地すべり学会関西支部現地討論会資料(2014年10月)

徳島県祖谷・剣山地域に分布する地すべり地形の特徴

西山賢一(徳島大学)・北村真一((株)ニュージェック)

1. はじめに

四国山地は、西日本で有数の地すべり密集地域であることが知られている(小出,1973;寺戸, 1986;高木ほか,1989;藤原ほか,2004 など).今回対象とした徳島県祖谷・剣山地域にも多数 の地すべりが密集して分布する(古谷,1969,1970,1982;安藤・大久保,1970;中川・金丸, 1974;吉松ほか,1983 など).これらの地すべり地形は、三波川結晶片岩,およびその南に隣接 する地帯に分布する御荷鉾緑色岩類の分布域で特に多い.徳島県神山地域に分布する三波川帯の 場合,地すべりの滑動方向が結晶片岩の層面片理の傾斜方向と一致することが多く、三波川帯の 地質構造を反映した流れ盤地すべりが多いこと,ならびに泥質片岩分布域で地すべりが多く,珪 質片岩分布域では少ないという岩相による規制が認められること,が指摘されている(藤田ほか, 1974).一方,特に御荷鉾緑色岩類に認められる膨潤性粘土鉱物が、地すべりの発生・活動に影響 しているという観点からの研究も多い(高谷,1978,1979,1981;夕部ほか,2000;宮原ほか, 2005; Miyahara et al., 2005 など).

四国地域は、日本有数の豪雨多発地域であり、災害記録が比較的よく残されている 20 世紀後半 以降に限っても、たびたび豪雨による地すべりや、深層崩壊、表層崩壊・土石流といった種々の 土砂災害を受けてきた場所でもある(古谷、1975;柏谷ほか、1976;寺戸、1976;1977;中川・ 奥西、1977a, b;岡林ほか、1978a, b;甲藤、1980;西山ほか、2005、2012;櫻井ほか、2006; 横山ほか、2006、2013 など). 19 世紀以前についても、徳島県那賀町高磯山(寺戸、1970)や、 徳島県上勝町山犬嶽(寺戸、1975)、徳島県脇町茶園嶽(寺戸、1987) などに関する検討がなされ てきた.

歴史時代に活動した記録がある地すべりを除くと、地すべりがいつ活動を開始し、どのような 変動過程を経て、現在の地すべり地形に至ったのかを、詳細に検討することは困難である.地す べり移動体を被覆する土層中に含まれるテフラ(溶岩を除く火山噴出物)の対比や、地すべり移 動体に取り込まれた木片などを用いた放射性年代測定により、地すべりの活動時期に関する検討 も行われている.四国での検討例は少ないが、地すべり発生時期は、いずれも更新世後半までさ かのぼるようである(守随,1994;長谷川、1995;夕部・岡村、2001;植木、2005、2013 など).

今回は,筆者らが進めてきた,徳島県剣山・祖谷地域に分布する地すべり(広義)の地形的特徴をまとめた(西山ほか,2004,2005,2011,2012;北村・西山,2007;石田ほか,2007,2008; 浅田ほか,2013). それに加えて,地すべり移動体を被覆する土層の掘削と,土層中のテフラの対比に基づき,地すべりの発生時期を推定した研究結果について紹介した(北村ほか,2008a,b;西山・田村,2011).以下には,北村による未公表資料(修士論文)のデータも用いた.

2. 徳島県剣山・祖谷地域の地形・地質概要

徳島県剣山・祖谷地域では、剣山(1,955m)から東西方向に伸びる主要な稜線が連なっており、 その稜線を分水界として、北側を吉野川の支川である祖谷川・松尾川・穴吹川・鮎喰川などが流 下しており、南側を那賀川とその支川である坂州木頭川、ならびに勝浦川・海部川などが流下し ている(図1,太田ほか、2004に加筆).

調査地域周辺の広域地質図を図2に示す.以下の地質帯の概要は四国地方土木地質図編纂委員 会(1998)に従った.調査地域周辺では,地質境界は,大局的にはほぼ東西に延びる帯状構造を なし,北から順に三波川帯,御荷鉾帯,秩父累帯,四万十帯に区分されている.このうち秩父累 帯は,北帯(秩父帯),黒瀬川帯,南帯(三宝山帯)に3細分されている.



図1 対象地域周辺の地形概要 (太田ほか,2004に加筆)



Ⅰ:三波川帯, Ⅱ:御荷鉾帯, Ⅲ:秩父累帯北帯,
 Ⅳ:黒瀬川帯, V:秩父累帯南帯, VI:四万十帯

図2 剣山東方地域の地質図 (四国地方土木地質図編纂委員会,1998 に加筆)

3. 地すべり地形の分布

(1) 剣山東方地域

地すべり地形は,三波川帯では広範囲で多数分布し,御荷鉾帯では中尾山の北東斜面,黒瀬川 帯では坂州木頭川沿いの沢谷地域,坂州木頭川上流の岩倉・平家平周辺地域,上勝町八重地地域, 秩父累帯では穴吹川に合流する支流域,神山町南野間~高根~拝府地域に多く分布する(図 3). 特に規模が大きいものは、中尾山に分布する地すべり地形であり、面積(A)は1.71km²、滑落崖から移動体末端までの水平距離(L)は約1.7km、滑落崖から移動体末端までの鉛直距離(H)は約520m、地すべり移動体の幅(W)が約1.1km、等価摩擦係数(H/L)は0.30である。面積の小さい地すべり地形は、三宝山帯にも多く分布している。一方、南部の那賀川本川付近では少ない。



図3 剣山東方地域における地すべり地形の分布

(2) 剣山西方,祖谷地域

剣山西方の祖谷地域には多数の地すべり地形が判読できるが、その分布は一様ではなく、密 集する領域と、ほとんど分布しない領域とに分けられる(図4).地すべり地形が密集しているの は祖谷川に沿った菅生、京上~大西や、祖谷川支流の谷道川沿いなどである.また、塔丸の西斜 面にも多く分布する.明谷向斜(剣山研究グループ、1975)の南側で地すべり地形がやや多く分 布するものの、これ以外は、三波川帯の地質分布・地質構造と地すべり分布との関係は、必ずし も明瞭ではない(浅田ほか、2013). 地すべりは、大局的に東から西に流れる祖谷川の河谷の両側(北向き斜面と南向き斜面)とも に分布することから、主として北に傾斜する三波川帯の結晶片岩の層面片理の姿勢と調和的な流 れ盤すべりだけでなく、受け盤すべりも多い.このことは、三波川変成岩類の層面片理の姿勢と いった地質構造による影響だけでなく、地形条件、すなわち、祖谷川沿いの比高の大きな斜面に 地すべりが多発しやすいことを示す.受け盤地すべりでは、重力による片理面の斜面下方への倒 れかかり、すなわち岩盤クリープによる山体の重力変形が生じ、これが地すべりの発生へつなが った可能性が考え得る.このことを解明するためには、広域における三波川帯の地質構造を把握 するとともに、地すべり斜面での地質分布の詳細な把握が必要となる.

祖谷川では、河道へ向かってせり出した移動土塊が現河道を屈曲させている箇所が、若林、菅 生などで確認できる.一方、移動土塊の末端が現河床から高い場所にある「離水した地すべり」 も多い.特に、塔丸西斜面などでは、尾根付近に滑落崖を有し、かつ河床からの比高が大きい山 腹に移動体が分布する例が見られる.このような地すべりは、移動土塊の末端が下刻されること で斜面の安全率が低下するという一般的なプロセスでは説明しにくい.祖谷地域北部の松尾川流 域(三波川変成岩分布域)では、地すべりの大きさは御荷鉾緑色岩地域よりやや小さめとなり、 地すべり分布域は集中せずに分散する傾向が認められる.

祖谷川流域と那賀川流域との分水界に当たる、剣山〜三嶺〜天狗塚にかけての稜線に沿った高 標高部には、地すべり地形がほとんど分布しない.これらの稜線部には、線状凹地や池などが散 在する.線状凹地の伸張方向は稜線の方向とほぼ一致しており、凹地の比高が10m あるいはそれ 以上に達する.三嶺〜天狗塚にかけての稜線に分布する線状凹地は古谷(1979)が報告しており、 山体の重力変形による微地形と考えられている.線状凹地が発達する稜線部の下方斜面に地すべ り地形が少ない理由は明確ではないが、そのような斜面では地すべり変動の前段階としての山体 の重力変形が進行している段階であることも一つの要因と考えられる.

4. 剣山・祖谷地域に分布する地すべりの地形・地質的素因

三波川帯では、広範囲で地すべり地形が多数分布し、起伏量の小さい地域でも地すべりが発生 していることから、地すべり発生の素因としては地形的な要因だけではなく、地質構造が影響し ていると考えられる.三波川変成岩類は、調査範囲の多くが無点紋帯の結晶片岩類の分布地域で ある.甲藤・波田(1979)は、三波川帯では、特に無点紋帯に多くの地すべりが分布すると報告 しており、本研究の調査結果と調和的である.

泥質片岩を主体とする地域では、片理面に沿って剥離しやすいだけでなく、微褶曲構造とその 軸面に沿う軸面劈開などが発達しやすく、岩盤として脆いことが、多数の地すべり地形が分布す る素因のひとつと考えられる.これに関して、山崎・千木良(2008)は、吉野川市美郷に位置す る倉羅地すべりについて検討している.泥質片岩には、石墨と黄鉄鉱が一般に含まれており、黄 鉄鉱の溶解による硫酸が酸化フロントを形成し、酸化フロント付近で剥離面を形成すること、薄 層状の配列をして存在する石墨が片理面に沿う剪断強度を低下させ、剪断破壊後の摩擦抵抗を低 下させることが地すべり発生に影響しているとしている.また、特定の片理面に石墨と黄鉄鉱が 濃集しており、その面に沿って岩石が破砕していることが多いとも報告しており、固体潤滑剤と して重要な役割を果たしていると考えられる石墨の存在が,三波川帯に分布する泥質片岩での地 すべり発生の素因のひとつと考えられる.



図4 剣山西方,祖谷地域における地すべり地形の分布(石田ほか,2007)

御荷鉾帯では、神山町付近は南北方向に狭い岩帯が東西に続いているため、地すべり地形の分 布は少ない.一方、美馬市木屋平付近では御荷鉾帯が幅広く分布しており、そこに位置する中尾 山では、地すべり地形が多く分布している.中尾山地すべりの初生地すべりの滑落崖付近(非地 すべり地点)では、石英脈を一部に含むハイアロクラスタイトからなることから、地すべり地の 上部も同様の地質で構成されていると考えられる.藤田ほか(1976)や稲垣・小坂(2004)では、 塊状の緑色岩類の分布地域には地すべり地形は分布せず、片状のハイアロクラスタイトやピロー ブレッチャーなどの緑色岩類の分布地域に地すべりが発生しているとしており、本研究の調査結 果と調和的である.片状のハイアロクラスタイトなどは風化に対する抵抗性が低く、脆弱化しや すいことが地すべり発生の素因のひとつと考えられる.

御荷鉾帯に地すべり地形が多い理由として,緑色岩に含まれる膨潤性緑泥石またはスメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物の存在が指摘されている(高谷,1981;夕部ほか,2000;宮原ほか,2005; Miyahara et al., 2005). 高谷(2008)は、御荷鉾帯には膨潤性粘土鉱物のスメクタイトが一般に含まれており、スメクタイトは塑性指数が高いことが、地すべりを発生させやすい原因と考えられている. 秩父累帯の北帯では、地すべり地形は穴吹川に合流する支流域、神山町南野間~高根~拝府地 域に集中して見られるが、北帯全域において小規模な地すべり地形が点在している. それらの地 すべり地形は、起伏量が小さい地域には少なく、その多くが起伏量 400m~700m の地域に分布し ている. このことから、起伏量が 400m 未満と小さい場合、地すべりの発生が抑制されている可 能性がある. 四国東部における大規模崩壊地形の分布と起伏量については、寺戸(1975)が、起 伏量が 700m までは崩壊密度が増大するが、700m を超えると横ばい状態になり、起伏量の増大が 崩壊密度の増大には結びつかないとしている. 今回の結果はこの指摘と調和的である.

地すべり地形の多くは、泥質岩を基質とする乱雑層の分布地域に分布しており、特に北帯の北部に多い.小川(1974)は、北帯北部ほど千枚岩・準片岩化していると指摘しており、これが地すべりの発生に寄与している可能性が考えられる.また、一部の地すべりは、滑落崖にチャートが分布するものがあり、キャップロック構造をなす地すべりと考えられる.

黒瀬川帯では、坂州木頭川沿いの沢谷地域、坂州木頭川上流の岩倉・平家平周辺地域、上勝町 八重地地域など秩父累帯北帯との境界付近に多く分布している. 岩倉地域および八重地地域では、 レンズ状を呈する蛇紋岩体が分布しており、蛇紋岩が地すべり発生に影響を及ぼしている可能性 がある. 横田ほか(1998, 1999)は、蛇紋岩体と他の地質境界部において、蛇紋岩体を起源とす る粘土鉱物が供給されることが要因としており、一方 Suzuki (2006)は、削剥に伴う潜在応力の 解放によって、蛇紋岩が著しく膨張することが崩壊の要因と考えている.

地形的特徴についてみると、坂州木頭川沿いでは、起伏量が400m~800mと大きく、黒瀬川帯 の沢谷地域では地すべり地形が多い.このことから、大きな起伏量が地すべりの発生に影響する と考えられる.それに加えて、沢谷地域は坂州木頭川の横谷区間に位置しており、横谷区間では、 本川の近傍に滝を伴う不調和合流のかたちで、大きな支川がいくつか合流している.このため、 合流地点より下流では、河川水量の増加により下方侵食が促進され、斜面の不安定化が進行する 可能性があり、地すべり発生の素因のひとつとなりうると考えられる.

