

# 深層崩壊跡地の崩壊過程の考察 -奄美大島北部の事例-

TRANSITION PROCESS OF DEEP-SEATED LANDSLIDE SLOPE  
IN NORTH AMAMI ISLAND

三田和朗<sup>1</sup>・有村健吾<sup>2</sup>・松元啓輔<sup>3</sup>  
Kazuro MITA, Kengo ARIMURA, Keisuke MATUMOTO

<sup>1</sup>(株)ホウセイ・技研 (〒891-1306 鹿児島市牟礼岡 3-2-10)

E-mail: hgc-9@housei.noen.biz

<sup>2</sup>(株)ホウセイ・技研 (〒891-1306 鹿児島市牟礼岡 3-2-10)

<sup>3</sup>(株)ホウセイ・技研 (〒891-1306 鹿児島市牟礼岡 3-2-10)

**Key Words:** landslide, debris avalanche, debris flow, river terrace

## 1. はじめに

平成 22 年に鹿児島県奄美大島で記録的豪雨があり、調査地に近い奄美市龍郷町大勝では、降り始めの 10 月 18~20 日にかけて 813mm の降雨を記録した。奄美市名瀬では、一日の降水量 622mm が観測されている。

この豪雨で大災害が発生したが、図-1 の中央に示した「平成 22 年災害箇所」では地すべり性崩壊が発生し、隣接した「深層崩壊跡地」でも斜面表層の変動が認められた。「深層崩壊跡地」には、地すべり地形が認められたので、「深層崩壊跡地」の下部斜面に合計 10 本のボーリング調査を行った<sup>1)</sup>。

その結果、空中写真で判読された地すべり地形の末端は、既に沖積層や段丘堆積物に覆われており、安定化していることが判明した。この調査過程で、地すべり地形 (B ブロック) の下に、海成堆積物や崩積土が確認され、海水準変動との関係から深層崩壊の発生時期を推定する根拠などが得られたので、深層崩壊跡地の斜面変動過程を考察した。

## 2. 地形地質概要

調査地は、奄美大島北部の龍郷町役場から約 1km 南側に位置する東向き斜面で、深層崩壊跡地の斜面標高は約 5~190m である。調査地の東側には谷底平



図-1 調査地付近の地形図

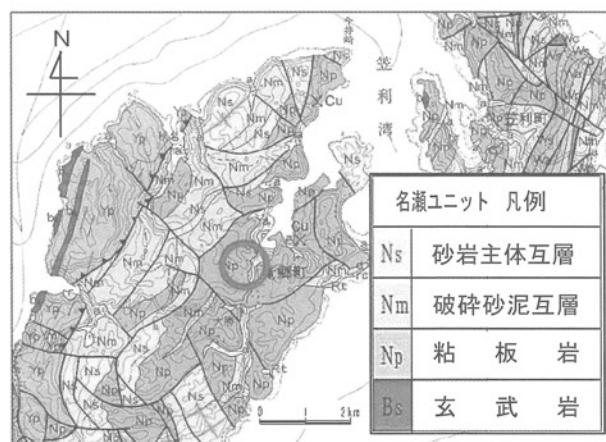


図-2 調査地付近の地質図  
出典：地質調査所発行「1:20万地質図 奄美大島」

野と段丘があり、浦川が龍郷湾に注いでいる。この一帯の地質は、四万十帯の名瀬ユニットに区分され、既存資料（図-2）では粘板岩分布地とされている。調査地の露頭では、砂岩頁岩の互層が N20°~40°E の走向で、15°~40°W の傾斜面を持つ。露頭を見る限り奄美大島で大規模崩壊の原因の一つである断層破碎帶の分布は少なく、酸性凝灰岩を含む地層も認められない比較的地層変化が少ない地質構造である。

### 3. 崩壊地形の推定

調査地の深層崩壊跡地を、図-3 の空中写真に示す。大規模な崩壊跡地は幅 350m で、崩壊跡地形の内部斜面は、10m 間隔の等高線で表現した凹地形を呈する（図-4）。崩壊規模を概略的に把握する目的で、崩壊前の

