

琉球大学学術リポジトリ

人工的構造物による琉球石灰岩地域の地下水収支の変化 — 那覇市首里の琉球石灰岩ブロックを例として —

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 琉球大学理学部 公開日: 2008-12-02 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: Takazato, Yoshimasa, Furukawa, Hiroyasu, Kuroda, Tomio, 高里, 良政, 古川, 博恭, 黒田, 登美雄 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/8407

The alterations in groundwater balance effected by artificial constructions in Ryukyu Limestone area, with special reference to the hydrogeology in Shuri Limestone Block, Naha City, Okinawa, Japan.

Yoshimasa TAKAZATO^{*}, Hiroyasu FURUKAWA^{**} and Tomio KURODA^{**}

^{*} Ohira High School, Urasoe City, Okinawa 901 – 21, Japan

^{**} Department of Geoscience, Division of General Education

University of the Ryukyus, Nishihara, Okinawa 903 – 01, Japan

Abstract

Pleistocene Ryukyu Limestone, unconformably over lying the Miocene to Lower Pleistocene Shimajiri Group, forms primary aquifers in Ryukyu Islands. The groundwater reserved in Ryukyu Limestone has been often investigated both in Miyako-jima and southeastern part of Okinawa-jima with a part of the projects for agricultural water supply. In those areas, it is clarified that the distribution of groundwater in Ryukyu Limestone is controlled by the erosion surface structure of impermeable basement consisting mainly of the Shimajiri Group. And the groundwater balance is nearly explained based on the following major three factors; the ratio of direct runoff, groundwater recharge and evapotranspiration to the rainfall of these areas, respectively.

While many hydrogeological studies on Ryukyu Limestone have been carried out in agricultural areas, they were not done in such urbanized area as Naha City. Generally speaking, the ground surface of the urbanized area is broadly covered with artificial constructions (such as buildings, asphalt roads etc.), and so it is expected that the recharge system in such area is different from that in agricultural areas.

The aim of this study is to clarify the groundwater balance in Shuri Area, one of the type localities of Ryukyu Limestone in Naha City.

From the results of electric soundings, pumping tests and long-term observations of water level fluctuation carried out in Shuri Limestone Block, the hydrogeology in this area is summarized as follows;

(1) The groundwater basins in Shuri Area correspond to buried valley formed on the erosion surface of Shimajiri Group, as same as in the other areas, Miyako-jima and southeastern part of Okinawa-jima. The major axes of the basins in Shuri Area show nearly NW – SE direction.

(2) The flow direction of the groundwater reserved in Ryukyu Limestone is parallel to the inclination of the erosion surface structure of impermeable basement, Shimajiri Group.

(3) The analysis on some data from pumping tests indicates that the Ryukyu Limestone in Shuri Area has average permeability coefficient of 5.6×10^{-3} cm/sec,

and the effective porosity, represented by coefficient of rainfall and penetration, indicates the value of 0.1.

(4) The ratio of direct runoff to the rainfall obtained in the Gibo Groundwater Basin shows high percentage of 42.

As mentioned above, there are no remarkable differences between Shuri and agricultural areas with regard to the erosion surface structure of impermeable basement and aquifer properties indicated by permeability coefficient and effective porosity. Furthermore, it is also known that the annual rainfall and evapotranspiration in Shuri Area are nearly equal to those in Miyako-jima and southeastern part of Okinawa-jima. On the contrary, however the present study shows that the ratio of direct runoff to the rainfall obtained in Shuri Area indicates high percentage of 42 as compared with 3% obtained in agricultural area, such as Miyako-jima.

Considering the similarities in the erosion surface structure of basement, aquifer properties and climatic conditions between Shuri and Miyako-jima, it is suggested that direct runoff in Shuri Area would be increased by the constructions broadly covering ground surface throughout the area, and that the groundwater recharge would be decreased in Shuri Area, according to increasing direct runoff.

人工的構造物による琉球石灰岩地域の地下水収支の変化 —那覇市首里の琉球石灰岩ブロックを例として—

高里良政・古川博恭・黒田登美雄

1. まえがき

第四紀更新世琉球石灰岩の水理地質学的諸性質は、これまでに清水¹⁾、古川^{2) 3)}、古川他^{4) 5)}、FURUKAWA⁶⁾、黒川⁷⁾、野間⁸⁾らによって研究がなされている。琉球石灰岩地域では、降水量のうち蒸発散を除く大部分が地下へ浸透し、地下水へのかん養が行われる。浸透した水は、不透水基盤付近の地下水面に達すると、不透水基盤上面に形成された地下水盆の谷部へと流動するようになる。地下水盆の流域内から集まった地下水は、谷に沿って地下水盆の最低点に向かって流動する。そして、琉球石灰岩の基底部が地表に露出する不整合部や断層崖沿いで、湧水となって再び地表に現れる。

以上の地下水循環は、新第三紀島尻層群を不透水基盤とする琉球石灰岩地域に共通する現象であった。しかし、近年沖縄県の経済発展に伴って、都市化の進んだ地域に水文要因の改変が認められるようになってきている。都市地域では人工的コンクリート構造物（舗装道路、ビル、住宅、排水路など）によって広く地表が覆われている。そのため、降雨時のかん養機構は、これまで明らかにされている非都市地域の場合とは、かなり異なっていることが予想される。このような都市化による影響は、那覇市首里の琉球石灰岩地域において、既に地下水位の低下や湧水量の減少となって現れている。

そこで今回の研究目的は、これまで研究が行われていない那覇市首里の琉球石灰岩台地を地域選定し、都市部での琉球石灰岩の水文特性を明らかにすることにある。そして、従来明らか

にされている沖縄本島南部や宮古島などの水理地質学的特徴と比較し、都市化に伴う琉球石灰岩地域のかん養機構の改変について検討する。そのために、本地域に分布する琉球石灰岩と島尻層群によって形成される水理地質構造を明らかにすることから始めた。次に、自記水位計を利用して、地下水位の挙動を長期観測するとともに、揚水試験などによって、首里地域に分布する琉球石灰岩の水理定数を求めた。そして、最終的にはこれらのデータをもとに、本地域の水収支を明らかにする。

この論文をとりまとめるにあたり、琉球大学海洋学科木崎甲子郎教授、氏家宏教授には各種有意義な助言をいただいた。また、揚水試験・水位観測に際し、高良さく井工業高良友治氏ならびに日本気象協会沖縄支部の方々には、計測機器の提供を始めとした数々の便宜をはかっていただいた。揚水試験・水位観測に際し、観測井を提供していただいた金城陸氏、各種調査に協力していただいた琉球大学海洋学科技官小野朋典氏、及び同大学理学部海洋学科平田修、大照明徳の両氏ら以上の諸氏に対し、厚くお礼申し上げる。

2. 地形・地質

2.1 地形

那覇市は沖縄本島南部に位置し、その西側は東シナ海に面する。首里は那覇市の東側にあり、標高 70~150m の台地を形成している。このような台地は、沖縄本島中部から南部にかけて断続的に連なっており、首里台地もこの一連の台地の一部である。これらの台地は新第三系島尻層群が基盤となり、それを第四系琉球石灰岩が不整合で覆っているのが一般的である。しかし、首里台地上には弁ヶ岳付近（標高160m）のように、島尻層群が直接露出する所も多い。この一連の石灰岩台地は、北西方向に流下する数本の河川沿いの谷で区切られている。那覇市では北から安謝川、安里川、国場川に沿った谷が代表的である。これらの諸河川は、琉球石灰岩堆積後に活動した断層に沿う浸食谷である。沖縄本島中部から南部にかけて分布する台地上の琉球石灰岩は、この断層活動で寸断され、不連続に分布するようになった。首里台地とその南側にある識名台地（標高 60~90m）は、安里川に沿う深い谷で不連続となっている。以上のような台地は、琉球石灰岩堆積後の地殻変動によって形成されたと考えられている。この地殻変動は、沖縄第四紀調査団⁹⁾によって明らかにされたウルマ変動によるものと考えられる。

2.2 地質

那覇市一帯の地質は、下位から新第三紀島尻層群、第四紀更新世琉球石灰岩、さらに最上位の第四紀完新世沖積層ならびに現世サンゴ礁堆積物に分類される。沖積層と現世サンゴ礁堆積物は、那覇市西部の河川沿いや海岸に沿う地域にしか分布しない。那覇市東部の首里地域は、島尻層群の上位に琉球石灰岩が傾斜不整合で重なり、沖縄本島中南部にみられる典型的な台地を形成する。

