淡路島北部脊梁の侵蝕小起伏面

阿 子 島 功*

I は し が き

山地部分の第四紀地殻変動量をとらえるにあたって、山頂・山腹の侵蝕平坦面が指標とされるが、その形成機構・形成時期については必ずしも明らかではない。これまでに報告された侵蝕小起伏面の成因には3つのタイプがある。

ひとつは著者が仙台平野の例について述べたもので、A. 丘陵地が海岸平野をつくった鮮新統の堆積盆のなかにあって、丘陵の背面が段丘面に起源するものであり、これが大きな高度差のない基準面（わが国の海岸平野の段丘面の高度はたかだか200～300mであり、これを解体した基準面はこれ以下数段の段丘面に示される）によって解体されたために、‘未固結堆積物よりなる小起伏地としての動的平衡’が成立したものである¹⁾。

またひとつは室戸半島の例について述べたもので、B. 中生界・古第三系の固結堆積岩類を基盤岩とし、海岸平野の原形となった新第三系の堆積盆の基底面が再び顕在化したものである²⁾。Aは海岸平野の原形となった鮮新統の堆積盆の中央寄りに生じたものであり、Bは海岸平野の原形となった海成中新統・鮮新統の堆積盆のごく縁辺部に生じたものである。

淡路島南半部にはA・B両タイプの丘陵面が発達している³⁾⁴⁾。

第3のタイプは、大阪平野に発達する“瀬戸内面”である。“瀬戸内面”は貝塚(1950)⁵⁾が中国地方西部を標式地とし、吉備高原面よりは新しい縁辺準平原面として提案した鮮新・更新世の低位置準平原面である。これが適用された大阪平野のものは、大阪層群堆積後、六甲変動最盛期に陸化したものが、小起伏化作用をうけて生じたもので、C. 段丘面群形成期以前の削剝期を示すものと考えられた⁶⁾。大阪盆地内縁の瀬戸内面は大阪層群上部 Ma 8 までの層準を切るものであるが、これは堆積盆の縮小にともない隆起部分が削剝をうけつつ曲隆したため小起伏面を示すとも考えられ、段丘面の基盤をつくった長期の削剝期の存在に疑義が唱えられている⁷⁾⁸⁾。この考えは、小起伏面がかつて基準面に近い高度の原面をもっていたとする点において、上記のタイプAに等しい。

大阪層群上部が堆積しなかった六甲山地山腹および同山地の西縁平野、播磨平野の侵蝕小起伏面について、Fujita et al (1971)⁹⁾は、基盤岩の花崗岩が露出し中新統神戸層群や鮮新更新統大阪層群下部がところどころに残っている小起伏面と、神戸層群や

* 徳島大学教育学部地理学教室

- 1) 阿子島 功 (1970): 丘陵の形成過程 (要旨). 地理評, 43, 102~104, ほか.
同 (1971): 大松沢丘陵の定高性山稜. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), 21, 7~22.
同 (1972): 動的平衡にある小起伏地の規模について. 東北地理, 24, 108~113.
 - 2) 須鎗和巳・阿子島 功・栗岡紀子 (1971): 室戸地域海岸段丘の再検討(1), 徳島大学教養部紀要 (自然科学), 4, 19~34.
 - 3) 阿子島 功 (1971): 淡路島南半部の丘陵地形. 文部省科研費 1970 年総合研究「地域変化」(代表者 西村嘉助) 成果報告書, 64~65.
 - 4) 須鎗和巳・阿子島 功 (1972): 四国島東部および淡路島の海岸平野の原形. 地質学論集, 7, 161~170.
 - 5) 貝塚爽平 (1950): 中国地方西部の地形. 東京大学地理学研究, 1, 87~98.
 - 6) 市原 実 (1960): 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, 49, 15~25.
同 (1966): 大阪層群と六甲変動. 地球科学, 85・86, 12~18.
 - 7) 水山高幸ほか (1968): 阪神とその周辺の地形. 地理評, 40, 585~600.
 - 8) 石田志朗 (1970): 大阪層群——淡水・内海成互層の下部洪積統. 第四紀研究, 9, 3・4, 101~112.
 - 9) Fujita, K. et al (1971): Geology and geomorphology of the Rokko area, Kinki district, Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ. 14, Art. 4, 71~124.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1971): 六甲山地とその周辺の地質 (1/50,000地質図・同説明書). 神戸市企画局.

