

水質環境と水循環からみた笠野原台地の水文地質特性

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 独立行政法人農業工学研究所 公開日: 2024-03-14 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 久保田, 富次郎, 増本, 隆夫, 松田, 周, 古江, 広治 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24514/0002000073

水質環境と水循環からみた笠野原台地の水文地質特性

久保田富次郎*・増本隆夫*・松田周**・古江広治***

目 次			
緒 言	81	2 不飽和帯の浸透特性.....	89
調査方法.....	82	3 不圧地下水の水位変動と流動.....	90
1 調査地区の概要.....	82	4 水質からみた不圧地下水の特徴.....	90
2 観測井の設置とボーリングコアの分析.....	83	5 台地の地下水涵養機構.....	91
3 水文・水質調査.....	83	結 言.....	93
4 地質データベースによる水理地質の把握.....	84	参考文献.....	93
結果と考察.....	84	Summary.....	95
1 笠野原台地の水理地質.....	84	Appendix.....	96

緒 言

畑地を主体とした農村地域では、地下水の硝酸態窒素汚染の広がりがみられる中で、良好な水環境の保全が重要な課題となっている。最近、地域によっては地下水にとどまらず地表水にも汚染の影響が及ぶようになり、従来にも増して飲料水や農業用水の汚染、閉鎖性水域における富栄養化の進展、生態系への影響などの懸念が高まりつつある。

このような中で、わが国では省庁間の連携による水循環系健全化への取組が進められており、農林水産省においては平成15年12月に用水供給機能や多面的機能の発揮等を核とする「農林水産環境政策の基本方針」が決定された。さらに、平成15年10月に閣議決定された土地改良長期計画の中では、“循環”や“共生”をキーワードとして、環境負荷の削減や農業用水の循環を基調とした社会の構築とともに、都市と農村の「共生」の実現が目標におかれている。

今後、農村地域だけでなく広く河川流域の水資源を保全することを目的として、農業用排水システムを管理・運用する中で、農村地域の流域水質管理に積極的に関わっていくことが望まれている。

一方、鹿児島県のシラス台地の一つである笠野原地区では、1980年代より畜産飼養頭数の増大が進んだこと

などにより1990年代半ばより地下水の硝酸態窒素汚染が顕在化しており（例えば、松元，2001，高橋，2003など）、水環境対策が喫緊の課題となっている。しかし、この地域では、特に台地中央部における水文地質特性が明らかになっていないために、農業や畜産業が流域の水環境に与える影響に関する定量的な評価が困難な状況にある。

南九州のシラス地帯では、従前より水文あるいは地質の見地から様々な調査研究が行われてきた。金子（1957）は、鹿児島県の笠野原，十三塚原，宮崎県簔原の各地区で水文流出特性を検討し、降雨に対する総流出率を明らかにした。宮崎県塚原台地における一連の研究（例えば、中野ら，1981）では、水文的にほぼ孤立した40ha，高さ25mのシラス台地を対象として、不飽和帯から地下水，湧水へとつながる一連の水循環系の定量化が試みられている。その中で、塩沢ら（1981）は、ポテンシャル方程式の数値計算によって、地下水涵養機構としての不飽和浸透流の特徴を明らかにした。それによると、地下水がある程度深い場合、上部境界での浸透量の変化に対する地下水涵養の応答時間が、地下水面の深さと比例することが示されている。

対象を笠野原台地およびそれを含む肝属川流域に限ると、多田ら（1952）は台地の古井戸の地下水位から地下水面形状について言及し、阿部ら（1964）は、周辺河川の水文水収支を検討するとともに地下水位の分布の再検討を行い、地下水位変動から地下水涵養速度を算定することを試みている。また、三井ら（1959，1960，1961）は、地質露頭分布や電気探査による調査、湧水の特性調査等により、笠野原台地とその周辺地域における帯水層の地質構造について検討している。さらに、九州農政局（1980）は、台地を含む広域の水理地質のマ

*地域資源部水文水資源研究室

**北海道農業研究センター（前水文水資源研究室）

***鹿児島県農業試験場大隅支場

平成17年2月8日受理

キーワード：不圧地下水，シラス，火砕流堆積物，硝酸態窒素，水文地質，地下水汚染，地質データベース

ッピングを行っている。

次に、笠野原台地を含む流域全体を見渡すと、水収支と水理地質の検討から、斎藤ら(1976)が地表と地下とで分水界が異なることを見だし、北東方向の他流域の一部、計47km²の浸透水が肝属川流域へ流入する可能性を示した。同様に、高橋ら(2003)は流域外からの流入面積を107km²と見積っている。これら流域外からの地下水は、本文中に後述する台地の水文地質構造から、被圧地下水として第2帯水層を流下するものと考えられる。また、三井ら(1959)と阿部ら(1972)は、高隈山の方向から台地北西部への地下水流入の存在について指摘している。

しかし、これまでに笠野原台地の水質環境を解明する上で重要となる不圧地下水およびその制限層の地理的分布や、一年を通した地下水の動態については、明らかにされていない。さらに、土壌下部から地下水面に至る不飽和帯に関する知見も限られている。このことは、肝属川流域における水循環およびそれに伴う窒素動態の把握、そして水質改善策を講じる上での大きな制限要因となってきた。

以上の状況を踏まえ、本稿では典型的な火山性台地の一つである笠野原台地を対象として、現地での地質および水文・水質調査と既往の地質情報のデータベース化を通じて、台地の水循環や水質ならびに水文地質特性について検討した結果を報告する。

なお、本研究の一部は、農林水産省からの受託研究「流域圏における水循環・農林水産生態系の自然共生型管理技術の開発」(自然共生プロ、平成14~18)として実施した。研究の推進にあたっては、鹿屋市役所環境保全課、鹿児島県農業試験場大隅支場の松元順氏(現鹿児島県農産物加工センター)、森田重則氏(現鹿児島県庁)、田中正一氏、(株)大東ポーリング 田平義人氏らの協力を得た。特に八千代エンジニアリング(株)高橋努氏には調査への協力とともに取りまとめに際して貴重なコメントをいただいた。また、地質データベースの作成にあたっては、農林水産省南部九州土地改良調査管理事務所、肝属中部農業水利事務所、国土交通省大隅河川事務所、緑資源公園、鹿児島県、日本道路公団、鹿屋市、高山町、笠野原土地改良区、鹿屋串良水道企業団等、多くの機関や個人にお世話になった。ここに記して謝意を表す。

調査方法

1 調査地区の概要

笠野原台地(Fig.1)は鹿児島県大隅半島のほぼ中央部に位置し、周辺火山の度重なる噴火による噴出物で覆われたいわゆるシラス台地である。台地は、上端部で標高約170m、下端で20m程度の緩斜面と浸食谷から構成され、南北方向12km、東西方向9kmに広がる面積約

59km²を有し、不圧地下水面が地表面から15m~100m以上という比較的深い位置に存在している。この地域では古来より水が得にくく、開発の手が入ったのは江戸時代後半であった。開拓当初は、住民は家屋の屋根等を利用して雨水を溜めたり、深さが最大70mに達する深井戸を掘削することにより生活用水を確保していたが、大正年間に入って水道が設置され、さらに、昭和40年代に国営畑地かんがい事業が実施されることで開発が進み、現在では九州でも有数の畑作・畜産地帯として発展している。近年、農業の集約化に伴って、笠野原台地周辺では、地下水の硝酸態窒素による汚染が進行し、水道水源の切り替えが必要になるなど住民生活にも影響

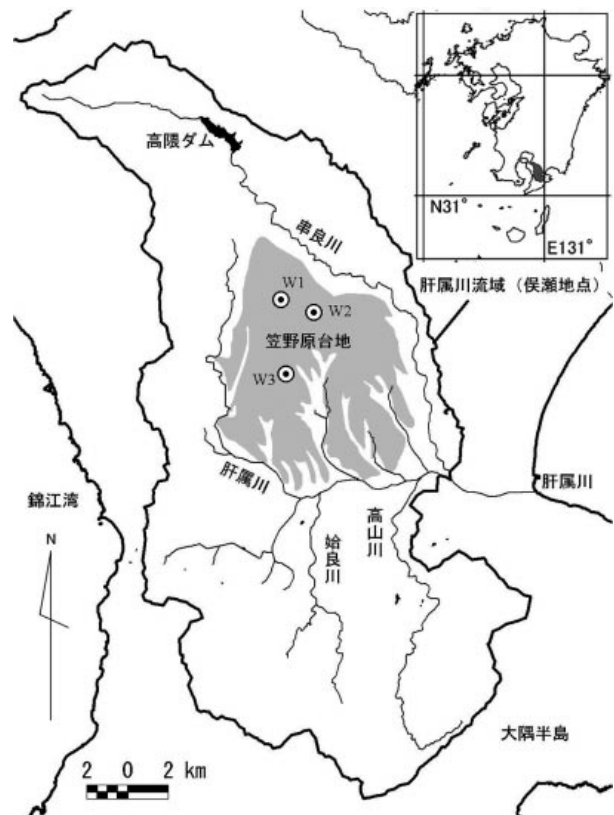


Fig.1 調査地 (W1~W3は地下水観測地点)
Site map (W1-W3: Groundwater observation points)

が生じている。

2 観測井の設置とボーリングコアの分析

a 観測井の設置

台地中央部に不圧地下水の水文・水質調査を目的とした地下水観測井(Fig.1, W3地点)を設置した。観測井の位置は鹿児島県鹿屋市の市営旭原公園内(北緯31度24分35秒, 東経130度53分15秒(世界測地系))であり、設置地点は敷地内の東南角の芝地斜面に位置している。また、周辺の地形は、北から南方向に傾斜(斜度1/76)しており、観測井の標高は、地盤高(GL)=80.97mである。

観測井周辺の土地利用をTable 1に示すが、畑地が主

Table 1 W3観測井周辺（半径200m以内）の土地利用
（調査日:2003.6.6～9）

Landuse around the observation well, W3 (2003.6.6～9)

土地利用	土地利用細目	面積 (10a)	割合 (%)	割合 (集計%)
農地	トモモコシ	23.9	19.1	70.6
	かんしょ	17.8	14.2	
	茶	16.8	13.4	
	施設園芸	5.7	4.6	
	芝	5.4	4.4	
	その他畑	4.8	3.8	
	植木・苗木	4.3	3.4	
	裸地(畑)	3.5	2.8	
	水稲	3.3	2.6	
	牧草	2.4	1.9	
サトイモ	0.5	0.4		
林地	雑木林	3.3	2.7	2.7
集落等	民家	10.7	8.5	14.2
	空き地・事業用地	7.2	5.7	
公共用地	公園	6.5	5.2	12.5
	道路・水路敷	9.1	7.3	

体となっている。

ボーリングは掘削孔径を 86mmとし、不攪乱の土壌・地質サンプルを得るためにコアパッキングチューブを使用してオールコア採取を行った。掘削にあたっては、泥水利用による孔隙閉塞を避けるため、地表から地下水位近傍までを界面活性剤を使用し、帯水層では増粘泥水剤としてアクリルポリマーを用いた。掘削は2003年3月13日に開始し、3月28日に第1帯水層直下の難透水層にあたる菰川粘土層に到達した時点（総掘進長66m）で終了した。

