

紀伊山地北部天川地域に分布する遷急線

Convex Slope Breaks in the Tenkawa District, Northern Kii Mountains

平石成美⁽¹⁾・千木良雅弘・松四雄騎

Narumi HIRAIISHI⁽¹⁾, Masahiro CHIGIRA and Yuki MATSUSHI

(1) 公益財団法人深田地質研究所

(1) Fukada Geological Institute

Synopsis

Distribution of convex slope breaks and fluvial knickpoints have been investigated in the Tenkawa district, northern Kii Mountains, southwest Japan. We found that paleosurface remnants are developed in higher elevations in the catchment of the Tennokawa River, which incises the paleosurfaces with a convex slope break, L1. The intersections of L1 and the tributaries of the Tennokawa River coincide with knickpoints in 8 tributaries, suggesting that L1 was formed by knickpoint recession. 60% of landslides, or 75% of large landslides ($>10^5$ m²) in the study area involved L1 or occurred on slopes below L1, suggesting that they occurred on slopes destabilized by river incision. Paleosurfaces surrounded by slope breaks are widely developed in the Totsukawa catchment in the north and central Kii Mountains and we found that recent deep-seated catastrophic landslides have occurred on slopes with the slope breaks or newly incised slopes below the breaks.

キーワード: 遷急線, 遷急点, 紀伊山地, 古地形面, 地すべり

Keywords: slope break, knickpoint, Kii Mountains, paleosurface, landslides

1. はじめに

深層崩壊の発生場予測の手法はいまだ確立されていない。2011年の台風12号による深層崩壊については、発生前の詳細DEMデータから崩壊箇所は事前に重力変形をしており、それが小崖として表れていたことが指摘されている(千木良ほか, 2012)。そして、詳細DEMデータを用いた詳細地形解析によって個々の崩壊危険斜面が抽出できる可能性が指摘されている。一方で、このような重力変形は河川の下刻に強く支配されて発生するものであるため、長期的な地形の発達過程の観点から広域的な崩壊危険度評価ができる可能性がある。平石・千木良(2011)は、

熊野川支流の中原川流域において、高標高部に古地形面が広がり、それが新たな河川侵食を受け、谷中谷が形成されていること、そして、この河川侵食によって下部切断を受けた流れ盤斜面が重力によって変形していることを明らかにした。このような地形発達は中原川にとどまらず、熊野川流域に広く生じたものと推定される。

本稿では、紀伊山地北部の天川地域を対象に、古地形面の開析という視点から地形の特徴を明らかにし、それらと地すべり・崩壊との関係を考察する。また、この考えを十津川流域全体に拡張できる可能性についても述べる。

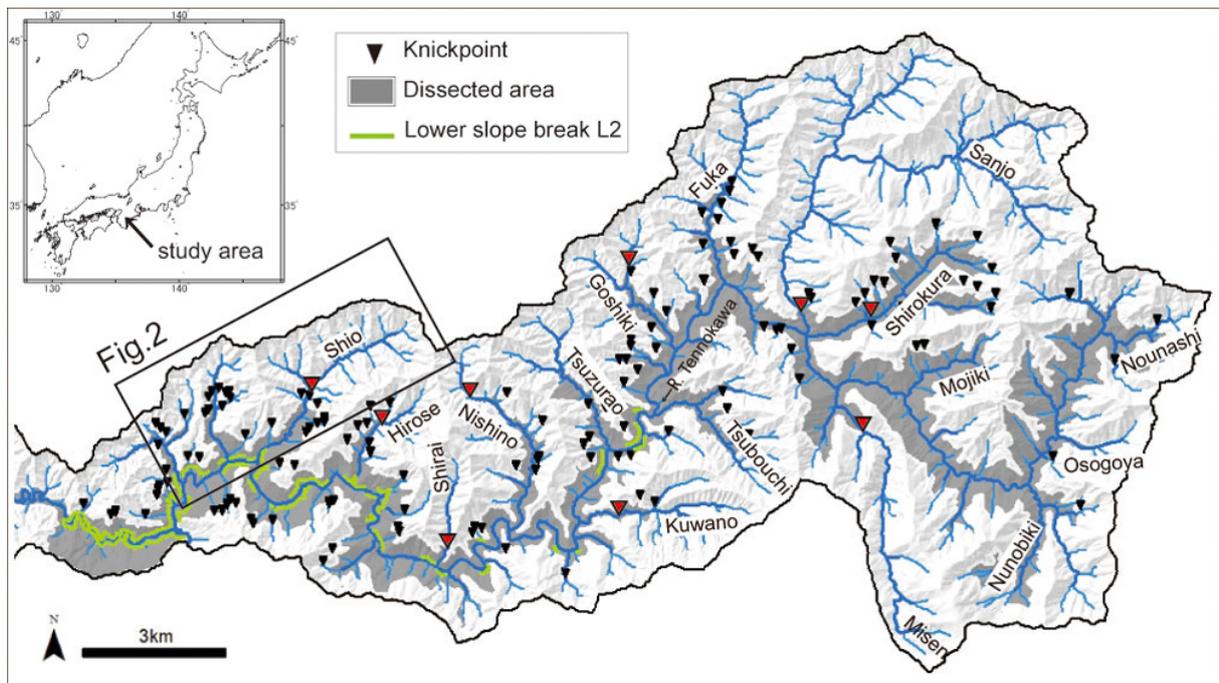


Fig.1 Distribution of slope breaks and knickpoints in the study area.

