EGJ Engineering Geology of Japan

吉備高原の地形と古第三系“山砂利層”

鈴木 茂之 [1)]・柳田　誠 [2)]

要旨　吉備高原の“山砂利層”が下部更新統ではなく古第三系であることが判明し，またその地質が明らかになってきたことにより，新生代になってからの吉備高原の地史や地形発達に関して検討した．山地内の河川の谷埋め性堆積物である“山砂利層”の分布から，堆積時の流路が復元できる．このことは分布域である吉備高原地域は古第三紀以来，断層活動などによって分断されず，安定な地塊をなしていたことを示す．

キーワード：吉備高原，“山砂利層”，古第三紀，谷埋め性，中新統

1．はじめに

吉備高原地域において学術的な地質調査が 19 世紀末から 20 世紀初頭に盛んに行われたのは，1888 年に高梁市成羽町から三畳紀の示準化石であるモノチスの発見がきっかけだったのだろうか．吉備高原中央部にある“大賀の衝上断層露頭”は，石炭系石灰岩と三畳系成羽層群の不整合露頭（大藤, 1985）であることが判明したが，20 世紀前半主流であった秋吉造山輪廻説における大賀時階（Kobayashi, 1941）の模式地であった．また成羽層群からはモノチス化石のほか保存良好な植物化石（Oishi, 1932）を多産すること，吉岡鉱山や柵原鉱山の存在などから 1970 年代頃までは地質学的に重要視されていた（鈴木, 2009）．その後この地域を調査する研究が減ったのは地層岩石の分布露出状況が良くないことも一因であろう．また中・古生界やそれに関連する夜久野岩類などの火成岩は，本来の地質関係や地質構造の複雑さに加え，判定が困難な岩石が多いことから敬遠される傾向にある．新生界についてはまとまって分布する場所は限られ, ほとんどの分布は散在的である．なかには 10m 四方程度しか残っていない地層（2 万 5 千分の 1 地形図上では点）も多い．礫岩層の場合，塊状で層相の特徴をつかみにくく，風化のため露出状況が悪い所がほとんどである．このような産状から，吉備高原の新生界は当初地質学的に価値ある地層とは考えられなかった．しかし後述するように，吉備高原地域はごく緩いたわみ以外の変動を被っていないため，時間をかけて地表を丁寧に調査し，散在する地層の分布をおさえ，さらに年代をできるだけ明らかにする取り組みによって，古第三紀における河川の分布およびその時代による分布の変遷，中新世における海進と多島海の復元などが明らかにされつつある．ここでは吉備高原の古第三系および中新統を中心に紹介し，吉備高原の新生代における安定性について検討したい．

2．吉備高原の地形

吉備高原の地形は小藤（1908）以来，隆起準平原とよばれ（図 1），古い小起伏面主体の高原地形と，隆起によってそれを掘り込んで出来た新しい谷からなる（図 2）（鈴木ほか , 2011）．高原地形は残丘と小起伏面からなる（図 3）．アルカリ玄武岩（8Ma）が作る小さな丘や小さな溶岩台地もある（例えば岡田, 2004）．吉備高原の残丘（美咲町二上山 689m; 吉備中央町太平山 697m; 岡山市金山 500m など）は周囲の小起伏面より約 100 ～ 400 m突出する．この残丘は先白亜系の地層や岩石からなり，中新統や古第三系“山砂利層”は分布しない．残丘の斜面はやや急で，現水系の沢沿いには新鮮な岩石が露出するが，一部には厚い風化帯を伴う赤色土壌が残っており古い地形であることがわかる．小起伏面は多短谷地形が特徴で，その谷による侵食を受けているが尾根には定高性が認められる．この小起伏面は先白亜系の地層や岩石で構成されるが，部分的に古第三系“山砂利層”や中新統が分布する．小起伏面はさらに波長が長く緩い高まりと谷をなす．その谷部は例えば岡山自動車道沿いでは北から北房, 有漢, 賀陽にあり，

Engineering Geology of Japan, No. 7, 27-33 (2017)

Topography and Paleogene “Mountain Gravels” in Kibi Plateau, Southwest Japan

Shigeyuki Suzuki[1)] and Makoto Yanagida[2)]

zysuzuk@cc.okayama-u.ac.jp
[1)] Department of Earth Sciences, Okayama University,
3-1-1 Tsushimanaka, Kita-ku, Okayama, 700-8530, Japan
[2)] Hanshin Consultants Co., Ltd.,
Unizo Kandanishifukuda-cho BLD 2F, 4 Kandanishifukuda-cho, Chiyoda-ku, Tokyo, 101-0037, Japan

