鮮新世溶岩台地縁辺の地すべり地形：手稲山山体崩壊と天狗岳地すべり*

Landslides around the Pliocene lava plateau in west Hokkaido: catastrophical rockslide avalanche at Mt. Teine and landslide at Mt. Tengudake

宮坂省吾¹ 山崎 茜²
岡村 聡³ 英 弘⁴
石井正之⁴ 小坂橋重一⁴

Seigo Miyasaka¹, Akane Yamazaki²
Satoshi Okamura³, Hiroshi Hanabusa⁴
Masayuki Ishii⁴
and Shigekazu Koitabashi⁴

概 要

札幌市の西に広がる後志火山性台地は、中新世後半から更新世にかけて形成された溶岩台地で、平坦面溶岩が広く分布しその火山原面が残されている。また、活発な火山活動は変質作用を伴い、多くの金属資源が開発されてきた。

これらの地質要因を背景とする大規模地すべりを含む地すべり地形が広く分布し、時には自然災害としてあるいは開発行為を契機に地すべり活動が発生している。

この見学コースでは、地質時代に発生した山体崩壊と岩屑なだれ堆積物、周氷河斜面堆積物を母材とした地すべりを観察する。

受付：2007年 6 月21日

受理：2007年 7 月23日

* 日本地質学会第114年学術大会（2007年・札幌）

見学旅行（B班）案内書

1. 株式会社アイビー
Intelligent Partner for Geology Co. Ltd.
Tonden 5-7-1-60, Kita-ku, Sapporo 002-0855, Japan
2. 北海道リコー株式会社
Hokkaido Ricoh Co. Ltd.
Kita 7, Nishi 4, Kita-ku, Sapporo 060-0807, Japan
3. 北海道教育大札幌校
Sapporo Campus, Hokkaido Education University
Ainosato 5-3-1, Kita-ku, Sapporo 002-8502, Japan
4. 明治コンサルタント株式会社
Meiji Consultants Co. Ltd.
13, Minami 7, Nishi 1, Chuo-ku, Sapporo 064-0807, Japan

Corresponding author: Seigo Miyasaka

E-mail: galant@cronos.ocn.ne.jp

Key Words

手稲山, 天狗岳, 新第三系, 手稲山溶岩, 周氷河斜面堆積物, 山体崩壊, 岩屑なだれ, 地すべり

Mt. Teine, Mt. Tengudake, Neogene system, Teineyama lava, periglacial slope deposit, sector-collapse, debris avalanche, landslide

地形図

1:25,000 「手稲山」「銭函」「張碓」

見学コース

札幌（北海道大学総合博物館前）→前田森林公園→手稲山山頂→手稲橋→国道393号毛無山付近→道道小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり→北大

見学地点

Stop 1 (43°08'41"N, 141°15'29"E) 石狩平野から手稲山山体崩壊, 岩屑なだれ地形を望む

Stop 2 (43°04'35"N, 141°11'41"E) 手稲山山頂から岩屑なだれ地形を見下ろす

Stop 3 (Stop 3 a : 43°05'06"N, 141°12'05"E, Stop 3 b : 43°06'23"N, 141°12'40"E, Stop 3 c : 43°06'29"N, 141°13'09"E)