島尻層群¹⁰⁾は、全層厚 2600m に達するシルト岩を主体とする地層から成る。島尻層群は、これまでに天然ガス探査のための深層ボーリングによって詳しく調査されており、現在では、下位から豊見城層、与那原層、新里層に細分するのが一般的である^{11) 12) 13) 14)}。このうち最上位の新里層は那覇市一帯には分布しない。また、豊見城層もその最上部の砂岩優勢層の一部が那覇市西部に僅かに露出するのみである。この砂岩優勢層は、小禄砂岩層と呼ばれる¹⁵⁾。従って、首里地域も含めて、那覇市一帯には、図. 1 に示すように島尻層群と那原層が広く基盤を形

成する。島尻層群と那原層は、豊見城層最上部小祿砂岩層の上位に整合的に重なる。岩相はよく固結した灰～緑灰色のシルト岩を主体とし、その中に砂岩や凝灰岩の薄層が多数認められる。一般走向はN10°～40°Eで、10°～40°南東方向に傾いている。

首里石灰岩台地の基盤は、この与那原層に挟在する厚さ約30m以下の砂岩層によって特徴づけられる。この砂岩層は首里久場川町一帯の他、弁ヶ岳付近にもまとまって露出し、上位の琉球石灰岩との不整合が露頭でも確認できる。この与那原層の一部と考えられる砂岩層は、黄褐色を呈し、肉眼的には小祿砂岩層との識別が難しい。しかし、小祿砂岩層のようなシルト岩とのリズミカルな互層はみられない。与那原層の主体をなすシルト岩は、首里石灰岩台地の西側及び南側の周縁部に分布する。この地域は急傾斜しており、斜面の中腹は崖錘性の堆積物で覆われている。このような島尻層群泥岩の土壌は“ジャーガル”と呼ばれ、広く耕作土として利用されている。与那原層のシルト岩は、この斜面上に分布する琉球石灰岩との不整合部ではよく固結している。

琉球石灰岩¹⁶⁾は、那覇市一帯にブロック状に散在する。那覇市の各石灰岩ブロックを分布高度毎に区分すると、標高60m以上の台地を形成する首里ブロック及び識名ブロック、標高30～40mの天久、樋川、山下の各ブロック、さらに標高数mの牧志・松山ブロックに分けられる。以上の各ブロックは、那覇市の東から西へ階段上に低くなるような配置をとる。これは主に、NE-SW及びNW-SE方向の断層を伴ったブロック運動によるものとされる^{17) 18)}。水理地質学的にいうと、このような石灰岩ブロック群は、各々島尻層群を不透水基盤として、独立した地下水盆地を形成している。そして、それぞれの石灰岩ブロックは、1つ以上の湧水地を持つ。

首里石灰岩ブロックで行った岩相区分によると、琉球石灰岩は特徴的に産出する化石群に対応させて、a) 有孔虫石灰岩、b) 石灰藻球石灰岩、c) コケ虫石灰岩の3つに大別される。

a) 有孔虫石灰岩

有孔虫石灰岩を構成する有孔虫化石群は浮遊性のものが大部分を占めるが、*Operculina* や *Cycloclipeus* などの大型有孔虫も特徴的に産出する。この岩相は、首里ブロックでは最も分布範囲が広く、露頭では比較的良好に固結している。しかし、首里山川町付近のビル工事現場から掘り出されたものは、指でつぶれるほどルーズなものもあり、肉眼的には砂質石灰岩として分類することができる。首里ブロックの有孔虫石灰岩は、基質に注目するとミクライト質のものが大部分である。しかし、リュウタン池付近では、基質がスパーライト質の有孔虫石灰岩も一部みられる。

b) 石灰藻球石灰岩

石灰藻球石灰岩には浮遊性有孔虫もかなり含まれるが、他の岩相にはみられない石灰藻球によって特徴づけられる。この石灰岩に含まれる石灰藻球の直径は、1.0cm前後のものが大部分である。これらの石灰藻球は、直径が大きいのほど扁平状になる傾向がある。この石灰藻球石灰岩にはコケ虫類もかなり含まれるが、ほとんどのものが細片化されている。そして、前述の有孔虫石灰岩に含まれていた *Operculina* や *Cycloclipeus* はほとんどみられなくなり、これに代わって *Amphistegina* が多く含まれるのが特徴である。首里ブロックでの石灰藻球石灰岩は、儀保町から久場川町にかけて分布する。この一帯は、NW-SE方向の断層に並走するリッジを形成している。その他、石灰藻球石灰岩は、旧琉球大学敷地内にも僅かながら確認された。

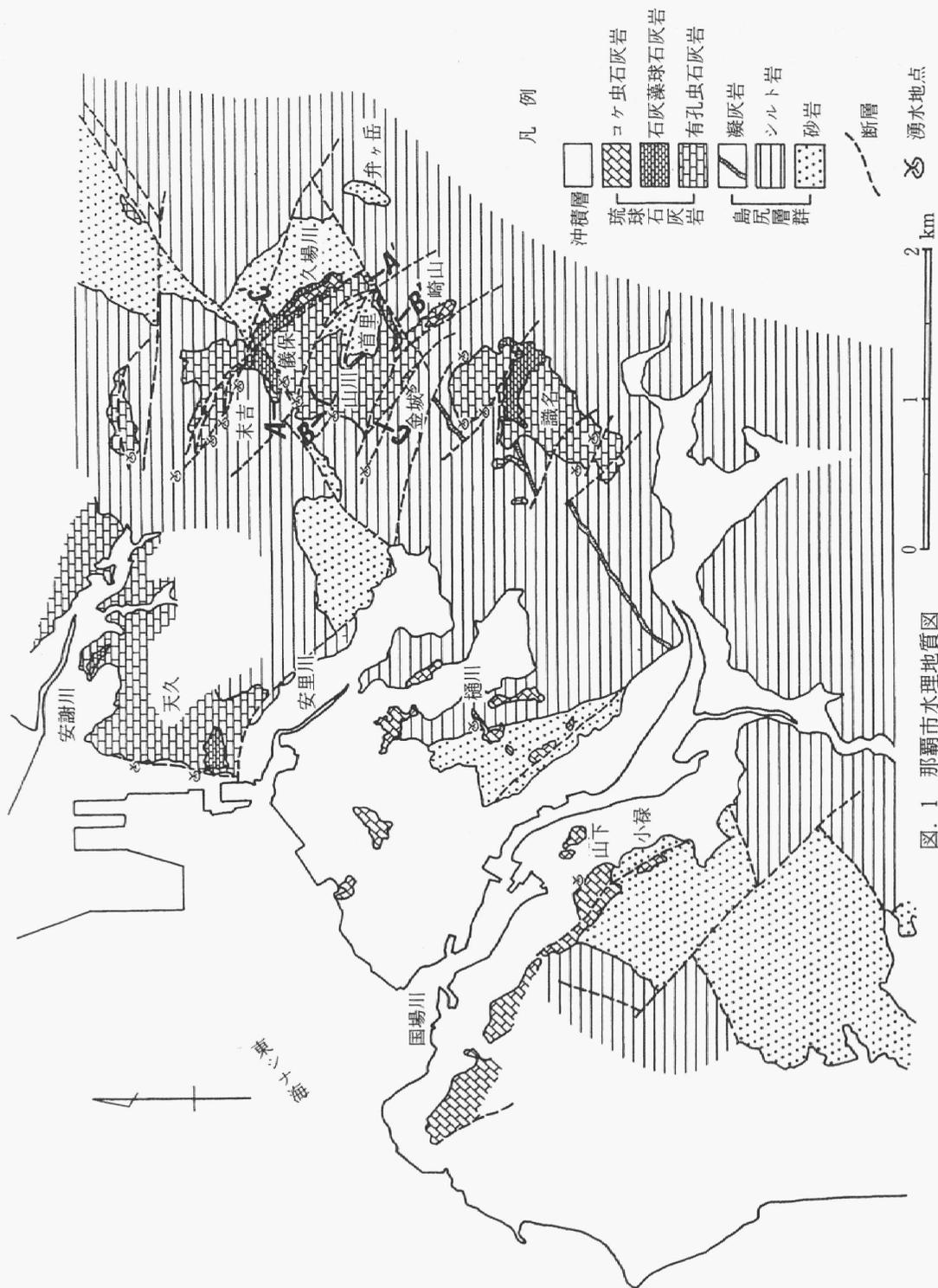


図. 1 那覇市水理地質図

c) コケ虫石灰岩

この石灰岩は、他の岩相に比べてコケ虫類が著しく多く含まれている。また、この岩相に含まれるコケ虫類は、他の岩相に含まれているものより細片化されておらず、形状が比較的分かり易い。コケ虫石灰岩に含まれる有孔虫は、浮遊性のものが大部分であるが、*Amphistegina* などの底生有孔虫も多く含まれる。首里ブロックにおけるコケ虫石灰岩は、久場川町と崎山町の標高 130m 付近に僅かに露出する。これらの地域は、断層に並走するリッジの頂部にあたる。首里ブロック以外では山下町、樋川、牧志など、標高 30m 以下の石灰岩ブロックで特徴的に産出する。

