

第一編

富士宮の自然環境



第一章 富士宮の大地

第一節 富士宮の大地の成り立ち

富士宮をつくった大地のうごき

富士宮市は、富士山の南西山麓に位置する（写真1-1、図1-1）。富士宮市域の西部には一〇〇〇〜二〇〇〇m級の険しい天子（天守）山地がそびえる一方で、富士山の裾野にあたる市域中部から東部の地形はなだらかである。市域の南縁には山梨県に源を発する富士川が流れ、駿河湾へと注いでいる。富士川と富士山の間には、なだらかな羽鮒・星山の二つの丘陵、富士川の南には、やや険しい蒲原丘陵が存在する。こうした特徴的な地形をそなえた大地は、いったいどのようにして生まれたのであろうか？

そのことを考えるために、やや広い目で富士山周辺の地形や地質を眺めてみよう（図1-2）。富士宮市が位置する静岡県東部の地質は、火山の噴出物が主体を占めており、富士山・愛鷹山・箱根山・天城山などの大型の火山や、小型火山の群れである伊豆東部火山群が存在する。また、富士山をとりまく天子・御坂・丹沢山地や伊豆半島には、さらに古い時代の海底火山の噴出物も分布する。さらに、こうした火山噴出物の間を埋めるように、海底のくぼみ（トラフ）にたまった土砂の地層も分布している。こうした岩石や地層は、いつ頃どのようにして堆積し、私たちの暮らす大地を造り上げたのであろうか？

地球の表面は十数枚の岩板（プレート）に覆われており、地震や



写真1-1 南西上空から見た富士宮市

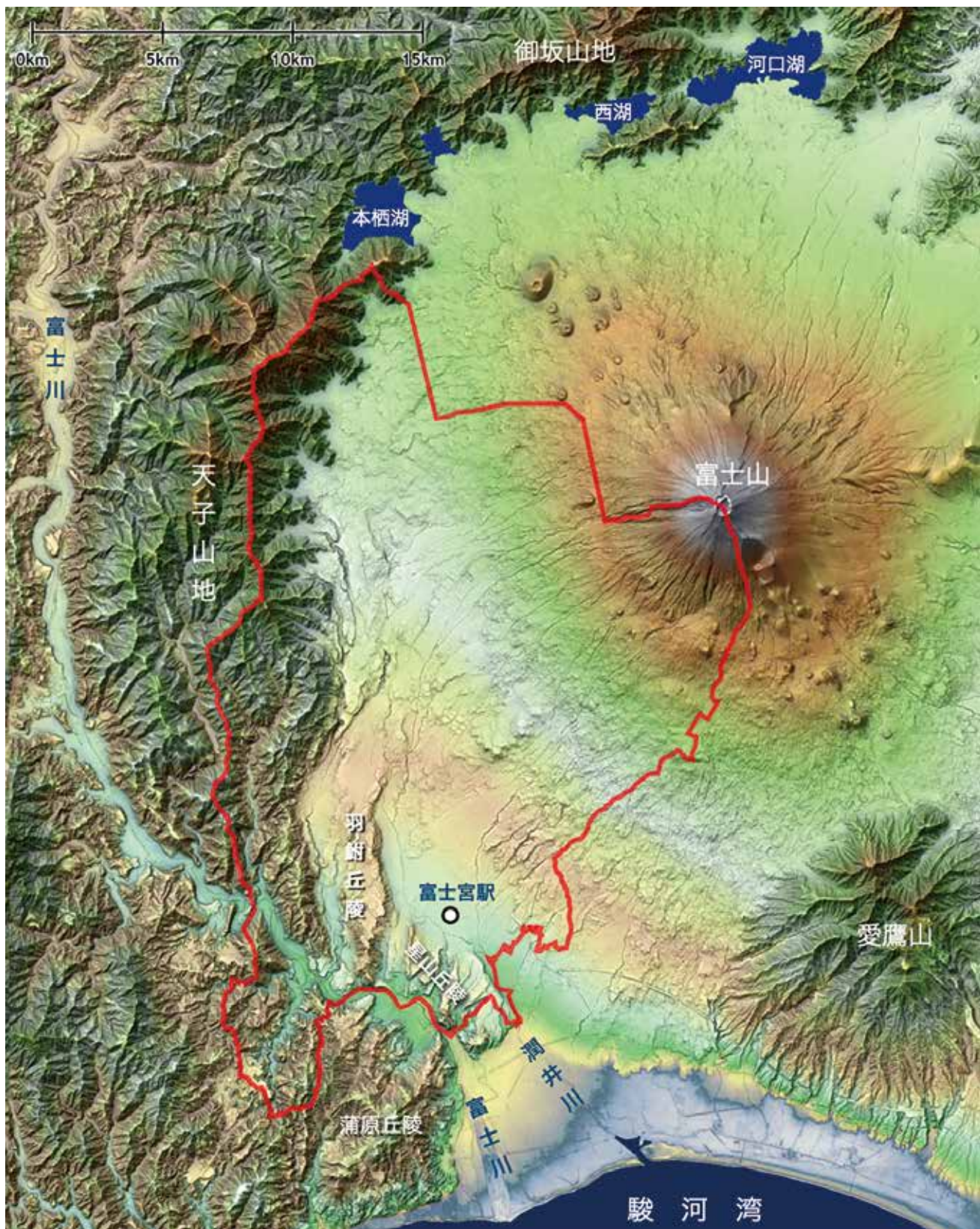


図1-1 富士宮市周辺の立体地形図

赤枠で富士宮市の市域を示す。

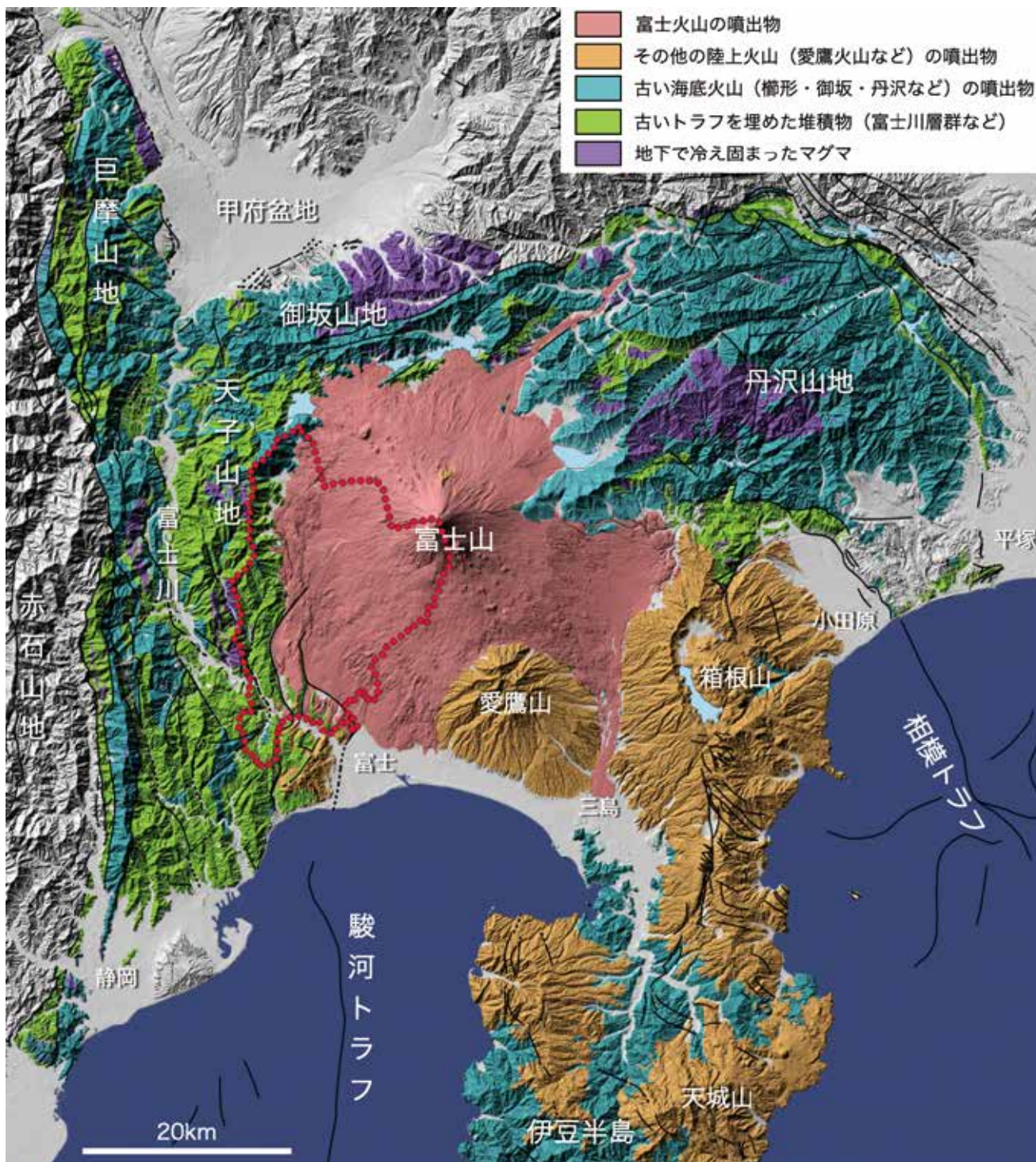


図1-2 富士山とその周辺の地形・地質の概要

赤点線枠で富士宮市の市域を示す。太い実線と破線は、それぞれ断層と推定断層を示す。また、着色していない山地にも新旧の地層・岩石が分布するが、本書で触れないため省略した。

火山の活動は主にプレート同士の境界付近で生じている。静岡県はユーラシア・北米・フィリピン海の三プレートにまたがっており、三つのプレートは互いに異なる方向に運動している(図1-3)。フィリピン海プレートとその東縁の伊豆・小笠原弧は、ユーラシアプレートと北米プレートにまたがる日本列島(本州)に対して北西に移動している。

伊豆・小笠原弧は、太平洋プレートがフィリピン海プレートの下に沈み込むことによって生まれた島弧である。島弧とは、プレートの沈み込みにもなう火山活動や地殻変動によって生じた弧状の浅瀬や陸地のことである。本州も、伊豆・小笠原弧とは別の島弧(本州弧)である。

フィリピン海プレートは南海・駿河トラフにおいてユーラシアプレートの下に、相模トラフにおいて北米プレートの下に、それぞれ沈み込んでいる。しかし、厚くて軽い地殻をもつ伊豆・小笠原弧は容易に沈み込まず、本州と衝突している。この衝突は、過去一七〇〇万年の間、おおむね継続してきた。その結果、衝突した側(伊豆・小笠原弧)の地層や岩石の一部がはぎとられ、衝突された側(本州)に付け加わる現象が時おり生じてきた。富士山をとりまく巨摩・御坂山地や丹沢山地に分布する海底火山の噴出物は、かつて南方からプレート運動によって移動して本州に衝突・付加した伊豆・小笠原弧の一部と考えられている(図1-4①②③)。

これらの海底火山の間にあった海底のくぼみ(トラフ)は、やがて周囲の火山や陸地から流れてきた土砂で埋め立てられていった(図1-4②③)。これらの堆積物(富士川層群や庵原層群)も、周囲の海底火山とともにプレート運動によって本州側へと押し付けられ、その過程で折り曲げられたり、断層によって寸断されたりしながら隆起し、天子山地や蒲原丘陵を形づくっていった。

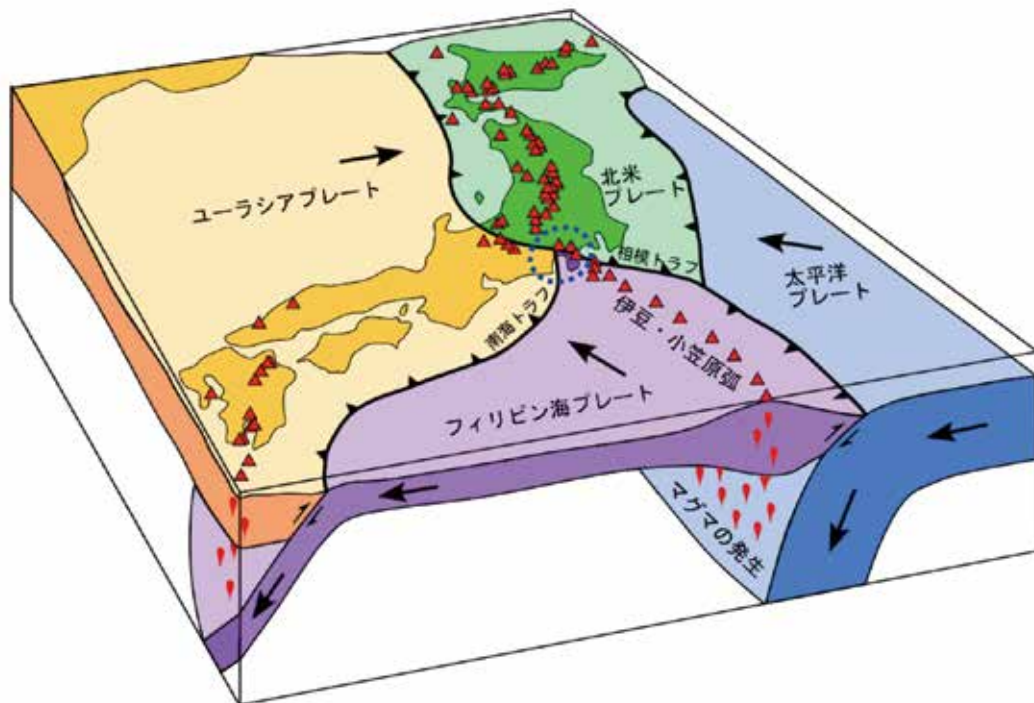


図1-3 日本付近のプレート構造

「↑」は北米プレートを固定した場合のおおよその各プレートの運動方向。赤三角は活火山。青点線枠で図1-2のおおよその範囲を示す。

さらに、以上述べた地層の形成や地殻変動が続く中で、太平洋プレート^①の沈み込みによって生じたマグマが次々と上昇して地表に達し、富士火山に代表される火山群が誕生した(図1-4④⑤⑥)。それらの一部(富士山、箱根山、伊豆東部火山群)は、今後も噴火を繰り返す活火山として認定されている。

以上が富士宮とその周辺の大地の成り立ちのあらましである。

本章の構成

本章では、先に述べた富士宮とその周辺の大地の成り立ちの詳細を、古い順に探っていく。まず、南から来た古い海底火山とその噴出物(二七〇〇万〜二二〇〇万年前)について第二節、それらの海底火山の周囲にあったトラフを埋めた堆積物(富士川層群…一四〇〇万〜二〇〇万年前、庵原層群…二〇〇万〜五〇万年前)について、それぞれ第二節と第三節で解説する。

その後、完全に陸地となった富士宮市域とその周辺に誕生した火山が先小御岳(およそ二六万〜一六万年前)、小御岳(一六万〜一〇万年前)、愛鷹(四〇万〜一〇万年前)の三火山であり、さらに小御岳と愛鷹火山の間に一〇万年前に誕生した新しい火山が富士火山である。このうち富

士宮市域の広い範囲を占める富士火山について第四節で解説する。伊豆・小笠原弧と本州弧の衝突は現在も引き続いて行っているため、伊豆半島の北々北西側では地殻の短縮と隆起が進行中である。結果として、そこには足柄・丹沢・御坂・天子・巨摩・赤石山地が標高一〇〇〇〜三〇〇〇mほどの山地として今もそびえ立ち、富士川河口断層帯や神縄・国府津―松田断層帯などの多数の活断層が形成され、今後の大地震の発生リスクが懸念されている。このうち富士宮

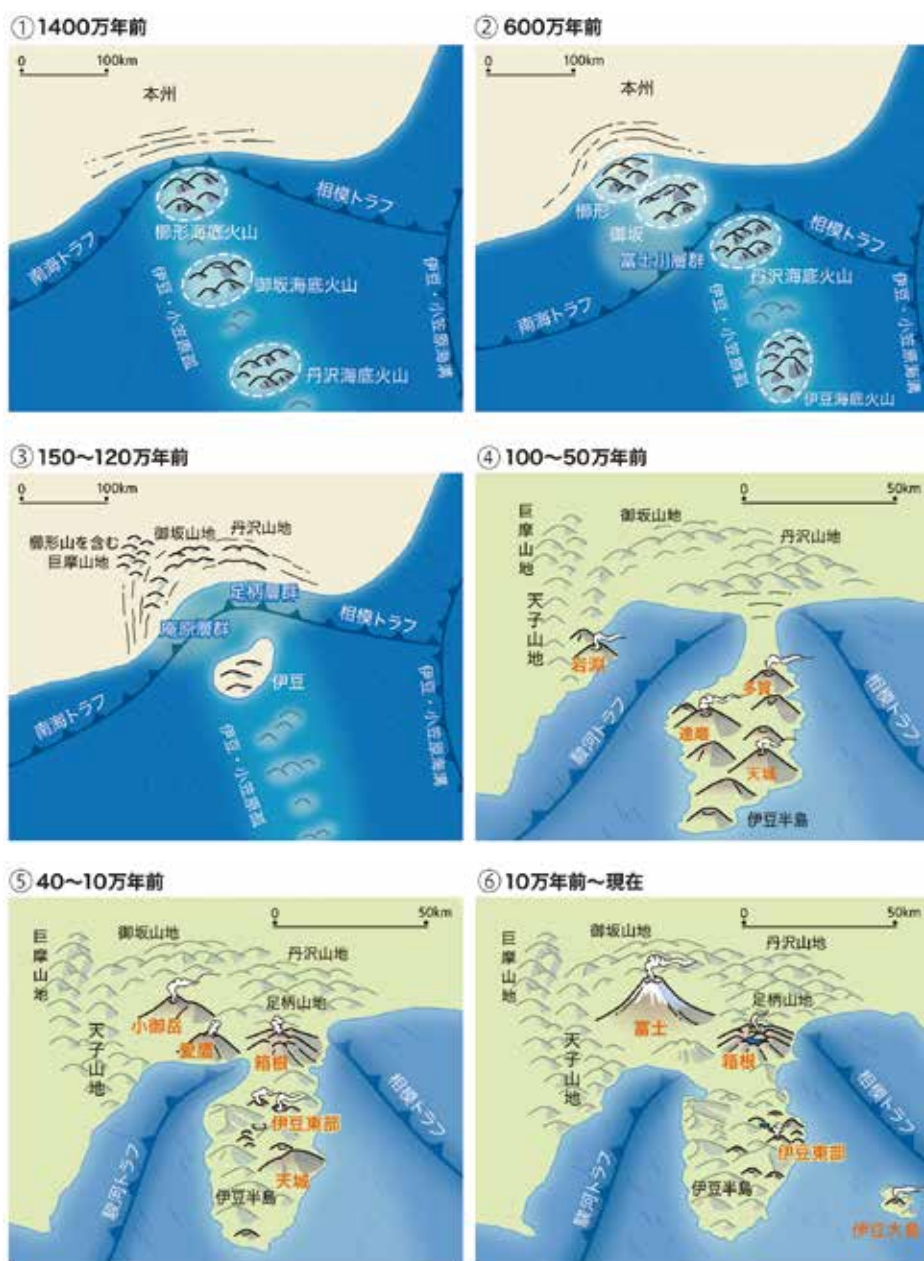


図1-4 過去1400万年間の富士宮の大地の成り立ち

赤字はその時代中に噴出した火山名。

市域の一部を含む富士川河口断層帯について第五節で解説する。

冷え固まった溶岩流には割れ目やすき間が多いので、天然の水道管となって雪どけ水を運び、富士山麓の各地に大量の湧水をもたらしている。富士山本宮浅間大社の湧玉池や白糸の滝も、そうした湧水地のひとつである。一方、火山活動は地下資源をつくることもある。そうした富士宮市域の地下水・地下資源の代表例について第六節で解説する。

火山と活断層がつくった富士宮

富士宮の大地の営みは、先に述べた地下水や地下資源以外にも、大きな恵みを私たちに与えた。もし富士山がなかったら、今日みられる優美な景観や、そこに育まれた豊かな自然環境は生じなかった。富士山一帯のなだらかな裾を引く地形は、主に溶岩流と土石流によって形成されたものである。

富士宮市は、火山と活断層の共同作業によって誕生した町であると言ってよい。富士宮市街地の標高は、その南を流れる潤井川の河川敷も含めると一〇〇〜一四〇mの範囲にある。この標高は、南東に隣接する富士市では富士山の裾をなす斜面上にあり、大規模な造成工事をしなれば市街地の建設に向かない場所である。しかし、富士宮の市街地の大部分は、ずっと傾斜がなだらかである。

第四節で述べるように、富士川にかかる蓬菜橋の周辺には富士山の溶岩流が見られる。この溶岩流は、かつて富士山から流れ出し、星山丘陵を刻む谷間に沿いながら、富士川の河床まで

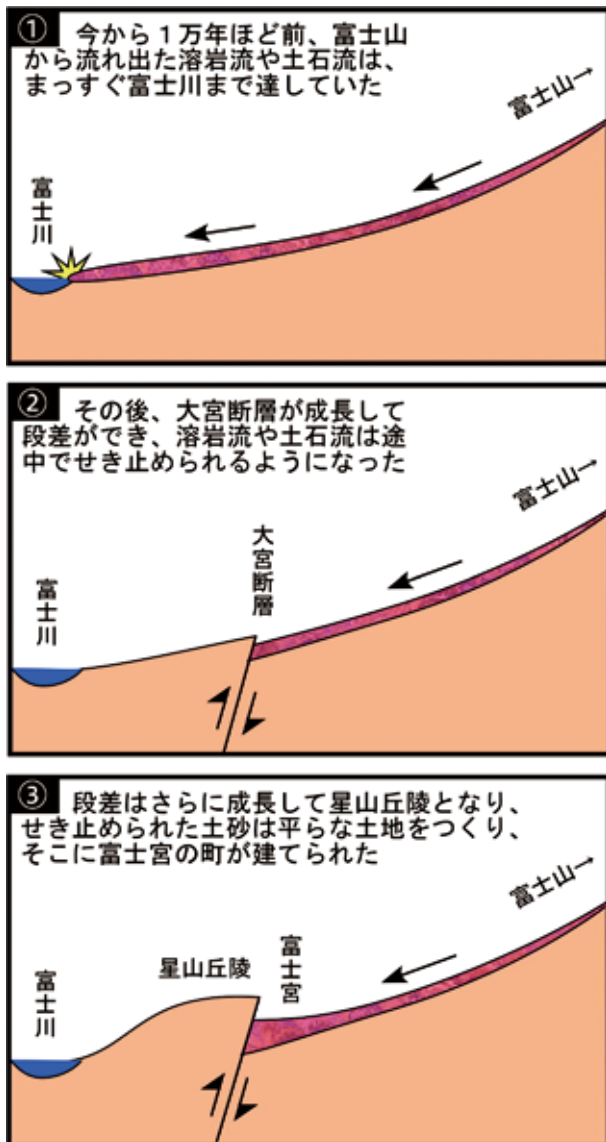


図1-5 富士宮市街地のある平坦地の成り立ち

流れ下ったものである(図1-5①)。今後こうした溶岩流は、人間が築いた星山放水路を流れない限りは、現在の星山丘陵を乗り越えることは不可能である。

つまり、富士川沿いにある溶岩が流れた後に、星山丘陵が現在の高さにまで隆起したのだ(図1-5②)。この隆起を起こしたのが、富士宮市街地の平地と星山丘陵の間を通る大宮断層(富士川河口断層帯の一部)である(本章第五節)。大宮断層が地震を繰り返して南西側の土地を隆起させたために、星山丘陵という名の「堤防」ができ、以後の溶岩流や土石流がせき止められた。その結果、現在の富士宮市街地のある広々とした低地が生まれたのである(図1-5③)。

それでは、次節以降、富士宮の大地の物語を深掘りしていこう。

第二節 南から来た古い海底火山

富士宮市周辺地域の大地の構造

富士宮市周辺地域は、ユーラシアプレート、北米プレートの下にフィリピン海プレートが沈み込んでいる場所である(図1-6、本章第一節)。沈み込みの境界は、伊豆半島の西方の駿河トラフ、東方の相模トラフにある。トラフというのは海底の谷地形のことである。駿河トラフが通る駿河湾は二五〇〇m、相模トラフが通る相模湾は一五〇〇mの水深がある。これらのトラフの陸上への延長部は富士山の下を通り、神奈川県山北町の酒匂川付近を通過している。酒匂川北方では北米プレートとフィリピン海プレートの境界部を陸上で観察できる。そこは伊豆半島が南からやって来て、フィリピン海プレートの沈み込みにもなって本州に衝突している境界部と考えられている。

伊豆半島衝突以前の古地理図

富士宮市周辺地域の地層の分布を見ると、富士山や箱根山といった新しい火山を除くと、二種類の地層からなっている。火山の噴出物である火山岩と、泥・砂・砂利などが堆積して固まった堆積岩である。前者はかつての海底火山や火山島を形づくっていたもので、後者はそれらの火山の間の凹地を埋めた堆積物である。それらの地層・岩石が、フィリピン海プレートの沈み込みによって次々に本州に衝突・付加し、現在の巨摩・御坂・丹沢・天子山地を形づくっている。

富士宮市周辺地域では、図1-6に示すように巨摩山地、御坂山地を中心とした地域、丹沢山地を中心とした地域で海底火山を復元することができ、それぞれ楡形海底火山、御坂海底火山、丹沢海底

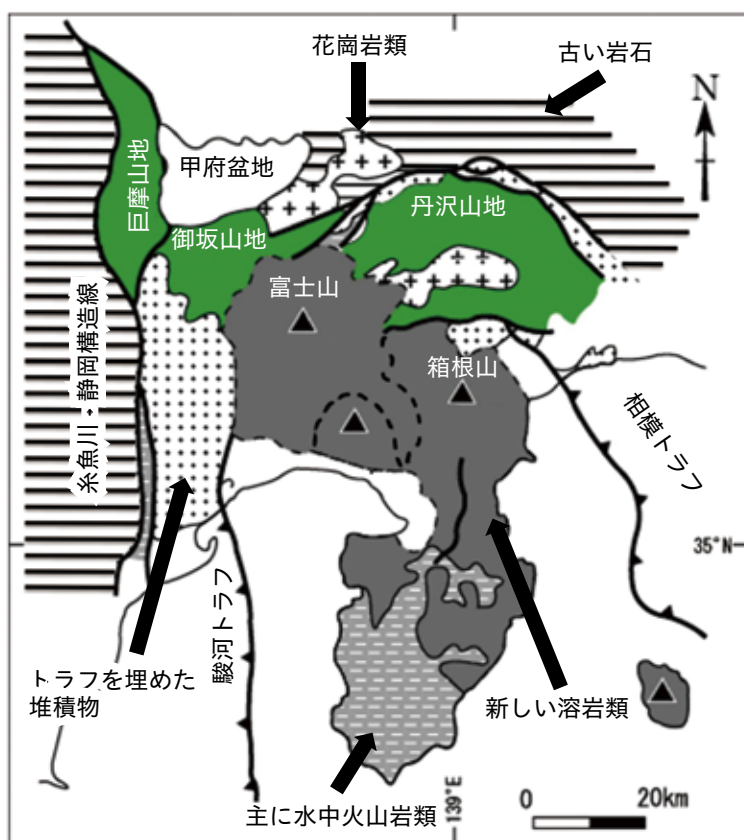
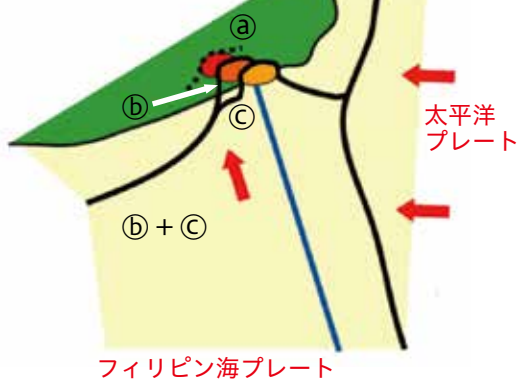


図1-6 富士宮市周辺地域の地質

火山と名付けられている。地質学における復元とは、地層や岩石の特徴・広がり調べることによって、その地層や岩石が形成された当時の地形や環境を可視化することである。

これら三つの海底火山が形成された年代は、いずれも一七〇〇万〜一二〇〇万年前である。これらの海底火山が順に衝突・付加し、最後に伊豆半島が衝突・付加した。海底火山が衝突した年代は、衝突・付加した火山島が隆起し、そこから粗い堆積物がもたらされたとなると、海底火山に隣接したトラフを埋めた堆積物の中に粗い砂利が堆積し始めた年代から推定できる。

500 万年前の
古伊豆・小笠原弧北部



1400 万年～1200 万年前の
古伊豆・小笠原弧北部

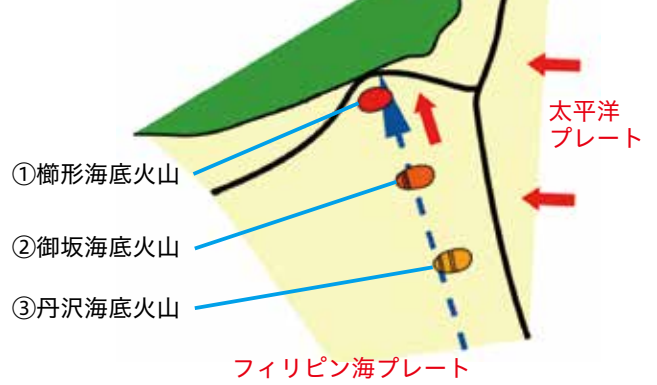


図 1-7 海底火山の連続衝突 平面図

①～③はかつてのトラフ (本文参照)。

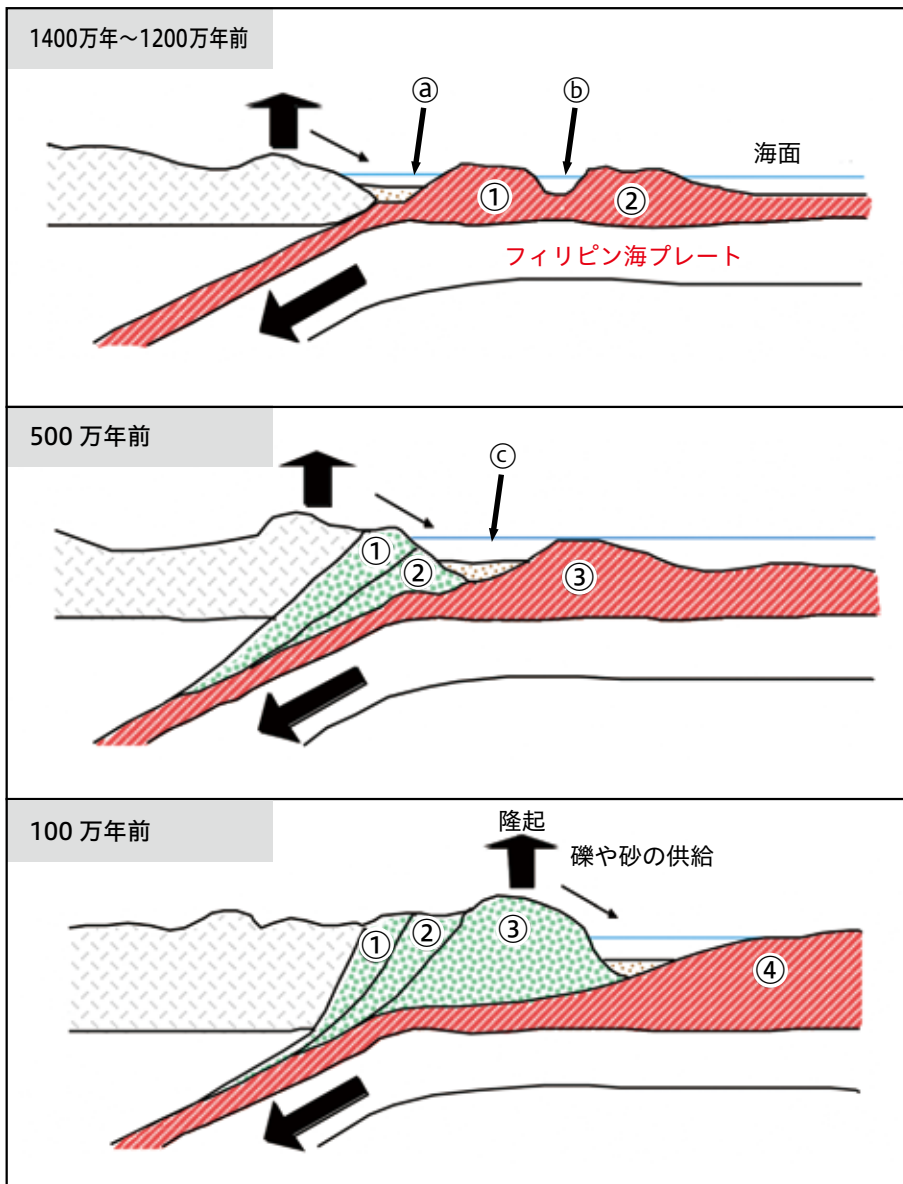


図 1-8 海底火山の連続衝突 断面図

①櫛形海底火山 ②御坂海底火山 ③丹沢海底火山 ④伊豆半島
①～④はかつてのトラフ (本文参照)。

それぞれの海底火山が衝突した年代は、櫛形海底火山・御坂海底火山が一〇〇万～一二〇〇万年前、丹沢海底火山が五〇〇万年前、そして丹沢海底火山の衝突後に新たに南から移動してきた別の海底火山を土台にもつ伊豆半島の衝突年代が一〇〇万年前である。海底火山の連続的衝突の様子を平面図 (図 1-7) と断面図 (図 1-8) で示す。伊豆半島以外の海底火山が全て本州に衝突・付加した後の伊豆半島の衝突・付加直前の様子を表した図が、図 1-8 の下図である。

