

研究報告

宮城県栗原市荒砥沢ダム巨大地すべりの地質背景

大場 司*・林 信太郎**

Geologic Background of the Huge Landslide at Aratozawa, Kurihara, Miyagi Prefecture

Tsukasa Ohba*, Shintaro Hayashi**

Abstract

Geology around the Aratozawa huge landslide triggered by the Iwate-Miyagi Inland Earthquake was surveyed several days after the landslide. Lacustrine sedimentary rocks are overlain by a thick pumice tuff which exposes at the lower scarp. The thick pumice tuff is overlain by a welded tuff at the scarp. A review on previous studies on the area revealed inconsistency among interpretations for their sedimentation ages, ranging from Miocene to Quaternary. Similar past huge landslides, which are identified from topographies, around nearby volcanoes are attributed to the similarity of geology and geomorphology.

1. 序論

2008年6月14日の岩手・宮城内陸地震では、山間部にて多数の地すべりが発生した。その中でも宮城県栗原市の荒砥沢ダム付近で生じた地すべりは、近年国内で発生した地すべりの中では最大規模のものとして、発生当初から研究者やマスメディアの興味の的となった。この地すべりの直接的な誘因は地震であるが、特にその規模が大きかった理由について興味が持たれる。地すべりの発生には様々な素因が複雑に絡むのが普通であり、これまでこの地すべりの原因の完全な解明には至っていない。

我々は地すべり発生後数日間に、日本地すべり学会会員らと共に飛行・踏査による現地調査を行った。しかし我々の短期間での調査のみで地すべり発生メカニズムを論じるのは困難である。水文、地形、地質要素などが複雑に絡むため、機構解明には多角的アプローチによる精査が必要である。本報ではそのうちの本地域の地質に関する研究レビューを行い、調査結果と併せて考察を行う。さらに、類似の地質構造を有する近隣地域での過去の地すべりに関する考察を行う。

2. 荒砥沢地すべりの概要

地すべりが発生したのは宮城県栗原市の荒砥沢ダム上流である。2008年6月14日午前8時43分に

岩手県内陸部を震源として発生した M7.2 の直下型地震により誘発され、地震とほぼ同時に地すべりが発生した。地震発生から 2~5 分後にダムサイトに到着した目撃者によると、到着した時点ですでに地すべりは発生していたらしい。この地すべりは、長さ約 1500m, 最大幅約 900m, 滑落崖は 100-150m に及ぶ。複数の調査団による調査結果によると、この地すべりによって約 7000 万 m³ の土砂が移動したとされる。また、この地すべりのすべり面の傾斜は約 10° と緩く、その面は緩い平面状だったとされる。

本稿執筆の7月現在、メディア報道やウェブ上に本地すべりに関する情報が多数存在する。その中には地質構造の重要性に言及しているものもあるが、実際の地質情報を明示している情報は多くない。これまで本地域の地質学的研究がいくつか成されているので、次章ではそれらをレビューし、地質情報の整理を行う。

3. 地質研究史

本地域の地質学的研究は、北村⁽¹⁾、栗駒地熱地域地質図編集グループ⁽²⁾、通産省⁽³⁾がある。また、荒砥沢の北に位置する栗駒火山の地質学的研究を藤縄他⁽⁴⁾が行っている。本地域の地質層序を考える上では、周辺地域の広域層序との整合性を考える必要がある。1990年頃から南方の岩ヶ崎地域にて地層年代が見直され、大幅に修正されている(土谷ほか⁽⁵⁾)。荒砥沢ダム周辺は再検討の対象外であった。

鬼首栗駒周辺地域には、広範囲に分布する厚く塊状の軽石凝灰岩が多数存在する。この軽石凝灰岩はしばしば大規模火砕流堆積物、イグニンプライト等

2008年7月23日受理

* 秋田大学工学資源学部地球資源学科 Department of Earth Science and Technology, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University

