

【論文】

線状凹地の発生場所の地形学的考察と凹地内の破壊構造の地質学的考察に基づく、四国山地の線状凹地の誘因に関する研究

横山俊治

深田地質研究所

Research on Trigger of Linear Depression in the Shikoku Mountains, Based on Topographical Consideration on the Places of Occurrence of Linear Depression and Geological Consideration on Destruction Structure in the Depression

YOKOYAMA Shunji

Fukada Geological Institute

要旨：この研究では、地形学および地質学的考察によって、四国山地に発達する線状凹地の誘因は南海トラフ地震による地震動であることを推論した。四国山地の高峰地域の切り立った尾根では、地形効果で地震動が増幅した。その結果、尾根の延長方向に直交する方向の揺れによって尾根に平行な線状凹地が多数発達した。チャート岩盤では、地震の度に、地震動エネルギーの減衰が少ない潜在クラックの分布密度の低い岩盤は激しく揺れ、その地盤動が潜在クラックの分布密度の高い岩盤に伝播した。その結果、遂には潜在クラックの分布密度の高い岩盤は全体が破壊されて巨石の集合体になり、潜在クラックの分布密度の高い岩盤は線状凹地に成長した。

キーワード：四国山地、線状凹地、誘因、地震動、南海トラフ地震

Abstract: This research has deduced from topographical and geological consideration that trigger of linear depression in the Shikoku Mountains is earthquake motion due to Nankai Trough Earthquake. On steep ridges in the higher mountain areas of Shikoku Mountains, earthquake motion was amplified by topographic effects. As a result, many linear depressions developed parallel to the ridge by shake perpendicular to the trend of the ridge. In mass rock of chert, every time there is an earthquake, mass rock of low distributed density of latent crack was strongly shaken and the ground motion propagated in the mass rock of high distributed density of latent crack. As a result, the whole of mass rock of high distributed density of latent crack was broken down into a swarm of megaliths in time and the mass rock of high distributed density of latent crack grew the linear depression.

Keywords: Shikoku Mountains, linear depression, trigger, earthquake motion, Nankai Trough Earthquake

1. はじめに

線状凹地とは、尾根上あるいはその近傍に存在する溝状の凹地のことである（鈴木，1974）。かつて線状凹地は周氷河の環境下で形成されたもの

と解釈されたが、今日では山体重力変形地形であると考えられている（小嶋，2018）。また線状凹地の一部には活断層の可能性が指摘されたものが存在するが、ほとんどは重力性ノンテクトニック正断層に起因すると考えられる（ノンテクトニック

ク断層研究会, 2015).

日本では、線状凹地や二重山稜は、中部山岳の高山帯に特徴的な地形であると考えられてきたが、高山帯だけでなく森林限界よりも標高の低い山地にも分布することが次第に明らかになってきた(小嶋, 2018). 低山地に属する四国山地でも、甲藤(1961)や古谷(1979), 寺戸(1986), 布施・横山(2004), 加藤・千木良(2009), 横山(2007, 2009, 2019)などの研究によって線状凹地や二重山稜の存在が明らかにされている。

線状凹地が崩壊や地すべりの前兆現象である可能性は古くから指摘されている。地すべり発達段階の一過程と捉えるみかたもある(大八木・横山, 1996)。しかしながら、線状凹地内に堆積した埋積堆積物の年代値(加藤・千木良, 2009, 佐々木・横山, 2013, Kojima et al., 2015)や凹地の壁面に付着した流入粘土の年代値(仙波・横山, 2006)から推察して、線状凹地の発生年代と崩壊や地すべりの発生年代の間には数千年から数万年以上の時間差があることが予想され、線状凹地の誘因が崩壊や地すべりの誘因と同じとは限らない。崩壊や地すべりの研究において誘因の解明が重要であるのと同様に、線状凹地の誘因の解明も重要である。

本論文では、四国山地の線状凹地の誘因に関して地形学および地質学的考察に基づいて検討した。地形学的考察では、線状凹地の発生場所の地形に注目した。地質学的考察では、高知県仁淀川町大引割峠周辺地域のチャートに発達する線状凹地を例に、凹地内に形成された破壊構造に注目した。

2. 四国島の線状凹地の検出方法

布施・横山(2004)は、四国島全域の線状凹

地の分布を明らかにするために国土地理院発行の2万5千分1地形図の読図を行った。国土地理院発行の2万5千分1地形図を用いた理由は、低価格でかつ入手が容易であることに加え、比較的短時間で検出が可能であることにある。

地形図読図で着目するのは、尾根上の谷状地形の延長方向と稜線との関係である。通常、雨水による谷の侵食は谷の最上流部で発生し、谷は下流から上流に向かって成長していく。雨水は斜面の最大傾斜方向に流れ易いので、多くの谷は稜線の延びの方向に対して直交する方向に配列するようになる。ところが、稜線と平行に延びる谷状地形が存在することがある。このような谷状地形は、河系異常のひとつである対接峰面異常(鈴木, 2000)と考えられ、線状凹地の可能性が高い。

線状凹地は深さ10m未満のことが圧倒的に多いので、現地を立てば誰もが一目でわかる幅の広い線状凹地であっても、深さが10mに達しないと、凹地を取り巻く壁に等高線がうまく引っかかり地形図に表れないということが起こるが、地形が傾斜していてそこに一本か二本の等高線が描かれていれば、斜面上方に向かって凹む等高線の形から谷状地形の存在を推定し、線状凹地を検出することができる。

現地踏査でも目視できれば、線状凹地の見落としは少ない。現地で観察したとき、谷状地形の両端が閉じていれば、それは線状凹地の証拠で、河川の侵食による谷と区別できる。谷状地形の内部に池などの窪地が存在することも、線状凹地を認定する証拠になる。地形図読図においても、凹地を示す地図記号「おう地」・「小おう地」・「池」は線状凹地検出の手がかりになる。

3. 四国島の線状凹地の分布と発生場所の地形条件

国土地理院発行の2万5千分1地形図の読図で検出された四国島の382箇所の線状凹地の分布図を図1に示す(布施・横山, 2004). 図1では, 線状凹地の検出地点を黒丸, 線状凹地の方向を黒丸から延びるバーで表現している.

線状凹地は尾根上およびその近傍の山腹斜面で検出されていて, 尾根から離れた山腹斜面の下流では検出されていない. ゆえに線状凹地の発生を規制する地形条件の中で最も重要なものは尾根である.

四国島の中でも線状凹地の分布に偏りがある(図1). なぜ, 分布に偏りがあるのか. その原因

を明らかにすることは線状凹地の地形条件をより厳密に規定することになる. 中央構造線より北の地域では, 讃岐山脈や高縄半島の一部地域を除いて, 線状凹地はほとんど分布していない. ところが中央構造線の南の四国山地に入ると, 線状凹地の数が急激に増加し全域に分布している. なかでも, 四国山地の中央部から東部にかけての地域と, 室戸岬の北の山地に集中分布が見られる. しかし, 四国山地の西部の地域には, 顕著な集中分布は認められない.

図2を用いて四国島の地形をもう少し詳しく見てみると, 中央構造線より北の地域は全般に地形の凹凸が不明瞭である. ところが, 線状凹地が集中分布する四国山地の中央部から東部にかけての地域は, 地形の凹凸が明瞭で, 連続性の良い稜線