岩屑なだれ堆積物の露頭観察

Stop 4 (43°07'15"N, 141°00'38"E) 溶岩台地縁辺の地すべり地形を遠望する

Stop 5 (43°06'42"N, 141°02'07"E) 地すべりの微地形・堆積物を観察する

によって層序区分・形成年代に関する新たな知見が得られた（渡辺・渡辺，1992；金属鉱業事業団，1994；八幡ほか，2000など）。杉本（1953）は，下位から新第三紀中新世の手稲層（緑色凝灰岩，安山岩質集塊岩）および張碓層群烏帽子岳安山岩質集塊岩層，新第三紀末～第四紀？の奥手稲山溶岩，第四紀初頭の手稲山火山噴出物（安山岩質の火砕岩や溶岩）から構成されたとした。石田・曾屋（1980）は，手稲層・烏帽子岳安山岩質集塊岩層をそれぞれ小樽内川層・夕日沢層に対比される中部中新統，奥手稲山溶岩を上部中新統朝里層群とし，これらを鮮新世の西野層（石英安山岩質火山角礫岩）・更新世火山岩類（手稲山火山噴出物）が覆うとした。その後のK-Ar年代測定により，手稲山火山噴出物の主体を占める手稲山溶岩は3.7 Ma（Watanabe，1990），奥手稲山溶岩は4.7Ma（広瀬ほか，2000）という年代値が得られ，これらの平坦面溶岩が鮮新世前期～中頃であることが明らかになった。また，八幡ほか（2000）は，小樽南部地域の新第三系層序の検討結果に基づいて，定山溪地域の小樽内川層を中部中新統，夕日沢層を上部中新統の下部とした。

以上の諸研究をもとに本稿では，下位から中期中新世の小樽内川層，後期中新世の夕日沢層および朝里層群，鮮新世前期の西野層，鮮新世中期の手稲山火山噴出物に区分した（第1図）。

溶岩台地縁辺の地すべり

後志火山性台地では，台地の上部を平坦面溶岩が覆い，その

下位に新第三紀の地層が広く分布している。このような硬質岩体の下位に軟弱な地層・岩石が分布する構造を，応用地質学用語ではキャップロック構造と呼ぶ（日本応用地質学会，1999）。キャップロック構造に起因する地すべりの原因として，キャップロックとなる岩体の節理や割れ目に貯留する地下水が下位の岩体や地層に供給されて滑動することが考えられている（藤田，2004b）。

後志火山性台地では，平坦面溶岩を形成した安山岩質複成火山に伴われる熱水系は数～10kmと規模が大きく（渡辺，2002），その変質鉱物の特性に従って地すべりの変動様式がコントロールされることが考えられる。とくに低硫化系熱水システムの場合，安山岩溶岩の下盤で酸性熱水による変質が拡がり，大規模なキャップロック型の地すべりを発生させる。また，平坦面溶岩の下位層は火山の中心から外側へ傾斜することがあり，このような流れ盤構造を持つ場合にも地すべりは大規模になると考えられる。

手稲山の山体崩壊

手稲山の山体崩壊では，鮮新世手稲山火山の山頂が切断され，主に手稲山溶岩と西野層が手稲山溶岩の基底あるいは西野層と小樽内川層の境界に形成されたすべり面で滑動し，岩屑なだれが発生した（宮坂ほか，2007）。この結果，手稲山溶岩は2～3 kmほど前進し，西野層の火山角礫岩からなる移動体はさらに遠方まで拡がり，地表で観察される規模は最大幅2 km・奥行き6.5 kmで，頭部崖の落差は約400 mという大規模な岩屑な

第2図 手稲山付近の地形分類（宮坂ほか，2007を一部修正，「数値地図25000（地図画像）札幌，札幌北部，手稲山，銭函」（国土地理院）を使用）

第3図 手稲山山体崩壊前後の地質断面（宮坂ほか, 2007を一部修正）

だれ地形（等価摩擦係数は $H/L=0.15$ ）が形成された（第2図）。

岩屑なだれ地形内部の微地形は、上部は分離丘を含む起伏に富む緩斜面、中腹は階段状地形、末端は流れ山（第3図B）、東側側部は溶岩ロープ状の地形（第2図）を特徴としている。分離丘は円形～長円形の小丘（長径200～500m、比高15～25m）で、分布域の延長は約2kmである。階段状地形は延長約400mの間に数段認められ、その規模は幅350～600m・奥行き30～120mで、谷（北）側が最大10～20mの落差で落ち込んでいる。頂面はいずれも平板状で、手稲山溶岩の火山原面を残しながら正断層状に滑落したものと考えられる。階段状地形の下方は不規則な起伏のある緩傾斜斜面が2～2.5kmほど続き、末端の札幌自動車道とJR函館本線の間に流れ山（長径50～200m）が分布している。最も典型的な溶岩ロープ状地形は階段状地形の脇から東北方向に伸びて分布し、幅100m前後・長さ約1kmの規模で両側に自然堤防状の高まりを持ち、末端は三樽別川に至る。

