

テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史

山元孝広* 須藤 茂**

YAMAMOTO Takahiro and SUTO Shigeru (1996) Eruptive history of Bandai volcano, NE Japan, based on tephrastratigraphy. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 47 (6), p. 335-359, 15 figs., 3 tables.

Abstract: Bandai volcano, which caused the famous 1888 collapse, is located in the southern part of the NE Honshu arc. Based on revised tephrastratigraphy and new ^{14}C radiogenic ages, the eruptive history of this volcano is established as follows. The old-stage products, which forms a dissected main andesitic stratovolcano, lasted until the Mineyama scoria eruption (MnS) at 0.25 Ma. Afterwards, Bandai volcano was quiescent for 170,000-180,000 years. New-stage activity began with the Hayama 2 Plinian eruption (HP2) at 70-80 ka. The Kobandai volcanic cone was formed by Vulcanian eruptions and extrusions andesite lava flow on the northern slope of the old-stage volcanic cone at about 50 ka. The Hayama 1 Plinian eruption (HP1) occurring at about 40 ka, was accompanied by the Okinajima Debris Avalanche, the result of a shallow intrusion of dacite magma into the old-stage volcanic cone. Following a short pause, Vulcanian explosions and andesitic lava flow extrusions succeeded within the collapse crater, forming the Obandai volcanic cone. The magmatic activity stopped before the fallout of AT Tephra (22-25 ka). During the recent 5,000 years, four major phreatic explosions, two of which (A. D. 806 and 1888) are of historical significance have occurred, depositing tephra layers around the summit region. The Biwazawa Debris Avalanche also took place at 2.5 ka due to a collapse of the summit region, although the 2.5 ka collapse debris was one tenth the volume of the 1888 debris.

要 旨

磐梯火山の堆積物をテフラ層序と ^{14}C 年代値から検討し, 次の噴火活動史を確立した。磐梯火山のかなりの部分を占める古期山体の活動は約25万年前のスコリア噴火を最後に終了し, これ以後17-18万年間の活動休止期があった。磐梯火山の新时期活動は7-8万年前のプリニー噴火(葉山2火砕物)で始まり, 約5万年前には古期山体の北側に安山岩質の小磐梯山体が形成された。約4万年前には古期山体の崩壊とプリニー式噴火(葉山1火砕物)が同時に発生し, 南麓に翁島岩屑なだれと軽石流を堆積させた。崩壊跡地の馬蹄形カルデラ内には, その後, 安山岩質の大磐梯山体が形成されたが, 始良Tnテフラ(AT)が飛来する頃には成長を停止している。磐梯火山ではこの後の約2万年間にマグマ噴火は記録されておらず, 水蒸気爆発だけが起きている。堆積物として記録が残った水蒸気爆発は1888年噴火や806年噴火も含めて, 最近5千年間で4回発生しており, その再来周期は1100-1700年である。また, 山体崩壊は1888年以前の2.5ka

にも小磐梯山の南東側で発生している。

1. はじめに

東北本州弧の南部, 福島県猪苗代湖の北に位置する磐梯火山は, 1888年の噴火・山体崩壊(Sekiya and Kikuchi, 1890)で良く知られる火山である。この火山の層序・発達史についてはNakamura(1978)の最初の総括的な報告以降も, 吉田・鈴木(1981), 八島(1981), 中馬・吉田(1982), 八島・千葉(1982), 富塚ほか(1985), 三村(1988), 守屋(1988), 千葉ほか(1994), 小荒井ほか(1994), 木村ほか(1995)と研究が重ねられてきた。この中でも吉田・鈴木(1981)と中馬・吉田(1982)は磐梯火山の活動が翁島泥流(本報の翁島岩屑なだれ)を挟んで新旧に分かれることを層序学的に初めて示したこと, 三村(1988)と守屋(1988)は磐梯火山を構成する複数の山体を記載し, その分布を示したこと,

Keywords: Bandai volcano, tephrastratigraphy, ^{14}C age, Okinajima Debris Avalanche Deposit, Biwazawa Debris Avalanche Deposit, Hayama 1 Pyroclastic Deposit, Hayama 2 Pyroclastic Deposit, Sunagohara caldera, borehole, GSJ-BAD-1

* 地質部 Geology Department (GSJ)

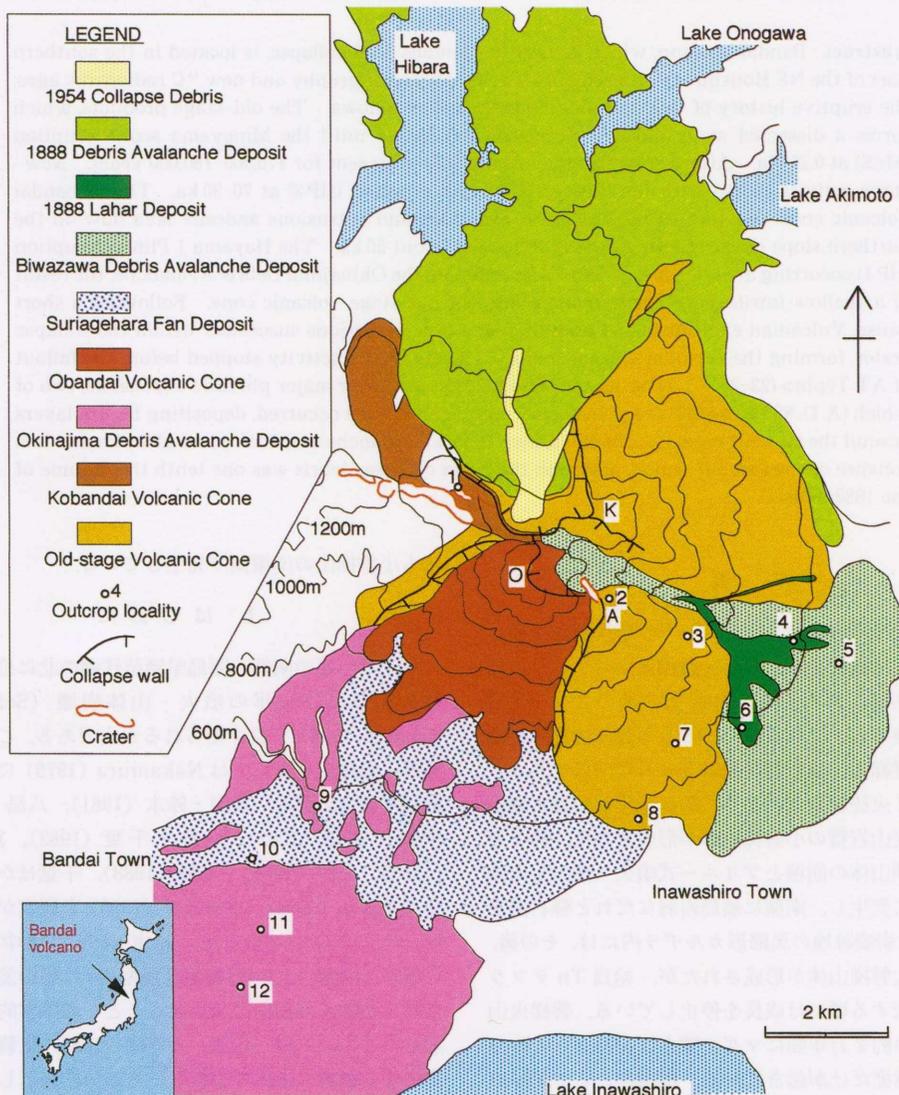
** 環境地質部 Environmental Geology Department (GSJ)

千葉ほか(1994)は磐梯火山のローム層中に挟まれる降下堆積物の詳細な記載を行ったことで特に重要である。このように多くの成果を通して磐梯火山の形成史は明らかになりつつあるが、その基本となるテフラの対比にはなお問題が残されており、研究者間で最終的な見解の一致を見ているわけではない。例えば旧山体の活動時期、翁島岩屑なだれの実体とその発生時期、1888年以前の最

新期の火山活動状況等、明らかにするべき課題は多い。本報ではテフラの再対比と¹⁴C年代の測定から、未解決の問題に答え、より詳細な磐梯火山の噴火活動史を確立することを目指した。

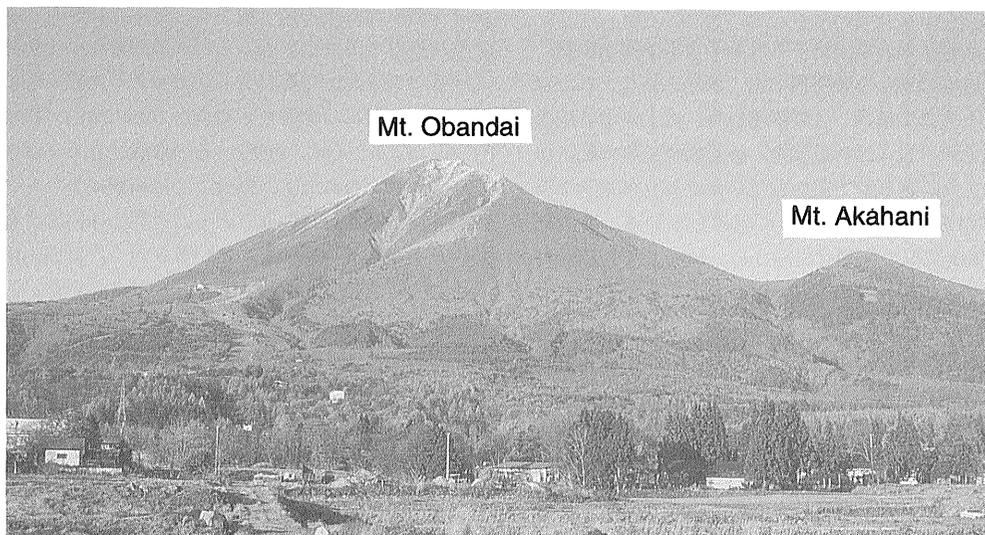
2. 磐梯火山の概要

磐梯火山は底径7-10 km、比高約1 kmの安山岩質成



第1図 磐梯火山の地質図。O=大磐梯山, A=赤埴山, K=櫛ヶ峰。翁島岩屑なだれ堆積物とした部分には、一部軽石流堆積物が含まれる(詳細はFig.5を参照のこと)。

Fig. 1 Simplified geologic map of Bandai volcano. O=Mt. Obandai, A=Mt. Akahani, K=Mt. Kushigamine. The Okinajima Debris Avalanche Deposit includes an intercalated pumice flow deposit; see the detailed map of Fig. 5.



第2図 南から見た磐梯火山

Fig. 2 Southern view of Bandai volcano.

層火山で (Fig. 1), 大磐梯山 (標高 1818.6 m)・櫛ヶ峰 (標高 1636 m)・赤埴山 (標高 1430 m) の三峰から構成されている。南の猪苗代湖周辺や南西の会津盆地から見た磐梯火山は優美な富士山様の外観をなしているので別名会津富士とも呼ばれていた (Fig. 2)。しかし、その北面は 1888 年噴火で崩れ落ち、北向きの馬蹄形カルデラが荒々しい。1888 年噴火以前には、小磐梯山と呼ばれた山頂部が 1888 年カルデラ内にあり、かつては大磐梯山よりもやや低い程度の山体であったことが、噴火前の記録や絵画から復元されている (Yonechi, 1987; 米地, 1989)。

従来から指摘されているように磐梯火山は、休止期をはさんで新旧二つの活動時期に大きく分けることが可能である。さらに新期のものは南の大磐梯山体と、噴火で大半が失われた北の小磐梯山体とに地形的に区分でき、両者は独立した噴出中心を持っている (Fig. 1)。北麓には 1888 年崩壊で発生した総量約 1.5 km³ の岩屑なだれ堆積物が広がり、谷を埋め楡原湖・小野川湖・秋元湖などの湖沼群を生成し、流れ山と呼ばれる小丘を無数に形成した (Nakamura, 1978)。流れ山地形で特徴づけられる堆積物は南麓の丘陵地にも広く分布しており (翁島岩屑なだれ堆積物)、その給源は大磐梯山体で埋積されかけた古期山体上の南開き馬蹄形カルデラに求められている (守屋, 1978)。

有名な 1888 年噴火自体は、高温マグマの関与しない典型的な水蒸気爆発で、7 月 15 日の朝、強い地震に引き

続いて発生した (Sekiya and Kikuchi, 1890)。噴火は以前から噴気が盛んであった上の湯付近から始まり、噴煙は最高で 4-5 km ほど上昇し、降灰域は太平洋岸にまで広がった。活動の規模は最初の 30-40 分間が特に激しかったものの、次第に治まり、約 2-3 時間で主な活動は終息したと記録されている。この噴火で特に注目されるのは灰や礫混じりの疾風により東麓で樹木や家屋の倒壊があった点で、一種の火砕流が発生したのと考えられている (中村・グリッケン, 1988; 山元, 1996)。1888 年以前の歴史噴火としては 806 年 (大同元年) の記録があるが (Sekiya and Kikuchi, 1890)、噴火の具体的内容はこれまで報告されていなかった。

3. 磐梯火山の層序

磐梯火山の形成がいつから始まったのかについては、今のところ良く分かってはいない。磐梯火山より開析の進んだ西隣の猫魔火山 (Nakamura, 1978) からは、0.47-0.86 Ma に集中した K-Ar 年代値が 8 個報告されており (NEDO, 1991; ただし、すべての試料が正帯磁とされているので、ブリュンヌエボックよりも古い可能性は低い)、磐梯火山のほとんどはこれよりも若いものと判断できよう。しかし、磐梯火山の下位には先磐梯火山とすべき中期更新世初頭の古い火山岩が存在するとの主張もあり (三村, 1994)、なにをもって磐梯火山の初期噴出物とするのか、猫魔火山と磐梯火山初期噴出物との関係はどうなっているのかなどの基本的問題が未解決のま

