

# 四国山地から土佐湾にかけての更新統 モラッセ性堆積物の研究 ——特に城山層について——

加賀美英雄・満塩 大洗・武政 広希

## Abstract

Shikoku Mountains had commenced upwarping since a new cycle of subduction of Philippine Sea plate in less than 1 Ma BP and became a full developed coastal mountain. Joyama Formation is divided into four members, of which lower members are recognized red conglomerate facies. These molasse sediments correspond to early upwarping products of the coastal mountains similar to Alpine orogeny.

## I. はじめに

高知市の西郊に位置する高知大学から国道 56 号線をはさんで西側に見上げる城山 (106m) 付近には珪岩 (チャート) を主とする礫層が分布している。この礫層は、西村嘉助・奥村和夫・山本荘毅 (1941) により城山礫層と命名され、鏡川からの供給によって、比較的短期間に堆積した扇状地堆積物とされた。また、その時代は高位段丘かそれより古いものと考えられた。なお、城山の山名は Joyama で、南麓にある村名は Jouyama であり、地層名は山名に由来している。高知市周辺の第四系の研究に際して満塩・甲藤 (1966) は城山礫層や万々層などを報告している。城山礫層については、最下部の礫はほとんどチャートからなり、風化してボロボロの状態になっているいわゆる「クサリ礫」であり、また基質も赤色化している。地層は全体として西方に薄くなり、扇状地状の形態であるとしている。万々層は甲藤・中村 (1954) によって命名され、中万々の最下部は垂円礫状の大礫が卓越しており、「半クサリ礫」の状態である。礫の種類は砂岩・チャート・三滝火成岩類などがあり、基質は赤色化している。

西南日本に見られる赤色土壌について、松井・加藤 (1962) はそれらが現在の湿潤亜熱帯性気候条件の影響下で各種母岩から風化生成する成帯性土壌であるとしたうえで、東北日本に更新世の温暖期に生成した古土壌としての赤色土壌が在ることから、西南日本にもそのような残存物が存在すると考えた。その例として、紀伊山地の南端の潮岬付近では塩基性深成岩に由来する残存

性赤色土が段丘礫層下に埋没して存在するという。この古土壌の生成時期はこの段丘形成前のある時期と考えた。この段丘が中位か高位段丘か明確に述べていないが、論文の前後の関係から推定すると高位段丘ではないかと思われる。また、阿子島・須鎗・細岡 (1973), Akojima (1973) によって砂岩礫の赤色風化殻の厚さと段丘面対比の関係が検討されている、特に四国山地の南側と北側に赤色礫の存在が報告されたのは興味深い。

ここで、考察したい問題が二つある。一つは赤色化が堆積後の続成作用によるものか、または堆積前に生じていたのかという点である。松井・加藤も阿子島らもいずれも堆積後の風化作用によると考えて議論している。しかし長期間に風化したものが短期間に集積されるといった堆積作用による場合もあるであろう。その例として、Blatt, Middleton and Murray (336p, 1972) は、赤色頁岩は本質的に不透水性なのに、共存する砂岩より赤いことがあることから、この鉄酸化物は続成作用起源ではなく、堆積作用に由来したものと述べている。

もう一つの問題は堆積相にたいする構造運動の支配関係である。フランスアルプスにおいては始新世のプリアポニアン統のフリッシュを最後にしてアルプス造山運動が顕在化しはじめ、ペルブルー山塊の南のサブアルプス帯には漸新世後期の赤色モラッセ (Molasse rouge) が堆積した (Kerckhove et al., 1980)。これは湖沼成の砂、角礫や、円礫などからなる赤色相であり、造山運動の初期の隆起活動にともない風化した準平原から供給された岩相である。同様な赤色モラッセはアパラチア造山運動のデボン紀～ペンシルバニア紀にも見られるという (Pettijohn, 1975)。フランスアルプスにおいては扇状地性から浅海性のバレンゾール層 (中新世～鮮新世後期) がプロバンス地方に分布しており、この莫大な量の粗粒堆積物はアルプス造山運動の隆起・削剝によって供給されたので、すべてモラッセと呼ばれている。さらに、その先には地中海のロース河沖に巨大な三角州～深海扇状地が発達しており (Normark, Barnes and Coumes, 1985)、鮮新～更新世の時代の海成モラッセといわれている。

このように、基底礫岩の最下部に赤色相 (Red Conglomerate Facies) が見られ、それが新しい構造運動に関連するということが明らかとなってきたので、西南日本の先段丘時期の赤色礫・「クサリ礫」についても再検討をする必要があるのではないかというのが小論を書いた意図である。

## Ⅱ. 城山層の再検討

### Ⅱ-1 地形面について

高知市周辺には、四国山地の南縁に沿って段丘地形が発達している。高位面は数段に分けられる。高知市の北約 4 km には断層線崖が存在し、その上端は西峰山 (348m)、椎野峠 (334m) などの高所が東西に連なっている。そこから北に幅 4 km の平坦な面が発達しており、正蓮寺、重

倉などの部落が散在している。これは重倉面または正蓮寺面と呼ばれ標高 400m 以上にわたる(三野, 1933)。この面を西に追うと蓮台にいたりその西で鏡川沿いにしだいに南方に低下して 270 m くらいとなる。さらに塚原, 横内の丘陵にいたると 90m くらいの地形面となる。これらの面上には赤褐色に風化した原生土が厚さ 1 m 以上も生成しており, 風化して白色を呈する珪岩の礫を含むのが特徴である。そのことから上記の平坦面は小起伏面またはそれに近い老年期の地形であり, 元来一連の地形面であったものが椎野峠断層の活動によって, その高さを変じたものとみられている。このように, 高位面は主に浸食面であるが, 次に述べるように堆積平坦面も存在する。それは標高約 50~90m の面である。この面の大部分はかなり解析されているが東西によく連続している。満塩・山中(1987)の記載した万々層は鏡川の東にあり解析された高位面の標高約 20m のところでみつかった。また, 鏡川の西の城山層は, 約 20m の標高から始まり 90~100m の標高まで分布している。これらの堆積面が高位面に対応すると考えられる。なお, 大谷層(中位段丘礫層)の堆積面である中位面の標高は約 20~30m である。

高知市周辺の第四系の基盤岩類は, 主として秩父累帯の古生界および中生界よりなり, 一部に蛇紋岩および三滝火成岩類が露出する。南帯の虚空蔵山層群には, 砂岩・頁岩のほかにチャートが多く, また石灰岩および凝灰岩をはさむ。このチャートが礫の供給源であると思われる。

## II-2 風化度と基質の色の検討方法

城山層を調査するにあたり, 礫の風化度, 円摩度, 粒径, 基質の色に注目して区分を行った。礫の風化の程度の判定は, 砂岩を使った例は阿子島ら(1973)によって示されている。しかし, 城山層中に含まれる礫の 80~90% はチャート礫であるので, ここではチャート礫を判定の試料に用いた。円摩度, 及び粒径についても同様の理由でチャート礫に限って記載した。チャート礫の風化度は, 含有アルミニウム量比によって支配されるといわれるが, ここでは脱色過程と硬度に着目して測定した。一般に風化の進んだチャートほど鉄分量比が少なくなり, チャートの色は新鮮なものから順に赤色—緑色—白色に変化するといわれている。しかし, 本地域においてはそのような色の変化はそれほど意味をなさず, 鉄分が再吸着して赤~褐色に風化したものと, 再吸着せず真っ白に風化したものが混在するので, 単純に鉄分量比のみで判断することは不可能である。そこでチャート礫のハンマーで割った時の割れ方や, 岩石カッターによる断面及び薄片の顕微鏡分析した結果を表 1 に示したように A~D の 4 段階に区分した。風化度 A は礫の内部まで真っ白に変化し, 艶がなくハンマーで簡単に割れるほどまで風化した状態を示す。風化度 B は内部まで乳白色や緑黄色, または赤褐色に風化していて, 表面から数 mm 以上にわたって鉄分が再吸着した殻を持つ状態を表す。風化度 C は表面から数 mm 以上が乳白色や緑黄色, 赤褐色に変化している状態を示す。風化度 D は新鮮な状態を保つものである。

