

2 八ヶ岳山麓の地下水

語り手/熊井久雄 = 大阪市立大学理学部教授

火の山・水の山

一般に火山は、「火の山・水の山」ともいわれるように、豊かな水を育む天然の貯水池となっていて、山麓には多くの湧水地帯がみられます。とくに八ヶ岳山麓の湧水地帯は、先史時代から人びとの生活に適した場所であったようで、大きい湧水の傍には旧石器時代の遺跡がみられます。おそらくこの時代には、水場にあつまるところを狩猟していたのでしょう。縄文時代になると、遺跡は、山麓の緩斜面や台地などの小さな湧水のほとりにまで広がります。さらに時代が下れば、これらの湧水を水源として農業用水が引かれるという具合で、八ヶ岳山麓の湧水は、きわめて古い時代から人々と深く関わって、その生活を支え続けてきました。この事情は、いまでも変わりありません。

では火山が、どうして天然の貯水池となっていて、山麓には多くの湧水がみられるのか。この点について、最初にごく大ざっぱに触れておきますと、まず火山体では一般に、雨や雪どけ水が非常によく地中にしみこんでいきます。つまり浸透能が大変に大きいということです。伊豆七島の利島の例では、1時間あたり50mmという強い雨ですら地下にしみこんでいます。これは、新しい火山の山腹では表土がうすく、火山礫や火山砕屑物が地表にあらわれているため、水がどんどん地下にしみこんでいくからです。

一方、火山体の上部には溶岩が多いわけですが、溶岩には多くの割れ目が入っていて、その割れ目が互いによくつながっているものですから、水を非常によく透します。溶岩の下位には水を透しにくい泥質物などがありますから、地表からどんどんしみこんできた地下水は溶岩のなかを流れて下流へと流れ下っていき、やがて溶岩中や泥質層との境目などから地表に湧き出します。

この場合、地下水の流れの速さは1日に数m前後で、地表水の流れに比べればぐんと遅いので、火山体の内部では、つねに大量の地下水がゆっくりと流れていることになります。し

かも山そのものが非常に大きいので、火山体は、豊かな水を育む超大な天然の貯水池になっているわけです。

火山のまわりを流れる河川の流量が豊富なのも同じ理由です。河川には、それ以上は流量が少なくなるという最低水量(基底流量)がありますが、火山周辺の河川では、基底流量は豊かな地下水によって涵養されているため量が多く、河川は安定しています。このことは、天然の貯水池の水調整が非常にうまく働いていることを示しています。

また火山体をつくっている地層の中では、溶岩について水を透しやすいのが、意外と思われるかもしれませんが、湖成の砂層です。前章で述べられているように、八ヶ岳では、八千穂層群を堆積した場合でも、南佐久層群を堆積した場合でも、湖成層が基底にあり、火山活動に伴って湖盆が移動しています。そして、一連の火山活動の最後の時期になって溶岩が集散的に流出しています。つまり火山体というのは、下部には湖成の堆積物がほぼ水平に堆積し、上部に溶岩がのっているというのが一般的な特徴なのですが、上部の溶岩の層に次いで、下部の方では湖に堆積した砂層が水をよく透すので、そういうところの地下水が利用されているわけです。

西麓の地下水

図1は、八ヶ岳西麓の地下水のフローネット(流線網)で、ここには火山山麓の地下水の特徴が非常によくあらわれています。図で青緑色の線は等ポテンシャル線で、地下水位の等高線です。ここでは一部被圧していますから、正しくは被圧水頭面といいます。地下水は、等ポテンシャル線(地下水面等高線)に直交して流れますから、紫色のフローライン(流線)の流れの方向も、全体として図のような格好で流れています。

その中で、紫色の流線が出てくる場所と消える場所があります。流線の始まる場所は涵養域、水が地下に入り込んでいる地域です。他方、流線が消えてしまう付近は地下水が湧泉となって地表に出てしまうところです。

その湧泉をずうっとつないでいきますと、図のような湧泉ラインができますが、このライン上では、湧出地点のほとんどは谷の中にあつて、河川の源流になっています。これが火山山麓での湧泉の分布域の上限で、このラインより上の山体側には、特殊な場合、例えば温泉や崩壊した崖の中からしみ出すようなものの以外には、湧水はみられません。山体の斜面地形と地下水面が交叉するところがこの湧泉ラインで、旧石器時代の遺跡は、このライン上にあります。

地下水面より地形的に低いところでは、必ず水が湧いて出てきます。ですから、縄文時代の遺跡はこの地域にまで広がっているわけですが、水田もまたこの湧水ラインより下のところにしか分布しません。湧泉の近くでは井戸を掘りますと、図の青緑色の丸が示すように自噴するものが多くみられます。青丸は井戸の位置で、ご覧のようにたくさんの井戸が掘られており、地下水が盛んに利用されている様子がよく分かります。

