

秩父累帯北帯の谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造の再検討

佐々木 誠¹⁾・横山俊治²⁾

¹⁾高知大学大学院総合人間自然科学研究科理学専攻（現所属：株式会社愛媛建設コンサルタント）,

²⁾高知大学教育研究部自然科学系理学部門)

Restudying of Surface Boundary Structure of Taninouchi Landslide in the Northern Belt of Chichibu Terrane

Makoto SASAKI¹, Shunji YOKOYAMA²

¹*Studies in Science, Graduate School of Integrated Arts and Science, Kochi University*

(Present affiliation: Ehime Kensetsu Consultants Co., Ltd)

² *Science department, Natural Science Cluster, Research and Education Faculty, Kochi University*

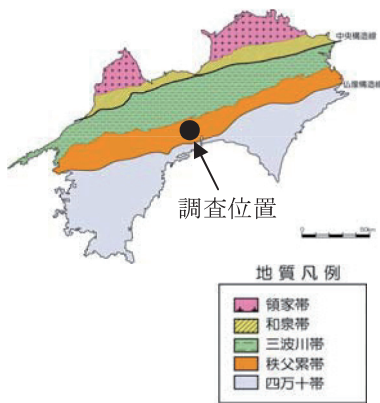
Abstract: This paper restudied the surface boundary structure of Taninouchi landslide by morphological reading and geological mapping of the landslide and its surrounding area. The Taninouchi landslide occurred in the northern belt of Chichibu terrane, consists of two landslide bodies, Taninouchi A landslide of the older generation and Taninouchi B landslide of the younger generation. Furthermore, the Taninouchi A landslide is divided into three landslide blocks, A1, A2 and A3. The location of main scarp of the Taninouchi A landslide (landslide A1 and A2) is found on the base of development of cliff and linear depression running along the boundary between the cliff and head of the landslide block A1 and of the landslide block A2. The left side of surface boundary structure of the landslide block A1 runs along Taninouchi river with the left high-angled and the right low-angled river side wall. At the toe of landslide block A2 the sliding surface outcrops on the left river side wall of Taniyashiki river.

キーワード: 付加体, 谷ノ内地すべり, 線状凹地, 地表面輪郭構造, 玄武岩

Keywords : *accretionary prism, Taninouchi landslide, linear depression, surface boundary structure, basalt*

1. はじめに

周囲の斜面からすべり面等の破壊面によって分離し独立した構造体である地すべり¹⁾は重力による地すべりの運動に伴ってさまざまに変形している。地すべりによる変形は地表面に現れやすいので、地すべり地形（地表面変形構造²⁾）の調査が先行する。なかみの地中変形構造³⁾は露頭が少なく、限られた情報しか得られないことが多いため、数本のボーリング調査に頼って、地すべり構造の縦断面構造を把握しようとする。しかし、それは無理である。なぜなら、地すべりはマップスケールの規模をもっているからである。地すべりの地中変形構造の理解には、重力変形が及んでいない周辺地域を含めた領域の地質構造の面的情報が必要である。そうでないと、地すべり内部の構造を線的に捉えているボーリングコアの価値を活かすことすらできない。この面的情報を取得する技術が地表地質踏査であり、その成果品が地質図の作成である。にもかかわらず、地すべり地における地質図作成は軽く見られ、これまでほとんどの地すべり地で地質図が作成されていない³⁾。地質図を作成してはじめて、地表面変形構造と地中変形構造との関係が明らかになり、地すべり移動体と非変動域との境界である地表面輪郭構造²⁾の位置決めや地質素因の解明につながっていく。



第1図 調査位置図

調査対象の谷ノ内地すべり（高知県高岡郡越知町）は秩父累帯北帯中追ユニット⁴⁾に発生した付加体地すべりである（第1図）。これまで、谷ノ内地すべりでは、ボーリング調査と孔内傾斜計による動態観測によって、緑色岩（本論文では、玄武岩として記載した）中にすべり面が発生していることが明らかになっている⁵⁾が、地すべり構造を理解することができる地質図は作成されていない。また、この論文⁵⁾に示された地すべりの地表面輪郭構造はその位置に疑問がある。

そこで本論文では、空中写真判読や地形図読図、現地踏査によって得られた地表面変形構造と転石法による地表地質調査によって作成した地質図に基づいて、主に谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造の位置に関して再検討を行った。

2. 方法

谷ノ内地区地すべり防止地域平面図 I～IV（1/2000）に、一部道路と山道を加えてイラストレータで作成した地形図を基図とした。空中写真判読は国土地理院発行の空中写真 CSI-75-6（1/10000）の C8-22～C8-25 を用いた。

本論文には、地形解析の結果として、傾斜区分図（第2図）と地すべり変動地形分布図（第3図）を掲載した。

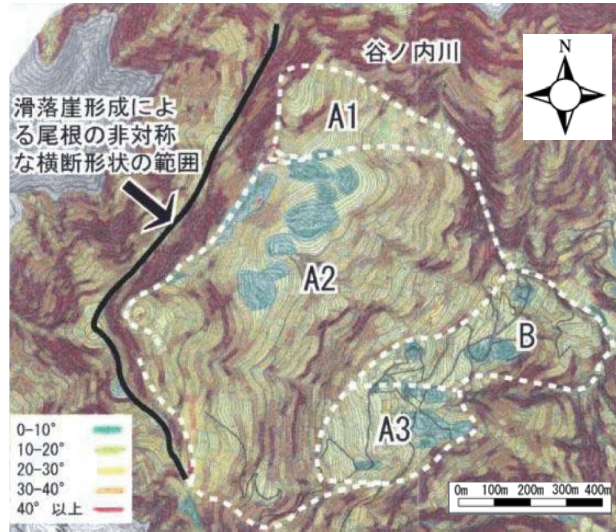
第2図の傾斜区分図は斜面傾斜を5ランクに区分して着色しているが、掲載した図面では、読者は細部が読み取れないので、赤で着色された急傾斜斜面と、緑で着色された平坦地を含む黄緑で着色された緩傾斜斜面とのコントラストに着目して、本文の記述を行った。

第3図には、地形図読図と空中写真判読による解析結果のほか、現地踏査で確認された変動微地形や構造物の変状箇所を記入した。それらを総合した解析結果として、谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造（滑落崖と地すべり移動体の輪郭）を図示した。谷屋敷川の谷壁に現れる地表面輪郭構造の南側の位置は変動地形から推定することは難しく、すべり面の位置を露頭で確認し推定した。

