

阿蘇西麓地下水盆

田中伸広 = 熊本県企画開発部水資源対策室
平山利晶 = 国際航業(株)志免技術所

阿蘇西麓地下水盆は、東に阿蘇山を望み、西は金峰山山塊から有明海に接する、広大な台地および平野などからなる地域である。この地域には、水前寺や江津湖、浮島、八景水谷など多くの湧泉があり、清冽な地下水が豊富なことで有名で、現在でも、平野部の一部では自噴井が見られる。地下水は各種用水に利用されているが、とくに水道用水のほとんどは地下水に依存し、地域の生活にとって文字通り生命線となっている。したがってその保全のために、これまで熊本県をはじめ地元の自治体や国の関係機関により調査研究が盛んに行われてきた。こうした調査結果をもとに、貴重な地下水資源を守るためのさまざまな対策が実行されている。ここでは、最近の調査をもとに阿蘇西麓地下水の実態と水収支の現状について簡単に紹介する。

地下水に関わる自然環境

地形・地質

熊本地域は阿蘇カルデラ西方に位置し、“阿蘇西麓大地”とも称されるように、地域のほぼ半分が台地よりなる。その西方を金峰山(665m)を主峰とする金峰山山塊に、東方を鞍岳(1,118m)、依山(1,094m)と連なる阿蘇外輪山に、また、南部を宇土山塊に囲まれている。低地は、台地末端から有明海にかけて広がる熊本平野が代表的である。台地の各所には孤立丘(残丘)が点在し、水文地質的な特徴を形成する。台地は、構成する地質によって、砂礫台地、火山性台地、溶岩台地に分けられる。さらに、砂

礫台地は分布高度によって、高位、中位、低位の3面に大きく区分される。台地は白川、緑川を代表とする水系によって開析されており、河川沿いに低地が発達する。

このような地形区分は、地質構造とも密接に関わっている。地質層序総括表(表1)に示すように、熊本地域の地質は大きく基盤岩類、先阿蘇火山岩類、さらにそれを覆う新生代第四系に分けることができる。

基盤岩類は、阿蘇カルデラの西麓をはじめとする周辺の山地に分布する(図1)。北西～西部地域では古生代三郡変成岩類が、また南東部では木山変成岩類、古生代二疊系水越層および中生代白亜系御船層群などの基盤岩類が分布する。台地や低地の地下にまで基盤岩類は広がっているが、台地の中央部にあたる弁天山・二塚山では変成岩類が、群山・小江山・戸島山では御船層群などが台地上で孤立丘を形成する(図5)。基盤岩類の上位には、主に第三紀鮮新世～第四紀更新世に噴出したと考えられる安山岩類・凝灰角礫岩が分布し、阿蘇外輪山、金峰山外輪山、宇土山塊を形成する。これらの地層は、阿蘇カルデラ形成に関与した阿蘇火砕流堆積物の堆積以降に活動した火山岩類と区別して、“先阿蘇火山岩類”と呼ばれる。

これらの基盤岩類および先阿蘇火山岩類を覆って、新生代第四系が山地に囲まれた台地および低地を埋めている。主体をなす阿蘇火砕流堆積物は熊本地域に広く堆積し、台地部を形成して

いる。この地層は阿蘇カルデラ形成に関与した火山活動による噴出物であり、噴出した時期によって大きく、Aso-1、Aso-2、Aso-3、Aso-4の4つに区分される。各火砕流堆積物の間には、それぞれの火砕流活動の休止期に堆積した、火砕流間堆積物が発達する。そのうち南東部に分布する砥川岩石および高遊原溶岩、北西部に分布する湖成堆積物の花房層が特徴的である。

沖積層は、主に、熊本平野や北部の菊鹿盆地に堆積する。とくに熊本平野では、島原海層を覆って有明粘土層が厚く分布する。

水文地質

各地層の岩質からみて、基盤岩類および先阿蘇火山岩類などの先第四系は不透水性であり、水文地質基盤を形成する。そして、これらの地層を覆う第四系が帯水層を形成している。

水文地質基盤

孤立丘が点在することからも分かるように、水理地質基盤の形状は複雑である(図2)。その中で、いくつかの盆状構造を認めることができる。とくに熊本地域のほぼ中ほど、郡山から小江山・戸島山と阿蘇カルデラにはさまれた範囲では、標高-40m以下の小地下水盆が存在する。また、その西方にも孤立丘と金峰山に囲まれて、小地下水盆がみられる。水文地質基盤は立田山南側の台地末端で標高-100m以下であり、さらに海に向かって傾斜すると考えられる。

