

富士宮市の自然

第一次富士宮市域自然調査研究報告書

富士宮市

2 調査結果	167
(1) 芝川水系	167
(2) 潤井川水系	168
(3) 湖沼	168
3 市域に生息する魚類	170
むすび	171
参考文献	173

〔爬虫類・両生類〕

はじめに	175
1 調査方法	175
2 調査地点	175
3 調査結果	175
(1) 富士宮市域に生息する爬虫類・両生類	175
(2) 生態	176
(3) アンケート調査結果	177
(4) 調査地点確認結果	178
むすび	178
参考文献	179

〔昆虫類〕(水生昆虫)

はじめに	183
1 調査地域	183
2 調査方法	185
3 調査結果	185
4 生物学的水質判定と水生昆虫	186
5 神田川におけるチャバネヒゲナガカワトビケラの生態	187
むすび	188
参考文献	188

〔蝶類〕

はじめに	189
1 調査地域と調査方法	189
2 調査結果	189
(1) 蝶の一覧(目録)	189

(2) 特徴的な蝶類	197
むすび	199
参考文献	201
〔トンボ類〕	
はじめに	209
1 調査地域と調査方法	209
2 調査結果	209
むすび	212
参考文献	212
〔気象〕	
はじめに	215
1 観測地点及び観測項目	215
2 観測地点の選定理由	217
〔気温〕	
1 調査方法	219
2 データ処理方法	219
3 観測地点	219
4 調査結果	219
(1) 観測地点別気温の変化	219
(2) 観測地点別気温の極値	231
(3) 年較差	231
(4) 標高と気温	232
(5) 夏日・冬日等の日数	232
〔降水量〕	
はじめに	245
1 観測地点	245
2 観測方法	245
3 データ処理方法	245
4 統計期間	245
5 降水量の概況	245
6 各観測地点での年変化	245

(1) 月平均降水量	245
(2) 年次別降水量	245
7 季節と降水量	245
8 調査結果	246

〔風〕

1 調査方法	263
2 観測地点	263
3 観測方法	263
4 データ処理方法	263
5 統計期間	263
6 調査結果	263
(1) 各地点の年変化	263
(2) 季節と風	267
(3) 最大風速	272

〔気象と市民生活〕

はじめに	275
1 集中豪雨による災害	275
2 風向と強風	275
3 霧の発生	275
4 霜の発生	276
おわりに	277
参考文献	277

〔植 物〕

はじめに	279
I 調査方法	280
II 調査結果	280
1 富士山の植物	280
(1) 富士宮口登山道宝永遊歩道の植物	280
(2) 富士宮口登山道沿い（新五合目～六合目）の植物	282
(3) ガラン沢（御殿庭）の植物	284
2 天子山脈の植物	285
(1) 天子ヶ岳，長者ヶ岳周辺の植物	285

a	白糸小学校～佐折～半野の茅山 ^{カヤマ} 周辺	285
b	天子ヶ岳～長者ヶ岳	288
(2)	田貫湖周辺の植物	288
a	田貫湖畔	288
b	小田貫湿原	291
(3)	猪之頭，湯の奥林道沿いの植物	292
(4)	麓地域，毛無山の植物	293
3	朝霧高原の植物	294
(1)	野外活動センター周辺の植物	294
(2)	人穴周辺の植物	298
(3)	根原地区の植物	301
a	春に見られる植物	301
b	夏に見られる植物	301
c	秋に見られる植物	302
4	白糸の滝周辺の植物	304
5	北山地区の植物	306
6	上野地区の植物	308
7	富士根地区の植物	311
8	浅間大社周辺の植物	315
9	沼久保周辺の植物	316
10	白尾山付近の植物	319
11	明星山付近の植物	321
12	天母山付近の植物	322
III	保護を必要とする植物	325
1	絶滅した植物	325
2	減少している植物	326
3	保護を必要とする植物	326
むすび		328
参考文献		329
あ　と　が　き		333
富士宮市域自然調査研究会研究員名簿		334
富士宮市事務局職員名簿		334

地形・地質

加 納 實
遠 藤 英 雄
植 松 征 矢
惟 村 勝
小 林 睦

小川賢之輔
(特別研究員)

はじめに

富士宮市域の、自然の実態を明らかにするために行われた、地学分野の研究は、富士宮市域の、いわゆる地学誌を編纂することにある。

調査域は広範にわたっているので、調査に当たっては、従来発表された文献が重要な指針となっている。しかしながら、各報文は、一つのテーマを目標として研究されているので、富士宮市の行政に直結する地学誌を編むためには、独自の調査を長期にわたって実施する必要がある。

富士宮市域は、富士火山の西麓に位置し、景観の上からは、標高 3,776 m の富士山頂剣ヶ峰から、次第に傾斜を減じながら、単純な側線を描く山腹斜面を経て、西縁の、壮年期侵食地形を示す天子山脈（毛無山脈）に達している。北縁は、根原の割石峠を境に、山梨県側の富士火山北麓につながり、東縁は、ほぼ富士・愛鷹両火山を結ぶ稜線を境に、御殿場市～裾野市域の、富士火山東麓に接している。南東縁は、富士市域の富士火山麓に境し、山麓の末端部は富士市域の海岸平野に向かって漸移しているので、行政区画の境界はほぼ滋眼寺川（福泉川）中流～天間沢上流付近に存在し、地形の上からは明瞭でない。南西縁は、富士川で境し、西麓に沿ってほぼ南北に走る、富士川断層系の大宮断層～安居山断層、稲子断層（大塚弥之助博士の野下断層）～西富士断層との間に、田貫台地・羽鮎丘陵・星山丘陵の 3 地形区が存在している。

富士宮市の市街地は、富士火山の、狭義の火山麓西域の盆状低地に、富士山本宮の浅間大社を中心に、門前町の型式で誕生～発展を遂げて今日に至り、21 世紀に向かって指向している。その基盤は、富士宮市域の自然環境、殊に地形・地質にあるので、本論の中で詳述する。

富士宮市の象徴である富士火山は、標高 3,776 m を示す一見単一火山で、山岳～火山として日本最高の高山である。また世界の火山としては高度が 10 位にランクされているものの、単一型火山としては上位を占める、典型的な成層火山である。

日本のような狭い国土に、このような火山が噴出したことについては、地質学上注目すべき要因が存在している。すなわち富士火山域は、日本でも最も注目すべき、激動する地質構造帯の 1 つに属している。従って、可能性としては、将来富士火山の活動・地下で巨大地震の発生する危険性・断層活動によって、大規模な隆起・沈降・横ズレなどの、地殻変動を発生する要因を蔵している。

その根拠は、富士宮市域が、南部フォッサマグナ地域に属していることに端を発している。フォッサマグナ地域は、島弧の日本列島を、西南日本と東北日本に両断する大地裂帯で、殊に南部フォッサマグナは、フォッサマグナの西縁を画する糸魚川～静岡線（糸魚川～静岡線）を主断層とする一大構造線（構造帯）に属している。

その上、富士宮市域周辺には、駿河舟状海盆と相模舟状海盆が、約 90°の角度で連続する推定・フィリピン海海洋地殻が、伊豆半島を北方に押し続けているとする推定（プレート・テクトニクス理論）・富士川断層が富士宮市域西縁を、富士川谷に沿って南北に走るとする推定などが、実証的に固定しつつある地域のセンターになっている。

富士火山は、新期活動期に、多くの溶岩流を西麓～北麓に、大量に流下累積したので、西麓の低地は、南から北へ順に高度を高めている（南域の弓沢川合流点付近；標高 100 m～北域の根原地区割石峠；標高 978

m・比高 878 m)。更に低地の西域は、南から標高 490 m～620 m～1,320 m～1,945 m～1,771 m～1,485 m の毛無山脈が垣なし、北東～東は、展開する広大な山麓が、富士山頂に向かって収斂^{れん}している。また低地の南面は、次第に低くなって、駿河湾に向かって開いている。

このような地形の特徴は、基盤をなす地質の特性を反映するものであり、このことが、他の自然現象、すなわち、気象学上にも、生物学上にも、特殊な気象現象・植生一般・動物ファウナとして現れている。

今回の調査では、調査地域を富士宮市域の富士火山域・毛無山脈に分割し、地質学的探究と地形学的探究とを実施して、富士宮市域の地学的実態を解明しようと試みた。

(小川賢之輔)

I 富士宮市域の地形概説

富士宮市は、日本列島本州弧の中央域に位置している。この地域は、地学の上で、日本の地質構造上、最も重要かつ複雑した地域の1つになっている。そのことは別として、富士宮市発展の核となった市街地は、歴史の流れの中で数多くの出来事を経てきたが、発祥・発展の要因となっているのは、世界的な名山富士を背景としていること・基盤としていること及び富士山信仰のセンターになっていることなどである。

一般に地形は、その地域の地質の形成時を原点として、その後の地殻変動・火山活動・侵食などの営力によって、変遷し・進化する。従って、新しい地形が形成されると、直に侵食営力による地形の変貌が始まって、長い年月を経ながら定向的に進化が進み、地形学的には、原地形を出発点として、幼年期～壮年期～老年期を経て、準平原化されていく。いわゆる生物学上の定向進化と、原理としてはよく似ている。

富士宮市域は、巨視的には広大な富士山麓の西域を占めているが、地域の西側には、西富士断層を隔てて、富士川谷第三系の天子山脈(天子山地)、別称毛無山脈(毛無山地)が南北に横たわり、市域を垣根のように囲らしている。

富士火山の山体は、地質の項で詳述するように、下位より小御岳火山・古富士火山・新富士火山が順に累積する3階建構造の火山体である。しかしながら、外観は、標高3,776 mの剣ヶ峰を頂点とする、截頂円錐形の、単一火山形を示し、四周の側線は対数曲線的な指数関数、または三角関数で近似的に示される単調な曲線を描きながら、対称的かつ広大な山麓を展開している。殊に富士宮市街地西方から望む山容は、剣ヶ峰を中にして左右対称のスカイラインを形成し、表富士にふさわしい景観を示している。

1 地 形 区

このような単調に見えるスカイライン(側線)も、山麓地帯も、地形学的にはそれ程単純ではなく、その特徴から、富士山麓の地形区を2区5亜地形区に細分することができる。従って、富士宮市の地形区は、富士山麓が5亜地形より形成される第I区と、天子山地第II区の、2区5亜区の6域の地形区に区分される。

(1) 地 形 区 I

富士火山の計測値は

高さ：3,775.6 m

半径：N～S 平均 19.0 km (河口湖～今泉)・

N 27°W～S 27°E 平均 24.5 km (根場

～十里木)

平均 23.7 km (以上 小川)

周囲：149 km (概測：計測者によって異なる)

体積：約 2,136 km³

石原初太郎氏は、山頂～吉原を結んだ側線により $\log h = \log a + bx \log c$ という直線方程式から、常数 a 及び b を求め、富士山の形態を $h = 3780 e^{-0.0014x}$ という対数曲線で現わした。

この曲線の積分によって、富士山の体積を計算し、また幾何学的な円錐体の体積として、 $V = 1/3 \pi r^2 h \dots \dots$ 約 2,136 km³とした。

しかしながら、石原氏の計測は、富士山の3階建て構造解明以前である。

また、計測値は、半径も、周囲も、体積も、今後も長く、研究者によって完全一致することは考えられない。

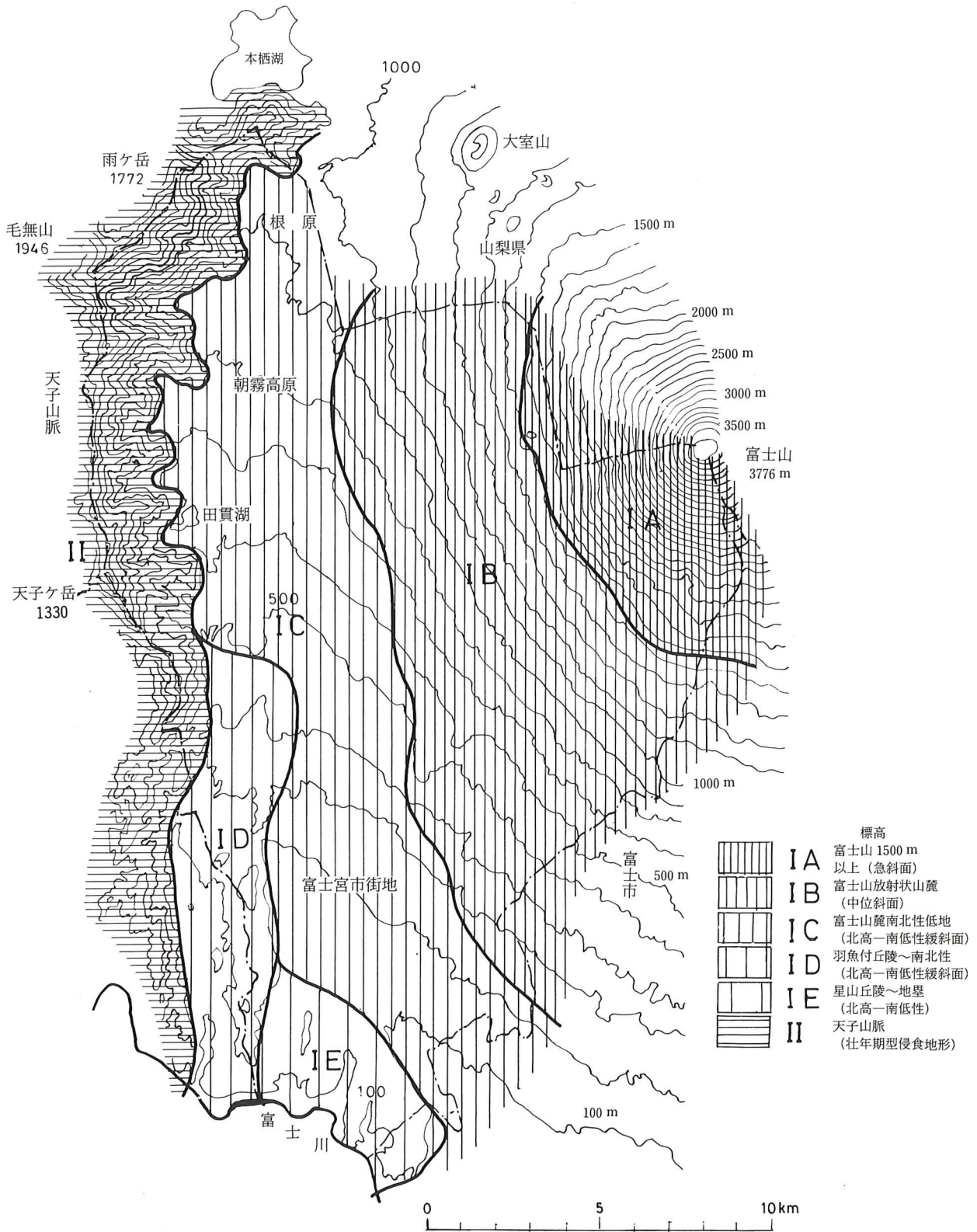


図1 富士宮市域地形区分図 (小川)

側線の傾斜：山頂剣ヶ峯～猪之頭間

標高 3,776 m (剣ヶ峯) ～2,750 m ; 35°

標高 2,750 m～2,500 m (御中道) ; 30°

標高 2,500 m～2,200 m ; 25°

標高 2,200 m～1,650 m ; 20°

標高 1,650 m～1,500 m ; 15°

標高 1,500 m～1,200 m (上井出林道) ; 10°

標高 1,200 m 以下 ; 5°

である。

富士火山域は、大地形区では I としたが、起伏量・傾斜量・傾斜区分を基準に、傾斜15°以上を地形区 I A・5°以上を I B・5°以下を I C とし、羽鮒丘陵を I D・星山丘陵を I E に細分した。

それらのうち、地形区 I C は、富士火山の溶岩流が天子山脈の東麓に達した後、基底に横たわる地形に規制されたことと、新富士火山の溶岩流の末端が、順に後退したために形成された溶岩原の階段状地形のために、北方山梨県境の割石峠(根原付近)から、南へ緩く傾斜する地形を形成した。

地形区 I D は、I E と性格は一致するが、安居山断層によって I C と隔絶され、I E は、安居山断層と大宮断層によって I C・I D と隔絶して、それぞれ 1 亜地形区を形成し、両者ともに傾動地塊の地塁を形成している。

(2) 地形区 II

地形区 II は天子山脈の山岳地帯である。この山地は、地質の項で詳説するように、主として第三系の、富士川谷第三紀層に属する御坂層群(西八代層群)と、富士川層群の分布域である。この山地は、長い間侵食にさらされて、壮年期侵食地形を示している上に、富士山麓とは西富士断層によって隔絶し、侵食の進んだ断層崖を形成している。この山地は、主峰の毛無山が標高 1,945.5 m で、南へ 1,600 m～1,574 m～1,373 m～1,305.8 m(長者ヶ岳)～1,330 m(天子ヶ岳)～852.5 m～621 m～595 m～582 m～501.2 m～360 m(桜峠)

～と稜線が続き、市域西方のスカイラインを形成している。富士火山麓側との比高は 800 m～1,000 m である。

従って、地形区 II は、起伏量・傾斜量共に大きく、地形区 I とは著しく相違している。

2 河 川

富士宮市域の河川は、地形区 I すなわち富士山系の河川と、市域の西縁の境界を流下する富士川の両河系に区分される。また富士火山系の河川は、富士火山の放射谷と、富士火山の山麓の末端を流下する断層谷とに区分される。

しかしながら、本報告では、河川を河川学的に調査する段階に達していないので、主として地形学的に扱うこととした。

(1) 富士火山系の河川

富士火山系の河川は、芝川を除けば、主として富士火山の放射谷である。それらの主なものは、北域より、芝川上流の猪之頭沢及び支流の栗ノ木沢・深沢(人穴)、潤井川上流の大沢及び支流の角木沢・大久保沢・赤池沢・鞍骨沢・深沢(北山)・箱荒沢・市兵衛沢・弓沢川・滋眼寺川(福泉川)などである。

芝川は、朝霧高原の東方の、側火山二ツ山(1,492 m)付近に発する猪之頭沢を上流とする河川で、猪之頭水源地を起点とし、芝川町で富士川に合流している。全長約 22.5 km である。河流は天子山脈の東縁・富士山西麓端の西富士断層を流下する断層谷で、水源は天子山脈の谷と、猪之頭湧水群、柚野橋下流などより供給され、水量は豊富である。主な支流は、五斗目木川・猪の窪川・大倉川などである。

殊に芝川及びその周辺には、陣馬の滝・猪之頭湧水群・養鱒場・小田貫湿原・田貫湖・横手沢乱流と七滝・白糸の滝・音止の滝・観音滝・柚野ポットホール群・柚野段丘・下柚野湧水・芝川段丘など、各種自然景観が存在している。

猪の窪川は、芝川の支流で、富士火山の地形区Ⅰの性格を強く現わす河川である。谷頭部は側火山二ツ山付近で、菖蒲池～人穴を経て、栗ノ木沢・深沢を合流し、横手沢で芝川に合流している。常時^か濁れ沢で、全長約 14.5 km である。

支流の栗ノ木沢は、スバルラインの奥庭付近に谷頭をもつ放射谷で、人穴南域で猪の窪川に合流している。全長約 12.5 km の濁れ沢である。

^{なめ}滑沢は栗ノ木沢に合流する放射谷で、全長約 9.4 km である。北側から仏石沢が合流している。

深沢は人穴南域で猪の窪川に合流する放射谷で、谷頭部は御中道付近である。全長約 10.3 km。

潤井川は富士宮市の幹線河川である。全長は富士宮有料道路の大沢大橋（上井出地先）より田子の浦港まで、25.49 km（大沢を含めた全長 38.25 km）である。富士宮市域に分布する主な支流は足取川・風祭川・神田川・弓沢川などである。

大沢は潤井川の上流部に相当し、富士火山では最大の侵食谷を形成している。谷頭部付近の富士山頂部は、薄い岩板角礫岩ないし火山角礫岩が成層する部分で、いったん侵食によって溝が形成されると、急速に下方侵食と崩壊が進行する。この現象によって山体は破壊され、崩壊物質の火山砂礫は、雨水によって急斜する谷底を流下して、遷急点を中心に大型の扇状地を形成し、微粒の砂粒・スコリア粒は、水流に懸濁して下流に運搬され、広域に災害を引き起こす。

北山林道付近には、岩板を造瀑層とする落差約 30 m の大滝が存在し、上井出林道付近には、谷底を形成する大沢溶岩流の岩板が露出して、いわゆる^{なめ}滑沢を形成し、下刻によって溶岩^{どい}樋が形成されている。大沢については、別に詳記する。

北山林道付近の大沢には、右岸に大沢前沢・左岸に不動沢が合流している。

足取川支流の大久保沢は、剣ヶ峯直下で桜沢として出発する放射谷で、大石寺東方で足取沢に合流し、足

取川となって青木東方で潤井川に合流している。この全長は約 18.75 km である。この沢も、北山林道北域の河床に、^{なめ}滑沢を形成している。右岸に竜松沢が合流。

角木沢は、御中道付近に発する放射谷で、全長約 14.7 km、右岸に竹沢・ハンノ木沢（竹沢の支流）、左岸に揚久保沢が合流している。

箱荒沢は、市域の御中道の北東域付近に発し、南西に流下する放射谷で、全長約 18.8 km である。この沢は外^{とがみ}神付近右岸で鞍骨沢・深沢、二子山付近左岸で深沢、北山林道入口左岸で青沢を合流している。

鞍骨沢は、御中道付近に発し、全長約 15.6 km である。富士宮道路の北山 I C 西方で、右岸に赤池沢が合流している。

深沢（山宮）は、御中道付近に発する放射谷であるが、側火山白塚の南で分流し、一方は箱荒沢右岸に合流している。更に大沢林道の南域で再び分流し、一部は箱荒沢右岸に合流している。通常水流のある河川では、分流点で河川の争奪現象が起こり、片方の奪われた分流部付近は、消滅するのが原則である。常時流水の無いことが、このような珍現象を残しているものと推察される。深沢の全長は、約 16.3 km である。

青沢は、御中道付近に発する放射谷で、南南西に向かって流下している。全長約 6.3 km、北山林道入口付近で箱荒沢左岸に合流している。

市兵衛沢（下流～弓沢川）は、御中道付近に発する放射谷で、新五合目付近から登山道の西側を流下して表富士周遊道路に達し、富士宮口登山道の東側を流下して、阿幸地を経て、源道寺で潤井川に合流している。全長約 20 km である。この間、上流右岸で赤沢を合流し、中流左岸で親知らず沢・三田沢を合流している。また、源道寺の合流点付近で、全長約 14.4 km の立掘沢を合流している。

滋眼寺川（福泉川）は、昔は直接潤井川に合流していたが、鷹岡～吉原用水（大川）が開かれたために、^{さわわかい}沢向地先でこの用水に注いでいる。全長は、谷頭の田

上原付近より沢向まで、約 3.75 km である。

天間沢も、福泉川同様、鷹岡～吉原用水に下流を奪われた河川で、全長は、谷頭の田上原付近から約 4.4 km である。

上井出以南の潤井川は、大石寺の東側で落差 6 m の滝を岩板溶岩に形成し、安居山断層崖下を南流して、淀師西域で渋沢の湧水・野中で神田川の湧水を合流、大宮断層崖下を南東流して天間化石湖を残し、石の宮付近では標式的なポットホール（甌穴）を形成して、凡夫川合流点付近で富士平野に出て、田子の浦港から駿河湾に注いでいる。また黒田～星山間には、富士川に開口した放水路が通じている。

(2) 断層谷系の河川

日本の河川には、断層線に沿って流れる断層谷が多く知られている。富士宮市域でも、断層谷系の河川は少なくない。

すなわち、西富士断層系の河川は、芝川の上流～中流及び大倉川、芝川断層系は芝川の中流～下流、安居山断層系は、潤井川の中流・沼久保川、大宮断層系は、潤井川の中流～下流などで、それぞれ断層線に沿って、直線状の流路を形成している。

星山丘陵は、主として大宮断層によって、富士山麓から切り離された丘陵で、丘陵面には、丘陵形成以前の富士火山の放射谷が痕跡を留めている。しかしながら、丘陵は小断層によって更に細分されているので、富士火山の放射谷と複合する断層谷も存在している。航空立体写真によれば、それらは、沼久保地溝の東側の谷・沼久保～星山放水路間の谷・星山放水路中流～下流・貫戸の谷・カジガクボの谷などである。

(3) 富士川

富士川は、富士宮市の西域の一部を限る河川である。河流は星山丘陵をもって富士宮市から隔絶しているかに見えるが、現実には、石器時代以来、富士宮地域に居住した人々の生活と深いつながりがあった。例えば 1985 年、二又の墓地で発見された数千個の経文を書い

た礫も、筆者が鑑定した結果、富士山の火山弾 1 個を除く他はすべて富士川の河川礫であったし、同様に富士市で最近発掘された石斧・石匙など千数百個の石器の鑑定結果も、すべて富士川河川礫の、珩質けつ岩（チャート系）・硬砂岩それに極く少数の片岩類であった。

富士川の谷頭部は、赤石山地北域の鋸山 (2,607 m) にあって、釜無川として甲府盆地の西縁を糸一静線の谷に沿って南流し、^{かじかざわ} 鯨沢付近で、関東山地西域の金峯山に発する笛吹川を合流し、富士川となって富士川断層谷を南流して駿河湾奥部に注いでいる。

その規模は、延長 129 km・流域面積 3.651 km²と計測されている。

この間、釜無川は中央構造線東域の古生代二疊紀～中生代中期（石灰岩・チャート・泥岩・砂岩）・中世代白亜紀（泥岩・砂岩・礫岩・チャート・石灰岩～^し四万十累層群下部）・八ヶ岳噴出物・鳳凰山（^{かこう}花崗岩類）、糸一静線東域の巨摩山地（中新世中～後期；泥岩・砂岩・礫岩）の分布域を流下し、笛吹川は甲府盆地東半域の、中生代白亜紀～（関東山地南西域）・第三紀中新世中～後期（^{せんりよく}花崗岩～石英閃緑岩類）の分布域を流下している。

富士川本流は、断層谷の富士川谷に分布する、新第三紀中新世～鮮新世の、御坂層群（^{やつしる}西八代層群）～富士川層群（安山岩類・玄武岩類・泥岩・砂岩・礫岩・^{びん}玢岩類・凝灰角礫岩・閃緑岩類）分布域を流下している。この間、右岸には、早川・相又川・戸栗川・富士川、左岸には、古関川・佐野川・稲子川・芝川などを合流している。従って、殊に雨期には増水し、かつては日本三急流の一つに数えられた。

富士川の河川礫については、静岡大学の伊藤通玄教授 (1965) の報告がある。同教授の調査結果では、河川礫の礫種は、花崗岩・閃緑岩・玢岩・安山岩・輝緑岩・玄武岩・礫岩・砂岩・^{けつ}頁岩（泥岩）・粘板岩・凝灰角礫岩・角岩・フォルンフェルス・千枚岩・圧砕岩そ

の他があげられており、筆者も確認している。

3 河岸段丘

河岸段丘は河成段丘ともいい、河川の流路に沿って、片側ないし両岸に形成・分布する階段状の地形で、はん濫原よりも高位に存在する。日本のように、山間域の多い所では、河岸段丘は、しばしば集落形成の基盤として重要である。他面河岸段丘は、規模の大小は別として、殊に第四紀の地殻の変動史を編纂する上で、重要な手掛りとなる。そのことは、河岸段丘形成の要因が、地史や地形の発達史の上で重要な意味をもっていることによるからである。

河岸段丘の成因は、現象的には、河川の回春によって侵食が復活し、谷底平野が河流の下刻によって、(元の谷の中に)新しい谷ができると、旧谷底(平野)面は河岸段丘を形成し、新しい谷壁は段丘崖を形成する。また一般に、段丘面には段丘堆積物として、段丘礫層が分布している。

第四紀の河岸段丘の成因は、氷河期の消長を反映する海面の昇降によって、河川の回春がはじまるのを原則としている。従って模式的には、河岸段丘は氷河期の回数だけ形成され、各段丘間には、時代のギャップが存在している。従って一般に上位段丘(第1段丘)は時代が最も古く、下位(第n段丘)ほど新しくなっている。

しかしながら、実際には河岸段丘形成の要因は他にも存在する上に、複合することによって段丘は複雑している。また同一河川であっても、断面の地形は、計測地点によって異なり、両岸が対応する対性段丘(輪回性段丘)・非対応の非対性段丘(非輪回性段丘)が形成される。

また基盤岩石に直接段丘が形成される場合には、基盤の侵食状態や堆積物の状態によって、段丘礫層をもつ岩石段丘・基盤岩段丘・侵食段丘・ストラステラスなどに分類される。

また段丘面が、谷を埋めた厚い砂礫層に形成されている時は、砂礫段丘・沖積段丘・堆積段丘・フィルテラスなどと呼ばれる。

更に河岸段丘の成因から、地殻運動によるものを構造段丘・海面の昇降に起因するものをサラッソスタティック段丘・気候変化に起因するものを気候段丘の3種に分類される。

富士宮市域の河川については、富士火山系に属するものは主として放射谷で、地形区Iに分布し、地史の上では新期に属している。富士川系は主として断層谷で、旧期に属している。河岸段丘は一般に、新期の河川にも、旧期の河川にも形成されるが、富士火山系のように、新期火山麓では、河岸段丘の発達は著しく悪い。

① 富士火山系の河川

新期溶岩流の分布する富士山麓には、地形学上、取り上げる程の河岸段丘は発達していない。わずかに扇状地型の砂礫層の分布域に、砂礫段丘の微地形が存在するに過ぎない。

芝川の中流～下流は、古富士泥流分布域の、羽鮒丘陵系の谷を流下し、段丘性の地形を形成している。この地形は、芝川町上柚野・下柚野・鳥並・久保・堤・下谷戸・砂原付近で発達し、比高は一般に15m～20mである。この段丘は下柚野付近では対性であるが、下流域に分布するものは非対性で、主として右岸に発達している。

富士宮市域では、芝川中流～下流段丘地形は、取斂してはつきりしなくなっている。しかしながら、白糸の滝～狩宿間では、段丘地形が発達して、比高20mになり、ミニグランドキャニオン型の峡谷を形成している。

段丘上は、集落・農耕地として開拓・利用されている。

② 星山丘陵の河岸段丘

星山丘陵は、BP.約14,000年以前の地殻変動によっ

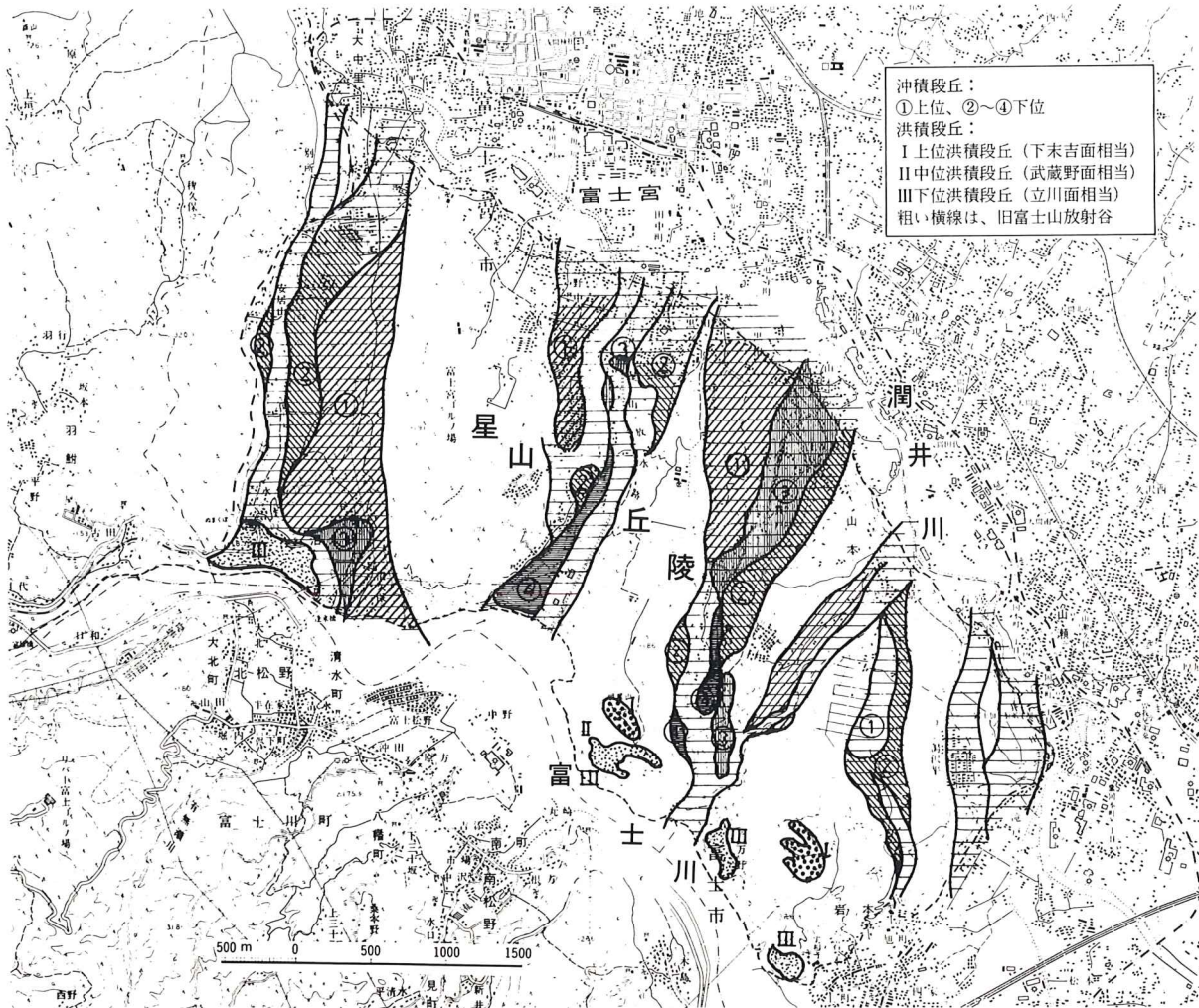


図2 星山丘陵段丘分布図（建設省国土地理院発行地形図使用）

て形成された地塁の台地で、主として古富士泥流の分布域である。従って丘陵上には、大宮断層によって上流側を潤井川に奪われた旧放射谷が、少なくとも5本NE~SW性に存在している。これらの河谷には、洪積世末期の段丘地形が存在している。

図2は、星山丘陵上の旧富士火山放射谷と、これらの放射谷に残された段丘を示したものである。丘陵上に残された放射谷は、大まかに5本存在し、概ね南北性である。しかしながら、これらの放射谷の形成時期・形成順序などは一切不明で、これらの放射谷に形成された河岸段丘も、単に順序を示したもので、現時点で

は、当然他の放射谷との対比も行われていない。地図上の段丘の番号は、その放射谷で最初に形成されたものをNo. 1としてある。また当然ながら、一般に最初は川幅が広く、下刻がすすむに従って、川幅は狭くなっている。

まず沼久保の谷は、潤井川系の痕跡で、段丘面は3段あり、河口右岸には富士川段丘の低位段丘が存在している。谷は星山丘陵の傾動活動が進行したために、西側にすべっている。

星山の谷も潤井川系で、段丘面は4段存在している。谷は侵食の進行に従って、東側にすべっている。

貫戸の谷は、潤井川系よりもむしろ弓沢川系で、河岸段丘は4段存在している。この谷の特徴は第1段丘面が広いことで、貫戸断層との関係が現われている。

カジガクボの谷は、旭町の谷と競合した谷で、両者は乱流型である。主流は旭町の谷で、段丘は2段存在している。放射谷は滋眼寺川（福泉川）系と推察される。

星山丘陵の東端部には、湯沢平に2本の放射谷の痕跡が存在するが、段丘は発達していない。この谷は、天間沢系で、湯沢平の谷は滝戸側の谷の段丘か、あるいは滝戸側の谷が、富士川断層の共役断層によって、一段低下したのかも知れない。

③ 富士川の河岸段丘

富士川の河岸段丘は、第四紀の洪積段丘であるから、上位から多摩～下末吉～武蔵野～立川と、4段の段丘が形成されているはずである。

星山丘陵の富士川左岸には、下流から、実相寺段丘（比高約30m）・万野段丘（比高約60m）・岩本山段丘（比高約150m）・裏明星段丘（比高約140m）・大明星段丘（比高約180m）の5箇所の洪積段丘と、所属不明（恐らく沼久保谷系・比高約60m）の水沼段丘などが

存在している。それらのうち、岩本山段丘には、層厚20m内外の段丘礫層が分布し、大明星と裏明星には、ごく薄い段丘礫層が分布している。

洪積段丘の調査は未了であるが、地殻変動を考慮しながら、一応岩本山段丘を下末吉面に対比して大明星段丘を含め、裏明星段丘を武蔵野面に対比、実相寺段丘を立川面に対比して、万野段丘をこれに含めることとした。

4 その他の地形

以上のほか、天子山脈の第三系分布域には、壮年期侵食地形・断層地形など数多く存在している。

羽鮒丘陵・星山丘陵を含む富士火山麓には、溶岩流の形成する各種溶岩原地形・溶岩塚・溶岩洞穴・溶岩樹型・湿原・河川に形成される扇状地・滝・ポットホールなどを含む侵食地形・地質構造上の地形など、多様な地形が形成されている。

これらの地形については、単独に、あるいは各項目記載の中で報告されるので、ここでは省略する。

（小川賢之輔）

II 富士宮市及び周域の基盤

～南部フォッサマグナ概説～

富士火山を中心とする周域の地質を理解するためには、基盤であるフォッサマグナ、殊に南部フォッサマグナの地質を知る必要がある。

フォッサマグナは、日本列島の本州弧を、東北日本と西南日本に両断する重要な構造帯として、エドモンド・ナウマン博士によって命名された。フォッサマグナとは、大地裂帯を意味しているが、一般には富士地溝帯として知られている。この地溝帯は、ほぼ南北性の軸をもつ地向斜と考えられている。またこの地溝帯の西縁には、糸魚川―静岡構造線（糸―静構造線）が南北に走り、主断層の糸―静線を境に、西方には、中生代の四万十層群や、古第三紀の瀬戸川層群などの、先新第三系の地層が分布している。しかしながら、この地溝帯の東縁は、富士火山帯をもって代表される第四紀火山前線に活動した火山噴出物に覆われて、構造線を追跡することができない。従って、かつて矢部長克博士は、葦崎一駿東線を提唱して、南部フォッサマグナの東縁としたが、現今では、関東山地の小仏層群の南縁～三浦半島を結ぶ線付近に、境界が延びているものと考えられている。

糸―静線は、日本海側の新潟県姫川から、太平洋側の駿河湾に向かって、長野県大町～松本～諏訪湖付近を経て、山梨県境の小淵沢町の、釜無川国境橋付近の、通称ミニグランドキャニオンを斜断し、燕頭山の北東部～鳳凰山南域の夜叉神峠～身延山七面山付近（春木川下流）～大城付近～相又川上流～戸栗川上流～静岡市北東 竜爪山（興津川支流黒川上流）に達し、これより静岡市を縦断して駿河湾にのびている。

糸―静構造線の特徴は、1) 主断層の糸―静線が、南北性で西に傾斜する衝上断層（低角度逆断層～圧縮応力場）であること、2) この断層を横切る多くの東

西性の断層によって寸断され、分断された糸―静線は、東にズレたり西にズレたりして、ジグザグに走っていること、3) 主断層・共役断層・副断層の多くは、左横ズレ断層の性格をもっていること、4) 当然ながら、副断層系の諸断層は、巨視的には主断層に平行していること、5) 殊に南部フォッサマグナ地域では、主断層はしばしば、傾斜45°Wの低角度の前期衝上断層と、傾斜85°Wの高角度の後期衝上断層が、数10m隔ててペアで併走するのが観察される。

フォッサマグナの形成史は、湊正雄博士ら（1965）の編集したThe Geologic Development of The Japanese Islandsによれば、中生代の三疊紀（BP. 24,200万年～20,800万年）ころには、すでにフォッサマグナの地向斜の活動が始まっている。すなわち赤石山地と関東山地の対曲が示す、西南日本外帯の基盤岩類の運動がそれで、ほぼ新第三紀の中新世（BP. 2,400万年～500万年）まで続いている。また、新第三紀の初期になると、これを切って、伊豆～マリアナ列島へ続くグリーン・オブ・グリーン凝灰岩形成を伴う、南北性の断裂が始まり、激しい変動は現在に引き続いている。その結果、この地向斜内には、中新世以後の新第三系・第四紀の火山岩類が、厚く・広く分布することになった。

フォッサマグナ形成の要因の一つ、及び富士火山帯の活動を解明する鍵として、プレートテクトニクス理論がある。すなわち南部フォッサマグナの東域では、太平洋プレートが、日本列島の東側の日本海溝付近で、大陸プレート（アムールプレート）の下にもぐり込む営力により、相模舟状海盆が形成される。その北方の延長部は、丹沢山地付近で西に湾曲して、駿河舟状海盆の延長部と会合するものと考えられている。

一方フィリピン海プレートは、北上して、西南日本

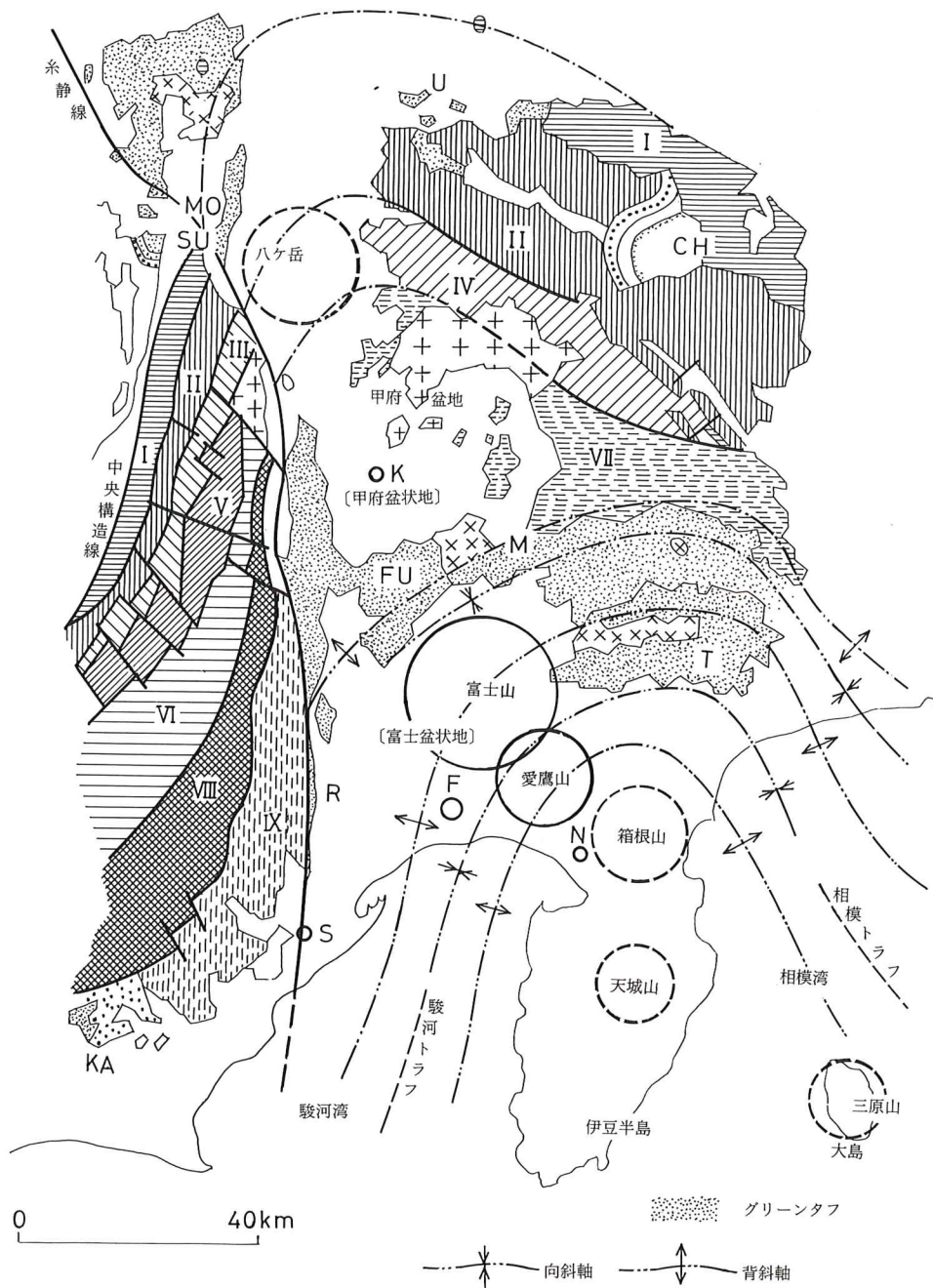


図3 南部フォッサマグナ地域地質構造略図

藤田至則、角田史雄、小坂共栄 (1986)、相馬恒雄 (1968) による

- | | | | |
|-------------|-----------|-----------|---------|
| 古第三紀 | V: 白根層群 | CH: 秩父盆地 | U: 内山地区 |
| IX: 瀬戸川層群 | IV: 五日市層群 | FU: 古関川地区 | F: 富士市 |
| 中生層 | III: 赤石層群 | M: 御坂地区 | K: 甲府市 |
| 四万十帯 | 古生層一中生層 | KA: 掛川地区 | N: 沼津市 |
| VIII: 大井川層群 | I: 三波川系 | MO: 守屋地区 | S: 静岡市 |
| VII: 関東山地 | 古生層 | R: 竜爪地区 | |
| 四万十層群 | II古生層 | SU: 諏訪湖 | |
| VI: 三倉層群 | | I: 丹沢地区 | |

外帯の縁辺部付近の、南海^{トラフ}舟状海盆～駿河^{トラフ}舟状海盆に沿って、大陸プレート（アムールプレート）の下にもぐり込んでいるものと考えられている。

最近この理論を基底に、有孔虫などの化石の研究結果から、伊豆半島が北に向かって移動しているとする推論が行われている。また、南海トラフで行われた、深海探査潜水艇“しんかい2,000”による探査結果では、南海トラフ東域に、フィリピン海プレートの潜入に起因する、広域の盆状地の存在する事実が確認された。

プレートテクトニクス理論を導入すれば、プレートとの突っ込みによって、少なくとも南部フォッサマグナ地域の地質構造は、大きな影響を受け、数多くの著しい地質構造や、構造地形が形成され、これに伴う火山活動も存在したことも理解できる。

すなわちまず、フィリピン海プレートの北上による応力によって、富士地溝帯に南北方向の大構造線の形成が加速された。これに伴う断層群は、南北性の糸一静線を主軸とする身延衝上・富士川断層グループ・駿河トラフ～相模トラフ会合系の、西富士断層・黄瀬川推定断層など4系列で、駿河トラフの延長上には、南海トラフ北東域の盆状地に引き続いて、富士盆状地・甲府盆状地が形成された。なお、盆状地は、地形に現われると否にかかわらず、地質構造の上に存在する盆状地で、地形学上の盆地と区別して用いたものである。

プレート理論から導かれる地質構造は、明瞭に現われた南北性と北東～南西性で、その1つである上述の断層構造のほかに、^{しゅうきよく}褶曲構造の上にも現われている。すなわち断層によって現れた、他のおもな地形の特徴は、大小各種規模のブロックが、傾動地塊運動を形成・継続していることである。

他の1つは、北東～南西性の、大・小各種規模の褶曲構造で、殊に富士川谷東域の天子山脈（天子山地＝毛無山脈＝毛無山地）では、大塚弥之助博士や松田時彦博士等によって報告されている。また、これと一連

の構造運動は、主として蒲原礫層堆積後にも活動し、断層活動を伴って、ほぼその線上に岩淵火山が活動した。その時期は、第四紀洪積世初期であった。大塚弥之助博士や静岡大学の鮫島輝彦博士によれば、火山活動は岩淵集塊岩噴出活動にはじまり、西方より紫山～大丸山～大平山～金丸山～雨乞山～嵐山と、ほぼ順に東に移っていったという。

筆者は更に、この活動に引き続いて、嵐山から芝川町羽鮎丘陵方向に、断層活動と火山活動の存在を推定した。すなわち断層活動は、^{ひらしみず}平清水断層（富士川町南松野）や蓬萊橋断層（沼久保）などの断層系によって代表され、火山活動は、嵐山に引き続いて北方に移り、富士川を渡って羽鮎丘陵南西部の基盤を形成した。

その後、北松野の有無瀬川中流左岸では、火山活動によって溶岩円頂丘を形成するとともに、西方の小域に溶岩流を流下した。更に北東部の延長部に存在する森山溶岩円頂丘は、玄武岩質の火山で、むしろ最初に活動したものであり、上述の一連の構造と、切り離しては考えられない。

南部フォッサマグナ地域の地質は、主として東北日本第三系に特徴的な、グリーンタフ（緑色凝灰岩）によって特色づけられている。また、この地域に分布する地層は、中新世下部の^{にしやつしろ}西八代層群（御坂層）相当層が最も古く、これを覆って中新世中期・後期の富士川層群が分布し、更にその上位に、新第三紀末の鮮新世、及び第四紀の諸岩類が累積・分布している。

表 1 南部フォッサマグナ地域 富士川谷の第三系の地層対比

富士川谷 地区番号	部									巨摩山地	時代区分 山梨県の分	地層対比 富士川谷総括：富士川上・中流 山梨県	地層の特徴
	10	9	南			中			北				
沖積世	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳	松岳		松岳	
第四紀			沖積層									※山梨県より対比	
170万年			新富士火山噴出物										
100~170万年			洪積段丘 古富士山泥流層 乃野山泥流層 乃野山泥流層 乃野山泥流層 乃野山泥流層 乃野山泥流層 乃野山泥流層										
鮮新世													
520万年													
第三紀	上	後	濱石岳層群	清見寺層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群
1,000万年	中部	後	濱石岳層群	清見寺層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群
1,500万年	下部	後	濱石岳層群	清見寺層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群
2,400万年	下部	後	濱石岳層群	清見寺層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群	濱石岳層群

(注) 1：静川～西八代地区 2：相又地区 3：戸栗川地区 4：篠井山地区 5：万沢地区 6：浜石岳地区
7：貫ヶ岳～高根山地区 8：和田島地区 9：静岡北東地区 10：竜爪地区

1 第三系

西八代層群は、南部フォッサマグナ地域で知られる堆積物中、最下位の地層群で、中新世旧期の地向斜に堆積した地層である。この地層は、海底火山を伴う地層で、基性火山の溶岩と火山砕屑岩（火砕岩）で特色づけられている。殊に粗粒玄武岩は、しばしば海底噴火に特徴的な枕状溶岩を伴って、各地の露頭で観察される。この層群に所属する地層は、静岡市の西部から、山梨県の西八代地域を経て丹沢山地まで、富士火山体を取り囲んで広く分布している。

中新世中期になると、古富士川谷の地向斜内には、西八代層群を覆って、富士川層群の堆積物が厚く堆積した。中新世中期の富士川層群下部層は、富士川谷の中流～下流部に広く分布している。層相の特徴は、砂岩・泥岩の有律互層及び厚い泥岩・砂岩が発達することと、地層中に化学的沈澱（おそらくリーゼガング現象）を反映する標式的なオニオン・ストラクチャーが広く発達している。

中新世後期の富士川層群上部層は、ほぼ下部層の分布域と同一域に分布している。上部層の下部は、火山活動が盛んな時期であったために、各地域に安山岩質火砕岩が広く分布している。また、沸石珩岩類を含む各種珩岩類や、石英閃緑岩類の貫入したのもこの時期で、終末に近付くと、富士川谷地向斜域は、陸化に向かう構造運動が、次第に活発になっていった。

従って、上部層の上部は、第四紀洪積世に引き続く、粗粒礫岩類が、各地に厚く・広く分布するのが特徴で、この時期は、鮮新～洪積世と呼ばれている。

2 第四系

富士川谷に分布する富士川層群最上部層に引き続く堆積物は、富士川谷の陸化が継続しているので、粗粒礫層によって特徴づけられている。堆積時期は、鮮新世末期から洪積世（更新世）前半にわたり、この間に岩淵群火山の活動があつて、陸化は更に進行した。

富士・愛鷹両火山を取りまく周域には、これらの地層によって形成された山地が存在したが、フィリピン海プレートの突っ込みの運動が要因となつて、富士盆状地・甲府盆状地など、一連の盆状地が形成された。従つて、富士盆状地の周域には、西八代層群相当層・富士川層群相当層などの山地が、西方に天子山脈（毛無山脈）～北方に御坂山脈・都留山地～東方に道志山地・丹沢山地と環状分布している。この盆状地の中央部に富士・愛鷹両火山が噴出した。

すなわち、富士盆状地の形成に伴つて、丹沢山地の一部の背斜軸の延長部は、ほぼ富士火山の山体の下に潜入しているものと推察される。

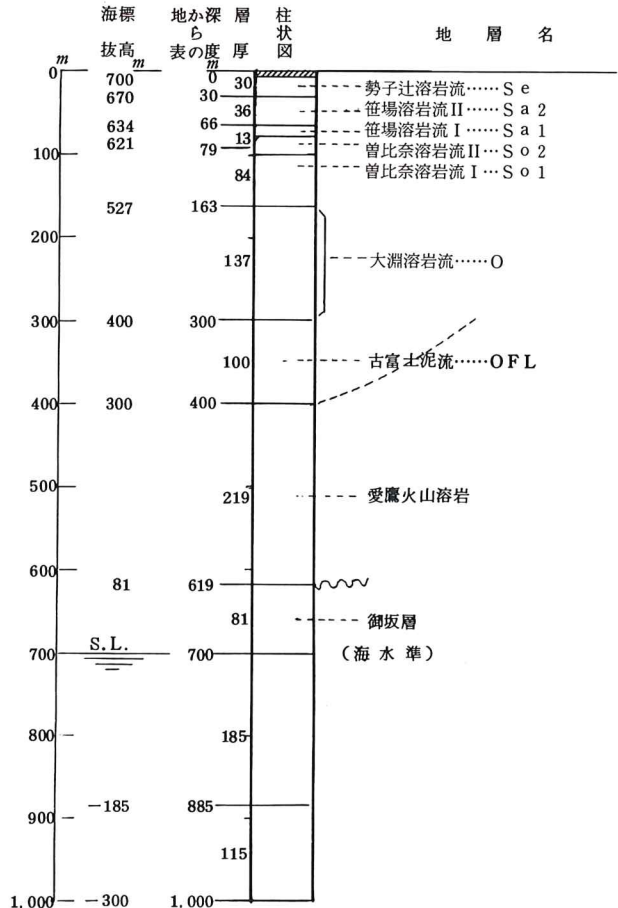


図5 第二次世界大戦末期大淵地区岩倉学園構内西側における岩倉組の石油探鉱ボーリング・データ

(津屋弘達博士原図データ)

この事実を裏付けているのは、富士市大淵地区の、中富士本の岩倉学園構内のボーリング・データである。このボーリングは、第二次世界大戦中（1936～1940）に、岩倉組によって掘鑿された石油探査井であって、戦後、津屋弘達博士によってこのボーリング・コアが研究された。

津屋博士は、このボーリング・データから、富士火山の一部には、第三紀中新世の、西八代層群の、火成岩に相当する風化堆積物が、海拔約 100 m 付近に横た

わっている事実に注目し、富士・愛鷹両火山は、西八代層群を基盤とする陸上噴火であるとされている。

また、津屋博士は、富士火山の側火山の、宝永山の噴出物中から、石英閃緑岩の岩片や、御坂層（西八代層群相当層）のものと思われる岩片を報告され、筆者もこれを確認した。筆者は更に、愛鷹火山の熊ヶ谷火口の大岩脈中から、捕獲岩の富士川谷第三系に相当する岩塊と、丹沢山地の石英閃緑岩に酷似する岩塊を、数多く観察している。（小川賢之輔）

III 富士宮市及び周域の地質

§ 1 天子山脈の地質

従来より、天子ヶ岳から毛無山に至る山地を一括して天子山脈と呼んでいるが、ここでは、岩相の違いなどから、毛無山を中心とする毛無山地と、天子ヶ岳を中心とする天子山地に区別して述べる。

毛無山地は、富士火山の北縁を取り囲む御坂山地の西の延長部に相当し、富士火山の西縁を取り囲むようにほぼ南北に走っている。

地質構造は、断層や石英閃緑岩の貫入によって地層の分断が著しいが、一般に分布する地層は、中新世前期の西八代層群古関川累層、及び中新世中期の西八代層群一之瀬累層であり、南北性の構造と ENE—WSW 性の構造が入り組む複雑な構造を有する。

天子山地は、毛無山地の南の延長部であり、やはり富士火山の西縁を南北に走っている。

地質構造は、南北性の向斜褶曲軸を持つが、この構造は天子山地より西の ENE—WSW 性の褶曲構造や、更に西方の西へ傾斜する単斜構造と明瞭に区別され、この天子山地が他の地域とは異なった地殻変動を受けた事がわかる。

一般に分布する地層は、北部は中新世中期の富士川

層群万沢累層、南部は中新世後期～鮮新世の富士川層群浜石岳累層であり、粗粒の堆積物が多い。

1 新 第 三 紀

(1) 西八代層群古関川累層（中新世前期）

古関川累層は、毛無山地・天子山地に分布している地層の中で最も古い地層である。この地層は、主として塩基性火山岩の溶岩と、火砕岩とからなり、まれに凝灰質砂岩や砂岩・泥岩の薄層をはさむ地層である。

毛無山地に分布しているのは、凝灰角礫岩や凝灰質砂岩が多い。凝灰角礫岩は玄武岩や各種安山岩の角礫より成り、全体的に緑色を帯び、淡青色、赤紫色、赤褐色等の角礫が入り混じる。

毛無山地西方の下部川流域では、下部町湯ノ奥の東方に分布し、玄武岩溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰質砂岩から成っている。

富士宮市域では、割石峠から西方に凝灰角礫岩・凝灰質砂岩が、根原地区西方の A 沢貯水池付近では、凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・泥岩が、そして麓地区周辺では、凝灰角礫岩、凝灰質砂岩・安山岩などが分布している。一般に毛無山地の本層には、石英閃緑岩が貫入しており、岩石は熱変質を受けて、ホルンフェルス化

しているものが多い。走向は、下部町湯ノ沢奥の東方では南北性であり、割石峠からA沢貯水池付近では、南北性、麓地区付近では、ENE—WSW 性で複雑に変化している。

(2) 西八代層群一之瀬累層 (中新世中期)

一之瀬累層は、古関川累層の上位に整合に重なる地層で、泥岩と白色を帯びた細粒ないし、軽石質の輝石石英安山岩質凝灰岩で特徴づけられる。(松田, 1960)

従来、この地層の堆積時代は、中新世前期 (松田, 1960) と言われてきたが、有孔虫の研究 (千地・紺田, 197?) により、中新世中期から中新世後期にわたる事が判明した。

下部川流域では、下部町湯ノ奥から東北東に伸びる沢に分布し、酸性凝灰岩をはさんでいる。一般走向は、N 70°~80°E で傾斜は北落ちである。

栃代川流域では、下部町栃代付近に分布し、泥質岩の間に白色の凝灰岩や凝灰質岩をはさんでいる。一般走向は、N 70°~80°E で傾斜は南落ちである。

富士宮市域では、金山沢の南に分布し、一般走向は N 50°~60°E で傾斜は南落ちである。

湯ノ奥東の一之瀬累層中のナンノプランクトン化石 (岡田)

Calcidiscus cf. *macintyre*
Coccolithus pelagicus
Cyclicargolithus floridanus
Dictyococcites sp.

Discoaster cf. *deflandrei*
) cf. *variabilis*
Discoaster sp.

Pontosphaera multipora
Reticulofenestra cf. *gelida*
 R. cf. *haqii*
 R. cf. *minutula*
 R. cf. *pseudoumbilica*

Sphenolithus cf. *abies*
 S. *moriformis*

Sphenolithus sp.

(3) 富士川層群万沢累層 (中新世中期~後期)

従来、富士川層群万沢累層は、西八代層群の上位に整合に重なる下部累層と対比されてきた (松田, 1960) が、有孔虫の化石から、西八代層群一之瀬累層と、その上位の醍醐山累層にはほぼ対比される事が判明した。

下部累層は礫岩・砂岩を主とし、凝灰質で、暗緑灰色の安山岩質凝灰岩・白色の石英安山岩質凝灰岩・泥岩などをはさんでいる。

上部は、砂岩・泥岩のリズミカルな互層である。一般に、下部累層は玢岩等の貫入を受けている事が多い。

猪之頭地区西方から南の長者ヶ岳にかけては、礫岩・凝灰質砂岩が主であり、比較的層厚の薄い砂岩・泥岩の互層が、これらの地層にはさまれて分布している。礫岩の礫質は、先新第三系の堆積岩・チャート・閃緑岩類・玄武岩・各種安山岩で、一般に直径 30 cm 以下 (普通 10 cm 前後) の円礫ないし、垂円礫で構成される。充てん物に黒色泥岩の不規則な小片を多数含んでいる。また、礫岩層の外観は、新鮮面では暗灰色~黒色、風化面では、黄灰色~灰白色を示すものが多い。

猪之頭一湯ノ奥林道の猪之頭入口付近には、小規模な向斜構造が見られ、断層も存在するが、一般走向は、分水嶺付近の N 60°E から東に来るにつれて南北性に変化している。



写真1 天子ヶ岳の互層~林道天子ヶ岳線

長者ヶ岳以南では、次第に砂岩・泥岩の互層が多くなり、白色の酸性凝灰岩をはさむ。天子ヶ岳付近は、ほぼ南北性の軸を持つ向斜構造になっており、この構造は、稲子川上流の入山付近まで続いている。地層の傾斜は向斜軸から遠ざかるにつれて急になり、断層粘土を持つ走向断層も見られる。

天子ヶ岳付近の浮遊性有孔虫の化石
(斉藤・植松：未発表)

Globigerina nepenthes TODD

Globigerinita glutinata EGGER

Globigerinoides obliquus BOLLII
)) *quadrilobatus* d'ORBIGNY
)) *saccu lifer* BRADY
)) *trilobus* REUSS

Globoquadrina altispira altispira CUSHMAN & JARVIS
)) *venezuelana* HEDBERG

Globorotalia conomizea KENNETT
)) *lenquaensis* BOLLII

Orbulina universa d'ORBIGNY
Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina
 SCHWAGAR

大倉川ダム西方の浮遊性有孔虫の化石
(斉藤・植松：未発表)

Globigerina bulloides d'ORBIGNY

Globigerinita glutinata EGGER

Globigerinoides obliquus BOLLII
)) *quadrilobatus* d'ORBIGNY

Globoquadrina dehiscens CHAPMAN PARR & COLLINS
)) *venezuelana* HEDBERG

Globorotalia conoidea WALTERS
)) *plesiotumida* BLOW & BANNER

Orbulina suturalis BRONNIMANN
)) *universa* d'ORBIGNY

Pulleniatina primalis BANNER & BLOW

Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina SCHWAGAR

(4) 富士川層群相又累層 (中新世後期)

相又累層は、主として紫蘇輝石・普通輝石安山岩・角閃石輝石安山岩の凝灰角礫岩・凝灰岩及び溶岩で特徴づけられ(松田, 1960), 間に凝灰質砂岩と泥岩の互層がはさまれている。

富士宮市域では、天子ヶ岳山頂部に輝石安山岩・玄武岩及び玢岩の角礫から成る火砕岩があり、相又累層に対比される。

(5) 富士川層群浜石岳累層 (中新世後期～鮮新世)

浜石岳累層は、富士川層群の最上部に位置する累層で、いわゆる浜石岳礫岩を主体とし、礫岩及び砂岩から成る地層である。

礫質は、先新第三紀の堆積岩・新第三紀の各種安山岩・石英閃緑岩及び相又累層の大きな安山岩塊や火砕岩塊を含んでいる。

相又累層は、主として富士川西域に分布しているもので、これらの礫と共に、西側から供給された事がわかる。

この地層は、芝川町稲子から大倉ダムへ延びる野下断層・稲子断層を境界として、万沢累層の東に接しており、富士宮市域では、大倉川ダム西岸から坂林付近に分布している。

2 鮮新世, 洪積世

(1) 蒲原礫層 (鮮新世～洪積世)

蒲原礫層は、浜石岳礫岩層よりやや明るい暗緑色の凝灰質の砂を充てん物とする礫層で、明瞭な層理を示し、地層中にレンズ状の褐色砂岩層がはさまれている。礫層の礫は良く円磨され、礫の大きさは、直径 10 cm 以下が多く、一般に浜石岳礫岩中の礫よりも小さい。

礫質は、チャート・砂岩・頁岩・礫岩・閃緑岩類・玢岩・各種安山岩類などで、浜石岳礫岩層のものと非常に良く似ており、淡緑色～緑灰色の礫を割合多く含

んでいる。

富士宮市域に接する富士川左岸の芝川町古田付近の本層は、明瞭な層理を示し、直径 10 cm 以内の礫で分級も良い。ここでの走向はほぼ南北であり、傾斜は東へ 80°内外とかなり急斜している。

(2) 岩淵集塊岩 (洪積世前期)

岩淵集塊岩は、岩淵火山群の活動の前兆となる火山活動で噴出した火砕岩である。この集塊岩は、灰色または暗灰色の凝灰角礫岩・凝灰岩・火山角礫岩などから成り、赤紫色の複輝石安山岩の角礫が含まれているのが特徴である。

沼久保地区の西方、芝川町古田の富士川左岸には、数百 m にわたって、この火砕岩がほぼ直立している露頭があり、集塊岩の間には、水の作用によって成層したとみられる粗粒砂岩層や、堆積岩起源の垂円礫が存在している。また、明星山西方の富士川左岸には、蒲原礫層が火砕岩とインターフィンガーした露頭が見られるので、火砕岩が噴出している間も砂礫の堆積が続いていたものと考えられる。

芝川町古田付近の岩淵集塊岩は、下位の蒲原礫層と同様に南北性の走向で、東へ 80°と急傾斜しているが、明星山西方では、走向は南北性であるが、やや傾斜は 40°東と緩やかである。

(3) 鷺の田礫層 (洪積世)

岩淵集塊岩より上位では、火山活動のため、凝灰岩・凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩が多くなり、層理面が次第に不規則になって地層の傾斜も次第に緩やかになって来る。これらの現象は、岩淵集塊岩の活動を境にして地殻変動が起こり、堆積環境が急激に変化していった事や、この地域が、東へ傾きながら堆積が行われていた事などを示している。

この礫層は、蒲原礫層や岩淵集塊岩の噴出に引き続き堆積した入り江の地層で、下部は主に凝灰質シルト層と砂層で、上部は主に礫層で特徴づけられる。

この礫層の下部層は、富士川町南松野に良く発達し、

その中の凝灰質シルト層には良く植物化石や貝化石を含んでいる。

この礫層の下部層は、沼久保地区西方の富士川左岸に露出し、地層は礫層や砂層、凝灰質シルト層から成り、流木を主とする植物の破片が多く含まれている。また、一部に直径 30 cm 内外のマッドボール(泥岩球)がはさまれている。

この礫層の上部層相当層は、星山放水路の左岸及び放水路西方の砂利採取場に礫層として良く発達しており、層間に葉理を持つ薄い砂層及びシルト層をはさんでいる。礫層の間に砂やシルトがレンズ状になって存在する事があるが、これらは上位の礫層が堆積する時に削り取られたものである。

富士宮市域周辺で、鷺の田礫層の下部層と上部層が同時に見られる露頭は 2 箇所であるが、そのいずれにも侵食の時期があった事を示す証拠が観察される。

(植松征矢)

§ 2 富士宮市域の富士火山の地質

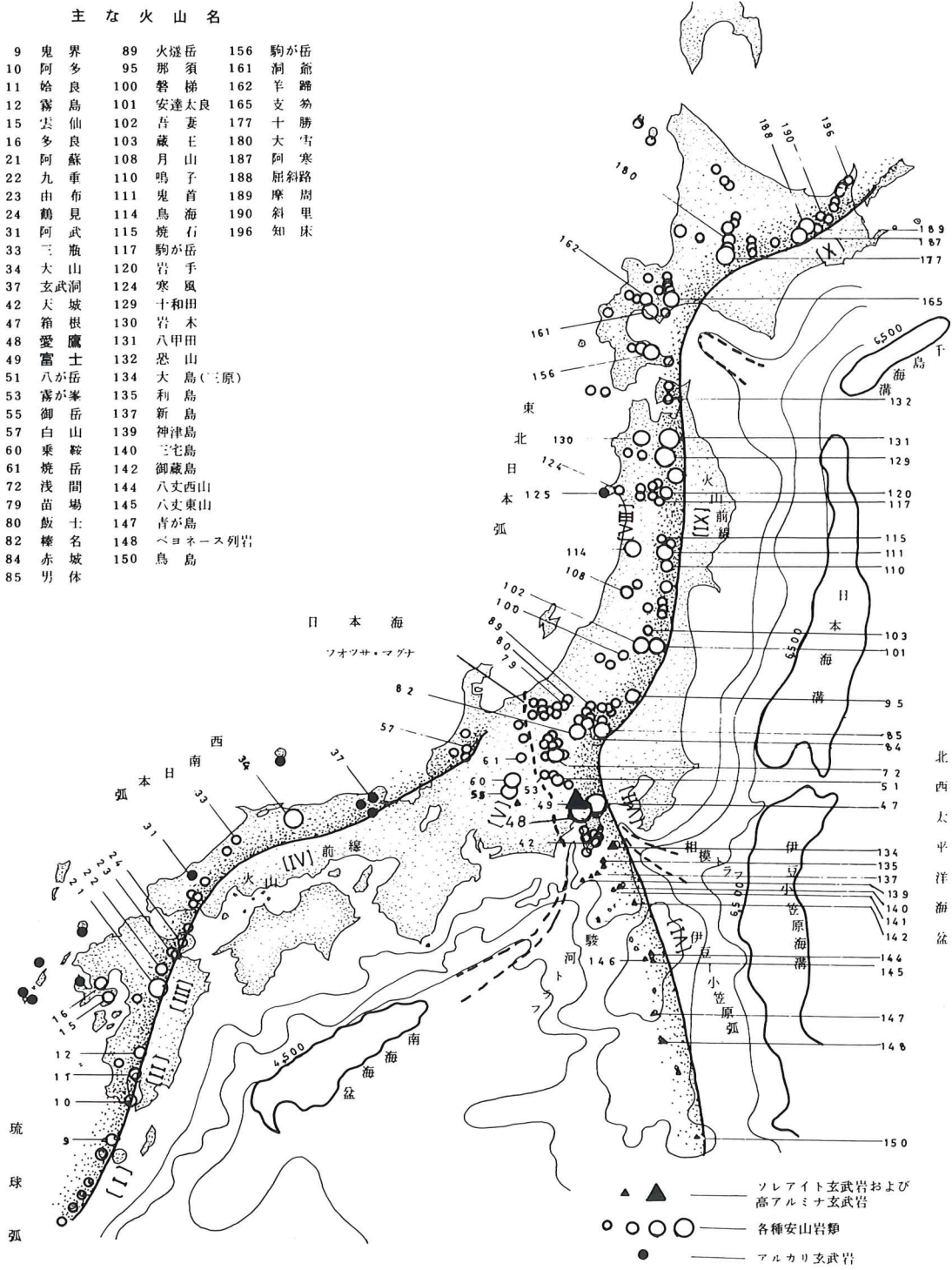
1 富士火山の活動史

富士火山の活動は、まず小御岳火山の活動によって開始された。厳密には、富士火山の活動は、古富士火山の活動によってスタートしたことになるが、富士火山の山体を構成する主なメンバーの 1 つである小御岳火山の活動を除外しては、富士火山の地質を語る事ができない。

(1) 小御岳火山の活動

小御岳火山は、近隣の愛鷹火山・箱根火山・八ヶ岳火山の諸火山と共に、東北日本火山帯に所属する富士火山帯北帯に活動した火山である。

この東北日本火山帯の東縁は、第四紀の東北日本火山フロント(火山前線)と呼ばれている。この火山フロントは、海洋プレートの太平洋プレートが、大陸プレート(アムールプレート)の、日本列島の下にもぐ



西南日本火山帯：〔I〕霧島火山帯・〔II〕阿蘇火山帯・〔III〕大山火山帯（白山火山帯） 乗鞍火山帯：〔V〕乗鞍火山帯
 東北日本火山帯：〔VI〕〔VII〕富士火山帯（〔VI〕富士火山南帯・〔VII〕富士火山北帯・〔VIII〕鳥海火山帯・〔IX〕那須火山帯
 ・〔X〕大雪火山帯（千島火山帯）

図6 日本の第四紀火山フロント（通産省 日本地質アトラス～1982～・他による）

り込む日本海溝から、西～北西側に、約 100 km 隔てた位置を走っている重要な火山帯の前線である。

小御岳火山の噴出位置は、南部フォッサマグナの、第三紀中新世の地層の分布する山地に取り囲まれた、富士盆状地の中央部、すなわち、古駿河湾の湾奥部、駿河トラフの北域に相当している。言い換えれば、小御岳火山の噴出位置は、東北日本と西南日本の境界部に相当し、更に、日本列島を縦断する中央構造線の、屈曲部の外帯側に接した位置であり、地殻の大きな変動帯にもなっている。

活動の基盤については、津屋弘達博士は、主として富士市中富士本の岩倉ボーリング・データや、側火山の宝永噴火の放出物の研究、及び周囲の山地の地質構造・発達史などの検討結果から、新三紀中新世の地層（御坂層相当層）と推定された。すなわち小御岳火山は、この地層を基盤として、その上に活動し、現在標高 2,314 m を示す山体を形成したものと推察される。

小御岳火山の活動期は、BP. 数 10 万年（約 BP. 38 万年以後）と推定されている。この時期は、地質時代の上で、第四紀洪積世（BP. 170 万年～BP. 1 万年）の後半である。また第四紀の氷河期の上では、ギュンツ・ミンデル間氷期～ミンデル I・II 期（寒冷期）～ミンデル・リス間氷期～リス I・I/II・II 期（寒冷期）に相当している。

殊に小御岳火山・愛鷹火山などの活動の最盛期は、ほぼミンデル氷期に相当するものと推測されるので、海面は現在よりも 100 m 内外低く、ミンデル・リス間氷期（海面は現在より 30 m 上昇）でも、なお海面より 50 m 高い陸上に噴出したと推測されている。

(2) 古富士火山の活動

古富士火山の噴出位置は、ほぼ現在の富士火山の山頂火口の直下と推定されている。すなわち、小御岳火山の火口の位置から、5°南西へ約 3,700 m 隔てた地点に、古富士火山は火口を開いた。

火口は、小御岳火山の山腹、標高 1,200 m～1,300 m

付近で、最終的には、標高 2,700 m に達した。従って、放出された大量の噴出物が、小御岳火山の山体を広く覆ったために、この時点で富士火山は二階建て構造になった。

古富士火山の活動時期については、未だその開始期も、終止期も、厳密には明らかになっていない。しかしながら、溶岩流から得られたデータによれば、最も古い溶岩流は、BP. 25,300 年±100 年、最も新しい溶岩流は BP. 16,500 年±400 年である。

これに対し、都立大の町田洋博士は、テフロクロロジーの立場から、古富士火山の活動開始期を、約 8 万年以前とおさえた。その根拠として、富士山東麓の湯船原付近に堆積しているテフラ中に、BP. 7 万年～9 万年と年代測定された御岳 PmI 層が挟在し、ほぼこれを境に、玄武岩質スコリアが急激に多くなっている事実注目した。このころ愛鷹火山も箱根火山新期カルデラも活動が終わっているため、玄武岩質スコリアは、古富士火山の放出物に対比されるという。

町田博士は、更に御岳 PmI 層の下位に、古富士火山活動の初期、またはそれに先立つ時期の、大量の軽石層が存在することを報告されたが、未だ詳細は入手されていない。

BP. 約 1 万年になると、火山活動の不連続は認められないが、活動様式の著しく異なる火山活動が始まって、約 1 万年間にわたって、多量の溶岩流を四方へ流下した。

この活動について、津屋博士や筆者は、新富士火山旧期としたが、町田博士は古期富士火山第 II 期とし、その後約 4,000 年間の静穏期を迎えたものとした。また古富士火山第 II 期には、全期間を通して、富士黒土層が降下堆積したといわれる。

(3) 新富士火山の活動

新富士火山は、ほぼ古富士火山の火口の位置に火道を開いて、活動を開始したものと推測される。その噴出物は、古富士火山の山体を殆ど覆いつくして、3 階

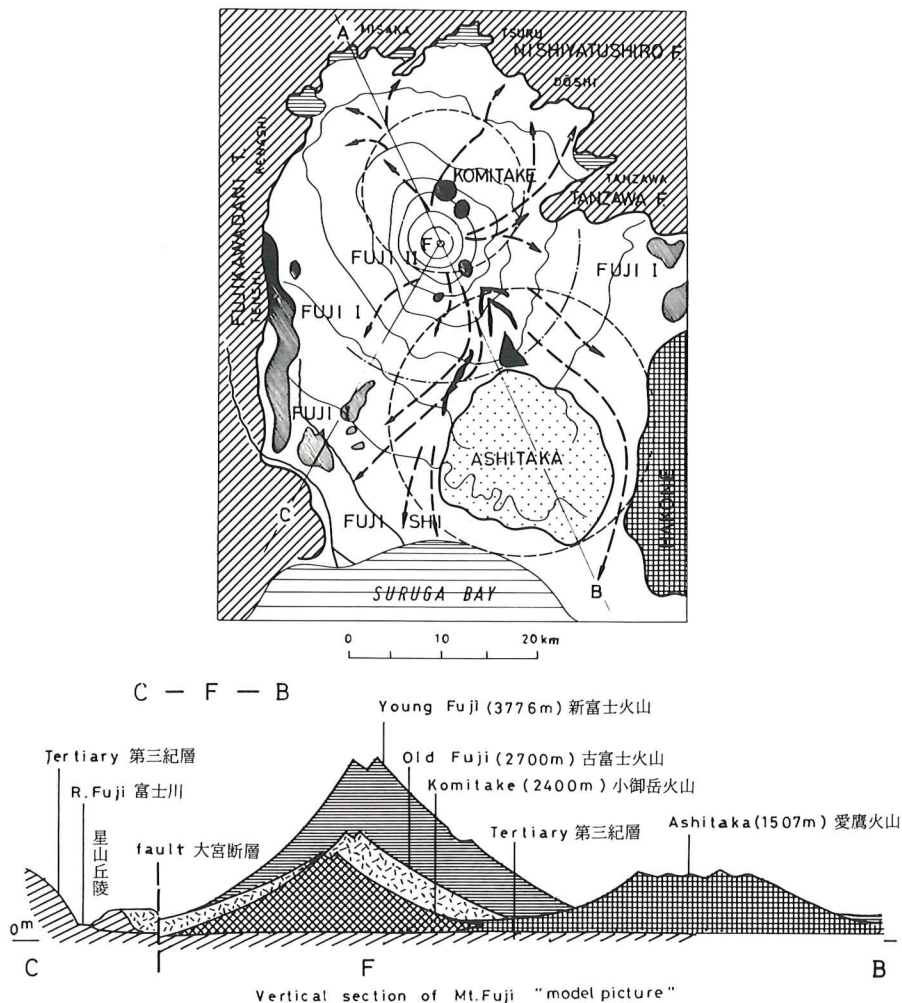


図7 愛鷹・小御岳・富士火山の関係を示す分布図および新富士火山溶岩流の流向概念図（津屋博士原図使用）

建て構造を形成し、現在見る地理学上のコニーデ型の、成層火山を形成した。

新富士火山の活動期は、大淵溶岩流（BP. 13,760年±300年）及び相当溶岩流を基底溶岩として、現在まで続いている。現在集積されたデータによれば、古富士火山と新富士火山の活動の間隙は、約2,000年内外の静穏期である。

現時点で、古富士火山の活動から新富士火山の活動への推移について言えることは、古富士火山の活動形式が、一般的には爆発型で、爆発指数が高く、活動期は氷河期のヴェルム氷期の最盛期であったことと、玄武岩質溶岩流を噴出した古富士火山の活動から、安山

岩に近い玄武岩（古くは富士岩）の溶岩流を大量に噴出した新富士火山の活動に移ったということである。

津屋博士は、新富士火山の活動期を、旧期・中期・新期の3期に区分した。筆者の富士市域の調査結果（1986）では、新富士火山の旧期と新期の間には、時代を区分するにたる明確なギャップを発見することができなかった。むしろ、新富士火山の活動は、溶岩流の岩質の特性・噴出量と流動性・分布のパターン・野外観察の結果などから、旧期の開始期が最も盛んで、中期～新期と次第に弱まり、現在の静穏期に続くものと解している。

しかしながら、新期活動期には、津屋博士の旧期・

表3 第四紀地質年代対比表 (井尻・湊両博士：1976)

時代区分	氷期	編年 BP. × 10 ³ 年	気候	海面変化	文化階梯	人類	火山活動	地質	
沖積世 (完新世) (現世)	亜アトラント期		W		弥生時代 繩文時代 晩期 後期 中期 前期 早期	新期火山群	新富士火山	上部有楽町層 有楽町貝層	
		2.5							2・3 江古田III
	亜ボレアル期	4.0 4.5	C						3・1 安行(古)
									4・5 加曾利(古)
	アトラント期	8.0	W	+2m					6・1 沼サング
	ボレアル期	9.0	C	-15m					
洪積世 (更新世) 後期	先ボレアル期	10.0	C		細石器文化層	新 クロマニヨン人	中期火山群	下部有楽町層	
	新ドリラス期 アレレード期 最古期 ドリラス期	11.0	C						11・1 浅間第二軽石
		12.2							11・8 江古田V
		13.0	C	-70m					
	ヴュルム氷期後期	14.0							
	ヴュルム氷期IV 亜氷期	16.0							16・0 浅間軽石流
	ヴュルム氷期III 亜氷期	20.0	C	-130m~ -140m					17・0 関東ローム第II黒色帯
	ヴュルム氷期最盛期	25.0	W						24・1 古富士泥流
	パウドルフ間氷期	26.0							24・9 関東ローム第I黒色帯
	主ヴュルム氷期I	29.0	C	-100m					28・9 江古田IV
	ヴュルム氷期第II 亜氷期								
	ゲトワイゲル間氷期	44.0	W						
古ヴュルム氷期	72.0								
ヴュルム氷期第I 亜氷期									
リス・ヴュルム間氷期II (エエム温暖期)	150.0	W	II + 8 ~ 5 m I + 18 ~ 15 m						
洪積世中期	リス氷期	リス亜氷期II リス亜氷期I	C	-100m ±		ネアンデルタール人 旧人	古富士火山 愛鷹火山 小御岳火山	立川ローム層 立砂レキ層 武蔵野ローム層	
	ミンデル・リス間氷期 (ホルスタイン暖期)		W	II + 30m I + 45m	380.0 愛鷹火山・小御岳火山活動				
	ミンデル氷期 II I		C	-100m	450.0				
	ギュンツ・ミンデル間氷期 (クロムメル暖期)		W	+60m ±					
洪積世前期	ギュンツ氷期 II I		C			原人	旧期火山群	下未古ローム層 上部多摩ローム層	
	松山逆帯磁時代	ドナウ/ギュンツ温暖期							
		ドナウ寒冷期							
	ハラミロ事件	900.0~ 1000.0							
	オールドバイ事件	1700.0							

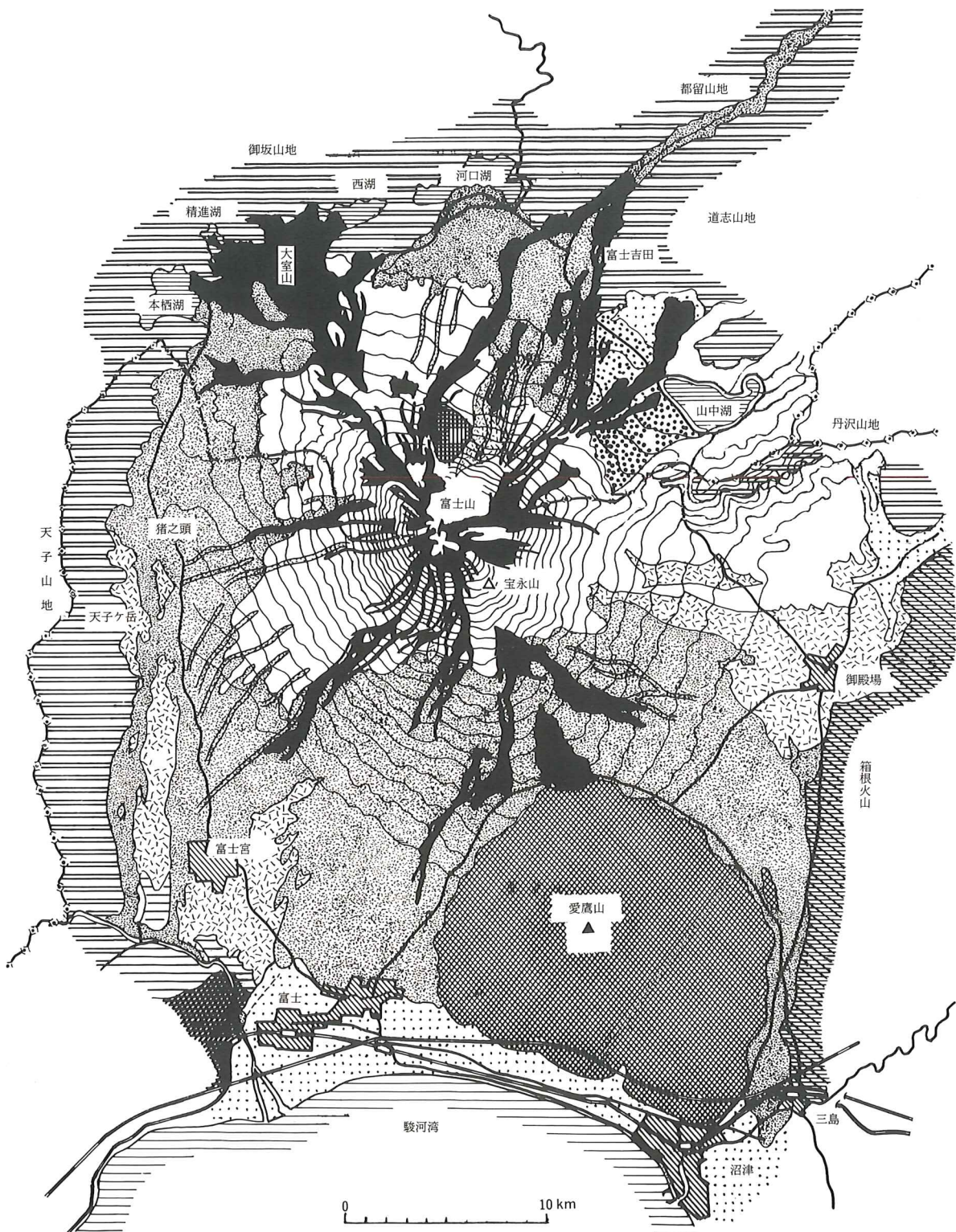


図8 富士火山地質略図 (津屋弘達博士 (1968) 原図。小川改訂)

