日本における火山体の山体崩壊と岩屑流

—— 磐梯山, 鳥海山, 岩手山 ——

井口 隆*

国立防災科学技術センター

Gigantic Landslides and Debris Avalanches on Volcanoes in Japan —— Case Studies on Bandai, Chokai and Iwate Volcanoes ——

By

Takashi Inokuchi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The eruption of Mt. St. Helens in 1980 evidently showed that a gigantic landslide on a volcano turned into debris avalanches and widely left thick deposits with hummocky hills on the foot area. This type of movement is one of the largest mass movements and cause a large disaster. In Japan, more than one hundred debris avalanche deposits have been found around Quaternary volcanoes, some of which show landform of large amphitheater craters. This fact indicates that disaster of debris avalanches will be caused in future around some volcanoes as in Mt. St. Helens case. However, few papers have been discussed on such phenomena and there is much to be learnt.

This paper describes the characteristics of gigantic landslides and related debris avalanches in volcanoes, focusing three typical strato-volcanoes: Bandai, Chokai and Iwate in northern part of Honshu, Japan. Each volcanic debris avalanche is described under the following format; geologic setting, source areas of debris avalanches, flow down routes, landform of deposition area, facies of deposited materials, age and geohistoric stage of the volcano, cause of debris avalanche, and problems for the future disaster. Finally, those phenomena are compared with each other.

Bandai volcano: Debris avalanches occurred in three times at different stages on Bandai volcano. The oldest one took place on the southwest slope of Mt. Bandai, and its deposit called "Okinajima mud flow deposit" covered 50 km² in area. The next debris avalanche was caused about 1300 years ago and flowed down along the Biwa-sawa river. The latest one of 1.5 km³ in volume occurred in 1888 and flowed down for twelve

*第3研究部地表変動防災研究室

kilometers toward north. It was called "Ura-Bandai debris avalanche" and killed 461 peoples.

<u>Chokai volcano</u>: Debris avalanches occurred in three or four times. The oldest one occurred on the north slope of Old Chokai volcano and its deposit is called "Yurihara mud flow". Then "Kotaki mud flow" deposit covered the drainage basin of the Naso River. Its sourse area located in upper part of the Naso River. The latest one called "Kisakata debris avalanche" occurred about 2700 y.b.p. This avalanche started on the top of Mt. Chokai. It flowed down northward at first but its main part was forced to turn left toward northwest along the Shirayuki River at the foot of Mt. Chokai. An amphitheater near the southwest slope of Nishi-Chokai summit also shows possibility of another source of a debris avalanche, though its deposit have not yet been found.

<u>Iwate volcano</u>: Five debris avalanche deposits covered around the foot of Iwate volcano. "Koiwai mud flow" deposit is found in area of 50 km² on the foot of south slope of Mt. Iwate. "Aoyama-cho mud flow" deposit distributes under a terrace of Morioka City. This deposit was found only through drilling columns. "Takisawa mud flow" deposit covered on the east slope of Mt. Iwate. "Matsuo volcanic mud flow" deposit covered on the north slope of Mt. Iwate. The source areas of these four avalanches were unknown. The earliest avalanche occurred at the summit of Higashi-Iwate volcano and flow down northeast slope of the volcano. This avalanche deposit is called "Gohyakumori mud flow" or "Hirakasa dry avalanche".

Three times or more debris avalanches occurred in the above mentioned each volcano. This fact indicates that one volcano might cause more than two debris avalanches. Gigantic landslides on a volcano tend to occur at its upper part with its crest and to take place at limited period on the history of volcanic edifice. The frequency of gigantic landslides on volcanoes through out Japan may be once for a hundred to two hundred years. Two hypotheses for cause of these gigantic landslides are as follows; 1) the cause due to eruption related to viscous magma and 2) landform and body force of a volcanic body. However, it has not yet been elucidated. Mechanical fluidization will thought to give better explanation for mechanism of movement of debris avalanches.

1. まえがき

1.1 研究目的

火山に発生する災害には噴火の直接的な噴出物である溶岩流,火砕流や降灰による被害ば かりでなく,既存の山体の一部が安定を失って移動を開始するために起きる各種の斜面災害 があり,この発生頻度や規模は大きい.最近の災害事例をみても長野県西部地震による御嶽 くずれ(Inokuchi, 1985),妙高土石流(早津, 1978)や須坂宇原川土石流(水谷ら, 1982)を引 き起こした斜面崩壊をはじめ多種の斜面災害が火山体において発生し,多くの貴重な生命が 失われた.火山における斜面災害の中でも大規模な山体崩壊は,それによって生じた大量の 土砂が岩屑流となって高速で流下し広大な範囲を埋めつくすため,火砕流に匹敵する大きな 被害をもたらす.わが国では1779年島原の眉山の崩壊による「島原大変」と1888年磐梯山噴 火の例がよく知られており、いずれも大きな被害を出した.しかし、このタイプの斜面運動 についてはその発生頻度が低いためか災害としてあまり関心が持たれていなかった.しかし 1980年 St. Helens火山の噴火に伴って発生した山体崩壊と岩屑流の災害を契機に、火山にお ける大規模な災害として知れわたり、それまで一般に"泥流堆積物"と呼ばれてきた堆積物 の多くはこの種の"岩屑流堆積物"であることが認識されるようになってきた.このような 堆積物は日本ではすでに数十例以上が確認されている(例えばUi, et al, 1986).火山を数多く 持つわが国では今後もこういった岩屑流の発生が十分に予想されることから、火山災害の一 つとして注意を払う必要がある.

St. Helens火山の災害においては山体崩壊の発生は予測されていなかった.しかし,もとも と住家のほとんどない地域であった上に、噴火に伴う泥流・土石流の到達範囲を考慮した立 入禁止区域が設定されていたため、被害を最小限に食い止めることができた.しかし日本に おいては火山山麓にまで住家、別荘,旅館が建ち並び、観光開発が山頂直下まで進んでいる 現状からみて、ひとたび山体崩壊・岩屑流が発生すれば大災害になることは明白であり、頻 度が低いからといって軽視することはできない. 岩屑流の移動速度はきわめて速く、発生を 知ってからでは逃げることができないため、これに対してはあらかじめ充分な対策を立てて おく必要がある.

防災対策を立案するためには、まず第一に大規模な山体崩壊が発生する可能性のある火山 を明らかにし、次にそこで発生した場合にこれが岩屑流としてどこまで到達するかを予測し なければならない。そのためには、山体崩壊の発生機構を解明し、岩屑流の運動についての 正確な認識を持つ必要がある。さらに発生の原因を解明し、発生の前兆をできるだけ早く検 知する必要がある。しかし山体崩壊の発生頻度は低いことから、山体崩壊・岩屑流の発生条 件やその前兆現象についてはまだ十分には解明されていない。

岩屑流(泥流)堆積物については、個々の火山ごとに火山層序研究の一環として調査研究さ れてきた例が多い。しかし個々に特性をもつ火山において発生する山体崩壊と岩屑流はそれ ぞれ相違点も多いと考えられ、1~2の火山の現象から岩屑流の一般法則を推し測ることは 危険性があり、多数の火山における種々の事実を多数集めて比較することが必要である。こ れまでの研究として、守屋(1979、1983)は日本の火山を地形発達史的観点から分類し、成層 火山が山体崩壊を起しやすいことを指摘し、Siebert(1984)は全世界の火山の文献調査から山 体崩壊の発生する方向や規模、付随する火山活動に関して論じた。また岩屑流の流下に関し て、Ui(1983)は火山体と非火山山地での崩壊の流下距離と比高との関係を示し、火山体の崩 壊では比高の5~17倍の距離にまで流下することを示した。

しかし,先駆的研究にもかかわらず,岩屑流そのものに焦点をあてた研究,特にその頻度 や原因,堆積物の性質と堆積範囲など防災対策上重要な問題についてはまだ十分に研究が行 われていない。防災的見地からの岩屑流に関する研究が求められている。

そこで、これまでの文献より上述の観点に立って、過去に発生した山体崩壊・岩屑流に関 する事実を集積し、今まで個々に研究されてきた各火山における現象を統一された様式でま とめ、その比較により山体崩壊と岩屑流について一般的な法則性と個々の火山ごとの特徴を 見いだし、さらにこれまでの研究の問題点を明らかにし、今後の研究の課題を抽出すること を目的に調査を行うこととした.

より完全を期すためには、日本及び海外における全ての山体崩壊・岩屑流を網羅する必要 があるが、この報告では文献が比較的そろっている磐梯山、鳥海山及び岩手山の3座を取り あげ、そこに発生した岩屑流についてその崩壊の発生から流下堆積までを一連の現象として とらえ、より広範囲の事象にわたり比較を行う.

1.2 研究内容

研究の第1段階として,日本の火山で発生した山体崩壊・岩屑流に関する文献調査を行い, その資料を収集した.ところが岩屑流に関しては最近まで正確な認識が不十分で、"泥流堆積 物"という語を用いて記載された例も多い.また "火砕流堆積物"との区別が難しいことも あって、火砕流と記載されたものも多い.そこで文献調査では "岩屑流"、"泥流" あるいは "火砕流"という名称にこだわらず、流れ山を伴うなど岩屑流の可能性を少しでも持つ堆積物 の資料を集めた.また山頂付近の大規模な凹型地形は崩壊により生じた可能性があるため、 これもリストアップした.

これまでに50以上の火山において、100回以上の泥流、岩屑流の事例を収集することが出来 た.当然これらの中には岩屑流以外の現象によって運ばれた堆積物が交じっていると予想さ れる.そのため、それが岩屑流かどうかの判定も含め、文献の記載事項を参考に地形図、地 質図及び空中写真を用いて崩壊源、堆積地形等について検討した.さらに一部については現 地調査を行った.しかし全てを対象に現地調査を行うことは不可能であり、その調査も短期 間であるため十分とはいえない.従って、ここでは文献が比較的そろっており、検討作業の 進んでいる磐梯山、鳥海山及び岩手山の3座を対象に記述した(図1.1).ここに記載した中に も岩屑流以外の堆積物が含まれている可能性はある.しかし岩屑流の可能性が少しでも残っ ているものは今後の研究発展のためにも記載しておく必要があると考えてとりあげてある.

なお、ここで取上げたものは火山体の大規模な崩壊に伴って発生する高速の土砂移動現象 に関するものであって、いわゆる *地すべり / に分類されるような低速度の移動現象(例えば 八幡平・焼石岳の大規模地すべり)は取上げていない.



図1.1 3火山の位置図Fig. 1.1 Locality map of three volcanoes discussed in this report.

1.3 構成及び記載事項

各岩屑流を統一された様式で比較するため,構成及び記載事項のフォーマットを決め(表1.1),で きる限りこの体裁に従って記述した.記載順は表 の順序を基本としたが,状況に応じて前後させて いる.

1.火山体の概要

火山体の位置,地形,火山地質,形成史,及び 火山活動の記録等について既存の文献をもとに当 該火山体の全体像について記述する.またその火 山体で発生した山体崩壊と岩屑流の概略を述べ る.

2. 各岩屑流の記載

岩屑流ごとに記載を行う.ここで用いた名称は, これまでの文献に用いられたものを出来る限りそ のままを用いた。そのため、"泥流"堆積物という 名称をそのまま用いたものも多い。また同一の堆 積物に複数の名称のあるものは並列して記し、文 中ではそれらのうちで適当なものを用いた。

 ① 全体の概況

山体崩壊・岩屑流の全体について概観しそれ以 降の記載の参考とする.主に分布に関して火山体

との位置関係を述べる.

② 崩壊源

山体崩壊によって生じた崩壊地形が残っているものは、その位置と地形量(幅,奥行,滑落 崖の高さ,崩壊土量等)を記述した.そしてできるだけ空中写真を掲載した.崩壊源の位置が 不明なものについてはこの項を堆積域の記述の後に回した.そして崩壊源の位置がどの程度 推定できるかについて、ある程度推定可能なもの、以後の火山活動により埋積されたと思わ れるもの、侵食によって失われたと思われるもの、供給した火山が不明なものに分け、その 根拠を示した.

③ 流送域

岩屑流の流下した流路が明瞭な場合は、そのコース、流路の幅、勾配、流下時の厚さを記 し、出来るだけ空中写真を載せた。岩屑流全体の流下距離、崩壊源から堆積域までの落差、 落差/流下距離(以下H/Lと記述)等についても出来る限り記述した。 表1.1 火山体の崩壊と岩屑流の記載のフォーマット Table 1.1 Description format in this report.

1. 当該火山の概要	
 位置および地形: (火山体のタイプ,側火山) 地質: (活動史,構造,断裂系など) 火山の活動記録: (歴史的記録,火山活動央上の位置づけ) 当該火山の岩屑流堆積物: (回数,方向,文献) 	 ・実体視地形図(全体) ・実体視地形図(山体部) ・地形図(崩壊地形,沢) ・地質図
Ⅱ. 各岩屑流の記載	
 A. 岩屑流の名称(出典) ①全体の概況 (崩壊源,流送域,堆積域の概略,規模,文献,研究史) 	・概況図
文章の構成) [② [^] 経過--歴史的記録のあるものは記述する] ②崩壊源(発生源)	·空中写真
崩壊地形の判定の可否(可能,埋没,侵食) <u>馬蹄形カルデラ</u> :(大きさ,幅,深さ,方向) ③流送域:	• 地形図
 (幅. 長さ、加下序、加西ル(A)) ④堆積域: <u>分布</u>: (分布図,面積,到達距離,層厚,堆積土量) <u>堆積地形</u>: (流れ山,湖沼) <u>流れ山</u>: (大きさ、比高,数,特徴) <u>堆積物の記載</u>: (岩相,粒径,マトリクスの状況) <u>二次的影響</u> (堰止めダム,泥流化) ⑤発生年代(歴史的記録, ℃年代,火山灰層序) ⑥原因 (崩壊原因,推定の根拠) 	 ・堆積物分布図 ・堆積物柱状図 ・分布域の地形図 ・断面のスケッチ ・露頭の写真 ・空中写真
⑦まとめ 岩屑流かどうかの判断(移動形態の判断): 問題点: 今後の研究課題:	
 Ⅲ. 当該火山のまとめ 当該火山体における岩屑流の総括 山体形成史と岩屑流の関係 今後予想される災害のタイプ,岩屑流発生の可能性 	

④ 堆積域

堆積物は各岩屑流の多くで残存している例が多く,記載の豊富な部分である.

最初に堆積物の分布域,その面積,層厚等を記し,推定可能な場合は堆積土量を記した. 崩壊源が明白なものはそこからの到達距離をいれた.地表に分布の認められるものは,堆積 地形について記し,空中写真を載せた.流れ山が存在する場合はその数,大きさ,比高,特 徴等について記載した. さらに堆積物の, 層序的位置, 組成・組織・礫の粒径等の岩相について記述した. 岩屑流に伴うブラスト, 河川の堰止めが認められる場合は記述した.

⑤ 発生年代

岩屑流の発生した年代を歴史的記録,¹⁴C年代,あるいは火山灰層序等を用いて推定の行わ れた文献をもとに記した。それ以外については地形の新旧の程度などから推定できるものに 関してその概略を記した。

⑥ 原因

山体崩壊の発生原因について文献の引用をふくめ、検討を加えた。

⑦ まとめ

①から⑥までの記載をもとに岩屑流かどうかの判定を行い,さらに問題点や今後の研究課 題等について記述した.

3. 火山体ごとのまとめ

火山体ごとに山体崩壊・岩屑流の発生状況をまとめ、さらに今後その火山体において山体 崩壊と岩屑流の発生する可能性、もし発生した場合に予想される災害の特徴と範囲を簡単に 述べた.



- 図2.1
 警梯山周辺地形図
 (原図:国土地理院1/25,000地形図,磐梯山, 猪苗代,松原湖)
- Fig. 2.1 Topographic map of Bandai volcano.

2. 磐梯山

2.1 磐梯火山の概要

2.1.1 位置及び地形

磐梯山は福島県の北部,猪苗代湖の北方にそびえる載頭円錐形の成層火山である(図2.1)。 その山体の形状から「会津富士」とも称されてきた。磐梯山は猪苗代湖を含む南北に長い猪 苗代地溝帯の中に噴出した火山である。この火山の周辺を猫魔岳,吾妻山,安達太良山など



図2.2 磐梯山周辺地形図(原図:図2.1と同じ) H:桧原湖, O:小野川湖, A:青木湖, N:沼の平, B:大磐梯山 Fig. 2.2 Topographic map of Bandai volcano.

の火山がとり囲んでおり、一帯は磐梯吾妻国立公園に指定され一大観光地になっている.

磐梯山の火山体全体の形状は図2.2を実体視することによってリアルに捉えることができる.山頂部は沼ノ平をとり囲むように大磐梯山(1,818m)をはじめ赤埴山・櫛ヶ峰がそびえている.山体の東側と北側で大規模な崩壊と火口によりその開析が著しい.北側は1888年の爆発で生じた馬蹄形カルデラであり、北方に大きな口を開いている(写真2.5).沼ノ平は旧火口とされているが、東側に大きく開口し、沼ノ平を囲む三方の谷壁は1888年爆発の崩壊源によく似た箱型の形状を呈するため、やはり崩壊によって形成されたと考えられる.さらに沼ノ平のすぐ直下の琵琶沢上流部は谷幅が広く、沼ノ平の直下を冠頂とする崩壊地形を呈している.また櫛ヶ峰から北東に流下する土湯沢は、上流部の谷幅がかなり広く、ここも崩壊によって形成された崩壊地形の可能性がある.

このことから磐梯山はもともと沼ノ平付近を中心とした円錐形の山体であったが,その後, 大規模な山体崩壊により開析が進んだと考えられる。西斜面から南斜面,南西斜面の山腹は 比較的保存状態がよく,その中を日向沢,グミ沢などの放射状谷が山体斜面を刻んでいる。 守屋(1982)によって,詳しい地形分類が行われている(図2.3)。



又2.3 磐梯火山の地形分類図 (守屋, 1985) 1. 1888年岩屑流堆積面, 2. 琵琶沢扇状地,3.1888年馬蹄 形カルデラ、4、火山麓扇状 地, 5. 沼ノ平火口, 6. 第一 次大崩壊後の溶岩流斜面, 7. 櫛ヶ峰溶岩流斜面,8. 翁島岩 屑流堆積面,9. 第一次崩壊馬 蹄形カルデラ壁, 10. 赤埴溶 岩 流 斜 面 Fig. 2.3 Geomorphological map of Bandai volcano. (Moriya, 1985)



図2.4 磐梯山猫魔岳地形分類図(Furuya, 1972)Fig. 2.4 Geomorphological map of Bandai and Nekoma volcanoes. (Furuya, 1972)

この火山の底径(R)は7~12km,比高(\triangle H)が約1km,体積(V)25km³で比高/底径(\triangle H/R)が0.12もあり,他の火山の平均0.07と比べて2倍近い急な地形をしている(守屋,1985). これは後述するように,磐梯山の火山活動の後期には溶岩流の流出が卓越したためと考えられる.

2.1.2 地 質

磐梯山はカルクアルカリ岩系の主として輝石安山岩から成る火山で,第三紀層・花崗岩の 基盤山地に囲まれた地溝状の盆地(猪苗代地溝)に噴出した.この火山の基盤は第三紀層と花 崗岩類を主とするが,その一部には湖成層が存在していると言う指摘もある(河野,1963).

Nakamura(1978)によれば, 磐梯山の火山活動は, 猫魔火山の活動の終了した後に開始した(この年代については3万4千年以前(鈴木, 1964)とされ, 明確な年代は明らかにされていない).活動の前半には降下火砕物や火砕流などの砕屑物を多く噴出し,後半には溶岩を多く噴出した.そのため山体の下部に火砕岩が,上部には溶岩が卓越している(図2.5, 地質図). Nakamuraは火砕流に富む前期の活動をI期, 溶岩に富む後期の活動をII期とし, さらにII 期をII-1, II-2, II-3, II-4に4分した(表2.1). 鈴木ら(1982)は磐梯山を古期山体と新期山



図2.5 磐梯山地質図(Nakamura, 1978の図の一部を簡略化) 図中の英字は表2.1に対応

Fig. 2.5 Geological map of Bandai volcano. (Simplified from the figure in Nakamura, 1978)







体に分け、赤埴山・櫛ヶ峰は古期山体で構成され、大磐梯山は新期山体から成るとした(図 2.6). 溶岩の岩質はカルクアルカリ岩系で、SiO₂の量は58%~60%程度である.



図2.6 磐梯山周辺地質図(鈴木ら, 1982の一部) Fig. 2.6 Geological map of Bandai volcano and surrounding area. (Suzuki et al, 1982)

2.1.3 活動記錄

歴史上に残っている最古の記録は806年の活動で、その後も二三の記録はあるが(村山、 1973)いずれも判然としない。1888年の噴火は大規模な山体崩壊と岩屑流を伴う水蒸気爆発で あり、関谷・菊池(1888, 1890英文)による詳しい調査報告が残されている。現在の磐梯山は 小規模な噴気活動のみが認められ、表面上は平隠である。

2.1.4 岩屑流堆積物の記録

この火山の北麓の裏磐梯地域と南西麓の翁島地域の2箇所に流れ山で特徴づけられる岩屑 流堆積物が広く分布しており、少なくとも2回の岩屑流があったことを示している。また沼 ノ平と琵琶沢の上流には大きな崩壊地形が認められ、この下に1888年以前の [®]泥流 [″] 堆積物 が分布するという記載(Tanabe, 1960; Furuya, 1965)から、この付近にも山体崩壊が発生し、 岩屑流が流下したと考えられる。

2.2 各岩屑流の記載

2.2.1 翁島泥流堆積物(安田, 1951), 翁島押し出し(堀江, 1953)

① 全体の概況

磐梯山の南西山麓の翁島から日橋川にかけての地域には流れ山を多数持つ岩屑流堆積物が 広範囲に分布しており,磐梯山から大規模な岩屑流が発生したことを物語っている.これに ついて安田(1951)は翁島泥流堆積物,堀江(1953)は翁島押し出し,水野(1958)は翁島泥流と よんでいる.また鈴木ら(1982)はこの地域には翁島火山泥流以外にも,頭無火山泥流堆積物, 磨上原火山性泥流堆積物が分布するとしている(図2.6).

このように堆積物は明瞭に残されているのに対し、その崩壊源の位置は確定していないの で、ここでは堆積域の記述から始める.

② 岩屑流堆積域

<u>分布</u>:この堆積物は磐梯山の南西側にあたる猪苗代湖の北西岸から日橋川に沿って東西に 長く認められる.その分布は,流れ山の存在範囲などからみて,東西約11km,南北約6kmで, その分布面積は約50km²におよぶ.

これらの堆積物は全体として、会津盆地に向かってゆるい傾斜を持って分布し、その中を 蛇行する日橋川が深く掘りこんでいる。岩屑流堆積面は標高600mから200mまで次第に高度 を下げ、会津盆地沖積層の下に埋められている。そのため岩屑流堆積物の先端がどこまで分 布しているかは明らかではないが、現在認められる最遠の流れ山までの距離は磐梯山頂から 約25kmである。また猪苗代湖の湖底にも堆積物の分布は広がっているが、その範囲は不明で ある。

一方,翁島泥流堆積物の東端は西窪一翁島を結ぶ線で切られ,それより東は段丘崖のよう に落ちこみ,湖面とほとんど同じ高さの低い面になっている.これに関して,鈴木ら(1980) は「何らかの構造的境界が存在する可能性を示している」と述べており,その指摘どうりで あれば,この低位面の地下にも広く岩屑流堆積物が分布していると考えられる.

この堆積物の層厚に関する資料はない.しかし銚子ノロの下流2km付近の日橋川の河谷に おいて岩層流堆積物の下位に新第三紀層が露出している(図2.6).この付近における谷の下刻 量は地形図によると約80mである,そのためこの付近の岩屑流堆積物の層厚は60m前後と推 定される.それ以外の地域での層厚は不明であるため,堆積土量の推定は困難である.