衝突・付加した昔の海底火山を丹沢山地で復元する

富士宮市周辺地域で衝突・付加した古い海底火山のうち、現在の丹沢山地に分布していた火山を復元する。丹沢山地に分布する海底火山由来の火山性の堆積物を詳細に調べた結果、二種類の火山

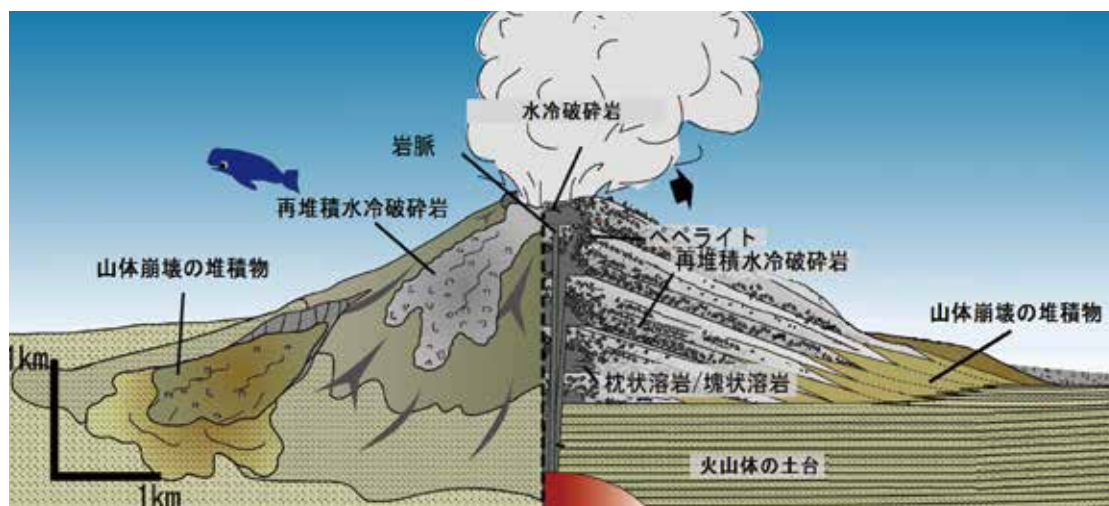


図1-9 丹沢山地で復元された大規模海底火山

が復元できた。一つは、高さ二〇〇〇m以上で直径が一〇kmといった巨大な海底火山である(図1-9)。他の一つが高さ五〇〇m前後で、直径が二kmといった小規模の火山である。海底に溶岩が流れ出した場合、溶岩が急激に冷やされてバリバリに割れる。その結果できた角礫の集合体を水冷破砕岩という(写真1-1, 2)。また、溶岩が水中の水を含んだ堆積物中に流れ込むと溶岩の表面が細かく砕かれ堆積物中にまざり、コショウをまぶしたように見える特別な



写真1-2 水冷破砕岩 (丹沢山地)

その形態から枕状溶岩と呼ばれている。これらの岩石は、溶岩が水中に噴出した証拠で、現在の丹沢山地で確認できる。

大規模な火山体は、小規模火山体同様に、中心部に溶岩の通り道となった岩脈が多数見られる。枕状溶岩も出現するが、水冷破砕岩とそれが崩れて、火山体斜面を流れ落ちた再堆積水冷破砕岩が大部分である。繰り返し噴出する溶岩と水冷破砕岩が大量に積み重なって形成されたものと考えられる。ここで復元された小規模の火山体と同様の水中火山体は、御坂山地でも復元された。詳細は御坂海底火山の復元のところで述べる。



写真1-3 ペペライト (丹沢山地)

衝突・付加した背弧^{はいこ}…御坂海底火山の復元

御坂山地で復元される海底火山は、楕円形海底火山衝突に引き続いて衝突・付加した海底火山である。御坂山地では水中に噴出した枕状溶岩が分布していることは昔から知られていた。しかし、それらがどのような火山を構成していたかは不明で、御坂山地の出来方も謎であった。その謎は御坂山地の南西部を詳細に調査することにより解けた。目をつけたのが、枕状溶岩の分布である。この地域には従来報告された数をはるかに超える、多数の枕状溶岩が見つかった。その分布を図1-10に示す。平面上では、長径が二〜三kmの楕円状をなして分布している。写真1-4・写真1-5がそこでの枕状溶岩の写真である。この写真からも分かるように、たくさん積み重なった枕状溶岩が見られるが、流れた方向に伸びている。写真1-4では、左上から右下に向かって伸びている。この伸びた方向を現地で測定し、分布図にいれてみると楕円状分布の中心から周辺に向かって放射状に広がっている。このような枕状溶岩の分布の特徴は、大西洋の中軸部で、プレートが東西に広がっている場所において両側から引っ張られてできた凹地の中の枕状溶岩の分布の特徴に似ている。

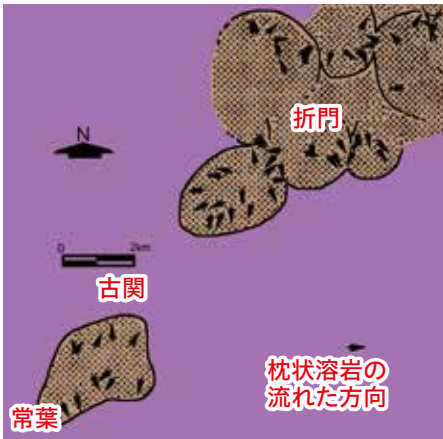


図1-10 御坂山地の枕状溶岩の分布と復元された海底火山

太い実線は海底火山の外周を、矢印は枕状溶岩の伸びの方向から推定される溶岩の流れの方向を示す。



写真1-4 枕状溶岩（御坂山地）

スケールは1m。



写真1-5 枕状溶岩（御坂山地）

スケールは20cm。

御坂山地の南西端の常葉付近で復元した海底火山の断面を図1-11に示す。火山体の中心部には溶岩を供給したマグマの通り道が岩脈として残っており、そこから海底に噴出したものは枕状溶岩となる。火山体の周辺には火山体が崩壊して再堆積した溶岩の破片が取り巻いて分布している。これらの火山体の高さは五〇〇m前後である。

ここで復元した海底火山体は、泥岩層により覆われており、その泥岩層の中には軽石を主とした火山灰が挟まっている。これは、これらの小規模火山群のある凹地の東方にあった火山の爆発的噴火に伴って噴出したものと考えられる。当時の御坂山地は、断層で落ち込んでできた凹地に多数の小規模火山があった場所と推定される。

今の伊豆・小笠原弧のどの部分に相当するのか

富士宮市周辺地域で復元された古い海底火山が、フィリピン海プレートの本州への沈み込みによって本州弧に衝突・付加したものとすれば、それと同様の海底火山が現在の伊豆・小笠原弧で見つかるはずである。伊豆・小笠原弧では、太平洋プレートのフィリピン海プレートへの沈み込みにもなって形成された火山が伊豆・小笠原海溝に平行に伸びている。この分布の東側の縁を火山フロントと言う。その火山フロントの西方は、海底のくぼ地と海底海山が雁行状に配列している。

この伊豆・小笠原弧の四〇〇km南方の須美寿島(図1-12)付近の地形・地質の状態が過去の丹沢山地や御坂山地と似ている。海洋調査の結果まとめられた須美寿島周辺の地質を、図1-13に示す。須美寿島は火山フロントにある火山で、その背後にはくぼ地と隆起部が複雑に配列している。このくぼ地と隆起部の境界付近に小規模

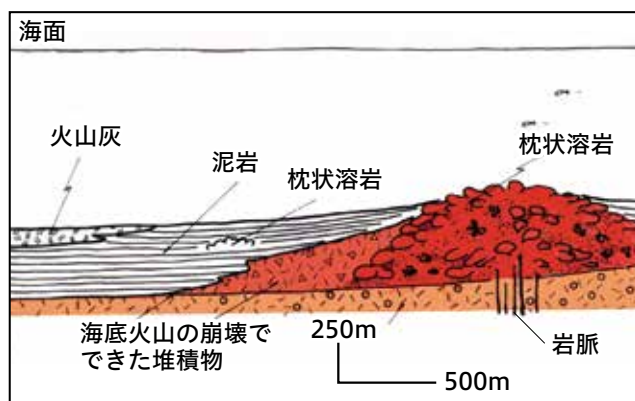


図1-11 御坂山地の復元された海底火山

な火山が多数発達している。この火山は枕状溶岩を主体としている。また、くぼ地内の小規模火山は海底に堆積した泥や須美寿島など火山フロント上の火山からもたらされた火山灰などにより覆われている。水深は二〇〇m以上である。

御坂山地で復元された海底火山の様子が、現在の須美寿島の状況によく似ている。火山体が枕状溶岩主体であることに加え、その規模・分布様式・分布面積がよく似ている。岩石は化学分析の結果同じ種類の岩石であることも分かっている。また、御坂山地で海底火山形成時の古水深が化石から二〇〇mと推定されていること、堆積物の厚さが御坂山地で一七〇〇m、須美寿島付近では一〇〇〇mであることもよく似ている。

以上のことから、御坂海底火山は、現在の須美寿島の背後のくぼ地で形成されたものが、当時の本州弧に衝突したものと考えられる。丹沢海底火山は、御坂海底火山と似た小規模海底火山とその上にできた大規模火山からなっている。丹沢海底火山の小規模火山体は、断層により落ち込んだ凹地の中に散在していた。小さな火山体が、割れ目に沿って多数発達していた。大規模火山は、小規模火山の活動がある程度停止した後、それらを覆うように形成された。小規模火山の噴出場所にあった断層の活動がおさまった時にできたものである。これらの事実をもとに衝突・付加する前の丹沢海底火山の様子を復元したのが図1-14である。

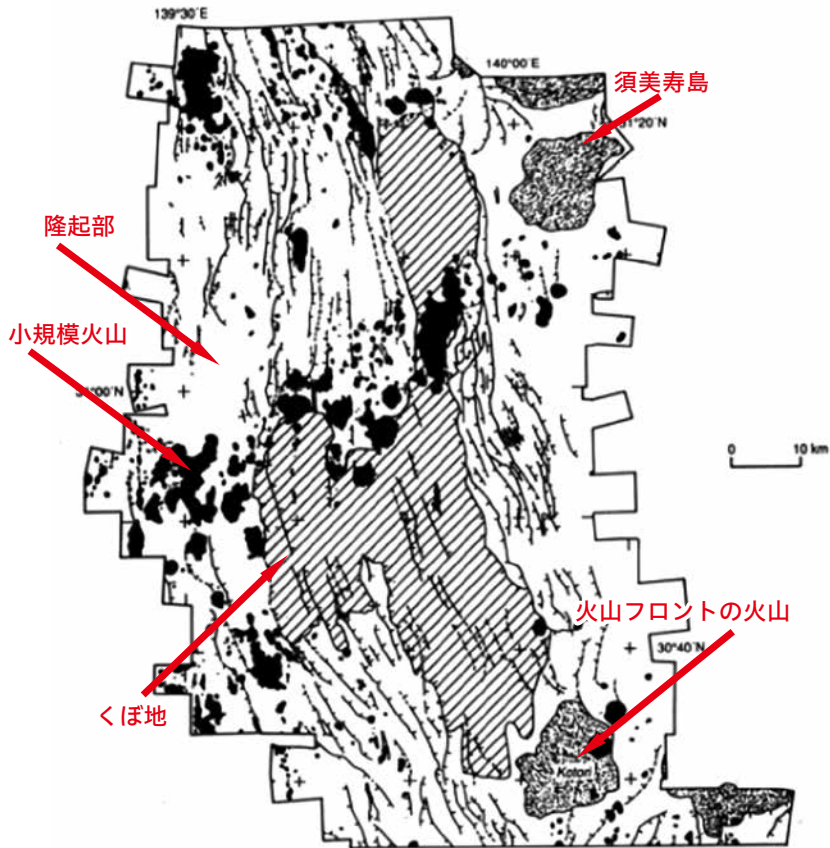


図1-13 伊豆・小笠原弧、須美寿島周辺の地質
 斜線部は、火山フロントからもたらされた堆積物により覆われたくぼ地を示す。ハッチのついた細い実線はくぼ地とその周辺に発達する断層を示している。この断層によってくぼ地が形成されている。



図1-12 伊豆・小笠原弧と須美寿島の位置
 赤枠が図1-13の範囲。

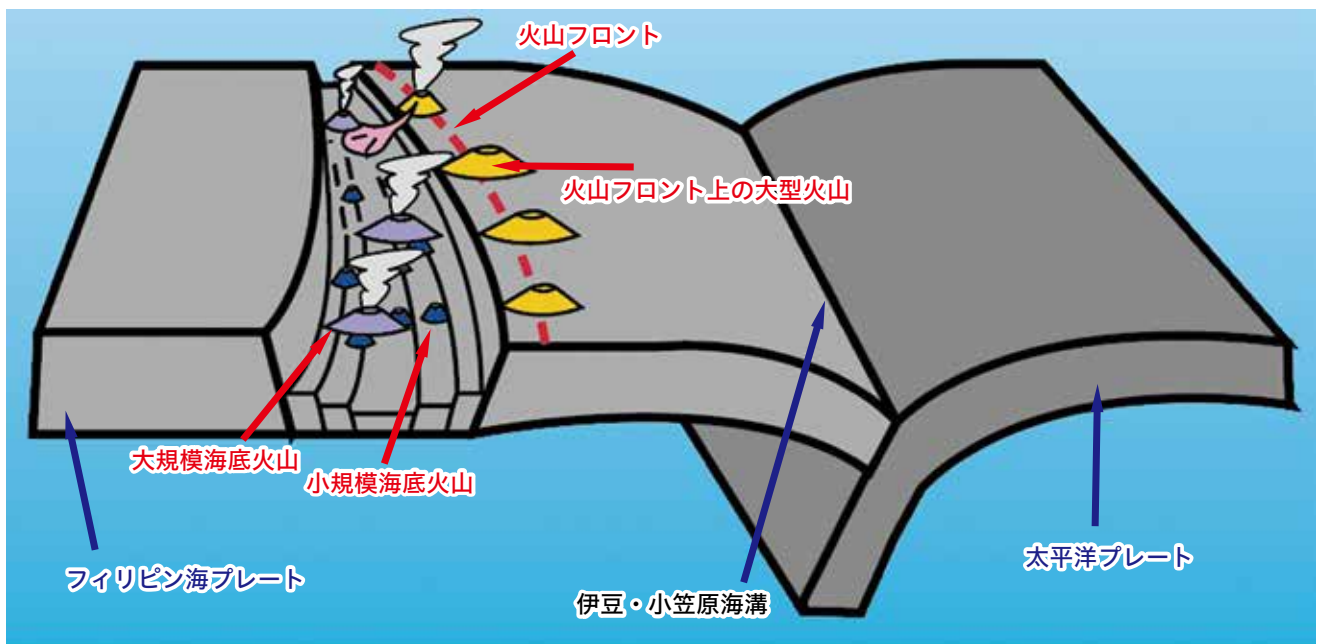


図1-14 丹沢海底火山が形成された場所

閉じた古い海峡とトラフ

およそ一〇〇万年前に起きた伊豆半島の衝突時には、現在の駿河トラフから北東方向にのび、富士山の下を通り丹沢山地と伊豆半島間の地域を通過し、相模トラフに連なる海峡が存在していた(図1-8の下の図、図1-4③)。この海峡下に堆積した堆積物(足柄層群)は、神奈川県酒匂川沿いで観察される。ここでは、衝突前に深い溝の底に主に泥がたまっていた。伊豆半島が衝突し本州に付加すると、衝突された側で隆起した丹沢山地から大量の砂利が供給され、泥の上に重なっていることが明らかになっている。

伊豆半島の衝突前に衝突・付加した海底火山と本州との間にも、海峡が存在していた。一四〇〇万〜一二〇〇万年前の楡形海底火山衝突前には、本州弧との間にはフィリピン海プレート沈み込みにもなう深い溝(トラフ)が存在し、楡形海底火山と本州弧との間の海峡となっていた。この海峡の位置は図1-7、図1-8に示した②である。海底火山が衝突して本州弧に付加すると、その海峡は閉じる。衝突・付加した海底火山は持ち上がって陸上となり、海峡は東西に分断される。現在の伊豆半島の東方に相模トラフ、西方に駿河トラフがある地形と似ている。現在、両トラフには陸の川から運ばれた砂利がたまっている。この状況は御坂海底火山、丹沢海底火山の衝突前後の状況とも同じである。御坂海底火山と丹沢海底火山衝突時の海峡の位置は、それぞれ図1-7、図1-8の②と③である。

トラフを埋めた堆積物

最も古い楡形海底火山衝突前の海峡を埋めた堆積物は、巨摩山地西部に分布している。一方、御坂海底火山・丹沢海底火山衝突前からあった海峡は、五〇〇万年前の丹沢海底火山の衝突・付加によって東西に分断されるが、その西側のトラフを埋めた堆積物は富士川

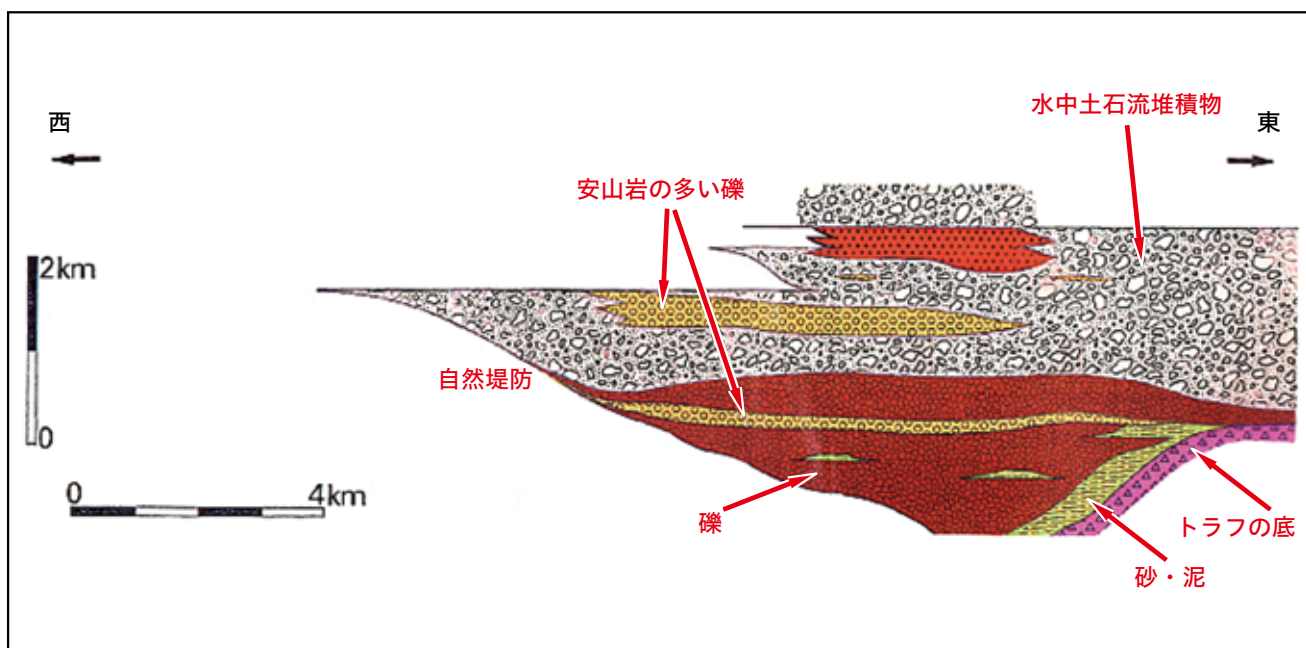


図1-15 海底にあった小規模なトラフ



写真1-6 図1-15の水中土石流堆積物

ハンマーの長さは約30cm。地層平面の写真。

流域や天子山地で観察できる。これらの堆積物からなる地層群は富士川層群と呼ばれている。御坂海底火山・丹沢海底火山が衝突・付加したため、その時の衝突された側が持ち上がって、そこから大量の粒の粗い堆積物が小規模なトラフ内に運び込まれ堆積したものと考えられる。

浜石岳周辺から富士宮市の西方に南北に延びて分布する堆積物は、丹沢海底火山の衝突の影響下で堆積したものと考えられている。小規模なトラフを埋めた堆積物の堆積の様子を浜石岳付近で東西に切った断面に示す(図1-15)。幅が一〇kmほどの海面下の小規模なトラフを砂利が埋めている。下部は丸い砂利を中心とする堆積物であるが、上部は泥や砂の中で大きなブロックが浮かんでいるような堆積物からなっている。これは、海底の斜面を重力にともなって泥や砂の中にブロックが取り込まれて高速で流れて堆積した堆積物(水中土石流堆積物)である(写真1-6)。

写真1-7は水中土石流堆積物中の泥岩のブロックであるが、このブロックは未固結のまま土石流に取り込まれたため不定形である。これは土石流が凹地の底や側壁を削ったことを示している。丹沢海底火山の衝突・付加により、衝突された側が急激に隆起し、地形の高度差が大きくなり、堆積物を運搬するエネルギーが大きくなったことを示している。堆積物が南北に細長く延びて分布することや地層に残った証拠は、堆積物が北方から供給されたことを示している。砂利の種類は安山岩が多く、衝突・付加した海底火山の崩壊によりもたらされたものと考えられる。

図1-15の茶色で示した礫層の堆積の様子を詳細に復元したのが図1-16である。砂利からなる地層の周辺には、泥岩や砂岩層が分布している。これらは海底の大きなトラフの中の小さな溝状のくぼみの脇に自然堤防を形成していたものと考えられる(写真1-8)。



写真1-7 水中土石流堆積物中の不定形な泥質ブロック
 スケールは約20cm。右上が地層の上位。

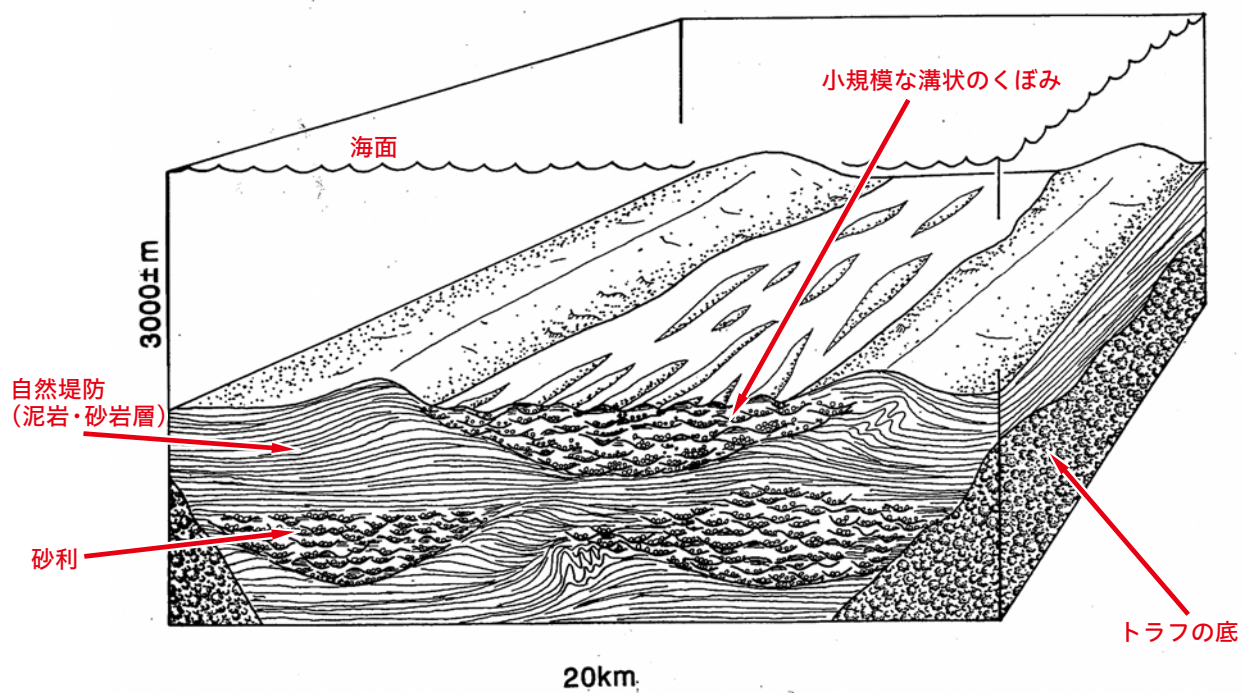


図1-16 海底トラフの復元図

図1-15の断面図中の茶色で示された礫質堆積物の詳細を示した。



写真1-8 図1-16の自然堤防堆積物の露頭

水中における地すべりのある泥質の堆積物。丸印内がハンマー（長さ約30cm）。



写真1-9 自然堤防堆積物中の砂岩層

溝状のくぼみからあふれ出した流れの方向が分かる。砂岩層の周辺は風化してひび割れた泥岩。

これは、地形的には陸上における河川と堤防に似ている。重力に従って小さな溝を流下した礫質の粗い堆積物から細かな泥や砂が周りにあふれ出して堆積したものである。

写真1-8は自然堤防を構成していた堆積物の露頭写真であり、写真1-9は拡大写真である。細かな泥岩層の中に薄い砂岩層が含まれているのが水中の自然堤防堆積物の特徴であるが、この砂岩層の堆積構造から、流れが南北の小さな溝の中の流れに斜交して横に流れ出していることが分かる。

第三節 最後の海と最初の陸地

星山丘陵周辺の地形と地質の概要

富士宮市西部域を含む天子・庵原^{いばら}山地では、前節で述べられた五〇〇万年前頃には富士川層群からなる付加体が形成されている。それ以降からおよそ一五〇万年前頃にかけての出来事を記録する地層が、富士宮市周辺には分布していない。この空白期間を挟んで、一五〇万～五〇万年前頃に堆積した庵原層群と総称される地層が、天子・庵原山地と富士山南西麓および駿河湾に挟まれた羽^{はぶな}鮒^{ほしやま}・星山^{かんぼら}・蒲原丘陵に分布している。

本節では、この丘陵地域の土台を構成する庵原層群の概要を紹介し、その堆積期間の前後の三丘陵周辺の古環境の変遷と地殻変動(テクトニクス)についての知見をまとめていく。富士宮市域が大半を占める羽鮒・星山丘陵とその周辺の、この時代の地層を不整合に覆う富士火山から供給された溶岩や土石流・河川の堆積物と最近数万年間の活断層運動をふまえた羽鮒・星山丘陵の形成史については、本章第五節で述べる。

三丘陵とその周辺の地形の概要を図1-17に、図1-18では富士宮市域の西部、羽鮒・星山丘陵周辺の地形を概観した。また、図1-19は羽鮒丘陵南部から星山丘陵にかけてと、蒲原丘陵北部の地質図を簡略化して示した。富士宮市域からは、富士市および静岡市清水区が主体となる蒲原丘陵南部の地質図は省略した。これらの図では、本章第五節で主に説明する富士川河口断層帯に属する活断層系の存在を強調してある。また、図1-20は、羽鮒丘陵東縁部・星山丘陵周辺での地層・岩石の積み重なり方と地質構造を模式的に示した断面図である。



図1-17 富士川下流地域の地形概要と富士川河口断層帯の位置

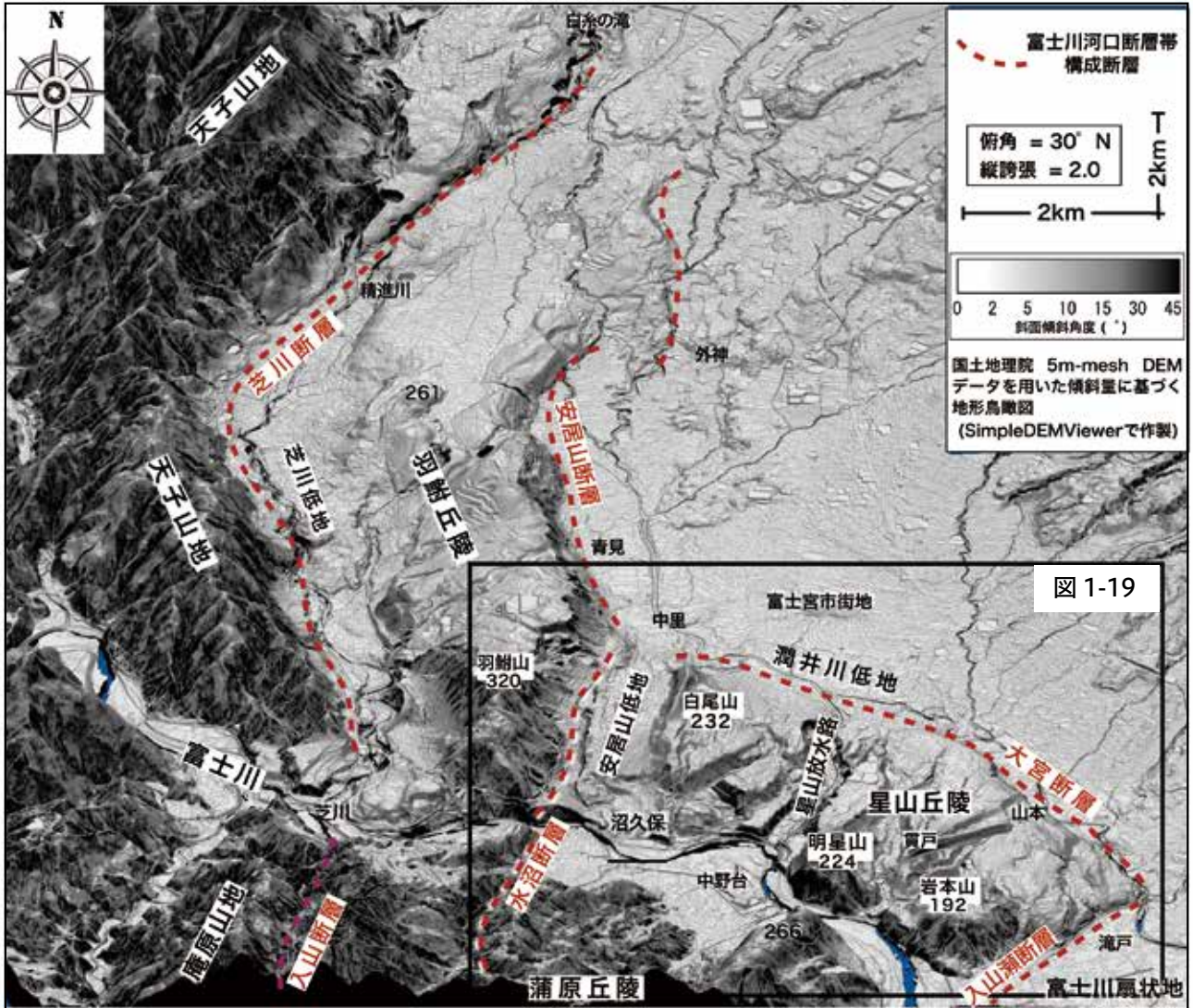


図1-18 富士火山麓南西部、羽納丘陵南部星山丘陵・蒲原丘陵北部周辺の地形鳥瞰図

庵原層群

羽納・星山・蒲原丘陵に分布する富士火山起源の堆積物・溶岩類よりも以前の地層（庵原層群）については、一九三〇年代以降に各研究者、分布域ごとに、異なる地層区分や地層名が提示されてきた。本節では、この庵原層群を蒲原層・岩淵火山岩類・鷲ノ田層に三区分した。天子・庵原山地に近い三丘陵の西部側の地下には、庵原層群を覆って本章第二節で解説された富士川層群が広く分布している可能性がある。また、庵原層群を不整合に覆って、羽納・星山丘陵の上部には数万年前以後の「古富士泥流」と呼ばれてきた富士火山南西麓の土石流堆積物、および新富士火山の溶岩流などが分布している（図1-19）。

以下では、先に述べた庵原層群の三区分にに基づき、それらが形成された期間の前後を含めて、富士宮市域周辺の大地の成り立ちを解説していく。この期間の富士宮市域周辺は最後の海が退き、陸地が広がっていく時代になる。

