

# 豊浜トンネル崩落事故の地質学的背景

Geological background of the collapse accident of the Toyohama Tunnel

北海道大学理学地球惑星物質科学教室

川村信人

Department of Earth and Planetary Materials Science, Hokkaido University,

Kita 10-jyo Nishi 8-chome, Kita-ku, Sapporo, 060 Japan

Makoto KAWAMURA

## Abstract

The tragic collapse accident of the Toyohama Tunnel, 10th of February, 1996, has several geological background factors in its cause and process. The detachment plane is composed of Miocene coarse-grained submarine volcanics and divided to three stratigraphic units, I, II and III. At the upper horizon of Unit II, peculiar "smectite lenses" with FeO-OH encrusting are observed. They are considered as epigenetic structure involved by the flow of interstitial water along the boundary of Units II and III. This water action has affected the extension of fractures originally formed by the tectonic process in regional stress field. The fractures were connected with each other and finally evolved to a potential detachment plane of the collapse.

キーワード： スメクタイトレンズ，地下水，潜在割れ目，広域割れ目系

## はじめに

1996年2月10日に発生した古平町豊浜トンネル岩盤崩落事故は、20名の犠牲者を出し、国道トンネルという“日常空間”での事故であるだけに社会的に大きな関心を呼んだ。この事故は、その原因の究明と事故再発防止という点において、われわれ地質学研究者にとっても、重い課題を提供している。

本報告の目的は、豊浜トンネル崩落事故の背後にある地質学的な要素を記述し、このような大規模岩盤崩落の予見性や再発防止に関する資料を提供することにある。

## 岩盤崩落面の層序学・堆積学

豊浜トンネル周辺海岸部の地質は、新第三紀中新世に形成された水中火山岩類（尾根内層；Yamagishi, 1981）から構成されている。崩落箇所周辺の斜面に露出する尾根内層は、下位からユニットI・II・III・IVの4ユニットに区分される（豊浜トンネル崩落事故調査委員会, 1996）。豊浜トンネル古平側出口上部の崩落岩盤剥離面（以下、これを“崩落面”と表記



第1図 崩落面の地層ユニット。ユニット名については本文参照。写真の縦方向が約30m。

する)には、このうちユニットI・II・IIIが露出している。

**ユニットI:** 含安山岩角礫成層火山碎屑岩からなる。大規模な斜交フォアセット成層を示し、海底火山斜面上の二次堆積物と考えられる。最上部に、厚さ30 cm程度の細粒凝灰岩層をはさむ。

**ユニットII:** ユニットIとはシャープな粒度不連続による層理面で境され、明瞭な堆積ユニットとして認識される。下部・中部・上部の3つのサブユニットに区分される(第1図)。各サブユニットの関係はいずれも漸移的で、その境界の形態も必ずしも平面状・平行ではない。下部サブユニット(II L)は、不淘汰・無層理の火碎角礫岩からなり、水冷破碎溶岩あるいはそれを起源とする土石流堆積物と考えられる。中部サブユニット(II M)は無層理粗粒火碎岩からなり、中位付近に孤立した溶岩ロープおよびその破片が散在する。上部サブユニット(II U)は成層火山碎屑岩で、安山岩角礫を含む。角礫の中には細粒基質中に“oversized clast”として配列し層理を形成するものがある。掃流(traction current)の卓越する環境下で、海底火山噴出物の二次堆積物として堆積したものと考えられる。なおこのサブユニット中には後述する“スメクタイトレンズ”が含まれる。これは山岸(1996)の『薄い砂質岩層のレンズ』はこれに相当するものかもしれないが、二次的に生成したもので、堆積構造ではないと考えられる。ユニットIIは全体として上方細粒化シーケンスを構成しており、上位ほどproximalityが減少する。海底火活動の一つのユニットに相当するものであろう。

**ユニットIII:** 成層火山碎屑岩からなる。岩相上はサブユニットII Uに類似しており、区別は必ずしも明瞭ではない。しかし露頭面上では明瞭な地形遷移面を形成しており、見かけ上の境界は明瞭である。山岸(1996)は、本ユニットの下底に“堆積ギャップ”的存在を推定している。

