

2008年岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢スプレッドの 地すべり構造と運動像

脇田 茂¹・横山俊治²

¹ 土質工学株式会社

² 深田地質研究所

Landslide structure and moving picture of the Aratozawa Spread induced
by the Iwate-Miyagi Nairic (inland) Earthquake in 2008

WAKIDA Shigeru¹, YOKOYAMA Shunji²

¹Soil Engineering Corporation

²Fukada Geological Institute

要旨：運動様式スプレッドは、キャップロック構造をもつ地すべり移動体から下位層の軟質な岩石が抜け出すことで起きる。軟質で固結度の低い湖成堆積岩の上に固着した軽石凝灰岩が乗っている荒砥沢ダムの上流域では、2008年の岩手・宮城内陸地震時に荒砥沢スプレッドが発生した。荒砥沢スプレッドの場合には、液状化によって粉碎された下位層の湖成堆積岩が地表に向かって抜け出した。湖成堆積岩起源の破碎岩の破碎流動によって、様々なサイズのブロックに分割された上位層の軽石凝灰岩は、下位層の中に陥没し、地表にホルスト・グララーベン構造が形成された。地すべり移動体の先端は対岸斜面に乗り上げて停止したが、移動体の全体は動き続け、ナカイシ沢に沿って走る古荒砥沢Cスプレッドの左側輪郭断層を通して、多量の破碎岩が流出した。その結果、地すべり移動体は二つに分離し、後方の移動体は破碎岩を伴って前進し、前方の移動体に乗り上げた。

キーワード：スプレッド、キャップロック構造、液状化、破碎流動、ホルスト・グララーベン構造

Abstract: Movement type of spread takes place by the lower soft rocks coming out from the landslide body with a cap rock structure. In the upstream region of the Aratozawa dam, where soft and poorly consolidated lacustrine sedimentary rocks are overlain by coherent pumice tuff, Aratozawa spread was induced by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake. In the case of the Aratozawa spread, the underlying lacustrine sedimentary rocks pulverized by liquefaction came out toward the ground surface. The overlying pumice tuff which was divided into different sized blocks due to the cataclastic flow of the cataclastic rocks of lacustrine sedimentary rocks origin sagged into the lower layer, and on the ground surface a horst-graben structure was formed. Although the tip of the landslide body ran aground and came to a stand on the opposite shore slope, the overall body kept going forward, and a large number of cataclastic rocks came out through the boundary fault of the older Aratozawa C spread along the Nakaishi stream. As the result, the landslide body was separated into two parts, and the backward part in association with the cataclastic rocks went forward and ran aground the forward one.

Keywords: spread, cap rock structure, liquefaction, cataclastic flow, horst-graben structure

1. はじめに

2008年6月14日に発生したM7.2の2008年岩手・宮城内陸地震により、荒砥沢ダムの上流では、体積が 10^8 m^3 オーダーの巨大地すべりが発生した。

筆者らは、荒砥沢地すべりの地すべり構造の特徴から、運動様式はスプレッドであると確信し、荒砥沢スプレッドと命名した(横山・脇田, 2010)。しかしながら、多くの技術者・研究者は、荒砥沢地すべりの運動様式はスライドであると主張(千葉ほか, 2008; 川辺, 2009; 山科ほか, 2009)し、議論がかみ合わないまま今日に至っている。

今日一般に普及している地すべり現象の分類は、物質構成と運動様式を分類基準としている(たとえば, Cruden and Varnes, 1996)が、運動様式の認定根拠となった変形構造の記述が明確ではない。荒砥沢地すべりにおいても、それが運動様式の特定を難しくし、議論がかみ合わない原因となった。

荒砥沢地すべり発生時の唯一の目撃者である文字温泉さくらの湯の経営者、大場武雄氏から地すべり発生当時の状況を伺うことができた。大場氏の証言と、空中写真判読や現地調査の結果から、荒砥沢地すべりは次の3期の地すべり運動に分けられることが分かった。

第一期は、アスファルト舗装道路で観察された地震動による地表変状である。大場氏がさくらの湯で体験した最初の地震(本震)で発生したと思われる。第二期は、荒砥沢スプレッドの形成である。大場氏が目撃した荒砥沢ダム堤体に押し寄せた津波は荒砥沢スプレッド停止直後の現象であろう。第三期は、荒砥沢スプレッドの構造を破壊した崩落と落石である。

本論文の主目的は、変形構造の解析から荒砥沢で発生した地すべりがスプレッドであることを裏付け、その運動像を明らかにすることである。

2. 荒砥沢スプレッドに先行するスプレッドの分布と地中内部構造

荒砥沢スプレッドは、二迫川上流の荒砥沢に建設された荒砥沢ダム貯水池の上流域で発生した。発生場所は、栗駒山(標高1626.5m)の南麓にあたり、標高300~500mの緩斜面が広がっている。荒砥沢スプレッド発生の2年前に国土地理院により撮影された縮尺1/20,000のモノクロ空中写真「TO-2006X, C6:6~8」を判読すると、この緩斜面には、荒砥沢スプレッドに先行する地すべり地形が4箇所存在していることが分かった(図1)。

いずれの地すべり地形にも、ホルストとグラーベンの存在を示唆する尾根と谷の配列が見られる。ホルスト・グラーベンは、スプレッドを特徴づける構造であることから、4箇所の地すべりはスプレッドであると判断し、西から古荒砥沢Sスプレッド、古荒砥沢Wスプレッド、古荒砥沢Cスプレッド、古荒砥沢Eスプレッドと命名した。

古荒砥沢Wスプレッドでは、第三期の崩落によってホルスト・グラーベン構造の断面が露出した(写真1)。この露頭は、荒砥沢スプレッドの地中内部構造を考える上でも貴重な情報になった。

写真1の右端(北側)は軽石凝灰岩とその上位の溶結凝灰岩からなるホルストで、断層a-bを挟んで南側がグラーベンである。グラーベン堆積物は、軽石凝灰岩の頂部に堆積している。断層a-bと断層c-dによって深く陥没したところには、崩落堆積物(3)が堆積している。軽石凝灰岩の頂部のy-z面上には、層理の発達した腐植

2008年岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢スプレッドの
地すべり構造と運動像

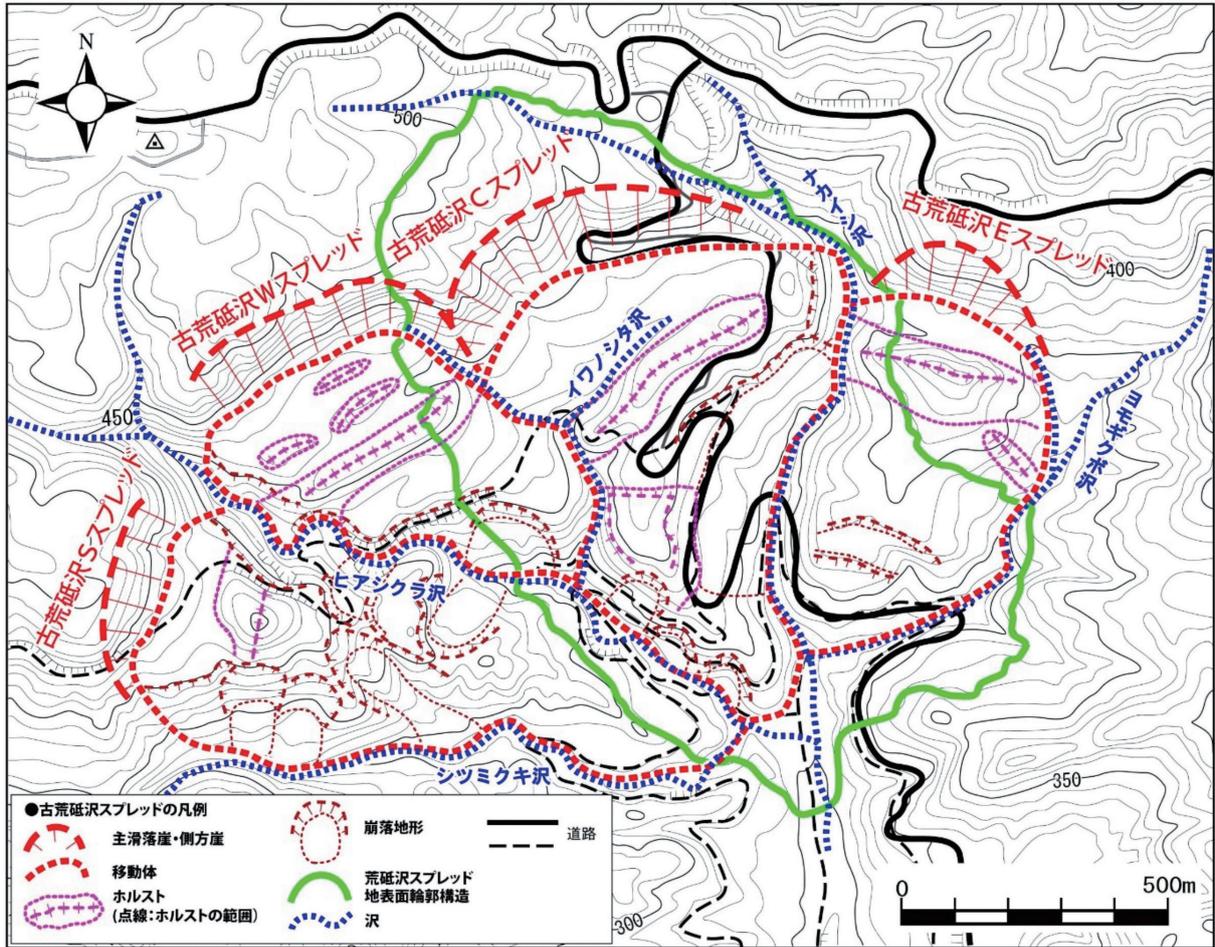


図1 荒砥沢スプレッドの分布を重ねた古荒砥沢スプレッドの分布図
(平成2年発行の国土地理院 1/25,000 地形図に加筆).