富士川層群以後から庵原層群堆積以前

（？～一五〇万年前頃）

この時期の本州の大部分は現在のような起伏の激しい地形ではなく、低標高で低起

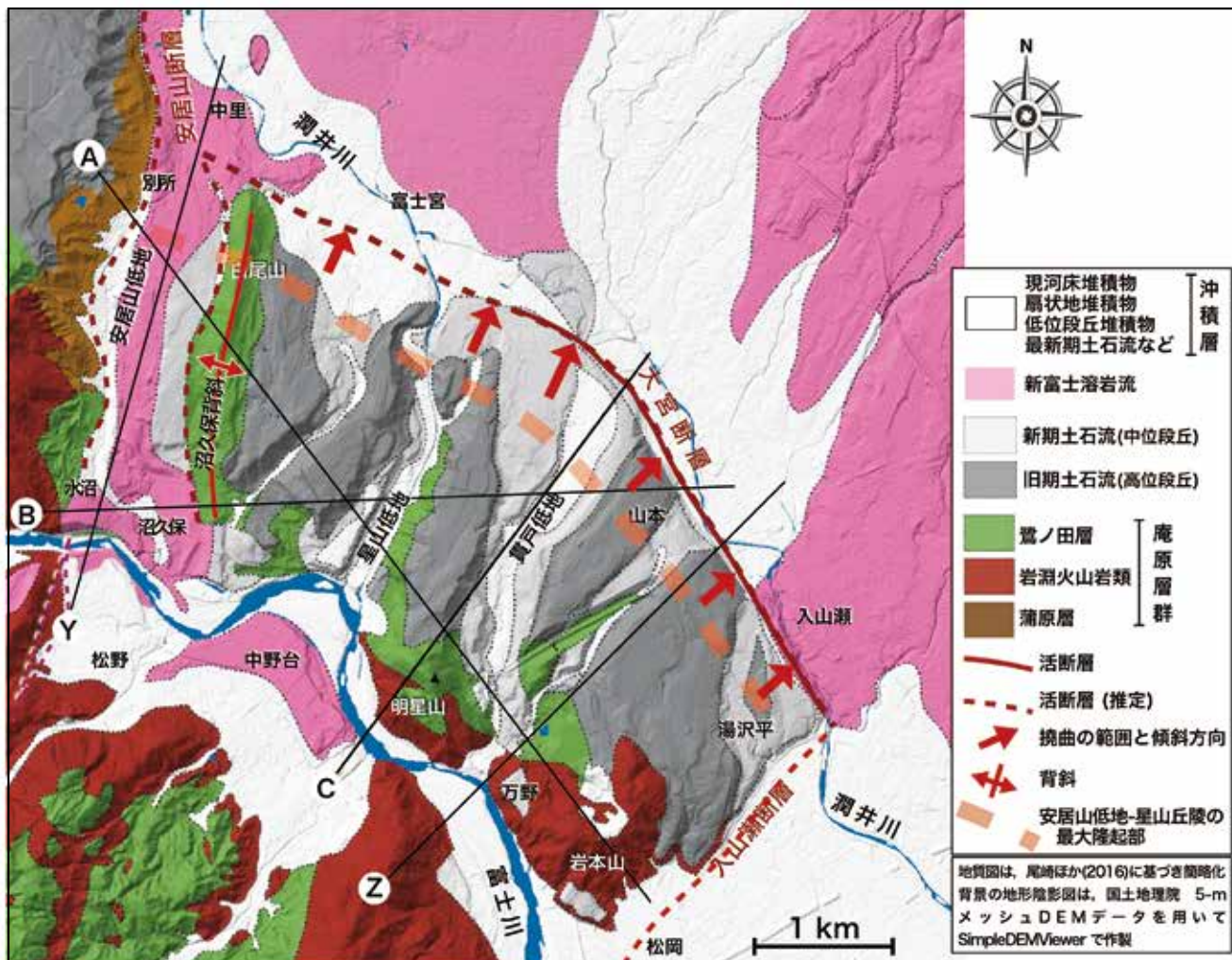


図1-19 星山丘陵周辺の地質概略図

A・B・C断面は図1-20を、Y・Z断面は本章第5節図1-38を参照。

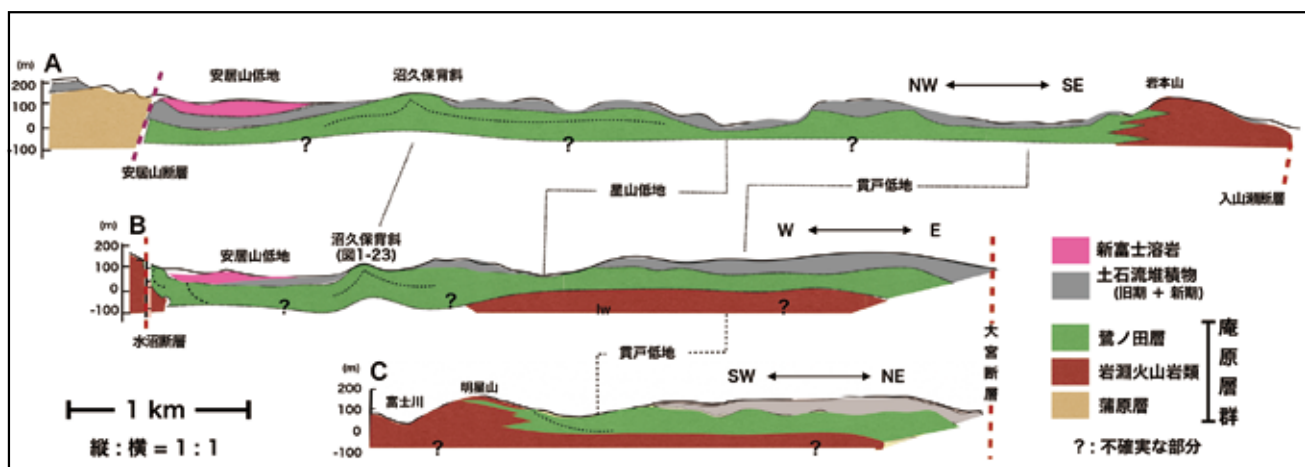


図1-20 星山丘陵の地質断面図

断面位置は図1-19を参照。

伏の地形が広がっていたと考えられている。富士宮市域周辺も同様であった。現在は起伏の激しい山地に成長している赤石山地（南アルプス）が隆起し始めたのはおよそ三〇〇万年前頃からで、その時期には現在の山梨県身延町周辺まで海が入り込んでいた。北側の御坂山地や丹沢山地も、山地としては成長しておらず、丹沢山地の南側には海域（古相模湾）が広がっていた。南方の伊豆半島では、その土台を作った白浜層群の海底火山活動が終了し、陸化が進行していく時期にあたる（本章第二節）。

天子・庵原山地を含めて、西方および北方の山地が急速に隆起を開始するのは一〇〇万年前頃からとされている。赤石山地の隆起もその頃から活発になる。すでに本州側への付加が完了していた富士川層群が、隆起し浸食され始めて、庵原層群との間の不整合が形成される時期は明確ではないが、周辺地域の地殻変動と同時期であった可能性が大きい。

古駿河湾北端部海域の埋積と陸化（一五〇万〜二二〇万年前頃）

衝突・付加された天子・庵原山地と伊豆地塊北端部の間は、現在の清水・富士・沼津の南方の駿河湾北部に相当するような海域（古駿河湾）を形成し、そこを埋め立てていったのが庵原層群のうち最も下位の蒲原層である。この地層が堆積を開始した時期や終了した時期については、年代の指標となるような化石などが見出されていないために、正確にはわかっていないが、周囲の状況からは一五〇万〜二二〇万年前頃と思われる。

蒲原層は、現在は富士市西部から静岡市清水区の東部にかけての



図1-21 庵原層群蒲原層堆積期の古地理想像図

現在位置との対応のために、富士川・芝川・潤井川および海岸線を表示。

蒲原丘陵南部を中心に分布している。羽耐丘陵では、その東縁部分に分布し、安居山西方の碎石場周辺で観察することができる。星山丘陵側には、この地層は地表には分布していないが、地下には存在すると考えられる。

蒲原層は径数cm程度の角が削られ丸まった礫（円礫）を多く含む礫岩層を主体とし、砂岩や泥岩層を挟み、古富士川河口付近から浅海域にかけて堆積した地層である。この時代の古地理を図1-21に模式的に示した。

蒲原丘陵の蒲原層は厚さ六〇〇m以上に達している。ここでの礫岩層の礫は、硬質の砂岩・泥岩やチャートなどと共に安山岩や火山

灰が凝固した凝灰岩などを含み、現在の富士川の河床の礫の構成とほぼ同様である。このことから、本層の礫は北西側の富士川中・上流地域や、さらに北西方の赤石山地側から運び込まれている。つまり、この当時には現在の富士川に引き継がれる河川（古富士川）がすでに形成されていたことを意味している。ただし、この層が蒲原丘陵西部にも分布していることから、現在よりも西側にも浅い海が広がっていた可能性が大きい。

一方、羽鮒丘陵の東縁部に分布する蒲原層は、四〇〇m以上の厚さを持つ。その礫には蒲原丘陵南部の同層とは異なり、緑色に変質した凝灰岩の礫が多く、変成岩の一種の結晶片岩が含まれ、蒲原丘陵側では多かった硬質の砂岩や泥岩の礫を含まない。この礫の構成から、それらは北東方の丹沢山地から運ばれてきたとされている。したがって、富士宮市域には丹沢山地側からも河川が流入していたことになる。

海陸境界域での火山活動（二二〇万〜五〇万年前頃）

この時期には、北西方の赤石山地、北方の御坂山地、北東方の丹沢山地が隆起し、駿河湾から相模湾に連続する海域であった丹沢山地の南方も陸化が進行していた。本章第一節・第二節でも述べたとおり、この時期には伊豆半島北部も完全に陸化し、大型の陸上火山が形成されていく。

この伊豆半島北部の火山活動と同じ時期に形成されたのが最大五五〇m程度の厚さを持ち、蒲原層を覆う岩淵火山岩類である。この火山岩類の年代を示す資料は十分ではないが、一一〇万〜六〇万年頃頃を含む期間の火山活動である。

本火山岩類の名称は富士市岩淵に由来し、蒲原丘陵の中央部の山地でみることができる。この火山岩類は、富士川河床の砂や礫で覆



写真1-10 岩淵火山岩類の火山角礫岩

岩塊（角礫）がほぼ垂直方向に配列し（白破線）、面状構造は発達しない。
 周囲の状況から溶岩ドームに貫入する火道角礫岩とみなされる（新東名高速道路、富士川橋北東側橋梁下の富士川左岸下流側）。

われる部分を挟んで星山丘陵南部の明星山（二二四m）なみよじょう 南西麓から岩本山（一九二m）周辺にかけて分布している。硬くて浸食に強い火山岩類が多いために、明星山や岩本山はなだらかな丘陵状の地形から飛び出した小規模な山地を作っている（図1-19）。

岩淵火山岩類は、主として灰色から黒灰色の安山岩・玄武岩質の溶岩流と層状構造が不明瞭な溶岩の角張った礫（角礫）や火山灰が入り混じった岩石（火山角礫岩、凝灰角礫岩）から構成されている。その一部に溶岩が海水または湖沼中で急激に冷却されて角礫状に破砕された水冷破砕組織が認められる。また蒲原丘陵では、本層の一部に次項で述べる鷺ノ田層と同様な浅海・内湾・河川性の半固結状態の砂礫層を挟む。これらから、本火山岩類は浅海域から陸域に移り変わるような場所で噴出したと考えられている。また溶岩層の内部に地下からのマグマの通り道である火道を示唆する構造が認められ（写真1-10）、全体に円型に分布が広がっていることから、地表付近で溶岩流を流出しながら火口周辺がドーム状に膨らんでいくような現象を含めた複合的な火山体を構成していたものと考えられる。

海域から陸域への移行（一〇〇万〜五〇万年前頃）

蒲原礫層を不整合に覆う鷺ノ田層が堆積した時期は、前項の岩淵火山岩類の活動とほぼ同じ頃である。鷺ノ田層は、蒲原丘陵北部の富士市鷺ノ田の地名に由来し、富士市南松野付近や北松野泉水付せんすい附近に分布している。星山丘陵では、富士市岩本万野北方の碎石場、星山放水路左岸側の急崖（段丘崖）、明星山西方の野球場後方の崖、などに好露出している。また、後述する安居山低地南端部の富士川左岸側河床にも東西幅約六〇〇mの間に、厚さ二五〇m以上の地層が露出する水沼露頭がみられる。羽耐丘陵内では上羽耐東方の狭い



写真1-11 古富士川の河口付近に堆積した鷺ノ田層（星山礫層）の半固結礫層

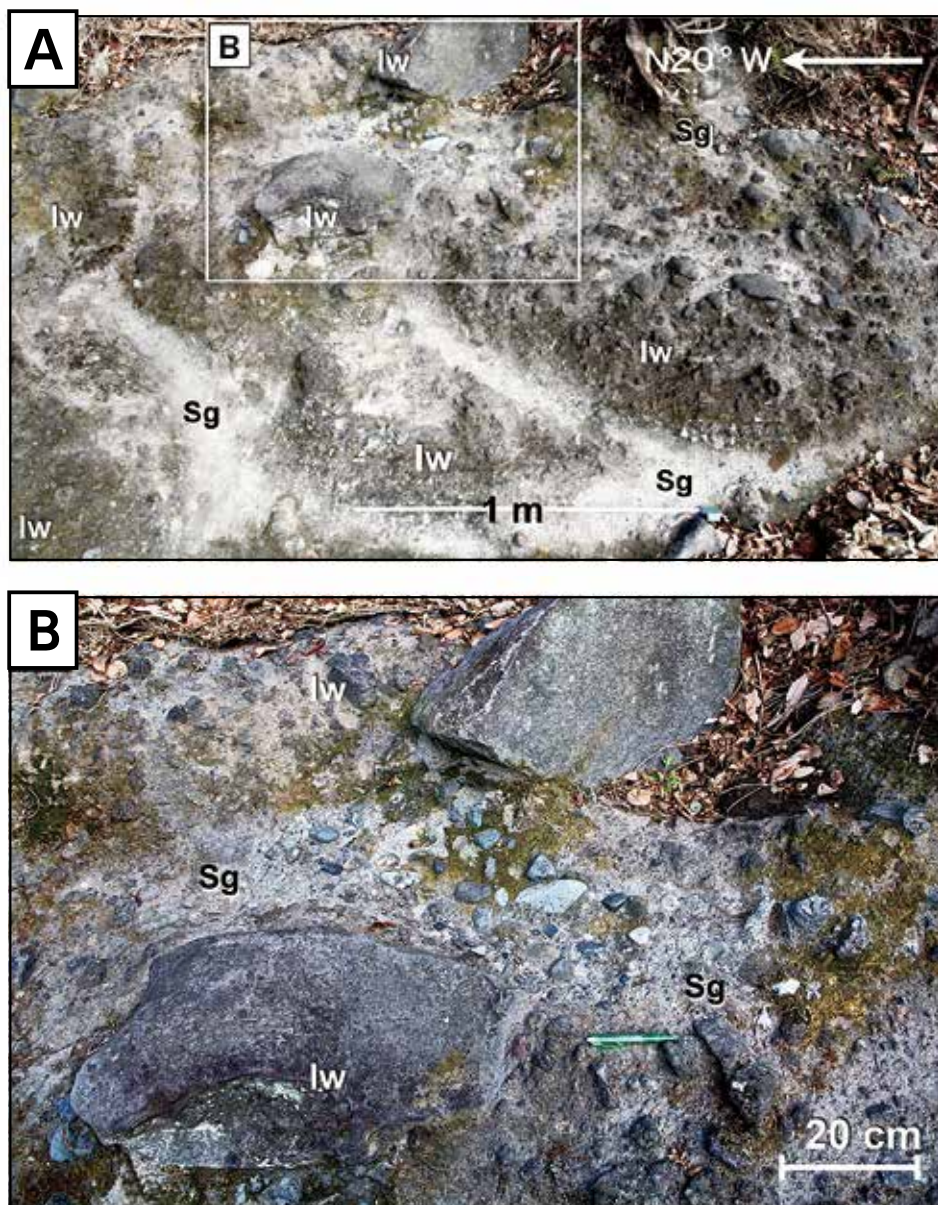


写真1-12 岩淵火山岩類と鷺ノ田層（星山礫層）との境界部に見られる組織
 A：岩淵火山岩類（Iw）の水冷破碎組織を持つ溶岩と鷺ノ田層（Sg）の礫との混在状態。
 B：Aの中央上部の接写画像。

範囲に分布している。

本層は古富士川に堆積した蒲原層とほぼ同様な礫を持つ円礫層を主体とし、砂層・泥層を挟むまだ固結していない状態の地層で、蒲原丘陵では一五〇～二五〇m程度、星山丘陵では最大二〇〇m前後の厚さを持つと推定される。その礫層の例を写真1-11に示す。

蒲原丘陵や星山丘陵では、近接した範囲で岩淵火山岩類と鷺ノ田

認められる。

その礫層を構成する礫は蒲原丘陵の蒲原礫層および現在の富士川河床の礫とほぼ同様なので、富士川中・上流域および赤石山地から流入した礫であると考えられる。一方、この礫層中には、羽鮒丘陵東部の蒲原礫層に含まれていた緑色変質した火山岩礫や結晶片岩礫は見られない。したがってこの時期には、蒲原礫層堆積時に羽鮒

層はほぼ同じ高さに分布し、火山岩類中には本層の砂礫層が挟まれて堆積している。この関係は、図1-20のA断面右部（岩本山周辺）、同じくC断面左部（明星山周辺）に示されている。また、火山岩類が作る山体の側面をぶつかるとする指摘もある。さらに、星山放水路合流点より下流側の富士川左岸側には、水冷破碎によって角礫状に粉碎された岩淵火山岩類が、鷺ノ田層の礫を含む砂層中に不規則に貫入し混在している部分も認められる（写真1-12）。これらは成長していく火山体と、その側面を流れる水域との境界部での高温マグマと水との相互作用を示唆している。本層中の礫層を構成する礫種は硬質な砂岩、泥岩が優勢で、安山岩質の火成岩を含み、チャート礫も

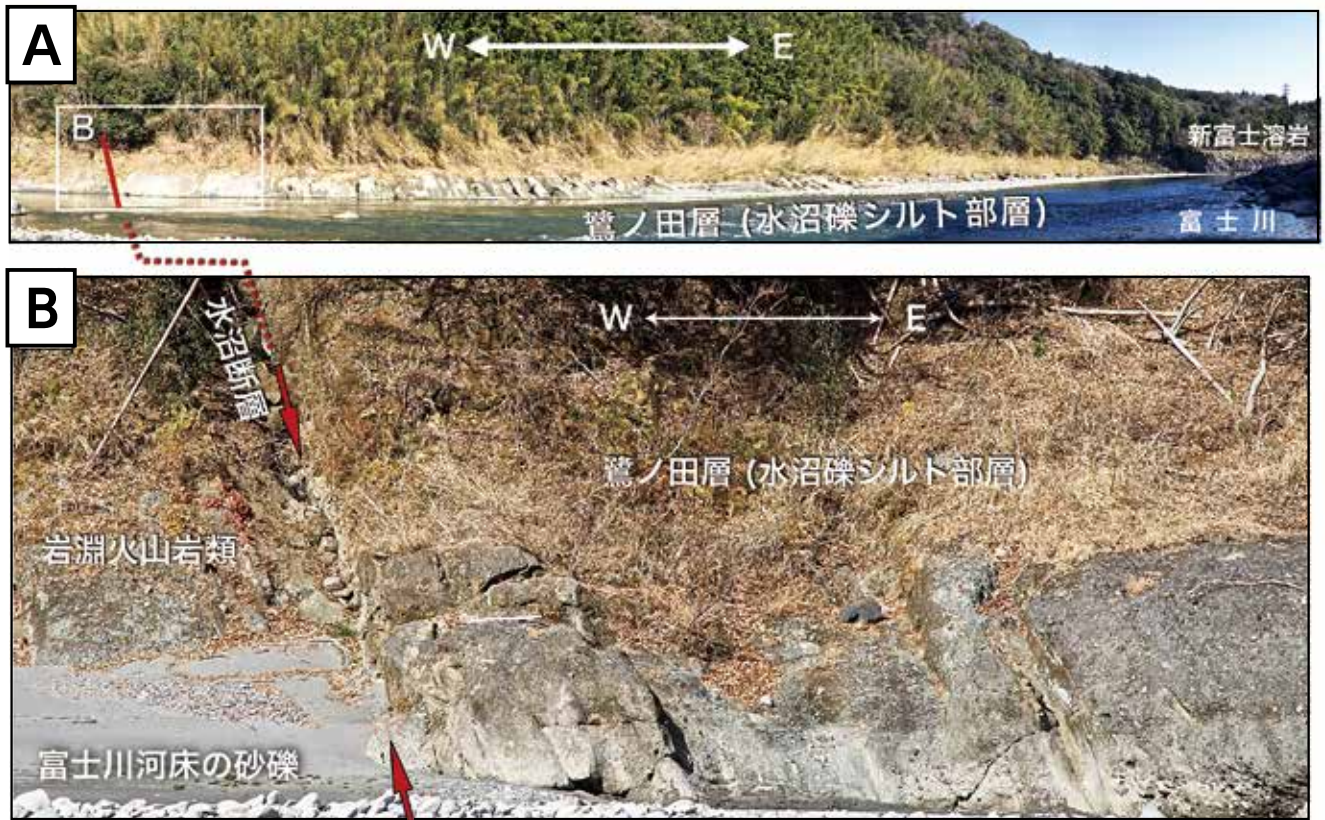


写真1-13 富士川河床左岸側、水沼露頭での鷺ノ田層（沼久保または水沼礫シルト部層）

A：露頭全景のパノラマ写真。水沼断層の東側が、この露頭での鷺ノ田層の古い地層で東側に向かって新しくなる。

B：Aの西部、白枠内の拡大写真。水沼断層付近で鷺ノ田層は東に傾斜するが、東方に向かって地層の傾斜は緩くなる。

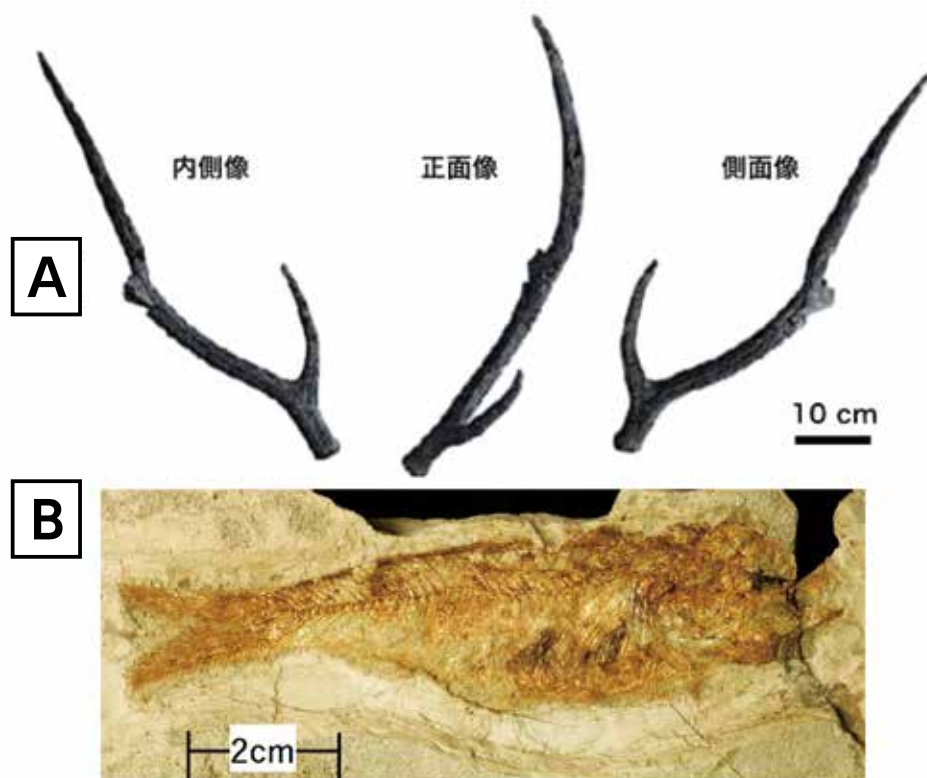


写真1-14 鷺ノ田層から産出した化石の一部

A：水沼露頭からのカズサジカの左側の枝角化石。

B：南松野付近からのニシン科魚類化石の右側面。

丘陵東部を南流していた丹沢山地起源の河川の流路は別の場所に移動したと考えられる。

前述した富士川左岸側河床の水沼露頭に連続的に露出する鷺ノ田層は、同層を代表する好露頭である。この年代の地層が、厚さ二五〇m以上に渡って連続的に観察出来る露頭は、世界的にもまれであり貴重である。この露頭の鷺ノ田層が堆積した時の状況は詳しく調査されている。しかしながら、現在この露頭に到達するための歩道は整備されていない。

写真1-13 Aには水沼露頭の全景写真を、写真1-13 Bに露頭西側の拡大写真で、地層が水平面に対して東側に約七五度傾いている。この部分はこの露頭で最も古い地層となり、東側に向かって傾斜が緩くなり新しい地層が現れる、この露頭からは、貝類や巣穴、魚類の骨、地層に対して直立する樹根やカズサジカの枝角(写真1-14 A)などの浅海域・内湾・陸上環境を示す化石類が報告されている。この露頭全体が示す地層の堆積状況の変化と全世界的な海洋環境変化との対比や、挟まれる火山灰層の年代などから、ここでの本層の堆積年代は七〇万〜五〇万年前頃と推定されている。この年代は、前述した岩淵火山岩類の活動年代とも重複している。

水沼露頭のはかに、星山丘陵中央部の本層からは浅海性の貝化石が見出されている。南松野付近の本層からはカタクチイワシ、ニシ科などの魚類化石(写真1-14 B)が報告され、その堆積環境は



図1-22 庵原層群岩淵火山岩類・鷺ノ田層堆積期(100万〜50万年前頃)の古地理想像図

現在位置との対応のために、富士川・芝川・潤井川および海岸線を表示。

内湾から河川水と海水が混じる汽水湖であったことを示している。花粉化石からは、冷温帯から湿潤温帯域に変化する古環境であったと推定されている。

以上に基づいて、岩淵火山岩類と鷺ノ田層形成当時の古環境を推定した模式図を図1-22に示した。鷺ノ田層の堆積期には、浅海・湾央・湾奥・潟から、三角州と扇状地が合体したような扇状地性三角州(ファンデルタ)からなる河口平野に移行していき、さらに陸側の一部には湖沼性環境が存在した。その間に周囲では、岩淵火山岩類を形成した複数の火山体が成長を続けていた。

プレート境界域での地殻変動（五〇万〜一〇万年前頃）

庵原層群はおよそ五〇万年前頃には堆積を終了し、本章第五節で述べる数万年前頃の富士山起源の堆積物で覆われるまでの期間の地層が富士宮市域には存在していない。このために、この期間の情報量は少なくなっているが、庵原層群の地質構造には、さまざまな地殻変動が記録されている。なお、この期間内では、南東側に近接する静岡市清水区南部から同駿河区南東部にかけては、およそ一〇万年前以降に隆起する有度丘陵（日本平）を構成する地層が堆積していくが、その影響は蒲原丘陵までには及んでいない。一方、三丘陵の東側約二〇km付近では愛鷹火山が成長し、その北側では箱根火山も成長していく。

芝川・入山断層の活動と天子・庵原山地の隆起

天子・庵原山地と三丘陵の西縁を限る芝川・入山断層は西傾斜の逆断層とみなされ、富士川層群が作る衝突・付加体を成長させた東縁部の断層とされている。これらのうち入山断層については、地質・地形に明瞭に現れ、およそ三kmに達する上下の食い違いがあることが推定されている。また、蒲原丘陵西部では入山断層に沿って分布する蒲原層は東に七〇〜八〇度傾斜している。入山断層の西側（上盤側）の富士川層群と東側（下盤側）の庵原層群との構造の相違、断層に沿った地層・岩石の壊され方の程度の差などから、入山断層は庵原層群の堆積以前、すなわち一五〇万年前以前にはすでに存在し、庵原層群を堆積させた低地の形成に関係し、堆積後にも活動していたことが指摘されている。芝川断層についても、入山断層と同程度の上下の食い違いがこの期間に生じているものと推定される。

後述（本章第五節）するように、この芝川・入山断層の最近数万

年間での活動性は低いとみなされている。このことから、芝川・入山断層の主要な断層活動は、庵原層群堆積期の後期から富士山起源の堆積物が流下する以前の間が生じている。

その他の断層

三丘陵内に確認されている断層のうち、蒲原丘陵北部の一部では岩淵火山岩類と鷺ノ田層が断層で境され、この断層の活動によって鷺ノ田層を堆積させた低地の東縁が作られていた可能性が高い。これらについては、それ以降に活動したとする明確な証拠は得られていない。羽鮒・星山丘陵内の地殻変動については褶曲との関連で次項で述べる。

庵原層群の褶曲構造

水流により運搬された礫・砂・泥は、ほぼ水平に堆積する。地層が水平に堆積した後、ある方向（例えばプレートの進行方向）からの圧力をうけると、地層は波または皺を作るようにして水平状態から傾斜を増して折りたたまれていく。この波状の地層の変形を褶曲、波の山の部分は背斜、谷の部分は向斜と呼ばれる。したがって、傾斜した地層は褶曲の波の一部とみなして良い。波の山と山、または谷と谷との間隔が波長である。褶曲は断層と共に地殻変動を示す重要な指標となる。

日本列島のように地殻変動を受け続けた地域（地殻変動帯）では、地層・岩石は褶曲と断層が組み合わさるような構造に変化し、それらを伴う変形は古い地層になるほど激しくなる。それでも日本列島内では、一〇〇万年前頃より新しい地層は、堆積した当時の水平状態を保持し、褶曲が発達していないのが一般的である。そのような例として、富士宮市西方約六〇〜七〇kmの掛川・小笠地区に分布す

庵原層群の堆積年代と同時期を含む二〇〇万〜三〇万年前頃の地層（掛川層群・小笠山層群）は緩く傾斜しているだけで、その内部には褶曲は発達していない。ところが、庵原層群には、この時代の地層としては異例となる褶曲を含む変形した部分が認められている。

蒲原丘陵を構成する庵原層群は全体としては底がゆるやかな盆状もしくは鍋底状の構造をとり、その凹部に鷺ノ田層が、両側の褶曲の山の部分にあたる背斜部に岩淵火山岩類が分布している。地層の大部分は四〇度以下の中・低角傾斜を示し、丘陵北部の鷺ノ田層中では北東から南西、北北東から南南西方向に延びる波長一五〇〇〜二〇〇〇m程度の緩やかな褶曲構造が認められている。また、前述したように蒲原丘陵西部の入山断層周辺では六〇度以上に傾斜した地層も認められる。

星山丘陵の庵原層群は大きく見ると図1-20のようなほぼ水平な構造をもつが、一部に傾斜した部分が認められている。そのうちの一つが、前述した水沼露頭（写真1-13 A）である。水沼露頭の西端部の鷺ノ田層は水平面に対して東に約七五度傾斜し、その西側の岩淵火山岩類と断層（水沼断層）で接している（写真1-13 B）。地層の傾斜は東側に向かって徐々に緩くなっていく（写真1-13 A）。

図1-23は星山丘陵の西部、白尾山から延びる南北方向の尾根の南端部で見出された尖った先端部をもつ山型の背斜構造（沼久保背斜）である。その折れ曲がりの中心部に断層（沼久保断層）が存在している。この断層は、過度に折れ曲がった（褶曲した）地層中に形成された断層だと考えられる。

羽鮒丘陵の南東端部の蒲原層は、西または東に中・急角度で傾斜しており、ここでは南北方向の褶曲構造の存在が推定されている。

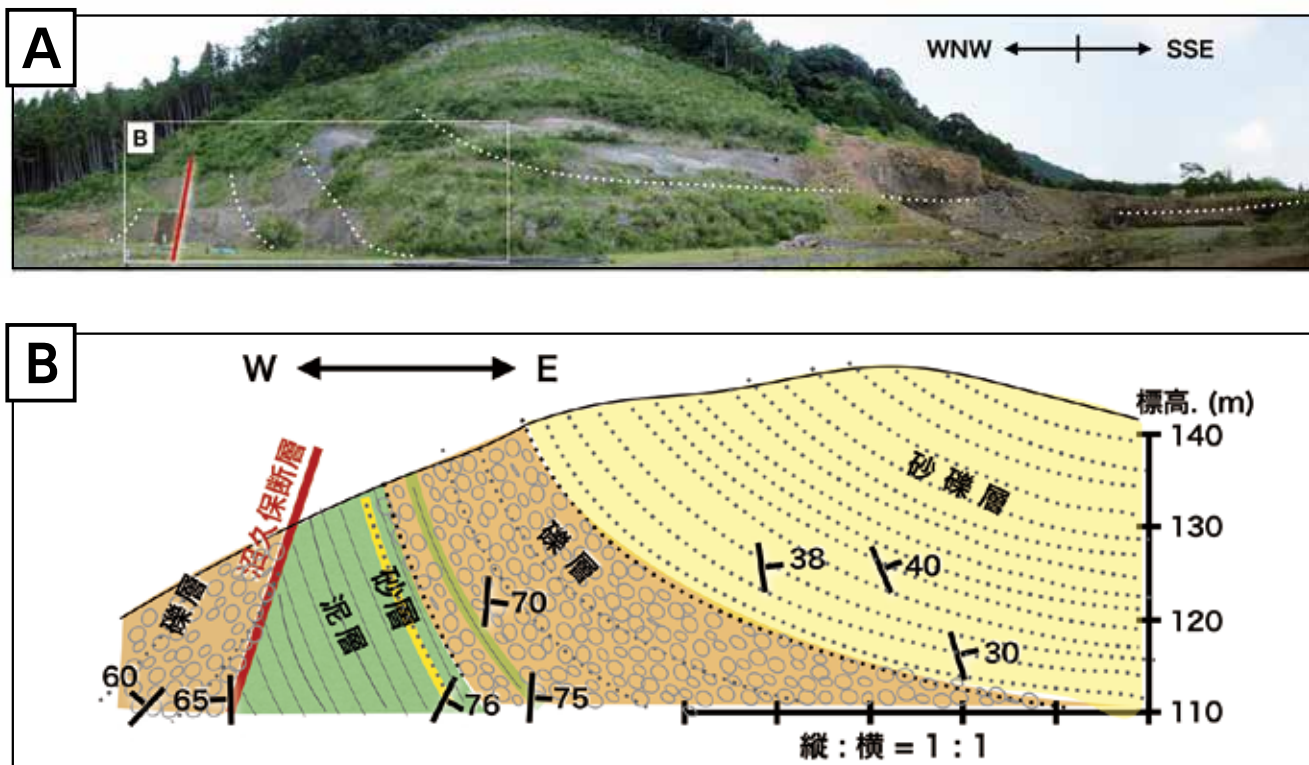


図1-23 庵原層群鷺ノ田層中の背斜（沼久保背斜）と断層（沼久保断層）（沼久保北方、碎石場跡地）

A：露頭全景のパノラマ写真。白破線は地層の傾斜の変化を示す。

B：背斜部付近の露頭スケッチ。

羽鮒・星山丘陵の上昇開始まぎわまで（～五万年前頃）

庵原層群中に褶曲や断層の形成をともなつて、富士宮市域の隆起が進行したと考えられるが、その過程はよくわかっていない。蒲原丘陵の隆起が星山丘陵や羽鮒丘陵よりも先に生じたことは、蒲原丘陵で庵原層群の分布がもっとも広く、かつ分布高度も高く、河川が削り込んだ標高の高い山地地形を作っていることから分かる。さらに、本章第五節で述べるように羽鮒丘陵や星山丘陵の上部を覆う富士山起源の堆積物が、富士川の南側の丘陵の内部にまで流入していないことに示されている。

