

神戸層群の凝灰岩地すべり発生地の地質的背景

高知大学理学部自然環境科学科防災科学コース 横山俊治

I. はじめに

地すべりの原因は素因と誘因にわけて議論されることが多い。素因とは、斜面の体質とでもいうべき地質体の性質や地形に起因した、根本的な原因のことであり、誘因とは、豪雨や地震など地すべり発生を誘発させる原因のことであり、地質体の基本的な性質は地質時代を通してつくられるが、地質時代に獲得した性質がそのままの状態ですべりの素因となることは少ない。地表付近に到達した地質体は雨や地震にさらされ、地質時代に獲得された性質を変化させていく。こうして素因は醸成されていくのである。

最近、神戸層群の地すべりの多くは凝灰岩が素因であることがわかってきた。本講演では、素因としての凝灰岩の中身について最近の研究成果を紹介する。凝灰岩はどのような地質的背景のもとで素因として醸成され、その結果どのような運動様式の地すべりが発生したかがテーマである。

II. 神戸層群凝灰岩地すべりの最近の研究動向

2-1 神戸層群の凝灰岩層の年代および地すべりとの関係

神戸層群の分布地域では地形図や空中写真から多数の地すべり地形の存在を読みとることができる。とくに三田盆地中央部の吉川町はほとんどの斜面が地すべりでできていて水田として利用されている。この地域の地すべり対策の歴史は古く、江戸時代に遡る。現在は圃場整備によって、地すべり地形の人工改変も進んでいる。昭和 60 年代に入ってから神戸層群は中国自動車道や山陽自動車道をはじめとする道路建設やゴルフ場建設、宅地開発の対象となり、工事に伴って既往の地すべりが再活動したほか、非地すべり地での初生地すべりも多数発生した。その大部分の地すべりが凝灰岩に関係したものであった。

神戸層群の凝灰岩地すべりの研究は、近年飛躍的に進んだ(表-1)。神戸層群の地すべり研究の新たな展開は廣田ほか(1987)によってはじまった。それまで曖昧であった神戸層群の地すべりの発生源が大部分凝灰岩であることがこのとき確実になった。地すべりを発生させている凝灰岩層準がいくつかあること、その中でもkyu-tf₂凝灰岩層の分布地域で、地すべりが多発していることが示された(図-1)。この凝灰岩層は 1/50,000「三田図幅」(尾崎・松浦, 1988)では上久米凝灰岩と命名されたものに相当する。神戸層群の凝灰岩地すべりの調査・研究のその後は吉川町に分布する上久米凝灰岩を中心に展開されていくことになる。

表-1 神戸層群凝灰岩地すべりの研究動向

新たな展開の序章

- ①廣田ほか(1987):凝灰岩が素因
- ②尾崎・松浦(1988)など:神戸層群の年代は古第三紀(後期始新世～前期漸新世)
- ③古第三紀凝灰岩を含む堆積盆が各地に存在

神戸層群の凝灰岩地すべりに関する基礎的地質情報の集積

1993年(平成5年)～2004年(平成16年3月)近畿農政局の直轄事業

- ①技術者結集
- ②長尺ボーリング

凝灰岩地すべりの研究グループの組織化

- ①2000年地すべり学会神戸大会 特別セッション「神戸層群の凝灰岩地すべりの総合的検討」
 - ②2002～2004年 日本地すべり学会研究企画委員会(古第三紀凝灰岩地すべりの広域的比較研究委員会)
-

三田図幅の調査は、神戸層群の時代論に関して重要な発見をもたらした。従来植物化石によって新第三紀と信じて疑わなかった神戸層群の年代が凝灰岩層のフィッション・トラック年代とK-Ar年代によって**古第三紀(後期始新世～前期漸新世)**と一気に1000数百万年ほど古くなったのである(尾崎・松浦、1988;尾崎ほか、1996)。その後、凝灰岩層の年代測定は全国各地の第三系で実施され、古第三紀層の分布が明確になっていった(図-2)。

1993年(平成5年)に近畿農政局の神戸層群の地すべりを対象とした直轄事業がはじまり、基礎的地質情報の集積と凝灰岩地すべりの研究は一気に加速された。それには、長尺ボーリングを含む総全長20kmに及ぶボーリングが実施されたことに加え、その調査に各社から研究熱心な若手～中堅地質コンサルタント技術者が結集したことが大きかった。

2000年8月に神戸市で開催された日本地すべり学会の特別セッションにおいて、直轄事業主である北神戸農地保全事業所の支援・協力のもと、上記地質コンサルタント技術者が中心となって「神戸層群の凝灰岩地すべりの総合的検討」が企画された。これにより、地質学・岩石学・粘土鉱物学・地形学・土質工学・地下水学・情報地質学の視点から凝灰岩地すべりが総合的に検討された。

凝灰岩地すべりの研究は現在、2002年に始まった「古第三紀凝灰岩地すべりの広域的比較研究委員会(地すべり学会研究企画委員会内)」に引き継がれている。本講演もこの研究委員会のメンバー(表-2)の研究成果に負っている。

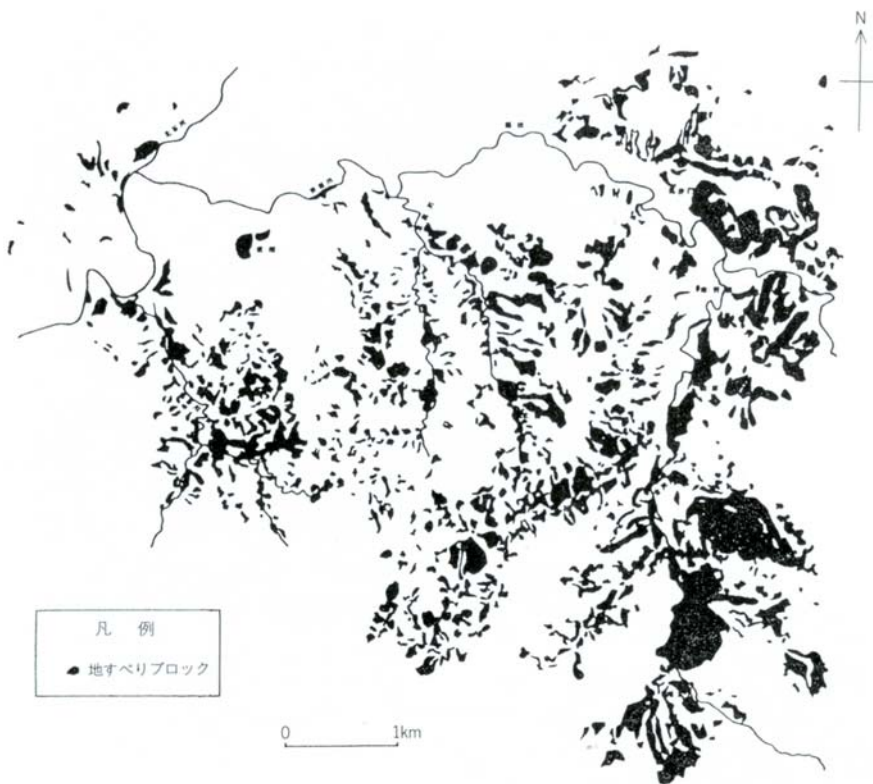
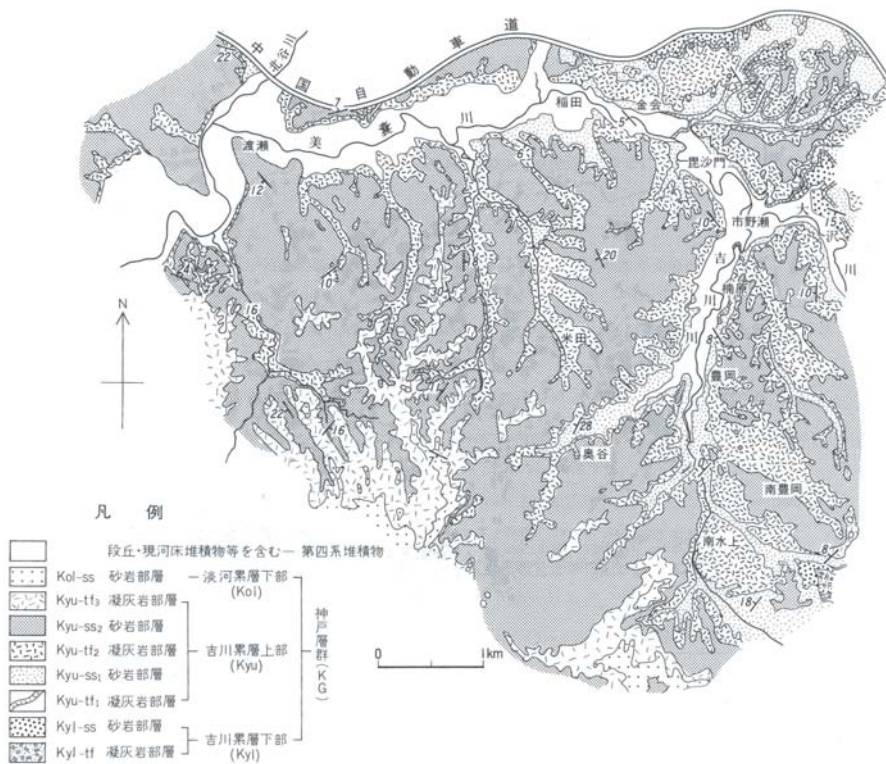


