

久井・矢野岩海の形成過程

於保幸正 笠井康佑 海堀正博 平山恭之

広島大学大学院総合科学研究科

Formation process of the Block fields at Kui and Yano

Yukimasa Oho, Kosuke Kasa, Masahiro Kaibori and Yasuyuki Hirayama

Graduate School of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University,
Kagamiyama 1-7-1, Higashihiroshima, Japan

Abstract

Block field is an accumulation of subrounded to subangular blocks without fine sizes over solid or weathered bedrock. The block field at Kui and Yano in the Hiroshima Prefecture has been designated as a natural monument by the Government. The formation process of it is described from a standpoint of weathering in this paper. The blocks at Kui and Yano are composed of granodiorite and are rounded with diameter of 1 meter to several meters. The block field occurs at the mountain slope surrounded by the low-relief surface called the Sera surface. Weathering profile developed in this area including the Sera surface is divided into 4 zones with depth: (I) grus; (II) small corestone in grus matrix; (III) large corestone with some intervening grus; (IV) fresh or slightly weathered granite with joints. Depth of I and II-zones is more than 30 meters. The blocks at Kui and Yano are inferred to be originally associated with corestones of the III-zone: the friable grus of the III-zone was readily washed away, whereas corestones were left *in situ* after exposing of the III-zone. Therefore, the formation of block field was related to weathering process and formation of residual hill surrounded by the low-relief surface.

1. はじめに

広島県の世羅郡甲山町や府中市上下町には、久井・矢野岩海として天然記念物に指定された岩海が存在する(図1)。これらの岩海では1 m程度から数 m程度の大きさをもつ岩塊が多数集まって特異な景観を呈している。これらの岩海の形成については、これまで今村(1963)および池田(1998)の研究がある。今村(1963)は、西中国に分布するいくつかの岩海について記載を行っている。その中で、久井・矢野岩海についてもその分布と成因に関して検討を行っている。久井岩海は花崗閃緑岩からなる岩塊群であるが、この岩海は標高

698 mの宇根山につながる山稜部の南西側山腹にあり、山稜部から南西に延びる谷沿いに550から750 mの長さで細長く分布するとしている。岩海の分布する標高は470から570 mである。彼は、岩塊の形状や分布から、節理や割れ目に沿い化学的風化が進み、マサ化した部分や軟弱化した部分が流れ去り、内核部が丸みをおびた岩塊としてその場に残留・累積したものと考えた。また、彼は、岩塊が谷沿いの凹地だけでなく、凸型の斜面または山稜部においても分布していることを記載し、マサの流出が少ないため、そのような場所では岩海の景観を示すに至っていないと報告している。今村(1963)は、矢野岩海についても以下の記載

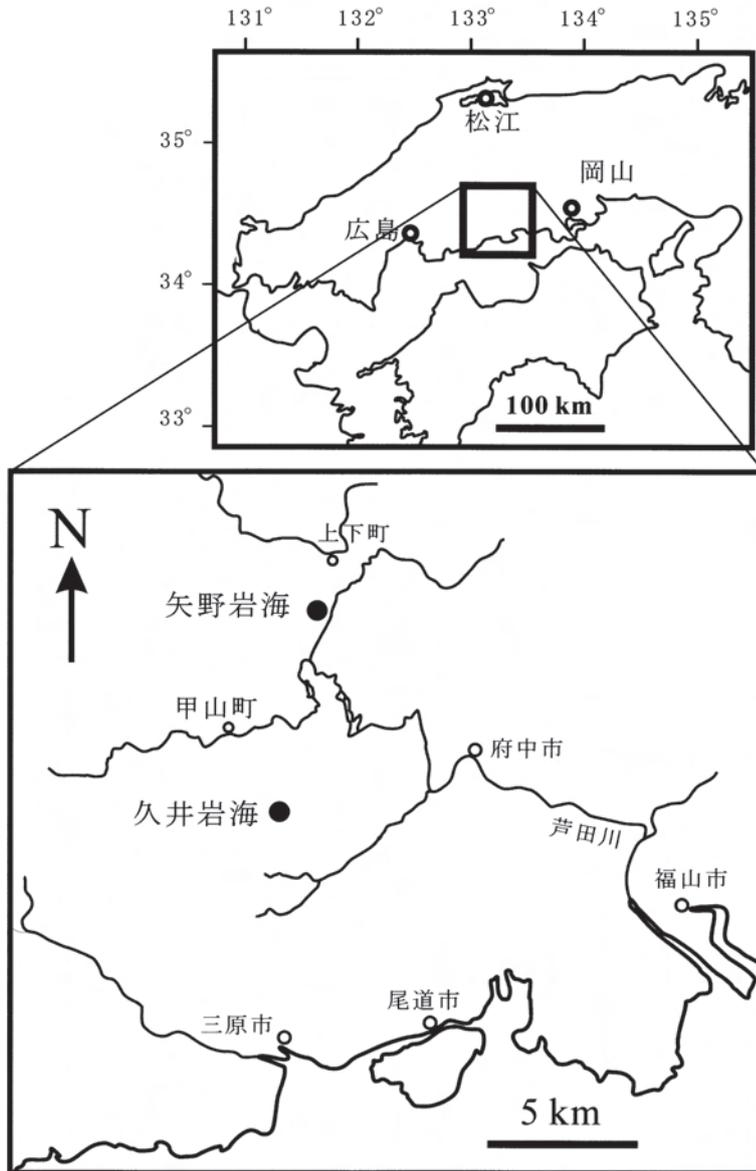


図1. 久井・矢野岩海の位置図

を行っている。この岩海は、標高540 mの峰の南西山腹に発源し、西北西に流れる小溪流の源頭に近い谷底（標高420から430 m）にある。粗粒な閃雲花崗岩からなる岩塊礫（直径2 m前後から6 m）が累積し、その規模は深さ10数 m、延長70 mに及んでいる。彼はこの岩海の成因として、節理が発達していることから、かつて節理面に沿い大規模な分離・崩落があり、それらが溪谷を埋め、さらに風化の進展と共に、岩塊の角稜が次第に失われ、マサ土が洗い流されて岩海を形成するに至ったと考えている。岩海の形成時期と気候環境については、甲立礫層（上部鮮新統-最下部洪積統）堆積後であろうとし、寒冷な気候環境で形成され

たと推測している。

池田（1998）は、久井岩海を擬似岩塊流の一つであると指摘している。彼は、久井岩海における岩塊群の平均直径が下流域～上流域でほとんど変わらないこと、すなわち岩塊の分級がなされていないことや、岩海の上における集水面積が狭く、豪雨時においても巨大な岩塊を動かすほどの流量は見込めないと思われることなどから、久井岩海は巨大な岩塊群が流されてきて集積したものではないと指摘した。そのことから久井岩海の成因について、風化土層（マサ層）が侵食を受け、その下部に存在していたコアストーン群が地表に露出した結果、現在の岩海になったと考えた。

