SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

三島溶岩と地下水の関係についての一考察

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-02-06 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 山本, 玄珠 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00024609

三島溶岩と地下水の関係についての一考察

山　本　玄　珠

1．はじめに

富士山東麓の三島地区の湧水は有名で，そのメカニズムについても多くの論文が出され，研究されている．古くは，蔵田（1951）があり，古富士火山の泥流堆積物が難透水層で，その上位の新富士火山の三島溶岩が透水層とされ，地下水のリザバー（滞水層）の役目を果たしていると言われていた．地下水からみれば，透水層である三島溶岩の上位にさらに難透水層または不透水層を持たないため，崖水タイプや池タイプの湧水（境省，2011）を主とし，自噴しない湧水の不圧地下水と考えられた．この説は落合（1995）．山本（1971），輿水（2005），安原など（2007）など多くの賛同者を得た．しかし，三島や柿田川等の被圧地下水に関しては，疑問として残されていた．土（1992, 1993, 2002など）は，三島溶岩はクリンカー部と塊状部が何層にも重なっており，溶岩の塊状部が不透水層で，クリンカー部が透水層で，パイプのようになっており，富士山山麓の中腹以上の高い場所で降った雨がそのパイプを伝わって，三島や柿田川（図1）で湧水するため，被圧地下水になるという説で説明した．これらは土(2007)によってまとめられた．

図1．三島市周辺の位置図．国土地理院２万５千分の１地形図「愛鷹山」「裾野」「沼津」「三島」使用．

近年，静岡大学の加藤教授を中心に，柿田川について生物学的調査研究が行われ，静岡県の施設である県立環境衛生科学研究所などおいては富士山地下水プロジェクト等で，地下水の地球化学的研究がなされている．しかし，そのベースとなる富士山の地下水についての地質学的なメカニズムについては様々な説が存在する現状ではその疑問に答えることはできない．また湧水地の地質背景が不十分な場合も多く，環境省も一般向けに調査の仕方等のガイドラインを設けている（環境省，2011）．本稿では，地学の専門でない方々もその現状を把握して使用されるための一つの提案として，これらに関して，溶岩などの観点から少し考えたい．

富士市元町 7-21

2．三島溶岩について

(1) 三島溶岩の分布について：三島溶岩は，新富士火山旧期の本地域の基底溶岩とされ，三島市内に多く見られ，楽寿園の小浜池（図 1）など多くの史跡としても残されている．三島溶岩分布域の南側には沖積層からなる田方平野が分布し，その南側には徳倉山など（通称沼津アルプス）の第三紀の安山岩からなる山地が分布している（図 2）．狩野川はこの沼津アルプスの縁を回るように流れ駿河湾に達している．三島溶岩の分布は，三島市内から住吉地区で沖積平野に没し，土（1993）や富士和（2003）のボーリング調査においては，柿田川～沼津アルプス（図 2）に接する付近までの深度 50 m 付近で確認されており，富士和（2003）では，三島溶岩は基盤の香貫山に進路をさえぎられて停止したと推測されている．

図 2. 田方平野の概略図．国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「愛鷹山」「裾野」「沼津」「三島」「大瀬崎」「韮山」使用．

三島から裾野にかけての地域には，東西に更新世の玄武岩から安山岩を主体とする愛鷹火山と箱根火山が存在し，両火山の谷地形の底部に三島溶岩が分布している．図 1 の伊豆島田付近が最も狭く，そこから扇状地型に広がって三島市全体に広がっている．長泉町の黄瀬川（図 1）沿いや沼津市鮎つぼの滝（図 1）などでは，愛鷹火山のローム層の上位に三島溶岩が分布しているのが確認できる（山本 , 2006）．また，裾野市景ヶ島（図 3）付近で，上位の裾野溶岩の下に没する（山本 , 2006）．それ以上山頂に近い部分では御殿場市大野原（図 3）まで連続的に分布し，それより山頂に近いところの分布は以前には，御殿場市太郎坊や幕岩で分布が報告されていた（宮地 , 1998 など）が，山本ほか（2010），山本・北垣（2012）によって否定された．よって御殿場市大野原より山頂側の分布は明らかではない．