** 秋田大学教育文化学部 Faculty of Education and Human Studies, Akita University

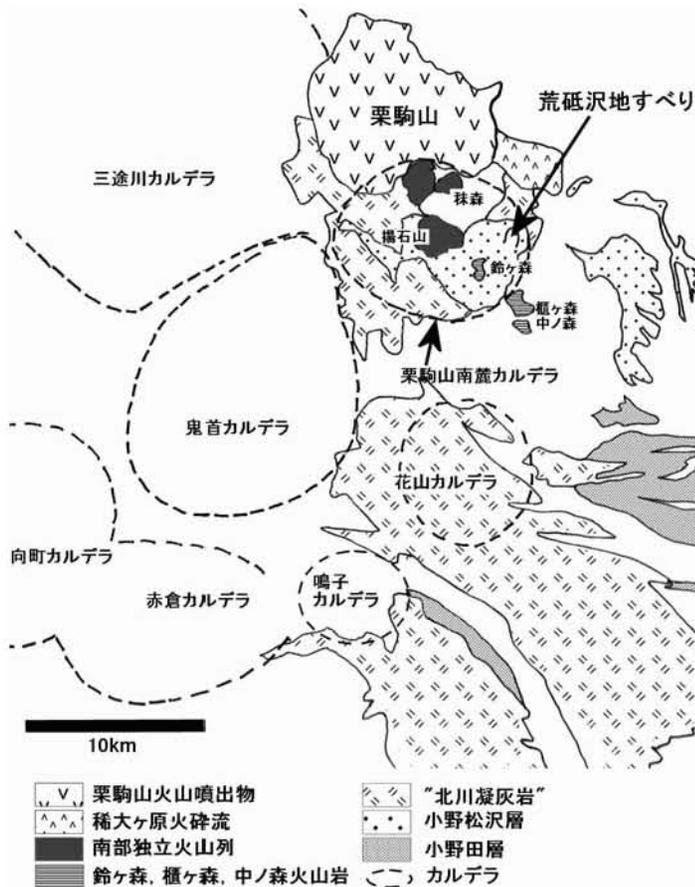


図1. 栗駒山・鬼首地域の地質概略図。北村⁽¹⁾, 栗駒地熱地域地質図編集グループ⁽²⁾, 土谷他⁽⁵⁾, 大竹⁽⁶⁾に基づく。鬼首カルデラ南東に分布する“北川凝灰岩”は、4層に分けられている。

と称され、カルデラ火山からの大規模火砕流による堆積物と考えられている。第四紀カルデラとして鳴子・鬼首の両カルデラが知られているが、近年、それらに先行するカルデラ火山が多数存在していることが指摘され(図1; 大竹⁽⁶⁾, 伊藤ほか⁽⁷⁾, 天野・佐藤⁽⁸⁾)。院内, 三途川, 鬼首, 栗駒山南麓, 花山, 向町, 赤倉, 中山平, 鳴子といったカルデラ火山がこれまでに認識されている。これらのカルデラ火山のうち、花山カルデラは後期中新世(900万年以前, 土谷他⁽⁵⁾), 鳴子カルデラは7-4万年前と、カルデラ毎に活動時期が異なり、幅広い年代に渡っている。活動年代の決定や噴出物(軽石凝灰岩)の対比が詳細に行われている鬼首, 鳴子, 赤倉などいくつかのカルデラを除いて、多くの軽石凝灰岩とカルデラについては年代決定と対比は完成していない。

北村⁽⁹⁾により北川溶結凝灰岩(図1の北川凝灰岩)とされていた大崎市西部~栗原市南西部に分布する凝灰岩は、その後の研究によって4層(下位より池

月, 下山里, 荷坂, 柳沢の各凝灰岩)に分けられ、下位2層は鬼首カルデラ, 上位2層は鳴子カルデラ起源に由来することが明らかにされた(坂口・山田⁽¹⁰⁾)。これらの凝灰岩は、かつてはK-ArおよびFT年代測定により約200万年前の噴出物とされていた(Yamada⁽¹¹⁾, 山田ほか⁽¹²⁾)。しかし、1990年代になって池月凝灰岩の年代の測定値が多数報告され(Imai *et al.*⁽¹³⁾, 豊田・岡部⁽¹⁴⁾, 土谷他⁽⁵⁾)、その結果、噴出年代は約25万年前に修正された。古い研究と最近の研究間で年代値に大きな違いがあるため、他の多くの凝灰岩層についても再検討が必要である。

荒砥沢ダムの北側上流は、上部中新統小野松沢層の分布域とされる(通産省⁽³⁾, 北村⁽¹⁾, 栗駒地熱地域地質図編集グループ⁽²⁾)。本層は湖成または陸成堆積物とされ、シルト岩, 砂岩, 亜炭, 軽石凝灰岩, 安山岩溶岩などからなる。シルト岩・砂岩からは植物化石を産し、後期中新世~鮮新世のものとされている(通産省⁽³⁾)。本層は荒砥沢ダムより東方では巖美層に覆われる。この付近の巖美層から5.7Maの年代値が得られており、小野松沢層の生層序学的検討からも矛盾しない。小野松沢層は荒砥沢ダム西方では池月凝灰岩に被覆される。