那賀川本川沿いの秩父累帯の南帯および四万十帯では、地すべり地形の分布が非常に少ない. 横山(2007)が高知県の伊野地域の地すべりについて指摘していることと同様に、この地域にお ける地層の姿勢が一般に急傾斜であることが、地すべりが発生しにくい原因のひとつと考えられ る.また、この地域では、秩父帯北帯や黒瀬川帯などに比べて起伏量が小さく、かつ千枚岩化・ 準片岩化も生じていないことも影響していると考えられる.

5. 地すべり発生年代の推定:地すべり移動体を覆う土層の編年

(1) 調査位置・調査方法

徳島県神山町高根および東大久保,美馬市木屋平の中尾山に分布する地すべり地形では,簡易 貫入試験機を用いて,土層の層厚(地すべり岩塊までの深度)を計測した.その後,掘削不能に なる深度まで,ハンドオーガーを用いて地すべり土塊を被覆する土層を掘削し,試料を採取した.

土試料に含まれる火山ガラスの屈折率は,株式会社古澤地質に測定を依頼した.測定装置は株 式会社古澤地質製の温度変化型測定装置 MAIOT であり,測定手順は古澤(1995)の通りである. 徳島県神山町高根および美馬市木屋平で採取した土試料に含まれる火山ガラスの屈折率について は、秋田大学の川村教一博士に測定を依頼した.測定装置は大阪市立大学理学部人類紀自然学教 室所蔵の株式会社古澤地質製の温度変化型測定装置 MAIOT であり、測定手順は古澤(1995)の 通りである.テフラの対比は、町田・新井(2003)のカタログを使用し、年代値の暦年は奥野(2002) の値を用いた.

なお、四国山地内では、徳島県那賀町大用知の斜面堆積物中から、南九州起源の広域テフラで ある AT (姶良 Tn, 2.9 ka cal BP, ka は 1,000 年, cal BP は、1950 年を基準とした暦年)が、三好 市東祖谷中上では AT と K-Ah (鬼界アカホヤ, 7.3 ka cal BP)が、それぞれ見出されており、これ らを用いた編年が可能である (西山・田村, 2011).

(2) 徳島県神山町東大久保地すべりの地形・地質・テフラの対比

空中写真および 1/2.5 万地形図の判読によると,初生地すべり地形および隣接する地すべり地形 が認められる(図 5).初生地すべり地形は,標高約 520m を冠頂とする北北西に開いた滑落崖, 標高約 350m のほぼ平坦な領域(約 100m×200m)を含む移動土塊から構成される.地すべりの移 動土塊は主にハイアロクラスタイトなどからなる御荷鉾緑色岩類からなる.地すべり土塊上の平 坦域には,主に径約 5cm~15cm の緑色岩の角礫(最大径約 50cm)が点在する.地すべり移動土 塊上で簡易貫入試験を行い,移動土塊を覆う土層の層厚の計測を行った.その結果,深さ約 270cm 以深では Nc 値が 40 前後になり,地すべり岩塊に達したと考えられる.

土層柱状図とテフラの屈折率測定結果を図 6 に示す. 土層中に含まれる火山ガラスは,形状, 色および屈折率などの記載岩石学的特徴が K-Ah と一致した. 地点 H1 の深さ約 40cm 付近には, 最も多くの K-Ah 起源の火山ガラスが含まれ,深さ約 55cm でも 20%以上の火山ガラスが含まれ ていることから,その直下を K-Ah の降灰層準と認定した. なお,簡易貫入試験の結果より,東 大久保地すべりは,深さ約 260cm までは角礫を含む土層が堆積しており,K-Ah よりも古いテフ ラ (例; AT, Aso-4 など)が挟在している可能性が考えられるが,その土層を採取できなかった.



(●は掘削地点)

図5 東大久保地すべりの地すべり地形分類図



図 6 地点 H1 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布

(3) 徳島県神山町高根地すべりの地形・地質・テフラの対比

空中写真および 1/2.5 万地形図の判読によると,地形面の開析関係および地すべり地形の形状から,初生的および二次的な地すべり地形が認められる(図7).初生地すべり地形は,標高約1,000mを冠頂とする北方に開いた滑落崖と,標高900mの等高線の閉曲線により囲まれた小丘(径約30m) 周辺に広がる緩傾斜の地すべり移動土塊から構成される.二次的な地すべり地形は,標高約940m を冠頂とする北北東に開いた滑落崖,標高約880mのほぼ平坦な領域(約100m×150m)を持つ移 動土塊から構成される.

地すべりの移動土塊の構成層は,黒色泥岩を主体とし,少量の凝灰質泥岩,チャートおよび緑 色岩を伴う(図 7).黒色泥岩と凝灰質泥岩はしばしば千枚岩化している.地すべり土塊上には, 最大径 1m 未満のチャート礫が多く,まれに最大径 5m を超えるものがある.地すべり移動土塊上 の 3 地点(初生地すべり;地点 K1,二次的地すべり;地点 K2,K3)で簡易貫入試験を行い,移 動土塊を覆う土層の層厚を計測した.その結果,初生地すべりでは深さ約 350cm まで,二次的地 すべりの地点 K2 では深さ約 350cm まで,二次的地すべりの地点 K3 では深さ約 350cm まで,そ れぞれ簡易貫入試験を行ったが,いずれも地すべり岩塊に達しなかったと考えられる.



図7 高根地すべりの地すべり地形分類図および 地すべり地域周囲のルートマップ



図8 地点 K1 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布



図 9 地点 K2 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布



図 10 地点 K3 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布

高根地すべり移動体上では、3箇所でハンドオーガーを用いた掘削を行った(図8~10).高根地すべりの土層に含まれる火山ガラスは、低い屈折率(n=1.495~1.503)のものはAT,高い屈折率(n=1.507以上)のものはK-Ahの特徴と一致した.地点K1の深さ約60cm付近には、最も多くのAT起源の火山ガラスが含まれるが、AT起源の火山ガラスは土層の広い範囲にも含まれていることから、降灰層準を特定できない.地点K2については、深さ約90cm付近に最も多くのK-Ah起源の火山ガラスが含まれており、その直下を降灰層準とした.地点K3は深さ約90~110cmにK-Ah起源の火山ガラスが多く含まれていることから、その直下をK-Ahの降灰層準と認定した.

簡易貫入試験の結果によれば,高根地すべりの初生地すべりでは少なくとも深さ約350cmまで, 二次的地すべりでは少なくとも深さ約260cmまで,いずれも角礫などを含む土層が堆積しており, 土層中に K-Ahよりも古いテフラ(例; AT, Aso-4など)が狭在している可能性が考えられるが, それらの土層の試料を採取できなかった.

(4) 徳島県美馬市木屋平の中尾山地すべりの地形・地質・テフラの対比

空中写真および 1/2.5 万地形図の判読によると,地形面の開析関係および地すべり地形の形状から,初生的および副次的な地すべり地形が認められる(図 11).初生地すべり地形(地点 N1 を含む地すべり)は,標高約 1,300m を冠頂とする北東方向に開いた滑落崖と,標高約 1,260m にある小丘(径約 60m)および標高約 1,000m~1,100m付近に広がる緩傾斜の地すべり移動土塊から構成される.副次的な地すべりは,初生地すべり移動土塊内で複数確認できる.二次的地すべり(地点 N2 を含む地すべり)は,標高約 1,030m を冠頂とする北方向に開いた滑落崖と,標高約 980m にある小丘(径約 50m)を含む地すべり移動土塊からなる.地すべり地の末端にある地すべり(地点 N3 を含む地すべり)は小規模な地すべりだが,標高約 750m を冠頂とする北方向に開いた滑落

崖と、標高約 650m~700m 付近に広がる緩斜面の地すべり移動土塊から構成される.

中尾山地すべりの移動土塊の構成層は、御荷鉾帯緑色岩類を主体とし、少量のチャートや泥質 岩を挟在している. 滑落崖および地すべり土塊上では、最大径 1m を超えるチャートの角礫、径 5 ~30cm の緑色岩の角礫を確認できる. 地すべり移動土塊上の 3 地点(初生地すべり;地点 N1, 二次的地すべり;地点 N2,末端地すべり;地点 N3)で簡易貫入試験を行い、移動土塊を覆う土 層の層厚の計測を行った. 簡易貫入試験の結果より、初生地すべりでは深さ約 320cm、二次的地 すべりでは深さ約 240cm、末端地すべりでは深さ約 60cm で、それぞれ地すべり岩塊に達したと 考えられる.

図 12~14 に, 土層柱状図と屈折率測定結果を示す. 中尾山地すべりの土層に含まれる火山ガラスは, 高い屈折率 (n=1.508~1.515) のものは K-Ah, 更に高い屈折率 (n=1.517 以上) のものは U-Oki (鬱陵隠岐, 10.7 ka cal BP) の特徴と一致した. 地点 N1 の深さ約 60cm 付近には, 最も多くの K-Ah 起源の火山ガラスが含まれており, 深さ約 90cm まで 50%以上のガラスが含まれていることから, その直下を K-Ah の降灰層準と認定した. 地点 N2 では, 深さ約 40cm~90cm まで約 50%以上の火山ガラスが含まれていることから, その直下を K-Ah の降灰層準と認定した. 地点 N3 では, 地すべり岩塊の直上に K-Ah と U-Oki が含まれているが, 四国東部では U-Oki の産出例がなく, 日本海南部~近畿にかけての地域では層厚 10cm 以下 (町田・新井, 2003) であることから, 四国東部では, U-Oki の層厚は数 cm 程度と考えられる. したがって, 地すべり岩塊の直上 を U-Oki の, その直上を K-Ah の降灰層準と認定した.

簡易貫入試験の結果より、中尾山地すべりの初生地すべりでは深さ約 300cm まで、二次的地す べりでは深さ約 230cm まで、それぞれ角礫を含む土層が堆積しており、それらの土層には、K-Ah よりも古いテフラ(例; AT, Aso-4 など)が挟在している可能性が考えられるが、それらの土層 の試料を採取できなかった.



(●は掘削地点)





図 12 地点 N1 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布



図 13 地点 N2 における土層の柱状図および火山ガラス・鉱物組成と 火山ガラスの屈折率頻度分布



(5) テフラによる地すべりの発生時期の推定

東大久保地すべり

東大久保地すべりでは、地すべり移動土塊を K-Ah が覆うことから、約7,300 年前よりも古い地 すべりと考えられる.ハンドオーガーで掘削できなかった深度の土層に K-Ah よりも古いテフラ が存在している可能性があるため、地すべり年代の下限を推定することが困難である.したがっ て、東大久保地すべりの発生時期は、K-Ah が降下した約7,300 年以前と考えられる(表1).

高根地すべり

高根地すべりの二次的な地すべりの平坦域にある地点 K2, K3 では,移動土塊を覆う土層の下 位に K-Ah,中位に AT が含まれる.より新しいテフラが土層の下位に,より古いテフラが上位に 含まれていることから,土層全体が地すべり移動により逆転している可能性が考えられる.しか し,いずれの土層も,地表直下には厚さ 10~20cm の腐植土層が発達しており,土層の中~下位 には埋没した腐植土層が確認されないことから,整然と形成されてきた土層の全体が逆転したと は考えにくい.このことから、AT は地すべり地より外部の斜面から二次的に堆積したものと考え られる. 土層の下位に含まれる K-Ah 起源と思われる火山ガラスの割合は約 15~21%であり、軽 鉱物と岩片の割合が多いが、移動土塊上の平坦域はわずかに谷側に傾斜しているため、K-Ah 堆積 以降に雨水などの地表水により削剥された可能性が考えられる.ハンドオーガーで掘削できなか った深度の土層に K-Ah よりも古いテフラが存在している可能性があるため、地すべり年代の下 限を推定することが困難である.したがって、二次的な移動土塊を K-Ah が覆うことから、二次 的な地すべりの発生時期は、K-Ah が降下した約 7,300 年より前と考えられる(表 1).

高根地すべりの初生地すべりの移動土塊の小丘にある地点 K1 では,移動土塊を覆う土層の下 位に AT と少量の K-Ah,中位に AT とわずかに K-Ah が含まれている.火山ガラスの屈折率の結 果より,土層の中位・下位ともに AT が優勢であり,K-Ah を含む土層に AT が二次的に堆積した 可能性は低い.そのため,初生地すべりと AT の降下との前後関係については,いくつかの可能 性が考えられる.

(i)地すべりの発生以前に AT が山地斜面に堆積した.その後に地すべりが発生し,移動土 塊は,斜面の AT を大きく乱さずに移動した. AT を含む土層の上位に K-Ah が堆積した.

(ii)地すべりの発生以前に AT が山地斜面に堆積した.その後に地すべりが発生し,斜面に 堆積していた AT が移動土塊上に二次的に堆積した.AT を含む土層の上位に K-Ah が堆積した.

(iii)地すべりの発生後に AT が移動土塊上に堆積した. AT 堆積後の土層は削剥されたが,周辺斜面から AT を含む土層が二次的に堆積し,その上に K-Ah が堆積した.

(iv)地すべりの発生後に AT が移動土塊上に堆積した. AT 堆積後の土層の多くは削剥されたが、わずかに AT を含む土層が残り、その上に K-Ah が堆積した.

以上の4つの可能性が考えられるが、本研究では特定できなかった.しかしながら、(ii)と(iii) については、試料採取地点が地すべりの移動土塊上の小丘であることから、テフラを含む土層が 周辺斜面から流入する可能性は低い. 高根地すべりの初生地すべりの発生時期と AT の降下との 前後関係を推定するためには、地すべり土塊を覆う土層の基底にあるテフラや材などを採取し、 その¹⁴C 年代を求めることが有効と考えられる.