図-1 神戸層群の凝灰岩と地すべりの分布 (廣田ほか、1987)

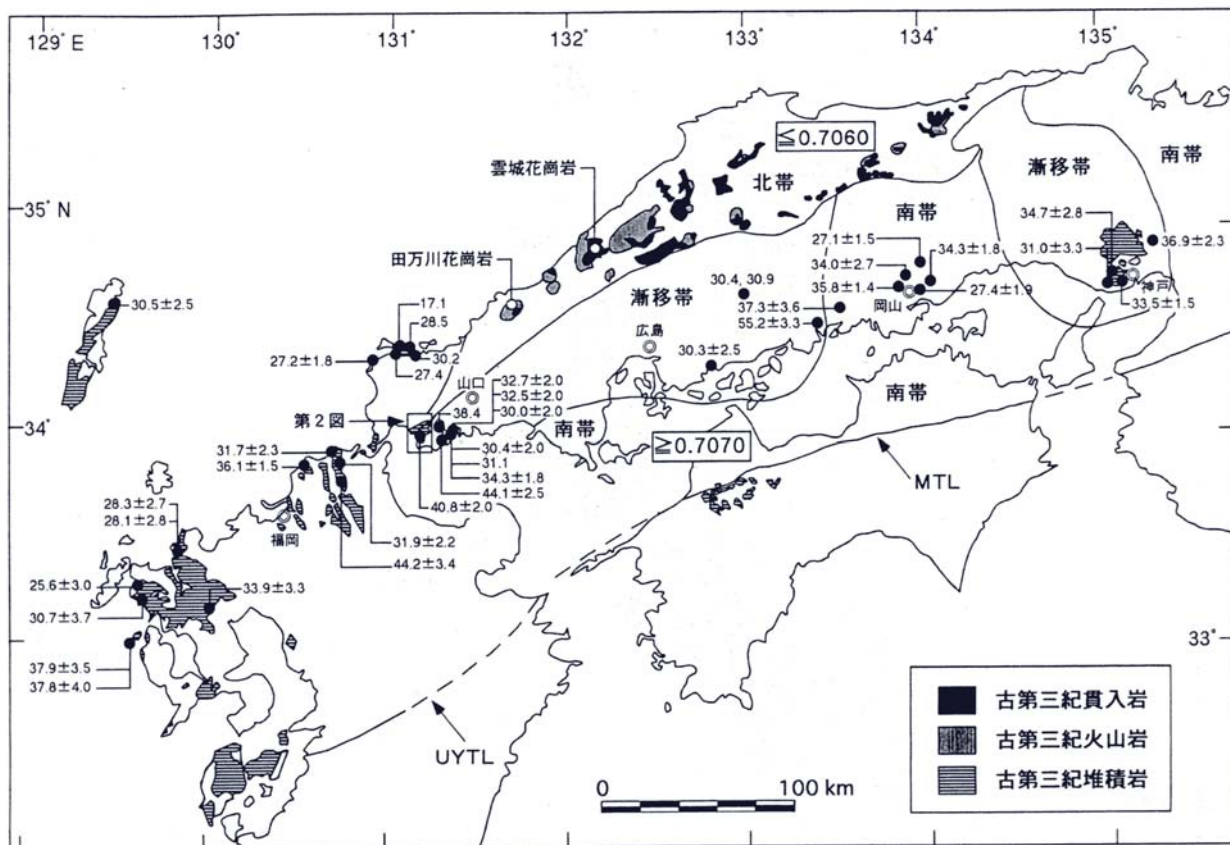


図-2 西日本における古第三紀堆積盆の分布とFT年代(今岡ほか、2003)

図中の北帯、南帯、漸移帯の区分は花崗岩類のSr同位体初生値の広域的变化の分帯を示す。

MTLは中央構造線、UYTL:臼杵-八代構造線。

表-2 古第三紀凝灰岩地すべりの広域的比較研究委員会メンバー

秋山晋二 (国際航業)	藤田 崇 (断層資料研究センター)	藤谷 久 (中央開発)
廣田清治 (日本基礎技術)	池尻勝俊 (川崎地質)	今岡照喜 (山口大学)
地下まゆみ (広島大学)	梶山敦司 (大阪市立大学)	川原千夏子 (高知大学)
加藤靖郎 (川崎地質)	北川隆司 (広島大学)	村井政徳 (高知大学)
中川 渉 (応用地質)	先山 徹 (兵庫県立人と自然の博物館)	田中英幸 (日本技術開発)
谷 保孝	横山俊治 (高知大学)	渡辺俊一 (日本技術開発)

上段:メンバー氏名, 下段:メンバー所属

2-2 古第三紀凝灰岩地すべりの広域的比較研究の展開

“古第三紀堆積盆”を概観すると、山陰の日本海に沿って分布する田万川期火山－深成作用に伴って発生した火山性陥没体(コールドロン)群{42～30Ma(始新世～漸新世)};以下では、田万川期コールドロンと呼ぶ)と、浅海成～淡水成の堆積盆群(以下では、古第三紀堆積盆と呼ぶ)との二列の配列があり、両者の間に当時の火山フロントが想定されている(酒井、1994;今岡ほか、1999、2002;図-3)。古第三紀堆積盆の碎屑堆積物中には広域テフラ起源の凝灰岩層が多数挟在している。広域テフラの起源については同時代でかつ日本海形成以前に西側に位置していた田万川期コールドロンやそれと同時代の火山活動が注目されている(今岡ほか、1999)。神戸層群の凝灰岩層の起源についても同様の見通しをもっている(今岡ほか、2000;先山、2001)。東北・北海道に分布する古第三紀堆積盆中の凝灰岩層の起源は極東ロシアに求められるがその実態は不明である。

神戸層群以外の古第三紀堆積盆でも、佐世保層群では大規模な凝灰岩地すべり(北松型地すべり)が発生している。すべり面は炭層と密接に産する凝灰岩層である。古第三紀堆積盆で地すべりが多い地域は炭層の発達している淡水成層で、図-4の①石狩、②久慈、③常磐、⑬神戸北部(神戸層群)、⑰天草、⑱唐津、⑲佐世保(佐世保層群)のほか、釧路である。このうち凝灰岩地すべりが確認されているのは神戸層群、佐世保層群のほか、釧路の浦幌層群、山口の宇部層群、天草の坂瀬川層群である(表-3)。これからも凝灰岩地すべりの存在は確認されるものと期待される。古第三紀堆積盆では、広域テフラの噴火・堆積から地すべり発生まで総合的な議論が可能になってきて、凝灰岩地すべりの類似性あるいは地域性に関する広域的比較研究の道が開かれた(横山・田中、2000)。

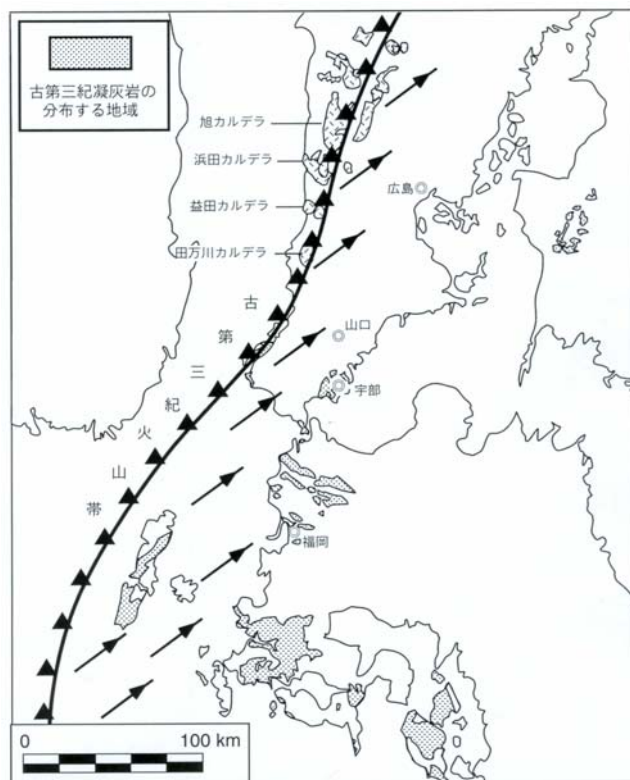


図-3 西日本における古第三紀火山フロントとテフラの運搬方向(今岡照喜原図)