大阪層群下部に構成される丘陵地の接峯面であらわされる小起伏面とに分け、後者は大阪層群下部堆積後は侵蝕にさらされ、高位段丘（明美面、ほぼ Ma 10相当）層の堆積までの間に準平原化をうけたとした。

これは基準面支配によって小起伏を示すとする点で上記Cタイプである。前者はこれと同じものであるが、その後の地塊化運動によって隆起したため神戸層群・大阪層群が選択的にとり去られたものとしている。このうち檜ヶ峯面（高度400~500m）、北山面（200~250m）には高位段丘礫層が分布するとしている。差別侵蝕により神戸層群・大阪層群の基底面が顕在化する以前は準平原面であったと考えられるのは、山地外周に上記Cタイプが存在することにもとづいている。Cタイプについては、高位段丘面に起源するものでないことが証明される必要がある。

今回報告する淡路島北部脊梁の小起伏面（高度300m以下）は、上記Bタイプの侵蝕面であり、特定の基準面に支配されつつ特定の平坦化作用によって生じたものではない。この小起伏面は、花崗岩を基盤とし、これをおおう海成中新統・鮮新統の基底面にはほぼ一致している。赤色土の存在によりこの地形面は高位段丘形成期までには現在の起伏が形成されており、それは準平原面ではなかった。

このBタイプの地形面は、四国讃岐屋島の山頂平坦面、また中新統の分布する中国山地内の盆地の小起伏面とも類似している¹⁰⁾。

構造運動支配のもとに、堆積盆ごと、堆積盆のうちの部分ごとに侵蝕小起伏面の形成過程は異なる。

II 地形・地質概観

淡路島北部は六甲山地の延長上にあって、北東—南西方向に延びた地壘状の台地形をなし、東西両側

を急斜面でかぎられた山頂面は著しく小起伏である（Figs. 2, 3）。この小起伏面は島北端の岩屋より幅3~4km、長さ10kmにわたって展開し、南を伊勢ノ森（高度515m）山地に限られる。この小起伏面の高度は100+~300mである。

地壘をつくる島の南東縁、北西縁、北東縁は比高100m以上の急斜面であり、その麓部に丘陵状の緩斜面が発達し、ごく狭い海岸低地をへだてて海にのぞんでいる。

地壘の側面の急斜面および山頂小起伏面の大部分に花崗岩が露われ、地形の概形は地塊化した花崗岩の構造によって決定されている。これをおおう地層は市原（1963）¹¹⁾によれば、中新統神戸層群相当、岩屋累層と呼ばれる海成泥岩（一部石灰岩質）・砂岩層および鮮新更新統大阪層群下部~最下部相当、淡路累層と呼ばれる砂礫層（海成粘土を欠く）である。石田・横山（1969, Fig. 3）¹²⁾によれば淡路累層は細分され、中新統および上部鮮新統（大阪層群最下部）は山頂小起伏地および山麓地・海岸に、下部更新統（大阪層群下部）は西岸の山麓地・海岸にのみ分布するとされている（Fig. 4）。地壘の両側を限るNE—SW方向の断層に沿って淡路累層が急角度をなすところがある。またこれに直交・斜交するNW—SE方向、N—S方向のリニアメントが明瞭である¹³⁾。

すなわち、地壘化は上部鮮新統堆積後~下部更新統堆積前および同堆積後である。高度200m前後の常盤・中持の山頂面上に分布する中新統砂岩は化石により中新統中期、山麓に分布するものはこれより上位の層準とされている。段丘層は山麓地のごく一部をおおって分布している。

III 地形面と地質構造

便宜上、以下の地形区（Fig. 1）ごとに述べる。

- 10) また北上山地西南部の小盆地群は、少なくとも鮮新統の堆積盆に原形をもち、北上川中流域の段丘面群に示される基準面の影響をうけたことが考えられる（阿子島, 1969, p. 519）。
阿子島 功（1969）：磐井丘陵の地形。地理評, 42, 506~526.
- 11) 市原 実（1963）：兵庫県地質鉱産図（1/170,000）および説明書（池辺展生・ほか編）うち淡路島の項。兵庫県。
- 12) 石田志朗・横山卓雄（1969）：近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序、及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題。第四紀研究, 8-2, 31~43.
- 13) 地層の対比・分布は11)・12)に従い、山頂面上の未固結堆積物の分布についてのみ一部改変。図中の確認・推定断層はほぼ11)のものを転記。今回新たに記入したリニアメントは前掲による断層に連続する場合も断層として記していない。リニアメントは横ずれ断層とされているものを横切ることがある。なおリニアメントは直線状谷線のみならず直線状傾斜変換線を含めた。

Fig. 1 Geomorphic regions of the northern Awaji island, Japan inland sea.

- 1: Summit land with low relief.
- 2: Steep slope.
- 3: Piedmont gentle slope and coastal low-land.

Numbers are the height of summits in meter.