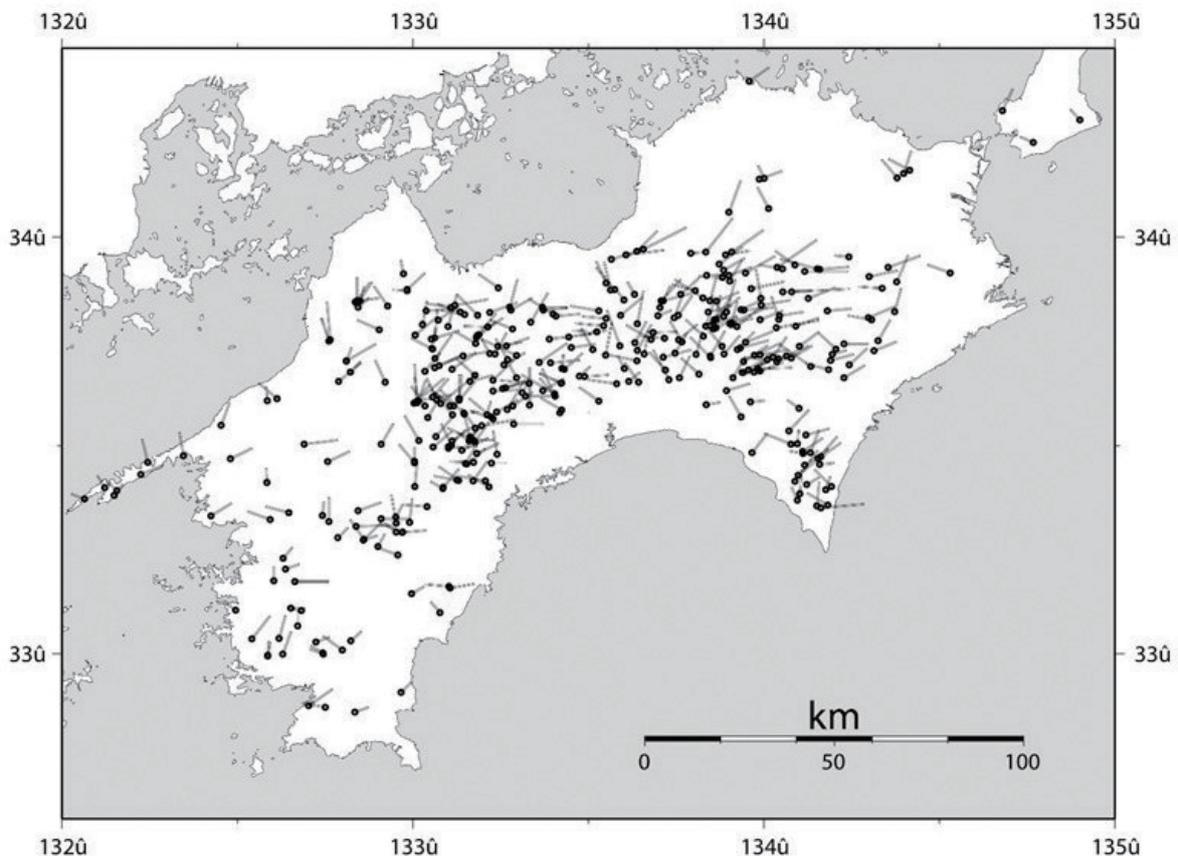


図1 国土地理院発行の2万5千分1の地形図の判読で検出した四国島の線状凹地の分布図(布施・横山, 2004).

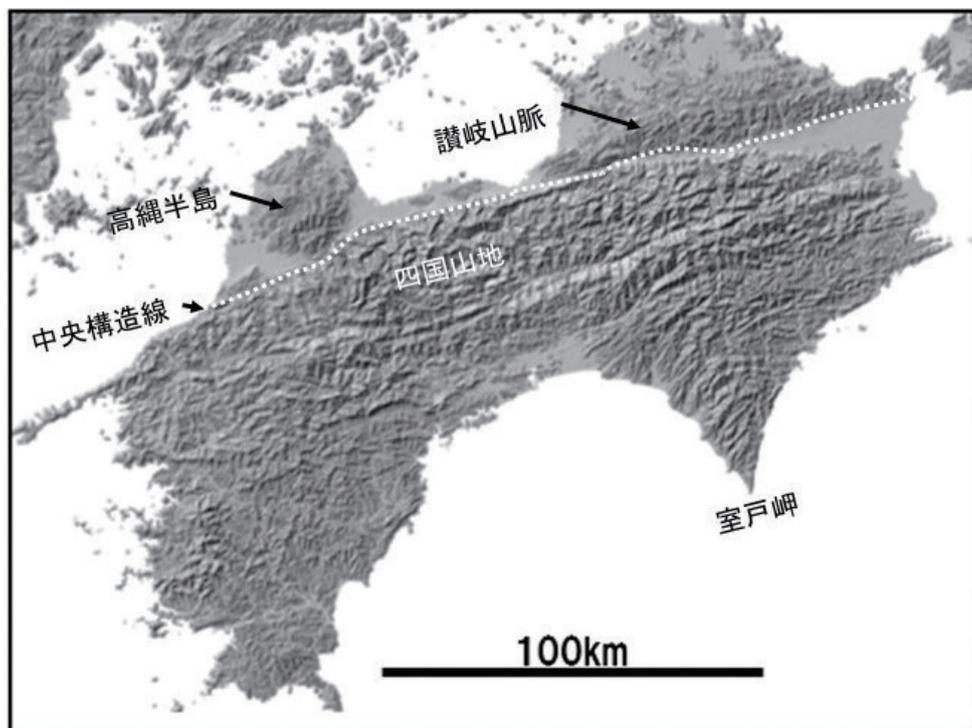


図2 四国島の陰影起伏図（地理院地図（電子国土 Web）の陰影起伏図）に加筆.

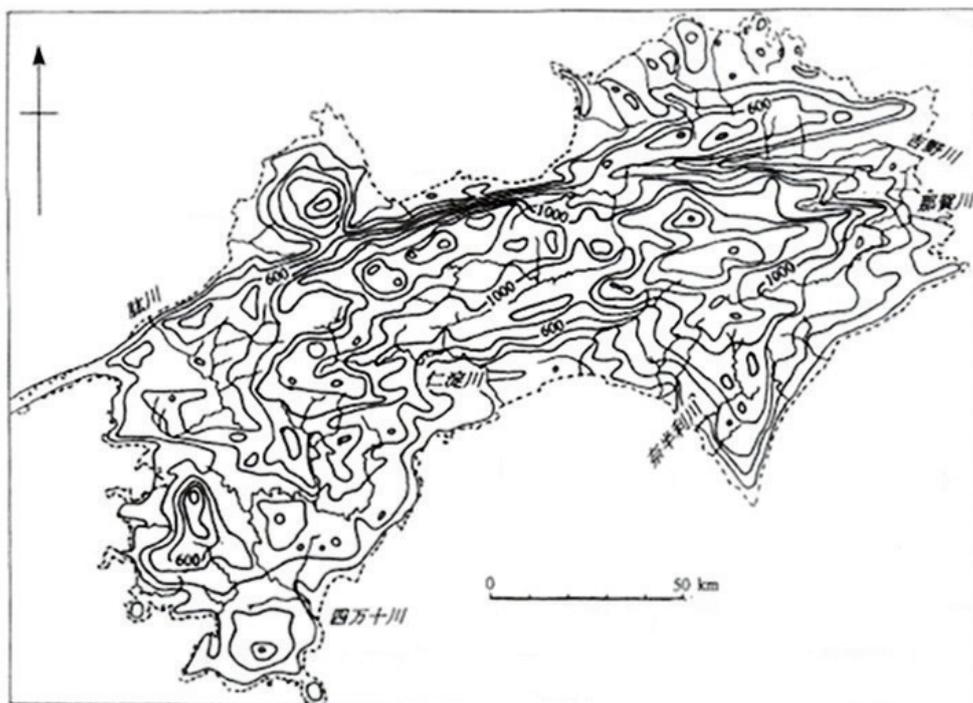


図3 四国島の接峰面図（岡，2016）.

が東北東—西南西方向に延びている。同じく線状凹地が集中分布する室戸岬の北の山地でも、山地の中央を走る南北方向の尾根から分岐した東北東—西南西方向および北東—南西方向に延びる尾根が連続性の良い稜線を形成している。それに対して、線状凹地の数が少なく散らばっている四国山地の西部地域では、全体に地形の凹凸が不明瞭で、稜線は連続性に乏しい。

4. 四国島の線状凹地の発生場所と標高との関係

線状凹地の発生は尾根の標高の影響を受けているのだろうか。四国島の線状凹地の分布図(図1)に接峰面図(図3)を重ねると、中央構造線の北の地域は全般に標高が低く、線状凹地の分布は、標高1,000mを越える高峯が分布する高縄半島や讃岐山脈の一部地域にほぼ限られる。四国山地では、線状凹地が集中分布する中央部から東部にかけての地域は、標高1,200m以上の高峯が連なる山地が広く分布し、四国島で最高峰の石鎚山(1,982m)や2番目に高い剣山(1,954.9m)もその中に位置している。室戸岬の北の山地にも線状凹地が集中しているが、この地域には標高1,000mに達する高峯は限られる。反対に、四国山地の西部でも、宇和島の南には、周囲の山地よりも比高が500～600m以上になる三本杭(1,226.0m)

や高月山(1,229.1m)など1,000m以上の高峯が広がる山地があるが、そこには新第三紀の高月山花崗岩が分布し、線状凹地は分布しない。このように四国山地の中央部から東部にかけての地域では、尾根の標高が線状凹地の発生に影響しているように見えるが、四国山地のほかの地域では尾根の標高と線状凹地との関係は明確ではない。

そこで、線状凹地の数と発生場所の標高との関係について検討してみた。図4は、標高を100mごとに区切った領域内に分布する線状凹地の数を整理したものである。線状凹地は標高100mを越えると出現しはじめ、400mを越えるとその数が増え、標高600～700mの区間と標高800～900mの区間で、その数は44箇所と最も多くなっている。ところが標高がさらに高くなると、数が次第に減少してゆく。これには各区間内の面積が影響していると考えられる。

そこで、単位面積(km²)当たりの数(NU)で比較する(図5)。面積は0～100mの区間で最も広く、標高が高くなるにつれて狭くなっている。各面積区間におけるNUの具体的な数値は省略するが、たとえば、100～200m区間のNUが0.0011であるのに対し、1,200～1,300m区間のNUは0.1083と100倍近くになっている。1,600m以上の区間は著しく面積が狭くなるので正しいNUを示していると断言することはできないが、

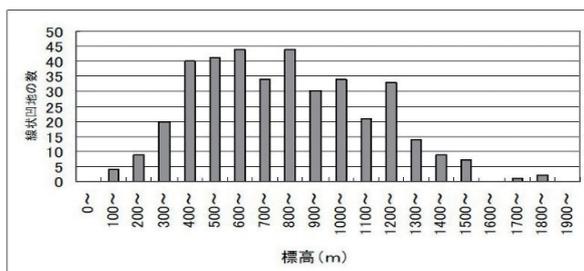


図4 標高区間(100m)ごとの線状凹地の数を示す図(布施・横山, 2004).

