

ハイアロクラサイトと岩盤崩落

Hyaloclastite and giant rockfall

北海道立地下資源調査所

山岸 宏光

Geological Survey of Hokkaido

Hiromitsu YAMAGISHI

Abstract

On Feb 10, 1996, a giant rockfall crushed Toyohama tunnel. A bus with 19 people and a car with a driver, passing through the tunnel at 8:10 in the morning, were crushed by the rockfall.

In order to clarify the cause of the rockfall, the following points are geologically important.

1) The sea cliff of the Toyohama Beach is composed of Neogene pyroxene andesitic hyaloclastites and reworked hyaloclastites. The giant rockfall scarp consists of the following three beds ; the upper, middle and lower bed. The upper bed is parallel laminated reworked hyaloclastites interbedded with sandstone. The middle bed is foreset-bedded hyaloclastites. The lower bed is parallel laminated hyaloclastites. Both of the upper and lower bed are distal sediments lack in fine-grained materials. The middle bed is high density mass flows, such as debris flow, hence it is unsorted proximal sediments rich in fine-grained materials. Therefore, both of the upper and lower bed maybe show high permeability and weakness against erosion. Whereas, the middle bed shows low permeability and probably resistance against erosion.

2) The boundaries between the upper, middle and lower bed, show remarkable discontinuity due to difference in sedimentation mode. Namely, the boundaries are regarded as a kind of “unconformity”. Parallel and vertical joints on the cliff plane are recognized. They maybe correspond to lineaments of NE and NW directions, respectively. Along the boundaries between the three beds and along the joints are water penetrating as evidenced by hanging of icicles from them in winter. Water penetration easily precedes weathering.

3) The fact that top margin of the rockfall scarp is weathered, and that a joint penetrated as

shown on the righthand-side scarp, suggest that the giant rockfall occurred probably along the joints which existed already on the sea cliff.

キーワード：ハイアロクラサイト，不連続面，リニヤメント，亀裂

1. まえがき

1996年2月10日朝8時10分ころ、積丹半島の東海岸の古平町豊浜で、高さ47.5m、幅22.9mの岩盤が国道229号線のトンネル上に崩落した（Figs. 1, 2）。後の証言によると、トンネル上には大きな岩盤がのしかかり、重さに耐えきれなくなつて20～30分後にトンネルを押しつぶしたらしい。ちょうど、通りかかった北海道中央バス1台と後続の乗用車1台が下敷きになつた。バスに乗っていた運転手1名、乗客18名、および乗用車の運転手1名が犠牲となつた。

筆者は長年積丹半島の地質調査に従事し、とくにこの付近の新第三紀海底火山噴出物である“ハイアロクラサイト”の命名者であることから、北大の研究グループの一員として調査に参加した。本文はその中間的な概要の報告である。

