

霧島火山, えびの高原周辺における最近 15,000 年間の活動史

田 島 靖 久^{*}・松 尾 雄 一^{**†}・庄 司 達 弥^{**††}・小 林 哲 夫^{***}

(2012 年 4 月 19 日受付, 2014 年 4 月 17 日受理)

Eruptive History of Ebinokogen Volcanic Area of Kirishima Volcanoes for the Past 15,000 Years in Kyushu, Japan

Yasuhisa TAJIMA^{*}, Yuichi MATSUO^{**†}, Tatsuya SHOJI^{**††}, Tetsuo KOBAYASHI^{***}

The Kirishima volcanoes located in southern Kyushu are comprised of more than 20 volcanic edifices. The volcanoes occupy an elliptical area of approximately 330 km² with the WNW-ESE direction. Among the different types of volcanic edifices, the typical ones are compound maars and lava flows in Ebinokogen. We studied the volcanic history of Ebinokogen by geological examination of tephra layers and lava flows. After the Karakunidade-Kobayashi plinian eruption, seven tephra were formed in this area. We determined the ages of those tephra and two lava flows. The magmatic eruptions, produced Tamakino B tephra, occurred after Karakunidade-Kobayashi tephra eruption. The first activity in Ebinokogen from about 9.0 cal ka BP generated Fudoike lava flow, and Fudoike-Tamakino A tephra erupted from Fudoike crater. Karakunidade north-Ebino D tephra was generated from the northwest flank of Karakunidade at 4.3 cal ka BP, with debris avalanche and lahars. Phreatic Fudoike-Ebino C tephra erupted from the Fudoike crater at 1.6 cal ka BP. Ioyama-Ebino B tephra eruption started from around the 16th to 17th century with lava flow. Phreatic Ioyama east-Ebino A tephra erupted from Ioyama east crater in 1768 AD. The Ebinokogen area is one of the active regions of Kirishima volcanoes explicated by geophysical observations. Our results indicate cyclical tephra depositions mainly produced by small magmatic and strong phreatic eruptions in this area after the Karakunidade-Kobayashi pyroclastic eruption. Furthermore, the vent locations were found to migrate with each eruption.

Key words: Kirishima volcanoes, Ebinokogen, tephra, eruptive history, historical eruption

1. はじめに

えびの高原は霧島火山の北西部にあり, 大小の火山や火口が点在する。周辺には池めぐりの散策コースが整備され多くの観光施設があり, 霧島地域の代表的な観光地である。えびの高原は韓国岳, えびの岳, 白鳥山, 甕岳によって囲まれ, 標高 1100~1300 m の比較的平坦な地

形をなしている (Fig. 1)。この中には, 溶岩の表面地形が鮮明な不動池と硫黄山が存在し, 若い時代の噴火活動が示唆され, 中でも硫黄山は歴史時代に誕生した新しい火山と考えられている (Kobayashi *et al.*, 1981)。しかし, えびの高原の詳細な火山地質学的研究は少なく, 露木・他 (1980) の韓国岳崩壊に関する研究や井村・小林 (2001)

^{*} 〒461-0005 愛知県名古屋市中東区東桜 2-17-14 日本工営(株) 名古屋支店
Nippon Koei Co., Ltd. Nagoya Branch, 17-14, Higashi-sakura 2-chome, Higashi-ku, Nagoya-shi, Aichi 461-0005, Japan

^{**} 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35
鹿児島大学理学部地球環境科学科
Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, 1-21-35, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

^{***} 〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35
鹿児島大学大学院理工学研究科 (理学系)
Graduate School of Science and Engineering (Science Course), Kagoshima University, 1-21-35, Korimoto,

Kagoshima 890-0065, Japan

[†] 現在: 〒604-8571 京都市中京区寺町通御池上る上本能寺前町 488 番地
京都市都市計画局
Urban Planning Bureau, Kyoto City Hall Maemachi, Oike-noboru-Kami-Honnoji, Teramachi-dori, Chukyo-ku, Kyoto 604-8571, Japan

^{††} 現在: 〒870-0106 大分市大字鶴崎 2200 番地
株式会社住化分析センター
Sumika Chemical Analysis Service Co., Ltd. 2200, Oaza-Tsurusaki, Oita 870-0106, Japan

Corresponding author: Yasuhisa Tajima
e-mail: tajima-ys@n-koei.jp

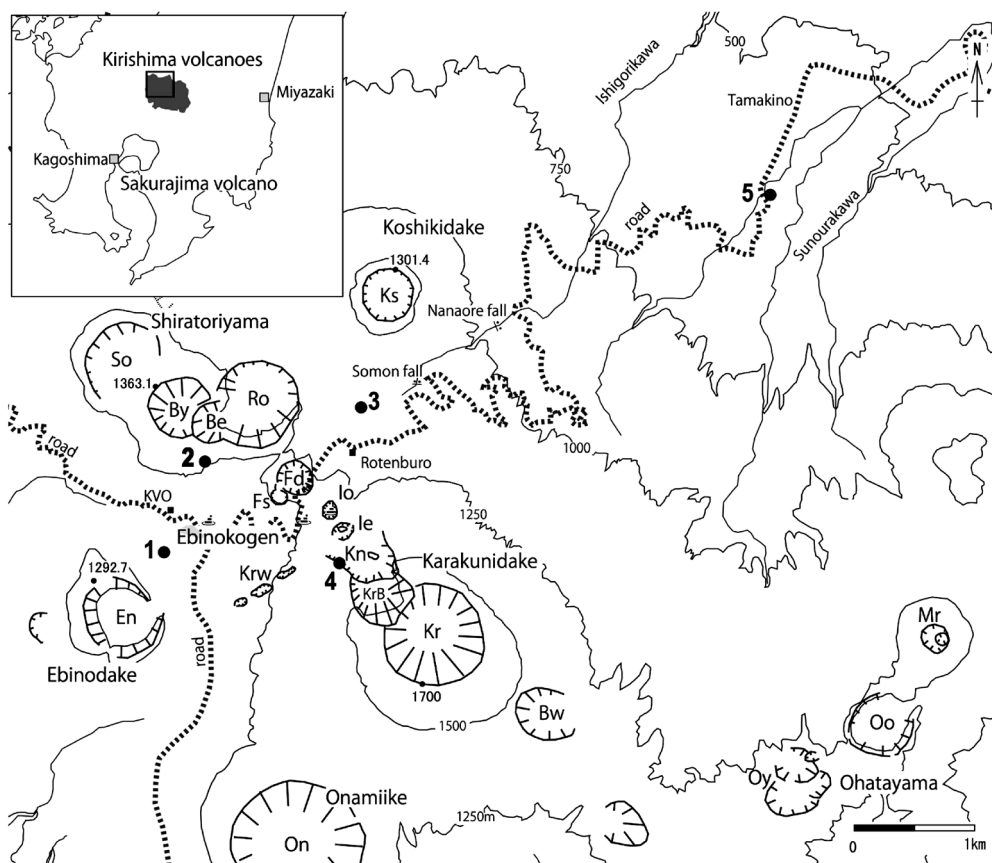


Fig. 1. Location map around the northern part of the Kirishima volcanoes. Be: Byakushiike east c. (crater), By: Byakushiike c., Bw: Biwaike c., En: Ebinodake c., Fd: Fudoike c., Fs: Fudoike south c., Ie: Ioyama east c., Io: Ioyama c., Kn: Karakunidake north c., Kr: Karakunidake c., KrB: Karakunidake B c., Krw: Karakunidake west c.s (craters), Ks: Koshikidake c., Mr: Maruokayama c., On: Onamiike c., Oo: Ohataike c., Oy: Ohatayama c.s, Ro: Rokkannonmiike c., So: Shiratoriyama c., The square in the left map shows this studied area. KVO: Kirishima Volcano Observatory.