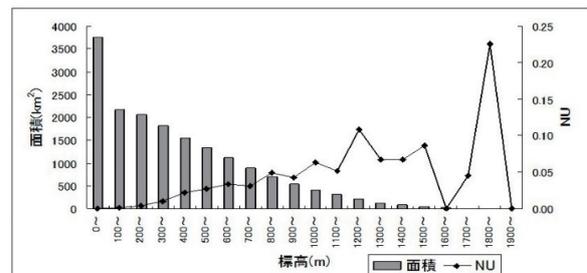


図5 標高区間(100m)ごとの面積と単位面積(km²)当たりの線状凹地の数(NU)を示す(布施・横山, 2004).

NUは標高が高くなるにつれて、増加する傾向があるのは間違いなく、線状凹地は発生場所の標高の影響を受けていると考えられる。

以上、四国島で明らかになった線状凹地の発生の地形条件は、山地の凹凸が明瞭で、連続性が良い稜線をもつ高峰が集中する地域にあって、標高が高い尾根であることである。このような地形条件を最も満たしているのが四国山地の中央部から東部にかけての地域で、そこに線状凹地は集中分布している。

5. 線状凹地の地形から推察した構造モデル

多くの線状凹地は凹地を挟んで両側壁の地盤

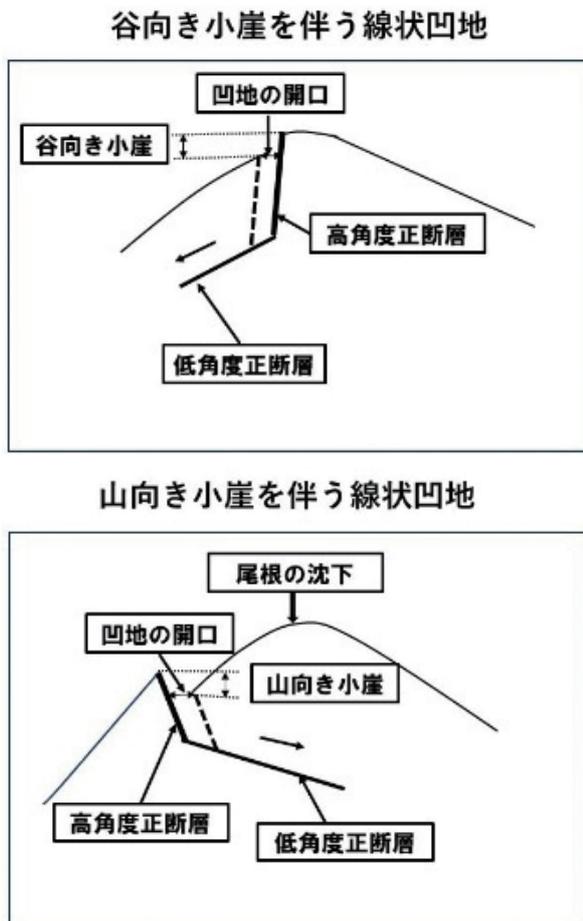


図6 谷向き小崖を伴う線状凹地と山向き小崖を伴う線状凹地の構造モデル。

の高さに差がある。この点に着目すると、線状凹地には、ノンテクトニック正断層に相当する高い方の側壁（小崖）が谷側を向く、谷向き小崖を伴う線状凹地と、高い方の側壁（小崖）が山側を向く、山向き小崖を伴う線状凹地がある。

いずれのタイプの線状凹地も、小崖をつくっているノンテクトニック正断層がある深度で高角度から低角度に変化し、断層上盤が低角度正断層の上を滑り落ちることで、両側壁の間の段差地形と凹地の開口が同時に形成される。図6はそれを模式的に示した構造モデルである。

6. 谷向き小崖を伴う線状凹地の地形変化

付加体地すべりは谷向き小崖を伴う線状凹地から成長したものと予想される。その典型的な事例は高知県高岡郡越知町の谷ノ内地すべりである（佐々木・横山，2013）。図7では、線状凹地（A-B）の背後の北東-南西方向に延びる尾根頂部の平坦面はノンテクトニック正断層による切断で非対称な形態をしている。尾根の南東側の急斜面が高角度断層面に当たる谷向き小崖である。線状凹地（A-B）は北東端（A地点）および南西端（B地点）が閉じた谷状地形を形成している（写真1）。線状凹地の南側壁の頂部は盛り上がり、微高地a, b, cを形成している。線状凹地の凹地底の標高は、微高地bの南東端の近くに位置する窪地が最も低く、そこから両端に向かって高くなっている。

現在は、谷向き小崖が谷ノ内地すべりの滑落崖になり、線状凹地（A-B）の中を谷ノ内地すべりの地表面輪郭構造が走っている。谷ノ内地すべりの滑落崖は侵食・崩壊が進み、線状凹地は埋積堆積物で浅くなっている。

一般的に谷向き小崖を伴う線状凹地が付加体

線状凹地の発生場所の地形学的考察と凹地内の破壊構造の地質学的考察に基づく、四国山地の線状凹地の誘因に関する研究

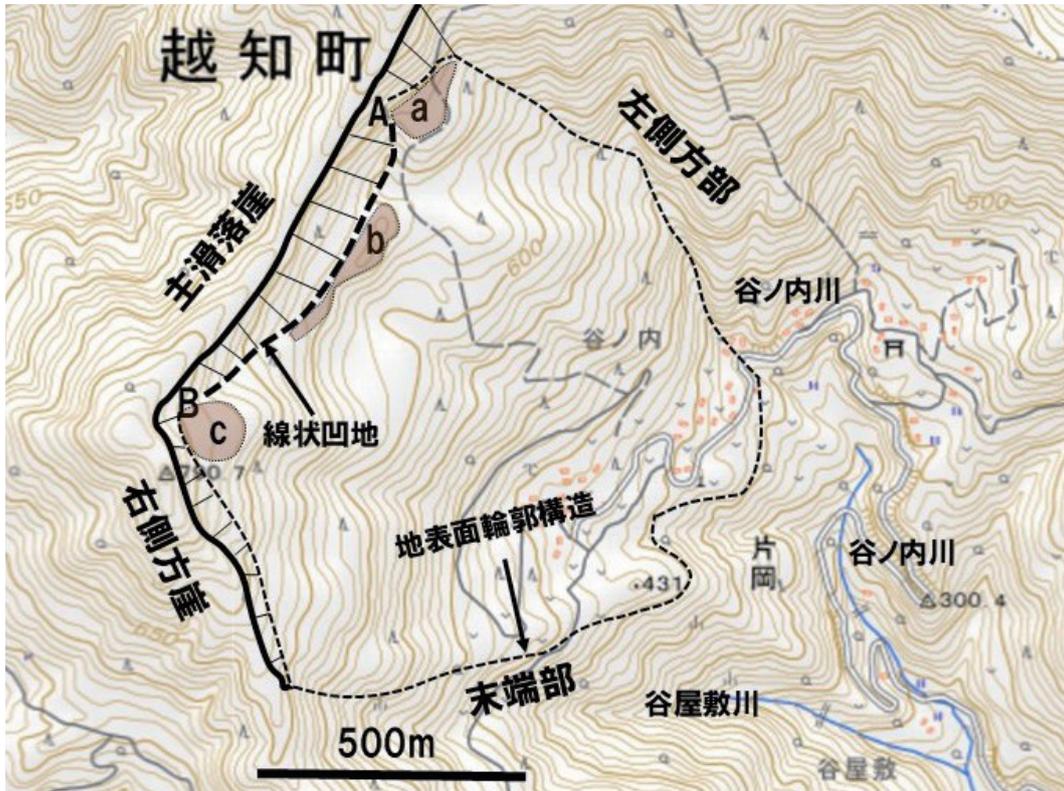


図7 谷ノ内地すべりの地すべり地形（佐々木・横山（2013）を簡略化．国土地理院発行の2万5千分1地形図に加筆）..



写真1 谷ノ内地すべりの滑落崖と移動体(微高地 b の部分)の境界をなす線状凹地(A-B).