<u>堆積地形</u>:堆積域の表面地形に関する中村(1982)の研究によると,岩屑流堆積域の谷底面 高度は東から西へ階段状に低下する(図2.7)のに対し,流れ山の頂点高度はなだらかに低下し ている.会津盆地と猪苗代盆地の間の高度差は400m近くあるが,日橋川はこの面内を蛇行し ながら流下している.蛇行は主として銚子ノロから5km,東電猪苗代第2発電所付近及び東 長原付近で顕著である.

翁島付近の堆積物の表面の高度は崩壊源から遠い南の方が高く、その標高は600mを越えている。一方その北側、翁島から磐越西線沿いの東西に長い地域は、崩壊源に近いにもかかわらず全体に低い。これはこの地域が岩屑流流下前の河谷に相当していたためと考えられる。

堆積域の東部には凹地に水をたたえた池がいくつか認められる.しかし堆積域西部では大部分の凹地は埋積されている.ここでは岩屑流堆積後の長い年月の間に埋積されたが,東部の方は流れ山が大型で凹地の規模も大きいため完全には埋積されていない.

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月



1 山地, 2 泥流丘陵, 3 湖岸段丘, 4 丘陵地内:凹地・湿地・湿原等,丘陵地外:谷底平野・三角 州等, I・II・II 谷底面高度急変線, AーD:I~IIIによって分けられた地区, 細数字は標高(m), Hs 法正尻, Ht 八田野, Jk 十一軒, Nn 鍋沼, Sb 三本木, Sg 三軒, Rk 六軒, Tm 高森山(598.3m), Zd 膳棚山(525m)

図2.7 翁島泥流の堆積地形区分図(中村, 1982)

Fig. 2.7 Topography of Okinajima "mud flow" deposit. (Nakamura, 1982)

流れ山:流れ山の数は全域で500個以上あり,それらはかなり密集して分布する.大きさは 磐梯山に近い東部のものが大きく,長径400m以上に達するものもいくつか認められる(写真 2.1).西部では100m前後の流れ山が多い(写真2.2).比高は東部地域で10~50m,西部地域で は数m~20mである.流れ山の平面形状は円形から楕円形をしている.

水野(1958)は流れ山の断面形状について,横断形は左右対称だが,縦断形(長軸方向の断面) は一方が5°~20°,もう他方が15°~45°と非対称であると述べている.

<u>岩相</u>:堆積物の岩相について水野(1959)は,「流れ山を断面で見ると,主な構成物は大小の 火山砂礫や不均質の火山岩屑からなる.泥流堆積物は無層理で岩片の分級は認められない」 と述べ,吉田・鈴木(1981)は「大小さまざまな輪郭の不明瞭な安山岩の角礫を主とし,細粒 物中にも安山岩礫が多く認められ,熔融物から固結したような礫は認められない」としてい る.大野原付近の流れ山の断面は写真2.3に示すように2~3m大の安山岩の巨礫を含む火山 灰質の無層理の堆積物である.

③ 崩壞源

翁島岩屑流の分布域に面した磐梯山の山体には明瞭な凹地形は見あたらない。しかし守屋 (1983)は、大磐梯山の南西斜面はそれをはさむ両側の斜面より低い位置にあることから新し



写真2.1翁島付近の翁島泥流の堆積地形(空中写真 TO-73-9Y, Cl2-17, 18)H. 法正尻, N. 名倉岳, O. 翁島Photo 2.1Vertical stereo-photographs of Okinajima area.



写真2.2 日橋川流域における翁島泥流の堆積地形(空中写真 TO-73-9Y, C11-14, 15) N:日橋川

Photo 2.2 Vertical stereo-photographs of Nippashi River.



 図2.10 翁島岩屑流堆積地域の地形図(国土地理院1/50,000地形図 喜多方,磐梯山) 枠内は写真2.1及び写真2.2の範囲
 Fig. 2.10 Topography of Okinajima area.



写真2.3 翁島泥流の流れ山の断面 Photo 2.3 A hummocky hill of Okinajima debris avalanche.

く形成された地形面であると判断し、さらに両者の境界線が馬蹄形をなすことから、そこに 翁島「泥流」堆積物の崩壊源である馬蹄形カルデラが存在したと考えた(地形分類図,図2.3). またそれより前にFuruya(1965)も、赤埴山西斜面の北西側を同じように左側方崖として図示 している(図2.4).崩壊源と推定されたこの部分を通る断面図(図2.9)を描いてみると、凹地 形の中に大磐梯山ができたことが示されている。この馬蹄形の開く方向と堆積物との位置関 係は調和的で、不自然ではない.また大型の流れ山が馬蹄形の中心軸の延長に多く分布する などの状況から見て、ここが翁島岩屑流の崩壊源であることはほぼ間違いないと思われる(図 2.8).



断面線は図2.9に対応





この崩壊源は幅が3km,奥行もほぼ3kmに達すると推定される.この崩壊面積は1888年の 崩壊源と比べて約2.5倍程度の大きさになる.崩壊深について図2.9上で崩壊前の山頂高度を 1,900mないし2,200mと推定すると、平均崩壊深は500m程度と推定される.以上から崩壊体 積は少なくとも4km³程度はあったと推定される.この体積は1888年噴火時の山体崩壊(1.2 km³)の3倍以上の規模である.現在の磐梯山の体積は約25km³程度であるので、この山体崩 壊の規模はかなり大きい.この体積を現在の堆積物の分布面積で平均すると、80mになる.

この山体崩壊が磐梯山の南西斜面で起きたとする先の推定が正しければ、Nakamura (1978)の火山地質図に矛盾が生じる。崩壊源内に新たに形成された大磐梯山はNakamura (1978)の地質図によると、II-1からII-4期に噴出した溶岩である。これに対して、崩壊源を 取り囲む斜面の一部にあたる赤埴山南東斜面上はそれとほぼ同時期のII-2期からII-4期の溶 岩が覆っている。赤埴山の山頂は図2.2の実体視でも明らかなように、その斜面形状から判断 して、火山噴出活動によって形成された峰ではなく、二つの崩壊―― 翁島岩屑流の崩壊源と 琵琶沢の崩壊の二つの滑落崖によって切り落とされ、あとに残った火山原面の頂点である。 したがってその斜面を覆う赤埴山溶岩(図2.5 AS, AT)の給源は現在の赤埴山の山頂よりさ らに上方にあり、山体崩壊の発生によって失われたと考えられる。従って、そこからの溶岩 噴出は崩壊発生より古いと考えるのが妥当である。従って、山体崩壊を考慮した火山地質図 としては、粗いとはいえ鈴木ら(1982)の図2.6のほうが正しいといえる。

④ 流送域

前項で推定した崩壊源と堆積域の中間が流送域にあたる。その距離は約5~6km,幅4~ 5km,落差250mに達する。この部分はその後の大磐梯山の溶岩によって覆われたため,岩屑 流が横方向にどの程度広がって流下したかなどは不明である。

堆積域の分布から見て,岩屑流は最初南西方向に流下したあと一部が西北西に方向を変え て流下したと考えられる.崩壊源から南西方向への最大到達距離は12.5kmである.かつての 山頂の標高を前述のように1,900m~2,200mと推定すると,その高度差は1,400~1,700mと なり,この方向へのH/Lは0.11~0.14となる.一方,日橋川に沿った西北西方向への最大到 達距離は25kmであり,その高度差は1,700~2,000mとなり,そのH/Lは0.07~0.08となる. この値は岩屑流の堆積物としてはやや小さい.このように堆積する場所によってH/Lの値に 大きな相違が生じたことは,岩屑流が移送途中でその運動状態が変化したことによるものか もしれない.あるいは後述するように,日橋川流域のものと翁島の堆積物は異なる岩屑流堆 積物であり,それが隣接して堆積している可能性も考えられる.

⑤ 時代

この岩屑流の流下は806年という説(震災予防調査会,1918)もあったが,泥流堆積地域内に 縄文式土器の出土地がある(安田,1951)ことから否定された.堆積域内の凹地を埋積した湖 沼堆積物の¹⁴C年代は,地表下7m付近から得られた泥炭で34000年を越えている(鈴木ら, 1982).この試錐では16.4mまで掘っても岩屑流堆積物に到達しなかったことから,平均的に 埋積が進行したとすれば,この岩屑流は7万年前よりも古いことになる.鈴木ら(1982)は翁 島泥流の発生を約8万年前としている.

しかし磐梯山が活動を開始した年代を、中村・青木(1980)は3万年頃としている。翁島の 岩屑流が磐梯山の南西斜面起源であるという先の推定が正しければ、磐梯山の火山活動開始 と崩壊発生の関係に矛盾が生じる。この矛盾を解消するためには、1.磐梯山の活動開始は 3万年頃ではなくもっと以前であった、2.翁島泥流の崩壊源は磐梯山でなく猫魔岳など他 の火山である、3.岩屑流の発生は3万年より新しい、の三つが考えられる。

中村・青木(1980)による磐梯山の活動開始年代の根拠が明白でないことから、ここでは1 のように考えている。

Nakamura(1978)によると、この馬蹄形カルデラを埋めてII-1、II-2、II-3に相当する溶 岩が分布していることから(図2.5)、山体崩壊は I 期の火山体の形成後に発生したと考えられ る.しかし I 期の磐梯山は火砕岩を中心とする山体であったと記載されている、火砕岩を主 体とする山体にこのような山体崩壊が発生するかどうかは多少疑問がある。一方、鈴木ら (1982)の地質図は山体の地質と推定した山体崩壊の発生との前後関係に矛盾はない。 ⑥ 原因

このような大規模な山体を崩壊させるためには、かなり大きな力が働いたことが考えられ る.そういう力としては、まず第一に大規模な火山活動が挙げられる。その場合、崩壊源が その中心に出現した大磐梯山によりほとんど埋められていることから、それは大磐梯山の形 成に関連した火山活動と推定される。そのためこの火山活動は、水蒸気爆発ではなくマグマ の噴出を伴うものであった可能性が大きい。

⑦ まとめ

以上記載したような表面地形,岩相の特徴などからみて,翁島付近に分布する堆積物は岩 屑流堆積物であると考えられる.この崩壊源は磐梯山の南西斜面で,7万年ないし8万年前 頃に起きた大規模な噴火により山体崩壊が発生し,南西側に岩屑流として流下したと判定で きる.しかしこの岩屑流に関しては古いこともあって明らかでない点も多い.

ここでは翁島付近に分布する岩屑流堆積物を1回のものとして記載してきた.しかし2回 以上岩屑流が発生した可能性も指摘されている.水野(1959)は流れ山の大きさが東部と西部 でかなり異なることから同一の "泥流"によるものかどうか疑わしいと述べた.しかし流れ 山の大きさだけでは別起源とする十分な根拠でないためこの考えは受け入れられなかった. その後,鈴木ら(1982)は翁島岩屑流堆積物の上位に磨上原火山性泥流,頭無火山泥流などが 堆積したと記載している.しかし場所によってはどちらに属する堆積物か不明瞭であると述 べているように,両者の区別は必ずしも明確ではなく,またそれぞれの崩壊源の位置も明確 にはされていない.

ただ全体のH/Lが0.07と岩屑流の値としては小さいことや、南西方向に流下した堆積物の H/Lがこれより大きくなること、また地表面の高度にいくつかの段差がある(中村, 1982)こ と、さらに湖沼が東部にのみ残っている点など、異なる岩屑流堆積物であると考えたほうが 都合の良い事実も多いことから、この地域に2回以上岩屑流が流下、堆積した可能性も充分 考えられる。今後、全域での堆積物の岩相、堆積層序などを検討し、東部と西部の堆積年代 を明確にするとともに、これらの岩屑流の供給源や流下の運動形態などを含めた調査研究が 必要である。

かつて猪苗代湖の成立は806年の噴火によるものという説があったが,前述のように否定さ れた.しかし猪苗代湖の唯一の流出口である日橋川の流域を岩屑流堆積物が覆っていること から,翁島岩屑流がこの湖の形成あるいは水面の上昇になんらかの寄与をしたと考えられる.

湖岸段丘の調査や土器の出土地の分布より、かつては湖面が標高535m付近にまで達してい たことが推測されていることから(堀江, 1953)、この岩屑流の流下が少なくとも湖面の上昇 に大きく寄与したことは間違いない.この問題の解決にはこの堆積物の層厚及び堆積土量に ついての十分な調査が必要である.

2.2.2 古期琵琶沉泥流(Tanabe, 1960),琵琶沉泥流(Furuya, 1965),琵琶沢火山泥流(鈴木

6, 1982)

 ① 全体の概況

沼ノ平及び琵琶沢上流には崩壊地形があり、また琵琶沢下流及び長瀬川左岸にはFuruya (1965)らによって琵琶沢泥流(Biwazawa mud flow)として記載されている堆積物が分布し ている.

1888年の爆発ではこの谷を岩屑流の一部が流下したことはSekiya・Kikuchi(1890)によっ て示されている. Tanabe(1960)はこれを新期琵琶沢泥流とし、それ以前に流下した古期琵琶 泥流と区別した.

ここでは全体の地形がかなりよく残されているので,崩壊源から流送域,堆積域の順に記述する.

② 崩壞源

沼ノ平は噴気活動の記録もあり、火口原(若生, 1974)とされてきた。しかしそれをとりま く火口壁の形状は立体視地形図でも明らかなように、摺鉢状ではなく箱型をしている。その 形状は1888年の山体崩壊によって生じた崩壊源とよく似ている(図2.2, 写真2.5)。またその 径も大きく、南東に開口している点などから、崩壊地形である可能性が高い。

この崩壊源の規模は幅約1.3km,奥行1.1kmで,1888年噴火のものよりやや小さい. 崖の 高さから判断して崩壊深は平均400m程度はあったと考えられるので,崩壊土量は0.5km³程 度に達したと推定される.その中は噴気活動の記録もあり火山活動の場であった.

またその下に続く琵琶沢上流の谷地形もその形状から崩壊地形と考えられる.この崩壊地 形は幅1.2km,奥行1.5kmほどの大きさを持ち,沼ノ平と同程度の崩壊土量を持つ.これら 二つの崩壊地形の側方崖はほぼ同一線上に並ぶが,崩壊面の高度がかなり食いちがうことか ら,独立に形成されたと考えられる.しかし発生の前後関係や,どちらが古琵琶沢泥流(岩屑 流)の供給源となったかなどについては明らかではない.

③ 流送域

この周辺の地形から判断して、いずれが崩壊源であっても琵琶沢に沿って流下し、長瀬川 の谷底に広がって堆積したと考えるのが自然である。

④ 堆積域

<u>分布</u>:この堆積物の分布域の大部分は1888年に発生した裏磐梯岩屑流や新期琵琶沢泥流に よって覆われたこともあり、地形からその分布範囲を判定することは困難である.Furuya (1965)は琵琶沢下流部と長瀬川左岸に泥流堆積物の分布が認められると記載し、長瀬川の左 岸に流れ山らしい小丘群を図示している(図2.4).それによると、この堆積物の先端は沼ノ平 から約8kmの地点にまで達している.ここから沼の平までのH/Lは0.125であり、その下の琵 琶沢の崩壊源までのH/Lは0.11である.この値は岩屑流として流下したと考えても妥当な値 である. <u>堆積地形</u>:琵琶沢の下流部は崩壊地形の急崖部から供給された岩屑の供給が多いためか, きれいな円錐形の火山麓扇状地を呈する(図2.11).一方,長瀬川の谷底の部分は大部分が平 坦で,流れ山状の小丘がわずかに点在する(写真2.4).

<u>流れ山</u>:流れ山はFuruya(1965)の図中(図2.4)にいくつか示されている。しかし空中写真 でもその形状は不明瞭で確実に流れ山であるかどうか確認できない。この流れ山状のものに ついて若生(1971)は、この地域の基盤をなすtuff brecciaのoutlierであるとしてFuruyaとは 異なる見解を述べている。



図2.11 琵琶沢泥流堆積域付近の地形図(国土地理院1/25,000地形図 猪苗代) 枠内は写真2.4

Fig. 2.11 Topography of deposit area of Biwasawa mudflow.



写真2.4 琵琶沢泥流の堆積地形(空中写真 TO-71-8Y, C3A-6, 7) Photo 2.4 Vertical stereo-photographs of Biwa-sawa.

<u>岩相</u>:Furuya(1965)によれば、この堆積物は1m程度の安山岩の岩塊が火山灰に充塡されていると述べている。

鈴木ら(1982)は岩相について、「扇頂部付近では、長径数~100cm以上の淘汰の悪い火山角 礫が密集する」、「基質はかっ色~灰色の火山灰質粘土や砂で構成され、締まっている」と記 載し、この堆積物が本質岩片を含まず裏磐梯岩屑流に類似する点からドライアバランシェ型 の堆積物であると考えた。

⑤ 時代

小元(1982)は長瀬川右岸に露出する本堆積物中から採取した木片の¹⁴C年代測定を行い, 1360±90年B.P.という値を得ている.これは裏磐梯岩屑流の約1300年前にあたり,この両者は きわめて短い期間をおいて発生したことを示している.

この年代は古文書に示された806年の噴火とわずか200年の違いであり、この時の「硫黄が 噴出し、川が堰止められた」などという活動内容は、硫黄を採取したことのある沼ノ平から 岩屑流が流下し、長瀬川を堰止めたとも考えられる。この岩屑流が806年に発生した可能性に ついて、年代測定を行うなどさらに検討する価値はある。 ⑥ 原因

沼ノ平は火口原であり、1888年の噴火前には噴気活動が認められた.また沼ノ平には火山 砕屑丘が三日月型の地形を作って分布している(八島・千葉,1982).そのためこの位置を山 体崩壊とした場合の発生原因としては火山活動に起因する可能性が大きい.その場合、806年 以外に大きな活動記録がないことから考えて、火山砕屑丘を形成した活動は山体崩壊と一連 のものである可能性も考えられる.一方の琵琶沢の崩壊地形に関しては火山活動の痕跡は不 明である.しかし周囲の地形から類推される崩壊前の地形は普通の山腹斜面であり、物に突 出して不安定化していたようには見えないので、やはりなんらかの火山活動によって崩壊し たと考えられる.

裏磐梯岩屑流との時代間隔は1100~1300年と火山の活動史の上からはきわめて短い間隔で 発生している.しかも崩壊源の位置も近いことから、両者は同じ様な原因により同様な経過 をたどって発生した可能性も考えられる.

⑦ まとめ

琵琶沢泥流に関しては調査が不十分であるため、その崩壊源の位置、堆積物の分布範囲な ど不明な点が多いので今後の解明が待たれる。特に堆積物の分布とその層相については岩屑 流かどうかを判定するためにもきわめて重要であり、調査が必要とされる。その場合、この 地域には新旧2回の岩屑流が流下しているため、両者の正確な区別が必要である。山腹に残 された二つの崩壊地形の各々の成因や前後関係は、今後の火山防災のためにも解明する必要 がある。

2.2.3 裏磐梯岩屑流堆積物(宇井, 1982), 裏磐梯泥流(安田, 1951;丸田, 1968), 檜原泥流 (水野, 1959)

 ① 全体の概況

1888年7月の磐梯山の水蒸気爆発によって生じた日本で最も新しい岩屑流堆積物である. これに関しては多数の文献が発表されており,岩屑流を伴うような火山噴火を「磐梯式噴火」 と呼ぶこともある.この爆発では山体を構成していた岩体は崩壊して主に北方に岩屑流とな って流下し,その跡に北方に開けた馬蹄形カルデラを形成した.これの発生経過については 調査報告があるので,経過について述べたあと,崩壊源,流下域,堆積域の順に記述する.

② 経過

この経過については関谷・菊池による現地調査に基づいた詳しい報告(1888, 1890英文)がある。それに基づき経過の概略を以下に述べる。

<u>噴火前の火山活動</u>:大磐梯山と小磐梯山に囲まれた沼ノ平中央にあった硫黄山は常に蒸気 を出し,硫黄を産出していた.硫黄は,地元でのマッチ製造の原料として採取されていたよ うである.噴火の前兆としては,1週間前の1888年7月8日頃より鳴動・地震が起き始めて いる.この鳴動と地震はその後も断続的におき,噴火の前日及び前々日にも発生している.

日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口

小磐梯山の西には三箇所の温泉が北西に並んで涌きだしていたが、噴火の前日より湯の量が 減少し始めていた。晴天時には湯量が減少することは以前から認められており、これが噴火 の前兆かどうかは不明である。10日から12日にかけて降雨があったが、それ以降は晴天が続 き噴火当日の15日は快晴であった。1980年のSt. Helens火山の山体崩壊前に認められたよう な山体の変形は報告されていない。

噴火:15日朝7時頃より微弱な地震が続き,朝7時半すぎには鳴動・地震とも激しくなり, 7時45分頃から1分間たてつづけに15~20回の爆発が起こった。爆発のたびに1,200~1,300 mの噴煙(烟)が上った.そして最後の一発が北へ抜けた.地元民の話では噴石と灰が襲来し,



図2.12 崩壊直後の磐梯山のスケッチ(Sekiya・Kikuchi, 1890) Fig. 2.12 Sketch of Mt. Bandai after collapse. (Sekiya and Kikuchi, 1890)

爆風が吹き抜けた.ついで「泥流」がおし寄せた(図2.12).

大崩壊後の噴煙の高さは30~40分後に数千mに達したが,溶岩の噴出などの本質岩片の放出は生じなかった.セントヘレンズ火山のような円頂丘の形成や軽石流は発生していない.

被害状況は全体では、埋没戸数45戸、死者461名、負傷者70名と報告されている.

<u>岩屑流の移動形態について</u>:関谷・菊池(1888)の報告では,崩壊した土砂の移動現象を「土 石の洪水」という言葉で表現している.彼らは崩壊源付近の調査時に滑落崖から岩塊の一部 が崩壊するのを目撃している。それによれば、「崩れ落ちた岩塊が粉砕されて、あたかも水が 低い方に流下するのと同じように流れ下った」と述べ、細かく砕けた岩石は粘着力が小さく なり流下する.さらに水蒸気の凝結による水や湖沼の水がさらに流動を助けたと述べている。

流下速度についてSekiya・Kikuchi(1890)は堆積域への到達時間から、平均77km/hと求めている。

爆風(ブラスト): 磐梯山の噴火に伴って,爆風が生じた. 関谷・菊池はこれを "疾風" と 呼んでいる. これは大小の木,家屋等がことごとく山と逆の方になぎ倒されていることから 判断された. 一番激しかったのは山頂から東南東にある琵琶沢沿いに向ったもので,赤埴山 の斜面にあった直径 3 ~ 4 尺の大木を列をなす様に倒している. ③ 地域区分

岩屑流の被災域全体について、丸田(1968)は泥流供給地と運搬拡散地、堆積卓越地に区分 している(図2.13).一方、Nakamura(1978)は、1.火口地域(crater area)、2.主流通過 地域(avalanche valley area)、3. 側流通過地域(surface slide area)、4. 主堆積地域(main deposit area)、5. 周縁堆積地域(marginal deposit area)の五つに区分している(図2.14). 丸田の泥流供給地は中村の1及び2に相当し、運搬拡散地は3に、堆積卓越地は4及び5に 相当する.ここでは崩壊源(Nakamuraの1に相当)、流送域(同2、3)、堆積域(同4、5) の三つに分けて記載する.

④ 崩壊源

小磐梯山が崩壊した跡には中間幅1.5km,末端幅2.1km,奥行約2km,平均深400mの馬蹄 形カルデラが生じた.関谷・菊池(1888)による崩壊直後の崩壊源の状況は以下のとうりであ る.

