

# 湧水によるトンネル切羽の不安定化に関する地質工学的研究

竹林 亜夫・滝沢 文教・木村 正樹

## An engineering-geological study on instability due to water-inflow at tunneling face

Tsuguo Takebayashi, Fuminori Takizawa and Masaki Kimura

### Abstract

There have occurred many difficult cases with collapses at tunneling face encountered plentiful water-inflow, under constructing mountain-tunnel in Japan. Some of them were reported to be involved with collapses or flow of sands with water, separately. However, it has been yet studied partially on instability due to the inflow at the face.

In this article, mainly literatures and some author's experiences on tunneling show how to influence topography and geology of ground on inflow to be affected on influent stability at the tunnel face, by means of engineering-geology. The investigation shows that problems of instability are mainly classified into three categories, that are the face flowing down in unhardened ground with water, the plentiful inflow gushing in cracky rock and the face collapsing in fracture zone by fault. A category is shown related to a condition of nature and state of topography, geology respectively. Based on the relation, measure to reduce risk due to the inflow are suggested, against individual category.

### (要 旨)

我が国の山岳トンネルの建設において、トンネル掘進中に多量の湧水に遭遇して切羽崩壊が発生して難工事となった事例は多い。それらの幾つかは、崩落あるいは含水未固結地山の土砂の流動化として個別的に報告されている。しかし、湧水による切羽の不安定化問題については、未だに部分的な研究しか見られない。

本論文は、地山の地形・地質条件が切羽の安定に影響する湧水とどのような関係にあるかを、主に文献と幾つかの著者らの経験に基づいて地質工学的に研究したものである。切羽の不安定化の問題は主に含水未固結地山における土砂の流動化、亀裂性岩盤等における多量湧水および断層破碎帯等における切羽崩壊の三つに分類されることが示された。それらの分類は地形および地質条件と密接に関係していることも明らかとなった。この点から、これら三種類の切羽の不安定化現象に関する湧水リスクの低減対策についての示唆を得ることができた。

## 1. はじめに

山岳トンネルの建設においてNATMの計測管理等の情報化技術が進歩したことにより、能率的な掘削作業ができる地山条件の範囲が広がりつつある。しかし、湧水を伴う地山においては、山岳トンネル特有の事前調査が不十分なことも影響して、掘削時には切羽崩壊を含めて高いリスクを有している。トンネル湧水は主に地形・地質条件に起因していることから、筆者達は、我が国で施工されたトンネル工事例を主に文献調査して、湧水による切羽の不安定化に関する研究を行なった。湧水により切羽が不安定化する形態について、含水未固結地山における切羽の流動化と亀裂性岩盤等における多量湧水および断層破碎帯等の切羽崩壊の三種類に分類し、地質学と

地盤工学を背景に検討を加えた。そして、多種多様な地形・地質の組合せにおいて湧水に伴う切羽の不安定要因について考察を行い、その上でトンネル切羽における湧水リスクの低減対策について検討したので報告する。

## 2. 既往の研究

### 2.1 標準示方書類

土木学会のトンネル標準示方書<sup>1)</sup>において、設計および施工において問題となる特殊な地山条件として、次の7つが挙げられている。

- ① 地すべり等の移動性地山および斜面災害が予想される地山
- ② 断層破碎帯、褶曲じょう乱帯

- ③ 含水未固結地山
- ④ 膨張性地山
- ⑤ 山はねが予想される地山
- ⑥ 高い地熱, 温泉, 有害ガス等がある地山
- ⑦ 高い水圧や大湧水の発生が予想される地山

これらの特殊な地山条件の内, 本論文に関係しているのは, ②の断層破碎帯, 褶曲じょう乱帯, ③の含水未固結地山および⑦の高い水圧や大湧水の発生が予想される地山で, 合計3つである。

これらの3つの特殊な地山条件に関する研究について, 含水未固結地山に関する研究は次項で改めて考察するが, それ以外は個別の工事事例として報告されているものがほとんどで, それらの多くについては本文で引用している。また, 同トンネル標準示方書では, 湧水に伴う設計, 施工上の問題として以下の6つを指摘している。

- ① 切羽の安定性: 特に未固結地山における切羽崩壊, 土砂流出
- ② 土圧の増大: 軟岩地山の吸水膨張, クリープ
- ③ 支保機能の低下: 吹付けコンクリート, ロックボルトの付着力不良, 支保工脚部の沈下
- ④ 湧水処理等: 坑内冠水, 湧水処理設備の増設, 工事中, 完成後の排水・揚水設備の増設
- ⑤ 施工の安全性: 泥ねい化等による路盤の劣化
- ⑥ 品質低下および維持管理: 湧水・漏水に伴う充填物, 土砂の流出, インバート, 路盤コンクリート下の地下侵食, 酸性水・温泉水等によるコンクリートの劣化, 豪雨や揚水規制に起因した異常な水位変動に伴う構造物本体等への影響

これらの諸問題の内, 本論文で関係するのは①の切羽の安定性に関するものに限定している。

## 2.2 含水未固結地山

含水未固結地山における土砂の流動化と切羽崩壊については, 一般的に個別のトンネル工事事例報告で公表されている。その内, 切羽崩壊の事例は工事中に発生した状況報告がほとんどであるのに対して, 切羽における土砂の流動化については地盤工学に基づいて物性値等を試験し, 考察した結果の報告があり, トンネル標準示方書に地山の流動化を示す指標として示されている<sup>1)</sup>。

切羽において土砂の流動化が発生した主な工事事例としては, 北陸本線の浦本トンネル<sup>2)</sup>, 武蔵野南線の生田トンネル<sup>3)</sup>および信濃川水路トンネル<sup>4)</sup>等の含水未固結砂層の地山で, 低い地下水圧においても流動化した砂層と自立した砂層の土質物性の比較をまとめたものである。それらの研究結果が鉄道トンネルの地山分類基準に反映されて, 未固結砂層地山でかつ流動化の可能性のある特殊地山の評価指標として, 相対密度 ( $D_r$ ) が80%以下の条件が示されている。

## 2.3 トンネル湧水量の予測他

切羽での湧水量に関する解析については, これまで簡易な水理公式から電子計算機でのシミュレーション手法等まで, 数多くの解析方法が提案されている。しかし, 山岳トンネルにおいては帯水層の分布状態, 地山の透水係数とその分布状況および地下水圧等の調査を十分に行い難いため, 解析結果の精度は充分とは云えない。このことから, 山岳トンネルの現段階ではトンネル湧水量を正確に予測することが問題でなく, 集中湧水の位置を地質工学的手法等で予測することが現実の問題でもあると言われている<sup>5)</sup>。湧水の位置を予測する地質工学的方法是, 昔より地質踏査, 弾性波探査, ボーリング調査および最近では比抵抗影象法等が組み合わせて実施されるとともに, 類似地形・地質条件のトンネル工事事例を参考にして検討されている。そして近年, 調査段階では両坑口部で水平ボーリングにより地質と湧水量を調査する方法が行なわれている。また, 施工段階では湧水が予測される位置の手前までトンネル掘削を行って, 掘削を一時停止して先進水平ボーリングを施工することにより, 切羽前方の地質と湧水量を把握しつつ地下水位を低下する現実的な方法が普及しつつある。

## 3. 湧水による切羽の不安定化現象の分類

我が国の山岳トンネルにおいて湧水による切羽の不安定化現象は, 多種多様な状態を呈しているが, 地質条件と湧水形態および切羽の崩壊形状に基づいて, 次のように区分できる。この区分にしたがって切羽の不安定化現象について考察する。

- ① 含水未固結地山における土砂の流動化現象
- ② 岩盤の割れ目および空洞による多量湧水
- ③ 断層破碎帯での切羽崩壊を伴った多量湧水
- ④ 切羽崩壊を伴うこともある火山噴出岩類の多量湧水

### 3.1 含水未固結地山における土砂の流動化現象

トンネル掘削で含水未固結地山に遭遇した場合, 図-1に示すように地下水位が低下していると切羽の自立性が確保できる。しかし, 地下水位が低下出来ない場合には, 僅かな湧水と共に土砂が流動化して徐々に崩壊することがある。崩壊により切羽前方に空洞を生じ, 土被りが浅い場合および空洞の天端が自立出来ない場合には地表陥没に至ることもある。また, 図-1に示すように泥岩と含水未固結層が互層していて泥岩の被り厚が薄くなると泥岩の割れ目から湧水が生じ, 含水未固結層内にパイピング現象が発生して, 砂を伴った濁水状の湧水に変わりつつ土砂の流出量が増大して切羽の崩壊に至ることがある。

著者が経験した上越新幹線掘之内トンネル<sup>6)</sup>は, 新第三紀の鮮新世から第四紀の更新世に堆積した砂層, 砂礫層, 泥岩層の互層構造を有する図-2の上図のような地

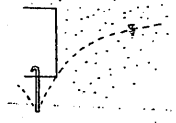
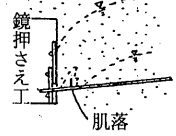
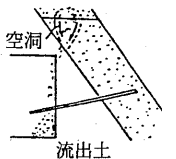
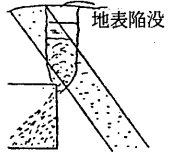
切羽の自立	現象	
	現象	概念図
自立 ↑ ↓ 崩壊	切羽底部より少量の湧水がみられるが、切羽がかろうじて自立している。	
	切羽の中段付近から湧水があり、肌落ちが著しく、鏡押え工を行いつつ掘削している。	
	不透水層の割れ目から濁水状の湧水があり、徐々に拡大して、背後の砂層に空洞が生じる。	
	地下水位が高く、切羽で急激に崩壊が発生し、徐々に崩壊域が拡大して、地表面が陥没する。	

図-1 含水未固結砂層の自立性<sup>6)</sup>Fig.1 Stability of unhardened sands layer with water<sup>6)</sup>

質構成であった。

坑口から約1000m間はトンネルに平行して両側に沢が存在していることから帯水層である砂層および礫層の地下水位は低い状態であったために、導坑掘削時にはわずかな湧水はあるものの切羽の自立性は保たれていた。しかし、坑口から1000m以奥では土被り厚さも約百メートルに達し、地下水位も高い状態であり、導坑切羽から水平水抜きボーリングを実施した。ボーリングにより清水状態で排水できて地下水位が低下する砂層と濁水状態でボーリング孔が閉塞して、地下水位が低下でき難い砂層があった。後者の場合は複数本のボーリングを実施するが、いずれも閉塞するために、導坑掘削を強行すると泥岩部の厚さが薄くなると背後の含水未固結層が湧水と共に崩壊する土砂の流動化現象が懸念された。そのために、図-2の下図に示すように本坑の両側に水抜き迂回坑を施工した。しかし、土被り厚さが約60mのところ図-3に示すように水抜き導坑と側壁導坑2本が通過した後の上部半断面掘削時に、切羽の約10m上に位置する泥岩の難透水層(厚さ約2m)を透過した被圧砂礫層(p層)の湧水により徐々に砂礫層が流動化し、鏡押えを行いつつ掘削していたところ第一次崩壊(約300m<sup>3</sup>)が発生した。それにより生じた空洞が自立できずに、さらに1時間後に第二次崩壊が発生し、合計1000m<sup>3</sup>の土砂が坑内に流出した。その影響で切羽直上の地表部には直径15m深さ約10mの陥没穴が発生し、その体積は坑内流出量にほぼ等しい量であった。地表部の陥

没穴の壁面には第四紀ローム層を切る活断層が図-4のように観察された<sup>7)</sup>。図-3に示すように、崩壊地点の前後約70m離れた位置で事前に実施したボーリング調査で2m厚さの難透水層を確認していたが、活断層により難透水層の役割が果たせない状態であることが判明した。この活断層によりトンネル上部の難透水層にも段差が生じて遮水効果が発揮できなく、その上の被圧砂礫層(P層)の地下水を透過して上半切羽にO層の土砂を湧水と共に徐々に流出し、その結果P層を支えきれなくなったことが崩壊の原因と考えられた。このような地山の状態は事前に推定できるものではなく自然の複雑さでもある。

同様に、我が国の含水未固結砂層のトンネル事例で土砂の流動化が報告されている事例の一部を示したのが表-1である。この表において土砂の流動化現象で一旦安定したものと、掘之内トンネルのように土砂の流動化で一次崩壊があり、その後二次崩壊が発生したのものもある。一般的に、土砂の流動化と土砂流出は混同されて用いられているが、本論文では土砂の流動化はパイピングおよびボイリング現象等で生じた場合を示し、土砂の流動化の結果として切羽前方に空洞が発生したために二次崩壊したり、切羽部の遮水層が背後の帯水層を支えられずに崩壊して土砂が流出する場合は、ここでは崩壊または崩壊による土砂流出と表現する。

### 3.2 岩盤の割れ目および空洞による多量湧水

トンネル掘削時に切羽が自立していても、岩盤の割れ目および空洞より毎分約0.3~0.5m<sup>3</sup>以上の湧水がある場合には、吹付けコンクリートとロックボルトの施工時にコンクリートおよびモルタルが付着できずに流失して作業が著しく困難になり、切羽が不安定になることがある。本論文では、それ以上の湧水量を多量湧水と称す。また、高い水圧を伴った湧水においては、穿孔時に水圧により削岩機とともに作業員が飛ばされたり、ボーリングのロッドの脱着時にロッドが飛んで危険な状態になることもある。

中央自動車道長野線の塩尻トンネル<sup>8)</sup>の地質縦断面図は、図-5に示すように、第三紀鮮新世から第四紀更新世に堆積した諏訪湖周辺火山岩類の塩嶺累層で、岩質は主に凝灰角礫岩と安山岩の溶岩が分布している。凝灰角礫岩は固結度が低く砂礫状を呈することがあり、一方、溶岩は全体に多孔質で、割れ目が密に発達したところがあり、地層全体が透水性の大きい状態であった。湧水の多い区間では、図-5に示したように水平ボーリングを実施し、切羽の自立しない箇所では地盤改良工法を併用している。

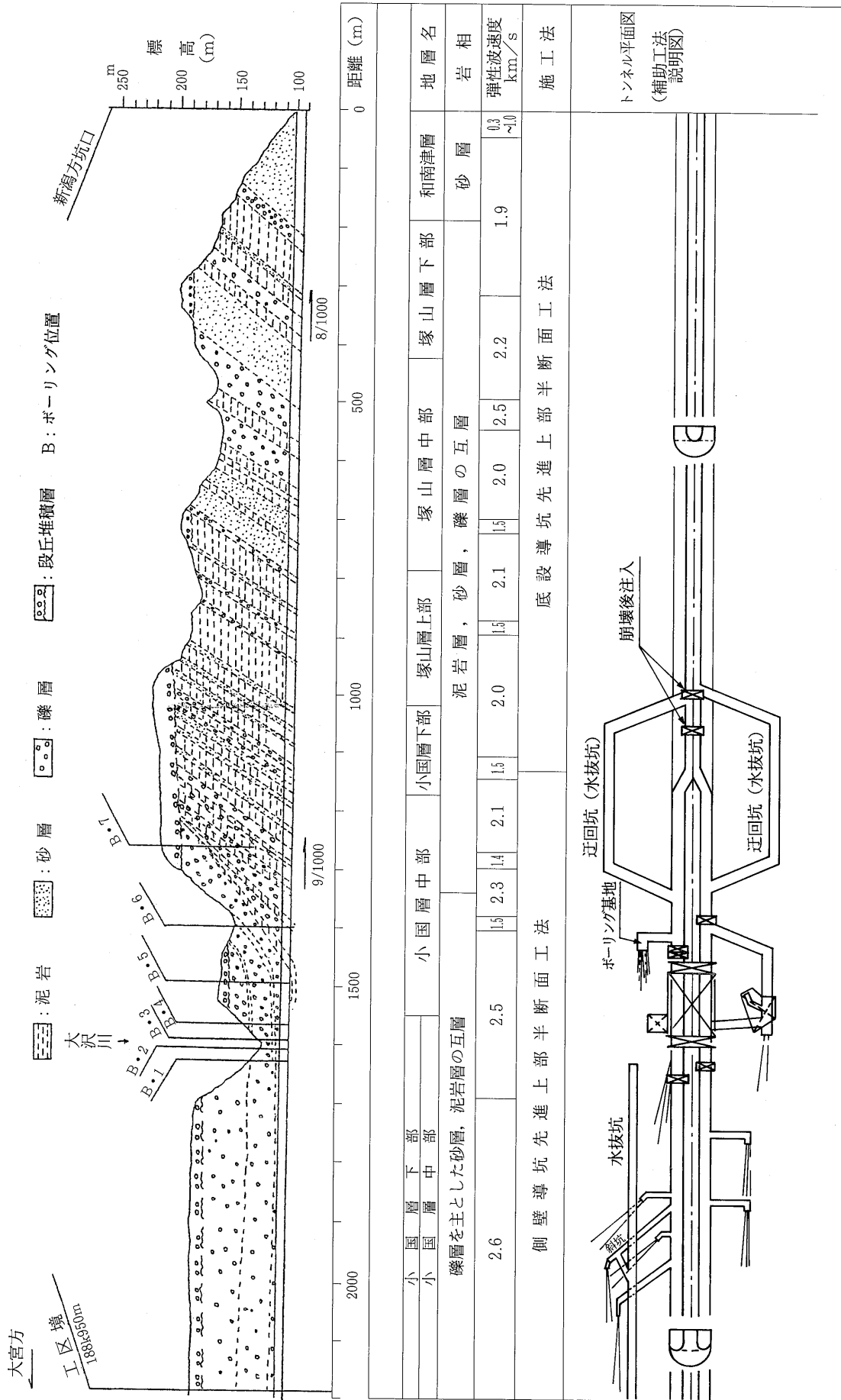


図-2 堀之内トンネル (北) 地質縦断面図  
Fig. 2 Longitudinal section of geology in Horinouchi Tunnel (North Lot)

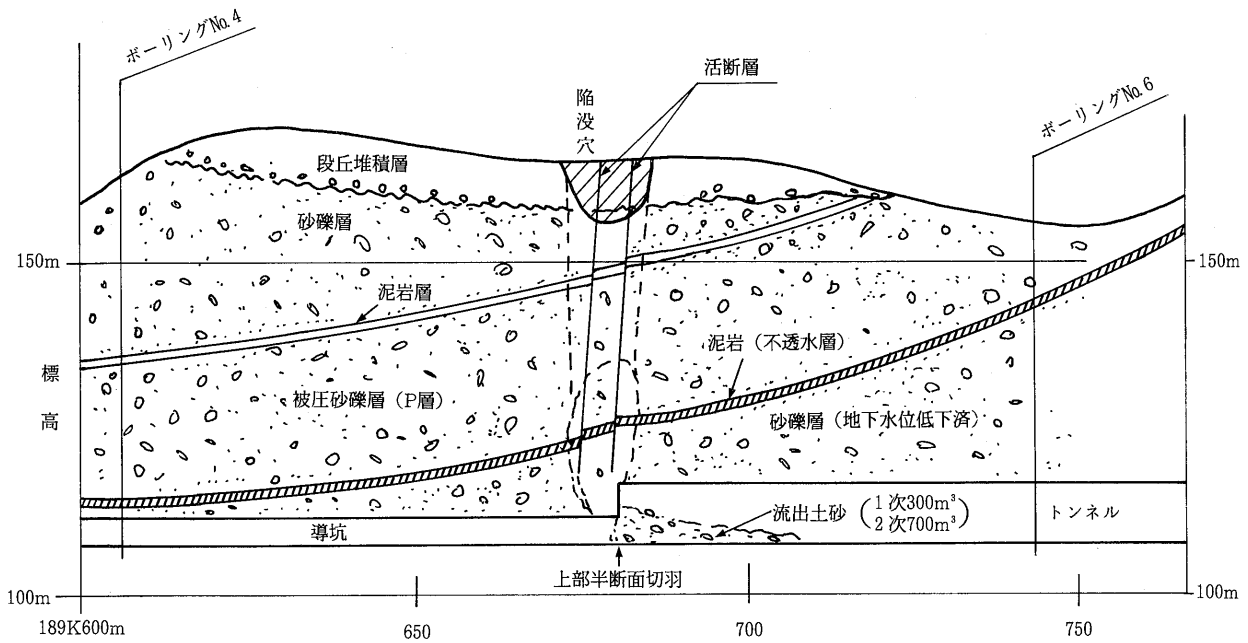


図-3 堀之内トンネル上半切羽土砂流動付近の地質縦断面図  
 Fig.3 Longitudinal section of geology at situation of face collapse in Horinouchi Tunnel

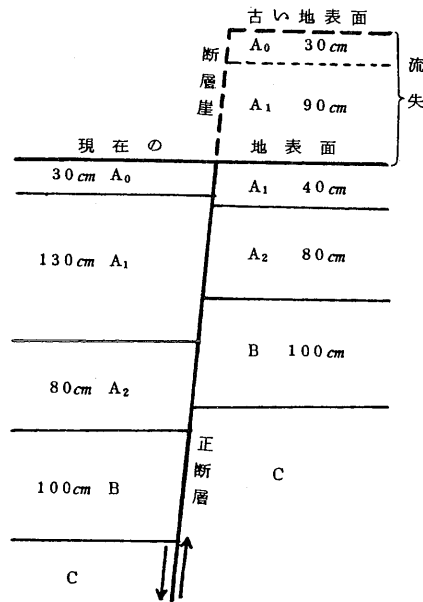


図-4 上越新幹線堀之内トンネルの地表陥没穴壁面にみられる断層部の地層断面図  
 A<sub>0</sub>層: 黒色腐植土, A<sub>1</sub>層: 黄褐色土,  
 A<sub>2</sub>層: 赤褐色土, B層: 淡青白色~灰白色土,  
 C層: 基盤泥岩層

Fig.4 Geological section at wall of surface sinking in Horinouchi Tunnel

表-1 土砂の流動化を生じた含水未固結砂層のトンネル

Table 1 Tunnel with collapses or flow of sand with water

地質状態	トンネル名	土被り厚さm	最大湧水量m <sup>3</sup> /min	湧水圧N/mm <sup>2</sup>	透水係数cm/s	流出土砂量 m <sup>3</sup>	備考
鮮新世～更新世の砂、砂礫層	浦本T	約160	2.5	5	$2 \times 10^{-4}$	数 m <sup>3</sup>	導坑掘削時に土砂流動、水抜き長尺ボーリング実施
鮮新世の砂層泥岩互層	堀之内T	約100	3.5	—	—	約1000*	導坑で約250m <sup>3</sup> の土砂流動を処理した後に二次崩壊
更新世の砂礫混じり粘性土層	飯綱山T	約 50	0.05	—	$\approx 10^{-4}$	約 30	僅かの湧水で土砂流動、水抜き坑先進側壁導坑方式
鮮新世の砂礫・泥岩互層	御牧原T	約180	1.0	8	$3 \times 10^{-4}$	約100	鉛直水抜きボーリングで填砂、水圧調整弁で排水
鮮新世の砂層・泥岩互層	新俱利伽羅T	約 60	0.2	—	$\approx 10^{-4}$	約 20	水抜きボーリングとウエルポイントで水位低下
花崗閃緑岩の風化マサ土層	第二栗須T	約 10	0.1	—	—	約 60	側壁導坑で土砂流動、地表陥没
更新世の砂、砂礫、シルト層	六甲T (上原工区)	約 20	1.2	2.5	$\approx 10^{-4}$	約330	含水未固結細砂層は切羽で自然排水が出来ずに、流動する。坑内垂直ウエルポイントで地下水水位低下
鮮新世の砂層	生田T	約 50	1.0	3	$\approx 10^{-3}$	数十m <sup>3</sup>	坑内、坑外ディープウエル、坑内ウエルポイント実施

