

〔農工研技報 207〕  
93～108, 2008〕

## 亀裂構造を考慮した岩盤斜面内を流れる地下水流動特性

土原健雄\*・菊池茂史\*\*・大塚文哉\*\*・吉本周平\*・石田聡\*\*\*・今泉眞之\*\*\*\*

目 次	
I 緒 言	93
II 調査地概要	94
1 地形	94
2 地質	95
3 岩盤中の亀裂	96
III 地下水流動調査の方法	98
1 観測地点の選定	98
2 トレーサーの選定	98
3 トレーサー試験方法	98
4 分析方法	99
5 数値解析	99
IV 調査結果	100
1 トレーサー試験結果	100
a Case1	100
b Case2	102
2 破過曲線形状からみた地下水流動	102
3 縦方向分散率及び亀裂開口幅	103
V 岩盤斜面内の地下水流動特性	105
VI 結言	105
参考文献	105
Summary	107

### I 緒 言

地すべりは地質・地形学的な要因により発生するが、その発生の誘因としては地下水流量増加に伴う間隙水圧の上昇及びそれらのすべり面への伝達（山田，2000）、含水比増加による土質強度低下に伴う斜面安定性の低下が挙げられる（地下水ハンドブック編集委員会，1998）。土地改良事業計画設計基準 計画「農地地すべり防止対策」基準書・技術書（農林水産省農村振興局計画部資源課，2004）では、地下水は地すべりを発生させる最も大きな誘因であるとし、すべり面に働く間隙水圧の低下及び地すべり地塊内の地下水位の低下を目的とした地下水排除工の設計の必要性を明示している。特に、岩盤地すべりの場合、岩盤中の亀裂を流れる地下水が主要な誘因となっており（Cappa *et al.*, 2004）、岩盤斜面の初生すべりや再活動する岩盤地すべりにおいて基岩中の地下水の浸透経路を把握することは、地すべりの発生要因の解析や地下水排除工の設計にあたって重要である（田村ら，2007）。しかしながら、岩盤斜面中の地下水の流れは亀裂に規制されており（寺川ら，1996；Guglielmi *et al.*, 2000）、亀裂の

異方性及びそれに伴う地下水流動は非常に複雑である。

岩盤の亀裂の分布を把握するためには、露頭観察、ボーリングコアの観察、ボアホールカメラによるボーリング孔内の観察等、岩盤内の亀裂を直接的に調査する手法があるが、これらによって得られる亀裂の異方性の情報は限定的である。このため、ルジオン試験やJFT（Johnson Formation Test）等のボアホール試験、電気探査法等に代表される物理探査、地下水の水質を指標とした地球科学的調査等、間接的に岩盤中の亀裂を把握するための調査が実施されている。また、亀裂性岩盤中の水みち把握のために有効かつ直接的な手法としてはトレーサー試験がある。亀裂性岩盤という不均一流動場で、溶質輸送の物理的プロセスを評価するためにトレーサー試験が適用されている（例えば、Frost *et al.*, 1992；Himmelsbach, 1992；Lapcevic *et al.*, 1999）。また、亀裂性媒体における溶質輸送は亀裂を通過する速い移流と、亀裂内の溶質と比較的動かない水である岩質部の水との拡散による交換により特徴付けられ（Cook *et al.*, 2005）、亀裂媒体を流れる地下水流と溶質輸送をシミュレーション可能な解析及び数値モデルが開発されてきた（例えば、Sudicky and Frind, 1982；Therrien and Sudicky, 1996）。

岩盤を通過する地下水の流動を考慮する場合、多孔質媒体を通過する地下水流動と同様に、岩盤を巨視的に等価な媒体と仮定して、岩盤の不均一性を平準化し、ダルシー則を適用することは可能である（ドミニコ・シュワルツ，1995）。しかしながら、実際の岩盤は透水性が著しく異なる亀裂部と岩質部により構成され、亀裂内を流れる地下水が支配的である。例えば、Stripa鉱山（スウェー

農地・水資源部地下水資源研究室

農林水産省農村振興局資源課

企画管理部業務推進室

農村環境部

平成 19 年 11 月 30 日受理

キーワード：亀裂性岩盤，岩盤斜面，トレーサー試験，地下水，地すべり，破過曲線

デン) の坑道で行われたトレーサー試験結果から、岩盤中の流れの約3分の1は岩盤体積の約2%である亀裂から生じており、局所化した亀裂の存在による地下水流動が示されている (Rasmuson and Neretnieks, 1986; Neretnieks, 1987)。これらの亀裂を通過する卓越した流れは、チャンネル (channel) あるいはチャネリング (channeling) という現象として扱われる (Cacas *et al.*, 1990; Tsang *et al.*, 1991)。岩盤斜面に発生する地すべりを対象とした場合、岩盤を等価な媒体とみなすことが可能な大規模なスケールよりも、一つの斜面程度の規模を対象とする場合がほとんどであり、地すべり地内の地下水流動には、亀裂の幾何学的特徴や分布に基づく異方性が大きく影響すると考えられる。例えば、石田ら (2002) はダム貯水域の岩盤斜面の地すべりブロックにおいてトレーサー試験を行い、斜面方向を斜めに横切る地下水の流れを明らかにし、亀裂

によるチャネリングの影響を示している。

本研究では、静岡県浜松市 (前天竜市) 大沢地区の岩盤斜面の地すべり地を対象に、岩盤中の地下水の流路を直接的に把握可能なマルチトレーサー試験を実施した。トレーサー試験結果及び数値解析結果から、亀裂性岩盤の水理学的特性評価を行うとともに、岩盤斜面における亀裂構造を考慮に入れた地下水流動特性について明らかにする。

本研究を実施するにあたり、地形地質データの提供及びトレーサー試験の実施において、関東農政局資源課関係各位にご協力頂いた。ここに記し、深謝の意を表します。

## II 調査地概要

### 1 地形

調査対象地である地すべり地は、静岡県浜松市 (前天

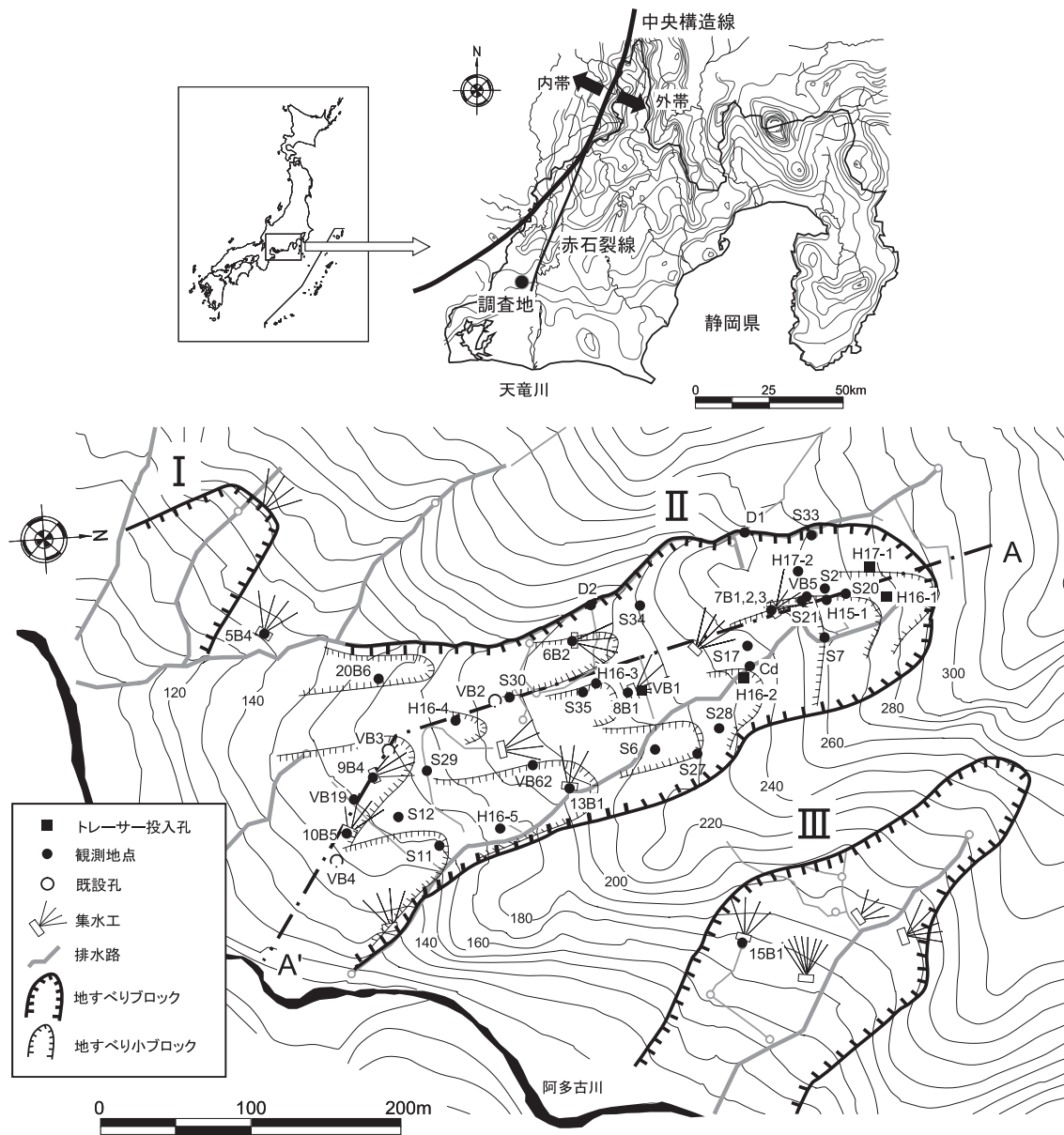


Fig.1 調査地位置図及びトレーサー投入孔・観測地点位置図  
Location map of study site and tracer injection boreholes and observation points