以上の各石灰岩の岩相は、地表での分布状況から判断するかぎり、下位から上位へ有孔虫石灰岩、石灰藻球石灰岩、コケ虫石灰岩へと変化する傾向にある。

3. 水理地質

3.1 水理地質概説

首里地域を代表とする各石灰岩ブロック内の地下水面は、一般に、地表下 5m から 13m の所にある。地下水面の形状は地形に対して非調和的であり、特に、石灰岩台地周縁部の急斜面では水位が浅く、湧水として地表に流出している。一方、不透水基盤としての島尻層群の分布地域では、泥岩及び砂岩などの岩相を問わず、首尾一貫して地表下 2m 以内に地下水面がある。このことは、地下水面の形状が地形に規制されていることを示している。

那覇市一帯の既存井戸と湧水地 300 余点で地下水の電気伝導度を測定した結果、島尻層群と琉球石灰岩では、貯留される地下水に値の違いがみられた。沿岸部を除くと、琉球石灰岩内の地下水の電気伝導度は 400~600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ を示し、比較的低い値で一定している。一方、島尻層群内の地下水は 600~900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ の範囲に集中するが、局所的に 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上を示す場合もあり、琉球石灰岩地域に比べて値が高く、ばらつきも大きい。

図. 1 の那覇市水理地質図には、那覇市に散在する湧水地点（現在湧水状況が確認できるもの）が示されている。この水理地質図から明らかなように、本地域の湧水機構は、次の 2 つのタイプに分けられる。

- (a) 地表における琉球石灰岩と島尻層群の不整合部から湧出するもの
- (b) 断層線上で湧出するもの

首里ブロックで代表されるように、那覇市一帯の湧水地点は、石灰岩ブロックの西側及び南側周縁部に偏在する。これは後述するように、西側に開析した不透水基盤上面の埋没谷に沿って地下水が流動しているためである。これらの様子は、図. 2 に示す首里ブロックの水理地質断面図からも明らかである。一方、首里ブロックの南側斜面での湧水は、断層によって落ち込んだ地域に地下水が流動していることを示している。断層線上の湧水地点は、島尻層群が地表に露出する地域にもみられ、断層線上の弱帯に沿って地下水が流動していることが分かる。

3.2 水理地質構造

首里の石灰岩ブロックにおいて水収支を検討するためには、地下水盆の水理地質構造を明らかにして、水収支区を限定する必要がある。この目的で、地表踏査と本地域で収集された 42 本のボーリング資料に加えて、1987 年 8 月に 55 箇所地点で電気探査を行った。

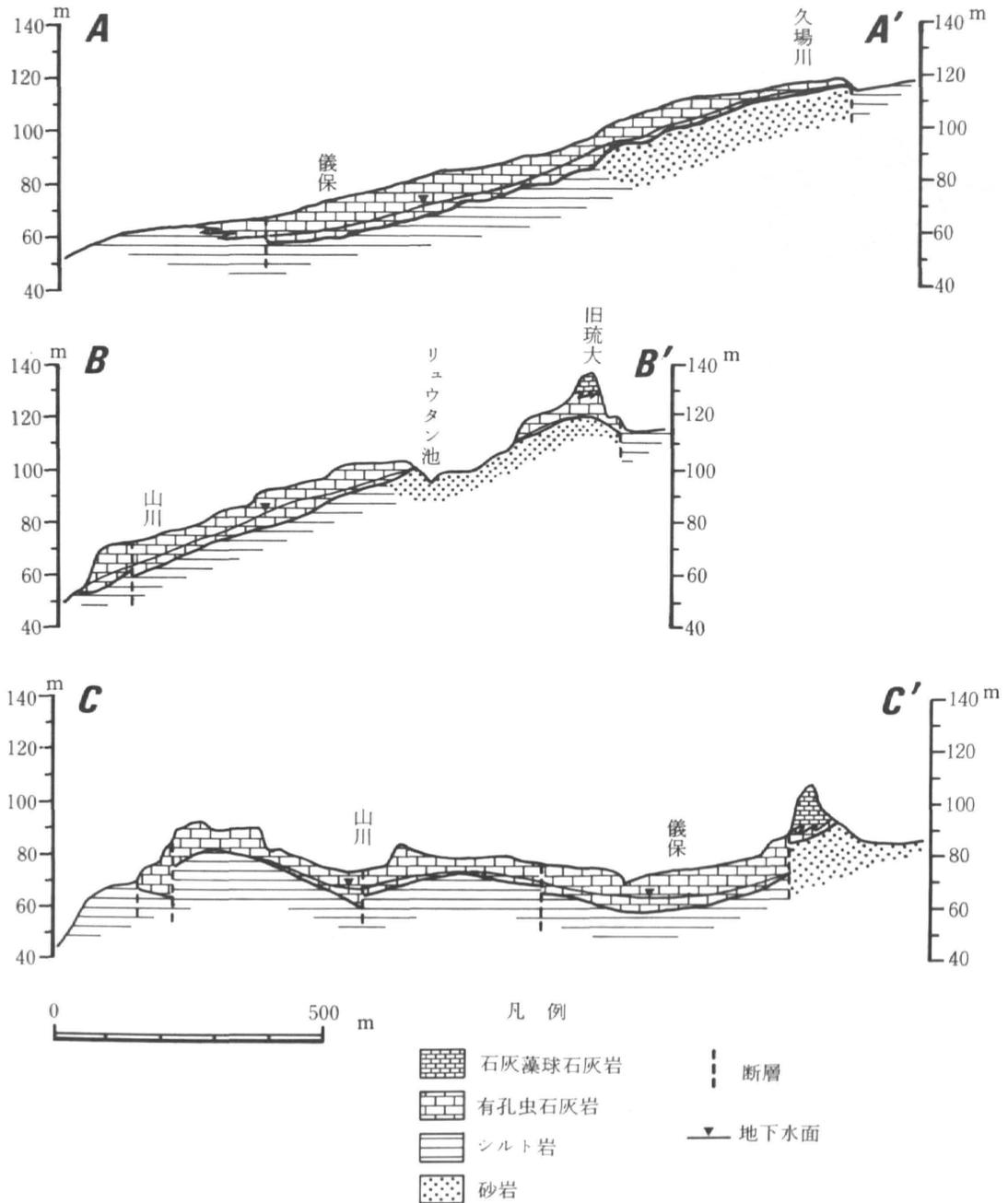
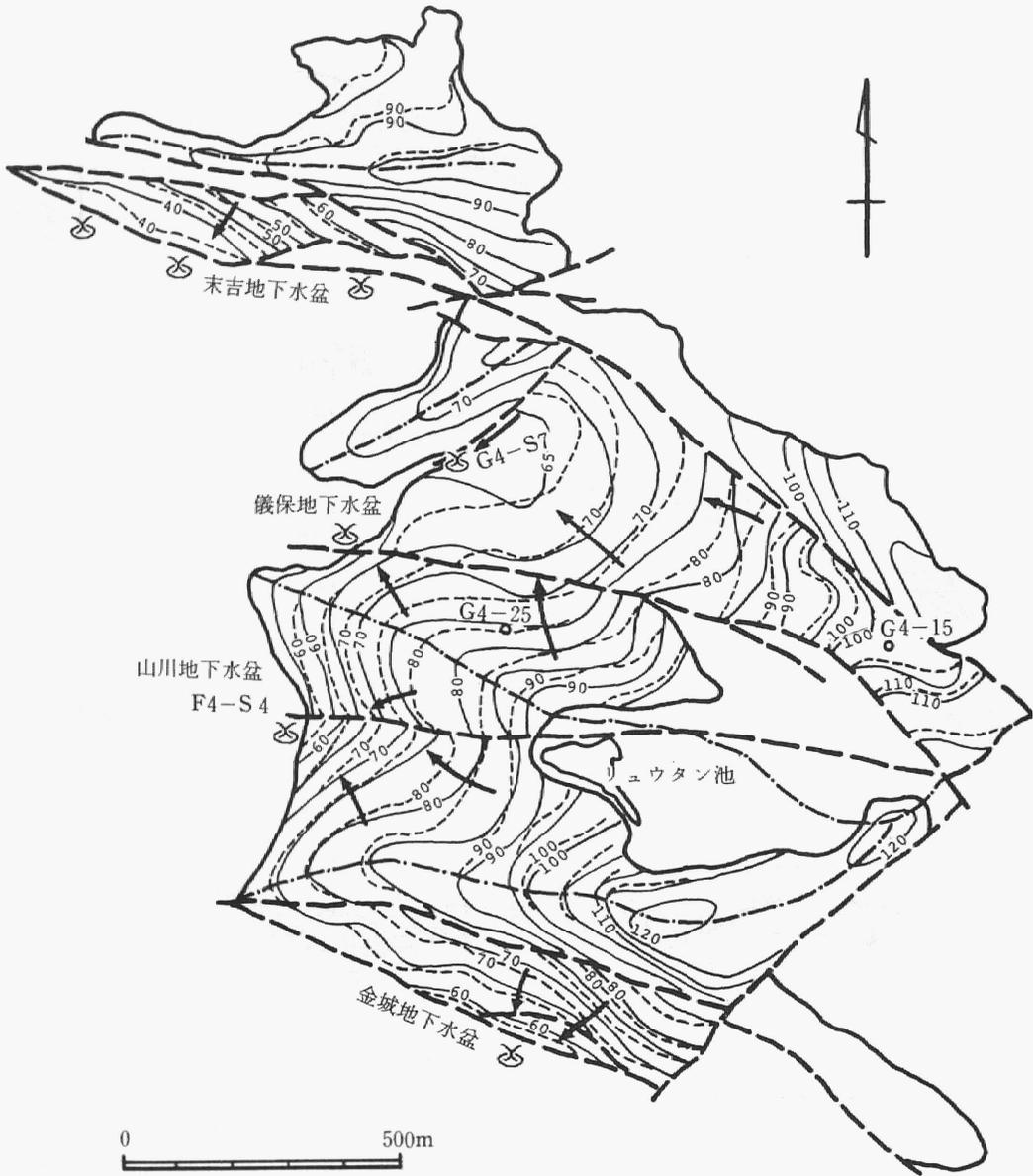