\* : 土砂の流動化後に二次崩壊が発生したために合計の流出土砂量

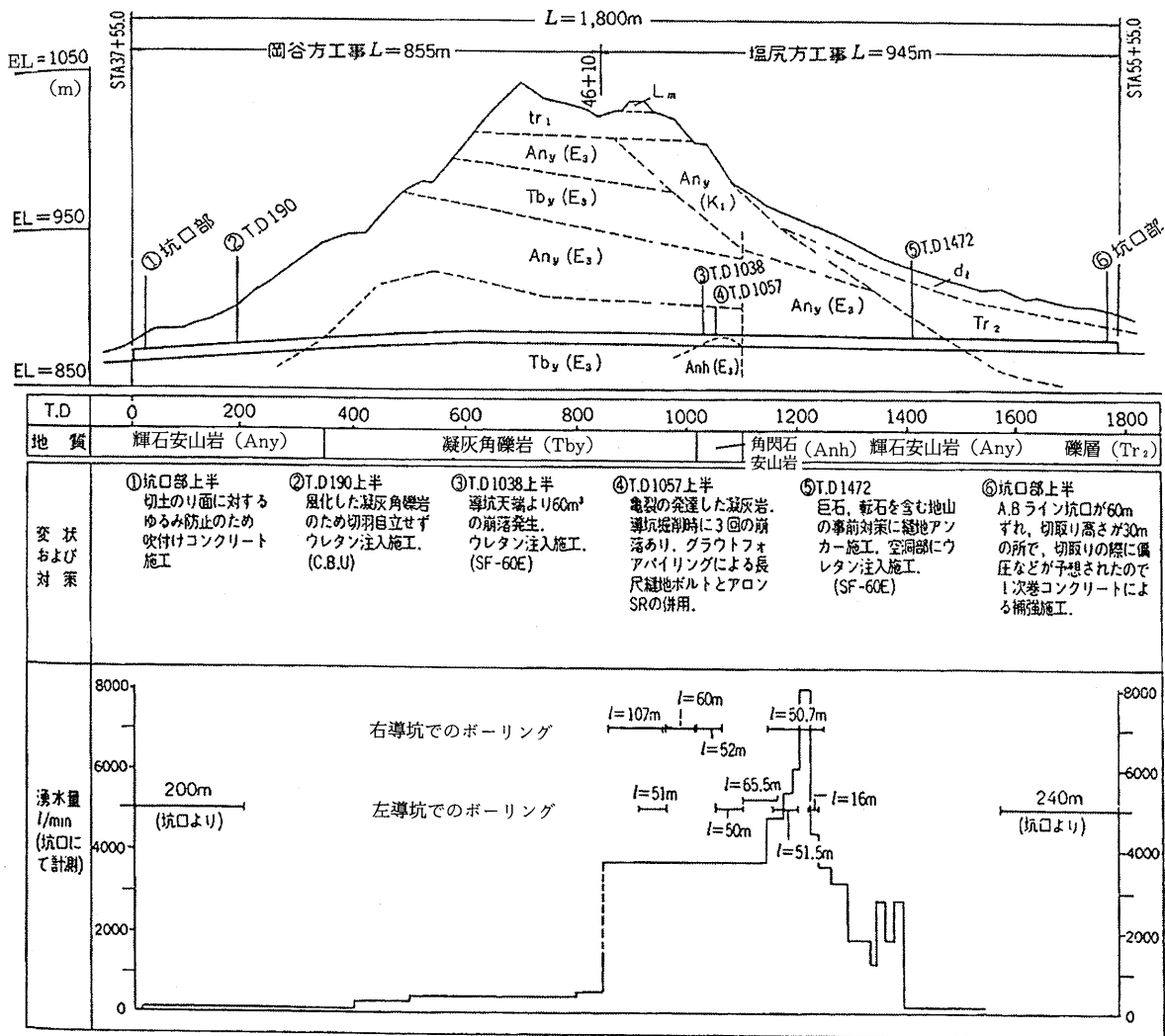


図-5 塩尻トンネル地質縦断面図<sup>8)</sup>

Fig.5 Longitudinal section of geology in Siojiri Tunnel<sup>8)</sup>

このような岩盤の割れ目および空洞による切羽部の多量湧水、高圧湧水の形態には、次の3つのタイプが考えられる。

- ① 硬質岩で切羽が自立していて、割れ目、節理および空洞より湧水するタイプ。
- ② 事前の調査で帯水層、帯水部に接近してきたので、地質調査を兼ねた水抜きボーリングおよび水抜き坑等で多量湧水に事前に対応して、湧水量および湧水圧を低下できたタイプ。
- ③ 突発湧水とともに切羽が崩壊するタイプ。

このような多量湧水を伴った我が国の施工事例は、表-2に示すとおりである。特に仙人トンネルにおいては、石灰岩の空洞から最大湧水量が70m<sup>3</sup>/minに達したが、僅か3時間後には湧水量が低減した特殊な湧水状態であった。また、道志導水路トンネル等では湧水が予想される区間において調査・水抜き兼用の長尺水平ボーリングにより、最大25m<sup>3</sup>/minの湧水量を複数のボーリングで排水し、切羽到達時には、湧水量および湧水圧を低減している。

### 3.3 断層破碎帯における切羽崩壊を伴った多量湧水

トンネル掘削時に粘土を介在する断層破碎帯に遭遇すると、粘土から成る遮水層の被り厚さが薄くなった時に、多量湧水を伴った切羽崩壊が発生することがあり、湧水量の状態と崩壊形態で以下の三つのタイプに分けられる。

- ① 粘土質地山の切羽が押し出されつつ崩壊するタイプ。
- ② 破碎帯に接近した時に突発的に崩壊して土砂流出するタイプ。
- ③ 切羽が徐々に部分崩壊しつつ湧水量が増加して崩壊域が拡大するタイプ。

我が国のトンネルで、掘削時に断層破碎帯に遭遇して

多量湧水を伴った切羽崩壊をした事例は多く、表-3に示すとおりである。この表には最大湧水量と崩壊形態の上記のタイプを番号で示している。

①の断層破碎帯全体が粘土質の場合は、恵那山T（長平沢断層）、桧生T、金田一T、新神戸T（布引断層）等があり、地山の強度が弱いために切羽の自立性不足と支保の変形問題が顕著となることがある。稀なケースであるが粘土質破碎帯が軟質で含水比の高い粘土の場合には六甲T（大月断層）のように毎分10cm程度の速度で切羽が押し出してくることがある。なお、断層の背後に割れ目の発達した透水性地山が存在する場合には、②および③と同様な切羽崩壊を生じることが有るので注意する必要がある。

②の場合は断層に接近すると高水圧で多量湧水に遭遇して、突発的に切羽崩壊を発生し、トンネル作業は極めて危険な状態になることがあるが、事前に帯水層の位置が予測できない場合でもある。表-3に示したように、土被り厚さが約200m以上の六甲T（鶴甲工区、芦屋工区）、恵那山T（白が久保、富士見台、百鳥沢断層等）、蘇武T、六日市T、日足T、福岡T等では、多量湧水とともに切羽崩壊が発生した。

図-6は恵那山トンネルの一期線の先進導坑<sup>9)</sup>において濃飛流紋岩の分布域の白が久保第2断層に遭遇した事例である。切羽の踏前部から湧水が噴出し、しばらくして切羽後方の支保工3～4基の箇所断層破碎帯の粘土と考えられる緑色粘土が天端から矢板類を破って落下するとともに泥水が流出して、切羽から10m前後の間を泥水が移動しつつ噴出し、切羽からも1.5m<sup>3</sup>/minの湧水とともに角礫小塊を多量に流出して約100m<sup>3</sup>以上が崩壊した事例である。

③の場合には、関電T、盤滝T、池田T、松本T等で、徐々に湧水量が増加しつつ部分的に崩壊を繰り返す切羽

表-2 節理、割れ目および空洞からの多量湧水事例

Table 2 Tunnel with plentiful inflow in cracky rock or underground cave

出水型	地質		トンネル名	土被り厚 m	最大湧水量 m <sup>3</sup> /min	湧水圧 N/mm <sup>2</sup>	備考
	岩質	湧水箇所地質					
①	硬い緑色片岩	開口割れ目	福岡T（東工区）	200	5~8	1.5	さく岩機と共に作業員が飛ばされる。水抜き坑
①	粗粒の花崗岩	割れ目の多い花崗岩	新清水隧道	-	11	-	亀裂の多い貫入花崗岩部で湧水が多い
①	花崗岩	割れ目の多い花崗岩	新神戸T	約200	11	2	硬岩中の割れ目帯を確認して底設導坑で強行突破
①	古生代石灰岩	石灰岩空洞	仙人T	約300	70	-	突発湧水で約3時間後に低減、土砂流出約100m <sup>3</sup>
②	ホルンフェルス他	割れ目の多い貫入岩	道志導水路T	約600	25	3	500mの水平調査・水抜きボーリングによる排水
②	ホルンフェルス	割れ目の多い基盤	葛野川導水路T	約230	0.7	2.3	175mの水平調査・水抜きボーリングによる排水
②	第三紀泥岩	向斜軸と亀裂性泥岩	花立T	約60	0.7	-	150mの水平調査・水抜きボーリングによる排水
②	中生代石灰岩	石灰岩空洞	肥後T	約200	14.7	-	水抜き兼用の作業坑をNATMから矢板工法に変更
②	花崗岩	破碎帯粘土により遮水	敦賀T	約500	14	-	12mの先進水抜きボーリングで1~3週間で減衰
②	花崗岩	破碎帯粘土により遮水	三池T	約250	6	1.2	70m幅の粘土質破碎帯を通過する100mボーリングで約2ヶ月で湧水圧低下により掘削再開
②	硬質安山岩類	割れ目および空隙	朝日T	約300	5	0.94	300mの水平調査・水抜きボーリングによる排水
②	安山岩質凝灰岩	破碎帯により遮水	籠坂T	約200	10	-	水抜きボーリングと水抜き導坑先進工法

表-3 土砂崩壊を伴った断層破碎帯等の多量湧水事例  
Table 3 Tunnel with plentiful inflow in fracture zone

崩壊タイプ	地質		トンネル名	土被り厚さ m	最大湧水量 m <sup>3</sup> /min	湧水圧 N/mm <sup>2</sup>	崩壊土量 m <sup>3</sup>	備考
	岩質	破碎帯の状態						
①	花崗岩	幅50m, 粘土押し出し	六甲T(鶴甲工区)	約 180	-	1.5	約 100	毎分10cmで計7.5m粘土押し出し
②	濃飛流紋岩	幅20m, 粘土質割れ目	恵那山T(白ヶ久保)	約 400	1.5	-	約 100	片側に水抜き・迂回坑
②	花崗岩	幅10m, 粘土, マサ土	六甲T(芦屋工区)	約 300	3	2.0	約 300	両側に枝状水抜き坑, 復旧10ヶ月
②	花崗岩	幅50m, 粘土挟み	六甲T(鶴甲工区)	約 180	4	2.3	約 100	同上 復旧6ヶ月
②	花崗岩	幅30m, 土砂状	恵那山T(富士見台)	約1000	約50	-	約 300	片側水抜き・迂回坑
②	花崗ひん岩	幅15m, 粘土質頁岩	蘇武T	約 300	約 8	-	約 630	排水ボーリングと注入, 約5ヶ月
②	花崗岩	マサ土, 割れ目発達	荒谷水力発電所	約 170	7	-	数十	
②	花崗岩	幅25m, 粘土, マサ土	六日町T	約 150	約40	0.75	約1300	両側に枝状水抜き坑, 復旧7ヶ月
②	緑色片岩	幅30m, 粘土質割れ目	福岡T(東工区)	約 200	約20	2.0	約 500	片側に水抜き・迂回坑, 復旧4ヶ月
②	花崗斑岩	幅30m, 粘土, マサ土	日足T	約 300	3.2	-	約2600	片側水抜き・迂回坑, 復旧6ヶ月
②	濃飛流紋岩	幅30m, 粘土と礫	恵那山T(百舌沢第9)	約 700	2	4.0	約 40	片側に水抜き・迂回坑, 復旧3ヶ月
②	濃飛流紋岩	幅30m, 粘土帯	中呂発電所放水路	約 430	5.4	1.6	約 440	両側に水抜き坑, 約3ヶ月で突破
②	凝灰角礫岩	幅80m, 粘土挟み	親不知T	約 350	1	6	支保変状	水抜きボーリング, 縫返しで3ヶ月
②	火山礫凝灰岩	幅20m, 割れ目多い	青函T(吉岡作業坑)	水面下300	約70	2.0	約1000	片側に水抜き・迂回坑, 復旧3ヶ月
③	泥岩	地すべり域崖錐帯	日暮山T(Ⅱ期)	約 130	約20	-	約3000	地表部陥没, 復旧10ヶ月
③	花崗岩	幅95m, 粘土はさみ	関電T(黒部川)	約 560	約40	4.2	約 100	両側に水抜き坑, 7ヶ月で突破
③	花崗岩	幅25m, 泥状マサ土	恵那山T(神坂第5)	約 400	約10	4.0	約 500	片側に水抜き・迂回坑
③	花崗岩	幅100m, 粘土帯, 礫	盤滝T	約 270	2.7	1.5	約 700	ウレタン式フォアバイリング
③	凝灰角礫岩	幅20m, 粘土質	松本T	約 150	3	-	数十	水抜きボーリング等で4ヶ月

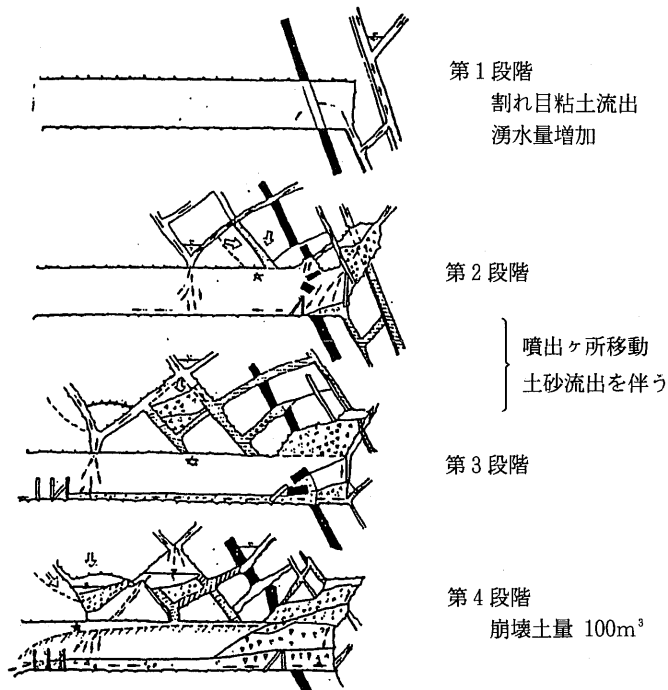


図-6 断層破碎帯における突発多量湧水による切羽崩壊概念図<sup>9)</sup>  
(恵那山トンネル一期線先進導坑の例)

Fig.6 Schematic illustration suggesting face collapse due to inflow in fracture zone (Enasan Tunnel)<sup>9)</sup>



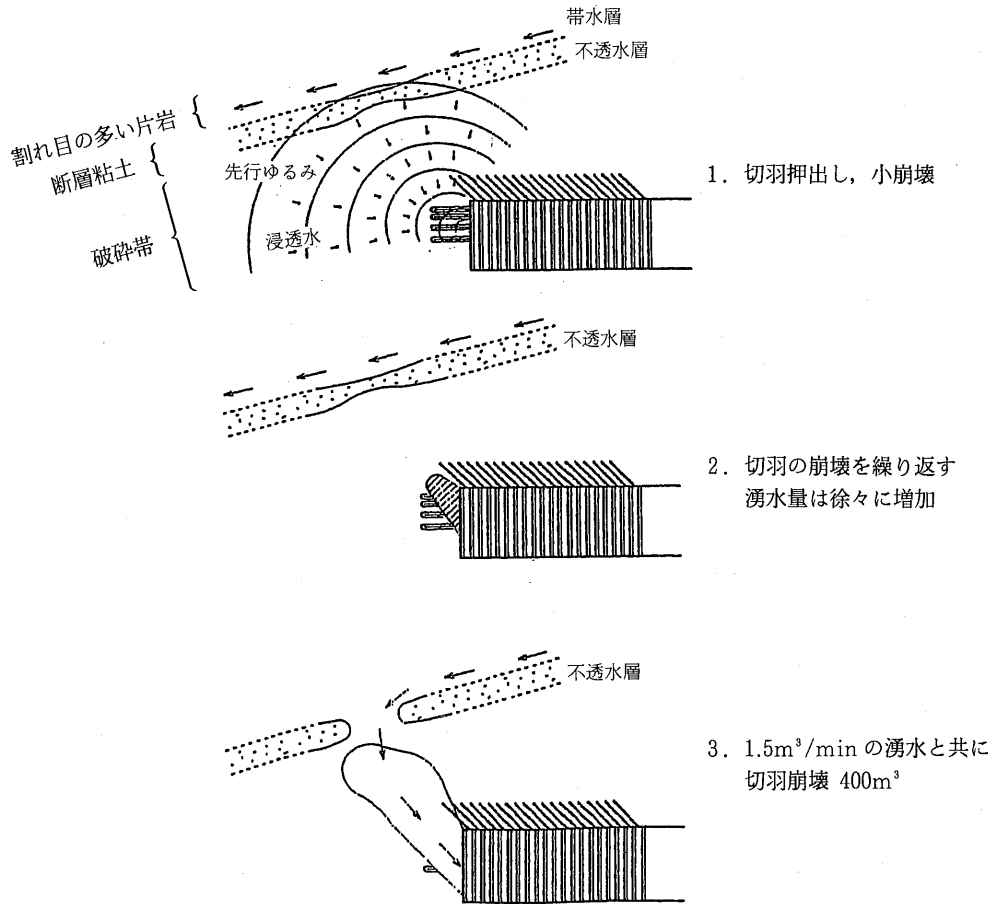


図-7 断層破碎帯における湧水量の増加に伴う切羽崩壊の概念図<sup>10)</sup>  
(徳島自動車道の池田第二トンネルの例)

Fig. 7 Schematic illustration suggesting face collapse due to inflow in fracture zone (Second Ikeda Tunnel)<sup>10)</sup>

崩壊が発生して難工事となった事例である。

図-7は徳島自動車道の池田第二トンネル<sup>10)</sup>の事例で、破碎された黒色片岩を掘削中に、湧水がほとんど無い状態で切羽の肌落ちおよび剥離が生じ始めて、徐々に湧水が増加し、湧水と共に崩壊域が拡大した事例である。その後の掘削で断層粘土とその背後に帯水部であった割れ目の多い緑色片岩の存在が明らかとなった。

崩壊土量は、湧水量、湧水圧、切羽断面積、帯水部の岩盤の自立性および難透水層の厚さ、強度等が複雑に関係していると考えられ、特に断面積が大きい本坑切羽が崩壊した場合には流出土量は大きくなる傾向にある。

### 3.4 火山噴出岩類の多量湧水

火山噴出岩類には、安山岩、玄武岩類の中硬質岩と軟岩から中硬質までに分布する凝灰岩類および未固結火山噴出物までの各種岩質が多種多様の組合せで分布している。

多量湧水に関係する地質条件の形態には次のようなものがある。

- ① 図-8のように含水未固結火山噴出物(透水層)が溶岩および火山岩類の難透水層に挟まれて分布

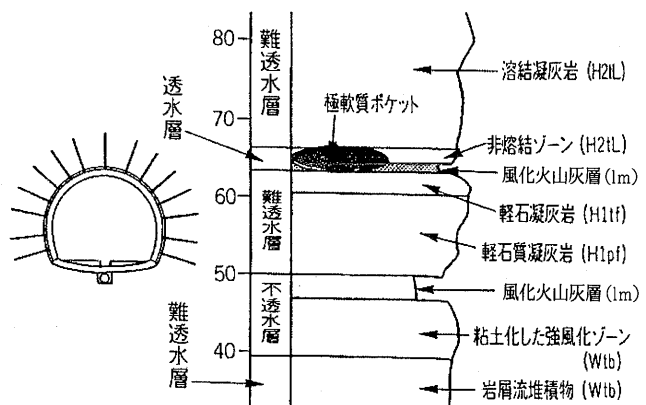


図-8 含水未固結層(透水層)の分布例  
(八甲田トンネル梨の木工区)<sup>11)</sup>

Fig. 8 Distribution of sandy layer with water (Hakkoda Tunnel)<sup>11)</sup>

し<sup>11)</sup>、地下水位を事前に低下しないと、土砂の流動化のリスクが大きくなる場合。

- ② 安山岩、流紋岩等の貫入岩体が冷却時に収縮して開口割れ目が発生して帯水部になり、多量湧水になり易い場合。

③ 不整合面および断層により粘土化した難透水路が存在している背後に帯水した割れ目の多い火山岩類が分布して、難透水路を破壊して崩壊する

場合。

火山噴出岩類の地山での施工事例のうち多量湧水に遭遇した主なものは表-4のとおりである。この表に示し

表-4 火山噴出岩類のトンネルにおける多量湧水事例  
Table 4 Tunnel with plentiful inflow in volcanic rock

出水タイプ	トンネル名	地質		土被り(m) (崩壊箇所)	最大湧水量(m <sup>3</sup> /min)	湧水圧(N/mm <sup>2</sup> )	崩壊土量(m <sup>3</sup> )	備考
		岩質	破碎帯の状態					
①	八甲田T (梨ノ木工区)	凝灰角礫岩・凝灰岩	帯水した流出性の地層(極軟弱ポケット)	約 80	3.5	0.5	-	大深度ディープウェルにより地下水位を低下後、火砕流台地を掘削。
①	榛名T	火山性堆積物	軽石凝灰岩, 火砕流堆積物	-	40.7	-	-	榛名火山は第四紀に活動した複式成層火山。
①	借宿T	火砕流堆積物	軽石凝灰岩	最大約20	13	-	-	本坑断面直下に水抜き導坑(シールド)を施工し水位低下後掘削, 本坑掘削時はほとんど湧水なし。
②	蔵王T (原工区)	安山岩類	溶岩, 貫入岩	300	3	-	60~70	開口した節理に帯水。
②	新榎T	泥岩・砂岩・凝灰岩	砂岩, 凝灰角礫岩	50~200	1.5	-	-	空洞部に吹付けコンクリートを施工し, 空洞内, 周辺にロックボルトを打設し復旧。
②	岡谷T	火山岩・火山砕屑物	未固結な凝灰角礫岩層	80	1.2	-	490	緩み領域拡大防止のための地山充填と地山補強の2段階注入の対策を実施。
①, ③	中山T (高山工区)	緑色凝灰岩類・石英安山岩類	未固結凝灰角礫岩, 火山灰	350	2.1	-	-	約103,000m <sup>3</sup> の注入。(懸濁型注入材)
	中山T(四方木立坑)	凝灰角礫岩・複輝石安山岩	火山泥流, 堆積物, 溶岩	350	0.3~1.2	2.0	-	立坑における大量湧水対策。(止水注入)
①, ③	安房T (調査坑)	粘板岩・チャート・砂岩・貫入岩	未固結火山噴出物	約 400	180	2.2	3000	調査坑, 本坑の掘削に先立ち水抜きボーリングおよび水抜き坑で地下水位を低下。
③	塩尻T	火山岩・火山砕屑物	貫入岩の影響により破碎, 風化, 変質した区間	70	3	-	-	懸濁型, 溶液型薬液を2段階に分けて注入する複合注入を採用し, 地山注入を行い, 掘削。
③	塩嶺T (岡谷方)	安山岩・凝灰角礫岩	未固結な凝灰角礫岩層	-	-	0.7	-	湧水区間において, 注入工法を採用し, 被圧湧水を軽減して突破。
③	嶺山T	黒色片岩・石英閃緑岩	石英火山岩砕屑物	-	2.7	-	最大200	崩落箇所の復旧は吹付けコンクリート, 斜めボルトにより実施。集中湧水箇所では上半2弾ベンチカット工法により施工。
③	高森T	第三紀中新世高森火山噴出物	第四紀更新世阿蘇溶岩	100	30	-	-	水抜き坑と水抜きボーリングによる併用工法により, 破碎帯を突破。
③	加久藤T	砂岩・粘板岩・片麻岩・礫岩・凝灰岩類	第四紀安山岩, 凝灰角礫岩	300	61	-	800	切羽前方注入, 水抜き坑から水抜きボーリング実施。