基質の色については, 埋没した赤色土が再露出した場合には, その後の風化作用によって赤色

表 1 城山層のチャート礫と基質の色の性質

(1) 城山一宮の前地域 露頭地点の位置は図 1 に示す

地点	標高 (m)	チャート礫				基質の色		地層	
		卓越礫径 (cm)	最大礫径 (cm)	円摩度	風化度	泥部	砂部	層厚 (m)	区分
F	90	10—15	20	亜円礫	A・C	灰赤褐	灰赤橙	2	I
I	85	15—20	20	亜角礫	B				
D	75	15—20	20	円礫	C	灰橙	灰橙	20	V
H	65	15—20	45	亜円礫	C				
C	60	10—15	20	亜角礫	B・C	黄褐	明黄褐	15	IV
E	50	2—5	30	亜角礫	C	明黄	灰赤橙		
H'	50	15—20	45	亜円礫	B	灰橙	灰赤橙	10	III
B	40	15—20	50	円礫	B	灰橙	灰赤橙	10	II
A	35	10—15	25	亜角礫	A	灰橙	灰橙		

(2) 浄水場—南針木地域

地点	標高 (m)	チャート礫				基質の色		地層	
		卓越礫径 (cm)	最大礫径 (cm)	円摩度	風化度	泥部	砂部	層厚 (m)	区分
G	90	5—10	15	亜角礫	D				
J	85	15—20	30	円礫	C	灰橙	灰橙		
V	80	15—20	20	亜円礫	C			30	V
U	75	10—15	20	円礫	C				
L	55	15—20	25	円礫	B・C	灰赤褐	明橙褐	15	III
X	30	10—15	25	亜角礫	B	灰赤褐	明橙褐	10	I
W	25	10—15	20	亜角礫	B				
N	20	10—15	70	亜角礫	A	灰橙	明橙褐		

(3) 大奈路—池の内地域

地点	標高 (m)	チャート礫				基質の色		地層	
		卓越礫径 (cm)	最大礫径 (cm)	円摩度	風化度	泥部	砂部	層厚 (m)	区分
P	100	15—20	25	亜円礫	C				
Y	95	15—20	30	亜円礫	C	灰橙	灰橙	20	V
Z	85	15—20	25	亜円礫	C				
Q	80	20—30	100	亜角礫	A	灰橙	明橙褐	2	I

味が強くなる傾向がある。また、母岩の差も赤色風化の程度を左右し、母岩が粘土質の場合は紅赤色に、砂質の場合は赤褐～黄橙色に着色しやすい。それらのことを考慮して、露頭で基質を採取する際に 30cm 以上深い内部から採取した。そのようにして採取したサンプルは、相対的な色の違いをより正確に調べるために水篩して砂と泥に区分し、それぞれを十分に乾燥させ、同一条件

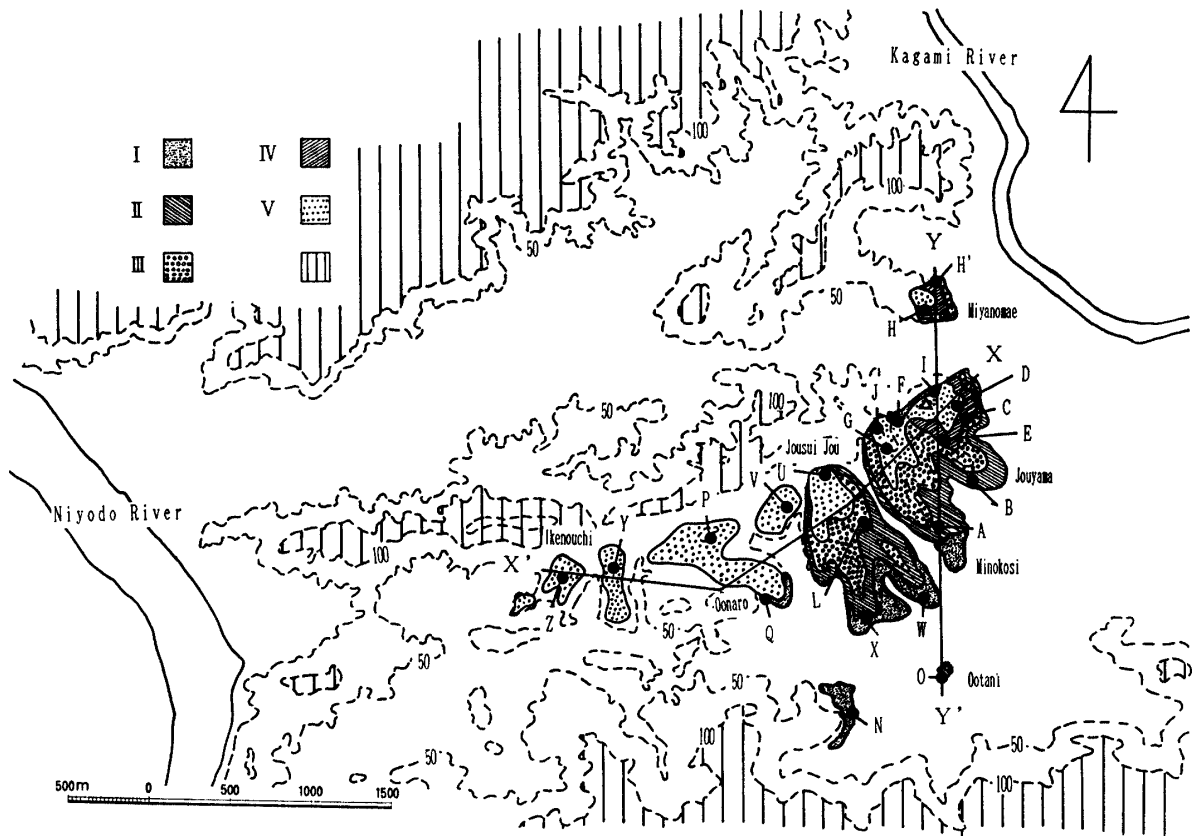


図1 城山層の地質図

A・Bなどの符号は露頭地点番号，X-X' と Y-Y' は第3図の断面図の位置，数字は標高(m)  
I～Vは城山層の区分，縦線は基盤岩を示す

下において，1960年農林省農林水産技術会議事務局発行の標準土色帖によって色分けを行った(表1)。

調査した城山層は，高知市朝倉の城山付近からその西方の池の内までの高度が高い部分に帯状に分布している。その帯状分布の幅は最大約1.3km，長さは約4.5kmである。また城山から国道32号線をはさんで北側の宮の前付近や，城山南方の南針木，大谷にもみられる。露頭の位置・地点番号は図1に示す。

### II-3 検討結果と城山層の堆積学的性質

城山層はごくまれに1m程度の厚さの細粒砂岩層をはさむ(Loc. G)ことがあるが，礫岩を主とした堆積物である。礫質はチャートが礫全体の約80~90%をしめ，ほかに砂岩，泥岩や，蛇紋岩，石灰岩も見られた。礫の淘汰は一般に悪い。基質にたいする礫の比率は，上部において約70%，中部では約30%，下部では約40%であり，最下部では30%以下である。

本層の礫の円摩度は，最下部(I)の南針木付近(Loc. N, W, X)では全て亜角礫という特色がある。下部(II)の城山付近(Loc. A, B)で亜角礫~円礫である。中部(III)の城山付近(Loc. H')，浄水場付近(Loc. L)で亜円礫~円礫である。中上部(IV)の城山付近(Loc. C)，宮の前付近

(Loc. H) で垂角礫～垂円礫である。さらに、上部(V)では城山付近 (Loc. D) から浄水場付近 (Loc. J, U, V, G), 大奈路付近 (Loc. P, Y, Z) に至るまで、どの露頭においても特徴的によく丸まった垂円礫から円礫がみられた。ただし、Loc. G だけが垂角礫が卓載する。これは風化度や標高からみて新期のものかもしれない。また、仮に最上部とした城山付近 (Loc. F, I) や、大奈路付近 (Loc. Q) で垂角礫～垂円礫がみられるが、後に述べるように風化度からみて最下部 (I) と同じものと考えた。