の火山地質図があるのみである。一方、地球物理学的研究からは、えびの高原では新燃岳と同様に深部低比抵抗層が浅いところまで達していることが知られており（鍵山・他, 1996; 1997）、活動的な火山域とみなされている。この様に地下浅部にまで達する深部低比抵抗層や歴史時代の噴火実績から、この地域で再び噴火が発生する可能性は十分にあり、より詳細な活動史と活動特性を明らかにする必要がある。本論では、韓国岳形成後のえびの高原の火口、溶岩およびテフラの地質学的特徴と、歴史時代の活動について古記録をもとに、本地域における噴火現象と長期的な活動史について議論する。

2. 霧島火山の地質概説

霧島火山は鹿児島・宮崎県の県境に沿い西北西-東南東に延びた楕円形状の火山群であり、その中に大小 20

余りの火山が存在する。霧島火山は加久藤カルデラと小林カルデラの南縁付近に生じた後カルデラ火山でもある。小林カルデラは 530-520 ka の小林火砕流の噴火、加久藤カルデラは 340-330 ka の加久藤火砕流の噴火によって形成されたと考えられている（木野・太田, 1976; 田島・荒牧, 1980; 町田・新井, 2003）。霧島火山の活動は、加久藤火砕流堆積物を境に、古期霧島火山と新期霧島火山に区分され（Kobayashi *et al.*, 1981; 井村・小林, 2001）、古期霧島火山は約 600 ka に活動を開始したと推定されている（長岡・他, 2010; Nagaoka and Okuno, 2011）。

新期霧島火山（以下、霧島火山）の地質学的研究として、古くは小田（1922）や沢村・松井（1957）による研究があるほか、遠藤・小林ローム研究グループ（1969）は代表的なテフラの分布、時代、給源を明らかにした。その後、Kobayashi *et al.*（1981）、井ノ上（1988）、Imura（1992）、

井村 (1994) 等の研究により, 霧島火山の火山地質の全体像が明らかにされてきた。奥野 (2002) は, 霧島火山を含めた南九州の最近 3 万年間のテフラの年代 (^{14}C 年代) を総括した。霧島火山全体の地形・地質は, 火山土地条件図 (国土地理院, 1999) と火山地質図 (井村・小林, 2001) として公表されている。

本研究の対象となるえびの高原は, 霧島火山北西部に位置する山間盆地状の地域であり, その中に不動池や硫黄山などの新しい火山地形が存在している。不動池溶岩は K-Ah テフラ前後に噴出したと考えられているが (井村・小林, 2001), 噴出年代は定まっていない。また, 分布については, 北東のロープでは直近の相聞の滝まであるいは数キロ先の七折の滝付近まで到達しているとの考え方がああるほか, 北北西のロープでも分岐から 1 km から 4.5 km までの様々な分布図 (沢村・松井, 1957; 遠藤・小林ロープ研究グループ, 1969; Kobayashi *et al.*, 1981; 正路・山田, 1986; Inoue, 1993; 井村, 1994; 国土地理院, 1999; 井村・小林, 2001) が示されており解釈が定まていない。一方, 硫黄山は歴史時代に誕生した新しい火山と推定されているが (Kobayashi *et al.*, 1981), 詳細な研究はなされていない。

3. 調査・分析手法

本研究では韓国岳起源の小林軽石 (16.7 cal ka BP: 奥野, 2002) より上位のテフラ及び溶岩について地形・地質調査を行った。そして, 踏査および岩石学的対比にもとづく溶岩とテフラの層位・分布の把握を行い, 火口や噴火様式などの活動履歴分析を行った。

テフラの噴火年代を知るために, テフラ直下の攪乱されていない土壌の ^{14}C 年代測定を行った。降下テフラに被覆された土壌は, 大気との ^{14}C の循環が遮断され, ^{14}C に関する閉鎖系が形成されると期待されるためである (奥野, 2011)。また, テフラ中に含まれる炭化木片は噴火年代を特定できる貴重な試料であるため極力採取に努めた。年代測定は Beta Analytic Inc. 及び (株)パレオ・ラボに依頼した。測定機関において, 土壌については酸による洗浄処理, 炭化物については酸-アルカリ-酸洗浄を行った後の試料を対象に, AMS にて測定を行った。測定結果については, $\delta^{13}\text{C}$ 補正後の ^{14}C 年代を yBP, 信頼限界値 2σ (95.4%) の暦年較正年代を cal AD-BC で表示した。なお, 土壌試料の前処理は, 酸-アルカリ-酸処理の他, 酸処理のみの試料 (Table 1 の PLD-18454~18456) があり, 奥野 (1997) が行った年代測定と同一条件でない結果も含まれる。そのため考察では土壌の年代測定値に加え, 年代が既知のテフラとの関係を考慮し年代の評価を行った。暦年較正は, OxCal 4.1 (較正曲線データ

IntCal09: Bronk Ramsey, 2009; Reimer *et al.*, 2009) を使用した。また, 奥野 (2002) と表記方法を統一した cal yBP もしくは cal ka BP 値も用いた (Table 1)。

本地域のテフラは小規模なものが多く詳細な等層厚線を描くことは難しい。そのためテフラ堆積量の推定方法として, 少ない等層厚線と面積の関係から算定できる Hayakawa (1985) の方法を用いた。この方法は係数を一定にすることに対して問題が残るとの指摘 (Pyle, 1999) があるが, 本研究では他に有効な方法がないと判断し, この方法を用いることにした。また, マグマ噴火に伴う火山灰層について, D.R.E. (dense rock equivalent) 体積を算出した。テフラのみかけ体積から, D.R.E.体積への換算には, 桜島の 2008 年噴火時に計測された 1.5 t/m^3 を用いた (Tajima *et al.*, 2013b)。

溶岩の分布把握のため, 空中写真の地形判読とともに, 全岩化学分析を行った。溶岩の新鮮な部分のみを採取して分析試料とし, 粉碎後, ALS Canada 社に分析を依頼した。ALS Canada 社では, PANalytical 製波長分散型蛍光 X 線分析装置 (Axios advanced) および分析システム SuperQ を用いた全岩化学分析を行った。

4. えびの高原周辺の火山地形

「えびの高原」とは, 一般的には韓国岳-甕岳-白鳥山-えびの岳に囲まれる範囲を指すが, 本論ではそれよりやや狭い六観音御池 (Fig. 1 中の Ro) より東側の地域を指す。Fig. 2 はえびの高原の地形分類図であり, 調査地域内に見られる火口の位置を示している。地形判読には空中写真を主に用い, 国土交通省のデジタル地形データも併用した。対象地域及びその周辺を構成する, 韓国岳, えびの岳, 白鳥山, 甕岳, 硫黄山, 不動池等の火山の地形的特徴について以下に記載する。

韓国岳は霧島火山の最高峰 (標高 1700 m) であり, 山頂には韓国岳山頂火口 (Kr: 南北 850 m, 東西 770 m) が存在する。韓国岳の南東斜面と北西斜面には, 大きな側火口が形成されている。前者は琵琶池 (Bw: 琵琶池火口) と呼ばれるが, 後者 (南北 400 m, 東西 450 m) は無名称であり, 本論では韓国岳 B 火口 (KrB) と呼ぶ (Figs. 2 and 3a)。韓国岳の山体はやや北西-南東に伸長しており, 標高 1000 m 以上の山体全体にガリーが発達し侵食が進んでいる。なお, 韓国岳山頂火口と韓国岳 B 火口の斜面は, 同程度に侵食されており, 両者はほぼ同じ時期に形成されたと考えられる。韓国岳の北西斜面には韓国岳 B 火口に隣接して同火口壁を頂点とし, 下方に開いた形状の馬蹄形地形が見られる (Fig. 3a)。この馬蹄形地形より北西方向には流れ山地地形が点在する (Fig. 2)。これらの馬蹄形・流れ山地地形は崩壊によって形成されたとされて

