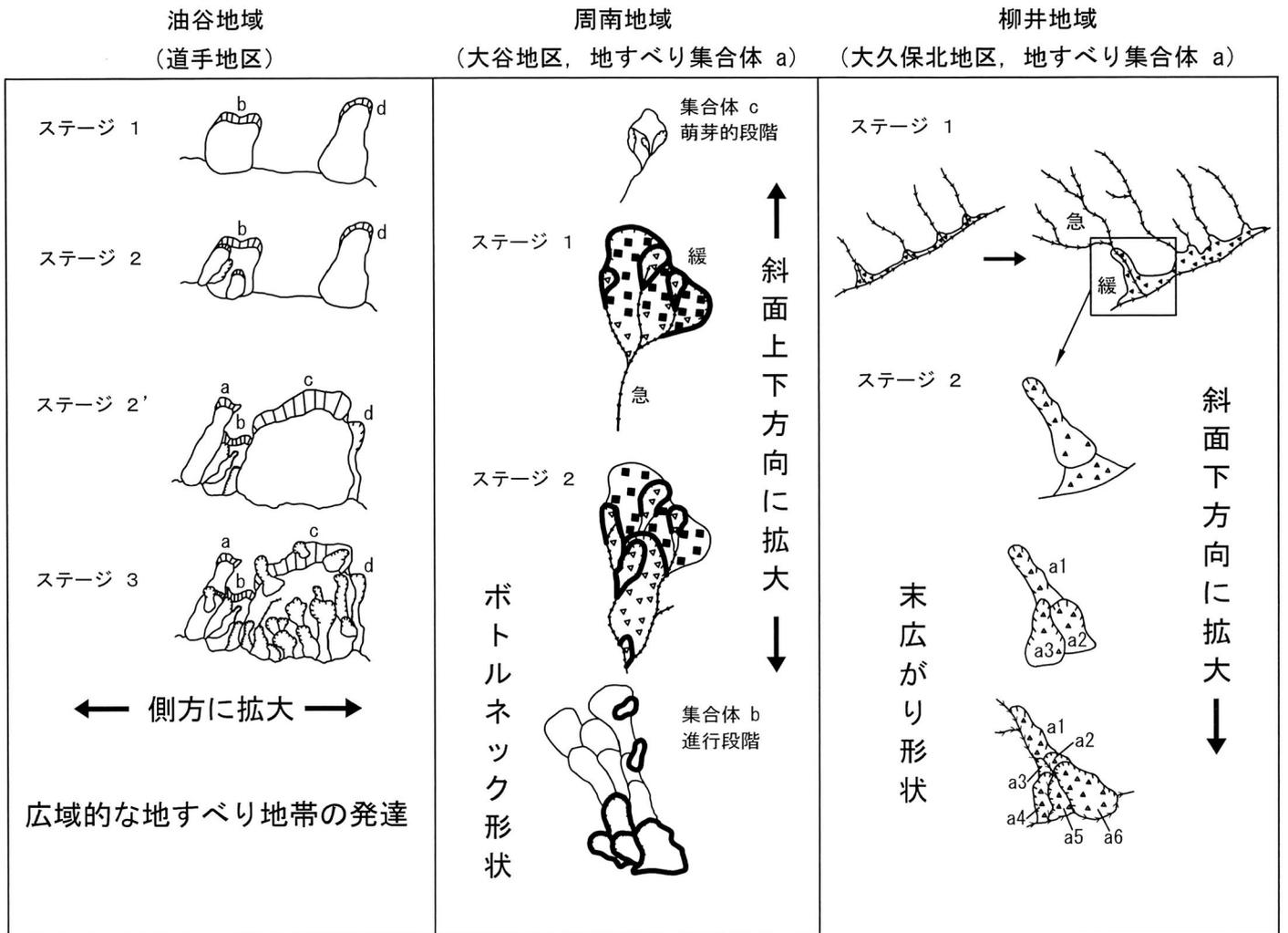


図-7.5 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形発達過程の比較

凡例は、油谷地域は図-4.4a, 周南地域は図-5.2a, 柳井地域は図-6.2aと同じ.  
not to scale

## 8. 地すべり対策調査における 野外調査の意義と問題点

本章では，野外調査の過程で気づいた対策調査に留意が必要と考えられる事項と今後の問題点について述べる．

### 8.1 油谷地域の大型地すべりの運動形態と調査対策

#### (1) 非対称的な地すべり地形と回転運動

油谷地域の地すべり地形は，しばしば左右非対称を示す（図－8.1）．西山地区では，末端押し出し地形の西半分が張り出している．地層面の傾斜は北西であり，地層面をすべり面として発生した地すべりは北西方向に動くはずである．しかし斜面傾斜は北方向であるため，北西から北へ時計まわりの回転をして非対称的な地形が形成されたと解釈できる．道手地区のユニットcにおいても，東側は末端押し出し地形に連続する凸状側方斜面が顕著であるが，西側は高低差が小さい．また滑落崖もいびつな形態であり，西側で直線状となっている．地層面の傾斜は南西であるが，地形の傾斜は南方向である．こうしたことから，地すべり土塊は南西から南へ押し出していることが示唆される．

このような左右非対称の地形は，地すべりは発生時には流れ盤の層理面をすべり面として傾斜方向に動こうとするが，同時に地形の傾斜方向にしたがっても移動し，平面的に回転運動をしたためと考えられる．一般的に地すべり安定解析では，すべり面に沿う断面方向のすべり力（せん断力）を仮定する．しかし回転運動がある場合は，地すべり土塊に平面的なねじり力が作用する．一般的なアンカー工では，ねじり力に抵抗することは困難であり，回転運動に適合したアンカー配置や応力分担を考慮した設計が必要である．

#### (2) 地すべり地の形態特性から見た安定解析

地すべり安定解析においては，せん断力とせん断抵抗力の比（安

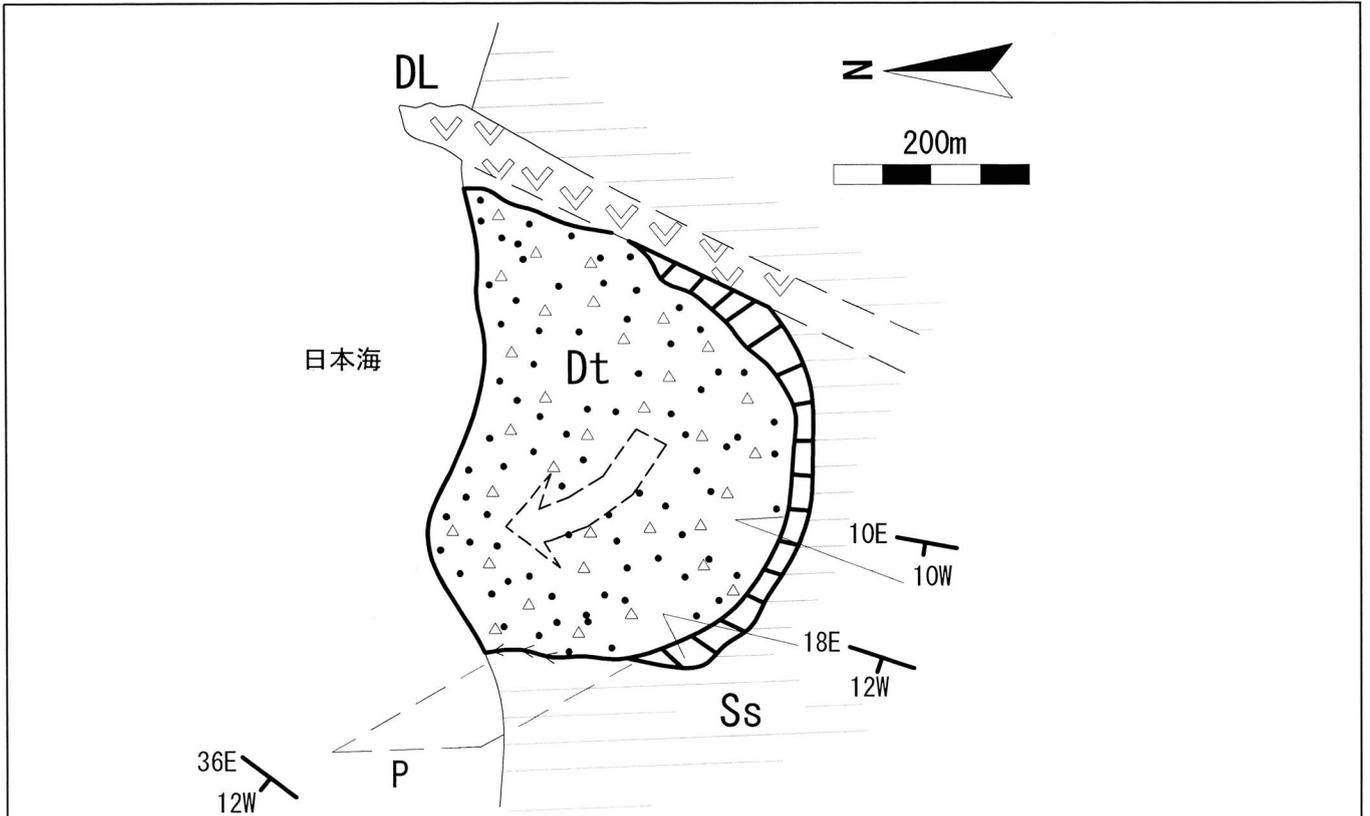
全率)が重要な要素である。まずせん断力に及ぼす地すべり地の形態的特徴について述べる。