図. 2 首里石灰岩ブロックの水理地質断面図

図. 3には、これらの資料をもとに明らかにした、不透水基盤である島尻層群の上面構造を示す。この図から明らかなように、島尻層群の上面には、北西-南東方向を軸として、北西方向に開析した埋没谷が、儀保町と山川町の2箇所に存在する。このような北西-南東方向に長軸をもつ堆積盆地は、これまでに、沖縄第四紀調査団⁹⁾、高安¹⁸⁾、古川他⁵⁾、FURUKAWA⁶⁾、古川³⁾らによって、宮古島及び沖縄本島南部などの琉球石灰岩地域で報告されている。古川³⁾



凡例

- | | |
|---|---|
|  不透水基盤上面等高線(m) |  水位観測及び揚水試験に利用した井戸 |
|  地下水位等高線(m) |  湧水地点 |
|  地下水盆境界線 |  地下水流動方向 |
| |  断層 |

図. 3 地下水および不透水基盤上面の等高線図

によると、この島尻層群上面の盆状構造は、断層活動によって落ち込んだ部分に形成された浸食谷とされている。その例では、浸食谷は南～南東方向に開析している場合が多いが、本調査地域である首里ブロックの2箇所の浸食谷は、いずれも北西方向に開析する。

首里ブロックの琉球石灰岩の層厚は平均10m前後であるが、末吉町から儀保町さらに久場川町方向（北西－南東方向）に延びる尾根部で厚くなっている。この尾根部での層厚は、15m前後である。また、前述の埋没谷では、埋没谷の西側開口部周辺で、14m前後と厚くなっている。

首里ブロックでは、この北西方向に開いた埋没谷に沿って地下水が流下するため、首里ブロックの西側周縁部に湧水が発達する。また、首里ブロックに限らず、識名や天久の石灰岩ブロックでも湧水は西側に偏在している。このことから、これらの地域の石灰岩ブロックでも北西方向に開いた埋没谷の存在が予想される。さらに、首里ブロックでは西側周縁部の湧水以外に、南側斜面上にある末吉町や金城町にも多数の湧水が発達している。これらは、断層によって落ち込んだ部分へ、地下水が流動することによって生じたものと考えられる。

3.3 首里ブロックの地下水盆区分

水収支を検討する際、地下水がどの範囲から集まって来るのかを明確にし、その範囲を水収支区として限定する必要がある。通常、この水収支区の範囲は地下水盆が単位とされる。地下水盆は、不透水基盤上面構造と地下水の流動方向で決まる。不透水基盤上面構造は前述の図. 3に示したとおりである。一方、地下水の流動方向は、琉球石灰岩中に賦存される自由地下水面の形状から求められる。そのための作業として、1987年5月に、首里ブロック内の既存井戸37点を対象に、地下水位の測定を行った。不透水基盤上面構造と地下水面の形状から、首里ブロックにおいて地下水盆をいくつかに分け、今回の研究の対象となる水収支区を選定する。

図. 3に示す、首里ブロックの不透水基盤及び地下水面の等高線図から明らかなように、地下水面の形状は、不透水基盤の上面構造に調和的である。一般に、自由地下水は、不透水基盤の凹地に向かって流れるが、儀保町付近で見られるように、断層によって流動方向が規制される場合もある。不透水基盤上面構造と地下水面の形状に加えて、断層などの地質構造も考慮すると、首里ブロックでは儀保、山川、末吉及び金城の4箇所の地下水盆に区分される。これらの首里ブロックにおける各地下水盆の特徴は表. 1に一覧表として示す。

表. 1 首里石灰岩ブロックの地下水盆一覧表

地下水盆名	面積 (m^2)	動水勾配	飽和水帯の体積(m^3)	地下水の貯留量(m^3)	単位面積当たりの貯留量(水深:m)
儀保地下水盆	427,000	1/18	1,064,500	106,450	2.5
山川地下水盆	259,200	1/12	487,600	48,760	1.9
末吉地下水盆	144,200	1/7	85,400	8,540	0.6
金城地下水盆	177,000	1/8	151,800	15,180	0.9

※地下水の貯留量は、有効空隙率を0.1として、飽和水帯の体積に乗じて求めた。

(a) 儀保地下水盆

儀保地下水盆は儀保町から鳥堀町一帯に広がっている。この地下水盆の面積は約 0.43km^2 である。儀保地下水盆は、その北側と南側で、北西-南東方向の2本の断層で挟まれている。このように、儀保地下水盆は、2本の断層間で陥没した島尻層群が琉球石灰岩堆積以前に浸食を受けて生じた、谷地形から形成されている。儀保地下水盆中央部の自由地下水の動水勾配は約 $1/18$ である。自由地下水の流動方向は、一般に南東から北西方向に流動した後、断層によって一部南西方向に向きを変えられる。そして、最終的にこの断層の南西延長線上のG4-S7湧水（宝口樋川^{タカダチヒージャー}）で湧出する。

(b) 山川地下水盆

山川地下水盆は山川町一帯に広がっていて、その面積は約 0.26km^2 である。この地下水盆の中央部には、北西-南東方向に走る南落ちの断層がある。山川地下水盆の自由地下水の流動方向は、断層の南側では北西方向に約 $1/12$ の動水勾配で流動し、北側ではほぼ西に向かって流れている。流下した地下水は、この断層の延長線上のF4-S4湧水（佐久川樋川^{サクガヒージャー}）で湧出する。

(c) 末吉地下水盆

末吉地下水盆付近は、北西-南東方向の断層によって、南方へ階段状に落ち込んでいる。地下水盆の面積は約 0.14km^2 である。この地下水盆内の自由地下水は、断層による落ち込みに向かって約 $1/7$ の動水勾配で流動する。