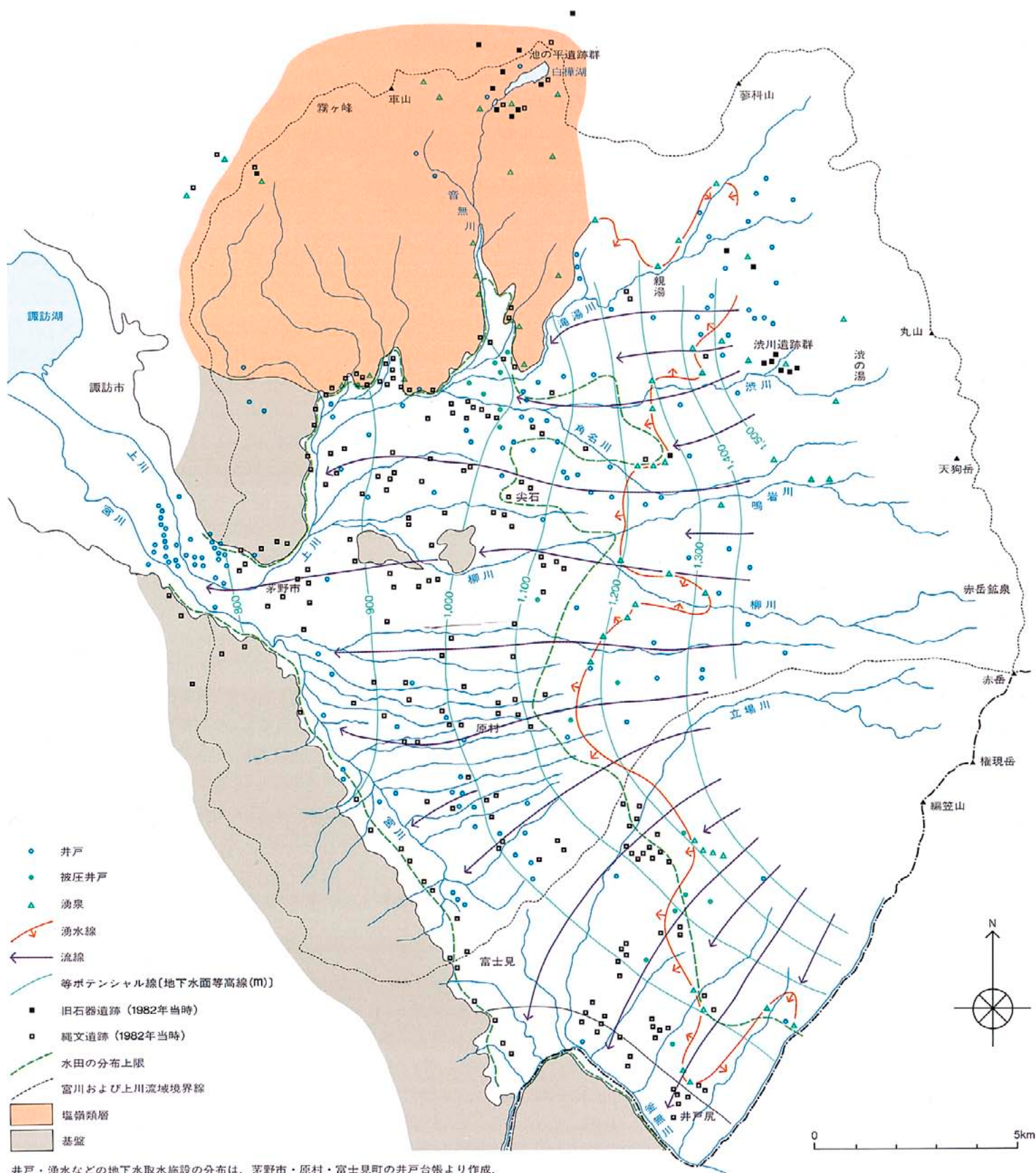
ただこの地域では、地下水によって涵養される中小の河川がたくさん流れてはいるのですが、そうした河川は、谷を深く削って谷底を流れるので、この水を上の台地で利用するためには、遠方の少し高いところの水を延々と引いてこなければなりません。

八ヶ岳西麓の場合には、南の方が最初に開発されているので、水は北の方から引くことになるので、地形的に一番低い北山の辺りが水が足りなくなります。こうして、昔から代掻きの時期になると必ず水争いがおきていたんです。それで農林省が地下水の開発を手がけることになり、当時、農林省にいた私は昭和43~45年の3年間、八ヶ岳山麓の地下水を調査することになりました。そしてこれがきっかけとなって、私はそれ以来、八ヶ岳の地質や地下水の調査・研究を続けてきたわけです。

北~北東麓の地下水

図2は、八ヶ岳山麓の湧泉および湧水量の分布で、この図では、1日1,000トン以上の湧水量をもつ大きな湧泉については、その湧水量

図1 - ハケ岳西麓における流線網図と遺跡分布



井戸・湧水などの地下水取水施設の分布は、茅野市・原村・富士見町の井戸台帳より作成。

を円グラフで表しています。

まず図の北半分(大石川から北部),八千穂層群の分布する北～北東麓の地下水から述べますと、この地域での湧泉の分布では、中央部の鹿曲川^{かくま}や細小路川^{ほそこうじ}の左岸に多くの湧泉がみられます。ここでは、川の左岸にたくさんの小さな沢がよく発達していますが、これは地下水の流れの方向に向かって侵食が進んでいるからです。この地域では、地層が西から東へ向かって傾斜しているので、地下水の流れも西から東に向かって流れているわけで、湧泉の分布が地質構造と密接に関連していることが分かります。

次に、1日1,000トン以上の大きな湧水量をもつ湧泉をみますと、これらの分布は八千穂層群の3つの層準に集中しています。

1つは下部八千穂層で、大曲川^{おおくま}の下流域にみられる湧泉がこれにあたります。図3は八千穂層群の各累層の層相と透水係数で、透水係数は 10^{-6} m/secオーダーから 10^{-4} m/secオーダーまで優劣がありますが、図のように下部八千穂層が最も大きい値を示し、次に透水性がよいのは上部八千穂層です。下部八千穂層が透水性に優れているのは、この層には湖成の砂層が連続しているからです。

