MMCO 時期以降の吉備高原の隆起量の推定
―削剥量にもとづいて―

乙藤 洋一郎 [1)]

要旨　吉備高原はMMCOの時期（16.9Ma～14.7Ma）に海進を経験し，中新統の堆積物が形成され，その後隆起運動に遭遇した．隆起の結果，中新統の堆積物（備北層群と勝田層群）が高い標高に変位した．削剥が続いていた吉備高原でも，海退が起こったMMCO以降には中新統の堆積物も削剥された．14.7Ma以降に吉備高原で起こった削剥量を180mと見積もり，MMCOの時期に中新統の堆積物を作った「かつての海水面」の標高を求めた．14.7Ma以降の隆起量を，MMCO時のグローバルな海水面標高140mを基準として，推定した．吉備高原の最大隆起は神石高原（隆起量610m）と東城盆地（隆起量460m）を結ぶ領域で起こり，西方と東方に向かって隆起量はそれぞれ270mと250mと単調に減少していた．MMCO以降の吉備高原の隆起が，現在の吉備高原の大局的な起伏を作ったように見える．

キーワード：吉備高原，削剥，海水面，備北層群，勝田層群

1．はじめに

吉備高原は高度がそろった山なみが連なり，標高300～700mの小起伏の平坦地形が認められる（図1）．西は岩国－五日市断層（a）によって，東は山崎断層（b）で境されている．三次・庄原・津山盆地北縁にあたる衝上断層群が北部の境界を作っている．東西170km，南北40kmで，おおよそ7,000平方kmの面積である．

平坦地形で特徴づけられた吉備高原を「隆起準平原」であると指摘したのは小藤（1908）であった．小藤は，隆起の時期は第三紀初頭だと考えた．多井（1957, 1975）は中期中新世（～15Ma）に堆積した備北層群から小型有孔虫を発見し，中新世に吉備高原のみならず中国脊梁部もまた海底下に水没したと主張した．そして備北層群が形成されてから，吉備高原に曲隆運動が始まったと結論した．多井（1957, 1975）が作成した備北層群基底部の高度分布図を用いて，岡田（2004）や小池（2010）は基底堆積物の高度を堆積以降の積算隆起量であると想察し，吉備高原の隆起は中新世中期（～15Ma）以降に起こった現象であると考えた．

中新世中期の備北層群や勝田層群を作った原因は，16.9～14.7Maにグローバルに起こった中期中新世の温暖化現象（Middle Miocene Climatic Optimum: MMCO）に帰着されている（乙藤, 2020）．MMCOの時期に極域の氷床が融けだし，地球上の海水面が上昇した結果である．しかしながらMMCO時の海水面の標高については，Miller *et al.*（2005）の20m，Hansen *et al.*（2013）やStap *et al.*（2016）の60m，そしてHaq *et al.*（1987）の140m等との推定値が報告されており，いまだ定説はない．

吉備高原には，現在標高140m以上に備北層群や勝田層群が分布している．これは吉備高原が隆起したことを意味する．MMCO時の高海水面の時期に，標高の低かった吉備高原に海水が侵入し，備北層群や勝田層群が形成された．MMCOの終了で海面は低下し，そののち吉備高原は隆起したことになる．この小論では，MMCOの時期（中期中新世）以降の吉備高原における隆起量を探った．

2．吉備高原の地形と地質

吉備高原の小起伏面は平坦面の観点から大きく3つに区分されている：標高400～600mの吉備高原面，標高300～450mの世羅台地面，そして標高100～200mの瀬戸内面（例えば岡田, 2004；村中・於保, 2011）．小起伏面が最も発達する広島県東部から岡山県西部にかけては，吉備高原面，世羅台地面，そして瀬戸内面と瀬戸内海に向かって標高の高い面から低い面に小起伏面が階段状に分布している．それらは異なるレベルの基準面支配を受けた侵食小起伏面であり，形成時期を異にすると考える見方もある（岡田, 2004）．

Engineering Geology of Japan, No.11, 5-17 (2021)

Amount of uplift for the Kibi Plateau since the MMCO period – Based on the denudation –

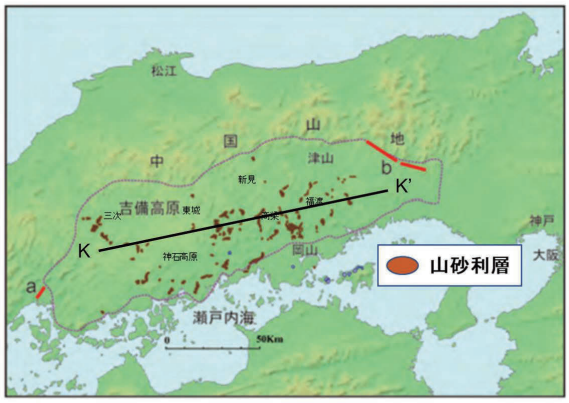
Yo-ichiro Otofuji[1)]

otofuji@kobe-u.ac.jp
[1)] Institute of GeoHistory, Japan Geochronology Network, NPO
1599 Susai, Akaiwa 701-2503, Japan

[1)] NPO 法人地球年代学ネットワーク地球史研究所
〒 701-2503 岡山県赤磐市周匝 1599

2021年5月31日受付，2021年10月31日受理．© 2021 Hiruzen Institute for Geology and Chronology. All rights reserved.

(1)



(2)

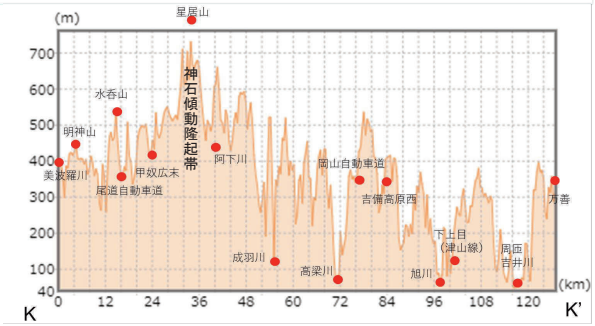


図1　吉備高原の領域と標高．
（1）吉備高原の範囲を点線で示した．a：岩国－五日市断層，b：山崎断層．鈴木・柳田（2017）の図に加筆．
（2）（1）図に示した測線K-K'の地形断面図．標高は現在の高度．

吉備高原は平坦とはいうものの，広島県東部から岡山県西部にかけては，吉備高原でも最も標高が高い隆起部を形成し，神石高原と呼ばれている（図1）．弥高山の西方では標高700mを超えており，834mの星居山が吉備高原の最高峰である．隆起部は東西約20kmの幅を持ち，NNE－SSW方向に延びている．この隆起帯から吉備高原は西方，東方に向かって標高が低くなっている様子が地形断面図（図1）で観察できる．矢野ほか（1994）はこの隆起帯を「神石傾動隆起帯」と呼んでいる．「神石傾動隆起帯」の北北東延長上には道後山塊があり，さらに延長上には大山や蒜山などの火山が分布している．

吉備高原の基盤は，ペルム紀の堆積岩と火山岩からなる舞鶴帯，三畳紀の変成岩からなる周防帯，ペルム紀～ジュラ紀の付加体であるウルトラ丹波帯やジュラ紀の付加体である美濃・丹波帯で構成されている（例えば，Sonehara *et al.*, 2020）．これらの基盤岩を白亜紀の火砕岩が覆い，あるいは白亜紀の花こう岩が貫入している．それらの上に，約60Ma～27Maの年代を示す山砂利層が分布している（鈴木ほか，2003, 2009; 産業技術総合研究所地質調査総合センター（編），2020）．

中新世に吉備高原では海進が起こり，中新統の海成の堆積層が形成された（糸魚川・柴田，1973）．吉備高原西部では備北層群と呼ばれ，西から三次，庄原，東城，高山市，新見などに基盤岩を覆ってほぼ水平な海成層が観察できる（氏家，1976; 上田，1989; 渡辺ほか，1999; 山本，1999）．いっぽう吉備高原東部では勝田層群と呼ばれ，津山盆地周辺に分布している．勝田層群は，ほぼE－Wの軸によって緩い褶曲が繰り返されている（河合，1957; Taguchi, 2002）．

後期中新世にアルカリ玄武岩火山群の活動が，吉備高原の神石高原（9.5～7.4 Ma），世羅（12.0～7.7Ma）や津山盆地（6.2～4.4Ma）で起こった（宇都，1995）．

3. MMCO以降の吉備高原の隆起量を見積もる方法

中新世の16.9Ma～14.7Maに起こったグローバルに気温が上昇した現象は，MMCOと呼ばれている．気温の上昇に伴い，極域の氷床が溶け出し，海水面の高さが上昇した．吉備高原に分布する中新統の堆積物（備北層群や勝田層群）は17.0～14.9Maの年代の中期中新世に形成された．時間に関して，16.9～14.7MaのMMCO現象と17.0～14.9Maの備北層群・勝田層群形成の二つの時期に極めていい一致がみられる．この年代の一致こそが，MMCOが備北層群と勝田層群の形成の主要な原因である強い証拠である（乙藤，2020）．

