

山陰東部における地形景観とその起源

矢野 孝雄*・吉谷 昭彦*

Takao YANO* and Akihiko YOSHITANI*: Geomorphic landscape in the eastern
San'in District, Southwest Japan, and its origin

(1998年6月5日 受付)

ま え が き

『地球環境時代』の地域づくり構想の原点は、自然自身をもつ再生・循環プロセスを活かした地域環境を創造することであり、その際には、自然界のしくみを十分理解しておくことが重要であるという(武内, 1994)。地形、地質、土壌、水環境、植生、さらにそれらに加わる人為作用、これらの環境要素の相互関係によって成り立つ地学的自然のしくみは、「土地自然システム」とよばれる。これらの諸要素のうち、気候に次いで広域的なものは大地形であり、それは、より小規模な地形要素と複合して地形景観を構成している。地域の地形景観の特徴とそれらの起源を明らかにすることは、土地自然システムを理解するための基礎的課題の1つである。

この論文は、以上のような観点から、山陰地方東部における地形景観の特徴を抽出し、その形成過程を考察するとともに、西南日本の島弧-海溝系に視野をひろげて、山陰東部の広域的な地形景観の起源を解明することを目的とする。あわせて、地形景観と山陰東部の土地自然システムとの関わりについても、若干の考察を試みたい。

山陰東部の地形景観とその形成過程

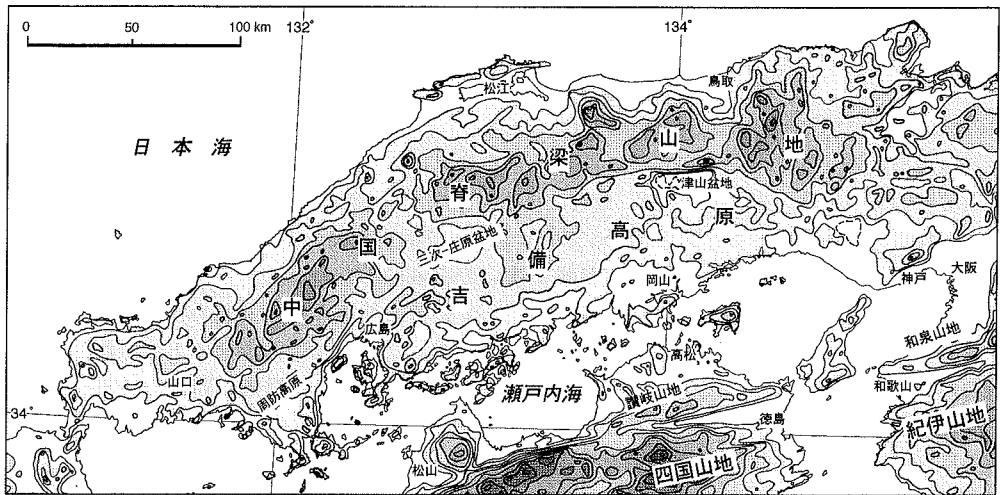
中国地方は大半が山地に占められ、小規模な平野が河口部に存在するにすぎないため、小縮尺の地形区分では“中国山地”として一括される(今村, 1964)。中国山地の主分水嶺は“中国脊梁山地”とよばれ、日本海側にかたよって中国地方を縦貫する(第1図)。脊梁山地は完全に連続した山稜をかたちづくっているわけではなく、いくつかの横谷によって分断されている。山頂高度はおよそ1,000~1,200 mであり、“道後山面(Nishimura, 1963)”とよばれる浸食小起伏面が、小規模ながらも各地に残存する。脊梁山地の南北両側には、海拔300~600 mの高原状地形がみられ、それぞれ吉備高原(小藤, 1908)および石見高原とよばれる。吉備高原は、中国山地の南半部を占める広大な高原地帯をなし、広島湾の西側では、秋吉台周辺の周防高原(小沢, 1925)につづく(小畑, 1991)。吉備高原と脊梁山地との境界は北へ凸の緩やかな弧を描き、幅の狭い急傾斜帯を境に比較的明瞭な高度不連続をなしている。

* 鳥取大学教育学部地学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Education, Tottori University, Tottori
680-8551, Japan

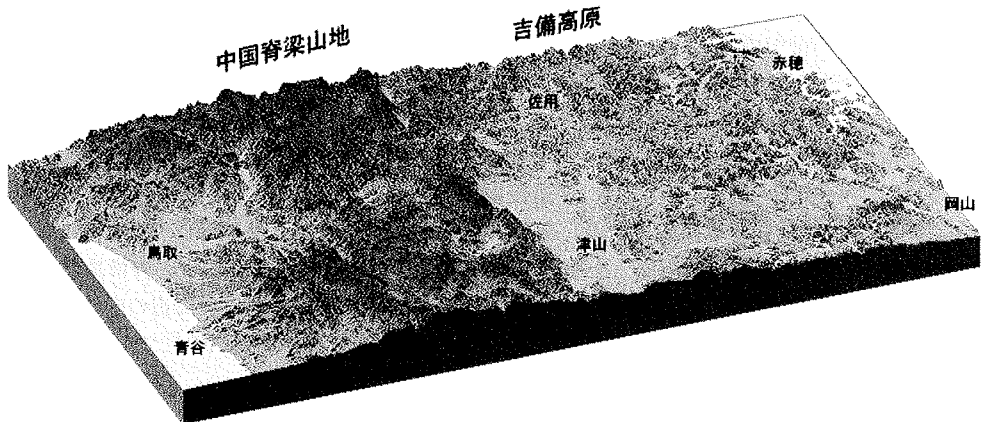
中国地方のうち、この論文で研究対象とする山陰東部とは、鳥取県とその周辺を指す。鳥取県下では山地の面積率が大きく（86%）、逆に台地～低地のそれは小さい（豊島，1982，1993）。そこで以下では、山地を中心に、河川および海岸にわけて山陰東部の地形景観の特徴を抽出し、それぞれの形成過程について考察する。

山地地形

広域的な地形を概観するには接峰面図（第1図）のほか、最近では、数値地図データをもとに描かれる精密な鳥瞰図（第2図：国土地理院，1997から編図）が利用できるようになった。そ



第1図 中国地方の接峰面図（等高線間隔：200 m，岡山，1969に加筆）



第2図 中国地方東部の地形ブロックダイアグラム（国土地理院，1997から編図）
長辺（N-S，左が北）：約100 km，短辺（E-W）：約45 km，鉛直強調：3倍

れらにもとづく、山陰東部の大地形のもっとも基本的な特徴は、中国脊梁山地から日本海沿岸へ緩やかに傾斜する“南高北低”の地形構造であることがわかる。この地形構造は、脊梁山地の長大な北斜面であり、①短く急勾配の脊梁山地南斜面とは対照的で、しかも②山陰地域全体に共通することから、以下では“脊梁背面”とよぶ。“脊梁背面”は単一の地形面ではなく、同準にちかい複数の地形面が複合したものであろう。

(1) 鉢伏山面

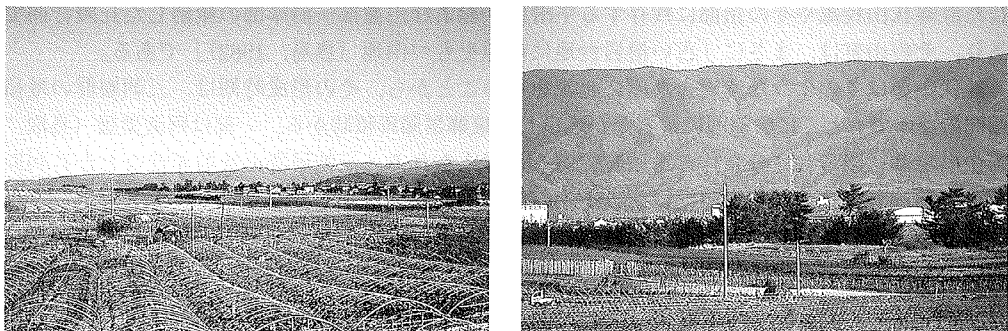
“脊梁背面”は山腹部では解析がすすみ、壮年期地形が発達する（豊島，1982）。ところが、山麓部へくだると、背面の平滑性が各地に保存されている。もっともみごとなものは、倉吉市東方の鉢伏山山地（豊島，1982）である。倉吉市北方の北条砂丘からは、この山地の雄大な直線状山稜線を望むことができる（第3図A）。山稜線は日本海へむかって約4°の角度で傾斜していて、クローズアップすると、その直線性がいっそう明瞭になる（第3図B）。

同様な直線状の山稜線は、鳥取市南東方の稲葉山山地（豊島，1982）～扇ノ山北斜面、鳥取市南西方～倉吉市南東方の高山山地（豊島，1982）および米子市南方の日野高原をはじめ、山陰東部に広く認められる（第4図）。これらの山稜の頂部には、しばしば平滑な地形面が残されていて（豊島，1982）、山麓部～沿岸部の丘陵地（第4図）にみられる海側へ緩傾斜した丘陵背面に連続する。これらの事実、山稜線が単に直線的であるというだけでなく、①かつては山稜線に接する平滑な地形面が広く存在し、②それが、浸食作用よってしだいに解析された結果、③現在では山稜頂部の平滑面や直線的な山稜線としてなごりをとどめている、といった経緯を物語る。

山陰東部の多くの山稜に残存する日本海側へ緩傾斜した地形面を、鉢伏山山地の北斜面を模式地として、以下では『鉢伏山面』とよぶ。その実態は、形成時期がいくぶん異なる地形面が複合したものであろうが、山陰東部における“脊梁背面”を代表する地形面の1つである。

(2) 鉢伏山面の形成時期

山稜に残存する地形面を認識できたとしても、稜線部では新期の堆積物を欠くことが多く、その形成年代を決定することは一般に困難である。ところが鳥取県中・東部の山地には、稜線部に三朝層群みささおよびその相当層が比較的広く分布し（第4図）、しかも上述した鉢伏山面とは以下

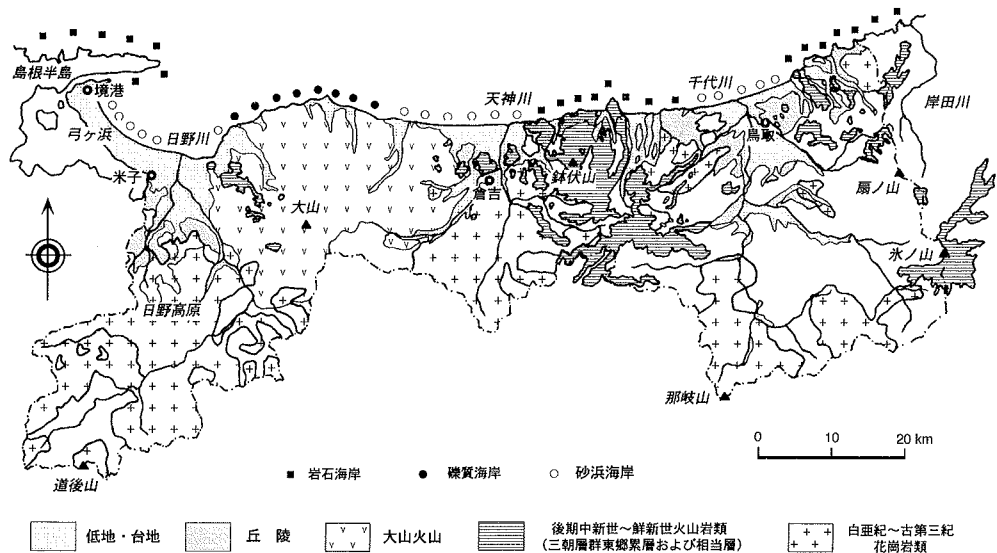


A

B

第3図 鳥取県中央北部の鉢伏山面（倉吉市北方の北条砂丘から東を望む）

A：遠景， B：クローズアップ



第4図 鳥取県および周辺地域の地形-地質特性 (赤木・岡田, 1981; 豊島, 1982; 星見, 1994; 岡田, 1987; 永尾・赤木, 1987; などから編図)