帯水層

熊本地域の帯水層は、大きく2つの帯水層に分

表1 - 熊本地域地質層序総括表



注＝本章に収載した図版はすべて、熊本県・熊本市「熊本地域地下水調査報告書」昭和61年3月刊による。

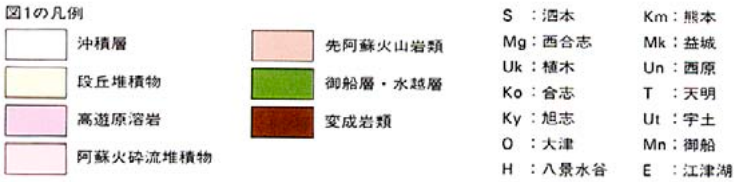


図 1 - 地質平面図

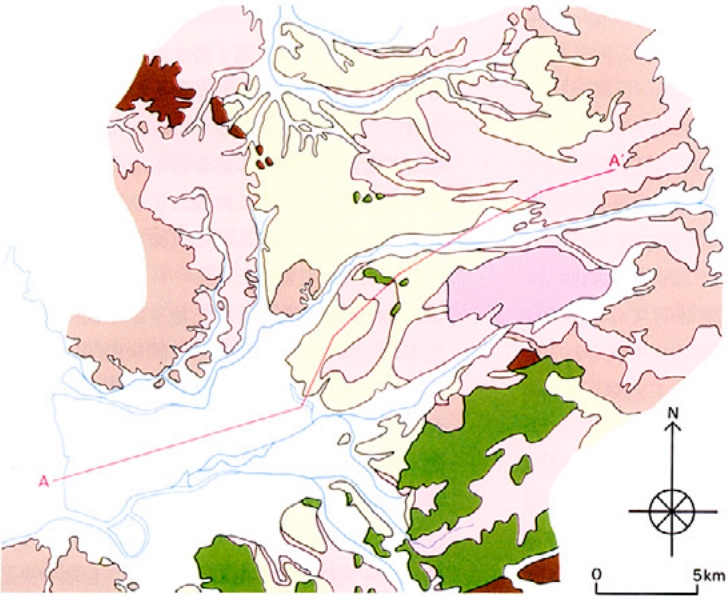


図 2 - 水文地質基盤等高線図<標高m>

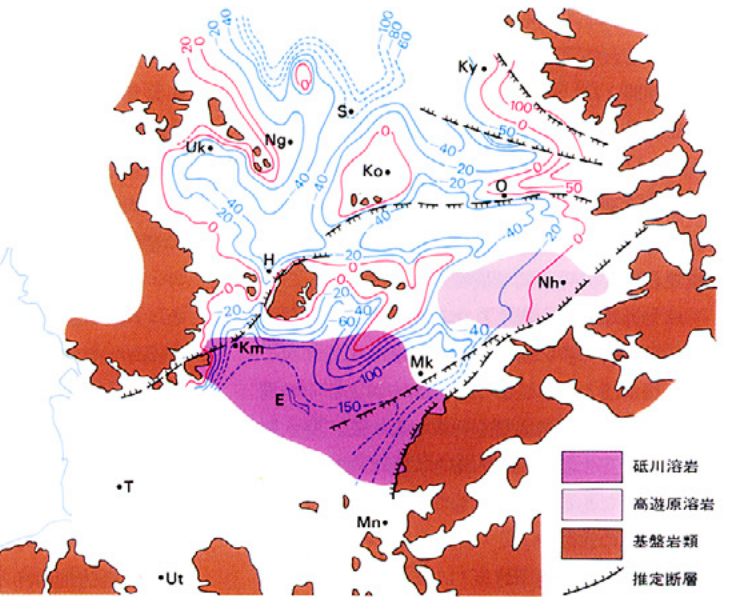


図 3 - 第 1 帯水層地下水位等高線図<昭和59年10月：標高m>

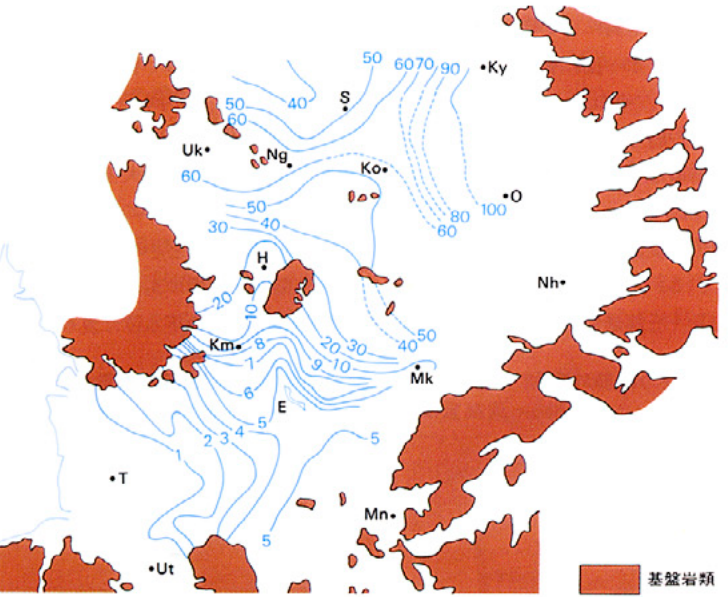


図 4 - 第 2 帯水層地下水位等高線図<昭和59年10月：標高m>

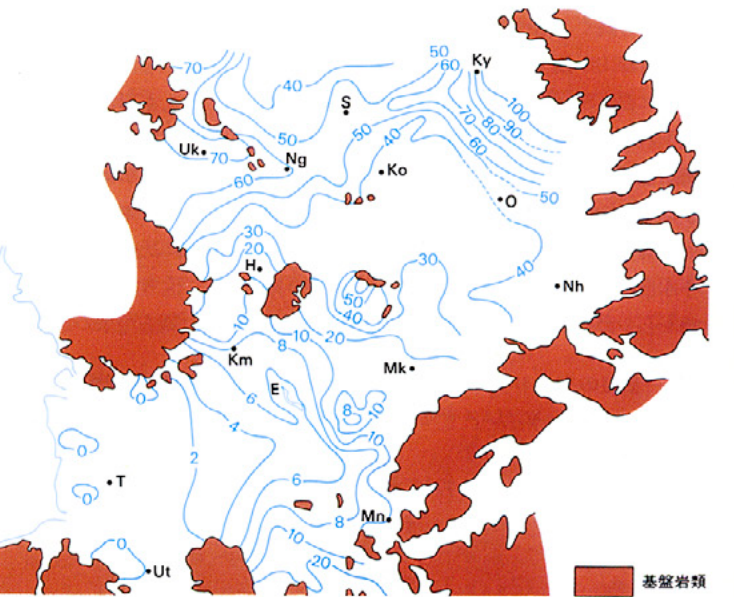
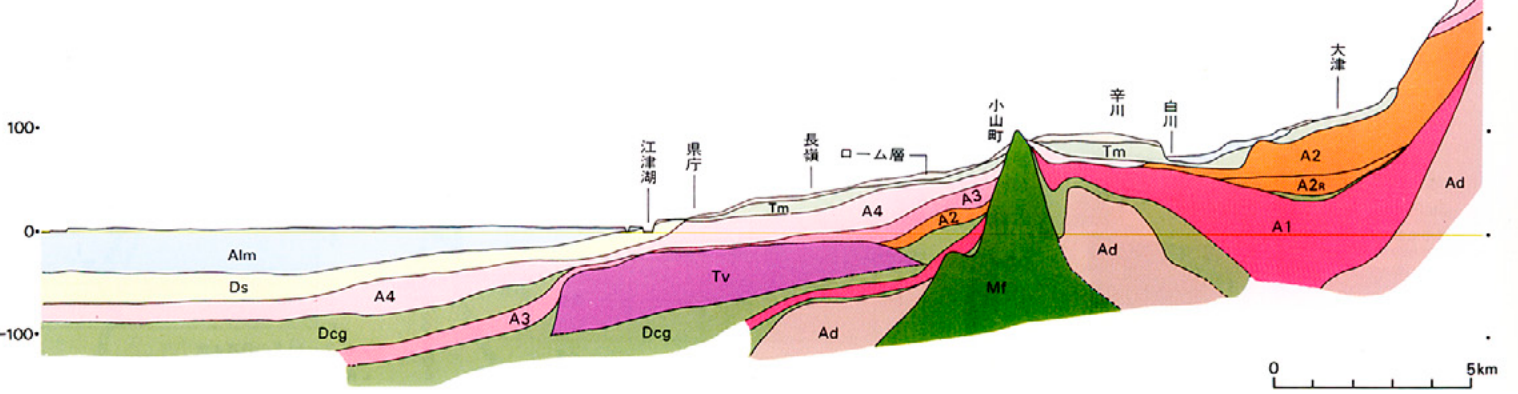


図 5 - 地質断面図<断面線は A ~ A' , 凡例は表1参照>



けることができ、さらに火砕流間堆積物によって、特徴づけられる。

上位にあたる第1帯水層は、段丘砂礫層、島原海湾層およびAso-4火砕流堆積物などから構成される。北西部の範囲に分布する花房層は、Aso-3とAso-4の間に狭在する難透水層であり、帯水層を上位と下位に分けている。