すべり面のせん断力(破壊力)は、 $W$ :地すべり土塊重量と、 $\theta$ :すべり面傾斜角のみに支配されることから(例えば社団法人日本道路協会, 2000参照),地すべりの規模と傾斜は地すべり発生の重要な要因をなしている。油谷地域には周南・柳井地域に比べて大型で緩傾斜の地すべりが発達することから,油谷地域では $W$ 大・ $\theta$ 小,周南・柳井地域では $W$ 小・ $\theta$ 大となる(図-7.2)。したがって,せん断力を大きくする要因は,油谷地域では地すべりユニットの規模(重量)が大きいことであり,周南・柳井地域では傾斜が大であることが第一義的となると考えられる。

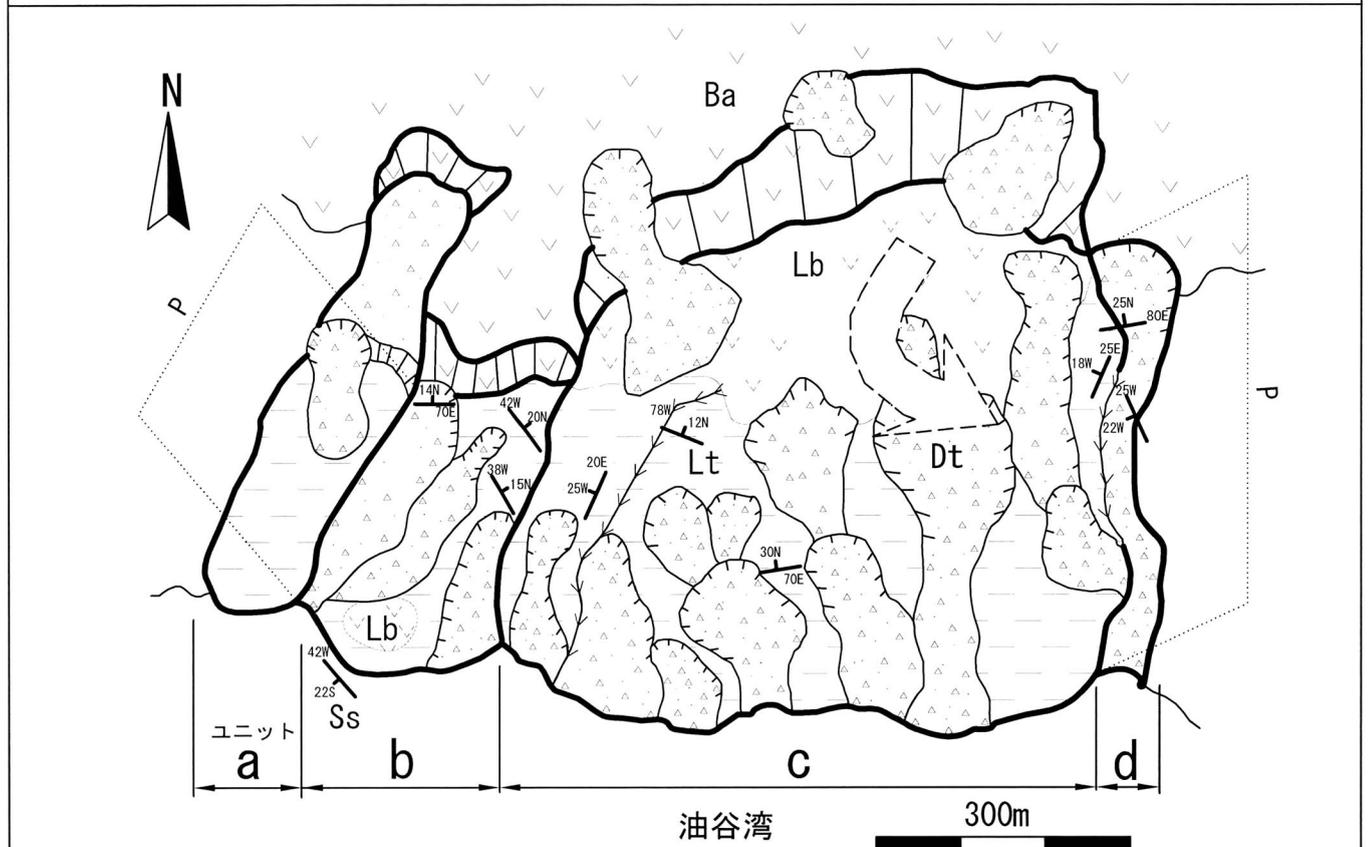
次にすべり面のせん断抵抗(せん断強度)に寄与する地すべりの形態的要素を底面と側面に区分したとき,大型地すべりは底面積が大きく緩傾斜であり,抵抗力は大きい,凸状側方斜面が形成された後では側方の抵抗力の寄与が相対的に小さくなっている可能性がある。7.3節で述べたように,並列型地すべりの発達過程において両側面に地すべりが生じたために中間部分の側方抵抗が小さくなり地すべりが誘発される可能性がある。太田・林(2001)は,地すべりの安定性には周縁部の摩擦抵抗が大きく関与することから,周縁部摩擦効果を考慮した地すべりの3次元安定解析を指向している。油谷地域の大型地すべりの発生・移動機構を検討する際には,3次元安定解析を行うことが望ましい。

油谷地域の地すべり地形が長大・緩傾斜である点は,形態的にはすべりにくいといえるにもかかわらず,実際には慢性的な移動兆候が多い。これは地下水位(すべり面の間隙水圧)の低下などわずかな抑制効果で一時的には安定化するが,大型地すべりは一度動き出すとなかなか止まらないという運動特性が予想される。

地すべり安定解析や対策工事の効果判定では,こうした地すべり地の発達過程や運動形態を念頭において,調査解析結果を解釈することが重要である。本論は地すべり地形の形態論にもとづいており,こうしたことが実証されたわけではないが,今後考慮すべき事項であると考える。



西山地区 (凡例は, 図-4. 3aに同じ, 移動方向を示す矢印を誇張した)



道手地区 (凡例は, 図-4. 4aに同じ, 移動方向を示す矢印を誇張した)

図-8.1 油谷地域 西山・道手地区の地すべり地形と運動形態  
地形要素の非対称配置から, 矢印方向へ回転したことが予想される.