本層の礫の風化度は一般に激しい風化を受けているが、その風化度には層準的な変化がみられ、大きく三つに区分することができた。最下部(I)と下部(II)に含まれる礫は風化度A～Bであり、中部～中上部(III～IV)では風化度Cの礫が多く、一部にBを含む。上部(V)では風化度Cの礫に限られる。詳しくみると、宮の前付近 (Loc. H) や大奈路 (Loc. P, Z) などの露頭に含まれる礫は、比較的均一に風化しているのに対して、浄水場の露頭 (Loc. L) では風化の激しいものとそれほどでもないものが混在している。そのように風化の激しい礫と激しくない礫が混在する傾向は城山山頂付近の露頭 (Loc. D) においても見られた。このことから、礫が堆積後風化したのではなく、堆積以前に風化の原因があったと考えられる。チャート以外の礫では、朝倉中学校西側の露頭 (Loc. A) において、基質と同化して境界ははっきりしない程真っ赤に風化した泥岩がみられたが、浄水場の露頭 (Loc. L) では泥岩の約半分は比較的風化の進んでいないものであった。

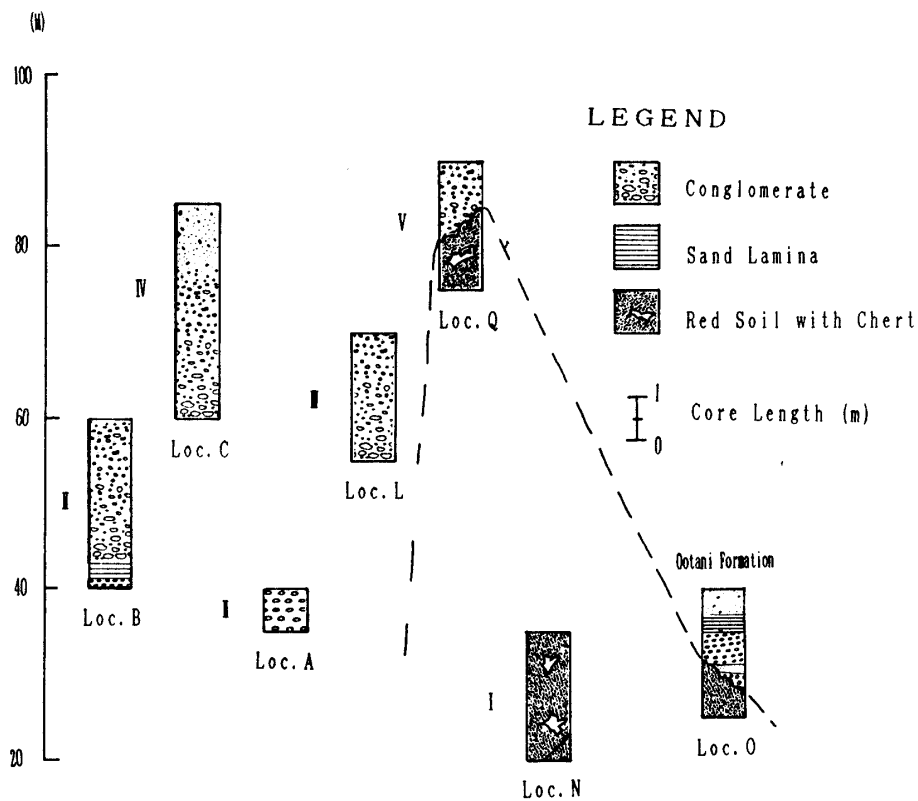


図 2 城山層の地質柱状図

本層の礫径については次のようになる。最下部～下部(I, II)の各露頭における礫の最大径は50~70cmであったが、中部～中上部(III, IV)では約45cmの礫が最大であった。上部(V)では30cmが最大径であった(図2)。卓越粒径からみると、これと違う傾向がみられた。上部では15~20cmの礫が多いのに対し、中上部(IV)ではより小さな10cm以下の礫が多くみられた。また、卓越礫径に上方粗粒化の傾向がはっきりと認められた。さらに、この層準では北から南に細粒化することが認められた。下部(II)の北城山の標高40mの露頭(Loc. B)では東西方向に約15mの範囲で露頭が連続するが、そこでは西から東に向かって多少平均粒径が小さくなる傾向がみられた。

城山層の基質は一般に赤いのが特徴である。しかし、表に示されたように上部に属する高知大学西方の露頭(Loc. D)や、中上部に属する露頭(Loc. E, C)では、下部に属する他の露頭に較べ明らかに赤さがよわく黄色がつよい。それは基質が他に比べ砂質であるためと考えられる。また、浄水場北方の高度約90mの露頭(Loc. G)の基質も黄色がつよいが、それはこの地点において細粒砂岩を礫として多量に含んでいるため、その影響であると判断した。また城山付近の最上部にくる(Loc. F, I)と最下部(I)の基質の色はよく似ていて、その違いは明確には認められないが、最上部のは褐色の成分がつよく、最下部のは赤橙色の成分がつよい傾向がみられる。これは最下部の基質の方が最上部のものに比べ、より粘土質であるためと考えた。

本層の堆積構造は一部を除いてあまり顕著でない。浄水場の露頭(Loc. L)では礫の配列に定向性がみられたが、それは流水によってつくられた偽層と考えられる。その偽層の方向(N70°W, 25°NE)から推定して中部(III)を堆積させた古水流は西南西から東北東への流れであったと判定

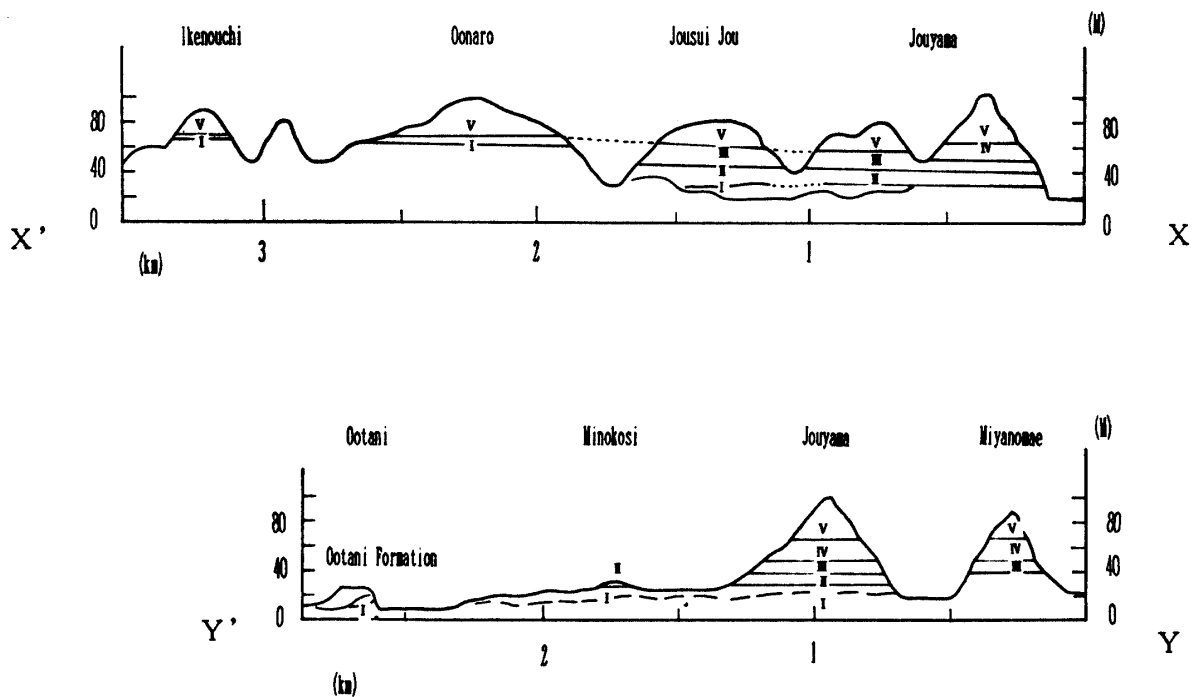


図3 城山層の断面図

した。この方向は満塩（1989）の言う古仁淀川系堆積物という考えと一致する。

城山層の層厚は、最も厚いところで約70mに達する。そのうち上部(V)は、いわゆる高位段丘礫層で、西の大奈路で20m、浄水場で30m、東の城山で(V, IV)合わせて約35mとなる。中部(III)は約15m、下部(II)は約10mの厚さである。最下部は南針木の露頭付近(Loc. N)において最も厚く約10mである。また、図3のX-X'断面で明らかなように城山層は、西に薄く東に厚い堆積物である。なお城山層の基底面は起伏が激しいが断面図では便宜上直線で表している。図3で明らかなように基底面高度は、西の池の内で最も高く約70mであり、東の城山東麓において最も低く約20mとなる。また、南北方向では図3 Y-Y'断面に表したように北端では約40mであり、南端は約20mと低くなる。