図 3. 富士山東麓の位置図．国土地理院 20 万分の 1 地勢図「静岡」使用．

(2) 三島市付近の三島溶岩の特長：三島付近の三島溶岩は三島駅周辺から急激に傾斜する地形を形成しており，有名な湧水地である楽寿園の小浜池（図 4）はその縁にあたる．また，三島駅北側には多くの溶岩丘が形成されている．三島

駅北口には三島洞穴といわれる溶岩洞穴が存在する．本溶岩は発泡が多いいわゆるスポンジタイプ（Wilmoth andvWalker, 1993）のパホイホイ溶岩で，縄状溶岩や溶岩こぶ，袋状の溶岩（ローブ）などがたくさん見られる．どこでもそうであるが，特に楽寿園入り口や鮎つぼの滝周辺では，20～40 cm の袋状の溶岩（ローブ）が何枚も重なっている複合ローブ（cross packed lava lobe）が観察でき，上記の産状は流動性に富んでいて，一つの溶岩流が何回も何回もオーバラップして形成されたことを示している．

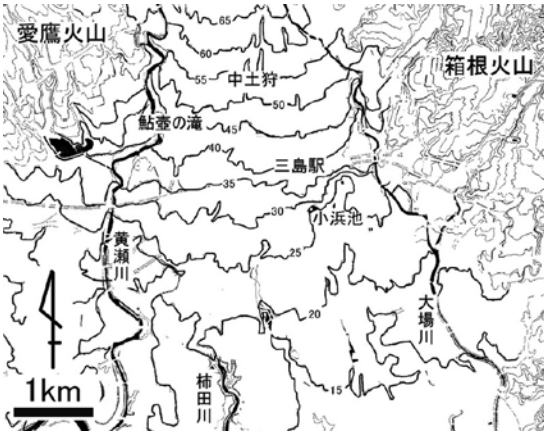

図 4．三島地区中心部の地形図．国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「三島」使用．

土（1993）は柿田川のボーリングデータで，13 枚の三島溶岩を報告しているが，これはこのようなオーバラップの結果である可能性がある．つまり，本溶岩の断面はハワイなどの現在のパホイホイ溶岩の断面（Hon *et al.*, 1994 など）と同じで，パホイホイ溶岩が海底に侵入した枕状溶岩のように，直径 30～200 cm の楕円形の袋状溶岩が何枚も重なっていたり，溶岩こぶがあったりと塊状ではなく，間隙がたくさんある断面を持ち，アア溶岩の断面のように溶岩上下にクリンカー，中央に緻密で塊状とうい断面は確認できなかった．

三島駅北側付近に特に多いが，三島駅周辺にはブリスターが多く，日本大学や楽寿園ではこのブリスターの上板が抜け，内部の空洞部が陥没地形となっている部分が確認される．小浜池の成因もブリスターの上板が抜けて空洞部が現れたと想像するのは容易である．

また，この上位には，宮地（1981）がいう古富士泥流などの再堆積である御殿場岩砕なだれ堆積物が累重しているのが多々確認される．この岩砕なだれ堆積物は，もともと不淘汰で，側方変化が激しく，火山礫が多く水を透しやすい場所と変質した火山灰が多く水を透しにくい場所が点在する．とくに，三島地区の湧水で有名な清住で観察することができる．

なお，三島溶岩にはたくさんの洞穴が知られており，三島風穴のほか，御殿場の大野第二風穴，駒門風穴，岩波風穴，裾野市市役所地下風穴などがある．

3．柿田川（沼津，田方地区）の地質

柿田川付近の沖積平野は，縄文時代の温暖期（縄文海進）時期に古狩野川湾が形成されていたとされる．この時期の堆積物は，富士和(2001, 2003)ボーリングデータなどにより，詳細に調べられている．それらから，約 1 万数千年前に愛鷹火山，箱根火山の間を南北に流動してきた三島溶岩は，柿田川から沼津アルプス付近まで流出した．その上位には，縄文海進により海面が上昇した．初期には富士川からの沿岸流によって形成された海成の砂礫層である千本松原層が堆積した．東部はそれによって形成されたサンドバーにより，駿河湾と隔離された古浮き島沼（潟）が現れた．そしてその沼には泥質層である浮島ヶ原層が堆積した．中央部の三島市 ~ 沼津市にかけては，黄瀬川や狩野川からの海成砂礫層の千本層が堆積した．これによって田方平野は，内湾～汽水性の湾が形成され，砂礫層と泥質