## 8.2 周南・柳井地域の地すべりの運動形態と調査対策

周南・柳井地域においては，1972～2005年にかけて100ヶ所を超える土砂災害が多発し（河田，2006），数10ヶ所の地すべり対策工事が行われている．両地域ともに浸食谷に沿う比較的急斜面における中小規模の崩積土地すべりであるため，崩壊に近い運動形態をなす地すべりが多い．当地域では，兆候に乏しいものでも降雨時に急性的な崩壊（坂口・北村，1999；山本ほか，1997）や土石流を伴うことがあり，防災上の留意が必要である（河田，2006）．

特に従来から柳井地域の地すべりは，陥没状の形態をなすことが多く，“隙かし”あるいは“抜け”のイメージで捉えられてきた．これは崩積土や山脚部が基部から浸食され，上位が不安定化して生じると考えられる（高橋，1972）．過去の事例では，1990年代に千鳥ヶ丘東地区（図-6.1）で，降雨に伴い谷出口に集積した厚さ4～5m，傾斜20～25°の崩積土がすべっている．また神代地区で，崩積土が風化基岩とともにすべった事例がある（高橋，1978）．いずれもマサ土質の崩積土が，基部を浸食されて安定を失い移動したものと考えられ，これらが**隙かし地すべり**に相当する．花崗岩地帯の地すべりを解析する際には，こうした機構を考慮する必要がある．

以上のような周南・柳井地域の地すべりの運動特性（比較的急傾斜地で発生すること，降雨に伴う急激な地すべりあるいは崩壊に近い地すべりであること）を考慮すると，当地域の地形変化は油谷地域に比べて急速で，1つの地すべり地形の存在期間は短命であると考えられる．

### 8.3 野外調査の意義と問題点

#### (1) 地すべり調査における野外調査の位置づけ

図－8.2aに国土交通省や農林水産省等において行われている地すべり対策事業の流れをフローチャートとして示す（堀，2004）。この中に本研究が主として関与している事項を太点線で囲っておく。

本研究が主に依拠した野外調査は，地すべり調査の比較的初期段階に相当する。しかし初期段階での判断の良し悪しは，その後の展開に大きな影響を及ぼすことが多く，後続調査の各段階においても得られたデータを現地に即して解釈する際に，野外調査から重要な指針を得ることができる。

図－8.2bに本論における地すべり調査の考え方を示す。一般的に地すべり地形の発達プロセスは，①地すべりの素因に誘因（降雨等）が作用して地すべりが発生し，地すべりユニットが形成される。②さらにそれらが拡大集合し，地すべり集合体となる。集合体の形態や集合様式には，背景となった地質にもとづいて地域性が現れる。そこで②の地域全体として定性的な地すべり地形の特性を把握した上で，①の個別の地すべりの発生・移動機構調査を行うことにより，効率的・合理的な地すべり調査を進めることができる。

#### (2) 地すべり調査に生かすべき観点

本研究の過程で得られた知見をもとに，今後の地すべり調査に生かすことができる点として，次のようなことがある。

##### ① 対象とする地すべり地の基本的性格は何か

例えば複合型地すべりの場合，調査対象とする地すべりは親地すべりに対応するのか，2次的な地すべりなのかといった基本的性格に関する認識をもつことが必要である。これらは地すべりを抑止するのか，抑制するのかという対策の基本方針に関わる。もし大型の親地すべりに起因する現象であれば，人為的に完全に抑止することは困難であり（極めて高コストがかかる），むしろ集水井工・水抜きボーリング工等により抑制をはかる，あるいは柔軟な土地利用や

警戒避難システムなどソフト対策によって減災をはかることが現実的である。いっぽう小規模な2次すべり対策であれば、アンカー工や鋼管杭工などによる直接的な抑止も可能である。このような地すべり地の基本的性格に応じた調査対策が重要である。

### ② 地すべり地の重複関係を明らかにすること

地すべり地の発達過程を明らかにするため、ユニット間の新旧関係を判定する必要がある。一般的に調査ボーリングは、地すべり地の中央部において実施されるが、地すべりユニットの重複関係を明らかにする場合は、側方でのボーリングが有効となる。またそうした観点で地すべり境界を横切る切土法面の観察や既存ボーリングコアの再検討を行うことによって、重複関係を明確にする手がかりが得られる。

### ③ 地すべり地の将来像の予測

同一地域には同様の性質をもった地すべり地が分布する。またその中には地形発達の様々な段階のものが並存している。そこで同じ地域の既知の地すべり地の特徴から、対象とする地すべり地の将来像の推測が可能である。例えば7.2節で述べたように地すべり地形を時系列に並べ、それらの形態的特徴との比較から、対象とする地すべり地の発達段階を知ることができる。またこうしたやり方で、地すべりの予知問題やLCE(ライフサイクルエンジニアリング)問題へのアプローチも可能である。

## (3) 野外調査における問題点

### ① 地すべり地形の認定について

地すべり地帯の広域的特徴を明らかにするためには、必然的に詳細データのない地域をも対象としなければならない。一般に地すべり地の認定は、航空写真や地形図判読に始まり現地踏査を併用して行われる。この場合、どうしても調査者の判断が入ることになり、客観的な判断基準が求められる。

そこで著者は、地すべり地形の判断基準をいくつかの要素に分け、各要素を5段階評価で数値化し、「地すべり地形らしさ」の指標を「地すべり指数」として示すことを試みた（表-4参照，津田・加納，1994）。こうして地形判読や現地踏査による視認の確実度を半定量的に表すことにより客観性を高めることができるが、ここでも判定者による定性的な判断が重要である。地すべり指数の算出にあたっては、滑落崖や側方崖，末端押し出し地形，崩積土など地すべり地の個別的な基本要素を，次の点に留意して評価する必要がある。

(1) 個々の要素の判定基準をどのように標準化するか。観察者による個体差（誤差）をできる限り小さくする必要がある。

(2) 個々の判定要素は互いに等価でよいか。これらは互いに影響を及ぼしあっており独立変数ではないかもしれない。またどの要素がどの程度のウェイトを占めるかなどは，地すべり地（地すべりユニット，地すべり集合体，地すべり地帯）毎に，また同じ地すべり地内においても時系列的に変化することが予想される。

本来定性的な判断を数値化することには困難が多いが，現在広くおこなわれている「岩盤分類」のように，地すべり地形の明瞭度判定に「地すべり指数」を実用化できれば意義は大きいと考える。

## ② 地すべり地形のライフサイクル

本論では，主として地すべり地どうしの相対的前後関係に基づいて地すべり集合体の地形発達を論じており，経過時間については論じていない。一般に一旦形成された地すべり地形は，その後再活動しないと浸食にさらされ，時間とともに次第にその地形の明瞭度を失っていく（地すべり地形の衰退過程といえる）。本論では地すべり地形の要素が著しく不明瞭となった場合はとりあげていないが，周南・柳井地域にはほとんど開析されてしまった過去の地すべり地と考えられる場所も存在する（例えば図-5.1の広沢地区）。

地形的な開析度とその経過時間との関係について，柳田・長谷川（1993）は，ひとつの目安として，地すべり土塊（岩すべり）は，1万年で約5%，10万年で約20%，100万年でほとんど消失するとしている。いっぽう地すべりは，特定の地質体でくり返し起こるこ