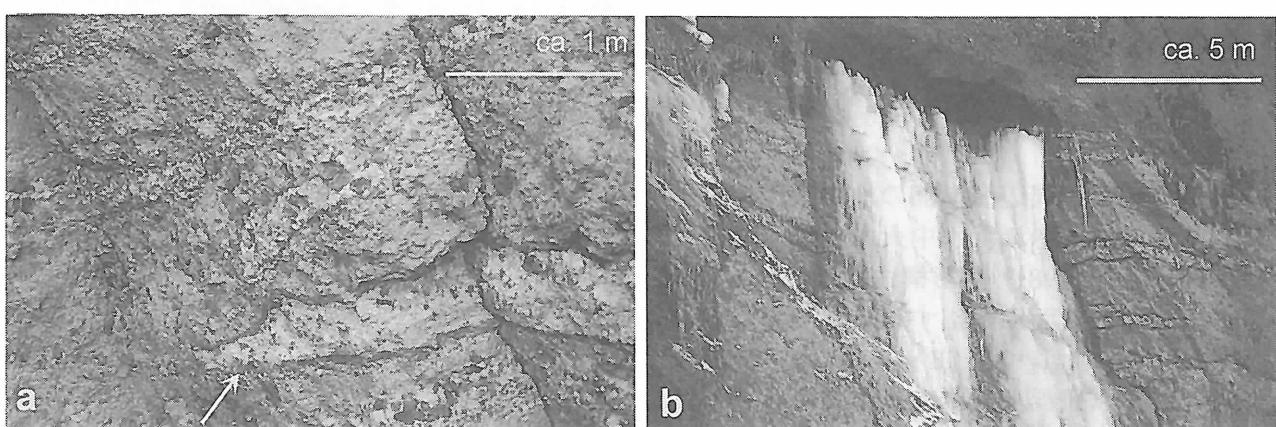
## 地下水湧出の特徴

豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)によると、崩落箇所周辺でのボーリング調査の結果から、ユニットI・II、およびII・IIIの境界部にそれぞれ比較的高い水圧を有した帶水層の存在が報告されている。また、電気検層による比抵抗値からユニットIIの上部には粘土質の難透水層の存在も指摘されている。これらの特徴は、“崩落面”で実際に観察される地層の構造とどのように関連しているのだろうか?

### 1. スメクタイトレンズ

ユニットIIの上部を形成するサブユニットII Uには、特徴的な黄白色の粘土鉱物(スメクタイト)の濃集レンズが認められる(第2図a)。ここではこれを“スメクタイトレンズ”と呼ぶ。

スメクタイトレンズは、厚さ数十cm、長さは最大で数m。一見、横方向に連続性の悪い細粒凝灰質堆積物のレンズ状単層のように見える。しかし詳細に観察すると、レンズの外形は成層火碎岩の成層構造を切って(またはオーバーラップして)おり(第2図a)、堆積構造



第2図 崩落面上部に見られる地下水関連現象。a:スメクタイトレンズ(ユニットII U)。b:冬季の氷柱形成によって示されるユニットII・III境界の地下水湧出・浸出部。

ではなく、二次的に形成された構造であることがわかる。ただし、発泡度の大きい安山岩破片のような透水性が高く変質しやすい碎屑粒子の濃集した部分がスメクタイトレンズの母体になっている可能性はある。レンズの周縁部は、厚さ1cm程度の鉄水酸化物の濃集した“殻(crust)”が覆っている。

このようなスメクタイトレンズは、いまのところ、“崩落面”周辺ではサブユニットⅡUにしか認められていない。また、露頭の形状による制約から、この“レンズ”が3次元的にもレンズであるのか、それともパイプ状構造の断面を見ているのかどうかは分かっていない。

スメクタイトレンズの成因・形成メカニズムの詳細も現在のところ不明である。しかし、鉄水酸化物・粘土鉱物の二次的な濃集現象であるという点から、スメクタイトレンズが岩盤内部の地下水の移動に関連して形成されたものである可能性は十分に考えられるだろう。

周辺地域での類似現象として、積丹町美国漁港での観察例がある。この付近には石英安山岩質火山角礫岩／成層火山性砂岩の互層が露出する。この中に、鉄水酸化物のencrustingを伴う“鞘(sheath)状”構造が多数観察される。“鞘”的内部は周囲に比べて色調が淡く黄白色で、粘土鉱物(スメクタイト?)が生成していると考えられる。“鞘”的上部には露頭面の剥離による小規模なオーバーハング地形が形成されている場合が多く、上記のスメクタイトレンズと同じように、地下水の浸出(湧出)によって形成された二次的構造であると考えられる。

## 2. ユニットⅡ下底の湾入地形

不淘汰火山角礫岩から構成されるサブユニットⅡLの下部には、小規模ではあるが明瞭な湾入(オーバーハング)地形が形成されている。サブユニットⅡLの下底部を詳細に観察すると、安山岩角礫の基質部は間隙率が高く、その部分に黄白色の粘土鉱物(おそらくスメクタイト)が濃集している(第1図)。周縁部を粘土鉱物でcoatingされたような角礫も存在する。サブユニットⅡLの下位には、ユニットI最上部の厚さ約30cmの細粒凝灰岩～凝灰質シルト岩が接している。