[1)] 岡山大学理学部地学科
〒 700-8530 岡山市北区津島中 3-1-1
[2)] 株式会社阪神コンサルタンツ
〒 101-0037 東京都千代田区神田西福田町 4
ユニゾ神田西福田町ビル 2 F

2017 年 6 月 6 日，2017 年 8 月 25 日受理． © 2017 Hiruzen Institute for Geology and Chronology. All rights reserved.

図 1　吉備高原面．山頂部に小起伏をなす平坦面を残す．高梁市備中町布賀．

図 2　吉備高原面とそれを切る谷地形．高梁市成羽町成羽川．

図 3　吉備高原の小起伏面と残丘（金山）．岡山市牧石．

それぞれ谷に沿って中新統の分布を伴っている．古第三系“山砂利層”は岡田（1973），吉川ほか（1973）などにより準平原を構成する地層と考えられてきた．しかし，鈴木ほか（2003）によって更新統でなく古第三系であることが明らかになった．古第三系“山砂利層”は地形に支配されず北から南に分布が追える．小起伏面上には赤色土壌がよく残っている（図 4，5）．有漢の広域農道工事の際には，中新統に覆われる花崗閃緑岩が赤色風化しているところが見

図 4　吉備高原面の表層部．深層まで赤色に風化している．岡山市日応寺北．

図 5　赤色土壌化した表層．母材は花崗岩．岡山市日応寺北．

図 6　吉備高原域のおおよその範囲．a; 岩国–五日市断層帯 , b; 山崎断層帯．

られ，また古第三系には稀に赤色泥質砂岩がはさまれている．

吉備高原の地形発達史について岡田（2004）は，“山砂利層”が古第三系であるという結果（鈴木ほか，2003）を踏まえて，準平原の区分，年代を整理しなおしている．主な準平原は古いものから順に中国脊梁山地面，吉備高原面，川上面，瀬戸内面である．この基準面とされた地形面は，吉備高原において隆起イベントと削剥による平坦化作用の繰り返しが起こることで形成されたと考えられている（小畑，1991）．大塚（1937）は中新統の分布が中国山地で見出されていなかったことなどから，中新世当時に中国山地の高い地形面と吉備高原の低い地形面が同時に存在したという見解を述べた．しかし，今村（1953, 1959）によって中国山地にも中新統が残っており，その南の三次（みよし）地域では中新統の北縁を切る断層（今村ほか, 1973）が見出された．また多井（1975）によって中新統基底高度の広域的分布から当時の基準地形面が復元された．これらのことから，中新世中期 (15Ma) に準平原を形成した広域的な平坦面化があったと考えられるようになった（小池ほか, 2010）．

しかしその平坦面化した際の地形面は Davis の古典的な侵食輪廻における平坦面のように完全に近い平坦面であったのだろうか．真庭（まにわ）市落合から津山市坪井にかけての姫新（きしん）線と中国自動車道が通る直線的な谷がある．この谷底の標高はおよそ 120m から谷中分水界では 210m に達し，平坦な谷底平野の幅は 200 ～ 400m 程度の狭い谷である．やや急な斜面を介して標高約 300 ～ 400m の小起伏面が両側に広がる．この谷の形態は吉備高原地形を侵食する新しい谷のようにも感じられるが，この標高 120m の谷底から開析が進んだ段丘状の標高約 220m のところまで水平な中新統が分布する．それより高位には中新統は認められず，標高約 230m あたりの斜面には基盤の三郡変成岩が風化した赤色土壌が残されているところがあり，さらに高原面には赤色土壌が多く残っている．すなわちこの谷は中新世の瀬のような細長い谷地形を残しているといえる．また，津山盆地では中新統は河床から丘陵地にかけて基盤にオンラップして分布するが，そこから谷埋め性の中新統が細長くほぼ津山線に沿って誕生寺（たんじょうじ）あたりまで分布している．残丘としての二上山と低地の中新統を伴う津山盆地の地形は，当時の小起伏な山地と堆積によって形成された海岸平野の概形を引き継いで残しているのではないだろうか．これらの地域における地質と地形の関係を明らかにしようとする調査は 20 年来継続中であるが，中新世以来大きな地殻変動を受けていないことを示すことになりそうである．

