

[技術報告] 吉備高原東部に分布する代表的基盤岩の斜面勾配

曾根原 崇文^{1), 2)}

キーワード：吉備高原, 秋吉帯, 舞鶴帯, 白亜紀火成岩, 傾斜量, QGIS

1. はじめに

地殻変動が活発でない安定大陸では、地質の違いが水系模様や谷密度といった地形のパターンに表れやすい(例えば, Ray and Fischer, 1960; Morisawa, 1985). このことを定量的に示す一例として, 曾根原(2017)は変動帯である日本列島の中において比較的安定した地塊と考えられる吉備高原の一部(赤磐-和気地域)を例として取り上げ, DEM データを用いた地形解析を地質別に行い, 傾斜量など地形量の比較を試みた. その結果, 同じ時代(後期白亜紀)に形成され, その後に同一の風化・侵食環境下におかれた岩石でも, 花崗岩類と流紋岩類では傾斜量の平均値・中央値やその頻度分布(ヒストグラム)に比較的明瞭な差があることが示され, その差は基盤岩種の風化・侵食耐性を反映しているものと結論づけた. 曾根原(2017)の検討では塊状岩盤である花崗岩類と流紋岩類を主対象としたが, 層状岩盤との比較も興味もたれる. そこで本報告では, ペルム紀から白亜紀までの多様な岩種が分布している吉備高原東部の岡山県域を対象として, 地質区分毎の傾斜量の比較を行った.

2. 地形・地質概説

吉備高原は中国山地脊梁の南側に分布する, 定高性のある小起伏の山地からなる. 吉備高原東部の岡山県域には, 標高200~500m程度の小起伏面, すなわち吉備高原面が分布している. 現在の地形は吉備高原面が侵食されたものであり, 定高性のある尾根や頂部緩斜面がその名残として認められる.

岡山県域の吉備高原に分布する基盤地質(先古第三系)

は, 概ね古い方から順に, ペルム紀付加体(秋吉帯構成層), ペルム紀堆積岩類(舞鶴層群), ペルム紀火成岩類(夜久野岩類), 三畳紀変成岩類(三郡変成岩類), 三畳紀堆積岩類(成羽層群など), 白亜紀堆積岩類(いわゆる硯石層), 白亜紀火山岩類, および白亜紀花崗岩類に大別される.

吉備高原には, 上記の地質を基盤とする古第三紀の谷地形を埋積するように河川成層, すなわち吉備層群が分布している(鈴木ほか, 2003; 鈴木ほか, 2009). この吉備層群の存在, およびその姿勢から, 吉備高原は古第三紀以降の約6,000万年の期間において, 少なくとも大きな傾動を伴うような地殻変動を受けていないと考えられている(田中ほか, 2003). すなわち, 吉備高原は変動帯である日本列島の中において比較的安定した地塊であると考えられる(鈴木・柳田, 2017).

3. データと解析手法

データの解析手法は曾根原(2017)と同様で, 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル10mメッシュ(国土地理院, 2018)と産業技術総合研究所地質調査総合センターの20万分の1日本シームレス地質図V2シェープファイル(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018)を用いて, 地質区分毎の傾斜量を比較するものである.

解析範囲は, 岡山県下における鈴木・柳田(2017)で示された吉備高原の範囲内を満たす基盤地図情報の地域メッシュ(番号: 523303, 523304, 523313, 523314, 523315, 523316, 523317, 523323, 523324, 523325, 523326, 523327, 523333, 523334, 523335, 523336, 523337, 523345, 523346, 523347, 523410, 523411, 523420, 523421, 523430, 523431, 523440, 523441)とした(合

計 2,971km²). 解析範囲は流域など自然的要因で区分したものを対象とするのが理想的ではあるが, 曾根原 (2017) の結果を考慮し, 対象地質の解析範囲が 50 ~ 100 km² 程度, またはそれ以上あれば傾向を検討する上で大きく間違った結論には至らないと判断した.

数値標高モデルは, 曾根原 (2017) と同様に 5 m メッ

シュのモデルではなく 10 m メッシュのモデルを採用した. これはデータ容量を抑えるという解析上の都合もあるが, 20 万分の 1 精度の地質区分での比較であることから, 地形データだけ精度を高めてもその分解能が活かされず, また, 山容を視認する上では 10 m メッシュのモデルの精度で十分であり, 実際に見たときの感覚と整合性を取るこ