#### II-4 城山層の堆積環境と層序区分

以上述べてきた結果から明らかなように、城山層は5相が識別され、それらは4層準つまり；上部層(V, IV)、中部層(III)、下部層(II)、および全体の基底に分布する最下部層(I)に区分された。

城山の頂上付近(Loc. F, I)にある層は、下部層～最下部層と非常によく似ている。それとの違いは礫の風化の進み具合である。この層には風化度Aの他にCの礫があり、同一層準に風化度の違った礫が混ざること、堆積後の変質作用ではないことを示している。一方、最下部層では礫の風化度はA・Bに属する。基質の色には大きな差は認められないが、この頂上にある層は褐色勝ちであり、最下部層では赤橙色よりであった。それは最下部層の方が粘土質の成分が多いためであると判断した。このような違いはあっても、Loc. F, Iの地層は大局的に最下部層と同じもので、たまたま頂上に残存したものと考えた(表1)。

上部層準に属するIV層は、上下の層とは明らかに様子を異にする。礫の風化の程度においては、上部のV層の礫と大差はないが、粒径、円摩度に差が認められる。上部のV層ではよく丸まった垂円礫～円礫であるのに、VI層では垂角礫が多くみられた。それに加え、基質により明確な差があらわれ、他の層に比べ赤みが少なく黄色の成分が目立つ。これは基質がより砂質であるためであると解釈した。このようにIV層が他の層と明らかに異なることは、城山の東縁部にしか見られない狭い分布範囲、また下流側にあるのに円摩度が悪くなるという矛盾、さらに本層のみ北から南へ流れたなどから明らかである。つまり、IV層は仁淀川からでなくすぐそばの鏡川から供給された堆積物である可能性がある。その場合、層厚や層位から考えてIV層は、V層と同層準の可能性もある。

次に上部層(V)であるが、中部層(III)とは基質がよく似ていることや、その分布から同一供給源の堆積物であると考えられる。上部層は池の内で標高70m以上、浄水場60mで以上、城山で65m以上、ただし同時異相のIV層の基底をとると50m以上に堆積しており、楔状の堆積形態をしてい



る。その上限は90~100mであることから高位段丘礫層ということを示している。図3の断面X'-X図に明らかなように、西から東に向かって基底面の高度が低くなっていることや、図1の地質図で見られるように池の内付近を扇の中心に東へ放射状に広がった分布から、古仁淀川による扇状地性の堆積であると考えられる。V層の特色は礫径が比較的小さく、円摩度のよい亜円礫~円礫で示される。中部層(Ⅲ)は浄水場の露頭(Loc. L)にみられた偽層の走行・傾斜(N70°W, 25°NE)から、西南西から東北東へ流れた古水流によって堆積したものである。本層の礫は比較的径が大きく強い流水環境下で堆積したものと判断した。このことから中部層についても古仁淀川系の堆積物であると判断した。

下部層(Ⅱ)は「クサリ礫」よりなる。礫は円礫もあれば亜角礫もあり、流水堆積の礫であると判断した。その意味ではⅢ層と区別する必要はないのかもしれないが、著しく風化が進んでいることから、アルプスの赤色礫岩のように特色ある岩相と判断して独立させた。Ⅲ層では同一露頭にBとCの風化がみられ、堆積前に変質が進んだと考えたが、Ⅱ層でも同一層準では同様なことがいえる。

さて、露頭高度や岩相からみてⅡ・Ⅲ層と同一層準とみなされる方々層が花粉分析の結果、更新世前期となった(満塩・山中, 1987)ことを勘案し結論の表のように城山層の層序をまとめた。西村ら(1941)によると、城山礫層は比較的短時間に一度の堆積によってできたものとされていたが、新たに定義された城山層はこのように四層準に分かれ、またⅣ層を同時異相としてはさむ上部層も数回の堆積によって形成されたと考えられ、一度の堆積で形成されたという説には賛成できない。

こうして明らかになった城山層であるが、最初の疑問であった礫および基質の風化の時期に関しては、同一層準中に風化の激しいのとそれほどでもないチャート礫が遍在し、まして同一露頭中でも風化度の明らかに異なるチャート礫が混在することから堆積後のある特定期間の風化作用によるものとは考えられず、堆積前に長期にわたる風化作用があったという新たな見方に達した。

### Ⅲ. 考 察

#### Ⅲ-1 四国山地の蛇行流路について

城山にみられる風化した礫や赤色土壌は四国山地が隆起を開始したときには既に形成されていたという考え、つまり四国山地に小起伏面が認められるという見解についてはすでに先人によって述べられている。そのような研究は、すでに述べた三野(1933)のほかに、大塚(1927, 1952), Research Group(1973), 岡田(1973, 1980), Okada(1980)などがある、そこで、四国山地を横断する四万十川, 吉野川, 仁淀川の三大河川に発達する蛇行流路について検討し、小起伏面について考察することにする。

蛇行流路の成因に関しては平衡河川の蛇行形成説が分かりやすい。それは蛇口の下に緩く傾斜した板を置き、最初はわずかの水を流すと流路は最大傾斜方向に直線状となる。次に水の量を少し増やすと乱流になり蛇行流路をとる、さらに水量を増やすと蛇行を切って直線状になる過程で網状となる。そこで、水の量を変えずに傾斜を最初は急にしておき、次第に緩くして行くと流路は直線から蛇行に変化する。このことから平衡に達した河川では蛇行流路が形成されるという考えである。そのほか螺旋流が彎曲部に発生すると側方洗掘が進み蛇行が形成されるという説や流れの「酔歩」または「揺らぎ」にもとづくという説などがある（シャイデッカー、1980）。

以上の議論はいずれも沖積平野における蛇行流路の成因に関してである。しかしここで問題にするのは穿入（センニュー）蛇行とか簇入（カンニュー）蛇行とかいわれる四国山地のような壮年期山地に発達する蛇行の成因である。大塚（1952）は四万十川の簇入蛇行は、過去の自由蛇行流路がそのまま下方侵食のみ作用して、地表に深くはめ込まれて保存されたものであるから、この地方には過去に準平原が存在したと考えた。また、大塚（1927）は簇入蛇行に働く作用は測方移動を生じる力と、垂直下刻を生じるものの二つがあるとした。後者の例として四万十川の支流の禰原川において曲隆の背斜軸に当たるために侵食が強くなり働き、下刻が進んだものとする事実