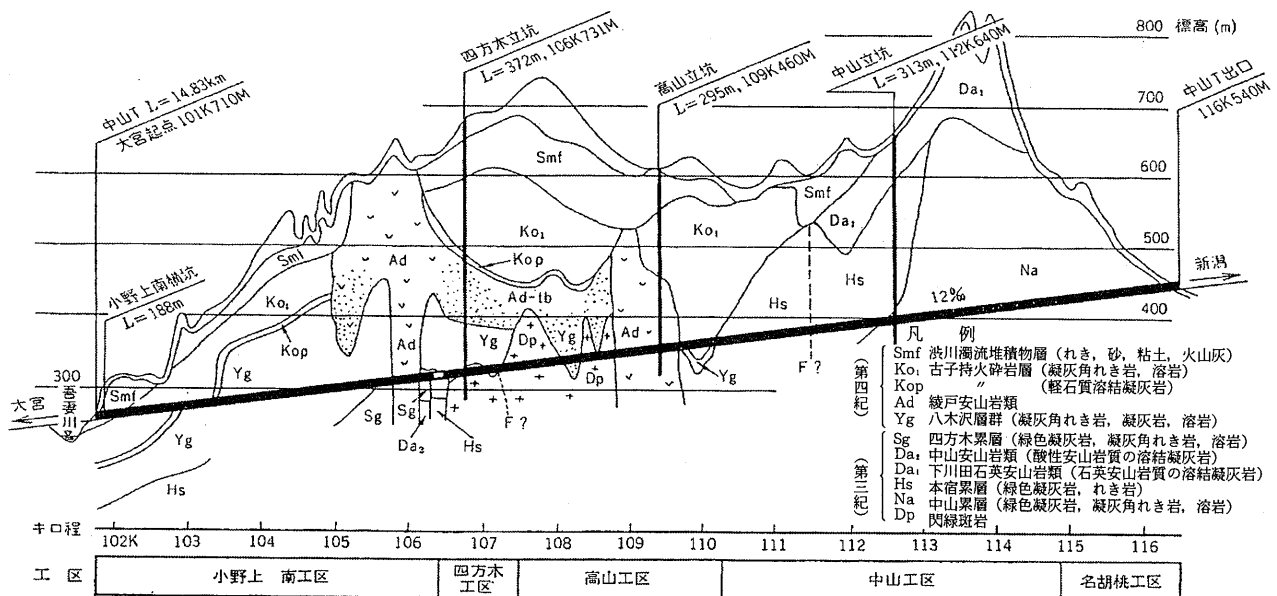


図-9 中山トンネルの地質縦断面図<sup>12)</sup>  
Fig. 9 Longitudinal section of geology in Nakayama Tunnel<sup>12)</sup>

た番号は、上記の多量湧水の地質条件の形態を示している。

①の火山噴出岩類が分布する地山において不整合に堆積している含水未固結層は、トンネル施工時に突如出現することがある。これは含水未固結層の分布を事前に把握し難い場合である。その一例は上越新幹線の中山トンネルで図-9の地質縦断面図<sup>12)</sup>に示すように、基盤をなす第三紀層と、同時期に貫入した安山岩、閃緑岩の貫入岩体およびこれらの上に堆積した第四紀の火山噴出物に大別される。火山噴出物層のうち八木沢層群 ( $Y_g$ ) は、未固結でかつ約  $2 \text{ N/mm}^2$  に達する高い地下水圧を有する層である。地表からの調査では、貫入岩類の位置や未固結火山噴出物が埋没した谷地形 (不整合面) を把握することが難しかった。そのためにトンネル施工時には、

切羽からの先進ボーリング等により地質分布を詳細に調査しつつ掘削したが、崩壊を伴った多量湧水を防止できなかった事例である。

国道158号線の安房トンネル<sup>13)</sup>の岐阜側では、古生層の基盤岩が谷地形をしている所に不整合に第四紀火山噴出物が覆う図-10のような地質分布をしている。この火山噴出物は主に安山岩の角礫や火山砂からなる未固結の堆積物で最大厚さが400mにも達し、調査時点より平湯低速度帯として把握されていた。トンネル施工時には、水抜きボーリングを行いつつ調査坑を先行させ、低速度帯の手前約90m地点において調査坑切羽から実施した左右6本の長尺ボーリングでは、各孔とも  $6 \sim 8 \text{ m}^3/\text{min}$  の湧水がみられた。ボーリングによる水位低下は限界があることから、本坑の左右に水抜き導坑を施工し

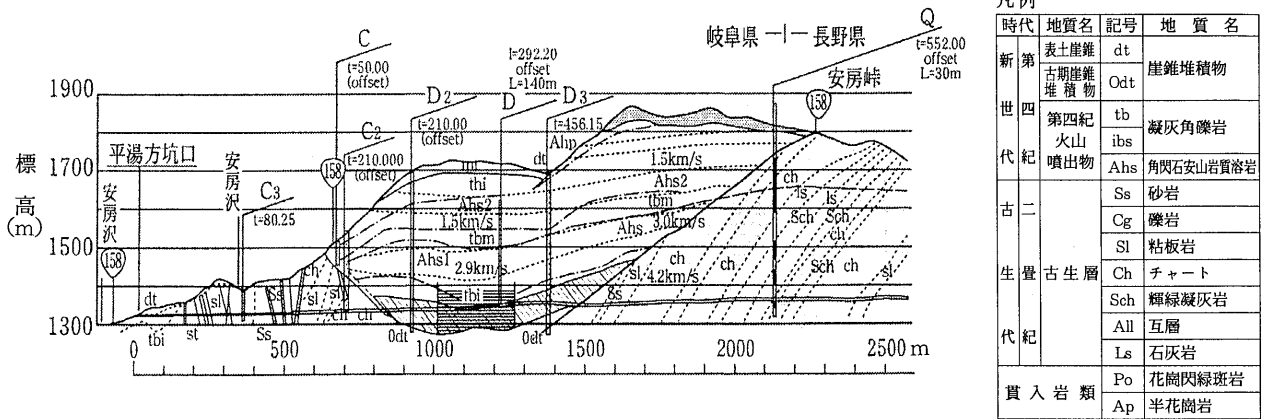


図-10 安房トンネル岐阜側地質縦断面図<sup>13)</sup>  
 Fig. 10 Longitudinal section of geology in Abou Tunnel<sup>13)</sup>

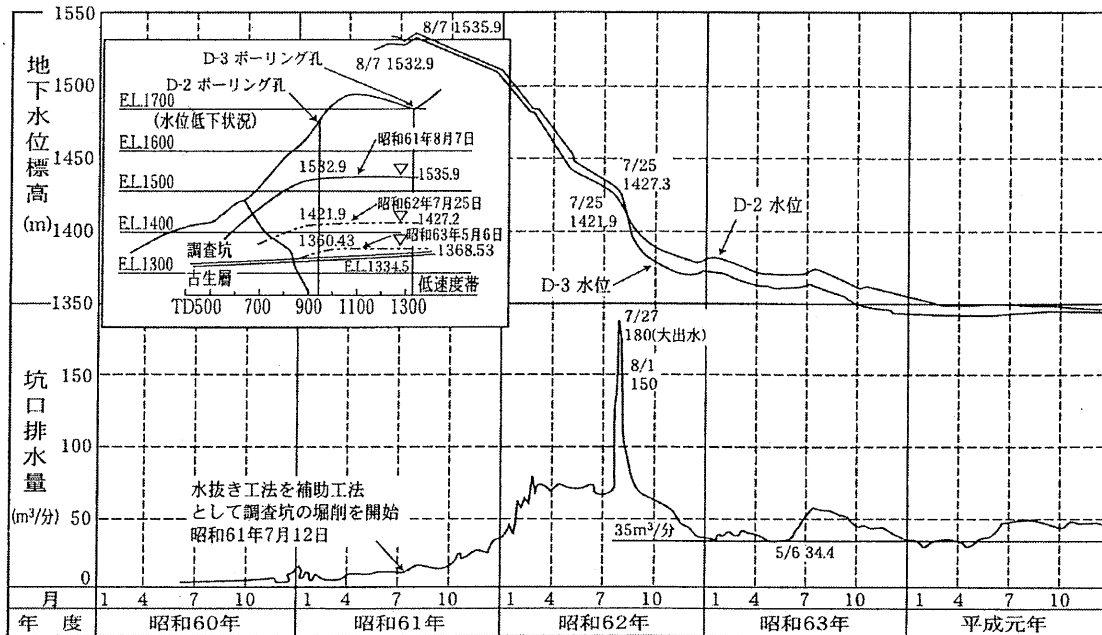


図-11 安房トンネル岐阜側の坑口湧水量と地下水位の低下状態<sup>13)</sup>  
 Fig. 11 Dropping state of groundwater level and quantity of inflow at entrance of Gifu side in Abou Tunnel<sup>13)</sup>

たが、低速度帯に接近すると切羽天端から最大180m<sup>3</sup>/minの湧水と共に切羽が崩壊し、最大約3000m<sup>3</sup>の土砂が水抜き坑内に流出した。水抜き坑の切羽が埋没すると、その手前から分岐して新たな水抜き坑を根気良く施工し、図-11のように地下水位の低下を行った。

このように不整合面が一種の難透水層部の役割をし、その上に未固結の火山噴出物が存在する場合の切羽の不安定性については、共通な点が多い含水未固結地山として以降では扱う。

②のように割れ目の多い硬岩、中硬岩の火山岩体に帯水している場合には、ほぼ同様な地山状態である割れ目からの多量湧水として以降扱う。

③の難透水部を伴う火山岩の湧水崩壊事例は共通する点が多い断層破碎帯の湧水形態に含めて以降では扱う。

### 3.5 湧水による切羽の不安定現象の分類

以上考察したように湧水による切羽の不安定化現象は次の3種類に分類できる。

- ① 含水未固結地山における土砂の流動化現象：第三紀鮮新世から第四紀更新世の砂層と砂礫層、花崗岩強風化帯（マサ土）および未固結火山噴出物等。
- ② 割れ目および空洞地山の多量湧水：花崗岩・ホルンフェルス・片岩・安山岩等の硬岩・中硬岩と火山岩類の貫入岩体等の割れ目が多い岩盤、および石灰岩、溶岩等の空洞。
- ③ 不整合面および断層破碎帯における土砂崩壊を伴った多量湧水：粘土質難透水部の背後に帯水部が存在する場合。

この分類に基づいて以下の考察を行なう。

## 4. トンネル湧水に関する地質学的背景

トンネル掘削時の湧水問題に関係する地質条件には、含水未固結地山、硬質・中硬質岩類の割れ目および節理、空洞、断層破碎帯および不整合面等があり、それらの地質条件について個別に地質学的に考察する。

### 4.1 含水未固結地山の地質

含水未固結地山には第三紀鮮新統から第四紀更新統の砂層、砂礫層、火山噴出物等があるが、地層の形成・堆積様式を理解しておくことは地層の透水性や諸物性及び空間的広がり等の予測に役立つ。

表-2に示した浦本T・堀之内Tなど新潟地域の鮮新-更新統の砂礫層は魚沼層と呼ばれる陸成層の地層で、扇状地や河川の堆積物である。シルト・粘土分の細粒碎屑物質は河川での通常流速20cm/s以上では沈積せず、より下流側の湖や海に運搬され易いことから、河川堆積物は比較的透水性の高い粗粒物質を主体に構成される場合が多い。一方、河川流路の側方に広がる氾濫原-後背湿地には主に洪水時に細粒碎屑物が沈積してシルト・粘土が堆積することが多い。河川流路は埋積によって底が浅くなると洪水時に容易に流路を変更して、氾濫原の低い

場所に移動する。この流路移動が繰り返されると、シルト・粘土層と砂礫層が交互する岩相が形成される。河川の流路形態には蛇行型と網目状型とがあり、前者は普通下流側の緩傾斜平地部に、後者は幾分傾斜のある上流側に多い。構成物は蛇行型河川では大部分砂で礫はその底部のみに薄く存在する程度と考えられる。礫の量比が多いのはむしろ網目状河川ないし扇状地起源である場合が多い。シルト・粘土層の存在は被圧地下水を生じやすい。下流型の河川堆積物を断面で見ると、図-2のように砂礫層がレンズ状をなしてシルトおよび泥岩層の中に挟まり、その厚さは5-10m位が多く、時に2つまたは3つの堆積サイクルからなる砂礫層が泥岩層を欠いて重なり厚い砂礫層を形成することもある。扇状地の砂礫層は時に厚さ数10mを越す場合もある。上流型では粘土層が薄く、砂礫層の比率が高くなる。ただし、この種の砂礫層は幅が百から数百メートルでレンズ状をなすが多いが、河川の縦断方向には数キロメートルのオーダーで連続性を有することも考えられるので、トンネル地質の予測に際して、砂礫層の堆積当時における河川の流路方向を解明しておくことは砂礫層の空間的広がりへの把握に参考になる。

同様な河川堆積物の地層は、我が国の沖積平野とその周辺の丘陵・台地を構成する第四紀層として普遍的に分布している。例えば、北陸地方の中期更新統、三重県北部-滋賀県下の古琵琶湖層群、大阪湾周辺-大阪・奈良の大阪層群下部・中部などは、河川堆積物が大半を占めている。他方、海成層としての砂礫層は、鮮新統-更新統下部にしばしば見られる。主として浅海成で、一般に、硫黄分の含有、貝化石を含むこと、砂粒子の淘汰が良好、礫の円磨度・淘汰度が良好などの特徴によって陸成層と識別できる。海成砂層は側方に連続性が良く厚さも変化が少ない。海浜成の堆積物は波の作用によって細粒分がふり分けられているため、特にサラサラとして均等係数が小さく、土砂の流動化を引き起こし易い傾向にある。その前後には後浜環境で海浜砂が膠結してできたと考えられる“硬砂”（かたずな）と呼ばれる難透水性堆積物を挟むことがあるので注意しておきたい。ただし、硬砂はややポーラスなこともあり、必ずしも難透水性とは限らない。

地質時代と言う第四紀は、汎世界的な氷河性海水準変動の影響を受けて、海面が百メートル以上も上下した時期であり、それを反映して地層の堆積環境も海・陸時に内湾と、垂直的に目まぐるしく変化して周期性層相変化を示す「堆積サイクル」が見られる。また、日本列島の第四紀は、活断層の多さで分かるように、地殻変動の活発な時期でもあり、本来水平に堆積した地層が急傾斜に変形しているケースも少なくない。新しい時期に活動した活構造地帯には、上記の未固結地山を一層脆弱にした断層活動が認められる。断層破碎帯ばかりでなく、泥岩地山であっても地質構造の変化や割れ目の発達具合等よく調査しておくべきである。

## 4.2 節理と湧水

貫入岩類、特に岩脈に伴う割れ目および節理は、トンネル掘削時にしばしば湧水をもたらすことはよく知られている。節理とは変位を伴わず、方位や存在間隔などが規則的な割れ目群を言うが、その成因は単純ではなく、十分に分かっているわけではない。節理は岩石・地層に何らかの応力が働いて形成されたものであり、それらの一部は断層の形成や褶曲作用と密接な関連をもっている。そのような場合、特に花崗岩のような塊状岩においては、微小断層と節理の判別が難しい場合もある。単に亀裂と呼ぶのは、不規則配列、延長の短い割れ目などを指している。

堆積岩や火成岩中に貫入した岩脈に見られる節理は、通常岩脈の伸びの方向に直角な方向と平行な方向の2種類が卓越し、典型的には段ボール箱を重ねたような方形の開口割れ目が発達する。こうした岩脈は岩全体として透水性が高く、トンネル掘削上、多くのトラブルをもたらしている。青函Tでの玄武岩岩脈、蘇武Tの流紋岩岩脈など多量湧水を誘発している。岩脈といっても、優白色のフェルサイト（珪長岩）、灰緑色のひん岩（安山岩）や暗緑色の輝緑岩（玄武岩）など、いろいろな岩質があり、幅10m以下の小規模なものから露出幅1 km以上もあるフェルサイトまで様々である。岩脈の節理は、温度千度超—数百度のマグマが母岩に貫入して冷却・固体化する際の容積収縮—引っ張り応力によって形成されると言われている。溶岩や溶結凝灰岩に見られる柱状節理も陸上での急な冷却によるものである。したがって、岩脈の節理は元来より開口割れ目であり、地下水の通り道および帯水部として湧水対策上要注意である。岩脈が多く出現する地域において断層が予測される場合は、精度の高い地質踏査およびボーリング等の事前調査によって工事に関係する湧水対策を慎重にすべきである。第三紀層の泥岩中の岩脈や断層は、地形的位置によっては、湧水や地すべりを誘発する原因になりかねない。

一方、堆積岩中の節理は褶曲や断層を生む広域的造構応力や隆起運動によって形成され、構造運動が複数回あれば、節理も複雑である。断層に横ずれ型 (strike-slip) と縦ずれ型 (dip-slip) があるように、節理にもそれらの断層にほぼ平行する方位のものが優勢に発達することが多い。中・古生層とそれを貫く花崗岩体から構成される北上山地では、中生層と花崗岩とに共通の方位と傾斜を持つ節理群が見られることもあり、岩石は全く異なるのに同一の応力場で形成されたと考えられている。褶曲の軸部には共役的な2方向の節理群が一般的に存在している。地殻変動の活発な日本列島では、第四紀層の泥岩であっても節理が良く発達している場合があり、表-2の花立Tのように泥岩だからと言って不透水層と決めつけられないケースもあるので、地山を良く調査しておきたい。スプレー型節理と呼ばれるどちらかと言えば不規則配列型の節理が、主に断層末端部—直近延長部にしば

しば見られる。細かな潜在亀裂を伴うこともあり、掘削による応力解放によって顕在化しやすい。

花崗岩類の節理は、マグマの冷却によってできた初期形成のものと、堆積岩の場合と同様により後期の造構応力によってできたタイプがあるといえる。ほぼ一定間隔の平行的な配列のもののほか、交叉型とも云える2方向のものが組み合わさっている場合の2つのタイプが見られる。なお、花崗岩体には石切場でよく見られるように、地表面とほぼ平行なシーティング節理も知られるが、土被りがかなり浅い場合を除いてトンネルにはあまり出現することはない。

図-12に、六甲花崗岩体の節理系の1例を示すように、圧倒的にN60°E方向でほぼ垂直な節理群が卓越しているが、WNW方向のもの、傾斜が30°から60°、垂直まで様々である。六甲岩体の共役的節理（交叉型またはX型）には中間主応力 ( $\sigma_2$ ) が水平なものと垂直なものがあり、両者は同一の東西方向の圧縮応力場における深さの違いによって形成され得ると説明されている<sup>14), 15)</sup>。N60°E方向は幾本もある六甲断層群とほぼ一致した方向である。断層で云えば、ここではほぼ垂直—急傾斜の横ずれ型が先行して、後で縦ずれ型の変位を生じたと解釈されており、節理系の発達もそれとほとんど平行しているという。

節理・亀裂沿いに粘土を介在して、岩盤の透水性を低くしていることがある。地表から数10m以浅（稀に150m前後の例もあり）の節理—開口割れ目では、①地表から流入したローム・粘土質物質が充填していることが多い。他方、深度に関係なく狭在する粘土として、②並走する微小断層の破碎粘土（この場合、定義的には節理とは呼べない）、③平行状に入ったペグマタイト質又はアプライト質の長石細脈が変質して粘土化したもの、④節理沿いに生成した2次鉱物変質又は風化して粘土化し

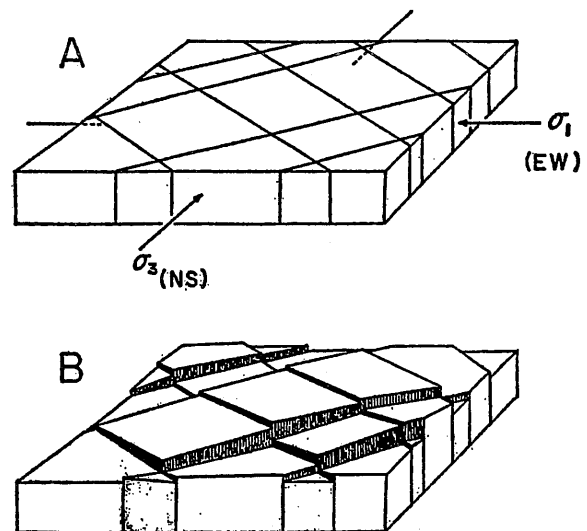


図-12 六甲山地における割れ目系の発達過程  
(平野, 1971<sup>14), 15)</sup>

Fig. 12 Developmental process of fracture system in Rokkou Tunnel<sup>14), 15)</sup>

たもの、などが考えられる。前にも述べたように、花崗岩・厚い砂岩層などの塊状岩では微小断層と節理の判別は難しいから、成因的に断層粘土を介在していても切羽観察では節理と呼ばれることも考えられる。六甲山地・飛騨山地など、断層の多い花崗岩体に多く見られる。③の例は、北部九州の背振山地西部・滋賀県南部・筑波地方などの花崗岩体で見られ、一般的でなく、どちらかと言えば偏在している。

節理面は地下深部の封圧下では密着割れ目が多いと推察されるが、部分的には通水可能な開口性割れ目も存在し、湧水をもたらしている。中・古生層のような古期岩石では、節理やクラックを石英・方解石・緑泥石など2次鉱物が脈状に充填している場合が少なくない。

第三紀層の泥岩・砂岩の割れ目沿いには、方解石・沸石のほか石膏の析出もみられる。それらは地下水に溶けやすいので、不均質に空隙を生むことがある。

#### 4.3 石灰岩の空洞

石灰岩には、鍾乳洞で代表される大小の空洞が存在し、大規模な出水をもたらすことがある。地表下の空洞の予測は、土被りが浅く地形勾配が緩い場所ならばマイクログラヴィティなど物理探査手法である程度の見当をつけることが可能であろうが、一般には事前調査の段階ではなかなか難しい。やはり先進ボーリングを丹念に行うのが最良策であろう。石灰岩における亀裂頻度は他の岩石に較べるとかなり少ないが、節理は普遍的に見られる。開口割れ目としての節理は、鍾乳洞やドリーネといった石灰岩の溶蝕地形を造る上で、地下水の通り道の役割をなすから、その伸びの方向性に大きく関連性を有しているであろう。中国地方の石灰岩体で、鍾乳洞・小河川系と節理との関係を調査した経験から、空洞の伸びの方向や傾斜を予測するのに、節理の方向を調べておくことは有効である。また、鍾乳洞の発達には垂直方向への伸びは大きくなく、膨縮しながらも水平方向にかなり連続している。これは、一定の標高レベルで地下水の滞留・流水が一定期間保持されたことを推論させる。帝釈石灰岩など幾つかの石灰岩体では、段丘の発達に対応して、鍾乳洞が3～4つの異なる標高レベルに良く発達していることが指摘されている。第四紀における水河性海水準変動が地下水流のレベルを上げ下げした結果を反映しているのであろう。このような傾向が事実ならば、石灰岩体の空洞の空間的拡がりに一定の規則性があることになるので、空洞予測に、発達レベルを調査し掌握しておく必要があるであろう。

#### 4.4 断層破碎帯について

断層破碎帯の背後に帯水部があって、遮水性破碎帯を掘削することによって図-13<sup>16)</sup>のように突発的湧水を誘発する。時には、透水性岩盤の手前側に角礫状破碎帯があって、水圧も絡んで切羽の崩壊を起こすこともある。このような切羽崩壊に係る断層破碎帯の性状につい