1. 山頂小起伏地

1a. 開鏡・堂原	} 相互に 不連続 はない。
1b. 常盤・中持	
1c. 仁井	
1d. 久野々・原田	
2. 急傾斜地 (伊勢ノ森山地をふくむ)
3. 山麓緩傾斜地・低地

3a. 岩屋	} "
3b. 野島	
3c. 富島・育波	} "
3d. 浦・仮屋	
3e. 霊仙	

1と3とは、3c~1c~3eをのぞき、すべて花崗岩の露出する2によってへだてられている。

1. 山頂小起伏地 地形区 1a~1d の相互に不連続はない。1bは城ノ瀬山 (高度293m)・302m峰を刻む水系の流域として、1dは伊勢ノ森山地の東北麓にある高度300~220mの台状の緩斜地として設定される。1a, 1b, 1dは東西両側を明瞭な急斜面に限られる。

山頂面は、下流とは遷急点によって隔てられた浅い谷に刻まれ、波状地をなす (Fig. 3)。したがって、1cを除き、小起伏地の範囲は遷急点より上流側として定義することもできる。

小起伏地に分布する未固結堆積物の分布は Fig. 4

の通りである。中新統とされるものはやや固化した、黄色~褐色を示す泥岩・細粒砂岩を主とする地層であり、上部鮮新統とされるものはまったく固化していない新鮮な砂礫層・花崗岩質砂層である。両者の区別は明らかに異なる色調・固化の程度のみに基づいている。両者の不整合面を示す露頭は見い出されていない。この未固結砂礫層が鮮新統であるとされる根拠としてサヌカイト礫の存在が述べられているが、これは見出し難い。山麓・海岸にある未固結砂礫層と相互に対比できる鍵層はない。

1aでは堂原・開鏡の高度200mの尾根に厚さ最大10数mのやや固結した砂層・粘土層が分布し、浅い開析谷底には花崗岩が露出する。航空灯台のある305m峰の南側の緩斜面にはまったく認められない。

Fig. 2 The transverse profiles of the northern Awaji island showing the horst.

The profiles are drawn based on the restored contours in Fig. 3.

Fig. 3 Restored surface, hanging valleys and the height of knickpoints in meter.

Note the undulating erosion surface at the top of the horst. The restored contours are drawn at 20 meters interval eliminating the valleys less than 500 meters wide.

Fig. 5 Long- and
Symbols are explained

Fig. 4 Geological map, mainly after Ichihara (1963) and Ishida • Yokoyama (1969), partly modified by the author.

Terrace gravels spotted on the piedmont and coast are neglected. Lineaments are added with fine lines.

cross-profiles.

in Fig. 4.

1b では常盤 (140m) より野島鐘乳洞 (カキをふくむ石灰質泥岩層・高度 250m) までは谷底面に沿ったかたちで (すなわちその間に花崗岩の小露出あり) 固結した泥岩層が分布し、これは 302m 峯より北へ連なる山稜上 290m 以下に分布するやや固結した黄色砂層とも連続している。一方、城ノ瀬山 (293m) の頂部およびその南稜に沿って 230m まで、また中持 215m 峯より大戸山 (224m) の麓部 190m 以下にかけては未固結の白色の新鮮な砂礫層・砂層が分布する。礫は花崗岩礫・チャート礫よりなり、著しく円磨されている。城ノ瀬山の頂部付近でも厚さ 10m 未満の砂礫層中に花崗岩の岩塊 (径 2m) がとり込まれている。302m 峯およびその南西方 290m 峯頂部に厚さ 5m 程の花崗岩の風化砂層があり、円礫は含まれないが、層理がみえ、302m 峯では基底部 1m が粘土層となり谷を埋めている。

1c の仁井では 209m 峯周辺にのみ未固結砂礫層があり、やや固結した褐色砂層・泥岩層はこれより 3e へむかう南東向き斜面に連続して、また富島へむかう北西向き斜面には点々と分布している。215m 峯と 209m 峯の間の稜には赤色に風化した花崗岩が露出している。

1d の緩斜面上にはごく薄い、固結した砂層・砂礫層が散在し (一部赤色風化)、原田でのみ開析谷に沿ってみかけの厚さ 20m を示す。風化花崗岩に生じた赤色土の色調は 10R6/8 に達することがある。

山頂小起伏地 1a~1d を通じて、中新統・鮮新統ともほぼ現在の起伏に沿って分布している (Fig. 5)。

中新統の基底の示す起伏は、現在の地形とはほぼ等しく、鮮新統の基底の示す起伏もほぼこれに等しいかわずか小さい。小起伏地を構成する浅い開析谷は、中新統・鮮新統の基底面を少し掘り下げているにすぎない。