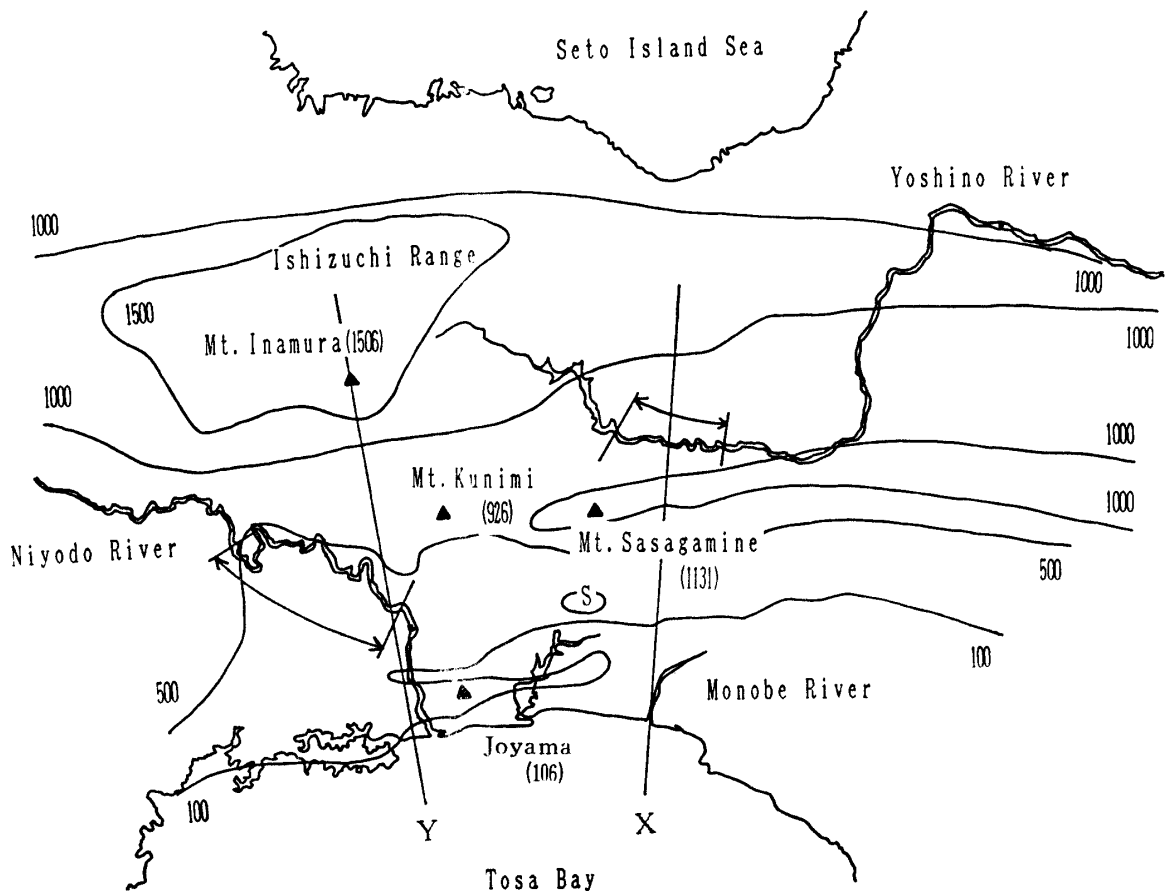


図4 残存高地の包括線図と蛇行計測地点  
X・Yは第7図の断面の位置、Sは正蓮寺面を示す。

とよく合うことを指摘した。また向斜軸にそう四万十川の最も西側の支流の吉野川は堆積作用が生じて測方移動を示した例であると述べ、山地の隆起後でも側方掘削はありうるとした。なお、蛇行が始まったのは、更新世以来のこととみている。

そこで、仁淀川、吉野川に発達する蛇行について図4に矢印で示した区間の計測を行った。なお、計測の結果は、四万十川（渡川）における計測値も加えて表2に示した。表における数値は蛇行波長（L）、蛇行帯の幅（Wm）=振幅（A）+河床幅（w）、計測区間長、及び区間内の高低差

表2 四国三大河川の蛇行流路の解析のための計測値（計測した地点は図4に示す）

	河床幅 w (m)	蛇行幅 Wm (m)	蛇行波長 L (m)	計測長 (km)	同高低差 (m)
四万十川	350	1,250	750	15.7	40
吉野川	400	1,400	1,300	13.4	50
仁淀川	450	2,700	1,500	27.0	40

である。これらの値を Leopold and Wolman (1960) による（L）と（w）の関係を表す両対数のグラフにプロットしたものが図5である。グラフ上の白丸は河川における蛇行の値であり、同様に十字印はメキシコ湾流によって形成された蛇行の値を表し、黒丸は氷河によって形づくられた蛇行の値を示している。三角で表した仁淀川、四万十川、吉野川の値は、沖積河道の蛇行の

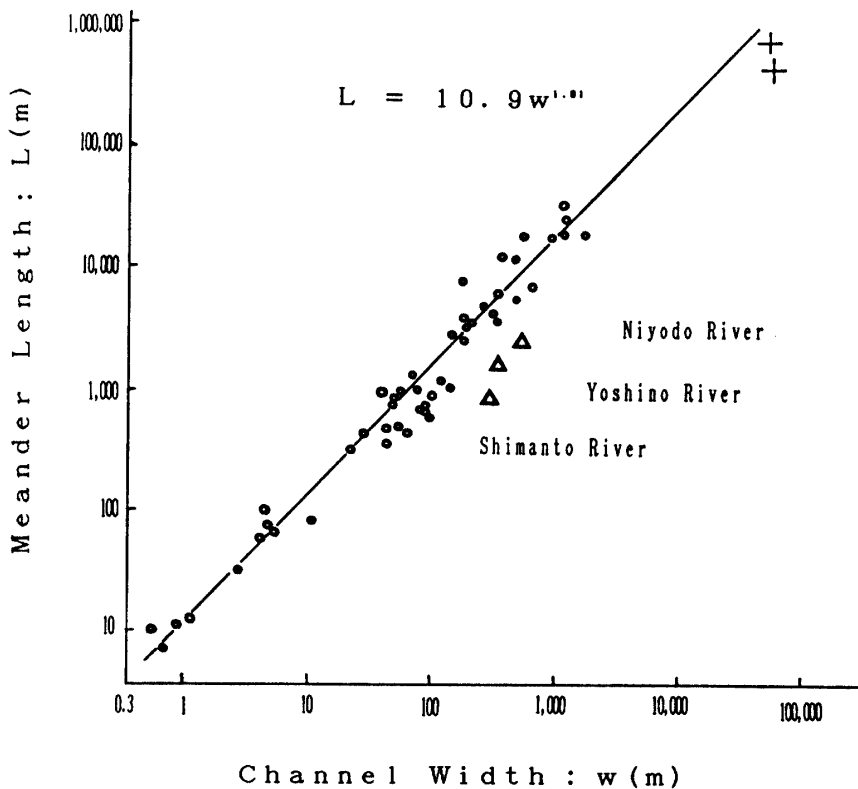
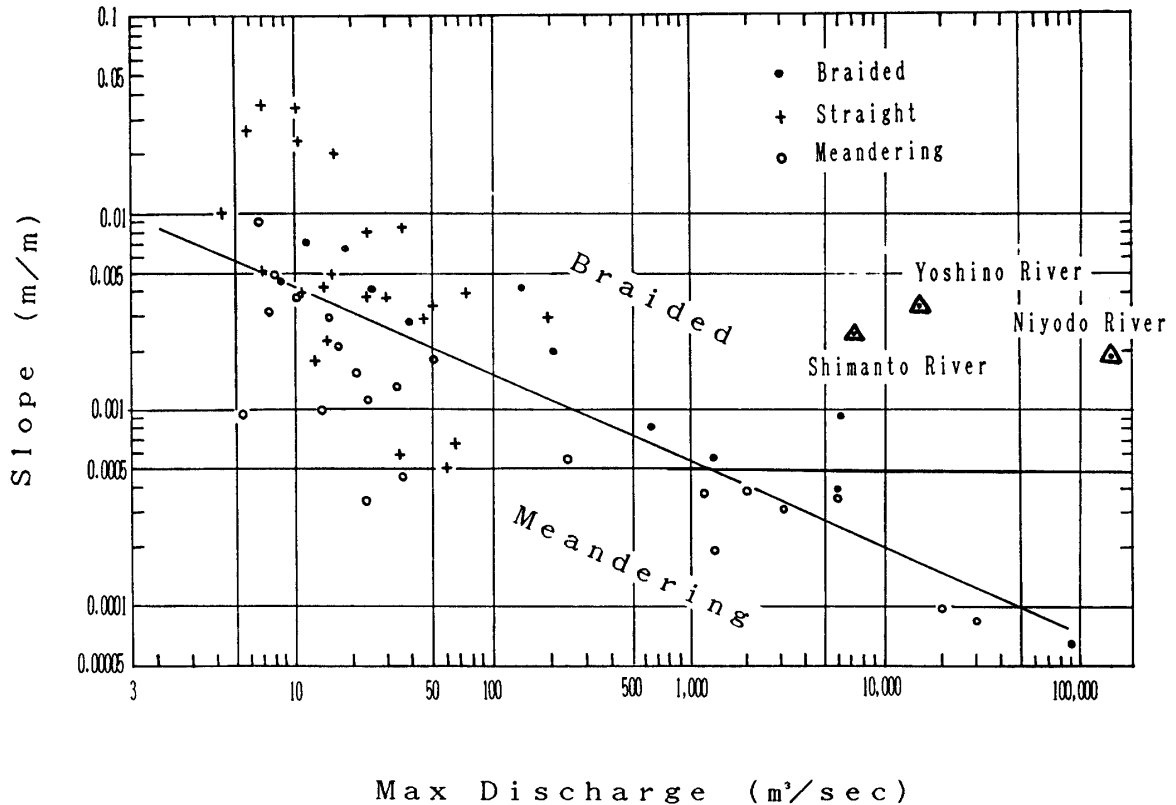