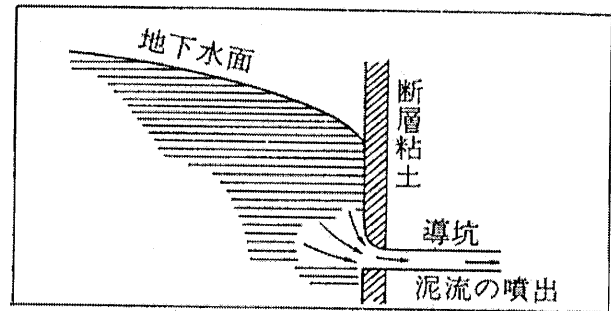


図-13 断層破碎帯による遮水と出水概念<sup>16)</sup>

Fig. 13 A schematic illustration suggesting intercept of groundwater and inflow of tunnel in fracture zone<sup>16)</sup>

て地質学的成因面から考察する。

断層破碎帯を構成する物質は、断層角礫と断層粘土 (gouge: ガウジ) とからなり、便宜的に肉眼で粒度が識別できない程度の細粒物を粘土と呼んでいる。通常は破碎帯と母岩との境界がシャープである場合は、図-14 b, c<sup>16)</sup>のように境界部は断層粘土が、破碎帯主部-中央部は断層角礫によって占められる。もちろん角礫部内部にも幾筋かの粘土帯が伸びていることもある。破碎帯に粘土分が少なく、図-14dのように断層角礫が優勢な場合は含水により崩壊し易くなる。後述するマイクロブレッチャーもこの類である。地質時代の古い時期に形成された断層では、表-5<sup>17)</sup>の破碎物質が固結している場合もあり、カタクレーサイトまたは破碎岩とよんでいる。規模の大きい断層は、過去において何回もの断層活動を起こしているから、固結した断層岩であっても、微小クラックが発達していることが多く脆弱であることに変わりはない。ただし、地下深部で形成された断層岩であるマイロナイトは見かけ上片状変成岩に酷似する程で、堅硬な場合が少なくない。マイロナイト化した花崗岩や古期火山岩には、結晶片岩や片麻岩と見間違ふような片状岩をしばしば見かけることがある。切羽崩壊等を経験した恵那山T<sup>9)</sup>等において、粉碎岩(粉状岩)およびマサ状岩と表現されているものの多くは、表-5に示すマイクロブレッチャーの範疇に入る断層物質に相当するものと想定される。断層粘土と断層角礫の中間的な存在で、典型的には均質な細砂-中砂サイズ位に粉碎された断層岩である。地質時代の火山岩類・花崗岩、中・古生代堆積岩等の破碎帯でしばしば見られる。少量ではあるが水がしみ出るような透水性を有している場合が少なくなく、非常に崩壊しやすいにも拘わらず、外見が粘土質でないため破碎帯として見過ごされ勝ちである。六甲山T・飛騨Tなど花崗岩岩盤、恵那山T・親不知Tなどの火山岩類の破碎帯ではかなり幅広く出現している。また、中部日本の境峠断層、跡津川断層、東北日本の双葉断層に沿う破碎帯近傍では、原岩が顕著に粉碎化している部分があり、湧水を伴って切羽の崩壊を起こり易くしている。第三紀層の膨張性泥岩で細脈状方解石で充填されたマイクロブレッチャーは、見かけ上は断層破碎帯には見え

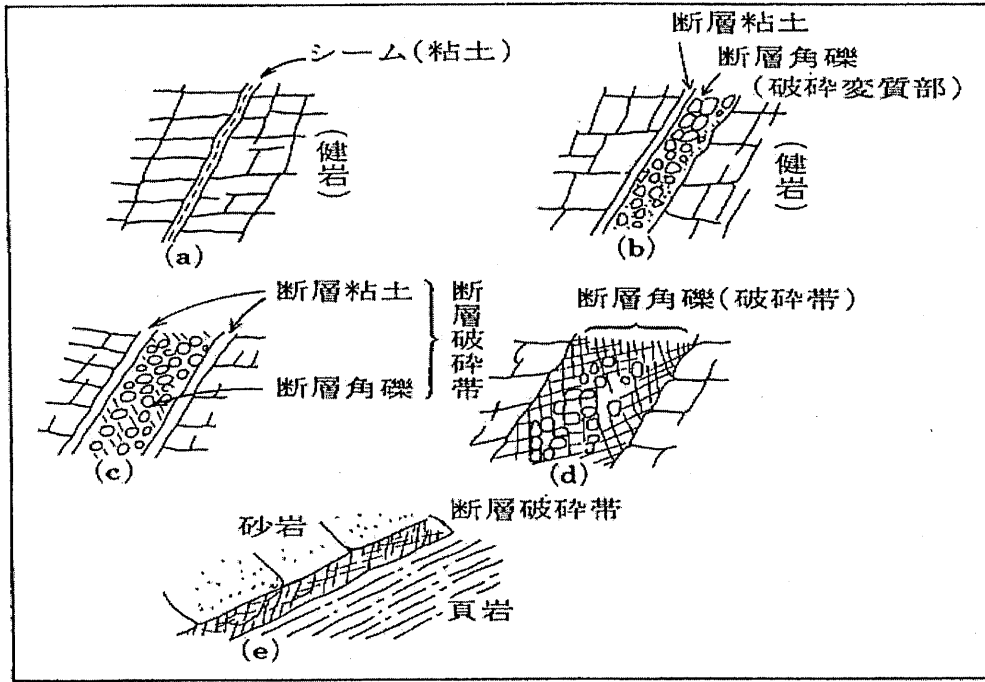


図-14 断層破碎帯のいろいろ<sup>16)</sup>  
Fig.14 Kinds of fault fracture zone<sup>16)</sup>

表-5 断層岩の分類案 (高木・小林, 1996を改変)<sup>17)</sup>  
Table 5 A classification scheme of fault rocks {modified after Takagi, Kobayashi (1996)<sup>17)</sup>}

	(破碎片の割合)	(粒 径)	
断層角礫	> 30%	メガブレッチャー > 256mm メソブレッチャー 10-256mm マイクロブレッチャー < 10mm	未固結 ランダム組織
断層粘土	< 30%		
	(破碎片の割合)	一般に	固結
プロトカタクレサイト	> 50%	10mm 以下	ランダム又は 弱葉片状構造
カタクレサイト	10-50%		
ウルトラカタクレサイト	< 10%		
	(ポーフィロクラストの割合)	マトリックス鉱物の粒径	固結
プロトマイロナイト		> 100 μm	葉片状構造
マイロナイト		20-100 μm	再結晶岩
ウルトラマイロナイト		< 20 μm	

難しい。概観上は塊状で破碎岩に見えなくとも、ハンマーで叩くとマサ土のように粉々に割れるという特徴を持つ。このような粉碎岩が含水すると、非常に脆く崩壊し易いし、時には押し出し現象を生ずる。

断層活動による岩石・地層の破碎作用は、母岩における亀裂発生、すりつぶし(細粒化)として進行する。破碎の度合いを表現する指標として、例えば表-6<sup>18)</sup>のように、細砂以下の細粒物質の量比で表す試みもあり、どのような破碎帯かの実態把握に有用である。この分類に、上に述べた粉碎岩またはマイクロブレッチャー(破碎物質の多くが中-細粒砂サイズの破碎岩で占められる)を加えるべきであろう。粉碎岩は、多くの場合片状-葉状構造(foliation)を示さず、クラックはあっても塊状であるため、露頭から離れて見たときにそれと分から

表-6 破碎帯における破碎度の分類<sup>18)</sup>  
Table 6 Classification of fractured grade in fracture zone<sup>18)</sup>

破碎度V: 破碎作用によって生じた細粒物質(粒径0.2mm以下: ほぼ細砂以下)が90%以上と顕著に発達し、少量の断層角礫を混ざる。
破碎度IV: 細粒物質が露頭における面積比で粗粒物質より多量(59-90%)である。
破碎度III: 角礫-粗砂の粗粒物質が量的に優勢で、細粒物質が10-30%程度。
破碎度II: 原岩が角礫状に破碎しているが、細粒物質は10%以下のもの。
破碎度I: 微小割れ目が網目状に発達するが、細粒物質はほとんど見あたらない。

ず、堅硬な岩石に見えてしまうこともありがちである。地表踏査でも極端な場合、ハンマーで叩いた時に風化岩と混同する恐れもある。

破碎度ⅠやⅡの程度の破碎帯では、遮水効果はなく、それ自身が水の通り道となるであろう。母岩が節理・亀裂に富む堅硬な岩盤で透水性が高い場合には、水圧がこの角礫状破碎帯に集中して崩壊を引き起こしかねない。中・古生層堆積岩類特に付加体堆積岩では、明瞭な破碎帯と認定できない場合でも破碎度Ⅰ程度の破碎を蒙った岩石がかなり広く見られることがある。付加体の地層は、初期変形の付加体形成時における衝上断層の影響だけでなく、その後の褶曲・地殻変動も加わって複数回の変形を受けて亀裂の多い岩体になっていることによる。破碎度Ⅲクラスは、マイクロブレッチャ状態を含み、滲み出るような湧水状況が予想される。含水状態では流動崩壊しやすい。母岩の透水性が大きい場合、亀裂の存在度とのコントラストによっては、中間的な遮水効果をもたらす場合もあり得る。

図-15において<sup>19)</sup> 黒矢印は小断層の変位センス、白矢印はスプレー型節理を、横方向の点線は地層の層理面を示す。地質図で示されている断層(線)の範囲外であっても、その直近延長部は要注意である。断層はそれを境として岩盤のずれ変位を生じていることは云うまでもないが、このずれ変位は表示されている断層線の端で突然解消されるわけではなく、断層破壊としてずれを生んだ応力と変位を、断層の末端部では微小な剪断性割れ目や

小断層の集合によって吸収・解消すると考えられる。規模の大きい断層であれば、その末端部や直近延長部には、応力残存集中部として脆性割れ目や小規模断層が頻繁に存在することを予測しておくべきであろう。恵那山Tは阿寺断層の南東延長部、飛驒Tは跡津川断層の西側延長部に相当していて、主断層からはずれた地点であるのに、共に岩盤の破碎状況はかなりのものであった。図-15に示す断層の末端部に知られる小規模断層としてスプレー型断層が知られる。これは筈の先端のように多数の小断層が分岐するように存在するものである。割れ目沿いの変位が微小で節理と判別が難しいような場合もあるが、トンネル切羽の安定性問題ではどちらであるかは重要な問題ではない。断層の末端部-延長部では主断層部と較べて断層角礫や粘土が少ない代わりに、小断層や節理などの割れ目に富み、母岩そのものの透水性が高くなっている恐れがあるので、軽視しないよう注意しておきたい。

断層の種類(正断層と逆断層・衝上断層、水平-横ずれ断層など)については、紙面の都合で省略するが、断層の種類と関連性を持つ断層の傾斜については、掘削方法や天端の崩落など、工事で大きな影響をもたらすので重要な問題である。断層の存在が予測される場合、少なくとも断層の性状と共に、断層面の傾斜が流れ目か、差し目か、どんな傾斜を持つかを掘削前に掌握しておきたい。それは湧水を伴う天端崩壊は、差し目の断層に伴うことが多いからである。

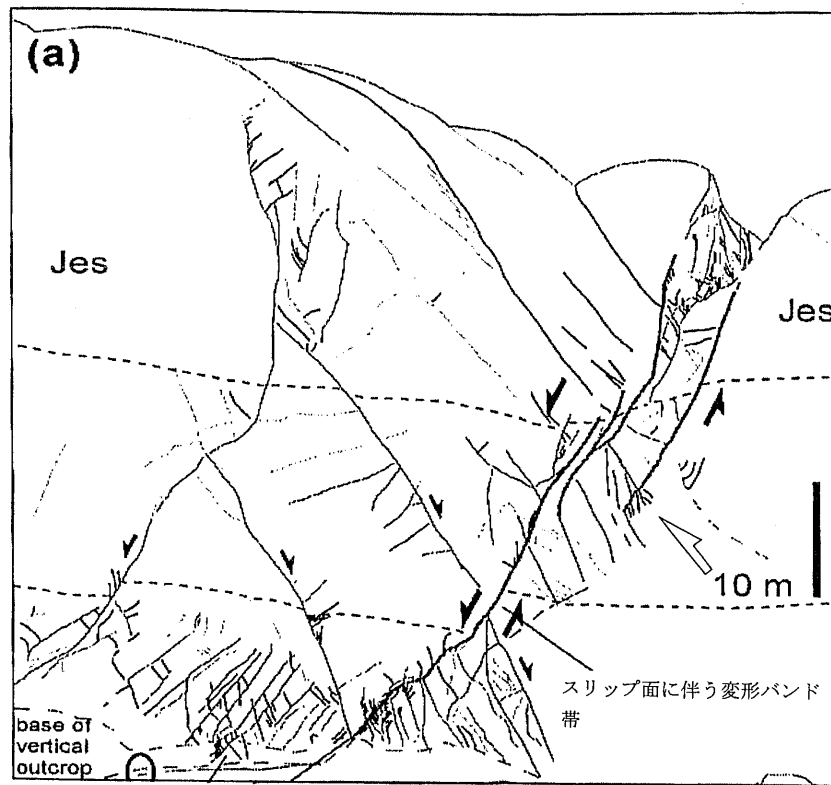


図-15 小規模断層に伴う節理群 (Davatzes and Aydin, 2003)<sup>19)</sup>  
Fig. 15 Sheared joints accompanied with small faults<sup>19)</sup>



5. トンネル湧水に関する地盤工学的背景

5.1 掘削による切羽周辺地山の塑性領域の形成

湧水に伴って切羽が崩壊する場合に、掘削によって周辺地山に塑性領域が形成される現象が影響していると考えられるので、つぎのような三次元FEM弾性解析を行った<sup>20)</sup>。解析モデルは、地山を線形弾性体、トンネルの半径は5mの円形断面とし、解析領域はトンネル下方に10D、トンネル側方に10Dをとり、トンネル軸方向は108mの範囲とし、対象性を利用した1/2モデルとした。支保として15cm厚さの吹付けコンクリートの閉合断面を想定し、解析手順としては掘削長を40, 5, 3, 2, 1, 1, 1mと逐次掘削する解析とした。解析条件は表-7に示すとおりで地山強度比( $\alpha$ ) {地山の一軸圧縮強度( $q_u$ )と土被り圧( $\gamma H$ )との比}と内部摩擦角をパラメータとしている。得られた地山内の応力分布の中で、モール・クーロンの破壊基準を越える部分を塑性領域として算定した。

なお、切羽前方( $\rho_y$ )およびトンネル周辺部( $\rho_z$ )の塑性領域の概念図を図-16に示す。解析の結果、切羽前方の塑性領域を図-17に示す。三次元解析の結果、地山強度比が1.0以下になると、内部摩擦角と地山強度比が小さくなるほど、トンネル切羽周辺地山の塑性域は大きくなる。この図によると、地山強度比が1.0で、内部摩擦角が0°の場合、30°の場合と比較して、切羽前方の塑性領域は約2倍となり、地山強度比が小さく、かつ内部摩擦角が小さい程、切羽前方の塑性領域は大きくなる。また内部摩擦角が0で、地山強度比が0.5の地山条件で、支保の剛性(EI)を2倍にしても、切羽前方の塑性領域の大きさは変化していない。すなわち、支保の剛性を強くしても、切羽前方の塑性領域を小さくする効果は期待できないことを示している。このように地山強度比が1より小さく、かつ内部摩擦角が30°より小さい粘土質の地山条件では、トンネル掘削時に切羽前方に塑

表-7 解析条件  
Table 7 Analytic condition

地山強度比 $\alpha$	単位体重量 $\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	土被り $H$ (m)	ポアソン比 $\nu$	初期側圧係数 $K$	変形係数 $E$ (MPa) $E=100 q_u$
0.3~1.0	23	200	0.3	1	

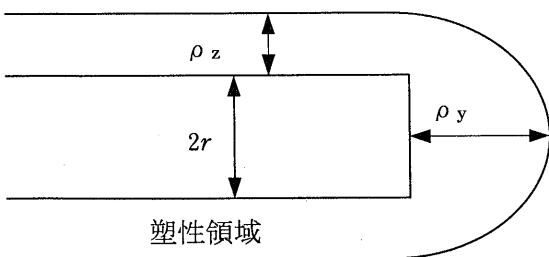


図-16 塑性領域の分布  
Fig.16 Distribution of plastic area around tunnel

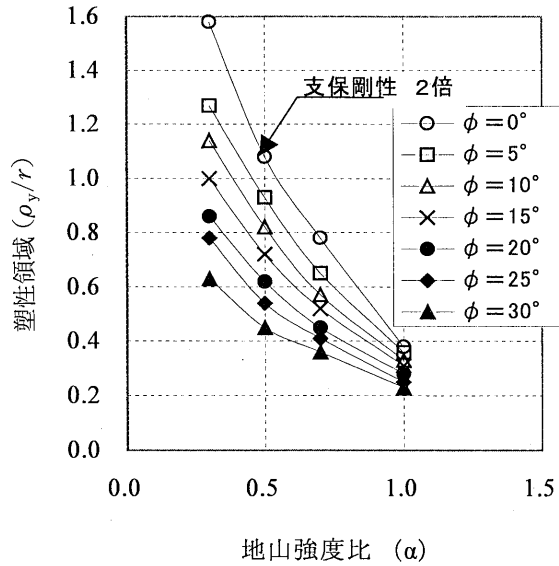


図-17 地山強度比と切羽前方の塑性域<sup>20)</sup>  
Fig.17 Relationship between competence factor and plastic area around tunnel<sup>20)</sup>

性領域が形成され易いことが示されている<sup>21)</sup>。同様な地山条件は、粘土質遮水部を伴った不整合面および断層破碎帯の背後に帯水部が存在する場合に、トンネル掘削により粘土質遮水部が塑性化して強度が低下する状態を暗示している。塑性化した粘土質遮水部は背後の帯水部の水圧を含む荷重を支えきれない場合に崩壊する。その際、粘土質遮水部の強度が弱いほど、また背後の帯水部の水圧が大きいなど、崩壊は急激に発生する。

5.2 含水未固結層の土砂の流動化

未固結層には、第四紀更新統・第三紀鮮新統の砂層、砂礫層、シラス層およびスコリア層を含む火山灰層等がある。これらの未固結層が含水した切羽では、僅かの湧水とともに土砂が流動化して、切羽前方地山に空洞を生じることがある。このような現象は、土砂の流動化、パイピングおよびボイリング現象といわれている。ボイリング現象は鉛直方向のパイピング現象とも考えられる。

フィルダムにおいてパイピング現象が発生する判定基準として、限界流速あるいは限界動水勾配が用いられる場合が多いが、これらはダムの盛土材料の粒径・粒度分布・真比重・間隙率・粘着力・透水係数・フィルターの有無等の様々な要因の支配を受けている。

5.2.1 土粒子が動き出す限界流速

単一の土粒子の水中重量と水平方向の浸透流速により土粒子に作用する力が釣り合う場合に、土粒子が動き出す限界流速(実流速)  $V_c$  についてJustin (ジャスティン) は理論的に次式を導いた<sup>22)</sup>。

$$V_c = \left\{ \frac{2}{3} (G_s - 1) d \cdot g \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (5.1)$$

ここに  $G_s$  : 土粒子の比重、 $d$  : 土粒子の径 (cm)  
 $g$  : 重力加速度 (cm/s<sup>2</sup>)

この式より求めた土粒子の粒径と限界流速の関係<sup>23)</sup>に透水係数の概ねの値を示したのが表-8である。

含水未固結層が切羽に全面的にあるいは部分的に出現した場合の湧水に伴う流速が表-8の限界流速を越えた場合に土砂が流動化する危険性が高くなる。

例えば、トンネル施工時に行われる水平水抜きボーリング(φ100mm)において、50 l/minの湧水が生じた時の管内流速は10.6cm/sに達することから、粒径

表-8 粒径に応じた限界流速<sup>23)</sup>と概略透水係数  
Table 8 Critical velocity and coefficient of permeability corresponded grain size

粒子の直径 (mm)	限界流速 (cm/s)	透水係数 (cm/s)
5.00	22.86	小砂礫 1.0~5.0
3.00	17.71	
1.00	10.22	粗砂 0.1~1.0
0.80	9.14	
0.50	7.23	中~細砂 0.005~0.1
0.30	5.60	
0.10	3.23	微細砂 1~5×10 <sup>-3</sup>
0.08	2.89	
0.05	2.29	シルト 1~100×10 <sup>-5</sup>
0.03	1.77	
0.01	1.02	

1 mmの粗砂の限界流速を越えることになり、1 mm以下の土粒子が湧水とともに流出することになる。

5.2.2 パイピング発生の限界動水勾配

Terzaghi (テルツァーギ) は、土を連続体として、その自重と鉛直上向きの浸透力の釣り合いから、次式の限界動水勾配 ( $I_c$ ) の理論式を導いた<sup>22)</sup>。

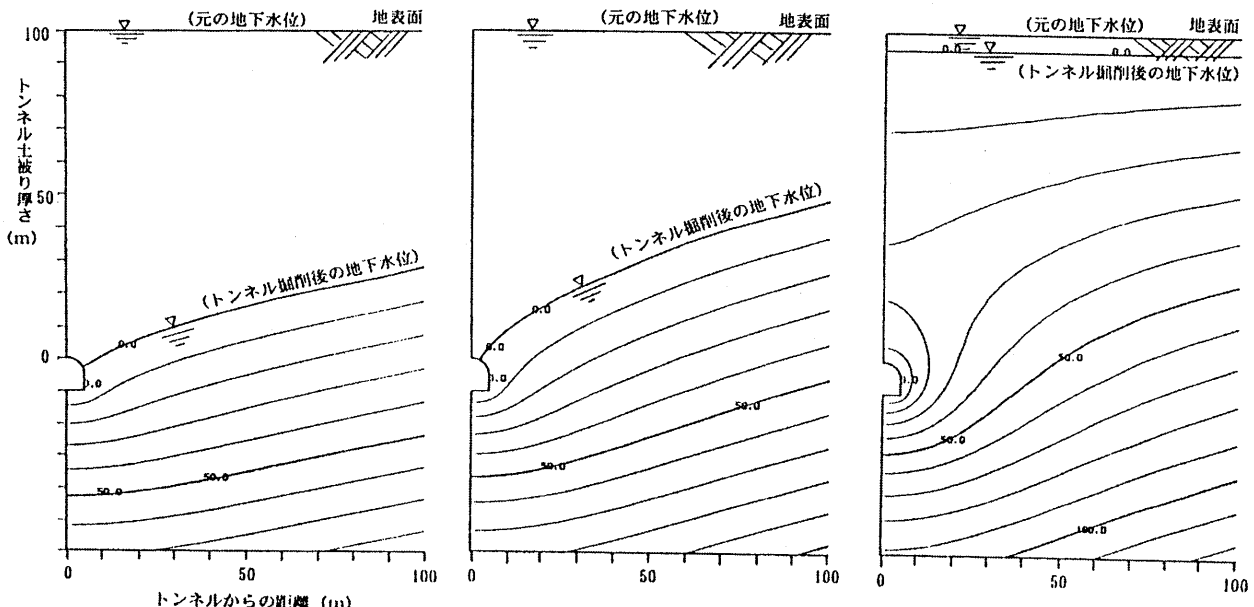
$$I_c = \frac{G_s - 1}{1 + e} = (1 - n)(G_s - 1) \quad (5.2)$$

ここに  $e$  : 間隙比,  $n$  : 間隙率

この式 (5.2) では、粒径、粒度分布等が考慮されていないが、その後の多くの実験結果とほぼ一致している事が分かっている<sup>22)</sup>。

このように、パイピングの発生の判定基準となる限界流速と限界動水勾配は、地山の各種物性により大きく異なるので、フィルダムでは実際の材料を使用して、パイピング試験が実施されている。