のような関係にあるため、その形成時期をある程度まで特定することができる。

三朝層群は、鳥取県中部～鳥取/岡山県境部に南北30kmにわたって分布する。後期中新世～鮮新世の溶岩流を主とする陸成火山岩類であり、一部（とくに基底部）に河川～湖沼性の非火山性碎屑岩や火砕岩をともなう。下位から人形峠、東郷および阿波の3累層に区分され（藤田, 1969, 1972, 1973）、東郷累層からは 5.84 ± 0.51 Ma (Hirooka and Kawai, 1967), 5.9 ± 0.5 Ma および 3.6 ± 0.5 Ma (鹿野・中野, 1985) の K-Ar 年代が報告されている。

三朝層群およびその相当層は、日野高原を除く山陰東部に断続的ながらも広範囲に分布し（第4図）、堆積後に削剥された部分や大山火山の噴出物に覆いかくされた部分を考慮にいと、かつては広大な溶岩台地を形成していたと考えられる。この台地面が解析された結果が、上述した直線状山稜線やその頂部に残存する平滑面、および山麓部～沿岸部の傾斜した丘陵背面であり、その山容は、まさに「古い溶岩台地に起源をもつ山地（豊島, 1982）」である。

鉢伏山面はこのような溶岩台地面に起源をもつことから、その形成時期は、三朝層群の堆積期間のなかでもとくに広範囲に溶岩流が流出した東郷累層堆積時から、一部は阿波累層（鳥取/岡山県境部に限られて分布）の堆積時であると考えられる。三朝層群の放射年代などから判断すると、溶岩台地面の形成時期はおよそ中新世末～鮮新世前半と推論される。

ちなみに、日本列島のなかで、山稜部に残存する解析のすすんだ地形面の形成年代が、堆積物にもとづいてある程度特定できるのは、①島弧会合部を特徴づける鮮新-更新世の“平坦面溶岩 (flat lava)” がつくる溶岩台地、②八ヶ岳北麓に分布する下部更新統の松井くさね礫層（北八ヶ岳サブグループ, 1980）が構成する御牧ヶ原面、③山陰西部に分布する都野津層の基底侵食平坦面（小畑, 1991）である都野津面をはじめ、前期更新世の地形面であることが多い。ところが、鮮新世以前の地形面は、筆者らの知るかぎりでは、①北西九州に分布する鮮新世の東

松浦玄武岩（松井・宇都，1977）が構成する上場台地^{うわば}、②真弓礫層（更新世前期～中期？：大森・大和田，1985）堆積以前に形成されたと推論される阿武隈準平原にすぎず、山陰東部の鉢伏山面も希少な事例の1つである。

(3) 鉢伏山面の傾動変形

鉢伏山面の傾斜角は、模式地の鉢伏山山地北斜面では、上述のとおり約4°である（第3図）。扇ノ山北斜面では、新期の火山噴出物による被覆のために見かけ上やや大きく、日野高原（溶岩台地面ではなく、侵食小起伏面）ではいくぶん小さいが、いずれも4°前後の値を示す。

福岡・久保（1969）は、①三朝層群の基盤岩類の高度分布は、三朝層群堆積以前の侵食作用によってすでに現在の地形と同様の“南高北低”の傾向を示し、②断層運動による局部的攪乱以外には、三朝層群の初生的構造を乱すような変形作用は認められない、としている。いっぽう藤田（1973）は、三朝層群は、基盤の上昇期に、そこに発達した河谷・湖などを埋積した堆積物であると述べ、三朝層群を変位させる小規模な断層群を記載しているが、上昇運動の詳細については記述していない。

筆者らは、次に述べる4つの理由から、①三朝層群堆積時には、福岡・久保（1969）の指摘どおり県境部から北へ傾斜する広域的地形配置が存在したが、現在と比べると、その平均勾配や地形起伏ははるかに小さく、②三朝層群は、堆積後、現在までの間に3°程度の南上がりりの傾動運動を被り、③同時に広域的地形勾配が増大して“脊梁背面”が形成されていくとともに、④浸食作用が活性化して壮年期地形が広く発達した、と推論する。

1) 藤田（1973）によると、三朝層群基底の人形峠累層（層厚20～120m）、とくに、その主要部をなす石英安山岩質火砕岩 [N3-TK・M] は、鳥取／岡山県境部の人形峠・辰巳峠付近から北北東へ鳥取市西方の白兔・浜村海岸までの約25kmにわたって、北方へしだいに拡がりながら連続的に分布する（平均幅：5km）。北部ほど礫の円磨度が増し、淘汰・分級も良くなり、凝灰岩などの細粒火砕岩を介しながら、しだいに成層構造が発達するようになる。いっぽう、その上位の東郷累層は歴大な玄武岩～安山岩溶岩類からなり、人形峠累層を整合におおって、鳥取県中央部に広く分布する（第4図）。これらの事実は、①三朝層群の基底不整合面には北北東へ下る低平な谷地形が刻まれていて、②人形峠累層はこのような谷地形を埋積し、③その後には噴出した東郷累層の溶岩類は、地域全体にわたって広く溢流したことを示す。したがって、三朝層群の基底不整合面に残された古地形は著しく起伏が小さく、人形峠累層の層厚を大きくはうわまわっていなかったと考えられる。

2) 東郷累層および相当層は、稜線部を中心にして断続的ながらも、日野高原を除く山陰東部に広く分布する（第4図）。削剥・被覆域を考慮にいと、それらは堆積時にはかなり広範囲に連続的に分布していたと推論される。火山岩類のこのような広域的分布は、それらの堆積時の地形起伏が、現在に比べるとはるかに低平であったことを意味する。というのは、東郷累層および相当層の堆積当時、仮に現在と同様の中～高起伏山地（起伏量300～600m以上：豊島，1982）が地域の大半を占めていたとすると、平均層厚数100mの三朝層群の主要部は谷埋め堆積物として、地形的低所を選んで狭長に分布したはずであるからである。

3) 人形峠累層が埋積した化石谷の現在の平均勾配は、東郷累層などの溶岩台地面群（鉢伏山面）の傾斜（約4°）と同等か、それをいくぶんうわまわる程度であると考えられる。化石谷の初原的勾配は不明であるが、当時の低平な地形起伏から判断すると、化石谷の現勾配よりもかなり小さかったと予測される。

小畑 (1991) によると千代川 [全長約 50 km] の河床勾配は、智頭 [河口距離約 35 km] までは 10% (0.6°) 以下、上流部の智頭～河津原 [同約 45 km] 間で平均 19% (1°) であり、70% (4°) をうまわるのはごく源流部 [1 km 未満] にすぎない。人形峠累層が埋積した長さ 25km 以上に達する化石谷の初原的平均勾配が、仮に千代川上流部程度 (約 1°) であったとしても、三朝層群は堆積後に 3° ほど南上がりの傾動運動を被ったと推論される。

ちなみに、鉢伏山面の平均勾配 (4°) を、鳥取/岡山県境部の脊梁山地まで外挿すると、その海拔高度はおよそ 1,500～2,000 m に達する。いっぽう、脊梁山地頂部の海拔 1,000～1,200 m 付近には、道後山面が小規模ながらも広範囲に散在する。鉢伏山面と道後山面の関係は不明であるが、同準あるいはそれに近いものであるとすると、三朝層群堆積後の南上がりの傾動運動は、南縁部でその傾動角を減じていたことになる。

4) 豊島 (1982) によると、鳥取市南東方の山地では、溶岩台地面 (本論の鉢伏山面) を浅く刻む涸谷が広く発達し、一部は小規模な湿原と化している。これらの涸谷は下流側に遷急点や滝をもち、明らかな前輪廻性の谷であるという。鉢伏山面を密に蚕食するこれらの小規模な涸谷は、著しい谷頭侵食が進行しつつある現水系の最上流部に残存するものであり、鉢伏山面の解析初期には、広域的な地形勾配や地形起伏が依然として小さかったことを示す。

河川地形

鳥取県下の主要水系は、東から千代川、天神川および日野川の 3 つの一級河川に代表され、全長 35～80 km、流域面積 500～1,200 km² の規模をもつ (第 4 図)。いずれも中国脊梁山地に発し、日野川上-中流域などでは適従流路をたどるが、基本的には必従河川として“脊梁背面”を下刻しながら北流して日本海に注ぐ。

沖積低地は主にこれらの主要河川に沿ってひらけ、全県面積の 13.5% を占める (豊島, 1993)。沖積低地のうち、海拔高度約 5 m を境に上流側は谷底平野、下流側は三角州～旧潟湖地帯となっている (豊島, 1982)。三角州地帯には自然堤防や旧河道などの微地形がみられ、海岸線に沿って砂丘や砂州が発達する。

“脊梁背面”を解析するこれらの主要水系の位置選択の経緯には不明なことが多いが、少なくとも次の 2 つの事象のいずれか、あるいは、両者がかかわっているものと考えられる。

1) 主要水系の上-中流域には、いずれの場合も花崗岩類が広く露出する (第 4 図)。花崗岩類、とくにマサ化がすすんだものは一般に風化・侵食作用を被りやすく、それらが隆起速度の大きい脊梁山地に露出していたところでは谷頭侵食が比較的容易にすすんだものと推測される。こうして、“脊梁背面”の傾動隆起運動の進行にともなって、幼年期水系が脊梁山地の花崗岩分布域で選択的に成長を遂げた結果、これらの地域に大きな集水盆が発達し、主要水系が形成されたのであろう。

ちなみに花崗岩類は、主要河川の中-上流域のみならず、下流域～日本海沿岸地帯にも広く分布する。しかし、それらの大半は鳥取層群 (中新統) や三朝層群などによって厚く被覆されていて、花崗岩類の地表露出の多くは削剥作用がすすんだ結果にほかならない。主要水系の位置選択にかかわったのは、これらの下流域～沿岸域に露出する花崗岩類ではなく、大きな隆起速度をもつ脊梁山地に露出する花崗岩類であった、というわけである。

2) 三朝層群の東郷累層および相当層 (第 4 図) の分布高度は、上述のとおり、沿岸部から脊梁山地へ向かってしだいに増大する。E-W 方向でみると、30～40 km 程度の波長できわめて

緩やかに波曲しているようにみえる。しかも、波曲の向斜部が主要河川の流域に、背斜部がそれらの間の山地にそれぞれ相当している。

E-W方向の高度変化は波曲構造によるものではなく、山内ほか(1981)が指摘している鳥弧変動(藤田, 1970)期の断層地塊構造である場合や、両者がかかっている可能性もある。いずれにしても、前述した南上がりの傾動運動は平面的な変形ではなく、東西方向の速度変化が加わった3次元的な変形であることを意味し、隆起速度が相対的に小さい部分が主要河川の集水盆になった、と考えられる。今後は、東郷累層および相当層の高度分布を詳細に解明することが重要になる。

海岸地形

山陰東部の海岸線はほぼE-W方向に延び、比較的平滑な概形を示す(第4図)。詳細にみると、日本海へ向かっていくぶん突出した部分と、逆に陸側へ凸の弧を描いてゆるやかに湾入した部分がくりかえしている。西端部の鳥根半島は日本海側へ15 kmほど突出していて、陸側(南西側)へ凸の弧をえがきながらNW-SE方向にのびる弓ヶ浜半島によって繋がれている。

海岸線の突出部分では山地や丘陵地が日本海に直接し、岩石海岸～礫質海岸(北但地域にづく浦富海岸, 長尾鼻海岸を中心とする白兎一羽合海岸, 大山北麓海岸, および鳥根半島)をかたちづくる。いっぽう湾入部では、主要河川下流域の低平な三角州地帯が日本海に臨み、長大な海岸砂丘(鳥取砂丘, 北条砂丘, 弓ヶ浜砂丘)にふちどられている。