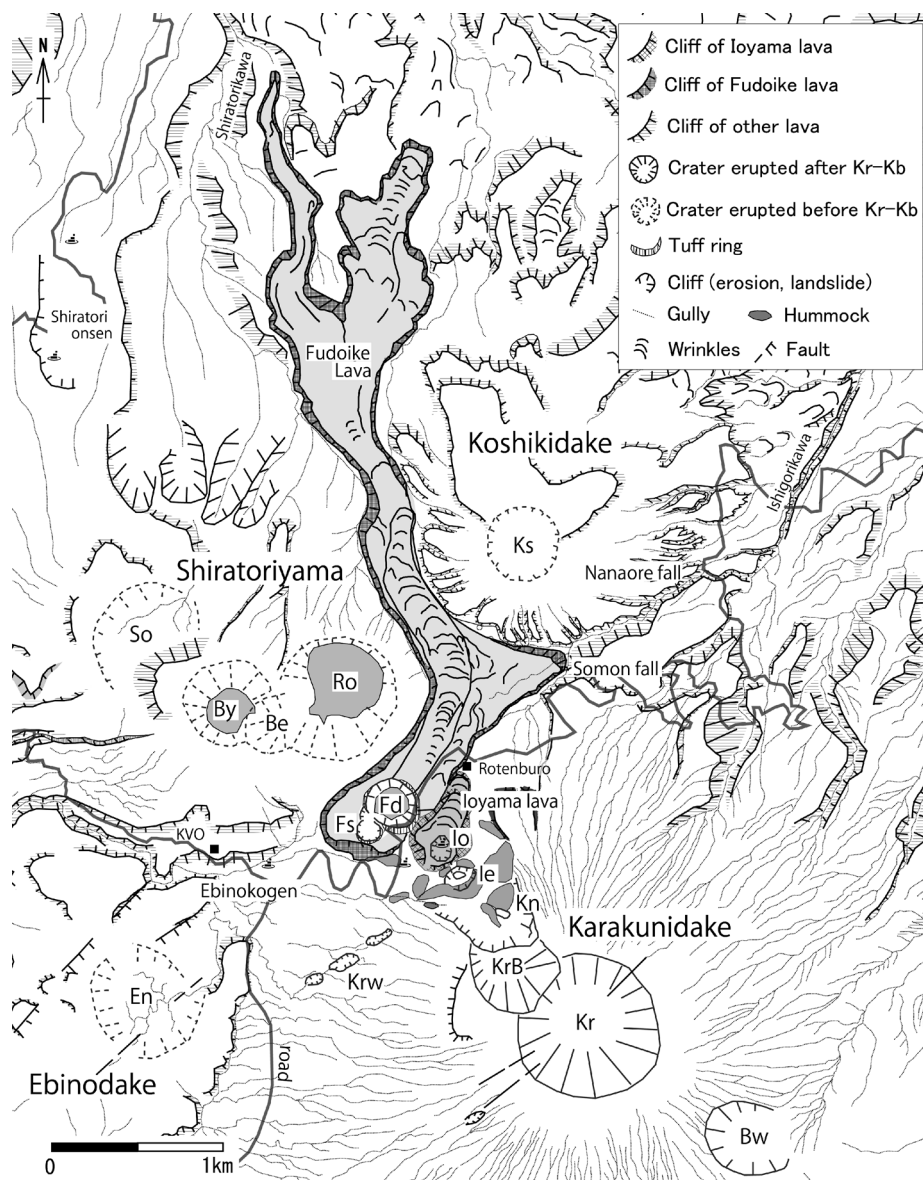


Fig. 2. Topographic map of the Ebinokogen around the northwestern part of the Kirishima volcanoes. See Fig. 1 for names of craters. Faults are shown by Imura and Kobayashi (2001).

いる(露木・他, 1980)。馬蹄形地形内の平坦部の1357 m付近には、長径80 m、短径30 mの円形のくぼ地が見られ、この付近を韓国岳北火口(Kn)と呼ぶ(Fig. 3a)。韓国岳山体西側の山麓には、北東-南西方向に伸びる3個の小火口が連結した火口列(Krw: 韓国岳西山麓火口列)がある(小林, 1989; 井村・小林, 2001)。

えびの岳(標高1293 m)には、山頂部に侵食の進んだ火口地形があり(En: えびの岳火口)、山体を南西-北東

方向に切る断層が存在している(井村・小林, 2001)。えびの岳は、本地域周辺において地形侵食が最も進んだ古い火山体である。

白鳥山(標高1363 m)も古い山体であり、山頂火口(So)は埋積が進み不明瞭で、かつ山体の北斜面には弧状の崖を伴うスプーンで抉ったような侵食地形が発達している。北側斜面の白鳥温泉付近には溶岩ロープ内に温泉(熱水)による変質域が広がっている。白鳥温泉付近の

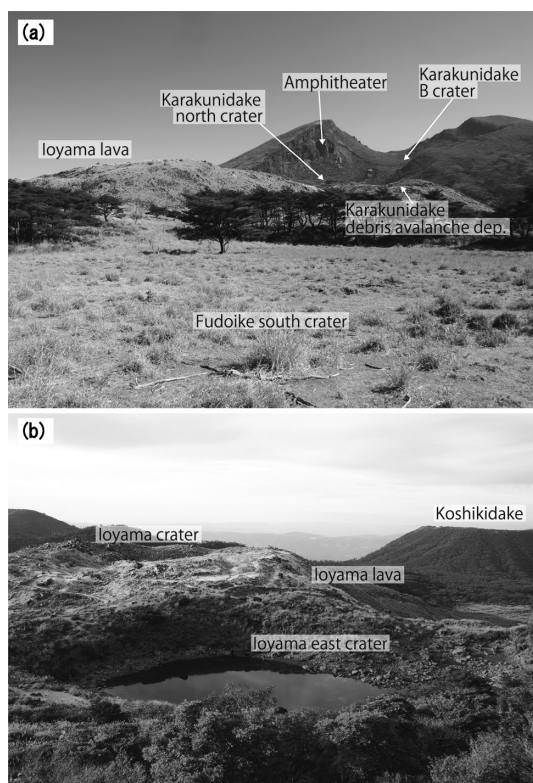


Fig. 3. Photograph of volcanic topography in the Ebino-kogen. (a) Fudoike south crater, Karakunidade north crater and Karakunidade B crater. (b) Ioyama lava and crater, and Ioyama east crater.