竜市) 大沢地区に位置する (Fig.1)。本研究の調査地は天竜川水系の一つである阿多古川の北部山地に位置している。天竜川流域の山地は多くの谷で深く刻まれ、斜面は急斜面を呈することが多い。阿多古川の流路に沿う谷壁は急斜面であるが、小規模の沖積地、段丘面が断続的に分布する。地質は三波川帯の泥質、砂質片岩を中心に分布し、崩れやすい素因を持っている。また、大沢地区は地すべり等防止法に基づき59haが地すべり防止区域に指定されている (静岡県, 1985)。集落が分布する山腹緩斜面の成因としては、古期の地すべり性崩壊による平坦面化、土石流的押し出し堆積物による平坦面化、高位段丘面などが考えられる。

本地すべり地は、大きくⅠ～Ⅲのブロックに区分され、本研究では3つのブロックのうち最も大きいⅡブロックが位置する岩盤斜面を調査対象とする。Ⅱブロックは、幅200m、長さ700m程度であり、標高280～300mを冠頭部とし南に向かって地すべり地形が形成されている。地すべり地内にはさらに小規模な地すべり地形が多数分布しており、末端部は急崖となって阿多古川に接している。地すべり地内の地形は棚田状を呈しており、過去には水田として利用されていたが、現在は杉の植林地、茶畑、畑地として利用されている。また、地すべり地内には棚田下部を中心に多数の湧水が分布し、地すべり対策工として、地表水排除工、水抜き用集水ボーリング工が多数施工されている。

## 2 地質

西南日本の内帯・外帯を境する中央構造線は、調査地の北西10km近くをほぼNE-SW方向に走っている。調査地周辺域は西南日本外帯の他の地域にみられる地質と同様な古期岩層、すなわち結晶片岩類、秩父古生層、四国の四万十層群に相当する犬居・光明・三倉・

伏間等の主として中生代、一部は古第三紀と思われる諸層群、および塩基性ないし超塩基性の変質火成岩類によって構成される (齊藤・磯見, 1955)。Table 1に地質層序を示す。これら古期岩層の地質構造は、西南日本外帯に特有な帯状構造を示している。また、天竜川の東に赤石裂線という構造線が南北に走っており、これから西側には結晶片岩類と秩父古生層が、東側には中生代の諸層群が主として分布する。

本地すべり地は三波川結晶片岩類の典型的地すべり地域であり、その地質は表層から下位の順に、地すべり崩積土、風化岩 (黒色片岩、緑色片岩)、新鮮岩 (黒色片岩、緑色片岩) の3層に大別される。Fig.2に本地すべり地の地質断面図及び地質柱状図を示す。黒色片岩及び緑色片岩が基盤をなしており、斜面末端部では黒色片岩、中腹部で黒色片岩が緑色片岩に遷移し、冠頭部には緑色片岩が分布する。緑色片岩は黒色片岩中に狹在する箇所と、互層をなす箇所が確認される。緑色片岩は、片理が発達し基本的に黒色片岩より硬質であるが、風化部は褐色系に変色し片理面に沿って剥離する。黒色片岩は片理性に富み、比較的硬質であるが、風化部については風化が進行し脆弱である。これら基盤岩を地すべり崩積土が被覆している。地すべり冠頭部では比較的新鮮な緑色片岩が浅部より出現し、崩積土厚も小さい。中腹部から末端部にかけては角礫状、粘土状を呈する破碎が進行した緑色片岩や黒色片岩からなる崩積土が厚く形成されている。崩積土の層厚は冠頭部で2～3m、中腹部で5～10m、末端部で10m前後である。ボアホールカメラの孔壁映像調査により確認した片理は、北西から南東方向で南西に傾斜するものと、東西方向で南に傾斜するものがある。傾斜角は17～30° (平均23°) の傾きで南西または南への傾斜が卓越する。

Table 1 地質層序 (齊藤・磯見 (1955) より作成)

### Geological stratigraphy

新生代	第四紀	完新世	沖積層	シルト, 砂礫
		更新世	低位段丘	砂礫
			三方ヶ原礫層	砂礫
			坂部原礫層	砂礫
	新第三紀	鮮新世	掛川層群	礫, 砂, シルト
		中新世	倉真層群, 西郷層群	礫岩, 砂岩, シルト岩
中生代	白亜紀	古第三紀	伏間層群	砂岩, 頁岩
			三倉層群	砂岩
			犬居層群	粘板岩
		光明層群	砂岩, 粘板岩, チャート	
	三波川変成岩類	黒色及び緑色千枚岩, 黒色及び緑色片岩, 石英片岩		
ジュラ紀				
古生代		秩父古生層	チャート, 粘板岩, 輝緑凝灰岩	

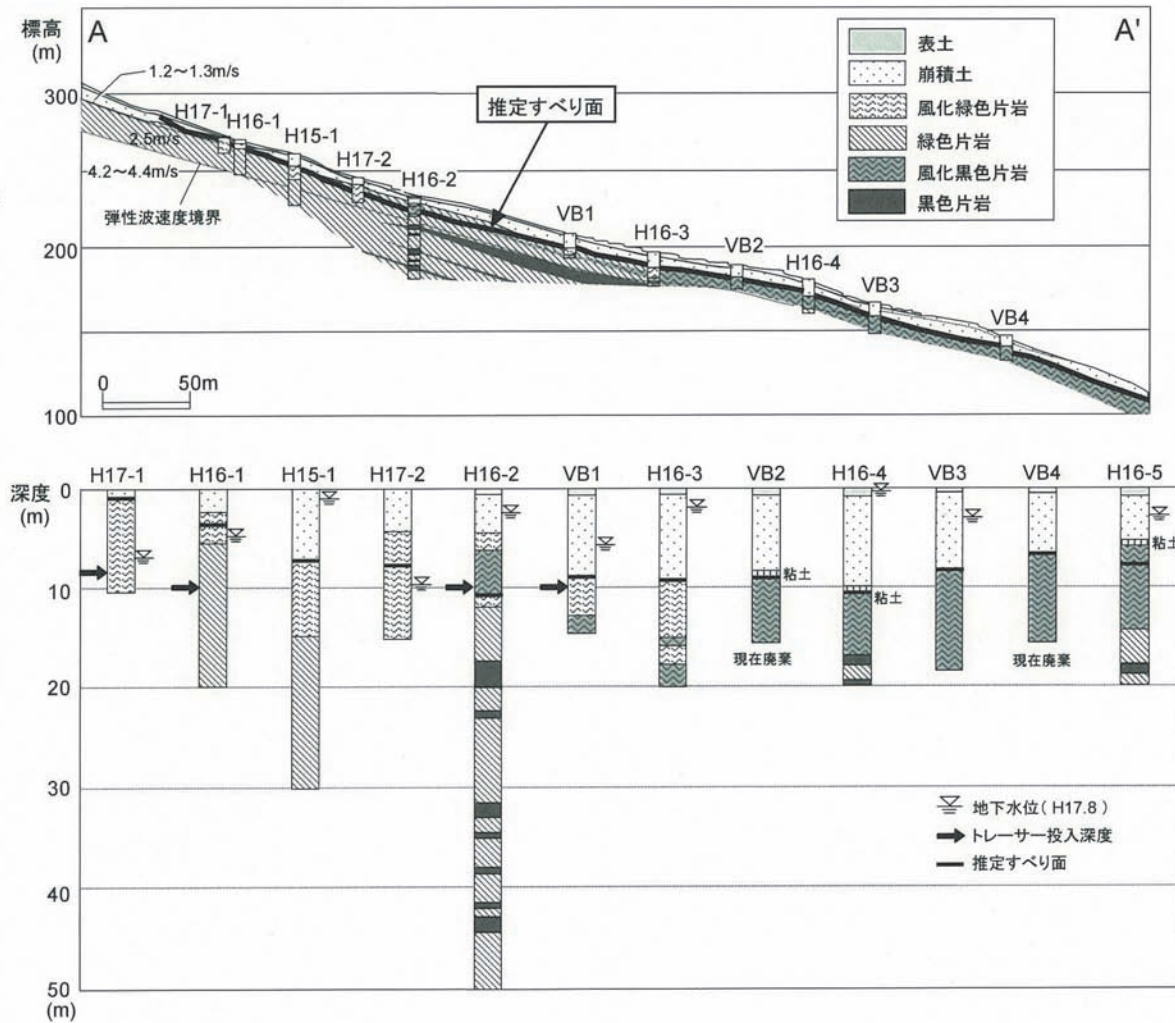


Fig.2 地質断面図 (A-A') 及び柱状図

Geological profile on section A-A' and geological columns

### 3 岩盤中の亀裂

掘削したボーリングのうち、ボアホールテレビカメラを挿入したH16-1, H16-2, H16-3, H16-4, H16-5孔の岩盤中の亀裂分布について述べる。コアの観察及びボアホールテレビカメラの孔壁写真によれば、H16-1孔では深度15~16m付近と深度11m以浅で開口亀裂の割合が大きく、深度6.0, 10.5m付近に大きな開口亀裂が集中する。H16-2孔では、目立った開口亀裂は深度25m付近, 39.0~40.0m付近, 45.1~45.7m付近に分布する。また孔内水の濁りを取るために揚水して観察した際に、深度8.1, 12.2mに湧水が確認された。H16-3孔では、深度14.5m付近までは破碎された礫状を呈しているため亀裂の認識が困難であり、また礫周辺は粘性土が充填されている。深度18.0, 19.4mに開口亀裂が確認された。H16-4孔では、深度16.3m付近まで角礫状部分が多く、亀裂として認識できるものは少ない。深度17.0~18.0mには開口亀裂が密集している。H16-5孔では、開口亀裂は深度9.7~11.0m, 14.0m以深で発達し、深度16.0m以深に比較的大