この時期の羽鮒・星山丘陵は現在の富士火山南西麓と一体となつて浸食を受け、起伏の少ない南西側に傾斜した緩斜面を形成していったと考えられる。その緩斜面を広く覆って流下したのが、「古富士泥流」である。羽鮒・星山丘陵の東縁部の安居山・大宮・入山瀬断層の活動を伴って羽鮒・星山丘陵が隆起してくるのはそれ以後である（本章第五節）。

まとめ

以上に説明してきたように、羽鮒・星山・蒲原丘陵には、庵原層群と呼ばれる地層が分布している。これは、天子山地・庵原山地と伊豆地塊との間の海域が狭まり、陸化していく過程で、堆積し変形していった地層である。この庵原層群中にはプレート衝突域で生じたさまざまな事件が記録されている。そのうち、プレート衝突域の真上で生じた岩淵火山岩類の火山活動は世界でも余りない事例であろう。またそこで形成された褶曲や断層が発達しているのも、それらの形成過程の解明も重要である。

フィリピン海プレートの北または北西方向への進行の結果として期待されるのは、その方向に直交する北東から南西方向に延びる褶

曲や断層群である。だが、庵原層群中の褶曲には南北方向を示すものもあり、必ずしもプレートの進行方向を直接反映してはいないようである。このような問題を解明するためには、地表部付近の構造を把握するのと共に、地下の構造を解明していく必要がある。だが、現状では地下構造の把握は十分になされているとはいえない。

第四節 富士火山の誕生と成長

噴火史のあらまし

前節で述べたように、富士宮市域とその周辺は、およそ五〇万年前には陸地となった。そこに新たに火山の噴火が生じて誕生したが、それぞれ富士宮市域の周縁部にある先小御岳（およそ二六万〜一六万年前）、小御岳（一六万〜一〇万年前）、愛鷹（四〇万〜一〇万年前）の三火山である。これら三火山の噴火がほぼ終了したころ、小御岳と愛鷹火山の間に一〇万年前に誕生したのが、富士宮市域の広い面積を占める富士火山である。

富士火山の噴火史を六つの時期（古い順に星山期、富士宮期、須走・a〜d期）に分けて整理した（表1-1）。このうち一〇万〜一万七〇〇〇年前にあたる星山期の富士山は「古富士火山」と呼ばれ、現在の山頂よりもやや東にずれた位置に山頂があったと考えられている（図1-24の①）。

古富士火山は、およそ二万年前に南西側に向けて大規模な山体崩壊を起こした結果、山頂部が大きくえぐり取られるような形（下流側に開いた馬の蹄のような形の凹地で、馬蹄形崩壊谷と呼ばれる）になるとともに、南西麓に大量の土砂「田貫湖岩屑なだれ」を堆積させた（図1-24の②）。

その後も噴火は続き、一万七〇〇〇〜八〇〇〇年前の時期（富士宮期）には、上記の崩壊谷の中から大量の溶岩を流す噴火が何度も起きた。結果として山頂火口の位置がやや西に移動し、現在の富士山（新富士火山）が作り出されてゆく（図1-24の③）。

次の八〇〇〇〜五六〇〇年前の須走・a期には、いったん噴火活動が衰えたが、五六〇〇〜三五〇〇年前の須走・b期になると、ふたたび山頂付近から多数の溶岩を流して山体を成長させていった

（図1-24の④）。この時期に発生して富士宮側に流れ下った火砕流の存在も指摘されている。

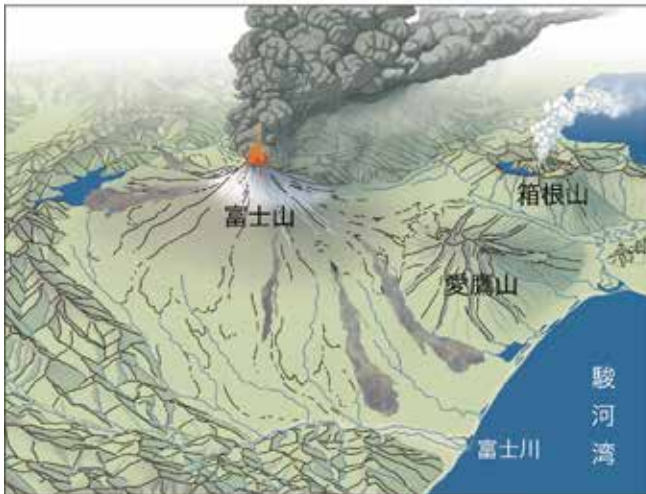
その後、三五〇〇〜二三〇〇年前の須走・c期には、山頂火口での爆発的噴火が多く生じた（図1-24の⑤）。なお、この時期の途中まで山頂の東側には、浸食され残った古富士火山の峰が残っていた。つまり富士山は二つの峰が並び立つ景観をなしていたが、東側の峰は二九〇〇年前に東側に山体崩壊を起こして消滅し、以後の富士山は現在見られるような単一峰となった。この時に東山麓に大量に堆積した土砂は「御殿場岩屑なだれ」と呼ばれている。

二三〇〇年前以降の須走・d期になると、噴火は山腹や山麓でばかり起きるようになって現在に至っている（図1-

時期	年代	噴火位置	噴火規模	富士宮市域の主要な事件
星山期	10万～ 1万7000年前	山頂と山腹	さまざま	多数の土石流 田貫湖岩屑なだれ
富士宮期	1万7000～ 8000年前	山頂と山腹	大	芝川・白糸・猫沢・万野・外 神・犬涼み山などの溶岩流、 村山スコリアの降下
須走-a期	8000～5600 年前	主に山頂	小	富士黒土層の堆積
須走-b期	5600～3500 年前	山頂と山腹	小～中?	複数の火砕流、天母山溶岩流
須走-c期	3500～2300 年前	山頂と山腹	中～大	大沢スコリアの降下、 複数の火砕流
須走-d期	2300年前～ 現在	主に山腹	小～中（ただし 大2例を含む）	青沢・不動沢・日沢溶岩流

表1-1 噴火史の時期区分と各時期の特徴

① 10～2万年前
星山期 (古富士火山の誕生と成長)



② 2万～1万7000年前
星山期 (田貫湖岩屑なだれ直後の富士山)



③ 1万7000～8000年前
富士宮期 (新富士火山の誕生と大規模溶岩流)



④ 5600～3500年前
須走-b期 (新富士火山の成長)



⑤ 3500～2300年前
須走-c期 (山頂の爆発的噴火と御殿場岩屑なだれ)



⑥ 2300年前～現代
須走-d期 (山腹噴火の時代)



図1-24 富士山の生い立ち

各時期の地形と、その時期に発生した代表的な噴火の様子を示した。

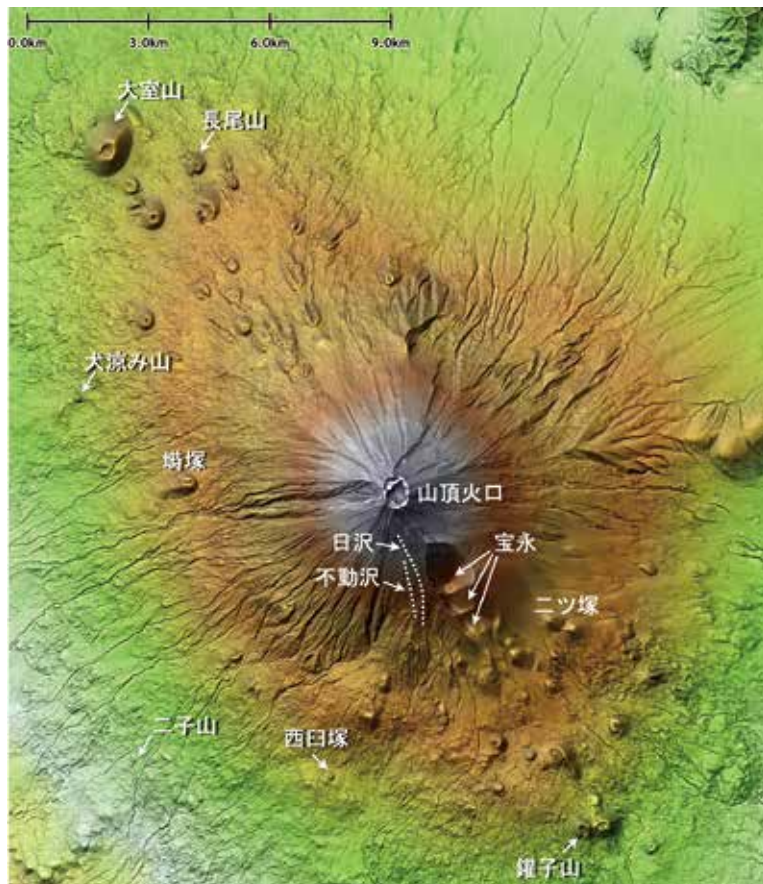


図1-25 富士山の山頂から山腹にかけての地形

多数の側火山・側火口が見られる。

山頂噴火と側噴火、側火山と側火口

富士山は山頂噴火をたびたび起こす一方で、山頂以外の山腹や山麓で起きる側噴火も繰り返し返してきた。こうした側噴火によって生まれた火山や火口を、それぞれ側火山、側火口と呼ぶ。富士宮市域では、大涼山と西白塚（いずれも富士宮期）、蟬塚と二子山（須走・b期）などが側火山であり、不動沢・日沢火口（須走・d期）などが側火口である（図1-25）。

これらの側火山・側火口は北西―南東方向に偏った配列や分布をみせている。富士山付近の地殻は、プレート運動によって北西―南東方向に圧縮されており、その方向に沿った割れ目ができやすい状態にある。そこにマグマが侵入すると、北西―南東方向の割れ目を開きながら地表に達するため、その方向を反映した側火山の列や側火山分布の偏りができる。

24の⑥)。その多くは小から中規模のものであったが、例外的に大規模なものが歴史時代になってから二度生じた。八六四年貞観噴火と一七〇七年宝永噴火であり、歴史時代の二大噴火と言ってよい。なお、かつて八〇〇〜八〇二年延暦噴火も合わせて「三大噴火」と呼ばれたこともあるが、延暦噴火は中規模であるため、その呼び方は適切でない。

八六四年貞観噴火は、富士山の北西山腹で生じた比較のおだやかな噴火で、大量の溶岩を流した。一方、一七〇七年宝永噴火は、南東山腹で生じた爆発的な噴火で、山麓から南関東一円に大量の火山灰降下をもたらした。

南東山腹にある宝永火口列は、富士山の内部構造を観察できる貴重な場所であり、火口壁には割れ目の中に入りこんだマグマが冷え固まってできた多数の岩脈を見ることができ（写真1-15）。



写真1-15 宝永火口壁に見られる岩脈群

噴火の規模と頻度

噴火の規模とは、地表に噴出した噴出物の総量のことである。富士山では便宜上、大規模（マグマ量に換算して二億 m^3 以上）、中規模（同じく二〇〇〇万〜二億 m^3 ）、小規模（二〇〇〇万 m^3 以下）の三つに区分している。富士山でこれまで起きた個々の噴火の規模を比較することによって、富士山で過去五六〇〇年間に起きた一七五噴火のうち一六八噴火（九六％）は、マグマ噴出量が二億 m^3 以下の小規模のものであることがわかった。噴出量二億 m^3 以上の大規模噴火は全体の四％の七例に過ぎない。その七例のうち特大二例が、歴史時代に起きた貞観噴火（一三億 m^3 ）と宝永噴火（七億 m^3 ）である。

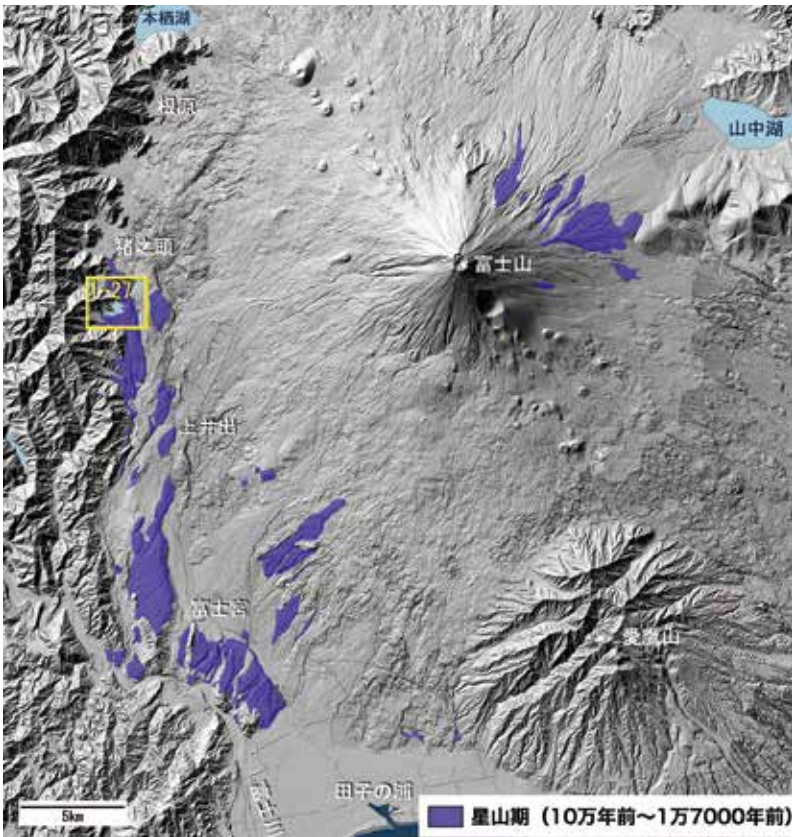


図1-26 星山期の堆積物分布

黄色枠は図1-27の範囲。

先史時代の噴火とその産物 星山期（一〇万〜一万七〇〇〇年前）

本節以降、富士山噴火が残した堆積物のうち、富士宮市域にある代表的なものを紹介してゆく。それらの名称や区分は研究によって若干異なるが、ここでは富士山のハザードマップ改定版（第二編第二章第七節）のベースとなった富士火山地質図第二版（高田ほか二〇一六）におおむね従った。

富士宮市域の星山期の堆積物は、主として土石流堆積物と岩層なだれ堆積物（後述）からなり、田貫湖周辺、星山・羽鮒丘陵、村山・小泉付近などに分布する（図1-26、写真1-16）。田貫湖のある台地は、その全体が田貫湖岩層なだれ堆積物によって作られたものである。およそ二万年前に富士山が西側に崩れた際に生じた大量の土砂が、田貫湖西方にある天子山地の険しい山並みにぶつかり、行く手をさえぎられる形で、そこに厚く堆積した（図1-17、写真1-17）。なお、岩層なだれという現象が認知されていなかった一九七〇年代

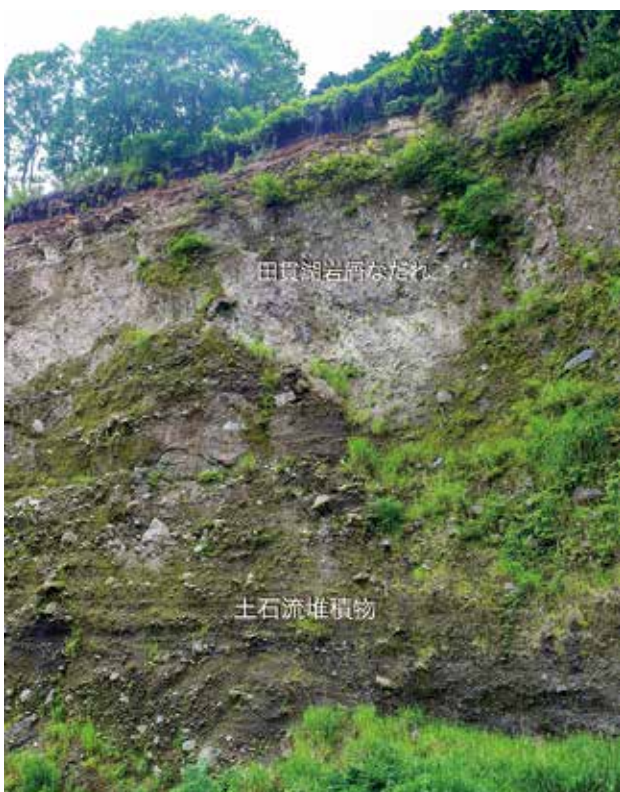


写真1-16 星山期の土石流堆積物を覆う田貫湖岩層なだれ狩宿付近の芝川沿い。

以前には、両者は「(旧期および新期) 古富士泥流堆積物」として一括されていた。

土石流は、山の斜面などが大量の降雨によって崩壊し、途中にあるものを浸食して巻き込みながら、さまざまな大きさの土石と水が渾然一体となって流れ下る現象である。黒田の金谷橋の三〇〇mほど下流の潤井川左岸からは、立ったまま土石流に埋もれたヒノキの樹幹(約二万年前)が発見された(写真1-18)。

一方、山体崩壊は、火山活動や大地震によって山体の一部が麓に向かって一気に崩れ落ちる現象であり、その結果生じる大量の土砂の流れを岩層なだれと呼ぶ。岩層なだれは、土石流と違って水をほとんど含まない土砂だけの流れであるが、一般に土石流よりも桁違いに規模の大きい破壊的な現象である。必ずしも火山だけが山体崩壊するわけではないが、火山が崩壊した場合は特に大規模になりやすい。

山麓に広がった岩層なだれ堆積物の表面には、しばしば「流れ山」と呼ばれる地形ができる。流れ山の中身は、かつての山体を構成していた「部品」である。山体崩壊は、山体がばらばらになりながら流れ落ちる現象であり、大きめの部品が地表に突き出るのである。田貫湖周辺の台地の表面にも、流れ山と見られる小山が多数分布する(図1-27)。本来は平坦であるはずの大地の表面に無数の突起が見られ、そのすべてが流れ山である。

一方で、岩層なだれの地層中には、流れ山にならないほどの小さな部品も多数ふくまれている。それらは小さくさまざま、その種類も溶岩だったり火山灰だったり、色もまちまちである。このため、岩層なだれの地層断面には、小さくさまざまな岩や土の固まりを散りばめた模様(パッチワーク構造)が見られることがある(写真1-19)。岩層なだれも土石流も、泥質分を多く含むために水を通しにくく、

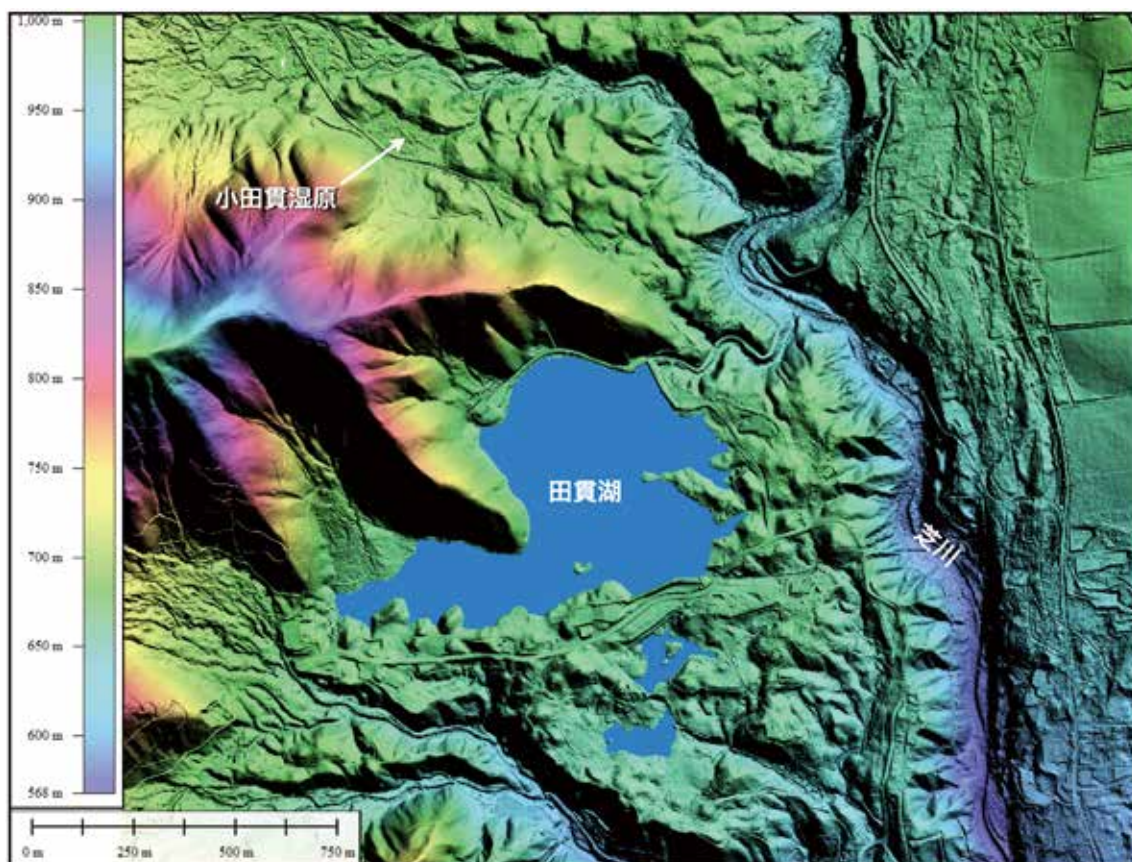


図1-27 田貫湖付近の地形

台地の上に多数の流れ山が分布する(本文参照)。



写真1-17 田貫湖台地

手前の谷間を芝川が流れる。台地の背後に天子山地。



写真1-18 土石流堆積物から発見されたヒノキの樹幹

その上面の窪地には水がたまりやすい。このため、田貫湖周辺の台地には、もともと沼地となっていた部分があり、狸沼などと呼ばれていた。現在の田貫湖は、農業用水確保のために元あった沼地を拡張して造られた人工のせき止め湖（昭和十一年（一九三六）完成）である。田貫湖の北側に尾根を隔てて隣接する細長い台地も田貫湖岩層なだれのできかけた地形であり、水はけの悪いその台地上の凹地にできた湿地帯が小田貫湿原である（図1-27、写真1-20）。



写真1-19 田貫湖岩屑なだれのパッチワーク構造
天子の森キャンプ場付近。



写真1-20 小田貫湿原と富士山

先史時代の噴火とその産物 富士宮期（一万七〇〇〇～八〇〇〇年前）

星山期に続く富士宮期には、富士山の山頂方面から大量の溶岩が何度も流れ下ってきた。結果として、富士宮地域の低標高部の広い範囲が、この時期の溶岩に覆われている（図1-28）。以下に、代表的なものを、おおむね北から南へと順に紹介しよう。

犬涼み山と人穴

世界遺産の構成資産のひとつである人穴（写真1-21）は、およそ八〇〇〇年前に流れた犬涼み山溶岩流（図1-28）の中にできた溶岩トンネルである。溶岩トンネルは、溶岩の表面だけが冷えて固まった状態の時に、まだ溶けた状態にあった内部が下流へと流れ去ってしまうことによってできた空洞である。なお、富士山麓には後述する万野風穴や御殿場市の駒門風穴（いずれも国指定天然記念物）など、多数の溶岩トンネルの存在が知られている。

富士宮期の溶岩を流した側火山や側火口は、それより新しい時期の溶岩に埋まったりして位置すら不明なものが多い中で、犬涼み山溶岩流は、人穴から5kmほど北東にある側火山のひとつである犬涼み山（標高一二〇五m）から流れたことがわかっている。富士山スカイラインの西臼塚駐車場の北西四〇〇mにある西臼塚（標高一二九五m）も、およそ八〇〇〇年前の噴火で生じた側火山である（図1-28）。

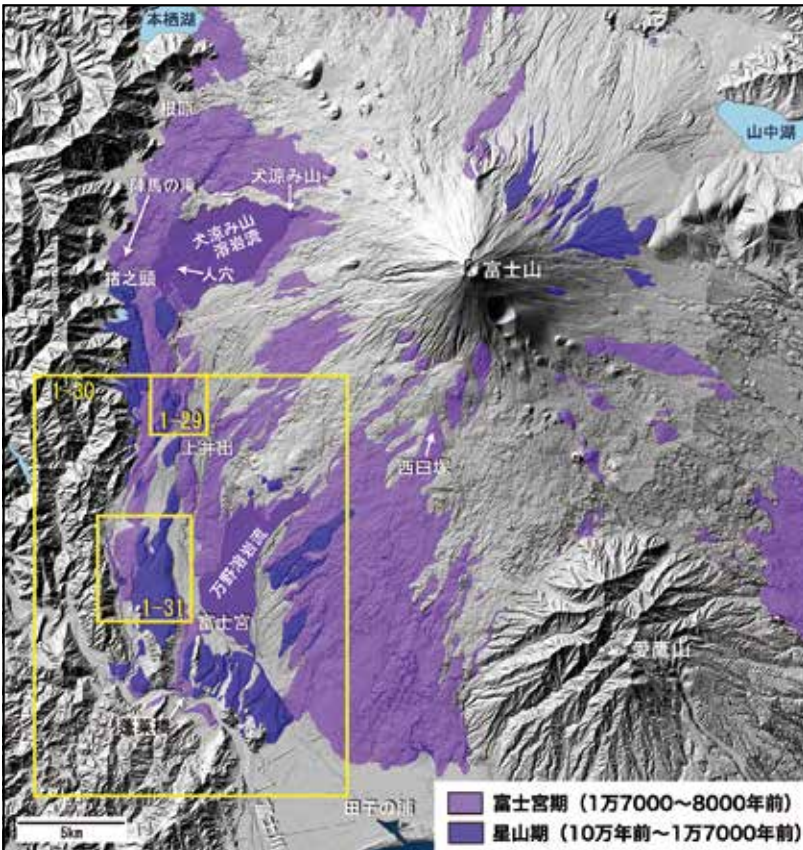


図1-28 富士宮期（+星山期）の堆積物分布

黄色枠は図1-29～31の範囲。本文で触れた犬涼み山溶岩流と万野溶岩流の分布をやや濃い色で示した。



写真1-21 人穴の内部

猪之頭付近の溶岩と湧水

芝川の源流にあたる猪之頭には多数の湧水が知られ、それを利用してニジマスの養殖場が建てられている。付近の芝川にかかる陣馬の滝（図1-28）の岩盤には、田貫湖岩屑なだれの上位を芝川溶岩流が覆い、その境界付近から湧水が生じているのがわかる（写真1-22）。

前節で述べたように、岩屑なだれや土石流は泥などの細かな粒子をたくさん含むために水を通しにくい。一方、溶岩流は割れ目が多いために大量の水を通したり蓄えたりできる。このため、不透水層である岩屑なだれや土石流堆積物と、透水層である溶岩との境界から水が湧き出る。猪之頭付近では、田貫湖岩屑なだれが不透水層となつて、その上位の溶岩流の割れ目を流れてきた地下水が湧水となつているとみられる。

陣馬の滝の入口付近にある遠照寺の境



写真1-22 陣馬の滝

田貫湖岩屑なだれの上を芝川溶岩流が覆う。



写真1-23 猪之頭地区にある遠照寺の太鼓石

内には「太鼓石」と呼ばれるリング状の溶岩が飾られている（写真1-23）。その大きさや形状から判断して溶岩樹型と考えられる。溶岩樹型は溶岩が森林を流れ下った時に、木の幹のまわりを取りまいてできる構造である。溶岩の熱によって木の幹は燃えてしまい、空洞だけが残る。空洞の内部には、内壁の再溶融などによって特徴的な構造ができる場合もある。富士山麓には多数の溶岩樹型の存在が知られており、「印野の溶岩隧道」（御殿場市）や、世界遺産の構成資産となった「船津胎内樹型」（山梨県富士河口湖町）が有名である。

白糸の滝

猪之頭に源を発した芝川は南に向かって流れ、やがて上井出付近に至る(図1-28)。世界遺産の構成資産であり国指定名勝・天然記念物でもある白糸の滝と、その東隣にある音止の滝は、およそ

一万四〇〇〇年前に富士山から流れ出た白糸溶岩流にかかる滝である(図1-29、写真1-24)。白糸の滝では、透水層の溶岩と不透水層の土石流堆積物との境界から湧き出た水が、多数の小さな滝をつくっている。白糸の滝と音止の滝の上流には、さらに三つの滝(神棚の滝、牛淵の滝、朴の木淵の滝)がある。ここでは、これら五つの滝を「白糸五滝」と総称する。

これら白糸五滝のすぐ東側を、活断層である芝川断層が通過している(図1-29)。断層の西側には丘陵や台地が分布する一方で、断層の東側は平坦な低地となっている。芝川断層の南西延長部でも、この断層は西側の山地と東側の谷間の境界を通過している(図1-18)。以上のことから、芝川断層の度重なる活動によって断層の西側が隆起したとみるのが自然である。白糸五滝は大沢崩れの下流に形成された大沢扇状地の末端付近に位置しており、大沢を流れ下る大量の土砂によって白糸五滝が消滅していたとしても変ではなかった。芝川断層の活動による隆起が、土砂による埋積から白糸五滝を守ってきたと言えるだろう。

白糸の滝の南方一・三kmほどの狩宿付近の芝川は深さ二〇mほどの峡谷を刻んでいるが、わずかに二五〇mほど東を並行して流れる潤井川は平坦な地表を流れ(図1-29)、芝川には合流せずに、そのまま河口の田子の浦に至る。これは地形的に考えると不自然なことである。芝川と潤井川