層からなる田方層が堆積した．その後，東部から中部にあたるこの古浮島沼の西部は，埋め立てられ，古黄瀬川からの富士山起源の玄武岩質砂礫が堆積した扇状地性層である黄瀬川層が堆積した．特に黄瀬川層の下部は御殿場泥流起源のシルト層となっている．

柿田川は，富士和（2003）から，黄瀬川層や田方層の分布域にあたり，地下には，田方層が分布し，その下位に三島溶岩が分布していると類推される．このため，土（1993）は柿田川付近のボーリングデータにおいて三島溶岩の上位にシルト層を記載している．

柿田川の湧水は，この三島溶岩とその上位の黄瀬川層もしくは田方層からのものである．このため，柿田川の湧水地（かま）では地下からの湧き出しのため，富士山の砂（黄瀬川層）をまき上げているように見える．この場所ではもう一つ，白い軽石が観察される．これは，伊豆半島の天城山のカワゴダイラの火山から噴出したものと言われている．また，古狩野川湾の堆積物を観察することは難しいが柿田川公園の釜付近で黄瀬川層のシルト層を観察することができる．これらを基礎に三島付近の地下水や富士山の地下水について考えてみたい．

なお，長岡ほか（2005）は，柿田川の湧水の特徴として，一般的な湧水と同様に微生物は少ないが，溶存酸素量は多いというのが特筆すべき特徴であると述べている．

４．富士山南東麓ならびに南麓の地下水のメカニズムについて

安原ほか（2007）は酸素同位体を使い富士山の降水，地下水を調査したが，三島地区の南東麓の地下水だけが酸素同位体比が大きく，しかも地下水トレンドから外れるため，愛鷹火山，箱根火山の降雨が混合していると述べている．土（2007）は，愛鷹火山，箱根火山からの地下水を認めながら，その量は少ないとして，富士山からの地下水のメカニズムで説明しようとしている．土（2007）によれば，富士山山頂からの三島溶岩の流れに沿って，富士山２合目付近以上中腹の降雨が地下水となっていると述べている．他の地域の大規模な湧水も溶岩に関係があり，富士宮市の大宮溶岩と湧玉池，白糸溶岩と白糸の滝という．地下水流路＝溶岩流という関係を表している（土，2007）．

これに対して，安原ほか（2007）は４タイプに分けて，１タイプとして地表付近の小規模なもの，２タイプとして溶岩中を流れるもので湧玉，柿田川の地下水とし，３タイプのものとして古富士火山と新富士火山の境界のもの白糸の滝を挙げ，４タイプとして古富士火山内のものとした．そして大局的には大規模なものは古富士と新富士火山の境界からという従来説を取った．また，２タイプの例として青木ヶ原溶岩や鷹丸尾溶岩も挙げている．

まず，土（2007）の地下水流路＝溶岩流説であるが，土（2007）が示した富士宮市の白糸であるが，白糸溶岩は記載がない溶岩である．津屋（1968）の白糸溶岩Ⅰ，Ⅱ，Ⅲの分布は土（2007）が示したような山頂から流れたとすることを想定するには分布が小さく不明である．また白糸溶岩Ⅰは山本ほか（2004）によって，古富士の溶岩とされたもので，白糸溶岩Ⅱ，Ⅲとは流動方向の違う可能性は十分にある．白糸の滝では，白糸溶岩Ⅰが小分布し，その上位に白糸溶岩Ⅱが連続的に分布しており，両者と古富士泥流の境界から湧水している（山本，2013）．なお多くの白糸の滝の図および認識が間違っているのでここに記載する．環境省(2011)の定義に従えば，崖水タイプであり，安原ほか(2007)の３タイプとしてもよい．また，その上流では，横手沢溶岩Ⅲと古富士の泥流堆積物との境界から流