以上の二人は、形成された気候については若干意見の違いがあるものの、岩海の形成が岩石の風化に起因していることについてはほぼ同じ考えである。このことを踏まえ、本研究では、岩海周辺だけでなく岩海を含む広い範囲で風化の様子を調べることにより、風化と岩海の関係性を明らかにすることができると考え、調査を行った。その結果、岩海はいわゆる広島花崗岩に現われている深層風化とも関係し、また、深層風化に係る侵食平坦面の形成にも関係していることが明らかになった。本論では、これらの事柄について述べ、岩海の形成過程について議論する。

2. 地形・地質概要

久井・矢野岩海周辺には、広島花崗岩と呼ばれる粗粒な花崗岩が広く分布し、場所によっては花崗閃緑岩がみられる。花崗岩以外にも、流紋岩や古生代の舞鶴層群に相当する泥岩や砂岩が分布している。舞鶴層群は多くの場所で熱変成作用を受けている。今村（1963）は、岩石の種類に関係なく中国地方の岩海が形成されていることを指摘し

ている。これらの岩石は深層風化を受けており、後述するように侵食平坦面がみられる場所では、花崗岩はマサ土となっている。

岩海の形成は侵食平坦面（侵食小起伏面）の形成とも関係が深いので、これまで行われた中国地方の侵食平坦面に関する研究史の概略について以下記述する。中国地方における最も顕著に現われている地形的な特徴は侵食平坦面の発達である。侵食平坦面は異なる高度をもち、大きくみると標高1000 m, 500-600 m, 360-500 m, および200-300 m付近で顕著に観察される。標高1000 mの侵食平坦面は脊梁山地面（あるいは道後山面）、標高500-600 mの平坦面は吉備高原面、360-500 mの面は世羅台地面、および200-300 mは瀬戸内面と呼ばれている（藤原, 1996; 岡田, 2004）。詳細にみれば、これ以外の高さにおいても平坦面が観察される場合があり、その呼称は研究者によって異なっている（吉川他, 1973; 小畑, 1991; 材木, 1980, 赤城, 1991; 藤原, 1996; 岡田, 2004）。

脊梁山地面と吉備高原面については、形成時期に関して大きな議論となっており、未だ結論が得られているわけではない。一つは形成時期が異なる平坦面であるとする考えであり、他の一つは同一の時期に形成された平坦面がその後の地殻変動や波曲によって異なる高さをもつようになったとするものである。大出（1912）は、中国脊梁山地は吉備高原面の上に残されたモナドノック（残丘）であると述べている。大塚（1937）は中国地方の切峰面と海成中新統の分布を調べ、中新統が吉備高原面に切られていることおよび中新統が脊梁山地面の周囲に発達することに注目して、吉備高原面は中新統堆積後に形成され、脊梁山地面は中新統堆積前に形成されたものであると指摘した。また、中新統は溺れ谷のように起伏のある地表の凹地に堆積したものであると考えた。

一方、この二つの平坦面が同一の時期に形成されたことを最初に指摘したのは辻村（1929, 1952）である。彼は脊梁付近の1000 m内外に平坦面が広くかつ現在まで存在することに注目して、脊梁山地面はモナドノック状のものであることに疑問を抱き、脊梁山地面は吉備高原面と同様に第三紀層堆積後に形成されたものであると考えた。

高度の違いをもたらした原因については、断層などの地殻変動により同一時代の準平原が変位したと推定した。1950年代に入って、山ノ内衝上（今村・多井, 1950）、美作衝上（河合, 1952）、船佐衝上（今村他, 1953）が三次・庄原・津山盆地の北縁から発見された。これらは基盤岩が中新統の上に衝上するものであり、これらが準平原を変位したものの一つであると考えられるようになった。多井（1957, 1972, 1975）は、三次、庄原、津山から山陰にかけて分布する備北層群（第一瀬戸内層群）の基底高度面や有孔虫を調べ、浮遊性有孔虫が特定の層準に多く存在することを指摘し、中新世の海進時には中国脊梁部も海底下に水没するような公海が広がっていたことを指摘した。また、多井他（1980）は、脊梁山地である吾妻山山頂において海成中新統の存在を確認し、脊梁山地面と吉備高原面とは第一瀬戸内層群堆積時には同一レベルにあったことを明らかにした。さらに、多井（1963, 1965）は岡山市南方の児島湾底下において海成中新統が存在することを発見し、中国山地の中新統は断層や波曲によってその高度差を生じたものであると推定した。木村（1985）は備北層群堆積後の三朝層群の分布に注目し、脊梁山地面の隆起は三朝層群堆積後も起きたことを指摘している。

久井・矢野岩海周辺には、吉備高原面よりは一段高さが低い世羅台地面（藤原, 1996）が広く分布している。福山市や府中市は沖積平野の中に位置しているが、世羅台地面と沖積平野の間では、世羅台地面を侵食する下刻作用が進み、やや急峻な地形がみられる。

この地域の花崗岩は、完全に風化してマサ土になっているものから、新鮮な岩石として存在するものまである（図2.b-g）。その中間的な風化のものではマサ土の中に風化を免れた核岩（コアストーン）が存在するものまである。この状況を示すために本稿では、Ruxton and Berry（1957）が示した風化断面を修正したもので風化の程度を表すことにする（図3）。すなわち、風化の程度をIからIVの4段階に分け、Iは完全にマサ土になっているもの、IIは数10 cm以下の小さなコアストーンが残っているもの（コアストーンの面積比は