その後、掘削孔を観測井として利用するために、VP65塩ビパイプによる孔壁保護管を設置した。ストレーナーは、地表面基準（以下GL-）34.2m～65.7mの範囲の全層に設置し、開口率は5.3%とした。塩ビパイプの外周方向に1列につき16個、直径5mmの開孔を設け、それらを鉛直方向の1.25cm毎に千鳥状に配した。ストレーナー部の外周には防虫網を巻き、針金で固定した。さらに、塩ビパイプと孔壁の隙間には小砂利を充填した。なお、ストレーナーには、3.95m毎に0.1m程度の無孔の接続部がある。

b ボーリングコアの観察・分析

Table 2 コア分析項目
Items of core samples analyzed

分析機関	物理性			化学性					生物性			備考		
	飽和透水係数	三相分布	真比重	粒径分布	土壌水分特性	硝酸態窒素	電気伝導度	全炭素	全窒素	陽イオン交換容量	脱窒菌数		生菌数	潜在的脱窒活性
農工研														
鹿児島県農試大隅														
九沖農研														橋本ら,2004

オールコアボーリングにより採取したコアサンプルは、コアパッキングチューブ内に採取されたものをコア箱に移したのち、速やかに大型冷蔵庫に移し、コア観察および各種分析用サンプルの採取まで4℃で保存した。また、コアの一部は、不攪乱状態の地質サンプルを得るためにアクリルパイプの中に直接採取した。コアの観察は、観測井地点の地質層位の記録や土壌・地質サンプルの採取を目的として2003年4月16日に行った。地質試料の分析では、以下に述べるように通常土壌に用いられる方法を準用した。

まず物理性試験では、不攪乱試料を用いて透水係数、三相分布、pF試験の測定を行った。不攪乱試料は、先に述べたアクリルパイプへの直接採取したものの他に、直径5cm、長さ5.1cmの円筒状のコアサンプラー（100cc）を用いて深度9m～57m（GL-）の範囲で13深度、計52個を採取した。採取は、コアパッキングチューブに採取されたコアの中で攪乱が少ないと判断されるサンプル塊に100ccサンプラーを打ち込んで行った。透水係数は、定水位または変水位法で鉛直方向の透水係数Kzを測定した。pF分析は、サンプルを毛管飽和させた後、サクシオンの範囲が0～0.39mで砂柱法、0.4～10mには加圧板法を用いた。

また、同時にコアから攪乱試料を採取し、真比重や粒度試験を行った。真比重は、JISの手順に基づいて2mmの篩を通過したものについて分析を行った。

ボーリングコアの分析項目をTable 2に示す。

3 水文・水質調査

a 地下水位の観測

ボーリングによる観測井（W3）に加えて、既存の素堀の古井戸を利用して、笠野原台地上の合計3ヶ所で地下水位の観測を行った（Table 3）。ただし、全ての観測井戸において、地下水位は入戸火砕流堆積物（A-Ito）層に存在し、帯水層はA-Ito層と大隅降下軽石層（A-Os）層から成っていた。3ヶ所の観測井ともに、近傍での地下水利用は認められなかった。W1, W2における地下水位観測は、2000年10月に、W3は、2003年4月に開始した。また、W1, W2では、地下水の水温と電気伝導度

Table 3 地下水観測地点
Groundwater observation sites

	W1	W2	W3
標高(m)	129.1	114.6	81.0
地下水位	66.0	61.8	43.6
(2004.3.1)	63.1	52.8	37.4
周辺土地利用	集落・畜舎	集落・竹林	畑・公園
地下水位測定間隔	1時間		2時間
水位計	大気圧補正式圧力式水位計		絶対圧式圧力式水位計
その他	自記電気伝導度・水温計		

の自動記録観測を行っている。

b 地下水の流向流速

観測井W3地点において、2003年12月10日に単孔式流向流速計PZ1005 (CTIS社)を用いて流向流速の観測を行った。測定は水流の安定が得られるよう十分静置した後に測定を行い、1つの深度につき原則として観測値が5~10個以上得られたのち、幾何平均を求め流向と流速を算出した。また、A-Os層内での観測においては、観測粒子の移動速度が速く、計器付属のタッチペンによる追跡が困難であった。そのため、現地でモニター出力をデジタルビデオに記録し、研究室に持ち帰ってPCモニター上で、ビデオキャプチャーを用いて、粒子の追跡測定を行った。ビデオキャプチャーは、解像度720×480ピクセル、29.97frame/sの条件で行った。

c 水質・水温の観測

観測井内の水質の鉛直分布を把握するために、2003年4月16~17日、6月6日、9月9日、9月11日、12月9日、2004年2月9日、3月23日、5月23日、6月19日に水質センサー (Mini Sonde, Hydrolabo製)を用いて電気伝導度および水温の鉛直分布を測定した。特に水温分布測定時は、外気やセンサーの温度観測の影響を少なくするため、センサーを地下水に着水したのち、測定前に数~10分以上の時間をおいた。また、簡易地下水採水器を用いて深さ別に水質サンプルを採取し、無機態イオ

ンの測定を行った。同時に、湧出層が明らかである観測井周辺部の井水や湧水の水質分析を行った。

4 地質データベースによる水理地質の把握

主に帯水層の地理的分布の把握を目的として、Fig.2に示すとおり、肝属川流域の地質柱状図や地質露頭記録等を広く収集し、地質データベース (以下地質DB, Appendix 参照)を作成した。地質DBには、基本情報、層別情報等、合わせて28項目を入力した (Table 4)。登録した全件数は287件で、このうち、柱状図等を含むボーリングデータが159件、電気探査85件、井戸14件、露頭12件、現地踏査によるものが17件等となっている。

なお、地層の標高値は、ボーリングデータからは比較的正確な値が得られたが、現地踏査や文献による露頭データについては、正確な標高値が得られていない。それらについては、場所の特定が可能なものについて大縮尺の地図 (1/5000等)により標高を読みとったが、数m~最大10m程度の誤差を含むものと考えられる。さらに、ボーリング、露頭データともに位置が明確でないものもあり、それらは付属の位置図や聞き取りにより位置を決定した。そのため、地理座標の精度は、データソースにより異なっている。

Table 4 地質データベース
Geological database

大分類	中分類	詳細項目
基本情報	ID	ID
	地点	地点名称, 地点の属性
	情報源情報	データソースの種類 データまたは施設管理者
地質基本情報	地理座標	X,Y (公共座標系), 地点標高
	地質情報	深度 (ボーリング) 地下水位 (T.P.)
	地下水属性	注記
層別情報	沖積層	標高 (下端)
	ローム層	標高 (下端)
	二次シラス層	標高 (下端)
	入戸火砕流	層厚, 溶結部の有無
	大隅降下軽石	標高 (上端, 下端)
	難透水層	層名, 分類
	下層情報	層名等
	阿多火砕流	標高 (下端)
	大根占砂礫	標高 (下端)
基盤岩	標高 (下端), 層名	
追加情報	注記 1, 2	

結果と考察

1 笠野原台地の水理地質

a 概要

笠野原台地周辺の地層は、主に始良Tnテフラ (AT)により構成される。始良Tnテフラは、大隅降下軽石

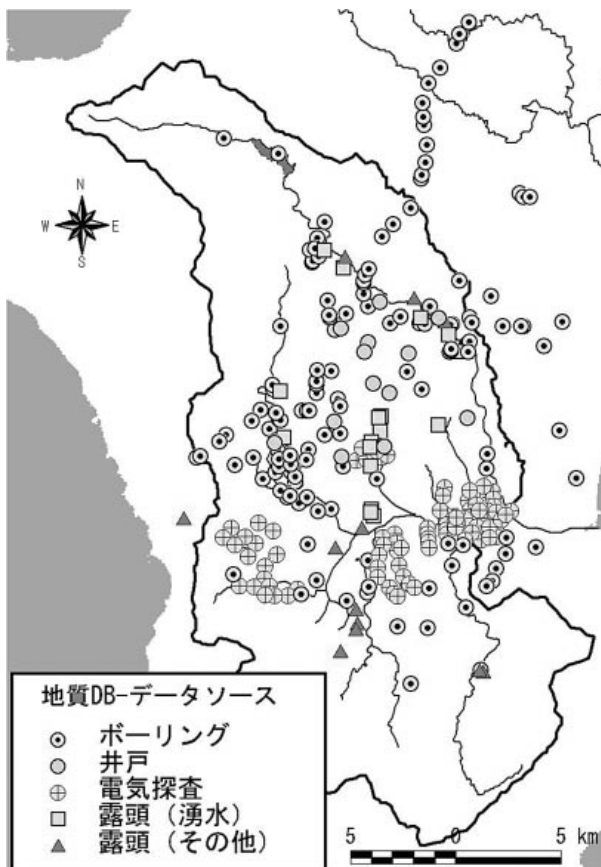


Fig.2 地質データベースの収集地点

Site locations for data collection in a geological database

Table 5 笠野原台地の地質層序
 (横山ら, 2000, 高橋ら, 2003, 井上ら, 2004を参考に作成)
 Stratigraphy of the Kasanohara plateau (Yokoyama et.al,2000, Takahashi et.al, 2003, Inoue et.al, 2004)

層名		代表的な層厚 (m)	水理地質
新期ローム	クロボク	0.5	不飽和帯
	クロニガ	0.5	
	池田湖軽石 (Ik)	0.2	
	アカホヤ (K-Ah)	0.5	
	埋没腐植層	0.4	
	薩摩テフラ (Sz-S/P14)	0.3	
	褐色ローム	0.4	
二次シラス		2	浸透水が一時的に滞留 粘土層, 砂礫層等
笠野原砂礫層 (笠野原面)	新堀砂礫層 (新堀面)		
始良Tnテフラ	入戸火砕流堆積物 (A-lto)	~ 70	上部は不飽和帯
	大隅降下軽石層 (A-Os)	5-10	下部は不圧地下水
被川粘土層 (旧湿地)	古期ローム層 (旧表土)	垂水砂礫層 (旧河床)	1~数
(難透水層)	(難透水層)	(透水層)	
阿多火砕流堆積物 (Ata)			第2地下水 裂か水
大根占砂礫層			第2地下水 水量は豊富
四万十累層群 (基盤岩)			難透水性基盤

(A-Os), 妻屋火砕流 (A-Tm), 入戸火砕流 (A-lto) および始良Tn火山灰 (AT) という一連の火砕物の総称 (Aramaki, 1984; 町田・新井, 1992) であり, ATの14C年代は, 24.5ka BP, 較正年代は, 29 cal ka BPと考えられている (奥野, 2002)。

笠野原台地の代表的な地質層序をTable 5に示す。

表中から読みとれるように, 台地の不圧地下水は, 始良カルデラが巨大噴火を起こした2万9千年前の表土であった古期ローム層や被川粘土層を難透水基盤として, A-Os層, 若しくはA-Os層に加えてA-lto層下部に存在する。また, 同じく旧地表面, すなわち阿多火砕流で形成された旧河道部に垂水砂礫層が堆積している。不圧地下水は, 垂水砂礫層を通じて阿多火砕流堆積物の非溶結部や溶結凝灰岩中の節理, および大根占砂礫層に胚胎する第2地下水層と接続している可能性が指摘されている (高橋ら,2003)。

Fig.3にボーリング調査で得られた地質柱状図 (詳細はAppendix 参照) の概略を示す。ボーリングコアの観察からは, 上層から順に, ローム, 二次シラス, A-lto層, A-Os層, 被川粘土層が確認された。

b 不圧地下水と帯水層の分布

笠野原台地地域における不圧地下水の分布を知るためには, 不圧地下水を規定する難透水基盤の分布を把握する必要がある。それは, 前節で述べたように, A-Os層基底部を追跡することにより把握できる。そこで, 地質DBで得られた情報等を元に難透水基盤や不圧地下水の帯水層の分布について検討を行った。

なお, 柱状図や露頭のデータにおいてはA-Os層の一部が判明しているものの, その基底部標高が不明であるものも少なくなかった。このような場合, 判明しているA-Os層の部分から, A-Os層の基準的な堆積厚さ (Kobayashi et.al,1983) や層厚が判明している近傍のデータを参考として, 基底部標高を推定した。そして, これらのデータを用いて等高線図を作成した。