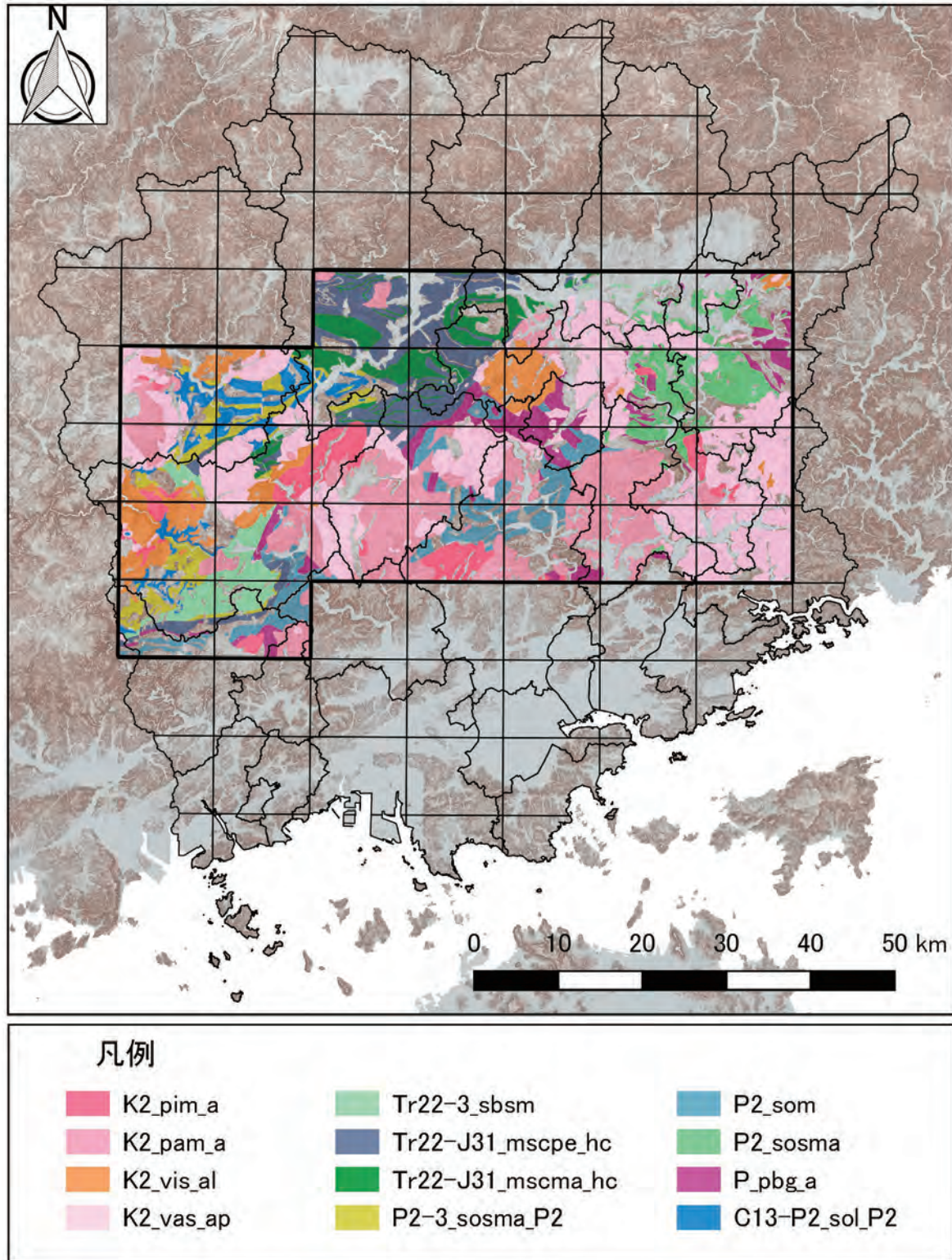


図 1 解析範囲. 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル 10 m メッシュ (国土地理院, 2018) を基に岡山県とその周辺の CS 立体図 (長野県, 2012) を作成した (平面直角座標系 V). 太線の範囲が解析範囲である. 解析範囲の対象地質については産業技術総合研究所地質調査総合センター (2018) による 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 に基づき, 地質区分 (凡例, 表 1) 毎に着色した.

表1 解析対象の地質区分。解析対象の地質区分は産業技術総合研究所地質調査総合センター（2018）の20万分の1日本シームレス地質図V2に基づく。ただし、後期白亜紀の花崗岩と火山岩については、K21（セノマニアン期～サントニアン期）およびK22（カンパニアン期～マーストリヒチアン期）に細分されているものをK2（後期白亜紀）として一括した。記号（a～l）は図2、表2に対応する。地質区分の末尾にある「解析範囲全域」の面積は、図1の太線で囲まれた範囲の値であり、a～lの面積の合計値ではない。