MMCO時のグローバルな海水面上昇の程度が検討され，最大の見積もり値としては現在の海水面より140m高いとの推定値が報告されている（Haq *et al.*,1987）．ところが，吉備高原の140m以上から680mまでの標高に備北層群や勝田層群が現在分布している．グローバルな海水面の標高が140mだった時に，中新統の堆積物が吉備高原に堆積するためには，吉備高原は現在より低い標高が要求される．おそらくMMCOが始まる前には，吉備高原は中新統の堆積物が形成できるくらいに，十分に低い標高しかなかったのだろう．そしてMMCO以降（14.7Ma以降）に吉備高原は現在の高度まで隆起した．

吉備高原で現在観察している備北層群・勝田層群の堆積層形成のシナリオは次のように示すことができる．

（1）中期中新世のMMCOが始まる前までに，すでに吉備高原の一部は現在より低い標高にあった．
（2）中期中新世（16.9Ma）にグローバルな温暖化が始まり（MMCO），極域の氷床が溶け出し，世界的に海面高度がDo（60mあるいは140m）まで上昇した．
（3）海面高度が上昇すると吉備高原に海が侵入していった．基盤から海水面までの水深は徐々に大きくなり，最温暖期には海水面は最大標高に達した．
（4）吉備高原の海水面下では海成の堆積物が沈積した．
（5）水深を反映する貝や底生有孔虫が繁栄し，堆積物中に化石として残った．
（6）MMCOの最温暖期以降に，吉備高原では海退が起こった．堆積物が地表に現れ始めた．
（7）海面より高い吉備高原は雨や風によって風化が起こり，削剥を経験してきた．MMCO終了（14.7Ma）以降は，削剥は地表に出た備北層群・勝田層群にも起こった．
（8）MMCO以降に，吉備高原は隆起するに伴い，備北層群・勝田層群も削剥されながら大きく褶曲することなく隆起した．
（9）吉備高原の備北層群・勝田層群の削剥は進み，その結果ほぼ水平な堆積層の露頭を現在観察することができるようになった．

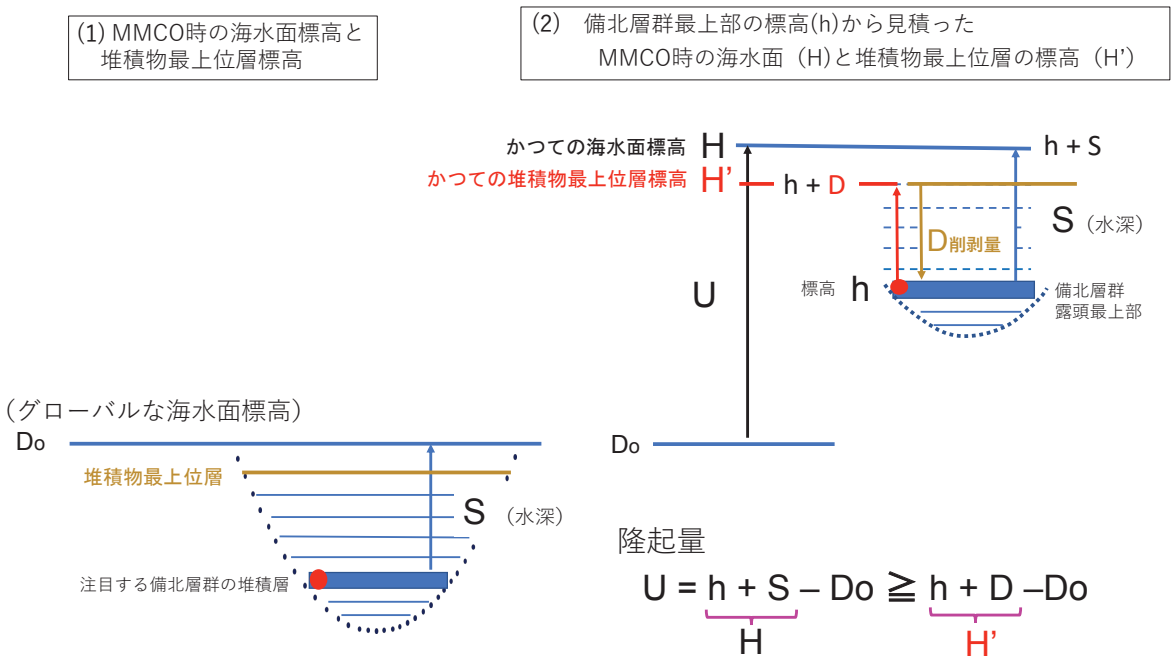


図2　吉備高原における隆起量推定法.
(1) MMCO時，海進が起こり海水面の標高がDoになった．海水面が存在している間，堆積物が堆積した（堆積物最上位層は茶色の実線）．注目する堆積層（赤丸）の水深S上に海水面がある．
(2) 吉備層群がUだけ隆起すると，備北層群を作った海水面もUだけ隆起し，「かつての海水面」の標高はHに達する．標高hにある注目する備北層群の堆積層（赤丸）までDだけ堆積物は削剥された（削剥された堆積物は破線）．その堆積層から化石が産出し，化石から生息水深（S）が推定できると，「かつての海水面」の標高HはH＋Sで与えられる．隆起量はU＝h＋S－Doで与えられる．
「かつての堆積物最上位層」もUだけ隆起し，標高はH'に達する．「かつての堆積物最上位層」の標高H'はh＋Dで与えられる．隆起量はU＝h＋S－Do≧h＋D－Doとなる．削剥量を用いて隆起量を推定する際には，「かつての海水面」を「かつての堆積物最上位層」で代用する．

吉備高原のMMCO以降の隆起量（U）を，上記のシナリオに従って，吉備高原の上で形成された備北層群や勝田層群を形成した「かつての海水面」標高を用いて推定することができる（図2）．

(i)　MMCO時の最温暖期には，グローバルな海水面の標高が最大値（Do）に達した．この時期に，備北層群や勝田層群の最大層厚が形成された（図2(1)）．

(ii)　その後吉備高原が隆起し，備北層群や勝田層群を作った「かつての海水面」も隆起し，標高Hに変位した（図2(2)）．

(iii)　吉備高原の隆起量（U）を，MMCO時の海水面の標高（Do）を基準として，「かつての海水面」の標高（H）の差をとると，隆起量（U＝H－Do）が推定できる．岡田（2004）は隆起量を，多井（1957, 1975）が作った備北層群基底部の高度分布図を用いて推定したが，この小論文は「かつての海水面」の標高を用いたことに特徴がある．

「かつての海水面」の標高Hを推測する標準的な方法の一つは，地層中に発見される化石となった海洋生物の生息していた深度（生息深度）（S）を用いることである（図2）．備北層群や勝田層群には貝，有孔虫や放散虫の化石が報告されているので，この方法は有効かもしれない．「かつての海水面」の標高Hは，発見された生物化石の地層の標高hとその化石の生息深度Sを使ってH＝h＋Sと書くことができる．その結果隆起量はU＝h＋S－Doとして求まる．

この方法による「かつての海水面」の標高の信頼性は，化石生物の生息深度Sの推定に依存している．例えば貝化石の生息深度については2段階の推測が必要である．現在生息している貝化石に近縁な種を見出すこと，そしてその近縁種の生息深度を推測すること．2段階の推測の中に，あいまいさが潜んでいる．さらに推測した現在生息している生息深度に関しても，生息深度が明確に決まらない問題がある．貝化石について，*Fissidentalium yokoyamai*（ヤスリツノガイ）のように生息深度がやや幅広い分布（100～400m）を示しているものから，*Vesicomya kawadai*（Aoki）（カワダオトヒメハマグリ）のように対比される現生種の生息水深の分布が100～9,050mと広すぎてほとんど生息域が決まらないものまである（Higo *et al.*, 1999; Amano *et al.*, 2004）．化石生物の生息深度Sの推定が，海水面高度の見積もりのあいまいさにつながる．

もう一つの方法は，「かつての海水面」の標高（H）を「かつての堆積物最上位層」の標高（H'）で近似して推定することである．水深Sに代わり削剥量Dを用いる．堆積物は海水面下で形成されるので，海水面の標高よりも堆積物の最上位層の標高は，海水面と同じかそれより小さい（図2）．海が海退して備北層群や勝田層群の地層が陸上に現れると，地層は必ず削剥を経験する．吉備高原に隆起Uが起こると，ほぼ水平に成層する備北層群や勝田層群を作った「かつての海水面」だけでなく「かつての堆積物最上位層」もUだけ隆起した．標高hにおいて備北層群や勝田層群を現在観察できることは，Uだけ隆起しただけでなく，堆積層が堆積物最上位層から14.7Myrの間にDだけ削剥された

ことを意味している．削剥量Dが，堆積した時の堆積層の層厚（基盤から堆積物最上位層までの堆積物の厚さ）より大きいと，備北層群や勝田層群は完全に削剥され，観察できない．

「かつての堆積物最上位層」の標高は，観察している堆積層の標高hと削剥量Dから，h＋Dで求めることができる．「かつての海水面」の標高（H＝h＋S）の代わりに「かつての堆積物最上位層」の標高（H'＝h＋D）を近似値として使おうというものである．吉備高原の隆起量はh＋D－Do≦h＋S－Do＝Uとして，h＋D－Doから推量できる．不等号は，削剥量Dは水深Sを超えることはないからである．削剥量を用いた隆起量の推定は，小さ目に見積もる（underestimate）方法である．