(d) 金城地下水盆

金城地下水盆は、末吉地下水盆と同様に、北西-南東方向の断層によって南側に落ち込んでいる。この地下水盆の面積は約 0.18km^2 である。自由地下水は、一般に南西方向へ約 $1/8$ の動水勾配で流動し、断層線上に並ぶ数箇所の地点で地表に湧出する。

電気探査と地下水位測定の結果から、首里ブロック内のそれぞれの地下水盆の形状や、自由地下水の賦存形態は、以上に述べたとおりである。そこで、琉球石灰岩地域の水収支を検討するために、今回明らかにされた地下水盆の中から、儀保地下水盆を水収支区の単位として取り上げる。儀保地下水盆は流域面積が広く、地下水位測定に利用できる井戸が多数存在していることが、その理由として挙げられる。また、この地下水盆内の湧水は、湧水量測定の作業がしやすく、その量は首里ブロックで最も豊富である。さらに、儀保地下水盆内の既存井戸（G4-15）は、自記水位計の設置に最も適した条件であったことも、その理由として挙げられる。

4. 水文現況

4.1 降雨量及び蒸発量

表. 2には、那覇市における月別降雨量及び蒸発量を示す。これによると、那覇市の年平均降雨量は約 $2,130\text{mm}$ で、全国的にみるとかなり大きい値を示す。そして、年平均の降雨量の約40%が、5月から6月の梅雨期と8月の台風の時期に集中する。しかし、亜熱帯気候下の特性により、この時期の降雨量は一定しない。そのため、5月から6月及び8月の多降雨期とされる時期に降雨量が少ない場合は、干ばつによる被害を受けやすい。また、この地方の降雨特性として、1日に 50mm 以上の降雨強度をもつ回数が、年あたり平均10回もある。このように降雨強度が大きい場合、人工的な構造物で地表が被覆された那覇市などの都市地域では、

沖縄本島南部や宮古島などの非都市地域に比べると、降雨による地下水のかん養率は、さらに低くなることが予想される。

表. 2 那覇市における月別降雨量および蒸発量 (mm)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
月平均降雨量 (1951-1980)	119.6	117.9	143.9	168.1	248.9	292.6	192.6	260.1	166.4	186.2	141.7	116.5	2128.2
月平均降雨量 (1967-1980)	70.6	70.8	88.0	100.6	112.0	118.1	153.4	146.4	127.2	119.0	96.9	80.9	1271.4
降雨量 (1987)	157.0	64.5	135.5	84.0	287.0	430.5	42.5	402.5	62.5	162.0	174.0	107.0	2109.0
蒸発量 (1987)	66.5	58.4	73.3	86.8	105.0	106.2	143.4	127.0	135.6	109.5	63.9	77.5	1153.1

今回の水収支計算では、地下水位及び湧水量の連続観測を行った1987年6月19日から12月31日までの、約6箇月間の気象データを採用した。この期間の総降雨量と蒸発量は、それぞれ1,084.5mm, 695.4mmを記録した。これらの数値は、首里の南西約3.7kmにある沖縄気象台の観測によるものである。

4.2 地下水位及び湧水量の連続観測結果

図. 4には、儀保地下水盆の水位観測井 (G4-15) と湧水地点 (G4-S7) における、1987年6月19日から12月31日までの、地下水位ならびに湧水量の観測結果が示されている。この期間の地下水位と湧水量の挙動から、儀保地下水盆の水文特性を検討した。

(1) 地下水位変動

儀保地下水盆内の観測井から得られた地下水位変動曲線 (図. 4) では、地下水位が各降雨に対応して細かく変動していることが分かる。各降雨によって上昇した地下水位は、6月21日のピークを除くと、ほぼ5日以内に降雨以前の水位まで低下しており、変動期間が短い。従って、多降雨期とされる時期においても、全般的に高い水位を維持することはなく、むしろ各降雨毎に水位は細かく変動している。このことから、儀保地下水盆では季節的変動として認められる長周期の水位変化はみられない。

地下水位は、かん養量と地下水流出量のバランスによって変動する。地下水のかん養が行われない場合、一般に地下水位は、徐々に低下していくと考えられる。この時の水位低下速度と、地下水位高との間には、直線的な関係があり、次の式(1)で表される。

$$-dH/dt = c(H - H_a) \dots\dots(1)$$

$-dH/dt$: 水位低下速度 H : 時間 t における地下水位

H_a : 基底水位 c : 定数

この関係は、図. 5に示す地下水位低減曲線の例から明らかである。すなわち、地下水位が高い時ほど地下水流出量が多く、単位時間当たりの水位低下量が大きくなることを意味する。図. 5において、地下水位の低下が続くと、徐々に水位低下速度も減少し、ある水位 (基底水

