

面は、図 2-3-112 の C-D 断面図に示したように、平均地形勾配が 1/20 であるのに対し、地下水面勾配は 1/35 と緩やかになり、標高 500 m くらいの地点では、地下水面は完全に洪積層Ⅲ（古富士泥流）の中に入っている。

沖積層Ⅰ、Ⅱを採水対象とした井戸の比湧出量は 100~1,000 m³/d/m とはなはだしく変化し、しかも地域性が認められるのに対し、洪積層Ⅱ、Ⅲを対象とした井戸の比湧出量は大体 50 m³/d/m 以下である。500 m³/d/m 以上の高数値帯は、田子の浦港から山瀬、淀師、北山にかけての潤井川沿いと上井出、猪之頭一富士丘にかけて分布している。この高数値帯は地下水面の凹部とよく一致しており、この部分が地下水の良好な通路になっていることを示している。

(志村 馨・佐藤 昭)

参 考 文 献

- (1) 志村 馨 (1960): 富士西麓および東麓における地質および地下水調査について, 物理探査, Vol. 13, No. 1
- (2) 宮本 昇 (1967): Geology and Groundwater at the E. Foot of V. Fuji, 柴田教授退官記念論文集
- (3) 宮本 昇 (1968): 富士火山山麓の水理地質学的研究
- (4) (株)水資源開発コンサルタント (1975): 富士西・南麓地域の水理地質
- (5) 津屋弘達 (1968): Geology of Volcano Mt. Fuji, 地質調査所
- (6) 志村 馨 (1965): 電気探査法, 昭晃堂

17. 北富士山麓（富士北麓）

(1) 地形・地質

富士山は美しい裾をひいた円錐形の火山で、北麓もその例外ではない。北に向かって広がる裾の外周に沿って富士五湖があるが、さらに北側には御坂山地が急峻な斜面をみせてそびえている。富士山の噴出物は、いわゆるグリーンタフや花崗岩類からなる御坂山地でさえぎられているが、ただ 1 つの流出口である桂川に沿って北方に長く流下している。

北富士山麓の斜面もくわしくみると、富士吉田市付近にみられるように平滑な斜面もあるし、青木原のように凹凸のはげしい地形もある。前者の平滑な斜面は“泥流”と古くからいわれているが、主に火砕流の形成した地形であり、後者は溶岩流の地形である。

御坂山地が南に張り出した紅葉台の西側には、本栖湖、精進湖、西湖の三湖があり、湖水面は三湖ともほぼ同じで標高 930 m 付近にある。紅葉台の東側にある河口湖の湖水位はほぼ標高 830 m と低く、前述の三湖の水位とは大きな落差がある。一方、桂川の源流である山中湖は湖水面の標高がほぼ 980 m と最も高い。この富士五湖のうち、山中湖以外はいずれも自然の地表水の流出口はなく、人工の水路が本栖湖から富士川へ、西湖から河口湖へ、河口湖から桂川支流宮川へとつくられ、湖水位の調節を行っている。

北富士山麓の層序は表 2-3-39 に示すように、東富士山麓と共通している。北富士山麓には、富士火山以前に、小御嶽火山があったという見解もあるが、地下水調査の行われた裾野には、いままでのところ、この噴出物は見出されていない。

富士山は第四紀に活動したもので、その最も古い噴出物は御坂山地をつくる第三紀層を不整合

表 2-3-39 北富士山麓の層序の性質

時代	層序	性質
完新世	新期溶岩流 / 新期火山砂礫上部層	透水性
	新期泥流	不透水性
	新期火山砂礫下部層	透水性
更新世	古期溶岩流 / 古期火山砂礫上部層	透水性
	古期泥流	不透水性
	古期火山砂礫下部層	透水性？
第三紀	御坂層	不透水性

岩の下に厚く分布していることがボーリング資料でも確かめられている。その末端は、桂川に沿って流下し、大月市の先にまで及んでいる。この古期泥流の表面はあまり開析された形跡はなく、古期泥流の表面は現在の裾野の地形にほぼ調和的である。古期溶岩流は、この古期泥流の活動のあと噴出した多くの溶岩流であり、間欠的に更新世末まで活動が続いたものと思われる。

古期溶岩流の活動終了後、火山活動は休止期になり、この間厚い土壌が形成された。また、忍野八海の東側には堰止湖があったようで、湖成層が形成されている。

完新世の活動は、火山砂礫（新期火山砂礫下部層）の噴出後、東富士山麓の北側から北富士山麓の東側にわたって、新期泥流の噴出があり、その後、新期の溶岩流の流出が間欠的に行われた。いわゆる“マルビ”と呼ばれるものや、青木原の溶岩はこの新期の溶岩流に属するものである。

