

淡路島の地形と地質—砂嘴・砂州の形成と神話との関わり—の背景

加藤茂弘

はじめに

兵庫県の淡路島は面積約 592km²の瀬戸内海第一の島であり、令和 4 年 4 月現在、約 13 万人が暮らしている。瀬戸内海第二の島、小豆島（面積約 153.3km²、人口約 2.88 万人）と比べると、面積、人口とも約 4 倍であり、その規模の大きさは際立っている。淡路島は、瀬戸内海東部の中央に位置し、東の大阪湾と西の播磨灘を分ける島であり、本州との間には紀淡海峡（友ヶ島水道）と明石海峡が、四国との間には鳴門海峡がある（図 1）。これらの海峡部では太平洋側との干満差に起因して潮流が発達している。とりわけ、鳴門海峡では干満差が最大 2m 以上に達して 10 ノットを超える潮流を生じ、「鳴門の渦潮」を生み出す要因となっている。

古事記や日本書紀に記された国生み神話の世界では、伊弉諾、伊弉冉の両神がおのころ島で契りを結んだ後に初めて生み出した国土、「はじまりの島」が淡路島とされており、淡路島とその住民が大和政権にとって経済的、軍事的に重要な役割を持っていたことが示唆される。国生み神話の描写には天塩づくりの作業が反映されているという見方が一般的であるが、坂江（2021）は淡路島海岸部の砂嘴や砂州の地形との関わりを示唆している。砂嘴・砂州のような堆積地形は地形変化の速度が速く、人の一生のなかで地形が大きく変化する場合もある。また、大地震にともなう地殻変動や大津波によって、沿岸部の隆起・沈降や砂嘴・砂州の消失が生じる例も知られている⁽¹⁾。これらのことからすると、砂嘴・砂州を含む海岸地形の急速な変化が古代人の思考に少なからず影響した可能性を、完全には否定できないであろう。

本稿では、国生み神話の舞台となった淡路島の地形・地質の特徴とそれを生み出した地史的な背景を述べ、淡路島が砂嘴や砂州の発達に適さない地域であることを示す。そして、それらの堆積地形が脆弱な存在であったがゆえに、古代人の世界観の一つ、地震神と結び付いた可能性を指摘したい。

1. 淡路島の地形・地質の特徴

(1) 瀬戸内海的でない淡路島

瀬戸内海東部に位置する淡路島は、北半部が南北に細長く、南半部が東西に幅広い、T ボーンステーキのような形をしている（図 1）。小豆島をはじめ瀬戸内海に浮かぶ島々は岬と入江が入り組む複雑な海岸線を示すが、淡路島の海岸線はいたって単調であり、入り組んだ海岸線は東

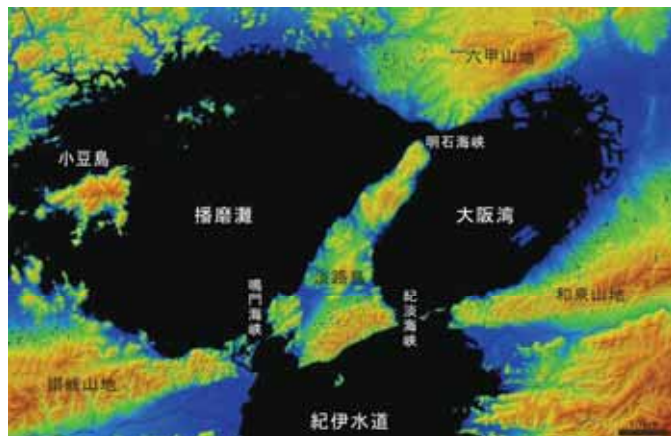


図 1 3つの海峡に囲まれた淡路島とその周辺の地形

基図には、国土地理院のデジタル標高地形図【兵庫県】、技術資料番号：D1-No. 970 を使用。

縁の成ヶ島周辺と西縁の福良湾周辺にみられるにすぎない。直線的な海岸線付近には多数の活断層が分布し、断層運動によって島の輪郭が決められてきたと考えられる。淡路島の最高点は南部の諭鶴羽山で、標高 608m を示す。ほぼ東西にのびる諭鶴羽山地を除くと、標高 200m 未満の低山や丘陵が卓越する。長さ 20km を超える河川はなく、沖積低地も狭小である。主な沖積低地は、中部の郡家川や南部の三原川、洲本川に沿って発達している。

淡路島の基盤をなす山地の地形・地質には、活断層の分布と対応して淡路島の北部・中部・南部で地域差がある。中・北部の山地列が北北東-南南西方向にのびるのに対して、南部の山地列は東西方向にのび、全体として T 字の配列をなす (図 2、3)。中・北部の山地は標高 100~400m であり、北部では周囲を活断層で囲まれた断層地塊をなす。山頂付近には、花崗岩類とそれを不整合に覆う神戸層群を浸食して、なだらかな浸食小起伏面が広がる。淡路島中部では、大阪層群から構成される小起伏の丘陵地の間に、小規模な山塊が残丘状をなして散在している。南部の諭鶴羽山地や西淡山地は標高 200~600m であり、山体の規模は相対的に大きい。諭鶴羽山地では紀伊水道に面して顕著な断層線崖が連続し、急崖をなしている。この急崖は、南方の海域を東西に走る中央構造線断層帯の運動に関連して形成された海食崖とされ、海岸線付近に活断層が位置する可能性も示唆されている⁽²⁾。