出している．これも崖水タイプである．土（2007）は大規模な湧水として南麓の吉原地区，北東の井之頭湧水について説明していない．吉原地区の湧水は，大渕溶岩花川戸タイプ（山本ほか，2003）と古富士の滝ノ上溶岩（山本ほか，2002）と古富士泥流堆積物，大渕溶岩大渕タイプや古富士火山の滝ノ上溶岩と古富士泥流堆積物の境界からの湧水で，崖水，池タイプ（環境省，2011）から扇端タイプのものもある．安原ほか（2007）の３タイプとしても大局的には問題はない．井の頭湧水は井の頭溶岩Ⅰ，Ⅱ，Ⅲや陣場の滝では横手沢溶岩Ⅱ，井の頭溶岩Ⅱと古富士泥流堆積物からの湧水であり，白糸と同じように陣場の滝など環境省（2011）の崖水タイプでもあり，場所によっては湿地，池タイプのもの，谷頭タイプのものがある．また，井の頭溶岩Ⅰは山本（2004）によって古富士火山の溶岩とされており，しかも溶岩は南北方向の分布を示すなど，大規模な湧水地は複数の溶岩からの湧水であり，一つの溶岩ではなく，複数の溶岩が関連しており，土（2007）の溶岩を地下水道として中腹の降雨を運ぶという考えには矛盾を持つことになる．特に白糸，井之頭地域は，静岡県（1976）や井野（1987）が示す地下水の等水位線の方向から推定される地下水流動と一致するという特徴を持っており，山頂方向からの流動を示さない．なお，詳細には示さないが富士宮市湧玉池付近の湧水も緩やかな崖の底の池からの湧水であり，富士宮駅周辺の湧水は，潤井川の扇状地堆積物からの湧水で池タイプ，谷頭タイプである．これは，同じ湧水であってもかなりその周辺の地質条件に左右されることを表している．

次に溶岩の産状について考えてみる．土（1992, 2007）はクリンカーを帯水層としているが，上述したように本溶岩はパホイホイ溶岩であり，クリンカーの存在は観察されない，一般的にいうとパホイホイ溶岩ではクリンカーが存在する可能性は少ない．パホイホイ溶岩でクリンカーに近く水を溜めやすいと考えられるのは溶岩こぶなどであるが，これは地層のように溶岩が連続するのではなく，オーバラップするため，局部的となってしまう．よって山頂付近からパイプ状の帯水層を考えるのは不可能である．また，高橋ほか（2007）は玄武岩溶岩をチャネル型とシート型に分類しているが，アア溶岩は回りより高まった舌状となるが，チャネルではない．パホイホイでは，自力では，チャネル状となるのではなく，基本的には地形に沿った形となるものと思われる．三島溶岩の場合は，伊豆島田付近では愛鷹火山と箱根火山のチャネル状のところ流出したが，地形的にみればその後三島市内付近では扇状地的に幅広く広がったことは十分に理解できる．高橋ほか（2007）は，シート状では溶岩膨張して，様々な表面構造が見られるとされる．これはパホイホイの場合，粘性が低くハワイで観察されるように広範囲の場所ではシート状になりやすく，厚さ20～30 cmのシート状または袋状となりやすく，チャネルではやや厚い塊状になりやすい側面を持っている．鮎壺の滝や三島～長泉町の溶岩がこのような複合ローブや複合袋状溶岩がまるで枕状溶岩の断面（cross packed pillow lava）のように観察されるのはそれを裏付けている．よって，溶岩産状が地形によって変化する可能性が強く，上記のような考えは考えにくい．地下水の要因としては，愛鷹火山，箱根火山が作る谷地形（化石谷）のところに流れた伏流の性格が強く，そこに流れこんだ三島溶岩の水理的性格が複合されたものであると思われる．しかし，この溶岩の性格だけでは，安原ほか（2007）の２タイプの湧水や土（2007）のような柿田川の湧水現象を説明することはできない．地下に水道管のような構造は溶岩には存在しないのだろうか．両者のように溶岩の境界が地層のようになっていると考えるよりむしろ，ほぼ連続