記号	地質区分	地質年代	岩石区分	岩相	面積 (km ²)
a	K2_pim_a	中生代 後期白亜紀 セノマニアン期-マーストリヒチアン期	火成岩	花崗閃緑岩・トータル岩 塊状 島弧・大陸	102
b	K2_pam_a	中生代 後期白亜紀 セノマニアン期-マーストリヒチアン期	火成岩	花崗岩 塊状 島弧・大陸	396
c	K2_vis_al	中生代 後期白亜紀 セノマニアン期-マーストリヒチアン期	火成岩	安山岩・玄武岩質安山岩 溶岩・火砕岩	158
d	K2_vas_ap	中生代 後期白亜紀 セノマニアン期-マーストリヒチアン期	火成岩	デイサイト・流紋岩 大規模火砕流	619
e	Tr22-3_sbsm	中生代 後期三畳紀 ラディニアン期-後期三畳紀	堆積岩	汽水成層ないし海成・非海成混合層 砂岩泥岩互層ないし砂岩・泥岩	74
f	Tr22-J31_mscpe_hc	中生代 後期三畳紀 ラディニアン期-後期ジュラ紀 オックスフォーディアン期	変成岩	泥質片岩 高P/T型広域変成岩 緑泥石帯	203
g	Tr22-J31_mscma_hc	中生代 後期三畳紀 ラディニアン期-後期ジュラ紀 オックスフォーディアン期	変成岩	苦鉄質片岩 高P/T型広域変成岩 緑泥石帯	109
h	P2-3_sosma_P2	古生代 ペルム紀 グアダルピアン世-ローピングアン世	付加体	海成層 砂岩泥岩互層 中期-後期ペルム紀付加体	81
i	P2_som	古生代 ペルム紀 グアダルピアン世	堆積岩	海成層 泥岩	139
j	P2_sosma	古生代 ペルム紀 グアダルピアン世	堆積岩	海成層 砂岩泥岩互層	125
k	P_pbg_a	古生代 ペルム紀	火成岩	斑れい岩 島弧・大陸	123
l	C13-P2_sol_P2	古生代 石炭紀 後期ミシシッピアン亜紀-ペルム紀 グアダルピアン世	付加体	海成層 石灰岩 中期-後期ペルム紀付加体	82
-	解析範囲全域	-	-	-	2,971

とができればよいと判断したためである。

地質データは産業技術総合研究所地質調査総合センター（2018）による20万分の1日本シームレス地質図V2を使用した。解析対象とした地質の区分は表1の通りで、便宜的に70 km²以上の分布面積を有するものを対象とし、それよりも小規模分布のものは対象外とした。後期白亜紀の花崗岩と火山岩については、K21（セノマニアン期～サントニアン期）とK22（カンパニアン期～マーストリヒチアン期）に細分されているが、全ての岩体で年代が求められている訳ではないことから、本報告では後期白亜紀（K2）として一括して解析した。なお、本報告での地質区分は、曾根原（2017）で用いた地質区分よりも地質年代・岩質等においてより細分されている。

地形データと地質データの精度の違いから、山地と低地の境界等において、地質分布が地形と調和的ではない箇所が存在する。本報告では、曾根原（2017）と同様に、山地を広く解析することでその影響は少なくなると考え、地質境界の調整は行わなかった。

4. 結果

QGISのラスタ解析機能の一つである地域統計を用いて、地質別ポリゴンのデータ数、および標高と傾斜量それぞれの平均値、中央値、標準偏差、最小値、最大値を算出した（表2）。また、各ポリゴンのレイヤプロパティから地質区分毎のヒストグラム（厳密には度数折れ線図に当たるが、QGISでの表記を用いる）を作成した（図2）。

各地質区分の解析範囲の標高については、大部分は平均値・中央値が260～320 mで、標準偏差が90～130 m程度の範囲に収まる（表2）。ただし、K2_vis_al、P2-3_sosma_P2、C13-P2_sol_P2はそれよりも高標高部に分布しており、P2_sosmaは逆に低標高部に分布する（表2）。同じ吉備高原という地形区分であっても、高標高部と低標高部ではこれまでに受けた地形形成過程に若干の違いがある可能性があり、このことによる解析結果への影響については考察で検討する。