までである。

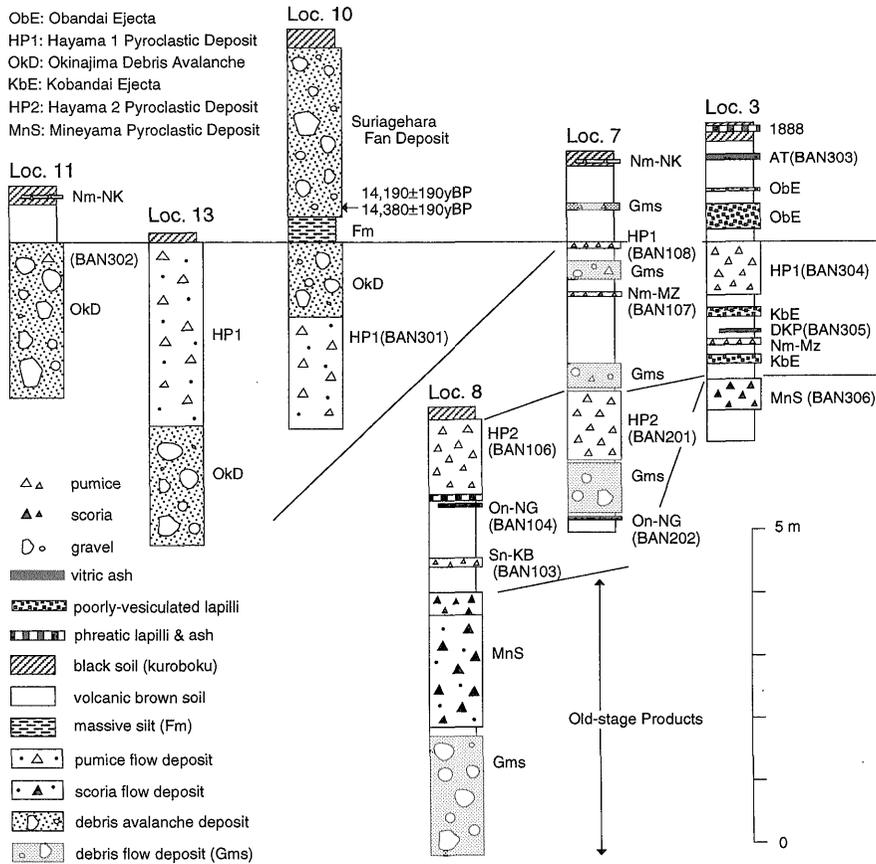
本報では磐梯火山噴出物を下位から古期山体噴出物、葉山2火砕堆積物、小磐梯噴出物、翁島岩屑なだれ堆積物、葉山1火砕堆積物、大磐梯噴出物、磨上原扇状地堆積物、琵琶沢岩屑なだれ堆積物、最新期噴出物の順に記載する。また、各堆積物間から見いだされた外来テフラについてはその詳細を付録1に記述している。さらに¹⁴C年代測定試料の記載は付録3に、Loc. 4で掘削したボーリングコアの詳細は付録4に示している。

3.1 古期山体噴出物

ここで古期山体と呼ぶものは、赤埴山を頂点に南東へ向かって広がる山体と櫛ヶ峰を頂点として北東に広がる山体、それに大磐梯山の西にある長さ3 km、幅500 m程度のやせ尾根を合わせたもので(Fig. 1)、守屋(1988)の主成層火山体、三村(1988)の赤埴火山体と櫛ヶ峰火

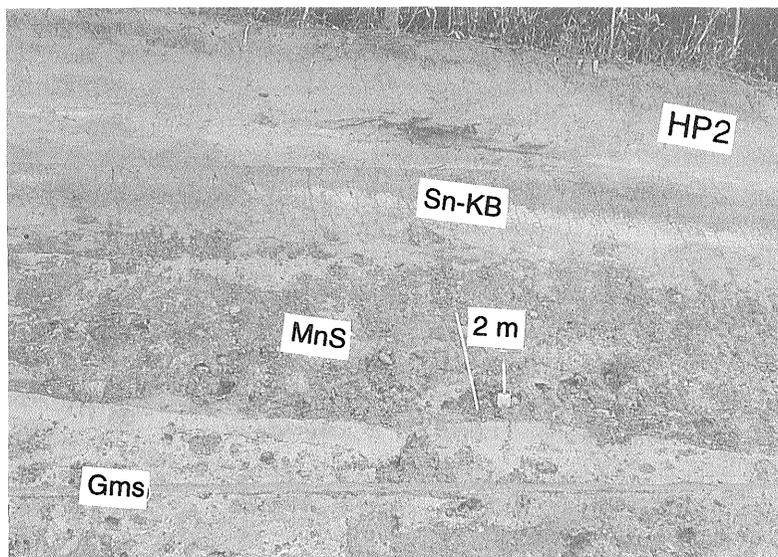
山体を合わせたものに一致する。守屋(1988)が示したように残存する火山斜面から一つの円錐形の火山体が復元可能であるが、守屋自身も認めるように櫛ヶ峰の西側のカルデラ壁には顕著な不整合が古期山体内に観察され(八島, 1981; 三村, 1988), その形成プロセスは単純ではない。いずれにせよ、侵食と山体崩壊によりもとの火山斜面が分断されていることと、古期山体内部に有効な指標テフラを見いだせていないことから、古期山体噴出物を細分して相互に対比することはできていない。三村(1994)は櫛ヶ峰東方の古期山体(三村, 1988の櫛ヶ峰山体)から誤差が大きいものの 0.4 ± 0.2 Maと 0.5 ± 0.3 MaのK-Ar年代値を報告している。

古期山体噴出物のうち最も新しいと考えられるものは、赤埴山山頂部から南東斜面を広く覆う斜方輝石単斜輝石安山岩質のスコリア流・降下堆積物である(Fig.



第3図 磐梯火山噴出物のテフラ層序 各柱状図の位置はFig. 1に、テフラの特徴はTable 1に示されている

Fig. 3 Tephrastratigraphy of products of Bandai volcano. Section locations are shown in Fig. 1. Characteristics of tephra layers are summarized in Table 1.



第4図 古期山体噴出物最上部, 見祢山火砕堆積物 (*MnS*) の露頭写真 (Loc. 8). *MnS* は岩片支持で粗粒火山灰の基質を持ったスコリア凝灰角礫岩からなる. *HP2*=葉山2火砕堆積物, *Sn-KB*=砂子原-久保田テフラ, *Gms*=土石流堆積物.

Fig. 4 Outcrop of the Mineyama Pyroclastic Deposit (*MnS*) of the uppermost old-stage products at Loc. 8. *MnS* is made up of clast-supported scoria tuff breccia with coarse ash matrix. *HP2*=Hayama 2 Pyroclastic Deposit, *Sn-KB*=Sunagohara-Kubota Tephra, *Gms*=debris flow deposit.

3). この堆積物は古期山体を構成する溶岩流・土石流堆積物の最上位に位置し, かつ葉山2火砕堆積物以降の降下堆積物を挟んだ厚い火山灰土に覆われている. これは千葉ほか (1994) の見祢山スコリア流堆積物に相当するが, 本報では降下堆積物も含まれることから単に見祢山火砕堆積物 (*MnS*) と呼んでおく. 山麓の Loc. 8 では層厚 180 cm で基底部に逆積化構造を持った, 岩片支持で粗粒火山灰の基質を持った単源で非溶結のスコリア流堆積物からなり, 厚さ 35 cm のスコリア細粒火山礫の降下堆積物をその上位に伴っている (Fig. 4). スコリア流堆積物の最大粒径は 80 cm で, 牛糞状の火山弾をしばしば含んでいる. スコリアと基質の粗粒火山灰は高温酸化により, 赤褐色化している部分が多い. 一方, 赤埴山の山頂付近では, 厚さ 10 数 m の赤褐色スコリア流堆積物とスコリア降下堆積物の互層からなり, その一部は強溶結している. 東麓のコア (付録 4) 中にも基底部に厚いスコリア降下堆積物が 2 枚あるが, そのうち上位のものは *MnS* に対比される可能性が大きい.

千葉ほか (1994) は, 寒冷層準を基準にした $\delta^{18}\text{O}$ 層準編年から, *MnS* の噴出時期を約 25 万年前と見積もっている. 一方, *MnS* よりも 40 cm 上位の火山灰土中の外

来降下堆積物 (Fig. 4) が砂子原-久保田テフラ (*Sn-KB*) に対比可能であることが今回明らかになった (付録 1). *Sn-KB* からは, 千葉ほか (1994) による *MnS* の編年年代と良く一致する 0.22 ± 0.05 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代が報告されており (付録 2), 本報でも *MnS* の噴出年代を約 25 万年前としておく. したがって, 古期山体の形成は約 25 万年前以前となり, 三村 (1994) の報告した K-Ar 年代値とは大きく矛盾することはない. *MnS* と上位の葉山2火砕堆積物の間の火山灰土中には, 磐梯火山起源と見られる明らかなマグマ噴火の産物を見いだしていないので, これ以降, 新期火山活動が始まるまで, 磐梯火山は休止期に入っていた公算が大きい.

3.2 葉山2火砕堆積物

本火砕堆積物 (*HP2*) は, 古期山体を覆う火山灰土中に挟まれた斜方輝石単斜輝石デイサイト質火砕物 (Table 1) で, 御岳-奈川テフラ (*On-NG*) と沼沢-水沼テフラ (*Nm-MZ*) の間にある (Fig. 3; 付録 1). 本堆積物は中馬・吉田 (1982) の *HP2*, 千葉ほか (1994) の葉山2b 軽石 (*HP2b*) と同一の堆積物である. 本報では従来の略記号をそのまま使用するが, 地層名としては降下堆

積物と火砕流堆積物の両方が含まれることから新たに再定義した。Loc. 8では基底部に厚さ10cmの基質に白色粘土を持った淘汰の悪い石質細粒火山礫からなる降下堆積物がある。ガラス質の本質物は認められず、マグマ噴火に先行した水蒸気爆発の産物と判断されよう。この上位には厚さ120cmの基質に斜長石の目立つ粗粒火山灰を持つ軽石粗粒火山礫からなる降下堆積物が重なっている。軽石の最大粒径は約10cmで、径5cm以下の安山岩石質岩片を少量含んでいる。千葉ほか(1994)によると大磐梯山の西の古期山体上や1888年崩壊で出現したアバランシュバレー(Nakamura, 1978)の谷壁に露出する軽石流堆積物は、HP2に対比されるらしい。また、鈴木ほか(1995)は、大山-倉吉テフラ(DKP)と阿蘇4テフラ(Aso-4)との層位関係から、HP2の噴火年代を72-83kaと見積もっている。本報でもこれに従い、HP2の噴火時期を7-8万年前としておく。

千葉ほか(1994)は本報のHP2の上位に、HP2と同じ記載岩石学的特徴を持つ軽石を含んだユニットを認め、これを葉山HP2a軽石と呼んでいる。これに相当すると考えられる堆積物は、Loc. 7でもHP2の直上に確認でき、径5cm以下の軽石を多く含む独立したユニットであることは問題ない。しかし、1)この堆積物は基質支持で、軽石間を火山灰土が充填していること、2)軽石よりも明らかに粒径の大きな安山岩の石質岩片が普通に含まれること、3)層厚が側方に急変すること、4)この堆積物の確認できる露頭はいずれも赤埴山の南東斜面上であることが指摘できる。1)から3)の特徴は、明らかにこの堆積物が噴煙中からの降下物ではないことを示しており、4)の事情も考慮すると、山体斜面上で発生したデブリフロー起源の二次堆積物(Gms)と判断できる。含まれる軽石は直下のHP2から取り込まれたもので、直接、噴火に由来したと考えるべき根拠はない。同様な二次堆積物はLoc. 7の周辺で、HP2の下位やこれ以外の層準からも見いだせることや、古期山体噴出物を覆う火山灰土中に不整合や堆積物の欠如がいくつもあることは、山体斜面上で火砕物の再移動がごく普通に発生していたことを物語っている。

3.3 小磐梯噴出物

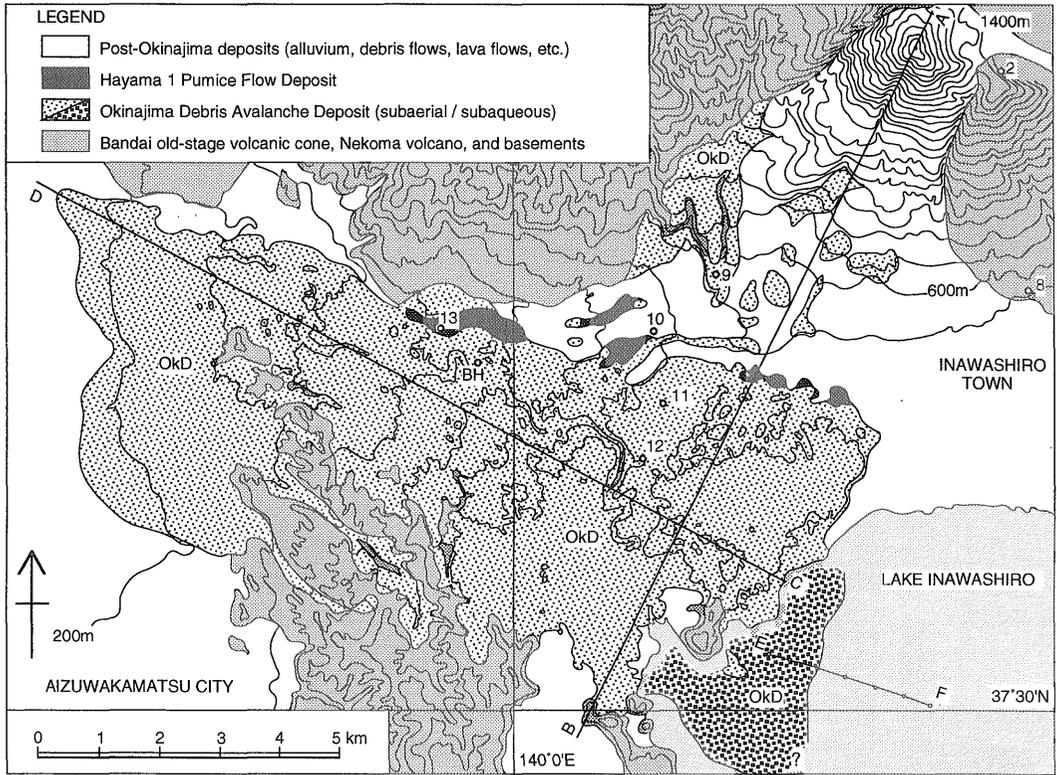
小磐梯山体は、1888年の噴火で崩壊するまで小磐梯山と呼ばれていた山体である。崩壊壁に見られる同山体の残存部は、三村(1988)が記載したように厚さ100mに達する成層した降下堆積物からなり、熱水変質を受けた火砕岩と溶岩の互層からなる古期山体を不整合に覆っている。降下堆積物は発泡の悪い安山岩火山岩塊・火山礫・粗粒火山灰の互層からなり、その厚さと残存部の形

態から火砕丘を構成していたものと見られる。山麓に流れ出た溶岩流は山体の北西側にあり、二つに分岐しながら約2.5km流下している。分岐流のうち東側のものは1888年岩屑なだれ堆積物で被覆されるが、西側のものは溶岩じわや溶岩堤防が明瞭である。小磐梯山体の形成時期について言及した研究はこれまでになく、漠然と大磐梯山体と同時期であろうと見なされてきた(例えば守屋, 1988)。本研究でも小磐梯山体と後述する大磐梯山体の接触関係は、露頭で直接観察しているわけではない。しかし、Yonechi(1987)や米地(1989)による絵画資料を用いた地形復元では、小磐梯山山頂部に複数の突起部の存在が指摘されており、火山地形の新鮮な大磐梯山体よりもやや開析が進んでいたものと推定できる。