まず, 台地中央部のW3観測井付近の不圧地下水層の分布は, 廣岡ら (2004) が行った反射法地震探査結果から読みとることができる。それによると, P波ランドストリーマにより得られた深度断面図 (Fig.5) では, 標高20m前後に見られる強反射イベントが, 被川粘土層の上面に対応するものと推定されている。この強反射イベントには, P_LS_NS測線上の100m地点 (Fig.5 (図中マーク: d)) で, 浅い谷地形がみられるが, この地点近傍 (d) のボーリング柱状図をみると, 被川粘土層上端面の標高がW3地点より約2m下がっており, この旧地表面の微地形変化を捉えた可能性が高い。

このように, 地震探査とボーリング記録を見る限り, 台地中央部における難透水層は起伏の小さいなだらかな面として存在している。

他方, 地質DBによる出力結果 (Fig.4 (a)) をみると, 不圧地下水を規定するA-Os層基底部の標高は, 台地中

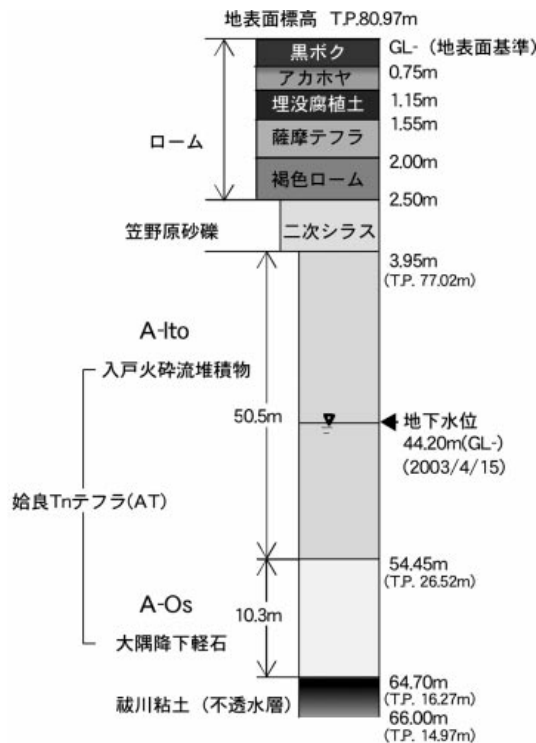
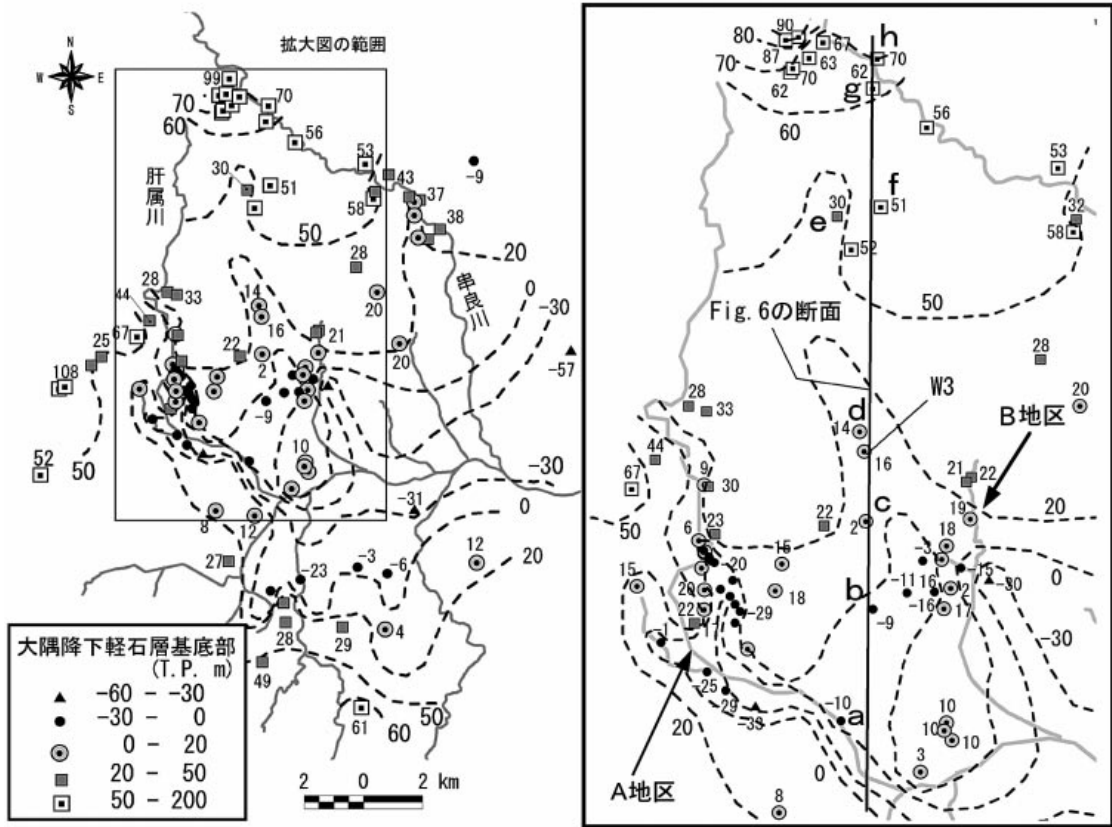
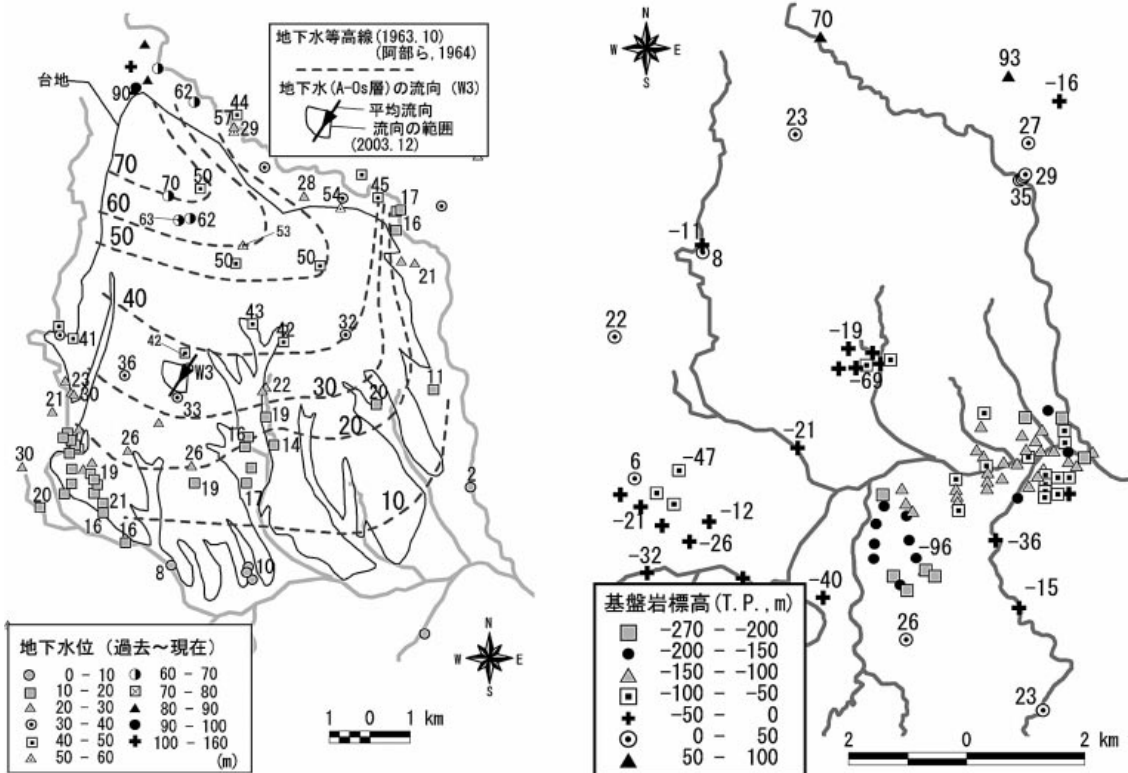


Fig.3 観測井W3における地質柱状図
 Geological profile in W3 observation well



(a) 大隅降下軽石層(A-Os)底部の標高と推定等高線 (右 拡大図)
Altitude distribution of the bottom of Ohsumi Fall Deposit



(b) 地下水位 Groundwater level

(c) 基盤岩 Bed rock

Fig.4 地質データベースによる笠野原台地周辺の地層の空間分布
Space distribution of stratum in and around the Kasanohara plateau using geological database

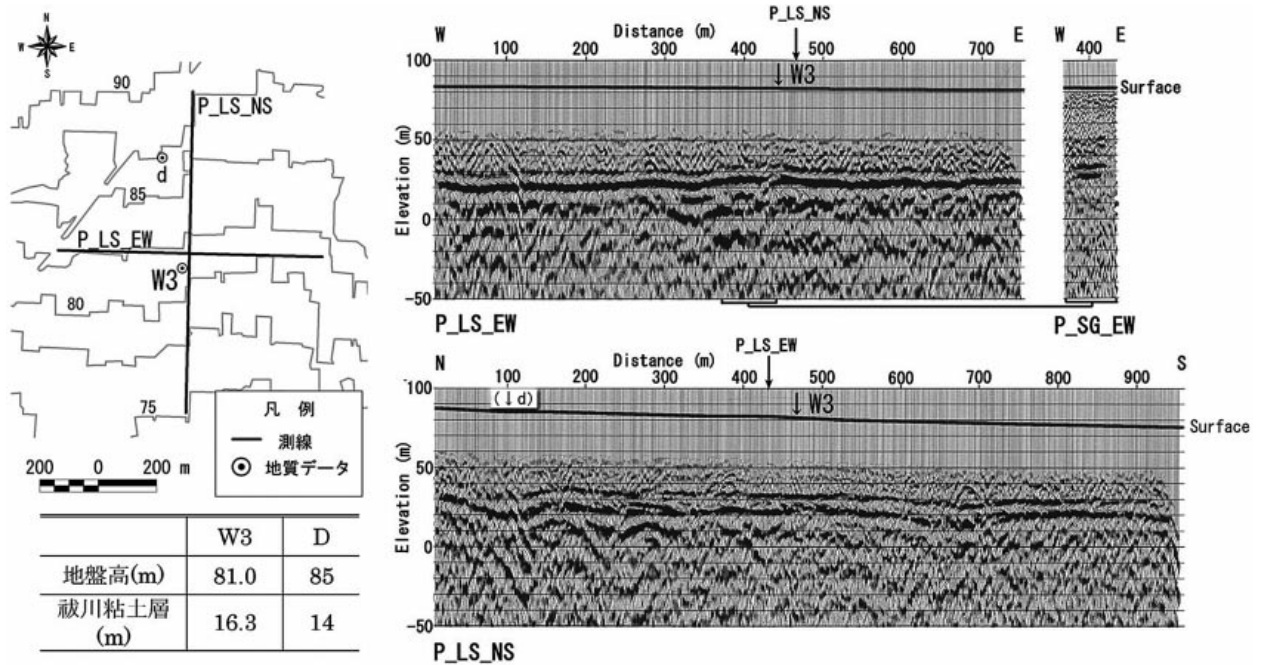


Fig.5 観測井周辺の地震探査 (P波ランドストリーマ)(廣岡, 2004)
Shallow seismic reflection survey using P-wave type land streamer around W3 observation well (Hirooka, 2004)

央部では概ねT.P.15～30mの範囲、台地北部でT.P.50m前後であった。このことは、入戸火砕流噴出以前の地形が比較的平坦であったことを示しており、台地中央部においては、現在の地表面勾配と比較して、より緩勾配の台地面が存在していたと推察される。