写真1 古荒砥沢 W スプレッドのホルスト・グラーベンの地中内部構造。
赤色実線：ノンテクトニック断層，黒色実線：地層境界，黄色破線：崩落堆積物 (1) の分布境界

土層(1)が堆積している。腐植土層(1)の存在は、沼沢の存在を意味し、地すべり活動に休止期があったことを示している。崩落堆積物(2)が腐植土層(1)や崩落堆積物(3)を被覆して堆積している。w-x面のところでは崩落堆積物(2)が直接軽石凝灰岩上に堆積している。また、グラーベン堆積物を切る断層も存在する。地表に段差を形成した断層f-gと断層h-gがつくる開口亀裂は、今回の地震動で発生したものである。また、崩落堆積物(1)は、第三期の崩落で形成された崖錐堆積物である。

グラーベン堆積物の産状は、スプレッドは同じ場所で繰り返すことを示している。

3. 荒砥沢スプレッドの地質と岩盤特性

図2は荒砥沢スプレッドの地質図である。荒砥沢スプレッドの地質は、栗駒山の南部に広がる栗駒山南麓カルデラ内に堆積した湖成堆積岩および火山岩である。下位にシルト岩・砂岩の互層を主体とする湖成堆積岩が分布し、それを被って軽石凝灰岩、さらにその上位に溶結凝灰岩が分布する(大場ほか, 2009)。湖成堆積岩と軽石凝灰岩は上部中新統小野松沢層とされている(通商産業省資源エネルギー庁, 1976; 北村ほか, 1986; 地質調査所栗駒地熱地域地質図編集グループ, 1986)が、溶結凝灰岩の帰属については意見が分かっている。また、フィッション・トラック(FT)法による年代測定値から、小野松沢層の地質年代が更新統になる可能性もでてきた(大場ほか, 2009)。

以下、湖成堆積岩・軽石凝灰岩・溶結凝灰岩について、分布、岩相の特徴、割れ方や硬さといった岩盤特性について記載する。併せて、荒砥沢スプレッド内の古荒砥沢Cスプレッドのグラーベ

ン堆積物についても記載する。

3.1 湖成堆積岩

湖成堆積岩は荒砥沢スプレッドの下位層準に広く分布しているが、露頭は荒砥沢ダム湖の北東端付近に限られる(図2)。

層厚数cm~10cm程度の砂岩・シルト岩の互層が主体である。湖成堆積岩の層理面は、走向NS、傾斜0~5°Eと、非常に緩傾斜である。しかも、傾斜方向が地すべりの移動方向(ほぼ南南東)に対して直交しているため、層理面をすべり面とするスライドは起こりにくい。

露頭では、シルト岩は層理とそれに直交する節理によって長径数cm~15cmの岩塊に割れている。岩塊は、木綿針が突き刺さる程度の強度しかないが、形状を保っている。それに対して、砂岩は固結度が低く、手を加えなくても分解して砂になっているところもある。

針貫入試験による一軸圧縮強度は、シルト岩では0.08~1.32MPa(測定数13)であり、砂岩では0.1MPa以下(測定数13)と1.6~3.32MPa(測定数11)の二つのグループに分かれる。一軸圧縮強度は砂岩よりもシルト岩の方が小さいが、液状化の際には、砂岩の方がばらばらになりやすい。

3.2 軽石凝灰岩

軽石凝灰岩は、湖成堆積岩を被い、荒砥沢スプレッドをはじめ広い範囲に分布している(図2)。主要な岩相は、数cm~数10cmの軽石を含む塊状の軟岩である。針貫入試験による一軸圧縮強度は0.05~0.21MPaで、湖成堆積岩よりも小さいが、固着力が大きく、湖成堆積岩のように細かく割れるのではなく、大きな岩塊になる。このような軽石凝灰岩の岩盤特性がホルスト・グラーベン構造の形成を可能にしている。

3.3 溶結凝灰岩

荒砥沢スプレッドの主分離崖では、層厚 50m の溶結凝灰岩が軽石凝灰岩を被って露出しているが、移動体内では 10～20m と薄い (図 2)。

柱状節理が発達するところと塊状のところがあり、いずれも硬岩～中硬岩である。節理に沿って容易に数 10cm の岩塊に分離する。荒砥沢スプレッドのグラーベンを埋めている崩落堆積物中の岩塊は溶結凝灰岩が多い。

3.4 古荒砥沢 C スプレッドのグラーベン堆積物

荒砥沢スプレッドの中央部には、古荒砥沢 C スプレッドのグラーベン堆積物が広く分布している (図 2)。その多くは、数 10cm の溶結凝灰岩の岩塊からなる崩落堆積物であるが、一部では、沼沢に堆積した砂層やシルト層、パミス層、腐植土層からなる細粒堆積物 (写真 2) の存在も確認されている。

4. 第一期の地すべり運動：地震動による地表変状

第一期の地震動による地表変状は、スプレッドによって分断され、ホルスト f、グラーベン Gb、ホルスト g の位置に移動した市道荒砥沢線とヒアシクラ沢林道のアスファルト舗装道路で観察されている。

4.1 引張り亀裂

小規模な引張り亀裂は、通常地割れと呼ばれるものにあたり、ほとんどの地震災害で観察される現象である。アスファルト舗装道路から外れると、小規模な亀裂は消滅することが多い。

道路を横切って森林内に連続する亀裂は、しばしば地盤の陥没を伴っている (写真 3)。この

ような亀裂は、スプレッドの形成に関係しているかも知れない。

4.2 アスファルト舗装の剥離・滑動・衝突

アスファルト舗装の剥離・滑動・衝突は、典型的な地震動による破壊現象で、1995年兵庫県

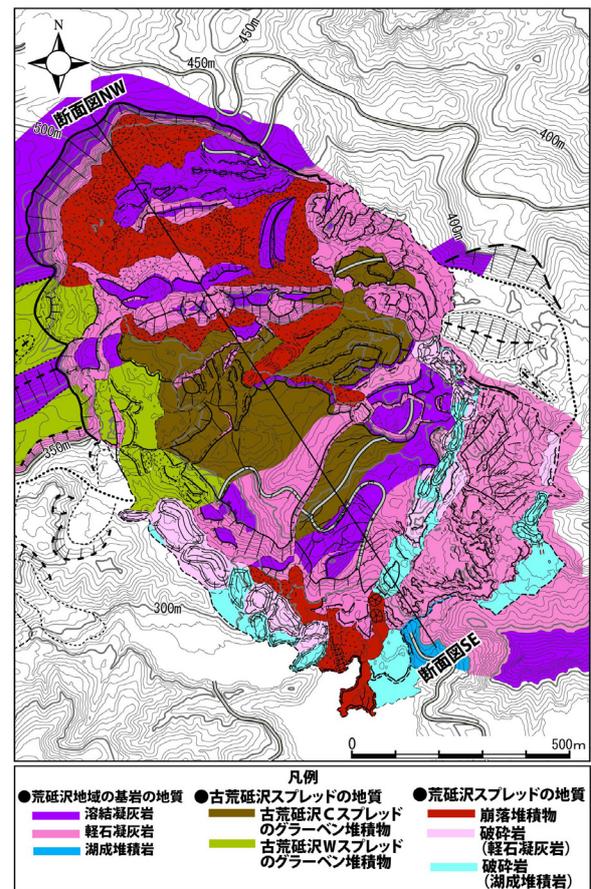


図 2 荒砥沢スプレッドおよび周辺の地質図。

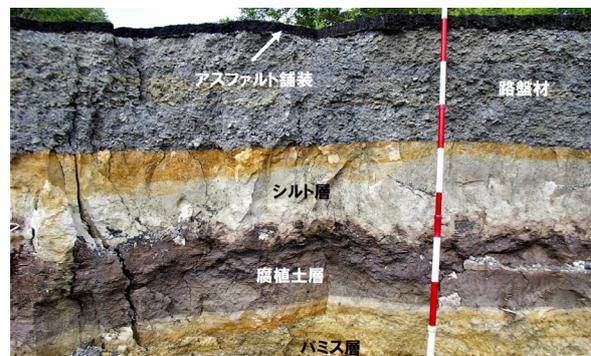


写真 2 古荒砥沢 C スプレッドのグラーベン堆積物 (沼沢成堆積物) の岩相。

南部地震時に神戸・西宮・宝塚の市内で観察されている（横山ほか，1997）。

アスファルト舗装は，その下の路盤材との間で剥離しやすく，はじめの揺れで互いに離れたアスファルト舗装が，次の揺れでは反対方向に滑動して衝突することがある．荒砥沢地すべりでは，衝突が激しく，一方のアスファルト舗装の上に乗上げたり，プレッシャーリッジを形成したりしている（写真4）。