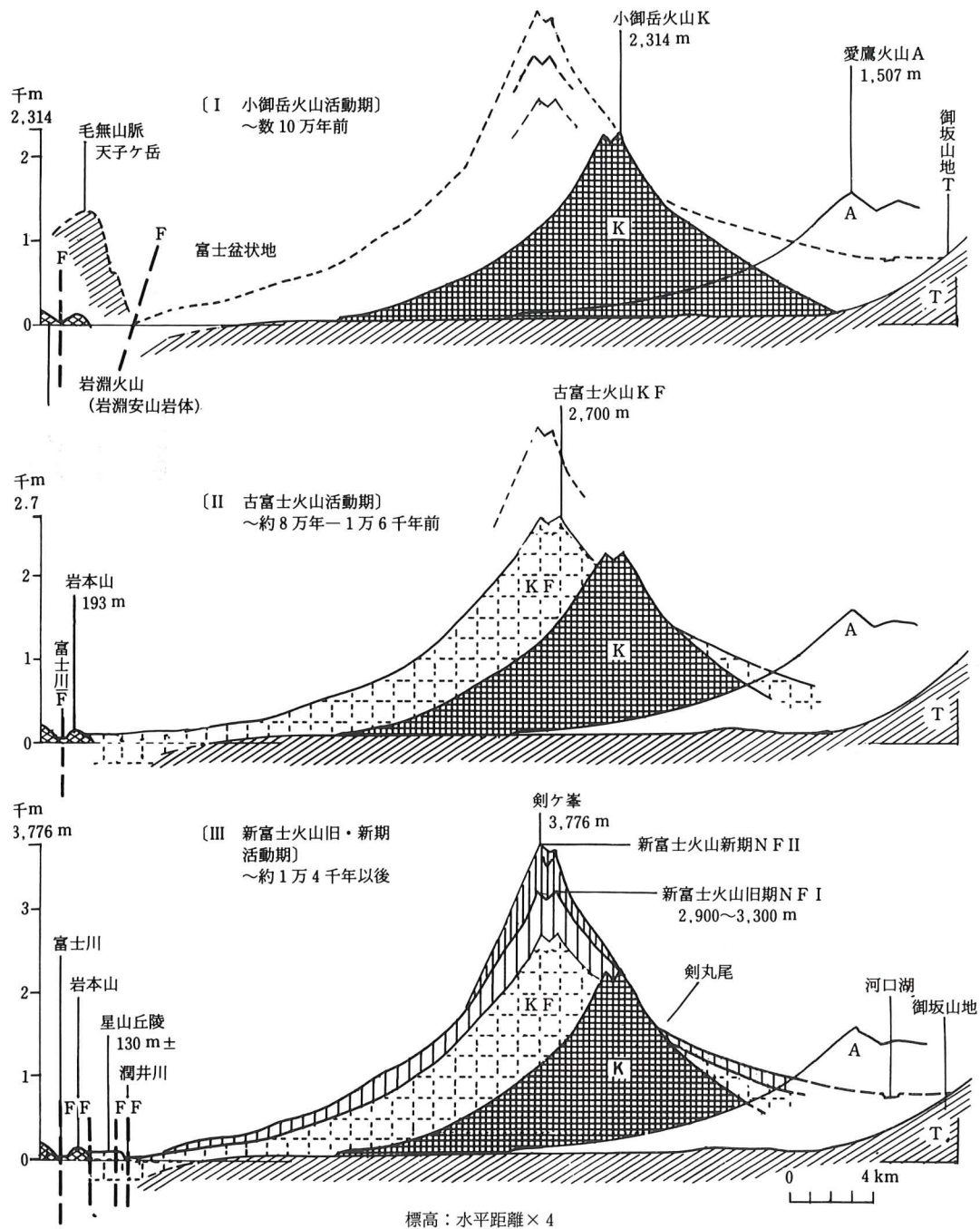


図9 富士火山活動史を示す構造図

表4 富士火山噴出溶岩流¹⁴C測定データ (1985年基準)
 測定者: TK; 東大, GAK; 学習院大 (木越), JLS; 静大 (鮫島・山田), JLK; 京都産業大 (山田)
 試料: (Tu); 津屋弘達, (OT); 小川孝徳, (KG); 関東ローマ研究グループ, (O); 小川賢之輔

文化年代	母岩・関連噴出物	¹⁴ C測定値: BP年	測定者記号	試料	試料採集地	摘	要
	(古富士火山)	25,300±100 24,100±400 21,200±950 19,000±500 18,560±430 18,500±300 17,700±300 16,610±360 16,500±400	58 55 52 51A 51 50 56	JLK 75,086 GAK 224 GAK 255 GAK 2,319 GAK 9,733 JLS 70,011 JLS 70,010 GAK 9,734 GAK 318	木片 天然木炭 No. 620, 204 ヒノキ 天然木炭 ヒノキ スギ 天然木炭	富士宮市大石寺本堂下 駿東郡小山町 箱荒沢坑内 富士宮市黒田 (潤井川左岸) 富士宮市杉田不動ノ滝 (天間沢) 富士宮市黒田 (潤井川左岸) 富士宮市黒田 (潤井川右岸) 富士宮市杉田不動ノ滝 (天間沢) 御殿場市	(O) 小川賢之輔 (O) 小川賢之輔 35°19'12"N・138°52'30"E: (KG) 蓮華寺泥 流上泥炭層
旧石器末期 縄文早期 7,700 縄文中期 4,500 縄文後期 3,106 縄文後期	(新富士火山) 大淵L相当層直下泥炭層 芝川L ? 入山瀬L 市兵衛沢L 葛蒲池L	13,760±300 10,730±90 7,400±50 (?)6,000± 3,800±130 3,610±20	15 18	GAK 7,094 GAK 7,392 JLK 75,087 GAK 391 JLS 70,007	炭質木片 木片 木片 木炭	富士川国鉄鉄橋上流左岸河床 芝川町古田 (富士川河床) 忍野村内野小ブツ沢 1610mh富士宮市2合目者荷岳 葛蒲池西方: 富士宮市	地調試料No. 77, 926~山崎晴雄 地調: 山崎晴雄: 古田水中堆積物 (堰上湖)
	日本ランドL 滑沢L 焼野L 焼野L 日沢L 不動沢L 剣丸尾第1層 日沢L	3,040±50 3,040±50 2,880±80 2,800±30 2,620±60 2,600±60 2,500±70 2,490±70 2,490±20 2,480±80 2,470±70 2,420±24 2,360± 2,360±100	静大9 27 26 18 21A 26 39 16 26A 59A 14 21	大沢 木片 天然木炭 木炭 木炭No. 680. 601-4 木片 木炭 木炭 No. 642. 524 木炭 木片 ケヤキ 木片 No. 670. 101 木炭 No. 680. 601-4	大沢扇状地扇頂部: 鮫島輝彦 富士市勢子辻西方蛇窪線西端 富士宮市上井出林道11番小屋跡 富士宮市上井出林道11番小屋跡 日沢左岸: 富士宮市表富士周遊道路 富士宮市大沢扇状地扇頂部 富士宮市大沢扇頂部 十万石林道滑沢 新五合目下 富士宮市大沢扇状地扇頂部 小山町上柴怒田 下吉田中央道橋脚下の道路 日沢左岸: 富士宮市表富士周遊道路	(O) 小川賢之輔N: L上ローム層(含NILレキ)	
2,300 弥生前期 弥生中期	古富士泥流上OLFm上層	2,300±90 2,200± 2,100±100	19 25	GAK 1,611 JLS 70,006	木炭 木炭	カンカン沢: 富士宮市上井出 小山町須走	鮫島輝彦採集

文化史年代	母岩・関連噴出物	¹⁴ C測定値: BP年	測定者記号	試料	試料採集地	摘	要
1.800 弥生後期	青沢L第2層 AOS	2,040±150	15 GAK	木炭 No.680,601	大富士ゴルフ場:富士市	鮫島輝彦採集	
1.500 古墳後期	大淵丸尾 日本ランドL 青沢L Aos 不動沢L 不動沢L II	1,750±70 1,490±30 1,460±20 1,170±20 1,160±0	18 JLS 37A JLK 15C JLK 16D JLK 16A JLS	木炭 木炭 木炭 木炭 木炭	須山黒塚火山灰 若荷岳下曲り角 新五合目下 表富士周遊路七曲	富士宮市二合目	噴火:延暦19年3月14日から4月17日まで富士山頂から噴火し、昼は煙で暗く夜は光火が天を明るく照し、雷のような音が聞こえ、灰が雨のように降り山麓の河水は赤くなった。 延暦20年末:富士山噴火して昼夜つねに明るく砂礫がアラレのように降る。富士山の焼石が道をふさいだので、相模国の足柄路を廃し箱根路を開く。(以下日本紀) 延暦21年:富士山の東麓に小山があり谷に新山という。もと平地であったが3月に噴火して10日にして山になった。(富士山記) ※21年出現の小山はどこか不詳。 噴火~寒川神社記録。 富士宮市二合目
AD(870) AD(864~865) 1,111~1,110	青沢L 不動沢L II 長尾山L 青木ヶ原丸尾	1,140±60 1,126±20 1,110±20 1,040±80	15 JLS 16C JLK 2A JLK 静大2	木炭 No.680,601 木炭	若荷岳下曲り角 表富士周遊路七曲 木柵第2穴末端		噴煙(噴火):……もゆる火を雪もてけち、降る雪を火もてけちつつ……石花海(セノウミ)とつけてあるも、その山のつつめる海ぞ……(万葉集) 噴火:貞観6年5月ころ富士山噴火し、その勢はげしく、山が焼けること12許里、火炎が上がること高さ20許丈で雷があり、地震が3度起こり10日以上過ぎても噴火はやまなかった。……(三代實録) 山脚ついに破裂して灰石を雨降らしその一部北西の湖中に墜落し、湖水のために沸騰す。……(旧記) 山頂火口活動:噴火(?) 山頂火口内に沸騰池あり。 噴煙:……(都良香の富士山記)(古今集) 富士山中央火口に焚く。……(寒川神社記録) 噴火休止:……(三代実録)(古今集) 噴煙:……(大和物語) 噴火?:大宮(富士宮) 浅間神社焼失
AD(870) 1,105	貞観12年 貞観6~7年						
AD(889~905) 1,073~1,075 AD(918~926)	寛平元年 ~延喜5年 延暦18年 ~延長4年						
1,049~1,057 AD(932) 1,043	承平2年						
AD(937) 1,038	承平7年						
	鷹丸尾	1,030±20	21B JLK		山中湖村鷹丸尾		噴火:神火水海を埋む(日本紀略) 山中湖第1次:AD400~500

文化史年代	母岩・関連噴出物	¹⁴ C測定値：BP年	測定者記号	試料	試料採集地	摘 要
A D (951頃) 1,024頃						山中湖第2次：A D 937 噴煙（噴火）：（後撰集）
A D (993) 982 A D (999) 976	剣丸尾第1層 Ken 1	980 ± 30	14B J L K 78, 152		富士吉田市下吉田下の道。高速道 橋脚（1979年測定）	噴煙：（伊勢集）（家集） 噴火？ 噴火：『不字御山』焚く（本朝世紀） 剣丸尾第1層下から（南宋：淳化元宝）：A D 990の古銭出土～鋳造後9年目。 （史料日記） 噴煙（噴火？）：
A D (1,017) 958頃	剣丸尾第1層？ Ken 1？	940 ± 60	G A K 136		大沢扇状地頂部	噴火：富士山 峰より起り 山脚に至る（日 本紀略） 埋積砂層 噴火：富士山焼焼（扶桑記略）
A D (1,083) 892 A D (1,205頃) 770頃	剣丸尾第1層 Ken 1					噴煙：（新古今集）
A D (1,225頃) 750頃						噴煙：
A D (1,240頃) 735頃						噴煙：（宗尊親王の歌：東関紀行）
A D (1,275~1,280) 695~700						噴煙休止（十六夜日記）
A D (1,329) 644						地震：出頂崩壊（太平記）
A D (1,340頃) 635頃	印野丸尾 Inn 印野丸尾胎内 Inn	690 ± 90 690 ± 90	G A K 22A G A K	木炭	印野胎内	溶岩樹型：藤村郁雄採集
A D (1,511) 464						噴煙：（宗良親王の歌：新千載集・統古今集）
A D (1,521頃) 454頃						噴火：鎌岩焼ゆ（妙法寺日記）
A D (1,560) 415						噴煙後休止
A D (1,615頃) 360頃						噴火：（日本災異誌）
A D (1,700) 275						噴煙：（日本西教史、篠枕）
A D (1,707) 268	宝永山噴火	316 ± 20	43 J L K 595, 077	木炭	御殿場市ニッ塚	噴火：（伊東志摩守日記） 他：星屋文書 林文書～御殿場市 鈴木文書～山北 滝口文書～吉久保

表 5 新富士火山噴火史 (有史以後) 津屋弘達博士 (1968) による

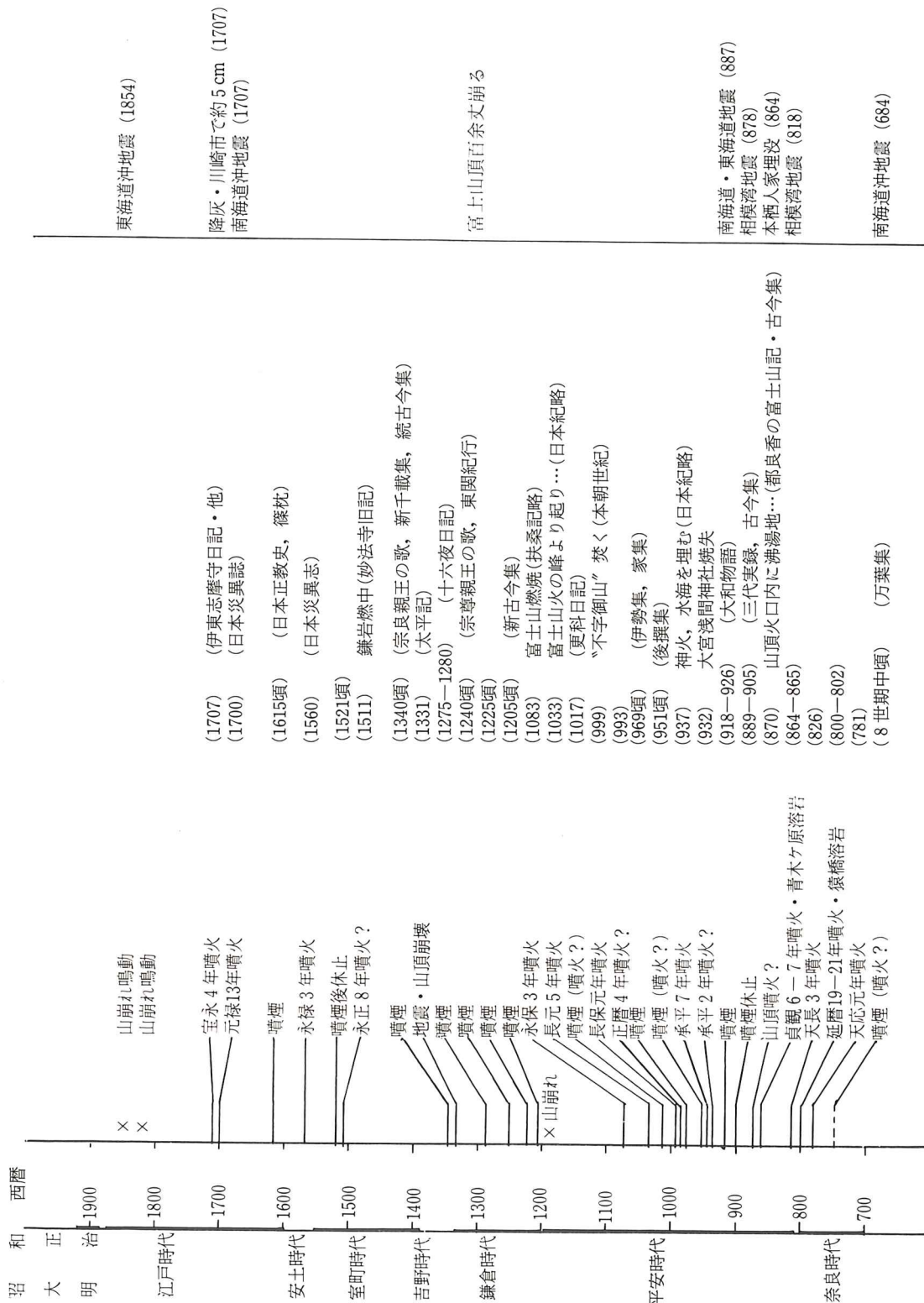


表6 富士火山活動史と第四紀対比表〔I〕

地質年代区分		水河時代区分			主として バルト海 古地理 井尻・端山 (1970)	海面変動 井尻・端山 (1970)	火山活動 井尻・湊 (1974)	文化史 主として貝塚・成瀬, 1977	
		地学ハンドブック 大久保・藤田(1984)	地学事典 (1981)	(気候)					
1,000	沖積世 (完新世) (現世)	亜アトランス期	W	マイア海	有	新期火山群 (火山地形の明瞭なもの、 または活動的なもの)	新富士火山	大化改新	
2,000								1,285	
3,000								1,735	古墳時代
4,000								2,300	弥生時代
5,000								3,000	晩期
6,000								4,000	後期
7,000								6,000	中期
8,000								10,500	前期
9,000								10,500	早期
1万年								18,000	10,000
1.1	第四紀 (BP. 一七〇万年〜現代 AD. 一九八五年)	新ドリマス期 11,000	C	進	前期有楽町海進	中期火山群 (ウエルデッドタフ・ パミスフロウなどの噴出物・ カルデラ形成)	富士火山	原土器時代	
1.2								12,200	先土器時代
1.3								旧ドリマス期 (ペーリング期)	先土器時代
1.4								最古期 ドリマス期	先土器時代
1.5								16,000	先土器時代
1.6								ヴェルム最盛期	先土器時代
1.7								バウドルフ亜間氷期	先土器時代
1.8								28,800	先土器時代
1.9								29,000	先土器時代
2万年								主ヴェルム亜氷期 I ゲトワイゲル亜間氷期 (W)	30,000
3万年	44,000	30,000	30,000	30,000	30,000	先土器時代			
4万年	50,000	30,000	30,000	30,000	30,000	先土器時代			
5万年	古ヴェルム亜氷期	30,000	30,000	30,000	30,000	先土器時代			
6万年	70,000	30,000	30,000	30,000	30,000	先土器時代			
7万年	古ヴェルム期	30,000	30,000	30,000	30,000	先土器時代			
8万年	リス・ヴェルム間氷期 (エムエム温暖期)	リス・ヴェルム 間氷期	W	モナストリア 海進	モナストリア 海進	古富士火山	先土器時代		
9万年									

表7 富士火山活動史と第四紀対比表〔II〕

年	地質年代区分 (第四紀後期)	永河年代区分 (天久保・藤田：1984)	津屋 (1968)		町田 洋 (1978)				小 川		
			活動期		活動期	テフラの区分	噴出物の量比と活動のタイプ 降下火砕物 火砕流 溶岩流	火山地形の発達	周辺地域	活動期	
0年											
1千年	沖積世 (完積世) (現世)	亜アトラント期 (W)	新 富 士 火 山	新 富 士 活 動 期	新 富 士 活 動 期	(中)(中)(中) (混合型)新期テフラ 7km ³ 古墳 弥生-縄文晩期 大淵丸尾テフラ 溶岩流テフラ 側火山 カワゴダイフ パミス 大沢ラビリ	海抜3776m 山体上部に新しい成層火山発育	セノウミが精進湖・西湖に分かれた 山中湖形成 忍野湖干上がる 芦ノ湖・二子山形成	新 富 士 火 山	新 富 士 火 山 新 期	表富士周遊道路以上(山腹) 新期テフラ・溶岩流・側火山
2千年		千年 2.5									
3千年		亜ボレアル期 やや (C)									
4千年		(4.0~) 4.0~4.5									
5千年	アトラント期 (W)		新 富 士 火 山 旧 期	活 動 静 穏 期	活 動 静 穏 期	アカホヤ 砂レキ層 (少)(なし)(少) SL+10 ~15m 縄文前期 細石器	山体の侵食と山麓に扇状地形成	気候温暖化著しく、沼段丘形成 鬼界カルデラ爆発、アカホヤ火山灰飛来	新 富 士 火 山 旧 期	ほほ表富士周遊道路以下の山腹 岩板溶岩・自破砕岩成層 活動盛	
6千年											
7千年		7.8									
8千年		(C) ボレアル期									
9千年	9.0	先ボレアル期 (C)	古 富 士 火 山	古 富 士 活 動 期	古 富 士 活 動 期	SL-20 ~-30m 1500年 泥流4層 SL-100 ~-130m テフラ 250km ³ 爆発的活動が主 SL-100m	溶岩流の多い成層火山発育 現火山の原形ができる	河口湖セノウミ、忍野湖、本栖湖できる	古 富 士 火 山	(基底)大淵溶岩流 1376年 古富士泥流上扇状地堆物 古富士泥流 爆発型活動盛 〔岩板溶岩・自破砕岩成層〕 下部不詳	
1万年	10.0	新ドリマス期 (C) アレレード期 (W)									
5万年	12.2 最古ドリマス期 (C) 16.0 ヴェルム最盛期 (C) 28.0 パウドルフ亜間水期 (W) 主ヴェルム亜水期 ゲトワイゲル亜間水期 44.0	I (C) (W)									
8万年	リス・ヴェルム間水期 (W)										

表8 富士火山の計測データ

(津屋博士：1971による)

山頂, 剣ヶ峰三角点	35°21.5'N, 138°45.1'E 海拔3,776.29m (1926) 3,775.63m (1962)
周囲	山麓限界 海拔1,000m附近 41km 海拔2,500m (お中道)附近 17km 山頂火口外縁 3km
最大直径	東-西 39km 南-北 37km
平面積	山麓限界内 900km ² 1,000m等高線以上 452km ² 2,500m等高線以上 21km ² (体面積 25km ²)
体積	海水面~1,000m 1,174km ³ 1,000m~山頂 223km ³ 2,500m~山頂 12km ³ (海水面~山頂) (1,397km ³)
山の平均密度	2.08 (Mendenhall) 1.75~1.78 (熊谷・阿部) 2.63 (横山・田島)
山頂の重力	富士山頂 978.86gal (Mendenhall) 富士山頂 978.82gal (熊谷・阿部) 剣ヶ峰三角点 2.63 (横山・田島)
山の地磁気(帯磁)	方位: N 7°W, 伏角: 50°, 強さ: 3×10^{-2} emu(水上)

中期と、活動の様相・溶岩流の溶岩の岩質などに、僅少ながら特徴の相違が認められるので、便宜上、旧期・中期を一括して新富士火山旧期活動期とし、新时期を新富士火山新时期活動期として区分することとした。

しかしながら、厳密には、旧期と新时期の境界も、どの溶岩流をもって区分するかは難しいが、標高約1,000 m以上の山体の表部に広く分布する新时期テフラを基準に、これより新しい噴出物を以て新时期として扱うこととした。従って、富士市の報告で旧期の上部とした不動沢溶岩流は、新时期テフラの下部上に横たわっているの、むしろ新时期溶岩流の下部溶岩流とするのが妥当であろう。

町田博士の古富士火山活動第II期は、ほぼ、津屋博士の新富士火山の活動期の旧期・中期に相当し、同博

士のテフラの研究に基づいた津屋博士の旧期と新时期の境界は、旧期末の静穏期の終わりで、BP. 4,600年とされている。(小川賢之輔)

2 噴出物の層序

地質概説

富士火山の地質については、平林武博士(1899)の富士火山の最下部に、橄欖石輝石安山岩質の集塊質泥流の巨大な山体があるという説や、石原初太郎氏(1928)の猿橋溶岩、三島溶岩などの基底溶岩の台地があるという説などがある。しかしその後、津屋弘達博士(1940)の研究によって、富士火山の全体構造が明らかにされた。

津屋博士によれば、富士火山は外見上、簡単な単一構造の成層火山のように思われるが、外見に似合わず複雑な構造をしている火山である。つまり富士火山の山体の下には、箱根火山や愛鷹火山などと同時期に活動した単一火山が、基盤の御坂統の上に形成された。その火山は、小御岳火山と命名された。

小御岳火山は、スバルラインの終点のところに頭を出すだけで、山体は次に活動した古富士火山によってすっぽりと覆われ、その後に新富士火山によってお覆われるという、いわば三重構造になって、今の富士火山が形成されたというのである。

これは周辺の山地(丹沢・御坂・毛無・天子・庵原)の地質の延長からも考えられるが、富士市大淵(標高700 mの地点)で石油穿井のため、昭和11年から5年の歳月をかけて1,000 mほどボーリングをした結果からも推察できる。そのコアによれば、愛鷹火山体が富士火山体の下にもぐりこんでいることがわかった。まず地表から600 m以下にグリーンタフと呼ばれる第三紀中新世の緑色凝灰岩・緑色安山岩層が存在し、更にその上に愛鷹火山の噴出物がのっており、その間に風化土層をはさんでいることから、小御岳火山・愛鷹火山は、第三紀の地層から成る低地に噴出したこと

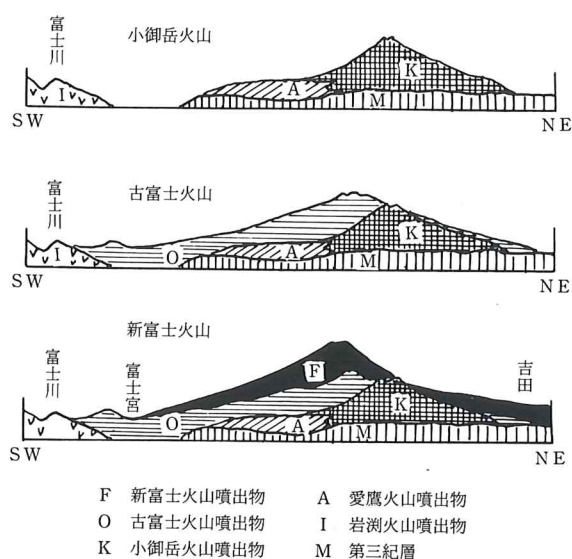


図10 富士山の形成(断面図)(津屋原図)

が明らかとなった。

野外調査は、津屋博士の富士火山の地質図を基に富士宮市域を歩いたが、調査日数も少なく、採集した標本の比較程度であり、今後野外調査を続ける中で、部分的報告をすることにしたい。ここでは、主として津屋博士の文献を中心に、他の文献を参考にしながら富士火山の概要を記述する。(加納 実)

3 小御岳火山

地図を見ると、富士山頂の北側、スバルラインの終点に小御岳神社がある。このあたりに注意しながら富士吉田やスバルラインの登り始めの部分より富士火山を眺めると、正面の中腹部に三角形の突き出たふくらみの部分が見える。このふくらみの部分は寄生火山のように見えるが、よく見ると寄生火山とは異なり、侵食が進み、数条の深い谷や尾根の部分がはっきりと見える。この侵食の進んでいる古い山体に気付いたのは、榊原信一郎氏(1929)である。榊原氏は、それを富士火山の埋没した外輪山の一部であり、二重式火山の外輪山の一部であろうと考えた。その後、津屋博士の

研究によって、小御岳火山は富士火山の活動により、殆ど埋もれ、小御岳神社のほんの一部が埋め残されている状態とされている。スバルラインの終点、小御岳神社のある位置が、小御岳火山の中央火口の西壁にあたる。従って、小御岳火山は2,300 m級の火山としてそびえていたと思われる。侵食谷の発達の状態から見ると、愛鷹火山、箱根外輪山に似ていること、また、岩質も愛鷹火山初期の噴出物に似た塩基性安山岩であることなどから、更新世中期(10数万年～数10万年)に愛鷹火山や箱根外輪山の活動とほぼ同じ時代に活動した火山であると思われる。

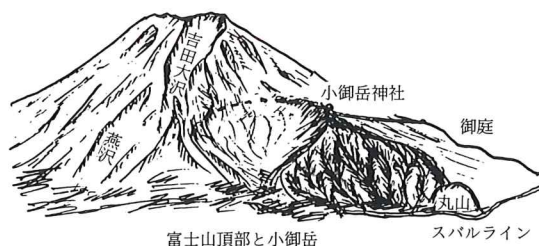


図11 富士吉田よりみた富士山

小御岳火山(小御岳神社2,300 m)、愛鷹火山(越前岳1,504 m)、箱根火山(神山1,439 m)を見ても、小御岳火山はかなり大きな山体であったと推定できる。小御岳火山の噴出物は溶岩・集塊岩・火山砂礫などである。この岩石は、スバルライン終点小御岳神社の裏で観察することができる。斜長石の大きな斑晶(直径3 mm以下)を多量に含むので、肉眼でも富士火山の溶岩との違いが判別できる。岩質は、含橄欖石複輝石安山岩で緻密質である。山麓で「富士御影」と呼ばれ、以前採石したことがあるという。(加納 実)

4 古富士火山

洪積世末(約8万年前)に現在の富士火山の中心付近から、玄武岩質の岩塊や火山砂、火山灰及びその混合物からなる集塊質泥流を大量に噴出した。この噴出物からなる火山が古富士火山である。この火山の山体

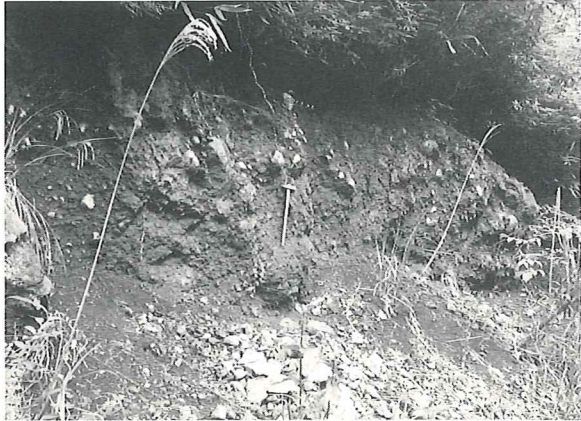
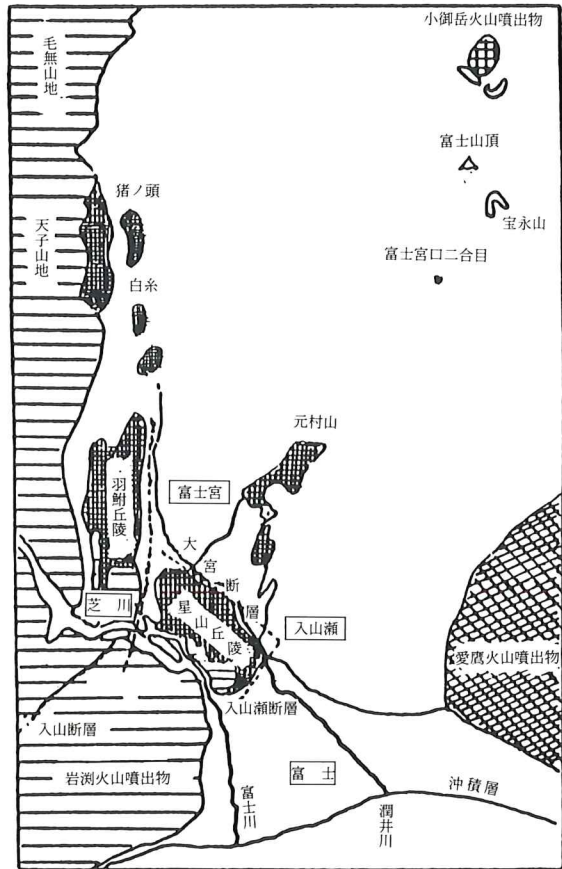


写真2 古富士泥流（田貫湖入口道路）

は、新富士火山の噴出した溶岩流にその山体の殆どが覆われ、中腹や山麓に島状や扇状に顔を出している状態である。地形の上に残っているのは、富士火山の南西麓の富士宮市付近のみである。また、宝永山の南壁に露出している黄褐色の凝灰角礫岩は、富士火山の噴出物とは異なっており、同様のものが小御岳火山の東方の山腹にも見られる。これらは古富士火山の山体の一部と考えられているところから、古富士火山はかなり高度（2,800 m 以上）があったと考えられる。

集塊質泥流のような火山噴出物は、火口からかなりの高温で噴出されたものである。泥流の代表的な例としては、1783年（天明3年）に麓5ヶ村を押し流した浅間火山の鎌原泥流^{かんばら}があげられる。また八ヶ岳火山などにも、山麓に凝灰角礫岩の泥流が広く分布している。これらの噴出時期はほぼ同じ時期であり、その時期は氷河期であることから、極寒の気温と泥流の噴出との間には、何らかの関連があるのではなかろうかと言う人もいる。

古富士火山の集塊質泥流の岩質は、主としてカンラン石・普通輝石・シソ輝石などを含む玄武岩である。岩相は、玄武岩類の火山角礫を含む火山灰質溶岩で、凝灰角礫岩と呼ばれ、黒褐色を帯びている。固結度が高く、不透水性である。従って、古富士泥流は不透水層を成し、富士山麓の各所の湧水の支盤となっており、その様子は富士宮市白糸の滝や陣馬の滝で、はっきり



古富士集塊質泥流

図12 富士宮市域の古富士集塊質泥流の分布（津屋原図）

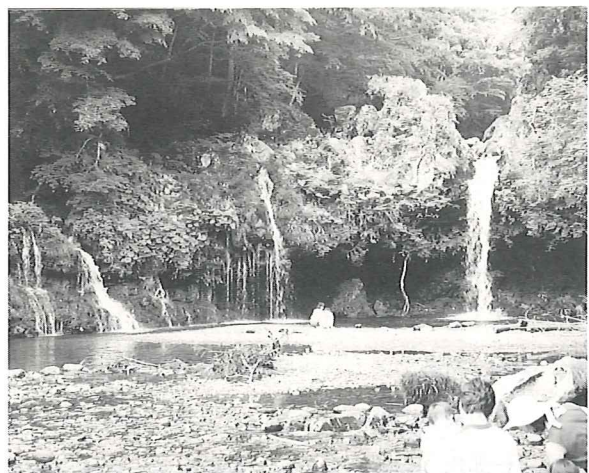


写真3 古富士泥流と新富士溶岩との関係 陣馬の滝

と観察することができる。静岡県富士養鱒場、めんどり橋、大倉、淀師、大中里、浅間大社湧玉池や、今は湧水量が非常に少なくなっているが、元村山、登山道旧二合目などの湧水地点の構造は同じである。古富士泥流は不透水性であるのに対して、新富士火山の溶岩や火山砂礫層は透水性であるので、古富士泥流と新富士火山の溶岩などとの境界から、地下水が湧き出ている。

古富士火山は大量の岩塊、火山砂及び集塊質泥流を噴出した一方、極めて大量の火山灰を噴出した。この火山灰は、偏西風によって東方遠隔の地まで運ばれ、関東ローム（立川ローム・武蔵野ロームの上部）として、南関東一帯に降り積もり、東京付近では5mの層厚のところもある。これら一連の噴出物を考えると、その量は極めて大量である。古富士火山に起因する関東ロームの体積は約170 km³と見積もられているので、平均密度を1.4 (t/m³)と仮定すると、総重量は約2,400億トンで、一火山の噴出物としては極めて大き

いと鮫島教授は言う。これをみても古富士火山は、かなり大きい規模の火山であり、大きな山体を成していたと推定できる。従って、現在の富士火山の噴出物がその上を薄く覆って成長したもので、日本列島における火山の完高性(3,000±m)があるとすれば、ひときわ高くそびえる富士火山(3,776 m)が群を抜いているのも、この辺に原因がありそうである。

富士宮市域の古富士火山の噴出物は、市街地の北東にある元村山・社領・木伐山^{ききりやま}・大岩などの地域や東にあたる新梨・大宝坊の地域では、富士火山の南西山麓に傾斜面の地形をつくっている。潤井川南部地域の、高原^{たかはら}・星山・白尾山^{はぶな}・羽鮒^{はぶな}の帯では、一般に丘陵地形を成し、このあたりの丘陵を総括して西を羽鮒丘陵、東を星山丘陵と呼ぶ。この丘陵は、庵原東部の山地から続く岩淵火山噴出物や礫層（鷺の田、別所）が一部分布するほかは、古富士火山の噴出物によって形成さ

れている。羽鮒丘陵の北側に続く中里・青木平・大石寺に至る

表9 日本のおもな山(2700m以上)

○印火山

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
山名	富士山	白根山(北岳)	穂高岳(奥穂高岳)	槍ヶ岳	荒川岳(悪沢岳)	赤石岳	御嶽山	塩見岳	仙丈ヶ岳(前岳)	乗鞍岳	立山(大汝山)	聖岳(前聖岳)	駒ヶ岳(甲斐駒)	駒ヶ岳(木曾駒)	白馬岳	薬師岳	鷺羽・雲ノ平	八ヶ岳	燕岳	白山
所在	静岡・山梨	静岡・山梨	岐阜・長野	岐阜・長野	静岡	静岡・長野	岐阜・長野	静岡・長野	長野・山梨	岐阜・長野	富山	静岡・長野	長野・山梨	長野	富山・長野	富山	富山・長野	長野・山梨	長野	石川・岐阜
海拔高度(m)	三七七六	三一九二	三一九〇	三一八〇	三一四一	三一二〇	三〇六三	三〇四七	三〇三三	三〇二六	三〇一五	三〇一〇	二九六六	二九五六	三九三二	二九二六	二九二四	二八九九	二七六三	二七〇二
	○						○			○							○	○		

一連の丘陵も、古富士泥流などの噴出物で形成されている。これより猪之頭にかけては、新富士火山の溶岩流に囲まれて、白糸付近、大平山などのように残されたり、また沖積層の下に埋もれたりしており、猪之頭の北からは新富士火山噴出物の下にもぐり、地表に分布していない。それより西側の地域では、古富士火山の泥流によって、天子山脈の東麓に、田貫湖周辺のように台地形を形成しているところもある。それら古富

士泥流の上に、周囲から土が流れ込み、小田貫湿原のように湿原がつけられたりしている。

これら富士宮市域の古富士火山の噴出物の分布している地点の高度をみると、猪之頭で標高 700 m、上野で標高 350 m、羽鮒丘陵で標高 300 m、星山丘陵で標高 200 m に露出していることから、古富士泥流は山麓において北から南へ、南西から南東へ次第に低下し、天間沢付近から新富士火山の溶岩の下に潜入している。

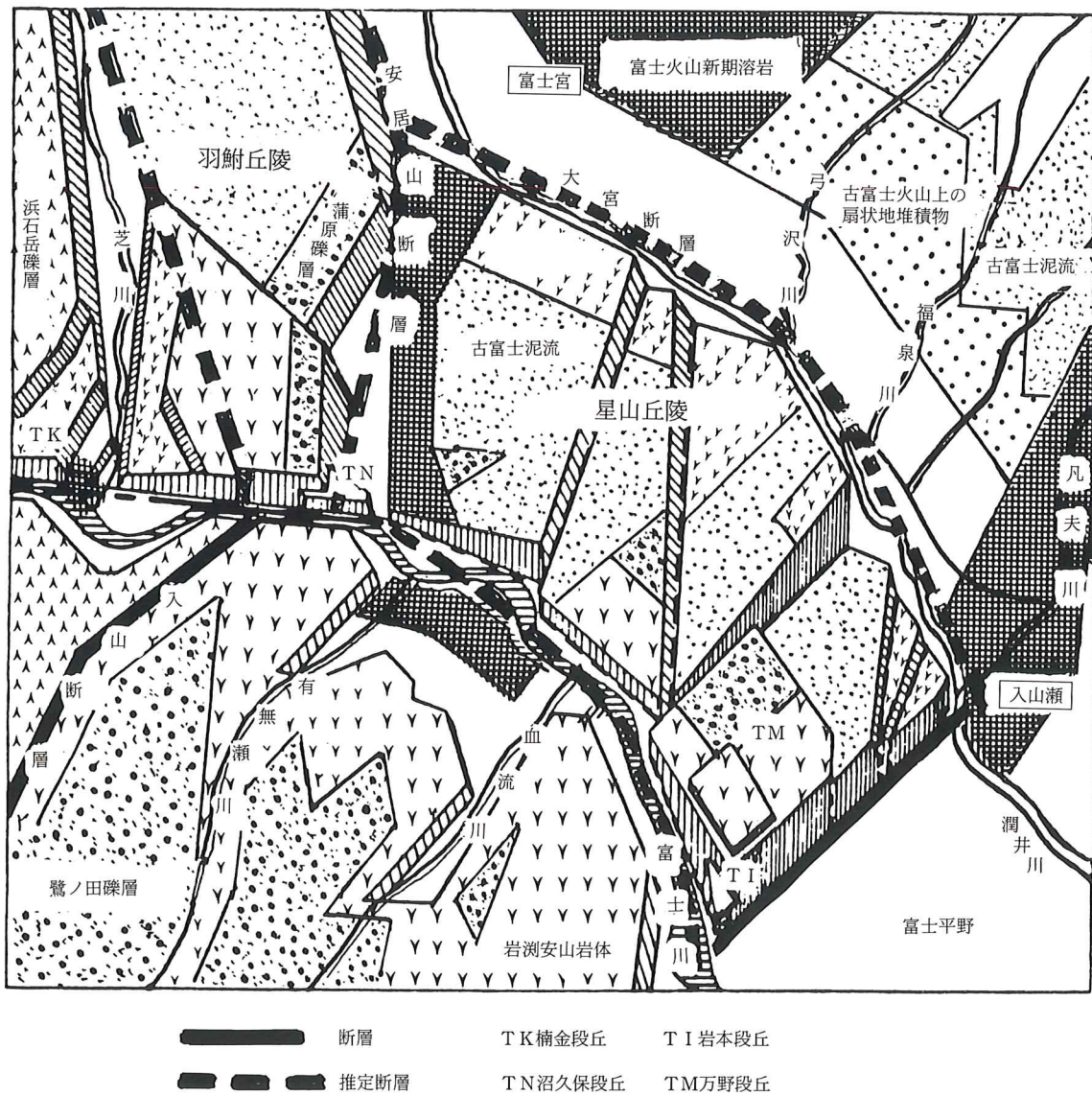


図 13 星山丘陵のブロック構造を示す模式図
(小川原図・加納加筆)

また、元村山より南斜面を形成する古富士泥流等噴出物は、星山丘陵と一連のものであることから、その段違いは、古富士泥流の流下後に活動した大宮断層が考えられる。山麓側が丘陵側に対して陥没し、100 m～150 mの落差と推定され、最近その存在は確実視されているが、潤井川の沖積物に覆われているため、確認されていない。

星山丘陵と羽鮒丘陵とは一連のものであったが、安居山断層により羽鮒丘陵に対して星山丘陵側が陥没し、数10 mの高度差を生じた。なお、安居山採石場では、別所礫層の上に、古富士泥流などが不整合に乗っている。富士宮地域のほかに古富士火山の泥流及び噴出物は、御殿場市、小山町及び桂川谷にも分布するが、いずれも山麓にその末端部分が顔を出しているのみである。

なお、富士山麓の各地で行われているボーリングのデータからも、富士火山の山体内には、古富士火山の噴出物が潜在することが確かめられて来ている。

(加納 実)

5 新富士火山

古富士火山の活動が終わったのは、今から20,000年～15,000年前のことである。その後、しばらくの間は、火山活動は休止となるが、大宮断層・安居山断層などの断層運動や侵食・堆積などの活動が繰り返された。それが今から14,000年くらい前になると、新たに火山活動が始まった。これが新富士火山である。この新富士火山の活動は、時には溶岩を流し、時には火山砕屑物(火山角礫・火山弾・火山砂・火山灰など)を噴出した。それら噴出物の量は、須走・御殿場などの登山道で見られるように、溶岩よりも火山砂礫の方がずっと多く、2:8の割合であると言われている。しかも、それら噴出量が大量であったり少量であったりという噴火活動を繰り返しながら、みごとな成層火山が形成された。大沢の断崖に、その成層のようすがはっきり表われている。



写真4 大滝(大沢)の下流にみられる成層

新富士火山の溶岩流は、中央火口より湧き出した溶岩が火口に溜り、火口壁の低所から流れ下る。一枚の厚さは2 m以下が多く、幅は数メートルから数10メートル、長さは長いもので数キロメートルで、流出量はそれほど多くない。次の噴出がまた火口に溜り、低所を選んで流れ下るといふ、いわば中央火口から四方八方にほぼ等しく流れるということを繰り返す。流動性に富んだ新富士火山の溶岩及び他の噴出物は、上部に厚く下部に薄く積み重なりつつ、山頂が高まりながら成長し、典型的なコニーデ型の成層火山を形作った。これについて、「ロウソクの火の下に溶けたロウが、上から下へ重なるように火口の周囲が高まり、ついに3,776 mに達した。」と、望月勝海教授は表現している。従って、一般的に新富士火山噴出物の旧期溶岩類は、山麓から中腹にかけて分布し、中期溶岩類は中腹に、更に新期溶岩類は、中腹より山頂にかけて分布する。しかし、寄生火山の活動も新富士火山の活動(約1万年の間)と平行して起きている。それらのうち丸尾溶岩流は、最も新しい寄生火山の噴出物である。



写真5 粘性の小さい岩石（玄武岩）
青木ヶ原溶岩

前に述べたように、富士火山溶岩の岩質は玄武岩質である。この玄武岩は、一般に粘性が小さいので、ハワイのキラウエア火山のように薄く広がって流れる性質があり、楯状火山を作ると言われる。富士火山においては、下部に埋もれている小御岳火山、その上を覆う古富士火山が岩塊や火山砂礫あるいは泥流を大量に噴出し、円錐形の山体を作り、その上を新富士火山が薄く上塗りをするように流れた結果である。この新富士火山の溶岩は、斑晶の大小・無斑晶・緻密さ・こわれ方など噴出した時代によって異なるので、肉眼でもある程度分類できるが、鏡下観察による分類は今後の課題である。津屋博士は富士宮市域の新富士火山の溶岩流を次のように分けている。

(1) 旧期溶岩類

旧期溶岩は、新富士火山の活動の初期のものであり、ほとんどが中央火口から噴出した溶岩類である。そしてそれらの上を中期・新期の噴出物が覆うので、旧期溶岩類は大部分山麓に分布する。

新富士火山の初期の活動では、大量の溶岩を流出し、西・南西域では、上井出より旧富士宮市付近一帯に流下している。その一部は、芝川を経て富士川の谷に流れ込み、国道一号線富士川鉄橋の左岸北側の水神の森、更には東海道線富士川鉄橋付近まで達しており、南は富士市域一帯を流れ、沖積地の下に埋没していることが、ボーリングのデータなどから確認されている。東南域では、三島市南方まで、北東域では、桂川の谷を流れ、猿橋付近まで達している。これら溶岩が、新富士火山の基底である。

旧期溶岩は、猪之頭溶岩(II)のように、無斑晶に近いものもあるが、ほとんどが直径5mm~10mmくらいの斜長石の斑晶を含んでおり、その他の溶岩とは比較的識別し易い。

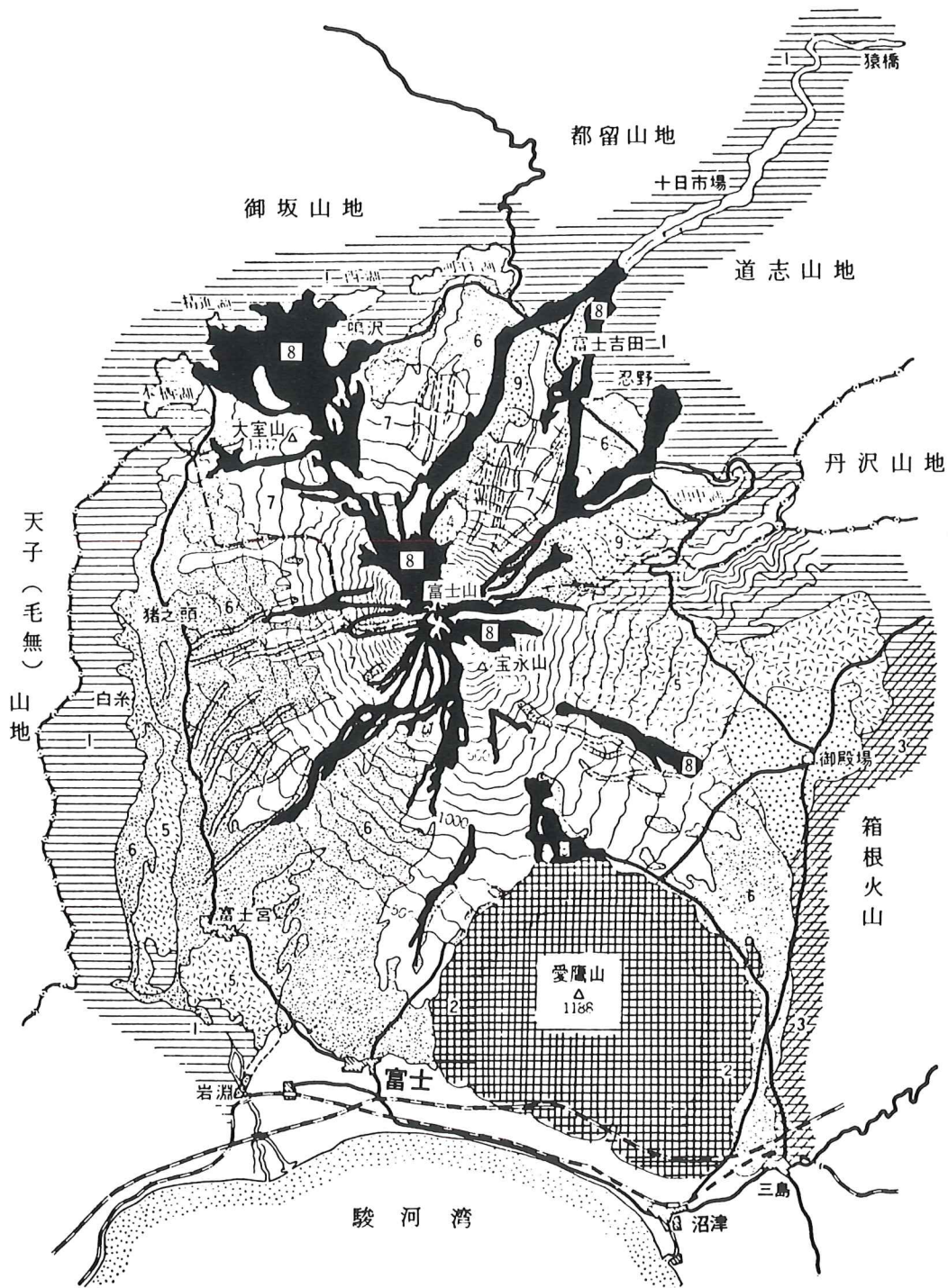
富士宮市域においては、標高1,200m以下では、ほとんど旧期溶岩が占めており、山麓においては、古富士泥流を覆っており、時には島状に取り囲んで分布している。これら溶岩は、何10回かの噴火により、古いものの上に順に瓦を重ねたように積み重なっている。一つ一つの溶岩については、今後調査を進めていく予定である。

(2) 中期溶岩類

旧期溶岩の上に、中期溶岩が覆うように重なる。従って、中期溶岩類は、中腹の傾斜の急になるところ（標高1,000m~1,200m）から上、御中道あたり（標高2,500m）までの山体に分布している。それ以上の山体では、新期溶岩類（溶岩・火山砂礫等）が覆っているが、そのようすは、大沢や侵食の進んだ谷などで見られる。これは大沢など侵食谷のできる前に、中期溶岩などが噴出したものである。中期溶岩類の岩質も、もちろん玄武岩であるが、鉍物組成などについては今後の仕事である。

(3) 新期溶岩類

新期溶岩は、主として標高2,500m以上から山頂にかけて分布する。また、溶岩が中央火口に溜り、火口



富士山噴出物の分布を示す略図 (9)沖積扇状地堆積物および火山灰層 (8)新期溶岩類 (7)中期溶岩類 (6)旧期溶岩類 (以上新富士火山)
 (5)古富士火山泥流および砂礫層 (4)小御岳火山 (3)箱根火山 (2)愛鷹火山 (1)おもに第3紀層 (宝永4年噴出物その他の新しい火山砂礫をのぞく)

図14 富士山噴出物の分布を示す略図 (津屋原図)

壁の低いところから細い川のように流れ下り、山頂より放射状に幾条かの凹地に流れた溶岩流も、新期溶岩である。この例としては、中央火口から南方方向に流れ青沢を通り、富士宮口登山道及びその付近を流下し、天母山東方にまで達した青沢溶岩があげられる。

その他、山腹（標高 2,800 m くらい）に火口を持つ剣丸尾、長尾山（1,424 m）から噴出した青木ヶ原丸尾など、寄生火山の中にも新期噴出のものもある。富士宮市域の新期溶岩流をあげると、表 10 の通りである。（加納 実）

表10 富士火山南西～西麓に分布する溶岩流の計測値 (1) 津屋博士地質図(1968)による(小川賢之輔)

No.	① 溶岩流	② 流向・長さ (km)	③ 全長 (km)	④ 最大幅 (km)	⑤ 分布標高 (m)	⑥ 分布比高 (m)	⑦ 規模 ③×④
	〔古富士火山噴出物〕						
1	古富士火山溶岩流 溶岩及び火山角礫岩	不詳	不詳	不詳	不詳	不詳	
2	古富士泥流本体 火山砂礫及び泥流層 OLFm1	〃	〃	〃	〃	〃	
3	古富士火山溶岩流(滝の上溶岩流) 溶岩及び火山角礫岩OLFm1~5	〃	〃	〃	〃	〃	
4	古富士泥流本体 火山砂礫及び OLFm2	〃	〃	〃	〃	〃	
5	古富士泥流上段丘礫層 Kof・d	〃	〃	〃	〃	〃	
6	古富士泥流上扇状地堆積物層 F・VM	〃	〃	〃	〃	〃	
7	古富士火山噴出(風化)火山灰層 loam	〃	〃	〃	〃	〃	
	〔新富士火山噴出物〕						
	本体旧期溶岩流						
8	富士宮溶岩流(=大淵溶岩流) SSW2	N-S-SW-SE 5.0 16.0 6.0	35.5	3.0	(3776) 450~30	(3746) 420.0	106.5
9	万野風穴溶岩流 SSW3	N-S-SW 2.5	20.18	≒1.3	(3776) ~138.4	(3637.6) 311.6	26.234
10	芝川溶岩流 I SW1	NE-SW-S-SE 17.0 9.5 2.3	28.8	0.5	(3776) 280~50	(3726) 230.0	14.4
11	芝川(精進川)溶岩流 II SW2	NE-SW-S 17.0 3.3	20.3	0.7	(3776) 360~200	(3576) 160.0	14.21
12	芝川(猫沢)溶岩流 III SW3	NE-SW-S 17.0 5.7	22.7	0.7	(3776) 278~140	(3636) 138.0	15.89
13	曾比奈溶岩流 I ₁ SSW4 ₁	—	—	—	—	—	
14	曾比奈(大久保型)溶岩流 I ₂ SSW4 ₂	—	—	—	—	—	
15	曾比奈溶岩流 II SSW5	—	—	—	—	—	
16	入山瀬溶岩流 SSW9	N-S-SW 6.0 15.8	21.8	2.3	(3776) 430~25	(3751) 405.0	50.14
17	大坂溶岩流 SSW10	N-S-SW 6.0 11.75	17.75	2.5	(3776) 700~205	(3571) 495.0	43.75
18	神成溶岩流 SSW11	N-S-SW 6.0 13.5	17.8	0.5	(3776) 800~200	(3576) 600.0	8.9
19	元村山溶岩流 I SSW12	N-S-SW 4.5 12.75	17.25	1.75	(3776) 720~240	(3536) 480.0	30.19
20	元村山溶岩流 II SSW13	N-S-SW 3.5 8.2	11.7	0.75	(3776) 1000~590	(3186) 410.0	8.78

富士火山南西～西麓に分布する溶岩流の計測値 (2)

No.	① 溶岩流	② 流向・長さ (km)	③ 全長 (km)	④ 最大幅 (km)	⑤ 分布標高 (m)	⑥ 分布比高 (m)	⑦ 規模 ③×④
21	元村山溶岩流III SSW14	N-S-SW 3.5 9.1	12.6	1.0	(3776) 700~540	(3236) 160.0	12.6
22	元村山溶岩流IV SSW15	N-S-SW 4.5 11.4	15.9	1.75	(3776) 730~330	(3446) 400.0	27.83
23	元村山溶岩流V SSW16	N-S-SW 4.0 9.5	13.5	1.80	(3776) 775~490	(3286) 285.0	24.3
24	北山(鞍骨)溶岩流I SW4	NE-SW 13.75	13.75	0.75	(3776) 650~385	(3391) 265.0	10.31
25	北山(外神)溶岩流II SW5	NE-SW-SSW 14.1 4.75	18.85	1.0	(3776) 550~150	(3376) 400.0	18.83
26	北山(馬見塚)溶岩流III SW6	NE-SW-S 14.0 4.7	18.7	1.0	(3776) 1230~215	(3561) 1015.0	18.7
27	北山溶岩流IV SW7	NE-SW 14.0	14.0	1.0	(3776) 450~370	(3406) 80.0	14.0
28	北山溶岩流V SW8	NE-SW-S 13.0 2.5	15.5	0.4	(3776) 495~330	(3446) 165.0	6.2
29	北山(御園)溶岩流VI SW9	NE-SW-S 13.5 5.8	19.3	1.5	(3776) 450~190	(3586) 260.0	28.95
30	北山(アカイケ沢)溶岩流VII SW10	NE-SW 13.3	13.3	0.5	(3776) 1290~450	(3326) 840.0	6.65
31	北山(大久保沢)溶岩流VIII SW11	NE-SW 11.5	11.5	0.1	(3776) 1190~600	(3176) 590.0	1.15
32	西白塚溶岩流 Niu	NW-SE-SW 3.5 8.5	12.0	3.25	(3776) 1262~630	(3146) 632.0	39.0
33	市兵衛沢溶岩流 SSW17	N-S-SW 6.25 1.85	8.1	0.35	(3776) ~980	2796.0	2.84
34	高鉢溶岩流 SSW18	N-S 4.2	4.2	0.25	(3776) 2350~1870	(1906) 480.0	1.05
35	白糸溶岩流I SW12	NEE-SWW-SW 11.5 6.1	17.6	0.53	(3776) 510~420	(3356) 90.0	9.06
36	白糸溶岩流II SW13	NEE-SWW-SW 10.5 6.25	16.75	1.4	(3776) 490~390	(3386) 100.0	23.45
37	白糸溶岩流III SW14	NEE-SWW-SW 11.5 4.5	16.0	1.3	(3776) 555~440	(3336) 115.0	20.8
38	横手沢溶岩流I SW15	NEE-SWW-SW 13.5 7.5	21.0	2.0	(3776) 590~400	(3376) 190.0	42.0
39	横手沢溶岩流II SW16	NEE-SWW-SW 12.5 4.3	16.8	1.1	(3776) 600~540	(3236) 60.0	18.48
40	横手沢溶岩流III SW17	E-W-SSW 11.5 8.2	19.7	2.25	(3776) 610~480	(3296) 130.0	44.33
41	富士見橋溶岩流I W5	NEE-SWW 12.8	12.8	1.25	(3776) 640~580	(3196) 60.0	16.0
42	富士見橋溶岩流II W6	NEE-SWW-SSW 11.5 3.0	18.5	2.5	(3776) 760~580	(3196) 180.0	46.26
43	猪之頭溶岩流I W7	E-W 15.25	15.25	1.75	(3776) 730~680	(3096) 50.0	26.69
44	猪之頭溶岩流II W8	SEE-NWW-SW 12.5 4.75	17.25	2.8	(3776) 860~665	(3111) 195.0	48.3
45	猪之頭溶岩流III W9	SEE-NWW-SW 12.5 4.75	17.25	2.48	(3776) 895~665	(3111) 230.0	42.78
46	朝霧溶岩流I NW10	SE-NW-SWW	16.5 ~富士丘	2.0	(3776) 1200~865	(2911) 335.0	33.0
47	朝霧溶岩流II NW11	SE-NW-SW	13.25 ~富士丘	1.24	(3776) 1220~1270	(2906) 350.0	16.43
48	朝霧溶岩流III NW12	SE-NW-W	16.75	1.5	(3776) 1100~1000	(2576) 100.0	25.13

富士火山南西～西麓に分布する溶岩流の計測値 (3)

No.	① 溶岩流	② 流向・長さ (km)	③ 全長 (km)	④ 最大幅 (km)	⑤ 分布標高 (m)	⑥ 分布比高 (m)	⑦ 規模 ③×④	
49	本栖湖溶岩流 I NW13	E-W	2.75+ α	0.8	930~900	30.0	2.2	
50	本栖湖溶岩流 II NW14	E-W	3.0+ α	1.3	965~910	45.0	3.9	
51	本栖湖溶岩流 III NW15	E-W-SW	3.0+ α	3.75	1015~960	55.0	11.25	
52	旧期溶岩流一般 OCV	—	—	—	—	—	—	
	旧期側火山							
53	天母山(二子山)溶岩流 Anm	NE-SW	5.7 ~万野(6.0)	20.5 山宮~西鞍骨間 (0.45)	805.8 ~260.0	445.8	11.655	
54	白塚溶岩流 Shr	NE-SW	5.9 東鞍骨(6.2)	1.25 東鞍骨高圧線 (0.6)	1400.0 ~535.0	865.0	7.375	
55	犬ズミ山溶岩流 Inu	E-W	6.85	3.8 野外活動セン ター広見間 (0.8)	120.57 ~610.0	609.43	26.03	
56	二ツ山(西丸山)溶岩流 Fut	E-W	5.75	2.25	1492~610.0	617.0	12.94	
56	旧期側火山噴石丘 OPV	—	—	—	—	—	—	
	本体中期溶岩流							
58	中期溶岩流一般 MCV	—	—	—	—	—	—	
59	菖蒲沼溶岩流 NW1	SEE-NWW-SWW	13.85 (4.76)	1.1 (末端付近)	(3776) 1130~830.0	(2946) 300.0	15.24	
60	栗木沢溶岩流 I NW2	E-W	8.1	0.15	(3776) 1510~1020	(2756) 490.0	1.22	
61	栗木沢溶岩流 II NW3	SEE-NWW	8.98	0.75	(3776) 1260~1130	(2646) 130.0	10.14	
62	八軒溶岩流 I NW4	SEE-NWW-W	9.3 (広見北東)	3.0 (永山~疇塚)	(3776) 2450~970.0	(2806) 1480.0	27.9	
63	大沢溶岩流 NW5	NEE-SWW	9.0	1.25 (3,000m付近)	(3776) 3776~860.0	2916.0	11.25	
64	滑沢溶岩流 NW6	NEE-SWW-W	5.0	1.0	(3776) 2670~1570.0	(2706) 1100.0	5.0	
65	八軒溶岩流 II NW7	SE-NW	9.3	4.5	(3776) 2000~1230.0	(2546) 770.0	41.85	
66	大久保沢溶岩流 NW11	NE-SW	8.25	0.6	(3776) ~940.0	2836.0	4.95	
67	角木沢溶岩流 NW12	NEE-SWW	6.15	0.25	(3776) 1470~1250.0	(2526) 220.0	1.54	
68	桜沢溶岩流 NW13	NEE-SWW	7.35	1.3 (北山林道)	(3776) 1070.0	2706.0	9.56	
69	ガラン沢溶岩流 (勢子辻溶岩流) SW2	—	—	—	—	—	—	
70	不動沢第二層溶岩流 (勢子辻溶岩流) SW3	—	—	—	—	—	—	
71	天照教溶岩流 (勢子辻溶岩流) SW4	—	—	—	—	—	—	
72	日本ランド溶岩流 SW5	—	—	—	—	—	—	
73	赤焼溶岩流 SW6	NE-SW	13.4 (西鞍骨)	4.0 (西鞍骨0.43)	(3776) ~410.0	(3366) ※190.0	5.36	
74	富士宮口2~5合目間の第二層溶 岩流 SW7	NNW-SSE-SW	2.75 5.25	8.0	0.75	(3776) 2400~990.0	(2786) 1410.0	6.00

富士火山南西～西麓に分布する溶岩流の計測値 (4)

No.	① 溶岩流	② 流向・長さ (km)	③ 全長 (km)	④ 最大幅 (km)	⑤ 分布標高 (m)	⑥ 分布比高 (m)	⑦ 規模 ③×④
	中期側火山						
75	根原溶岩流 Neb	E-W-SW	$6.7 + \alpha$ (根原南西)	$6.0 + \alpha$	1070~860.0	210.0	40.2
76	大室山溶岩流 Omr	E-W	3.75 (4.25)	4.25	1468~980.0	488.0	15.94
77	臼山溶岩流 Usu	E-W	4.25	4.0	1468~1045.0	423.0	17.0
78	片蓋山溶岩流 Kat	SEE-NWW	5.0	0.75	1683~1070.0	613.0	3.75
79	八軒山溶岩流 Hat	SEE-NWW	1.7	0.35	1740~1425.0	315.0	
80	中期側火山噴石丘 MPV	—	—	—	—	—	
	本体新期溶岩流						
81	富士山頂噴出新期溶岩流一般 YCV	—	—	—	—	—	
82	青沢溶岩流 Aos	NE-SW	12.37 (山宮)	4.0 (ケセバタ1.5)	(3776) ~390.0	(3386)	49.2
83	不動沢溶岩流 Fud	NNW-SSE-S 3.0 3.7	6.7	0.6	(3776) 3000~1000.0	(2776) 2000.0	1.68
84	主杖流溶岩流 Shi	—	—	—	—	—	
85	剣ヶ峯最上層溶岩流 Ken	NE-SW	0.5	0.25	(3776) ~3700.0	76.0	0.13
86	成就ヶ沢溶岩流 Got1	—	—	—	—	—	
87	御殿場一富士宮口溶岩流 Got2	NW-SE	2.5	0.7	(3376) 3500~2000.0	(3776) 1500.0	1.75
88	火山灰その他の放出物一般 C	—	—	—	—	—	
89	富士山頂最上層溶岩流 Hak	—	—	—	—	—	
	新期側火山						
90	日沢溶岩流 Nis	NNW-SSE-SSW 8.0 7.25	(7.25) 15.25	0.8	(3776) 2450~1190.0	(2586) 1260.0	12.2
91	焼野溶岩流 Yam	E-W	7.1	0.35	2700~920.0	1780.0	2.49
92	西丸尾溶岩流 Nim	E-W	4.7	0.3	2150~1070.0	1530.0	1.41
93	御庭第一溶岩流 Onw1	SE-NW	3.1	0.35	2900~1880.0	1120.0	1.09
94	御庭第二溶岩流 Onw2	SE-NW	9.3	1.0	2640~1110.0	1530.0	9.3
95	白山大王氷池溶岩流 Kri	—	—	—	—	—	
96	天神山溶岩流 Ten	—	—	—	—	—	
97	伊賀殿山溶岩流 Iga	—	—	—	—	—	
98	青木原(長尾山)溶岩流 Nag	SE-NW	8.8	6.2 (西湖一大室山 —根原10.8)	1424~920.0	504.0	54.56
99	新期側火山噴石丘 YPV	—	—	—	—	—	

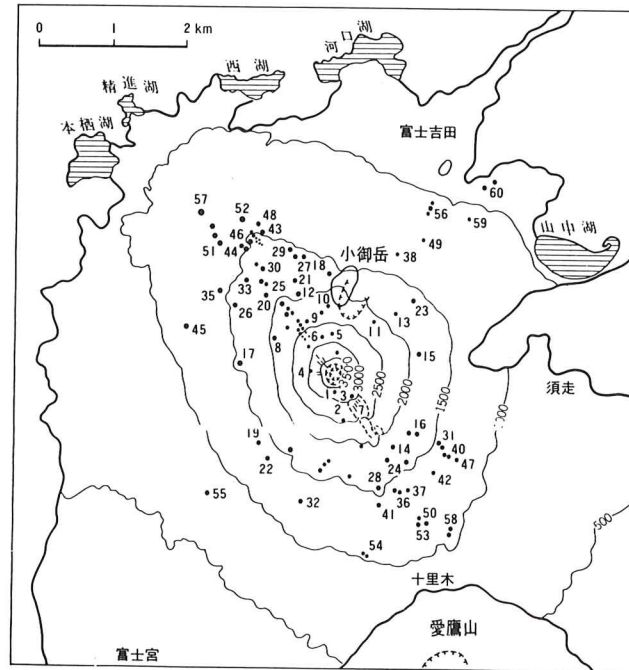


図 15 富士山の寄生火山分布 (数字は表 11 の番号に同じ)
—津屋原図—

表 11 富士山の寄生火山一覧表

番号	山名	富士山からの		番号	山名	富士山からの		番号	山名	富士山からの		
		方位	距離(m)			方位	距離(m)			方位	距離(m)	
1	牛ヶ窪 御庭	S 5°W	1000	12	大平山	N26°W	4100	27	東剣	N15°W	6350	
2		S10°E	2700	13		N47°E	4500		(中剣)	N18°W	6500	
3		S32°E	1750	14		S36°E	4750	28	浅黄塚	S24°E	6600	
4		N80°W	1750	15	小富士	N76°E	5000	29	西剣	N21°W	6750	
5		N 5°W	1750	16	二ツ塚 (二子山)			30	白山			
6		N	1000		第1丘	S50°E	5000		第1丘	N35°W	6750	
		東火孔列	N35°W	2800~3600		第2丘	S54°E	5500		第2丘	N36°W	7100
		西火孔列	N42°W	2500~3600	17	崎塚	N87°W	5000	31	上の赤塚	S56°E	6850
		奥庭	N39°W	4000	18	丸山	N 1°W	5250	32	西白塚	S13°W	7000
		宝永噴火口			19	白塚	N45°W	5500	33	佐原山	N45°W	6750
		第1	S32°E	2750	20	幸助丸	N43°W	5500	34	腰切塚	S28°E	7250
	第2	S30°E	3250	21	棧敷山	N25°W	5750	35	二ツ山	N58°W	7500	
	第3	S29°E	3750	22	檜塚	S36°W	5750	36	西黒塚	S29°E	7600	
	御殿庭	S30°E	5000		茗荷岳	S30°W	5000	37	平塚 (カタボッコ)	S34°E	7600	
	高山上方	S20°E	4200		高鉢山付近	S10°W	5500	38		N28°E	7500	
8	戸嶺	N45°W	3500			S 8°E	6300	39		N43°E	7600	
		N71°W	3900		高山	S 6°W	5000	40	赤塚	S56°E	7750	
9	大流丸山	N27°W	3500	23	焼山	N49°E	5750	41	東白塚	S20°E	7750	
10		N 7°W	3850	24	荊塚	S45°E	6000	42	次郎右衛門塚	S45°E	7900	
11		N40°E	3750	25	八軒山	N38°W	6000	43	水穴火孔列	N28°W	7900~8400	
				26	氷山	N59°W	6250					
								44	野頭山			
									白大竜王	N35°W	7900	
									氷池	N35°W	8200	
								45	犬涼み山	N73°W	8200	
								46	弓射塚	N32°W	8250	
								47	馬の頭	S56°W	8350	
								48	伊賀殿山	N27°W	8500	
									天神山	N27°W	9000	
								49		N35°E	8750	
								50	御釜塚	S33°E	9000	
								51	片蓋山	N41°W	9000	
								52	長尾山	N31°W	9300	
								53	鐘子山	S30°E	9500	
									東黒塚	S32°E	9600	
								54		S10°E	10000	
								55	二子山	S44°W	9200	
								56	雁ノ穴火孔列	N30°E	10500	
								57	大室山	N40°W	11000	
								58	平塚(猿山)	S37°E	10600	
								59		N42°E	11250	
								60	大 白	N38°E	12750	
									小 白	N40°E	13500	

§3 地質詳説

1 朝霧高原付近の地質

ほぼ昭和20年(1945)を境に、朝霧高原の土地利用価値は一変した。当時一寒村に所属した朝霧高原は、地質の上から農耕・植林に不適地である上に、高冷地であり、これに加えて水利の便が全くなく、集落の立地条件はゼロというより、著しくマイナスであった。従って東原三里といわれた猪之頭～根原間には、一戸の家屋も存在しなかった。

昭和20年以後は、土地利用の目的が変化するとともに、ボーリングによる地下水汲み上げが容易になって、官民を問わず、野外活動・研修・牧畜・レジャーなどのセンターに変貌した。

朝霧高原の範囲は漠然としていて、明らかでない。しかしながら、以前猪之頭では、静岡県富士養鱒場(当時水源と呼んでいた)北側の台上から根原間の、ブッシュとカヤに覆われた悪地地形の広野を指していた。

1-1 朝霧高原の地形

朝霧高原は、富士宮市域の地形区の上からは、IDの地区に所属している。Iは富士山麓の地形の特色を示し、Dは比高200m内外以下の緩斜面を示す緩斜・平坦域である。従って、気象と地質の条件が良好であれば、利用価値の高い地域である。

地形は、静岡県畜産試験場(足形北方)の東方で、標高600m・富士養鱒場(猪之頭)の東方で、標高750m(勾配:2.5/100)・富士丘の静岡県朝霧野外活動センター付近で、標高850m(勾配1.74/100)・建設省建設大学校中央訓練所付近で、標高900m(勾配1.25/100)・根原付近で標高950m(勾配:1.8/100)・平均(比高350m・勾配:1.75/100)である。従って、傾斜量が小さく、起伏量もまた極めて小さい。

富士養鱒場～根原間の地形は、新富士火山の溶岩流

の流向が、主として山頂から西麓へ向かって流下しているため、巨視的には、東高～西低の緩斜山麓の特徴を示している。また起伏は、朝霧高原では平坦であり、溶岩流の西縁は、末端地形を示してやや急斜している。更に、溶岩流の末端と天子山脈の東麓の間には、連続した低地が形成され、4箇所の連続性の小盆地が形成されている。また、この盆地には、新富士火山噴出の火山灰(黒土層)が厚く二次堆積し、沃野が形成されている。

富士養鱒場～畜産試験場東域間の地形は、新富士火山の溶岩流の流向が、山頂から西麓に向かって流下した後、天子山脈の東麓に達し、原地形の南斜する山麓上を、南へ向かって流下している。従って、地表は比較的平坦で、南へ緩斜する溶岩原の特徴を反映して、東側(東縁)と西側(西縁)が低くなり、南縁は溶岩流の舌状末端地形を形成して、北較的急斜地形を形成している。

この地形の特徴を強めたのは、東縁を南～北に走る安居山断層の延長部の大平断層崖と、西縁を南～北に走る西富士断層である。

従って、朝霧高原は、巨視的には、南～北に狭長に発達する低い台状の地形で、南から北へ向かって、緩傾斜で次第に高まっている。



写真6 朝霧高原雪景
三ツ池；人穴・岡田牧場より～

朝霧高原上に存在する小地形や自然現象については、地質の項で述べる。

朝霧高原の周域の水系は、殆ど潜流(伏流水)によって代表される。すなわち朝霧高原には、水系として取り上げる程の河川は存在せず、殆ど野溪型の谷であって、常時水流を見ない。このような水系では、多量の降水があると、流下した水は低所に集まって、予想を越える災害をもたらす危険性をはらんでいる。

また、天子山脈の東麓を流れる河川も、常時流水を見ないが、所々にインブリケート構造を示す河原が存在しているので、多量の降水時に氾濫すること・常時伏流することが推測される。

朝霧高原の地下水については、各溶岩原の末端付近に、豊富な湧水群が存在することから、周域に地下水脈の存在することは明らかで、ボーリング調査によって確かめられている。

1-2 朝霧高原周域の地質

朝霧高原周域の地質については、津屋博士(1968)の富士山地質図によって紹介する。

津屋博士によれば、朝霧高原周域に分布する地質は、図16のとおりである。すなわち、朝霧高原の表層地質を形成する岩類は、主として新富士火山噴出、旧期・中期・新期溶岩流と、新期テフラで、下位より、横手沢溶岩流Ⅰ・横手沢溶岩流Ⅱ・富士見橋溶岩流Ⅱ・猪之頭溶岩流Ⅰ～猪之頭溶岩流Ⅲ・朝霧溶岩流Ⅰ・朝霧溶岩流Ⅱ・犬スズミ山(人穴)溶岩流・菖蒲沼溶岩流・根原溶岩流・新期テフラの8溶岩流・1テフラである。それらのうち、主体を成す岩類は、富士見橋溶岩流Ⅱ・猪之頭溶岩流Ⅱ及びⅢ・朝霧溶岩流Ⅰ及びⅡ・犬スズミ山溶岩流・新期テフラの6溶岩流・1テフラである。これらの溶岩流は、幅約1.7km～1.8km、長さ約7kmを占めて、ほぼ南～北に、狭長に累積分布している。

(1) 朝霧高原周域に分布する古期岩類

朝霧高原周域に分布する古期岩類は、西域の天子山脈に分布している。

地層は、一般に富士川谷第三系と呼ばれ、南部フォッサマグナの富士川谷地向斜に堆積した、地域を代表する地層である。

富士宮市域では、麓集落の南側の谷を境に、北方には、第三紀中新世前期(BP.2,400万年～BP.1,500万年)の、御坂層群(西八代層群)の古関川累層が分布し、岩脈に貫かれた主として凝灰角礫岩層・砂岩層・礫岩層その他の岩層が累積している。殊に凝灰角礫岩層は、一般に紫灰色を呈し、古関川累層の特徴をよく示している(根原北西部の東海自然歩道・麓集落北方の常時流水のある朝日滝付近等)。

麓集落の南側の谷以南の地域には、新第三紀中期(BP.1,500万年～BP.1,000万年)の、富士川層群下部層の、万沢累層の岩類が分布している。この地層を構成する岩類は、主として頁岩・砂岩・礫岩で、しばしば石英閃緑岩類・輝石玢岩類・はんれい岩類の岩脈に貫かれている。

これらの岩類は、富士盆状地西縁を画す西富士断層に切断されて、断層線の東域には露出していないが、富士火山の噴出物の下には、富士川谷第三系が、広域に分布するものと推測されている。

(2) 古富士火山の噴出物

朝霧高原の周域に分布する古富士火山の噴出物は、古富士泥流である。この溶岩流は、灰質の多い黄褐色の凝灰角礫岩ないし、火山角礫岩質凝灰角礫岩である。この溶岩流は、新富士火山の下に、あまねく分布して、古富士火山の山体を形成するものと推察されている。

この溶岩は極めて不透水性が大きく、富士火山の伏流水のリザーバーとしてよく知られている。従って、付近に古富士泥流が分布・露出していることや、猪之頭湧水群の存在すること及びボーリングデータなどか

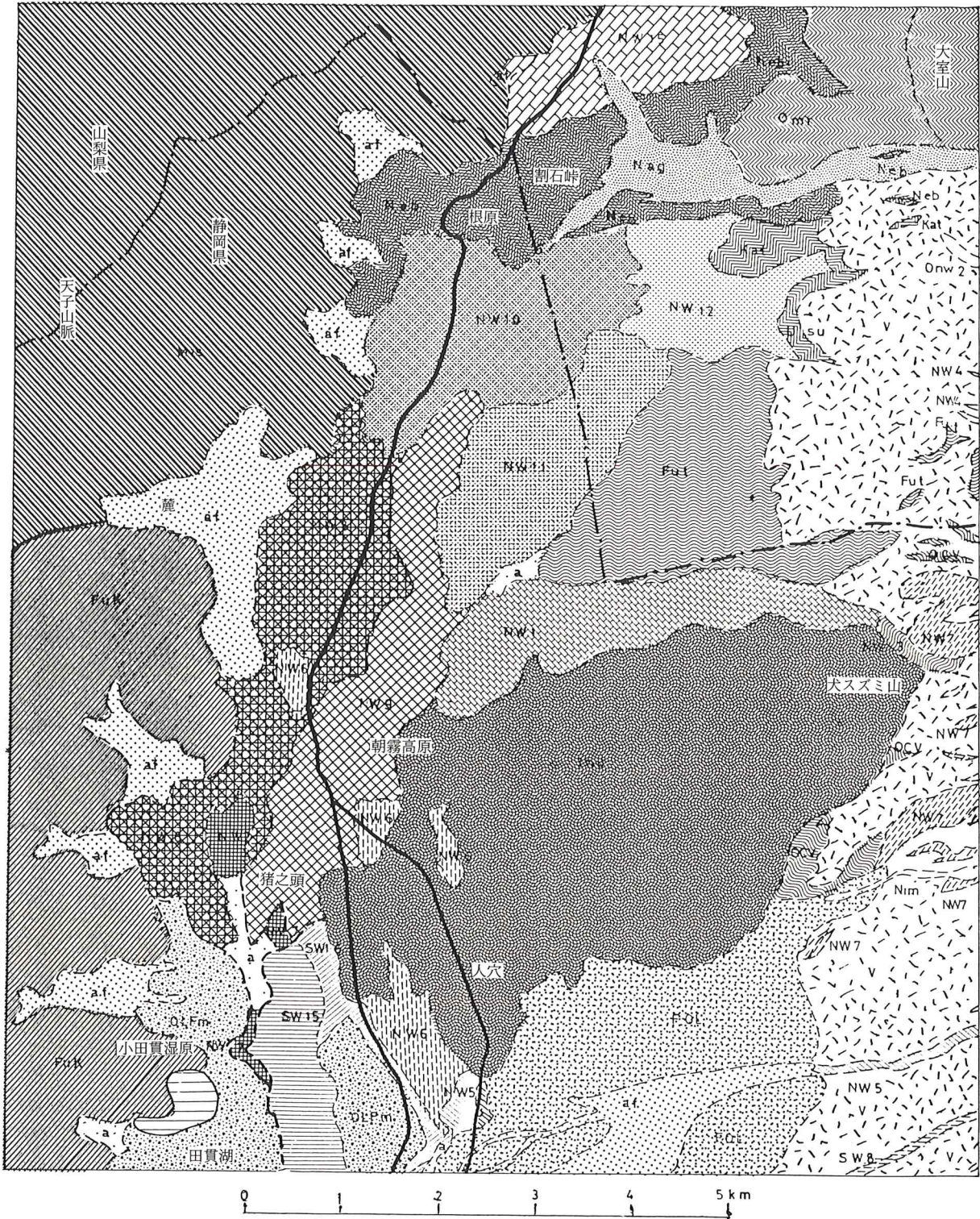
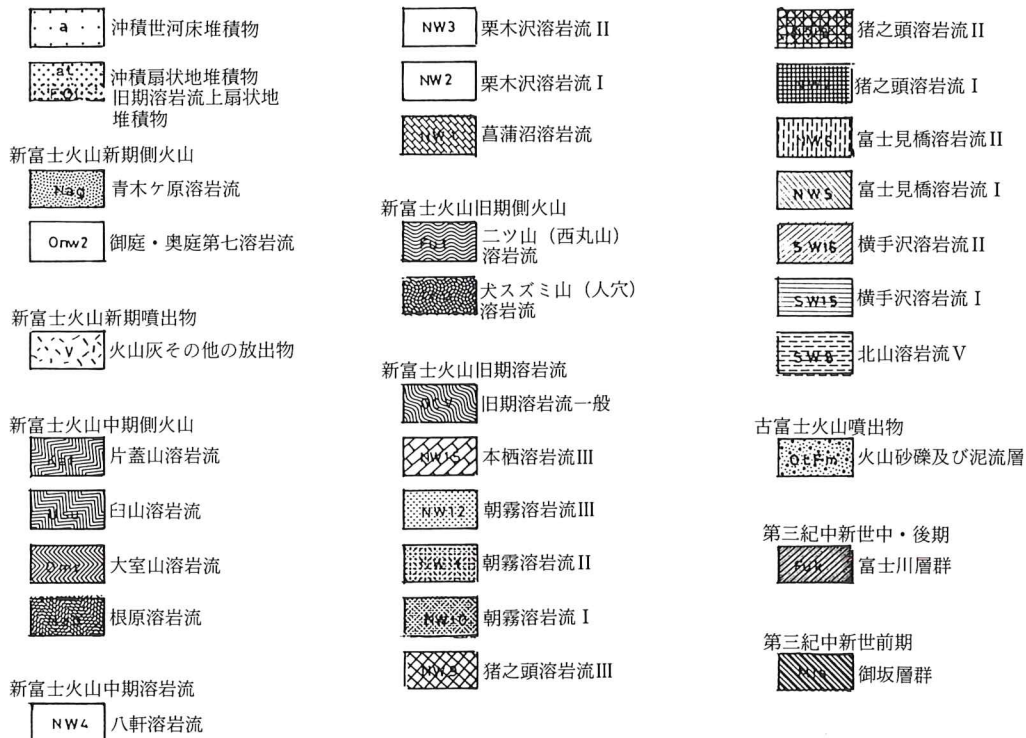


图16-1 朝霧高原周域地質図 (津屋博士: 1968) 原図

図 16-2 朝霧高原周域地質図凡例



ら、朝霧高原の地下にも、古富士泥流が広く分布しているものと推察される。

(3) 新富士火山の噴出物

朝霧高原周域に分布する新富士火山噴出溶岩流を、下位より順に上位に向かって略記する。

① 新富士火山旧期溶岩流

朝霧高原周域に分布する新富士火山旧期溶岩流は、下位より順に上位に向かって、横手沢溶岩流 I・横手沢溶岩流 II・富士見橋溶岩流 II・猪之頭溶岩流 I 及び II, III・朝霧溶岩流 I 及び II, III である。

横手沢溶岩流 I：横手沢溶岩流 I は、横手沢溶岩流の 1 番目の溶岩流で、山頂火口から南西西に向かって 12.5 km 流下し、猪之頭南域から南西に向かって 7.5 km 流下して、坂林東域の大倉川左岸に達している。全長 21 km で、溶岩流の幅は最大約 2 km である。朝霧高原では、この溶岩流は地下に横たわり、地

表では直接観察することができない。岩質は、

岩質： ※ F は小川の露頭番号

F 3792 田貫湖入口・芝川左岸

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

溶岩流；岩板溶岩・層厚 3 m ± ・表部～黒土層・40 cm ±

肉眼的所見：

斜長石のため明るい、基質は暗黒灰色～全体として暗灰色・孔質～緻密質

斑晶：過斑晶質

斜長石：75% ± φ = 6 mm ± (r) ・灰白色・粒状、φ = 6 mm × 1.5 mm ± (c), φ = 3 mm × 1 mm (a) ・灰白色・半自形、φ = 0.5 mm ± (c~r) ・拍子木状～針状、微粒 (r) ・粉状

普通輝石：φ = 5 mm ± > (c~r)

カンラン石：肉眼的には不詳

横手沢溶岩流II：横手沢溶岩流IIは、同溶岩流Iに引き続く横手沢溶岩流の2番目の溶岩流で、山頂火口から南西西に向かって12.5 km 流下し、猪之頭南域から南西に向かって4.3 km 流下して、横手沢付近に達している。全長16.8 kmで、溶岩流の幅は最大約1.1 kmである。この溶岩流も、朝霧高原では地下に横たわり、地表で観察することはできない。岩質は、

岩質：

F 3846 猪の窪川合流点下流（標高550 m 河床）・岩板溶岩

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色・気泡あり

斑晶：過石基質・微斑晶質

斜長石：20%± $\phi = 2 \text{ mm} \pm > (r)$ ・灰色・粒状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm (r)$ ・粒状，微粒(a)・粉状

普通輝石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm > (c \sim r)$

カンラン石：肉眼的には不詳

富士見橋溶岩流II：富士見橋溶岩流IIは、横手沢溶岩流IIに引き続く富士見橋溶岩流の2番目の溶岩流で、山頂火口から南西西に向かって11.5 km 流下し、人穴付近から南に向かって3 km 流下して、猪の窪川合流点・富士見橋下流に達した。全長18.5 kmで、溶岩流の幅は最大2.5 kmである。この溶岩流は、朝霧高原付近では、大半犬スズミ山溶岩流に覆われて、人穴付近の3カ所に小露出している。岩質は、

岩質：

F 3874 猪の窪川合流点上流（標高655 m 河岸）・岩板溶岩

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

青灰色・緻密質

斑晶：過石基質

斜長石：15%～20% $\phi = 5 \text{ mm} \pm > \sim 2 \text{ mm} \pm (c \sim r)$ ・白色～灰白色・粒状， $\phi = 1 \text{ mm} \pm (rr \sim rrr)$ ， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm (rr \sim rrr)$ ，微粒(rr～rrr)・粉状

普通輝石： $\phi = 3 \text{ mm} \pm > cr \sim c-r$

カンラン石：不詳

猪之頭溶岩流I：この溶岩流は、猪之頭溶岩流の最初の溶岩流で、富士見橋溶岩流に引き続いて流下した。しかしながら、この溶岩流は朝霧高原では、古富士泥流を直接覆って分布している可能性が大きい。溶岩流は、山頂火口から西に向かって15.25 km 流下し、猪之頭付近に達した。この溶岩流の幅は、最大1.75 kmである。溶岩流の南縁は、芝川に沿って、田貫湖東域の芝川河床に達した。

この溶岩流は、猪之頭溶岩流II・IIIその他の溶岩流に広く覆われ、芝川の谷に沿って3箇所に小露出するに過ぎないが、朝霧高原形成に参与した溶岩流の1つである。岩質は、

岩質：

F 3809 富士養鱻場・佐野政敏氏庭・岩板溶岩

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

一般に孔質 暗黒灰色 断面；砂岩断面様

斑晶；斜長石；粗粒・粒状型

斜長石：50%～70% $\phi = 2 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm} (c)$ ・暗灰色～灰色・粒状・針状；まれ， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm (c)$ ・粒状・含柱状・微粒(aa)・粉状

普通輝石： $\phi = 1.5 \text{ mm} \pm > (c)$

カンラン石：(rr)・変質

猪之頭溶岩流II：この溶岩流は、猪之頭溶岩流の2番目の溶岩流で、溶岩流Iに引き続いて噴出した。この溶岩流は、猪之頭付近では古富士泥流を直接覆い、

一部で猪之頭溶岩流 I を覆っている。

猪之頭溶岩流 II は、山頂火口から南西に 12.5 km 流下して猪之頭付近に達した後、南へ向きを変えて 4.75 km 流下し、小田貫湿原の北東域に達した。全長 17.25 km で、幅は最大 2.8 km である。