大曲川下流域は、本誌はさみこみの15万分の1地質図にみられるように、下部八千穂層が地表に顔を出していますが、これは、この地域では下部八千穂層がドーム状に盛り上がっているからです。そのため、山麓の高いところでこの層まで浸透した被圧地下水がここに湧き出してくることになります。

大きな湧泉をもつ2番目の層準は、上部八千穂層の基底付近のもので、前述した鹿曲川流域のものがこれにあたります。

3番目は溶岩の末端付近の湧泉です。図2では、八丁地川の下流域と大石川流域の大きな湧泉がこれにあたります。八丁地川下地域に集中する湧泉は、八丁地川沿いに分布する前期更新世の八丁地川溶岩の中を流れてくる地下水が、この溶岩の末端付近で湧き出すものです。大石川流域の湧泉は、後期更新世の池

の平溶岩の中を流れてくる地下水が、この溶岩の末端付近で湧き出しているわけで、いずれも湧水量が非常に大きいのが特徴です。溶岩の地下水については、また後で触れます。

南～南東麓の地下水

次に図2の南半分、南佐久層群の分布するハヶ岳南東麓から南麓および西麓の地下水ですが、この地域の湧水の分布と湧水量を地質構造によって分けると、次のようになります。第1は、基盤岩類に堰き止められて、南佐久層群中の地下水が湧出しているもので、これらの湧泉は東麓に多く、地形的には低い場所に分布します。

第2は、標高1,600mの等高線に沿って並ぶ湧泉で、これらは、さきに図1に示した西麓の湧泉ラインに連なります。これらの湧泉のほとんどは川床沿いに分布し、山体の斜面地形面と地下水面とが交叉する場所に湧出します、この線を1,600m湧水線といっています。前述のように、これより上の山体側には大きい湧泉はありません。

第3は、1,600m湧水線より下に分布する湧泉で、この方は、山麓緩斜面や地形的に周囲より低い場所に湧出します。南佐久層群上部層の分布と関連していると考えられます。

第4は、この地域の南部に分布する非常に大きな湧泉群で、これらはみな溶岩の末端から湧出するものです。図には溶岩の露出域を示しましたので、その様子がよく分かるかと思えます。東麓や西麓にも大きな湧水量をもつ湧泉がみられますが、それらもみな溶岩の末端から湧出しています。

最後にもう1つ、河川の流量に現れてくるケースを付け加えますと、野辺山をはさんで北の杣添川と南の川俣川の流量をみますと、東麓の杣添川では単位面積あたりの流量が非常に少なく、南麓の川俣川では単位面積あたりの流量が多く、何か余分に流出している感じなんです。これは前章で述べましたように、基底の湖成層が西側に傾いているために、地下水も南西側に流れてくる。その影響が、河川の流量の大小となって現れているわけで、

野辺山付近では、上の方の斜面の地下水と下の方の地下水は、別々な方向に流れます。

溶岩中の地下水

溶岩は、いま述べたように非常に大量の水を運びます。写真1は、南麓の川俣谷でみられる溶岩末端の湧水で、ここは釜無川の支流の上流になりますが、水がまったく無いところに溶岩の末端からとうとうと水が流れ落ちてきて、まさに突如として川が始まっております。火山山麓では、こうした情景はいたるところで見受けられます。

このように、溶岩末端からの湧水はものすごい量になっており、図2で見えるように1日1万トン級のものは普通で、なかには1日4万トンとか5万トン級のものもあります。ハヶ岳以外にも日本の火山山麓には、こうした大規模な湧泉が多くみられますが、それらはみな溶岩末端のもので、また日本ではこうした大規模な湧泉は、石灰岩地帯の地下川を除けば、火山山麓以外にはみられません。

《湧出量から推定される涵養地帯》

では、このような溶岩末端の湧水は、どのような範囲の水を集めているのか。これを調べるには、分布範囲が明らかで、下位の地層との間に非常に大きな透水性の違いのある溶岩でないと測定が困難です。ハヶ岳では、こうした性質をもつ溶岩としては、図2の八丁地川溶岩と池の平溶岩、それに南麓の後期更新世の大滝社溶岩などがあります。これらの溶岩は透水性に優れ、また表層からの降雨の浸透も良好です。

それでいま、降水量から蒸発散量と地表流出量を除いた残りの雨量がすべて地下に浸透していくものと仮定しますと、末端湧泉の湧出量から、それぞれの集水面積を計算できます。そうしますと、図4の薄い青色の範囲がそれぞれの湧泉の涵養地帯と推定されます。

《地下水温から推定される涵養地帯》

一方、地下水の水温というのは、その地下水が浸透する地域の降水の平均温度に近いことが知られています。例えば、富士山には氷室^{ひむろ}という氷穴があって、この穴の中の水は非常

