

筑波大学
第一学群自然科学類 水文学野外実験 B
大学院生命環境科学研究科地球環境科学専攻 水文科学野外実験
「山体の水・物質循環を探る」



2004年11月24日～29日

不知火水文物質循環試験流域

筑波大学大学院生命環境科学研究科水文科学研究室
熊本大学理学部水文学研究室

自然学類 水文学野外実験 B (C44 0803)
生命環境科学研究科地球環境科学専攻 水文科学野外実験 (02AA251)
「山体の水・物質循環を探る」

日程: 2004年11月26日(金)~11月29日(月)(自然学類)

2004年11月24日(水)~11月29日(月)(大学院生命環境科学研究科)

対象地域: 不知火水文物質循環試験流域(熊本県宇土郡不知火町松合近郊)

対象学生: 第一学群自然学類地球科学専攻3年生, 大学院生命環境科学研究科1年生

引率教員: 田中 正 教授・辻村真貴 講師・飯田真一 準研究員

アシスタント: 川上貴宏君(M2)・増淵 健君(M2)・岩上 翔君(B4)・福島興征君(B4)

協力: 熊本大学理学部水文学研究室・嶋田 純 教授・井川怜欧君(M2)・大角京子さん(M2)・

樋口覚君(M2)・井上大輔君(M1)・佐藤 壮君(M1)・高本尚彦君(B4)

三重大学教育学部水文学研究室・宮岡邦任 助教授(11/24~27)

(株)興和・坂東和郎 氏(11/24~26: 電気探査・比抵抗トモグラフィ技術指導)

宿舎: ホテルプラザ不知火(869-0562 熊本県宇土郡不知火町大字長崎4205-3 / Tel: 0964-42-3111 /

Fax: 0964-42-3200)(ルームチャージ3990円, 朝食840円, 昼食530円, 夕食1200円)

目的:

火山岩からなる山体を対象とし, 源流域(0.01 km²)から中流域(5 km²)スケールにおける降雨流出過程および地下水流動系を明らかにするための水文観測手法, およびトレーサー手法の基礎に関する実地演習を行うことを目的とする。

予定:

11月24日(水): 11:50: 熊本空港, 熊本大学理学部: 機材積み込み, 現地: 状況確認・メンテナンス等, 夕方宿舎

11月25日(木): 午前: 源流域(マムシ谷)において電気探査および貫入試験
午後: 奥左右衛門流域(みかん畑), 海岸部において電気探査および貫入試験

11月26日(金): 午前: 北側(宇土側)源流域において電気探査および貫入試験
午後: データ整理・解析

16:30: 自然学類学生・JR 鹿児島本線・松橋駅集合(送迎バス)

11月27日(土): 午前: 流域全体の概観, 水文観測施設の見学
午後: 湧水・河川水の流量観測および水サンプリング(6班体制)

11月28日(日): 午前: 湧水・河川水の流量観測および水サンプリング(6班体制)
15:00~: データ整理・解析・まとめ

11月29日(月): 午前中: 現地(松橋駅)解散

備考:

熊本空港 - 熊本駅間の所要時間は、約 50 分。JR熊本駅から松橋駅までは、JR鹿児島本線普通列車で、所要約 15 分。熊本駅発 16:00, 16:12の列車がある。

観測項目:

- 電気探査 (大学院)
- 貫入試験 (大学院)
- 河川・湧水流量観測 (容積法・流速測定法)
- 地下水位観測
- 水サンプリング (水温・電気伝導度・pH 測定)
- 既存観測施設 (湧水・地下水位計, テンシオメーター, 間隙空気圧計など) のメンテナンスおよびデータ回収補助

持ち物:

フィールドを歩ける服装 (長袖, 長ズボン, 軍手, 帽子, 長靴など), 雨具 (傘, 雨合羽), フィールド・ノート, 筆記用具 (数色のペン, 定規など), 電卓, 保険証コピー, 日用品

連絡先 (辻村真貴):

研究室: 総合研究棟 A 301; Tel/Fax: 029-853-2568; Cellular phone: 090-8077-5036;

E-mail: mktsuji@atm.geo.tsukuba.ac.jp

I. 序論:なぜ山体の水・物質循環か？

1. 水資源としての山体基盤岩地下水

21世紀は爆発的な人口増加と温暖化に伴う水文環境の変化により、確実に新たな水資源開発の必要性が増大しているにも関わらず、抜本的な解決策は見いだされていない。その中で地下水は多くの国、地域にとってその経済的發展段階によらず必要不可欠なものである。およそ20億人の人々、多数の産業施設、そして農業従事者が水供給源としての地下水に依存しているのである（第3回世界水フォーラム最終報告書）。

我が国における従来の地下水取水対象は、主に第3紀、第4紀の未固結層からなる帯水層であった。しかし、これらの帯水層はその取水の容易さからほぼ開発し尽くされた感があり、また昭和40年代ほどではないにしても、関東地方中部においては現在でも地下水の過剰揚水に伴う地盤沈下が問題となっている（安原，2003）。さらに年降水量が2000 mm/yを超える九州地方のような地域においても、夏期の渇水対策はほぼ毎年の課題となっている。こうした状況を鑑み、新たな水資源開発の必要性が増大しており、安定水源としての地下水資源に多くの期待が寄せられている。

欧米では、基盤岩中の地下水を主要帯水層として利用している例が多い。我が日本列島は変動帯に位置するため地形起伏が大きく、また温帯湿潤気候区に属することから水循環のフラックスも大きい。このような場の条件下では、透水性が低い山体基盤岩中においても、渇水比流量程度（数 mm/day）の涵養量をもつ地下水の存在が予想される。さらに基盤岩地下水は地表の流域境界を越えた山体規模の広い集水域からなるため、基盤岩中に空洞を開削しある程度の貯留性を確保することによって、例えば沖積平野や洪積台地の発達に乏しい地域、あるいは離島などにおける水資源として、量的に十分な役割を果たすことが期待される。しかしながら、従来山体基盤岩中の地下水資源を科学的調査に基づいて評価した例は、我が国においては少ない。

2. 流出発生機構における山体基盤岩地下水

2-1. 斜面土層中の地中水の役割

従来水文学における最も重要な研究課題は、「流域に雨が降ったら、その水はどのような経路を経て川へ流れ出すか？」、すなわち流出発生機構を解明することにあると言われてきた（榎根，1991）。1970～1980年代

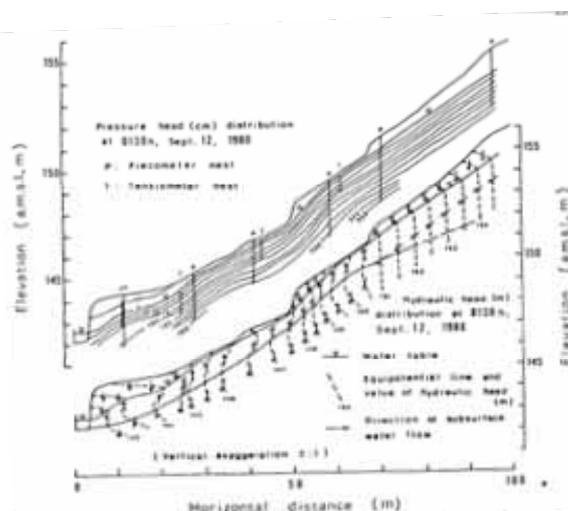


図2. 降雨流出時における斜面地中水ポテンシャル

実測例 (Tanaka *et al.*, 1988).

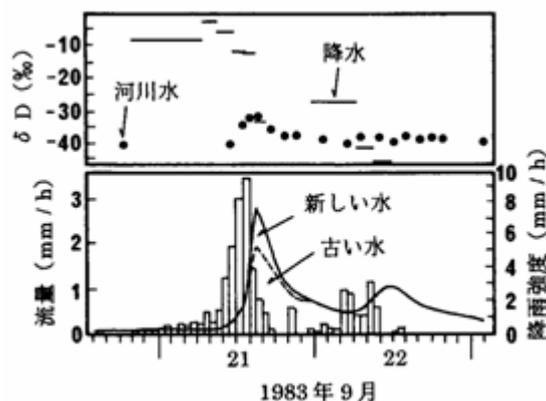


図1. ²Hを用いた洪水ハイドログラフ成分分離の例

(Sklash *et al.*, 1986).

にかけ、おもに森林水文学、斜面水文学の研究者達によって、山地源流域を対象とした降雨時の流出発生機構に関するフィールド観測が精力的に行われた (Tanaka *et al.*, 1988; 恩田ほか, 1996; Anderson and Burt, 1990)。こうして得られた成果の中で、もっとも重要であったのは、「温帯湿潤地域の森林

植生がある山地流域では、降雨流出時の河川水を構成する主要な成分は、降雨以前から流域に貯留されていた地中水成分である」という事実である（辻村・田中，1996）。

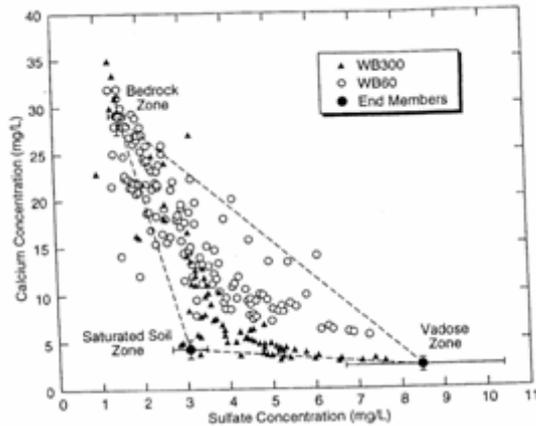


図 3. SO_4^{2-} と Ca^{2+} を用いた土壤水成分，基盤岩地下水成分，斜面地下水成分解析（Mulholland, 1993）。

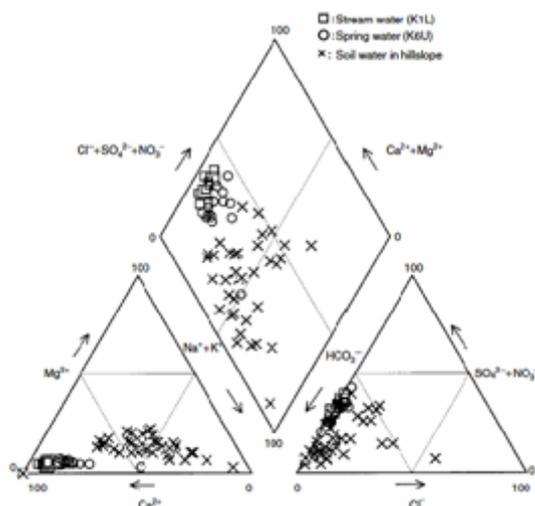


図 4. 河川水，基盤岩湧水，土壤水の水質特性の違い（Tsujiura, *et al.*, 2001）。

Tennessee州にある山地小流域において、 Ca^{2+} と SO_4^{2-} をトレーサーに用い、河川水の成分分離を行った結果、基盤岩地中水成分が河川水に占める割合は、無降雨時で 60 %，降雨時では 40 % に相当することを示した。また Tsujiura *et al.* (2001) は、長野県伊那谷の堆積岩からなる山地流域を対象に、溶存成分トレーサー解析を行い、河川水のほぼすべては一度基盤岩内を流動してきた地下水成分によって構成されていることを示唆した。図 4 は、河川水の溶存イオン組成が、土壤水のそれとは全く異なり、基盤岩から流出してきた湧水のそれに相当することが示されている。

Sklash *et al.* (1986) は、図 1 に示されているように、ニュージーランドの Maimai 試験流域において、 ^2H をトレーサーに用い降雨流出時における河川水の 75 ~ 90 % は、地中水成分によって占められていることを明らかにした。そのほか、温帯湿潤各地の山地森林流域において同種の観測結果が得られ、降雨流出時における地中水の重要性は、温帯湿潤域において得られた普遍的経験則として捉えられるようになった（辻村・田中，1996）。