この溶岩流は、朝霧高原付近では最も西縁を流下した溶岩流で、富士宮有料道路を中心に広く露出し、朝霧高原形成に主役を演じた溶岩流の 1 つである。しかしながら東域は、新しい溶岩流に覆われている。岩質は、

岩質：

F 3808 陣馬の滝造瀑層

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

岩板溶岩：

層厚 5 m ± ~ I 層・3 m ± ~ II 層 下位；古富士泥流

肉眼的所見：

暗青灰色 極く緻密質～岩板は気泡あり

斑晶：無斑晶質

斜長石：50% ± 微粒・暗灰色・粉状

普通輝石： $\phi = 1 \text{ mm} \pm > (\text{rrr})$

カンラン石：不詳

猪之頭溶岩流 III：この溶岩流は、猪之頭溶岩流の 3 番目の溶岩流で、溶岩流 II に引き続いて噴出した。溶岩流は山頂火口から北西西に向かって 12.5 km 流下し、猪之頭溶岩流 II の溶岩原に突き当たって南へ向きを変え、4.75 km 流下して猪之頭南域に達した。

猪之頭溶岩流 III は、朝霧高原付近で、猪之頭溶岩流 I 及び II を覆い、朝霧溶岩流 I 及び II・犬スズミ山溶岩流・菖蒲沼溶岩流の一部に覆われている。しかしながら、この溶岩流は、猪之頭溶岩流 II に沿って、その溶岩原の東側に南北に狭長に分布し、朝霧高原形成に主役を演じた溶岩流の 1 つである。岩質は、

岩質：

F 3871 芝川上流笹原橋下流（標高 755 m）

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

青灰色 緻密質 気孔あり (r) 5% ±

斑晶：過石基質

斜長石：20% ± $\phi = 11 \text{ mm} \pm (\text{r} \sim \text{rr})$ ・灰白色・不規則粒状・柱状， $\phi = 5 \text{ mm} \pm > \sim 2 \text{ mm} \pm (\text{c})$ ・不規則粒状， $\phi = 1 \text{ mm} \pm (\text{c} \sim \text{c} - \text{r})$ ・粒状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm (\text{r})$ ・柱状，微粒 (c)・20% ±

普通輝石： $\phi = 3 \text{ mm} \pm > (\text{r})$

カンラン石： $\phi = 6 \text{ mm} \pm > (\text{c} \sim \text{r})$ ・新鮮

朝霧溶岩流 I：この溶岩流は、朝霧溶岩流の最初の溶岩流で、猪之頭溶岩流 III に引き続いて流下した。溶岩流は山頂火口から北西に向かって 16.5 km 流下し、天子山脈に達した後、最終的には南西西に流れて、建設大学校中央訓練所の南に達した。溶岩原の幅は、最大 2 km である。

この溶岩流は、一部で古富士泥流を覆い、一部で猪之頭溶岩流 II 及び III を覆っているが、東縁を朝霧溶岩流 II・III に、北縁を根原溶岩流に覆われている。

また、この溶岩流は、朝霧高原北域の形成に関与した主な溶岩流である。岩質は、

岩質：

F 3831 建設大学校中央訓練所構内

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗褐色（赤褐色火砕岩～自破碎岩～中の火山角礫）緻密質 断面：粗しょう

斑晶：斜長石；大型斑晶質（元村山溶岩流型）

斜長石：60%～70% $\phi = 9 \text{ mm} \times 2 \text{ mm} (\text{rr})$ ・暗灰色・板状， $\phi = 8 \text{ mm} \pm > (\text{c})$ ・暗灰色・粒状， $\phi = 2.5 \text{ mm} \sim 2 \text{ mm} \pm (\text{a})$ ・粒状， $\phi = 1 \text{ mm} \pm (\text{c} \sim \text{r})$ ・粒状， $\phi = 0.5$

mm± (c~r)・粒状・柱状, 微粒 (c)・粉状
 普通輝石: $\phi=2\text{ mm}\pm > (c)$
 カンラン石: 不詳

朝霧溶岩流II: この溶岩流は, 朝霧溶岩流の2番目の溶岩流で, 溶岩流Iに引き続いて流下した。溶岩流は, 山頂火口から北西に向かって13.25 km 流下し, 朝霧溶岩流Iの溶岩原地形に規制されて, その南側を南へ流れ, 菖蒲沼の西域に達した。溶岩原の幅は, 最大1.2 km である。

この溶岩流は, 一部で猪之頭溶岩流IIIと, 朝霧溶岩流Iを覆い, 東縁を二ツ山溶岩流に覆われている。また, この溶岩流は, 朝霧高原北東部の形成に関与している。岩質は,

岩質:

F 3839 菖蒲沼北東

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見:

黒灰色 (汚褐色凝灰角礫岩~火山角礫岩中の火山角礫) 一般に孔質 (サンプルは緻密質) 断面; 粗しょう

斑晶: 大粒斑晶質

斜長石: 50%~60% $\phi=6\text{ mm}> (c\sim r)$ ・
 暗灰色・板状, $\phi=4\text{ mm}\pm > (a)$ ・粒状,
 $\phi=0.5\text{ mm}\pm (c\sim r)$, 微粒 (r)・粉状

普通輝石: $\phi=2\text{ mm}\pm > (c\sim r)$

カンラン石: 微粒 (r)・変質

朝霧溶岩流III: この溶岩流は, 朝霧溶岩流の3番目の溶岩流で, 溶岩流IIに引き続いて流下した。溶岩流は, 山頂火口から北西に向かって16.75 km 流下し, 上九一色村の富士ヶ嶺 (豊茂開拓) 西域に達した。溶岩原の幅は最大1.5 km である。

この溶岩流は, 朝霧溶岩流I及びIIの一部を覆い, 北部を根原溶岩流, 東部を片蓋山溶岩流と白山溶岩流

に覆われている。岩質は,

岩質:

F 3841 富士ヶ嶺西域路傍

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見:

黒灰色 (汚褐色凝灰角礫岩~火山角礫岩中の火山角礫) 一般に孔質 (サンプルは緻密質) 断面; 粗しょう

斑晶: 粗粒~中粒斑晶質

斜長石: 60%~65% $\phi=4\text{ mm}\pm > (r)$ ・暗
 色・板状を含む, $\phi=2\text{ mm}\pm > (a)$ ・灰色・
 粒状, $\phi=0.5\text{ mm}\pm > (r)$, 微粒 (c~r)・
 粉状

普通輝石: $\phi=2\text{ mm}\pm > (c)$

カンラン石: 微粒 (r)・変質

② 新富士火山旧期側火山溶岩流

朝霧高原周域に分布する新富士火山旧期側火山溶岩流は, 津屋博士に従えば, 犬スズミ山溶岩流と二ツ山溶岩流である。

犬スズミ山 (人穴) 溶岩流: 犬スズミ山溶岩流は, 標高1,210 m の側火山犬スズミ山噴出溶岩流である。この溶岩流は, よく発泡した, 粘性の低い, 大量の溶岩流で, 西方に流下し, 朝霧高原の東域に, 倒扇形の溶岩原を形成した。

溶岩流は岩板溶岩が主で, パホイホイ溶岩の特徴を示して, 表部には縄状紋様の発達する, いわゆる縄状溶岩が観察される。また, この溶岩流には, 別記する数多くの溶岩洞穴が形成され, この特徴から人穴の地名も生まれている。

溶岩流の規模は, 火口から西方の朝霧高原まで, 東~西6.85 km で, 溶岩原の幅は, 人穴付近で南~北最大3.8 km である。また, 溶岩流の層厚は5 m~10 m である。溶岩流の溶岩の岩質は,

岩質:

F 3835 人穴；岡田牧場三ツ池穴付近の溶岩塚

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 孔質； $\phi = 10 \text{ mm} \pm >$ を含む $\phi = 2 \text{ mm} \pm > \cdot 30\% \pm$ 粗しょう

斑晶：粒状・斑晶質～大粒 (c～r)・中粒 (c～r)・細粒 (a)・微粒 (a)

斜長石：45%～50% $\phi = 6 \text{ mm} \pm >$ (c～r)・灰白色・粒状， $\phi = 2.5 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c～a)・粒状(含針状)， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (c)・灰色・粒状，微粒 (a)・粉状

普通輝石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石：微粒 (c)・変質

二ツ山(西丸山)溶岩流：二ツ山溶岩流は、標高1,492 mの側火山二ツ山噴出溶岩流である。この溶岩流も、犬ズミ山溶岩流と同様に、火口より西方に向かって5.75 km流下し、菖蒲沼付近に達している。溶岩原の幅は、末端付近で最大2.26 kmである。岩質は、

岩質：

F 3838 菖蒲沼東域

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色(赤褐色凝灰角礫岩～火山角礫岩；

自破碎岩)中の火山角礫 ローム層；層厚数m
標本は孔質；10%± $\phi = 2 \text{ mm} \pm$ (r)， $\phi = 1 \text{ mm} \pm >$ (c～r) 断面：粗しょう

斑晶：粗粒斑状

斜長石：50%～60% $\phi = 4 \text{ mm} \pm >$ (c)・灰色・粒状・板状， $\phi = 8 \text{ mm} \pm >$ 少し含む， $\phi = 2 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c)， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (r)・微粒 (c～r)

普通輝石： $\phi = 1.5 \text{ mm} \pm >$ (c～r)

カンラン石：微粒 (r)・変質

③ 新富士火山中期溶岩流

朝霧高原周域に分布する新富士火山の中期溶岩流は、菖蒲沼溶岩流である。

菖蒲沼溶岩流：菖蒲沼溶岩流は、朝霧高原付近では、旧期溶岩流に引き続く溶岩流で、山頂火口から北西西に向かって13.85 km流下し、菖蒲沼(池)の西域に達している。溶岩原の幅は、最大1.1 kmである。

この溶岩流は、二ツ山溶岩流と犬ズミ山溶岩流の形成した溶岩原の境界部を狭長に流下し、下位の溶岩を覆いながら、猪之頭溶岩流IIIの溶岩原に達した。従って、溶岩流の一部が、朝霧高原の形成に参加している。また、この溶岩流の表部には、層厚50 cm内外の、新富士火山噴出褐色ローム層が、所によっては厚く堆積している。溶岩流の溶岩の岩質は、

岩質：

F 3836 菖蒲沼南東路傍

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗青灰色 緻密質(下位に汚褐色を呈する層厚数mの自破碎岩あり、標本は層厚5 m±の岩板溶岩)

斑晶：細～微斑晶質

斜長石：45%～50% $\phi = 2.5 \text{ mm} \pm$ (r)・暗灰色， $\phi = 1.5 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (a)・暗灰色・粒状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (a)・粒状，微粒 (a～aa)・粉状

普通輝石： $\phi = 2.5 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石：微粒 (r)・変質

④ 新富士火山中期側火山溶岩流

朝霧高原の北域に分布する新富士火山中期側火山溶岩流は、根原溶岩流である。

この溶岩流は、分布のパターンが側火山タイプで、津屋博士によって命名・ランクされた。しかしながら、

岩相・岩質の上からは、この溶岩流は、本体溶岩流の疑いを強く残している。調査未了の現在、一応津屋博士の地質図に従って、紹介しておく。

また、この溶岩流は、朝霧高原の北縁を限る溶岩流である。

根原溶岩流： この溶岩流は、分布のパターンから、新富士火山の上部の溶岩流である。また、表部に褐色ローム層の存在することから、新期溶岩流以前の溶岩流である。溶岩原の末端部の分布のパターンは、縁の分岐した、イチヨウの葉の形を示して広がっているの、側火山の溶岩流の分布のパターンに似ているが、溶岩流の量は多量で、溶岩原の幅が広く、側火山溶岩流としては大型である。

下位に存在する自破碎岩は、一般の側火山の自破碎岩に比較して固結度が高く、岩質の特徴及び層相は、富士市域に分布する新富士火山旧期後期（津屋博士の中期に相当）の、上部層の日本ランド溶岩流に酷似している。

根原溶岩流の噴出口が明らかでない現在、その規模もまた明らかでないが、溶岩原の最大幅は $6\text{ km} + \alpha$ で、大型である。溶岩流の末端が広がったのは、溶岩流が、地下に存在する稜線地形（割石峠）上を流下したことによる。

この溶岩流は、朝霧溶岩流 I の形成した朝霧高原の北縁を覆い、一段高い台状地形を形成している。根原溶岩の岩質は、

岩質：

F 3829 根原南側；有料道路カーブ

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

※日本ランド溶岩流タイプ

肉眼的所見：

暗青灰色 緻密質 断面；砂岩断面様

斑晶：中粒斑状タイプ 斜長石が新鮮で、明るい所では目にチカチカする。

斜長石：40%～45% $\phi = 5\text{ mm} \pm > (c$

$\sim r)$ ・灰白色・粒状・自形・半自形・長柱状
ややあり、 $\phi = 2\text{ mm} \sim 1\text{ mm} (a)$ 、 $\phi = 0.5\text{ mm} \pm (a)$ ・粒状・長柱状、微粒 (a)・粉状
普通輝石： $\phi = 6\text{ mm} \pm > (c \sim a)$ ・長柱状・自型
カンラン石：微粒 (r)

1-3 朝霧高原の地質構造

朝霧高原の地形は、羽鮎丘陵や星山丘陵とは異なり、テーブル状の台地が明瞭に現われていない。しかしながら、八ヶ岳高原と比較すると、むしろ台地地形を示し、八ヶ岳型の高原と星山丘陵型の折衷型である。

朝霧高原の特徴は、まず存在位置が、標高 600 m ～950 m の間の、西側に天子山脈が存在する低地を占めていることである。これによって、朝霧高原には、特徴的な自然現象が形成されている。

特徴の第二は溶岩流の分布のパターンであり、特徴の第三は、地質構造にある。

(1) 位置

朝霧高原は、標高が高い上に南に緩斜していること、西側に比高約 1,000 m 内外の天子山脈（開析の進んだ断層崖）が存在すること、地形が南へ開いて駿河湾に面していることなどから、特異な気候因子・気候要素が存在・発生する。これによって、朝霧高原特有の気象が存在し、植生・動物相を規制するとともに、市民の生活環境をも規制している。

(2) 溶岩流の分布

地質図に表わされているように、朝霧高原を形成する溶岩流は、南北性を示して分布し、これに直交する東西性を示す東域の溶岩流に続いている。

南北性を示す猪之頭溶岩流 II 及び III・朝霧溶岩流 I 及び II の一部は、下位に分布する古富士泥流と、累積する富士見橋溶岩流 II・猪之頭溶岩流 I を覆って、朝霧高原の溶岩原地形を形成し、南縁には猪之頭溶岩流 II の舌状末端地形によって、比高約 50 m のアクセン

トを生じた。

(3) 地質構造

朝霧高原と天子山脈の境界には、富士盆状地を形成した古い活断層の西富士断層が南北に走り、断層線に沿って低地が形成されて、朝霧高原の西縁のアクセントを強調した。

朝霧高原の東城南半は、富士宮有料道路の東側に、安居山断層の北方の延長部の大平断層が南北に走り、ヒンジフォールト性の東落ちの地形を形成して、朝霧高原に最大落差約 90 m のアクセントをつけた。

(小川賢之輔)

2 小田貫湿原周域の地質

「静岡の自然 100 選」に選定された小田貫湿原は、富士火山麓では数少ない湿原の 1 つである。湿原そのものは、面積も狭く、規模も小さいが、植物班・動物班の研究によって、植物相・動物相に著しい特徴の存在する貴重な自然であることが判明した。



写真7 小田貫湿原と田貫湖
～左下；小田貫 右下；田貫湖～

富士宮市域周辺の富士火山麓には、かつて星山丘陵の丹奈池・田貫沼湿原・菖蒲沼などが存在した。それらのうち、丹奈池は貫戸集落の南方の標高約 100 m の星山丘陵に存在し、小規模であったが、砂利採取によって消滅した。丹奈は山中の池などの地名にしばしば用

いられ、原型は“丹那”である。菖蒲沼は、朝霧高原の北東（人穴北方山梨県境）に存在した湿地である。別に菖蒲池とも呼ばれたが、現在は涸渇して地名だけが残っている。田貫沼湿原は比較的規模の大きい典型的な湿原であったが、昭和 10 年代に一部を堰き止めて、灌漑用水池が構築されたので、そこに田貫湖が誕生し、昔の湿原の面影は全く失われた。

2-1 小田貫湿原

小田貫湿原の位置は、天子山脈の長者ヶ岳(1,335.8 m)より東へ張り出した田貫尾根(東海自然歩道)の北側に接して、南側の田貫湖と相対している。田貫尾根の北側には、約 1,500 m 隔てて天子山脈より東へ張り出した尾根があり、この間を、長者ヶ岳に発したスゲノ沢(大洞川)が東流し、田貫尾根の東側で、天子山脈の東麓を南流する芝川に合流している。小田貫湿原は、田貫尾根とスゲノ沢の間に、北西西一南東約 650 m にわたって、幅約 85 m～30 m を占めて分布している。

小田貫湿原は、一連の湿原群であって、東・中・西の 3 箇所に分かれて存在し、そのうちの中間の湿原は、道路によって更に 2 分されている。小田貫湿原群の存在するスゲノ沢以南では、東西に延びる比高約 5 m 内



写真8 小田貫湿原

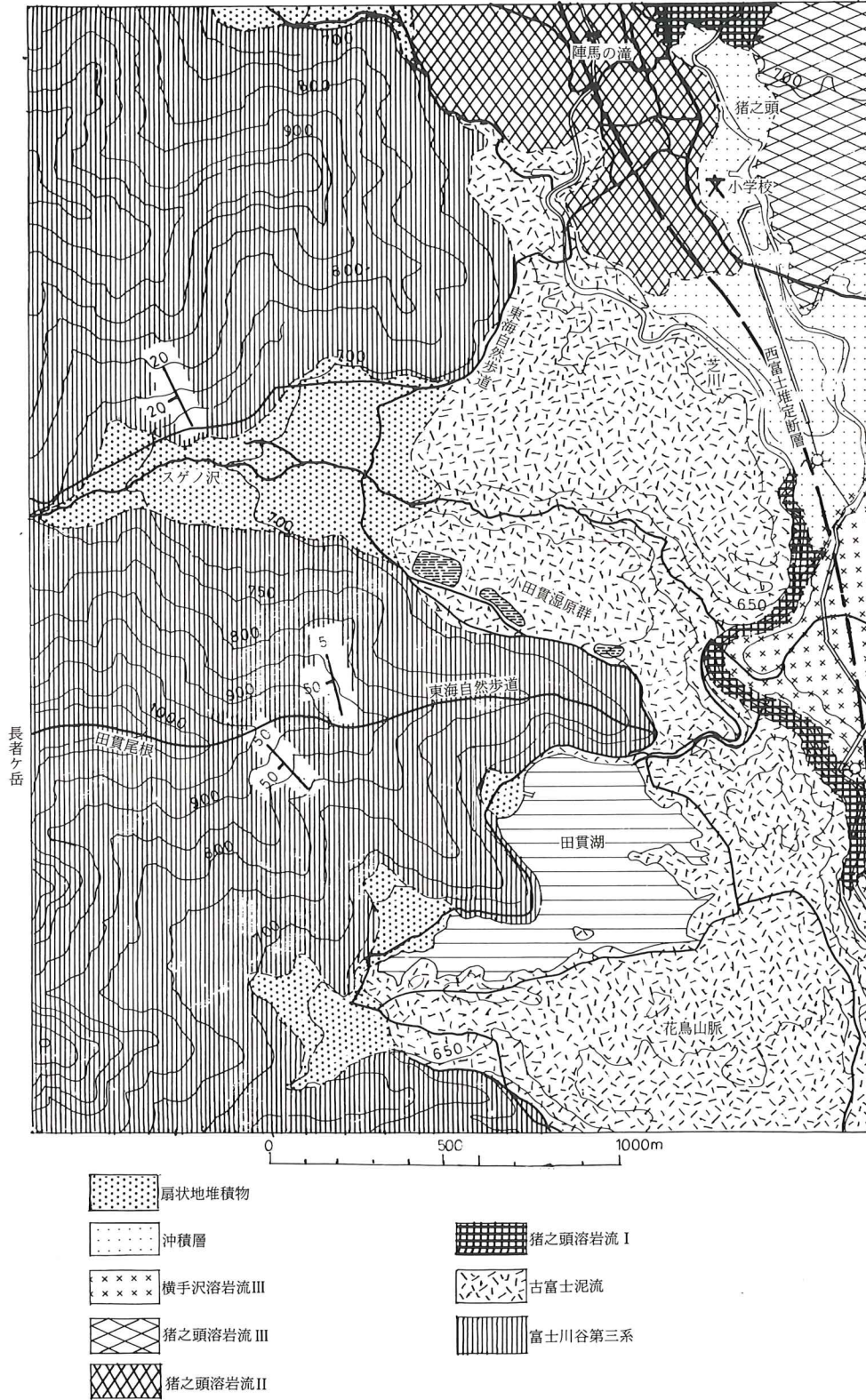


図 17 田貫湖周域地質図 (津屋；1963 による～小川改訂)

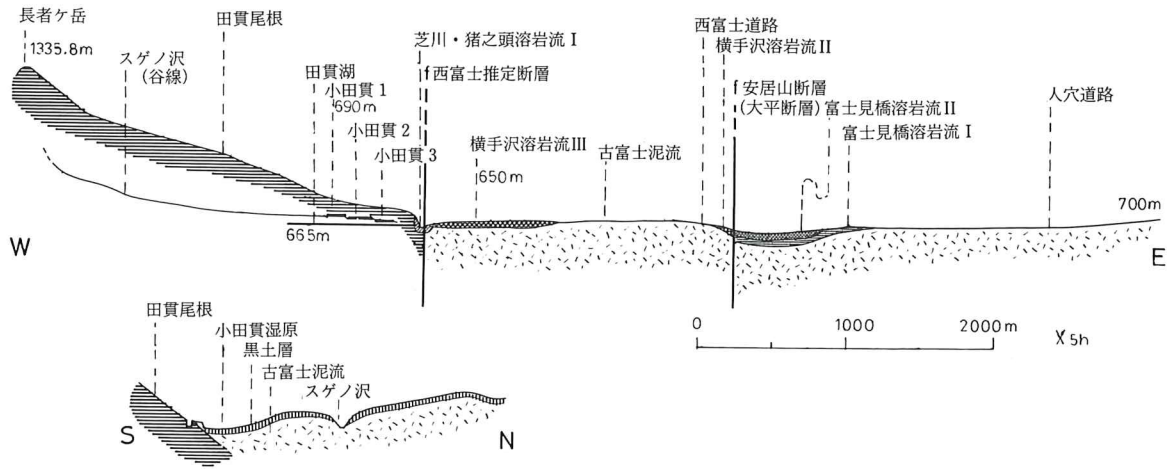


図 18 小田貫湿原付近地質断面図

外以下の、古富士泥流に形成された、プレッシャーリッジと呼ばれる細長い溶岩塚型の地形があり、湿原は、プレッシャーリッジと田貫尾根に挟まれた、狭長な低地に形成されている。

小田貫湿原の規模は、西端のものが標式的で、長さ約 185 m、幅約 85 m、面積約 1.348 ha、中間に存在するものは山道によって二分され、西側の湿原は長さ約 55 m、幅最大約 26 m、面積約 5.56 a、東側の湿原は長さ約 109 m、幅約 18.5 m、面積約 17.68 a である。中間の湿原の集計値は、長さ約 178 m、面積約 23.24 a である。東端の湿原は、S 字状に湾曲し、長さ約 90 m、幅約 30 m、面積約 11.94 a である。また西端の湿原は、標高約 687 m、中間の湿原が標高約 686 m、東端の湿原が標高約 677 m で、西から東へ順に低くなり、階段状に分布している。

湿原は平坦な草原を形成し、低い部分は深さ 10 cm 内外の水を湛えて、特有の湿原を形成している。また、草原には、湿原特有の大小の小池が分布し、常時水を湛えている。水深は 30 cm～40 cm 内外である。湿原内の小池は、西端の湿地で大小 81、中間の湿原で大小 44(内西側のもの 11)、東端の湿原では小池は見られない。

湿原は基底に古富士泥流が分布し、これを層厚 1 m 内外の新富士火山新期テフラの黒土層（腐植質風化火山灰層；クロボク）が一面に覆って分布している。

湿原を形成する水は、主として降水によって供給されている。水のリザーバーは、基盤を形成する不透水性の古富士泥流と、^{おでい}遊泥質の粘土化した不透水性の厚い黒土層である。従って、小池を満たす水は、雨後日を経るに従い色付いて褐色を帯びてくる。しかしながら、一般には田貫尾根よりしみ出す地下水が湿原を潤し、微弱ながら湧き出して湿原を形成している。この湧水の影響を受ける一部の小池は、水が透明で、湧水口付近の水底は深くなって、数 10 cm の水深になっている。

2-2 田貫湖

田貫湖は田貫尾根に接して南側に位置している。その規模は、東西約 1,030 m、南北約 700 m、面積約 35 ha、湖面の標高は約 660 m である。堰き止めて農業用水池に造成した以前も、現在のように、スゲノ沢から水路・トンネルを通して通水していたので、湿原を涵養した水源については明らかでない。しかしながら、基盤とこれを覆う地質が、小田貫湿原と同様に、不透



写真9 田貫湖

水性の古富士泥流と新富士火山新期噴出テフラの黒土層であること・地形が東高西低で湿地を形成しやすいこと・長者ヶ岳から大型の谷が開いていることなどから、小田貫湿原形成と条件は全く同一である。

2-3 小田貫湿原周域の地質

小田貫湿原及び田貫湖（もと田貫沼湿原）は、基盤岩類の、富士川谷新第3系の分布する天子山脈（毛無山脈～天子山地）と、富士山西麓の接点に形成された湿原である。

基盤岩類の富士川谷新第三系は、南部フォッサマグナの、富士川谷流域に分布する代表的な地層である。また、小田貫湿原周辺の富士火山の溶岩流は、いわゆる古富士泥流である。

(1) 富士川谷第三系

富士川谷第三系は、第三紀中新世(BP. 2,400万年以降)から、第3紀鮮新世(BP. 520万年～BP. 約170万年)に、南部フォッサマグナの富士川谷地向斜に堆積した地層である。それらの内、最下部の御坂層群（西八代層群相当層）は、御坂山地（御坂山脈）を模式分布域とする地層で、第三紀中新世前期(BP. 2,400万年～BP. 1,500万年)の堆積層である。

富士川層群は、御坂層群の上位に横たわる地層で、

上部と下部の2層から成り、上部層は更に、上部と下部に分層されている。まず下部層は、中新世中期(BP. 1,500万年～BP. 1,000万年)の堆積層で、相当層は下部累層・万沢累層・小河内累層・和田島累層などである。上部層の下部は、中新世後期の前半(BP. 1,000万年～BP. 750万年)の堆積層で、相当層は身延累層・相又累層・篠井山火砕岩などで、一部の地層は上部層の上部に引き続いている。上部層の上部は、中新世の後期の後半(BP. 750万年)～鮮新世末(BP. 200万年)の堆積層で、相当層は浜石岳礫岩層・川合野礫岩層・貫ヶ岳礫岩層・曙礫岩層などで、一部の地層は、上部層下部より引き続いている。

小田貫湿原と田貫湖の間に延びる田貫尾根、及び北側に延びる東一西性の尾根を含む天子山脈は、富士川層群下部層の、下部累層相当層の万沢累層の分布域である。スゲノ沢の上流部では、万沢累層の連続露頭があり、東から西の天子山脈の稜線に向かって、砂岩・礫岩互層(N 20°W・20°SW)～砂岩・泥岩互層(N 20°E・15°NW)～礫岩層、砂岩・泥岩互層(N 20°E・20°NW)と続いている。

田貫尾根は、表部を新富士火山噴出腐植質風化火山灰層(黒土層；クロボク)に覆われているので、露頭は極めて少ない。これらの露頭は、稜線の末端(東端)から長者ヶ岳に向かって、層理を示す砂質礫岩層(N 5°W・50°W)～同質の砂礫層(N 45°W・50°SW)～砂岩層～層理の発達した砂岩層(N 80°W・60°S；長者ヶ岳の東北約100m)と続いている。天子山脈の稜線の西側では、層相は東側と同様であるが、地層の走向は、ほぼ南一北性・傾斜は東に傾き、稜線に沿う南北性の軸を持つ、向斜構造の褶曲構造が存在している。田貫尾根の中復には、玢岩類の転石や、ソールマーク(流痕)の残された径1.5m内外の転石が存在するので、玢岩類の岩脈の存在や、堆積環境の推察が可能である。また、標高1,200m付近の尾根にハンレイ岩の転石が存在し、付近を閃緑岩ないしハンレイ岩の岩脈が貫い



写真10 田貫尾根の転石に残されたソールマーク(流痕)

ていることがわかる。これらを反映して、スゲノ沢の上流には、普通輝石の美晶を含む珩岩類の転石が数多く存在している。更に長者ヶ岳～天子ヶ岳間の尾根には、安山岩質の火砕岩が分布している。

スゲノ沢の中流部には、万沢累層の砂岩及び礫岩の転石の堆積した扇状地地形が形成されている。従って、常時流水の少ないスゲノ沢の流水は、ほとんど伏流水となって礫の下を流下している。

(2) 富士火山の噴出物

富士火山が噴出したのは、西側の天子山脈～北側の御坂山地・都留山地・道志山地～東側の丹沢山地に囲まれた富士盆状地の中央部である。この位置には、BP. 48 万年ころ、小御岳火山が活動して、標高 2,300 m の成層火山を形成した。その後休止期をへさんで、小御岳火山の火口から南へ約 3.25 km 隔てた地点（ほぼ現在の富士山の火口の位置）に、BP. 8～9 万年(町田洋博士)ころ火山活動が始まった。これが、古富士火山である。

古富士火山には 3 種の溶岩流噴出活動期と、段丘砂礫層及び扇状地砂礫層堆積期が存在しているが、これらの活動期を代表する火山活動は、古富士泥流噴出活動期で、楯状火山の山体（標高約 2,700 m）を形成した。これらの溶岩流は、多量の水の影響を受けた玄武

岩質の火山碎屑泥流で、山体の各方向に流下し、富士盆状地の末端に達するとともに、末端部に厚く堆積した。また、この溶岩流の特徴は、極めて不透水性で、富士火山の溶岩伏流（潜流）のリザーバーとして知られている。現在、古富士泥流が標式的に分布するのは、富士火山西麓と東麓で、東麓では主として駿東郡小山町付近、西麓では主として富士宮市域の、田貫湖周域・羽鮒丘陵・星山丘陵などである。

富士火山西麓に分布する古富士泥流は、一般に天子山脈の東麓に衝突して層厚を発達させるとともに、北高～南低の山麓地形に支配されて、南へ向かって向きを変え、流下・分布している。従って、天子山脈東麓を流下する芝川系の河流は、巨視的には、古富士泥流の末端縁に沿って流下している。

その後、富士盆状地形成に関与した、ほぼ芝川に沿って南北に潜在する西富士断層が活動して、古富士泥流を切断した。そのために、芝川（西富士断層）を境に、東域は西側の田貫湖面に対して、約 70 m 低下した。

BP. 約 14,000 年になると、ほぼ古富士火山の火口の位置に新富士火山が活動をはじめ、溶岩流を噴出して高度を高め、三階建て構造の現在の山体を形成した。

富士山西麓に流下した溶岩流は、古富士泥流の場合と同様に、天子山脈の東麓に達した後、地形に支配されて南に向きを変えて南流している。また、それぞれの溶岩流の規模は、火山活動の 1 サイクルの消長を反映して、最初は大型であるが、次第に小型になり、やがて終息するので、溶岩流の末端は順に後退して、階段状の溶岩地形を形成する傾向がある。

小田貫湿原の東域周辺に分布する新富士火山の溶岩流は、まず横手沢溶岩流 I が流下した。やがて断層谷の芝川の谷に沿って、猪之頭溶岩流 I が流下し、続いて猪之頭溶岩流 II・猪之頭溶岩流 III が流下した。このことは、殊に猪之頭溶岩流 II・猪之頭溶岩流 III の末端付近に、40 箇所を超える富士火山溶岩伏流湧水群を形成する要因となっている。

これらの各溶岩流の岩質は、

岩質：

F 3792 (L) (横手沢溶岩流 I) ~ 田貫湖東方芝川
左岸路傍~

A・B 普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

Pl. のため明るいが基質は暗黒灰色・全体として
暗灰色・緻密質 (溶岩はやや多孔質)・岩板溶岩
の層厚 3 m ±

斑晶：過斑晶質~ (斜長石)

斜長石：75% ± $\phi = 6 \text{ mm} \pm$ ；灰白色・粒状
バラバラ (r)： $\phi = 6 \times 1.5 \text{ mm} \pm$ (c)；
 $\phi = 3 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ 灰白色・半自形 多し
(a)， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ ；拍子木状・針状 (c
-r)，微粒；粉状 (r)

普通輝石： $\phi = 5 \text{ mm} \pm >$ ；バラバラ (c-r)

カンラン石：不詳

F 3809 (L) (猪之頭溶岩流 I) ~ 富士養鱈場西側
佐野政敏氏庭

A・B 普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗黒灰色 孔質； $\phi = 15 \text{ mm} \pm >$ バラバラ (c)
10% ±

斑晶：Pl.；細粒一微粒型

斜長石：30% ± $\phi = 4 \text{ mm} \pm$ ；灰白色・粒状
(rrr)， $\phi = 3.5 \text{ mm} \pm \sim 1 \text{ mm} \pm$ ；灰白色・
粒状・自形~半自形 バラバラ (c-r)， $\phi =$
1 mm >；灰白色・針状 (長柱状) (aa)，微
粒；粉状 (a)

普通輝石： $\phi = 4 \text{ mm} \pm >$ ； (r)

カンラン石：不詳

F 3808 (L) (猪之頭溶岩流 II) ~ 陣馬の滝造瀑層

(A)・B 含普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色・緻密 (大沢溶岩型・八軒溶岩型)

斑晶：無斑晶質

斜長石：30% ± $\phi = 1 \text{ mm} \pm$ ；暗灰色・粒状

バラリバラリ (rrr)， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ ；粒状・

拍子木状 バラバラ (rr)，微粒；粉状 (aa)

普通輝石： $\phi = 3 \text{ mm} \pm >$ ；バラリバラリ (rr)

カンラン石：不詳

(小川賢之輔)

3 白糸の滝周域の地質

白糸の滝は、芝川の分流に懸る滝を主瀑とし、乱流
する川中島をはさんで、東側の芝川本流の音止めの滝
と相対して形成されている。

富士山の降水・降雪が陽光を受けて溶け、溶岩伏流
水 (潜流) となって、谷底から約 25 m の断崖を形成し
ている古富士泥流と、これを覆う新富士火山溶岩流と
の境界面から落下している景観は、あたかも^{なにかし} 姫が、
真白な玉すだれの糸を、主瀑をはさんで何百条も、幅
約 120 m の崖に懸けたように思わせるものがある。富
士山頂の白雪と、溶岩伏流と、目の前の断崖に懸る白糸
の飛瀑が、一連のイメージになっている、それが天下
の名勝白糸の滝である。



写真11 白糸の滝(1)

3-1 白糸の滝周域の地形

白糸の滝周辺地域は、富士宮市域地形区の上では、ICすなわち、富士火山麓の、南北性低地(北高一南低性緩斜面)に相当している。

その西側は、ほぼ芝川の上流大倉川に沿って南北に走る柚野推定断層の延長の西富士断層を境に、西側の天子山脈(天子山地=毛無山脈)に接し、東は地形区IBの、富士山麓中腹斜面に漸移している。また南は、狩宿推定断層を境に、地形区IDの羽鮒丘陵に接し、北はICの延長である根原の割石峠(山梨県境)に向かって次第に高度を増し、巨視的には、朝霧高原に続く高原状の地貌を呈している。

白糸の滝の懸る芝川は、富士火山麓の野溪に発し、朝霧高原の野外活動センター付近から谷形を形成して、涸れ沢となって富士養鱒場に達する猪之頭沢を上流とし、これより猪之頭水源地の湧水を合流して南流し、小田貫湿原の東方でスゲノ沢を合流している。

この間、スゲノ沢合流点北方約300m付近で、毛無山北東の1,922m峰(カタデッキ)に発する、五斗目木川を合流している。五斗目木川は、麓集落南東の朝霧グリーンパーク付近より下流には流水があり、ミニ白糸の滝と言われる陣馬の滝には、白糸の滝型の懸瀑がある。

五斗目木川合流点より上流の芝川は、側火山ニツ山(1,492m)付近を谷頭とする猪之頭沢を含め、全長約12kmである。富士養鱒場より上流の猪之頭沢は、朝霧高原の野溪群を集めて流下するが、これらの野溪はいずれも涸れ沢で、降雨期の他は流水を見ない。

猪之頭には、40数箇所の湧水群があり、芝川はこれらの湧水を集めて流下し、芝川町上柚野の堀之内北方で、大倉川を合流している。この間約24km、ニツ山付近の谷頭から富士川合流点までの全長は、約32.5kmである。

白糸の滝及び白糸の滝懸瀑群の形成は、基盤を成する

古富士泥流を切る狩宿推定断層の形成によって、開始される。南東側落ちの狩宿推定断層の活動によって、基盤の古富士泥流溶岩原には、垂直に約30mのズレを生じた。このズレに端を発して、谷底侵食(下方侵食)が始まり、遷急点が形成され、侵食は時の流れとともに上流に向かって進んで(後退)、現在の地点に至り、新富士火山の溶岩流の岩板溶岩を造瀑層として、白糸の滝・音止の滝及び白糸の滝懸瀑群を形成した。また滝より下流には、古富士泥流の岩質によって、ミニブランドキャニオン型の峡谷が、約2,000mにわたって形成された。

3-2 白糸の滝周域の地質

白糸の滝の周辺には、古富士泥流が広く分布して基盤を形成し、これを覆って新富士火山の各種溶岩流が分布している。また、地域の西側には、芝川の支流の大倉川がほぼ南北に流下し、大倉川に沿って走る西富士断層を境に、天子山脈を構成する新第三紀中新世中期(BP.1,500万年以後)の、富士川層群下部層に属する万沢累層(十島互層~万沢互層)相当層が分布している。

白糸の滝周辺に分布する新富士火山の溶岩流は、下位より順に、北山溶岩流Ⅷ、白糸溶岩流Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ、横手沢溶岩流Ⅲとなっている。また、調査域の北東部では、これらの岩層を覆って、富士山麓の各地に特徴的に分布する扇状地堆積物層が広がっている。更に、白糸の滝主瀑直下、猪の窪沢の河床及び左右の河岸には、これも富士山麓に特徴的な、湖沼型の扇状地堆積物が分布している。なお地域には、広域にわたって、侵食・運搬からまぬがれて、各種火山灰層(いわゆるローム層)・スコリア層・ラピリ層・火山砂礫層などの堆積物が分布している。

(1) 古富士火山の噴出物

古富士火山噴出溶岩流の古富士泥流は、白糸の滝周域の基底に横たわる溶岩流である。この溶岩流は、ほ

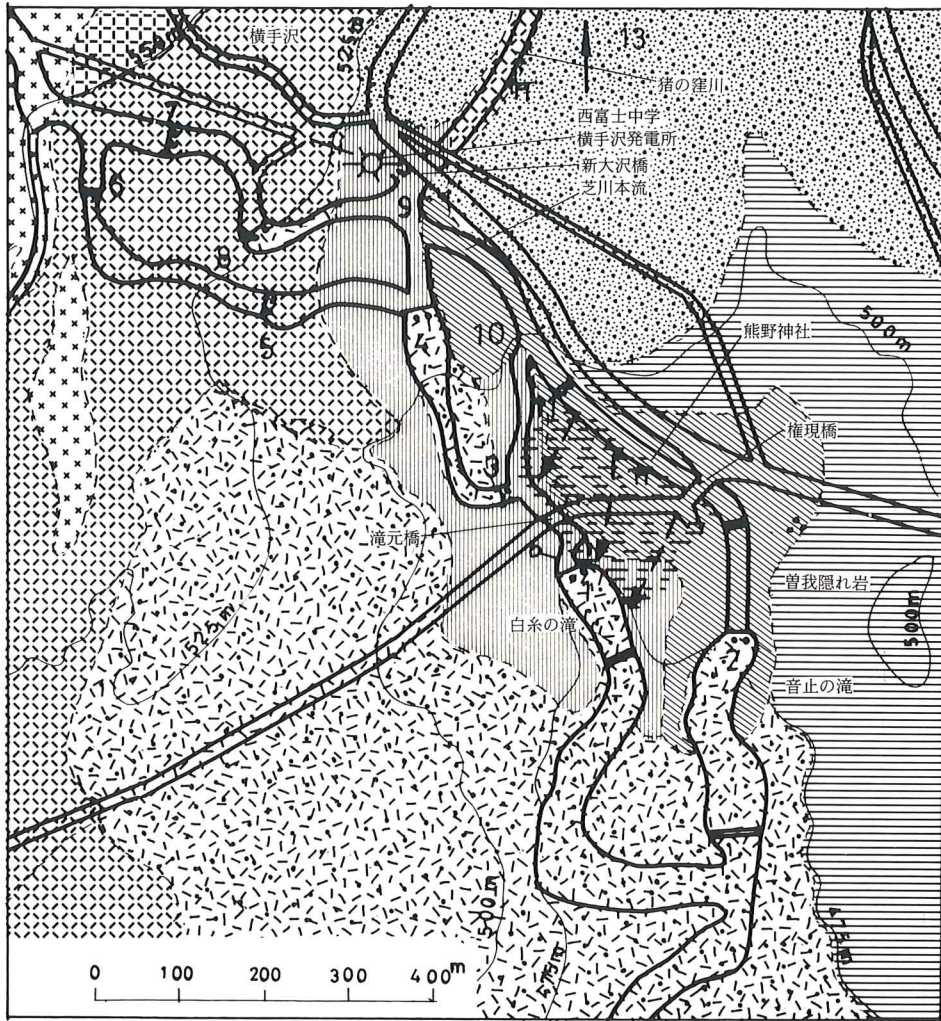
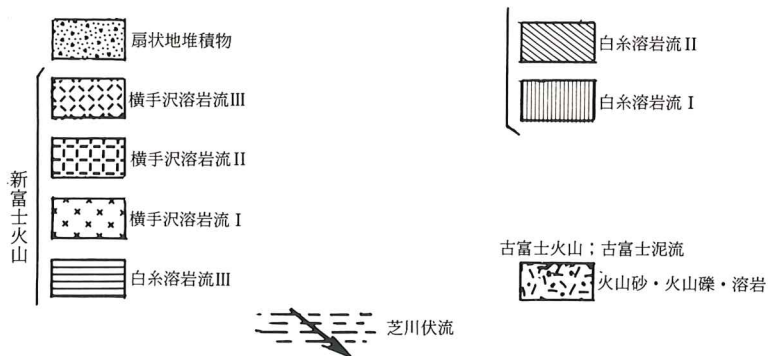


図 19 白糸の滝周辺地質図 (小川)



- 1. 白糸の滝 2. 音止の滝 3. 滝 4. 牛淵の滝 5. 朴の木淵の滝
- 6. 滝 7. 滝 8. 神棚淵の滝 9. 猪の窟川合流点 (十字河流)
- 10. 乱流 (T字河流) 11. 滝



写真12 白糸の滝(2)

ほぼ現在の富士山の火口の位置から噴出したものと推定される溶岩流である。

古富士火山の活動期については、まだその開始期も終止期も厳密には知られていない。すなわち、活動期の定め手になる基底の溶岩もよく分かっていないし、上限についても、岩質・岩相が酷似することもあるが、明瞭を欠いている。従って、溶岩流の研究結果から古富士火山の活動期を厳密に決定するには、まだデータが不足している。

溶岩流から得られたデータによれば、古富士火山の最も古い溶岩流は BP. 25,300 年±100 年、最も新しい溶岩流は BP. 16,500 年±400 年である。古富士火山の活動が開始された時期について、町田洋博士は、テフロクロロジーの立場から、古富士火山の活動開始期を BP. 約 8 万年～9 万年以前と推測した。その根拠として、富士山東麓の湯船原付近に堆積しているテフラ中に、BP. 7 万年～9 万年と年代測定された御岳 PmI 層が挟在し、ほぼこれを境に、玄武岩質スコリアが急激に多くなっている事実に注目した。このころ、愛鷹火山も箱根火山新期カルデラも活動を終わっているため、玄武岩質スコリアは、古富士火山の放出物に対比されるという。なお町田博士は、御岳 PmI 層の下位に、古富士火山活動の初期、またはそれに先立つ時期

の、大量の軽石層^{パミス}が存在することを報告されたが、まだ詳報されていない。

BP. 約 1 万年になると、火山活動の不連続は認められないが、活動様式の著しく異なる火山活動が始まって、約 1 万年にわたって、多量の溶岩流を何回も四方へ流下した。この活動について、津屋博士や筆者は新富士火山旧期としたが、町田博士は古期富士火山第 II 期とし、その後約 4,000 年の静穏期を迎えたものとした。また、古期富士火山第 II 期には、全期間を通じて富士黒土層が降下、堆積したと言われる。



写真13 音止の滝 ～芝川本流～

古富士火山が活動を開始したのは、新生代の、第四紀洪積世（更新世）の末期で BP. 8 万年～9 万年とされているので、古富士火山は、第四紀氷河期の、リス・ヴェルム間氷期（ヴェルム第 I 亜氷期）～ゲトワイゲル間氷期～ヴェルム第 II 亜氷期～パウドルフ間氷期を経て、BP. 2.5 万年～1.65 万年の主ヴェルム亜氷期（ヴェルム第 III 亜氷期；ヴェルム最盛期）の終末に合わせるかのように、火山活動も終わりを告げた。

古富士火山の活動は大型で、爆発指数の大きい火山活動であった。殊に噴出した大量の火山放出物は、町田博士の古期テフラ（火砕物）、津屋博士の古富士泥流（集塊質泥流）で、町田博士によれば、古期テフラ層は、玄武岩質スコリア質テフラであり、噴出総量は約

250 km³であるという。また、消長する氷河期中の火山活動であったために、対応する氷河期の影響を反映して、噴出物の層相・堆積仕方に著しい特徴が現われている。例えば泥流型の古富士泥流である。

古富士泥流は、層相に示されているように、大量の水の影響を受けて流動性が極めて大きく、火口から山麓に向かって山腹を広く覆い、末端部に厚く堆積した。殊に富士火山西麓では、古富士泥流は天子山脈の東麓に衝突して、根原地区の割石峠以南では方向を南に変え、南北性の地形を形成するとともに、朝霧高原・羽鮒丘陵・星山丘陵などの地形形成者となった。

古富士泥流の岩質・泥流の形成について、津屋博士は、噴火の際、含輝石カンラン石玄武岩を主とする、各種の玄武岩質溶岩の大小の破片が、火山灰・火山砂礫として放出されたり、火砕流（火山砕屑流）・泥流として流下する火砕噴出物が、堆積固結した凝灰角礫岩と解されている。従って、古富士泥流は特徴的に不透水性が大きく、溶岩伏流の基底を形成して、富士山麓湧水形成に主役を演じている。

白糸の滝周辺の基底に分布する古富士泥流は、富士山西麓に分布する古富士泥流と一連のもので、芝川の侵食谷の谷壁・谷底に露出し、白糸の滝・音止の滝・牛淵の滝・朴の木淵の滝・^{かんだな}神棚の滝では、造瀑と重要な関係を持っている。

(2) 新富士火山の噴出物

① 白糸溶岩流 I

白糸の滝付近に分布する新富士火山溶岩流のうち、最下部に横たわる溶岩流である。白糸溶岩流 I は、白糸溶岩流活動期の噴出物で、溶岩流 I～溶岩流 III の 3 垂溶岩流中、最初に流下した溶岩流である。

白糸溶岩流 I は、山頂火口から南西西に 11.5 km 流下し、人穴の南東に達した後、方向を南西に転じ、6.1 km 流下して白糸の滝に達している。全長 17.6 km である。また、この溶岩流は、4 層の岩板溶岩から形成されている。



写真14 神棚の滝 ～芝川本流～

最下部の第 1 層は層厚約 4 m の岩板溶岩で、白糸の滝主瀑の落下口に小露出して造瀑層を形成している。岩質は含普通輝石カンラン石玄武岩で、チョコレート色を呈し、多孔質である。斜長石は長柱状が主で、粒径 5 mm 以下のものが多く含まれ、過斑晶質である。露頭に関する限り、自破碎岩の発達は極めて悪い（溶岩流の末端部の特徴の 1 つ）。第 2 層は層厚約 4 m の岩板溶岩で、第 1 層を覆って白糸の滝の落下口付近以南に分布している。岩質は第 1 層とほぼ同質で、褐灰色を呈し、輝石の斑晶は粒径 7 mm 内外以下、斜長石は柱状が主で、粒径 7 mm 内外以下のものを多く含んでいる。また、第 1 層及び殊に第 2 層は、柱状節理が発達している。柱状節理は侵食に弱いので、滝の後退（崩壊）を早める原因となっている。これを反映して、柱状節理の発達する第 2 層は既に、主瀑付近では侵食によって失われている。

第 3 層は、真奈井湧水池付近では、第 2 層・第 4 層に挟まれて露出し、猪の窪川の新大橋直下では、横手沢溶岩流 III に接して小露出している。岩質は含輝石カンラン石玄武岩で、黒灰色を呈し、粗粒の輝石を少量含んでいる。斜長石は粒径 2 mm 以下の柱状のものが主で、斑晶を比較的多く含んでいる。第 4 層は、真奈

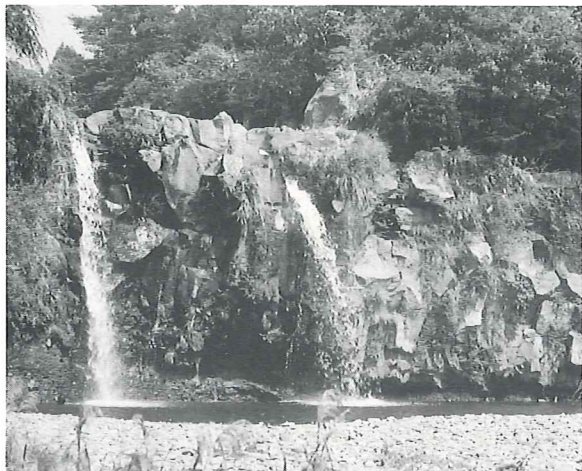


写真15 牛淵の滝 ～芝川乱流～

井の北壁頂部から、滝元橋の上流（図19の3の地点）を経て、牛淵の滝の造瀑層を形成し、広く分布している。岩質は含輝石カンラン石玄武岩で、黒灰色を呈し、粗粒の輝石を少量含んでいる。斜長石は粒径2mm以下の、粒状・不規則粒状及び柱状を呈しているが、全体として斑晶の少ない、石基のやや多い岩石である。

② 白糸溶岩流II

白糸溶岩流グループの中部溶岩流で、音止めの滝の造瀑層を形成している。この溶岩流の規模は全長16.7kmで、分布域の幅は最大1.4kmである。溶岩流は、音止めの滝周辺から芝川に沿って、上流の地点(11)付近まで露出し、滝元橋下流左岸・曾我兄弟の隠れ岩付近にも露頭がある。岩質は粗しょうな含輝石カンラン石玄武岩で、黒灰色を呈し、少量の輝石と、粒径5mm内外以下の、粒状及び柱状の斜長石の斑晶を多く含んでいる。岩板溶岩の層厚は3m内外である。また、自破碎岩の発達は極めて悪い。白糸の滝周辺では、白糸溶岩流IIは、白糸溶岩流IIIに広く覆われているために、分布域は狭い。しかしながら、この溶岩流の分布域は、南方の狩宿付近に広がって存在している。

③ 白糸溶岩流III

白糸溶岩流グループの上部溶岩流で、白糸の滝の東方の台地上に溶岩原を形成している。しかしながら、

表部を広く新期ローム層に覆われているため、露頭は工藤祐経の墓の東方の墓地などに限られている。溶岩流の規模は全長16.0kmで、幅は約1.3kmである。岩質は、含輝石カンラン石玄武岩で、暗灰色を呈し、少量の輝石と、粒径10mm内外以下の、板状の斜長石を多量に含んでいる。

④ 横手沢溶岩流III

白糸の滝付近に分布する新富士火山溶岩流のうち、白糸溶岩流を直接覆って分布する溶岩流である。横手沢溶岩流IIIは、横手沢溶岩流活動期の噴出物で、溶岩流I～溶岩流IIIの3重溶岩流中、最後に流下した溶岩流である。

横手沢溶岩流IIIは、山頂から南西に11.5km流下し、西富士断層崖下に南流する芝川の左岸に達した後、流向を南に転じ、8.2km流下して熊久保付近に達している。全長19.7kmで、溶岩流の最大幅は2.25kmである。



写真16 朴の木淵の滝 ～芝川乱流～

この溶岩流は、白糸の滝周辺では、南北性を示して分布し、滝の北西の横手沢集落を中心に、高原状の低平な溶岩原を形成している。この溶岩流は、^{ほう}朴の木淵の滝(5)と^{かんだな}神棚淵の滝(8)の造瀑層を形成している。岩質はカンラン石玄武岩で、黒灰色を呈し、ほとんど無斑晶質であるが、極くまれに粒径数mmの斜長

石を含む過石基質の岩石である。この岩石は、肉眼的に津屋博士の猪之頭溶岩流IIと、大沢溶岩流に酷似している。

横手沢溶岩流Iは、猪之頭西域～熊久保間に、横手沢溶岩流IIは、横手沢～猪之頭東域間に、それぞれ南北に狭長に分布している。

(3) 湖沼型堆積物

富士山の南～西麓には、各地域に湖沼型堆積物が、小域を占めて分布している。この堆積物は比較的分級が進んでおり、一般に水平に堆積し、ラピリ混り火山砂層・火山砂層・シルト質火山砂層などとして、単独に、あるいは数10cmの厚さで互層し、まれに褐色風化火山灰層と漸移・指交堆積している～^{まじまじ}積集落；西富士バイパス付近造成地～。また、細粒砂層～シルト質砂層中には、しばしば植物偽化石が含まれている。これらの特徴は、堆積物層の層理面が傾斜したり、斜層理を形成したり、堆積物が分級不良の、主として火山砂礫（ジャリ）より構成される扇状地型堆積物とは、明瞭に区別される。両者はいずれも多量の水の影響を受けた堆積物であるが、前者は溶岩流などが堰き止めたために形成された湖沼型の堆積物である。

白糸の滝の周辺では、湖沼型堆積物層は西富士中学校北側の、猪の窪川付近を中心に分布し、左岸の露頭では植物の葉の偽化石のほか、クロートビナを認めた。また、同校北方の^ま橋付近の下流では、この層の上に層厚4m以上の古富士泥流が重なっているのを認めた。この付近に分布する湖沼型堆積物層は、西方へ約5°傾斜し、地層堆積後地盤が低下したことを暗示している。

(4) 旧期溶岩流上の扇状地堆積物

この堆積物は、付近の富士宮バイパスの北域に、古富士泥流を覆って広域に分布している。現地ではこの堆積物は、フジマサとして一括呼称されている。

(5) 新富士火山噴出風化火山灰層(いわゆるローム層)

白糸の滝周辺では、滝の南西約400mの、県立高等農業学園付近一帯に、古富士泥流を覆って標式的に分布している。同学園東側の農道に分布する火山灰層は、地表から^{フロボク}黒土層(表土～層厚87cm)・層理を持つ黒土層(層厚40cm)・横褐色スコリア層(粒径7mm～8mm・層厚5cm)・黄褐色火山灰質粗粒火山砂層(層厚42cm・粒径平均2mm以下、粒径10mm内外を含む～大沢ラピリ)・クラック入り黒土層(上部より下部へ、層厚20cmの赤色風化スコリア混り帯・層厚10cmの赤色風化スコリアがパラパラ混る帯～軟質のエキスマサタイプ、層厚23cmの黒土層)・クラック入り漸移帯(層厚20cm)・いわゆる褐色ローム層(上部にクラックあり、層厚約2m)・古富士泥流(基盤)となっている。

3-3 白糸の滝周辺の水理

(1) 古富士泥流上の化石谷

富士火山麓の豊富な湧水は、主として富士山の溶岩伏流(潜流)である。伏流する地下水の流路は、不透水層を形成する古富士泥流の、表部に刻まれた化石谷及び類似の地形である。従って、これらの断面・露頭には、相当量の湧水があるはずである。

白糸の滝周辺の化石谷の1つは、ほぼ西富士中学校と横手沢集落の間に存在し、地形の上からほぼ芝川に沿って南流していたものと推察される。殊に、白糸の滝の主瀑の位置には、図20に示したように化石谷の中心部が存在している。しかしながら、この位置には伏流水はほとんど湧き出していない。また、白糸溶岩流I・IIの層厚と、おびただしい溶岩伏流の湧出(1.45t/秒)とから、猪の窪川には相当量の伏流の湧水がなくはならないのに、湧水の徴候は見られない。

(2) 白糸の滝付近の湧水

白糸の滝の湧水量は、主瀑の東側(左岸)の谷壁が一番豊富で、主瀑より約100mを隔てた地点以南では漸減消滅している。芝川本流の音止の滝では、滝の

位置が古富士泥流の化石谷類似の地形の中であるのに、伏流の湧出は極めて少なく、落ち口付近、殊に右岸に弱い湧水が存在しているに過ぎない。

白糸の滝より上流では、落下口に近い上流左岸に多量の湧水があり、これより上流約 50 m 地点で、湧水は漸減消滅している。右岸では、滝の上の真奈井にわずかの湧水を見るが、これより上流右岸では、ほとんど湧水を見ることができない。

(3) 湧水の水温測定 (1975 年 5 月 14 日 晴)

芝川の流水：音止の滝上流(権現橋の 50 m 上流)	14.5°C
白糸の滝落口付近	14.5°C
白糸の滝の滝壺	14.5°C
伏流水：真奈井の湧水(白糸の滝落口より 30 m 上流右岸)	14.0°C
白糸の滝中間点	14.5°C
白糸の滝(主瀑より最も離れた地点)	14.5°C

富士養鱒場の水源池 11.0°C

富士宮浅間大社の湧玉池 14.0°C

白糸の滝付近の湧水と、白糸の滝に比較的近く、標準的な富士山溶岩伏流の、富士養鱒場水源池の湧水の水温を比較すると、白糸の滝の湧水は著しく高温である。また、白糸の滝の湧水と芝川本流の水温を比較すると、いずれも 14.5°C で、両者の間に差が見られない。

(4) 白糸の滝の伏流湧出量の変化

一般に、白糸の滝の伏流水の湧出量は、1.45 t/秒とされている。しかしながら、白糸の滝の本流では、伏流の湧水量は微妙に変化し、富士山頂から 12~13 年を経て山麓に湧出するといわれる伏流水の平均化が見られない。

(5) 白糸の滝の伏流水の水脈

白糸の滝の溶岩伏流は 2 層に分類される。そのうち下部の水脈は、古富士泥流と白糸溶岩流 I の第 1 層と

の境界面で、古富士泥流の化石谷の中心部に相当している。上部の水脈は、白糸溶岩流 I の第 1 層と第 2 層の境界面である。

以上を総合すると、白糸の滝の伏流水は単純に富士山の溶岩伏流の湧出とすることはできない。下層の水脈は、ほぼ富士山の伏流水が主であるが、上層の水脈は、富士山の伏流水に加えて、芝川本流の地点 (11) 付近から権現橋付近間の、白糸溶岩流 II に発達している柱状節理の間隙や、岩板溶岩の割れ目などから侵入した芝川の流水が、白糸溶岩流 I と II の層間の間隙を、伏流として湧出しているものと推測される。

3-4 芝川の乱流と侵食及び懸瀑

白糸の滝周辺の芝川には、地形学上特記すべき現象として、河川の乱流・侵食谷・懸瀑が、形成・発達している。

(1) 乱流

芝川は白糸の滝の周辺では、横手沢集落の西方で南東に向きを変え、権現橋~滝元橋付近で再び流向を南に転じている。この間の芝川の流路は複雑で、いくつかの特殊な河川地形を形成して、乱流している。まず、横手沢集落の西方 (10) 地点で分流し、分流は主流に平行しながら流下して白糸の滝を形成し、滝の下流 550 m の地点で再び芝川本流に合流し、第 1 の川中島を形成した。現在、芝川の水は本流を流れているが、侵食地形から見て、水流はしばしば交替し、両者の侵食が平均的に進行したものと推察される。次に、横手沢集落の東方 (10) で、芝川の本流に支流の猪の窪川が合流し、洪水時には川中島を横断して、牛淵の滝の上段 (4) で芝川の分流に合流し、川中島に乱流している。更に、猪の窪川合流点の下流 (10) で芝川本流は分流し、川中島を横断して、滝元橋の上流側 (3) で芝川の分流に合流している。従って川中島は、2 本の乱流に切られて 3 分割されている。また、このよう

にして形成された乱流は、あたかも手の平を横に向けたような流路（横手沢）をとっている。

元来、河川が自然の営力で分流するときは、極めて不安定な状態にあるので、そのために河川の争奪が行われて、比較的短期間に奪われた河川は死滅してしまう。しかしながら、この地域の(6)～(4)・(9)～(4)～(3)・(10)～(3)の各分流は、いずれも分流地点で自然流水を全く見ないのに、川は完全に生きている。すなわち休止河川で、河川地形学上極めて注目すべき、貴重な河川地形のサンプルである。

この現象は、一つにはこれらの各分流が、増水時には自然の放水路の役割を果たしていることである。同時にまたそれは、分流の成因と密接な関係にあり、著しい緩傾斜域の展開と、小規模な白糸溶岩流の溶岩原の、重複の仕方にも関係がある。まず、(10)の地点の分流は、白糸溶岩流Ⅱの形成した溶岩原の谷地形が、

(10)の地点から南へ向かって開いているために形成されたものである。(9)の地点の分流は、平常涸れ沢である猪の窪川が、出水時に芝川の合流点(9)で、芝川本流を突き破って流下したために形成されたもので、日本でも数少ない河川地形の十字河流である。(6)の地点の分流は、芝川の侵食によって、河床がほぼ現在のレベルに下った際、存在した横手沢溶岩流Ⅲの溶岩原に妨げられて、形成されたものであるが、現在は河川礫が堆積して、分流点の河床がわずかに高まったために、かろうじて芝川本流の面目を保っている。(6)の地点の分流はT字河流と呼ばれる。

(2) 峽 谷

白糸の滝と音止の滝の下流には、約2 kmにわたって峽谷が発達し、ミニグランドキャニオンを形成している。この付近の川幅は一般に広く、下流の合流点の下流には、幅200 mを超える部分も存在する。谷壁の高さは20 m～25 mで、垂直に切り立った断崖になっており、河床は平坦である。

峽谷の発達する地域は、すべて古富士泥流の分布域

である。すなわち、流域に分布する岩層が、同質の凝灰角礫岩層で侵食に弱く、増水時に大沢扇状地から押し出す大量の火山礫が、下方侵食（谷底侵食）をほしのままにしたこと、滝（遷急点）の後退によって、滝壺が連続的に上流に移っていたことなどが、主な原因になっている。

凝灰角礫岩の谷壁は、風化が進むと崩壊し易い。従って最近では、1922年の関東大地震の際、白糸の滝の主瀑の左岸が大崩壊し、その痕跡は崖錐として今なお明瞭に残されている。1974年の七夕豪雨の際には、白糸の滝の主瀑の直下が崩落し、著しく旧観を損ったが、その後の増水で、主瀑の位置は現在の位置（西側）に移った。1983年には、左岸の中間に崩落が発生した。同年、音止の滝の右岸も大崩壊が発生した。これらの崩壊は、いずれも伏流水の湧出と関係的に起こっている点、注目に値する。

(3) 白糸七滝

一般には、白糸の滝・音止の滝の他の滝については知る人が少ない。しかしながら、白糸の滝周辺の芝川の乱流部には、7箇所の滝が存在するので、全体では9滝ということになる。

これらのうち、白糸の滝は名勝として日本でも屈指の名瀑で、昭和11年、既に天然記念物として指定されている。滝の規模は、高さ約20 m・幅は芝川分流に懸る主瀑を中心に、幅121 mにわたって、溶岩伏流の噴流が玉すだれをかけたように落下している。

源頼朝の賛歌

この上に如何なる姫やおわすらん

おだまき流す 白糸の滝

白糸の滝の構造は、主瀑は弱い柱状節理を示す、層厚2.5 mの白糸溶岩流Ⅰ第1層を造瀑層としている。基盤は、古富士泥流の凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩で、主瀑の位置には古富士泥流の化石谷と、これを埋める層厚2.5 mの二次泥流層とその二次化石谷、更にこれを埋める火山砂・シルト質砂層が水平に互層する湖沼

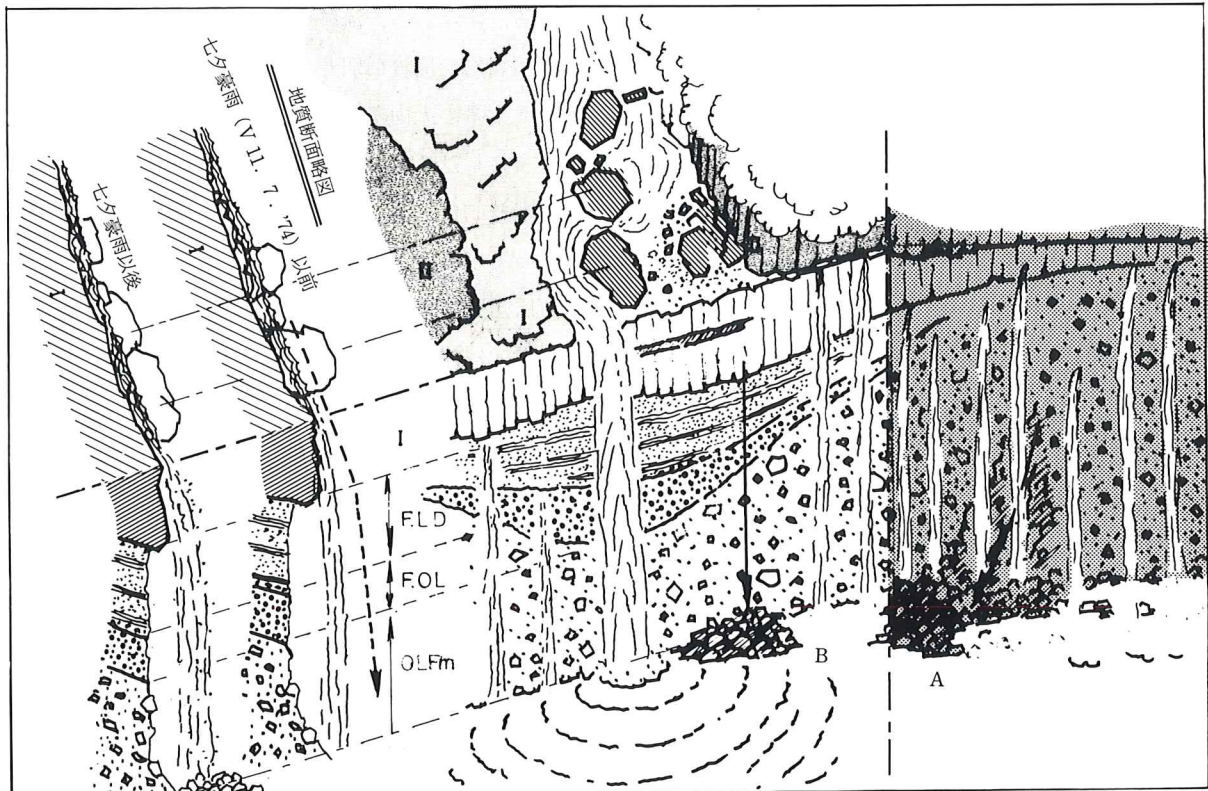


図 20 白糸の滝鳥瞰図的地質模式図 (小川)

OL Fm: 古富士泥流 F.O.L.: 古富士泥流上扇状地堆積物 F.O.L.: 湖沼型堆積物
 I: 白糸溶岩流 I II: 白糸溶岩流 II A: 1922年の崩壊 B: 1984年の崩壊

型堆積層が7.5 mの厚さに累積している。

音止の滝は、ネンネン滝の別称を持つ滝で、芝川本流に懸っているので、水量が豊富であり、白糸の滝に比較してはるかに男性的である。高さは約25 m。しかしながら、溶岩伏流による噴流は極めて少ない。造瀑層は白糸溶岩流IIで、基盤は白糸の滝から連続する古富士泥流である。

白糸七滝のうち、芝川の分流には4箇所の滝が懸っている。まず滝元橋の上流約100 mの、乱流の合流点の上流側には、白糸溶岩流Iに懸る高さ約3 mの滝(3)が存在している。滝はやや崩壊しており、やがて消滅する運命にある。滝には常時ほとんど流水を見ない。

更に約300 mさかのぼると牛淵があり、高さ約5 m

の牛淵の滝(4)が存在する。この滝の基盤には、古富士泥流の凝灰角礫岩が横たわり、これを覆う造瀑層の白糸溶岩流I、第4層は、層厚約4 mである。涸れ滝である。

牛淵の滝の上流約200 mの地点には、^{ほう}朴の木淵があり、高さ約7 mの朴の木淵の滝(5)が存在する。この滝の基盤にも、古富士泥流の凝灰角礫岩が横たわり、造瀑層は横手沢溶岩流IIIである。芝川分流に懸る七滝群では、この滝だけに常時水流があり、牛淵までの間で伏流水となり、消滅する。

朴の木淵の滝の上流約350 mの地点には、横手沢溶岩流IIIに懸る滝(6)が形成されている。この滝は高さ約2 mで、崩壊が進んでおり、やがて消滅する運命にある。涸れ滝である。

白糸七滝のうち、芝川本流には3箇所の滝が懸っている。これらの滝は分流に懸る滝と異なり、豊富な水が常時落下している。まず、権現橋の上流約250m付近には、白糸溶岩流IIに懸る滝(11)が存在する。滝の高さは4m内外である。

猪の窪川の合流点の上流約200m付近には、^{かんだな}神棚淵があり、ここに横手沢溶岩流IIIの岩板溶岩を造瀑層とする、神棚の滝(8)が懸っている。滝の高さは20m内外である。これより約200mさかのぼると、横手沢溶岩流IIIの岩板溶岩に懸る小規模の滝(7)が存在する。落差は3m内外の小規模である。

(小川賢之輔)



写真17 星山丘陵
～安居山；羽耐丘陵より～

4 星山丘陵の地質

星山丘陵は、富士宮市街地の南側に位置する高原状の地域で、幅(NE～SW)約4.75km・長さ(NW～SE)約6kmを占め、丘陵の西縁は、富士川を境に、庵原東部の第四紀前期洪積世の山地に隣接している。隣接地域との境界部に大河の存在することは、左右岸域間に、生物相に異相が現われたり、交通の障害になったり、経済や文化の交流の障害となって、社会生活伸展の上にも大きく影響している。

このような現象の基底には、地学上の要因が横たわっているため、それらの要因について概説を試みた。

4-1 星山丘陵の地形

星山丘陵域は、富士宮市域地形区の上では、IEすなわち、富士火山麓性の孤立した1地形区を形成している。その理由は、まず、丘陵の四周が、断層によって切断され、北西～南東性の、長方形のブロックになっていることである。

これらの主断層のうち、南東側の入山瀬断層は、落差約90mの断層崖を形成する正断層である。北東側の大宮断層は、北東東(石の宮付近)で落差約80m・

山本付近で落差約90m・野中付近で落差約80mで、この間に大宮断層崖を形成している。しかしながら、この断層の北西側の延長部は、断層の特徴が著しく弱まり、おそらく^{とうきよく}撓曲して断層崖の性格が著しく失われている。これらの特殊な現象は、大宮断層がヒンジフォールト(ちょうつがい断層)の性格を持っているからにはほかならない。北西側の^{あごやま}安居山断層は、落差約180m(水沼)～130m(別所)～150m(青見)で、水沼付近から^{うまみづか}馬見塚方向に断層崖を形成している。南南西側の富士川第I断層は、左横ズレ断層の性格を強く現わしているため、断層崖の発達は著しくない。

このほかにも、幾つかの小断層が丘陵を切っているが、巨視的には、富士川に向かって緩傾斜した一種の傾動地塊を形成して、高原状のフラットな面を持つ丘陵が出来上がっている。

星山丘陵は、元来、富士山麓のひと続きの溶岩原の末端であったから、表部には、当時の富士火山の放射谷の痕跡が、数条残されている。従って、現在、潤井川に合流している富士山の放射谷の幾つかは、かつては星山丘陵上を南流して、富士川に注いでいた。例えば、潤井川～沼久保・～星山放水路、弓沢川～貫戸、滋眼寺川(福泉川)～カジガ窪、天間沢～湯沢平など

(いずれも推定)。

また、富士川左岸には、岩淵火山の溶岩流の岩本山・^{みようじょうやま}同じ溶岩流の坊主山の明星山、地塁性の白尾山などが、比較的単調な地貌にアクセントをつけている。

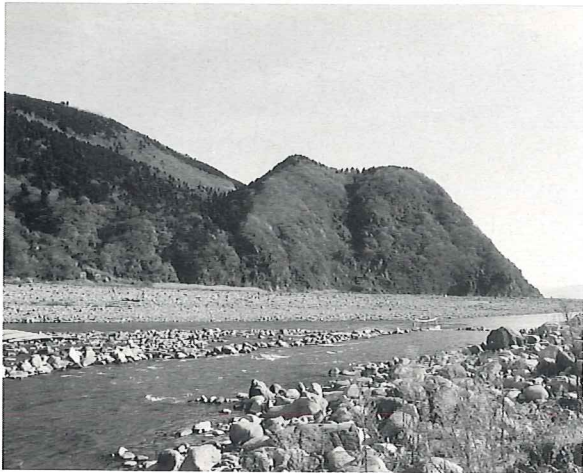


写真18 富士川上流側から見た明星山
～中央左；大明星，右；裏明星～

白尾山をはじめ、大宮断層崖上の丘陵からは、富士山の雄大にして端麗な容姿や、富士宮市域の眺望がすばらしく、明星山からは、富士川谷の景観が見事である。

更に、丘陵面は開発されて、かつての二次林帯は早くから茶園に変貌し、あるいは住宅地となり、文教地となり、一部地域ではゴルフ場などに利用されるなど、土地利用・開発などが急テンポで進んでいる。

4-2 星山丘陵の地質

星山丘陵は、主として古富士泥流の分布域である。新富士火山噴出に先だって、大宮断層崖が形成されつつあったことと、断層崖域に新富士火山の溶岩流が分布しないことから、星山丘陵上には、ほとんど新富士火山の溶岩流が分布していない。

わずかに沼久保の谷に沿って、富士宮溶岩流と北山溶岩流IIの2種類の、新富士火山溶岩流が流下しているに過ぎない。すなわち、この2種類の溶岩流の噴出時代には、少なくとも別所東方では、大宮断層による

地盤の食い違いはわずかで、その後断層活動が進んで、現在の地形が形成されるに至った。

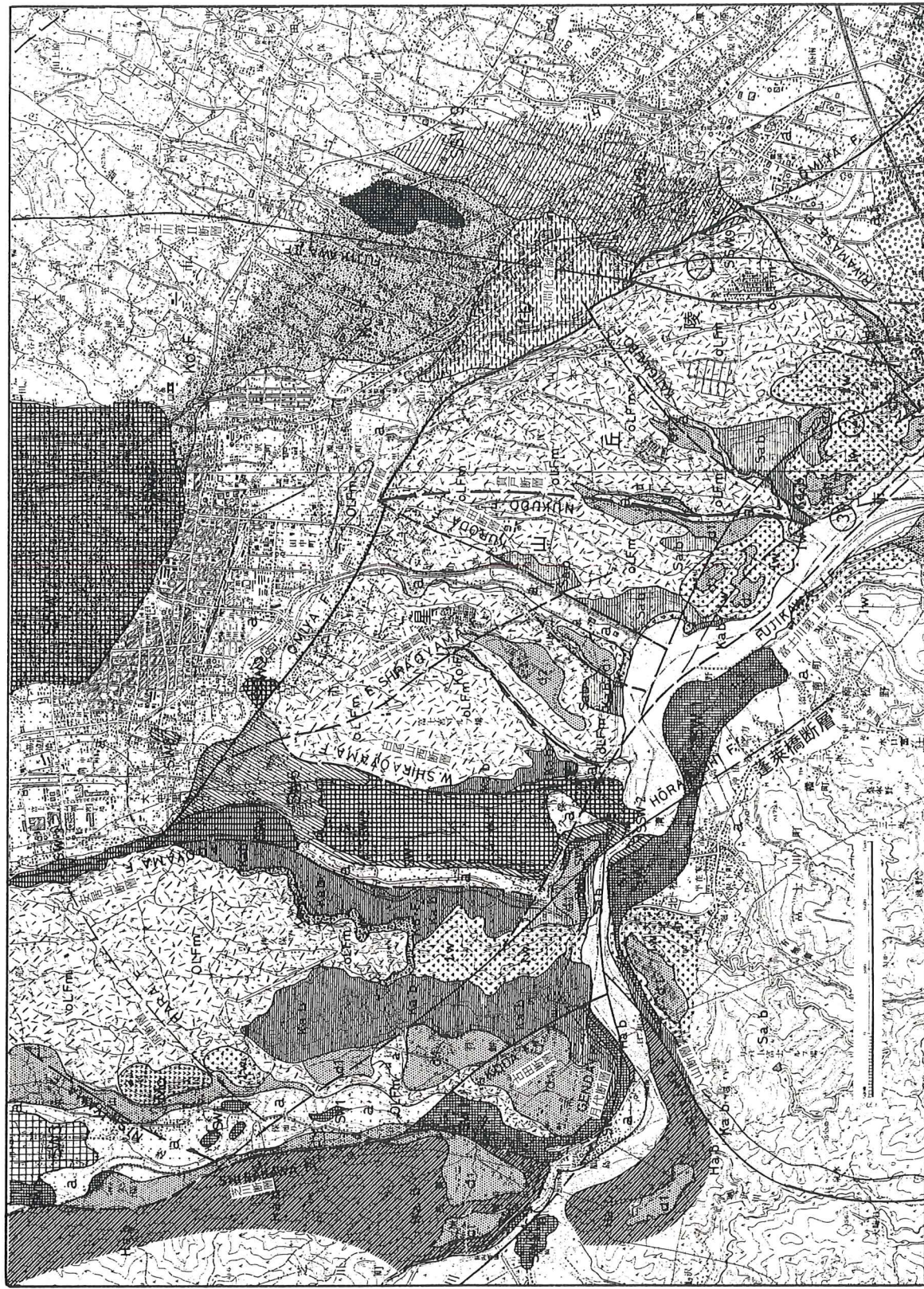
星山丘陵周域の基底に横たわる古富士泥流より古い地層は、富士川以西の庵原東部地域に分布する浜石岳礫岩層・蒲原礫層・岩淵火山溶岩類・鷺の田礫層などである。これらの岩層は、丘陵の西域の、各所に小域を占めて分布している。以下各地層を、下位より上位に向かって概説する。

(1) 浜石岳礫岩層

浜石岳礫岩層は、浜石岳累層を構成する主な地層で、星山丘陵の周域では、西方の羽鮒丘陵以西に広域に分布している。羽鮒丘陵では、南域の富士川岸の、市の境界に近い、芝川町^{こだ}古田以西に連続露頭が存在している。すなわち、富士川左岸の古田では、庵原地区の由比川から続く入山断層の延長部が、富士川を横断して直角に曲り、芝川の谷に向かって北西に延びるものとされてきた。富士川の古田以北のこの断層が、果たして入山断層かどうかは別として、少なくともこの断層を境に、西域には浜石岳礫岩層が分布し、東域には、蒲原礫層より新しい地層が分布している。

浜石岳礫岩層は、富士川谷に分布する第三紀中新世～鮮新世の、富士川層群の最上部を構成する地層で、富士川層群上部層に相当している。富士川層群の堆積時期は、中新世中期(BP. 1,000万年～)～中新世後期(～BP. 520万年)～鮮新世前期(BP. 520万年～)とされている。また浜石岳累層は、東海大学の柴正博氏・駿河湾団研グループ(1986)によって、浜石岳層群と呼称され、従来中新世下部(BP. 1,500万年～1,000万年)とされた^{こごうち}小河内累積を含めて、小河内累層・室野累層・^{きつた}薩埵峠累層・槍野累層・中河内累層・川合野累層に分類し、更に、薩埵峠累層を寺層・陣馬山層、槍野累層を山内層・桜野層・平山層、中河内累層を中一色層・神沢原層・茂畑層・和田島層・^{とづらさわ}葛沢層に細分している。

浜石岳礫岩層の層厚については、東京大学の松田時



▲ 图21 星山丘陵地質略图

◀ 图21 星山丘陵地質略图 凡例

	沖積層
	沖積世扇狀地堆積物
	北山溶岩流 II
	天間化石湖
	入山瀨溶岩流
	万野風穴溶岩流
	芝川溶岩流 III
	芝川溶岩流 I
	富士宮溶岩流
	大淵溶岩流
	上位丘礫層
	中位段丘礫層
	低位段丘礫層
	古富士泥流上・上部扇狀地堆積物
	古富士泥流上下部扇狀地堆積物
	古富士(泥流)火山溶岩流
	鷲ノ田礫層
	森山玄武岩
	岩淵火山噴出物
	蒲原礫層
	浜石丘礫岩層

彦博士は 2,000 m 内外としたが、柴氏らは 1,700 m 以上としている。

層相については、一般に固結の進んだ礫岩層であるが、含礫砂岩層・火山礫質礫岩層の発達する部分がある。構成する礫の礫径は、中礫～巨礫で、円磨度は進んでいる。

礫の岩質は、富士川谷及び西域山地に分布する地質・関東山地南部の山地などから運搬された各種岩類である。

由比川の下流河床には、浜石岳累層の砂質礫岩層が露出し、地層中に貝化石が含まれている。

古田付近の浜石岳礫岩層のうち、富士川左岸に分布する地層は、緑灰色を呈する円礫岩層で、中礫～巨礫で形成され、岩質は富士川上流・関東山地南部の小仏層分布域などから運搬された泥岩（頁岩）^{けつがん}・砂岩・硬砂岩・礫岩・石灰岩（希）・チャート・安山岩・玄武岩・玢岩・凝灰岩・凝灰角礫岩・輝緑凝灰岩・輝緑岩・カコウ岩類・閃緑岩類・粘板岩・千枚岩その他変質岩類である。

数 100 m 上流の、富原橋右岸の河床に露出する浜石岳礫岩層は、著しく火山岩質で、多量の安山岩質の円礫から構成され、その他の礫は少ない。礫径は中礫～巨礫である。

これらの礫岩層は、いずれも入山断層・古田断層を境に、上位の蒲原礫層に接している。

浜石岳礫岩層相当層の分布域は、富士川谷下流域では、川合野礫岩層（興津川上流域～富士川上流域）・貫ヶ岳礫岩層（富士川中流域）、富士川谷上流域では、^{あけぼの}曙累層（下部；静川砂岩層・上部曙礫岩層～早川東域）などである。

(2) 蒲原礫層

蒲原礫層は、入山断層、古田断層を境に浜石岳累層に接する地層で、浜石岳累層とは一部（室野橋付近）で、不整合関係を示している。

この礫岩層は、鷺の田礫層に続く一連の堆積物で、

両礫岩層堆積の中間で岩淵火山の活動が挟在した。従って、筆者は、この一連の堆積層を、岩淵火山活動期で区分し、下位を蒲原礫層・上位を鷺の田礫層に分割したものである。しかしながら、この 2 つの礫層は、堆積環境を異にする上に、岩相の相違が存在している。殊に、礫層を構成する礫には、顕著な相違が現われている。すなわち、当然ながら、鷺の田礫層には岩淵火山の輝石安山岩質の火山礫が、円礫として一般に含まれているが、蒲原礫層中には全く存在しない。

蒲原礫層～鷺の田礫層の地史は、第三紀末の鮮新世（BP.200 万年内外以前）の、古駿河湾の浅海底に、蒲原礫層の堆積開始によって開幕する。次に、蒲原礫層の層厚が約 250 m に達した鮮新世末期に、フィリピン海プレートの北進によって、南南西～北東東方向の火山フロント性の弱線が形成され、大塚弥之助博士（1938）のいわゆる岩淵群火山が、活動を開始して、火山脈が駿河湾奥を南・北に仕切る形になった。

第四紀洪積世（BP. 170 万年ころ）になると、岩淵火山の活動が衰えるとともに、これを契期として、古富士川の運んだ砂礫が、岩淵群火山の北側の湾底に、層厚約 350 m の厚さに堆積した。鷺の田礫層である。従って、岩淵火山末期の噴出物は、鷺の田礫層の堆積物とインターフィンガー（指交層理）を形成することになった。また、火山活動期には、大量の火山灰を噴出したので、北側の湾底には、この堆積物が 10 数 m の厚さに堆積して、火山砂層～シルト層を形成した。

その後、地殻の隆起によって、現在の庵原東部山地が形成されたが、富士川以東では、富士川第 I 断層系が活動したために、星山丘陵や羽耐丘陵に分布したこれらの地層は、富士川以西とは対象的に、大きく変動することになった。

蒲原礫層の分布域は、由比川に沿ってほぼ南北に走る入山断層以東の地域で、東縁は、JR 東海東海道線吉原駅構内の地下 160 m 以深に横たわっていることが、地質調査所のボーリングによって明らかになった。

蒲原礫層の層相は、一般に青緑色を帯びた円礫岩で、しばしば砂質の部分を含んでいる。しかしながら、風化が進むと黄褐灰色となり、軟質になっているが、新鮮な露頭では、鷺の田礫層に比較して、固結度は大きい。地層には弱層理が存在している。

礫質は、富士川谷に分布する地質より運搬された各種岩類で、礫度は中礫～巨礫で、分級不良である。

星山丘陵に分布する蒲原礫層の露頭は、丘陵南域の丹奈池周域の山砂利採掘場（静岡大学土博士の万野礫層）・富士川左岸の明星山北西端河岸・星山放水路河口北側の砂利採掘場西側・沼久保地域・安居山断層崖（津屋博士の別所礫層）～沼久保駅西方トンネル入口・沼久保小学校北側路傍・安居山・別所砂利採掘場、西方の稗久保西域、古田の富士川左岸などである。

丹奈池山砂利採掘場の露頭： 露頭は、星山丘陵南東域の、万野北域の丹奈池付近に存在している。しかしながら、丹奈池は山砂利採掘によって失われた。この付近には、山砂利採掘の対象となった鷺の田礫層（土博士の万野礫層）が存在し、西側は $N 30^{\circ}W \cdot 40^{\circ}NE$ の断層を境に、蒲原礫層最上部の黄褐色シルト質砂岩層と接している。また、シルト質砂岩層中には、浅海底に住む巻貝類の化石が含まれている。

これより富士川左岸までの間に分布する蒲原礫層は、すべてシルト質砂岩層で、断層付近では、岩淵火山の凝灰角礫岩とインターフィンガーしている。

富士川左岸では、貫戸川の河口左岸に、上述のシルト質砂岩層が約 50 m にわたって露出し、その延長は、富士川の流心に向かって約 50 m 延びている。この露頭は、東・西が小断層で切断され、岩淵火山の凝灰角礫岩体に挟まれた形で横たわっている。また、この露頭から、付近に分布する岩淵凝灰角礫岩の基底の位置を推測することができる。

明星山の露頭： 露頭は、明星山の西側の、富士川左岸の谷壁の崖に、約 150 m にわたって存在している。ここでは、河床から約 1 m の高さまで、蒲原礫層

の黄褐色シルト質砂岩層が分布し、河床より約 20 m の高さまで、蒲原礫層と岩淵火山の凝灰角礫岩とのインターフィンガーが続いている。崖の上面には、狭いながら低位段丘面が残されていて、この面より上位には厚い鷺の田礫層・古富士泥流・新富士火山噴出テフラの、現世腐植質風化火山灰層が順に堆積している。