傾斜量の解析結果は、その平均値・中央値が19～27°で、標準偏差が概ね10～12°（C13-P2_sol_P2のみ13°）で

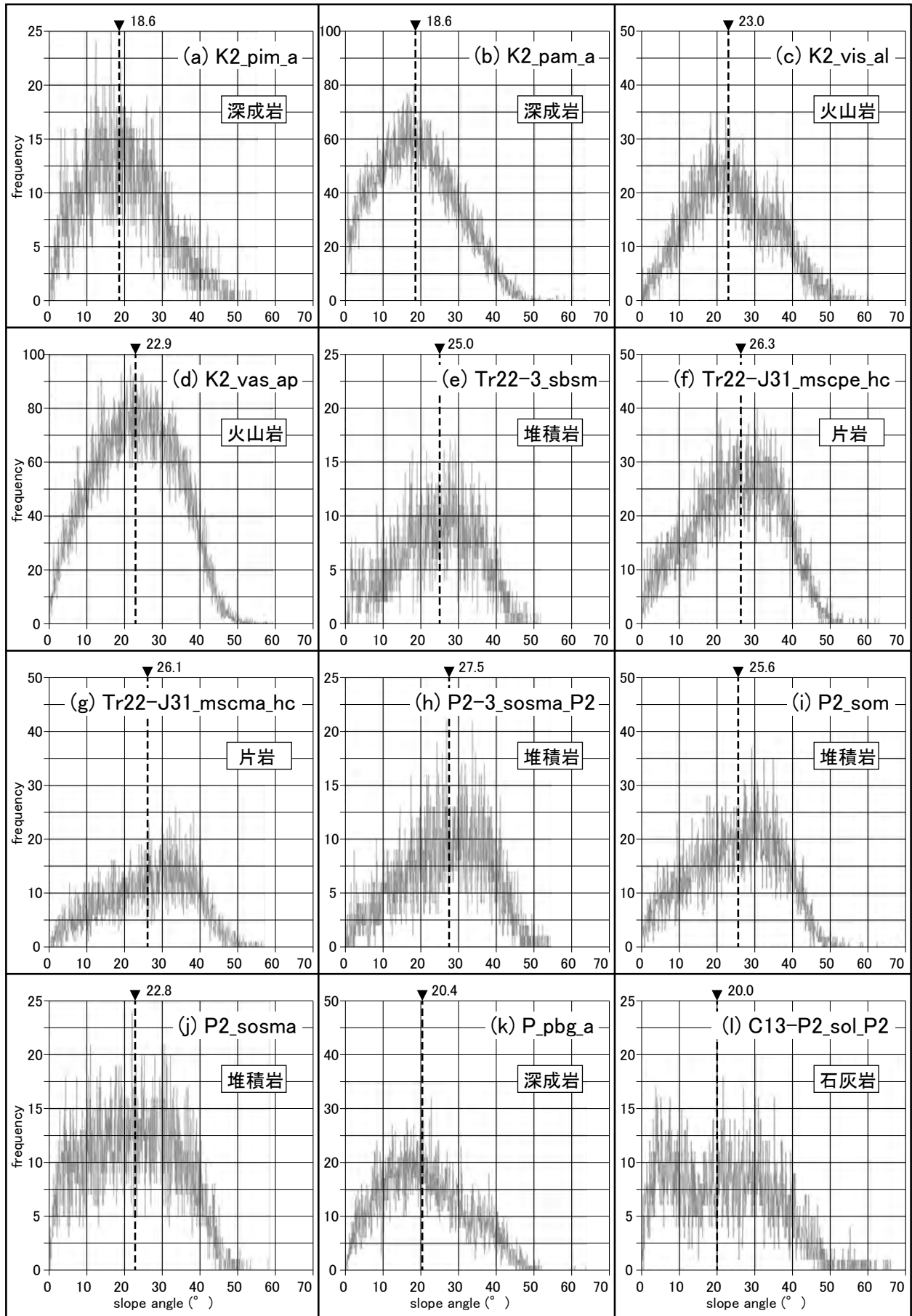


図2 地質別の傾斜量ヒストグラム。傾斜量図(ラスターデータ)を各地質ポリゴンでクリップし、そのポリゴンのプロパティからラスターヒストグラムを出力した。縦軸は頻度、横軸は傾斜量を示す。解析データ数の違いにより、縦軸の目盛設定は3種類ある。表2の中央値を各グラフの上に併記した。図中の(a)~(l)までの記号は表1, 2に対応する。

表2 対象区域における各地質区分の標高および傾斜の解析結果. 表1の解析対象について, データ数, および標高(m)と傾斜量(°)それぞれの平均値, 中央値, 標準偏差, 最小値, 最大値を示した. 記号(a~l)は図2, 表1に対応する. 地質区分の末尾にある「解析範囲全域」の行に示されたデータは, 図1の太線で囲まれた範囲から直接得たものであり, 個々の地質区分が示すデータから算出したものではない.

記号	地質区分	岩種	データ数	標高(m)					傾斜(°)				
				平均値	中央値	標準偏差	最小値	最大値	平均値	中央値	標準偏差	最小値	最大値
a	K2_pim_a	深成岩	788,509	284	265	120	40	636	19.3	18.6	9.9	0.0	64.8
b	K2_pam_a	深成岩	3,071,776	270	254	133	16	772	19.2	18.6	10.3	0.0	72.0
c	K2_vis_al	火山岩	1,226,233	398	408	108	73	687	23.6	23.0	10.6	0.0	71.8
d	K2_vas_ap	火山岩	4,807,422	297	292	128	6	722	22.9	22.9	10.7	0.0	67.3
e	Tr22-3_sbsm	堆積岩	578,387	282	287	101	66	643	24.1	25.0	10.5	0.0	70.1
f	Tr22-J31_mscpe_hc	片岩	1,578,126	309	310	92	68	620	25.5	26.3	11.3	0.0	65.9
g	Tr22-J31_mscma_hc	片岩	849,044	321	322	100	99	601	25.6	26.1	11.0	0.0	63.5
h	P2-3_sosma_P2	堆積岩	625,399	368	380	102	88	667	26.5	27.5	11.3	0.0	76.2
i	P2_som	堆積岩	1,082,226	269	273	98	38	582	25.0	25.6	11.6	0.0	73.7
j	P2_sosma	堆積岩	967,787	196	182	76	45	446	22.5	22.8	11.5	0.0	69.5
k	P_pbg_a	深成岩	957,556	263	261	90	18	585	21.2	20.4	10.9	0.0	72.9
l	C13-P2_sol_P2	石灰岩	632,916	348	371	92	92	671	21.1	20.0	13.1	0.0	79.2
-	解析範囲全域	-	23,072,010	275	271	132	6	775	20.5	20.3	12.0	0.0	79.2

ある(表2). 地質区分毎の傾斜量の差は傾斜量ヒストグラムにも示される(図2). 深成岩(図2-a, -b, -k)は20°付近にピークをもつ低角度に偏った非対称の山型パターン, 火山岩(図2-c, -d)は20~25°付近にピークをもつ山型パターン, P2_sosma(図2-j)を除く堆積岩や片岩(図2-e, -f, -g, -h, -i)は25°以上にピークをもつ非対称の山型パターン, 石灰岩(図2-l)は明瞭なピークを示さない傾向がある.