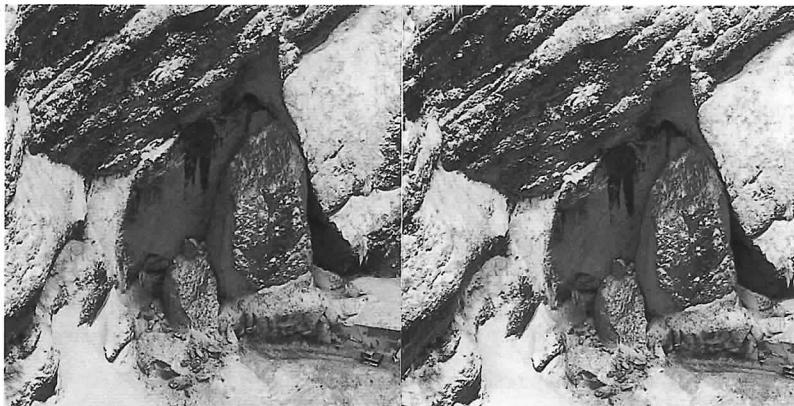


Fig. 1. 豊浜岩盤崩落斜め実体写真
(シン技術コンサル(株)1996年2月11日午前10時撮影)。

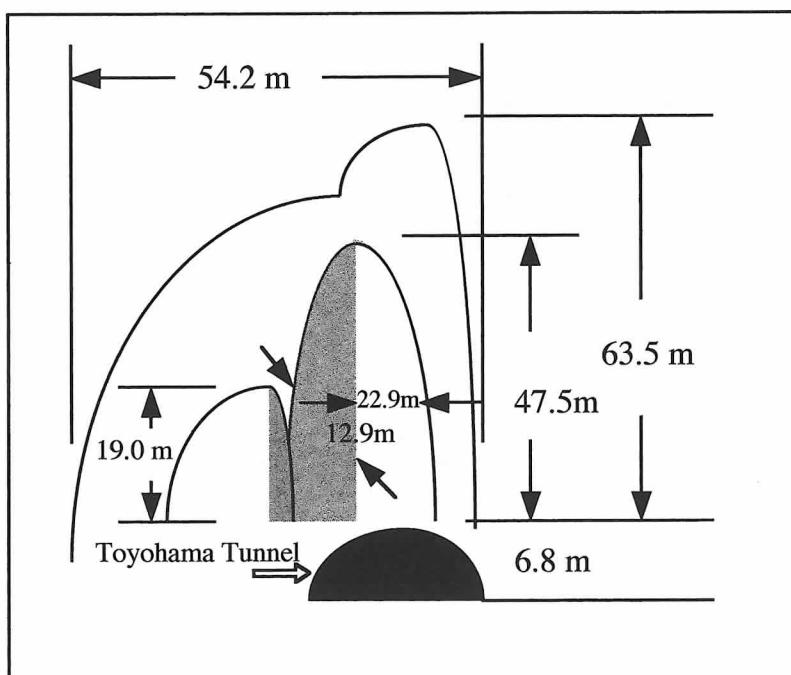


Fig. 2. Fig. 1 から測定した岩盤崩落の規模。

2. 積丹半島の地質概要

東北日本弧の北端にあたる積丹半島は、先第三紀の基盤岩を不整合におおって、火碎岩を主とする新第三紀層が広く分布している。それらは下位から上位へ、茅沼累層、吉平川累層、泊累層、尾根内累層、余別累層、トーマル川累層および野塚累層などからなっている (Fig. 3 ; Yamagishi, 1981)。これらはいずれも流紋岩質から玄武岩質までの火碎岩を主としているが、安山岩質のものが多い。これらの地層のうち、茅沼累層は流紋岩質の溶岩や溶結凝灰岩からなる陸成の火山岩であるが、その他の火碎岩類はハイアロクラサイトや水中軽石流、およびそれらの二次堆積物などの海底火山活動の産物である。これらの海成層の堆積したベーゼンは積丹半島の骨格を形成した背斜軸の両翼およびその北端に発展した。つまり、日本海が開いた15 Ma頃に、訓縫期に属する泊累層と吉平川累層がこの背斜軸の両翼に陥没によって形成されたベーゼンに堆積した。前者は半島の南西部に、後者は北東部に広がった。いずれも、貫入岩によるドーム構造、半ドーム構造をともなっている。八雲期の尾根内累層は、背斜軸の同じく両翼に広がるとともに北端にも広がった。この尾根内累層のベーゼンの西部では基盤の隆起にともなうドーム構造が形成され、その東部では玄武岩の岩脈やシルの貫入によって小規模な南北方向の背斜軸が形成されている。黒松内期の余別層と瀬棚期の野塚層は積丹半島の北部海岸に

限られるが、黒松内期のトーマル川累層は背斜軸を横切って積丹半島の内陸部に広がった (Yamagishi, 1981)。

積丹半島を含む渡島半島全体は15 Ma以降は東西方向の伸張場のテクトニクスにおかれていったため、述べた新第三紀層の火山活動はこの影響をうけている。すなわち、南北方向に近い割れ目噴火で特徴づけられる。(山岸・渡辺, 1986)。その場合、忍路半島で見られるように (Yamagishi, 1982), Feeder dyke の両側にはお互いに共役な正断層が発達する。また、数 Ma 以降には渡島半島全体は東西方向の圧縮場のテクトニクスに変わったために、東西方向の岩脈、鉱脈、活断層(逆断層性で南北方向)や小断層などの割れ目が発達するようになったと考えられる(山岸・渡辺, 1986)。