荒砥沢北方には栗駒山火山噴出物が分布しており、その層序と年代については藤縄他⁽⁴⁾に詳しい。土志田他⁽¹⁵⁾は藤縄他⁽⁴⁾による栗駒山火山噴出物南部(図1)のの層序に対比させた年代値を報告している。これらの研究から、栗駒山南麓に分布する火山噴出物は、現在の山体中心よりも古いことがわかっている。藤縄他⁽⁴⁾は荒砥沢北西方に分布する南部独立火山列(図1)について約50万年前のK-Ar年代値を報告している。また、同火山列の別の試料から土志田他⁽¹⁵⁾は約75万年前の年代値を報告している。また、荒砥沢北方に分布する稀大ヶ原火砕流(図1; 藤縄他⁽⁴⁾)について、土志田他⁽¹⁵⁾は45万年前の年代値を得ている。栗駒火山の山体主要部は約45万年前から数万年前までの火山活動により形成されたものであり、それより前の75-45万年前には荒砥沢に近い場所において揚石山や株森(図1)といった複数の小型火山が活動していたと考えられる。

4. 調査結果

荒砥沢地すべり地の現地調査では、6月19日に林が空察を行い、6月22日に大場が踏査を行った。これにより、荒砥沢ダム地すべり地域周辺の地質層序の概要を把握できた。滑落崖は小規模な崩落が継続しているうえに、100m以上もの急崖であるために

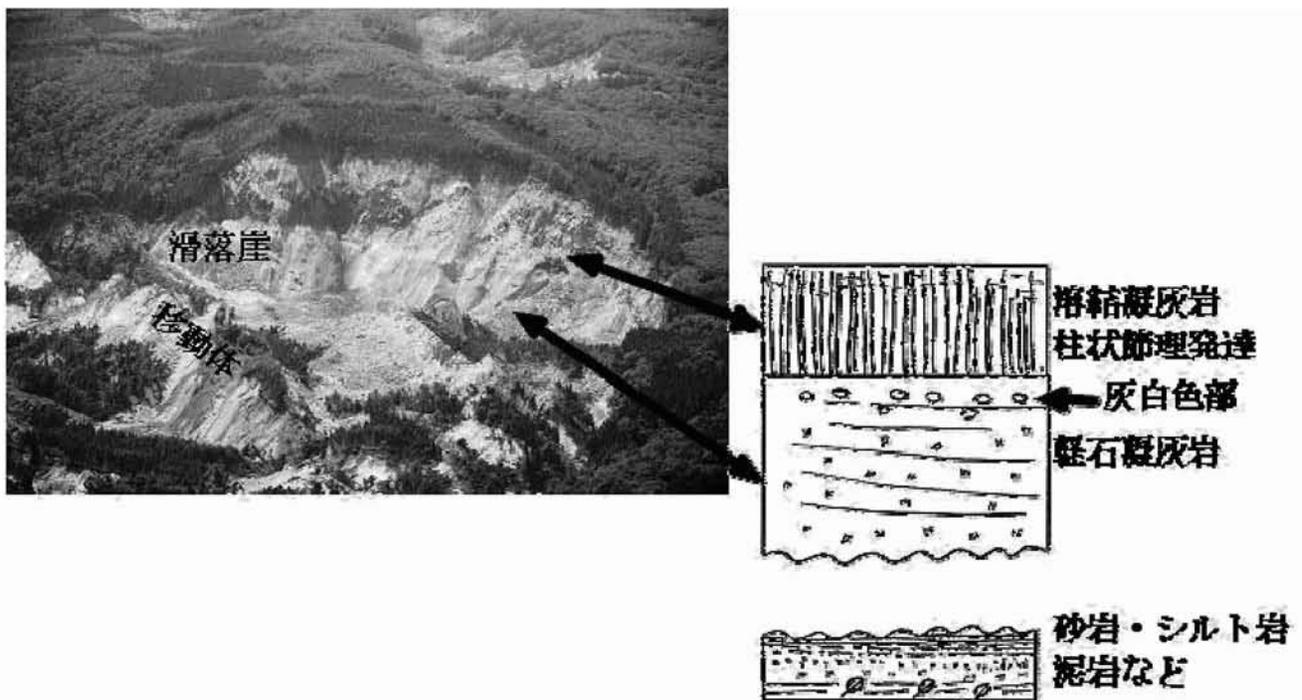


図2. 荒砥沢地すべりの滑落崖と地質層序概要. 写真撮影：林信太郎

踏査で直接地層を観察するのは困難である。空察では、主滑落崖などに現れている堆積構造を観察することができた。一方、踏査では主滑落崖に露出していない下位層が移動体末端部に露出しているのを確認した。