削剥量を用いた「かつての海水面」の標高推定値の信頼性は，海水面と堆積物最上位層の標高差の大きさ（h－Do）と削剥量（D）の推定のもっともらしさに依存している．削剥量については，14.7Ma以降の推定削剥量が，地層を形成した海水面までの水深を越えなければ，この削剥量はもっともらしい推測値であると判定できる．

4. 吉備高原の削剥量

雨や風で起こる風化，そしてそれに続く削剥は地球表面で逃れることはできない．吉備高原でもかつて起こっていた，あるいは現在でも起こっている現象である．MMCO以降に吉備高原で起こった削剥速度と14.7Myr間の削剥量を見積もってみた．

4.1. 削剥量（Denudation）の見積もり方法

削剥量を定量的に見積もる方法には，3種類がある：(1) 堆砂量からの推定，(2) 露岩の宇宙線生成核種の年代測定（TCN法），(3) アパタイトのフィショントラックを使った熱年代学（AFT法）．

(1) 堆砂量からの推定

削剥された土砂は川に流され，ダムでせき止められ堆積する．ダムに堆積する土砂の量は，上流側の流域面積とダムの建設年数に比例する．1年間の単位面積当たりの削剥量（m/yr）は，

削剥量（m/yr）＝堆砂量（体積m^3）／［流域面積（m^2）×建設年数（yr）］

で与えられる（例えば，Yoshikawa, 1974; 池田, 1990; 藤原ほか, 1999）．

(2) 露岩の宇宙線生成核種の濃度測定（TCN法）

地表近傍に存在する石英粒子が宇宙線の照射を被ると，SiやOの原子核から^{10}Be（半減期150万年）や^{26}Al（半減期71万年）の宇宙線生成核種が生成する（横山ほか, 2005）．石英中の宇宙線生成核種（*in-situ* Terrestrial Cosmogenic Nuclide: TCN）の濃度は，石英粒子の宇宙線に対する暴露時間，いいかえると地表近傍で石英粒子が滞留していた時間（削剥速度）の関数になっている．

山地流域から流れだした渓流にある堆砂を研究対象とする．堆砂の石英粒子に含まれる宇宙線生成核種の濃度を測定すると，濃度は宇宙線生成核種の生成率と宇宙線の平均減衰長に比例し，流域斜面の削剥速度に反比例する．

濃度＝核種生成率×平均減衰長／平均削剥速度

濃度，核種生成率と平均減衰長を測定すると，この式から削剥速度を見積もることができる（例えば，Lal and Peters, 1967; 若狭ほか, 2004; 横山ほか, 2005）．

宇宙線生成核種による削剥量の推定には，^{10}Beや^{26}Alの濃度だけでなく，^{3}He，^{21}Neや^{36}Clなどの濃度が使われている．石灰岩の削剥量の見積もりには^{36}Clの濃度が有効である（Matsushi *et al.*, 2010）．

(3) AFT法による推定

^{238}Uが自発核分裂を起こすと，鉱物中に線状の損傷が作られる．これをフィッショントラック（FT）と呼ぶ．FTの数を数えると，自発核分裂が起こった回数すなわち年代値を推定することが可能である．

鉱物のFTが傷跡として残る年代は，鉱物の温度が閉鎖温度より低くなった時から刻まれる．閉鎖温度は鉱物に固有のものであり，アパタイトの閉鎖温度（Tc）は90～120℃である．地表にあるアパタイトのFTの年代（t_c）は，そのアパタイトが閉鎖温度（Tc）の深さ（閉鎖深度; Zc）で時を刻み始め，削剥が進みそのアパタイトが地表に出るまでの時間である．

時間t_cの間に削剥された深さはZcなので，削剥速度は

削剥速度＝Zc／t_c

であらわすことができる．Zcは，地温勾配から推定する：Zc＝（Tc－地表面温度）／地温勾配．

閉鎖温度より浅い低温域に鉱物がいる間さえも，熱によって鉱物中の線状の損傷（FT）の長さの短縮が生じる．ある時は消滅するものもある．FTの長さの分布も低温域の熱の情報を与える．アパタイトの年代とアパタイトのFTの長さの分布から，閉鎖温度より浅い低温域にアパタイトが存在している間の熱履歴が見積もられることができるアルゴリズムが開発された（Laslett *et al.*, 1987; Ketcham *et al.*, 2007）．アパタイトの熱履歴から削剥速度を推測する方法を「AFT法」（Apatite Fission Track法）と呼ぶ．優れた概要が末岡ほか（2015）によって報告されている．

4.2. 日本列島や世界で推定された削剥量

地球表面の削剥量の見積もりは5桁ほどの広がりがある．日本列島では0.05mm/yr～5mm/yrが推定されている．日本列島の削剥量は世界的にみても極めて大きな値である．（注：0.1mm/yr＝100mm/kyr＝100m/Myr）

全国82ヶ所のダムの堆砂量から日本列島の削剥量が推定されている（藤原ほか, 1999）．日本列島中部山岳地帯で3～5mm/yrの最大値を示し，日高山脈・東北日本背弧側と西南日外帯の山地列で＜2～3mm/yrとこれに続き，東北日本前弧側と西南日本内帯では最小値＜1mm/yrを示した．

阿武隈山地，六甲山，北アルプス東縁では^{10}Beの濃度を用いたTNC法による削剥速度の推定が行われている（松四ほか, 2014）．阿武隈山地では76～120mm/kyr（0.076～0.12mm/yr），六甲山地では370～800mm/kyr（0.37～0.80mm/yr）であり，最大値は北アルプス東縁の200～6900mm/kyr（0.20～6.9mm/yr）であった．^{10}Beだけでな

く^{26}Alの濃度からも，阿武隈山地では49～74mm/kyr（0.049～0.074mm/yr），67～85mm/kyr（0.067～0.085mm/yr）が見積つもられている（Shiroya *et al.*, 2010; Nakamura *et al.*, 2014）．日本列島中部山岳地帯では削剥量は大きく，東北日本前弧側と西南日本内帯では小さいので，定性的にはダムの堆砂量から推定される削剥量と同じである．定量的には，中部山岳地帯ではダムの堆砂量から推定される削剥量の値とは桁数で整合的であるが，それ以外の地域では一桁小さい．

アパタイトの年代とアパタイトのFTの長さの分布から，日本列島で削剥速度が推定されたのは2012年であった．Sueoka *et al.*（2012）やFukuda *et al.*（2019）は，AFT法を阿武隈山地－東北脊梁山地に適用し，東北脊梁山地では，1～数mm/yr程度の削剥量を推定し，他の方法で推測した削剥量と整合的であった．ところが阿武隈山地の削剥量は＜0.05mm/yrととても小さく，堆砂量や宇宙線生成核種の年代値から推測する方法に比べ，1～2桁小さな削剥量が推測された．

世界では^{10}Beによって削剥速度を求める研究が進んでいる．北米のバージニア州や北カロライナ州のアパラチア山地においては，^{10}Beによる削剥速度の推定値は5.4m～49m/Myr（0.0054～0.049mm/yr）であった（Linari *et al.*, 2017）．この削剥量は，日本列島のそれと0.1%から50%と小さい値である．Willenbring *et al.*（2013）は世界中の河川に注目して，990ヶ所で行われた^{10}Beによる濃度測定を編集し削剥速度を再計算した．興味ある結果は，流域の勾配が200m/kmより小さい時，削剥速度は勾配の大きさにかかわらず一定で，その削剥量は11.9m/Myr（0.0119mm/yr）であった．阿武隈山地の最低値より50%ほど小さいことが見て取れる．

もっと小さな削剥量の一例は，アフリカ大陸から見積もられている．西アフリカのブルキナ・ファソのプレカンブリア紀の花こう岩を研究対象として，^{10}Beによって2±0.3m/Myr（0.002mm/yr）の削剥速度が，アパタイトのFT（AFT法）からは6～13m/Myr（0.006～0.013mm/yr）の削剥速度が推定された（Gunnell, 2003）．アフリカ大陸南部には大陸を縁取るように大急崖（Great Escarpment）が1,000kmほど連なり，その急崖の内陸側高原部で削剥速度が推定されている．Great Escarpmentの西部のGamsbergでは，^{10}Beと^{26}Alの濃度から0.4m/Myr（0.0004mm/yr）が推測され（Cockburn *et al.*, 2000），南部のKarooでは^{3}Heと^{21}Neの濃度から1～3m/Myr（0.001～0.003mm/yr）（Kounov *et al.*, 2007）が，そして東部のDrakensbergからは^{36}Clの濃度から6m/Myr（0.006mm/yr）（Fleming *et al.*, 1999）が，削剥速度として推定された．ちなみに砂漠ではさらに小さな削剥量が報告されている．例えば南アメリカ大陸アンデス山脈の西側にあるAtacama砂漠においては，^{10}Beや^{21}Neの量から0.03～0.18m/Myr（0.00003～0.00018mm/yr）の統計的に有意な削剥速度が見出されている（Nishiizumi *et al.*,2005; Kober *et al.*, 2007）．現代の乾燥地帯では，極めて小さな削剥量なのだ．