弧状の崖を伴う侵食地形は地すべり崩壊の痕跡である(国土地理院, 1999; 宮崎県土木部, 2006)。白鳥山の南東火口縁上に白紫池(By: 白紫池火口)と六観音御池(Ro: 六観音御池火口)という2つの火口湖が東西に隣接して存在する。白紫池と六観音御池の接合部付近には、すり鉢状の小火口(Be: 白紫池東火口)が形成されている。このように白紫池を中心とする火山にはBy, Be, Roの3つの火口が並んでおり、By火口の南西部からは溶岩が流出し、全体として複成火山を形成していると推定される。ただし、地形判読によって3つの火口の新旧関係を判別することは難しい。

甕岳(標高 1301 m)は、山頂火口(Ks: 甕岳火口)の埋積が進み平坦地かつ湿地になっている。甕岳の北側山麓の溶岩原には、多数の分岐した溶岩ロープが存在し、個々のロープには明瞭な溶岩じわが認められる(井村・小林, 2001)。また、山頂から北側1~1.8 kmの範囲に明瞭な側端崖を形成する厚い舌状の溶岩地形も認められる。石氷川付近では、甕岳の溶岩と近接し、韓国岳起源と判断

できる溶岩の末端崖が認められる。

えびの高原中央付近にある硫黄山の山頂部には、直径 130 m の円形の浅い火口(Io: 硫黄山火口)が存在する(Fig. 3b)。硫黄山は比高が 50 m 程で北方に約 400 m 流下した小規模な溶岩流であり、その表面には溶岩じわが明瞭に認められる(Fig. 2)。硫黄山の南東隣には、直径 100~200 m 程のすり鉢状の小火口(Ie: 硫黄山東火口)が存在する(Fig. 3b)。また、硫黄山の北西にある不動池は明瞭な火口湖である(Fd: 不動池火口)。不動池火口の南東縁には火口に沿う円弧状の地形的高まりが認められ、火砕丘の一部と判断される。さらに、不動池の南西側には、直径 130 m 程の円形の小火口地形(Fs: 不動池南火口)が認められる(Fig. 3a)。えびの高原南西域は二次堆積物(主にラハール)により埋積され、平坦な地形が形成されている。

5. テフラの層序と記載

本論では最近 15,000 年間の噴火活動を研究対象とするため、16.7 cal ka BP (奥野, 2002) に噴出した韓国岳起源の小林軽石(KbP: 成瀬, 1966; 遠藤・小林・ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988)より上位のテフラ及び溶岩について記載する。えびの高原は二次堆積物に広く覆われているため、テフラ層序は地形的な高まりにある露頭で確立した。鍵テフラは、小林軽石の他に 7.3 cal ka BP (福沢, 1995; Kitagawa *et al.*, 1995) の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah: 町田・新井, 1978)と、その直下・直上の牛のすね火山灰層(UsA: 井ノ上, 1988 による再定義)である。代表的な柱状図を Fig. 4、写真を Fig. 5 に示した。テフラの名称について、新称のものは模式地となる地名にもとづいて名付けた。なお、町田・新井(2003)の2重命名法に従い、田島・他(2013a)と同様に給源が判明しているものは頭に給源火山名を付けた。

5-1 環野 B テフラ (TmB: 新称)

えびの高原の北東地域では、小林軽石を含む韓国岳-小林テフラ(Kr-Kb: 田島・他, 2013a による再定義)の上位に約 30 cm の茶色の風化した火山灰質土を挟み、火山灰層が認められる(Fig. 4)。本テフラ層は、地形を均等な厚さで覆い、火山灰の淘汰が良く降下堆積物の特徴を有する。本テフラ層のうち、後述の桜島薩摩テフラを除いたものを環野 B テフラ(TmB)と命名する。本テフラ層は、調査地域内で Kr-Kb テフラ以後で最も下位の火山噴出物である。TmB の模式地は小林市南西方環野付近の県道 1 号線沿い地点 5 (北緯 31° 58' 15", 東経 130° 53' 31") である。地点 1 での TmB は、暗灰色を示し全層厚が約 70 cm の粗粒~細粒火山灰からなり、その中には不明瞭な層構造が見られる(Fig. 5c)。TmB の構成層の一

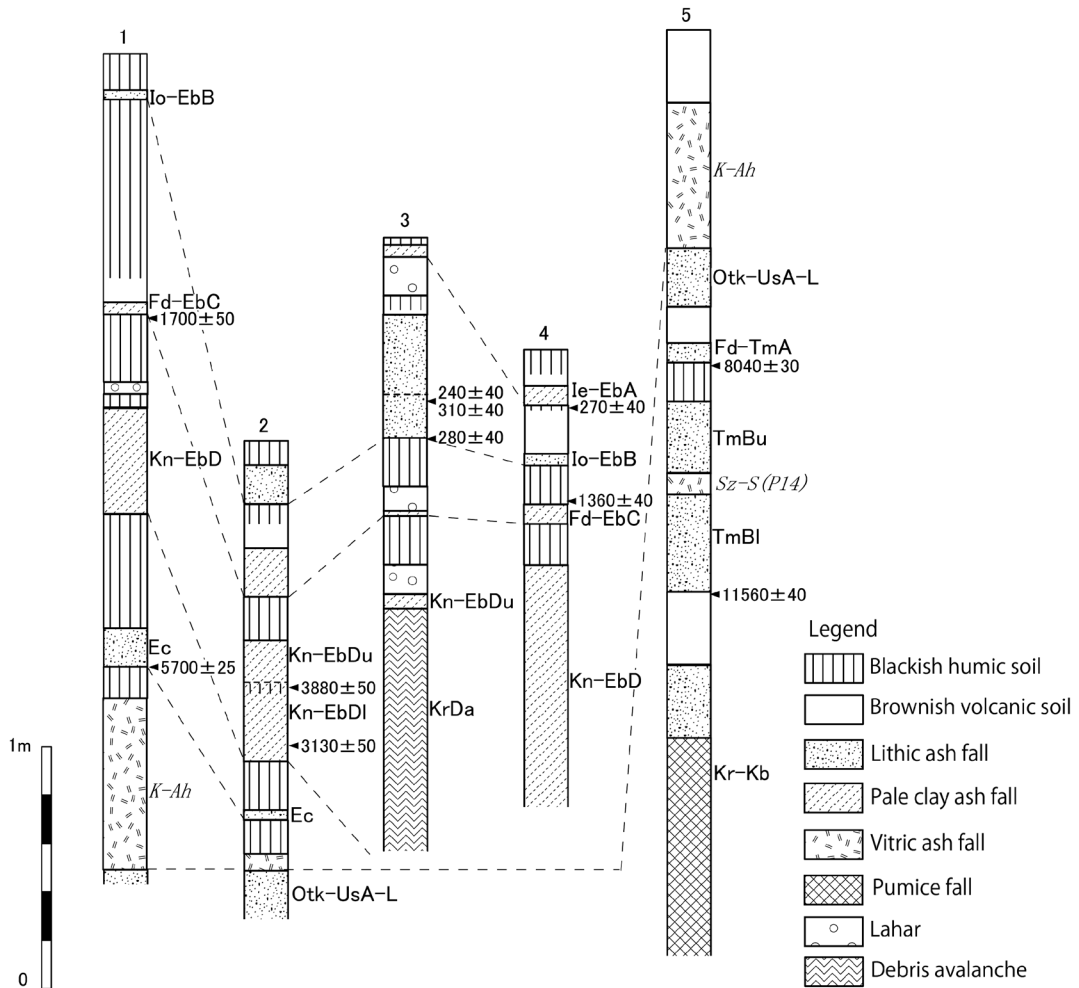


Fig. 4. Columnar sections around Ebinokogen in the Kirishima volcanoes. Locations are shown in Fig. 1. Names of Italic show tephra from other volcanoes. Ages are shown as y. BP. Kr-Kb: Karakunidade-Kobayashi tephra, TmB (l, u): Tamakino B tephra, Sz-S (P14): Sakurajima-Satsuma tephra, Fd-TmA: Fudoike-Tamakino A tephra, Otk-UsA (-L, U): Old Takachiho-Ushinosune tephra, K-Ah: Kikai-Akahoya tephra, Ec: Ebino-Camp tephra, Kn-EbD: Karakunidade north-Ebino D tephra, KrDa: Karakunidade debris avalanche, Fd-EbC: Fudoike-Ebino C tephra, Io-EbB: Ioyama-Ebino B tephra, Ie-EbA: Ioyama east-Ebino A tephra.