この湾入地形は、基本的には地層の風化抵抗度の差による差別侵食によるものと考えら

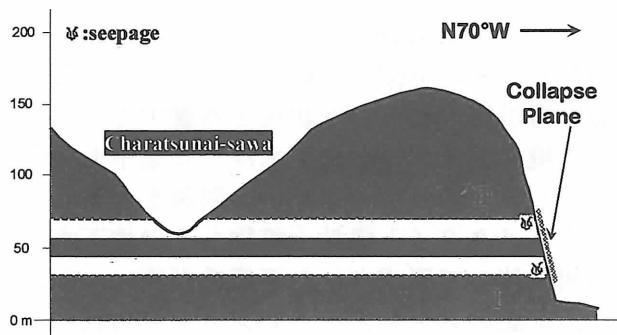
れる。しかし、間隙率の大きい含角礫粗粒岩層があり、その下位に細粒で透水率の低い凝灰質岩層が接するという状況を考慮すると、両者の境界部における地下水浸出の集中も要因の一つとして無視できない。間隙を充填しているスメクタイト様粘土鉱物もその地下水の作用に伴って形成された可能性が高い。ただし、上記のスメクタイトレンズで見られたような鉄水酸化物の生成は、この部分には認められていない。

## 3. 地下水流路のパターン

上で述べたように、ユニットⅡの上下のユニット境界部には、かなりの程度の地下水の流れがあったことを示唆する二次的な構造が存在する。これは、ボーリングコアにおける地下水賦存の特徴と非常に良く一致している。このような構造はかなり長いタイムスパン( $10^3 \sim 10^4$ 年以上のオーダー)で形成されるものと一般に考えられるので、地下水の流れの特徴もその程度の期間継続していたことになるだろう。

しかし、地下水の流出経路は、ユニット境界に沿って均一に平面的に広がっていたとは考えにくい。特に、現在の“崩落面”におけるユニットⅡ・Ⅲ境界部では、冬季の氷柱の存在によって示される地下水流出部は、“崩落面”中央部の幅約6mの部分(第2図b)に限定されている。この部分からユニット境界に沿って約20m左方には地下水の流出によって形成されたと考えられている凹状地形が存在し、冬季にはやはり氷柱が形成されている。また、ユニット境界を右方に追跡すると、ユニット境界と崩落面右側の側壁面の割れ目(豊浜トンネル崩落事故調査委員会、1996の“Fr-8”)との交点付近から、かなりの量の地下水が浸出しており、氷柱が形成されている(1997年2月の観察)。これは、その背後に地下水の出口が存在することを示唆している。

これらのことから類推すると、地下水の“流路”は、ユニット境界面に沿ってはいるが、面方向の幅が最大で数m程度であると考えられる。スメクタイトレンズはその断面を示している可能性が高い。“流路”は分流しており、平面的に見ると15-20m程度の間隔を持つ網状～樹枝状の形態をとっているのではないだろうか？なお、地下水の浸透に伴う風化変質



第3図 崩落箇所から"チャラツナイ沢"にかけての模式断面図。I～IIIは地層ユニット。断面線の方向は地層の走向(N70°W)方向。

の進行によって地層中に粘土鉱物がいったん形成されると、その部分の透水性は逆に下がってしまうと考えられる。豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)による『ユニットII上部の粘土質の難透水層』はそれに対応するものだろう。

#### 4. 地下水の供給源について

“崩落面”付近から地層ユニット境界に沿つて現在も湧出(浸出)しているこの地下水はどこから供給されているのだろうか。それを考察するうえで興味深いのは、チャラツナイ岬～セタカムイ岩にかけての斜面上で、少なくとも冬季に氷柱の生成によって示される程度の地下水湧出ポイントは、チャラツナイ岬の西側斜面から豊浜トンネル古平側入口付近までの間に限定されている(1997年2月の双眼鏡による目視観察)ということである。

これを周辺の水系分布から見てみると、豊浜トンネル古平側入口の南西にある標高260mのピークからSSE方向に伸びる尾根が、沖村川支流番ノ沢とチャラツナイ岬東から南へ入る沢(仮にチャラツナイ沢と呼ぶ)との分水嶺になっている。地下水湧出ポイントが270mピークの位置から東側に限定されているということは、その供給源がチャラツナイ沢にある可能性を強く示唆する。

ここで、“崩落面”上でもっとも湧出量の多い、ユニットII・III境界部を考えてみる。この境界面の走向傾斜はN70°W 30°NE，“崩落面”における標高はほぼ65mである(豊浜トンネル崩落事故調査委員会、1996)。崩落箇所からN70°Wの走向線を引きチャラツナイ沢との交点の標高を求めるとき、約60mと、両者はほぼ一致している(第3図)。したがって、この付

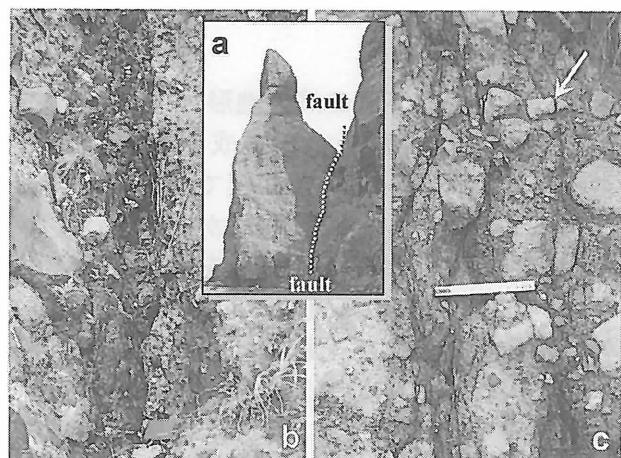
近にユニットII・IIIの境界面が露出している可能性がある。これは偶然なのだろうか？地下水の移動経路や賦存形態については現時点では何も判明していないので、これ以上の考察は不可能であるが、地下水の供給源とユニットII・IIIの境界面との関連性が注目される。