なお、山岸編（1993）は階段状地形の背後に分布する最大比高60～80mの急斜面を地すべりの頭部滑落崖と解釈しているが、この急崖は岩屑なだれ内部の二次滑落崖であり、ここから前面に副次崖としての階段状地形が形成されたと考えられる。

岩屑なだれ堆積物は、上半部では手稲山溶岩と西野層、中腹以下では西野層を主体として構成され（第3図B）、破碎割れ目（ジグソークラック）の発達した手稲山溶岩や西野層の火山角礫岩が露頭規模で観察される（第2図、Stop 3 bおよび3 c）。中腹の手稲橋付近では、軽川河床（標高約200m）に露出する不動岩盤（小樽内川層の変質凝灰角礫岩）の上位に西野層火山

角礫岩からなる岩屑なだれ堆積物が分布し、その層厚は最大で約30mと推定される。

岩屑なだれ堆積物周辺の地質構造は、5万分の1地質図幅「銭函」の地層分布から読み取ると、小樽内川層の上面は北へ 8° ・手稲山溶岩の基底は北東へ 6° の傾斜で、全体として北に緩く傾斜した流れ盤構造となっている。このため、崩壊の発生要因は流れ盤タイプの地質構造であると考えられ、想定されるすべり面は手稲山火山噴出物基底の弱固結の凝灰角礫岩あるいは西野層と小樽内川層の境界付近が考えられる。

手稲山付近に広く分布し層状に広がる硫黄・硫化鉄鉱床型変質帯は、主に小樽内川層に、一部は西野層にまで変質を与え、未変質の手稲山溶岩に覆われている（林, 2000）。この変質帯に含まれるスメクタイトー石英組み合わせの薄い粘土化帯は、三樽別川流域から手稲オリンピック一帯まで分布し、西野層と小樽内川層の境界付近に層状に形成されているので（林, 2000）、この変質粘土層がすべり面となっている可能性もある。

すべり面などに関する地質情報は少ないが、以上の点に地形的判断を加えて地質断面図を作成している（第2図）。断面図に示したように岩屑なだれ堆積物の厚さを仮定すると、その体積は約 $2.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ となり（宮坂ほか, 2007）、手稲山山体崩壊は「巨大崩壊」（藤田, 2004a）に相当することになる。

また、手稲山火山体の北部は岩屑なだれによって地形が改変された後に、滑落崖下においては山麓緩斜面の形成、岩屑なだれ地形末端では新たな侵食による短い一～二次谷の形成など、山体崩壊後の地形開析プロセスの一例を示しており、興味深い。

道道小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり

道道小樽定山溪線は昭和7年に小樽市朝里から定山溪温泉までの有料道路として開通し、戦時中の通行停止期間を経て昭和29年に北海道庁へ移管された。道路改良工事が昭和40年代から50年代はじめにかけて行われたが、朝里川温泉から朝里峠までは大小の地すべり地が連続し難工事が続いた。平成11年には峠寄りの地すべり地を回避する新ルートが開通し、冬季通行が可能となった。

第1ヘアピンと呼ばれる本地区は（第4図）、冬季通行に向

けて平成5年から地すべり調査が開始された。パイプ歪計による観測の結果、道道付近のみならず山側斜面でも地すべり変動が確認され、地すべり対策がとられることになった（道道小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり）。対策工法は、移動速度が緩慢であること、地すべり地が緩傾斜の集水地形を形成していることから、地下水を排除して地すべり滑動を抑制する集水井工が主に採用され、平成18年度までに18基の集水井が施工されている。これらの集水井からは融雪期に毎分5t前後の地下水が排水されている（北海道小樽土木現業所，2007）。

朝里川流域に分布する小樽内川層は主に安山岩質火山噴出物

第4図 小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり地の平面図（北海道小樽土木現業所，2007に基づいて作成）

第5図 小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり地の地質断面図（北海道小樽土木現業所，2007を改変）

からなり、西方の勝納川層（K-Ar年代9.8Ma；八幡ほか，2000）に連続する中～上部中新統で、これに後期中新世から鮮新世の珪長質岩類（石英斑岩，流紋岩など）が貫入し，変質を与えている（八幡ほか，2000）．変質は明ばん石を含む珪化帯－粘土化帯（高硫化系）を中心としたもので，明ばん石のK-Ar年代は8.8–6.7Maである（Watanabe and Ohta, 1999）．さらに，陸成の溶岩（石倉山安山岩：K-Ar年代5.5Ma，朝里岳火山噴出物：K-Ar年代7.5Ma，渡辺・渡辺，1992）がこれらを覆う．