"噴口"は北西方向に"欠開"し他の三方は"断崖絶壁"を成しており、崩壊直後は連日土石を転落させていた。その内部の8~9割は大小の岩塊により埋積され、起伏に富んでいた。 直後にはその内部よりいちじるしい蒸気の噴出が認められた。これはカルデラ内にN20[°]Wの方向に配列した小孔より噴出したもので、さらにその延長は沼ノ平に続いている。元々この



図2.13 裏磐梯岩層流分布図(丸田, 1968)
 Fig. 2.13 Distribution of Ura-Bandai deris avalanche deposit. (Maruta, 1968)



図2.14	裏磐梯岩屑流分布図	
	(Nakamura, 1978)	
Fig. 2.14	Distribution of	the
	deposits of volcanic avalanche.	dry
	(Nakamura, 1978)	

方向に断裂があったと考えられ、これが"破裂"の原因と考えられる。崩壊した体積につい ては、噴火前の正確な地形図がないため正確には分からない。しかし当時の絵図や「小磐梯 の高さが大磐梯とほとんど同じかやや低い」という地元民の話をもとに、崩壊した小磐梯を 大磐梯と同じ高さと仮定した上で、小磐梯山頂から火口底まで最大670mの厚さが崩壊し、そ の崩壊した体積は1.213km³に達したと推定した。

三方が高さ400mの急崖によって囲まれたこの凹地はその形状から判断して山体頂部が上 空へ飛散したり地下へ落ち込んだりしたのではなく、山体を構成していた岩石が北方へ滑落 したため生じたと考えられている(写真2.5).

現在の滑落崖は1938年,1954年などの崩落によりかなり後退している。そこで,関谷・菊 池の記述やスケッチ(図2.12)などをもとにして,当初の滑落崖は図2.8に示すような位置に形 成されたと推定できる。

⑤ 流送域

標高1,100mより下部の山腹部は崩れ落ちた土塊が流下した部分である.流下範囲は崩壊源 末端部では幅約2kmであり,堆積域上端部では幅約4kmと扇状に広がっている.この斜面の 水平距離は約2~2.5km,崩壊の脚部と堆積域上端の高度差は約250mで(図2.15),その平均 傾斜は約6°である.流送域の中央には周囲の斜面より50mばかり低い箱状の谷が伸びており, その両側の斜面を2分している.また崩壊した土砂の一部は琵琶沢を流下した.



写真2.5 磐梯山頂付近の大規模崩壊地形(空中写真 TO-71-8Y, C2A補-5, 6) A.赤埴山, K. 櫛が峰, O. 大磐梯山, N. 沼ノ平







山腹斜面:ここは中村(1978)が側流通過地域とした部分である.崩壊した岩塊は主にこの 部分を流下した.この区間の平均傾斜は約6°とかなり緩やかである.全体に扇状に広がり,こ の斜面下部で4kmの幅に達している.後述の箱状谷を境に東西に分けられるが,東側により 大きく広がっている.これは流送域の東側が低いためと考えられる.その背後に崩壊源の約 半分の体積をかかえているため流下した土量も西側に比べ多かったことも一因と考えられ る.この流れは正面と右側に大きく扇状に広がり,流下の痕跡と思われる線状の痕跡や自然 堤防状の高まりを残している.小野川や秋元川に沿って進んだ流れはこの斜面を流下したも のの延長と考えられる.

一方,箱状谷の西側の斜面を流下した岩屑流の量は割合少ないと考えられる。その理由は 斜面の背後の崩壊部分は崩壊源全体のごく一部のみで,前面に広がる堆積物の量もそれほど 大きくないからである。

<u>箱状谷</u>:流送域のほぼ中央に幅広く底の平な谷が伸びているのが認められる(写真2.6).こ の谷は長さ2km,谷幅500m,真北に向かってほぼ直線的に伸びている。両側の谷壁は末端で 少し広がっているほかはほぼ平行で,その高さは約50mである。この谷の谷底は平坦である が,階段状に高度をさげている(中村1978).

丸田(1968)はこのように特異な形状の谷の成因について、水流によるものでなく岩屑流の 流下により形成されたと考えた。守屋(1985)は岩屑流に引きずられた表面物質が層すべり的 に抜けだしたと考えた。いずれにしろ岩屑流の発生に伴って形成されたと考えられる。また この箱状谷の両壁の直線的な方向は、噴火後に生じた噴気孔の配列や温泉の分布方向(N20° W)と平行であるため、この方向に伸びる何らかの弱線か断裂に沿って形成された可能性も 考えられる。

この谷の北方延長には流れ山が多く分布する比高の高い地域が存在する.これはおそらく 岩屑流が箱状谷の部分ではかなりの厚さを持っていたため、大きな岩塊があまり砕かれずに 流下したことと、谷による規制を受け横方向へ広がることができなかったことにより、前方 に厚く堆積したためと考えられる.

<u>琵琶沢への流下</u>:崩壊した土砂の一部が琵琶沢に沿って流下したことはSekiya・Kikuchi (1890)によって記載されている.この堆積物をTanabe(1960)は新期琵琶沢泥流とし,それ以 前の泥流堆積物と区別した.琵琶沢上流の赤埴山の斜面において倒木が多数発生したと報告 されていることから(関谷・菊池,1888),この方向への"泥流"はブラストを伴っていたと 考えられる.しかしSt. Helens火山で見られたようなブラスト堆積物がこの谷の周辺に堆積 しているかどうかは確認されていない.アメリカの研究者などからはブラスト堆積物がある 筈だという指摘もあり,それが確認できればブラストの及んだ範囲が明らかにされる可能性 がある.



写真2.6裏磐梯岩屑流の流下域の空中写真(国土地理院 TO-71-8Y, C2A-5, 6)Photo 2.6Vertical stereo-photographs of transport region of Ura-Bandai debris avalanche.

⑥ 岩屑流堆積城

<u>分布</u>:図2.13,図2.14に示すように,岩屑流堆積物は主に長瀬川及びその支流の谷を埋め て磐梯山の北側から北東側に広がって分布している.最も遠くまで達したのは,長瀬川の上 流に向かったもので,崩壊源から約15kmの距離にまで流下している.そのほかの谷沿いにも 流れ,現在の小野川湖方向と秋元湖方向に進み,さらに泥流化した流れは川上付近から,長 瀬川沿いに約6km流下した.これらの岩屑流堆積物によって覆われた全面積は20km²に及ん でいる.

この堆積物によって河川が堰止められたため多くの湛水湖が形成された。特に箱状谷の前 面には流れ山が集中する厚い堆積物が南北に長く分布するため(図2.16),長瀬川の上流側に 裏磐梯最大の檜原湖が形成された。





堆積物の層厚は実測されてはいない.丸田(1968)は,堆積域の上流側と下流側の河川縦断 形から元の谷底を内挿して堆積物の層厚を,檜原の三角点付近で140m,蛇平付近で100m,秋 元で70mと推定した.関谷・菊池(1888)が求めた崩壊土量を堆積域の面積で除した平均層厚は 約60mになり,丸田の推定値より小さいが,その値は谷底に沿った地点であることを考慮すれ ばほぼ妥当な値と言える.

<u>堆積地形</u>:岩屑流堆積物の表面は全体に凹凸が激しく,流れ山を多数をもつ.また大小の 湖沼が多く分布する.なかでも様々な水の色の沼が点在する五色沼などは観光地として訪れ る人が多い.切峰面図(図2.16)によって明らかなように,箱状谷の前面には南北に高まりが 続いており,この部分には特に流れ山が多く分布している(写真2.7).

流れ山:檜原湖,小野川湖,秋元湖の周辺には流れ山が多数分布している(図2.17).流れ 山の規模は、大部分が底径数10m~200m、比高数m~10数mである。

水野(1959)はこの流れ山の形状が翁島泥流のものと異なり、小型で円錐形に近いことから これを"堆積峰"と呼び、翁島の"泥流丘"と区別した。しかしこのような形状の差異は構 成する岩質の相違とともに、堆積した後の年月による地形変化の差によっても生じると考え られるので、運動形態に差があったかどうかは分からない。

丸田(1968)は流れ山をその規模によって大型(比高10~25m),小型(比高数m),微小丘(比高1m内外)に分けた.さらにその形状から円錐丘,ドラムリン状丘,中間型,変形型,不定型 に分けられるとし,箱状谷の前面には大型で不定形な流れ山が多いとしている.また細長い "泥流丘"に注目しそれが流下した方向を差し示していると述べた.

Nakamura (1978) は流れ山を図2.18のように主として岩塊から成るAタイプと火山灰や 岩粉の中に岩塊が入っているBタイプの二つに分けた.そしてAタイプは流送域の山腹斜面



写真2.7 檜原湖付近の裏磐梯岩屑流の堆積地形(空中写真 TO-71-8Y, C1A-4, 5) V. 箱状谷, O. 小野川湖, H. 檜原湖

Photo 2.7 Vertical stereo-photographs of Ura-Bandai debris avalanche deposit.

に多く分布し, Bタイプは主堆積域に分布するとした.しかし, このような流れ山の形状と 岩屑流の運動機構との関係については明確にされていない.

<u>堆積物</u>:堆積物の岩相は安山岩角礫とその岩粉である灰青色の砂とにより構成され,無層 理で分級作用がなく,円磨されていないなどの特徴を持つ(丸田,1968).この岩屑流の記載 は流れ山の部分が主体で,マトリクスにかんしてはその露出が限られているせいか少ない. 流れ山の断面の一例を写真2.8に示す.

⑦ 発生年代

1888年7月15日午前8時45分頃に発生した。全体の流下が終了するまでに要した時間は数分である(関分・菊池, 1888)。

⑧ 発生の前兆

この爆発の前兆としては、噴火の1週間前頃から鳴動が発生し、数日前より軽震が起こっ



Fig. 2.17 Topographic map of north slope of Bandai volcano.

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月



図2.18 流れ山の内部模式構造(Nakamura, 1978) Fig. 2.18 Schematic sketch of the inner section of various type of hummocky hills. (Nakamura, 1978)



写真2.8 裏磐梯岩層流の流れ山の露頭 Photo 2.8 A hummocky hill of Ura-bandai debris avalanche.

ていたことが確認されている(関谷・菊池, 1888).また磐梯山中腹にある温泉の湧出量が減 少したが、これと噴火の関係については明確ではない。噴火のまえに山体が変形していたと いう記録は残されていないので、著しい変形はなかったと思われる。いずれにしろ山体崩壊 を予期させるような顕著な前兆がないうちに発生したわけで、同じような経過をたどる山体 崩壊の発生を現在の観測水準から予測することは難かしいと思われる。

⑨ 発生原因

原因については関谷・菊池(1888)は溶岩等の本源物質が噴出していないことや、破裂後に 水蒸気の噴出が激しかったことなどから水蒸気爆発によるものと結論づけている。この爆発 がどのようにして大崩壊にむすびついたかといった具体的な爆発と崩壊の関係については明 らかではないが、山体崩壊を起こすような爆発的な火山噴火の様式を「磐梯式噴火」という 用語で表現する例が見られる。

守屋(1980, 1985)はこの爆発の噴煙の高さが1,200~1,300mほどしか上がっていないことから水蒸気爆発としての規模は小さく、むしろ急峻で不安定な地形と内部構造を持っていた

ことが大規模な崩壊の発生につながったと考え,「噴火そのものより,むしろ急峻で不安定な 火山体が存在するという素因の方がより重要視される」と述べた.そして具体的には蒸気や 熱水が割目などに浸透して岩石の強度を低下させ,爆発の振動で山体が少しすべり火道をふ さいだたため水蒸気がすべり面に沿ってひろがったためと考えた.

一方,鈴木ら(1982)は磐梯山が盆地上にそびえている点をとらえ,地下水の豊富な条件が 爆発的な活動を引きおこし,それが山体崩壊の原因であると考えた.

大規模な山体崩壊の発生には、火山体の形状や岩質などの性質の方が重要か、それとも噴 火様式などの火山活動の性格が重要なのか、あるいはその両者が共にかかわっているのかと いう問題について研究を進めることは今後同じような災害を予測する上で重要である。その ため今後多くの火山で、どのような山体の時に発生したのか、またそれを引き起した直接原 因は何かなどに関する研究が必要である。

10 まとめ

1888年に発生したこの岩屑流は日本においては最新のものであり、あまり改変を受けてい ない.そのため裏磐梯岩屑流は、山体崩壊の発生と岩屑流の流下現象全般について調査研究 を行うのに日本で最も適したフィールドである.これまでにも磐梯山に関しては多くの研究 者によって調査研究が行われてきたため、現象の全容はほぼ明らかにされた.しかし地形に 関する研究が中心であり、山体崩壊の発生機構や岩屑流の運動のメカニズムに関しては、ま だ充分な研究が行われたとは言えない.特に崩壊が生じた位置と火山体の構造との関係、堆 積物の内部の状況など不明な点は多い.例えば堆積場所ごとにその岩相の特徴が把えられれ ば、岩屑流堆積物の判定や複数の堆積地域の相互比較に有効であると思われる.また、記録 が残されている数少ない事例の一つであり、山体崩壊の発生予測につながる研究が求められ る.

2.3 磐梯山のまとめ

警梯山はこれまでに少なくとも3回の岩屑流を発生させたことが判明した。そのうち2回 は完新世に入ってから発生したもので、1100~1300年前と西暦1888年に発生した。一つの火 山でわずか千年あまりの短い時間をおいて岩屑流が発生した事実は、今後山体崩壊を予知し ていくうえで重視すべきである。またその前の翁島泥流とは7万年以上の間隔をおいて発生 しており、この間には崩壊源を埋める山体の再構築もみられた。

猪苗代盆地は南北性の断層で区切られた中に形成されている.盆地内の水系の流出口は日 橋川だけである.この川が堰止められたことによって猪苗代湖が出現したと考えられるため, 磐梯山の活動史と猪苗代湖の生成の関係は深い.山麓周辺の地史も磐梯山の活動を反映して いるわけで,山体崩壊・岩屑流の防災に関する研究では当該火山体だけでなくその周辺を広 く含めて総合的に組み立てていくことが求められている. 磐梯山における今後の岩屑流発生の可能性について

警梯山は3回の岩屑流発生後も依然として急峻な地形を保った火山である.そのため、今後も山体崩壊と岩屑流を発生させる可能性は否定できない.その可能性があるいくつかの地点を挙げると、大磐梯山の南西斜面や櫛ヶ峰の北東斜面などがある.磐梯山の山麓一帯は国立公園にも指定され、ホテルやペンションなどが多く建ちならび、テニスコート、スキー場なども数多く整備されるなど観光地として開発がすすんでいる.そのためひとたび岩屑流が発生すれば大きな被害が予想される。特に磐梯山周辺には猪苗代湖や檜原湖のように大きな湖があるため、ここに岩屑流が流入すれば大規模な津波が発生し被災域はさらに拡大する.またその津波が大量に尾根を越えれば猪苗代盆地の外にも洪水や土石流となって流下することも考えられるため、被災地域はさらに大きく広がるであろう.このため、岩屑流が発生した場合の的確な被害予測とその対策を十分に考えておく必要がある.

また1888年爆発の滑落崖は急傾斜の崖を作っていることから、これまでに何度かにわたっ て崩落が発生している。その多くは1888年爆発の崩壊源内に停止・堆積している。しかし融 雪によって生じた1954年の崩壊では、くずれた土砂が約3km下の箱状谷内の青沼付近にまで 到達した(佐藤ら、1961)。現在この箱状谷にはスキー場が設置されているため、シーズン中 にもし同程度の崩壊が発生すれば、大きな災害になる可能性がある。この程度の崩壊は火山 活動以外の大雨、融雪や地震などの誘因によっても発生する可能性があるので充分な注意が 必要である。

3. 鳥 海 山

3.1 鳥海火山の概要

3.1.1 位置及び地形

鳥海山は秋田・山形県境の日本海沿いにそびえる標高2,237mの成層火山である.この山は その外観から「出羽富士」,または「秋田富士」の名で親しまれている(写真3.1).



写真3.1	鳥海山全景(羽黒町付近より の眺望)
Photo 3.1	View of Chokai volcano from Haguro-cho.
日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口



図3.1 鳥海山周辺地域地形図(原図:国土地理院1/25.000地形図,前郷,川辺,鳥海山,湯 ノ台,平沢,象潟,小砂川,吹浦,矢島,中直根)

Fig. 3.1 Topographic map of surrounding area of the Chokai volcano.

この火山体の基底部は長径26km,短径が14kmの東西に長い楕円形をなし、その山体の西端は日本海にまで達している。基盤を除いた火山体の体積は67.2km³に及んでおり(林, 1984),基盤も含めた火山体の総体積は230km³にも達している(守屋, 1983).これは日本の火山でも有数の規模である。

鳥海山の山体の全体像は図3.2, 3.3の立体視地形図を立体視することによってとらえるこ とができる.鳥海山は大きくみて,西鳥海山(鳥の海火山)と東鳥海山(新山火山)の東西二つ の成層火山体に分けられる.西鳥海は頂部がややなだらかな火山体で,山頂部に南西に開く 幅約2kmの馬蹄形カルデラ(西鳥海馬蹄形カルデラ)を有する.このカルデラ内に鍋森溶岩円 頂丘とその背後に火口湖の "鳥海湖"を持つ.現在の最高点は扇子森の1.759mである.

一方の東鳥海火山は新山を中心とした円錐形の頂部を持つ火山で,西鳥海山体の東側に噴 出した.北向きに開いた大規模な馬蹄形カルデラ(東鳥海馬蹄形カルデラ)を有し,その中に 荒神岳と新山の二つの溶岩円頂丘を持つ.この山体の最高点は七高山の2,230mである.

この他,西鳥海山の西側の溶岩斜面を猿穴山体として設定している研究者もいる(芝橋・今田,1972).この山体の山麓斜面部には東西走向で北落しの正断層群の存在が知られている(宇井,1972).図3.4に守屋(1983)の地形分類図を示す.

3.1.2 火山地質

局海山の地質に関する研究としてはOnuma(1963),柴橋・今田(1972)などがあり(図3.5, 図3.6),最近では林(1984)の研究がある(図3.7).それらによると鳥海山はカルクアルカリ岩 系の安山岩溶岩を主体にし、火砕岩などからも構成される火山である。鳥海山の山体形成史 に関して林(1984)は、各噴出物の層序関係を明らかにしたうえ、この火山体の形成史を三つ の山体を形成した三つのステージに区分している(表3.1).そして地形的に明瞭な東西の山体 より古い山体が存在したことを指摘している(図3.8).

鳥海山の火口には猿穴火口,鳥ノ海火口,新山火口などがあるが,これらは東西方向に配 列している.

3.1.3 火山の活動記録

村山(1978)によると、歴史記録に記されている鳥海山の火山活動は20回程度であるが、その中には疑わしいものも多いとされている。その中で大きい活動としては1802年の活動があり、これによって東鳥海馬蹄形カルデラ内に新山溶岩円頂丘が形成された。

3.1.4 鳥海山の岩屑流堆積物

鳥海山は多数の岩屑流を出した火山で、特にその北麓から北西麓にかけて大量の岩屑流堆 積物を堆積させている。北麓の由利原には水野(1962)が記載した西由利原泥流と南由利原泥 流の二つの "泥流"堆積物が、また奈曽川下流域には大沢ら(1982)の小滝泥流が、そして北 西麓には、象潟から金浦・平沢にかけて象潟岩屑流堆積物が広く堆積している。鳥海山の南 麓及び西麓にも "泥流"堆積物の記載がいくつかあるが、これらは火砕流堆積物であるとい

日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口



図3.2 鳥海山周辺地域立体視地形図(原図:国土地理院1/25,000地形図,前郷,川辺,鳥海山,湯ノ台,平沢,象潟,小砂川,吹浦)

Fig. 3.2 Stereographic maps of surrounding area of the Chokai volcano.



図3.3 鳥海山立体視地形図(原図:国土地理院1/25,000地形図,鳥海山,湯ノ台,小砂川, 吹浦,中直根)

Fig. 3.3 Stereographic maps of the Chokai volcano.

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月





日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口







表3.1 鳥海火山噴出物の噴出順序(林, 1984)

Table 3.1 Volcanic history of Chokai volcano. (Hayashi, 1984)



^() 内の数字および B-1~B-4は図3.7の地質図に対応する。それぞれの噴出物を結ぶ線は確認された上下関係を示す。



図3.8 鳥海山の山体構成断面(林, 1984) I:古期鳥海山山体,Ⅱ:西鳥海山山体,Ⅲ:東鳥海山山体,断面 線は図3.7

Fig. 3.8 Schematic profile of Chokai volcano (Hayashi, 1984)

う報告もあり、明確ではない。

·方,これらの岩屑流(泥流)堆積物の起源となった崩壊源の馬蹄形カルデラは現在,東鳥海と西鳥海の二つの馬蹄形カルデラが認められるのみである。このうち東鳥海の馬蹄形カル デラは象潟泥流の崩壊源にあたるが,西鳥海馬蹄形カルデラに関しては対応する堆積物は不 明である。

3.2 各岩屑流の記載

3.2.1 西由利原泥流·南由利原泥流(水野, 1962), 由利原泥流·火砕物(加藤, 1984)

 ① 全体の概況

鳥海山の北麓に広がる西由利原・東由利原・南由利原などの台地上には流れ山を持つ堆積 物が広く分布しており、この付近を覆う岩屑流の発生が推定される.水野(1962)はこの堆積 物を南由利原泥流と西由利原泥流の二つに分け、その分布と岩相の記載を行った.また加藤 (1984)は "泥流"の発生は1回であり、その上を火砕流が覆っていると報告した.しかしこ の "泥流"の崩壊源や流送域、及び活動の規模などは記載されていないため、詳細は不明で ある.また両者を分けて記載することは難かしいため、ここでは西由利原泥流と南由利原泥 流を一括して記載する.

② 堆積域

<u>分布</u>:この堆積物は,主として鳥海山の北麓に大きく広がる西由利原・東由利原・南由利 原などの標高500mから200m前後の台地の上に分布する.水野(1962)が示した分布図(図3.9) によると,全体の分布域は子吉川と第三系で構成される仁賀保丘陵にはさまれた地域で,南 北20km,東西15kmほどに広がっている.この堆積物の先端は不明瞭であるが,流れ山の分 布からみて現在の山頂から少なくとも25kmは流下したことが確認できる.

水野(1962)は、この台地のほぼ全域に西由利原泥流が分布し、台地の南半分ではそれを覆 って南由利原泥流が分布する(図3.9)としたが、表面地形からは両者を区別するのは難しい。 図3.9から各々の分布面積を求めると、西由利原泥流は170km²、それを覆う南由利原泥流は約 100km²である。

図3.10から西由利原泥流の平均層厚を20m,南由利原泥流の平均層厚を15mと仮定して,先 に求めた分布面積から堆積土量を求めると,4.9km³程度となる。

一方,加藤(1984)はこの "泥流"を,北方へ流下した由利原泥流・火砕流と北東へ流下した上原泥流・火砕流に分けた.

<u>堆積地形</u>:この堆積物が分布する由利原は,北に向かってゆるやかに低下する台地である. 現在の由利原は,その東縁や鮎川に面した所では多数の地すべり地形によって開析されてい るため(大八木ら,1982,図3.11)西由利原・東由利原・南由利原などに分散しているが,立 体視地形図(図3.2)でも明らかなようにもともとは一続きの面であった.この面は全体に緩く 国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月



 凡例
 1.沖積地
 2.扇湖(北地)
 3.象由和影響
 4.南西太沢泥泥流
 5.南田和岩猿、 (左)/海熔系 の第三の名三 8.砂

- 図3.9 鳥海山北麓の泥流分布図(水野, 1962)
- Fig. 3.9 Distribution of "mud flow" deposit on north foot of Chokai volcano. (Mizuno, 1962)



図3.10 由利原の泥流堆積物の模式柱状図(水野, 1962) Fig. 3.10 Schematic column of Yurihara "mud flow" deposit. (Mizuno, 1962)

北方へ傾斜し,その表面に多数の流れ山が分布する典型的な岩屑流堆積地形を呈している(写 真3.2,図3.12)ことから,岩屑流の堆積面であることは明白である。しかし流れ山は小さく あまり目だたず,全体に緩やかな起伏を持つ.これは表面が火山灰などに覆われたため,起 伏がならされたためと考えられる.また子吉川に面する段丘の一部にも流れ山らしきものが 分布している.