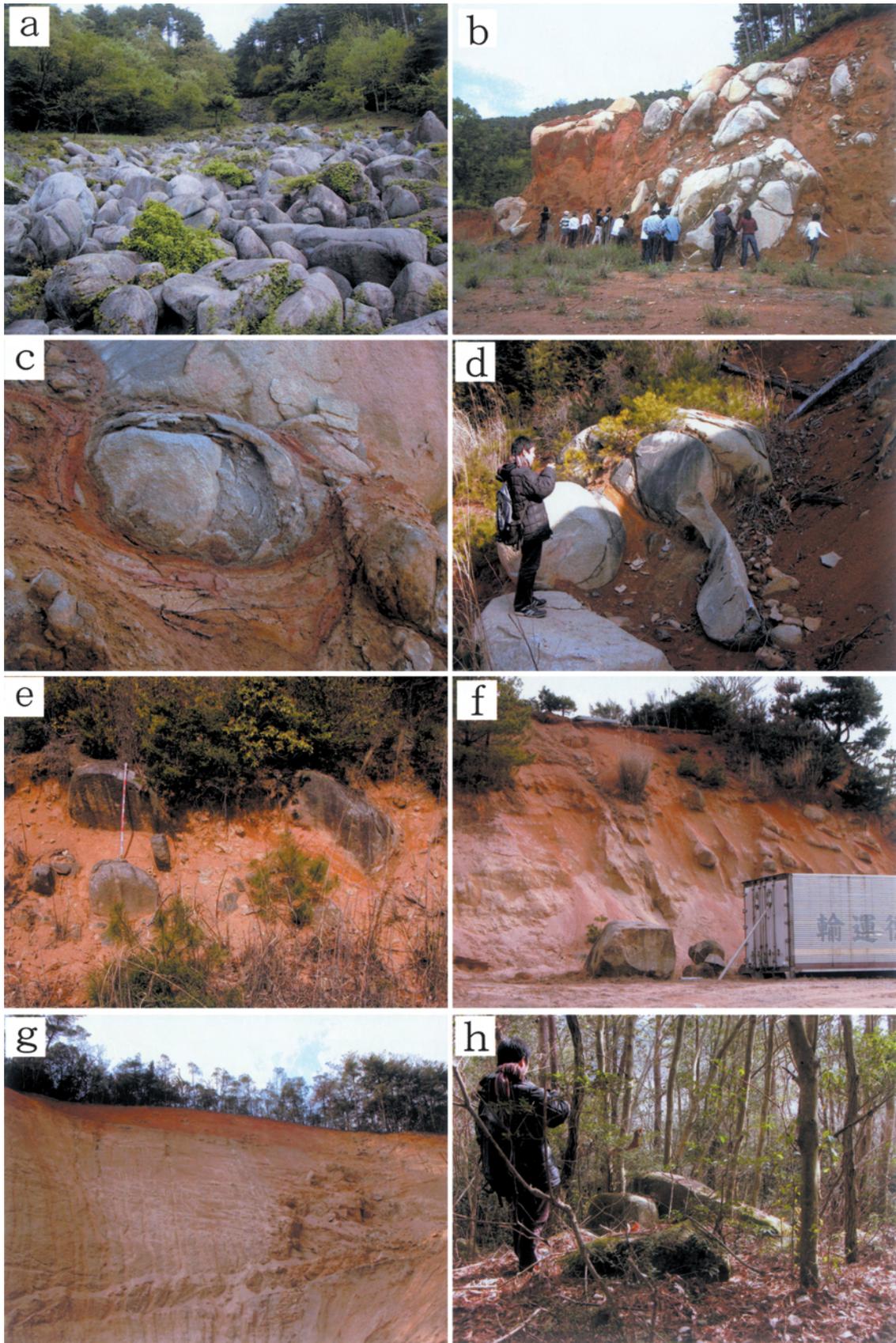


図2. 岩海および花崗岩の風化状況. a: 久井岩海; b, c, d: 久井岩海東方にある吉田大池の北側での花崗岩の風化の様子; e: 久井岩海の北東にある尾根道付近での花崗岩の風化の様子; f: 世羅台地面での風化の様子 (久井町重宗); g: 深層風化の様子 (久井岩海南西の行広); h: 吉田大池北方の尾根における岩塊.

50%未満), IIIは数10 cm以上の大きさをもつコアストーンが残っているもの(コアストーンの面積比は50%以上100%以下), IVはマサ土がなく新鮮な岩石あるいはやや風化した岩石が存在するもの, とした. IおよびIIに相当する部分の厚さは50 mを超えることが多く, この地域は広く深層風

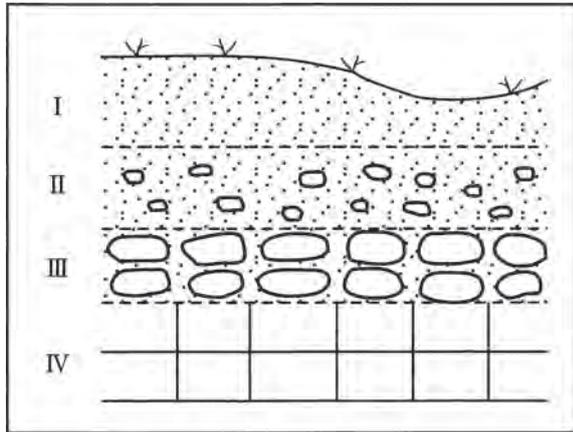


図3. 花崗岩の模式的風化断面. ローマ数字は風化の程度を示す(Ruxton and Berry (1957)を一部修正). Iは完全にマサ土になっているもの, IIは数10 cm以下の小さなコアストーンが残っているもの(コアストーンの面積比は50%未満), IIIは数10 cm以上の大きさをもつコアストーンが残っているもの(コアストーンの面積比は50%以上100%以下), IVはマサ土がなく新鮮な岩石あるいはやや風化した岩石が存在するものである.

化を受けているものと考えられる.

なお, 本稿で記載する花崗岩のブロックないし礫状のものは風化に関係したものであり, 運搬されたものでないことから礫と呼ぶのは適当でないと考え, 岩塊と呼ぶことにする.

3. 岩海の産状

(1) 久井岩海

久井岩海は標高698.8 mの宇根山につながる山稜部の南西側山腹にあり, 山稜部から南西に延びる谷沿いに30-60 mの幅をもち550から750 mの長さで細長く分布している(図2.a, 図4). 岩塊は花崗閃緑岩からなり, その大きさは直径1 m程度のものから数 mである. 天然記念物として指定されている場所では, 細長く伸びている岩海を「ごうろ」呼び, 最も大きい「ごうろ」は「ぜにがめごうろ」と呼ばれ, その他にも「なかごうろ」や「おおごうろ」などと呼ばれているものがある. 久井岩海では, 谷に沿って岩塊が存在し, みかけ上, 谷に沿って流れてきたような様相を示している. しかしながら, 岩塊はいずれも楕円体の形をもち丸みを帯びているが, 岩塊の長軸の方向が特定の方向を向くわけではない. また, 上流側と下流側



図4. 久井岩海周辺での岩塊の累積および風化状況(国土地理院発行2万5千分の1地形図「甲山」の一部を使用)