とが多い。高浜・伊東（1989）は、親（1次）→子供（2次）→孫（3次）という地すべりの発生を基本的な順序としたが、新潟県虫亀地すべりにおいては、1980年の大型地すべりの再発生によって、それまでの地形が失われた事例を報告した。このように長期的な地すべり地形の変化過程において、浸食だけではなく伏在している大型地すべりが再活動することにより、既存の地すべり地形が失われる場合があることも考えられる。こうした現象は、地形の回春（小池，1996）に相当するものととらえて、「地すべり地形の回春」とよぶことができる。

地すべり地形が長期的にどのように変化するか、まだ十分解明されていない。本論での結果を一般化すれば、地すべりの発生（単独型）－複合化（複雑化）－浸食－消滅（あるいは再活動：回春）という一連の変化を地すべり地形のライフサイクルと見ることが出来る。しかしこれも本論に述べたように地域によって特徴を異にし、地形の変化の速度も異なっていることが予想される。これらは地域によってまた個別のケースによって解明すべき問題であり、本論はその一つの事例を提供したにすぎない。

地すべり地の発達史や将来予測というテーマに対し、どのような調査項目・手法・手順がよいかという問いに直ちに答えることはできないが、集合体の発達史という観点で地すべり調査に有用であると考える。

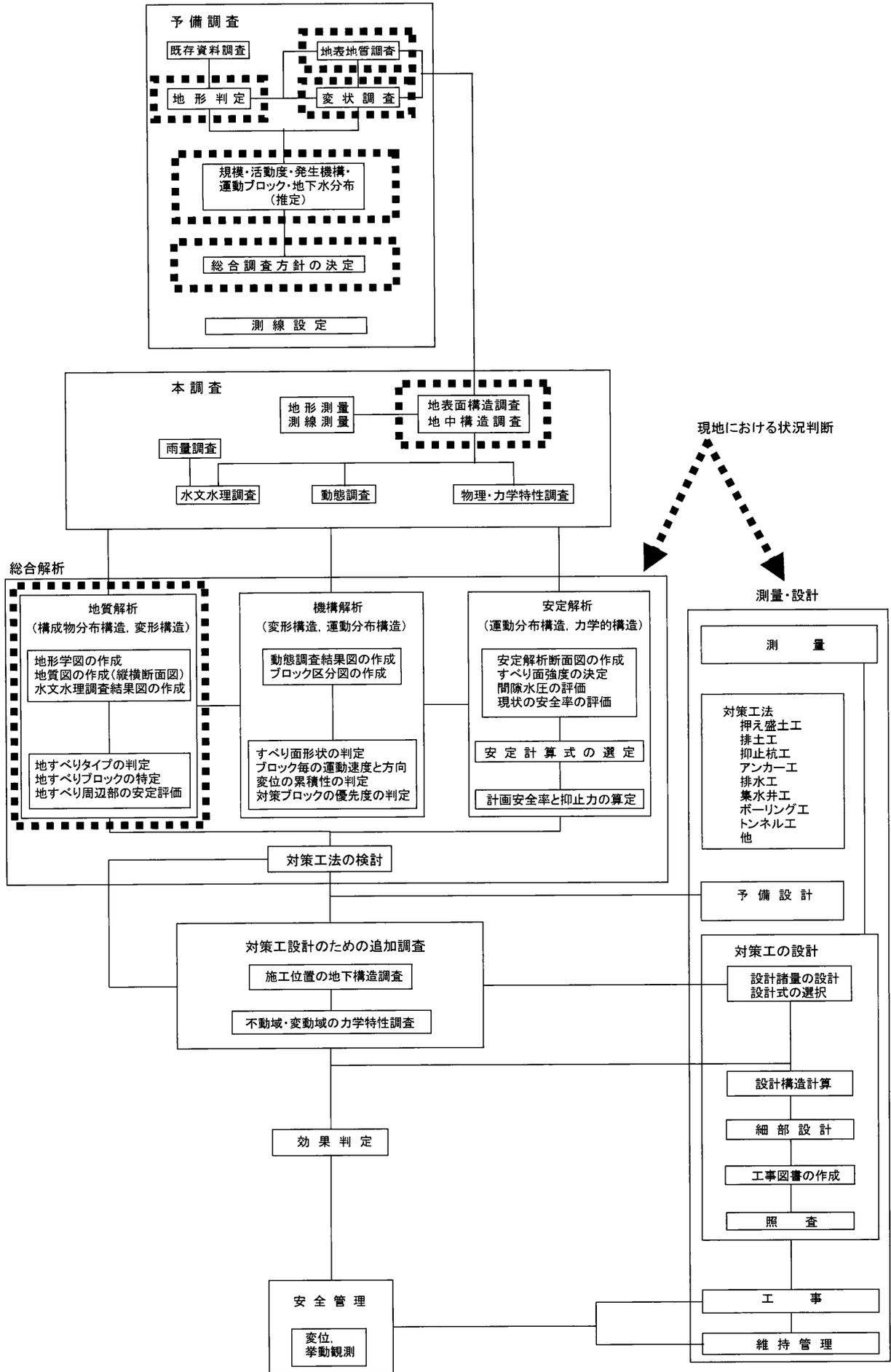


図-8.2a 地すべり調査設計フローチャート (堀, 2004)  
太点線は本論が主として関与している事項を示す。

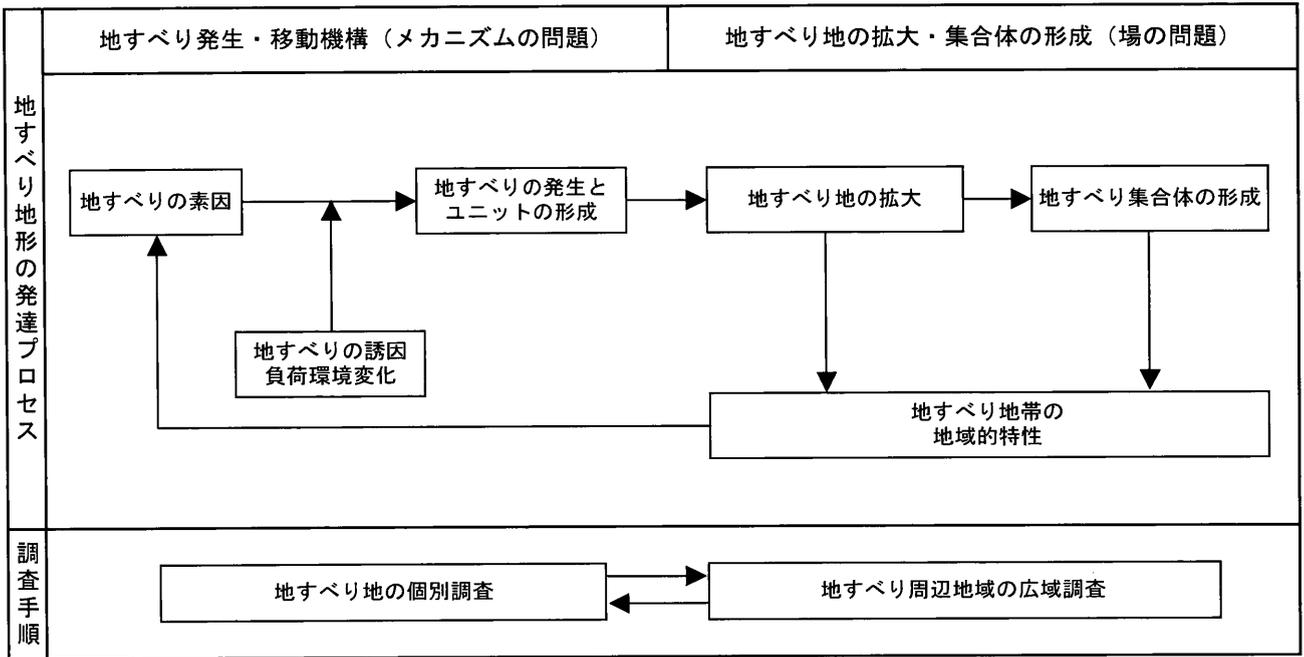


図-8.2b 本論における地すべり調査の考え方

表-4 地すべり指数の算出基準（試案）

地すべり地の基本要素		五段階評価基準
地形	① 全体的明瞭度	<p>【5】 滑落崖・中間緩斜面・側方崖（谷）・末端押し出し地形等地すべり地形要素が全て揃っており、馬蹄形地形が明瞭である。</p> <p>【4】 一部の地すべり地形要素を欠き、明瞭度の低い箇所があるが、全体として馬蹄形地形が明瞭である。</p> <p>【3】 中間緩斜面・側方崖（谷）・末端押し出し地形はかなり不明瞭であるが、馬蹄形状の滑落崖は概ね明瞭である。</p> <p>【2】 全体に不明瞭であるが、現地での目視において滑落崖を含む地すべり地形の存在が認められる。</p> <p>【1】 各地滑り地形要素とも不明瞭であるが、遠方からの観察や地形図・航空写真等から馬蹄形地形の存在が推定される。</p>
	要開② 滑落崖	【5】 ほとんど侵食されておらず、初期の地形が明瞭に残っている（新鮮な露頭があり、植生は概ね草本類が活着している程度）。
	折③ 中間緩斜面	【4】 一部侵食され小谷が認められる。また、かなりの部分が植生に覆われるが、初期の地形は明瞭に残っている。
	程④ 側方崖（谷）	<p>【3】 全体に侵食されているが、周囲とは不連続的な初期の地形が残っている。</p> <p>【2】 丸みを帯びて周囲と一部連続的となる。</p>
	度⑤ 末端押し出し地形	【1】 ほとんど無くなっており、周囲とほとんど連続的となるが、遠方からの観察や地形図・航空写真等から存在が推定される。
地質	⑥ 基岩性状及びすべり面の形成しやすさ	<p>【5】 凝灰岩・泥岩・石墨片岩等滑動性や剥離性に富んだ層（薄層）を多数挟み、層理面・片理面が発達する。また、一定方向の割れ目（断層等）が多く、スリッケンサイドが観察されることがある。</p> <p>【4】 硬質岩盤であってもときに滑動性や剥離性に富んだ層を挟み、方向性の著しい割れ目が多い。</p> <p>【3】 しばしば互層形態（層理・片理等）をなすが、割れ目は方向性に乏しく、密着している。</p> <p>【2】 概ね均質塊状岩よりなるが、不規則な割れ目が多い。</p> <p>【1】 全体に均質塊状岩よりなり、割れ目に乏しく等方的である。</p>
	要⑦ 崩積土の発達程度	<p>【5】 厚い崩積土（数m以上）が全面に発達し、基岩を含め細片化・粘土化が著しい。</p> <p>【4】 崩積土の厚さは部分的に変化し薄い部分があるが、地すべり地の大半を覆い、細片化・粘土化もかなり進んでいる。</p> <p>【3】 崩積土の厚さは数m以下で、中程度の細片化・粘土化である。</p> <p>【2】 崩積土は部分的に認められるが薄く、細片化・粘土化も弱い。</p> <p>【1】 崩積土はほとんどない。</p>