表-3 日本の古第三系の時代・堆積相・地すべりの比較

県名	地層名	地質年代		堆積環境	主な地質構成	夾炭層の有無 炭田名	地すべり	
			測定値(Ma)				素因となる粘土化 凝灰岩層の有無	代表的地すべり名
北海道	石狩層群	始新世中期		淡水成, 一部汽水～浅海成	砂岩, 頁岩	● 石狩炭田		右股の沢
	幌内層群	始新世後期		海成	泥岩			
	雨龍層群	始新世中期		海成, 淡水～汽水成	砂岩, 泥岩, 砂岩泥岩互層	● 留萌炭田		
	達布層群	始新世後期		海成	砂岩, 黑色頁岩			
	浦幌層群	始新世中期～ 始新世後期		淡水～汽水成, 一部浅海成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 釧路炭田		
	音別層群	始新世後期～ 漸新世前期		海成	泥岩			
岩手県	野田層群	始新世後期～ 漸新世前期		陸成	礫岩, 砂岩, シルト 岩	● 久慈炭田	●	上夏井
福島県	白水層群	始新世後期～ 漸新世前期		陸成～浅海成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 常磐炭田	●	成沢, 大和
兵庫県	神戸層群	始新世後期～ 漸新世前期		河成～湖成, 一部浅海成	砂岩, 泥岩, 礫岩	●	●	御影, 北畑
岡山県	吉備層群 “山砂利層”	始新世後期～ 漸新世後期		河成	礫岩			
山口県	宇部層群	始新世後期		河成～湖成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 宇部炭田	●	
	日置層群	漸新世中期		陸成, 汽水成, 浅海成	礫岩, 泥岩, 砂岩			
福岡県	芦屋層群	漸新世前期～ 漸新世後期		浅海成	砂岩, 泥岩, 砂岩泥岩互層			
	大辻層群	始新世後期～ 漸新世前期		河成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 筑豊炭田		
	宗像層群	始新世後期～ 漸新世前期		河成～湖成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 宗像炭田		
	直方層群	始新世中期		河成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 筑豊炭田		
佐賀県	相知層群	始新世後期～ 漸新世前期		汽水～浅海成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 唐津炭田		
	杵島層群	漸新世中期		海成	砂岩, 泥岩, 礫岩, 海緑石砂岩			
長崎県	西彼杵層群	始新世後期～ 漸新世前期		海成	礫岩, 砂岩, 泥岩, 砂質泥岩, 骨石			
	相浦層群	漸新世後期		汽水成	砂岩, 泥岩	● 佐世保炭田		
	松島層群	始新世後期～ 漸新世前期		海成～淡水成	礫岩, 砂岩, 泥岩	● 松島炭田		
	対州層群	始新世後期～ 漸新世後期		汽水～浅海成	砂岩泥岩互層, 泥岩, 砂岩			
長崎・ 佐賀県	佐世保層群	漸新世後期		汽水成, 浅海成	砂岩, 泥岩	● 佐世保炭田	●	鷺尾岳, 平山
熊本県	坂瀬川層群	始新世中期～ 始新世後期		海成	砂岩泥岩互層, 泥岩, 砂岩		●	
	上島層群	始新世前期～ 始新世中期		汽水～浅海成	砂岩泥岩互層, 泥岩, 砂岩	● 天草炭田		

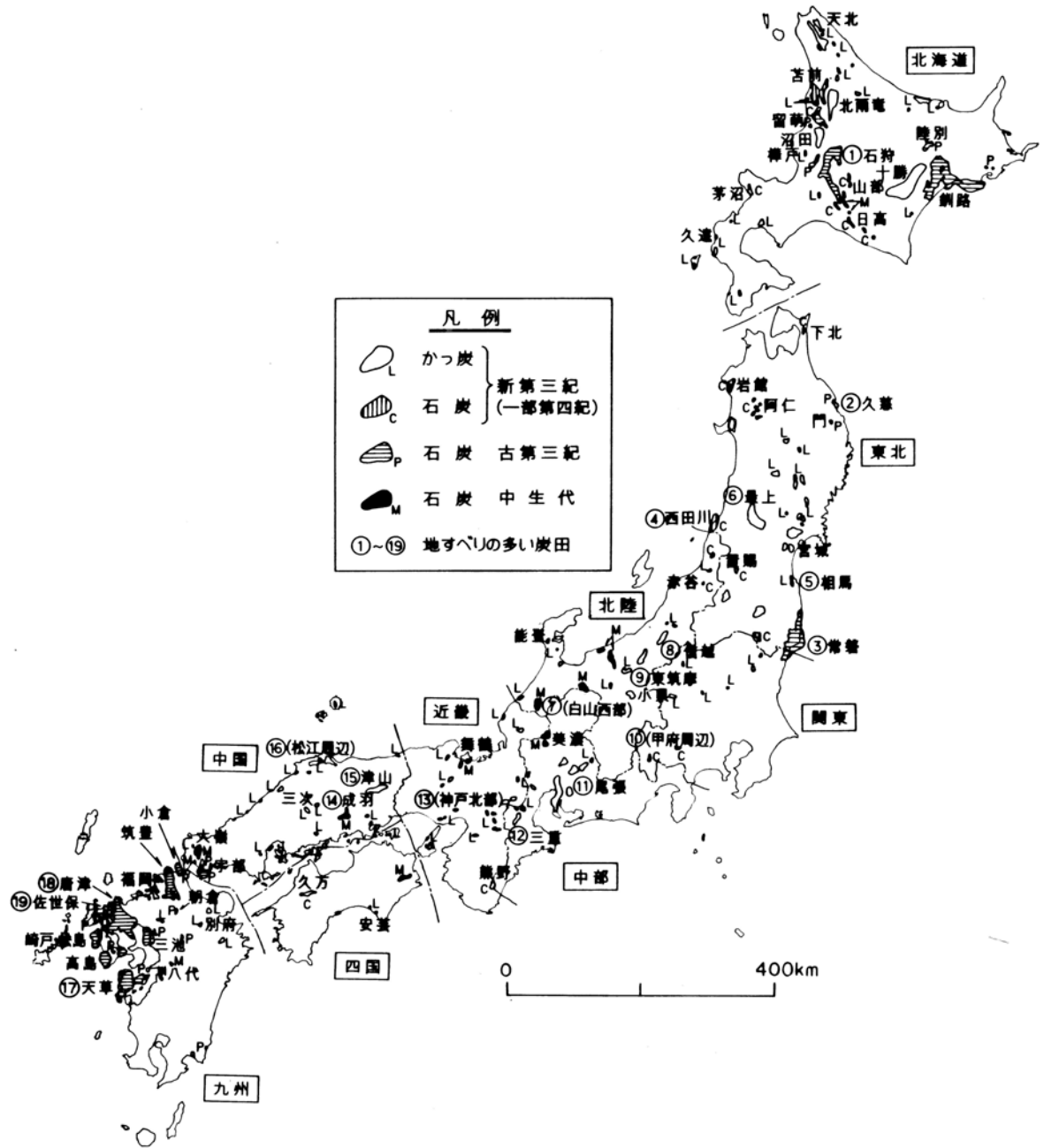


図-4 日本の主要炭田の分布(Kobayashi,ed., 1973)と地すべりの多い炭田(①~⑱)
(田中 元原図)

Ⅲ. 神戸層群の堆積サイクルと凝灰岩層の層準

神戸層群は主として三田盆地と神戸市西部に分布している(図-5)。神戸層群の主体は河川～湖沼性の碎屑岩層で、そのなかに多量の凝灰岩層を挟在し、碎屑岩層もしばしば凝灰質であるのが特徴である。碎屑岩層には上方細粒化のサイクルが認められ、ひとつのサイクルは下位より砂岩や礫岩などの粗粒岩層に、亜炭などの炭質物を含む泥質岩が重なっている。凝灰岩層は泥質岩層の上位に発達することが多い。凝灰岩層はしばしば亜炭層と密接に産し、凝灰岩層中に亜炭が含まれることもまれではない。これは沼沢地の広がる穏やかな環境のもと、そこに分布する植生・腐植層を広域テフラが覆った状況を想像させる。テフラの降下があっても、沼沢地のような環境がないと、連続性のよい凝灰岩層を保存することができなかつたであろう。神戸層群が地すべり多発地域となる素地は連続性の良い凝灰岩の形成されたときにつくられたのである。

