

## 8. 古第三系神戸層群豊岡北地すべりの地すべり発達史

### History of Toyooka-kita Landslide in the Paleogene Kobe Group

○村井 政徳(高知大院・黒潮圏海洋)・横山 俊治(高知大・理)

Masanori MURAI(Kochi Univ.)・Shunji YOKOYAMA(Kochi Univ.)

#### 1. はじめに

神戸層群の地すべりの多くが凝灰岩(広域テフラ)中にすべり面をもつ凝灰岩地すべりであることがわかってきたのは最近のことである<sup>1)</sup>。神戸層群の凝灰岩地すべりは、5度程度の非常に緩傾斜のすべり面をもつ特異な層面地すべりであり、この特異性はすべり面となった凝灰岩の性質のみならず、地すべりを含む斜面地質全体の物質分布構造に起因していると考えられるが、その実体は明らかになっていない。神戸層群は多数の凝灰岩層を挟在しているが、層準・岩相組合せによって地すべり発生頻度が異なる。

#### 2. 豊岡北地すべりの概要

三田盆地中央部に位置する吉川町の豊岡凝灰岩部層分布地域には、多数の地すべり地形が発達し、本研究対象の豊岡北地すべり地はその代表である(図-1)。豊岡北地すべりは、兵庫県美囊郡吉川町の南東部に位置し、東を坊主岩と大岩鼻を結ぶ稜線と西を吉川川に挟まれた東西方向に細長い緩傾斜地を形成している(図-2)。

##### <地 形>

豊岡北地すべりを形成する吉川川右岸斜面(西向き斜面)の平均勾配は約 $4^\circ$ と非常に緩い。この緩傾斜面は吉川川河床(標高130m)から標高200mまで続く。礫岩層が分布する標高200~270mの斜面は傾斜 $10\sim 15^\circ$ 勾配となって稜線に至る。尾根頂部の標高は230~270mで尾根線は西北西-東南東方向に伸びている。稜線を挟んだ東向き斜面は傾斜 $20^\circ$ 前後の急斜面となっている。本地域の地質構造は大局的には西~西北西方向に傾斜しており、地質構造を反映するような形で地形は発達しており、典型的なケスタ地形を呈している。

##### <地 質>

豊岡北地すべり地には吉川層が広く分布している。本地域に分布する吉川層は下位より天狗岩砂岩泥岩部層、豊岡凝灰岩部層、日西原砂岩礫岩部層<sup>2)</sup>からなる。図-3には地表踏査およびボーリングコア観察から得られた情報をもとに作成した本地域の総合柱状図を示す。また、図-4に豊岡北地すべり地周辺の地質図を示す。

豊岡北地すべりの斜面地質は硬質層と軟質層とが互層する延性度較差の大きな層状岩盤で西に $3\sim 4^\circ$ 傾斜する同斜構造である。最上位には硬質の礫岩層である日西原砂岩礫岩部層が地