3．安定な地塊としての吉備高原地域の範囲

これから議論する安定した地塊としての吉備高原地域の大まかな範囲を図 6 に示す．中国山地は脊梁山地とも呼ばれ 1,000m を超える山が存在し，水準測量によって曲隆，隆起していることが知られている．中国山地と吉備高原の境界は中新統を切る断層であり，例えば津山盆地北縁の美作（みまさか）衝上（河合, 1957）や三次盆地北縁の断層群（今村ほか,

図 7　吉備高原地域に多い直線的な谷．吉備中央町円城（えんじょう）周辺．

図 8　吉備高原面の緩い谷部を埋める中新統（灰色）．谷中分水界によく残っている．

図 9　“山砂利層”の一般的な産状．流紋岩などの礫は風化に強く新鮮に見えるが、左下の花崗岩礫など幾らかの礫は風化している．赤磐市稲蒔．

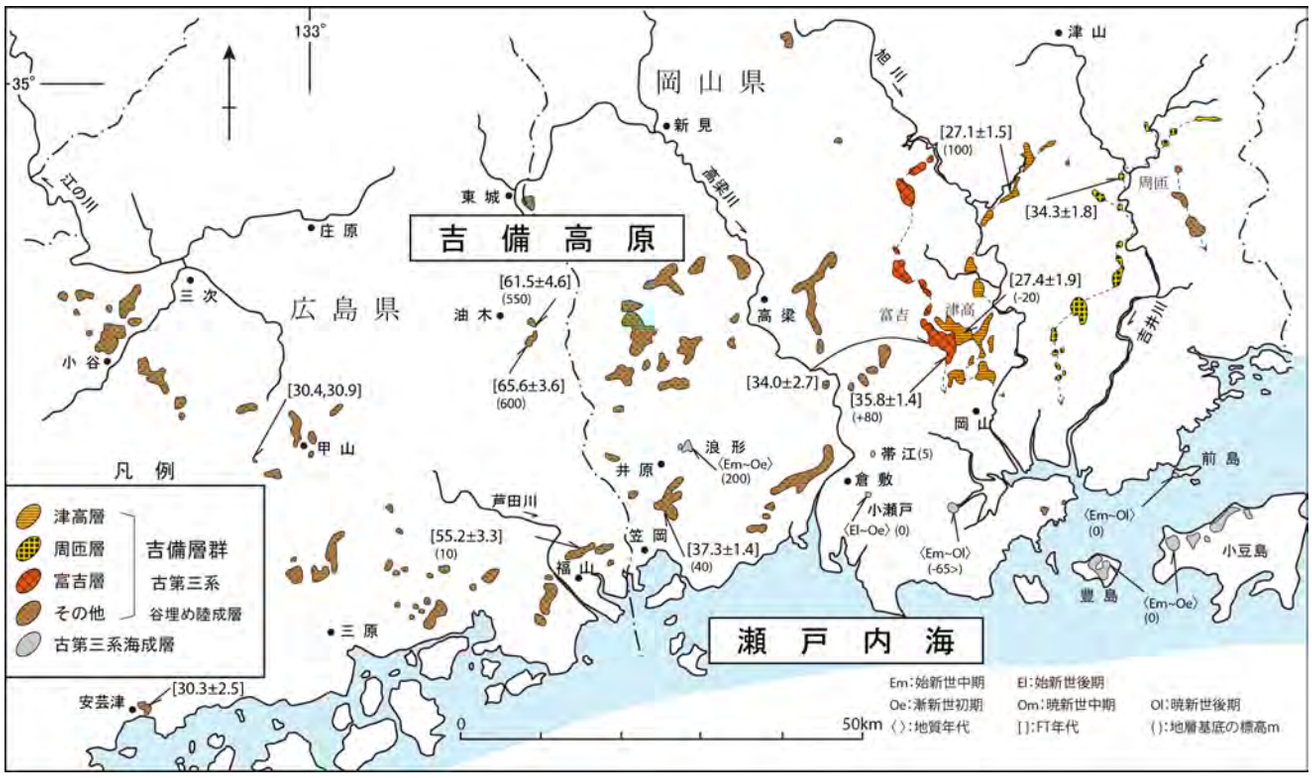

図 10　“山砂利層” の分布と年代値．田中ほか（2003）による．

1973）などがある．吉備高原域の東側と西側は活断層が分布する地域と接する．東縁は山崎断層帯，西縁は岩国–五日市断層帯（活断層研究会, 1991）を考えた．南縁は明瞭な境界がひきがたい．福山北西に長者ヶ原断層（熊原ほか, 2004）があることから，瀬戸内海沿岸付近が南限になると推測した．