古期溶岩流の活動期においてもまた新期溶岩流の活動期においても、溶岩の噴出は間欠的ではあったが、この活動期に著しい火山砂礫など降下堆積物の噴出があり、その降下堆積物は溶岩流と互層をなしたり、あるいは降下堆積物のみの厚い互層をつくっている。

(2) 地下水

北富士山麓で帯水層となるのは古期火山砂礫下部層、古期溶岩流、古期火山砂礫上部層、新期火山砂礫下部層、新期溶岩流、新期火山砂礫上部層であり、御坂層、古期泥流および新期泥流は一般に不透水性地盤である。不透水性地盤ではあっても、これら地層中に、地下水は存在するが、その流動性はかなり小さいといえる。

古期火山砂礫下部層中の地下水については、少数の深井戸の記録に採水をしているらしい記録があるのみで、その性質は明らかでない。

よく知られている帯水層は、古期溶岩流／古期火山砂礫上部層（新期火山砂礫下部層も含めて）であり、北富士山麓の深井戸はこの帯水層から採水しているのが大部分である。後に述べるように、大きな湧泉もこの帯水層中の地下水が湧出しているものである。図 2-3-116 にこの帯水層の地下水面等高線を示してある。

地下水面の形態と不透水性基盤となる古期泥流の関係をみると、北富士山麓の地下水の流域は、東部、中部、西部と分けることができる。

富士吉田市東南部にある城山や小倉山は御坂層からなる孤丘であり、これと南にのびる富士登山道の東側に露出する古期泥流を結んだ線の東側で、籠坂峠に到る間が北麓の東部の流域に当る。