5. 考察

5.1. 分布標高の違いが傾斜量に与える影響

火山岩については, 高標高部に分布するK2_vis_al(図2-c)と平均的な標高に分布するK2_vas_ap(図2-d)ではほぼ類似した傾斜量ヒストグラムを示す. また, 堆積岩についても, 高標高部に分布するP2-3_sosma_P2(図2-h)と平均的な標高に分布するP2_som(図2-i)では同様の結果を示す. したがって, K2_vis_al(図2-c)とP2-3_sosma_P2(図2-h)については, 分布標高の違いによる傾斜量パターンへの影響はほとんどないと判断される.

一方, 堆積岩のうち, 低標高部に分布するP2_sosma(図

2-j)は平均的な標高に分布するP2_som(図2-i)に比べて, 中央値が小さく, ヒストグラムは低角度側にも広がったパターンを示す. この違いの原因として, 隆起量の違いに起因する侵食作用の差が挙げられる. しかし, 次のことからその可能性はほとんどないと考えられる. P2_sosma(ペルム系堆積岩)は, 曾根原(2017)で解析したペルム系とほぼ同一の地質であり, 曾根原(2017)ではその一部(面積55km²; 標高平均値:222m; 標高中央値:221m)を解析しているが, その解析結果は本報告の結果と類似している. すなわち, 平均的な標高に分布するP2_sosmaを解析した場合でも, 本報告と同様の結果(傾斜量平均値:23.3°, 同中央値:23.2°; 曾根原, 2017)が得られており, 分布標高の違いによる影響は少ないと判断される.

石灰岩(C13-P2_sol_P2)については, 比較対象がないため, 今回の解析結果からは分布標高の違いによる影響の有無は不明である. ただし, 火山岩や堆積岩で高標高部に分布するものについては, 分布標高の違いによる傾斜量パターンへの影響はほとんどないと考えられることから, 石灰岩についても同様に標高の影響は少ないものと推察される.

以上のことから, 今回の解析対象については, 分布標高の違いによる傾斜量パターンへの影響は少ないものと判断できる.

5. 2. 既往報告との比較

曾根原 (2017) では白亜紀花崗岩類, 白亜紀火山岩類およびペルム系の3つの地質について検討を行った. そのうちペルム系については前節で述べたように, 本報告のP2_sosmaにほぼ相当するものであり, 解析結果も同様であった. そこで, 以下では花崗岩類と火山岩類について検討する.

白亜紀花崗岩類は, 本報告ではK2_pim_a (花崗閃緑岩～トータル岩)とK2_pam_a (花崗岩)に区分しているが, 曾根原 (2017) で解析したものは概ね後者に相当する. 曾根原 (2017) による白亜紀花崗岩類 (面積: 119 km²; 標高平均値: 184 m; 同中央値: 175 m) は, 傾斜量平均値が18.4°, 同中央値が18.1°であり, 傾斜量ヒストグラムも20°付近にピークをもつ低角度側に偏ったパターンを示す. したがって, 本報告でも曾根原 (2017) と同様の結果が得られたと言える.

白亜紀火山岩類は, 本報告ではK2_vis_al (安山岩～玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩)とK2_vas_ap (デイサイト～流紋岩の大規模火砕流)に区分しているが, 曾根原 (2017) で解析したものは概ね後者に相当する. 曾根原 (2017) による白亜紀火山岩類 (面積103 km²; 標高平均値: 209 m; 同中央値: 209 m) は, 傾斜量平均値が24.8°, 同中央値が25.7°であり, 傾斜量ヒストグラムでは25～30°付近にピークを示す. これは今回の結果よりもわずかながら傾斜量大きい傾向を示している. この差の原因は今回の解析結果からは分からないが, 一つの可能性として次のことが考えられる. 曾根原 (2017) で解析した赤磐-和気地域は, Ishihara and Imaoka (1999) により提案された和気カルデラの西半部を含むが, このカルデラ中央には流紋岩溶岩ドームが分布するとされている. しかし, シームレス地質図ではデイサイト～流紋岩の大規模火砕流として一括されている. したがって, 曾根原 (2017) の解析結果は, 実際には流紋岩溶岩の分布割合が相対的に大きくなっており, このことが傾斜量の差にわずかながら影響している可能性がある.

5. 3. 地質区分と斜面勾配

前章の解析結果から, 傾斜量の平均値, 中央値やヒストグラム, および地質の違いにより, 本研究での解析対象は4つのグループに区分することができる. すなわち, 深成岩 (20°付近にピークを持つ低角度に偏ったパターン), 火山岩 (20～25°付近にピークを持つパターン), 堆積岩・片岩 (25～35°付近にピークを持つ高角度に偏ったパターン), および石灰岩 (明瞭なピークを有しないパターン)の4つである. 以下では, 各グループ内の細区分の比較やグループ間の違いについて検討を行う.