下位にあたる第2帯水層は、Aso-3以下の火砕流堆積物と火砕流間堆積物から構成される。とくに普通輝石安山岩よりなる^{とがわ}砥川溶岩は、多孔質で割れ目の多い岩質なので、極めて透水性の良い帯水層となっており、熊本市およびその周辺では一大有能帯水層を形成している。帯水層の能力と揚水状況からみると、第2帯水層が主要帯水層であることを示している。

地下水の流動

第1帯水層の地下水

第1帯水層の地下水位は、地表より数mから20m程度の深さに位置する。北東部では標高100m以上と高く、西～南西方向に低い(図3)。また金峰山に接する西部の台地・丘陵でも地下水位は標高70m以上である。その間の地域では、地下水位は標高50mから60mで、周辺(とくに南側と北側の地域)よりも高い傾向にある。さらに、台地の末端にあたる江津湖および八景水谷の周辺では地下水位は低くなるが、これは地下水湧出による影響と考えられる。そして、台地から平野にかけて水位はさらに低くなり、熊

本平野では非常に緩やかな勾配で低下する。このような地下水位分布は、ほぼ地形に沿ったものといえよう。

第2帯水層の地下水

主要帯水層である第2帯水層の地下水の流動は、山地・丘陵部から台地をとり、江津湖周辺で西に方向を変えながら、熊本平野を経て有明海に至る(図4)。しかし、第1帯水層とは異なり、地形には必ずしも沿ってはいない。