3. 古平豊浜トンネル付近の地質とハイアロクラスタイト・リニヤメント

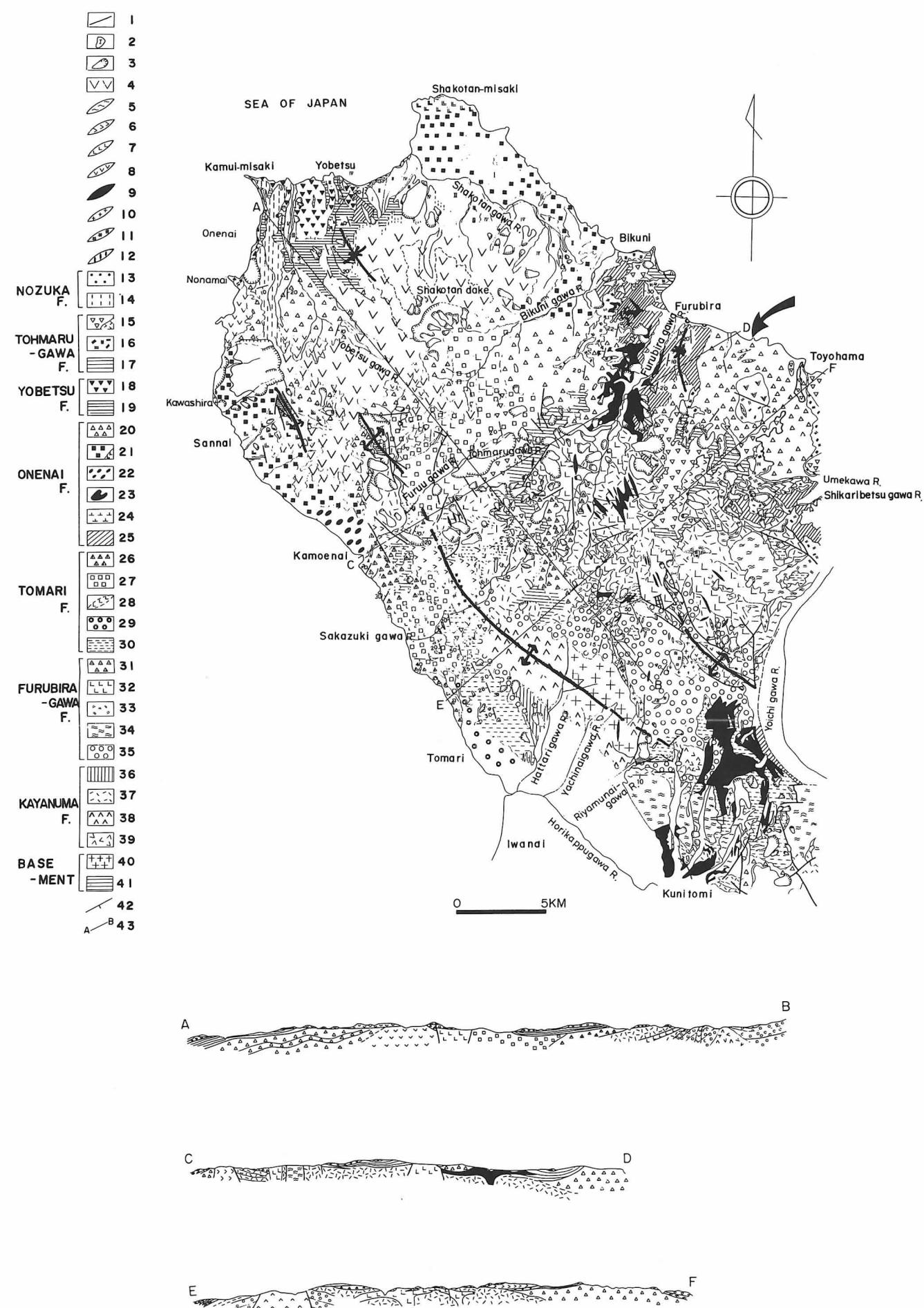
余市町から古平町へ通ずる国道229号線、特に、余市町から古平町へと向かうと、出足平峠をこえて再び日本海に出る海岸の崖には、下位にトーマル川累層の角閃石石英安山岩質ハイアロクラスタイトとその岩脈群、上位には尾根内累層の輝石安山岩質ハイアロクラスタイトとその二次堆積物が分布する。その両者の間には白岩海岸にみられるような流紋岩質凝灰岩がはさまれる。豊浜トンネル付近は、この尾根内累層の輝石安山岩質ハイアロクラスタイトとその二次堆積物が高さ150mの急な海食崖を構成している。また、崖にはいくつかの垂直に近い割れ目が発達している。これらの割れ目は、基本的には、述べた東西圧縮による共役な横ずれ断層と重力的な sheeting joint の可能性がある。

この付近の空中写真 (CHO-76-4, C-25~28; 国土地理院1976年撮影) によると、NW系およびNE系の2方向のリニアメントがみとめられる。(Fig. 4)。豊浜トンネル古平側付近の崖に見える垂直に近い割れ目はNW系のリニアメントに、また、崖面そのものは、NE系のリニアメントに近いようである。

4. ハイアロクラスタイトの定義

本文で説明するハイアロクラスタイト(日本語名:水冷破碎岩)とは、溶岩や岩脈が水冷により脆性破壊 (cooling contraction granulation; Kokelaar, 1986) した火碎岩の一種である。この言葉は最初は Rittmann (1962) により、“成長する pillow のガラス質の皮が剥離した”細粒破片と定義された。その後、Pichler (1965) は、珪質の水中溶岩ドームの表面が水冷破碎した産物にも acid hyaloclastite という言葉を使用し、Yamagishi (1979) はあらゆる化学組成のマグマの水冷破碎物に hyaloclastite を適用することを提唱した。さらに Yamagishi (1979) は