部には、炭化物が含まれ、細粒な火山灰が卓越するものもある。TmBは、えびの高原の南東もしくは東方で層厚が厚くなり、大幡山の2~3kmの東側山麓の林道沿いでは数mに達する厚いテフラ層として確認できる。

地点5では、本層の基底から40cmの中ほどに、層厚10cmの淡い橙白色で直径1cm~数mmの発泡の良い軽石を含む降下軽石堆積物が挟まれている (Fig. 5c)。本テフラ層は調査地域内及びその周辺域においてほぼ一定の層厚を示すこと、および構成物の特徴から桜島薩摩テフラ (Sz-S (P14); 小林, 1986b; 森脇, 1994) に対比される。

Sz-S (P14) の上下の境界には明瞭な腐植土壌が存在しないことから、Sz-S (P14) が堆積したのは、TmBの火山活動が継続していた期間であったと考えられる。本論ではSz-S (P14) の下位を環宇B1テフラ、上位を環宇Buテフラと細分した。TmB中の粗粒火山灰~礫は、ほぼ同質で角形状の発泡度の低い灰青色岩片からなる。

鏡下観察では、未変質で不透明な岩片、カラメル~淡黄色の透明なガラスが確認でき、一部黄白色・赤色の変質した不透明な岩片も認められる。遊離結晶は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物からなる。地点5の

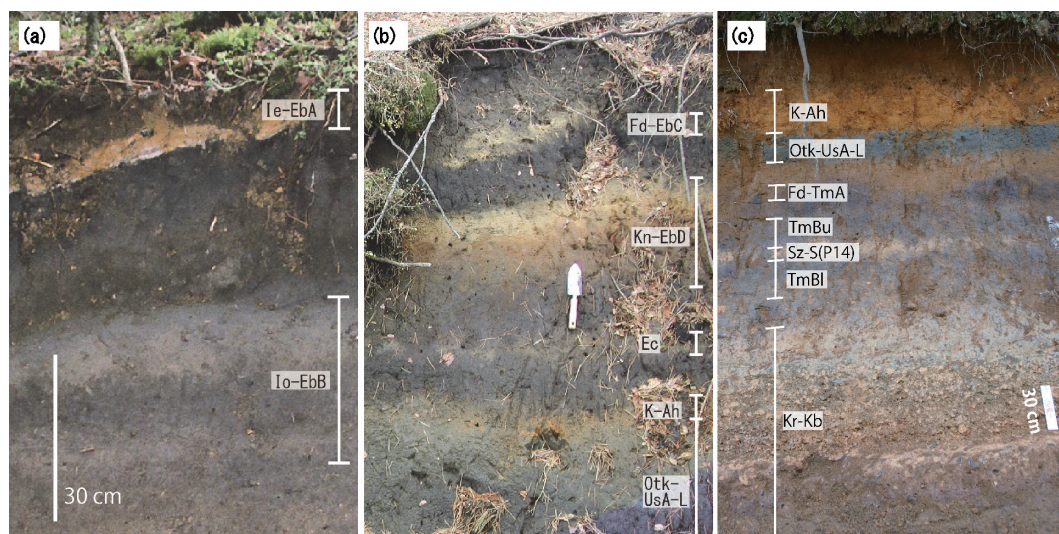


Fig. 5. Tephra layers around Ebinokogen. (a) Typical outcrop Ie-EbA and Io-EbB tephra in Loc. 3. (b) Typical outcrop above Otk-UsA tephra in Loc. 2. (c) Typical outcrop among Kr-Kb and K-Ah tephra in Loc. 5. Locations are shown in Figs. 1 and 4.

TmB 直下の土壌の ^{14}C 年代値は、 $11,560 \pm 40$ y BP である (Table 1).

5-2 不動池-環野 A テフラ (Fd-TmA: 新称)

地点 5 では TmB の上位に 30 cm の黒色土を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 4). 本層の給源は後述するように不動池火口と推定されるため不動池-環野 A テフラ (Fd-TmA) と命名し、その模式地を地点 5 とした。地点 5 では、Fd-TmA は黒色土壌上に最大層厚 6 cm で点在する青みがかった同質火砕物からなる黒色粗粒火山灰として認められ、その周囲及び上部は薄い灰色の細粒火山灰もしくは風化した黄土色の火山灰に漸移する (Fig. 5c). Fd-TmA は、地形を均等の厚さで覆い、火山灰の淘汰が良く無層理で降下堆積物の特徴を有する。Fd-TmA には、発泡度が低く鋭利な角形状の火山礫が含まれている。Fd-TmA はえびの高原 (不動池付近) に向かって層厚を増す。

鏡下観察では黒色で発泡度が低い岩片の他、白色変質岩片、赤色変質岩片が認められる。遊離結晶として、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、不透明鉱物が認められる。地点 5 の Fd-TmA 直下の土壌で、 $8,040 \pm 30$ y BP の ^{14}C 年代値が得られた (Table 1).

5-3 古高千穂-牛のすね火山灰 (Otk-UsA) ・鬼界アカホヤテフラ (K-Ah)

地点 5 では Fd-TmA の上位に約 15 cm の黄土色の火山灰土を挟み、粗粒火山灰からなる古高千穂-牛のすね火山灰下部層 (Otk-UsA-L: 遠藤・小林ローム研究グループ、

1969; 井ノ上, 1988) が認められる (Fig. 5c). Otk-UsA-L は紺青～灰青色の粗粒火山灰からなり、白色柱状で長径数 mm の葉片状白色片 (沢村・松井, 1957; 井ノ上, 1988) を含むことが特徴的である。本地点およびその周辺域では層厚が 20～30 cm である。Otk-UsA-L の上位には、腐植土壌を介さずに赤橙色でバブルウオール型の火山ガラスが特徴的な鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 町田・新井, 1978, 2003) が存在する (Fig. 5c). K-Ah の層厚は 60 cm で、その基底 5 cm には、軽石・遊離結晶や火山豆石が濃集する。K-Ah の上位には、葉片状白色片を含み、粗粒～細粒火山灰からなる古高千穂-牛のすね火山灰上部層 (Otk-UsA-U: 遠藤・小林ローム研究グループ, 1969; 井ノ上, 1988) が認められる。Otk-UsA-U は、Otk-UsA-L に比べ淡い灰青色であり、本地点では層厚 10 cm である。これらの火山灰層は、霧島東方域で層位が確立されており (例えば、井ノ上, 1988; 井村, 1996)、テフラ対比の鍵層となる (Fig. 4).

5-4 えびのキャンプ場テフラ (Ec: 新称)

地点 1 及び周辺地域では、K-Ah の上位に約 15～20 cm の黒色土を挟み、墨～暗灰色の火山灰層が認められる (Figs. 4 and 5b). 本層をえびのキャンプ場テフラ (Ec) と命名し、その模式地はえびの高原キャンプ場のセントラルロッジ裏の地点 1 (北緯 $31^{\circ} 56' 39''$, 東経 $130^{\circ} 50' 19''$) とした。地点 1 では、Ec は層厚約 16 cm, 主に粗粒～細粒火山灰からなり、葉片状白色片が見られる。Ec の構成物は、新鮮・鋭利な破断面の黒色の本質火山岩片及び

Table 1. Results of ^{14}C dating.