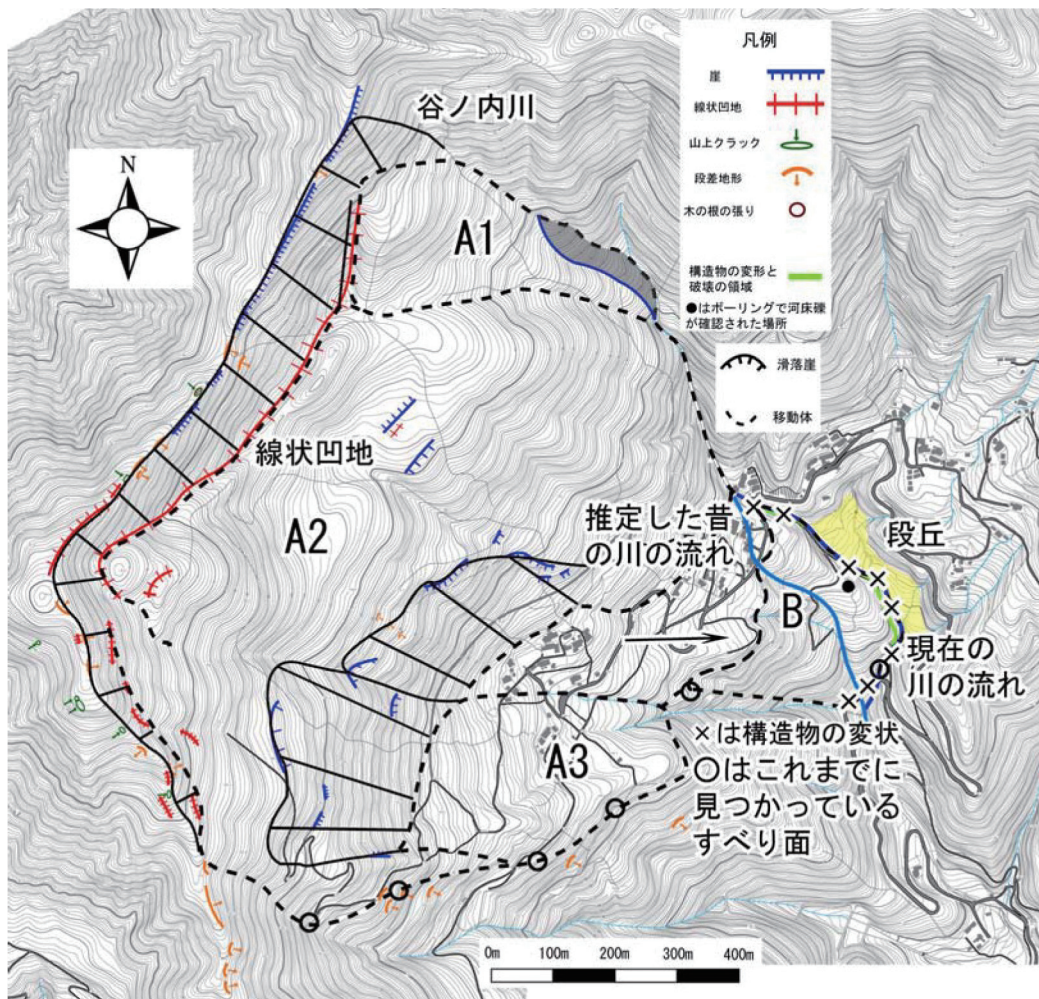
地質図作成は転石法による地表地質踏査技術⁶⁾を用いて行った。日本の山地は露頭率が低く、転石を利用せずに露頭のみから地質図を作成することは難しい。特に複雑に褶曲し、しかも断層で断断されている付加体の地質図作成は転石法による地表地質踏査技術を用いないと難しい。もう1つ、露頭率が特に低く、しかも比高差が小さい地すべり地の地質図作成も同様である。付加体地すべりである谷ノ内地すべりの地質図作成は難易度が高い。熟練した転石法による地表地質踏査技術が求められる。

地質図の精度を評価する方法に定まったものはないが、1つの評価方法として、露頭および転石によって押さえられた岩相境界の箇所数を挙げている⁶⁾。谷ノ内地すべりの地質図は約4km²の範囲内に787か所で岩相境界が押さえられている。これは非常に精度が高い地質図であることを示している。

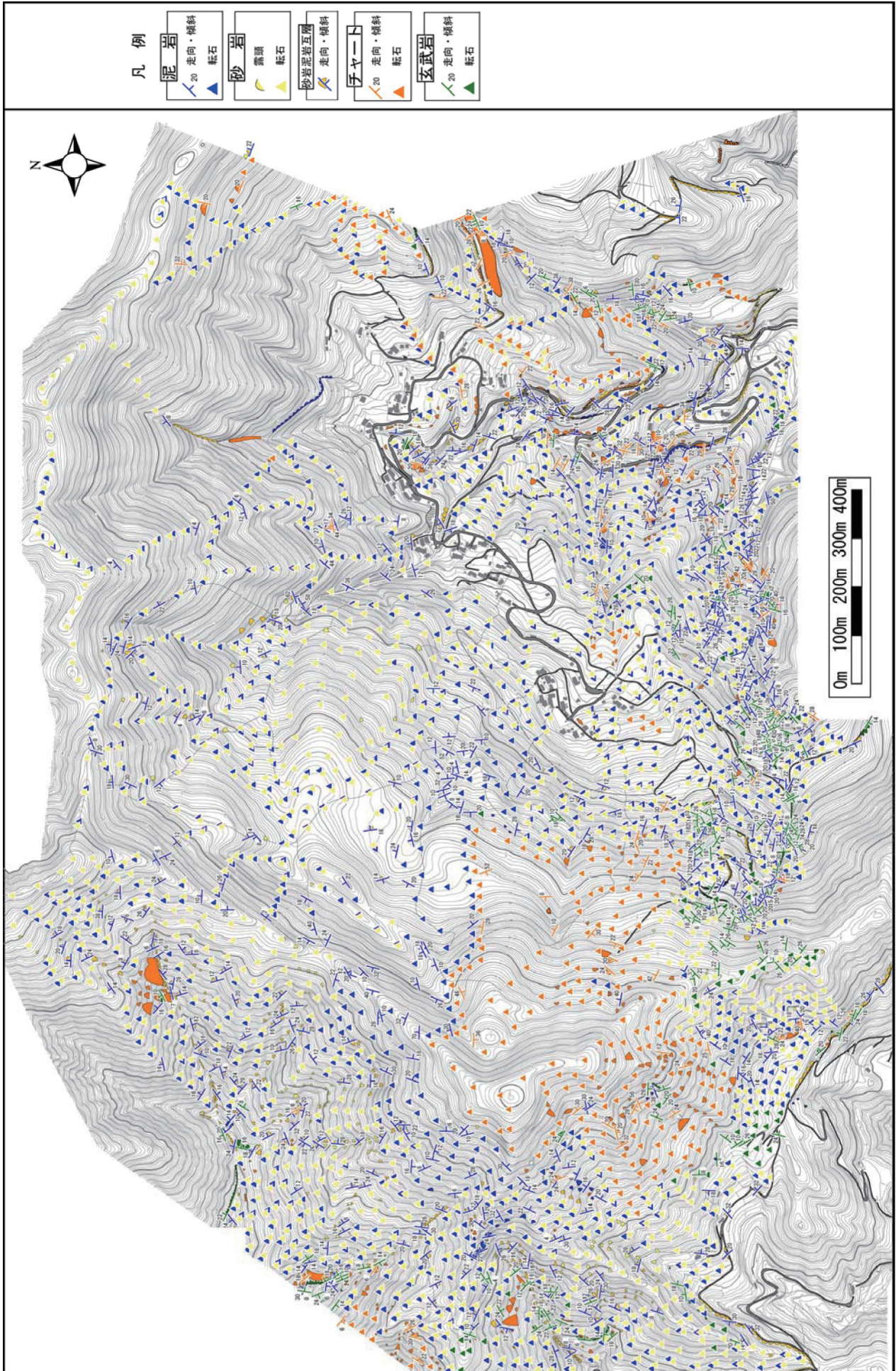
谷ノ内地すべり地域のルートマップを第4図に、地質図を第5図に、地質断面図を第6図～8図に掲載した。ルートマップでは、砂岩以外の劈開、片理の走向傾斜が計測できる露頭は走向傾斜の記号で表示し、岩石の種類を表す着色をした。転石は三角記号に岩石の種類を着色して表示した。