凝灰岩層は流紋岩質の降下軽石や火砕流堆積物などの初生的堆積層を凝灰質な二次堆積層が覆い、両者をあわせた凝灰岩層全体の層厚は 20m に及ぶ場合もある(尾崎・松浦, 1988)。彼らは連続性のよい凝灰岩層には名称を与え、下位から東条湖・上久米・北畑・石上山・戸田凝灰岩層に区分している。秋山ほか(2000)はさらに詳細な識別を行って、3 層の凝灰岩層を追加している。北神戸農地保全事業所(2001)では、さらにもう 1 層凝灰岩層(蓮花寺凝灰岩層)を追加している(表-4)。

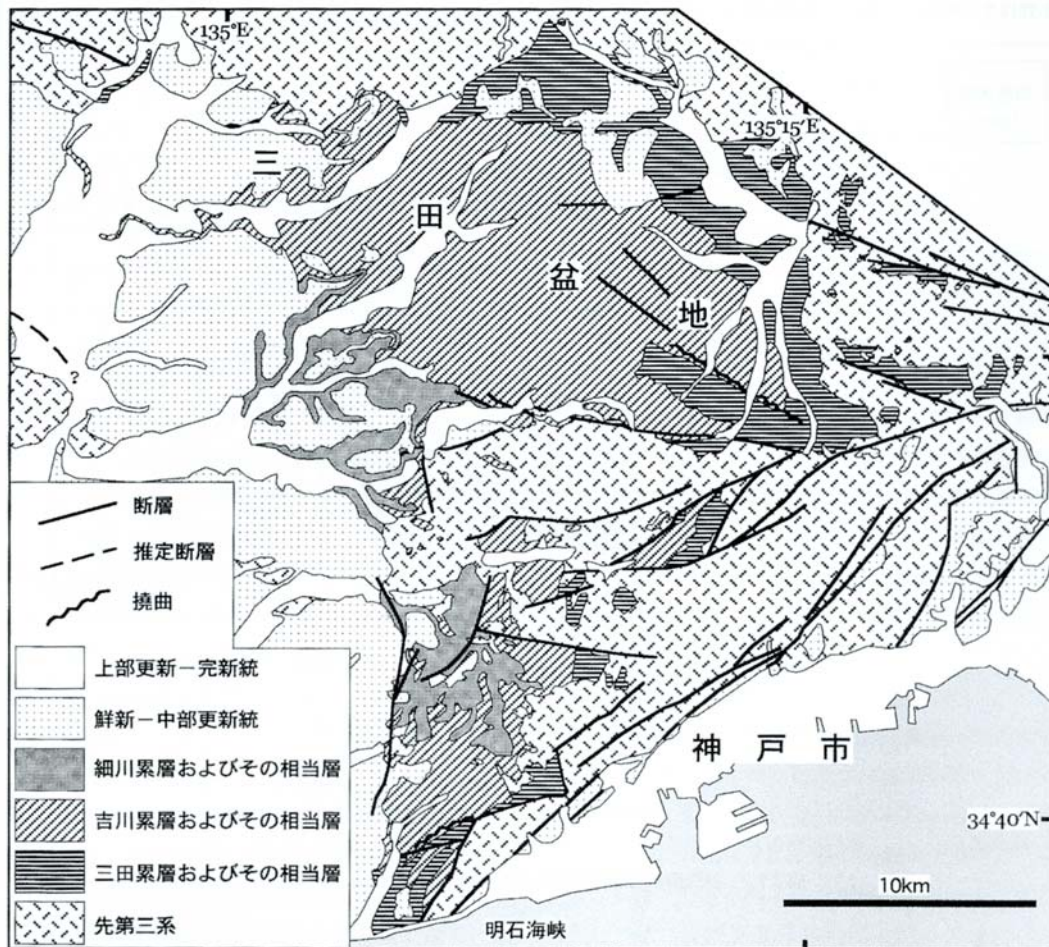


図-5 神戸層群の地質図 (尾崎・松浦, 1996 を簡略化)

表一4 神戸層群層序区分对比表（北神戸農地保全事業所、2001）

三田盆地（北神戸地区）

淡河累層 (190+)	上部	久留美凝灰岩 法輪寺凝灰岩	淡河累層	上部	礫岩砂岩部層 石上山凝灰岩層 砂岩部層	淡河累層	細川累層	原坂泥岩部層	淡河累層下部	Kol-ss 砂岩部層
	下部	石上山凝灰岩		下部	礫岩砂岩部層 蓮花寺凝灰岩層(仮称) 礫岩砂岩部層 奥谷凝灰岩層(仮称) 礫岩砂岩部層 北畑凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層 市原凝灰岩層(仮称) 礫岩砂岩部層 上久米凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層					吉川累層
吉川累層 (180+)	上部	吉川凝灰岩	吉川累層	上部	礫岩砂岩部層 北畑凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層 市原凝灰岩層(仮称) 礫岩砂岩部層 上久米凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層	吉川累層	吉川累層	吉安砂岩泥岩礫岩部層	吉川累層上部	Kyu-ss ₃ 砂岩部層 Kyu-tf ₄ 凝灰岩部層 Kyu-ss ₄ 砂岩部層 Kyu-tf ₅ 凝灰岩部層
	下部			下部	南豊岡凝灰岩層(仮称) 砂岩部層 礫岩砂岩部層 東条湖凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層					有野累層
有野累層 (175+)	上部		有野累層	上部	東条湖凝灰岩層 砂岩部層 礫岩砂岩部層	有野累層	三田累層	下井沢泥岩部層 新田礫岩部層 砥石川泥岩砂岩部層	有野累層上部	
	下部			下部						有野累層下部

藤田・笠間(1971・1983)
本業務(2001)
尾崎・松浦(1988)
廣田ほか(1987)

(層厚:m)

IV. 凝灰岩地すべりの素因と運動様式

三田盆地の神戸層群は西に緩やかにプランジした大向斜構造が基本的な地質構造をつくっているが、凝灰岩地すべりはそれよりも小規模な開いた褶曲構造や断層に挟まれた地域において、地層の傾斜方向と地形の傾斜方向が一致した流れ盤斜面で多発している(中川ほか、2000; 図-6)。すなわち、20度以下の緩傾斜の層理面に規制された地すべりを含む浸食がケスタ地形を発達させ、それが今日の流れ盤斜面(ケスタの背面)での層面すべり発生の地質的・地形的素因になっている。実際、傾斜5度程度の層理面でも層面すべりは発生している。

神戸層群の凝灰岩層は多かれ少なかれ粘土化しているものが多く、岩相のすべてが完全に軟質粘土化していることもある。軟質粘土化凝灰岩層の層厚は数cmから1m程度である。その一方でほとんど粘土化していない硬質凝灰岩層もあり、それと軟質粘土化凝灰岩層とが互層している凝灰岩層もある。地すべり発生は硬質凝灰岩層・軟質粘土化凝灰岩層の組合せ、凝灰岩層と碎屑岩層と組合せが重要な働きをしていて、図-7に示すような特異な地すべりが発生している。

