

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 90km<sup>2</sup> 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

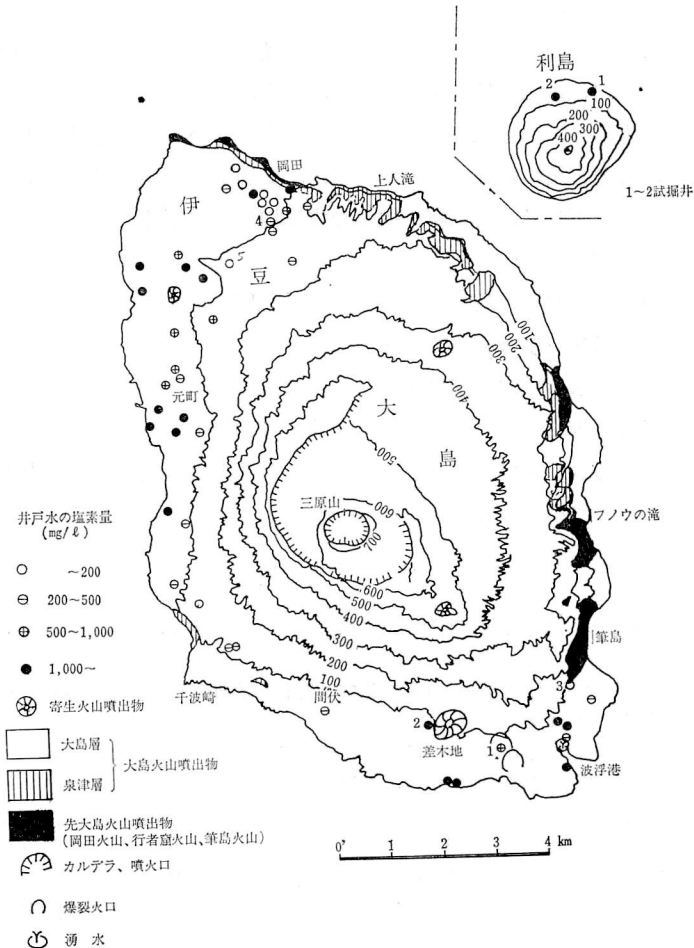


図 2-3-117 伊豆大島水文地質図

入も激しく、ヘルツベルグレンズが認められない井戸が大部分である。

両島の水利利用をみると、伊豆大島では島内に存在する2カ所の湧水と多数の深井戸に頼っている。井戸水の大部分はそのままでは塩素量が水道基準の200 ppmを大幅に超えているため、電気分解によって脱塩し、湧水と混合して水道用に供している。利島では湧水が存在せず、地下水の塩素量も多すぎるため地下水利用をあきらめ、舗装道路や簡易舗装を行った山林に降る雨を貯留して水道用水としている。

伊豆大島は、三原山を最高点とするカルデラ式活火山で、北北西—南南東に細長い平行四辺形を呈する。北部および南部に突出した部分は、標高も200 m以下の平坦な火山台地で、居住地および農耕地となっている。東および西側は急傾斜で、海岸は高い絶壁となっている。地形図を一見すると、島全体が単一の火山活動による成層火山であるようにみえるが、下位に古期の火山体がいくつか伏在し、3単元の地層に大別できる。

最も古期の地層は、北海岸の岡田付近に分布する岡田火山、東海岸の長根岬近辺の行者窟火山、その南側に隣接する筆島火山などの先大島火山噴出物であって、島の北東海岸に偏在している。構成地質は、いずれも玄武岩質の溶岩と火砕岩で、未風化である。これらの地層中に多数の岩脈が貫入している。

これらの古期の火山体は、大島火山噴出物に覆われている。大島火山噴出物の最下部は凝灰角礫岩で、大島火山古期山体<sup>(1)</sup>、泉津層群<sup>(4)</sup>などの名称がつけられている。その分布は、東海岸のほか、西海岸千波崎北方にも及ぶという<sup>(1)</sup>。したがって、大島全域に本層が伏在する可能性がある。この凝灰角礫岩はかなり固結しており、上下の地層に比べ難透水性であるため、地下水の流路を定める制限床の役割をある程度果たすと推定される。泉津付近の本層分布地には上入滝があり、わずかながら地表水が認められる。本層の厚さは30~40 mに過ぎないが、水文地質的に重要であることから、上位の大島火山噴出物とは区分し泉津層とした(図2-3-117)。