Fig. 3. 積丹半島の地質図 (Yamagishi, 1981)。矢印は岩盤崩落の位置を示す。



1. Fault, 2. Terrace deposits (Figures show the order of height), 3. Landslide deposits,
 4. Pleistocene lava, 5. Rhyolitic dyke, 6. Dacitic dyke, 7. Hornblende dacitic dyke,
 8. Pyroxene andesitic dyke, 9. Basaltic dyke, 10. Granodiorite-porphyry, 11. Granodiorite, 12. Gabbro,
 13. Pyroxene andesitic lava, 14. Sandstone, volcanic conglomerate and hyaloclastite,
 15. Hornblende dacitic hyaloclastite with feeder dykes, 16. Rhyolitic pumice tuff, 17. Siltstone and shale,
 18. Hornblende andesitic hyaloclastite, 19. Siltstone, 20. Pyroxene andesitic hyaloclastite,
 21. Hornblende andesitic hyaloclastite with altered massive lava,
 22. Hornblende andesitic epiclastic volcanic rock, 23. Basaltic sill, 24. Rhyolitic lava, 25. Sandstone
 26. Hypersthene augite andesitic hyaloclastite with feeder dykes,
 27. Altered hornblende andesitic hyaloclastite with feeder dykes,
 28. Altered hornblende andesitic feeder dykes, 29. Volcanic conglomerate, 30. Sandstone and shale,
 31. Pyroxene andesitic hyaloclastite, 32. Altered andesitic lava(A), 33. Rhyolitic pumice tuff, 34. Dacitic lava,
 35. Conglomerate, 36. Coal-bearing shale, 37. Rhyolitic pumice tuff and tuff breccia,
 38. Rhyolitic welded tuff, 39. Altered andesitic lava(B), 40. Granite,
 41. Black slate, chert and metamorphic rock, 42. Dip and strike, 43. Cross section line

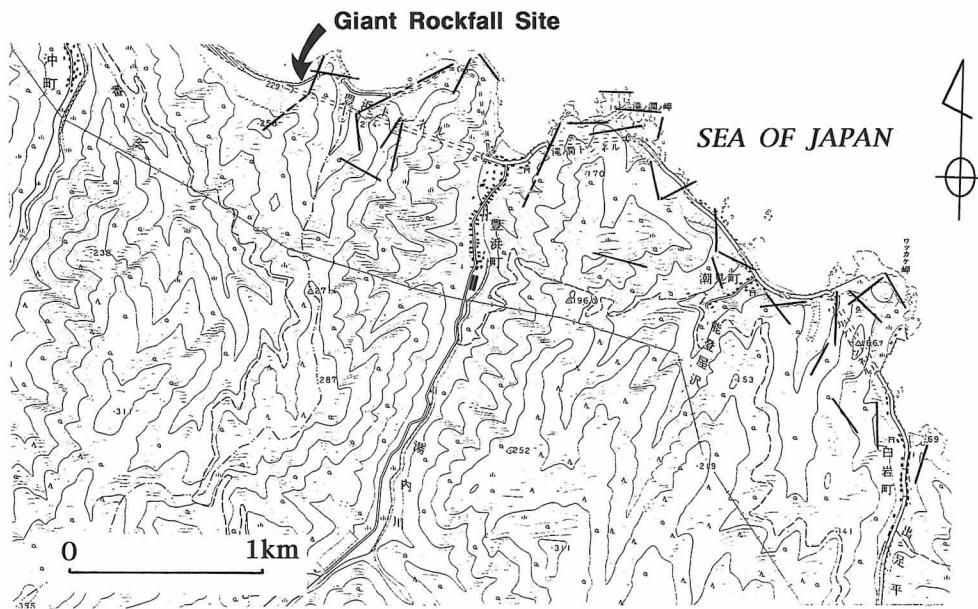
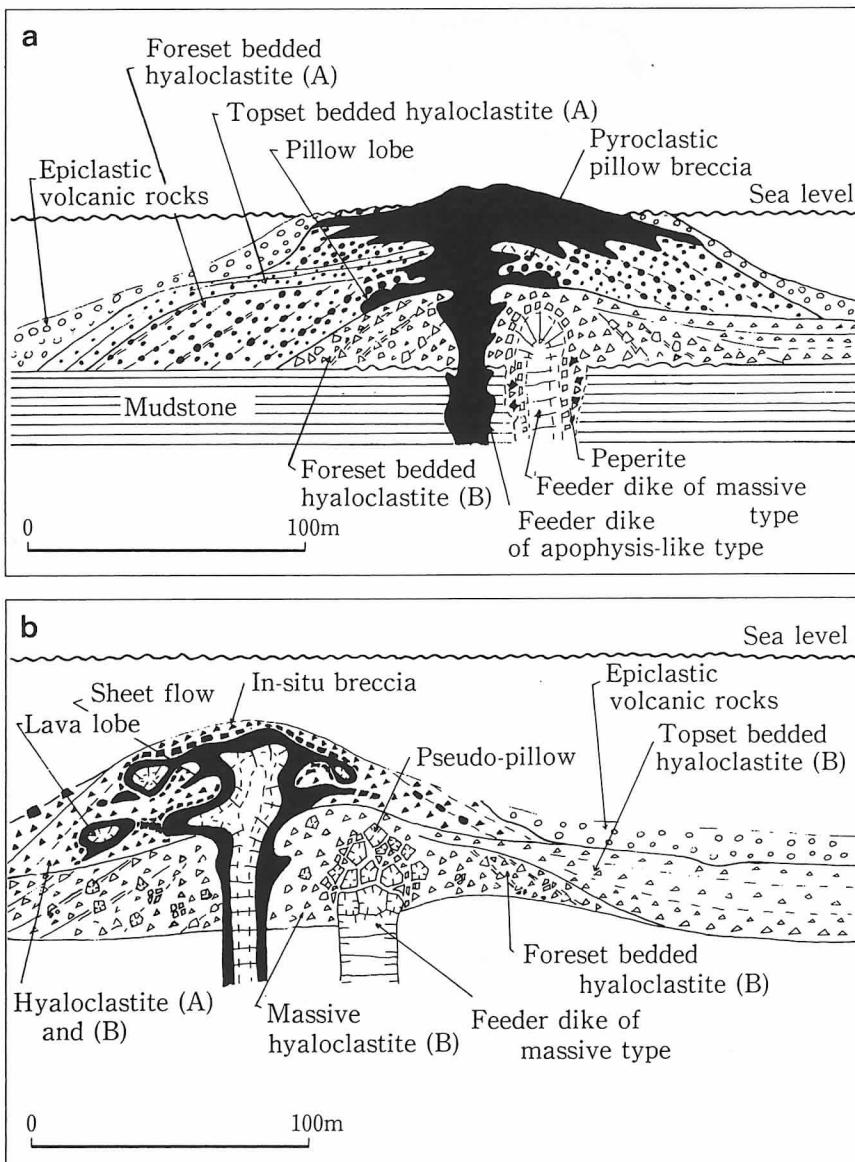