とくに北東部から北西部にかけての地区では、標高50～60mの高水位域が带状に形成されている。そして、この地区を境として北側と南側の地下水位は標高50m以下である。したがって、この一帯を境、すなわち分水帯として、地下水は南側と北側に分かれて流動すると考えられる。分水帯および山地・丘陵部から流動する地下水は、南部方向に向う。地下水位勾配は概ね5/1,000～10/1,000である。しかし、小地下水盆の位置する範囲では、勾配は約1/1,000と緩やかになる。これは、孤立丘として地表にまで露出した水文基盤が、一時的に地下水の流れをさえぎるためと考えられる(図6)。その結果、小地下水盆の範囲で地下水が貯留され、いわば地下水プールを形成するとみることができる。この地区は白川中流部と呼ばれるが、周辺地区に比べて、季節的な地下水位の変動幅が比較的大きいという特徴をもっている。

調査地域の過半を占める段丘・丘陵部では、第

2帯水層よりも第1帯水層の地下水位が高い。しかし、江津湖などの湧水地付近では、第2帯水層の地下水位は、第1帯水層の地下水位よりも1～2mほど高く、しかもその水位は、湧水地周辺で低くなっている。これらのことから、砥川溶岩から湧出する第2帯水層の地下水が、第1帯水層を通して江津湖および周辺の地表に湧出する機構が考えられる(図7)。

地下水位の変動

第2帯水層を主対象とする地下水位観測井は、熊本県、熊本市を始めとする関係機関によって昭和50年代の始めより設置され、観測が継続されている。

熊本地域の地下水位は、6月から7月に最も低く、10月に高くなる(図8)。この季節変動は、ほぼ全域に共通しているが、地区により変動パターンに差異がある。とくに、台地中央部の地下水プールとした範囲では、地下水位の変動時期が他の地区より0.5ヶ月程早く、また年間変動幅も5m以上と大きいことで特徴づけられる。これらのことから、地下水位はこの地区を中心に変動し、その変動が周辺に拡がると見ることができる(図9)。その要因として、白川沿いの水田からのかんがい水が大きな役割を果たしていると考えられる。全体に地下水位の変動幅はこの地区から遠いほど小さくなる傾向がある。地下水流動の下流部にあたる熊本平野では、揚水の影響を受けて地下水位は夏季に低く、

図6 - 基盤の高まりによる効果

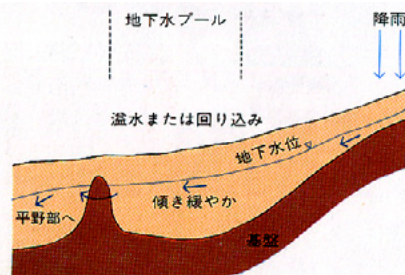


図7 - 砥川溶岩からの湧出

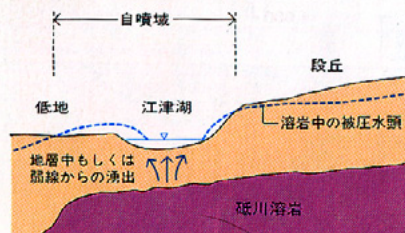


図8 - 台地及び平野部における地下水位の季節変動

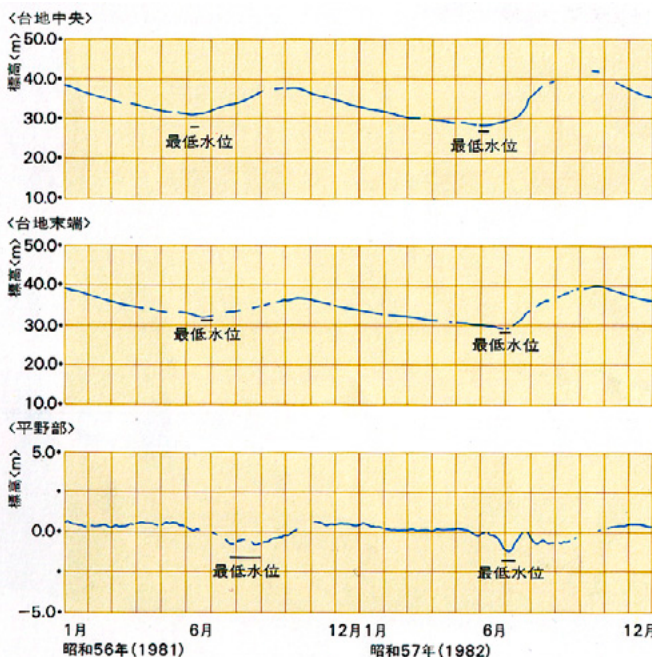
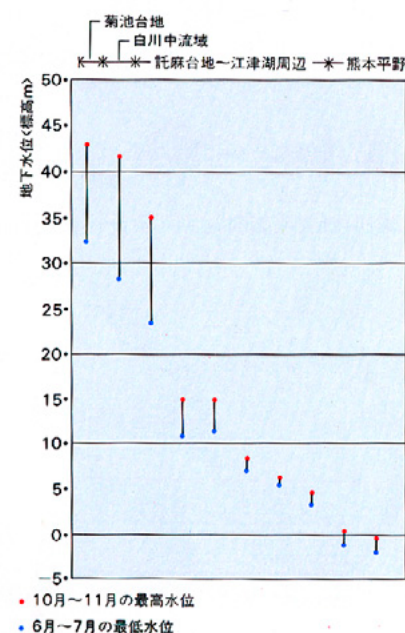