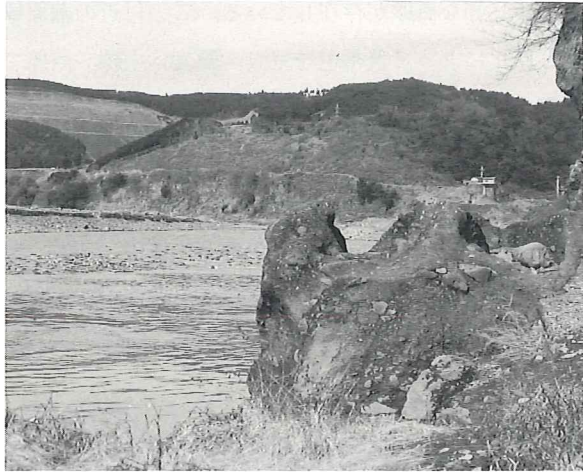


写真19 蒲原礫層と岩淵火山の凝灰角礫岩と鷺の田礫層のインターフィンガー
～明星山北西・富士川左岸～

露頭では、まず河床から約 1.5 m の高さまで、蒲原礫層上部の黄土色のシルト質砂岩層が横たわり、これを覆って約 6.5 m の厚さの蒲原礫層が重なっている。礫層を構成する礫は中礫～巨礫で、シルト質砂岩層と礫層の間には、層厚 1 m 内外の岩淵火山の凝灰角礫岩層が、レンズ状に挟まり、インターフィンガーしている。礫層の上部には、蒲原礫層最上部層の黄土色のシルト質砂岩層が、約 3 m の厚さに堆積し、これを覆って、約 5 m の厚さに、岩淵火山の凝灰角礫岩が横たわっている。更に、凝灰角礫岩の侵食面上には、厚さ約 2.5 m の低位段丘礫層が横たわり、フラットな面を形成している。

なお、左岸の上流側約 100 m の末端には、岩淵火山の凝灰角礫岩が分布し、これまでの中間には、蒲原礫層と岩淵火山の凝灰角礫岩の、標式的なインターフィンガーの露頭が存在している。

星山放水路合流点西側の山砂利採掘場の露頭：この付近の蒲原礫層は、富士川左岸の崖に露出している。まず、崖下の河床付近には、約200mにわたって、蒲原礫層が横たわり、河床より約30mの高さまで追跡される。この礫層は風化が進み、崖では崩壊が著しく、常時雑草に覆われているが、崖の上部から路傍の崖にかけて良好な露頭が存在している。この付近の蒲原礫層も風化によって黄褐色を呈し、礫度は中礫～巨礫で、径数10cmのものを含む分級不良の円礫層を形成している。北側の山砂利採掘場では、南端部に走向・傾斜N15°W・45°Eを示す蒲原礫層最上部の、シルト質砂岩層が横たわり、これを斜交不整合に覆って、厚い鷺の田礫層が重なり、更に古富士泥流・新富士火山噴出風化火山灰層（主として黒土層）が順に累層している。

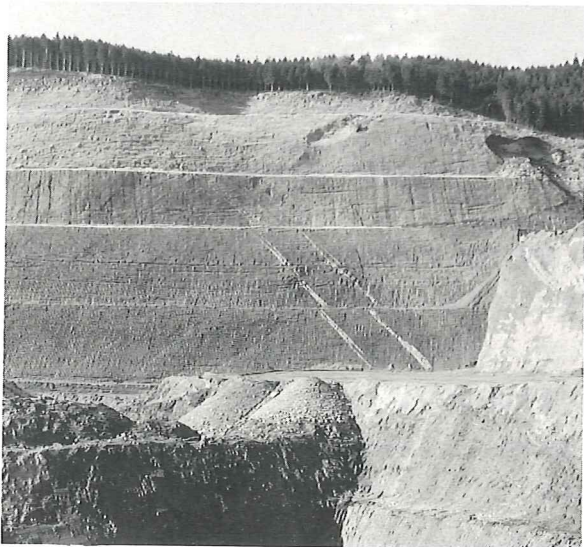


写真20 星山集落西方ジャリ採取場の鷺の田礫層の露頭(1)
～星山放水路河口右岸～

蒲原礫層のシルト質砂層は、暗緑灰色を呈し、やや固結の進んだ地層中に、木の葉の化石及び貝化石が含まれている。

蒲原礫層は、西縁を古富士泥流に不整合に覆われている。東縁はN10°W・30°Eの断層を境に、富士川の崖では岩淵火山の凝灰角礫岩に接し、崖の上の道路では、この断層を境に、古富士泥流に接している。

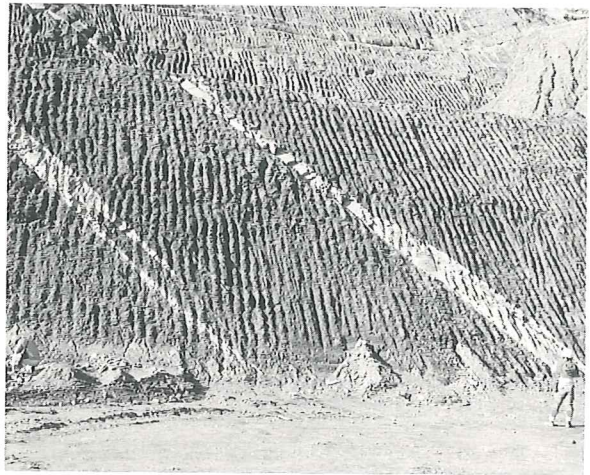


写真21 星山集落西方ジャリ採取場の鷺の田礫層の露頭(2)
～星山放水路河口右岸～

沼久保北東部の露頭：沼久保の北東部、富士宮ゴルフ場の南西域には、蒲原礫層が分布している。しかしながら、富士火山噴出物に覆われている上に、風化が進み、分布の全貌は明らかでない。

沼久保駅～安居山山砂利採掘場間の露頭：沼久保～別所間に分布する蒲原礫層は、羽鮒丘陵南域の基盤を構成する地層である。この礫層は、津屋博士によって、別所礫層と命名された地層で、博士によれば、この地層は鷺の田礫層の延長であるという。

まず、JR東海身延線の沼久保駅付近には、黄褐色を呈する風化の進んだ礫層が分布している。この礫層は、中礫～巨礫からなる礫層で、礫は円磨が進んでいる。礫層の走向・傾斜は約N～S・40°±Eである。

安居山の八幡宮の南側の、身延線と道路の間には、標式的な蒲原礫層の露頭が存在している。露頭は線路の東側に接して存在し、山砂利採掘によって現われたものである。露出する礫層は極めて新鮮で、濃い青緑灰色を呈し、固結が進んでいる。地層の走向・傾斜はN35°W・35°SWである。礫層を構成する礫は、円磨度の進んだ中礫～巨礫で、礫質は、蒲原礫層を構成する一般的な礫である。

安居山北域の、山砂利採掘現場には、蒲原礫層の標



写真22 蒲原礫層の露頭
～安居山のジャリ採取場～

式的な露頭が存在している。山砂利採掘現場の崖の露頭は、幅約 200 m にわたって露出し、下部より、比高約 15 m の間に蒲原礫層が堆積している。礫層の表部の浸食面上には、わずかに南へ向かって緩斜する古富士泥流上の上部扇状地堆積物層が、約 25 m の厚さで重なり、更にこれを覆って層厚約 2 m の褐色風化火山灰層・層厚約 4 m の黒色腐植質風化火山灰層（黒土層・クロボク）が順に重なっている。

蒲原礫層の走向・傾斜は、同性格の小断層によって細分され、地層が少しずつずれているために、南から北へ、N 40°W・40°SW～N 45°W・45°SW～N 40°W・50°SW と変化している。～小断層の走向・傾斜は N 30°W・70°SW 性である。

礫層の層相は、一般に、淡黄褐色～淡青緑色を呈する、固結の進んだ礫層で、下部（北側）は、一面に角セン安山岩系の白いジュースに貫入され、全体として灰白色を呈している上に、岩層も一層固化が進んでいる。このジュースを貫入させたのは、岩淵火山の活動である。また地層中には、少なくとも 2 箇所小さな平行不整合が介在している。

礫層を構成する礫は、 $\phi = 15 \text{ cm}$ の中礫～大礫の円礫で、その配列から層理が発達している。この礫層の

上部の礫度は、下部よりも大型で、 $\phi = 30 \text{ cm}$ の中礫～巨礫より構成されている。

礫層を構成する礫の礫質は、一般の蒲原礫層と同様で、富士川谷上流域に分布する地質から運搬された頁岩・砂岩・硬砂岩・チャート・安山岩・玄武岩・凝灰角礫岩・輝緑岩・輝緑凝灰岩・輝石玢岩・カコウ岩類・石英閃緑岩などである。

古田付近の露頭： 星山丘陵に分布する蒲原礫層を調査するに当たり、基準となる露頭として重要な意味を持つ露頭の 1 つが、富士川左岸の古田付近の露頭である。

この露頭を中心に、上流の富原橋付近から、下流の蓬萊橋付近まで、約 2,000 m にわたる富士川左岸には、第三紀中新世後半の浜石岳礫岩層から、第四紀洪積世前期の鷺の田礫層まで、連続露頭が存在している。

まず、古田の富士川左岸では、入山断層は、富士川の流心部を走る富士川断層に切断され、古田断層として N 10°W 方向に走り、芝川の谷に向かっている。この断層を境に、上流側には浜石岳礫岩層が分布し、下流側には蒲原礫層・岩淵火山の凝灰角礫岩・鷺の田礫層が順に累積分布している。

蒲原礫層は、古田断層を境に下流約 300 m にわたって露出している。礫層の層相は、帯黄灰色を呈する固結の進んだ礫岩で、走向・傾斜はほぼ N～E・70°±E で、礫岩を構成する礫は、中礫～巨礫の円礫である。この露頭の延長は、羽鮒丘陵に沿って北方に延び、稗久保西域（森山南方）に達している。

古田の東側には、蒲原礫層に挟在する砂岩層が存在し、地層中に、木の葉の化石・植物フラグメント・貝化石が含まれている。

稗久保西域に分布する蒲原礫層は、礫岩相を示しているが、風化が進んで固結不良になっている。

以上、星山丘陵に分布する蒲原礫層は、巨視的に 3 ブロックに区分される。すなわち走向・傾斜が E～W 性で南落ちの星山丘陵本体、走向・傾斜 N～S 性で東

落ちの古田～沼久保間，走向・傾斜 N～S 性で西落ちの安居山付近の分布がそれで，これら 3 ブロックの間にギャップ（断層による）が存在するとともに，本体の庵原東部の鷺の田礫層がほぼ水平に堆積しているのに対し，上述の 3 ブロックは，富士川を境に大きく変位している。従って，富士川の流心に沿って走る富士川断層は，大きな意味を持っていることになる。

(3) 岩淵火山噴出物

岩淵火山の噴出物は，蒲原礫層堆積続行中に発生した海底火山活動によって放出された。その時期は，第三紀鮮新世末期～第四紀洪積世初期(BP. 約 170 万年)である。

岩淵火山は，噴出順序に従って，羽耐丘陵の稗久保北西の森山溶岩円頂丘・由比川左岸東山寺北東の紫山・北東側の大平山・続いて大丸山・金丸山・富士川右岸木島西方の雨乞山・続いて南西側の嵐山・有無瀬川中流左岸の溶岩円頂丘と，巨視的には南西～北東に脈状に配列している。

岩淵火山の活動のメカニズムは，大陸プレート（アムールプレート）の本州孤に対し，フィリピン海プレートが北上衝突して，潜入する為に形成された小火山フロントと推察される。

火山活動は，粘性の低い塩基性の溶岩を噴出した森山の活動に始まり，休止期を挟んで，再び酸性溶岩の輝石安山岩質溶岩流噴出活動が始まり，紫山を端緒として一連の岩淵群火山が活動した。終わりに，キュウダン沢に沿って，断層活動を伴った小噴火が，有無瀬川に向かって活動し，火山活動終息とともに，鷺の田礫層堆積の舞台となった。

火山活動の末期には，岩質は一層酸性になり，角セシ安山岩質の岩脈を進入したり，同質のジュースを，主として蒲原礫層に貫入した。

岩淵火山の活動は，海底火山として開始されたので，富士川町漆野(標高 200 m)・岩本山公園東端(標高 150 m)・明星山西側・古田付近をはじめ，各所に海底噴火

を暗示する水中堆積相が存在している。

岩本山の露頭： 岩淵火山噴出物の露頭のうち，岩本山の露頭は，星山丘陵の南東端に位置している。この噴出物は，岩淵火山の初期の噴出物で，溶岩は紫紅褐色を基調とする凝灰角礫岩である。岩質は，普通輝石安山岩で，基底部すなわち蒲原礫層との境界部は，貫戸川左岸に存在している。

この凝灰角礫岩は，普通輝石安山岩の中礫～巨礫の火山角礫を含む凝灰角礫岩で，火山灰を多く含み，固結が進んでいる。この凝灰角礫岩の延長分布域である J R 東海東海道線富士川鉄橋西端部の露頭・木島北方の旧道の露頭では，灰質の部分から輝石の美晶が採集される。

岩本山公園の東域に分布する岩淵火山の凝灰角礫岩は，紫紅褐色を呈する砂質凝灰岩で，水中堆積相を示し，火山礫をほとんど含んでいない。

岩淵火山凝灰角礫岩の火山礫の岩質：

F 3863 (O)・(A)・B 含カンラン石含普通輝石安山岩

肉眼的所見：

暗青黒色 緻密質 断面；平面的

斑晶：斜長石；細粒型

斜長石： 40%± $\phi = 2 \text{ mm} \pm \sim 1 \text{ mm} \pm$

(c-a)；暗色～新鮮・自形・粒状， $\phi = 1$

$\text{mm} \pm$ (c)；拍子木状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$

(a)；拍子木状，微粒 (r)；粉状

普通輝石； $\phi = 1 \text{ mm} \pm >$ (r~rr)

カンラン石；微粒 (rrr?)；変質

明星山の露頭： 明星山は山体全域が，岩淵火山初期の噴出物である。溶岩は，褐色の凝灰角礫岩である。岩質は普通輝石安山岩で，明星山南東端の富士川左岸でも，普通輝石の美晶を採集することができる。また，この付近の凝灰角礫岩中には，厚さ 1.5 m 内外の岩板溶岩を，1 枚挟在している。

明星山の北西端では既に述べたように、岩淵火山の凝灰角礫岩層が、蒲原礫層とインターフィンガーしている。

岩淵火山の凝灰角礫岩層は、上流の富士川左岸に沿って追跡され、星山放水路合流点右岸では、約 250 m さかのぼった地点で、走向・傾斜 N 10°W・30°E の断層を境に、蒲原礫層と接し、表部は古富士泥流に覆われている。

明星山は円頂丘地形を形成し、山頂から富士川谷の眺望も見事で、その上、山菜の多いことなどから、ハイキングの山として知られている。この特徴的な地形形成の要因は、まず岩質にある。均質の岩淵凝灰角礫岩は、差別侵食を蒙りにくく、円頂丘を形成し易い。要因の第 2 は、富士川断層系の併走断層によって、山体が縦断されていることである。すなわち、大明星と裏明星である。要因の第 3 は、河岸段丘（河成段丘）の発達である。山体の北西端の段丘は低位段丘、中位段丘は裏明星の山頂部で、この延長部は、大明星から南東に 1 段下がった小明星を形成している。従って、それぞれの段丘面には、多かれ少なかれ段丘礫層が存在している。

羽鮒丘陵の露頭： 沼久保西域の羽鮒丘陵には、重要な露出が 2 箇所が存在している。

まず、稗久保の北西には、森山火山の円頂丘が存在している。山体は、玄武岩質溶岩で形成され、岩淵火山活動のサイクルの初期を表わす重要な証拠である。森山火山は孤立して存在するので、火口は中心部に存在するはずである。しかしながら、森山円頂丘の外形・分布から、割れ目噴火の性格であった公算も大きい。

富士川左岸の沼久保～古田間には、岩淵火山の火山角礫岩の露頭が存在している。古田断層の約 250 m 東方までの富士川左岸には、既に述べた通り蒲原礫層が、連続露出している。更に、東方約 800 m の間には露頭が存在せず、これより下流約 50 m にわたって、水中堆積相を示す岩淵火山の火山角礫岩が露出している。こ

の火山角礫岩は、灰質を多く含み、含まれている火山角礫は、 $\phi = 1.5 \text{ m}$ 内外以下の、普通輝石安山岩である。

この火山角礫岩の上位（下流側）には、引続いて鷺の田礫層が分布している。また、この礫岩層は、北方の羽鮒丘陵に分布し、岩質も凝灰角礫岩に移化している。

(4) 鷺の田礫層

鷺の田礫層は、蒲原礫層から引き続く堆積物で、蒲原礫層は下部蒲原礫層・鷺の田礫層は上部蒲原礫層に相当し、両者の間には著しい時代のギャップは認められない。この一連の堆積物を、蒲原礫層と鷺の田礫層に 2 分したのは、岩淵群火山の活動である。従って、蒲原礫層の上部と、鷺の田礫層の下部の間には、岩淵火山の噴出した火山灰が、凝灰質シルト層（層灰岩質）として、10 m 内外の厚さに堆積している。

しかしながら、両礫層の堆積環境には大きな差異が存在している。すなわち蒲原礫層の堆積環境は、古駿河湾奥部として外に開いているが、鷺の田礫層は、岩淵群火山列によって仕切られた内湾性の堆積環境にあるので、層相の上に不連続が現われている。従って、例えば凝灰質シルト層についても、蒲原礫層上部の凝灰質シルト層に含まれる化石は、外洋性の貝類から次第に内湾砂泥底性の貝化石・生物化石・木の葉の化石など順に変化して来ている。

また、岩淵群火山活動期以前に堆積した蒲原礫層は、火山活動をひき起こした応力によって、一部に弱い背斜構造を形成しているが、鷺の田礫層は、単純なほぼ水平の堆積構造を示している。

鷺の田礫層の堆積時期は、第四洪積世前期 (BP. 170 万年) 以後とされている。また分布域は、富士川以西では、模式分布域の鷺の田を中心に、岩淵群火山北縁の中山断層以北・湾曲する入山断層以東で、富士川以東では、星山丘陵に小域を占めて分布している。

貫戸南域の露頭： 星山丘陵では、鷺の田礫層は、

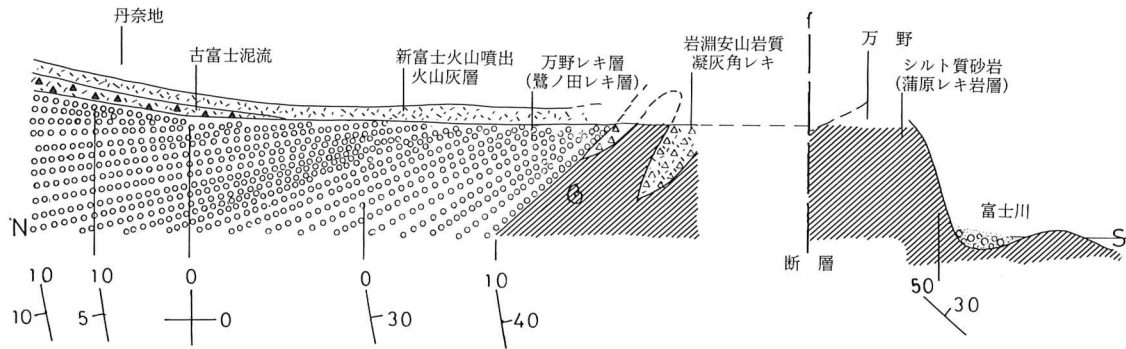


図22 万野（星山丘陵；岩本山）ジャリ採取場地質断面略図
～地層堆積中一堆积後の地殻運動～

貫戸南域・星山放水路左岸・星山南域及び羽鮎丘陵南縁の4箇所に分布している。また、鷺の田礫層は、富士川以西と異なり、多くの断層活動の影響を受けて、著しく変位している。

貫戸南域の鷺の田礫層は、静岡大学の土博士によって、万野礫層と命名された地層である。礫層の露頭は、山砂利採掘によって全貌が明らかにされたもので、現在では消滅は時間の問題となって来ている。

礫層の層相は、蒲原礫層に比較して新鮮で、固結度は低い。礫種は、蒲原礫層とよく似ているが、特徴あるいは相違点として、岩淵火山の輝石安山岩の礫を含んでいることである。また、礫層は全体として青灰色を帯び、構成する礫は、中礫～巨礫の円礫で、弱層理が発達している。

鷺の田礫層の堆積機構は、蒲原礫層上部層の、黄土色を呈する含化石凝灰質シルト層に引き続いて堆積したが、ここでは、両礫岩の中間に活動した岩淵火山噴出凝灰角礫岩は、蒲原礫層の凝灰質シルト層とインターフィンガーの薄層として、存在するに過ぎない。

鷺の田礫層は、この地点を走る走向・傾斜 $N 10^{\circ}W \cdot 40^{\circ}E$ の断層を境に、層厚約 50 m にわたって堆積した。

地層の走向・傾斜は、下位より上位に向かって、 $N 10^{\circ}W \cdot 40^{\circ}E \sim N-S \cdot 30^{\circ}E \sim N 10^{\circ}W \cdot 10^{\circ}E \sim$ 水平 $\sim N 10^{\circ}W \cdot 5^{\circ}W$ と変化しているので、地層堆積中に、基盤の

変動が継続していたことがわかる。すなわち、南西側に対して北東側が次第に低下したが、終末に至って再び上昇（隆起）したことが分かる。

この鷺の田礫層は、西域に連続分布しているが、貫戸川の右岸では、大明星（山）の北東側の小域低地に露頭が存在している。

鷺の田礫層のフラットな侵食面上には、層厚約 1.5 m の古富士泥流の、黄褐色を呈する凝灰角礫岩層が分布し、その上に層厚約 1.5 m の褐色ローム層・層厚約 1 m の新富士火山噴出黒色腐植質風化火山灰層が、順に堆積分布している。

星山放水路左岸の露頭： 露頭は、明星山の北西端から星山放水路の左岸に沿って、約 1,800 m にわたって、北方に存在している。この地域に分布する鷺の田礫層は、貫戸南域に分布する鷺の田礫層の、西方の延長で、山砂利採掘が進行中である。

礫層の層相は、貫戸南域に分布する鷺の田礫層に対比される。礫層を構成する礫は、円磨の進んだ中礫～巨礫である。

鷺の田礫層の堆積機構は、明星山北西端の、低位段丘面に基底があり、礫層下部の、層厚約 10 m、走向・傾斜 $N 30^{\circ}W \cdot 20^{\circ}E$ 、黄土色で層理の発達した凝灰質シルト層が、岩淵火山の凝灰角礫岩層の上に重なっているが、地層界線を示す露頭は明らかでない。

地層は引続いて、整合関係に重なり、数 m の漸移帯を挟んで礫層本体が厚く堆積している。層厚約 250 m である。

星山南域の露頭： 露頭は、富士川左岸の星山南域の、山砂利採掘現場に露出し、星山放水路左岸の鷺の田礫層に相對している。

この地域に分布する鷺の田礫層は、東縁を走向・傾斜 N 10°W・30°E の断層によって、岩淵火山の凝灰角礫岩・これを覆う古富士泥流の凝灰角礫岩と接し、南縁は、蒲原礫層上部層の、弱層理を示す黄土色の含化石凝灰質シルト層の上に斜交不整合で重なっている。西縁と北縁は、崖の縁を形成し、礫層の侵食面上には、層厚 10 m 内外の、古富士泥流の凝灰角礫岩層が横たわり、更にこれを覆って、層厚約 2 m の新期古富士泥流上扇状地堆積物層・層厚約 2 m の褐色ローム層・層厚約 1 m の新富士火山腐植質風化火山灰層が、順に累積している。

鷺の田礫層の層相は、北方に向かって単斜する暗青灰色を呈する礫層で、層理を示し、露出した地層中に、層厚 1 m 内外以下の、淡黄灰色を呈する凝灰質シルト層を、平均 1 m 内外の間隔で 60 枚以上挟在している。礫層を構成する礫の礫径は、中礫～巨礫である。岩淵火山の礫の含有は少ない。

礫層の堆積機構は、単斜構造を示し、基底の蒲原礫層上部の、含植物化石凝灰質シルト層とは、直接斜交不整合で接している。地層の走向・傾斜は、基底部から上位に向かって、N 45°W・30°E～N 35°W・40°E である。

礫層中に凝灰質シルト層を数多く挟在することは、礫層の堆積の過程で、未だ付近に、岩淵火山が活動していたことを示している。また、挟在する凝灰質シルト層中には、尖滅したり、上・下部の凝灰質シルト層が一部では連結していたり、スランピングによって一部が平凸レンズ状に盛り上がったたりしている。この場合、平凸レンズの凸部は地層の上面である。

礫層の傾斜が大きいことは、堆積後に地殻変動があったことを示し、スランピング構造のあることは、地層が未凝固であったことを示している。

羽鮎丘陵南縁の露頭： 羽鮎丘陵に分布する鷺の田礫層は、沼久保～古田間の富士川左岸及び左岸側の河床に分布している。

露頭は、蓬萊橋の上流約 700 m の地点から、約 250 m 付近まで約 450 m にわたって連続露出している。

礫層の層相は、最下部の上流側から下流に向かって、礫層を主とする部分～砂層を主とする部分～砂・礫の互層を主とする部分～砂層を主とする部分～礫層と、配列分布している。

最下部の礫層を主とする部分は、暗緑黒色・青緑色を呈しているが、上部に進むに従い、褐色～淡緑褐色～褐色～緑灰色と、順に変化している。

礫層を構成する礫は、最下部は中礫～巨礫であるが、上部に進むに従って中礫～大礫となっている。礫質は、富士川谷上流域に分布する地質・関東山地南部の小仏層などから運ばれた礫の、頁岩・珪質ケツ岩（チャート）・砂岩・硬砂岩・安山岩（殊に岩淵火山の輝石安山岩）・玄武岩・輝緑岩・玢岩類・粗面岩・カコウ岩類・微カコウ岩・カコウ斑岩・閃緑岩・変成岩類・その他である。礫の円磨度は高い。

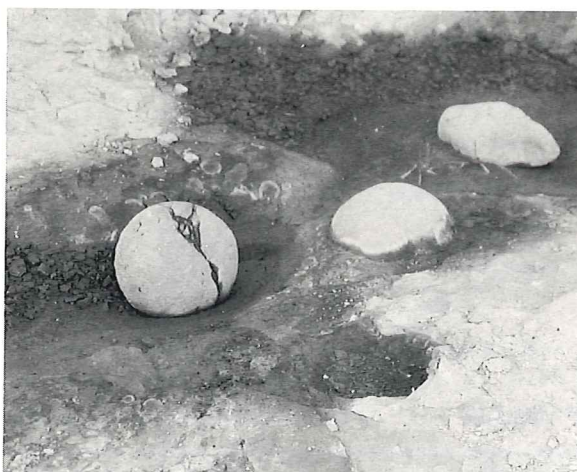


写真23 マッドボール
泥岩球 ～鷺の田礫層；富士川左岸；沼久保蓬萊橋上流～

地層中、一般に炭化した植物フラグメントを多く含んでいるが、殊に基底部には、径 10 数 cm の炭化木を多く含んでいる。しかしながら、BP. 170 万年代の植物であるから、 ^{14}C 法の年代測定用の試料にはならない。

基底から約 150 m 付近には、厚い凝灰質シルト層が分布し、流心近くまで露出している。この付近の地層中には、径 30 cm 内外の、球形のマッドボール（泥岩球）が、数多く含まれている（天然記念物級）。マッドボールは、一見ノジュール（団魂）に似ているが、内部構造は全く異なり、断面は縞状構造で、地層を構成した岩片が、円磨作用を受けたことを物語っている。

基底から約 100 m 付近の、凝灰質シルト層中には、保存不良の *Ostrea* sp.（カキの仲間）の化石が含まれている。

鷺の田礫層の堆積機構は、まず上流側に、基底の細礫質凝灰質シルト層が横たわり、下位の水堆積相を示す岩淵火山の火山角礫岩に、N-S・65°E の平行不整合～整合で横たわっている。この基底部の直上位には、岩淵火山の凝灰角礫岩の薄層が、インターフィンガー関係をもって挟在している。続いて青緑色を主な色調とする下部礫層が横たわり、ほぼ単斜～弱い将棋倒し構造を示しながら堆積している。

地層の走向・傾斜は、下位より上位に向かって、岩淵火山噴出凝灰角礫岩との平行不整合面（？）が、N-S・65°E～N-S・60°E～N-S・70°E～N 5°W・70°E～N 10°E・70°E～N 10°W・75°E～N 15°E・60°E～N-S・65°E～N 5°W・65°E～N 10°W・65°E～N-S・70°E～N-S・45°E～N 10°W・40°E～N-S・30°E と、微妙に変化しながら堆積している。また、この間に、小不整合や小断層が数箇所存在している。

断層で最も重要なものは、基底部から約 330 m 下流に存在する走向・傾斜 N 50°W・垂直の蓬萊橋断層である。この断層は、フォッサマグナの重要な断層の 1 つの、富士川主断層（第 1 断層）系の活断層で、垂直変位よりも左横ずれ断層の性格が卓越する特徴を現して

いる。

以上、星山丘陵に分布する鷺の田礫層は、構造上 2 つの重要な特徴を示している。まず第 1 は、富士川以西に分布する鷺の田礫層に対し、走向・傾斜が著しく異なっていることである。すなわち、富士川以西に分布する鷺の田礫層は、巨視的にほぼ水平に横たわっているのに、星山丘陵に分布する鷺の田礫層は、高角度で傾斜しながら横たわっている。

第 2 に、星山丘陵に分布する鷺の田礫層は、北方に向かって傾斜するグループ（貫戸～星山南域間）・西方に向かって傾斜するグループ（安居山西域）・東方に向かって傾斜するグループの 3 ブロックに分割される。この事実は、星山丘陵の構造を考察する上に、極めて重要な意味を持っている。

すなわち、この 3 ブロック形成に関与した断層は、沼久保以南の富士川のほぼ流心を走る富士川主断層・安居山断層・蓬萊橋断層（富士川断層；第 1 断層）の 3 本の断層である。これらの断層によって、星山丘陵はブロック運動をして、傾動地塊に細分されることとなった。

(5) 古富士火山の噴出物

古富士火山噴出古富士泥流は、三階建ての富士山の二階に相当する古富士火山の噴出物中、主部を構成する溶岩流である。

すなわち、広義の富士火山は、今から数 10 万年前、近隣の愛鷹火山と同時代に噴出した小御岳火山の山体に重なって、BP. 8 万年前後になって古富士火山が活動を開始し、更にその上に BP. 13,800 年ころになると、新富士火山が活動して、現在見る三階建ての富士火山が形成された。

狭義の富士火山は、古富士と新富士を一連の活動期として、小御岳火山の上に重なっていると見る観点にたっている。

古富士泥流は、古富士火山噴出物を代表する溶岩流

で、多量の水の影響を受けて広域に分布した。星山丘陵は、当時大宮断層活動以前で、山頂から一連の山麓末端であったため、殊に古富士泥流が厚く堆積して、丘陵の山体の主部を形成することになった。岩質は主として輝石玄武岩である。

従って、星山丘陵には古富士泥流が広く分布しており、各所に露頭が存在している。しかしながら、丘陵の四周には富士川主断層（第1断層）・大宮断層・入山瀬断層・安居山断層などが存在して、丘陵は地塁化し、丘陵本体も小断層によって、小単位のプロック化することとなった。

古富士泥流に含まれる古富士泥流の溶岩の岩質は、
岩質：

F 2681 貫戸北域

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗青灰色 微孔質； $\phi = 1 \text{ mm} \pm >$ ・多し

斑晶：

斜長石：40%± $\phi = 1.5 \text{ mm} \pm >$ 暗色・灰色・粒状～半自形～自形(c~r)，微粒 $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm >$ 粉状(c)

普通輝石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石：微粒・新鮮～変質 (rr)

(6) 古富士泥流上～上部扇状地堆積物層

古富士泥流の上部には、岩板溶岩を噴出した火山活動（滝の上溶岩流）と、これを覆う古富士泥流上の下部扇状地堆積物層・古富士泥流・古富士泥流上の上部扇状地堆積物層・褐色ローム層・新富士火山噴出腐植質風化火山灰層が順に累積している。

星山丘陵に分布する扇状地堆積物は、古富士泥流上の上部扇状地堆積物層である。この堆積物は、星山丘陵全域に分布していると思われるが、他面流向に方向性が強く現われていることもあって、星山南域の鷺の田礫層の分布域・野中南方の路傍・安居山西域の蒲原

礫層の分布域の3箇所だけが知られている。

安居山西域： 安居山西域の山砂利採掘場の崖には、南北約200mにわたって、高さ約15mに蒲原礫層が分布している。その侵食面上には、層厚約25mの古富士泥流上の上部扇状地堆積物層が標式的に横たわり、更に上部には、層厚2m内外の褐色ローム層・層厚4m内外の新富士火山噴出腐植質風化火山灰層が、順に堆積分布している。

この扇状地堆積物は、多量の水の影響を受けて流下堆積した地層である。層相は、青灰色を呈する層理の発達した火山砂礫層で、南へ5°内外傾斜している。

礫層を形成する礫の礫質は、主として古富士泥流の玄武岩で、礫径は一般に中礫～巨礫であるが、径1m内外以下の巨礫も混在している。

野中南方の路傍の露頭： 露頭は小露頭で、峠から南へ約300m下った路傍の西側に存在している。層相は、青灰色を呈する火山砂礫層で、層理を示し、砂礫層を形成する礫は、中礫～巨礫である。

星山南域の山砂利採掘場の露頭： この露頭は、星山放水路合流点右岸の、山砂利採掘場の崖の上部に存在している。層厚は約2mで、下位の鷺の田礫層を不整合に覆い、上部の褐色ローム層・新富士火山噴出腐植質風化火山灰層に覆われている。

露頭は崖に存在するので、詳細は不明である。しかしながら、この砂礫層は、安居山西域や野中南方に分布する砂礫層とは、一連の関係にあるものと推察される。

(7) 新富士火山の噴出物

① 大宮溶岩流（富士宮溶岩流）：

大宮溶岩流は、津屋博士によって命名された溶岩流で、同博士（1968）によって、富士宮溶岩流と改称された。その理由は、恐らく大宮町が富士宮市と改称されたためによるものと推察されるが、地層命名の規約上からは、改称の根拠に乏しいので、ここでは敢て旧

名を採用することにした。

大宮溶岩流は、新富士火山の最初の活動によって噴出した溶岩流である。従って、この活動は、新富士火山の最大級の活動期に相当するので、溶岩流の規模が大きく、かつ、また噴出時のマグマの温度が高かったことと、岩質とから、流動性も極めて大きい溶岩流であった。従って、溶岩流は山頂から、最初南へ向かって流下し、山頂と愛鷹火山の火口を結ぶ線上に形成されている稜線と、地形に支配されて流向を南西に変え、富士宮市街地に達した後、未発達の大宮断層を越えて安居山の低地に達した。その後溶岩流は、富士川谷を流下して、下流の水神の西側を、JR東海東海道線付近に達した。

溶岩流の規模は、山頂～富士川間が約29 km・沼久保～水神下流間が約6 km・全長35 km・幅は富士宮の浅間大社北域で、約3 km、溶岩流の末端付近の層厚は4 km内外である。

大宮溶岩流は、富士市域に分布する大淵溶岩流のグループと推察されているが、津屋博士は、溶岩の造岩鉱物の斜長石の粒径・パターン、普通輝石の含有量などから別種の溶岩流とし、大淵溶岩流の上位にランクした。

溶岩流の噴出時期は、水神～JR東海東海道線間に分布する溶岩流から得られた試料の¹⁴CからBP. 13,760年±300年の測定結果が得られた。～旧石器時代末期に相当する。

しかしながら、沼久保～水神間の富士川谷を流下した大宮溶岩流は、層厚が薄かったこと・柱状節理が発達していたこと・当時の富士川は水量も多く、流れが速かったこと・後に流下した芝川溶岩流Iが、沼久保付近で富士川を塞ぎ止め、やがて決潰して流水による侵食が増大したことなどから、ほとんど流失して、現在水神下流に、わずかに命脈を保って分布しているに過ぎない。

星山丘陵に分布する大宮溶岩流は、野中北西域の富

士宮三中付近・安居山東域の旧道の各所・水沼の西域の谷川左岸・水沼の東域・沼久保南域・蓬萊橋付近などに露出している。それらのうち、富士川左岸の蓬萊橋下流河床・富士川右岸蓬萊橋直下の露頭は、筆者によって発見された露頭で、蓬萊橋南端部では、大宮溶岩流の岩板溶岩を覆って、北山溶岩流IIの岩板溶岩が横たわっている。

大宮溶岩流の溶岩の岩質は、
岩質：

F 3011—1 沼久保蓬萊橋下流

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 緻密質～一般に孔質 断面；幾分アラレ状弱クラック

斑晶：斜長石；大形・多し

斜長石：40%± $\phi=10\text{ mm}\times 5\text{ mm}$ 多量に含む(C)・灰白色・板状を多く含む、 $\phi=2.5\text{ mm}\pm>$ (c), $\phi=1\text{ mm}\pm>$ 針状(長柱状)多し(c~r), 微粒 粉状 少なし(c~r)

普通輝石： $\phi=5\text{ mm}\pm>$ バラバラ (c)

カンラン石：肉眼的には不詳

F 450—5 富士川下流水神南域左岸

O・A・B カンラン岩普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 一般に孔質； $\phi=15\text{ mm}\pm>$ (10%+)

斑晶：斜長石；大形・多し

斜長石：30%< $\phi=18\text{ mm}\times 2\text{ mm}\pm>$ ~1 mm バラバラ (c)；灰白色 粒状・板状、微粒；針状(長柱状)が主

普通輝石： $\phi=2\text{ mm}\pm>$ バラバラ (c~r)

カンラン石：不詳

② 万野風穴溶岩流

万野風穴溶岩流は、津屋博士(1968)によれば、山

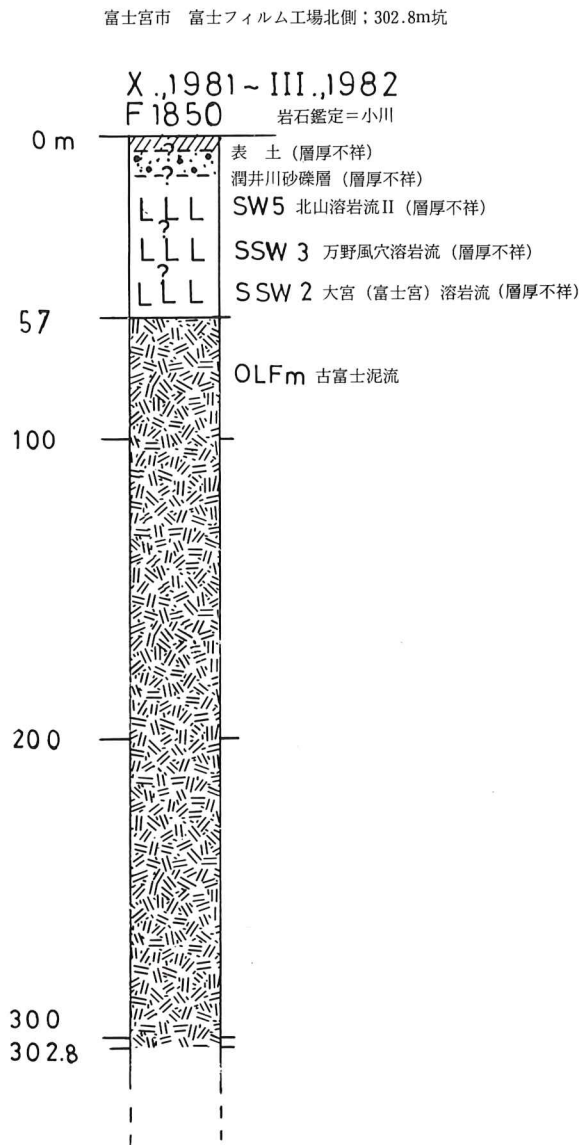


図24 地質調査所；ボーリング・データ
(山崎晴男技官担当)

頂噴出溶岩流で、中央火口より南西に向かって流下し、別所付近に達した。

津屋博士の富士山地質図 (1968) によれば、この溶岩流は、山宮付近と大中里南域で北山溶岩流IIを覆い、外神付近で北山溶岩流II及び上位の溶岩流に覆われている。富士火山の総括溶岩流の中で、この溶岩流が、層序上どこに位置するか明らかでないが、富士宮市域では、大宮溶岩流に次いで流下した溶岩流とされている。

る。しかしながら、分布のパターンや、大型の溶岩洞穴 (万野洞穴群) の形成されていることから、天母山側火山の溶岩流の疑いが濃く、従って天母山も、旧期側火山の疑いが濃厚である。

星山丘陵では、この溶岩流は、大中里南域・大中里西域に分布している。

万野風穴溶岩流の岩質は、

岩質：

F 3847 万野風穴 (池田公園)

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

黒灰色 多孔質： $\phi = 6 \text{ mm} \pm > 60\% \sim 70\%$

斑晶：

斜長石：35%~40% 微粒；60%~70%

$\phi = 10 \text{ mm} \pm \sim 3 \text{ mm} \pm$ 暗色・柱状・長柱

状・粒状 (c)， $\phi = 2 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c~r)；

粒状・柱状・自形， $\phi = 0.5 \text{ mm}$ (r)；粒

状，微粒 (aa)；粉状

普通輝石： $\phi = 1 \text{ mm} \pm >$ (r?)

カンラン石：微粒 (r?)；変質

③ 芝川溶岩流 I

芝川溶岩流 I は、新富士火山噴出旧期溶岩流タイプである。しかも大宮溶岩流に近似している。

この溶岩流は、山頂より南西に流下し、芝川の谷に沿って富士川に達し、一部は上流側に約 1,000 m さかのぼり、主流は富士川谷を流下して、明星山の対岸の俵石に達した。この間、蓬萊橋の上流側では、一時富士川谷を塞ぎ止めたので、上流側に塞ぎ止め湖を形成した。また、芝川溶岩流 I の流れた時の谷底は、現在よりも 10 m 内外高い位置にあった。

この溶岩流の岩板には、標式的な柱状節理が発達しており、殊に対岸の俵石の柱状節理は見事であった。しかしながら、現在は採石のため乱掘され、消滅に類している。

星山丘陵付近の芝川溶岩流の分布域は、蓬萊橋上流の左・右岸、水沼～富士川間（沼久保駅南）の台地状の低位段丘本体などである。

芝川溶岩流 I の岩質は、

岩質：

F 891 水沼；低位段丘東南端

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗黒灰色 多孔質； $\phi=20\text{ mm}\pm$ (r)・ $\phi=5\text{ mm}\pm$ > (a) ～25%～30%

斑晶：斜長石；中粒型

斜長石：60%～70% $\phi=7\text{ mm}\pm\sim 2\text{ mm}\pm$ (aaa)；灰白色・輪郭～ボタ雪状の柱状・板状～極少ない， $\phi=1\text{ mm}\pm$ (r)， $\phi=0.5\text{ mm}\pm$ ；針状・粒状 (c～r)，微粒；粉状 (r)

普通輝石： $\phi=2.5\text{ mm}\pm$ > (r)

カンラン石：不詳

④ 入山瀬溶岩流

入山瀬溶岩流は、万野風穴溶岩流に次ぐ噴出物で、頂上火口より流下した溶岩流である。津屋博士(1968)によって研究命名された。

溶岩流は、山頂から南へ流下し、富士市域の地形のNE—SW性に支配されて南西に方向を転じ、入山瀬付近で星山丘陵の大宮断層崖に突き当たって止まった。

しかしながら、この溶岩流も、山頂からの分布の方位によって、別の呼称で命名されているので、溶岩流の規模は大型に属している。同種異名の溶岩流は、元村山溶岩流IV・北山溶岩流II・その他である。

星山丘陵に分布する入山瀬溶岩流は、星山丘陵南東端の、湯沢平東域に、小露出が存在するに過ぎない。

入山瀬溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 70 入山瀬；潤井川ヤスガ淵

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

濃灰色～暗青灰色 緻密質 断面；アラレ状

斑晶：斜長石；一般に $\phi=4\text{ mm}\sim 2\text{ mm}$ ・カスリ模様パターン

斜長石：密集部～40%～50%・疎部～10%～20%・平均～25%～30% $\phi=7\text{ mm}\pm$

パラパラ (r)；灰白色・粒状・不規則粒状

$\phi=4\text{ mm}\sim 2\text{ mm}$ (c)；粒状・自形・半自形， $\phi=1\text{ mm}\pm$ (rr)， $\phi=0.5\text{ mm}$ (rr)，

微粒 (aaa) ～ルーペ的；粉状・自形

普通輝石： $\phi=5\text{ mm}\pm$ > パラパラ (r)

カンラン石：不詳

※ 断面がアラレ状を呈するのは、寒冷気候と水の影響を反映している。～弱クラック形成。

⑤ 北山溶岩流II (外神溶岩流)

この溶岩流は、万野風穴溶岩流に次ぐ噴出物で、津屋博士(1968)によって命名された。

溶岩流は、山頂から南西に流下し、大宮断層初期の、安居山北域の鞍部を越えて、安居山の谷を流下し、沼久保の蓬萊橋付近に達した。その規模は、山頂から末端まで約18.85 km・溶岩流の幅は最大約1 kmである。



写真24 芝川溶岩流 I を被覆する北山溶岩流 II
～富士川蓬萊橋上流左岸；下位の地層は鷲の田礫層～

星山丘陵に分布する北山溶岩流IIは、安居山北域で未発達の大宮断層を越え、大宮溶岩流の溶岩原地形に規制されながら、沼久保の侵食の進んだ断層谷底を流下して富士川左岸に達した。

富士川に達した北山溶岩流IIの岩板溶岩は、一部で下位の大宮溶岩流を被覆し、富士川を上流に向かい、約250mさかのぼって芝川溶岩流Iの一部を被覆した。また、この溶岩流には、柱状節理の発達が著しい。この溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 491 蓬萊橋北端

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 緻密質 断面；アラレ状 入山瀬溶岩流相当層

斑晶：斜長石；一般に $\phi = 4 \text{ mm} \sim 2 \text{ mm}$ ・カスリ模様パターン

斜長石：25%± $\phi = 9 \text{ mm} \times 1 \text{ mm} \pm >$
(r)；暗色・灰白色， $\phi = 6 \text{ mm} \pm$ パラパラ
(r)；灰白色・粒状・不規則半自形， $\phi = 4 \text{ mm} \pm > \sim 1 \text{ mm} \pm$ (c)；灰白色・粒状・不規則柱状・板状を少量含む， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$
(rr)，微粒 (rr)；粉状

普通輝石： $\phi = 3 \text{ mm} \pm >$ (c~c-r)

カンラン石：不詳

⑥ 段丘堆積物

富士川河岸には、他の河川と同様に、上・中・下位の洪積河岸（河成）段丘が存在している。しかしながら、侵食によって段丘面の保存は良好でない。従って富士川河岸に分布する段丘は、対比が容易でない。

星山丘陵に分布する段丘については、精査未了のため明らかでないが、地殻変動・段丘面の標高・地質構造などを関係付けながら、その概要を略記する。

上位段丘： 星山丘陵に分布する上位段丘は、岩本

面・大明星面の2箇所に存在している。

岩本面は、岩本山公園北側の、クレー射撃場の周辺に存在している。この段丘面は、標高150mを示し、風化した黄褐色砂質礫層が、層厚約15mの厚さに堆積して、鷺の田礫層を覆ってほぼ水平に堆積している。

段丘は、一応下末吉ローム層に対比した。

大明星面は、大明星の頂部に存在している。段丘面は、標高224.6mで、段丘礫が岩淵火山の凝灰角礫岩を覆って薄く分布している。

標高は、岩本面よりも約75m高いが、両者の標高の相違は、地殻の変位を示すものと推察される。

中位段丘： 星山丘陵に分布する中位段丘は、裏明星面・星山面の2箇所に存在している。

裏明星面は、裏明星と小明星の頂部に存在している。分布面積は小域であるが、それぞれの表部には段丘礫が岩淵火山の凝灰角礫岩を覆って薄く分布し、両者は一連の段丘面を形成している。

段丘面の標高は180mであって、一応武蔵野ローム層に対比した。

星山面は、星山放水路の西域に分布している。しかしながら、段丘礫層の発達は不良である。

低位段丘： 星山丘陵に分布する低位段丘は、丘陵の南東端の^{じっせう}実相寺付近・貫戸川合流点の南域・貫戸川の流域・カジガ窪の右岸・星山放水路の下流右岸・沼久保の蓬萊橋の北西域などに分布している。これらの段丘の形成時期は、一応立川ローム層に対比した。

実相寺の段丘は、標高約70m、段丘礫は未詳だが、地形の上によく現われている。この段丘は、富士市旭町の北側まで追跡され、この付近には、小域ながら段丘礫層が分布している。

万野段丘は、貫戸川合流点の左岸に存在し、標高80mのフラットな面が形成されている。段丘礫は未詳である。

貫戸川の上流側の2箇所には、万野段丘の延長部が存在している。この段丘は、カジガ窪側では標高120

m・貫戸側では標高 110 m を示している。段丘礫層は不詳である。

以上の段丘のうち、古富士泥流上の旭町の段丘は別として、他はいずれも、岩淵火山の凝灰角礫岩の、侵食面上に形成されている。

星山放水路右岸の段丘は、標高 90 m を示し、段丘礫層が分布している。この段丘面を形成しているのは、古富士泥流である。

蓬萊橋の北西西の段丘は、芝川溶岩流 I の溶岩流面に形成されている。段丘面の標高は、118.3 m である。しかしながら、この段丘に限って、形成時期は沖積世である。

⑦ 新富士火山噴出風化火山灰層

星山丘陵の表部には、新富士火山噴出風化火山灰層が、ほぼ全域を覆って分布している。今回の調査では、ローム層の分析を行わなかったため、詳細は明らかでない。

星山丘陵に分布する、いわゆるローム層は、大まかに下位の褐色ローム層と、上位の腐植質風化火山灰層（黒土層・クロボク）の 2 層に大別される。星山丘陵に分布する褐色ローム層は、一般に風化が進み、一部に粘土化する部分も存在している。

腐植質風化火山灰層は、地層に混入した炭化植物によって黒色を帯びたものである。この堆積物と褐色ローム層の境界は、一般に漸移しているが、分布域によっては、2 層がシャープな面で境している。前者は概ね自然堆積であり、後者は概ね黒土層が、運搬されて堆積した二次堆積である。

なお、ローム層は、火山礫や多孔質火山礫が混入すると、アカマサ・エカスマサなどのマサ（盤層）を形成する。富士地区では、ジャリマサを加えて、フジマサと総称している。

4-3 星山丘陵の地質構造

富士火山域、殊に星山丘陵周域は、南部フォッサマグナの最も複雑した地質構造を示す地域の一つである。従って、潤井川以北の富士火山域や、富士川以西の庵原東部とは、著しく異なった地質区を構成している。

1974 年 7 月 7 日には、台風 8 号が梅雨前線を刺激したために、いわゆる七夕豪雨が来襲し、富士川が増水した。沼久保の蓬萊橋上流左岸に分布する新富士火山の北山（外神）溶岩流 II の、溶岩原を形成する岩板溶岩は、岩板の下に挟在した河川礫をえぐり取られて、延長約 170 m にわたって、直線状に真っ二つに裂け、岩板上に存在した天然記念物クラスの甌穴（ポットホール）群は、ほとんど原型をとどめないまでに破壊しつくされた。

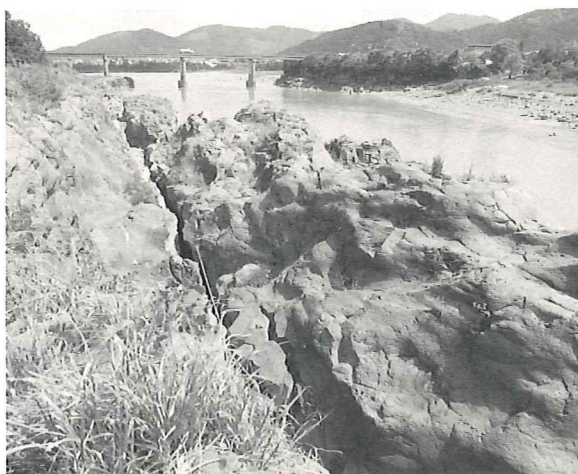


写真25 蓬萊橋断層
～七夕豪雨の洪水で断裂；北山溶岩流II～

この現象が発生した原因は、北山溶岩流 II が、富士川の河川礫の上に流下したこと・岩板溶岩に柱状節理の形成されていること・下流で河床の砂利を乱掘したために、河床が著しく低下したこと・蓬萊橋の南側まで一連の溶岩原であったのに、水流の侵食によって、河床の部分が流失していたことなどである。更に直線状に岩板が裂けた原因は、直下に富士川活断層系の蓬

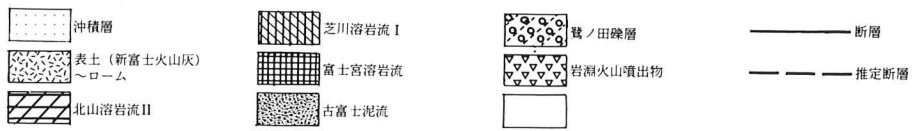
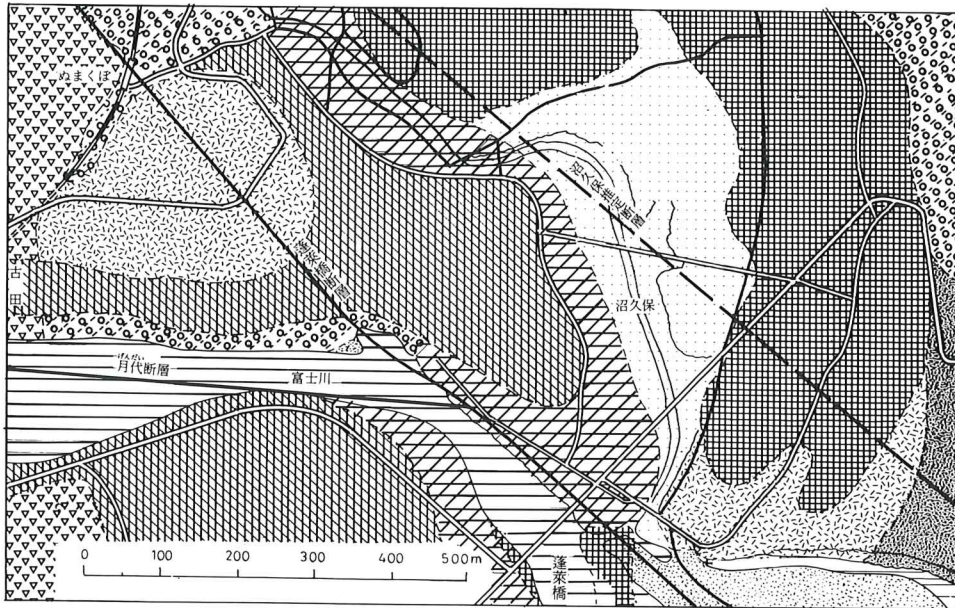
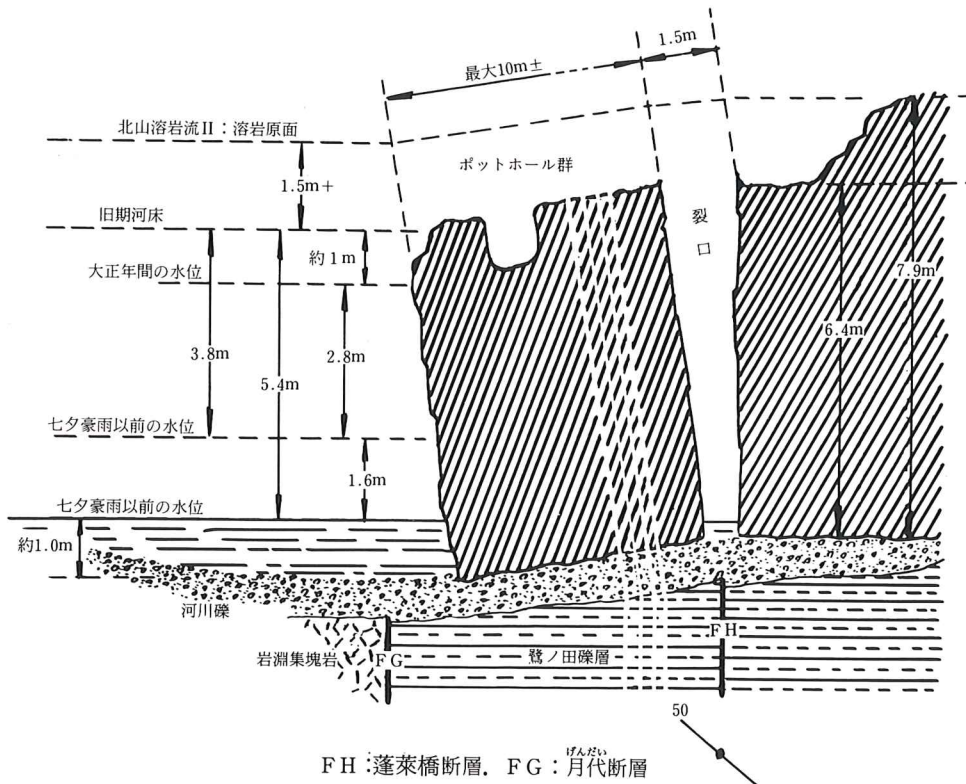


図25 沼久保付近地質図



FH: 蓬萊橋断層, FG: 月代断層

図26 蓬萊橋断層模式断面図

萊橋活断層が存在するためである。

この事実は、星山周域が、複雑な地質構造に彩られていることを示すエピソードの1つである。

(1) 断 層

星山丘陵の周辺に存在する断層は、基本的に2種に区分される。1つは、フォッサマグナの主構造線である南～北性の糸魚川～静岡構造線（糸～静線）系であり、他は駿河トラフ系の南西～北東性の構造線である～相模トラフに連絡。

前者は、大陸プレート（アムールプレート）が南東進する営力によって、フロント線付近に現われる衝上断層系であり、後者は、フィリピン海プレートが北西進する営力によって、フロント線付近に現われる凹地構造と、左横ズレ性の断層系である。

南部フォッサマグナの富士川周域では、前者を代表する断層は富士川主断層であり、後者は西富士断層である。また、前者の活動位置は大きく変位することはないのに、後者の活動位置は不安定で大きく変位しやすい。

従って、両者の営力の重り合った、富士川中～下流域の断層系は、極めて複雑である。しかも、両者の活動は、共に活断層である点が注目になる。

星山丘陵を取り巻く断層線は、富士川断層・入山瀬断層・安居山断層・大宮断層の各断層線で、これらの断層の活動によって、星山丘陵（地塁～傾動地塊）が形成されることになった。

富士川断層の主断層は、左横ズレのスラスト（衝上断層）で、南部フォッサマグナの主要な断層の1つである。断層線は、蒲原地震山～JR東海東海道線富士川鉄橋西端～木島付近を経て、富士川谷に沿って上流に走っている。この観点からは、富士川は、断層谷である。

しかしながら、この断層線は、他の要因系の断層に寸断されたり、ズレたり、自己の共役断層の存在することによって複雑化し、各研究者によって推定は多様である。

星山丘陵の南側付近の富士川断層は、蒲原地震山付近で共役断層の富士川第2断層（恒石博士らの富士川

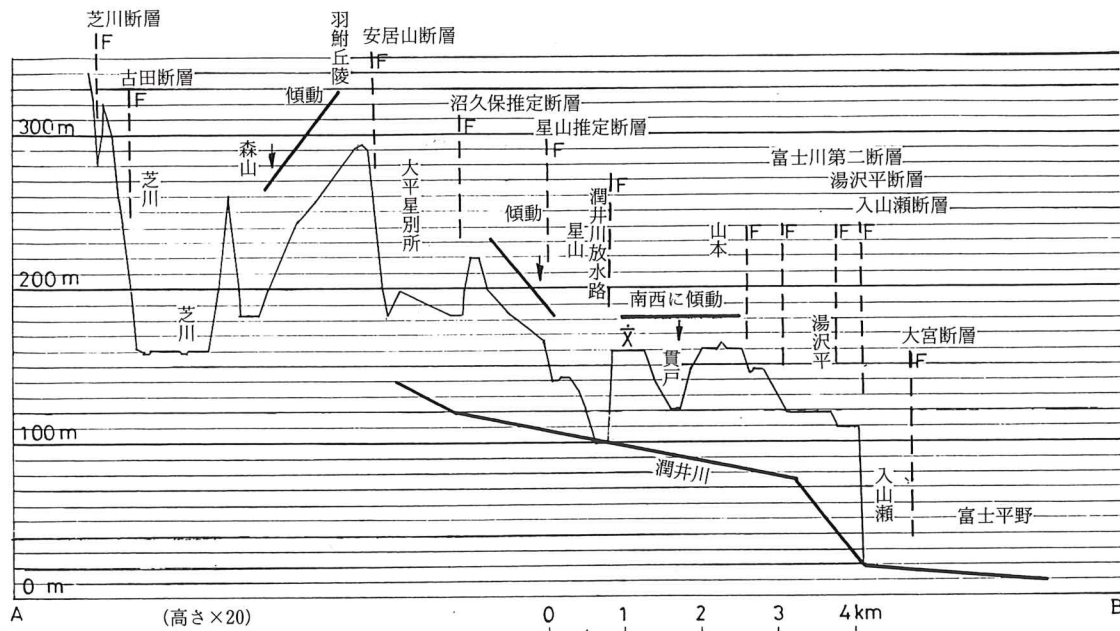


図27 星山丘陵模式断面図

断層)を分岐し、岩本山付近で同系の推定断層に切断され、複雑な平行断層を形成しながら沼久保に達し、羽鮒丘陵に大きな変位を与えた。沼久保では、この断層は蓬萊橋断層によって大きくズレ、主断層は上流に向かって、入山断層を切断して大きな変位を与えた。

共役断層の富士川第2断層は、北進して天間化石湖を横断し、福泉川の中流を横断して北進している。

星山丘陵の西側の安居山断層は、複合した要因による断層と思われるが、所属は明らかでない。落差は安居山付近で160 m以上、青木付近で180 m以上の断層崖を形成し、北方で西富士断層に収斂している。

星山丘陵の東縁を限る入山瀬断層は、フィリピン海プレートの移動に要因を持つ断層である。この断層はSW~NE性の断層で、落差約100 mである。断層は富士川断層と競合して、小断層によって寸断され、北東部で大宮断層に切断されている。星山丘陵に存在するカジガ窪推定断層・貫戸推定断層・黒田推定断層・白尾山東推定断層・白尾山西推定断層加えて安居山断層も、入山瀬断層と同系の断層である。

星山丘陵の北縁を限る大宮断層は、辻村太郎博士の命名した断層で、星山丘陵を富士火山から分離した。この断層は北西~南東性で、富士川断層系であると

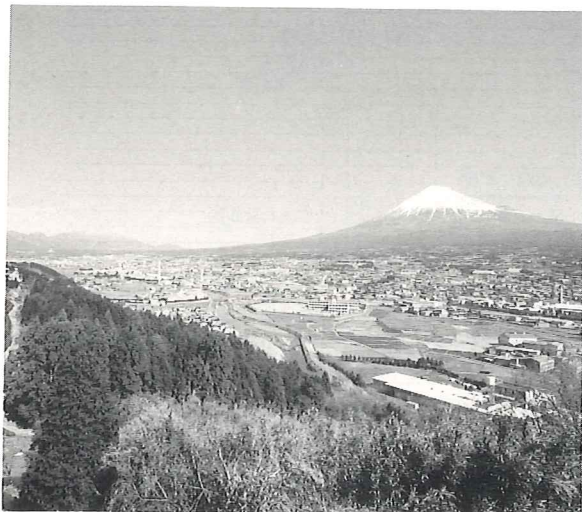


写真26 大宮断層崖
~カジガ窪付近より富士宮市街地を望む~

もに、フィリピン海プレート系の要素を多く含んでいる。星山丘陵の北東端付近では、落差は約80 m・石の宮付近で約80 m・山本付近で約100 m~山本北西で約45 m・別所付近で約40 mである。断層地形は、入山瀬~黒田間に発達し、これより北西域には断層地形は現われていない。すなわち、大宮断層は変形のヒンジフォールト(蝶番断層)型で、正断層であるが、別所付近では幾分撓曲して終わっている。

大宮断層は、北西部は安居山断層に収斂し、東部は富士平野を経て、田子の浦港の中心部から、駿河湾に延びている。また、この断層が活動したのはBP. 1万4000年~1万6000年の間で、その後、入山瀬溶岩流流下後、北側が更に約30 m低下し、活断層の性格を現わしている。

星山丘陵の地形は、主としてこれらの断層群によって形成された。

(2) 地殻変動

星山丘陵は、上述の断層活動によって、地塁を形成しているが、地下構造は一層複雑している。すなわち、富士川主断層・安居山断層・大宮断層・入山瀬断層に囲まれた星山丘陵は、富士川以西に対して、北方へ約45°傾斜し、富士川主断層以北・安居山断層以西の羽鮒丘陵は、南へ45°~50°傾斜し、富士川主断層とその共役断層に囲まれた羽鮒丘陵南部(富士川左岸)は、東へ70°内外傾斜している。

また、星山丘陵本体も、小断層によってブロック構造を形成し、互に、多かれ少なかれ変位している。その事実は、南部フォッサマグナ東域の、一般的な特徴の1つである。
(小川賢之輔)

5 表富士登山道(富士宮口登山道)旧一合目~新五合目間の地質

旧一合目(標高1,010 m)は、グリーンキャンプ場の西域に存在し、これより新五合目(旧4合5勺;標高

2,400 m)の間の旧登山道周域には、地表を苔で厚く覆われた天然林が分布していた。また、旧三合目付近(標高2,160 m)には、小域ながらお花畑もあって、真の意味の、富士山の自然が保存されていた。従って、この地域は、富士山の自然を代表する景観地域の一つであった。

天照教林道(標高1,010 m)から新五合目間は、津屋博士(1968)の地質図では、新富士火山新期テフラの分布域となっている。筆者は、この地域の富士市域を調査して、この付近の溶岩流の分布を、2万5千分の1地質図に表現した(1986)。

従って、表富士周遊道路以南は、主として西臼塚溶岩流・勢子辻溶岩流・日本ランド溶岩流の分布域として示され、表富士周遊道路～新五合目間は、主として新期テフラの分布域、新五合目～頂上間は、主として新期テフラ・最新期頂上噴火口噴出溶岩流分布域として示すこととした。

しかしながら、表富士周遊道路から新五合目間の、登山道の周域に分布する地質を代表する溶岩流は、不動沢溶岩流である。以下付近に分布する溶岩流を、下位より上位に向かって順に略記する。

(1) 古富士火山の噴出物

古富士泥流(津屋博士命名)：古富士泥流は、古富士火山の噴出物で、既にしばしば触れたように、小御岳火山の山体を覆う2階建て構造の富士火山の、1階に相当する溶岩流である。

古富士火山の活動期は、BP. 8万年～9万年から、BP. 1万6千年前後で、新五合目南域に分布する古富士泥流は、BP. 1万6千年前後の噴出物と推測される。

この地域の古富士泥流の分布は、旧登山道二合目入口の東側の、日沢右岸路傍・旧登山道二合目入口の西側・グリーンキャンプ場西方の、天照教林道・旧登山道の西臼塚北方の路傍・旧登山道の市兵衛沢右岸2箇所・登山道の日沢右岸路傍などで、湧水群のある旧二

合目山小屋付近にも、地下浅所に分布するものと推察される。

古富士泥流の層相は、赤褐色～褐色を呈する凝灰角礫岩様の泥流で、含まれる火山礫は、各種玄武岩質の古富士火山噴出物である。泥流に含まれる火山礫の岩質は、

岩質：

F 3226 旧登山道二合目入口

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗青灰色 緻密質

斑晶：斜長石；細粒 カンラン石；微粒・変質

斜長石：40%± $\phi=2\text{ mm}\pm>$ (r)；灰色、

$\phi=1\text{ mm}\sim 0.5\text{ mm}$ (c-a)；粒状、微粒；

粉状 (aa)

普通輝石： $\phi=2\text{ mm}\pm>$ (c-r)

カンラン石：微粒・変質 (c-r)

(2) 新富士火山の噴出物

曾比奈溶岩流II(津屋博士命名)：曾比奈溶岩流のグループは、新富士火山旧期の噴出物で、主分布域は、富士市域の富士火山麓の末端から中腹である。

新五合目付近では、馬返しのヘヤピンカーブ(標高2,090 m)に、曾比奈溶岩流IIが小露出している。溶岩の岩質は、

岩質：

F 3236 登山道馬返し

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

褐灰色 粗鬆^{もしよう} もろし 断面；アラレ状

斑晶：斜長石；大型・板状

斜長石：70% $\phi=10\text{ mm}\times 1\text{ mm}\sim 10\text{ mm}\times 4\text{ mm}>$ $\sim 1.5\text{ mm}$ 雑然 (a)；灰白色・板状・柱状を含む、微粒；粉状 (c)

普通輝石： $\phi=2\text{ mm}\pm>$ (c~c-r)

カンラン石：玉虫色（変質）微粒（rrr）

市兵衛沢溶岩流（津屋博士命名）：市兵衛沢溶岩流は、新富士火山旧期の、後期溶岩流で、市兵衛沢の谷底部に連続露出している。市兵衛沢溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 3430 表富士周遊道路市兵衛沢

O・A・B カンラン石輝石玄武岩

肉眼的所見：

淡青灰色 緻密質

斑晶：過石基質

斜長石：5%～10% $\phi = 3 \text{ mm} \pm >$ (c-r)；灰白色・粒状・自形・半自形，微粒（rr）・粉状

普通輝石： $\phi = 1.5 \text{ mm} \pm >$ (rr)

カンラン石：不詳

西白塚溶岩流（津屋博士命名）：西白塚溶岩流の噴出口について、津屋博士は側火山西白塚の噴出物とした。しかしながら、西白塚は新しい噴石丘であり、西白塚溶岩流の分布のパターンなどから、頂上噴出溶岩流として扱った。溶岩流の分布域は、西白塚の南域では、天照教林道を越えて林道寄坂線に達し、東域では大淵林道の林道丸尾線分岐点西域・南域に広く分布している。溶岩の岩質は、

岩質：

F 3523 天照教社南東・日沢河床

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗青灰色 孔質； $\phi = 20 \text{ mm} \pm > 10\% \pm$ ・硬質
斑晶：斜長石；新鮮・大小雑多・雪花状断面を示すものあり

斜長石：40%± $\phi = 8 \text{ mm} \pm$ ；灰白色・自形・半自形・板状を含む， $\phi = 6 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c~a)；灰白色～暗灰色・粒状・板状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (c~a)，微粒 (c)；粉状

普通輝石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石：(c~r)；微粒・変質

勢子辻溶岩流（津屋博士命名・小川新定義：1986）：

勢子辻溶岩流は、津屋博士の勢子辻溶岩流・ガラン沢溶岩流・天照教溶岩流・不動沢第II層溶岩流を、同一と見なして一括総称した溶岩流で、新富士火山旧期後期溶岩流である。

溶岩流の分布域は、新五合目周域では、南東部の、表富士周遊道路の二合目ゲート付近・大淵林道西域に分布し、その延長は、一部は愛鷹火山西麓の赤淵川に沿って富士市鶴無淵以南に達し、一部は不動沢に沿って富士市木和田窪付近に達している。

勢子辻溶岩流の岩板溶岩の岩質は、
岩質：

F 3313 天照教社東域；不動沢谷底

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

淡青灰色～暗灰色 緻密質 断面；砂岩様

斑晶：斜長石；ガラン沢溶岩タイプ

斜長石：40%～45% $\phi = 4 \text{ mm} \sim 2.5 \text{ mm}$ (rr)；灰色・不規則粒状， $\phi = 1.5 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c~r)；自形・半自形・粒状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (aa)；粒状，微粒 (aaa)；粉状

普通輝石： $\phi = 5 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (a)；オリーブ色

日本ランド溶岩流（津屋博士命名）：日本ランド溶岩流は、新富士火山旧期の後期溶岩流である。

新五合目周域に分布するこの溶岩流は、旧期後期の溶岩流としては、最も高い位置の山腹に、広域に分布している。従って、分布の北限は、大部分が新期テフラに覆われている。溶岩流は一般に、褐色風化火山灰に覆われ、一部岩板溶岩には、溶岩樹型が形成されている（大淵丸尾割れ目噴火口北域）。

新五合目周域に分布する日本ランド溶岩流は、一部大淵林道の日沢付近2箇所小露出し、広く表富士周

遊道路二合目ゲート～不動沢以東に分布している。溶岩流の溶岩の岩質は、

岩質：

F 3204 林道丸尾線；ガラン沢左岸路傍

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗黒色 緻密質

斑晶：斜長石；新鮮で、目にチカチカする感じ～特徴的

斜長石：70%± $\phi=5\text{ mm}\sim 2\text{ mm}$ (c~a)；

灰白色・日にかざすと光輝あり・自形～半自形～粒状， $\phi=1\text{ mm}\sim 0.5\text{ mm}$ (aa)；自形～半自形～長柱状（拍子木状）～粒状，

微粒 (aaa)；粉状～針状

普通輝石： $\phi=4\text{ mm}\pm >$ (a)

カンラン石：(rrr?)；変質

富士宮登山道二～五合間の第二層溶岩流（津屋博士命名）：この溶岩流は、新富士火山旧期の後期溶岩流で、溶岩流名に示されたように、富士宮口登山道の、二合目～五合目間の、市兵衛沢の左岸に、小域を占めて狭長に分布している。標式露頭は、旧二合目山小屋跡付近に存在している。

この溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 3398 旧二合目北域

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗黒灰色 急冷相 勢子辻溶岩流タイプ

斑晶：

斜長石：40%± $\phi=2\text{ mm}\pm\sim 1\text{ mm}\pm$ (c~r)；灰白色・粒状・不規則粒状，細粒 (a)；

半自形・自形，微粒 (a)；粉状

普通輝石： $\phi=2\text{ mm}\pm >$ (c~r?)

カンラン石：不詳

旧期後期溶岩流一般：この溶岩流は、津屋博士に

よって、中期溶岩流一般と呼称された溶岩流である。

この溶岩流は、新五合目東域の登山道や、宝永火口遊歩道に露出し、最新期テフラに広く覆われているために、全貌は明らかでない。

旧期後期側火山噴石丘：これらの側火山は、津屋博士によって、中期側火山と呼称された側火山である。

新五合目周域には、表富士周遊道路のグリーンキャンプ場東域の西臼塚・同じく二合目ゲート西方登山道付近の高山・高鉢山・無名丘2箇所・旧二合目西側の^{みょうが}茗荷岳・高山北方の不動塚・ガラン塚などである。

青沢溶岩流（津屋博士命名）：青沢溶岩流は、新富士火山新时期活動期初期の噴出溶岩流で、山頂火口より南に向かって流下し、主として青沢の谷に沿って山宮の東域に達した。その規模は、全長 12.37 km・幅最大 4 km である。溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 3771 北山林道入口；青沢

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 弱孔質； $\phi=3\text{ mm}\pm >$ (c~r) 断面やや粗面

斑晶：石基やや多し

斜長石：20%～25% $\phi=3\text{ mm}\pm >$ (c~r)

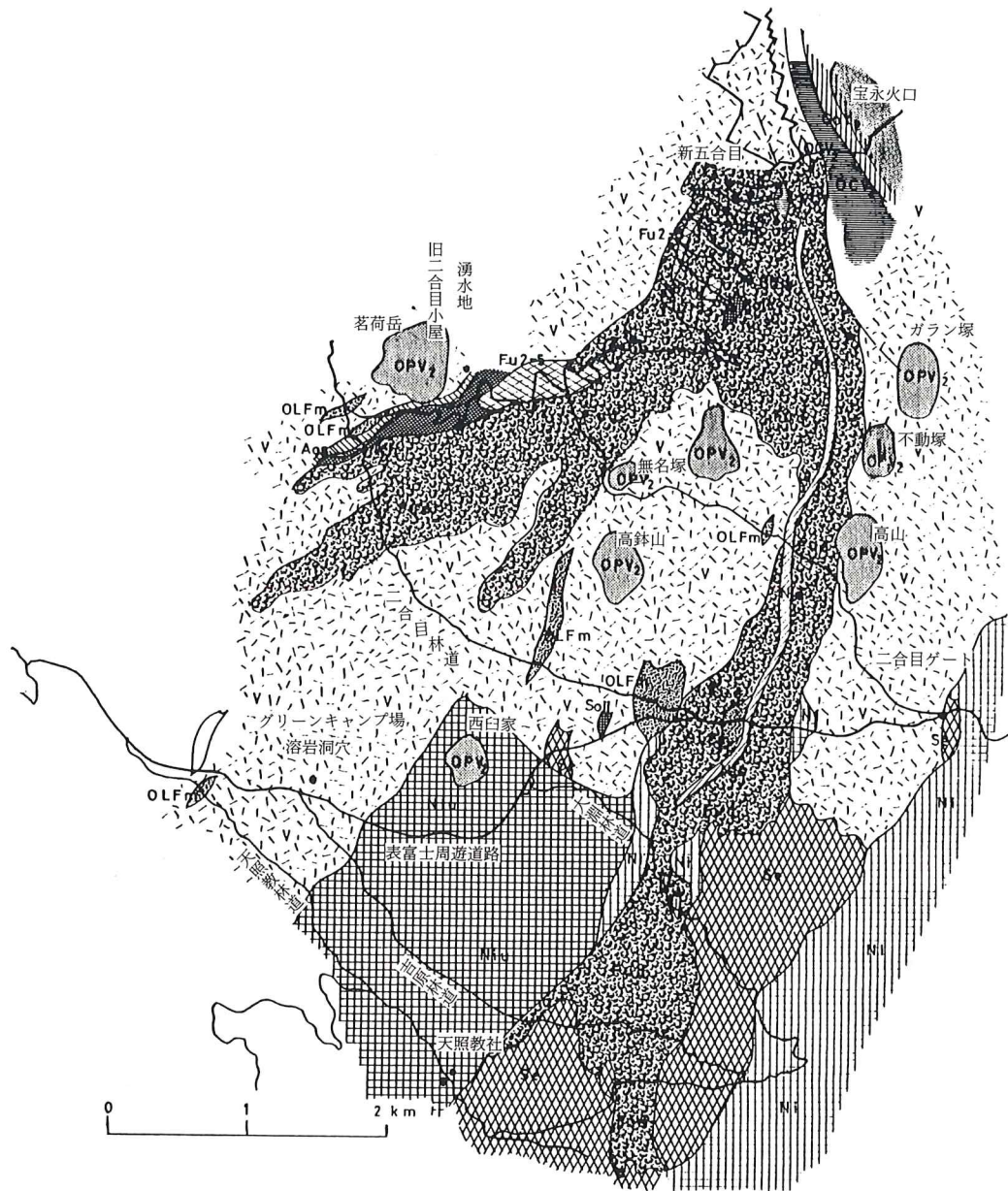
；暗灰色・板状多し・粒状， $\phi=2\text{ mm}\sim 1\text{ mm}$ (c~r)；自形・半自形・粒状， $\phi=0.5\text{ mm}\pm$ (c~r)；自形・粒状，微粒 (c)；粉状

普通輝石： $\phi=2\text{ mm}\pm >$ (r)

カンラン石：不詳

^{につきわ}日沢溶岩流（津屋博士命名）：日沢溶岩流は、青沢溶岩流に次ぐ、新富士火山新时期活動期の噴出物で、山頂火口より南に向かって流下し、日沢の谷を中心に分布している。その規模は、全長 7.25 km・幅は最大 0.8 km で、西臼塚の東方に達した。溶岩流の層厚は推定に過ぎないが、数 m の薄層と推測する。

溶岩流の層相は、露頭では上位に層厚 1 m 内外の岩



凡例 新富士火山噴出物

- | | | |
|------------------|-----------------------------|----------|
| YCV 最新期頂上噴火溶岩流一般 | OPV ₂ 旧期後期側火山噴石丘 | 市兵衛沢溶岩流 |
| V 最新期テフラ | OCV ₂ 旧期後期溶岩流一般 | 曾比奈溶岩流II |
| 御殿場-富士宮口溶岩流 | Fu2-5 富士宮口2-5合目間の第二層溶岩流 | 古富士火山噴出物 |
| 不動沢溶岩流 | N1 日本ランド溶岩流 | 古富士泥流 |
| N1s 日沢溶岩流 | 勢子辻溶岩流 | |
| AO 青沢溶岩流 | 西白塚溶岩流 | |

図28 表富士登山道路新五合目周辺の地質略図

ROUTE MAP OF TENSHŌKYŌ — SHINGOGŌME AREA FUJI VOLCANO

VII. 12, 1984
Researcher: Kenzoku OGAWA

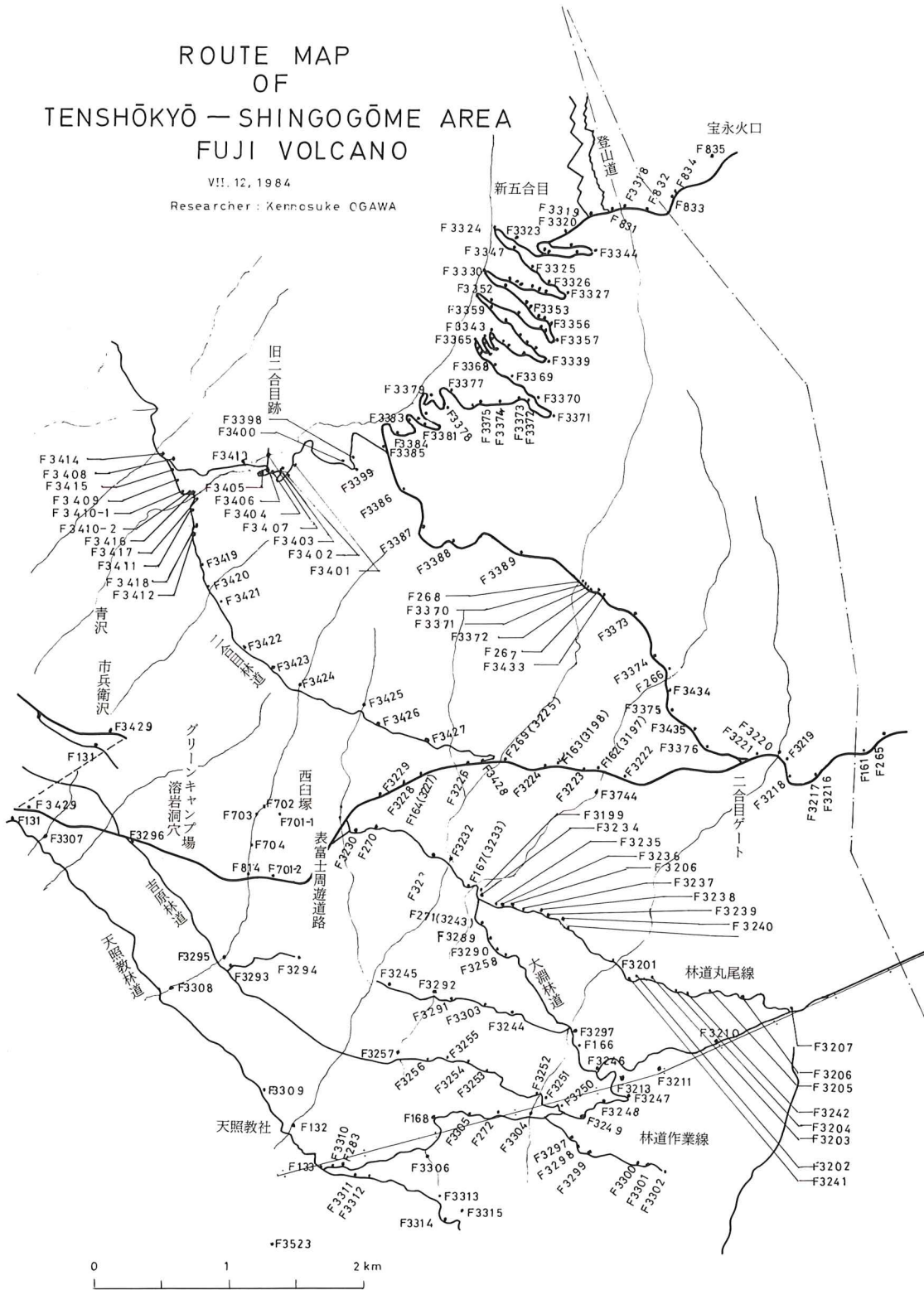


図29 表富士口登山道新五合目周辺のルートマップ (露頭地点図)

板溶岩が存在し、下位に層厚 50 cm の紅褐色を呈する固結不良の、自破碎岩の凝灰角礫岩が存在している。この凝灰角礫岩に含まれる火山角礫は、人頭大内外以下の火山角礫である。岩板溶岩の上位には、黒色ラピリ・スコリア混りの層厚 1 m 以上の黒色火山灰層が堆積している。

日沢溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 3744 表富士周遊道路南側の日沢左岸

O・A・B カンラン岩普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

濃灰色 緻密質 断面から粗鬆

斑晶：斑状組織

斜長石：50%± $\phi = 4 \text{ mm} \pm > \sim 1 \text{ mm}$

(c)；灰白色・不規則粒状，微粒 (a)；黄

灰色・粉状・30%±

普通輝石： $\phi = 3.5 \text{ mm} \pm > (r)$

カンラン石：不詳

不動沢溶岩流(津屋博士命名)： 不動沢溶岩流は、新五合目周域を代表する溶岩流で、この地域では、日沢溶岩流に次いで流下した、新富士火山新期溶岩流である。

溶岩流は、山頂火口から南東へ向かって流下し、標高ほぼ 2,800 m 付近から、富士市域の地形の NE～SW 性に支配されて、南西に流向を転じて林道境界線の西域(天照教社の東方)に達した。

不動沢溶岩流の主流は、放射谷の不動沢に沿って、帯状に分布し、一部は市兵衛沢の左岸に沿って同様に帯状に分布した。

溶岩流の規模は、山頂火口から末端の林道境界線の西端付近まで、全長ほぼ 8 km・幅は、天照教社北東の吉原林道付近で、ほぼ 0.88 km である。また溶岩流の層厚は、旧登山道二合目付近西域で約 5 m・天照教社の東域で約 10 m である。

溶岩流の層相は、玄武岩質岩板溶岩と、これに伴う

赤褐色を呈する・固結不良の玄武岩質火砕岩である。

この火砕岩は、砂質火山灰と、各種の形態と大きさの玄武岩質火山角礫より構成されている自破碎溶岩である。また、溶岩流上には火山灰の被覆が少なく、しばしば丸尾型の分布をしている。

溶岩流の溶岩の岩質は、

岩質：

F 3305 天照教社東域；大淵林道

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

暗灰色 多孔質； $\phi = 3 \text{ mm} \pm > \cdot$ 大形を含む・

30%± 破断面；粗鬆

斑晶：斜長石；粒状・大型そろう

斜長石：50%～70% $\phi = 3 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$

(a)；暗灰色～灰色・粒状が主・半自形

～拍子木状を含む， $\phi = 0.5 \text{ mm} (c \sim r)$ ；粒

状・長柱状，微粒 (c～r)；粉状

普通輝石： $\phi = 3 \text{ mm} \pm > (c \sim c-r)$

カンラン石：不詳

検鏡：Vol. 50 No. 36

斑状組織・過石基質

斑晶：

斜長石：大形 (c)；不規則集合双晶・個々にアル

バイト式双晶～連晶・オパサイト粒を含む，

粗粒 (c～r)；同質，中粒 (c～r)；同質，細粒 (c

～r)；拍子木状・針状，微粒 (c～r)

普通輝石：細粒 (rr)，微粒 (rr)

カンラン石：中粒 (r)，細粒 (rr)，微粒 (rr)

石基：過石基質・細粒斑状 (c～r) + 微粒 (c～r)

組織

ガラス (aa)；変質，斜長石；細粒 (c～r)・長

柱状(針状)，微粒 (c～r)・針状，普通輝石；細

粒 (rr)・微粒 (rr)，カンラン石；細粒 (rr)・

微粒 (rr)，磁鉄鉱 (c～r)

御殿場一富士宮口溶岩流： この溶岩流は、新五合目

周域では最も新しい新富士火山の最新期溶岩流である。溶岩流は、山頂火口より噴出し、南東に向かって流下して、側火山の宝永山の第1火口の下方に達した。しかしながら、1707年(宝永4年)にこの付近に宝永山が活動して、その爆裂によって大半は失われた。

現在、この溶岩流の露頭は、第1火口の西壁の上部に存在している。

この溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 833-2 宝永第1火口西壁最上部

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

肉眼的所見：

帯青暗黒灰色 緻密質 微孔少しあり；
10%±>

斑晶：

斜長石：45%~50% $\phi = 4\text{ mm} \sim 2\text{ mm} \pm$

(rr)；灰白色・粒状・半自形， $\phi = 1.5\text{ mm}$

~0.5 mm (c~c-a)；粒状が主・針状，微

粒(aa)；粉状

普通輝石： $\phi = 2\text{ mm} \pm >$ (c~r)

カンラン石：微粒(r)；変質

最新期テフラ： 富士山の最新期火山活動によって噴出した溶岩流は、最新期テフラの噴出物によって広く覆われることとなった。しかしながら、このテフラは、富士宮市域では、ほぼ新五合目以下には厚く堆積していない。