Dep. Name	Material	Measurement	Sample (Lab No.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (y BP)	Calendar Age
						2σ
Ie-EbA	soil under EbA tephra	AMS	Beta-218949	-25.5	150 ± 40	cal AD 1665-1785 (46.0%) cal AD 1795-1893 (32.6%) cal AD 1906-1952 (16.9%)
	soil under EbA tephra	AMS	Beta-174602	-18.3	270 ± 40	cal AD 1486-1676 (85.4%) cal AD 1777-1800 (7.9%) cal AD 1941-1954 (2.1%)
Io-EbB	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218297	-17.2	240 ± 40	cal AD 1520-1593 (14.5%) cal AD 1619-1685 (40.1%) cal AD 1732-1808 (31.3%) cal AD 1928-1955 (9.5%)
	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218298	-26.2	310 ± 40	cal AD 1470-1655 (95.4%)
	charcoal in EbB tephra	AMS	Beta-218299	-24.6	280 ± 40	cal AD 1482-1669 (90.3%) cal AD 1781-1799 (4.5%) cal AD 1947-1952 (0.6%)
Fd-EbC	soil above EbC tephra	AMS	Beta-174603	-16.2	1360 ± 40	1346-1231 cal y BP (86.5%) 1208-1181 cal y BP (8.9%)
	soil under EbC tephra	AMS	Beta-174601	-26.4	1700 ± 50	1731-1514 cal y BP (93.7%) 1460-1441 cal y BP (1.1%) 1433-1422 cal y BP (0.6%)
Kn-EbD	charcoal in EbDu tephra	AMS	Beta-29746	-25.2	3880 ± 50	4424-4153 cal y BP (95.4%)
	soil under EbDu tephra	AMS	Beta-161356	-20.7	3130 ± 50	3451-3240 cal y BP (94.5 %) 3228-3220 cal y BP (0.9 %)
Ec	soil under Ec tephra	AMS	PLD-18454	-19.45	5700 ± 25	6555-6409 cal y BP (95.4%)
Fd-TmA	soil under TmA tephra	AMS	PLD-18455	-22.11	8040 ± 30	9022-8857 cal y BP (71.5%) 8835-8777 cal y BP (23.9%)
TmB	soil under TmBI tephra	AMS	PLD-18456	-19.45	11560 ± 40	13539-13276 cal y BP (95.4%)

For sample (Lab No.), 'Beta-' means data by BETA ANALYTIC INC., and 'PLD-' means data by Paleo Labo Co., Ltd. See text for detail of analytical methods.

火山ガラス片, 斜長石である。地点 2 では, Ec の直上に変質した火山礫 (直径 1 cm 以下) がわずかに点在している。Ec はえびの高原よりも南東方向に厚さを増しており, 調査をした範囲では大浪池と韓国岳の鞍部で最も厚くなっていた。

Ec の鏡下観察では, 肉眼観察では認められない単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物が認められる。地点 1 で Ec 直下の土壌から, $5,700 \pm 25$ yBP の ^{14}C 年代値が得られた (Table 1)。

5-5 韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD: 新称)・韓国岳岩屑なだれ堆積物 (KrDa)

地点 1 や地点 2 では, Ec を覆う 50~100 cm の黒色土の上位に, 層厚約 60 cm の火山灰層が存在する (Fig. 4)。本層を韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD) と命名する。その模式地はえびの高原から白紫池への登山道沿いの地点 2 (北緯 $31^{\circ} 57' 03''$, 東経 $130^{\circ} 50' 33''$) であり, 地点 1 付近にも同様な堆積物が見られる。Kn-EbD は明瞭な 2 つの下部層 (Kn-EbDl) と上部層 (Kn-EbDu) に区分できる (Fig. 4)。地点 2 では, 下部・上部層の境界に風化を示唆する変色部が挟まれており, 両者の間にはわずかな時間間隙があった可能性がある。

地点 2 における下部層は粘土質の細粒火山灰を主体とし, 全体的に茶色を示す。下部層は, ほぼ地形を均等の厚さで覆いかつ淘汰が良く, 降下堆積物の特徴を有する (Fig. 5b)。上部層はさらに下部・上部に細分され, 下部は火山礫を含む淘汰の悪い粘土質のテフラ層で, 上部は淘汰の良い灰青色かつ粘土質の細~粗粒火山灰からなり降下堆積物の特徴を有する。なお, Kn-EbD は, 韓国岳登山道の標高 1300~1400 m 付近では 1 m 近くの層厚でかつ著しく粗粒となり直径が 1 m を超える変質した火山岩塊が含まれる。Kn-EbD は K-Ah より上位では, 調査地域内で最も厚いテフラとなる。

下部層の鏡下観察では, 変質した白色の岩片が多く認められ, 鉱物片として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物が認められる。上部層の鏡下観察では, 変質した白色の岩片が多く見られるが, 淡黄色~褐色の新鮮なガラス片も確認できる。鉱物片として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物が認められる。

地点 2 のやや東の Kn-EbD 上部層中から採取した炭化木片の ^{14}C 年代は $3,880 \pm 50$ yBP, また上部層直下の炭化物を含む堆積物の年代は $3,130 \pm 50$ yBP であった (Table 1)。

一方, 地点 3 東側の相間の滝上流の小谷沿いで, Kn-EbD の上部層下部が韓国岳岩屑なだれ堆積物 (KrDa: 露木・他, 1980; 井村・小林, 2001) と漸移関係にある様子を確認した。谷から離れた地形的な高まりでは層厚

20~30 cm の下部層を, 黄白色の亜角~亜円礫の火山岩を含み基質が粘土~砂からなるやや不淘汰な上部層下部が覆う。上部層下部は高まりから谷に向かうにつれ層厚を増し, 谷中心部では, 直径 3~4 m の巨ブロックとブロックの隙間を埋める火砕物基質の堆積物に漸移的に変わる。この巨ブロックには, 節理構造を有し全体が変質した溶岩が含まれるほか, 剪断や分離の構造, ジグソークラックが認められることがある。以上の観察事実より, 本堆積物は上部層下部と同時に堆積した岩屑なだれ堆積物と判断できる (Fig. 4)。さらに, 本岩屑なだれ堆積物は, 硫黄山の南東に分布する流れ山に連続する (Fig. 2)。流れ山を形成する堆積物には大小のアグルチネート岩塊が混在している。一方, 岩屑なだれ堆積物の上位には, 灰色もしくは褐色を呈し, 直径 30~50 cm のアグルチネート岩塊や類質の亜円~円礫を含み粘土~砂の基質からなる堆積物が存在し, これらをラハール堆積物と判断した。本堆積物は石氷川^{いしこおり}ぞいに, 5 km 先まで追跡できる。地点 1 などの上部層下部の淘汰がやや悪い堆積物は, この岩屑なだれおよびラハールを生じた噴火に関連する堆積物と考えられる。

5-6 不動池-えびの C テフラ (Fd-EbC: 新称)

地点 1 や地点 2 では, Kn-EbD を覆う 10~50 cm の黒色土の上位に, 淡黄色の粘土質の細粒火山灰層が存在する (Figs. 4 and 5b)。本層を不動池-えびの C テフラ (Fd-EbC) と命名し, その模式地を地点 2 とする。Fd-EbC は地形を均等の厚さで覆い, 火山灰の淘汰が良く降下堆積物の特徴を有する。Fd-EbC は, ほとんどが黄~淡白色の変質した岩片から構成され, 葉理などの堆積構造は認められない。不動池に面した南東側の道路沿いでは, Fd-EbC の層厚は 4 m 以上に達し, 火口の縁に沿うように傾斜の緩い火砕丘状の地形 (タフリング) を形成する。火砕丘堆積物の基質は変質した火山灰であり, 直径数 10 cm~数 m の粗粒な火山岩塊に富み淘汰の悪い堆積物となる。また, KrDa に含まれるものと同じアグルチネート岩塊も含まれる。