#### 豊浜トンネル周辺の構造的要素と割れ目系

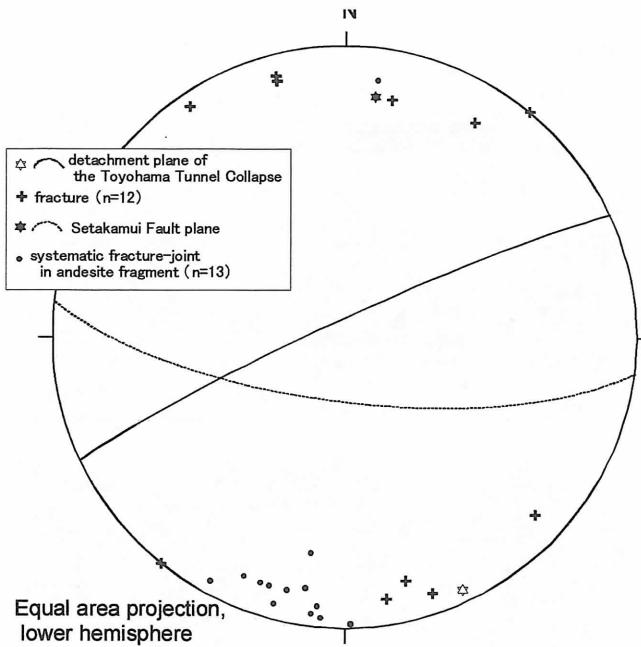
次に、豊浜トンネル周辺に分布する火山岩類の中に認められる構造地質的な要素をいくつか記載し、“崩落面”との関りを考察する。

##### 1. セタカムイ断層

豊浜トンネル古平側入口の西方約1kmにあるセタカムイ岩では、安山岩質火山角礫岩中に幅約3.5mの破碎帯を伴った断層(セタカムイ断層)が観察される(第4図)。この断層が侵食に対する弱面となり、セタカムイ岩の特徴的な塔状地形が形成されている(第4図a)。主断层面(第4図b)の方向はN84°W 72°SW。破碎帶の中心部には、幅約10cmの強破碎部が存在する。破碎面上には水平方向のstriationが認められた。破碎帶の内部には、網状の剪断面が多数発達し、剪断面は安山岩角礫を切り、それに沿って鉄水酸化物の浸透・生成が認められる(第4図c)。



第4図 セタカムイ断層。a:セタカムイ岩の遠望。b:セタカムイ断層の主断层面。写真下部のスケール(フィールドノート)の幅は約10cm。c:断層破碎帶中に発達する破碎面。スケールは5cm。矢印は安山岩角礫を切る破碎面。



第5図 豊浜トンネルーセタカムイ岩付近の面構造のステレオ投影図。

## 2. 火碎角礫岩中の割れ目系

豊浜トンネル古平側入口～セタカムイ岩周辺に分布する安山岩質火山角礫岩は、豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)でも指摘されたように、割れ目に乏しいのが特徴的である。特に、規則的あるいは系統的な面姿勢と面間隔を持つ“節理系(systematic joints)”は、ほとんど認められない。しかしながら詳細に検討すると、不明瞭・局部的ではあるが、いくつかの系統的な面構造が観察される(第5図)。

①劈開：火山角礫岩の基質は粗粒な火碎質物質からなるが、その中に劈開構造が観察される。劈開面の連続性は悪く、平面性も弱い(curvilinear)微弱な劈開であるが、波食台上など露頭条件の良い数ヶ所で確認された。その方向は、ほぼN52°W 90°である。