しかしここで言う地中水とは、おもに土層中において流動するそれが対象であった。図 2 に多摩丘陵において観測された降雨時における、斜面土層中の地中水ポテンシャル分布である。降雨ピーク時には、斜面のかなりの部分で、斜面側方への地中水の流れが発生していることが示されている。この図は、斜面土層中の地中水が降雨流出において重要な役割を果たすことを示している。その他、太田ほか（1990）、辻村（1993）、窪田ほか（1987）など、斜面土層地中水の役割に関する観測事例は多い。

2-2. トレーサーからみた基盤岩地下水の役割
一方で、降雨流出時の河川水に対して基盤岩地下水の役割を重要視する報告が、近年なされている。Mulholland (1993) は、USA、

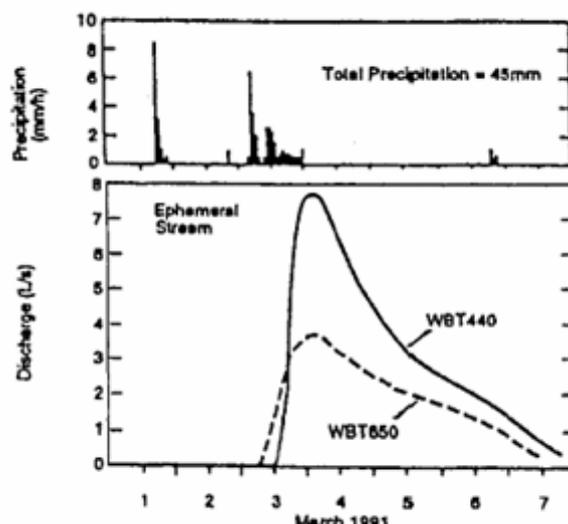


図 5. 降雨に伴う流出ピークの遅れ（Mulholland, 1993）。

2-3. ハイドログラフからみた基盤岩地下水の寄与

トレーサーによるアプローチを基礎に、河川水における基盤岩地下水の寄与を論ずる研究とともに、流出のハイドログラフから、降雨流出時の基盤岩地下水の役割を検討する成果も出ている(恩田・小松, 2001)。先に引用した Mulholland (1993)では、図5に示すように、降雨に対して流出の応答が1日以上遅れるデータが示されている。従来小流域におけるこのような流出応答の遅れは、斜面土層が厚いところで、土層内の地中水が側方浸透する際に生ずる time lag で説明されてきた。しかし恩田・小松(2001)は、土層がきわめて薄い斜面からなる小流域においても、降雨流出の時間的な遅れが生じていることから、このような場の条件下では、基盤岩中を流れてきた地下水が流出の遅れを生じさせる可能性があることを示している。Tsujiura *et al.* (2001)が対象としている流域でも、土層の厚さは平均1 m 以下ときわめて薄く、降雨に対して河川流出の応答が半日程度遅れる傾向が観測されている。

2-4 地下水ポテンシャルからみた山体基盤地下水の重要性

山体内部の地下水ポテンシャルを直接測定するというアプローチも、わずかながらなされている。嶋田(2001)は花崗岩からなる小島において、山体基盤までを含めた地下水のポテンシャルを実測した(図6)。この図から、山頂部から海岸線に向かう地下水流動が、山体基盤岩内部においてもかなり深部まで到達していることが明瞭である。

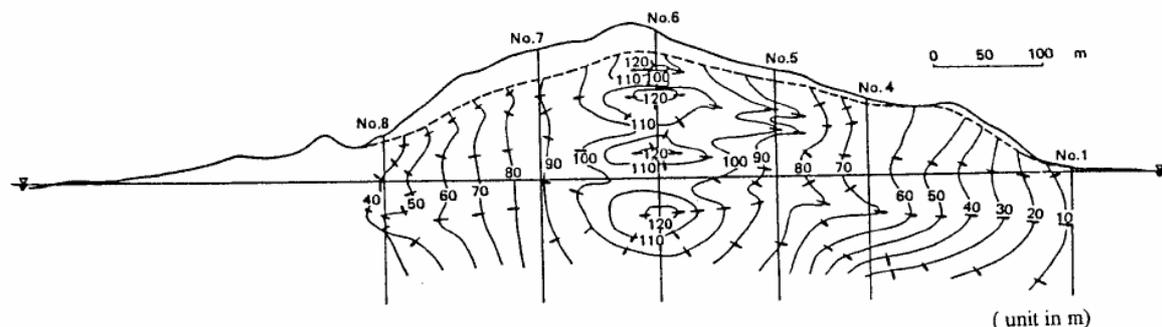


図6. 花崗岩からなる小島において観測された、基盤岩中の地下水ポテンシャル(嶋田, 2001)。

3. 何が問題か？

以上のように、山地流域の水循環において山体基盤岩地下水が非常に重要であることは、内外の水循環研究においても、最近注目を浴びている。2000年にハワイで行われた“US-Japan Joint Seminar on the Hydrology and Biogeochemistry of Forested Catchments organized by J.J. McDonnell and T. Tanaka”では、山体基盤岩地下水に対して、Onda *et al.* (2001)や Tsujiura *et al.* (2001)の発表に関し、量的・質的な面からより注目しなければならないという意見が相次いだ。また同年日本水文科学会のシンポジウム「山地流域の降雨流出過程と山体地下水」(コンピーナー：小野寺真一・辻村真貴)では、水文学研究の今後の一つの重要な課題として、山体基盤岩地下水が取り上げられた。

しかしこれまで、山体基盤岩地下水に関する報告は、流出ハイドログラフ、トレーサー・アプローチ、地下水ポテンシャルの実測など、個別のデータを基にしたものが多く、山体

の浅層部から深層部に至る水循環を，一連のプロセスとして実測したデータは，国内外を通じてほとんどないのが現状であった．こうした状況を鑑み，我々は嶋田 純・熊本大学理学部教授と共同で，熊本県不知火町に試験流域を設定し，2002 年から「山体基盤岩地下水流動の実態解明とその水資源的評価」研究プロジェクトを開始した（科学研究費補助金・基盤研究(A)：嶋田教授・代表）．このプロジェクトは，水平距離約 4 km，標高差約 400 m で海岸線に面した試験流域を対象に，浅層土壌水分量（深度 0.1～10 m），深層地下水位（深度 20～200 m），湧水流量，降水，河川流量，海岸湧水流量などの観測，降水 - 土壌水 - 地下水 - 湧水 - 河川水の溶存成分，同位体分析・解析，流域全体の地下水流動数値シミュレーションなどを総合的に実施しており，その成果が強く期待されているものである．

II. 不知火水文物質循環試験流域の概要

1. 地質および地形

宇土半島は中部九州の西部に位置し、九州本島と天草諸島を繋ぐように西南西方向に突き出ている（長谷，2004）。半島の西部では北側はほぼ直線的な海岸をなし、南側は出入りの

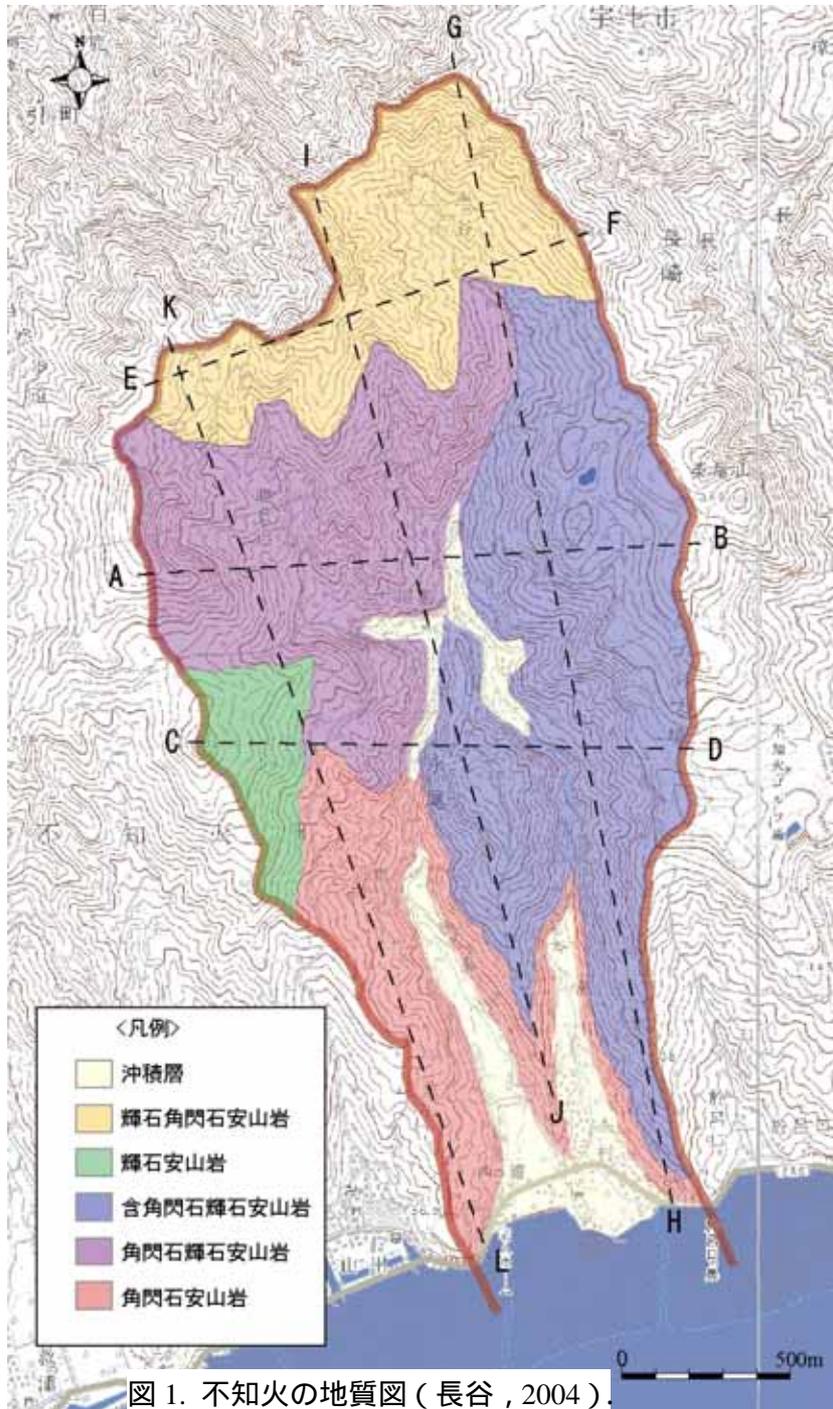


図 1. 不知火の地質図（長谷，2004）。

多い山地または丘陵地でその間に狭小な低地が南北から北東—南西方向に配置する。地形の高まり（大岳：標高 477.6 m）は南北の中心よりやや北側にあり、したがって半島全体は北側に急で、南側は南から南西方向にいくつもの緩やかな稜線をもつ山稜が伸びるやや特異な地形をつくっている。

宇土半島の北部海岸には、砂岩頁岩互層からなる中生代白亜紀の姫浦層群とその上に重なる古第三紀層が露出する（長谷，2004）。古第三紀層は基底部に礫岩を伴い赤色の砂岩泥岩からなる赤崎層、主としてアルコース質砂岩からなる白岳層、さらに暗灰色頁岩からなる教良木層で、半島の上半分に分布する新第三紀の火山岩類の基盤をなしている。これらの基盤岩類は、半島の南側の海岸には露出しない。

永尾地域では下位から上位に向かって角閃石安山岩、輝石安山岩、角閃石輝石安山岩、含角閃石輝石安山岩および輝石角閃石安山岩が識別される。下位の角閃石安山岩は、露頭観察ではしばしば凝灰角礫岩としてみとめられるが、自破碎溶岩も観察される。これより上位の安山岩類の産状は