きな開口亀裂が確認される。

片理は北西から南東方向で南西に傾斜するものと、東西方向で南に傾斜するものが主体である。傾斜角は17~30°で南西または南傾斜が主体である。Fig.3にH16-1孔の亀裂分布及びボアホールカメラ映像を示す。また、Figs.4,5にH16-1, H16-2孔において観測された開口亀裂を、シュミットネット下半球に投影してそれぞれ示す。また、Figs.6,7にH16-1孔, H16-2孔の亀裂傾斜の投影図を示す。H16-1孔では、全亀裂数は81であり、亀裂が比較的集中しているのはN43°W15°S方向である。主方向以外に目立った亀裂は、N28°E25°N, N73°E59°S方向である。H16-2孔では、全亀裂数は143であり、亀裂はN61°W25°S方向に集中して分布する。また、H16-3, H16-4, H16-5孔の開口亀裂の分布は、それぞれN60°W25°S, N80°E34°S, N71°W20°S方向に卓越している。主立った亀裂の構造は、片理と調和的であり片理方向に規制されているものが多い。亀裂の構造は北西から南東方向ないし東西方向が主体であり、南西ないし南に15~34°傾斜している。これら30°以下の低角度の傾斜の亀裂は密着亀裂が多く、コ

ア採取後に開口する。一方、冠頭部付近では、傾斜角の大きい亀裂面が存在する (Figs.6,7)。H16-1孔では、傾斜角60~90° の高角度の亀裂は11m以浅に多く分布して

おり、トレーサー投入深度である深度10m付近には高傾斜角の亀裂が多数分布する (Figs.3,6)。

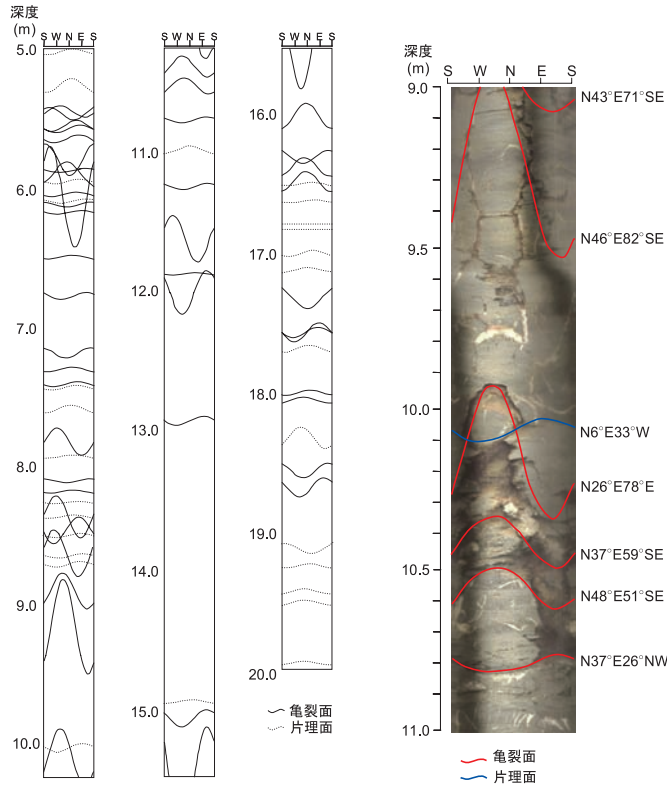


Fig.3 H16-1孔亀裂分布及び壁面映像

Fracture distribution and image of borehole wall face of H16-1

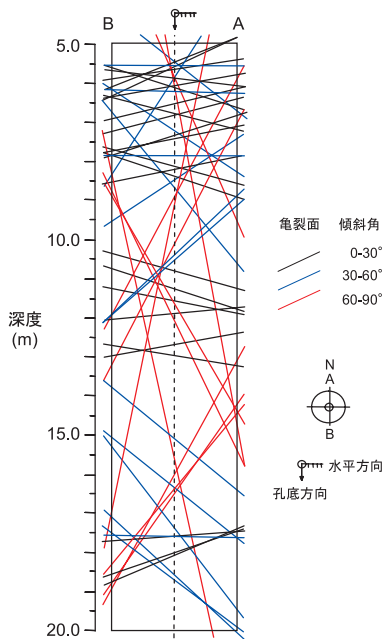


Fig.6 H16-1孔亀裂傾斜投影図

Projection of the fracture dip angle in H16-1

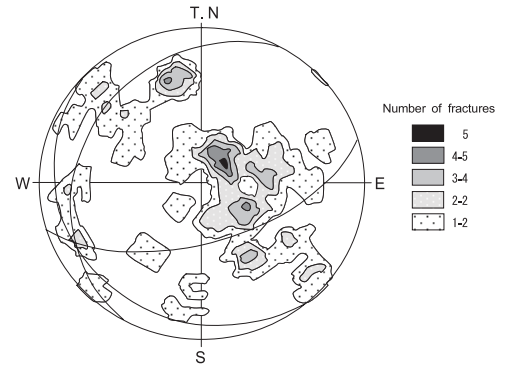


Fig.4 H16-1孔開口亀裂分布  
Open fracture distributions in H16-1

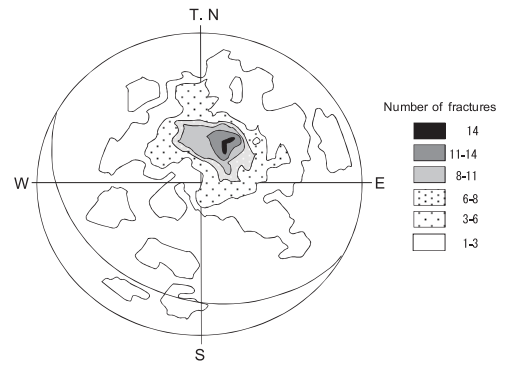


Fig.5 H16-2孔開口亀裂分布  
Open fracture distributions in H16-2

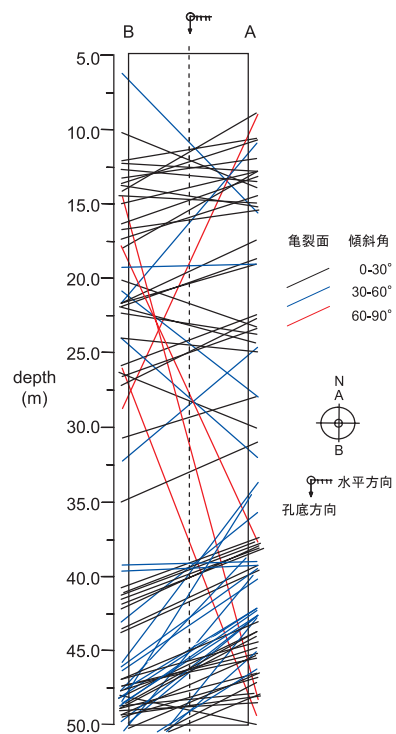


Fig.7 H16-2孔亀裂傾斜投影図

Projection of the fracture dip angle in H16-1

これらの亀裂には一部粘土化物質が付着するが、亀裂面は新鮮であり、また開口している。片理面の傾斜とは異なるこれらの傾斜角の大きい亀裂は、構造運動により形成された比較的新しい亀裂と考えられ、地下水の主要な水みちを形成していると推察される。

### Ⅲ 地下水流動調査・解析方法

本研究では、岩盤斜面内の地下水流動経路を把握するために複数の蛍光染料をトレーサーとして用いたマルチトレーサー試験を2004年10月（以下、Case1）、2005年9月（以下、Case2）に行った。Case1では、3地点にそれぞれ異なるトレーサーを投入した。Case2では、Case1で推定された水みち以外の斜面西側の水みちを推定するために1地点にトレーサーを投入した。Case1、Case2の試験期間を含む特別降水量（アメダス：天竜）をそれぞれFigs.8, 9に示す。いずれも試験開始のトレーサー投入時に降水は確認されなかったが、試験期間中には降水が観測された。