図2 - ハケ岳山麓における
湧泉の湧出量分布

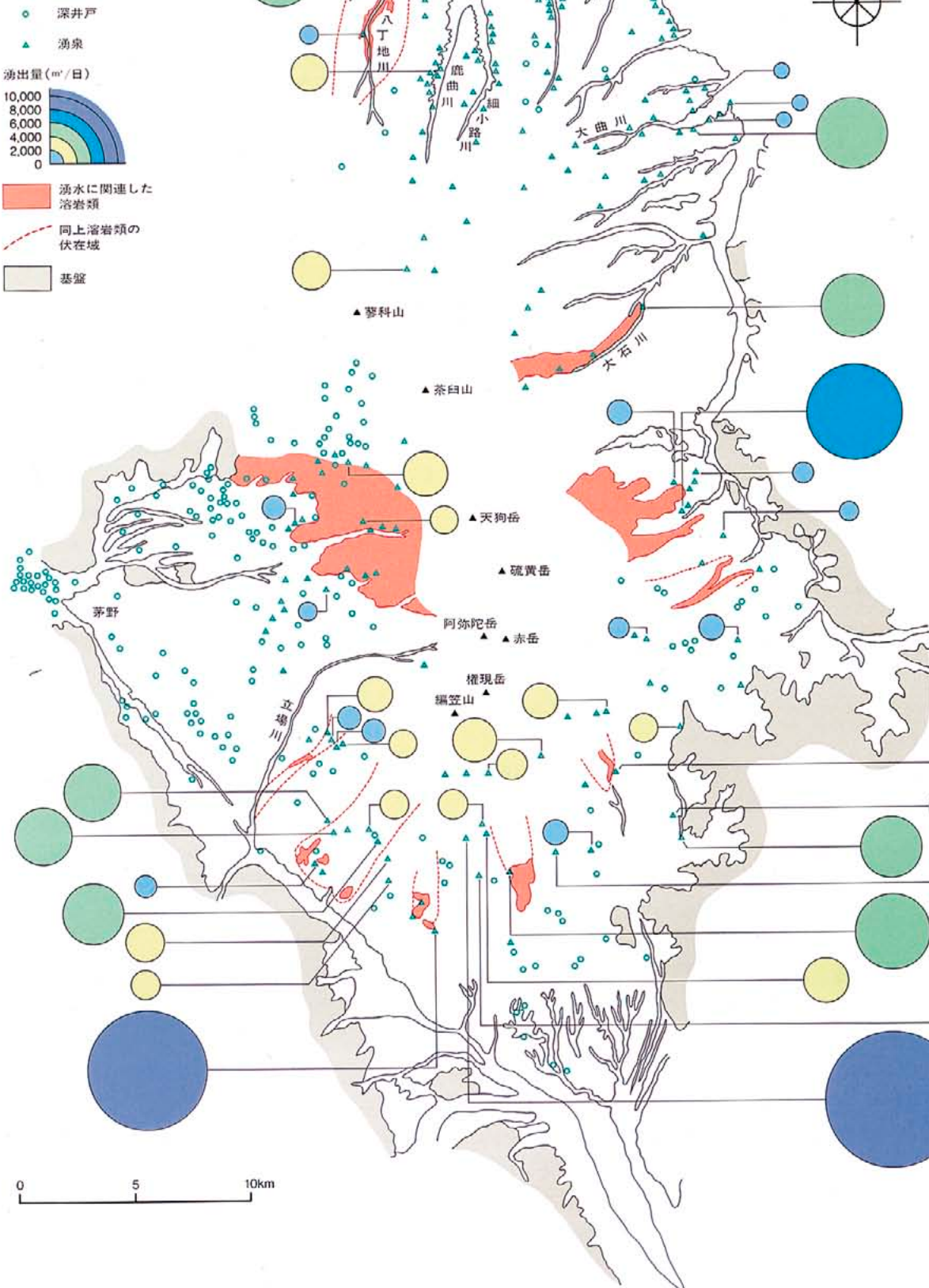
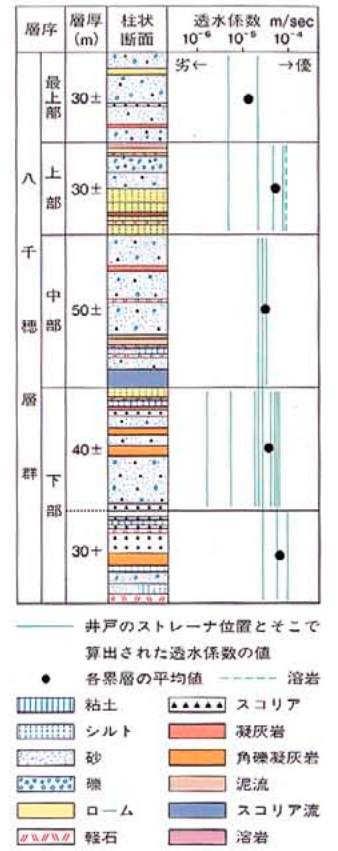


図3 - 八千穂層群中の各累層の
層相と透水係数



に冷たくて場所によっては氷が張っているわけですが、これは、富士山の高いところに降った0度近くの水が浸みこんで、この氷穴に出てくるからです。ですから逆に、湧水の水温を調べることによって、その水がどの辺から流れてきたかが分かります。

八ヶ岳の場合には、諏訪、富士見、蓼科に気象観測所があります。これらの各地点ごとに年間の平均気温をみていきますと図5のようになり、標高と年平均気温とはきれいな直線上にのって変化していることが分かりました。それで、前述の溶岩末端から湧出する地下水の温度を測り、この図に合わせて各湧泉の浸透域の標高を読み取りますと、八丁地川溶岩では標高980m、池の平溶岩では標高1,320m、大滝社溶岩では標高1,320mとなり、これらが地下水温から推定される涵養地帯の平均の標高ということになります。