吉備高原域内には NE–SW 方向の直線的な谷地形が明瞭でこれらは断層谷として知られている（辻村, 1942）．この地形は航空機の窓からも観察でき（図 7），リニアメントとして記載されている（活断層研究会, 1991）．ところが多くの直線的な谷に沿っては水平な中新統が谷埋め性の堆積層として分布し，図 8 のようにリニアメントを覆って分布するところがある．これらの谷の形成は中新統堆積前とみなされる．しかしこれらリニアメントが活断層でないかどうか確定するには，今後広域地質調査やトレンチ発掘などの多くの調査が必要である．

4．吉備高原に分布するいわゆる “山砂利層”

吉備高原には “山砂利層” の中礫から大礫サイズで亜円礫から円礫の礫が分布している（図 9）．林道沿いにあるような表層を削っただけの露頭では，赤色風化した礫が鎌で削れる “くさり礫” や一部の礫が風化したルーズな礫層がみられる．風化が弱い部分は礫が新鮮で未固結に見える外観から第四紀層であるとみなされていた．ところが稀に挟まれる凝灰岩中のジルコンを用いたフィッション・トラック年代は古第三紀の値を示した（鈴木ほか，2003）．規模が大きい土木工事によって露出した “山砂利層” は固結

図 11　“山砂利層” 本流成の岩相．流路から州に堆積した礫岩と bartop を被っていた下限が水平な砂岩レンズや増水時の小流路の底に残ったトラフ状の砂岩が認められる．岡山市富吉．露頭の高さは約 7m．

図 12　“ 山砂利層 ” に挟まれる凝灰岩（白色部）の例．bartop 砂岩を覆って堆積した凝灰岩が、上位の流路の礫岩に削られ偽礫状になりながらも残ったもの．井原市美星町八日市．露頭の高さは約 1.5m．

図 13 “山砂利層”支流成の岩相．淘汰不良の角礫岩が主体．ここの礫種は背後に分布する超丹波帯江尻層の泥岩と砂岩およびアプライトのみである．岡山市岡山大学構内工学部裏．露頭の高さは約 3m.

していることが多い．さらに“山砂利層”である富吉層（鈴木ほか, 2003）を中新統日応寺層が被うことは, 今村（1966）によってすでに図示されていた．年代測定が複数行われたことによって“山砂利層”の堆積は何回もあったことが判明した．34 ～ 36Ma と 27 ～ 29Ma の地層（鈴木ほか, 2003）のほかに，60 数 Ma や 50 数 Ma（田中ほか, 2003）と古いものも存在する（図 10）．これらは吉備層群と命名され（鈴木ほか, 2003），岡山市北部の 34 ～ 36Ma の地層は富吉層，27 ～ 29Ma の地層は津高層と定義された（鈴木ほか, 2009）．

吉備層群とした“山砂利層”の岩相は礫岩主体である．岩相によって地層を区別したり，年代を推定することは困難で，時代による岩相の違いはきわめて乏しい．新しい地層ほど，石英脈の礫が多い傾向があるくらいである．それぞれの地層は本流相と支流相からなる．本流相はほとんど礫支持の円～亜円礫形の中～大礫からなる．偏平な礫はイ