山陰東部海岸を特徴づける岩石～礫質海岸と砂浜海岸の交互配置は、陸域における山地と主要河川の交互配置に“同調”していて、基本的には前述した主要水系の場合と同じ原因によって位置選択されていることを示す。これら2つのタイプの海岸の発達史を共通して制御してきたのは、最終間氷期以降の海水準変動と気候変動であり、赤木三郎(1991)・星見(1994)によってそれらの諸作用と多彩な歴史が復元されている。

“脊梁背面”の起源

前節では、山陰東部の地形特性を山地・河川・海岸に分けて抽出し、それぞれの形成過程を考察した。本節では、それらのうち山陰東部の地形景観の基本的骨格を構成している“脊梁背面”の起源について、視野を山陰沖堆積盆地～中国山地へ、次いで西南日本の鳥弧-海溝系へと広げながら考察をすすめる。

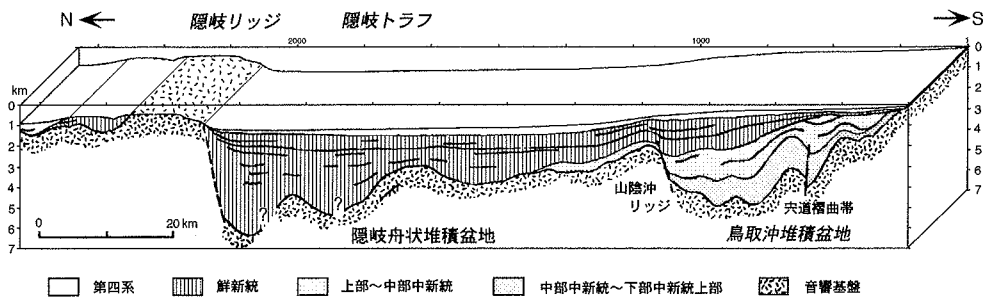
山陰沖堆積盆地～中国山地の地形-地質構造

中国山地北方の日本海には山陰沖堆積盆地(第5図)が並走し、全体としてENE-WSW～NE-SW方向にのびる複合構造を形成している。これらの構造要素の特徴と相互関係は次のようにまとめられる。

(a) 山陰沖堆積盆地

山陰東部沖の代表的な地形-地質構造は、羽尾岬沖のN-S方向の音波探査記録(第5図)に示される(田中・小草, 1981)。

大陸棚(幅10 km前後)の外縁から、大陸斜面は隠岐トラフの北縁部へ向かって緩やかにくだっていくが、途中、山陰沖リッジ(田中, 1979)の部分ではやや勾配を増す。隠岐トラフの



第5図 山陰沖堆積盆地の地形-地質構造 (田中・小草, 1981の音波探査断面 Line Dに加筆, 探査測線は鳥取市東方の羽尾岬沖のNS方向, 全長145 km: 第8図参照)

北側には隠岐リッジが隆起し、海底面はリッジの頂部から北方の大和海盆へ向かって再び緩やかにくだっている。この海域の地質構造は、ENE-WSW方向の狭長な隆起帯(隠岐リッジ・山陰沖リッジ)と、それらの南東側にひろがる沈降帯(隠岐舟状堆積盆地・鳥取沖堆積盆地)の平行配列によって特徴づけられる(第5図)。

隠岐リッジの頂部は水深350~550 mの平坦面となっており、次の理由から、かつての波食面であると判断される(山本, 1990)。
 ①緩やかに褶曲した隠岐海嶺層(山本ほか, 1990: ドレッジ試料は泥岩・凝灰岩・珪藻土で、中中新世の珪藻化石群集を産する)が平坦面によって削剥されている。
 ②平坦面上には、海嶺の音響基盤をなす溶結凝灰岩の円礫(基盤の局所的高まりの麓では角礫が増加)が広く分布する。この波食面の形成年代は不明であるが、鳥取沖堆積盆地にひろがる中新世末~鮮新世初期の侵食面(層準D₁:後述)と同時期であると推論されている。

隠岐リッジと山陰東部陸域との間はひろく山陰沖堆積盆地となっており、山陰沖リッジによって北側の隠岐舟状堆積盆地と南側の鳥取沖堆積盆地に分かれている(田中・小草, 1981: 第5図)。隠岐舟状堆積盆地はもっぱら鮮新統によって埋積され、最大沈降量は5 kmに達する。鳥取沖堆積盆地では鮮新統が、褶曲した上部中新統を傾斜不整合(層準D₁)におおっており、この層準で堆積盆地が広く陸化したことを示す(田中, 1979)。鮮新統の中位層準にも、盆地の南半部に広域的な部分不整合(層準D₂:田中, 1979)が存在する。

両堆積盆地を埋積している鮮新統の内部反射面は、ともに北方へ発散し、南方へ収れんする。盆地の北縁はともに、南側の地塊が相対的に沈下した成長断層に境されている。したがって両堆積盆地は傾動盆地(小玉・矢野, 1985; 矢野ほか, 1989)に分類され、それらの北縁部はわずかにひきずり変形を被っている。田中(1979)および田中・小草(1981)は傾動盆地の北縁断層とともに正断層型の推定断層として図示しているが(第5図)、逆断層との意見もある(Yamamoto, 1993)。堆積盆地の傾動沈降が進行したのは中新世末~鮮新世(田中・小草, 1981)あるいは前期鮮新世後半~後期鮮新世(Yamamoto, 1993)とされ、いずれにしても鮮新世を中心とする期間であり、この期間中の累積傾動量は両堆積盆地とも3°~3.5°程度である。

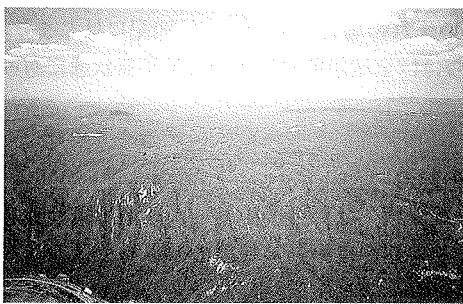
(b) 中国山地

中国山地は、前述のとおり縦走方向の比較的明瞭な高度不連続によって、北半部の脊梁山地と南半部の吉備高原に区分される(第1・2図)。北半部の脊梁山地(山頂高度はおよそ1,000

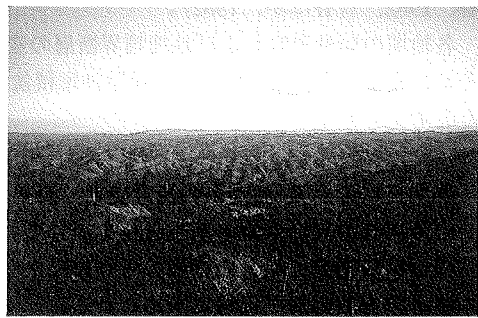
～1,200 m) から日本海沿岸に至る北斜面が“脊梁背面”であり、山陰西部においても日本海側へ緩傾斜する(島根県, 1985)。江津～益田間には、より低位の丘陵構成層として、鮮新-更新統(4～1Ma: 井岡ほか, 1990)の都野津層(Imamura, 1957)が分布する。都野津層はおもに河川性堆積物からなり、M1～M4とよばれる海成粘土層をはさむ(都野津団体研究グループ, 1972; 水野・武智, 1993)。都野津層の基底不整合面は著しく平滑で、都野津面とよばれる。都野津面は出雲市以西の山陰西部沿岸地帯(最大幅約15 km)の海拔50～400 mの高度範囲に発達し、日本海側へ緩傾斜する(小畑, 1991)。都野津層中の海成粘土層や都野津丘陵頂面も同様の勾配を示すことから、都野津面の勾配は都野津層堆積後の傾動量と考えられ(小畑, 1991)、最近約100万年間の傾動角は約1°と見積もられる。

中国山地南半部を占める吉備高原は300～600 mの海拔高度をもち、高原にひろがる広大な浸食小起伏面は“吉備高原面(大出, 1912)”とよばれる。中央部に位置する神石傾動隆起帯(矢野ほか, 1994)によって東西に2分されるものの、全体としては著しい広域性と平坦性を特徴とする(第6図)。吉備高原面は北へ微傾斜して(Hujita, 1980)、その勾配はおよそ5～10% (0.2°～0.5°)と見積もられる。この勾配によって、吉備高原の北縁部には津山、三次一庄原などの山間盆地群が形成されている(第1図)。盆地群の北縁が船佐衝上、山内衝上(今村ほか, 1973)および美作衝上(河合, 1957)を介して、急傾斜の中国脊梁山地南斜面に接することから、これらの山間盆地は断層角盆地とみられている(小畑, 1991)。ちなみに、三次北方の脊梁山地内部には、上布野・二反田逆断層と呼ばれる同様な性格の衝上断層が存在し(今村・三浦, 1970)、地表付近では低角衝上断層であるが、河川侵食によって露出した下位の構造レベルでは高角断層～鉛直断層に移化している。

山間盆地の北縁部には、中部中新統の備北層群・勝田層群を不整合におおって甲立礫層と日本原層が分布し、いずれも衝上断層によって断たれている(今村ほか, 1973; 河合, 1957)。これらの堆積年代は不明であるが、前者に関しては岩相・地形面の比較にもとづいて都野津層の



A



B

第6図 吉備高原の地形景観

A: 吉備高原のうち、世羅台地とよばれる広島県三原市北方の侵食小起伏面(海拔: 400～500 m)。手前左端の沼田川とその支流によって深く侵食されている。遠景の小起伏面は、水平線と見まがうほど平坦である。B: 岡山県川上町の弥高山から南方にひろがる吉備高原面(海拔約400 m)。陽が傾くと比較的大きな谷筋が闇に消え、小起伏面の平坦性が強調される。遠景の山稜群の定高性は著しく、中景のなだらかな尾根は、低平・緩勾配の小谷によって密に蚕食され、“波浪状”と形容される吉備高原の特徴的な微地形をなす。小谷の下流側には遷急点があり、多くの名滝が懸かる。

最上部層準に対比する見解（今村ほか，1973；小畑，1991），および，岩相・層序関係にもとづいて備北層群に対比する見解（水野，1993）が知られている。

道後山面と吉備高原面の相互関係と形成史についてはくりかえし議論されながらも，なお見解の一致をみていない（吉川ほか，1973；多井，1975；赤木祥彦，1991；小畑，1991）。両者の関係を示すもっとも具体的なデータは，脊梁山地頂部の吾妻山に発見された備北層群（多井ほか，1980）と中国地方全域にわたる備北層群基底面の高度分布（多井，1972，1975）である。それらにもとづいて多井（1972，1975）は，①両地形面は備北層群堆積後に中国地方全域にわたって形成された同準の平坦面であり，②第四紀の断層変位によって現在みられる高度差が生まれた，と結論づけた。ちなみに，中国山地の隆起準平原面が，備北層群堆積後のみならず，それ以前にもくりかえし平坦化作用を被った侵食小起伏面であることは，藤田（1978）・阿子島（1980）・矢野ほか（1995）などによって指摘されてきた。これらの指摘は，山地化する以前の中国地方では長期間にわたって比較的低下な地形景観が支配的であったことを示している。