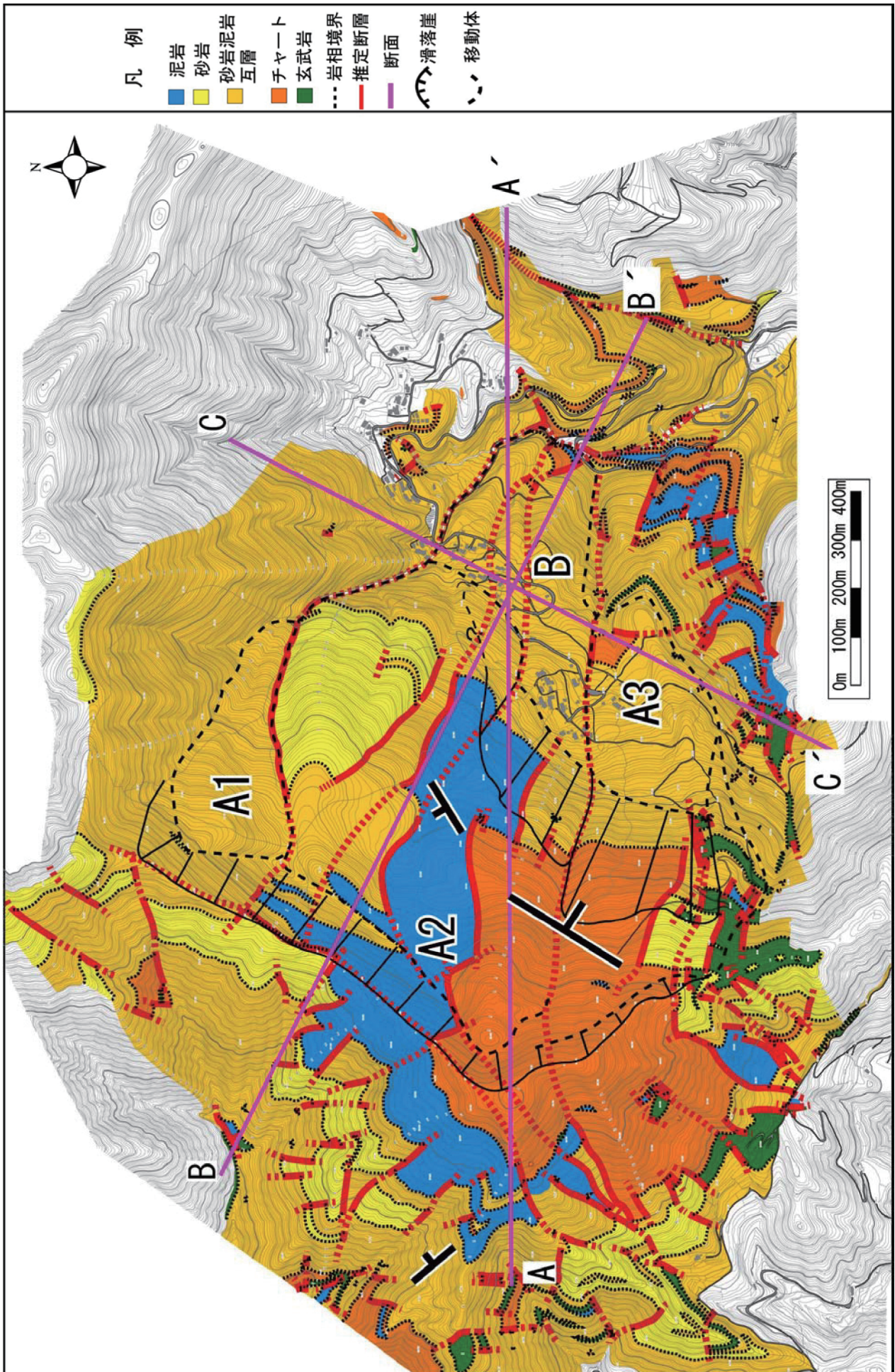
第2図 谷ノ内地すべり地域の傾斜区分図



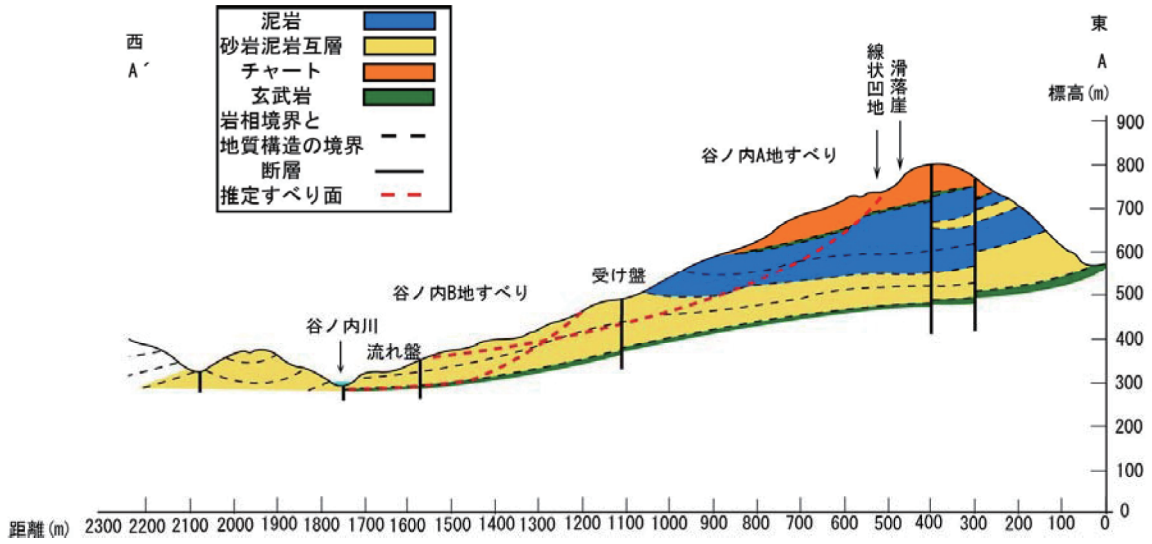
第3図 谷ノ内地すべりの地すべり変動地形分布図



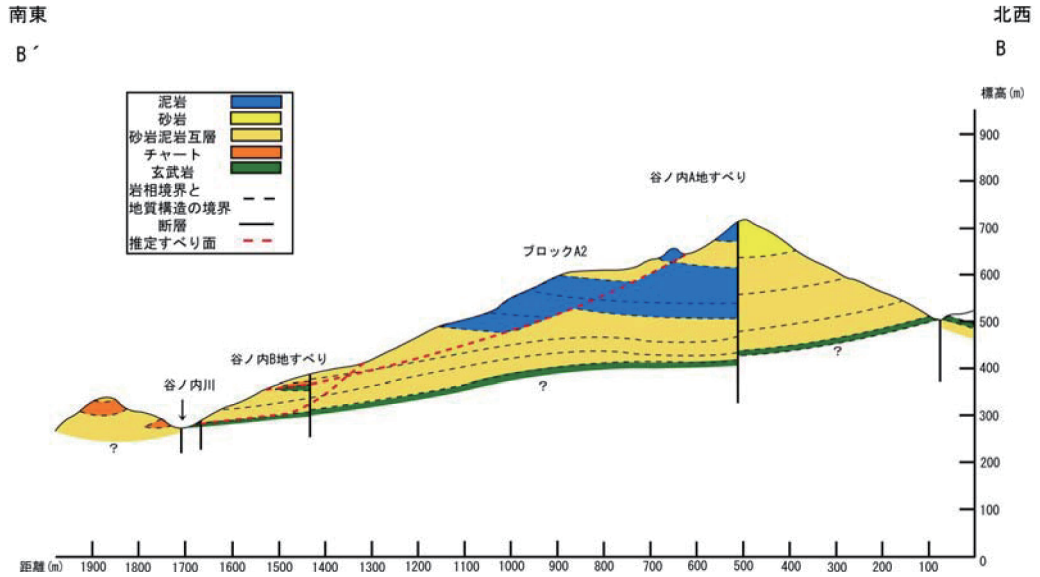
第4図 谷ノ内地すべり地域のルートのマップ



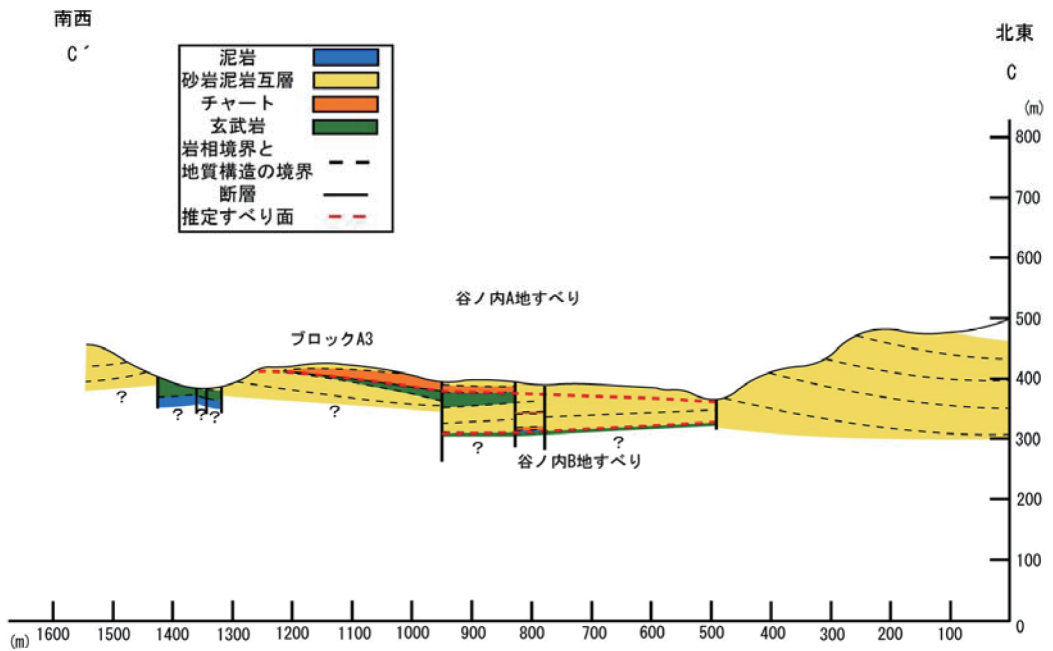
第5図 谷ノ内地すべり地域の地質図



第 6 図 地質断面図 (A-A', 第 5 図に断面位置を示す). 玄武岩薄層は省略する.



第 7 図 地質断面図 (B-B', 第 5 図に断面位置を示す). 玄武岩薄層は省略する.



第 8 図 地質断面図 (C-C' 第 5 図に断面位置を示す). 玄武岩薄層は省略する.

3. 調査結果の概要

谷ノ内地すべりは、すべり面を異にするふたつの地すべりからなることが明らかになった。それぞれ、谷ノ内 A 地すべりと谷ノ内 B 地すべりと命名する。谷ノ内 A 地すべりでは、運動の過程でいくつかの地すべりブロックに分かれて運動していることが明らかになった。それらの地すべりブロックをブロック A1, A2, A3 と命名した。谷ノ内 A 地すべりの3つの地すべりブロックと谷ノ内 B 地すべりの地表面輪郭構造が第 2 図, 第 3 図, 第 5 図に図示されている。ただし、ブロック A2 の地表面輪郭構造の一部は谷ノ内 B 地すべりに覆われている。

なお、後述する線状凹地内において、深度 4.5m で採取した有機質堆積物の AMS 法 (加速器質量分析法) による C14 年代は 18270 ± 100 年前を示している。

4. 谷ノ内地すべり地域の地質

1) 地質構成

本調査地域の地質は、秩父累帯北帯ジュラ紀付加コンプレックスの中追ユニットに属し⁴⁾、泥岩、砂岩、玄武岩、チャートを産出する。以下、各岩相を記載する。

泥岩層

泥岩の大部分は弱～中度の劈開の発達した黒色の粘板岩で、剥離性に富み、劈開面に沿って薄く割れるが、剥離性は後述する玄武岩の方が富む。

砂岩層

露頭では、節理が発達し塊状の形状をとる。この節理から割れることが多いが、岩塊は硬く、ハンマーで叩くと時々火花が出る。新鮮な破断面は灰色をしており、面構造は見られない。