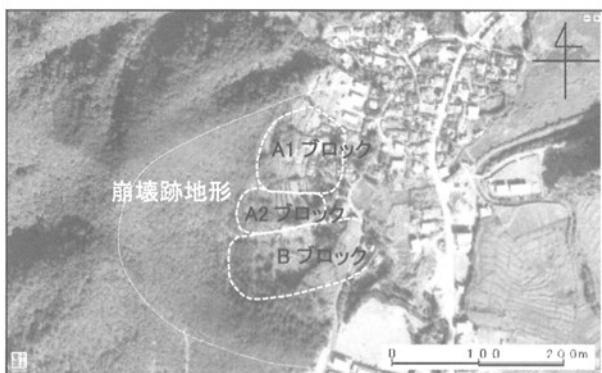


図-3 当初の地すべりブロック（空中写真判読）  
(1977 年国土地理院撮影)

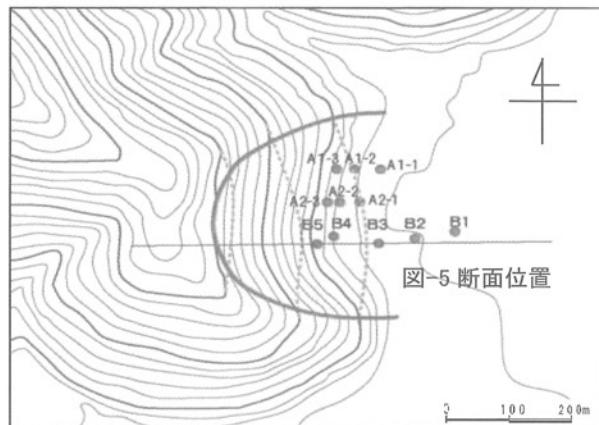


図-4 崩壊前地形想定

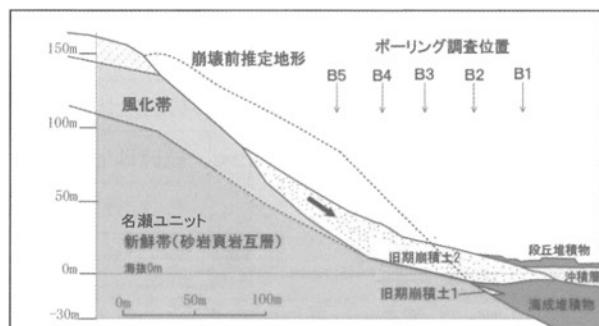


図-5 地質断面図

地形を推定した。その際、崩壊地形の両翼の尾根から 50m 間隔の等高線を推定して破線で図-4 に記載した。崩壊前の地形は、崩壊地周辺の斜面が、円形に近い等高線の形状を示し、山頂が崩壊斜面の頭部に近いので、周囲の等高線より若干緩やかな凸地形の等高線を推定した。

崩壊地形の地質断面図を図-5 に示す。地質断面図は、図-4 の B1～B5 のボーリング断面に、後述の調査地の崩壊地形の分析結果を含めて記載したものである。また、深層崩壊で一般的には山頂部に線状窪地などの山体変形が見られることが多いので、崩壊前推定地形の山頂部には窪地を記載した。