殊に、最新期テフラは、最新期噴出テフラとは、噴出時期も近く、岩質・岩相が酷似することから、分帯は著しく困難である。一般に両テフラ共に、赤褐色を呈し、固結不良で、構成する火山礫は著しく発泡している。

また、テフラ中には、各種定形の火山弾・不定形火山弾が多量に含まれている。

最新期頂上噴火溶岩流一般： この溶岩流は、津屋博士の、富士山頂最上層溶岩流である。溶岩流は主とし

て新五合目~山頂間に分布しているが、溶岩流の規模が小型で、最新期テフラに覆われている場合が多い。従って、津屋博士もこれらの溶岩流については一括処理している。

最新期を含む最新期溶岩流は、粘性が大きいので山頂付近に堆積し、山頂部の標高を著しく高めた。その結果は、山体の側線のパターンにもよく現われている。

溶岩原に形成された溶岩樹型と溶岩洞穴及び溶岩球：

新五合目周域の溶岩原には、溶岩樹型・溶岩洞穴・溶岩球が数多く存在するはずである。

しかしながら、今回の調査では、道路を重点的に調査したので、観察された溶岩樹型・溶岩洞穴・溶岩球は数少ない。

溶岩樹型： 溶岩樹型は、F 3251を除いてすべて不動沢溶岩流に形成され、それらはいずれも横臥樹型であった。



写真27 横臥樹型(溶岩樹型)
~表富士新5合目下 七曲り；不動沢溶岩流 (F 3375) ~

露頭は、F 3355~標高2,220 m 路傍・F 3375~標高1,900 m 路傍・F 3251~吉原林道~標高1,060 m 路傍(勢子辻溶岩流)・F 3254~吉原林道~標高1,060 m 路傍の4箇所に存在している。

溶岩洞穴： 溶岩洞穴は、新五合目周域では、表富士周遊道路の、西白塚西方の、グリーンキャンプ場に存



写真28 溶岩流に巻き込まれた溶岩球
～表富士新5合目下 七曲り不動沢溶岩流
(F 3334)～

在している。溶岩洞穴については別記するので、ここでは存在することを示すに留める。

溶岩球： 溶岩球は、一般に独立して、溶岩原に転石として分布するのが普通である。新五合目南域の、F 3334～標高2,150 mの地点路傍には、岩板溶岩に取り込まれた溶岩球が露出している。（小川賢之輔）

6 地質構造

6-1 富士火山本体の地質構造

富士宮市域は、大半富士火山体の西半域を占めている。従って、市域には概ね富士火山の噴出物が分布している。富士火山は、地史の上では日本の第四紀火山活動期の、最新期に所属するので、著しい構造運動の洗礼をあまり受けていない。すなわち、山体に存在する重要な地質構造は、地殻内部で、富士火山の活動を引き起こした第四紀の火山フロントの、東北日本火山帯に属する富士火山帯北帯の、火山活動の方向に現われている。

富士火山の山体の表部では、この構造は、側火山の主な配列と、火山活動の規模に現われている。まず配

列の方向や側火山の分布は、火山帯の走向を反映して、北西～南東性が強く現われ、火山活動の規模も、側火山同様、北西～南東性を強く現している。

更に、側火山の配列や方向から、頂上火口を中心に、放射状や環状裂罅の存在が推察される。また、宝永火口の十二薬師・大沢谷頭部・山頂火口内などの、数少ない岩脈にも、火山体の内部に潜在する上述の構造がよく現われている。

津屋博士によれば、山体を切る断層が何本か存在しているようであるが、宝永山東側の赤岩を切る断層をはじめとして、実態は明らかでない。しかしながら、一見不規則に走る断層線も、南部フォッサマグナの、地質構造の性格を反映しているはずである。

6-2 富士宮市西域の地質構造

富士火山を含めて、富士宮市域は、南部フォッサマグナ域に所属している。従って、この地域の地質構造には、フォッサマグナ、殊に南部フォッサマグナの性格が現われている。特に富士宮市西域には、これを反映する地質構造や構造線が存在するので、地形の上にもそれが良く表現されている。

(1) 駿河トラフ（駿河海盆）系の地質構造

プレートテクトニクス理論を基底とする、フィリピン海プレートの北進を肯定する立場から、その営力が、フォッサマグナや富士地溝帯域の地向斜の形成を含む、島孤の運動と重なっているので、フォッサマグナ地域、殊に南部フォッサマグナ地域の地質構造は複雑している。

駿河トラフ系の地質構造は、フィリピン海プレートの北進によって、その前線付近に形成された負の構造である。この構造は、太平洋プレートの西～北西進によって形成された日本海溝系の相模トラフと、伊豆半島の北域で会合しているといわれ、この線上に応力場とズレが形成されている。また、この線は、時期によって移動するものと考えられている。すなわち、富士火

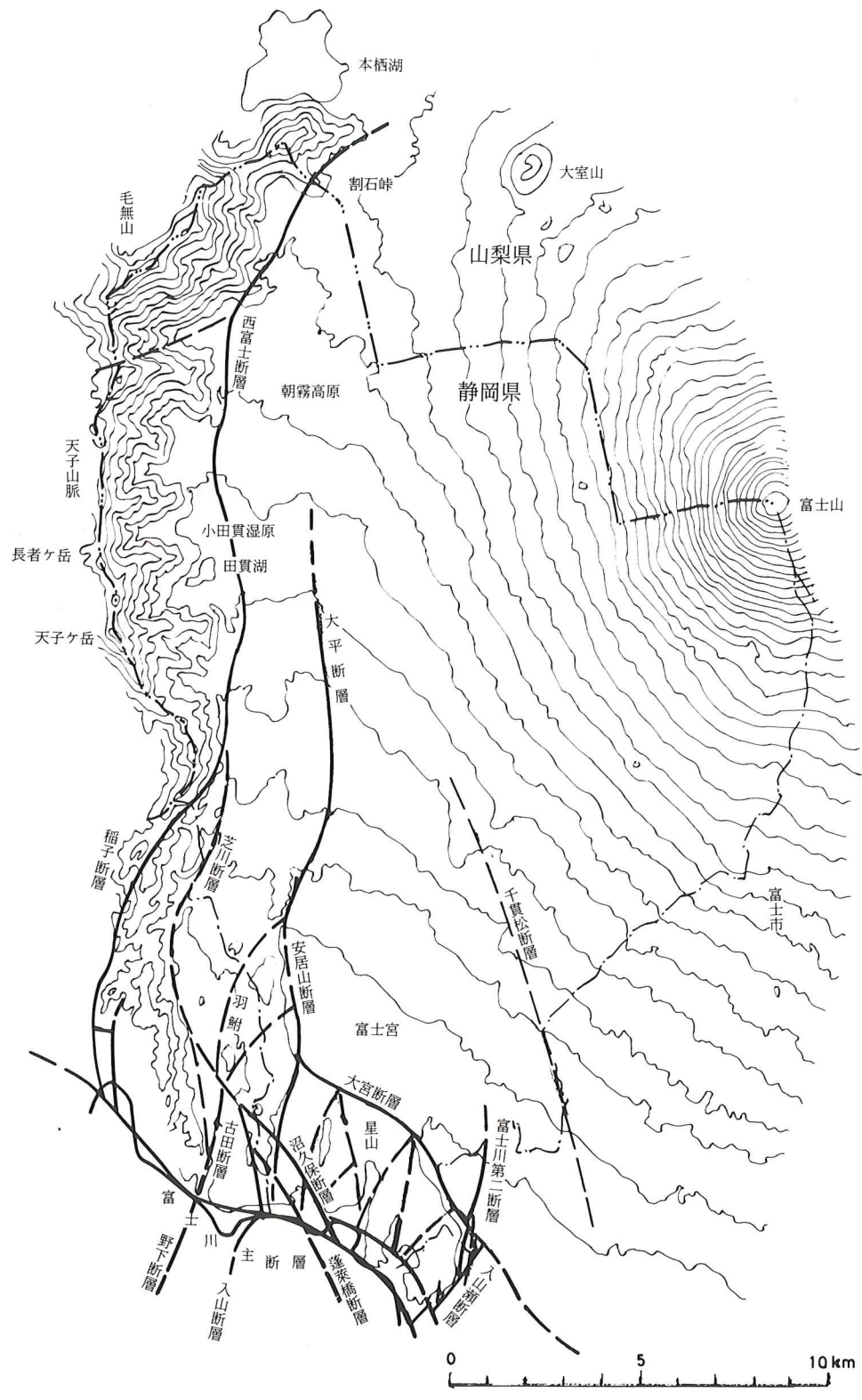


图30 富士宮市域断層図

山南東の愛鷹火山の山体には、これを反映すると推察される地質構造や断層が存在し、愛鷹火山と箱根火山の間にも、また、同様の現象が存在するものと推察されている。従って、富士火山域にもこの営力が働いている可能性は、否定できない。

(2) 富士盆状地

駿河トラフ（海盆）は、南海トラフの北東の延長部で、最近、駿河湾地震（東海地震）発生の元凶としてクローズアップされて来た。東海地震は別として、南海トラフの北東域の深海探査用潜水艇によって、トラフに逆コの字型の盆状地の存在することが明らかになった。筆者は従来フォッサマグナを代表する糸魚川～静岡構造線の東側に沿って、盆地様の盆状地が、南北に配列する事実に注目して来たが、これらの盆状地の成因は、南海トラフの盆状地の成因と、メカニズムを等しくする現象と推定するに至った。それらは、富士盆状地・甲府盆状地などである。また、盆状地の形成時期は、いずれも、第四紀火山フロントの、東北日本火山帯の、少なくとも富士火山北帯の活動以前である。

富士盆状地の形成過程では、少なくとも、南域～西域～北域に断層活動が起こり、富士川構造線～西富士断層などが活動し、盆状地は南域～西域～北域で、浜石岳礫岩層～万沢累層などの富士川層群～西八代層群（御坂層群）～道志山地～丹沢第三系などと境することとなった。従って富士盆状地内の基底には、これら四周の地質の延長部が、広く横たわっている。

(3) 西富士断層

この断層は、富士盆状地形成に主役を演じた断層で、主として、富士火山の南西縁～西縁～北縁～東縁を画する一連の活断層系である。また、断層の性格は、一般に衝上断層と推察されるが、地形の上には正断層様のタイプとして表現されている。

この断層の活動した富士火山南西域では、糸～静岡構造線の、富士川断層系と複雑に競合しているため、

それらの競合断層を含めて、実態を把握するのは困難である。富士盆状地形成には、富士川断層も一役買っているものと推察されるが、明瞭な断層は大宮断層である。

大宮断層は、辻村太郎博士の命名した活断層で、この断層の活動によって、星山丘陵は傾動地塊・地塁を形成することとなった。断層の性格は、既に述べた通りヒンジフォールト（蝶番断層）で、落差は東が高く、西に低くなり、断層の性格が失われて、撓曲に変わり、安居山断層に収斂合流している。この断層の東方の延長は、富士平野の沖積層に食い違いを形成しながら、田子の浦港を縦断して、駿河湾に向かって延びている。

富士盆状地の西縁を画す西富士断層は、安居山断層・古田断層・芝川（柚野）断層・稲子断層・西富士断層である。これらの断層は、同系統の断層ではあるが、富士川断層系や、フィリピン海プレートの北上によって形成された北東東～南西西の地質構造に著しく支配されて、共役断層を含めて複雑に活動している。

安居山断層は、富士川断層の共役断層（蓬莱橋断層を含む）に切られて、沼久保～安居山～青木～狩宿～富士宮道路東側（津屋博士の大平断層）を経て朝霧高原に延びている。

この間、青木以北では、断層地形が弱くなったり、不明瞭になっている地域も存在している。

古田断層は、大塚弥之助博士（1938）によって、入山断層の延長とされたが、富士川主断層に切断されて大きく変位しているため、呼称を古田断層と変更した。

古田断層は、安居山断層との間に傾動地塊の羽耐丘陵を形成し、西側の浜石岳礫岩層の地層界線を形成し、北域の大久保～西山間の芝川右岸で、芝川断層に収斂している。

芝川断層は、芝川の右岸を南～北に走る西富士断層系の断層で、西域の浜石岳礫岩層の地層界線を形成し、柚野断層崖（新称）を形成している。この断層は、富

士川断層系や駿河トラフ系の複合型の断層で、芝川の富士川合流点から、芝川右岸に沿って北方へ～大久保～下柚野～上柚野を経て、大倉川沿いに坂林から田貫湖付近に延びている。この間、芝川下流で古田断層と合流し、大倉川合流点付近で大倉川に延びる大倉川断層と分かれて、潤井川沿いに安居山断層に合流している。

芝川断層が走ると思われる白糸地域の断層は明らかでないが、同地域の足形以北の芝川に沿って、西富士断層が走り、田貫湖東域では古富士泥流を切って、地層界線を形成し、地形に約70mの落差を形成している。

この断層は、芝川に沿って更に北方に延長しているが、富士山の噴出物に覆われているために詳らかでない。しかしながら、北方の天子山脈の東縁には、著しく開析の進んだ断層地形が存在すること、田貫湖東域の芝川沿いに古富士泥流を切っていることから、西富士断層が活断層であることは明らかである。

西富士断層は、富士盆状地の北域を限る断層に連続し、北東域で、丹沢山地南域の神縄断層と、巨視的には連続するものと推察される。

(4) 富士川断層系

最近、東海地震発生緊迫説に端を発し、富士川断層がにわかにクローズアップされて来ている。富士川断層は、南部フォッサマグナ地域における糸～静構造線の大型の断層である。この断層は、糸～静線と同様に、これを横断する断層によって分断され、ジグザグにズレながら走っている。更に、富士川下流域では、駿河トラフ系の応力によって、北東～南西性の褶曲や、断層及び火山フロント（前線）が形成されていることと、富士川断層の共役断層が重なり合っているために、断層線が錯そうしている。

従って、最近では、富士川断層は、富士川河口右岸の、蒲原地震山～富士市松岡地先の^{かりがね}堤の南東端～星山丘陵東方の湯沢平～富士宮市カケスパタ北域の箱荒

沢（側火山二子山南東側）に達するとする学者があり、中にはこの延長は、甲府盆地を経て更に北方に延びるとする意見もある。

安政元年11月5日（西暦1854年12月24日）には、N 33.2°・135.6°Eを震源とする、M 8.4の、いわゆる安政地震が発生した。

実際は、地震は前日にN 34.1°・137.8°E（M 8.4）・7日にN 33.4°・132.1°E（M 7.0）・安政2年2月1日（西暦1855年3月18日）、以下安政年間に、2年10月2日（西暦11月11日・M 6.9）・3年10月7日（西暦1856年11月4日・M 6.6）・4年^{うるう}閏5月23日（西暦1857年7月14日・M 8.4）と、立て続けに東海地震が発生している。従って、古文書も、例えば松岡村文書には、安政2年2月の記録が多く残され、岩松村沿革史では安政元年11月の記録が多く残されている。

安政地震によって地表に現われた変動は、富士川右岸では蒲原地震山が、広域にわたってドーム状に隆起し、東側に約4mの東落ちの断層崖が形成された。上流の木島付近も隆起し、地震山～木島間の流れが東側に移ったことが記録に残されている。富士川左岸では、河口に約4mの落差の西落ちの断層を生じ、水神下流の富士川橋～JR東海東海道線間では、大宮溶岩流に、約4mの落差の西落ちの断層を生じた。また、付近東側では隆起して地震山を生じ、下流の森島では河岸に陥没域を生じた。更に、雁堤東域の松岡では、約1m隆起し、松岡地震山と呼ばれている。しかしながら、その他の地域では、明らかに安政地震によって形成されたと推定される変位は、既に発見困難である。

震研（東京大学地震研究所）の恒石幸正博士は、安政地震の際活動した断層活動は左横ズレ断層で、第1級の断層であるという。また断層線は、富士川河口の蒲原地震山にはじまり、富士川を斜に横断して雁堤に達し、堤の東端を約10m北に変形して、北側の小流を水平に約3m左横ズレにずらし、松岡では落差約1mの松岡地震山を形成した。断層線は更に北東に延長し

て、星山丘陵東端の竜巖淵西方に崩壊を起こし、湯沢平では断層崖を形成して、北東の富士宮市カケスバタ北方の箱荒沢谷壁で、青沢溶岩流の岩板溶岩に、左横ズレのスリッケンサイドを残し、側火山の二子山に達しているという。

安政地震の際、この断層が活動したことは確かであるが、この時の地表に現われた変位量は別として、第1級の富士川断層としては、変位量があまりに小さ過ぎる。また延長距離も小規模で、共役断層のタイプである。

これとは対象的に、富士川断層の主断層は規模が大型で、地形に大型の変位を形成している。従って、安政地震の際の変位量も、いわゆる蒲原地震山〜二子山線よりも、はるかに大型である。

富士川断層の主断層が、安政地震の際、地表にどのような変化を生じたかということは調査未了である。しかしながら、富士川下流域では、蒲原地震山に落差約4mの変位を生じ、左岸に西落ち・南〜北性（蒲原地震山の断層線の走向と同一）の落差約4mの断層崖を形成し、その延長は、上流側の水神南側で、富士川橋溶岩流に、西落ちの落差約5mの断層崖を形成した。この平行する断層によって、富士川の低水敷には小型のグラベンを生じ、付近に水神地震山・森島凹地・松岡地震山などを形成した。また、蒲原地震山の断層線〜上流右岸の木島を結ぶ断層線の西側は、数m隆起したために、それまで西側を流れていた富士川の水は、蒲原地震山を含めて東側に移ったことについては既に述べた。

富士川主断層は、蒲原地震山の断層崖から北進して、JR東海東海道線富士川橋西端で地層界線を形成した。その結果、断層線の西側の河岸には、岩淵火山の凝灰角礫岩が分布し、東側の河床には、古期岩類が小露出している。更に断層線の延長は、木島で西域に隆起を形成し、岩淵凝灰角礫岩の雨乞山〜岩本山・明星山の間を切断し、小断層に切られてズレを生ずるとともに、

北西にカーブして沼久保に達した。これによって、富士川は局部的に先行性の河川となり、明星山を中心に東流あるいは西流していた流路は、南に向かって直流することとなった（洪積世）。

沼久保以西の富士川主断層は、副断層の蓬萊橋断層に切断されてズレを生じ、一部は芝川に向かって延長するとともに、主断層は西進して、入山断層を切断し、^{げんだい}月代に至って、富士川左岸で浜石岳礫層を切断して、幅約10mの断層破碎帯を形成し、更に北西に進んで、釜ヶ淵で、新富士火山噴出旧期溶岩流の、芝川溶岩流を切断している。

^{うつぶき}新内房橋の北側では、富士川主断層は、野下断層（大塚博士命名；1938）を切断し、稲子川合流点では、稲子断層（大塚博士は、野下断層の延長とした）を切断し、更に北方の富士川合流点付近では、万沢累層の町屋互層を切断して変位を与え、ほぼ富士川谷に沿って、甲府盆地の西縁に連続するものと推察される。この断層は活断層で、断層活動は少なくとも第三紀末から現代に続いている。

(5) フィリピン海プレート系の断層系

フィリピン海プレートの北〜北西進するために形成された応力場は、北東東〜南西西である。

この断層系も、上述の各断層系と重なっているために、厳密に系統だてるためには、更に解析が必要である。

まず、駿河湾奥部の、田子の浦沖には、等深線約150m付近に、地形のギャップが存在し、東方の江の浦湾付近に、リアス式海岸が形成されている。

内陸部では、まず、星山丘陵の南東縁に、入山瀬断層が形成されている。この断層は、南西部で富士川断層・北東部では大宮断層に切断されている上に、富士川第2断層その他の小断層に切断されて、ジグザグに走っている。

断層は、N 50°E・垂直(?)の断層で、落差約100mである。

(6) 星山丘陵の断層群

星山丘陵には、西富士断層系・富士川断層系・フィリピン海プレート系の断層が複合して、小断層が数多く存在している。それらについては、星山丘陵の地質で詳述した。

(小川賢之輔)

§4 富士宮市周域（富士火山西麓）の溶岩原に存在する地学現象

富士宮市周域には、富士火山の活動によって形成された地学現象や、地殻の変動あるいは侵食営力によって形成された各種の地学現象が存在・分布している。

1 側火山（寄生火山）

成層火山や楯状火山などの、大型火山の山腹に存在する側火山は、本体の火山活動に伴う副次的火山活動によって形成される。

(1) 富士火山の側火山の数

富士火山は大型火山であるから、側火山の活動も激しく、側火山の数も多い。従って、津屋博士の富士山地質図（1968）には、有名・無名の側火山が約70個記入されている。しかしながら、地質図には、新期溶岩流による被覆からまぬがれた比較的新期噴出側火山が記載されていること・新期のものでも、火口が不明瞭なものや、溶岩流が小規模で調査の網から漏れているものがあること・側火山活動の形式から、地形の上に明瞭に現われていないものがあることなどから、富士山の側火山の数は、今後の調査によって、更に増加するものと推測される。また、側火山の数は、一般的に、粘性の低いマグマの、大型火山ほど多いといわれている。

富士宮市域に分布する側火山の数は、現在16個確認されている。

(2) 側火山の型式

側火山の形式は、火山活動形式と密接な関係を持つ

表12 富士宮市域の富士火山の側火山

(小川)

No.	側火山名	標高(m)	所在地	比高	活動形式	火口	活動期
1	無名丘	1,805	高鉢山北域	20m	噴石丘	なし	新期
2	茗荷塚	1,754	旧二合目付近	80	噴石丘?	不詳	旧期後期~新期
3	無名丘	1,720	高鉢山北域	20	噴石丘	なし	新期
4	高鉢山 (高鉢八山)	1,649.3	二合目林道北域	50.3	噴石丘?	不詳	旧期後期
5	罫塚	1,598	滑沢左岸	100	噴石丘?	あり	旧期後期
6	白塚	1,400	箱荒沢右岸(白塚林道)	50	噴石丘?	不詳	旧期後期
7	桧塚	1,390	市兵衛沢右岸	40	噴石丘?	不詳	旧期後期
8	西白塚	1,295	表富士周遊道路二合目ゲート西域	35	噴石丘	あり	新期
9	犬スズミ山	1,205.7	十万石林道南域	40.7	溶岩流噴出型	なし	旧期後期II
10	無名丘	1,188	上井出林道西端	15	噴石丘	なし	旧期後期II
11	二子山	805.8	箱荒沢右岸(カケスバタ北域)	20.8	噴石丘?	不詳	旧期後期II
12	無名丘	615	天母山北域	65	不詳	なし	旧期前期
13	無名丘	589	元村山北域	39	不詳	なし	旧期前期
14	天母山東丘	514.1	山宮	70	不詳	なし	旧期前期
15	天母山西丘	480	山宮	70	不詳	なし	旧期前期
16	無名丘	372	山宮南域	27.2	不詳	なし	旧期前期

ている。すなわち、側火山活動の規模・溶岩の岩質・粘性・量・活動の形式・水蒸気の含有量などが、側火山の型式を規制する。

富士火山に分布する側火山には、現在までに知られている側火山の型式の過半が含まれている。それらのうち、最も普通の型式は噴石丘（岩滓丘）である。一般に、この型式の噴出物は、火山砂礫・スコリア・火山砕屑岩などであるが、火山砂・礫を主とするものが多い。

次に、普通に見られる側火山の型式は、溶岩流を伴う噴石丘（岩滓丘）である。側火山活動に伴う溶岩流の噴出は、(1)活動期の初期の場合・(2)岩滓と溶岩流を交互に噴出する場合（成層丘型）・(3)岩滓丘形成の末期に溶岩流を噴出する場合の三態が存在している。

富士宮市域に分布する側火山で、溶岩流を伴う岩滓丘のうち、最初に溶岩流を流下した例は、山梨県側の、上九一色村富士ヶ嶺東方の二ツ山側火山・犬ズミ山側火山・天母山などである。活動の最盛期に溶岩流を流下した例は、二ツ山側火山・犬ズミ山側火山で、末期に溶岩流を流下した例は、二ツ山・犬ズミ山、成層型の側火山は明らかでないが、茗荷岳と壻塚はこのタイプのものかも知れない。

側火山の過半は、短期間の、一輪回の噴出活動によって形成されたものである。成層型（火山砂礫と岩板溶岩の噴出を交互に繰り返した）のものは、山梨県側の西北麓の大室山が標式的であるが、富士宮市域では確認されていない。

次に、溶岩流だけを噴出した側火山は、溶岩流噴出口あるいは割れ目噴火といわれる。一般に静かな噴火で、溶岩の粘性が低く、多くは割れ目噴火で、火口列を形成するのが一般的である。多少の火山弾や火山砂礫を伴うことが多いが、岩滓丘のようにコーンを形成せず、火口付近は通常負の地形を形成するのが一般的である。

次に、火口の周囲にコーンを形成せず、溶岩流の流

出も伴わず、爆裂口のみを形成する側火山は、爆発火口である。主な成因はガス爆発で、大量の水蒸気噴出による。火口は概ね大型で、大きな負の地形を形成することがある。富士火山では、側火山として・爆裂口のみを形成する側火山として、最大級の宝永山が、富士宮市域に接して存在している。富士山のような若い玄武岩放出型の火山で、山頂に近い位置に側火山の活動することは少ないが、ガス爆発は、山頂に近い部分に発生し易く、しかも大型の傾向がある。殊に大規模の場合は、山体を破壊して、爆発カルデラを形成する。

(3) 側火山の活動

富士山の側火山の活動は、新富士火山では、旧期（ほぼ津屋博士の旧期・中期）・津屋博士の新时期に相当する新时期・最新期を通じて、それぞれ存在したものと推察される。しかしながら、現在観察される側火山のうち、旧期・新时期のあるものについては、肉眼鑑定だけで活動時期・活動順位を決定することは困難である。

富士火山の側火山について、調査未了の現在、結論付ける段階に至っていないが、火山活動のサイクルの衰退期に、側火山活動が活発化する法則性や、津屋博士の研究結果に従って、その性格を推測する。

それによれば、まず新富士火山本体の活動は、テフラは別として、溶岩流の規模・頻度などから、一般に、旧期ほど大規模で、頻度も高い。従って、溶岩流の数も旧期が最大で、新时期～最新期と漸減・縮少している。これに反し、側火山の活動頻度は、旧期よりも新时期・最新期よりも最新期と、増大の一途をたどってきた。しかしながら、活動の規模や形式には、定向性は認められず、むしろ著しい活動期が集中する傾向が認められる。

(4) 側火山の分布

富士火山の側火山を、地形図上にプロットすると、高度分布・高度分布と規模・高度分布と活動形式・分布の法則性などを解析することができる。

側火山の高度分布については、標高 1,500 m を中心

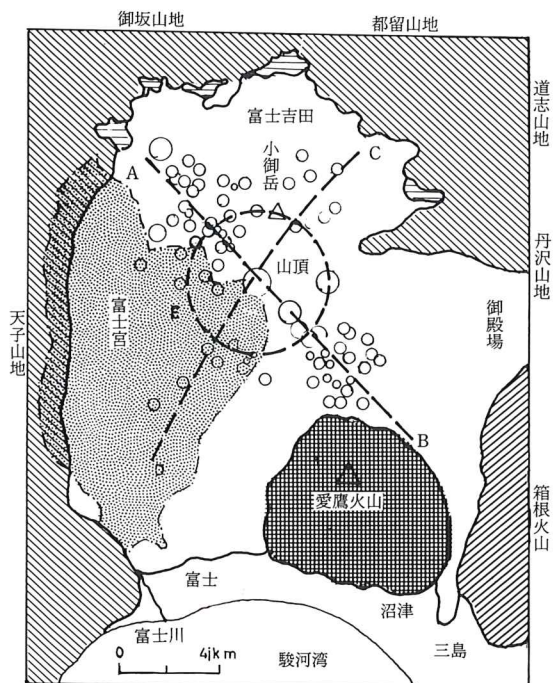


図31 新富士火山の側火山の水平分布の特性
(津屋博士の地質図；1968より)

A-B：富士火山帯の構造線
C-D：駿河トラフ～相模トラフを結ぶ構造線
E：環状構造
他にこの図で表現されない裂隙

として、1,000 m～2,000 m の間に集中している。また標高 2,500 m 以上には存在せず、標高 982 m 以下にも(天母山；514.1 m・無名丘；372 m は別として)分布していない。

側火山の規模については、高度分布と同様に、標高 1,000 m～2,000 m 間に分布するものが大型であるが、一般に大小混在している。

側火山の水平分布については、明瞭な方向性を示すパターンが存在している。津屋博士の計測結果では、総数の約 58% が N 35°W～S 35°E・約 17% が N 40°E～N 40°W の方向に配列し、他は散在している。

従って、側火山の配列は、火山帯の構造線(弱線)方向が最も強調されている。すなわち、側火山活動の最も激しい方位である。

同様に、構造線に沿う配列として、約 N 40°E～S 40°W に配列する側火山のグループが存在している。この

構造線は、駿河トラフの北方の延長部と、相模トラフの北方の延長部が会合・連結する方位に相当している。この配列の、山頂火口より北側について、小御岳火山体を避けて配列することを強調している学者もあるが、むしろ、構造線の方角に加えて、小御岳火山の火口を中心に、弱い環状分布が認められる。

マグマの上昇に伴って、火口を中心に、放射状の裂隙(弱線)が形成され、これに沿って側火山が活動することは、一般によく知られている。富士火山の側火山も、多くの放射状配列グループに分類できることは、分布のパターンにもよく現われているが、実際に線を引くまでに至っていない。

同様に、マグマの上昇に伴って、火口を中心に、同心円状の裂隙が形成され、これに沿って環状岩脈が貫入し、側火山が活動する。この場合、活動位置は山頂から半径 1 km 内外の軌跡上である。しかしながら、富士山の場合、環状分布する側火山を、適確に指摘することは困難である。また一見独立して、単独に点在する側火山も、地下構造の上で、分類したいずれかの方向に連続するものもあるに違いない。

富士宮市周域に分布する側火山は、巨視的には、主として富士山頂から N～S 性配列グループに属している宝永山～ガラン塚～不動塚～高山・N 15°E～S 15°W 性配列グループに属している宝永山～1,750 m 無名丘～1,700 m 無名丘～高鉢山～西白塚・N 45°E～S 45°W 性配列グループに属している宝永山～茗荷岳～松塚(及び白塚)～二子山～天母山～372 m 無名丘・E～W 性配列グループに属している犬スズミ山～壱塚(及び 1,188 m 無名丘～壱塚)の、4 系列に細分される。これらの各系列に属する側火山は、噴出時期はズレていても、活動の性格や溶岩の岩相には、微妙な類似性が見られることが多い。

天母山：天母山は、天母山溶岩流に厚く覆われているために、成因が明らかでない。標高約 400 m の位置に噴出したとすると、富士山の側火山としては低過

ざるし、単に外観から、天母山溶岩流の溶岩原の舌状末端地形とするには、比高や地形が異常である。

しかしながら、天母山以西に分布する万野風穴溶岩流は、発泡のすすんだ側火山型の溶岩流で、山宮～外神間に、屋敷穴・弘法穴・窓穴（桧穴）・万野風穴（大日穴）・観音穴（銀河風穴）・畜生穴などの溶岩洞穴群を形成している上に、溶岩流は小型であるのに、流動性が大きい。従って、側火山噴出溶岩流の性格をよく現わしている。

また、天母山の位置は、南側の無名丘を含めて、富士山頂から N 45°E～S 45°W 性の直線的配列グループに属している。天母山の実態は、ボーリング調査に待つ以外にないが、側火山説の立場からは、旧期の岩板溶岩流噴出型の側火山である（万野溶岩流については、星山丘陵参照）。

犬スズミ山： 犬スズミ山は、溶岩流流下型の側火山で、津屋博士によれば旧期に属しているという。この側火山は、火口位置にコーンを形成していないこともあって、噴火の形式は静かであったと推察される。しかしながら、噴出溶岩流の量は大量で、中型～大型に属している。分布域は火口から西域の、朝霧高原東域に広く分布している。

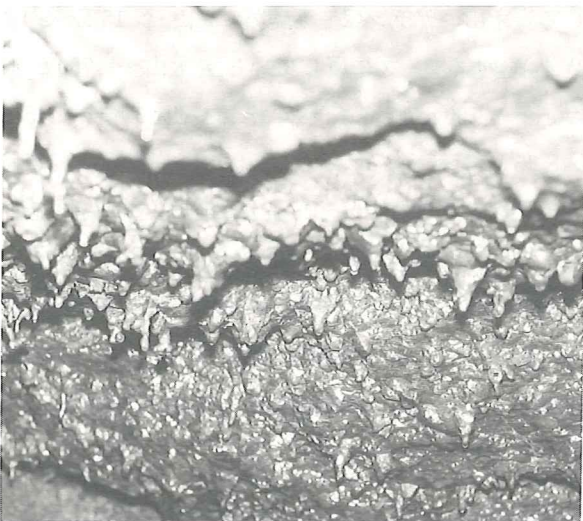


写真29 三ツ池穴の溶岩鐘乳石
～人穴岡田牧場；犬スズミ山溶岩流～



写真30 溶岩洞穴三ツ池穴
～犬スズミ溶岩流；人穴岡田牧場内～

溶岩流は粘性が低く、岩板溶岩は発泡性が大きい。溶岩流の岩板溶岩の岩質は、

岩質：

F 3835 人穴；朝霧高原岡田牧場三ツ池穴入口

O・A・B カンラン石普通輝石玄武岩

暗灰色 孔質； $\phi = 10 \text{ mm} \pm >$ を含む $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (30%)

肉眼的所見：

斑晶：粒状斑晶質

斜長石：45%～50% $\phi = 6 \text{ mm} \pm >$ (c～r)；灰白色・粒状， $\phi = 2.5 \text{ mm} \sim 1 \text{ mm}$ (c～a)；粒状・含針状， $\phi = 0.5 \text{ mm} \pm$ (c)；

灰色・粒状，微粒 (a)；粉状

普通輝石： $\phi = 2 \text{ mm} \pm >$ (c)

カンラン石：微粒 (c)；変質

犬スズミ溶岩流には、数多くの溶岩洞穴が形成され、人穴溶岩洞穴群を形成している。すなわち、火口の南側には犬スズミ第1風穴・ムジナ穴・第2～第12風穴、人穴の岡田牧場には日本最長の三ツ池穴・更に西域には、鶺鴒穴・姥穴・新穴・人穴・間々下穴その他が存在分布している。
(小川賢之輔)

2 溶岩塚 (ショウレンドーム)

富士山西麓の朝霧高原に分布する、新富士火山噴出猪之頭溶岩流IIの溶岩原から、津屋博士(1940)によって、火山角礫岩ないし凝灰角礫岩の溶岩塚が、数多く発見されて記載された。

その後、富士火山南東麓の駿東郡長泉町下土狩^{とがり}周辺に於て、新富士火山の三島溶岩流(大淵溶岩流相当溶岩流)の岩板溶岩から、筆者(1973)によって、標式的に発達する溶岩塚群が発見された。

1973年以後、引続いて富士山南麓を精査した結果、溶岩塚が数多く発見され、殊に富士市域には、500個を超える溶岩塚が、集中分布する実態が明らかになった。

(1) 溶岩塚の分布

富士火山の溶岩塚は、分布の上から、特徴的なパターンを示している。すなわち溶岩塚は、山体全域に一律に分布するものではなく、山頂からの方向によって、過密の地域と過疎の地域が存在している。また、一般に、山体の西半の山麓に数多く形成されているが、他地域には極めて少ない。

まず、山体の北域の、小御岳火山溶岩流分布域・北東域および標高1,000 m以上の山腹域には、溶岩塚は全く形成されていないか、あるいは著しく過疎である。このような、溶岩塚分布の不均衡の原因については、それぞれ溶岩塚形成の要因と、火山噴出物の堆積のメカニズムが反映している。

溶岩塚の分布を規制する第1の要因は、溶岩塚の成因及び溶岩塚形成のメカニズム(火山活動の型式及び規模・溶岩流の溶岩の岩質及び性格・溶岩流の流路の地理的条件・溶岩流流下時の気象学的条件等)及びプロセスである。第2の要因は、溶岩塚形成後の、火山噴出物堆積の有無及び量である。更に第3の要因は、無差別開発による破壊・消滅である。

すなわちまず、標高1,000 m以上の山腹は、傾斜

が、35°内外で傾斜量が大きく、流下する溶岩流の流速が大きいの。また、最新期テフラの堆積量も多く、溶岩塚のような小規模の地形は、仮に存在するとしても、テフラによって埋没・消滅し易い。同様の理由から、山体北東半の、裾野市～御殿場市～小山町～山中湖周辺の地域は、標高1,000 m以下の山麓であっても、溶岩塚は存在し難い。すなわち、山体の北東域は、溶岩塚形成に関与しない火山灰・火山礫が、上空の偏西風の影響を強く反映して厚く堆積し、下位の溶岩原を広く覆っている。

溶岩塚の分布を規制する第2の要因は、溶岩塚の一般的規模が、小起伏の小地形を形成していることにある。従って、下位の溶岩流に形成された溶岩原上には、上位の溶岩流による被覆や、火山放出物によって被覆され、埋没・消滅するか、あるいは著しく不明瞭になっている。

溶岩流の分布を規制する第3の要因は、標式的に発達する溶岩塚の分布域が、傾斜量の低い裾野に形成されていることである。このような山麓は常に開発の対象になることと、殊に朝霧高原型の溶岩塚は、パワーシャベルでも簡単に除去することができるので、一朝にして平坦化されて消滅する。

溶岩塚が数多く密集して分布する地域は、溶岩流の性格や量を反映しているが、更に、溶岩塚形成の要因を反映して、溶岩原の舌状末端付近に集中的に発達している。すなわち、同一溶岩流であっても、溶岩原を階段状に数多く累重した溶岩流ほど、溶岩塚が数多く形成される傾向が現われている。従って、富士市域に溶岩塚が数多く分布するのは、このような現象を反映しているからである。

(2) 溶岩塚の成因

溶岩塚は、溶岩流の末端付近で、溶岩流流下の終末期に形成される。すなわち、三島溶岩流に形成された溶岩塚の観察結果では、層厚2 m内外の岩板溶岩層が、数 m 曲隆してドーム構造を形成しているの、溶

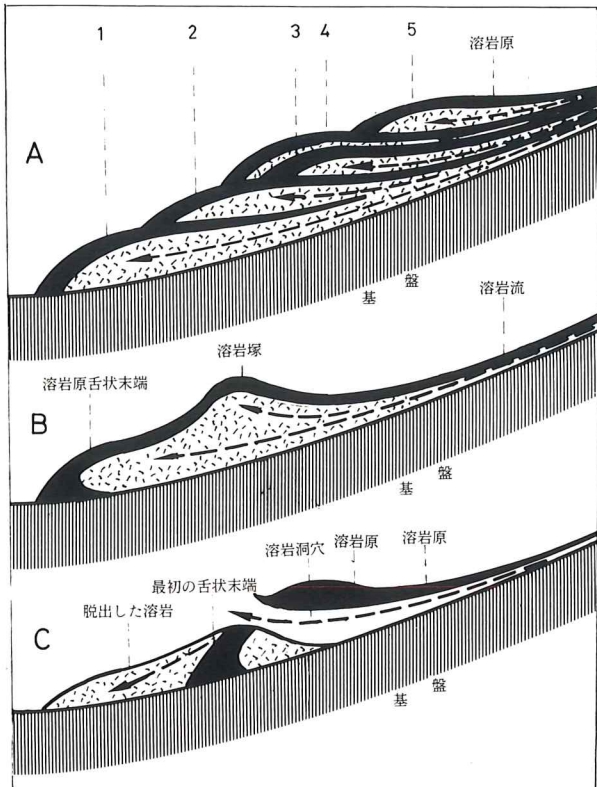


図32 溶岩原の地形模式図

- 〔A〕：1～5；溶岩流噴出順序と溶岩原・溶岩原舌状末端地形の形成
- 〔B〕：溶岩塚・溶岩原舌状末端地形の形成
- 〔C〕：溶岩洞穴の形成（一例）

岩塚の形成が進行している時点で、溶岩には未だ可塑性が存在していたことがわかる。また溶岩塚の表部に、放射状の裂け目が存在することから、溶岩の冷却・固結が進行しつつあることが推察され、裂け目から縄状溶岩が溢流している事実は、溶岩が未だ高温で、流動性を残していることと、固結しつつある岩板溶岩の中心部を、未だ被圧した溶岩流が、流動していたことを示している。すなわち、溶岩塚の形成には、その要因として、溶岩塚の形成に関与した溶岩流の流動性と、冷却速度とのバランス状態如何が、重要な鍵になっている。

従って、これらの条件が満たされると、流下した溶岩流の先端部や表部が冷却固結し、内部の未だ流動性を保っている被圧溶岩流は、先端部で未だ可塑性を残

している表部を持ち上げて、平凸レンズ状の溶岩塚を形成する。

(3) 溶岩塚の分類

富士火山の溶岩塚は、大別して2種類に分類される。その1つは、津屋博士(1940)の報告した朝霧高原型であり、他の1つは、筆者の報告(1973)した長泉型である。両者共に成因は同一であるが、前者は、火山角礫岩ないし凝灰角礫岩などに形成された溶岩塚であって、断面の観察結果から、構造上次の2亜種分類される。すなわち、①火山角礫岩ないし凝灰角礫岩などの溶岩流に形成されているもの、②火山角礫岩ないし凝灰角礫岩などの溶岩中に、岩板溶岩を挟みこむ、溶岩流に形成されているものがそれで、この場合火山角礫岩・凝灰角礫岩は、一般に自破碎溶岩である。

後者すなわち、長泉型溶岩塚については、既に略記した通りである。

(4) 溶岩塚の規模

溶岩塚の形態は、主として楕円形の低平な円頂の高まりで、長軸の方向は、溶岩流の流向を反映している。しかしながら、個々の溶岩塚の長軸の延長方向は、溶岩流の一般的流向と必ずしも一致しない。このような現象は、流動する溶岩流が、溶岩の粘性・溶岩流の流速を基底に、流体力学的制約を受けていることと、下

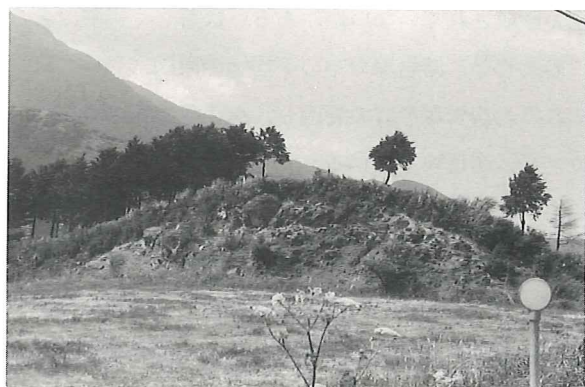


写真31 溶岩塚(1)
 ～朝霧高原富士宮有料道路ゲート付近；富士丘～根原間～
 ～プレッシャーリッジ断面；朝霧高原富士宮有料道路ゲート北域～

位に存在する溶岩原の微地形の影響を受けていることによるものである。このことがまた、分布する溶岩原の微地形や、溶岩塚の長軸の方位にもよく現われている。

なお、溶岩塚の平面地形は、火山地質の上から、現象的には真円形に近いものから～楕円形～長楕円形～著しく延長したもので存在し、同一のメカニズムによって形成される。しかしながら、火山地形学の上から、著しく延長したものは、プレッシャーリッジと呼んで区別している。現実には、野外において、溶岩流の形成した一般のリッジと、プレッシャーリッジを区別することは極めて困難であり、いわゆるショウレンドームと、プレッシャーリッジとの境界を、どの楕円率で区分するかということも、明らかにされていない。その点、溶岩塚の論議は、学問以外の問題といわざるを得ない。

1977年までに、富士市域で行った424基の溶岩塚の調査結果から、溶岩塚の長軸と短軸の、軸長の比率及び頻度の測定結果は、短軸/長軸=1/4のもの12基(2.8%)・1/4~1/2のもの121基(28.6%)・1/2~3/4のもの152基(35.9%)・3/4~1/1のもの124基(29.2%; そのうち9.9%は真円)・未詳15基(3.6%)となっている。

溶岩塚の長軸の規模については、一般に長径9m~130mであるが、130m~200mのものも6基存在している。それらのうち、殊に長径20m~60mの範囲に属するものは268基存在し、全体の63.2%を占めている。これにその前後の15m~20m・60m~80mのものを加算すると、351基・全体の82.87%を占めている。

溶岩塚の比高については、一般に0.5m~15mであるが、そのうち3m以下のものは333基で、全体の78.5%を占めている。殊に、比高ほぼ1.5m内外のものは、141基で、全体の33%を占め、次いで2m~3.5mのもの155基・全体の36.56%、1m以下のもの57

基・全体の13.4%となっている。溶岩塚の垂直規模(比高)は、一般に小さいが、溶岩流の舌状末端部に形成された溶岩塚は、溶岩原から見た比高は小さくても、溶岩塚を溶岩流の下流側から見ると、著しく大型に見える。

朝霧高原の富士丘の、富士宮道路のゲート付近に分布する溶岩塚群は、富士火山における溶岩塚研究の発祥の地である。従って、典型的な溶岩塚が数多く分布していた。しかしながら、現在は、過去形で記述しなければならぬ程度に、溶岩塚は開発によって消滅し、今はその痕跡を留めない草原と化して、近い将来全くその姿を見ることは不可能になると思われる。

ここに存在した溶岩塚は、筆者の朝霧高原型で、溶岩塚本体は、火山角礫岩で形成されていた。溶岩塚は、円形または円形に近い楕円形で、径10m~20m・比高2m~3mであった。

東方の岡田牧場の三ツ池穴の入口付近には、小規模の、筆者の長泉型の溶岩塚が1基存在している。この溶岩塚の長径は約20m・比高は約2mである。この溶岩塚は、大スズミ山溶岩流に形成されたもので、この型式の溶岩塚としては、この地域では他に発見されていない。

富士宮市域の溶岩塚の調査は未了で、今後市域の各所で、溶岩塚の存在が明らかにされるものと推察される。
(小川賢之輔)

3 溶岩樹型

溶岩流が森林地帯を流下すると、しばしば溶岩原に溶岩樹型が形成される。殊に富士火山の溶岩原は、本邦でも有数な溶岩樹型の分布域として知られており、既に津屋博士によって、青木ヶ原丸尾(殊に大室山周域)・剣丸尾溶岩流に、溶岩樹型が特徴的に分布することが知られている。

最近になって、筆者は、側火山東白塚噴出東白塚丸尾の溶岩原に、500をこえるおびただしい数の溶岩樹

型群を確認・報告した。

(1) 溶岩樹型の成因

一般に、溶岩流が森林地帯を流下すると、樹幹に接する部分の溶岩は急冷するために、直ちに固結がはじまる。すなわち、溶岩流の溶岩の融点は、岩質により異っているが、一般に900°C~1,000°C以上であるから、樹幹の20°C内外以下との温度差は極めて大きい。

流下する溶岩流に取り囲まれた樹幹は、直に燃焼して、まず水蒸気を放出し、熱を放出することによって溶岩を一層冷却する。やがて溶岩は固結しても、高温によって樹幹は焼失し、溶岩原には、しばしば樹幹の外型の印象（雌型）を記録する空洞、すなわち溶岩樹型が形成される。

(2) 溶岩樹型形成の条件

溶岩樹型が形成されるためには、まず当然ながら森林が存在しなくてはならない。殊に大型の溶岩樹型が形成されるためには、下位の岩層の表部に厚い土壌の存在することが必要である。富士火山では、下位の溶岩原上に厚い火山灰層の存在することが必要で、更に、樹幹の成長期間が挟在しなくてはならない。この一見当然すぎる条件は、溶岩樹型を形成した溶岩流形成の時期・時代の決定や、溶岩流の累積の仕方や、溶岩流下に存在する下位の溶岩流の分布のパターンを調査する際に、重要な指針となる。

溶岩樹型を形成する溶岩流については、粘性の低い溶岩流ほど標式的な樹型を形成し易い。従って、安山岩質よりも玄武岩質の溶岩流に、樹型が形成され易い。また、溶岩樹型の観察結果から、溶岩流の層厚が1.5 m内外以下であることが必要で、溶岩流の層厚が大きかったり、溶岩流の供給量が多いと、樹型が形成されても、著しく変形したり・つぶれたり・更に次に流れた溶岩流により覆われて消滅したりする。従って、同一溶岩流でも、溶岩樹型の多く残されている場所は、限定されている。

溶岩樹型が残されるためには、当然ながら以後の火

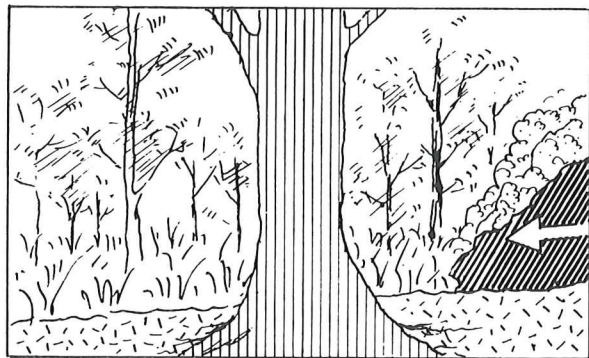
山活動による噴出物に被覆されないことと、溶岩流の温度・流速及び気温・気象の影響も微妙に作用するものと推測される。

(3) 溶岩樹型の形態と規模

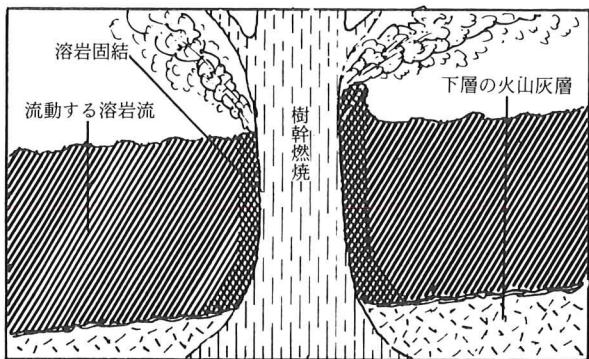
溶岩樹型の形態は、溶岩流流下時の状態と、形成の機構と、過程に規制される。まず、溶岩流流下の過程で、溶岩の流動性が保たれている（パホイホイ溶岩型）と、岩板に整った溶岩樹型が残され易く、固結がある程度進んで自破碎溶岩が形成されはじめる（アア溶岩型）と、溶岩樹型は形成されても、岩塊の石組みのような形になる。従って、整った形態の溶岩樹型が形成されるためには、岩板を形成する溶岩が、流動していることと、同一溶岩流でも、森林の疎密は別として、分布の地点によって、密集地・整形度が著しく片寄っている。

一般的には、溶岩樹型の形態は、樹幹の生態時の外型が、雌型の空洞として残されているので、堅型であり、内部の下部は広がって、元の根張りの空洞を残している。従って、しばしば空洞の壁面には、樹皮の雌型や、まれに腐植痕が残されていることがある。

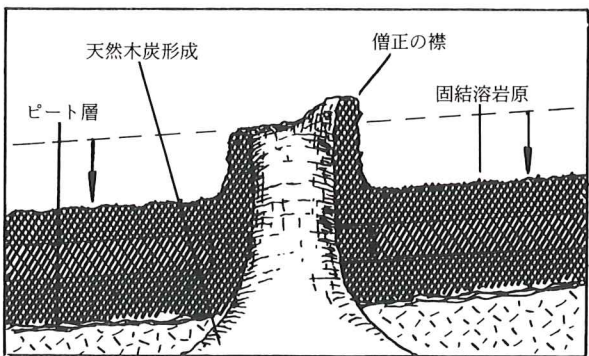
一般的な溶岩樹型の形成過程は、まず溶岩流が森林内を流下すると、樹幹が溶岩流に取り囲まれて、溶岩樹型の形成がはじまり、溶岩流の衝突によって、樹幹の上流側に愛称“僧正の襟^{えり}”の高まりが形成され、溶岩原には、燃え尽した樹幹の雌型が、空洞として残され、直立樹型（堅型樹型）が形成される。また、殊に溶岩流の上流域では、溶岩流が流れ終わると、溶岩面は低下し、溶岩樹型は溶岩原から突き出て、急冷相を示す厚さ10 cm~15 cmの、井戸ワク状の円筒状樹型、すなわち不動型直立樹型を形成する。しかしながら、溶岩樹型は形成の過程でほとんど変形し、厳密には樹型の原型は、そのまま残されてはいない。すなわち、変形はいずれも溶岩が完全に固結する以前に起こり、溶岩原の低下の場合は垂直方向に変形し、溶岩の圧力や流動に伴う横圧によって、空洞の横断面が楕円形に



森林内を流下する溶岩流



流動する溶岩流に囲まれた樹木燃焼



溶岩流下し溶岩面低下～固結

図33 直立樹型（豎型樹型；溶岩樹型の1つ）の形成過程を示す模式断面図

変形する。東臼塚溶岩流の溶岩樹型測定結果では、482例中、変形楕円率の最も大きいものは1/3で、平均値9/10であった。

倒木が溶岩流に巻き込まれると、溶岩原の面に対して平行に横たわる溶岩樹型が形成され、豎型の溶岩樹型に対して横臥樹型と呼ばれている。横臥樹型は、しばしば道路の切り通しに露出する岩板溶岩で観察される。また、ごくまれに、転動する樹幹・樹枝に流動す

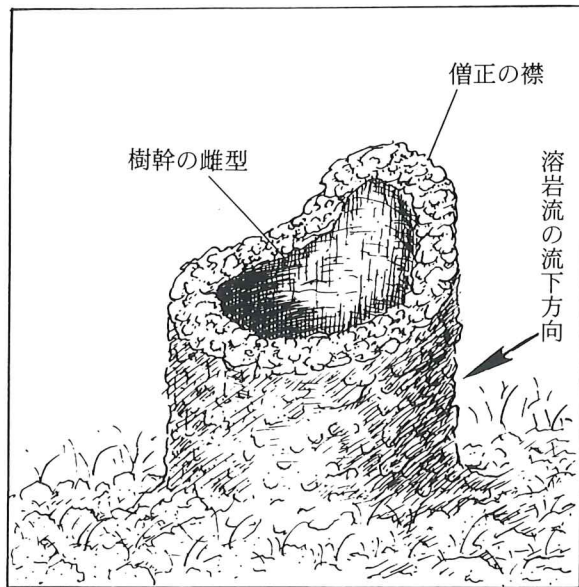


図34 不動型直立樹型スケッチ

る溶岩が巻きついて、溶岩流から離脱した筒状樹型と呼ばれる樹型が形成され、“矢筒石”などと呼ばれている。富士裾野に存在する多くの筒状樹型は、いずれも源の頼朝が、富士の巻狩の折、矢筒に用いたという伝説にいろどられている。

一般に、横臥樹型は、層厚1.5m内外以下の岩板溶岩や、溶岩流の表部・急冷条件の整った地域で形成され、筒状樹型は、溶岩原の表部で形成される。また、大型の横臥樹型の空洞内を二次的に溶岩流が流れて、溶岩洞穴形成に関与したのもも少なくない。この場合、溶岩洞穴の壁面には、特徴的な肋骨状の溶岩の垂れ下ったパターンのヒダが残されていることが多い。

(4) 天然木炭

天然木炭は一般に、酸素の供給の乏しい状態で、樹木が高温の火山噴出物によって焼かれた場合に形成されるので、富士火山では、溶岩流に覆われた、直下のローム層の上部から、しばしば発見されている。溶岩樹型でも、往々にして天然木炭が見付かっているが、空洞内は比較的酸素の供給され易い状態にあるので、樹幹はほとんど灰燼かいじんに帰し、天然木炭は残りにくい。しかしながら、空洞底の火山灰の部分からは、主とし

て根の部分の天然木炭が発見されることがある。天然木炭は ^{14}C 法の年代測定の貴重な資料であるから、発見した場合は手をふれないうで、しかるべき機関に通報することが望ましい。

(5) 溶岩樹型の分布

富士火山噴出溶岩流は、玄武岩質であるから、溶岩樹型が形成され易い上に、新期溶岩流が広く分布するので、溶岩樹型が数多く分布している。

富士宮市域に分布する溶岩樹型については、精査未了の現在、全貌を明らかにすることはできない。しかしながら、富士宮市域には、最も溶岩樹型を形成し易い丸尾溶岩流（最新期溶岩流）などの分布域が限られていること、分布する溶岩流の下位に、火山灰層の挟在が少なく、森林の涵養に乏しかったこと、同一活動期に流下した溶岩流が何層も累積して、下層に形成された溶岩樹型を埋積しているものと推察されること、一般に新期テフラに厚く覆われていることなど、溶岩樹型（殊に豎型樹型）形成の条件が不良で、地表に露出する可能性も極めて少ない。従って、富士宮市域で今後豎型樹型が観察されるとすれば、その地域は、北山林道～上井出林道以北の、新期～最新期溶岩流分布域であろう。

従って、現在までに判明した溶岩樹型は、すべて横臥樹型で、道路や開発によって現われた岩板溶岩の断面で発見されている。その1つは、富士宮口登山道新五合目南域七曲りの、登山道の切り通しに露出する不動沢溶岩流（F 3375）の岩板溶岩に形成された数個の横臥樹型であり、他の1つは、人穴三ツ池穴付近の岡田牧場の、牛舎の傍の犬スズミ溶岩流の岩板溶岩に形成された横臥樹型である。 (小川賢之輔)

4 溶岩洞穴

(1) 溶岩洞穴の成因

富士火山に分布する溶岩洞穴については、富士山洞窟学協会が中心になって、調査・研究がすすめられ、

今日に至っている。

それらの文献・資料を参照しながら、富士宮市域の溶岩洞穴の概要を述べる。

溶岩洞穴は、日本で現在までに登録されているものは120を数え、その中で104が富士火山に存在している。

富士宮市域では、新富士火山の旧期溶岩である万野風穴溶岩流・犬スズミ山溶岩流・比較的新しい側火山の天母山溶岩流（二子山溶岩流）に、合計28の溶岩洞穴が確認されている。しかし、溶岩洞穴は、地表近くに開口していないと発見されにくいので、地下に存在する未発見の洞穴は、まだ相当数になるものと推察される。

溶岩洞穴の成因の一つは、火口から噴出した溶岩流の岩板の厚さが2m～3m以上の時、まず溶岩流の表部と地面に接する底部は、速く冷えて固まって流動しにくくなる。次に、高温で流動する内部が抜け出して更に流れ、その後に空洞ができる。すなわち溶岩洞穴である。

成因の二つ目は、山体の斜面を溶岩が流下中に、溶岩流中にガス体が集合して、空洞を次々につくり流下方向に延びる。空洞部のガス体は水蒸気（374℃）が主体であるので、溶岩（1,000℃～1,150℃）の温度差でガス体に接した部分は急速に冷却され固まる。一方、床面下の溶岩層は、まだ高温で流動するため、形成された洞穴内の床面は沈下し、空洞の連結が起こり、ガス移動が行われ、ガスが集積して高い圧力のため、天井が押し上げられ、溶岩の薄い所より地表へガスが噴出して、噴出孔を形成する。

成因の三つ目は、溶岩樹型の横臥樹型と樹幹の燃焼によって発生したガス体により、洞穴ができる場合もある。しかし、溶岩洞穴は、前記の要因が一つだけで形成された物は少なく、最低でも洞内を二次溶岩流が流れ、洞穴は更に発達を遂げる。更に上述の要因が複雑に関係して、各洞穴それぞれ特色ある洞穴を形成し

ている。

(2) 主な溶岩洞穴について

犬スズミ山溶岩流は、広見から国有林 11 番官舎跡へ登る上井出林道の北域にある側火山(寄生火山)、犬スズミ山(標高 1,206 m)の溶岩流である。犬スズミ山溶岩流に形成された溶岩洞穴は、むじな穴・犬スズミ山風穴第 1 から第 12 までが、標高 970 m~1,150 m の山林内に存在している。

犬スズミ山第 1 風穴は、床面の沈下により、空洞 A と空洞 B の結合が徐々に行われた時、わずかの間隙からのガス体の移動により、吹き飛ばされた溶岩の滴が

壁面に付着して、ブドウ状溶岩鍾乳石が形成されている。また、溶岩鍾乳石の先端が、ガスの流動により曲がっているものもある。

第 2 風穴には、複数の溶岩流によって作られた乳房状溶岩鍾乳石がある。第 4 風穴には、床面の固結が始まった後、内部の未凝固の溶岩が、流れ去ったためにできた溶岩橋がある。第 5 風穴には、本流とは異なる方向の溶岩流が直角に交差し、幹洞を寸断している。犬スズミ山第 6 風穴から第 12 風穴までは、昭和 50 年代に発見され、実測図が作られた。

表13 富士宮市域の溶岩洞穴一覧表

No.	No.	洞 窟 名	所 在 場 所	総延長 (m)	海 抜 (m)	緯度 N	経度 E
万野風穴溶岩流							
17	1	屋敷穴	静岡県富士宮市山宮字下蒲沢2408	238.76	305	35°15'56"	138°37'26"
18	2	弘法穴	〃 〃 〃 字長穴2191	40	284	35°15'45"	138°37'20"
19	3	窓穴	〃 〃 〃 字拾石2142	510.1	270	35°15'37"	138°37'17"
20	4	銀河穴	〃 〃 〃 字長穴2179	185.81	250	35°15'31"	138°37'00"
21	5	大日穴(万野風穴・薬師穴)	〃 〃 〃 字長穴2179	908.3	253	35°15'30"	138°37'11"
22	6	畜生穴(観音穴)	〃 外神字外神2204	71.6	235	36°15'26"	138°37'00"
二子山溶岩流							
14	1	婆々穴	静岡県富士宮市山宮字畔野3760-5	680	675	35°17'23"	138°39'23"
15	2	二子山コウモリ穴第1	〃 〃 〃 字笹山3763-63	68	685	35°17'41"	138°39'09"
16	3	〃 第2	〃 〃 〃	127.3	675	35°17'40"	138°39'05"
犬スズミ山溶岩流							
23	1	犬スズミ山風穴第1	静岡県富士宮市人穴15-1	191.5	1140	35°22'42"	138°38'28"
24	2	むじな穴	〃 〃 〃	118.2	1095	35°22'45"	138°38'18"
25	3	犬スズミ山風穴第2	〃 〃 〃	130	1070	35°22'49"	138°38'11"
26	4	〃 第3	〃 〃 〃	50	1000	35°23'04"	138°37'42"
27	5	〃 第4	〃 〃 〃	120	995	35°22'56"	138°37'39"
28	6	〃 第5	〃 〃 〃	701	970	35°22'51"	138°37'31"
29	7	〃 第6	〃 〃 〃	250	985	35°22'49"	138°37'48"
30	8	〃 第7	〃 〃 〃	93.72	975	35°22'41"	138°37'37"
31	9	〃 第8	〃 〃 〃	76.3	980	35°22'41"	138°37'40"
32	10	〃 第9	〃 〃 〃	48.96	985	35°22'42"	138°37'40"
33	11	〃 第10	〃 〃 〃	85	1100	35°22'41"	138°37'47"
34	12	〃 第11	〃 〃 〃	35	1000	35°22'49"	138°37'47"
35	13	〃 第12	〃 〃 〃	未測量	1150	35°22'34"	138°38'35"
36	14	三ツ池穴	静岡県富士宮市人穴字西萩平777	2139.75	815	35°22'30"	138°35'56"
37	15	姥穴	〃 〃 〃 字大畑平851-15-22	123	750	35°22'3 "	138°35'45"
38	16	鶉穴(嫁女穴・尻穴)	〃 〃 〃 字西萩平744	820.1	733	35°21'32"	138°36'15"
39	17	新穴	〃 〃 〃 字絶頂塚205-12	149.74	720	35°21'40"	138°35'50"
40	18	人穴	〃 〃 〃 字石壺206	83.3	700	35°21'31"	138°35'41"
41	19	間々下穴	〃 〃 〃 字儘々下168	154.58	665	35°21'15"	138°35'26"

日本火山洞穴学協会会報より

犬スズミ山溶岩流分布域で、人穴地域に形成された溶岩洞穴は、三ツ池穴・姥穴・鶉穴・新穴・人穴・間々下穴等である。

三ツ池穴は、洞穴の延長が2,139.75 mで、現在日本の溶岩洞穴の中でも規模が最も大きく、36の空洞支洞が連結してできた複雑な構造を持つ洞穴である。内部には、写真の様に細長い溶岩鍾乳石の表面に沿って、溶岩滴が流下して形成されたワラビ状溶岩鍾乳石や、溶岩鍾乳石の中が抜け落ちた管状溶岩鍾乳石などがある。更に溶岩滴が床に積もってできる溶岩石筈等、他には見られない貴重なものがある。また、ラバーボール（溶岩球）が軟い床面にめり込んでいる箇所が14個もある。現在、国の天然記念物に指定され、入口は封鎖されて、一般の見学者が洞内に入ることはできない。

鶉穴は、洞内の延長等の規模が、市内では三番目の溶岩洞穴で、空洞断面が大きい部分が多い。内部には、空洞生成後流入して、洞内に充満した溶岩流の跡が、側壁のはがれた部分で推定できる。側壁の下部には溶岩棚が形成され、溶岩棚が側壁から剝離した箇所も見られる。また、幹洞の右側下方には、別の溶岩流が流入して床面がカットされた所もある。

新穴は、溶岩棚が両側に模式的に発達している。また、幹洞の溶岩流の流れと違った溶岩の流れが、幹洞

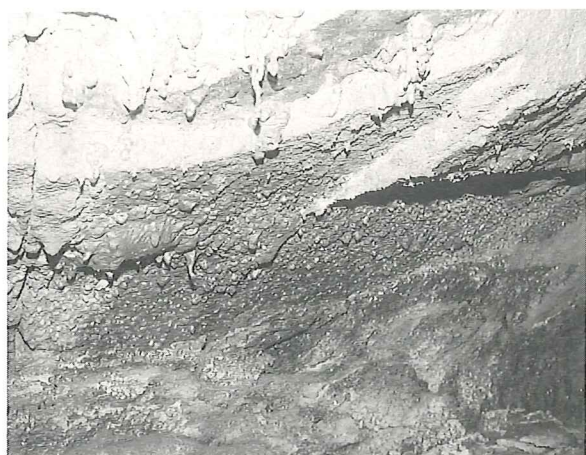


写真32 鶉穴の溶岩鐘乳



写真33 新穴のみごとな溶岩棚

の一段低い所に、直角方向に起こり、床面の一部を持ち去った部分がある。

人穴は、昔、鎌倉まで通じていると信じられていた。伝説によれば、建仁3年（1203年）6月、鎌倉幕府の将軍源頼家が、家来の新田四郎に人穴の探険を命じた。四郎が洞穴内を進むと大きな川があったとか、大蛇がいた等、人穴伝説に彩られた有名な洞穴である。

更に、富士山信仰の一つである富士講の開祖角行が、人穴の中で修行し、富士講の道場として栄えた所としても知られている。人穴の床面には、いつも水があることが特徴である。

間々下穴は、入口部分が畑地として整地され消滅している。

二子山溶岩流には、婆々穴・二子山コウモリ穴第1と第2の三つの洞穴が、山宮字畔野・笹山にある。

婆々穴には、地表面で直径1.8 mぐらいのガス噴出孔が、林の中にぽっかりと口を開けている。そこから、洞穴の床までは、ロープで垂直に20 mぐらい降りなければならない。内部は、崩壊の全くない完全な洞穴で、溶岩棚、乳房状溶岩鍾乳石、溶岩面上では、族生する珪酸華や、長さ7 cm～10 cmの珪酸鍾乳石等が見られる。

万野風穴溶岩流（旧期溶岩流）には、上から屋敷穴・

弘法穴・窓穴（檜穴）・大日穴（万野風穴）・観音穴（銀河風穴）・畜生穴等がある。どの溶岩洞穴も崩壊が少なく、侵食風化から免れて現状を良く留めている。

窓穴と弘法穴は、元は同一の洞穴であったと推定できる。窓穴は、ガス噴出孔が2つ存在し、これだけのガス噴出孔を持つことは、相当長大な洞穴であることを示している。末端部は、流入土砂でふさがっているが、大日穴と連結しているものと考えられる。

大日穴（万野風穴）は、池田公園内に入口があり、市内の洞穴では二番目に長い洞穴である。現在、入口部分の天井溶岩の落下が心配され、入洞禁止になっている。内部は側壁の模様等みごとなもので、溶岩が冷えて固まった時の様子が良く分かる。また、初期の床面を示す棚が2箇所ある。

観音穴は、4つの空洞の連結によりできており、入口部の空洞が最大である。そこには、幅広い溶岩棚と、更にその後の床面移動に伴う低い溶岩棚が見られる。他の部分の床面は平坦で、縄状紋様が残されており、床面の沈下がほとんど見られない。

畜生穴は、山崎製パン工場用地として埋め立てられ消滅している。

各洞穴とも、天井の一部が崩壊して落下した所が各所に見られ、入洞の際には十分注意する必要がある。

今後の調査の課題としては、犬ズミ山地域の洞穴と、グリーンキャンプ場内にある洞穴の調査実施などである。
(遠藤英男)

5 マ サ（盤層）

富士火山麓には、一般に富士火山の活動によって放出された火山灰が、各階級の風化火山灰層を形成して広く分布し、ローム層と一括呼称されている。このローム層は、下部は褐色ロームで、上部は黒色を呈し、黒色土層・黒土層・黒ボクなどと呼ばれる腐植質風化火山灰層である。

これらのローム層は、自然降下堆積層（一次堆積）

のほかに、堆積層が水の営力で運搬されて再堆積（二次堆積）したものが存在分布している。野外では、前者は一般に、黒土層から褐色ロームへ漸移しているが、後者は、黒土層と褐色ロームの境界がシャープである。

これらのロームの中に、耕作に極めて困難な、半ば固結した土層があり、マサ（富士山麓では富士マサと呼んでいる）と総称されている。

マサは、ほとんど二次堆積の土壌で、その物理性は、固結による透水性不良と、農耕に際し労働力の消耗率が多大であることに現われている。

上述のように、マサは特定の地層を母材として形成されており、自然堆積後に移動して二次堆積したり、土壌形成の過程で形成される。その結果、土壌が各種の作用を受けて、凝固作用が進み、固結度が大きくなるとともに、孔隙率が減じて、透水性が失われている。

マサの構造は、大別して2期の形成過程を経ている。それらのうち、古期のマサは、古富士泥流の火山灰を母材として形成されたものであり、黒土層と砂質火山灰・スコリアまたはラピリによる混成型、褐色ロームとスコリア・ラピリまたはローム層の基盤からの火山砂礫との混成型、スコリアまたはラピリを主とするタイプである。

これらのタイプのもは、富士宮市の弓沢川以西の富士火山麓と、愛鷹火山麓の愛鷹ローム層中に、標式的に分布している。

新期のマサは、新富士火山噴出の、火山灰層を母材として形成されている。その組成の仕方は、古期のマサの場合と同様である。

(1) マサの分類

これらのマサは、組成の上から、ジャリマサ・エカスマサ・アカマサなどに分類され、アカマサは更に、アカマサⅠ・アカマサⅡに区分されている。

ジャリマサ： ジャリマサは、侵食作用を受けて運搬され堆積した砂質火山灰・火山礫を主な構成物質として形成された盤層である。主として扇状地堆積物で、

層相は一般に紫灰色を呈し、幾分、分級淘汰^{とつた}されて層理を示す新鮮な砂礫層である。また、挟在する褐色細砂の薄層中には、しばしばシダ類・木の葉などの偽化石が含まれている。

エカスマサ： エカスマサは、黒土層を母材として、砂質火山灰・スコリア・ラピリなどの構成物質が、混合して形成されたマサである。層相は一般に、径5mm内外以下のスコリアまたはラピリが、黒土層と混合・固結している。しかしながら、エカスマサタイプの混成土壌は、常に盤層を形成しているものではなく、固結の進んでいる地域は限られている。

エカスマサは、他のタイプのマサと比較して、固結度が低く、乾燥すると自然に細かく崩壊する。

エカスマサの形成機構は、ラピリまたはスコリア層が、流水によって移動した際に、黒土層と混合しながら二次堆積したものである。エカスマサに混在するラピリは、黒色ないし赤褐色を呈し、スコリアは黄褐色を呈しており、風化によって軟質化している。

アカマサ： アカマサは、褐色ロームを母材として、砂質火山灰・スコリア・ラピリ、及び基盤から供給された砂質火山灰・ラピリ・火山礫などが、構成物質として、混合形成されたマサである。このマサは、形成された層準・構成物などにより、2種に分類される。

① アカマサ I

一般に、エカスマサの下位に、シャープな境界面を隔てて横たわる盤層である。アカマサ I の母材は褐色ロームで、構成物質は、径5mm内外以下のラピリまたはスコリアである。ラピリは黒色ないし赤褐色を呈し、スコリアは黄褐色を呈している。これらのうち、赤褐色ラピリや黄褐色スコリアは、風化して軟化している。また、この盤層中には、スコリアのレンズが薄層として挟在することがある。

② アカマサ II

アカマサ II の特徴は、褐色ローム層に挟在するスコリアが密に含まれる層で、アカマサ I の層準に沿って

分布している。この層は、上面部と下面部のほかは風化がほとんど進んでいない。従って、固結度が低く、孔隙率も極めて高いので、ほとんど盤層を形成していない。露頭では、アカマサ I 付近に、層状またはレンズ状に挟在している。

(2) 富士火山西麓のマサ

富士火山西麓のマサについて、静岡大学農学部教授加藤芳郎博士・県農業試験場近藤鳴雄技官の富士宮市上井出地区芝山に分布するマサの報文を、日本土壤肥料学雑誌 31 巻 9 号 (1960) から引用する。

芝山付近に分布するマサは、アカマサ I である。このマサは、薄層のスコリアが、水の営力で運搬される過程で、下層の褐色ローム層と混合したために形成された盤層である。

層相は、黄褐色ないし褐色のローム層中に、赤褐色の風化したスコリア粒子を斑点状に多く含み、全体として帯赤褐色を呈している。

盤層の上位には、シャープな面を境に黒土層が横たわり、アカマサ I の同層準には、エカスマサ同様、集塊質溶岩の風化物に由来する、灰黄褐色の埋没 B 層が存在する。あるいはまた、層厚最大 3 cm 内外のスコリアが、レンズ状に挟在している。

アカマサ I は、エカスマサと密接に伴って産出し、産状や露頭の観察結果から、エカスマサと同様な過程で形成されたものと思われるという。

アカマサ I の形成過程は、細粒質の溶岩の風化物を母材として形成された層が、侵食されて下層土が露出したときに、スコリアが降下し、両者が混合しながら二次堆積し、固化が進んだものであるという。

芝山のアカマサ I は、スコリア層が、溶岩風化物を母材とする土層を埋没して降下堆積したため、上下位を腐植質の土層で挟まれていることが多いが、時には砂礫層（ジャリマサ化している部分もある）が下位にくることもあるという。

この地域では、アカマサはザコマサとも呼ばれてい

る。また、付近でアカマサ I の分布する地域は、北山・上野・上井出南部であるという。

上井出芝山のアカマサ I の露頭（加藤・近藤；1960）

第 1 層 [A_{1p}] 16 cm, 黒褐色, 腐植質壤土, 屑粒状構造, 粗鬆, 碎易。

第 2 層 [A₁₂] 10 cm, 黒色, 腐植質壤土, 屑粒状構造, 粗鬆, 碎易。

第 3 層 [B] 11 cm, 暗褐色, 埴壤土, 緻密, 風化スコリアに富む。

第 4 層 [C_m] 13 cm, 黄褐色, 埴壤土, 緻密, 堅硬, 風化スコリア粒に極めて富む。アカマ

サ II

第 5 層 [D] 25 cm, 暗褐色, 礫土, 粗鬆, 未固結のスコリア層。(径 0.4 mm 前後)

第 6 層 [D_{mb}] 20 cm+, 暗褐色, 砂壤土, すこぶる緻密, すこぶる強く膠結^{こうりつ}, ジャリマサ。

(小川賢之輔)

6 富士山大沢崩れ

大沢崩れは、富士火山の西側の、放射谷大沢の谷頭部に発達した大崩壊である。その侵食は、今にも山頂火口に切り込むばかりに発達し、しかも年々多量の火山物質（砂礫）が崩落を続けている。しかしながら、崩落した物質の容積を算定してみると、およそ 0.05 km³ほどで、これは大噴火の際の噴出量に比べれば、わずかなものにすぎない。

崩壊物質は、崖錐となって崩壊地の下底に堆積した火山砂礫で、これが集中豪雨の際に土石流となり、岩樋と称する谷の狭窄部を通して、一気に上井出北東方の大沢扇状地に流下する。ちなみに、1972 年 5 月 1 日には、富士山大沢の谷頭部の融雪による雪崩れと、降雨とが相まって、谷頭部に堆積されていた多量の砂礫が、土石流となって一気に山麓の扇状地に押出され、多量の土石を堆積させた。また、泥流は潤井川を経て、河口の田子の浦港内に相当量の土砂を堆積させた。

大沢扇状地における大沢氾濫原堆積物の、最古期堆積物中の木片の¹⁴C 年代測定の結果は、BP. 950 年±60 年と求められたので、大沢崩壊の発生は約 1,000 年前と堆定される。これから考えると、大沢崩壊の速度が次第に早まってきているとはいえ、山頂火口が切り込まれるまでには、まだ数百年を要するといわれている。

(1) 大沢のあらまし

大沢は、富士山にある多くの放射谷のうち、山頂から山麓まで通じているものの数少ない一つである。また、谷頭部の侵食崩壊が激しく、流れ出た多量の砂礫を山麓に堆積させて、潤井川及び芝川に流入している。普段は水がなく、出水の時だけ流水が出る涸れ沢であり、地形・侵食・堆積などの状況から次のように分けられている。

① 谷頭部（標高 2,210 m～3,776 m）

通常、大沢崩れと呼ばれるところで、砂礫の生産される主なところである。頂上直下から、標高 2,200 m 付近まで長さ 2.1 km, 幅 500 m, 深さ 150 m にわたって、絶えず岩屑が落下し崩壊している。この崩壊部は、面積 97 ha, 土量 7,500 万 m³ の大規模なものである。

② 峡谷部（標高 1,530 m～2,210 m）

峡谷部には、30%から 50%の急勾配の谷底に溶岩が露出し、いわゆるナメが、階段状に岩棚を形成しており、高さ 10 m を超える滝が 10 箇所ほどある。出水時には、谷頭部より土石流が押し寄せ流下する地帯で、兩岸の山腹は植生により覆われているが、崩壊地もあり、この地区下流端には高さ 30 m に及ぶ通称大滝が存在している。

③ 中流部（標高 1,260 m～1,530 m）

中流部は、河床の勾配が急に緩やかになり、河幅もやや広く、運搬された砂礫は、この地域に一時堆積する。また、溪岸の二次的侵食があり、建設省施工の水制、堰堤などが設けてある。

④ 岩樋部（900 m～1,260 m）

岩樋部は溶岩が侵食されて、河床に樋のような流路

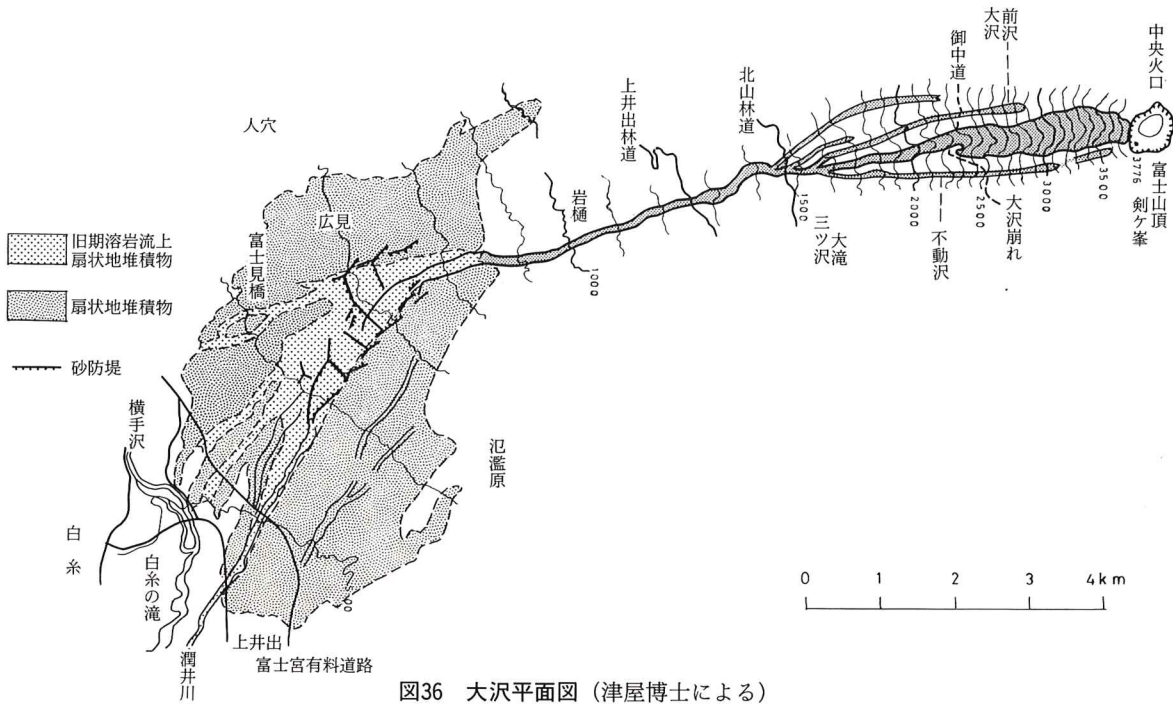


図36 大沢平面図 (津屋博士による)

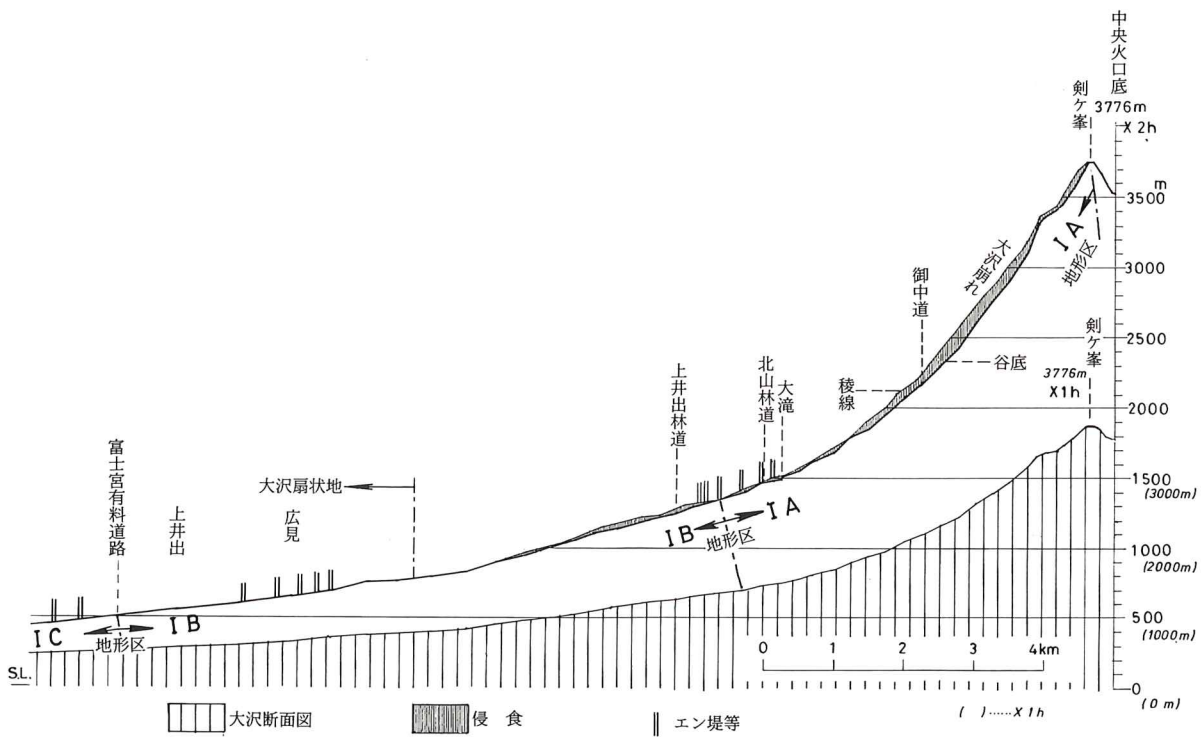


図37 大沢縦断面図 (×1h, ×2h) (小川賢之輔原図)

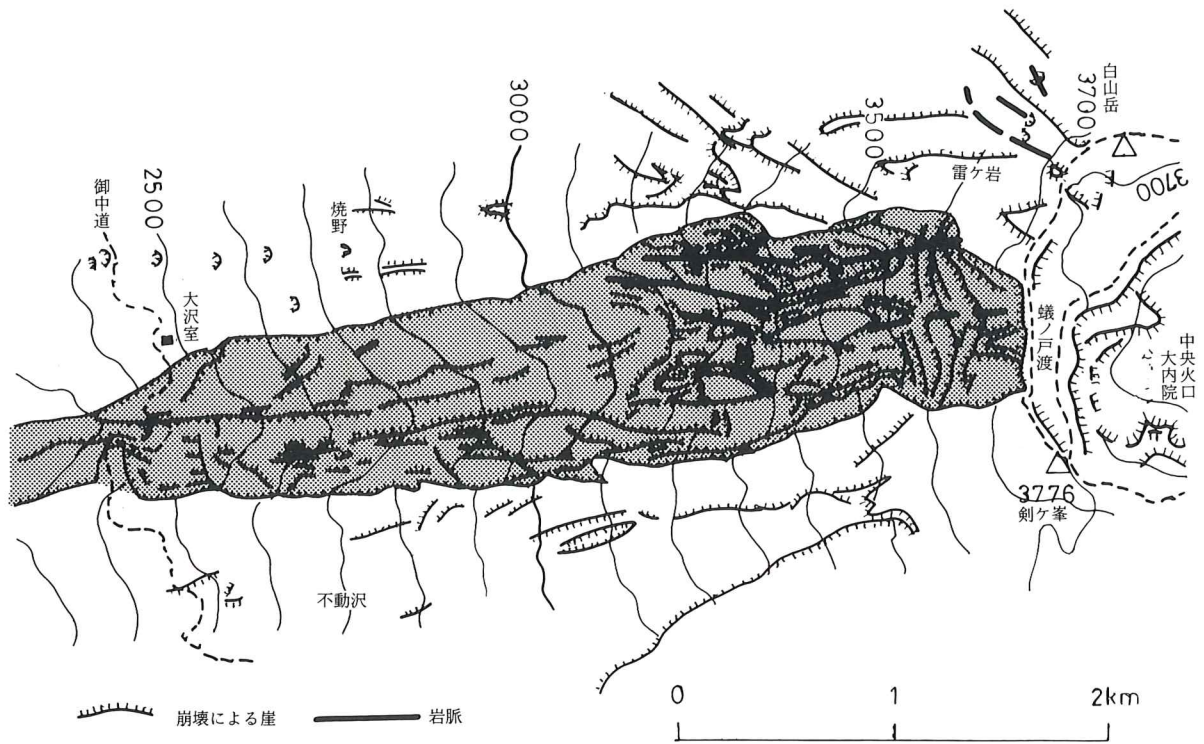


図38 大沢谷頭部（大沢崩れ）付近の侵食（津屋博士；1968 原図）

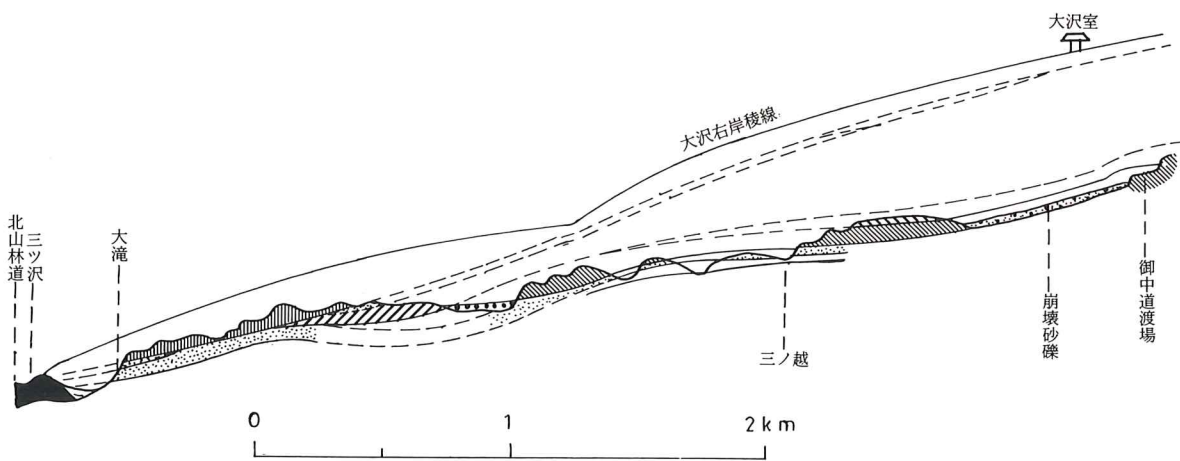


図39 大沢渡場（御中道）～北山林道間の縦断面地質図（津屋博士；1968 原図）

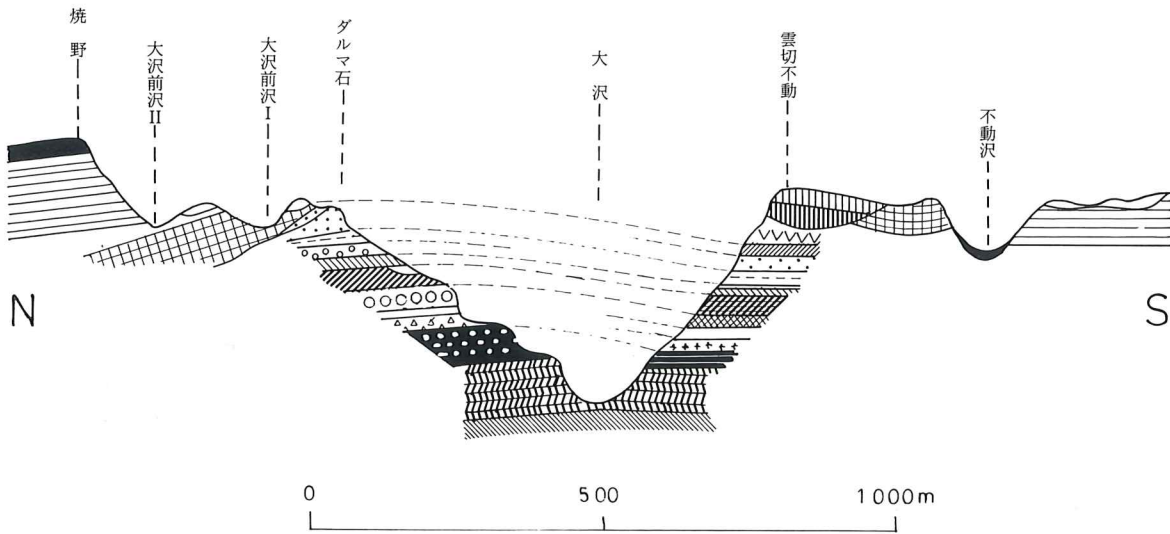


図40 大沢渡場（御中道）付近の横断面地質図（津屋博士：1968 原図）

流となって多量の細粒物質（主として火山砂）を潤井川や芝川へ流出している。

(2) 大沢崩れ対策

大沢崩れにより、年間 20 万 m^3 という膨大な砂礫を流出している。この砂礫は、過去において融雪、集中豪雨、台風時に、土石流となって扇状地を襲い、田畑、山林、家屋などに被害を与えながら堆積してきた。更に、この堆積した砂礫は、再び洪水などによりその一部が流出して、下流潤井川の河床上昇、田子の浦港の土砂堆積となり、その結果、流路沿岸の住民がたびたび洪水の被害を受けてきた。こうした富士山の土砂災害を防止するため、昭和 32 年度静岡県により調査が開始され、昭和 39 年度より調査結果に基く補助砂防工事が実施されてきた。そして昭和 43 年度、建設省直轄砂防調査に入り、工事計画が策定された。その基本対策は、①大沢崩れの拡大防止 ②大沢川扇状地の安定化 ③下流への土砂災害の防止、から成り、昭和 44 年度から直轄工事に着手、多くの事業が進められて来た。