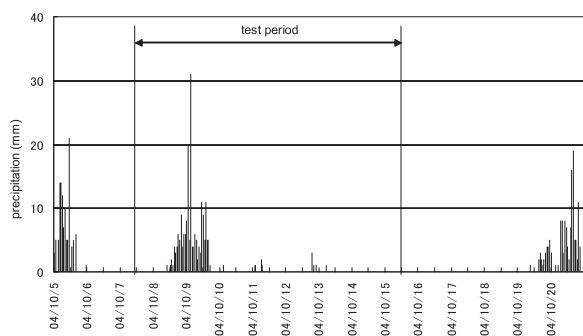


Fig.8 特別降水量 (Case 1)  
Precipitation during tracer test periods of Case 1

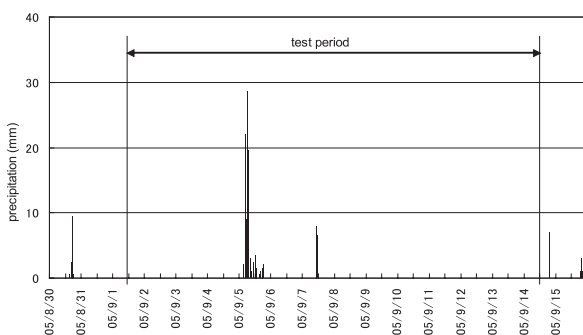


Fig.9 特別降水量 (Case 2)  
Precipitation during tracer test periods of Case 2

#### 1 観測地点の選定

トレーサー投入孔及び採水地点をFig.1に示す。本地すべり地には多数の鉛直ボーリング孔、集水ボーリング孔、湧水、暗渠排水路等が存在している。トレーサー投

入孔は斜面上部に位置する鉛直ボーリング孔を選定し、採水地点は投入したトレーサーを広範囲に捉えるために投入地点下流に均一に分布するよう選定した。Case1では、トレーサー投入孔はH16-1、H16-2、VB1であり、採水地点は湧水13 (S2, S6, S7, S11, S12, S17, S20, S27, S28, S29, S30, S34, S35)、集水ボーリング孔10 (5B4, 6B2, 7B1, 7B3, 8B1, 9B4, 10B5, 13B1, 15B1, 20B6)、鉛直孔7 (H15-1, H16-3, H16-4, H16-5, VB5, VB19, VB62)、暗渠排水路2 (D1, D2)、承水路 (Cd)、阿多古川1 (R1) の計34地点である。ただし、試験開始後に、S35においてトレーサーを含む地下水が湧出、承水路 (Cd) 上部の湧水から湧出したトレーサーを含む地下水が承水路に混入したため、S35, Cdの2点を急遽観測地点に追加した。このため、S35, Cdの観測間隔は他の地点とは異なる。Case2では、トレーサー投入孔はH17-1であり、採水地点は湧水7 (S2, S7, S17, S21, S28, S33, S34)、集水ボーリング孔5 (6B2, 7B1, 7B2, 7B3, 8B1)、鉛直孔1 (H17-2)、暗渠排水路2 (D1, D2) の計15地点である。

#### 2 トレーサーの選定

トレーサーに求められる条件としては、生態系等環境に対して無害あるいは影響が極めて小さいこと、低濃度でも検出が可能であること、自然の地下水中の存在量が小さいこと、土粒子に吸着されないことなどが挙げられる。Allende (1977) は、蛍光染料、ハロゲンイオン類は、浸透経路が短くかつ浸透流速が速い場合に有効であり、浸透水が複雑な経路網で発生するなど、多孔質地盤内の浸透を調査する場合は放射性同位元素トレーサーを使用すべきであるとしている。本研究では、亀裂性岩盤中の浸透流速の速さを考慮するとともに、低濃度でも検出可能である蛍光染料をトレーサーとして採用した。

トレーサーとなりうる蛍光染料は、青色系、緑色系、赤色系に区分でき、それぞれの色系で、アミノG酸、ライサミンFFまたはピラニン、ローダミンWTがトレーサーとして推奨されている (Smart and Laidlaw, 1977)。本研究では、複数の投入孔を用いてトレーサー試験を実施するため、各色系において代表的なアミノG酸、ピラニン、ローダミンWTを用いた。これら3種は励起波長、蛍光波長がそれぞれ異なるため、2種類以上のトレーサーが混合して流出した場合でもそれぞれ検出可能である。投入したトレーサーの種類、投入量、試験時間等の試験概要をTable 2に示す。Case2ではCase1で用いられたピラニンを再度トレーサーとして用いているが、Case1では斜面下部 (VB1) にピラニンを投入しており、H17-1に投入したCase2の試験では混合等の影響はないと判断した。

#### 3 トレーサー試験方法

トレーサー試験実施前に、バックグラウンド用試料として、トレーサー投入前日及び投入直前の投入孔及び

採水地点の地下水をそれぞれ100mL採取する。また、トレーサー希釈用として阿多古川から河川水を500Lタンクに採取する。さらにトレーサーを帯水層に理想的な矩形パルスとして押し込むための水（以下、押水）として河川水を別タンクに採取する。

試験実施前にトレーサーと河川水を混合し、それぞれトレーサー希釈液を作成する（Table 2）。トレーサーは流動層に効率よく注入する必要があるため、投入目標とする孔内にビニールホースを挿入し目的深度に固定する。ただし、VB1孔については掘削深度が50mと大きくトレーサー投入の目的深度以深へのトレーサーの拡散の可能性があるため、深度20mにエアパッカーを設置し、トレーサーの流動層への注入に留意した。

トレーサーの投入は、希釈液タンクから投入孔へ接続されたビニールホースを通じ、水頭差を用いた自然

流下により行った。ただし、試験実施前に河川水の連続注入により推定した注水可能量（Table 2）を維持するために給水栓による投入速度の調節を行った。また、トレーサー注入時は地下水位計により地下水位を観測し、試験時における過度の水位上昇を防止した。トレーサー希釈水タンクからの投入完了後、押水用タンクにビニールホースの接続を切り替え押水の注入を行った。

採水は試験開始直後から1時間間隔で行い、時間経過とともに採水間隔を大きくし、各採水地点で50回（Case1）、45回（Case2）の採水を行った（Table 3）。また、トレーサー注入従事者と採水従事者を分けることで高濃度のトレーサーによる採水試料の汚染を防止するとともに、各採水地点に個別の採水用具を設置し、採水試料同士の汚染を防止した。

Table 2 トレーサー試験概要  
Properties of tracer tests

	Case1			Case2
	H16-1	H16-2	VB1	H17-1
投入孔	H16-1	H16-2	VB1	H17-1
掘削深度	20m	50m	20m	20m
トレーサー	ローダミン WT 20%溶液 2L	アミノ G 酸 粉末 500g	ピラニン 粉末 500g	ピラニン 粉末 500g
希釈液	500L	300L	500L	500L
投入深度	GL-10.0m	GL-10.0m	GL-10.0m	GL-8.0m
注入量 (L/m)	13.3	2.9	10.0	20.0
観測期間	192 時間			308 時間
観測地点数	34			15

Table 3 採水間隔  
Sampling interval of tracer tests

	間隔 (h)	経過時間 (h)
Case 1	1	0 ~ 24
	2	24 ~ 48
	6	48 ~ 96
	12	96 ~ 144
Case 2	24	144 ~ 192
	1	0 ~ 24
	2	24 ~ 48
	6	48 ~ 96
	1 日 2 回	96 ~ 187
	各 1 回	263, 284, 308

#### 4 分析方法

採水した試料は研究室に持ち帰り、蛍光染料の濃度の測定を行う。採取した試料水に固有の励起波長を持つ光を照射し、蛍光強度を測定する。蛍光強度が高く検出された試料については、個別に蛍光スペクトルを測定し、該当する蛍光染料であるかどうかの同定を行う。これらの分析には、蛍光分光光度計（RF5300-PC, SHIMADZU）を用いた。

#### 5 数値解析

亀裂性岩盤内の地下水の流動は流速場の強い変動により非常に複雑である。これまで亀裂性岩盤は連続体あるいは不連続体としてモデル化されてきた。連続体モデルでは、亀裂媒体はしばしば均質化による等価な有孔媒体として扱われる。等価な連続体の仮定は、高密度に発達した亀裂性岩盤のみに有効である（Long *et al.*, 1982）。あるいは、空間平均値を代表させるに十分な代表要素体積（Representative Elementary Volume, REV）を越える対象の場

合は、亀裂性岩盤を連続体とみなすことが可能である。一方、不連続体モデルとしては、個々の亀裂や亀裂同士の接続性とといった亀裂の幾何的特徴を考慮に入れ、亀裂内の流れや溶質移行を扱う亀裂ネットワークモデルがある。

本研究では、溶質移行における移流分散、マトリクス拡散を考慮した3次元物質移行解析が可能である不連続亀裂性岩盤移流拡散輸送解析コードFrac3DVS（Therrien and Sudicky, 1999）を用いた。トレーサー試験結果から、本調査地の岩盤斜面内の地下水は卓越した亀裂内を選択的に流動すると想定し、トレーサー投入孔と観測地点間の卓越した単一亀裂を対象としたモデルを構築し、差分法により離散化を行った。対象とした破過曲線は、Case1においてローダミンWTの到達が確認されたS7である。解析では、トレーサー試験と同様の条件を与えることにより得られた破過曲線をトレーサー試験結果とをフィッティングすることにより、亀裂の物質移行開口幅及び縦方向分散率を求めた。

## IV 調査結果

### 1 トレーサー試験結果

#### a Case1

Fig.10にトレーサー検出状況を示す。ローダミンWTが検出された地点はS2, S7, S17, S20, S28, Cdの6地点, アミノG酸が検出された地点はS28の1地点, ピラニンが検出された地点はS30, S35の2地点であった。以下