地球上で推定された削剥速度は，変動幅が5桁を超える量であることを認識することは大切である．Atacama砂漠では0.2m/Myrより小さい削剥速度であり，日本列島の中部山岳地帯では5,000m/Myrに達する．吉備高原の削剥速度はこの範囲にあるに違いない．

4.3. 吉備高原の削剥量

吉備高原の削剥量は0.022～0.06mm/yrと推定されている．吉備高原の近傍の侵食量（削剥量）は2ヶ所のダムから，堆積した堆砂量を用いて見積もられている（藤原ほか，1999）．一つ目の高梁（たかはし）川の上流の帝釈（たいしゃく）川ダムの上流域は吉備高原だけでなくさらに北の中国山地をも含んでいる．帝釈川ダムの堆砂量からは，削剥速度値は0.06mm/yrが推測されている．二つ目は旭川上流の湯原ダムであり，このダムの流域は吉備高原ではなく，すべてが中国山地に所属している．湯原ダムの堆砂量からは，侵食速度0.08mm/yrが推測されている．いっぽう宇宙線生成核種^{36}Clの濃度を用いた石灰岩中のカルサイトの削剥速度研究は，吉備高原で行われていないが，山口県の秋吉台で実行されている（Matsushi *et al.*, 2010）．そこで推測された削剥速度は，22mm/kyrと31mm/kyr（0.022mm/yr, 0.031mm/yr）であった．

日本列島の削剥の推定量は，世界的に見ても大きすぎるらしい．現在という短時間で切り取った観測値を過去にさかのぼった長い時間に外挿して削剥量を推定する方法に代わって，現在の時間の削剥量を世界中の数多くの地点のデータを平均して，過去の削剥量も現在の平均値程度とするという推定方法もある．いろんな速度の隆起や沈降などのテクトニクスを含んだ世界中の多くの観測点の現在の削剥量を平均する方法の方が，10^7年（千万年）のスケールの削剥量を予想する際にはもっともらしい推定法である．世界に分布する990ヶ所の観測地点で行われた^{10}Beによる濃度測定を編集し削剥速度を計算した研究（Willenbring *et al.*, 2013）に着目した．流域の勾配が200m/kmより小さい時，削剥速度は勾配の大きさにかかわらず一定で，その削剥量は11.9m/Myr（0.0119mm/yr）である．吉備高原の削剥量の最低値より50%ほど小さいことがうかがえる．

勝田層群・備北層群は16.9～14.7MaのMMCOの時代に形成されているので（乙藤, 2020），削剥は14.7Ma以降に起こった．勝田層群高倉累層や備北層群板橋累層の花粉分析からE.*Quercus*が多産しており，15Ma頃の吉備高原の古植生は照葉樹林だった（森・山野井, 2003）．決して砂漠気候でなかった．14.7Ma以降の古植生はわからないものの，現在の植生はシラカシ群域なので（位田・波田, 2006），極端な削剥量の減少はなかっただろう．そこで削剥量を11.9m/Myr（0.0119mm/yr）として，MMCOで海退が吉備高原に起こったあとの総削剥量を見積もる．勝田層群・備北層群が分布する吉備高原に起こった過去14.7Myrの間の総削剥量は，175mとなり，四捨五入して180mとする．吉備高原上では場所によって削剥速度には変動はあったであろうが，地理的な平均としては180mの削剥があったと推定した．

推定削剥量が地層を作った海水面までの水深より小さな値であることを検証してみた．吉備高原西部の庄原盆地には備北層群上部層である板橋累層が分布している．板橋累

層の黒色頁岩からは*Limopsis-Fissidentalium*群集の貝化石が産出し（上田，1986），その古環境は下浅海帯（Bathyneritic fascia，100～120mから200～250m：大山，1952）の沿岸水と外洋水が混じり合うような海域で，古水深は200mを大きく超えなかったものと推定されている（上田，1991）．吉備高原東部の津山盆地の勝田層群最上部の高倉累層からも，水深がおそらく200mより大きかったとの報告がある（Taguchi, 2002）．勝田層群最上部の高倉累層の泥岩層は，貝化石*Lucinoma-Propeamussium-Delectopecten*群集の産出で特徴づけられ，その生息深度は200m以上とされている（大山，1952）．備北層群や勝田層群の貝化石から推測された水深は200m強程度の値であったので，吉備高原で推定した削剥量180mは妥当と判断した．

備北層群下部層の是松累層や勝田層群中部層の吉野累層からは*Vicarya-Anadara*群集などの内湾潮間帯を示す化石が産出した（上田，1986; Taguchi, 2002）．柱状図によると，是松累層や吉野累層の砂岩層は水深が浅い時に形成され，その後海面が上昇し200m強の水深になり板橋累層や高倉累層が形成された．是松累層や吉野累層だけが露頭で観察できる地点は，削剥によって上部の板橋累層や高倉累層がなくなり，水深が浅い砂岩層まで削剥されたのだろう．

5. 吉備高原の隆起量

MMCOが終了した14.7Ma以降の吉備高原の隆起量を，現在の備北層群や勝田層群の分布している標高を求め，削剥量180mから「かつての海水面」の標高を推測し，MMCO時の海水面の標高Doを差し引いて求めた．

5.1. 備北層群・勝田層群の分布する標高決定

備北層群・勝田層群の標高を，5つの盆地（三次，庄原，東城，新見，津山）と吉備高原の4地域（庄原南部，神石高原，吉備中央町，津山線沿線）から求めた（図3）．盆地においては，地質記載論文中の柱状図が作られた地点（地点数14～48）の標高を国土地理院地図（電子国土Web）から読み取った．次にそれらの地点の平均標高を算出し，各盆地の備北層群・勝田層群の標高とした．吉備高原の4地域においては，公開されているシームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター（編），2020）から各地域11地点以上の備北層群・勝田層群標高を読み取り，平均値を各地域の標高とした．複数地点の標高の平均は，削剥量の平均化にも有効であろう．各盆地，地域の平均標高と標準偏差は表1に示した．

「盆地」

- 三次盆地：上田（1991）の柱状図のある14地点について標高を見積もった．標高は190mから280mにわたり，平均標高は230mであった．
- 庄原盆地：上田（1991）の柱状図のある15地点について標高を見積もった．標高は240mから320mにわたり，平均標高は290mであった．
- 東城盆地：氏家（1976）と渡辺・石垣（1986）の柱状図のある18地点について標高を見積もった．標高は360mから450mにわたり，平均標高は420mであった．
- 新見盆地：後藤ほか（2013）が研究した田治部地域に注目し，柱状図のある29地点について標高を見積もった．標高は340mから500mにわたり，平均標高は380mであった．
- 津山盆地：Taguchi（2002）の柱状図のある48地点について標高を見積もった．標高は100mから290mにわたり，平均標高は170mであった．

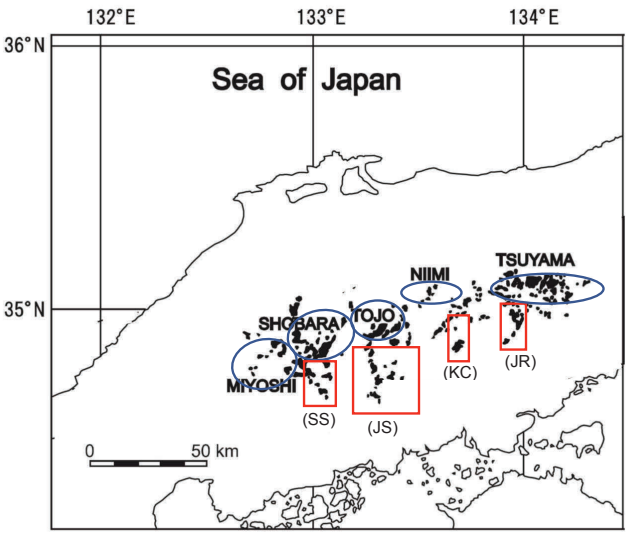


図3　吉備高原で備北層群・勝田層群の標高を計測した地域．三次，庄原，東城，新見，津山の各盆地と吉備高原上の4地域．SS：庄原南部，JS：神石高原，KC：吉備中央町，JR：JR津山線沿線（亀甲－福渡）．後藤ほか（2013）の図に加筆．

「吉備高原」

- 庄原南部：北は春田（しゅんだ）町から南は甲奴（こうぬ）ICまでの南北16km，西は白根から東は郷東までの東西5kmの領域の中から11地点を選んで，標高の計測を行った．標高は352mから550mにわたり，平均値は440mだった．
- 神石高原：北は大成・荒戸山から南は神石高原町坂瀬川までの南北30km，西は亀石から東は御高山（陰地）までの東西15kmの領域の中から27地点を選んで，標高の計測を行った．標高は478mから681mにわたり，平均値は570mだった．
- 吉備中央町：北は鐘乳穴（かなちあな）から南は賀陽ICまでの南北17km，西は正金から東は宇甘川（うかいがわ）二重坂までの東西4.5kmの領域の中から12地点を選んで，標高の計測を行った．標高は321mから490mにわたり，平均値は380mだった．
- JR津山線：北は打穴中（うたのなか）から南はJR福渡駅までの南北16km，西はJR福渡駅から東は川東までの東西8kmの領域の中から17地点を選んで，標高の計測を行った．標高は100mから250mにわたり，平均値は210mだった．