小磐梯火山噴出物(KbE)と考えてもよい降下堆積物は、東斜面のLoc. 3(Fig. 3)の露頭やLoc. 4のボーリングコア(付録4)において葉山2火砕堆積物と葉山1火砕堆積物の間の火山灰土中に少なくとも3枚存在する(DKPの上に1枚、下に2枚)。いずれの堆積物も発泡の悪いかんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、Loc. 3の下位のは層厚13cmで細粒火山礫混じりの黒紫灰色粗粒火山灰、上位のは層厚14cmで基質に暗褐色の粗粒火山灰を持つ発泡の悪い多面体型の粗粒火山礫(最大径3.2cm)からなる。発泡の悪い本質岩片からなる堆積物の特徴は、ブルカノ式噴火に由来することを示しており、安山岩質マグマの噴火様式としてはごく普通のことである。また、堆積物の分布が山体の東5kmの範囲に限定されることも、噴火の爆発力がそれだけ小さかったことを暗示している。これらの降下堆積物を小磐梯山体に結びつける直接の根拠はないが、後述するように大磐梯山体は葉山1火砕堆積物よりも若いので、その給源の候補となり得る新期山体は今のところ小磐梯山体以外にはない。KbEの噴出年代は降下堆積物の間にNm-MZとDKPが挟まれているので(Fig. 3; 付録1)、5万年前前後と判断できる。

3.4 翁島岩屑なだれ堆積物

磐梯火山南麓の翁島丘陵から会津若松市の北方にかけて分布する安山岩質の火砕物からなる流れ山地形の顕著な堆積物を翁島岩屑なだれ堆積物(OkD)と呼ぶ(Fig. 5)。この堆積物は水野(1958)、Tanabe(1960)、Fruya(1965)の翁島泥流と同一のもので、これが大磐梯山体で埋積されかけた古期山体上の南開き馬蹄形カルデラを給源とする山体崩壊の産物であることは守屋(1978)により既に示されている。岩屑なだれは、馬蹄形カルデラの最高点(今の磐梯山山頂の北側)から南西に12kmほど流走したところで基盤の山に当たり、ここで大きく西



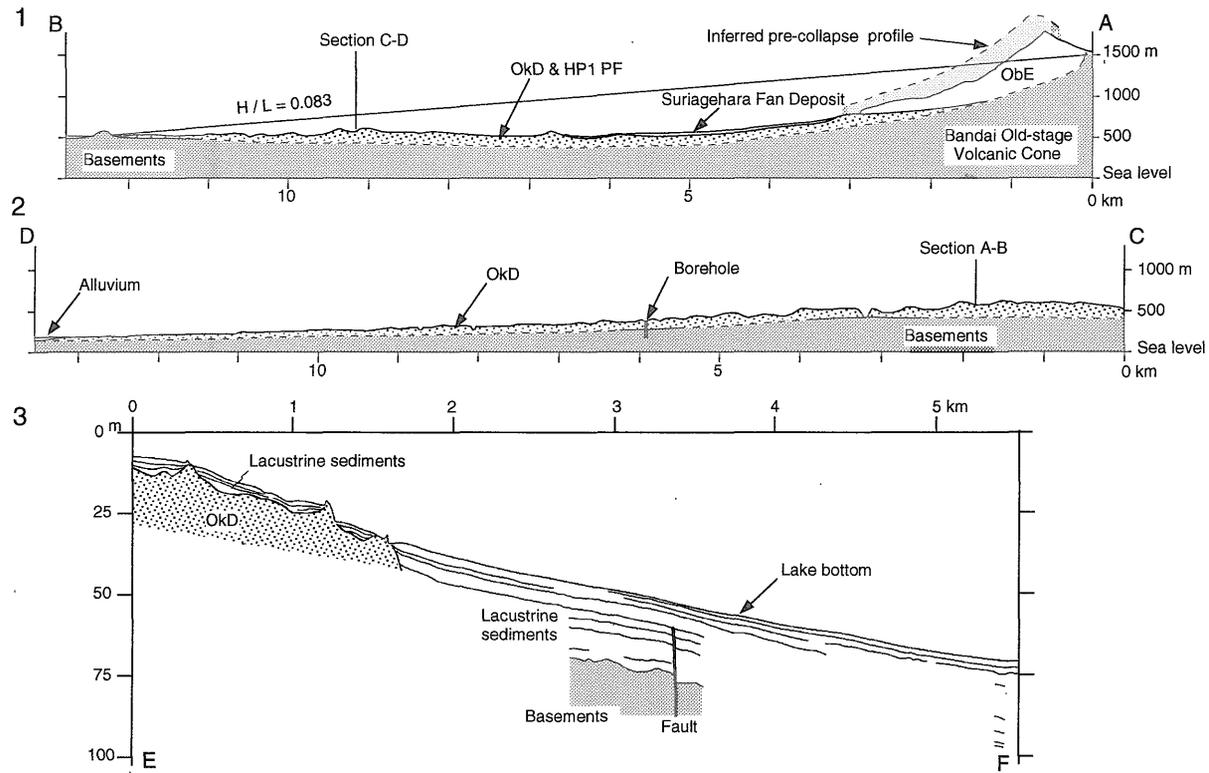
第5図 翁島岩屑なだれ堆積物と葉山1 軽石流堆積物の分布. 数字は露頭地点を示す. A-BとC-Dの実線はFig. 6の地質断面の位置を, E-Fの折れ線は音波探査の測線を示している. BH=ボーリング位置

Fig. 5 Distribution of the Okinajima Debris Avalanche Deposit and the Hayama 1 Pumice Flow Deposit. Numerals indicate the outcrop locations. A-B and C-D lines refer to geologic cross sections and E-F line refers to a seismic profile in Fig. 6. BH=borehole site.

北西に進路を変え, いくつかの基盤の尾根を乗り越えながら西の会津盆地に流れ込み, その先端部は沖積層に覆われている (Fig. 6). 南西方向への到達距離 (L) と高度差 (H) で決まる岩屑なだれのみかけ摩擦係数 (H/L) は 0.083 で, 火山性岩屑なだれの一般的な見かけ摩擦係数 (Ui, 1983) にほぼ等しい (Fig. 6). 同様に, カルデラの最高点と会津盆地での分布限界とを結んで得られる H/L は 0.086 であるので, 到達限界は分布の西縁からそれほど離れたところにはないであろう. 一方, 猪苗代湖に水没した部分については, サイドスキャンソナーによる湖底面状況調査と音波探査から Fig. 5 のような分布が得られた. 音波探査記録では流れ山に相当する表面の突起と比較的明瞭な末端崖を認めることができる. OkD の厚さは Loc. 12 の西側の基盤の露出した川沿いで 60-100 m (流れ山があるため厚さの変化が激しい), 磐梯町の日曹会津工場内のボーリングで 120 m (磐梯町教育委

員会, 1985, p. 13) となっている. これらの地点は分布の中央部であるのでその層厚は最大値に近いものと予想される. ここで, OkD の平均層厚を 50 m とし, 大磐梯噴出物に覆われた馬蹄形カルデラ内にもかなりの堆積物があるとして求めた総面積 85 km² とかけると, OkD の体積は 4 km³ 強となる.

露頭での OkD は, 新鮮なものから熱水変質により白色化したものまでの多様な安山岩からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩で構成されている. 一般に流れ山の内部には, 破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分, すなわち, 粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても, 隣接した岩片同士が同種の岩石からなり, 強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い (Fig. 7). このような部分は岩屑なだれ堆積物の岩塊相 (Ui, 1983; Crandell *et al.*, 1984) に相当するもので, 流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部



第6図 1) 及び2) 翁島岩屑なだれ堆積物 (OkD) の地質断面。ObE=大磐梯噴出物, PF=軽石流, H/L =最大比高/最大流走距離。
3) 猪苗代湖北西岸の音波探査プロファイル。

Fig. 6 1) and 2) Geologic cross sections through the Okinajima Debris Avalanche Deposit (OkD). ObE=Obandai Ejecta, PF=pumice flow, H/L =maximum fall height/maximum travel distance. 3) Seismic profile across the northwestern part of the Lake Inawashiro.



第7図 翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山を切る露頭 (Loc. 12)。露頭の左側は白色もしくは赤褐色の変質した安山岩角礫岩からなり、右側は灰色の安山岩角礫岩から構成されている。この2種の角礫岩は混ざり合わず、破砕後も元の山体の内部構造を保持している。露頭の右端にスケールのための人がいる。

Fig. 7 Cross section through a hummock hill of the Okinajima Debris Avalanche Deposit at Loc. 12. The left part of this outcrop is made up of white or reddish brown altered andesite breccia, and the right part consists of gray andesite breccia; two breccia zones are not mixed and preserve their original stratigraphic relationships after the pulverization. There is a person for scale in the right end of the outcrop.

分があったことを意味している。一方、流れ山間の低地部や岩塊相間の隙間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物のマトリックス相 (Ui, 1983; Crandell *et al.*, 1984) に相当するものである。OkD 分布域の南西部では、OkD の支流が基盤の尾根を乗り越え谷間に入り込んでいる (Fig. 5)、このような部分では OkD 中に大量の基盤岩が取り込まれ、マトリックス相の占める割合が大きくなり、これのみで構成される場合もある。

Loc. 11 付近の OkD の表層直下のマトリックス相には、最大径 25 cm の斜方輝石単斜輝石デイサイトの軽石がしばしば含まれている。この軽石の記載岩石学的な特徴は葉山 2 火砕堆積物 (HP2) と葉山 1 火砕堆積物 (HP1) の軽石のどちらも共通している (Table 1)。しかし、OkD の場合、ここの軽石が単独でマトリックス相中に含まれ、岩塊相を構成していないこと、まれにパン皮上の急冷縁を持つ軽石があり、本質岩片としての特徴を持つことから、崩壊前の山体を構成していた HP2 に由来するものとは考えにくい。OkD は Loc. 10 や Loc. 13 で後述する HP1 の軽石流堆積物と土壌の挟みなしで接触し、これと指交している (Fig. 3)。したがって、マトリックス相中の軽石は HP1 から取り込まれたもので、これらの事実は OkD の山体崩壊と HP1 の軽石噴火が同時に起きたことを意味している。これについては 4.1 章で再び取り上げることにする。

吉田・鈴木 (1981) と中馬・吉田 (1982) は、かつて

OkD を翁島火山泥流堆積物と頭無火山泥流堆積物に区分し、その分布を示している。彼らによれば両者は類似した岩相から構成されるものの、風化の程度に違いがあり、後者の方が比較的新鮮な安山岩片からなるとされている。しかし、両者の接触関係があるとされた東電第一発電所取水口の日橋川右岸の露頭では、新鮮な安山岩岩片からなる岩塊相と熱水変質を受けた安山岩岩片からなる岩塊相が重なるだけで両者の間には土壌などの挟みはなく、異なる二つの堆積物があるわけではない。また、1990 年には磐越自動車道の工事に伴い OkD 分布域に多数の好露頭が現れたが、やはり OkD の内部に時間間隙を示すような証拠は確認できなかった。

3.5 葉山 1 火砕堆積物

本堆積物 (HP1) は、DKP と始良 Tn テフラ (AT) の間の火山灰土中にある斜方輝石単斜輝石デイサイト質火砕物 (Table 1) からなる。本堆積物は中馬・吉田 (1982) で HP1、千葉ほか (1994) で葉山 1b 軽石 (HP1b) とされた降下堆積物と同一のものである。また、小荒井ほか (1994) は OkD と指交する更科軽石流堆積物を HP1 に対比しているが、本報でもこれに従う (詳細は 4.1 章)。したがって HP1 には降下堆積物と火砕流堆積物の両方が含まれることから、地層名を新たに再定義した。千葉ほか (1994) の葉山 1a 軽石は、HP2 の項で記述したように、HP1 の再堆積物であると考えられる。鈴木ほか (1995) は、DKP と AT との層序関係から、HP1 の噴出年代を 30-46 ka と見積もっている。

第1表 磐梯火山に分布するテフラの特徴.

Table 1 Characteristics of tephra layers in Bandai volcano.

Unit	Sample	Loc. type	Mineral composition	Refractive index mode			
				Glass (n)	Opx (g)	Hb (n2)	Cum (n2)
Nm-NK	BAN110	2 FA	Hb > Opx; Qz	1.500-1.501 (80%)	1.707-1.709 (80%)	1.673-1.675 (80%)	
AT	BAN303	3 FA	bubble-wall glass only	1.498-1.501 (100%)			
Bn-HP1	BAN108	7 FA	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)		
	BAN301	10 PF	Opx > Cpx	1.502-1.505 (90%)	1.714-1.717 (90%)		
	BAN302	11 DAM	Opx > Cpx	1.506-1.507 (90%)	1.714-1.716 (80%)		
DKP	BAN305	3 FA	Hb > Opx > Bt	1.503-1.509 (60%) 1.499-1.502 (40%)	1.702-1.705 (80%)	1.675-1.684 (100%)	
Nm-MZ	BAN107	7 FA	Hb > Cum > Bt, [Opx]; Qz	1.499-1.500 (80%)	[1.703-1.716 (100%)]	1.669-1.672 (70%)	1.657-1.660 (60%)
Bn-HP2	BAN201	7 FA	Opx > Cpx	1.506-1.508 (80%)	1.714-1.717 (80%)		
On-NG	BAN104	8 FA	Hb > Opx, [Cpx, Bt]	1.504-1.505 (60%)	1.713-1.718 (90%)	1.679-1.682 (70%)	
Sn-KB	BAN103	8 FA	Bt, [Cum]; Qz	1.496-1.499 (100%)			

FA=降下堆積物, PF=軽石流, DAM=岩屑なだれ堆積物の基質相, Cpx=単斜輝石, Opx=斜方輝石, Hb=普通角閃石, Cum=カミントン閃石, Bt=黒雲母, Qz=石英, []=微量成分.

FA=fallout, PF=pumice flow, DAM=debris avalanche matrix facies, Cpx=clinopyroxene, Opx=orthopyroxene, Hb=hornblende, Cum=cummingtonite, Bt=biotite, Qz=quartz, []=minor component.