図9 - 台地及び平野部の地下水位変動幅<昭和57年>



冬季～春季にかけて高い。その変動幅は、揚水量の集中度によって異なるが2～3mである。

地下水の湧出

熊本地域の地下水の特徴として、多くの湧水が挙げられる。そのうち主な湧水地としては、水前寺、江津湖、八景水谷、浮島、下六嘉の各湧水がある。

水前寺および江津湖周辺

水前寺および江津湖周辺では、各所に地下水の湧水を見ることができる。現地では砂礫などが確認できるが、水文地質構造や地下水流動などから、砥川溶岩中の地下水が湧出すると考えられる。昭和59年10月の観測では、最上流部にあたる鳥渡橋で0.16m³/sec(1.4万m³/day)の流量があり、江津湖からの流出部である秋津橋では、増加して7.71m³/sec(66.6万m³/day)となる。この間の小河川からの流入を差し引いた量、すなわち水前寺から江津湖周辺における地下水湧水量の合計は7.22m³/sec(62.4万m³/day)である。このうち、水前寺公園からの湧水量は0.45m³/sec(3.9万m³/day)であった。この湧水規模は、浮島周辺の湧水と並んで、熊本地域で最も大きい量である。(1pの図および写真参照)

八景水谷および坪井川

八景水谷周辺では、台地から低地での地形変換点で地下水が湧出する。八景水谷湧水池での湧水量は、昭和59年10月で0.23m³/sec(2.0万m³/day)であった。また、湧水池近傍の坪井川で

は0.71m³/sec(6.1万m³/day)の湧水量が観測された(図10)。

浮島およびその周辺

矢形川周辺には、浮島湧水や下六嘉湧水があり、また矢形川河床に露岩する砥川溶岩からも地下水の湧出が確認できる。湧出機構が、江津湖と同様のものと考えられる。昭和60年11月の観測では、矢形川の庄嶋橋では0.52m³/sec(4.5万m³/day)、浮島橋では7.84m³/sec(67.7万m³/day)であった。この間の増加量7.32m³/sec(63.2万m³/day)のうち、浮島湧水から2.01m³/sec(17.4万m³/day)、下六嘉では2.71m³/sec(23.4万m³/day)、矢形川に直接湧水する量は、2.60m³/sec(22.5万m³/day)である(図11)。

地下水に関わる人為環境

地下水の利用

熊本地域における地下水の総利用量は、昭和58年度で2億6,851万m³である(図12)。用途別には、水道用が1億386万m³と全体の38.7%を占める。次いで、農業・水産養殖用は8,814万m³(32.8%)、工業用は4,186万m³(15.6%)、建築物・家庭・その他用は3,465万m³(12.9%)である。また、井戸本数は5,737本であり、そのうち、農業・水産養殖用が3,276本と過半数を占める。

昭和54年度から昭和58年度の5年間について比較すると、昭和54年度の揚水量は2億7,377万m³で、過去5年間で最も多い。揚水量は昭和55

年度には若干減少し、2億5,850万m³となる。昭和56年度、昭和57年度は2億7,135万m³、2億7,172万m³に漸増するが、昭和58年度は2億6,851万m³に減少する。このように、年度により3%から5%の増減はあるが、揚水量の経年変化は全体に小さいといえる。

用途別では、水道用揚水量は経年的に増加傾向にあり、昭和54年度の9,540万m³から、昭和58年度の1億386万m³に増加し、5年間で約9%増加している。また、工業用揚水量も経年的に増加傾向にある。昭和54年度の揚水量は3,754万m³、昭和58年度の揚水量は4,186万m³であり、5年間で揚水量は約12%増加している。

農業・水産養殖用の揚水量は、降水量などに影響されることもあり、年による増減が比較的大きい。昭和54年度には1億498万m³であったが、その後徐々に減少して、昭和58年度では8,814万m³となっている。それに対して、建築物・家庭・その他用揚水量は年による変化が少なく、ほぼ横ばいである。

土地利用

地下水揚水だけでなく、土地利用の変化も地下水に影響する。とくに、水田や畑地などのかん養域が減少し、市街地などの非かん養域が増加することによって、地表からの地下水かん養量が減少すれば、地下水位の低下につながる。熊本地域(1,007.22km²)の非かん養域の面積は、昭和40年頃には90.91km²(9.0%)であっ

図10 - 八景水谷周辺における湧水測定結果<昭和59年10月29日>

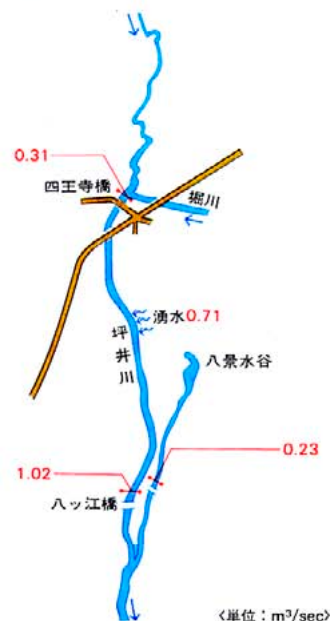
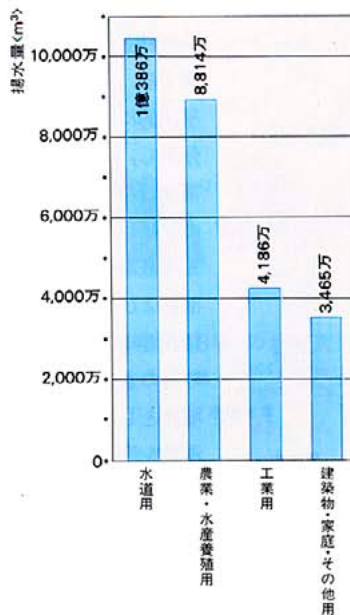