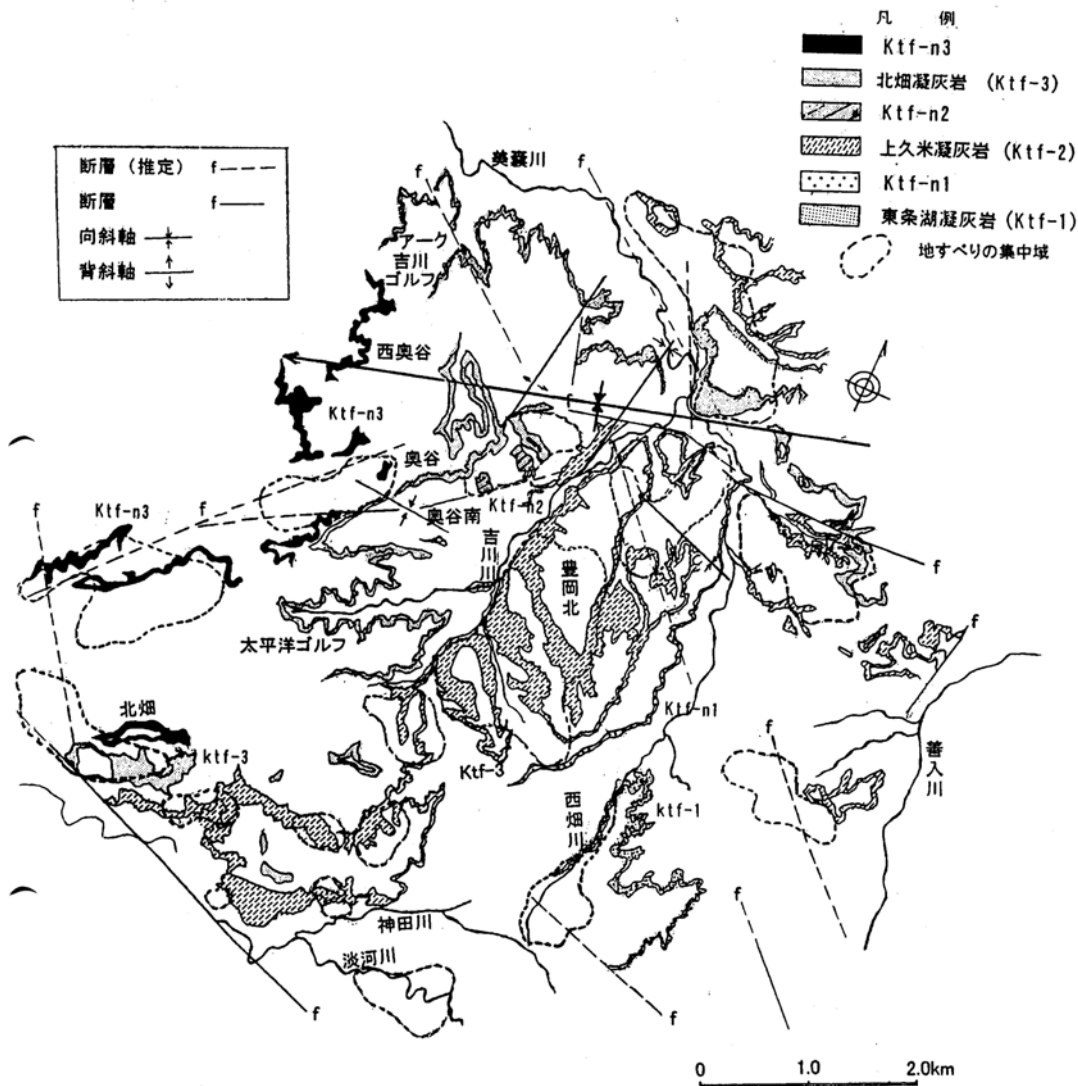


図-6 神戸市北部地域における凝灰岩の分布と地すべり集中地域(中川ほか、2000)

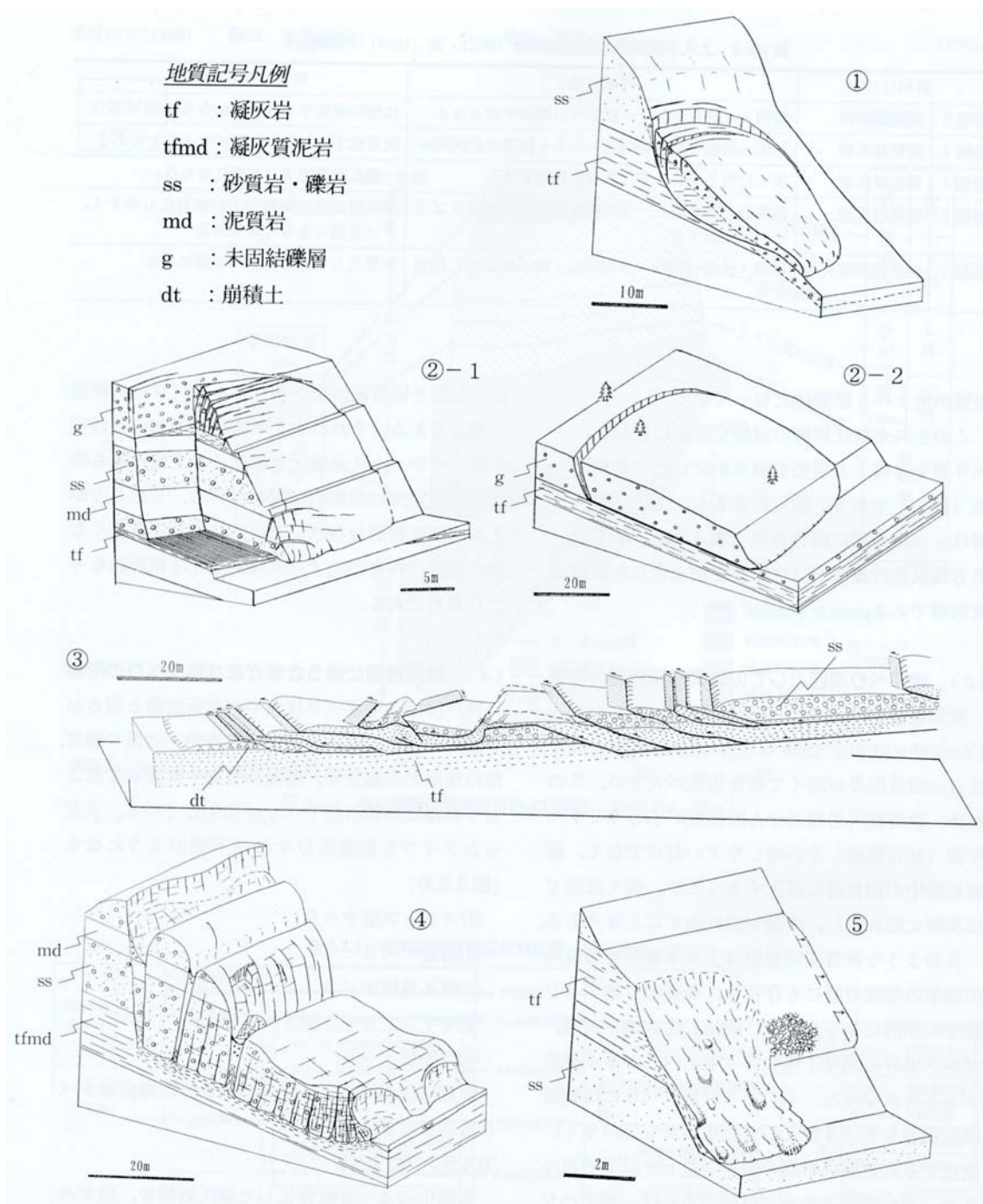


図-7 神戸層群における地すべりタイプのモデル図(加藤、2002)

地すべりの多発する層準である、吉川町の上久米凝灰岩層も、粘土化程度の異なる凝灰岩層岩層が互層している。秋山・東(1999)は、上久米凝灰岩層の岩相を詳細に区分し、地すべりの関係についても検討している(表-5)。上久米凝灰岩層の岩相①~④とその上下の碎屑岩層について粒度組成と粘土化の程度を表した模式柱状図を図-8に示す。

表-5 上久米凝灰岩層の岩相の特徴と地すべりとの関係(秋山・東(1999)を簡略化)

岩相区分		岩相記載	地すべりとの関係
岩相⑤	粗粒凝灰岩	岩相④に挟在され、一部で火山礫凝灰岩となる	比較的硬質ですべり面にならない
岩相④	細粒凝灰岩	緑灰～灰色を呈する粘土～シルト粒度の凝灰岩	軟質化するとすべり面になることもある
岩相③	粗粒凝灰岩	灰～白色を呈し、平行葉理が発達する	一般に硬質ですべり面にならない
岩相②	泥質凝灰岩	泥質分に富む層と、より細粒凝灰質な層がリズムに互層	凝灰質に富む薄層の方が軟質化しやすく、すべり面になることもある
岩相①	塊状粗粒凝灰岩	尾崎・松浦(1988)の岩相A・降下軽石層に相当する	軟質化しており、すべり面になる

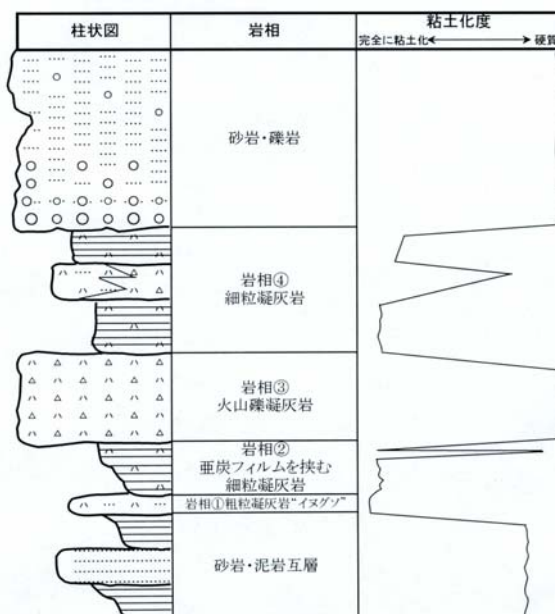


図-8 上久米凝灰岩層の岩相①～④の粒度組成と粘土化度を示す模式柱状図

岩相①は地元で“イヌグソ”と呼ばれる黄土色の軟質粘土化凝灰岩層で地すべりのすべり面になっていると考えられている。岩相①以外でも、岩相②や岩相④はすべり面になることがある。最近の研究成果(高知大院生 村井政徳未公表資料)によれば、豊岡北地すべりでは規模の大きな地すべりと規模の小さな地すべりとはすべり面の走っている岩相が異なっているらしい。尾根頂部から美囊川に達する大規模な層面すべりは、岩相①がすべり面になっているが、規模の小さな地すべりは上位層準の岩相②や岩相④をすべり面とする層面すべりである。金会地すべりで覆瓦重複すべり(図-7の③)を発生させているのも、岩相①以外の上位層準の岩相の可能性がある。覆瓦重複すべりはランプ背斜や、衝上運動に伴う小規模な褶曲を形成している(加藤・横山、