(c) 山陰沖堆積盆地～中国山地の地形-地質構造

山陰沖堆積盆地～中国山地の地形-地質構造は，以上のようにENE-WSW～E-W方向に延び，北北西へ傾斜した傾動地塊群の平行配列によって特徴づけられる。各地塊は，隠岐舟状堆積盆地，鳥取沖堆積盆地，脊梁背面～脊梁山地，吉備高原にそれぞれ対応し，背面の傾動角は前3者では約3°であるが，脊梁山地南縁部で小さくなりはじめ，吉備高原では0.5°以下になる。各地塊の境界はENE-WSW～E-W方向の正断層～逆断層によって境され，いずれの場合も，断層の南側が相対的に沈下するという規則性を示す。各地塊の構造レベルは，北側のものほど低く，海成堆積物によってより深く埋積されているのに対し，南側のものはほぼ全体が陸上に露出していて，地塊群全体としても南高北低の広域的構造配置を中国山地～山陰沖堆積盆地につくりあげている。山陰東部において，鮮新世以降に形成されたENE-WSW～E-W方向の断裂構造は，中新世を中心とするグリーンタフ変動期のそれらとは方向性が異なり，西南日本弧の伸長方向に平行であることから，鳥弧変動（藤田，1970）期の主要な構造方向であるとみられている（吉谷，1982，吉谷ほか，1982）。

各地塊の傾動運動および地塊境界断層の変位は，いずれの場合も鮮新世～第四紀にはじまり，それに先立つ中新世末頃には，山陰沖堆積盆地を含むほぼ全域が低位に広がる準平原状態にあったと考えられる。

西南日本の鳥弧-海溝系の形成史と“脊梁背面”の起源

山陰東部の地形景観の基本骨格をなしている“脊梁背面”は，中国山地～山陰沖堆積盆地を特徴づける傾動地塊群の背面の1つにほかならず，その起源は傾動地塊群の，さらには西南日本弧そのものの形成過程に求められる。

今日みられる鳥弧-海溝系を形成した地殻変動は，鳥弧変動（藤田，1970）とよばれる。西南日本における鳥弧-海溝系の形成過程については，これまでに，Hujita（1980），矢野（1982b），桑原（1985），矢野・山崎（1985），矢野ほか（1989），矢野（1996）をはじめ，いくつかの復元が試みられている。これらのうち，西南日本弧の縁海側を特徴づける傾動地塊群の形成過程を具体的に説明したのは矢野（1996）である。ここでは，それにしたがって鳥弧-海溝系の形成メカニズムの概要を述べるとともに，形成史をあとづけて，“脊梁背面”の起源について考察をすすめる。

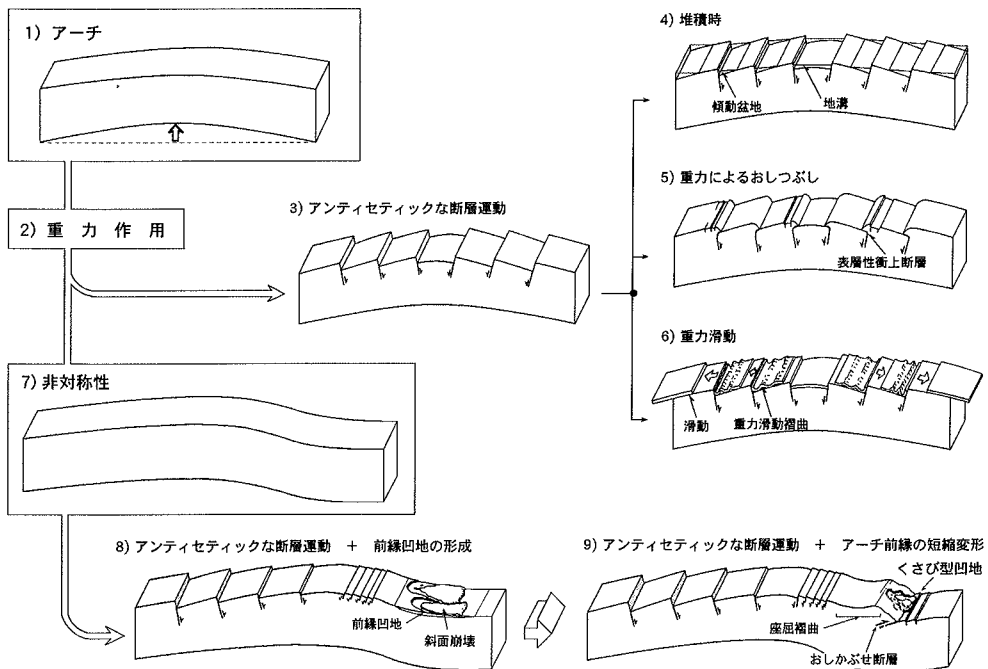
(a) アーチテクトニクス

矢野 (1996) によると、島弧-海溝系の形成メカニズムはアーチテクトニクス (Yano and Wu, 1995) とよばれる一群の造構運動によって説明される (第7図)。

アーチは“大規模で開いた背斜構造” (Dennis, 1967) と定義され、比較的単純な地質構造である (第7図-1)。ところが、重力の影響をうけたり (第7図-2)、アーチが非対称である場合 (第7図-7) には、さまざまな2次の構造要素が付加されて、全体としては複雑な構造系が発生する。

重力場でアーチが成長すると、アンティセティックな断層によって、アーチは多くの傾動地塊に分割される (第7図-3)。この場合、傾動地塊の背面の傾斜は、アーチの翼部の傾斜そのものを代表する。アーチング (arching) が地層堆積時に進行すると、アーチの翼部に傾動盆地 (半地溝: half graben) が、またアーチの頂部には陥没盆地 (地溝) が形成される (第7図-4)。隆起地塊のグラビティースプレディング (gravity spreading) によって、アンティセティックな断層はしばしば地表近くで衝上断層に移化し、表層性衝上断層 (surface thrust) を形成する (第7図-5)。この現象は、重力による隆起地塊のおしつぶし作用 (flattening) の結果とみることでもできる。被覆層が重力滑動すると地すべりや岩盤すべりが起き、その際、アンティセティックな断層によって被覆層の一端が拘束されていると、重力滑動褶曲が形成される (第7図-6)。

非対称なアーチングの場合には、両翼のあいだに、上述した2次的構造要素の分布に偏りが生じる。アンティセティックな断層は後方の翼 (後翼) でより大きく成長し、前方の翼 (前翼) では、その基部を中心に前縁凹地 (foredeep) が形成され、傾斜が増大すると大規模な斜面崩壊



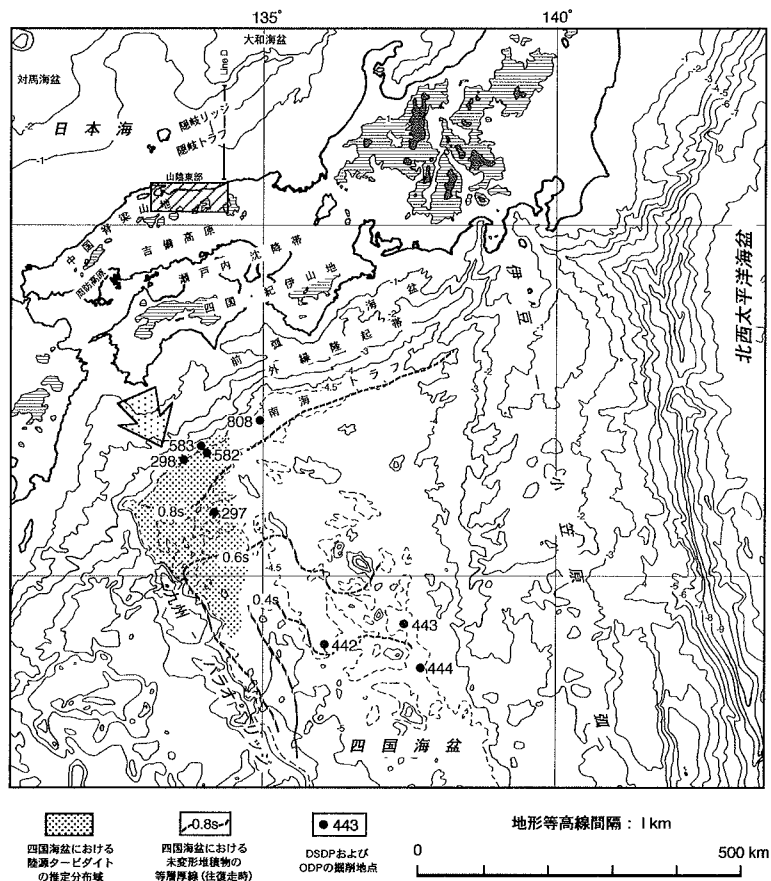
第7図 アーチテクトニクス (Yano and Wu, 1995 を一部改変)

が発生する（第7図-8）。さらに非対称アーチが成長すると、後翼側のアンティセティックな断層の変位が増大するとともに、アーチの前縁部が短縮されはじめ、座屈褶曲やおしかぶせ断層が発生する。おしかぶせたアーチ前縁部（南雲，1980）や斜面崩壊堆積物の重力荷重によって、おしかぶせ断層の下盤が下方撓曲し、アーチの前面にはくさび型凹地が形成される（第7図-9）。

アーチングにともなう以上のような一群の変形作用を、以下ではアーチテクニクスと総称する。非対称アーチングの場合は、前縁部の短縮変形とアーチ軸部～後翼の伸長変形が同時に進行することが特徴である。また、アーチテクニクスに包括されるさまざまな2次の変形作用はいずれも、地球重力場で進行するアーチングに対して地殻表層部が最小エネルギーの法則にしたがって応答した結果として、統一的に理解することができる。

(b) 島弧-海溝系の地形-地質構造の形成過程

西南日本の島弧-海溝系は、西南日本弧と南海トラフの組合せからなる（第8図）。西南日本弧はフィリピン海（四国海盆）と日本海（対馬海盆・大和海盆）を隔てる地形的-構造的高まり



第8図 西南日本の島弧-海溝系～四国海盆の大地形

であり、この論文では、海面上に露出する列島のみならず、海溝軸から列島部をへて背弧側の大陸斜面麓にいたる高まりの全体をさすものとする。矢野 (1996) にしたがうと、島弧-海溝系の形成過程は、次のように復元される (第9図)。

1) 中新世末期～鮮新世初期

このステージの島弧-海溝域の特徴は、現在に比べて地形起伏がはるかに小さかったことである (藤田, 1978: 第9図-1)。

陸域では低位に準平原がひろがり (Hujita, 1980)、四国山地に散在する侵食小起伏面や、中国山地の吉備高原面 (第6図)・脊梁背面 (第3図) などが、ほぼ同準の地形面を構成していた。前述したように日本海側の沿岸海域も広く陸化し、現在の隠岐リッジまでは準平原がひろがっていた。この時に形成された侵食小起伏面が山陰沖堆積盆地の広域的な不整合面 (層準 D_1 : 田中・小草, 1981) および隠岐リッジの海食面 (山本, 1990; 山本ほか, 1990) であり、宍道褶曲帯では褶曲した上部中新統を平滑に裁頂した (田中, 1979; 田中・小草, 1981: 第5図)。地形面や不整合面の詳細な対比には問題が残るが、全体としてみると、このステージには準平原状の地形景観が西南日本～隠岐リッジに幅 500 km 以上にわたってひろがっていたことになる。

中国山地北半部では、このステージに前後してアルカリ質～カルクアルカリ質火山活動が発生し (吉谷ほか, 1976)、前述した三朝層群とその相当層、松江市東方の和久羅安山岩 (南, 1979)、山口県油谷湾周辺のアルカリ玄武岩類などが活動し、さらに遠く北西九州でも東松浦玄武岩 (松井・宇都, 1997) が溢流し、低平な溶岩台地を各地に形成した。これらの火山岩類は比較的侵食作用されにくく、山陰東部の鉢伏山面 (第3図) をはじめ、溶岩流の堆積面の一部が今日まで残存し、有効な変位基準となっている。