地すべりに発展するには、線状凹地より下流側の地盤において、地すべりのすべり面になり得る岩相が低角度正断層の深度に当たる位置に存在すること、さらに地すべりの発生を妨げるチャートのような硬質な岩相が地表面輪郭構造を横切る位置に分布していないことが必要な条件となる。二つの条件が満たされれば、谷向き小崖を伴う線状凹地は地すべりの有効な前兆現象になり得る。

谷ノ内地すべりでは、低角度正断層による破碎で生じた苦鉄質千枚岩起源の断層岩が地下水と反応して、すべり面粘土が醸成される。すべり面粘土は地震の度に下流に向かって成長し、谷屋敷川の左岸谷壁に到達すると、地すべり移動体が不動域から完全に分離される。それ以降は、豪雨によって滑動を繰り返す徐動性地すべりに変わる。

7. 山向き小崖を伴う線状凹地の地形変化

山向き小崖を伴う線状凹地の地形変化は谷向き小崖を伴う線状凹地のそれよりも複雑である。ここでは、代表的な3ステージの事例を時系列に並べて地形発達史を組み立てた。

(1) ステージ1の事例：山向き小崖より上流側の斜面の緩傾斜化

事例は、高知県のいの町と愛媛県西条市との県境に位置する笹ヶ峰に発達する山向き小崖 (e-f) で、山頂から北東に延びる主稜線 (c-d) の南斜面に存在する (図8, 写真2)。

笹ヶ峰 (標高 1,859.6m) からちち山 (標高 1,855m) にかけて、三波川帯白滝ユニットの苦鉄質片岩が分布している。地質は同じでも、ちち山は尖り、笹ヶ峰の山頂から北東に延びる尾根



図8 笹ヶ峰の変動地形分布図 (地理院地図 (電子国土 Web) に加筆)
 a-b, c-d, q-s: 主稜線, e-f, g-h, i-j, k-l, m-n, o-p: 山向き小崖 (毛羽の方向に傾斜), q-r: 谷向き小崖 (毛羽の方向に傾斜), 破線の囲みに矢印: 凹地.

は平坦になっている。山向き小崖 (e-f) を境に、下流側の斜面は勾配 35 ~ 40° で、ほぼこの勾配を保ったまま、ちち山の南斜面に連続している。これに対して、上流側の斜面の勾配は 14 ~ 24° とかなり緩くなっている。ちち山の山頂を通る主稜線 (a-b) は b 地点で途切れ、北に約 200m ずれた位置 (c 地点) から、笹ヶ峰の主稜線 (c-d) は始まっている。上流側の斜面の緩傾斜化や主稜線のずれは笹ヶ峰の尾根 (主稜線) の沈下を示唆しているが、この事例では、笹ヶ峰の主稜線 (c-d) の標高は山向き小崖 (e-f) の頂部の標高よりも高く、尾根の沈下は明瞭ではない。

(2) ステージ 2 の事例：明瞭な尾根の沈下

事例は、白髪分かれ (標高 1,735.8m) から東に延びる主稜線 (a-b) の南斜面に発達する山向き小崖 (e-f) で、高知県香美市と徳島県三好市

の県境に建つ白髪避難小屋の南に位置する (図 9, 写真 3)。

地質は御荷鉾帯の赤良木ユニットの苦鉄質千枚岩を主体とし、変成チャートと少量の泥質千枚岩を伴う。山向き小崖より上流側斜面は下流側斜面よりも緩傾斜であるだけでなく、白髪避難小屋より東では、主稜線 (a-b) の標高は山向き小崖の頂部の標高よりも約 1m 低くなっており、山向き小崖に沿って尾根が沈下したことは明らかである。主稜線 (a-b) は b 地点で途切れ、北に約 68m ずれた位置 (c 地点) から主稜線 (c-d) は始まっている。

(3) ステージ 3 の事例：断層下盤からなる山向き小崖の痩せ尾根化と断層上盤の平坦化

事例は、高知県香美市と徳島県三好市の県境に位置する三嶺 (標高 1,893.6m) の山頂から東



写真 2 笹ヶ峰の山向き小崖 (e-f) がつくる変動地形 (加藤弘徳氏撮影)。

に延びる尾根に存在する、山向き小崖を伴う線状凹地がつくるノンテクトニック変動地形である(図 10, 写真 4).

地質は御荷鉢帯の御荷鉢ユニットの片状変成

玄武岩碎屑岩である。断層下盤からなる山向き小崖起源の痩せ尾根 (g) は、非変動斜面から立ち上がり、三嶺山頂から東に延びる尾根を形成している。痩せ尾根の北側斜面は山向き小崖に相当し、

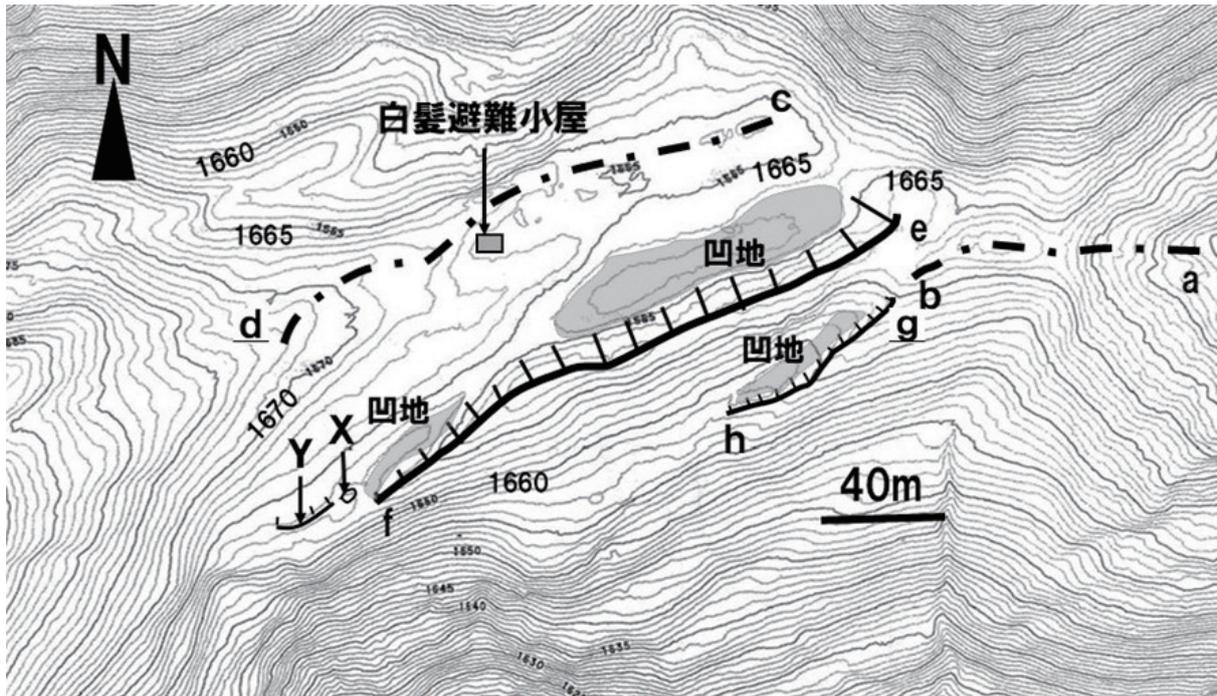


図 9 白髪避難小屋付近の変動地形分布図(航空レーザ測量で得られた数値標高モデル (DEM) で作成された等高線間隔 1m の地形図に加筆)

a-b, c-d: 主稜線, e-f, g-h: 山向き小崖 (毛羽の方向に傾斜), X: 陥没穴, Y: 小規模な山向き小崖



写真 3 白髪避難小屋付近の山向き小崖(e-f)がつくる変動地形(本間こぎと氏撮影)