1992)。これは岩相④が硬軟互層のために延性度較差が大きくなってクリープしやすいためである。上久米凝灰岩層全体としても、平均延性度が低く、かつ延性度較差が高いことが地すべり発生の原因となっているように思われる。

上久米凝灰岩のような連続性の良い凝灰岩層は、泥岩層の直上に堆積し、次の堆積サイクルのはじまりである砂岩(礫岩)層に覆われている。浸食に強い砂岩(礫岩)層はキャップロックとしてその下位層の凝灰岩層の浸食を防ぎ、キャップロック構造を形成している。そしてこの**キャップロック構造が凝灰岩地すべりの素因**となっている(図-7の③)。通常上位のキャップロック中のクラックに涵養されている地下水が下位層に供給され、下位層の劣化と地下水上昇で地すべりが発生すると考えられていて、神戸層群のキャップロックにもこういったことが期待されるが、**キャップロックの荷重による下位層の塑性変形で地すべりが発生している**(図-9)点が注目される。金会地すべりの事例では覆瓦重複すべりにキャップロック型地すべりが重なっている。キャップロックの砂岩層中には開口クラック{ガル(gull)}が形成され、ブロック化した砂岩層が下位層の凝灰岩に沈降すると、凝灰岩がガルに貫入したり、キャップロックの前面に絞り出されて、凝灰岩層と砂岩層は斜面下方に移動していく(加藤・横山、1993; 図-10)。最近の豊岡北地すべり調査では、砂岩層のブロック化とクラックへの凝灰岩の貫入が滑落崖の背後の斜面でも発生しており、尾根近傍まで凝灰岩の塑性変形が進行していることが明らかになっている(村井、私信)。

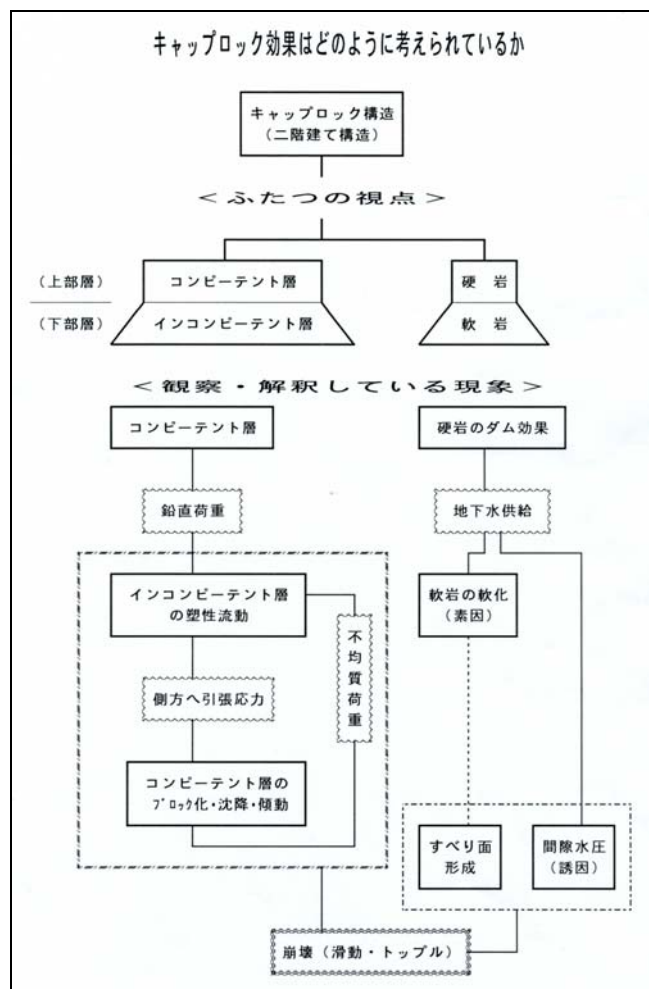


図-9 地すべり発生に及ぼすキャップロック構造の効果

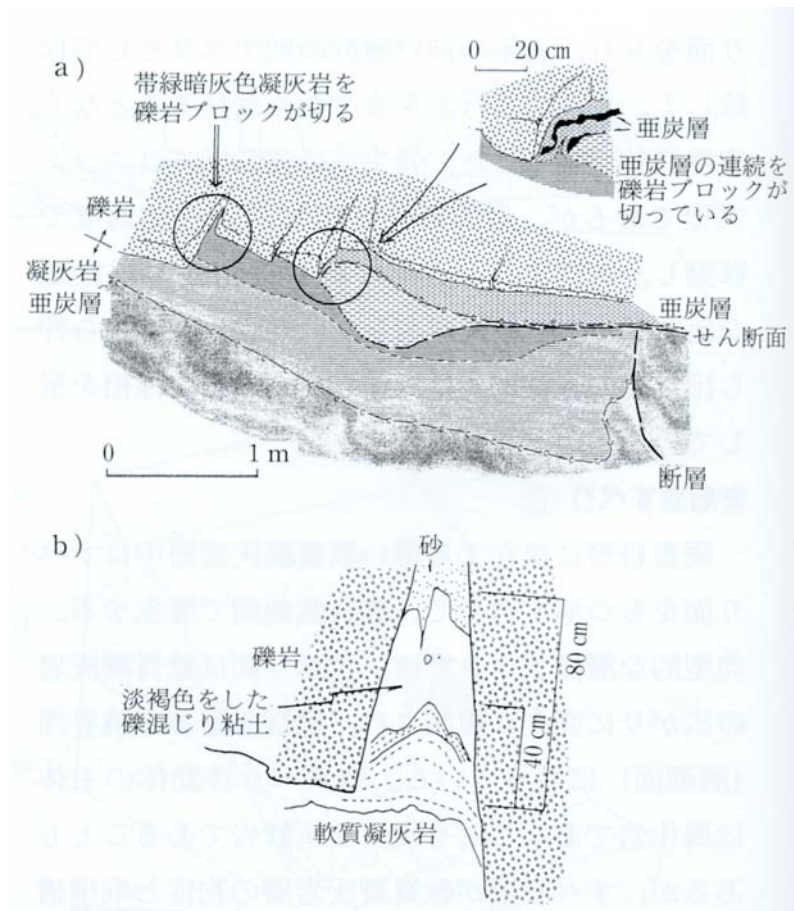


図-10 金会地すべりのキャップロック型地すべりの構造(加藤・横山、1993)

厚さ数 cm の軟質粘土化凝灰岩薄層をつかった層面すべりも凝灰岩地すべりの特徴である(図-7 の②-1)。このタイプの地すべりはしばしば斜面の掘削時などに初生地すべりとして発生する。軟質粘土化凝灰岩薄層は硬質凝灰岩層などに挟まれているため、すべり面がほかの層準に転移することはない。しかし、変形の初期には複数の軟質粘土化凝灰岩薄層ですべりが発生することもある。ただし、最終的にはそのうちのひとつが成長して、地すべりの頭部や側部を規制する小規模な断層と連結して、地すべり移動体は大きく変動する。小断層は軟質粘土化凝灰岩薄層を変位させており、地すべりの範囲を規制する重要な素因である。軟質粘土化凝灰岩層はクラック(小規模なガル)への貫入といった塑性変形を示し、すべり面は軟質粘土化凝灰岩薄層の境界面に沿って形成されている。

六甲変動に関係した逆断層や撓曲(フレクチャー)の近傍では、しばしば逆断層の下盤側で軟質粘土化凝灰岩薄層の中を層面断層が走り、全体が層状破碎帯になっている。上述した小規模な褶曲構造およびそれに関連して形成された節理群、さらには層状破碎帯や小断層といった構造が地すべり発生を構造規制しているようにみえる(中川ほか、2000)が、個々の地すべりにおいてどのような構造規制が働いているかについてはよくわかっていない。

もうひとつ、神戸層群に特有の凝灰岩地すべりは流動型地すべりと呼んでいるもの(図-7 の⑤)である。これは切り土斜面の軟質粘土化凝灰岩層の流動現象で、流出した凝灰岩は斜面にへばりつき、表面には乾燥して亀甲状の割れ目が発達しても内部はなかなか乾かない。