5.2. 備北層群・勝田層群を作った「かつての海水面」の標高

MMCOの時形成された備北層群・勝田層群は，MMCOが終了した14.7Ma以降，180m削剥された．MMCOの時

表1　備北層群・勝田層群の分布する標高，かつての海水面標高，隆起量．
「かつての海水面」の標高を「かつての堆積物最上位層」の標高（H'）で近似した．隆起量Uは，U≧H'－Do＝h＋D－Doであり，「かつての海水面」を用いた場合より小さめな（underestimate）推定量である．ここでDは，Willenbring *et al.*（2013）による平均削剥速度11.9m/Myrを用いて，180mと推定した．MMCO時の海水面標高をDoとして，Haq *et al.*（1987）の140mを採用した．Δ：隆起量の95％の信頼区間．

地域	地点数	平均標高（h）m	かつての海水面近似標高H'（m）	標準偏差s（m）	隆起量（U）±Δ(m)
盆地					
三次盆地	14	230	410	31	270 ± 18
庄原盆地	15	290	470	27	330 ± 15
東城盆地	18	420	600	31	460 ± 15
新見盆地（田治部）	29	380	560	38	420 ± 14
津山盆地	48	170	350	42	210 ± 12
吉備高原					
庄原南部（春田町ー甲奴IC）	11	440	620	61	480 ± 41
神石高原（亀石ー弥高山、岡ー常光）	27	570	750	57	610 ± 23
吉備中央町（鐘乳穴ー賀陽）	12	380	560	55	420 ± 35
JR津山線（亀甲駅ー福渡駅）	17	210	390	35	250 ± 18

の「かつての海水面」の標高は，吉備高原の隆起と同時に変位した．「かつての海水面」の標高は，現在の備北層群・勝田層群の標高よりすくなくとも180mより高いところにあった（表1）．

各地域の「かつての海水面」の標高は次のようになった（表1）．

「盆地」
- 三次盆地 …… 410m
- 庄原盆地 …… 470m
- 東城盆地 …… 600m
- 新見盆地 …… 560m
- 津山盆地 …… 350m

「吉備高原」
- 庄原南部 …… 620m
- 神石高原 …… 750m
- 吉備中央町 …… 560m
- JR津山線 …… 390m

5.3. 吉備高原の隆起量

MMCOの時，グローバルな海水面の標高はDoであった．吉備高原にある盆地群や吉備高原上の各地域においても，海水面標高はDoであった．MMCO時の海水面の標高（Do）としてHaq *et al.*（1987）の140mをここでは採用し，隆起量見積もりのためにこの値を基準した．計測した「かつての海水面」の標高から140mを差し引くと，14.7Ma以降の吉備高原の隆起量がわかる．

隆起量＝「かつての海水面」の標高－140（m）

吉備高原の各盆地や地域の隆起量の95％の信頼区間Δは，次の式で与えられる．

$$\Delta = t_c \times s / \sqrt{n}$$

ここで，nは盆地や地域の標高を求めた地点数，sは各盆地や地域のn地点の標高の標準偏差，t_cは自由度n－1をもつスチューデントのt分布の97.5％点である．

Haq *et al.*（1987）による海水面の標高140mは，MMCO時の海水面の標高推定値の中では最も大きい．Haq *et al.*（1987）の推定値より小さい値（Miller *et al.*, 2005; Hansen *et al.*, 2013; Stap *et al.*, 2016）を基準として採用すると，もっと大きな隆起量が推定されることに留意されたい．ここで行う吉備高原の隆起量の推定値は，最も小さめな推定（underestimate）である．

各地域の14.7Ma以降の隆起量は次のようになった（表1）．

「盆地」
- 三次盆地 …… 270±18m
- 庄原盆地 …… 330±15m
- 東城盆地 …… 460±15m
- 新見盆地 …… 420±14m
- 津山盆地 …… 210±12m

「吉備高原」
- 庄原南部 …… 480±41m
- 神石高原 …… 610±23m
- 吉備中央町 …… 420±35m
- JR津山線 …… 250±18m

6. 議論

6.1. MMCO終了後14.7Maからの吉備高原の隆起量

吉備高原の5つの盆地群と高原上の4地域の隆起量を表1に記し，図4，図5に描いた．

三次・庄原・東城・新見・津山の盆地群においては，東城で最大の隆起量が示され，西あるいは東に向かって減少する．東城の隆起量は460m，東城から25km西の庄原で隆起量は330m，さらに西15kmの三次では270mとなり，隆起量は西に行くほど減少した．東城の東に関しても，東方

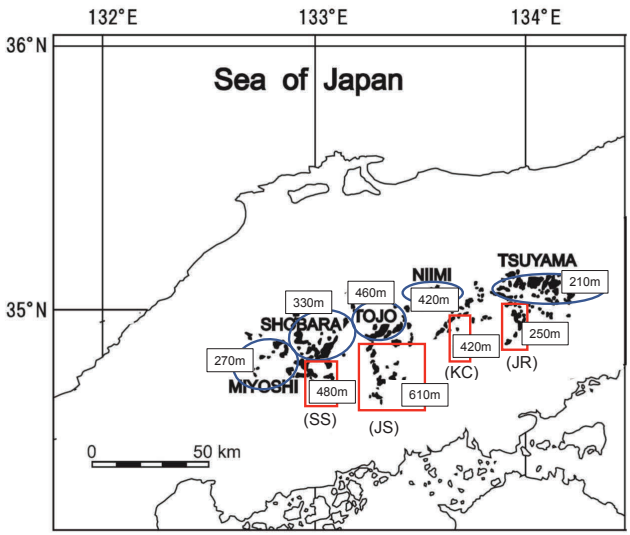


図4　MMCOの時期以降の隆起量．
三次，庄原，東城，新見，津山の各盆地と吉備高原上の4地域．SS：庄原南部，JS：神石高原，KC：吉備中央町，JR：JR津山線沿線（亀甲－福渡）．後藤ほか（2013）の図に加筆．

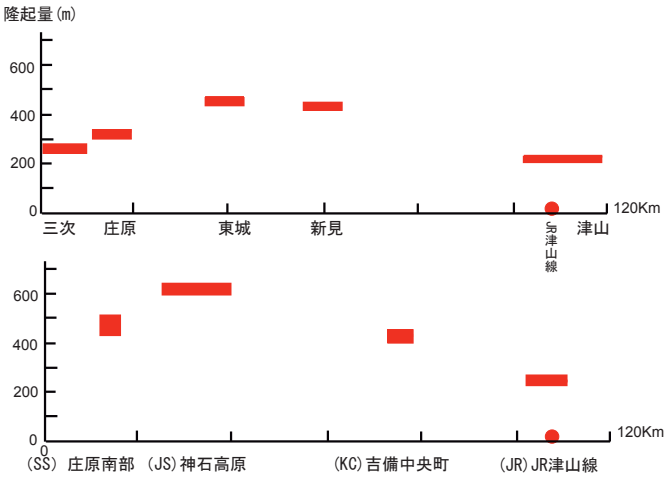


図5　MMCOの時期以降の隆起量．
三次，庄原，東城，新見，津山の各盆地と吉備高原上の4地域の隆起量を西南西－東北東の断面に示した．SS：庄原南部，JS：神石高原，KC：吉備中央町，JR：JR津山線沿線（亀甲－福渡）．隆起量の厚みは95％の信頼区間．

に行くほど隆起量は減少した．東城から20km西方の新見の隆起量は420m，新見から70km東方の津山盆地で隆起量は210mであった．盆地群の隆起は，東城を最高位として東西に緩やかに減少してゆく様相を示している．

吉備高原の高原部においても「神石傾動隆起帯」である神石高原が最大の隆起量610mを示し，西方と東方に向かって隆起量は単調に減少しているように見える．神石高原の弥高山の西方35kmの庄原南部では隆起量は480m，弥高山の東方30km地点の吉備中央町で隆起量420m，さらに東20km行くとJR津山線（亀甲－福渡）において隆起量250mとなった．隆起量の東下がり勾配は，吉備高原東部では0.4度であった．

隆起量を，5つの盆地群と吉備高原上の地域との2測線で比べた（図5）．盆地の隆起量の平均は338mであり，いっぽう吉備高原上では440mであった．盆地群の方が隆起量は100mほど小さかった．隆起の様子は盆地群では「西が低く－東城で最大値をとり－東に行くほど小さく」なり，高原部でも「西が低く－神石高原で最大値をとり－東に行くほど小さく」なり，盆地群でも吉備高原上でも同じ様子であった．神石高原の北方延長が，盆地群の隆起量の最大値をとる東城盆地にあたり，神石高原－東城盆地の最大隆起量を示す隆起帯があることが，吉備高原の隆起の特徴である．

多井（1975）は，中国地方の中新統の基底高度分布図から，吉備高原は高く隆起し，三次－津山の盆地群の隆起量は小さく，さらに北方の中国脊梁山地は高く隆起する，波状曲隆運動を提案した．曲隆とは曲動運動で盛り上がったことを指し，曲動は褶曲よりも波長が長いと定義されている．今回の研究では，神石高原－東城盆地にわたる南北走向の隆起帯が見出された．波状曲隆運動よりも，神石高原－東城盆地の大きな隆起帯形成の方が，地球科学的に重要なのかもしれない．