滑落崖を構成する地層は、空察、地上での遠望、移動体での岩相観察、周辺露頭の観察、それに他調査団(茨城大学)による調査結果情報を総合すると、上部は溶結凝灰岩、下部は軽石凝灰岩と判断できる。上部は柱状節理のよく発達した硬質な火山岩相であることは遠望から判断できる。栗駒山南麓には安山岩溶岩も溶結凝灰岩が分布しており、いずれかであると考えられる。しかし、遠望だけでは安山岩溶岩と溶結凝灰岩を区別することは難しい。地すべり地にごく近い露頭では、滑落崖最上部と一連と思われる層が露出し、それは溶結凝灰岩である。よって、この火山岩は溶結凝灰岩と判断できる。滑落崖下部は、遠望により粗い葉理が発達する厚い単層と判断できる。また、大型軽石粒子と思われる白色の斑点が確認できる。滑落崖下部を構成していると考えられる岩石は移動域内に広く分布しており、これは多孔質で大型の石英結晶を含む軽石凝灰岩である。近隣の露頭では溶結凝灰岩の下位に軽石凝灰岩が存在する。よって、主滑落崖の下部層は粗い葉理構造を持つ軽石凝灰岩である。この岩相は、イグニブライトおよびその再堆積による岩相として普通のもの

である。

移動体先端には明灰白色の砂岩、シルト岩、軽石凝灰岩、および黒色～黒灰色の亜炭層が分布する。砂岩中からはしばしば植物化石を産する。直接の関係を確認してはいないが、移動体内部の位置関係より、これらの岩相は上記の厚い軽石凝灰岩より下位の地層を構成するものと考えられる。移動体先端に分布する各岩相の層序と層厚は確認していない。各単層は、上位の軽石凝灰岩よりも薄い。図2に地すべり周辺の層序の概要を示す。

5. 考察

5.1 層序・年代の対比

荒砥沢ダム上流の地すべり地周辺の地質は、最下位より砂岩、シルト岩、軽石凝灰岩、亜炭などからなる碎屑性堆積岩層、厚い軽石凝灰岩層、溶結凝灰岩からなることが確認された。それぞれについて、地層対比および堆積年代に関する考察を行う。

最下位の堆積岩を主体とする層は、岩相の特徴や分布、および植物化石の産出といった点で従来研究における小野松沢層と考えられる。小野松沢層の堆積年代は、植物化石および上位層の年代測定値を根拠に後期中新世～鮮新世とされる。しかし、年代決定の根拠となった試料は、本地域から小野松沢に至る地域ではなく、東に離れた地域から採取されたものである。これらの地域の本層と、荒砥沢ダム上流

部の本層の分布は連続的ではなく、岩相の類似性からのみ対比されている。本層は北村⁽¹⁾により湖沼性堆積物とされるが、カルデラ湖堆積盆は閉ざされているため、たとえ類似岩相であっても、同一堆積盆内での同時堆積物という保証はない。栗駒山周辺地域は中新世から現在に至るまで断続的にカルデラ火山が形成しており、近隣地域で時代の異なるカルデラ湖堆積盆が形成されても不思議はない。事実、鬼首カルデラには類似岩相の宮沢層が分布するが、鬼首火山の形成年代から30万年よりも新しいと判断できる。荒砥沢ダム周辺地域は、栗駒山南麓カルデラ(図1;大竹⁽⁶⁾)の内部に位置するが、年代決定された地域の小野松沢層はカルデラの外に位置する。

また、栗駒山南麓カルデラの形成年代についても詳細な研究は成されていない。したがって、両地域の小野松沢層を同一時代の堆積物とする対比には問題がある。この問題を解決するには、荒砥沢ダム上流地域内の試料と層序関係から本層の年代を決定する必要がある。また、上位層の巖美層の年代測定値の5.7Ma自体も、測定精度の問題から検討しなおす必要があるかもしれない。