河谷によって開析される以前の由利原を図3.2の立体視地形図を用いて推定すると,鳥海山 北麓から連続した斜面であったことが読み取れる。以上から鳥海山より北に流下した流れは この緩やかな斜面を広く覆って堆積したことが推定できる。

<u>流れ山</u>:流れ山は由利原のほぼ全域に分布する.また子吉川の段丘面上にも流れ山状の小 丘群が認められるが,これも岩屑流による流れ山の可能性がある.流れ山の大きさは直径が 数10m程度で,比高は5~10mとやや低くく,全体になだらかな形状をしている.西由利原付 近の流れ山の断面を写真3.3に示す.厚いローム質の火山灰の下に大小の溶岩の岩塊をもつ不 規則な堆積物である.



図3.11 由利原の地すべり地形分布図(大八木ら, 1982) Fig. 3.11 Landslide distribution map of Yuri-hara area (Oyagi et al, 1982)

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月



図3.12 由利原泥流堆積地の地形図(国土地理院1/50,000地形図 矢島)枠内は写真3.2 Fig. 3.12 Topographical map of Yurihara "mud flow" deposit.



写真3.2 西由利原堰口付近の由利原泥流の堆積地形(空中写真 TO-73-7Y, C10-6, 7) Photo 3.2 Vertical stereo-photographs of Nishi Yurihara debris avalanche deposit near Sekiguchi.



写真3.3 西由利原の流れ山の断面 **Photo 3.3** A hummocky hill at Nishi-Yurihara area.

<u>堆積物の記載</u>:この堆積物が分布する由利原は現在,西目川や鮎川など渓谷により下刻・ 分断され,そのため谷壁斜面においてこの堆積物の断面を見ることができる.水野(1962)は 西目川の谷壁斜面での断面観察から,南由利原の泥流堆積物を上位の南由利原泥流と下位の 西由利原泥流の2層に分け,次のように記載している.

西由利原泥流は、層厚が50~80mの、安山岩の巨礫・中礫からなる堆積物で、マトリクスは 青黄色の凝灰質火山砂からなる。所々にやや成層した所があり、泥あるいは砂層をはさんで いる。そのためこの堆積物は、南由利原泥流より水を多く含んだものと考えられる。一方の 南由利原泥流は、層厚が45~65mあり、マトリクスがローム層で成層した部分はほとんど見ら れない堆積物である。図3.10に示したように両者を合わせた層厚は100m以上あり、その上を 段丘礫層やローム層が覆っている。

以上の記載のうち,西由利原泥流の成層した部分に関しては,岩屑流停止後の凹所堆積物であることも考えられる(Mt. St. Helensに例が認められる).

一方,加藤(1984)は由利原の堆積物のうち下位は水分の多いもので,火砕流に伴って発生 した山体崩壊と融雪による大規模な泥流から生じたものと考えた。上位の堆積物を火砕流堆 積物であると考え,この両者の間に時間の隔たりを示すものが見当たらないことから同一時 期の堆積物と述べている。

③ 崩壊源(供給源)

現在の鳥海山に残存する崩壊地形としては、象潟岩屑流の崩壊跡である東鳥海馬蹄形カル デラが存在するが、そのほかに北方に開いた大規模な崩壊地形は残されていない. 林(1984) は地質調査に基づいて古期火山体の地形復元を行い(図3-13). ステージ I に形成された古期 山体の山頂部(比高400m, 直径5km, 体積2.6km³の部分)がステージ II の活動前には欠けてい たことを明らかにし、その位置に古い馬蹄形カルデラの存在を想定した. そして、そこが"由 利原泥流"の崩壊源である可能性を指摘した.

林の図からは欠損の深さなどが読み取れず、山体崩壊によって生じる深い凹地状の欠損が はたして存在したのかは分からない.しかし、この位置と高さは、ここから崩壊した場合に 由利原泥流堆積域へ到達することができること(H/Lが0.08と象潟岩屑流と同じ)や、ほかに 崩壊源が存在する可能性のある場所がないことから、林の指摘した位置が崩壊源である可能 性は大きいと考えられる.

林はこの崩壊土量を2.6km³と推定したが、これは標高1,600mより上部の円錐形の体積に あたり、崩壊地形なら当然含まれるべき凹部の体積は考慮されていない。この凹部の体積は 円錐部の土量と少なくとも同程度はあったと推定できる。このため総崩壊土量は5.2km³以上 になる、これは先に推定した堆積土量である4.9km³に近い値である。

④ 流送域

岩屑流の流路に関してはその後の火山活動により覆われたため、不明である。ただ堆積域



図3.13 鳥海山古期山体の復元図(林, 1984) Fig. 3.13 Reconstruction map of Old Chokai volcanic edifice. (Hayashi, 1984)

の幅が広いことから、象潟岩屑流のように谷の中を流下したのではなく、山腹を広がりなが ら流下した可能性が大きい.

古期山体の標高を現在の山頂と等しいと仮定して由利原泥流のH/Lを求めると、0.08程度 となり、林(1984)の推定に従って2,000mとするとH/Lは0.07になる。

⑤ 発生年代

加藤(1984)は泥流堆積物の基底部から採取した木片の¹⁴C年代測定によって,この泥流の発 生時代を19780±540年前(Gak-10173)と報告している.

これが鳥海山山体形成史の上でどのような時期に当るかは、火山灰層序に関する研究が少ないため不明確である。林(1984)の指摘のように、欠損しているステージ I の山頂部がこの崩壊源にあたるとすれば、この「泥流」の流下はステージ I とステージ IIの間の活動と考えられ、ステージ I は 2 万年以前、ステージ II は 2 万年以降となる。

⑥ 原因

崩壊源が残存していないので不明である.しかし、山頂部を含む大規模な崩壊であったと 推定されるので、火山活動に関連して発生した可能性が大きい. ⑦ まとめ

この堆積物に関する記載は水野(1962)と加藤(1984)によるものがあるが、その見解は大き く食い違っている.分布域の広さに比べ限られた記載から全体がどういう堆積物で構成され ているかを判断することは難しい.鳥海山の山体からかなり隔たった地域に厚い堆積物が広 く分布すること、流れ山を多く持つ点、そして古期山体に大きな欠損の可能性がある点など から考えて、少なくともその一部は山体崩壊によって生じた岩屑流による堆積物である可能 性が高い.堆積物の詳細な分布、岩相、崩壊源、発生年代など明らかにされていない点も多 く、今後の研究に負うところが大きい.崩壊源の位置を確認するためにも、堆積物の岩質と 残された古期岩体の岩質の比較対照を行う必要がある.

3.2.2 小滝泥流(大沢ら 1982)

全体の概況

大沢ら(1982)は、鳥海山の北西山麓、奈曽川の下流域に分布する流れ山を持つ泥流堆積物 を小滝泥流と命名し、堆積域の分布、岩相等についての記載を行った。しかし崩壊源及び流 送域についての記載はない。そのため、ここでは堆積域の記載から始める。

② 堆積域

<u>分布</u>:大沢ら(1982)によれば、本堆積物は象潟町小滝市街の西方から横岡南部にかけての 奈曽川の両岸に分布している(図3.15). 層厚は、ボーリングのデータによれば、西方では20 m、その他で20~50mである.

象潟図幅内における分布面積は約5km²であるが、堆積域は北側で象潟岩屑流堆積物に覆われていることから、北方にも分布域が広がっていると考えられる.層厚を20mと見積れば、現在の分布域における堆積量は少なくとも0.1km³に達したと推定できる.

<u>堆積地形</u>:写真3.4に示すように,不規則な凹凸のある地形を呈するが,明瞭に流れ山と判 定できる小丘はない.

流れ山:大沢ら(1982)によれば、小滝の西方には径50~100m,比高約20mの流れ山地形が 認められる.象潟泥流堆積物に比べて流れ山の形態は不明瞭で単位面積あたりの数も少ない. また内部構造はうかがえない.

<u>堆積物の記載</u>:本堆積物は直径1m前後の安山岩の火山岩塊を主とし,よく淘汰された黄褐 色の砂もしくは火山灰によって埋められている。象潟岩屑流と異なり,本堆積物の上には原 地形に沿って層厚70~120cmの細粒火山灰層が堆積している(大沢ら,1982)。

③ 崩壊源(供給源)

大沢は(1982)は5万分の1図幅の範囲外ということもあってか、この堆積物をもたらした 岩屑流の崩壊源については特に指摘していない。そこで現在の鳥海山の地形上で崩壊源の可 能性のある場所を探すと、図3.14に示す奈曽川上流があげられる。ここは幅1,000m、深さ300 mにわたって掘りこまれた長さ2kmのV字型をした深い谷であり、周囲の他の谷に比べ、深



- 図3.14 奈曽川上流および東鳥海馬蹄形カルデラ付近の地形(国土地理院1/50,000地形図 吹浦,鳥海山)
 枠は写真3.5および写真3.11の範囲
- Fig. 3.14 Topographic map of upper stream of the Naso river and Higashi-Chokai amphitheater.

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月



図3.15 象潟地域の地質図(大沢ら, 1982) Fig. 3.15 Geological map of Kisakata district. (Osawa et al, 1982)



写真3.4 奈曽川下流の小滝泥流の堆積地形(空中写真 TO-73-7Y, C12-3, 4) **Photo 3.4** Vertical streo-photographs of Kotaki "mud flow" deposit hummocky hills on Kotaki district.

さ,幅とも極端に大きい(写真3.5).このように大規模な谷は単なる下刻浸食だけでは説明し がたい。最初に崩壊が生じ大きく抜け落ちた後,それが拡大して現在のような地形が出来た と考えられる。この谷の下流が小滝泥流の分布域に当ることから、少なくともここで生産さ れた大量の土砂が、下流の小滝付近にまで何らかの運動形態で運ばれたことはまちがいない。

現在の谷はその後の崩壊によりかなり後退した跡がうかがえるため、当初の崩壊の規模を 推定することは困難であるが、現在の凹地の体積の半分程度と見積もると、0.15km³に達す る.

④ 流送域

堆積物の分布状況から考えて, 奈曽川に沿って流下し堆積したと考えられる. 前述のよう に成層した部分もある点から, 一部は水を多少含んだ流れであった可能性も考えられる.

崩壊源を奈曽川上流に想定した時の流下距離は12km,その標高差は約1,400mとなり,その時のH/Lは0.12となり,岩屑流の取る値の範囲内に来る.

⑤ 発生年代

この堆積物に関する¹⁴C年代測定の報告はない. 褐色の細粒火山灰層が流れ山の上を覆って いるとされているが(大沢ら, 1982), この火山灰の噴出源, 年代とも明らかにされていない ため,この泥流堆積物の年代は明らでない. 象潟岩層流はこの火山灰に覆われていないので, 小滝泥流は象潟岩層流より古い堆積物である.



写真3.5 奈曽川上流の崩壊地形(空中写真 TO-73-7Y, C14-6, 7) I:稲倉岳

Photo 3.5 Vertical stereo-photographs of landslide topography on the upper part of Naso river.

⑥ 原因

崩壊原因については推定を行う資料がないため不明である。しかしこの谷の中に新しい火 山活動に関係した噴出物がみあたらないことから、噴出物を伴わない水蒸気爆発か、火山活 動以外の地震または豪雨を原因とすることが考えられる。

この崩壊の発生した位置を立体視地形図(図3.3)によって検討すると,崩壊地をはさむ両側 の斜面は連続していないことが分かる. 稲倉岳北方の斜面は奈曽川左岸の斜面より急勾配で 標高も高いことから同一の火山斜面ではなく異なる面であり,別々に形成されたと考えられ る.したがってこの崩壊は山体の不連続な部分に発生したことになり,この不連続が崩壊の 素因になった可能性も考えられる.

⑦ まとめ

堆積物に関する記載からはこれが岩屑流として流下したかどうかは断定できない。淘汰さ れた砂に充塡されている点から一部はかなり水を含んだ流動であった可能性もある。しかし 流れ山が存在することから、岩屑流的な流れが主体であった可能性もあり、今後検討する必 要がある。この堆積物の供給源としては、奈曽川上流の大規模な谷である可能性が大きい。

3.2.3 象潟岩屑流(宇井・山本, 1984)・象潟泥流(水野, 1962;加藤, 1977, 1978;村山, 1979) ① 全体の概況

鳥海山の北西麓の象潟付近には多数の流れ山を有する堆積物が広く分布している。また鳥 海山の山頂には北に開いた馬蹄形カルデラがある。以上から、山体崩壊によって生じた土塊 が岩屑流(泥流)となって流下したことが多くの研究者によって指摘されている。

② 崩壊源(供給源)

鳥海山の山頂,新山付近には北に開いた大きな馬蹄形の凹地が明瞭に残っている(東鳥海馬 蹄形カルデラ=林,1984).その規模は最大幅3.5km,長さ約5km,深さ約400m以上(林,1984) あり,明瞭な崩壊地形を呈している(写真3.6,図3.14).この崩壊地形の凹部は鳥越川から白 雪川の谷に続いており,その先に象潟岩屑流堆積物が分布している.このように流走域,堆 積域とに連続性が認められるので,ここが象潟岩屑流の崩壊源であることは確実である.

この崩壊地形は立体視地形図の判読から、図3.14に示すように上下二つのブロックに分け ることが出来る. 滑落崖の崖線も二つの弧に分かれる. 上部ブロックは現在の山頂である七 高山(2,230m)からその南西にある行者岳(2,159m)そして文珠岳(2,005m)を結ぶ線を冠頂 とし,扇子森の東方から新山の北1kmを結ぶ線より南側の,幅1.5km,長さ1.5kmの部分で, 崩壊の軸を北西に向け脚部が広がった形をしている. このブロックは全て東鳥海山体に含ま れる.

一方,崩壊源の下半部は長さ約4km,最大幅3.5kmと上部より大きく,崩壊の軸は真北を 向いている.この下部ブロックは左側方において西鳥海山体の一部をも切り取っている.下 部ブロックの側方崖は連続的に白雪川の谷壁に続いているため,この崩壊の脚部は明瞭には



写真3.6 東鳥海北斜面の馬蹄形カルデラ(空中写真 TO-73-7Y, C14-7, 8) **Photo 3.6** Vertical stereo-photographs of amphitheater on north slope of East-Chokai.

判読出来ない.両者の滑落の関係は立体視地形図の判読から,下部が先に主体的に滑り,こ れにより脚部の不安定化した上部が滑り落ちたと考えられる.しかし二つの滑落の時間間隔 は不明である.

推定崩壊土量は加藤(1978)によると2.7km³,林(1984)では2.85km³とほぼ近い値が出されている.

現在の崩壊源内は崩壊後の火山活動により、二つの溶岩円頂丘が形成され、さらに新山溶 岩が噴出するなど、かなりの部分が埋められている。林(1984)によれば、その埋積量は推定 崩壊土量の約1/3に達している。

滑落崖には古期山体を構成する溶岩が露出している(林, 1984).

③ 流送域

地形及び堆積物の分布状況から判断して,岩屑流は主として鳥越川から白雪川の谷に沿っ て流下したと考えられる.この谷は幅1km,勾配約3°の底が平な形状を持つ.谷の両側の崖は 100mほどの高さをもつ.岩屑流はこの谷に沿って,北向きから徐々に西寄りに向きを変えて 流下した.

白雪川を流下した岩屑流の一部は白雪川右岸の谷壁を乗越えて西由利原に堆積している。

村山(1979)の図では、この先端は鮎川右岸まで達しているように書かれているが、流れ山の 形状などから判断して、守屋(1982)と大八木ら(1982)が示したように冬師の北方付近にまで しか到達していないと判断できる(図3.4、図3.17).この乗り上げ地点の対岸にあたる上の山 放牧場付近にも同じように岩屑流堆積物が堆積していることから、岩屑流の直進性だけでは なく、この付近に何らかの障害があり流動面が高くなったために乗りあげたとも想像される. この面は白雪川をへだてて、由利原に連続する面である.

岩屑流の主流はこの付近でコースを西に変え,南北に伸びる仁賀保丘陵を横切って流下し, 象潟から平沢にかけての海岸に到達している.

地質図幅や立体視地形図の判読によれば、仁賀保丘陵はもともと鳥海山の北西麓の鳥越川 左岸、528.1mの三角点付近まで連続していた南北に長い丘陵であった。その東側には、現在 は清水川、冷渡川、西目川と異なる水系に分かれているが、元は幅広くて浅く、かつゆるや かに下る谷が仁賀保丘陵に並行して南北に流下していた。ところが象潟岩屑流の主流はこの ゆるやかな谷をまっすぐ北には流下せず途中で向きを変え、仁賀保丘陵を横切る幅広い谷の 中を北西に流下している。岩屑流の一部がその手前の両側の台地に乗上げていることから、 岩屑流流下時には丘陵は現在ほど広くは掘り込まれていなかったと考えられる。この幅の広 い谷は、岩屑流の削剝により谷幅が広げられたものと考えられる。

流送路での浸食量は現在の地形からは判読できないが、林(1984)の推定崩壊量と大沢ら (1982)の推定堆積量の差から浸食量を求めれば、0.9km³と算出される.これは浸食が起きた と考えられる流路面積(約13km²)で平均すれば約70mの浸食深となり、流送域でかなり浸食 して流下したと考えられる.

以上を合せて考えると、白雪川はほぼ現在の流路に沿って、岩屑流のコースを変えるくら いの深さまで掘り込んでいたが、現在ほど幅広い谷ではなかった.この谷は象潟岩屑流の流 下時にかなり拡幅され、現在のような谷の形状となったと考えられる.

白雪川を流下し、仁賀保丘陵を横切った岩屑流は平地に達した。村山(1979)によると、岩 屑流は水岡付近で2手に分かれ、北北西の平沢から金浦方面と西の象潟へ進んだ(図3.16)。 大沢ら(1982)の地質図幅でも、南北の堆積域は連続しているがその分布域の形状からやはり 2地区に分けることが出来る。(図3.15)

白雪川下流で岩屑流が二つに分かれた理由として,加藤(1977)と村山(1979)は,大森西方 にある大森山(193m)が障害となったためと考えた。一方,大沢ら(1982)はこの大森山を泥流 丘(流れ山)のひとつに含めており,二つに分かれた理由として,長岡付近で南北に伸びる第 三紀層の丘陵にぶつかったため主体が北方に方向を変えて平沢方面に流れたためと考えた。

大森山は現在周囲に比べ20~30mの比高しか持たず,岩屑流の規模に比べて低すぎるよう に見える.象潟岩屑流よりはるかに規模の小さい御獄くずれによる岩屑流の例(Inokuchi, 1985)から見ても,これ位の山は容易に乗越えることが出来そうであり,岩屑流が2分された 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口



図3.16 象潟泥流流下模式図(村山, 1979) Fig. 3.16 Flow cource of Kisakata debris avalanche. (Murayama, 1979)

理由としては疑問が残る。岩屑流のコースを変えるには単独の山より,ある程度広がりのある障害物の方が効果があると考えられるので,大沢らの考え方の方がより自然である。

しかし以上の考えとは別に、崩壊源が二つのブロックから成ることから(前述②), 岩屑流 が1回ではなく2回以上に分かれて発生した可能性を考えることもできる.山体崩壊がいく つかのブロックに分かれて発生する例はSt. Helens火山でも認められている. St. Helens火山 の場合は三つのブロックがほとんど連続的に崩壊し、岩屑流としてはほぼ一体となって流下 したが、崩壊発生に多少の時間間隔があれば、別々に流下すると考えられる.鳥海山の場合 は最初の流下によって流路の地形が改変され、それによって2回目の岩屑流は違った方向に 流下したと考えれば堆積域の分割をよりうまく説明できる.この場合最初の岩屑流がどこに 堆積したかは現在の資料からは決められないが、各地の堆積物を構成する溶岩の岩種と同じ ものが現在の山体のどの部分に分布するかなど、岩相の細かい対比を行えば、ある程度推定 できると考えられる. この岩屑流の流下距離は崩壊源から約25kmであるが,堆積物の先端は海面下にも達してい ることから,この距離はさらに長くなる.海岸までをとってもそのH/Lは0.08とほかの岩屑 流と比べても小さい.白雪川において流下コースを大きくまげられ,運動エネルギーを減じ た上での値であることを考えると,かなり流動性の高い流れであったと推定される.これが 何に起因するものかは明確ではないが,比較的狭い谷の中を流下したため,上砂があまり拡 散しなかったためかも知れない.

宇井・山本(1983)によれば,流下中の摩擦係数を0.08程度に見積って計算すると堆積域の 先端にまで達して停止し,この間の所要時間は325秒(5.5分)で,流下時の最大速度は140m/ secに達する.

④ 堆積域

<u>分布</u>:前述したように,この岩屑流の堆積域は三つの地域に分けることができる。一つは 白雪川の右岸を乗り越えて由利原の上に堆積し,2番目は白雪川に沿って北西に流れ金浦町 から平沢にかけて分布する.3番目は象潟の東方から前川にかけて分布している.

由利原に堆積したものは、大潟溜池から冬師付近に南北に長く分布する(守屋,1982:大八木ら、1982 図3.17).また空中写真の判読から、この対岸である上の山放牧場付近にも岩屑 流堆積物と思われるものが分布する。冬師付近では先の由利原泥流の上を覆って堆積してい るが、流れ山など両者の表面形状は明らかに異なり、新旧の区別は容易である。

冬師の北方,仁賀保町釜ヶ台付近には"泥流"末端部の土石流堆積物中に直径1~3mにも 達する大木が埋もれている(加藤,1978).加藤は,これらの大木の多くが根を南に向け北方 に倒れていることから,鳥海山の爆発による"強い爆風"によって倒されたと考えた.この 地点が山頂から15kmもへだたっていることから,この"爆風"は1980年St.Helens火山や1888 年磐梯山の噴火に伴って発生したブラストと同様である可能性がある.山本ら(1984)は冬師 付近の象潟岩屑流堆積物の一部に厚さ1~2mの細粒物から成る層を見いだし(これをthin depositと記載),これがSt.Helens火山で認められたdirected-blast depositに相当する堆積物 ではないかと考えた.この堆積物は現在岩屑流堆積物の周辺しか見いだされていないが,こ の分布域の全容が明らかになれば、ブラストのおよんだ範囲を明らかにできる.

この岩屑流は平沢付近のものが一番遠くまで達しており,約25km以上流下している.古砂 丘堆積物の分布から,堆積範囲は当時の海岸線より3km以上も沖にまで達したと考えられ, さらに現在の海底にも分布している.現在陸上で認められる分布面積は,冬師で約12km²,象 潟周辺で約25km²(旧象潟湖の湖沼堆積物を含む),金浦・平沢周辺で約32km²であり,全体で 約70km²程度になる.

大沢ら(1982)はこの泥流堆積物は5万分の1象潟図幅内に約3.5km³ほど堆積していると 推定した.この量は林(1984)が推定した崩壊源の体積2.6km³よりかなり大きいため,流下過 程でかなり削剝を行い,体積を増大したことになる.



- 図3.17 冬師付近の象潟岩屑流堆 積物の分布(大八木ら, 1982)
- Fig. 3.17 Distribution map of Kisakata debris avalanche deposit at Toushi district (Oyagi et al, 1982)

<u>堆積地形</u>:冬師付近に分布するものは流れ山の形が不規則で全体の起伏量も小さい.そして小規模の湖沼が数多く分布する(写真3.7,図3.18).象潟周辺には流れ山が多数分布しているが、象潟地震以前には流れ山以外の部分は水面下にあったため、湖沼堆積物に覆われてかなり平坦化されており、現在は水田として利用されている。平沢周辺の堆積物はやや大型の流れ山を持つ(写真3.8,図3.19).