の間には芝川断層が通過しており、断層活動によってその西側が時おり隆起するため、潤井川は芝川に合流できなかったと考えるのが自然である。

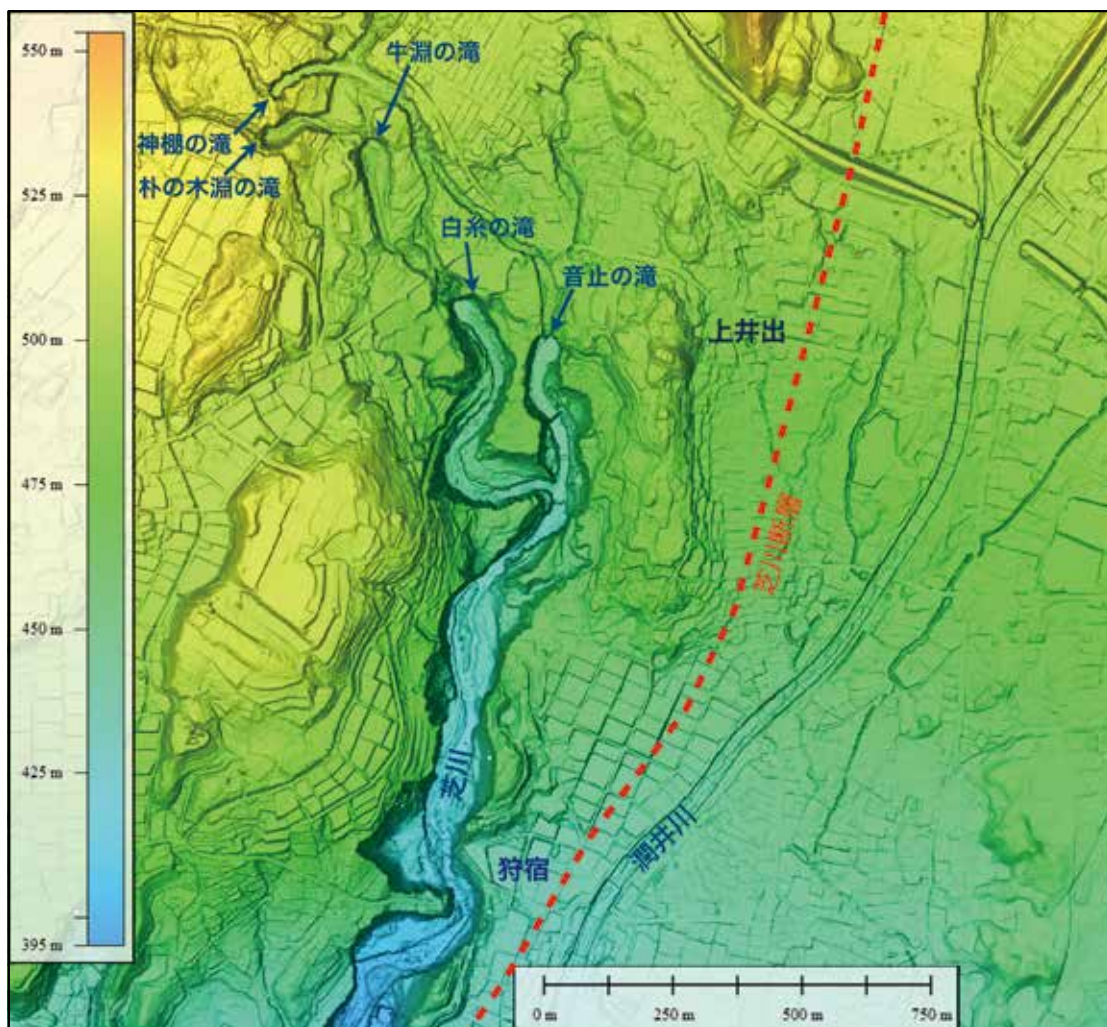


図1-29 白糸の滝付近の地形

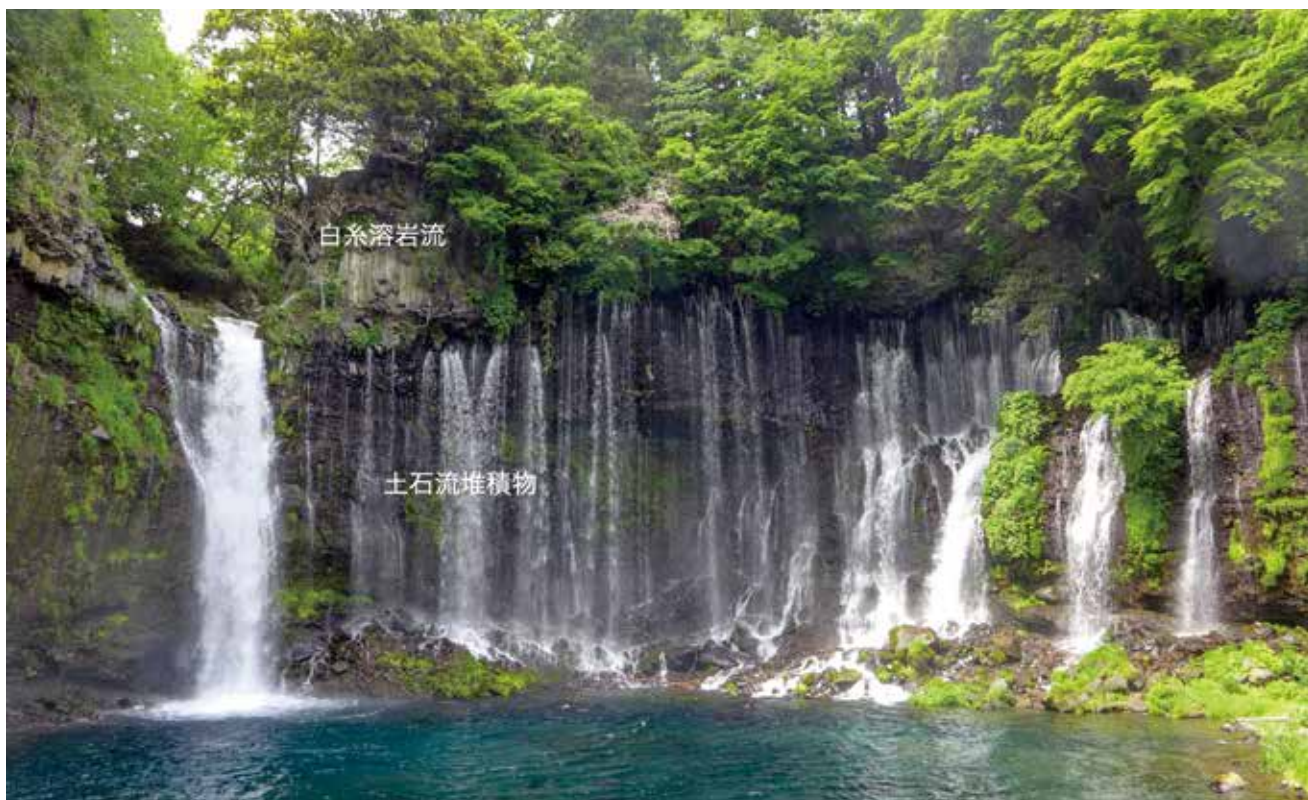


写真1-24 白糸の滝

星山期の土石流堆積物を白糸溶岩流が覆う。両者の境界付近から湧水が流れ落ちている。



写真1-25 柚野のポットホール

川底に見えている岩盤が芝川溶岩流で、その表面に開いた複数の丸い穴がポットホール。遠景の雲上に富士山頂。

柚野の溶岩とポットホール

狩宿の南西方で、芝川は東を羽鮒丘陵、西を天子山地に挟まれた広い谷間に入って南に流れ下り、JR身延線の芝川駅付近で富士川と合流する(図1-30)。この芝川沿いの谷間には、富士宮期の溶岩がいくつか流れ込んでいる。

柚野^⑧付近の芝川の河床に露出する岩盤は、約一万七〇〇〇年前に流れた芝川溶岩流である。この岩盤にはポットホールと呼ばれる丸い穴が多数存在し、県の天然記念物に指定されている(写真1-25)。固い岩盤の上に置かれた大岩は、川の流れによってひっきりなしに動き、下の岩盤を徐々にうがって穴を開けていく。それとともに大岩自体も徐々にすり減っていき、最後には岩自体が消滅して、丸い穴の空いた岩盤だけが残される。こうしてできた丸い穴がポットホールである。

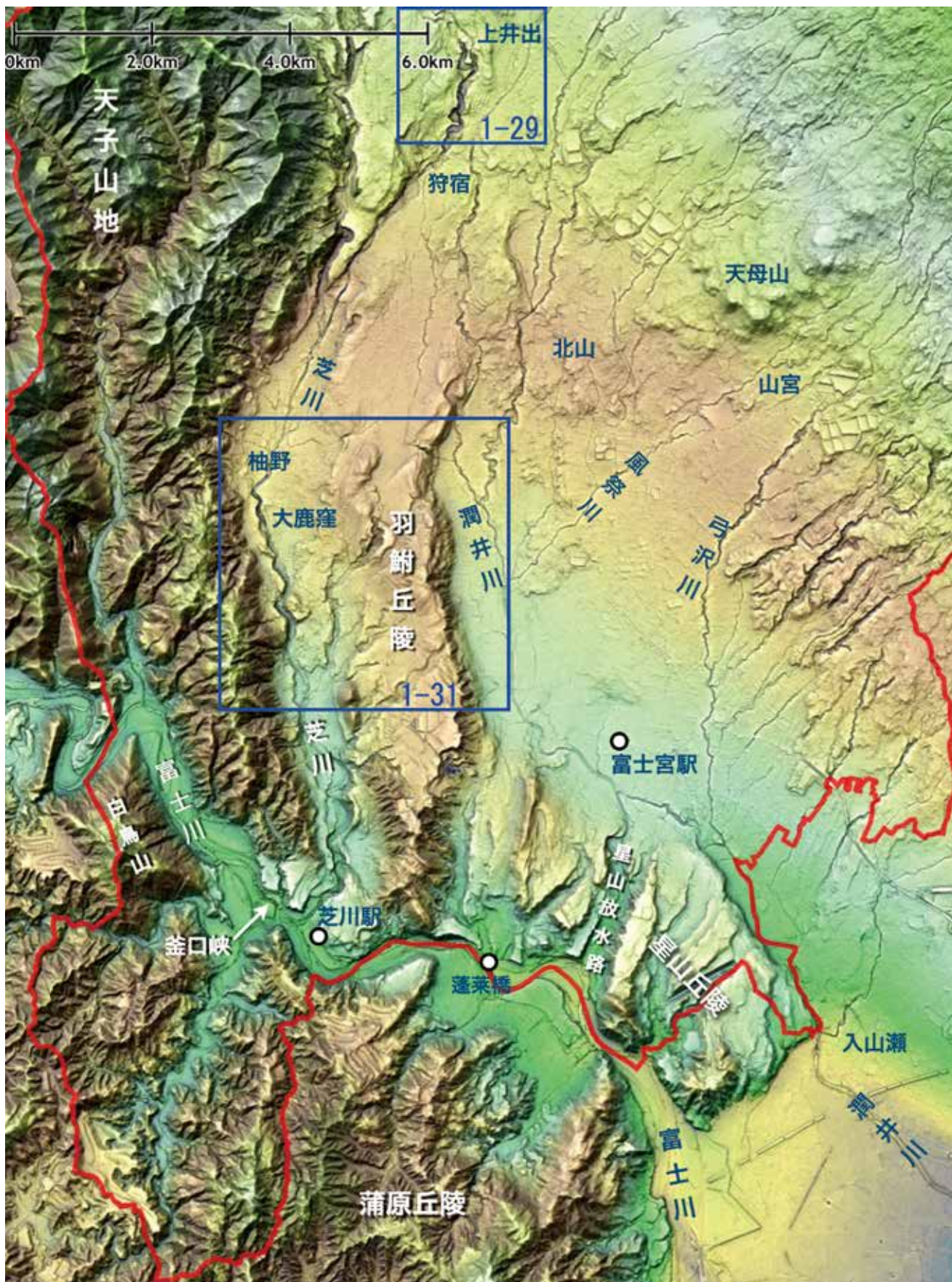


図1-30 富士宮市南部の地形図

青枠で図1-29 および図1-31 の範囲、赤枠で富士宮市の境界を示す。

大鹿窪遺跡と富士山噴火

柚野付近から芝川を1kmほど下った左岸の台地上に大鹿窪遺跡おおしかくぼ（縄文時代草創期）がある（第二編第一章第一節・第三節、図1-31）。遺跡内の東部で発掘された溶岩流は、芝川溶岩流（一万七〇〇〇年前）であり、遺跡の南東は猫沢溶岩流のつくる丘に接する。遺跡に暮らした人々は、主に芝川溶岩流を材料とした集石遺構を築いていた。

大鹿窪遺跡の遺構はⅠ期（一万六〇〇〇～一万五〇〇〇年前）とⅡ～Ⅲ期（一万三三〇〇～一万二五〇〇年前）に分けられ、Ⅱ～Ⅲ期遺構の床面直下の土層には村山スコリア（一万四〇〇〇～一万三五〇〇年前、第二編第一章第一節のオレンジスコリア）が降り積もっている。村山スコリアをもたらした噴火は、富士宮市村山（元村山）付近で起きたと推定されている。爆発的な割れ目噴火であり、富士山麓では珍しい東風にあおられて西に向かって厚く降り積もり、大鹿窪遺跡付近の層厚は7cmである。猫沢溶岩流は、村山スコリアに覆われる。なお、スコリアとは暗色の軽石、つまりスポンジ状の火山ガラスである。

大鹿窪遺跡Ⅰ期の年代は遺物を直接測定したのではなく、遺物の形式などからの推定なので証拠としては弱い。この年代を信じれば、Ⅰ期遺構に暮らした人々は猫沢溶岩流と村山スコリアによって被災した可能性が高い。Ⅰ期の遺物は遺跡の東端（3-3E調査区）にしか発見されていないため、Ⅰ期の集落の大部分が猫沢溶岩流の下敷きになった可能性もある。こうした被災体験は、火山への畏怖の念を増幅させただろう。なお、大鹿窪遺跡の配石遺構と富士山の方角との関連性や、その宗教的意味合いが指摘されている。

猫沢溶岩流は、大鹿窪遺跡付近からさらに芝川沿いを下流に2kmほど流れて停止したことが、地形や地質からわかる。猫沢溶岩流が

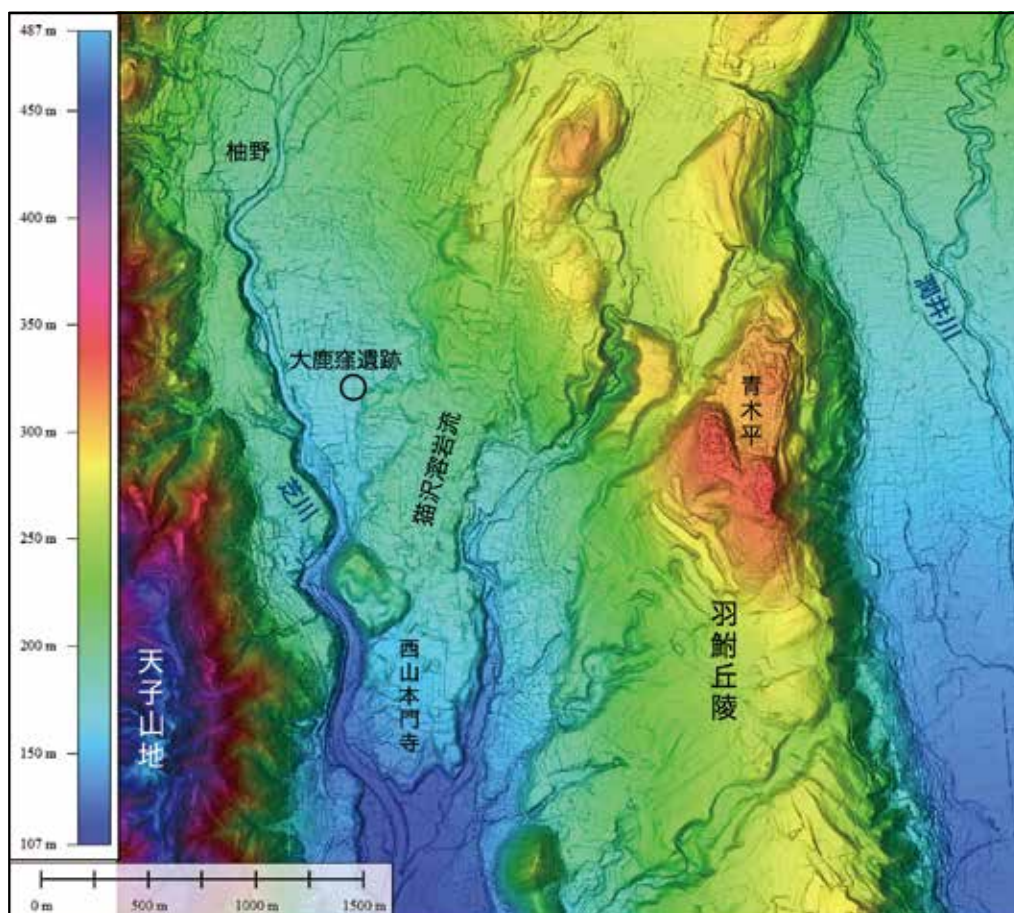


図1-31 大鹿窪遺跡付近の地形

つくる台地の末端の平坦面を利用して、西山本門寺の伽藍が建てられている（図1-31）。

富士宮市街地の溶岩と湧水

富士宮市街地が立地する風祭川と弓沢川に挟まれた扇状の緩斜面は、富士山の周囲にいくつつかある扇状地のひとつである（図1-30）。この扇状地をつくる土砂の下には富士山から流れてきた溶岩が埋もれており、万野溶岩流と呼ばれている。

富士山本宮浅間大社の境内にある湧玉池（国指定特別天然記念物）の背後にかすかな地形の高まりがあり、万野溶岩流が露出している。溶岩の内部を通過してきた水が末端の湧玉池付近に達して湧いている（写真1-26）。流れ出した水は神田川となって南に流れ、1kmほど下流で潤井川に合流する。なお、万野溶岩流とその表面にできた縄状構造（溶岩が流れる時に表面にできたシワ、市指定天然記念物「大宮縄状溶岩」）を、湧玉池の北東にある城山公園内で見ることができ、また、万野溶岩流の中にできた溶岩トンネルが万野原新田にあって万野風穴と呼ばれ、国の天然記念物に指定されている（令和五年時点では閉鎖中で見学不可）。

白糸の滝や湧玉池以外にも、溶岩の中を流れてきた地下水の湧水地が富士山の西麓から西麓に数多くある。JR身延線の西富士宮駅北方の淀師・外神などの地区にも湧水地が多く、ニジマスの養殖などに利用されているが、雨の多かった年に地下水位が上がると普段は見られない湧水があちこちで生じて住民を悩ませることがある（第二編第二章第六節）。



写真1-26 富士山本宮浅間大社の湧玉池



写真1-27 空から見た釜口峡

手前から奥に向かって富士川が流れる。釜口峡や瀬戸島の周囲に見られる岩盤は向かって左奥にある富士山から芝川沿いを流れて富士川に達した芝川溶岩流。



写真1-28 釜口峡内で見られる芝川溶岩流



写真1-29 芝川溶岩流の柱状節理

釜口峡の溶岩

芝川の谷を流れて富士川に達した芝川溶岩流を、富士川を渡る釜口橋の周囲で見ることができ(図1-30、写真1-27、写真1-28)。ここは釜口峡と呼ばれ、富士川舟運の難所のひとつとしても知られた場所である。釜口峡内の岩盤や釜口橋の西側にある瀬戸島をつくる岩盤は芝川溶岩流であり、瀬戸島の西側の河原でも観察できる。

芝川溶岩流は、釜口橋から下流の富士川沿いに点々と分布し、富士川を越えて右岸の富士市松野付近まで追跡できる。

JR身延線の芝川駅から八〇〇mほど南東の富士川の左岸には芝川溶岩流の柱状節理が露出しており、県の天然記念物に指定されている(写真1-29)。溶岩は冷えると体積が収縮するため、亀裂が生じる。この亀裂が規則正しくできる場合があり、柱状節理はそのひとつである。柱は六角柱となるものが多い。



写真1-30A 空から見た富士川の蓬莱橋

橋のたもとに見える岩盤が外神溶岩流。右遠景に富士山。

蓬莱橋の溶岩

芝川溶岩流以外にも、富士川に達した溶岩流がある。東名高速道路の富士川橋から7kmほど上流の富士川に県道七六号線の蓬莱橋がある(図1-30)。橋の下の岩場に、富士山から流れてきた外神溶岩流(一万五〇〇年前)が見えている(写真1-30A・B)。

現在の地形から見ると、この付近に富士山の溶岩が流れ着くことはありえない。富士山との間にある星山丘陵の高まりを越えられないからだ。その証拠に、白糸の滝からほぼまっすぐ南に流れてきた潤井川は、JR富士宮駅の西で羽鮒・星山丘陵に行く手をさえぎられ、南東へと流路を変えている(図1-30、写真1-1)。おそらく、かつて潤井川の流路はまっすぐ南をめざし、蓬莱橋付近で富士川に達していたと思われる。その後、星山丘陵が隆起し、下流の標高が高くなってしまうため、この流路を放棄せられたのである。



写真1-30B 富士川の河岸で見られる外神溶岩流

右端に旧蓬莱橋。

先史時代の噴火とその産物 須走・a期（八〇〇〇～五六〇〇年前）

富士山の火山活動がいったん衰えた時代と考えられており、山頂火口からの噴火がいくつか確認されているだけで、山腹や山麓での側噴火や、山麓に達した溶岩流は知られていない。この時期の山麓では、広い範囲に黒色の腐植を多く含む富士黒土層が堆積した（写真1-31）。



写真1-31 田貫湖岩屑なだれの上を覆って富士黒土層や大沢スコリアが堆積している白糸自然公園付近。崖の高さは約3m。

先史時代の噴火とその産物 須走・b期（五六〇〇～三五〇〇年前）

富士宮市域における須走・b期の噴出物としては、大沢崩れの崖面に露出する多数の溶岩流のほか、山腹の側火山、山麓に降り積もったスコリアや山麓まで流れ下った溶岩流や火砕流の堆積物がある（図1-32）。

西麓から遠望する大沢崩れの崖面には、たくさんの縞が見えている。累々と積み重なった溶岩の層である（写真1-32）。縞をなす溶岩流の傾きは、富士山の山体斜面の傾きと平行である。山頂付近から流れ下った溶岩が一枚ずつ積み重なって山体が成長してきたことが実感できる。

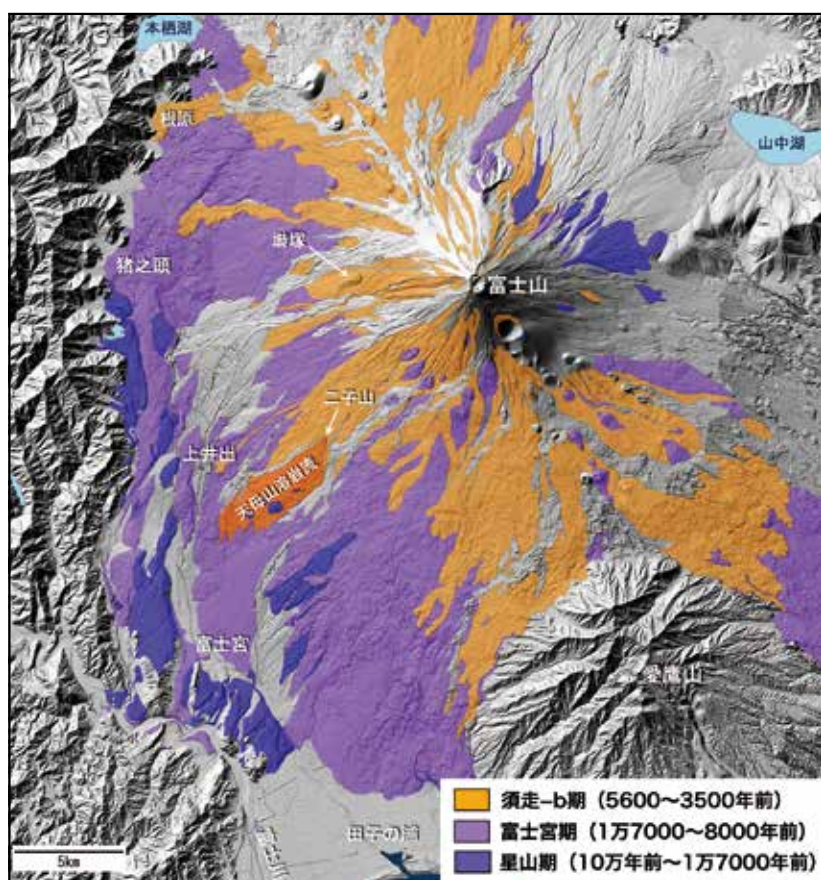


図1-32 須走-b期（+富士宮期+星山期）の堆積物分布
本文で触れた天母山溶岩流の分布をやや濃い色で示した。



写真1-32 大沢崩れの左岸側の崖面に見られる溶岩流の積み重なり

この時期には、富士宮側の市街地近くまで達した溶岩流のほか、大沢川や風祭川沿いを流れ下った複数の火砕流（四八〇〇〜四四〇〇年前）が知られている（写真1-33）。風祭川の標高八〇〇m付近には、この火砕流に立ったまま埋もれて炭化した木の幹が見つかっている（写真1-34）。

富士宮市域にある須走・b期の目立った側火山としては、二子山（標高一二〇五m、五五〇〇年前）と罫塚（標高一五五〇m、四六〇〇年前）がある。二子山付近から流れた天母山溶岩流は、外神付近の標高二五〇mの市街地まで到達した（図1-32）。



写真1-34 風祭川沿いの標高800m付近で見られる火砕流堆積物と埋もれ木



写真1-33 大沢沿いの標高1,250m付近で見られる火砕流堆積物

先史時代の噴火とその産物 須走・c期 (三五〇〇～一三〇〇年前)

富士宮市域における須走・c期の噴出物としては、およそ三一五〇年前に山頂付近の爆発的な噴火によって南西麓の広い範囲に降り積もった大沢スコリア(写真1-31)を除けば、大沢川の標高八〇〇m付近まで流れ下った複数の火砕流(三五〇〇～二六〇〇年前)が知られているくらいで、山麓の市街地付近に到達した噴出物や目立った側火山は知られていない(図1-33)。図中で市街地まで延びている部分は、下流の扇状地(上井出扇状地や富士宮扇状地)に堆積した土石流堆積物である。

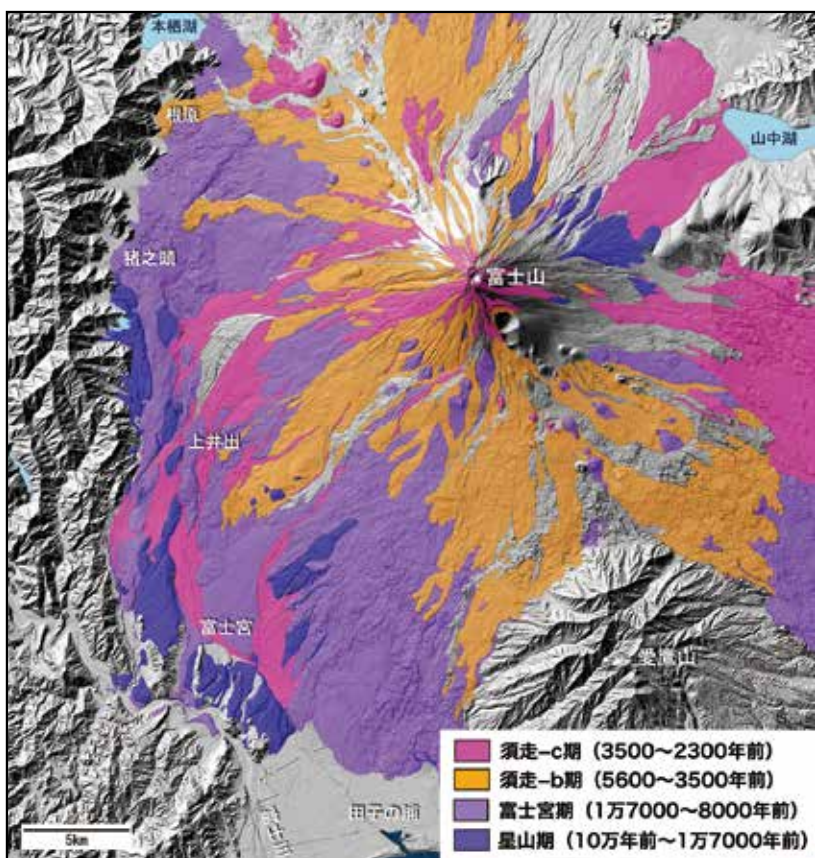


図1-33 須走-c期(須走-b期+富士宮期+星山期)の堆積物分布

先史時代の噴火とその産物 須走・d期前半 (一三〇〇～一三〇〇年前)

富士宮市域における須走・d期前半(歴史時代以前)の噴出物としては、およそ一五〇〇年前に山宮の市街地の外れ(標高三七〇m)まで流れてきた青沢溶岩流がある(図1-34、図1-35)。この青沢溶岩流の先端に、世界遺産の構成資産になった山宮浅間神社の遥拝所がある。鳥居をくぐって遥拝所に登って見る富士山そのものが、この神社のご神体であるとされる(写真1-35A・B)。浅間神社は噴火を鎮めるために創建されたと伝えられる神社なので、当時何らかの記録や伝承があつてここに建てられたのかもしれない。

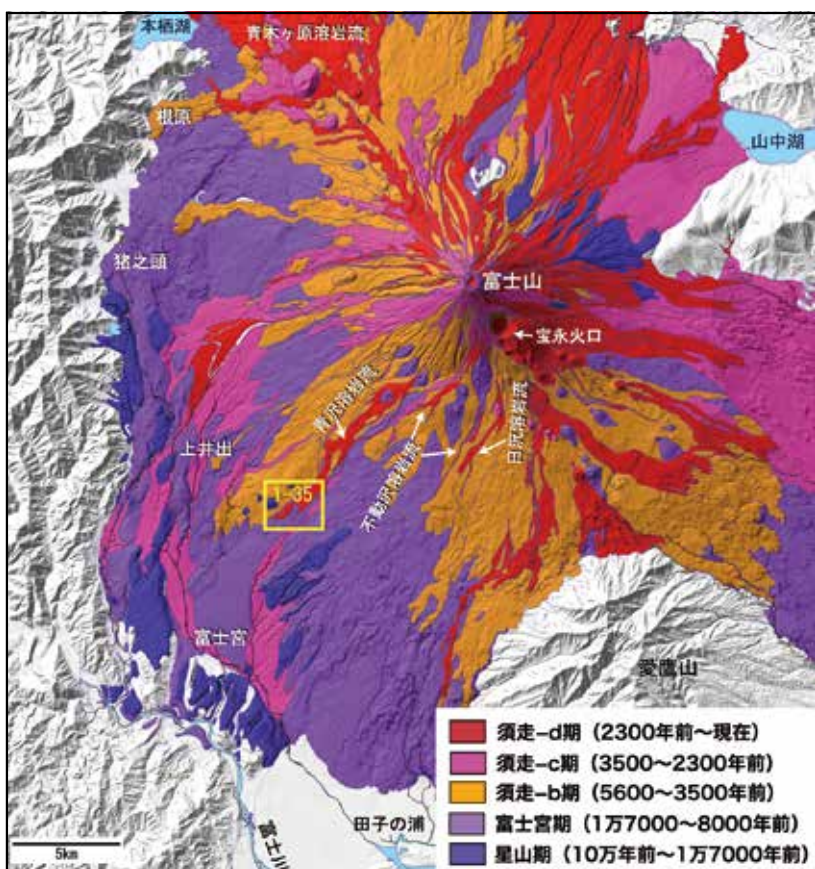


図1-34 須走-d期(須走-c期+須走-b期+富士宮期+星山期)の堆積物分布

青木ヶ原溶岩流など本文で触れた溶岩流の分布をやや濃い色で示した。黄色枠で図1-35の範囲を示す。

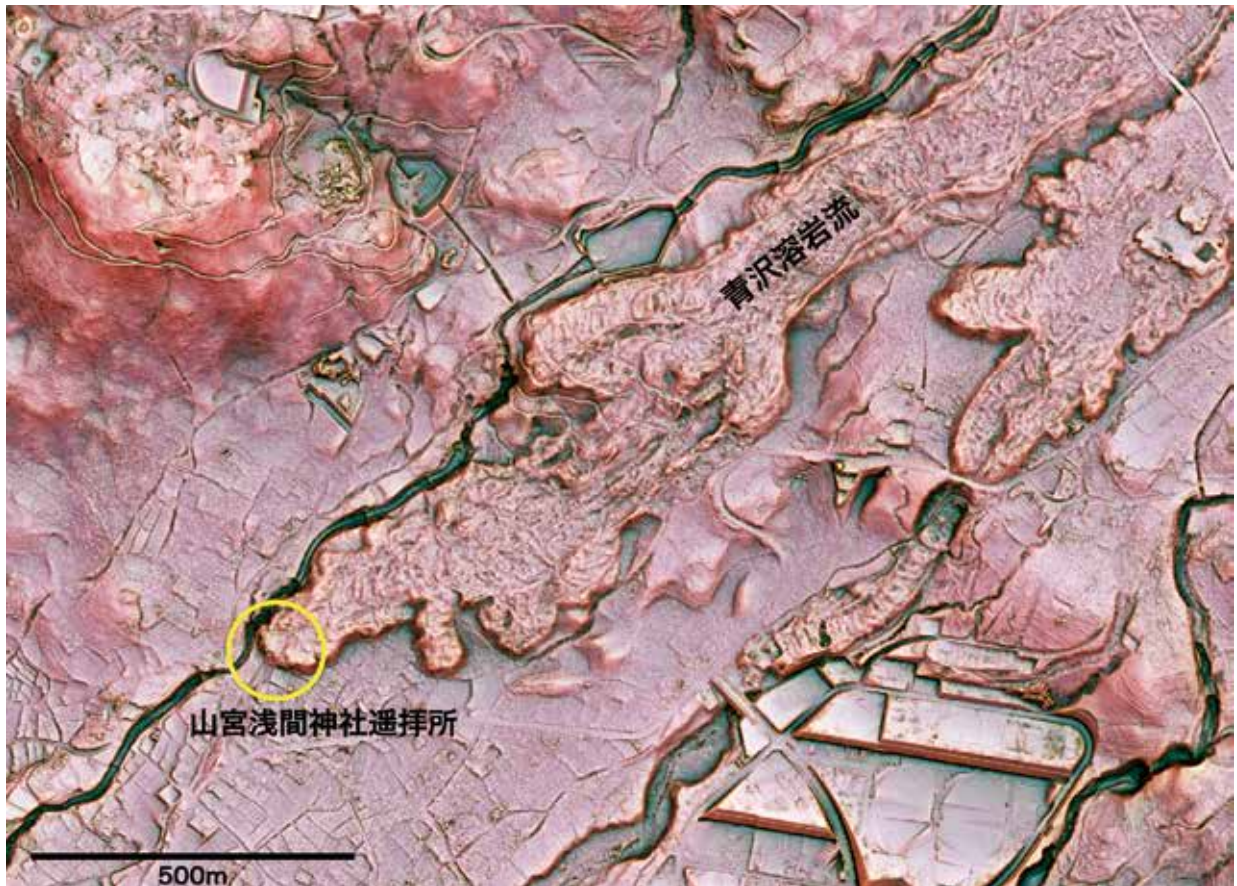


図1-35 青沢溶岩流と山宮浅間神社



写真1-35A 山宮浅間神社遥拝所への段差
青沢溶岩流の末端にあたる。



写真1-35B 山宮浅間神社遥拝所から見る富士山

歴史時代の噴火 須走・d期後半（一三〇〇年前〜現在）

須走・d期の後半は現在にいたる歴史時代に相当し、確かなものだけを数えても一〇回の噴火が知られている（表1-2）。この時期の富士宮市域（周縁部も含む）における主な噴出物としては、貞観噴火で流出した青木ヶ原溶岩流（九世紀）、不動沢溶岩流（一〇〜一一世紀）と日沢溶岩流（一一世紀）、がある（図1-34）。また、富士宮市域に明瞭な噴出物を残していないが、富士宮側からの貴重な目撃記録がある一七〇七年宝永噴火についても、ここで説明する。