道道小樽定山溪線第1ヘアピン付近では凝灰角礫岩，凝灰岩，泥岩からなる小樽内川層，珪長質岩類の貫入岩が分布し（第1図），山麓緩斜面堆積物や崖錐堆積物が表層を覆っている（第4図）．

地すべり地内のボーリング調査で確認された地質状況を以下に示す．不動岩盤は変質した小樽内川層（黒色泥岩層を挟む凝灰角礫岩層）で，走向はほぼ南北・傾斜は15°Wをなす．地すべり移動土塊は基質支持を示す礫質土層と礫支持を示す角礫層からなる．基質支持の礫質土層は礫径の大小により礫まじり粘性土と角礫まじり粘性土に区分され，地すべり地の上部から下部まで互層状に分布している（第5図）．礫支持角礫層は一部にのみ認められ，基質を含まない細中礫～巨礫からなり，礫径は上位に粗粒化する．地すべり移動体の層厚は一般に20～30m・最大40m弱に及び，幅120～200mである．移動体の末端は河床堆積物に載る（第5図）．

礫質土層および角礫層は緩斜面堆積物が地すべりとして移動したもので，角礫はごく一部に黒色泥岩礫が含まれるほかは，ほとんどが珪化変質を受けた流紋岩からなり，地すべり地背後のやせ尾根や隣接する天狗岳の珪長質岩類から供給されたものである．

見学地点

Stop 1 手稲前田森林公園

（手稲山山体崩壊，岩屑なだれ地形を見る）

〔地形図〕 1:25,000 「札幌北部」

〔位置〕 北緯43°08'41"，東経141°15'29"

〔解説〕 手稲山は標高1023.7mで，山頂から東へゆるく傾斜した盾状火山を思わせる溶岩地形が観察できる．その西側も安山岩溶岩からなる奥手稲山（標高949m）に連なり，全体として平坦な山頂地形をなすことから平坦面溶岩（flat lava）と

呼ばれてきた．手稲山の北側には山頂から落差約400mの急崖があり，アイヌはこの山を「タンネウェンシリtanne-wenshir；長い・断崖」と呼んでいた（山田，1984）．この急崖は手稲山の山体崩壊による滑落崖で，その下位には緩傾斜の岩屑なだれ地形が広がり，末端には岩屑なだれ特有の流れ山地形が分布する（雨宮，2006）．岩屑なだれ地形の前面は扇状地や沖積平野に覆われるが，一部の流れ山地形は埋積を免れて扇状地上に頭をだしている（雨宮，2006）．

ここでは，山体崩壊の滑落崖と岩屑なだれ地形の中腹以下の地形を観察する（第6図）．滑落崖内部には沢状の微凹地が刻まれ，滑落崖形成後の侵食を示す．岩屑なだれ地形は東を三樽別川・西を稲積川が区切り，その内部には軽川が新たに切り込み下流に新时期扇状地を形成している．

Stop 2 手稲山山頂（山体崩壊・岩屑なだれ地形を見下ろす）

〔地形図〕 1:25,000 「手稲山」

〔位置〕 北緯43°04'35"，東経141°11'41"

〔解説〕 ロープウェイで400mほどあがった手稲山の山頂では北から東にわたって眺望が利き，日高山脈北部・夕張山脈・増毛山地・石狩平野，また南西はるかに羊蹄山を見ることができる．

ロープウェイ山頂駅の直下到手稲山溶岩が数10mの厚さで露出し急崖をなす．その前面では30～40°の急斜面が続き，末端では緩傾斜の斜面に移行する．急斜面はダケカンバやトドマツ