図4に、点線で示した等高線がこれらの標高です。図に見るように、これらの標高から推定される涵養地帯は、さきの湧出量から推定された涵養地帯とだいたい合っております。このように溶岩末端の湧水は、それぞれ図に示したような範囲に降った水が、溶岩の中を流れて湧き出しているわけです。これ以外の範囲の降水は、溶岩の分布域であっても他の方面に流れていることになります。

《溶岩と砂礫層の地下水の流れの速さ》

一番最初に、溶岩を流れる地下水の速さは地表水に比べると非常に遅いといいましたが、

写真1 - 溶岩末端の湧水（川俣谷）



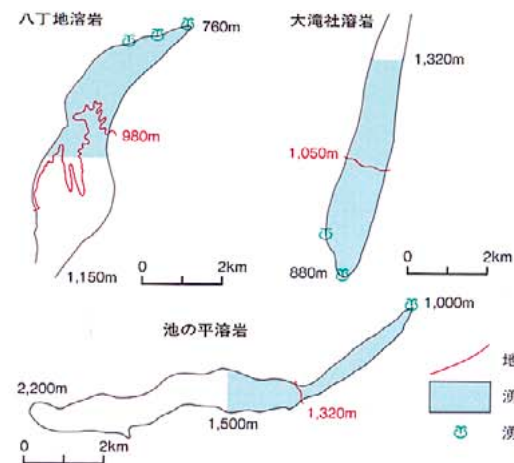
同じ地下水の中では、溶岩は非常に速いのです。溶岩というのは、岩石全体の体積から見ると隙間（割れ目）は少なく、2~4%ほどしかありませんが、ただそれらはよく連結しているのです。流れのスピードが速い。つまり、非常に狭い断面を速いスピードで流れるのが溶岩中の地下水の特徴です。

それに対して砂層とか砂礫層は、断面からみた隙間は30%から45%ぐらい、ひどいものになると60%ぐらいもあって、粒子の面積よりも隙間の方が大きいものさえあります。ですから、断面では非常に広い隙間があるんですが、ただそこを流れる水のスピードは意外と遅い。段丘の砂層でも1日に約10cmほどの速さですから、100mいくのに3年ぐらいもかかります。溶岩の方は、1日に約1~10mぐらいですから、スピードは非常に速い。トータルの水の量はどうかというと、ある断面積あたりの流量に換算しますと、隙間は狭いけれどもスピードの速い溶岩の方が絶対量としてははるかに多くなります。

また同じような砂層でも、火山山麓の湖成の砂層というのは、湖に堆積するときによく分級されているので等粒のものが揃っている。それで空隙が多く、前述したようによい帯水層になっているわけです。

ですから、平地での地下水の流れと火山山麓の地下水の流れとは、非常に違うところがあります。火山山麓に特徴的な溶岩の中の地下水というのは平地にはありませんし、さき

図4 - 代表的溶岩の地下水集水範囲の推定



に述べたような山体斜面と地下水面との交差するところに湧き出すような、斜面の地下水も平地にはあまりみられません。平地の地下水は汲まないと動かないという感じがしますが、火山山麓の方は汲まなくとも勝手に動いている。平たくいうと、そんな違いがあるわけです。

《溶岩の地下水と汚染》

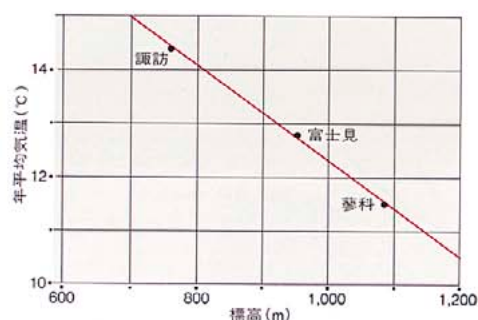
ただ、このように溶岩中の地下水はスピードが速いために、汚染に対しては余り安全ではないんです。たとえば大腸菌の場合ですと、地下に入って100日たつとだいたい死滅するんですが、溶岩の地下水では100日たたないうちに湧き出してしまうケースがある。実際に八ヶ岳の山麓では、溶岩末端の湧水の中から大腸菌が検出されたという例が幾つかあるのです。砂層になりますと、井戸の水をポンプで汲み上げるわけですが、大腸菌が検出された例はほとんどありません。

河川の基底流量と地下水

冒頭で触れましたように、火山山麓の河川はその流量が安定している点に特徴があるわけですが、そのことを、実際の河川の流量に即してみます。

八ヶ岳の西麓には、西麓南半分の降水をすべて集めて西に流れ、諏訪湖に注いでいる宮川という川があります。この川の流量は、1969年6月から1970年3月にかけて、つまり、かんがい期から非かんがい期にかけては、図6のような状況になっています。

図5 - 八ヶ岳における標高と年平均気温



図で、下段の棒グラフは降水量、上の方のギザギザしている線が川の流量です。そのギザギザの線を見ると、70年1月の中旬から下旬にかけてが一番低くなっていて、 $2.3\text{m}^3/\text{sec}$ ぐらいの流量になっています。それでこのラインをアカ色にしているわけですが、これが基底流量（base flow）です。その河川では、これ以上は流量が少なくならないという最低の流量です。農業のほうでは、湧き流量と呼んでいます。

アカ色の線より上は洪水流量で、これは降水の多寡によって変動するのでギザギザの線になります。アカ線から下が基底流量で、安定している水量ということになるわけです。

このように、ひとつの河川には必ず基底流量と洪水流量とがあるわけですが、その川の基底流量の総量と洪水流量の総量とを比べ、洪水流量の比率が小さく基底流量の多いものを安定した川といい、逆に降水流量の比率が高く基底流量の少ないものを荒れ川といいます。火山山麓の河川では、この宮川にみられるように、基底流量に対する洪水流量の比率が0.2～0.3というように非常に小さく、安定した川がほとんどです。