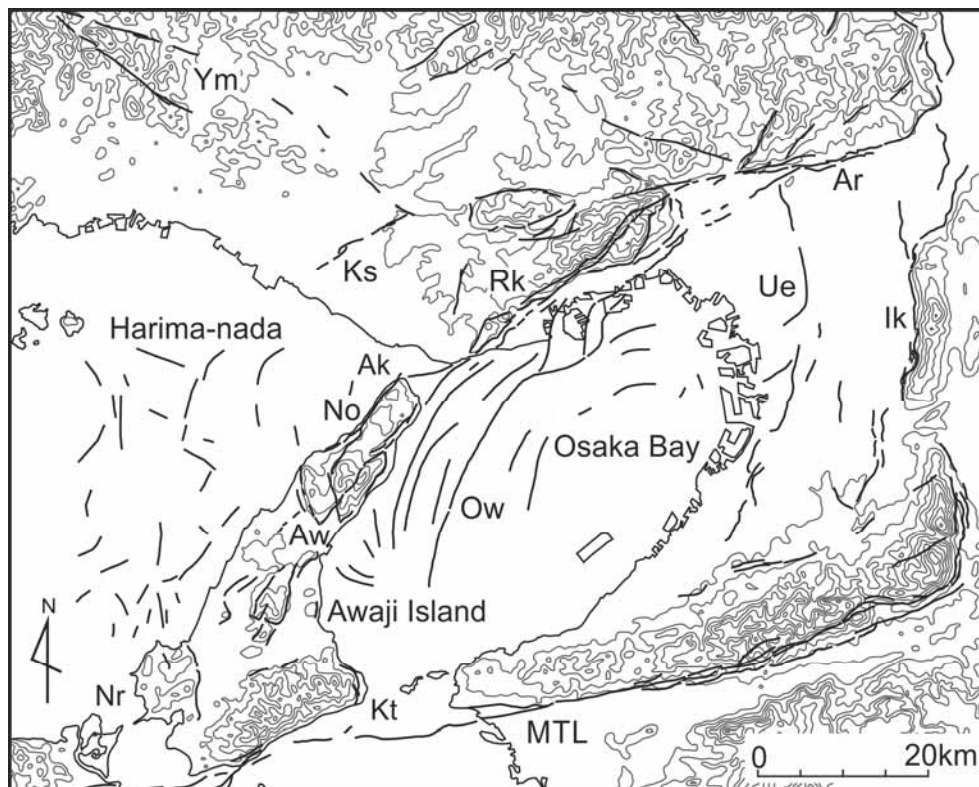


図 2 淡路島と大阪湾周辺の地形と活断層の分布 (加藤ほか、2008 を加筆・修正)

陸域の等高線間隔は 100m で、太実線は活断層を示す。六甲断層帯、淡路島東岸断層帯、野島断層の 3 つをまとめて六甲・淡路島断層帯と呼んでいる。Kt : 紀淡海峡、Ak : 明石海峡、Nr : 鳴門海峡、Ar : 有馬-高槻断層帯、Ks : 草谷断層、Ym : 山崎断層帯、Ik : 生駒断層帯、Ue : 上町断層帯、MTL : 中央構造線断層帯、Rk : 六甲断層帯、Aw : 淡路島東岸断層帯 (北から楠本、東浦、野田尾、先山断層)、No : 野島断層、Ow : 大阪湾断層帯。

地形の違いと同様に、山地を造る岩石も異なる。中・北部の山地は花崗岩類で構成され、諭鶴羽山地など南部の山地は和泉層群の泥岩・砂岩・礫岩の互層から構成される（図3）。淡路島中部では、大阪層群が広く分布して丘陵を構成する。それらの山地や丘陵を開析する中・小河川に沿って、中・上部更新統の海成層や河成層と、縄文海進にともなって堆積した完新統の沖積層が分布し、海岸段丘や河岸段丘、および沖積低地を形成している。淡路島南方の沼島は中央構造線より南の外帯に位置し、島全体が三波川帯の結晶片岩類から構成される。この結晶片岩類は約1~1.5億年前の沈み込み帯で形成されたもので、当時の海溝に沿って陸側に発達した堆積盆地を埋め立てた地層群が、和泉層群である。和泉層群は淡路島で最古の地層で、その年代は約7~8千万年前とされる。このように淡路島や沼島を造る基盤岩の年代は約1億年前以降であり、約2~3億年前に堆積した三郡帯の変成岩類が基盤岩を造る小豆島と比べると、淡路島の基盤岩の年代はかなり新しい。

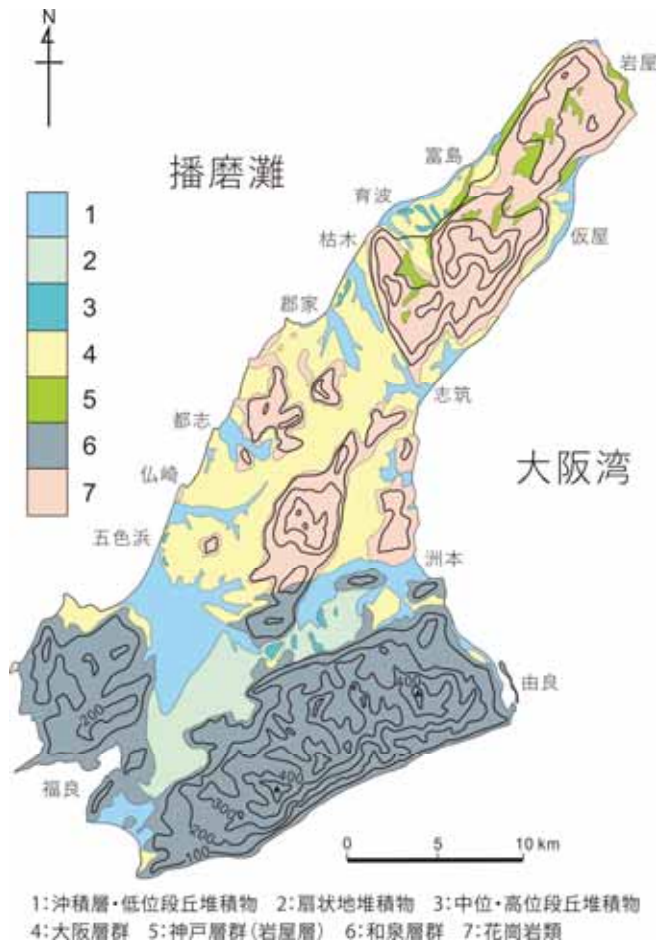


図3 淡路島の地形と地質分布

岡・寒川（1981）を修正。接峰面等高線の間隔は100m。

(2) 近畿三角帯を区切る淡路島

淡路島は、日本最大の地質境界である中央構造線のすぐ北側に位置し、外帯と内帯の境界部を占めている。活断層としての中央構造線断層帯は、地質境界の中央構造線とほぼ一致するが、紀伊半島東部の区間では第四紀後期の断層運動は終了している。