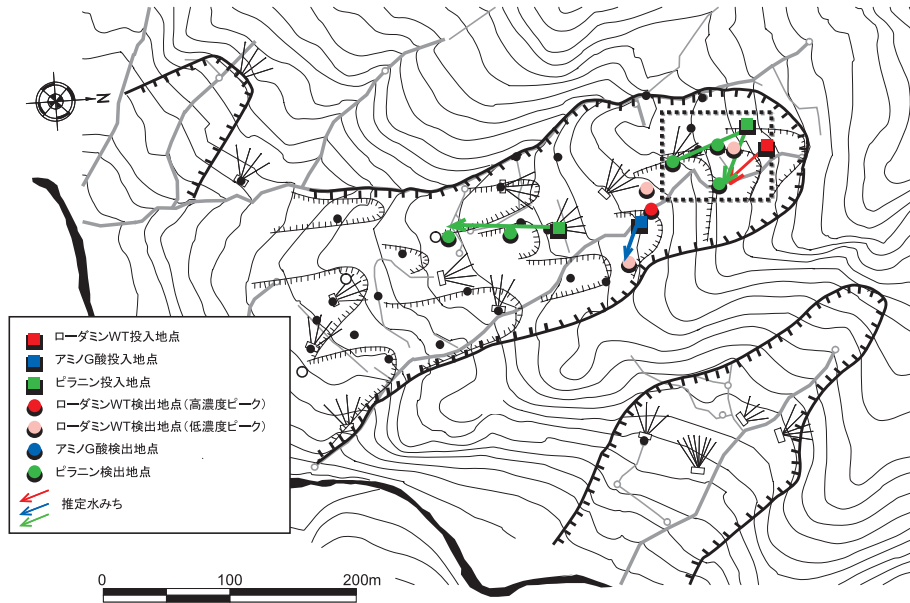


Fig.10 トレーサー検出地点  
Tracer arrival points

ク時の濃度は1.59ppbであった。ピーク後、濃度は徐々に低減しているが、観測期間である189時間後においてもその濃度は1ppb以上であり、濃度は低下するに至っていない。トレーサー到達からピーク濃度までの経過時間は約110時間であり、濃度が低減するには同程度あるいはそれ以上の時間が必要と考えられる。

S17地点では、試験開始2時間後から濃度が上昇し、5時間後に濃度はピークに達する (Fig.12)。ピーク時の濃度は3.6ppbであった。ピーク後はゆるやかに濃度が低減するが、33時間後に再度濃度ピークが現れ (ダブルピーク)、その後濃度は低下した。S7地点では、試験開始直後からトレーサー濃度は上昇し、試験開始から3時間後に濃度がピークに到達した (Fig.12)。ピーク時の濃度は1100.2ppbと非常に高く、目視でトレーサーの混入が確認可能であった。急激な濃度上昇後は、35時間程度かけて濃度はゆるやかに低減する。Cd地点は、試験開始直後からトレーサー濃度は上昇し、試験開始から2時間後に濃度がピークに到達した (Fig.12)。ピーク時の濃度は901.1ppbと高く、S7地点同様、目視でトレーサーが確認された。急激な濃度上昇後は45時間程度かけて濃

に、各トレーサーの検出地点の詳細を述べる。

S2, S20地点では、いずれも試験開始後120時間後あたりから緩やかに濃度が上昇し、試験開始から189時間後に1ppbを越えるローダミンWTが検出された (Fig.11)。観測終了後の濃度変化は不明であるが、濃度変化は1点のみの特異点ではなく、徐々に濃度が上昇していったことなどからローダミンWTが到達したと判断できる。S28地点では、試験開始後20時間後から緩やかに濃度が上昇し、131時間後に濃度ピークに達する (Fig.11)。ピー

度はゆるやかに低減する。

アミノG酸については、21の地点で濃度の検出があり、各試料のスペクトル分析においてアミノG酸の蛍光波長である445nm付近にピークが確認された。しかしながら、投入孔 (H16-2孔) より標高の高い観測地点でも同様に濃度が検出されること、投入孔からの距離が異なるそれぞれの観測地点でほぼ同時刻 (試験開始から30~50時間後) に濃度のピークが現れること、それらの時刻が時間別降雨量のピークに重なることなどから、検出された濃度はアミノG酸によるものではなく、試験期間中の豪雨 (最大時別降水量31mm, Fig.8) による地表水中の物質が混入したことによるものと判断した。Smart and Laidlaw (1977)は、南コッツウォルズとメンディップ (イギリス) の石灰岩盆地とカルスト地域で行われたトレーサー試験において、青色及び緑色系染料のバックグラウンド値が赤色系染料よりも高く、それらの違いは水源の違い、洪水流による水質の変動によるものであると報告している。これより、本試験において多数検出されたアミノG酸も試験期間中の洪水流の影響であると考えるのが妥当である。本研究では、アミノG酸が到達した



のは試験開始から30~50時間後にピークを持たないS28のみとした。

S28地点では、トレーサーは試験開始3時間後から濃度は上昇を始め、9時間後に濃度はピークに到達した(Fig.13)。ピーク時の濃度は82.9ppbであった。ピーク到達後にいったん濃度は低下するが、試験開始から29時間後に再度ピークが現れる。しかし、これは他の多くの試料に見られた豪雨時の洪水流により混入した物質の影響と思われる。この影響を除去することにより、S28地点では、9時間後にピークが到達し、その後ゆるやかに濃度が低減したと考えられる。

ピラニンもアミノG酸同様、S30、S35以外の複数の地

点で濃度の検出が見られたが、スペクトル分析においてピラニン固有の蛍光波長515nmを示さず、ピラニンの到達と判断しなかった。また、各試料はアミノG酸の蛍光波長である445nm付近にピークを持っており、これらは上述したアミノG酸に類似した物質の混入による影響と考えられた。

S30地点では、トレーサー濃度は試験開始から3時間後から濃度が上昇し、5時間後にピークに到達する(Fig.14)。ピーク時の濃度は226.9ppbと高く、目視でトレーサーの確認が可能であった。急激な濃度上昇後はゆるやかに濃度が低減し、試験開始40時間後には回復している。S35地点では、試験開始直後からトレーサー濃度

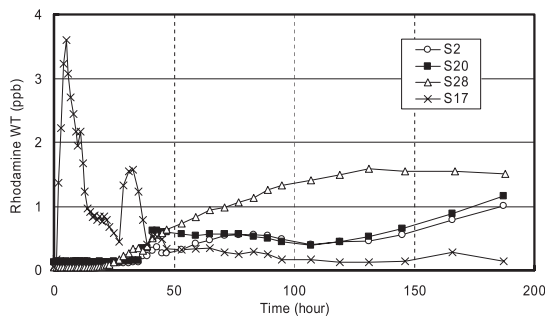


Fig.11 破過曲線 (ローダミンWT) (S2,S17,S20,S28:Case1)  
Breakthrough curve of Rhodamine WT (S2,S17, S 20,S28:Case1)

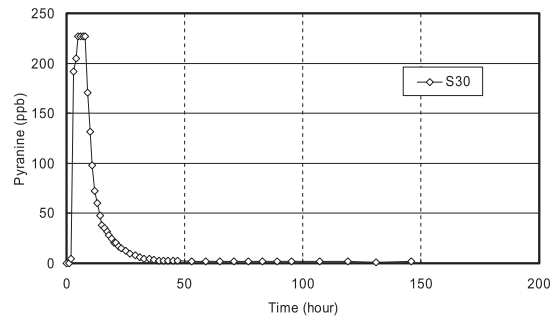


Fig.14 破過曲線 (ピラニン) (S30:Case1)  
Breakthrough curve of Pyranine (S30:Case1)

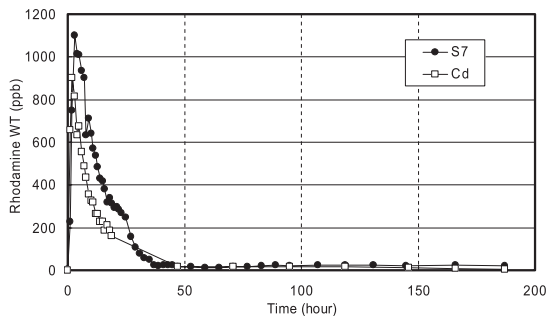


Fig.12 破過曲線 (ローダミンWT) (S7,Cd:Case1)  
Breakthrough curve of Rhodamine WT (S7,Cd:Case1)

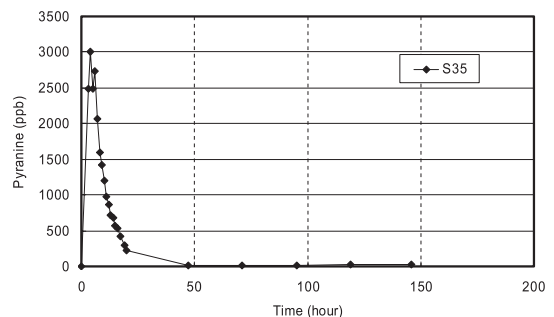


Fig.15 破過曲線 (ピラニン) (S35:Case1)  
Breakthrough curve of Pyranine (S35:Case1)

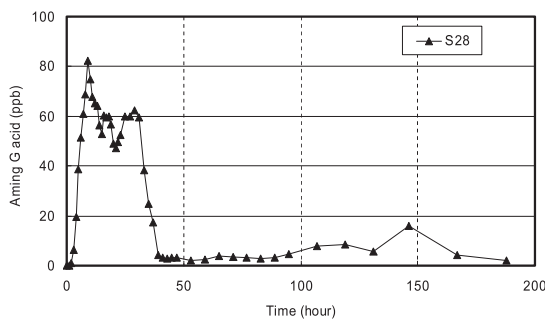


Fig.13 破過曲線 (アミノG酸) (S28:Case1)  
Breakthrough curve of Amino G acid (S28:Case1)