的にパイプ状になって水を運ぶ方法は別にあると思われる．三島溶岩には溶岩トンネルを形成するという特徴がある．駒門風穴などの風穴内部の再溶融していない溶岩断面では，20～30 cm の袋状溶岩がたくさん重なっているのが観察される．つまり一度袋状溶岩が何枚も重なって形成され，まだ袋の内部は未固結の状態あるとき，その熱で溶け直し連結するなどして，大きなマスとして溶岩トンネルが形成されたと考えられる．これと同じ現象は，ハワイにおいてすでに観察されている（Hon *et al.*, 1994 など）．浜野ほか（1980）は富士山の溶岩トンネルをまとめ，溶岩の下流方向にパイプが伸びているものが多いとし，その長ささは平均 200～400 m のものが多く，特定の溶岩に集中し，溶岩洞穴群を形成するとしている．また，同論文では，富士山麓には未発見のものが多いとして，長いものがある可能性があるとして，場所は異なるがアメリカ，カリホルニアの 21.7 km のもの列記している．ちなみに富士山の最も長い溶岩トンネルは約 2.2 km の三つ池穴とされており，世界では，オーストラリアのアンダラ溶岩トンネルのなんと 160 km とされている．溶岩トンネルの形成は溶岩樹型などもあるが，溶岩中から二次溶岩が流出して形成されたものが一般的である（神原，1929）．また，長距離にわたって溶岩が分布を広げるためにはこの溶岩トンネルを使用することがよく知られており，Bullard（1986）は火口から出た溶岩を長距離に運ぶ Feeding pipe そのものとした．青木ヶ原溶岩でもこのような溶岩トンネルによる溶岩流動の例としての報告がある（高橋ほか，2007）．また，また，裾野市役所地下の溶岩洞穴は，たくさんの水が存在することも知られている．つまり，溶岩が流れたあと，このような溶岩トンネルは，断続的に地下水道（バイパス）として地下水を運ぶのに役立つ．また先ほど述べたような溶岩丘などの中の洞穴やオーバラップなど三島溶岩はいたるところに間隙があり，スポンジのような構造として見る方が妥当だと思われる．長岡ほか（2005）の柿田川の微生物の環境として，溶存酸素量が多いという希な性質の原因の一つとして，地下水が地下の溶岩トンネル等で空気に触れる機会が得られているのではないかと推論していることからも支持されるものと思われる．

先ほどの富士山全体を考えると，富士山南麓の大規模な湧水地の溶岩である三島溶岩，大宮溶岩，大渕溶岩花川戸タイプ，大渕溶岩大渕タイプ，古富士火山の滝ノ上溶岩，白糸溶岩Ⅰ，井之頭溶岩Ⅰなどはすべてパホイホイ溶岩であり，滞水層としての素養がある溶岩と言える．これらの溶岩は，溶岩こぶや複数の袋状溶岩が堆積して形成されている．このような構造となれば，多くの間隙が存在する．このため，溶岩全体がスポンジ的な帯水層となるのは可能である．事実，富士宮市沼久保の富士川にかかる蓬莱橋付近の河床における大宮溶岩からは，小規模であるが複合袋状溶岩のローブの隙間から複数湧水しているのが観察される．大渕溶岩大渕タイプには複数の溶岩トンネルが知られており，安原ほか（2007）が 3 タイプとした新期の青木ヶ原溶岩は，一部はパホイホイ溶岩であり，鷹丸尾溶岩も含めて，氷結，風穴などたくさんの溶岩トンネルが知られている．よって，一見地下水トンネル的に地下水が運ばれるのは可能と考えられる．