4.3 路盤材の側方流動

路盤材の側方流動はこの地震ではじめて観察された現象である．側方流動による路面の膨らみは，道路に平行な場合と道路を横切っている場合がある．アスファルト舗装の剥離・滑動・衝突を伴っ



写真3 二つの引張り亀裂の間に生じた幅の広い陥没地形。



写真4 アスファルト舗装の剥離・衝突・プレッシャーリッジと路盤材の側方流動。

ていることが多い（写真4）．路盤材と地下水が流れ出している亀裂もあり，側方流動が路盤材の液状化によるものであることを示唆している。

5. 第二期の地すべり運動：荒砥沢スプレッドの形成

国土地理院6月15日撮影の縮尺1/10,000のカラー空中写真「CTO-2008-3, C6:13～14」と，アジア航測株式会社6月16日撮影の縮尺1/8,000のカラーデジタル空中写真「C1:0012～0017, C2:0042～0049, C4:0108～0113」を使用して，荒砥沢スプレッドの空中写真判読図（図3）を作成した。

以下では，大八木（2004）による地すべりの変形構造の分類を参考に，荒砥沢スプレッドの地表面変形構造を地表面輪郭構造と地表面内部構造に分けて記述する。

5.1 地表面輪郭構造

A点からE点にかけて明瞭な崖が発達している．その内，B点からC点に向かって北東方向に延びる崖が，荒砥沢スプレッドの主分離崖である（図3）．主分離崖の長さは約330m，高さは最大150mである．A点からB点までが右側方崖，C点からE点までが左側方崖となる．

左側方崖から時計回りに地表面輪郭構造を見ていく．左側方崖の高さは急激に低くなり，約50mから数mになる．D点を過ぎると，左側方崖はナカイシ沢から外れ，方向も東南東から南東に変わる．

E点を過ぎると，明瞭な崖が形成されているところは限られる．E点で，ホルストcが側方輪郭構造に接し，非変動域の地盤よりも高くなっている．F点からG点では，ホルストdが，古荒砥

沢 E スプレッドの側部に衝突し、地表面輪郭構造の方向が南に変わる。G 点から J 点にかけて、地表面輪郭構造は、古荒砥沢 E スプレッドを切断し、古荒砥沢 E スプレッドの地盤が荒砥沢スプレッドの末端部を構成する。

J 点から M 点では、荒砥沢スプレッドの先端が最大 50m の高さまで対岸斜面に乗り上げ、対岸斜面との間に谷が形成されている。尾根に乗り上げた L 点では、谷中分水界が形成され、谷中分水界を境に谷の流下方向が変わっている。

一方、右側の側方輪郭構造は、第三期の崩落で大部分が破壊されているので、古荒砥沢スプレッドの分布に荒砥沢

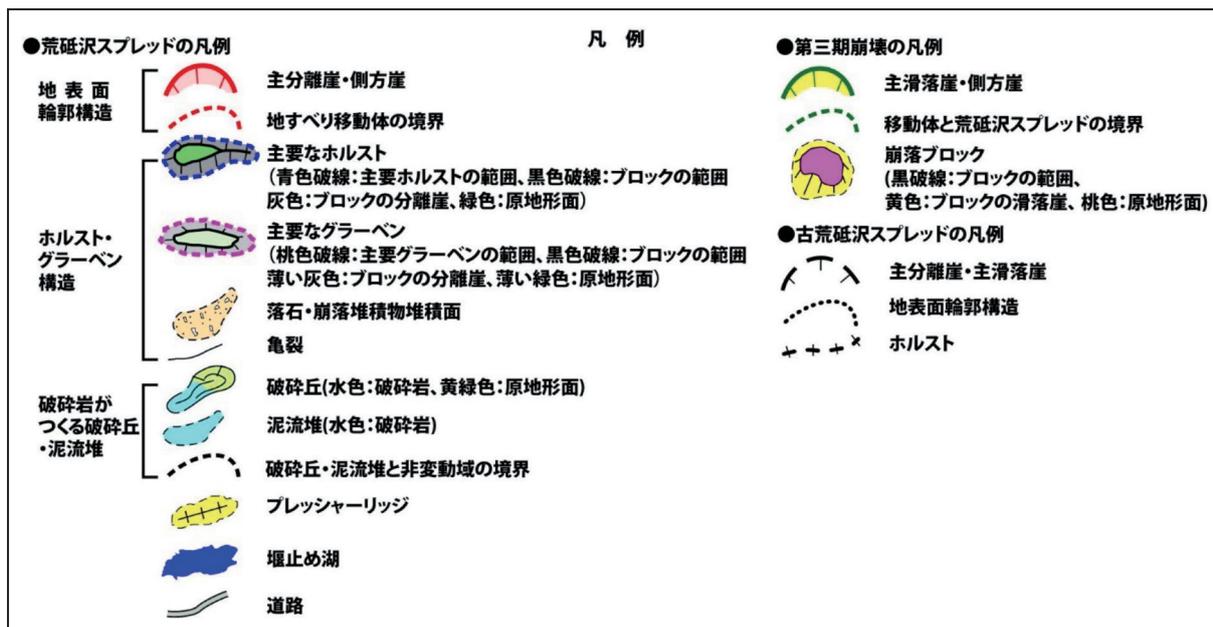
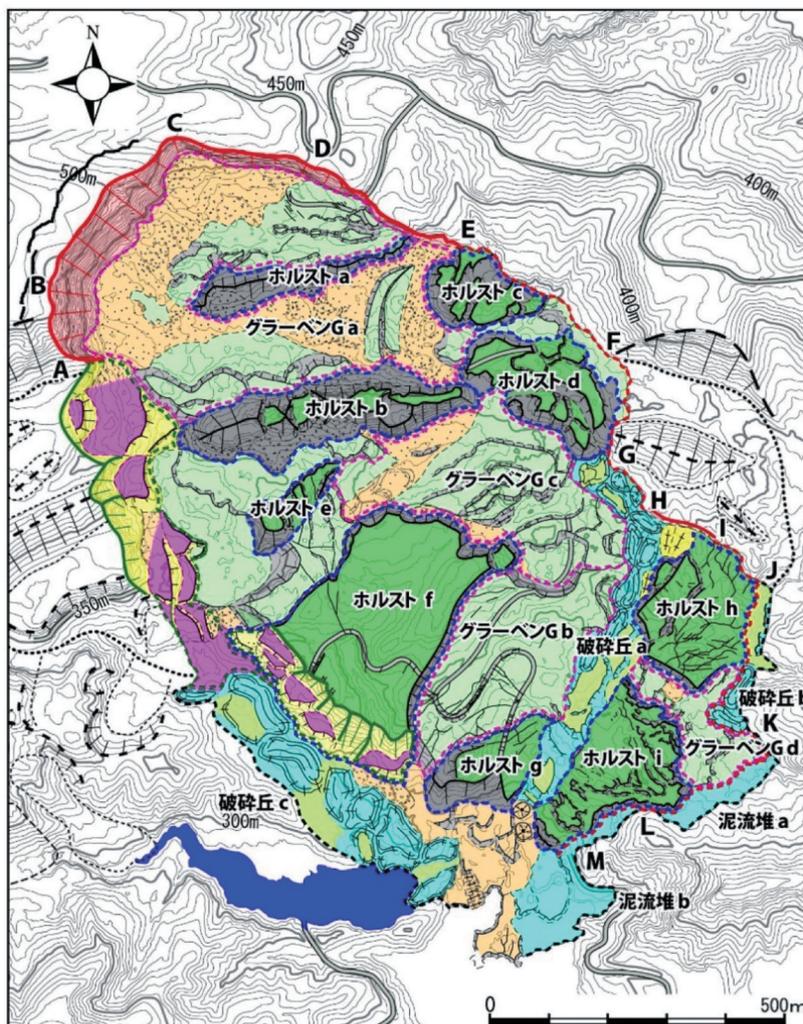


図3 荒砥沢スプレッドおよび周辺の空中写真判読図。

スプレッドの地表面輪郭構造を重ねた図1から推測する。

B点からA点の区間は、古荒砥沢Wスプレッドの主分離崖を縦断する右側方崖の一部が残存している。その先の地表面輪郭構造は、古荒砥沢Wスプレッドを縦断しているのので、そこにも、右側方崖が形成されていたはずである。さらにその先の地表面輪郭構造は、古荒砥沢Sスプレッドの移動体の南東部をかすめていて、破碎丘bの下に埋もれていると推察される。