②破碎一断層面：一例ではあるが、幅約30cmの破碎帶を持った小断層面(N55°W 82°NE)が観察された。

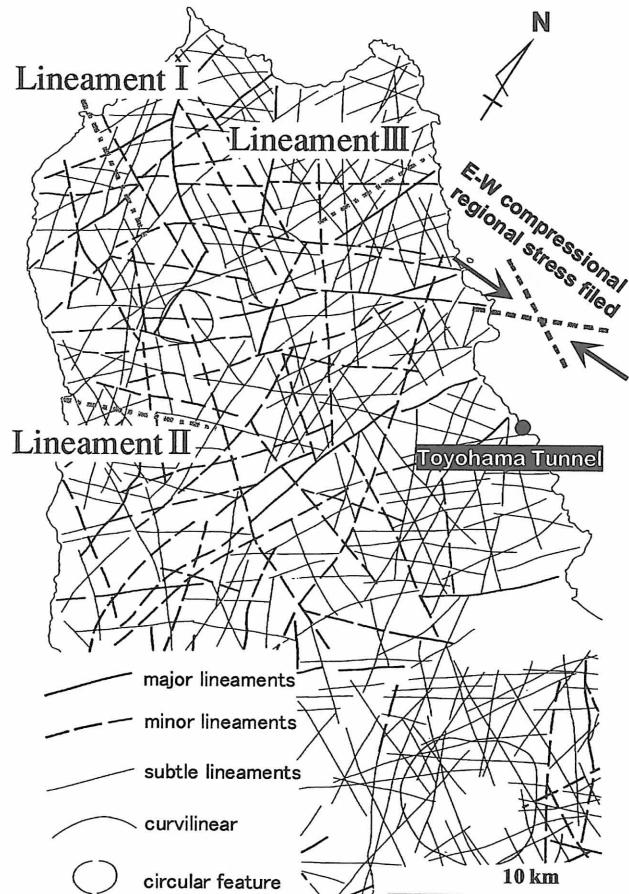
③角礫中の割れ目：安山岩角礫中に、①②と同方向のtension crack様の割れ目が多数観察される。この割れ目は個々の角礫ごとに異なる方向性を持つものではなく、ほぼN70-80°W 70-80°NEの一一致した方向性を持つ。また、角礫岩基質中の割れ目に連続する部分も観察された。したがって、例えば水中火山岩の噴出時に形成された冷却割れ目のようなものではない。

④単純割れ目：破碎を伴わない単純な開口割れ目。面間隔は不規則であるが非常に広く、1本/数m～数十m程度である。観察数は少ないが、その方向はいずれもN60-70°E高角傾斜～垂直である。

①～③はいずれもWNW走向・急傾斜であり、同一の系に属していると考えられる。④は、この付近の岬地形(セタカムイ岩・チャラツナイ岬・蛸穴ノ岬)の北西側海岸線方向と一致しており、ローカルなものではなくやはり広域的な割れ目系に属する可能性が高い。

## 3. 広域割れ目系と崩落剥離面の関係

このような火山碎屑岩中に発達する割れ目系は地質学的にどのような背景を持っているのだろうか？第6図は、新エネルギー総合開発機構(1981)による積丹半島地域のリニアメントを示したものである。ほぼ3方向のリニアメントが認められ、I)積丹半島の長軸方



第6図 積丹半島の広域割れ目系。原図は新エネルギー総合開発機構(1981)による。

向 (NW-SE) と, II) それに広角で斜交する方向 (ENE-WSW) が卓越する。その他に, I にはほぼ直交する, III) NNE-SSW 方向のやや弱いリニアメントが認められる。山岸・渡辺 (1986) によると, 積丹半島の周辺では後期中新世～第四紀にかけて東西 (~ NW-SE) 方向の圧縮応力場が卓越していたとされており, 卓越する I・II のリニアメントは, この時期の広域的応力場のもとで形成された共役割れ目系を示している可能性が高い。

“崩落面”の方向は N70°E 85°NW であり, 広域リニアメント II と同一の方向性を有している。豊浜トンネル崩落事故調査委員会 (1996) により行われたボーリング調査によってボアホール内に認識された割れ目の多くもこの方向に集中している。また上述したセタカムイ断層およびその周辺に認められる系統的な割れ目 (①～③) は, 広域リニアメント I にほぼ一致する。単純割れ目 (④) は, 広域リニアメント II に合致している。

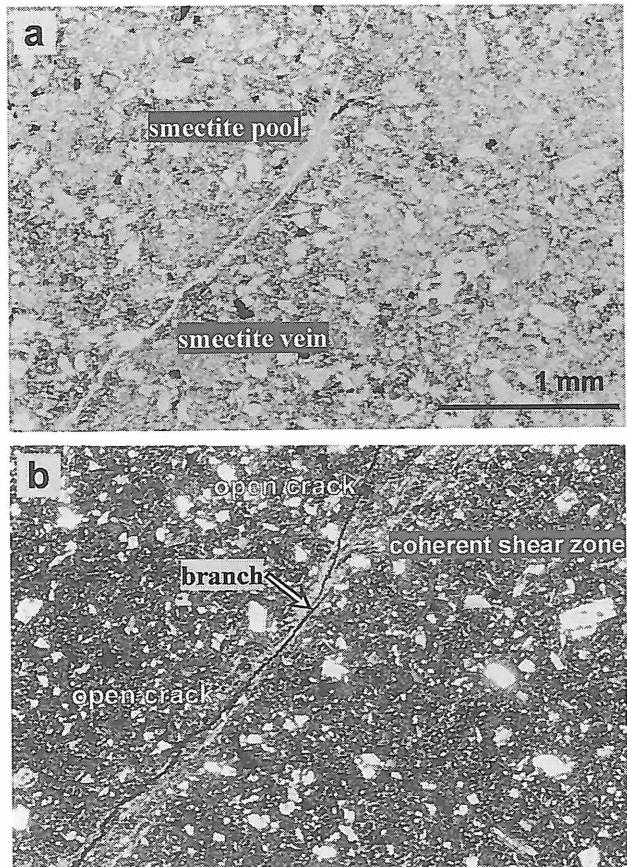
これらのことから, 豊浜トンネル周辺の中新生代火山岩類の中に認められる割れ目系は, 過去の地質時代の広域的応力場にコントロールされて生成したものであり, “崩落面” もその系に属していると考えられる。