6.2. 吉備高原の隆起量と地形

MMCO以降の隆起量は，現在吉備高原にみられる大局的な起伏を作ったように見える．三次・庄原・東城・新見・津山の盆地群や吉備高原域の地形断面図と隆起量は調和的である（図1，図5）．盆地群では，現在標高が一番高い東城は，隆起量が一番大きい．いっぽう吉備高原の高原部においても，一番隆起した神石高原において地形の一番の高まりをみせ，東に行く程隆起量も高度も下げている（図1，図5）．この標高の東への減少と隆起量の東方減少の様相は，定性的だけでなく定量的な特徴である．神石高原からJR津山線沿線の間の標高の減少量は350mであり，いっぽう隆起量の減少量は360mである．現在吉備高原で観察できる標高変化は，MMCO以降に起こった隆起が形作ったと結論できる．

「神石高原－東城盆地」の隆起帯には，9.5～7.4Maにアルカリ玄武岩火山群が分布している（宇都，1995）．これらの事実から，隆起運動は，矢野ほか（1994）が指摘したように，9.5～7.4Maにアルカリ玄武岩火山群の活動と関連しているように見える．この火山活動が吉備高原を構成する地殻底部に新たに地殻物質を「底付け」したならば，吉備高原の隆起はアイソスタシーだけで説明できる．

現在の吉備高原は，アイソスタシーが成立している．吉備高原に地殻の厚さを，アイソスタシーにあるものと仮定し，標準的な海洋底地下構造を用いて，求めてみた．海の深さが4km，海洋底の地殻の厚さは5kmとし，密度は海水が1g/cm^3，地殻は2.8g/cm^{3}そしてマントルは3.3g/cm^{3}とする．この構造を基準として使うと，中国地方の地殻の厚さは30kmとなる．モホ面の深さは29kmのとなり標高1kmの山ができる．吉備高原では最高峰は834mの星居山なので，このモデルで現在の様子が近似できる．ここで予想したモホ面の深さ29kmは，地震波の走時解析から推定されている中国地方の深さ29kmと調和的である（Katsumata,

2010）．このことは，吉備高原ではアイソスタシーが成り立っているとした仮定が正しいことを物語っている．

MMCOが始まる時期には，吉備高原は標高が小さかった．MMCOの時期に海水面が最高標高140mに達した時（Haq *et al.*, 1987），三次・庄原・津山の各盆地や吉備高原部の地域において，備北層群や勝田層群が形成された．その時の吉備高原の標高を0mとしてみよう．吉備高原の標高が0mの状態でアイソスタシーが成り立っていたならば，モホ面の深さは23kmになる．現在のモホ面の深さは29kmだが，MMCOの時期には23kmだった．

モホ面までの深さが23kmから29kmに増加すると，吉備高原は1,000m隆起し，現在の山地地形ができあがる．例えMMCOの終了時期から現在までの14.9Myrの間で180m削剥されても標高の減少は180mとならずに，アイソスタシーが成り立っているので標高の減少は27mであるにすぎない．

モホ面までの深さが，MMCOが終了してから14.7Myrの間に，23kmから30kmになるように地殻が成長する際には，下部地殻に火山物質などの「底付け」をすることが一つの方法である（Thybo and Artemieva, 2013）．Nozaka（1997）は，吉備高原のアルカリ玄武岩中のゼノリスの岩石学から，「底付け」の可能性を指摘している．9.5〜7.4Maに起こったアルカリ玄武岩火山群の活動に注目しよう．吉備高原においてアルカリ玄武岩の活動が起こった時，マントルから地殻の下部にマグマが上昇して（Iwamori, 1989; 1991），マグマの一部は地表に到達しアルカリ玄武岩の噴出が起きた．残りのマグマは地殻の底に「底付け（underplating）」されたに違いない．12.0〜7.7Maに世羅や，6.2〜4.4Maに津山盆地におけるアルカリ玄武岩の活動もまたマグマの底付けに寄与したかもしれない．

「底付け」の地殻の厚さに関しては，Thybo and Artemieva（2013）は島弧，大地溝帯，大陸縁辺部などにおいて，10km以上の地殻の厚さの底付けが起こっていると報告している．これらの研究から，地殻の厚さが23kmから30kmに成長することは不思議でもない．モホ面の深さが23kmから29kmになれば，現在の山地地形はできあがる．

西南日本ではフィリピン海プレートが南海トラフで北西に沈み込んでいるために，15〜5Maの間，北－南方向の圧縮場におかれていた（Tsunakawa, 1986）．MMCO時には西南日本は東経129度，北緯34度を軸として時計回りの回転運動を経験していたので（Otofuji and Matsuda, 1983），北西－南東の圧縮場であったであろう．しかしながら，これらの圧縮場による隆起を仮定せずとも，マグマの底付けによる地殻の厚さ7kmの増加とアイソスタシーだけで隆起は説明できる．

火山性砕屑物や火山岩からなる物質が房総半島沖直下の日本列島の地殻の底に「底づけ」されたことを，反射法構造探査の解析から見つけたことを，Kimura *et al.*（2010）が報告した．Pinto *et al.*（2010）はブラジルのSao Franciscoクラトンの電磁探査（MT法）の解析にもとづいて，マグマ物質の「底付け」発見の可能性について言及している．吉備高原においても地殻最下部のマグマ物質の「底付け」の証拠を握るために，反射法構造探査や電磁探査（MT法）の解析を行うことは必要不可欠である．

6.3. 削剥量の導入

削剥は，岩石が形成された後，必ず起こる現象である．地質学では削剥はそれほど重要であるものとは取り扱われなかった．というのも地質学は削剥に耐え残った岩石やその分布を研究する実証科学だからだ．しかしながら，過去を研究する自然科学にとって，削剥を無視することはできない．今研究の特徴は，吉備高原の隆起量推定に，吉備高原で起こった削剥を持ち込んだことにある．「かつての海水面」の標高の近似として「かつての堆積物最上位層」の標高を用い，その標高の推定に，必ず起こる削剥量を情報として用いた．

小論では吉備高原で14.7Ma以降に起こった削剥量を180mと推測した．しかしながら吉備高原の削剥量は，日本列島と比較すると狭いものの，地理的に変動したように見える．吉備高原を流れる高梁川，旭川や吉井川は深い谷を作っているので，吉備高原平坦面と谷では削剥速度に変動があったに違いない．真の削剥量が，推測した削剥量180mより小さかった場所と大きかった場所があったことになる．

「真の削剥量」が「推測した削剥量（180m）」よりも小さい場合や大きい場合の，推定した隆起量と真の隆起量の大小関係を検討した．真の削剥量が小さい場合は大きな隆起推定値を，大きい場合は小さな隆起推定値を与えることがわかる（図6）．

真の削剥量が推測した削剥量と一致している地点（真の削剥量D＝180m）を考える（図6(2)）．観察される露頭最上層は標高hにあるとする．露頭最上層はかつての堆積物最上位層から180m削剥されているので，真のかつての堆積物最上位層の現在の標高（$H'_{真}$）は$H'_{真}=h+180m$であり，推定したかつての堆積物最上位層の現在の標高（$H'_{推定}$）も$H'_{推定}=h+180m$である．この地点の真のあるいは推定した隆起量はともに$h+180m-Do$と書くことができるので，$U_{真}$と$U_{推定}$は同じ値である．

「推測した削剥量（180m）」に対して真の削剥量が小さい地点（D＜180m）においては，隆起量の推定値は真の隆起量よりも大きく，誤った推定値を与えてしまう（図6(1)）．露頭最上層はかつての堆積物最上位層からD削剥されたので，かつての堆積物最上位層の現在の標高（茶色実線）は，$H'_{真}=h+D$である．この地点の真の隆起量は$U_{真}=H'_{真}-Do=h+D-Do$である．この地点の推定隆起量（$U_{推定}=h+180m-Do$）と比較すると（$U_{推定}-U_{真}=180m-D>0$）となり，推定した隆起量は真の隆起量より$180-Dm$だけ高かったことになる．

逆に，真の削剥量が推測した削剥量より大きい地点（180m＜D）を考える（図6(3)）．真の堆積物最上位層の現在の標高（茶色実線）は，$H'_{真}=h+D$であり，この地点の真の隆起量は$U_{真}=h+D-Do$となる．推定隆起量と比較すると，$U_{推定}-U_{真}=180m-D<0$，となり，推定した隆起量は真の隆起量より$D-180m$だけ低い．「真の削剥量」が削剥量180mよりも大きい地点からは，小さい隆起量を誤って推定することになる．