2. 調査地域

調査地域は紀伊山地北部、熊野川の最上流部にあたる天ノ川地域である (Fig. 1)。ここでは熊野川は天ノ川と呼ばれる。調査地域の東部は大峯山脈の北端にあたり、山上ヶ岳、大普賢岳、八経ヶ岳など標高1700~1900 m級の山稜が連なる。西部は標高1000~1300 m程度の山々からなる。

本地域の地質は、大部分が四万十帯、北東部が秩父帯に属し、砂岩、泥岩、頁岩、混在岩、砂岩泥岩互層、チャート、緑色岩、酸性凝灰岩などが分布する。本地域東部中央には14~17 Ma (Hasebe et al., 2000) の大峯花崗岩類が貫入し、周囲の堆積岩はホルンフェルス化している (志井田ほか, 1989)。

3. 方法

斜面の遷急線と河川の遷急点とを地形図とDEMデータを用いて判読した。遷急線の認定には主に地形図を用い、国土地理院発行の10 mおよび50 mメッシュのDEMから作成した傾斜図も併用した。使用した地形図は縮尺2万5千分の1地形図「猿谷貯水池」, 「南日裏」, 「中戸」, 「洞川」, 「弥山」である。遷急線は、場所により、重力変形によって不鮮明になっていたり地すべりによって分断されていたりする。そのような場合は、重力変形領域の上縁あるいは地すべり地形の上縁 (滑落崖) をなぞるようにした (Fig. 2)。

遷急点は、国土地理院による10 mメッシュのDEMを用いて作成した河床縦断面図から、傾斜の急変する点を読みとって認定した。河床縦断面の作成にはESRI社のArcGIS 10.0とそのアプリケーションArcGIS Spatial Analystを使用した。

また、(独)防災科学技術研究所地すべり地形分布図データベースによる地すべり地形GISデータを用い、遷急線の分布と地すべり地形の分布の関係を調べた。

4. 結果

4.1 遷急線と遷急点の分布

天ノ川の谷壁斜面には河床から100 m以上高い位置に明瞭な遷急線が認められ、それは支流の谷壁斜面にも連続して分布している (Fig. 2)。この遷急線を境界として、上位の領域を古地形領域、下位の領域を開析領域と名付けた。開析領域の最下部には、連続性には乏しいものの比較的明瞭な遷急線が分布するため、こちらを下位遷急線L2とし、前述の最も明瞭な遷急線を上位遷急線L1とした。また、大峯山脈の頂上部には高位平坦面などと呼ばれてきた小起伏面が点在し (内藤, 1979; 志井田ほか, 1989), その縁も明瞭な遷急線をなす。これらの他にも局所的な遷急線は複数存在する。

天ノ川の16の支流について河床縦断面図を作成したところ、9支流に遷急点が認められた。明瞭な遷急点が認められる7支流 (塩谷, 白井谷, 西之谷, 桑ノ



Fig. 2 Oblique view of the landscape in the study area shown in Fig. 1. Sharply-defined upper slope breaks “L1” (white solid lines) are distributed >100 m above the riverbed of the Tennokawa river. L1 divides the study area into two areas; upper paleosurface and lower dissected areas. These slope breaks are sometimes removed by landslides or blurred by gravitational slope deformation. In that case, we traced the outlines of landslide heads as the slope break. A long-river profile of a tributary “Shio valley” is shown in the bottom-right corner as an example. Squares are representative points of slope breaks’ altitudes (Fig. 9). In dissected area, lower slope breaks “L2” (yellow dashed line) are distributed intermittently.

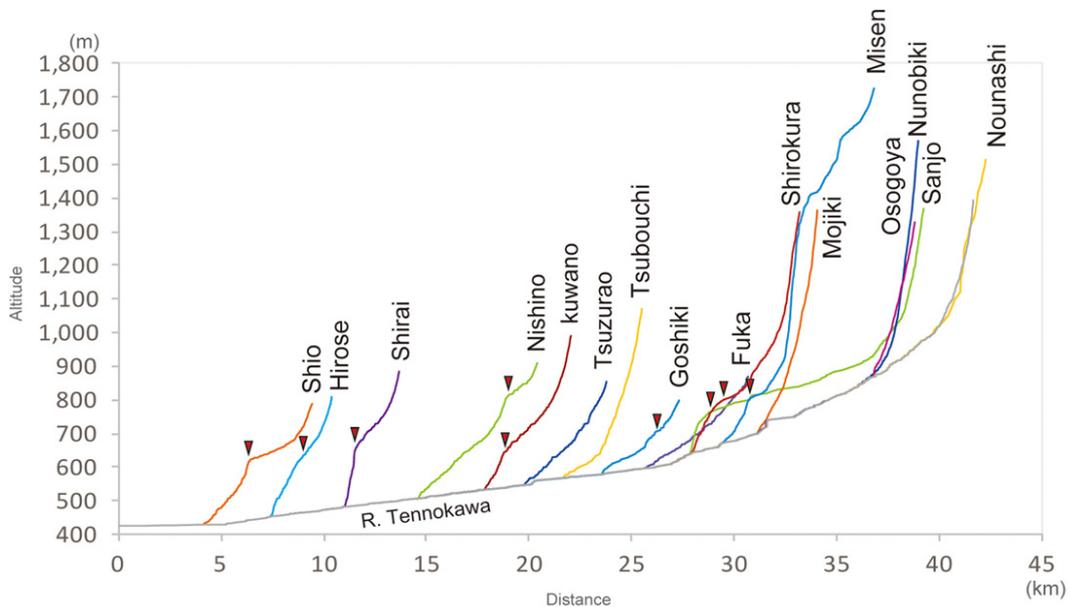


Fig. 3 Channel profiles of sixteen major tributaries and manually identified knickpoints.

谷, 山上川, 白倉谷, 弥山川) と, 遷急点はあるが輪郭が丸みを帯びた2支流(広瀬谷, 五色谷)である. 残りの7支流(九尾谷, 坪内谷, 深谷, モジキ谷, 布引谷, オソゴヤ谷, ノウナシ谷)には顕著な遷急点は認められなかった (Fig. 3) .