図5 蛇行流路の河床幅（w）と蛇行波長（L）との関係  
三角は四国の河川の値。黒丸は氷河、白丸は河川、十字は海流の蛇行流路を示す。



Max Discharge (m<sup>3</sup>/sec)  
 図6 蛇行流路の河床勾配と流量の関係  
 三角は四国の河川の値

関係式  $L = 10.9w^{1.01}$  の直線とほぼ平行に並んでいるにもかかわらず、右側に大きくずれている。このことは、蛇行が形成された昔の四国は降雨量が大きい故に、流量が単純に大きかったと考えられる。しかしどうもそうではなく、このずれこそ笹入流路が形成されてから側方掘削が行われた証拠であると思われる。

次に、蛇行の形態はその河川が形成されたときの河床勾配と流量の条件によって網状(Braided)/蛇行(Meandering)/直線(Straight)の三形態に変化するという。その三形態を支配する河床勾配と流量の関係を表すグラフ(Schumm and Khan, 1972)が図6である。このグラフに仁淀川、四万十川、吉野川の値を Carlston (1965) の関係を使ってプロットすると図のようにそのいずれもが網状蛇行が形成される領域に属し、しかも流量の大きいグループにしては河床勾配の値が大きいという特殊なグループに分類できる。この結果も蛇行が形成されていらい四国山地が隆起したために河床勾配が大きくなったと考えたと説明がつく。したがって、上記三河川の蛇行は沖積蛇行とは異なった古い成因のものであるという結論になる。

以上のことをまとめると、四万十川は大塚(1952)が述べたように平坦なところで古い時期に形成されたものであるなら、四国山地をやはり横断している仁淀川や吉野川についても同じことがいえるであろう。このことは四国の三河川はその形成時代に河床勾配が小さく、流量が非常に大きいような条件下で形成されたと考えられる。それは四国山地が隆起を始める前に小起伏面が

発達していたような状態であったと考えられる。

### Ⅲ-2 四国山地の隆起と原地形面

前章で四国山地に小起伏面が発達していたことを述べたが、その四国山地の原地形面はどんなものであったか復元してみた。

沈み込み作用によって形成される山脈には二種類があり、一つはコルディレラ山脈のように火成活動をともなう中央山脈である。もう一つは主として堆積岩よりなる海岸山脈であり、後者の場合は個々の地層の褶曲によってではなく、広域にわたる地域の曲隆によって隆起が形成されているのが特徴である（大塚，1952）。四国山地は標高が2,000mに達し、海溝軸から150kmにわたる典型的な海岸山脈である。

吉川ら（1973）によれば、四国山地第一の高峰、石鎚山（標高1,982m）の周辺には標高1,100—1,200mにかけての皿ヶ峰面と、石鎚山の東隣にある瓶ヶ森（標高1,897m）の山頂から西側斜面にかけての「氷見二千石原」と呼ばれるなだらかな平原の示す標高1,700—1,800mの瓶ヶ森面とが発達している。瓶ヶ森面は久万層群を切る侵食面であって、石鎚新第三紀層基底の不整合面が剝離した準平原の性質をもつという（Nagai, 1959）。岡田（1980）はそれを生じた剝離作用が高所でなされたとは考えにくいという。その理由として、①瓶ヶ森を源流域とし西条付近で瀬戸内海に注ぐ加茂川に穿入蛇行流路が存在すること、②石鎚山系の北面を形成する石鎚断層崖は比高1,500mの急崖として中央構造線に接しているが、この一連の急斜面の形状からみて、瓶ヶ森面は累積性の垂直変化の結果隆起したものと考えられる。このような理由から、瓶ヶ森面は地殻運動の静穏期の鮮新世の末頃（約2 Ma 前）に低位の位置で形成されたものとした。

四国山地は壮年的開析をうけているのでその原地形面を復元することはきわめて困難である。そこで山頂の定高性を手がかりに二万五千分の一の地形図をもとに 残存高地を拾いだし、500, 1,000, 1,500mの包括線図を作成した（図4）。これをみると 高知平野から石鎚山脈までは一つの定高性を示す平面ではなく、石鎚山脈に示される高まりと、黒森山、五在所山、国見山、から笹ヶ峰—工石山、剣山地の稜線で示される高まりの二列の隆起軸が認められる。こうして作ると、四国の地形は北より中央構造線、石鎚山系、吉野川の上流水系の存在する嶺北（本山）盆地の凹地、国見山—笹ヶ峰系の前山、そして高知海岸平野ということになる（図4）。この傾向は有井琢磨ら（1955）の接峰面図（2 km メッシュ）と良く一致するし、三野（1935）の研究とも合う。

これらの地形を考察するために図4の物部川河口から笹ヶ峰—工石山の稜線を通り、吉野川の谷を経て石鎚山系に達する断面（X）と、仁淀川河口から五在所山—国見山の稜線を通り石鎚山系に達する断面（Y）を作成した（図7）。前章で述べたように、吉野川は北から、仁淀川は南から四国山地を横断しており、しかも笹入蛇行流路が見られることから、これらの河川は四国山

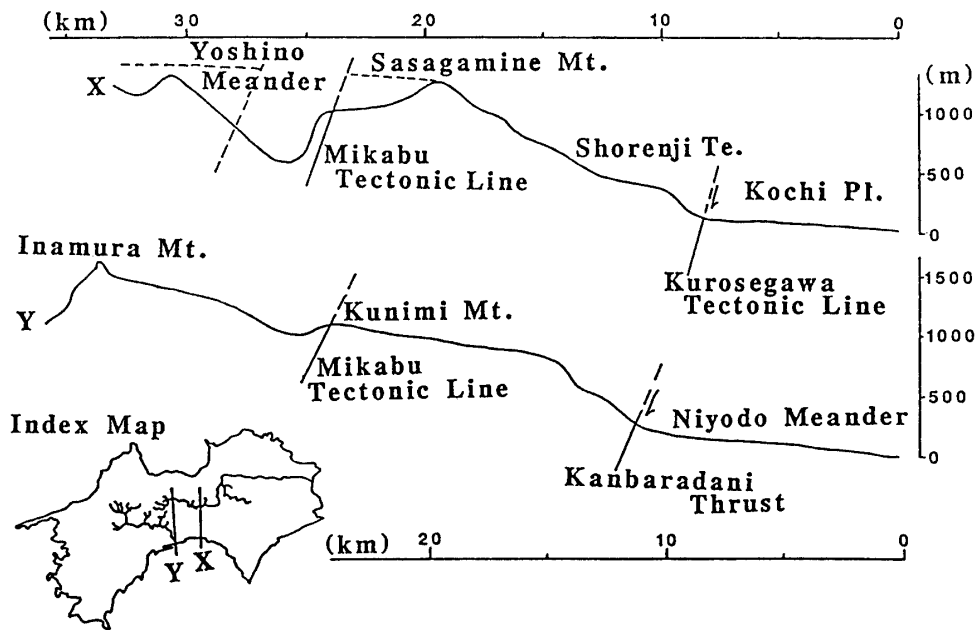


図7 復元した四国山地の原地形断面図

地が隆起する以前の先行河川と考えた、この吉野川の鋭入蛇行流路がみられる嶺北（本山）盆地の形成について、ここは三波川変成岩類の分布地域であり、特にその南部は脆弱な泥質片岩より成るため侵食が進み凹地になったという考えがある（長谷川ら，1989）。一般に、盆地形成には二つの成因が考えられており、断層盆地と侵食盆地がある。ここでは嶺北（本山）盆地の南縁において御荷鉾構造線が活動して断層盆地が形成されたとしての解釈を示した（図7）。同様な断層盆地として四国西部に大州盆地がある。