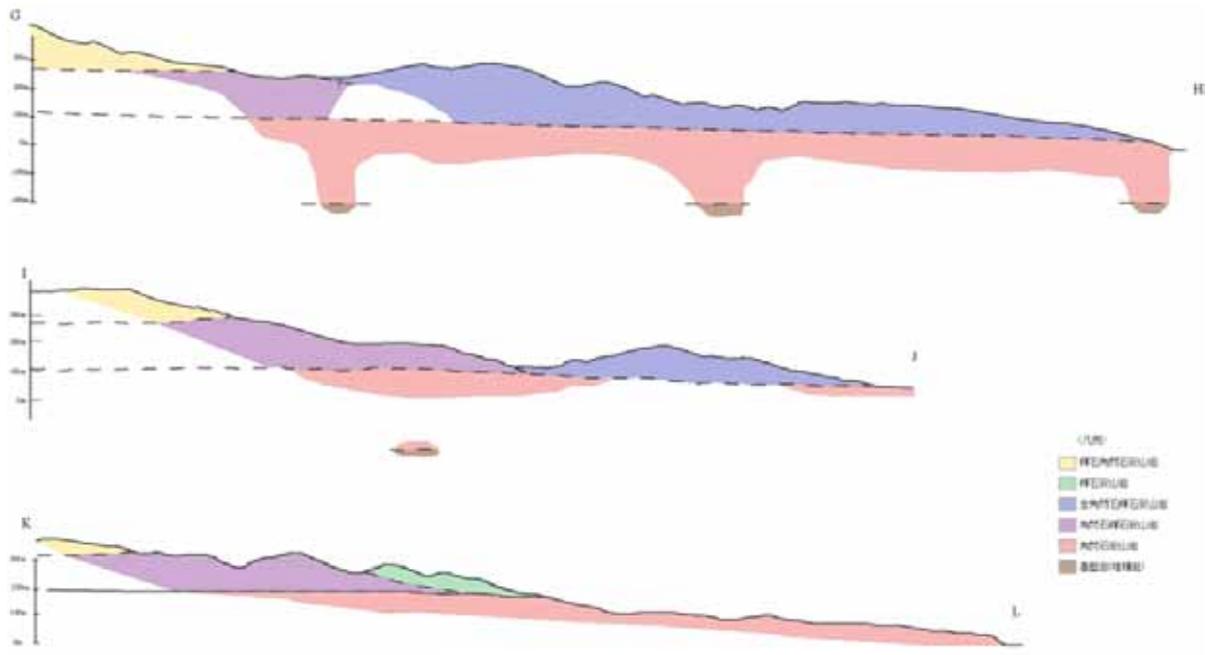


図 2. 不知火の南北地質断面 .

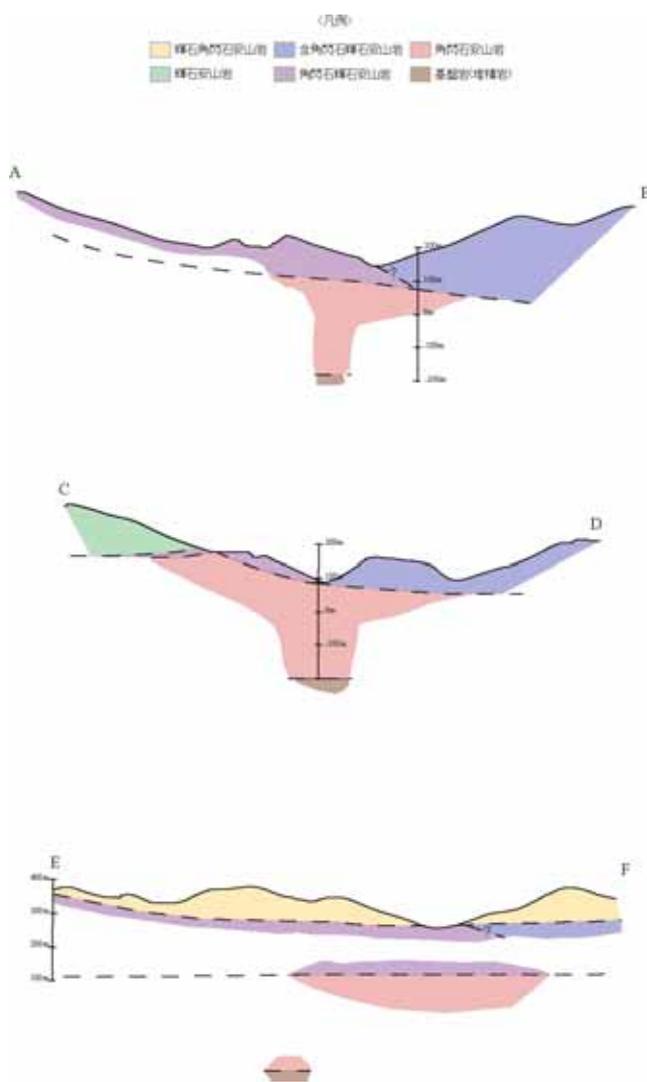


図 3. 東西地質断面 .

主として溶岩であるが、一般に露出が悪く、地表調査ではしばしば巨大な転石状をなしているのが観察される（長谷，2004；図 1，2，3）。

露頭およびボーリングコア観察によると、溶岩には多数の亀裂があり、塊状溶岩では特に亀裂が明瞭に認められる。また自破碎溶岩では亀裂に沿う風化が著しく、むしろ塊状溶岩に比べると明瞭な亀裂は少ない。露頭で観察される亀裂には粘土を充填したものがあがるが、断層角礫などは含んでいないことから、断層によるものとの認定はできず、むしろ亀裂を通る地下水からの沈殿によるものが多いと考えられる（長谷，2004）。

不知火流域は、宇土半島の北に急で南に緩やか基本地形の南側斜面に位置し、北東奥部の標高約 400m地点を最高地とし、南西方向に 386 m、南南東方向へ 359 m、南南西方向へ 321 mの山地と、南へ緩やかに傾斜する山地斜面が、本浦川と西浦川により解析された 2つの谷地形からなり、流域末端は八代海に面する（長谷，2004）。

これらの谷の間には、高さ 194 m の台地状の高まり(かまだ山)がある。流域面積は約 4.5 km²、源流部の分水界から流域末端の海岸までは約 4 km である(配布地図参照)。

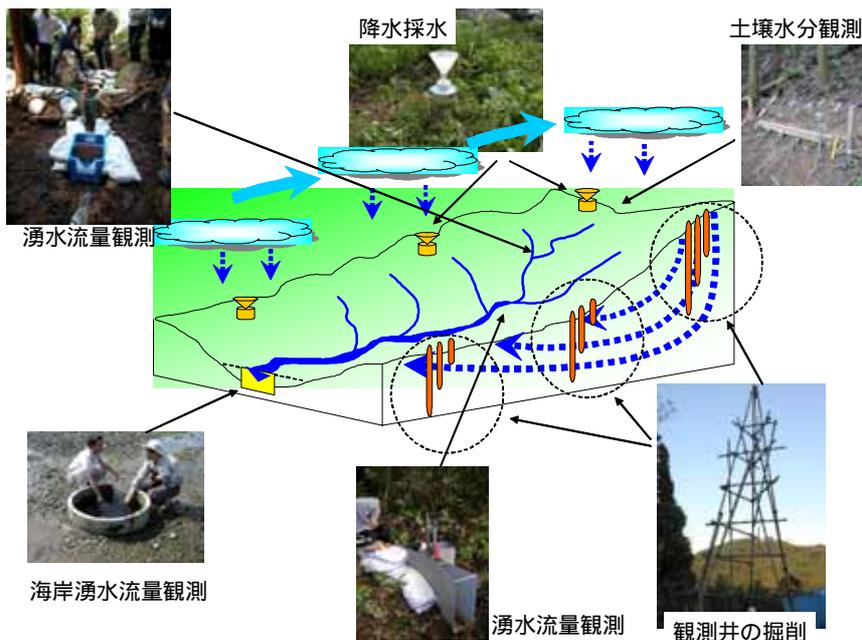
本流域の主要河川は前述のように、東側を南へ流下する本浦川と、西側を流下する西浦川である。両河川は流域中央部の古屋敷付近で最接近した後、かまだ山の東西を分流し、八代海へ注ぐ。

流域内の谷部には水田が分布し、山腹斜面はミカン等柑橘類の栽培に利用されている。源流部は、主に杉や竹が繁茂している。流域東西の源流部から中央部の古屋敷にかけて、恒常的な湧水が多く分布しており、古くから生活用水や灌漑に用いられてきた。また、永尾神社海岸部には、満潮時には海面下に伏没するいわゆる海岸湧水がみられる。かまだ山より下流部の地域では、ほとんど湧水がみられない。これはこの地域が、おもに沖積層および角閃石安山岩からなり、地下水の流出域ではなく流動域になっているためと考えられる。このため、海岸湧水が地下水流動系の最終的な流出域として顕著に分布するものと思われる。

対象流域西部の三角町アメダスデータ(1979~2000年)によれば、年平均気温は 16.7 °C、年平均降水量は 1840 mm である。

2. 観測施設の概要

不知火水文物質循環試験流域における研究態勢の特長は、小流域スケール(0.01 km²)から中流域スケールまで(5 km²)、源流域(標高約 400 m)から海岸まで(標高 0 m)、土層地中水(深度 10 cm)から山体基盤岩地下水(深度 200 m)までのマルチ空間スケールを対象とし、流量観測、雨量観測、土壌水分ポテンシャル観測、地下水ポテンシャル観測などの水文観測、降水-土壌水-地下水-湧水-河川水などの水サンプリング、安定同位体、放射性同位体、無機溶存成分などのマルチ・トレーサー手法、地中比抵抗探査、自然電位測定など地球物理学的手法、さらに 3 次元地下水シミュレーション手法など、降雨流出、地下水流動研究に関するあらゆる手法を駆使し、



定など地球物理学的手法、さらに 3 次元地下水シミュレーション手法など、降雨流出、地下水流動研究に関するあらゆる手法を駆使し、山体における水・物質循環メカニズム解明を志向しているという点に集約される(図 4)。このように、異なる複数の手法を小流域から中流域スケールの水文試験流域に集中的に投入する例は、国際的に

図 4. 不知火水文物質循環試験流域における研究戦略の模式図。

もきわめて稀であり，我が国では初めてとあって良い。

2-1. 源流域（マムシ谷：S-12 地点）水文観測施設

不知火水文物質循環試験流域の最源流部に位置し，流域面積 0.01 km²，標高 320～370 m の流域であり（図 5），もっとも詳細な水文観測および水サンプリングが実施されている，

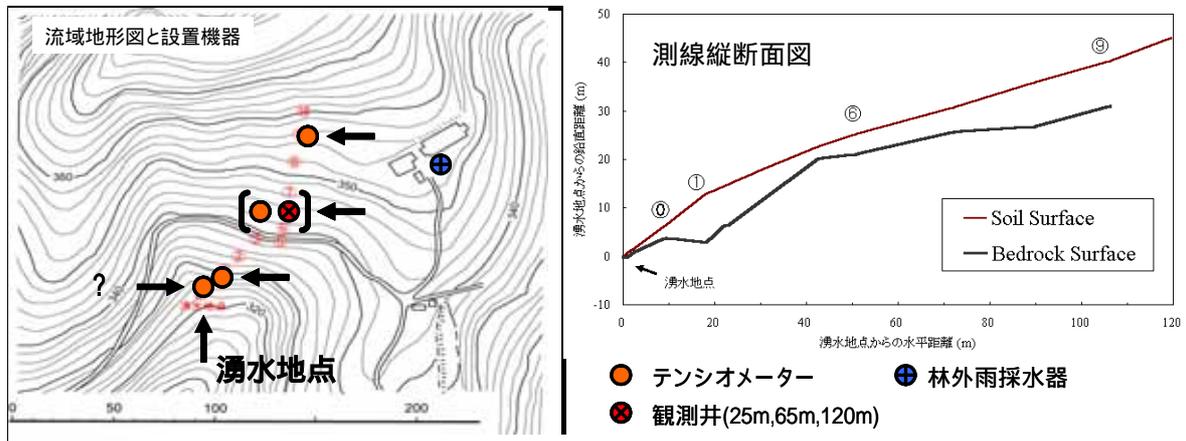


図 5. マムシ谷の地形および縦断面図（岩上，2004）。



図 6. マムシ谷の流量観測地点。



図 7. テンシオメーターの設置。

本研究プロジェクトの基幹流域である。土研式簡易貫入試験器による土層貫入抵抗試験によれば，斜面土層厚は 5～10 m，斜面基部で 1 m 未満である。おもにスギの人工林からなり，谷底部林床にはシダ類の繁茂がみられる。流域末端部からは湧水がほぼ恒常的に流