## “崩落面” の形成プロセス

### 1. “潜在割れ目” の顕微鏡観察例

上述したように, “崩落面” は, 岩盤の中にもともと存在した構造性の面構造と同一の系に属しており, 密接に関連している可能性が高い。

第7図は, サブユニット II U にあたる部分から採取された岩石サンプル (火山性砂岩) の“割れ目” の鏡下写真である。この割れ目は連続性に乏しく, 岩石薄片 (約 2.5 × 3 cm) 内で尖滅している。割れ目の一方の端部は観察されないが, 岩石薄片程度 (= cm オーダー) の連続性を持つものと考えられる。なお, 第7図に示した割れ目から約 9 mm 離れたところにも, 同一方向の不明瞭な割れ目が存在する。したがって割れ目の spacing も mm - cm オーダーである可能性が考えられる。割れ目の方向性 (空間的姿勢) については不明であるが, 少なくとも薄片下では砂岩中のラミナ構造と高角で斜交している。割れ目は, 詳細に観察す



第7図 ユニット II 火山碎屑岩中の潜在割れ目。  
a : plane light, b : under crossed polars.

ると次の3要素から構成されている。

**剪断帯:** 顕微鏡オーダーの剪断面の集合 (剪断帯) からなる。個々の剪断面の連続性は悪く, 短い剪断面が雁行状に配列する場合もある。剪断帯幅は 0.1 - 0.2 mm 程度。開口割れ目は存在せず, 完全に密着している。剪断帯内では斜長石などの碎屑粒子の破碎とそれに伴う粒度減少, および微細粘土質物質からなる粉碎 (pulverized) 基質の生成が認められる。破碎した碎屑粒子のエッジ部分には粘土鉱物 (スメクタイト?) のフレークが再結晶しており, それが剪断帯に平行あるいは準平行な定向配列を示している。

**粘土鉱物脈:** 粘土鉱物 (おそらくスメクタイト) によって充填された面構造。上述の剪断帯から横方向に移化, あるいはそれを交代する。幅は不規則であるが最大で 0.3 mm。膨縮してプール状をなす部分があり, そのような部分では, 粘土鉱物のコロフォーム構造が観察された。したがって, この脈は既存岩石のカタクリステイックな破碎等によって生成したものではなく, 流体が関与した再結晶-沈殿性のものと考えられる。

**開口割れ目：** 粘土鉱物脈の中央部に認められる。幅約0.02 mm。開口幅を減じ、くさび状に尖滅する。割れ目が分岐し、剪断割れ目・粘土鉱物脈から分離・斜交して伸びていく部分も観察される（第7図b）。

これらの観察結果から、剪断帯→粘土鉱物脈→開口割れ目という生成順序が推定される。剪断帯は再結晶作用を伴っており、斜面での応力解放や風化等の表成的な要因によって形成されたとは考えられず、地質学的な意味での構造（剪断）変形によるものと考えられる。粘土鉱物脈は、火山碎屑岩中の変質作用によって二次的に形成されたものであろう。開口割れ目が岩盤内でどの時点で生成していたか、という点については不明である。例えば極端な場合、サンプル採取－岩石薄片作成段階で開口した可能性も否定できない。

しかしここで記載した例は、i) 崩落面を構成する岩石中にテクトニックに形成された剪断面が潜在する、ii) それが粘土鉱物脈の生成によって二次的に修飾されている、iii) なんらかの要因によってそれが開口割れ目として顕在化する可能性がある、ということを明瞭に示している。なお、ここで観察された“潜在割れ目”が積丹半島地域の広域割れ目系とどのような成因的関連があるのかは、そのオリジナルな方向性が不明であるため考察できない。

## 2. 風化変色部と割れ目の関係

豊浜トンネル崩落事故調査委員会（1996）は、崩落面の風化状況を、褐色に変色した部分・非変色の部分・および両者の混在部、に3区分した。この風化状況を、岩盤内の割れ目の存在形態との関連性で捉えると、第8図のようにまとめることができる。