線状凹地の発生場所の地形学的考察と凹地内の破壊構造の
地質学的考察に基づく、四国山地の線状凹地の誘因に関する研究

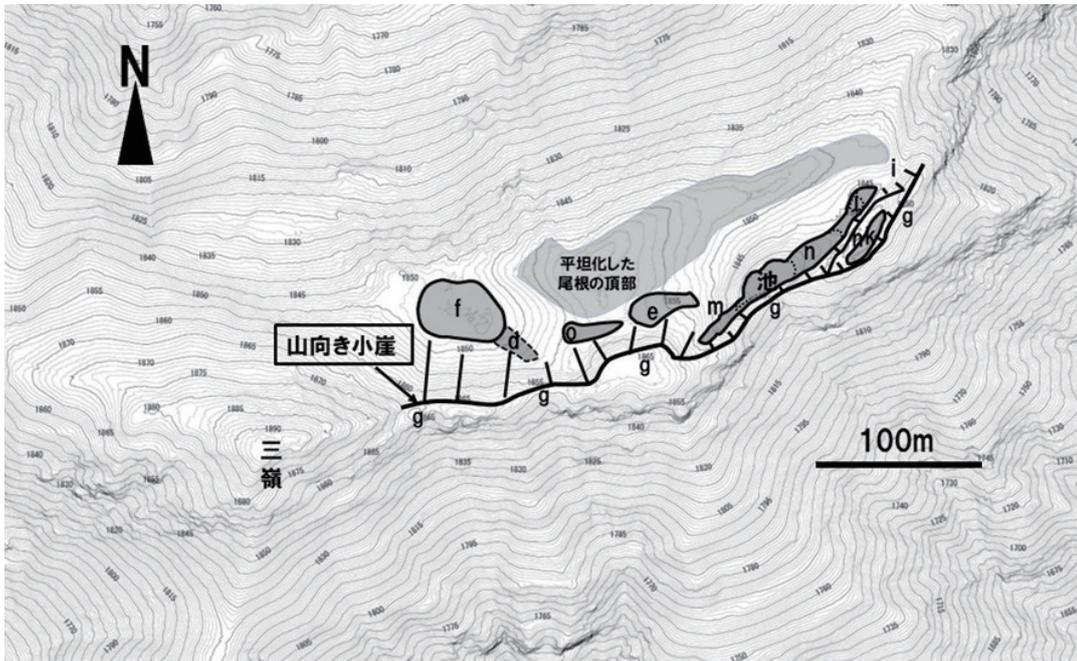


図10 三嶺の東尾根の変動地形分布図（航空レーザ測量で得られた数値標高モデル（DEM）で作成された等高線間隔1mの地形図に加筆）

- g：山向き小崖の下盤からなる痩せ尾根，
- h：gから分岐した痩せ尾根，
- f, d, o, e, m, 池, n, j, k：線状凹地および凹地，
- i：線状凹地群がつくる谷状地形の東端



写真4 三嶺の東尾根に発達する変動地形の空中写真（坂本彰氏撮影）

それに沿って線状凹地群（西から f, d, o, e, m, 池, n, j, k）が配列している。そのうち、線状凹地 f と線状凹地 m ~ j は深く陥没している。線状凹地群の北側の断層上盤からなる地盤は尾根の沈下で平坦化している。

ステージ3に当たる山向き小崖を伴う線状凹地がつくるノンテクトニック変動地形は、基岩の岩相や地質構造によって変化するが、非変動斜面から立ち上がる山向き小崖起源の痩せ尾根、山向き小崖、線状凹地、尾根の沈下による平坦な地形という基本的な変動地形の配列は変わらない。

8. 高知県大引割峠付近のチャートに発達する線状凹地

8.1 地質

北側の仁淀川水系と南側の四万十川水系の分水嶺になっている尾根に向かって、仁淀川の支流岩屋川を遡ったところに大引割峠が位置する。大引割峠を含む地域には、東西約 3.3km, 南北 1 ~ 1.4km の付加体のチャートからなる孤立岩体が、黒瀬川帯に分布する下部白亜系の正常堆積岩類（固結度の低い砂岩・礫岩主体）の上に北から衝上している（図 11）。加藤ほか（2008）はこのチャートの孤立岩体を大引割チャートと命名した。

大引割チャートは、下位の下部白亜系もろとも切断する複数のテクトニック断層（東西系の F1 断層と南北系の F2 ~ F6 断層）によって分断されている（図 11）。F1 断層は南北系の F4 ~

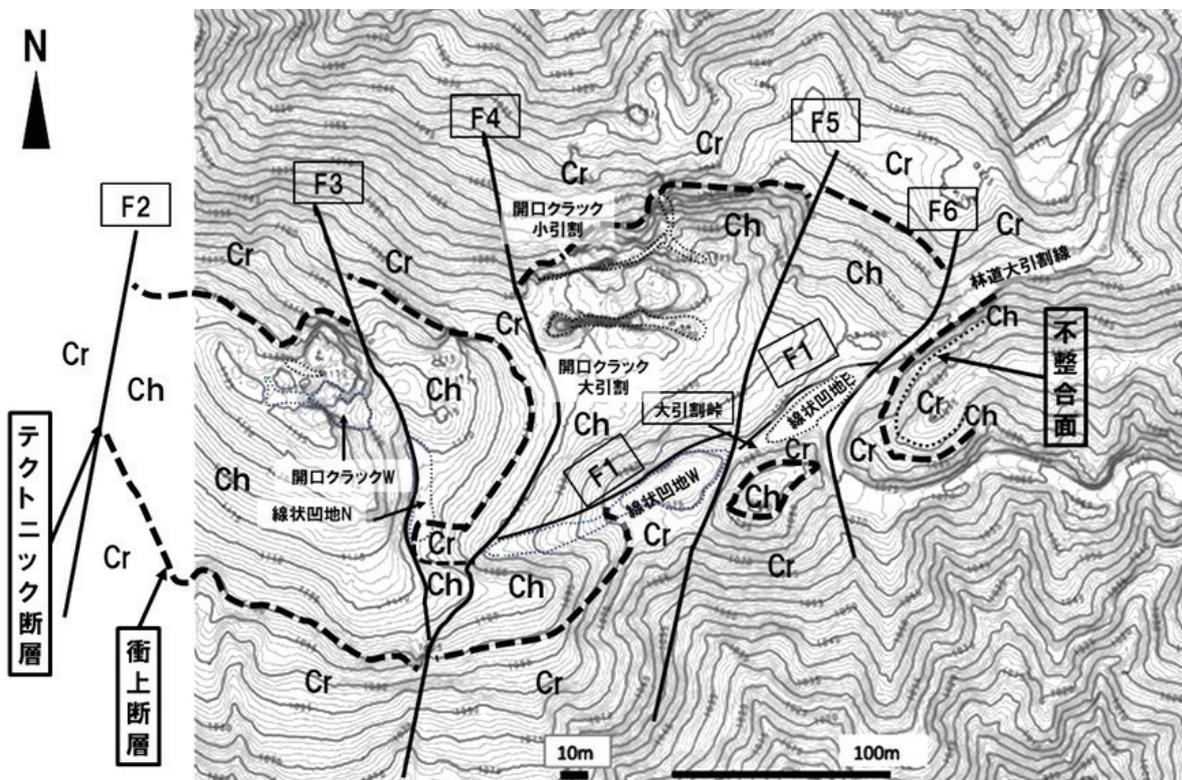


図 11 大引割峠付近の地質図（航空レーザ測量で得られた数値標高モデル（DEM）で作成された等高線間隔 1m の地形図に加筆）

F1 ~ F6（実線）：テクトニック断層，破線：衝上断層，点線で囲まれた範囲：線状凹地および開口クラック，Cr：下部白亜系，Ch：大引割チャート

F6 断層に切られている。F2 断層の西側は下部白亜系が分布している。F2 断層の東側は下部白亜系の上に大引割チャートが分布しているが、F2～F6 断層によって分割された4ブロックの間では、西のブロックほど標高が高く、かつ衝上断層の標高も高くなっている。F6 断層より東の山地では、下部白亜系に衝上したチャートの平坦な頂部をさらに下部白亜系が不整合で被っている。

8.2 ノンテクトニック変動地形

調査地には、山向き小崖を伴う線状凹地による変動が進んだ段階のノンテクトニック変動地形が発達している(図12)。仁淀川水系と四万十川水系の分水嶺をなす痩せ尾根が非変動域の山腹斜面から立ち上がる。この痩せ尾根が山向き小崖の

断層下盤からなり、その北側の崖は山向き小崖に相当する。崖に沿って、地形的特徴のみが認定の根拠になっている狭義の線状凹地(W, E, N)と岩盤中の裂け目であることが明確な開口クラックWが分布している。さらにこれらの開口クラックや線状凹地の北側の地盤には尾根の沈下で形成された平坦な地形が広がっている。平坦な地形にも北縁部を中心に開口クラック大引割や開口クラック小引割のほか、小規模な開口クラックや線状凹地が発達している。