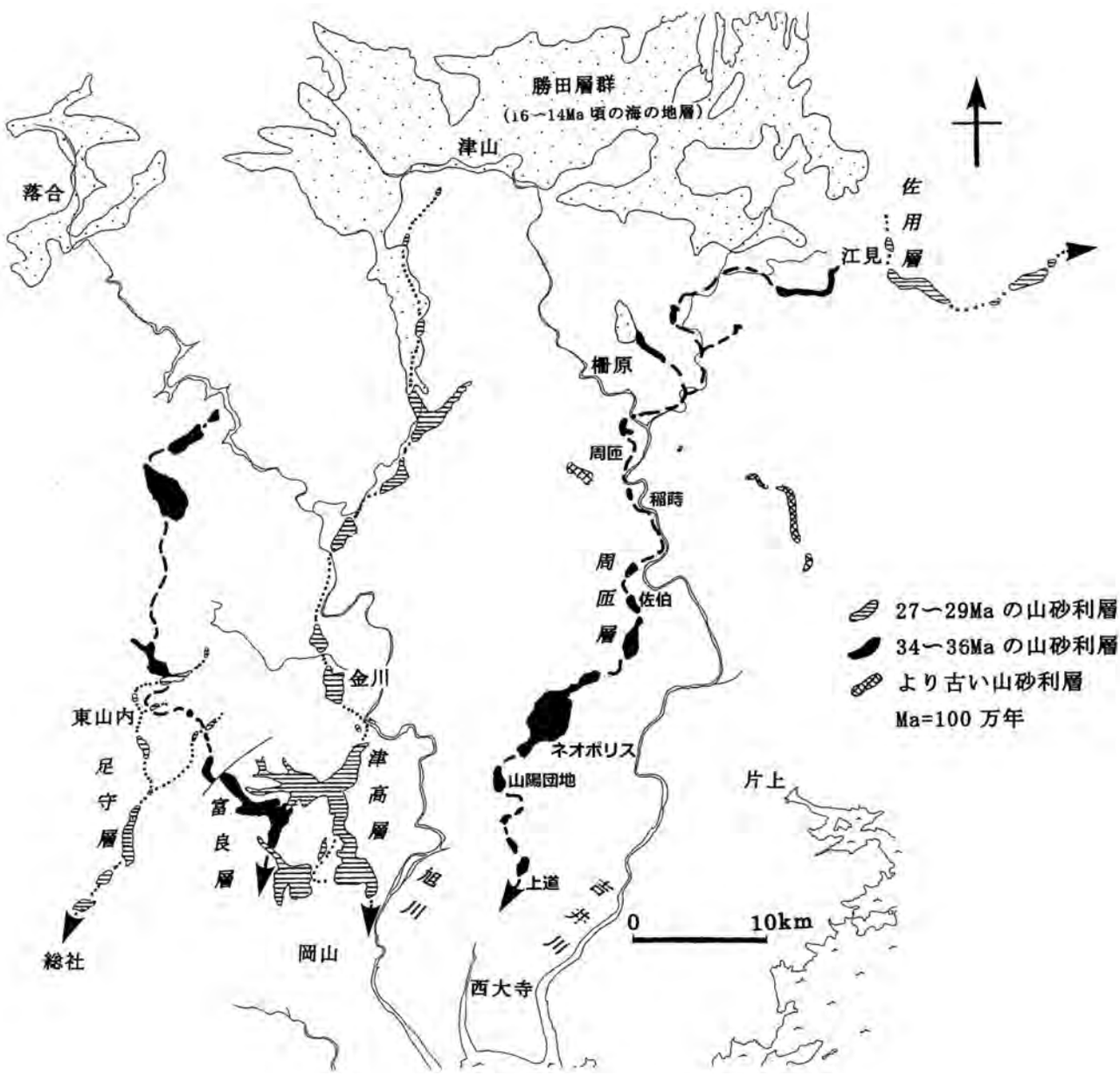

図 14 岡山県東半部の“山砂利層”の分布．34 ～ 36Ma と 27 ～ 29Ma の地層の分布は良く保存され，細長く南北に追跡できる．鈴木ほか（2003）による．