地下水	⑧ 滑落崖下の水文	<p>【5】 一帯にわたって多数の湿地や溜め池が発達し、顕著な湧水があり、かつ流水が未処理のままである。</p> <p>【4】 一部に湿地や溜め池があり、湧水が認められる。</p> <p>【3】 湿地や溜め池は不明瞭であるが、湿地性の植物が繁茂している。</p> <p>【2】 植生状態は周囲と変わらないが、棚田等の水を必要とする土地利用がある。</p> <p>【1】 含水状態になく、乾燥している。</p>
	要⑨ 地内の湿潤度	<p>【5】 地内全域にわたって湧水等により湿潤度が高い（湧水に伴う湿地及び湿地性の植物あるいは溜め池や棚田等の土地利用が多い。流水が豊富であり、かつ用水路が未整備である）。</p> <p>【4】 地内半域にわたって湧水等により湿潤度が高い。</p> <p>【3】 局所的に湿潤度が高い。土地利用上、棚田等の耕地は多い。</p> <p>【2】 地内全域にわたって地下水露頭が乏しい。土地利用上、耕地が少なく林相が多い。</p> <p>【1】 地下水露頭が全くない。土地利用上、耕地がなく、林相が卓越している。</p>
	⑩ 移動兆候	<p>【5】 地内全域にわたって顕著な移動兆候（亀裂・陥没・膨隆・構造物の異常傾斜・崩壊・樹幹の屈曲等）がある。</p> <p>【4】 地内半域にわたって顕著な移動兆候がある。</p> <p>【3】 局所的に顕著な移動兆候がある。</p> <p>【2】 微弱な移動兆候がわずかにある。</p> <p>【1】 移動兆候は全くない。</p>

## 9. まとめ

(1)山口県の油谷・周南・柳井3地域について、地すべり地の分布・形態・地質の特徴を相互比較し、広域的な特徴を包括的に述べた(表-1)。この時、地すべり地が単体としてではなく集合体をなすことに着目し、これにより単独型、複合型(親子型、並列型、群集型)の4つの地すべり地形タイプに区分した。また互いに相接する地すべりユニット間における切りあいの関係と重複関係をもとに、前後関係を判定し、各集合体の形成過程を読みとり、地形発達史の特徴を考察した。

(2)油谷地域には、第三紀層分布域の概ね全域に、地層面の構造に規制されて生じた単独型および複合型の大型地すべり地が存在する。これらは単独型地すべりを原型として親子型・並列型地すべりに移行し、側方に連結して複合型地すべり集合体へと発達すると考えられる。油谷地域の大型地すべり地には、凸状側方斜面が発達する傾向があり、より後期のユニットが側方に張り出し、下位(早期)のユニットの一部を覆う。地すべり集合体は横方向(斜面側方方向)に拡大し、広域的な地すべり地帯が形成される。こうした地すべりの素因は基岩の第三紀層自体にあり、本質的に側方への連続性が大きい整然層であることが、地すべり地の側方への拡大を引き起こす結果となっていると考えられる。

(3)周南および柳井地域には、浸食谷に沿って多数のユニットが集合した群集型地すべり集合体が多く、油谷地域に比べ小規模かつやや急傾斜の地すべり地が多い。周南地域の基岩は本質的に不均質なメランジを含む付加体を起源とし、破碎や亀裂が多いため岩相の連続性が小さい。また柳井地域ではマサ化し、浸食されやすい花崗岩質の地質と構造に支配された組織地形となる。そのため小さな多数の浸食谷が発達し、地すべりの発生と規模を規定している。崩積土の集積と地すべりは浸食谷に沿って生じており、縦方向(谷斜面

傾斜方向)に連結しながら地すべり集合体が拡大する特徴がある。

(4)ただし、両地域では基岩地質の違いのため、地すべり地形にも次のような違いがある。周南地域では、谷斜面上部に風化・粘土化が進んだ軟質岩が広がるのに対し、谷斜面中～下部に硬質岩が分布するため、ボトルネック状形態の地すべり地となる。また浸食谷に沿って下方のみならず上方の緩斜面に向かっても地すべり地が拡大する傾向がある。これに対し柳井地域では、谷斜面上方に硬質岩が分布するため、上方への地すべり地の拡大は起こらず、また谷間に崩積土が集積するため、末広がり型の地すべり集合体となる。