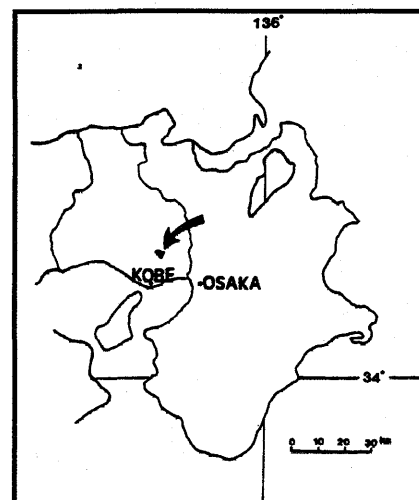


図-1 調査位置図

すべり地の背後斜面から尾根にかけて分布している。豊岡凝灰岩部層はその下位に位置し、一軸圧縮強度で数  $10^3$  ~ 数  $10^4$  倍の差をもつ硬軟互層からなり、4つのユニットに岩相区分される。ユニット4は軟質層優勢互層で、礫岩層分布域では礫岩層をキャップロックとするキャップロック構造を形成している。ユニット3は硬質な火山礫凝灰岩層でハンマー衝撃により火花が出るほどの硬さをもつ。一軸圧縮強度は  $103 \sim 167 \text{MPa}$  である。ユニット2は基本的にはユニット3同様、硬質層であるが、一部軟質化している部分もある。軟質化しているとはいえ、ユニット4やユニット1に比べると硬質である。ユニット1は全体がほぼ均質な軟質層であり、含水により著しくスレーキングする性質がある。黄灰色を呈するのが特徴的で、地元では“イヌグソ”と呼ばれている。豊岡凝灰岩部層の下位には硬質層である天狗岩砂岩泥岩部層の砂岩・泥岩互層が分布している。泥岩層は塊状ないしは水平 $\sim 3^\circ$ のラミナが発達する。露頭では乾湿繰り返りによるスレーキングのため軟質化していることが多い。一方、砂岩層は塊状の細粒 $\sim$ 中粒砂からなりスレーキングはしない。砂岩・泥岩ともにボーリングコアでは短柱状 $\sim$ 棒状で採取され、岩盤等級では  $C_L$  級(一部  $C_M$  級)に相当する。



図-2 豊岡北地すべり・地すべりブロック図

( $\rightarrow$ :地すべりの移動方向,  $\star$ :含礫砂岩への凝灰岩の貫入が認められた箇所,  $\blacktriangle$ :露頭およびボーリングにおいてユニット1の繰り返しが認められた箇所)

### 3. 豊岡北地すべりの発生層準

豊岡北地すべりでは、ユニット1をすべり面とする大規模地すべり ( $10^6 \sim 10^7 \text{m}^3$  オーダー) とユニット4をすべり面とする小規模 ( $10^2 \sim 10^3 \text{m}^3$  オーダー) 地すべりが共存している。図-2に示した本地すべりの輪郭をつくる大規模地すべり地形は、ユニット1下底と砂岩・泥岩互層との境界部をすべり面とする地すべりによって形成される。ユニット1をすべり面とする地すべりは、凝灰岩とその下位層との境界のみをすべり面として滑動するのではなく、ユニット1(層厚約1m)の層全体が塑性変形をして滑動していると考えられる。ユニット1は側方変化に乏しく層厚はほぼ一定であるものの、一部のボーリングコアではそれが引き伸ばされて層厚  $50 \sim 80 \text{cm}$  に減少している。さらに、集水井工事の事前調査ボーリングではその層厚は  $1 \sim 5 \text{cm}$  と極端に薄くなり、局部的には完全に欠如してしまっているところもある。これは層全体が塑性変形をしている証拠といえる。

このほかに、大規模地すべりのすべり面はユニット1であるという根拠としては、集水井施工中にユニット1の下底面で地すべり滑動を示唆する条線が認められていること、ユニット1の直下位に薄

く挟まれる亜炭層をユニット1が取り込んでいることが挙げられる。また、地すべりの末端部におけるボーリングでは、岩相の繰り返し(ユニット1とユニット2が2回出現)が数箇所で見られることから、大規模地すべりの末端では、ユニット1は上位層であるユニット2やユニット3に衝上して移動体スラブを形成していると考えられる。ユニット1は上位をユニット2、下位を砂岩・泥岩互層と上下を硬質層に挟まれていて、塑性変形領域が固定されていることが大規模地すべり形成の素因となっているものと考えられる。

一方、ユニット4をすべり面とする地すべりは小規模な地すべりである。すべり面はユニット4の軟質凝灰岩と中粒硬質凝灰岩との境界、軟質凝灰岩とユニット3(硬質火山礫凝灰岩)の境界に形成されることが多い。ユニット4からなる地すべり移動体は、微地形と硬軟互層構造を反映して、容易に座屈褶曲や礫岩層への乗り上げ構造<sup>3)</sup>を形成して圧縮域の変形に移行するため、地すべり規模が小さくなっている。また、ユニット4の軟質層は全層が流動化するフロータイプの地すべりも