中尾山地すべり

中尾山地すべりの末端地すべりでは、深さ約45cmに K-Ah および U-Oki が含まれており、地す べり岩塊の深度までの土層約20cmの間に AT 以前のテフラが挟在する可能性は低いと考えられる. したがって、末端地すべりの発生時期は、地すべり移動土塊を K-Ah および U-Oki が覆うが、AT に覆われていないことから、約10,700年前~約29,000年前と考えられる(表1).

二次的地すべりでは、地すべり移動土塊を K-Ah が覆うことから、約7,300 年前よりも古い地す べりと考えられる.ハンドオーガーで掘削できなかった深度の土層に K-Ah よりも古いテフラが 存在する可能性があるため、地すべり年代の下限の推定は困難である(表1).

初生地すべりでは、地すべり移動土塊を K-Ah が覆うことから、約7,300 年前よりも古い地すべりと考えられる. ハンドオーガーで掘削できなかった深度の土層に K-Ah よりも古いテフラが存在する可能性があるため、地すべり年代の下限の推定は困難である(表1).

調大山	地ナシャー地を更きニフニ	テフラから推定
調査地	地すべり工地を復りケノク	される年代 (ka)
東大久保地すべり	K-Ah, (AT?)	7.3~
高根地すべり(初生地すべり)	AT と K-Ah が混在	推定できず
高根地すべり (二次的地すべり)	K-Ah, $(AT?)$	7.3~
中尾山地すべり(初生地すべり)	K-Ah, $(AT?)$	7.3~
中尾山地すべり(二次的地すべり)	K-Ah, $(AT?)$	7.3~
中尾山地すべり (末端地すべり)	K-Ah, U-Oki	10.7~27
槻之河内地すべり	AT, K-Ah, Kr-M	27~31

表1 テフラによる地すべりの発生時期の推定

(6) テフラの降灰層準と土層の層厚による地すべりの発生年代の推定

東大久保,高根,中尾山地すべりでは,K-Ahの降灰層準を用いて,地すべりの発生年代の推定 を行った.検討方法は,K-Ahの降下(約7,300年前)以降に堆積した土層の層厚を,約7,300年 間で等速に堆積したと仮定し,簡易貫入試験で求めた地すべり岩塊までの土層の層厚に比例計算 で推定した.町田・新井(2003)では,四国東部は,K-Ahが20cm以上堆積したとされているこ とから,地すべり岩塊までの土層の層厚から20cmを減じて計算した.一般に下位の土層は,上 位に堆積した土層の重さによる圧密作用を受けていると考えられるが,土層の層厚が最大でも2m ~3m であるため,今回は考慮せずに検討を行った.

東大久保地すべり

東大久保地すべりでは,K-Ahの降灰層準が深さ約60cmと考えられる.また,簡易貫入試験の 結果より,地すべり岩塊までの土層の層厚は約260cmであるから,K-Ahの層厚20cmを減じた土 層の層厚は約240cmである.したがって,東大久保地すべりの発生時期は約2.9万年前と考えら れる(表2).

調大山	K-Ah の	地すべり土塊を覆	土層の層厚から
祠	降灰層準	う土層の層厚	推定される年代(ka)
東大久保地すべり	深さ 60cm	260cm	29
高根地すべり(初生地すべり)	認定できず	350cm 以上	推定できず
高根地すべり(二次的地すべり)	深さ 100cm	240cm 以上	$16 \sim$
中尾山地すべり(初生地すべり)	深さ 90cm	310cm	24
中尾山地すべり(二次的地すべり)	深さ 90cm	230cm	17
中尾山地すべり(末端地すべり)	深さ 50 cm	60cm	11

表2 土層の層厚による地すべりの発生時期の推定

高根地すべり

高根地すべりの初生地すべりでは, K-Ah の降灰層準および地すべり岩塊までの深度を特定できなかった. そのため, 土層厚による地すべりの発生年代の検討を行わなかった.

二次的地すべり(地点 K2)では、K-Ahの降灰層準が深さ約100cmと考えられる.また、簡易 貫入試験の結果より、地すべり岩塊までの土層の層厚は少なくても約240cmであるから、K-Ah の層厚20cmを減じた土層の層厚は約220cmである.したがって、東大久保地すべりの発生時期 は約1.6万年前と考えられる(表2).しかし、この二次的地すべりでは、地点 K2で Nc 値が20 以上になるのが深さ約220cmであるが、地点 K3ではその深度はなく、2地点ともに Nc 値が40 を示す深度がなかったため、発生時期の正確な推定は困難である.

中尾山地すべり

中尾山地すべりの初生地すべりでは,K-Ahの降灰層準が深さ約90cmと考えられる.また,簡 易貫入試験の結果より,地すべり岩塊までの土層の層厚は約310cmであるから,K-Ahの層厚20cm を減じた土層の層厚は約290cmである.したがって,初生地すべりの発生時期は約2.4万年前と 考えられる(表2).

二次的地すべりでは, K-Ahの降灰層準が深さ約90cmと考えられる.また, 簡易貫入試験の結 果より,地すべり岩塊までの土層の層厚は約230cmであるから, K-Ahの層厚20cmを減じた土層 の層厚は約210cmである.したがって,二次的地すべりの発生時期は約1.7万年前と考えられる (表2).

末端地すべりでは,K-Ahの降灰層準が深さ約50cmと考えられる.また,簡易貫入試験の結果より,地すべり岩塊までの土層の層厚は約60cmであるから,K-Ahの層厚20cmを減じた土層の層厚は約40cmである.したがって,末端地すべりの発生時期は約1.1万年前と考えられる(表2).

(7) 地すべりの新旧関係を考慮した地すべりの発生時期

東大久保地すべり

東大久保地すべりは、隣接する地すべり地形があるが、単一の地すべり地形である.テフラから推定される地すべりの発生時期が 7,300 年前より古い時期であり、土層の層厚から推定される 発生時期は約 2.9 万年前である.したがって、地すべりの発生時期は、約 7,300 年前~2.9 万年前 と考えられる(表 3).

高根地すべり

高根地すべりの二次的地すべりは、テフラから推定される地すべりの発生時期が 7,300 年前よ り古い時期であり、土層の層厚から推定される発生時期は約 1.6 万年前である.したがって、地 すべりの発生時期は、約 7,300 年前~1.6 万年前と考えられる(表 3).

初生地すべりは、テフラからは地すべりの発生時期が推定できないが、二次的地すべりよりも 古い地すべりであることから、約 1.6 万年前よりも古い地すべりと考えられる. したがって、地 すべりの発生時期は、約 1.6 万年前より古い時期と考えられる(表 3).

中尾山地すべり

中尾山地すべりの末端地すべりは、テフラおよび土層の層厚から推定される地すべりの発生時 期は約1.1万年前と考えられる(表3).

二次的地すべりは、テフラから推定される地すべりの発生時期が 7,300 年前より古い時期であ るが、末端地すべりよりも古い地すべりであることから、約 1.1 万年前よりも古い地すべりであ ると考えられる.また,土層の層厚から推定される発生時期は約1.7万年前である.したがって, 地すべりの発生時期は,約1.1万年前~1.7万年前と考えられる(表3).

初生地すべりは、テフラから推定される地すべりの発生時期が 7,300 年前より古い時期である が、二次的地すべりよりも古い地すべりであることから、約 1.7 万年前よりも古い地すべりと考 えられる.また、土層の層厚から推定される発生時期は約 2.4 万年前である.したがって、地す べりの発生時期は、約 1.7 万年前~2.4 万年前と考えられる(表 3).

テフラから推	土層の層厚から	テフラ, 土層の層厚, 地す
定される年代	推定される年代	べりの新旧関係から推定
(ka)	(ka)	される年代 (ka)
7.3~	29	7.3~29
推定できず		16~
7.3~	16	7.3~16
7.3~	24	17~24
7.3~	17	11~17
$10.7 \sim 27$	11	10.7×11
	テフラから推 定される年代 (ka) 7.3~ 推定 7.3~ 7.3~ 7.3~ 7.3~	テフラから推土層の層厚から定される年代推定される年代(ka)(ka)7.3~29推定できず167.3~167.3~247.3~1710.7~2711

表3 地すべりの新旧関係を考慮した地すべりの発生時期の推定

(8) 地すべりの発生年代と地すべり土塊の開析量との関係

柳田・長谷川(1993)は、地すべり土塊の面積と地すべり土塊に対する比を計算し、形成年代 (T)と地すべり地形開析度(D)との間にD=0.02T^{0.6}の関係を得た(図15).そこで、本研究の 高根地すべりと東大久保地すべりを単一の地すべりブロックとみなし、地すべり土塊の面積およ び開析谷の面積を求め、その関係式と比較した.東大久保地すべりは、地すべりの発生年代を約 7,300年前~2.9万年前の間として、その範囲を直線で表した.しかし、高根地すべりは、ATの降 下との前後関係が特定できないために、約7,300年前~2.9万年前の間を直線とし、ATより古い 指標テフラのAso-4 (8.5~9.0万年前)までを破線で表した.

高根地すべりおよび東大久保地すべりの値は,既存のデータと概ね同じ傾向を示す.高根地す べりについては,四国東部に分布する指標テフラが少ないため,AT降下以前の編年の時間目盛り が粗くなっており,これ以上の精度で地すべり発生年代を推定することは困難である.柳田・長 谷川(1993)は,流動型の地すべり地形のように新しい土砂が供給され,開析谷が発達しにくい と考えられるものについては,上記の関係式を適用することには問題があると指摘している.東 大久保地すべりは,流動型の地すべり地形ではなく,主要な移動体が単一のブロックであるであ るため適用可能である.一方,高根地すべりの場合には,流動型の地すべり地形ではないが,移 動体が複数のブロックに分かれており,また二次的な地すべり土塊上には径1m未満の礫が多く, 地すべり発生後にも土砂供給があったと考えられるため,上記の関係式を適用することは難しい と考えられる.より精度の高い地すべり地形の編年を行うためには,年代の推定を行った地すべ りの事例を増やし,年代と開析度との関係式の精度を向上させていくことが必要であろう.



図 15 地すべりの発生年代と開析程度との関係 (柳田・長谷川, 1993 に加筆)

(9) 地すべりの発生年代と氷期・間氷期・後氷期の関係

大西ほか(1984)は、地すべり土塊に含まれる炭化木や炭質物の¹⁴C 測定値から地すべりの発 生時期について、①19,640~25,500 yBP、②8,430~12,150 yBP、③5,260~6,410 yBP の 3 つの年代 が地すべり多発時期と推定した.そこで、本研究の中尾山地すべりについて検討した(図 16).

中尾山の末端地すべりは、②の多発期とおおむね同様の範囲である.大西ほか(1984)は、後 氷期の温暖湿潤な気候により、急速に岩石の風化が進行したことが地すべり多発の要因としてい る.また、高山地域では、最終氷期に卓越した凍結融解作用によって生産され、河谷を埋積して いた岩屑が、後氷期に入ると気温上昇による岩屑の生産が減少し、降水量の増加による河川の流 量が増加して河川の侵食・運搬力が復活し、岩屑が下流に運搬されるとしている.中尾山の山頂 付近は標高約1,400mであり、氷期には周氷河作用を受けていた可能性がある.中尾山の山頂から 剣山周辺の稜線付近はなだらかな尾根が連続しており、これらは最終氷期以前に形成された侵食 小起伏面と考えられ、その斜面を流下している穴吹川や祖谷川などは、これを深く開析している. 穴吹川の侵食作用が増大すると、中尾山の北東斜面における支川も侵食作用が増大するであろう. 以上のことから、河谷を埋積していた岩屑の運搬・除去および河川の侵食による斜面不安定化や、 降水量の増加による地下水供給量の増加などが末端地すべりの発生要因のひとつと考えられる.

中尾山の初生地すべりは、①の多発期と概ね同様の範囲である.大西ほか(1984)は、海退に よる海面低下は相対的に山地が隆起したことと同様の結果であり、それに伴う侵食基準面の低下 による侵食量の増加および斜面傾斜の増大が地すべり発生の素因と指摘している.本研究の中尾 山の初生地すべりについても、上述した素因が地すべり発生に影響したと考えられる.



■は土層の層厚より推定される年代 直線はテフラと地すべり新旧関係より推定される年代 赤破線の枠は大西ほか(1984)での地すべり多発時期

図 16 地すべりの発生年代と氷期・間氷期との関係 大西ほか(1984)に筆者のデータを加筆した.

6. まとめ

調査地域に分布する地すべり地形について,空中写真判読や図上解析を用いた地すべり地形と 地形的特徴・地質分布との関係についての検討と,地すべり土塊を覆うテフラの検出を試み,そ れに基づく地すべりの編年を行った.結論は以下のとおりである.

<地すべり地形の分布に関する検討>

(1) 三波川帯の地すべり発生の素因としては、急峻な地形要因に加え、地質構造が影響している と考えられる. 泥質片岩を主体とする地域では、片理面に沿って剥離しやすいだけでなく、微 褶曲構造とその軸面に沿う軸面劈開などが発達しやすく、岩盤として脆いことが、多数の地す べり地形が分布する素因のひとつと考えられる.また、泥質片岩には石墨と黄鉄鉱が含まれて おり、黄鉄鉱の溶解による硫酸が酸化フロントを形成し、酸化フロント付近で剥離面を形成す ることと、石墨が片理面に沿う摩擦抵抗を低下させることが地すべり発生に影響していると考 えられる.一方、受け盤斜面でも地すべりが多く分布する地域がある.この場合、岩盤クリー プによる層面片理の倒れかかりなどが地すべり発生に影響している可能性がある.

(2) 御荷鉾帯では、片状のハイアロクラスタイトやピローブレッチャーなどの緑色岩類の分布地 域に地すべりが発生しており、片状のハイアロクラスタイトなどは風化に対する抵抗性が低く、 脆弱化しやすいことが、地すべり発生の素因のひとつと考えられる.また、膨潤性粘土鉱物が 含まれている場合には、地すべりを促進すると考えられる.