また、台地北西部のA-Os層基底部は、標高50～70mの範囲にあり、特に北西端では、標高99mまでA-Os層基底部が上昇しており、これは基盤岩の形状、あるいは阿多火砕流の基盤へののし上げ (Suzuki et al., 1982) の影響を反映しているものと考えられる。

さらに、台地西北部の畑地灌漑2号ファームポンド (Fig.4 (a), 地点e) では、笠野原台地のA-Itoテフラ中ではまれな溶結部が観察されているとともに、A-Os層下方に砂礫層 (旧期洪積層) と砂岩 (基盤岩) が接合していることが確認された。火砕流堆積物は谷部で熱が籠もりやすく溶結しやすいことが知られており、この付近が、入戸火砕流噴出以前の谷河床であったことが示唆される。この考えは、地点eにおけるA-Os層基底部標高が29.9mと、約800m東方の地点と比べて約20mも低いことから支持される。なお、当地点のA-Ito層と二次シラスの堆積層厚はそれぞれ約60mと約30mであり、二次シラスの層厚が台地上の平均的な値と比較して極端に厚い。このことは、そこが谷地形であったことと関係している可能性がある。このように台地の主要部では、全体にわたってほぼ一定の勾配を持ち、南方向に傾斜した平坦な地表面を持つ現在の笠野原台地に類似して、旧台地面も起伏が少ないものの、一部では平坦面を下刻した開析谷が存在していたと考えられる。

次に、台地周辺部の難透水層の分布をみる。Fig.4 (a)

において台地南西部 (A地区) におけるA-Os層基底部における最深部の標高はTP.-20～-30mであるが、入戸火砕流噴出時は、ビュルム氷期第3垂氷期にあたり日本列島周辺の海面が最大140m程度低下していたことから、当時は当該地が海面上に位置していたものと推定できる。A地区では、入戸火砕流噴出以前も現在と同様に、比高50m程度の開析谷が刻まれていたことが読みとれる。この付近のいくつかのボーリング孔ではA-Os層基底部と基盤岩の間に砂礫層が確認されていることから、火砕流噴出前に河道が存在したことは確実である。すなわち、この付近では沖積層や第1帯水層であるA-Os層と第2帯水層が連続しており、第2地下水と不圧地下水間の地下水の受け渡し、さらには沖積層を介した肝属川への湧出があるものと推察される。

同様に台地南部 (Fig.4 (a), B地区) でも、複数の旧谷地形の存在が認められ、台地周辺域にはいくつかの埋没した開析谷が伏在していると考えられる。Fig.4 (b) は、地質DBで得られた地下水水位と、阿部ら (1964) による地下水等高線を示したものである。なお、地質DBによる地下水水位は、多くの場合ボーリング掘削時における一時的な水位データであるので、地下水水位の時間変化は考慮されていない。

阿部ら (1964) による地下水等高線に対して、地質DBの地下水水位は、台地の中東部においてやや低く、最大で8mの差が認められた。この付近は、ボーリングによる地下水利用が散見される地区であり、地下水開発により地下水水位が低下した可能性がある。しかし、台地全体としては、既存の等高線の分布と大きな差が認められないことから、この40年の範囲で地下水の賦存状況に

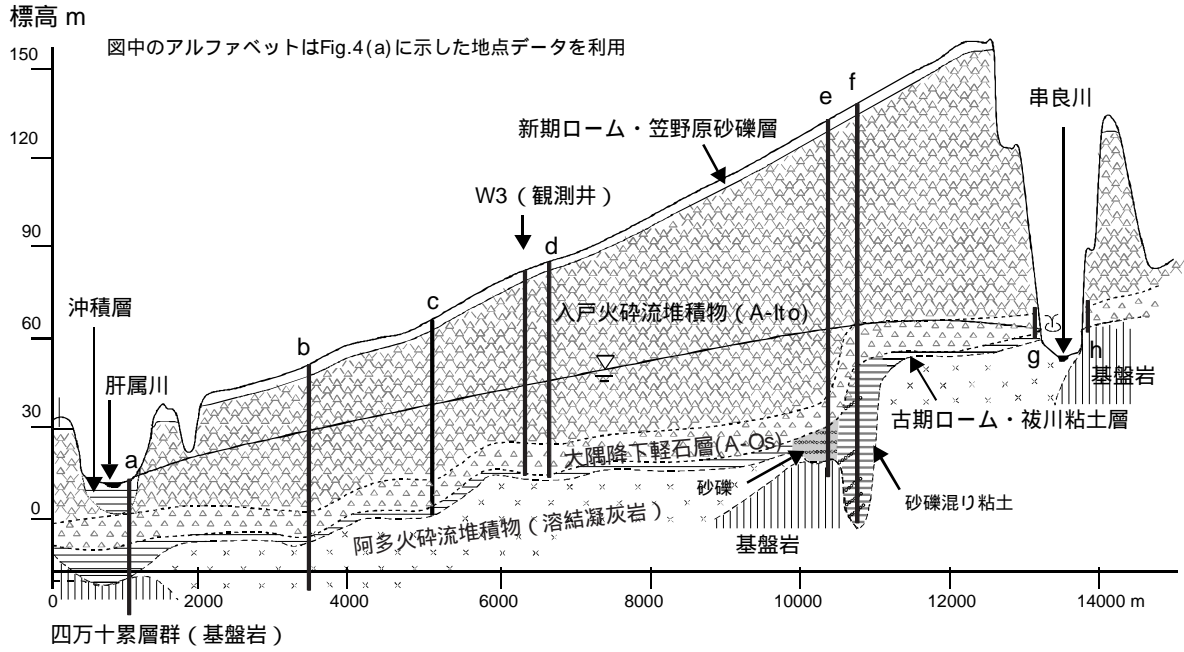
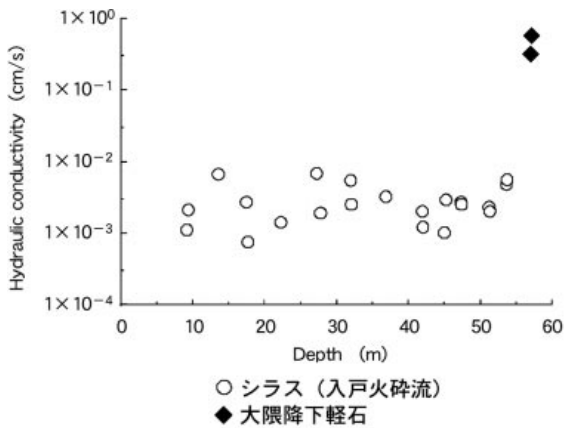
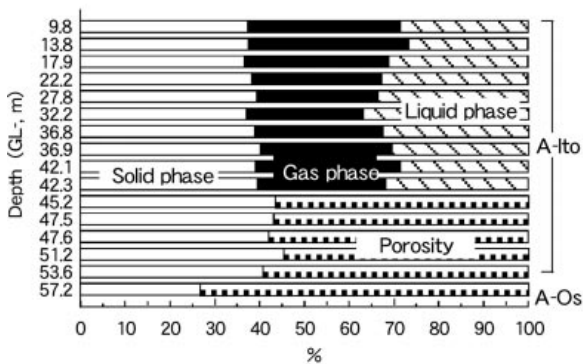


Fig.6 笠野原台地の推定地質縦断模式図 (図中のアルファベットはFig.4 (a) に示した地点データを利用)
Geological profile of the Kasanohara plateau



(a) 透水係数(K_2)の鉛直分布
Vertical profile of hydraulic conductivity (K_2)



(b) 三相分布
Vertical profile of three phases

Fig.7 コア (100ccサンプル) による地質試料の物理性
Properties of geological profiles through samples

極端な変化はないものと考えられる。

最後に、調査結果から作成した台地の地質縦断面推定図をFig.6に示す。不圧地下水が、台地の広い範囲でA-Itō層とA-Os層に跨って存在することが確認された。なお、Fig.6のf地点では、正確には模式図と異なって不圧地下水面はA-Os層より下の砂礫混り粘土層中に存在した。さらに、台地中北部の串良川沿いの湧水には、部分的に古期ロームや被川粘土層より下の阿多溶結凝灰岩中の亀裂から湧出するものもみられる。これらから、この一帯では難透水層が連続していない部分があると言える。

c 第2地下水と帯水層の分布

笠野原台地の被圧地下水として賦存する第2地下水は、主に阿多火砕流堆積物の強溶結部に発達する節理や大根占砂礫層に賦存する。第2地下水の難透水基盤となる四万十累層群は、高隈山や台地東部の一部などにおいて地表面に露出している。

Fig.4 (c) に地質DBによる基盤岩の標高分布を示す。それによると、肝属川流域の基盤岩の分布は、概ね現在の流域における水の流れる方向と同様で、北部、西部、南部で高く、現在の肝属川下流域において標高が低くなる傾向にある。笠野原台地では、南東部の大塚山 (109m) において基盤岩が台地表面上に露出した地形が見られる一方、その北西約2.2kmのボーリングでは、T.P.-121mまでで基盤岩は見られなかった。このように、基盤岩の上面形状は起伏に富むことが分かったが、限られた地質情報から台地全般にわたる基盤岩の分布を類推することは依然として困難であった。

d ボーリングコアの物理的特性

A-Itōは低温型火砕流であったため、大部分が非溶結

で、粒度の差による成層構造が認められるのは稀であり、均質性が顕著である（荒牧，1983）。それを裏付けるようにA-Ito層の透水性や三相分布のばらつきは小さかった（Fig.7）。A-Ito層の飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-2}$ cm/s、A-Os層の透水係数は 4×10^{-1} cm/sであった。A-Os層は鉛直方向の透水係数Kzのみを測定したが、この値は、旧建設省による肝属川鹿屋分水路建設時の技術検討に用いられた値（例えば、板垣ら，1988）と大差ない。

体積含水率は地下水面より上部におけるA-Ito層の不飽和帯で30%前後であった。なお、100ccサンプルの採取は、ポーリング直後ではなく、コア観察と合わせて行ったため実際よりやや低く評価されている可能性がある。これは、特に地下水面以下のA-Os層やA-Ito層の高含水率の部位で生じたと思われるため、間隙率と合わせてデータを吟味する必要がある。A-Os層の間隙率は70%程度であり、サクシオンが0.3mと1.0mの時の体積含水率はそれぞれ23%と16%であった。このことからA-Os層は軽石内の孤立した空隙を含む70%程度の間隙を有しており、飽和時には少なくとも全体の50%以上が地下水移動や貯留に寄与する連続した粗間隙であると考えられ、良好な帯水層を形成していることになる。

Fig.7 (b) のコアの固相率は、A-Ito層のうち、下端から数mのところを最大値をとっており、この部位が火砕流堆積物の累帯構造（荒牧，1979）を反映して火砕流堆積時の圧密の影響を受けている可能性がある。

2 不飽和帯の浸透特性

前節で述べたように、調査地周辺の火山台地では、地質条件が一般的に均質であり、特にA-Ito層、A-Os層における不飽和帯での水、溶質移動は、基本的に均質な多孔体を対象としたマトリックス流による解析が適当であろう。しかし、一部では以下の要因から、不飽和帯において地層断面の一部を選択的に浸透水が流下する選択流が発生する可能性が考えられる。ひとつは、火砕流凹地（横山，2003）の存在である。これは、水平方向の地下水流によりA-Os層中のパイピングに伴い空洞が生じ、その結果A-Ito層が陥没することによって形成されたもので、この陥没構造が鉛直方向の水みちとして機能している可能性がある。また、A-Ito層上部には二次噴気孔の存在（荒牧，1979）が知られており、これも選択流の水みちになる可能性がある。