V. 物理的・力学的性質からみた素因としての凝灰岩の特徴

粘土鉱物の大部分は粘土化の程度に関わりなく Ca 型 (Ca・Na・Kイオンの割合で Ca イオンが優勢) モンモリロナイトである (Yasuoka et al., 1995、北川ほか、2000)。長尺ボーリングコアで得られた深部 (78.35m 深) の上久米凝灰岩層岩相 1 も長柱状コアであるが、すでにモンモリロナイト化している。小断層や層状破碎帯との関係から見ると、凝灰岩層のモンモリロナイト化は断層運動の前である。モンモリロナイトの成因についてはわかっていないが、現在の地表付近での風化生成物ではないらしい。

地表にもたらされた粘土化凝灰岩は地表に放置されると急激に劣化して軟質になる。金会地すべりの上久米凝灰岩層 (おそらく岩相④) では一部に Na イオンに富むモンモリロナイトを含む軟質粘土化凝灰岩層が検出されている (Yasuoka et al., 1995)。その凝灰岩層では粒状方解石を晶出している。Ca イオンの減少で Ca 型モンモリロナイトが Na 型モンモリロナイトに変化した可能性がある。地表部付近に到達した粘土化凝灰岩は地下水と反応して軟質粘土化凝灰岩層に変化するとともに、一部ではモンモリロナイトの化学組成が Ca 型から Na 型に変化しているかも知れない。神戸層群の軟質粘土化凝灰岩層では全陽イオンに対する Na イオンが増加すると、せん断抵抗角は下がっている (池尻・谷本、2000; 図-11)。Na イオンの増加による強度低下は明らかである。

軟質粘土化凝灰岩層は保水性が高く、塑性指数が 80~130 と高い (谷本・池尻、1993) のが特徴である。これはモンモリロナイトが高い膨潤性をもち、結晶構造に入った水が容易には抜けないからであろう。このような物理的性質が軟質粘土化凝灰岩層の貫入や褶曲、流動型すべりなどの塑性変形を可能にしているものと考えられる。

金会地すべりの上久米凝灰岩層 (おそらく岩相④) の軟質粘土化凝灰岩の一軸圧縮強度は $0.1\sim 0.3\text{kgf/cm}^2$ である。これに対して硬質凝灰岩の一軸圧縮強度は $300\sim 600\text{kgf/cm}^2$ と、軟質粘土化凝灰岩層のその 1000~6000 倍である (表-6)。軟質粘土化凝灰岩層は強度が小さく、容易にすべり面になることが層面すべり発生の原因になっているのは事実であるが、それだけではなく、著しく強度の異なる凝灰岩層が互層していることが高い延性度較差を生みだし、クリープ変形を容易にしている。こういった凝灰岩の特性が特異な地すべり変動の原因となっているのである。

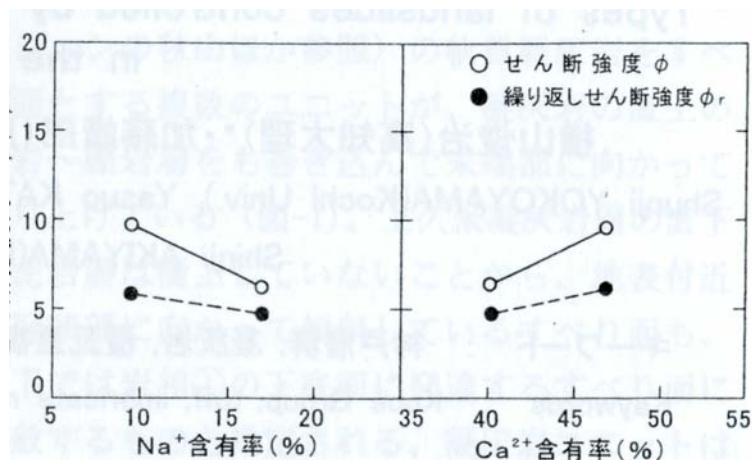


図-11 モンモリロナイト中の交換性陽イオン (Na イオン、Ca イオン) の量比とせん断強度の関係

表-6 神戸層群金会地すべりの上久米凝灰岩層(おそらく岩相④)と砂礫層の一軸圧縮強度

岩石	一軸圧縮強度 (MPa)	測定方法 (測定数)
(含礫)粗粒砂岩	20~50	シュミットハンマー (n=40)
硬質凝灰岩	30~60※	ポイントロード試験 (n=54)
軟質凝灰岩(粘土質) 粘土分:60% lp=87	0.01~0.13	針貫入試験 (n=20)
軟質凝灰岩(シルト質) 粘土分:23% lp=43.5	0.3~1.2	針貫入試験 (n=20)

※:100 MPa を超えるものも少量ある

VI. 神戸層群の凝灰岩地すべりにまつわる地質的課題

6.1 凝灰岩層の識別・対比—とくに上久米凝灰岩層について—

尾崎・松浦(1988)や秋山ほか(2000)などの研究にも関わらず、凝灰岩層の識別・対比は非常に難しい。たとえば、上久米凝灰岩層である。吉川町の上久米凝灰岩層は地すべり地の多数のボーリングデータから、岩相①～岩層③までは識別・対比に関して合意が得られているが、岩相④と岩相⑤については混乱がある。覆瓦重複すべりによる地層の重複も考慮しなければならない。地すべり崩積土として不当な扱いを受けてきた地表部の凝灰岩の記載も重要である。

最近、「模式地の社町上久米の上久米凝灰岩層」と「吉川町の上久米凝灰岩層」との対比も大きな問題になっている。社町上久米では現在、吉川町の上久米凝灰岩層と対比可能な岩相1～岩相3は露頭がない。阪本ほか(1998)は社町上久米から西に約2kmの東条川付近を調査し、当地域には北畑凝灰岩層に対比される安政池凝灰岩層ほか、その上位に位置する3層の凝灰岩層を検出し、尾崎・松浦(1988)が上久米凝灰岩層(北畑凝灰岩層の下位層準)とした凝灰岩層は安政池凝灰岩層の上位に位置する藪凝灰岩層であることが示された(図-12)。阪本ほか(1998)の見解が正しければ、この地域に上久米凝灰岩層は露出していないことになる。三田図幅では上久米と吉川町の上久米凝灰岩層が地質図上で連続していないため、追跡できない。地すべりの観点からみても、上久米には地すべりがなく、吉川町の上久米凝灰岩層分布地域とは対照的である。

凝灰岩層の識別・対比については新たな試みもある。谷・中川(2001)は軽石の斑晶組合せや黒雲母化学組成が凝灰岩層の識別・対比の有効な指標になることを示している。そして最近では、上久米凝灰岩層と北畑凝灰岩層の識別に黒雲母の化学組成が有効であることが明らかになっている(谷・中川、私信)。

6.2 凝灰岩(特に軟質粘土化凝灰岩層)の記載方法の確立

本セミナーのタイトルにあるように神戸層群はいまでも謎の地質体である。そして上述のように代表的な凝灰岩層の識別・対比に関しても問題が残っている。それは地質学の基本である岩石鑑定を曖昧にして取り扱われてきたからである。たとえば、同じ地層が一方では凝灰岩質泥岩と肉眼鑑定されて泥岩に区分され、他方では泥質凝灰岩と肉眼鑑定されて凝灰岩に区分される。凝灰岩を砂岩と誤認していることも少なくない。これは、粘土化した固結度の低い岩石の薄片作成には技術を要するため、偏光顕微鏡による岩石鑑定が疎かにされてきたからである。

全層が完全に粘土化した軟質粘土化凝灰岩層の識別・対比も重要であるが、通常の偏光顕微鏡による岩石鑑定では対応できない。軟質粘土化凝灰岩層の記載は、凝灰岩層の識別・対比にも、地すべりの素因検討にも、有効な情報を得るための記載項目と手法を検討中である。