上位の厚い軽石凝灰岩についても同様の問題がある。従来の研究では、この凝灰岩は小野松沢層中の部層とされている。北村⁽¹⁾によると、荒砥沢ダム周辺の小野松沢層上部は厚い軽石凝灰岩、安山岩溶岩、安山岩凝灰岩から成り、シルト岩、泥岩は本層下部

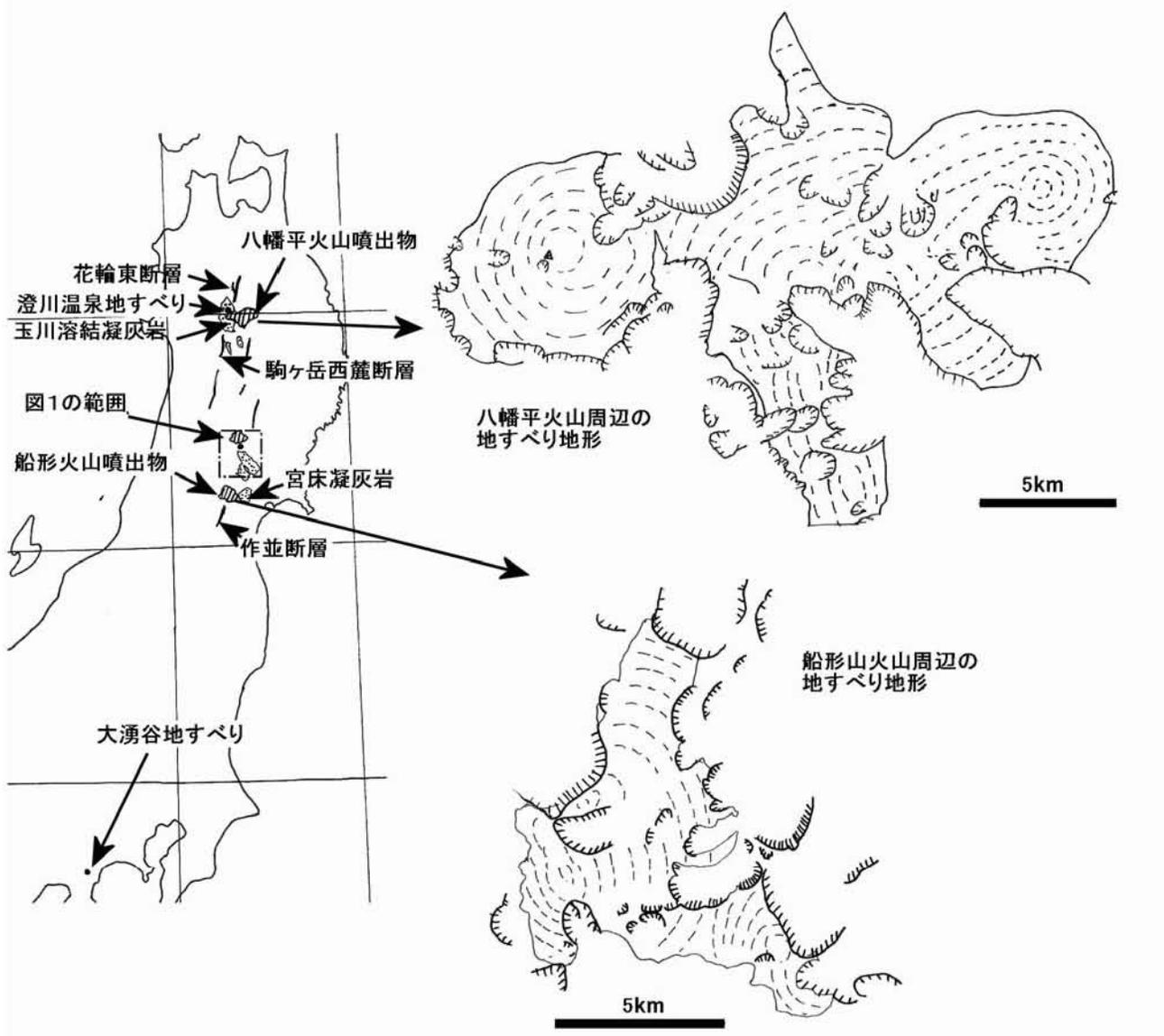


図3. 近年発生した火山周辺の大型地すべりの位置(左図)と八幡平と船形山の地すべり地形(右図). 八幡平および船形山火山の周囲に分布するカルデラ起源イグニンプライトおよび活断層の位置を左図中に示す。