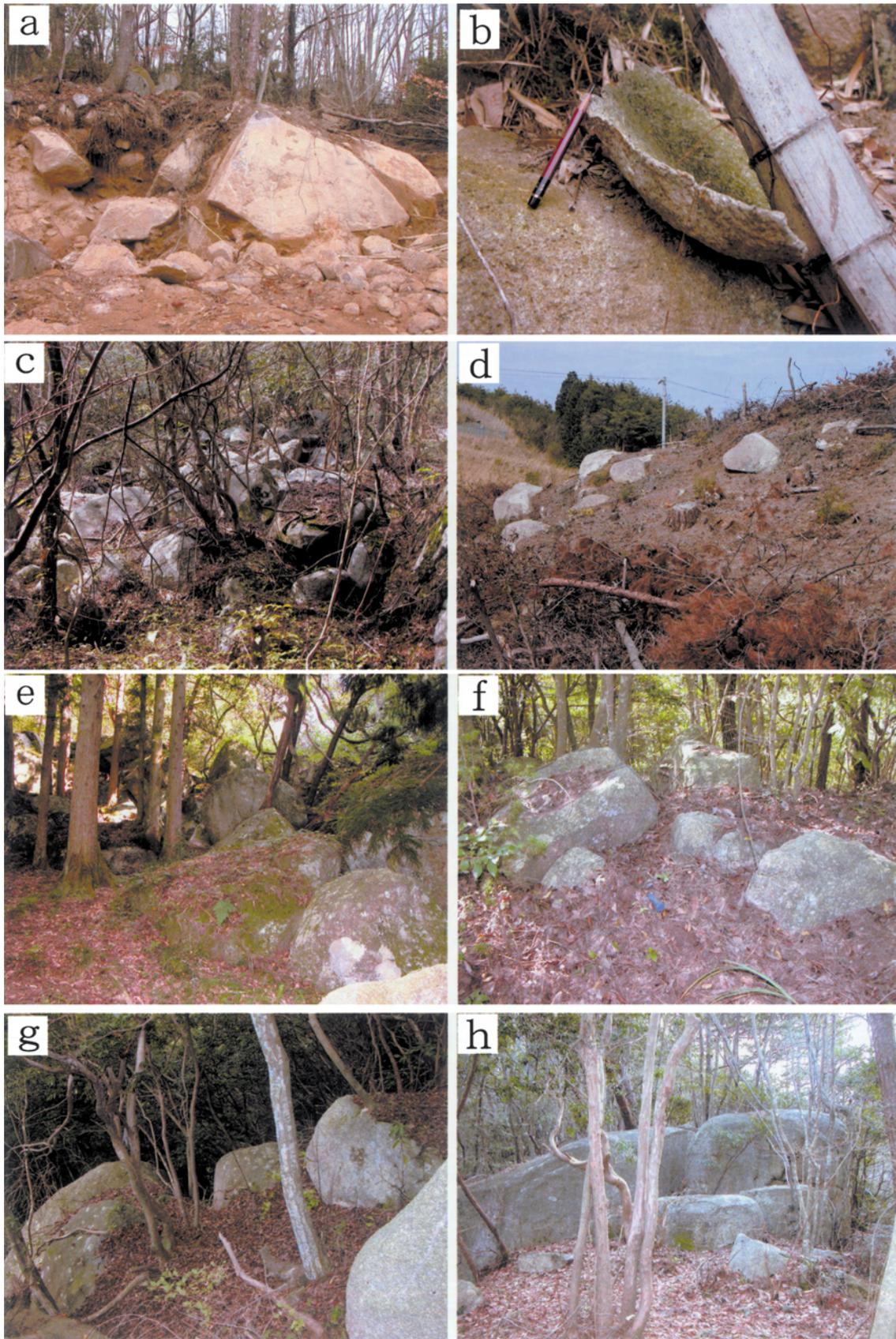


図5. 岩塊の累積状況. a: 仏谷の岩海; b: 仏谷の岩海中にみられる玉ねぎ状風化をした殻状の岩片c: 久井岩海北東方約500 mでの岩塊群; d: 宇根無線中継所西側の斜面における岩塊群; e: 矢野岩海; f, g: 矢野岩海の南にある尾根付近での岩塊群; h: 矢野岩海南西方の593.4 mピーク西側での岩塊群.

で岩塊の大きさが異なることはない。岩海の中には、玉ねぎ状に風化した薄い半球殻状の岩片が観察されることがある。

久井岩海の南東方約1.5 kmに、今村(1963)が「仏谷の岩海」として記載した岩海が存在する(図4)。そこでは谷筋に沿って数10 cmから数 mの岩塊が集まっている。その形は角がとれて丸いものからやや角ばったものまで存在する(図5.a)。岩塊は谷筋だけでなく山腹にも存在している(図4)。この岩塊の中にも玉ねぎ状に風化した半円弧状の岩片が観察される(図5.b)

上記の2地点はこれまで岩海として今村(1963)が報告していた個所であるが、それ以外にも山腹に複数の岩塊が累積している箇所が複数存在している。例えば、久井岩海の西方にある吉田大池の北側には山腹や尾根に数10 cmから3 mの岩塊が多数存在する(図2.h)。また、久井岩海の北あるいは北東にある山腹では1 m内外の大きさをもつ岩塊が多数存在している(図5.c, 5.d)。その他にも久井岩海周辺では山腹や尾根において2~3 mの岩塊が各地で観察される(図4)。

(2) 矢野岩海

矢野岩海は、福塩線の備後矢野駅の南西約1 kmの地点にあり、矢野岩海の東方には547 m、南方には583 mのピークがあり、尾根は岩海を取り巻くようにして存在する。岩海はこの西に開いた谷底に存在する。ここでは2~数 mの岩塊が幅10 m長さ100 mの広がりをもって累積している(図6)。岩塊は丸みを帯び粗粒な花崗岩から構成される(図5.e)。岩海の南東の尾根沿いやその尾根から北に延びる稜線添いには、数10 cmから数 mの岩塊が多数存在している(図5.f, 5.g)。時には10 mを超える岩塊もみられ、それらの岩塊も角が取れて丸みを帯びている。また、岩海の南にある583 mのピーク付近では山稜が東西に延びているが、尾根から山腹にかけては、数 mの大きさをもつ岩塊が多数みられる(図5.h)。そこでは、元々トア(Tor)として存在していた可能性もつ岩塊も存在する。