トンネルにおいては切羽の湧水に伴う未固結層内の流速および動水勾配が、限界流速または限界動水勾配を越えた部分に土砂の流動化が発生する。なお、部分的に水道(みずみち)部分で限界流速および限界動水勾配を越える場合にはパイピング現象により、徐々に土砂の流動化範囲が広がる。このような含水未固結層を調査段階で把握して、土質試験により相対密度を求めて、土砂の流動化を判定する方法がトンネル標準示方書に示されている。この方法は土被りの浅い都市域のトンネル等で採用されているが、土被りの深い山岳トンネルでは調査費用



地山の透水係数	$1 \times 10^{-3}$ cm/s	$1 \times 10^{-5}$ cm/s	$1 \times 10^{-7}$ cm/s
坑内湧水量	12.2 m <sup>3</sup> /min/km	0.02 m <sup>3</sup> /min/km	0.0004 m <sup>3</sup> /min/km

図-18 地山の透水係数とトンネル掘削後の坑内湧水量および地下水位低下状態<sup>24)</sup>

Fig.18 Relationship among coefficient of permeability in ground and quantity of inflow and dewatering groundwater level after tunnel excavation

に限界があるために採用し難い場合がある。したがって、調査段階および施工段階で、調査用水平ボーリングを実施した時に湧水とともに土砂の流動化現象を観察により直接判定する現実的な方法があり普及しつつある。

### 5.3 トンネル湧水に関する浸透流解析

トンネル掘削による坑内湧水量と周辺地山の地下水位の影響を検討するために、次のような条件により、二次元浸透流解析を行った<sup>20)</sup>。地下水位は地表面として、側方の境界より地下水の供給がある条件で、地山の透水係数を  $1 \times 10^{-3}$ 、 $10^{-5}$ 、 $10^{-7}$  cm/s として地表面下100m地点にトンネルを掘削した。解析した結果は図-18に示すとおりである。

この解析結果から、トンネル掘削により坑内湧水量が少ないのは地山の透水係数が  $1 \times 10^{-5}$  cm/s 以下で、この場合坑内への湧水量は極僅かであり、施工上の問題にはならない。一般に地山の透水係数が概ね  $1 \times 10^{-6}$  cm/s 以下の場合を難透水性地山と称されており、トンネル掘削の影響による周辺地山の地下水位の変化も僅かであり、周辺地域の渇水問題も生じない状態と考えられ、この解析結果と整合している。それに対して、地山の透水係数が  $1 \times 10^{-5}$  cm/s より大きい場合には、地山の透水係数が大きくなるほど坑内湧水量が増加し、地下水位の低下範囲も広がる。

この解析結果より、地山の透水係数に関係なく坑内に排水する条件では、トンネル構造には地下水圧がほとんど作用しないことが示されている。すなわち、トンネル構造物背面の湧水を排水管等で処理することにより構造物に地下水圧がほとんど作用しないことを意味している。

これが一般の山岳トンネルで覆工構造の設計条件において地下水圧を作用させない理論的根拠でもある。

### 5.4 難透水ゾーン形成トンネルの浸透流解析

透水係数が  $1 \times 10^{-5}$  cm/s より大きい地山の場合には、トンネル掘削により周辺地山の地下水位が図-18のように低下する。しかし社会的環境条件等で地下水位を低下できない場合がある。その場合には、トンネル周辺部に難透水ゾーンを人工的に設置した後にトンネル掘削を行う。その際の坑内湧水量および周辺地山の地下水位の低下状態を検討するためにつぎのような条件を仮定して飽和-不飽和を考慮した二次元定常浸透流解析を行った<sup>25)</sup>。

解析モデルおよび解析条件の概要は図-19のように、地盤の透水係数を  $1 \times 10^{-3}$  cm/s の砂質地山とし、トンネルは地表面下50mに幅15m、高さ10mのトンネルを施工し坑内に排水することにより、トンネル覆工に地下水圧が作用しない条件とした。また難透水ゾーンの改良幅を3m、6m、9mについて行った。

境界条件としては、水平方向にはトンネル中心から200m離れた地点を水位固定境界とし、トンネル中心軸を線対象とした半断面について解析を行った。解析にあたって、難透水ゾーンの透水係数は図-19に示す範囲で変化させた。

解析結果によると、単位長さ当りの坑内湧水量は図-20に示すように、またトンネル直上の地下水位の低下状態も図-21に示すように、難透水ゾーンの透水係数が小さいほど、少なく、また難透水ゾーンの厚さが大きいほど少ない。

解析結果よりトンネル周辺の地下水位の影響およびト

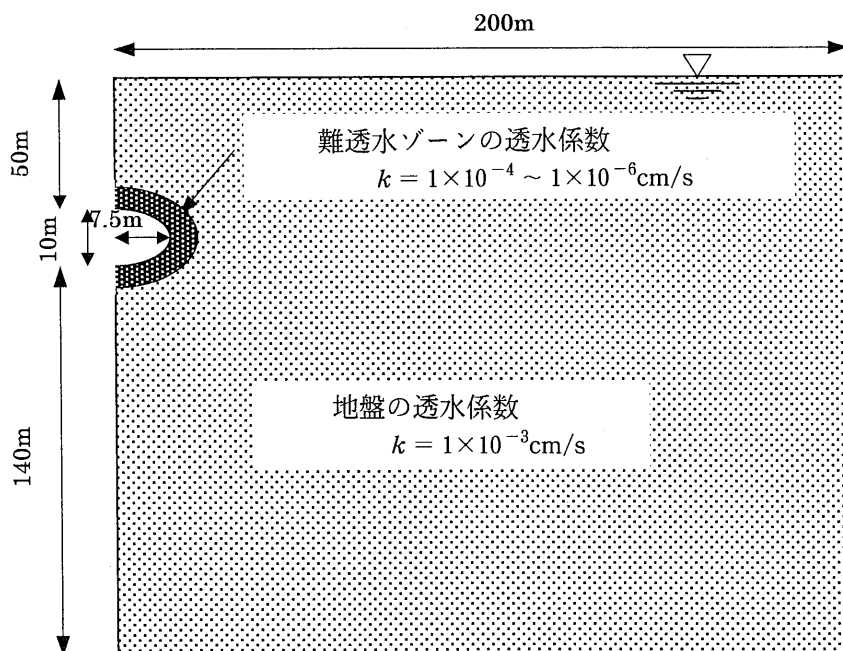


図-19 解析モデル概念図<sup>25)</sup>

Fig.19 Schematic illustration of analytic model

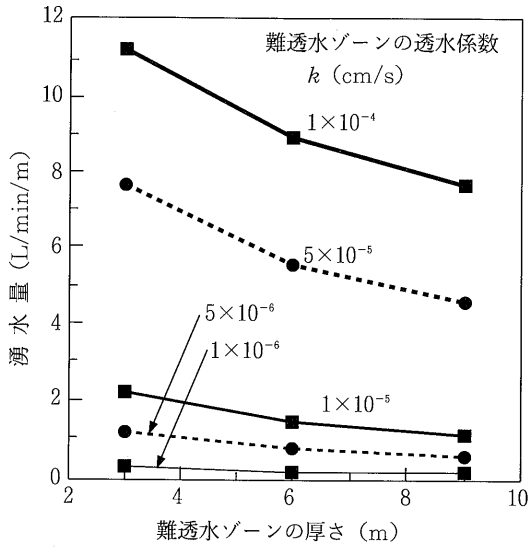


図-20 湧水量の変化  
Fig.20 A variety of quantity of inflow

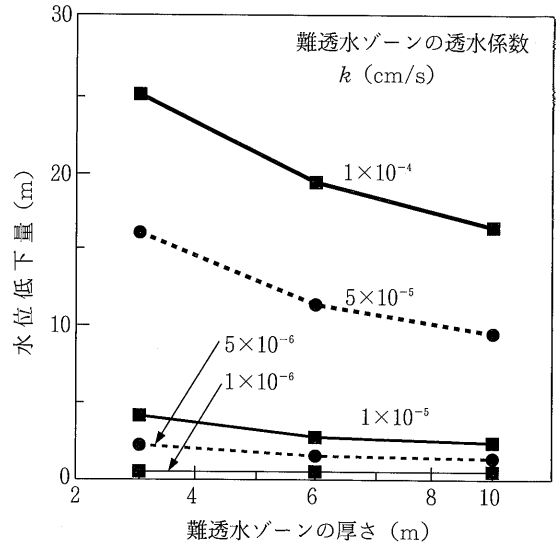


図-21 地下水位低下量の変化  
Fig.21 A variety of dewatering groundwater level

表-9 土質地山および岩盤地山の透水係数<sup>23)</sup>に追加

Table 9 Coefficient of permeability in soil or rock mass (modified after<sup>23)</sup>)

透水係数 (cm/s)	10 <sup>2</sup>	10 <sup>1</sup>	10 <sup>0</sup>	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>
透水性				良	好				わずか	実質上不透水性	
土質地山	清浄な礫		清浄な砂および砂礫			微細砂, シルト, 砂質シルト および粘土質砂				粘土	
岩盤地山	帯水層および破碎帯					割れ目の多い岩盤			割れ目の少ない 岩盤	割れ目が極めて少ない 岩盤	

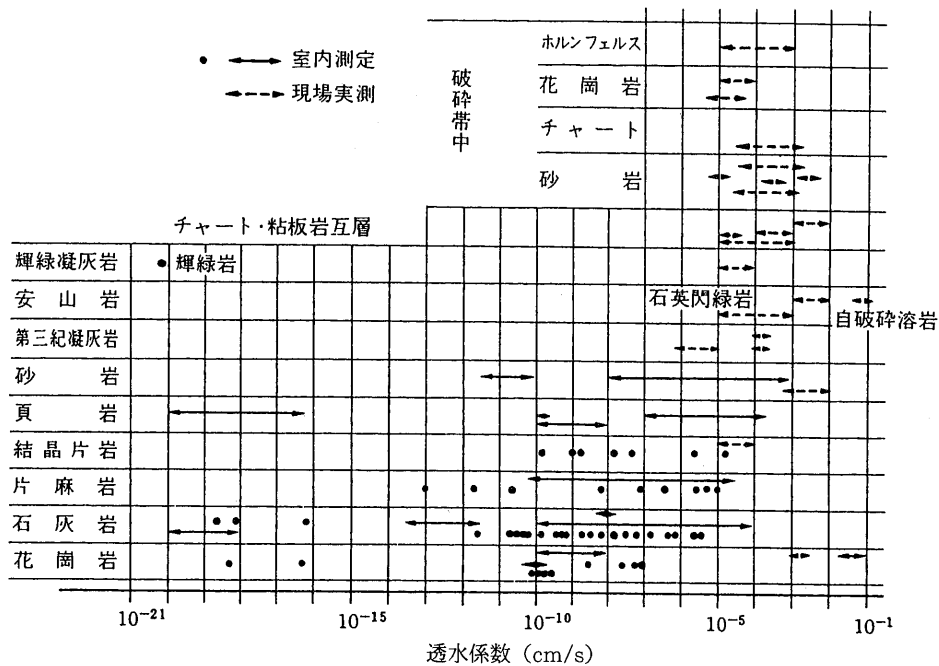


図-22 岩種毎の透水係数<sup>26)</sup>  
Fig.22 Coefficient of permeability in some rocks

ンネル湧水量を考察すると、難透水ゾーンを改良した後の透水係数は  $1 \times 10^{-5} \text{cm/s}$  以下の確保が必要であると考えられる。また解析の上では、改良厚さを増加するよりは、改良後の透水係数を下げるほうが、周辺環境に与える影響は小さくなるが、地盤改良技術の面から、透水係数を下げることに限界があると思われる。

5.5 地盤の透水係数に関する考察

トンネルの湧水は地山の透水係数に大きく関係しているが、土質地山および岩盤地山の透水係数の概略値は表-9に示すとおりである。この図において、透水係数が  $1 \times 10^{-7} \text{cm/s}$  以下の実質上の不透水層は土質地盤では粘土質地山で、岩盤地山では割れ目が極めて少ない岩盤となる。また透水係数が  $1 \times 10^{-5} \sim 10^{-7} \text{cm/s}$  では非常に低い透水性であり、土質地山ではシルト質地山で、岩盤地山では割れ目が少ない岩盤となる。

また岩石の種類による透水係数は図-22に示す。この図において、表-9の透水係数との関連を考慮すると、透水係数が  $10^{-7} \text{cm/s}$  以下の場合には、割れ目が極めて少ない岩盤と考えられる。透水係数が  $10^{-5} \sim 10^{-7} \text{cm/s}$  の場合には割れ目の少ない岩盤、 $10^{-1} \sim 10^{-5} \text{cm/s}$  の場合には割れ目の多い岩盤と考えられる。

5.6 トンネル湧水量と地下水圧に関する考察

トンネル掘削時に切羽で遭遇する突発多量湧水の量は地盤の透水係数と地下水圧および帯水部の貯留量に関係していると考えられる。しかし、事前に地盤の透水係数と地下水圧の分布を把握することが困難であったり、帯水部の貯留量は不明であることが多い。従って、坑内湧水量の概略値を事前に把握するには、簡易な理論計算式

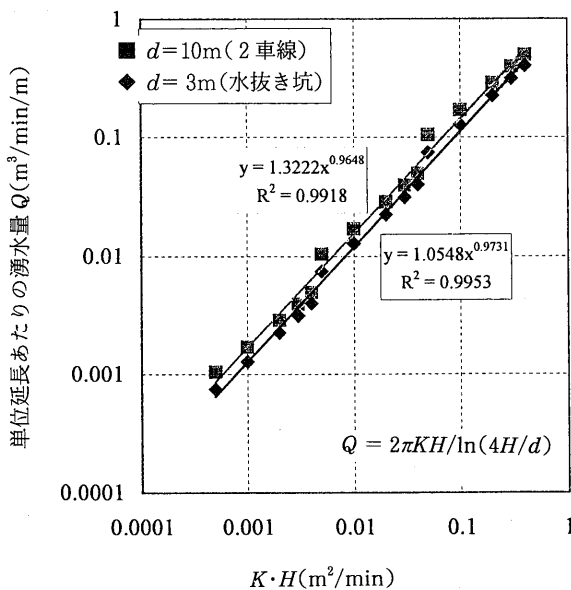


図-23 透水係数と地下水位の積と湧水量の関係  
Fig.23 Relationship between being multiply coefficient of permeability by groundwater level and quantity of inflow

表-10 トンネル湧水量と地下水頭と透水係数の関係  
Table 10 Relationship among coefficient of permeability and groundwater level and quantity of inflow

トンネル湧水量 ( $\text{m}^3/\text{min}/\text{m}$ )	地山の透水係数 ( $\text{cm}/\text{s}$ )			
	$H=100\text{m}$	$H=200\text{m}$	$H=300\text{m}$	
湧水がある	0.01	$1 \times 10^{-4}$	$6 \times 10^{-5}$	$4 \times 10^{-5}$
多量湧水	0.05	$5 \times 10^{-3}$	$3 \times 10^{-4}$	$2 \times 10^{-5}$
異常出水	0.1	$1 \times 10^{-3}$	$6 \times 10^{-4}$	$4 \times 10^{-4}$

が用いられ、その代表的な式としては、トンネル断面での二次元の平面問題で求められるマスカット式 (5.3) が用いられる。これは解析条件から定常湧水量の概略値であるが、切羽での湧水量の概略を判断する際の参考値として取り扱うことができる。

$$Q = 2\pi k \frac{H}{\ln \frac{4H}{d}} \tag{5.3}$$

ここに、 $Q$  : トンネル奥行き 1 m 当たりの湧水量 ( $\text{m}^3/\text{min}/\text{m}$ ),

$k$  : 地盤の透水係数 ( $\text{m}/\text{min}$ )

$H$  : 地下水位 (m),

$d$  : トンネル直径 (m)

この式は二次元解析のために切羽での集中湧水量は求められないが、トンネル切羽が通過した後の二次元解析として坑内湧水量が求められる。この式で数値計算を行った結果は、図-23に示す。この図では、縦軸に湧水量を、横軸に地山の透水係数と地下水位を掛けした値で、トンネル径を水抜き導坑の 3 m の場合と本坑の 10 m の場合とで湧水量を求めている。

トンネル掘削時に湧水があると感じるのが約  $0.01 \text{m}^3/\text{min}/\text{m}$  で、多量湧水と感じるのが約  $0.05 \text{m}^3/\text{min}/\text{m}$  で、異常出水は約  $0.1 \text{m}^3/\text{min}/\text{m}$  と考えられる。それらの湧水量に対応する透水係数と地下水位 ( $H$ ) を表-10に示す。この表によると、湧水がある状態は、地下水位が 100 m の時は地山の透水係数は  $1 \times 10^{-4} \text{cm/s}$  であり、地山の透水係数が大きくなると湧水量は増加する。同様に地下水位が大きくなると、湧水量は大きくなる。すなわち同じ透水係数の場合には地下水位が大きくなる程、すなわち土被り厚さが大きくなる程湧水量は多くなる。

このような地盤工学的背景を考慮して改めて湧水に伴う切羽の不安定化現象を次章以下で考察する。

6. 湧水に伴う切羽不安定化要因に関する考察

湧水に伴う切羽不安定化現象について、3章では我が国のトンネル工事で遭遇した事例を分析し、含水未固結地山における土砂の流動化、割れ目および空洞性地山における多量湧水、不整合面および断層破砕帯における切羽崩壊等に分類できることを明らかにした。そして4章では、その地質学的背景を、5章では地盤工学的背景を分析してきた。この章では、それらに基づいて、トンネル掘削時の湧水に伴う切羽の不安定化要因について考察する。

6.1 含水未固結地山における土砂の流動化現象

山岳トンネルは、一般に沖積統の地山には適用されないで、本論文で問題としている含水未固結層は、第四紀更新世と第三紀鮮新世に堆積したシルト層、砂層、砂礫層、シラス層および火山噴出物層で、地下水位以下に分布している場合である。最近の地質年代学の進歩により、これまで新第三紀層の上部層とされていた地層が第四紀層であることが明らかとなった地層は非常に多い。例えば関東山地の上総層群上部、新潟地方の灰爪層から西山層上部等である。また、同じ時代の地層であっても、堆積後の地殻変動の影響や埋没深度によって固結度に差が生じる。

含水未固結地山が湧水に伴って土砂が流動化する要因は、未固結状態の土質性状、切羽付近の地下水圧と動水勾配および施工方法が複雑に影響していると考えられるので、それぞれについて考察する。

6.1.1 土砂の流動化事例における土質性状

(1) 土砂の流動化が発生した切羽の土質性状

著者が経験した上越新幹線堀之内トンネル<sup>6)</sup>は、前述の図-2に示したように新第三紀の鮮新世から第四紀の更新世に堆積した、砂層、砂礫層と泥岩層の互層状態をした地質構造で、帯水層である砂層、砂礫層は数十あり、

地層の走向はトンネル方向にほぼ直交していた。導坑掘削時に水抜きボーリングで地下水位が低下できる帯水層とボーリング孔から土砂が流出して閉塞する帯水層とがあり、後者の場合には導坑切羽で土砂の流動化がみられた。そこで施工時に土質試験を実施して土砂の流動化を生じた帯水層と自立していた帯水層に分けて土質性状を一覧表にしたのが、表-11である。この表には北陸本線浦本トンネル<sup>27)</sup>の第三紀鮮新世から第四紀更新世に堆積した、砂層、砂礫層において切羽が自立した帯水層と崩壊した帯水層の土質試験結果を併記している。この表に、式(5.2)より求められる限界動水勾配を併記している。この表より、両トンネルにおいて細砂、中砂、粗砂および砂礫層をととして土質性状は共通して表-12に示すような値に区分され、切羽が流動化した場合の砂層は締まりの弱い状態であり、切羽が自立した箇所は締まった砂層であることが明らかとなった。また、切羽

表-12 切羽が流動した箇所と自立した箇所の土質性状 (砂層、砂礫層の場合)

Table 12 Soil condition of stability or instability

	乾燥密度 kN/m <sup>3</sup>	間隙比 e
流動化した箇所	15.1~17.5	0.742~0.447
切羽が自立した箇所	17.0~20.0	0.489~0.300

表-11 含水未固結層の土質性状

Table 11 Soil condition of unhardened ground

区分	トンネル	位置	土質区分	土質試験結果						相対密度 D <sub>r</sub>	限界動水勾配 i <sub>c</sub>
				土粒子の比重 G	10%粒径 D <sub>10</sub> mm	自然含水比 w%	湿潤単位重量 kN/m <sup>3</sup>	乾燥単位重量 kN/m <sup>3</sup>	間隙比 e		
流動化した切羽	浦本T	332k 700m	中砂	2.648	0.15	5.8	16.13	15.25	0.736	0.311	0.949
			同上	2.652	0.14	4.7	17.86	17.06	0.555	0.634	1.062
			中~細砂	2.644	0.14	4.2	17.32	16.62	0.591	0.570	1.033
		333k 400m	細砂	2.649	0.12	7.0	18.08	16.90	0.567	0.613	1.052
				2.640	0.094	26.0	20.55	16.31	0.619	0.520	1.013
		堀之内T	A層 D層 G層 G層 I層 KL層	細砂	2.643	0.11	27.8	21.53	16.85	0.569	0.609
	2.541				0.16	14.0	18.1	15.8	0.608	-	0.958
	粗砂			2.631	0.21	7.3	16.6	15.1	0.742	-	0.936
	粗砂			2.540	0.25	13.3	18.9	16.5	0.539	-	1.001
	細砂			2.537	0.11	18.1	18.6	15.5	0.637	-	0.939
	粗砂			2.571	0.28	8.14	18.9	17.5	0.469	-	1.069
	切羽が自立した箇所	浦本T	332k 455m	細砂	2.605	0.19	15.61	20.0	17.2	0.515	-
2.654					0.086	6.9	19.12	17.86	0.486	0.758	1.113
332k 932m			中砂	2.650	0.115	7.1	19.35	18.07	0.467	0.793	1.125
				2.651	0.15	9.2	19.85	18.18	0.458	0.807	1.132
				2.653	0.15	8.3	19.23	17.76	0.494	0.744	1.106
				2.657	0.22	9.3	20.45	18.71	0.420	0.875	1.167
333k 256m		砂礫	2.654	0.33	8.6	20.23	18.63	0.426	0.865	1.160	
			堀之内T	粗砂	2.531	0.17	14.7	19.7	17.0	0.489	-
2.577		0.19			11.6	20.7	18.8	0.371	-	1.150	
2.576		0.26			8.1	19.9	18.4	0.400	-	1.126	
粗砂		2.688		0.30	10.9	21.1	19.0	0.415	-	1.193	
		細砂		2.557	0.11	19.34	20.2	18.5	0.382	-	1.127
	礫層			2.600	0.44	6.50	21.2	20.0	0.300	-	1.231

が流動化した土質の限界動水勾配は概ね1.06以下であるのに対して切羽が自立した土質の限界動水勾配は1.06以上であった。なお、地下水圧は浦本トンネルでは、坑内実測値が0.2~0.5N/mm<sup>2</sup>で、堀之内トンネルでは最大土被り厚さが100mであることから、地下水圧は1.0 N/mm<sup>2</sup>以下の状態であった。

浦本トンネルでは、測定した間隙比を用いて、次式により砂層の相対密度  $D_r$  を求めている。

$$D_r = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}} \quad (6.1)$$

浦本トンネルの砂層は粒子が丸くて均一として、 $e_{\max} = 0.91$ ,  $e_{\min} = 0.35$  と仮定してそれぞれの間隙比に対応した相対密度を算定し、切羽が流動化した場合は相対密度が0.8以下の場合で、切羽が自立したのは相対密度が0.8以上の締まった砂層であることを示している。

(2) 土砂の流動化が発生した動水勾配について

トンネル施工時に含水未固結層の切羽付近における地下水圧および動水勾配の分布は通常計測し難く、実際の状態を把握できていないのが実状である。

しかし、北陸新幹線御牧原トンネル<sup>28)</sup>において、図-24に示すように、トンネルの下に位置する被圧(1.4 N/mm<sup>2</sup>)した含水未固結砂層が切羽の進捗につれて徐々