大沢らは、象潟から平沢にかけての岩屑流堆積物は活断層や旧汀線をはさんで大きく異な ることを指摘している.すなわち大竹東方の活断層は西落ちであるが、この断層の東では「大 型の泥流丘が互いに基底部を接して重合しており、充填砂礫層による埋積はほとんど見られ ない」のに対し、「西側では泥流丘は小型でかつ孤立しており、その間を充塡する砂礫層が広 く、特に谷の内部では泥流丘は埋積されて、その頂部がわずかに認められるにすぎない」こ とから堆積後の基盤の変動を考えた.

<u>流れ山</u>:流れ山は岩屑流堆積域のほぼ全体に分布が認められる。平沢周辺の流れ山はかなり密集して分布している。流れ山の規模は辻村・木内(1936)によれば高さ数m~20m,長さ50~350m,幅30~200mが普通であり、中には直径10mにみたないものもある。





Fig. 3.18 Topographic map of debris avalanche deposit near Toushi.



写真3.7 南由利原冬師付近に堆積した象潟岩屑流の堆積地形(空中写真 TO-73-7Y, C10 -2, 3)

Photo 3.7 Vertical stereo-photographs of hummocky hills on Toushi district.



Fig. 3.19 Topographic of a portion of Hirasawa district.



写真3.8 平沢付近の象潟岩屑流の堆積地形(空中写真 TO-73-7Y, C15-2, 3) Photo 3.8 Vertical stereo-photographs of hummocky hills on Hirasawa district.

宇井・山本(1984)は、流れ山の形状が必ずしも長円形ではなく、その高さもまちまちであ ることを指摘し、これが流れ山の母材のサイズ、固さが不均質であることに起因すると考え た.さらに金浦付近の流れ山の微地形の特徴として、1)給源方向とほぼ直交し遠い側に凸 の孤状の細かい尾根が繰り返すこと、2)円錐状に突き出した地形が多く見られると述べた.

象潟東方に分布する流れ山は、象潟地震以前には象潟湖にあって、流れ山だけが水面上に 姿を出していた。そのため東の松島に対して西の象潟として芭蕉の句にも歌われたが、象潟 地震(1804年)の時の地盤隆起によって湖底が陸化し、現在は水田にかこまれた低い小丘群と なっている。

<u>堆積物の記載</u>:大沢ら(1982)によると、象潟岩屑流堆積物のうち流れ山はほとんど安山岩 塊からなり火山灰の基質を伴う.その安山岩塊はときには数mから10mくらいであることが 多いが、一般には1m以下で不規則な形態を呈している.巨大岩塊は堆積物の末端に多く、こ のような巨礫は破砕途上にあるためか、割目が多く入っている.一方、岩屑流堆積物の基質 は観察できる場所が限られているが、金浦町前川では直径5~10mの安山岩礫を含む青灰色

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月

の凝灰質粘土からなり、杉の木片を含んでいる。象潟岩屑流の流れ山は小滝泥流の流れ山と 異なり、火山灰やローム層で覆われていない。そのため流れ山の表面にはそれを構成する岩 塊が多数突出している。冬師及び金浦での流れ山の断面を写真3.9,10に示す。

⑤ 発生年代

堆積物中の埋もれ木等の¹⁴C年代は加藤(1977, 1978),大沢ら(1982)により多数求められて いる(表3.2).それらはおよそ2400年B.P.から3900年B.P.の間を示すが,なかでも2400年から 2700年の間に集中しており,この付近の時代に大規模な山体崩壊・岩屑流が発生したと推定 される.

山浜ら(1986)は冬師付近の"泥流"堆積物の¹⁴C年代が泥炭質層準を境にその上下で2400年 と3000年に分かれることから、この両者が時代間隙を持った別々の堆積物である可能性を指 摘した.この地域の他の測定値もほぼこれに近い.山浜らはこの中で3000年前のものは規模 が小さく、2400年前のものが象潟へも流下した岩屑流と同一であるとした.これが事実であ れば、今から約3000年前に冬師付近に達する小規模な岩屑流が発生し.そのため白雪川の流



写真3.9 冬師付近の流れ山の断面 Photo 3.9 A hummocky hill at Toushi area.



写真3.10 金浦付近の流れ山の断面 Photo 3.10 A hummocky hill at Konoura area.

表3.2 象潟岩屑流堆積物の14C年代(加藤1977, 1978;大沢ら1982,より編集)

Table 3.2Carbon-14 age data from Kisakata debris avalanche deposit. (Kato, 1977;
Osawa et al., 1982)

採取場所	測定資料	測定値	測定番号 おび 測定者	文献	備考 <資料採取者>
仁賀保町釜ヶ 台	木片 (杉の埋も れ木)	2730±100 B.P.	GaK-6587 木越邦彦	加藤 (1977)	<熊谷天治・ 加藤万太郎>
象潟町船岡	泥流中の木片	2570±100 B.P.	GaK-6588 木越邦彦	加藤 (1977)	<加藤万太郎>
仁賀保町冬師 扇谷池溜池	泥炭層中の小枝	2760±140 B.P.	GaK-9308 木越邦彦	大沢ら (1982)	
同上	泥流堆積物中の 杉の大木の外側	2990±100 B.P.	GaK-9309 木越邦彦	大沢ら (1982)	
象潟町横岡	泥流堆積物 中の 巨木の根	3940±150 B.P.	GaK-9310 木越邦彦	大沢ら (1982)	
仁賀保町前川	表皮のある杉の 木片	3250±150 B.P.	GaK-9311 木越邦彦	大沢ら (1982)	
象活町上狐森	泥流堆積物中に 含まれる径2cm 長さ30cmの小枝	2430±110 B.P.	GaK-9312 木越邦彦	大沢ら (1982)	
象潟町1丁目 塩越	埋もれ木 (表皮 に近い辺材)	2640± 65 B.P.	N-4743 峰村昭彦	角田 (1985)	<角田清美>

域の荒廃が進み浸食が活発になり、大規模な象潟岩屑流の方向を大きく曲げる深さまで下刻 されたという可能性を考えることもできる.

⑥ 原因

崩壊原因を推定するデータは少ない.この時の活動によってもたらされたと考えられる噴 出物は認められないが、その後、馬蹄形カルデラ内に溶岩円頂丘が噴出するなど火山活動の 中心的な場所での崩壊であることから、何らかの火山活動を原因としたことが推定される. ただ,崩壊の主部と考えられる崩壊源の下半部は東鳥海山体と西鳥海山体にまたがっており、 どちらの山体の活動に関連して崩壊したかは明らかでない.

⑦ まとめ

象潟岩屑流は崩壊源,流送域,岩屑流堆積物がそろった,火山体の崩壊に伴う岩屑流の発 生を示す一つの典型例である.発生年代も新しくいろいろな痕跡も残っているので岩屑流を 研究するフィールドとしては適当な場所である. <u>移動形態の判断</u>:堆積物の状況,流れ山の存在,流下距離の長さなどからみて,岩屑流として流下したと断定できる.

堆積物の分布状況から見て、岩屑流は三つに分かれて堆積したことは確かである。このう ち冬師付近に堆積するものは、鳥海山からの岩屑流の一部がその運動の直進性によって白雪 川の右岸を乗越えたため生じたと考えられてきた。しかし今回の流下コースの地形解析によ って、丘陵が岩屑流の障害となりその一部が乗上げ、さらに白雪川右岸で丘陵を一部削り取 って流下した可能性が指摘できる。その流送域での浸食量は0.9km³とかなり大きい。

<u>問題点</u>:象潟岩屑流に関しては崩壊源,流下域,堆積域がほぼ残されていることから,岩 屑流の運動の全体像がほぼ明らかにされた.しかし発生原因については火山活動に関連した と推定できるだけで具体的には分からない.崩壊源の位置が東鳥海山体だけでなく古い山体 にも及んでいる理由についても明らかではない.

<u>今後の課題</u>:この象潟岩屑流は約2700年前と比較的新しいので、問題点で指摘した点について詳細な研究が期待される。

3.2.4 西鳥海馬蹄形カルデラ(林, 1984)

 ① 全体の概況

西鳥海山の山頂付近には南西にひらく西鳥海馬蹄形カルデラ(林, 1984)が存在し、これが 山体崩壊による地形とも見なしうる。それに対応する岩屑流堆積物は記載されていないが、 その形状と規模から見て、ここを崩壊源とする岩屑流が流下した可能性は十分に考えられる ので、以下に取りあげて検討する。

② 崩壊源(供給源)

このカルデラは、扇子森(1,759m)、笙ガ岳に囲まれて南西に開いた、幅2km、長さ4kmの 大きさを持つ(写真3.11,12,図3.14).この崩壊地形はその形状から大きく三つの部分にわ けられる.最上部は直径約2.2kmの円形を呈し、中段はその上下が切られ形は不鮮明である。 下部は幅1.5km、奥行2kmの大きさを持つ.最上部はその形状から噴火活動によって形成さ れたように見えるが、St. Helens火山の崩壊地形も同様であること(図3.20)や、その規模から 考えて、これは単なる爆裂火口というより崩壊源である可能性がある。ただ開口部が下方に 向って狭まっていることから、噴火によって出来た火口の一角が浸食によって削り取られた 可能性も残されている。

崩壊源の内部は鳥の海火口から噴出した溶岩が流下し、これに沿って地抜川と前ノコマイ 川が南西に流下している。

林(1984)によれば、ここの崩壊土量は1.4km³に達する。

③ 流送域

流送域は,溶岩流に覆われているため明確には分からないが,崩壊源の位置から考えて, 地抜川と前ノコマイ川にそって流下したと推定される.しかし,これらの沢の中下流部はそ



写真3.11西島海馬蹄形カルデラの空中写真(空中写真 TO-73-7Y, C14-6, 7)Photo 3.11Vertical stereo-photographs of amphitheater of southwest Chokai volcano.



写真3.12西鳥海馬蹄形カルデラの遠望Photo 3.12Amphitheater of southwest Chokai volcano.





Fig. 3.20 Stereographic maps of Mt. St. Helens after 1980 eruption. (Contour data from J. Moore & W.Albee, 1981)

の後噴出した溶岩流によって埋積されており、詳細は不明である。

④ 堆積域

西鳥海山馬蹄形カルデラから流下したと考えられる岩屑流堆積物は現在までのところ記載 されていない(林はドライアバランシェ堆積物に類似した堆積物の露頭を一箇所みいだして いるが、基盤岩と区別が困難であるとしている).林はカルデラの開口方向の山麓部の藤井新 田付近に大規模に広がっている火山扇状地(檜ノ沢扇状地一米地,1972)を、「その位置と規模 からみて、馬蹄形カルデラ形成に伴う堆積物によって構成されている可能性がある」と考え た.その場合、崩壊源から扇状地の先端までのH/Lは0.18となり、一般的な岩屑流の値より やや大きくなる.そのため、このカルデラから岩屑流が流下したならば、その堆積物はさら に遠方まで到達している可能性が大きい.

この周辺にあたる遊佐町蕨岡の開畑南側には、空中写真で流れ山とも判読されうる数個の 小丘が認められるが、これは円礫を大量に含む堆積物から成り、岩屑流堆積物とは認めがた い.

<u>堆積地形</u>:扇状地状の地形の表面は河川堆積物で覆われているため,流れ山などの岩屑流 堆積物の特徴的な地形は残っていない.そしてこの付近は活断層が南北に切っている.

この扇状地の堆積物の記載はほとんど行われていない。林(1984)によって *ドライアバランシェ堆積物に類似した堆積物の露頭"が一箇所みいだされているのみである。

⑤時代

堆積物が確認されていないので、それの¹⁴C年代や層序から発生時代の論議はできない。 崩壊源内を流下した溶岩流が、林(1984)のステージⅡ-c以降の噴出物であり、滑落崖をス テージⅡ-bの岩石が構成していることから、大規模崩壊はステージⅡ-bとⅡ-cの間に発生し たと考えられる。

⑥ 原因

西鳥海馬蹄形カルデラを大規模崩壊によるものと考えると、この崩壊後、カルデラ内部に 溶岩ドームを生じ、溶出流を多量に出していること、崩壊源上部が円形である点などからみ て、単なる水蒸気爆発ではなくマグマ活動による火山噴火によって発生した可能性が大きい と思われる.

⑦ まとめ

西鳥海馬蹄形カルデラの地形からみて,崩壊によって出来た可能性は否定できない.そし てそれが大規模である点と急斜面上で発生している点から考えて,岩屑流として流下した可 能性が考えられる.

しかし堆積物が確認されていないため,岩屑流が発生したかどうかの判断はぞきないこと が最大の問題点である。地形から見て,堆積物の主体は地下深くに埋積されていると考えら れるので,堆積物を確認するためにはボーリングの柱状を集め,さらに必要な地点での試錐 調査を行い,その規模・分布・岩相等について検討する必要がある。

3.2.5 その他の泥流堆積物について(大台野泥流堆積物・桝川泥流堆積物など)

鳥海山の山麓には先に述べた以外にもいくつかの "泥流" 堆積物が記載されている。それ らの多くは分布範囲が地質図上に示されているのみで, 堆積物についての記述に乏しいため 判然としない.また調査者ごとに呼称が異なっており, 相互の対比が必要である.

Onuma(1963)はmud flowとしてNakanosawa mud flowとSaruana mud flowの二つを地 質図(図3.5)に図示しているが、他の文献には記載がなく、また空中写真ではこれらの地域に 流れ山状の地形が認められないため詳細は不明である。

柴橋・今田(1972)の地質図(図3.6)には大台野泥流堆積物と桝川泥流堆積物の二つの"泥流" 堆積物が示されている。しかし大台野泥流堆積物について、宇井(1972)は露頭の観察と磁化 方位の測定結果から火砕流であるとし、また林(1984)も同じく火砕流堆積物と記載したが、 Onuma(1963)はこれを溶岩流と記載している。一方の桝川泥流堆積物についても宇井(1972) は火砕流であるとしている。

これらの泥流に関する記載はその岩相について十分に吟味したものでないうえ,岩屑流堆 積物と火砕流堆積物について意識的に区別が行われていない時期の記載と考えられるので, 今後この点を確認するような調査が求められる.

以上のように現在のところ,鳥海山の南麓には岩屑流堆積物の存在は確認できない.

3.3 鳥海火山のまとめ

以上のべてきたように、鳥海山では2~4回にわたって岩屑流が発生したことが明らかと なった.西鳥海馬蹄形カルデラが山体崩壊であるとすれば、由利原・象潟との3回は林の指 摘した三つの山体に対応して発生したことになる.このうち由利原泥流が一番大規模な活動 で象潟岩屑流がこれに続いている.

鳥海山における将来の岩屑流の発生の可能性

図3.2の立体地形図を見ても分かるように,現在の鳥海山の上部はかなり急峻な地形を保持 している.このためこの火山において岩屑流が再び発生する可能性は十分に考えられる.特 に笙が岳の南西斜面,東鳥海山の東側から南側にかけての斜面,さらに稲倉岳の北斜面は急 勾配であるため発生の可能性は大きい.鳥海山の北西側と南西側に岩屑流が流下したとすれ ば,山形県の遊佐町,八幡町や秋田県の象潟町,金浦町などに被害が及ぶことが考えられる.

4. 岩 手 山

4.1 岩手火山の概要

4.1.1 位置及び地形

岩手山は岩手県西部に位置する標高2,041mの円錐形の成層火山である。その姿からこの山 は古くから「南部富士」あるいは「岩鷲岳」の名で広く親しまれてきた。

岩手山の西方には八幡平,秋田駒ヶ岳などの火山をはじめとした奥羽脊梁山地が南北に連 うなり,東方には北上低地帯が南北に長く伸びている.岩手山をとりまく周辺の地形を図4.2 に示した立体視地形図で概観すれば,脊梁山地はその東側で走向NNE-SSW,東落ちの断層 群(西根断層群:日本の活断層,1980)によって切られている.岩手山はそれと篠木山塊の東 をNNE-SSW方向に伸びる2本の断層にはさまれた地塊に噴出している.この2本の断層に はさまれた岩手山の基盤をなす地塊は全体に西に傾動し,東側を篠木山塊が北上低地帯との 間を区切ることによってその西側に雫石盆地を形成していることなどが読み取れる.

岩手火山の形状は、図4.4に示した立体視地形図によってとらえることが出来る.その火山体は東西12kmにわたり、大松倉山、犬倉山、西岩手(古岩手)、東岩手(新岩手)などが連続的に配列した火山群を構成している.火山群は西から東へ次第に標高を高めながら続き、2,041mの東岩手山が、東端にあって一番突出している.山体の北、東、南の三方には、岩手山の噴出物から成る広大な山麓斜面が長く裾野をひいている.

大松倉山は1,407mの標高を持ち,南に開いた大きな馬蹄形の火口を持つ。この火口は長径 1.5km,短径1kmで,大きく開口している点からみて崩壊地形と考えられる。

犬倉山の山頂は1,408m,大松倉山と同様に南に開いた馬蹄形火口を持つ.この短径は500mで,これも崩壊地形と考えられる.なおこの火口内には網張温泉の泉源がある.





Fig. 4.1 Topographic map of surrounding area of the Iwate volcano.



図4.2 岩手山周辺立体視地形図(原図:図4.1と同じ) K:柏台,O:大更,T:滝沢,A: 青山町,S:雫石



西火手火山は鬼ヶ城を南壁とし、屛風尾根を北壁とする東西に長い外輪山を持つ.この内 部に火口を有するがこれはあまり大きな山体を作っていない.外輪山は短径1.5km,長径2.5 kmで,内壁の高さは200m以上に及んでいる(河野・上村,1964).外輪山は南の鬼ヶ城より北 の屛風尾根の方がやや高く,共に西方に次第に高度を下げている.外輪山は西北西側が欠け て開口しており,そこから焼切沢が流下している.その欠けた口の幅は1km程度であり,内 部に比べ狭まっているため,外輪山内部の山体全部が *一気に崩壊して"この狭い開口部か ら流出したとは考えにくい.村山(1973)はこの地形は大地獄火口が長年月にわたる浸食作用 によって内部が拡大して出来た浸食カルデラとみなした.しかし,外輪山は西に向かって低 くなっていることから,現在より浅い馬蹄形カルデラが形成され,その後に開析深化した可 能性も考えられる.西岩手外輪山の外壁斜面には北では焼切沢,イタザ沢,凋ヶ沢が,南で 有根沢,正徳沢,白川沢,妻神沢,御神坂沢などの深い開析谷が発達し(図4.3).東岩手火山 より古い山体であることを示している.外輪山南斜面は一部で2段の階段状を呈しており, 単純な成層火山でないことを物語っている.
東岩手山は西岩手火山のすぐ東方に噴出した火山で,図4.2にしめすように,盆地側に突出 しており,しかも最も高いため,東方からは円錐形の独立峰のように見える.山頂付近には 南西部と北西部に外輪山が部分的に残っており(写真4.6).それらを結ぶ長径3.5kmの南北に 長い楕円形の外輪山が存在したと推定されていた(河野・上村,1964).しかしその北東側が 欠けていることから,埋積された馬蹄形カルデラが存在したという推定がなされている(橘, 1978).その内部に中央火口丘である薬師岳(標高2,040m)がそびている.この中央火口丘はカ ルデラの内部をほとんど埋め,さらに東岩手山の北東側と西岩手外輪山の内側に新しい斜面 を形成している.この東岩手山北東側の斜面は,大きな裾野をひく円錐形火山の一部を構成 している.一方,外輪山の南側の斜面は深い谷によって刻まれており,ほとんど開析を受け ていない北東側の斜面と対照的である.

4.1.2 火山地質

岩手山は古生層及び第三紀の軽石質凝灰岩を基盤とする火山である。山体部と山麓部の間 に露頭の少ない部分が広い。そのため、桜井(1903)、Onuma(1962)、河野・上村(1964)など の火山地質の研究があるが、火山体の形成史が読みとれるような地質図は発表されていない ため、火山形成史の上では不明の点が多い。

岩手山の岩石はおもにカンラン石玄武岩、含カンラン石輝石玄武岩〜安山岩、輝石安山岩



図4.3 岩手山火山地形図(原図:国土地理院1/25,000地形図,松川温泉,大更,篠崎,姥屋 敷)

Fig.4.3 Topographic maps of Iwate volcano.



図4.4 岩手山山体立体視地形図(原図:図4.3と同じ) Fig. 4.4 Streographic maps of summit of the Iwate volcano.

からなる. SiO2の量比は51~53%である.

東西に長い岩手火山群の山体は、火山活動の中心が西から東へ移動した(河野・上村, 1964) ことによって形成され、活動規模も次第に大きくなったと考えられている。

4.1.3 活動記錄

1686年~1934年に数回の爆発と溶岩流出の記録を残す.この中で特に1719年の活動では北 東側の山腹に焼走溶岩を流出させている(村山,1973).しかし岩屑流の発生に関連した活動 の歴史的記録は残っていない.

4.1.4 岩屑流堆積物の記載

図4.1に示したように,岩手山山麓には流れ山が密に分布する所が4箇所ある.北から柏台 付近,大更付近,滝沢付近,小岩井農場付近である.岩手山麓にはこのほかに流れ山を持た ない青山町泥流(水野,1960;大山ら,1978)の記載がある.

これらのなかには同一の岩屑流から分かれた堆積物が存在する可能性も考えられる.堆積 地域に対応した名称については表4.1に示すように研究者によって相違があるが,ここでは堆 積地域ごとに個別に記載する.小岩井農場付近のものは水野(1960)の小岩井泥流に,盛岡周 辺のものは水野(1960)の青山町泥流に,滝沢付近のものは水野(1960)の滝沢泥流に,また大 更付近のものは橘(1978)の五百森泥流に,そして柏台付近のものは橘(1963)の松尾火山泥流 としてそれぞれ記載する.また流下堆積した時代の前後関係も明確ではないので,ここでは 南に分布するものから順に記述する.

岩手山からの方向	S	SE	E	NE	Ν	
地 域 名	小岩井-雫石	厨川-青山町	滝沢 一本木	大更一山子沢	柏台一上寄木	
水野 (1960)	小岩井泥流	青山町泥流	淹沢泥流	平館泥流		
橘 (1973)				五百森泥流	松尾火山泥流	
大上・土井 (1978)				松川火山泥流		
		青山時	盯泥流	山子沢泥流		
				五百森火砕流		
Ui (1986)				(元百森)	(上寄木)	
土 井 (1986)				平笠 ドライ アバランシェ		
本報告で用いた 名 称	小岩井泥流	青山町泥流	滝沢泥流	五百森泥流	松尾火山泥流	

表4.1 岩手火山周辺の岩屑流堆積物の総括表 Table 4.1 Table of debris avalanche deposit surrounding Iwate volcano.

4.2 各岩屑流の記載

4.2.1 小岩井泥流(水野, 1960)

全体の概況

岩手山の南方, 雫石盆地内の葛根田川の左岸から小岩井農場にかけて広がる山麓緩斜面上 には流れ山が多く分布しており(図4.5), 岩屑流堆積物と見られる.水野はこれを小岩井泥流 と名づけて記述している.

この堆積物の供給源である山体崩壊の位置と流下経路は不明である。そのためここでは始めに堆積域の状況について述べ、その次に流下経路と崩壊源の位置について検討する。

② 堆積域

<u>分布</u>:この堆積物は、雫石盆地の東部に広がる岩手山の山麓緩斜面に広く分布している. 水野(1960)は地形区分から小岩井泥流の分布範囲を示した(図4.6).それによるとこの堆積物 は、北は標高310m付近の山麓緩斜面から、雫石川北岸にかけて広く分布している.また西方 は葛根田川の低位段丘にきられ、東方は篠木山塊にさえぎられて分布している.この分布範 囲は南北約11km、東西約7km、面積約50km²に達する.