これより上位の大島火山噴出物は層厚数百mあり、溶岩およびスコリア、火山灰、火山砂などの降下堆積物を主とし、凝灰角礫岩を含む地層で、大島火山の山体の大部分を形成する。本層の上位のわずか数mの部分は細分されているもの<sup>(1)(2)</sup>の、その下位の地層の層序区分は行われておらず、表層の部分のみを細分することは水文地質的にはあまり意味がないため、図2-3-117では全体を一括して大島層とした。

大島層の主構成層はスコリアと火山灰、火山砂の互層であるが、各単層の厚さは20~30 cmから1~2 m程度であって、大きな露頭では数百枚もの地層が累重し、局所的な不整合面も多数認められ、堆積前の旧地形に平行な曲線紋様を画いている。スコリアは黒っぽい多孔質の火砕物質がルーズに堆積し、コークスを積み上げたような産状を呈し、著しく良透水性で、透水係数は数cm/sといった大きなものである。これと互層する火山灰は細粒のものもあり、大島層全体としては透水係数は大きい(n×10cm/s程度)、微視的には多数の透水層と相対的にみた難透水層の互層となっている。これらの火砕岩の間には厚さ数mから2~30 m程度の多数の溶岩が挟まれており、火砕岩の画く凹凸の谷の部分に埋めている。これらの溶岩も開口した節理に富み、下部に自破砕帯を伴うため透水係数は大きい。

以上のように、大島層は著しく透水性であるが、スポンジのように均一なものではなく、透水

性のスコリアや溶岩と相対的に難透水性の火山灰との互層であるため、地下水の流れは各層の累重状態に支配され、特定の流路に集中する可能性があることを暗示する。本層中の凝灰角礫岩も相対的に難透水性といえる<sup>(1)</sup>。南海岸の間伏付近に分布する差木地層中の凝灰角礫岩の分布地である間伏部落西方の谷間には、ごく小規模ではあるが、湧水が2カ所認められる。

伊豆大島には、これら3単元の火山噴出物のほかに多数の小規模な寄生火山があり、また、極部的ではあるが、湖成層が存在する。東海岸の標高150m付近に島内最大の湧水があるが、これは大島層群中に挟まれる湖成のシルト層が制限床となって海食崖に湧出するもの<sup>(2)</sup>で、フノウの滝と称されている。

利島は大島の北部および南部にみられる緩い山麓部が存在せず、全体として、急峻な円錐型の火山体で、南側がとりわけ急である。寄生火山もみられず、宮塚山を最高峯とする単一の火山体である。構成地質はやはり溶岩と火砕岩の互層であるが、大島火山のような細粒の火山灰は少なく、全体として著しく透水性である。

(2) 地下水

利島における2眼の試掘井における塩素量は、海岸から320m離れた1号井で8,510ppmとなっており(図2-3-118)、いずれも水道基準値の20倍という高濃度を示す。海岸からこれ以上離れると、標高の関係から井戸の深度が著しく増すうえ(図2-3-117)、たとえ島の中心部で試掘ができたとしても海岸から1km以上離れることはできず、次に述べる伊豆大島の調査成果からも、淡水を得ることは困難と考えられる。