(3) 秩父累帯北帯では、地すべり地形の多くが起伏量 400m~700m の地域に分布しており、起 伏量が小さい場合には、地すべり発生を規制していると考えられる.秩父累帯北帯では、南方 ほど片理の発達が弱いことから、北帯の北部に地すべりが集中している地域は、泥質岩などが 千枚岩化していることが地すべり発生の素因のひとつと考えられる.

(4) 黒瀬川帯では、岩倉地域および八重地地域の地すべり地には蛇紋岩体が分布しており、蛇紋 岩に起因した地すべりの可能性がある.また、坂州木頭川沿いでは、起伏量が400m~800mと 大きい地域でもあり、大きな起伏量が地すべり発生に寄与したと考えられる.沢谷地域は坂州 木頭川の横谷区間に位置するとともに、滝を伴って不調和合流する大きな支川(沢谷川など) が多いことから、水量が増加して下方侵食が促進され、斜面が不安定になったことが地すべり 発生の素因のひとつと考えられる.

(5) 秩父累帯の南帯および四万十帯では,地すべり地形の分布が非常に少なくなっており,この 地域の地層の姿勢が概して急傾斜であることが,地すべりが発生しにくい原因のひとつと考え られる.また,この地域では,北帯や黒瀬川帯などに比べて低い標高や起伏量が小さいことも 影響していると考えられる.

<テフラを用いた地すべりの編年結果に関する検討>

(6) 東大久保地すべりは、テフラおよび土層の層厚より、約7,300年前~約2.9万年前に発生したと考えられる.

(7) 高根の二次的地すべりは、テフラ・土層の層厚・地すべりの新旧関係より、約7,300年前~

約1.6万年前に、初生地すべりは、約1.6万年前以前に、それぞれ発生したと考えられる. (8) 中尾山の末端地すべりは、テフラおよび土層の層厚より、約1.1万年前に発生した地すべり と考えられる.また、この地すべり土塊を覆う土層に含まれている U-Oki は、既存の研究では 四国で確認されておらず、この地域における第四紀の編年に役立つであろう.

(9) 中尾山の二次的地すべりは、テフラ・土層の層厚・地すべりの新旧関係より、約1.1年前~約1.7万年前に、初生地すべりは、約1.7万年前~約2.4万年前に、それぞれ発生した地すべりと考えられる.

謝辞 秋田大学の川村教一博士には,火山ガラスの屈折率測定をしていただいた.記して感謝いたします.

文献

浅田舞紀・西山賢一・村田明広, 2013, 徳島県東祖谷地域における三波川帯南縁部の地質構造と 地すべり.日本地質学会四国支部第13回総会・講演会講演要旨集, P-7.

安藤 武・大久保太治, 1970, 徳島県西部結晶片岩地域の地すべり. 地質調査所月報, 21, 395-436. 長谷川修一, 1995, 大規模地すべり地形の形成年代からみた四国島の地すべり発達史. 地すべり

学会関西支部シンポジウム発表論集, 35-50.

- 石田啓佑・西山賢一・中尾賢一・元山茂樹・高谷精二・香西 武・小澤大成,2007,徳島県祖谷 川上流域の御荷鉾帯の地質と地形.阿波学会紀要,**53**,1-12.
- 石田啓佑・西山賢一・北村真一・元山茂樹・辻野泰之・中尾賢一・小澤大成, 2008, 徳島県穴吹 川上流域の地質と地形. 阿波学会紀要, 54, 1-12.
- 稲垣秀輝・小坂英輝,2004,破砕帯御荷鉾地すべりにおける地形・地質と土地利用(2).土と基礎,**52-7**,8-10.
- 古谷尊彦, 1969, 吉野川中流域・祖谷川下流域の地すべり地について. 京都大学防災研究所年報, 12B, 47-54.
- 古谷尊彦, 1970, 破砕帯地すべりの研究. 京都大学防災研究所年報, 13A, 517-529.
- 古谷尊彦, 1975, 1974 年台風 18 号による四国中央部の山地崩壊の実態. 京都大学防災研究所年 報, 18B, 245-252.
- 古谷尊彦, 1979, 四国山地の Gravitational Slide の予察的研究. 千葉大学教養部研究報告, **B-12**, 63-68.
- 古谷尊彦, 1982, いわゆる破砕帯地すべりの性格について.地すべり, 18, pp. 54-58.
- 古澤 明, 1995, 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの 識別. 地質学雑誌, 101, 123-133.
- 藤原 治・柳田 誠・清水長正・三箇智二・佐々木俊法, 2004, 日本列島における地すべりの分 布・特徴.地すべり, **41-4**, 335-344.
- 藤田 崇・平野昌繁・波田重凞, 1976, 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制.地すべり, 13-1, 25-36.

- 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節夫, 1976, 山腹崩壊と地形特性に関して. 京都大学防災 研究所年報, 19B, 371-383.
- 甲藤次郎, 1980, 南四国(外帯)の山地災害とその対応.四万十帯の地質学と古生物学-甲藤次 郎教授還暦記念論文集-, 121-146.
- 甲藤次郎・波田重熙, 1979, 吉野川水系の地辷りの地質学的背景. 高知大学学術研究報告, 28, 127-140.
- 北村真一・西山賢一,2007,徳島県那賀川上流域に分布する地すべりの地形的特徴.徳島大学自 然科学研究,21,77-88.
- 北村真一・西山賢一・川村教一,2008a, テフロクロノロジーによる徳島県神山町の高根地すべり, 東大久保地すべりの発生時期の推定.徳島大学自然科学研究,22,1-11.
- 北村真一・西山賢一・川村教一,2008b, テフロクロノロジーによる徳島県中部,中尾山地すべりの発生時期の推定.日本応用地質学会平成20年度研究発表会講演論文集,5-6.
- 鬼頭伸治・岩松 暉, 1996, テフラを用いた南九州日向帯における地すべりの発生時代区分.日 本応用地質学会 研究発表会講演論文集, 233-236
- 剣山研究グループ,1975,四国東部三波川結晶片岩地域の堆積盆の変化(その1)-貞光川地域の地質-,地団研専報,19,71-76.
- 小出 博, 1973, 日本の国土 (上下). 東京大学出版会, 417-541.
- 町田 洋・新井房夫,2003,新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-.東京大学出版会, 336p.
- Masaaki MIYAHARA, Yohei UNO, Ryuji KITAGAWA and Ryuichi YATABE, 2005, Chlorite exhibits a little swelling property formed in green rock distributed in the Nishinotani landslide area, Ehime, SW Japan. Jour. Japan Landslide Society, **42-1**, 69-73.
- 宮原正明・宇野洋平・末峯宏一・地下まゆみ・北川隆司・谷田部龍一,2005,四国中央部の三波 川,御荷鉾及び秩父帯に産する粘土鉱物について.地すべり学会誌,42-3,53-60.
- 中川 鮮・奥西一夫, 1977a, 高知県繁藤地区の大規模崩壊について(1). 京都大学防災研究所年報, **20B-1**, 209-222.
- 中川 鮮・奥西一夫, 1977b, 高知県繁藤地区の大規模崩壊について(2). 京都大学防災研究所年報, **20B-1**, 223-236.
- 中川衷三・金丸富美夫,1974,四国における地すべりの素因(その2).地すべり,12-1,25-33. 西山賢一・塩田次男・岩井良平・寺戸恒夫,2004,美郷村に分布する三波川変成岩の地質学的特 徴と地すべり地形.阿波学会紀要,50,1-9.
- 西山賢一・石田啓祐・村田明広・岡田憲治,2005,2004 年台風 10 号に伴う豪雨により徳島県那 賀川流域で発生した斜面崩壊の地質・地形的特徴.徳島大学自然科学研究,19,49-61.
- 西山賢一・元山茂樹・石田啓祐・橋本寿夫・中尾賢一・阿部 肇・辻野泰之・小澤大成, 2011, つるぎ町一宇地域の地質・岩石・地すべり地形. 阿波学会紀要, **57**, 1-9.
- 西山賢一・田村俊之,2011,四国山地から見出されたテフラに基づく山地斜面の長期安定性.徳 島大学自然科学研究,25,21-27.

- 西山賢一・外山 真・岡田憲治, 2012, 2004 年台風 10 号豪雨により徳島県で発生した斜面崩壊 に影響する雨量・地形・地質特性.徳島大学自然科学研究, 26, 17-29.
- 西山賢一・阿部 肇・中尾賢一・森江孝志・橋本寿夫・石田啓祐, 2013, 東みよし町「旧三加茂 町」の地形と地質:地すべり地形と鉱山跡の調査を中心にして. 阿波学会紀要, **59**, 1-9.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木尭士・中村三郎・井上公夫, 1978a, 高知県中央部の地形, 地質条件と 土砂災害との関係(1). 地すべり, 15-2, 3-10.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木尭士・中村三郎・井上公夫,1978b,高知県中央部の地形,地質条件と 土砂災害との関係(2).地すべり,15-3,30-37.
- 小川勇二郎, 1974, 四国東部秩父帯の地質構造. 地質学雑誌, 80-10, 439-455.
- 奥野充,2002,南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究.第四紀研究,41,225-236. 大西吉一・寺川俊浩・西田彰一,1984,¹⁴C測定値からの地すべり多発期について.地すべり学会 研究発表予稿集,23,64-67.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編, 2004, 日本の地形 6 近畿・中国・四国, 東京大 学出版会, 383p.
- 櫻井正明・内藤洋司・前川峰志・佐保昇児, 2006, 2004 年集中豪雨により四国山地に発生した崩 壊地の特性.地すべり学会誌, **42-6**, 19-30.
- 四国地方土木地質図編纂委員会編, 1998, 四国地方土木地質図および解説書.(財)四国開発技術 センター, 859p.
- Takasuke SUZUKI, 2006, Formation Processes of Specific Features of Serpentinite Mountains, Transactions. Japanese Geomorphological Union, 27-4, 417-460
- 守随治雄,1994,善徳地すべりの地形・地質・地すべり面について.地すべり学会関西支部現地 討論会「結晶片岩地すべりの調査と対策」,日本地すべり学会関西支部,35-97.
- 高木方隆・中村忠春・宮内定基, 1989, 四国における地すべりの分布.地すべり, 26-3, 47-52.
- 高谷精二, 1978, 結晶片岩地域における地すべりと粘土鉱物(1). 新砂防, 109, 28-34.
- 高谷精二, 1979, 結晶片岩地域における地すべりと粘土鉱物(2). 新砂防, 113, 1-5.
- 高谷精二, 1981, 結晶片岩地域における地すべりと粘土鉱物(3).新砂防, 118, 18-23.
- 高谷精二,2008,技術者に必要な地すべり山くずれの知識. 鹿島出版会,151p
- 寺戸恒夫, 1970, 徳島県高磯山崩壊と貯水池防災. 地理科学, 14, 22-28.
- 寺戸恒夫, 1975, 四国東部における大規模崩壊. 阿南工業高等専門学校研究紀要, 11, 91-100.
- 寺戸恒夫,1977a,山地災害における崩壊と植生との関係.阿南工業高等専門学校研究紀要,13, 29-38.
- 寺戸恒夫,1977b,大規模崩壊による山地地形の変化.地理科学,28,17-27.
- 寺戸恒夫, 1980, 応用地形学の立場から見た大規模崩壊. 阿南工業高等専門学校研究紀要, 16, 63-73.
- 寺戸恒夫, 1986, 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性.地質学論集, 28, 221-232.
- 寺戸恒夫, 1987, 徳島県脇町, 茶園岳の崩壊. 阿南工業高等専門学校研究紀要, 23, 57-67.
- 植木岳雪, 2005, テフロクロノロジーによる徳島県西部, 中内地すべりの発生時期の推定.地す

べり学会誌, 42-3, 19-23.

- 植木岳雪,2013,徳島県南部,大木屋崩壊地の地形・堆積物の特徴と形成時期の推定.地質調査 研究報告,64,213-219.
- 山崎新太郎・千木良雅弘,2008, 泥質片岩の風化メカニズム,および,風化と地すべりとの関係 について:四国三波川帯の不撹乱ボーリングコアを用いた解析.地質学雑誌,114-3,109-126. 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.土木学会四国支部 地
- すべりの機構と対策に関するシンポジウム論文集, 9-16.
- 吉松弘行・福井義隆・白石吉信,1983,下地蔵寺,怒田地すべりから見た御荷鉾緑色岩地帯の地 すべりの特性について.地すべり,19-3,19-26.
- 夕部雅丈・岡村 眞・谷田部龍一・八木則男・横田公忠・佐藤 修,2000,四国中央部御荷鉾帯 の風化と地すべり(1).地すべり,**37-3**,42-49.
- 夕部雅丈・岡村 眞,2001,御荷鉾緑色岩帯の大規模地すべり-蔭地すべりの変遷過程-.地す べり,37-4,74-81.
- 横田公忠・矢田部龍一・八木則男, 1998, 蛇紋岩地すべりに対する鉱物学的一考察. 地すべり, **35-3**, 15-23.
- 横田公忠・矢田部龍一・八木則男, 1999, 蛇紋岩地すべりの素因としての蛇紋岩の風化特性に関 する検討.地すべり, 36-2, 32-38.
- 横山俊治,2007,伊野地域の地質,第17章 災害地質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター,98-101.
- 横山俊治・村井政徳・中屋志郎・西山賢一・大岡和俊・中野 浩(2006) 2004 年台風 10 号豪雨 で発生した徳島県那賀町阿津江の破砕帯地すべりと山津波. 地質学雑誌, 112(補遺), p.137-151.
- 横山俊治, 2013, なぜ, 西南日本外帯で降雨時あるいは地震時に深層崩壊が多発するか? 地す べり, **50**, 1-6.