近畿地方において、東西にのびる中央構造線を底辺とし、北西-南東走向の柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯と養老・桑名・四日市断層帯を東側の、北東-南西方向に配列する三方・花折断層帯、有馬-高槻断層帯、六甲・淡路島断層帯と続く断層帯群を西側の、それぞれ二辺とする三角形の地域は、近畿三角帯（Huzita, 1962）とよばれる活断層の密集地帯である（図4）。淡路島は、近畿三角帯の南西端に位置し、北東-南西にのびる六甲・淡路島断層帯と東西にのびる中央構造線断層帯の交差部にあたる。淡路島中・北部の花崗岩類からなる山地と、南部の和泉層群からなる山地が織りなすT字の地形配列は、これらの活断層帯の分布方向と一致し、島の骨組みが第四紀の断層運動によって形成されたことを示す。

一方、淡路島中部に広く分布する大阪層群は、活断層によって大きな上下変位を受けて

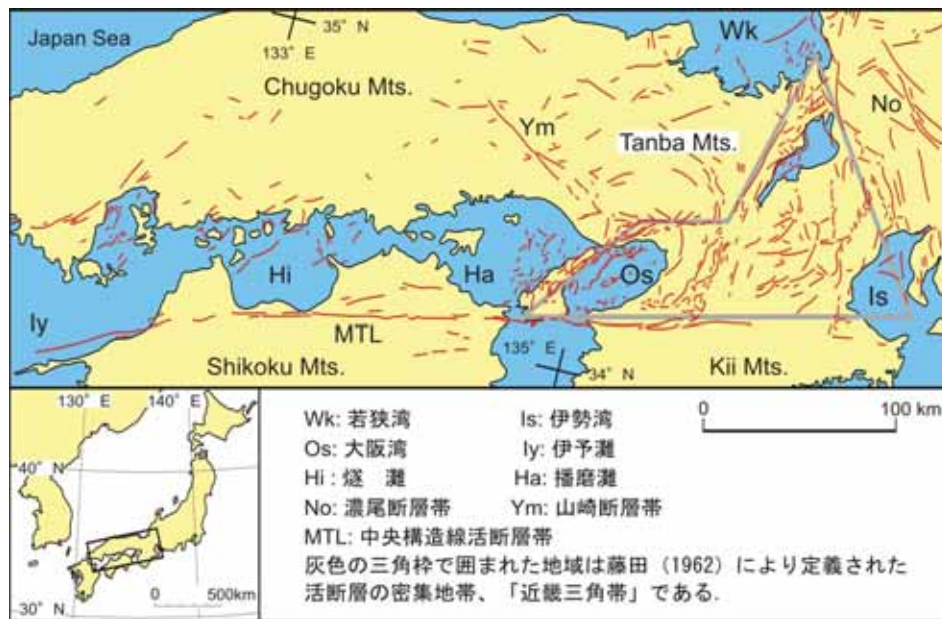


図4 近畿三角帯の南西縁に位置する淡路島（加藤ほか、2008 を修正）

いるが、その分布範囲や堆積層厚の変化は、活断層の変位とは関係していない⁽³⁾。後述するように、近畿三角帯の断層運動は約 100 万年前以降に活発化して現在に引き継がれているが、それ以前の第四紀前半には、淡路島中部から大阪平野南部にかけて東西に軸を持つ沈降部（堆積盆地）が発達し、大阪層群が厚く堆積したと推定されている。淡路島の大阪層群は海成層を挟まず、河川成の砂礫層が卓越する層準が厚い。これらの砂礫層は、中央構造線より北側に分布する白亜紀火山岩類や、三畳系～ジュラ系の付加体起源の砂岩・泥岩・チャートからなる円礫を多く含み、深層風化が進んでマサ化した花崗岩類の山地が広がる中・北部では、河川や海浜への重要な礫供給源となっている。

2. T 字の地形配列の形成史

淡路島を特徴づける T 字の地形配列は、地質分布と同様に、中・北部では六甲・淡路島断層帯と、南部では中央構造線断層帯と、それぞれ同じ方向であり、これらの活動と関連して形成されてきた。2 つの活断層帯が北西縁と南縁をなす近畿三角帯の形成は、約 300～400 万年前の鮮新世末から始まり、約 260 万年前以降の第四紀の時代を通じて行われてきた。加藤ほか（2008）によると、その形成過程の中で、淡路島は大きく 2 つの発達段階を経て形成されたと考えられる。第 1 段階は湖沼の時代と総括され、約 125～350 万年前にあたる。第 2 段階は、紀淡海峡から大阪湾域への海進が始まった約 125 万年前以降の時代である。この時代に、約 50 万年前の明石海峡の形成を経て、約 12～13 万年前の鳴門海峡の成立により、瀬戸内海東部の新しい島として淡路島が誕生した。

(1) 第 1 段階（約 125～350 万年前） 湖沼の時代

中央構造線断層帯の北側に沿って和泉山地、諭鶴羽山地、讃岐山地などの山地列が形成され、それらの北側地域に東西方向に軸を持つ沈降域（堆積盆地）が形成された。この東西

性堆積盆地の沈降の中心部には、古東海湖、古琵琶湖、古大阪湖などの湖沼が広がり、湖沼周辺の平野域では砂礫層が、湖心部周辺域には泥層が堆積した。当時の湖沼域は、東海地方から九州地方にかけて断続的に広がっていたと推定され、海域は存在しなかったものの、第二瀬戸内海とよばれている（図5）。それぞれの湖沼域に堆積した地層が、東海層群、古琵琶湖層群、大阪層群などである。淡路島では中部～北部に沈降域が位置し、累積層厚 800m に達する砂礫層と泥層の互層が堆積した。