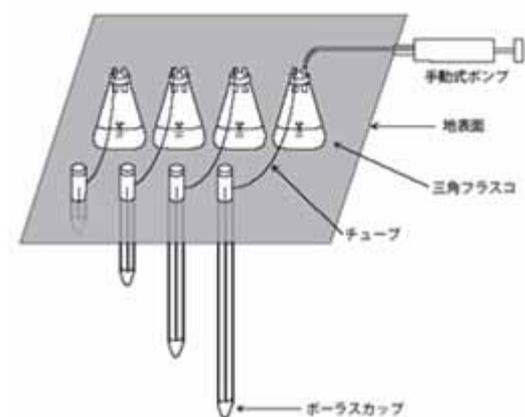


図 8. サクション・ライシメーターの概要（田中，2004）。

出しているが，湧水期には流量は顕著に少なくなる。ここでは 5 インチ・パーシャルフリュームと 90°V ノッチ堰を併用した水位自記観測（Trutrack 社製 WT-HR500 水位センサー・ロガー；図 6），斜面上部（No. 9），中部（No. 6），下部（No. 1）および湧水直上（No. 0）の 4 地点においては，テンシオメーター（IRROMETER 社製 CIR-RSU）による土壤水分ポテンシャル測定とサクション・ライシメーター（サンケイ理化製土壤溶液採取器）による土壤水採水を行っている（図

7, 8). 降雨流出時においては, 自動採水器 (ISCO社製ポータブル・サンプラー) と人力を併用し, 1 時間から数時間間隔で湧水の連続採水を行う。また斜面中部No. 6 地点においては, 深度 25, 65, 120 mに観測井が埋設してある (図 5, 15)。観測井には, 各々水位センサー (VanEssenn社製DIVER水位計) を設置し, 孔内水位をモニターしている。また, 深度 25, 65 mの観測井には空気流量計を設置し, 山体内における間隙空気流動の実態把握を行っている (図 9, 10)。また尾根部には, 雨量計 (Davis 社製 #7852M 型) を設置し 5 分間



図 9. 空気流量計の概要 (増淵, 2004).

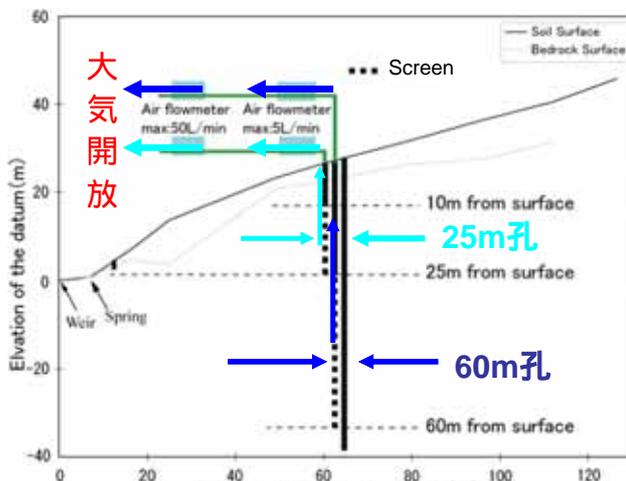


図 10. 観測井における流量計設置模式図 (増淵, 2004).

隔で雨量を自記するととも (図 11) に, 降水分取装置を設置し (図 11), 雨量 10 mmごとに降水の採取を行っている。これは, 降水中のトレーサー成分 (主として安定同位体) の時間変化が顕著であり, 流域へのインプットを正確に把握するためには, 一雨イベント中のトレーサー成分変動を正確に捉える必要があるからである。



図 11. 雨量計(右)と降水分取装置(左; 岩上, 2004).

2-2. 奥左右衛門流域 (S-2 地点) 観測施設

奥左右衛門流域は, 不知火水文物質循環試験流域の中央部に位置する, 流域面積 0.017 km²の小流域である (図 12)。流域斜面に広くみかん畑が分布しており, 農作業道が流域内に敷設されている。6 インチ・パーシャルフリュームが設置され, 水位の自記観測, および降雨流出時の自動採水が行われている (図 12)。また斜面中部には, 深度 20, 50, 100, 200 mに観測井が埋設され, マムシ谷流域と同様, 孔内水位が自記されている (図

2-3. スズレ石流域 (S-18 地点) 観測施設

奥左右衛門流域の南東側に位置し, 東側分水界は不知火ゴルフ場に隣接する, 流域面積 0.01 km²の小流域である。地形的流域内には, ゴルフ場は入っていない (図 13)。6 インチ・パーシャルフリュームおよびVノッチ堰を併用した水位自記観測と, ポータブルサンプラーによる降雨流出時の連続採水が行われている。

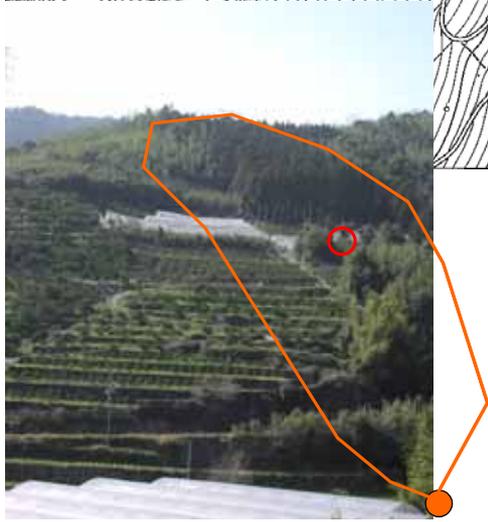
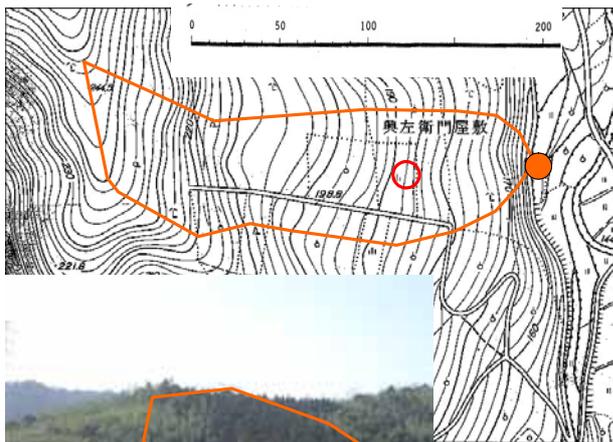


図 12. 奥左右衛門流域の概要 .

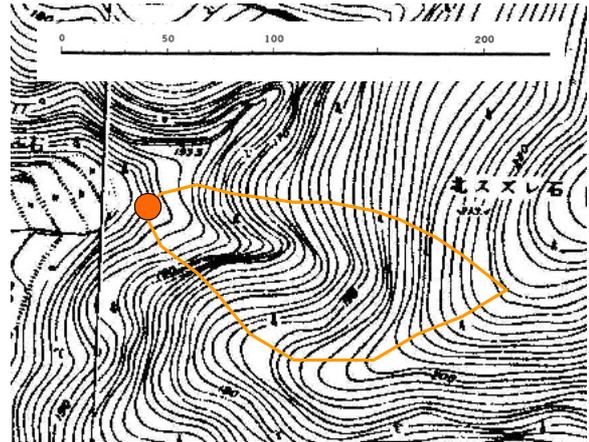


図 13. スズレ石流域の概要 .

2-4. 海岸湧水 (S-15 地点)

満潮時には海面下に没するが、恒常的に淡水の湧出がみられる(図 14)。測器などは設置していないが、海岸部における観測の拠点である。古くから地元の人に利用され、古老の話によれば、海水浴をしながら湧水井戸でスイカを冷やしておいたそうである。当地域における水と人間との良好な関係性を示す、シンボリックな存在の湧水である。



図 14. 永尾神社沖の海岸湧水 .