HP1の降下堆積物は、Loc. 4で層厚85cmの逆級化層理の顕著な軽石粗粒火山礫からなる。軽石の最大粒径は6.5cmで、軽石間を斜長石等の遊離結晶片からなる粗粒火山灰がまばらに埋めている。また、基底部の厚さ数cmの部分は結晶片が多い灰色の粗粒火山灰のみから構成されている。降下堆積物の分布主軸は、すでに千葉ほか(1994)が指摘しているように東南東である。

磐梯火山の南西麓には、OkDの流れ山間の低地を埋めるようにして、層厚4m以下の軽石流堆積物が分布する(Fig. 5)。この堆積物はやや固結した結晶片に富む粗粒火山灰の基質を持つ火山礫凝灰岩で、径50cm以下の軽石がレンズ状に濃集した粗い成層構造をつくっている。脱ガスパイプはごく普通に認めることができる。異質岩片としては径5cm以下の安山岩がまばらに含まれる程度で、量はあまり多くない。OkDとの層序関係はLoc. 13で確認でき、ここでは本堆積物が間に土壌を挟むことなく、直接OkDを覆っている(Fig. 3)。また、Loc. 10では、軽石流堆積物を層厚120cmの塊状で基質支持の凝灰角礫岩が覆っている(Fig. 8)。この凝灰角礫岩には岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相が認められないものの、各種の変質を受けた多様な安山岩岩片から構成され、本質岩片が見いだせない。したがって、軽石流堆積物を覆うこの凝灰角礫岩は、軽石噴火の直接の産物ではなく、これに伴った山体崩壊に由来する流れの縁辺

相であろう。同様の層序関係は山側のLoc. 9でも観察でき、ここでは岩塊相を含む2層の岩屑なだれ堆積物の間に、層厚10-40cmでサンドウェーブ層理の発達した、軽石細粒火山礫混じりの粗粒火山灰-細粒火山灰互層が挟まれている(三村ほか, 1996)。この火砕サージ堆積物と山麓の軽石流堆積物の直接の関係は露頭で確認していないものの、どちらの産状もOkD山体崩壊時に軽石を噴出する爆発的噴火が同時に起きたことを意味している。

3.6 大磐梯火山噴出物

大磐梯山体はOkD山体崩壊の後の馬蹄形カルデラ内に形成された、安山岩質の成層火山体である(Fig. 1)。この山体は平滑な表面を持つ円錐形の山頂部と、南から南西方向に流下した厚い複数の溶岩流で構成されている(Fig. 2)。山頂東側の崩壊壁には、八島(1981)が記載したように発泡の悪い安山岩岩片からなる粗粒降下堆積物とこれにアバットする厚い溶岩が露出しており、これらは火砕丘と火口を満たした溶岩流であると見られる。火山斜面上に認められる溶岩流は、末端崖によってその輪郭が容易にたどれるものの、その上面は平滑で、溶岩じわや溶岩堤防などの微地形は顕著ではない。したがって、これらの溶岩流は新しい噴出物やその二次堆積物に薄く覆われていると考えられ、実際に露頭では溶岩流の上位に安山岩質の粗粒火山灰が重なるのが観察される。

中馬・千葉 (1984) はこの粗粒火山灰中の木片から $23,660 \pm 890$ y.B.P. の ^{14}C 年代値を報告しており、これは大磐梯山体の活動末期の年代を示すものであろう。

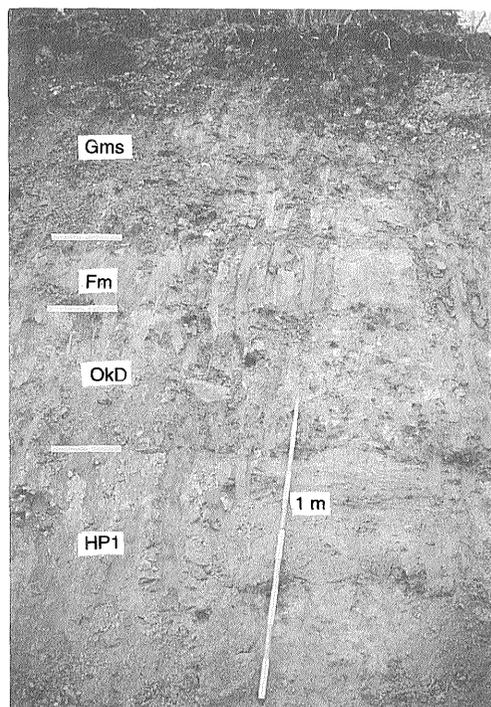
火山灰層序から大磐梯火山噴出物 (ObE) と見られる降下堆積物は、東斜面の Loc. 3 やその周辺の露頭で HP 1 と AT の間に 2 枚、その存在が確認できる (Fig. 3)。AT よりも上位には、磐梯火山起源と見られる本質火砕堆積物は見いだしていない。ObE とした降下堆積物は、どちらも発泡の悪いかんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、Loc. 3 の下位のものは層厚 38 cm で最大径 3.2 cm の火山礫の混じった黒紫灰色粗粒火山灰、上位のものは層厚 6 cm で最大径 2.2 cm の多面体型黒灰色火山礫で構成されている。発泡の悪い本質岩片からなる堆積物の特徴は、ブルカノ式噴火に由来することを示しており、安山岩質マグマの噴火様式としてはごく普通のことである。特に ObE の下位の降下堆積物は東斜面上で良く追跡でき、大磐梯山頂に向かって層厚が急増するものの、堆積物の分布自体は山体の東 5 km 程の範囲に限定されており、噴火の爆発力がそれだけ小さかったものと考えられる。

三村 (1988) は、大磐梯山体形成途上で山頂を含む部分が南西に向かって山体崩壊 (頭無崩れ) を起こしたと考えている。しかも崩壊で生じた馬蹄形カルデラは新たに噴出した溶岩流で埋めもどされたものとされている。もし仮に山頂から岩屑なだれが発生したとすれば、火山性岩屑なだれの常識的なみかけ摩擦係数 (H/L 比で 0.06 から 0.18; Ui, 1983) からして、Loc. 10 のような山麓部の各地にその堆積物が存在するはずである。次項で示すように OkD の上位には小規模な山体崩壊堆積物が分布するものの、その発生時期は大磐梯山体の活動期よりも新しく、頭無崩れに対応する山体崩壊堆積物はその存在を露頭で確認していない。

3.7 磨上原扇状地堆積物

大磐梯山体の火山斜面の麓には、ほとんど開析を受けていない新しい扇状地が発達する (Fig. 1)。これは主として 3 本の沢から流出した堆積物からなる複合扇状地で、翁島岩屑なだれ堆積物の流れ山を避けるように分布している。小規模な岩屑なだれ堆積物や土石流堆積物以外に、成層した砂やシルトを挟んでおり、本報ではこれらを磨上原扇状地堆積物として一括した。本堆積物は Furuya (1965) の Sunagawa alluvial cone, 吉田・鈴木 (1981) の磨上原泥流堆積物・砂川層, 中馬・吉田 (1982) の上部磨上原火山性泥流堆積物・砂川層にほぼ相当している。吉田・鈴木 (1981) は本堆積物中から AT を見いだしている。

Loc. 10 の本堆積物は、層厚 30-40 cm の木片を含んだ塊状の砂質シルト (Fm) とこれを覆う層厚 2.5-3 m の固結度の低い塊状の安山岩角礫 (Gms) からなり、HP1 の軽石流堆積物を覆っている (Fig. 8)。上位の塊状角礫 (Gms) は粘土分や取り込まれた木片の多い淘汰の悪い基質を持ち、極めて淘汰が悪く、堆積構造を欠く。角礫の最大粒径は約 2 m で、色調や斑晶量が異なる多様な安山岩が含まれている。塊状角礫中に岩屑なだれ堆積物の岩塊相のような山体構成物の破片は認めることができないものの、堆積物の特徴は岩屑なだれ堆積物のマトリックス相に良く似ている。したがって、この堆積物は大磐



第 8 図 葉山 1 軽石流堆積物 (HPI)、翁島岩屑なだれ堆積物 (OkD) と磨上原扇状地堆積物の層序関係 (Loc. 10)。HP1 は古土壌や非火山性堆積物を挟むことなく基質支持の多源角礫岩 (OkD) に覆われている。一方、磨上原扇状地堆積物は炭質物に含む塊状シルト (Fm) と 14 ka の小規模な岩屑なだれ堆積物 (Gms) で構成されている。

Fig. 8 Stratigraphic relationships among the Hayama 1 Pumice Flow (HPI), Okinajima Debris Avalanche (OkD), and the Suriagehara Fan Deposit at Loc. 10. The HPI is covered by matrix-supported polymict breccia without paleosol or non-volcanic sediments between two units. The Suriagehara Fan Deposit consists of massive silt (Fm) and a 14-ka minor debris avalanche deposit (Gms).

梯山体上で起きた何らかの斜面崩壊の産物で、デブリフローとして扇状地上を流下したものと考えられる。塊状角礫の基質に含まれる木片からは14,190 y.B.P. (BN-204)と14,380 y.B.P. (BN-205)の2つの¹⁴C年代値を得ており (Table 2), 大磐梯山体活動終了後の侵食期にいずれかの沢の谷頭部が小規模に崩壊して発生した可能性が大きい。ほぼ同様の層序関係はすぐ山側の Loc. 9でも確認されているが (三村ほか, 1996), 露頭が乏しくこの堆積物が扇状地上でどの程度の広がりをもつものなのかは確認できていない。このほか, 扇状地堆積物の末端付

近では, 高密度洪水流堆積物と見られる粗粒砂の基質を持った岩片支持の安山岩火山円礫岩や連続性の悪い平行層理を持った安山岩礫混じり粗粒砂や, オーバーバンクと見られる植物遺骸の多いシルトが多くなり, このような部分が「砂川層」と呼ばれていた。

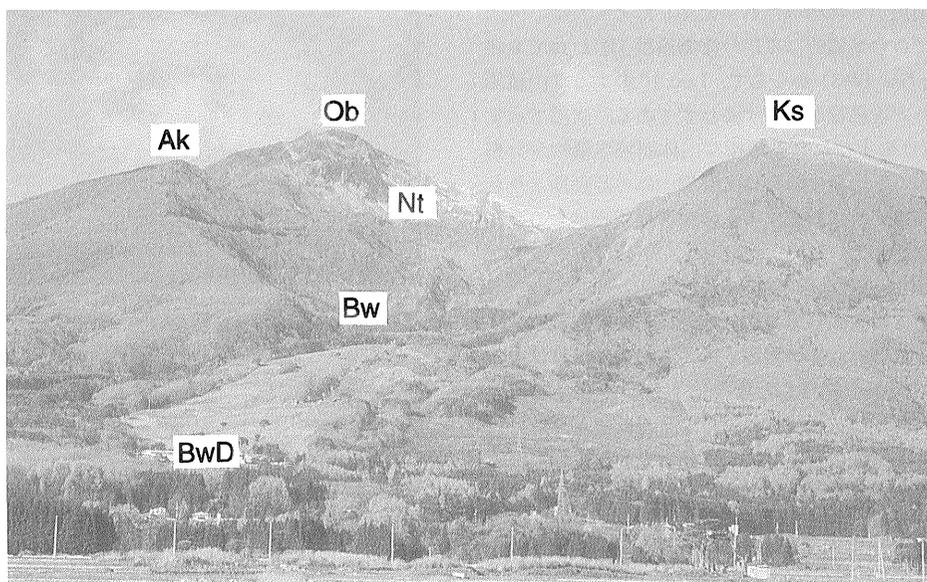
3.8 琵琶沢岩屑なだれ堆積物

磐梯火山東麓に分布する安山岩質の火砕物からなる流れ山地形を持った堆積物を琵琶沢岩屑なだれ堆積物 (BwD) と呼ぶ (Fig. 1)。長瀬川兩岸の堆積物表面は, 耕地整理により著しい改変を受け現在は平坦化しているが, 1947年撮影の空中写真では多数の流れ山が観察可能である。この堆積物は Tanabe (1960), Fruya (1965) の Biwazawa mudflow と同一のもので, 大磐梯山体の山頂から東に開いた崩壊壁 (Fig. 9) が給源であることはすでに指摘されている。BwDは1888年崩壊壁にも分布が認められることから (Fig. 1), このときの崩壊では小磐梯山もその南東側が崩れ落ちたらしい。大磐梯山頂から東麓の分布限界とを結んで得られる H/L は0.19で, 火山性岩屑なだれにしては流動性が低い部類に属している。また, BwDの厚さは1888年崩壊壁で20m前後, Loc. 4のボーリング地点で7m (付録4), Loc. 5の長瀬川沿いで約9mである。平均層厚を9mとし, これに分布面積11.6 km²をかけると, BwDの体積は0.1 km³程

第2表 磐梯火山噴出物に含まれる木片の¹⁴C年代。分析試料の詳細は付録3を参照のこと。

Table 2 ¹⁴C ages of wood fragments within products of Bandai volcano. Details of samples are shown in Appendix 3.

Sample	Locality	-δ C ¹⁴	Age in Year B.P.
BN-101	Loc. 5	269 ± 8	2,520 ± 80
BN-102	Loc. 5	281 ± 8	2,650 ± 80
BN-204	Loc. 10	829 ± 4	14,190 ± 190
BN-205	Loc. 10	833 ± 4	14,380 ± 190
BN-206	Loc. 4	614 ± 8	7,650 ± 170



第9図 東から見た磐梯火山。Ob=大磐梯山, Ak=赤埴山, Ks=櫛ヶ峰, Nt=沼の平, Bw=琵琶沢, BwD=琵琶沢岩屑なだれ堆積物。

Fig. 9 Eastern view of Bandai volcano. Ob=Mt. Obandai, Ak=Mt. Akahani, Ks=Mt. Kushigamine, Nt=Numanotaira, Bw=Biwazawa, BwD=Biwazawa Debris Avalanche Deposit.