また，安原ほか（2007）は安定酸素同位体が，富士山麓の他の地域と比べて南西麓が極端に低いことから，愛鷹，箱根の降雨（400～1000 m）からの流入を考えた．西岡（1994）は富士山東麓の井戸の水量，降水量，湧水量などの関係から，御殿場からの地下水が小浜池まで達しているとしている．植野ほか（1994）は御殿場市市街地と十里木方向の２つが岩波付近で合流するとしている．また植野

ほか（1994）は三島地区の地下水は箱根山麓から狭窄部で三島溶岩にしみこみ，愛鷹火山の地下水は停滞性が高いとしている．

以上のことから考えると，大きな意味では，従来の古富士や愛鷹，箱根などのロームや泥流堆積物が難透水層で，その上位の三島溶岩が帯水層と考えられる．この傾向は，他の地域でも同様と思われる．しかし，三島溶岩などの間隙率の高いパホイホイ溶岩は，その地表分布域の山麓において地下水のバイパスの役目をはたしていると思われる．しかも，溶岩トンネルを多く持つものはその効果が大きく，大型の湧水となる．

ただし，三島地区の三島溶岩の上位には，御殿場岩砕なだれ堆積物がある．これが地下水と関連していると考えたのは工藤（2007）である．御殿場岩砕なだれ堆積物は不淘汰で場所によって変質した火山灰が多い場所と角礫が多い場所がある．変質した火山灰が多い場所は難水層となりうる．よってそのような場所では部分的には被圧地下水となることは十分考えられる．また，古狩野川湾の堆積物のシルト層があったりする (柿田川)．このようなところでは，被圧型の湧水となるのであろう．

また，小浜池は高橋（1985）も述べているが，溶岩自体が急傾斜地を流れ下ったと考えられる．このため，地下水は溶岩に従って流れるため，地下滝状態であったと考えられる．この地下水の滝が溶岩の上部陥没によって現れた小浜池として池を作っているため，地下水位が少しでも下がると滝の勢いがそがれて，水位低下となるのではないだろうか．

つまり，富士火山の地下水で大規模なものは，基本的には古富士火山の泥流堆積物が難透水層となり , その上位の新富士火山の火山堆積物が滞水層となる．しかし，場所によって地下水の流水経路やその流水域の地質が異なっており，それぞれ個性を持った地下水となるものと思われる．富士山で地下水を調べるためには，このようなそれぞれの場所の地質環境を詳細に調査する必要があると思われる．

５．謝辞

本研究について意見して頂いた齋藤朗三氏ならびに北垣俊明氏と不備な原稿を編集しいただいた生形貴男氏に紙面を通じて謝意を表する．

引用文献

Bullared, M, F.（1984）: *Volcanoes of Earth*. University of Texas Press, 425p.

富士和（株）（2001）: 田方平野の表層地質 . 静岡地学 , 83, 17–24.

富士和（株）（2003）: 沼津市中心部の表層地質 . 静岡地学 , 88, 9–19.

浜野一彦･田中　収･河西秀夫･服部清二･戸沢義和（1980）: 熔岩洞穴の構造成因について . 地質ニュース , 305, 50–63.

Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. and Mackay, K.（1994）: Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society America Bulletin*, 106, 3, 51–370.

井野盛夫（1987）: 富士山東南西麓の湧水 , ハイドロジー, 17, 63–74.

神原信一郎（1929）: 富士山の地質と水理 . 博進館 , 482p.

環境省　水・大気環境局土壌環境課地下水・地盤環境室（2011）: 湧水保全・復活ガイドライン . 環境省 , 130p.

輿水達司（2005）: 富士山麓の地下水 . 日本の地質増補版編集員会編 , 日本の地質―増補版―, 150–153, 共立出版 .

工藤周一（2007）: 三島市街地の湧泉と御殿場泥流 –1. フログ　するがの自然 , http://blogs.yahoo.co.jp/geologokudo/57626.html

蔵田延男（1951）: 三島溶岩中の地下川について . 地質学雑誌 , 57, 79–86.

宮地直道（1981）: 新富士火山御殿場泥流の成因 . 日本第四紀学会講演要旨集 , 11, 79–08.