5. 3. 1. 深成岩・火山岩—塊状岩盤—

深成岩については, 花崗岩 (表2のb), 花崗閃緑岩～トータル岩 (表2のa) および斑れい岩 (表2のk) の3種類について解析を行った. 斑れい岩の傾斜量の平均値や中央値 (21.2°, 20.4°) は, 花崗岩, 花崗閃緑岩, トータル岩の平均値や中央値 (花崗岩: 19.2°, 18.6°; 花崗閃緑

岩～トータル岩: 19.3°, 18.6°) に比べてわずかに大きい. これは岩質の差や, 形成年代の差, すなわち斑れい岩 (ペルム紀)の方が花崗岩, 花崗閃緑岩, トータル岩 (白亜紀)よりも形成年代が古く, 形成以降に受けた地質現象が異なることが影響している可能性が考えられる. しかし, 図2のヒストグラムを見る限りでは明瞭なパターンの違いは見いだされない. したがって, 本報告のデータでは深成岩の細分により有意な差があるとは判断できない.

火山岩については, 白亜紀の溶岩・火砕岩 (安山岩～玄武岩質安山岩質)と大規模火砕流 (デイサイト～流紋岩質)の2種類を解析した. 両者ともに傾斜量の平均値や中央値は23°前後とほぼ等しく (表2のc, d), また図2 (図2-cと図2-d)のパターンに明瞭な差は見いだされない. したがって, 本報告のデータでは火山岩の細分により有意な差があるとは判断はできない.

深成岩と火山岩は同じ塊状岩盤であるが, 曾根原 (2017)の結果と同様に, 前者の方が後者に比べて, 相対的に傾斜量が小さい傾向にある. 前者は粗粒等粒状組織, 後者は斑晶と緻密な石基からなる斑状組織をそれぞれ示し, 前者の方が鉱物ごとの熱膨張率の違いによる物理風化作用を受けやすいと考えられる. この風化の進み方の違いが侵食作用に対する耐性にも影響し, 傾斜量の差として表れているものと推定される (曾根原, 2017).

5. 3. 2. 堆積岩・片岩—層状岩盤—

堆積岩・片岩については, 傾斜量の平均値が24～26.5°, 中央値が25～27.5°と深成岩や火山岩よりも大きな傾向を示し, また, ヒストグラムでも高角度側に偏ったパターンを示すものが多い (表2および図2-e, -f, -g, -h, -i). ただし, P2_sosma (表2および図2-j)については傾斜量の平均値 (22.5°)や中央値 (22.8°)が小さい傾向にある. 堆積岩や片岩は層状岩盤であり, 傾斜量に影響を与える要素として地質構造も無視はできない. そこで, 既刊地質図幅 (佐藤, 1938; 光野・大森, 1965)から各区分の地質構造を抽出し, 傾斜量の比較を試みた (表3, 図3). 地質構造データ (層理面および片理面)の抽出に当たっては, 図1の地質分布と地質図幅における岩相区分に整合性があるものを採用した. ただし, 片岩については, 泥質片岩 (Tr22-J31_mscpe_hc)と苦鉄質片岩 (Tr22-J31_mscma_hc)の分布が地質図幅とは整合しないため, 片岩として一括した.

表3に示す通り, 平均傾斜量の小さいP2_sosmaは, その面構造の平均値 (36°)や中央値 (32°)が, 平均傾斜量の大きい堆積岩・片岩 (平均値: 45～51°; 中央値: 50°)よりも小さい傾向が示された. また, 面構造のヒストグラムでも, 平均傾斜量の小さいP2_sosmaは, 平均傾斜量の大きい堆積岩・片岩に比べて, 低角度側に偏っている (図3). このことは, 地質構造 (面構造)の傾斜角度が, 地表面勾配に影響していることを示唆している. すなわち, 侵食により形成された地表面は地山の地質構造に規制され, 面構造の傾斜角が大きいと, 地表面勾配も大きくなりやすいものと考えられる.

表3 対象区域における層状岩盤の面構造。対象区域における既刊地質図幅（佐藤，1938；光野・大森，1965）から地質構造（層理面および片理面）の傾斜角を抽出し，その平均値，中央値，標準偏差，最小値，最大値を示した。抽出に当たっては，図1の地質分布と地質図幅における岩相区分に整合性があるものを採用した。ただし，片岩については，泥質片岩（Tr22-J31_mscpe_hc）と苦鉄質片岩（Tr22-J31_mscma_hc）の分布が地質図幅とは整合的でないため，片岩として一括した。番号（i～iv）は図3に対応する。