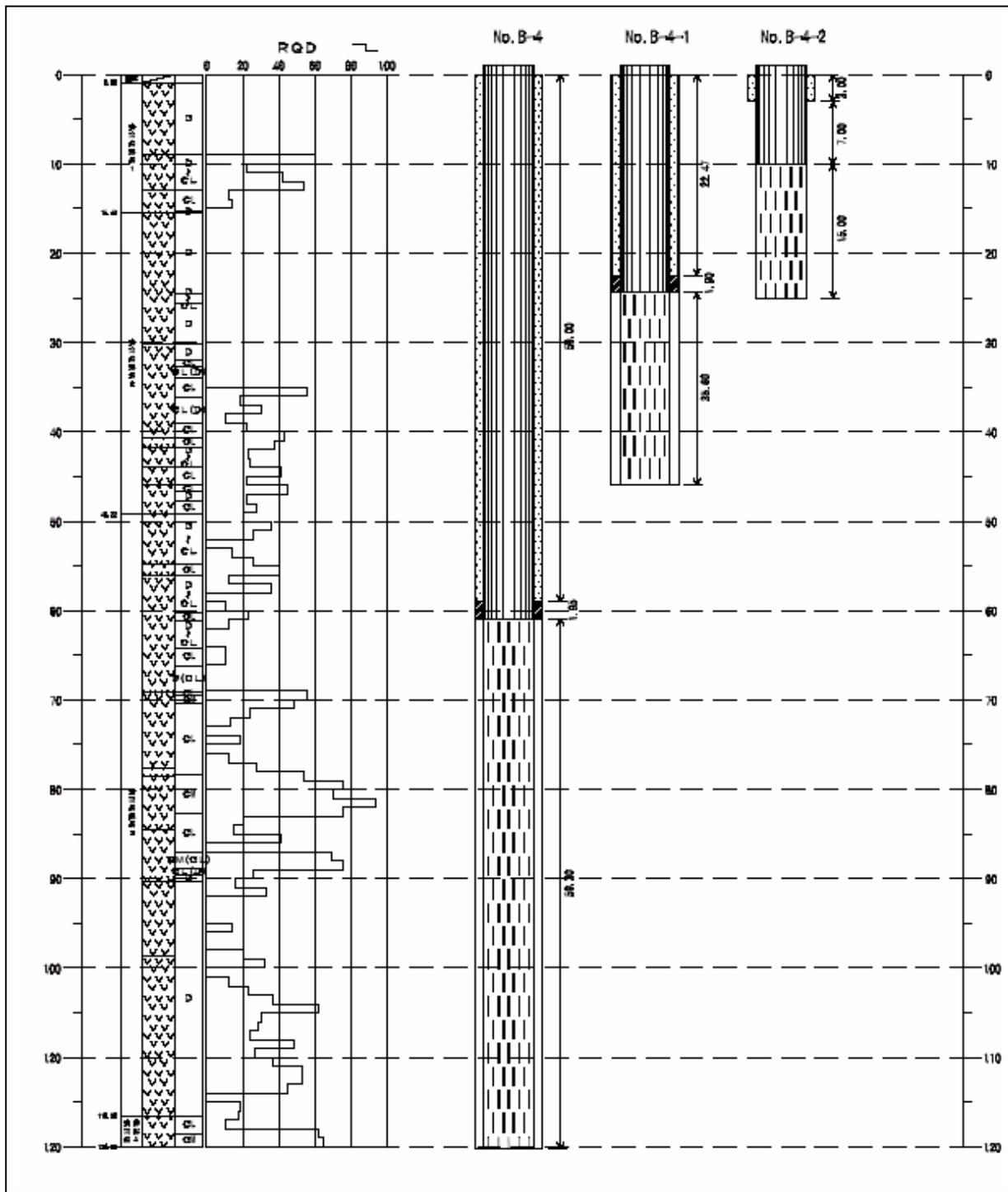


図 15. マムシ谷斜面中部に埋設された観測井の構造と地質構造情報。

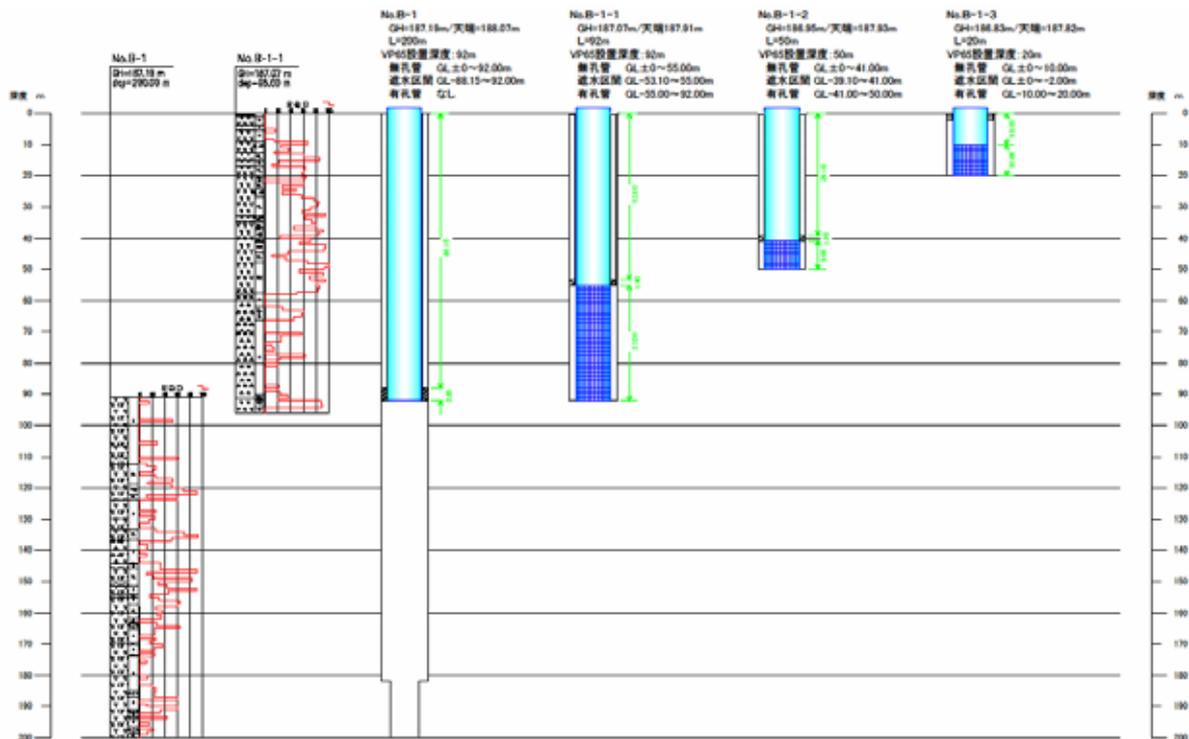


図 16. 奥左右衛門流域谷斜面中部に埋設された観測井の構造と地質構造情報 .

III. これまでに得られている成果

1. 降雨流出プロセス

マムシ谷, 奥左右衛門, スズレ石の3流域において, 流出特性は顕著に異なる特徴を示した(図1). 基底流量は, 奥左右衛門で最も高く, 続いてスズレ石, マムシ谷では最も低い傾向を示す. 降雨イベント時には, マムシ谷およびスズレ石では, 比較的素早く流出の応答がみられるが, 奥左右衛門流域では小規模な降雨には流出が応答しない. 2003年9月28日~2004年9月27日の1年間(総降水量: 1556 mm/y)における総流出量は, マムシ谷: 137 mm/y (流出率: 8.8%), 奥左右衛門: 2431 mm/y (流出率 156%), スズレ石: 1120 mm/y (流出率 72%)であった(川上, 2004). このことは, マムシ谷において, 地中水が流域外へ流動していることを, また奥左右衛門およびスズレ石において地形的流域界外からの地中水が流入している可能性を示唆している.

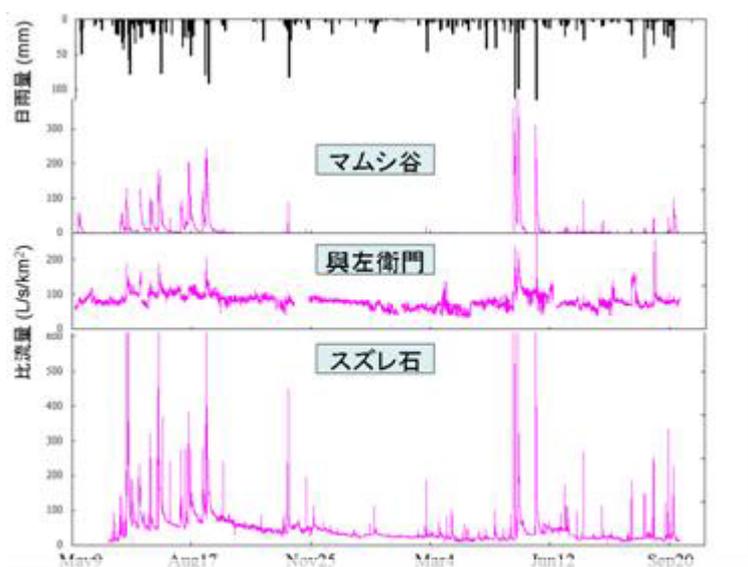


図1. 3流域の流出特性の比較(川上, 2004).

Hewlett and Hibbert (1967)による降雨流出解析を行った結果(図2: 川上, 2004), マムシ谷では, 総降水量 30 mm を超えると, 降雨と同時に発生する1次流出ピークから, 約半日遅れて2次的な流出ピークが現れる傾向がみられるようになる. 遅れた2次流出ピーク発生する降雨流出イベントでは, 総降水量が低い場合でもピーク比流量は高い. 奥

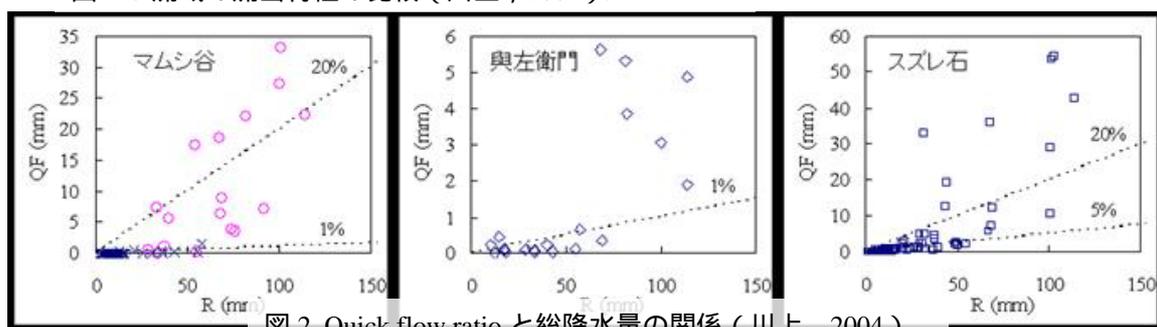


図2. Quick flow ratio と総降水量の関係(川上, 2004).

左右衛門では, 総降水量に関わらず Quick flow 流出率は低い.

湿潤期および渇水期において観測された降雨流出イベントについて, ハイドログラフと溶存成分濃度の時間変化を示す(図3: 田中, 2004; 辻村ほか, 2004). 湿潤期(8月)の総降水量 65 mm のイベントにおいては, 降雨に対する流出の応答は速やかであり, さらに流出に明瞭な2つのピークが観測された. 流出の1次ピークでは, 流量の増加とともに NO_3^- 以外のすべての溶存イオン濃度が低下した. Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ 濃度は, 2次ピークに伴い上昇し, NO_3^- 濃度には, 1次ピークとは対照的に明瞭な低下がみられた. 渇水期(11月)の総降雨

量 101 mm のイベントでは、降雨前基底流がみられなかったが、降雨開始とともに流量は速やかに増加し、これに伴い Na^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度は低下した。 NO_3^- 濃度は流量増加に伴い、わずかながら上昇した。 湿潤期、渇水期の流出特性およびトレーサー成分の挙動を考慮すると（図 4：川上，2004），湿潤期における降雨流出の 1 次ピークならびに渇水期の流出は、おもに斜面土層の土壤水の寄与が大きいものと判断される。 一方、湿潤期において多くみられる降雨流出の 2 次ピークには、土壤水だけではなく、基岩盤中の地下水の寄与も大きいものと思われる。

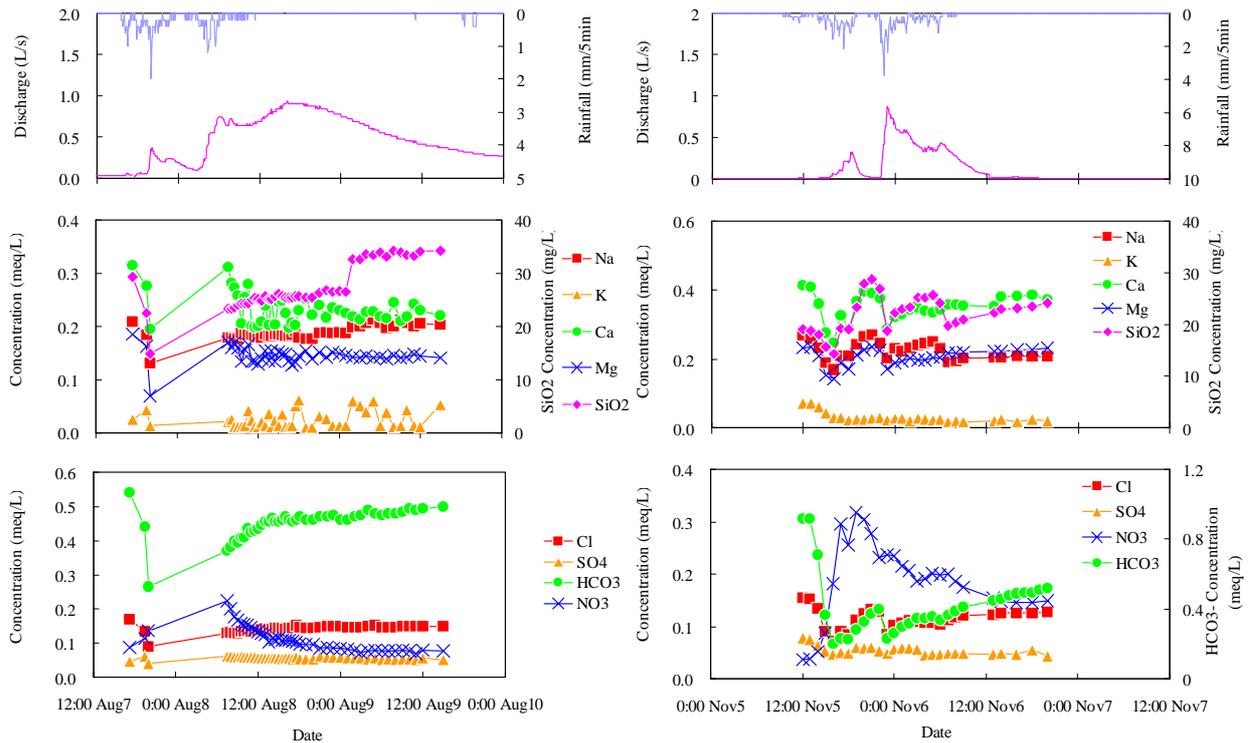


図 3. 降雨流出時における各種溶存成分の変動（田中，2004）。

2. 湧水・地下水・河川水の水質および比流量における広域空間分布

不知火水文物質循環試験流域およびその北側に位置する宇土流域を対象とした、広域の湧水、地下水、河川水における水質および比流量空間分布を、図 5, 6, 7 に示す（福島，2004）。 不知火側と宇土側において、水質、比流量分布とも、顕著な違いがみられる。 不知火側では、水質特性に明瞭な $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ 型がみられるが、一方、宇土側では $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ 型ではあるものの、他のイオン濃度も不知火に比べると高い。 また不知火側の湧水の溶存濃度は、宇土側