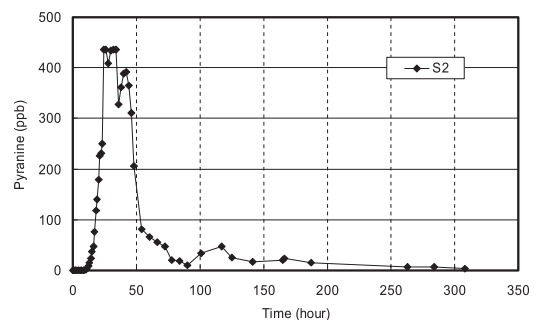


Fig.16 破過曲線 (ピラニン) (S2:Case2)  
Breakthrough curve of Pyranine (S2:Case2)

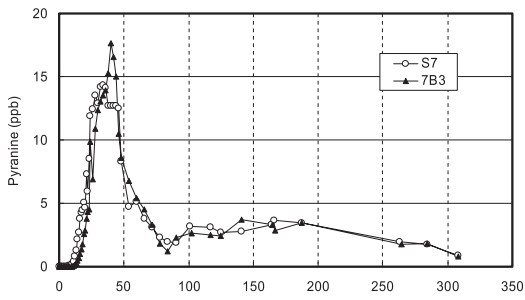


Fig.17 破過曲線 (ピラニン) (S2,7B3:Case2)  
Breakthrough curve of Pyranine (S2,7B3:Case2)

は上昇し、試験開始から4時間後に濃度がピークに到達した (Fig.15)。ピーク時の濃度は3006.5ppbと非常に高く、目視でトレーサーの確認が可能であった。急激な濃度上昇後、濃度は緩やかに低減し、試験開始47時間後には回復している。

#### b Case2

Fig.10にCase2におけるトレーサー検出状況を示す。ピラニンが検出された地点は、S2, S7, 7B3の3地点であった。試験開始から100時間前後に最大特別降水量29mmの降雨があり (Fig.9)、この降雨に反応して上記3地点以外にもピラニン濃度が上昇する地点が見られた。しかしながら、流下距離が大きく異なるにも関わらず降雨のピークに従った濃度変化を示すことから、Case1のアミノG酸の場合と同様に豪雨時の洪水流により混入した物質の影響と判断した。

S2地点では、トレーサー濃度は試験開始10時間後から上昇し始め、24時間後にピークに到達する (Fig.16)。ピーク時の濃度は435ppbであった。濃度上昇後は、緩やかに濃度が低減する。S7地点では、トレーサー濃度は試験開始13時間後から上昇し始め、34時間後にピークに到達する (Fig.17)。ピーク時の濃度は14ppbであった。濃度上

昇後は、緩やかに濃度が低減する。7B3地点では、トレーサー濃度は試験開始17時間後から上昇し始め、40時間後にピークに到達する (Fig.17)。ピーク時の濃度は18ppbであった。濃度上昇後は、緩やかに濃度が低減する。いずれの地点においても、試験開始100時間後以降に濃度の上昇がみられるが、これらは豪雨時の洪水流の影響と考えられる。

## 2 破過曲線形状からみた地下水流動

Jakowski and Ebhardt (1997)は、Baden-Wuerttembergの岩盤帯水層において行われた過去40年間のトレーサー試験結果から、岩盤帯水層を対象としたトレーサー試験の破過曲線形状の典型例をまとめている (Fig.18)。ここで、 $C/C_{max}$ は、相対濃度を示しており、トレーサーのピーク時の濃度 ( $C_{max}$ ) に対するある時刻における濃度 ( $C$ ) の比で表される。Type Aは濃度の急激な上昇を示すが、その後急激に濃度が減少する。Type Bは急激な濃度上昇とその後緩やかな濃度の低減を示す。ここで、この緩やかな濃度の低減はその形からテーリング (tailing) と呼ばれる。Type Cは複数のピークを示す。Type Dは急激な濃度変化を見せずに緩い曲線を描く。

本研究のトレーサー試験において到達が認められた各地点の破過曲線については、Case1のS7 (R), Cd (R), S28 (A), S30 (P), S35 (P), Case2のS2 (P), S7 (P), 7B3 (P) はType B, Case1のS17 (R) はType C, Case1のS2 (R), S20 (R), S28 (R) はType Dにそれぞれ分類される (括弧内のR, A, PはそれぞれローダミンWT, アミノG酸, ピラニンが到達したことを示す)。本試験で得られた破過曲線は、TypeDに分類された3地点を除き、TypeBの急激な濃度上昇とピーク後の緩やかな濃度の低減を示す。

土原ら (2005) は、亀裂性岩盤を対象にした過去の44のトレーサー試験結果を整理し、破過曲線形状としてはType Bが最も多い (72.7%) としている。また、トレー

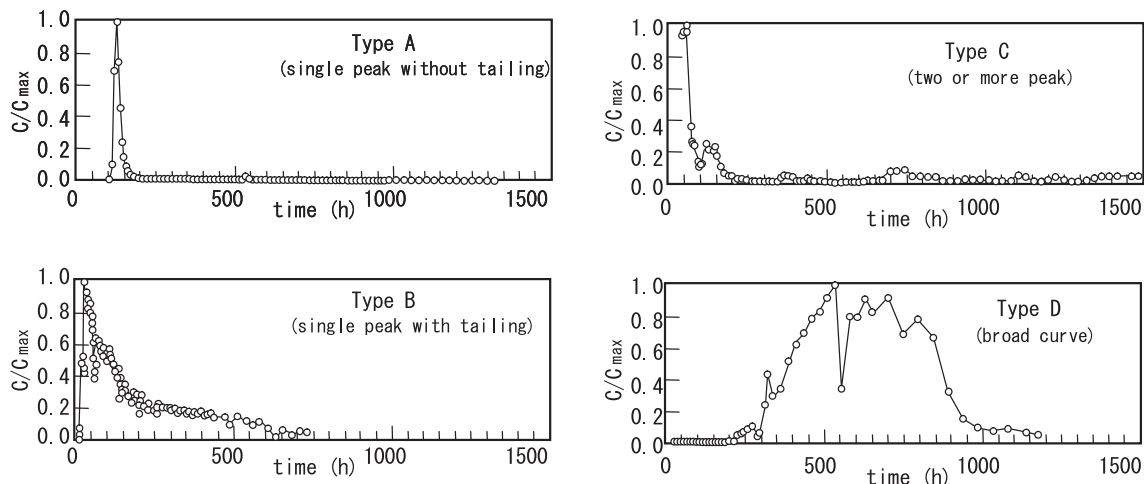


Fig.18 亀裂性岩盤における典型的な破過曲線 (Jakowski and Ebhardt, 1997)

Typical breakthrough curves in fractured rocks

サーが観測点到達後ピークに達するまでの時間とピーク後濃度が回復するまでにかかる時間の関係を示している。トレーサー到達時刻 (breakthrough time,  $t_b$ ), ピーク到達時刻 (peak time,  $t_p$ ), ピーク後にトレーサー濃度がゼロあるいはゼロ付近まで回復した時刻 (recovery time,  $t_r$ ) とし,  $t_p - t_b$  を  $x$ ,  $t_r - t_p$  を  $y$  とすると, 両者の関係は以下の式で表される。

$$y = 16.73x^{0.75} \quad (R^2 = 0.82) \quad (1)$$

土原ら (2005) に本研究のトレーサー試験結果を追記

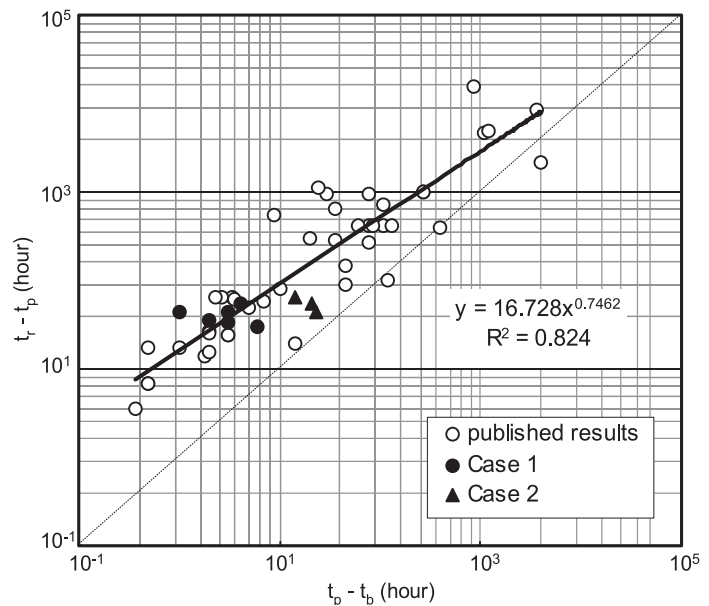
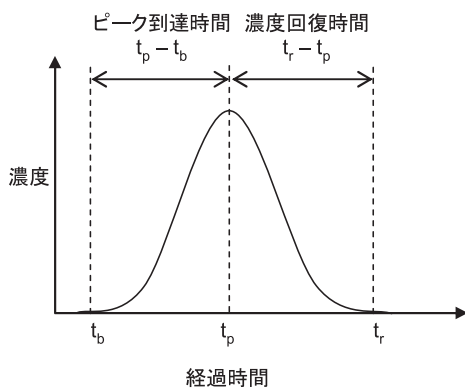