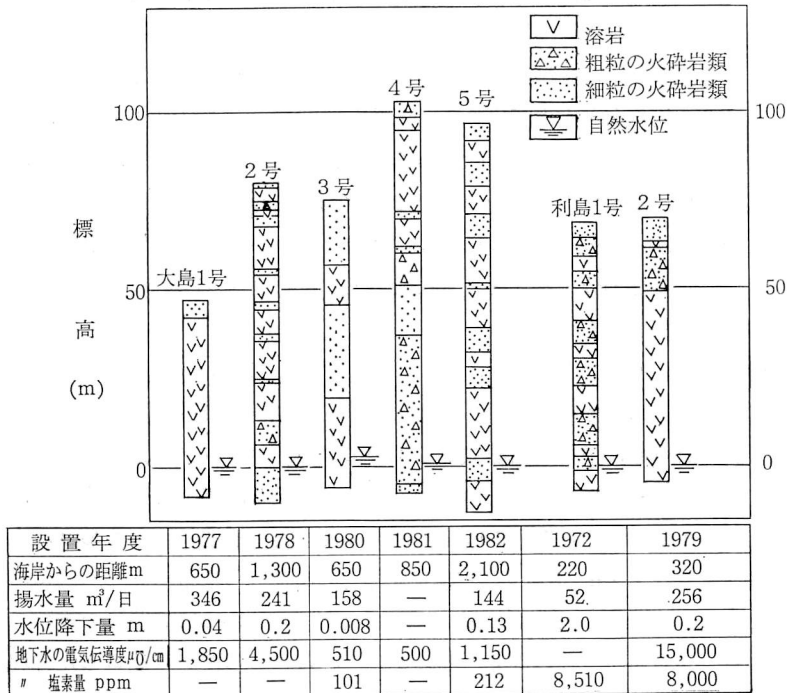


図 2-3-118 試掘井とその地下水位

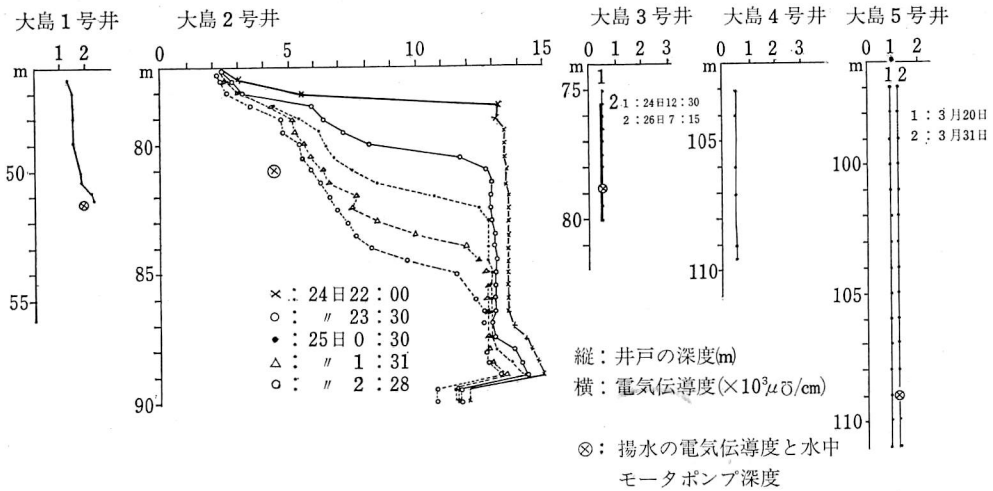


図2-3-119 試掘井の電気伝導度の変化

伊豆大島で、これまでに測定された井戸の塩素量を図2-3-117に示す。利島と比較するとこちらの方は塩素量の少ないものから多いものまでさまざまである。水道基準に適合する塩素量200 ppm以下の井戸も9眼認められ、一方では数千ppmのものも存在する。前者の分布をみると、北部の岡田付近に集中しており、他の地域では千波崎の北部と筆島付近に1眼ずつ存在するにすぎない。これらの井戸の分布は、いずれも大島層より古期の地層が露出する地域か、その付近に限られており、岡田付近には泉津層と岡田火山体が、千波崎北部には泉津層が、筆島には筆島火山岩体がそれぞれ分布する。しかし、岡田付近にも塩素量の多い井戸が隣り合うなど、地下水と海水との接触はかなり複雑である。