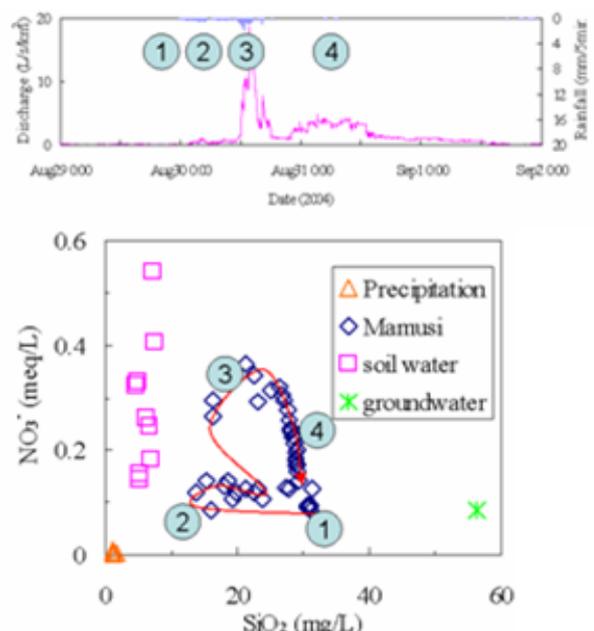


図 4. 降雨流出時における SiO_2 と NO_3^- の関係（川上，2004）。

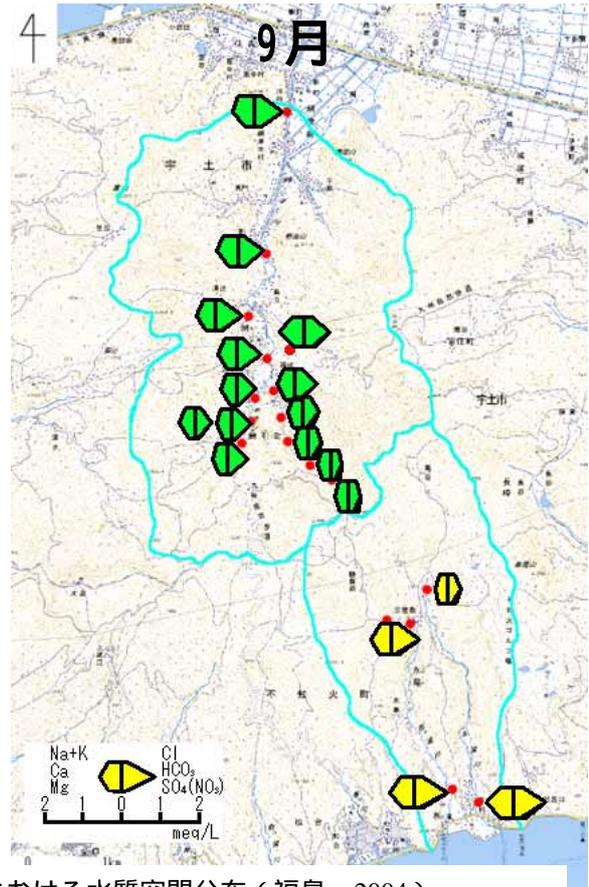
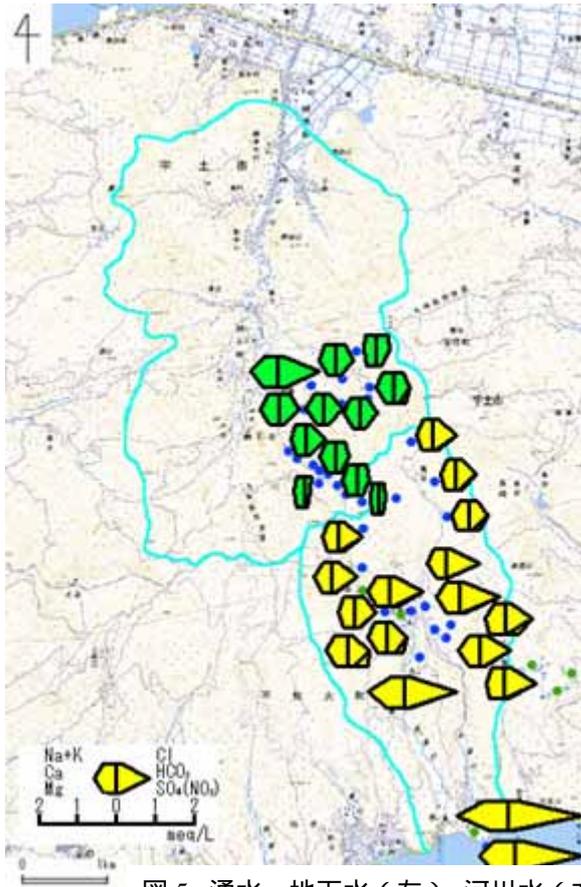


図5. 湧水・地下水(左), 河川水(右)における水質空間分布(福島, 2004).

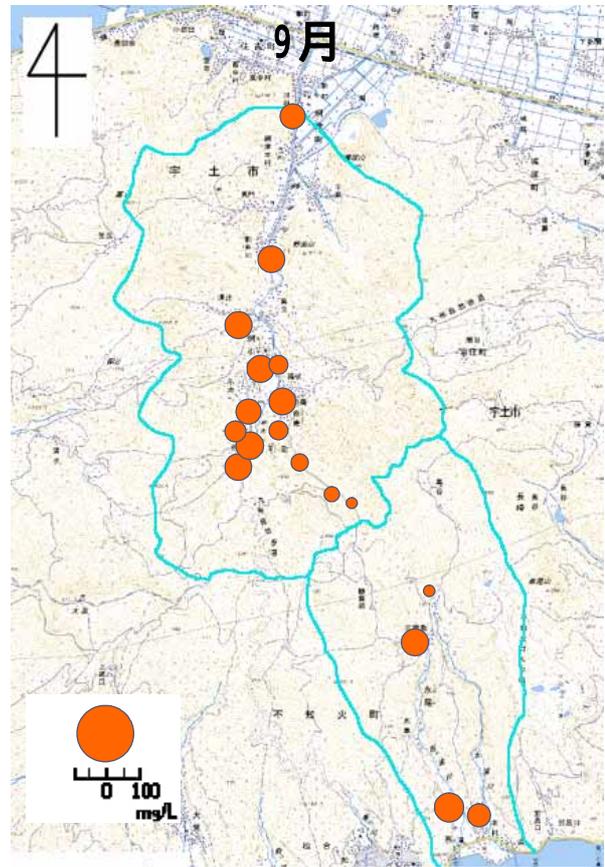
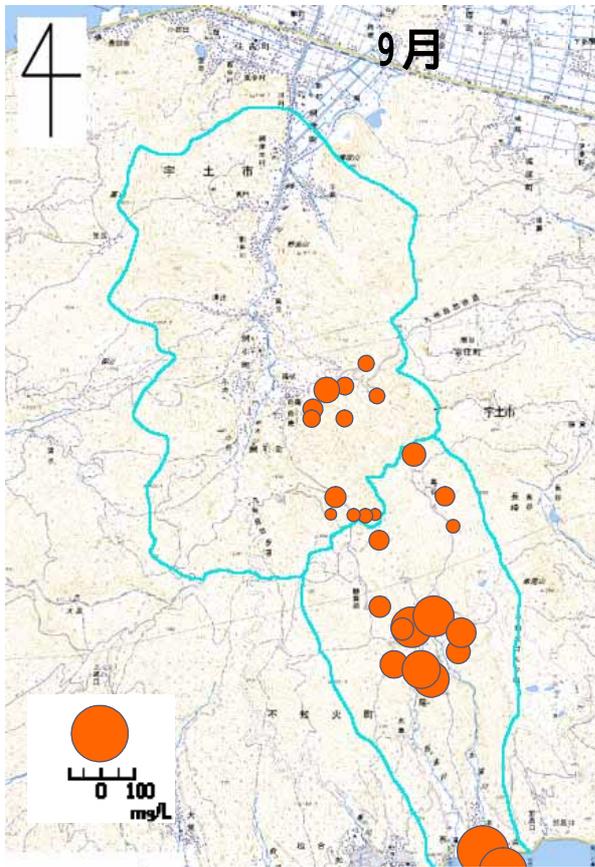


図6. 湧水・地下水(左), 河川水(右)におけるSiO₂濃度空間分布(福島, 2004).
のそれに比較し高い傾向がみられる. この

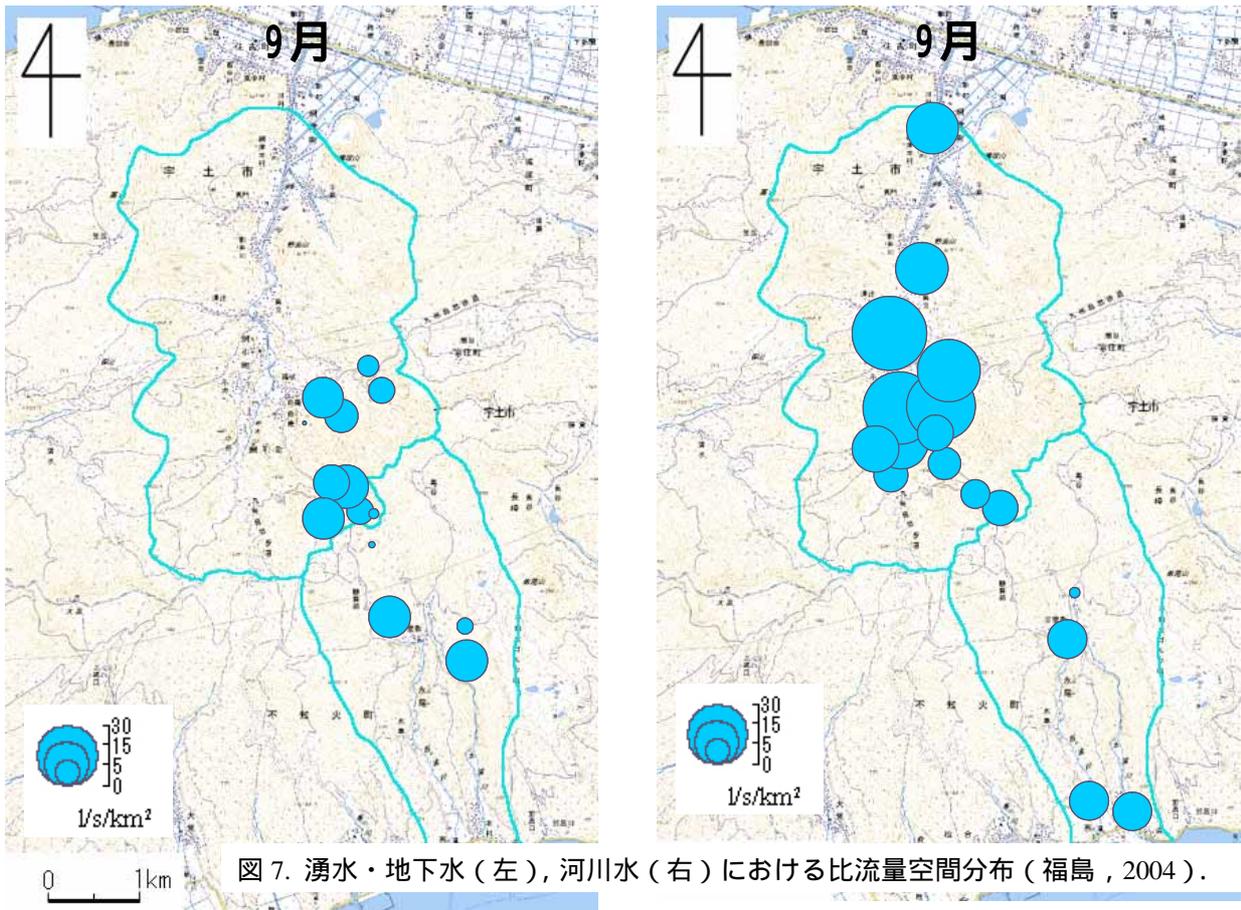


図7. 湧水・地下水(左), 河川水(右)における比流量空間分布(福島, 2004).