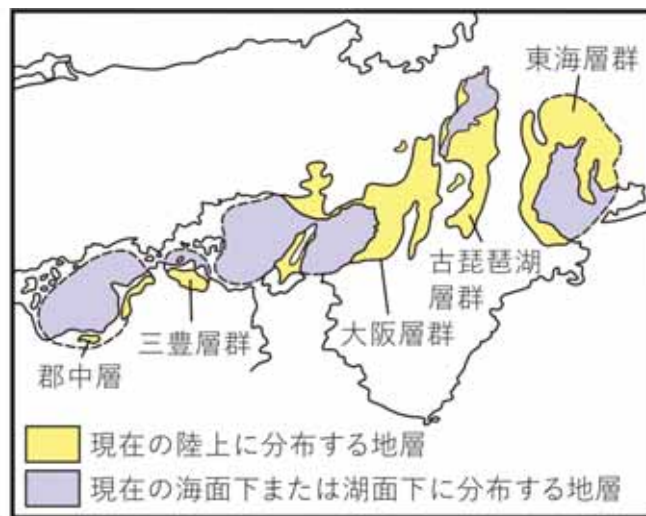


図5 東海・近畿・中国地方に分布する鮮新世～前期更新世（約100～500万年前）の地層群

これらの地層群は、中央構造線の北側に東西にのびる堆積盆地（第二瀬戸内海）の存在を示す。

(2) 第2段階（約125万年前以降） 淡路島の誕生

Biswas ほか（1996）によれば、紀淡海峽付近から大阪湾域に海水が浸入したのは約125万年前であり、現在の大阪湾域から大阪平野東部にかけて内湾域が広がった。これ以降の時代、大阪湾域では、約10万年周期の気候変動に対応して温暖な間氷期には高海面となって海域が広がり、寒冷な氷期には海面が100m前後低下して沖積低地や湖沼が発達した。約50～60万年前には、淡路島と六甲山地に挟まれた凹地部である明石海峽を越えて播磨灘の一部に海水が浸入し、約20万年前にかけて高海面であった間氷期の海域は順次西方へと拡大していった（加藤ほか、2008）。海底下に堆積した粘土層や海食によって形成された海岸段丘の分布から、約20万年前には兵庫県西部から淡路島中部、香川県中部にかけて海域が広がっていたと推定される。しかし、この頃に播磨灘が鳴門海峽を通じて紀伊水道と連絡していた証拠は明瞭ではない。播磨灘沿岸に分布する海岸段丘からは、約12～13万年前の高海面期（最終間氷期）には鳴門海峽が成立していたことが明らかであり、淡路島が島嶼部となって紀伊水道－大阪湾－播磨灘－紀伊水道と循環する潮流システムが存在していたと考えられる。

これら2つの発達段階は、中央構造線断層帯を代表とする近畿地方の活断層の動きを支配してきたフィリピン海プレートの沈み込み方向の変化と関係している。フィリピン海プレートは、約200～500万年前には南海トラフで北向きに沈み込んでおり、中央構造線断層帯は断層線にほぼ直交する向きに力を受けて、北側が隆起する逆断層運動を行っていた。このため、中央構造線断層帯に沿ってほぼ東西にのびる堆積盆地が、その南側に発達した。また、和泉山地や讃岐山地などの幅の狭い山地列がその北側に発達し、これらの山地列のさらに北側に東西方向にのびる沈降域が広がっていった。

約100～200万年前の間には、フィリピン海プレートの沈み込む方向が北西向きに変化し

た。このため中央構造線の南側部分を西方へ押す力が加わり、中央構造線断層帯では右横ずれの断層運動が活発化した。杉山（1991、1992）によれば、右横ずれ運動にともない、断層帯の両側で隆起区域と沈降区域が交互に出現するようになり、中央構造線断層帯より北側の地域では、それらが北東－南西方向に雁行配列するようになったという。このような雁行配列の一組を構成するのが、淡路島から六甲山地へと続く隆起域と、その両側に位置する大阪湾と播磨灘の海域（沈降域）である。

3. 砂嘴・砂州の形成と縄文海進

「淡路橋立」と称される成ヶ島のような砂嘴、砂州地形は、約6千年前以降の時代に形成されたものであり、基盤岩の形成から島の誕生まで1億年以上に及ぶ淡路島の歴史に比べると、桁違いに新しい。

約2万年前の最終氷期最盛期には、海面は今より120mほど低下し、大阪湾や瀬戸内海は完全に陸化していた。約1.6万年前から温暖化が始まり、海面は緩やかに上昇し始めた。約1.2万年前以降には顕著な温暖化にともなって海面は急上昇した。日本列島においては、約6～8千年前に海面は現在よりも5mほど高くなったとされ、大阪湾は拡大して河内地方までが内湾域になった。約1.2万年前以降の時代が完新世であり、完新世における海面の急上昇により海域が内陸へと一気に拡大した現象は「縄文海進」とよばれている⁽⁴⁾。海面は、約6千年前以降には縄文中期の約5千年前、弥生時代後期の約2千5百～3千年前などに数mほどの小規模な下降と上昇を繰り返して、現在に至った。成ヶ島や淡路島南部の吹上浜（阿万海岸）周辺など、淡路島沿岸部にみられる砂嘴や砂州は、いずれも海水準が最高に達した縄文海進の最盛期以降に形成されてきたものである。

本章ではまず、砂嘴や砂州の形成条件について述べ、次いで最終氷期最盛期以降の時代に典型的な地形発達が行われた三原川流域（三原平野）について紹介する。

(1) 砂嘴・砂州の形成条件

砂嘴や砂州の形成には、その構成物となる砂礫の供給源、砂礫を浸食、運搬、堆積する河川や潮流などの営力、それらが堆積できる堆積場の存在という3つの条件が必要である。砂礫の主要な供給源は河川の流域である。流域面積が大きく急勾配で、下流域まで砂礫を大量に運搬できる河川は、淡路島では三原川くらいである。淡路島では中部を中心として、丘陵を構成する大阪層群の砂礫層が海食で削られることによって、沿岸部に砂礫が供給されている。淡路島の播磨灘沿岸では、大阪層群からの砂礫供給が重要であり、護岸などによって海食作用が弱まると海浜への砂礫供給が減少し、海岸線の顕著な後退が生じる⁽⁵⁾。海峡部では潮流による浸食も砂礫の供給にとって重要であり、大阪層群のみならず、和泉層群の砂岩礫岩互層も必要な供給源となっている。