Fig. 4. 空中写真 (CHO - 76 - 4 ; 1 : 15,000) の判読による、豊浜トンネル付近のリニアメント図。

ハイアロクラサイトには(A)と(B)の二つのタイプがあることを指摘した。(A)タイプはピロー (concentric pillow, pillow lobeなどの破片) を含むハイアロクラサイトで, broken pillow breccia (Carlisle, 1963), pillow fragment breccia (Yamagishi, 1991) と同意語であり, 玄武岩質一輝石安岩質に多い。(B)タイプは粘性の高い溶岩や岩脈の水冷破碎による同質の角礫岩片のみからなるもので, にせピロー (pseudo-pillow) や lava lobe を含むことがあり, 輝石安山岩一流紋岩質に多い。このタイプは angular fragment breccia (Yamagishi, 1991) とも呼ばれる。ハイアロクラサイトは溶岩やフィーダーダイク (feeder dyke) を必ずともなうが, 多くはこの噴出源からすぐに avalanche や debris flow として流動してしまい, 斜面堆積物として認識される (Fig. 5)。

5. ハイアロクラサイトの岩盤崩落

崩落の翌日撮影された斜め空中写真 (シン技術コンサル(株)による) によると, 豊浜トンネル岩盤崩落の向かって左側の部分は崩落物が底部に完全に落下しているが, 右側では大岩盤とそれによりそようように小岩盤が見えている (Figs. 1, 2)。この写真からおおよその規模を測定する (シン技術コンサル(株)による) と, 最高の高さ (トンネル屋根から) が 63.5 m, 崩落幅 54.2 m, 大岩盤の高さ 47.5 m, 幅 22.9 m, 中間部分の厚さ 12.9 m, 小岩盤の高さは 19.0 m であつ



水中溶岩、フィダーダイク、ハイアロクラスタイトからなる海山の断面モデル。a: 玄武岩質—安山岩質の海山でピローロープやハイアロクラスタイト(A) (pillow fragment breccia), 同(B) (angular fragment breccia)などからなる。フィダーダイクには岩枝状、マシブ状がある。これらが軟泥中に貫入すると peperite ができる。b: 安山岩質—珪質の海山でラバーロープやニセピローを含むハイアロクラスタイト(B)などからなる。

Fig. 5. ハイアロクラスタイトを形成する海底火山のモデル (山岸, 1994)。

た (Fig. 2)。岩盤崩落は全体の高さ150mの海食崖の中腹の比高75m付近から発生した。

この付近の地質は新第三紀中新世尾根内累層の安山岩質ハイアロクラスタイト(B)タイプとその二次堆積物からなる。全体の構造は積丹半島の方向に NW – SE 方向の背斜軸をもち、東側に緩く傾く傾向があるが、海底火山の斜面堆積物であるため、この崖全体はむしろ、 foreset bed であり、上部ほどゆるくなる特徴を示す。

岩盤崩落付近の地質構成は主に上中下の3層に区分できる (Fig. 6)。上部層は全体として 70m の厚さがあり、輝石安山岩質の同質角礫を主体とし砂岩を頻繁に挟む。一枚のユニットが数10cmの平行葉理が発達する reworked hyaloclastite (再堆積した水冷破碎岩) である。比較的淘汰がよく細粒部が少ない distal な deposits と考えられる。傾斜は海側 (東側) に10~20度傾いている。下部層は見えているところで厚さは30m位あり、同じく輝石安山岩質の角礫層であるが砂岩は挟まない。一枚のユニット (厚さ数10cm) の平行葉理の発達する reworked hyaloclastite である。傾斜は海側 (東側) に10~20度傾いている。