吉備高原が南アメリカ大陸西部Atacama砂漠のような乾燥気候であったならば，とても小さな削剥速度〜0.2m/Myr

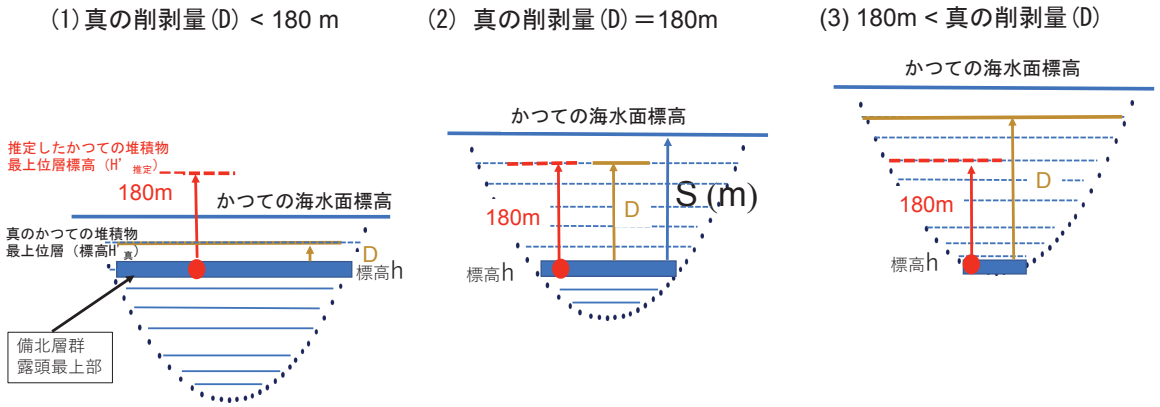


図6　「削剥量180m」と「真の削剥量D」から予想する隆起量の比較.
備北層群露頭最上層：青太線＋赤丸，推定した「かつての堆積物最上位層」：赤破線，真の「かつての堆積物最上位層」：茶色実線.
（1）真の削剥量（D）＜180mの時
推定した「かつての堆積物最上位層」の標高（H'推定）が真の「かつての堆積物最上位層」の標高（H'真）より180m－Dの上方にある．推定隆起量は真の隆起量より180m－Dだけ高くなる．Do：MMCOの海水面標高.
（2）真の削剥量（D）＝180mの時
真のあるいは推定した「かつての堆積物最上位層」の標高は等しいので，推定隆起量は真の隆起量と等しい.
（3）180m＜真の削剥量（D）の時
推定した「かつての堆積物最上位層」の標高（H'推定）が真の「かつての堆積物最上位層」の標高（H'真）よりD－180mの下方にある．推定隆起量は真の隆起量よりD－180mだけ低くなる.

が実現する．この削剥速度を用いると，MMCO以降の14.7Myrの削剥量は～2.9mである．削剥量～2.9mを用いれば，削剥量180mを仮定した隆起量推定値は，真の隆起量より177m高くなる．次のことに注意しよう．15Ma頃の吉備高原の備北層群の古植生は花粉分析から照葉樹林だった（森・山野井，2003）．近隣の後期始新世～前期漸新世の神戸層群（尾崎ほか，1996）から産出した植物化石223種中，暖帯と暖温帯に生息する植物化石が68％を占め，小畠（1983）は今より暖かく九州南部地帯に近い気候と指摘している．決して砂漠のような気候ではなかったので，極端に小さな削剥速度ではなかったと期待される．削剥量が増加するにつれて削剥量180mを仮定した隆起量の推定値に近づく.

備北層群や勝田層群の小さい削剥量は，小さい削剥速だけでなくそれらを被覆する層の発生した場合にも起こる．被覆の原因要素は，吉備高原で起こった9.5～7.4Maのアルカリ玄武岩火山活動による溶岩層や火砕岩層，九州・中国地方火山活動による火山灰層，あるいは黄砂などの風成層などがある．備北層群・勝田層群の露頭の最上層に九州・中国地方起源の火山灰層や黄砂などの風成層の存在は報告されていないので，毎年堆積する黄砂は雨で簡単に流されてしまい，火山灰も数年程度で雨によって流失されてしまうに違いない．削剥は硬い岩石が風化によって摩耗・摩滅される現象であり，やわらかい被覆層は備北層群・勝田層群の削剥量減少に大きな影響は与えなかっただろう.

アルカリ玄武岩溶岩は庄原南部や神石高原の水呑（みのみ）山（557m），仙養山（716m），弥高山（653m），荒戸山（762m）や津山盆地の男山（260m）,女山（211m）などのご飯を盛ったようなあるいは鍋を伏せたような山々で観察できる．アルカリ玄武岩溶岩が備北層群や勝田層群を覆っているところでは，アルカリ玄武岩活動終了時期以降は溶岩だけの削剥が開始された．MMCO終了時期から溶岩が被覆するまでの5.2Myrの期間だけ備北層群・勝田層群は削剥され，削剥量は約62m（11.9m/Myr×5.2Myr）程度であった．アルカリ玄武岩溶岩の被覆した周辺では備北層群や勝田層群が分布している．この分布域では，アルカリ玄武岩溶岩が被覆したのち完全に溶岩が削剥されて，その後再び備北層群や勝田層群の削剥が開始したので，14.7Ma以降の備北層群・勝田層群の削剥量は約62mより大きいものの推測した削剥量180mより小さい．アルカリ玄武岩溶岩の被覆は，小さい削剥量の要因である.

極めて大きな削剥が備北層群や勝田層群で起こると，「かつての堆積物最上位層」の標高の低下のみならず，MMCOの時期に形成された当時の地層が完全に削剥し，備北層群や勝田層群が残されていないこともある．例えばダムの堆砂量から削剥速度0.06～0.08mm/yr（60～80m/Myr）が吉備高原で推定されている．MMCOが終了した14.7Maから現在までこの削剥速度が続いていたならば，削剥量は882～1,176mとなる．この大きな削剥量を考えると，MMCO時に堆積した備北層群や勝田層群は，すべて削剥され，その分布さえなくなってしまうに違いない.

削剥量からもっともらしい隆起量を推定するためには，次の事柄に留意することが必要であることが明らかになった．（1）隆起量を推定する際には「真の削剥量」の大小に依存するので，平均的な削剥量を求めるように，隆起量を推定する領域においては数多い地点の標高を計測すること．（2）溶岩が被覆した周辺地域のような明らかに削剥量が小さいと判断できるところは，標高計測地点から外すこと．（3）適切な,平均的な削剥量を推測すること.

適切な削剥量を推定するために，この小論では世界990

ヶ所で測定され削剥量（Willenbring *et al.*, 2013）に着目した．そこで推測された削剥速度11.9m/Myrを世界平均と考え，吉備高原の削剥速度にも当てはまるとした．MMCOが終了してから14.7Myrの間で総削剥量は180mとなった．この削剥量は，吉備高原で推量された水深（200mを大きく超えることはない）（上田, 1986; Taguchi, 2002）より小さかっただけでなく，堆積物は海水面に達する程度まで堆積していたことを示している．仮に水深200m強の海がすべて堆積物で埋まり，そののちMMCO以降に180mの削剥が起こったならば，削られて出現した露頭最上層と水深を推測した堆積層の層準の層厚は20m強となる．ちなみに，勝田層群の上部層である高倉累層で水深200m強を推測した層準は *Lucinoma-Propeamussium-Delectopecten* 群集が産出したところであった（Taguchi, 2002）.勝田層の露頭の柱状図（Taguchi, 2002）を用いて，柱状図の最上層から *Lucinoma-Propeamussium-Delectopecten* 群集の層準までの層厚を計測すると，平均層厚は15m±26mであった．200m強の堆積物が180m削剥されていたことと調和的である．14.7Myr間の総削剥量180mは，それほどとんでもない推測値ではない．

6. 結論

海水面以上に顔を出している地球表層部は，削剥から逃れることはできない．吉備高原もまたMMCO終了から14.7Myrの間180m削剥された．削剥量を考慮して，備北層群・勝田層群の「かつての海水面」の標高を推定し，MMCO時のグローバルな海水面標高140mを基準として14.7Ma以降の隆起量を推定した．隆起量は，5つの盆地では，三次270m，庄原330m，東城460m，新見420m，津山210mであった．いっぽう吉備高原の庄原南部で480m，吉備高原で最も標高の高い「神石高原」において610m，吉備中央町420mそしてJR津山線沿線250mであった．吉備高原の隆起は「神石高原－東城盆地」で最大値をとり，西方と東方に向かって隆起量はそれぞれ270mと250mと単調に減少していった．MMCO以降の吉備高原の隆起が，現在の吉備高原の山地地形の様相を作った．吉備高原の隆起は，9.5～7.4 Maに起こったアルカリ玄武岩の火成活動に伴い吉備高原の地殻下部にマグマ物質の「底付け」が起こったことが原因だった．

謝辞

距離・面積は国土地理院ウェブサイトを使用した．西松弘喜博士（名古屋大学），安藤佑介博士（瑞浪市化石博物館）には興味深い文献を送っていただきました．鈴木茂之名誉教授，板谷徹丸博士，曽根原崇文博士による建設的な査読により，本稿の改善がはかられました．以上の方に厚く御礼申し上げます．

引用文献

Amano, K., Hamuro, T. and Hamuro, M. (2004) Latest early-earliest middle Miocene deep-sea molluscs in the Japan Sea borderland - the warm-water Higashibessho fauna in Toyama Prefecture, central Japan. *Paleontological Research*, **8**, 29-42.

Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A. and Seidl, M.A. (2000) Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 429-435.

Fleming, A., Summerfield, M.A., Stone, J.O., Fifield, L.K. and Cresswell, R.G. (1999) Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from *in-situ*-produced cosmogenic ^{36}C1: initial results. *Journal of the Geological Society*, **156**, 209-212.