内湾や溺れ谷の開口部のような場所は、波の営力が弱まって河川が運搬した砂礫が堆積しやすく、砂嘴や砂州の形成に有利である。海域では海岸線に沿って平行に沿岸流が流れている。海食によって供給された砂礫は沿岸流によって移動し、岬や半島、島のような障害物の背後では流速が弱まるため、そこで堆積しやすい。一方、外洋に面した直線的な海岸では、波浪や沿岸流の影響が強く、沖合に流される砂礫が増加するため、砂州や砂嘴は

形成されにくい。淡路島中・北部では海岸線は単調で直線的であり、堆積場が少ない。淡路島南部では、外洋に面して直線的に続く灘海岸には堆積場がほとんど無く、海岸線が入り組んだ東岸や西岸に、小規模であるが堆積場が造られている。

砂嘴や砂州の形成には、砂礫の供給源と堆積場の存在に加えて、形成場所における堆積作用と浸食作用のバランスも重要である。河川による過大な砂礫供給が続くと、入り江の埋積が進んで沿岸部まで扇状地が張り出すようになる。砂礫供給が過少であったり、海流による浸食・運搬が卓越したりすると、入り江は砂州で閉塞されずに溺れ谷の状態が続く。砂礫の供給とその浸食・運搬がバランスした場所では、砂州や砂嘴の形成が進み、その結果として潟湖の形成や、潟湖をとまなう三角州の発達が見られるようになる。

淡路島は、全体として沿岸域への砂礫供給が少ない地域である。砂嘴や砂州の大多数は、河川による砂礫供給ではなく、潮流や沿岸流、波浪による大阪層群や和泉層群の浸食による砂礫供給を受けている。一方、淡路島南部の三原川流域は、論鶴羽山地から浸食・運搬される砂礫の供給が多く、淡路島で唯一、扇状地の発達が認められる地域であり、河口部には典型的な三角州や砂嘴、砂州の地形が発達している。

(2) 三原川流域の地形

三原川流域については、高橋（1982）が詳細な地形分類図（図 6）を作成している。これは、地形発達史上の段階（ステージ）と地形形成に要した時間オーダーの 2 つを指標として河川流域の地形を構造的に区分した初期の試みの一つであり、河口域において縄文海進以降の時代における典型的な砂堆（砂嘴や砂州）の発達を確認できる。

砂堆は河口部右岸に発達が良く、内陸から播磨灘に向けて、内列砂堆、中列砂堆、外列砂堆の 3 列に区分されている（図 6）。これらの砂堆は全体として「慶野松原」とよばれており、地形発達史的に異なる砂嘴や砂州が近接して一連に見えるものである。以下では、高橋（1982）に従って各砂堆列の特徴を述べる。

内列砂堆は最も規模が大きく、河口部右岸から南に三角形状に張り出して分布する（図 6）。内列砂堆は、約 6 千 4 百～7 千百年前の縄文海進時に、大阪層群から構成される丘陵が沿岸流で浸食されて供給された砂礫が内湾入口に堆積して形成された砂嘴であり、三原川などの河川から供給される砂礫は形成に寄与していない。外列砂堆と中列砂堆はともに砂丘に覆われ、人口改変も進んでいるため、両者の地形境界は明瞭でない。しかし、内列砂堆と中列砂堆の間には潮流が出入りした旧流路が認められ、中列砂堆は、内列砂堆に並行してその海側に形成された砂州と考えられる。中列砂堆も、沿岸流により大阪層群の丘陵から浸食・運搬された砂礫から構成される。中列砂堆上から弥生時代の刀剣が発見されていることから、弥生時代には人間が居住できる状態であった。高橋（1982）では述べられていないが、外列砂堆も、河口付近の沿岸部に海岸線と並行してのび、砂州として発達したと推察される。外列砂堆の形成は、近世以前であることは確かである。

内陸から現海岸線に向けて分布する 3～4 列の砂堆の形成期は、一般に縄文海進最盛期以降の小規模な海面変動と関連づけて理解されている（海津、1994）。すなわち、縄文海進最盛期にかけて形成された砂嘴や砂州が、縄文中期の約 5 千年前の海面低下により離水したものが内列砂堆、その後の高海面期に沖合で形成された砂嘴や砂州が弥生時代後期の約 2 千 5 百～3 千年前の海面低下により離水したものが中列砂堆と解釈されている（図 7）。