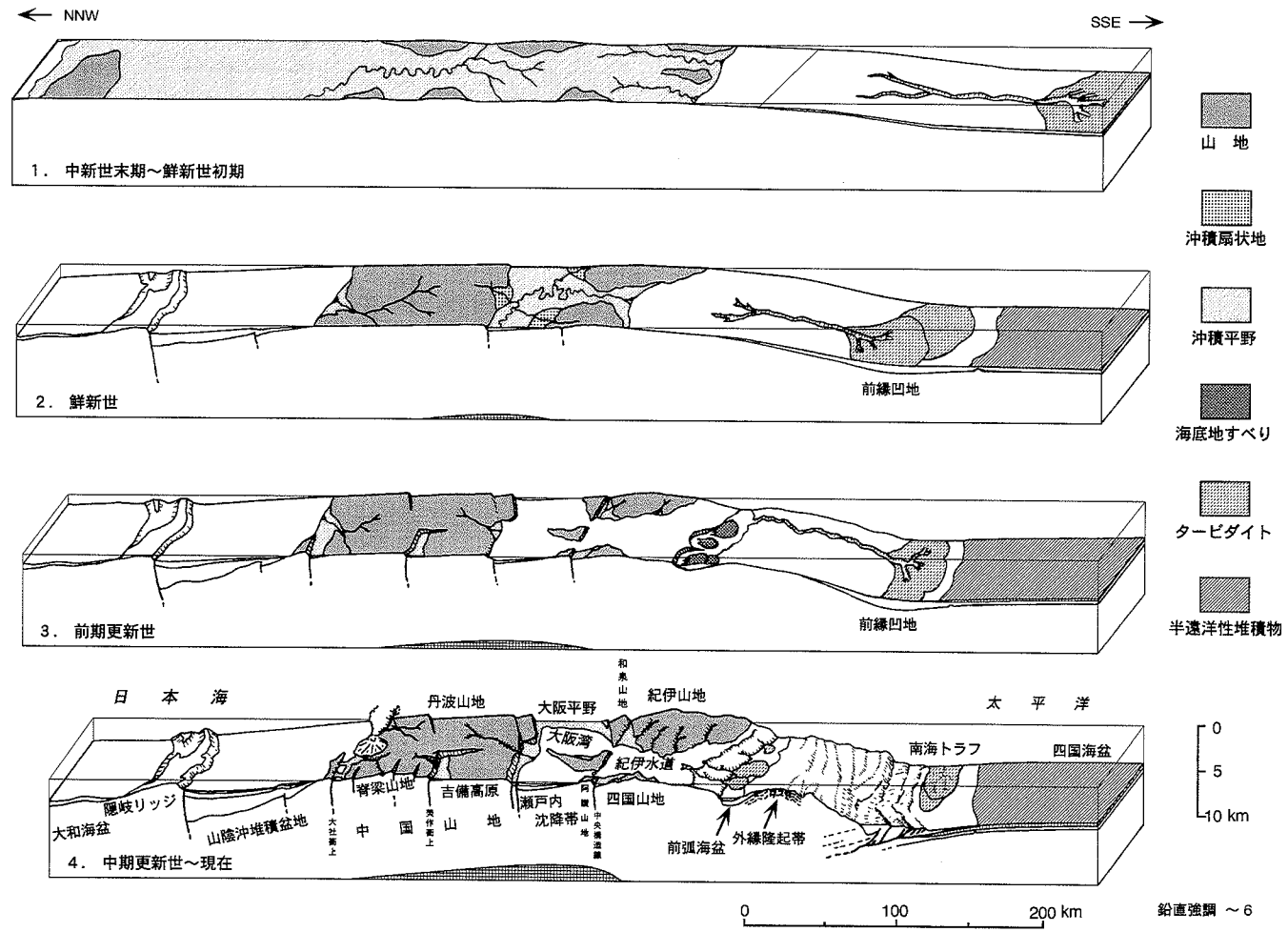
四国海盆底は炭酸カルシウム補償深度 (CCD) 以深にあったが、すくなくとも南海トラフの西部域には海溝凹地がなく (Karig, 1975)、西南日本から大陸斜面をタービダイトとして流下した陸源砂質碎屑物は、DSDP Site297 (南海トラフ南縁から約 70 km 南方) 以遠にまで到達し、さらに陸源泥質堆積物は薄化しながらも北緯 25° 付近 (約 700 km 南方) までひろがった (Ingle et al., 1975: 第8図)。

2) 鮮新世

鮮新世のある時期から西南日本弧は、四国-紀伊山地を軸として非対称アーチングを開始し、地形的・構造的起伏が増大しはじめる (矢野, 1982b; 矢野・山崎, 1985: 第9図-2)。

アーチングの非対称性のために、アンティセティックな断層群が背弧側に偏って発生し、アーチの北翼はいくつかの傾動地塊に分割された。こうして、隠岐舟状海盆堆積盆地、鳥取沖堆積盆地、“瀬戸内沈降帯” が、それぞれ日本海側へ傾斜した傾動盆地 (小玉・矢野, 1985; 矢野ほか, 1989) として沈降しはじめた。山陰沖堆積盆地では、アーチングにともなって準平原が沈水し、堆積物におおわれることによって広域的な不整合面 (層準 D_1) として保存された。また、鮮新世中頃に鳥取沖堆積盆地の陸寄りに形成された部分不整合 (層準 D_2 : 田中, 1979; 田中・小草, 1981) も、南上がり (北下がり) の傾動運動を記録したものである。

山陰沖堆積盆地に供給された多量の陸源碎屑物は、中国山地における隆起運動・侵食作用の活発化を反映している。この当時の中国山地は日本海側へ微傾斜した単一の傾動地塊を形成していた、と筆者らは考えている。それは、広島市北部の上根峠 (かみね) を分水界とする江の川が、吉備高原にやや穿入しながら三次盆地まで北東流したあと、中国脊梁山地を北西に貫く先行谷を経て日本海に注いでいて、かつては中国山地をそのほぼ全幅にわたって北流する古水系が存在し



第9図 西南日本における島弧-海溝系の地形-地質構造の形成過程

たことを示唆するからである。

太平洋側の沿岸海域～前弧海盆・外縁隆起帯（第9図-4）には、後期中新世～鮮新世（～更新世初期）の土佐礫層（岡村・上嶋, 1986）・足摺沖層（岡村ほか, 1987）が広く分布する。これらの堆積物は、内部反射面がほぼ平行に発達し、層厚変化が乏しいことから、大規模な斜面堆積盆地の埋積層であると考えられ、このステージには外縁隆起帯が未だ形成されていなかったと推論される（岡村・上嶋, 1986）。

鮮新世中頃（約 3.5 Ma）になると、四国海盆への陸源砂質碎屑物の搬入が停止し、DSDP Site297の堆積物も陸源タービダイト相から半遠洋相に変化した（The Shipboard Scientific Party, 1975a）。このような変化は、南海トラフの前身（predecessor）がこの頃に発生し、陸源砂質碎屑物を集積しはじめたことに起因するという（Kari, 1975）。南海トラフの“前身”とされるこの凹地は、西南日本弧の非対称アーチングと相補的に発生した前縁凹地（第7図-8）であろう、と筆者らは考えている。

3) 前期更新世

西南日本弧の非対称アーチがさらに成長し、背弧側翼部の傾動地塊化が顕在化した。前弧側では斜面勾配が増大するとともに、既存の構造が改変されはじめた（第9図-3）。

日本海側では、非対称アーチングとアンティセティック断層運動が相補的に進行した結果、隠岐舟状海盆堆積盆地および鳥取沖堆積盆地の傾動沈降が進行し、前者の北縁部では沈降量が 5,000 m 近くに達した（第5図）。

中国山地において脊梁山地と吉備高原が別個の傾動地塊に分割されはじめたのは、この頃からもかもしれない。それは、①脊梁山地と吉備高原の間の高度不連続が断層変位によって形成されたのが第四紀とみられ（多井, 1972, 1975）、しかも②美作衝上断層の南側にひろがる大規模な扇状地性礫層——日本原礫層（河合, 1957）——の堆積面がほぼ解析されつくされているからである。いずれにしても、脊梁山地と吉備高原の分離時期に関しては、日本原礫層の堆積年代が今後の重要な研究課題となる。

阿讃および和泉山地が、それぞれ四国山地・紀伊山地から分離して、E-W 方向に細長くのびた北傾斜の傾動地塊として独立した（岡, 1978；岡田・寒川, 1978；水野ほか, 1990；水野, 1992；植木・満塩, 1998：第9図-2・第9図-3）。これは、鮮新世後期に結晶片岩礫が三波川帯から瀬戸内沈降帯へ供給されていたが、更新世初期には供給が途絶えることによって示される。その原因は、それまで四国および紀伊山地から瀬戸内沈降帯へ北流していた水系が、中央構造線のアンティセティックな変位によって発生した吉野川・紀ノ川低地に沿って東流あるいは西流し、紀伊水道へ注ぐようになった、という流路変換に求められる。

前弧海盆の埋積層は一般に K_3 層（奥田ほか, 1979）とよばれ、室戸半島沖では土紀層群・室戸沖層群（岡村・上嶋, 1986）と名づけられ、音響層序学的には前期更新世以降の堆積物と推論されている。下位層の土佐礫層（後期中新世～更新世初期）は前述のとおり斜面堆積盆地の堆積物であるが、現在では外縁隆起帯をかたちづくる緩やかな背斜構造を形成している（第9図-4）。褶曲した土佐礫層に対して、土紀層群・室戸沖層群は前弧海盆底では整合に累重するが、外縁隆起帯や前弧海盆陸側の大陸斜面へむかってはオンラップしていて、外縁隆起帯と前弧海盆が前期更新世のある時期に形成されはじめたことを示す（岡村・上嶋, 1986）。前弧海盆と外縁隆起帯の発生は、非対称アーチングの進行によって前弧域が短縮帯になり、座屈褶曲がはじまったことを物語る（第7図）。同時に、前弧海盆へは陸側大陸斜面から崩壊堆積物がくり

返し供給されていて、この時期に斜面勾配が増大したことを反映している（岡村・上嶋，1986）。

陸側海溝斜面の先端部（DSDP Site298：第8図）では、圧密変形を被った下部更新統の陸源タービダイト層が掘削された（The Shipboard Scientific Party, 1975b）。それらは、西南日本弧から前縁凹地へ砂質堆積物が供給されていたことを示す。

4) 中期更新世～現在

西南日本弧の非対称アーチングがいつそう進行したため、アーチの中軸部～背弧側翼部では傾動地塊構造がより大きく成長して、重力によるおしつぶし作用（flattening）を受けて、地塊境界断層の一部が表層性衝上断層（surface thrust）に移化した。同時に前弧側では短縮変形が強化され、今日みられる島弧-海溝系の地形-地質構造ができあがった（第9図-4）。

山陰沖の大陸棚は隠岐海脚よりも西側ではとくに幅広くなり、最大120 kmに達している。大陸棚外縁部では水深280 mまで保存良好なナウマン象化石が産出し（亀井，1967；赤木，1981）、山陰沖では2～3万年前以降にも北方への傾動運動が進行してきたことを示している（山陰第四紀研究グループ，1969）。

中国山地では一般に河岸段丘の発達が悪いが、秋吉台・帝釈台・阿哲台では鍾乳洞研究とあわせて河岸段丘の編年が試みられた（河野，1972，1983；藤井ほか，1973；北備後台地団体研究グループ，1969；阿哲団体研究グループ，1970）。それらによると、周防高原面・吉備高原面と現河床との比高の過半はいずれの場合も中期更新世以降に形成されたと結論され、中国山地南半部が本ステージに大きく隆起したことを示す。

泉州沖の関西空港建設時の詳細な地盤調査によって、この海域の基盤ブロックが北西へ傾動をつづけていることが解明された（西脇ほか，1984）。その速度は、0.52～0.07 Maの期間にわたって3°/100万年という一定値を示し、それ以降は約2倍になるという。

四国山地では、侵食小起伏面の高度分布（第四紀地殻変動グループ，1968，1969）、水準測量データ（吉川，1968，Yoshikawa, 1970）、平均高度分布（大森，1990）などにもとづいて、その隆起様式が議論されている。手法の違いにもかかわらず、いずれの場合も類似した隆起様式が復元され、ほぼ石鎚山～剣山を通るENE-WSW方向の軸をもって四国山地が背斜状に隆起してきたことを示す。