鏡下観察では, 岩片の大半は赤色・白色の変質した岩片であるが, わずかながら変質度が低く鋭利な破断面をもった岩片, 淡黄緑色の火山ガラスが認められる。鉱物片として, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物が含まれる。地点 1 付近で Fd-EbC 直下の炭化物の多い土壌から $1,700 \pm 50$ yBP, 地点 4 の Fd-EbC 直上の土壌から $1,360 \pm 40$ yBP 値が得られた (Table 1)。

次に, Fd-EbC と同層準のラハール堆積物について記述する。えびのキャンプ場 (地点 1 近く) では, Kn-EbD の上位に, 灰色で粘土~シルトからなり樹木片を含むラハール堆積物, 土壌を挟まずその上位にマトリクスに乏

しく円磨された火山岩塊からなるラハール堆積物、その上位に 8 cm の土壌を挟み灰～褐色の粘土～細粒の火砕物を基質として、下部に礫を含むラハール堆積物の 3 層が認められる。2 番目のラハール堆積物は Kn-EbD の上位にあることを確認した。また、3 番目のラハール堆積物は後述の Io-EbB の下位となる。このためこれらの堆積物は Fd-EbC と同時期に形成されたと考えられる。地点 1 周辺はこれら複数のラハール堆積物で構成され、氾濫原となっている。また、地域北側の地点 3 付近においても Fd-EbC を直接覆う同時期のラハール堆積物が認められる (Fig. 4)。

5-7 硫黄山-えびの B テフラ (Io-EbB: 新称)

Fd-EbC の上位に 10~50 cm の黒色土壌を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 4)。本層を硫黄山-えびの B テフラ (Io-EbB) と命名し (Fig. 5a)、模式地を地点 2 とした。地点 2 の Io-EbB は、地表下約 10 cm に層厚 16 cm、灰青色の粗粒な砂質火山灰として認められ、上下の白色の変質物を含む粘土質テフラ Fd-EbC、Ie-EbA (後述) と容易に識別できる (Fig. 5)。Io-EbB は、ほとんどが鋭利な破断面に囲まれた本質の黒灰色火山灰からなり、地形を均等の厚さで覆い、淘汰が良く降下堆積物の特徴を有する。Io-EbB は、硫黄山に近づくとも層厚が増し、かつ火山灰と同質の緻密な火山礫が含まれる。また、地点 2 近くの Io-EbB は、1~2 cm の薄い 8 層以上の火山灰からなる。

Io-EbB の噴出源である硫黄山の西側斜面や火口周辺には、数 m 大の火山岩塊が点在する。それらは、後述の硫黄山溶岩の塊状溶岩ブロックより大きく、岩塊内部は発泡せず周囲に放射状の冷却節理が発達し、ジョイント・ブロックに分類される。本ブロックは硫黄山溶岩の外側にも散在している。なお、火口から約 3 km の 2 箇所で、長径約 20 cm の硫黄山溶岩と同質の放出岩塊がサッグ構造をつくり土壌中に突き刺さっていることを確認した。

鏡下観察では、遊離結晶として長径 2~3 mm の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が見られ、新鮮で鋭利な破断面のある黒色岩片、黒色ガラス、黄緑色多角形状ガラスが見られ、わずかに白色・赤色の変質した岩片が見られる。地点 3 付近で Io-EbB の中央部の炭化した木片から 240 ± 40 yBP、 310 ± 40 yBP、Io-EbB の下部の炭化物が多い部分から 280 ± 40 yBP の値が得られた (Table 1)。

5-8 硫黄山東-えびの A テフラ (Ie-EbA: 新称)

韓国岳の北西山麓には、Io-EbB の上位に 20 cm の風化火山灰土を挟み、火山灰層が認められる (Fig. 4)。本層を硫黄山東-えびの A テフラ (Ie-EbA) と命名する。Io-EbA の模式地は相聞の滝上流の地点 3 (北緯 $31^{\circ} 57' 20''$ 、

東経 $130^{\circ} 51' 23''$) である。Io-EbA は、本地域の最上位テフラであり、地表下数 cm の所に層厚 5 cm の黄灰～淡黄色粘土質の変質した細粒～粗粒火山灰層として認められる (Fig. 5a)。Io-EbA は、地形を均等の厚さで覆い淘汰が良いことから降下堆積物と考えられ、その直下にラハール堆積物を伴う場合がある。Io-EbA は旧露天風呂付近 (Fig. 1 で Rotenburo と表示) で数 cm の層厚となり、硫黄山の周辺に向かい層厚が増加する。

鏡下観察において、構成物は、変質した粘土物質に被膜され、丸みを帯びた火山岩岩片からなることを確認した。地点 4 の Ie-EbA 直下の土壌から 270 ± 40 yBP、地点 1 の南方の谷中の直下土壌から 150 ± 40 yBP の ^{14}C 年代値が得られた (Table 1)。

硫黄山溶岩の先端付近 (旧露天風呂) から甕岳への登山道沿いには、Ie-EbA の直下に、淘汰が悪く淡黄色の変質した亜角～亜円の火山岩礫を多く含む堆積物が認められる。外見は Ie-EbA と酷似する (Fig. 5a) が、谷埋の堆積物であることからラハール堆積物と判断した。硫黄山の南東側面には、本ラハール堆積物からなる細い小尾根地形があり、この地形は硫黄山を覆う。

6. 溶 岩

本地域における新しい溶岩地形は不動池溶岩と硫黄山溶岩である。両者の火口は隣接しているが、溶岩の作る地形と記載岩石学的特徴は互いに異なっている。また、不動池溶岩の分布確認のために不動池溶岩と甕岳溶岩の全岩化学分析 (Table 2) を実施した。

6-1 不動池溶岩

まず不動池溶岩は、K-Ah との層位関係が不明であったが、不動池周辺や甕岳の北西域で Otk-UsA-L の直下にあることを複数地点で確認した (Fig. 6)。

次に、不動池溶岩の分布に関する調査結果を示す。不動池付近から噴出した不動池溶岩は、その一部が石氷川にある七折の滝に達すると考えられていた (井村・小林, 2001)。これを確認するため七折の滝地点 (E7) の全岩化学分析を行った。その結果、七折の滝を形成する溶岩は不動池溶岩の組成とは異なり、むしろ甕岳溶岩 (Fig. 7 の E6 地点) の化学組成に近い結果が得られた (Fig. 8)。このため石氷川に伸びる不動池溶岩は七折の滝までは到達せず、その 750 m ほど手前で停止し、高さ約 50 m の相聞の滝 (溶岩末端崖) を形成したと考えられる (Fig. 7)。

次に、不動池溶岩が標高 1200 m 付近で北北西に分岐し白鳥川方向に流下するが、その先の分布が定まっていなかったことに対する調査結果を示す。本論では、地形解析より不動池溶岩は、標高 1000 m より下流に達していると推定した。これを確かめるために、不動池溶岩が



Fig. 6. The photograph shows the relation of Fudoike lava and Otk-UsA-L tephra at Loc. E4 in Fig. 7.