さらに、ローム層の中で、アカホヤ層から二次シルス層に通じる噴砂脈の存在が知られている。これは、鬼界カルデラの噴火時に発生した数回にわたる地震により地盤の液状化が生じて、噴砂脈が形成されたものである（成尾ら，2002）。笠野原台地から肝属川を挟んで南側台地上の吾平町名主では10mに1本の割合で、幅20cm以下のほぼ垂直の噴砂脈が観察されており、それらはシルト層や腐植土層を貫通している。噴砂脈の内部は、シルス起源の軽石、粗粒～中粒砂、小礫や周囲のローム層

の破片で充填されており、土壤水分ポテンシャルが高い時に、良好な水みちを形成する可能性がある。この噴砂層は、浅層土壌からアカホヤ層に達した浸透水をすみやかに二次シルス層以深に排水する機能を持ち、それはおそらく1降雨で数100mmに達するような多雨時にのみ働く浸透水のバイパス機能を果たすことが考えられる。

しかし、次項でみるように、降雨に対する直接の地下水位の応答が見られないことから、極端な選択流が地層の全体にわたって生じていることはないであろう。

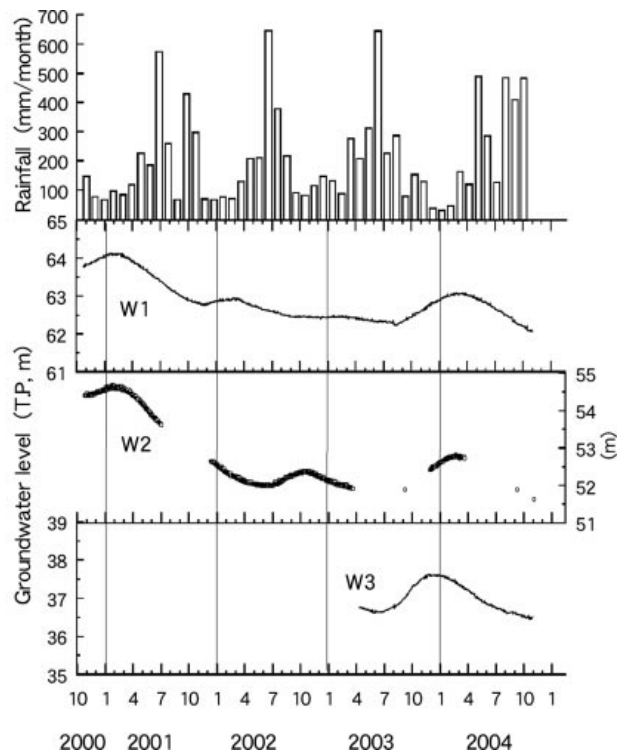


Fig.8 観測地下水位と降水量（降水量はアメダス鹿屋の値）
Groundwater level and rainfall observed

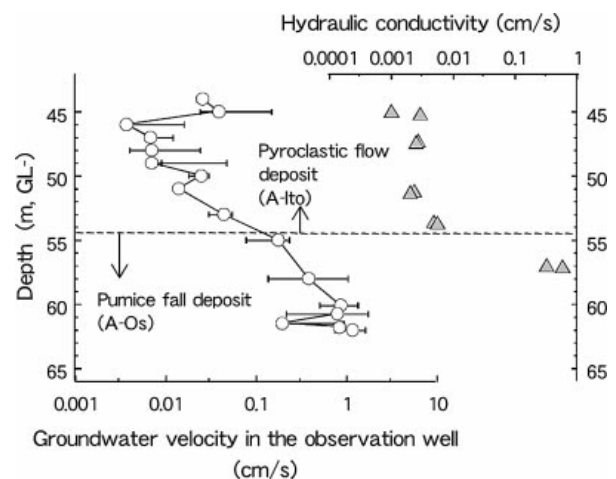


Fig.9 不圧地下水帯水層における透水係数と地下水流速の鉛直分布（W3観測井，2003.12）
Vertical distribution of hydraulic conductivity and groundwater velocity（W3，2003/12）

3 不圧地下水の水位変動と流動

a 地下水位と雨量の関係

W1~W3の観測井における地下水位の変動傾向には類似性がみられた。すなわち、全体としてなだらかな水位変化が観測され、降雨の直接の影響はみられなかった (Fig.8)。また、夏期に低水位が、冬期に最高水位が観測されるように半年程度以上の時間遅れを伴っているという特徴がみられた。

Table 6に示す他の南九州シラス台地の地下水観測井 (九州農政局, 1980) との水位変化特性の比較から、笠野原台地の地下水位変動の特徴は、水位の年最大変化量が1.0~2.0mと小さく、自然水位の深さなどに起因して降雨と水位の最高期のずれが6~9ヶ月と長いことである。一方、他地点の観測井との類似点は、共に降雨の直接の影響が見られない点である。

b 観測井における地下水の流向流速

不圧地下水層における透水係数は、前述の通りA-Ito層とA-Os層で2オーダー程度異なるが、流向流速計による地下水流速の測定においても、同様の違いがみられた (Fig.9)。A-Ito層とA-Os層の境界に近いGL-55mの測定値を除いたA-Os層の平均流速はそれぞれ0.016cm/sと0.58cm/sであった。

地下水の流向は、A-Ito層では深さ毎に流向にばらつきが見られ、一定の傾向は見いだせなかった。また、A-Os層では、A-Ito層との境界に近いGL-55mでの測定値を除くと、GL-60.1m~62.0mの範囲で、北を0°とした時計回りで185°~284°の範囲にあり、一定の傾向が認められた。すなわち、地下水流動は全体的に南西方向への流れであり、地下水等深線図 (阿部ら, 1964) から推定される流動方向と調和している (Fig.4 (b))。

さらに、地盤の透水係数と観測井付近の動水勾配から、

ダルシー式を用いて、A-Os層内のみかけの地下水流速を逆算すると、 $2.3 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ となった。ここで、動水勾配には、Fig.4 (b) の地下水等深線より求めた0.0057を用いた。この値と単孔式流向流速計による観測値 (0.58cm/s) には、約250倍の違いがみられた。

現地で地下水の流向流速測定に用いた単孔式計測器は、CCDカメラにより観測孔内を流れる粒子を追跡することにより水の流れの方向と流速を測定するものであり、原地盤内の地下水の流れを計測するものではない。佐野 (1983) と 初井ら (1989) は、単孔法による地下水測定に関して、観測孔内と原地盤内における地下水の流れの関係を理論的に、あるいは実験的に検討している。それらによると、ボーリング孔中心での流速は、ボーリング孔設置前の多孔性媒体中における浸透流速の3倍になることが示されている。

今回得られた測定結果には、観測井のストレーナー形状や開口率、計測器の形状などが影響していると考えられる。また、A-Os層は良好な透水性を持つ比較的均質な地層であることから、水みち流れの存在は考えにくい。これらのことから、実際のA-Os層の原地盤におけるみかけの流速は、上述したダルシー則による逆算値に近いものと判断される。しかし、A-Ito層とA-Os層の地下水流速の相対関係やA-Os層の流向については、原地盤の実態を反映したものであろう。

4 水質からみた不圧地下水の特徴

観測井における水質および水温の観測・分析結果をFigs.10~12に示す。

観測孔内の鉛直方向の水温と水質の観測結果を見ると、大局的に、A-Ito層とA-Os層で、地下水の水質と水温が異なっていることが分かった (Fig.10)。2層の間

Table 6 シラス台地の地下水位の変化特性
Characteristics of changes of groundwater level at wells in the Shirasu plateau

地点名	位置	地区	深度 GL- (m)	自然 水位 GL- (m)	帯水層* 採水層	地下水型	最低 水位 (m)	水位年最大 変化 (m)	降雨の直接 の影響**	最高期 のずれ (月)	最低期 のずれ (月)	備考
W1	シラス台地面	笠野原	68	66.0	1	不圧	67.1	1.3	×	9	8 - 11	垂水堀
W2	"	"	66	61.8	1	不圧	62.9	2.0	×	9	5	土持堀
W3	"	"	66	43.6	1	不圧	44.6	1.0	×	6	7	旭原
南九1号	"	大隅	130	43.6	1,2	不圧(被圧)	49.1	5.6	×	6.5 - 9	9.5 - 10	九州農政局 (1980)
南九2号	"	輝北	110	25.4	1,2	不圧	29.2	6.6	×	1.5 - 3	5.5 - 6	
南九3号	"	鹿屋原	115	26.8	1,2	不圧・被圧	31.8	5.8	×	3 - 6.5	4 - 9	
南九4号	シラス台地谷部	牧園	140	22.1	1,2	不圧(被圧)	24.2	2.6	×	2.5 - 3.5	4 - 6	
南九5号	シラス台地面	えびの	100	28.7	2,3	被圧	17.3	6.2		1 - 3	4 - 6.5	
検校川ダム	"	国分	40	10	1	不圧	10.5	3.4	×	2.5 - 5.5	5 - 9	
田代ダム	"	財部	70	35.7	1,2	不圧	33.0	6.6	×	0.5 - 2.5	3 - 4	

*帯水層：1:新期軽石流 (A-Ito, A-Osを含む), 2:旧期軽石流, 3:旧期洪積層

**降雨の直接の影響：×：なし, :高水期に若干ある

の地下水には、電気伝導度（EC）や水温で分けられる明瞭な境界が存在し、その境界の位置は、A-Ito層とA-Os層の境界位置（GL-54.5m）より1.5～2.5m程度下方であった。また、水質と水温の鉛直分布を時系列でみると境界の位置が時間的に変化していることが判明した。

簡易採水器によって採水した供試体の水質分析によると、上層（A-Ito層）と下層（A-Os層）の間で、水質ヘキサダイアグラムの形状に大きな違いはないものの、下層は、アニオンでは NO_3^- と SO_4^{2-} が多く、カチオンでは Ca^{2+} が多いという特徴がみられた（Fig.11）。特に硝酸態窒素濃度は、10mg/lを超える高い濃度で検出された。それに対して、上層は硝酸態窒素濃度が低い（1mg/l前後）という特徴がみられた。

一方、Fig.12は、トリリニアダイアグラムによりW3観測井と台地および台地周辺の井水や湧水の水質を湧出

層毎にみたものである。これをみると、W3観測井と同様に、台地地下水において広くA-Ito層とA-Os層における無機イオン構成の違いが確認された。さらに、Fig.12においてA-Os層を取水層とする井戸、湧水の硝酸態窒素濃度は、5～15mg/lの範囲にあり、全般的に濃度が高く、局所的な値のばらつきは小さかった。

これらのことから、少なくとも笠野原台地中央から南部の広い範囲において、台地地下水の水質は、A-Ito層とA-Os層で異なっており、特に、A-Os層では、高い透水性を背景として、地下水の移流分散による混合が進んでいることが推測される。このことは、水平方向の流れが卓越した観測井内で（Fig.9）、層厚が10mを超えるA-Os層の電気伝導度について、層内でほとんど差がみられないこと（Fig.10, (a)）からも確認された。さらに、A-Os層内の電気伝導度は観測時期による変化が小さいことから、水質は明瞭な季節変動を示さず比較的安定している。

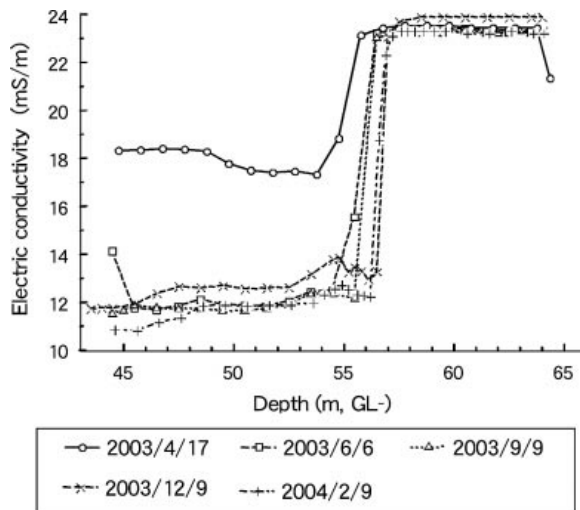
また、Fig.12から、第2地下水の水質は、無機イオンの成分構成の点から、A-Ito層内の地下水に近いことが分かる。