4.2 遷急点と岩質の関係

遷急点の形態は, 河床を構成する岩石の侵食に対する抵抗性に左右されると考えられる. 予察的な調査として, 縮尺5万分の1地質図「山上ヶ岳」(志井田ほか, 1989)に示された赤色チャート及び赤色頁岩, チャート, 酸性凝灰岩及び凝灰質頁岩, 緑色岩類, および, 志井田(1979)によるホルンフェルス

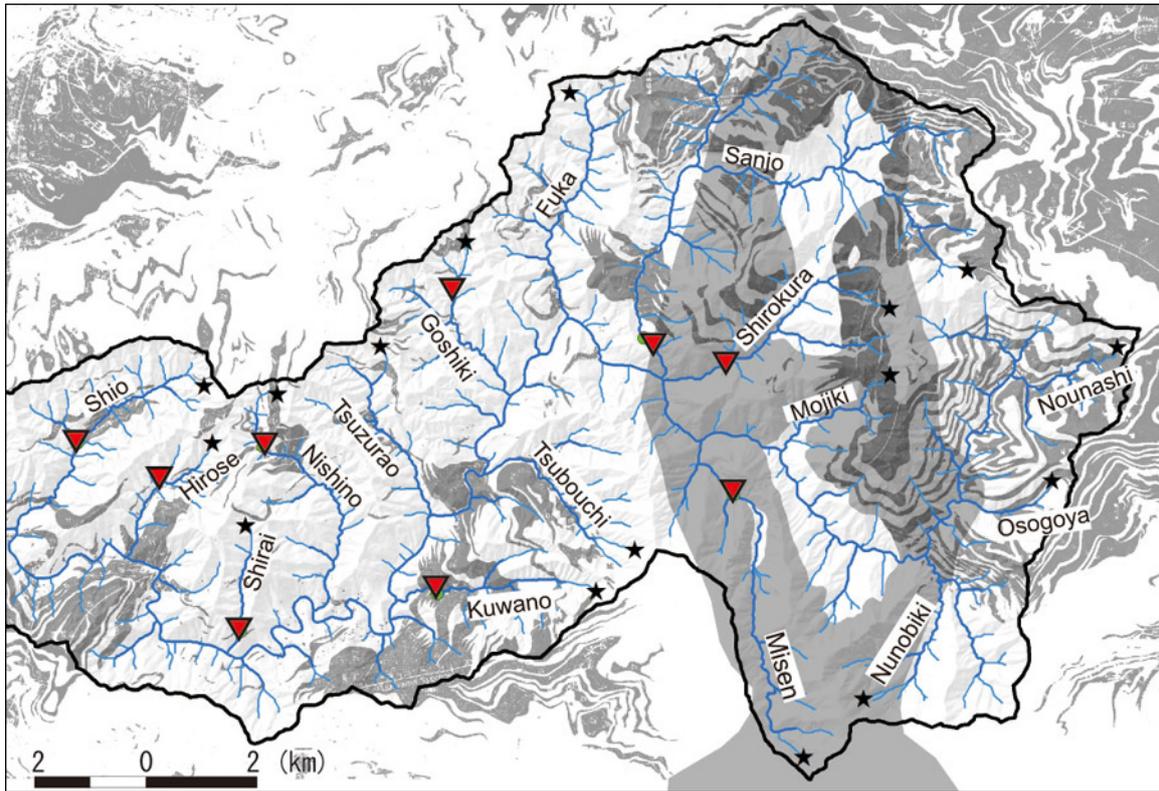


Fig. 4 Distribution of knickpoints of major tributaries (red triangles) and resistant rocks (gray color). Stars are sources of each tributary. Resistant rocks showed here are red chert and red shale, chert, tuff and tuffaceous shale, green rocks (Shiida et al., 1989), and hornfels (Shiida, 1979).

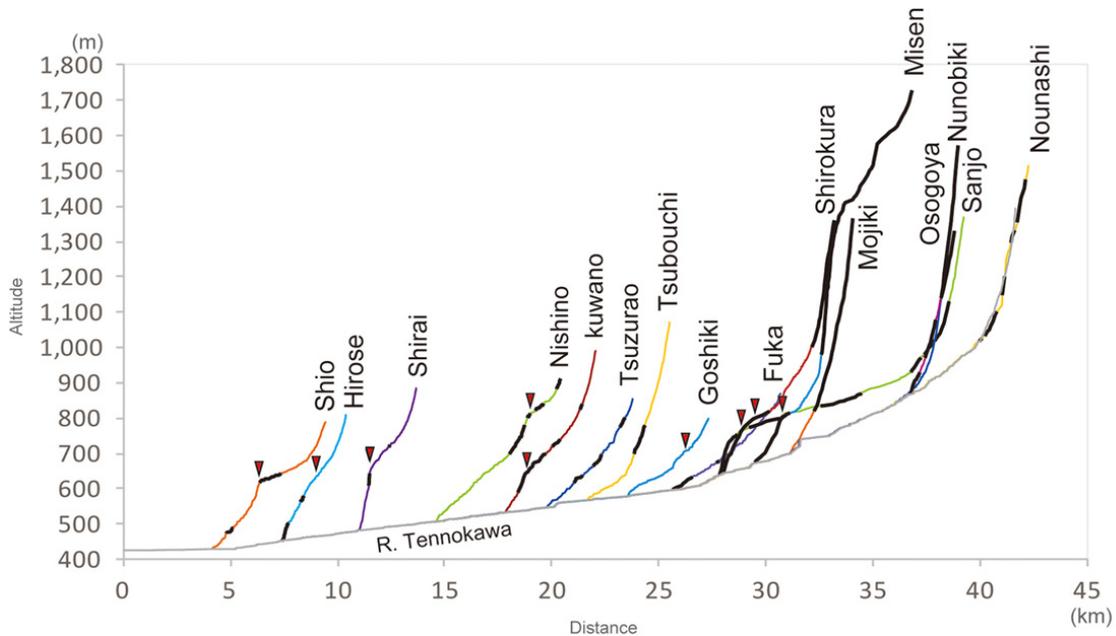


Fig. 5 Channel profiles of major tributaries. Thick black line shows the reaches with resistant rocks (Fig. 4).