大島1号井は、島の南部にあるシクボと称する爆裂火口の内部で掘削したもので、火口を埋めているであろうルーズな堆積物中の地下水を得ることを目的として掘削した。深度5m以深は予想に反し、硬質の溶岩であったが、節理が発達し、透水係数は6.3 cm/sという大きなもので、揚水による水位降下は4 cm以内で、潮汐に伴う変化の方が顕著であることがわかった。揚水による電気伝導度(EC値)は、当初1,600  $\mu\text{S}/\text{cm}$ であったものが、10時間後には2,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ まで上昇している。揚水していない場合の孔内のEC値の深度方向の変化をみると、ごく表層の1,200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ から深部に移行するほど大きくなり、最深部で2,200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ になっており(図2-3-119)、全くの淡水層はみられず、揚水された水も塩素量が水道基準の2倍以上となっている。

大島2号井は、この経験から、可能な限り海岸から離れた場所をねらうことにし、80m等高線が最も内陸部に入り込む位置に設けた。海岸からは1,300 mと、1号井の2倍位離れているため、EC値は1号井の半分位の1,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下であることを期待したが、結果は予想に反し1号井より高く、4,500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ であることがわかった。この井戸の垂直方向のEC値の変化をみると、表層の1 m程度は2,500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 前後のほぼ一定値を示すのに、その下位の7~8 mの区間は、潮汐により著しく変動し、最大は14,000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 近くに達し、その下位は潮汐にあまり左右されず、常に高い濃度を示すなど(図2-3-119)、層準による変化も著しいことがわかった。この井戸

は大島層中に設けたもので、地下水面下の部分は火山灰とスコリアの互層であり、透水性の異なる地層が互層していることがその原因と考えられる。揚水された地下水の  $E_c$  値が潮汐の影響をあまり受けず、ほぼ一定値を示すことから、表層 1 m の区間の水流とくに強いらしい。

これらの試掘により、地下水の塩素量は、海岸からの距離と反比例していないこと、透水係数の大きい地層の方が海水が混じりやすく塩素量が大きいらしいことなど貴重な結論が得られた。3号井の位置選定に際しては発想を転換し、海岸からの距離にはこだわらず、できるだけ透水係数の小さいところをねらうことにし、海岸からわずか 600 m の筆島火山岩体に属する降下火砕岩の露出する急斜面に試掘を行ったところ、塩素量が 101 ppm ( $510 \mu\sigma/cm$ ) という淡水とってよい地下水が得られた。電気伝導度は水面から孔底までの 5 m 区間で変化なく(図 2-3-119)、潮汐による変化も認められず、淡水レンズが形成されていることがわかった。

大島 4, 5号井は、島の北部で実施した試掘井であるが、大島南部におけるこれらの経験に基づいて、大島層中の地下水開発をあきらめ、泉津層を対象としたものである。4号井は小口径ボーリングのため揚水を行っていないが、3号井に近い水質であることが図 2-3-119 から読みとれる。5号井は 212 ppm と、水道基準をわずかではあるが上回る程度の塩素量となっている。

(3) 今後の地下水開発の方向

伊豆大島と利島における7眼の試掘成果から、透水性のとくに大きい大島層や利島火山噴出物中の地下水は、海水の混入が激しく、淡水レンズを形成しないが、筆島火山岩体と泉津層中の地下水は、少なくとも表層数 m は淡水に近い塩素量となっている場合が多いことがわかってきた。しかし、これらの地層の分布地は限られており、海岸付近は絶壁となり、その上部も急斜面が多く、標高も一般に高いため、地下水の試掘適地はきわめて限られる。3号井は急峻な山中でやっとみつけたわずかばかりの平坦地を選んだもので、近辺に井戸を増設できるような場所はほとんどみつからない。4, 5号井は平坦な地域にあるものの、いずれも揚程は 100 m 以上であって、農