5 台地の地下水涵養機構

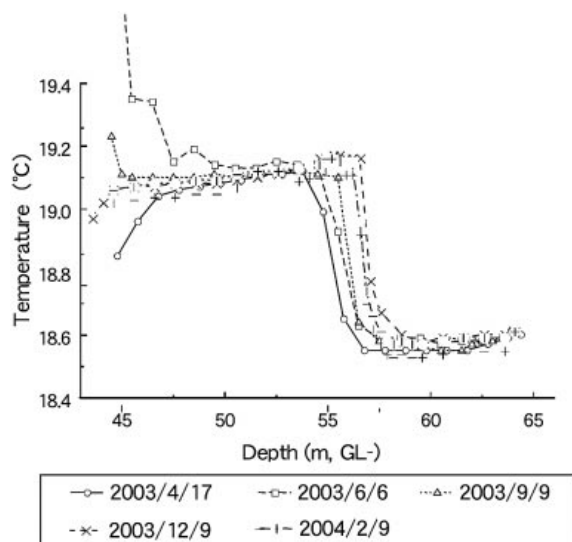
前述のように、笠野原台地の不圧地下水は、台地北部を除いてA-Ito層とA-Os層の2層にわたって賦存している。台地中央のW3観測井付近では、帯水層の厚さが両層とも10m余りとほぼ等しい。ここで、地盤の透水係数が100倍異なるものとする、帯水層中を流れる水の量は、A-Os層の方が100倍多いことになる。A-Os層では高い透水性を示すことや、地下水位等高線および流向流速の測定結果から、A-Os層基底の難透水層の傾斜に沿った水平に近い流れが生じていることが分かる。一方、不圧地下水の流線の検討から容易に推察されるように、地下水面のA-Ito層では、鉛直方向に近い下流傾斜の流れが生じているものと考えられる。この場合、A-Ito層内の地下水は、地下水の流れに対して上流側で対象とする地点のごく近傍を涵養源としていることになる。

また、A-Os層内の地下水は、その地点から上流側の比較的広域を涵養源にしていることが推定できる。そして、A-Ito層内の地下水は、上からの新しい涵養水に押し出されるようにA-Ito層とA-Os層の境界の下方にみられた水温・水質境界に到達し、境界を通じて少しずつ、流動が早い下層地下水に合流するものと思われる。

このことから、上層の硝酸態窒素汚染が見られないA-Ito層中の地下水は、観測井のごく近傍の公園や農地からの涵養であり、また、下層の硝酸態窒素濃度が高い地下水の涵養源は、観測井から上流側の笠野原台地中央から北西部の広域にかけて存在するものと考えられる。さらにW3地点の下層地下水の混合性が良好なことから、比較的高い濃度で含まれる硝酸態窒素の起源はW3地点から、かなり遠方に存在するものと推察できる。



(a) 電気伝導度 Electric conductivity



(b) 水温 Water temperature

Fig.10 観測井の水質・水温の鉛直分布の変化（W3地点）
Temporal changes of vertical profile of water quality and temperature (W3)

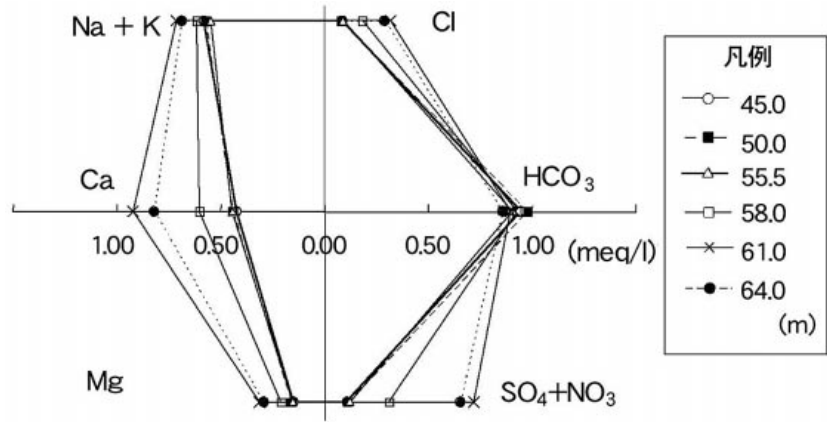
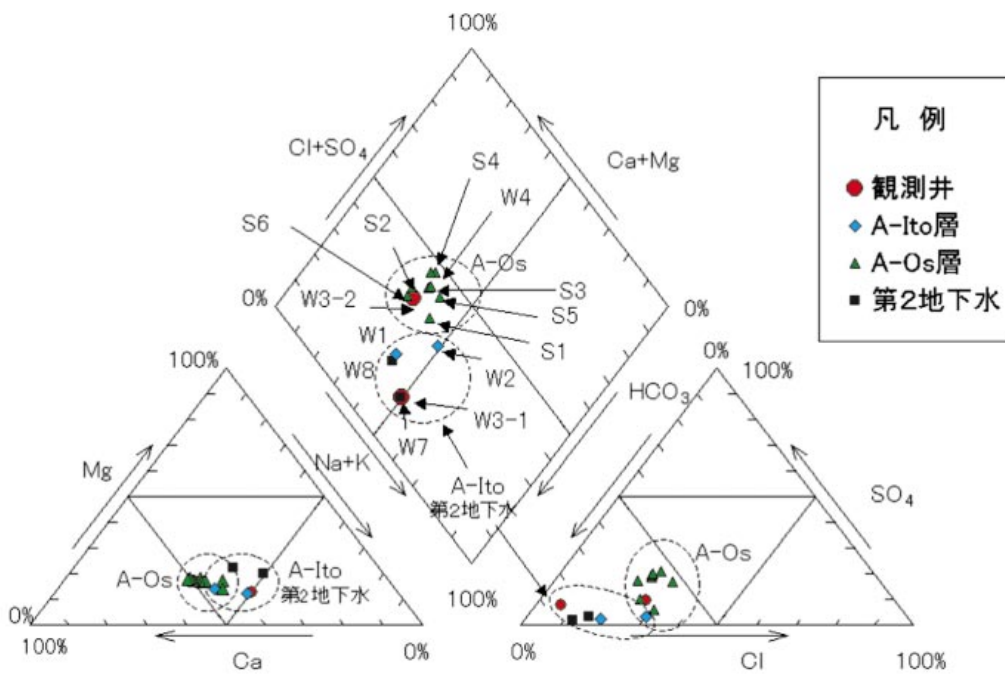


Fig.11 W3観測井における深度別のヘキサダイアグラム (採水日: 2004.2.9)
In-organic ion of groundwater at the observation well (W3, 2004.2.9)



記号	取水層*	種別	採水日**	NO ₃ -N (mg/l)
S1	A-Os	湧水	1	6.3
S2	A-Os	湧水	2	14.4
S3	A-Os	湧水	1	9.5
S4	A-Os	湧水	1	14.9
S5	A-Os	湧水	1	5.4
S6	A-Os	湧水	2	14.0
W1	A-Ito	井戸	1	1.4
W2	A-Ito	井戸	1	3.4
W31	A-Ito	ボーリング (GL-45m)	1	0.5
W32	A-Os	ボーリング (GL-61m)	1	10.0
W4	A-Os	ボーリング	1	13.9
W5	A-Os	ボーリング	1	12.1
W6	A-Os	ボーリング	2	10.6
W7	第2	ボーリング	1	0.3
W8	第2	ボーリング	1	3.7

* A-Os: 大隅降下軽石, A-Ito: 入戸火砕流堆積物, 第2: 第2地下水

** 1: 2004年2月9-11日, 2: 2004年3月4日

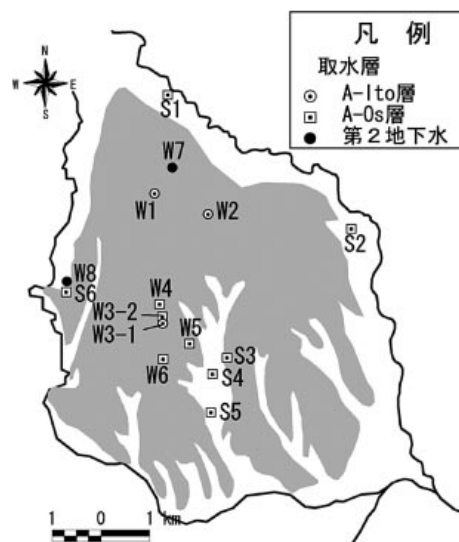


Fig.12 笠野原台地における取水層別の地下水水質
Groundwater quality in the Kasanohara plateau according to aquifers or stratum

結 言

農業や畜産業が水環境に与える影響を流域スケールで定量化を図ることを目的として、本報では、笠野原台地を対象として、地下水観測井における地質および水文・水質調査と地質データベースの構築を行った。その結果、以下に記すような不圧地下水の分布特性や水文地質構造が明らかとなった。

1. 笠野原台地の不圧地下水は、古期ロームまたは粘土層を難透水層として、A-Os層およびA-Ito層中に賦存する。主帯水層を形成するA-Os層は、台地部では比較的平坦で全体としては北西から南東に緩く傾斜しており、南側の肝属川付近では河床下数十mの位置に覆没している。一方、台地中北部の串良川沿いの一部では、難透水層が連続していない部分があり、A-Os層より下に地下水面が存在する。それに伴い崖線の一部では溶結凝灰岩の亀裂中からの湧水がみられる。
2. A-Os層は、粒径の淘汰が良く、透水係数が 4×10^{-1} (cm/s)、間隙率が70%以上、さらに地下水流動や貯留に關与する粗間隙が50%程度と良好な帯水層を形成する。一方、A-Ito層は、透水性がA-Os層と比べて2オーダー低い。またA-Ito層は層厚が極めて厚く、W3地点で50mを超えているが、コア観察から明瞭な成層構造は認められず、地層の上下でコアの物理性に大きな違いはない。
3. 笠野原台地の地下水位は、降雨と水位の最高期のずれが6~9ヶ月、最低期のずれが5~11ヶ月あり、降雨との敏感な呼応関係は認められない。また、一年間の最高と最低水位の差が1~2mと他地区のシラス台地の地下水変化と比べて小さい。
4. 地下水の水質と水温には成層構造が認められた。水質・水温境界の深さはA-Ito層とA-Os層の境界より下方1.5~2.5mの範囲にあり、その位置は時期により変動している。水質では、無機イオンの成分バランスから、A-Ito層と第2地下水の水質は似ており、硝酸態窒素による汚染がより進んだA-Os層の水とグループ分けされる。この成層構造は台地で広くみられ、それは台地の水理地質構造に起因する。
5. A-Ito層内の地下水の涵養源は、その地点近傍の比較的狭い範囲に限られる。また、A-Os層内の水平および鉛直の混合性は良好であり、A-Os層内の地下水はその地点から上流側の広い範囲を涵養源に持つと考えられる。

参考文献

- 1) 阿部雅雄・河原田礼次郎 (1964) : シラス地帯の地下水特性に関する研究 第一報 水理地質と地下水調査の概況, 鹿児島大農学術報告第15号, 47-66
- 2) 河原田礼次郎・若松千秋 (1972) : シラ