日浦啓全 田中昭雄

1. 釣井地区の地すべり地形と地質



図1 空中写真判読結果による地すべり地形(田中作成)

昭和50年撮影の空中写真(CS1-75-12 C8-52, C8-53)を利用して当地域の地すべり地形を判読した(図2)が, 釣井集落付 近には2つの地すべり地形(Ls.A, Ls.B)が判読された. Ls.Aは釣井集落の西側に位置し, 50mを越える滑落崖を有する全長お よそ900m, 最大幅およそ500mの地すべりである. 一方, Ls.Bは当集落の東部分に位置し,約30mの滑落崖を有する全長およ そ900m, 最大幅およそ600mの地すべりである. 写真判読からはLs.Aには顕著なブロック化は認められない. しかし, Ls.Bでは



図3 釣井地区の地質図(田中作成)



図1-4 Ls.AおよびLs.Bの縦断面(移動方向に平行)と横断面(大局的な地層に直行)

上部(Ls.C;全長およそ500m,最大幅およそ400m)と下部(Ls.D;全長およそ500m,最大幅およそ300m)にLs.Bが発生後に再 滑動したと思われる地すべり地形が判読できた.Ls.CはLs.Bと同じ滑落崖を共有すると考えられる.Ls.DはLs.Bの中腹に滑落 崖を有する.またLs.Bの末端には2箇所の崩壊地形を確認した.

釣井地区は三波川帯に属し泥質片岩, 珪質片岩, および塩基性片岩で構成されている. 地表地質踏査の結果, 露頭の片 理面の走向・傾斜にばらつきがあるもののN67°W走向で36°NE傾斜に集中する(図2). これは釣井地すべり(Ls.A~D)の移 動方向とは斜交する向きである. また, 踏査範囲ではN89°W走向で15°E傾斜に集中する褶曲軸があることが明らかとなった. この褶曲軸は釣井地すべり(Ls.A~D)の移動方向とほぼ等しい. 釣井集落には層厚100mを越える塩基性片岩が卓越しており, 見かけ上,上部と下部に泥質片岩が分布する.しかし,これらの泥質片岩は同層準と考えられ,泥質片岩が下盤,塩基性片岩が上盤の構造をとっているものと考えられる.釣井地区に存在するLs.AおよびLs.Bの滑落崖は主に珪質片岩で構成されており部分的に泥質片岩,塩基性片岩を含む.滑落崖を形成する尾根は,南側斜面(滑落崖側)と北側斜面で岩相の分布が不連続であることから,尾根の南側の遷急線付近に断層が存在すると考えられる(F1断層).また,Ls.Bの左側方も岩相分布の不連続より断層に規制されていると思われる(F2断層).この断層が地すべり滑動により生じた断層か,それ以前から存在する断層かを評価するのは難しいが,岩相分布から判断すると地すべり滑動以前からの断層である可能性が高いと思われる.踏査不足でLs.Aの右側方の岩相分布を押さえきれていないが,右側方も断層(F3断層)に規制されている可能性がある.

また,図4にLs.AおよびLs.Bの縦断面(移動方向に平行)と横断面(大局的な地層に直行)を示す。縦断面をみると一見流れ盤の 地すべりの形態をとるが地層の大局的な向きは斜面と直交するため単純な流れ盤ではない.横断面をみると緩やかにENE方 向に傾斜していることがわかり、露頭の傾斜角よりも地層の傾斜は緩いことがわかる.これは露頭規模の褶曲によるばらつきであ ると考えられる(図5). 釣井地区の大局的な地層の向き(N67°W,36°NE)では地すべりを発生させるには不向きである.しか し,地すべりの範囲を規制する断層(F1,F2およびF3)と地すべりの移動方向と平行に近い褶曲構造をうまく使って滑動したと考 えられる(図6).





上:図1-5 露頭の傾斜角よりも地層の傾斜 は緩いことがわかる.これは露頭規模の褶曲

左:図1-6 釣り井地すべりのすべり発生 モデル

> 尾根の方向であり推定(仮定) される地下の水みちの方向と 整合する方向

2. 釣井地すべりの7年間の観測結果と地下水の供給源

(1)岩石の風化と溶存成分



図2-1 主要イオンの相互関係(新版「水の科学」北野康著, p.87; NHK ブックス より転載)

六甲山系の芦屋川と住吉川の流域で採水した水でCaイオンとMgイオンの合計濃度の大きい場所で大きな山崩れが起こったことを実証した.水に溶けている二酸化炭素(CO₂)が岩石から元素を溶かし出すときは、二酸化炭素は水中で重炭酸イオン(HCO₃⁻)に変容する.六甲山系の場合、CaイオンとMgイオンの濃度が図2-1のように重炭酸イオン取りにリニヤな関係を示し、しかもCaイオンとMgイオンの濃度の合計当量と重炭酸イオンの当量が等しく変化している.



(2)アルカリ度と{(陽イオンの総量)-(陰イオンの総量)}とはリニヤな関係にある

溶液中ではイオンバランスが成立している. すなわち,

総陽イオン量=総陰イオン量 したがって、イオンクロマトグラフーで計測できていない 主要な陰イオン成分は重炭酸イオンである.従って、

HCO3⁻の溶存量=総陽イオン量-陰イオン量 椿山地すべり(高知県仁淀川町池川:結晶片岩)で1年 間,滴定試験より求めたHCO3⁻値と上式による計算値と を対比したところ,良好な相関関係にあることから以降の 水質分析試験では計算法により算出している.

図2-2 試験値と計算法式による HCO3⁻値の対比

(3)地すべり地の水は濃く渓流水は薄い

図2-3には四国島内の地すべり地の水と渓流水の濃度の違いを示している.カルシウムイオン,重炭酸イオンそしてEC 値が総イオン量とリニヤに対応している(秩父対の地すべり「長者」については少しはずれる).カルシウムイオンと重炭酸 イオンもリニヤに対応している.現位置でEC値を計測することで主要イオンであるカルシウムイオンと重炭酸イオンの状況 を把握することができる.



図2-3には四国島内の地すべり地の水と渓流水の濃度の違い

(4) 釣井地すべりのHCO₃ vs Σ(ion), Ca vs Σ(ion) vs ECの関係(2008~2013年の分析結果)



図2-4 EC 値と総イオン量の関係釣井地すべり(2008 年~2013 年の経年比較)

採水年度ごとに総イオン量の最大値にばらつきはあるが、EC値との間にはリニヤな関係が見られる. G, H, Iブロックに 集中している鉛直ボーリングで総イオン量は高いが必ずしも地下深部からの採水ではない. 深くてもGL-30m程度の表層 に近い土層(崩積土)内を浸透している水である.



図2-5 地すべり北部の渓流内での溶存成分の変化(2008年~2013年の経年比較)



図2-6 溶存成分量の多い湧水点と渓流水の比較(2008年~2013年の経年比較)





図2-7 排水量の多いBH(年 代測定孔を含む)と溶存量の多い BH(左下) (2008 年~2013 年の経年比較)

図2-5より、地すべりの北側を流れる渓流の水が出口付近で水質が変化している(CaイオンとHCO₃イオンが多くなっている)ことがわかる.図2-6からは地すべり斜面内にある湧水点で北の渓流の出口同様CaイオンとHCO₃イオンが多く、また熊谷川の本線はごく薄い、四国に渓流水に見られるのと同様の成分状態を示す.特に、後述する「飲み口」に相当する田中谷では含有するMgやSO₄イオンも多いことが分かる.図2-7には年代測定を実施した5つの排水ボーリング(BHと略称)BH⑮, ⑯, ⑳, ⑳と㉓, これらとのコントラストのために排水量の多いBH⑪, 廃屋横の湧水点, さらに排水流量は多くないが溶存成分濃度の濃いBH⑲を示す.相対的にみて、より南西に位置するBHでN2方向の排水孔から、そしてそこから北東に位置する程,地すべりの源頭部に位置する滑落崖方面から来ると思われる水を排水しているN6, N7排水孔を利用して排水している.

(5) ヘキサダイヤグラムからみた採水地点ごとの特徴 主要イオンの配置は凡例に示すごとくであるが、おおくの水は
Ca-HCO3型である、例外的な水の型としては、BVH1-5(鉛直ボー リング)がSO₄イオンの卓越したCa-SO₄型であり、BH⑲はMg-HCO₃
型である(図2-8参照)、図2-8には濃い水と薄い水を対照的に示す。





上:図2-8 濃い水と薄い水の対比図

下:図2-9 濃い水と多い水を排水するBHの分布



3. 広域の水系網と地すべり分布



「飲み口」と「田中谷」,それから湧水点⑮, ⑰の方向にリニヤメントが見られる. 地形図をよく見れば, 「飲み口」からほぼ東に500mにも「飲み口」に似た地形がある.



「河川流路は一種の地下水の露頭である場合が多いので,,,,」p.193 「川流は単に地下水の露頭に過ぎないと考えれば,,,,」p.194 高橋彦治著:土木技術者のための地質学(鹿島出版会発行) 第8章地下水の賦存と流出, 3.地下水の水文地質的要素

地すべり地内に流入する地下水の起源を考えるにあたって、上記の枠内に示した「地下水の露頭」という表現に少なから ず示唆を受けたので引用します.

まとめ

渓流と地すべり内の水の対比を行った結果を以下にまとめる;

・地質・地形の観点から

●尾根が邪魔している(ポテンシャルさは大きいので否定はできない)

●断層の推定(フィールドで発見)とリニヤメント(地形図上)

●飲み口付近から南東へ滝となる(遷急点である可能性が高い)

・溶存成分(イオン)濃度から

○水の濃い・薄い(水質;溶存成分の違い)

北の渓流は薄いが「(田中谷)飲み口」,そして地すべり内では「廃屋横」,湧水点⑬,⑭,⑯,⑰ が 濃い

○流量が多い(地すべり地内に薄くても,濃くても かかわりなく水の量が多い(30 リットル/分 程度以 上の排出量)

年代測定した BH(⑮, ⑯, ⑫, ㉓, ㉓)および⑪は全般的に排水量は大きいが,薄い. ㉓と⑲はごく 近い位置にあるが前者は排水量が大きく,後者は溶存成分量が大である.

○水温が低い(現地測定⇒地すべり地内の排水量の多い孔は北の渓流より低い⇒有意に1.5度は違う)
 ○北の渓流の出口で濃くなっている(溶存成分が違う)⇒出口付近で濃い水が合流していることが,考えられる.

・土地利用の観点から

源頭部の中腹に貯水タンクがあり、そのタンクには最近まで北の渓流からの水が導かれていた.現在は使われていない.

以上を踏まえて、地すべり地への主たる給水源は釣井地すべりの南西部である熊谷川上流部が考えられる. 釣井地すべりの北部を北東方向に流下する渓流から対策ブロック源頭部に存在する滑落崖を横断しての経路を否定することはできない.

結晶片岩地すべり地の地下水の年代について

末峯章(京都大学)·柳楽祐平(元京都大学) 浅井和由(地球科学研究所)·日浦啓全(元高知大学)

1. はじめに

地すべり地の地下水、特に結晶片岩地すべり地の地下水のついては不明なこ とが多い。これは構造が複雑なことと、地すべり地が一般に広いことが原因と 思われる。

国内の地すべり地における地下水の起源についての研究は、地下水の年代分 析や水質分析などによって行われている。例えば鈴木ら(2002)は福島県 滝坂地すべり地において採水した試料の酸素同位体、トリチウム分析を用いて 地すべり地の地下水の起源を推定している。また古谷ら(2005)は新潟県 東頸城地域の地すべり地において見られる高濃度Na-C1型地下水の起源に ついて水質分析および酸素同位体比の測定によって推定を行っている。地下水 の流動経路についての研究は、竹内(1983)に代表される1m深地温探査 などの物理探査や、水質分析による流動経路の推定(例えば長谷川(2000)) が行われている。中でも結晶片岩地すべり地における地下水の流動経路につい ての研究として、例えば古谷ら(2004)は1m深地温探査と湧水・孔内水 温の測定などを行い流動地下水脈の推定を行っている。また日浦ら(2007) では、結晶片岩地すべり地における水質分析結果から地すべり地外からの水の 流入について述べ、地すべり地外からの水の流入があるようだというところま ではわかっている。この地すべり地外からの水の流入については、これまで末 峯ら(2008)などにおいて水質分析や1m深地温探査による推定が成され てきているが、その報告例は少ない。

このように結晶片岩地すべり地での地下水については不明なことが多いので、 今回は地下水の年代という問題に研究の目的を絞って行う。また地すべり地の 地下水の年代測定を経年的に行うことによって、見かけ上の地下水年代の変化 が、あるかどうかということについても報告を行う。もし地下水の年代が解れ ばこれからの対策に貴重な情報がもたらされることになる。

2. 調查地概要

本研究では2つの結晶片岩地すべり地において調査を行った。

2-1 伊良原地すべり地の地形及び地質

徳島県つるぎ町伊良原地すべり地は、吉野川水系の貞光川の支流である八面 川に面した北向きの斜面に位置している(図1)。地すべり指定地面積は60. 38haであり、これには伊良原地区(内、約20ha)の他にも南西側の尾 根を越えた貞光川に面した須貝瀬地区(内、約15ha)も含まれている。伊 良原は幅約400m・奥行き約350m・比高約180mであり、平均傾斜は 約27度である。節理の走向はほぼEWである。

地質的には三波川結晶片岩地域の南縁付近に位置している。国土庁土地局(1 975)によると表層の地質は地すべり地の大部分が塩基性片岩と泥質片岩の 互層または泥質片岩であり、斜面上部の一部に塩基性片岩の基岩が存在してい る(図2)。また伊良原で実施されたボーリング調査の結果、表土ならびに厚い 崩積土や現位置風化岩が基岩(大部分が泥質片岩で一部塩基性片岩)を覆って いるという結果が得られている(徳島県土木部砂防課, 1985)。