第7図 ロープウェイから見る岩屑なだれ地形と山麓緩斜面

第6図 手稲山山体崩壊の滑落崖と岩屑なだれ地形（雨宮和夫氏撮影）

に覆われている。堆積物の観察は十分行っていないが、この急斜面～緩斜面は凍結破砕～表層の緩慢なマスマーブメントによる化石周水河地形の可能性があると考えられる。

ここで観察できる岩屑なだれ地形は、三樽別川・稲積川および滝の沢川源流域に囲まれた分離丘状の小起伏に富んだ緩斜面をなす岩屑なだれ地形（第7図）、また岩屑なだれの東部には三樽別川へ流れ込んだように見えるロープ状地形が数条認められる（第2図）。岩屑なだれ地形の中腹から下方の状況をこの地点からは確認できないが、全体として起伏は少なくなり、軽川による谷地形が岩屑なだれ地形を開析しその侵食前線（遷急線）が発達する。

Stop 3 地質露頭（岩屑なだれ堆積物を観察する；Stop 3 a 山麓駅、Stop 3 b オリンピア駐車場、Stop 3 c 手稲橋）

〔地形図〕 1:25,000 「手稲山」「銭函」

〔位置〕 Stop 3 a；北緯43°05'06"，東経141°12'05"，
Stop 3 b；北緯43°06'23"，東経141°12'40"，
Stop 3 c；北緯43°06'29"，東経141°13'09"

〔解説〕 ロープウェイ山麓駅付近（Stop 3 a）で岩屑なだれ堆積物とその上位に累重するテフラを含む斜面堆積物が観察できる（第8図）。

岩屑なだれ堆積物の上位に累重する斜面堆積物に含まれる軽石や火山ガラスの形態・屈折率測定および鉱物組成により、それらはクッタラ火山Kt-2テフラおよび支笏火山Spfa1テフラに同定された（宮坂ほか，2007）。テフラ年代はSpfa1；約40Ka，Kt-2；52Ka頃（町田・新井，2003；図10）であることから、これらのテフラが岩屑なだれ発生後大きな時間間隙なく累重したものとみなすと、山体崩壊が5万年ほど前に発生したものと考えられる（宮坂ほか，2007）。

岩屑なだれ堆積物の特徴を示す地質露頭（Stop 3 b）は手稲山の中腹にあり、破碎割れ目（ジグソークラック）の発達した手稲山溶岩（第9図A）、その下位と見られる高温酸化を受けた赤色凝灰角礫岩（手稲山火山噴出物）が観察される。後者には垂直の引張割目（N80W，幅1.3m）があり、間を上位の手稲山溶岩の角礫を多量に含む土砂が充填している（第9図B）。引張割目は岩屑なだれの移動方向にほぼ直交し、その流走中に形成されたものと考えられる。

第8図 斜面堆積物（Stop 3 a）の柱状図

軽川をわたる手稲橋は右岸側からの地すべり変動により変形し、下流側での橋梁新築工事が施工中である。この地点（Stop 3 c）での岩屑なだれ堆積物の上部は弱く破砕された西野層の火山角礫岩から構成され（第10図A）、その上位に厚さ約4mの土石流堆積物が累重している。

また、この露頭の下方には手稲山溶岩の巨礫を含む別の土石流堆積物（厚さ6m+；第10図B）が分布し、上位には厚さ数10cmの礫層や軽石・火山灰層が載る。火山ガラスの形態および屈折率測定によりテフラはSpfa1に同定された（宮坂ほか，2007）。ここでもSpfa1降灰の前に土石流堆積物が定着していたことが推定される。

第9図 岩屑なだれ堆積物（手稲山火山噴出物）と引張割目。A；破碎割れ目の発達した手稲山溶岩，B；引張割目のできた凝灰角礫岩

第10図 西野層の火山角礫岩からなる岩屑なだれ堆積物（A）と土石流堆積物（B）

Stop 4 国道393号毛無山付近
（溶岩台地縁部の地すべり地形を遠望する）

〔地形図〕 1:25,000 「張碓」

〔位置〕 北緯43°07'15", 東経141°00'38"