5.2 地表面内部構造

荒砥沢スプレッドを特徴づける地表面内部構造は、ホルスト・グラーベン構造と、地中から抜け出した破碎岩がつくる破碎丘や泥流堆である(図3)。

5.2.1 ホルスト・グラーベン構造

移動体の中で、分離崖に取り囲まれた、相対的に標高の高いブロックをホルストと呼び、ホルストの周囲に広がる低地をグラーベンと呼ぶ。グラーベンの内部には、分離崖に囲まれた小規模なブロックが存在する。地盤が陥没してグラーベンを形成するためには、地下に陥没した地盤が落ち込む空間が必要である。この空間の形成がスプレッドの地すべり運動と深く関係している。

図3では、荒砥沢スプレッドにおける代表的なホルストを9箇所、グラーベンを4箇所抽出して示した。写真5は、それらのホルストとグラーベンの分布を図示した斜め空中写真である。

以下では、荒砥沢スプレッドを上部、中部、下部の3領域に区分し、ホルストとグラーベンの特徴を記載する。

上部領域

上部領域は、主分離崖とホルストbの間にグ

ラーベンGaが広がる領域である。グラーベンGaの内部にはホルストaが、グラーベンGaの東端にはホルストcが分布する。

ホルストaは東西に伸びた山形の形態をもち、南北両側が分離崖になっている。ホルストの長さは370mで、分離崖の高さは西ほど高く、15～20mある。西端の分離崖には、南に30°傾斜した溶結凝灰岩と軽石凝灰岩の岩相境界が露出している。ホルストbは、東西に伸びた山形の形態をもち、南北両側が分離崖になっている。ホルストの長さは500mで、最高地点の高さは60mに達する。ホルストbの主たる地質は軽石凝灰岩である。頂部の原地形面の直下には溶結凝灰岩が分布している。ホルストcは、原地形面とともにいくつかのブロックに分断されている(写真5-b)。

グラーベンGaは、崩落堆積物に広く被われるが、ホルストaとホルストbの北側に沿って、原地形面を残したブロックが分布している。グラーベンGaの陥没深は西に向かって深くなり、その地形変化は主分離崖の高さに表れている。

中部領域

中部領域の西半部には、あまり破壊されていないホルストf、グラーベンGb、ホルストgが分布している。一方、東半部には、陥没深が深く、ブロック化の著しいグラーベンGcが分布している。

ホルストfの地質は、北部から中央部に古荒砥沢Cスプレッドのグラーベン堆積物が分布し、南部に軽石凝灰岩が分布する。グラーベンGbの地質は、北側の分離崖に沿って、古荒砥沢Cスプレッドのグラーベン堆積物が分布し、その南には溶結凝灰岩、さらに軽石凝灰岩と分布している。ホルストgの地質は軽石凝灰岩である。

北西に面したホルストfの分離崖は高さ5m程度である。ホルストfの南東側の分離崖(写真6)は、グラーベンGbとの境界をなし、分離崖の高

2008年岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢スプレッドの
地すべり構造と運動像

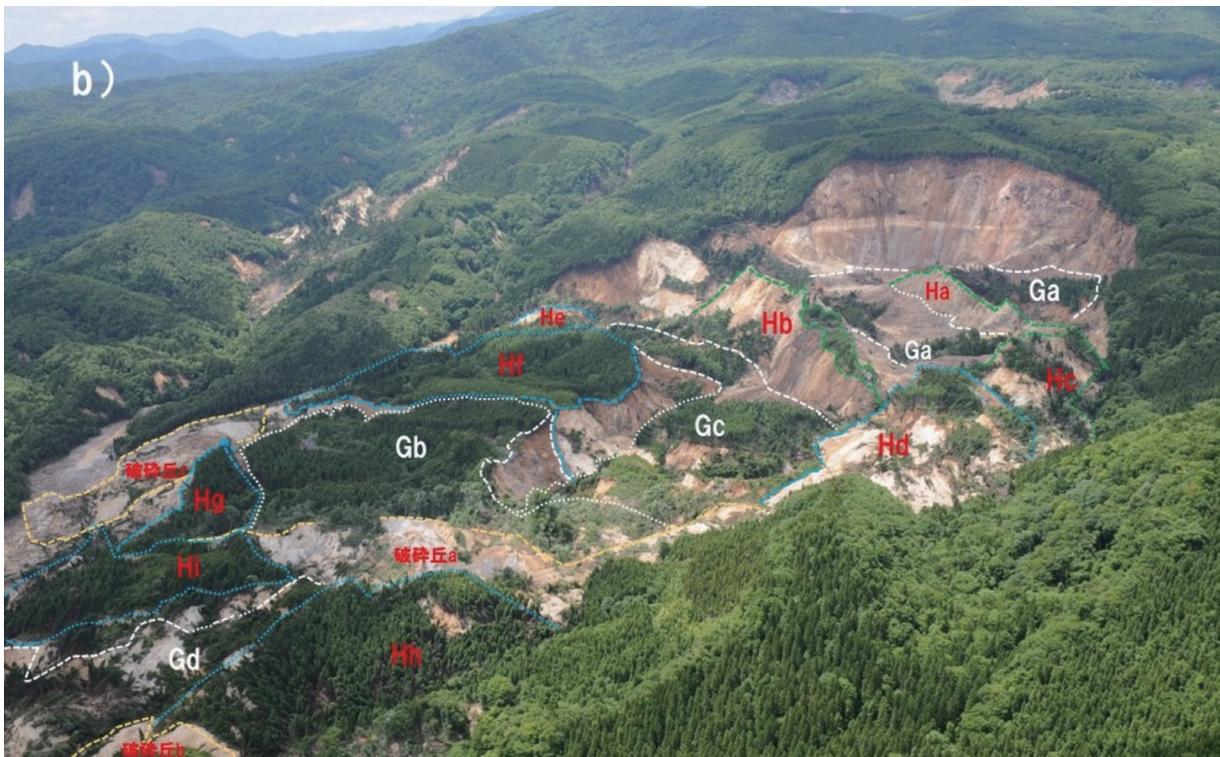
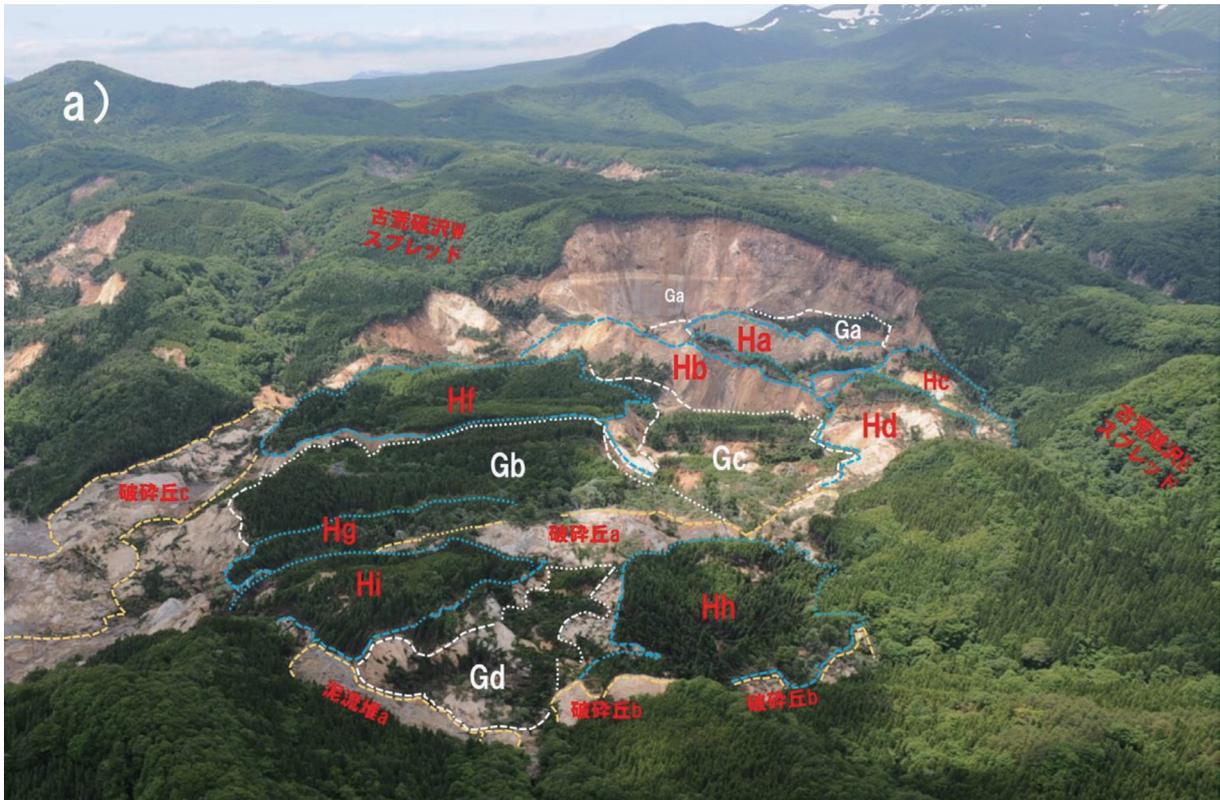