砂礫流の直接生産源である大沢崩れの拡大防止を目的とする谷頭部対策には、厳しい自然条件が背景に存在している。従って、工種・施行技術・資材運搬・環

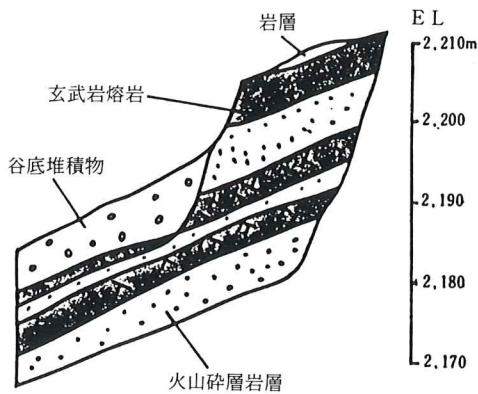


図41 滝部模式図

が形成された部分で、砂礫はほとんど堆積していない。兩岸がせまり、川幅の最も狭い所である。溶岩層の侵食により、高さ 5 m~10 m の滝が数箇所ある。

⑤ 扇状地 (500 m~900 m)

いわゆる大沢扇状地で、大沢土石流の堆積地であり、特に、標高 800 m から 700 m 付近での堆積が最も盛んである。下流部は流路が分岐、乱流し、堆積砂礫の二次的洗掘、運搬、堆積がくり返されている。堆積物は、全体として下流に向い移動しつつあり、出水時には泥

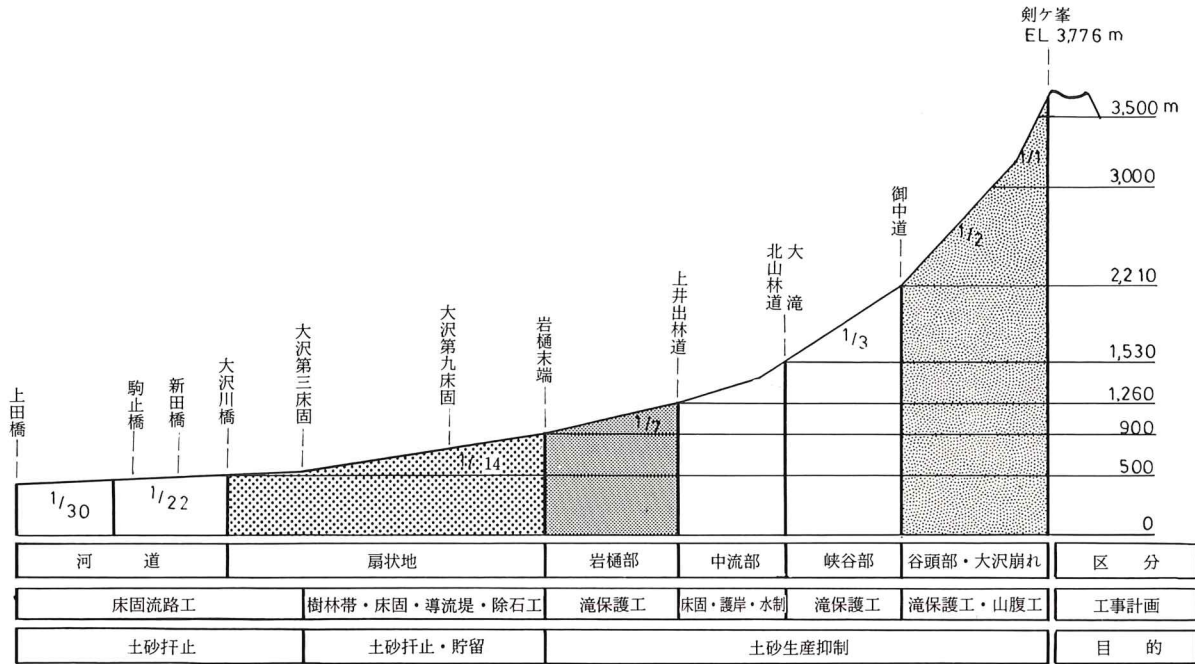


図42 大沢川防災計画縦断面図

境保全等多くの課題の解決が必要とされ、現在本格工事のための各種調査、試験施工が続けられている。

まず調査としては、気象・地形・地質・崩壊状況・環境等の調査が進められている。これらの調査結果を基に、昭和57年～58年には溪床固定工が、昭和59年からは、斜面对策工の試験施工が実施されている。

扇状地は、岩樋終端の標高900m付近より、600m付近までの間に位置し、過去の堆積土砂量は地質調査等の結果から、約6,000万m³と推定されている。大沢崩れ対策としては、下流への砂礫流出を防止するため、早期に効果が期待できること、谷頭部対策の着手が困難なことなどから、扇状地対策が優先され、床固工、流路工など、多くの砂防施設が建設されている。

(惟村 勝)

7 湧 水

(1) 富士宮市域の地下水

富士宮市の地質は、富士火山の噴出物が大部分であり

地下水も富士火山の地質と密接な関係にある。富士火山の山体は、3階建ての構造になっており、下位より順に、小御岳火山・古富士火山・新富士火山が重なって、一見単一火山を形成している。新富士火山の噴出物は、溶岩や火山砂礫の互層から成り立っており、透水性が良く、その下には、不透水性の古富士泥流が横たわっている。

従って、富士火山の地質及びその構造から、富士火山域の地下水について次のことが言える。

- a 富士宮市域では、降水の地下に滲透する率が高い。特に、富士山の標高1,500m以上においては、降水の大部分が地下に滲透して、地下水（溶岩伏流）となって山麓に向かって流下している。
- b 山腹域においては、降水の大半はまず砂礫層を滲透して、溶岩の岩盤の上に達する。岩盤の溶岩は、一般に亀裂があるので、地下に滲透した降水は、更に下層へ滲透して、古富士泥流に達し、主として泥流上を地下水となって低い山麓に向かっ

て流下する。

c 山腹の地下を流下して来た地下水は、山麓の末端部付近に達して、湧水となって地表に出てくる。

地質調査所の調査によれば、富士宮市、富士市域には富士川、潤井川によって供給される伏流水(60万 m^3 ~70万 m^3 /日量)を含めて200万 m^3 /日~230万 m^3 /日の地下水が涵養されているといわれる。

富士火山麓開発について、静岡、山梨両県、建設省、学者グループ、業界等において調査研究が行われた。その結果、最も大きな難点として、用水の乏しいことが上げられた。特に、富士宮市街地北部から標高800mぐらいまでの間は、広大な面積を占めており、開発可能な適地としての観点から、表層地質調査・ボーリング調査・電気探査・既設井戸等の調査が実施された。

上記の調査結果によると、地下水脈は新富士溶岩層と古富士泥流層の間に存在し、二つの大きな地下水脈(埋積谷)の存在が推定された。現在、既にこの水脈は貫間・宮原井戸等で上水道水源として利用されている。それらの水脈は

a 富士丘より富士宮西部丘陵の東側を南流し、淀師→大中里に達するもの。

b 村山→二又→舞々木→浅間大社に達するもの。

(2) 富士宮市域の湧水地

富士宮市には、(1)に述べた地下水の水脈を含めて、多くの湧水が知られている。湧水の代表的なものは、湧玉池・大中里・淀師・猪之頭・旧二合目等の湧水である。これらの他にも、水量は少ないが、湧水地点が各所に散在している。

a 猪之頭湧水群

上村(6箇所)：県営富士養鱒場・水口屋・中の沢水源・伊勢神明宮・池の端・陣馬の滝水源。

なでがわ撫川(3箇所)：狩坂養鱒場・水神・陣馬の滝東。

五斗目木(6箇所)：塩谷宅・植松芳勝宅・陣馬の滝西・佐野昭三郎宅・綾

部養鱒場・植松篁村宅西。

中村(1箇所)：高船。

大橋(2箇所)：土田養鱒場・沢村上。

その他：

b 椿沢(上野)；上水道の水源・大石寺・その他。

c 青木坂(2箇所)：水量は極めて少ない・その他。

d 淀師湧水群：野尻・柴崎・尾中養鱒場周辺。

e 大中里湧水群：富士フィルム工場内・森永乳業北(3箇所)・貴船小学校西・よしま池。

f 富士宮浅間大社湧玉池。

g 村山浅間神社・石原。

h 神祖(3箇所)・出水不動尊・尾無沢。

i 富士宮口登山道旧二合目付近。

j 星山。

k その他

上記の様に、富士宮市は、全国的に見ても湧水が多く、富士宮市の自然の代表的な特徴の一つである。しかし、近年湧水量が減少しているといわれ、湧水量の豊富な猪之頭地域でさえ、昔に比べ湧水量が減少して、特産のワサビも作れなくなった所がある。他の湧水地でも、地下水の湧出量が減少する傾向にある。なお、以前は湧水があったが現在は湧水が認められない所も少なくない。

湧水は、富士宮市の貴重な自然資源で、市民の生活に密接な関係にあるので、今後も継続的な調査が必要である。(遠藤英男)

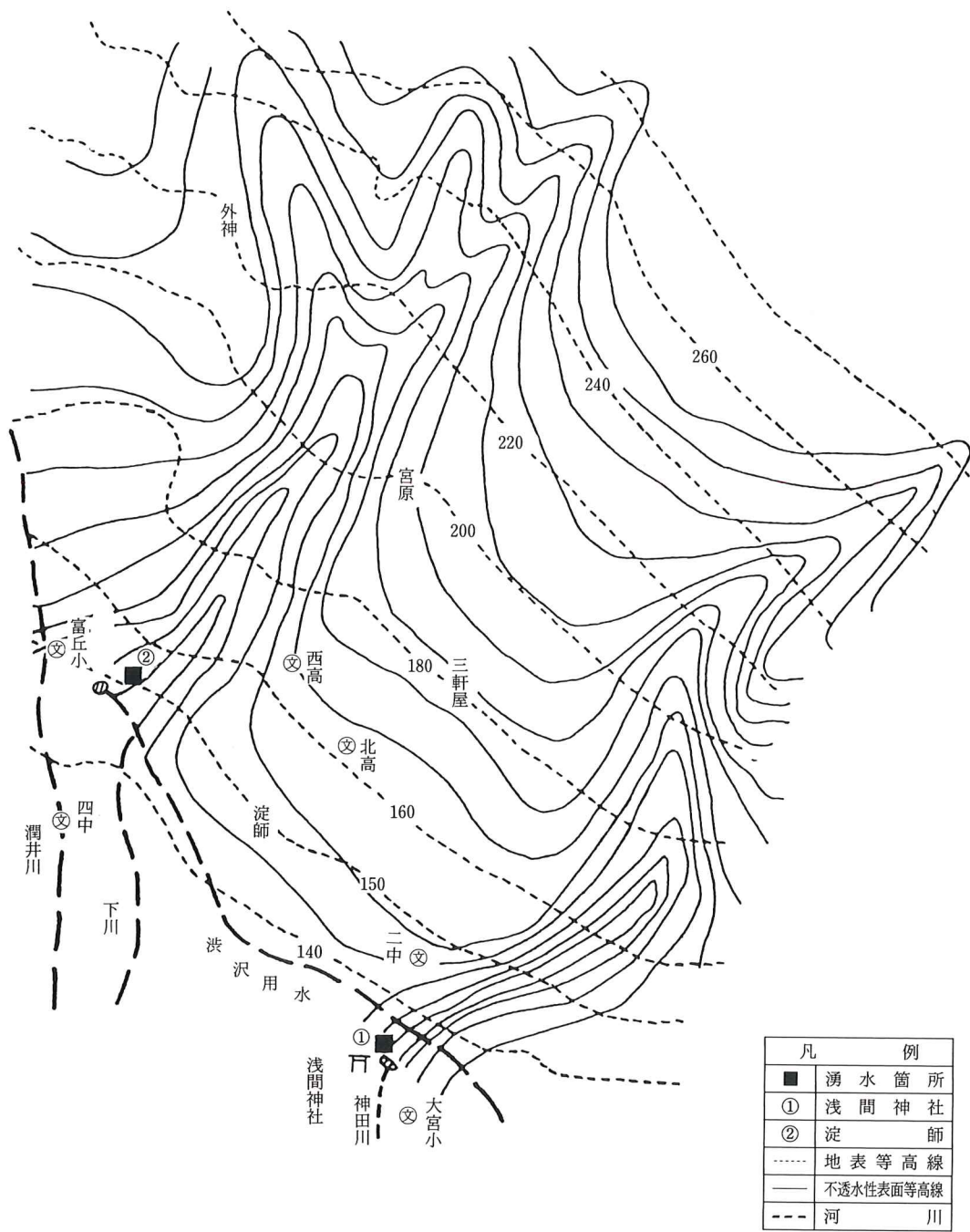


図43 不透水層等高線

富士宮北部地下水調査報告書（昭和26年静岡県実施）より

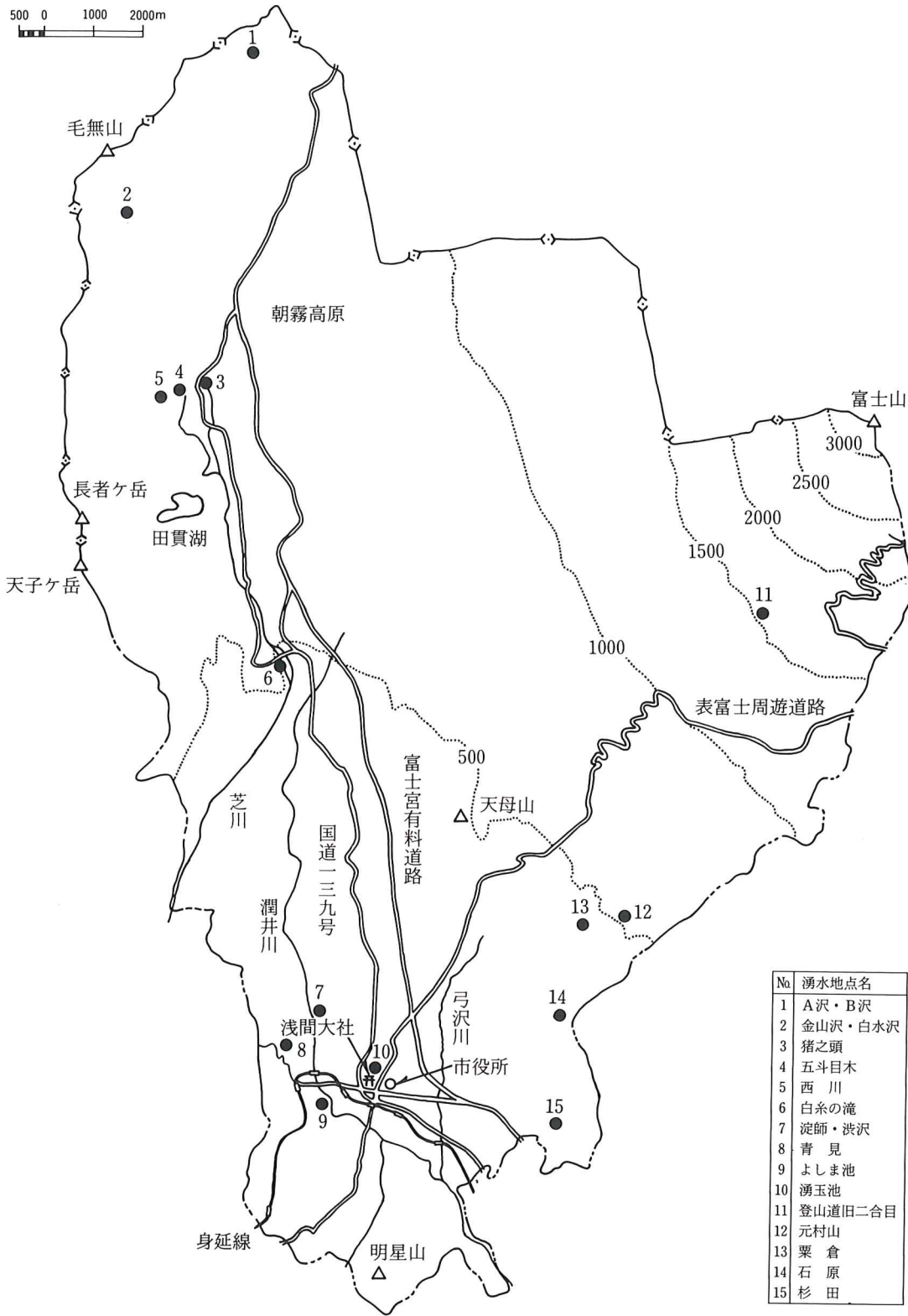


図44 富士宮市域の湧水地点図
 富士山南西麓湧水群調査（静岡県実施）より

提 言

富士宮市域の自然調査を実施した結果、主として地学（地形・地質）分野の研究から、市の行政執行に対し、具申すべき諸点の存在することが明らかになった。

それらは、緊急を要するもの・保護保存すべき自然・改善すべき自然・活用すべき自然・観光の対象となる自然などに区分することができる。

緊急を要するもの

1 地震対策

最近、東海地震の発生が予想されてから、駿河湾周域及び海底に、現在 60 箇所以上の観測点が設定され、本邦第一級の強化観測網が敷かれて、昼夜を分たず観測が継続実施されている。

地震予知連絡会の結成も、東海地震の発生が予想されたことに端を発している。東海地震は別としても、富士宮市域は既に、安政の大地震発生によって、大きな被害を受けている。

この地震は、フィリピン海プレートが、駿河トラフを境に、大陸プレート（アムールプレート）の、本州弧の下に潜入する際の応力によって発生した、地殻の歪に起因して発生するものと考えられており、現在も活断層として、地表に断層となって現われ、周域に地震災害を発生する危険をはらんでいるものとされている。

富士宮市域の殊に西域には、この応力を代表する富士川断層系や、南部フォッサマグナの構造線に関係する断層が存在する上に、少なくとも、近い過去に安政の大地震が存在したことから、常時地震対策を確立しておく必要がある。

(1) 活断層線上に住居を建てないようにする

断層は地震活動と密接な関係があるので、断層が活

動すると被災は免かれない。次の地震でどの断層が動くかは、全く予知することができないので、殊に活断層線上に建築するようなことは、避けるにこしたことはない。～専門家のアドバイスが必要である。

(2) 崖下に住居を構えないように指導する

地震により住居に大被害を発生するのは、山崩れ・崖崩れ・山津波・地盤の液化現象・その他などである。これらのうち、富士宮市域の山麓地帯は、常時河谷に流水を見ない放射谷が多い。河流の存在する河川で、山津波を発生する可能性のあるのは、大倉川上流と、芝川の中流などである。

2 地^{ぢすべ}り・山崩れ・崖崩れ対策

地^{ぢすべ}りは、山地のやや緩斜面に発生し、これに伴う災害は、幅 200 m 内外以下・長さ数 10 m～数 100 m にわたる、いわゆる地^{ぢすべ}り現象によって発生する。しかしながら、災害発生域は特異な地質の分布域、すなわち地^{ぢすべ}り地帯である。

地^{ぢすべ}り地帯の特徴は、風化の進んだ軟弱地盤や、堆積層中に、地^{ぢすべ}りを発生する滑材となる層、例えば粘土化した層などが挟在することで、地震や豪雨長雨、あるいはこれらが複合した時に発生し易い。

富士宮市地で若し地^{ぢすべ}りが発生するとすれば、羽鮒丘陵の一部や、星山丘陵の一部に限られるが、詳細は

今後の調査に期待される。

山崩れは、比較的急斜する山腹や急崖地形に発生し易い。しかしながら、規模は幅数 10 m で狭く、長さは急崖・急傾斜の規模により千差万別である。

富士宮市域では、西域の天子山脈や、羽鮒丘陵や星山丘陵の急斜面に問題があるが、未だ詳細は明らかでない。

崖崩れは、性格的には山崩れによく似ているが、規模は一層小型で、最も規模の小さいものは落石である。

富士宮市域には、局所的に危険地点が存在するが、チェック未了である。チェックポイントは、開発によって形成された新しい崖・道路の切り通し・路肩が急斜している場所である。このような場所は、災害防止策を建てる必要があるが、取り敢えず常時落石の存在する場所・雨後・地震発生後は要注意である。

3 造成地対策

造成地を自然開発の観点から見れば、その造成地の自然度が、全域に対してどのような比率になるかとか、それによってどのような公害が発生するかは別として、

造成の過程及び造成によって残された自然破壊処理が問題になる。

例えば、大沢扇状地のような、活自然災害地域内では、造成物の被災の可能性が大きいことは勿論、造成物の工法が悪いと、災害を周囲に居住する市民に与えることになる。

また、大きな地形変形、例えば広域の山砂利採掘場では、掘削後に高い比高の断崖を生ずるので、将来崩壊する危険率が極めて大きい。予測される災害を未然に防ぐためには、専門家の指導を受ける必要がある。

更に、大型の開発や工事の場合には、自然度に対する影響度を知るために、自然調査会などの関係者に通報・連絡して、意見を徴することが極めて大切である。

4 ボーリングデータの保存

ボーリングデータは、地下地質の探究上重要な資料である。しかも、ボーリングには莫大な予算が必要である上に、場所によっては再び施行することが不能の場合が多い。従って、民間の掘鑿^{くつき}であっても必ずデータの提出を求め、整理して永久保存する必要がある。

保護・保全すべき自然

自然現象は、長い年月を経るに従って、変化し、消滅する宿命を背負っている。しかしながら、これらの自然は、自然であるが故に貴重な存在で、破壊されると復元することは不可能である。従って、文化財に匹敵するものとして扱うことが大切である。

1 富士火山麓

(1) 溶岩塚 (ショーレンドーム)

富士宮市域の朝霧高原には、富士火山の溶岩塚を代表する、朝霧高原型の溶岩塚群が存在し、津屋博士によってはじめて記載されたいきさつもある。しかしな

がら、その後開発によってほとんどその姿を消そうとしている。その学術上の価値から、直に無差別開発を中止し、専門家の意見を徴して、そのいくつかを文化財とし、保護するみちを講ずべきである。

(2) 溶岩洞穴 (溶岩トンネル)

溶岩洞穴は、溶岩流に形成された特殊なトンネル地形である。富士宮市域では、犬スズミ溶岩流・万野風穴溶岩をはじめ、各溶岩流に溶岩トンネルが形成されている。

それらは、いずれも天然記念物クラスの見事な洞穴で、日本洞穴学会・日本火山洞窟学協会に登録されて

いる貴重な自然で、保全に努力をはらう必要がある。

犬スズミ溶岩流： 犬スズミ第1～第12風穴・ムジナ穴・三ツ池穴（日本最長）・鶉穴・姥穴・新穴・人穴。

万野風穴溶岩流： 屋敷穴・弘法穴・窓穴・万野風穴・観音穴・畜生穴。

二子山溶岩流： 婆々穴・コウモリ穴Ⅰ・Ⅱ。

表富士周遊道路グリーンキャンプ場内の洞穴。

溶岩洞穴内には、学術上貴重な微地形や洞穴生物が存在しているので、観察に際しては、自然破壊を極力防止し、少しでも手を加える場合は、必ず専門家の意見を徴すべきである。

(3) 溶岩樹型

溶岩樹型は、一般に溶岩洞穴の形成域に数多く存在するのに、富士宮市域の溶岩原ではあまり知られていない。先ず溶岩樹型については、発見者の報告を集める必要がある。

(4) 柱状節理

溶岩流の岩板溶岩は、冷却する際特有なヒビ割れを生ずることがある。ヒビ割れには一般に規則性があり、柱状節理・板状節理・方状節理・球状節理などに分類されている。

沼久保の蓬萊橋付近の富士川左岸には、芝川溶岩流Ⅰや、北山溶岩流Ⅱに、柱状節理が発達している。自然の崩壊はやむを得ないとしても、人為的に破壊することは避けなければならない。むしろ、橋の下流に高さ1m内外の堰堤を構築して、河床の低下を防ぎ、河岸の崩壊を防止すべきである。

(5) ポットホール

沼久保の富士川左岸に分布する北山溶岩流Ⅱには、ポットホール群が存在したが、七夕豪雨の洪水時に崩壊してしまった。

芝川の中流の、精進川地区中橋付近には、標式的なポットホール群が存在していたが、中橋掛け替え工事

の際、発破され、運び去られてしまった。我々は、これを自然破壊として受けとめている。

(6) 湧水

富士宮市域には、富士火山麓でも有数の、溶岩伏流（潜流）湧水地帯が数多く存在している。これらの湧水は、資源としても重要であるが、手を加えることによって、自然破壊につながるものないようにすべきである。

(7) 滝

芝川の上流には、天下に名を知られた白糸懸瀑群が存在している。しかしながら、1986年10月の、日光華厳の滝の大崩落があったように、滝は崩壊を繰り返して、後退してゆくのが自然である。しかしながら、大崩壊は地震や洪水時に発生することが多いので、洪水時の排水路を計画するのも一計である。

上流の猪之頭の陣馬の滝は、白糸の滝と同系・同型の滝で、周辺の自然保護に意を用うべきである。

(8) 小田貫湿原

小田貫湿原は、富士火山麓でも数少ない湿原で、「静岡の自然100選」にも選ばれた貴重な自然である。観光自然としても貴重であるが、このままでは自然破壊につながるので、手を加える必要があるが、施工には、専門的な意見を徴する必要がある。殊に現存する田貫尾根北麓の用水路は、今後改修等で工法を誤ると、湿原消滅の危険性がある。

(9) 明星山

明星山は、星山丘陵の地質で概説したように、複雑な構造をもっている。それにもかかわらず、山形は二子山状の坊主山で、富士川や富士山の眺望がすぐれ、植生の上にも特徴が存在している。

しかしながら、明星山は比較的小型であるから、ここに観光施設などを造ることは極めて不適當である。もし公園化するならば、山頂には展望台以外は施設せず、北側の低地に緑化広場を確保すべきであろう。

改善すべき自然

(1) 大沢崩れ

自然のうち、殊に地学現象は、ひと度破壊されると再び復元することは不可能である。従って、自然に対処する基本は、治療よりもむしろ予防である。

大沢崩れについては、治療を計画する段階では既に遅く、予防をちゅうちょした結果が現代の災害につながっている。

大沢については別に概説しているが、大まかには、下流の災害源は谷頭部に存在している。従って、防災は重点的に谷頭部で行うべきである。例えば、非常に困難ではあるが、御中道付近に巨大堰堤をつくり、砂礫の急激な供給を絶つ必要がある。

大沢の中流の岩樋地帯は、谷頭から供給される物質の運搬路で、磨耗によって岩盤の損耗を防ぐために数多く堰堤を構築する必要がある。

扇状地は、山体の側線が急斜部から緩斜部に急変する位置に形成される。従って、物質の供給源を遮断しなければ、扇状地の発達を停止させることはできない。

扇状地の氾濫防止のための堤防を構築すれば、砂礫はこの間を満して外に溢れ、更に堤防を高くすれば、

砂礫は更にこの堤防を越え、かくして留る時は半永遠的に到来しないであろう。

堆積した過剰の砂礫は常に除去する必要があるが、除去しても、すぐに元通りに砂礫が堆積することは、法的に河川工学の第1歩の原則である。

なお、大沢谷頭部の崩壊は、自然のまま放置すれば、今後定向的に、大崩壊に向かって進行する。

(2) 沼久保の富士川河床保全

沼久保の蓬萊橋付近の富士川の河床は、かつて下流域で大量の河川礫を採取した影響もあって、往時より著しく低下した。従って、架橋されていなかった往時の、渡し舟の舟着き場は、現在流水面より約9m高い北山溶岩流IIの縁辺部に残されている。

このまま放置すれば、岩板は底を洗われて崩壊・流失し、それと共に、蓬萊橋も落下することになるであろう。

河床の低下を防ぐには、橋の下流側に、下流の水神付近で構築したような、高さ1m内外の堰堤を設ける必要がある。

自然利用及び観光事業

富士宮市域の自然は、既に開発・利用され、諸々の事業・施工によって自然環境の改変が進められてきている。従って、今後も、メリット・デメリットの計量を誤らなければ、自然の開発は、当然進展するものと考えざるを得ない。

そのこととは別に、市民の健康増進や、健全なレクリエーション、福祉を目的とした自然活用の施策を提

起する。しかしながら、究極的には、自然保護の基底概念を逸脱することのないようにすることが、当然義務付けられなくてはならない。

(1) 七曲り付近（新五合目南域）

七曲り付近の旧登山道は、天然林を含む高山植物帯（お花畑を含む）で、四季の変化があり、ハイキングコースとして優れている。

(2) 塙塚^{とやづか}～大沢付近

上井出林道を含む塙塚・大沢付近一帯は、天然林と大沢の景観が優れており、四季の変化に富んでいる。この付近も、ハイキングコースとして優れている。

以上2箇所については、歩道の整備と駐車場の設置が必要であり、また、時期によっては、熊が出没するので、その点問題が残る。また、旧二合目付近も、湧水が豊富で、レジャー適地であるが、現在上水道の水源地となっているので、多くの人の集合場所としては不適當である。

(3) 割石峠付近

山梨県境の割石峠から、東海自然歩道を経て根原を回遊する路線は、岩石・植物の学習に適し、眺望も良いので、ハイキングコースに適している。

(4) 陣馬の滝

猪之頭西域の芝川上流には、白糸の滝系の陣馬の滝が存在している。滝の周辺を整備すれば、小型のコースとして適している。

(5) 小田貫湿原

小田貫湿原については、別に特記してある。自然保護と観察とのバランスをふまえた、設備と運営が望ましい。

(6) 天子ヶ岳

田貫尾根～長者ヶ岳～天子ヶ岳～白糸尾根のコースは、東海自然歩道でもあり、富士山の眺望が絶佳である。また、四季を通じて、植生の変化も美しい。

しかしながら、長者ヶ岳～天子ヶ岳は、樹木の成長が著しく、かつて山岳写真家の岡田紅陽が、折々に杖をひいて名作をものした富士山の姿は、木の間越しにも見るができなくなった。天子ヶ岳から長者ヶ岳にかけて、富士山側の樹木を整理して、雄大な眺望が開けるようにすべきであろう。

(7) 白糸七滝

白糸の滝周域は、日本でも有数の観光センター白糸の滝が存在するので、周辺の景勝は知る人も少ない。しかしながら、白糸の滝周辺の地質で概説したように、白糸の滝の上流側には、牛淵の滝・朴の木淵^{ほう}の滝及び小型の滝が2箇所が存在し、音止の滝の上流側には、神棚^{かんだな}の滝及び小型の滝が1箇所存在している。神棚の滝は水量が豊富であり、朴の木淵の滝も落水を見るものの、他は常時流水を見ない。

しかしながら、横手沢分流点と、猪の窪川の合流点に、流量調節用の低い水門を造れば、総ての滝に落水を見ることができるし、洪水時の水量を調節して、水害防止・白糸の滝や音止の滝の保全にもなると思われる。

また、これらの滝を回る歩道を開設して、小公園を設ければ、市民のレジャーセンターの役割りを果すものと思われる。

(8) 明星山

明星山については既にふれてあるので、省略する。

資 料 館 (博物館)

地域の自然を、市民や研究者に紹介し、自然標本を永久保存するとともに、資料を保存することは、近代都市計画者の大きな責務の1つである。

火山弾・溶岩樹型・溶岩洞穴内の貴重な自然物にしても、個人が所蔵すると、必ず将来行方不明になり、

消滅する運命をたどる。

また自然物は、収集と乱獲によって、消滅・絶滅した例は枚挙^{いとま}に暇がない。殊に生物標本などは、半年手入れを怠ると、標本として役立たなくなる。従って、これらを一括収納して、責任管理する必要がある。

資料は一般に入手困難である上に、永久保存もまた困難である。また重要なデータも、永久保存が困難なので、市民や研究者の要望に対応し難い。従って、これらの資料も一括保存して、直に対応出来る施設が必

要である。

ここに、資料の収集・保存・展示・解説並びに研究・指導を兼ねた資料館・博物館の建設を、可及的速かに実現するように提言する。

参 考 文 献

- 1 石原初太郎(1925)： 富士山地質図(5万分の1) 山梨県山林会 1～126 富士市
- 2 —————(1928)： 富士山の地理と地質(富士の研究V) 古今書院 12 —————(1978)： 富士川下流地域の地形・地質(静岡の地学) 静岡県出版文化会 p.136～166, 205～211
- 3 猪郷久義・他(1980)： 関東地方一日本地質誌 朝倉書店 13 —————(1981)： 伝法沢川～福泉川(滋眼寺川)間の地形・地質, 愛鷹火山の地形・地質(予報) (富士市の自然 第2号) p.1～121 富士市
- 4 井尻正二・湊 正雄(1965)： 地球の歴史 岩波書店 14 —————(1986)： 富士市域の地質・地形(富士市の自然) p.3～559 富士市
- 5 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫(1970)： 日本列島地質構造発達史 築地書館 15 小川孝徳(1971)： 富士山 富士山総合学術調査報告書 p.98～126 富士急行KK.
- 6 遠藤邦彦(1965)： 年代測定法—放射能による紀伊国屋書店 16 落合敏郎(1962)： 富士南麓の地質と地下水 吉原市
- 7 大森房吉(1918)： 日本噴火史 上・下 震災予防調査会報告 86巻, 87巻 16 活断層研究会(1980)： 日本の活断層—分布図と資料—東京大学出版会
- 8 小川賢之輔・鮫島輝彦(1965)： 富士山周辺地質岩石の研究 静岡県出版文化会 17 加藤芳朗・他(1960)： 富士山西麓のマサ(盤層)について 土壤肥料学雑誌 31巻 9号
- 9 小川賢之輔(1973)： 富士火山三島溶岩流末端付近の溶岩塚群 地質学雑誌 79巻 4号 18 加藤芳朗(1961)： 富士山麓の地形地質概観 ペドロジスト巡検案内書
- 10 —————(1974)： 富士市域における富士・愛鷹両火山の地質および火山地形学的研究(富士・愛鷹山麓地域の自然環境保全と土地利用計画調査報告書) p.65～131 富士市 19 神原信一郎(1929)： 富士山の地質と水理 博進館
- 11 —————(1977)： 愛鷹火山の地形・地質(予報), 富士市域の新富士火山の溶岩流に発達する溶岩塚群(富士市の自然) p. 20 関東ローム団研グループ(1965)： 関東ローム その起原と性状 築地書館
- 21 木越邦彦(1965)： 炭素による年代測定 ニューサイエンス社

- 22 木沢 綏・他 (1969) : 富士山 日本放送協会 地団研
- 23 木村敏雄(1977~1984) : 日本列島—その形成に至るまで—(I~III) 古今書院
- 24 久野 久 (1954) : 火山及び火山岩 岩波書店
- 25 蔵田延男 (1965) : 富士山域水理地質図 (5万分の1) 同説明書 地質調査所
- 26 坂田俊文・他 (1984) : 日本列島地図帖—地球観測衛星ランドサット 日本放送出版
- 27 佐々木 実(1959) : 富士山南西麓の地質と地下水 地学雑誌 68巻 p.34~43
- 28 鮫島輝彦(1971) : 富士山の地学案内 静岡県地学会
- 29 —————(1978) : 富士火山とその周辺 静岡の地学 p.128~130 静岡県出版文化会
- 30 沢村孝之助(1955) : 7万5千分の1地質図 沼津図幅 同説明書 地質調査所
- 31 静岡県消防防災課(1973) : 静岡県地震対策基礎調査報告書 静岡県
- 32 鈴木 敏 (1887) : 20万分の1地質図幅 富士同図幅説明書 農商務省地質局
- 33 第四紀学会(1977) : 日本の第四紀研究 東京大学出版会
- 34 第四紀総合研究会(1969) : 日本の第四系 地学団体研究会 (地団研)
- 35 —————(1976) : 日本の第四紀層の¹⁴C年代 ¹⁴C年代測定小委員会 地団研
- 36 滝沢鼎吉 (1928) : 富士山の側線 地理学評論 第4巻 p.697
- 37 竹内正辰(1956) : 富士山の山容に関する解析的考察 静大教育研報 7
- 38 地質調査所(1982) : 日本地質アトラス 地質調査所
- 39 地団研 (1973) : 日本列島構造発達史の諸問題
- 40 辻村太郎 (1942) : 断層地形論考 古今書院
- 41 —————(1943) : 断層地形図説 古今書院
- 42 津屋弘達 (1935) : 富士火山の溶岩について (予報) 日本火山学会会報 火山 2巻 2号
- 43 Tsuya, Hiromichi (1935) : On Some Lavas of Volcano Huzi (Huji). Bull. Earthq. Res., X III, 3.
- 44 —————(1937) : On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the Southern Islands. Ibid., X V, 1.
- 45 —————(1938) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (I) 小御岳の構造 地震研究所彙報 16号 1.
- 46 —————(1938) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (II) 青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心 地震研究所彙報 16号 3.
- 47 —————(1939) : 火山弾の形態及び構造, とくに富士火山の玄武岩質火山弾の本源に関する一考察 地震研究所彙報 17号.
- 48 —————(1940) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (III) 富士山の南西麓, 大宮町周域の地質 地震研究所彙報 18号
- 49 —————(1940) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 地学雑誌 52巻 618号 p.347~361.
- 50 —————(1943) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (IV) 寄生火山の構造及び分布 地震研究所彙報 21号

- 51 ———(1955) : Geological and Petrological Studies of Volcano Huzi, V. 5. On the 1707 eruption of Volcano Fuji. Bull. Earthq. Res. Inst., XXXIII. p. 341~383.
- 52 ———(1955) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (V) 富士山の宝永四年の噴火について 地震研究所彙報 33号 p. 341~383.
- 53 ———(1962) : Geological and Petrological Studies of Volcano Huzi, VI. 6. Geology of the Volcano as Observed in some Borings on its Flanks. Bull. Earthq. Res. Inst., XL. p.767~804.
- 54 ———(1967) : 富士山南斜面 (静岡県側) の学術調査報告書 静岡県
- 55 津屋弘達 (1968) : 富士山地質図 (5万分の1) 富士火山の地質 (英文) 地質調査所
- 56 ———(1971) : 富士山 富士山総合学術調査報告書 富士急行KK.
- 57 日本火山学会(1984) : 空中写真による日本の火山地形 東京大学出版会
- 58 ———(1984) : 三宅島の噴火 (三宅島の噴火特集号) 火山 Vol. 2. No. 29 日本火山学会
- 59 日本火山洞窟学協会 (1980) : 富士山の溶岩洞穴・溶岩樹型の地学的観察 Vol. 2, No. 3
- 60 日本の地質「関東地方」編集委員会 (1986) : 関東地方 共立出版KK.
- 61 萩原尊礼・他 (1943) : 富士山麓における地表傾斜変化の研究 地震研究所彙報 21号 p. 243~275
- 62 平林 武(1899) : 富士及び愛鷹火山調査報文震災予防調査会報告 24号
- 63 ———(1899) : 富士火山 地質学雑誌 4巻 p. 243~255, 289~295, 311~330, 339~346.
- 64 藤田至則 (1968) : フォッサ・マグナ フォッサ・マグナ世話人会
- 65 ———・他(1982) : 島弧変動 (専報24) 地団研
- 66 富士宮市 (1967) : 富士宮市の水資源・富士宮市
- 67 ———(1985) : 富士宮市の水道50年誌 富士宮市
- 68 藤原咲平 (1933) : 富士山の側火山群について 科学 3巻 p. 186~188.
- 69 榎山次郎・他 (1975) : 中部地方 (日本地方地質誌) 朝倉書店
- 70 万寿 優・他 (1985) : 富士火山1707年降下スコリア堆積物の密度と化学組成の変化 火山 II集 Vol. 30 No. 2.
- 71 Machida, Hiroshi (1968) : The Recent Development of the Huzi Volcano, Japan. 都立大学報告
- 72 町田 洋 (1968) : 富士・愛鷹・箱根火山および大磯丘陵の第四紀火山灰 日本地質学会75周年見学案内書
- 73 ———(1968) : 大磯丘陵の Tehro-chronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史 地理学評論 41巻 p. 241~257.
- 74 ———(1977) : 火山灰は語る—火山と平野の自然史—蒼樹書店
- 75 丸安降和・他 (1974) : 日本の衛星写真 朝倉書店
- 76 水資源開発コンサルタント (1976) : 昭和50年度地下水基礎調査西富士地区報告書 水資源開発コンサルタント
- 77 Minato, Masao (1965) : The Geologic

Development of the Japanese Islands

築地書館

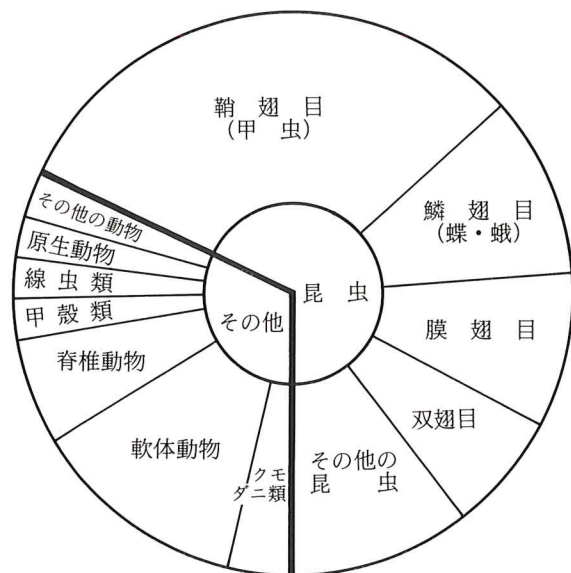
- 78 湊 正雄・井尻正二 (1965) : 地球の歴史 岩波書店
- 79 湊 正雄 (1974) : 日本の第四系 築地書館
- 80 村山 馨 (1973) : 火山の活動と地形 大明堂
- 81 ——— (1979) : 日本の火山 II 大明堂
- 82 望月勝海(1958) : 富士山についての諸問題 地学しずはた 17号 静岡大学

動物

美夫憲俊夫司
知美邦勝鐵博
倉川田川内
鹿長石池石城
章重雄雄作満満
徳英秀幸孝
原辺部山田本沢
日渡阿影神山野

はじめに

地球上に現存する生物群中、動物の種類は約 100 万種、うち昆虫類は 75 万種、脊椎動物は 5 万 8 千種であると言われている。歴史的には、古生代のデボン紀から昆虫の発生が知られており、幾多の地殻変動を経て進化し、今では、脊椎動物から哺乳類まで苛酷な環境である富士山頂や人工的なビル内等においても、形態・生態の多様化の中で、微妙に異なる環境条件にも適応して生存している。



全動物の種類数の割合

富士宮市域は、富士山頂 (3,776 m) から西及び南面の山麓に広がる裾野で、火山地帯の特徴を持っている。

地形は、富士山を中心に西側から南側にかけて、御坂山地、天子山脈、羽鮒丘陵、白尾台、星山台、明星山、高原台、岩本山の山塊が屏風のように取り囲み、これらと富士山裾野との接合点の朝霧高原では、裾合谷をつくり、ここから南下して湖沼・湧水を集めて芝川、潤井川となり、富士川から駿河湾へ流している。また、標高 35 m (山本地先) から富士山頂までの高度差 3,741 m に及ぶ山林・草原・流水・湖沼等の自然環境に恵まれ、広く水平分布する生物が垂直分布の中に圧縮されていると言われ、植物相と共に多種多様な動物相を持っている。しかし、富士宮市域の大部分を占める富士山は比較的新しい成立で、また、独立した山であること等から生態系は不安定な面もあって、特徴あるものはあまり期待できない。

昭和 61 年に、潤井川に育ったカルガモのヒナ 8 羽が 62 年には、30 羽になるなど新しい環境が形成され、また、湧玉池ではホタルを育てる試みがなされている。しかし、他方では、セミの声がめっきり減り、スズムシやマツムシの声もあまり聞かれなくなり、コオロギも家の近くで僅かに鳴いている程度である。

鎌倉時代の富士の巻狩の史実からは、随分変化してきている。このような状況の中で私たちは事実の認識こそが基礎であると信じている。

I 調査方法

富士宮市域の動物相は、量・種ともに多岐にわたっている。本調査では、期間が短いこと、及び専門的調査やその報告資料の乏しいこと等を考慮し、自然保護

の視点を基本として、次の動物の調査に限定した。また、過去に調査資料のあるものについては、その整理に重点をおき、データのないものについては、アンケー

トや聞き込み、調査員による「確認」を中心に調査を行った。特に、獣類・鳥類では、足跡、糞、抜毛、残餌等の確認にも注意を払った。

調査の対象とした動物は、一応(1)獣類、(2)鳥類、(3)魚類、(4)爬虫類・両生類、(5)水生昆虫、(6)蝶類、(7)ト

ンボ類に限定した。特に、足や羽によって移動する動物の調査・確認は、困難であるが、可能な限り動物相の解明に意を用いた。今後、特に種の消長について長期的に継続調査を進め、自然のしくみや成り立ちを知ることによって、自然との対応を図る必要がある。

II 調査概要

1 獣類（哺乳類）

分類の対象は、人々に親しまれている「けもの類」とし、猟友会員としての長年の経験を生かした。

2 鳥類

日本野鳥の会富士宮支部に属し、環境庁調査、県自然保護課調査他に参加するなど、鳥獣保護員として30年間の実績・資料を活用した。

3 魚類

調査の対象を川魚に限定し、釣マニアとも連携して、河川・湖沼の実態についての知識や、経験を基に調査を進めた。

4 爬虫類・両生類

山本俊朗氏のサンショウウオの研究資料等を中心に調査を進めた。

5 水生昆虫

量・種ともに絶対的に多い昆虫類の中から、水質保全に視点をおき、水生昆虫を特に取り上げた。

6 蝶・7 トンボ類

長年、蝶・トンボと接してきた経験と、山野を探索する同好会の研究誌、「駿河の昆虫」などの資料を参考に、情報の整理と生態の調査を試みた。

提 言

I 除草剤・殺虫剤の散布は最少限にする。

除草剤・殺虫剤などの散布によって、イナゴ、マツムシ、スズムシ、コオロギ等の昆虫や水中生物のツボ、カワニナ、カニ、ハヤ、フナ、カジカなども激減した。市の鳥ヒバリは、朝霧高原に生息しているのみである。

上記の薬剤は人体に有害であることも証明されており、生態系を崩さない限度を保つことが必要である。

II 人工的に自然環境を演出する努力をする。

三面舗装の側溝は、流れがなければ自然浄化がなされないで、汚れは以前よりひどい。また、畔や土堤がコンクリートの隔壁となり、自然環境は遮断・孤立してしまっただけで、土・水・空気は気象や微生物から大型の動植物に至るまで、その連環こそが、自然の要件であるので、人工的に改善・補足する必要がある。

III 河川や谷筋にはグリーンベルト帯を設ける。

河川や谷筋に、グリーンベルト帯を連続的に設けることによって、山野と河川を連絡させ、人間を含めた良好な動植物の生活圏を確保する。また、街路樹の並木は、付近の自然林にある「種」を選び、その植生幅は広くし、生物の生活エリアを、自然のあるがままの状態に近付けるように保全する必要がある。

IV 神社・寺院・学校など公共の施設の緑を確保する。

社寺林の涵養・保全及び公共施設と個人住宅の緑化を関連的に保全する工夫をし、ビルの屋上は植樹を義務づけるなど、人間の住居と自然との住み分けを点・線・面と拡張する計画的努力が必要である。畑地・牧草地を造成する場合は、縦横に樹木帯を設けることを義務づけ、景観と防災を兼ね、さらに小ダムを多くし、水害防止と地下水涵養を図る。

V 自然保護についての啓蒙を図る。

自然に触れ、自然の動植物に親しみ、生命の尊さを知り、自然保護と真に郷土を愛する人間を育成するために、啓蒙及び学習の場を設定する必要がある。

VI 調査と自然保護活動を広く長く続けるべきである。

自然保護の指針となる自然調査を継続実施し、資料を整備・保存する必要がある。また、ボランティアによる保護監視員制度を設けるなど、市民的活動として推進されたい。

獸 類 (哺乳類)

渡 辺 徳 重
野 沢 孝 満

はじめに

富士宮市域は、北東には富士山、北には朝霧高原、西には天子山脈、羽鮒丘陵、南には星山丘陵（白尾山、明星山、高原台）と、三方を山地に囲まれているが、地質も富士山の噴出物で大部分を覆われ、西側の一部だけが第三紀層という古い地質からなっている。富士宮市の地形は、南北に長く、南部の低地から北部の標高1,000 mを超す高地まで、変化に富んでいる。それに伴い気温差が大きい上に、全域を覆って各種の植生が分布している。また、湧水も多く、渓谷にも恵まれているために、動物たちの最良のすみかとなっている。

1 種類

獣類（哺乳類）は、本州に棲む大多数が生息している。しかし、個体数は半世紀前に比べると極端に減少してきている。これは、自然環境の変化によるものと考えられる。その主なものとして住宅地の増加、道路の開発及び農業基盤整備による草地造成などにより、自然が著しく減少した。また、山地では国策により自然林が人工林に変わり、それらに伴い動物たちのすみかや食料が減少し、棲みにくくなったり、全く棲めなくなって他に移動し、姿を見せなくなった動物も数多くある。

その例として、以前はニホンザルを見かけたという話を聞いたが、最近の調査では生息の可能性は少ないようである。ニホンザルは、水場、岩場のある急坂の広大な自然林を好む。富士山も裾野から山腹へかけて人工林となり、また、各種の道路等開発が進み、安住の地でなくなり移動したようであるが、愛鷹山には、現在も数多く棲んでいるようである。また、カワウソも、1923年の関東大地震以後芝川の水が減少し、加えて敗戦後の食糧難による川魚の激減、さらに各種薬品公害や汚染により、ますます棲みにくくなって、遂に絶滅したのではないかと思われる。

一方、近年河川の汚れや観光客の残飯などにより、野ネズミが増えている。そのため、昭和58年に「ツツガ虫病」が発生し、保健所でも注意を呼びかけている。同様にキツネ、捨て犬、捨て猫のような雑食性の動物が増加し、野鳥の卵や幼鳥、小獣類等も犠牲になっている。心ない人達の無責任なペット飼育が、このような結果を生んでいることも心すべきことと思われる。

2 調査結果

獣類は夜行性のものが多く、昼間の調査では、目撃する機会が少ないので、実態をつかむには困難が多い。そのため足跡や糞などにより判断しなければならなかった。

なお、一定の場所に棲みついでいないものも多く、行動半径も広いため、少人数での調査には限界があり、十分な調査は行えなかった。富士宮市域内に生息していることが確認できた種類について、以下に要記する。

(1) クマ（ツキノワグマ）（クマ科）

Ursus thibetanus G. CUVIER



本州，四国，九州に広く生息するが，本州西部には少なく，四国，九州にはごく少数しか生息しないと言われている。低地から標高2,000 m位までの山林に棲み，主に夜間活動するが昼間も出歩く。雑食性の大型獣で遊泳，木登りは上手で，夏は樹上の梢近くに，木の枝で巣を造りその上で眠るが，晩秋からは大木の洞穴，岩穴などで暮らす。富士山西麓，天子山脈に生息し，時にその姿を見かける。富士宮市域の近隣では，青木ヶ原を中心に富士山北麓には多い。

(2) シカ (シカ科) *Cervus nippon* TEMMINCK

日本全土に生息しているが，棲む地方によりそれぞれエゾシカ，ホンシュウシカ，キュウシュウシカ，ヤクシカ，マゲシカ，ケラマジカ等と呼ばれ，雄鹿には角があり，走る時は背に倒し林地など上手に駆け抜ける。富士山の南麓，西麓，天子山脈に多く生息していたが，現在は非常に少ない。(昭和50年頃，上井出地先の路上で自動車と衝突死したことがあった。)

(3) タヌキ (ムジナ) (イヌ科)

Nyctereutes procyonoides (GRAY)



日本全土に生息しているが，北海道のエゾタヌキは内地産より大きく，色は薄く，毛が優れている。夜行性で昼間は他の動物の土穴に棲み，時に数頭で共生する。山地にも人家付近にも見られる。雑食性で，ノネ

ズミの駆除にも役立ち，毛は毛筆にも使われる。ショックで仮死状態を呈するのは有名で，これを“タヌキ寝入り”と言う。市内では山岳・高原地帯全域に生息しているが，数は少ない。

(4) アナグマ (イタチ科)

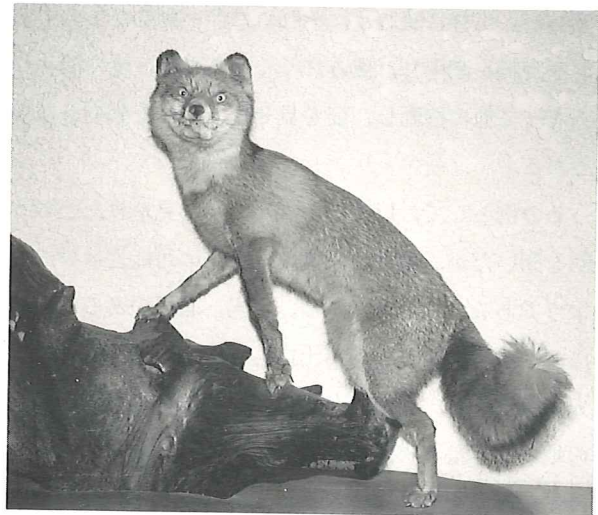
Meles meles (LINNAEUS)

タヌキよりやや小さく，体毛は粗く，タヌキと共にムジナと呼ばれ，マメダヌキの名もある。本州，四国，九州に棲み，平地の山林から高地にまで棲む。地面に深い穴を掘って潜み，時には人里近くでも見られる。夜行性で雑食性，ヘビを好んで食べる。数は少ないが，市内全域で見られる。

(5) イノシシ (イノシシ科) *Sus scrofa* LINNAEUS

日本産は体重100 kg内外になる大型獣で，本州，四国，九州に生息し，南に多く北に少ない。昼間は山林に潜んで眠る。皮膚の寄生虫の駆除や，体熱を冷すために泥浴をする。夜間に農作物を食荒し大被害を与える。富士山の国有林や天子ヶ岳周辺の山林に棲み，農家や畜産家の嫌われ者である。

(6) キツネ (イヌ科) *Vulpes vulpes* (LINNAEUS)



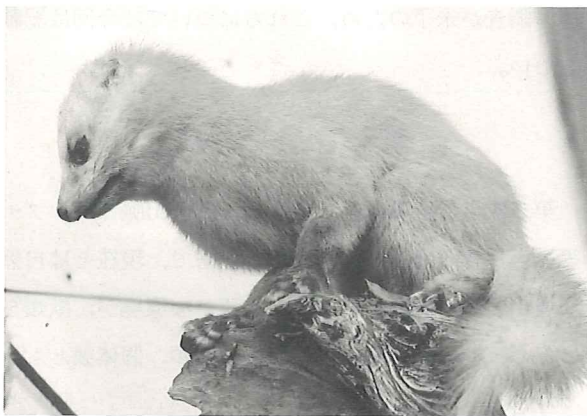
富士宮市域では北山，上野，富士根北部以北に多く，日中は藪や穴の中で眠り，夜行性で，野鳥の卵や雛，ノネズミ等を好んで食べる。ノネズミの増減はキツネの増減と比例していると言われている。北海道のキタ

キツネは有名であるが、北本州と南方産では毛皮の質が違い、寒い所程良質とされる。

(7) イタチ (イタチ科) *Mustela sibirica* PALLAS
日本各地に分布する。夜行性であるが昼間も活動し、時折人家に入り込み、ニワトリを襲ったり、イエネズミを捕えることもある。毛皮の優良な細長い小型獣で、ミンクの代用品として珍重されている。市域全体に生息しており、ノネズミ駆除のため、雌イタチの捕獲は富士山全域で禁止されている。

(8) テン (イタチ科)

Martes melampus (WAGNER)



雌雄で大きさが違うがイタチよりやや大きく、毛皮もイタチより良品とされている。本州、四国、九州に棲み、雑食性であり、ノネズミの駆除にも役立っているが、その数は非常に少ない。毛無山では見かけなくなり、富士山の旧登山道二合目、天照教社の北東域などで見かけたと言う位である。

(9) リス (リス科) *Sciurus vulgaris* LINNAEUS



イタチよりやや小型で尾が太く、富士山麓の杉林、松林、桧林等に常住し、種子、果実を好んで食べる。北海道には、シマリスが生息しており、市域のものは「ニホンリス」と言われている。

(10) カモシカ (ウシ科)

Capricornis crispus (TEMMINCK)

本州中部のものは、灰茶色で背中には黒毛が首から尻にかけて混生し、雌雄共に角がある。本州、四国、九州の山岳地方に棲む高山獣で、富士山の沢付付近には多く、天子山脈にも数は少ないが生息している。近年は山に食料が不足したのか、大分標高の低い所まで姿を見せ、植付け直後の杉、桧の幼令林の枝葉を食荒し、林業者の嫌われ者になっている。

(11) ノウサギ (ウサギ科)

Lepus timidus LINNAEUS

本州、四国、九州に広く分布し、冬期白化するトウホクノウサギとサドウサギがある。富士宮市域に棲むものは白化例の少ないノウサギで、冬毛は茶褐色で夏は色が薄くなる。富士宮市域では富士山国有林、北部の牧草畑の周辺や雑木林に棲み、樹皮、葉、牧草などを食料としているが外敵も多く、近年減少している。

(12) モモンガ (リス科)

Pteromys momonga TEMMINCK & SEHLEGEL

リス位の大きさに、日本特有の種で、ホンシュウモモンガと言われ、青森から近畿地方にかけて棲む。富士宮市域のものは、富士山の原生林や人工林の杉林に棲み、前足と後足の間の飛膜を開いて滑空する特徴があり、木の実を好んで食べる。

(13) ムササビ (リス科)

Petaurista leucogenys (TEMMINCK)

モモンガの倍位の大きさに、尾が太く大きい。本州、四国、九州のモモンガより低地に棲み、木から木へ滑空する。落葉樹の空洞に潜み、夜行性で、果実、樹皮、甲虫などを食用とする。富士山の原生林に、僅かに生息しているのみである。

(14) ヤマネ (ヤマネ科)

Glirulus japonicus (SCHINZ)

尾がネズミより太く、リス型で小さい。頭胴長は7 cm 位である。背に黒い毛が太く通り、ネズミとはっきり見分けられる。本州、四国、九州にだけ棲む。夜行性で果実、種子、小昆虫等を好んで食べる。富士宮市域では朝霧高原付近の林や、富士山新五合目の山室付近で確認されている。

(15) モグラ (アズマモグラ) (モグラ科)

Talpa micrura Hodgson

(WOGURA TEMMINCK & SCHLEGEL)

中型の平地性のモグラで、尾は短く色は薄い。関東、東北地方に広く分布している。山地には同種のコモグラが広く分布し、堆肥の入った畑でミミズを捜し、作物を持ち上げる。同様にゴルフ場の芝地を持ち上げ、土の山を作ったりするので嫌われ者である。

(16) カワネズミ (トガリネズミ科)

Chimarrogale platycephala

(TEMMINCK & SCHLEGEL)

他のネズミと違い、滝壺付近や舗装されない小川の岸などに棲み、昼夜の別なく活動し、水生昆虫、小型の魚類を食べる。本州、四国、九州にだけ生息する。富士宮市域北部の小川で、釣をしている時など見かけることがある。

(17) ハタネズミ (ネズミ科)

Microtus montebelli (MILNE-EDWARDS)

夕暮れ時や早朝などに活動する夜行性のノネズミで、富士山頂から平地までの広範囲に生息し、特に田んぼの畦、畑、原野(市域では朝霧高原)、山林等に多い。種子、雑草、バッタ、タニシ等を食べる。ツツガ虫病の伝播もするので注意する必要がある。

(18) モモジロコウモリ (ヒナコウモリ科)

Myotis capaccinii (BONAPARTE)

日本特産の種類で、本州、四国、九州にかなり多く生息し、普段は洞窟内に群棲する。富士山の水溜りの

ある洞窟内に、数多く棲んでいる。

(19) ハクビシン (ジャコウネコ科)

県の中西部のみかん畑によく出没すると聞いていたが、近年富士宮市域の西北部で確認されている。頭胴長は、50 cm 位で尾は太く、長さは40 cm 位である。鼻部より後頭部にかけて白帯があり、眼の上下と頬が白色である。

以上の他にもヒミズモグラ、ドブネズミなど富士宮市域の一部で確認された種類もあるが、富士宮市域全体の調査が未了のため、これらについては今回は記載しない。

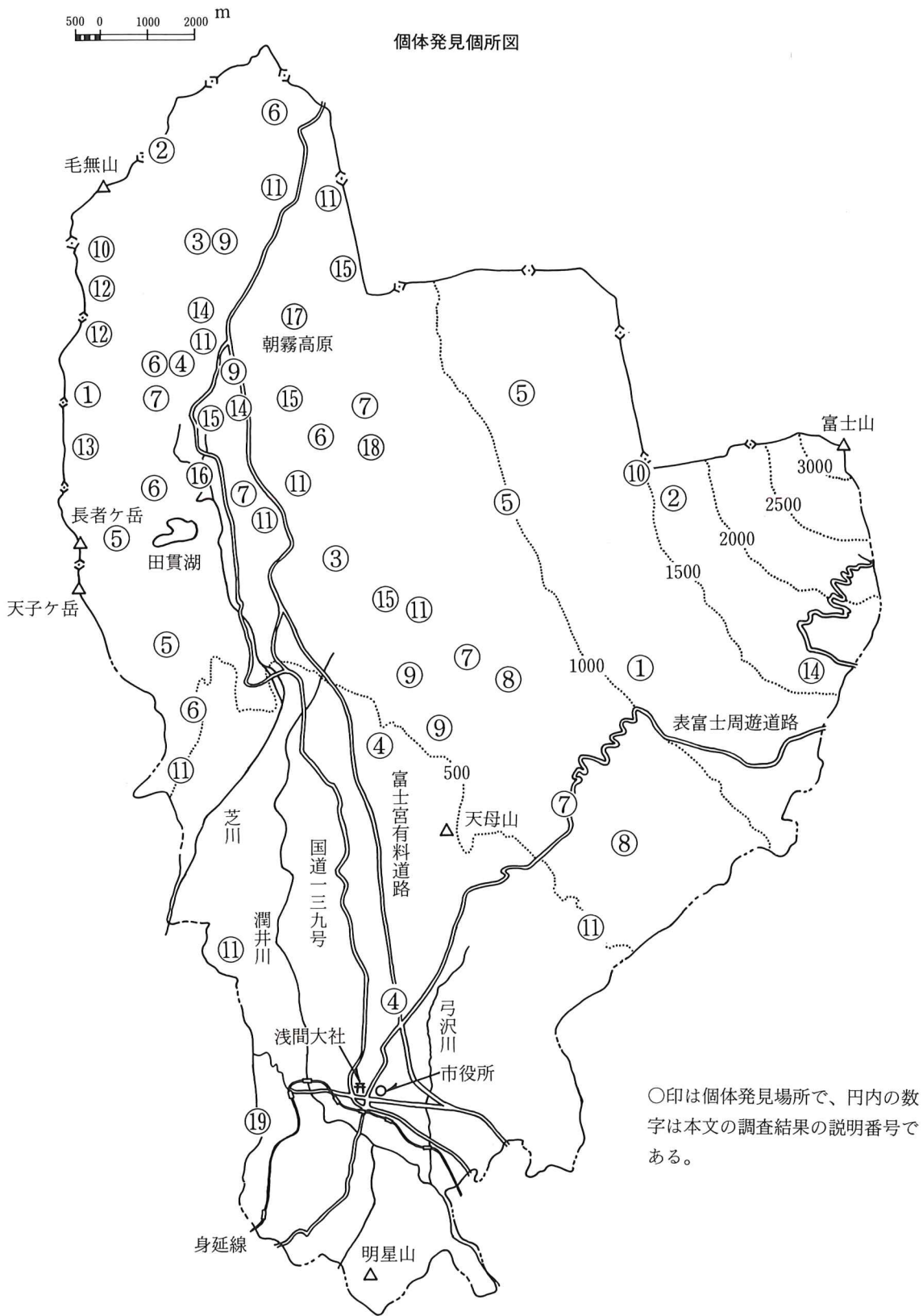
提 言

第二次世界大戦以前、富士山、天子山脈には、ブナ等の自然林が多く河川には水が豊富で、現在とは自然環境が著しく異っていた。この豊かな環境が、獣類をはじめ、他の生物の生育に適し、種類、個体数とも多く生息していた。

朝霧高原を例にとっても、戦前は原野、雑木林が大部分を占めていたが、現在は牧草地、人工林、芒の原と化している。さらに近年、ゴルフ場等の大規模開発により、動物達は棲む所を追われた。今後は市民の心豊かな生活環境を築くため、現存する自然林を保護する手立てを講じられたい。具体的には、民地は買い上げ、官地や公有地は現状保全に力を入れ、河川改修は川幅を広くとって河原を残すなど……百年の計を樹立することが肝要である。

参 考 文 献

- 1 内田清之助・黒田長禮・中村健児・川村智治郎 (1957): 原色動物大図鑑 北隆館



鳥類

阿部英雄
影山秀雄

はじめに

富士宮市域は、富士山麓の西から南に及ぶ広大なコニーデ式火山のスロープの地域であり、標高 35 m の低地より、3,776 m の富士山頂までの高低差のある広い面積を占めている。年間この地域に留る鳥、冬あるいは夏のみ渡って来る鳥、春や秋に富士宮市域を通過していく鳥、その他に本州中部より南に生息する鳥や、中部以北に多い鳥などが富士山麓で重なり合っている。それゆえに見聞する野鳥の種類は多く、まさに「野鳥の宝庫」である。しかし、何故か野鳥の生息状況の調査を行った記録はなく、その状況は不明であった。断片的には、田貫湖のハクチョウやガンを初め、数 10 年前まで天子山脈にはイヌワシが生息していた記録があり、草原と丘の続く朝霧高原では、キジ、ウズラが群遊していたと、その土地の人より度々聞いている。

富士宮市は、「富士山と共に歩む水と緑の国際文化都市」を目標に掲げて、21 世紀へ向けスタートしている。さらに、国の象徴である富士山を持つ市としては、その自然環境の大切さを知り、保全し、長く子孫に引き継ぐため野生鳥類の状況を知ることもまた大切である。

今回の調査を基礎資料として、今後の自然環境保護に役立てば幸いと考えている。



写真 1：朝霧高原のキジ

1 調査地域

富士宮市域全体の鳥相を短期間に調査することは不可能であるので、野鳥調査に適する下記地域を選定して、調査を実施した。

(1) 朝霧高原地域

富士山西麓の標高 750 m 付近に残る原生草原と、小灌木林の点在する地域（世界ジャンボリー開催跡地の一部）約 20 ha を中心に、その周辺を含め調査地域とした。

(2) 富士山二合目地域

富士山南麓標高 1,000 m 付近より、1,800 m 付近までの表富士周遊道路周辺と、富士宮口登山道、旧登山道、湧水地を調査地域とした。

(3) 富士山五合目地域

標高 2,400 m の、富士宮口登山道森林限界付近から上と宝永遊歩道、旧登山道、御中道及び新五合目駐車場周辺を調査地域とした。

(4) 田貫湖・周辺地域

富士山麓にある湖沼群のうち静岡県側では唯一の湖田貫湖と、小田貫湿原、そして芝川などの河川及び天子ヶ岳、長者ヶ岳東麓の地域で、「天子の森」、花鳥山脈を含む地域とした。

(5) 浅間大社・潤井川周辺地域

富士宮市街地中央部にある浅間大社の森と、湧玉池付近及び神田川と潤井川の合流付近などを調査地域とした。

(6) 明星山・白尾山地域

この地域は、富士宮市域の南部に位置し、富士山麓には含まれない。富士川左岸の星山丘陵上にあり、両地域とも市設の公園として整備されている。各山頂は、さほど樹木はないが展望は非常に良い。富士川左岸流域、丘陵地域の二次林、雑木林、杉・桧植林地、畑地などを調査地域とした。

2 調査方法

各地域ごとに、毎月または四季ごとに、あるいは春、夏のみなど相違があるが、野生鳥類の生息状況推移を科種別、羽数の増減、生態的変化とに分けて調査した。

しかし、夜間活動する鳥類の調査は、一部の地域を実施したのみであった。今後ともこの資料を基に、夜間を含む調査の実施が必要である。調査は、各地域とも線センサス、点センサスを合わせて行った。調査コースは、原則として変えないが、季節により一部変更した。調査時間は、概ね午前6時から9時とし、調査の範囲は、空を含む全てで、肉眼または双眼鏡で鳥の種類が判別出来る範囲とした。また、線センサスは歩きながら行い、点センサスは、一箇所に15分から30分留まり、出現する野鳥を調査した。他に足跡、採餌跡、羽毛、ペリット、糞なども参考とした。

個体数の集計は、静岡県鳥類調査方法を用いて、下記の区分で行った。

- 多い……………どこでも観察できて数も多く、調査地域で25羽以上出現する。
- 普通……………数は多くないが何時も観察でき、一地域で10羽位は観察できる。
- 少ない……………一調査地域で、1年間で5羽から10羽以下また、特定の場所へ行けば1羽以上見られる。
- 稀……………記録が少なく、過去5年間に10羽以下である。

上記の4段階に区分したため、その地域の種別優先度、1時間当たりの発見率、1km内の出現率などは調査していない。

また、生態別調査は、次の6区分により集計した。

- 留鳥……………何時も同一地域に留まり、外域への移動はしない。スズメなど。
- 漂鳥……………夏は、山や森林に移動し、繁殖を行い、冬は、里や低地に移動する。メジロ、

ウグイスなど。

- 夏鳥……………春から夏に調査地域に渡来繁殖し、秋には去る。ツバメなど。
- 冬鳥……………夏鳥と反対に秋から冬に渡来し、春には去る。マガモ、ツグミなど。
- 旅鳥……………春に南から北へ、秋に北から南へ本州中部を通過する途中に立寄る。ツルシギ、イカルチドリなど。
- 迷鳥……………夏鳥、冬鳥、旅鳥などのように毎年決まったコースを移動しないで、コースを間違えて調査地域内に迷い込んだ鳥。ヤツガシラ、ユキホオジロなど。

上記の生態別調査のほか、富士山西～南麓に夏季生息する野鳥について、垂直分布調査を行った。(図1)

また、最も特徴のある朝霧高原地域については、過去約20年間における一部鳥類の年別、種類別の生息状況を作成した。(図2)

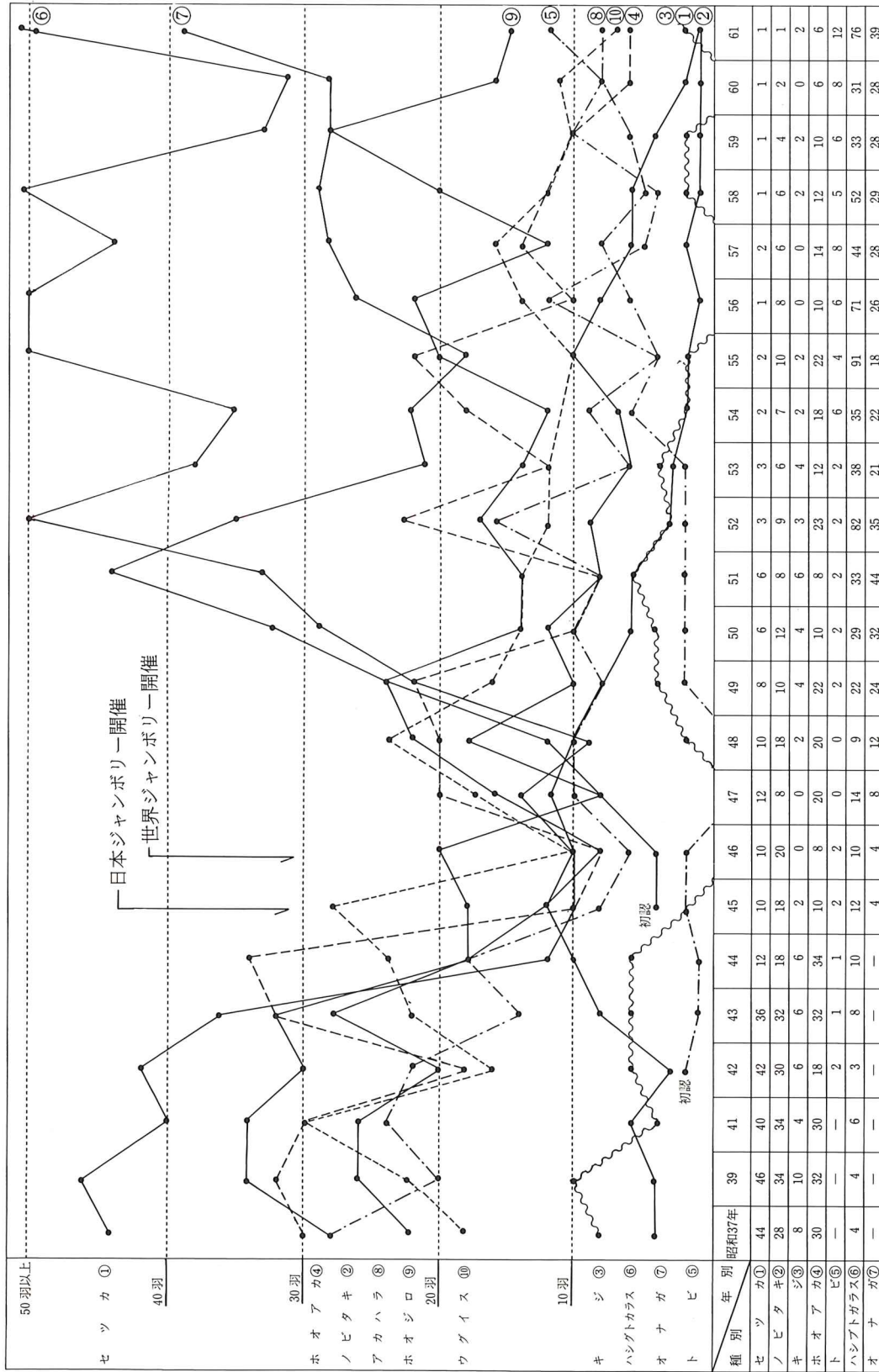


図2：朝霧高原地域主要野鳥年別種類別生息状況（昭和37年～61年）

3 調査結果

(1) 朝霧高原地域

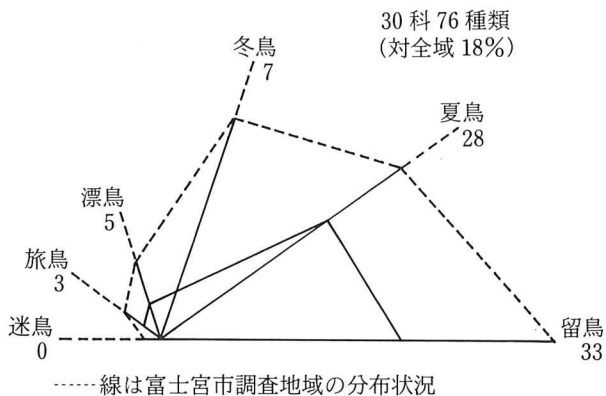


図3

高原性草原に、ススキを主体とする原野と、小灌木林の点在する世界ジャンボリ跡地周辺は、以前キジ、ウズラが多かった。ここでは、富士宮市域でも最も豊かな自然環境の残存する地域で、俗化が進まないと住まないトビが、昭和42年までは生息しなかった程であった。

また、野鳥調査が未実施のため不明だったが、調査の結果珍しいことに、北海道の平野で繁殖しているオオジシギやノビタキが、この草原で繁殖していることが確認された。しかし、ここより南では、繁殖が確認されておらず、ここが緯度的南限である。

また、湿地や葦原、草原に多いオオヨシキリ、コヨシキリ、特にセッカは、非常に多い地域であったが、近年開発工事等によって甚だしく減少した。

かつては野鳥の楽園であった本地域が、「朝霧高原地域主要野鳥年別種類別生息状況」(図2)で明らかなようにノビタキ、セッカ、ホオアカなどは、生息環境が変化したため消滅限界に来ている。一方、ハシブトガラス、オナガなどは増加している。この原因は、広大な草原が牧草地に変わったり、レジャー施設等の建設によって変化したためと推察される。

本地域には、全国でも珍しい留鳥のウズラが生息しているが、草原の減少による環境の悪化と狩猟によ

る減少も加わり近年では姿を見ない。朝霧高原は、野鳥の種数において富士山二合目に次いで多く、適切な自然環境の保護対策を講ずるならば激減した野鳥の回復も可能と思われる。

調査の結果は、30科76種類が観察され、留鳥、夏鳥が全種の80%を占めている貴重な野鳥繁殖地でもある。調査した種名は次のとおりである。

カルガモ、トビ、オオタカ、ハイタカ、ノスリ、サシバ、ハヤブサ、ウズラ、コジュケイ、キジ、ムナグロ、ヤマシギ、オオジシギ、キジバト、アオバト、ジュウイチ、カッコウ、ツツドリ、ホトトギス、アオバズク、ヨタカ、ハリオアマツバメ、アマツバメ、アオゲラ、アカゲラ、コゲラ、ヒバリ、ツバメ、イワツバメ、キセキレイ、サンショウクイ、ヒヨドリ、チゴモズ、モズ、アカモズ、ヒレンジャク、ミソサザイ、コマドリ、コルリ、ルリビタキ、ジョウビタキ、ノビタキ、マミジロ、トラツグミ、クロツグミ、アカハラ、ツグミ、ヤブサメ、ウグイス、コヨシキリ、オオヨシキリ、センドイムシクイ、セッカ、エナガ、ヒガラ、ヤマガラ、シジュウカラ、メジロ、ホオジロ、ホオアカ、カシラダカ、ノジコ、アオジ、アトリ、カワラヒワ、マヒワ、ベニマシコ、ウソ、イカル、スズメ、コムクドリ、ムクドリ、カケス、オナガ、ハシボソガラス、ハシブトガラス



写真2：朝霧高原のホオアカ



写真3：朝霧高原のノビタキ

(2) 富士山二合目地域

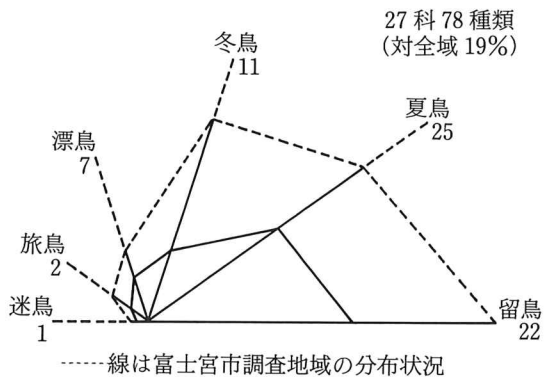


図4

富士宮口登山道二合目付近は、南麓において、野鳥の羽数、種類数の最も多い所と思われたが、調査の結果、種類数では田貫湖周辺に及ばなかった。付近一帯は、樹林性野鳥の生息に最も理想的な針葉樹、落葉広葉樹の混交林が広く続き、南麓では唯一の湧水地にも恵まれているので、以前は鳥獣の豊かな生息地域であった。しかし、登山道で、車窓から眺めるだけでは、鳥の姿や囀りは、注意していてもなかなか見聞きしにくい。春から夏にかけての旧登山道湧水地周辺の調査によれば、ミツサザイ、メボソムシクイ、ヒガラ、ビンズイ、ウグイス、アカハラ、エナガなどの鳴き声が、と切れることなく、緑の別世界の感がある。以前、旧登山道に登山者が溢れたところの湧水地付近は、人々の頭上でオオルリが囀り、その近くでコマドリの声も聞こえた。また、朝霧の中で、緑の樹間からメボソムシクイの囀

りもよく聞こえたが、現在は、オオルリもコマドリも深く潜んで、めったに姿を見ることができない。

長い調査期間の中では、常時見られるもののほかに、良い観察のチャンスに出会うこともある。ヤマドリの親と雛、アカゲラの巣立ち、キバシリの親子、エゾムシクイの囀りなどは、二度と出会えない貴重な体験であった。また、トラツグミの細く長い鳴き声や、アオバトの無気味な鳴き声など、自然の深さに感動したこともある。

この地域全域を、一度に調査することは不可能であり、また、春5月ころだと、一週間で同じ場所でも、鳥の種類がまったく変化してしまうこともある。従って、まだ調査不足のため不明な点はあるが、調査の結果明らかになった科・種別鳥名は、次のとおり 27科 78種類で、富士宮市域全体の約 19%となっている。

ハチクマ、トビ、オオタカ、ツミ、ハイタカ、ノスリ、サシバ、ハヤブサ、コジュケイ、ヤマドリ、キジ、キジバト、アオバト、ジュウイチ、カッコウ、ツツドリ、ホトトギス、トラフズク、コノハズク、フクロウ、ヨタカ、ハリオアマツバメ、アマツバメ、アオゲラ、アカゲラ、コゲラ、キセキレイ、ビンズイ、サンショウクイ、ヒヨドリ、モズ、アカモズ、ヒレンジャク、ミソサザイ、カヤクグリ、コマドリ、コルリ、ルリビタキ、ジョウビタキ、マミジロ、トラツグミ、クロツグミ、アカハラ、アカコッコ、シロハラ、ツグミ、ヤブサメ、ウグイス、メボソムシクイ、エゾムシクイ、センドイムシクイ、クイタダキ、キビタキ、オオルリ、コサメビタキ、エナガ、コガラ、ヒガラ、ヤマガラ、シジュウカラ、ゴジュウカラ、キバシリ、メジロ、ホオジロ、カシラダカ、ミヤマホオジロ、アオジ、カワラヒワ、マヒワ、ハギマシコ、ベニマシコ、ウソ、イカル、シメ、カケス、ホシガラス、ハシボソガラス、ハシブトガラス。

(3) 富士山五合目地域

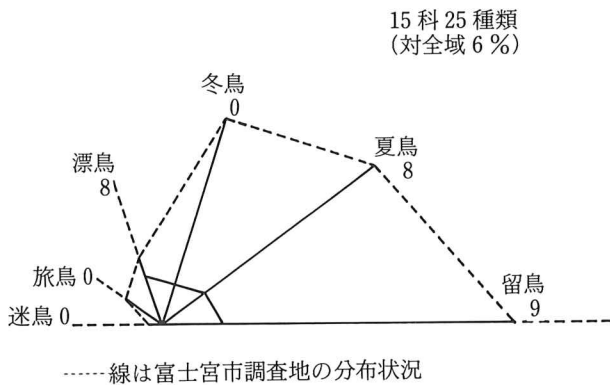


図5

標高 2,400 m 付近の富士宮口登山道新五合目駐車場周辺から、御中道にかけてが森林限界である。ここまで来ると、繁殖する鳥は限られていて、それらが悪条件下の、狭い地域に共存していることが確認された。20 数年前は、現在と状況が全く異なり、低いカラマツの樹間から駿河湾や伊豆半島が見え、聞こえるのはミソサザイ、ルリビタキ、コマドリなどの囀りと、グンナイフウロやクルマユリの花に集まるハナアブの羽音だけであった。

現在調査すると、コマドリの声は聞けないが、ビンズイ、カヤクグリ、キクイタダキの声は、よく聞くことができる。

富士山頂付近では、鳥の営巣は不可能とされていたが、1986 年の夏、イワヒバリが、雛を育てるのに成功したとの報告があった。また、宝永遊歩道の樹林にジュウイチが観察され、卵を産み込むため里親のルリビタキ・ビンズイの巣を探していた。1983 年には、新五合目バス駐車場の石垣で、キセキレイの繁殖が確認されたこともあって、この地域は意外性が高く、さらに詳細な調査が必要である。

この地域は、冬から春は雪で登山道が不通になり、調査が不能のため、留鳥や冬鳥の記録はないが、今回の調査で確認された野鳥は、15 科 25 種類であり、種名は次のとおりである。

ヤマドリ、ジュウイチ、ハリオアマツバメ、アマツバメ、オオアカゲラ、イワツバメ、ビンズイ、ミソサザイ、イワヒバリ、カヤクグリ、コルリ、ルリビタキ、アカハラ、ウグイス、メボソムシクイ、キクイタダキ、サメビタキ、エナガ、コガラ、ヒガラ、シジウカラ、ウソ、ホシガラス、ハシボソガラス、ハシブトガラス。



写真4：富士山富士宮口登山道新五合目のルリビタキ

(4) 田貫湖・周辺地域

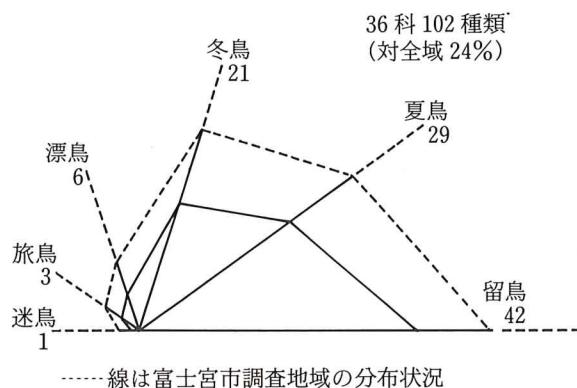


図6

田貫湖は水鳥のガン、カモ、シギ、チドリ等の冬鳥及び旅鳥の渡りのコース上に当たるため、1982年3月に、オオハクチョウ3羽とヒシクイ1羽が飛来し、3日間滞在した記録がある。湖には、毎年400羽程のマガモ、コガモなどの数種類が飛来し、秋には必ずオシドリが数羽観察できる。また、春の渡りの季節にはキンクロハジロ、スズガモ、ホシハジロなどの海ガモの群を見ることができる。さらに、周辺ではコサギ、ア