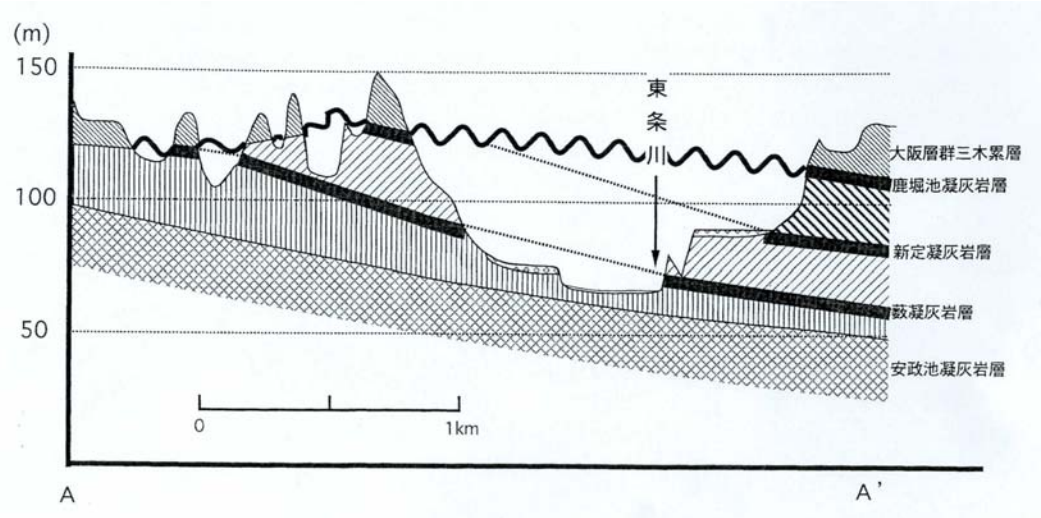
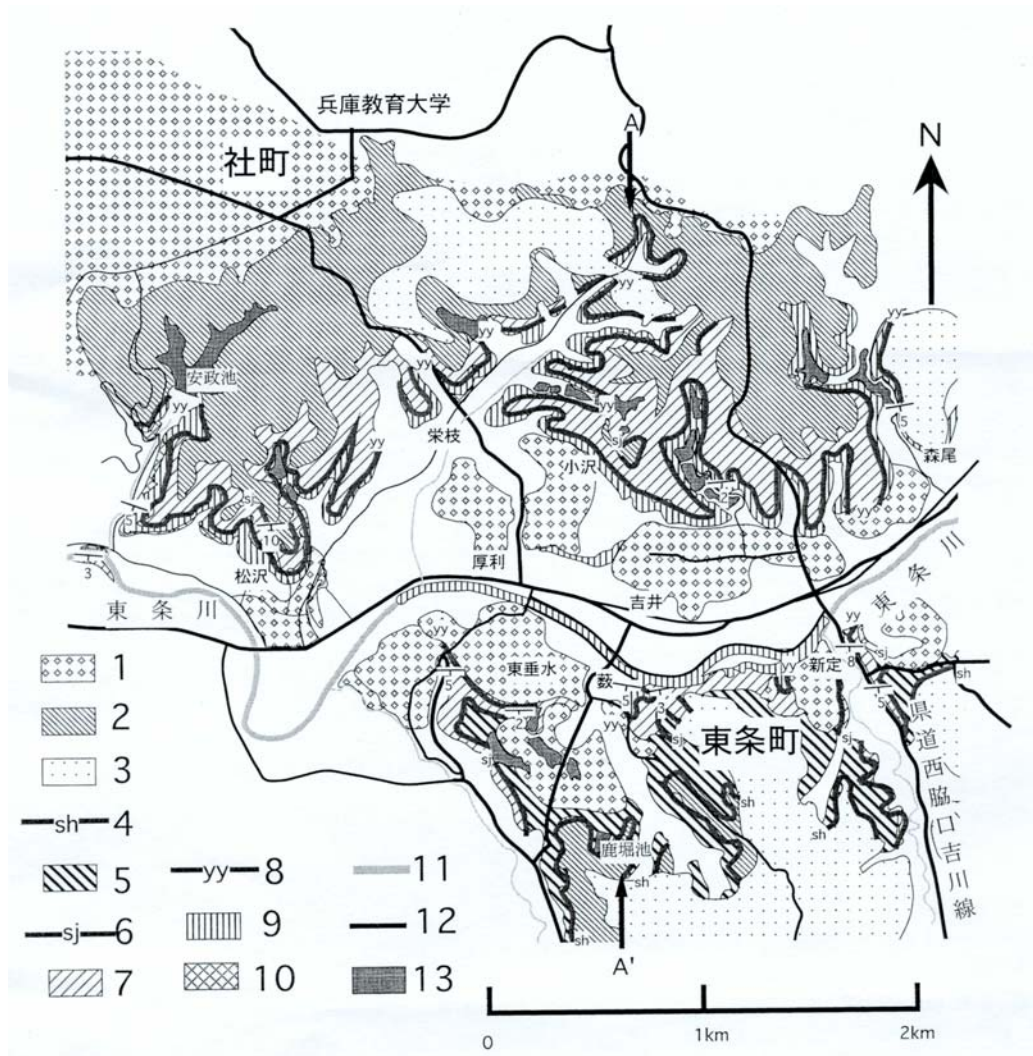


図-12 東条川流域の神戸層群の地質図と断面図 (阪本ほか、1998)

凡例; 1:段丘層, 2:大阪層群三木累層, 3:人工改变地(ゴルフ場など), 4:鹿堀池凝灰岩層, 5:ユニット S-S, 6:新定凝灰岩層, 7:ユニット Y-S, 8:藪凝灰岩層, 9:ユニット A-Y, 10:安政池凝灰岩層, 11:河川, 12:道路, 13:ため池

引用文献

- 秋山晋二・東 一樹(1999):神戸層群上久米凝灰岩層の岩相による地すべり内部構造の判別について. 第 38 回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.435-438.
- 秋山晋二・中川 渉・今岡照喜・谷 保孝・伊藤雅之(2000):神戸層群の凝灰岩の層序・岩石学的特性からみた地すべりの要因. 第 39 回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.375-378.
- 藤田和夫・笠間太郎(1971):六甲山地とその周辺の地質・5万分の1神戸市及び隣接地域地質及び説明書. 神戸市企画局, 59p.
- 藤田和夫・笠間太郎(1983):神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- 廣田清治・佐々木一郎・谷岡建則(1987):神戸層群の地すべりと地形, 地質の関係(兵庫県南部地区・吉川町). 島根大学地質学研究報告, No.6, pp.119-130.
- 池尻勝俊・谷本喜一(2000):神戸層群の粘土化凝灰岩の力学的・物理的特性からみた地すべりの素因. 第 39 回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.387-390.
- 今岡照喜・西村祐二郎・吉原和彦・田中盛正・加ヶ美寛雄(1999):古第三紀宇部層群中の白岸凝灰岩の岩石記載と噴出源. 地質学論集, No.53, pp.393-401.
- 今岡照喜・井川寿之・北川隆司・横山俊治・秋山晋二・中川 渉・加ヶ美寛雄(2000):西南日本の古第三紀火砕堆積物と地すべり:とくに神戸層群の凝灰岩の噴出源について. 第 39 回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.373-374.
- 今岡照喜・松本崇雅・松里英男・松尾征二・飯泉 滋・岩野英樹(2003):古第三紀宇部層群中の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代と Sr 同位対比. 地質雑, Vol.109, No.2, pp.106-115.
- 加藤靖郎・横山俊治(1992):覆瓦重複すべりの構造:神戸層群金会地すべりを例として. 第 31 回地すべり学会研究発表講演集, pp.91-94.
- 加藤靖郎・横山俊治(1993):軟質層の塑性流動による上載硬質層の斜面変動—第三系神戸層群の地すべり地における例—. 第 32 回地すべり学会研究発表講演集, pp.79-82.
- 加藤靖郎(2002):古第三系神戸層群. 藤田 崇編:地すべりと地質学, pp.160-166.
- 北神戸農地保全事務所(2001):北神戸地区地すべり総合検討(その4業務), 186p.
- 中川 渉・谷 保孝・秋山晋二・今岡照喜(2000):神戸層群の地質構造と地すべりの関係. 第 39 回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.379-382.
- 尾崎正紀・松浦浩久(1988):三田地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男(1996):神戸層群の地質年代. 地質雑, Vol.102, pp.73-83.
- 酒井治孝(1994):北九州の下部漸新統, 津屋崎層群中の恋ノ浦火砕流堆積物. 地質雑, Vol.100, pp.692-708.
- 谷本喜一・池尻勝俊(1993):神戸層群地域における建設工事による地すべりについて(その4). 建設工学研究所報告, No.35, pp.299-319.
- 谷 保孝・中川 渉(2001):古第三紀凝灰岩層の識別における記載岩石学的検討の有効性—兵庫県三田盆地に分布する異なった2層準の神戸層群凝灰岩層での例—地球科学, Vol.55, pp.157-171.
- Yasuoka,T. , Kitagawa,R. , Takeno,S. and Yokoyama,S.(1995):Mineralogical characteristics of smectite from the landslide area in the Neogene Kobe group, southwest Japan. Jour.

Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol.10, pp.487-505.

横山俊治・田中英幸(2000):神戸層群の凝灰岩地すべりの総合的検討—その目的と意義—. 第39回日本地すべり学会研究発表講演集, pp.371-372.