番号	地質区分	地質図幅	地質図幅における区分	データ数	平均値 (°)	中央値 (°)	標準偏差 (°)	最小値 (°)	最大値 (°)
i	Tr22-3_sbsm	7万5千分の1 「高梁」	三疊統 頁岩挟有砂岩(sd)・頁岩及び砂岩(ss)	57	45	50	11	15	60
ii	Tr22-J31_mscpe_hc Tr22-J31_mscma_hc	7万5千分の1 「高梁」	上部古生層 雲母千枚岩(phm)・千枚岩質粘板岩(phc)・緑色千枚岩(phg)	155	51	50	17	10	90
iii	P2_som	7万5千分の1 「高梁」	上部古生界層 粘板岩及び砂岩(cs)	30	51	50	17	25	90
iv	P2_sosma	5万分の1 「周匝」	上部古生界 苦木層群 砂岩準片岩(pss)・黒色準片岩(psl)	154	36	32	17	8	80

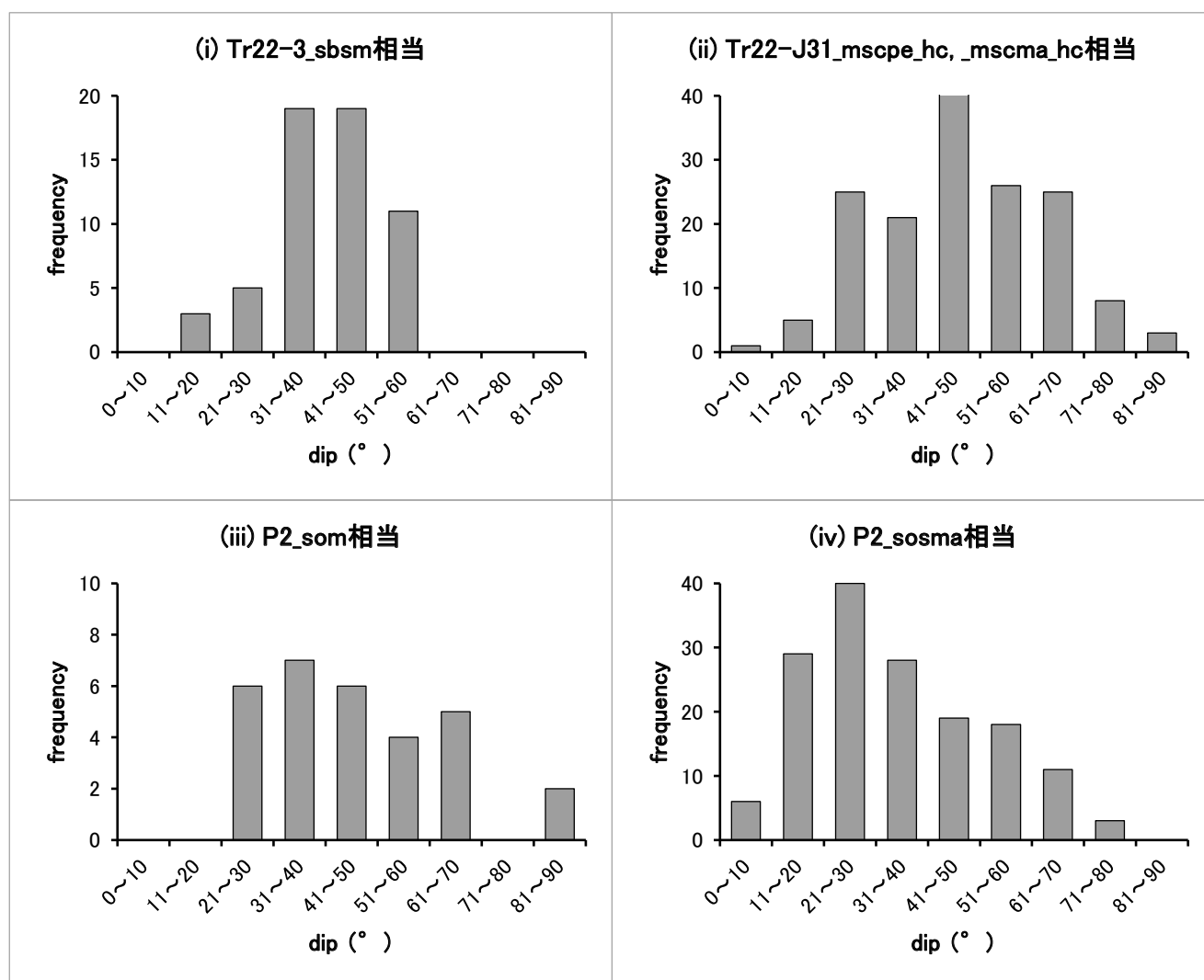


図3 対象区域における層状岩盤の面構造ヒストグラム。データの出自（地質図幅）は表3を参照。縦軸は頻度，横軸は面構造の傾斜を示す。番号（i～iv）は表3に対応する。

5.3.3. 石灰岩－溶食性岩盤－

石灰岩については明瞭なピークは示さず5～35°付近にかけて広い頻度分布を示す（図2-I）。ただし，細かく見ると5～10°付近と20～30°付近にピークを持つバイモーダルのようにも見える。これについてはより広範囲に解析することで傾向が明らかになる可能性がある。

石灰岩には通常の地表水による侵食作用だけでなく，溶

食作用が働くため，谷の発達に乏しいカルスト地形が発達する。吉備高原においては，台地上に緩斜面および凹地が発達し，高梁川などの主要河川沿いに急崖が分布する。このように異なる複数の営力で形成された複雑な地形が，傾斜量ヒストグラムとして表れているものと推定される。

表 4 吉備高原東部に分布する代表的な地質 (岩盤) とその斜面勾配の特徴.