以下に、F2～F6断層によってブロック化された領域ごとに、ノンテクトニック変動地形の特徴を記述する。

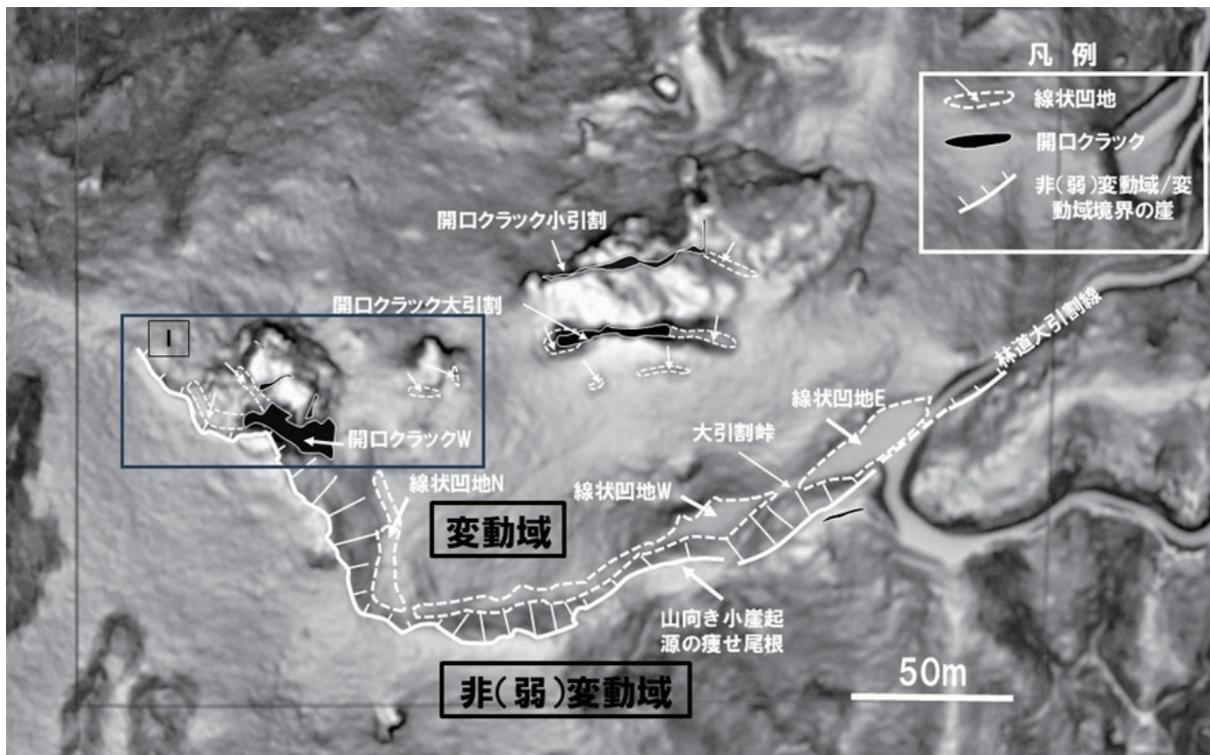


図12 大引割峠付近の変動地形分布図(航空レーザ測量で得られた数値標高モデル(DEM)で作成された赤色立体地図(白黒に変換)に加筆)

山向き小崖の下盤からなる痩せ尾根の北側および東側に発達する崖(山向き小崖)を境に、非(弱)変動域と変動域に分かれる。

I: 図13の範囲

(1) F2 断層と F3 断層に挟まれたブロックの変動地形

ノンプリズムレーザー測距儀を使用して地形計測を行うと、F2 断層と F3 断層に挟まれたブロックでは、痩せ尾根に相当する岩峰 (A1, A2) と尾根の沈下で生じた平坦面に相当する岩峰 (C1, C2) との比高は約 7m である。岩峰 A2 と岩峰 C1 の間には、岩峰 A2 に隣接する最大開口幅 9 m の線状凹地と、岩峰 (C1, C2) に隣接する最大開口幅 4 m の線状凹地に挟まれて、岩峰 (B1, B2) が分布している (図 13)。岩峰 B2 は北西側上がりの高さ 3 ~ 4m の崖を境に消滅し、岩峰 A2 と岩峰 C2 の間には、最大開口幅 13.1m で陥没深 20 m 以上の開口クラック W が形成さ

れている。

(2) F3 断層と F4 断層に挟まれたブロックの変動地形

F3 断層と F4 断層に挟まれたブロックでは、痩せ尾根の麓を走る F3 断層に沿って線状凹地 N が分布している。

(3) F4 断層と F6 断層に挟まれた二つのブロックの変動地形

F4 断層と F6 断層に挟まれたブロックでは、痩せ尾根の北側の崖に沿って、規模の大きな線状凹地 W と線状凹地 E が連なって分布している。二つの線状凹地はそれらを包み込むさらに規模の大

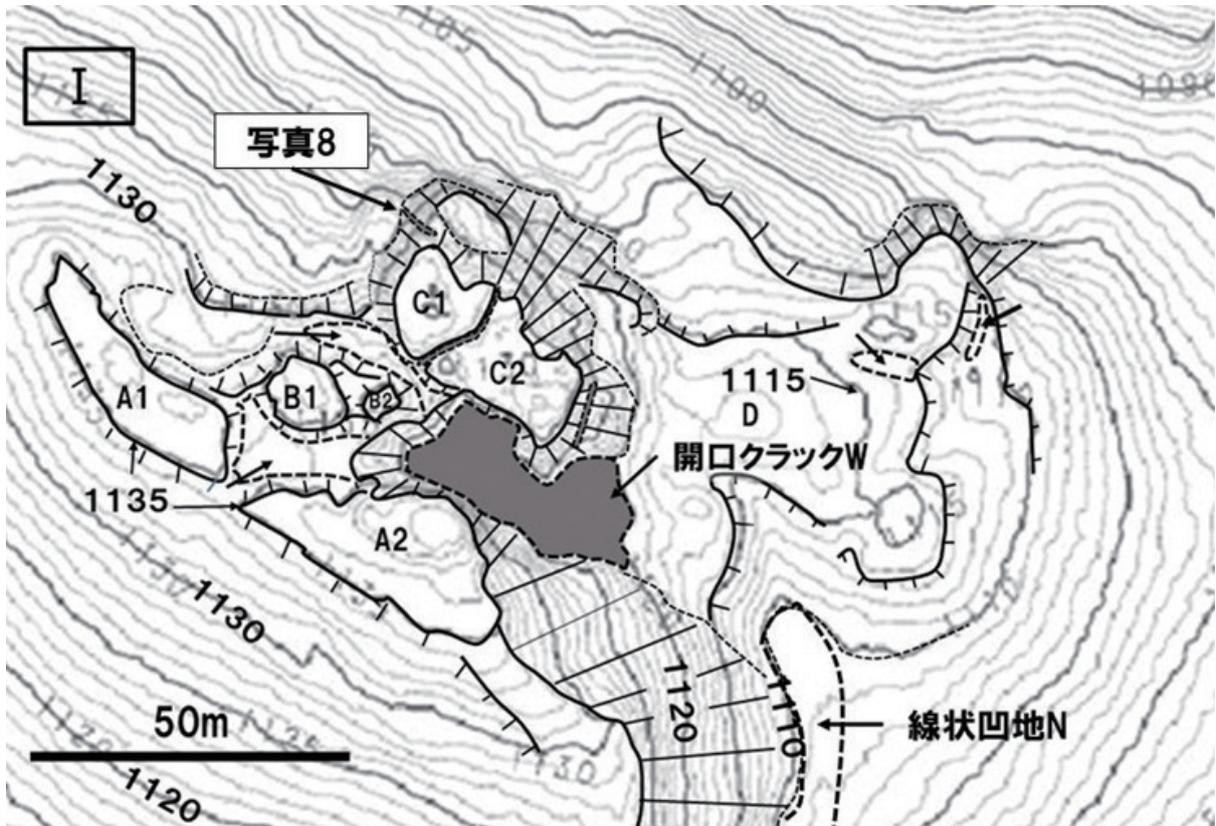


図 13 図 12 の I の範囲を拡大した変動地形分布図 (航空レーザ測量で得られた数値標高モデル (DEM) で作成された等高線間隔 1m の地形図に加筆)
 A1, A2 : 山向き小崖の下盤からなる痩せ尾根に当たる岩峰, B1, B2 : 線状凹地内に分布する岩峰, C1, C2 : 尾根の沈下による平坦面に当たる岩峰.

きな谷の中にあり、その中の谷中分水界の高まりに大引割峠が位置している。西側の線状凹地 Wの方が深く、大引割峠から見て5m以上の深さがある。これに対して、東側の線状凹地 Eは、現在林道大引割線の工事で出た残土によって埋められているが、埋められる以前の計測では、線状凹地の深さは1~2mであった。これらの線状凹地の側壁の高さは総じて南側壁の方が高く、両者の比高は約10mである。線状凹地 WとEは下部白亜系の中に形成されているが、線状凹地 Wの北側壁に一箇所チャートが露出しているだけで下部白亜系の地層は露出していない。

開口クラック大引割は西部と東部で地形が異なり、ノンプリズムレーザー測距儀による計測によれば、西端から長さ38mの区間は、深さが30mで、開口幅3~6m、底面の幅2m前後の空洞になっている。空洞内の向かい合う壁面はかみ合わないので、壁面の一部は崩落した可能性があるが、底面に大きな礫は見当たらない。空洞の東端には東側上がりの崖が形成されており、崖から東端までの25mの区間は、南側壁の地表面からの深さ約5m、開口幅8m前後の線状凹地が形成