に上昇してくるので、トンネル内から下向きに鉛直ボーリングを実施したところ、ボーリング(上向きパイピング)現象が生じ、約1 m<sup>3</sup>/minの湧水と共に砂が噴出したため、排水圧力を調整しつつ時間をかけてボーリングを防止しつつ地下水圧を図-25のように低下している。この図に示すように、切羽が砂層に近接する時には地下水圧を0.1 N/mm<sup>2</sup>に低下させて、水平水抜きボーリングで更に水圧を下げている。この砂層の土質

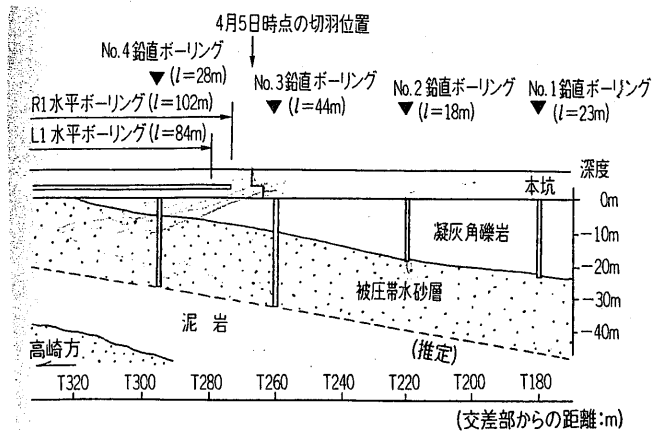


図-24 ボーリング位置図  
Fig.24 Situation of boring in Mimakihara Tunnel

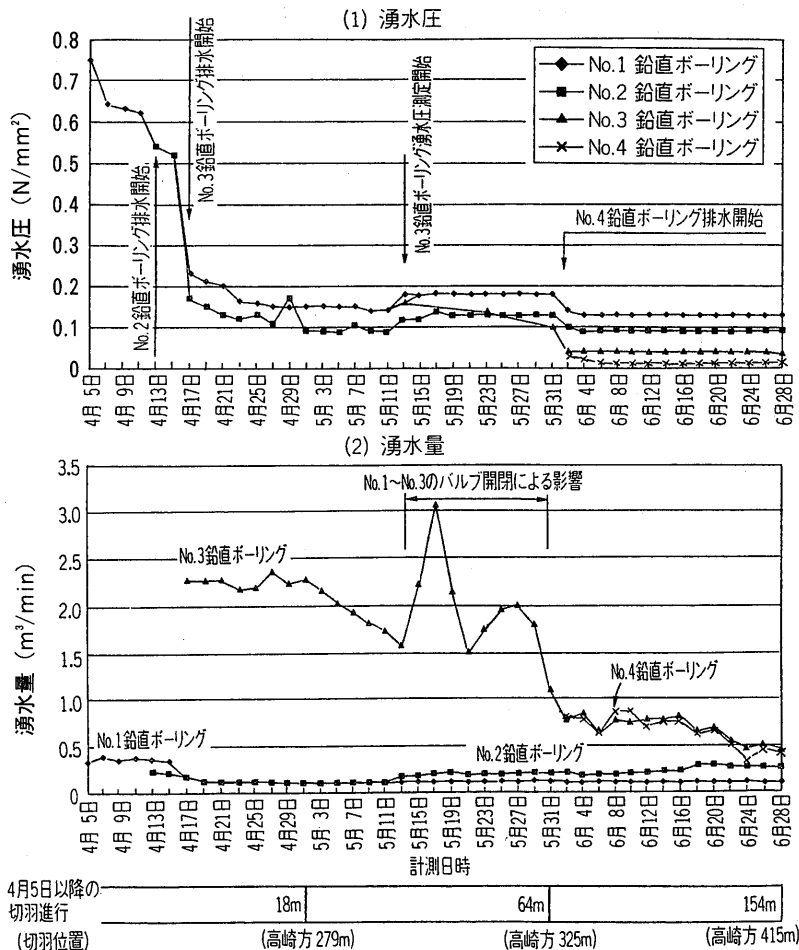


図-25 湧水圧および湧水量の経時変化図  
Fig.25 Time variety of pressure or quantity of inflow in Mimakihara Tunnel

試験結果は表-13に示すとおりで、乾燥単位重量は16.04 kN/m<sup>3</sup>であった。この砂層の間隙比は、表-11の砂層の間隙比を参考にすると約0.6と考えられることから、このときの限界動水勾配 ( $I_c$ ) は式 (5.2) により求められる。

$$I_c = \frac{G_s - 1}{1 + e} = \frac{2.6 - 1}{1 + 0.6} = 1.0$$

それに対して実際の動水勾配は H=23m の鉛直ボーリ

ングで図-25のように当初水圧が  $P = 0.7 \text{ N/mm}^2 = 700 \text{ kN/m}^2$  であったことから、動水勾配 ( $I$ ) は次式で求められる。

$$I = \frac{P}{\gamma_w \cdot H} = \frac{700}{10 \times 23} = 3.0 > I_c = 1.0$$

以上のように御牧原トンネルの含水未固結砂層の動水勾配は限界動水勾配をはるかに上回っていたためにボーリング現象が発生したと考えられる。このように下向き鉛直ボーリングの場合には地下水圧が計測できることから、動水勾配を求めることができるが、水平ボーリングの場合には、漏水を伴うために正確な地下水圧が計測できないことから動水勾配を求め難い。従って、地山の透水係数と地下水位を仮定した上で図-18のような浸透流解析によりトンネル周辺地山の地下水位低下曲線を求めて推定することになる。図-18の地下水位低下曲線より、トンネル周辺の動水勾配は、透水係数が  $10^{-3} \text{ cm/s}$  では概ね1以下で、 $10^{-5} \text{ cm/s}$  では1~2程度で、透水係数が更に小さくなるとトンネル周辺地山の動水勾配は大きくなる傾向にある。

現実的には、含水未固結層において水平ボーリング時に土砂の流出があった場合には、パイピング現象が発生

表-13 御牧原T土質試験結果  
Table 13 Result of soil testing in Mimakihara Tunnel

	試験値
均等係数	2.53
10% 粒径 (mm)	0.17
60% 粒径 (mm)	0.43
土粒子の密度	2.88
乾燥単位重量 (kN/m <sup>3</sup> )	16.04
砂分含有量 (%)	97.5
細粒分含有率 (%)	1.3

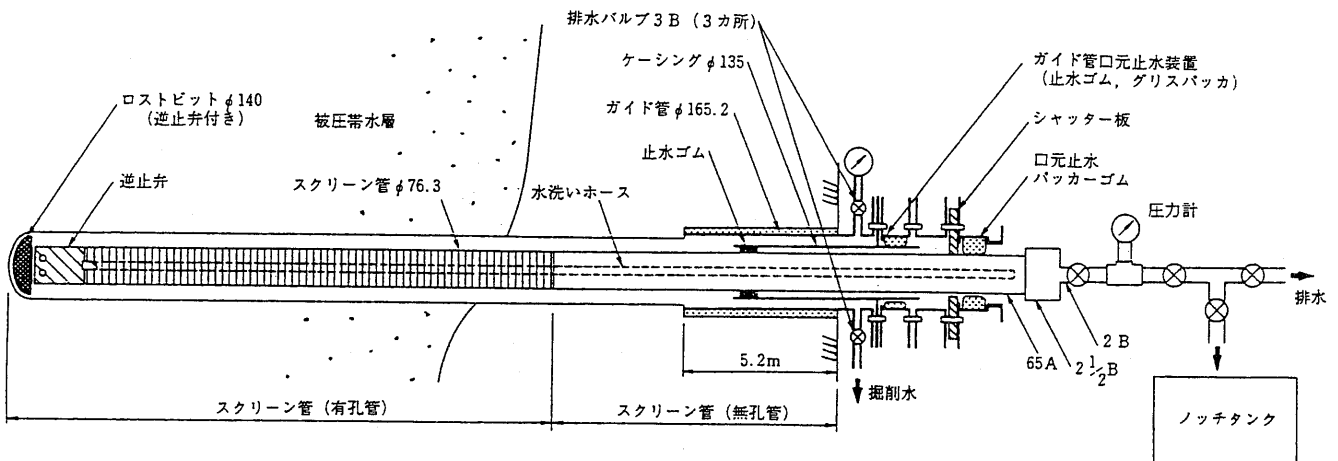


図-26 水平ボーリングの圧力調整装置  
Fig.26 An equipment for prepared groundwater pressure on horizontal boring

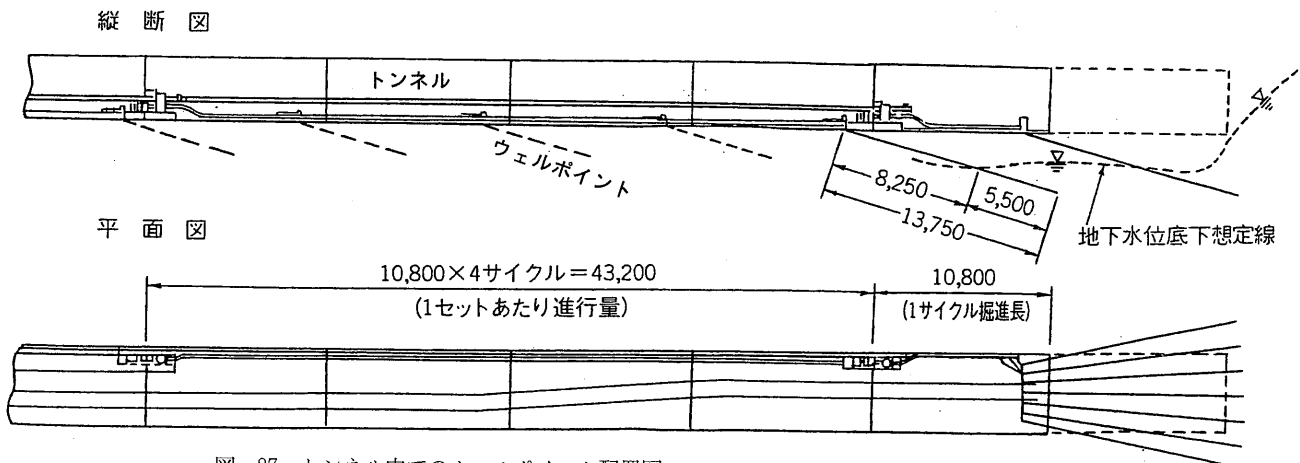


図-27 トンネル内でのウェルポイント配置図  
Fig.27 Arrangement of well point method in tunnel



したことを意味している。したがって、土の間隙比および限界動水勾配等を求めることなく、水平ボーリングで直接に地山の流動化を判定することができる。しかし、水平ボーリングでパイピングを発生させると切羽前方地山を緩ませることになるので、図-26に示すような排水圧力を調整できる装置を設置してパイピングを防止しつつ地下水位を低下させる必要がある。このように水平ボーリングは未固結層の流動化を判定する確実な調査法だけでなく排水により地下水位を低下させる効果も期待できる有益な方法である。

(3) シラス等特殊地質の限界動水勾配について

鹿児島に分布する更新統の火砕流および軽石流堆積物のシラスは、地下水位以下の飽和状態の場合には切羽の自立性が悪く、地下水位より上の不飽和状態であれば自立する特殊な地質である。

一般的に、シラスの土粒子の比重は約2.4で、間隙比が約1.1であることから式(5.2)より限界動水勾配は以下のように求められる。

$$I_c = \frac{G_s - 1}{1 + e} = \frac{2.4 - 1}{1 + 1.1} = 0.67$$

地山の透水係数が $10^{-3} \sim 10^{-5} \text{cm/s}$ であることから、図-18に示すトンネル周辺の地下水位曲線から、透水係数が $1 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ に近いほど動水勾配は大きくなり、1を越えると考えられ、限界動水勾配を上回りパイピング現象の発生が考えられる。従ってトンネル施工時には、図-27に示すように切羽より斜め下向きのウエルポイントにより地下水位の低下を行っている<sup>29)</sup>。

シラス地山以外にも、含水した粘性土混じりの砂礫層およびシルト層で、にじむ程度の僅かな湧水で軟弱化して、湧水に伴い容易に泥土化し、地山崩壊をする場合がある。関越自動車道の飯綱山トンネル<sup>30)</sup>では更新統の無層理のシルト混じり礫層は、透水係数が $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{cm/s}$ で難透水性であるが、僅かの湧水で泥土化する現象

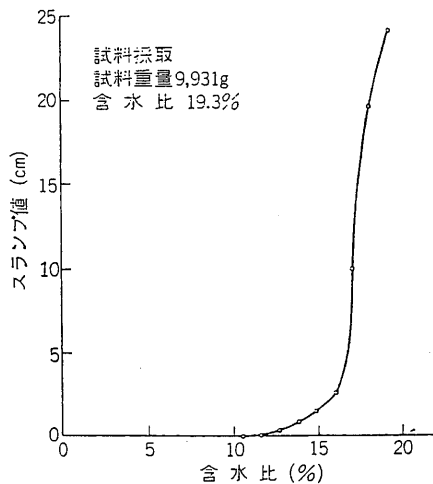


図-28 含水比とスランプ値の関係  
Fig.28 Relationship between water content of ground and "slump" value

を呈し、コンクリート用スランプ試験器を利用して、含水比を変化させてスランプ値を測定すると、図-28のように、含水比が約16%前後で流動することが明らかとなっている。

6.1.2 含水未固結互層地山の切羽崩壊要因

含水未固結層と泥岩層の互層地山において切羽崩壊が発生する原因は、ボーリング等で切羽前方地山にパイピング現象を誘発して、その結果周辺地山に含水緩み域が生じて、その液体状土塊がカバーロックを破壊し崩壊するもので、以下に切羽崩壊とその要因について考察する。

含水未固結砂層のトンネルで、水平ボーリングを行うと、ボーリング先端部でパイピング現象を誘発して、ボーリング孔内を通して土砂が湧水と共に流出する場合がある。この状態は前項で考察した土砂の流動化をボーリングで誘発したことを意味している。そのまま、ボーリングから土砂流出を許すと図-29①のように切羽前方に含水した緩み域が発生する。

あるいは、水平ボーリングを行わないでトンネル切羽が含水砂層に接近すると泥岩等のカバーロックが遮水層の役割をして、節理等の割れ目から湧水が発生しカバー

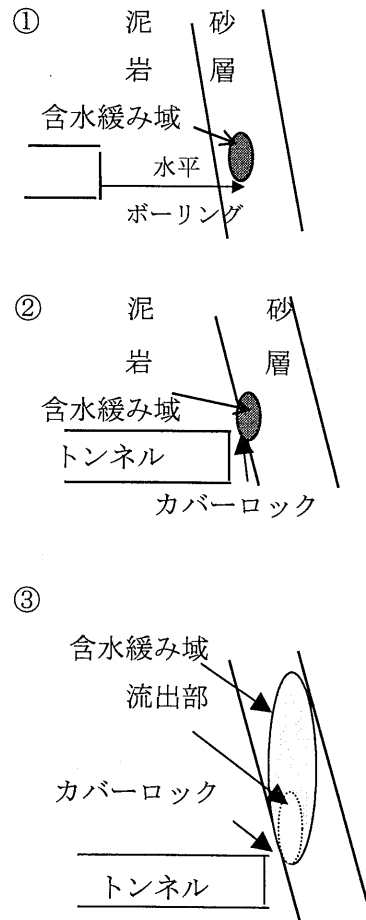


図-29 含水未固結層の崩壊過程  
Fig.29 Schematic illustration suggesting process of face collapse in unhardened ground with water

ロック強度がある間は、清水状態で排水できるが、わずかでも濁水状態になると砂層内に徐々に含水緩み域が図-29②のように形成される。

上記の何れかの原因で、切羽前方地山の含水未固結砂層の中に含水緩み域が③のように形成される。特に水平水抜きボーリングの場合は、流出土砂によって閉塞し易いために、追加ボーリング等で流出土量が増加する傾向にあり、その際には含水緩み域も増加する。含水未固結砂層内に含水緩み域が形成されている所に切羽が接近してくると、その液体状態の土圧がカバーロックに作用して、突然破壊して含水緩み域を中心とした地山が急激に流出し、切羽崩壊が発生する。崩壊で切羽部は土砂で埋まった形になり、その背後の未固結砂層内に空洞が発生し、それを埋める形で新たに拡大した含水緩み域が形成される。その含水緩み域の土砂が時には急激に、時には徐々に湧水と共に大規模な二次崩壊を発生することがあるので注意する必要がある。このような状態で含水未固結地山の切羽が崩壊する場合の崩壊土量は、経験上パイピング等で崩壊前に土砂を流出させた土量に比例して、その約十倍から数十倍に及ぶことがあり、時には数千m<sup>3</sup>に達することがある。このように含水

未固結層においてパイピング等で土砂の流動化を生じる砂層はもともと乾燥単位重量が表-11, 12に示すように15.1~17.5kN/m<sup>3</sup>と締まりの弱い状態であり、そこにパイピング現象が発生すると短時間で含水緩み域が形成されると考えられる。

この含水未固結砂層と同様な地盤性状はシラス、細粒分を含んだ砂礫層および火山噴出岩類の含水未固結層が該当していて、土砂の流動化のリスクが高い地山と評価される。

このような、含水未固結層に発生する含水緩み域における土の強度 ( $\tau$ ) は、モール・クーロン (Mohr-Coulomb) の式 (6.2) から求められる。式のそれぞれの値は、未固結なので粘着力 ( $c$ ) はほとんど0、そして地山内応力 ( $\sigma$ ) は緩み域のために小さくなり、間隙水圧 ( $u$ ) が残っているために ( $\sigma-u$ ) はほとんど0に近い状態にあることから土の強度 ( $\tau$ ) は次式のように計算される。

$$\tau = c + (\sigma - u) \tan \phi \approx 0 \tag{6.2}$$

このように含水緩み域の土の強度はほとんど0で、その液体状の圧力が泥岩等のカバーロックに作用すると考

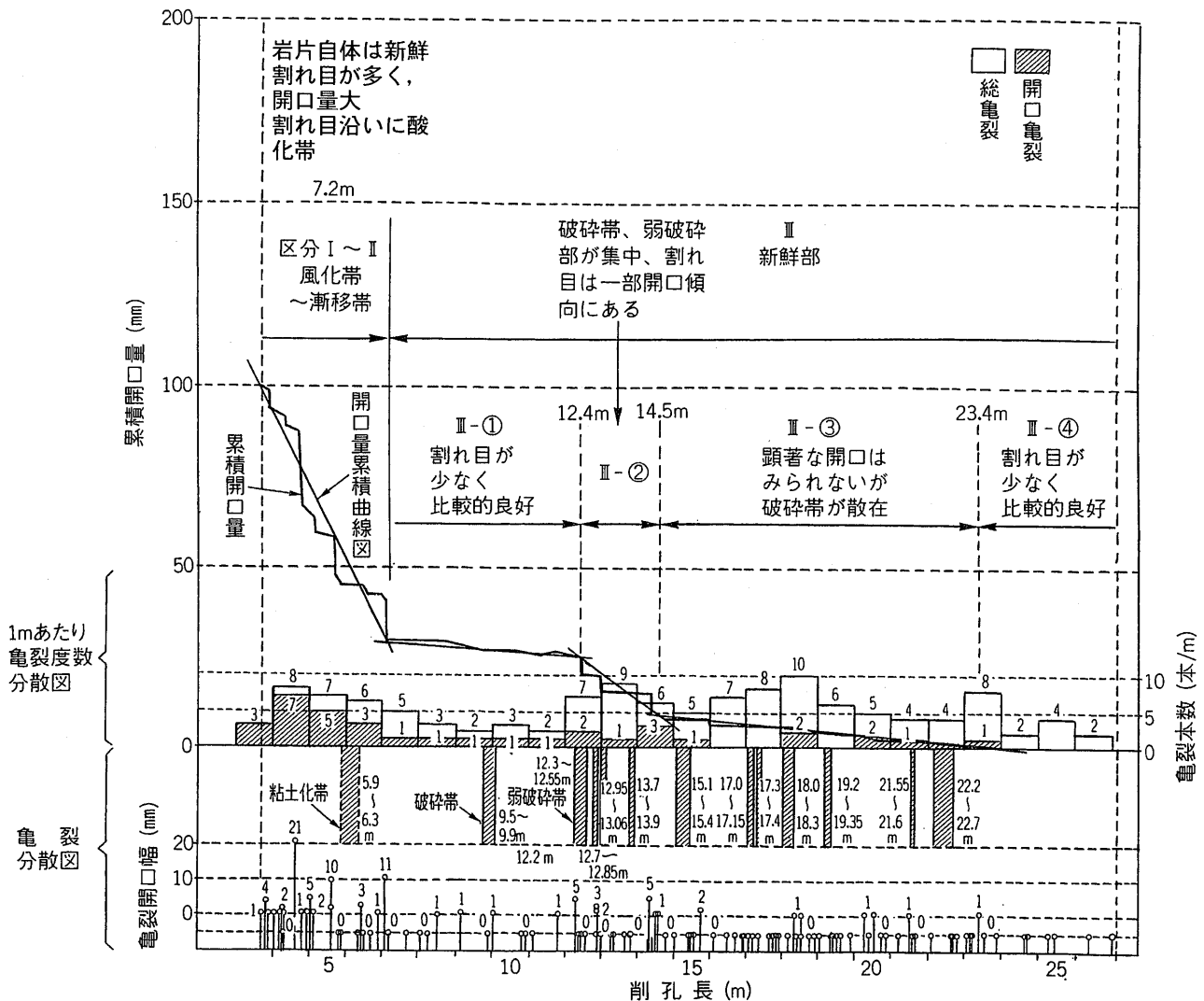


図-30 切羽前方地山の開口亀裂調査結果<sup>31)</sup>

Fig.30 Test result of open crack at ground in front of tunnel face

えられる。

浦本Tにおいて泥岩層のカバーロック（厚さ1.2m）の強度試験（水室試験）が行われて、背後の地下水圧が0.1N/mm<sup>2</sup>になると割れ目より清水状の湧水が増加し徐々に濁水となり崩壊すると報告されている<sup>27)</sup>。

このように切羽において泥岩等のカバーロックの厚さが薄くなると、含水緩み域の液体状圧力により切羽崩壊が発生することになる。また、5.1項で考察したように、トンネル掘削によって切羽周辺地山に塑性域が形成されるが、カバーロックの強度が弱いほど塑性域は大きくなり、また、背後の帯水部の地下水圧が大きいほど崩壊し易くなる。切羽が崩壊すると液体状の含水緩み域の土砂は、土石流状に急激に流出する。そして、一旦崩壊が小康状態になる場合と崩壊域の空洞が自立できずに徐々に崩壊する場合があります、時に地表陥没に至ることもある。このような状態はトンネル作業において最も危険な状態でもあり未然に防止する必要がある。