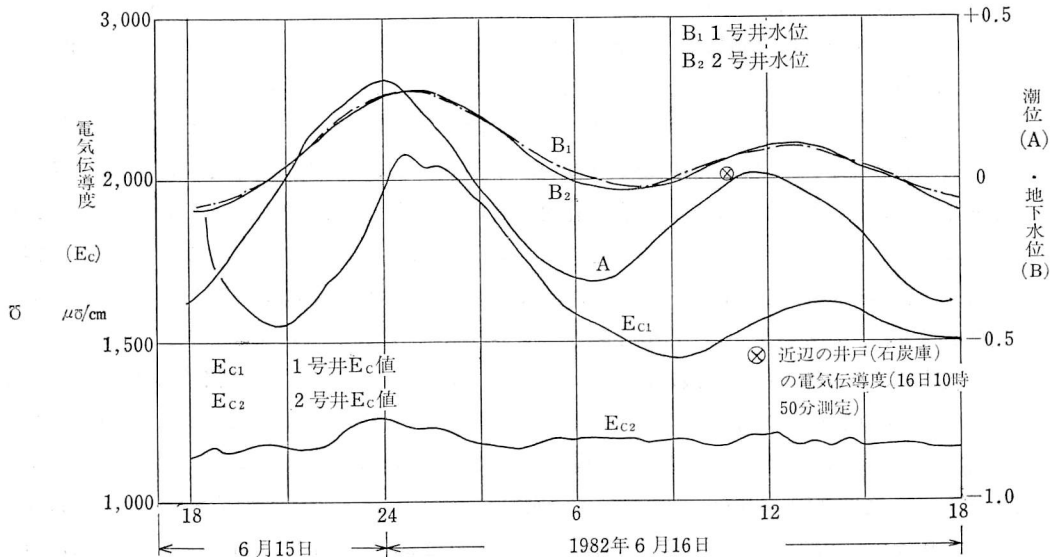


図 2-3-120 地下ダム地質調査横坑内観測井の電気伝導度と潮位の関係

業用水としての経済的な限界に近い。

そのため、多量の淡水を得る方法として、地下ダム開発を行うため、関東農政局で1981年から予備調査を行っている。その基本構想は地下に人工の止水壁を構築して、海へ向かう淡水と満潮時に地下を逆流してくる海水との接触を防ぎ、止水壁の上流側に淡水を地下貯留することにある。

爆裂火口の1つである島の南端部の波浮港内には、大規模な海底湧水があり、これほどの湧水はほかの場所では知られていない。近辺の地質は大島層からなるが、湧出口付近は下部自破砕帯を伴う2枚の溶岩がみられ、この溶岩流が地下谷を埋め、集水暗渠のような役割を果たしていると推定される。

この部分に地質調査用のトンネルを掘進し、坑内に設けた2孔の地下水調査孔の地下水位、Ec値の経時変化をみると、地下水位は両孔ともにほぼ同じで、潮汐により変動するが、その振幅は1/2程度となり、位相も70分程度ずれている(図2-3-120)。位相差の影響で、潮位の方が地下水位より高くなる時間帯があり、その間に1号孔のEc値が急増することも、この図から読みとれる。2号孔のEc値は1,150~1,250  $\mu\text{S}/\text{cm}$  の間にあり、1号孔のそれよりかなり小さく、地下水位が潮位より低くなる時間帯のEc値の増加量もわずかである。海岸からの距離は25mで、地下水位変動も同じなのに、Ec値がこのように異なることは2号孔の方が港内に湧出する地下水の流動帯により近接したことを示すと思われる。

普通の深井戸による地下水開発手法では、大島層は、海水の混入が激しく、開発対象になりにくい。大島層中に埋没している地下谷の位置を把握し、強い地下水流をささぎる形で、さきにく述べたような止水壁を築造することによって、まとまった量の淡水が得られる可能性があるかもしれない。

淡水の得られた3号井の地下水位が海面より高いことを利用して、この付近の先大島火山噴出物に集水トンネルを掘削して、斜坑を通じて地表に揚水する方法が残されている。

(菅原利夫・稲本 暁)

### 参 考 文 献

- (1) 関東農政局 (1970): 農業用地下水開発調査大島南部地区報告書 大島南部の地下水
- (2) 一色直記 (1970): 地域地質研究報告 1/5万図幅東京8 第110号 利島地域の地質
- (3) 一色直記 (1978): 日本の火山 伊豆大島 アーバンクボタ No.15 pp. 4~7
- (4) K. NAKAMURA (1964): Volcano-Storotigraphic Study of Oshima Volcano, Izu
- (5) 東京都 (1972): 畑作振興深層地下水調査 利島地区報告書
- (6) ——— (1979): " " 西山地区 "
- (7) ——— (1980): " " 波浮地区 "