高知平野と同じ標高を示す仁淀川下流域には図4に示したような蛇行流路が見られることから、高知平野や仁淀川下流域は蛇行流路が形成以来その垂直位置は変化しなかったと考えられる。四国山地が隆起したのになぜ高知平野の面が変わらなかったかというと、高知平野の北縁を限る黒瀬川構造線・神原谷構造線（椎野峠断層もその一部）を境として高知平野が常に沈降する土佐沈降帯に属していたためである。そのことは高位段丘面の重倉面（正蓮寺面）が断面Xで黒瀬川構造線と隣接して標高400mに発達していることから明らかである。

このように復元された四国山地の原地形面は、古い隆起の主軸はかつて石鎚山脈にあったが、現在では国見山—笹ヶ峰—剣山地の稜線に移動していることを示し、また嶺北（本山）盆地はいったん隆起した四国山地から断層運動によって陥没した断層盆地であると解釈してもおかしくないような形状を示している。

### Ⅲ-3 海岸山脈の形成機構

本章では、いよいよ四国山地がいかなる機構で隆起したか考察する。

沈み込み作用に伴い陸側プレートが変形する現象には、二つの全く異なったものがみられる。

一つは従来から言われている、100~200年周期で繰り返されるプレート間地震による地表変位であり（吉川ら、1964）、深海海段・外縁隆起帯の形成や岬付近の海成段丘の陸側への傾動などに寄与してきた。第二の変動は四国山地に代表されるような海岸山脈の形成である。

海岸山脈形成の実例を四国山地とニュージーランドの南アルプスに見てみよう。フィリピン海プレートに属する四国海盆は約23~18Ma（Maは100万年）前に形成された縁海で、16Ma頃から四国に向かって沈み込むようになった。それ以前の西南日本内帯には第一瀬戸内期といわれる浅海の動物化石群集を含む海成層が広範に分布していた（Fujita, 1962）。当時は西南日本の全域が平坦でかつ低地であった、フィリピン海プレートの沈み込みが始まると、潮の岬や足摺岬—沖の島などには花崗岩の貫入があり（同位体年代は14Ma）、西南日本外帯は広範囲にわたり隆起し古海岸山脈を形成した。このような変動は単に西南日本に見られるばかりでなく、オホーツク海や日本海の急速な拡大が発生しているほか、ハワイ海山列においてガードナー・ピナクル活動期に対応する（Vogt, 1981）。その後、この古四国山地は長期にわたり侵食・削剝されて小起伏面を形成した。そして西南日本内帯には鮮新世頃より第二瀬戸内期といわれる海成層を含む地層が分布しており、四国も高々500m程度の低地であった（Research Group, 1973）。ところが更新世前期の終わり頃（約1Ma）から、フィリピン海プレートの沈み込み方向が北から北西へ変化した（Matsubara and Seno, 1980; Kagami, 1989; 1990）。この変化は、フィリピン海プレートだけのものではなく、太平洋プレートもハワイ海山群の軌跡からみると約1Ma頃に方向の変化が生じており、またその噴火活動はハワイ活動期とよばれる史上最大の活動になっている（Vogt, 1981）。これらのことから、マントル熱対流の変化は全地球的なものであったと思える。このフィリピン海プレートの新しい沈み込みサイクルが始まると、現在の四国山地は約2,000mの標高の海岸山脈へと成長したのであった。

ニュージーランドの南アルプスでは、西南日本に見られたような新生代の複数の隆起と侵食のサイクルは報告されていないが、中生代のジュラ紀（240Ma）以降に12kmに及ぶ隆起が少なくとも3回の隆起サイクルによって形成されていることが、フィッシュントラック法の研究によって報告されている（Kamp et al., 1989）。最後の隆起は四国山地と同様に1Ma以降に見られ、クック山周辺での隆起量は6.2km、隆起率は6.2mm/年と見積もられている。この値は1回の山地の隆起にしては大きすぎるように思えるが、もし新生代の複数の隆起サイクルを含んでいるとみるならば、妥当な値ということになる。ちなみに、12kmの隆起が例えば新生代の2回を加えた5回の隆起サイクルによって達成されたとすると、1回の平均隆起量は2.4kmとなる。

海岸山脈形成の機構は目下のところつぎのように考える。佐藤利典・松浦充宏は1986年頃より収斂型プレート境界におけるリソスフェアの変形をディスロケーション説により検討してきた。その中で最も重要な指摘は、仮に100万年を越す時間スケールでリソスフェアが粘弾性的に振る舞うとすると、それ以前のプレート運動に起因する異常は緩和されてしまい、現在の観測には掛

からないということであろう (Sato and Matsu'ura, 1988)。つまりディスロケーション説が有効なのは、アイソスタシーが成立している初期平坦面に、新たな沈み込み帯が形成される期間 (<10<sup>6</sup>年) だけである。佐藤・松浦 (1988) の計算によれば、沈み込みの初期ではリソスフェアの摩擦は領域全体からの寄与があり陸側が広範囲に隆起するが、時間の経過とともに粘性の低い層からの寄与は小さくなり隆起は海溝軸の近くでのみ進行する。プレートの相対速度を10cm/年とすると隆起率は10<sup>2</sup>~10<sup>3</sup>年後で3mm/年に達し、100万年後には約2,000mの標高の海岸山脈が形成される。しかし、その後は隆起率は1mm/年以下に低下するので、侵食・削剝作用による標高の低下(+1mm/年)を考えると、プレートの沈み込みという定常状態は続いても海岸山脈はもはや全く成長しないことになる。かくして、時間の経過とともに小起伏面化してゆくのである。なお、プレートの相対速度を5cm/年とすると緩和時間は200万年となる。また、このモデルでは低角より高角の沈み込み帯のほうが陸地の隆起率は変わりが無いが、より広範囲に隆起するという。さらに、沈み込むリソスフェアの厚さが厚いほど陸地の隆起率は大きいという。

このように、プレートは定常状態の沈み込み作用では第一の変動をし、海成段丘を形成するが、上述したように非定常状態の沈み込み作用では第二の変動を行って海岸山脈を形成するのである。海岸山脈の形成は全世界的な現象であり、これらを統一的に説明するには、例えばマンツルの熱対流の揺らぎのようなものが考えられる。しかし海岸山脈は新サイクルの沈み込みの初期にのみ形成されることから極めて短命なものといえることができる。

#### IV. 結 論

1. 城山層は風化度、及び基質の色によって上部層(V, IV)、中部層(III)、下部層(II)、最下部層(I)の4層準に区分できた。III, V層は仁淀川系の起源であるが、IV層は上部層中の同時異相の挟みであり、鏡川系からの供給であったと判断した(表3)。

2. 城山層の基底の層(I, II)は四国山地の隆起前に形成された風化層が山地の隆起によって

表3 城山層の地質層序表

時代区分	地層区分	地層名	層厚(m)	備 考
更新世中期	V	城山層上部	20—30	高位段丘礫層 仁淀川系
	IV	城山層上部	15	鏡川系礫層 Vと同時異相
更新世前期	III	城山層中部	10—15	以布利層型礫層 仁淀川系
	II	城山層下部	10	基底礫岩層 「クサリ礫」
	I	城山層最下部	2—10	赤色風化粘土層



削剝され堆積したものと考える。これはアルプスなどに見られる赤色礫岩相または赤色モラッセ岩相に相当する。また、中部層(Ⅲ)は四国山地周辺に多量の礫を供給した以布利層型の地層ではないかと思われる。これは山地隆起に伴う典型的なモラッセ性堆積物である。また、上部層(Ⅳ, Ⅴ)は、いわゆる高位段丘礫層に相当する。

3. 土佐海盆には、1 Ma 以降に堆積した竜王層群があって最大層厚約800mを示す(Kagami, Mitusio, and Nagano, 1989)。この土佐海盆(ほぼ四国の面積に匹敵する)を埋める膨大な量の堆積物は四国山地の標高が高くなるに連れて、侵食量も増加することによって、もたらされたものと考えられる。四国海盆は四国山地以外に供給源はないことを考えれば、これこそアルプスの海成モラッセに相当するものである。