この豊かな基底流量の元になっているのは、もちろん湧水です。火山体では、いったん降った雨は溶岩や湖成の砂層の中を流れ、巧みに調節されて川へ流出しているわけです。

次にもう1つ、川の流出量と地下水との関係を見てみます。西麓の扇状地性山麓のほぼ中央部には、矢の口川という小さな川が流れますが、この川の流域の約80%は畑地です。図7が矢の口川の流量ですが、一番上の段は不圧地下水の地下水位、つまり井戸の中の水面の高さです。ここでは-2mから-3mの間を上がったたり下がったりしています。一番下の段は降水量、真ん中の段が矢の口川の流量です。この川は、宮川のような大きい川と違うので、基底流量が小さくて洪水流量が大きいんですが、これは川が小さいのですから仕方ありません。

さて上段の図のうち、69年10月から11年半ば

までをみますと、地下水位は-2.2mから-2.8mぐらいまで直線的に下がっています。同じように12年半ばから1月の終わりまでの期間も、地下水位は一定の率で下がっています。他方、一番下の棒グラフで降水量を見ますと、この間に雨は余り降っていませんで、たまに降ると、そのときだけは川の流量が増えています。それ以外は、この期間は川の流量は一定になっている。つまり基底流量が流れているわけです。

このことから、降水の無いときには、地下水位が下がることによって基底流量が維持されている。つまり不圧地下水からの供給によって、矢の口川の基底流量が保たれていることがわかります。こうした仕組みで、地下水は

河川の流量を巧みに調節しているわけです。

地下水に由来する斜面崩壊

地下水に由来する自然現象にはさまざまなものがある、人間の都合のよいことばかりとは限りません。火山の場合には、地下水によってときどき土石流が発生します。

前章で述べられているように、八ヶ岳火山では、火山活動の最後の時期に入ると、北八ヶ岳や中八ヶ岳では多くの爆裂火口が形成されます。これらは、山の一番高いところではなく、そこからちょっと下がった溶岩流の重なっている高原状のところにあるわけですが、これは爆裂火口ですから、当然、すり鉢型の穴ができています。そして雨池や白駒池のように水をためているところもありますが、多く

図6 - 宮川の流量と基底流量

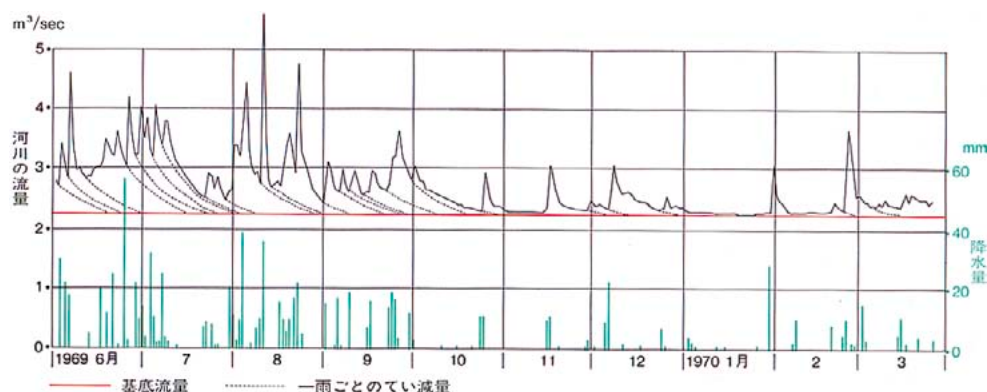
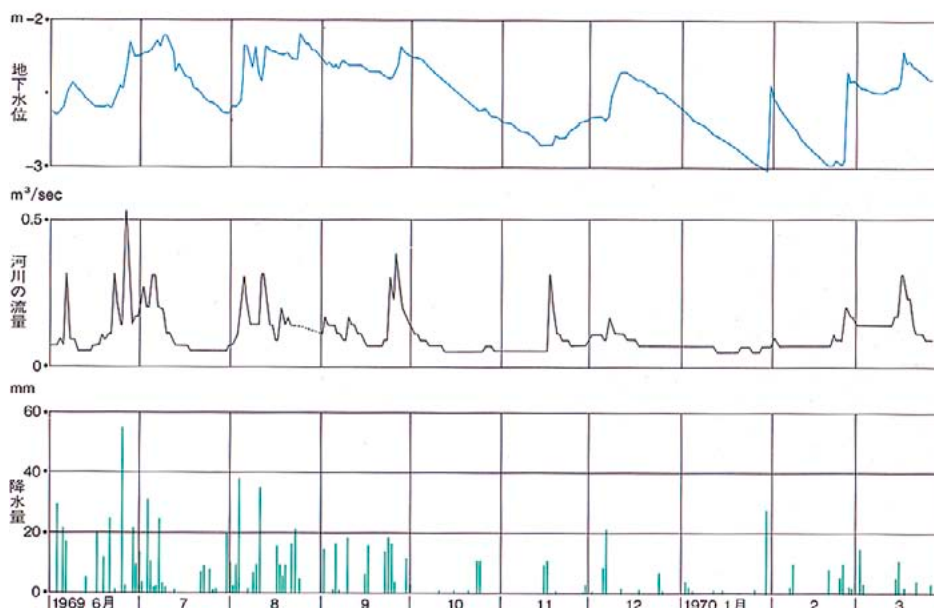