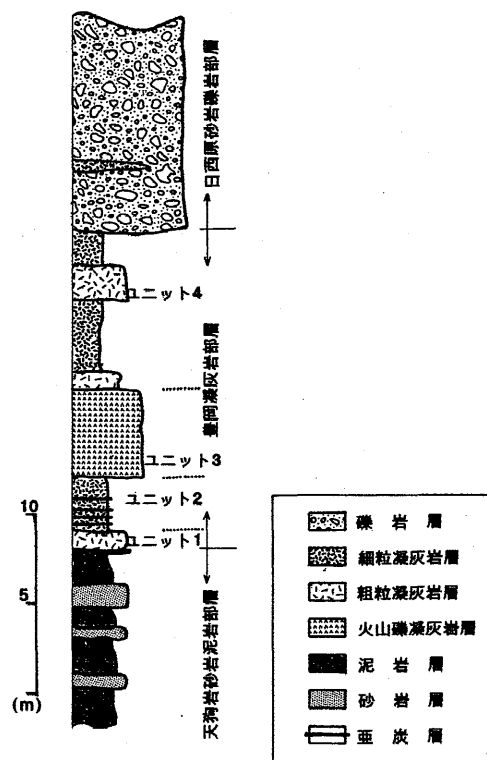
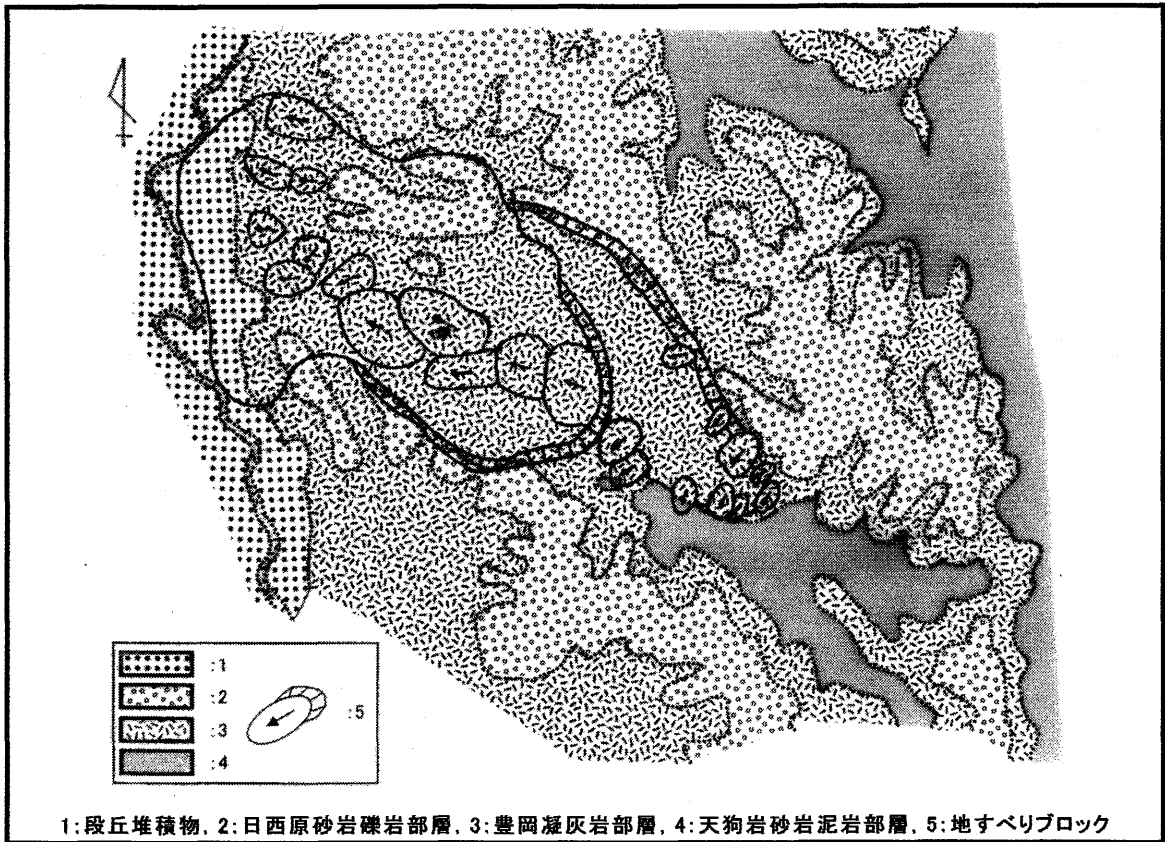


図-3 豊岡北地すべり地の岩相層序



1:段丘堆積物, 2:日原砂岩礫岩部層, 3:豊岡凝灰岩部層, 4:天狗岩砂岩泥岩部層, 5:地すべりブロック

図-4 豊岡北地すべり地の地質図

起こす。

また、大規模地すべりの滑落崖背後斜面から尾根にかけてでは、キャップロック構造に起因した斜面変動—礫岩層中の鉛直開口クラック(gull)の形成とそこへの軟質凝灰岩の貫入現象—が発生している(図-5)。