2-2. 釣井地すべり地の地形及び地質

徳島県三好市東祖谷村釣井地すべり 地は祖谷川と合流している東西方向に 流路を取る熊谷川の北側に面した南向 き斜面上にある。地層の走向傾斜はN7 0~80°W20~30°NEである。

調査地は御荷鉾構造線の北側に位置 し、その地質は三波川帯に属している。 国土庁土地局(1975の)によると、 釣井は塩基性片岩と泥質片岩互層また は泥質片岩と赤鉄鉱-石英片岩と泥質



図1 地すべり地

片岩の互層(塩基性片岩を挟む)との境界に位置している。また調査地の基盤 地質は過去に実施されたボーリング調査の結果、泥質片岩を主体として構成さ

れている事が明らかになっている(徳島 県西部総合県民局,2010)。

3. 地下水年代推定

地すべり地の対策工のうち抑制孔で ある水抜き等を施工する上で、地下水の 起源や流動経路のより正確な把握が不 可欠である。現在、地すべり地の対策は 降雨があってすぐに流出するという仮定



の下で行われている。しかしながら実際は降雨が無い時期であっても地すべり 地では地下水が流れており、この地下水が何時のものなのかという事が考えら れていない。そこで何時の水が地すべり地に流れているのかを明らかにする目 的で地下水の年代測定を行った。

3-1. はじめに

地下水年代推定に用いるトレーサーは大きく分けて放射性同位体と溶存ガス の2種類がある。放射性同位体を用いた地下水年代推定はトリチウム・炭素 14・塩素 36 などの放射性同位体が持つ、放射壊変しながら濃度を減少させる 性質を用いて濃度の減少の程度から年代を推定する方法である。これに対し溶 存ガスのトレーサーとしては、化学的に安定しているCFCs(フロン類)や SF₆(六フッ化硫黄)、希ガス(ヘリウムなど)を用いる。これらは近年の工 業化による生産量の増加に伴い、過去数十年で大気中の濃度が増加しているた め、特に滞留時間50年未満の若い地下水の年代推定に適している。

これまで地すべり地において実施された地下水年代推定では、例えば以前に 述べたように鈴木ら(2002)が福島県滝坂地すべり地において酸素同位体・ トリチウム分析・ストロンチウム同位体分析を行い、地すべり地内の多くの地 下水年代は最近10年以内という結果を得ている。また川原谷ら(2000) では秋田県谷地地すべり地において酸素・水素同位体比を用いた年代分析を行 い、平均滞留時間は概ね1年以上という結果を得ている。

本研究ではCFCs及びSF。を用いた地下水年代推定を行った。一般的に 広く用いられてきたトリチウムによる地下水年代推定ではなくこれらをトレー サーとして用いた理由としては、1960年代以降では水爆実験が行われなく なり降水のトリチウム濃度が減少し、1980年代から現在に至るまで降水中 のトリチウム濃度はほぼ一定になっている。そのため現在ではどのような地下 水モデルを利用したとしても、過去25年以内に涵養された地下水の年代をト リチウム濃度のみで決定するのが難しく時間分解能が悪いためである(浅井ら, 2010)。

SF₆及びCFCsを用いた地下水年代分析例としては、これまで浅井ら(2010)が富士山・八ヶ岳・御岳の3つの火山の山麓湧水に対してCFCsによる年代分析を行っている。その結果、八ヶ岳と御岳の山麓湧水の滞留時間(CFCs年代)は後述する指数関数モデルを用いてそれぞれ約20年~30年および10年以内と推定している。またこのCFCs年代を過去に報告されたトリチウム年代と比較し整合的であったという結果を得ている。

しかし地すべり地において、これまでSF₆及びCFCsを用いた地下水年 代分析を実施した例は無く、本研究が地すべり地においてSF₆及びCFCs を用いた地下水年代分析を実施した国内初の例である。 3-2. トレーサーの概要

3-2-1. CFCs (フロン類)

フロン類はエアコンや冷蔵庫の冷媒やス プレーの噴射剤などの用途で1930年代 に人工的に生成された不活性ガスである。 図3は北米の大気におけるCFCs濃度の 推移を示したものである。大気中のCFC s濃度は生産量の増加した1950年代か ら、地球温暖化に伴いその生産及び使用が 制限された1990年代までの40年間に わたって単調増加している。CFCsによ



る年代推定法は涵養された年代によって地下水中に取り込まれるCFCs量に 違いが生じる事を利用した年代推定法で、大気の濃度上昇期間である1950 年代から1990年代までに涵養された滞留時間20年~50年程度の地下水 年代を推定できるトレーサーとして用いられている。

年代推定に用いられるフロン類は、CFC-11(CFCl₃)・CFC-12(CF₂Cl₂)・ CFC-113(C₂F₃Cl₃)の3種類である。中でもCFC-12が微生物による分解や土壌 への吸着の影響を最も受けにくいため、フロン類を用いた年代推定では最も正 確だと言われている(IAEA, 2006)。またフロン類は化学的に極めて安 定な性質を持っているため、地下水中においても基本的に涵養された当時の濃 度を保持したまま流動・流出しているという仮定の下で年代測定が行われてい る。この特性を利用して、測定した地下水中のCFCs濃度をヘンリーの溶解 平衡式を用いて地下水涵養時の大気濃度に変換し、その濃度を大気CFCs濃 度曲線と対比する事で地下水年代を得る。

CFCsの長所としては1950年代から1990年代に涵養された地下水 に対して年単位での詳細な年代推定が可能である事である。一方、CFCsの 短所としては地下水の周辺環境によっては流動・流出の過程でCFCs濃度が 増減する可能性がある事である。濃度が減少する事例としては、還元環境での 微生物分解や有機物が多い環境での吸着が考えられている。一方、濃度が増加 する事例としては工業地域でのCFCs付加などが考えられている。また現在 の大気には高濃度のフロン類が含まれるため、試料を採水する際に大気と水が 接触すると涵養時のフロン濃度が保持されず年代推定結果が現代と近い水と見 積られる。従って、フロン類は採水時に大気と触れない条件下で採水出来る地 下水・湧水にのみ適応可能なトレーサーである。

3-2-2. SF₆ (六フッ化硫黄)

SF₆は1960年代から電子機器の絶縁材等に用いられてきた不活性ガス

である。大気中のSF₆濃度は1970年代から単調増加し、特に1980年 代からは年約7%の非常に早い速度で上昇し続けている。CFCsと違い大気 中濃度は極めて低いが工業界で今も使用されている物質のため、現在もその大 気中濃度は増加の一途を辿っている。そのため数年~30年程度の地下水年代 推定に適用できる。SF₆による年代推定法の原理や手順はCFCsと同様で あり、採水・分析方法も同様である。

CFCsと比較した場合のSF₆の長所は、滞留時間10年未満の非常に若い地下水の年単位の年代推定が可能な事、微生物分解や吸着の影響が少なく地下水中での濃度保存性が高い事である。一方、短所としては自然由来のSF₆が存在する事である。自然由来のSF₆に関するこれまでの研究としては、Harnisch and Eisenhauer (1998)がSF₆の供給源として大陸地殻がSF₆を貯蔵し大気へ供給している可能性を示した。自然界におけるSF₆の供給源は現在のところ他に報告されておらず、大気へのSF₆の供給源は殆どが人間活動によるものと考えられている。

3-3. 試料水の採水と分析方法

伊良原地すべり地では 2010 年 8 月 8 日に、伊良原地すべり地の尾根を越え たところに存在している須貝瀬では 2011 年 8 月 22 日に CFCs・SF₆それぞれ 2 サンプルずつ採水した。また釣井地すべり地では 2011 年 7 月 27 日に CFCs・ SF₆ それぞれ 2 サンプルずつ採水した。また試料採水時に水温を計測した。こ の後釣井地すべり地では、2012 年 3 月 14 日、2012 年 7 月 12 日, 2013 年 7 月 20 日, 2014 年 8 月 11 日と 2014 年 3 月 13 日に採水し地下水年代を決定した。

採水に際しては、機材からの汚染が起こらないことと採水時の空気の影響が ないような方法で行った。分析誤差はフロン類で1~2%、六フッ化硫黄で3 ~5%であり、この値はCFCs・SF6の大気中濃度の年上昇率よりも小さ い。従って、年代には1年未満の誤差と考えられる。

3-4. データ解析方法

3-4-1. 大気換算値の求め方

試料水中のフロン類・六フッ化硫黄濃度から、地下水が涵養された時点での 大気フロン類濃度・六フッ化硫黄濃度(以下、大気換算値)を推定する。大気 換算値の推定にはヘンリーの法則を用いた。大気換算値の求め方は以下に示す 通りである。

ヘンリーの法則によると、空気と平衡状態にある水に溶解しているガス濃度 は涵養時の空気に含まれるガスの分圧(pi)に比例する。

 $Ci = K_H \cdot pi$

 $\cdots \cdots (1)$

ここで Ci は試料水中のフロン類・六フッ化硫黄の濃度(mol/kg) であり、 地下水涵養時のフロン類・六フッ化硫黄の濃度と等しい。K_Hはヘンリー定数で あり、涵養時のガスの分圧(pi)は以下の式で与えられる。

 $pi=Xi(P-P_{H2O})$

 $\cdots \cdots (2)$

ここでXiは大気換算値、Pは涵養時の大気圧、P_{H20}は涵養時の水蒸気圧である。ここで涵養時の大気圧(P)及び水蒸気圧(P_{H20})は、

P=EXP(一涵養標高(m)/8300) ・・・・(3)

P_{H20}=24.4543-67.4509(100/T)-4.8489・ln(T/100)-0.000544S・・(4) で与えられる。

またヘンリー定数(K_H)は、以下の式で与えられる。

 $\ln K_{\rm H} = a_1 + a_2(100/{\rm T}) + a_3 \ln({\rm T}/100) + {\rm S} \left[b_1 + b_2({\rm T}/100) + b_3({\rm T}/100)^2 \right] \cdot \cdot (5)$

表1 地下水年代分析における定数

	a,	a2	a3	b,	b ₂	b ₃
CFC-11	-136.2685	206.115	57.2805	-0.148598	0.095114	-0.0163396
CFC-12	-124.4395	185.4299	51.6383	-0.149779	0.094668	-0.0160043
CFC-113	-136.129	206.475	55.8957	-0.02754	0.006033	-
SF6	-98.7264	142.803	38.8746	0.0268696	-0.0334407	0.0070843

ここでTは絶対温度(K)、Sは塩分濃度(重量‰)]であり、 $a_1 \cdot a_2 \cdot a_3 \cdot b_1 \cdot b_2 \cdot b_3$ は定数である。このうち CFC-11 及び CFC-12 に対する各定数は Warner and Weiss(1985)で与えられ、CFC-113 に対する各定数は Bu and Warner (1995)で与えられている(表 1)。また SF₆に対する各定数は BULLISTER et al. (2002)で与えられている(表 1)。ここで大気換算値

は(1)及び(2)から

Xi (mol/kg) =Ci/ (K_H (P-P_{H20})) $\cdot \cdot \cdot (6)$

CFCs・SF₆を用いた年代分析では大気換算値の単位は pptv で表す。ここで1 pptv=1×10⁻¹² mol/kg である。

表2トレーサーの大気換算値

地域	試料名	CFC-12 (pg/kg)	SF ₆ (f mol/kg)
釣井	横ボーリング 23 N6	265	2.24
釣井	横ボーリング 15 N2	264	2.47
釣井	横ボーリング 22 N7	341	2.38
釣井	横ボーリング 16 N7	250	2.50
釣井	横ボーリング 25 N4	252	2.39
須貝瀬	横ボーリング No.9	244	2.39
伊良原	横ボーリング No.3	236	1.96

上記の式から求められた比較的精度 が高いと考えたCFC-12およびS F₆の大気換算値を表2に示す。この大 気換算値と大気中のフロン類濃度・六フ ッ化硫黄濃度の推移データと比較する 事で地下水の年代を求める。そのために は対象地域における大気中のフロン類

濃度・六フッ化硫黄濃度の推移データが必要である。大気中のフロン類濃度は 広域的にほぼ均一で季節的な変動も小さい(IAEA, 2006)ため、北米 大気で測定されてきた北半球の大気フロン濃度の推移データを用いた。ここで Asai(2011)によると大気中の六フッ化硫黄濃度は場所により違いが あると述べられている。そのため、本研究では伊良原で大気のサンプルも採取 して北米大気のSF。濃度との違いを求めた。

3-5. 大気サンプルの採取・分析

最初は、大気サンプルは 2011 年 8 月 20 日および 8 月 23 日の計二回、伊良 原の同一地点(標高 4 5 7 m地点)で採取した。いずれの場合においても採取 時の気温は 2 6.0℃、採取時の風向・風速は無風であった。大気サンプル採 取にはガラス製の注射器と真空管を用いた。10回ほど注射器で空気を吸って 真空管内をとも洗いした後で採取し、真空管をしっかり閉じた。この空気の分 析を行った。

このような計測をこの時以後釣井と池田で2012年3月14日に行った。

分析の結果、現在の伊良原と釣井と池田の大気におけるSF₆濃度は現在の 北米大気のSF₆濃度の1.2倍であった。伊良原や池田や釣井では大気のS F₆濃度に影響を与えるような工業活動は無く、調査が開始されてからの30 年間において土地利用にも大きな変化は無いため各年の北米大気のSF₆濃度 の1.2倍を調査地の大気のSF₆濃度と