図7 - 西麓畑地帯の河川の流量（矢の口川）と地下水位の相関



は土砂や火山灰などで埋められています。
 そうした付近に谷頭浸食が進んで、下の方から削られていきますと、豪雨などがきっかけとなって爆裂火口にたまったものが上からドサッと滑り落ちてくる。こうして斜面が崩壊し、土石流が発生することになります。

1982年の秋には、大岳川上流の湯沢の谷頭部で、台風による豪雨の後にこのケースの斜面崩壊がおき、10数回にわたって土石流が大岳川を流下していきます。この土石流は、集落より上流で停止したために大きな被害はおこりませんでしたが、このときには約20万m³の土砂が運ばれ、溪谷内に堆積しました。図8が崩壊地周辺の地形図、写真2は崩壊した岩石が上から滑り落ちてきたときの様子です。この崩壊地を調べますと、このときの崩壊によって出現した窪地内の急崖は、白色に変質した溶岩からできており、これが爆裂火口の跡であることが分かります。また崩壊地の底

には少なくとも3ヵ所の湧泉があり、崩壊直後には多量の水が湧き出していたことが確認されています。

こうした斜面崩壊は、当然、爆裂火口のあるところでは過去にもおこっているわけで、そうした古い崩壊跡地を調べてみますと図9のようになります。八ヶ岳では、こうしたところで谷頭浸食が進んでいるわけです。また、双子池、雨池、白駒池などはみな爆裂火口跡ですから、いずれは同じようなことが起こると考えられます。

水田と地下水

《地下水の涵養源としての水田》

八ヶ岳山麓で水田が広い範囲を占めているのは西麓ですが、ご存じのように、水田は地下水のすぐれた涵養源となっています。

図10は、西麓の水田地帯での不圧地下水の水位で、図の青緑の線が井戸の中の水面で、ここでは-1mから-2mの間を上がったり下が

ったりしています。特に7月から8月にかけては、雨が降ると水位が上がり、雨が降らないときには水位が下がるという具合でギザギザを繰り返しています。

一方、この地域では、降水に伴う地下水位の上昇率と雨が降らないときの地下水位のてい減率が測定されています。それで6月1日の水位を初期水位として、1日ごとの降水量にもとずいて地下水位を推定してみると、A図のアカ線のようになります。

この2つの線を比べてみますと、6月の初め頃まではだいたい合っていますが、夏の間は一定の感覚でズレている。8月の終わり頃からは、再び両者が合ってきます。では、夏の間のズレが何かということ、これが水田から地下水へ漏水していったものなんです。

B図のアカ線は、この地域の水田の面積と水田からの漏水がどのくらいあるかを計算して、A図のアカ線に加算したものです。そうします

図8 - 湯沢谷頭部の崩壊地と土石流

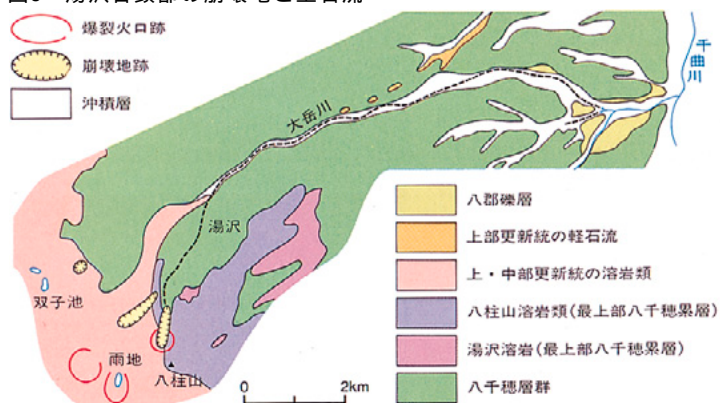
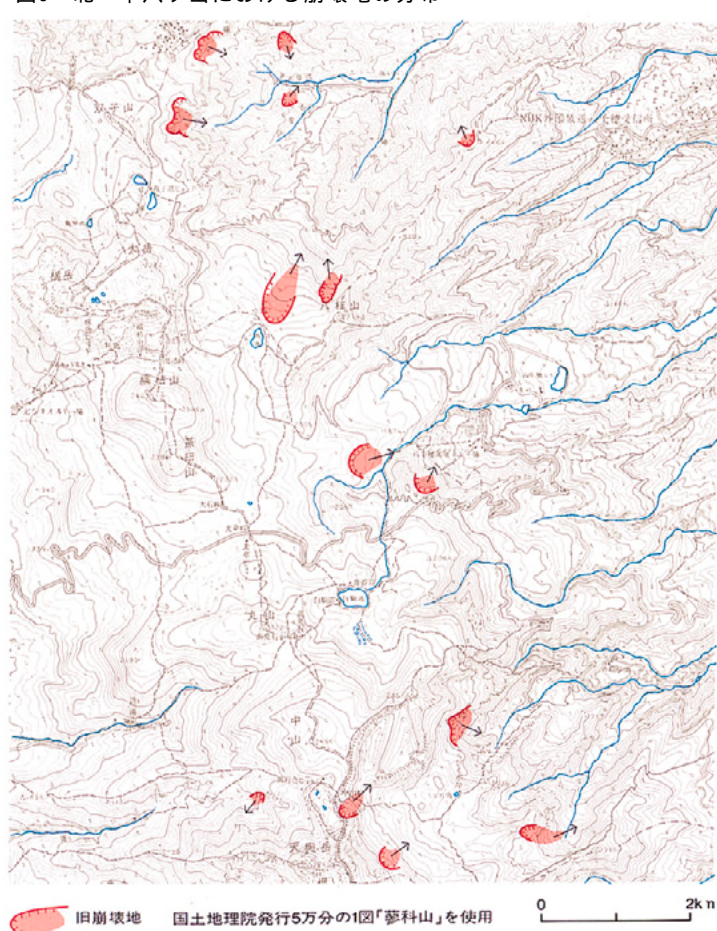