貞観噴火は、平安時代の貞観六年（八六四）に北西山腹の大規模な割れ目噴火として生じた。その際流出した一三億mにおよぶ青木ヶ原溶岩流は、当時あった「せのうみ」と呼ばれた大きな湖を分断して西湖と精進湖を誕生させ、本栖湖にも流れこんだ（写真1-36 A・B）。もともと南側を流れた溶岩流の先端は、根原の東八〇〇mの県境付近（標高九八〇m）に達した。なお、青木ヶ原溶岩流の上に育った森林が「青木ヶ原樹海」である。

日沢溶岩流と不動沢溶岩流は、いずれも南山腹の富士宮口登山道の五合目から八合目付近にかけて生じた割れ目火口（図1-25、写真1-37）から流出し、前者は標高二二〇〇m、後者は標高一〇〇〇m付近まで到達した。表1-2の一〇三三年記録に対応するとみられるが、確定はできていない。

宝永噴火は、江戸時代の宝永四年（一七〇七）に富士山の南東山腹で発生した富士山の噴火史上まれにみる大規模かつ激しい噴火であり、マグマ量に換算して七億mものスコリアと火山灰を上空高く放出した。宝永噴火を起こした火口は、富士山南東山腹の六〜七合目付近に現在も大きく口を開けている（図1-25、写真1-38）。

宝永噴火は、同じ年におきた南海トラフでのプレート境界地震（宝永地震、第二編第二章第二節）の四九日後から始まったため、地震

が引き金となって噴火が生じた例と考えられている。噴火自体は宝永四年一月二三日（一七〇七年一月二二日）の午前一時頃

に発生し、同年二月九日（一七〇八年一月一日）未明の噴火停止まで一六日間に及んだ。

宝永噴火から約三〇〇年あまり、富士山はみかけ上の沈黙を保っている。

噴火年	噴火名	噴火規模	主な噴火様式	文献史料	火口や堆積物との対応
781		中	スコリアと火山灰の降下	続日本紀	△籙子山
800-802	延暦	中	スコリアと火山灰の降下 溶岩流	日本後紀	△鷹丸尾溶岩流
864-866	貞観	大	溶岩流	日本三代実録	○青木ヶ原溶岩流
937		中	溶岩流	日本紀略	△剣丸尾第1溶岩流
999		小〜中?	?	本朝世紀	×
1033		中	溶岩流	日本紀略	△不動沢・日沢溶岩流、 剣丸尾第2溶岩流
1083		小〜中?	スコリアと火山灰の降下?	扶桑略記	×
1435		小	溶岩流	王代記	×
1511		小	?	妙法寺記	×
1707	宝永	大	スコリアと火山灰の降下	多数	○宝永火口

表1-2 歴史時代の噴火年表

左から西暦年、噴火名（和暦年号をつけて呼ばれているもの）、記録内容からわかる噴火規模と噴火様式、噴火記述のある文献史料名、火口や堆積物との対応がわかっているもの（○：確実、△：不確実、×：不明）。



写真1-36A 本栖湖に流れ込んだ青木ヶ原溶岩流の全景



写真1-36B 本栖湖に流れ込んだ青木ヶ原溶岩流の先端部分の拡大
分岐しながら流れた様子が水中に見える。



写真1-37 富士山南斜面にある平安時代の2つの割れ目火口（日沢火口と不動沢火口）
左下に富士宮口五合目の旧レストハウス。



写真1-38 宝永火口の全景
富士山の南東山腹に3つの火口が並ぶ。右側の突き出た峰が宝永山。

富士宮から見た宝永噴火

宝永噴火を富士宮市域から観察した記録として古くから知られているのが、富士山本宮浅間大社の関係者の覚え書きである。戦前に編集された浅間大社関係の史料集『浅間文書纂』中に『富士山噴火記』という史料が翻刻されている。この史料の筆者は「富士浅間本宮社僧 乗蓮院隠居 飽休庵」という人物である。その噴火開始の記述としては、

「十一月二十三日（二月一六日）昼四ツ過ぎ（一〇時半頃）、富士山辰巳（南東）の方、八合め高き所に真白き蹴鞠ほどの形にて、転々とするくると舞う事、見る者驚すと言事なし、次第次第に増大になり、後に見る刻は、真の白□の凝り堅まりて舞うがごとし、そのゆえ知る者なし。□よ□よおびただしくなり、富士南面の空まで靨（雲のたなびくさま）おおい、ことに富士山震動する事しきりなり。（中略）この村里上へ、空まで雲のごとくのものなびき覆い来たり。万一大地へ崩れ落つる時は、人々たちまちに死すべしとなん」（一部読み下し、□は判読不能文字、カッコ内は筆者注、以下同）

とある。「真白き蹴鞠」の正体は不明であるが、噴火開始時の水蒸気噴出による白色の噴煙であろうか。「空まで雲のごとくのものなびき覆い来たり。万一大地へ崩れ落つる時は、人々たちまちに死すべしとなん」とあるのは、成層圏に達した噴煙の傘の部分が富士宮側にも覆いかぶさってきて、それを見ていた人々に恐怖感を与えたことを意味する。やがて、この噴煙は冬の強い高層風によって東方に流されたらしく、次の記述が続く。

「昼八ツ過ぎ（二四時頃）より西風吹き来たり、彼の奇物の雲まで東の方へ吹きなびかしかければ、人々しばらく人心地して居る。然れどもどろどろと鳴ること止まず、晩景になるにしたがい、白色薄黒くなり、暮合より焼火見え始め、彼の白色の雲と見えしは黒煙に見え、東の方へ幾里ともしれず、丑寅（北東）の方さしてなびき、それより夜に入り不断震動し、凄まじき大火となり、大空へ積もり、十丈余ばかりも火の玉飛びあがり、その火山上へ落つれば、微塵と散乱する事恐ろし、また見事なり。東へなびきし黒雲の中に七八尺一丈ばかりの太刀のごときもの、火光十文字に切合のごとく散乱し、これまた不断なり」

日が暮れるに従って、噴煙の高温部分が火柱として見え始め、火口から飛び散る火山弾や噴煙中の火山雷の様子がリアルに表現されている。さらに夜になつて、

「夜ますます震動凄まじきゆえ、戸障子二六時中ごうごう響き地震のごとし。夜は富士面の村里明るきこと燈いらず、家内まで暗き事なし」

とあり、火柱の輝きで家中でも明るかったことがわかる。



宝永噴火を描いた絵図

（南麓から見た夜の情景。右下の山は愛鷹山。）

第五節 活断層が作った富士宮の地形

富士川河口断層帯とプレート境界

本章第三節で述べた羽鮒・星山・蒲原丘陵が、富士火山南西麓の富士宮市街地を含む南西に緩傾斜する斜面から隆起してくるのは、最近数万年間の比較的新しい地殻変動の結果である。この隆起には三丘陵の西縁、天子・庵原山地との境界付近を走る芝川・入山断層と、三丘陵の東縁と富士山南西麓の緩斜面を境する安居山・大宮・入山断層が密接に関係している。この羽鮒・星山・蒲原丘陵の両側の断層群と三丘陵内のいくつかの断層を総称して、富士川河口断層帯と呼ばれている(図1-17)。

富士川河口断層帯の各断層については、一九四〇年代にはその概要は知られていたが、これらが注目されるようになったのは一九七〇年代に入ってからである。その頃から日本列島周辺でのプレート境界の位置や、断層活動と地震との関係が具体的に議論されるようになった。その初期には、駿河湾側の富士市内の平野から富士山と箱根火山の間をまわりこんで相模湾側の足柄平野に続く、ほぼJ形御殿場線(あるいは東名高速道路)に沿った地帯(田子の浦―酒匂川線)が本州弧の南東縁を構成する陸側のプレートと海側のフィリピン海プレートとの境界とみなされるようになった。その後、の地表での調査が進むにしたがって、その境界として田子の浦より西方に位置する富士川河口断層帯が注目されてきた。特に断層帯の東縁の安居山・大宮・入山断層が駿河トラフの陸上延長部であり、国内の活断層の中でも最大級の活動度を持ち、地震に伴うリスクが大きいと評価されている。

富士川河口断層帯の地震リスク評価

活断層と地震

地震はプレート境界型と内陸直下型に大別され、後者はプレート境界とは離れた内陸の地下一〇km前後の深度での断層活動と関連している。プレート境界型地震は、陸側と海側のプレートの境界面が大きくずれ動き、広範囲に大被害が生じる。これに対して内陸直下型地震による被害範囲は、プレート境界型に比べれば狭いが、震源が近いために局所的に大被害が生じる。また、両タイプに分類することが難しい地震も存在する。

富士川河口断層帯は、南海トラフから駿河トラフに続くプレート沈み込み境界から連続する衝突帯に位置しているので、この断層帯に沿って起こる地震は、両者の中間タイプといえるかもしれない。富士宮市域周辺でのこれらの地震に伴う被害記録は、第二編第二章第二節にまとめられている。

地下一〇km前後で内陸直下型地震を起こした断層のずれが伝播して、地表を変位させたのが(地表)地震断層であり、そのような活動を繰り返した履歴を持つのが活断層である。活断層は中学理科や高校地学の教科書では「最近の地質時代に繰り返して活動してきた断層」として定義されている。最近の地質時代については統一されていないが、数十万年前以降とすることが多い。それに従えば、富士川河口断層帯の各断層は本章第三節で解説した五〇万年前以前の庵原層群を変位させているので、すべて活断層に分類される。活断層と地震リスクとの関係では、より最近の活動性が重要となるので、原子力規制委員会では「約一二〜一三万年前以降の活動が否定でき

ないもの」を活断層としての認定基準としている。以下に述べる富士川河口断層帯の断層活動は、後者の基準にあてはまる。

活断層の認定とリスク評価

活断層の活動に伴って発生する地震のリスク評価は、主として断層のずれや褶曲（本章第三節）などで形成された地形（変動地形）の認識、およびその地形の表層部を作っている新しい地層が切断されて（変位して）いる量などに基づいている。

断層の上下変動の結果生じる変動地形は、断層崖と呼ばれる急傾斜の崖である。この崖は形成されるとすぐに崩落し浸食されていき、次第になだらかになりつつ断層変位の名残りである断層線崖に変化していく。断層が地表に達しなくても、断層の上昇側に緩やかな撓みが生じ、その撓みは断層側に向かって急傾斜となり、地下の断層の位置付近を越えると急に平坦になる板付きカマボコの断面のような崖を作ることもある。このような現象を撓曲、形成された斜面を撓曲崖と呼ぶ。断層が横にずれる場合は横ずれ断層と呼ばれ、谷や尾根が切断されて系統的に同一方向にずれることがある。

これらの変動地形の形態と規模およびその周辺の断層による地層のずれの量（変位量）や活動時期などを認識することは、近未来に起こるかもしれない断層変位と地震の規模などの推定に役立つ。これまでの実例との対応から、大規模な（地表では長距離連続する）断層で、その地表での変位量が大きいほど、巨大内陸直下型地震を起こすポテンシャルを持つとみなされる。

断層による地層の変位が実際に地表に露出して見られる例は少ない。そこで多くの場合は、変動地形が通過するとみなされる場所を横断して、数m程度掘りこんだ溝に地層を露出させて断層による変位の有無と性質（変位量や運動方向など）を観察し、地層の年代か

ら断層活動の時期や規模を推定するトレンチ調査が行われている。また、地表には現れないが地下に存在していると想定される断層を挟んで、いくつかのボーリング掘削で得られた円柱状のコア試料中の地層を対比させて、変位を推定する手法などもある。

だが、これらを実施できる場所と経費は限られ、得られる情報は間接的かつ断片的で、推定される活動年代には幅がある。観察出来る範囲は地表付近の数m以内の深度での現象なので、それが地震を起こした地下での断層変位を直接反映したものとは限らないこともある。また、古文書に地震動や地変の記載がある場合には、それと対応させることも重要であるが、科学的知識の乏しかった時代の古文書に、すべてが記載されているわけではない。また長期的な観点からは、古文書がない時代の地震活動の情報も必要となるが、現状では断層活動の年代を限定することは難しい。そして、本震の発生源となる地下10km前後での断層の状態を直接監視できないので、これらの間接的な手法が活断層の長期的な地震リスク評価では有用であるとされている。

富士宮市域周辺で富士川河口断層帯と関連する活断層としては、山梨県身延町から南部町にかけて南北に走る身延断層が知られている（図1-17）。この断層の南端部に位置する富士宮市西縁から約2km西側の山梨県南部町井出では、断層に伴う変動地形が認められている。また、北方の御坂山地と甲府盆地の境界部に曾根丘陵断層帯、東方の小山町から神奈川県小田原市にかけて神縄・国府津―松田断層帯などが活断層として知られている。

富士川河口断層帯の最近での活動性

富士川河口断層帯については、一九九〇～二〇〇〇年代にかけて、各断層の活動度、最新活動時期などについて、産業総合技術研究所地質調査総合センターや静岡県などによってトレンチ、ボーリング調査などが実施された。この断層帯の地震リスク評価は文部科学省地震調査研究推進

	《ケース a》	《ケース b》
地震の規模	マグニチュード 8.0 程度	マグニチュード 7.2 程度
一回の変位量	1～2 m 程度 (上下成分)	10 m 程度 (上下成分)
地震発生確率	30 年以内に、10～15%	30年以内に、2～11%もしくはそれ以下
平均活動間隔	約 150～300 年	約 1300～1600 年
最新活動時期	13 世紀後半～18 世紀前半以前	6 世紀～9 世紀もしくはそれ以後

表 1-3 富士川河口断層帯での将来の地震発生の可能性

地震発生確率は、過去の地震履歴、平均活動間隔、最新活動時期、断層の破壊理論などに基づいて計算された統計学的推定値。

本部によって、平成二二年(二〇一〇)に表1-3のようにまとめられ、これが行政サイドでの公式見解となっている。富士川河口断層帯全体の長さを二六km(図1-17の範囲)とした場合、その上下方向の平均変位速度は少なくとも七m/千年で、平均活動間隔は千数百年、最新活動時期は数百～千年以上前となる。この評価の基準となったのは、後述する三丘陵周辺に分布する富士山起源の堆積物および溶岩流であり、主として断層帯東縁部の安居山・大宮・入山瀬断層からのデータに基づ

いている。

今回の活動が南海トラフから駿河湾にかけてのプレート境界断層の動きと連動する表1-3《ケースa》の場合は、M八程度の地震による変位量が一～二m程度またはそれ以上となる。この中で最新活動時期として一八世紀前半の可能性が示されているが、これは一七〇七年宝永地震に相当し、現在は想定されている平均活動間隔の最大値三〇〇年を越えている。富士川河口断層帯内の断層活動で納まる表1-3《ケースb》の場合には、その規模はM七・二前後で、その時期は今後数百年以内である。

なお、マグニチュード(M)については、第二編第二章第二節を参照されたい。経験的にはM六・五以上で地表に地震断層が出現することが多く、一回の地震変位は最大数m程度である。

東縁部の断層に対して西縁部の芝川・入山断層は、本章第三節で述べたように地質・地形的には明瞭な境界を構成し、入山断層では地層の変位からみて、およそ三kmの上下変位が記録されている。前述した手法をふまえると、最近数万年間の期間に入山断層では約〇・二五m/千年、芝川断層では約二m/千年の上下方向の平均変位速度を持つ運動を起こしたと推定された。この速度では現在の天子山地と丘陵地域との地質・地形境界を最近数万年間では形成できないので、芝川・入山断層系の主要な活動時期は数万年前以前に遡るものと考えられる。

いずれにしても、富士宮周辺には近未来に震度六以上の地震が襲う可能性が大きく、この断層帯は日本の活断層の中では最大級の注意が必要な断層帯とみなされている。表1-3で推定されている年代などの数値には大きな幅があるが、それは数値を導く過去のデータが限られていることと、地震(断層活動)自体の不規則な特性を示している。

一八五四年安政東海地震と富士川河口断層帯

富士川河口断層帯に沿って、地震を伴った断層運動についての確実な歴史記録は存在していない。唯一、一八五四年安政東海地震(M八・四)(第二編第二章第二節)に伴って、入山瀬断層が活動したとする指摘もあったが、確定的とはいえない。

この地震の直後には、富士川河口域の東側が西側に比べて広範囲に沈降している。富士川河口断層帯がその時に動いた可能性が大きい。測量データが無い時代なので、その詳細は明らかになっていない。富士宮市域では断層活動に伴う明瞭な地変は認められていない。

富士川河口断層帯の活動と羽鮒・星山・蒲原丘陵の成り立ち

富士川河口断層帯が存在する背景については、富士山南西麓斜面と羽鮒・星山・蒲原丘陵の成り立ちを理解しておく必要がある。断層帯内部の三丘陵に分布する庵原層群の概要については本章第三節で解説し、この地層から読み取れる数万年前以前の地殻変動をまとめた。以下では、図1-18、図1-19および図1-36に基づいて、改めて三丘陵周辺の地形・地質の概要、特に庵原層群堆積後の状況を説明し、その成り立ちを解説していく。

富士川河口断層帯周辺の地形・地質概説

西部の天子山地から羽鮒丘陵、星山丘陵西部、蒲原丘陵北西部および富士山南西麓にかけての北方から見た地形鳥瞰図を図1-36に、地質概略図を図1-37に示した。この図1-37に連続する羽鮒丘陵南東部から星山丘陵、富士市西部の市街地周辺にかけての地質概略図が、図1-19である。なお、南方から見た地形鳥瞰図は図1-18に示した。

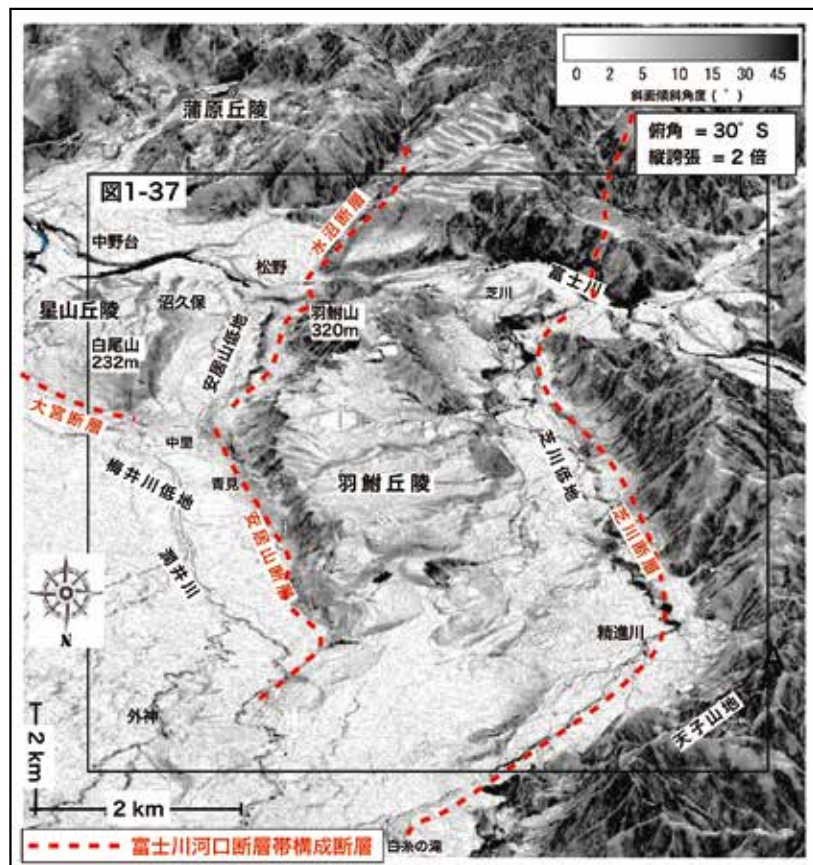


図1-36 傾斜角の変化に基づく羽鮒丘陵周辺の地形鳥瞰図

富士山南西麓、特に羽鮒・星山・蒲原丘陵周辺が形成される過程のうち、富士火山の成長に先立つ数十万年前以前の状況を考察する上では、庵原層群が広く分布する蒲原丘陵からの情報が重要であった(本章第三節)。それ以後の情報の空白期間を挟んで、およそ五万年前以降については、庵原層群を不整合に覆った富士山起源の数万年・二万年前頃の「古富士泥流堆積物」として一括されてきた地層および一万七〇〇〇年以後の新富士火山の溶岩流のうち比較的古い溶岩流からの情報が重要である。

羽鮒・星山丘陵周辺での泥流堆積物とされた地層は、富士火山麓からのさまざまな大きさの崩壊物が河川水と入り混じった土石流な

いしは泥流起源で、一部に溶岩流を挟んでいる。土石流と泥流は、構成している大小の礫・砂・泥の割合およびそれらを運ぶ水との入り混じり具合により、礫が多いものは土石流、泥が多く水の影響が大きいものが泥流である。だが、両者の区分は明瞭ではない。

星山丘陵では、その分布位置と分布高度からこの「古富士泥流堆積物」を大きく二グループに区分できる(図1-19)。一つは星山丘陵の上部のなだらかな地形(高位段丘面)を広く覆う旧期の地層で、羽鮒丘陵でもその上部を広く覆っている。写真1-39Aは、旧期の堆積物の例で、庵原層群(鷹ノ田層)を平坦な不整合で覆っている。もう一つはそれよりも数十m低い安居山低地、星山低地、貫戸低地の平坦な面(中段段丘面)を覆う新期の堆積物で、その例を写真1-39Bに示した。いずれの例も泥流よりは土石流に属し、全体としても土石流に分類した方が良いので、以下ではそれぞれ旧期土石流、新期土石流と呼ぶことにする。旧期と新期はそれらの分布高度の違いだけに基づいており、見かけだけで両者を判別することは困難である。旧期土石流の堆積開始時期および旧期と新期との境界の年代は不明、新期土石流の年代は二万年前頃以前とみなされている。この新期土石流は、白糸の滝(本章第四節)の下部を作る地層に対比されている。

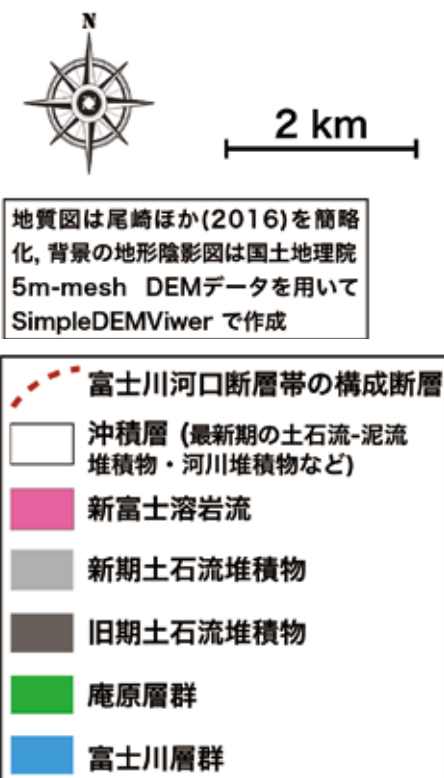
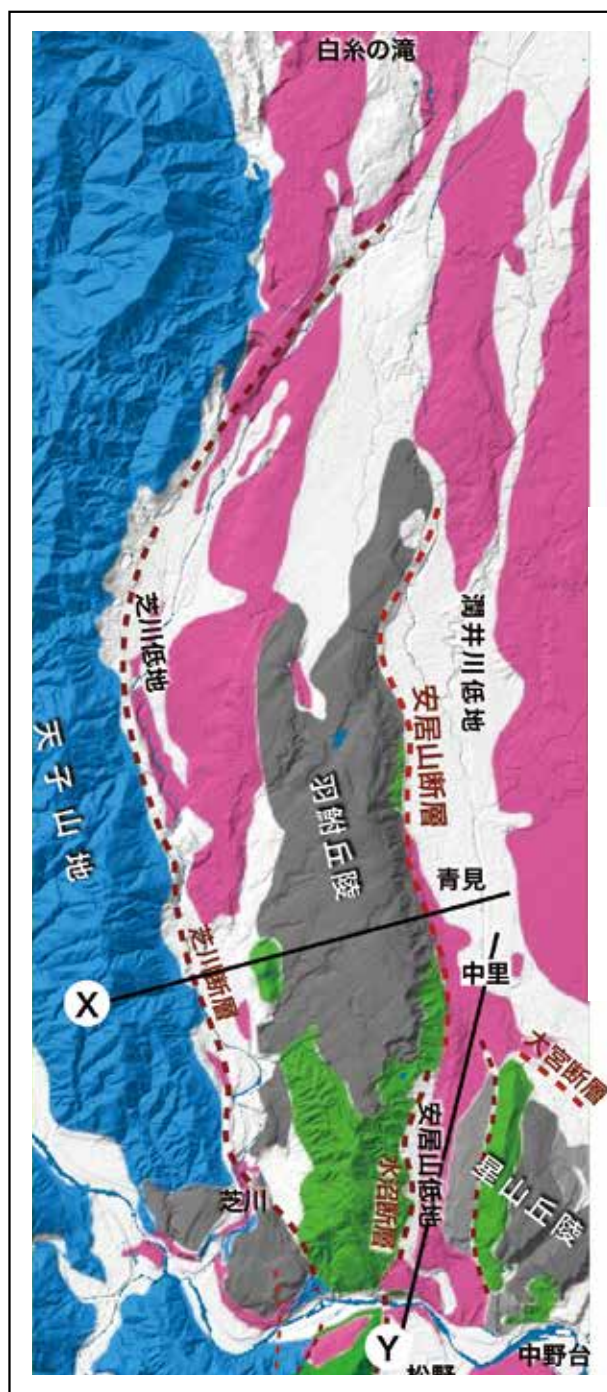


図1-37 羽鮒丘陵周辺の地質概略図

庵原層群は細区分していない。
新富士溶岩流は数枚の溶岩流を一括して示した。

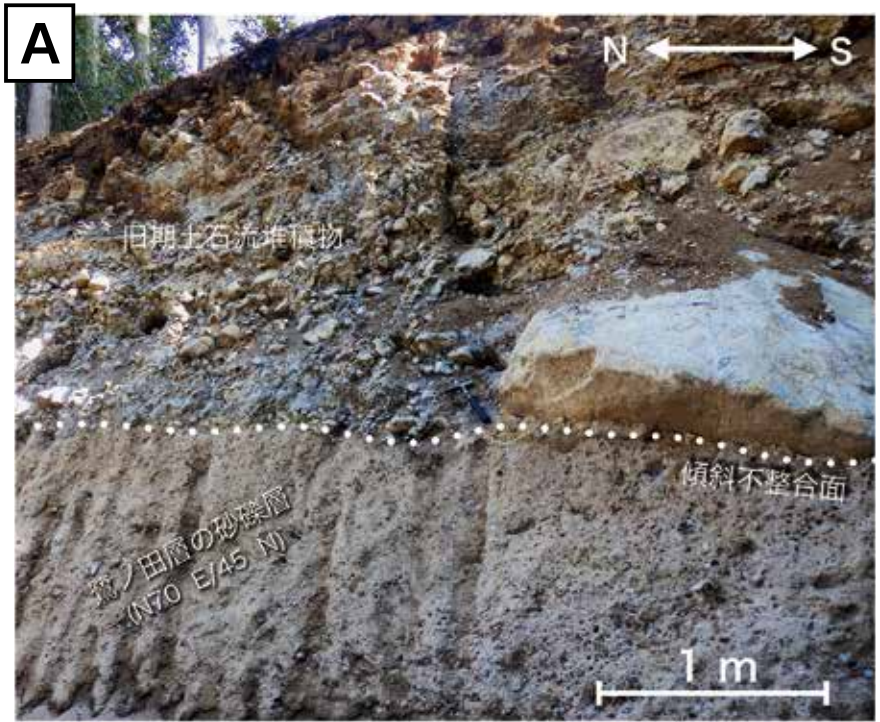


写真1-39 星山丘陵の富士山起源の土石流堆積

A：傾斜した庵原層群鷺ノ田層を不整合に覆う旧期土石流堆積物（貫戸付近）。
傾斜した鷺ノ田層を削り込んでできた平坦面を土石流が流下したことを示す。
B：角礫を主体とする新期土石流堆積物（星山）。

富士火山南西麓斜面と潤井川低地
本章第四節で述べられているように、富士宮の市街地を含む富士山南西麓の南西に緩く傾斜した広大な斜面（火山麓扇状地）は、富士山から供給された堆積物と溶岩から構成されている。その下限は不明であるが、地表から地下一〇〇〜二〇〇m程度の間は前述した富士山起源の旧期および新期土石流堆積物である。

富士山南西麓では、新旧の土石流堆積物を覆って一万七〇〇〇年前以降に流出した何枚かの溶岩流が重なっている。羽鮒・星山丘陵周辺でのこれら溶岩流については、本章第四節を参照されたい。ここでは新富士溶岩流として一括する。これら以外の最新期の土石流・泥流堆積物、河川堆積物などは、図1-37では一括して沖積層とした。以下では、原則として北または東から南または西側に向けて記述していく。

れた南西に緩傾斜する斜面を、一万七〇〇〇年前以降の火山活動による新富士溶岩流が何層か流れ下っている。この新旧土石流堆積物および新富士溶岩流からなる斜面は、直線的な複数の河川によって削られ、それらの河川は潤井川に合流している。その過程で供給された最新期（およそ一万年以前以降）の河川堆積物によって、潤井川沿いには標高二五〇〜五〇m前後の沖積低地（潤井川低地）が形成され、富士市入山瀬南東方で富士市街地を作る平野に連続し、田子の浦に達する（図1-17）。

羽鮒丘陵と芝川低地

芝川と潤井川に挟まれた東西幅二〜五km、南北長一〇km前後、標高二五〇〜二〇〇m程度の低起伏の台地が羽鮒丘陵である。この丘陵は白糸の滝の南方、標高二五〇m前後から明瞭になり始め、潤井川の右岸沿いに緩やかな東傾斜の斜面を作りながら、南方に向かって潤井川低地からの高度差を増し、斜面上部が急傾斜で下部に向かって傾斜が緩くなる崖地形を作っている(写真1-40)。南部の青見から中里付近にかけてのこの崖上の台地と潤井川低地との比高は最大一五〇m前後となる。この高度差をもたらしたのが断層線崖の下の地下に存在が推定されている安居山断層である。

西富士宮駅を出て、潤井川を渡った身延線が、南方に回り込みながら登っていく斜面が安居山断層の南部が作る崖、そこから沼久保駅までの線路の西側にある東向きの急斜面が安居山断層から連続する水沼断層が作る崖である。この崖はさらに水沼南方で、東流する富士川に浸食されている。写真1-13では、富士川左岸側に見られる庵原層群を切る水沼断層の露頭を紹介した。

羽鮒丘陵の南端部では、本章第三節で述べた庵原層群が、丘陵上面から比高五〇m程度突出した羽鮒山(三二一m)などの小山地を作って露出している。この部分を除けば、この丘陵は西に緩く傾斜する台地状の地形を作り(図1-36)、その表層の大部分は旧期土石流が庵原層群を不整合に覆っている(写真1-40)。その厚さは数十mになる。地表を低地側に向かって流下していく土石流・泥流が、供給源に近い富士火山山西麓から潤井川低地の地下よりも羽鮒丘陵側の高い位置に存在するのは不自然である。このことが潤井川低地と羽鮒丘陵の境界付近に、安居山断層の存在を示唆する理由の一つである。

丘陵南部の図1-38のX断面が示すように、丘陵側の旧期土石流堆積物と潤井川低地地下の青見周辺での土石流堆積物との間には一五〇m以上の分布高度差が生じていると推定される。ボーリングによって確認された低地の地下での九〇〇年前頃の溶岩流は丘陵側に向かってせり上がるように分布し、その分布高度差はおおよそ六〇mに達している。この高度変化を断層による変位(引きずり)とみなすと、それから求められる最近一万年あたりの平均上下変位速度は、五・一〜六・四m/千年程度と見積もられている。この芝川断層の北端部での断層運動と、白糸の滝の形成との関係については本章第四節を参照されたい。