### 4. ボーリング調査結果

#### (1) ボーリング調査結果

ボーリング結果から得られた東西方向の地質断面図（図-5）に記載した各地層の特徴を下記に示す。

- ・名瀬ユニット：砂岩頁岩の互層で、頁岩優勢である。頁岩は粘板岩化し砂岩薄層をはさむ。
- ・旧期崩積土 1：径 10cm 未満の強風化～弱風化頁岩の角礫を多量含む崩積土で、基質は黄褐色の砂質粘土である。
- ・海成堆積物：珊瑚礁や新鮮な頁岩礁を含有し、珊瑚砂が卓越した部分は灰色である。新鮮頁岩を混入する粘土部分は、青灰色～暗オリーブ灰色を示す軟弱粘土である。
- ・旧期崩積土 2：径 10cm 未満の強風化頁岩の角礫を多量含有する崩積土で、基質は軟質な砂質粘土である。礁、基質とも黄褐色で地層変化に乏しい。含有される角礫が強風化岩である特徴がある。
- ・沖積層：新鮮な頁岩礁を含有する黄褐色の粘土層と基質に黄褐色の粘土を含有する礁質土からなる。
- ・段丘堆積物層：新鮮な頁岩礁を少量含有する黄褐色の砂質粘土である。B1, B2 孔では、最上部に近年発生した土石流堆積物も上位している。この土石流堆積物は、礁含有量が少なく、粘土を主体としたものである。

地質断面図（図-5）の右下に示したように、地すべり地では稀な地質構造であるが、末端部付近に「海成堆積物」・「沖積層」・「段丘堆積物」が認められた。空中写真（図-3）では、B ブロックの末端側が谷底平野に漸移し不鮮明であった。地すべり末端地形が不鮮明な理由は、B ブロックの末端側に位置する B1 孔と B2 孔で、地すべり土塊の末端側が、沖積層と段丘堆積物に被覆されているためである。

B2 孔では、「旧期崩積土2」の厚さは 18m に達する(図-6).この「旧期崩積土2」の下には,非常に軟弱な海成堆積物(標高-6.8~-11.3m)と「旧期崩積土 1」(標高-11.3~-14.7m)が分布し,「旧期崩積土 1」の下位では,層厚2mの海成堆積物が,標高-15.8mで,比較的新鮮な頁岩に直接堆積している.したがって,奄美大島では,一般的に数 10m の深度まで達する深層風化が尾根に近い斜面で認められることが多いが,調査地の斜面では,海成堆積物層の堆積時には,風化殻が浸食され,ほぼ新鮮岩の斜面が露出していたことを示す.