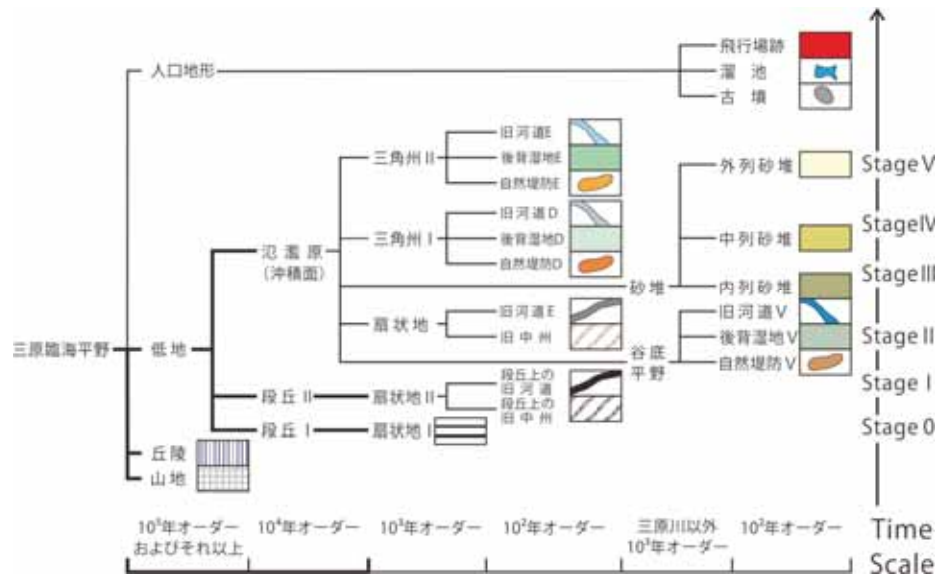
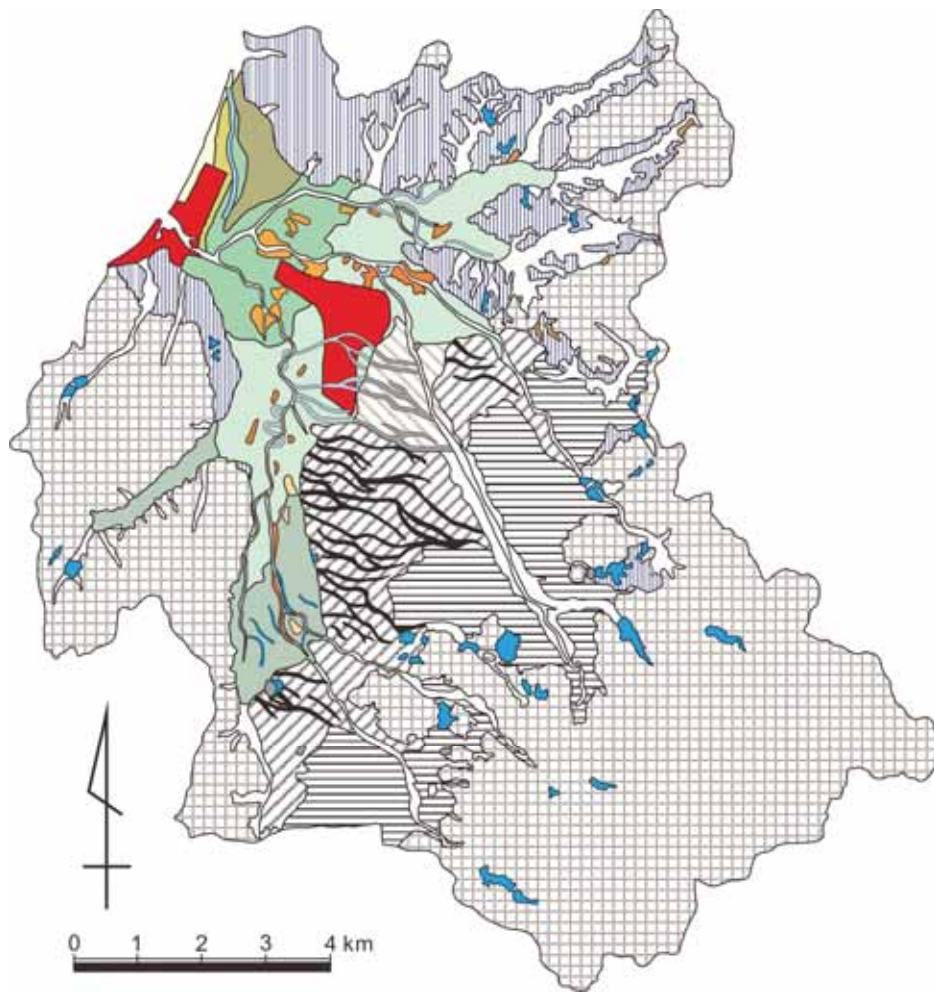


図6 淡路島南部、三原川流域の地形分類図（高橋、1982を編集・修正）

流域の地形を地形発達史上の段階（ステージ）と地形形成に要する時間オーダーの2つの指標に基づいて構造的に区分した。氾濫原（沖積面）以下の地形が、縄文海進以降の海水準変動や気候変動に対応して形成された地形に相当する。

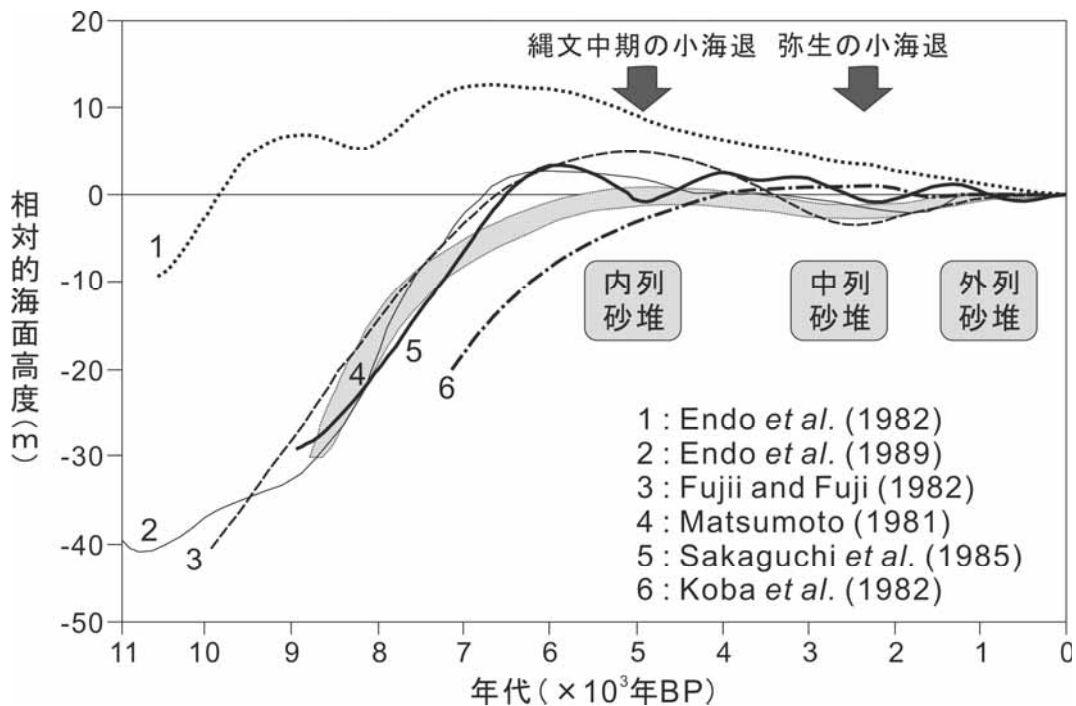


図7 日本における相対的な海面変化曲線の例と淡路島における砂堆形成の関係

海津（1994）の図4-12を加筆・修正。横軸は放射性炭素年代を示し、この年代範囲では実年代（暦年代）よりも2千～数百年若い年代となる。

外列砂堆の形成も、古墳時代以降の小規模な海面変動（古墳時代の小海退、平安時代中期の小海進など）と関連付けて理解することが可能である（海津、1994）。しかし、この時代の海水準変動は1～2m未満で、むしろ安定していたと考えられており、植生の変化や人為的な影響による砂礫供給量の増減、沿岸流の変化、大津波による浸食、大地震時の沿岸域の隆起・沈降のような地変が、外列砂堆の形成に関与した可能性が高いと思われる。