〔解説〕 朝里川左岸側の山腹を縫う国道393号からは、朝里川右岸の溶岩台地面や地すべり地を遠望することができる。台地の山頂は屏風岳火山噴出物（紫蘇輝石普通輝石安山岩）からなり（杉本, 1953）、標高750～800mほどの平坦地形をなす溶岩台地となっている。その下位に小樽内川層・珪長質岩類（石英斑岩、流紋岩など）が分布している。侵食は溶岩台地に及び、その縁辺部や谷頭域で規模の大きい地すべり地形が散見される（第11図A）。見学対象（Stop 5）の地すべり地形も遠望でき、頭部滑落崖は明瞭ではないが、上流側天狗岳の山腹斜面との不連続、移動体のわずかなふくらみが認められ、地すべり地形と判定することができる（第11図B）。

Stop 5 道道小樽定山溪線第1ヘアピン地すべり
（地すべりの微地形・堆積物を観察）

〔地形図〕 1:25,000 「銭函」

〔位置〕 北緯43°06'42", 東経141°02'07"

〔解説〕 この地すべりは天狗岳の山脚部に形成された幅100～150mの谷を埋めた山麓緩斜面堆積物が緩慢に滑動しているものと考えられる。地すべり地末端は朝里川支流（右股沢）に

侵食され、河床堆積物（礫層）に載る移動体（含角礫粘土層）が露出している（第12図B）。

緩斜面堆積物は礫質土層および角礫層からなり、角礫や岩塊はほとんどが珪化した流紋岩で、天狗岳から地すべり地背後のやせ尾根にかけて分布する珪長質岩類から供給されたものである。

地すべり地の表層を構成する主な堆積物は基質支持の角礫からなる礫質土層で、数10cm～1m単位の成層ユニットが認められ、土石流堆積物と考えられる（第12図A）。ほかの地点での土石流堆積物は長径0.5～2mの流紋岩岩塊を多量に含み、ロープ状の微地形を示すこともある。このほか、地すべり地の最上部などには長径2～3mの流紋岩岩塊が密集するロープ状地形（幅数m～10m、長さ数10m）が認められ、岩塊流（小嶋・岩田, 2001）の様相を呈する。

地すべり地の最上部に位置するボーリングコア（B13-2孔：第4図）では、下位から礫質土層、上方粗粒化を示す角礫層（深度7.5～19m）、堆積間隙を示す礫質土層およびテフラ層を介して、5.0m以浅には再び礫質土層が累重する（第13図）。上方粗粒化角礫層は、下部（深度16.5～19m）は基質支持の小角礫からなる礫質土を挟む径数～10cm程度の角礫層であるが、これより上位は粗粒化し14.5m以浅では径1～1.5mと推定される岩塊を含み基質をほとんど含まない岩塊層となる。このような上方粗粒化角礫層は「崖錐堆積物の特徴である逆級化成層

第11図 朝里川右岸の溶岩台地面と地すべり地形

第12図 緩斜面堆積物（A）と河床堆積物に載る地すべり移動体（B）

第13図 地すべり地上部のボーリングコア

をなす岩塊層」（鈴木，2000）に相当し，隣接する天狗岳の崖錐堆積物として形成されたものと考えられる。

テフラは現在分析中であるが，角閃石を多量に含み火山ガラスの屈折率が高いという特徴から羊蹄山起源のYo-2（2.5～2.7万年前降灰；町田・新井，2003）である可能性が考えられる。最終氷期の角礫層形成の年代を検討するうえで重要な資料であり，今後さらに検討を加えたい。

謝 辞

手稲山岩屑なだれについては雨宮和夫氏（防災地質工業株式

会社），朝里川地域の変質作用・地すべり機構については八幡正弘博士（北海道立地質研究所）のご教示を得た。北海道小樽土木現業所には，小樽定山溪線第1ヘアピン地すべりの調査資料の公開をご許可いただいた。

本稿は有限会社風水土の永田秀尚博士および北海道立地質研究所の石丸聡氏による懇切丁寧な査読，ならびに編集幹事である北海道立地質研究所の川上源太郎博士のご尽力により改善された。