の分布を、遷急点の分布と照らし合わせた。

その結果、明瞭な遷急点をもつ7支流では、遷急点はこれらの岩石の分布域あるいは直上流に位置し、遷急点の輪郭が丸みを帯びた2支流では、遷急点の位

置およびその直上流に侵食に強い岩石が分布していない (Fig. 4, Fig. 5) . 前者では侵食に強い岩石によって遷急点が保存され、後者では遷急点は上流側への伝播とともに不鮮明になったものと考えられる。

一方、顕著な遷急点のない残りの7支流でもこれらの岩石が分布する区間もある。これらの支流に遷急点が保存されていない理由は、今後現地調査も含めて検討する必要がある。

4.3 遷急線と地すべり地形との関係

調査地域に分布する地すべり地形388箇所のうち、地すべり移動体が古地形領域にあるものが152箇所（39%）に対し、移動体の一部または全体が開析領域に含まれるものは236箇所（61%）であった（Fig. 6）。また、規模の大きな地すべりは開析領域に多く発生する傾向があり、例えば、移動体の面積が10万m²以

上の地すべり16箇所のうち12箇所（75%）の一部または全体が開析領域に含まれる（Fig. 7）。これらの結果として、各地形領域の面積に占める地すべり移動体の面積の比率は、古地形領域が5.1%に対し、開析領域では10%とほぼ倍であった（Table 1）。なお、古地形領域と開析領域にまたがる地すべりについては、遷急線L1によって分割し、L1より上の部分を古地形領域、下の部分を開析領域に含めて面積を計算した。開析領域と隣接する古地形領域は古地形領域内部に比べ、地すべりが起きやすく、規模の大きな地すべりも発生しやすい傾向があると言える。

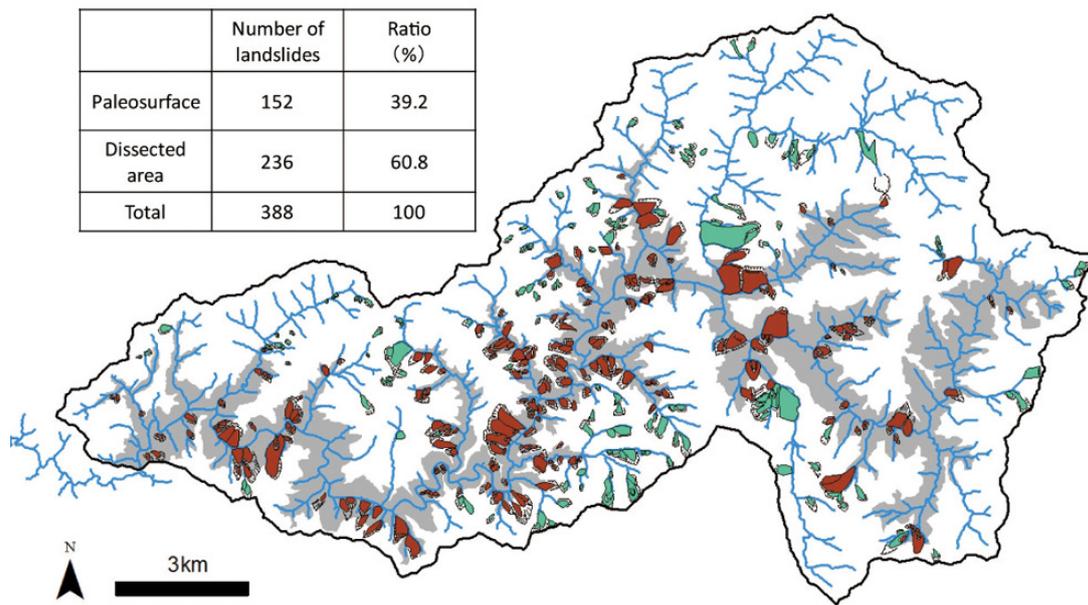


Fig. 6 Distribution of landslide bodies (using Landslide Distribution Maps by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention). Green: landslides within the paleosurface. Brown: landslides on the dissected areas totally or partly.

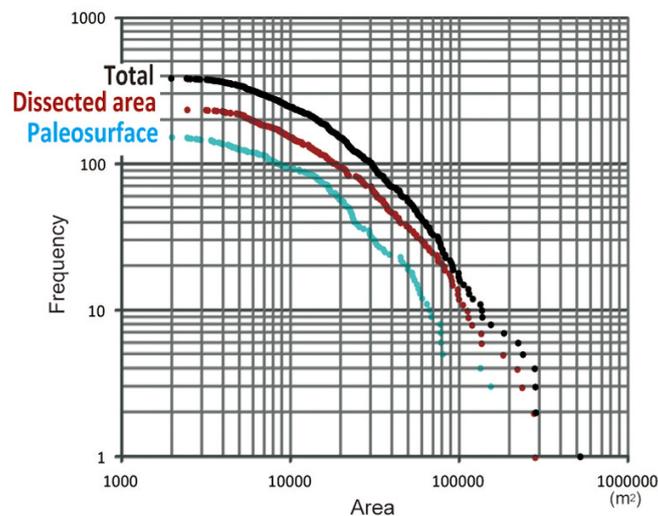


Fig. 7 Cumulative landslide frequency and the landslide size.

Table 1 Proportion of the areas occupied by landslide bodies to the total area.