されている。線状凹地の北側壁は、南側壁の地表面より7~8m位高く、そこには岩盤が露出しているが、東端に近づくにつれて露頭が失われる。南側壁は全域で露頭がない。

開口クラック大引割とその北に分布する開口クラック小引割の間には、標高1,092mと1,100mに遷急線をもつ幅25~30mの平坦面が広がっている。

図14は開口クラック小引割の巨石と空洞(図14の凡例では山上開口クラックと表記)の分布図である。開口クラックの西端から記載すると、a-b区間は、北西-南東方向の壁面と、北東-南西方向の壁面が交互に繰り返すが、全体としてはほぼ東北東方向に向けて50m延びている。クラックの形状は複雑で、開口幅も変化に富み、巨石が埋めているところと深部まで空洞が続いているところが繰り返している。空洞をノンプリズムレーザー測距儀で測定したところ、最大深さ約24m、最大開口幅6mであった。b-c区間では、南南東方向に向きを変えて開口幅約2mの空洞が約8m延びている。c-g区間では、東南東方向に約20m延びる崖の南西側に最大幅9mの線状凹

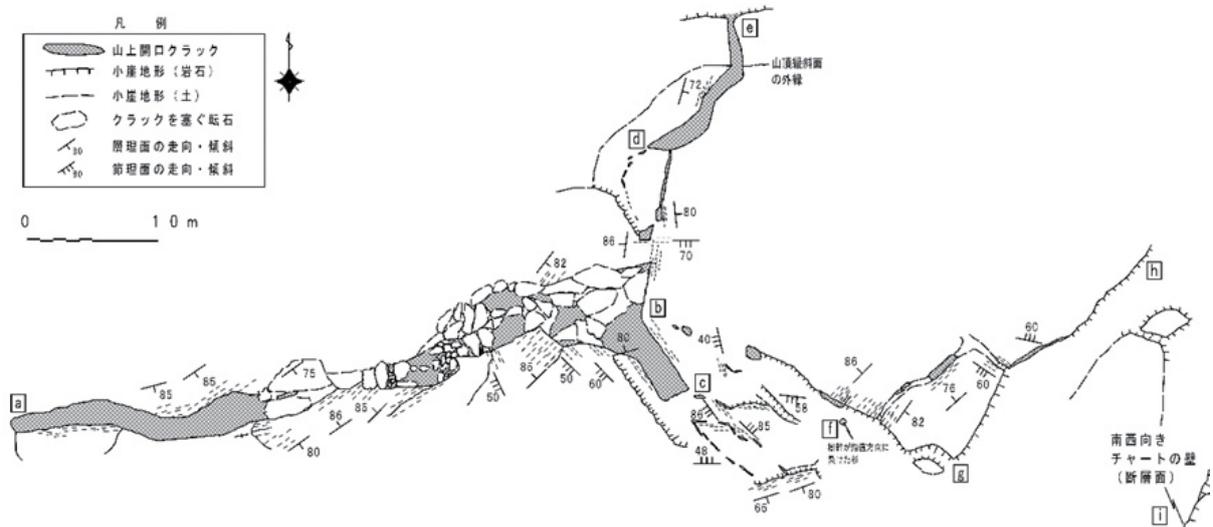


図14 開口クラック小引割のスケッチ (加藤ほか, 2008).

地が形成され、その中には小規模な開口クラックや線状凹地が分布している。さらに、g-h 区間では、北東方向に延びる小規模な開口クラックとその先に崖が延びている。

また、b 地点で分岐して北の方向に延びる開口



写真5 岩峰B1の頂部付近を構成する巨石群。



写真6 線状凹地を挟んで向かい合う巨石群からなる岩峰B1と巨石化していない岩峰C1。



写真7 岩峰A2と岩峰C2の間が陥没した開口クラックW。開口クラックWの内部は巨石で埋められている。

クラックもある。この開口クラックは途中で向きを北北東の方向に変えて山腹斜面の頂部 (e 地点) まで延びている。

8.3 開口クラック内に発達する破壊構造

破壊構造として注目したのは開口クラック内の巨石や角礫岩塊である。

岩峰 (B1, B2) と開口クラック W は、岩峰 (A1, A2) と岩峰 (C1, C2) が両側壁をなす広義の線状凹地内に位置している。

岩峰 (B1, B2) は、岩峰 (A1, A2) よりもわずかに標高が低いにすぎないが、全体が径数メートルの巨石を乱雑に積み重ねたような産状を呈している、巨石は角が欠けているものが多く、空洞も多い (写真5)。岩峰を形成していても、岩峰 (A1, A2) や岩峰 (C1, C2) は巨石化していない (たとえば、写真6)。

開口クラック W の内部も径数メートル規模の巨石で埋められている (写真7)。巨石は角が欠けているものが多く、側壁面と巨石、巨石と巨石の間には空洞が形成されている。大部分の巨石は両側壁の間に陥没した岩盤に由来するが、地表付近には両側壁から剥離・崩落した巨石が含まれている。巨石のサイズや産状は岩峰 (B1, B2) のものと類似している。

開口クラック小引割の内部を埋めている巨石の規模や角の欠けた形態は岩峰 (B1, B2) の巨石や開口クラック W 内の巨石と変わらないが、空隙の領域が広い。巨石が形成される前の状態を示すと考えられる亀裂性岩盤が開口クラック内に挟まっているところもある。

写真8は、岩峰C1の崩壊によって開口クラックの断面が露出した稀な例である (場所は図13に示す)。地表部では南側上りの段差地形が観察される。互いにかみ合った規模のやや小さい角

礫岩塊が凹地内部を充填し、空洞は少ない。側壁面は角礫岩塊を縁取り、凹凸が目立つ。角礫岩塊を画するクラック数と比較すると、両側壁に発達するクラックは少ない。

9. 考察

9.1 線状凹地の発生場所の地形条件から推察した誘因

線状凹地の誘因として考えられるのは降雨と地震動である。線状凹地の発生場所は尾根付近に限られるが、雨は尾根だけに降る現象ではない。したがって、降雨が線状凹地の主要な誘因になったとは考えられず、地震動が誘因の可能性が高い。そこで、四国山地で明らかになった線状凹地の発

生場所の地形条件と、既往の文献に示されている地震時落石・崩壊の発生場所の地形条件と比較して、線状凹地の誘因を推察する。

六甲山地で花崗岩の露頭崖が出現する頻度が高いのは谷底付近の斜面である。露頭崖の出現頻度だけを見ると、地震時落石・崩壊の発生頻度は谷底付近で高くなると予想されるが、1995年兵庫県南部地震時には、尾根の遷急線付近の露頭崖から落石・崩壊が多発した(横山・菊山, 1997)。しかも、谷底との比高が大きい尾根付近で地震時落石・崩壊の発生数が多くなった。このことから、切り立った尾根の頂部付近ほど地震動が増幅しやすいことが予想された。落合ほか(1995)は地震時応答解析によるシミュレーションによって尾根付近で地震動が増幅することを明らかにしている。栗田ほか(2005)は現地に設置した地震観測によって尾根付近で地震動が増幅することを示した。

田近(2004)は、地震時ノンテクトニック断層は斜面方向(尾根に平行な方向)に規制され、開口断裂または正断層が多いと述べている。浅野ほか(2006)のシミュレーションでは、尾根は延びに対して直交する方向の揺れが大きくなることが示されている。2005年福岡県西方沖地震時の玄界島では、震源から伝播したS波の卓越振動方向に直交して延びる遷急線付近で、遷急線と平行なノンテクトニック正断層が多数発生した(加藤・横山, 2010)。発生したノンテクトニック正断層は開口しており、小規模な線状凹地を形成している。これらの研究から、四国山地において、尾根に平行に配列する線状凹地が卓越するのも原因は同じで、尾根の延びに直交する方向に卓越する揺れで尾根が引き裂かれたことを示唆している。

線状凹地の発生に有利な地形条件は、まずは

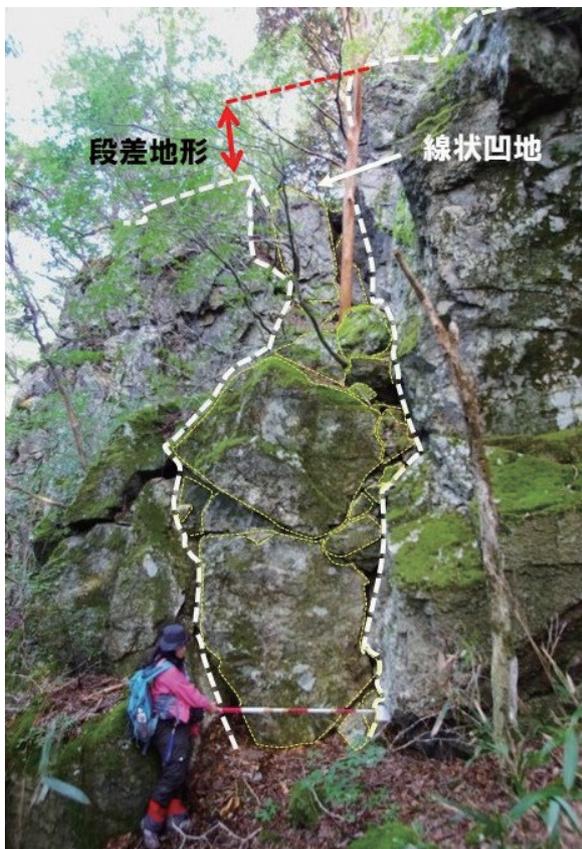


写真8 崩壊で現れた開口クラックの断面(場所は図13に示す)。

尾根であること、そしてその尾根は標高が高く、大きな比高をもち、急峻な凸型であることである。このような地形条件をもつ四国山地の尾根では、地形効果で地震動が増幅する。したがって四国山地の線状凹地の誘因は地震動と考えられる。