写真5 荒砥沢スプレッドを構成するホルスト・グラーベンの分布（井口隆氏提供の空中写真に加筆）。a：南東上空から撮影，b：東上空から撮影。Ha～Hi：ホルストa～ホルストi，Ga～Gd：グラーベンGa～グラーベンGd

さ (B-C) は 16.2m で、グラーベン側の道路は西に 7.73m (A-B) 横ずれしている。分離崖に付着した流入粘土に刻まれた削痕 (方位 SW4°, プランジ 50°) から、グラーベン Gb の地盤が西



写真 6 ホルスト f とグラーベン Gb の境界の分離崖。

に移動しながら陥没したことが分かる。また、この分離崖は、古荒砥沢 C スプレッドのホルストの南側の分離崖が再活動したものである (写真 7)。ホルスト g の北側の分離崖が、グラーベン Gb の南の境界である。この分離崖に付着した流入粘土に刻まれた削痕 (方位 N, プランジ 36°) と、測定地点のホルスト g の高さ 14.5m から、ホルスト g は、西に 19m 移動しながら上昇したと判断した。ホルスト g の分離崖の高さは東に向かって低くなり、分岐している。

一方、グラーベン Gc の地質は、西半部の地質を東に延長したものになっている (図 2)。分離崖は高く、ホルスト f とグラーベン Gb の両方を



写真 7 荒砥沢スプレッドを構成する古荒砥沢 C スプレッドの地中内部構造 (ホルスト f からグラーベン Gb に至る分離崖を北東方向から撮影)。



写真 8 グラーベン Gc 内部のブロック群の動き。

断ち切る南東方向の分離崖の高さはレーザー距離計の実測値で40mになる。そこ以外の場所でも25mくらいの高さの分離崖で囲まれている。

グラーベン Gc の内部は多数のブロックに分断されていて、樹木の傾動方向や道路の傾きから、各ブロックは様々な動きをしているのが分かる(写真8)。

下部領域

下部領域は、荒砥沢スプレッドの末端部に当たり、古荒砥沢 E スプレッドの移動体を源とするホルスト h、グラーベン Gd、ホルスト i からなる。ホルスト h は、古荒砥沢 E スプレッド(非変動域)に対して南東方向に移動し、さらにグラーベン Gd もホルスト h に対して南東方向に移動し、移動体の先端は対岸斜面に乗り上げている。

5.2.2 破碎岩

破碎岩の構造岩石学的特徴

破碎岩を形成している岩相には、湖成堆積岩と軽石凝灰岩がある。

湖成堆積岩起源の破碎岩では、砂岩が原形を留めないほど粉碎しているのに対して、シルト岩は破壊しても角礫として残りやすい(写真9)。シルト岩優勢の互層の場合は、径が数10cm以上のブロックとしてしばしば残っている(写真10)。破碎岩は、剪断構造が認められず、強度の小さいシルト岩であっても角礫の形状を保っているのが特徴である。

軽石凝灰岩起源の破碎岩は、数cm～数mの大きさの不定形の角礫・ブロックと粉碎物が渾然一体となっている(写真11)。湖成堆積岩起源の破碎岩と比較すると、径の大きなブロックが多いのが特徴である。

破碎岩がつくる地形

破碎岩がつくる地形は、通常、長さ30～110m、



写真9 湖成堆積岩起源の破碎岩。



写真10 シルト岩優勢互層のブロックを含む湖成堆積岩起源の破碎岩。



写真11 軽石凝灰岩起源の破碎岩。

高さ数m～15mのずんぐりした小山となった破碎丘と、破碎岩が分解・流動・堆積した泥流堆である。単独岩相が破碎丘を構成している場合と、二つの岩相が一つの破碎丘を形成している場合がある。

破碎丘や泥流堆が集中的に分布するところが3箇所ある(図3)。

1箇所目は、古荒砥沢Cスプレッドと古荒砥沢Eスプレッドの側方輪郭構造(境界断層)が走っているナカイシ沢沿いに形成された破碎丘aで、谷と平行に多数の破碎丘が並んで分布している。破碎丘の頂部には、沢をつくっていた原地表面が樹木や下草と共に持ち上げられているほか、谷筋に設置されていたボックスカルバートや蛇籠



写真12 破碎丘頂部に持ち上げられたボックスカルバートと蛇籠。

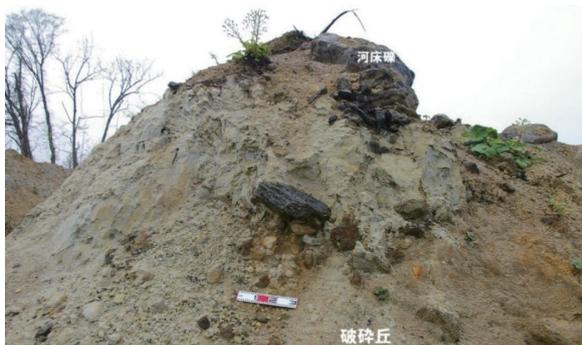


写真13 破碎丘頂部に持ち上げられた河床礫。



写真14 破碎丘頂部に持ち上げられた埋没木。

(写真12)や、河床に堆積していた河床礫(写真13)、河床堆積物の中に埋もれていた埋没木(写真14)も持ち上げられている。

ナカイシ沢を横切る測線に沿って、傾動樹木から地面の傾きを推定すると、次のようになる。市道荒砥沢線の北西の山林では、樹木の傾きは北



写真15 破碎丘aを挟んで両側の山林の傾動樹木から推定した地形変化。

a: 破碎丘の北西側(市道荒砥沢線の両側の山林), b: 破碎丘の北西麓に隣接する山林, c: 破碎丘の南東側の麓。赤矢印: 樹木の傾動方向と角度および道路の傾き方向と角度。

2008年岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢スプレッドの
地すべり構造と運動像



写真 16 泥流堆積物が幾重にも重なる泥流堆 a.

西に $0 \sim 8^\circ$ で、地面はほとんど傾いていないが、道路面は北西に $10 \sim 14^\circ$ 傾き、道路の南東の山林では、樹木は北西に $17 \sim 28^\circ$ と傾きが大きくなっている (写真 15-a). そして、破碎丘の手前になると、破碎丘の北西斜面を反映して、樹木の傾きは $40 \sim 70^\circ$ と急激に大きくなっている (写真 15-b). 破碎丘の南東側の麓では、破碎丘によって押し倒されたり、敷き込まれたりした樹木が多数見られる (写真 15-c).

2箇所目は、荒砥沢スプレッドの末端部と対岸斜面の間の谷に流出した泥流 (泥流堆 a と b) と破碎丘 b である.



写真 17 泥流①と泥流②による流下痕跡とそれから推定された流下経路.



写真 18 ホルスト i の崩落斜面に現れた泥流②の発生源.
白実線：亀裂、白破線：湖成堆積岩の層理面.

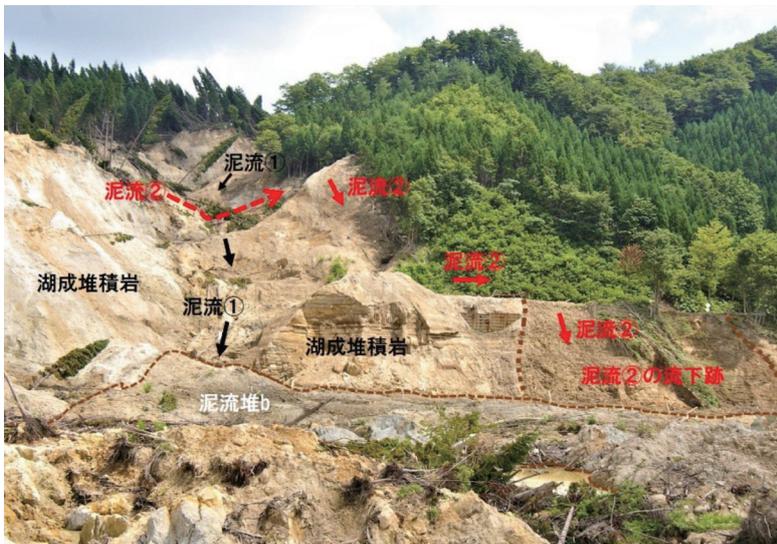


写真 19 泥流①と泥流②の流下経路と泥流堆 b (下流から望む).