これらの上部層と下部層に挟まれた中部層は厚さ20m位であり、輝石安山岩質の同質角礫を主体とする proximal deposits であり、上下の境界面に斜交して約30度東傾斜の厚さ 2 – 10m のユニットが 3 枚認められる。3枚のうちの最下位のユニット (Fig. 6 の C ; 崩落面に見える) は clast support で正常級化構造をしめすが、山側 (西側) に追跡すると、その下位にはさらに、逆級化構造のユニットが少なくとも 2 枚現れる。その上位の中間のユニット (Fig. 6 の B) はマッシブで、径数10cmの角礫がアランダムに散在する matrix support で淘汰のわるい岩相である。基質部が多く、細かい粒子と粗い粒子がコンパクトに組み合っている。しかし、海側 (東側) へ追跡すると、厚さ 2 m の逆級化構造の clast support を示す 2 枚のユニットに移化する。最上部のユニット (Fig. 6 の A) は崩落面の西端付近で厚さ 5 m で全体に逆級化構造であるが、海側へ追跡すると clast support の岩相に移化する。最大径50cmに達する安山岩質の small lava lobe (Fig. 7) とよぶ橢円体のブロックや角礫を含む角礫層である。なお、この最上部ユニットの上位には薄い砂質岩層のレンズを挟んでいる。これは中部層を形成した海底火山活動の終止期を示し、海底火山の周りに浮遊する砂などが traction current により堆積したものであろう。

つまり、中部層は foreset bed を示す hyaloclastite であり subaqueous debris flow の流動堆積様式を示す。この中部層を陸側 (東側) へ追跡すると放射状節理を示すフィダーダイク (Fig. 8) の先端に連続する。このダイクの中心部は橢円形 (高さ20m, 幅10m位) で放射状節理の発達する lava lobe となっている。その左側は黒っぽいガラス帶 (黒曜石帶) でその先端は炎のように突きだしている。その右上は内部の橢円形ロープから角礫化が進んでいるように見える。つまり、中部層 (foreset bed を示すハイアロクラスタイト層) は崖の右側のフィダーダイクにつながるので、ダイクを併せて一つの海底火山の断面をしめしている。(山岸, 1994)。つまり、Fig. 5 b の左の lava lobe をともなう Feeder dyke の特徴を示している。岩質は顕微鏡で観察する限り輝石安山岩であるが、ガラス基流晶質を示し、水冷破碎の一つの証拠である

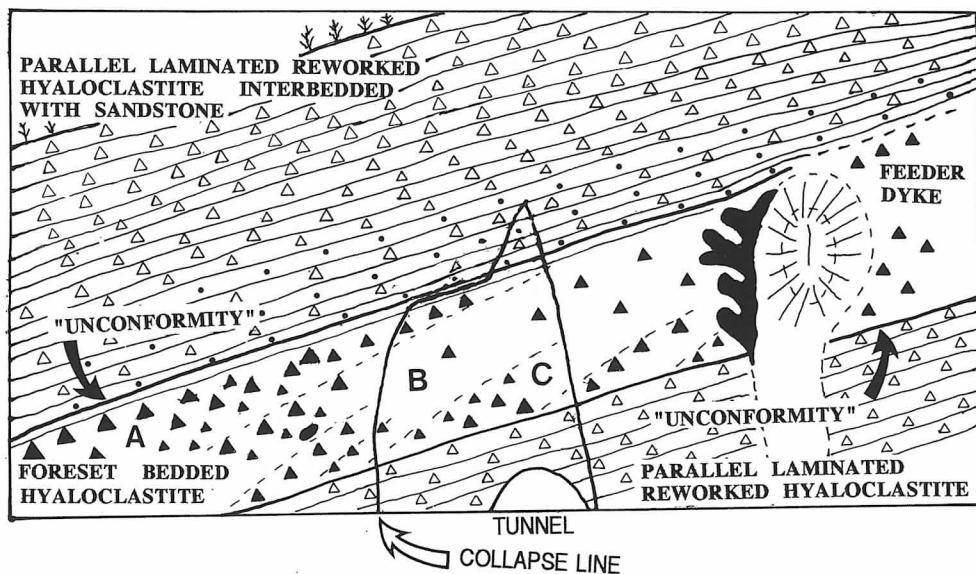


Fig. 6. 岩盤崩落の発生した崖の地質スケッチ。上部層、中部層、下部層の三層にわかれ、中部層はさらに、海側に傾斜した計7枚のユニット（subaqueous debris flow）が識別できる。上部層と中部層の境界から崩落が発生した。