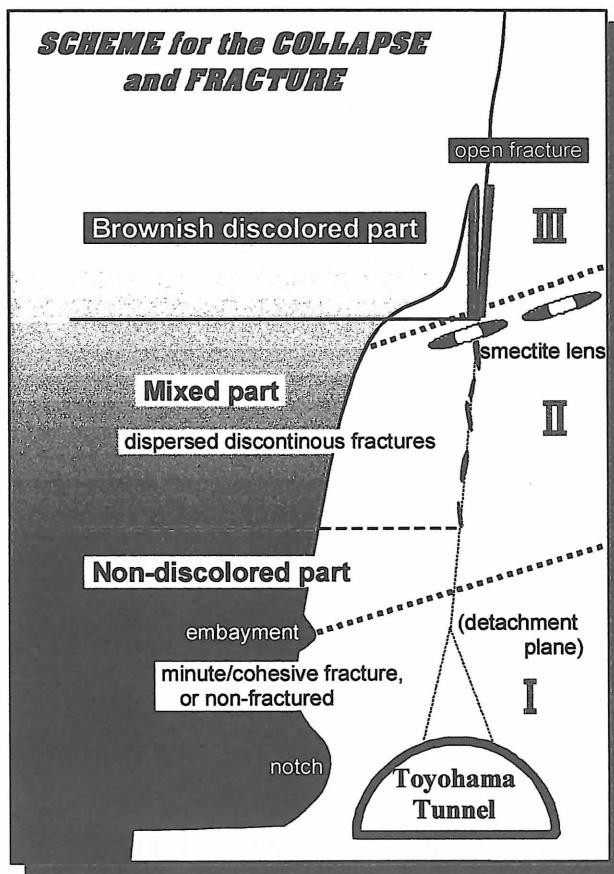
崩落面上部の褐色変色部は、著しく風化の進んだ部分で、一部には植生（コケ？）も付着していることから、明らかに開口していた部分と考えられる。この風化には、斜面上部からの天水の浸透も一定の役割を果たしていたと考えられるが、褐色風化部のちょうど基部のところには、透水性が高いユニットⅡとⅢの境界部があり、その部分からの地下水の湧出やそれに伴う凍結・融解作用も重要な要因となっていたと考えられる。

その下位の混在部は、淡褐色に弱く変色した部分と非変色部とがパッチ状に混在する部

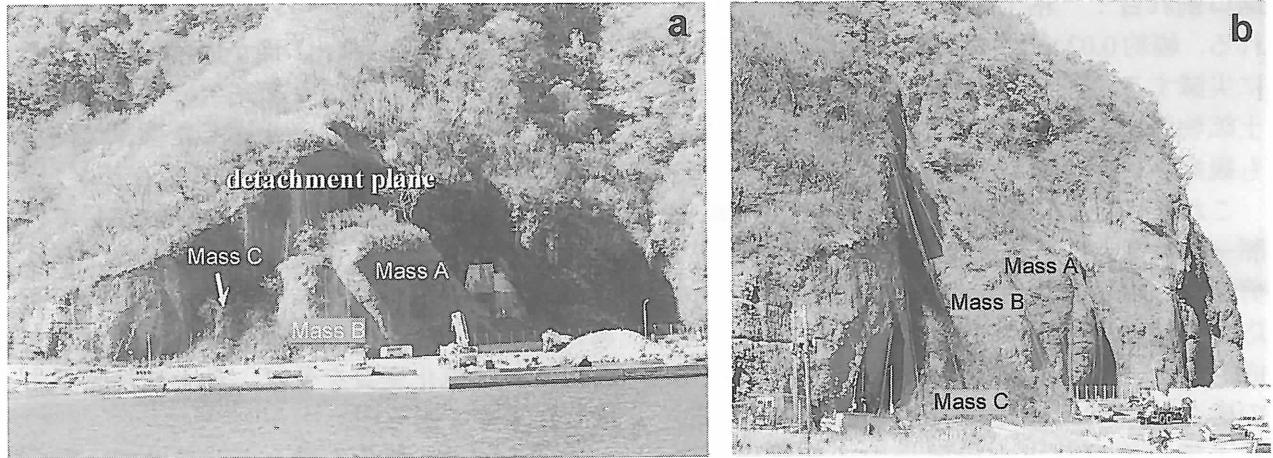
分である。崩落時の剥離の影響があり得るので、連続する変色（風化）面が崩落以前にこの部分に存在していたことを完全には否定することはできない。しかし、上述した顕微鏡的な“潜在割れ目”的観察事実は、この混在部が、連續性に乏しい微細な潜在割れ目が散在していた場所であることを強く示唆する。この割れ目は地質学的なプロセスで形成された剪断面を母体とし、そこに間隙水が浸透することなどによって風化変質を受け、粘土鉱物脈が生成したものであろう。

非変色部は、風化をほとんど受けていない新鮮な部分である。この部分には、顕微鏡的な剪断面が存在していた可能性はあるが、風化変質は受けておらず、粘土鉱物の生成もなく密着していた。したがって、この部分には普通の意味での“割れ目”は存在していないかったことになる。