西方に数度傾斜した羽鮒丘陵の上面は、芝川の河川堆積物が作る低地(芝川低地)に移行する。低地の西側は、本章第二節で解説された富士川



写真1-40 羽鮒丘陵東縁部、安居山断層の断層線崖、手前側は潤井川低地
富士宮市青木付近から南南西方を遠望。

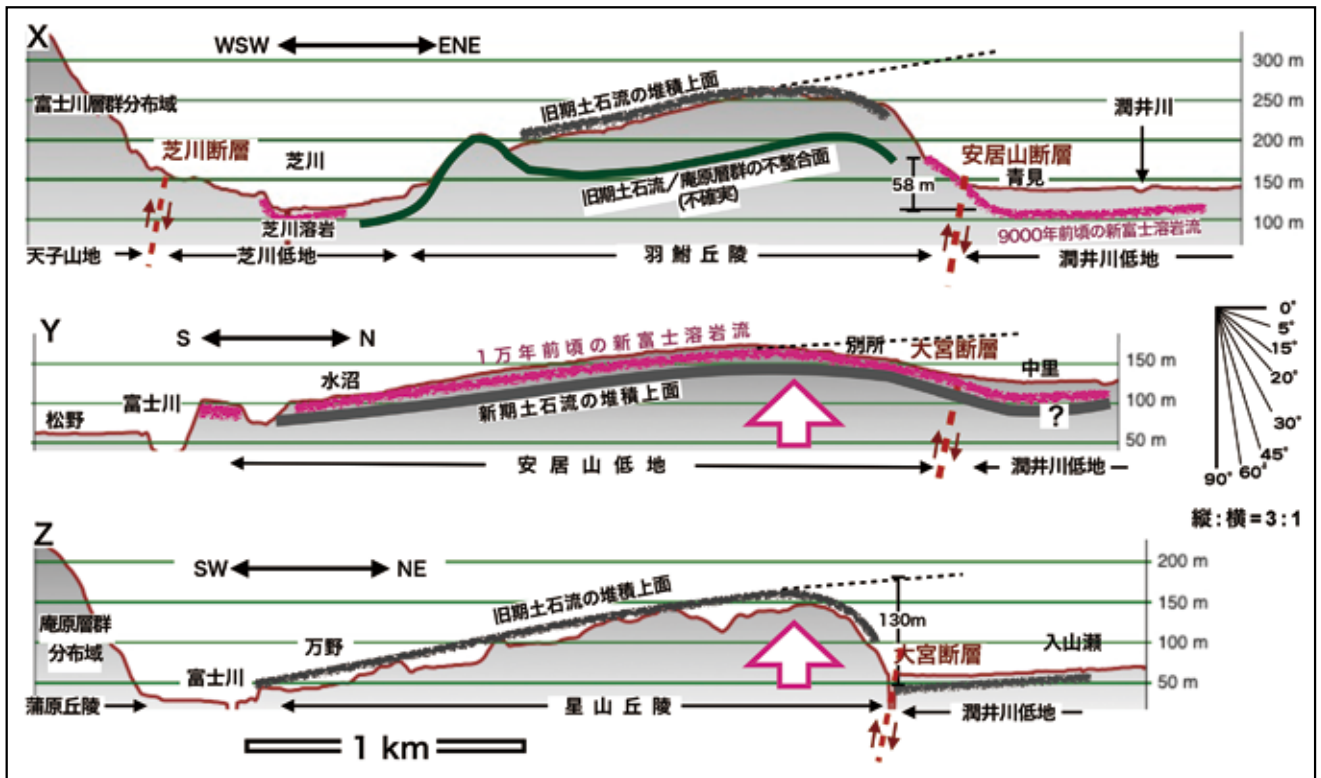


図1-38 羽耐丘陵・安居山低地・星山丘陵の断層による変動地形を示す地形断面図

断面X、Yの位置は図1-37、断面Zの位置は図1-19を参照、断面Y・Zの矢印は最大隆起部を示す。

層群によって構成される天子山地が隆起している(図1-36)。羽耐丘陵側と天子山地側との境界付近に三〇〇〇mに達する上下変位量を持つ入山断層と連続する芝川断層の存在が推定されているが(本章第三節)、変動地形としては明瞭とはいえない(図1-38 X断面)。その低地内には新旧の土石流堆積物は露出していないが、新富士溶岩流が大量に流下し、低地南端部の芝川で富士川に流入している(図1-37)。芝川沿いを流下した新富士溶岩流については、本章第四節に詳しく紹介されている。

安居山低地

羽耐丘陵の南東側の西側で、安居山断層の南方延長部(水沼断層)が作る羽耐丘陵東縁部の東傾斜の斜面と、星山丘陵の西縁部の西傾斜の斜面に挟まれた中里から水沼の区間の、南北長5km程度、東西最大幅約1kmの幅広い谷を安居山低地と呼ぶ(図1-36)。この安居山低地の北側入口の中里付近での潤井川低地は標高一二〇m前後で、約八〇〇m南方で高度を一七〇m前後まで上げるが、そこから南に向かって緩やかに高度を下げていき、標高四五m前後で富士川に達する(図1-38 Y断面)。低地の中央部よりやや西側を流れる小河川沿いの平坦地を除けば、それより高い位置にある平坦な面(中段丘面)は、新期土石流堆積物と、それよりも新しいおよそ二万年頃の新富士溶岩流で覆われている(図1-19、図1-37)。

すなわち、この安居山低地内では、供給側の潤井川低地よりもおよそ五〇m以上高い部分にも新期土石流および溶岩流が流れ込み、見かけ上はその高まりを乗り越えて溶岩流は富士川に流入している。地表を流下していく現象としては不自然な状況なので、この高まりは安居山低地に溶岩流が流入した以後に盛り上がったと推定できる。

星山丘陵

西側を安居山低地、北東側を潤井川低地、南西側を富士川、南東側を富士川と潤井川の堆積物を作る富士市内の河口平野に囲まれた北東から南西幅最大二・五km、北西から南東長約六km、標高二〇〇〜一〇〇m前後の緩やかな起伏をもつ台地が星山丘陵である(図1-36)。この台地から数十m突出する岩本山、明星山めいしょうおよび白尾山しろお周辺は、本章第三節で解説した庵原層群によって構成されている。それらを囲む台地は、大きく分けて三段の比較的平坦な面から出来ている。

上位の標高二〇〇〜一五〇mに発達する平坦面(高位段丘面)は、羽耐丘陵とほぼ同高度の旧期土石流堆積物によって覆われている。これより数十m低い中位の平坦面(中段段丘面)は、現在の星山放水路が通過する谷(星山低地)や貫戸の谷(貫戸低地)内の段丘面を構成し、安居山低地と同時代と考えられる新期土石流堆積物に覆われている。だが、安居山低地とは異なり、星山・貫戸の両低地内には新富士溶岩流は分布していない(図1-20)。下段の平坦面(下位段丘面)の大部分は、それらよりも新期の河川堆積物で構成されている。

庵原層群の分布域を除く丘陵の高所(盛り上がり部)は丘陵の北東縁から約五〇〇m南西側に位置し、そこから北東側と南西側に緩く傾斜する(図1-38乙断面、写真1-41A)。その傾斜の変換部(最大盛り上がり部)の北西方は、前述した安居山低地内の最高部に連続する。北東側の緩斜面は潤井川低地に向かって徐々に傾斜を増して最大斜度四五度程度の急斜面になり、低地の平坦面と接する(図1-38乙断面)。この斜面角度の変化は前述した撓曲崖を作る変動地形であることを示し、斜面下部と潤井川低地との間に断層(大宮断層)が存在すると推定できる。その低地との高度差は北東部では



富士宮市山本丸山付近から見た大宮断層撓曲崖の上部、撓曲の遷急線は写真の南西方で、写真内の北半部の旧期土石流堆積面は北東側に緩傾斜し、北東に向かって傾斜が増加する。斜面角度の変化を白破線で示す。



富士市入山瀬付近から大宮断層撓曲崖を正面から望む。

写真1-41 大宮断層の変位で形成された撓曲地形

少ないが、南東部に向かって大きくなり、山本周辺でおよそ80mに達する(写真1-41B)。撓曲地形の上面と潤井川低地の地下に推定される新期土石流堆積物との130m前後の分布高度差から、山本周辺での大宮断層の平均上下変位速度は5.3〜6.7cm/千年程度と見積もられた。断層全体としては、最近二万年間での平均変位速度は2〜4m/千年程度とする指摘もある。Z断面付近の撓曲崖直下(写真1-41Bの石の宮)で行われたトレンチ調査では、3000〜2800年前の断層活動が検出されたと報告された。これについては、直接大宮断層の活動を示す証拠にはならないとする指摘もある。

一方、南西側に向かって台地の上面は徐々に高度を下げていき、南端部は富士川によって浸食されている。星山丘陵北西から南東方向の撓曲崖は、その南東端で南西に方向を変え、岩本山南東の急崖に連続し、富士川によって断たれる。その平野側の富士市雁堤南東部の地下に入山断層が存在すると推定されている。

蒲原丘陵

西に入山断層で富士川層群が分布する庵原山地と、東に富士川平野に接し、北側は東流する富士川に境され、南側で駿河湾に面する東西幅約6km、南北幅約9kmの地域が蒲原丘陵である(図1-17)。この丘陵の大部分は富士市域に入るため、簡単な記述に留める。

星山丘陵と富士川を挟む蒲原丘陵の北部には新期・旧期土石流堆積物は分布せず、芝川および安居山低地を流下した溶岩流が、芝川から松野・中尾台付近の富士川河床沿いに露出している。この丘陵内の大部分は、最も古い蒲原層を含む庵原層群によって構成され、羽鮒・星山丘陵に比較してはるかに小谷が発達して平坦地が少なく、丘陵というよりは最高600mに近い高度を持つ山地地形を呈している。

星山丘陵の南東方から連続するとされる入山断層は蒲原丘陵の東方の富士川沿いの地下から駿河トラフ北縁部に延長されるとみなされている。その上下平均変位速度は、断層両側に分布する地層の高度差から、7m/千年程度と推定されている。この変位速度は日本最大級であり、丘陵と富士川平野との間には断層線崖と推定される高度差が存在する。ここでは地下構造探査やボーリング調査などがなされているが、その実態は明らかになっていない。

羽鮒・星山丘陵の成長と富士川河口断層帯の活動

以下では、富士宮市城南部の重要な景観要素である羽鮒・星山丘陵の地形・地質の概要と新期・旧期の土石流堆積物および周囲の新富士溶岩流の記述(本章第三節の説明も含む)に基づいて、東縁断層(主として安居山・大宮断層)の活動と羽鮒・星山丘陵の隆起過程を解説する。図1-39にその過程を模式的に示した。

旧期土石流堆積以前から堆積期

本章第三節で述べたように、庵原層群が堆積を終了した50万年前以降から五万年前頃までに富士火山山西麓、羽鮒・星山丘陵周辺で起こったイベントについての情報はほとんどない。だが、この間に西方の天子・庵原山地は芝川・入山断層の活動に伴って上昇し、富士川は両山地の間を削り込んで東流し、丘陵に成長していく地域を抜けて駿河湾に注いでいた(図1-39右)。

この時点では羽鮒・星山丘陵はまだ存在せず、富士山南西麓緩斜面と両丘陵は連続し、一体であった。ただし、羽鮒丘陵南部、星山丘陵の白尾山および明星山・岩本山周辺には浸食されずに残った庵原層群による小山が突出し、それらを囲んで庵原層群を削り込ん

で形成された低起伏の地形が広がっていた。

およそ五万年前頃から羽鮒・星山丘陵に成長する部分を含めて、旧期土石流堆積物が富士火山南西麓のほぼ全面を覆いつくし、両丘陵の高位段丘面となる平坦な地形を作る。

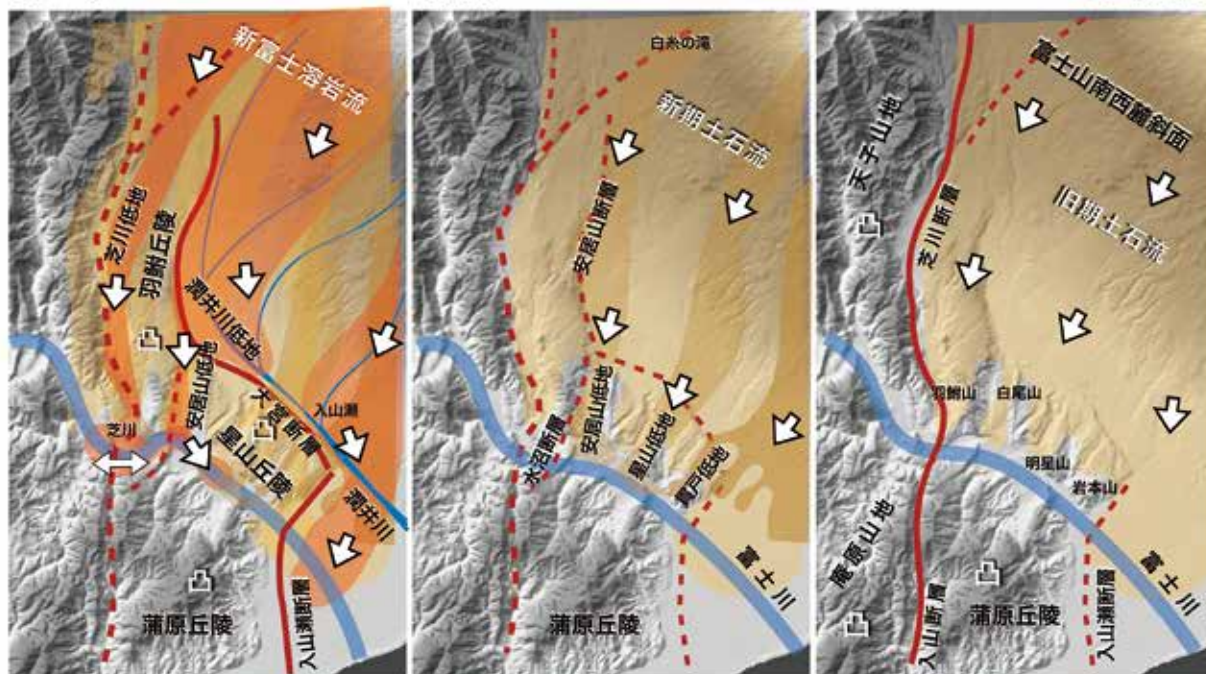
これに対して富士川を越えた蒲原丘陵の内部には旧期・新期の土石流堆積物や富士山起源の溶岩流は見られない。これに加えて、丘陵内の大部分は庵原層群で構成され、高度が高く、小谷が発達した山地地形を呈している。これらから、この時点で入山断層や入山断層の活動によって蒲原丘陵はすでに丘陵化し、浸食を受けていたと見られる。

新期土石流の流入

旧期土石流が流下した以後から羽鮒・星山丘陵が成長する以前に、富士山麓から富士川に向かって旧期土石流堆積物を削り込んだ深さ数十mに達する幅広い谷が形成されていた(図1-39中)。その谷の名残り(旧河川跡または化石谷)が現在の芝川・安居山・星山・貫戸の低地である。このような谷の形成は、二万年前頃に全球で生じた寒冷期での海面の低下による浸食作用の活発化が原因かもしれない。安居山低地の形成については、安居山断層(水沼断層)の活動に加えて、より東側の沼久保断層(本章第三節)を含む南北方向の断層が関係していたかもしれない。

これらのうち、芝川低地を除く三低地には新期土石流堆積物が谷を埋積し、中位の段丘面が成長した。この土石流堆積物は富士川に流入し、富士川左岸側の富士市岩本万野の集落がある段丘面を形成している。羽鮒丘陵側にはこの時の新期土石流堆積物は流入していないので、丘陵内にはこの時期の谷地形は形成されず、星山丘陵に先行して南西麓緩斜面から隆起していきと考えられる。なお、この

現在 ← 1.7万年前頃 5万年前以前?



- ・芝川低地・安居山低地への新富士溶岩流の流入
- ・安居山断層・大宮断層に伴う断層線崖・換曲崖の成長と、羽鮒・星山・蒲原丘陵の急速隆起
- ・星山丘陵内への土石流。溶岩流の流路閉塞
- ・濁井川の流路形成と低地の成長
- ・旧期土石流堆積面を削り込んで、安居山・星山・貫戸低地の形成
- ・低地を埋めて、新期土石流の流入
- ・安居山断層・大宮断層に伴う羽鮒・星山丘陵の隆起と、断層線崖・換曲崖の形成開始?
- ・芝川・入山断層の活動による天子・庵原山地の隆起
- ・入山断層の活動に伴う、蒲原丘陵の隆起開始?
- ・富士火山南西麓に形成された緩斜面への旧期土石流の広域的な流下

図1-39 羽鮒・星山・蒲原丘陵の形成と富士川河口断層帯の形成過程を示す模式図

新期・旧期土石流、新富士溶岩流の流下方向(白矢印)と堆積範囲は、堆積後の被覆と削削のために厳密ではない。赤実線は相対的に断層活動が活発な時期、赤破線は不活発な時期、凸は活発な隆起域を示す。

時期には羽鮒丘陵北方の芝川断層の北端部付近は西側が上昇する活動を繰り返していたらしい(本章第四節)。

新富士溶岩の流入と羽鮒・星山丘陵の隆起

新期土石流が流下した後の一万七〇〇〇年前後あたりから、安居山および大宮断層の活動を伴って羽鮒・星山丘陵は隆起を開始したらしい。その時点では芝川および安居山低地は存続し、これらの低地に沿って新富士火山の溶岩流が富士川に流入している(図1-39左)。芝川を経由した溶岩流の年代は一万五〇〇〇年前頃だとされている。

一方、星山・貫戸低地には溶岩流は認められていない。安居山断層に沿う崖や、大宮断層に伴う撓曲の成長に伴い、富士山南西麓から羽鮒・星山丘陵内の複数の低地へ新期土石流堆積物や溶岩を流下させた通路の入口がふさがれた。その結果、河川は段丘崖や撓曲崖の北東縁に沿って合流しながら潤井川となって、現在の富士市街地側に流れを変えた。

さらに東側の富士市入山瀬周辺にも、新富士火山の溶岩流が流下している(図1-19)。その西部側の溶岩流は星山丘陵の北東縁に形成された撓曲崖に沿って流路を南東側に迂回し、丘陵の南東側から富士川に流入している。

これらの新富士火山起源の溶岩流が芝川・安居山低地に流入した後、さらに羽鮒・星山丘陵は隆起・成長している。その時期は、おそらく一万年前頃からそれ以降であろう。星山丘陵の最大盛り上がり部(背斜部)は、丘陵の北東縁よりはおおよそ五〇〇〜一〇〇〇m内部にあり、その北西延長部に前述した安居山低地の最大盛り上がり部が形成された。星山低地も撓曲地形とその盛り上がり部の影響で河川の流路として機能しなくなった。この時に形成された盛り上

がり部を人工的に削り込んで、潤井川の洪水対策用の流路に改変したのが、現在の星山放水路である。

まとめ

富士宮市域南部に存在する羽鮒・星山丘陵は、富士川河口断層帯の活動に伴って隆起している。この隆起の開始は古く見積もって二万年前頃からで、富士山の形成史から見ても比較的新しい地殻変動である。そして、その東縁の安居山・大宮・入山瀬断層の変位速度は、日本の地殻変動帯の中でも最速レベルである。この断層帯の活動は継続して、富士宮市街地と羽鮒・星山丘陵の地形の対立をもたらした。

この断層帯の地震リスク評価のためには、正確に各断層の性質を解明しておく必要があるが、まだ不明な点が多い。安居山断層、入山瀬断層については、逆断層だとする意見が強いが、大宮断層については正断層とする意見と逆断層とする意見がある。また断層に沿った上下変位のみが強調され、横ずれ変位は考慮されていない。入山瀬断層については、その通過位置さえ不明確である。

本節では地表での地質・地形調査、トレンチ調査、ボーリング調査などで得られた情報に基づいて、富士川河口断層帯に関わる羽鮒・星山丘陵周辺での事象を説明してきた。このような大地の成り立ちを正確に理解するためには、富士宮市域周辺では地表付近ばかりでなく、数kmの深度に推定されるフィリピン海プレートとの境界にいたるまでの地下構造を把握しておく必要がある。二〇一〇年代に入って、三丘陵周辺で人工地震波などをを用いた地下構造探査が試みられた。その結果は、現在まとめられつつあり、複雑な地下構造を持つことが明らかになってきた。だが、今後新たに検討すべき課題も多い。

第六節 大地の恵み―地下水と地下資源

富士山西麓の湧水

富士山は独立峰としてそびえ立ち、その広大な裾野は、西側を天子山地、北側を御坂山地、東側を丹沢山地の西端とそれに続く箱根山地に囲まれている。裾野には涸沢が多く、河川を流れる水は標高が低くなるにつれて出現する。富士宮市域を流れる河川では、潤井川は上井出周辺から流水が現れ、各地の湧水などが合流して田子の浦へ達する。また、芝川は猪之頭湧水群を起点とし、富士川と合流して駿河湾に注ぎ込んでいる(図1-40)。

国内の多くの地域では水資源の主体は河川水であり、これを取水して生活・農業・工業用水などに使われている。しかし、富士山地域では豊富で良質な地下水・湧水が水資源の主体となり、この地域の自然・生活・産業・文化を支えている。富士山麓には多くの湧水地があり、過去の調査で湧水があったとされていた三三五箇所のうち、二七一箇所で湧水を確認している(図1-41)。湧水を確認できなかった地点は湧水が枯れていたり、宅地化など土地の改変が行われたりしたものが含まれている。湧水は地下水が地表に自然に出てきたもので「地下水のぞき窓」と言われるが、常に湧水があるような地域は地下水が豊富、もしくは適切に地下水が管理されている場所と言える。

富士山の水理地質に関しては、古くから研究が進められている。これまでの知見をまとめると、以下のようになる。

- ①現在の富士山の下には透水性の低い地層(泥流堆積物)を挟む古富士火山が存在するため、新富士火山が主な地下水を溜める帯水層であり、かつ地下水の流れる流路にもなっている(図1-42)。

- ②富士山本宮浅間大社境内にある湧玉池、白糸の滝、猪之頭湧水群のほか、楽寿園(三島市)にある小浜池や柿田川湧水群(清水町)などの湧水(三島湧水群)は、新富士火山から噴出した溶岩流の末端に位置している。地下水は主に溶岩流のガサガサな部分や割れ目のほかスコリア層などの水を通りやすい部分を流れていく。

では、富士宮市域における地下水はどのように流れてきたのだろうか。地下水の流れは降水と地下水・湧水の水質などから推定することができる。雨や雪として地上に落ちてきた水のうち、一部は蒸発したり、すぐに流出して河川となって流れ出たりするが、地中に浸み込んだものはやがて地下水面に達し、地下水となる(このことを「涵養」といい、涵養した場所・涵養した標高のことを涵養域・涵養標高という)。地下水が長い年月をかけて地中を流れ、再び地上に湧き出たものが湧水である。

降水の水質は季節や場所で大きく変化するが、地下水としてゆっくり流れる間に、時期の異なる水と混合したり、土壌や岩石の成分が溶けこんだりするため、地質や農地などの土地利用状況の影響を強く受ける。したがって、地下水・湧水の水質などへの影響は、雨や雪などの降水の影響、地下水が流れる流域の地質の影響、人為的影響に要因を分けることができる。

以下、降水と地下水・湧水の水質などの特徴とそれらの関連性について述べる。なお、この「富士山西麓の湧水」の内容は、静岡県環境衛生科学研究所で実施した「富士山地下水プロジェクト研究」の成果で、平成二五年(二〇一三)に取りまとめた「富士山の豊かな地下水を未来に引き継ぐために」の一部を再構成したものである。

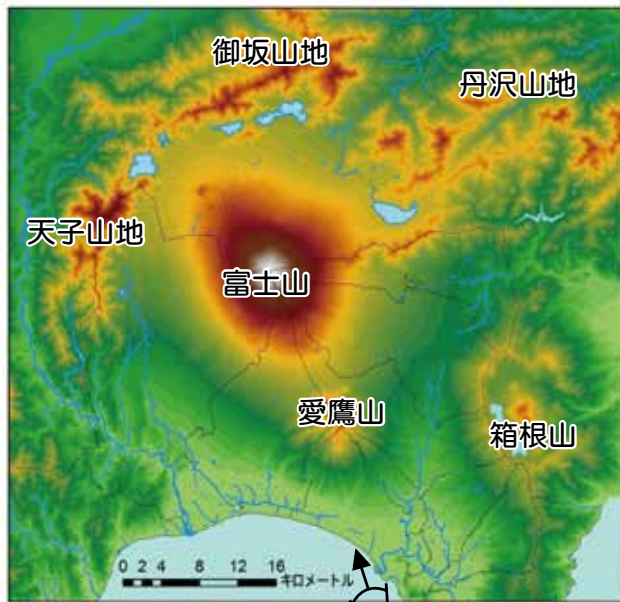


図1-40 富士山地域の鳥瞰図 (南南東から望む)

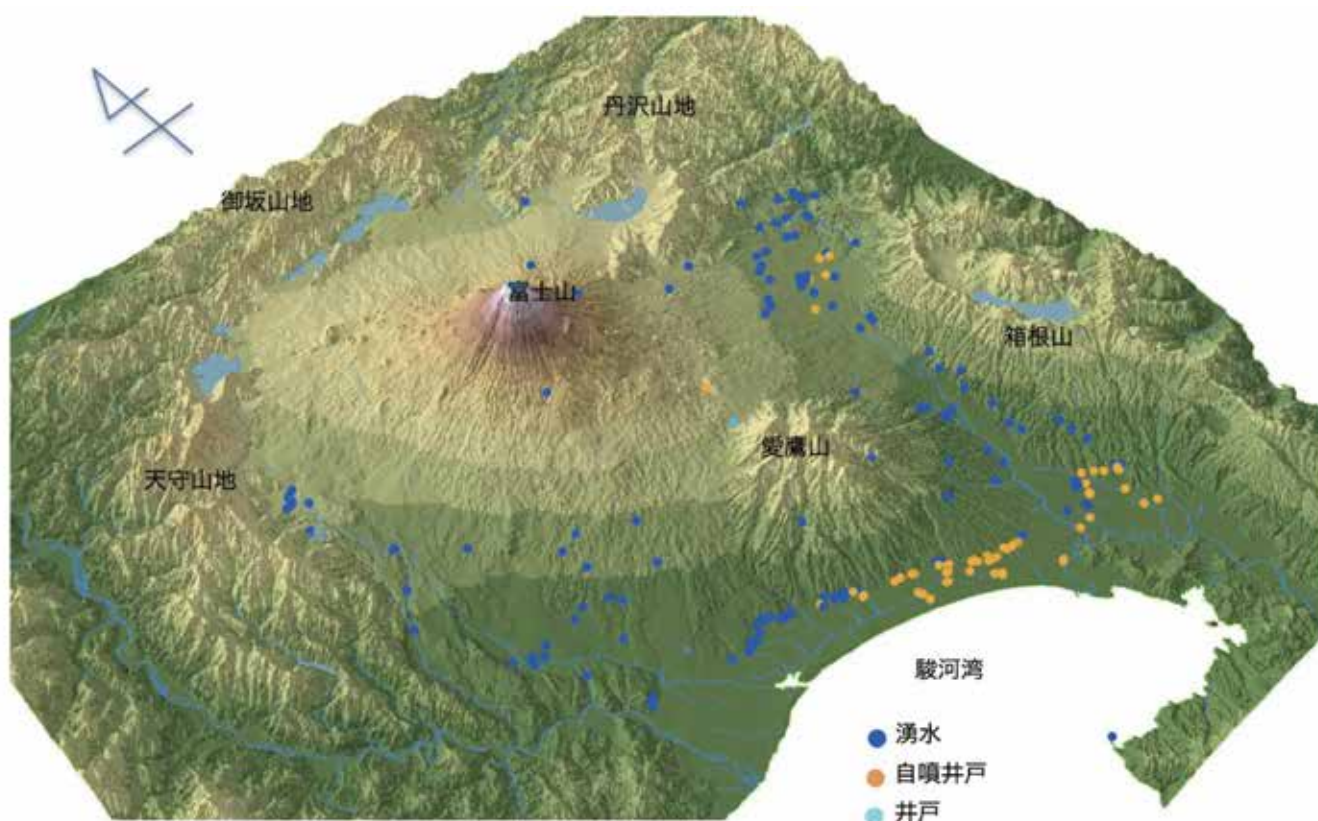


図1-41 富士山地域の湧水地点

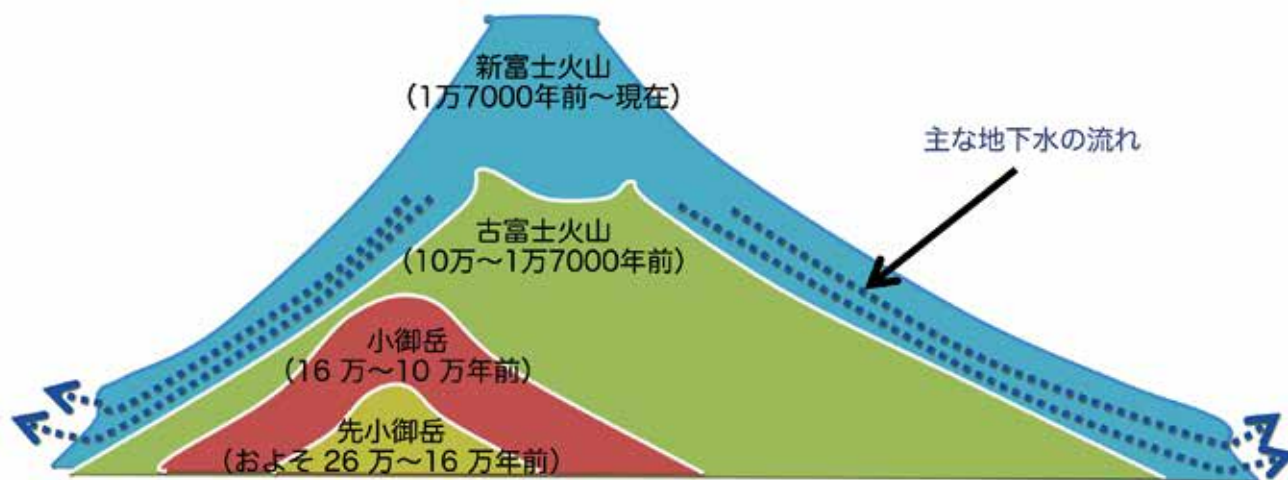


図1-42 溶岩中の地下水の流れの模式図

降水の影響

降水の酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{16}\text{O}$) を測定した結果を図1-43に示す。富士山の山頂に近づくほど「軽い」値を示した。これを高度効果と言う。富士山地域(北斜面を除く)では、 1000m 標高が上昇すると $\delta^{18}\text{O}$ 値で 1.0‰ 、 $\delta^{16}\text{O}$ の高度効果がある。一方、北斜面側では $\delta^{18}\text{O}$ 値がより軽くなる。これは、富士山の南斜面で重い水が降雨として除去され、北斜面側に流れ込んだ気流がもたらす降雨は最も軽い水となっているためと推測されている。

次に、地下水・湧水の酸素安定同位体比を測定した結果を図1-44に示す。富士山の東麓と西麓が軽く、次いで南麓、三島湧水群となっている。地下水・湧水の $\delta^{18}\text{O}$ 値には降水の特徴が保存されており、どこで降った降水か推定することができる。高標高の降水ほど $\delta^{18}\text{O}$ 値が軽くなることから、富士山の湧水は、おおよそ標高 $1000\sim 1800\text{m}$ 以上で降り注ぎ、地下に浸み込んだ雨で構成されると推測できた。

さらに細かく見ると、富士宮市と富士市の市境周辺の標高 500m あたりの湧水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は 1.8‰ 前後で、富士山南麓や西麓の湧水の値よりも重く、涵養標高は 1000m 以下と推定される。このことから、富士山麓に湧き出す水の流れには、高標高部に降った雨ほど地下深くに浸み込んで流れて低標高部に湧き出

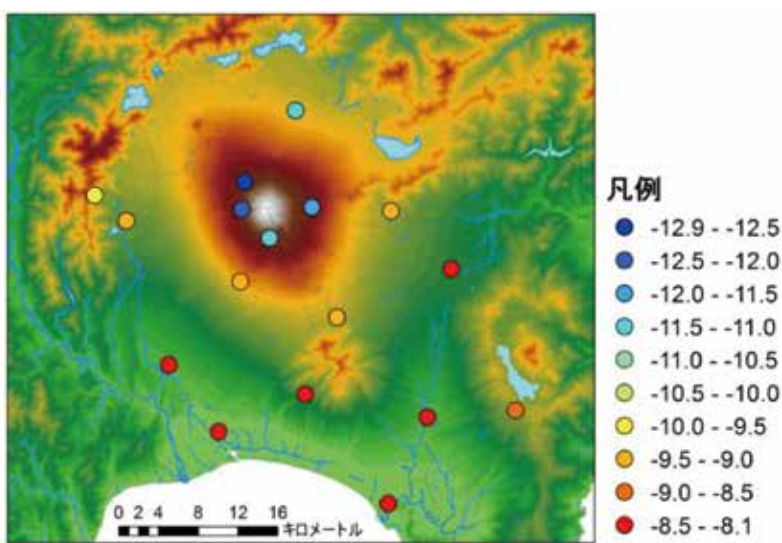


図1-43 降水の酸素安定同位体比分布 (単位: ‰)

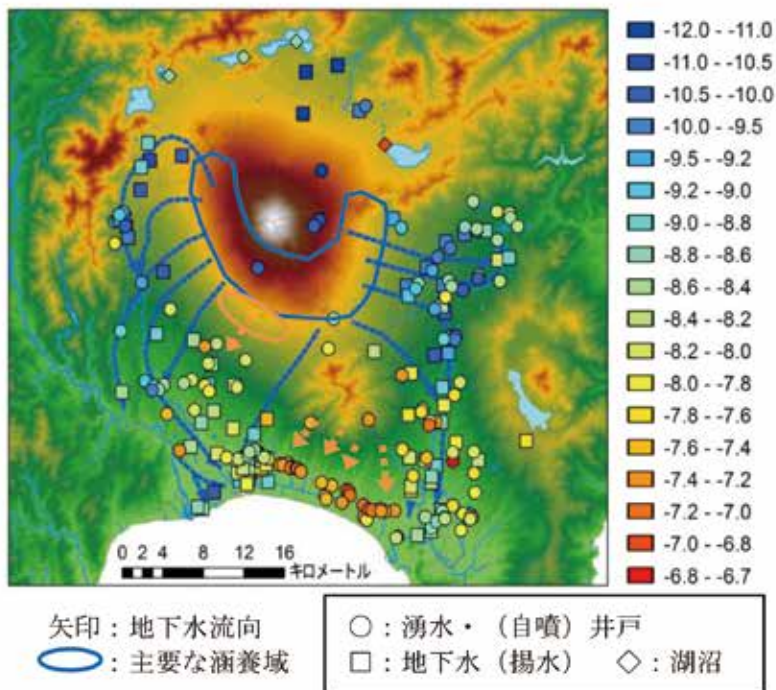


図1-44 酸素安定同位体比分布 (単位: ‰)