図11 - 浮島～下六嘉周辺における湧水測定結果<昭和60年11月9日>

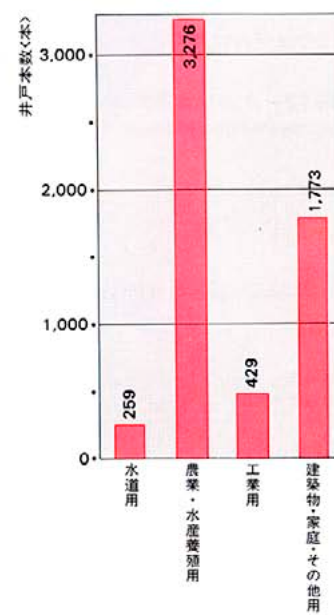


図12 - 地下水の利用状況(昭和58年度)

<全揚水量2億6,851万m³>



<総井戸本数5,737本>



た．それが昭和58年頃には163.87km³ (16.3%)となり、18年間で72.96km³増加している(図13)．地区別には、大都市の縁辺で非かん養域の増加が顕著であり、都市化の進行を示している．さらに、各市町村の中心部や、特定の地区でも、全体的な非かん養域の増加を見ることができる．

広域水収支モデルシミュレーション

モデルの考え方

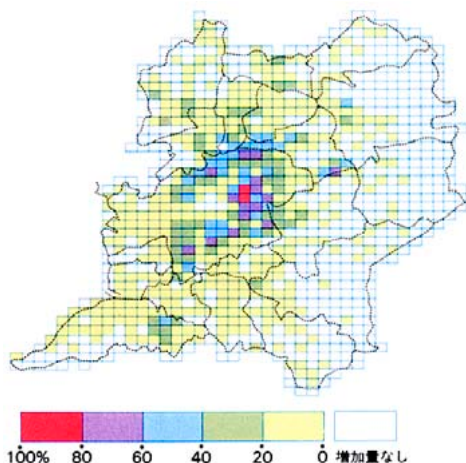
地下水の主なかん養源は、台地・丘陵部から地下に浸透した降水やかんがい水である．かん養量は、地下水位変動状況等から見て、小地下水盆の位置する白川中流域で最も大きいと考えられる．地下に浸透した水は低地方向に流れるが、その過程で、基盤や難透水層の存在などの水文地質構造によって複雑な流動となる．さらに、一部は湧出する．このような広域にわたる地下水のかん養、流動、変動そして湧水という複雑な流れの中で地下水を管理するためには、地下水状況のモデル化が必要となる．

熊本地域の広域水収支は、次のような2つのモデルの組み合わせにより解析する．その1つは、補給能・タンクモデルで、垂直方向の地下水かん養量を求める．もう1つは、地下水流動モデルで、地下水かん養量、揚水量、帯水層係数等のパラメータを用いて、水平方向と垂直方向の地下水流動量を算定する．このうち、中心となるのは地下水流動モデルであり、補給能・タンクモデルは、かん養量を求めるためのサブモデルに位置づけられる．

補給能・タンクモデル

このモデルはさらに2つに分けられる(図14)．

図13 - メッシュ別非かん養域の増加量
(昭和58年頃の非かん養域の比率) - (昭和40年頃の非かん養域の比率)



補給能モデル

補給能モデルは降水による土湿変化から、地表面流出量や地下に浸透する量を計算する考え方である(角屋、1967)．この考え方によれば、降水によって土湿(容水量)が増大し、ある一定値(圃場容水量)を越えると地下に水が浸透する(図15)．降水量と土地利用状況に応じた土壌の性質が判れば、地表付近の浸透状況を再現することができる．

タンクモデル

タンクモデルは河川流出の再現のために考えられたものであるが(菅原、1972)、地下水の流動過程に適用することができる．このモデルでは、補給能モデルで求めた地表からの浸透水が帯水層に浸透していく過程を、タンクから徐々に落ちていくものとして再現する．その結果、降雨に伴うピークが緩和され、最終的には帯水層に浸透する量が計算できる．この時、浸透速度はタンクからの流出率で表わされる．

地下水流動モデル

地下水流動モデルでは、水平方向の地下水流動と、垂直方向の地下水流動(漏水、地下水浸透、地下水湧水など)から、地下水位を計算する．その基本的な考え方は、概念図(図16)に示すように、準三次元2層モデルである．すなわち、水文地質構造をもとに、モデルの帯水層は上部(第1帯水層)と下部(第2帯水層)より構成される．そして、地下水は台地・丘陵部の地表から第1帯水層に浸透し、花房層などの難透水層を漏水して第2帯水層に流入するものとしていいる．さらに、平野部では、第1帯水層上位の沖積粘土層(有明粘土層など)を通る漏水も考慮する．