4. 岩海周辺の風化状況

(1) 久井岩海周辺

久井岩海は宇根山の山腹に存在するが、さらに

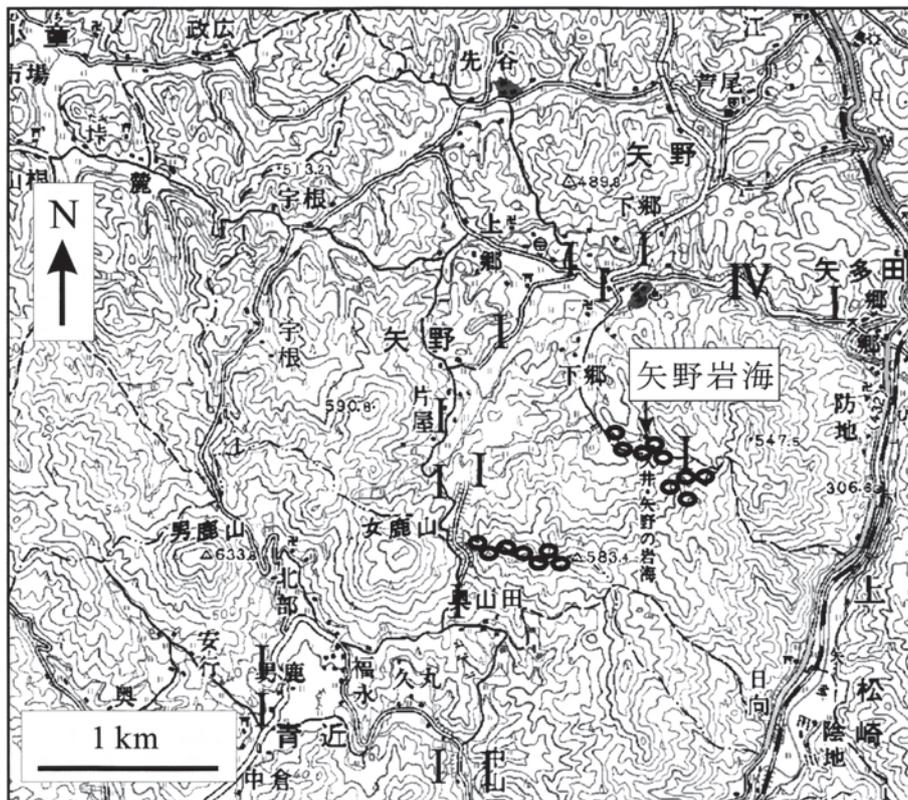


図6. 矢野岩海周辺での岩塊の累積および風化状況(国土地理院発行2万5千分の1地形図「本郷」の一部を使用)

広範囲にみると、宇根山は世羅台地面と呼ばれる侵食平坦面の中にあつて、それよりは200 m程標高の高い山を形成している(図7)。すなわち、久井岩海は世羅台地面に取り囲まれた残丘的な山の山腹に存在していることになる(図8)。世羅台地面は360～500 mの平坦な面であり、ここでは花崗岩が地表から深さ30 m以上にわたって深層風化をし、風化の程度として多くはIであるが、場所によりIIもみられる(図7, 9)。宇根山周辺の標高の高い場所では、風化の程度としてIVがみられる。岩海周辺ではIIやIIIが観察される(図4, 7)。それらの中には玉ねぎ状に風化したものも存在し

ている。

(2) 矢野岩海

矢野岩海が存在する場所はその西側に広がる世羅台地面の東縁にあたる。岩石の風化状況を見ると、世羅台地面では花崗岩はほとんどマサ土になる程に風化し、風化の程度はほとんどIの段階である(図6, 9)。岩海のすぐ東側でも、風化の程度がIのものがみられる。矢野岩海から備前矢野駅に至る道路沿いには世羅台地面が下刻を受けている場所であり、そこでは風化の程度がIVの新鮮な岩石が観察される(図6)。

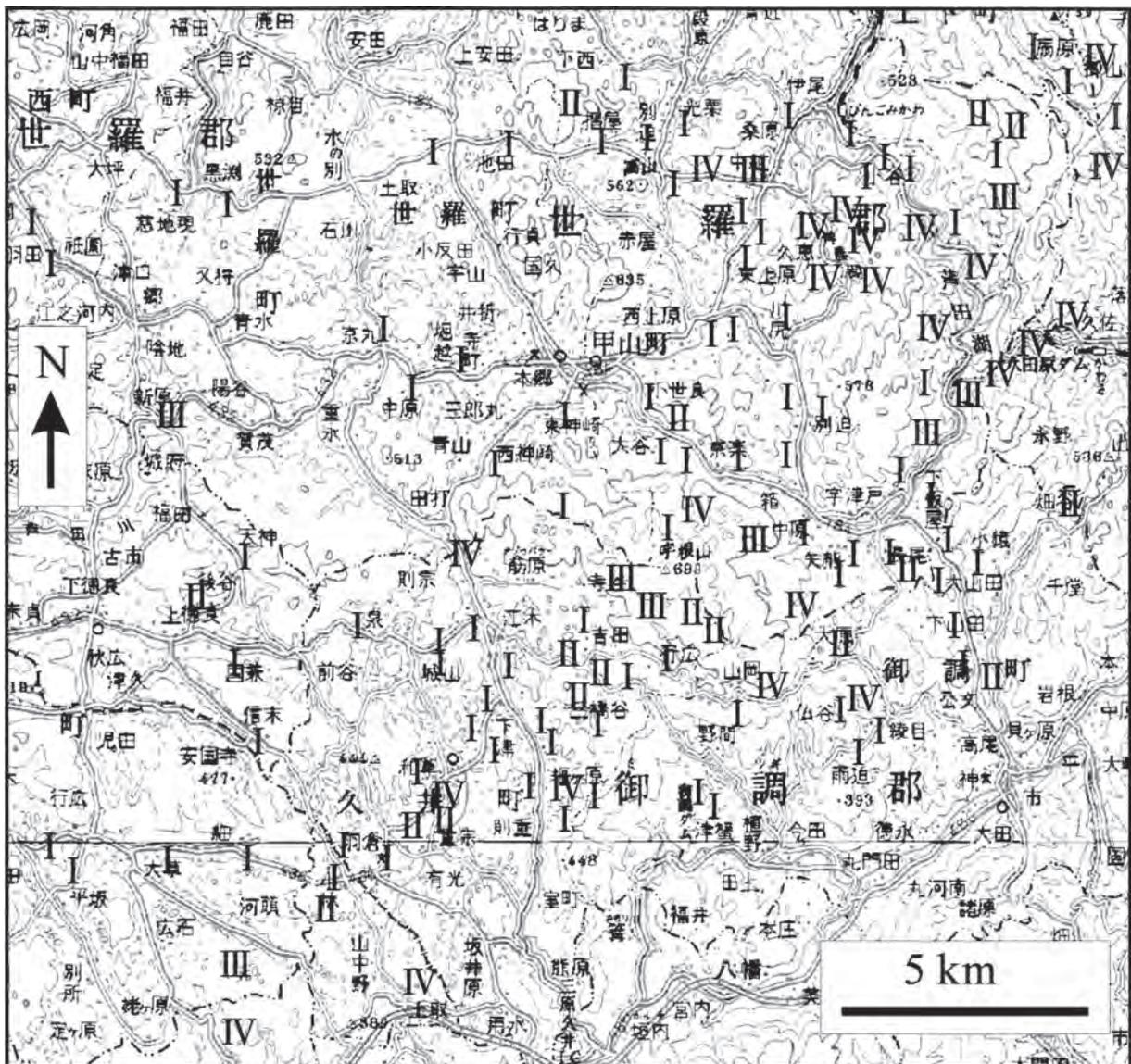


図7. 甲山町周辺での広範囲における花崗岩の風化状況(国土地理院発行20万の1地形図「広島」および「岡山及丸亀」の一部を使用)