に覆っている。ボーリングの記録をみると、基底をなす噴出物には風成層（古期火山砂礫下部層）もあるらしいが、露頭では追跡できず、くわしいことはわからない。

北富士山麓を通じて広くみられる古い富士山の噴出物は古期泥流であって、これは津屋の古富士泥流に相当し、溶

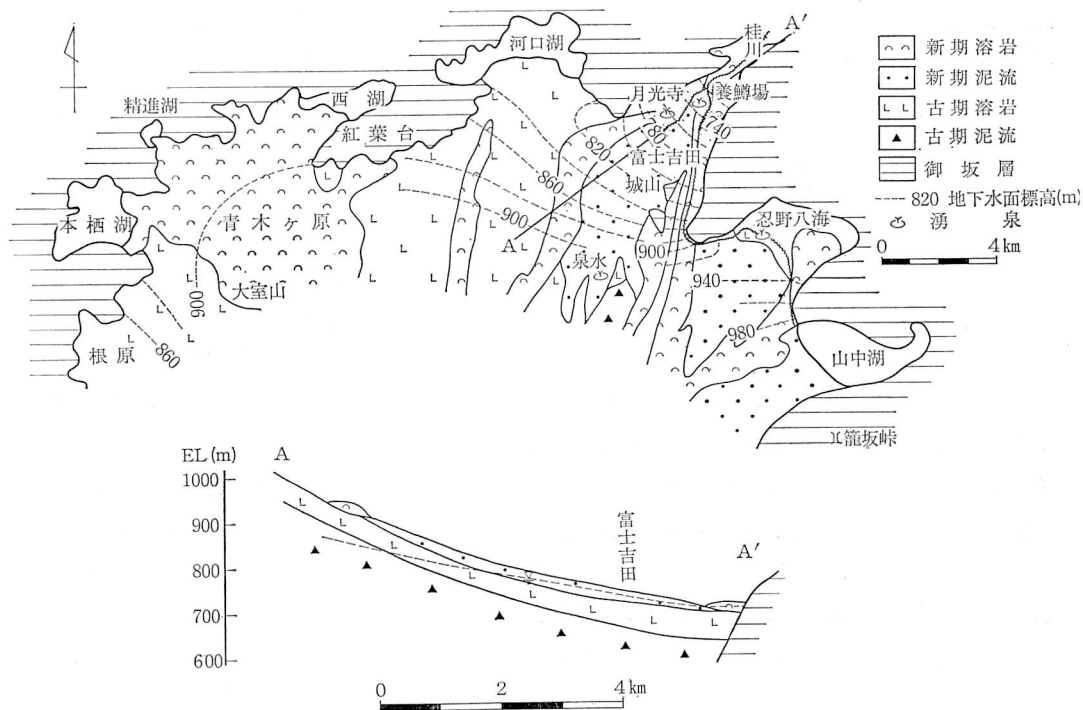


図 2-3-116 北富士山麓水文地質図

ここでは、山中湖西側から忍野にかけて、地下水面が北ないし北西に向かって傾斜し、地下水がこの傾斜に従って流下していることを示している。山中湖の西北に広がる梨ヶ原では、新期泥流の下にある火山灰、火山砂礫の互層（大部分が古期火山礫上部層に相当）が帯水層であるが、忍野八海では古期溶岩流から湧出がみられる。忍野八海からその東側の内野にかけての地下水面は標高約 930 m くらいで平坦となっている。

北麓中部に当る紅葉台と城山の間では、地下水面の勾配が約 1/40 で北東に傾斜している。この勾配は、地表面や古期泥流上面の勾配よりも緩やかであるため、地表面標高が高いほど地下水面までの深度が深くなるとともに、地下水面は、その標高が約 850 m より高いところでは、古期泥流の表面下に沈む。この標高以下では、地下水は古期溶岩／古期火山砂礫上部層を主な帯水層として北西に流下し、末端の河口湖で地下水が露出するが、地下水の流れはむしろ河口湖の東南側で御坂山地の尾根の南側をまわって桂川に流下する形態を示している。

北麓の西部に当る紅葉台から西側では、地下水面の形態が前述の北麓中部とはまったくちがっている。ボーリング資料によると、紅葉台のすぐ南側の富士山斜面では、古期泥流が溶岩流の下に浅く存在し、これが西部と中部の地下水の分水嶺をつくっているらしい。西湖、精進湖および本栖湖の水位は近似していてよく連動することが知られており、また、湖周辺の地下水も湖水位にほぼ等しい。しかし、人工的な排水のない低水期の水位は、西湖、精進湖、本栖湖の順に少しずつ下っており、自然状態では、周辺の地下水も含め、水面が西側に緩く傾斜していることを示している。本栖湖の東南側の富士山麓では、透水性の大きい溶岩流は厚く、この付近の地下水位

は湖水位よりはるかに低く、これら三湖周辺の地下水は主に古期溶岩流を通して西富士山麓へと流出している可能性が大きい(図2-3-116)。

(3) 湧水

富士五湖は、北富士山麓を流下した地下水が御坂山地にさえぎられてできた地下水の露頭であるといえる。これら五湖は、精進湖を除いて、人工水路により水位が調節されているので、この排水量から御坂山地に流入する地表水量を差し引いたものが湖の湧水量となる。しかし、湯水期にはどの湖も地表流出はなく、湖水位が一定のときには地下水の流入と流出が平衡していると考えられる。

北富士山麓には、富士五湖のほかにも、多くの湧水があるが、その大きなものは表2-3-40に示したようなものが知られている。このほかにも小規模な湧水は数多くみられるが、溶岩の下部から湧出するものが大部分である。

代表的な湧水である忍野八海は古期溶岩流の末端で、新期泥流など上位の地層のかぶりが薄く、溶岩の露出するい

表 2-3-40 北富士山麓の湧水

湧水	湧水量(m ³ /s)
忍野八海	3.5
養鱒場	3.0
月光寺	0.25
泉 水	不詳

くつもの地点から湧出している。北富士山麓の東部の地下水は、地下水面の形態からみて、北西に流れるが、流下末端では御坂山地に堰止められ、また、御坂山地と城山の間で流出口が狭められるため、地下水の大部分が忍野八海とその周辺で湧出しているものと思われる。

また、富士吉田北方の宮川沿いの養鱒場の湧水は、見掛上、新期溶岩流の崖端の湧水のようにみえるが、崖下のすぐ地下には、古土壌を挟んで古期溶岩流が厚くあり、湧水は主としてこの古期溶岩流から供給されている。

古期溶岩流中の地下水の水質は良好である。富士吉田市北方の試験井での地下水の水温は11.6℃、電気伝導度は110 μS/cmであった。

新期の噴出物からの湧水は、古期溶岩流からの湧水量に比べると、その規模は小さい。月光寺の湧水は、新期溶岩流の末端からの湧水である。富士登山道沿いの標高1,030 mの泉水(瑞)の湧水は、新期泥流を不透水性基盤とし、その上にある新期火山砂礫上部層の中の地下水の湧出であり、上水道水源として利用されている。

(宮本 昇)