(5)一般に地すべり地帯には、発達段階を異にする地すべり地が並存する。それらを集合体の形成という観点で時系列に沿って整理することにより、地すべりの運動形態や将来像の予測の手がかりが得られる可能性があり、さらに地すべり対策調査の上でも留意すべき指針を得ることが出来る。また油谷地域は日本各地の第三紀層地すべりと、周南地域は三波川帯などの結晶片岩地すべりと、柳井地域は花崗岩地帯の地すべりとの共通性があることが予想され、日本の主要な地すべり地帯の地形発達史の解明の上でも有用な事例とすることが出来る。

**[あ と が き]**：私は地質コンサルタントとして地すべり対策業務に従事しながら本研究をまとめるのに平成6年からかれこれ14年かかった。本研究を進めるにあたり、三波川帯、御荷鉾帯、中央構造線など四国の大規模な地すべり防止対策において、地質調査から設計・施工まで一貫して従事することができた経験が大いに役に立った。中には計画どおり地すべりが止らず、苦い経験をしたこともあったが、野外地質の考え方を核としながら、土質力学・構造力学・岩盤力学・水理学などの知識を学びつつ、個別的な地すべり発生・移動機構の解析と災害予防・復旧対策の詳細設計に取り組んだ。

こうした実務で経験した緊張感を原動力として、今回は逆に地すべり調査の基礎である野外地質に回帰し、広域的な地すべり地形の

発達史について地質学的考察を行った。本研究は地すべり地形を集合体としてとらえることができる原理とすじみちを示すことに重点をおいた。集合体の中のユニット区分はもちろん正確であるほうが良いに決まっているが，区分の細部については将来の詳細調査により修正され得るものであることはいうまでもない。

地すべり研究の専門分化が進む中で地すべりの全体像を総合する際に果たすべき野外地質学の役割を改めて実感した。今後，個別の地すべりユニットをみる観察眼と，地すべり集合体をみる観察眼，この複眼をもつことにより地質コンサルタントとして総合的な地すべり対策に貢献できればと考えている。

〔謝辞〕：本研究を行うにあたっては，山口大学大学院理工学研究科地球科学教室の加納 隆教授，君波和雄教授，金折裕司教授，田中和広教授，宮田雄一郎教授には貴重な御意見をいただいた。特に加納 隆教授には，休日，深夜，大学内外を問わず並々ならぬ御指導に与った。株式会社リクチコンサルタントからは研究をまとめる機会を与えられ，樋口雅康社長，平田洋二専務，江本雅裕部長には種々便宜をはかっていただいた。著者の古巣である株式会社東建ジオテック松山支店各位にも直接的間接的に本研究のヒントをいただいたにちがいない。またCAD製図に桑原秀幸君をわずらわせた。本論の内容の1部を日本応用地質学会に投稿論文としてまとめたとき，匿名の査読者から有益な御意見をいただいた。関係各位に心からお礼申し上げます。

## 引用文献

- 青柳健二(2002)：日本の棚田百選，小学館，127p.
- 阿部真郎・横山俊治（1999）：凝灰岩の硬・軟互層中の斜面変動，斜面地質学－その研究動向と今後の展望－，日本応用地質学会，口絵写真16，pp.29～30.
- 今村遼平（1987）：斜面災害の予知・予測における地形観察の役割，斜面災害の予知・予測の問題点，地すべり学会関西支部シンポジウム，pp.51～57.
- 上野将司（1997）：地形地質調査による地すべりの予知，土と基礎，Vol.45，No.6，pp.5～8.
- 上野将司(2001)：地すべりの形状と規模を規制する地形・地質要因の検討，地すべり，Vol.38，No.2，pp.1～10.
- 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.
- 植村 武（1999）：地すべりの地質構成（その1）－地すべりと地質学－，地すべり技術，Vol.26，No.2，pp.25～35.
- 江川良武(1982)：地すべり地形について，国土地理院時報，No.56，pp.48～56.
- 太田英将・林義隆（2001）：周縁部摩擦効果を考慮した地すべりの3次元安定解析，地すべり，Vol.38，No.3，pp.95～100.
- 大八木規夫（1992a）：地すべり地形の定義と判定，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・北海道開発局・北海道営林局・北海道，pp.1～8.
- 大八木規夫（1992b）：土砂災害，災害の事典，萩原幸男編，朝倉書店，pp.179～252.
- 大八木規夫（2004a）：分類/地すべり現象の定義と分類，地すべり－地形地質的認識と用語，社団法人日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編，社団法人地すべり学会，pp.3～15.
- 大八木規夫（2004b）：地すべり構造，地すべり－地形地質的認識と用語，社団法人日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編，社団法人地すべり学会，pp.29～45.
- 岡村義彦(1957)：山口県柳井地方領家変成岩類および花崗閃緑岩類の構造，地質学雑誌，Vol.63，No.747，pp.684～697.
- 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，p.79～82.
- 角縁 進・永尾隆志・白木敬一（1995）：山口の新生代火山岩類，日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書，pp.157～169.
- 河田信行(2006)：警戒避難基準雨量を用いた山口県の土砂災害発生状況の検証，山口県における社会資本整備の現状とこれから，土木学会中国支部，pp.1～22.
- 木全令子・宮城豊彦(1985)：地すべり地を構成する基本単位地形，地すべり，Vol.21，No.4，pp.1～9.
- 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.
- 建設省河川局砂防部（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]，（社）全国治水砂防協会，pp.58～60.