水野(1960)は雫石段丘や岩持段丘の堆積物の下位にも泥流堆積物が堆積していることを示 すとともに(図4.7,柱状図),泥流の末端は雫石川を越えて南側にも達していると述べた.そ のため岩屑流堆積物はこの"泥流地形"の周辺地域にも広く分布していると考えられる.そ こで現在の地形から分布範囲を推定した.葛根田川右岸の土樋と高前田付近では段丘面上に 流れ山状の小丘が顔をのぞかせている.また,葛根田川の右岸の土橋付近にも数個の流れ山 状の地形が認められ,葛根田川の下流域にも岩屑流堆積物が広がっていると考えられる.こ れらの事実から小岩井泥流は雫石盆地のほぼ全域に堆積したと考えられる.一方の山麓上部 は後の火山噴出物によって被覆されているため,現在の地形から堆積域がどこまで広がって いるか推定することは出来ない.当初の堆積域は,現在の分布域の南西側にさらに大きく広 がっており,その範囲は全体で南北16km,東西10km,面積約85km²の範囲に及んでいたと考 えられる(図4.6).

この堆積物の層厚は雫石川の尾入野付近で100m, 雫石段丘面の下では10m, 岩持段丘面の 下で12m(図4.7)とされている(水野, 1960). これらのうち段丘堆積物の下に分布するものは 一部が削剝を受けており, 堆積当初はそれ以上の厚さがあったと考えられる. それをもとに 平均層厚を30mと仮定すれば, 堆積土量は約2.5km³と推定され, 1980年のSt. Helens火山に おけるものと同程度の大規模な岩屑流であったことになる.

水野(1960)はこの岩屑流によって、雫石川が堰止められ湖が形成され、雫石段丘が形成さ れたと考えた。安庭から大釜にかけて雫石川に面する両岸の段丘崖に泥流堆積物が露出し、 その対岸にも泥流堆積物が分布することから、その推定は肯定できる。

<u>堆積地形</u>:岩屑流堆積物が主として分布する山麓緩斜面はなだらかな起伏を持つ平均傾斜 1度の斜面であり,その一部は小岩井農場などによって牧草地や畑地として利用されている。 このほぼ全域に流れ山が認められる。

分布域の西と南では、葛根田川や雫石川によって段丘が形成され、いわゆる泥流地形は残っていない.

流れ山:この地域全体で200個以上の流れ山が認められる。中でも岩井花付近では互いに接触する位かなり密集している(図4.5,写真4.1)。流れ山の大きさは50~200m,比高が5~30 mほどで,全体の形状はかなり丸みを帯びた塚状である。流れ山は南北方向に長く伸びているものが多い。この流れ山の表層部には2~3mの厚さの火山灰をはじめとした火山噴出物が覆っている(写真4.2)。

<u>岩相</u>:小岩井泥流の岩相については *集塊質 / とされている(水野, 1960)ほかには記載がない.岩井花付近の流れ山の断面は,灰白色の凝灰角礫岩を主体とし,安山岩質の溶岩の4~5mの岩塊を多数含んでいる(写真4.2, 3)

③ 崩壊源(供給源)

この堆積物が分布する南下りの山麓斜面は岩手山に連続する裾野である。そのためこの岩 屑流は岩手山から供給された可能性が考えられる。堆積域の分布範囲は岩手山から岩屑流が 流下したとしても不都合ではない。しかし現在の東西の岩手山の南斜面には大規模な崩壊地 形は認められない。西岩手の鬼ヶ城の外壁には小規模な崩壊地形のみがあり、全体として連





Fig. 4.5 Hummocky hills deposit on the left side of Kakkonda River.





図4.7 零石盆地の小岩井泥流の柱状図(水野, 1960) Fig. 4.7 Schematic column of Koiwai "mud flow" deposit. (Mizuno, 1960)



写真4.1 小岩井泥流の堆積域の空中写真(国土地理院 TO-68-11Y, C15-2, 3) **Photo 4.1** Vertical stereo-photographs of Koiwai area.



写真4.2	小岩井西方における流れ山
	の断面

Photo 4.2 Hummocky hills in the deposit at Koiwai district.



写真4.3 写真4.2の流れ山の近接写真 Photo 4.3 Close up photograph of photo 4.2.

続的に外壁が高くそそり立っている。その西方にある大松倉山と犬倉山の爆裂火口は崩壊状 の地形を呈しているが、規模の大きい大松倉山の崩壊地形でも、幅1.2km、長さ1.5km、平 均深150mで、約0.25km³程度の崩壊体積しかなく、この小岩井泥流の堆積量に見合うほどの 規模ではない。岩手山に崩壊源があったとすれば、山体崩壊はかなり古い時期に発生し、崩 壊源はその後の火山活動により埋積されてしまったと推定される。

この付近で岩手山以外に崩壊の発生する可能性のある火山としては,秋田駒ヶ岳があるが, この山にも大規模な崩壊跡を示す地形は認められない.

④ 流送域

崩壊源を岩手山と仮定した場合,それによって生じた岩屑流は岩手山の南麓へ大きく広が りながら流下したと考えられる.

崩壊源の位置と標高を,現在の東岩手山の山頂とほぼ同じであったと仮定して落差/流下 水平距離(H/L)を求めると約0.1となり,火山体における大規模山体崩壊としては平均的な 値となる.

岩屑流堆積物の分布が始まるのは、山頂から10kmの所であり、末端は山頂から約20kmの ところまで達している.この分布範囲より上部の斜面を流下斜面とする.この付近の傾斜は 約1度であり、堆積前の平均傾斜もほぼ同様の値と考えられる.

岩屑流堆積物は雫石川下流方向に突き出るように分布しているが、St. Helens火山の例か ら考えて、この岩屑流はこれより先では水と混合して泥流化し、雫石川から北上川に流入し、 さらに下流まで流下したと考えられる.

⑤ 発生年代

岩屑流堆積物中の[™]C年代測定値は得られていない.水野(1960)によれば,この堆積物は雫 石段丘と岩持段丘の堆積物に覆われており,両段丘が形成される以前に堆積した.しかしこ れらの段丘の形成年代は明確ではない.

一方,井上(1979c)はこの堆積物の時代が渋民火山灰最下層にある秋田焼山火山起源の川口

浮石降下以前であるとし、渋民火山灰の上部層である生出火山灰の¹⁴C年代が33000年以前を 示すことから、それより古い約4~5万年前の流下と考えた。

⑥ 原因

崩壊源の位置が明確でないため、原因を推定することは難しい。

⑦ まとめ

流れ山を特徴とする堆積物が広い範囲に分布していることから、大規模な岩屑流によって もたらされた堆積物であることはほぼ間違いない.堆積物の分布はほぼおさえられているが、 それをもたらした崩壊源の位置、流下経路は不明確である.また発生時代と岩手火山形成史 との関係などもほとんど明らかにされていない.この堆積物と同一起源の可能性のある堆積 物としては後述の青山町泥流や滝沢泥流があるが、いずれも記載が不十分で堆積年代も不明 確なため、堆積物の対比を正確に行うことはできない.今後は堆積物の詳しい記載を行うと ともに、被覆火山灰層序、年代測定、段丘面などとの関係をつめ、正確な堆積年代を求める 必要がある.

4.2.2 青山町泥流(水野, 1960)

全体の概況

東北本線厨川駅付近で行われた数本のボーリングの調査により、地下5mから30mにかけて 泥流堆積物が見い出されたことから、水野(1960)はこれを青山町泥流と命名した(図4.8).ま た大上・土井(1978)は同じく青山町泥流の名称を用いているが、分布域の記載からみてこの 中には滝沢泥流(水野、1960)が含まれていると考えられる。しかしこの両堆積物が同一のも のであるという確実な証拠がないので、ここでは個別に取扱う。

青山町泥流堆積物は分布だけが確認されており,崩壊源,流走域については明らかでない. そのため、はじめに堆積域の状況について述べ、その次に流下経路と崩壊源について推定する.

② 堆積域

<u>分布</u>:主として地下に埋積されているので,正確な分布は十分にはつかみきれていない. 水野(1960)はボーリングの調査資料などにもとづいて,図4.8に示すように,盛岡市の北西地 域である雫石川と北上川に囲まれた地域に分布していると推定した。その図から分布面積を 求めると,約38km²とかなり広い。

ボーリングの柱状図(図4.9)によれば、本堆積物は地下 5 ~40mの深さに、15mから35m程 度の層厚で堆積していることが認められる.平均層厚を20mと仮定すると、この地域での総堆 積土量は約0.76km³となる.

<u>堆積地形</u>:北上川や雫石川沿いには段丘(上田段丘,川又段丘)が形成され,また農耕や都 市化によりかなり地形改変を受けている。しかも火山灰が厚く堆積しており,はっきりとし た岩屑流堆積地形を呈さない。



図4.9 青山町におけるボーリングの柱状図(水野, 1960) Fig. 4.9 Drilling geologic column at Aoyama-cho. (Mizuno, 1960)

四十四田付近などのように、ゆるやかな凹凸をもつ地形の地域もあるが(写真4.4)、明瞭な 流れ山は認められず、地形判読からだけでははっきりとした岩屑流堆積物の分布域を押える ことは出来ない.



写真4.4 四十四田付近の空中写真(国土地理院 TO-68-11Y, C15-7, 8) **Photo 4.4** Vertical stereo-photographs of Shijushida area.

流れ山:明瞭に流れ山といえるものはない.分布範囲には地形図(図4.10)あるいは空中写 真上で流れ山のように見える小丘がいくつかあるが,これが流れ山であるかどうかは不明で ある.流れ山であるにしても火山灰に厚く覆われていると推定されるので岩相の確認は難し い.

<u>層序</u>:火山灰層序の研究(大上・土井, 1978)により,青山町泥流の下位に渋民溶結凝灰岩 層があり,上位を外山火山灰が覆っていることが明らかにされた.これがどの地域での層序 かは不明である.

<u>堆積物の岩相</u>:地中深くにあるため,堆積物の岩相記載はほとんどない.大上・土井(1978) の記載には「滝沢泥流」が含まれているため,地上に露出の多い滝沢泥流を主に記載したと 考えられる.その中で青山町泥流の分布域である上篠木付近の堆積物については,「凝灰質シ ルト〜砂の基質中に安山岩角礫や凝灰質円礫を含んでいる」としている.



図4.10 四十四田~緑ヶ丘町における青山町泥流の地形図(国土地理院1/25,000地形図,盛岡)枠は写真4.4の範囲

Fig. 4.10 Topographic map of Shijyushita and Midorigaoka area.

大上・土井(1978)による両者の一般的な記載については、滝沢泥流の項に記述する.

③ 流送域

<u>流路</u>:青山町泥流の堆積域と岩手山との中間には篠木山塊が南北に長く伸び,本堆積物分 布域の大部分は岩手山からは山塊の蔭の部分に位置しており,岩手山から直接この方向に流 下したとは考えられない.おそらくその山地の北の鞍部を経るか,南の雫石川に沿って流下 してきたものが堆積したと考えられる.それ故,小岩井泥流または滝沢泥流の先端部に相当 する可能性も考えられる. ④ 崩壊源(供給源)

岩手山の山体にはこの方向に岩屑流堆積物をもたらすような崩壊地形は残っていない.お そらく山体崩壊発生後の火山活動により埋積されたと考えられる.

⑤ 発生年代

¹⁴C年代の直接の測定例はない.水野(1960)は、この堆積物をきって上田段丘が形成されて いることから、この段丘より古いと考えた.上田段丘は12000年前から13500年前ころの火山 灰に覆われているため、本岩屑流はこれより以前に堆積した.

青山町泥流の下位には渋民溶結凝灰岩層がある(大上・土井, 1978).しかし,その渋民溶 結凝灰岩層はその上下の地層の¹⁴C年代測定から,上限は27000年であり,これより古いことは 確かだが,下限が測定範囲をこえている(31000年以上)ため不明である(橘, 1970).そのため 青山町泥流の年代の下限を決めることは出来ない.

⑥ 原因

崩壊原因を推定できるような事実は今のところ見あたらない。

⑦ まとめ

この堆積物は地表に露出がほとんどなく,主としてボーリングによってその存在が指摘さ れたこともあって,不明な部分がきわめて多い.堆積物の記載は部分的であり,そのため岩 屑流堆積物であるかどうかの判断は難しい.岩屑流の堆積物であるとしても崩壊源の位置, 流下経路,発生した年代,岩手山の火山活動との関係などについて手がかりは少ない.大山 らが滝沢泥流と青山町泥流を一つの堆積物としたように,この地域に分布する他の岩屑流堆 積物の一部である可能性も十分に考えられる.そのため今後の課題としては,どういう堆積 物であるのかを,その岩相や堆積構造などから判定する必要がある.また堆積物中の岩片と 山体の噴出物との対比を行い,供給源について検討する必要がある.

4.2.3 滝沢泥流(水野, 1960)

① 全体の概況

水野(1960)は岩手山麓の地形面の区分を行い, 滝沢付近の山麓斜面上には流れ山の多い堆 積物が分布することから,この面に分布する堆積物を泥流堆積物とし,これを滝沢泥流と呼 んだ.一方,前述のように大上・土井(1978)はこの地域の泥流堆積物を青山町泥流に含めて いる.分布の位置から岩手山起源の堆積物と考えられるが,崩壊源の位置や流下経路は不明 である.それ故,堆積域の状況から述べる.

② 堆積域

<u>分布</u>:水野(1960)が地形面区分によって示した滝沢泥流の範囲を図4.8に示した.また,国 土庁(1974)発行による地形分類図はこの付近の泥流地形として図4.11に示す範囲をあげてい る.分布域の面積は水野の分布図では約50km²となり,地形分類図では約20km²となる.水野 の分布図によれば,分布域は現在の岩手山の山頂から7km付近から始まり,15km付近にまで



図4.11 土地分類基本調査図(経済企画庁, 1973)

Fig. 4.11 Geomorphological land classification map of Shizukuishi district.

達している.

農林省岩手山麓開拓建設事務所の7本のボーリング調査によれば、その層厚は最小8m、最大40mあり、その下は北上山地の粘板岩である。

平均層厚を15mと仮定すれば、その土量は0.75km³となる.

<u>堆積地形</u>:この付近は図4.12及び写真4.5に示すように,なだらかな凹凸の起伏の多い地形 面とそれを刻む樹枝状の水系によって作られた低位面から成る.水系も含めて全体がなだら かな起伏を持つのは火山灰が表面を厚く覆っているためと推定される.流れ山は不明瞭では あるが,いくつか認められる.北上川に近い部分では地形は不明瞭である.

<u>流れ山</u>:流れ山は滝沢村の柳沢から一本木,大石渡にかけて数10個が分布している.この 付近の流れ山地形は全般になだらかで,その輪郭は不明瞭である.あまり密集してはいない. 流れ山は輪郭が不明瞭なため大きさは正確には求められないが,そのおおよその大きさは200 m位のものから,十数mのものまでかなり幅がある.

<u>堆積物の記載</u>:大上・土井(1978)はこの堆積物を青山町泥流に含めて記載しているが、そ れによると、「本堆積物は暗灰色から青灰色を呈する砂質一部スコリア質シルト基質中に雑多 な岩片や、円礫、軽石、木片を不均質に含むことで特徴づけられる。岩片の粒径は一般に数



図4.12 滝沢付近の地形図(国土地理院1/25,000地形図 姥屋敷)枠は写真4.5の範囲 Fig. 4.12 Topographic map of Takisawa area.



cm~2m前後である.岩片は安山岩を主体とするが,ほかに成層軽石塊,スコリア塊,火山角 礫岩塊,デイサイト質凝灰岩,シルト岩,緑色凝灰岩などが認められる」としている.

③ 流送域

<u>流路</u>:岩屑流堆積物の分布域が,岩手火山山麓の標高400m付近から始まっていることから,岩手火山を供給源と考えて良いと思われる。現在の岩手山の山頂から堆積物の先端までのH/Lは0.11となる。

④ 崩壊源(供給源)

岩手山のこの方向には崩壊地形がなく、崩壊源の位置を特定することはできない。しかし この岩屑流堆積物の分布域が比較的高い位置から始まることから、他の山が崩壊源にあたる とは考えにくいので、崩壊地形は後の火山活動により埋積された可能性が高い。

⑤ 発生年代

歴史的記録は残っていない.また¹⁴C年代値を計測した例もない.水野(1960)はこの岩屑流 堆積物が北上川を堰止めたことにより,好摩段丘が形成されたと考え,平館泥流(五百森泥流 を含む)より古いと考えた.大上・土井(1978)の青山町泥流については,その下位は北上山地 の粘板岩が基盤となっており,渋民溶結凝灰岩を覆うと記載され,また大石渡火山角礫岩, 外山火山灰に直接覆われるとしている.井上(1979c)は本岩屑流堆積物が渋民火山灰最下層に ある秋田焼山起源の川口浮石降下以前であるとし,約4~5万年前の流下と考えた.また好 摩段丘の¹⁴C年代(約2万形前)を求め,好摩段丘が滝沢泥流の堰止めによって生じたとする水 野の説を疑問視している.

⑥ 崩壞原因

崩壊源,流下経路とも詳細が不明であり推定は困難である.

⑦ まとめ

岩屑流堆積物の分布が比較的おさえられ,流れ山も不明瞭ではあるが残っている. さらに 堆積物の記載も岩屑流堆積物の特徴を持っている. そのため岩屑流による堆積物であると考 えられる. しかし,崩壊源の位置は確認されておらず,また流下経路も不明瞭である. また 発生の年代と火山活動の関係,他の岩屑流堆積物との関係などについてはほとんど分かって いないため今後の解明が待たれる.

4.2.4 五百森泥流(橘, 1978), 平館泥流(水野, 1960), 平笠ドライアバランシェ(土井, 1986)
① 全体の概況

岩手山の北西山麓,大更付近には多数の流れ山が分布しており,かつて岩屑流が発生した ことを示している.水野(1960)は岩手山周辺の地形区分を行ない,岩手山北麓の泥流地形を 持つ堆積物を平館泥流と名づけた.しかしこの中には後述の松尾火山泥流が含まれている. 橘(1978)は大更付近に分布する泥流堆積物を五百森泥流と命名し,柏台付近に分布するもの と区別した.また大上ら(1978)は火山灰の調査に基づき橘の五百森泥流を五百森火砕流,山



東岩手東北斜面の馬蹄形カルデラの空中写真(国土地理院 TO-68-11Y, C12-2, 3, 4) E:東岩手山, W:西岩手山, Y 莱師岳山顶(2.040.5m), a-b, c-e:東岩手外輪山, b-h:鬼ヶ城, d-g:屏風尾根 Vertical stereo-triplet of the summit of Higashi-Iwate volcano. Photo 4.6 写真4.6

子沢泥流堆積物,松川泥流堆積物に細分したが,これについては分布図が示されていないた め詳細は不明である。また土井(1986)は五百森泥流と同じ範囲に分布する堆積物を平笠ドラ イアバランシェとして細かい地形分類を行った。ここでは橘の用いた「五百森泥流」の名称 によって記述する。

② 崩壊源(供給源)

明瞭な崩壊地形は残っていない.しかし東岩手山の北東側の斜面は,周辺の他の斜面と異なり,放射谷による開析がほとんどないことから新しく形成された斜面であることを示している.また山頂付近に残った外輪山の輪郭は南北3.5kmもあり噴火口としては比較的大きい. そして図4.13及び写真4.6に示すように,外輪山の北東側が欠けていることから,この下に馬



Fig. 4.13 Topographic map of the summit of Higashi-Iwate volcano.

蹄形カルデラが埋積されて隠されている可能性が考えられる.橘(1978)は流れ山を構成する 溶岩に含まれる捕獲岩の特徴が、東岩手火山の外輪山溶岩と類似することから、この流れ山 が東岩手山起源である可能性が高いことを指摘している.土井(1986)も橘と同じ位置に崩壊 源(鬼ヶ又馬蹄形カルデラ)を想定している.以上から、東岩手山頂北東部が五百森泥流の崩 壊源であったと推定できる.

この崩壊源の脚部の位置は、火山噴出物に覆われて不明であるが、磐梯山の1888年の崩壊 源と相似した形状を仮定すると、幅3.5km、奥行2km、深さ300~500mと算定され、2~3km³ 程の崩壊規模が推定される。

③ 流送域

<u>流路</u>:流下経路は崩壊源と位置と岩屑流堆積物の分布の関係から考えて,ほぼ北東方向に 流下したと思われる.土井(1986)は流走域を特徴づける地形としてアバランシェチャネル, 自然堤防をあげている.岩屑流は最初北東方向に流下し,三ッ森山にぶつかったあとは左右 に分かれて流下したと考えられる.

④ 堆積域

<u>分布</u>:橘(1978)による本堆積物の分布範囲は幅9km,長さ8kmで,分布面積は約66km²程で ある(図4.14). その層厚は不明である.崩壊源の推定土量から平均層厚を求めると,30~40 mとなり,岩屑流堆積物の値としておかしくはない.土井(1986)は図4.15に示すように橘とほ ぼ近い範囲を示している.

流れ山の先端部は,岩手山から約15kmの地点まで分布している.下流側にどこまで到達したかは,松川などの河床堆積物に覆われているため不明である.

堆積地形:この岩屑流堆積物分布域の大部分は好摩段丘(水野,1960)に覆われているため, 流れ山以外の部分の地形は全般にきわめて平坦で,水田,畑として利用されている。そのた めに点々と分布する流れ山は田畑の中に浮ぶ島のように見える。この様子を図4.16と写真4.7 に示す.水野(1960)は,滝流泥流が北上川を堰止めたことによってこのような地形が形成さ れたと考えた.土井(1986)は流れ山以外に岩屑流を特徴づける地形としてランプ構造,非対 称鞍部を記述している(図4.15).

流れ山:橘の記載によると塚状または古噴状のきれいな小山の形をした大小2,000個以上の流れ山が分布している.大きさは場所によりかなり大小の差が大きく,径は5mから100m近いものまでいろいろあるが,大部分は20~30mのものが多い.高さは径に比べ変化が少なく5~25mの範囲を出ない.

この流れ山は岩塊を多く含む堆積物であるが、その岩塊が流れ山の表面から突き出してい るものも多くある。そして「岩手」の名の起源は、この岩塊の突出した流れ山の外観から「岩 出」とされたという解釈もある(橘、1978)。このように岩塊の一部が流れ山の表面上に突出 している例は岩手山周辺の岩屑流堆積物ではここだけである。他には鳥海山の象潟岩屑流の 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口



図4.15 平笠ドライアバランシェ地形図(土井, 1986) Fig. 4.15 Geomorphological map of Hirakasa dry avalanche (Doi, 1986)



写真4.7	大更~平館付近の空中写真(国土地理院 TO-68-11Y, C10-6, 7). O:大更, H:
	平館, A:赤川, R:鉄道(花輪線)
	AND A THE ALL AND A

Photo 4.7 Vertical stereo-phtographs of Obuke and Tairadate.

流れ山などに認められる.このように火山灰に覆われていないことから,この堆積物は岩手 山の岩屑流のなかで最も新しいと考えられる.

<u>堆積物の記載</u>:岩相の記載は主に流れ山に関するものが多い.橘(1978)によると流れ山の 中には1~2m大の安山岩礫が多く含まれ,時には5~10mに達する.またほとんど岩塊から なる流れ山も多い.前述したように,橘は流れ山を構成する捕獲岩を持つ溶岩の特徴が東岩 手の外輪山の溶岩と類似していると指摘し,崩壊源の位置を推定する根拠にした.

⑤ 発生年代

泥流堆積物中から得られた試料の¹⁴C年代測定の報告はない.



水野(1960)は、大更付近の流れ山が、滝沢泥流の堰止めの結果形成されたと考えられる好 摩段丘の堆積物によって埋められていることから、『平館泥流』は滝沢泥流より古いと考えた. この場合滝沢泥流は、前述のように、4~5万年前と推定されているので、これより古いと 考えられる.しかし、これにたいしては井上(1979b)は好摩段丘の形成年代を¹⁴C年代測定によ り21120±780年B.P.と求め、好摩段丘と滝沢泥流の関係についてその矛盾を指摘している.