傾向は、河川水にもみられる。また河川水の比流量は、宇土側において標高 100 m 付近で顕著に高くなるが、不知火側では上流から下流に至るまで、明瞭な変化はみられない。不知火では、湧水の比流量は空間的な違いが顕著であり、とくに中流域の標高 150 m 付近で湧水の存在が量・数の多さとも明瞭である。宇土側では、標高 100 m 付近が地下水の中間流動系の流出域となり、地下水から河川への流出が生じているのに対し、不知火側では標高 150 m 付近湧水帯がこれにあたり、地下水が河川に直接流出することはないものと思われる。こうした違いは、不知火側と宇土側の地形・地質条件の違いによってもたらされた、両地域の地下水流動系の違いを反映しているものと考えられる。

3. 広域地下水流動系

地下水ポテンシャルの測定結果に基づき作成した、源流部から海岸部に至る断面方向の地下水ポテンシャル分布を、図 8 に示す(井上ほか, 2004)。標高 100 ~ 150 m 付近に存在すると推定される角閃石輝石安山岩と角閃石安山岩との地質境界の上下で、地下水フラックスの挙動が異なることから、この地質の違いが地下水フラックスに影響している可能性が示唆される。地下水ポテンシャル分布、安定同位体比などから推定される、不知火水文物質循環試験流域における地下水流動系の模式概念図を、図 9 に示す(井上ほか, 2004)。本流域の流動系は、源流部局所流動系、中間流動系、広域深層流動系の 3 つに大別される。源流部局地流動系は宙水構造に伴い生じる流動系で、連続性がなくそれぞれ独立した流動

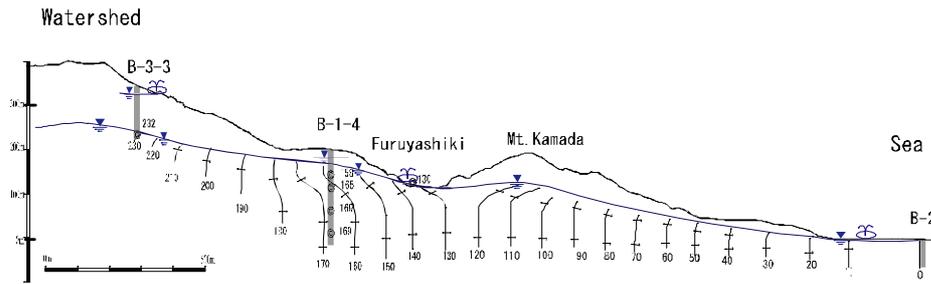


図 8. 地下水ポテンシャル分布 (井上ほか, 2004).

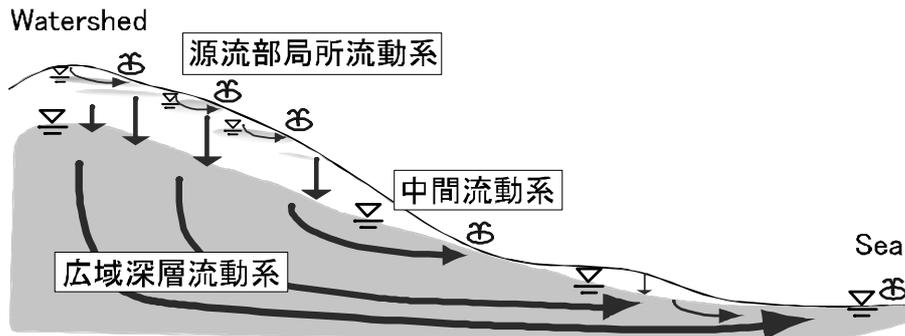


図 9. 地下水流動系概念図 (井上ほか, 2004).



図 10. 南北断面における自然電位の空間プロファイル (佐藤ほか, 2004).

に示す (佐藤ほか, 2004). 水が岩石や土壌中などの多孔質媒体中を移動する場合, 流動の上流側と下流側の間で電位差が発生する. このように生じる電位を, 流動電位という. すなわち, 実際の山地斜面において上部から下部へ向かう地中水の流動がある場合, 斜面下部の自然電位は, 上部のそれに比較し相対的に高くなることから, 斜面の自然電位の相対的な変動から, 地下水の流動系を推定しようとするものである (安部, 2001). 図 10 をみると, 古屋敷湧水群の付近において自然電位プロファイルに明瞭な正のアノマリーがみられることから, これは鉛直上向きの地下水流動成分が卓越していることを反映しているものと考えられ, 地下水ポテンシャルの測定結果とも調和的である.

系からなる. 広域深層流動系は流域末端の海岸付近で湧出し, 最も滞留時間の長い流動系である. 流域の最源流部で涵養された地下水に, 流域中間で涵養された地下水も若干付加され湧出すると考えられる. 中間流動系はこれら 2 つの流動系の間をなすもので, 本流域では古屋敷 (標高 150 m 付近) の湧水群が, 中間流動系地下水の流出域に相当するものと考えられる.

不知火流域の西浦川, 本浦川に沿った, 自然電位測定結果プロファイル

を, 図 10

4. 山体間隙空気の実態

山地源流域における降雨流出プロセスにおいて、降雨時に山体内部に封入された間隙空気が、地下水の流出や斜面崩壊に何らかの役割を果たしていることが従来指摘されてきた(丸井, 1991; 小野寺, 1991)。しかし、山体内部の空気を観測したデータは、世界的にみても、まったくないという状況である。マムシ谷では地下水観測用の井戸を利用し、間隙空気流動量を実測している。25 m孔と60 m孔で観測された間隙空気流動量の変化を、図11に示す(増淵, 2004)。60 mで観測された空気流量は、25 mのそれに比較し顕著に高いものであった。また60 m孔では、大気から井戸孔内への空気流入も観測された。2004年8月30日および9月7日の降雨流出イベントにおける25 m孔の空気流量変化、土壌水の圧力水頭変化、湧水のハイドログラフを図12に示す。8/30と9/7の降雨イベントを比較すると、空気流量と湧水の流出量との間に、関係性がみられる。総降水量がほぼ同じであった2つのイベントで、9/7

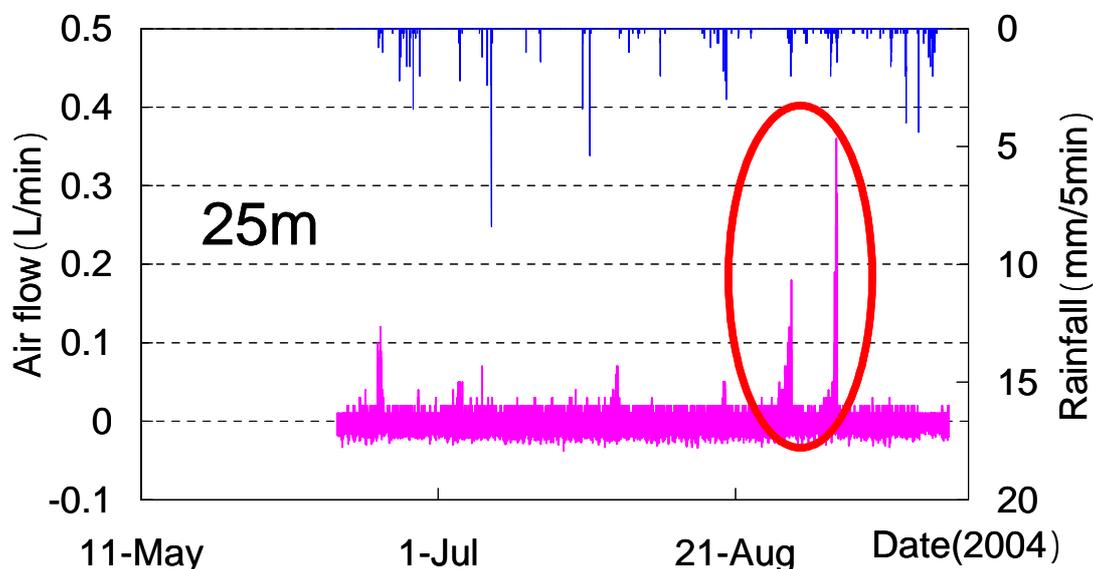


Fig. AirFlow (25m Well) -Rainfall

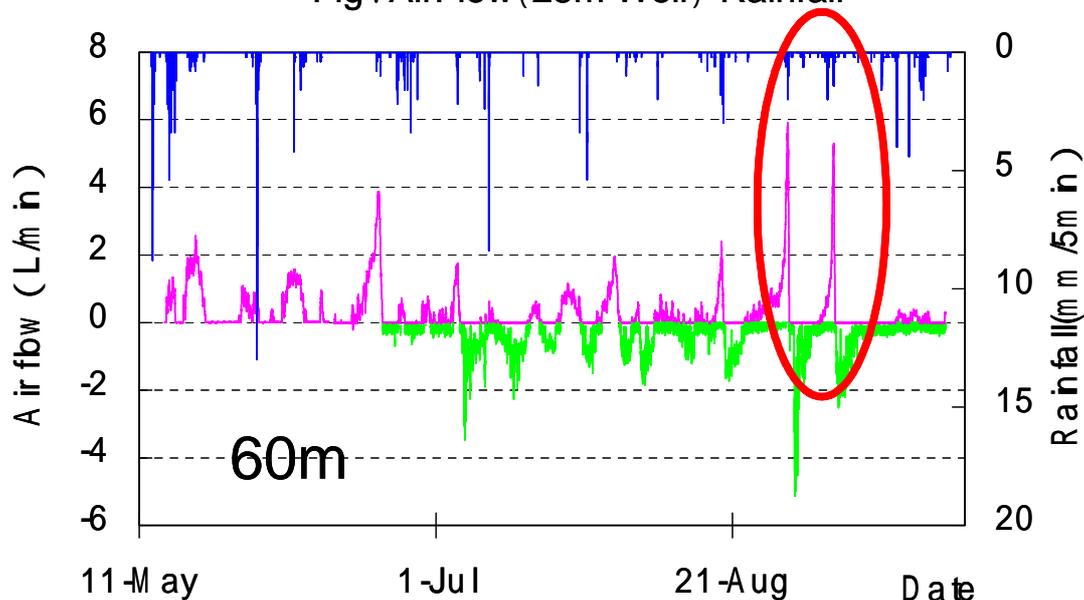


図 11. 観測井における空気流量の変動 (増淵, 2004)。

の方が明らかに湧水の流出量は多く、間隙空気の流出量も多かった。山体内部に封入されていた間隙空気が降雨に伴いより高い圧力勾配を生じたため、空気流量、湧水流出量とも多くなったことが考えられる。山体そのものが、あたかも呼吸するかのごとく、大気と空気の交換を行い、それに伴い、湧水の流出や斜面土砂崩壊などが発生する可能性が示唆された。