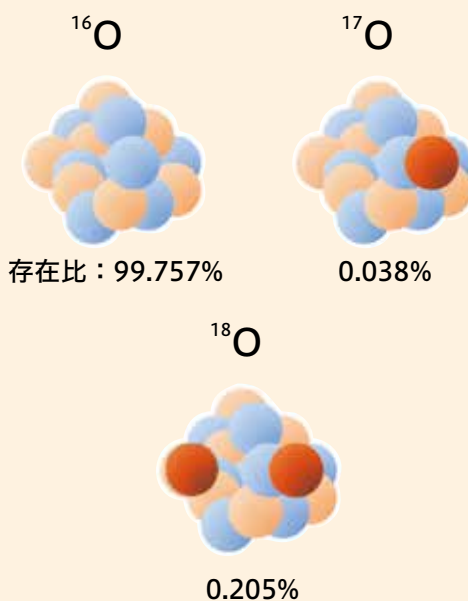
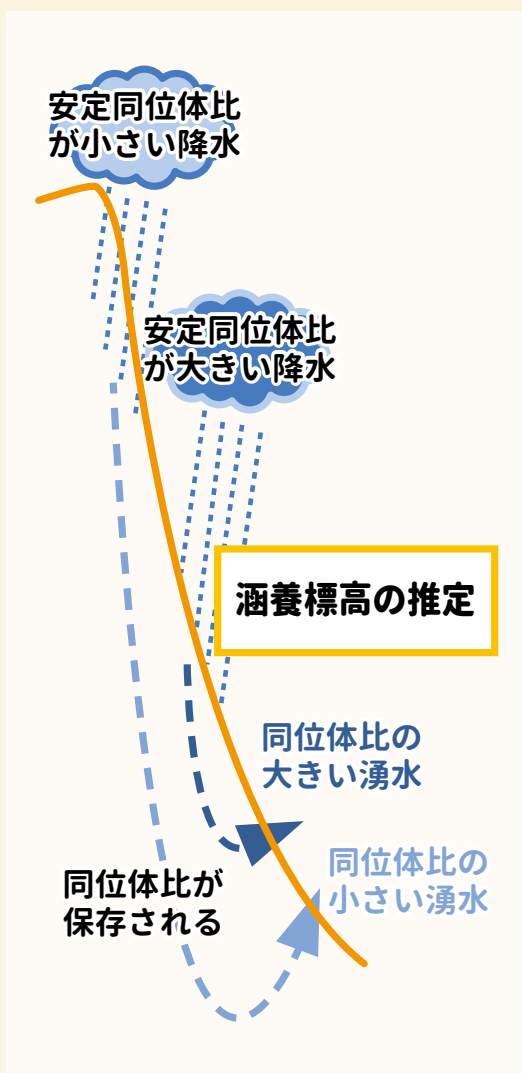
し、中標高部の降水は比較的地下の浅い部分を流れて近くで湧き出すといった、階層構造が存在すると思われる。一方、三島湧水群の涵養標高は $1000\sim 1300\text{m}$ と求められたが、この地域の地下水は富士山のほか、標高の低い愛鷹山、箱根山の三系統の地下水が混合されているため、富士山の地下水のみに限定してみると、より高い標高域に涵養した地下水であると推定される。一方、富士山北麓は他の山麓よりも地下水・湧水とも軽くなり、降水の $\delta^{18}\text{O}$ 値を反映していた。

水の酸素安定同位体

水分子は酸素一個、水素二個の原子で構成されるが、酸素原子には中性子の数により複数の同位体が存在する。そのうち、質量数16、17、18のものが安定同位体（ ^{16}O （酸素16）、 ^{17}O （酸素17）、 ^{18}O （酸素18）と表す）で、数値が大きいほど「重い酸素」となる。自然界では、ほとんどが ^{16}O として存在し、 ^{17}O 、 ^{18}O は約 0.038% 、 0.205% とわずかながら、光学的な手法や質量分析により調べることができる。

安定同位体の組成の比較には安定同位体比が定義されている。安定同位体比は、海水中の ^{16}O に対する ^{18}O の存在比を基準としサンプル中の存在比の、海水中の存在比からの差を $\delta^{18}\text{O}$ （単位%： $1000 \times \frac{\text{存在比} - \text{海水比}}{\text{海水比}}$ ）と表す。例えば大きなマインスになるほど（小さくなるほど）重い ^{18}O が少ないことを意味す

る。雨の安定同位体比を測定すると、標高が高い地域ほど同位体比が小さい、すなわち「軽い」雨が降ること（高度効果）が知られている。そのため、湧水の $\delta^{18}\text{O}$ を調べることで、どの標高で降った雨かを推定することができる。水素原子の安定同位体比の一つである ^2H （Dと表現）の存在比 δD でも同様である。



地質の影響

富士山の地下水に特徴的な成分としてバナジウム（元素記号V）がよく知られているが、Vを測定した結果を図1-45に示す。実際に湧水のVの濃度を富士山とそれ以外の山系と比較すると、富士山の方が高濃度に含まれている。Vと同様、地域特性を示す成分としては、リン（P）、ヒ素（As）などがあげられるが、これらの成分濃度は、 $\delta^{18}\text{O}$ 値と負の相関（ $\delta^{18}\text{O}$ 値が軽いと成分濃度が高くなる関係）がみられる。このことから、V濃度の高い地下水や湧水は、涵養域の標高が高く、地下水が長期間岩石と接触することによって溶出してきたと考えられる。特に東麓の湧水はV濃度が高く、この地域一帯に分布する御殿場岩屑なだれ堆積物の分布と一致しており、その下流に位置する三島湧水群のV濃度も愛鷹山、箱根山起源の湧水と比較しても高いことから、三島溶岩流を通り道として富士山の地下水が三島湧水群に流れてきていることが分かる。一方、涵養標高が比較的低い富士宮市と富士市の市境周辺の湧水はV濃度が低く、湧水の滞留時間が短いことを示している。

人為的影響

農地や畜産地帯からの肥料や糞尿などによる窒素の影響により、地下水中の硝酸イオン濃度が高まる場合がある。地下水・湧水中の硝酸イオンの濃度は、愛鷹山南麓から富士山南西麓にかけて高濃度となった。硝酸イオン濃度の高い地域は、茶園の分布と重ね合わせるとほぼ一致することから、茶園で使用される肥料の影響を受けているものと考えられる。また、富士山西麓の湧水も猪之頭地区を除いて硝酸イオン濃度が高い傾向にある。これについては詳細に検討する必要があるが、市街地における人間活動や耕作、畜産など、土地利用の影響が考えられる。

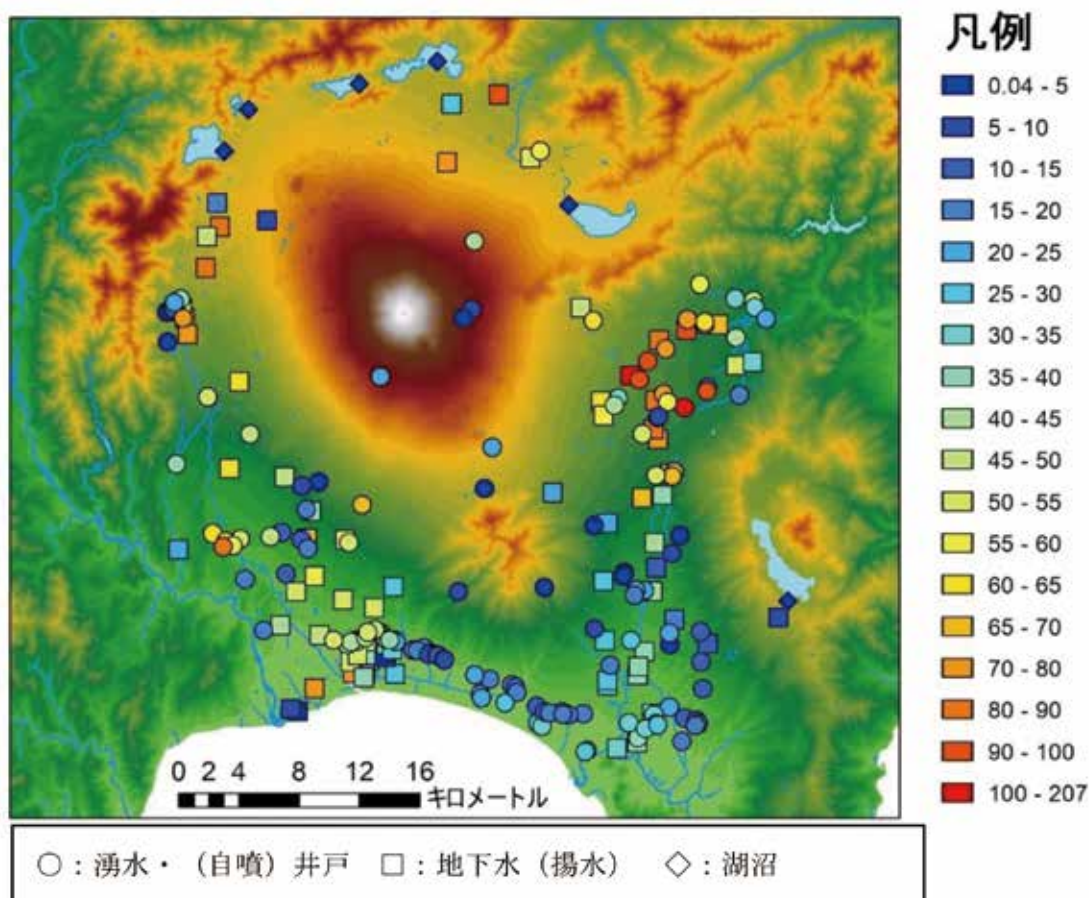


図1-45 バナジウム濃度分布 (単位: $\mu\text{g/L}$)

白糸の滝・音止の滝

富士宮市域には、市北部の猪之頭湧水群を源とする芝川と、富士山西斜面の大沢扇状地（大沢崩れ）を源にする潤井川が流れている。これらは白糸の滝付近で非常に近接して流れているが（最近区間で約二〇〇m）、交わることなくそれぞれ南流している。芝川は、白糸の滝と音止の滝より下流では、浸食が進み、両岸が切り立った溪谷となっており、対照的にその上流では緩やかな流れとなっている。これらの滝が現在の侵食前線であることが分かる。一方、潤井川は、全区間を通じて芝川ほど河床の浸食は進んでおらず、芝川とは様相が大きく異なる（図1-46）。潤井川は、大沢崩れから多量の土砂が供給され続けてきたことがその要因としてあげられる。このことから、両河川は、近接して流れるものの、全く異なる生い立ちをたどってきたといえる。

さて、多くの資料では、白糸の滝の湧水は富士山から流れてきた溶岩中の割れ目を伝ってきた地下水が湧き出たものとして示されている（図1-47）。ここでは、白糸の滝の湧水がどこからきたのか、白糸の滝周辺の地形地質のほか、湧水や河川水の組成などから検討した。

芝川にかかる白糸の滝と音止の滝は、新富士火山初期（富士宮期）の溶岩流上から流れ落ちる。また、白糸の滝の下流側の左崖に露出する溶岩中の亀裂および基底部からは多量の湧水が滴り落ちている。芝川を横断する断面図をみると、湧き出し口の標高は、近くを流れる芝川の河床よりやや低い程度である。富士山からの地下水が白糸の滝で湧き出すとすると、芝川のすぐ下を通り抜ける必要がある（図1-48）。

平成二三年（二〇一一）一〜二月に富士宮市は、白糸の滝周辺の地下水の流れを把握するため、白糸の滝と音止の滝の湧水地点の標



図1-46 白糸の滝周辺の地形と河川の流れ



図1-47 富士山の広大な裾野と白糸の滝・音止の滝

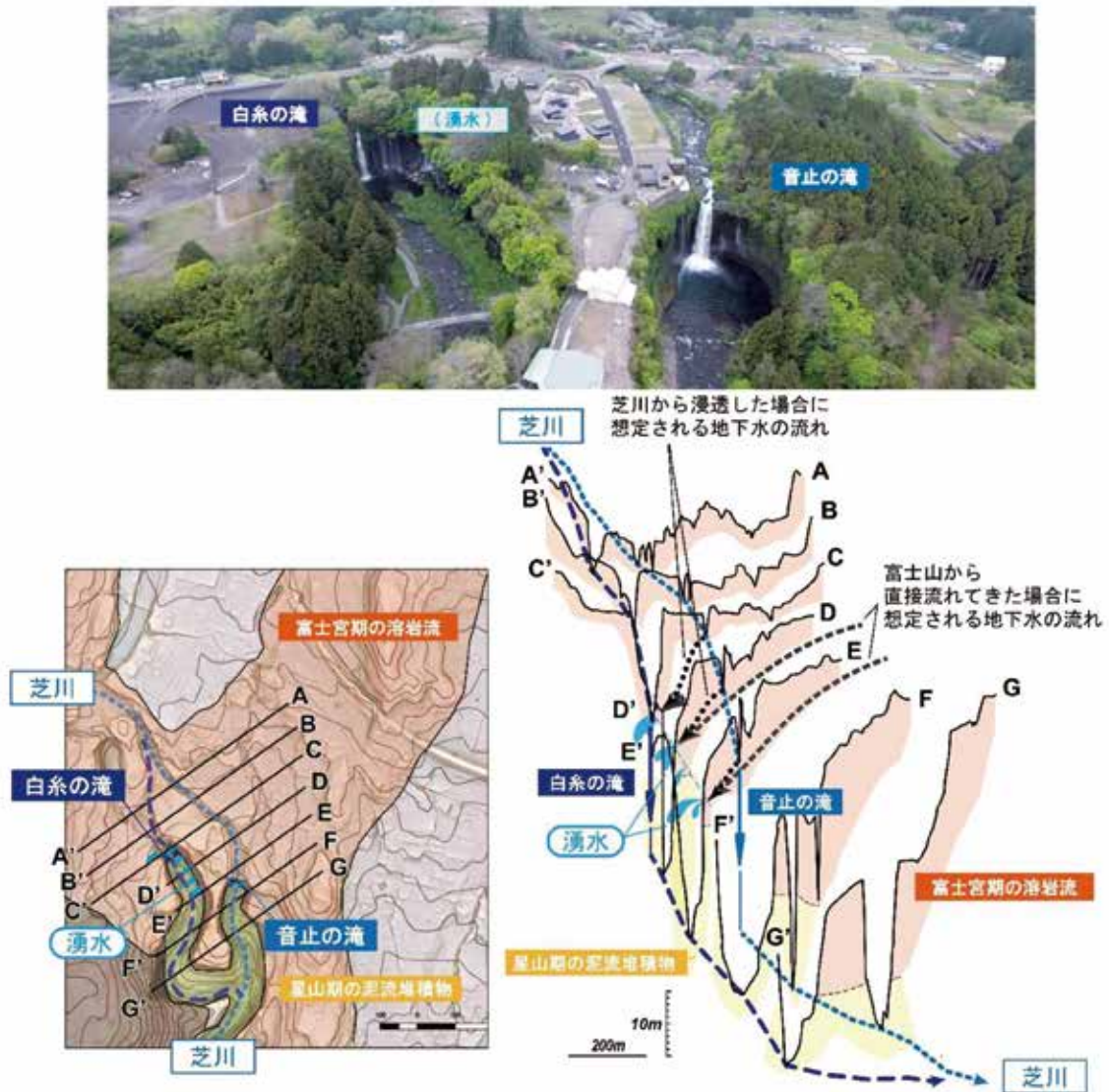


図1-48 白糸の滝および音止の滝周辺の地形・地質断面図と当初想定された地下水の流れ

高調査と、白糸の滝上流側や音止の滝との間でボーリング調査を実施した。

白糸の滝周辺では、芝川の河川水面より高い河岸標高よりもボーリング孔における地下水位の方が高いことがわかる。よって白糸の滝周辺では、芝川から河川水が浸透して地下水となることはなく、芝川から浸透した河川水が白糸の滝に向かって流れることはできない。なお、ボーリング調査結果を見ると、新富士火山噴出物地層中(地表面下六〜一二m程度の区間)を地下水がボーリング孔側方から流れていることが分かった(図1-49)。

白糸の滝および周辺の湧水(御鬢水含む)と芝川の河川水について、電気伝導度や水質、水の同位体比を測定・分析した結果、白糸の滝および周辺の湧水は芝川の河川水に比べ、電気伝導率は高く、 Na^+K^+ 濃度(ナトリウムイオンとカリウムイオンを足した濃度)やバナジウム濃度が高いという結果を得た。また、水の酸素・水素安定同位体比もともに小さいことから、白糸の滝および周辺の湧水と芝川の河川水は全く異なる地下水であることが分かった(図1-50)。このことから白糸の滝周辺では芝川から浸透した地下水が流れることは考えにくく、富士山から流れてきた地下水が湧き出たものと思われるが、地下水の流向についてはより詳細な調査が必要である。

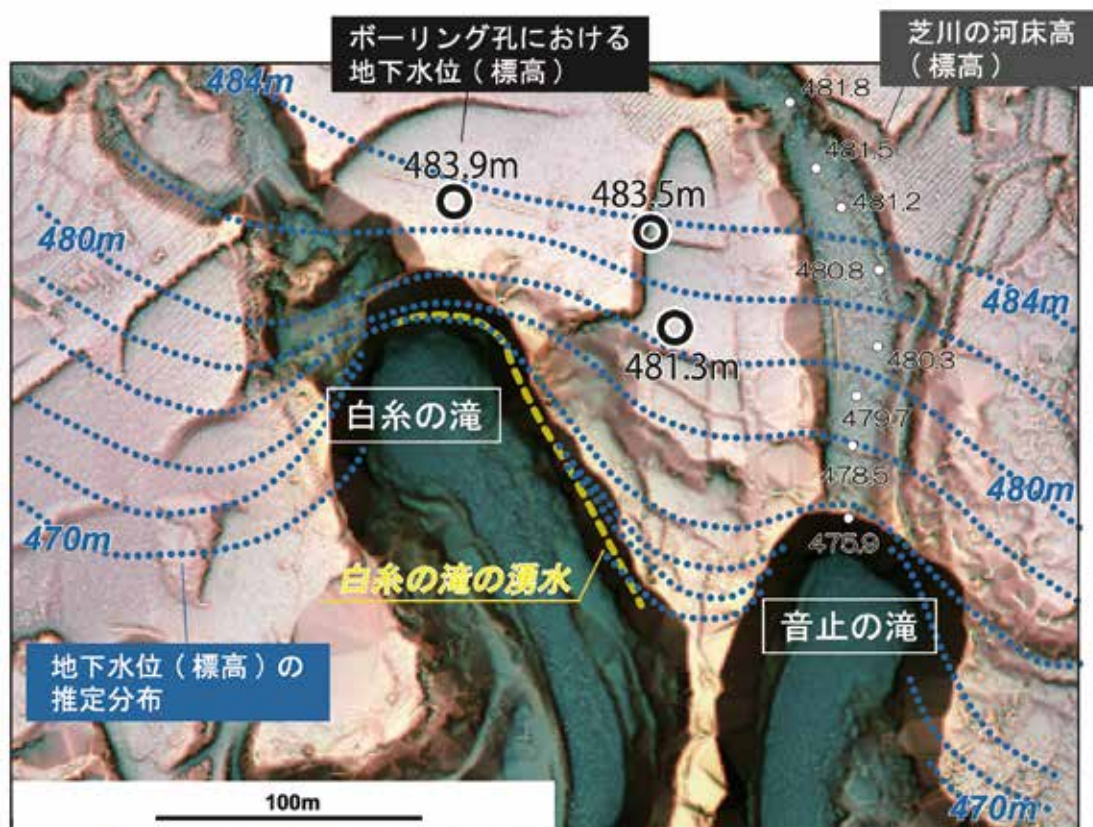


図1-49 白糸の滝周辺における地下水位の高さ分布

ボーリング孔における地下水位が芝川の河床標高よりも高いことが分かる。

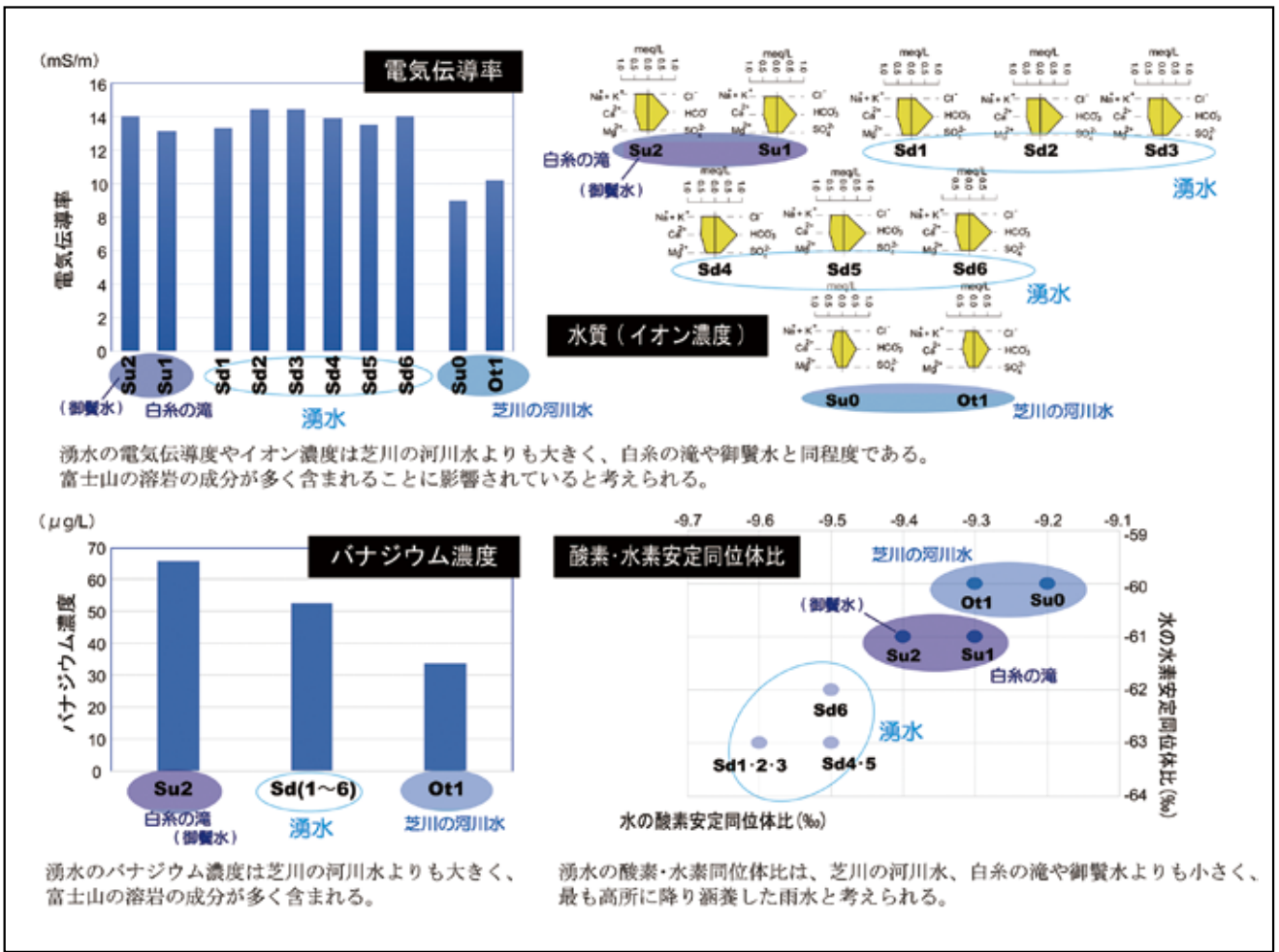


図1-50 白糸の滝の湧水などの分析結果

富士金山（麓金山）

朝霧高原の西、毛無山の南にある「麓」から峠を越えて山梨県身延町下部に通じる一帯は、戦国時代から近世初期にかけて金の採掘が行われていた（図1-51）。身延町湯之奥東方の湯之奥金山では、天子山地内に分布する富士川層群への石英閃緑岩などの貫入によって形成された黄鉄鉱を伴う石英脈から金を採掘しており、この石英脈には1tあたり10〜100g程度の金が含まれていたとされる（甲斐黄金村・湯之奥金山博物館編 二〇〇六）。

富士金山（麓金山）は、現在の麓集落の裏山中腹に位置し、金山へ通じる道の途中には飯場と思われる石積や、往時の建物があったらしい石垣跡などを見ることができ、当時栄えていたことがうかがえる（図1-52）。坑道は小さく狭いもので、岩の間に侵入した鉱脈を追ってかみながら縦横におり進み、鉱石を取り出すと下の河原で細かく砕いて、水洗いした上で砂金として集められた（写真1-42）。

天文二〇年（一五五二）、今川義元が太田掃部丞にあてた朱印状には、麓金山で働く人々のために、「毎月六回に限って馬五頭で荷物を運び入れることを許す」ことが書かれている。これは、一四〇人分の生活を支えるだけの物量ともいわれ、富士金山の規模の大きさを推察することができる。最盛期には「麓千軒」とよばれ、大勢の人が金山に関わっていたことが分かる。

麓金山は、はじめは今川家が領有していたものが、武田家、北条家へと変転し、最終的には徳川家が手中にしている。麓の竹川家は、戦国期には富士金山の管理に携わり、江戸幕府からは富士山御林守としての役目を受け、明治時代初めまで務めていた。現在もその子孫が竹川家を守っている。

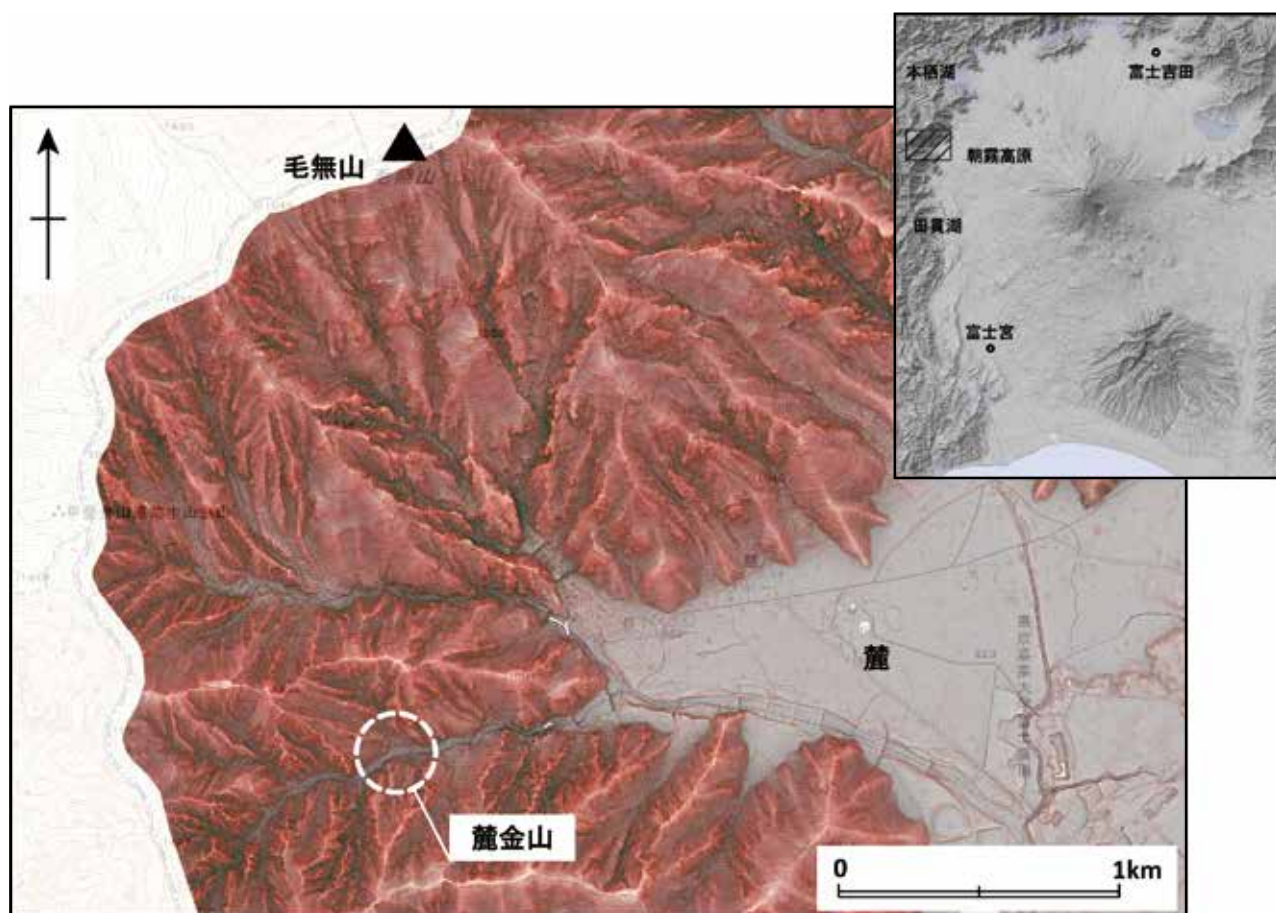
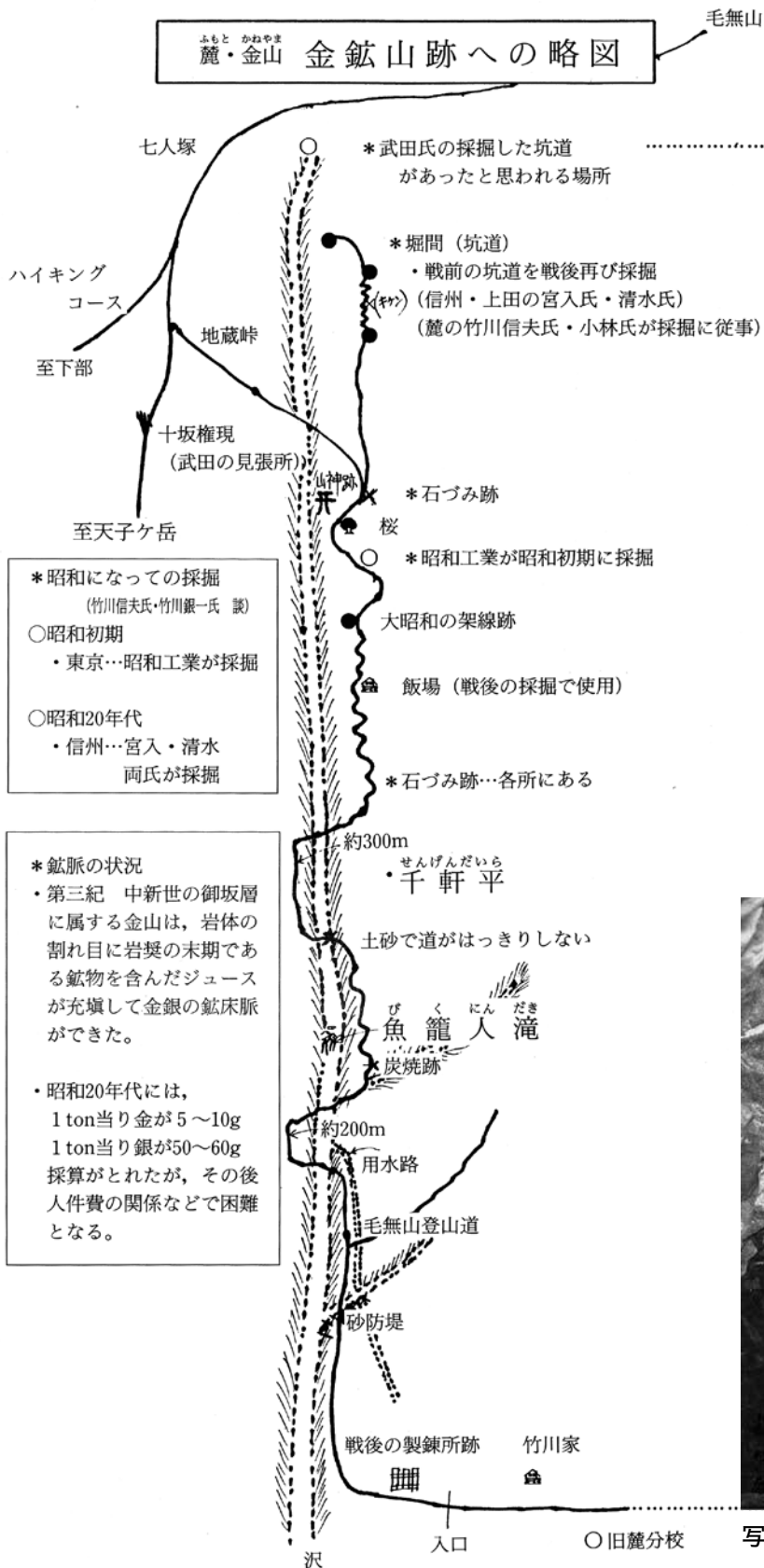


図1-51 麓金山周辺の地形

ふもと かねやま 麓・金山 金鉱山跡への略図



*昭和になっての採掘
(竹川信夫氏・竹川銀一氏 談)
○昭和初期
・東京…昭和工業が採掘
○昭和20年代
・信州…宮入・清水
両氏が採掘

*鉱脈の状況
・第三紀 中新世の御坂層に属する金山は、岩体の割れ目に岩漿の末期である鉱物を含んだジュースが充填して金銀の鉱床脈ができた。
・昭和20年代には、1 ton当り金が5~10g 1 ton当り銀が50~60g 採算がとれたが、その後人件費の関係などで困難となる。



写真1-42 金鉱山採掘跡

図1-52 麓金山周辺の略図