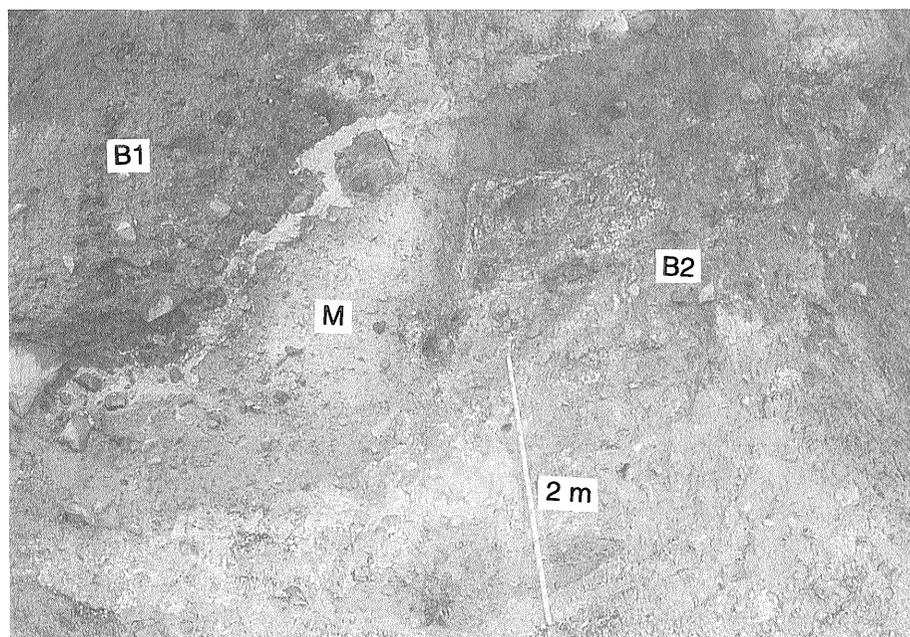
度となる。この値は1888年岩屑なだれ堆積物の1/10以下で、他の火山性岩屑なだれ (Ui, 1983) と比較してもその規模はかなり小さい。

長瀬川沿いの Loc. 5 では、現河床とほぼ同じ高さにある円礫層を覆う BwD の好断面が露出する。BwD の基底部分には厚さ 50-60 cm の混成礫混じり粘土があり、淘汰の悪い砂質粘土の中に、様々な安山岩の円礫・角礫や木片が取り込まれている。しかも、母材の異なる碎屑物がつくる縮状組織が顕著で、非常に不均質な内部構造を持っている。この上位には厚さ 9 m 弱の BwD の主要部分を構成する安山岩角礫が重なり、最上部には厚さ 10 cm 程度のクロボク土が載っている。主要部の角礫層は新鮮な安山岩や熱水変質により白色化した安山岩で構成されるが、露頭内において同種の岩片が集まり独立した塊、すなわち岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相をつくっている (Fig. 10)。新鮮な安山岩からなる部分では個々の破碎岩片が露頭から取り出せるものの、熱水変質が進行した部分はハンマーのピックでこすると岩片が砂状に崩れてしまう。BwD も縁辺部では無淘汰で基質支持の多源角礫岩、すなわちマトリックス相が卓越し、岩

屑なだれ堆積物としての特徴が曖昧になってくる。

Loc. 5 の BwD 基底部分の木片からは 2,520±80 y.B.P. (BN-101) と 2,650±80 y.B.P. (BN-102), Loc. 4 のボーリングコア中の BwD 直下の古土壌からは 7,650±170 y. B.P. (BN-206) の ^{14}C 年代値が得られた (Table 2)。東麓の BwD 分布域からは、BwD から直接採取された木片かどうか必ずしも明らかではないが、2,270-2,620 y.B.P. に良くまとまった 8 個の ^{14}C 年代値が報告されている (山田, 1988)。これらの値は今回の年代値と良く一致しており、いずれも BwD の堆積年代を示しているものとの解釈が可能で、すべての平均を取るとその年代はほぼ 2.5 ka となる。一方、小元 (1982) は長瀬川沿いの BwD の露頭から 1,360±90 y.B.P. の ^{14}C 年代値を報告しているが、この値は今回の年代値よりも有意に若い。堆積物の認定に大きな誤りがあるとも考えられず、年代値のずれの理由は明らかではない。

三村 (1988) は大磐梯山東面の山体崩壊を沼ノ平崩れと呼び、さらにその崩壊堆積物 (沼ノ平岩屑なだれ堆積物) が琵琶沢谷頭で崩壊 (琵琶沢崩れ) を起こし、山麓の扇状地に展開したと考えている。すなわち、三村は山



第 10 図 長瀬川沿いに露出する琵琶沢岩屑なだれ堆積物 (Loc. 5)。B1=新鮮な安山岩岩片からなる岩塊相、B2=熱水変質を受けた安山岩岩片からなる岩塊相、M=基質支持の多源角礫岩からなる基質相。

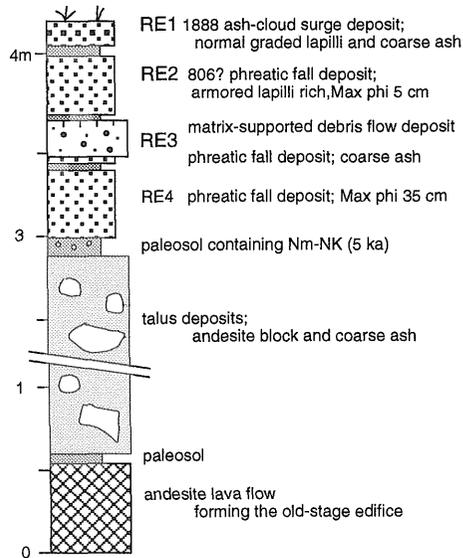
Fig. 10 Outcrop of the Biwazawa Debris Avalanche Deposit along the Nagase River (Loc. 5). B1= block facies of fresh andesite breccia, B2=block facies of hydrothermal altered andesite breccia, M=matrix facies of polymict matrix-supported breccia.

頂部の沼ノ平を構成する堆積物と山麓扇状地を構成する堆積物 (Fig. 9) を別の崩壊イベントの産物にとらえている。しかし, Loc. 4 の山麓扇状地上で行ったボーリングコアからは, 古期山体の上位に山体崩壊堆積物と見なせるものは BwD の 1 枚だけしか見つからない (付録 4)。したがって, 沼ノ平の堆積物と山麓扇状地の堆積物を別の崩壊イベントとする根拠はなく, 琵琶沢谷頭部の急崖も 1 回の崩壊イベントのなかで形成された可能性が大きい。また, コア中の DKP と HP2 の間にある厚さ約 13 m の扇状地堆積物の存在は (付録 4), 馬蹄形に見える琵琶沢の地形そのものが河川の浸食で形成されたことを物語っている。テフラ層序から判断すると琵琶沢の形成時期は 6-7 万年前であり, BwD は既存の谷地形の上部斜面が崩壊して発生したらしい。

3.9 最新期噴出物

ここで言う最新期噴出物は, 5.0 ka の沼沢-沼沢湖テフラ (Nm-NK) よりも上位にある磐梯山起源の噴出物で, Loc. 1 や Loc. 2 周辺の山頂部においてその存在が確認できる。AT と Nm-NK の間の火山灰土からは, 明らかな磐梯火山起源の噴出物を見いだしていない。ただし, これはこの間に噴火がなかったことを直ちに意味するものではなく, 氷期等の影響により山岳部で小規模テフラが保存される環境になかった可能性が大きい。

Loc. 2 の赤埴林道終点の露頭では, 最大径 3 cm の斜方輝石角閃石デイサイト軽石 (Nm-NK) を含むクロボク土の上位に, 最新期堆積物を 4 層 (RE1-RE4) 確認できる (Fig. 11)。この 4 層の堆積物はすべて熱水変質を被った各種の安山岩片で構成されており, 本質物は見いだせず, 水蒸気爆発の産物と判断される。最下位の RE4 は, 最大径 35 cm の安山岩岩塊を含んだ層厚 40 cm の黄褐色の塊状細粒火山礫-粗粒火山灰からなり, 下面に岩塊がめり込んだサグ構造を持っている。粗粒の岩片が混じって淘汰は比較的悪いものの, 基質に細粒火山灰は含まれず, 降下堆積物であると判断される。RE3 は厚さが 3-4 cm の淘汰の良い粗粒火山灰とこれを覆う層厚 22 cm で最大径 18 cm の安山岩岩塊を含む粘土分の多い基質支持の淘汰不良, 黄灰色火山灰で構成されている。下部の火山灰は降下堆積物と考えられるが, 上部の堆積物はデブリフローの特徴を持っており, 1888 年噴火に伴ったラハールと類似する。RE2 は層厚 35 cm で最大径 5 cm の岩片を含む淘汰の良い黄褐色細粒火山礫からなり, 含まれる火山礫には細粒火山灰の皮殻をもったもの (armored lapilli) が多い。最上部の RE1 は層厚 15 cm の正級化構造が明瞭な細粒火山礫-粗粒火山灰からなり, 1888 年噴火に伴う火砕流堆積物 (中村・グリッケン,



第 11 図 赤埴林道終点でのテフラ層序 (Loc. 2)。5.0 ka の沼沢-沼沢湖テフラを含む古土壌の上位に, 水蒸気爆発で形成された最新期噴出物が 4 層 (RE1-4) 確認できる。

Fig. 11 Stratigraphic section at the terminal of the Akahani Forest Road (Loc. 2). There are four recent phreatic deposits (RE1-4) above paleosol containing the 5.0-ka Nm-NK Tephra.

1988) である。Loc. 2 のすぐ北西の沼ノ平では, BwD の上位に土壌を挟んで RE2 と RE1 が重なっており, テフラ層序的には BwD と RE3 が同一層準にあることが指摘できる。また, Loc. 2 の北西の旧火口 (Fig. 1) は BwD の上にあること, この火口に向かって RE2 が粗粒・厚層化することから, RE2 噴火で形成されたことは確実である。すでに述べたように BwD は ^{14}C 年代から 2.5 ka となることから, RE2 の噴火年代はこれと 1888 年噴火のほぼ中間の頃, すなわち 806 年 (同和元年) の噴火記録 (Sekiya and Kikuchi, 1890) 前後である可能性が大きい。

最新期の水蒸気爆発で形成されたと考えられる新鮮な火口地形は, 磐梯山西側の中ノ湯付近 (Loc. 1) にも多数認めることができる (Fig. 1)。火口の縁にあたる Loc. 1 では層厚 8 cm の 1888 年噴出物の下位に, 径 60 cm 以上の熱水変質を受けた安山岩岩塊を含む黄白色から黄褐色の粘土分の多い基質を持った層厚 20-100 cm の粗粒火山灰が, 間にクロボク土を挟んで 3 層確認でき, それぞれ Loc. 2 の RE2-4 と対比可能である。水蒸気爆発の規模と堆積物の分布を考えると, Loc. 1 と Loc. 2 の両方

に見られる堆積物が、それぞれ一つの火口からもたらされたとするのにはかなりの無理がある。むしろ 1888 年噴火のように西北西-東南東方向の噴火割れ目が山の両側に走ったため、沼ノ平と中ノ湯の双方に堆積物が分布するのであろう。

4. 考 察

4.1 翁島岩屑なだれの発生と関連する噴火活動

OkD の山体崩壊がマグマ噴火を伴ったことは、1) OkD が軽石流堆積物と土壌の挟みなしで接触し、これと指交すること、2) OkD のマトリックス相中にデイスait軽石の本質岩片が含まれることから明らかになった。OkD と指交する軽石流堆積物は更級軽石流と呼ばれるもので、HP1 に対比されてきた (小荒井ほか, 1994; 木村ほか, 1995)。記載岩石学的な本質岩片の特徴は HP1 と HP2 とで区別できず (Table 1)、これだけをもって軽石流と降下軽石の対比を行うことはできない。しかし、1) OkD の崩壊壁には二次堆積物に挟まれて HP2 が露出すること (千葉ほか, 1994; 小荒井ほか, 1994)、2) OkD は Nm-MZ の降下堆積物の分布主軸下にあり、10 cm 前後の堆積物の存在が期待されるにもかかわらず (鈴木・早田, 1994; 山元, 1995)、OkD の上位の火山灰土から Nm-MZ が検出できないことは、OkD と指交する軽石流が HP1 であることを示唆している。それゆえ、本報でも軽石流の対比は小荒井ほか (1994) と木村ほか (1995) に従った。Siebert (1984) は発生要因が火山活動であることが解っている岩屑なだれを調べ、山体崩壊発生前後の火山活動状況を類型化した。そして、マグマ噴火に伴って山体崩壊が起こるものをベズイミアニ型、本質物が放出されないものを磐梯型と呼び、両者を区別している。OkD の事例は明らかに前者に属するものであり、磐梯火山においても過去にベズイミアニ型の山体崩壊が発生していたことになる。ベズイミアニ型の岩屑なだれとして最も良く解っている事例としては、セントヘレンズ火山の 1980 年崩壊がある。これは粘性の高いマグマの貫入に伴って、山体の一部が変形・崩壊し岩屑なだれを発生させたもので、崩壊による減圧でマグマの発泡・破碎を引き起こし、プリニー式噴火を伴った (Voight *et al.*, 1983)。OkD の山体崩壊も、セントヘレンズ火山の事例と同じく岩屑なだれ堆積物中に本質岩片が含まれることから、デイスaitマグマの貫入による旧期山体の不安定化と山体崩壊によるマグマの減圧発泡が起きたものと考えられよう。ただし、セントヘレンズ火山の 1980 年崩壊ではマグマ噴火の開始時に、プラストと呼ばれた高速の火砕流が発生し、岩屑なだれの

堆積域よりもはるかに広い被災域を生じたが (Kieffer, 1981; Hoblitt *et al.*, 1981)、磐梯火山の南麓では OkD 上やその周辺でプラストに対応するものは見いだしていない。また、HP1 噴火に引き続いて馬蹄形カルデラ内に溶岩円頂丘のようなデイスaitの山体が形成されたのかも、現在では安山岩質の大磐梯山体に被覆されるため明らかではない。

4.2 806 年噴火の歴史記録の解釈

日本噴火史 (震災予防調査会, 1918) に記載されている磐梯火山 806 年 (大同元年) の噴火は、今の磐梯町にあった恵日寺建立の経緯として記録されている。『新編会津風土記』中の恵日寺縁起によれば、「磐梯山はもと病悩山といって魔性がすみ、いつもたたりをなし、耕作に害をなしていた。のみならず、山麓には民家がたくさんあったのに、大同元年、にわかにならぬ一大湖になってしまった。」と記されている (磐梯町, 1985, p.166)。すなわち、恵日寺は磐梯山の怒りを鎮めるために翌大同 2 年に徳一 (『新編会津風土記』では空海とされている) が創建したもので、806 年にならぬ地質災害が磐梯山周辺で起きたと見て問題ないであろう。Sekiya and Kikuchi (1890) はこれ以外にも 806 年異変に関連したいくつかの言い伝えを記述しており、これらをまとめると当時の異変は、山麓への降灰と猪苗代湖岸の集落 (月輪郷と更級郷) の冠水の二つの事件であったことが読みとれる。

記録にある 806 年噴火の噴出物と考えてもテフラ層序的に問題のない堆積物は、山頂部の沼ノ平周辺 (Loc. 2) や中ノ湯周辺 (Loc. 1) に分布している (Fig. 11 の RE 2)。この堆積物は水蒸気爆発による降下堆積物で、その層厚は山頂部で数 10 cm を超えており、山麓でも堆積物として保存されるほどではないにせよ降灰はあったものと予想される。しかし、山頂で起きた水蒸気爆発だけで湖岸の集落の冠水を説明するのは不可能で、なにか別のイベントがあったと考えた方が良いであろう。日本噴火史 (震災予防調査会, 1918) では田中子爵著『湖沼ノ研究』からの引用として、806 年噴火により噴出物が南西山麓の日橋川をせき止めて今日の猪苗代湖ができたとの解釈が載せられている。しかし、この説が誤りであることは猪苗代湖周辺の第四紀湖成層の年代 (鈴木, 1988) や、南西麓の湖のせき止め堆積物が OkD であり、806 年噴出物ではないことから明らかである。したがって、湖岸の集落が冠水するためには、1) 地殻変動による湖岸の沈降や 2) 地震時の液状化による湖岸の冠水の二つが最も考えやすい。しかし、806 年噴火と見られる堆積物は水蒸気爆発の産物であり、マグマの浅所活動による地殻変動を伴ったとは考えにくい。また、猪苗代湖の東岸に