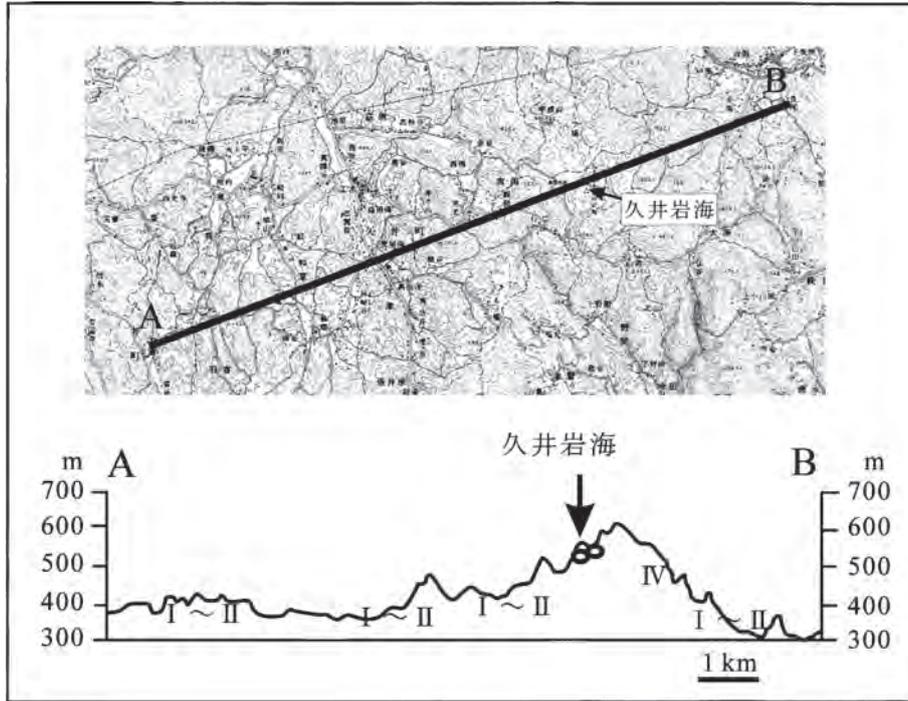


図8. 久井岩海を通る地形断面と風化状況（国土地理院発行2万5千分の1地形図「甲山」の一部を使用）

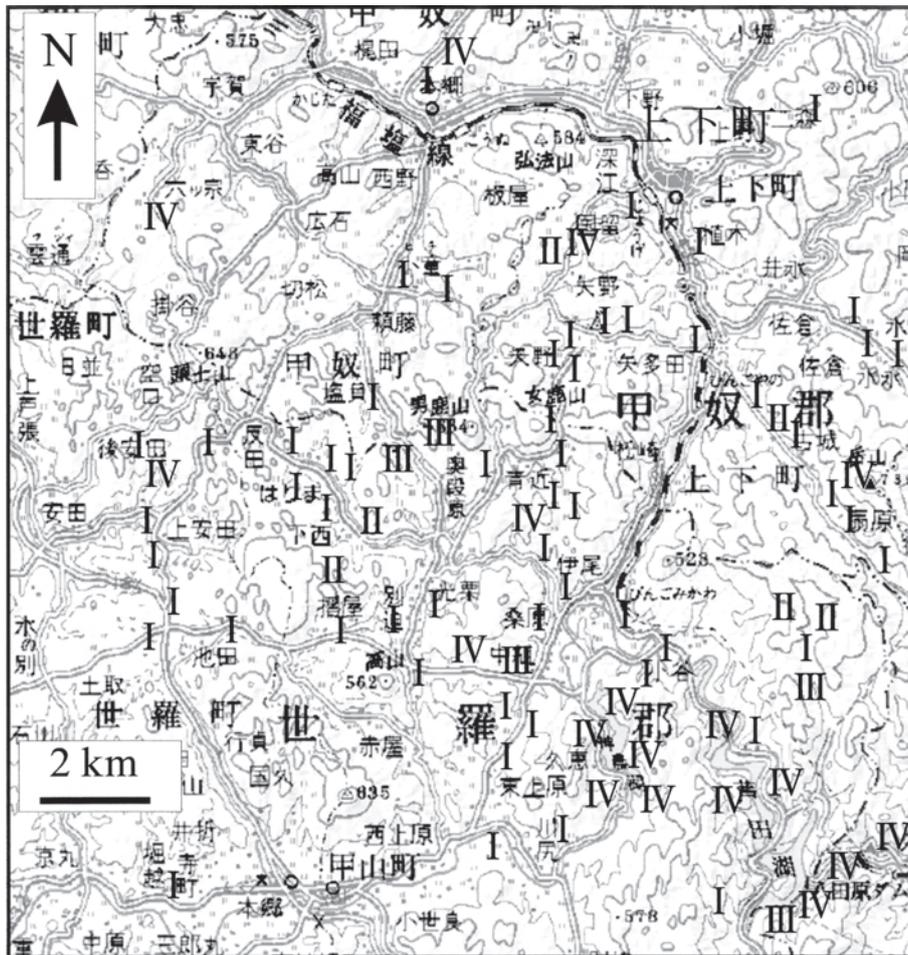


図9. 矢野岩海から約6 km周辺での風化状況（国土地理院発行20万の1地形図「岡山及丸亀」の一部を使用）

5. 岩海の形成過程

(1) 久井・矢野岩海を形成する岩塊の起源

岩海を形成するような大きな岩塊が累積する原因としては大きく分けて三つの考え方があられる。一つは、周氷河地域における寒冷な気候による岩石の風化にその成因を求めるものであり(式, 1961), 二つ目の考え方は、乾燥気候による巨礫の生産と集中豪雨による流下によるその成因を求めるもの(市瀬, 1957; 市瀬・大矢, 1961), 三つ目の考え方は、風化した花崗岩中の核岩(コアストーン)が残されて、その場に堆積したとするものである(今村, 1963; 池田, 1998)。

今村(1963)は、久井岩海の成因について、風化した花崗岩のマサ土が流れ去り、内核部が岩塊としてその場に残留・累積したものであると推定し、流水の運搬作用や山崩れによるものではないと考えている。その理由は以下の通りである。

- (i) 久井岩海分布域の背後には多量の岩塊を流失する基となる急崖や急傾斜地が認められない。
- (ii) 岩塊の大きさや円磨度は岩海分布域の上部と下部でほぼ同じであり、差異が認められない。
- (iii) 岩海が分布する谷筋の集水面積が狭小である。
- (iv) 山稜部や山腹にも岩塊が存在し、岩海とは漸移的關係にある。

野村(1991)は、道後山周辺の山頂をなす侵食平坦面で、新たに侵食されて形成された谷に岩塊流が存在することを報告している。この岩塊流の分布は谷を埋めるものであり、久井・矢野岩海のように山頂や山腹に岩塊が存在するものではない。このことから久井・矢野岩海は岩塊流によるものとする考え方は否定される。

池田(1996)は、周氷河地域における凍結破砕により形成された岩塊が流動して累積したものを岩塊流、そうでないものを疑似岩塊流と呼び、久井岩海は疑似岩塊流であると報告している。また、久井岩海の成因として、厚い表層の風化土層(マサ土)が侵食された結果、核岩(コアストーン)が地表に露出したものであると推定している。