以上のかたがたに厚く御礼申し上げます。

文 献

- 雨宮和夫, 2006, 手稲山岩屑なだれの地形について. 平成18年度(株)日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会研究発表予稿集, 51-56.
- 林 正彦, 2000, 手稲鉱山周辺地域の鉱化変質作用と地質構造の関係. ここに立つー舟橋三男先生追悼文集ー, 181-190.
- 広瀬 亘・岩崎深雪・中川光弘, 2000, 北海道中央部～西部の新第三紀火成活動の変遷ーK-Ar年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷. 地質雑, **106**, 120-135.
- 北海道編, 1970, 新北海道史第2巻通説1. 北海道, 902p.
- 北海道小樽土木現業所, 2007, 平成18年度「小樽定山溪線交付金B局改工事地すべり調査解析」報告書.
- 藤田 崇, 2004a, 規模. 地すべりー地形地質の認識と用語ー. (株)日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編集, (株)日本地すべり学会, 16-28.
- 藤田 崇, 2004b, 基岩構造. 地すべりー地形地質の認識と用語ー. (株)日本地すべり学会 地すべりに関する地形地質用語委員会編集, (株)日本地すべり学会, 118-132.
- 石田正夫・曾屋龍典, 1980, 20万分の1地質図「札幌」. 地質調査所. 金属鉱業事業団, 1994, 精密地質構造調査報告書「定山溪春香山地域」. 金属鉱業事業団, 135p.
- 小崎 尚, 1961, 日本の氷河周辺地形の研究. 駿台史学, **11**, 72-196.
- 小崎 尚・岩田修二, 2001, 氷河地形・周氷河地形. 日本の地形1 総説, 東京大学出版会, 149-163.
- 桑原利夫・宮崎敏男・谷藤吉郎・飯田幸平, 1983, 豊羽鉱山本山鉱床地域の地質構造と品位・金属量分布から見た鉱化作用の特性. 鉱山地質, **33**, 115-129.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 宮坂省吾・山崎 茜・岡村 聡・小坂橋重一・雨宮和夫, 2007, 5万年前に発生した手稲山の山体崩壊. 平成19年度(株)日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会研究発表会予稿集, 28-35.
- 日本応用地質学会, 1999, 斜面地質学ーその研究動向と今後の展望. 日本応用地質学会, 294.
- 小樽市編, 1958, 小樽市史第1巻. 小樽市, 770p.
- 杉本良也, 1953, 5万分の1地質図幅「銭函」および同説明書. 北海道開発庁. 63p.
- 鈴木隆介, 2000, 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地. 古今書院, 555-942.
- 地学団体研究会札幌支部編, 1977, 地質あんない 札幌の自然を歩く. 北海道大学図書刊行会, 252p.
- 通商産業省, 1972, 昭和46年度広域調査報告書, 定山溪地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 32p.
- Watanabe, Y., 1990, Pliocene to Pleistocene volcanism and related vein-type mineralization in Sapporo-Iwanai district, southwest Hokkaido. *Japan Mining Geology*, **40**, 289-298.
- Watanabe, Y. and Oht, E., 1999, Late Miocene magmatic-hydrothermal systems in the Jozankei-Zenibako district, southwest Hokkaido. *Japan Resource Geology*, **49**, 59-74.
- 渡辺 寧, 2002, 札幌ー岩内地域マグマー鉱化熱水系分布図. 地質ニュース, no.572, 24-25.
- 渡辺 寧・渡辺真人, 1992, K-Ar年代および珪藻化石群集に基づく西南北海道北部の火山砕屑岩類の層序と年代. 地球科学, **46**, 143-152.
- 八幡正弘・黒沢邦彦・岡村 聡, 2000, 西北海道, 小樽ー赤井川地域に分布する新第三系火山岩層序と鉱化作用. 北海道立地質研究所報告, **71**, 49-58.
- 山田秀三, 1984, 北海道の地名. 北海道新聞社, 586p.
- 山岸宏光編, 1993, 北海道の地すべり地形ー分布図とその解説ー. 北海道大学図書刊行会, 392p.
- 山岸宏光・高橋伸幸, 2003, 道南山地と後志火山性台地ー海と地すべりに削られる古い火山群. 日本の地形2 北海道, 東京大学出版会, 265-269.
- Yamagishi, H. and Ito, Y., 1994, Relationship of landslide distribution to geology in Hokkaido, Japan. *Jour. Engineer. Geol.*, **38**, 189-203.
- 山本憲志郎, 1987, 暑寒別岳周辺の緩斜面と河成段丘. 東北地理, **39**, 81-97.