橘(1978)は渋川付近では五百森泥流を覆う渋川礫層を見い出し、すぐ近くに露出するその 礫層直下の黒色土層の¹⁴C年代測定を行い、約5880±130年前という値を得た.彼はその土層と 礫層が連続的に堆積したとみなし、この泥流がそれより少し前に流下したと考えた.また土 井ら(1983)は五百森泥流のすぐ上位の黒色土の¹⁴C年代測定を行い,4660年と10480年という 値を得ている.

一方,大上らは橘の五百森泥流を3分して記載した上,橘が求めた年代はそのうちの「松 川泥流堆積物」の年代であると考えた.

大上らの指摘のように五百森泥流が細分されるとすれば、これらの形代のばらつきの説明 はつけられ、矛盾は解消する.しかし堆積地形を見る限りは流れ山に地域差は見られない. さらに¹⁴C年代測定を行うか、各堆積物の分布と層序を確立した上で検討する必要がある.

⑥ 崩壊原因

推定した崩壊源を埋めてその中心に現在の中央火口丘が存在することから、山体崩壊発生 後も火山活動がここを中心に行われたことは明白である。それ故、山体崩壊は東岩手火山の 火山活動に起因して発生したと考えられ、その活動はマグマの噴出を伴っていた可能性も考 えられる。

⑦ まとめ

移動形態の判断:流れ山が数多く分布する堆積物が広い範囲にわたって分布することから, 岩屑流による堆積物である可能性がきわめて強い.

<u>問題点</u>:この岩屑流堆積物に関しては、岩手山周辺に分布する堆積物の中でも比較的詳細 に記載されている。しかし流れ山の記載が中心であり、基質部分に関してはほとんどない。 また年代の推定値はその上下の堆積物によって推測したものであり、直接堆積物中に含まれ る木片等の¹⁴C年代測定が必要である。

<u>今後の課題</u>としてはより詳細な調査により、この堆積物が細分できるのか否か、堆積時代はいつかなどについての解明が求められている。

4.2.5 松尾火山泥流(橘, 1973)

 ① 全体の概況

橘(1973)は東八幡平山麓の柏台東部の丘陵地が火山噴出物から構成され、しかも「塚状の 小円丘群」が多く分布することから、ここが"火山泥流"によって覆われたと考え、この堆 積物を松尾火山泥流と呼んだ。これをもたらした崩壊源及び流下経路については明確ではな い。

なお、水野(1960)の平館泥流はこの地域の堆積物をも含んでいると考えられる。

② 堆積域

<u>分布</u>:東八幡平の柏台付近から赤川に沿って南西一北東方向に分布している(図4.17).ここは後藤川の北岸と鴨田川の南岸にはさまれた東西に長い標高500~350mの丘陵地をなし、その中間を赤川が蛇行しながら流下している(橋,1973).この丘陵地は全体に東に向って緩傾斜しており、その延長は沖積地の下に潜るため明らかでない。現在地形から確認されるこの堆積物の分布域は東西5km、南北2kmに広がり、約10km²の範囲を占めている。堆積物の量



図4.17 松尾火山泥流の分布図(橘, 1973から作成) Fig. 4.17 Distribution of Matsuo volcanic "mud flow" deposit.

は平均層厚を20mと仮定すると0.2km³程度となる.しかし当初の堆積範囲は現在より広かったと考えられるので,堆積土量はそれよりはかなり多いと考えられる.

<u>堆積地形</u>:多数の小丘を持つこの丘陵地は標高約500mから350mまで東方に向かって緩斜し,新田あたりで沖積地と区別がつかなくなる.その表面には流れ山が多く分布している(写 真4.8).

<u>流れ山</u>:1/25000地形図上(国土地理院)では約100個の小丘が認められる.橘(1973)は流れ 山の分布図を作成した上で、200個以上の小丘群が認められると述べている(図4.17).流れ山 の多くはかなり密集して分布している.その大きさは、直径20~50m、比高5~10mほどであ る.畑付近に分布するものが最も大きく、東に向かうにつれて規模・比高とも小さくなる(図 4.18、写真4.9).これは、岩屑流が西方から供給されたことを示す一つの根拠ではあるが、 沖積層に埋積された結果とも考えられる.

尚,柏台付近にある釜石環状列石の遺跡はこの流れ山のひとつの上に作られている.

<u>堆積物の記載</u>:橘(1973)の記載によると「主要堆積物は火山角礫岩で火山岩塊にはかなり 大塊のものがあるが,だいたい50cm~2m程度の大きさである」とされている.これが流れ山 の部分を記載したものか,基質の部分であるかは不明である.

柏台付近の2~3の流れ山の断面(写真4.10, 4.11)を見たかぎりでは, 溶岩などの岩塊は 少なく, ほとんどが火山灰や軽石などの砕屑岩から構成されており, 五百森泥流の流れ山と は対照的である.この流れ山の片側の斜面を, 1~2mの厚さの岩片を多数含む崖錐状の堆積 物が覆い, さらに全体を1~2mの厚さで火山灰が覆っている.

③ 流送域

<u>流路</u>:堆積域は東北東方向に長く伸びている,この方向は松川の上流の流路の方向にほぼ

近いことから,松川沿いに流下した可能性が大きいと考えられる.

④ 崩壊源(供給源)

この周辺の火山には岩手山,八幡平火山群,秋田駒ヶ岳などがあるが,いずれの火山にも 明瞭な崩壊地形はないため、山体崩壊の発生位置は不明である.水野(1960)は平館泥流は古 岩手火山か丸森火山から流下したと考え,橘(1973)はこの岩層流が八幡平火山群に由来し赤 川沿いに流下したと考えた.

地すべり分布図(清水ほか,1982)に示されるように、八幡平火山は大規模地すべりが多数 認められる。一方の岩手山は前述のように多数の岩屑流を出している。このように火山ごと に山体の開析過程に特徴を持つとすれば、八幡平よりは岩手火山が起源である可能性の方が 高いと考えられる。



図4.18 柏台付近の地形図(国上地理院1/25,000地形図 平館,茶臼岳,松川温泉,大史) 枠は写真4.8の範囲

Fig. 4.18 Topographic map of Kashiwadai area.



写真4.8柏台付近の空中写真(国土地理院 TO-68-11Y, C10-3, 4). H:畑, A:赤川,
G:後藤川, L:地すべり移動塊の末端Photo 4.8Vertical stereo-photographs of Kashiwadai district.



写真4.9	柏台付近の泥流堆積地形					
Photo 4.9	View	of	Kashiwadai	dis-		
	trict.					

写真4.10 柏台付近の流れ山の断面 Photo 4.10 Hummocky hill deposit at Kashiwadai.



写真4.11 写真4.9の近接写真 Photo 4.11 Close-up of photo 4.9.

現在の岩手山の地形から,西岩手火山の北東に開く外輪山から由来したことも考えられる. この場合カルデラの口が狭いことから,カルデラの内部全体が崩壊したのではなくその外壁 の一部が崩れたか,もしくは磐梯山の新期琵琶沢泥流と同様に東岩手火山で大規模山体崩壊 が発生した時にその一部が逆の方向に流下した可能性などが考えられる.

⑤ 発生年代

火山灰層序:橘(1973)は流れ山を被覆する火山灰が渋民火山灰(中川ら,1963)に似ている とし、その年代が27000年より後の更新世である(橘,1970)ことから、この岩屑流は少なくと も完新世ではないとした.その後に測定された渋民火山灰に含まれる火山灰とスコリアの¹⁴C 年代のいずれも33000年より古いことを示しており、さらに古いと考えられる.

⑥ 原因

崩壊源の位置が確定していないので不明である.西岩手山のカルデラが崩壊源であれば, 火山活動に伴って生じた山体崩壊により発生したと考えられる.

⑦ まとめ

堆積物の分布は比較的狭い範囲にとどまっているが、火山砕屑物のブロックからなる明瞭 な流れ山が残っているなどの点からみて岩屑流による堆積物であると判断される。しかしこ れを供給した火山体とその崩壊源の位置、流下経路は不明瞭である。また発生の年代と火山 活動の関係などについても分かっていない。また五百森泥流との対比も十分に行われていな いため、水野(1960)の平館泥流との関係は明確ではない。この点を明らかにすることが必要 である。

4.3 岩手火山のまとめ

岩手火山の山麓には岩屑流によると考えられる堆積物が山麓のほぼ半周にわたり分布している.ここでは堆積物の地理的分布から,一応5つに分けて記載した.大更付近の岩屑流堆積物はさらに3分されるという説もある.このように岩手山は多数の岩屑流を出したことは

日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口

確かである.しかし,ひとつの火山で5~7回も岩屑流が発生したと考えるのは多すぎるようにも思われる.1888年磐梯山の噴火時には裏磐梯岩屑流と新期琵琶沢泥流が2方向に流下したように,一回の山体崩壊で岩屑流がいくつかの方向に流下することも考えられる.そのため離れた地域に分布する岩層流堆積物が同一の山体崩壊によってもたらされることも十分に考えられる.

五百森泥流は流れ山が火山灰に覆われておらず年代測定値も若いことから,ほかの4か所 の堆積物よりかなり新しい堆積物である.そして他の4か所の堆積物はその分布範囲の広さ から考えて,ただ1回の岩屑流によってもたらされたとは考えにくく,少なくとも2回以上 の山体崩壊があったと考えられる.そのため岩手山では少なくとも3回,場合によっては5 回程度の岩屑流が発生したと思われる.

今後、堆積物の対比、層序学的検討や年代測定などにより岩屑流の発生回数、規模、時代 を解明していくとともに、山体の地質調査により山体崩壊の発生位置、規模などを明らかに し、岩手山における岩屑流の発生状況を明らかにする必要がある。これを明らかにすること は、一個の火山体がどの程度頻繁に岩屑流を発生させるのか、また1回の岩屑流がどの程度 の範囲に流下堆積し得るかなど、火山体における岩屑流の発生頻度(岩屑流の発生回数)とそ の流下堆積物が拡散する範囲を想定することにつながるため、防災上も重要な問題である。 現時点では、岩屑流の流下経路が明確にされた例は少ないので、今後はこれらの問題につい て調査研究を進めより多くのデータを蓄積することも重要である。

岩手山の山体の詳細な地質と火山体形成史が明らかにされていないことは、山体崩壊の発 生場所や発生時代を解明するための一つの道が閉ざされていることになる。今後この方面で の研究も求められている。

5ヶ所の岩屑流堆積物の総堆積土量は7km³をこえるものと考えられる.現在の岩手山の総体積は標高500m以上の部分で約48km³程度であるので、山体の開析に山体崩壊はかなり寄与している.

今後の山体崩壊の発生と岩屑流の可能性

今後岩手山で同じような岩屑流が発生する可能性は、現在の岩手山の山体の形状が円錐形 であることから、長期的に見れば充分に考えられる。守屋(1983)はこのような形状の火山は 山体崩壊を起こす可能性が高いことを指摘している。

そういう事態が発生した場合,例えば南東方向に岩屑流が流下すれば,盛岡の市街地は岩 手山のすぐふもとまで広がっているので,きわめて大きな災害が発生すると予想される.ま た別の方向へ流下したとしても,岩手山の周囲には農村が広がっているうえに,温泉地も多 く,さらに近年では松川付近や小岩井付近などに新たに観光施設が作られており,災害の規 模はかなり大きくなると予想されるので,何らかの対策を講じておく必要がある.

国立防災科学技術センター研究報告 第41号 1988年3月

5. 全体のまとめ

磐梯山,鳥海出,岩手山の3火山について山体崩壊と岩屑流が発生した状況について述べてきた。以上の記述をふまえて、ここでは最後に山体崩壊・岩屑流に関して本稿で取り扱った3火山の比較を行い、共通的特性と個別的特性、さらに今後の問題点を考察する。必要に応じてほかの火山の研究報告も加え小項目に分けて総括する。

5.1 山体崩壊の発生について

5.1.1 1火山における発生回数

今回とりあげた 3 火山では、いずれも 3 回以上にわたり岩屑流を発生させた履歴が明らか となった。特に岩手山においては対比が進んでいないこともあるが、5 回以上発生した可能 性も残されている。これ以外にも 3 回以上岩屑流を発生した火山がいくつかある。例えば、 妙高山においては後述のように 4 回以上の岩屑流が発生したことが指摘されている(早津、 1985)。また富士山では、2 回の古富士泥流と御殿場泥流との合計 3 回が報告されている(町 田、1977)。このほか那須火山、蔵王火山などでも数回の岩屑流が報告されている。このよう に見ると、山体崩壊・岩屑流を幾度も発生させた火山はかなり多くあると考えられる。そし てこのことは既に山体崩壊を何回か起こした火山でも、今後さらに山体崩壊を発生させる可 能性があることを示している。

5.1.2 山体崩壊の発生場所

今回取り上げた岩屑流の中で山体崩壊の発生位置が判明した8事例を見ると、そのほとん どが山頂ないし山頂直下である。例外は鳥海火山の稲倉岳のやや下の部分から発生したと推 定された小滝泥流のみである。このほかの火山の山体崩壊をみても、山頂付近に発生する傾 向は変わらないことから、山体崩壊は火山体の山頂付近に発生する傾向が大きいといえる。 成層火山は、他の火山と比べてその標高は高く、山頂付近の勾配も急であるため、崩壊した 山塊の位置エネルギーも大きく、崩壊直後に急斜面上で大きな速度を得ることが岩屑流化の 1つの要因かも知れない。

しかし崩壊源の位置が明らかにされていない岩屑流堆積物もかなり多い。今回取り上げた 火山では岩手山に崩壊源の不明な堆積物が多く見られた。とりあげた火山以外にも崩壊源が 不明な岩屑流堆積物は多く見られる。これは火山では侵食と火山活動による地形変化が激し いため、崩壊地形が残りにくいということが考えられる。しかも、堆積物の供給源を意識し た研究があまり行われていなかったことも一つの要因であろう。崩壊源の位置を明らかにす ることは、山体崩壊の発生原因を解明する手掛りにもなる。そのため今後崩壊源の位置が明 らかでない岩屑流の発生地点を解明することが求められている。最近山体全体にわたる地質 調査をもとに、古い火山体の復元を行い失われた部分を見い出すことによって山体崩壊の位

日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口

置を特定しようとする試みがいくつか行われている。今後この方向での研究によって不明確 であった山体崩壊の位置・規模などを明らかにすることが期待される。

5.1.3 山体崩壊の規模及び形状

崩壊源の凹部の体積から求めた崩壊規模は、0.5km³から4.0km³の間に達する。一方崩壊源 が明確でないため、堆積土量から求めた値は0.1km³から6.3km³とかなりばらついた値を示 す。堆積域からの推定は、面積・層厚とも不正確であるためこのようにばらつくのかもしれ ない。前者の崩壊土量は、現在の山体の体積のほぼ1/8から1/20に達しており、山体崩壊が火 山体の開析過程に占める比重の大きさを物語っている。

崩壊源の形状は、明瞭に残っている4例を見ると、全体になだらかな馬蹄形のものと、三 方がほぼ直線的な崖からなる箱形のものに分けられる。磐梯山では箱形が特徴的であるのに 対し、鳥海山では馬蹄形が多い.これは各々の火山の構造を反映したためかもしれない.

一方,堆積物が確認されていないため,山頂付近の大規模な凹地形の成因が,山体崩壊に よるものか,大規模な火口なのか明確でないケースがある。同心円状の等高線で囲まれた馬 蹄形凹地の中にもSt. Helens火山のように明らかに山体崩壊を起こしたものがあり,形状だ けでその成因を判断することは危険である。堆積物の確認と合せて実証していくことが必要 である。

5.1.4 山体崩壊発生の時期と火山形成史

山体崩壊が火山形成史のどの時期に多く発生する傾向があるかは取り上げた3火山だけで は明確に出来ない。そこでこれまでに行われた他の火山での研究を検討し、3火山の実態と 比較する。

守屋(1976)は日本全体の火山活動史をまとめ、火山のタイプ分類を行った。その中で山体 崩壊は、ほとんど円錐状の火山体を形成する成層火山に限られることを指摘した。そして成 層火山においてこのように不安定な円錐形の山体は火山活動史上の一時期にしか形成され ず、したがって岩屑流は火山形成史の時期に1~2度しか発生しないと述べた(守屋、1980).

しかし前述のように3回以上山体崩壊を起こした火山の例があり、その発生時代について も開きがある.このような火山の一つである妙高火山を詳しく研究した早津(1985)は、妙高 では大きく見て4つの時期に岩屑流を出したことを明らかにした。早津は、妙高火山体は個 別のマグマの分化により形成されたいくつかの山体が重なりあって出来ていると考え(これ を多重火山と呼んだ)、山体崩壊は個々の山体の形成末期に発生する傾向が大きいと述べてい る.すなわち妙高火山の場合、I期にあたる雷菱火山(古妙高火山)形成の末期に大部分が岩 屑流堆積物からなる西野火砕岩層を堆積させ、ついでII期にあたる神奈山火山の末期には田 切岩屑流堆積物を出した。さらにIII期の三田原山火山は二本木岩屑流堆積物を、そしてIV期 の妙高山火山においては関川岩屑流や田口岩屑流、矢代川岩屑流などをその活動の後期に出 している. また黒姫・飯綱などの火山でも同様に,各山体形成の後期に岩屑流が発生していることを 指摘している(早津,1985).

これは今回調べた鳥海山や磐梯山にも適合していると考えられる。鳥海山では古期山体, 東鳥海山体,西鳥海山体のそれぞれに対応して山体崩壊が起こったと見られる。また磐梯山 でも古期山体に翁島泥流が発生し,新期山体には琵琶沢泥流と裏磐梯岩屑流が続いて発生し た。岩手山の場合には崩壊源の位置・発生時代が不明なため,それがあてはまるかどうかは 明らかではない。

以上のように発生回数についての考えは若干異なるが、山体崩壊が火山成形史のうえで特 定の時期に発生すると言う点では一致している.

なぜ山体の形成末期あるいは特定の時期にこのように山体崩壊が発生するかは、その発生 原因との関わりで考える必要がある。また山体崩壊を何度も発生させている火山と一度も発 生していない火山との相違を明らかにすることも必要である。

5.1.5 山体崩壊発生原因

山体崩壊の発生を予測するためには、その発生原因を明らかにしておく必要がある.

守屋(1980)は1888年の磐梯山の噴火例を取りあげ、この爆発の規模がそれほど大きくない ことから、山体崩壊は頂部付近の急峻な地形と山体内部の構造の不安定さを主たる要因とし て発生したと考えた(第2章参照).

早津(1978)は、火山体の形成の末期に山体崩壊が多く発生する原因として、1)山体形成 の末期には長年にわたる噴気活動や風化等を受けることによって火山体内部構成層の強度の 低下により不安定化する、2)一つの火山体を作る活動末期には溶岩の性質が変化し、火山 活動がより爆発的になり山体を吹き飛ばすほどの大規模な活動を起こすため、の2通りの理 由を考えたが、早津はこのどちらであるかは判断できないとしている。以上の原因の中で山 体の不安定の要因の方が重要ならば、規模の小さい噴火でも崩壊が予測されるので、山体の 構造調査等により不安定化している部分の調査が必要であり、また火山活動の爆発力の方が 重要であれば、爆発の様式・規模を予測するために、地下のマグマの性質の探索を含む火山 噴火予知の方が優先される。

Siebert (1984) は山体崩壊を起こす活動を本質物を含むBezymiannyタイプと水蒸気爆発 だけの磐梯タイプに分けた.この違いが生じた理由として,Siebertら(1986) は爆発時におけ るマグマ・熱水系の位置が違っていたと考えた.St. Helens火山やBezymianny火山ではマグ マは山体の最上部まで達していたため山体崩壊と同時に大規模なブラストが発生し,その後 に火砕物や溶岩円頂丘を形成する活動を伴うことが多いのにたいし,磐梯型ではマグマの位 置は深く,山体崩壊だけで活動を終えている.このことから前者ではマグマの力によって山 体の変形が進み不安定化が徐々に進んだと考えられるのにたいし,後者ではもともと急な山 体がかなり不安定な状態にあったため,マグマがさほど上昇しなくても崩壊したと考えられ る. このように,火山によってもその主要な原因が異なることも考えられるので,各々の火山における山体崩壊の発生原因について幅広い調査が必要である.

5.2 岩屑流の流下と堆積

5.2.1 岩屑流の流走域

岩屑流の流走域は、崩壊源・堆積域と比べてその状況が不明なものが多いため、今回の調 査事例だけからこれをまとめることは難しい.流走域が比較的明瞭に残っているのは磐梯山 の裏磐梯岩屑流と鳥海山の象潟岩屑流であるが、この二つの岩屑流の流下は少し対照的であ る.裏磐梯岩屑流は崩壊源直下の山腹からなり幅広く流下している.崩壊源の中心から拡大 角を求めると60度以上になる.それに対し象潟岩屑流は谷にそってあまり拡がらずに長距離 を流下し、その大部分を象潟から平沢にかけて堆積させた.このような相違は単に地形的な 要因だけによるものか、発生原因や運動のメカニズムなどによるものかは不明であり、今後 の研究により明らかにする必要がある.

5.2.2 岩屑流の到達範囲

岩屑流の到定距離については、Ui(1983)等の研究により、それらの等価摩擦係数が0.15か ら0.05の範囲に入ることから、山頂の比高の5倍から15倍の距離にまで到達する可能性のあ ることが明らかにされた。今回調べた堆積物もこの範囲に納まっている。崩壊源からの到達 距離だけでなく堆積域の幅も問題となるが、これに関するまとまった研究は少ない。このよ うなmobilityの高い運動のメカニズムとしては特別のものを考える必要がある。

岩屑流堆積物の分布面積は由利泥流を除いて20~80km²程度のものが多い.これは主に堆 積物が明瞭に進められる範囲であり,岩屑流の流下によって影響を受ける範囲はもっと大き くなるだろう.

堆積物の層厚に関しては、明確にされた例は少ない。今回調べた範囲では数十mのものが 多く、中には100mを越えるものもある。

5.2.3 岩屑流の流下機構の解明

岩屑流の流下機構の解明は岩屑流の到達範囲を予測するうえできわめて重要な事項であ る.前述したように岩屑流の等価摩擦係数は0.15から0.05の範囲に入り、摩擦係数としては 非常に小さい値であることから、この運動は単なるslideではなく別のメカニズムを考える必 要がある.現在岩屑流の流下に関する研究はその発展段階にあり、運動機構に関しては研究 者によっても見解が異なり、まとまった考え方は確立されていない.それらのなかでも有力 なものとしてmechanical fluidizationの考え方がある.これは、粒子の機械的な分散力によ り低い摩擦角を説明するものである.筆者が行った小規模な模型実験でこのタイプに近いと 考えられる運動様式を作り出すことができた(井口、1986).これは円盤状に成型した砂の塊 に初速を与えて斜面上を滑らせ、どのように運動するかを観察する実験で、砂の含水比を変 えることによってさまざまな運動形態が認められた.mechanical fludizationに近い運動は、 含水率の低い条件で発生した.これは斜面上を滑る砂塊の底面に近い部分の砂粒子が強い剪 断応力を受けることにより土塊から分離し、それが円盤状の拡散層を形成し、周囲に広がっ ていく.砂の塊の上部にあたかもその上に浮上するように乗り、全体が移動する.そのため この上部土塊は最初あまり変形せず、次第に垂直な面で割れ拡散層の上を分離しながら拡が っていく.停止時には、それがあたかも流れ山のように小片状に広く分散して堆積する.上 部層は運動中常に移動塊の表層部にあるため、大きな剪断応力を余り受けないことが長距離 流下しても塊状の小片が残る原因となる.このような運動を作る含水比が低い条件では、砂 粒子間の見掛けの粘着力が小さくなる.そのため強度が小さくなるとともに、分離した砂粒 子がばらばらに運動する.火山を構成する岩も比較的強度が小さいため破砕されやすいうえ に粘着力も小さいことから、定性的には上記の実験に近い条件といえる.