4. 淡路島南部の砂嘴・砂州地形

三原平野の他に、淡路島南部でみられる特徴的な砂堆地形について検討する。三原平野のように明瞭な内列砂堆、中列砂堆、外列砂堆のセットは南あわじ市阿万吹上浜でも認められ、都市化が進んで不明瞭であるが、洲本川の河口域にも発達していたと推定される。一方、成ヶ島とその周辺では、淡路島側のかつての溺れ谷をふさぐ砂州⁽⁶⁾と、淡路橋立とよばれる現成の砂嘴がみられるのみである。また、南あわじ市福良湾では、湾口部をふさぐようにして1列の砂堆が発達している。

(1) 南あわじ市阿万吹上浜の砂堆列

吹上浜では、現在の海浜背後に砂丘に覆われた小規模な砂堆が発達しており、外列砂堆に対比できる（図8、砂堆Ⅱ・Ⅲ）。本砂堆の背後には、農地となっている砂丘間低地（後背湿地）が海岸線にほぼ平行してのび、さらに陸側には顕著な砂丘に覆われた1ないし2列の中列もしくは内列砂堆（図8、砂堆Ⅰ・Ⅱ）が分布する。これらの砂堆列は、その形

状や和泉層群からなる小山との連続性からみて、砂嘴や砂州と考えられる。その内陸側には、かつて溺れ谷であったとみられる後背湿地が広がり、近年まで池沼が残されていた。これらの内陸の砂堆や砂丘は居住地や防風林、砂防林として、後背湿地は水田として利用されている。また、砂堆Ⅰ・Ⅱを覆う砂丘砂を建築資材として採掘している場所もある。考古遺跡や形成年代の資料はないが、三原平野との比較から、砂堆Ⅰは弥生時代後期までの形成と考えられる。砂堆Ⅱ上には安土桃山時代末に築造の寺社があり、背後の後背湿地には江戸時代前半に新田開発を行ったことを記した標柱が存在する。したがって、砂堆Ⅱは江戸時代より前に形成されたことが明らかである。



図8 南あわじ市吹上浜周辺の砂堆地形の分布

徳島県東部沿岸、海底地形分類図（徳島県、1994）から抜粋した基図に加筆した。

吹上浜背後の平野域には流域面積の小さな河川が流入しており、平野域には和泉層群からなる小山が散在している。河谷沿いの後背湿地は標高が5m以下で低平であり、河川から砂堆形成域への砂礫供給は期待できない。また、各砂堆は規模が小さく、河谷両側の山脚部や小山をつなぐように分布している。このような点から、砂堆は、山地域や孤立する小山（当時は島であった）を構成する和泉層群の砂岩・礫岩層が、沿岸流や波浪により浸食・運搬された砂礫から構成されると考えられる。吹上浜では、中列砂堆と内列砂堆の分離が進んでいない。これは、三原平野と違って弥生時代以降も海退が進まず、内湾や潟湖が広がった状態が長く続いた可能性を示唆していると思われる。

(2) 見かけの砂堆地形—福良湾と成ヶ島

福良湾の湾口部を取り囲む1列の砂堆は、砂嘴や砂州のような砂礫の堆積地形に見える。しかし、『徳島県東部沿岸、海底地形図（吉野川河口・鳴門海峡）』（徳島県、1994）によると、これらは一連の堆積地形（砂嘴や砂州）ではなく、溺れ谷となった河谷両岸のやせ尾根の一つが海食を受けてできた海食台が沈水した沈水海食台と、その浸食砂礫が近傍に堆積して造られた小規模な砂嘴から構成される「見かけの砂堆地形」であることがわかる。淡路島の砂嘴地形の代表とされる成ヶ島にしても、和泉層群から構成されるいくつかの小島が小規模な砂嘴で結ばれ、さらに2つの掘削路を開削することで橋立状を呈したものであり、全てが砂礫の堆積した砂嘴からなる丹後半島の天の橋立とは異なっている。福良湾

や成ヶ島の砂堆の海側に広がる礫浜では、結晶片岩の礫は少なく、沿岸流や波浪により和泉層群の岸壁が浸食されて供給された砂岩や礫岩の礫が卓越している。これらの場所には溺れ谷となる河谷地形は存在する。しかし、近傍に大阪層群が分布せず、砂礫の供給源が和泉層群の岸壁に限定されるため、顕著な砂嘴や砂州が形成されなかったと考えられる。

このように沿岸域に3列ないし4列の砂堆列が発達している地域は、淡路島では少ない。砂堆の多くは小規模な溺れ谷の出口をふさぐ1列であり、複数列の砂堆は、三原平野や洲本川、群家川などの流域面積の比較的大きな河川の河口域に限定される。砂嘴や砂州の発達にとって、淡路島は地形・地質的な条件の良くない地域であるといえよう。

5. 大地震・大津波による海岸地形の変容と地震神

三原平野や吹上浜の内列・中列の砂堆列は、縄文海進以降の千年オーダーの海水準変動と関連して形成されており、地形形成には数十年～数百年の時間を要したと考えられる(高橋、1982)。これは人の一生よりも長く、砂堆列の出現が古代人の世界観に直接的に影響を与えた可能性は考えにくい。一方、福良湾や成ヶ島の例のように、古墳時代以降に形成されたとみられる小規模な外列砂堆や、現成の砂嘴・砂州地形は、人の一生の間にも変貌を繰り返した可能性が高い。そして、これらの地形を急変させる代表が、大津波や大地震などの地変である。