ンブリケート構造をなす．淘汰度はやや良く基質は粗粒砂から細礫である．礫種は分布域に露出する多様な岩石からなる．基底は平坦であり，トラフの底を埋めたレンズ状の砂岩や泥質砂岩を挟む（図 11）．凝灰岩はこのようなレンズに伴われて産出することがある（図 12）．支流相は分布域の限られた礫種からなる角礫主体の礫岩が多い（Suzuki, 1996）（図 13）．花崗岩分布域の支流相はその風化生成物であるマサが堆積した砂岩が主体である．また各層は下位から礫岩からなる部層，砂岩泥岩が優勢になり石炭を伴うことがある部層，礫岩からなる部層の 3 部層からなる（鈴木ほか, 2000, 2009）．これらの地層は谷埋め性で基盤にオンラップして堆積している（鈴木ほか, 2003）．地層の厚さは 100m を超え, 岡山市辛香峠の津高層では 200m 近い．それぞれの層の分布幅は数 100m 以下で，おおよそ南北に数 10km にわたり細長く分布する（鈴木ほか, 2003）．“山砂利層” の礫形，礫径，礫種は現在の旭川などの主要河川とほとんど違わない．また復元された川幅や長さも現在の谷底平野の規模である．このことから “山砂利層” の後背地と規模は現在の河川とほぼ同じであることが分かり，山地内の中流域の谷埋め性堆積層とみなされる．復元される古水系は現在の水系と異なる．この “山砂利層” は吉備高原面に残って分布するが，中新統とは異なりその小起伏をなす谷地形とは無関係に分布する．かつて河床だった “山砂利層” が山の上に，つまり谷であったものが現在は周囲より高い位置にあることが多い．このことは当時の山地部分はほとんど削剥されたと考えられる．このような山地の削剥によってアイソスタシーを平衡に保とうとする作用が働き，吉備高原地域の隆起は継続しているのではと想像される．現在の吉備高原の隆起速度は，Yanagida (2016) によると日本列島全域の山地を地形的特長と隆起速度で区分したなかでは最も小さい．

“山砂利層” がかつての河川中流に堆積した地層であることを示す重要な証拠は，当時の河川の分布を反映して地層が細長く追跡できることである．鈴木ほか（2003）において周匝層とした地層は，模式地の赤磐市周匝の吉井グラウンド周辺に典型的に露出するが，北は吉野川西岸を断続的に美作市江見まで追跡でき，南は赤磐市稲時の畝山の西，和気町佐伯から佐伯グラウンド, 赤磐市熊山インター，ネオポリス北部，山陽団地南部，IPU・環太平洋大学，岡山市東区瀬戸町菊山，上道へと追跡できる（図 14）．このように 3 千万年以上前の河川跡が分断されずに保存されていることは，堆積後現在まで大きな地殻変動がなかったことを示すと考えられる．

5. 吉備高原の安定性

以上のように吉備高原の地形や地質を概観してみると，変動帯である日本列島の中に安定した地塊があることになる．まとめとしてその根拠を以下に述べる．

吉備高原に分布する古第三系 “山砂利層” に堆積時の流路の分布が保存されていることは，堆積後大きな地殻変動を受けていないことを示す．

山砂利層の後に堆積した中新統は小起伏をなす谷部に堆積しており，中新世の古地形は吉備高原の現在の地形に残されていることを示す．吉備高原の準平原（吉備高原面）は中新統の堆積面とその背後にあった小起伏地形の複合地形面と思われる．岡田（2004）は吉備高原面の形成年代を中新世中期としている．吉備高原面の標高 600m，年代を 15Ma とすれば、平均の隆起速度は 0.04mm/y 程度になり，日本の山地の中では極めて小さい．なお，吉備高原の小田川沿いには MIS6(14 ～ 15 万年前) と推定される河岸段丘があり，その比高は 10 ～ 15m である（鈴木・柳田, 2009）．この段丘から推定される隆起速度は 0.1mm/y 程度となり，更新世中期以降に吉備高原の隆起速度がわずかに大きくなっている可能性がある．ただし 0.1mm/y という速度でも日本の山地の中では最低級になる．

謝辞

この小文は地球年代学ネットワークの支援で書き上げることができた．復建調査設計 (株) 田中　元博士には “山砂利層” の調査を始めるきっかけを作っていただき，以来共に研究を続けている．岡山大学鈴木研究室に所属していた澤田　直，久保貴雄，宝谷　周，藤原貴生，櫻木純和，奥山裕介，福地　亮，奥山浩路，花房孝昌，森本慎也，塩飽悠馬の皆さんには，不可解な “山砂利層” の調査を共に取り組んでいただいた．査読をしてくださった地球年代学ネットワークの板谷徹丸先生と蒜山地質年代学研究所の曽根原崇文博士には的確な指摘をしていただき原稿を改良することができた．図の修正や編集には蒜山地質年代学研究所の竹下浩征博士にご尽力して頂いた．以上の方々に厚くお礼申し上げます．

引用文献

今村外治 (1953) 三次・三良坂・庄原地区 . 今村外治・梅垣嘉治・小島丈児著 , 上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山（地質巡検案内書), 広島大学理学部地鉱教室, 19-41.