ス地帯の地下水特性に関する研究 第三報 笠野原台地地下水についての考察 - (補足), 鹿児島大農学術報告第20号, 287-295

- 3) 荒牧重雄 (1979) : 火山噴出物 (第5章), 岩波講座地球科学7「火山」, 149-153
- 4) (1983) : 始良カルデラと入戸火砕流, 月刊地球, 5 (2), 83-92
- 5) Aramaki, S. (1984) : Formation of the Aira caldera, Southern Kyushu, 22,000 years ago, *J. of Geophysical Res.*, 89, 8485-8501
- 6) 橋本知義・古江広治・久保田富次郎 (2004) : 地下水面に至る深層土壌における窒素代謝関連微生物群の動態解明, 九州農業研究, 66, 79
- 7) 廣岡知・石橋利久・大柳雅寒・吉沢正夫・稲崎富士 (2004) : P波ランドストリーマーを用いた浅部地盤構造調査, 2004年度物理探査学会講演要旨集, 107-110
- 8) 井上弦・松元順・餅田利之・長友由隆 (2004) : 笠野原台地に発達する累積性黒ボク土断面の土壌モリス, 鹿児島県農業試験場研究報告32, 99-108
- 9) 板垣治・上山秋雄 (1988) : 地下水位下のしらす層にトンネルを掘る 肝属川鹿屋分水路, トンネルと地下, 19 (12), 7-14
- 10) 金子良 (1957) : 農業水文学, 土木雑誌社, 88-102
- 11) Kobayashi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) : Thickness and grain size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera., *Bull. of Volcanological Soc. of Japan*, 28, 129-139
- 12) 九州農政局 (1980) : 宮崎・鹿児島地区水理地質図説明書 (付: 宮崎・鹿児島地区水理地質図)
- 13) (1974) : 南九州シラス地帯の水源開発, 南九州地域水源開発計画調査報告書, 87-88
- 14) 町田洋・新井房夫 (1992) : 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 276, 東京大学出版会
- 15) 松元順・餅田利之 (2001) : 南九州の笠野原台地周縁における水質実態, 土壤肥料学会講演要旨集 47, 202
- 16) 三井嘉都夫・桑原正見 (1959) : 鹿屋市周辺の地下水, 資源科学研究所彙報49, 50-58
- 17) 桑原正見 (1960) : 鹿屋市周辺の地下水第2報, 資源科学研究所彙報52-53, 95-103
- 18) 桑原正見 (1961) : 鹿屋市周辺の地下水第3報, 資源科学研究所彙報52-53, 137-139
- 19) 初井和朗・神野健二・上田年比古・本村浩志・平野文昭・本田保 (1989) : ポーリング孔内の地下水流れに関する実験的研究, 地下水学会誌31 (1), 13-18
- 20) 中野政詩・雨宮悠・武藤勲・塩沢昌・中村忠春

- (1981) : 宮崎県東諸県郡塚原シラス台地の水文地質構造 シラス地帯における土の特性と水の動態 () , 農土論集93, 7-12
- 21) 成尾英仁・小林哲夫 (2002) : 鬼界カルデラ, 6.5kaBP噴火に誘発された2度の巨大地震, 第四紀研究41-4, 287-299
- 22) 奥野充 (2002) : 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究, 第四紀研究41-4, 225-236
- 23) 斎藤敬三・丸山裕一 (1976) : 肝属川周辺の水理地質の研究, 応用地質17-2, 45-54
- 24) 佐野理 (1983) : 多孔性媒質中に穿った円柱状の空洞を過ぎる粘性流 - 単孔法による地下水流測定への応用 - , ながれ2, 252-259
- 25) 塩沢昌・中野政詩 (1981) : 不飽和層の排水過程としての地下水涵養機構, 農土論集92, 35-42
- 26) Suzuki, K. and Ui, T. (1982) : Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan, *Geology*, 10, 429-432
- 27) 高橋努・師岡文恵・井川寿之・山本晃・才田進 (2003) : 鹿児島県笠野原台地周辺の水文地質と地下水の硝酸性窒素汚染, 日本応用地質学会, 平成15年度研究発表会講演論文集, 365-368
- 28) 多田文男・三井嘉都夫 (1952) : 東大地理学研究, 2, 27-34
- 29) Kobayashi, T., Hayakawa, Y., and Aramaki, S. (1983) : Thickness and Grain-size Distribution of the Osumi Pumice Fall Deposit from the Aira Caldera, *Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.2* Vol.28 No.2, 129-139
- 30) 横山勝三 (2000) : 鹿児島県笠野原台地の地形と生成過程, 地形21-3, 277-290
- 31) (2003) : シラス学 九州南部の巨大火砕流堆積物, 古今書院, 126-131

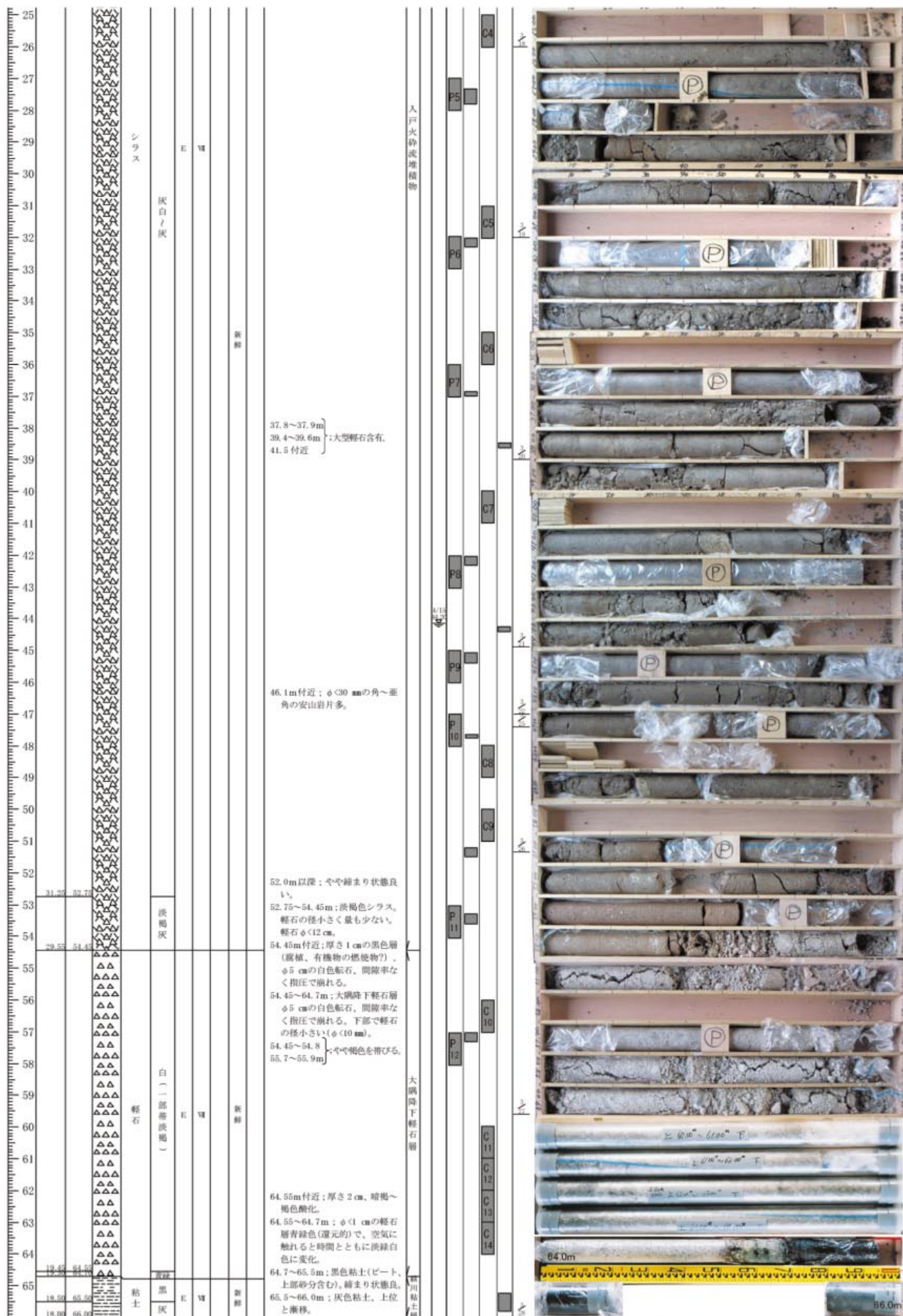
Hydrogeological Features of Kasanohara Plateau based on Water Quality and its Circulation

KUBOTA Tomijiro, MASUMOTO Takao, MATSUDA Shuh, FURUE Koji

Summary

This paper studies hydrogeological features at a volcanic plateau "Kasanohara", Kagoshima, Japan, where the deterioration of water environment caused by agricultural activities has been actualized. Especially, the hydrological properties of aquifers, vadose zone and the geographical distribution of geological properties are analyzed by using the results of geological boring survey, hydrological observations and the construction of geological database based on information collected. As a result, the following hydrogeological features of the plateau were found: i) Hydraulic and physical properties of stratum were quantified; ii) The distribution of impermeable layers of unconfined groundwater in the plateau was quantified as the form of figure illustration; iii) The changes of the groundwater levels at three observation wells are smaller than those of other wells outside of the area although geological conditions are similar; iv) There is a stratification structure of groundwater quality and nitrate pollution in the lower layer.

Keywords : unconfined groundwater, shirasu, pyroclastic flow deposit, nitrate nitrogen, hydrogeology, groundwater pollution, geological database



一軽石層基底部拡大



肝属川流域の水理地質特性

1 ボーリングコア (W3地点) の物理・化学性

物理性

深さ (GL-m)	層序	真比重*	固相率 (%)	気相率 (%)	体積 含水率 (%)	間隙率 (%)	粒径区分(%)						飽和透水係数 (cm s ⁻¹) (括弧内は深さm)
							粘土	シルト	細砂	粗砂	礫		
							0.002 >	0.002	0.02	0.2	2	8mm	
9.2-9.8	入戸火砕流(A-Ito)	2.508	37.3	34.2	28.5	62.7	2.5	9.7	35.1	42.3	8.6	1.8	0.0016(9.3)
13.5-13.8	入戸火砕流(A-Ito)	2.466	37.5	35.8	26.6	62.4							0.0066(13.6)
17.5-17.9	入戸火砕流(A-Ito)	2.422	36.7	32.1	31.1	63.2	0.3	6.7	39.7	39.1	10.2	4.0	0.0017(17.6)
22.1-22.4	入戸火砕流(A-Ito)	-	38.3	29.0	32.6	61.6							0.0014(22.3)
27.3-27.8	入戸火砕流(A-Ito)	-	39.3	27.1	33.6	60.7	0.3	5.9	34.7	43.9	15.2	4.0	0.0019(27.8)
32.0-32.3	入戸火砕流(A-Ito)	-	37.1	26.1	36.9	63.0							0.0040(32.0)
36.4-36.9	入戸火砕流(A-Ito)	-	38.9	28.6	32.6	61.2	0.5	8.2	38.5	45.9	4.9	2.0	0.0032
42.0-42.3	入戸火砕流(A-Ito)	-	39.5	28.6	31.9	60.5							0.0016(42.0)
45.1-45.4	入戸火砕流(A-Ito)	2.403	43.5	-	-	56.5	0.3	8.1	30.9	33.4	22.5	4.7	0.0010(45.1)
47.4-47.6	入戸火砕流(A-Ito)	-	42.2	-	-	57.8	0.4	6.9	36.1	40.0	10.6	6.0	0.0026(47.4)
51.2-51.5	入戸火砕流(A-Ito)	-	45.5	-	-	54.5							0.0023(51.3)
53.3-53.6	入戸火砕流(A-Ito)	2.411	40.9	-	-	59.1	0.4	9.2	50.0	37.2	3.1	0.0	0.0052(53.7)
57.0-57.3	大隅降下軽石(A-Os)	2.258	26.8	-	-	73.3	0.1	1.3	3.8	49.5	28.8	16.5	0.58(57.2) 0.32(57.1)