谷中分水界（L点）より北東側の谷では、軽石凝灰岩の下から抜け出た湖成堆積岩起源の泥流が幾重にも重なって、泥流堆 a を形成している（写真 16）。

南西側の谷では、流下痕跡から 2 方向の泥流の流れが認められる（写真 17）。一つ目は、谷中分水界辺りから谷に沿って流れた泥流（泥流①）で、谷に平行な削痕が刻まれている。二つ目は、ホルスト i の右岸の崩落斜面（写真 18）から噴出した泥流（泥流②）で、谷を渡り対岸斜面に衝突している（写真 17）。泥流②が衝突した斜面の樹木は、ある高さまでは樹幹の谷側に泥が付着し、谷側の樹皮が剥げ落ちたり、斜面側に傾動したりしている。対岸斜面に衝突した泥流②は、左岸斜面を伝って流下し、一部は市道荒砥沢線の路面上を流れたのち、ダム側に流れ落ち、泥流堆 b に加わっている（写真 19）。

3 箇所目は、ヒアシクラ沢の沢沿いに分布する破碎丘 c である。破碎丘 c は荒砥沢スプレッドの右側方輪郭構造（境界断層）を被い、シツミクキ沢を閉塞している。

6. 第三期の斜面変動：スプレッドの構造を破壊する落石・崩落

大場氏が目撃したように、荒砥沢スプレッドの停止直後から、主分離崖や側方崖、ホルストの分離崖で落石や崩落が発生している。その中で注目されるのは、右側方崖を破壊した崩落群である（図 3）。

7. 考察

7.1 スプレッドの定義と認定根拠

これまで報告されているスプレッドの事例に

共通している地質構造は、性質の異なる上位層と下位層からなる二階建て構造、すなわち、キャップロック構造である。岩盤から土砂地盤（盛土を含む）まで幅広い斜面物質の中でスプレッドは発生している。上位層が硬岩（中硬岩）で下位層が軟岩のケース、上位層・下位層ともに軟岩のケース、上位層・下位層ともに土砂地盤のケースが知られている。

いずれのケースでも、上位層は、固着力が強く大きな塊に割れる性質をもつ地層であるのに対して、下位層は、粘土のように容易に塑性変形するか、砂のように容易に液状化して破碎流動を起すか、どちらかの性質をもっていることが条件になる。

Zaruba and Mencl (1969) は、上位層の硬岩の下から下位層の軟岩が抜け出すことによって生じる斜面変動を「軟岩の抜け出しによる斜面移動」と呼び、典型的な地すべりを塊状すべりと命名した。Varnes (1978) や Cruden and Varnes (1996) は、塊状すべりをスプレッドの典型として紹介しているが、下位層の抜け出しについては触れていない。

図 4 の塊状すべりは、下位より石炭紀の砂岩、粘土岩と重なり、その上位に新第三紀の輝緑岩岩床が乗っている。上位層の輝緑岩と下位層の粘土岩がキャップロック構造を形成している。

輝緑岩は、ガル (gull) と呼ばれる深い開口亀裂によって幅 250 ~ 525m の巨大なブロックに分割されている。ガルに沿って、下からは、粘土岩が背斜構造を形成しながら貫入し、上からは、輝緑岩岩片を含むローム質砂が充填している。複数のボーリング (S) によって、粘土層は Angara 川に向かって次第に薄くなり、輝緑岩のブロックが沈下していることが確認されている。粘土層の薄層化こそが「下位層の抜け出し」の証拠である。粘土層は河床およびガルから抜け出したと考えら

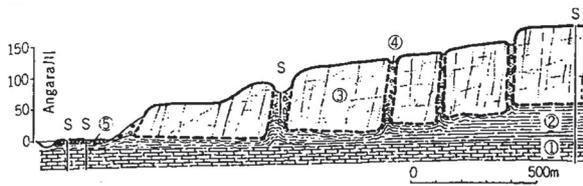


図4 シベリアのAngara川沿いの塊状すべりの地質断面図 (Zaruba and Mencl, 1969).

①: 石炭紀の砂岩, ②: 石炭紀の粘土岩, ③: 新第三紀の輝緑岩, ④: ガルを充填するローム質砂, ⑤: 砂礫, S: ボーリング地点

れている。粘土層の抜け出しがスプレッドの起動力になっている。

スプレッドの認定において、確実な決め手となる現象は下位層の抜け出しを示す薄層化である。下位層の薄層化は、古第三紀神戸層群で発生した西畑ラテラルスプレッドにおいても、複数のボーリング調査によって確認された(図5)(加藤, 2001)。西畑ラテラルスプレッドは、砂岩層と泥岩層からなる上位層と、凝灰質泥岩からなる下位層がキャップロック構造を形成している。粉碎した下位層の凝灰質泥岩は破碎流動を起こし、地すべり移動体の末端の河床やガルを通過して抜け出した。その結果、地すべり移動体の直下では凝灰質泥岩層の層厚が2/3に減少したことが示された。地表には、ホルスト・グラーパーン構造が形成されている。

下位層が河川に押し出されるとき、河床が膨らんできたり、上位層が上に反り返ったりする現象が観察されている。Zaruba and Mencl(1969)は、これを「軟岩の抜け出しによる斜面変動」の一つと考え、「谷底の軟岩の押し出しにより生じる斜面変動」と呼んだ。

この斜面変動の典型事例は、イギリス中部のNorthamptonで観察された(Hollingsworth et al., 1944)。上位層の下部ウーライト統(ジュラ紀中期)の石灰岩・泥質頁岩と下位層のリアス統(ジュ

ラ紀前期)の粘土層がキャップロック構造を形成している。石灰岩と泥質頁岩が掘削で取り除かれたあと、放置されていた谷底から粘土層が背斜褶曲をつくりながら膨れ出して(bulging)、上位層は反り返り(cambering)を起こした。膨れ出しによる背斜褶曲や反り返りは、下位層が地表に抜け出すときに形成された変形構造である。反り返りは、西畑ラテラルスプレッドでも観察されている。

スプレッドは移動速度によって2つのタイプに分けられる。下位層が塑性変形を起こした場合は低速のスプレッドになりやすく、豪雨や地震動が引き金となって下位層が液状化し、破碎流動を起こした場合は高速のスプレッドになることが多い。

上記の文献から読み解いたスプレッドの運動様式の本質は、塑性変形や液状化によって強度が低下した下位層自体が流動層となって地表に向かって抜け出すことにあり、流動層の上に乗っている上位層は前方に伸展しながら移動する。これは、すべり面である剪断面をすべり面として、その上を上位の地層が滑っていくスライドの運動様式とは全く異なる。

スプレッドの素因はキャップロック構造である。スプレッドの認定根拠となる変形構造は、下位層の薄層化や上位層の陥没、下位層のガルへの貫入、移動体末端での上位層の反り返り(cambering)や下位層の河床の膨れ出し(bulging)、下位層の変形構造、地表に現れるホルスト・グラーパーン構造がある。

7.2 荒砥沢スプレッドの地中変形構造

荒砥沢スプレッドでは、軽石凝灰岩からなる上位層と湖成堆積岩からなる下位層がキャップロック構造を形成している。林野庁東北森林管理

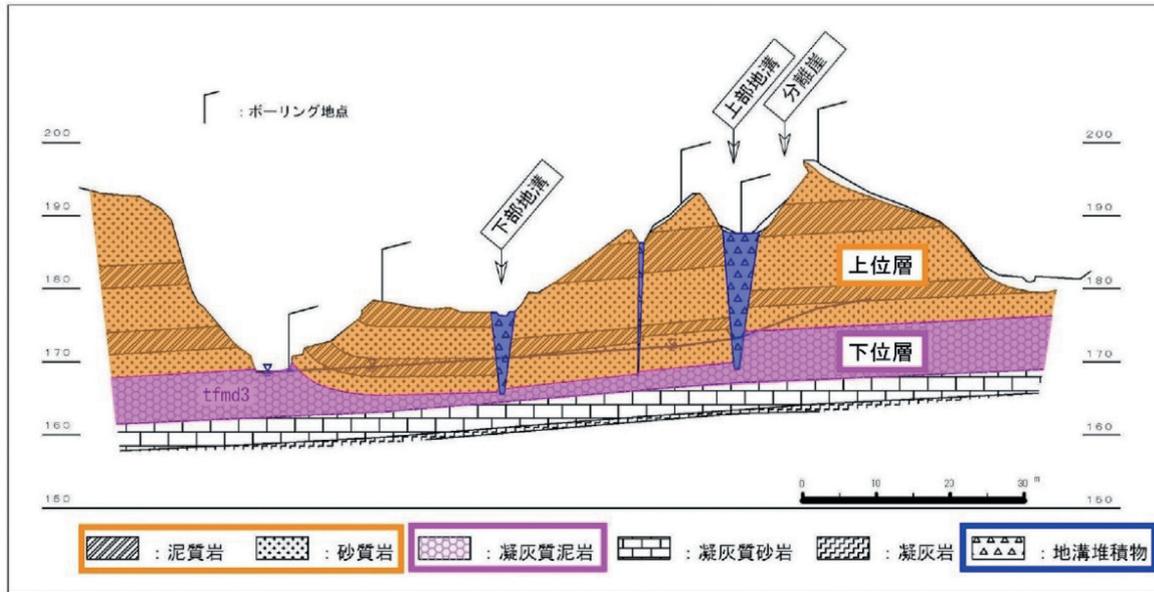


図5 西畑ラテラルスプレッドの地質断面図 (加藤, 2001 に加筆).