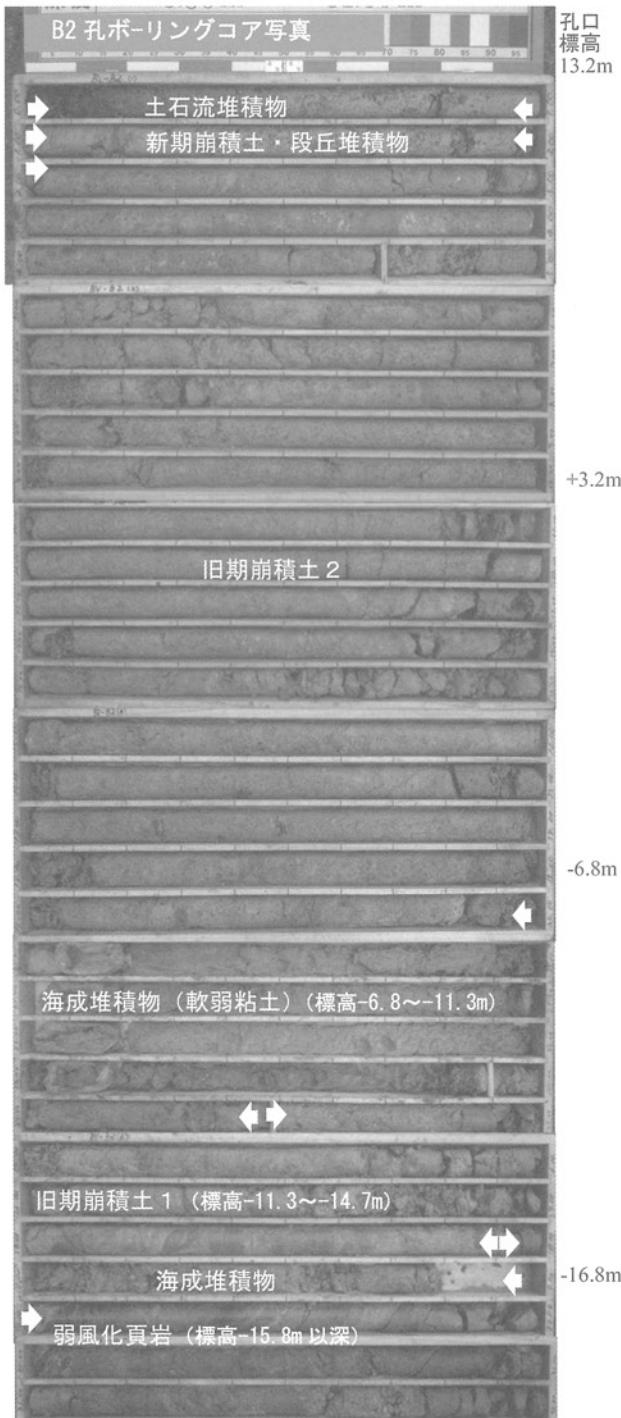


図-6 B2 孔のコア写真

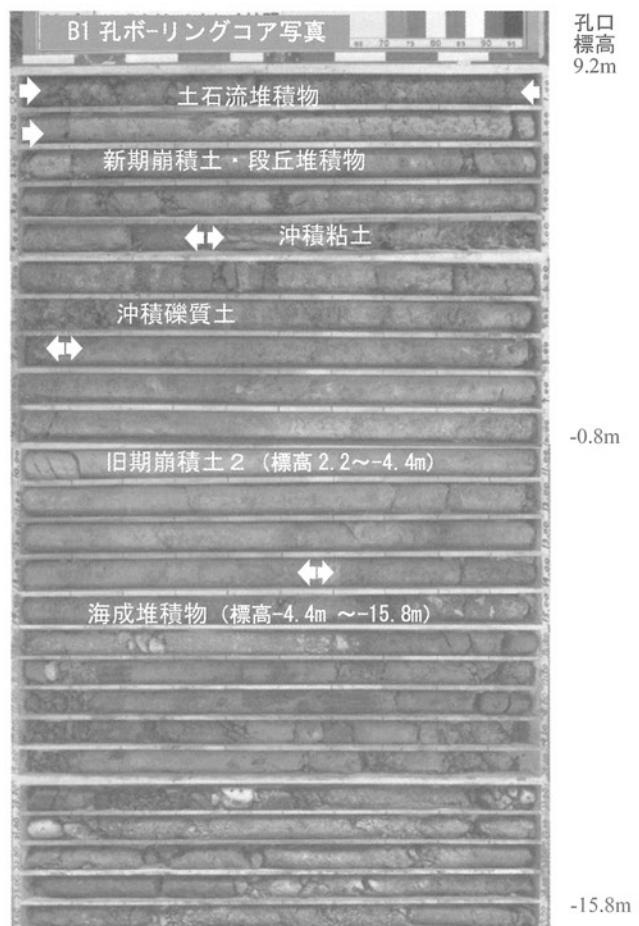


図-7 B1 孔のコア写真

地すべり末端側の B1 孔(図-7)では、「旧期崩積土2」が 7.1m の層厚で,新鮮な礫を含む沖積礫質土・軟弱な沖積粘土・新期崩積土・段丘堆積物で被覆されている.さらに「旧期崩積土2」の下には,海成堆積物(標高-4.4~-15.8m)が分布する.海成堆積物には,新鮮な頁岩角礫と少量の珊瑚礫を混入する青灰色粘土層(標高-6.5~-11.4m) や,珊瑚礫および珊瑚砂を主体とする地層(標高-11.4~-15.8m)が認められる.

## 5. 深層崩壊発生年代の推定

本地点の崩壊過程を考察するにあたり,1 万年程度の海水準変動を詳細に研究した 松本ら (1998)<sup>2)</sup> から変動曲線のみを抽出して「旧期崩積土1」と「旧期崩積土2」の下面標高を記載した(図-8). 本地点では,前述の崩積土が堆積した環境が B2 孔地点では軟質な粘土であり,崩積土の堆積後に海成粘土は圧密沈下したと考えられるが,沈下量の推定根拠が不明確なため沈下量は無視して記載した.