式(1961)は寒冷な気候による岩石の風化によって岩塊が累積する考えを示しているが、この考えを久井・矢野岩海に受け入れることは難しいと考えられる。それは、寒冷地において岩海が形成されている写真を見ると、風化が凍結によって起こることから岩塊の多くは角礫状となっており(Selby, 1993), 久井・矢野岩海のように円礫状の形態を示すものがないことによる。

岩海では玉ねぎ状に風化した殻状の岩片が観察されることがある。このことから、円礫状の岩塊をもつ岩海が形成するためには、今村(1963)や池田(1996)の考えのように、岩海は風化した花崗岩の核岩が残ったとする考えが合理的である。なお、今村(1963)は矢野岩海について、谷底に累積したものは大規模な崩壊によって溪谷を埋めた可能性があり、その後の風化によって岩塊の角稜が次第に失われたものであると指摘している。矢野岩海の場合に、その周辺の急峻な地形から崩壊による累積が多少とも起こった可能性は否定できない。ただし、岩塊の角稜が失われたのはその後の風化によるものとする考えを、受け入れることは困難であり、岩海形成前の深層風化によって岩塊は形成されたと推定される。

(2) 岩海と侵食平坦面との関係

久井・矢野岩海の周辺には360-500 mの標高をもつ世羅台地面が広がっている(図10)。両岩海が存在する場所はこの世羅台地面より標高の高い山腹や山稜部である。世羅台地面では、花崗岩はほとんど風化しマサ土になっていること、および岩塊が風化花崗岩の核岩起源であることを考慮すると、岩海の形成された場所は侵食平坦面の中に残った残丘的な丘陵ではなかったかと推定される。すなわち、そのような場所では風化の程度がⅡとⅢとの境界は水平ではなく、上に凸となり、そこでは風化の程度のⅢの部分が地表に現れることになる(図11)。この部分でマサ土が取り除かれれば核岩が残り、岩塊が累積することになる。従って、岩海の形成にとって深層風化がいつどのように進んできたか、また、その結果として侵食平坦面がどのように形成されてきたか、を明らかにすることは岩海の成因を探る上で重要となる。

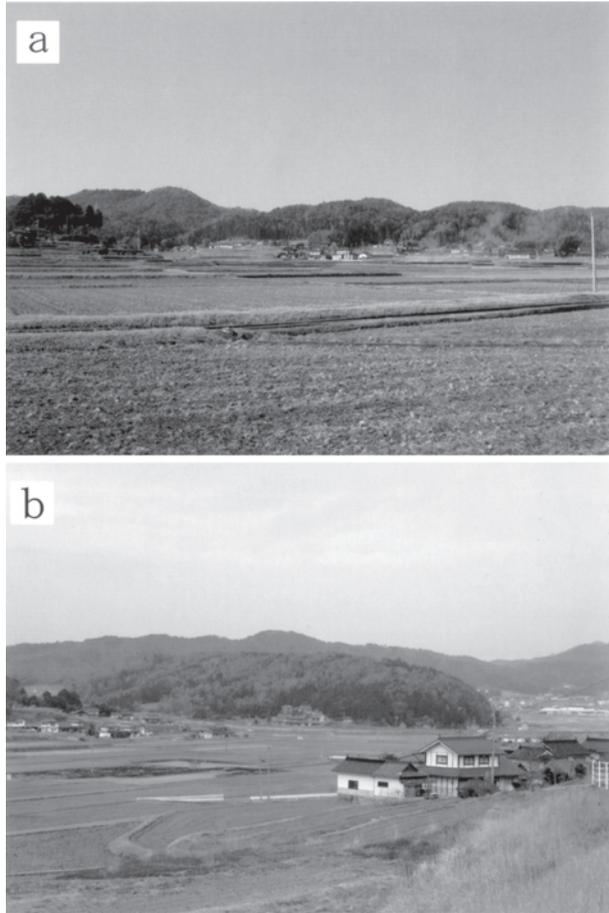


図10. 世羅台地面. 比高40～50 mの丘陵地が発達している. a: 久井町重宗付近の地形; b: 世羅町青山付近の地形.

すなわち、深層風化と侵食平坦面の形成とを総合的にとらえる必要がある。

中国地方以外の地域においても、風化と侵食平坦面との関係が論究されている。木宮（1981）は三河高原における厚い風化殻と小起伏面との関係について調べ、風化殻の形成は小起伏面の形成と深い関係を有していることを指摘している。遠藤・木宮（1987）は中部阿武隈山地の花崗岩風化殻の分布と黒雲母の風化変質を調べ、風化と小起伏面との対応関係を明らかにしている。このように本邦では、深層風化は侵食平坦面の形成と深い関わりをもって起きていると考えられる。

(3) 深層風化および侵食平坦面の形成時期

柿谷（1974）は、広島県下の第三系、第四系の風化の状況から、深層風化が起きた時期は、第三系備北層群堆積後の陸化後、西条湖成層が堆積する前に風化の著しく進んだ時期があったと考えている。徳山（1983）は本邦でみられる厚い深層風化殻の形成は、中新世以降鮮新世まで続いた高温多湿気候の所産であったと指摘している。このような鮮新世初期の気候は植物化石の種類から推定されるものと矛盾するものではない（三木, 1949）。