実験での運動が岩屑流をそのまま表わしているかどうかは不明であるが、今後一考する余 地はある.

5.2.4 土砂の流動現象の用語について

関谷・菊池(1888)は磐梯山の噴火に関する報告の中で "泥流"という用語を用いたため、 その後は明確な定義が不十分なまま火山における低温の土砂移動現象を "火山泥流"という 用語で表現するようになった。この用語は火山において発生する低温の土砂移動現象を包括 していると考えられるが、最近は水の有無によって移動形態も異なると考えられるようにな り、泥流か岩屑流かの区別を意識して用いるようになってきた。さらに1980年のSt. Helens火 山の噴火以後はその知識も加まり、両者を明確に区別して用いられるようになってきた。し かし運動そのものに関する機構はまだ解明されていない。そのため御岳くずれによる土砂の 長距離移動現象についてはその解釈について混乱が見られた。今後、移動様式に基づいた明 確な定義が求められている。

5.2.5 岩屑流堆積物の特徴

堆積物の存在は岩屑流の発生を証明する一つの大きな鍵である.しかし岩屑流堆積物は岩 相変化が激しく、しかも土石流・火砕流など類似する堆積物が多いため、それらとの識別が 難しい.岩屑流堆積物の特徴を明確にしておくことは、火山周辺の種々の堆積物中から岩屑 流堆積物を区別して認識する上で重要である.取り上げた3火山における堆積物の特徴とし ては、表面に流れ山を多数持つ特有の堆積地形を持つこと、岩屑流堆積物中には多くの火山 岩の巨礫を含み、ソーティングなどの堆積構造は持たないことなどが挙げられる.このほか Ui(1985)が指摘した岩屑流堆積物の特徴としては"block facies"と"matrix facies"に分かれ る、岩塊は"jigsow crack"を持ち、"matrix facies"はさまざまな大きさの岩片、木片などが 交じりあっており、さらには堆積域には自然堤防状の地形が見られるなどがあげられている. また残留磁気の方向は一つのブロック内では集中するが堆積物全体としてはまとまった方向 を持たない(三村ら,1982). 岩屑流堆積物かどうかの判断は,一つだけの根拠により行うことは危険であり,多くの地点での詳細な調査によって総合的に判断することが求められる. 5.2.6 ブラストの発生と岩屑流の関係

裏磐梯岩屑流に伴って山体崩壊とは異なる方向にブラストが発生していたことが明らかに された.象潟岩屑流にもブラストが伴われた可能性が大きい.外国の例でも1956年の Bezymianny火山と1980年のSt. Helens火山の噴火の時にはかなり大規模なブラストが発生 している.このように山体崩壊と岩屑流にブラストが伴われる例が多く認められる.山体崩 壊・岩屑流にブラストが伴われるなら、その被害域は岩屑流による被害域の数倍に達するた め、火山防災のうえで大きな問題となる.山体崩壊・岩屑流には常にブラストが伴われるも のか、そうでなければどういう場合にブラストが発生するのか、そしてその規模はどの程度 かなど山体崩壊・岩屑流とブラストの関係について解明すべき点が多い.

Siebertら(1986)はブラストがマグマ熱水系の急激な減圧によって生じると考え、山体崩壊 時のマグマの存在場所によってブラスト発生の有無やその規模が規制されると考えた.そこ で前述のタイプ区分にしたがって考えると、本質物を含むBezymiannyタイプではマグマ・熱 水系が山体上部にまで達していたため本質物を含む大規模なブラストが発生したが、水蒸気 爆発だけの磐梯タイプでは爆風そのものによる小規模なブラストしか発生しなかったと考え られる.しかし発生事例が少ないためこの説の当否については今後検証が必要である.

そのため今後は各岩屑流堆積物の周辺においてブラスト堆積物の有無と山体崩壊の関係を 一つ一つ解明していく必要がある。またブラスト堆積物の分析によってその時の火山活動の 性格を知る手掛りともなりうる。そういった意味でブラスト堆積物についての研究は、今後 さらに推し進める必要がある。ブラスト堆積物は薄いので意識的に探さないと発見すること は困難であると思われる。

5.3 火山体の土破災害と防災

5.3.1 日本における岩屑流の発生頻度

日本において岩屑流堆積物の記載件数は増えつつある.これまでは山体崩壊と岩屑流の発 生の結び付きが明確ではなかったため,たんに「○○泥流」として層序の記載に終っていた 場合や火砕流にされた場合も少なくないと考えられる.しかし,最近では岩屑流堆積物とし て意識的に記載される例が増えている.

Ui et al.(1986)のまとめによれば日本の活動的成層火山の約5割に岩屑流の発生が認めら れ、それより古い時代の成層火山では2割ぐらいしか発生が確認されていない。しかし同じ 成層火山であれば活動時代の新旧にかかわりなく、その生涯を通じての発生確率は同程度で あっても良いと考えられることから、古い時代の成層火山でもその半数以上の火山では岩屑 流が発生していたと考えるほうが自然である。しかも、これまで岩屑流を発生していない活 動的火山では今後発生する可能性もあるため、成層火山における平均的な発生割合は5割よ りさらに高くなることが予想される.

半数以上の成層火山で岩屑流が発生し、しかも複数回発生する火山が多いことを考えれば、 現在岩屑流の発生が認められていない火山の中にも、岩屑流を発生させたが流下後の時間が かなり経過したためその痕跡がほとんど失われた火山も多いと推定される。今後、詳細な調 査が進めば岩屑流の確認件数は更に増えると予想される。そのため岩屑流の発生頻度は現在 考えられているよりさらに大きくなる可能性がある。

今回取り上げた三つの火山では調査もかなり行われているため、これ以上岩屑流堆積物が 確認される可能性は低いと考えられるが、日本の他の火山では、今後調査研究が進めば岩屑 流堆積物の存在はさらに増加する可能性が大きい。

岩屑流の発生頻度の目安を付けるため、発生時代の明らかにされている岩屑流を時代別に 数えてみた.すると、最近400年で4回発生し、歴史年代(約1300年間)に6回、完新世に16回 発生している(表5.1).これから岩屑流の発生頻度は、最近400年では100年に1回、歴史年代 では200年に1回、完新世全体を通じると約600年に1回の割合となる.このように年代をさ かのぼるにつれて発生頻度が減少していくのは、確認されていない岩屑流がかなりあること も働いていると考えられる。今後、岩屑流の確認件数が増えるとの予想から、最近400年間の 発生頻度が特に高いものでなく、100年~200年に1回程度の割で山体崩壊と岩屑流が発生し たと考えるべきであろう.将来も同じ割合で発生するならば、この頻度は火山防災の点から も無視することは出来ない.

5.3.2 山体崩壊と岩屑流の予知の可能性

岩屑流は、山体崩壊が発生して数分〜数十分で流下するため、その発生を知ってからでは 逃げることはほとんど不可能である。そのため山体崩壊の発生の予知予測が必要である。

山体崩壊の予知・予測には、長期的に山体崩壊の発生の危険性が高い火山をリストアップ し、岩屑流が発生した場合の被害を出来る限り小さくする必要がある。発生の危険性の高い 地域にはあらかじめなんらかの規制により、重要な施設や交通網を近づけないようにし、大 規模な開発等もおこなわないなどの対策が必要である。一方、直前の予知予測は人命の被害 を最小限にとどめるために重要である。発生前後の記録がある、眉山・磐梯山・St. Helensの 大規模な岩屑流に関してはいずれも何らかの前兆は見られた、St. Helens火山の場合は山体 崩壊を予測していなかったが山体の変形と山体崩壊との密接な関係が証明された。しかし磐 梯山では山体崩壊を予測させるような明瞭な前兆は認められていない。これは本当に山体の 変形がなかったのか、当時の観察でははっきりしなかったのか分からないが、解明すべき問 題ではある。5.1.5でも触れたようにSiebert(1984)、Siebertら(1986)の二つのタイプ分けに 対応して発生原因に差があるとすれば、その点を考慮した予知方式を考えなければならない。

今後、問題のある日本の火山について岩屑流の発生状況を丹念に調査し、発生原因の解明
発生時代	火山名	岩屑流の名称	文 献
1888 年	磐梯山	裏磐梯岩屑流	関谷・菊池, 1888
1792 年	雲仙眉山	眉山岩屑流	片山. 1974
1741年,(760 B.P.)	渡島大島	西山泥流	勝井・佐藤, 1970
1640 年	北海道駒ヶ岳	クルミ沢泥流	北海道防災会議, 1975
888年	八ヶ岳	大月川岩屑流	河内, 1983
1360 B.P.	磐梯山	琵琶沢泥流	小元, 1982
2300-2600 B.P.	富士山	御殿場泥流	町田, 1977
2600-2700 B.P.	鳥海山	象潟岩屑流	加藤、1977、他
2800 B.P.	妙高山	杉野沢岩屑流	早津, 1985
1000-4000 B.P.	開聞岳		中村, 1975
4400 B.P.	白 山	大白川岩屑流	守屋, 1987
数千年前	那須山	観音川岩屑流	岩崎ら、1984
7800 B.P.	妙高山	田口岩屑流	早津, 1985
7000-8000 B.P.	有珠山	善光寺泥流	北海道防災会議, 1973
6000-10000 B.P.	黒姫山	駒爪岩屑流	早津, 1985
5000-10000 B.P.	岩 手 山	五百森泥流	橘. 1972

表5.1 日本における完新世の岩屑流堆積物

 Table 5.1
 Holocene debris avalanche deposits in Japan.

につながる事実を見つけ出す必要がある。特に一つの火山でいくつかの岩屑流を発生させた 火山について、各々の特徴とその発生年代をつかみ、各火山の比較を行うことは発生予測の 手掛りをつかむ上で有効である。

岩屑流が発生した場合に、大きな被害が予想される火山をあげると、先ず第一に首都圏に 近く太平洋ベルト地帯に属し交通の幹線の多くが山麓を通過する富士山があげられる。そこ で発生した場合に予想される被害・社会的影響はきわめて大きい。大きい都市に近い火山と しては盛岡市に近い岩手山、弘前市に近い岩木山などがある。また、周辺の観光開発が進ん でいる浅間山、那須山、焼岳、八ヶ岳、磐梯山等で発生した場合もその被害は大きい。それ 以外の火山で発生した場合も大きな被害が生じることは言うまでもない。特に駒ヶ岳、鳥海 山、桜島などで発生すると大きな津波が予想されるため、離れた地域でも警戒が必要である。 これらの火山については、予知のための研究を進めると同時に、もし発生した場合の被害予 測を立てその対策を検討しておくことが被害を少なくするうえできわめて重要だと考えられる.

さいごに

この報告の各章・各項目はそれぞれ書いた時期が異なる。そのため、後から公表された論 文,報告がほかの章を書いているうちに出されることもしばしばあった。新しい内容につい てはできるかぎり加筆したが全体にわたって書き直すことは出来なかった。そのため記述に 一貫性が欠ける点が若干あることをお断わりしておく。

この報告を書くにあたっては,第三研究部長の大八木規夫博士から全面的な助言を頂いた. 清水文健主任研究官には文献を多数提供頂いた.また私の所属していた降雨実験室の諸氏か らは多くの励ましをいただいた.また引用した図表等は多くの研究者の方々から直接貴重な 資料を提供していただいた.国立防災科学技術センター所長の高橋博博士からはこのテーマ で報告をまとめるよう助言を頂いた.以上の方々に感謝申し上げます.

引用文献

第1章 まえがき

- 1) 早津賢二(1978):妙高火山の形成史と泥流,地理, Vol. 23, 68-77.
- 2) Inokuchi, T. (1985): The Ontake rock slide and debris avalanche caused by the Naganoken-seibu earthquake, 1984. Proc. IVth International Conference and Field Workshop on Landslide 1985, Tokyo, 329-338.
- 3) 水谷武司・森脇 寛・井口 隆(1982):1981年8月台風第15号による長野県須坂土石流災害調査報告.国 立防災科学技術センター主要災害調査報告第19号,54p.
- 4) 守屋以智雄(1979):日本の第四紀火山の地形発達と分類.地理学評論, Vol. 52, 479-501.
- 5) 守尾以智雄(1983):日本の火山地形.東京大学出版会,135p.
- 6) Siebert, L. (1984): Large volcanic debris avalanches: characteristics of source area, deposits, and associated eruptions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 22, 163-197.
- 7) Ui, T. (1983): Volcanic dry avalanche deposits identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 18, 135-150.
- 8) Ui, T., Yamamoto, H. and Suzuki-Kamata, K. (1986): Characterization of debris avalanche deposits in Japan. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 29, 231-243.

第2章 磐梯山

- Furuya, T. (1965): The topography of the bases of the Bandai and Nekoma volcanoes, Sci. Rep. Tohoku Univ, Geogr. Vol. 14, 87-100.
- 2) 堀江正治(1953):猪苗代湖沿岸地域の二,三の地形学的問題.地理学評論, Vol. 26, 550-562.
- 3) 河野義礼(1963):吾妻・安達太良・磐梯及び猫魔火山の地質見学案内書. 資料一磐梯・吾妻・安達太良, 福島県企画開発部観光課, 9-41.
- 4) 丸田英明(1968): 裏磐梯泥流に関する若干の考察.地理学評論, Vol. 41, 465-469.
- 5) 水野 裕(1958): 翁島泥流の地形 特に流れ山について —. 東北地理, Vol. 11, 22-24.
- 6) 守屋以智雄(1979):日本の第四紀火山の地形発達と分類.地理学評論, Vol. 52, 479-501.
- 7) 守屋以智雄(1980): "磐梯式噴火" とその地形.西村嘉助記念論文集, 214-219.
- 8) 守屋以智雄(1985):磐梯山1888年の噴火-大崩壊.地質と調査,Na 2, 1-8.

- 9) Nakamura, Y. (1978): Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. Fac. Sci. Tohoku Univ., Ser. III, Vol. 14, No. 1, 67-119.
- 10) 中村洋一・青木謙 郎(1980): 磐梯山, 月刊地球, Vol. 2, No. 6, 430-434.
- 11) 中村嘉男(1982): 翁島泥流丘陵における谷底面高度並びに斜面形について、福島大学特定研究報告, No. 3, 65-72.
- 12) 小元久仁夫(1982): 猪苗代湖盆の第四紀層の¹⁴C年代測定, 福島大学特定研究報告, No. 3, 81-89.
- 13) 佐藤留太郎・大野栄寿・佐藤一大・諏訪 彰(1961):1954年春の磐梯山の山くずれ. 福島県の治山, 福島 県農地林務部治山課, 75-78.
- 14) 関谷清景·菊地 安(1888): 磐梯山大破裂実況取調報告書. 文部省,明治21年9月27日付官報.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890): The eruption of Bandai-san. Jour. Coll. Sic., Imp. Univ., Vol.3, 91-172.
- 16) 鈴木敬治(1964):福島県の地質図幅(会津地方)説明書.福島県,57p.
- 17) 鈴木敬治・真鍋健一・吉田 義(1980): 猪苗代湖周辺の第四紀と猪苗代盆地の構造. 福島大学特定研究報告, No 1, 3-20.
- 18) 鈴木敬治・竹内貞子・制野教子(1982):猪苗代湖南部地域における段丘構成層.福島大学特定研究報告, No 3, 13-32.
- 19) 鈴木敬治・真鍋健一・吉田 義・中村喜男・中馬教允(1982):猪苗代湖の自然に関する総合的研究要約. 福島大学特定研究報告, No. 3, 219-220.
- 20) Tanabe, K. (1960): Gemorphography of the northern half of Inawashiro basin with relation to the changes of lake level. Sci. Rept. Tohoku Univ. 7th Ser. No. 9, 67-80.
- 21) 安田初雄(1951): 東北日本の火山泥流地域とその開発. 地理評, Vol. 24, 297-302.
- 22) 吉田 義・鈴木敬治(1981): 磐梯山南麓地域の第四系について、福島大学特定研究報告, Na 2, 15-26.
- 23) 宇井忠英(1984):岩屑流と馬蹄形カルデラ概説,空中写真による日本の火山地形,東大出版会,138-139.
- 24) 若生達夫(1971): 磐梯山明治噴火による地形 -- 文献にもとづく問題の整理 --. 束北地理, Vol. 23, No. 1, 10-17.
- 25) 八島隆一(1981):磐梯山の火山活動史.福島大学特定研究報告, No 2, 27-32.
- 26) 八島隆一・千葉茂樹(1982):磐梯山の火山活動史(II). 福島大学特定研究報告, No. 3, 91-101.

第3章 鳥 海 山

- 1) 林信太郎(1984a):鳥海火山の地質,岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 79, 249-265.
- 2) 加藤万太郎(1977):鳥海山西北麓,象潟泥流の分布と形成年代について.秋田地学,No. 26, 10-14.
- 3) 加藤万太郎(1978):秋田県の第四紀層の"C年代と象潟泥流について. 秋田博物研究報告, No 3, 56-63.
- 4) 加藤万太郎(1984):鳥海山北麓,由利原の形成年代と火砕流について.地質学会第91年学術大会講演要 旨,p.384.
- 5)米地文夫(1972):鳥海山の地形,鳥海山飛鳥,山県形県総合学術調査会,263-272.
- 6) 水野 裕(1962):鳥海山麓の火山噴出物とその地形について.東北地理, Vol. 14, 103-106.
- 7) 守屋以智雄(1983):日本の火山地形.東京大学出版会,135p.
- 村山 磐(1979):鳥海山の火山噴出物と象潟の地形との関係、東北学院大学東北文化研究所紀要、Vol. 10,454-449.
- 9) 大沢 膿・池辺 穣・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘(1982):象潟地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図編).地質調査所,73p.
- Onuma, K. (1963): Geology and petrology of Chokai volcano, Northeastern Japan., Part I Jour. Japan Assoc. Min. Pet., Econ. Geol., Vol. 50, 1-20.
- 11) 大八木規夫・清水文健・井口 隆(1982):地すべり地形分布図、「鳥海山」、「矢島」、防災科学技術研究資料、No 69.
- 12) 柴橋敬一・今田 正(1972):鳥海火山の地質と岩石。鳥海山飛鳥、山形県総合学術調査会、14-34.
- 13) 辻村太郎・木内信蔵(1936):火山泥流地形. 科学, Vol. 6, 288-290.
- 14) 字井忠英(1972):鳥海火山中腹の断層崖と山麓に分布する火砕岩の成因.鳥海山飛鳥、山形県総合学術調 査会、8-13.
- 15) 宇井忠英・山本 浩(1983):火山性ドライアバランシェの流速と到達時間の見積もり。第20回災害科学総

合シンポジウム講演論文集, 365-368.

16) 宇井忠英・山本 浩(1984):鳥海火山の象潟岩屑流堆積面.日本火山学会編「空中写真による日本の火山 地形」東海大学出版会, p. 144.

第4章 岩 手 山

- 土井宣夫・川上雄司・大石雅之(1983):岩手山麓,柳沢軽石,五百森泥流の¹⁴C年代,岩手県立博物館研究 報告,№ 1, 29-34.
- 2) 土井宣夫(1986):岩手火山,平笠ドライアバランシェ(約1万年前)の微地形と流動方向.日本地質学会第 93年学術大会講演要旨, p. 368.
- 3) 井上克弘(1979b):西岩手火山生出黒色火山灰の¹⁴C年代.地球科学, Vol. 33, 70-72.
- 4) 井上克弘(1979c):北上川上流に発達する段丘の¹⁴C年代 —— 日本の第四紀の¹⁴C年代(132). 地球科学, Vol. 33, No. 6, 364-366.
- 5)河野義礼・上村不二夫(1964):5万分の1地質図幅「八幡平」及び同説明書。地質調査所,36p.
- 6) 国土庁(1973):土地分類基本調查図「盛岡」,経済企画庁国土調查,
- 7) 水野 裕(1960):岩手火山周辺地域の地形発達。東北地理, Vol. 12, No 3, 71-76.
- 8) 村山 磐(1973):火山活動と地形. 大明堂, 308p.
- 9) 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修(1963):北上川上流沿岸の第四系及び地形 北 上川流域の第四紀地史(1). 地質学雑誌, Vol. 69, 163-171.
- 大上和良・土井宣夫(1978):北部北上低地帯の鮮新 更新両統の層序について、岩手大学工学部研究報告、Vol. 31, 63-79.
- 11) 大上和良・畑村政行・土井宣夫(1980):北部北上低地帯の鮮新 更新両統の層序について(その2). 岩 手大学工学部研究報告, Vol. 33, 53-73.
- 12) Onuma, K. (1962): Petrology and petrochemistry of the rock from Iwate volcano. Northeastern Japan., 岩鉱, Vol. 47, No. 5, 192-204.
- 13) 桜井広一郎(1903):岩手火山地質調查報文. 震災予防調查会報告, Vol. 44, 5-62.
- 14) 清水文健・人八木規夫・井口 隆(1984):地すべり地形分布図、「八幡平」、防災科学技術研究資料, Na 85.
- 15) 高橋維一部(1962):松尾硫黄硫化鉱鉱山の地質鉱床及び母岩の変質に関する研究. 岩手大学工学部報告, Vol. 15, 別冊.
- 16) 橘 行一(1970):岩手県玉山村の第四紀溶結凝灰岩層(その2)一特に噴出時期に関して、岩手大学教育 学部研究年報, Vol. 30, 101-109.
- 17) 橘 行一(1973):東八幡平,柏台東部の丘陵地の火山泥流,岩手大学教育学部研究年報, Vol. 33, 118-126.
- 18) 橘 行一(1975):岩手火山噴火で生じたいわゆる「五百森」と火山泥流,地学研究, Vol. 26, 114-116.
- 19) 橘 行一(1978):「岩手森」・「五百森」の多くの流れ山を生じた岩手火山の縄文期の噴火活動と泥流. 岩手大学教育学部研究年報, Vol. 38, 63-90.

第5章 全体のまとめ

- 1) 早津賢二(1978): 妙高火山の形成史と泥流,地理, Vol. 23, 68-77.
- 2) 早津賢二(1985): 妙高火山群 その地質と活動史. 第一法規, 346p.
- 3) 井口 隆(1986):崩壊土砂の運動に関する実験。第25回地すべり学会研究発表講演集,142-145.
- 4) 町田 洋(1977):火山灰は語る、蒼樹書房、324p.
- 5) 三村弘二・河内晋平・藤木井雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭(1982):自然残留磁気からみ た韮崎岩層流と流れ山,地質学雑誌, Vol. 88, 653-663.
- 6) 守屋以智雄(1979):日本の第四紀火山の地形発達と分類.地理学評論, Vol. 52, 479-501.
- 7) 守屋以智雄(1980): "磐梯式噴火"とその地形.西村嘉助記念論文集, 214-219.
- 8) 関谷清景·菊池 安(1888):磐梯山大破裂実況取調報告書. 文部省,明治21年9月27日付官報.
- 9) Siebert, L. (1984): Large volcanic debris avalanches: characteristics of source area, deposits, and associated eruptions. *Jour, Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 22, 163-197.
- Siebert, L・ Glicken, H.・宇井忠英(1986): ペズイミアニ及び磐梯型噴火とその火山災害. 日本火山学 会講演予稿集1986年秋季大会,日本火山学会, p. 41.
- 11) Ui, T. (1983): Volcanic dry avalanche deposits identification and comparison with nonvolcanic

日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 ―― 井口

debris stream deposits. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 18, 135-150.

- Ui (1985): Debris Avalanche Deposits Associated with Volcanic Activity. Proc. IVth International Conference and Field Workshop on Landslide 1985, Tokyo, 405-410.
- Ui, T., Yamatmoto, H. and Suzuki-Kamata, K. (1986): Characterization of debris avalanche deposits in Japan. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol 29, 231–243.

(1987年11月30日 原稿受理)