奄美市龍郷町付近における過去1万年程度の詳細な海水準変動の研究成果がないので,仙台湾の研究結果を引用した(図-8). 仙台湾と奄美大島は約 1600km 離れているが,日本全国の隆起量を推定した

既存資料<sup>3)</sup>では、10万年程度の隆起量推定値が、仙台湾付近で0.0~0.6m/1000年であるのに対し、奄美市龍郷町付近では0.3~0.6m/1000年である。崩積土堆積時の下面標高は、岩屑などによる海成堆積物の浸食、深層崩壊が発生した時の潮汐による海面標高の違い、海底の起伏、地層堆積後の沈下など多くの不確定要因で変化するので、本稿では、仙台湾と奄美大島北部の海水準を等しいとみなすこととした。

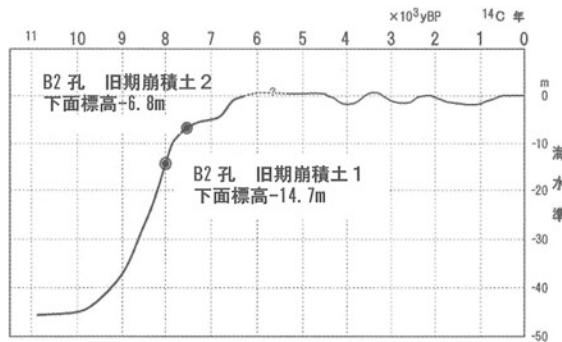


図-8 海水準変動による崩壊年代推定  
(松本・伊藤 1998 を参考に曲線を単純化した)

海水準変動曲線に深層崩壊跡地の崩壊堆積物である「旧期崩積土2」の下面標高を挿入すると、約7500年前に崩壊したことになる。同様に、「旧期崩積土1」下面標高を挿入すると、約8000年前に崩壊したと考えられる。「旧期崩積土1」と「旧期崩積土2」の堆積時期に約500年の時間差があることになる。

## 6 崩壊土砂の到達距離の推定

深層崩壊の体積量を求めるため、崩壊前の地形断面を推定した。この際、「旧期崩積土2」の下面には、B2孔で風化殻が浸食されて無かったことを考慮し、崩壊時点での海岸から標高80mまでは、勾配45度程度の浸食斜面が形成されていたとみなして地質断面図を作成した(図-10)。崩壊前の推定地形と地質断面から、下記の崩壊規模が推定される。

- ・崩壊深度：40m 　・崩壊斜面延長 270m
- ・最大崩壊幅 350m

崩壊面が左翼部(崩壊地の北側半分)で浅いことを考慮し、前記の3辺からなる立方体に1/3を乗じ、崩壊量の目安を、 $40 \times 270 \times 350 \times 1/3 = 1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ とした。崩壊量  $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ を、崩壊体積量と等価摩擦係数の関係を示した図-9<sup>4)</sup>に挿入すると等価摩擦係数0.5が得られる。

本崩壊跡地の崩壊高さが約150mなので、等価摩擦係数を0.5とすると崩壊土塊の先端は、約300m先まで到達することになる。一方、本崩壊地点の崩壊土塊は、軟弱な海底の泥や含水量が多い砂の上を滑走

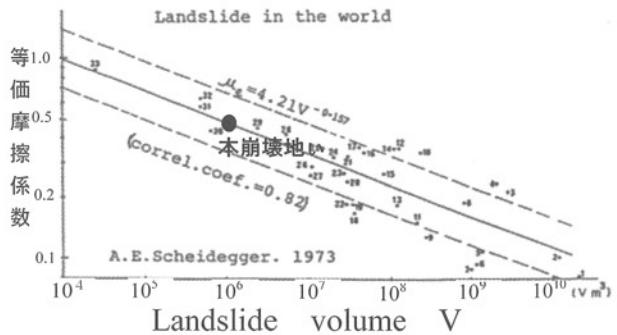


図-9 深層崩壊の等価摩擦係数

し、一部は海に突入したと考えられるので、到達距離の想定は困難であるが、奥田(1984)<sup>5)</sup>が示した泥質な崩壊堆積物にみられる低い等価摩擦係数を参考にすると、崩壊堆積  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$  で 0.2 程度の等価摩擦係数が推定され、到達距離は750mとなる。いずれにしても崩壊堆積物の主体は、図-10の範囲外に堆積したと考えられる。