これらのことから、“崩落面”的形成プロセスを以下のようにまとめることができる。i) 岩盤の中にもともと潜在していた構造性の面構造が、風化・応力解放などの表層部における二次的な要因によって割れ目として顕在化した。



第8図 崩落面に認められる風化変色部と、崩落以前の割れ目の模式概念図。I～IIIは地層ユニット。



第9図 豊浜（湯内）漁港の大規模崩落跡. a:正面図, b:側面図.

ii) それらがさらに進展一結合することによって全体として崩落面となりうる強度の低い面が形成された。

### 周辺地域での類似崩落例

豊浜トンネル上部の岩盤崩落現象に、いくつかの重要な地質学的背景があることを述べた。それでは、同じような地質を持つ周辺の地域には同様な崩落の事例はあるのだろうか？

そのような大規模崩落事象として、豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)により指摘された、豊浜(湯内)漁港の例がある(第9図)。崩落の時期は不明であるが、1960年以前であるとされている(豊浜トンネル崩落事故調査委員会, 1996)。

崩落剥離面はN20°W 82°W-90°。全体としてはほぼ垂直であるが、ややオーバーハングしている部分がある。崩落箇所周辺には剥離面と同じ方向性を持つ割れ目・節理が観察される(第9図b)。この面の方向は、前述した広域リニアメントとは必ずしも一致しないが、強いて言うと、リニアメントIに近い。なお、豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)による地形判読では、湯内川上流部に同方向の連続性の比較的良好リニアメントがいくつか認められている。

崩落岩体は向かって右からA・B・Cの3岩体が認識され、その順に岩体規模が小さくなる。C岩体は破片化の程度がかなり大きい。A岩体は、現在観察される限りではほぼ原形を保っており、剥離面に沿ってほぼ垂直に落下したものである。この落下距離は、現地形面と

A岩体の頂部との落差(第9図a)から10-15m程度であると見積もられるので、ほぼ原形を保っているA(・B)岩体の下部(下位)が崩落時点でのどのような状態にあったのか興味深い。現在は漁港工事等による改変で不明であるが、①もともと大規模なオーバーハングを形成していた、②座屈一破片化し失われた、の二つの可能性が考えられる。しかしいずれにせよ、水平方向にかなりの厚みのある(第9図b)A岩体の下部に、それと同じ厚みの岩盤が10-15mにわたって存在していたとは考えにくく、岩体下部に海食等によるオーバーハング地形が存在していた可能性が高い。

このように、豊浜(湯内)漁港の崩落事例は、豊浜トンネルのそれと、少なくとも形態的には(剥離面の方向を除いて)非常に良く類似したものと言える。このような崩落事例が事故現場のごく近傍に存在するということは、同様な地質条件を備えた斜面における崩落の危険性や頻度の見積もりに関して大きな示唆を与えるものであろう。

### まとめ

1996年2月10日の豊浜トンネル崩落事故から私達地質研究者に与えられた課題は、はじめに述べたように、事故原因の究明とそれを基礎とした同様な悲劇の再発防止への提言であろう。豊浜トンネル崩落事故調査委員会(1996)の調査報告書では、事故の背景になつた地質学的要因に関して、必ずしも明確に述べられているとは言いがたい点もある。それはひとえに、このような岩盤崩落災害に対す

る地質学という学問体系の関りのレベルが、現時点だけって十分ではない事を表わしている。その要因として、ひとつには、多くの地質学研究者側の視点がそういう分野に及んでいない（いなかった）という状況があるだろう。また、地盤災害の危険性評価にあたって“地盤・岩盤”の中に内在する地質学的諸性質（層序・堆積相・構造変形、etc...）やその形成史の認識が civil engineering のテクノロジーの中でやや軽視される傾向があることも否めない。

このような点を重く受けとめ、市民生活に大きな影響を与える地盤災害の原因究明と再発防止に地質学が大きな役割を果たすこと期待したい。

**謝辞** 北海道大学理学部地球惑星物質科学教室 渡辺暉夫博士・箕浦名知男博士には、野外調査に同行していただくと共に、いくつかの点について有意義な議論をしていただいた。北海道開発コンサルタント㈱ 高橋輝明氏には、本報告で触れた点に関して重要なご教示・ご議論をいただいた。上記の方々に記して謝意を表する。

## 引用文献

- 新エネルギー総合開発機構（1981）全国地熱資源総合調査（昭和56年度）レーダー画像解析調査「岩内」.
- 豊浜トンネル崩落事故調査委員会（1996）豊浜トンネル崩落事故調査報告書.
- Yamagishi, H. (1981) Geology of the Shakotan Peninsula, Hokkaido, Japan. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, no.52, 1-29.
- 山岸宏光（1996）ハイアロクラサイトと岩盤崩落. 北海道地区自然科学資料センター報告, 11, 9-23.
- 山岸宏光・渡辺 寧（1986）西南北海道における新生代後期の応力場の変遷—地質断層、岩脈、鉱脈および活断層の検討—. 地団研専報, No.31, 321-331.