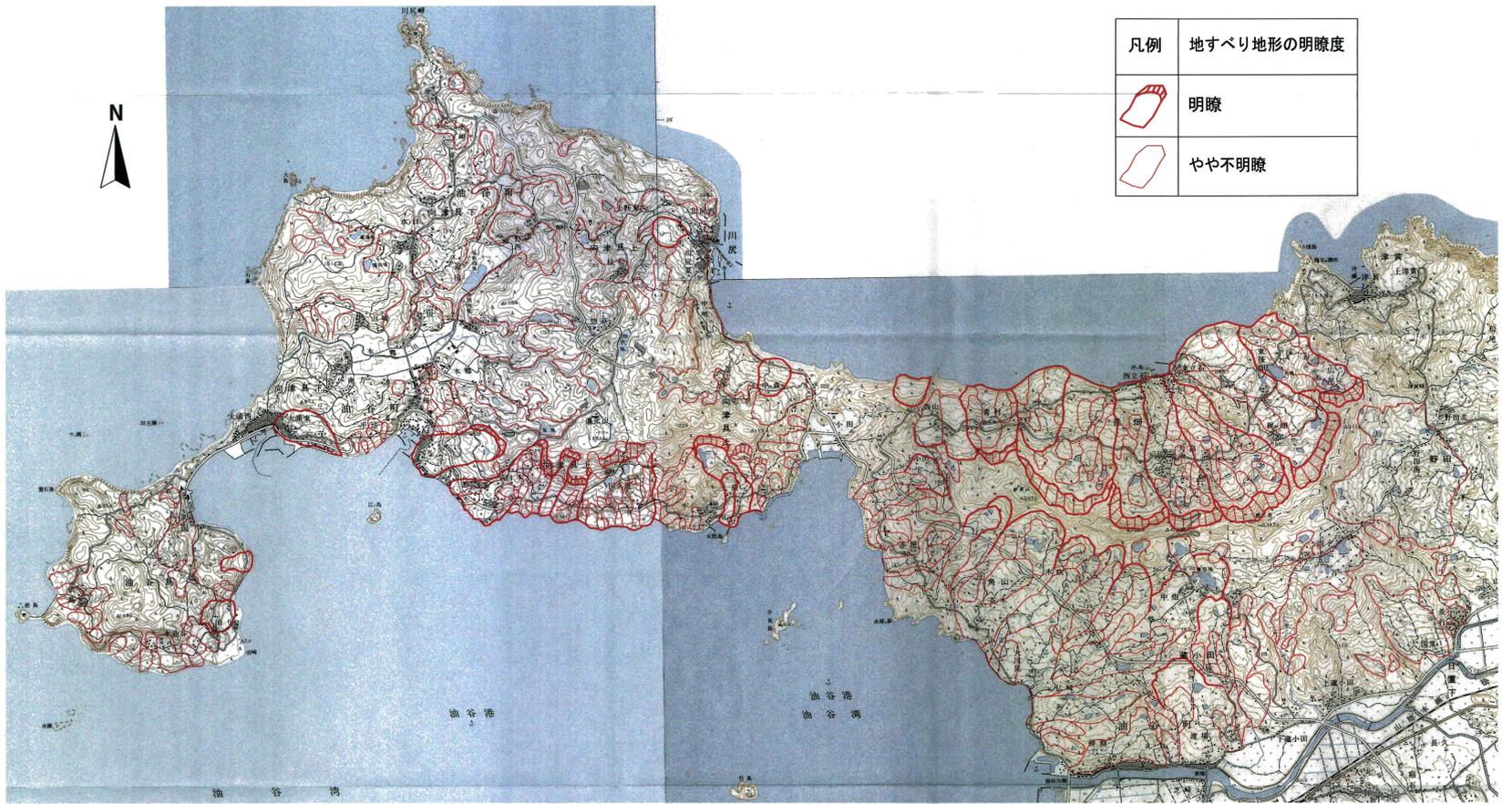
- 小池一之 (1996) : 新版地学事典, 地学団体研究会編, 平凡社, p617.
- 小出 博 (1955) : 日本の地回りーその予知と対策ー, 東洋経済新報社, 259p.
- 小島丈児・岡村義彦 (1952) : 柳井地方, 日本地質学会地質巡検案内書, 18p.
- 坂口和之・北村晴夫 (1999) : 蛇紋岩／片岩境界部の地すべり事例ー粘土鉱物と地すべり形態の関係について, 斜面地質学ーその研究動向と今後の展望ー, 日本応用地質学会, pp.238 ~ 242.
- 佐々恭二 (2001) : 防災学ハンドブック, 京都大学防災研究所編, 朝倉書店, pp.186 ~ 187.
- 地すべり学会 (1980) : Landslides in Japan.
- 地盤工学会地盤の見方編集委員会 (1999) : ジオテクノート 10 地盤の見方, p.121.
- 清水文健 (1983) : 空中写真判読による地すべり地形の認定と表現方法ー新床地域を例としてー, 地すべり, Vol.19, No.3, pp.10 ~ 18.
- 社団法人全日本建設技術協会 (2006) : 平成 17 年版 災害手帳, 582p.
- 社団法人日本道路協会 (2000) : 道路土工ーのり面工・斜面安定工指針, 470p.
- 鈴木隆介 (1982) : 現場技術者のための地形図読解入門 26, 集団移動地形 (その 2・地すべり地形), 測量, 1982(8), pp.51 ~ 60.
- 守随治雄・加藤嘉郎・石丸伸治 (1994) : 芸予諸島伯方島における領家花崗岩地すべりについて, 地すべり, Vol.31, No.3, pp.31 ~ 36.
- 高野秀夫 (1960) : 地すべりと防止工法, 地球出版, 314p.
- 高橋英太郎 (1972) : 隙かし地回り, 山口地学会誌, No.5, pp.8 ~ 9.
- 高橋英太郎 (1978) : 山口県東部の地回りおよび山崩れ, 山口県の自然 (山口県立山口博物館), Vol.4, pp.21 ~ 23.
- 高浜信行 (1996) : 新版地学事典, 地学団体研究会編, 平凡社, p539.
- 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ー地すべりの階層性と歴史性ー, 新潟大災害研年報, No.11, pp.25 ~ 36.
- 谷口敏雄 (1972) : 新版 地すべり調査と対策, 山海堂, 254p.
- 玉田文吾・久保田昇助・布田昌司 (1994) : 油谷地すべりとキャップロック, 地すべり, Vol.31, No.1, pp.64 ~ 78.
- 千木良雅弘 (1998) : 災害地質学入門, 近未来社, pp.146 ~ 151.
- 中建日報 (2006.12.18) : 国土交通省 第 3 回国土審議会特殊土壌地帯対策分科会 検討記事, 中建日報社.
- 津田秀典・加納 隆 (1994) : 山口県内地滑りの地形および地質の特徴ー特に地滑り地形の判定と地滑り指数ー, 第 33 回地すべり学会研究発表講演集, pp.87 ~ 90.
- 津田秀典 (1999) : AHP による新しい斜面崩壊調査法の提案, 地すべり, Vol.36, No.1, pp.4 ~ 11.
- 津田秀典・加納 隆 (2007) : 山口県下地すべりの地形・地質の広域特性と地形発達史ー第三紀層 (油谷)・結晶片岩 (周南)・片麻岩 (柳井) 地域の比較ー, 応用地質 (受理済み).
- 角田隆彦・本島 勲・野崎隆司 (1997) : 評点法による岩盤斜面の安定度診断の試み, 応用地質, Vol.38, No.1, pp.2 ~ 12.
- 中里裕臣 (1997) : 地すべり年代学と巨大地すべり調査, 地質ニュース, No.516, pp.13 ~ 18.

- 中村浩之 (1992) : 地すべりの発生とその対策, 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・北海道開発局・北海道営林局・北海道, pp.1 ~ 8.
- 中村浩之・吉松弘行 (1985) : 既往地すべり災害実態調査, 土木研究所資料第 2241 号, pp.47 ~ 53.
- 西 邦正・古川浩平・小川 健・中川浩二 (1992) : ファジイ理論に基づく供用中切土法面の崩壊要因評価と岩種特性, 土木学会論文集, No.457 / III-21, pp.151 ~ 154.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷 敦 (1989) : 西南日本内帯 220Ma 高圧変成岩の原岩年代と変成履歴—山口県錦町地域の例—, 地質学論集, No.33, pp.143 ~ 166.
- 西村祐二郎・今岡照喜・宇多村 譲・亀谷 敦 (1995) : 新編山口県地質図 1:150,000, 山口地学会.
- 西村祐二郎・武田賢治・古田茂樹 (1987) : 三郡変成岩, 日本の地質 7, 中国地方, 共立出版, pp.13 ~ 16.
- 農林水産省構造改善局計画部資源課 (1989) : 土地改良事業計画設計基準「計画・農地地すべり防止対策」, 社団法人農業土木学会, pp.3 ~ 4.
- VARNES, D. J. (1958) : Landslide types and processes, in Eckel, E. B., ed., Landslides and engineering practice: Highway Research Board, Special Report 29, NAS-NRC Publication 544, pp. 20 ~ 47.
- 檜垣大助 (1992) : 長者地すべり地における地すべり斜面の変遷過程, 地すべり, Vol.29, No.2, pp.12 ~ 19.
- 久永喜代志 (2002) : 第三紀層地すべりの発生機構および地すべり対策に関する研究—山口県油谷半島の地すべりを例として—, 山口大学大学院理工学研究科学学位論文, 116p.
- 久永喜代志・金折裕司 (2001) : 応用地質学的見地に立った総合的な地すべり調査—山口県油谷半島を例として—, 応用地質, Vol.41, No.6, pp.363 ~ 370.
- 藤田 崇 (1982) : 近畿地方の地質分帯と地すべり変動, 地すべり, Vol.18, No.4, pp.49 ~ 53.
- 藤田 崇 (1990) : 地すべり—山地災害の地質学, 共立出版, 126p.
- 古谷尊彦 (1980) : 地すべり地形—特に単位地形の取り方について, 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, pp.165 ~ 169.
- 堀 伸三郎 (2004) : 地すべり対策のための調査 (方法と進め方), 地すべり—地形地質的認識と用語, 社団法人日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 社団法人地すべり学会, pp.272 ~ 275.
- 八木浩司・檜垣大助・吉松弘行・相楽 渉・高木洋一・内山庄一郎 (2003) : 空中レーザ—高精度地形図の地すべり・微地形判読への応用, 地すべり, Vol.39, No.4, pp.35 ~ 41.
- 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, 地すべり機構と対策に関するシンポジウム論文集, 土質工学会四国支部, pp.9 ~ 16.
- 山岸宏光 (1998) : 北海道における高速ランドスライド, 地すべり, Vol.34, No.4, pp.19 ~ 26.
- 山岸宏光・伊藤陽司 (1993) : 60 万分の 1 北海道地すべり地形分布図および説明書, 地すべり学会北海道支部.
- 山口県土木建築部砂防課 (2001) : 山口県の砂防, pp.7 ~ 8.
- 山口県土木建築部砂防課 (2005) : 山口県の土砂災害危険箇所,