	Total area (km ²)	Total area of landslide bodies (km ²)	Ratio (%)
Paleosurface	123	6.29	5.1
Dissected area	46.1	4.71	10
Total	169	11.0	6.5

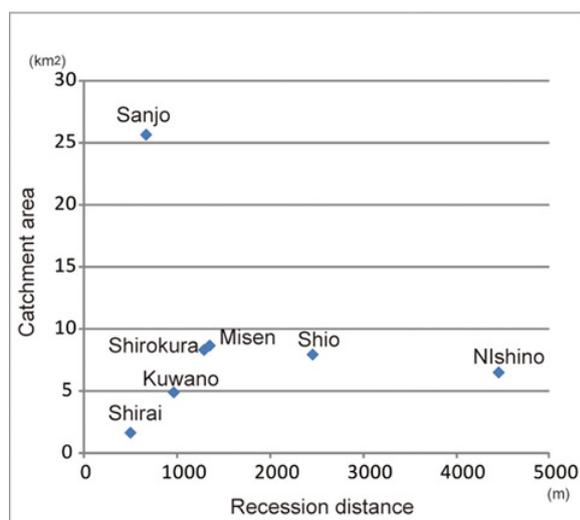
5. 考察

5.1 急速な下刻と斜面の応答

調査地域には、現河床から100 m以上高い位置に遷急線が広く認められた。このような大規模かつ広域に連続して分布する遷急線は、本地域の侵食基準面である天ノ川の急速な低下により形成されたと考えられる。天ノ川の急速な下刻の原因は定かではないが、山地の隆起速度の急増に伴う下刻がその一因と考えられる（平石・千木良，2011）。

遷急線の認められた9支流のうち白倉谷を除く8支流では、遷急点は各支流の遷急線の上流端の位置とほぼ一致している（Fig. 1）。このことから、支流では、天ノ川との合流点に形成された遷急点が上流へ後退することによりその両側斜面に遷急線が形成されたものと考えられる。各支流の遷急点の後退距離には流域面積との相関関係は認められない（Fig. 8）。後退距離には、地質の違いなど流量以外の要素が反映されているものと考えられる。

遷急点が認められない7支流においても、遷急線は



分水界までは達せずに河川の中ほどで途切れている（Fig. 1）。すなわち、遷急点が分水界まで後退してしまっただけではなく、河川の中ほどで侵食され、保存されなかったのだと考えられる。

下刻により斜面下部が切り取られた斜面では重力的不安定が生じ、重力変形や地すべりが発生しやすいと考えられる。前述したように、開析領域の最下部には少なくとももう1本の遷急線が認められることから、重力変形斜面はこの最新の侵食によりさらに不安定度を増しているものと考えられる。

5.2 旧河床の復元と侵食速度

天ノ川の河床から比高およそ100~140 mの位置には小面積の高位段丘面が複数認められる。これらの段丘と本流側壁斜面の遷急線を本流に沿って投影したのがFig. 9である。現河床からの比高が約140 mと最も大きい2つの段丘をつないだ位置に旧河床を推定した。支流の遷急点より上流の緩傾斜区間は、推定した旧河床に漸近するように延長することができる。このことから、現在の本流沿いに認められる最高位の段丘面は、周辺に広がる古地形面形成時の河床であると推定される。このうち、蛇峠に分布する、現河床からの比高136 mの河岸段丘の段丘礫を対象に、宇宙線生成核種を用いて地表面露出年代を測定した結果は31 kaであり、そこから算出される天ノ川の下刻速度は年間4 mm以上である（松四ほか，2012）。吉山・柳田（1995）が天川地域の東方、大台ヶ原から伊勢湾にそそぐ宮川中流域で河成段丘の比高から推定した隆起速度は年間0.1-0.2 mmである。天川地域の下刻速度はこの値に比べてはるかに大きく、本地域で急速な下刻が進行していることを示している（松四ほか，2012）。

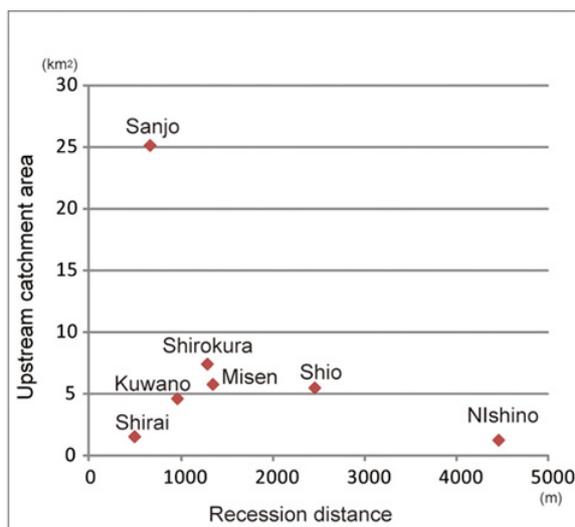


Fig. 8 Relationship between the recession distances and the catchment areas of tributaries (left: total catchment area, right: upstream catchment area of a knickpoint).