大地震に伴う地殻変動が海岸地形を急変させた著名な例に、1804年象潟地震がある。寒川(2001)は、この地震の前後に象潟を訪れた芭蕉と雷電を取り上げ、地形の急変を印象的に語っている。江戸時代の象潟(秋田県由利郡象潟)は、松島と並ぶ奥州の二大景勝地であり、大小の島々が点在する潟湖であった。この地震では、象潟付近の海岸が最大1.8mも隆起し(平野ほか、1979)、潟湖は一気に干上がって小丘を点在する泥沼の大地と化してしまった。淡路島近辺では、1596年慶長伏見地震で小鳴門海峡域の干潟が隆起し、それを塩田化して製塩業が起こったという徳島県撫養地区の例(小野ほか、2016)があげられる。大津波により砂嘴や砂州などの海岸地形が浸食され、消失した例として、887年仁和南海地震による大津波で、淡路島北部の富島付近から沖合にのびていた「野島の崎」と呼ばれる砂嘴が消失した可能性が考えられている(水野ほか、1991)。

大地震や大津波、高潮、洪水などの自然現象に伴う地変の記録を、古文書が残されていない6世紀末より古い時代まで遡ることはむずかしい。それでも、淡路島では小規模な外列砂堆が発達する地域が多いことから、これらの自然現象によって地形が急変した例は、少なくともなかったであろう。なかでもより高頻度の発生が考えられる地変は、大津波に伴う砂堆の消失や潟湖の破堤である。一方、淡路島周辺の六甲・淡路島断層帯や中央構造線断層帯の活動履歴(岡田・八木、2019)を考慮すると、地震性隆起による海岸部の陸地の増加は、この2千年間には発生していない可能性が高い。神話の起源が1～2世紀の時代にあり、それが7世紀以降まで引き継がれたとしても、国生み神話の要点は国土の増大であることから、消失することが多かった砂嘴や砂州のような沿岸部の堆積地形と国生み神話との関わりは薄かったと考えざるをえない。国生み神話よりもむしろ、大津波によるこれらの地形の消失は、海岸部を中心とした地震神や海神の信仰に結び付いていったと考えられる。保立(2013)は、地震神としてのスサノオの形成について、1～2世紀頃の南海地震

津波や、869年貞観地震など9世紀に頻発した地震や津波との関係にふれている。しかし、当時の都であった京都の被害との関わりだけでなく、沿岸地形の急変のような自然景観の急変が古代人に与えた心理的影響も、地震神の神話の誕生に一役買ったにちがいない。

注

- (1) 淡路島では、水野ほか(1990)が、『味地草』や『淡路常盤草』などの古文書や江戸時代の分限絵図に基づき、かつてあった砂嘴や砂州などの陸域が津波で浸食された可能性を述べている。
- (2) 岡田(2020)、岡田・八木(2019)は、この急崖が断層線に沿った海食のみで形成されたとは考えにくく、海岸線沿いに位置する活断層が形成した断層崖である可能性を示唆している。
- (3) 淡路島北部では、楠本断層や野島断層の低下側で大阪層群の層厚が厚く、堆積の終了時期も新しくなり(市川編著、1993)、断層運動の影響があったと考えられる。
- (4) 大阪湾を中心とした縄文海進については、前田(1980)に詳しく述べられている。
- (5) この典型的な例が、五色浜や慶野松原における海岸浸食である。
- (6) この砂州は成ヶ島と淡路島を結ぶ砂嘴に連続していたとみられ、現在は道路や市街地となっている。

参考文献

- 市川 実編著 1993 『大阪層群』 創元社 P340
- 海津正倫 1994 『沖積低地の古環境学』 古今書院 P270
- 岡 義記・寒川 旭 1981 『東部瀬戸内堆積区の形成と淡路島の隆起』 地学雑誌 90 P393-409
- 岡田篤正 2020 『中央構造線断層帯—最長活断層帯(四国)の諸性質—』 古今書院 P368
- 岡田篤正・八木浩司 2019 『図説 日本の活断層—空撮写真で見る主要活断層帯36—』 朝倉書店 P205
- 小野映介・佐藤善輝・矢田俊文・海津 颯 2016 『徳島県撫養地区における塩田開発と1596年の地震との関係』 歴史地理学 58 P24-34
- 加藤茂弘・岡田篤正・寒川 旭 2008 『大阪湾と六甲山、淡路島周辺の活断層と第四紀における大阪・播磨灘堆積盆地の形成過程』 第四紀研究 47 P233-246
- 坂江 渉 2021 『国生みの神話と島造りの神話—海水攪拌の神事—』 兵庫県立歴史博物館ひょうご歴史研究室編・坂江 渉監修 『播磨国風土記』の古代史 P141-146
- 寒川 旭 2001 『シリーズ日本を知る 地震 なまずの活動史』 大巧社 P173
- 杉山雄一 1991 『第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地—大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル—』 構造地質 36 P99-108
- 杉山雄一 1992 『西南日本前弧域の新生代テクトニクス—静岡地域のデータを中心に—』 地質調査所月報 43 P91-112
- 高橋 学 1982 『淡路島三原平野の地形構造』 東北地理 34 P138-150
- 徳島県 1994 『徳島県東部沿岸、海底地形分類図(吉野川河口・鳴門海峡)』 大矢雅彦・春山成子調査・編集
- 平野信一・今泉俊文・中田 高 1979 『象潟地震(1804年)に伴う地殻変形』 第四紀研究 18 P17-30
- 保立道久 2013 『地震神の神話(素戔鳴尊・大国主命と祇園御霊会)』 保立道久・成田龍一監修 『津波、噴火…日本列島地震の2000年史』 朝日新聞出版 P137-141
- 前田保夫 1980 『縄文の海と森 完新世前期の自然史』 蒼樹書房 P238

- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩 1990 『明石地域の地質』 地域地質研究報告 (5 万分 1 地質図幅) 地質調査所 P90
- Biswas, D. K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., Kinugasa, Y., Mizuno, K. 1999 『Magnetostatigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, south western Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons』 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148 P233-248
- Huzita, K. 1962 『Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of Southwest Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area』 *Journal of Geoscience, Osaka City University* 6 P103-144