井内ほか（1978）は、紀伊水道南方海域における堆積層の編年・構造解析にもとづいて、現在みられる急勾配の上部大陸斜面の形成時期が、前期更新世よりも後で、中期更新世のある時期までの間であることを解明した。また、本ステージには前弧海盆～外縁隆起帯における座屈褶曲がいつそう成長し、外縁隆起帯の上昇にともなって前弧海盆の沈降中心は順次陸側へ移動し（奥田ほか，1979）、IA型（矢野，1982a）の将棋倒し構造（藤田，1953，1958）を形成した。

現在、南海トラフの陸側海溝斜面には、“四国海盆の半遠洋性堆積物”の上部層準を剥離層とするデコルマが発達し、規則的な覆瓦構造が形成されている（たとえばKarig, 1986; Byrne et al., 1993）。その形成開始時期は不明であるが、前弧域における短縮変形が大きくすすむ本ステージ、あるいは短縮変形がはじまる前ステージのある時期以降と考えるのが妥当であろう。南海トラフの形成史をふりかえってみると（第9図-2～-4）、①島弧の非対称アーチングにともなって前縁凹地が発生し、次いで②非対称アーチングの進行によっておしかぶせ断層が発生し、さらに③おしかぶせた島弧前縁部の重力荷重によって下盤をなす海洋地殻が下方撓曲する、といった経緯をたどってできあがったことがわかる。ちなみに、現在南海トラフに供給されている砂質堆積物は火山砕屑粒子を多量に含んでいるため、北方の列島部に由来するものではなく、

富士川-駿河湾周辺から海溝の長軸にそって運搬されてきたタービダイトがあると推論されている (Taira and Niitusma, 1986)。

(c) 脊梁背面の起源

以上の島弧-海溝系の形成過程にもとづくと、山陰東部の地形景観の基本骨格をなしている“脊梁背面”の起源は、その平滑性と傾斜にわけてみると、それぞれ次のように考察される。

脊梁背面の平滑性は、中新世末～鮮新世初期に西南日本～隠岐リッジにひろがっていた広大な準平原 (第9図-1) に由来する。三朝層群などの火山岩類におおわれたところでは、隆起運動に伴う侵食作用にもかかわらず、準平原あるいはほぼ同準の地形面の一部が保存されている (第3図)、およそ500万年前に展望されたであろう『山陰東部の原風景』を今に伝えている。

脊梁背面の傾斜の大半は、鮮新世以降に加速度的に進行した西南日本弧の非対称アーチングによって生みだされたものである (第9図)。山陰東部沿岸から脊梁山地側を望むと、遠景ほど高度を増しながらいくえにも重なった“山の端”がみられ (第10図)、それは解析された脊梁背面を傾斜方向から眺めた地形景観を代表するものである。また、鉢伏山面の直線状山稜線 (第3図) は『西南日本弧のアーチ』を展望できる希少な地形景観であり、日本海底へ延長していくと、山陰沖リッジを経て、山陰沖堆積盆の最深部 (海面下6km: 第5図)につながる。

脊梁背面の起源をたどると、以上のように、中新世末期～鮮新世初期に形成されていた広大な準平原と、その後進行した西南日本弧の非対称アーチングに逢着する。侵食作用の影響をもしとりのぞくことができたこととすると、山陰東部には、日本海側へ緩やかに傾いた雄大な隆起準平原が現れるであろう。

地形景観と土地自然システム

中国脊梁山地～脊梁背面は山陰地方を背後から包みこみ、気候風土、産業、生活様式、文化や人々の気質にいたるまで深くかかわっている。この論文のさいごに、山陰東部の地形景観と土地自然システムとの関わりを考えてみたい。



第10図 山陰東部沿岸から展望した脊梁山地側の地形景観
(鳥取市北部賀露から南方を望む)

脊梁背面と土地自然システム

まずは、脊梁背面が山陰東部の土地自然システムにおよぼしている影響のいくつかを例示してみよう。

(1) 多雪

脊梁背面が気候風土におよぼす最大の影響は、冬季の降雪である。脊梁山地は、中国地方のみならず日本列島の気候区を二分し、人の居住空間としては世界にもまれな多雪地帯を生みだしている。北西の季節風が日本列島にはばまれ、脊梁背面にそって上昇すると、日本海上で含んだ大量の水蒸気が冷却されて大雪（山雪）を降らせる。もし脊梁山地の高まりがなければ、日本海側の積雪は著しく軽減されるであろう。しかしいっぽうでは、冬季の降雪は山林緑地と地下水を函養し、生活・農工業用水をまかなうとともに、増加の一途をたどる酸性物質を希釈・洗浄して、酸性雨被害の顕在化をかるうじてくいとめることにも貢献している（石，1988）。

(2) 地域圏

脊梁背面の傾動隆起運動と選択的侵食作用とが、山陰東部の主要河川や海岸地形の配置を決定づけた。これらの地形配置は土地自然システムにE-W方向のコントラストを加え、鳥取県内では東部・中部・西部とよばれる主要河川沿いの地域圏を生みだしている。これらの河川空間は、『風の道』（武内，1994）として局地気象にも大きな影響をあたえ、日本海側の雪崩や大火災につながるフェーンや、吉備高原北縁部における“日本海側天気のはりだし（福岡，1992）”をひきおこす。

(3) 海岸～沿岸海域における土地利用

山陰東部海岸が、かつての準平原面である平滑な脊梁背面（第3図・第9図-4）と海水面との交線であることからすれば、海岸線がE-W方向に延び、比較的直線的な概形（第4図）を示すのは当然のことといえる。海岸線にそって岩石～礫質海岸と砂浜海岸が交互に配置しているもの（第4図）、海岸地形は全体に単調で、港湾の立地条件に乏しい。そのため、山陰東部では、鳥根半島の風下に位置する境港を除くと、千代川河口の賀露、兵庫県境近くの網代・田後などが良漁港になっているにすぎない（豊島，1982）。

脊梁背面は陸域のみならず、沿岸海底にも連続し（第5図）、山陰東部沖に平滑な砂質底を形成する。そのため沿岸海域は好漁場になりやすく、人工漁礁の造成などによる漁場環境の改良が提案されている（豊島，1982）。

いっぽうでは、山陰東部の小刻みに凹凸する岩石海岸では磯と砂浜がくりかえし、変化に富む景勝地をかたちづくっていて、良好な海水浴場としても利用されている。また、砂浜海岸に発達する長大な海岸砂丘は農耕地や住宅地、一部は観光地として、土地活用がはかられてきた（松田，1994）。

(4) 鳴り砂

山陰東部の岩石海岸に臨む脊梁背面は平滑性をとどめ（第3図）、幼年期地形が比較的良好に保存されていて、脊梁背面を解析する河川は、主要河川に比べるといずれも小規模である（第2図）。そのため、岩石海岸にみられるリアス地形は、海食崖の比高に比べ海岸線の凹凸が小さく、半島部はもとより湾奥部の砂浜も直接外海に面している。湾内の砂粒子は、海側へ突出した半島部とその延長上の海底岩礁によって側方移動をさまたげられ、比較的長期間にわたって同一湾内に滞留する。砂粒子は毎年、冬季の激しい波浪によって機械的破碎作用を長時間にわたって被る。その結果、①砂粒子のそれぞれは新鮮で角ばったものになり、②著しい淘汰作用によ

て、もっとも再移動しやすい細粒砂が選択されていく。このような堆積過程が『鳴り砂』の2つの必要条件(星見, 1994)——①細粒砂を主とする粒度, ②かどばった粒子形状——をみたし、『鳴り砂』のほとんどが岩石海岸にきざみこまれた小規模な内湾の砂浜に発達する(星見, 1994)ことになるのであろう。もしそうだとすると、最近しだいに『鳴り砂』の“鳴り”が悪くなりつつあるのは、心配されている海洋汚染とは別に、経年的な暖冬化にともなう暴風波浪エネルギーの減少に関わっているのかもしれない。

脊梁山地と山陰の『周辺』性

中国脊梁山地の存在は、山陰の社会経済構造にもきわめて多様な影響をおよぼしてきた。ここでは、近現代日本における“裏日本”を問いなおした古厩(1997)にしたがって、山陰の『周辺』性の成立過程をたどるとともに、それに地形景観がどのようにかかわってきたのかを考えてみたい。

(a) 『周辺』の形成

古代日本には北九州と畿内がひらけ、瀬戸内沈降帯の回廊(第9図-4)を利用した山陽道が兩圏をむすんでいた。戦国期以降はその東方延長がしだいに幹線化し、江戸開幕によって東海道がいきよに充実する。こうして山陽道～東海道が一本の大動脈となり、後の新全総にいう『中央地帯』(第11図)の萌芽ができあがった。

しかし、近代以前には唯一の大量輸送手段が船舶であったため、物流のメインルートは陸ではなく海にあった(古厩, 1997)。日本海側には江戸期～明治初期を中心に、北海道から佐渡・能登をへて、瀬戸内海経由で大阪に至る幹線航路があり、『北前船』が沿岸各地を繋いでいた(高田, 1992)。それに先だつ6～7世紀には、中国・朝鮮から日本海沿岸に至る“国際航路”ができあがっていたという(吹きはじめの北西の季節風をうけて日本海側の各地に漂着同然にたどりつくという危うい航海ではあったが)。さらに先史時代まで遡っても、日本海側は大陸へひらかれた日本の表玄関であり、人々の目は茫漠たる太平洋側ではなく、文化が渡来してくるユーラシア大陸側へつねに向けられてきた。高田(1992)・古厩(1997)によると、“裏”と“表”という対になった格差意識は近代以前には存在しなかった、という。

北陸～山陰を中心とする地帯が、社会的格差をあらわす概念として“裏日本”とよばれるようになったのは、ちょうど1900年頃からである(古厩, 1997)。その実態が形成さはじめたのは、手工業にかわって機械制工業が本格的に発展しはじめる1890年代以降の“産業革命期”であり、その出発点になったのは、鉄道敷設に象徴される社会資本形成の初期段階での格差であった。さらに、“表”と“裏”の格差が決定的になったのは、戦後復興～高度成長期であったという。戦後復興のみならず、明治政府による殖産興業や戦後の高度経済成長などでは公共投資がつねに傾斜投入され、業種のみならず地域的にも“傾斜”がつけられたため、モノ・カネ・ヒトの集中による“中心化”と相補的“周辺化”が段階的・加速度的に進行していった。その結果、日本経済が急速に拡大するいっぽう、今日では過密・環境劣化と過疎・高齢化が幅300 kmほどの細長い列島のなかで背中あわせに同居する極端な分極化が生じた。

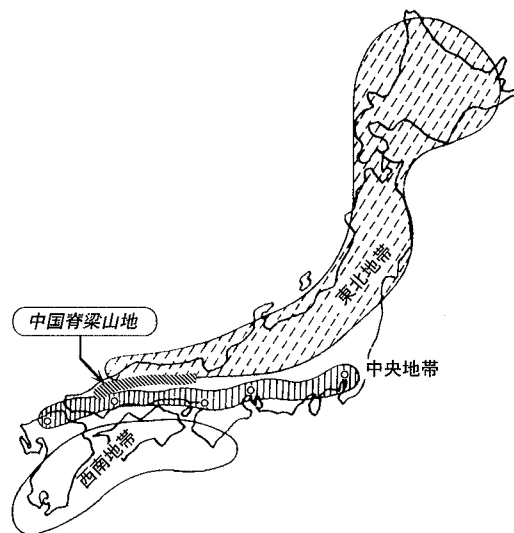
(b) 山陰の『周辺』性

分極化の過程で、『周辺』のなかから北陸が、つづいて新潟が『半周辺』化を果たし、中央地帯の波及効果をうけて従属的な発展を遂げたのに対し、山陰は『周辺』のままでありつづけた(古厩, 1997)。山陰において『周辺』性が維持されるには複雑な経緯があったのであろうが、そ