岩盤の種類		岩種	性状	平均斜面勾配	傾斜量ヒストグラム
珪酸塩岩	塊状岩盤	深成岩	粗粒等粒状	小	~20° にピーク、低角度側に偏る
		火山岩	斑晶と緻密な石基	中	20~25° にピーク
	層状岩盤	堆積岩・片岩	面構造低~中角度	中	20~25° にピーク
			面構造中~高角度	大	25° ~にピーク、高角度側に偏る
炭酸塩岩	塊状岩盤	石灰岩	溶食作用を受ける	小	明瞭なピークを示さない

6. まとめ

古第三紀以降の約 6,000 万年の期間において大きな傾動を伴うような地殻変動を受けていないと考えられている吉備高原の東部 (岡山県域) を例として, DEM データを用いた地形解析を地質区分別に行い, 地質による傾斜量の違いを検討した. 対象地質は, 深成岩 (ペルム紀および白亜紀), 火山岩 (白亜紀), 碎屑性の堆積岩 (ペルム紀~三畳紀), 片岩 (三畳紀), 石灰岩 (石炭紀~ペルム紀) である. これらの地質 (岩盤) の特徴と傾斜量の関係についてまとめたものを表 4 に示す.

岩盤の種類としては, その構成物質の化学的性質の違いで, 珪酸塩岩と炭酸塩岩に大別される. 珪酸塩岩はさらに塊状岩盤と層状岩盤に区分される.

塊状岩盤のうち, 深成岩は火山岩に比べて傾斜量の平均値・中央値が小さく, また傾斜量ヒストグラムも相対的に低角度側に偏る傾向がある. 前者は粗粒等粒状組織, 後者は斑晶と緻密な石基からなる斑状組織であり, 前者の方が鉱物ごとの熱膨張率の違いによる物理風化作用を受けやすく, このことが侵食耐性にも影響し, 傾斜量の差として表れているものと推定される.

層状岩盤 (堆積岩・片岩) は塊状岩盤 (深成岩・火山岩) に比べ, 傾斜量の平均値・中央値が大きい傾向を示す. また傾斜量ヒストグラムも相対的に高角度側に偏る傾向がある. 対象地域では中~高角度傾斜の面構造を示す層状岩盤が多く, このことが傾斜量の違いに影響している可能性が考えられる. 層状岩盤の中でも, 低~中角度の面構造を示すものは, 傾斜量の平均値・中央値も相対的に小さい傾向が認められる. このことから, 侵食により形成された地表面は地山の地質構造に規制され, 面構造の傾斜角が大きいと, 地表面勾配も大きくなりやすいものと考えられる.

炭酸塩鉱物からなる塊状岩盤である石灰岩については, 傾斜量ヒストグラムで明瞭なピークは示さず, 幅広い頻度分布を示す. 石灰岩の侵食には通常の地表水による侵食の他に溶食作用が働くため, 台地上に緩斜面および凹地, 主要河川沿いに急崖が形成され, それが複雑な傾斜量ヒストグラムとして表れているものと推定される.

謝辞

査読者の郷津知太郎博士 (蒜山地質年代学研究所) には小論を改善するに当たりご助言をいただきました. 心より御礼申し上げます.

引用文献

- Ishihara, S. and Imaoka, T. (1999) A proposal of caldera - related genesis for the Roseki deposits in the Mitsuishi mining area, Southwest Japan. *Resource Geology*, **49**, 157-162.
- 国土地理院 (2018) 基盤地図情報ダウンロードサービス. <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>, 2018/5/2.
- 光野千春・大森尚泰 (1965) 5 万分の 1 地質図幅「周匝」及び説明書. 地質調査所, 56p.
- Morisawa, M. (1985) *Rivers*. Longman Geomorphology Texts 7, Longman, London, 222p.
- 長野県 (2012) 数値地形データを用いた「微地形図」の作成方法. <http://www.pref.nagano.lg.jp/ringyosogo/seika/documents/bichikei.pdf>, 2018/5/28.
- Ray, R. G. and Fischer, W. A. (1960) Quantitative photography - a geologic research tool. *Photogrammetric Engineering*, **25**, 143-150.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2018) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (2018 年 1 月 26 日更新版). <https://gbank.gsj.jp/seamless/>, 2018/5/2.
- 佐藤源郎 (1938) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- 曾根原崇文 (2017) 基盤岩種を反映する地形量: 吉備高原東部, 赤磐-和気地域の例. 地質技術, no. 7, 45-50.
- 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.
- 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. 日本地質学会第 116 年学術大会見学旅行案内書, 地質学雑誌, **115**, 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.
- 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近の知見とその古地質学的意義. 岡山大学地球科学研究報告, **10**, 15-22.