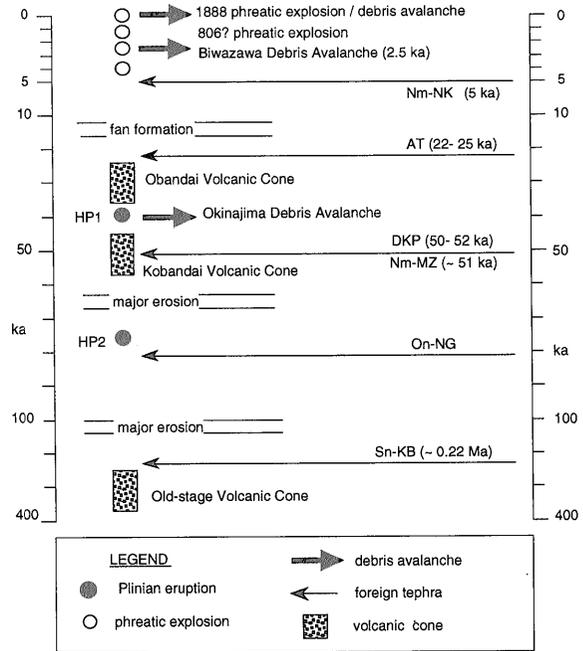
ほぼ南北に走る確実度Ⅱの活断層、川桁山断層があるが、断層沿いの扇状地や河川段丘に変位は認められず(活断層研究会編, 1991, p. 149), これに伴う変動があったとも考えられない。一方、記述のある月輪の地名は現在も磐梯山南東麓の長瀬川のデルタ地帯にあり、地震時に液状化の起こり易そうな場所である(ただし、更級の地名は翁島丘陵の上であり、被災後移転したのかもしれない)。1888年の水蒸気爆発でも、噴火の最初期にかなり強い地震が発生しており(Sekiya and Kikuchi, 1890), その規模はM5程度と推定されている(Okada, 1983)。したがって、806年の噴火もかなりの地震活動を伴っていた可能性が大きく、湖岸集落の冠水事件はこれによってもたらされたのであろう。

4.3 テフラ層序から見た1888年噴火

1888年7月15日の噴火は山体崩壊の歴史事例として、非常に有名である。しかし、守屋(1980)が指摘しているように、噴火自体はごく普通の水蒸気爆発にすぎず、たまたま火山体が急峻不安定であったため地滑り的大崩壊が起こり、そのため一見大噴火が起こったかのように見えている。堆積物として記録が残った水蒸気爆発は1888年噴火も含めて、Nm-NKの飛来後、最近5千年間で4回発生しており(Fig. 11), 1100-1700年に1回の割合で起きたことになる。噴火地点は山頂部東側の沼ノ平から西側の中ノ湯にのびる西北西-東南東方向のゾーンに集中しており、1888年噴火もここで起き、ゾーンの北側が山麓に崩れ落ちている。しかも、1888年に崩壊した小磐梯山の南東側は、規模は小さいながら2.5kaにも山体崩壊を起こし、東山麓に琵琶沢岩屑なだれを堆積させている。このように見ていくと、1888年噴火の様式は磐梯火山の最近5千年間の活動のなかで特殊なものではなく、今後も繰り返し発生しうる性格のものである。

5. ま と め

磐梯火山の堆積物をテフラ層序と¹⁴C年代値から検討し、次の噴火活動史を確立した(Fig. 12)。磐梯火山のかなりの部分を占める古期山体の活動は約25万年前の見祢スコリア噴火を最後に終了し、これ以後17-18万年間の活動休止期があった。磐梯火山の新期活動は7-8万年前にデイサイト質の葉山2火砕物を堆積させたプリニー噴火をもって再開する。約5万年前には古期山体の北側でブルカノ式噴火と溶岩流出が繰り返され、安山岩質の小磐梯山体が成長した。約4万年前には葉山1火砕堆積物をもたらしたデイサイトマグマが古期山体内に浅所貫入し、山体崩壊が起きて南麓に翁島岩屑なだれを堆積させた。崩壊跡地の馬蹄形カルデラ内ではしばらくすると



第12図 磐梯火山の噴火史。
Fig. 12 Eruptive history of Bandai volcano.

ブルカノ式噴火と溶岩流出が始まり、安山岩質の大磐梯山体が形成されたが、ATが飛来する頃には成長を停止している。磐梯火山ではこの後の約2万年間にマグマ噴火は記録されておらず、水蒸気爆発だけが起きている。堆積物として記録が残った水蒸気爆発は1888年噴火も含めて、最近5千年間で4回発生しており、その再来周期は1100-1700年である。また、山体崩壊は1888年以前の2.5kaにも小磐梯山の南東側で発生し、東山麓に琵琶沢岩屑なだれを堆積させている。

謝辞 本報告は平成2-6年度に行った科学技術振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」の成果の一部をまとめたものである。磐梯山の地質一般に関しては地質調査所地質部の三村弘二さんに、福島県立猪苗代高校の千葉茂樹さんには露頭やテフラの位置について現地でご教示いただいた。また、学会講演の際には、宇都宮大学の中村洋一さん、福島大学の木村純一さん、東京都立大学の鈴木毅彦さん、環境庁(前国土地理院)の小荒井 衛さん、国土地理院の星野 実さんに御討論いただいた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- 磐梯町教育委員会(1985) 磐梯町史. 磐梯町, 586p.
- 中馬教允・千葉茂樹 (1984) 磐梯山・押立溶岩上位の灰色火山灰の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(153)—. 地球科学, **38**, 440-442.
- 中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 3, 21-32.
- 千葉茂樹・木村純一・佐藤美穂子・富塚玲子 (1994) 福島県磐梯火山のテフラ—ローム層序と火山活動史. 地球科学, **48**, 223-240.
- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H.X., Christiansen, R.L. and Newhall, C.G. (1984) Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, **12**, 143-146.
- Furuya, T. (1965) The topography of the bases of the Bandai and Nekoma volcano. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, **14**, 87-100.
- Hoblitt, R.P., Miller, C.D. And Vallance, J.W. (1981) Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In Lipman, P.W. And Mullineaux, D.R., eds, *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no. 1250, 401-419.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層. 東京大学出版会, 437 p.
- Kieffer, S.W. (1981) Blast dynamics at Mount St Helens on 18 May 1980. *Nature*, **291**, 568-570.
- 木村純一・千葉茂樹・佐藤美穂子 (1995) 多重トラップ地殻内マグマ供給系からもたらされた磐梯火山のテフラ. 福島大報, no. 55, 29-47.
- 小荒井 衛・星野 実・津沢正晴・大谷知生・水越 博子・中村洋一・鈴木毅彦・千葉茂樹・早田 勉 (1994) 磐梯火山南麓の岩屑流堆積物について. 地理調査部研究報告第11号, 国土地理院技術資料D・1-no. 318, 49-58.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276.
- 三村弘二 (1988) 磐梯火山の地質と活動史. 地学雑誌, **97**, 37-42.
- 三村弘二 (1994) 磐梯火山の放射年代—概報—. 地調月報, **45**, 565-571.
- 三村弘二 (1996) 磐梯火山最大の山体崩壊—翁島及び磨上崩れ—の堆積断面. 地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, 449.
- 水垣桂子 (1993) 砂子原カルデラの構造と火山活動史. 地質雑誌, **99**, 721-737.
- 水野 裕 (1958) 翁島泥流地域の地形—特に流れ山について—. 東北地理, **11**, 22-24.
- 守屋以智雄 (1978) 空中写真による火山の地形判読. 火山, **23**, 199-214.
- 守屋以智雄 (1980) “磐梯式噴火” とその地形. 西村嘉助退官記念地理学論文集, 214-219.
- 守屋以智雄 (1988) 磐梯火山の地形発達史. 地学雑誌, **97**, 51-58.
- Nakamura, Y. (1978) Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. III*, **14**, 67-119.
- 中村俊夫・岡 重文・坂本 亨 (1992) 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代. 地質雑誌, **98**, 905-908.
- 中村洋一・ハリー グリックケン (1988) 磐梯火山1888年噴火のプラストとデブリ・アバランシェ堆積物. 地学雑誌, **97**, 67-74.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1985) 地熱開発促進調査報告書, no. 8, 奥会津地域, 811 p.
- NEDO [新エネルギー・産業技術総合開発機構] (1991) 磐梯地域火山地質図及び地熱地質編図, 説明書. 80 p.
- Okada, H. (1983) Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activities. In Shimozuru, D. And Yokoyama, I., eds, *Arc volcanism : physics and tectonics*, TERRAPUB, Tokyo, 43-61.
- 小元久仁夫 (1982) 猪苗代湖盆の第四紀層の¹⁴C年代測定. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 3, 81-89.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890) The eruption

- of Bandai-san. *J. Coll. Sci. Imperial Univ. Tokyo*, **3**, 91-172.
- 震災予防調査会(1918) 日本噴火史. 復刻版, 1973, 稔書房.
- Siebert, L. (1984) large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 163-197.
- 鈴木敬治(1988) 猪苗代湖の形成史. 地学雑, **97**, 29-36.
- 鈴木毅彦・早田 勉(1994) 奥会津沼沢火山から約5万年前に噴出した沼沢-金山テフラ. 第四紀研究, **33**, 233-242.
- 鈴木毅彦・木村純一・早田 勉・千葉茂樹・小荒井衛・新井房夫・吉永秀一郎・高田将志(1995) 磐梯火山周辺に分布する広域テフラ. 地学雑誌, **104**, 551-560.
- Tanabe, K. (1960) Geomorphography of the northern half of Inawashiro basin with relation to the changes of lake level. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, **9**, 67-80.
- 富塚玲子・中馬教允・八島隆一(1985) 磐梯火山南部の火山灰の鉱物組成について. 福島大理報, no. 35, 19-27.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 135-150.
- Voight, B., Janda, R. J., Glicken, H. And Douglass, P. M. (1983) Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, **33**, 243-273.
- 山田信夫(1988) 磐梯山の噴火と長瀬川の泥流. 文化書房博文社, 249 p.
- 山元孝広(1992) 会津盆地, 塔寺層の火山性碎屑物堆積相から見た砂子原カルデラ火山の中期更新世火山活動. 地質雑, **98**, 855-866.
- Yamamoto, T. (1993 MS) Eruptive history of late Miocene to Recent caldera volcanoes and related volcanoclastic sedimentation in an intra-arc basin, Aizu volcanic field, northeast Japan. Doctoral thesis, Univ. Kobe, 87 p.
- 山元孝広(1995) 沼沢火山における火砕流噴火の多様性: 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序. 火山, **40**, 67-81.
- 山元孝広(1996) 磐梯火山1888年水蒸気爆発の再検討. 地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集, 448.
- 八島隆一(1981) 磐梯山の火山活動史. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 2, 27-32.
- 八島隆一・千葉茂樹(1982) 磐梯山の火山活動史(II). 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 3, 91-101.
- Yonechi, F. (1987) A new hypothesis on the collapse of Bandai-san volcano in 1888. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, **37**, 159-173.
- 米地文夫(1989) 絵画資料の分析による小磐梯山山頂の旧形と1888年噴火経過の再検討. 東北地理, **41**, 133-147.
- 吉田英人・高橋正樹(1991) 白河火砕流東部地域の地質. 地質雑, **97**, 231-249.
- 吉田 義・鈴木敬治(1981) 磐梯山南麓地域の第四系について. 福島大特定研, 猪苗代湖の自然, 研究報告, no. 2, 15-26.

(受付: 1996年4月11日; 受理: 1996年5月27日)

付録1. 外来テフラの記載

沼沢-沼沢湖テフラ(Nm-NK) 本テフラは, 磐梯火山の西南西48kmに位置する沼沢火山から約5,000年前に噴出した火砕流及び降下堆積物である(Table A-1; 山元, 1995). 磐梯火山周辺の黒ボク土中には, 多くの地点で本テフラに対比される斜方輝石普通角閃石デイサイトの白色軽石と斜方輝石普通角閃石安山岩の暗灰色軽石からなる降下堆積物が観察できる. 特にLoc. 6の北西500mの地点では, 下位から層厚2cm以下で最大径3cmの白色軽石と少量の暗灰色軽石からなる淘汰の良い粗粒火山礫, 層厚1.5cmの淘汰の良い白色軽石と少量の暗灰色軽石からなる細粒火山礫, 層厚2cmで平行ラミナを持った結晶片に富む暗灰色の粗粒火山灰, 層厚14cmで逆級化層理を持った最大径7mmの暗灰色軽石からなる淘汰の良い細粒火山礫の順で重なっている. この層序は山元(1995)が確立したものと完全に一致しており, 下位二者がユニットII, 次がユニットIII, 最上位がユニットIVに対比される. しかし, これ以外のほとんどの露頭ではテフラと黒ボク土との攪拌が進んでおり, テフラ本来の層序が保存されていない場合が多い. そのよ

表 A-1 磐梯火山の外来テフラに対比される給源テフラの特徴.

Table A-1 Characteristics of source deposits correlated with foreign tephra layers in Bandai volcano.

Unit	Age	Ref.	Mineral composition	Refractive index mode			
				Glass (n)	Opx (g)	Hb (n2)	Cum (n2)
Nm-NK	5.0 ka	1	Hb > Opx, Qz	1.500-1.501 (70%)	1.705-1.708 (70%)	1.673-1.675 (50%)	
AT	22-25 ka	2	Opx > Cpx, [Qz]	1.498-1.501	1.728-1.734		
DKP	50-52 ka	2, 3	Hb, Opx, [Bt]	1.508-1.514	1.702-1.708	1.673-1.680	
Nm-MZ	51 ± 14 ka	1, 4	Hb > Cum > Bt, [Opx]; Qz	1.498-1.499 (60%)		1.670-1.673 (80%)	1.659-1.661 (60%)
On-NG		2, 5	Opx, Hb, [Cpx]		1.715-1.718	1.679-1.687	
Sn-KB	0.22 ± 0.05 Ma	6	Bt, [Cum, Opx]; Qz	1.4968-1.4970 (80%)			[1.670-1.673 (50%)]
Sn-KC		6	Bt; [Qz]	1.496-1.497 (70%)			
Sn-SK	0.29 ± 0.06 Ma	6	Bt; [Qz]	1.497-1.498 (100%)			

1=山元 (1995), 2=町田・新井 (1992), 3=中村ほか (1992), 4=鈴木・早田 (1994), 5=鈴木ほか (1995), 6=付録2 (本報).

1=Yamamoto (1995), 2=Machida and Arai (1992), 3=Nakamura *et al.* (1992), 4=Suzuki and Soda (1994), 5=Suzuki *et al.* (1995), 6=Appendix 2 in this study.