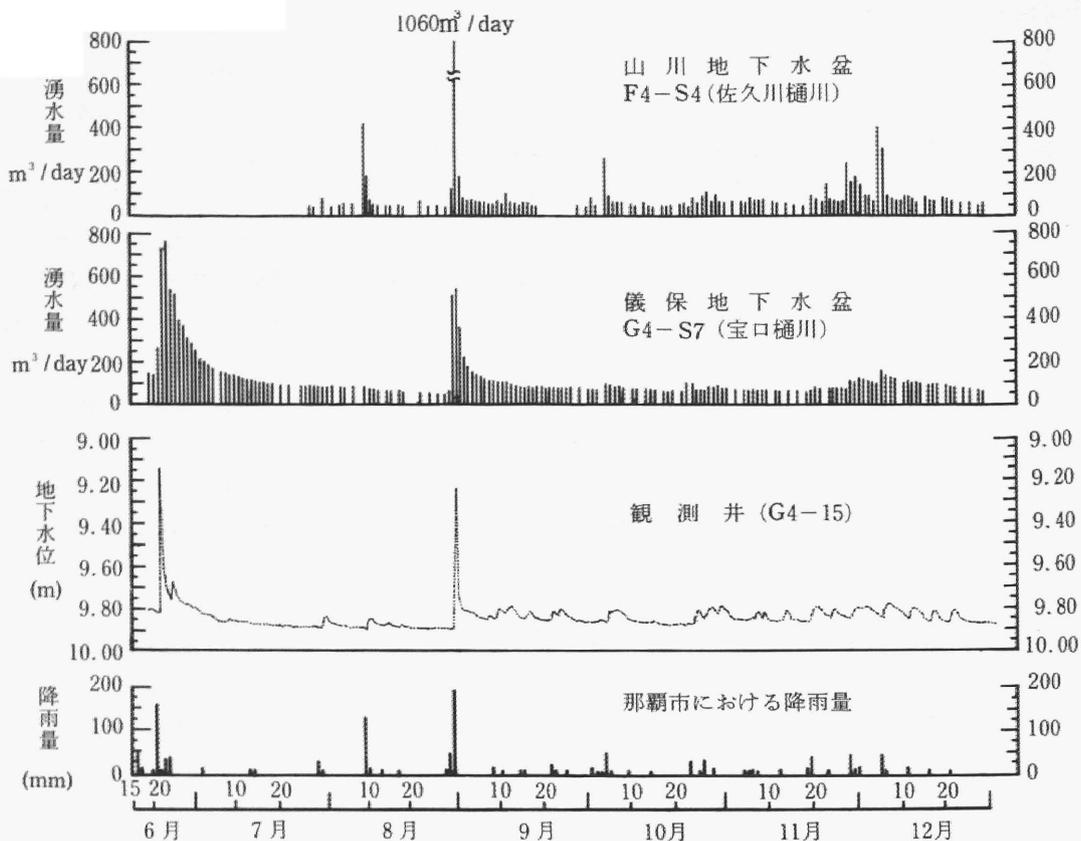


図. 4 地下水位および湧水量の長期観測結果

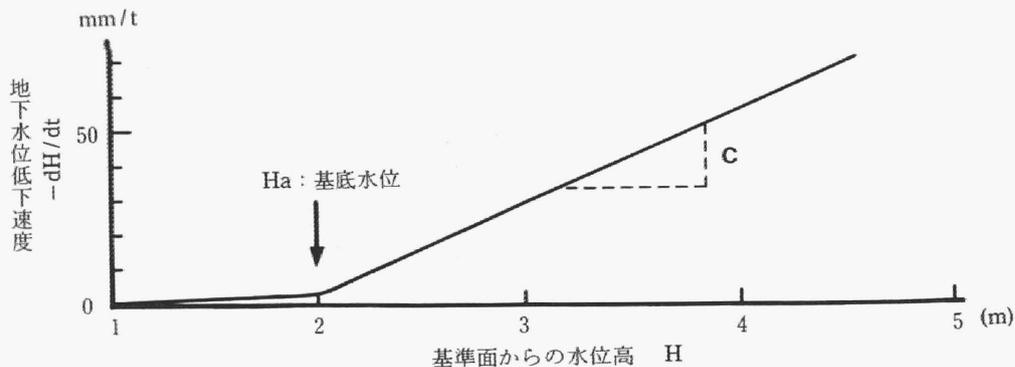


図. 5 地下水位低減曲線例

位)に達すると、それ以上の水位低下がみられなくなる。このように、水位低下速度がほぼゼロとなった時点で、ある水収支区における地下水の流入量と流出量は、平衡状態に達したとみなすことができる。基底水位とは、このように水位低下速度が、ほぼゼロになった時の地下水位を指している。そして、地下水位低減曲線の傾きを表す定数 c 及び基底水位は、水収支区によって固有な値を示す。

図. 6には、儀保地下水盆における、地下水位連続観測結果から求めた、地下水位低減曲線を示す。この図に示した低減曲線は、最も水位上昇が大きかった6月21日の観測記録から、5

日単位の水位降下量として求めたものである。この図に示す低減曲線は、地下水位の低下とともに、水位降下速度が直線的に小さくなる。そして、この例では、地下水位が9.88m付近で水位低下速度がほぼゼロとなり、基底水位に達している。この9.88mを示す水位は、図. 4に示した地下水位観測結果において、この地下水位付近での水位降下が、ほとんど認められないことに調和する。

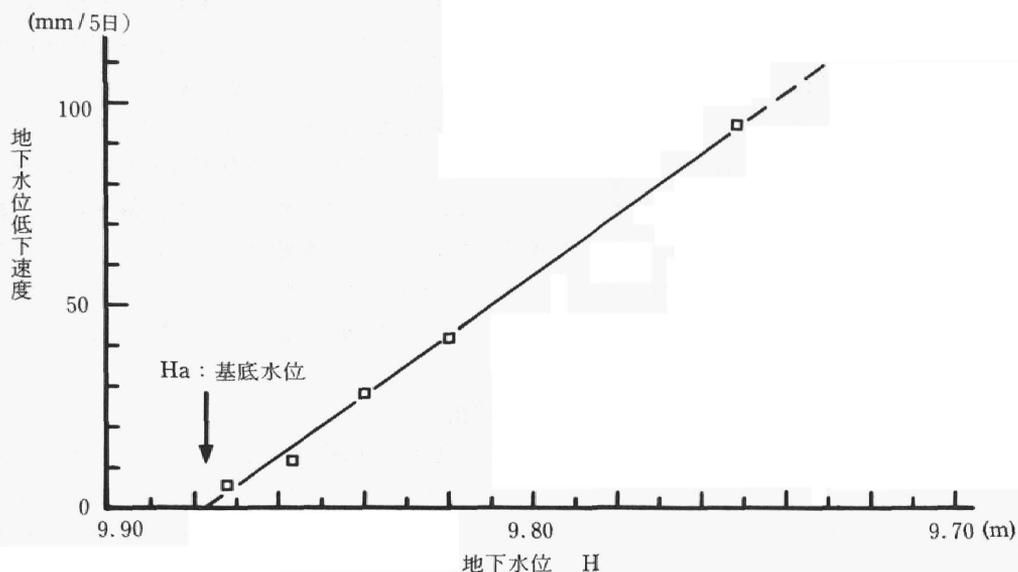


図. 6 儀保地下水盆における地下水位低減曲線

(2) 湧水量

図. 4に示した湧水量の観測結果は、山川地下水盆のF4-S4（佐久川樋川）及び、儀保地下水盆のF4-S7（宝口樋川）の各湧水地点において、1日1回を原則として測定したものである。

両者を比較すると、山川地下水盆の場合、湧水量の日変化が著しい。また、少量の降雨に対しても湧水量の増加が認められる。特に、降雨量の多かった8月30日のピークでは、194mmの雨量に対して、 $1,000\text{m}^3/\text{day}$ 以上の湧水量を示した。ところが、湧水量は、翌日の8月31日には1/5にまで減少している。このように、山川地下水盆の湧水量は、各降雨によって著しく影響を受けるが、短期間のうちに基底流量（ $50\text{m}^3/\text{day}$ ）に戻ってしまう。

これに対し、儀保地下水盆の湧水地点で観測された結果は、6月21日（160mm）及び8月30日の降雨に対して、かなり湧水量の増加が認められた。しかし、そのピーク時の湧水量は、いずれも $750\text{m}^3/\text{day}$ 以下であり、山川地下水盆に比べて少ない。また、50mm以下の降雨に対しては、湧水量はあまり増加せず、山川地下水盆のように、少量の降雨に対する著しい変化は認められない。従って、図. 4から明らかなように、湧水量の変動は、6月21日と8月30日の降雨に対して顕著なピークがあるのみで、その後はなだらかな曲線を描いて減少する。儀保地下水盆では、ピークを過ぎて基底流量（ $80\text{m}^3/\text{day}$ ）に達するまでに、全体として約1箇月間にわたって湧水量の多い時期が続く。そのため、儀保地下水盆の降雨後の湧水量は、山川地下水盆に比べて多いといえる。

このように両地下水盆は、降雨に対する湧水量の反応の仕方に相違点が認められるが、これ

は主に、かん養機構の違いによるものと考えられる。図. 3 で示したように、山川地下水盆の中央部には、北西-南東方向の断層がある。そして、この断層の南東延長線上には、島尻層群の露出部にリュウタン池がある。このリュウタン池の水量が降雨によって増加すると、断層が地下のパイプとして働き、この池の水を素早く排水させていると考えられる。その結果、この断層パイプに直結した湧水地点 F4-S4 において、降雨後の湧水量が急激に増加するものと考えられる。その後、湧水量はリュウタン池での排水が完了すると、すぐに激減し、短期間のうちにもとの基底流量に戻ってしまう。以上のことから、山川地下水盆において、降雨直後に急増する湧水量の大部分は、リュウタン池からの排水によるものとして解釈することができる。そして、湧水量がピークに達した後、短期間でもとの基底流量に戻るのには、リュウタン池での排水が完了したことに起因するといえる。そのため、山川地下水盆内の石灰岩分布地域においては、降雨浸透による地下水かん養量は、実際は少ないものと思われる。一方、儀保地下水盆では、リュウタン池のように、直接湧水量に影響するようなかん養源は認められない。そのため、図. 4 が示す、なだらかな減少傾向から明らかのように、地下水は、ある一定期間、琉球石灰岩内を流動した後、図. 3 に示したような湧水地点で、地表に流出すると考えられる。

5. 水文解析

首里ブロックは、今回明らかにされた水理地質構造と地下水面の形状から、4つの地下水盆に区分された。その中から、儀保地下水盆を水収支区の単位として取り上げ、地下水位と湧水量の連続観測から、降雨に対する地下水の挙動を明らかにした。そこで、これらのデータをもとに、儀保地下水盆をモデルとして、首里ブロック内に賦存される地下水の水収支について検討する。

5.1 帯水層の水理定数

水収支を検討する前に、帯水層となる琉球石灰岩の水理学的性質を明確にする必要がある。水理学的性質を評価する指標として、儀保地下水盆内に分布する琉球石灰岩の水理定数を求めた。水理定数は、この地域内の既存井戸 2 箇所で行った揚水試験、ならびに水位観測結果と雨量データに基づくものとの、2通りの方法によって求めた。ここで求められた水理定数は、水収支計算の際に適用される。