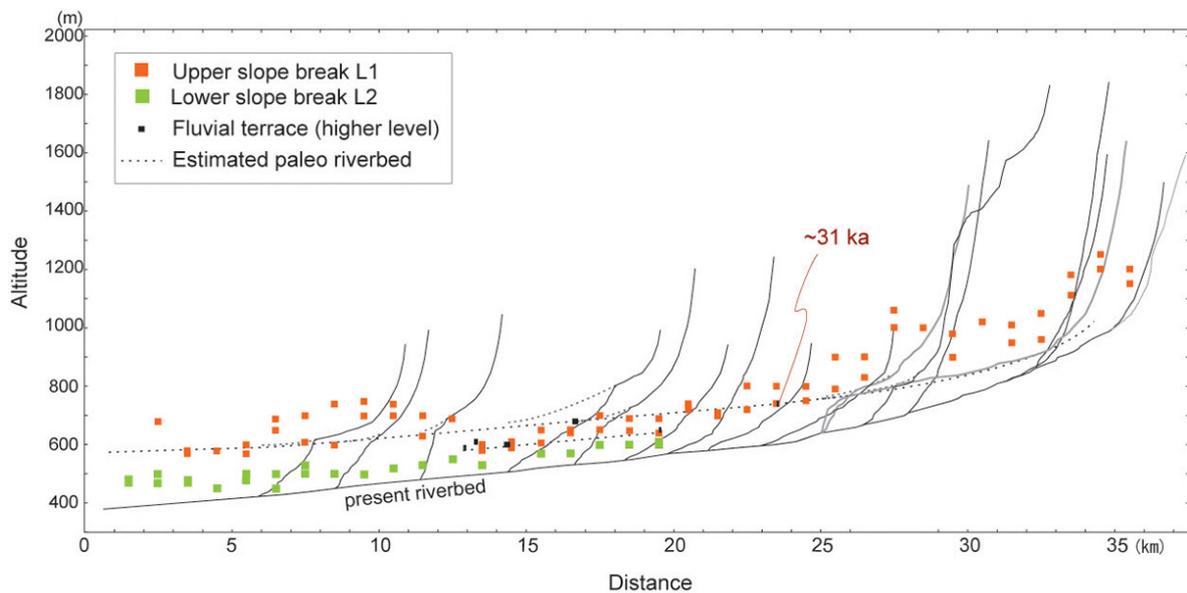


Fig. 9 Paleo riverbeds of the Tennokawa river estimated from the highest fluvial terraces, nearby slope breaks, and the extensions of tributary's river profiles above knickpoints. Paleo riverbed is reconstructed ~140 m above the present riverbed. There are alignments of L1 and fluvial terraces below the reconstructed river bed in the middle reach, suggesting that there remains another later paleo riverbed.

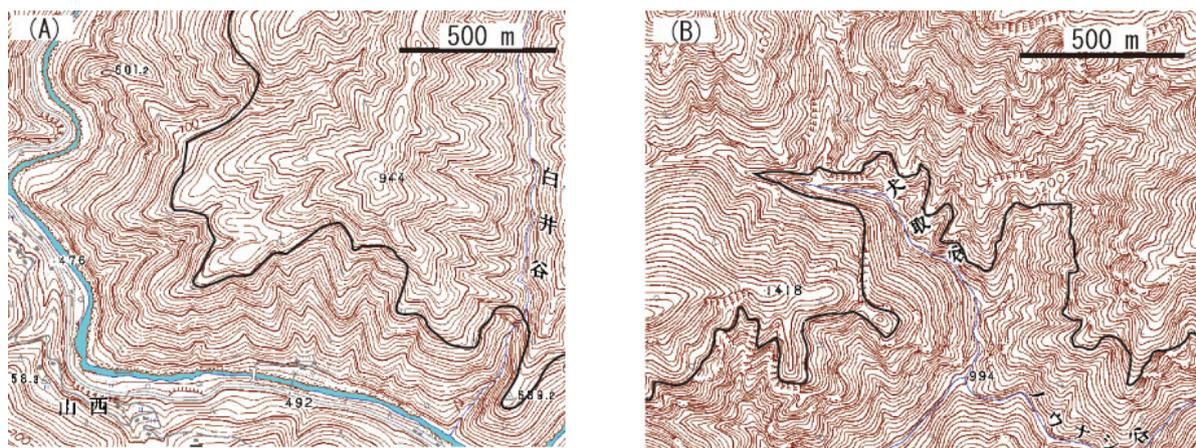


Fig.10 Examples of topographic maps in the study area, showing the slope breaks L1. Contour interval is 10 m. The base map used is “Minamihiura” (A) and “Misen” (B) with a scale of 1:25,000 by the Geospatial Information Authority of Japan. Black line shows upper slope break L1. (A) A clearly defined slope break line in the west part of study area. (B) A slope break line in the east part of study area. The contrast in slopes is not so strong as in the west part of study area.

Fig. 9の13~20 kmの区間では、推定した旧河床よりも低い位置に上位遷急線L1や段丘が認められる。これらは、より新しい時代に下刻の過程で形成された段丘面であり、本来はL1.5と位置付けられるような遷急線であると考えられる。今後、地形の形成年代を詳しく検討する上で、より細かな地形分類が必要である。

5.3 遷急線の明瞭・不明瞭

調査地域の遷急線は、容易に判読できる箇所と不

明瞭で判読が難しい箇所があった。例えば、全体の傾向として、調査地域西部で比較的明瞭であり、東部の大峯山脈の主稜部では地形全体が急傾斜であるため不明瞭であった (Fig. 10)。大峯山脈は調査地域の中で最も標高が高く、おそらくその隆起速度と削剥速度は大きいと考えられる。一方、西部地域は大峯山脈よりも起伏の小さな古地形面が広がり、そこに新たな河川の下刻が作用している。このように、古地形面自体の起伏が大きな場合には、斜面の遷急線は明瞭には形成されないものと考えられる。

また、4.2で遷急点について述べたように、侵食に対する岩石の抵抗性の違いがある。縮尺5万分の1の地質図との重ね合わせでは不十分であり、岩石の種類だけでなく地質構造も考慮する必要もあるが、傾向として、侵食に強い岩石の分布域では遷急線が保存されやすいと考えられる。

斜面の遷急線は、重力変形によっても不鮮明になる(平石・千木良, 2011)。

5.4 十津川流域の遷急線と崩壊

前述のように、遷急線の明瞭さにはばらつきがあるものの、不明瞭な箇所については個々にその要因を考慮することで、大局的な分布をとらえることは可能である。そのような考えで、本調査地域とその下流域からなる十津川流域(Fig.11)を対象に遷急線による地形区分を行なった。その結果、熊野川上流の天ノ川や中原川に比べて、中流部では、古地形面は高標高部に残っているが、その分布面積は狭くなっている。