以上、含水未固結層と難透水層の互層地山での崩壊について考察してきたが、含水未固結火山噴出物が堆積している地山でも崩壊形態は同じであるので注意する必要がある。

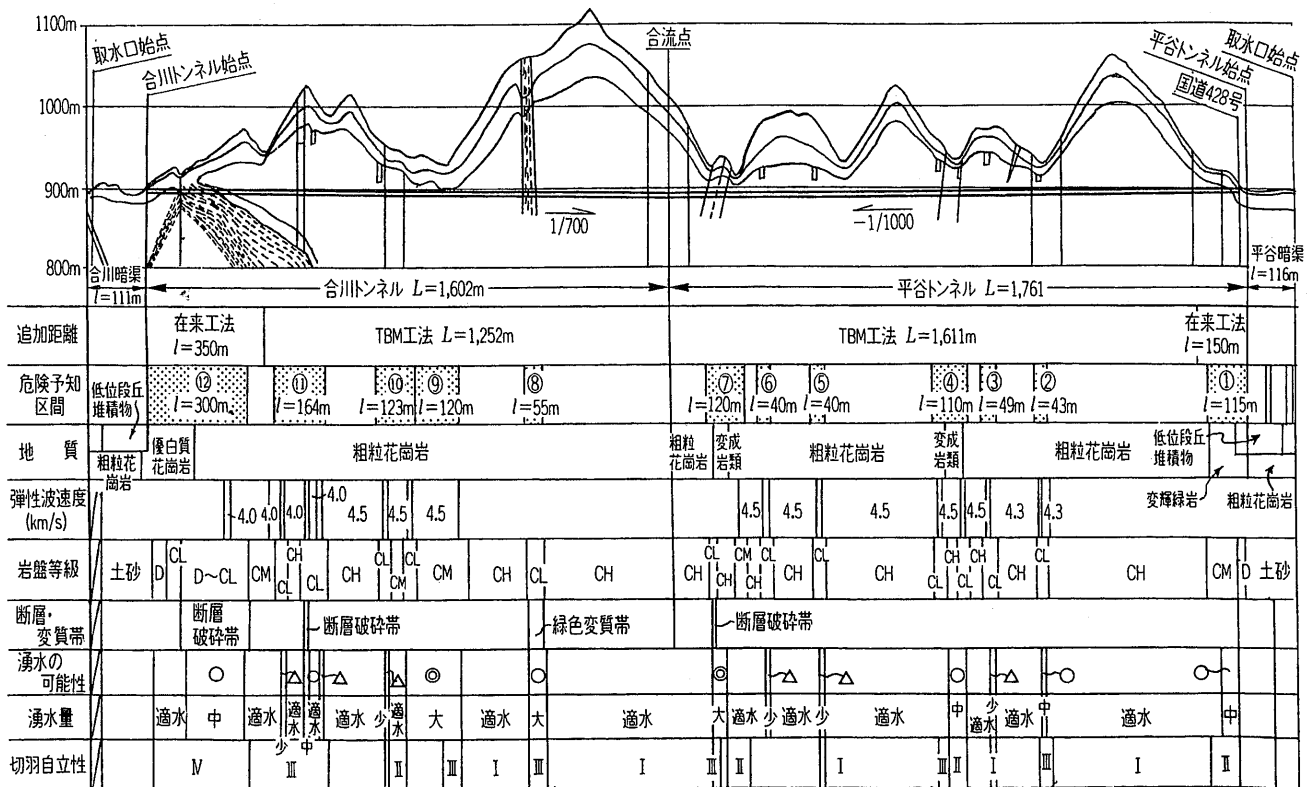
### 6.2 割れ目の多い地山および空洞の多量湧水

粘土を介在しない割れ目の多い地山および洞窟等空洞が存在する地山では、土被り厚が大きくなると湧水量も

多くなり、多量湧水の事例は、既に表-2に示している。この表に示した山陽新幹線の福岡トンネルは古生代の三郡変成岩地山を貫いていて、西工区は弾性波速度が平均4.7km/sの良質地山で割れ目が少ないことからトンネル湧水量は延長1kmあたり0.35 m<sup>3</sup>/minである。これに対して、東工区では同じ岩質で土被りもほぼ同じ200mであったが、弾性波速度が平均3.2km/sと低く、粘土を介在しない割れ目が多いためにトンネル湧水量は延長1kmあたり11.5 m<sup>3</sup>/minと異常に多い状態であった。

地山内の割れ目幅を計測した事例<sup>30)</sup>を図-30に示す。この図は切羽部で実施した水平ボーリングにおいてボアホールテレビを使用した調査結果である。地質は塊状質蛇紋岩地山の硬質岩で、割れ目の分布状態と割れ目幅が計測されており、閉塞している割れ目は多いが開口割れ目も存在している。その中で、切羽近傍で累積開口割れ目量が増加しているのはもともと割れ目の多い地山が、トンネル掘削により緩んだことが影響していると考えられる。このような割れ目は、一般的に長期的な構造運動に伴い良質岩盤内に発生するもので、その結果、節理や割れ目の密度が多い部分も生じる。それに伴って割れ目の多い区間および空洞帯水部において、トンネル湧水量は多くなる。

図-31はトンネル施工にあたって、類似地山の文献調査、現地地質踏査および地質調査資料より湧水の可能性と湧水量の評価分類を事前に行った水路トンネルの事例<sup>32)</sup>である。施工はシールドタイプのTBMを使用し、

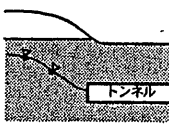
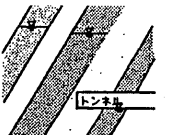

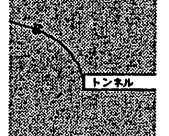

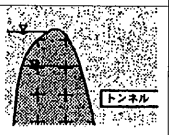
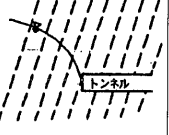
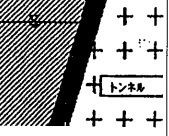
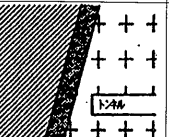
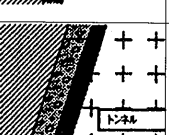


(1) 集水湧水可能性 ○:大 ○:有り △:少ない -:ほとんどない (2) 湧水量 大:1t以上 中:数百~1t 小:~数百 適水:数t (4) 低速度帯

図-31 湧水危険予知を行なった地質縦断図<sup>32)</sup>

Fig.31 Longitudinal section of geology with foreseeing inflow risk

表-14 地質条件によるトンネル湧水の分類  
Table 14 A classification of tunnel inflow due to geological condition

地質条件		地質モデル	トンネル湧水現象	トンネル対策工法	トンネル施工事例
地層水	未固結帯		<ul style="list-style-type: none"> <li>わずかな湧水と共に切羽崩壊</li> <li>切羽崩壊後に地表沈下・陥没</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地表からディープウェル, 薬液注入</li> <li>坑内よりウェルポイント, 水抜きボーリング, 薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>習志野台T</li> <li>国分川分水路T</li> <li>帷子川分水路T</li> <li>生田T</li> </ul> 他
	帯水層		<ul style="list-style-type: none"> <li>難透水層の割れ目より湧水</li> <li>突発湧水と共に切羽崩壊</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>浦佐T</li> <li>堀之内T</li> <li>発信導水路T</li> </ul> 他
	帯水層が不整合で分布		<ul style="list-style-type: none"> <li>多量の湧水と共に土石流状崩壊</li> <li>湧水と共に山鳴り現象</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>安房T</li> <li>中山T</li> <li>加久藤T</li> <li>第2串内T</li> </ul> 他
	固結帯水層		<ul style="list-style-type: none"> <li>崩壊現象が無く, 切羽や坑壁より常時湧水</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>特になし</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>大船送水T</li> <li>榛名T</li> </ul> 他
洞窟水	溶蝕(カルスト)地下空洞の貯水 他		<ul style="list-style-type: none"> <li>切羽の割れ目より集中湧水</li> <li>発破後突発湧水で切羽崩壊</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>先行水抜きボーリング</li> <li>さぐりノミ</li> <li>空洞充填グラウト</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>肥後T</li> <li>叶山T</li> </ul> 他
裂か	貫入岩による割れ目岩盤		<ul style="list-style-type: none"> <li>貫入岩の前後で突発湧水</li> <li>時には切羽崩壊</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>塩尻T</li> <li>青函T</li> <li>蔵王T</li> </ul> 他
	割れ目の多い岩盤		<ul style="list-style-type: none"> <li>時に切羽で集中湧水</li> <li>粘土充填割れ目で崩落</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>紫尾山T</li> <li>雁坂T</li> <li>葛野川導水路T</li> <li>福岡T</li> </ul> 他
破砕帯水	粘土質破砕帯		<ul style="list-style-type: none"> <li>破砕帯突破直後に突発湧水</li> <li>時に切羽崩壊</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>籠坂T</li> <li>恵那山T</li> <li>日足T</li> <li>新神戸T</li> </ul> 他
	帯水層を有する破砕帯		<ul style="list-style-type: none"> <li>切羽の割れ目より多量湧水</li> <li>時には破砕帯の土砂流出</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>六甲T</li> <li>大町T</li> <li>清水T</li> <li>蔵王T</li> </ul> 他
	変質粘土帯と帯水層を有する破砕帯		<ul style="list-style-type: none"> <li>礫混じり土の押し出し崩壊</li> <li>湧水と共に山鳴り現象</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>水平水抜きボーリング</li> <li>水抜坑</li> <li>薬液注入</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>恵那山T</li> <li>丹那T</li> <li>青函T</li> <li>関門T</li> </ul> 他

湧水危険予測区間では水抜きボーリングの実施と慎重な掘進と支保の建込みで比較的順調に施工している。このように、地質調査資料と類似施工事例より湧水リスク区間を事前に予測する方法は今後普及すると考えられる。

### 6.3 断層破碎帯および火山岩類の切羽崩壊の要因

我が国のトンネル工事において遭遇した、湧水に関する断層破碎帯および火山岩類の変質帯の形態には主に次のような種類がある。

- ① 断層破碎帯および火山岩の変質帯の全体が粘土化して難透水性の場合
- ② 断層破碎帯の全体が砂礫質で透水性の場合
- ③ 断層破碎帯および火山岩の変質帯の一部が粘土化して難透水性で残りが砂礫質等の場合

このような断層破碎帯および火山岩の変質帯の形状によって、帯水部と遮水部が形成され、地下水圧と透水係数が関係して、多種多様なトンネル湧水形態が現象する。

①の断層破碎帯および火山岩の変質帯全体が粘土質の場合は、前述の恵那山T（長平沢断層）等の事例があり、5.1項で検討したように地山の力学的強度が弱いためにトンネル周辺地山に塑性域が発生し、切羽の自立性不足と支保の変形問題が顕著となることがある。稀なケースであるが、粘土質破碎帯が軟質で含水比の高い粘土の場合には六甲T（大月断層）等のように切羽が押し出してくることがある。なお、粘土質断層の背後に割れ目の発達した透水性地山が存在する場合には、②および③と同様な切羽崩壊を生じることが有るので注意する必要がある。

②の場合は断層に接近すると恵那山T（臼が久保断層）等のように高水圧で多量湧水に遭遇して、突発的に切羽崩壊を発生し危険な状態になることがある。

このような崩壊の要因は、難透水層と含水未固結層の互層地山における図-29の形態と同様であり、水平ボーリングおよび切羽での部分的な湧水により破碎帯の帯水部に含水緩み域を形成し、難透水層の断層破碎帯の粘土部が自立できなくなると崩壊する。この場合、地下水圧が大きいほど崩壊は急激で、また、破碎帯の含水未固結厚さが大きいほど崩壊土量は大きくなる。

③の場合は、池田T等のように徐々に湧水量が増加しつつ部分的に崩壊を繰り返す、切羽崩壊に至るケースである。特に、断層の一部が粘土化している遮水部は地山の強度が弱くかつ内部摩擦角が小さいために、図-17に示すようにトンネル掘削の影響により塑性化しているところに切羽前方の帯水部の水圧等が作用することにより、切羽が徐々に、或いは急激に崩壊することになる。

以上のことから、断層破碎帯および火山岩地山のトンネル掘削において湧水に伴って切羽が崩壊するのは、遮水層の役割の粘土が存在する場合が多いことが明らかとなった。切羽崩壊が生じると空洞および崩壊した部分を地盤改良して自立性が確保できる状態にしなければ掘削できなくなる。そのような状態ではトンネル掘削を再開

する迄に数ヶ月を要することになり、工費が高み、工期も延長せざるを得なくなる。

このようなリスクを軽減するには、断層破碎帯の位置と湧水状態を事前に確認して、地下水位低下工法等の補助工法を事前に採用しておくことが重要となる。

### 6.4 地質条件によるトンネル湧水の分類

これまで考察してきたトンネル湧水問題の地質条件は、含水未固結層、硬岩・中硬岩の節理・割れ目および空洞および断層破碎帯等の三つに区分できた。それらの地質条件に地質構造を考慮すると、表-14<sup>24)</sup>のように分類できる。この表において我が国で施工されたトンネル事例とそれぞれの湧水現象および主な対策工法を併記している。

含水未固結層には水平層から緩傾斜、難透水層との互層および未固結火山噴出物等が不整合で分布する場合がある。それぞれ地質構造によって湧水状態および対策工法が異なる。

洞窟水には溶蝕による洞窟と鉱山跡などの人工的な地下空洞に貯水されている場合もある。

節理・および割れ目に起因する湧水に関するものには、火山岩類等の貫入によるものと、硬質・中硬質岩の節理および割れ目がある。

断層破碎帯には破碎帯全体が粘土質の場合と礫質で帯水部となっている場合および粘土質部分と礫質部分を合わせた場合も存在する。

以上のように、トンネル湧水を検討する際に地質条件と地質構造を把握することが、湧水的位置を予想する場合にも、浸透流解析の地山モデル作成においても、さらに対策工法を設計する場合等においても必要となる。

## 7. 切羽湧水リスク低減対策についての考察

山岳トンネル工法が適用されるには切羽が自立することを前提条件としている。これまで述べてことに基づいて湧水リスクを低減する対策について検討を行った。

### 7.1 調査段階における地質構造の解明について

トンネル施工時の湧水問題は、地盤工学的には5.6項で考察したように地山の透水性と帯水状態および地下水圧に関係している。地山の透水性については地質構造に伴う透水部と難透水部の空間的分布状態を調査段階で把握する必要がある。

地質調査としては、地質踏査、弾性波探査およびボーリング調査が行なわれる。しかし、多量湧水が発生する可能性のある土被り厚さが200m以上では、一般的にボーリング調査は行なわれないし、弾性波探査の資料だけでは軟質部や破碎質および帯水部等を把握し難いことがある。従って、地質踏査において切羽の湧水リスクに関係する地質要因を綿密に観察する必要があり、問題箇所の存在が予想される場合には、その分布状態を精査する必要がある。

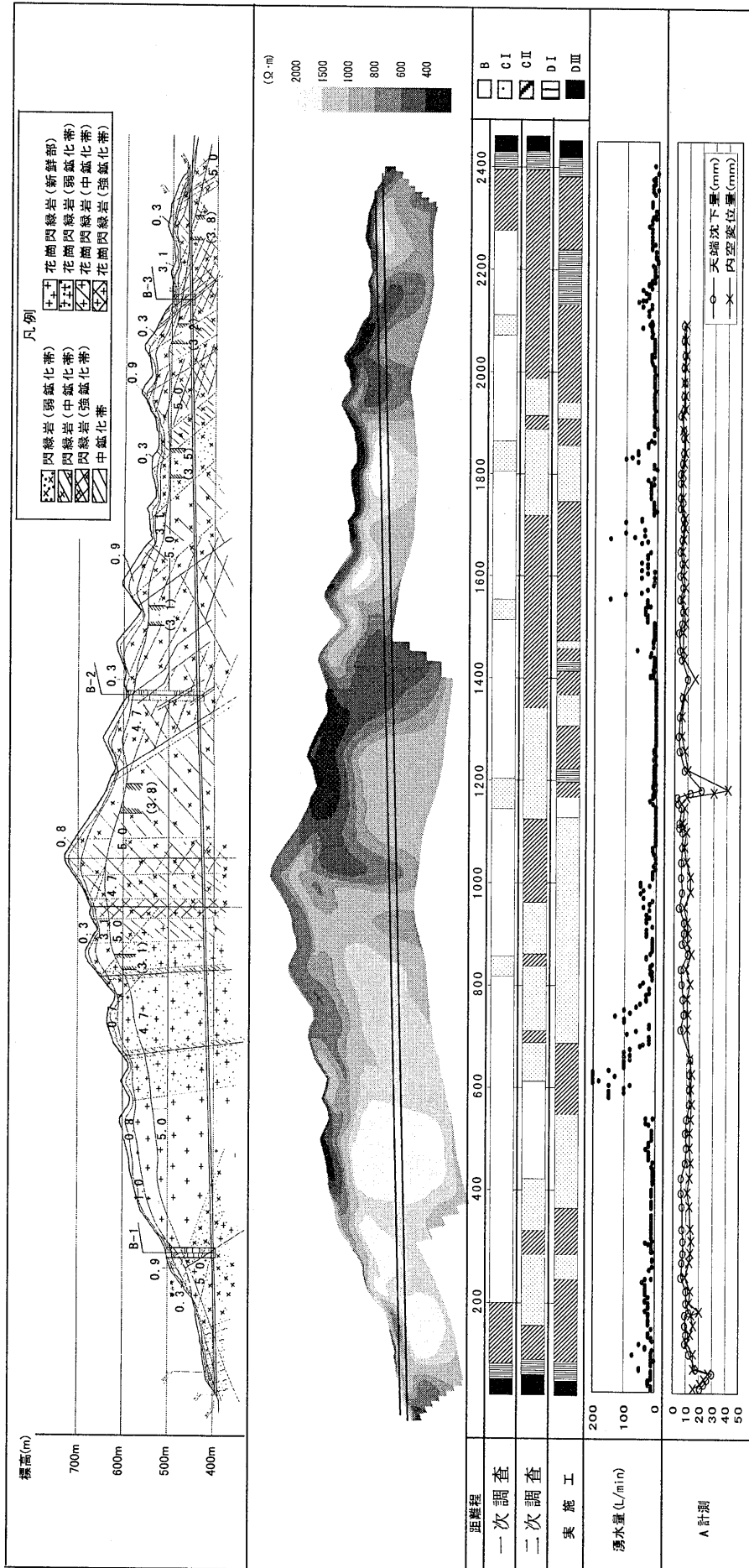


図-32 弾性波探査・比抵抗映像法探査結果断面による地山区分の予想と実績<sup>33)</sup>  
 Fig.32 A comparison between anticipation and actual result of ground classification due to elastic wave exploration and resistivity tomography method<sup>33)</sup>

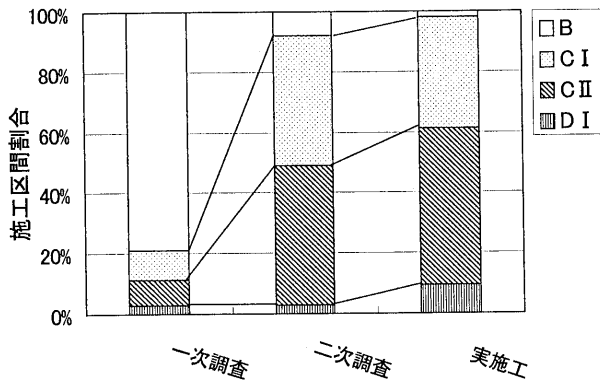


図-33 調査段階と地山区分の区間割合<sup>33)</sup>

Fig.33 Length rate of ground classification on test stage<sup>33)</sup>

ここでは、問題箇所を精査した事例を紹介する。花崗岩地山で、通常の一次地質調査によりトンネル地山区分をした場合と地質踏査により変質帯が確認されたために追加の二次調査を行なって地山区分した場合と実施工時の地山区分を比較した事例である<sup>33)</sup>。最大土被り厚さが300mに達するために、一次調査の弾性波探査では高速度帯で深の低速度帯(変質部、多亀裂部等)の把握に限界があった。そのため二次調査では、花崗岩の変質部や断層破碎帯の位置検出に優れた比抵抗影法を行い、高比抵抗部と低比抵抗部にボーリングを実施した。それらの調査結果は図-32に示す。この図において、施工時の湧水量と坑内変位計測結果ならびに弾性波による地山区分と二次調査の新しい地山区分および実施工の地山区分を比較して示している。

トンネル延長方向の地山区分は図-33に示すように二次調査と実施工はかなり近い結果が得られ、二次調査の有効性が確認できた良い例である。

## 7.2 土砂の流動化リスクの低減対策

### (1) 土砂の流動化リスクを有する地山性状

山岳トンネルにおいて土砂の流動化リスクを有する地質条件としては第三紀鮮新世から第四紀更新世に堆積した含水未固結シルト、砂層、砂礫層、シラス層および火山噴出物堆積層等である。その内、砂層の場合については、地下水圧が1 N/mm<sup>2</sup>以下の条件では、表-11, 12に示すように乾燥単位体積重量で17.5kN/m<sup>3</sup>以下、間隙比で0.45以上の締まりの緩い砂層の場合に土砂の流動化のリスクが高くなる。砂層の間隙比から限界動水勾配が式(5.2)より求められ、間隙比が0.45の場合で限界動水勾配は1.1である。一般的に、山岳トンネルは土被りの厚い箇所を掘削するために、動水勾配を計測することは不可能の場合が多いので、あらかじめ浸透流解析で透水係数を変化させた図-18のような地下水位低下曲線を算定しておいて、切羽の地質観察結果から透水係数を

推定して動水勾配を求める方法がある。この場合、土砂流動を生じる地山の透水係数は一般的に $1 \times 10^{-4}$  cm/s前後の場合が多く、さらに動水勾配は1以上の状況において、限界動水勾配を越えることから土砂の流動化のリスクが高くなる。

中山トンネルおよび安房トンネルのように土被り厚さが300m程度と大きく、地下水圧も大きい場合には、動水勾配も大きくかつ水平ボーリング時の湧水量も多いことから、締まりの緩い未固結層のみならずやや締まった未固結層でも土砂の流動化のリスクは高い状況にあったと考えられる。

### (2) 現実的な土砂の流動化地山の判定方法

トンネル標準示方書によると、土質性状および地下水圧から土砂の流動化リスクを判定できるのは、未固結層の不攪乱試料が採取できた場合であり、一般的に採取が困難な場合が多い。それに対して、地質調査段階および施工時に先行水平ボーリングを行い、その結果、パイピング現象および土砂の流出状況を観察することによって、土砂の流動化を判定する方法が直接的で、現実的である。調査時に土砂の流動化が予想される場合のボーリングは図-26のように圧力調整弁を設備して行い、流動化を誘発した時には直ちに排水圧力を調整して、流動化を防止するなどの配慮も必要と考える。

### (3) 土砂の流動化を示す判定指標について

トンネル標準示方書において地山の流動化を示す指標の例として、土の物理的性質や粒度分布に関係した物性値および相対密度、動水勾配等が種々提案されている。しかし、土質性状については表-11, 12に示したように締まりの緩い砂層として、土の乾燥単位体積重量が17.5 kN/m<sup>3</sup>以下および間隙比が0.45以上で規定するのが現実的と考えられる。しかし、この数値は地下水圧が1 N/mm<sup>2</sup>以下の場合であり、それよりも地下水圧が大きい場合には土の乾燥単位体積重量がさらに大きくなると考えられる。特に、土の相対密度を算定するには、その土の最大乾燥密度と最小密度が必要になり、土の粒度分布が異なればその都度試験を行う必要がある。都市域の土被りの浅いトンネルで地表沈下等の環境問題が厳しい条件においては、そのような煩雑な調査・試験が必要な場合も考えられるが、一般の山岳トンネルにおいて含水未固結層の粒度分布は様々で、多様であることから、それぞれの相対密度から評価する方法は現実的ではないと考えられる。

むしろ、一般的な山岳トンネルにおいて土砂の流動化を判定するには水平ボーリングおよび垂直ボーリング時にパイピングおよびボイリング現象を直接的に把握することが現実的と考える。

また、含水未固結地山の分布状態を精度を上げて調査するには綿密な地質踏査、高精度弾性波探査、比抵抗影法および必要な箇所に鉛直および水平ボーリングを実

表-15 含水未固結砂層、礫層トンネルの切羽自立性対策

Table 15 Taking measures for face stability in unhardened and gravel ground with water