平面的には、対象地域を1,974個のメッシュに分割し、メッシュ別に基盤の形状や地層の厚さ、帯水層の性質などの水文地質構造を反映したものとした(図17)．この中で、境界条件として、先阿蘇溶岩類が分布する東側の山地部と、海岸部および北側の低地部で地下水位を固定し、全体的な地下水流動(図4)の再現を図った．その他の水文地質基盤が分布する地区では不透水境界としているが、河川の上流部では地下水の浸透を評価して水位を固定した．なお、準三次元2層モデルにおける地下水流動の基本式も別に示した．

地下水状況の再現

主要帯水層である第2帯水層の計算地下水位分

布を図18に示す．この図では、実測地下水位分布(図4)でみられた特徴、すなわち分水帯や地下水プールなどが再現されている．さらに地区による水位勾配の変化も計算されている．地点別には、上流部での地下水位は、6月から7月に低く10月から11月に高く、季節変動の幅は8mから15mである(図19a)．年により(降水量により)水位の異なることがモデルによって表されている．それに対して、下流部での地下水位変動は上流部と類似するものの、変動幅は小さい(図19b)．このように、流動に伴う地区ごとの地下水位変動の違いも、このモデルによって再現されている．こうして、複雑な水文地質構造を対象としながらも、地下水位状況は、全体として非常に良く再現されている．水収支モデルによる水収支(昭和58年)の内訳は、台地部での地下水かん養量が5億1,600万m³、山地・丘陵部からの浸透が2億6,000万m³、平野部での漏水かん養量が6,700万m³であり、地下水かん養量は合計8億4,300万m³と推定される(図20)．また、地下水揚水量は2億6,000万m³、湧水量は4億4,300万m³、地下水流出量が1億4,100万m³であり、地下水流出量の合計は8億4,400万m³となる．差引マイナス100万m³は、降水量の変化等に伴う前年に対する地下水位(貯留量)の変化を意味する．

むすび

以上のように、阿蘇西麓地下水盆は、熊本周辺地域住民にとっては、貴重な地下水の貯留庫であり、その水収支の動向については十分な予測を行ないながら管理していくことが大切である．さらに、地下水を末長く利用していくために、かん養地域における土地の保全や地下水の人工かん養などを、積極的に検討していくことも必要と考えている．

地下水盆の調査・研究と管理の在り方に関して、熊本地域は全国的にみて先進的にとりくんでいる地域であると考えているが、今後も、地下水シミュレーションモデルの運用を核にして、総合的な地下水の監視体制を確立し、地下水利用と保全対策に役立てていきたい．

図14 - 補給能・タンクモデル

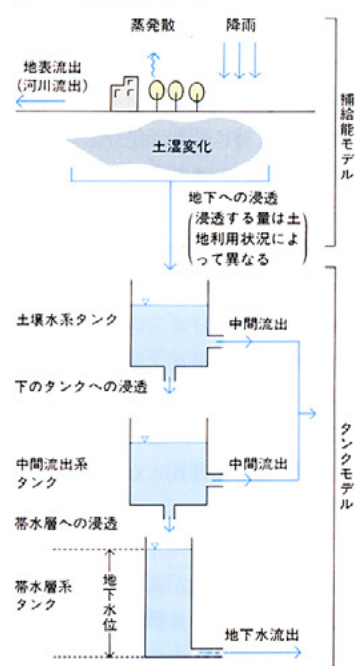


図15 - 浸透能の変化

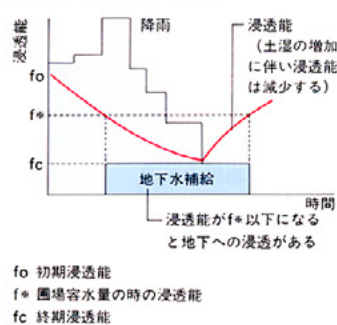
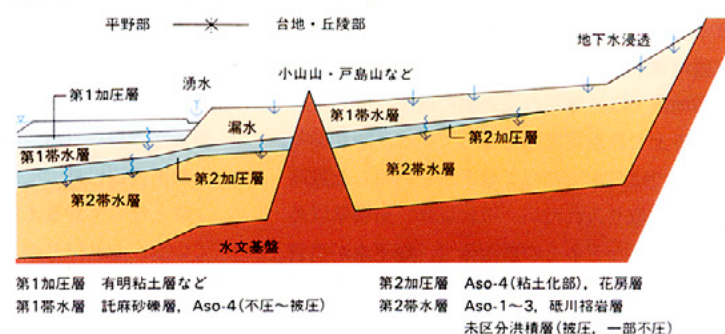