揚水試験は、図. 3 に示した儀保地下水盆内にある、G4-25 及び G4-15 の 2 箇所の既存井戸で行った。これらの揚水試験は、揚水に伴う水位降下量を、揚水井自体で測定する単独井法で行い、その解析ではタイスの非平衡式を採用した。なお、揚水の際に、水頭の低下に伴って、揚水量が徐々に低下したため、解析時にはこの影響を考慮して、揚水量を各段階毎に分けて平均化した。さらに、観測井までの距離は揚水井の井戸半径に置き換えて計算した。揚水試験結果から求めた透水量係数は、図. 7 に示す。透水量係数においては、回復試験によるものが若干小さい値を示すが、各揚水井とも $10^{-4} \text{m}^2/\text{sec}$ オーダーの範囲に集中する。これらの数値を平均すると、G4-15 揚水井付近の透水量係数は $1.57 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{sec}$ となる。一方、G4-25 揚水井付近での値は、 $1.50 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{sec}$ となる。

透水量係数は帯水層の厚さによって異なるため、電気探査で求めた帯水層の厚さ (G4-25 : 4.0m, G4-15 : 2.1m) を考慮して、透水係数を求める必要がある。この値を求めると、G4-25 付近での透水係数は $3.8 \times 10^{-3} \text{cm}/\text{sec}$ を示し、一方、G4-15 付近では $7.4 \times 10^{-3} \text{cm}/\text{sec}$ と

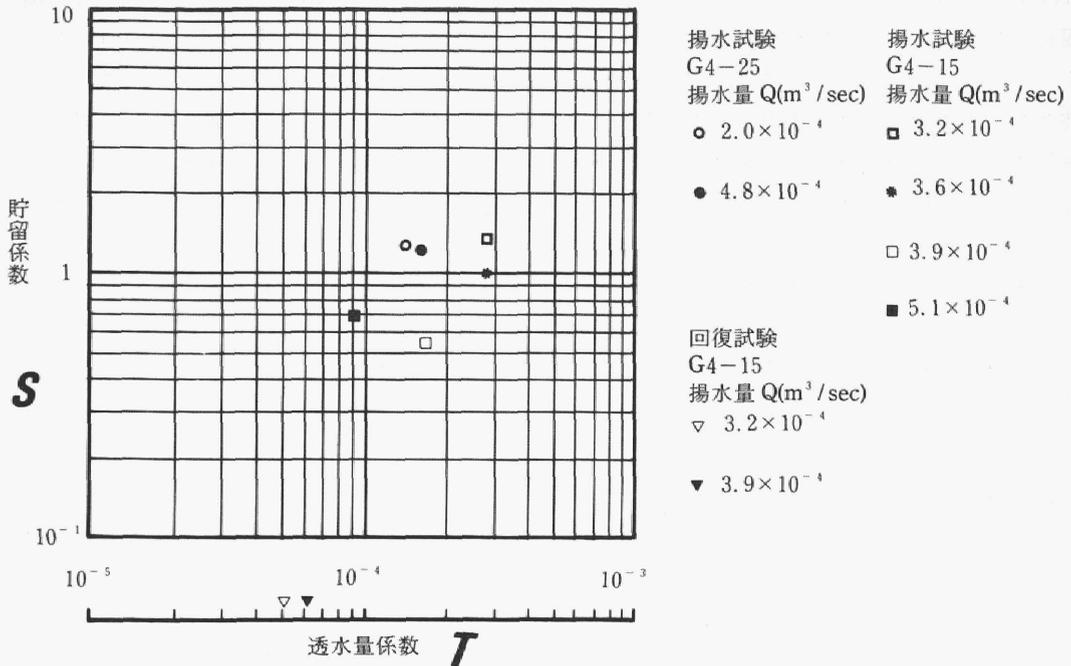


図. 7 揚水試験解析結果

なる。これらの透水係数の値は、従来知られている琉球石灰岩の透水係数 10^{-2} cm/sec \sim 10^{-1} cm/sec に比較すると、やや小さい値を示している。

揚水試験から求められるもう一つの水理定数に、貯留係数がある。貯留係数の定義は、自由地下水の場合、帯水層の単位容積中の空隙から単位水位降下量によって排出される水量とされ、物理的には有効空隙率に相当する。今回の揚水試験結果から求められた貯留係数は、図. 7 に示すように、いずれの揚水井においても、1 付近にプロットされる。これは理論的にみて過大評価された数値と考えられる。紫崎他⁽¹⁹⁾は、方法の異なる揚水試験結果から得られた水理定数の信頼性について検討している。それによると、観測井を設置して行う通常の揚水試験に比べて、今回のような単独井法の場合では、一般に透水量係数は過小に、一方、貯留係数は過大に算出される傾向にあることを示している。特に、今回利用した揚水井は、いずれも現在利用されておらず、井戸損失がかなり大きいことが予想される。このような場合、貯留係数は、さらに大きな値として算出されることが知られている。以上の理由から、今回の揚水試験で求められた貯留係数は信頼性が薄く、直接採用するには危険が伴う。よって、貯留係数に代わる水理定数として、雨量係数についても検討する必要がある。

雨量係数は、降雨量を、降雨によって上昇した地下水位の変動量で割った数値で示され、ほぼ有効空隙率に等しいとされている。しかし、実際には降雨量の一部は、地表流出、地下水流去、蒸発散及び通気帯での懸垂水への移化などによって消失する。よって、降雨量の全てが地下水としてかん養される訳ではない。そのため、雨量係数は、実際の有効空隙率に比べて、やや大きく算出される場合が多い。また、雨の降り方やその時の土湿不足などの条件によっても、一定した値を示さないケースがある。今回の6月から12月までの観測期間において、降雨回

数は全部で28回であった。これらの各降雨に関して雨量係数を算出すると、0.1から1.0の範囲を示し、ばらつきが認められた。それら数値の中から、本調査地域の琉球石灰岩の有効空隙率としては、9月22日の降雨から求めた雨量係数の最小値である0.1を用いる。その理由は、前述した地表流出、地下水流出、蒸発散及び懸垂水への移化などは、全て雨量係数から求めた有効空隙率を、過大評価する要因である。そのため、雨量係数が最も小さく算出された降雨では、それらの影響をあまり受けていないと考えられるからである。降った雨が、100%地下水としてかん養されることがない以上、雨量係数と有効空隙率が全く等しくなることはない。それゆえに現時点では、雨量係数としては、この0.1が真の有効空隙率に最も近いと考えられる。また、過去において求められた、各地の琉球石灰岩の有効空隙率も、ほぼ0.1前後に集中している。以上の理由から、首里ブロックの琉球石灰岩の有効空隙率として、0.1を用いるのが最も妥当である。

5.2 儀保地下水盆における水収支

ある水収支区における、一定期間の水収支を考えると、一般に、次のような水収支式(2)で表される。

$$P=D+E+G \cdots \cdots (2)$$

ここでPは降雨量、Dは地表流出量、Eは蒸発散量、そして、Gは地下水流出量を表す。今回はこの水収支式を基本に、儀保地下水盆を水収支区のモデルとして取り上げ、水位及び湧水量の連続観測を行った期間(1987年6月19日から12月31日まで)における水収支について検討した。

前述の観測期間における那覇市での総降雨量は、沖縄気象台観測による1,084.5mmを採用する。蒸発散量については実測が難しい。そのため、蒸発散量(E)は、蒸発計で実測された蒸発量(Ep)を、経験的に求められた比率(E/Ep)に代入することによって推定されている。表.3には、その比率(E/Ep)の一般例を示す。この蒸発量(Ep)と蒸発散量(E)の比率は、寒冷地を除く日本各地に適用できるとされている。蒸発散量は、那覇市の蒸発量(表.2)から概算すると、522.1mmとなる。

一方、地下水流出量は図.6から推定される。図.4に示された水位変動曲線から、平均の地下水位を9.840mとすると、この水位における水位降下速度は、図.6の地下水位低減曲線から求め、28mm/5日となる。これは、一日当たりに換算すると5.6mm/dayとなる。この水位降下速度に有効空隙率0.1を乗ざると、一日当たりの平均地下水流出量0.56mm/dayを

表.3 蒸発量に対する蒸発散量の換算率(E/Ep)表²⁰⁾

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
水田	0.4~0.5	0.4~0.5	0.5~0.6	0.6	1.0	1.0~1.1	1.2~1.3	1.2~1.4	1.3	1.2	0.7	0.5~0.6
水田以外	0.4~0.5	0.4~0.5	0.5~0.6	0.6	0.6~0.7	0.7	0.8	0.8~0.9	0.8~0.9	0.8	0.6~0.7	0.5~0.6

求めることができる。すなわち、儀保地下水盆での水位降下速度を、G4-15観測井の記録で代表させるならば、今回の水文期間(観測期間の194日に対応)における地下水流出量は、約108.6mmと推定される。地表流出量は、これらの数値から逆算するものとして、これらの数