9.2 線状凹地の破碎構造から推察した誘因

野外調査によって明らかになった現在のチャート岩盤のクラックの分布密度は、線状凹地の両側壁の岩盤よりも巨石や角礫岩塊の元になった凹地内部の岩盤の方が高い。現在のクラックの分布密度が変動前の潜在クラックの分布密度を反映していると仮定すると、潜在クラックの分布密度も線状凹地の両側壁の岩盤よりも凹地内部の岩盤の方が高かったと推察される。

地震が発生したとき、潜在クラックの分布密度が低い両側壁の岩盤は、地震動で大きく揺れたが、大きく破壊しなかったために、破壊することで失われる地震動エネルギーが少なく揺れ続けた。一方、潜在クラックの分布密度が高い凹地内部の岩盤は、地震動エネルギーが潜在クラック内の空気や水に吸収されて減衰したためにあまり揺れなかったが、両側壁の岩盤から伝播した地盤動によって破壊された。地震の度にこのような破壊が繰り返され、最終的には凹地内部の岩盤が一方的に破壊された。線状凹地の両側壁に当たる岩峰 (A1, A2) や岩峰 (C1, C2) が破壊されていないのに、線状凹地内に位置する岩峰 (B1, B2) のみが破壊されたのも、同様の解釈で説明できる。大きな岩塊が内部を埋めている開口クラック W や岩峰 (B1, B2) では、慣性力は岩塊の質量に比例するために、岩塊は大きく揺れて互いに衝突し、角が欠けた巨石が形成されたと考えられる。

チャート岩盤には潜在クラックの分布密度の高い領域が存在していて、地震時にはその領域が

線状凹地に発展したと考えられる。

9.3 四国山地の線状凹地の形成に影響した地震

四国島に被害をもたらす恐れのある地震は、南海地震あるいは南海トラフ地震と呼ばれる海溝で発生する海溝型地震 (プレート境界型地震)、2001 年芸予地震など沈み込んだフィリピン海プレート内で発生する海洋プレート内地震、中央構造線のように陸のプレート内で発生する内陸型地震である。いずれのタイプの地震が発生しても、地震動によって尾根が裂ける可能性があるが、規模の大きな線状凹地への成長を可能にするのは、約 100 年ごとに繰り返し発生する発生頻度の高い海溝型巨大地震である。

南海トラフ (海溝) 沿いで発生する海溝型巨大地震の震源域をフィリピン海プレートのプレート境界の深度 35 km 辺りまで (三好・石橋, 2004) と想定すると、四国島では、震源域は中央構造線付近まで広がると予想されている。四国山地の直下に震源域が広がることで、強震度域も広がる。南海トラフ地震によって何度も激しく揺すられてきた四国山地では、今日までに激しいダメージを何度も受け、特に隆起の著しい高峰地域の急峻な尾根では線状凹地の発生・成長の頻度が高くなったと考えられる。

10. まとめ

地形学および地質学的考察から、四国山地に発達する線状凹地の誘因は地震動であることを明らかにした。

四国山地の線状凹地の形成に影響した地震は約 100 年ごとに繰り返し発生する南海トラフ地震である。南海トラフ地震の度に、四国山地は激

しいダメージを繰り返し受けてきた。四国山地の特に隆起の著しい高峰地域では、急峻な尾根は地形効果で地震動が増幅し、尾根に直交する方向の揺れ（地盤動）で尾根が裂けて尾根に平行な線状凹地が多発した。

チャート岩盤では、地震時には潜在クラックの分布密度の低い岩盤は大きく破壊されなかったために、破壊することで失われる振動エネルギーが少なく、揺れ続けた。その揺れ（地盤動）の伝播で潜在クラックの分布密度の高い岩盤は破壊された。地震の度に同様の現象が繰り返されたことで、潜在クラックの分布密度の高い岩盤は一方向的に破壊され、線状凹地内部に角礫岩塊や巨石が形成された。チャート岩盤では、潜在クラックの分布密度の低い岩盤に挟まれて分布する潜在クラックの分布密度の高い岩盤が線状凹地に成長した。

謝辞

本論文は公益財団法人深田地質研究所の深田地質研究所ニュースの連載「四国山地は尾根から裂ける」（2020～2025年）を基に、線状凹地の誘因についてまとめたものである。大引割峠付近のノンテクトニック変動地形の現地調査（2004～2015年）では、当時高知大学の学生・大学院生・研究生であった藤澤 彬さん、針山岳大さん、布施昌弘さん、本間こぎとさん、加藤弘徳さん、光本恵美さん（abc順）に同行していただき、有益なコメントをいただいた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

文献

浅野志穂・落合博貴・黒川 潮・岡田康彦（2006）：
山地における地震動の地形効果と斜面崩壊へ

の影響。日本地すべり学会誌，**42**（6），457-466.

古谷尊彦（1979）：四国山地の Gravitational Slide の予察的研究—三嶺・天狗塚・綱附森・京柱峠付近の空中写真判読を例に—。千葉大学教養部研究報告，**B12**，63-68.

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。第43回日本地すべり学会研究発表会講演集，561-564.

甲藤次郎（1961）：大引割・小引割調査報告書。仁淀村，11p.

加藤弘徳・横山俊治・光本恵美（2008）：高知県大引割・小引割—山上開口クラック群—の構造と発生機構（予報）。第47回日本地すべり学会研究発表会講演集，93-96.

加藤弘徳・千木良雅弘（2009）：中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形。応用地質，**50**（3），140-150.

加藤靖郎・横山俊治（2010）：2005年福岡県西方沖地震による玄界島頂部のノンテクトニック断層。日本地すべり学会誌，**47**（1），42-50.

栗田哲史・安中 正・高橋 聡・嶋田昌義・末広俊夫（2005）：山地形における地震動の増幅特性。日本地震工学会論文集，**5**（3），1-11.

小嶋 智（2018）：応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望。地質学雑誌，**124**（11），889-897.

Kojima, S., Kaneda, H., Nagata, H., Niwa, R., Iwamoto, N., Kayamoto, K. and Ohtani, T. (2015): Development history of landslide-related sagging geomorphology in orogenic belts: Examples in central Japan. In Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G. B., Corominas, J., Azzam, R., Wasowski, J., and Sciarra, N., eds., *Engineering Geology for Society and Territory*,

- 2, Springer, Berlin, 553-558.
- 三好崇之・石橋克彦 (2004): 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状. 地震Ⅱ, **57**, 130-152.
- ノンテクトニック断層研究会編著 (2015): ノンテクトニック断層: 識別方法と事例. 近未来社, 248p.
- 岡 義記 (2016): 四国のネオテクトニクス概観. 日本地質学会編集, 日本地方地質誌 7 四国地方, 朝倉書店, 311-325.
- 落合博貴・北原 曜・三森利昭・阿部和時 (1995): 地震による山腹斜面崩壊と地震時応答解析. 兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書, 地すべり学会, 119-132.
- 佐々木 誠・横山俊治 (2013): 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. 高知大学学術研究報告, **62**, 11-23.
- 鈴木郁夫 (1974): 赤石山脈南部の高山地形. 新潟大学教育学部紀要 (自然科学編), **16**, 66-85.
- 鈴木隆介 (2000): 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地. 古今書院, 555-942.
- 仙波咲子・横山俊治 (2006): 蛇紋岩の山頂陥没帯の構造解析: 線状凹地発生の運動像. 日本応用地質学会平成 18 年度研究発表会講演論文集, 425-428.
- 田近 淳 (2004): ノンテクトニック断層の研究 (その 3) - 地震による斜面変動に伴う断層. 日本応用地質学会平成 16 年度研究発表会講演論文集, 75-78.
- 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. 藤田 崇・平野昌繁・岩松 暉・酒井潤一・高浜信行・山内靖喜編, 地質学論集, 斜面崩壊, **28**, 221-232.
- 横山俊治 (2007): 伊野地域の地質, 第 17 章 地質災害. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 産総研地質総合センター, 98-102.
- 横山俊治 (2009): 日々原地域の地質, 第 6 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, 53-65.
- 横山俊治 (2019): 本山地域の地質, 第 9 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, 73-86.
- 横山俊治・菊山浩喜 (1997): 1995 年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構. 地すべり, **34** (3), 17-24.