C測線_地すべり発生後

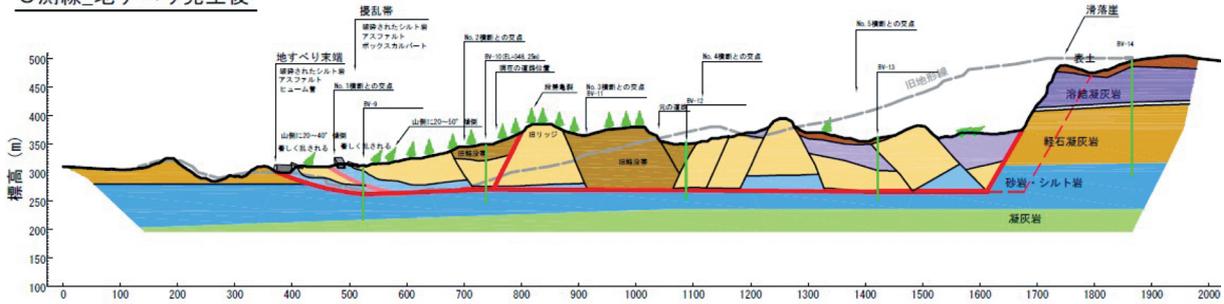


図6 荒砥沢地すべりの地質断面図 (林野庁東北森林管理局, 2008).

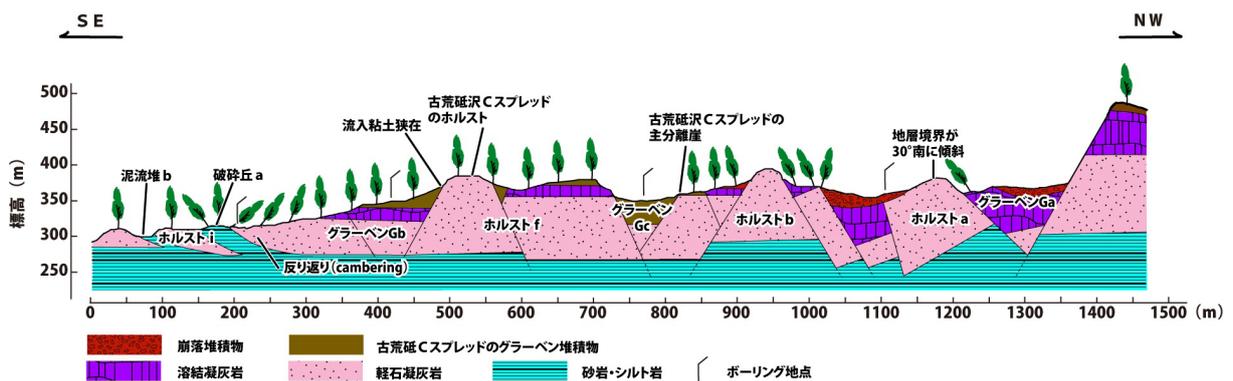


図7 荒砥沢スプレッドの地質断面図 (図6を改変).

局 (2008) によって作成された荒砥沢地すべりの地質断面図 (図6) には、運動様式をスライドと解釈し、すべり面が描かれているが、すべり面を消すと、地質断面図に描かれている地中内部構

造はスプレッドの特徴を明確に示している。

スプレッドを明確に支持しているのは、下位層である湖成堆積岩の層厚の減少である。地すべり運動の影響を受けていない湖成堆積岩の上面の

深度は、地すべり背後の非変動域で実施された Bv14 ボーリングによって確認されている。この深度と比較すると、Bv13, Bv12, Bv11, Bv10 ボーリングで確認された地すべり移動体直下の湖成堆積岩の上面は数 10m 深く、湖成堆積岩の薄層化を示している。その一方で、非変動域の湖成堆積岩の上面の深度よりも標高の高い地表に向かって湖成堆積岩が抜け出している場所が 2 箇所示されている。この場所では地表に湖成堆積岩起源の破碎丘や泥流堆が形成されている。これこそがスプレッドの運動様式の本質である。

林野庁東北森林管理局（2008）の地質断面図には、軽石凝灰岩が多数のブロックに分離している様子が示されている。各ブロックは、湖成堆積岩が薄くなったところに陥没し、ブロックの動きを反映して、地表にはホルスト・グラーベン構造が形成されている。

図 7 の地質断面図は、地表の地質分布と分離崖の位置を内挿し、林野庁東北森林管理局（2008）の地質断面図を改変したものである。重要な改変点は、すべり面をなくしたことである。

7.3 破碎岩の成因

破碎岩の構造岩石学的特徴は、細粒の粉砕物と角礫・ブロックが混在しているにもかかわらず、剪断破壊が認められない点である。このような岩石組織は、地震動に起因する高い水圧が地層中の粒子の結びつきを破壊した液状化によるものであることを示唆している。樹木に付着した噴砂（砂泥）の跡や、破碎丘中に存在する砂泥の脈やパイプ孔は、砂泥を含む高圧の地下水が存在したことを示している。

軽石凝灰岩起源の破碎岩も液状化によって形成された可能性があるが、湖成堆積岩起源の破碎岩と比較すると、ブロックの割合が高く、径も大

きい。したがって、軽石凝灰岩起源の破碎岩のすべてが液状化で形成されたと言い切るのは難しい。陥没時に湖成堆積岩の中に突き出た軽石凝灰岩の底面が破壊され、地下水と共に地表に噴出した可能性もある。

7.4 荒砥沢スプレッドの運動像

市道荒砥沢線の道路が元あった場所とスプレッド後の場所との間の距離から、移動距離を推定してみよう（図 8）。主分離崖とホルスト a の間では、左側方崖のすぐ近くで得られた移動距離は 5m に過ぎない。ホルスト a とホルスト b の間では、元はホルスト a の南側の麓にあった道路がホルスト b の頂部まで移動しており、その距離は 253m である。また、元はホルスト c の位置にあった道路もホルスト d まで移動しており、その距離は 115m である。ホルスト b の南では、より北に位置していた道路（2 箇所）の移動距離は 272m と 282m で、それらよりも南に位置していた道路（4 箇所）の移動距離は 300～308m である。移動方向は、一例を除くと、ほとんど同じであるので、スプレッド発生前に南にあった地盤ほど遠くに移動していると見ることができる。これは、亀裂の開口幅の総量が下流の地盤ほど大きくなっていること、すなわち展張率（スプレッド率）が下流の地盤ほど大きくなっていることを示している。

荒砥沢スプレッドの末端部で起きた現象を時系列で整理すると、前進を妨げる山地がなかった南西端と、山地があつて前進を妨げられたそれ以外の場所では、状況が異なっている。

南西端では、ホルスト g に残っている市道荒砥沢線の道路の南端よりも先にあつた地盤（直線距離にしておおよそ 375m）は、破壊しながらダム湖に突っ込んだ。このとき発生した津波はシツ

ミクキ沢を遡上し、橋を上流に押し流した（大八木ほか，2010）．その後，荒砥沢スプレッドの右側境界断層に沿って抜け出てきた破碎丘 c によって，シツミクキ沢は閉塞され，堰止め湖が生まれた．その後の津波発生とホルスト g の動きは，大場氏によって目撃されている．

南西端以外の場所では，古荒砥沢 E スプレッドの左側境界断層から抜け出てきた破碎岩に乗って，移動体の先端が対岸斜面に衝突し，最

大 50m の高さまで乗り上げて停止したが，移動体の全体は前進を続けていた．その結果，移動体を横断する古荒砥沢 C スプレッドの左側境界断層を通して抜け出した多量の破碎岩は，破碎丘 a を形成しながらナカイシ沢の北西側の上位層を南東側の上位層の上に押し上げた．このとき，北西側の上位層では反り返りが起きている（写真 15-b）．押し上げの結果，移動体は短縮している．スプレッド発生前のナカイシ沢の位置から移動体先端

端までの距離 (X) 470m に対して，破碎丘 a と移動体先端までの距離 (Y) は 220m となり（図 8），約 47%短縮した．

荒砥沢スプレッドの推定移動速度は 1m/s に達し（井口ほか，2010），それは Cruden and Varnes (1996) が提案した速度スケールでは速度階 6 (very rapid) に相当する．荒砥沢スプレッドの等価摩擦係数は 0.1 である．この値は，地すべり移動体の体積 10^{10} m^3 オーダーに相当し (Scheidegger 1973), 体積 10^8 m^3 オーダーの荒砥沢スプレッドが有している体積効果以上に長距離運動をしている（横山・脇田，2010）．荒砥沢スプレッド