うな露頭であっても黒ボク土中に径1-3cmの白色軽石が散在しているので、野外でのテフラの認定は容易である。

始良 Tn テフラ (AT) 本テフラは、南九州始良カルデラを噴出源とし、約2.2-2.5万年前に噴出した巨大火砕流及び降下堆積物である (Table A-1; 町田・新井, 1992). 磐梯火山周辺では、HP1の上位にATに対比される降下堆積物があることが以前から報告されていたが (中馬・吉田, 1982; 千葉ほか, 1994; 鈴木ほか, 1995), 本報でもLoc.3でその存在を確認している (Fig. 3). この地点では層厚7cmの淘汰の良い細粒火山灰 (BAN303) からなり、鏡下ではほとんどすべてが気泡壁型の無色透明火山ガラス片で構成されている。しかも、火山ガラスの屈折率nが1.498-1.501であることからATと判断した。

大山倉吉テフラ (DKP) 本テフラは、山陰地方の大山火山からおよそ5.0-5.2万年前に噴出した降下堆積物を主体とするテフラである (Table A-1; 町田・新井, 1992; 中村ほか, 1992). 磐梯火山周辺でDKPに対比される降下堆積物の存在は千葉ほか (1994) や鈴木ほか (1995) で既に記載されており、本報でも彼らと同一地点でこれを再確認している。すなわち、Loc.3ではHP1の下でNm-MZの直上の火山灰土中に最大層厚5cmの黄色細粒火山灰のレンズ (BAN305) が見いだされ (Fig. 3), 鏡下では軽石型の無色透明火山ガラス片を伴う結晶質火山灰である。含まれる結晶は斜長石・普通角閃石・

斜方輝石・鉄鉱・黒雲母の順で多く、角閃石と斜方輝石の屈折率はDKPのそれらと良く一致している (Table 1). 一方、火山ガラスの屈折率はバイモーダルな分布を示し、DKPとは明らかに異なる低屈折率のものが40%程度含まれている。この低屈折率火山ガラスは直下のNm-MZからの混入物であろう。DKPに対比される降下堆積物はLoc.4で掘削したボーリング (GS-BAD-1) コアでもHP1とHP2の間、深度8.28-8.32mに存在する (Fig. A-3).

沼沢-水沼テフラ (Nm-MZ) 本テフラは、磐梯火山の西南西48kmに位置する沼沢火山から噴出した火砕流及び降下堆積物である (Table A-1; 山元, 1995; 鈴木・早田, 1994の沼沢-金山テフラと同じ). 鈴木・早田 (1994) はDKPとの関係から本テフラの噴出年代を5.0-5.5万年前と見積もっており、山元 (1995) もこれと良く一致する51±14kaのフィッシュトラック年代値を火砕流堆積物中の本質岩片から報告している。磐梯火山周辺ではHP1とHP2の間でDKPの直下の火山灰土中にNm-MZのユニットIIに対比可能な降下堆積物が見だされている (千葉ほか, 1994; 鈴木・早田, 1994). 例えばLoc.7では白色軽石の細粒火山礫と結晶質の粗粒火山灰からなる最大層厚5cmの降下堆積物 (BAN107) が対比可能で、鏡下では低屈折率の軽石型火山ガラス片と斜長石・石英・普通角閃石・カミングトン閃石・黒雲母・鉄鉱と微量の斜方輝石が認められる (Table 1). 火山ガラスや各鉱物の屈折率はNm-MZのそれらと良く

一致している。

御岳-奈川テフラ (On-NG) 本テフラは中部地方の木曾御岳火山から後期更新世に噴出した降下堆積物を主体とするテフラである (Table A-1; 町田・新井, 1992; 鈴木ほか, 1995)。磐梯火山周辺では On-NG と対比可能な降下堆積物が HP2 の直下の火山灰土中から見いだされている (千葉ほか, 1994; 鈴木ほか, 1995)。Loc. 8 ではこの堆積物は最大層厚 8 cm の黄色細粒火山灰のレンズ (BAN104) として産出し、鏡下では微結晶を含むガラス質の発泡の悪い本質岩片と斜長石・普通角閃石・斜方輝石・鉄鉱と微量の単斜輝石・黒雲母を含んでいる (Table 1)。岩石記載的特徴は鈴木ほか (1995) の On-NG と良く一致しており、本報でもこの対比に従う。On-NG の噴出年代は、DKP と Aso-4 間の火山灰土の厚さから内挿して 7.4-8.6 万年前と推定されている (鈴木ほか, 1995)。

砂子原-久保田テフラ (Sn-KB) 本テフラは、磐梯火山の西南西 38 km に位置する砂子原カルデラを噴出源とし、 0.22 ± 0.05 Ma に噴出した火砕流及び降下堆積物である (Table A-1; 付録 2)。Loc. 8 では On-NG と MnS の間の火山灰土中に層厚 10 cm の繊維状白色軽石と灰色石質流紋岩の細粒火山礫からなる降下堆積物 (BAN103) があり (Fig. 3)、これが Sn-KB に対比可能である。細粒火山礫の上位には層厚 25-28 cm の粗粒結晶をまばらに含む粘土化の進んだやや淘汰の悪い白色火山灰が重なるが、上位の土壌との攪拌や多くの植物根の化石が認められるなどテフラの源組織はすでに失われている。鏡下では厚めの気泡壁型-ブロック状火山ガラス片と繊維状軽石型の火山ガラス片の両者が認められ、鉱物としては斜長石・石英・黒雲母・鉄鉱と微量のカミングトン閃石、他には微結晶集合体として流紋岩の石質岩片が多量に含まれている。Sn-KB の下位にも低屈折率火山ガラスと黒雲母で特徴づけられる Sn-KC と Sn-SK の良く似たテフラがあるが (付録 2)、本堆積物は石英をある程度含むこと、微量ではあるがカミングトン閃石を含むことから後二者とは区別される。千葉ほか (1994) が山元 (1992) の Td2 火砕流堆積物 (本報の Sn-SK) に対比した降下堆積物は、その岩相と層位から本テフラであると見られるが、千葉ほか (1994) の対比が誤りであることは記載岩石学的な特徴から明らかである。

付録 2. 砂子原カルデラ起源のテフラ群の記載

砂子原カルデラは、磐梯火山の西南西 38 km を中心とした直径約 5 km の中期更新世カルデラ火山 (Fig. A-1) で、カルデラを満した湖成堆積物・流紋岩溶岩・火砕

流堆積物から構成されている (水垣, 1993)。砂子原カルデラを起源とするテフラについては、かつて山元 (1992) として報告したが、その後の研究の結果、対比にいくつかの違いがあることが明らかになったのでここで訂正する。山元 (1992) では、1) 会津盆地西縁の前期更新統七折坂層と中期更新統塔寺層の境界部にある Td1 火砕流堆積物はブリュンヌエボックに噴出したもので、砂子原カルデラの形成期の噴出物である公算が大きい、2) 塔寺層最上部の Td2 火砕流堆積物は、カルデラを埋積した砂子原層最上部の火砕流堆積物に対比され、後カルデラ期の火山活動の産物である、と考えていた。しかし、1) 会津坂下町勝方の Td1 火砕流堆積物 (GSJ R60143) からは 0.96 ± 0.18 Ma のジルコン・フィッシュトラック年代値が得られ (Yamamoto, 1993 MS)、火山ガラスや斜方輝石の屈折率等の記載岩石学的特徴が白河地域の天栄火砕流堆積物 (吉田・高橋, 1991) と一致すること、2) Td2 火砕流堆積物と砂子原層最上部の火砕流堆積物を比較した場合、どちらも黒雲母に富む流紋岩ではあるものの、後者の方がより石英に富み、微量ではあるが前者に含まれないカミングトン閃石が確認できること、3) 砂子原層最上部の火砕流堆積物と共通した特徴を持つ降下堆積物が、Td2 火砕流堆積物の上位に存在することが、新たに確認された。また、水垣 (1993) は、砂子原層最上部の火砕流堆積物を異質岩片の有無から主に東に分布する火砕流堆積物 I と西に分布する火砕流堆積物 II に区分しているが、両者で本質物の記載岩石学的特徴に特に差があるわけではない。また、分布高度から見て両者が別の層準にあるとも考えられず、水垣 (1993) が示した両者の接触露頭でも、間に土壌や非火山性の碎屑物の挟みがあるわけではない。したがって、水垣 (1993) の火砕流堆積物 I と II の違いは岩相変化によるもので、両者は同一の噴火ユニットに属すものと考えられる。これらの層序関係をもとに、新たな対比を行うと、1) 砂子原カルデラの形成期の堆積物は山元 (1992) の Td1 火砕流堆積物ではなく、Td2 火砕流堆積物である、2) 砂子原層最上位の火砕流堆積物は後カルデラ期の噴出物で、Td2 火砕流堆積物とは別物である、との結論が得られる。本報では従来の Td2 火砕流堆積物を砂子原-逆瀬川テフラ、砂子原層最上部の火砕流堆積物を砂子原-久保田テフラ、両者の間の降下堆積物を砂子原-勝方テフラとして新たに記載する。

砂子原-逆瀬川テフラ (Sn-SK) 本テフラは、会津盆地の西縁丘陵と只見川流域に分布する黒雲母流紋岩質の火砕流堆積物とこれに付随する降下堆積物からなり (Fig. A-1)、山元 (1992) の Td2 火砕流堆積物にほぼ相

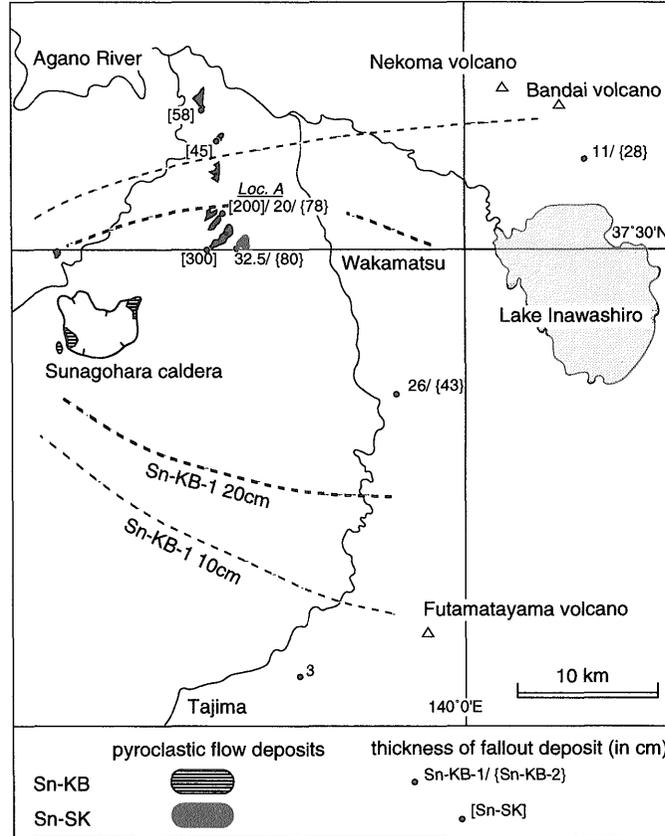


図 A-1 砂子原カルデラから噴出したテフラ群の分布. Sn-Sk=砂子原-逆瀬川テフラ, Sn-KB=砂子原-久保田テフラ. 個々の降下テフラの詳細は Fig. A-2 に示した.

Fig. A-1 Distributions of tephra layers from Sunagoharacaldera. Sn-Sk=Sunagohara-Sakasegawa Tephra; Sn-KB=Sunagohara-Kubota Tephra. See Fig. A.2 for details of individual fallout deposits.

当する。模式地は福島県大沼郡新鶴村逆瀬川の村営運動場脇 (139°48'55.6"E, 37°30'13.5"N) で、本テフラは間に土壌を挟むことなく塔寺層の砂岩・礫岩を整合に覆っている。テフラの下部は、径1cm以下の火山豆石を多量に含む良く成層した降下堆積物で構成され、その層厚は逆瀬川付近で3m、北の塔寺付近で50cm前後である (Fig. A-1)。降下堆積物の基質は厚めの気泡壁型-ブロック状の火山ガラス片からなり、軽石片や石質岩片に乏しい。これを覆うテフラ上部は非溶結で塊状の火山礫凝灰岩からなる火砕流堆積物で、ガラス質火山灰の基質に径2-3cmの繊維状軽石と径3cm以下の石質岩片 (流紋岩・凝灰岩) をまばらに含んでいる。層厚は盆地西縁丘陵で5m前後、砂子原カルデラの4km北側で15-20m前後である。鏡下では火山ガラス片に富むが、その形

態は繊維状軽石型のものと同様の厚めの気泡壁型-ブロック状のものが混在している。鉱物としては、斜長石・黒雲母・鉄鉱と微量の石英が認められる (Table A-1)。本テフラの噴出年代は、模式地の火砕流堆積物 (GSJ R 57405) のジルコン・フィッシュン・トラック年代値 (0.29±0.06 Ma) から、約30万年前と考えられている (山元, 1992)。一方、給源と見なされている砂子原カルデラ内の溶岩ドーム群の放射年代は0.2-0.6 Maの範囲にあるが (NEDO, 1982), 水垣 (1993) が既に指摘しているように、0.5 Ma よりも古い年代値はいずれも測定誤差が大きく、これを除外すれば砂子原層の年代値は0.2-0.3 Ma に良く集中する。山元 (1992) が最初にカルデラ形成期噴出物とした Td1 火砕流堆積物 (実は天栄火砕流堆積物) と Td2 火砕流堆積物 (本報の Sn-SK) の間に

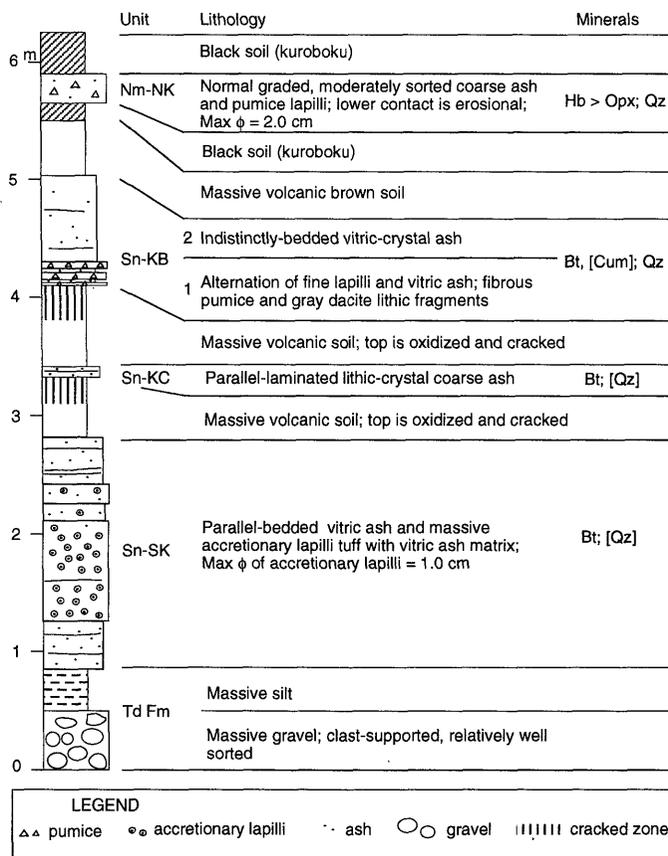


図 A-2 会津盆地西縁の勝方での砂子原カルデラ起源テフラ群の層序 (Fig. A-1 の Loc. A). Nm-NK = 沼沢-沼沢湖テフラ, Sn-KB = 砂湖原-久保田テフラ, Sn-KC = 砂湖原-勝方テフラ, Sn-SK = 砂湖原-逆瀬川テフラ, Td Fm = 塔寺層。

Fig. A-2 Stratigraphic section of tephra layers from Sunagohara caldera at Kachikata (Loc. A in Fig. A-1). Nm-NK = Numazawa-Numazawako Tephra, Sn-KB = Sunagohara-Kubota Tephra, Sn-KC = Sunagohara-Kachikata Tephra, Sn-SK = Sunagohara-Sakasegawa Tephra, Td Fm = Todera Formation.