礫岩層には、下底から鉛直に近い引張り割れ目(ガル:gull)が数10cmから数mの間隔で成長していて、礫岩層はブロック化している。ガルの走向・傾斜は  $N70\sim 85^\circ E, 80^\circ S(N)$  が卓越しており、それに直交するものもいくつか認められる(図-6)。ガルには下位の軟質粘土化凝灰岩から絞りだされるように高含水・高塑性の粘土が貫入しているものの、礫岩下底より1m程度までしか貫入していない。それより上位では、貫入粘土は確認できず、割れ目は最大で幅5mm開口している。貫入凝灰岩尖端より上では割れ目は開口していることから、このような変形構造はマッドダイクやマッドダイアピルのような地層堆積時の初生構造ではなく、地層が固結した後の斜面変動によって生じた変形構造であると考えられる。また、ガルと礫岩層中に挟在する凝灰岩薄層とは接していないことから、ガルに貫入している粘土は割れ目上方から流入してきたものではなく、下位の凝灰岩層が貫入したものであると考えられる。

このような軟質凝灰岩のガルへの貫入現象は凝灰岩に含まれるCa型モンモリロナイトの性質によるところが大きい。凝灰岩のコンシステンシー特性としては、塑性図上でCHの領域に入る高塑性粘土であり(図-7, 表-1), 高吸水・低排水であることが塑性変形の持続を容易にする。また、一軸圧縮強度は高くても1MPaと非常に小さく(表-2), これも変形を容易にさせる要因である。図-8にガルへの軟質凝灰岩の貫入モデルを示す。

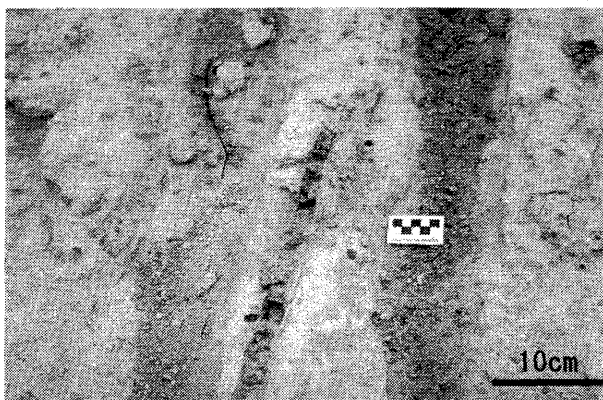


図-5 含礫砂岩のガルに貫入する軟質凝灰岩

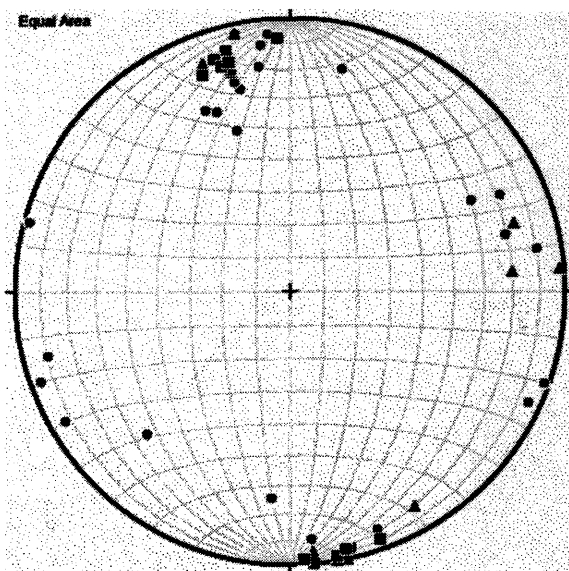


図-6 ガルの走向・傾斜分布 (シュミットネット下半球投影)