考えた (図4)。

3-6. 地下水年代推定結果

大気換算値を求める式から明らかなよ うに溶存ガスの溶解度は温度・圧力・塩 分濃度の関数であるため、地下水帯が涵 養された時点の温度・圧力・塩分濃度を 推定する必要がある。まず、涵養温度は 年平均気温から推定する方法と試料採水 時の水温を用いる方法がある。本研究で は採水時の水温を用いて求めた年代を採 用した。この理由としては、気温は季節に



図4 SF₆の濃度

よる変化が激しく涵養時の気温の判断が難しいが、地下水温は年間を通してほ ぼ一定であるため地下水涵養時の水温に近いと考えたためである。また涵養時 の圧力を推定する上で必要な指標である涵養標高については、地下水を涵養す る可能性のあるそれぞれの排水ボーリング地点の標高から山頂までの平均標高 を涵養標高として求めた平均的な大気圧を用いた。塩分濃度(S)は海水のよ うな塩分濃度が極めて高い試料にのみ必要であり、陸水では溶解度に与える影 響は無視できるほど小さいため、ここでは S=0(‰)とした。

本研究では、徳島の大気のSF。濃度と比較して導き出したSF。年代を地下 水の年代として採用した。まずCFCsでは無くSF。を採用した理由として は、①CFCsの年代推定には北米大気におけるCFCs濃度を比較に用いて おり、現地の大気濃度と比較したSF₆に比べ正確性において劣ると判断した ため、②SF₆の方が微生物分解や粘土への吸着などの影響を受けにくく、涵 養時の大気中の濃度を保持し易いという性質を持つためである。

尚、地下水年代結果の解釈にあたり、ピストン流モデルと指数関数モデルの 2種類があるが、ここでは指数関数モデルを採用した。また指数関数モデルに おける、それぞれの年の水の混合比は数学的に決まっており(北岡,1983)、 以下に表す式から求められる。

平均滞留時間をTとしたときのt年前の水が存在している割合(f)

 $f = 1 / T \times E X P (-t / T)$

地域	試料名	大気換算値 pptv	指数関数モデル 平均滞留時間(年)
釣井	横ボーリング 23 N6	7.09	6
釣井	横ボーリング 15 N2	7.96	3
釣井	横ボーリング 22 N7	7.29	5
釣井	横ボーリング 16 N7	8.11	2
釣井	横ボーリング 25 N4	8.26	2
須貝瀨	横ボーリング No.9	7.43	5
伊良原	横ボーリング No.3	6.26	9

表3 平均滞留時間 (SF₆)

表3に算出された滞留時間を 示している。伊良原では9年、 須貝瀬では5年という平均滞留 時間が得られた。また釣井では 排水ボーリング23のN6孔で 6年、排水ボーリング15のN 2孔で3年、排水ボーリング2 2のN7孔で5年、排水ボーリ

ング16のN7孔・排水ボーリング25のN4孔で2年という平均滞留時間が 得られた。この事から、結晶片岩地すべり地では降った降雨がすぐに流出して いるのではないという事、また同じ地すべり地内においても場所によって違う 年代の水が流れているという事が明らかになった。

3-7. 釣井でのこれ以後の地下水年代測定結果

前記で述べた観測の後で、地下水の年代が時間的に変化するのかどうか、降雨の影響はどのくらいあるのか等の問題意識のもとで、釣井において2012年3月、2012年7月、2013年7月、2014年8月に同じ地点で地下水を採取して、年代測定を行った。

地下水を採取した時の約10日前にあった降雨量を表4示している。これか

表4 観測された降雨量

年	降雨量
2011年7月	328.5mm
2012年3月	31.5mm
2012年7月	82mm
2013年7月	44.5mm
2014年8月	1033mm

ら解るように、数十 mm から 1000mm を超 える降雨が採水前にある事例となっている。 今回も解析はSF₆で行い指数関数モデル での平均滞留時間を推定している。得られ て結果は表5に示している。

表 5 地下水年代測定結果

地域	試料名	探水日	涵養条件 (温度)	大気換算 濃度pptv	SF6年代分析結果 指数関数モデル 平均滞留時間(年)
釣井	排水ボーリング23N6	2014/8/11	13.3	7.41	8
釣井	排水ボーリング15N2	2014/8/11	14.0	6.65	12
釣井	排水ボーリング22N7	2014/8/11	13.3	8.01	6
釣井	排水ボーリング16N7	2014/8/11	13.4	7.22	9
釣井	排水ボーリング25N4	2014/8/13	16.3	7.11	10

地域	試料名	採水日	涵養条件 (温度)	大気換算 濃度pptv	SF ₆ 年代分析結果 指数関数モデル 平均滞留時間(年)
釣井	排水ボーリング23N6	2013/7/20	14.0	6.42	11
釣井	排水ボーリング15N2	2013/7/20	12.8	6.84	9
釣井	排水ボーリング22N7	2013/7/20	11.3	6.49	11
釣井	排水ボーリング16N7	2013/7/20	13.6	7.35	7
釣井	排水ボーリング25N4	2013/7/20	15.5	6.75	10

地域	試料名	探水日	涵養条件 (温度)	大気換算 濃度pptv	SF ₆ 年代分析結果 指数関数モデル 平均滞留時間(年)
釣井	排水ボーリング23N6	2012/7/12	13.2	7.09	7
釣井	排水ボーリング15N2	2012/7/12	12.8	7.65	5
釣井	排水ボーリング22N7	2012/7/12	11.7	7.16	7
约井	排水ボーリング16N7	2012/7/12	13.7	7.71	5
约井	排水ボーリング25N4	2012/7/12	15.3	6.99	8

	地域	試料名	採水日	酒養条件 (温度)	大気換算 濃度pptv	SF ₆ 年代分析結果 指数関数モデル 平均滞留時間(年)
	釣井	排水ボーリング23N6	2012/3/14	13.4	7.49	5
	釣井	排水ボーリング15N2	2012/3/14	12.0	8.44	2
	釣井	排水ボーリング22N7	2012/3/14	12.2	8.41	2
	釣井	排水ボーリング16N7	2012/3/14	11.6	8.19	3
-	釣井	排水ボーリング25N4	2012/3/14	9.3	8.32	3

観測された降雨量と地下水年代測定結果を比較してみると、降雨量の大小は あまり影響を与えていない様に思われる。常識的にはたくさんの降雨があると、 地下水が希釈されて新しい水が多くあると思われるがそのようにはなっていな い。降雨による湿潤前線が働いて、地下深くの存在している地下水を押し出し ていると考えると、分析結果を支持するが、本当のそのようになっているかど うかはこれから研究する必要がある。

4. 誤差評価

次に得られた地下水年代についてどのくらい誤差があるかどうかにつて、 誤差評価を行う。 地下水年代に影響を与える可能性としては、涵養温度(①) 涵養標高(②)その他の要因(③)が考えられる。

4-1. 涵養温度が1℃変わった場合

一般に地下水の水温は年間を通して、その地域の平均気温に近い水温を示し 年間の変動が小さいと言われている。そこで涵養時の水温を+1℃にし、水温 が年代分析結果に与える影響について検討した。ここではSF₆について指数 関数モデルを用いて検討した結果を示す(表6)。この表から明らかなように、 涵養温度が1℃変わったからと言って地下水年代には大きな差が無い事が明ら かとなった。

地域	試料名	涵養温度 (K)	大気換算值 pptv	指数関数モデル 平均滞留時間(年)	差(年)
釣井	横ポーリング 23 N6	287.05	7.36	5	-1
釣井	横ボーリング 15 N2	287.65	8.27	2	-1
约井	横ボーリング 22 N7	286.25	7.58	5	±0
釣井	横ボーリング 16 N7	287.85	8.42	1	-1
釣井	横ボーリング 25 N4	289.85	8.56	1	-1
須貝瀬	横ボーリング No.9	287.75	7.72	4	-1
伊良原	横ボーリング No.3	288.15	6.5	9	±0

表6涵養温度が1度変化した時の影響

4-2. 涵養標高を調査地の最高標高で計算した場合

本研究では前述した通り、採水地点の標高から最高標高までの平均標高を涵 養標高として涵養時の大気圧を求めた。しかし、この平均標高が必ずしも実際 の涵養標高という訳ではない。そこで涵養標高を調査地の最高標高とし、指数 関数モデルを用いて年代分析を行った結果を示す(表7)。この表からわかるよ うに、涵養標高が変わっても地下水年代には大きな差が無いと言える。

地域	試料名	涵養標高 (m)	大気換算值 pptv	指数関数モデル 平均滞留時間(年)	差(年)
釣井	横ボーリング 23 N6	1006	7.26	6	1
釣井	横ボーリング 15 N2	1006	8.19	3	±0
釣井	横ボーリング 22 N7	1006	7.49	5	±0
釣井	横ボーリング 16 N7	1006	8.38	2	±0
釣井	横ボーリング 25 N4	1006	8.63	1	-1
須貝瀬	横ボーリング No.9	786	7.75	5	±0
伊良原	横ボーリング No.3	786	6.46	9	±0

表7 涵養標高の影響

4-3.その他

年代分析結果に影響を与えるその他の要因としては、土層厚による影響がある。CFCsでは土層厚が30m以上あれば12年の誤差が生じるが、0~10mでは2年未満の誤差がある(IAEA, 2006)。しかしSF₆と土層厚

の影響についてはいまだ不明である。したがって得られた検層片岩地すべり地 の地下水の年代は正しいものと判断した。

6. 年代測定地点の地下水の水質

釣井の年代測定を行った採水地点の水 質の結果の1例を図5に示している。こ の図からわかるとおり、地下水年代を測 定した地点における水質には大きな違い は見られない。しかしその年代には違い がみられる。常識的には、地下で長時間 滞留している地下水には周りのイオンが 溶出して、イオン濃度が大きくなってい るはずであるが、そのようになっていない。



図5採水地点の水質

この原因については、これからの課題となっている。

5. まとめ

伊良原・釣井の二つの結晶片岩地すべり地において、地下水の年代分析の結 果以下の事が明らかになった。

地下水年代分析結果から結晶片岩地すべり地における地下水の年代は、伊良 原では9年、須貝瀬では5年という平均滞留時間が得られた。また釣井での最 初の測定では、排水ボーリング23のN6孔で6年、排水ボーリング15のN 2孔で3年、排水ボーリング22のN7孔で5年、排水ボーリング16のN7 孔・排水ボーリング25のN4孔で2年という結果が得られた。それ以後の測 定では、これらの平均滞留時間より長い時間が得られている。そして平均滞留 時間が長いボーリング孔が、すべて同じボーリング孔ではないという事実とな っている。なお平均滞留時間には降雨量は大きな影響は見られていない。釣井 地すべり地においては、年代測定を行ったボーリング排水の水質には大きな違 いは見られていない。しかし平均滞留時間には違いがみられる。

引用文献

浅井和由・辻村真貴(2009):トレーサーを用いた若い地下水の年代推定法 ー火山地域の湧水へのCFCs年代推定法の適用ー.日本水文科学会誌 vol.39, No.33, pp.67-78.

- 古谷元・渡辺直喜・小松原岳史・佐藤修・丸井英明(2005): 新潟県東頚城 地域の地すべり土塊内における Na-CL 型地下水の分布とその起源、応 用 地 質,vol.45, No.6, pp.281-290.
- 古 谷 元・末 峯 章・日 浦 啓 全・ 福 岡 浩・ 佐 々 恭 二・ 丸 井 英 明 (2004):結晶片岩地域の崩積土層で発生 した斜面崩壊に関与する流動 地下水脈、地すべり、Vol.40, No.6、pp.472-483.
- 長谷川祐二・田地愛子・大河原彰(2000):地すべり地における地下水流動の地球化学的解析、地すべり、Vol.34,No.4,pp.78-84.
- 日浦啓全・笹原克夫・山田直人・古谷元・末峯章(2006):水質指標を基に した地下水の経路推定の試み,第45回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.245-248.
- 日浦啓全・梶原康男・武田英治・前田寛之・平野幸延(2007): 硫酸イオン を指標とした地すべり地の地下水の動態, 第46回日本地すべり学会研究発 表会講演集, pp.359-362.
- I A E A (2006): USE OF CHLOROFLUOROCARBONS IN HYDROLOGY A Guidebook.
- J.Harnisch and A.Eisenhauer (1 9 9 8): Natural CF4 and SF6 on Earth. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, vol.25, No.13 pp.2401-2404.
- John L. Bullistera, David P. Wisegarvera, Frederick A. Menzia (2002) : Deep-Sea Research I vol.49, pp.175-187.
- Kazuyoshi Asai, Maki Tsujimura, Wilson Yetoh Fantong, Hiroshi Satake (2
 0 1 1): Impact of natural and local anthropogenic SF6 sources on dating springs and groundwater using SF6 in central Japan, Hydrological Research Letters 5, pp.42-46.
- 川原谷浩・松田英裕・松葉谷治(2000):酸素・水素安定同位体比を利用した秋田県谷地地すべり地の地下水の混合と起源について. 地すべり vol.36, No.4, pp.48-55.
- 河西基・小松田精吉・平田洋一(1986):電位差方式連続型地下水流速流向 計の開発,第30回水理講演会論文集, pp.337-342.
- 北岡豪一(1983):トリチウムによる浅層地下水の滞留時間の推定,水温の 研究 vol.26, No.5, pp.25-34.
- 近畿地方建設局 大和工事事務所(1969): 亀の瀬地すべり調査報告書(その3), pp.276-288.
- 国土庁土地局(1975):土地分類図(徳島県) 縮尺 1:200000,表層地質 図(平面的分類図)
- M. J. WARNER and R. F. WEISS (1 9 8 5) : Solubilities of

chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater Deep-Sea Research, vol.32, No 12. pp 1485-1497.