写真2 - 湯沢谷頭部の崩壊



図9 - 北・中八ヶ岳における崩壊地の分布



とB図では、かんがい期でも非かんがい期でも、実測値と推定値とがだいたい合ってきます。7月の下旬に一致していないところがありますが、これは推定値の方に夕立の分が影響しているためです。以上から、水田から地下水へ浸透する量が非常に多いこと、地下水位で毎日10cmぐらいの違いがみられるわけですから、水田が地下水の涵養源として非常に役立っていることが分かります。

《水田からの漏水と地下水の水質》

ところが最近、地下水の水質をみると、クロール(塩素)、カリウム、カルシウム、とくに硝酸性窒素などが非常に増えてきているのですが、これには、水田からの漏水が大きく関わっていることが分かってきました。

さきの図1をご覧くださいになれば分かるように、諏訪市や茅野市の街の中には非常にたくさんの井戸があり、またこのすぐ西には諏訪湖があります。それらの井戸や諏訪湖には、西麓の地下水が流れ込んでいるわけですが、水田地帯ではたくさんの肥料や農薬を使うので、この影響が地下水の水質に現われてきて、諏訪湖のアオコも、これが主因となって発生しているといわれています。

この地域では、途中の小さい川や井戸の水質が定期的に測定されています。この場合、例えば塩素を例にしますと、現在では、雨が降って地下水位が上がるときに、塩素の濃度が高くなるんです。雨が降ると薄まるのではなくて、現実には逆に濃くなるのです。

これは、どういうことかといいますと、地下

水が上から下へ浸透していくとき、最初のうちは塩素は土壌に吸着されるので余りでてこないのですが、そのうちに土壌の吸着量が少なくなり、最後には限界に達して土壌が塩素を吸着できなくなる。そうすると今度は、雨が降って地下水位が上がってきたときに、それまで土壌に吸着されていたものまでが溶け出してくる。こうして高濃度の塩素を含んだ地下水が川に流れ出す。ですから、地下水の水位が上がっていて、雨が降ってないときに塩素の濃度が一番高い。そういう状態になっているわけです。

火山山麓の開発と地下水

火山山麓では、これまでの話のように、溶岩の地下水というのが非常に重要なんですが、この溶岩の上をゴルフ場などに開発した場合には、地下水の流れや水質が大きく変わってしまい、いろいろと問題をおこします。

まず、溶岩の上の植生が立体的な森林から単調な芝生に変わることによって、雨水の浸透量がだいたい3分の1ぐらいに減ってしまいます。これは、実測でも計算値でも同じ結果になっています。つまり、森林のように木の葉が立体的に密に重なっていると、雨水は葉から葉へと水滴となって伝わり、最後には幹を伝わって地表に下りてくる。そんな具合に調節されて、ジワッと地下にしみ込んでいくわけです。

それに対して芝生に降った雨水は、森林のように調節されることがなく、葉から地表へとスッと伝わってどんどん外へ排出されてし

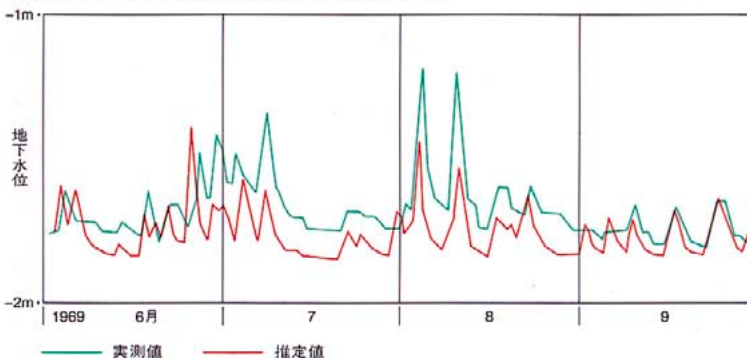
まう。そのため、地下に浸透していく雨水は森林の3分の1ほどの量にしかならない。また地下に浸透しなかった分は、河川の洪水流量の増加となって現れてきます。

そしてもう1つ、芝生の方には、除草剤や肥料がまかれますから、そうした薬が地下に浸透していきます。その結果、浸透する水の量が3分の1ぐらいに減っているところに薬が入っていくわけですから、水質がぐんと変わってしまいます。結局、湧水量もぐんと減ってくるし、その水質も悪くなるので、いろいろな問題がおこってくるわけです。

火山山麓の開発と地下水の問題では、まだまだたくさん問題があります。また八ヶ岳山麓は、現在でも、開発計画が目白押しに並んでいますから、今後もこの種の問題は、いろいろな形で起きてくると思いますが、それはまた、別の機会に取り上げていただければと思います。

図10 - 八ヶ岳西麓における水田からの漏水と地下水位の推定

A-降雨係数と地下水位低下率のみからの地下水位の推定



B-水田からの漏水を加算した地下水位の推定