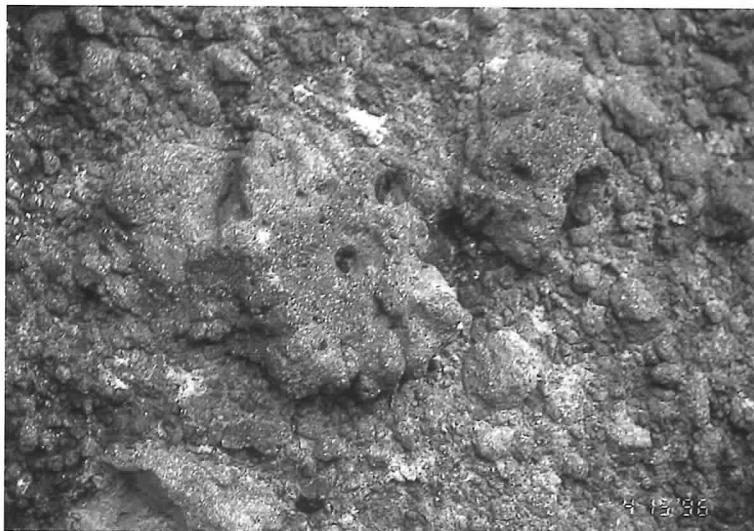


Fig. 7. ハイアロクラサイト中にみられる small lava lobe。真ん中に開いている穴は hollow とよばれ、ガスの濃集による気泡の一種であろう。



Fig. 8. 放射状節理を示す feeder dyke of lava lobe type。

パーライト構造や jig-saw 構造を示す破片や破碎された班晶が認められる。

したがって、上部層・下部層と中部層とは堆積様式がことなり、それに基本的には起因した異なった岩相を示している。上部層・下部層は透水性が高い可能性があり、もろく侵食されやすいが、中部層は透水性も低く硬く侵食されにくい傾向がうかがえる。また、上部層と中部層の間、中部層と下部層の間はいわば“不整合”ともいえるような堆積ギャップである。したがって、これらの不連続面には地下水が入り込みやすく、風化侵食が進みやすいであろう。

岩盤崩落崖の頂部は、この上部層と中部層（ハイアロクラスタイト層）の境界部にほぼ等しい。また、崩落崖そのものを見ると、上部層と中部層との境界部、中部層と下部層との境界部からつららが下がっていることから、地下水の湧水が認められる（Fig. 9）。この付近はアイヌ語でチャラツナイ（水のしたたる所）とされる所以であろう。つまり、これらの3層それぞれの境界をはじめ、上部層の内部、フィダーダイクとまわりのハイアロクラスタイトとの境界などの所々からつららが垂れ下がっていることから、地下水の通りやすい不連続面が多いことを示唆する。さらに、トンネルをはなれて周辺の状況をみると、大小のくぼみや穴が地層の境界部に時折見られ、それらからも湧水と土砂が吹き出したパイピング現象の跡のようなものも

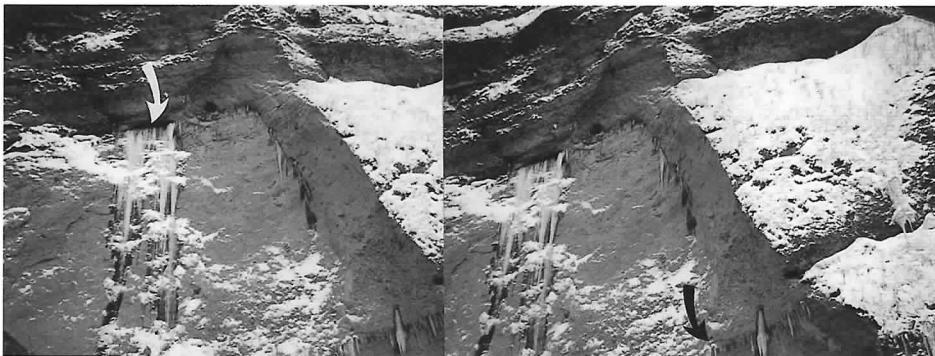


Fig. 9. 豊浜岩盤崩落の実体写真。矢印は上部層、中部層（ハイアロクラサイト層）、下部層とのそれぞれの境界部を示す。つららが下がっていることに注意。

見える。

また、崩落崖頂部のある範囲が赤茶けており、割れ目にそう酸化を示唆している。また、崩落崖と右側端崖との境界に、崩落崖に平行なつららのさがっている割れ目がみえることから、崩落崖上部にはもともとの割れ目の存在の可能性があり、それは崩落崖に平行なNE系のリニヤメントに一致するかもしれない。また、旧道より海側の崖では、幅の狭い崖ではsheeting joint らしき正断層的割れ目も見られる。

6. まとめ

1996年2月10日の積丹半島古平町豊浜トンネル岩盤崩落をおこした付近の崖を地質学的に検討すると、以下の点が指摘できる。

1) 崩落の発生した崖は新第三紀のフィダーダイクから連続するハイアロクラサイト（水冷破碎岩）とその二次堆積物からなる。崩落崖付近は平行葉理のある二次堆積物からなる上部層、foreset bed をなす数枚のハイアロクラサイトからなる中部層、二次堆積物からなる下部層に区分される。上部層と下部層は比較的細粒部は少なくやや淘汰がよく、ややもろい岩石であるが、崩落箇所での中部層は噴出源に近く淘汰が悪く、細粒部と粗粒部とが密に組みあったコンパクトな岩石である。したがって、上部層と下部層は透水性高く、侵食されやすいが、中部層は侵食されにくく透水性も低い可能性がある。