の基層には、中国脊梁山地の地理的な隔離効果がよこたわっているように見える（第11図）。『半周辺』と『周辺』の地形環境を比較すると、次のような相違が浮かびあがってくる。北陸は琵琶湖～若狭湾の低地帯をへて、新潟は山間盆地をつらねる信越線沿いに、鉄道敷設をはじめとする交通路を中央地帯との間に確保し、充実をはかってきた。いっぽう山陰は、連綿とした中国脊梁山地と脊梁背面を刻む急峻な河谷にはばまれ、中央地帯との交通の利便性が抜本的には改善されないまま今日に至っている。

脊梁山地による地理的隔離にくわえ、山陰の『周辺』性には、中国地方全体の地形特性—山地が優勢で、大きな平野を欠く（今村，1964）——も深くかかわっている。すなわち、北陸と新潟はそれぞれ有数の海岸平野を備えているのに対し、山陰では小規模な河口平野が存在するにすぎず、地域の基礎生産力をおのずと限定したものにした。さらに、山陰に対応する中央地帯、すなわち近畿と北九州との間の瀬戸内沿岸に、大きな求心力をもつ巨大都市圏を欠いていることも、交通路の開発がすすまなかった要因の1つになっている。日本における巨大都市圏の成立には大規模な海岸平野の存在が自然地理的要件になっているが、瀬戸内の内海域には、中規模河川が流入し、しかも水深が浅いにもかかわらず、大規模な海岸平野がみられない。この現象を指摘した吉川ほか（1973，pp.366-368）は『瀬戸内海の異常な平野欠如』とよび、原因を①周辺山地の小起伏性と②瀬戸内海域の沈降運動に求めた。いずれにしても、日本海側および瀬戸内海側における大規模な海岸平野の欠如が、脊梁山地のもつ隔離性に加えて、山陰の『周辺』性のもう一つの基層をなしていると考えられる。

以上のように、山陰の社会経済構造は、西南日本弧の地形構造（第9図-4）に大きく規制されていて、『半周辺』化をさまたげられ、『周辺』におしとどめられてきた。そして、その背景には500万年間にわたる西南日本の島弧-海溝系の形成史（第9図）がひそんでいるというわけである。



第11図 新全総（第二次全国総合開発計画）における地帯区分と中国脊梁山地（宮澤，1995に加筆）

人間と自然本位の地域づくり

山陰の『周辺』性の基層をなす西南日本弧の地形構造が、自然自身の、あるいは人為的な営力によって大幅に改変されることは近い将来にわたってまずありえない。そもそも『周辺』という概念は、近代～現代日本の場合には『中央地帯』（第11図）に対置され、それらとともに、今世紀の経済的拡大を推進してきた生産至上主義・経済効率至上主義という価値観に立脚したものである（古厩，1997）。この100年ほどの『産業主義の狂気』のなかで、人々はそれを日常的雰囲気と感ずるようになり、人間や人間をその一部とする自然を本位とする価値観を失ってしまっている、という。

人類の進化が「成り行きにまかせられた時代はすでに終わり」（木村，1988）、人間と自然との共存という課題が、近代文明の大転換につながる大命題として位置づけられるようになった（武内，1994）。日本においては二極化した社会の両極がともに展望をうしない、国づくり、地域づくりの基本的視点を経済効率本位から人間と自然本位に大きく転換させる必要に迫られている。

自然自身もつ再生・循環プロセスを活かした新たな地域づくりをすすめるためには、土地自然システムの全容を解明することが1つの基本的課題になっている。上述したように、西南日本の島弧-海溝系の形成過程から、『鳴り砂』や社会経済構造にいたるまで、多様な現象の間に成因的つながりがあるとすれば、土地自然システムの中には、それらの他にも連鎖の網がきわめて密にはりめぐらされているものと類推される。このような連鎖の4次元的構造とその成立過程を体系的に解明することができれば、それらは、地域づくりに新たな展望をきり拓くうえで大きな力になると考えられる。その際には、①山がちな中国地方の地形と②中国脊梁山地の地理的隔離性によって劣化からまぬかれてきた山陰の『すぐれた自然』が、新たな地域づくりの貴重な財産になることは確実であろう。また、『地域』そのものは自然と人類社会が一体化した存在であり、今後の地域づくり研究には、既存の学問分野にとらわれない、地域という対象に即した研究主体の形成が不可欠であろう。

結 論

この論文では、①山陰地方東部における地形景観の特徴を抽出し、②それらの形成過程を考察するとともに、③地形景観の基本骨格の起源を、西南日本の島弧-海溝系に視野をひろげて解明し、あわせて、④地形景観と山陰東部の土地自然システムとの関わりについても若干の考察を試みた。その主な結論は次のとおりである。

(1) 山陰東部の地形景観の基本骨格は、中国脊梁山地から山陰海岸へゆるやかに傾斜した“脊梁背面”によって構成される。さらにそれは、3つの主要河川、ならびに岩石～礫質海岸と砂浜海岸の交互配列によって修飾されている。

(2) “脊梁背面”は、鮮新世のある時期以降に進行した中国脊梁山地の南上がりの傾動運動（傾動角は3°程度）によって形成された。いっぽう“脊梁背面”を修飾する河川や海岸地形は、脊梁山地における花崗岩の分布、傾動隆起速度のE-W方向の変化、氷河性海水準変動などによって生みだされた。

(3) 山陰東部の地形景観の基本骨格をなす南高北低“脊梁背面”の起源は、①中新世末～鮮

新世初期の広大な準平原と、②その後に行進した西南日本弧の非対称アーチングに求められる。

(4) 脊梁背面の傾動隆起運動はさまざまな事象を介して、山陰東部の自然土地システムに深くかかわっている。また、脊梁背面をはじめ西南日本弧の地形構造が山陰の『半周辺』化をさまたげ、この地域を『周辺』におしどどめてきた。『地球環境時代』の地域づくり構想においては、このような土地自然システムの全容を体系的に解明することが重要であり、中国山地の地形特性によって劣化からまぬかれてきた山陰の『すぐれた自然』が、その際には貴重な財産になるであろう。

謝 辞

この研究をすすめるにあたり、鳥取大学赤木三郎名誉教授ならびに同教育学部地学教室の岡田昭明助教授には、山陰東部の地質ならびに研究の視点について、貴重なご教示をいただいた。また同地域の地形に関しては、鳥取大学豊島吉則名誉教授のご研究から多くのことがらを学ばせていただいた。

以上の方々に、厚く御礼申し上げます。

文 献

- 赤木三郎, 1981: 山陰沖海底のナウマンゾウ化石. 鳥取大学教育研究報告, 自然科学, **30**, 57-64.
- 赤木三郎, 1991: 地球の歴史をさぐる9, 砂丘のひみつ. 170 p., 青木書店.
- 赤木三郎・岡田昭明, 1981: 中国四国農政局計画部資源課編, 1:100,000 鳥取県水理地質図——農業用地下水調査利用基礎調査鳥取地区(その2)——, 農林水産省中国四国農政局計画部.
- 赤木祥彦, 1991: 中国山地中央部の浸食平坦面. 福岡教育大学紀要, **40**, 1-13.
- 阿子島 功, 1980: 吉備山地の準平原問題——吉備高原と瀬戸内面の区分の再検討. 西村嘉助先生退官記念論文集, 15-20, 古今書院.
- 阿哲団体研究グループ, 1970: 洞くつ地質学ノート5, 阿哲台の鍾乳洞と河岸段丘. 地球科学, **24**, 225-227.
- Byrne T., Warner B., Owens W., Lallemand S. and Maltman A., 1993: Structural synthesis: correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. In: Hill I. A., Taira A., Firth J. V., et al., *Proc. ODP, Scientific Results*, **131**, 365-375.
- 第四紀地殻変動グループ, 1968: 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, **7**, 182-187.
- 第四紀地殻変動グループ, 1969: 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- Dennis J. G., 1967: International Tectonic Dictionary, English Terminology. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **7**, 196 p.
- 藤井厚志・杉村明弘・野島 哲, 1973: 秋芳洞の成因と発達. 洞窟研究, **5**, 1-23.
- 藤田 崇, 1969: 山陰～近畿北部のグリーン・タフ末期の火山活動. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料——グリーンタフの諸問題, 145-154, 日本地質学会.
- 藤田 崇, 1972: 人形峠近傍の三朝層群の火山層序——三朝層群の研究, その1——. 地質学雑誌, **78**, 13-28.
- 藤田 崇, 1973: 鳥取県中部の新第三系について. 地質学論集, **9**, 159-171.
- 藤田至則, 1953: 地層の将棋倒し構造について. 新生代の研究, **18**, 4-13.
- 藤田至則, 1958: 地層の将棋倒し構造についての一試論. 藤本治義教授還暦記念論文集, 297-303.
- 藤田至則, 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 星野通平・青木 斌編 島弧と海洋, 1-30, 東海大学出版会.
- 福岡勇雄・久保恭輔, 1969: 人形峠・東郷鉱山周辺の地質. 地質調査所報告, **232**, 863-880.
- 福岡義隆, 1992: [新版] 図説 環境地理——地球環境時代の地理学——. 197 p., 古今書院.
- 古厩忠夫, 1997: 裏日本——近代日本を問いなおす——. 岩波新書(新赤版)522, 216 p., 岩波書店.
- Hirooka, K. and Kawai, N., 1967: Results of age determination of some late Cenozoic rocks in Southwest Japan.