地質状態	トンネル名	土被り 厚さm	最大湧水量 m <sup>3</sup> /min/m	湧水圧 N/mm <sup>2</sup>	対策区間 m	備考
鮮新世の砂、礫、泥岩互層	浦佐T	約100	対策後少	5	300	迂回水抜き坑と本坑は薬液注入工法で改良
鮮新世の砂、礫、泥岩互層	堀之内T	約100	0.1	—	400	本坑両側に迂回水抜き坑を掘削、水抜きボーリング併用
鮮新世の砂、礫、泥岩互層	八重原T	約150	0.16	—	100	迂回坑により地下水位低下、本坑は薬液注入工法で改良
基盤上に更新世の砂礫層	三戸T	約20	—	—	200	ディーブウェルによる地下水位低下
段丘礫層	青梅T	約20	—	—	1000	ディーブウェルによる地下水位低下
更新世シラス	鹿屋分水路T	約30	0.012	1	1300	坑内より斜め水平ウエルポイントにより地下水位低下
更新世砂、砂礫、シルト層	六甲T(上原工区)	約20	0.025	2.5	700	坑内垂直ウエルポイントにより地下水位低下

施す必要があることを提案しておきたい。

#### (4) 土砂の流動化リスクの低減対策

調査用の水平ボーリングでは、含水未固結層の土砂の流動化に関する判定を行い、流動化を防止しつつ地下水位を低下できると、トンネル掘削が可能となる。調査用のボーリングだけで地下水位が低下出来ない場合には、掘削段階で水抜きトンネルおよび複数本の水抜きボーリングが必要となり、ボーリング施工時にその都度、土砂の流動化の発生状態を把握することができる。

含水未固結砂層、砂礫層の地山において、土砂の流動化リスクを低減した代表的事例を表-15に示す。水抜きボーリング等で地下水位を低下している段階で切羽前方地山に図-29のような含水緩み域が発生した場合および現地環境条件等で地下水位低下工法が採用出来ない場合は、薬液注入による地盤改良工法が用いられる。

### 7.3 多量湧水リスクの低減策

#### (1) 多量湧水を発生する地質条件

地質条件によるトンネル湧水の分類は表-14のとおりで、この表において、切羽で多量湧水の可能性が大きい地質条件は、含水未固結地山においては土砂の流動化を伴わない場合、透水係数の大きい固結帯水層、洞窟水、裂か水、断層破碎帯および火山性噴出物で粘土質の遮水部が無い場合等である。

#### (2) 岩種毎の透水係数

一般的な岩種で構成される地山の透水係数は表-9および図-22に示したとおりである。この図表において新鮮で割れ目の少ない砂岩、頁岩、結晶片岩、片麻岩、石灰岩、花崗岩の透水係数は概ね $10^{-5}$ cm/s以下の難透水性を示している。これらの岩種でも割れ目が多いと透水性となり、割れ目に地下水を賦存する帯水部にもなる。

割れ目が多い場合でも、粘土を介在したり、密着している場合には難透水性で湧水量も少ない。

地山内の割れ目に粘土が介在する岩種は、表-16<sup>7)</sup>に示した岩石の風化特性に関係すると考えられる。この表より、割れ目に粘土を介在する岩種は、斑れい岩、蛇紋岩、粘板岩、頁岩、泥岩、凝灰岩および安山岩、玄武岩、片麻岩、結晶片岩の一部が該当する。

#### (3) 透水係数を考慮した岩種分類

トンネル施工時の切羽観察において、湧水が少ない岩種は、割れ目の少ない硬質岩と割れ目が密着したり、粘土を介在する岩種である。このうち、割れ目が密着したり、粘土を介在する岩種は、一軸および三軸圧縮試験において延性破壊の形状を呈する性質を示し、いわゆるc地山である。それに対して、一軸および三軸圧縮試験において脆性破壊を呈する岩種の割れ目には、粘土が介在し難く、側圧が小さい場合には開口亀裂が発生し易い、いわゆるφ地山である。

著者等は、トンネルの坑内変位に関する研究<sup>20)</sup>で、岩種をc地山とφ地山の分類を表-17、18のように提案している。この図において、蛇紋岩は塊状をφ地山に、葉片状と粘土質をc地山に分類し、凝灰岩類も延性破壊を呈する圧縮強度の弱いものをc地山に、脆性破壊を呈する高強度のものをφ地山に分類している。この表では、c地山の各岩種の平均内部摩擦角は $30^\circ$ 以下で、φ地山の各岩種の平均内部摩擦角は $30^\circ$ 以上となっている。

この表の岩種の状態と地山の透水性は表-19に示すとおりである。すなわち透水係数が大きい地山はφ地山の硬質・中硬質岩の内、割れ目の多い場合と土砂地山およびc地山の中硬質岩の新鮮岩と考えている。それに対して、透水係数の小さい地山はφ地山の割れ目の少ない地山とc地山の軟質岩・破碎変質岩および中硬質岩の割れ目に粘土を介在した地山である。

表-17および表-18は、坑内変位を考慮した岩種分類



表-16 岩石の風化特性<sup>7)</sup>  
Table 16 Weathering characteristic of rock

岩種	粒度変化	備考	分布
花崗岩 閃緑岩	基岩→岩塊→礫→砂 砂→シルト	風化層が厚く、まさ土になりやすい。 花崗岩よりも閃緑岩の方が風化し易い。 粘土分は少なく、大部分カオリナイトである。 不連続粘土化状態を示す。	大
斑れい岩	基岩→岩塊→粘土	極端に粘土化する。カオリナイト・ハロイサイト	小
蛇紋岩	基岩→岩塊→粘土 葉片状	極端に粘土化する。	極小
石英斑岩 流紋岩	基岩→礫→砂利	一般に風化しにくく、風化層は薄い。 流紋岩の中で凝灰質なものは風化し、モンモリロナイトも少量みられる。	やゝ大
安山岩 玄武岩	基岩→岩塊 岩塊→粘土	密実なものは風化しにくい、やや粗粒なものは細粒化する。	やゝ大
粘板岩 頁岩 泥岩	基岩→礫→砂→粘土 粘土	粘板岩は礫、砂を経て粘土になるが、頁岩・泥岩は直接粘土になることが多い。 風化層は厚い。	大
砂岩	基岩→礫→砂 砂	古生層、中生層のものは礫から砂へ、第三紀層のものは直接砂へ	やゝ大
チャート	基岩→岩塊→礫 砂利	風化しにくく、礫または砂粒として残る。 風化層は薄い。	小
凝灰岩	基岩→岩塊→礫 砂→粘土	中・古生層は風化し難く、第三紀層はモンモリロナイト等粘土化し易い。	大
片麻岩・ 結晶片岩	基岩→岩塊→礫→砂 粘土	片理面から剥離して細粒化する。片麻岩の風化層は厚い。	大

であるが、表-19の地山の透水性を考慮するとトンネルの設計・施工において、地山の変位挙動と湧水現象は一つの岩種分類で次のように説明できる。

- ① 透水性地山および帯水性地山は、φ地山の破碎変質岩と土砂および割れ目の多い中硬質岩、硬質岩とc地山の新鮮で割れ目の多い中硬質岩と石灰岩の空洞等で、トンネル掘削時には湧水が多い。また、これらの岩質はトンネル掘削時の内空変位は小さく、破碎変質岩と土砂地山では天端沈下対策は必要であるが、他の岩種の地山は天端沈下量も少ない。
- ② 難透水性地山はc地山の破碎変質岩と土砂、軟質岩、粘土を挟在中硬岩およびφ地山では割れ目の少ない中硬質岩から硬質岩で、トンネル掘削時には湧水量は少ない。また、全てのc地山において地山強度比が1以下の条件ではトンネル掘削時の内空変位と天端沈下量すなわち坑内変位量は大きくなり、切羽の塑性域も大きい。

このように、一つの岩種分類を用いて、トンネル掘削時の坑内変位挙動と湧水現象を予測できることから、トンネルの岩種分類として提案する。

(4) 多量湧水リスクの低減対策

地質工学的に湧水箇所を予測するために表-2、およ

表-19 φ地山、c地山における透水係数の比較  
Table 19 Compared the coefficient of permeability of φ ground and c ground.

岩種状態		透水係数大 (透水性)	透水係数小 (難透水性)
φ地山	硬質・中硬質岩		◎
	割れ目少		◎
	割れ目多	◎	
土砂		◎	
c地山	中硬質岩	新鮮岩	○
		粘土介在	○
	軟質岩・破碎変質岩		

び4.2項、4.3項、5.5項、5.6項で検討したように割れ目、節理および空洞性地山においては地下水圧も考慮した上で、図-30、31、32のように検討することがまず必要である。湧水箇所を予測できれば、その手前までトンネル掘削を行い、水平ボーリングで湧水状況の調査と排水を兼ねて行なうことが現実的である。現地条件で地下水位を低下出来ない場合には、湧水調査後に止水を目的とした地盤改良工法を採用することになる。

表-17 岩種ごとの内部摩擦角と一軸圧縮強度<sup>21)</sup>

Table 17 Angle of internal friction and unconfined compressive strength of some rocks<sup>21)</sup>

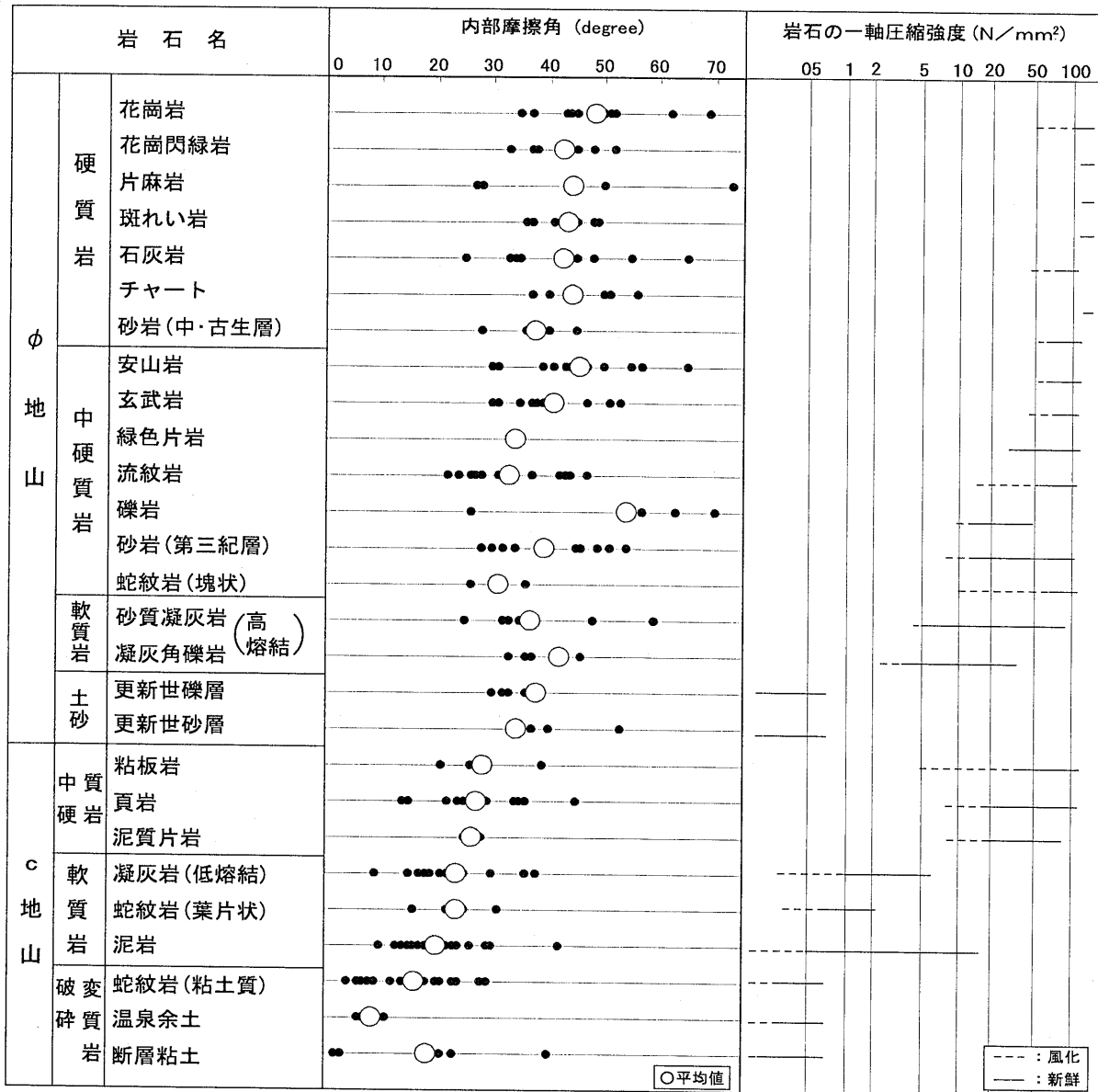


表-18 坑内変位と湧水を考慮した岩種分類<sup>21)</sup>

Table 18 A rock mass classification taken consideration into tunnel deformation and inflow<sup>21)</sup>

	S (破碎・変質岩と土砂)	L (軟質岩)	M (中硬質岩)	H (硬質岩)
φ地山	S-a φ地山の各種岩石の破碎変質の内、粘土化していない場合および第四紀の砂層、礫層		安山岩, 玄武岩, 石英安山岩, 流紋岩, ひん岩, 礫岩, 砂岩(第三紀層), 蛇紋岩(塊状), 砂質片岩, 砂質凝灰岩・凝灰角礫岩(高~中強度)	花崗岩類, ホルンフェルス, 片麻岩, 斑れい岩, 石灰岩, 角閃石岩, チャート, 砂岩(中古生層)等
C地山	S-b c地山の破碎・変質したものおよびφ地山で破碎・変質して粘土化したものと, 第四紀のシルト, 粘性土層	凝灰岩(低強度), 蛇紋岩(葉片状), 千枚岩, 泥岩, 頁岩(第三紀層)	粘板岩, 泥質片岩, 頁岩(中古生層),	

### 7.3 断層破碎帯の崩壊防止対策について

表-3 および6.3項で考察したようにトンネル掘削時に断層破碎帯において切羽崩壊が発生した事例は比較的多く、いずれも危険な状態に陥ると共に、復旧に半年前後を要している。従って崩壊を未然に防止する技術の確立が望まれる。

断層破碎帯で崩壊する共通点は、粘土を含む遮水部の前方に礫状の帯水部となっている破碎帯が存在していることである。この粘土を含む遮水部は、表-17, 18ではc地山の破碎変質岩で、トンネル施工時の坑内変位が大きい岩種であり、切羽前方の緩み範囲も大きいと考えられ、さらに帯水部の水圧等が作用することにより、切羽が徐々に、あるいは急激に崩壊している。NATMではショートベンチカット等で、比較的大きい断面で掘削するために、切羽崩壊時の崩壊土量は大きい傾向にある。

したがって、調査段階で切羽崩壊リスクを伴う断層破碎帯および不整合面等の把握に努めると共に、それらの存在が予想される場合には、追加調査で確認する必要がある。その追加調査結果を設計に反映することが大切である。切羽の一部に破碎帯の粘土部が出現したり、穿孔時に切羽前方に粘土部の存在を確認した時には、直ちに掘削を停止して長尺穿孔およびボーリング等で切羽前方地山の地質調査を行なうことは、大規模崩壊を防止するためにも大変重要な行為である。

帯水した断層破碎帯を確認すると、切羽崩壊を防止するために、帯水部の地下水圧を低減し、かつ粘土を介在した遮水部の自立性補強が必要となる。特に、帯水部の地下水位を低下するために実施する水平水抜きボーリングは地質調査も兼用し、切羽前方の破碎帯および地山性状(岩種および帯水状態)等の地質状況を把握することが大切である。想定した地質構造に基づいて効果的な位置に水抜きボーリングを施工し、地質状況の確認も行う。そして、複数本ボーリングしても、地下水圧が低下しない場合には、水抜き導坑を掘削する。水抜き導坑の施工は、湧水状態の場合にも掘削能率が低下しない在来工法の採用も考慮して、地下水位低下効果が早期に期待できるとともに、地質調査坑の役割もあり本坑施工時の対応策に寄与できる特徴がある。

断層破碎帯にボーリングおよび水抜き坑を掘削する時に、含水未固結地山で考察したように地山内に含水緩み域を形成しないように配慮する必要がある。特に、本坑掘削域付近に含水緩み域が形成されると、崩壊の原因になるので、事前に地盤改良を行う必要がある。

このように断層破碎帯部の施工は、含水未固結地山と同様に緩み易く、崩壊し易い地山の状態で、丁寧に地下水圧だけを低下する必要があるために、焦らずに確実な水抜き施工を行うことが肝要である。

### 8. おわりに

湧水によるトンネル切羽の不安定化現象について、我

が国のトンネル施工事例を地質工学的に考察を行い、次のことが明らかとなった。

- ① 切羽が崩壊すると、危険な状態に陥るだけでなく、復旧工事に工費、工期が嵩むために、未然に崩壊を防止する技術の確立が望まれる。
- ② 湧水によるトンネル切羽の不安定化は、含水未固結層の土砂の流動化、多量湧水、断層破碎帯等による切羽崩壊の三つに区分して、それぞれの地質、土質性状を明らかにした。
- ③ トンネル切羽の不安定化をもたらす特殊な地質条件をトンネル湧水の形態で分類し、地山を構成する地質構造と地下水圧に関係していることを明らかにした。
- ④ 地山を構成する各種岩石の成因と性状を分析することにより、地下水を帯水し易くて透水性のある岩種と、難透水性の岩種を区分できた。
- ⑤ この透水性と難透水性の岩種分類は、坑内変位を考慮した岩種分類でもあり、それを用いて、トンネル掘削時の坑内変位挙動と湧水現象を予測することが出来ることを提案した。
- ⑥ トンネルの湧水リスクを低減する現実的で確実な方法は、地質状況から湧水予測箇所の手前で切羽を止めて、水平ボーリングを行なうことで地質確認と湧水状況を把握し、その際にはボーリングに伴う土砂の流出防止に配慮する必要がある。

地山の透水性については、岩盤の節理や断層等の不連続面等が関係していて、事前調査で確実に把握でき難いのが現実である。従って調査段階の限界と施工段階での調査と湧水リスク予知については切羽の観察によることが重要であり、そのための地質工学的要点をまとめたのが本論文である。これらの研究成果が、今後のトンネル工事の設計および施工に役立てば幸いです。

おわりにあたり、本論文の内容について多くの点でご教授いただいた下河内稔技術参与ならびに本論文の原稿を査読指導いただいた岡部幸彦技師長室長に心より謝意を申し上げる次第です。

### 参 考 文 献

- 1) 土木学会(1996): トンネル標準示方書 [山岳工法編]・同解説, pp.12~25. pp.34~39.
- 2) 北陸本線糸魚川~直江津間線路増設工事誌(1969): 日本国有鉄道岐阜工事区, pp.176~191.
- 3) 森藤真治(1973): 稲城砂層に挑む大断面トンネル, トンネルと地下, 第4巻5号, pp.25~31.
- 4) 木谷日出男, 小島芳之(2002): 土砂地山を対象とした地山分類基準の提案, トンネルと地下, 第33巻12号, pp.41~50.
- 5) 大島洋志(1997): トンネル掘削に伴う地下水問題, 応用地質, 第38巻, 第5号, pp.312~323.
- 6) 竹林亜夫, 水谷文俊(1987): 被圧帯水層における

- トンネル切羽の安定性の評価について, 第7回岩の力学国内シンポジウム, pp.361~366.
- 7) 吉田善亮(1982): 岩石の風化と粘土, 清水建設(株)土木技術部, p.83, p.114.
  - 8) 牛越博, 望月孝利(1988): 二大構造線の湧水地帯を貫く, 中央自動車道長野線・塩尻トンネル, トンネルと地下, 第19巻2号, pp.15~24.
  - 9) 長友茂樹, 玉川清, 政谷二三男, 原田史也(1971): 山鳴りと大湧水に挑む, 恵那山トンネル中津川方, トンネルと地下, 第2巻12号, pp.43~56.
  - 10) 日本道路公団・四国支社・池田工事事務所, 清水建設・大日本土木JV(1999): 徳島自動車道・池田第二トンネル工事, 工事誌, p.101.
  - 11) 佐々木裕, 伊藤与喜男, 三上毅, 野村忠彦(2000): 大震度ディープウェルで火砕流台地を掘る, 東北新幹線・八甲田トンネル梨ノ木工区, トンネルと地下, 第31巻6号, pp.7~13.
  - 12) 大貫富夫, 北川修三(1982): 地上360mからの薬液注入工事, 上越新幹線・中山トンネル高山工区, トンネルと地下, 第13巻2号, pp.25~31.
  - 13) 松下敏郎(1992): 高熱帯と高水圧低速度帯を克服して調査坑が貫通, 一般国道158号安房トンネル, トンネルと地下, 第23巻3号, pp.7~14.
  - 14) 平野昌繁(1971a) 側圧を受けた花崗岩中に期待される断列系. 地質学雑誌, vol.77, pp.171~182.
  - 15) 平野昌繁(1971b) 花崗岩の節理を中心とした深成岩体のbrittleな変形・破壊を考える上での問題点, 地質学雑誌, vol.77, pp.257~263.
  - 16) 陶山国男・羽田 忍(1978) 現場技術者のためのやさしい地質学. 築地書館, p.130.
  - 17) 高木秀雄・小林健太(1996) 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. 地質学雑誌, vol.102, pp.170~179.
  - 18) 松田時彦・岡田篤正(1977) 断層破碎度階級—野外観察による分類試案. MTL(中央構造線) no. 2, pp.117~126.
  - 19) Davatzes N.C., Aydin A (2003) Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. Jour.Struct.Geol. 25, pp.1795~1813.
  - 20) 竹林亜夫, 山本和義, 泉谷泰志, 上岡真也(1999): 切羽の不安定現象の分類と対策に関する考察, 土木学会トンネル工学研究論文・報告集, 第9巻, 論文(1), pp.1~8.
  - 21) 竹林亜夫, 三上元弘, 国村省吾, 奥井裕三, 呉旭(2003): 地山の内部摩擦角に着目したトンネルの岩盤分類の提案, 土木学会年次講演会, VI-055.
  - 22) 地盤工学会(1992): 地盤工学ハンドブック, p.1041.
  - 23) 土質工学会(1982): 土質工学ハンドブック, p.69, pp.1222~1223.
  - 24) 竹林亜夫(1997): トンネル工学と応用地質, 北海道大学理学部加藤誠教授退官記念論文集, pp.459~460.
  - 25) 竹林亜夫, 今津雅紀(1990): 大深度地下空間における設計に関する一考察, 土木学会地下空間利用シンポジウム, pp.49~54.
  - 26) 佐藤邦明, 渡辺邦夫, 小田部淳(1978): 断層のトンネル湧水に与える影響, 埼玉大学工学部, 地盤水理年報, Vol.4, p.64.
  - 27) 日本国有鉄道岐阜工務局(1969): 北陸本線糸魚川・直江津間線路増設工事誌, pp.152~190.
  - 28) 北川鉄蔵, 今津雅紀, 森直樹(1997): 水圧と膨圧を各種補助工法で克服, 北陸新幹線・御牧原トンネル中工区, トンネルと地下, 第28巻3号, pp.17~27.
  - 29) 亀江幸二, 重水治雄, 土井英雄(1990): 地下水位以下のシラス層にトンネルを掘る, 肝属川鹿屋分水路, トンネルと地下, 第21巻9号, pp.7~13.
  - 30) 五月女隆, 小川健(1983): 湧水による流泥化の著しい地山を掘る, 関越自動車道飯綱山トンネル, トンネルと地下, 第14巻6号, pp.7~13.
  - 31) 坂本成彦, 大黒昭久, 谷口親平, 亀和田俊一(1995): BIPシステムを切羽前方地山予測に試用, 近鉄志摩線・青峰トンネル, トンネルと地下, 第26巻2号, p.45.
  - 32) 近藤寛通, 林堂信, 水上雅裕, 酒井照夫(1995): TBMで硬軟複合地盤に挑む, 平谷水力発電所新設工事, トンネルと地下, 第26巻7号, pp.59~68.
  - 33) 木村正樹, 杉田理, 大塚康範(2001): 評価点法を用いた事前調査による地山評価と施工, 土木学会トンネル工学研究論文・報告集, 第11巻, pp.87~92.