図16 - モデル概念図



《準三次元2層モデルにおける地下水流動の基本式》
地下水位の計算は次式にもとづき有限要素法(FEM)により行なった。

第1帯水層

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_1 \frac{\partial h_1}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_1 \frac{\partial h_1}{\partial y}) + L_1 + Qr - Qd_1 = \frac{\partial h_1}{\partial t} S_1$$

$$L_1 = \frac{k'_1}{b'_1} (H - h_1)$$

第2帯水層

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_2 \frac{\partial h_2}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_2 \frac{\partial h_2}{\partial y}) + L_2 - Qd_2 = \frac{\partial h_2}{\partial t} S_2$$

$$L_2 = \frac{k'_2}{b'_2} (h_1 - h_2)$$

式で
 h_1, h_2 : 第1帯水層および第2帯水層の地下水位(計算値)
 H : 表層部の不圧地下水位
 t : 時間
 x, y : 座標
 T_1, T_2 : 第1帯水層および第2帯水層の透水量係数
 S_1, S_2 : 第1帯水層および第2帯水層の貯留係数
 L_1, L_2 : 第1帯水層および第2帯水層の漏水量
 $K'_1/b'_1, K'_2/b'_2$: 第1加圧層および第2加圧層の漏水係数
 k'_1, k'_2 : 第1加圧層および第2加圧層の透水係数
 b'_1, b'_2 : 第1加圧層および第2加圧層の層厚
 Qr : 地表からの地下水浸透量
 Qd_1, Qd_2 : 第1帯水層および第2帯水層からの揚水量および湧水量

図17 - 調査域有限要素ネットワーク

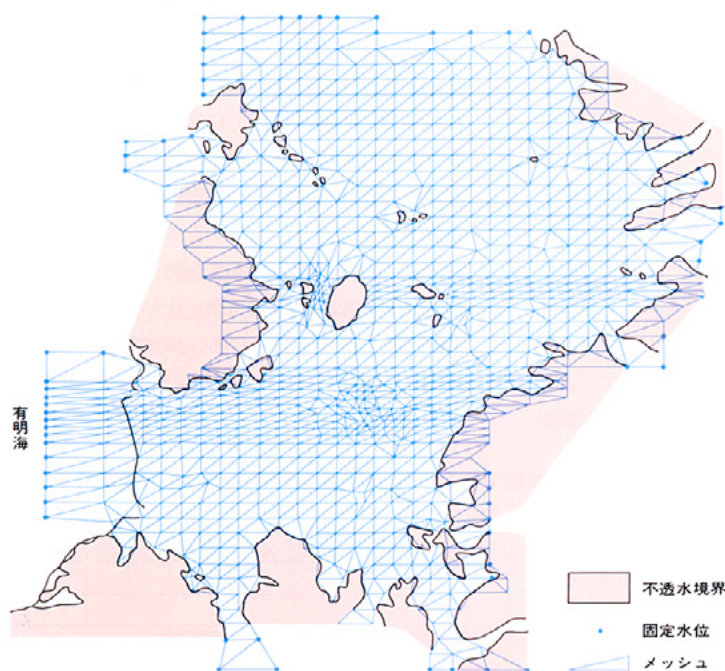


図18 - 第2帯水層計算地下水位等高線図(昭和58年10月)

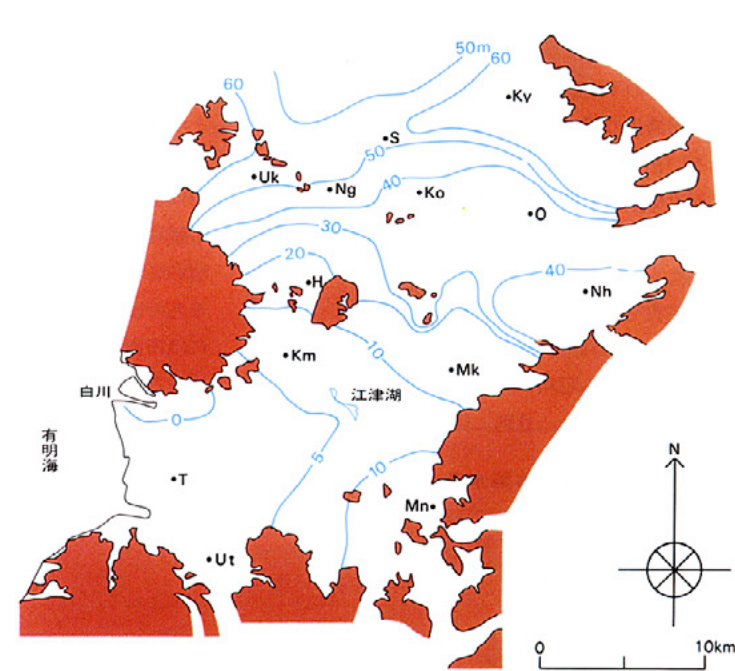


図19 - 水位変化の計算結果

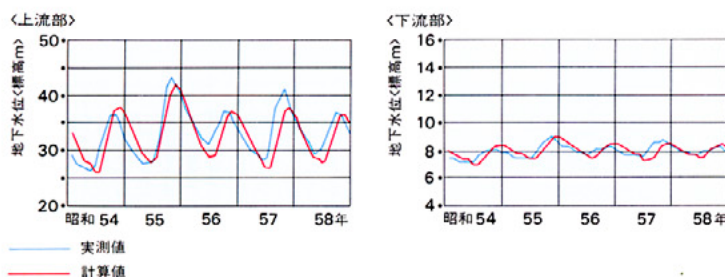


図20 - 現況(昭和58年)の水収支計算結果