砂岩泥岩互層

本調査地域の碎屑岩の大半は整然相の砂岩泥岩互層である。砂岩泥岩互層は砂岩と泥岩の優勢度合いが変化し、砂岩優勢の砂岩泥岩互層か泥岩優勢の砂岩泥岩互層である場合が多い。地質図では、一括して砂岩泥岩互層としている。泥岩層の中には砂岩のブロックが入っているものがあるが、典型的なメランジュはほとんどない。

玄武岩層

本調査地域に産出する玄武岩の大半は、多量の玄武岩溶岩の岩片を含むハイアロクラスティックブレッチャを原岩とする苦鉄質千枚岩である。変成変形作用によって、基質には多量の緑泥石の定向配列が強い片理を形成し、玄武岩溶岩の岩片も緑泥石と平行に配列している。このため、片理に沿って割れやすい。玄武岩溶岩には気泡を充填する方解石や方解石脈が発達するが、方解石が地下水で溶解された岩石は多数の穴が空いていて、強度も小さくなっている。すべり面粘土となっている玄武岩の方解石はほぼ完全に分解している。

チャート層

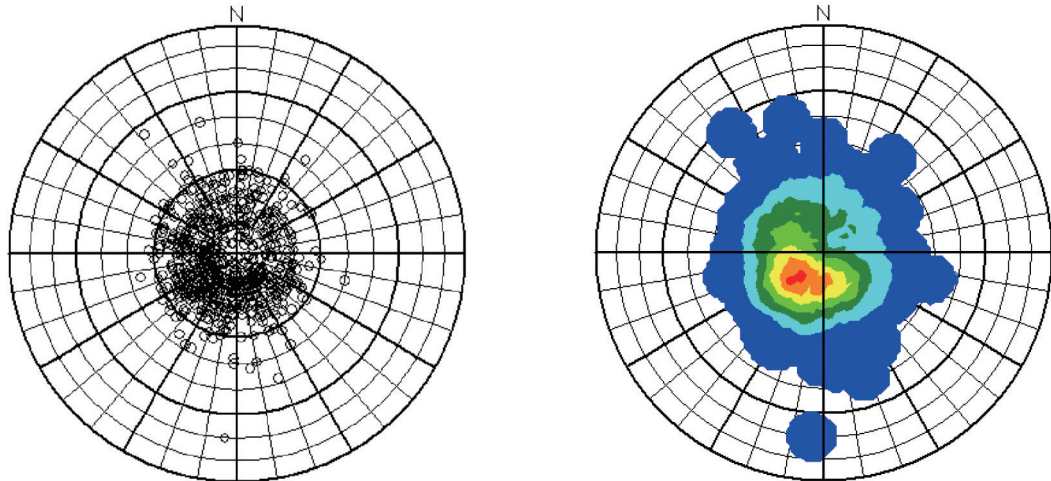
厚さ数センチメートルの石英質の層とミリメートルオーダーの粘土岩がリズムックにくり返す層状チャートが産出する。チャートは大半が激しく褶曲しているが、褶曲が必ずしも全体の地質構造を反映しているとは限らない。非常に硬質で、大きな転石が非常に多く、大きいものでは長径 5m をはるかに超える。転石か地山かの判断が難しく、巨礫ほど遠くまで転がり落ちているので、地質踏査を難しくしている。

2) 地質構造

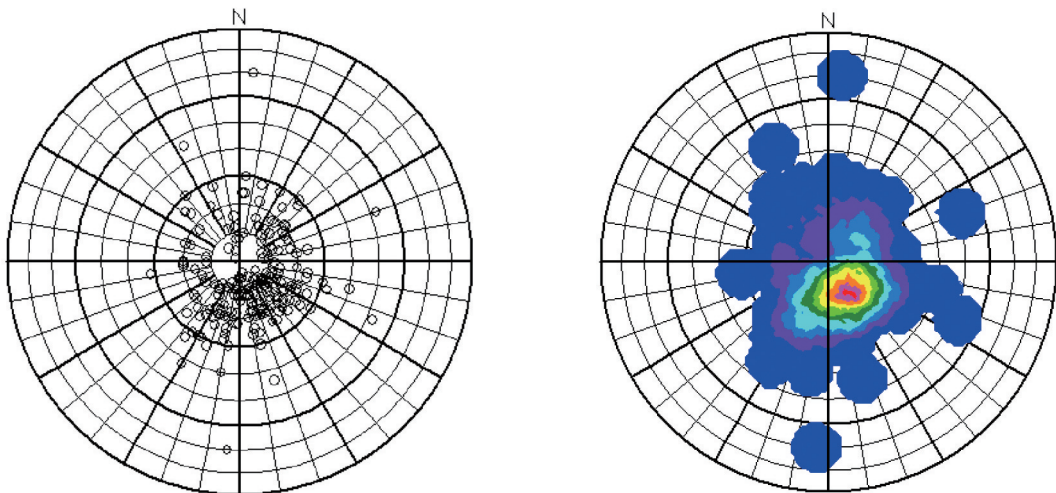
本調査地域の地質は緩やかに褶曲しながらも全体に緩傾斜なので、地層は走向方向に広がっていくものと予想される。しかし、実際には地層は側方に連続せず、多数の断層で切断、分離されている (第 5 図)。ブロック A2 のほぼ中央部を走り、谷ノ内 B 地すべりとブロック A3 の境界を規制する断層を境に、地質体は二分されている。断層の北側の領域では、最下位に玄武岩の薄層を挟在するチャート層、その上位に砂岩泥岩互層を挟んで砂岩層が分布する。さらに、砂岩層の上位には砂岩泥岩互層を挟んで、あるいは一部で直接泥岩層が分布する (第 6 図, 第 7 図)。そして最上位にチャート層が分布する (第 6 図)。一方、断層の南側の領域では、下位より、砂岩泥岩互層の上位に玄武岩薄層を挟在するチャート薄層に泥岩薄層が重なる地層群が分布し、再び砂岩泥岩互層を挟んで、玄武岩層

と砂岩層が分布し、最上位にチャート層が分布する。

数多く測定された泥岩層の劈開や玄武岩層の片理の姿勢からすると、地すべり移動体の内部でも非変動域でも全体に緩傾斜である（第9図、第10図）。非変動域では、北西-南東の走向をもつ受け盤構造が卓越しているが、「く」の字に曲がる尾根の北東方向の尾根では、尾根に沿って軸をもつ向斜構造が発達している。また、谷屋敷川沿いでは、ほぼ東西の軸をもつ向斜、背斜をくり返している。一方、地すべり移動体内部では、東北東-西南西走向の受け盤構造が発達しているが、谷ノ内 B 地すべりの末端付近では、西北西-東南東走向で南に傾斜している。これはすべり面の形態とも調和的である（第8図）。また、地層の分布から見ると、東西走向断層の北側でも南側でも、最上位のチャート層は、東に傾斜して流れ盤構造を形成している（第6図）。