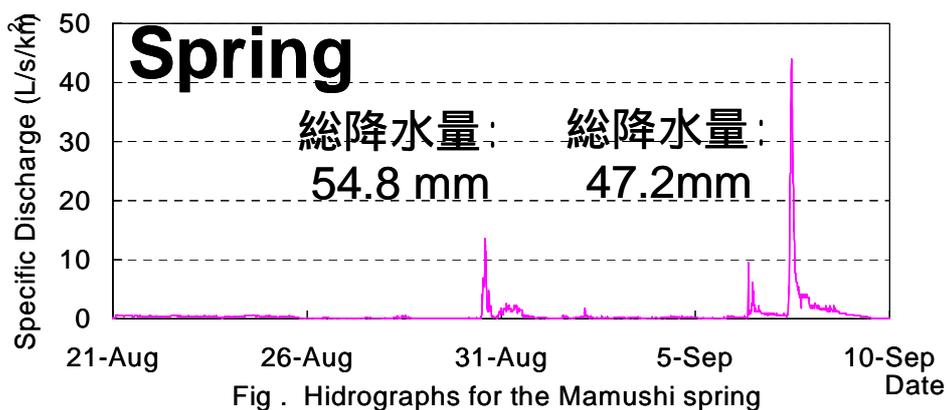
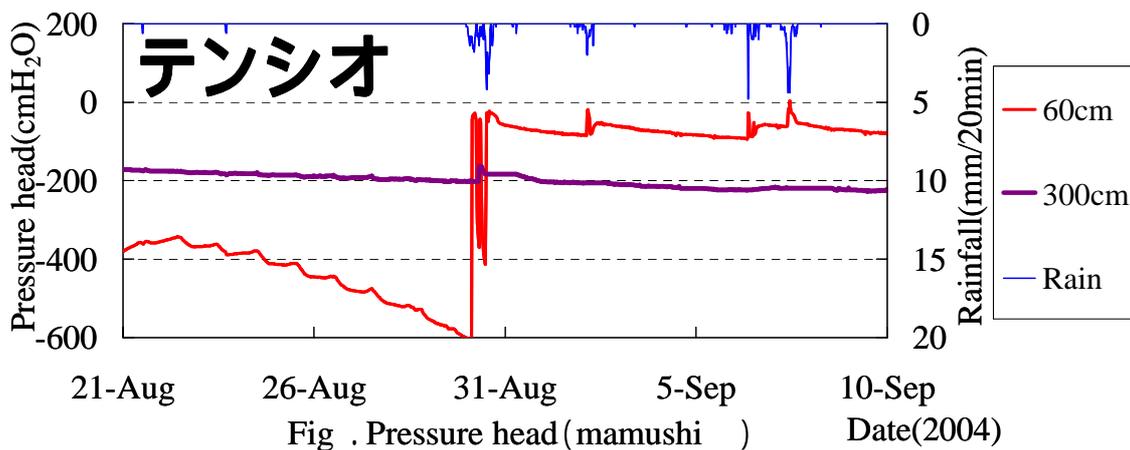
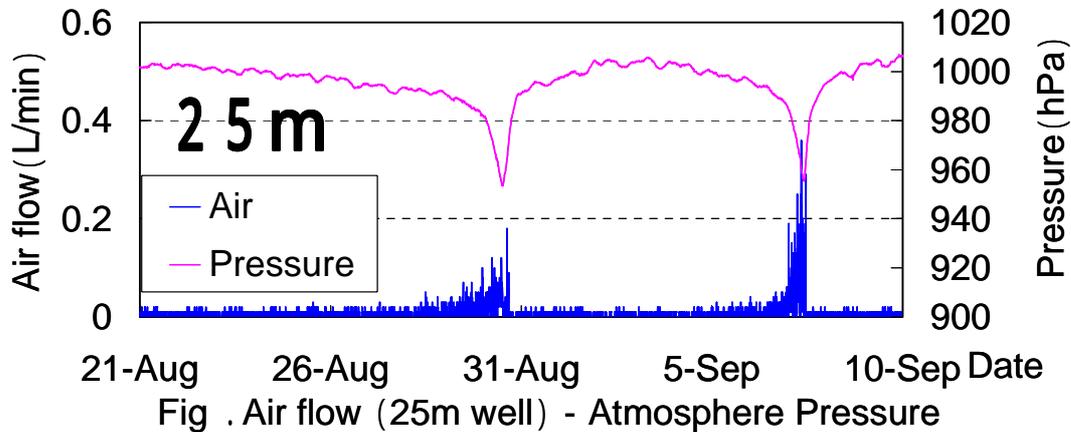


図 12. 降雨流出イベント時における空気流量変動と土壌水分ポテンシャルの変動（増淵，2004）。

IV. おわりに

2002 年度から開始された不知火水文物質循環試験流域における「山体基盤岩地下水流動の実態解明とその水資源的評価」に関する研究は、3 年目の観測期間を間もなく終了しようとしている。観測項目による差異はあるが、観測開始以降ほぼ 1 年半のデータが蓄積されてきたことになる。本研究プロジェクトでは他に、下流域の西浦川、本浦川における流出特性解析、果樹園における蒸発散特性解析、海岸湧水の流出特性解析、地下水流動モデル化など、ここでは触れなかった研究成果も着々と出つつある。不知火という一つの山体を、水・物質循環という視点から、種々の時空間スケールにおいて、物理的・化学的手法を駆使して解剖しつつあるのである。この 1 年半で得られた知見の中には、従来の当該分野では未解明の部分も多く、その成果は速やかに公表されなければならないが、一方で 1 年半のデータでは代表性のある水文現象がとらえきれないことも、従来指摘されることであるので、少なくとも今後 1 年半は観測を継続することが必要である。研究者による目が行き届いた精度の高い長期継続データは、それだけでも科学的にきわめて重要な価値を持つ。また、個別の観測で得られたデータが、相互補完的にかつ合理的に説明されることも、重要である。源流域における降雨流出プロセスと、中間・広域地下水流動系とが量的に説明されなければならないし、またそのような知見が、地下水流モデルにきちんと生かされることも重要である。こうした cross cutting 的な解析が、今後さらに求められる。

「山体基盤岩地下水流動」は、国際的な水循環研究の枠組みのなかで、我が国が initiative をとることのできる研究テーマである。そうした意味からも、本研究プロジェクトのもつ意義はきわめて大きい。本巡検の参加者の中から、当研究課題の将来を担ってくれる人材が出てくることを、願ってやまない。

本稿は、筑波大学第一学群自然科学類水文学野外実験 B・大学院生命環境科学研究科水文学野外実験の配付資料として執筆したものであるが、はからずも当研究プロジェクトの概観をすることになった。これまでの成果はひとえに、プロジェクト代表者である熊本大学理学部水文学研究室の嶋田 純教授をはじめ、研究室の大学院生、学部生諸氏の献身的な寄与に負うところが大きい。心から謝意を表するものである。共同研究者である筑波大学大学院生命環境科学研究科の田中 正教授、恩田裕一助教授には、折に触れ多くのご配慮とご支援を賜っている。とくに、間隙空気観測については、アイデアの段階から観測・解析に至るまで恩田助教授に負っていることを明記しておきたい。最後になったが、日頃から真摯に研究に取り組んでいる、辻村研究室の大学院生・学群生諸君の努力なくして、本研究と今回の野外実験の完遂はあり得ない。今後のさらなる努力への期待も込めて、率直に感謝したい。

筑波大学大学院生命環境科学研究科講師

辻村 真貴

付記:

5 泊 6 日の野外実験が終わり、つくばに戻ってきた。実験中、学群生の中に急病人 1 名と、

軽い捻挫を起こした者 1 名が出たが、それ以外は事故もなく無事に全日程を終えることができた。前半日程で行った電気探査では、これまで貫入試験で得ていた結果と整合的なデータを得ることができ、今後この手法をより積極的に導入していく必要性を強く感じた。後半の湧水調査では、ある意味では予想通り湧水期の基底状況にあるデータを得ることができた。2 日間の調査で得た湧水・河川水の比流量空間分布は、対象地域の山体における地下水循環と広域の水文地質条件との関係性を強く示唆するもので、今後詳細な解析を行えば必ず重要な知見を提示できるであろう。この比流量データを基に、現地で嶋田教授と筆者が行った公開討論は、予定外に実現したものであったが、きわめて有意義であった。大学院生および学群生達に、研究者どうしの真剣な議論を生で見せることができた意義は、計り知れない。今回の実験において、最も重要な場面であったと言えよう。

期間中を通じ、熊本の人々の大変親切なご厚意に甘えさせていただいた。とくに、熊本大学嶋田研究室、まつえクリニック、ホテルプラザ不知火の皆さんには、ひとかたならぬご厚意とご配慮を賜った。これらの方々なくしては、今回の野外実験の成功はあり得なかった。授業担当者を代表し、厚く、厚く感謝申し上げたい。

2004 年 12 月 1 日

無事つくばにもどって記す。

辻村

参考文献:

- 安部 豊 (2001): 山地斜面における自然電位測定による地下水流動系の推定。筑波大学第一学群自然学類地球科学専攻卒業論文, 52p.
- 井上大輔・嶋田 純・長谷義隆 (2004): 環境同位体・地下水ポテンシャルに基づく火成岩流域の広域地下水流動。日本地下水学会 2004 年秋季講演会講演要旨, 8-11.
- 岩上 翔 (2004): ゼミ発表資料等, 私信。
- 太田猛彦 (1990): 急勾配斜面における雨水流出機構。日本林学会誌, 72, 201-207.
- 小野寺真一 (1991): 多層構造を有する丘陵地斜面における地中水の挙動。地理学評論, 64(A), 549-568.
- 小野寺真一・辻村真貴 (2001): 特集 シンポジウム「山地流域の降雨流出過程と山体地下水」巻頭言。日本水文科学会誌, 31, 17-18.
- 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴 (1996): 「水文地形学」。古今書院, 267p.
- 恩田裕一・小松陽介 (2001): ハイδροグラフの比較による遅れた流出ピークと山体地下水の関連。日本水文科学会誌, 31, 49-58.
- 榎根 勇 (1991): 「実例による新しい地下水調査法」。山海堂, 171 頁。
- 川上貴宏 (2004): ゼミ発表資料等, 私信。
- 窪田順平・福島義宏・鈴木雅一 (1987): 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化。日本林学会誌, 69, 258-269.
- 佐藤 壮・嶋田 純・後藤忠徳 (2004): 自然電位法 (SP 法) を用いた広域地下水流動把握

- に関する研究．日本地下水学会 2004 年秋季講演会講演要旨，12-15．
- 嶋田 純 (2001): 山体を構成する基盤岩中の地下水流動．日本水文科学会誌，**31**, 37-47．
- 第 3 回世界水フォーラム事務局 (2003): 第 3 回世界水フォーラム最終報告書．271p．
- 田中 綾 (2004): 第三紀火山岩からなる山地源流域における降雨流出プロセス．筑波大学第一学群自然学類地球科学専攻卒業論文，61p．
- 辻村真貴 (1993): 厚い土層からなる急峻な森林斜面における土壌水の挙動について．ハイドロロジ - (日本水文科学会誌)，**23**, 3-18．
- 辻村真貴・田中 正 (1996): 環境同位体を用いた降雨流出の研究．恩田ほか編「水文地形学」，古今書院，79-87．
- 辻村真貴・川上貴宏・増淵 健・田中 綾・中澤菜莉子・嶋田 純・恩田裕一・田中 正 (2004): 火山岩からなる山地源流域の湧水における降雨流出機構．日本地下水学会 2004 年秋季講演会講演要旨，2-3．
- 長谷義隆 (2004): 宇土半島および不知火流域の地質分布特性について．Inter-University Hydrology Seminar 2004 講演要旨集．
- 福島興征 (2004): ゼミ発表資料等，私信．
- 増淵 健 (2004): ゼミ発表資料等，私信．
- 丸井敦尚 (1991): 層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスと地中水の貯留機能．地理学評論，**64**(A), 145-166．
- 安原正也 (2003): 特集「関東平野の地下水」巻頭言．日本水文科学会誌，**33**, 113-114．
- Anderson, M.G. and Burt, T.P. (1990): *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 539p.
- Hewlett J. D. and Hibbert A. R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W. E. and Lull, H. W., (eds.), *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, Oxford, 275-290.
- Mulholland, P. J. (1993): Hydrometric and stream chemistry evidence of three storm flowpaths in Walker Branch Watershed. *Journal of Hydrology*, **151**, 291-316.
- Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., and Fujihara, J. (2001): The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrological Processes*, **15**, 1693-1706.
- Sklash, M. G., Stewart, M. K. and Pearce, A. J. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments 2: A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, **22**, 1273-1282.
- Tanaka, T., Yasuhara, M., Sakai, H. and Marui, A. (1988): The Hachioji Experimental Basin Study - Storm runoff processes and the mechanism of its generation. *Journal of Hydrology*, **102**, 139-164.
- Tsujimura, M., Onda, Y. and Ito, J. (2001): Stream water chemistry in a steep headwater basin with high relief. *Hydrological Processes*, **15**, 1847-1858.