を構成している。一方、東に少し離れたカルデラ外地域では、上部の厚い軽石凝灰岩、安山岩、安山岩凝灰岩を欠いている。これら上位の火山岩相と下位の堆積岩相との堆積時間の連続性は容易に証明できるものではない。さらに、側方で不連続に上部岩相が消滅することから、上部と下部を一連の地層として扱うことには問題がある。前述の通り近隣地域には、幅広い時代に渡る多数の軽石凝灰岩ユニットが存在し、必ずしも詳細な対比・年代決定が行われていない。特に小野松沢層や小野田層（図 1）など、堆積岩を主体とする地層中の部層として扱われているものについては、対比は不十分であり、現状では、後期中新世より新しい堆積物であることしかわからない。今後は各層に対し詳細な対比が必要であり、そのためには最新の地層観察方法が必須であるほか、多様な岩石学的分析を必要とする。

滑落崖の最上部の溶結凝灰岩も、現状では十分な対比が成されていない。北村⁽¹⁾はこの溶結凝灰岩を小野松沢層の一部として扱っている。一方、栗駒地熱地域地質図編集グループ⁽²⁾は、分布は一致していないものの、この付近の溶結凝灰岩を北川凝灰岩及び相当層としている。後の研究（土谷他⁽³⁾）により北川凝灰岩は複数のユニットに分けられ、その最下位の溶結部分は池月凝灰岩とされている。その堆積年代は約 25 万年前であるので、後期中新世の小野松沢層の一部と解釈した場合とでは実に 170-180 万年もの年代の開きがある。上記の軽石凝灰岩と同様、この溶結凝灰岩も年代・給源ともに全くわかっていないに等しく、今後の詳細な岩相観察、分析、年代測定が必要である。

荒砥沢の地すべり地には露出していないが、この周辺には安山岩溶岩と同質凝灰岩も分布する。北村⁽¹⁾によると軽石凝灰岩層に狭在するとされ、ゆえに小野松沢層の一部と解釈されている。前述の通り、小野松沢層の軽石凝灰岩の年代には問題があるので、この安山岩の年代も後期中新世とは断言できない。荒砥沢ダム南方の鈴ヶ森、櫃ヶ森、中ノ森に分布する安山岩溶岩（図 1）については、栗駒地熱地域地質図編集グループ⁽²⁾は北村⁽¹⁾の見解と大きく異なっており、第四紀の安山岩としている。藤縄他⁽⁴⁾の栗駒山火山噴出物分布域からは南に外れているが、栗駒山本体に先行する古い独立火山列がこの周辺に分布することが示されており、もしこれらの安山岩が第四紀のものであるならば、藤縄他⁽⁴⁾による南部独立火山列が、より南方まで広がっていたと解釈できるかもしれない。南部独立火山列の活動時期は、

75-50 万年前と考えられ、池月凝灰岩の年代よりも古いことになる。

栗駒・鬼首周辺の地層は、全体として早期の研究より最新の研究の方が若い年代とされる傾向にある。200 万年以上の年代とされたものが、20-30 万年程度の年代に若返ったものもある。しかし、小野松沢層とされる地層は年代について十分な見直しが行われていない。

荒砥沢ダム周辺の地すべり発生地域には、古い地すべり地形が存在している。しかし、これまでの地質図に古い地すべりの影響が反映されているかは不明である。峡谷沿いの断片的な露頭情報から地質層序を組み立てる場合、移動体ブロックの破碎が少ない場合には、移動体内部と不動域の地質の区別がしばしば困難となる。もし移動体と不動域を区別していない場合には、誤った層序を組み立ててしまうことになる。既存の地質図は、しばしば地すべりによる擾乱が考慮されずに描かれている場合があるので、注意が必要である。

5.2 火山地域の”温泉地すべり”

多くの火山周辺において古い時代の大規模な地すべり地形が認められ、特に栗駒山を含む東北地方の火山ではごく一般的である。近年の代表的大規模の地すべりである 1953 年大湧谷地すべりと 1997 年の澄川温泉地すべりは、いずれも火山地域において発生している（図 3）。荒砥沢ダム上流地域は栗駒火山山麓に位置し、軽石凝灰岩や溶結凝灰岩といった火山噴出物から構成されるため、同様に火山地域で発生した地すべりと言って良いだろう。