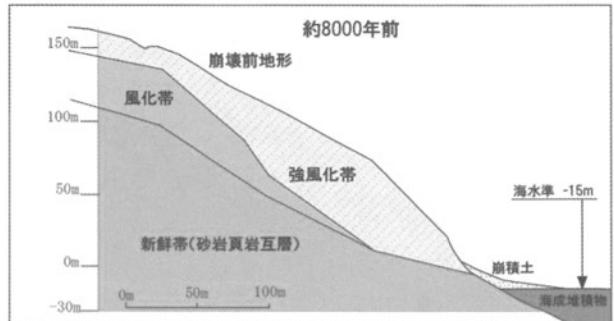


図-10 前駆崩壊発生時模式図

## 6. 斜面変遷過程の考察

調査ボーリング結果や地形情報などを基に、深層崩壊発生前から深層崩壊発生時、および現在に至る崩壊跡斜面の変遷について考察する。

### (1) 前駆崩壊発生

最終氷期では、標高-80~-120m程度まで海水準が低下していたと考えられているので、約8000年前の時点では、図-10に示したように海岸部付近の斜面では浸食が進み、強風化帯が削剥されていたと考えられる。この時、海岸に堆積した「旧期崩積土1」も大部分が短時間に浸食されてしまい、現時点のボーリングコアでは、3.4mのみしか確認されていない可能性が高い。

### (2) 深層崩壊発生

強風化帯の斜面は、下部を消失することにより、さらに不安定化する。約7500年前に大規模な深層崩壊が発生したと考えられるが、この時の崩壊堆積物である「旧期崩積土2」は強風化岩の角礫を多

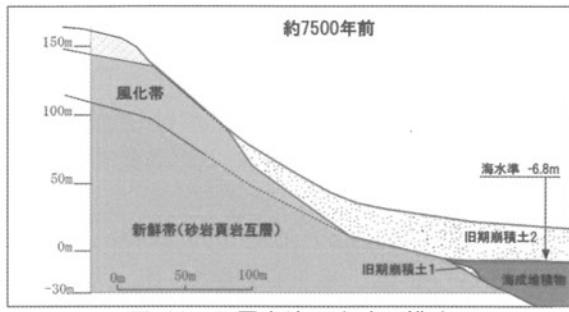


図-11 深層崩壊発生時の模式図

量含有する地層である。この崩積土の内部には、新鮮岩～弱風化岩の礫をまったく含まない特徴がある。層厚は、下部のB2孔で約18mに達し、その上位のB3孔とB4孔でも層厚15mないし14mと厚くかつほぼ均一な層相の崩積土なので、図-11に示した様に、強風化帯がほぼ1回の崩壊で滑落し、堆積したものと考えられる。

等価摩擦係数による推定から、崩壊堆積物の到達距離は約300m～750mになるので、図-11では、崩壊堆積物が当時の海水準-6.8m地点付近の泥や砂の上を岩屑なだれとして被覆したモデルとした。約8000年前に斜面末端の崩壊が発生してから、約500年後に大規模な深層崩壊が発生したことになる。

深層崩壊跡地の上部斜面に中風化岩～弱風化岩が認められるため（図-14）、図-11では、標高80m付近の遷緩線より上部斜面の地質を風化帯と記載した。したがって、図-10に示した強風化帯のほぼ全量が深層崩壊で滑落したと推定される（崩壊部の他の測線には一部強風化帯も残存している）。

### (3) 地すべり発生時

図-12は、崩壊斜面下部に地すべり地形が形成された時点を示したものである。地すべりは、図-11に示した平野部に堆積する崩積土の大半が浸食された時点で、岩屑なだれ堆積物からなる斜面が不安定化し、