第9図 非変動域で測定した片理・劈開の走向・傾斜（シュミットネット下半球投影）



第10図 地すべり移動体内部で測定した片理・劈開の走向・傾斜（シュミットネット下半球投影）

5. 谷ノ内地すべりの地すべり構造

1) 谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造

第3図に発達する「く」の字に折れ曲がる尾根では、山上平坦面は東側が失われ、非対称形態を示す。そして尾根の東側には急斜面が発達している。さらに、この急斜面の麓より東側には平坦面が広がっている（第2図）。「く」の字に折れ曲がる地点よりも北側では、急斜面と平坦面との間に沿って、河系異常の1つである対接峰面異常を示す線状凹地が走っている。線状凹地の両端は閉じ、凹地の底はそれぞれの端部に向かって登っていく。尾根の非対称形態は、地すべり変動によって尾根の東側がずり落ちた結果形成されたと推察されることから、非対称形態を示

す範囲が谷ノ内 A 地すべり (ブロック A1 およびブロック A2) の滑落崖の頂部である (第 2 図, 第 3 図)。そして平坦面はブロック A1 およびブロック A2 の地すべり移動体である。なお, 非対称形態を示す範囲の尾根には山上クランクや小規模な線状凹地, 段差地形が断続的に分布していることから, 現在なお, 変動が継続しているものと考えられる。

谷ノ内 A 地すべりの北東側の地表面輪郭構造は, 谷壁斜面の傾斜が非対称な谷ノ内川沿いと判断した (第 2 図)。谷ノ内川は地すべり移動体内部の河川が涸れ沢であるのに対して, 水量が多く, 河川沿いに, 河系の転向異常が 2 か所で認められるほか, 構造物の変状も認められる。転向異常の 1 つはブロック A1 に関係したもので, いま 1 つは谷ノ内 B 地すべりの末端で生じている。後者の転向異常は, 谷ノ内 B 地すべりの東方への移動によって形成され, このとき谷ノ内川は閉塞された。そのときのせき止め堆積物は現在河成段丘を形成している。河成段丘は谷の両側に形成されるものだが, ここでは谷ノ内川の左岸側 (東側) のみに発達している。これはおそらく, 地すべり移動体の東進で右岸側の河成段丘が破壊され, 洗い流されたものと推察される。谷ノ内 B 地すべりの地すべり移動体の底に谷ノ内川の旧河床堆積物が存在することがボーリング調査で確認されている⁷⁾。この位置と現在の谷ノ内川との位置関係から, 谷ノ内 B 地すべりの移動量は東に最大 100m であると推察される。谷ノ内 B 地すべりの東方への移動は現在も継続していることが構造物の変状から読み取れる。さらに, 破壊された構造物の変位センス及び孔内傾斜計のデータ⁸⁾から右回りに回転したと推察した。

2) 谷ノ内 A 地すべりの各地すべりブロックと谷ノ内 B 地すべりの特徴

ブロック A1

本ブロックは, 滑落崖の最大比高が 110m, 地すべり移動体の長さが 500m, 幅が 200m である。地すべり移動体の右側方は断層で規制されている。この断層を挟んで, 地すべり移動体は右横ずれを示し, 約 20m 移動している。滑落崖と移動体頭部との間にある線状凹地は左側方部と交わる辺りで閉じていることから, 線状凹地と左側方部の交点を支点に, 地すべり移動体は反時計回りに約 15° 回転したと判断した。谷ノ内川に生じた転向異常はこの移動体の回転によるものと考えられる。

ブロック A2

本ブロックは, 滑落崖の最大比高が 100m, 地すべり移動体の長さが 800m, 幅が 800m である。地すべり移動体の左側方部は断層で規制され, ブロック A1 と接している。滑落崖は「く」の字に折れ曲がり, 北東方向に延びる滑落崖の比高は左側方部との交点付近で最大になり, 谷屋敷川の最上流部との交点に向かって次第に小さくなっている。線状凹地の方向と移動体内部の変動微地形の方向からほぼ南東方向に移動していると推定した。

ブロック A3

本ブロックはブロック A2 の地すべり移動体内部で発生したもので, ブロック A2 のすべり面を使って滑動している。滑落崖の最大比高は 140m, 地すべり移動体の長さは 400m, 幅は 300m である。地すべり移動体の左側方部は断層に規制されている。地すべりの形態から, 移動方向は東であると推定した。

谷ノ内 B 地すべり

本ブロックの地すべり移動体はブロック A2 の地すべり移動体の分布域で発生しているが, すべり面はブロック A2 のすべり面となっている玄武岩層よりも下位層準の玄武岩に形成されている。滑落崖の最大比高は 110m, 地すべり移動体の長さは 700m, 幅は 400m である。地すべり移動体の右側方部は断層で規制され, ブロック A3 と接している。上述したように, 谷ノ内 B 地すべりの移動方向は東であると推定した。

6. 考察

1) 地すべり構造を規制する岩相

強度の異なる岩石や剥離性の程度が大きく異なる岩石が複雑に分布しているのが付加体の特徴である。それで, 付加体では, 地層 (岩相) の分布形態が地すべりの発生のしやすさや規模を強く規制してくる。

片理や劈開が発達していないチャートや砂岩、石灰岩はせん断強度が大きく、それらの地層が広く分布している地域では地すべりが発生しにくい。実際に谷ノ内地すべりでも、チャート層や砂岩層を横切って、地すべり移動体の側方部の地表面輪郭構造が形成されているところはない。

一方、地すべりのすべり面が発達しやすい岩石は玄武岩と泥岩である。とくに玄武岩は、強い片理が発達することと、岩石に含まれている方解石の溶脱で岩石強度が低下することで、すべり面になりやすい。地すべり移動体底面のすべり面についても、玄武岩中に形成されているのが既往のボーリング調査で確認されている⁵⁾。第3図に示されているすべり面の露頭も玄武岩であった。第5図の地質図から明らかなように、谷ノ内地すべりでは地すべり移動体内にも多数の断層が走っていることから、断層で囲まれた領域ごとに層序が異なっていることが予想される。第11図には、地表で確認された玄武岩の分布を示している。この図でわかることは、玄武岩層は連続していないということである。しかし、すべり面が玄武岩層中に発達しているということは、層準が異なる玄武岩層が断層変位によって連結し、そこにすべり面が形成されたということを意味している。換言すれば、付加体の地すべりの場合、断層変位によって、異なる層準の玄武岩層が一続きになるという偶然がないと地すべりは発生しないことになる。