オサギなども姿を見せる。

天子ヶ岳、長者ヶ岳の東側地域は、溪谷や湿地があり、ヤマセミ、ノジコなども見られ、以前は深い沢の奥からオオルリ、コマドリの囀りがよく聞こえたが、現在はごく稀にしか聞くことができなくなった。溪谷では、ミソサザイが囀り、山道を時々キジが横切る。深い樹林に包まれた芝川流域では、サンコウチョウの囀りも聞くことができたが、周辺の林が別荘地に変わり、その数も非常に減少してしまった。

しかし、この地域は、人々が自然を守り、保護することにより野鳥たちと共存できる理想の地域とすることが可能であると思われる。

この地域で観察された野鳥は、富士宮市域では最も多く、36科102種類で、市域全体の24%に当たる。確認された種名は次のとおりである。

カイツブリ、ミミカイツブリ、コサギ、アオサギ、ヒシクイ、オオハクチョウ、オシドリ、マガモ、カルガモ、コガモ、ヨシガモ、ヒドリガモ、オナガガモ、ハシビロガモ、ホシハジロ、キンクロハジロ、スズガモ、カワアイサ、トビ、オオタカ、ツミ、ハイタカ、ノスリ、コジュケイ、ヤマドリ、キジ、バン、コチドリ、シロチドリ、イソシギ、オオジシギ、キジバト、アオバト、ジュウイチ、カッコウ、ホトトギス、アオバズク、ヨタカ、ハリオアマツバメ、ヒメアマツバメ、アマツバメ、ヤマセミ、カワセミ、アカゲラ、コゲラ、ツバメ、イワツバメ、キセキレイ、ハクセキレイ、セグロセキレイ、サンショウクイ、ヒヨドリ、チゴモズ、モズ、アカモズ、ヒレンジャク、カワガラス、ミソサザイ、コルリ、ルリビタキ、ジョウビタキ、マミジロ、トラツグミ、クロツグミ、アカハラ、ツグミ、ヤブサメ、ウグイス、メボソムシクイ、エゾムシクイ、センダイムシクイ、キクイタダキ、オオルリ、サメビタキ、サンコウチョウ、エナガ、ヒガラ、ヤマガラ、シジュウカラ、ゴジュウカラ、メジロ、ホオジロ、ホオアカ、

カシラダカ、ミヤマホオジロ、ノジコ、アオジ、クロジ、ユキホオジロ、アトリ、カワラヒワ、マヒワ、ベニマシコ、ウソ、イカル、スズメ、コムドリ、ムクドリ、カケス、オナガ、ハシボソガラス、ハシブトガラス。

(5) 浅間大社・潤井川地域

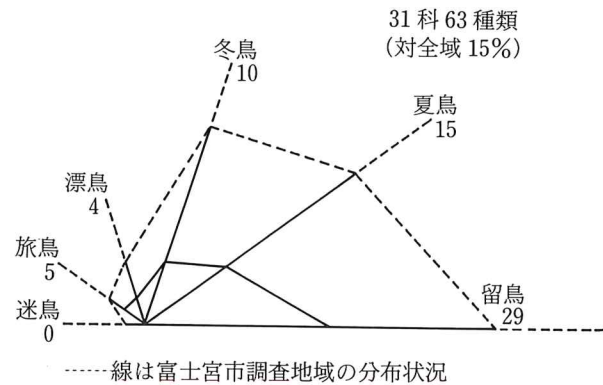


図7

浅間大社の森は、杉・桧が主で、深く大きいためにゴイサギ、アオバズク、ツミ、コジュケイなどの大型の鳥も住み、春・秋の渡りの季節には、キビタキ、メボソムシクイ、クロツグミ、コサメビタキなどの夏鳥、ウグイス、メジロ、ルリビタキ、イカルなどの多くの漂鳥を見ることができる。潤井川流域や星山放水路には、近年ユリカモメ、タゲリ、タシギ、イソシギ、ハクセキレイ、タヒバリなども観察される。湧玉池には、カワセミが常に姿を見せ、潤井川の河原ではカルガモの繁殖が時折確認されている。しかし、羽数は少なく、移動も激しくて安定していない。

この地域で観察できた野鳥は、31科63種類であるが、冬鳥、旅鳥、漂鳥なども多く、繁殖する鳥は少ない。その中で珍しいのは、市街地の庭で確認された旅鳥の「ノゴマ」と、浅間大社の森の「ツミ」であり、人々が困惑しているのは、200羽を超えるゴイサギの繁殖である。確認された種名は、次のとおりである。

ゴイサギ、アマサギ、コサギ、カルガモ、トビ、ツミ、チョウゲンボウ、コジュケイ、コチドリ、シロチドリ、タゲリ、タカブシギ、イソシギ、タジキ、ユリカモメ、

コアジサシ、キジバト、ジュウイチ、カッコウ、ツツドリ、アオバズク、ヒメアマツバメ、アマツバメ、カワセミ、アオゲラ、ツバメ、イワツバメ、キセキレイ、ハクセキレイ、セグロセキレイ、タヒバリ、ヒヨドリ、モズ、アカモズ、キレンジャク、ヒレンジャク、カヤクグリ、ノゴマ、ルリビタキ、ジョウビタキ、イソヒヨドリ、クロツグミ、シロハラ、ツグミ、ウグイス、メボリムシクイ、センダイムシクイ、セッカ、キビタキ、エナガ、ヤマガラ、シジュウカラ、メジロ、カシラダカ、アオジ、カワラヒワ、イカル、シメ、スズメ、ムクドリ、オナガ、ハシボソガラス、ハシブトガラス。



写真5：浅間大社のツミ

(6) 明星山・白尾山地域

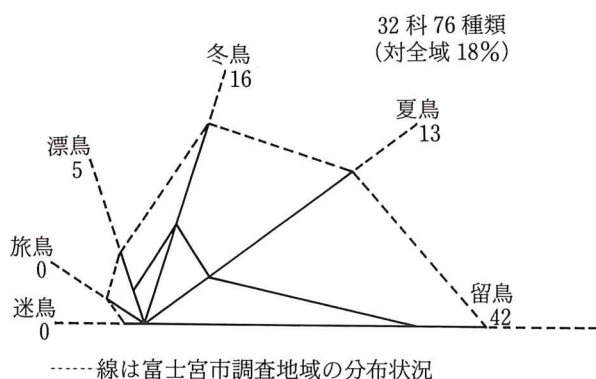


図8

春・秋の野鳥の渡りの季節には、コースに当たっているのに、サンショウクイ、アマツバメなどばかりでなく、サシバ、ハチクマなどの珍鳥観察可能な地域である。また、周辺の低地地域には、開発から免れた照

葉樹林や雑木林も残存し、崖・荒地など人の開発できない場所もあって、コゲラ、アカゲラ、ヤブサメ、ミソサザイなどの、森林性の野鳥が観察されている。富士川左岸の断崖では、イソヒヨドリ、ヤマセミ、アオサギ、水辺では、カワガラス、キセキレイ、マガモ、コガモ、カルガモ、コチドリなども観察されている。

今までに確認できた野鳥は、次のとおりで、32科76種類と意外に多く、全体の18%に当たる。

ゴイサギ、コサギ、アオサギ、オシドリ、マガモ、カルガモ、コガモ、ハシビロガモ、ホオジロガモ、トビ、ツミ、ハイタカ、ノスリ、ハヤブサ、チョウゲンボウ、コジュケイ、キジ、コチドリ、イソシギ、ヤマシギ、タシギ、ユリカモメ、キジバト、カッコウ、ホトトギス、アオバズク、フクロウ、ヒメアマツバメ、アマツバメ、ヤマセミ、カワセミ、アカゲラ、コゲラ、ヒバリ、ツバメ、コシアカツバメ、イワツバメ、キセキレイ、ハクセキレイ、セグロセキレイ、ピンズイ、タヒバリ、サンショウクイ、ヒヨドリ、モズ、アカモズ、カワガラス、ミソサザイ、ルリビタキ、ジョウビタキ、イソヒヨドリ、クロツグミ、アカハラ、シロハラ、ツグミ、ヤブサメ、ウグイス、オオヨシキリ、センダイムシクイ、セッカ、エナガ、ヒガラ、ヤマガラ、シジュウカラ、メジロ、ホオジロ、カシラダカ、アオジ、カワラヒワ、イカル、スズメ、ムクドリ、カケス、オナガ、ハシボソガラス、ハシブトガラス。

(7) 特殊鳥類の記録

ライチョウ

特殊鳥類と言えるかどうかはともかく、富士山の高山帯にはライチョウは生息していなかった。それが昭和35年夏、静岡営林署が、ライチョウの親鳥3羽、幼鳥4羽を富士宮口登山道六合目付近の御中道に放鳥した。その後7年間程順調に繁殖し、その間に、富士山御中道付近を西から北に巡って、吉田口登山道付近に達した。

昭和41年日本野鳥の会富士山麓支部の調査によると、吉田口から須走登山口までの間で、成鳥10羽と抱卵5個を確認している。しかし、それを最後に放鳥地点も含めて、富士山からライチョウの姿は消えてしまった。

昭和42年8月、放鳥地点より大沢までを3日間生息調査を行ったが、一羽も発見できなかった。この調査で判明したことは、御中道に点々とある狐の糞の中にライチョウの嘴や足骨、羽軸などが出て来た事であった。夏、登山者の捨てた弁当を求めて登った狐に追われたライチョウは、アルプスの様な這松が無く、狐の渡れない深い谷もなかった富士山であったため、一冬の間絶滅してしまったと思われる。

19年後の1986年10月、登山期の終わった富士宮口登山道七合五勺の付近に、毎日数羽のライチョウが、姿を見せたと伝えられた。万が一ライチョウであるなら、「無事冬を越え、繁殖できたら」と期待している。

ウズラ

以前、朝霧高原一帯には、毎年北海道や本州北部の地方で繁殖したウズラが、秋風と共に多数の群をつくり、冬鳥として渡って来ていた。また、この地域には留鳥のウズラもいた。昭和20年以後全国的な草原の開発により、本州北部の繁殖地を失ったウズラは減少し、冬鳥の渡来は消え、留鳥のウズラだけが朝霧高原に細々存続し、現在に至っている。ウズラは、体長20cmで、ボールの様に丸い体形は、やさしく可憐である。羽数が多かったころ、ススキの穂先を3羽5羽と見え隠れ飛ぶ様は、何とも富士山麓の秋に相応しかった。ススキの草原減少と、狩猟鳥のため数が少なくなり、今はなかなか見られない。朝霧高原の留鳥のウズラを、絶滅の前に特殊鳥類として保護し、同じこの山麓を繁殖の南限とするノビタキ、オオジシギなどと共に、朝霧高原の自然の中で、未来のために残し、保護してやりたい。

む す び

今回の野生鳥類調査は、富士宮市域の6箇所が生息状況調査を行った。さらに富士山麓では、種類別垂直分布を調べ、朝霧高原地域については、種別・年別生息状況推移について調査を実施した。調査期間、調査方法などの制約から、基礎的な調査にとどまったが、調査地域の野生鳥類の目録作製は、初めての試みであり、未完成ではあるが、意義を感じている。

今後、引き続き未完の部分調査することにより資料の充実を図りたい。

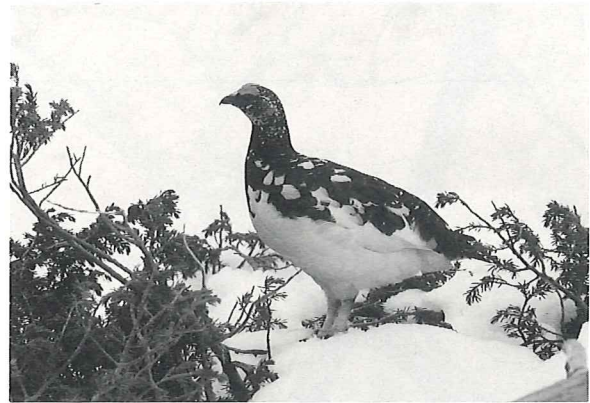


写真6 初夏のライチョウ

富士宮市域鳥類目録 (1985. 12)

科名	和名・学名	羽数				調査地域						生態						
		稀	少	普	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅間大社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷	
カイツブリ科	カイツブリ <i>Podiceps ruficollis</i> PALLAS		○						○								○	
	ミミカイツブリ <i>Podiceps auritus</i> LINNAEUS	○							○									○
サギ科	ゴイサギ <i>Nycticorax nycticorax</i> LINNAEUS			○						○	○	○						
	アマサギ <i>Bubulcus ibis</i> LINNAEUS		○							○								○
	コサギ <i>Egretta garzetta</i> LINNAEUS		○						○	○	○	○						
	アオサギ <i>Ardea cinerea</i> LINNAEUS		○						○		○	○						
ガンカモ科	ヒシクイ <i>Anser fabalis</i> LATHAM	○							○									○
	オオハクチョウ <i>Cygnus cygnus</i> LINNAEUS	○							○									○
	オシドリ <i>Aix galericulata</i> LINNAEUS		○						○		○							○
	マガモ <i>Anas platyrhynchos</i> LINNAEUS			○					○		○							○
	カルガモ <i>Anas poecilorhyncha</i> J. R. FORSTER			○	○				○	○	○	○						
	コガモ <i>Anas crecca</i> LINNAEUS			○					○		○							○
	ヨシガモ <i>Anas falcata</i> GEORGI		○						○									○
	ヒドリカモ <i>Anas penelope</i> LINNAEUS			○					○									○
	オナガガモ <i>Anas acuta</i> LINNAEUS		○						○									○
	ハシビロガモ <i>Anas clypeata</i> LINNAEUS		○						○		○							○
	ホシハジロ <i>Aythya ferina</i> LINNAEUS		○						○									○
	キンクロハジロ <i>Aythya fuligula</i> LINNAEUS		○						○									○
	スズガモ <i>Aythya marila</i> LINNAEUS		○						○									○
	ホオジロガモ <i>Bucephala clangula</i> LINNAEUS	○									○							○
	カワアイサ <i>Mergus merganser</i> LINNAEUS		○						○									○
ワシタカ科	ハチクマ <i>Pernis apivorus</i> LINNAEUS	○					○										○	
	トビ <i>Milvus migrans</i> BODDAERT			○		○	○		○	○	○	○						
	オオタカ <i>Accipiter gentilis</i> LINNAEUS		○			○	○		○			○						
	ツミ <i>Accipiter gularis</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○			○			○	○	○	○						

科名	和名・学名	羽数				調査地域						生態					
		稀	少	普	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅間大社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷
	ハイタカ <i>Accipiter nisus</i> LINNAEUS	○				○	○		○		○						
	ノスリ <i>Buteo buteo</i> LINNAEUS	○				○	○		○		○						
	サシバ <i>Butastur indicus</i> GMELIN			○	○	○	○						○				○
ハヤブサ科	ハヤブサ <i>Falco peregrinus</i> TUNSTALL	○				○	○				○						○
	チョウゲンボウ <i>Falco tinnunculus</i> LINNAEUS		○							○	○						○
キジ科	ウズラ <i>Coturnix coturnix</i> LINNAEUS	○				○							○				
	コジュケイ <i>Bambusicola thoracica</i> TEMMINCK		○			○	○		○	○	○		○				
	ヤマドリ <i>Phasianus soemmerringii</i> TEMMINCK	○				○	○	○					○				
	キジ <i>Phasianus colchicus</i> LINNAEUS		○			○	○		○	○			○				
クイナ科	バン <i>Gallinula chloropus</i> LINNAEUS	○							○				○				
チドリ科	コチドリ <i>Charadrius dubius</i> SCOPOLI		○						○	○	○		○				
	シロチドリ <i>Charadrius alexandrinus</i> LINNAEUS		○						○	○			○				
	ムナグロ <i>Pluvialis dominica</i> MÜLLER	○			○												○
	タゲリ <i>Vanellus vanellus</i> LINNAEUS	○							○								○
シギ科	タカブシギ <i>Tringa glareola</i> LINNAEUS	○								○							○
	イソシギ <i>Tringa hypoleucos</i> LINNAEUS		○						○	○	○		○				
	ヤマシギ <i>Scolopax rusticola</i> LINNAEUS	○			○						○		○				
	タシギ <i>Gallinago gallinago</i> LINNAEUS		○						○	○							○
	オオジシギ <i>Gallinago hardwickii</i> GRAY	○			○				○				○				
カモメ科	ユリカモメ <i>Larus ribidundus</i> LINNAEUS		○						○	○							○
	コアジサシ <i>Sterna albifrons</i> PALLAS	○							○				○				

科名	和名・学名	羽数			調査地域						生態					
		稀	少	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	淡路大社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷
ハト科	キジバト <i>Streptopelia orientalis</i> LATHAM		○		○	○		○	○	○	○					
	アオバト <i>Sphenurus sieboldii</i> TEMMINCK		○		○	○		○			○					
ホトトギス科	ジュウイチ <i>Cuculus fugax</i> GOULD		○		○	○	○	○	○			○				
	カッコウ <i>Cuculus canorus</i> LINNAEUS			○	○	○		○	○	○		○				
	ツツドリ <i>Cuculus saturatus</i> BLYTH		○		○	○			○			○				
	ホトトギス <i>Cuculus poliocephalus</i> LATHAM			○	○	○		○		○		○				
フクロウ科	トラフズク <i>Asio otus</i> LINNAEUS		○				○								○	
	コノハズク <i>Otus scops</i> LINNAEUS		○				○					○				
	アオバズク <i>Ninox scutulata</i> RAFFLES			○	○			○	○	○		○				
	フクロウ <i>Strix wulensis</i> PALLAS		○				○			○	○					
ヨタカ科	ヨタカ <i>Caprimulgus indicus</i> LATHAM			○	○	○		○				○				
アマツバメ科	ハリオアマツバメ <i>Chaetura caudacuta</i> LATHAM		○		○	○	○	○				○				
	ヒメアマツバメ <i>Apus affinis</i> J. E. GRAY			○				○	○	○	○					
	アマツバメ <i>Apus pacificus</i> LATHAM			○	○	○	○	○	○	○	○					
カワセミ科	ヤマセミ <i>Ceryle lugubris</i> TEMMINCK		○					○		○	○					
	カワセミ <i>Alcedo atthis</i> LINNAEUS			○				○	○	○	○					
キツキ科	アオゲラ <i>Picus awokera</i> TEMMINCK		○		○	○			○		○					
	アカゲラ <i>Dendrocopos major</i> LINNAEUS		○		○	○		○		○	○					
	オオアカゲラ <i>Dendrocopos leucotos</i> BECHSTEIN		○					○			○					
	コゲラ <i>Dendrocopos kizuki</i> TEMMINCK			○	○	○		○		○	○					
ヒバリ科	ヒバリ <i>Alauda arvensis</i> LINNAEUS		○		○					○	○					

科名	和名・学名	羽数			調査地域						生態					
		稀	少	普通	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅間神社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷
ツバメ科	ツバメ <i>Hirundo rustica</i> LINNAEUS		○	○			○	○	○		○					
	コシアカツバメ <i>Hirundo daurica</i> LINNAEUS	○							○		○					
	イワツバメ <i>Delichon urbica</i> LINNAEUS		○	○		○	○	○	○		○					
セキレイ科	キセキレイ <i>Motacilla cinerea</i> TUNSTALL		○	○	○		○	○	○		○					
	ハクセキレイ <i>Motacilla alba</i> LINNAEUS		○				○	○	○		○					
	セグロセキレイ <i>Motacilla grandis</i> SHARPE		○				○	○	○		○					
	ビンズイ <i>Anthus hodgsoni</i> RICHMOND		○			○	○		○				○			
	タヒバリ <i>Anthus spinoletta</i> LINNAEUS	○							○	○				○		
サンショウクイ科	サンショウクイ <i>Pericrocotus divaricatus</i> RAFFLES	○			○	○		○		○		○				
ヒヨドリ科	ヒヨドリ <i>Hypsipetes amaurotis</i> TEMMINCK		○	○	○		○	○	○		○					
モズ科	チゴモズ <i>Lanius tigrinus</i> DRAPIEZ	○			○		○					○				
	モズ <i>Lanius bucephalus</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○	○	○		○	○	○		○					
	アカモズ <i>Lanius cristatus</i> LINNAEUS		○	○	○		○	○	○		○					
レンジャク科	キレンジャク <i>Bombycilla garrulus</i> LINNAEUS	○	○						○							○
	ヒレンジャク <i>Bombycilla japonica</i> SIEBOLD	○			○	○		○	○							○
カワガラス科	カワガラス <i>Cinclus pallasii</i> TEMMINCK		○					○		○	○					
ミソサザイ科	ミソサザイ <i>Troglodytes troglodytes</i> LINNAEUS		○	○	○	○	○	○		○			○			
イワヒバリ科	イワヒバリ <i>Prunella collaris</i> SCOPOLI		○				○						○			
	カヤクグリ <i>Prunella rubida</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○		○	○		○					○			

科名	和名・学名	羽数			調査地域							生態				
		稀	少	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅間大社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷
ヒタキ科 ツグミ亜科	コマドリ <i>Erithacus akahige</i> TEMMINCK		○		○	○						○				
	ノゴマ <i>Erithacus calliope</i> PALLAS	○							○							○
	コルリ <i>Erithacus cyana</i> PALLAS			○	○	○	○	○				○				
	ルリビタキ <i>Tarsiger cyanurus</i> PALLAS			○	○	○	○	○	○	○			○			
	ジョウビタキ <i>Phoenicurus aureus</i> PALLAS			○	○	○		○	○	○					○	
	ノビタキ <i>Saxicola torquata</i> LINNAEUS		○		○							○				
	イソヒヨドリ <i>Monticola solitarius</i> LINNAEUS		○						○	○	○					
	マミジロ <i>Turdus sibiricus</i> PALLAS		○		○	○		○				○				
	トラツグミ <i>Turdus dauma</i> LATHAM			○	○	○		○				○				
	クロツグミ <i>Turdus cardis</i> TEMMINCK		○		○	○		○	○	○		○				
	アカハラ <i>Turdus chrysolaus</i> TEMMINCK			○	○	○	○	○		○		○				
	アカコッコ <i>Turdus celaenops</i> STEJNEGER	○				○										○
	シロハラ <i>Turdus pallidus</i> GMELIN		○			○			○	○					○	
	ツグミ <i>Turdus naumanni</i> TEMMINCK			○	○	○		○	○	○					○	
ウグイス亜科	ヤブサメ <i>Cettia squameiceps</i> SWINHOE			○	○	○		○		○		○				
	ウグイス <i>Cettia diphone</i> KITTLITZ			○	○	○	○	○	○	○		○	○			
	コヨシキリ <i>Acrocephalus bistrigiceps</i> SWINHOE		○		○							○				
	オオヨシキリ <i>Acrocephalus arundinaceus</i> LINNAEUS		○		○					○		○				
	メボソムシクイ <i>Phylloscopus borealis</i> BLASIUS			○		○	○	○	○			○				
	エゾムシクイ <i>Phylloscopus tenellipes</i> SWINHOE		○			○		○				○				
	センダイムシクイ <i>Phylloscopus occipitalis</i> BLYTH			○	○	○		○	○	○		○				
	ククイタダキ <i>Regulus regulus</i> LINNAEUS		○			○	○	○					○			
	セッカ <i>Cisticola juncidis</i> RAFINESQUE		○		○				○	○	○					
ヒタキ亜科	キビタキ <i>Ficedula narcissina</i> TEMMINCK		○			○			○			○				
	オオルリ <i>Cyanoptila cyanomelana</i> TEMMINCK		○			○		○				○				
	サメビタキ <i>Muscicapa sibirica</i> GMELIN		○				○	○				○				

科名	和名・学名	羽数			調査地域						生態					
		稀	少	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅間大社	白尾山	留	夏	漂	冬	旅	迷
ヒタキ亜科	コサメビタキ <i>Muscicapa latirostris</i> RAFFLES	○				○						○				
カササギヒタキ亜科	サンコウチョウ <i>Terpsiphone atrocaudata</i> EYTON	○						○				○				
エナガ科	エナガ <i>Aegithalos caudatus</i> LINNAEUS		○		○	○	○	○	○	○	○					
シジュウカラ科	コガラ <i>Parus montanus</i> BALDENSTEIN		○			○	○					○				
	ヒガラ <i>Parus ater</i> LINNAEUS		○		○	○	○	○	○	○	○	○				
	ヤマガラ <i>Parus varius</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○		○	○		○	○	○	○	○				
	シジュウカラ <i>Parus major</i> LINNAEUS		○		○	○	○	○	○	○	○	○				
ゴジュウカラ科	ゴジュウカラ <i>Sitta europaea</i> LINNAEUS		○			○		○				○				
キバシリ科	キバシリ <i>Certhia familiaris</i> LINNAEUS	○				○						○				
メジロ科	メジロ <i>Zosterops japonica</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○		○	○		○	○	○			○			
ホオジロ科	ホオジロ <i>Emberiza cioides</i> BRANDT		○		○	○		○		○	○					
	ホオアカ <i>Emberiza fucata</i> PALLAS		○		○			○				○				
	カシラダカ <i>Emberiza rustica</i> PALLAS		○		○	○		○	○	○				○		
	ミヤマホオジロ <i>Emberiza elegans</i> TEMMINCK	○				○		○						○		
	ノジコ <i>Emberiza sulphurata</i> TEMMINCK & SCHLEGEL	○			○			○				○				
	アオジ <i>Emberiza spodocephala</i> PALLAS		○		○	○		○	○	○			○			
	クロジ <i>Emberiza variabilis</i> TEMMINCK	○						○						○		
	ユキホオジロ <i>Plectrophenax nivalis</i> LINNAEUS	○						○								○
アトリ科	アトリ <i>Fringilla montifringilla</i> LINNAEUS	○			○			○						○		
	カワラヒワ <i>Carduelis sinica</i> LINNAEUS		○		○	○		○	○	○	○					
	マヒワ <i>Carduelis spinus</i> LINNAEUS		○		○	○		○						○		

科名	和名・学名	羽数			調査地域						生態			
		稀	少	多	朝霧	二合目	五合目	田貫湖	浅南大社	白尾山	留夏	漂冬	旅迷	
アトリ科	ハギマシコ <i>Leucosticte arctoa</i> PALLAS	○			○								○	
	ベニマシコ <i>Uragus sibiricus</i> PALLAS	○			○	○	○						○	
	ウソ <i>Pyrrhula pyrrhula</i> LINNAEUS	○			○	○	○	○				○		
	イカル <i>Eophona personata</i> TEMMINCK & SCHLEGEL		○		○	○	○	○	○	○	○			
	シメ <i>Coccothraustes coccothraustes</i> LINNAEUS	○			○			○					○	
ハタオリドリ科	スズメ <i>Passer montanus</i> LINNAEUS		○		○			○	○	○	○			
ムクドリ科	コムクドリ <i>Sturnus philippensis</i> FORSTER	○			○			○			○			
	ムクドリ <i>Sturnus cineraceus</i> TEMMINCK		○		○			○	○	○	○			
カラス科	カケス <i>Garrulus glandarius</i> LINNAEUS		○		○	○		○		○	○			
	オナガ <i>Cyanopica cyana</i> PALLAS		○		○			○	○	○	○			
	ホシガラス <i>Nucifraga caryocatactes</i> LINNAEUS	○			○	○					○			
	ハシボソガラス <i>Corvus corone</i> LINNAEUS		○		○	○	○	○	○	○	○			
	ハシブトガラス <i>Corvus macrorhynchos</i> WAGLER		○		○	○	○	○	○	○	○			

提 言



写真7：浅間大社のシジュウカラ

野生の鳥類には国境はない。それゆえ、世界の国々は、共通する渡り鳥や、絶滅の恐れのある鳥類及びその生息環境を保護するため、国際自然保護連合（IUCN）の結成、ワシントン条約の締結などによって、境界を知らない渡り鳥の平等な取り扱いを定め、何よりも優先して、行き来する鳥とその環境を守ることを約束している。

この度の野鳥生息調査は、その点誠に当を得た調査と思われる。この調査で明らかのように、富士宮市域には多くの野鳥が生息していることが確認された。この多くの野鳥を、その生息環境と共に適正に保護・維持していくために、次のことを提言する。

1 富士山二合目・五合目地域

日本を象徴する富士山の、山頂より西南麓を市域とする富士宮市に対し、世界の人々が期待するのは、山と麓の悠久の自然環境保全である。また、市民のほとんどが、富士山からの湧水により生活していることを思う時、その水源の涵養と水質の保全をはじめ、保水・防災のためにも、次の事項は緊急である。

- (1) 全ての落葉樹林の伐採は直ちに禁止し、根張の良い落葉樹で将来大樹になる木を、種子から増殖して市民の手で植え、昔の自然の姿に戻されたい。

- (2) 樹林の中の野溪には、山の保水も考慮した鳥獣用の貯水場を環境に合わせて計画し、設置されたい。

- (3) 植林地帯の急傾斜地は、伐採植替時には落葉樹との混植林とし、沢や野溪の両岸は落葉樹林で守り、山麓を横断する道路については、南側は落葉樹林帯として冬季の路面凍結を防止し、併せて雨水の流出防止を図られたい。

- (4) 補植する樹木の選択については、現在ある木を主体とし、市民の要望を取り入れられたい。重要なのは、市民が作り、守る富士山と山麓である。このために協力する組織と方法を確立されたい。

2 朝霧高原地域

高原性の自然植生主体の豊かな自然環境は、富士山西麓の特徴であって、その姿は北海道草原の面影がある。本州中部でも貴重な自然の存在する地域である。そのためか、この山麓を南限とするノビタキ、オオジシギの繁殖が見られ、また、留鳥のウズラの生息地でもある。この南限の鳥たちを守り、自然と共存することは、「富士山と共に歩む」富士宮市民の願いであり、誇りとしたい。水と緑を守るためには、今以上の開発は、望ましくない。

また、国際文化都市にふさわしく、存在価値をあらしめるには、一味違う朝霧高原でありたい。そのためには、

- (1) 自然調査研究会各部門の英知を集め、ここに真の自然公園を設置されたい。

- (2) 国際的に認められる文化都市を築くために行政機関に、各部局によるプロジェクトチームを作られたい。

3 田貫湖・周辺地域

良い自然環境に恵まれているが、秋から冬に飛来するカモなどの冬鳥に対する施策が講じられていない。

浮舟式給餌台を作り給餌するならカモなどの飛来も多くなり、更に、今でも時々飛来しているヒシクイ、オオハクチョウなどが常時飛来するようになれば冬の観光に役立つ。また、天子の森キャンプ場周辺及び小田貫湿原付近の狩猟禁止指定が望まれる。

4 浅間大社・潤井川地域

広大な森を持つ大社は、富士宮市街地の中央部にあり、漂鳥、留鳥、冬鳥などが集まり、春から秋には旅鳥も見られ、渡りのコース上の自然環境が良好な地域である。従って、公園、空地、川岸、堤などには、実のなる木を植えられたい。また、大社の森に犬、猫を捨てることやウグイス、メジロなどの密猟の禁止を、行政より周知されたい。

5 明星山・白尾山地域

自然環境には恵まれているが、両地域とも頂上付近と周辺の空地に樹林が少ないので、実のなる自然樹の補植と、雨水による貯水施設を作られたい。なお、将来、観光バスが近くまで行けるバス路線を設けるなど、富士山と富士川の流れを眺める観察点とされたい。



写真8：冬のメジロ

参 考 文 献

- 1 黒田長久(1982)： 鳥類生態学 出版化学総合研究所
- 2 高野伸二(1982)： フィールドガイドブック (財)日本野鳥の会
- 3 中村 司(1985)： 富士の鳥(富士の鳥相) 保育社
- 4 清棲保之(1978)： 日本鳥類大図鑑 講談社
- 5 流石欽一(1972)： 富士を守る 二十一日会

魚 類

神 田 幸 作
山 本 満

はじめに

豊かな緑ときれいな空気，そして清冽な水，これがわが郷土富士宮市の誇りである。当市を訪れた人々が、「富士宮は清潔な町だ。」と言っているのを耳にする。それは、水がきれいだからである。しかし、一見自然がそのまま残っているように見える湧玉池にしても、ホタルが消えて久しく、この美しい自然も次第に蝕まれつつある。

水の町富士宮を代表する河川に、芝川（芝川・富士川水系）と、潤井川（潤井川水系）がある。芝川は、富士養鱒場（猪之頭地区）内を基点に、芝川町地先の富士川に注ぐ延長 22.5 km の一級河川である。芝川の清冽な水は、当市の飲料水の大部分を賄い、貴重な水源であるとともに、養鱒、発電、観光、かんがい用水として広く利用されている。また、清冽な水だけにしか棲まないカワマス、ヤマメ、イワナ、アマゴ、カジカ等の貴重な魚類の資源にも恵まれていたが、年々河川への汚水流入、護岸工事、水量の減少、釣人口の増加、ニジマスの放流等により、自然魚の絶対量が急激に減少し、カワマス、イワナ等は殆どその魚影を見ることができなくなった。

一方、潤井川は、上井出地先を基点に市街地南部を経て、富士市の田子の浦港に注ぐ延長約 26 km の一級河川である。その内、富士宮市域分は、約 16 km に及んでいる。基点は、渇水状態であり、基点より約 2 km ほど下流で生活排水、農業用水が流入するが、水量は少ない。青木の境橋付近で、芝川より取水した青木発電所用水が日量約 95,000 m³流入して、河川の形態をなしている。その後、下川、清水川、方辺川、神田川、弓沢川などの各支流が流入し、水量を増している。潤井川は、芝川と比べて、汚染が激しく、そこに棲む魚類は、(泉町の滝戸橋を中心とし、上流は大中里の福伝橋、下流は野中橋に至る約 2 km において) 僅かではあるが、ニジマス、アブラハヤの確認がなされた。ま

た、尾びれ等の変形、眼球の異常及び絶体量の少ないことから、釣人は殆ど見受けられない。

特に、昭和 54 年の台風 20 号以後、個体数が著しく減少し、異常魚も増加してきている。

1 調査地域と調査方法

調査地点として、猪之頭、横手沢、精進川、滝戸橋、田貫湖、白土の池（よしま池）の 6 箇所を設定（別表参照）し、釣人の多く集まる時間に出かけ、その釣果を観察し確認した。また、ポイントごとに集まる特定の釣人に、図 1（富士宮市域河川にいる魚類の知らせ）の記録を依頼し、その記録を参考にしながら生息状態の把握に努めた。

富士宮市域河川にいる魚類の知らせ			
住所:			
氏名:			
見つけた河川名			
見つけた魚名	大 き き 長 さ ・ ほ ぼ	見つけた期日	備考 (特徴, 数など)
1			
2			
3			
4			
5			
市域魚影が少なくなっていると思われる原因をお聞かせ下さい。			
その他お気づきの点がありましたら、お知らせ下さい。			
富士宮市 企画財政課 富士宮市域自然調査研究会 (代表) 富士宮市内野 912 の 6 神田 幸作 (TEL 0544-54-1386)			

図 1 調査に使用した記録用紙

2 調査結果

(1) 芝川水系

猪之頭、横手沢、精進川は水の透明度も高く、水量も多いため各種多数の魚影を見ることが出来る。しかし、ニジマスやアマゴは放流ものが多い現状から、自然魚と区別することは困難である。その様な状況で自然魚として清流に棲み、汚濁されていない底に産卵をする河川型カジカの確認がなされ、芝川の清冽さが証明された。

(2) 潤井川水系

本流の護岸工事が進む中で、毎年の台風時期には増水し、多量の土石を含む水が流れるため、魚類も下流へ流されている現状である。僅かに残った魚も小河川流入口の水草付近や、よどみにしか確認出来なかった。さらに、各家庭排水、小工場排水、養鱒場からの排水及び水量の激減などの影響も加わって、年々魚類のその確認が減少してきている。かつては、ウナギのその上も見られたが、近年その確認はなされない。

昭和60年には、黒田小学校の生徒により一匹の大ウナギが捕獲され話題になり、その後、潤井川水系の小河川でウナギの捕獲があったが、その上は考えられないことから、何年か以前に養鱒場で放流した多量のウナギ（フランス産）が入り込んだものと思われる。他には透明度を保っている小河川上流部のいたる所で、数こそ少ないが、モクズガニ生息の確認がなされた。

(3) 湖 沼

人造湖である田貫湖の魚類の状態は、放流もののヘラブナと、釣愛好家が放流したブラックバスの他には、過去の田貫湖魚類群（コイ、マブナ、アブラハヤ、オイカワ、ワカサギ、モツゴ、ドジョウ）と、ほぼ変化がない。このヘラブナ、ブラックバスの放流と釣人の急増は、他の魚類にも、年々影響が出ている。さらに昭和60年の水門工事による湖水の激減もあって、自然回復までに時間がかかるものの一つにあげることができる。

白土の池（よしま池）は湧水であり、湧玉池に匹敵する透明度の高さと、水温の低さを保っている。魚類の産卵に対する水温の低さはあるが、魚類の生息には問題はない。しかし、その小さな池の中にも、淀みの所にカナダモ等による泥炭部（水草が埋まって出来たもの）があり、僅かながら池の汚濁を示していた。

その他半径20m以上の用水池にまで調査の足を延ばしたが、それぞれの用水池には魚の放流がなされ、自然魚は確認できなかつた。これらの池には、ヘラブ

ナ、マブナをはじめとし、タナゴ、アブラハヤ、ヒメダカ、モロコ、ブラックバス、キンギョ、コイ、ドジョウ、モエビ、他に冬季のワカサギの生息確認がなされるなど、まだまだ魚類の棲むことの出来る自然が残されている環境であることも分かる。

全体を通し、かつては田への取り入れ水や、幅50cm位の小川にも非常に多種多数の魚類を見ることができた富士宮市域であったが、近年一種類の魚を探すのにも、そのポイントを考えなければならぬ時代となりつつあることに、今後の課題を見ることができる。

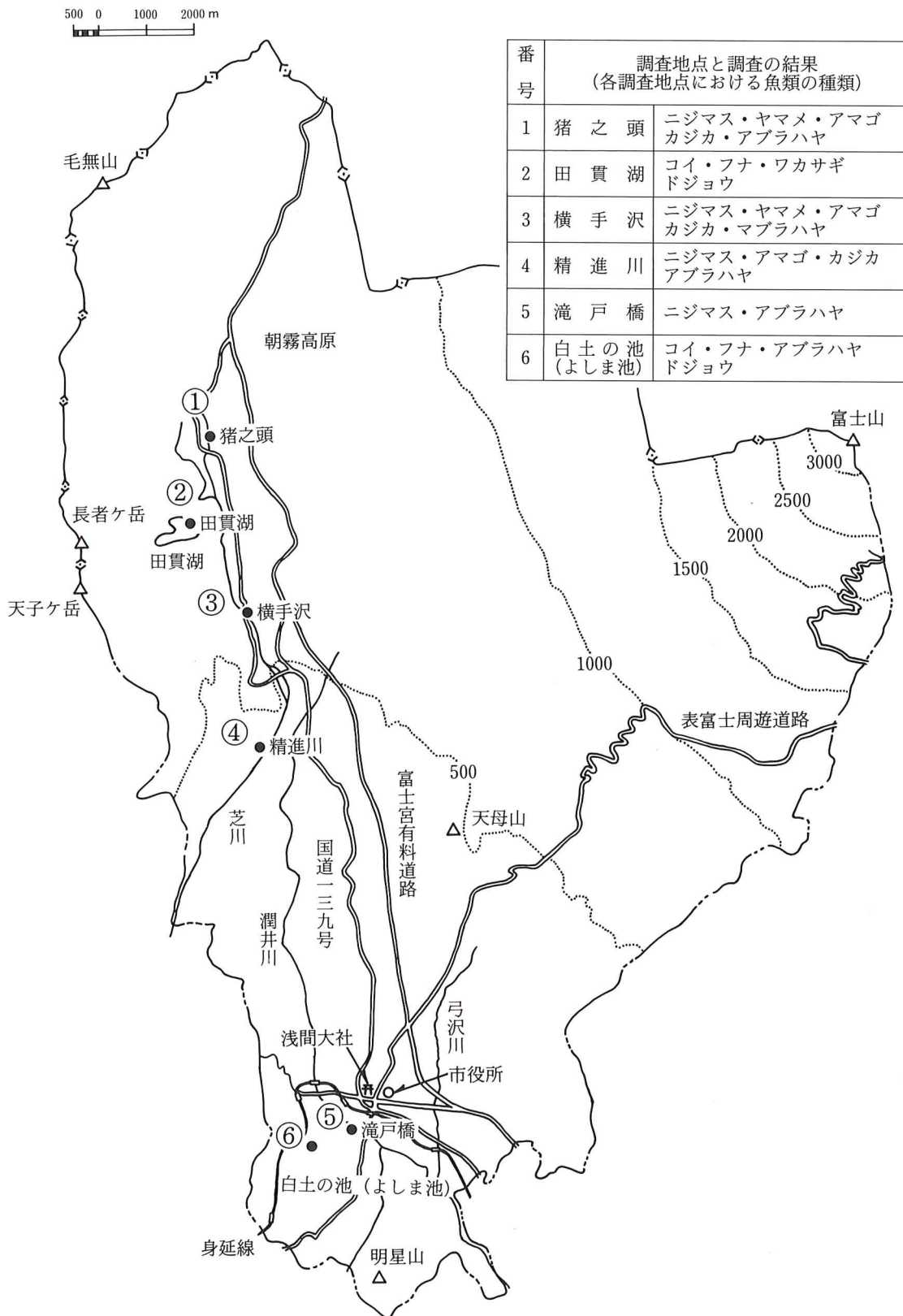
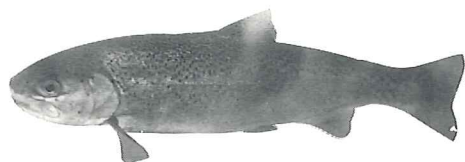


図2：調査地点と調査の結果

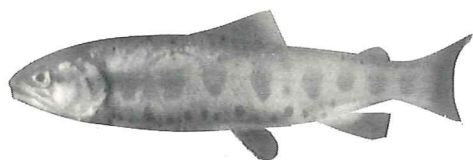
3 市域に生息する魚類

ニジマス (サケ科) *Salmo gairdneri* RICHARDSON



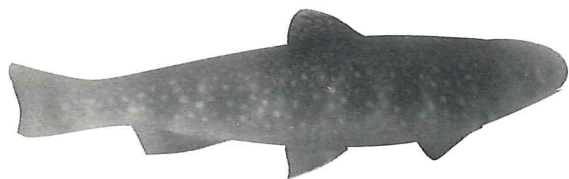
全長 18 cm～60 cm, 天然の分布域は, カムチャッカ, アラスカ, カナダ, アメリカ合衆国, メキシコ。日本には, 1877 年以後移入され, 各地の養殖場や自然環境でも繁殖している。釣の対象魚として各河川に放流され, 富士宮市域のいたる所で確認できる。

ヤマメ (サケ科) *Oncorhynchus masou* (BREVORT)



陸封型全長 12 cm～30 cm, 降海型全長 40 cm～60 cm。北海道, 東北, 北陸では, 雌の大部分と雄の一部が降海し, サクラマスとなる。近畿以西では, 降海せず河川で一生涯を終える。市域においては, 猪之頭, 横手沢, 精進川で確認できる。

カワマス (サケ科) *Salvelinus fontinalis* (MITCHILL)



全長 20 cm～45 cm。栃木県日光湯の湖・湯の川, 長野県上高地明神池・梓川で繁殖している。原産はカナダ, アメリカ合衆国東部, 日本ではすべて陸封型だが, 原産地では, 降海するものもある。産卵は 11 月～12 月にかけて行われる。富士宮市域では, 猪之頭で確認された。

アマゴ (サケ科)

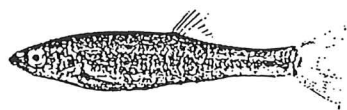
Oncorhynchus rhodurus JORDAN et MCGREGOR



陸封型は, 全長 12 cm～30 cm。降海型は, 全長 27 cm～30 cm。酒匂川以西の本州太平洋, 四国全域, 九州の瀬戸内海側に分布。諏訪湖, 瀬戸内海伊勢湾などに降下するものもいて, カワマス, ヤマトマスなどと呼ばれる。市域では各河川に放流されているものの繁殖率は, 悪くその個体数は少ない。猪之頭, 横手沢, 精進川で確認される。

アブラハヤ コイ科

Moroco steindachneri (SAUVAGE)



全長 5 cm～15 cm, 青森県から琵琶湖にかけて分布。川の上流域で比較的流れの緩やかな所や, 山間部にある池や沼にいて, 流下昆虫, 水生昆虫, 付着藻類などを食べている。産卵期は 4 月～7 月。富士宮市域では, 魚類の住むすべての河川, 湖沼に分布していた。

カジカ (カジカ科) *Cottus japonicus* WATANABE

河川の上流を棲息場所にして, 一生を川だけで生活する河川型と, 中流から下流に棲息して稚魚はいったん海にまで下がる両側型, それに琵琶湖に産する湖沼型とがいる。市域では, 芝川で確認できる。尾びれの形が異なるカジカを見ることができた。

コイ (コイ科) *Cyprinus carpio* LINNAEUS

全長 25 cm～60 cm。日本全国, アジア, ヨーロッパの温帯, 亜熱帯, さらに北アメリカにも移され野生化している。湖, 池や沼, 河川の大きな淵など比較的流

れの緩やかな所を好む。雑食性。富士宮市域では、田貫湖、白土の池をはじめとし、半径 20 m 程度の小湖水には確認できた。

フナ (コイ科) *Carassius auratus* (LINNAEUS)

キンブナ全長 8 cm~15 cm。ニゴロブナ全長 25 cm~40 cm。ヘラブナ全長 20 cm~40 cm。マブナ全長 10 cm~25 cm。日本全国、アジア大陸東部に広く分布。河川の中流域から汽水域にかけて、湖、池や沼の泥底を好んで生息する。市域では、田貫湖、白土の池に見られる。

ドジョウ (ドジョウ科)

Misgurnus anguillicaudatus (CANTOR)

全長 10 cm~15 cm。日本全国、さらに台湾、朝鮮、アジア大陸東側に分布、泥底にいて、底生藻類や有機物、底生動物などを食べている。富士宮市域では、田貫湖、白土の池に確認できた。

ワカサギ (キュウリウオ科)

Hypomesus transpacificus nipponensis McALLISTER

全長 6 cm~13 cm。天然分布は、千葉県以北の太平洋側、島根県以北の日本海側及び北海道。現在は、人工受精した卵を各地の湖沼に移して、繁殖に成功している。餌は動物性プランクトン。産卵期は、1月~5月で、北に行くにしたがって遅くなる。産卵は主に夜間で、川では水深 20 cm~30 cm の砂礫底であるが、湖岸で行われることもある。ふ化すると同時に海または湖に流下して、しばらくは沼岸付近でワムシや藻類を食べて生活している。

む す び

富士山麓が大きく開発され、生態系や地形に大きな影響を与えた。そのため、台風時などの集中豪雨時には、鉄砲水が押し寄せ護岸工事でトイのようになった



写真 1 : 昭和 60 年 6 月、豪雨で増水した内野中橋より下流の状況



写真 2 : 昭和 60 年 7 月、写真 1 と同じ場所、普段は殆ど水がなく魚類は住めない。

河川では、岸辺の草むらなどの避難場所を失ったマス、アマゴ、カジカ、アブラハヤ等は一気に下流に流され、絶対量減少の最大原因となっている。

また、他の原因として発電所の用水利用のため、水量が少ない所が多く、そこでの魚類の許容量が少数になっていることが考えられる。その上、釣シーズンになると、主としてニジマスを放流しているが、ニジマスは共食いや、他のヤマメ、アマゴ、アブラハヤ等を捕食するため、自然魚は激減している。そのような状況の中でも、水量の多い井之頭小学校裏や、横手沢のように一年中水量が平均して多い所は魚種も多く、個体数も多いので、休漁区に指定し、保護と増殖をはかるべきである。一方、田貫湖はコイ、ヘラブナ、ワカサギ等年々釣人が多くなり、コイ、ヘラブナの個体数は年々減少している。5月上旬の繁殖期に群を作り、

湖水西奥の群生するアシの中で産卵がおこなわれるので、この一帯を禁漁区に指定し、増殖をはかる必要がある。地元の人達は、産卵シーズンに木の枝を投入して産卵を助けて来たが、最近そのような人はいなくなった。

湖底に水草がほとんどない田貫湖は、魚のかくれ場がなく、餌も少ない。その上、最近釣人によってブラックバスが釣上げられた。他の魚を捕食するブラックバスが多くなると、コイ、フナ、ワカサギ等の減少は避けられなくなるので、人工的な魚巣を適所に配置し、魚種の保護と増殖をはかるべきである。

以上、富士宮市域全体を見ると、自然魚は年々その数が減少している。従って、芝川の白糸の滝上流に2箇所～3箇所休漁区域を設けて、アマゴ、ヤマメ等を増やしたい。

なお、調査については、日、時間、場所、天候等により釣果が大きく左右されるので、資料の収集が大変であった。今後さらに詳細に調査し、動物相・生態系などを一層明確にする必要がある。



写真3：井之頭小学校裏 昭和59年8月 アマゴ 体長30cm

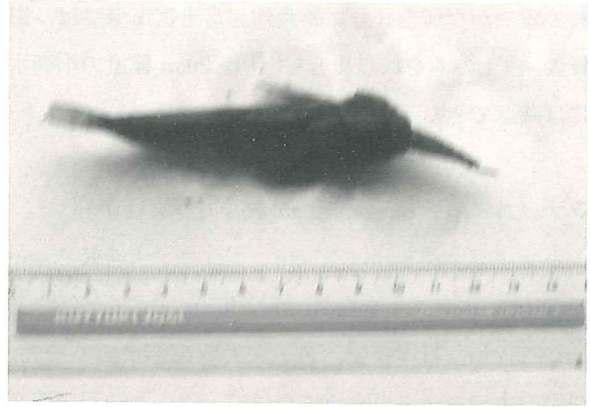


写真4：井之頭小学校裏 昭和59年8月 共食いのカジカ 体長11cm

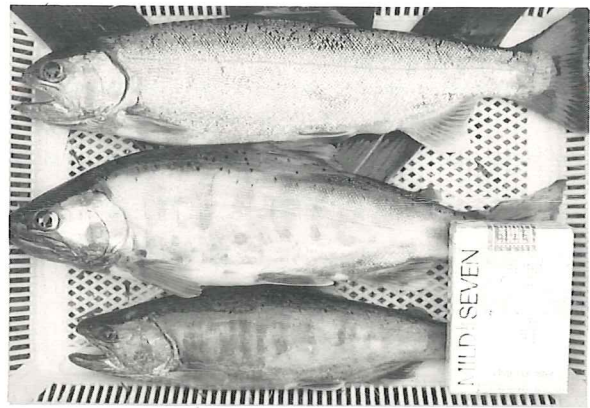


写真5：横手沢古屋ガソリンスタンド裏 昭和59年8月21日 アマゴ 体長上31.5cm 中30.5cm 下28cm

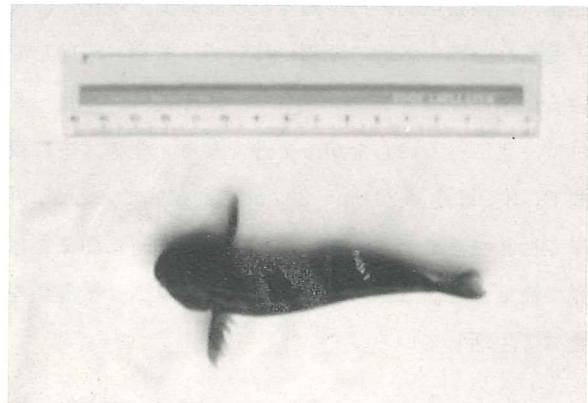


写真6：内野発電所 昭和60年7月 カジカ 体長13cm



写真7：精進川中橋の上流 昭和60年6月 カジカ
体長13cm

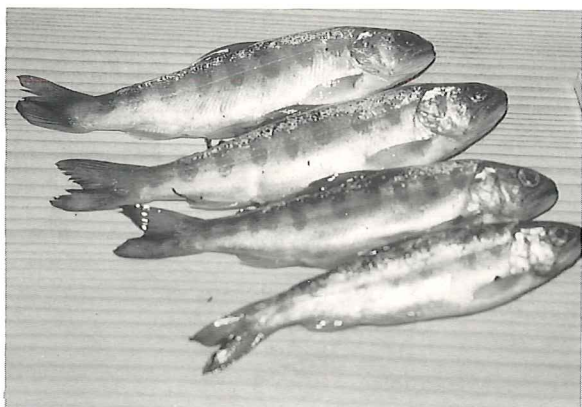


写真8：精進川中橋の上流 昭和60年8月 アマゴ
体長18cm

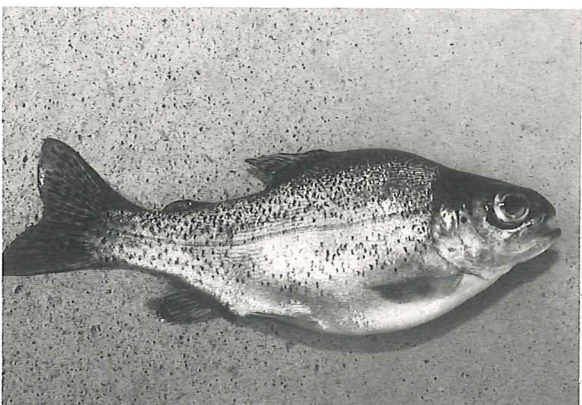


写真9：潤井川 滝戸橋付近の奇型マス
昭和61年8月

参 考 文 献

- 1 桜井淳史(1981)： 野外ハンドブック・10 魚
淡水編 山と溪谷社
- 2 富士宮市市民部市民生活課(1985)： 富士宮市の
公害 第15報 富士宮市
- 3 坂井隆彦(1982)： 静岡県の淡水魚類 静岡県
- 4 日本魚類学会(1981)： 日本産魚名大辞典 三省堂

爬 虫 類
両 生 類

鹿 倉 知 美
長 美 夫

はじめに

爬虫類・両生類の間は、形態的・生態的に考察すると、他の動物以上に自然環境に左右され易い。

本調査では、全国的に減少しつつあるモリアオガエル、ハコネサンショウウオの2種にしぼり、生息地の環境や生態に目を向け、開発との関連性を考察した。

1 調査方法

- (1) 富士宮市域に生息する爬虫類・両生類をリストアップし、その中からモリアオガエル、ハコネサンショウウオの2種を中心に調査を進めた。
- (2) 富士宮市域での爬虫類・両生類の、生息状況をできるだけ広く把握するために、市内の小中学生を対象に別紙のアンケートを依頼し、また、市内の有識者からの情報を得るようにした。
- (3) アンケートなどの結果を基に、生息状況を確認すると同時に、周囲の環境状況も調査した。
- (4) 生息分布を確認するために、地図上に生息地をプロットした。
- (5) ハコネサンショウウオの調査については、市内の研究者である山本俊朗氏の指導を受けた。

2 調査地点

- (1) モリアオガエル
 - a 大石寺五重の塔付近
 - b 大倉ダム (半野)
 - c 山宮U氏宅
 - d 杉田S氏宅
 - e 大岩S氏宅
 - f 万野風穴池田公園
 - g 大岩丸堤
 - h 天照教社
 - i 安養寺 (杉田)
 - j 小田貫湿原

- (2) ハコネサンショウウオ
 - a カトリ沢 (湯之奥林道)
 - b 白水沢 (麓)
 - c A沢 (根原)
 - d スゲノ沢 (猪之頭)

3 調査結果

- (1) 富士宮市域に生息する爬虫類・両生類

a 爬虫類

- ヤモリ *Gekko japonicus* (DUMÉRIL & BIBRON) ヤモリ科
- トカゲ *Eumeces latiscutatus* (HALLOWELL) トカゲ科
- カナヘビ *Takydromus tachydromoides* (SCHLEGEL) カナヘビ科
- シマヘビ *Elaphe quadrivirgata* (BOIÉ) ナメラ科
- ジムグリ *Elaphe conspicillata* (BOIÉ) ナメラ科
- アオダイショウ *Elaphe climacophora* (BOIÉ) ナメラ科
- ヤマカガシ *Natrix tigrina tigrina* (BOIÉ) ナメラ科
- マムシ *Agkistrodon halys blomhoffii* (BOIÉ) クサリヘビ科

b 両生類

- ハコネサンショウウオ *Onychodactylus japonicus* (HOUTTUYN) サンショウウオ科
- ヒダサンショウウオ *Hynobius kimurai* DUNN サンショウウオ科
- イモリ *Triturus pyrrhogaster* (BOIÉ) イモリ科
- ニホンヒキガエル *Bufo vulgaris japonicus* Schlegel ヒキガエル科
- ニホンアマガエル *Hyla arborea japonica* GUENTHER アマガエル科
- ウシガエル *Rana catesbeiana* SHAW アカガエル科

トノサマガエル *Rana nigromaculata* HALL-
OWELL アカガエル科

ニホンアカガエル *Rana japonica* GUENTHER
アカガエル科

ツチガエル *Rana rugosa* Schlegel
アカガエル科

ヤマアカガエル *Rana temporaria ornativentris*
WERNER アカガエル科

モリアオガエル *Rhacophorus schlegelii arborea*
(OKADA & KAWANO) アオガエル科

シュレーゲルアオガエル *Rhacophorus*
schlegelii (GUENTHER) アオガエル科

(2) 生 態

① モリアオガエル

モリアオガエルは、カエルの仲間でも非常に珍しい習性を持っている。普段は水辺から離れた林や森の木の上で生活し、産卵の時期になると水辺にやって来る。他のカエルより乾きに強いが、昼間は日陰の樹上や草陰にじっとして、雨の日や夜になると活発に動き回る。(写真1)



写真1：樹上で生活するモリアオガエル

指先には、樹上の生活に適するよう吸盤が発達し、時には、人家の軒先や窓ガラスを自由に動きまわる姿を見かける。(写真2)

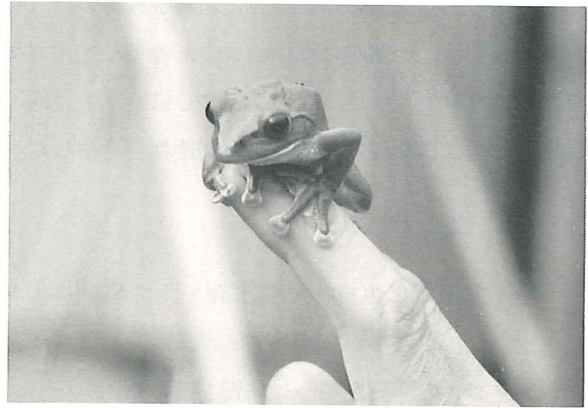


写真2：発達した吸盤

4月～6月の産卵期に入ると水辺に集まって、雄ガエルが盛んに鳴いて雌を呼ぶ。雌ガエルが水辺の木の枝に登ると、雄が雌の背中に乗り、雌が粘液を出し始めると雄が精子を出し、雌と一緒に後ろ足でかき混ぜる。白い泡の塊が出来るとその中に産卵する。(写真3)



写真3：人家の庭先に産卵した卵塊

産卵後2週間位で孵化し、その後一週間位して体長1cm～1.5cmの卵黄を抱えたオタマジャクシが、水中に次々と落下していく。(写真4)



写真4：孵化後まもない卵黄を持ったオタマジャクシ

オタマジャクシは、水中生活3週間位で後ろ足が、さらに3週間で前足が生え揃い、長い尾を持った子ガエルになって、水辺の木や草によじ登って来るようになる。それから2日～3日して尾が短くなり、そのまま陸上生活を続ける。(写真5)

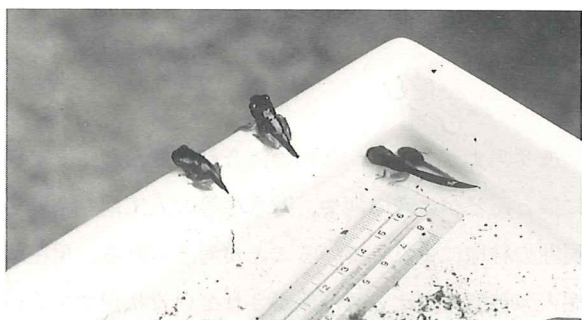


写真5：陸上生活に移るモリアオガエル

2年～3年経つと、元の池や沼に産卵のために戻って来る。

② ハコネサンショウウオ

ハコネサンショウウオは、北海道、九州を除く日本列島に広く分布しており、名前はよく知られている。標高300m～2,000mの山間溪流に生息しているが、1,000m前後に生息しているものが多いために、実際に見たことがある人は以外に少ない。

成体は、体長16cm前後、赤褐色の地に橙色の帯や斑点が見られる。また、急流にも流されないように黒い爪を持っている。

生態については、まだわかっていないことが多く、

今後の研究が待たれる。

(3) アンケート調査結果

別紙アンケート実施の結果、下記の地点で見たことがあるとの解答が得られ、その中から2の調査地点に上げた地点を調査した。

① モリアオガエル

ア 杉田

安養寺、滝ノ上不動尊、西原バス停奥の池、子安神社付近等

イ 大岩

丸堤、時田付近貯水槽、大岩牧場、弓沢川舞々木橋付近等

ウ 上井出・白糸

大倉川ダム、狩宿大橋付近、養鶏団地、霧ヶ丘別荘地、国立療養所富士病院、フジヤマ病院、赤焼貯水槽等

エ 粟倉

粟倉分校の池・プール、篠坂付近の貯水槽、村山つり堀ジャンボ、二又付近の貯水槽、富士根北小の池・プール

オ 山宮

下宮内付近の貯水槽、下蒲沢集会所の池、その他の個人宅の池、貯水槽等

カ 万野

万野団地、二番堀、万野風穴池田公園等

キ 上野

大石寺五重の塔付近、水久保貯水池等

ク 猪之頭

A沢貯水池、富士丘橋付近、井之頭中学校防火水槽等

ケ 市街地

豊町個人宅池等

② ハコネサンショウウオ

A沢、白水沢、カトリ沢、井之頭小学校付近の小沢、

陣馬の滝、佐折付近の小沢

(4) 調査地点確認結果

① モリアオガエル

調査地点 a, b では、自然環境から見て生息の可能性は十分考えられるが、今回の調査では、確認できなかった。

調査地点 c, d, e では、個人の宅地内にある池で、それぞれのお宅が温かく保護してくれているためか産卵数、個体数共に多数確認できた。池の周囲には植込みがあり、一日中日光に当たるような場所を避けた樹上に産卵してある。また、家の近くにはクヌギ林、ヒノキ林、竹林等がある。

調査地点 f でも c, d, e 地点と同様の環境条件にあり、数多くの産卵が見られた。また、洗面所周囲の排水溝の植込みにまで産卵が見られた。

調査地点 g では、数年前までは、確認できたが、今回は確認できなかった。環境条件は充分であるが、最近護岸等の改修工事が行われたことが原因と思われる。

調査地点 h では、他地点と同様の環境条件にあるが、他地点よりも水不足になり易い状況にある。畑地の片隅にある灌がい用の小さな溜池の縁の樹上にまで産卵していたが、例年見られるはずの沢筋では確認できなかった。

調査地点 i では、自然環境としては充分であるが、数年前から鯉を飼うようになって以来姿を消したとのことで確認できなかった。

調査地点 j は、池塘、周囲の林地と自然に恵まれた地点である。産卵数も数 10 個と他の地点より多く見ら

れた。しかし、産卵数の割合には、成体の姿を見かけることが少ない。これは、分布範囲が広いことと、オタマジャクシの時期に池塘内のイモリの餌になってしまう等のことが考えられる。

② ハコネサンショウウオ

調査地点 a～c では、確認できなかった。調査時期、回数、場所等に問題があったのではないかと思われる。

調査地点 d では、標高 800 m 付近で確認できた。

山本俊朗氏の調査によると、次の 5 水系で確認されている。

- ア 猪之頭 枯木沢 標高 750 m 地点
- イ 湯之奥林道の溪流 標高 750 m 地点
- ウ 猪之頭 モミジ割沢 標高 750 m 地点
- エ 麓 白水沢 標高 950 m 地点
- オ 麓 朝日沢 標高 950 m 地点

む す び

モリアオガエルは、今回の調査結果でもわかるようにほとんどが人家の池や、貯水槽等の人工池で産卵し、周囲の林地に生息していることが考えられる。現在は、個人の善意に支えられ、保護されている状況であるが、今後いつどのような事情で池が潰され、また、宅地開発等で周辺の林地が、なくなってしまうことも充分考えられる。

ハコネサンショウウオについては、今回の調査では充分確認できなかったが、水温 10°C～15°C、標高 800 m 前後の山間溪流に生息しているので、開発等による減少はまだ先の問題と言える。

提 言

生物相の変化は、環境の微妙な変化のバロメーターと言える。人々の生活を豊かにするための開発と、人々の生活に潤いを与えるための自然保護とは、相反する行為である。どちらを優先するかは大きな問題である

が、一度破壊した自然は元に戻すことが出来ない。私達の出来ることは、次の世代に引き継ぐ財産として、せめて現状維持に努力したい。

以上のことを考えると、モリアオガエルについては、万野風穴池田公園のような環境条件を持つ公的な場所が、山宮、杉田、大岩等にも整備されたならば、かなり保護できると思われる。

ハコネサンショウウオについては、道路が山奥に向かって開削されつつある昨今、マイカー等の乗入れにより一般の人々の目に触れ易くなり、一部の人々からは健康医薬として注目され、いたずらに採集される機会が多くなることも懸念される。

今後、市域開発の企画に当たっては、自然保護と言

う大きな見地に立って、考慮していただきたい。

参 考 文 献

- 1 金井郁夫 (1974) : トウキョウサンショウウオ 誠文堂新光社
- 2 富士市 (1977) : 富士市の自然 富士市
- 3 今泉吉典・岡田弥一郎 (1975) : 学研中高生図鑑 「動物」 学研
- 4 増田辰樹 (1982) : モリアオガエル あかね書房
- 5 河端政一 (1971) : 富士山総合学術調査報告書 (富士山地域の爬虫類・両生類) 富士急行KK.
- 6 内田清之助・黒田長禮・中村健児・川村智治郎 (1957) : 原色動物大図鑑 北隆館

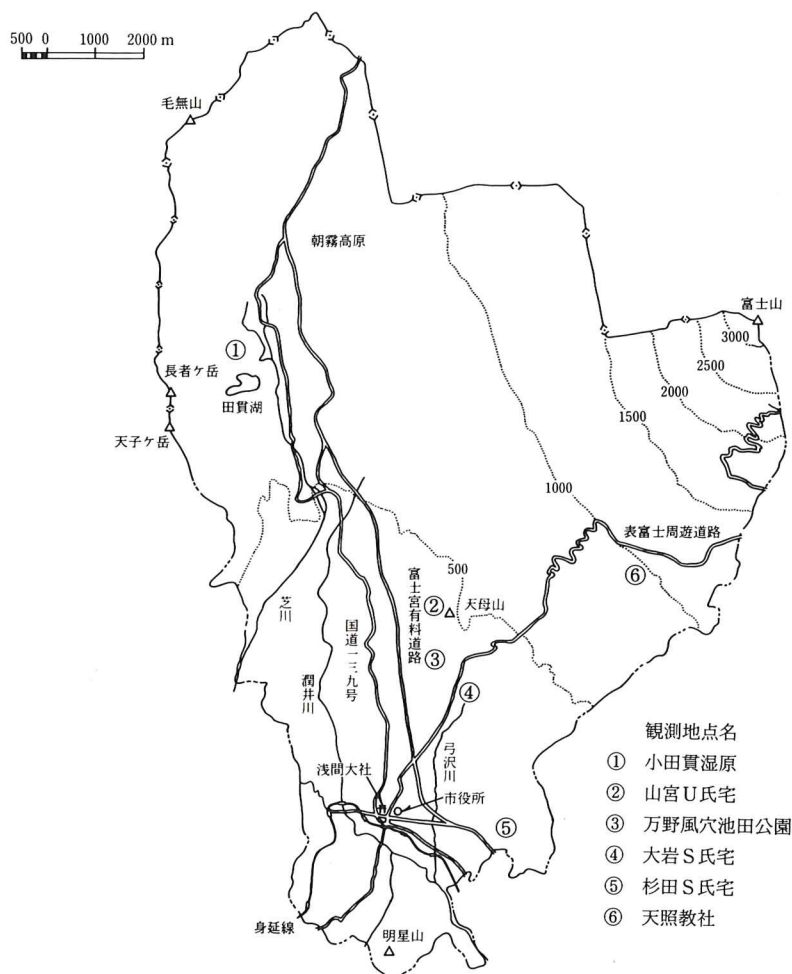


図1：モリアオガエル生息確認地点図

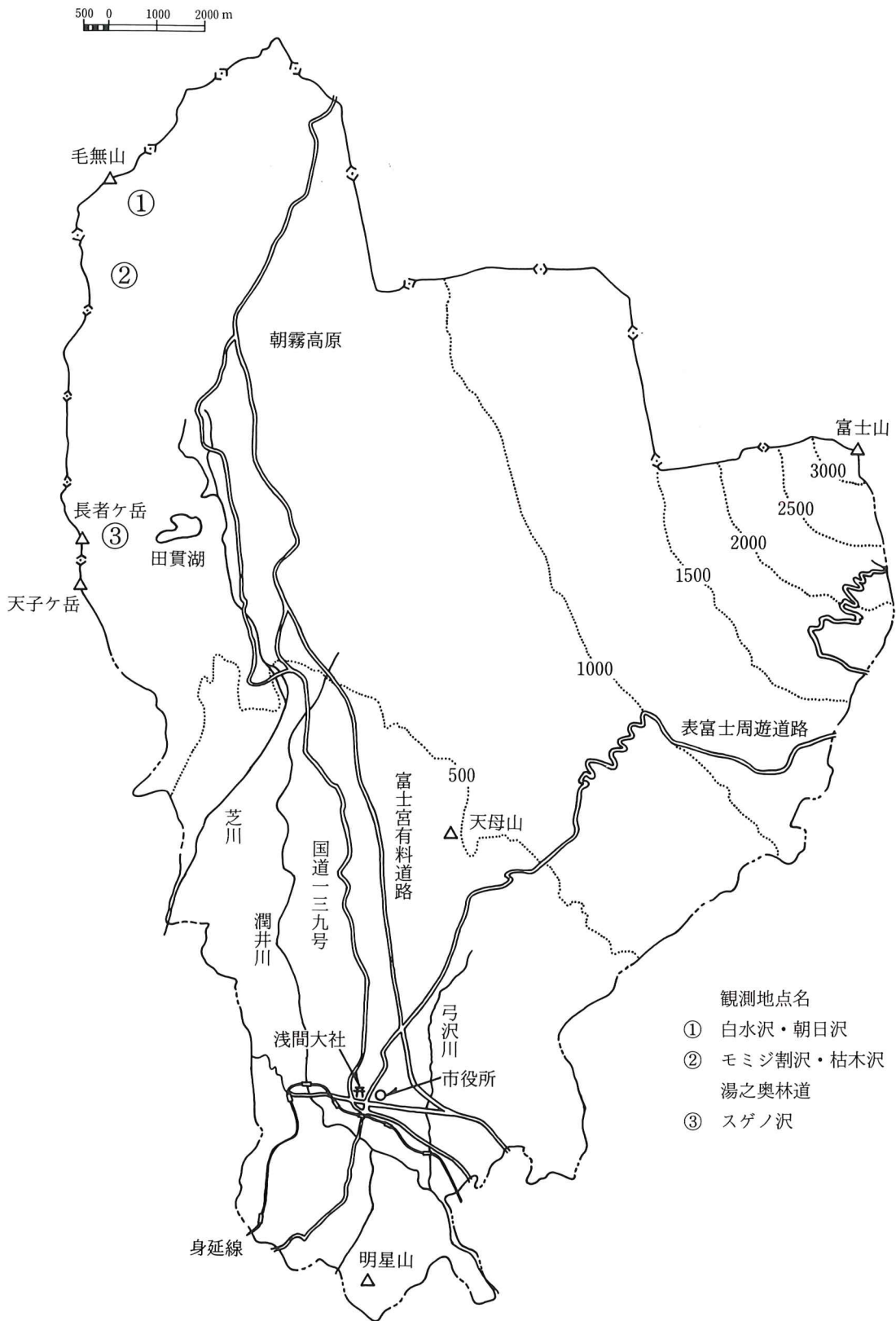


図2：ハコネサンショウウオ生息確認地点図

(資 料)

昭和 60 年 4 月 15 日

学校 理科主任様

富士宮市域自然調査会

調査責任者 日原 章 (北山中)

調査担当者 鹿倉 知美 (宮三中)

富士宮市域における自然調査協力をお願い

富士宮市では、59・60 年度の 2 カ年にわたり、富士宮市総合発展計画の一環として自然調査を実施することになりました。

その一分野として、モリアオガエル・ハコネサンショウウオ (サンショウウオ) について別紙のような調査を行い、市域の分布の概要をつかみたいと思っております。

つきましては、お忙しい時期とは思いますが、以上の趣旨を御理解いただき調査の実施をお願い致します。

記

- (1) 調査方法 各校 3 クラスほど適宜に選んでいただき、児童・生徒に記入してもらう。
(小学校は、高学年が望ましい。)
- (2) 調査期限 昭和 60 年 4 月 27 日(土)
- (3) 調査用紙送付先 富士宮第三中学校 鹿倉 知美

(送付は、委員会のポストを利用して下さい。)

富士宮市域自然調査アンケート

このアンケートは、富士宮市の動物（モリアオガエル、ハコネサンショウウオ）のようすを調べるための大切な資料となりますので、みなさんの協力をお願いします。（質問の答にあてはまるものを○でかこんで下さい。）

学 校 名 (小学校
中学校) 学 年 (年)

1. あなたは、モリアオガエルを知っていますか。
 知っている 知らない
2. あなたは、富士宮市のどこかでモリアオガエルを見たことがありますか。
 ある ない
3. 2. の質問で「ある」と答えた人は、見たことのある場所をできるだけわかりやすく教えて下さい。（住所、地名、場所の名、池や沼の名など）
 ()
4. あなたは、富士宮のどこかでモリアオガエルの卵を見たことがありますか。（池や沼の木の上についている白いあわのようなもの）
 ある ない
5. 4. の質問で「ある」と答えた人は、見たことのある場所をできるだけわかりやすく教えて下さい。
 ()
6. あなたは、ハコネサンショウウオ（サンショウウオ）を知っていますか。
 知っている 知らない
7. あなたは、富士宮市のどこかでハコネサンショウウオを見たことがありますか。
 ある ない
8. 7. で「ある」と答えた人は、見たことのある場所をできるだけわかりやすく教えて下さい。
 ()

メ モ

御協力ありがとうございました。

昆虫類

(水生昆虫)

石川邦憲
池田勝俊

はじめに

水生昆虫は、陸生昆虫が二次的に水中に侵入し、水中生活に適応するようになったものである。従って、呼吸器管も陸上呼吸から水中呼吸への移り変わりがみられる。しかし、成虫で水中生活をする種類の呼吸方法は、陸上の方法を温存したままである。

この昆虫は、節足動物門昆虫綱に属し、およそ 20 目に分けられている。この中で、幼虫のほとんどが水中生活をするものは、蜉蝣目(カゲロウ目)、蜻蛉目(トンボ目)、襜翅目(カワゲラ目)、毛翅目(トビケラ目)などである。また、主として陸上生活をするが、ごく一部の種類が、水中生活をするものは、双翅目(カ・ハエの類)、半翅目(ウンカ・カメムシの類)、鞘翅目(カブトムシ・カミキリムシ・ハネカクシの類)である。一部の種類が水中生活をするものは、鱗翅目(チョウ・ガの類)、膜翅目(ハチ・アリの類)、網翅目(カマキリ・ゴキブリの類)、脈翅目(ウスバカゲロウ・クサカゲロウの類)などがある。

一般に、水生昆虫は泳ぎ回ることができず、岩の表面にしがみつつか、底の石の間に入ったり砂の中に潜ったりして生活している。そこで、昆虫の生活を調べるときには、川の環境条件(水温、水質、流速、底質等)の実態如何が重要になってくる。また、これらの条件によって住む種類が大きく変わってくる。



写真1：オオクラカケカワゲラ(*P. tinctipennis* McLACHLAN) のぬけがら

1 調査地域

- (1) 潤井川…狩宿 橋付近 (P-1)
大石寺橋付近 (P-2)
向原 橋付近 (P-3)
青見 橋付近 (P-4)
反り田橋付近 (P-5)
滝戸 橋付近 (P-6)
野中 橋付近 (P-7)

- (2) 神田川…湧玉池 (P-1)
神幸橋付近 (P-2)
御手洗橋付近 (P-3)
神田橋付近 (P-4)
神田宮橋付近 (P-5)
大宮浅間橋付近 (P-6)
潤井川合流点付近 (P-7)

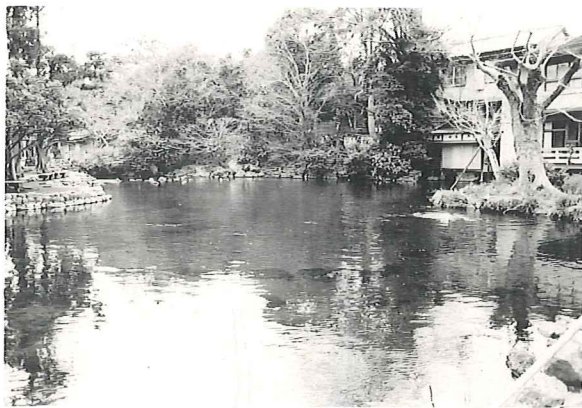


写真2：湧玉池

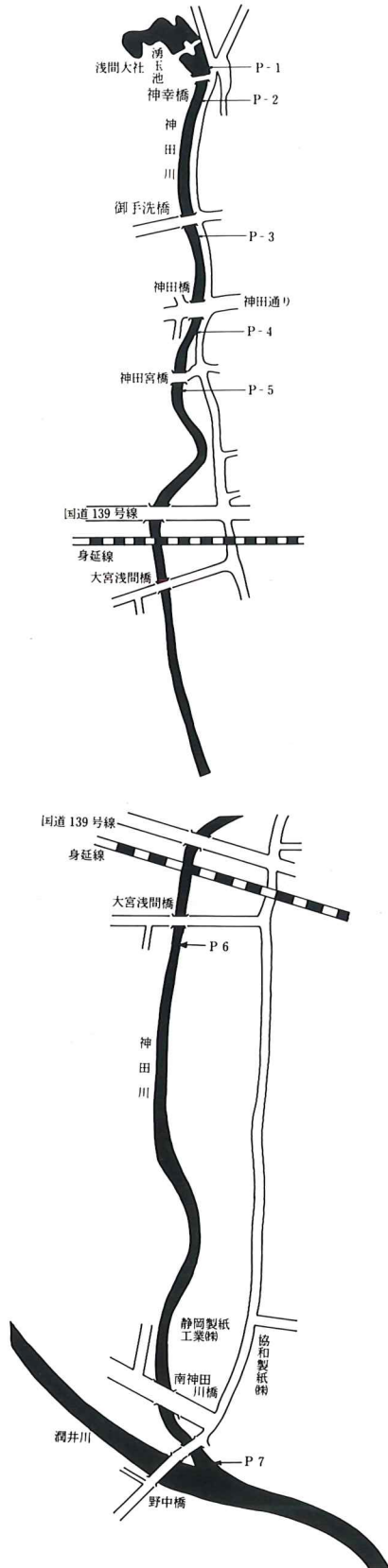


写真3：御手洗橋付近



写真4：神田宮橋付近



写真5：大宮浅間橋付近

3 調査結果

富士宮市の河川に生息する水生昆虫は、表1に示すとおり19種である。

表1 市域に生息する水生昆虫

No.	昆 虫 名
1	アカマダラカゲロウ (<i>Ephemerella rufa</i> IMANISHI)
2	ウエノヒラタカゲロウ (<i>Epeorus venoi</i> MATSUMURA)
3	ウルマーシマトビケラ (<i>Hydropsyche ulmeri</i> TSUDA)
4	オオクラカケカワゲラ (<i>P. tinctipennis</i> McLACHLAN)
5	オオシマトビケラ (<i>Macronematinae</i>)
6	オオマダラカゲロウ (<i>Ephemerella basalis</i> IMANISHI)
7	クロマダラカゲロウ (<i>Ephemella nigra</i> UÉNO)
8	グマガトビケラ (<i>Gumaga okinawaensis</i> TSUDA)
9	シロハラコカゲロウ (<i>Baëtis thermicus</i> UÉNO)
10	スカシアミカ (<i>Parablepharocera esakii</i> ALEXANDER)
11	チャバネヒゲナガカワトビケラ (<i>Parastenopsyche sauteri</i> ULMER)
12	チラカゲロウ (<i>Isonychia japonica</i> ULMER)
13	ニンギョウトビケラ (<i>Goera japonica</i> BANKS)
14	ヒゲナガトビケラ (<i>Stenopsyche griseipennis</i> McLACHLAN)
15	フタスジモンカゲロウ (<i>Ephemera japonica</i> McLACHLAN)
16	フタバカゲロウ (<i>Cloëon dipterum</i> LINNÉ)
17	フタバコカゲロウ (<i>Baetiella japonica</i> IMANISHI)
18	マダラカゲロウ (<i>Ephemerella</i>)
19	ミットゲマダラカゲロウ (<i>Ephemerella trispina</i> UENÓ)

(1) 潤井川

7調査地点における生息昆虫名、その個体数は、表2に示すとおりである。

表2 潤井川に生息する水生昆虫

調 査 地 点	昆 虫 名	個 体 数 (多○←●→●少)
P-1	ウエノヒラタカゲロウ	○
	シロハラコカゲロウ	○
P-2	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	●
P-3	ウエノヒラタカゲロウ	●
	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	○
	チラカゲロウ	○
P-4	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	●
P-5	シロハラコカゲロウ	●
P-6	シロハラコカゲロウ	●
P-7	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	●



写真6：潤井川合流点

- (3) 大沢川
- (4) 弓沢川
- (5) 中沢川
- (6) 芝川

2 調査方法

水生昆虫の調査方法は、河川の状態、成虫・幼虫などの違いによって、種々の方法がある。本調査では、環境に左右され易い幼虫を主に調査してみた。幼虫の採集にあたっては、ピンセット、ネットを用いて、次の方法で行った。

- (1) 各河川に調査場所を定めておき、定期的に調査を実施した。
- (2) 採集は、河川の石礫底の部分を選んで行った。
- (3) 川底に50 cm×50 cmの枠(コドラート)を置き、その一定範囲内の昆虫を全て採集する区画法を採用した。

(2) 神田川

7 調査地点における生息昆虫名, その個体数は, 表 3 に示すとおりである。

表 3 神田川に生息する水生昆虫

調査地点	昆虫名	個体数 (多○←●→●少)
P-1	ニンギョウトビケラ	●
	オオシマトビケラ	●
	グマガトビケラ	●
	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	マダラカゲロウ	○
P-2	ウエノヒラタカゲロウ	●
	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	●
	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	ニンギョウトビケラ	●
	ヒゲナガトビケラ	●
	フタバカゲロウ	○
	マダラカゲロウ	●
ミツトゲマダラカゲロウ	●	
P-3	シロハラコカゲロウ	●
	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	フタバカゲロウ	○
P-4	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	フタバカゲロウ	○
P-5	シロハラコカゲロウ	○
	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	マダラカゲロウ	●
P-6	—	—
P-7	ウルマーシマトビケラ	●
	シロハラコカゲロウ	●
	チャバネヒゲナガカワトビケラ	○
	フタバカゲロウ	○

(3) その他の河川

表 4 その他の河川に生息する水生昆虫

調査地点	昆虫名
大沢川	ウルマーシマトビケラ
	シロハラコカゲロウ
	フタスジモンカゲロウ
	フタバコカゲロウ
弓沢川	ウルマーシマトビケラ
	シロハラコカゲロウ
中沢川	アカマダラカゲロウ
	ウルマーシマトビケラ
	クロマダラカゲロウ
芝川	シロハラコカゲロウ
	アカマダラカゲロウ
	ウエノヒラタカゲロウ
	ウルマーシマトビケラ
	オオクラカケカワゲラ
	オオマダラカゲロウ
	シロハラコカゲロウ
	スカシアミカ
	チャバネヒゲナガカワトビケラ
	ニンギョウトビケラ

4 生物学的水質判定と水生昆虫

(1) Beck-Tsuda 法

水生昆虫を主対象に, 川の水質判定を行う方法

- a 採集は, 石礫底の部分を選んで行う。
- b 川底に 50 cm×50 cm の枠(コドラート)を置き, その範囲内の水生昆虫を全部採集する。
- c 採集した昆虫を, 汚濁に耐えない種類と耐え得る種類とに分けて, 各群の種類数を記録する。

$$\text{生物指数 (biotic index)} = 2A + B$$

A…非耐忍種の種類数

B…耐忍種の種類数

- 積翅目……ほとんど非耐忍種
- 蜉蝣目……カワカゲロウ科, コカゲロウ科の一部を除いて非耐忍種
- 半翅目……ナベブタムシ科は, 非耐忍種, タガメ科, タイコウチ科, マツモムシ科, イトアメンボ科, アメンボ科は, 耐忍種
- 脈翅目……センブリ科は耐忍種, ヘビトンボ科は非耐忍種
- 毛翅目……トビケラ科, エグリトビケラ科の一部を除いて非耐忍種
- 鞘翅目……ゲンゴロウ科, ミズスマシ科, ガムシ科は耐忍種, ドロムシ科は非耐忍種
- 双翅目……アミカ科, アミカモドキ科, ホソカ科, プユ科は非耐忍種, チョウバエ科, ミズアブ科は耐忍種

(2) 神田川の地点別生物指数

調査地点	P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6	P-7
生物指数	10	10	6	4	6	0	8

P-1, P-2の湧玉池, 神幸橋下流では, 生物指数は10の大きな値を示す。P-3の御手洗橋下流からは, 家庭污水が加わるために生物指数値は減少する。さらに流下すると有機廃水の流入が多いため, 河川の汚濁が進み, P-6の大宮浅間橋下流では, 生物指数値は, 0である。

5 神田川における

チャバネヒゲナガカワトビケラの生態

チャバネヒゲナガカワトビケラの幼虫は, イモムシ状で細長い頭部を持っている。成熟すると, 体長は3cmほどになり, 川底の石の間に小石や砂を引き寄せ

て固定巣を造る。雌の成虫は, 卵巣内の卵が成熟してくると, 川の流れの中に潜り大きな石に産卵する。その後, ふ化した幼虫は細い体と長い肢を持ち, 水中を泳ぐ。

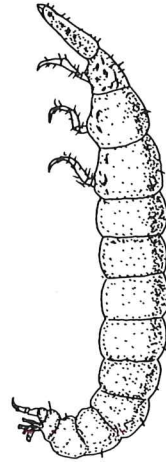


図1：チャバネヒゲナガカワトビケラ
(*Parastenopsyche sauteri* ULMER)

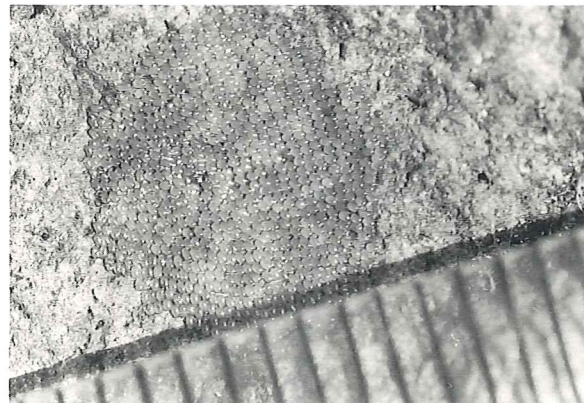


写真7：チャバネヒゲナガカワトビケラの卵

川に住む昆虫の卵や幼虫は, 下流へ流されるにつれて成長していく。また, 一方では羽化した成虫が上流へ飛行移動して, 元の場所へ帰るというサイクルを行って世代を繰り返している。神田川では, 身延線の鉄橋より上流でチャバネヒゲナガカワトビケラを多く見ることができる。湧玉池が産卵場所で, それより下流の神幸橋(石橋)の近くまでが1齢~2齢の幼虫の生息場所になっている。下流に行くにしたがって, 3齢~5齢の幼虫の場所になり, 鉄橋付近を境として羽