2. 急傾斜地 3c~1c~3e を除き 1 と 3 とを境する 2 にはすべて花崗岩が露出する。1a・1b と 3a・3b との比高は 100m あり、1d と 3c・3e との比高は 50m である。1c~3e 間には中新統がほぼ連続している。1c~3c 間には富島~仁井に小急斜面があり (Fig. 5, c—d) 花崗岩が露出するが、その北の小倉~舟木間には下部更新統とされる未固結砂礫層が谷を埋めるように入り込んで分布している。前述の急斜面の延長上にごく一部花崗岩が砂礫層下に露出する。すなわち、1c のブロックのみ隆起量が小さ

く、その一部にとくに下部更新統の堆積をゆるしたと考えられる。

3. 山麓緩斜地・海岸低地 丘陵状をなす緩斜地の高度は 200-m (3c)~100m (3a, 3b, 3d) 以下である。3c を構成する未固結砂礫層の時代は下部更新統とされる¹²⁾。これをおおう段丘層は、富島の奄ノ脇 (60m) に 1.5m 厚のやや風化した砂礫層がみられる。3c の山麓面の最上部にあって平坦面を残す原山 (高度 180m) にて花崗岩質砂・角礫層がみられるが、これは未風化であり高位段丘層ではない。少なくとも高位段丘面の水準が 1c をおおうことはなかったとみられる。

4. まとめ

小起伏面成立までの削剝量 山頂小起伏面に分布する上部鮮新統の基底の起伏は、中新統の基底の示す起伏よりわずかに小さいと見積られる。海岸低所にある中新統 (海面上みかけの厚さ 100m 未満) は山頂面上に分布する中新統より上位にあるとされるから、上部鮮新統堆積前の削剝量は 250m 以上である。山頂小起伏面にある上部鮮新統の厚さはみかけ上、100+m である。注目されるのは、現在の起伏と、上部鮮新統の基底の起伏とがほぼ一致することである。上部鮮新統の堆積も中新統の基底面を掘り出すかたちで行なわれたこと——すなわち、基盤の花崗岩の地形に支配されたこと——を考えさせる。

現在の小起伏地を構成する浅い開析谷は、これらの未固結堆積物の基底面よりわずかに切り込んでいない。この小起伏面が異種の岩石の構造を一樣に切るとはいえない。

小起伏面成立の時期 小起伏面の一部に赤色土が発達している (前述 10R) から、高位段丘面形成期にはこの小起伏面が成立していた。しかし、赤色土はごく一部にしか残存せず、山頂の砂礫層はまったく風化していないから削剝はひきつづき進行している。1d では面上の花崗岩がやや発達した風化断面を示し、西縁の崖部に未風化の基岩が露出する。

この地形面の時間面としての意味 本地形面は、特定の時期に特定の小起伏化作用によって生じたものではない。地盤運動量をとらえる指標としては、中新世以降および鮮新世末以降の運動量を等しく指示する。六甲山地山腹および播磨盆地の小起

伏面は、Ma1~2 堆積後陸化し高位段丘層（ほぼ Ma10 相当）堆積時まで形成されたと考えられている。淡路島北部脊梁面は、隆起し侵蝕され始めた時期はこれより早く、大阪層群下部および高位段丘

層におおわれることもなかった。

ご教示いただきました東北大学理学部西村嘉助先生、徳島大学教養部須鎗和巳先生に謝意を表します。

(1973年1月16日投稿)

(1973年5月12日受理)

THE EROSION SURFACE OF THE NORTHERN AWAJI ISLAND, JAPAN INLAND SEA

Isao AKOJIMA*

In Japan most of the coastal plains are originated from the sedimentary basin of the Neogene formations. Three types of formation process have been reported to explain the accordant level of the hills around the coastal plain ;

Type A : When the terrace surface of the soft rocks around the coastal plain is cut controlled by the next, slightly lower baselevel, the undulating surface is made as a state of dynamic equilibrium of the unconsolidated materials.

Type B : At the thinner soft rocks around the sedimentary basin, the basement of the soft rocks reappears as undulating surface without any baselevel control.

Type C : The undulating surface emerged in early Pleistocene and subjected to erosion under the baselevel control till the formation of the Higher Terrace.

The types A and B have been reported by the author with the examples in the Kitakami valley plain, Tohoku, and in the Muroto peninsula, Shikoku. The type C has been reported by others to explain the so-called "Setouchi Surface" along the Japan inland sea.

The erosion surface of the northern Awaji island reported in this paper is correlated with the "Setouchi Surface". The undulating surface on the horst corresponds to the basement of Miocene and Upper Pliocene sedimentary rocks on the granite bed-rock. Judging from the development of paleo red soil with 10R hue, it becomes clear that this erosion surface had been formed before the Higher Terrace stage. The surface had not been covered with any sea level during the Higher Terrace stage nor with the Lower Pleistocene member of the Osaka Group.

So-called "Setouchi Surface" may have various origins and formation processes in each tectonic location. The type B is also suggestive for the explanation of the lower peneplain in the Chūgoku mountains.