4. 四国の現在の地形は、約1 Ma 以降にフィリピン海プレートの新しい沈み込み活動の開始によってリソスフェアの摩擦が増大し、四国山地が隆起したことによって形成された。その後、断層運動や侵食・削剝作用を受けて現在にいたったものである。

5. 四国山地を横断する四国の大河川：吉野川、仁淀川、四万十川には篳入蛇行流路が発達しており、その形態分析から先更新世の準平原に形成された沖積蛇行が山地の隆起に伴い篳入したものと判断した。蛇行波長と河床幅の関係から篳入流路が形成されてから側方掘削が進んだ様子が示された。また、河床勾配と流量の関係から蛇行が形成されて以来、四国山地が隆起したと解釈すると都合がよいことを示唆する河床勾配の増加の傾向が明らかとなった。

6. 四国山地は瓶ヶ森面(標高1,700~1,800m)の存在や南海前弧スリパーの存在から約1 Ma 以降に隆起したものと判断される(Kagami, 1989; 1990)。隆起の初期には石鎚山を含む四国山地の全域が隆起したが、現在では海岸に近い笹ヶ峰—工石山の稜線が隆起しているように見える。石鎚山系と笹ヶ峰—工石山山地の間にある嶺北盆地(本山盆地)は断層性の盆地であると解釈した。高知平野はこの隆起の間も変わらず低地であった。それは高知平野が土佐沈降帯に属しているためであり、地震断層の活動の度ごとに沈降したからである(Kagami and Mitusio, 1988)。さて、このような隆起運動は造山運動とみなされるのであろうか? 大塚(1952)は、日本の地殻構造を調べて、褶曲運動が山を造るという考えは反省する時期に達しているとして、曲隆運動こそ山を造る原動力であると述べている。小論で述べた海岸山脈形成論は、大塚の見解の正しさを証明している。

7. 四国山地の隆起の機構はマントル熱対流の揺らぎにもとづいており、具体的にはフィリピン海プレートの新しい沈み込みサイクルが約1 Ma 前頃に開始したことにより形成された。ニュージーランドや台湾の海岸山脈がこの時期に一斉に隆起していることから、この揺らぎは全地球的な現象であったと判断される。このような機構による海岸山脈の隆起を大塚(1952)が述べたような意味で、沈み込み帯の造山運動とみなすとすると、造山運動に伴うモラッセ相としての城山層研究の意味が明瞭になってくるのである。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたってたくさんの方の助力、助言を頂いた。特に高知大学の地質学教室関係者には大変お世話になった。ここに感謝の意を表する。

また、九州東海大学の嶋村清氏には原稿を読んでいただいた、記して感謝の意を表する。

### 引用文献

- Akojima, I. (1973) Red weathering crust in terrace gravel as a key to terrace chronology. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser., 23, 91-119.
- 阿子島功・須鎗和巳・細岡秀博 (1973) 段丘礫対比の指標としての“礫の赤色風化殻の厚さ”の統計的研究 —四国島海岸平野の形成過程の研究 第5報—。徳島大学学芸紀要, 22, 1-9.
- 有井琢磨・東京学芸大地理学専攻第一・第三期学生 (1955) 四国島の切峰面。東京学芸大研究報告, 第7集。
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., (1972) *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 634p.
- Carlston, C. W., (1965) The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *Am. J. Sci.*, 263, 865-885.
- Fujita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (setouti) of southwest Japan since Miocene. *J. Geosci.*, Osaka City Univ., 6, 103-144.
- 長谷川修一・横瀬広司・斉藤実 (1989) 四国の地形と地質。土質工学会四国支部編, 30年のあゆみ, 7-26.
- Kagami, H. and Mitusio T. (1988) The Aki canyon fault —A boundary of the earthquake source area—. *Rep. Usa mar. biol. Inst.*, Kochi Univ., 10, 15-27.
- Kagami, H. (1989) Origin of Nankai fore-arc sliver and uplifting of coastal mountains in southwestern Japan. *Rep. Inst. Kuroshio Sphere*, Kochi Univ., Spec. Ser., 4, 21-35.
- Kagami, H., Mitusio, T. and Nagano, K. (1989) An interpretation of seismic reflection profiles in the western Tosa Bay, southwest Japan—Ryuo formation of the new subduction cycle—. *Bull. Mar. Sci. Fishery*, Kochi Univ., 11, 43-59.
- Kagami, H. (1990) Formation of the Nankai forearc sliver in southwest Japan. *Proc. 1st Intern. Conf. Asian Marine Geology*, China Ocean Press, Beijing, 83-99.
- Kamp, P. J. J., Green, P. F. and White, S. H. (1989) Fission track analysis reveals character of collision tectonics in New Zealand. *Tectonics*, 8, 169-195.
- 中藤次郎・中村純 (1954) 花粉分析と新生代層(2), 讃岐財田及び高知市万々付近の新生代層について。植物生態学会報, 3, 162-166.
- Kerckhove, C., Caron, C., Charollais, J. et Pairis, J. L. (1980) Panorama des series synorogeniques des Alpes occidentales. *Colloque C7, Geologie de la France*, du 26° CGI, 234-255.
- Leopold, L. B. and Wolman, M. G. (1960) River meanders. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 769-794.
- 松井健・加藤芳郎 (1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する二、三の考察。第四紀研究, 2, 161-179.
- Matsubara, Y. and Seno, T., (1980) Paleogeographic reconstruction of the Philippine Sea at 5m.y. *B. P. Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 406-414.
- 三野與吉 (1933) 高知市四近に於ける侵食面の対比と土佐湾東半部の海岸地形誌。地学雑誌, 43, 256-267.
- 三野與吉 (1935) 二、三の要素より見たる四国島の地形区。地理学, 3, 627-634, 851~860.

- 満塩博美・甲藤次郎 (1966) 高知市北西部の第四系。高知大学学術研究報告, 15 自然科学, 53-57.
- 満塩大洗・山中三男 (1987) 高知市北西部, 万々層 (下部更新世) の花粉分析学的研究。Rep. Usa mar. Biol. Inst., Kochi Univ., 9. 183-188.
- 満塩大洗 (1989) 私信
- Nagai, K. (1959) Some geomorphological problems of the Ishizuti range, Shikoku. Mem. Ehime Univ. II, 3, 77-89.
- 西村嘉助・奥村和夫・山本荘毅 (1941) 高知市西方の城山礫層について。地質学雑誌, 48, 363-364.
- 岡田篤正 (1973) 中央構造線の第四紀断層運動について。杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 49-86.
- 岡田篤正 (1980) 中央構造線活断層系の性質と形成過程。地球, 2, 510-517
- Okada, A. (1980) Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of southwest Japan. In Ichikawa, K. ed., Median Tectonic Line of Southwest Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, 18. 79-108.
- 大塚弥之助 (1927) 四万十川の流域に於ける曲流の研究。地理評, 3, 397-419.
- 大塚弥之助 (1952) 地質構造とその研究。朋文堂, 275p.
- Normark, W. R., Barnes, N. E. and Coumes, F., (1985) Rhone fan, Mediterranean. In Bouma, A. H., Normark, W. R. and Barnes, N. E., eds., Submarine Fans and Related Turbidite Systems: Springer-Verlag. New York, 151-156.
- Pettijohn, F. J. (1975) Sedimentary Rocks, Third Ed. Happer & Row, Pub., New York, 628p.
- Research Group for Quaternary Tectonic Maps, Tokyo (1973) Explanatory text of the Quaternary tectonic map of Japan. Nat. Res. Center Disaster Prev., 167p.
- Schumm, S. A. and Khan, H. R. (1972) Experiential study of channel patterns. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1755-1770.
- 佐藤利典・松浦充宏 (1988)。粘弾性的性質を持つリソスフェアの収斂プレート境界における変形。地震学会講演予行集, 1988 No. 1, 123.
- Sato, T. and Matsu'ura, M. (1988) A kinematic model for deformation of the lithosphere at subduction zones. J. Geophys. Res., 93, 6410-6418.
- シャイデッガー, A. E. (奥田節夫監訳) (1980) 理論地形学。古今書院, 463p.
- Vogt, P. R., (181) On the applicability of thermal conduction models to mid-plate volcanism: Comments on a paper by Gass et al. J. Geophys. Res., 86, B2, 950-960.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動。地理評, 37, 627-648.
- 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.