化し、成虫は、元の湧玉池へ向かう。このように、非常に狭い範囲内で世代の繰り返しを行っている。

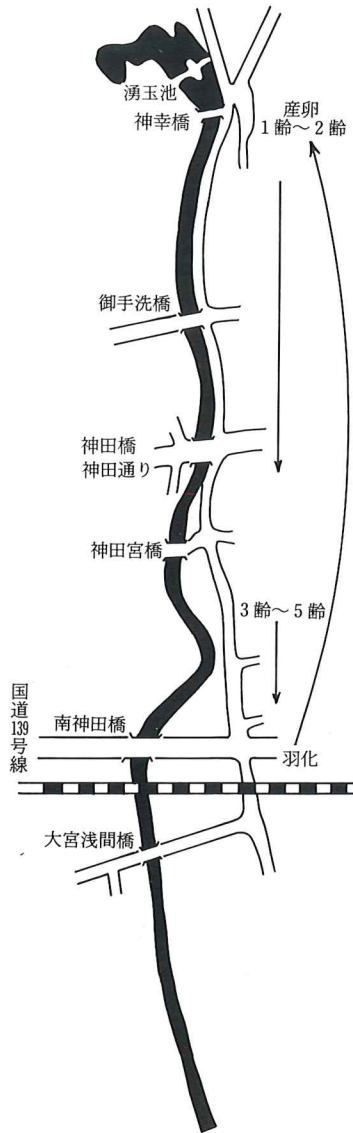


図2：神田川のチャバネヒゲナガカワトビケラの一生

む す び

水生昆虫は、川の実環境条件に影響され易く、特に汚濁の強い所では種類が少ない。一方、清浄な場所では種類が多様である。神田川では、湧玉池付近が最

も種類が多く、下流に行くに従って、家庭雑排水等が流入するため、種類は少なくなっていく。他の河川についても同じ様な事が言える。また、神田川の上流では、チャバネヒゲナガカワトビケラの幼虫を多く採集することができた。このチャバネヒゲナガカワトビケラは、広く全国に分布しているが、年世代数は地域によって異っている。一般に、水温の低い地域に生息するヒゲナガカワトビケラは、年2世代(二年に3世代)である。その他、神田川以外の河川でも特徴ある水生昆虫をいくつか採集することができた。これらの昆虫は、いつでも同じ場所にいるとは限らず、河川の実環境が変化する度に、追われて行くのである。そこで河川の実環境を知るひとつのバロメーターとして、水生昆虫がよく使われている。

提 言

河川の実改修が至る所で行われ、人間生活にとって大変都合の良い環境に成りつつある。しかし、自然界では、こうした行為が逆に破壊につながる場合が多い。川には多くの生物が生活している。それらの生物は、周囲の実環境とバランスを保って生活している。従って、一度バランスを崩すと元の実状態に戻すことは、極めて難しい。川は、いつまでも清浄で、多くの生物が生活できるような環境にしたい。そのためには、常にそこに生息する水生昆虫等の調査を行い、資料を分析して、それを基に河川を管理する必要がある。

参 考 文 献

- 1 津田松苗 (1961)：水生昆虫学 北隆館
- 2 大串龍一 (1981)：水生昆虫の世界 東海大学出版会
- 3 富士宮市市民部市民生活課 (1984)：富士宮市の公害 第15報 富士宮市

蝶 類

石 川 鐵 夫
城 内 博 司

はじめに

蝶類は、蝶亜目として、蛾亜目とともに鱗翅目を形成する。一般に、蝶の触角の先端は棍棒状または杓子状にふくらみ、多くの蛾類とは異なり、後翅基部の翅刺を持たない。

蝶の生息地は森林、草原、河原、露岩地等のいろいろな環境に、それぞれの種が固有の生息地を持っている。なかには、耕作地や住宅地などのような人為的環境に適した種も見られる。

成虫は、全て昼行性であるが、種によっては、早朝や日没前後のたそがれどきに活動するものがある。多くの種は花を訪れるが、なかにはスミナガシ、クロコノマチョウなどのように、ほとんど花に来ることがなく、クヌギなどの樹液や腐った果実に飛来するものもある。

幼虫は、青虫や毛虫であり、植物の葉・花・果実などを食べるのが普通であるが、シジミチョウ科の幼虫の中にはアブラムシ、キジラミ、カイガラムシ、アリの幼虫などを食べる肉食性のものもある。セセリチョウ科の幼虫は食草の葉を折り曲げて巣を作り、その中で蛹になる。アゲハチョウ、シロチョウ、シジミチョウ、セセリチョウの一部などの各科では、帯糸をもつ帯蛹となるが、テングチョウ、マダラチョウ、ジャノメチョウなどの各科では、尾端のみで懸垂する。

年発生回数は、一般に各の寒さの厳しい地方を発生地とする種では、年1回発生するものが多く、ギフチョウ（蛹越冬）、ミドリシジミ（卵越冬）、オオムラサキ（幼虫越冬）、キベリタテハ（成虫越冬）などがある。一方、気候的に温暖で長期間活動できる地方を発生地とするものには、年2回以上発生するものが多く、なかにはウラナシジミやヒメアカタテハなどのように決まった越冬態を持たず、気候条件さえよければ一年中発生を繰り返すものがある。

ところで、富士宮市域は寒冷な富士山から温暖な星

山丘陵地域まで広大な面積を有し、自然環境は複雑であり、植物相も多種にわたっているため、蝶類の種類は豊富である。また、富士山が比較的新しい火山のため、南アルプスなどにいる高山蝶は見られなく、そのかわりに標高750 m～1,600 m位の範囲に広がる朝霧高原には草原性蝶類が多く見られる。

1 調査地域と調査方法

調査地域は、富士宮市全域であり、蝶の羽化時期に合わせて現地調査を行った。その他、静岡昆虫同好会の作成による資料を基に、文献調査も行った。

2 調査結果

(1) 蝶の一覧(目録)

蝶の種類は豊富であり、調査の結果、114種が判明した。以下に一覧を示す。

a セセリチョウ科 Hesperiiidae

① チャマダラセセリ *Pyrgus maculatus* BREMER & GREY

標高1,000 m前後の草原に生息し、根原・上井出林道・田貫湖付近などから報告されている。

② ミヤマセセリ *Erynnus montanus* BREMER
落葉広葉樹林に一般的に見られ、4月～5月に出現する。

③ ダイミョウセセリ *Daimio tethys* MÉNÉTRIÈS

標高1,000 m以下の樹林周辺に、一般的に見られる。

④ アオバセセリ *Choaspes benjaminii japonica* MURRAY

落葉広葉樹林帯の下部に分布している。

⑤ ギンイチモンジセセリ *Leptalina unicolor* BREMER & GREY

標高1,000 m前後の明るい乾燥草地に生息する。西

麓では、根原・朝霧高原・北山林道、南麓では富士山富士宮口登山道一合目付近などから報告されている。

⑥ ホシチャバネセセリ *Aeromachus inachus* MÉNÉTRIÈS

標高 1,000 m 前後の疎林や、その周辺の明るい草原に生息し、北部に多い。

⑦ コチャバネセセリ *Thoressa varia* MURRAY

落葉広葉樹林内のササ類が繁茂するところに多産する。

⑧ ホソバセセリ *Isoteinon lamprospilus* C. & R. FELDER

標高 1,000 m 以下の樹林周辺に見られる。

⑨ ヘリグロチャバネセセリ *Thymelicus sylvaticus* BREMER

標高 1,000 m 前後の明るい草原に生息する。西麓では、猪之頭西南部などから報告されている。

⑩ コキマダラセセリ *Ochlodes venata* BREMER & GREY

山地の草原に一般的に見られる。食草はススキなど。

⑪ ヒメキマダラセセリ *Ochlodes ochracea* BREMER

標高 1,600 m 以下の森林周辺に一般的に見られる。

⑫ アカセセリ *Hesperia florinda* BUTLER

標高 1,000 m 前後の草原に生息している。北部の根原などから発見されているが、南部からは報告されていない。

⑬ キマダラセセリ *Potanthus flavum* MURRAY

標高 1,000 m 以下の草原に広く分布し、幼虫はススキから採集されている。

⑭ オオチャバネセセリ *Polytremis pellucida* MURRAY

標高 1,000 m 以下の草原に広く分布し、個体数も多い。食草はササ類やイネ科。幼虫がササから採集されている。

⑮ チャバネセセリ *Pelopidas mathias* FABRICIUS

草原に生息するが、個体数は少ない。西麓では根原、南麓では富士山富士宮口登山道一合目などから報告されている。

⑯ ミヤマチャバネセセリ *Pelopidas jansonis* BUTLER

標高 1,000 m 以下の草原に生息するが、個体数は少ない。西麓では根原、南麓では富士山富士宮口登山道一合目などから報告されている。

⑰ イチモンジセセリ *Parnara guttata* BREMER & GREY

草原に広く分布し、各地に多産する。食草はイネ・ススキなどのイネ科。

b アゲハチョウ科 Papilionidae

⑱ ウスバシロチョウ *Parnassius glacialis* BUTLER

天子山脈に接する地域に分布しているが、最近分布域が富士山麓に拡大しつつある。

⑲ ギフチョウ *Luehdorfia japonica* LEECH

富士山西南麓の、主として、古富士溶岩からなる丘陵地帯に分布し、明星山・沼久保・青木西方・狩宿・坂林・足形付近などから報告があるが、最近激減しつつある。

⑳ ジャコウアゲハ *Atrophaneura alcinous* KLUG

富士宮市域南部の低地帯に多く見られ、南麓の沼久保付近、明星山などから報告されている。

㉑ アオスジアゲハ *Graphium sarpedon* LINNAEUS

富士山南麓の低地帯に発生し、市街地ではクスノキから蛹が採集されている。

㉒ キアゲハ *Papilio machaon* LINNAEUS

草原などに広く分布し、シシウドから幼虫が採集さ

れている。食草はニンジン、パセリなどセリ科植物。

⑳ アゲハ *Papilio xuthus* LINNAEUS

標高 1,000 m 以下の樹木の多い地域に広く分布している。

㉑ オナガアゲハ *Papilio macilentus* JANSON

標高 1,600 m 以下の森林地帯に広く分布している。食樹はコクサギを最も好むが、サンショウ・カラタチにも産卵する。

㉒ クロアゲハ *Papilio protenor* CRAMER

標高 1,000 m 以下の森林地帯に広く分布する。食樹はカラタチ・ミカン類・サンショウ類で、市街地ではカラタチから蛹が採集されている。

㉓ モンキアゲハ *Papilio helenus* LINNAEUS

富士山南麓低地帯に分布しているが、個体数は少ない。

㉔ カラスアゲハ *Papilio bianor* CRAMER

標高 1,600 m 以下の森林地帯に広く分布している。

㉕ ミヤマカラスアゲハ *Papilio maackii*
MÉNÉTRIÈS

森林地帯に広く分布しているが、低地帯では見られない。食樹はキハダなど。

c シロチョウ科 Pieridae

㉖ ヒメシロチョウ *Leptidea amurensis*
MÉNÉTRIÈS

標高 1,000 m 以下の明るい草原に生息し、富士山麓の草刈地の草原のほか、鉄道線の土手や、耕作地周辺の草地に発生することがある。南麓の低地帯は、開発の影響で激減した。西麓の根原・麓・上井出林道・白糸・狩宿などから報告がある。

㉗ キチョウ *Eurema hecabe* LINNAEUS

標高 1,000 m 以下の樹林周辺に広く分布している。

㉘ ツマグロキチョウ *Eurema laeta* BOIS-
DUVAL

標高 1,000 m 以下の草原に生息しているが、分布は

やや局部的である。西麓では人穴・上井出林道・角木沢付近、南麓では舞々木墓地などから報告されている。

㉙ ヤマキチョウ *Gonepteryx rhamni* LIN-
NAEUS

明るい疎林や林縁に発生する。食樹はクロウメモドキ科のクロツバラである。西麓の根原・麓などから報告されている。

㉚ スジボソヤマキチョウ *Gonepteryx aspasia*
MÉNÉTRIÈS

落葉広葉樹林の林間陽地に広く分布し、個体数も多い。食樹はクロウメモドキ類で、幼虫はクロツバラから採集されている。大中里、明星山、黒田などの低地帯からの報告もある。

㉛ モンキチョウ *Colias erate* ESPER

各地の草原に広く分布する。食草はシロツメクサ・ミヤコグサ・ウマゴヤシなどのマメ科植物。

㉜ ツマキチョウ *Anthocharis scolymus* BUT-
LER

各地の森林周辺に広く分布する。食草はタネツケバナ・ハタザオ・イヌガラシなど。

㉝ モンシロチョウ *Pieris rapae* LINNAEUS

各地の耕地に広く分布する。食草はアブラナ科でキャベツを最も好む。

㉞ スジグロシロチョウ *Pieris meleta*
MÉNÉTRIÈS

各地の森林周辺に広く分布する。モンシロチョウが野菜畑に生息するのに対し、本種は山野に生息し、野生のアブラナ科植物を食べる。一般に両種は、すみ分けをしている。

㉟ エゾスジグロシロチョウ *Pieris napi* LIN-
NAEUS

富士山山麓の各地に分布するが、低地帯には少ない。年 2 回～3 回発生し、蛹で越冬する。

③⑨ ムラサキシジミ *Narathura japonica* MURRAY

一般に、南麓の低地帯の、常緑広葉樹林に多い。食樹はカシ類。コナラ・ミズナラ・カシワなどにも産卵する。西麓の根原西北方、北山林道からも報告されている。

④⑩ ウラゴマダラシジミ *Artopoetes pryeri* MURRAY

落葉広葉樹林に分布する。南部の沼久保駅付近などの低地帯のものは、明るい色調のものが多く、北山林道などの高地帯のものには黒化の進んだものが多い。卵は低地帯ではイボタから、高地帯ではミヤマイボタから発見されている。

④⑪ ウラキンシジミ *Ussuriana stygiana* BUTLER

落葉広葉樹林に生息し、年1回発生する。成虫は低地帯では6月上旬から、高地帯では7月中旬ごろ羽化し、成虫期は約1カ月。主に、夕方に活動し、木から木へ飛ぶ習性がある。

④⑫ アカシジミ *Japonica lutea* HEWITSON

主に、平地のコナラ林に分布する。食樹はコナラが最も多く、クヌギ・ミズナラ・カシワなどにも産卵する。

④⑬ ウラミアカシジミ *Japonica saepestriata* HEWITSON

富士山南麓の低地帯のクヌギ林に生息しているが、分布はやや局部的である。沼久保駅付近、大中里西方の丘陵、舞々木墓地付近などから報告されている。

④⑭ オナガシジミ *Araragi enthea* JANSON

食樹はオニグルミ。根原などから報告されている。

④⑮ ミズイロオナガシジミ *Antigius attilia* BREMER

平地の落葉広葉樹林に分布する。沼久保周辺などから報告されている。

④⑯ ミドリシジミ *Neozephyrus taxila* BREMER

落葉広葉樹林に分布する。食樹はハンノキ・ヤマハンノキ。

④⑰ メスアカミドリシジミ *Chrysozephyrus smaragdinus* BREMER

食樹のヤマザクラなどを含む落葉広葉樹林に生息するが、低地帯には見られない。西麓では根原、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目付近などから報告されている。

④⑱ アイノミドリシジミ *Chrysozephyrus OBERTHÜR*

落葉広葉樹林に発生するが、記録は少なく、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目から報告されているだけである。

④⑲ フジミドリシジミ *Quercusia fujisana* MATSUMURA

食樹のブナ、イヌブナを含む落葉広葉樹林に生息する。富士山周辺からの報告がある。

④⑳ オオミドリシジミ *Favonius orientalis* MURRAY

ミドリシジミの中で最も分布が広い。落葉広葉樹林に広く分布しているが、個体数は少ない。食樹はコナラ・クヌギ・ミズナラなどで、卵で越冬する。沼久保、田貫湖、根原などから報告されている。

④㉑ エゾミドリシジミ *Favonius jezoensis* MATSUMURA

落葉広葉樹林に分布し、7月中旬が最盛期。食樹はミズナラ。人穴などから報告されている。

④㉒ ハヤシミドリシジミ *Favonius ultramarinus* FIXSEN

食樹であるカシワ林に生息する。富士山西麓のみに見られ、県境付近・根原・上井出林道などから報告されている。

④㉓ トラフシジミ *Rapala arata* BREMER

富士山麓各地の森林周辺の陽地に広く分布し、ウツ

ギに産卵することが多い。

⑤④ ミヤマカラスシジミ *Strymonidia mera*
JANSON

標高1,000m前後の森林周辺の陽地に生息し、西麓では、根原・田貫湖・北山林道などから報告されている。

⑤⑤ コツバメ *Callophrys ferrea* BUTLER

落葉広葉樹林の周辺に広く分布している。日中は、日当たりのよい枯草や灌木の上に静止していることが多いが、雄は一定の区域内を占有して飛び回る。

⑤⑥ ベニシジミ *Lycaena phlaeas* LINNAEUS

富士山麓各地の耕地の周辺に広く分布している。成虫は陽当たりのよい草地を好む。食草はスイバ、ギシギシなどのタデ科。

⑤⑦ ゴイシシジミ *Taraka hamada* DRUCE

富士山麓各地のササ類群落に広く分布するが、発生地は局部的である。本種は日本産蝶の中で唯一の純肉食性の種で、幼虫はタケ・ササに寄生するタケノアブラムシを食す。

⑤⑧ クロシジミ *Niphanda fusca* BREMER &
GREY

富士山の標高1,000m以下の、森林周辺や疎林などに見られるが、その採集記録は西麓と南麓に集中している。西麓では、根原・上井出林道・田貫湖・猪之頭・上井出、南麓では、カケスバタ・宮内～篠坂・舞々木墓地・粟倉などから報告されている。

⑤⑨ ウラナミシジミ *Lampides boeticus* LIN-
NAEUS

伊豆半島その他の越冬地から飛来して、夏から秋にかけて繁殖するものと考えられる。卵はナンテンハギから発見されている。富士山北西麓の県境から、富士宮口登山道旧二合目周辺までの広い範囲から報告されている。

⑥⑩ ヤマトシジミ *Pseudozeeria maha* KOLLAR
富士山麓各地の耕作地周辺に広く分布している。食草はカタバミ。

⑥① シルビアシジミ *Zizina otis* FABRICIUS

食草ミヤコグサを含むシバ型草原に生息する。南麓の低地帯に局部的に生息し、県立富士宮北高校庭・舞々木墓地などから報告がある。しかし、現在その個体数は激減している。

⑥② ゴマシジミ *Maculinea teleius* BERG-
STRÄSSER

代表的な高原性蝶類の一種で、火山性の開けた草原に生息していることが多い。発生地は局部的である。西麓では、上井出林道・根原～麓・猪之頭・角木沢東北方・北山林道、南麓では、カケスバタなどから報告されている。

⑥③ ルリシジミ *Celastrina argiolus* LINNAEUS

富士山麓各地の疎林や森林周辺に広く分布している。食草はハギなどのマメ科。

⑥④ ツバメシジミ *Everes argiades* PALLAS

富士山麓各地の草原や耕作地の周辺に広く分布している。食草はクズ・ハギ・コマツナギ・ミヤコグサなどマメ科植物。

⑥⑤ ヒメシジミ *Plebejus argus* LINNAEUS

一般に、生息環境は標高1,000m前後の草原や溪流沿いの山道など、幅広い。850m以下の低地帯には見られず、またその上限は、1,800m付近まで達している。西麓では、根原付近、北山林道などから報告されている。

⑥⑥ ミヤマシジミ *Lycaeides argyrognomon*
BERGSTRÄSSER

火山礫地や溶岩流上などの上に生じた植生の乏しい荒原に発生する。西麓では、上井出林道・上井出付近、足形・白糸、南麓では、舞々木墓地などから報告されている。

⑥⑦ アサマシジミ *Lycaeides subsolana* EVERS-
MANN

富士山では、北半部のみしか発見されていない。富士宮市域では、麓・上井出林道などから報告されている。

⑥⑧ スギタニルリシジミ *Celastrina sugitanii*
MATSUMURA

食樹のトチノキを含む落葉広葉樹林に生息し、産地は山間部に多く見られるが、富士山麓のように傾斜の緩やかな場所に見られる場合もある。幼虫はトチノキの花や果実を食べるが、県外ではミズキやキハダを食べることが知られており、特にトチノキのごく少ない富士山麓では、どのような植物を食べているのか調査する必要がある。

⑥⑨ ジョウザンミドリシジミ *Scolitantides orion* PALLAS

ミズナラの自生する山地に生息するが、局所的であり、採集記録はわずかである。今後、調査を要する。

d ウラギンシジミ科 Curetidae

⑦⑩ ウラギンシジミ *Curetis acuta* MOORE

富士山南麓の低地帯に多い。沼久保・明星山・星山丘陵などからの報告もある。食草はフジ・クズなど。

e テングチョウ科 Libytheidae

⑦⑪ テングチョウ *Libythea celtis* FUESSLY

富士山麓に広く分布している。食樹はエノキで、成虫はキブシ・ソバ・レンゲ・アブラナ・ミツマタの花に飛来する。

f マグラチョウ科 Danaidae

⑦⑫ アサギマダラ *Parantica sita* KOLLAR

各地の森林地帯に広く分布している。食草はカモメズル、キジョランなど。

g タテハチョウ科 Nymphalidae

⑦⑬ ヒョウモンチョウ *Brenthis daphne*
DENIS & SCHIFFERMÜLLER

食草ワレモコウを含む火山性の乾燥草原に生息する。県内では、富士山麓のみに見られる。

⑦⑭ ウラギンスジヒョウモン *Argyronome Laodice* PALLAS

富士山麓各地の草原に広く分布している。食草はスミレ類。田貫湖・朝霧高原・富士山富士宮口登山道旧二合目などから報告されている。

⑦⑮ オオウラギンスジヒョウモン *Argyronome ruzsana* MOTSCHULSKY

富士山麓各地の森林周辺の陽地に広く分布し、個体数も多い。主に、標高 600 m 以上の地域に多い。

⑦⑯ ミドリヒョウモン *Argynnis paphia* LINNAEUS

富士山麓各地に広く分布している。富士山富士宮口登山道旧二合目、内野～花鳥山脈入口などから多数報告がある。

⑦⑰ クモガタヒョウモン *Nephargynnis anadyomene* C. & R. FELDER

富士山麓各地の森林周辺の陽地に広く分布するが、個体数は少ない。

⑦⑱ メスグロヒョウモン *Damora sagara* DOUBLEDAY

標高 1,000 m 以下の低地帯に見られるが、個体数は少ない。食草はスミレ類。

⑦⑲ ウラギンヒョウモン *Fabriciana adippe* LINNAEUS

富士山麓各地に広く分布し、個体数も多い。富士山富士宮口登山道旧二合目・朝霧高原などから多数報告されている。

⑦⑳ ギンボシヒョウモン *Speyeria aglaja* LINNAEUS

標高 1,300 m 以上の草原に生息する。西麓では北山林道、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目などから報告されている。

⑦㉑ ツマグロヒョウモン *Argyreus hyperbius* LINNAEUS

富士山南麓の低地帯に多く見られるが、明星山・カ

ケスバタ・宮内・大岩などからも報告されている。

⑧② イチモンジチョウ *Limenitis camilla* LINNAEUS

富士山麓各地の森林周辺に広く分布している。食草はスイカズラ。

⑧③ アサマイチモンジチョウ *Limenitis glorifica* FRUHSTORFER

富士山麓各地の森林周辺に広く分布しているが、標高1,300 m以上の高地帯には見られない。富士山北西麓の県境・富士山富士宮口登山道旧二合目及び沼久保などから報告されている。

⑧④ コミスジ *Neptis sapph* PALLAS

富士山麓各地の森林周辺に広く分布している。食草はクズ・ハギなどマメ科植物。富士山北西麓の県境・沼久保・上井出・田貫湖などから報告されている。

⑧⑤ ミスジチョウ *Neptis phillyra* MÉNÉTRIÈS

落葉広葉樹林に分布するが、個体数は少ない。富士山北西麓では根原、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目・旧一合目などから報告されている。

⑧⑥ ホシミズシ *Neptis pryeri* BUTLER

富士山麓各地の林縁陽地に広く分布し、個体数も多い。南域の沼久保・大中里のような低地帯でも生息している。幼虫はシモツケから発見されている。

⑧⑦ サカハチチョウ *Araschnia burejana* BREMER

富士山麓各地の森林周辺に広く分布している。

⑧⑧ キタテハ *Polygonia c-aureum* LINNAEUS

富士山麓各地の村落周辺などに広く分布している。食草はカナムグラ。

⑧⑨ シータテハ *Polygonia c-album* LINNAEUS

森林地帯に生息するが、個体数は少ない。富士山西麓では、根原、南麓では、富士山富士宮口登山道新四合目～新三合目などから報告されている。

⑧⑩ エルタテハ *Nymphalis vau-album* SCHIFFERMÜLLER

標高1,000 m以上の森林地帯に生息するが、個体数

は少ない。富士山富士宮口登山道旧二合目付近などから報告されている。

⑧⑪ ルリタテハ *Kaniska canace* LINNAEUS

富士山麓各地の森林地帯に広く分布し、食草はユリ類、ホトトギス、サルトリイバラなど。富士山富士宮口登山道旧一合目～旧二合目及び沼久保周辺などから報告されている。

⑧⑫ キベリタテハ *Nymphalis antiopa* LINNAEUS

食樹のダケカンバを含む亜寒帯林に発生する。西麓では、根原・麓・毛無山、南麓では、富士山富士宮口登山道旧二合目～新五合目あたりから報告されている。

⑧⑬ ヒオドシチョウ *Nymphalis xanthomelas* DENIS & SCHIFFERMÜLLER

富士山麓各地の森林地帯に広く分布する。平地では、6月上旬より出現し始め、一時休眠後、成虫越冬する。富士山富士宮口登山道旧二合目・田貫湖・沼久保など多数の報告がある。

⑧⑭ クジャクチョウ *Inachis io* LINNAEUS

富士山麓各地で見られるが、特に北半部に多い。気流の関係で富士山頂で見られることもある。西麓では、麓・根原・毛無山、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目～新五合目などから報告されている。

⑧⑮ ヒメアカタテハ *Cynthia cardui* LINNAEUS

富士山麓各地に広く分布しているが、個体数は少ない。

⑧⑯ アカタテハ *Vanessa indica* HERBST

富士山麓各地に広く分布する普通種である。

⑧⑰ スミナガシ *Dichorragia nesimachus* BOISDUVAL

富士山麓各地の森林地帯に広く分布している。成虫は吸水のため湿地に来るほか、樹液や腐った果実、汚物などにも飛来する。

⑧⑱ コムラサキ *Apatura metis* FREYER

富士山麓の森林周辺に広く分布している。食樹はヤナギ類である。澄色型・黒色型が生息している。沼久

保・田貫湖・麓などから多数報告されている。

- ⑨⑨ ゴマダラチョウ *Hestina japonica* C. & R.
FELDER

主に富士山南麓の低地帯に見られ、市街地では、エノキの落葉から越冬幼虫が採集されている。

- ⑩⑩ オオムラサキ *Sasakia charonda* HEWITSON
主として、溪谷地帯の、食樹のエノキを含む、落葉広葉樹林に生息する。成虫はクヌギ・コナラ・コゴメヤナギなどの樹液に集まる。南麓の大中里・沼久保に生息しているが、北部の麓などでも報告されている。

h ジャノメチョウ科 Satyridae

- ⑩⑩ ヒメウラナミジャノメ *Ypthima argus*
BUTLER

富士山麓各地の疎林や森林周辺に広く分布し、個体数も多い。食草はイネ科。

- ⑩⑩ ウラナミジャノメ *Ypthima motschulskyi*
BREMER & GREY

雑木林周辺のチガヤのある草地に発生するが、産地は局部的である。富士山南麓の低地帯に広く分布する。

- ⑩⑩ ジャノメチョウ *Minois dasyas* SCOPOLI

富士山麓各地の草地に広く分布している。食草はススキ。

- ⑩⑩ ツマジロウラジャノメ *Lasiommata deidamia* EVERS-MANN

主として溪谷の露岩地に生息する。市の北西域に産地が多く、毛無山・麓・猪之頭・田貫湖・長者ヶ岳などから報告されている。

- ⑩⑩ ヒメキマダラヒカゲ *Harima callipteris*
BUTLER

標高 1,000 m 以上の富士山南麓の落葉広葉樹林に広く分布している。食草はササ類。

- ⑩⑩ クロヒカゲ *Lethe diana* BUTLER

市域周辺の森林地帯に広く分布している。食草はタケ科。

- ⑩⑩ ヒカゲチョウ (ナミヒカゲ) *Lethe sicelis*
HEWITSON

市域周辺の林縁付近に広く分布し、一般に低地帯に個体数が多い。

- ⑩⑩ キマダラモドキ *Kirinia epaminondas*
STAUDINGER

落葉広葉樹林帯の疎林や森林周辺に生息するが、分布は不連続である。食草はススキ類。富士山西麓では根原・麓・人穴東北方・田貫湖付近などから報告されている。

- ⑩⑩ ヤマキマダラヒカゲ *Neope nipponica*
BUTLER

落葉広葉樹林のササ群落に発生する。富士山西麓では根原、南麓では富士山富士宮口登山道旧二合目などから報告されている。

- ⑩⑩ サトキマダラヒカゲ *Neope goschkevitschii*
MÉNÉTRIÈS

富士山南麓の低地帯に広く分布している。白尾山・明星山には多数生息している。

- ⑩⑩ ヒメジャノメ *Mycalesis gotama* MOORE

低地帯の疎林や森林周辺に広く分布している。富士山南麓の沼久保・明星山には多数生息している。

- ⑩⑩ コジャノメ *Mycalesis francisca* CRAMER

富士山南麓の低地帯の樹林に多数生息している。

- ⑩⑩ クロコノマチョウ *Melanitis phedima*
CRAMER

主に、富士山西麓～南麓の低地帯の樹林に生息しているが、個体数は多くない。沼久保・大岩・明星山東方・根原・麓などから報告されている。食草はイネ科のススキ、ジュズダマなど。

- ⑩⑩ ウラジャノメ *Lopinga achine* SCOPOLI

標高 1,000 m 付近の疎林や林縁の草地に発生する。富士宮市域では、毛無山周辺から報告されている。

(2) 特徴的な蝶類

a ギフチョウ (分布限定・減少種)

開張 5 cm～6 cm。小型のアゲハチョウで、黒と黄の縦じまが交互に並び、後翅に赤・橙・青などの斑紋がある。

分布は、日本特産種で、本州の暖帯に分布する。富士宮市域では古富士溶岩からなる富士山西南麓の丘陵地帯に分布し、明星山・沼久保駅付近・青木西方・狩宿・坂林・足形付近などから報告されている。

生態については、雑木林周辺、スギ・ヒノキの疎林の間などの明るい場所に生息する。年1回発生し、3月下旬～4月中旬ごろ羽化する。成虫は林縁陽地を活発に飛び、タチツボスミレ・ハルリンドウなどの花に集まる。

食草は、幼虫ではウマノスズクサ科のカンアオイ。富士宮地区のギフチョウはランヨウアオイとの結びつきが強い。

b ウスバシロチョウ (限定分布種)

開張 6 cm 位。小型のアゲハチョウで、翅にリン粉が少なく、透き通っている。翅脈は黒く、後翅内縁部に黒帯がある。

分布は、北海道・本州・四国であり、富士宮市域では、天子山脈・御坂山地に接する地域に分布し、富士山西麓の根原・麓・猪之頭などから報告されている。最近、食草のムラサキケマンの分布拡大に伴って、富士山麓周辺に分布しつつある。

生態については、林縁陽地に生息し、年1回発生する。成虫は4月下旬ころから羽化する。成虫は、草原や茶園などの上を緩やかに飛び、コウゾリナ・ミツバウツギ・ネギなどの花に集まる。

食草は、幼虫ではケシ科のムラサキケマン・ジロボウエンゴサクなどである。母蝶は、食草付近の小石や枯枝などに数個の卵を産みつける。

c ヒメシロチョウ (特殊分布・環境指標種)

開張 4 cm 位。細長い翅と胴をもち、翅端に黒斑がある。春型ではこの黒斑が淡く退化している。

分布は、国内では北海道・本州・九州で見られ、県内では富士山麓のみに生息している。標高 1,000 m 以下の草原に広く分布しているが、南麓は乱開発のため分布は局部的である。西麓では根原・麓・上井出林道・白糸・狩宿、南麓では沼久保駅付近・明星山・舞々木墓地などから報告されている。

生態については、明るい草原に生息し、このほかに鉄道線路の土手や耕作地周辺の草地などにも発生する。年4回程度発生し、成虫は緩やかに草原の上を飛び、春はタチツボスミレ、夏はノアザミ・オカトラノオの花を訪れる。

食草は、マメ科のツルフジバカマ。

d ヤマキチョウ (特殊分布・環境指標種)

開張 6 cm 位。スジボソヤマキチョウに比べて前翅先端部の突出は弱く、前翅外縁部の前半は褐色に縁どられている。

分布は、国内では本州の関東地方北部から中部地方の山地にかけて生息する。県内では富士山麓のみで、西麓の根原・麓などから報告されている。

生態については、明るい疎林の内部や林縁に発生し、成虫は開けた草原にも現れる。年1回発生し、7月下旬ごろ羽化し始める。コオニユリ・タムラソウなどの花によく集まる。成虫は9月下旬にはほとんど姿を消し、越冬に入る。

食樹は、クロウメモドキ科のクロツバラ。

e ウラナミアカシジミ (限定分布種)

開張 4 cm 位。地色は橙黄色、裏面に多数の黒色縦条がある。

分布は、国内では北海道・本州・四国で、富士山南麓低地帯のクヌギ林に生息しているが、分布は局部的

である。

生態については、クヌギを主とした雑木林に生息する。年1回発生し、6月中旬ころから羽化する。

食樹は、ブナ科のクヌギ。

f ハヤシミドリシジミ (減少・環境指標種)

開張4 cm位。やや大型のミドリシジミで、雄は青緑色、雌は暗褐色で前翅にやや不明瞭な灰黄色の斑紋がある。後翅裏面の白帯は幅広く直線的である。

分布は、富士山麓のみで県境付近・根原・上井出林道から報告されている。

生態については、食樹カシワ林に生息し、年1回の発生で、成虫は7月上旬～中旬ころ羽化する。

g ゴマシジミ (環境指標種)

開張約4 cm。地域の変異に富み、静岡県産は、雄の基部付近に若干の青藍色のリン粉があり、雌は一様に暗褐色となる。

分布は、富士山麓のみで、標高1,000 m前後の草原に広く出現するが、発生地は局部的である。西麓では上井出林道・根原・麓・猪之頭・角木沢東北方・北山林道、南麓では富士山富士宮口登山道旧一合目～カケスバタなどから報告されている。

生態については、代表的な草原性蝶類の一種で、火山性の開けた草原に生息していることが多い。年1回発生し、成虫は8月から9月前半にかけて見られる。

食草は、ワレモコウ・ヒメトラノオ・イヌゴマなどの花に集まる。

h ヒョウモンチョウ (特殊分布・環境指標種)

開張約5 cm～6 cm。小型のヒョウモンで、近縁のコヒョウモンに似るが、やや大型で黒斑は小さい。

分布は、県内では富士山麓のみ。標高1,000 m前後の草原に生息する。西麓では根原・上井出林道・田貫湖・北山林道、南麓では富士山富士宮口登山道旧一合

目東南方などから報告されている。

生態については、食草ワレモコウを含む火山性の乾燥草原に生息する。年1回発生し、成虫は6月下旬～8月中旬ころ見られる。

食草は、ワレモコウ・ノアザミ・オカトラノオ・キリンソウなど。

i オオムラサキ (環境指標種)

開張約10 cm。大型のタテハチョウで国蝶になっている。地色は暗褐色、多数の白色及び黄色の斑紋を持ち、雄は紫色に輝き美しい。

分布は、県下では中部山間部に多く、富士宮市域では中里山・沼久保付近で生息が確認されている。

生態については、主として溪谷地帯の食樹を含む落葉広葉樹林に生息し、年1回発生する。成虫は6月下旬～8月中旬ころ現われる。コナラ・クヌギ・コゴメヤナギなどの樹液に集まる。

食樹は、ニレ科のエノキ・エゾエノキ。

j キマダラモドキ (特殊分布種)

開張約5 cm～6 cm。キマダラヒカゲに似るが、前翅に黒点を含む明色斑の列がない。

分布は、県下では富士山麓のみに見られる。標高600 m～1,400 mにいるが、局部的である。

生態については、高原の疎林に生息し、年1回発生する。成虫は6月下旬～9月上旬にかけて見られる。カシワ・クヌギの樹液に集まる。

食草は、イネ科のヒメノガリヤス・カモジグサ、カヤツリグサ科のヒカゲスゲなど。

k クロコノマチョウ (限界分布・環境指標種)

開張7 cm～8 cm。地色は暗褐色で前翅端が突出し、秋型では顕著である。

分布は、主に富士山南麓低地帯の樹林に生息しているが、個体数は少ない。

生態については、主として照葉樹林の林床に生息している。年2回～3回発生し、最後の世代が秋型となり、成虫越冬する。成虫期は6月～11月と越冬後の4月～5月。コナラなどの樹液のほか、落柿に集まる。食草は、イネ科のススキ・ジュズダマなど。

l チャマダラセセリ (限定分布種)

開張2cm～3cm。小型のセセリチョウで、暗褐色の地色に多くの細かい白点がある。

分布は、標高1,000m前後の草原に生息し、富士山西麓では根原・上井出林道・田貫湖付近・足形・角木沢付近、南麓では富士山富士宮口登山道旧一合目～旧二合目などから報告されている。

生態については、明るい草原に生息し、年2回発生する。春型は4月下旬～5月中旬、夏型は7月下旬～8月中旬ころ羽化する。成虫は、キジムシロ・ゲンノショウコ・チダケサシなどの花に集まる。

食草は、バラ科のキジムシロ・ミツバツチグリなど。

m ホシチャバネセセリ (特殊分布・環境指標種)

開張約2.5cm。暗褐色で前翅に細かい白色の弧状列がある。

分布は、富士山麓に局部的にあり、西麓では上井出林道・麓などから報告されている。

生態については、疎林や明るい草原に生息し、年1回発生する。成虫期は7月～8月で、オカトラノオの花によく集まる。雄は湿地で吸水することが多い。

食草は、イネ科のオオアブラススキなど。

む す び

富士宮市域で見られる蝶は、調査の結果、114種生息していることが判明した。この種類数は他の地区に比べても、決してひけをとらない豊富さを示している。蝶相の最も豊富なところは、標高1,000m前後の範囲であり、この地帯は生息分布上注目すべきものが多い。

標高750m以下には、暖地性の種が侵入している。標高1,600m以上の蝶相は貧弱で、いわゆる高山蝶は見られない。

代表する蝶相としては、標高1,000m前後の地帯に分布する草原性蝶類があげられる。主なものとして、ヒメシロチョウ、ヤマキチョウ、ハヤシドリシジミ、ヒョウモンチョウ、キマダラモドキ、ホシチャバネセセリなどがある。これら草原性蝶類は、草原群落の遷移と、食草その他の環境要因に関して密接に結びついている。

高橋真弓氏は、「静岡県の昆虫」の中で富士山における蝶の生息場所と植物群落の遷移を図1のように説明している。図1からわかるように、富士山周辺に見られる生態系は、乾性の草原生態系であり、そこには生態を特徴づける各種の蝶が、うまくすみ分けをしている。

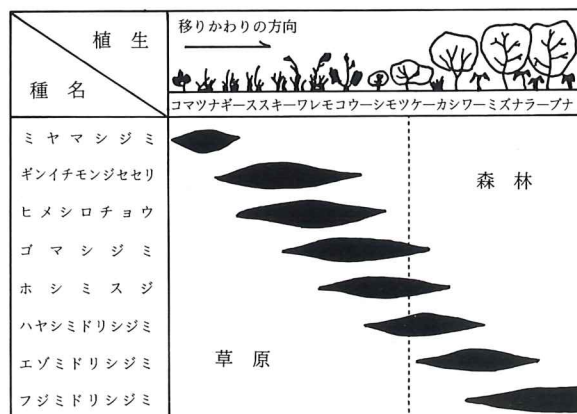


図1 富士山におけるチョウの生息場所とその移りかわり (高橋真弓著：静岡県の昆虫より)

これに対して、天子山脈などの周辺山地には分布しているが富士山には見られないものがあり、これらは富士山に侵入する機会がなかったのか、あるいは侵入したとしても何らかの原因で滅亡したものと考えられる。

しかしながら、最近この様相が急速に変わってきつつある。清邦彦氏は、「富士山麓における蝶類群集と人為作用」という報文の中で、従来、天子山脈に生息していたウスバシロチョウが、食草のムラサキケマン・

ジロボウエンゴサクの拡大とともに、勢力分布を富士山麓の南麓まで拡げていることを報告している。図2は、富士山周辺におけるウスバシロチョウの分布の変遷を示す。

以上のように、市域の蝶相は豊富であるが、草原性蝶類は近頃の乱開発によって、生息域が減少しつつある。今後、過去に生息していた地域の再調査、人為的な環境悪化による蝶類の分布変化調査などを行っていく必要があると思われる。

提 言

富士宮市域の蝶相は豊富なものであるが、近年次第

に減少する傾向がある。ギフチョウは30年程前には、明星山・沼久保などでも多数見られたが、今では大倉ダム周辺・狩宿・坂林などに見られるだけとなってしまった。スギ・ヒノキの人工林は伸び、下刈りがあまり行われなくなるなどから、環境が悪化してしまったためと思われる。食草のカンアオイはまだ十分あるのだから不思議である。また、富士山麓では、ウスバシロチョウが分布勢力を拡大しているのとは対照的に、アサマジミ・ゴマジミ・ヒメシロチョウ・ハヤシミドリシジミなどが減少している。これらの乾性草原蝶類は、人為的に草原が維持されている場所を除き、植物群落の遷移に従い、生息地を少しずつ変えるのが

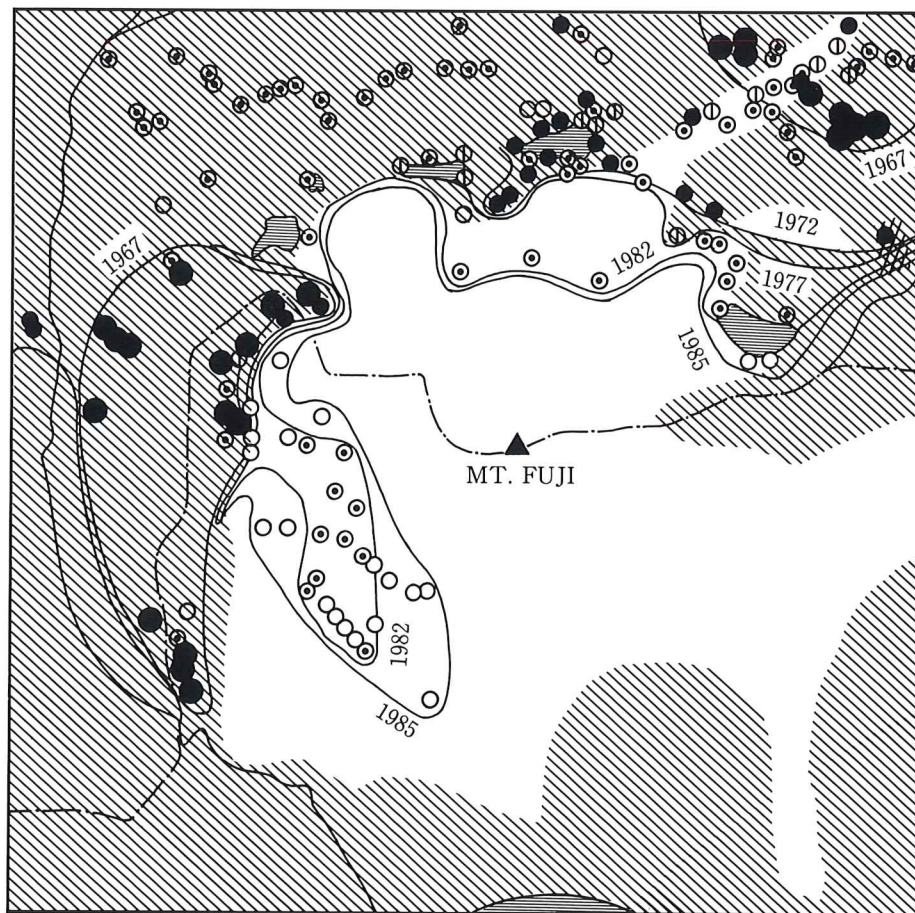


図2：富士山周辺におけるウスバシロチョウの分布の変遷 ● 1953年～1967年
(実線はそこに数字で示した年の分布限界)

※清邦彦著：「駿河の昆虫」No.132より

- 1968年～1972年
- ⊖ 1973年～1977年
- ⊙ 1978年～1982年
- 1983年～1985年

本来の姿であるが、河川や堤防の改修、灌漑設備による草原の湿潤化、植林などによる森林化、牧場化、ゴルフ場化などの人為的な環境悪化によって、分布域を狭めている。中でもハヤシドリシジミは、朝霧高原のカシワの疎林に生息するミドリシジミであり、草原の牧場化などによって食樹のカシワがなくなりつつあるので、保護したい蝶である。

このように、蝶の生息は、人為的作用によって大きく影響を受けるものであるから、開発にあたってはこれらのことを十分考慮し、慎重に行うべきである。なお、貴重な蝶の生息地は、積極的に保護すべきである。

参 考 文 献

- 1 杉山恵一 (1983) : 静岡県的重要昆虫 第一法規
- 2 高橋真弓 (1971) : 富士山総合学術調査報告書 (富士山の蝶類) 富士急行KK.
- 3 藤岡知夫 (1972) : 図説日本の蝶 ニュー・サイエンス社
- 4 高橋真弓 (——) : 静岡県の昆虫
- 5 川副昭人・若林守男 (1983) : 原色日本蝶類図鑑 保育社
- 6 ——— (1953~1986) : 駿河の昆虫 (No. 1 ~No. 137) 静岡昆虫同好会

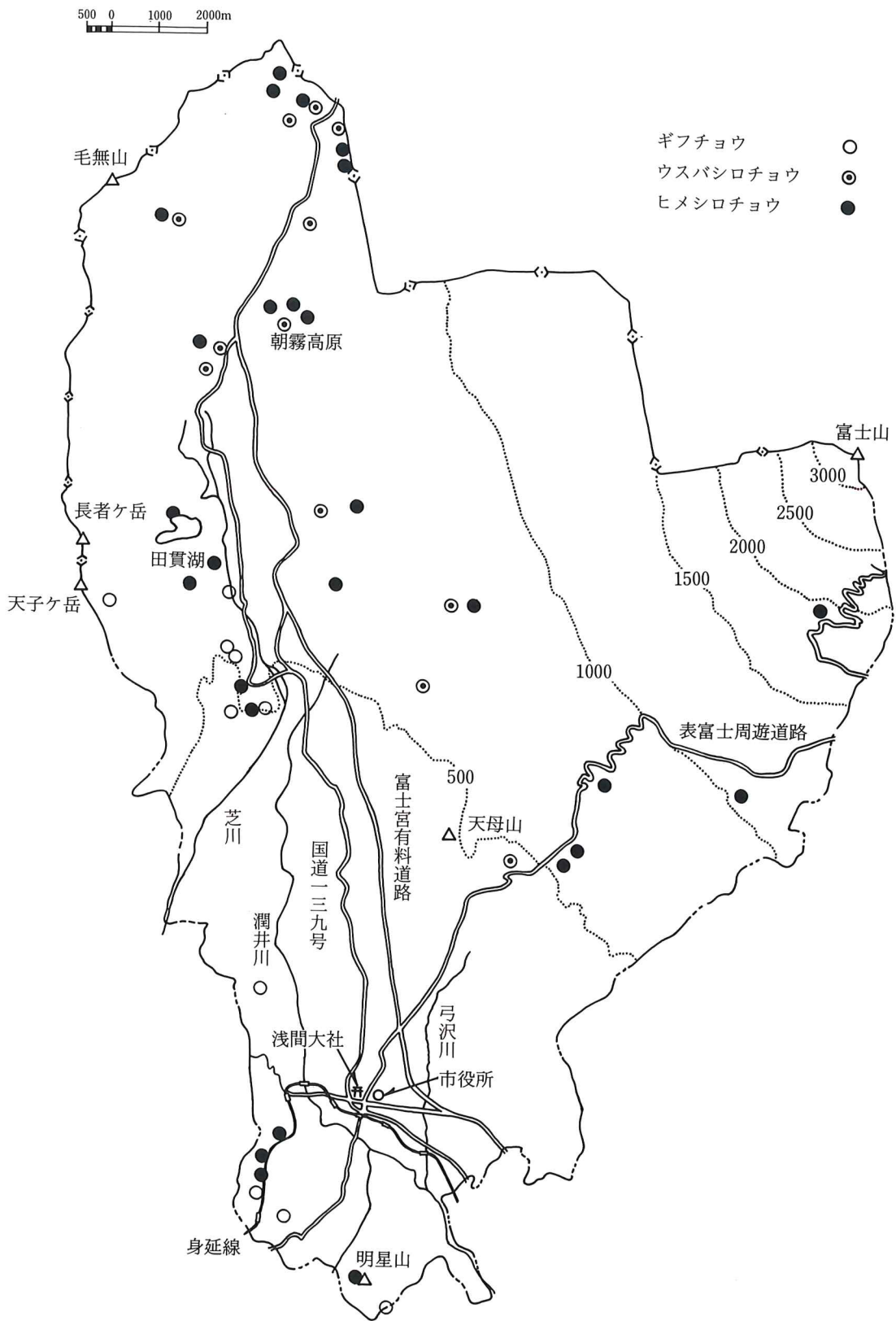


図3：生息分布図-1

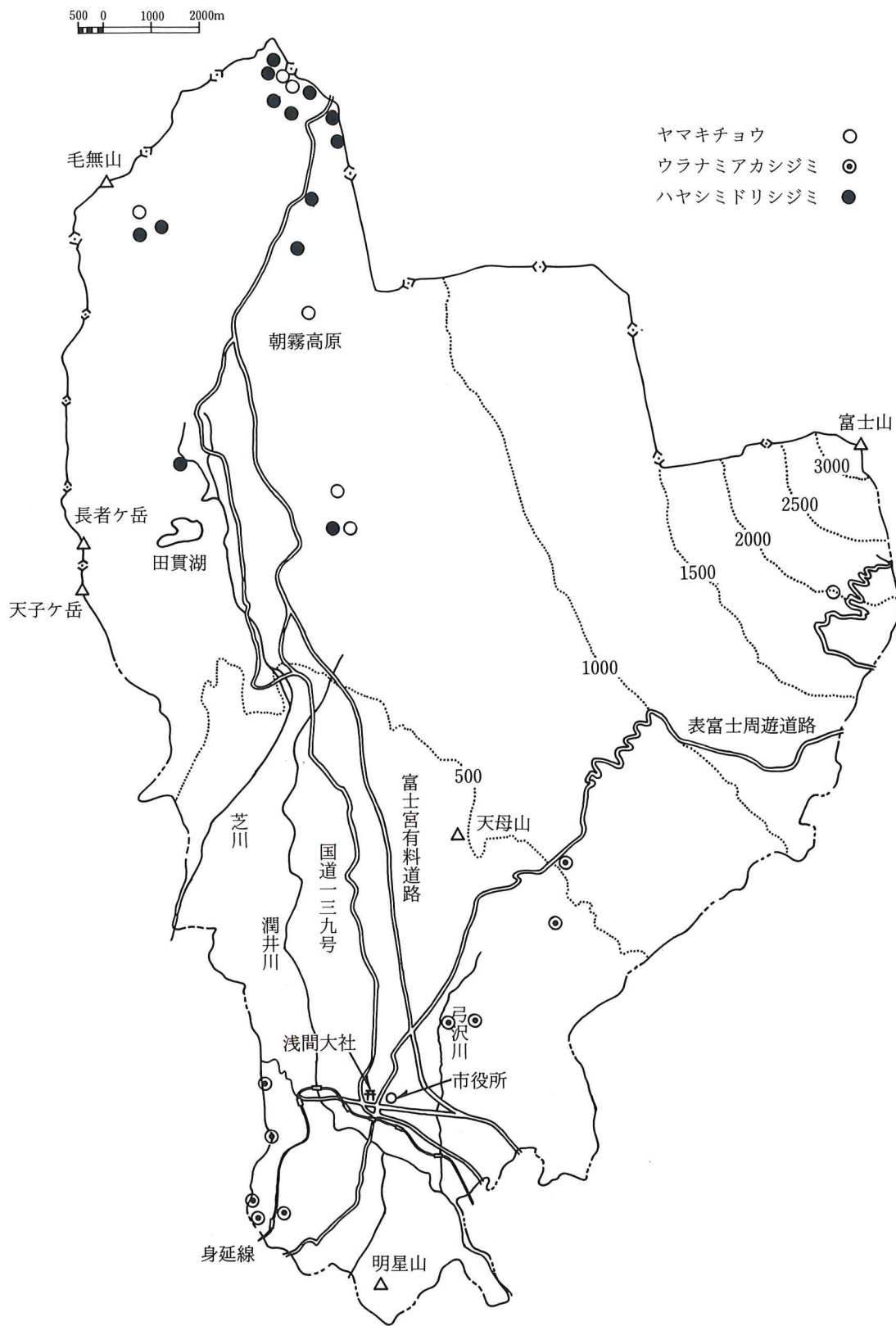


図4：生息分布図-2

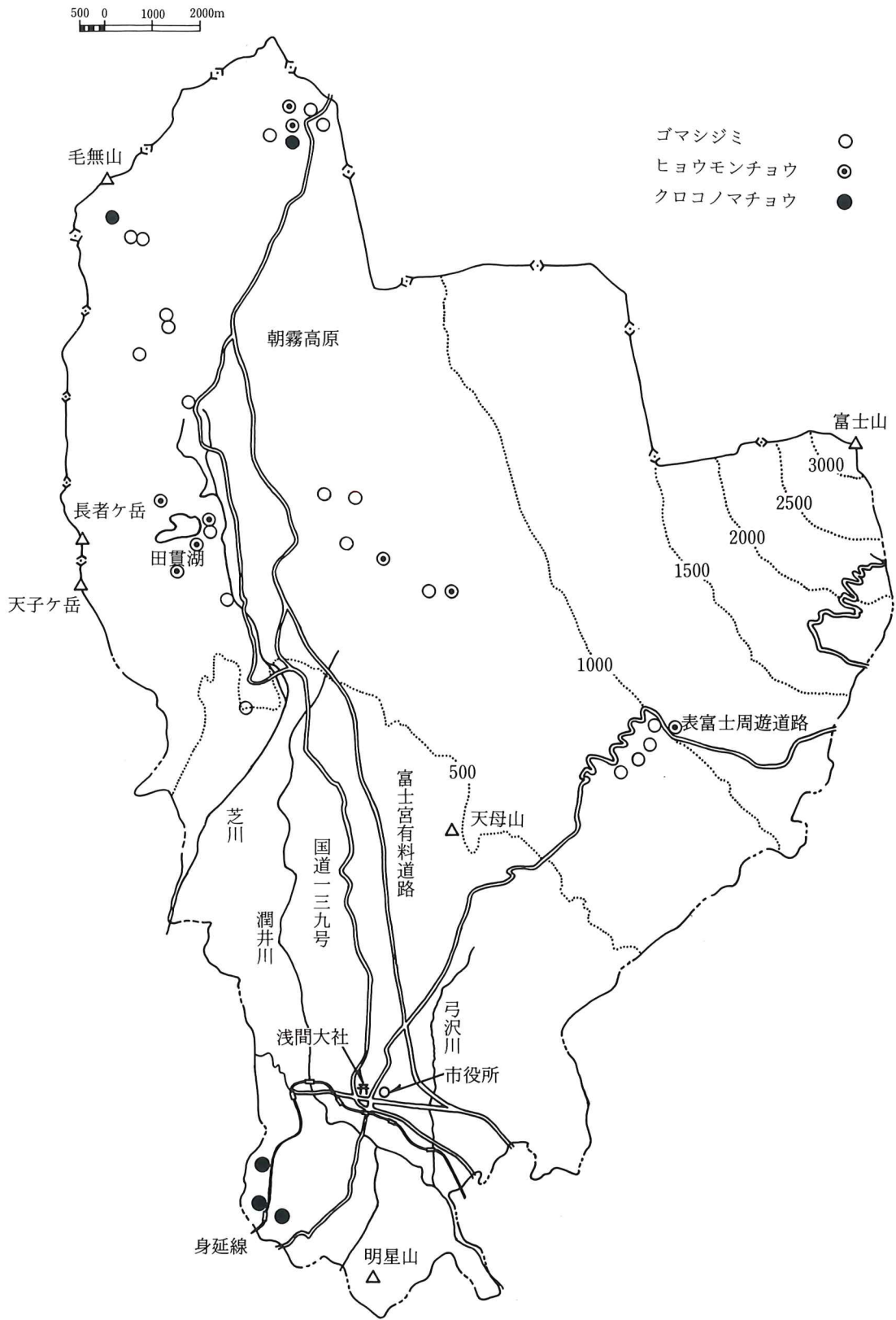


図5：生息分布図-3

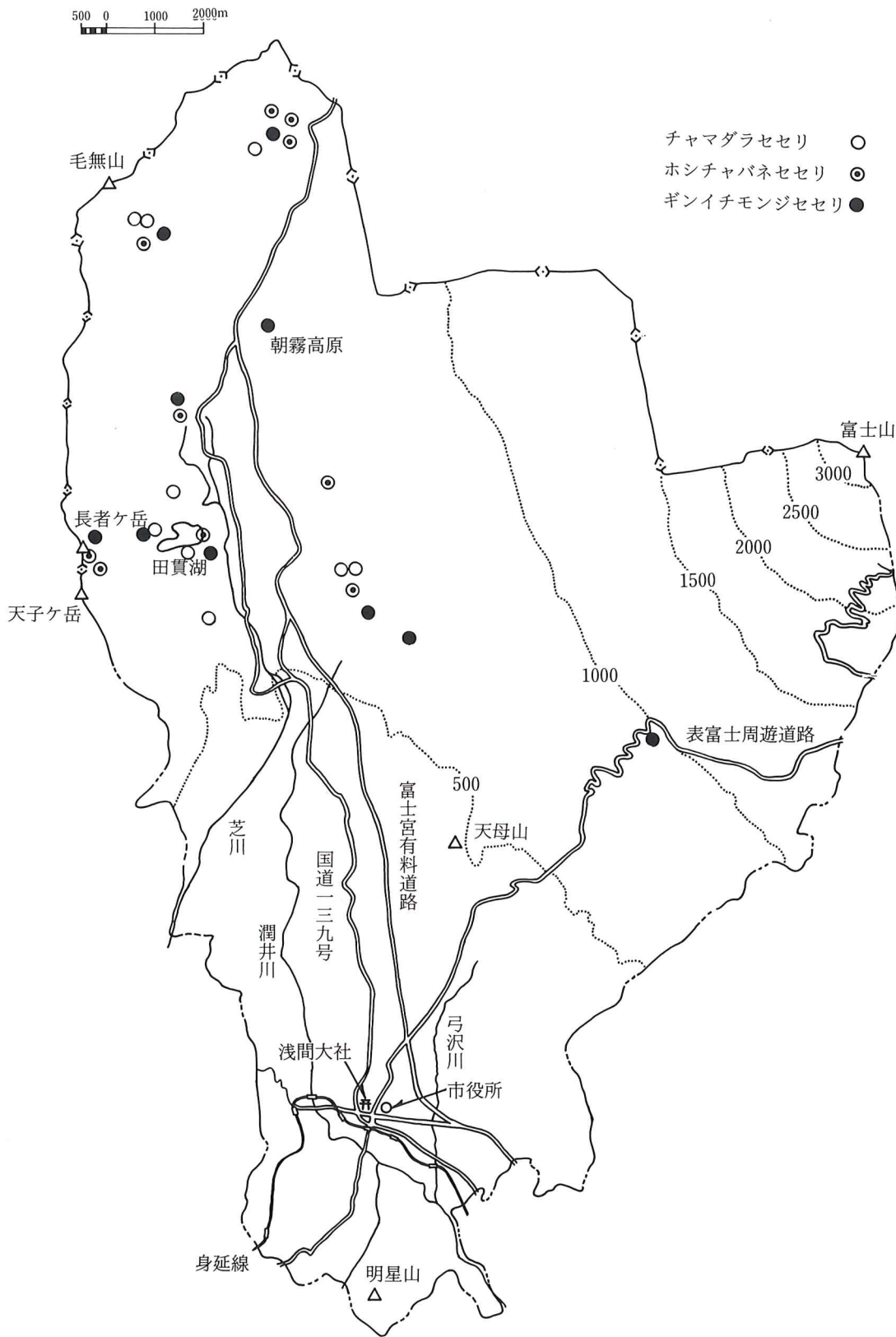
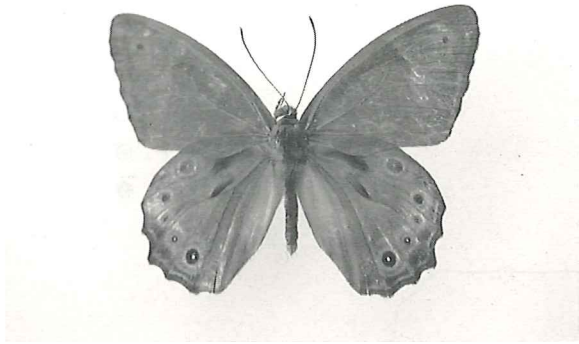
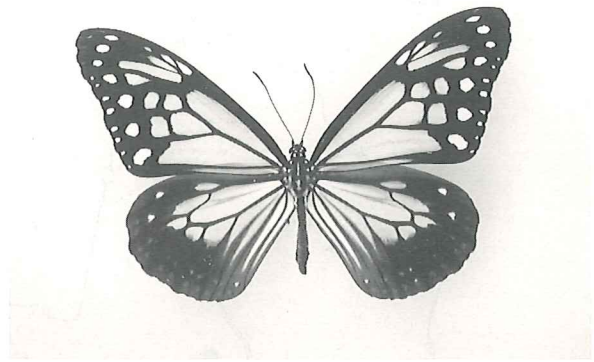


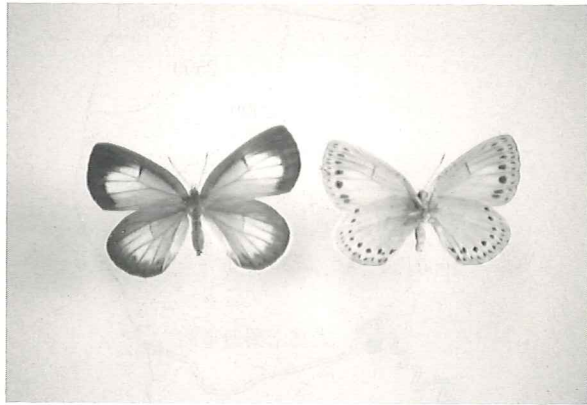
図6：生息分布図一4



ヒカゲチヨウ



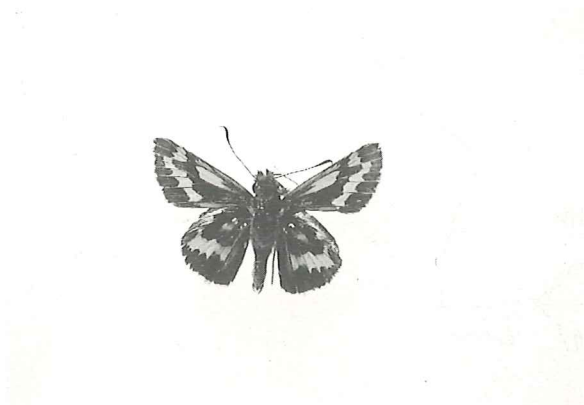
アサギマダラ



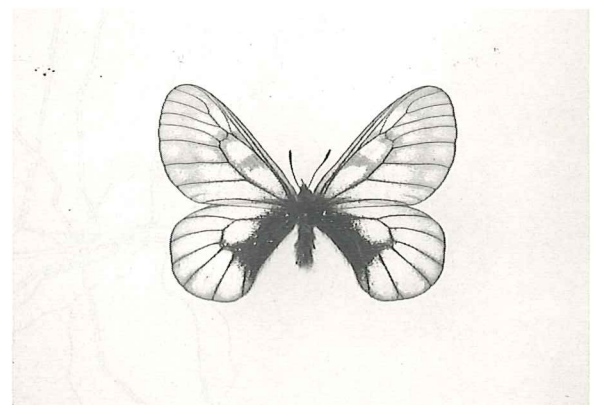
(表) (裏)
ウラゴマダラシジミ



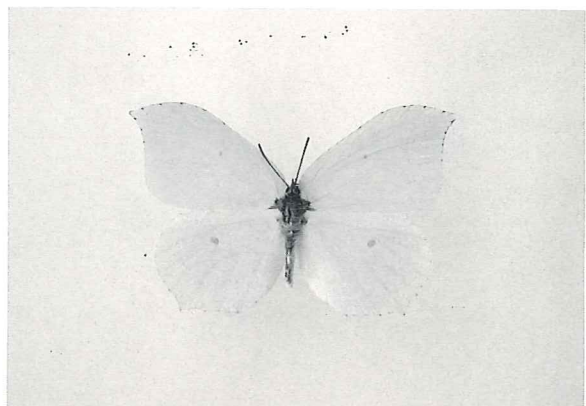
アオバセセリ



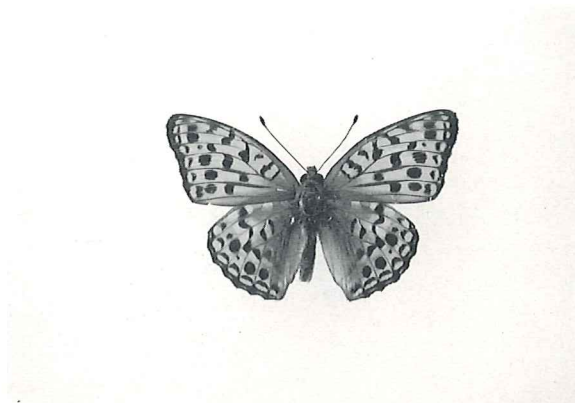
キマダラセセリ



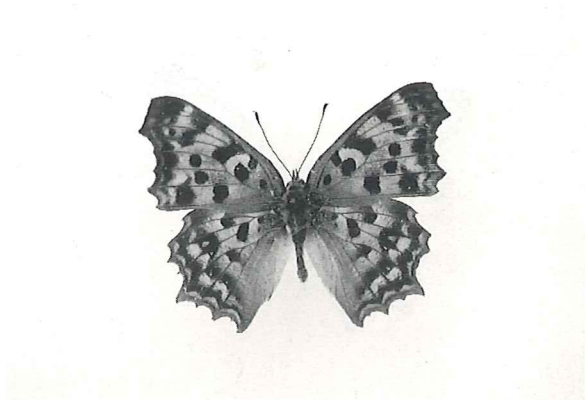
ウスバシロチヨウ



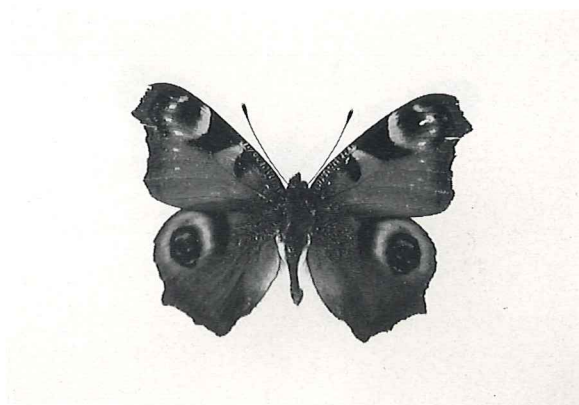
スジボソヤマキチョウ



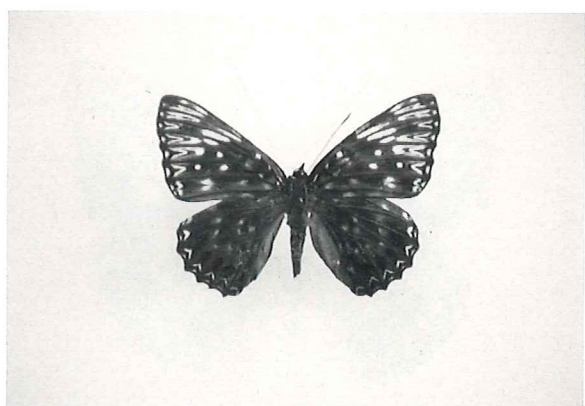
ウラギンヒョウモン



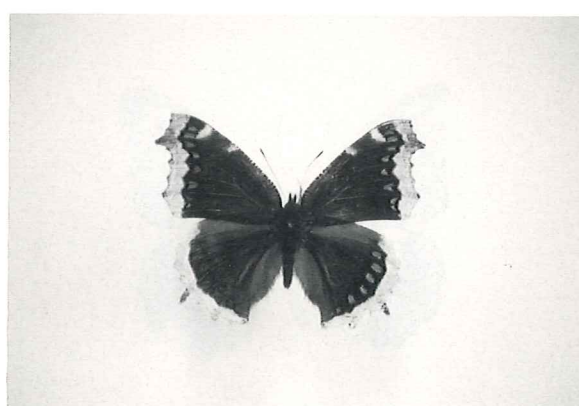
キタテハ



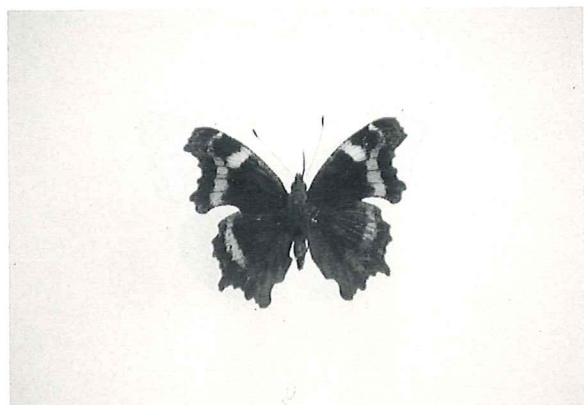
クジャクチョウ



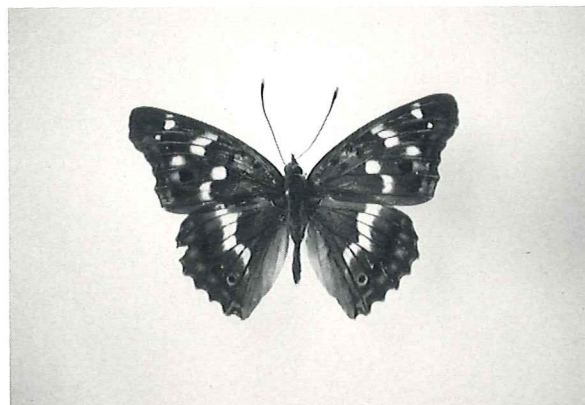
スミナガシ



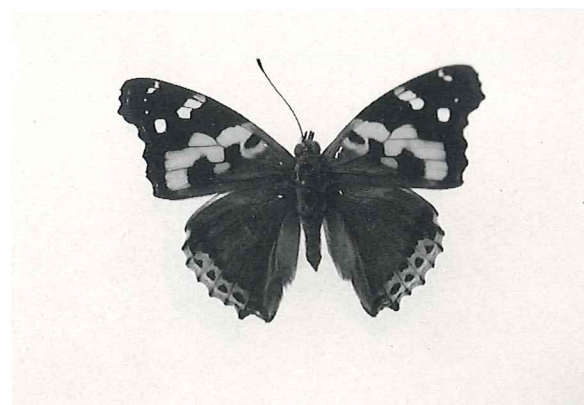
キベリタテハ



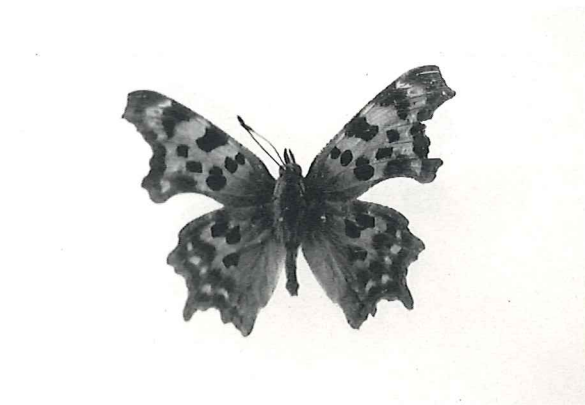
ル リ タ テ ハ



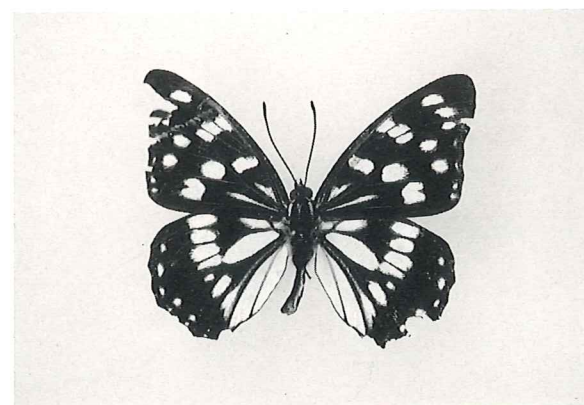
コ ム ラ サ キ



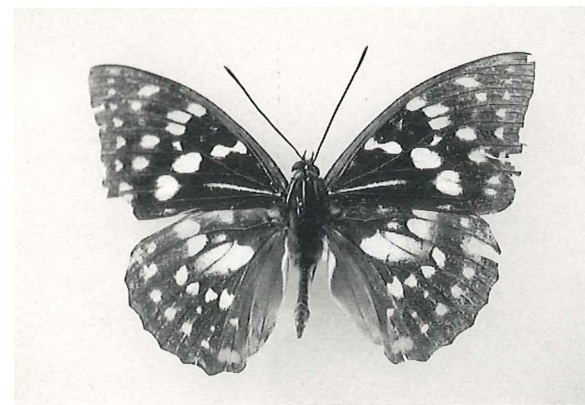
ア カ タ テ ハ



シ ー タ テ ハ



ゴ マ ダ ラ チ ョ ウ



オ オ ム ラ サ キ

トンボ類

城内博司

はじめに

トンボは中型から大型の昆虫である。体の各部の構造は、空中で生活するのに適している。体は細長く、頭部は自由に動き、大きな複眼と軽くて丈夫な4枚の翅を持っている。腹部は10節からなり、棒状でよく曲がる。飛びながら餌を取り、産卵もする。成虫、幼虫ともに肉食性で、他の昆虫を捕食する。幼虫は一般にヤゴと呼ばれ、水中で生活し、池、沼、流れにすんでいる。

現在のトンボ目は、前後翅の形から、イトトンボ・カワトンボを含む均翅亜目、ヤンマ・トンボを含む不均翅亜目、そして両亜目の特徴を備えたムカシトンボ亜目の三亜目に分類されている。

均翅亜目は、前後翅が同形で、体も翅も細長い。複眼は小さく両眼は離れている。飛翔力は弱く、上空を飛ぶことはない。水域の草上や水面上を飛ぶのを見ることが多い。幼虫の腹端には3枚の尾鰓を備えているが、種類によって形や色が違う。

不均翅亜目は、前後翅の形が異なり、後翅の基部付近では、幅広くなる。ヤンマ科やトンボ科では、頭部の大部分を複眼が占め、翅胸部が発達し、飛翔力が強い。

ムカシトンボ亜目は、世界に2種類が知られ、そのうちの1種ムカシトンボは、日本特産種である。

ところで、富士宮市域は北は富士山麓から、南は明星山・富士川流域まで広がり、年間を通して地域差による温度変化は大きい。そのため、自然環境の変化に富んでいるが、トンボ類は県西部などと比較すると少ないと言える。トンボ類は、挺水植物や水草が繁茂した大小さまざまな池や、それに通ずる水路、沼、湖、溪流などを生息環境としているが、埋め立て工事や河川の護岸工事、そして工場廃水、家庭排水などによる水質汚染によって、減少しているのが現状である。そのような環境の中で、注目すべきことは、富士山麓にある数少ない湿原の、小田貫湿原のトンボ類である。

この湿原は寒冷地に位置しているため、寒地系種のトンボが多く生息している。また、市域は富士山の雪どけ水が湧水となっている場所があること、溪流が多いことなどから、カワトンボの仲間がかなり多く生息している。

1 調査地域と調査方法

調査は田貫湖、小田貫湿原、芝川、潤井川などを現地調査したほか、野路会、静岡昆虫同好会の文献資料を用いて行った。

2 調査結果

●イトトンボ科 Agrionidae

(1) キイトトンボ *Ceriagrion melanurum* SELYS

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は低地の水草などの多い池や沼で見られる。小田貫湿原には多い。

(2) ホソミイトトンボ *Aciagrion hisopa* SELYS

成虫は夏と秋に発生する。秋に羽化して成虫越冬するものは、地色が薄い褐色で、越冬後は薄い青色に変わる。幼虫は平地の池や沼にすむ。小田貫湿原には多い。

(3) アジアイトトンボ *Ischnura asiatica* BRAUER

成虫は5月～10月に発生する。発生の山が2回あり、夏の終わりに羽化するものは小さい。幼虫は平地の溜り水にすむ。小田貫湿原には多い。

(4) クロイトトンボ *Cercion calamoum* RIS

成虫は5月～9月に出現する。早春に出現するものは大型であるが、夏に出現するものは小型化する傾向が強い。成熟した雌は水生植物の葉の上などに静止して縄張りの占有を行う。田貫湖に生息している。

●アオイトトンボ科 Lestidae

(5) オオアオイトトンボ *Lestes temporalis* SELYS

成虫は9月～10月に出現する。幼虫は周囲に木のあ
る地にすむ。羽化後、池を離れ、かなりの距離を移動
する。翅を半開きにして止まる。小田貫湿原に生息し
ている。

(6) ホソミオツネイトンボ *Ceylonolestes
gracilis peregrinus* RIS

成虫は7月～8月に羽化し、草むらや雑木林の中で
成虫越冬する。幼虫は低山地の池や沼にすむ。小田貫
湿原に多い。

(7) アオイトトンボ *Lestes sponsa* HANSEMANN

成虫は7月～10月に見られ、翅を半開きにして止ま
る。幼虫は池や湿原にすむ。分布注目種、小田貫湿原
に多い。

●カワトンボ科 Calopterygidae

(8) ミヤマカワトンボ *Calopteryx cornelia* SELYS

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は低山の溪流に
すむ。芝川に多く分布している。

(9) ハグロトンボ *Calopteryx atrata* SELYS

成虫は5月～10月に出現する。幼虫は低山地、丘
陵、平地の緩やかな流れにすむ。以前は、白土の池周
辺に、たくさん生息していたが、最近は減少してしまっ
た種である。

(10) カワトンボ *Mnais strigata* SELYS

日本の特産種。成虫は6月～7月に出現する。幼虫
は平地、山地の溪流にすむ。雄の翅は透明である。芝
川や猪之頭周辺の河川で確認した。平地、山地の溪流
にすむ。雄の翅は透明である。

●サナエトンボ Gomphidae

(11) コサナエ *Trigomphus malampus* SELYS

日本の特産種。成虫は5月～6月に出現する。幼虫
は平地や山地の池や沼にすむ。分布注目種。小田貫湿
原に生息する。

(12) ウチワヤンマ *Ictinus clanatus* FABRICIUS

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は平地の沼、湖
にすむ。成虫は腹部第8節にうちわ状の突起があり、
うちわの基部は黄色である。田貫湖に見られる。

●ヤンマ科 Aeschnidae

(13) オニヤンマ *Anotogaster sieboldii* SELYS

日本最大のトンボ。成虫は6月～10月に出現し、平
地から山地の道路、水路、溪流などの上空を飛ぶ。幼
虫は平地から山地までの流れにすむ。左右の複眼が一
点で接していることで、他のトンボと区別できる。雌
の産卵管は長く、尾の先より抜き出る。潤井川周辺で
採集できた。

(14) ルリボシヤンマ *Aeschna juncea* LINNÉ

成虫は8月～10月に出現する。幼虫は高層湿原の浅
い池にすむ。小田貫湿原で採集できた。寒地系種。

(15) ギンヤンマ *Anax parthenope julius* BRAUER

成虫は4月～11月に出現する。幼虫は平地の池や沼
にすむ。クロスジギンヤンマよりも開けた水面の池を
好む。潤井川周辺で採集できた。

- (16) クロスジギンヤンマ *Anax nigrofasciatus nigrofasciatus* OGUMA

成虫は4月～6月に出現する。幼虫は用水池や木に囲まれた池にすむ。小田貫湿原で採集できた。

● エゾトンボ科 Cordulidae

- (17) タカネトンボ *Somatochlora uchidai* FOERSTER

成虫は5月～10月に出現する。幼虫は木立に囲まれた池や沼にすむ。小田貫湿原で採集できた。

- (18) オオヤマトンボ *Epophthalmia elegans* BRAUER

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は池や沼の泥底にすむ。コヤマトンボやキイロヤマトンボに似ているが、後翅の三角室に1本の横眼があるので区別できる。田貫湖に生息している。

● トンボ科 Libellulidae

- (19) ハラビロトンボ *Lyriothemis pachygastra* SELYS

成虫は4月～9月に出現する。幼虫は平地、丘陵地の池や湿原にすむ。小田貫湿原に多産する。

- (20) ショウジョウトンボ *Crocothemis servilia* DRURY

成虫は4月～10月に出現する。幼虫は平地の池や沼にすむ。雄は成熟すると体が赤くなるが、アカトンボの仲間ではない。小田貫湿原に多産する。

- (21) ヨツボシトンボ *Libellula quadrimaculata asahinai* SCHMIDT

成虫は4月～8月に出現する。幼虫は平地や湿原の

中にある池にすむ。寒地系種、小田貫湿原に生息している。

- (22) シオカラトンボ *Orthetrum albistyrum speciosum* UHLER

成虫は4月～10月に出現する。幼虫は池、沼、湿地、水田にすむ。雌と未熟な雄の体は麦わら色であるが、雄は成熟すると黒くなり、白い粉で覆われている。小田貫湿原、田貫湖で採集できた。

- (23) シオヤトンボ *Orthetrum japonicum japonicum* UHLER

成虫は4月～7月に出現する。幼虫は平地から低山地の湿地にすむ。小田貫湿原で採集できた。

- (24) オオシオカラトンボ *Orthetrum triangulare melania* SELYS

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は池、沼、湿地にすむ。雌と未熟な雄の体は麦わら色であるが、雄は成熟すると黒くなる。小田貫湿原に生息している。

- (25) コフキトンボ *Deiella phaon* SELYS

成虫は5月～9月に出現する。幼虫は平地の池や沼にすむ。雌の翅は無色のものと褐色の帯を持つものがある。田貫湖に多産する。

- (26) ミヤマアカネ *Sympetrum pedemontanum elatum* SELYS

成虫は6月～11月に出現する。幼虫は平地、丘陵地の湿原や緩やかな流れにすむ。小田貫湿原で採集できた。

- (27) マユタテアカネ *Sympetrum eroticum eroticum* SELYS

成虫は6月～10月に出現する。幼虫は平地や丘陵地

の湿地や池にすむ、雌には、翅の先が透明なものと褐色の斑紋のあるものがある。小田貫湿原で採集できた。

(28) ヒメアカネ *Sympetrum parvulum* BARTENEF
成虫は7月～10月に出現する。幼虫は丘陵地の湿地にある浅い水たまりにすむ。湿地固有種、小田貫湿原に多い。

(29) リスアカネ *Sympetrum risi risi* BARTENEF
成虫は7月～10月に出現する。幼虫は丘陵地の池にすむ。小田貫湿原に生息している。

(30) ネキトンボ *Sympetrum speciosum speciosum*
OGUMA
成虫は5月～10月に出現する。幼虫は丘陵地や山地の木影のある池にすむ。小田貫湿原で採集できた。

(31) アキアカネ *Sympetrum frequens* SELYS
成虫は6月～11月に出現する。幼虫は低地から山地の池や沼にすむ。羽化後長い距離を移動して夏の間は山地で過ごし、秋に平地へ降りてくる。田貫湖周辺で採集できた。

(32) ウスバキトンボ *Pantala flanscens* FABRICIUS
琉球諸島では、3月～12月に成虫が見られ、幼虫は水田、プール、貯水槽などにすむ。初夏に本土に飛んできて産卵・成長し、夏から秋にかけて羽化するが、本土では越冬できない。飛来種。小田貫湿原で確認した。

む す び

本年度は田貫湖、小田貫湿原を中心に調査を実施した。生息するトンボの種数は、確認が難しいため、富

士宮市域のトンボの実態を示す資料は極めて少ない。しかし、調査の結果、小田貫湿原では湿原固有の種であるヒメアカネ、寒地系種のルリボシヤンマ、ヨツボシトンボ、分布注目種のアオイトトンボ、コサナエなどが確認できた。また、湧水のある場所には、少ないながらもハグロトンボが生息していた。さらに、溪流にはカワトンボの仲間が生息していることなど重要な生態が確認できた。

提 言

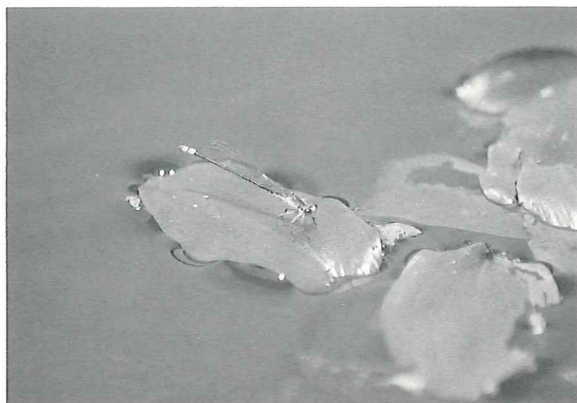
小田貫湿原は静岡県の中中部、西部の池や沼とは自然環境が異なり、そのため高層湿原特有の種、寒冷地特有の種が生息している。これらのトンボを保護していくことは、私たち市民の使命であり、願いであろう。そのためには、湿原への無断な立ち入りを禁止するとともに、湿原の自然環境、特に川の流れや周囲の樹木、草花などを保護することが必要と思われる。湿原を東南部まで拡張整備し、溪流にはカワトンボが生息し、湿原の中に澱みのある部分と流れのある部分を作るようにすれば、トンボはすみ分けができるはずである。

参 考 文 献

- 1 杉山恵一 (1983) : 静岡県の重要昆虫 第一法規
- 2 伊藤修四郎・奥谷禎一・日浦勇 (1985) : 原色日本昆虫図鑑 (下) 保育社
- 3 石田昇三 (1984) : 原色日本昆虫生態図鑑 (II) トンボ編 保育社
- 4 福井順治 (1987) : 駿河の昆虫 (No. 138) 「田貫湖と小田貫湿原のトンボ」 静岡昆虫同好会



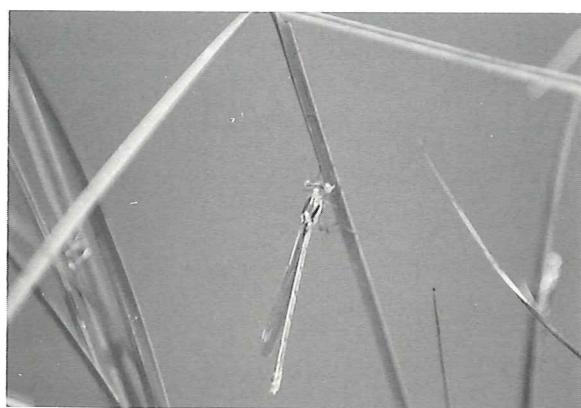
キイトトンボ



クロイトトンボ



ホソミオツネトンボ



アオイトトンボ (未成熟)



カワトンボ (透明型)



ハラビロトンボ ♀



ハラビロトンボ♂ (未成熟)



ハラビロトンボ♀



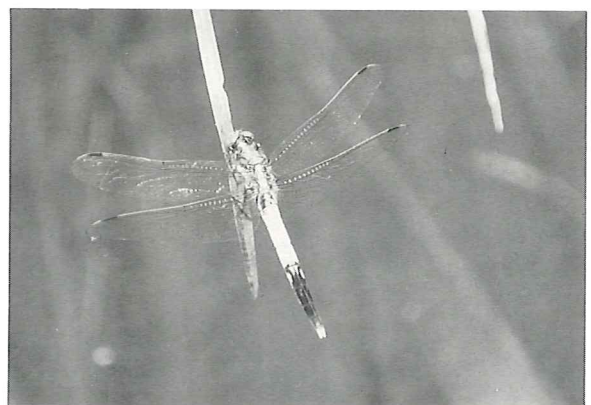
シヨウジヨウトンボ♂



ネキトンボ



アキアカネ♀



シオカラトンボ