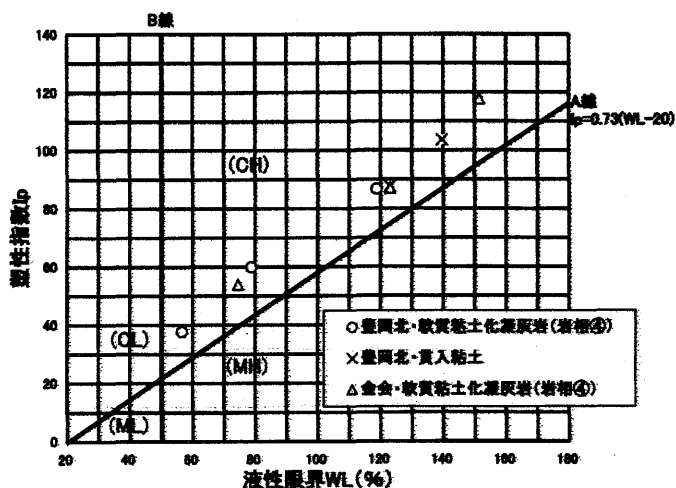


図-7 軟質粘土化凝灰岩の塑性図

表-1 軟質粘土化凝灰岩のコンシステンシー特性

	ユニット1	ユニット4	貫入凝灰岩
自然含水比(%)	88.9	21.1~50.7	63.0~88.9
液性限界(%)	144.6	56.6~118.7	122.9~139.6
塑性限界(%)	34.4	18.9~32.0	35.2~35.9
塑性指数	110.2	37.7~86.7	87.7~103.7

表-2 各岩石の一軸圧縮強度

岩石	一軸圧縮強度 (MPa)	測定方法	測定数
含礫砂岩	16.8~73.2	シュミットハンマ	30
ユニット1	0.01以下	針貫入試験	不能
ユニット4	0.03~1.67	針貫入試験	90
金会硬質凝灰岩 (参考)	30.0~60.0	ポイントロード	54

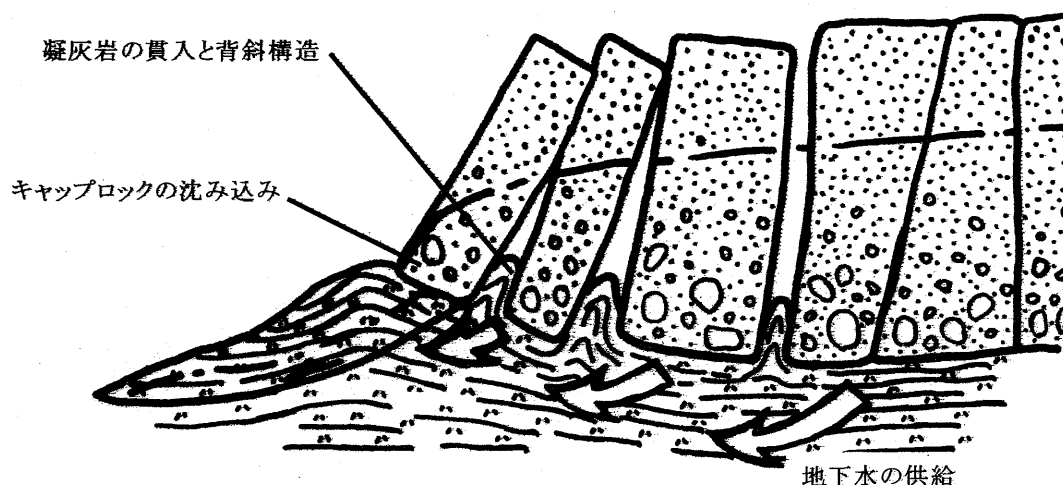


図-8 ガルへの軟質凝灰岩の貫入モデル

#### 4. 豊岡北地すべりの発達史

図-9 には、豊岡北地すべりの発達過程を模式図として表わす。豊岡北地すべりの地すべり発達史は以下のように考えられる。

##### [Stage I]

豊岡北地すべりは、吉川川の浸食、下刻作用により流れ盤構造の斜面の末端が除荷されることから始まる。

##### [Stage II]

吉川川の浸食により、流れ盤斜面である右岸斜面では、キャップロックとなる礫岩層は重力的に不安定になり、ガルと呼ばれる鉛直方向の開口クラックが発達する。ガルの発達によって礫岩層は

ブロック化していき、その不均質な荷重が下位層であるユニット4(軟質粘土化凝灰岩)に作用するとユニット4は塑性変形し、礫岩層はユニット4へ沈降する。それに伴ってユニット4はガルへ貫入したり、礫岩層の前面に絞り出されるようになる。このような一連の斜面変動によって、キャップロックである礫岩層は徐々に壁面から分離してブロック化し、傾動しながら斜面下方へと運搬されていく。一方、受け盤斜面である左岸斜面ではトップリングによる礫岩の転倒崩壊が発生する。