値を水収支式(2)に代入する。

$$1084.5 = (D + 522.1) + 108.6$$

この式を解くと、地表流出量 (D) は 453.8mm となる。

以上の結果、儀保地下水盆での地下水流出量 (108.6mm)、すなわち、かん養量は、降雨量 (1,084.5mm) の約 10% に相当する。また、降雨量に対する地表流出量 (453.8mm) は約 42%、蒸発散量 (522.1mm) は 48% となり、地下水かん養量以外の損失量 (975.9mm) が、降雨量の約 90% を占めることになる。

6. 考察

首里ブロックの琉球石灰岩に貯留される地下水は、島尻層群の上面構造と、断層などの水理地質構造に規制されて賦存する。首里ブロックにおける主要な地下水盆は、不透水基盤である島尻層群の上面に形成された浸食谷に相当する。このような地下水盆は、儀保町と山川町一帯の 2 箇所に広がっている。これらはいずれも、西側に開析した地下水盆を形成する。地下水は、これらの地下水盆の傾斜方向に沿って流動した後、琉球石灰岩の西側周縁部で湧水となるのが一般的である。

以上のような首里ブロックにおける地下水の賦存形態は、これまでに沖縄本島や宮古島で明らかにされた賦存形態によく調和する。しかし首里ブロックで今回得られた水収支から、地下水の出入りを数量的に評価した場合、非都市地域と比べて大きな違いがみられた。相場他²¹⁾は、過去 30 年間にわたる統計資料から、宮古島の琉球石灰岩地域における水収支を明らかにした。それによると、宮古島の年平均降雨量 2,250mm のうち、蒸発散量は約 40% を占め、今回首里ブロックで求められた数値と大差はない。しかし、降雨量に対する地下水かん養量は、宮古島の約 58% に対し、今回首里ブロックで求められた数値は約 10% であった。一方、地表流出に関しては、宮古島が 3% 程度であるのに対し、首里ブロックでは約 42% に達する。以上のことから、両地域の水収支を比較した場合、降雨に対する地下水かん養量と地表流出量に、明確な違いがあることが分かる。このことは、那覇市に代表される都市地域と宮古島などの非都市地域において、地下水の出入りに量的な違いがあることを示している。

今回首里ブロックで明らかにされた水理地質、帯水層の水理定数及び気象条件は、宮古島のそれらにほぼ調和しており、地下水に関する物理的な性質に大きな違いはないと考えられる。それにもかかわらず、両地域の地表流出量とかん養量には、ほぼ逆の相関が認められる。以上のことから、首里ブロックの地表を広く被覆している人工的構造物が、降雨時の地表流出を増大させるとともに、地下水かん養の障害となっていることは明らかである。

7. まとめ

那覇市首里の琉球石灰岩ブロックにおける水理地質学的特徴と、この地域における水収支について要約すると、次のとおりである。

(1) 首里ブロックの主要な地下水盆である儀保及び山川地下水盆は、不透水基盤である島尻層群の上面に形成された浸食谷を埋積した、琉球石灰岩を帯水層としている。これらの地下水盆は北西-南東方向に長軸を持ち、北西方向に開いている。そのため、この地域の琉球石灰岩内に貯留される地下水は、地下水盆が傾斜する北西方向に流動した後、石灰岩の西側周縁部で湧出する。

(2)儀保地下水盆内の既存井戸 G4-15 及び G4-25 における揚水試験では、透水量係数がそれぞれ $1.57 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$, $1.50 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sec}$ の値を示した。また、透水係数は、それぞれ $7.4 \times 10^{-3} \text{ cm}/\text{sec}$, $3.8 \times 10^{-3} \text{ cm}/\text{sec}$ を示し、その平均値は $5.6 \times 10^{-3} \text{ cm}/\text{sec}$ である。これらの数値は、これまでに知られている琉球石灰岩の水理定数に比較すると、やや小さい値を示す。

(3)儀保地下水盆をモデルとした地下水の水収支では、降雨量に対する地下水かん養量は約 10% の値を示し、宮古島の約 58% の値に対して著しく小さい値を示す。これとは逆に、儀保地下水盆の地表流出量約 42% は、宮古島の約 3% に比べて大きな値を示した。

以上の結果を総括すると、儀保地下水盆での水理地質構造、帯水層の水理定数、その他気象条件などは、宮古島のそれとはほぼ調和しているといえる。従って、宮古島と首里地域において、地表流出量とかん養量に大きな違いが認められるのは、本調査地域の地表を広く覆う人工的構造物によって、かん養機構が改変されたためと考えられる。すなわち、地表を被覆する人工構造物は、降雨浸透による地下水へのかん養を阻害する要因として働く。その結果、地表流出量が増大すると考えられる。

宮古島との水収支を比較した場合、首里ブロックの琉球石灰岩の透水係数が、これまで知られている琉球石灰岩の透水係数より、若干小さくなっていることにも注目する必要がある。もしも、首里の琉球石灰岩の透水係数が、この地域を通じて全体的に小さな値であるならば、地表流出の割合は他の琉球石灰岩地域に比べていくらか大きくなる可能性もあり、かん養率はそれに対応して小さくなることも考えられる。しかし、本地域の地表流出量の割合は 48% であり、宮古島地区の 3% に比べて著しく大きい。この違いは透水係数の差からは説明できない。そのため、地表流出の大部分が、首里地域の都市化に伴う人工的構造物によって増大したことは、間違いないであろう。

今回の研究から得られた結果は、地下水の有効利用を行うに際して、降雨に対するかん養ならびに地表流出に関して、十分な調査・研究が必要であることを示唆している。特に、都市部での問題としては、構造物による地表面の被覆度と地下水かん養、さらに地表流出との相互関係を明らかにし、かん養機構を改善するといったテーマが重要となる。

引用文献

- 1) 清水欣一：応用地質，7, No.3, 109-128(1966).
- 2) 古川博恭：応用地質，10, No.1, 23-29(1969).
- 3) 古川博恭：地質学論集，No.22, 107-130(1983).
- 4) 古川博恭・紫崎達雄・大野勝次：琉球列島の地質学研究，1, 143-151(1976).
- 5) 古川博恭・富田友幸：琉球列島の地質学研究，3, 205-214(1978).
- 6) FURUKAWA, H. *Bull. Sci. & Eng., Div., Univ. Ryukyus(Math. & Nat. Sci.)*, No.27, 99-161(1979).
- 7) 黒川陸生：琉球列島の地質学研究，2, 135-138(1977).
- 8) 野間泰二：地調月報，29, 145-157(1978).
- 9) 沖縄第四紀調査団：地球科学，30, 145-162(1976).
- 10) HANZAWA, S. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd. Ser.*, 17, 1-61(1935).
- 11) 沖縄天然ガス研究グループ：石油技術協会誌，36, No.3, 153-169(1971).
- 12) 福田理・大山桂・植田芳郎・名取博夫・小川健三・石橋嘉一・河野昌樹・伊藤司郎・本島公司・藤

- 井紀之・鈴木泰輔・高木慎一郎・須田芳郎・加藤完・永田松三・村上正・村瀬正・井島信五郎・佐藤良昭・影山邦夫・田中信一・岡重文・藤貫正・比留川貴・石田正夫：地調月報，21，No.8，449－456 (1970).
- 13) 福田理：地調月報，2，121－132(1977).
 - 14) 福田理：琉球列島の地質学研究，3，189－198(1978).
 - 15) FLINT *et al.* *U. S. Army Pacific Off. Eng. Intell. Div. With Personnel of U. S. Geol. Surv.*, (1959).
 - 16) YABE, H. and HANZAWA, S. *Sci. Rep. Tokyo Imp. Univ. 2nd Ser.*, 14, 1－46(1930).
 - 17) 木崎甲子郎・高安克巳：月刊海洋科学，8，50－56(1975).
 - 18) 高安克巳：琉球列島の地質学研究，1，79－96(1976).
 - 19) 柴崎達雄・畔元四郎志・上妻龍興：土とコンクリート，No.48，11－18(1966).
 - 20) 金子良：農業水文学，共立出版，289pp. (1973).
 - 21) 相場瑞夫・黒川睦夫・永田聡・細谷裕士・吉川満：土と基礎，31，No.3，17－23(1983).