- <http://www.pref.yamaguchi.lg.jp/gyosei/sabo/kasyo.htm>, 2005年3月28日更新.
- 山口県長門土木建築事務所(2000): 油谷地域の地すべり, 山口県.
- 山口真一・中村三郎・中村二郎・栃木省二(1974): 地すべり・山崩れ－実態と対策－, 大明堂, 220p.
- 山本哲朗・瀬原洋一・中森克己・森岡研三(1997): 三郡変成帯で発生した地すべりについて－山口県宇部市の例－, 地すべり, Vol.34, No.3, pp.41～50.
- 横山俊治(2004): 進化系列と進化階程, 地すべり－地形地質的認識と用語, 社団法人日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 社団法人地すべり学会, pp.46～52.
- 葦津賢一・岡田博有(1989): 山口県新第三紀油谷湾層群の堆積地質学的研究, 九大理研報(地質), Vol.16, No.1, pp.1～17.
- 脇田浩二(1996): 新版地学事典, 地学団体研究会編, 平凡社, p667.
- 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.
- 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.27～34.

### 油谷地域

0 1 2km (S=1:25,000)



### 周南地域

0 1 2km (S=1:25,000)



### 柳井地域

0 1 2km (S=1:25,000)

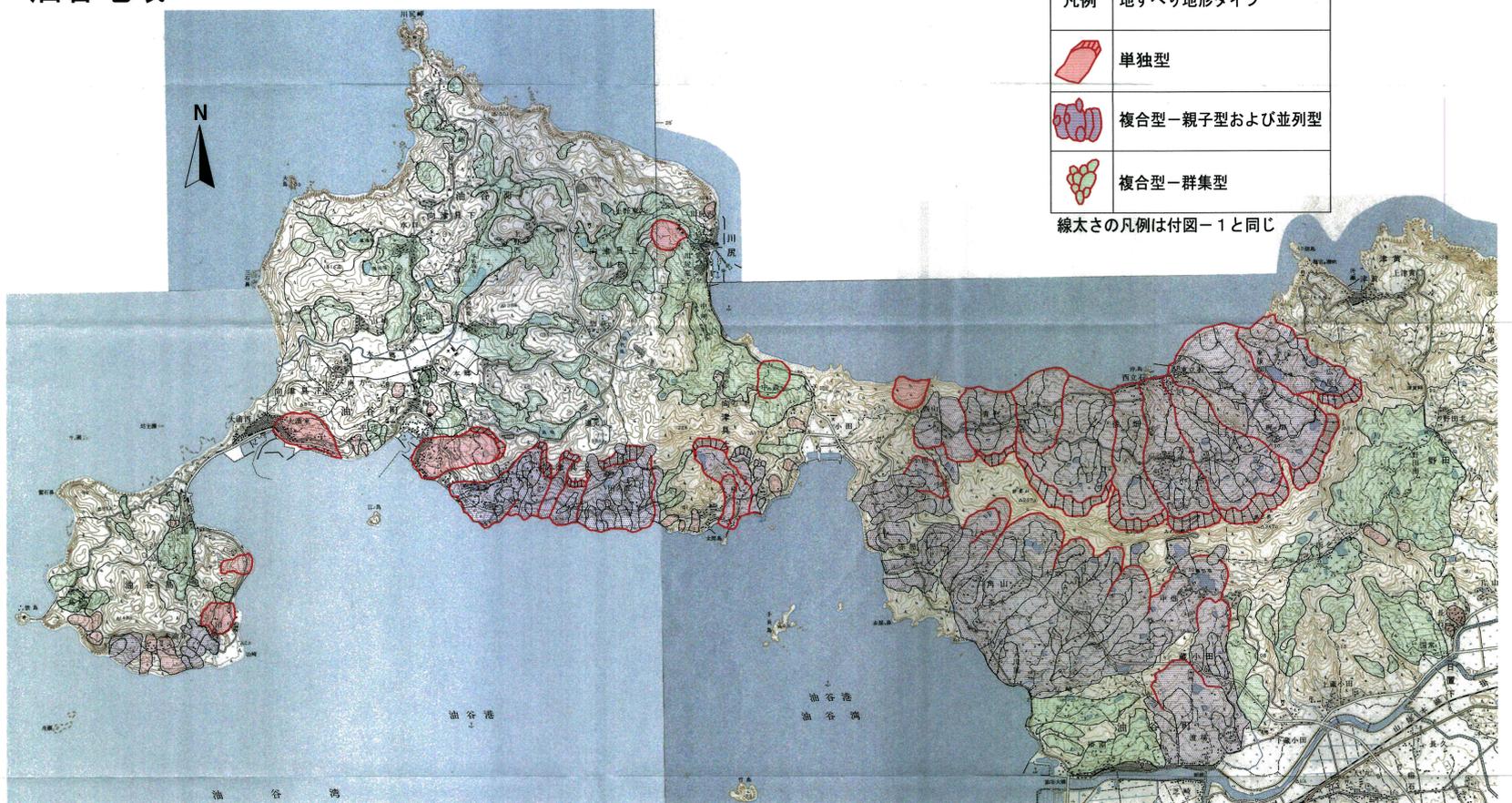


付図-1 山口県下、油谷・周南・柳井地域の地すべり地の分布

国土地理院 1/25,000地形図 「長門川尻」「阿川」「長門古市」(以上油谷地域)  
「矢田」「防府」「堀」「島地」「福川」「周防鹿野」「須々万本郷」「徳山」(以上周南地域)  
「上久原」「柳井」「由宇」「大島」(以上柳井地域)をベースマップに使用した。

### 油谷地域

0 1 2km (S=1:25,000)



凡例	地すべり地形タイプ
	単独型
	複合型-親子型および並列型
	複合型-群集型

線太さの凡例は付図-1と同じ

### 周南地域

0 1 2km (S=1:25,000)



### 柳井地域

0 1 2km (S=1:25,000)



付図-2 油谷・周南・柳井地域の地すべり地形タイプの分布

国土地理院 1/25,000地形図 「長門川尻」「阿川」「長門古市」(以上油谷地域)  
 「矢田」「防府」「堀」「島地」「福川」「周防鹿野」「須々万本郷」「徳山」(以上周南地域)  
 「上久原」「柳井」「由宇」「大畠」(以上柳井地域)をベースマップに使用した。

注) 周南・柳井地域にも他から孤立した小規模な地すべり地があるが、これらの多くは各集合体に  
 近接して存在し、類似した形態をなすため、一括して群集型(群集型の萌芽的段階)として示してある。