2) 尾根の裂け目と地すべりの関係

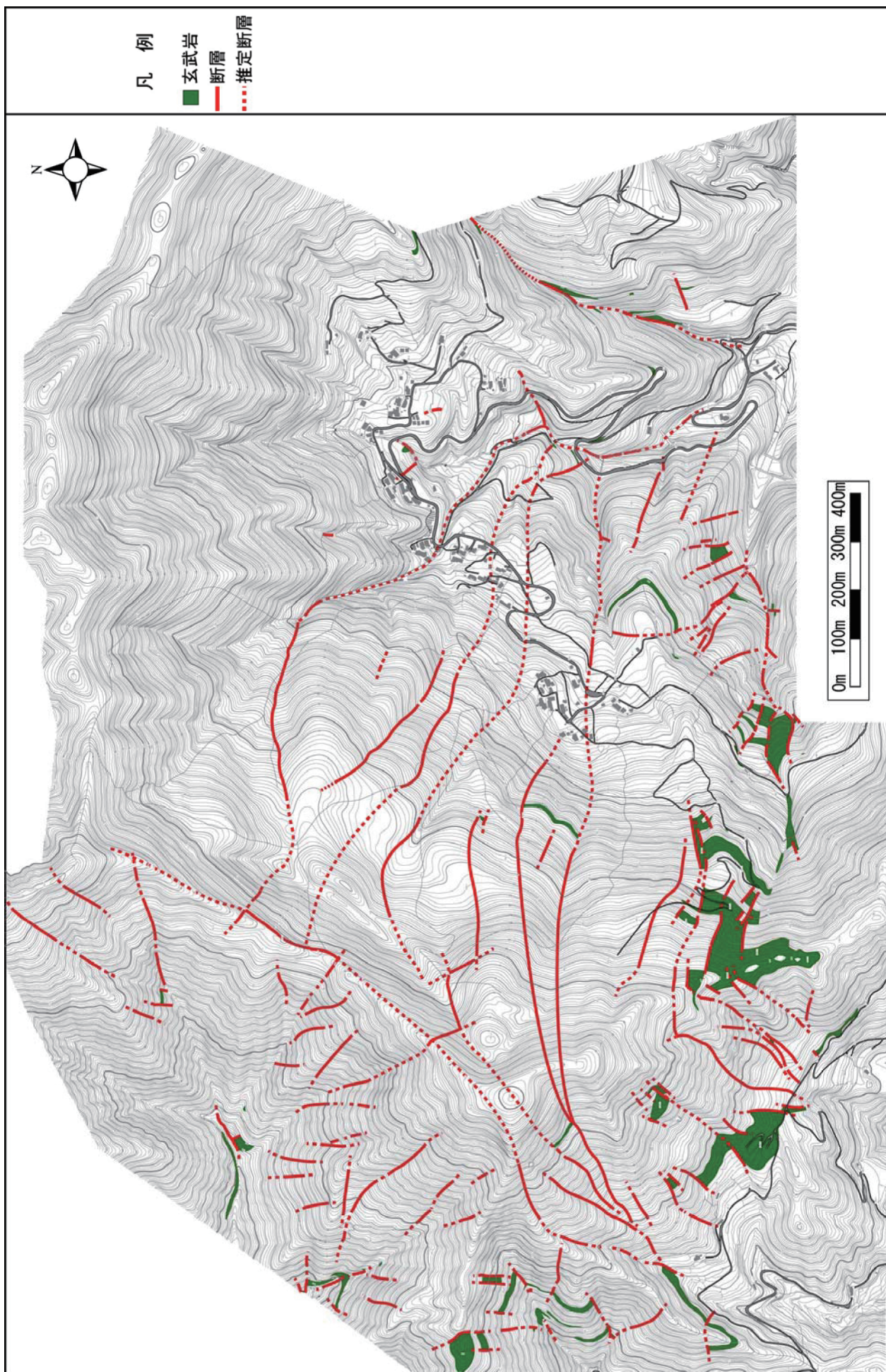
四国山地の尾根上には、尾根の裂け目やそれに起因した線状凹地が多数形成されている^{3,9)}。尾根の裂け目が四国山地に多発する原因は発生頻度の高い海溝型巨大地震にある³⁾。付加体山地の地すべりや深層崩壊の分布と尾根の裂け目の分布が重複すること、これらの斜面変動は尾根付近で発生していることから、尾根の裂け目の形成は斜面変動の前兆現象として位置づけられる³⁾。

谷ノ内地すべりは尾根の裂け目が地すべりの滑落崖に成長していったことを示す好例である。谷ノ内地すべりの滑落崖が尾根の頂部から発生しているのは明らかで、滑落崖と地すべり移動体の境界に線状凹地が形成されている。この線状凹地の両端ではその底部が尾根に向かって上がっていき、尾根の頂部近くで消滅している。このような形態は尾根上に存在した裂け目から線状凹地が成長したことを示唆している。地質図(第5図)では、滑落崖の位置に断層が推定されており、断層に沿って開口した尾根の裂け目が形成されたものと考えられる。尾根の裂け目は地震動のくり返しによって連結、開口する。この尾根の裂け目に沿って、降雨が浸透し、地中の玄武岩層は地下水と反応して次第に劣化していった。やがて、重力の作用で劣化した玄武岩層は次第にすべり面に成長していくと共に、尾根の裂け目も滑落崖に成長していったと推察した。

3) 地すべり末端のすべり面の位置とその意義

いわゆる“第三紀層地すべり”に代表される正常堆積物の地すべりは、斜面の裾が河川侵食によって不安定になり、特定の軟質な地層がせん断され、そのせん断面をすべり面として、上載する移動体が滑落するタイプの地すべりである。このようにして発生した地すべりは地すべりの末端で河川侵食が続く限り、滑動をくり返す。ところが何らかの原因で、地すべり移動体の末端が河川から離水した場合には滑動を停止する。

ところが谷ノ内A地すべり(ブロックA2)の末端は谷屋敷川の左岸谷壁の途中に現れている。したがって、地すべりは谷屋敷川から離水した状態にある。にもかかわらず、地すべり変動が続いている。変動が尾根の裂け目形成から始まり、地すべり末端では、すべり面が斜面の途中に顔を出す谷ノ内地すべりは、正常堆積物の地すべりとは異なる。



第 11 図 玄武岩の分布図

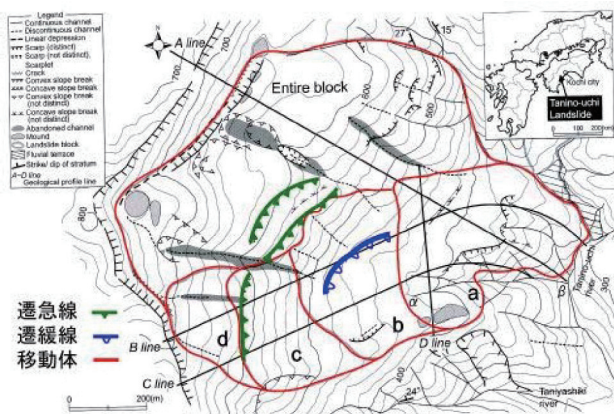
4) 谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造の再検討