火山地域における地すべりは、必ずしも火山活動に関係するものだけではない。非活動的火山においても、熱水変質や地熱活動に関係する”温泉地すべり”が発生する。筆者は八幡平など東北地方のいくつかの火山において地質調査を行ってきたが、その経験から、温泉地すべりの概念に問題があると考えようになった。たとえ熱水変質帯や地熱活動がみられる地域で地すべりが発生した場合でも、その因果関係を証明するのは容易ではないからである。1997 年澄川温泉地すべりを例に考える。ここでは地熱活動は地すべり滑落崖やすべり面よりも末端側に局所的に存在し、滑落崖や移動体内部はほとんどが未変質の岩石から成っている。地すべりに関連したと考えられるスメクタイト質粘土も、ルースな火山灰層の天水による風化や、過去の続成作用などにより生じ得るものであり、地すべりの発生に対して熱水変質作用は必要条件ではない。火山地域では、火山活

動や熱水変質・地熱活動とは無関係に地すべりが発生する可能性がある。このように、熱水活動と地すべりの因果関係は証明できず、温泉地すべりと呼ぶのは不適當である。

荒砥沢ダム地すべりには火山や地熱活動の関与は認められない。東北地方の火山地域には巨大な地すべり地形が多数分布することが知られており、荒砥沢ダムの地すべりと同様のメカニズムで生じたものがあるかもしれない。たとえば、八幡平や船形山周辺には、多数の巨大地すべり地形が認められる。これらの火山のマグマ活動は数十万年前に終了しており、現在は火山地形そのものが不明瞭になっているのに対し、地すべり地形はきわめて新鮮である(図3)。また、熱水変質帯や地熱活動を全く欠くか、あっても局所的であることが多い。認められる場合でも、地すべり後に生じた可能性もある。このように、火山活動と地熱活動と無関係と考えられる地すべりが多数存在するのは、荒砥沢地すべりと類似機構による地すべりがしばしば発生しているためかもしれない。

5.3 近隣火山との地質学的共通点

八幡平、栗駒山、船形山の地質学的共通点を整理し、火山地域での巨大地すべり機構解明の手がかりとしたい。

5.3.1 地質層序の共通点

第四紀火山周辺の地質は、溶岩等の火山噴出物から成る。火山噴出物の下位にはしばしば溶結凝灰岩・軽石凝灰岩などのカルデラに関連した火山噴出物が認められる(北川凝灰岩、玉川溶結凝灰岩、宮床凝灰岩等、図3)。さらにその下位は、第三紀の堆積岩、火砕岩(熊沢川層、山津田層、小野松沢層、作並層、梨野層、定義層など)が分布することが多い。上位の火山岩類は、硬質緻密だが節理が発達し、透水性は良い。カルデラに関連した凝灰岩類は一般に厚く塊状で、溶結して緻密な場合と、非溶結で多孔質の場合がある。下位の第三紀の岩石は、層理の発達した細粒の碎屑岩類(シルト岩、泥岩)に富むことが多い。

5.3.2 近接する活断層

今回の地震では、栗駒山に近接した活断層の存在が露呈した。八幡平や船形山周辺にも、活断層の存在が知られている。八幡平周辺には花輪東断層や駒ヶ岳西麓断層が存在する。船形山の近くには作並断層がある。これらの活断層の活動によって今回のような規模の地震が発生するならば、巨大地すべりが発生しても不思議ではない。

5.3.3 地形的共通点

第四紀火山体周辺では、地質構造を反映した地形的特徴を特記すべきであろう。火山体周辺では、上面が溶岩、溶結凝灰岩、軽石凝灰岩から成る平坦面～緩斜面で、側下方に凝灰岩～第三紀の地層から成る急斜面が形成される。その結果、火山地域末端では、台地状の地形が発達している。山体中央の急斜面での地すべり地形も多いが、火山地域末端の台地状部分での地すべり地形も多く認められる。一般に最上位の火山噴出物の堆積面は、山体中央部をのぞき、凹凸に乏しいなだらかな斜面～平坦面を成す。先行するカルデラ火山に伴う溶結凝灰岩・軽石凝灰岩も平坦面(火砕流台地)を成すことがある。これらの火砕流台地上に第四紀火山の溶岩等が重なっている場所もある。溶結凝灰岩や軽石凝灰岩の分布地域には、河川浸食が進んでいる場所も多い。新第三紀の地層が分布する場所では浸食地形が発達しており、急峻斜面と溪谷が顕著である。