Fig.19 トレーサー試験におけるピーク到達時間と濃度回復時間の関係

Peak arrival time versus recovery time on tracer tests

### 3 縦方向分散率及び亀裂開口幅

Frac3DVSを用いた解析で得られた破過曲線をトレーサー試験結果とフィッティングさせることにより, 亀裂の物質移行開口幅及び縦方向分散率を求めた。対象とした破過曲線はローダミンWTが到達したS7地点であり, 解析で用いたパラメータはTable 4に示す。

解析結果はトレーサー試験から得られた破過曲線をよく再現している (Fig.20)。しかしながら, トレーサー試験結果では試験開始20~25時間後に濃度が低下せずにはば横ばい状態になるが, これは主要な水みちである卓越した亀裂以外の亀裂を通過したトレーサーが到達した影響と考えられる。これらを再現するためには, 単一亀裂モデルでは限界があり, 2つ以上の複数の亀裂を有するモデルを構築する必要がある。亀裂の物質移行開口幅, 縦方向分散率の感度解析として, Fig.21は物質移行開口幅を固定し縦方向分散率を変化させた場合の破過曲線, Fig.22は縦方向分散率を固定し物質移行開口幅を変化させた場合の破過曲線をそれぞれ示している。図より, 縦方向分散率は破過曲線の立ち上がり部分, 物質移行開口幅はピー

ク到達後の曲線の傾きに影響しているといえる。土原ら (2005) は亀裂性岩盤を対象とした過去のトレーサー試験 (146地点) における試験スケールと縦方向分散率の関係を整理し, 以下の相関式を導いている。

$$\alpha_L = 0.081L^{0.894} \quad (R^2 = 0.76) \quad (2)$$

ここで,  $\alpha_L$ は縦方向分散率 (m),  $L$ は試験スケール (m) である。Fig.23は既往の研究結果 (土原ら, 2005) に本試験結果を追記したものである。本研究における亀裂性岩盤の縦方向分散率は既往の研究結果とほぼ同じ傾向にあるが, 式(2)で示される相関式よりやや大きな縦方向分散率となった。これは, 整理した過去のトレーサー試験が放射性廃棄物処理場評価のための低透水性の岩盤を対象としているのに対し, 本研究では地すべり地の高透水性の岩盤が対象であることが影響していると考えられ, 高透水性の亀裂性岩盤においては縦方向分散率が大きくなる傾向にあると推察される。

Table4 入力変数

Input parameters

変数	入力値
マトリクス部	
透水係数	$7.20 \times 10^{-6}$ m/hour
貯留係数	0.001 1/m
間隙率	0.01 -
縦方向分散率	2.50 m
横方向分散率	0.25 m
亀裂部	
貯留係数	0.001 1/m
横方向分散率	0.25 m
トレーサー分子拡散係数	$4.68 \times 10^{-6}$ m <sup>2</sup> /hour

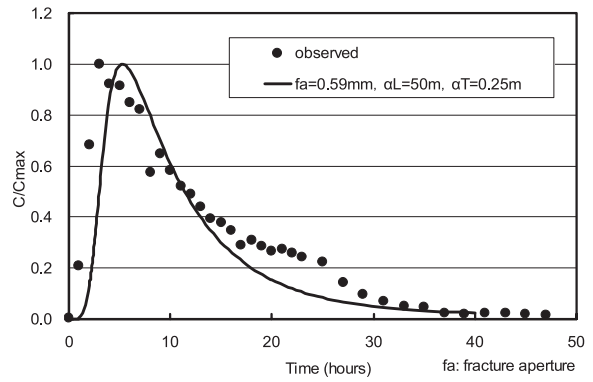


Fig.20 破過曲線 (S7:Case1)  
Breakthrough curve at S7 in Case 1

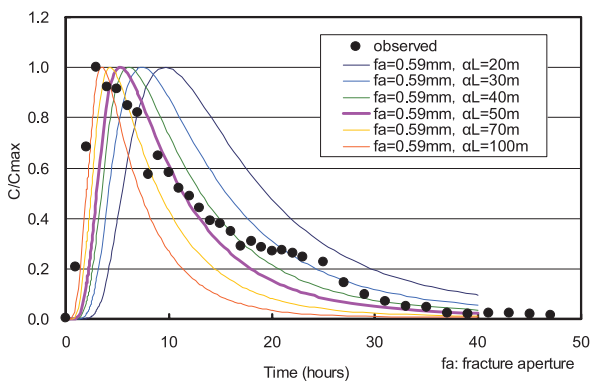


Fig.21 縦方向分散率感度分析  
Sensitivity analysis of longitudinal dispersivity

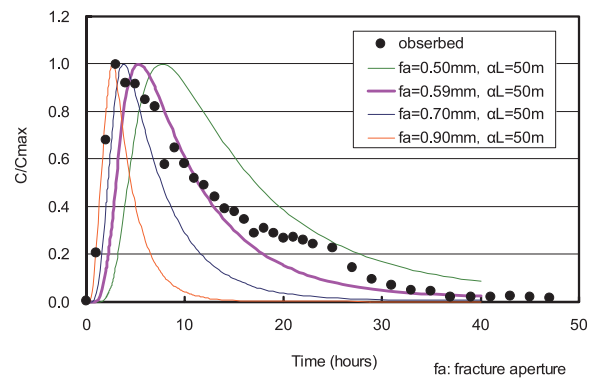


Fig.22 亀裂開口幅感度分析  
Sensitivity analysis of fracture aperture

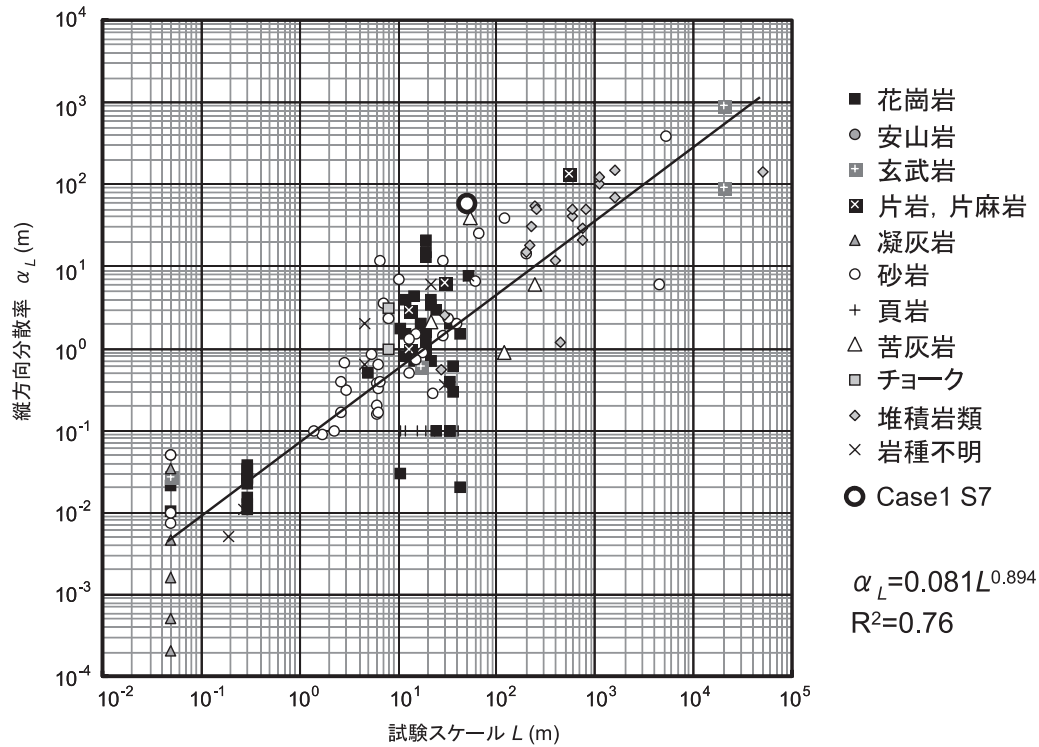


Fig.23 亀裂性岩盤における縦方向分散率と試験スケールとの関係  
Longitudinal dispersivity versus scale in fractured rocks

## V 岩盤斜面内の地下水流動特性

Case1, Case2の両試験において、トレーサーの検出が多く見られた斜面冠頭部における水みちの概念図をFig.24に示す(Fig.10中の四角部分拡大)。2つのトレーサー試験結果より、岩盤斜面内の地下水流動方向はNW-SEと判断され、この方向は、Case1のロードミンWTの16-1孔→S7地点、Case2のピラニンのH17-1孔→S2地点ともよく一致している。これより、岩盤斜面における地下水流動は、地形から判読される動水勾配よりも卓越した亀裂面に支配されているといえる。

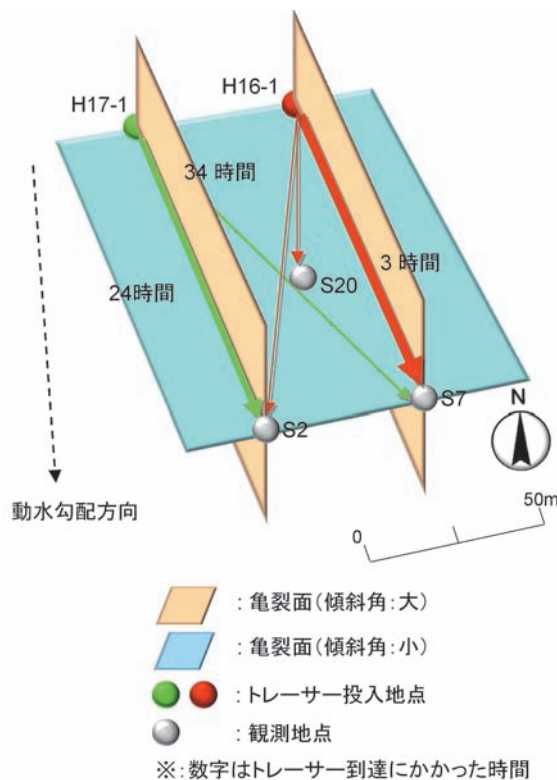


Fig.24 岩盤斜面冠頭部における亀裂内地下水流動方向概念図  
Schematic diagram of groundwater flow paths  
in the upper part of rock slope