- 1967 *Annual Progress Report of Palaeogeophysics Research in Japan*, 69-73.
- 星見清晴, 1994: 砂丘の不思議・砂丘で見られる地形・砂丘の地質構造. 田中寅夫・星見清晴・松田晃幸 (共著), 郷土シリーズ (37) 鳥取砂丘ものがたり, 13-86, 鳥取市社会教育事業団.
- 藤田和夫, 1978: 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動. 日本の新生代地質—池辺展生教授記念論文集, 169-185.
- Hujita, K., 1980: Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan.*, 18, 129-153.
- Imamura, S., 1957: A new *Sassafras* from Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 2, 53-61.
- 今村外治, 1964: 地形. 広島県地質図説明書, 9-16, 広島県.
- 今村外治・三浦 亮, 1970: 上布野・二反田逆断層について. 広島県文化財ニュース, 44, 1-2.
- 今村外治・三浦 亮・大道 昌, 1973: 天然記念物船佐・山内逆断層帯. 広島県文化財調査報告, 11, 35-74, 広島県教育委員会.
- Ingle J. C. Jr., Karig D. E., Bouma A. H., Ellis C. H., Haile N. S., Koizumi I., MacGregor I., Moore F. C., Ujiie H., Watanabe T., White S. M., Yasui M. and Ling H. Y., 1975: Site 298. In: Karig D. E., Ingle J. C. Jr., et al., *Init. Rept. DSDP*, 31, 317-350, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- 井内美郎・奥田義久・吉田史郎, 1978: 紀伊水道南方の上部大陸斜面成立時期. 地質学雑誌, 84, 91-93.
- 井岡 昇・水野篤行・山崎俊嗣, 1990: 山陰西部の鮮新-更新統都野津層: 古地磁気層序と堆積年代. 第四紀研究, 29, 257-266.
- 石 弘之, 1988: 地球環境報告. 岩波新書 (新赤版) 33, 258 p., 岩波書店.
- 亀井節夫, 1967: 日本海南部海底のナウマン象化石. 九十九地学, 2, 24-31.
- 鹿野和彦・中野 俊, 1985: 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地質調査所月報, 36, 427-438.
- Karig D. E., 1975: Basin genesis in the Philippine Sea. In: Karig D. E., Ingle J. C. Jr., et al., *Init. Rept. DSDP*, 31, 857-879, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- Karig D. E., 1986: The framework of deformation in the Nankai Trough. In: Kagami H., Karig D. E., Coulbourn W. T., et al., *Init. Rept. DSDP*, 87, 927-940, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- 河合正虎, 1957: 5万分の1地質図幅『津山東部』および説明書. 63 p., 地質調査所.
- 河野通弘, 1972: 秋吉台における石灰洞の形成について. 岩井淳一教授記念論文集, 319-331.
- 河野通弘, 1983: 秋吉台の石灰洞群発達史に関する考察. 秋吉科学博物館報告, 18, 1-20.
- 木村資生, 1988: 生物進化を考える. 岩波新書 (新赤版) 19, 290 p., 岩波書店.
- 北備後台地団体研究グループ, 1969: 鍾乳洞の形成期について. 地質学雑誌, 75, 281-287.
- 北八ヶ岳サブグループ, 1980: 八ヶ岳北東麓における鮮新-更新統. 鳥弧変動 (文部省科学研究費<鳥弧変動に関する総合研究>研究報告書), 2, 39-47.
- 小玉喜三郎・矢野孝雄, 1985: 新生代地質構造の研究. 地質学論集, 25, 157-182.
- 国土地理院, 1997: 数値地図 50 m メッシュ (標高), 日本-III (CD-ROM 版).
- 小藤文次郎, 1908: 中国筋の地貌式. 震災予防調査会報告, 63, 1-15.
- 桑原 徹, 1985: 瀬戸内区構造運動の特性. 地団研専報, 29, 171-189.
- 松田晃幸, 1994: 開発と土地利用. 田中寅夫・星見清晴・松田晃幸 (共著), 郷土シリーズ (37) 鳥取砂丘ものがたり, 114-182, 鳥取市社会教育事業団.
- 松井和典・宇都浩三, 1997: 20万分の1地質図幅『唐津 (第2版)』. 地質調査所.
- 南 明, 1979: 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, 44, 321-328.
- 宮澤美智雄, 1995: 都市計画と国土の利用. 都市計画教育研究会編, 都市計画教科書 (第2版), 210-225, 彰国社.
- 水野篤行, 1993: 西南日本内帯西部域の後期新生界 (とくに内陸相) の堆積相解析. 平成4年度科学研究費補助金 (一般研究C) 研究成果報告書, 47 p.
- 水野篤行・武智賢樹, 1993: 山陰西部の都野津層群上部に見られる土石流堆積物とその意義. 地質学雑誌, 99, 403-406.
- 水野清秀, 1992: 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷. 地質学論集, 40, 1-14.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 1990: 明石地域の地質. 地域地質調査報告 (5万分の1地質図幅), 90 p., 地質調査所.

- 永尾隆志・赤木三郎, 1987: 鳥取・岡山県県境地域——三朝層群. 日本の地質『中国地方』編集委員会編, 日本の地質 7, 中国地方, 158-159, 共立出版.
- 南雲昭三郎, 1980: 日本海溝付近の地質構造と地震活動. 杉山隆二・早川正巳・星野通平編, 地震——地震学者と地質学者との対話——, 25-40, 東海大学出版会.
- Nishimura, K., 1963: Chugoku Mountains as a staircase morphology. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. VII (Geogr.)*, **12**, 1-19.
- 西脇二一・中世古幸次郎・竹村恵二・山内守明・中川要之助・三木幸蔵・岩崎好規, 1984: 大阪湾泉州沖海底地盤の地質構造と堆積モデル. 中世古幸次郎編, 災害科学研究所報告「関西国際空港地盤地質調査」, 177-189, (財)災害科学研究所.
- 小畑 浩, 1991: 中国地方の地形. 262 p., 古今書院.
- 岡 義紀, 1978: 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究, **16**, 201-210.
- 岡田篤正・寒川 旭, 1978: 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動. 地理学評論, **51**, 385-405.
- 岡田昭明, 1987: 扇ノ山火山岩類. 日本の地質『中国地方』編集委員会編, 日本の地質 7, 中国地方, 158, 共立出版.
- 岡村行信・上嶋正人, 1986: 室戸岬沖海底地質図および説明書. 20万分の1 海洋地質図 28, 31p., 地質調査所.
- 岡村行信・岸本清行・村上文敏・上嶋正人, 1987: 土佐湾海底地質図および説明書. 20万分の1 海洋地質図, 29, 32p., 地質調査所.
- 岡山俊雄, 1969: 接峰面図. 第四紀地殻変動図, No. 6, 国立防災科学技術センター.
- 奥田義久・熊谷 誠・玉木貴裕, 1979: 西南日本外帯堆積盆地の分布と性格——とくに構造発達史について——. 石油技術協会誌, **44**, 279-290.
- 大出 稔, 1912: 中国筋の地貌に就て. 地質学雑誌, **19**, 152-162.
- 大森博雄, 1990: 四国山地の第四紀地殻変動と地形. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編, 変動地形とテクトニクス, 60-86, 古今書院.
- 大森信義・大和田 透, 1985: 阿武隈山地南端部で見い出された, 穿孔貝の巢穴をもつ後期新生代礫層. 地質学雑誌, **91**, 477-479.
- 小沢儀明, 1925: 秋吉台の地史と地形と地下水 (一). 地理学評論, **1**, 32-49.
- 山陰第四紀研究グループ, 1969: 山陰海岸地域の第四系. 第四紀総合研究会編, 日本の第四系——第四紀総合研究論文集——, 地研研専報, 15, 355-376.
- 島根県, 1985: 島根県の地質, 646 p.
- 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. 広島大学教養部紀要Ⅲ (自然科学), **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**, 23-29.
- 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.
- Taira A. and Niitsuma N., 1986: Turbidite sedimentation in the Nankai Trough as interpreted from magnetic fabric, grain size, and detrital modal analysis. In: Kagami H., Karig D. E., Coulbourn W. T., et al., *Init. Rept. DSDP*, **87**, 611-632, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- 高田 宏, 1992: 日本海繁盛記. 岩波新書 (新赤版) 208, 196 p., 岩波書店.
- 武内和彦, 1994: 環境創造の思想. 198 p., 東京大学出版会.
- 田中 隆, 1979: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, **44**, 308-320.
- 田中 隆・小草欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質学雑誌, **87**, 725-736.
- The Shipboard Scientific Party, 1975a: Site 297. In: Karig D. E., Ingle J. C. Jr., et al., *Init. Rept. DSDP*, **31**, 275-316, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- The Shipboard Scientific Party, 1975b: Site 298. In: Karig D. E., Ingle J. C. Jr., et al., *Init. Rept. DSDP*, **31**, 317-350, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- 豊島吉則, 1982: 地形分類, 傾斜区分, 水系谷密度. 鳥取県土地分類基本調査総括説明書, 23-40.
- 豊島吉則, 1993: 鳥取県の地形の概要. 豊島吉則・赤木三郎・岡田昭明共編, 鳥取県のすぐれた自然——地形・地質編, 5-9, 鳥取県生活環境部自然保護課.

- 都野津団体研究グループ, 1972: 島根県大田市大家付近の都野津層群. 三位秀夫博士遺稿論文選集, 17-23, 地学団体研究会.
- 植木岳雪・満塩大洗, 1998: 阿讃山地の隆起過程: 鮮新-更新世三豊層群を指標にして. 地質学雑誌, **104**, 247-267.
- 山本博文, 1990: 「しんかい2000」による隠岐海嶺頂部への潜航報告. 第6回「しんかい2000」研究シンポジウム報告書, 309-315, 海洋科学技術センター.
- Yamamoto, H., 1993: Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. *Marine Geol.*, **112**, 133-150.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行, 1990: 鳥取沖海底地質図および同説明書. 20万分の1 海洋地質図 35, 27 p., 地質調査所.
- 山内靖喜・吉谷昭彦・小室裕明, 1981: 山陰地方における新第三紀以降の構造発達史からみた基盤内断裂系. 島根大学地質学研究報告, **2**, 37-48.
- 矢野孝雄, 1982a: 日本列島における後期新生代堆積盆地の発達様式. 地団研専報, **24**, 33-65.
- 矢野孝雄, 1982b: 日本列島における島弧の隆起様式についての一試論. 構造地質, **29**, 13-76.
- 矢野孝雄, 1996: 島弧下へ湧昇した熱ブリュームの発達過程と起源に関する一試論. 総合研究 (A) 「西南日本の新生代火成活動とテクトニクス」研究報告, 87-98.
- 矢野孝雄・山崎博史, 1985: 西南日本弧の隆起運動. 吉田博直先生退官記念論文集, 118-131.
- Yano, T. and Wu, G., 1995: Middle Jurassic to Early Cretaceous arch tectonics in East Asian continental margin. In: Chang, K. H., ed., *Environmental and tectonic history of East and South Asia, with emphasis on Cretaceous correlation (IGCP 350)*. *Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University*, 177-192.
- 矢野孝雄・阿子島 功・川辺孝幸・牧野内 猛・松本俊雄・中山勝博・酒井潤一・山崎博史・吉越正勝, 1989: 後期新生代堆積盆地の構造的分類. 地球科学, **43**, 443-453.
- 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.
- 矢野孝雄・森山和道・沖村雄二・瀬戸浩二, 1995: 岩石海岸における堆積作用と海水準変動——岡山県南西部, 中新統浪形層の堆積環境——. 地球科学, **49**, 125-142.
- 吉川虎雄, 1968: 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研究, **7**, 157-170.
- Yoshikawa, T., 1970: On the relation between Quaternary tectonic movement and seismic crustal deformation in Japan. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, **2**, 1-24.
- 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. 415 p., 東京大学出版会.
- 吉谷昭彦, 1982: 山陰東部地域の中新生末~鮮新世の堆積盆地の形成と造構運動. 島弧変動, 地団研専報, **24**, 279-286.
- 吉谷昭彦・山内靖喜・小坂哲郎・大西郁夫, 1976: 島根地域を中心とした新第三紀・第四紀火山活動. 地球科学, **30**, 95-101.
- 吉谷昭彦・山内靖喜・安藤善之, 1982: 照来層群春木泥岩層にみられる乱堆積構造. 鳥取大学教育学部研究報告, 自然科学, **31**, 85-95.

Abstract

A geomorphic landscape is one of the fundamental components of a regional land-nature system, so that its right understanding is essential to regional designing. This paper aims to clarify the characters and origin of the geomorphic landscape in the eastern San'in district and to investigate its influence to the land-nature system of the district.

The eastern San'in district is located on the backarc side of the central Southwest Japan arc. Framing the mountainous landscape of the district is the regional slope down backarc-ward. Late Miocene to Pliocene lava flows with basal fluvial deposits extensively cover the slope and dip downslope-ward at an angle ca. 4 degrees. Averaged stream gradients in the district less than one degree indicate that the basal fluvial deposits and the overlying lava flows have tilted about 3 degrees after deposition. The framework of the geomorphic

landscape thus has been formed by regional backarc-ward tilting after the deposition of the Mio-Pliocene lava flows.

Structural analysis of the Southwest Japan arc reconstructs that a regional peneplain has existed over the arc belt around the Mio/Pliocene boundary and that the asymmetric arching of the island arc since some time in the Pliocene has produced the backarc slope of the arc. The geomorphic landscape of the district hence appears to be originated from the Mio/Pliocene regional peneplanation and the subsequent backslope-tilting driven by the asymmetric arching of the arc.

The backslope brings various influences to the district, e.g., consequent drainage systems, a linear coast line with few good ports, and snowy winters. The traffic difficulty across the backslope has left the district on the outskirts of economic development and industrial environmental pollution. Comprehensive understanding of the land-nature system in the district will thus promise a large contribution to the regional designing for sustainable development.

Key words: geomorphic landscape, land-nature system, regional designing, island arc, asymmetric arching, tilting, San'in district, Southwest Japan