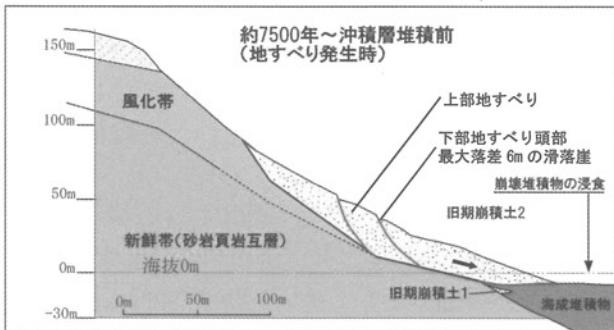


図-12 地すべり発生時模式図

短時間で滑動したと考えられる。発生時期は不明であるが、最上部では最大落差6mにも達する馬蹄形の滑落崖斜面が形成されていることから、大規模な地震時に激しく滑動した可能性がある。たとえば、石垣島東海岸の津波石発生時の地震などを原因として、

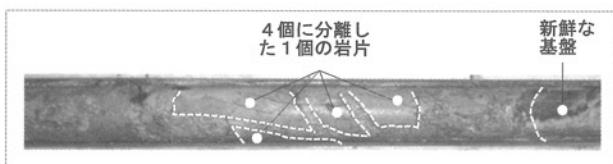


図-13 B3孔の旧期崩積土下面

斜面が滑動しているとすれば、約2000年前に滑動したことになる。

B3孔の岩屑なだれ堆積物の下面で、基盤との境界にあたる深度19.2～19.6m付近を撮影し図-13に示した。基盤がこれより下位では、ほぼ新鮮岩で、崩積土との境界に風化岩を挟まない特徴があり、弱～強風化帯の砂岩頁岩互層は、すべて滑落したことになる。さらに、図-13では、1個の風化岩が少なくとも4個の岩片に分離して残存している。したがって、この時の斜面変動は、地すべりに近い現象であったと考えられる。新鮮な基盤と崩積土の境界には、深層崩壊堆積物が、地震時の一時的な移動時にすべり面付近の土砂が粉碎されて形成されたと推定される固結した粘土薄層しか無く、条線の痕跡は認められない。したがって、この部分が、かつて1回は滑動したが、その後地すべり的な活動の繰り返しがなかったと考えられる。現時点では、このすべり面は完全に固結し強度が回復している。

図-12に示した上部地すべりの頭部地形は、空中写真では判読できないが、ボーリング孔B4・B5で旧期崩積土の上に4m程度の厚さで、土石流堆積物や新期の崩積土が堆積しているので、下部地すべりと同時期に形成された地すべり地形が埋もれており、空中写真では判読できないものと考えられる。



図-14 調査地付近の地形図

### (4) 現在

現在の深層崩壊跡地の斜面を模式化し、図-15に示した。図-12に示した地すべり土塊の末端側に、砂や礫質土および粘土からなる冲積層と段丘礫層が堆積し、地すべり土塊に対する「天然の抑え盛土」を形成している。図-12に示した地すべり土塊の押え盛土

量としては、安全率 1.2 を遥かに超える土塊量である。

空中写真判読段階で、頭部滑落崖と側方崖が比較的明瞭であるにも関わらず、地すべり末端地形が不明瞭な原因が、地すべり土塊末端部が、沖積層や段丘堆積物によって埋没されていたことが原因であることも判明した。