今村外治 (1959) 中国山地の地質概観（比婆山・道後山・船通山地方). 中国山地国定公園候補地学術調査報告, 17-28.

今村外治 (1966) 岡山県津高町日応寺より *Miogypsina kotoi* HANZAWA の発見と岡山市周辺のいわゆる第三系の地質時代. 岡山大学地学研究報告, no. 1, 1-10.

今村外治・三浦　亮・大道　昌 (1973) 天然記念物船佐・山内逆断層帯. 広島県文化財調査報告, no. 11, 35-74.

活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層―分布と資料―. 東京大学出版会, 東京，437p.

河合正虎 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「津山東部」及び同説明書. 地質調査所, 71p.

Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing of the origin of the Japanese Islands. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo*, Sec. 2, **5**, 219-578.

小池一之・鎮西清高・松田時彦 (2010) 鮮新世以降の地形発達. 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田　洋・松田時彦 (著), 日本列島の地形学, 東京大学出版会, 東京, 53-70.

小藤文次郎 (1908) 中国筋の地貌式. 震災予防調査会報告, no. 63, 1-15.

熊原康博・中田　高・近藤久雄・安藤聖子 (2004) 長者ヶ原断層・

芳井断層の断層変位地形と最新活動時期の検討. 活断層研究, **24**, 175-184.

小畑　浩 (1991) 中国地方の地形 . 古今書院, 東京 , 262p.

Oishi, S. (1932) The Rhaetic plants from the Nariwa District, Prov. Bitchu (Okayama Prefecture), Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Imperial University. Ser. 4, Geology and mineralogy*, **1**, 257-380.

岡田篤正 (1973) 吉備高原中部の地形発達（演旨）. 日本地理学会予稿集, no. 5, 2-3.

岡田篤正 (2004) 吉備高原 . 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (編), 日本の地形 6―近畿・中国・四国―, 東京大学出版会, 東京, 141-147.

大藤　茂 (1985) 岡山県大賀地域の非変成古生層と上部三畳系成羽層群との間の不整合の発見. 地質学雑誌, **91**, 779-786.

大塚彌之助 (1937) 中国山地の概形とその地質時代. 地質学雑誌, **49**, 156-162.

Suzuki, S. (1996) Paleogene talus deposits, Okayama City, Southwest Japan. *Okayama University Earth Science Report*, **3**, 17-24.

鈴木茂之 (2009) 岡山県の地質と地質学史. 地質学史懇談会会報, no. 33, 11-18.

鈴木茂之・檀原　徹・田中　元 (2003) 吉備高原に分布する第三系のフィッション・トラック年代. 地学雑誌, **112**, 35-49.

鈴木茂之・松原尚志・松浦浩久・檀原　徹・岩野英樹 (2009) 岡山市周辺の吉備高原に分布する古第三系「山砂利層」と海成中新統. 地質学雑誌, **115**, 補遺, 139-151.

鈴木茂之・中澤圭二・田中　元 (2000) 岡山県北部, 備前, 富原炭鉱の夾炭層と「山砂利層」との関係. 岡山大学地球科学研究報告, **7**, 35-40.

鈴木茂之・大溝佑奈・平田　稔・西垣　誠 (2011) 岡山市北部吉備高原地域における地形区分―斜面防災のための試み―. 岡山大学地球科学研究報告, **18**, 5-10.

鈴木茂之・柳田　誠 (2009) 段丘堆積物, 岡山地域 . 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌 6 中国地方, 朝倉書店, 東京, 160-161.

多井義郎 (1975) 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題. 地質学雑誌, **84**, 133-139.

田中　元・鈴木茂之・宝谷　周・山本裕雄・檀原　徹 (2003) 吉備高原周辺の古第三系に関する最新の知見とその古地理学的意義. 岡山大学地球科学研究報告, **10**, 15-22.

辻村太郎 (1942) 断層地形論考. 古今書院, 東京, 397p.

Yanagida, M. (2016) Landform development of mountains and rivers in Japan. *Quaternary International*, **397**, 223-233.

吉川虎雄・杉村　新・貝塚爽平・太田陽子・阪口　豊 (1973) 吉備高原の形成過程. 吉川虎雄・杉村　新・貝塚爽平・太田陽子・阪口　豊 (著), 新編日本地形論, 東京大学出版会, 東京, 216-219.