* 真比重は、篩分けにより2mm以下の粒径画分を対象に分析した。

化学性

深さ (m)	層序	pH	EC (dS m ⁻¹)	NO ₃ -N (mg kg ⁻¹)	CEC (cmol _c kg ⁻¹)	T-C (g kg ⁻¹)	T-N (g kg ⁻¹)	Ca (cmol _c kg ⁻¹)	Mg (cmol _c kg ⁻¹)	K (cmol _c kg ⁻¹)
0.20 - 0.30	黒ボク・クロニガ混層	5.13	0.19	13.9	45.2	117.81	4.71	1.49	0.33	0.25
1.15 - 1.25	埋没腐植層	5.26	0.03	16.3	19.3	37.58	1.30	2.68	0.49	0.20
2.30 - 2.40	褐色ローム層	5.62	0.03	5.5	11.0	3.53	0.25	1.74	0.55	0.18
21.4 - 21.5	入戸火砕流(中間層)	6.16	0.01	2.5	2.6	0.08	0.07	1.72	0.52	1.10
38.4 - 38.5	入戸火砕流(地下水面上)	6.06	0.01	4.8	2.1	0.06	0.07	0.73	0.34	0.72
44.2 - 44.3	入戸火砕流(地下水面下)	5.99	0.01	5.5	1.7	0.08	0.07	0.64	0.32	0.23
65.2 - 65.8	被川粘土層(難透水層)	5.79	0.08	2.9	41.4	45.1	1.90	10.95	5.60	1.44

2 観測井(W3)における地下水流向流速の観測値*

深さ (m, GL-)	層序	流向** (度)	流速(cm s ⁻¹)			観測粒子数 n
			平均***	最大	最小	
44.0	入戸火砕流(A-Ito)	235	0.026	0.028	0.022	13
45.0	入戸火砕流(A-Ito)	217	0.039	0.148	0.024	14
46.0	入戸火砕流(A-Ito)	103	0.0037	0.016	0.004	7
47.0	入戸火砕流(A-Ito)	351	0.0068	0.012	0.006	8
48.0	入戸火砕流(A-Ito)	116	0.0070	0.024	0.004	16
49.0	入戸火砕流(A-Ito)	184	0.0070	0.047	0.009	24
50.0	入戸火砕流(A-Ito)	196	0.025	0.030	0.018	3
51.0	入戸火砕流(A-Ito)	251	0.014	0.015	0.013	3
53.0	入戸火砕流(A-Ito)	332	0.044	0.054	0.030	3
55.0	大隅降下軽石層(A-Os)	82	0.18	0.231	0.077	11
58.0	大隅降下軽石層(A-Os)	215	0.38	1.029	0.136	10
60.1	大隅降下軽石層(A-Os)	222	0.86	1.338	0.502	4
60.8	大隅降下軽石層(A-Os)	186	0.79	1.720	0.214	7
61.5	大隅降下軽石層(A-Os)	213	0.19	0.926	0.198	5
61.8	大隅降下軽石層(A-Os)	284	0.84	0.836	0.836	1
62.0	大隅降下軽石層(A-Os)	237	1.12	1.606	0.736	2

* 測定日：2003年12月10日，測定機器：CTIS社，PZ1005

** 流向は北を0°とした時計回りの角度

*** 平均流速は幾何平均であるため必ずしも最大値と最小値の間にあるとは限らない。

ID	地理座標 ²⁾ (公共座標, m)		地質 ³⁾ 情報種別	標高(m, T.P)					
	X	Y		地盤	地下水位	A-Os ⁴⁾ 上端	A-Os 下端	砂礫 上端	基盤岩 上端
3404	-13477	-183694	電探						-12.0
3405	-14505	-183190	電探						-53.0
3406	-14993	-182879	電探						-59.0
3407	-16042	-182904	電探						3.0
3408	-15450	-183264	電探						-21.0
3409	-14044	-184276	電探						-26.0
3410	-14831	-183803	電探						3.0
3411	-12499	-185350	電探						3.0
3415	-15270	-185197	電探						-32.0
3707	-12051	-176853	ボ	79.0	36.3				
4201	-5169	-172743	ボ	61.7		46.2	37.5		
4202	-5343	-172801	ボ	31.7	16.2	25.7	20.2		
4203	-6718	-172696	ボ	69.9	53.9	66.1	58.3		
4204	-5238	-172765	ボ	18.7	16.5				
4303	-9356	-170806	ボ	61.7	56.7	60.9	56.4		
4304	-9352	-170702	ボ	31.6	28.6				
4305	-9278	-170412	ボ	55.5	44.4				
4405	-6365	-164224	ボ	129.2	119.0				
4406	-6500	-163284	ボ	176.7	156.4				
4409	-6279	-161300	ボ	150.1	143.5				
4501	-4971	-159397	ボ	173.8	159.6				
4503	-4379	-158384	ボ	163.7	155.8				
4504	-3952	-157770	ボ	164.0	154.8				
4505	-3396	-157010	ボ	176.4	166.3				
5101	-12816	-179768	ボ	53.7	18.1	-21.3	-26.3		
5102	-13075	-179162	ボ	58.1	23.5	-18.0	-25.9		
5103	-12903	-179287	ボ	56.5	19.8	-19.6	-28.6	-28.6	
5104	-12724	-179558	ボ	55.3	19.0	-21.4	-28.6	-28.6	
5105	-13190	-178671	ボ	20.8	19.9	-10.1	-20.0	-21.6	
5106	-13366	-178497	ボ	19.4	19.1	15.2	12.8		
5107	-13355	-178483	ボ	52.0		25.1	12.2		
5108	-13247	-178643	ボ	24.3	20.8	-5.2	-19.2		
5109	-12571	-180269	ボ	41.1	20.8	-5.6	-8.6		
5110	-12591	-180244	ボ	31.2	16.1	11.4	6.4		
5111	-12596	-180007	ボ	48.6	18.1				
5201	-13375	-177270	ボ	31.2	23.3	13.9	9.4		
5202	-13306	-177306	ボ	44.7	30.4	39.5	30.1		
5203	-14261	-176820	ボ	77.8		52.7	43.9		
5204	-14676	-177346	ボ	70.7		65.5	67.4		
5205	-14152	-180121	ボ	22.8	19.5	4.0	-1.4		
5206	-13469	-178279	ボ	21.4	20.2	13.8	5.6		
5209	-10904	-181542	ボ	11.5	7.8	-4.6	-10.3		-21.1
5210	-9172	-185523	ボ	10.7	10.7	-16.9	-22.9		
5212	-17295	-179101	ボ	119.2		116.3	109.4		
5213	-17097	-179030	ボ	117.1		114.1	107.8		
5214	-15874	-178034	ボ	67.9	47.3	34.1	25.5		
5215	-13286	-178574	ボ	21.2	19.4	-5.6	-17.6		
5216	-13377	-178460	ボ	21.9	18.7	7.0	-3.7		
5217	-13416	-178779	ボ	21.5	18.8	21.5	20.0	-16.2	
5218	-13548	-179781	ボ	33.2	16.4	29.0	22.2	-14.1	
5219	-14585	-179107	ボ	36.0	30.3	23.2	15.3		
5220	-13371	-179532	ボ	55.9	17.4	24.0	17.4		
5221	-13364	-179173	ボ	58.4	19.9	13.4	2.9		
5222	-16207	-178317	ボ	69.8	41.0	58.6	50.0		22.2
5223	-12818	-179430	ボ	55.9	20.4	-10.4	-19.5		
5224	-12856	-178998	ボ	59.8	22.8	-1.9	-10.9		
5304	-5169	-184233	ボ	13.7					-36.1
5305	-3518	-179613	ボ	5.8	2.4				
5306	-4648	-183238	ボ	10.9	6.0				
6001	-11818	-169806	ボ	179.6	90.1	73.1	62.3		
6002	-11773	-169734	ボ	169.6	93.1	80.6	69.6		

ID	地理座標 ²⁾ (公共座標, m)		地質 ³⁾ 情報種別	標高(m, T.P)					
	X	Y		地盤	地下水位	A-Os ⁴⁾ 上端	A-Os 下端	砂礫 上端	基盤岩 上端
6003	-11903	-169219	ボ	160.6	105.0	99.6	86.7		
6004	-11558	-168660	ボ	125.4	87.1	110.0	98.9		
6005	-11481	-169549	ボ	111.8	85.2	80.8	63.2		
6006	-11668	-169164	ボ	144.4		99.4	90.4		
6007	-13655	-175853	ボ	40.0	39.0	34.3	27.6		8.0
6008	-12444	-181274	ボ	18.8		-26.2	-32.7		
6009	-12983	-180988	ボ	16.6		-21.4	-29.1		
6010	-13320	-180656	ボ	14.9		-18.1	-25.1		
6011	-12024	-183205	ボ	14.6		10.8	8.2		
7001	-4480	-173740	ボ	42.8		41.0	38.1		35.3
7002	-4399	-173705	ボ	15.5					6.8
7003	-4354	-173637	ボ	15.8					9.5
7004	-4314	-173582	ボ	41.2					28.5
7006	-5217	-174014	ボ	40.9	28.4	21.4	11.8		
9001	-10437	-172969	井戸		62.2				
9002	-9314	-174085	井戸		49.6				
9003	-7237	-174141	井戸		50.1				
9004	-8899	-175583	井戸		43.4				
9005	-10749	-177399	井戸		32.5				
9006	-10397	-179080	井戸		26.2				
9007	-8136	-176033	井戸		42.4				
9008	-8598	-171708	井戸		39.3				
9009	-5807	-172464	井戸		44.9				
9010	-4433	-177203	井戸		10.5				
9011	-8375	-178578	井戸		13.9				
9012	-13582	-178390	井戸		19.6				
9101	-12040	-180986	ボ	14.0	16.0				
15001	-5350	-173263	湧水	18.0	18.0	23.0	18.0		
15002	-4891	-174067	湧水	21.0	21.0	26.0	21.0		
15003	-10330	-170096	湧水	62.0	62.0	67.0	62.0		
15004	-11231	-169266	湧水	67.0	67.0	72.0	67.0		
15005	-6672	-172470	湧水	32.0	32.0	37.0	32.0		
15006	-5842	-177579	湧水	20.0	20.0	25.0	20.0		
15007	-8560	-177138	湧水	22.0	22.0	27.0	22.0		
15008	-8648	-177218	湧水	21.0	21.0	26.0	21.0		
15009	-8575	-177888	湧水	19.0	19.0	24.0	19.0		
15010	-9004	-178374	湧水	18.0	18.0	23.0	18.0		
15011	-9089	-178623	湧水	16.0	16.0	21.0	16.0		
15012	-9048	-179513	湧水	17.0	17.0	22.0	17.0		
15013	-9002	-181577	湧水	9.8	9.8	14.8	9.8		
15014	-8907	-181891	湧水	10.0	10.0	15.0	10.0		
15015	-9044	-181721	湧水	10.0	10.0	15.0	10.0		
15016	-13179	-178170	湧水	23.0	23.0	28.0	23.0		
15017	-13332	-175941	湧水	41.0	41.0	46.0	41.0		

注:

1) 本表では作成した地質DBのレコードのうち、地下水位、A-Os層上端または下端、基盤岩上端の各標高のいずれかのフィールドに空でないデータがあるものを抜粋して掲載した。

2) 地理座標：公共座標系、系（日本測地系）

3) 地質情報種別の凡例：

ボ：ボーリング、電探：電気探査、露頭：地質露頭、湧水：湧水地点露頭

4) A-Os：大隅降下軽石層