は、砂子原カルデラ起源と考えられる火山噴出物はいっさい挟まれておらず、Sn-SK こそが本カルデラ形成期の噴出物であると本報では考える。

砂子原-勝方テフラ (Sn-KC) 本テフラは、Sn-SK の上位にある黒雲母流紋岩質の降下堆積物である (Fig. A-2)。模式地は福島県河沼郡会津坂下町勝方 (Fig. A-1 の Loc. A ; 139° 47' 48.1" E, 37° 31' 35.1" N) で、模式地以外ではその分布を確認していない。模式地では層厚 15 cm の平行ラミナを持った結晶質-石質粗粒火山灰で、鏡下では厚めの気泡壁型-ブロック状の低屈折率火山ガラス片と、斜長石・黒雲母・鉄鉱と微量の石英、それに多量の流紋岩の石質岩片 (微細シリカ鉱物の集合体) が含

まれている。本質物の記載岩石学的な特徴は、下位の Sn-SK と区別できない (Table A-1)。給源を特定するのに必要な等層厚線図は書けないが、岩質と分布位置から見て、本テフラも砂子原カルデラを給源とするものと考えられる。

砂子原-久保田テフラ (Sn-KB) 本テフラは、砂子原カルデラ内に分布するカミングトン閃石含有黒雲母流紋岩質の火砕流堆積物と、会津盆地周辺からさらにその東方に分布する同質の降下堆積物からなる (Fig. A-1)。火砕流堆積物の模式地は福島県河沼郡柳津町久保田の北の林道沿い (139° 43' 40.0" E, 37° 27' 49.3" N)、降下堆積物の模式地は Sn-KC と同じ会津坂下町勝方 (Fig. A-1 の

Loc. A) である。火砕流堆積物は非溶結で塊状の火山礫凝灰岩からなり、ガラス質火山灰の基質に径 10 cm 以下の軽石と新鮮な黒雲母角閃石流紋岩の類質岩片や変質した緑色の火山岩からなる異質岩片が含まれている。層厚は模式地付近で 40 m を越えている。軽石の発泡度は多様で、繊維状に良く発泡したものから、ほとんど発泡していないものまである。どちらも径 1-3 mm の石英斑晶が肉眼で目立ち、Sn-SK の火砕流堆積物とはやや見かけが異なる。基質を鏡下で観察すると、繊維状軽石型の火山ガラス片に混じって厚めの気泡壁型-ブロック状の火山ガラス片が多量に含まれている。結晶は斜長石・黒雲母・石英・鉄鉱以外にカミングトン閃石や斜方輝石が微量ながら含まれており、Sn-SK や Sn-KC と区別するための良い指標となっている (Table A-1)。NEDO

(1985) の放射年代値のうち黒沢西と記載されたものは、試料採取位置からみてこの火砕流と見られ、 0.22 ± 0.05 Ma のジルコン・フィッシュン・トラック年代値が報告されている (水垣, 1993)。一方、この火砕流堆積物と良く似た記載岩石学的特徴を持つ降下堆積物は、会津盆地周辺から磐梯火山周辺および田島周辺に分布が広がり、その等層厚線図は給源を砂子原カルデラ内に想定しても矛盾がないことを示している (Fig. A-1)。Sn-KB 降下堆積物の層序学的位置は、Sn-KC の上位で、かつ沼沢火山を給源とする諸テフラ群よりも下位にあることが明らかになっている。模式地では降下堆積物は繊維状軽石と流紋岩石質岩片の細粒火山礫とガラス質火山灰の互層からなる下部 (Sn-KB-1) と不明瞭な平行層理が認められる風化の進んだ白色火山灰からなる上部 (Sn-KB-2) で

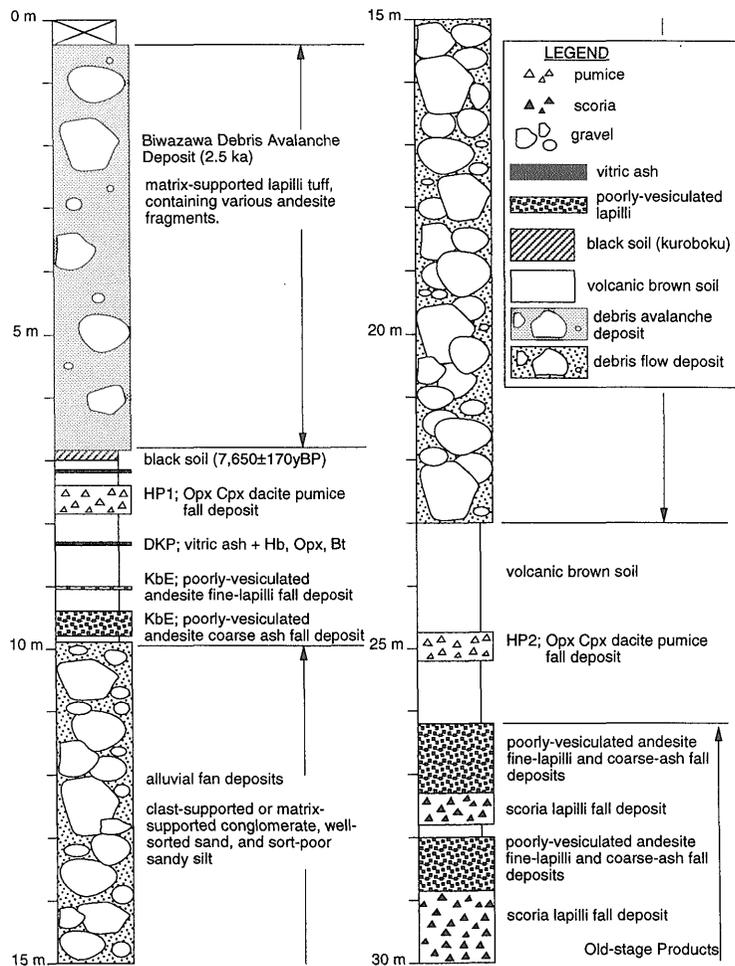


図 A-3 GS-BAD-1 ボーリングのコア柱状図。

Fig. A-3 Summary of borehole data from GS-BAD-1.

構成されるが(Fig. A-2), これ以外の場所では下部が欠けたり, 上部の土壤化が進んでいたりとしてテフラの保存状態はあまり良くない。

付録3. ¹⁴C年代測定試料の記載

¹⁴C年代測定の結果は, Table 2 に示している。測定はすべて Teledyne Brown Engineering Environmental Services 社に依頼した。

BN-101 琵琶沢岩屑なだれ堆積物中の木片。産地: 福島県猪苗代町伯父ヶ倉の長瀬川沿い (Loc. 5); 37°35'8.1"N, 140°7'58.9"E。

BN-102 琵琶沢岩屑なだれ堆積物中の木片。産地: 福島県猪苗代町伯父ヶ倉の長瀬川沿い (Loc. 5); 37°35'8.1"N, 140°7'58.9"E。

BN-204 磨上原扇状地堆積物中の木片。産地: 福島県磐梯町長峯 (Loc.10); 37°33'22.8"N, 140°1'32.6"E。

BN-205 磨上原扇状地堆積物中の木片。産地: 福島県磐梯町長峯 (Loc.10); 37°33'22.8"N, 140°1'32.6"E。

BN-206 ボーリングコア GS-BAD-1 の深度 6.90 m にある琵琶沢岩屑なだれ堆積物直下の古土壤。産地: 福島県猪苗代町磐梯国際スキー場駐車場 (Loc. 4); 37°35'21.8"N, 140°7'29.6"E。

付録4. ボーリングコア GS-BAD-1 の記載

位置 福島県猪苗代町磐梯国際スキー場駐車場 (Loc. 4); 37°35'21.8"N, 140°7'29.6"E。

試錐調査期間 平成6年11月22日-6年12月2日。

孔口標高 607.271 m。

総掘進長 30 m。

ボーリング結果 (Fig. A-3)

0-0.45 m : 埋土。

0.45-6.85 m : 径 10-15 cm の安山岩角礫を含む基質支持の塊状火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩。基質の色調は黄褐-暗灰色で, 粘土分に富む部分と砂礫に富む部分が不均質に入り交じっている。琵琶沢岩屑なだれ堆積物に相当する。

6.85-7.00 m : 黒褐色の古土壤。深度 6.90 m 付近から ¹⁴C年代測定試料 BN-206 を採取した。

7.00-7.17 m : 黄褐色の火山灰土。

7.17-7.22 m : 淡褐色のガラス質細粒火山灰。

7.22-7.41 m : 黄褐色の火山灰土。径 1 cm の軽石混じり。

7.41-7.86 m : 最大径 5 cm の軽石火山礫降下堆積物。マトリックスには極粗粒砂サイズの斜長石・斜方輝石・単斜輝石の遊離結晶片が多い。HP1 に相当する。

7.86-8.28 m : 黄褐色の火山灰土。

8.28-8.32 m : 黄橙色のガラス質細粒火山灰。普通角閃

石・斜方輝石・黒雲母を含む。DKP に対比可能。

8.32-9.00 m : 黄褐色-褐色の火山灰土。軽石混じり。

9.00-9.06 m : 最大径 2.5 cm の発泡の悪い安山岩火山礫からなる降下堆積物。淘汰が良い。小磐梯噴出物に相当する。

9.06-9.38 m : 黄褐色の火山灰土。

9.38-9.79 m : 暗褐色の安山岩塊状粗粒火山灰。3-4 mm の安山岩細粒火山礫をまばらに含む。淘汰が良い。小磐梯噴出物に相当する。

9.79-9.88 m : 黒褐色の火山灰土。

9.88-11.47 m : 最大径 60 cm の安山岩岩塊を含む基質支持の円礫岩。基質は細礫混じりで淘汰の悪い黄褐色中粒砂からなる。

11.47-11.52 m : 黄褐色の火山灰土。淘汰が悪い。

11.52-12.60 m : 最大径 20 cm の安山岩大礫を含む基質支持の円礫岩。基質は淘汰の悪い粗粒砂からなる。

12.60-12.68 m : 褐色の砂質シルト。

12.68-12.89 m : 最大径 5 cm の安山岩中礫混じり粗粒砂。

12.89-13.00 m : 細礫混じりの褐色火山灰土。

13.00-13.95 m : 最大径 15 cm の安山岩大礫からなる岩片支持で, 粗粒砂の基質を持つやや淘汰の悪い円礫岩。

13.95-15.20 m : 最大径 15 cm の安山岩大礫を含む基質支持で淘汰の悪い円礫岩。基質は褐色で, 粘土分の多い粗粒砂からなる。

15.20-15.47 m : 最大径 4 cm の良く円磨された安山岩中礫を含む塊状極粗粒砂。淘汰が良い。

15.47-15.55 m : 黄褐色で淘汰の良い細粒砂。

15.55-16.92 m : 最大径 20 cm の安山岩大礫を含む基質支持の円礫岩。基質は淘汰の悪い粗粒砂からなる。

16.92-17.10 m : 最大径 3 cm の良く円磨された安山岩中礫を含む塊状極粗粒砂。淘汰が良い。

17.10-17.93 m : 最大径 45 cm の安山岩岩塊を含む基質支持の円礫岩。基質は淘汰の悪い粗粒砂からなる。

17.93-18.14 m : 最大径 3 cm の良く円磨された安山岩中礫を含む塊状極粗粒砂。淘汰が良い。

18.14-19.07 m : 最大径 30 cm の安山岩岩塊を含む基質支持の円礫岩。基質は淘汰の悪い粗粒砂からなる。

19.07-19.13 m : 淘汰の良い粗粒砂。

19.13-20.00 m : 最大径 15 cm の安山岩大礫からなる岩片支持で, 粗粒砂の基質を持つやや淘汰の悪い円礫岩。

20.00-20.40 m : 最大径 12 cm の安山岩大礫を含む基質支持で淘汰の悪い円礫岩。基質は黄褐色で, 粘土分の多い粗粒砂からなる。

20.40-21.55 m : 最大径 30 cm の安山岩岩塊からなる岩

片支持で、粗粒砂の基質を持つやや淘汰の悪い円礫岩。

21.55-22.60 m : 最大径 15 cm の安山岩岩塊を含む基質支持の円礫岩。基質は淘汰の悪い粗粒砂からなる。

22.60-22.91 m : 最大径 6 cm の安山岩中礫からなる岩片支持で、粗粒砂の基質を持つやや淘汰の悪い円礫岩。

22.91-23.02 m : 中礫混じりの淘汰不良粗粒砂岩。

23.02-24.75 m : 黄褐色の火山灰土。

24.75-25.19 m : 最大径 4 cm の軽石火山礫降下堆積物。マトリックスには極粗粒砂サイズの斜長石・斜方輝石・単斜輝石の遊離結晶片が多い。HP2 に相当する。

25.19-26.19 m : 黄褐色の火山灰土。下部は安山岩の中礫をまばらに含んでいる。

26.19-27.25 m : 最大径 5 cm の発泡の悪い安山岩火山礫混じりの暗褐色粗粒火山灰。安山岩岩片には赤褐色のものや白色に変質したものが少量混じっている。塊状で、淘汰が良い。これより下位の堆積物は古期山体噴出物に相当する。

27.25-27.30 m : 平行ラミナを持つ黄褐色粗粒-細粒火山灰。

27.30-27.42 m : 最大径 2 cm の安山岩スコリア火山礫降下堆積物。スコリアの発泡は良く、多くのスコリアが赤褐色に変色している。

27.42-27.46 m : 黄褐色粗粒火山灰。

27.46-27.77 m : 最大径 3 cm の安山岩スコリア火山礫降下堆積物。スコリアの発泡は良く、多くのスコリアが赤褐色に変色している。

27.77-27.97 m : 安山岩の礫混じりの火山灰土。上部は赤褐色で下部は褐色。

27.97-28.26 m : 安山岩質の塊状、褐色粗粒火山灰。

28.26-28.60 m : 最大径 4 cm の発泡の悪い安山岩岩片を含む暗褐色細粒火山礫降下堆積物。

28.60-28.70 m : 安山岩質の暗褐色粗粒火山灰。

28.70-28.89 m : 最大径 10 cm の発泡の悪い安山岩岩片を含む暗褐色細粒火山礫降下堆積物。

28.89-30.00 m : 最大径 2.5 cm の安山岩スコリア火山礫降下堆積物。スコリアの発泡は良く、多くのスコリアが赤褐色に変色している。淘汰が良い。