- 末峯章・日浦啓全・王功輝・能美一美(2008):結晶片岩地すべり地におけ る尾根からの地下水流動の観測例,第47回日本地すべり学会研究発表会講 演集, pp.155-158.
- 末峯章・日浦啓全・王功輝・能美一美(2009):結晶片岩地すべり地におけ る尾根からの地下水流動の観測例Ⅱ,第48回日本地すべり学会研究発表会 講演集, pp.30-31.
- 鈴木将之・佐藤修(2002):同位体からみた福島県滝坂地すべり地における 地下水の起源.地すべり vol.39, No.3, pp.319-325.
- 竹内篤雄(1983):地すべり地温測定による地下水調査法,吉井書店.
- 竹内篤雄(1996):温度測定による流動地下水調査法,古今書院,pp.250 -266.

徳島県土木部砂防課(1985):伊良原地すべり.

徳島県西部総合県民局・株式会社基礎建設コンサルタント(2010):H22 三土 釣井地すべり/三好市東祖谷釣井 S2 地すべり調査業務(1)成果報告書,

2010.3.

XIN BU and MARK J. WARNER (1995) : Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater Deep-Sea Research I. vol. 42, No. 7. pp. 1151 -1161.

釣井地すべり地における地すべり特性について

末峯章 1), 日浦啓全 2), 伊藤幸彦 3), 土井靖仙 4), 小林昌弘 5), 渡部弘明 6)

京都大学・防災研究所 2) 元高知大学 3), 4) 徳島県西部総合県民局 県土整備部 〈三好〉
 5), 6) 株式会社 基礎建設コンサルタント

1. はじめに

釣井地区は昭和 35 年に地すべり防止区域に指定され、砂防工事として水路やコルゲートの整備が一部行われた。平成 8 年には地すべり防止工事基本計画が策定され、平成 14 年より本格的な地すべり調査が行われている。

現在、調査対象ブロックは7ブロックとなり、主な調査内容は調査ボーリング,動態観測(孔内傾斜計観測,自記水位計観測等),水質分析を継続して行っている。

今回の話題提供では、結晶片岩地すべり地である釣井地すべり防止区域で行ってきた地質 調査結果をもとに当該地の地すべり特性について報告する。

調査地の概要

(1) 地形的特性

三好市東祖谷釣井地区は、徳島県の西部、高知県との県境付近に位置する旧東祖谷山村と 旧西祖谷山村との村境にあり、東祖谷山村の西端に位置している。調査地となる釣井地すべ り防止区域は、西祖谷総合支所から、県道 32 号線を約 10km 北上した箇所に架かる釣井橋 付近において祖谷川と合流している東西方向に流路をとる熊谷川の北側に面した南向き緩斜 面上にある(図 1, 図 2 参照)。

調査地は南向き斜面であるため日当たりが良く、冬場は凍結・融解作用が盛んであると考 えられ、調査地の岩石は破砕や風化のされやすい環境下にあると言える。

調査地の東側を流れる祖谷川は概して急峻な渓谷をなして流れているが、その河床は、当 初から徐々に侵食されて連続的に形成されたものではない。現在の河床から比高約 10~80m の箇所に砂礫層が確認されていることから、源流地域が隆起したことによって回春現象をも たらされたと考えられている。したがって、調査地も過去における造構運動時の隆起および 河川の浸食による影響を強く受けているものと思われる。

また、調査地の山裾を流れる熊谷川は、釣井地すべり防止区域が位置している標高 600m 付近より上流側は急勾配であるのに対して、下流側は比較的緩勾配を呈している。

"釣井"という地区名は、「釣井のお屋敷(名主宅)の井戸は、釣瓶(つるべ)で水を汲むこと が出来るほどの立派なものであった.」という口伝が由来であると言われている。この口伝が 事実であれば、釣井地区がある山麓はそれが位置する標高の割には水が豊富であることを意 味している。



図1 徳島県の地形概略図



図2 釣井地区周辺の地形図

(2) 地質的特性

釣井地区は、御荷鉾構造線の北側に隣接しており、三波川帯に属している(図3参照)。 三波川結晶片岩は、主として泥質片岩(黒色片岩)、塩基性片岩(緑色片岩)、砂質片岩、石英 片岩からなる。これら結晶片岩では、曹長石の班晶をもった片岩を点紋片岩、班晶のない片 岩を無点紋片岩というふうに区別されている。

三波川帯で発生する地すべりは、「破砕帯地すべり」とか「三波川帯の地すべり」「結晶片 岩帯の地すべり」と呼ばれる。東祖谷の地すべりは、御荷鉾破砕帯に属するものが大部分を 占めている。

地すべり土塊は、主として泥質片岩(黒色片岩)が風化の影響により細粒化あるいは泥質化 した基質の中に、未風化の大小様々な各種岩片,岩塊(塩基性片岩,石英片岩,砂質片岩,赤鉄鉱片 岩)を混じえたものにより構成されている。土塊は粒の揃い方が非常に悪く空隙率が高いこと が特徴的である。そのため、水が浸透しやすく泥質の部分は常に湿っていることが多い。

東祖谷における地すべり土塊は、1万5000年~1万年位前に日本全体規模で生じた異常気 象による大量の降水によって、著しい山崩れが起こり、それが堆積したものによって形成さ れたと考えられている。



図3 四国地方の地質と釣井地区の位置

図4に、地形図に徳島県地質図を写した図を示す。この図より判読すれば、釣井地すべり 防止区域は、Na(塩基性片岩と泥質片岩の互層または泥質片岩)とNg(赤鉄鉱-石英片岩と泥質 片岩の互層,塩基性片岩を挟む)との地質境界付近に位置している。また、防止区域の北側は 断層と隣接している。さらに、区域の南側には背斜軸,北側には向斜軸がそれぞれ存在してい る。

釣井地区の基盤地質は、これまで実施されたボーリング調査の結果から、泥質片岩を主体 として構成されていることが明らかにされている。泥質の岩石(例えば、泥岩,頁岩,泥質片岩) は地すべりが発生しやすい岩質であり、当該地のように断層付近に位置し、その活動による 外力が加われば、比較的もろい泥質の岩は破壊されやすい。さらに、水が作用すると泥質の 岩は粘土化しやすい特性がある。



図4 釣井地区周辺の地質図

(3) 気象概要

釣井地区が含まれる吉野川流域の降雨は梅雨時期の 6 月~台風期の 7~9 月に集中してお り、全国有数の多雨地帯となっている。周辺地域における年間降水量の平均値は 2,000~ 3,000mm 程度で、平成 16 年には合計 10 個の台風の接近に伴い、釣井地区では年間降水量 が 3,000mm 以上記録されている。



釣井地すべりの運動機構としては、釣井地すべり防止区域末端部に流れる熊谷川の浸食・ 洗掘により、主移動土塊(末端ブロック)の不安定化を招き、徐々に上部ブロックに影響を及 ぼす徐動性地すべりの形態を示す(図 6)。



図6 叙動性地すべり運動形態模式図

釣井地すべり防止区域における地すべりに関するキーワードを以下にまとめる;

- ・南向き斜面であるため日当たりが良く、凍結・融解作用が盛んであると考えられる。
- ・調査地下端を流れる熊谷川では浸食作用が進行しており、斜面末端部ではその影響を 現在も受けている。
- ・釣井地区のある山麓は水が豊富にある。
- ・基盤地質は地すべりが発生しやすいとされる泥質片岩を主体として構成されている。
- ・当防止区域の北側は断層に隣接しており、調査地の基盤岩は断層の活動による影響(破砕)を受けていると考えられる。
- ・断層の影響により地盤に発生した亀裂等からの降水の浸透率が高いと考えられる。

3. 釣井地区における調査結果

釣井地区は、既往調査によれば図7に示すA~Oまで合計15個の地すべりブロックが存在 する。さらに、各ブロックは幾つかの小ブロックに分割される。その内、調査着手順に、G, H, I, J・K, D, E, Fブロックの計7ブロックが動態観測等の調査が行われている。

地すべり地内の地表には道路の沈下や、宅地や納屋に地割れなど、地すべり挙動が原因と 思われる変状がみられる。また、地内の湧水は豊富で豪雨時には大量に確認され、対策工と して施工されている横ボーリング工でも大量の排水が確認されている(図7参照)。



ここでは、釣井地区の典型的な地すべり形態を示している H ブロックの地すべり調査結果 について報告する。H ブロックは、地すべり挙動が顕著で事業開始以来、現在も継続して調 査が行われている。

(1) ブロック概要

Hブロックは、地すべり防止区域のほぼ中央部に位置し、民家が点在し、ブロック下方に は熊谷川が流れている。斜面長約387m,幅210mで、ブロック内はいくつかの小ブロック が存在し、主測線(測線①)および副測線(測線②,測線③)を設定し調査を行っている。

ブロック名	規模·保全対象		ブロックの緒言			
			過去の災害など	保全対象物	現状	
н	斜面長(m)	387	 ・平成16年に発生した 複数の豪雨により、地 すべり変動が活発化 (65mm/年)した 	人家 市道 林道	・H16年より対策工が重点的に施 エされている。 ・ブロック中央部付近において、最 大17mm/年の変位量認められる 箇所も有る。	
	幅(m)	210				
	最大層厚(m)	26				
	保全人家戸数(戸)	7				

表1 Hブロック概要



図8 Hブロック平面図

(2) 地質状況

平成15年から調査ボーリングを実施し、測線①に7地点、測線②に3地点、測線③に4

地点、計14地点において地すべり観測を行っている。以下、代表的な例としてHブロックの主測線(測線①)の地質概要を表2に列挙する。

地層区分	概 要					
	・ 概して攪乱土砂(礫混じり土砂)により構成される.					
出待上屋	・ 礫種は泥質片岩主体.					
朋惧上眉	(その他確認礫種:塩基性片岩,赤鉄鉱石英片岩,石英).					
	 ボーリング地点確認層厚は 5~18m 程度となる. 					
	・ 基岩が斜面移動や破砕により脆弱化している層.					
	・ コアは転石と土砂が混在している.					
彩新州小山柏	 転石は、塩基性片岩質、泥質片岩、赤鉄鉱石英片岩質となる。 					
移動性上塊	・ 風化による顕著な褐染化が所々に認められる.					
	・ ボーリング地点確認層厚は、4~12m 程度となる.					
	(斜面下方ほど厚く堆積)					
	・ 破砕の影響による脆弱化が著しい岩層.					
	・ 岩質は泥質片岩主体.					
动动脉中屋	 ・ 岩級ランクは概ね D 級を呈する。 					
w 件 頁 石 唐	・ 破砕の影響が顕著な箇所は土砂化〜粘土化している.					
	 ボーリング地点確認層厚は、5~13m程度となる。 					
	(ただし、H3-4 地点では基盤岩未確認)					
甘松山区	・ 比較的新鮮で、岩級ランクは概して CM>CL 級程度.					
本溫石唱	・ 岩質は泥質片岩主体.					

表 2 地質概要



図9 Hブロック(測線①)推定地質断面図

動態観測は、主に地中変位の測定として孔内傾斜およびパイプひずみ計、孔内水位観測(自 記式水位計)を行っている。孔曲がりが顕著な孔に関しては、多段式の変位計へ移行してい る。

観測の結果、Hブロックの推定すべり面は移動性土塊および破砕質岩層内にあると推定される。地すべり挙動の代表例として H1-6 地点の観測結果を報告する。

すべり面付近の地質状況は以下に列挙すると、

●コア写真

- ・ 推定すべり面①(GL-25.00m 付近)は移動土塊と破砕質岩の境界付近であり、コアは礫状~ 礫混じり粘土状を呈する。
- ・ 推定すべり面②(GL-14.00m付近)は崩積土層内であり、コアは礫状主体となる。

●地層区分

 ・ すべり面付近に試錐日報解析および孔内で実施した地下水検層から判明した、地下水帯 (有圧,自由地下水帯)が存在する。

●孔内傾斜計 観測結果



図 10 H1-6 地点 観測結果図

地すべり面付近の変位量は、観測開始当初の 2004 年(平成 16 年)には最大月間変位量 29.21mm を記録している。同年は降雨量が非常に多く、8 月の 1000mm 以上の月間雨量を 最大にして、豊水期(7 月~10 月)には累計 2000mm を超える降水量を記録している。2005 年(平成 17 年)~2006 年(平成 18 年)にかけては、豪雨後には 1.48mm/月を記録するも



図 11 H1-6 観測結果グラフ

4. まとめ

釣井地すべり防止区域内の地質状況は結晶片岩類にひとつの泥質片岩が基盤岩となり、上 層に崩積土が比較的厚く堆積している。すべり面はその崩積土(移動土塊)または破砕質の 泥質片岩内に形成されていることがわかっている。すべり面付近での変位量は地下水位の上 昇に伴い発生しているケースが多くみられ、土砂災害対策工事を計画する上で、地下水の流 動経路を把握することが重要となる。ここでは述べていないが、地すべり挙動に影響を及ぼ す地下水の流動経路の特定のため、水質分析¹⁾, 1m 深地温探査²⁾などが実施されている。そ の結果、少なくとも地内への2つの流入経路が推定されている。

現在、これらの調査結果から抑制工として横ボーリング工を各ブロックに配置し、地すべ り挙動を経過観察している。対策工が施工される前から比べると変位量は小さくなっている ものの、今年8月の豪雨時には月間3mm程度変位している地点も見られる。したがって、 今後も対策工の効果を見極めつつ、状況に応じて対策を講じる必要があると考える。

謝辞

最後に、本調査を実施するにあたり、京都大学末峯章准教授、元高知大学日浦啓全先生に は、業務に深く携わっていただくともに技術的なご指導を賜りました。また、調査遂行にあ たり、御協力を賜りました、西部総合県民局ならびに三好市東祖谷総合支所の各諸官、およ び地元関係者に対し、ここに記して厚く御礼申し上げます。

参考文献