宮地直道（1998）: 10. 富士火山 , 日本最高峰の成層火山をめぐって . 高橋正樹・小林哲夫編 , フィールドガイド　日本の火山②, 関東・甲信越の火山Ⅱ , 40–58, 築地書館 .

宮地直道（2007）: 過去 1 万 1000 年間の富士火山の噴火史と噴出率 , 噴火規模の推移 . 荒牧重雄 , 藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編 , 富士火山 , 山梨県環境科学研究所 , 79–95.

長岡篤子・木村浩之・加藤憲二（2005）: 柿田川を中心とした富士山湧水の細菌群集 . 日本微生物生態学会講演要旨集 , 21, 69.

西岡昭夫（1994）: 富士山南東麓の地下水―柿田川地下川到達日数算定と応用―. 第 6 回日本水大賞環境大臣賞受賞活動紹介 , http://www.japanriver.or.jp/taisyo/oubo_jyusyou/jyusyou_katudou/no6/no6_pdf/mishima.pdf

落合敏郎（1995）: 東富士の地下水分析 . リーベル出版 , 114p.

静岡県（1976）: 富士山西・南麓地域の水理地質 . 静岡県 , 52p.

高橋正樹・松田文彦・安井真也・千葉達朗・宮地直道（2007）: 富士火山貞観噴火と青木ヶ原溶岩 . 荒牧重雄 , 藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編 , 富士火山 , 308–338, 山梨県環境科学研究所 .

高橋　豊（1985）: 火山灰層から見た三島溶岩の堆積条件 . 三島市小浜池保存調査委員会議編 , 三島市小浜池保存調査に関する報告書 , 82–99, 三島市教育員会 .

土　隆一（1992）: 富士山のどこに地下水があるのかその知らせざるメカニズムを探る . 諏訪 彰編 , 富士山―その自然のすべて―, 225–249, 同文書院 .

土　隆一（1993）: 柿田川湧水のメカニズムと小浜池 . 三島市小浜池保存調査研究会編 , 三島市小浜池湛水調査報告書その 3, 21–25, 三島市 .

土　隆一（2007）: 富士山の地下水・湧水 . 荒牧重雄 , 藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編 , 富士火山 , 375–387, 山梨県環境科学研究所 .

植野利康・石原慶一・山内扶美（1998）: 水循環解析モデルを用いた柿田川・三島周辺湧水群の保全に関する検討 . こうえいフォーラム , 7, 1–12.

山本玄珠（2006）: 平成 15 年度 2, 三島溶岩と裾野溶岩の関係 . 平成 9 年度～平成 16 年度富士山自然調査報告書 . 御殿場市 , 375–381.

山本玄珠（2013）: 富士宮地域の富士火山について（溶岩を中心に）. 富士宮市の自然. 第四次富士宮市域自然調査研究報告書 , 富士宮市 . 2–45.

山本玄珠・北垣俊明（2012）：富士山幕岩の溶岩について．富士山研究，6, 25–38.

山本玄珠・北垣俊明・輿水達司（2010）：富士山太郎坊御殿場口駐車場付近の溶岩について．静岡地学，102, 15–20.

山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二・松田泰治（2003）：富士山南麓・西麓の新富士火山の溶岩の分布と記載岩石学的研究．地球科学，57, 223–244.

山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二（2004）：富士山西麓の古富士火山の溶岩について．地球科学，58, 245–253.

山本玄珠・篠ヶ瀬卓二・輿水達司・北垣俊明（2002）：富士山南西麓の古富士溶岩について．地球科学，56, 191–196.

山本荘毅（1971）：富士山とその周辺の陸水．国立公園協会編，富士山―富士山総合学術調査報告書，151–209, 富士急行（株）.

安原正也・風早康平・丸井敦尚：（2007）：富士山の地下水とその涵養プロセスについて．荒牧重雄，藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編，富士火山，389–405, 山梨県環境科学研究所．

Wilmoth, R. A. and Walker, G. P. L.（1993）：P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 129–142.