そこに明治22年十津川災害で発生したと推定され

る崩壊地168箇所、2011年台風12号による崩壊地74箇所、および2001年に北股村、2004年に大塔村、2005年に十津川村でそれぞれ発生した3つの崩壊地をプロットした。十津川村における明治22年の大規模崩壊の位置は明治44年測量の5万分の1地形図の崩土地形とほぼ対応するという(平野ほか, 1987)。これを十津川村の北方まで適応できると仮定して明治44年測量の地形図の崩土記号を抽出し、明治22年の崩壊地と考えた。2011年台風12号による崩壊地については、災害直後に国土地理院が公開した被災地の空中写真、Googleが公開したGeoEye社による被災地の衛星画像、および報道写真等から判読した。

その結果、ほとんどの崩壊が開析領域の内部もしくは古地形領域の縁で発生しており、古地形領域で発生したものは極めて少なかった(Fig.12)。すなわち、紀伊山地北部だけでなく十津川流域全体に、遷急線の後退による下刻の伝播、そして下刻に駆動された遷急線の形成と斜面の不安定化が生じており、豪雨時にはそれらの不安定な斜面で多くの地すべりが生じるのだと考えられる。

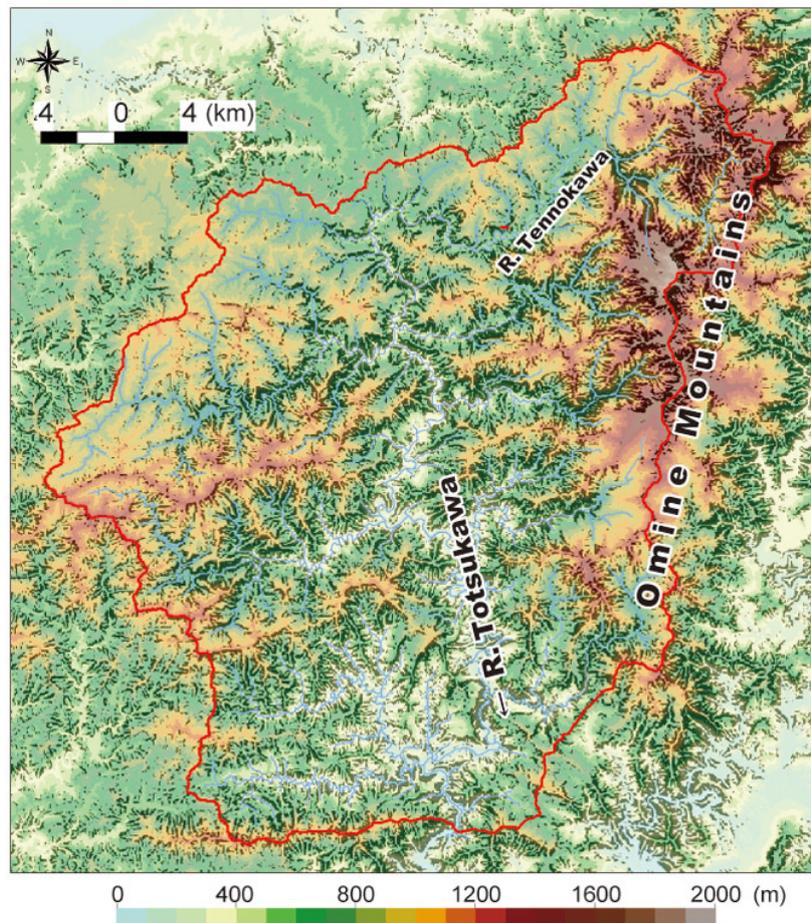


Fig. 11 An elevation map of the catchment of the Totsukawa River (downstream of the Tennokawa River). Overlaid black grid shows slopes steeper than 35 degrees.