6. まとめ

2008年6月14日の岩手・宮城内陸地震に伴って発生した荒砥沢ダム地すべりの地質層序は、下位より、砂岩・泥岩・亜炭などの堆積岩、厚い軽石凝灰岩、柱状節理の発達した溶結凝灰岩である。これらの地層は既存研究からは後期中新世～鮮新世の小野松沢層(上部は北川凝灰岩の可能性有り)とされるが、この層序・年代には重大な問題がある。最新研究の動向を考えると、堆積年代ははるかに若い可能性があり、この問題を解決するためには、岩石学的分析を含む詳細な層序対比作業および年代測定が必要である。

栗駒山をはじめ、八幡平や船形山といった東北地方の火山地域でも類似の巨大地すべり地形が認められる。これらは火山活動や地熱活動とは無関係の可能性があり、荒砥沢地すべりと同様の機構により生じた可能性がある。これらの火山地域には、類似の地質層序(下位より第三紀堆積岩類、カルデラに関連した凝灰岩類、第四紀火山岩類)、近接活断層の存在、地質構造に支配された台地状地形などの共通点が認められる。このタイプの地すべりの発生には、本報告で述べた地質・地形的要因が重要であると考えられる。本報告では触れなかったが、これらの地質・地形要因に加え、すべり面形成に重要とされる地下水流動様式といった水文学的要因を合わせることにより、このタイプの地すべり発生機構を明らかにすることができるであろう。

謝辞

平成 20 年岩手宮城内陸地震およびそれに伴う斜面災害では、多数の尊い命が失われた。謹んで哀悼の意を表す。本調査を行うにあたり、地すべり学会緊急調査団の皆様には大変お世話になった。また、茨城大学藤縄明彦教授からは、貴重な調査情報を教えていただいた。匿名閲読者からのコメントは、本報告の改善に大いに役立った。以上の方々に深く感謝する。

参考文献

- (1) 北村信 (1986) : 新生代東北本州弧地質資料集. 第 2 巻その 8 島弧横断ルー No20 (鬼首・細倉・花泉).
- (2) 栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986): 栗駒地熱地域地質図.
- (3) 通商産業省資源エネルギー庁 (1976): 昭和 50 年度広域調査報告書「栗原地域」, 52pp.
- (4) 藤縄明彦, 藤田浩司, 高橋美保子, 梅田浩司, 林信太郎 (2001): 栗駒火山の形成史. 火山. 46. 269-284.
- (5) 土谷信之, 伊藤順一, 関陽児, 巖谷敏光 (1997): 岩ヶ崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- (6) 大竹正巳 (2000): 栗駒南部地熱地域, 赤倉カルデラの層序と火砕流噴出陥没様式, 地質学雑誌, 106, 205-222.
- (7) 伊藤谷生, 歌田実, 奥山俊一 (1989): 東北日本脊梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について, 地質学論, 32, 409-429.
- (8) 天野一男, 佐藤比呂志 (1989): 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス, 地質学論集, 32, 81-96.
- (9) 北村信 (1956): 東北地方脊梁山脈 (岩手・秋田・宮城県境) に発達する石英安山岩類の層位学的問題について, 地球科学, 28, 14-22.
- (10) 坂口圭一, 山田宮三 (1988): 鬼首カルデラ周辺の火砕流堆積物—いわゆる北川石英安山岩の再検討, 地調報告, 268, 37-59.
- (11) Yamada, E. (1981): Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan.* 268, 61-190.
- (12) 山田宮三, 岡田博, 西村進, 谷口政碩, 名取博夫 (1978): 宮城県玉造郡片山・鳴子地熱地域の熱水変質, 地調報告, 259, 241-376.
- (13) Imai, N., Shimokawa, K., Sakaguchi, K. and Takada, M. (1992): ESR dates and thermal behaviour of Al and Ti centers in quartz for the tephra and welded tuff in Japan. *Quaternary Science Review*, 11, 257-265
- (14) 豊田新, 岡部師才 (1995): ESR (電子スピン共鳴) による高森遺跡関連火山噴出物の年代測定(2), 東北歴史資料館資料集, 39, 「高森遺跡 III」, 23-28.
- (15) 土志田 潔, 宇都 浩三, 内海 茂 (1999): 東北地方中部における時代未詳火山岩類の K-Ar 年代とその意義, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Vc-P001.