**[Stage III]**

キャップロック構造に起因する斜面変動はスプレッドタイプの地すべりへと発達する。ユニット4は金会地すべりで報告された覆瓦重複すべり<sup>3)</sup>など比較的大規模な斜面変動を繰り返す。礫岩層は河川へと下方移動していくことになり、斜面末端の除荷はさらに進む。それによって、ユニット1をすべり面とする大規模地すべりが発生する。

**[Stage IV]**

ユニット1をすべり面とする大規模地すべりの滑落崖背後から尾根にかけてではキャップロック構造に起因する軟質凝灰岩の塑性流動はさらに進行し続ける。また、大規模地すべり内には一部残丘状で礫岩層が残存するものの、そのほとんどは吉川川まで運搬される。そのため、ユニット4からなる地すべり移動体は、微地形と硬軟互層構造を反映して、圧縮域の変形に移行するため、地すべり規模が小さくなっている。また、ユニット4の軟質層は全層が流動化するフロータイプの地すべりも起こす。

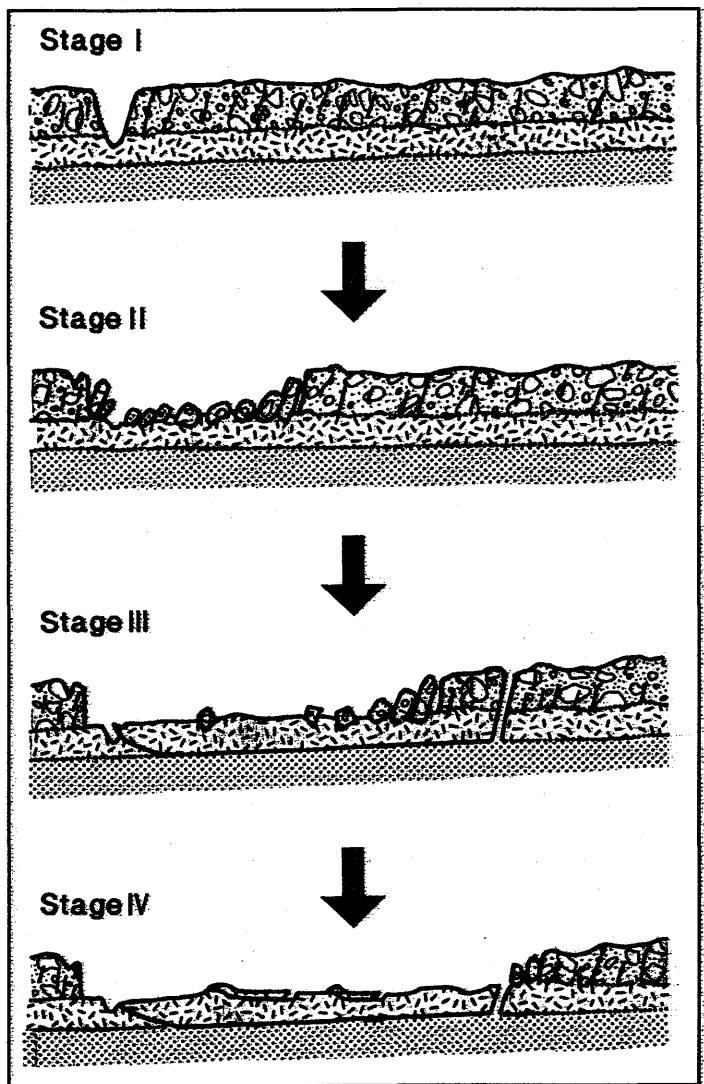


図-9 豊岡北地すべりの発達過程の模式図

**<引用文献>**

- 1) 廣田清治・佐々木一郎・谷岡健 則(1987): 神戸層群の地すべりと地形、地質の関係(兵庫南部地区・吉川町). 島根大地質学研報, 6, 119-130.
- 2) 秋山晋二・谷 保孝・中川 渉・廣田清治(2004): 凝灰岩を鍵層にした神戸層群の層序と地すべりとの関係, 第43回日本地すべり学会研究発表会講演集, 299-302.
- 3) 加藤靖郎・横山俊治(1992): 覆瓦重複地すべりの構造: 神戸層群金会地すべりを例として. 第31回日本地すべり学会研究発表会講演集, 91-94.