片理面と平行する傾斜角が小さい(南西ないし南に15~34°傾斜)古い亀裂面は密着亀裂が多く、開口度は小さい。これに対し、構造運動により形成された比較的新しい亀裂面は、片理面とは異なり傾斜角が60~90°と大きく、亀裂面は新鮮である。これより、岩盤斜面を流れる地下水は、片理面に並行する傾斜角の小さい亀裂ではなく、傾斜角の大きい比較的新しい亀裂を主要な水みちとして考えられる。しかしながら、卓越した高透水性の亀裂からのトレーサーの到達とは異なる低濃度のトレーサーの到達やダブルピークなど、卓越した水みち以外からのトレーサーの到達、また単一亀裂モデルでは再現しきれないテーリング部の濃度変化が確認されている。これらの結果より、地下水流動機構をより詳細に把

握するためには、卓越した亀裂方向以外にも亀裂網(亀裂ネットワーク)を考慮したモデル化が必要といえる。

## VI 結言

本研究では、地すべり地の基岩部に相当する岩盤斜面においてマルチトレーサー試験を実施し、試験結果より、亀裂性岩盤内の地下水流動の水理学的特性を評価するとともに、亀裂構造を考慮した地下水流動機構を示した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

1. トレーサー試験で観測された破過曲線の多くは、急激な濃度上昇とその後のテーリングを示した。これらは亀裂性岩盤における典型的な破過曲線形状であり、ピーク到達時刻と濃度回復時間の関係は過去の文献値から得られた傾向と合致した。これより、岩盤斜面内の地下水流動は亀裂に規制されていることが示された。
2. 岩盤斜面内の地下水流動における縦方向分散率は、既存の試験スケールと分散率の関係に概ね従うが、文献値よりもやや大きい値を示した。これは過去のトレーサー試験が極低透水性の岩盤を対象としているのに対し、本研究では地すべり地の高透水性の岩盤が対象であることが影響していると考えられ、高透水性の亀裂性岩盤においては縦方向分散率が大きくなる傾向にあると推察される。
3. 岩盤斜面内の地下水流動は、地形から判断される動水勾配よりも卓越した亀裂面に支配されており、片理方向と同じ傾斜角の小さい亀裂面ではなく、構造運動により生じた傾斜角の大きい亀裂面を主要な水みちとして推察された。

## 参考文献

- 1) Allend, J. L. (1977) : 漏水調査ならびにダムおよびダム基礎の排水について, 大ダム, 20, pp.13-32.
- 2) Cacas, M. C., Ledoux, E., de Marsily, G., Tille, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B. and Peudecerf, P. (1990): Moedling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: Calibration and validation, 1. The flow model, Water Resources Research, 26 (3), pp.479-489.
- 3) Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V. M., Mudry, J., Bertrand, C. and Charmoille, A. (2004) : Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope leveling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapiere landslide (Southern Alps, France) , Journal of Hydrology, 291, pp.67-90.
- 4) 地下水ハンドブック編集委員会 (1998) : 改訂地下水ハンドブック, 建設産業調査会, p.1504.
- 5) Cook, P. G., Love, A. J., Robinson, N. I. and Simmons, C.

- T. (2005) : Groundwater ages in fractured rock aquifers, *Journal of Hydrology*, 308, pp.284-301.
- 6) ドミニコ, P. A. ・ シュワルツ, F. W. (大西有三監訳) (1995) : 地下水の科学I, 土木工学社, p.235.
- 7) Frost, L. H., Scheier, N. W., Kozak, E. T. and Davison, C. C. (1992) : Solute transport properties of a major fracture zone in granite, *Tracer Hydrology*, Hotzl and Werner (eds) , pp.313-320.
- 8) Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J. P. and Mudry, J. (2000) : Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France) , *Journal of Hydrology*, 229, pp.138-148.
- 9) Himmelsbach, T. (1992) : Tracerhydrological investigations in a high permeable fault and fracture zone, *Tracer Hydrology*, Hotzl and Werner (eds) , pp.15-20.
- 10) 石田聡・二平聡・今泉眞之・藤田裕一・榎並信行 (2002) : トレーサー試験による岩盤地すべり斜面の地下水流動状況の解明, *農業工学研究所技報*, 200, pp.33-42.
- 11) Jakowski, A. E. and Edhardt, G. (1997) : Geohydraulic parameters in hard rocks of SW-Germany determined by tracer tests. *Tracer Hydrology*, Kranjc, A. (eds) , pp.415-421.
- 12) Lapcevic, P. A., Novakowski, K. S. and Sudicky, E. A. (1999) : The interpretation of a tracer experiment conducted in a single fracture under conditions of natural groundwater flow, *Water Resources Research*, 35 (8), pp.2301-2312.
- 13) Long, J.C.S., J.S. Remer, C.R. Wilson, and P.A. Witherspoon (1982) : Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures, *Water Resources Research*. 18 (3), pp.645-658.
- 14) Neretnieks, I. (1987) : Channeling effects in flow and transport in fractured rocks—some recent observations and models, paper presented at GEOVAL-87, International Symposium, Swedish Nuclear Inspectorate. Stockholm, Sweden.
- 15) 農林水産省農村振興局計画部資源課 (2004) : 土地改良事業計画設計基準 計画「農地地すべり防止対策」基準書・技術書, 農業土木学会, p.372.
- 16) Rasmuson, A. and Neretnieks, I. (1986): Radionuclide transport in fast channels in crystalline rock, *Water Resources Research*, 22 (8), pp.1247-1256.
- 17) 齊藤正次・磯見博 (1955) : 5万分の1地質図幅「秋葉山」, 地質調査所, p.34.
- 18) 静岡県 (1985) : 5万分の1土地分類基本調査: 天竜, p.60.
- 19) Smart, P. L. and Laidlaw, I. M. S. (1977) : An Evaluation of Some Fluorescent Dyes for Water Tracing, *Water Resources Research*, 13 (1), pp.17-33.
- 20) Sudicky, E. A. and Frind, E. O. (1982) : Contaminant transport in fractured porous media: analytical solutions for a system of parallel fractures, *Water Resources Research*, 18 (6), pp.1634-1642.
- 21) 田村栄治・金山清一・長谷川修一・鶴田聖子 (2007) : 岩盤斜面における浅層地下水と深層地下水の挙動, *日本地すべり学会誌*, 44 (2), pp.33-40.
- 22) 寺川俊浩・窪田公一・中谷仁 (1996) : 岩盤地すべり地における地下水の挙動—とくに秋田県谷地地すべりを例として—, *地下水学会誌*, 38 (4), pp.295-313.
- 23) Therrien, R. and Sudicky, E. A. (1996) : Three dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media, *Journal of Contaminant Hydrology*, 23, pp.1-44.
- 24) Tsang, C. F., Tsang, Y. W. and Hale, F. V. (1991) : Tracer Transport in Fractures: Analysis of Field Data Based on a Variable-Aperture Channel Model, *Water Resources Research*, 27 (12), pp.3095-3106.
- 25) 土原健雄・吉村雅仁・石田聡・今泉眞之, 河地利彦 (2005) : 破過曲線形状及び分散率からみた亀裂性岩盤の地下水流動特性, *日本地下水学会誌*, 47 (3), pp.309-322.
- 26) 山田正雄・山崎勉・山崎孝成 (2000) : 地下水流動と地すべり変動の特徴について, *地すべり*, 36 (4), pp.22-31.

# Groundwater Flow Characteristics in Rock Slope on the basis of Fracture Structures

TSUCHIHARA Takeo, KIKUCHI Shigehumi, OTSUKA Fumiya, YOSHIMOTO Shuhei,

ISHIDA Satoshi and IMAIZUMI Masayuki

## Summary

Groundwater flows through a fractured rock slope in the Osawa landslide prevention district in Shizuoka, Japan were investigated through field- and model-based investigations, with a focus on fracture structures and breakthrough curves of tracer tests. Most breakthrough curves observed in the tracer tests showed a rapid concentration peak followed by a tailing, which is the typical breakthrough curve for fractured rock. The relationship between the peak arrival time and the recovery time (or the tailing duration) of this study is consistent with that obtained by correlation analysis of published results. A comprehensive rearranging of much data on longitudinal dispersivity reported in the literatures revealed a significant positive correlation between the longitudinal dispersivity and the testing scale in fractured rocks, and the relation between the dispersivity and testing scale in this rock slope is consistent with that obtained by compilation of published data in fractured rocks. From results of the tracer tests, it can be found that the relatively new fractures with a larger dip angle than old closed fractures parallel to schistosity plane, which were formed by tectonic activities, are the preferential groundwater flow path in the rock slope, and groundwater flow in the rock slope is dominantly controlled by these new fractures rather than by the hydraulic gradient. These results clearly indicate that fractures in rocks play an important role in determining groundwater flow in a rock slope.

**Keyword** : fractured rock, rock slope, tracer test, groundwater, landslide, breakthrough curve