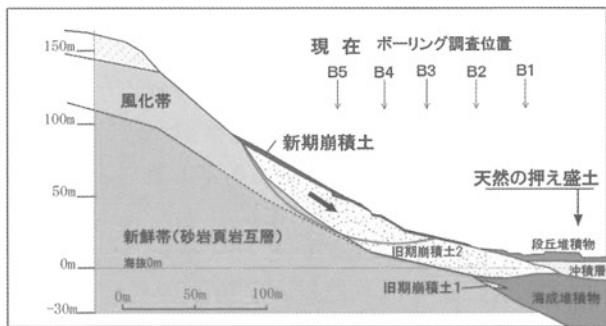


図-15 現在の模式図

図-15 では、「旧期崩積土 2」の上部に地すべり地形を記載した。これは、「旧期崩積土 2」の上部には、深層崩壊地形の上部斜面から供給された新期崩積土が堆積し、その層厚は、B4 孔で 4m,B5 孔で 4.1m に達し、さらに軟弱な破碎帶を含む強風化岩と断層粘土がこの付近で認められるためである。古い頭部滑落崖の陥没地形に、崩壊堆積物が堆積し、崩積土と軟弱な断層破碎帶を含む風化岩が不安定化していると考えられる。一方、標高 100m を超える斜面頭部付近に深層崩壊を再発生させる地形の変形は、現時点では認められない。

## 7.まとめと今後の課題

### (1) まとめ

奄美大島北部の龍郷町浦地区に認められる深層崩壊跡は、崩壊深度 40m、幅 350m の規模と推定される。海水準変動と崩壊堆積物下面の標高関係から、概ね下記の過程で斜面変動が進行したと考えられる。

#### ① 8000 年以前

氷河期の海水準が低い時代に斜面浸食が、特に海拔 0m 付近より低い位置で進行し、斜面の強風化帯は削剥され、海拔 0m 付近より上部斜面にのみ強風化帯が残存していた。

#### ② 約 8000 年前の前駆崩壊発生

斜面末端の強風化帯が小崩壊した結果、上部斜面はさらに不安定化するとともに、斜面の風化や変形が進行したと考えられる。

#### ③ 約 7500 年前の深層崩壊発生

斜面に残存していた強風化帯の大半が滑落し、岩屑なだれは、海拔 -6.8m 付近まで上昇していた海底地形（干潟）に沿って、300～750m 移動し、崩壊斜面の下部と干潟に崩壊土塊が残存したと考えられる。

### ④ 地すべり発生

深層崩壊堆積物の末端側は、谷底平野の浸食作用により消失し、地震が発生した際に不安定化し、一過性の地すべり的滑動を発生させたと考えられる。

### ⑤ 現在

地すべり土塊の末端側は、沖積層や段丘堆積物により「天然の押え盛土」が形成され④の時点で形成された地すべりは、活動を完全に停止した。一方、深層崩壊地の上流斜面からの土砂供給により、斜面のバランスが崩れ新たな地すべり活動の発生が懸念される。一方、深層崩壊跡地の頭部付近には、線状窪地などの変形が無く、山体崩壊の再発生の兆候は認められない。

### (2) 今後の課題

奄美大島では、豪雨が頻発し高い頻度で崩壊が発生している。概観すると、斜面の一部や末端を切土した部分で、崩壊が発生している傾向が見られる。奄美大島の各地にみられる切土と斜面崩壊との関係や山体変形と深層崩壊の関係を明らかにできれば、斜面災害の軽減に役立つと考えられる。

本地点では、他のボーリング孔でも斜面変動過程を解明できる試料が得られているので、深層崩壊跡地と周辺斜面を含めた斜面変動の発生機構解明に着目していきたい。

### 参考文献

- 1) 総合流域防災（地すべり）調査設計委託（浦1工区）報告書他：鹿児島県大島支庁建設課, 2012.
- 2) 独立行政法人 日本原子力開発機構 地層処分研究開発部門 地質環境の長期安定性研究検討委員会：隆起・浸食・気候・海水準変動に関する研究,H21年度の研究成果、河成段丘を用いた内陸部の隆起量の推定技術, 2010.
- 3) 松本・伊藤：宮城県沖積平野における後氷期の海面変動、日本地理学会発表要旨集、No.53, 1998.
- 4) A.E.Scheidegger:On the Prediction of the Reach and Velocity of Catastrophic Landslides, Rock mechanics 5, pp.231-236, 1973.
- 5) 奥田節夫、歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性、京都防災研年報, No.27B-1, pp.353～368, (1984).

(2014.5.9 受付)