檜垣ほか⁵⁾の地すべり地形判読図(第12図)では、ブロック A1 が地すべりとして判読されていない。本論文でも、檜垣ほか⁵⁾でも、滑落崖と地すべり移動体との境界に発達している線状凹地を、地表面輪郭構造の位置の認定根拠にしている。檜垣ほか⁵⁾では、線状凹地の範囲をブロック A2 の左側方部の位置までとしている。しかし、線状凹地がブロック A2 の移動体左側方部を越えて、ブロック A1 の移動体頭部の端までのびているのは、地形図読図でも、現地踏査でも確認できる(第3図)。また、傾斜区分図(第2図)を見ても、ブロック A1 の領域は左側方部にあたる谷ノ内川の右岸まで緩傾斜であるのに対して、谷ノ内川の左岸では急傾斜になり、谷ノ内川を境に明瞭な傾斜変換線が認められる。このこともブロック A1 の存在を支持している。

滑落崖の南南東延長についても、本論文と檜垣ほか⁵⁾とは見解が異なる。本論文では、滑落崖の高さがゼロになった位置と、谷屋敷川の谷壁で確認されたすべり面の位置を結んで、谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造の位置とした。しかし、檜垣ほか⁵⁾では地すべり移動体の範囲(地表面輪郭構造の位置)を超えて、尾根に滑落崖だけがのびされている。しかし、その理由は説明されていない。

また、檜垣ほか⁵⁾のブロック a (本論文の谷ノ内 B 地すべりに相当)では、すべり面の深度が異なる境界を結んで地表面輪郭構造の位置としている。これに対して、本論文では、ブロック A2 の地表面輪郭構造と谷ノ内 B 地すべりの地表面輪郭構造に分け、谷ノ内 B 地すべりのすべり面はブロック A2 のすべり面よりも下位層準の玄武岩層中に形成されているとしている。

防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図¹⁰⁾にも、谷ノ内地すべりは図示されている(第13図)。ブロック A1 の左側方部にあたる地表面輪郭構造の位置は本論文の見解と同じである。滑落崖の南南東延長についても、本論文とほぼ一致した範囲となっている。しかし、ブロック A2 の末端部、ブロック A3 の右側方部、谷ノ内 B 地すべりの右側方部に相当する地表面輪郭構造の位置が大きく異なっている。防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図¹⁰⁾では、地表面輪郭構造が谷屋敷川の谷底まで下ろされ、谷ノ内川にそって描かれた地表面輪郭構造と結ばれている。しかし、谷屋敷川沿いの地表面輪郭構造は空中写真判読では読み取れず、本論文では現地踏査で確認したものである。防災科学技術研究所発行の地すべり分布図¹⁰⁾は空中写真判読のみによって描かれたもので限界がある。付加体地すべりの場合、地すべり末端は河川まで達していないことも多く、空中写真判読のみでは地すべり末端の地表面輪郭構造を検出するのは難しい。



第12図 檜垣ほか(2009)⁵⁾による谷ノ内地すべりの地すべり地形判読図



第13図 防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図¹⁰⁾に示されている谷ノ内地すべり

7. まとめ

谷ノ内地すべりおよびその内部の地すべりブロックの地表面輪郭構造について新しい知見を得た。

(1) 谷ノ内地すべりはすべり面を異にするふたつの地すべり、谷ノ内 A 地すべりと谷ノ内 B 地すべりからなる。さらに、谷ノ内 A 地すべりは3つの地すべりブロック、A1、A2、A3に分けられる。なお、ブロック A1 は、檜垣

ほか⁵⁾では非変動域とされていた。

(2) 谷ノ内 A 地すべり (ブロック A1 とブロック A2) の滑落崖は、滑落によって生じた非対称形な形態をもつ山頂平坦面の直下に存在する崖である。

(3) 滑落崖と地すべり移動体 (平坦な地形) との間には線状凹地が存在する。この線状凹地の形態は尾根の裂け目が地すべりの滑落崖に成長していったことを示している。

(4) 線状凹地の分布範囲がブロック A1 の認定根拠になった。

(5) 谷ノ内 A 地すべりの左側方部 (ブロック A1 の左側方部に相当) は河床に沿って明瞭な傾斜変換線をもつ谷ノ内川に沿っている。

(6) 谷ノ内地すべりの地すべり末端 (ブロック A2 の地すべり末端に相当) のすべり面は谷屋敷川の左岸谷壁に露出する。谷ノ内地すべりは河床から完全に離水しているのに、地すべり滑動は継続している。これは第三紀層地すべりと異なる特徴である。

(7) ブロック A3 と谷ノ内 B 地すべりは谷ノ内 A 地すべりのほかの地すべりブロックよりおくれて発生した。ブロック A3 のすべり面はブロック A2 のすべり面を共有しているが、谷ノ内 B 地すべりのすべり面はブロック A2 のすべり面よりも深い深度にある玄武岩層の中を走っている。

引用文献

- 1) 大八木規夫 (2004) : I.3 章 地すべり構造, 地すべりに関する地形地質用語委員会編「地すべり-地形地質的認識と用語-」, 日本地すべり学会, 東京, p29-42.
- 2) 大八木規夫 (2007) : 地すべり地形の判読法 空中写真をどう読み解くか, 近未来社, 名古屋, 316p.
- 3) 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? 日本地すべり学会誌, Vol.50, No.1, pp.1-6.
- 4) 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) : 伊野地域の地質, 地域地質調査報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140p.
- 5) 檜垣大助・吉村典宏・小原嬢子 (2009) : 高知県谷の内地すべりにおける地形・地質構造発達過程と地下水流動構造, 地形, 第30巻, 第2号, pp.77-93.
- 6) 横山俊治 (2007) : 地表地質踏査技術の伝承. 地質と調査, 土木春秋社, 東京, No.3, pp.19-22.
- 7) 檜垣大助・吉田克美・吉村典宏・高橋透 (1995) : 地すべり斜面形成過程からみた現在の地すべり地塊の構造及び運動の解釈—高知県谷の内地すべりを例として—, 地すべり, 第32巻, 第2号, pp.1-9.
- 8) 平松順 (1997) : 谷の内地すべりの現状と特性について, 日本地すべり学会関西支部シンポジウム「地すべり調査等の今昔・未来」, pp.41~55.
- 9) 布施昌弘・横山俊治 (2004) : 四国島の線状凹地の分布とその特徴, 日本地すべり学会, 第43回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.561-564.
- 10) 防災科学技術研究所 (2007) : 地すべり地形分布図 (伊野), 第31集「高知・窪川」, 防災科学技術研究所研究資料, No.299.

平成25年 (2013) 9月30日受理

平成25年 (2013) 12月31日発行