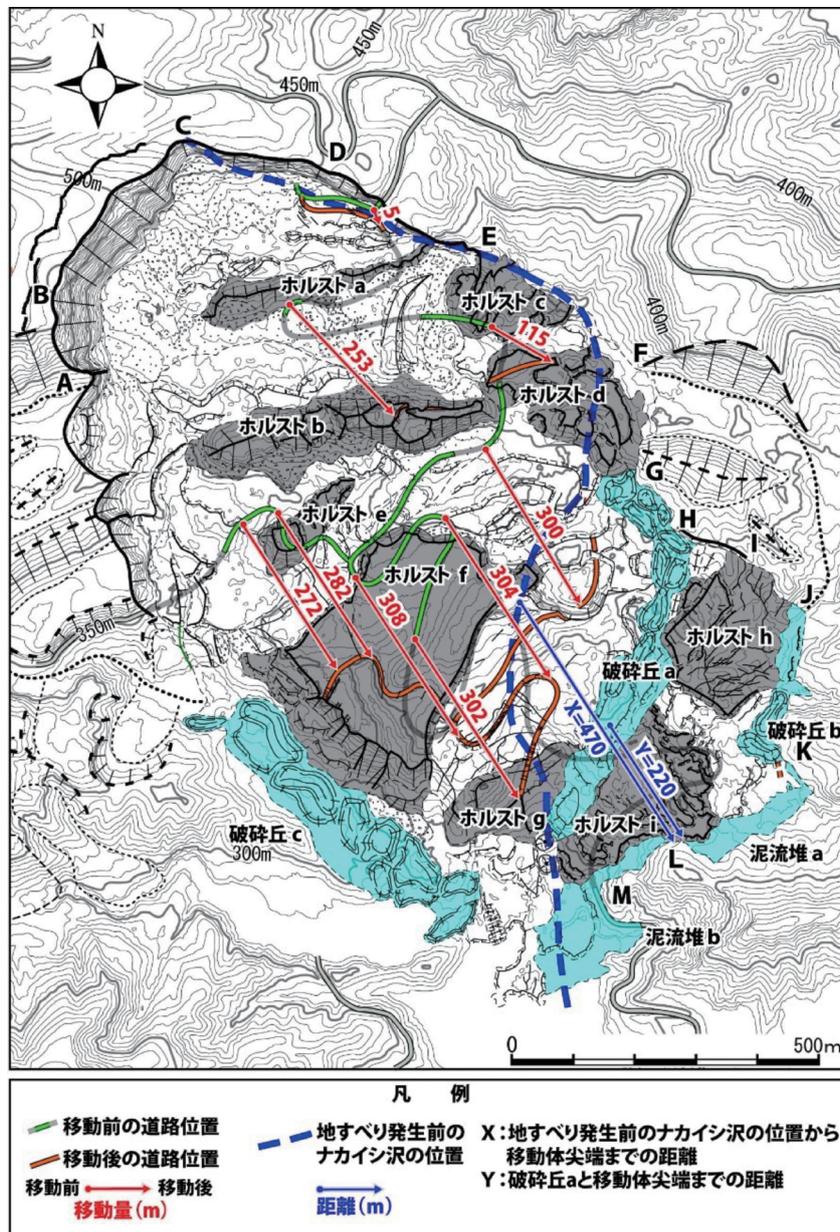


図 8 道路構造物およびナカイシ沢を指標に推定した荒砥沢スプレッド内部の移動。

レッドの高速長距離運動は、液状化した下位層の
抜け出しが可能にした。

8. まとめ

本研究では、荒砥沢スプレッドに関して以下の
ことが明らかになった。

- ・運動様式スプレッドは、下位の軟質な地層を上
位の固着した地層が被うキャップロック構造
をもつ地質体から、下位層が地表に向かって
抜け出すことで発生する地すべり運動である。
- ・荒砥沢スプレッドの場合は、上位の固着した軽
石凝灰岩と下位の軟質でバラバラになりやす
い湖成堆積岩とがキャップロック構造を形成
している。
- ・地震動による液状化で湖成堆積岩は粉碎され、
破碎岩が形成された。この破碎岩が破碎流動に
よって地すべり移動体の外に抜け出す過程で、
上位層の軽石凝灰岩は様々なサイズのブロッ
クに分離し、破碎岩の抜け出しで生じた空間
にブロックが陥没した。地表には、ホルスト・
グラーベン構造が形成された。
- ・移動を妨げる山地がない南西端では、移動体は
破壊してダム湖に突っ込み、その際津波が発
生した。
- ・一方、南西端を除く移動体末端では、古荒砥沢
Eスプレッドの左側境界断層に沿って抜け出し
た破碎岩に乗って、先端が対岸斜面に衝突し、
最大50mの高さまで乗り上げて停止した。
- ・しかしながら、移動体の全体は前進を続けてい
て、移動体を横断して走るナカイシ沢沿いの古
荒砥沢Cスプレッドの左側境界断層を通過して
抜け出した多量の破碎岩は、ナカイシ沢に破碎
丘aを形成しながら、その北西側の上位層を南
東側の上位層の上に押し上げた。その結果、破

碎丘aから先端までの距離は大きく短縮した。

- ・荒砥沢スプレッドの高速長距離移動は、液状化
した下位層の抜け出しが可能にした。

謝辞

本論文は、筆者のひとり、脇田茂の2010年度
高知大学総合人間自然科学研究科修士論文の内容
をまとめたものである。本研究を進めるに当たっ
て、多くの方にお世話になった。富山大学大学院
理工学研究部の柏木健司准教授には2008年の災
害直後のテントでの現地調査で協力いただいた。
当時基礎地盤コンサルタンツ株式会社技師長で
あった靱倉克幹博士（故人）には、現地や宿（さ
くらの湯）で機会あるごとに有益な議論をしてい
ただいた。当時財団法人深田地質研究所の特別研
究員であった大八木規夫博士（故人）には、荒砥
沢の空中写真判読結果に関してご指導と有益な助
言をいただいた。防災科学技術研究所防災システ
ム研究センターの井口隆博士には、荒砥沢地すべ
り発生直後の斜め空中写真を提供していただい
た。現地調査の常宿にしていた文字温泉さくらの
湯の経営者、大場武雄氏には、地すべり変動です
っかり変わってしまった現地を何度も案内して
いただいた。以上の方々にこの場を借りて感謝の意を
表します。

文献

千葉則行・橋本修一・前田修吾・大場 司・山崎孝成・
阿部真郎・濱崎英作（2008）：荒砥沢ダム上
流の巨大地すべり発生に関する地質・地質構
造所見。第47回日本地すべり学会研究発表会、
特別セッション用配布資料 A3 版，1p。
地質調査所栗駒地熱地域地質図編集グループ

- (1986) : 10 万分の 1 栗駒地熱地域地質図および同説明書, 特殊地質図 21-3. 地質調査所, 26p.
- Cruden, D. M. and Varnes, D. J. (1996): Landslide types and process. In Turner, A. K. and Schuster, R. L., eds., *Landslides: Investigation and Mitigation*, Special Report **247**, 36–75.
- Hollingworth, S. E., Taylor, J. H. and Kellaway, G. A. (1944): Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 1–44.
- 井口 隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健 (2010) : 2008 年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質的背景. 防災科学技術研究所主要災害調査, **43**, 1–10.
- 加藤靖郎 (2001) : 西畑ラテラルスプレッドを引き起こす凝灰質泥岩の性状. 第 40 回地すべり学会研究発表講演集, 111–114.
- 川辺孝幸 (2009) : 2008 年岩手宮城内陸地震による地質災害について. 山形応用地質, **29**, 41–53.
- 北村 信・大槻憲四郎・増田孝一郎 (1986) : 島弧横断ルート 20 (鬼首 - 細倉 - 花泉). 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, **2(8)**, 8p.
- 大場 司・山元正継・近藤 梓・鈴木真吾・林 信太郎 (2009) : 岩手宮城内陸地震土砂災害地域の地質層序. 平成 20 年度北東北国立 3 大学連携推進研究プロジェクト 岩手・宮城内陸地震被害調査研究報告書, 24–35.
- 大八木規夫 (2004) : 地すべり構造. 地すべりに関する地形地質用語委員会編, 地すべり——地形地質的認識と用語, 社団法人日本地すべり学会, 29–45.
- 大八木規夫・井口 隆・内山庄一郎 (2010) : 2008 年岩手・宮城内陸地震による荒砥沢地すべりの構造. 深田地質研究所年報, **11**, 77–93.
- 林野庁東北森林管理局 (2008) : 岩手・宮城内陸地震に係る山地災害対策検討会分科会資料 (荒砥沢地すべり), <https://www.rinya.maff.go.jp/tohoku/koho/saigaijoho/kyoku/kentakai/hokokusho.html>, (2022 年 8 月 31 日参照).
- Scheidegger, A.E. (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, **5**, 231–236.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1976) : 広域調査報告書 昭和 50 年度 (栗原地域), 52p.
- Varnes, D. J. (1978): Slope movement types and processes. In Schuster, R. L. and Krizek, R. J., eds., *Landslides: Analysis and Control*, Transportation Research Board, Washington, D. C., Special Report, **176**, 11–33.
- 山科真一・山崎 勉・橋本 純・笠井史宏・我妻智浩・渋谷研一 (2009) : 岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢地すべり. 日本地すべり学会誌, **45(5)**, 42–47.
- 横山俊治・菊山浩喜・田中英幸・海谷叔伸 (1997) : 1995 年兵庫県南部地震による盛土の地表変状の原因. 構造地質, **42**, 51–61.
- 横山俊治・脇田 茂 (2010) : 地震時地すべりの長距離運動とスプレッド—荒砥沢スプレッドを例として—. 月刊地球, 号外, 61, 109–117.
- Zaruba, Q. and Mencl, V. (1969): *Landslides and their Control*, Elsevier, Amsterdam, 205p.