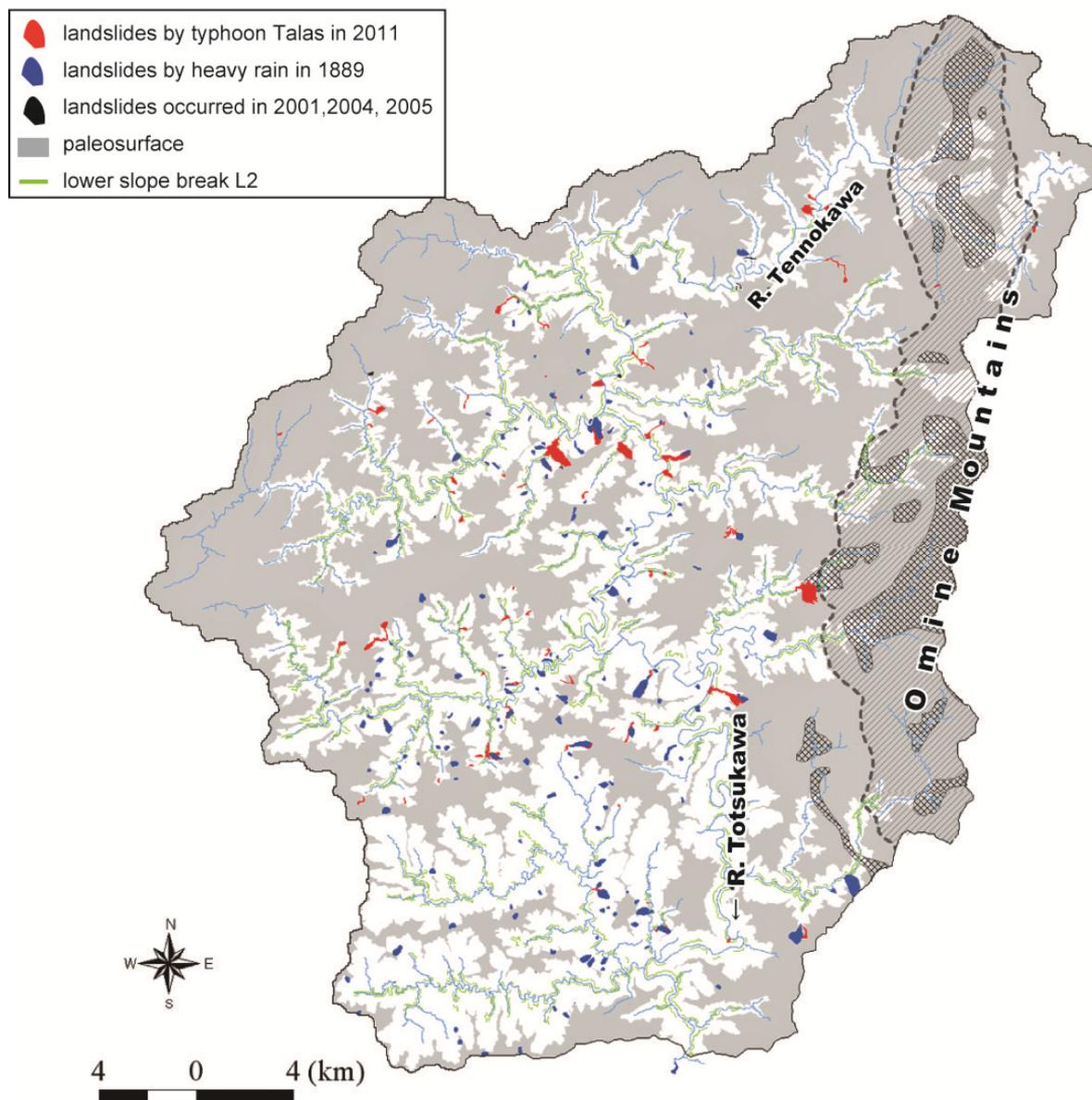


Fig. 12 Distribution of landslides in the Totsukawa and the Tennokawa catchments. Hatched areas along the Omine Mountains are granitic rocks (square) (Editorial committee of Engineering Geological Map of Kinki District ed., 2003) and hornfels (line) (Shiida, 1979).

6. おわりに

紀伊山地北部、熊野川の最上流部にあたる天川地域において古地形面の開析という視点から地形判読を行ない、地すべりとの関係を考察した。その結果、以下のことが分かった。

天ノ川の谷壁斜面には現河床から100 m以上高い位置に遷急線が分布し、それは支流の谷壁斜面にも連続して分布する。このような大規模かつ広域にわたって分布する遷急線は、山地の隆起に伴う急速な下刻により形成されたと考えられる。また、多くの支流で、遷急線の上流端は河床縦断面における遷急

点の近傍に位置したことから、支流では遷急点が後退することによりその両側斜面に遷急線が形成されたものと考えられる。

遷急線は明瞭な箇所と不明瞭な箇所があった。不明瞭になる要因として、隆起速度や削剥速度の大きな地域では古地形面自体の起伏や傾斜が大きいこと、岩石の侵食に対する抵抗性に差異があること、重力変形により乱されることが考えられる。

地すべり地形の60%以上が遷急線の近傍で発生し、とくに面積10万 m^2 以上の大規模な地すべり地形に限ると75%が遷急線の近傍で発生している。結果として、開析領域全体の面積に占める地すべり移動体の比率

は古地形領域のほぼ倍である。これは、下刻により斜面下部が切り取られた斜面では重力的不安定が生じているためだと考えられる。開析領域の最下部には少なくとももう1本の遷急線が認められ、重力変形斜面はこの最新の侵食によりさらに不安定度を増しているものと考えられる。

これらの地形的特徴および地すべり発生の傾向は十津川流域全体に共通する可能性が高い。古地形面の開析という観点から地すべり発生場を理解することが紀伊山地中央部の地すべり発生危険度の面的把握に対して有用であることが示唆された。

謝 辞

京都大学防災研究所のTsou Ching-Ying氏にはArcGISの使用方法を丁寧に教えていただいた。ここに感謝の意を表す。本研究は、京都大学防災研究所萌芽的共同研究（課題番号：24H-05）の助成を受けたものである。

参考文献

近畿地方土木地質図編纂委員会編（2003）近畿地方土木地質図，財団法人国土技術センター。
志井田 功（1979）大峯山脈の稲村ヶ岳礫岩層とその関連岩層の地史，桜井女子短大紀要，創刊号，pp. 15-28.

志井田 功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄（1989）5万分の1地質図幅「山上ヶ岳」，地質調査総合センター。

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウ・チンイン・平石成美・松沢真・松浦純男（2012）2012年台風12号による深層崩壊，京都大学防災研究所年報，55B，pp.193-211.

内藤博夫（1979）近畿地方における高位置小起伏面の分布について，奈良女子大学地理学研究報告，No.1, pp. 101-118.

平石成美・千木良雅弘（2011）：紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生，地形，No. 32, No. 4, pp. 389-409.

平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫（1987）吉野郡水災誌小字地名にもとづく1889（明治22）年十津川災害崩壊地の比定（その1：西十津川），京都大学防災研究所年報，30B-1, pp. 391-408.

松四雄騎・千木良雅弘・平石成美・松崎浩之（2012）：紀伊半島・十津川上流部の下刻速度—宇宙線生成核種を用いた蛇行切断の年代決定からのアプローチ—，京都大学防災研究所年報，55B，pp. 241-245.

Hasebe, N., Suwargadi, B. W. and Nishimura, S. (2000) Fission track ages of the Omine Acidic Rocks, Kii Peninsula, Southwest Japan: *Geochemical Journal*, 34, 229-235.

（論文受理日：2013年6月11日）