参 考 文 献

- (1) 津屋弘達 (1938 a): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究Ⅰ. 小御獄の構造. 震研い報, Vol. 16, Part 2
- (2) 津屋弘達 (1938 b): 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究Ⅱ. 青木原溶岩の分布と噴出中心, 震研い報, Vol. 16, Part 3
- (3) 西条八束 (1950): 富士五湖の湖沼学的研究 (2), 地理評, Vol. 22. No. 11
- (4) 筋内寛治 (1953): 富士五湖の資料整理, 山梨大学工学部研究報告 4
- (5) 関東農政局計画部 (1964): 昭和37年度農業用大規模地下水賦存調査富士北麓地区調査報告書
- (6) 山梨県 (1966): 水資源と利用の現況 (深井戸資料)
- (7) 蔵田延男 (1966): 富士山域水理地質図および説明書, 地質調査所
- (8) 宮本 昇 (1968): 富士火山山麓の水理地質学的研究—火山地域地下水の代表例として—, 東京教育大学学位論文
- (9) 山本莊毅 (1971): 富士山とその周辺の陸水, 富士山 (富士山総合学術調査報告書) 富士急行株式会

社

(10) NISHIMIYA, K.,(1976): On the Holocene diatoms in the Poleo-Osino Lake deposits, Minamitsurugun District of Yamanashi Prefecture. Mem. Foc. Lib. Yamanashi Univ

(11) 藤山家徳 (1982): 富士山北東麓古忍野湖の地質と化石, 国立科学博物館専報第15号

18. 伊豆大島・利島

(1) 地形・地質

伊豆大島と利島は伊豆七島の北端に位置する火山島で、それぞれ独立成層火山体を形成する。面積は伊豆大島が七島中最大で 90km² である。利島は最も小さい。最高点の標高は、伊豆大島の 758 m に対し、利島は 506 m とあまり変わらない。

構成地質はいずれも玄武岩質の溶岩と火砕岩の互層で、噴出年代が新しく未風化であるため透水性は良好である。3,000 mm を超える降雨があるにもかかわらず、そのほとんどすべてが地下に浸透し、地表水はみられない。浸透した水はすみやかに深部に移行し、海に排出されるため、地下水位も低く、伊豆大島の一部を除き、ほぼ海水準にあり、潮汐に伴って変動する。海水の混

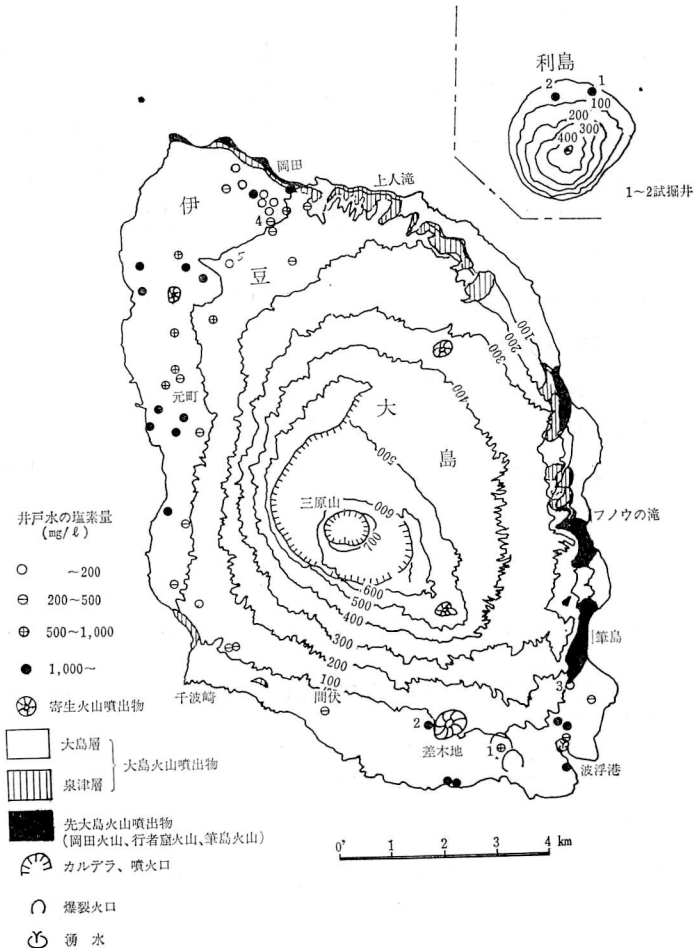


図 2-3-117 伊豆大島水文地質図