2) 崩落崖の頂部は上部層と中部層との境界部に一致する。それは、この境界部が堆積ギャップを示す“不整合面”ともいえる不連続面であり、地下水を通しやすい空隙を形成した。この崩落以外の各所でもその不連続面から小さい崩落が過去に発生していること、さらに、旧道付近では、中部層と下部層との境界部付近でも、地下水の突出によるらしい空洞の見られることがある。

3) 豊浜海岸には、NE系とNW系の二系統のリニヤメントが発達する。崩落をおこした崖面はNE系のリニヤメントに一致し、崖に見られる縦の亀裂はNW系のリニヤメントに一致するらしい。崩落崖頂部からつららが下がり、ある範囲がやや酸化していること、および右側端の亀裂からつららが垂れ下がっていることから、崖に平行な亀裂（NE系）がすでに存在し、上方からそれに沿って地下水が入り込み風化が進行していたのであろう。

つまり、この崩落を地質学的にみると、以上のべた異なった岩相間の“不整合面”などの不連続面の存在、リニヤメントに平行な既存の亀裂の存在、不連続面を流れる地下水の存在の3つの要素がポイントになるであろう。Hencher (1987) は、斜面における岩石や地層の間の不連続性には tectonic joints, faults, sheeting joints, lithological boundaries の4つがあるとしている (Table 1)。のべたように、今回の岩盤崩落の場合は、地層間の lithological boundary とそれを切る joints が重要である。そのうち、joint は tectonic joints あるいは faults が主であろうが、sheeting joints らしきものもみとめられるので、これらと lineament に反映される前二者との区別も重要であろう。また、豊浜海岸の崖では、厳冬期のつららの発達にみられるように、地下水の湧出するくぼみ（小さな崩落などによるらしい）が多い。Hencher (1987) の指摘するように、異なる岩相間の不連続面に入る地下水は、硬い物質の軟化、間隙水圧の発生、パイピング侵食などを誘発しやすいのである。

文 献

- Carlisle, D., 1963 : Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. Jour. Geol., v. 7, 48–71.
- Hencher, S. R., 1987 : The implications of joints and structures for slope stability. In : Anderson, M. G. and Richards, K. S (eds) Slope stability-geotechnical engineering and geomorphology-, John Wiley & Sons. 145–186.
- Kokelaar, B. P., 1986 : Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., v. 48, 275–289.
- Pichler, H., 1965 : Acid hyaloclastites. Bull. Volcanol., v. 28, 293–310.
- Rittmann, A., 1962 : Volcanoes and their activity. John Wiley & Sons, New York. 305p.
- Yamagishi, H., 1979 : Classification and features of subaqueous volcaniclastic rocks of Neogene age in Southwest Hokkaido, Japan. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, No. 51, 1–10.
- Yamagishi, H., 1981 : Geology of the Shakotan Peninsula, Hokkaido, Japan. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, no. 52, 1–29.
- Yamagishi, H., 1982 : Miocene subaqueous volcaniclastic rocks of the Oshoro Peninsula, Southwest Hokkaido, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 88, 19–29.
- Yamagishi, H., 1991 : Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene sub-

Table 1. あらゆる岩石に共通する不連続性の地質工学的分類 (Hencher, S. R., 1987)。

Discontinuity Type	Physical Characteristics	Geotechnical Aspects	Comments
Tectonic joints	Persistent fractures resulting from tectonic stresses. Joints often occur as related groups or 'sets'. Joint systems of conjugate sets may be explained in terms of regional stress fields.	Tectonic joints are classified as 'shear' or 'tensile' according to probable origin. Shear joints are often less rough than tensile joints. Joints may die out laterally resulting in impersistence and high strength.	May only be extrapolated confidently where systematic and where the geological origin is understood.
Faults	Fractures along which displacement has occurred. Any scale from millimetres to hundreds of kilometres. Often associated with zones of sheared rock.	Often low shear strength particularly where slickensided or containing gouge. May be associated with high groundwater flow or act as barriers to flow. Deep zones of weathering may occur along faults. Recent faults may be seismically active.	Mappable, especially where rocks either side can be matched. Major faults often recognized as photo lineations due to localized erosion.
Sheeting joints	Rough, often widely spaced fractures; parallel to the ground surface; formed under tension as a result of unloading.	May be persistent over tens of metres. Commonly adverse (parallel to slopes). Weathering concentrated along them in otherwise good quality rock.	Readily identified due to individuality and relationship with topography.
Lithological boundaries	Boundaries between different rock types. May be of any angle, shape, and complexity according to geological history.	Often mark distinct changes in engineering properties such as strength, permeability and degree and style of jointing. Commonly form barriers to groundwater flow.	Mappable allowing interpolation and extrapolation providing the geological history is understood.

marine coherent lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido, Japan. Sed. Geol., v. 72,
5–23.

山岸宏光, 1994 : 水中火山岩. 北大図書刊行会. 195 P.

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, 31号, 321—331.