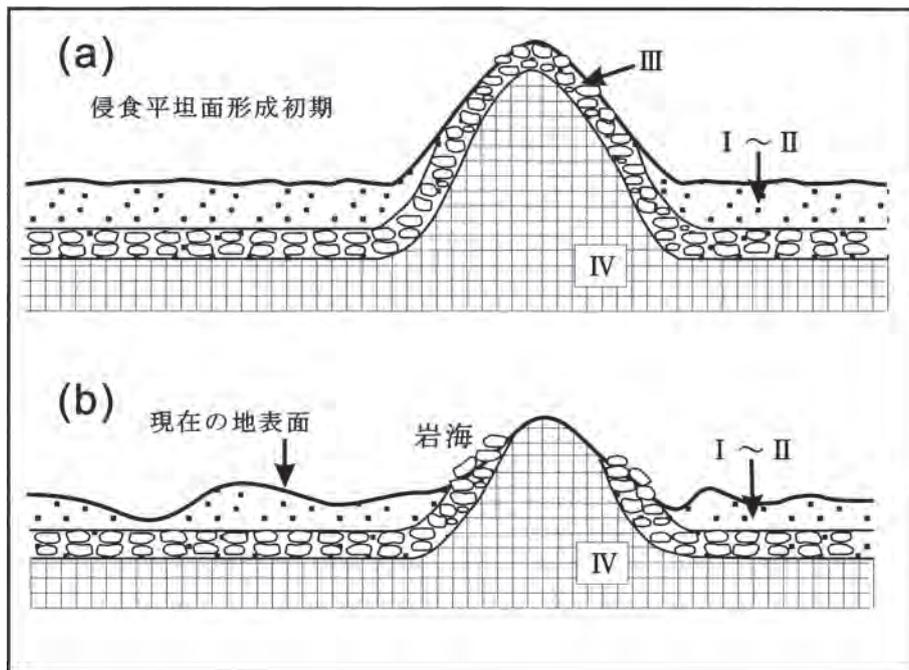


図11. 岩海の形成過程の模式図（高さをやや強調して描いている）. (a)：侵食平坦面形成初期；(b)：現在

ところで、最近鈴木他(2003)は、岡山県で侵食平坦面の上のいわゆる「山砂利層」のフィッシュ・トラック年代を測定し、27から36 Maの年代を得ている。これが正しいとすると、従来考えられていた山砂利層の年代が第四紀よりは相当古くなり漸新世前期のものとなる。侵食平坦面では花崗岩がほとんど深層風化をしていることから、深層風化の時期は中新世の備北層群(第一瀬戸内層群)より古い時期のものもあることを示すことになる。これらの事柄を考慮すると、深層風化および侵食平坦面の形成時期は備北層群堆積前および堆積後にも続いていた可能性がある。今後、他の地域に分布する山砂利層の年代測定が明らかになれば、深層風化および侵食平坦面の形成時期について、より詳細な情報が得られるものと考えられる。

6. まとめと今後の課題

久井・矢野岩海の形成過程について、周辺の花崗岩の風化状況も考え併せて、検討を行った。その結果、以下の事柄が明らかになった。

- (1) 岩海を構成する岩塊は谷筋だけでなく、山腹や山稜でも観察される。
- (2) 岩塊には玉ねぎ状風化した薄殻状の岩片が含まれることから、花崗岩の風化で残された核岩がその起源である。
- (3) 岩海は周辺の侵食平坦面である世羅台地面よりは標高の高い山の周辺に存在することから、岩海が存在する場所は侵食平坦面の上に存在していた残丘的な山であったと推定される。このため、その後の侵食によって風化の程度が進んだⅠおよびⅡのマサ土が削剥され、Ⅲ段階の核岩を含む層が地表に現れて、岩塊の集積に至ったものである。
- (4) 岩海の形成は深層風化や侵食平坦面の形成とも密接に関係しており、深層風化や侵食平坦面の形成時期を考慮して、形成過程を考える必要がある。
- (5) 深層風化の時期は、備北層群堆積前から堆積後におよぶ可能性があるが、深層風化の時期やその実態および侵食平坦面の形成過程につい

ては、今後、山砂利層の形成時期も考慮しながら、地形的・地質的に総合的に検討する必要がある。

7. 文献

- 赤城祥彦, 1991, 中国山地中央部の侵食平坦面. 福岡教育大学紀要, 40, 1-13.
- 遠藤則夫・木宮一邦, 1987, 中部阿武隈山地の花こう岩類風化殻の分布状態と黒雲母の風化変質. 応用地質, 28, 101-114.
- 藤原健蔵, 1996, 中国地方の侵食平坦面, その多元的発達. 藤原健蔵編著, 「地形学のフロンティア」, 大明堂, 47-70.
- 市瀬由自, 1957, 山崩れの地形学的考察, 一多摩川流域の場合一. 資源研彙報, 45, 8-18.
- 市瀬由自・大矢雅彦, 1961, 肝属山地における山崩れの地形学的研究. 資源研彙報, 54-55, 140-150.
- 池田 碩, 1996, 疑似岩塊流—地表に顔を出したコアストーン群—. 地理, 41, (10), 106-110.
- 今村外治, 1963, 西中国地方の岩海(Felsenmeer)の数例. 広島大地学研報, 14, 257-275.
- 今村外治・梅垣嘉治・小島丈児, 1953, 上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山地質巡検旅行案内書. 広島大学理学部地学教室, 49p.
- 今村外治・多井義郎, 1950, 広島県北部の第三紀層概観. 地質学雑誌, 56, 299.
- 柿谷 悟, 1974, 広島県における花崗岩の風化と地形. 地理科学, 21, 1-9.
- 河合正虎, 1952, 津山東部図幅の地質と美作衝上について. 地質学雑誌, 58, 289.
- 木宮一邦, 1981, 三河高原の風化殻とその形成時期—花こう岩の風化・第3報—. 地質学雑誌, 87, 91-102.
- 木村敏雄, 1985, 日本列島—その形成に至るまで—[Ⅲ中]. 古今書院, 1715-2155.
- 三木 茂, 1949, 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて. 鉱物と地質, 9, 3-42.
- 野村亮太郎, 1991, 中国地方中央部, 道後山周辺の麓層面と岩塊流. 地理学評論, 64, 735-758.
- 小畑 浩, 1991, 中国地方の地形. 古今書院, 262p.
- 岡田篤正, 2004, 吉備高原面. 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, 141-147.
- 大出 稔, 1912, 中国筋の地貌について. 地質学雑誌, 19, 152-162.
- 大塚弥之助, 1937, 中国山地の概形とその地質時代. 地質学雑誌, 49, 156-162.
- Ruxton, B. P. and Berry, L. R., 1957, Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 1263-1292.
- Selby, M. J., 1993, Hillslope materials and processes. Oxford University Press, Oxford, 449p.
- 式 正英, 1961, 赤石山地北部の地形について. 辻村太郎先生古希記念地理学論文集, 古今書院, 224-238.
- 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ュン・トラック年代. 地学雑誌, 112, 35-49.
- 多井義郎, 1957, 日本の新生代の堆積区とその変遷(2) —山陰地域—. 新生代の研究, 24-25, 20-27.
- 多井義郎, 1972, 中新世以降における中国地方の地殻変動について. 広大学教養紀要Ⅲ, 5, 25-34.
- 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. 地学雑誌, 84, 133-139.
- 多井義郎, 1963, 西部本州瀬戸内中新統の海退相について. 広大地学研報, 12, 295-304.
- 多井義郎, 1965, 岡山県児島湾中新統の枕積輪廻. 広大地学研報, 14, 13-24.
- 多井義郎・今村外治・柴田喜太郎・加藤道雄, 1980, 中国山地の吾妻山脊梁面上で発見された海成中新統. 地質学雑誌, 86, 771-773.
- 徳山 明, 1983, 古期深層風化. 地学雑誌, 92, 488-494.
- 辻村太郎, 1929, 日本地形誌. 古今書院, 182-186.
- 辻村太郎, 1952, 日本の準平原問題. 東大地理学研究, 2, 1-21.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊, 1973, 「新編 日本地形論」, 東京大学出版会, 415p.
- 材木信男, 1980, 広島県北東部の侵食小起伏面. 地理科学, 33, 14-21.