藤原　治・三箇智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, **5**, 85-93.

Fukuda, S., Sueoka, S., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Tagami, T. (2019) Thermal history analysis of granitic rocks in an arc-trench system based on apatite fission-track thermochronology: A case study of the Northeast Japan Arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, X1, 100005.

後藤隆嗣・入月俊明・林　広樹・田中裕一郎・松山和馬・岩谷北斗 (2013) 岡山県新見市田治部地域に分布する中新統の層序と堆積環境. 地質学雑誌, **119**, 321-333.

Gunnell, Y. (2003) Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. *Geology*, **31**, 131-134.

Hansen, J., Sato, M., Russell, G. and Kharecha, P. (2013) Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, **A371**, 20120294.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

Higo, S., Callomon, P. and Goto, Y. (1999) Catalogue and bibiliography of the marine shell-bearing mollusca of Japan. Elle Scientific Publications, Osaka, 749p.

位田真弓・波田善夫 (2006) 岡山県中南部の社叢林植生―特に岡山県内におけるシイノキ属の生態的特性と分布傾向―. *Naturalistae*, **10**, 35-46.

池田安隆 (1990) 侵食と隆起：山脈形成論の観測的基礎. 地震, **43**, 137-152.

糸魚川淳二・柴田　博 (1973) 古環境の変遷と対比―瀬戸内区中新統の場合. 地質学論集, **8**, 125-135.

Iwamori, H. (1989) Compositional zonation of Cenozoic basalts in the Central Chugoku District, Southwestern Japan: Evidence for mantle upwelling. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan, Second Series*, **34**, 105-123.

Iwamori, H. (1991) Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6157-6170.

Katsumata, A. (2010) Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltime analysis. *Journal of Geophysical Research*, **115**, B04303.

河合正虎 (1957) 5万分の1地質図幅説明書「津山東部」. 地質調査所, 63p.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J. (2007) Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, **92**, 799-810.

Kimura, H., Takeda, T., Obara, K. and Kasahara, K. (2010) Seismic evidence for active underplating below the megathrust earthquake in Japan. *Science*, **329**, 210-212.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., .Kubik, P.W. and Wieler, R. (2007) Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, **83**, 97-120.

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（編著）, 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) 中国筋ノ地貌式. 震災予防調査会報告, **63**, 1-15.

Kounov, A., Niedermann, S., de Wit, M.J., Viola, G., Andreoli, M. and Erzinger, J. (2007) Present denudation rates at selected sections of the South African escarpment and the elevated continental interior based on cosmogenic ^{3}He and ^{21}Ne. *South African Journal of Geology*, **110**, 235-248.

Lal, D. and Peters, B. (1967) Cosmic ray produced radioactivity on the earth. *In* Fluegg, S. and Sitte, K. (eds.) *Handbuch der Phisik*, XLVI/2, Springer, Berlin, 551-612.

Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R, and Gleadow, A.J.W. (1987) Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience section)*, **65**, 1-13.

Linari, C.L., Bierman, P.R., Portenga, E.W., Pavich, M.J., Finkel, R.C. and Freeman, S.P.H.T. (2017) Rates of erosion and landscape change along the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains, estimated from in situ cosmogenic ^{10}Be. *Earth Surface Processes and Landforms*, **42**, 928-940.

松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (2014) 宇宙線生成核種による流域削剥速度の決定と地形方程式の検証. 地形, **35**, 165-185.

Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y. and Matsukura, Y. (2010) Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research B (Beam Interactions with Materials and Atoms)*, **268**, 1205-1208.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F. (2005) The phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **310**, 1293-1298.

森　将志・山野井徹 (2003) 中国地方に分布する中新統備北層群・勝田層群の花粉化石と古植生変遷. 日本花粉学会会誌, **49**, 9-20.

村中沙江・於保幸正 (2011) 津山南方に分布する侵食起伏面，広島大学大学院総合科学研究科紀要, II, 環境科学研究, **6**, 53-64.

Nakamura, A., Yokoyama, Y., Shiroya, K., Miyairi, Y. and Matsuzaki, H. (2014) Direct comparison of site-specific and basin-scale denudation rate estimation by in situ cosmogenic nuclides: an example from the Abukuma Mountains, Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **1**, 9.

Nishiizumi, K., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Brimhall, G. and Mote, T. (2005) Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 499-507.

Nozaka, T. (1997) Structure and development of the lower crust and upper mantle of Southwest Japan: Evidence from petrology of deep-seated xenoliths. *The Island Arc*, **6**, 404-420.

小畠信夫 (1983) 神戸層群の植物化石. 藤田和夫・笠間太郎（編著）, 5万分の1地質図幅説明書「神戸地域の地質」, 24-32, 地質調査所.

岡田篤正 (2004) 中国山地とその周辺. 太田陽子・成瀬敏郎・田中慎吾・岡田篤正（編）, 日本の地形6, 近畿・中国・四国, 東京大学出版, 117-147.

大山　桂 (1952) 海産貝類の垂直分布について. 貝類学雑誌, **17**, 27-35.

乙藤洋一郎 (2020) 日本に記録されるMMCO. 地質技術, no. 10, 5-19.

Otofuji, Y. and Matsuda, T. (1983) Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 349-359.

尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男 (1996) 神戸層群の地質年代. 地質学雑誌, **102**, 73-83.

Pinto, L.G.R., de Pádua, M.B., Ussami, N., Vitorello, I., Padilha, A. L. and Braitenberg, C. (2010) Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid in the south São Francisco craton: Geophysical indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and crustal underplating. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**, 423-434.

産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）(2020) 20万分の1日本シームレス地質図V2. 2020年4月6日版, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

Shiroya, K., Yokoyama Y. and Matsuzaki, H. (2010) Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan, using cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al depth profile. *Geochemical Journal*, **44**, e23-e27.

Sonehara, T., Yagi, K., Takeshita, H., Aoki, K., Aoki, S., Otofuji, Y. and Itaya, T. (2020) Kibi Plateau: A stable-coherent tectonic unit in the active Japanese Islands. *Scientific Reports*, **10**, 3786.

Stap, L.B., van de Wal, R.S.W., De Boer, B., Bintanja, R. and Lourens, L.J. (2016) The MMCO-EOT conundrum: Same benthic δ^{18}O, different CO_2. *Oceanography*, **31**, 1270-1282.

Sueoka, S., Kohn, B.P., Tagarmi, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S. (2012) Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: Constraints from low-temperature thermochronology. *The Island Arc*, **21**, 32-52.

末岡　茂・堤　浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本山地の隆起・削剥史研究への応用. 地球科学, **69**, 47-70.

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・柳田　誠 (2017) 吉備高原の地形と古第三系“山砂利層”. 地質技術, no. 7, 27-33.

Taguchi, E. (2002) Stratigraphy, molluscan fauna and paleoenvironment of the Miocene Katsuta Group in Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **29**, 95-133.

多井義郎 (1957) 西部瀬戸内新生界の微化石層位学的研究. 広島大学地学教室研究報, **5**, 1-58.

多井義郎 (1975) 中新世古地理から見た中国山地の準平原問題. 地学雑誌, **84**, 23-29.

Thybo, H. and Artemieva, I.M. (2013) Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, **609**, 605-619.

Tsunakawa, H. (1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-22.

上田哲郎 (1986) 広島県庄原地域の中新世備北層群とその貝化石群集. 地球科学, **40**, 437-448.

上田哲郎 (1989) 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群―層序について―. 地質学雑誌, **95**, 919-931.

上田哲郎 (1991) 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群―軟体動物化石群集と古環境―. 地質学雑誌, **97**, 279-295.

氏家良博 (1976) 広島・岡山県の北部に分布する中新統備北層群の堆積環境について. 地質学雑誌, **82**, 51-67.

宇都浩三 (1995) 火山と年代測定：K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$年代測定の現状と将来. 火山, **40**, S27-S46.

若狭　幸・松崎浩之・松倉公憲 (2004) 原位置宇宙線生成核種年代測定法：侵食地形変化速度の解明への適用. 地形, **25**, 247-265.

渡辺芳弘・石垣武久 (1986) 広島県東城地域の中新統備北層群の層序と堆積環境. 瑞浪市化石博物館研究報告, **13**, 15-25.

渡辺真人・三宅　誠・野崎誠二・山本裕雄・竹村厚司・西村年晴 (1999) 岡山県高山市地域の備北層群，および津山地域勝田層群から産出した中新世珪藻化石. 地質学雑誌, **105**, 116-121.

Willenbring, J.K., Codilean, A.T. and McElroy, B. (2013) Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales. *Geology*, **41**, 343-346.

矢野孝雄・森山和道・沖村雄二・瀬戸浩二 (1994) フォト：吉備高原と“山砂利問題”. 地球科学, **48**, xx-xxxii.

山本裕雄 (1999) 広島県庄原市，西城川川床における中新統備北層群の岩相と石灰質ナンノ化石. 地球科学, **53**, 202-216.

横山祐典・阿瀬貴博・村澤　晃・松崎浩之 (2005) 宇宙線照射生成核種を用いた地球表層プロセスの研究. 地質学雑誌, **111**, 693-700.

Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, **6**, 1-14.