達した可能性がある地点 E4, E5, E8, E9 地点の全岩化学分析を実施した。その結果、地点 E4, E5 では不動池溶岩と一致する化学組成値が得られた。一方、地点 E8, E9 では甌岳溶岩と同じ化学組成値が得られた (Table 2)。なお、地点 E10 では、Kr-Kb より古い時代に噴出した降下スコリアが露出しており、この付近は不動池溶岩で埋められていないことを確認した。そのため標高 850~800 m 付近で再びロープが 2 方向に分岐し、地点 E11 と E4 のやや北東方まで達したと考えられる。

最後に不動池溶岩と K-Ah の関係が逆転している産状を示す。地点 E4 では、不動池溶岩は Otk-UsA-L に覆われている (Fig. 6)。しかし、地点 E11 では、塊状溶岩の表面は破断形態を示し、その基質部は K-Ah の火山灰で占められている。このような産状は、堆積直後で未固結の K-Ah 中に溶岩岩塊が転がり落ちたことにより生じたものと推定され、不動池溶岩と K-Ah の前後関係を認定する際に混乱を生じさせたと考えられる。

不動池溶岩は最大 6~7 mm の斜長石が認められ、斑晶に富んでいる。斑晶鉱物として平均的な長径が 2~3 mm の斜長石、1~2 mm の単斜輝石を含み、不透明鉱物、わずかにかんらん石を含む安山岩溶岩である。また、斜方輝石、単斜輝石の集斑晶も認められる。

6-2 硫黄山溶岩

硫黄山溶岩は、硫黄山火口より北に 400 m ほど流下した塊状溶岩であり、表面の溶岩じわ地形が顕著である (Fig. 7)。ただし、旧露天風呂の手前の先端付近 100 m 程は、比較的平坦な表面地形となっている。

硫黄山溶岩は斑晶に富み、最大 4~5 mm、平均的に 2~3 mm の斜長石斑晶が目立つ。斑晶は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物から構成される。地点 E1, E2 の全岩化学分析結果から岩石分類は安山岩となる。

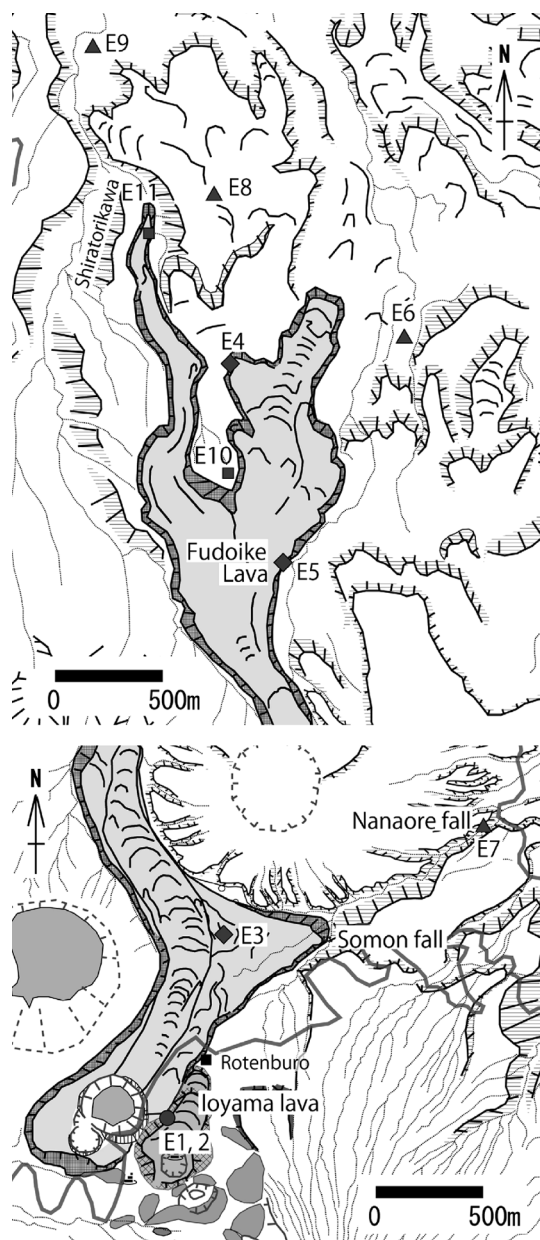


Fig. 7. A map showing sampling points for chemical analysis. Numbers with "E1-E9" are the points which results are shown in Table 2. Numbers with "E10-E11" are outcrops where the distribution of Fudoike lava was investigated. The topographical legends are shown in Fig. 2.

硫黄山溶岩は不動池溶岩、甌岳溶岩に比べ SiO_2 量に富む (Fig. 8)。

Table 2. Whole-rock major chemical components of lavas around Ebinokogen.

Loc. No. Lava name	E1 Ioyama lava	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9
	Fudoike lava				Koshikidake lava				
SiO ₂	59.70	59.54	57.40	57.06	57.21	59.37	58.46	57.67	58.55
TiO ₂	0.70	0.66	0.89	0.81	0.90	0.68	0.68	0.72	0.66
Al ₂ O ₃	15.26	16.20	17.03	16.92	16.86	16.16	16.49	16.36	16.41
Fe ₂ O ₃	7.42	6.81	8.02	8.18	7.99	7.28	7.31	7.78	7.76
MnO	0.13	0.12	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13
MgO	3.75	3.43	3.89	3.76	3.88	3.45	3.49	3.69	3.27
CaO	6.35	6.65	7.58	7.55	7.23	6.62	6.82	6.89	6.80
Na ₂ O	2.66	2.79	2.80	2.75	2.72	2.82	2.84	2.77	2.85
K ₂ O	2.16	2.10	1.81	1.78	1.88	2.07	1.96	1.86	1.97
P ₂ O ₅	0.095	0.103	0.115	0.110	0.116	0.102	0.112	0.108	0.098
Total	98.23	98.40	99.69	99.07	98.94	98.68	98.29	97.98	98.50
LOI	0.36	0.27	0.26	0.63	0.96	0.35	0.62	0.74	0.23
SiO ₂	60.78	60.51	57.58	57.60	57.83	60.16	59.48	58.86	59.44
TiO ₂	0.71	0.67	0.89	0.82	0.91	0.69	0.69	0.73	0.67
Al ₂ O ₃	15.54	16.46	17.08	17.08	17.04	16.38	16.78	16.70	16.66
Fe ₂ O ₃	7.55	6.92	8.05	8.26	8.08	7.38	7.44	7.94	7.88
MnO	0.13	0.12	0.15	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13
MgO	3.82	3.49	3.90	3.80	3.92	3.50	3.55	3.77	3.32
CaO	6.46	6.76	7.60	7.62	7.31	6.71	6.94	7.03	6.90
Na ₂ O	2.71	2.84	2.81	2.78	2.75	2.86	2.89	2.83	2.89
K ₂ O	2.20	2.13	1.82	1.80	1.90	2.10	1.99	1.90	2.00
P ₂ O ₅	0.097	0.105	0.115	0.111	0.117	0.103	0.114	0.110	0.099
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Unit is wt. %. LOI: loss of ignition. Total Fe as Fe₂O₃.

7. えびの高原周辺の火山活動に関する古記録

えびの高原周辺の古記録は数少ない。明確にえびの高原付近で発生した噴火を記録したのは、鷹野 (1935) と宮崎県西諸郡飯野町役場 (1966) に収録されている明和五年 (西暦 1768 年) の噴火の記述のみである。

鷹野 (1935) は、「明和五年二月二九日より飯野村劔神社に於いて一七日間鹿兒島本田出羽神以下出張火鎮之祈禱行言々」の記録は、旧飯野村 (現えびの市) 朝稲義則氏が、ある神社の社記調査中に偶然発見したものであり、記述の内容から西嶽 (硫黄山) の噴火活動と結論づけた。

次に、宮崎県西諸郡飯野町役場 (1966) の記録は、朝稲氏が見つけた記録の可能性も考えられるが、原典は明記されていない。この記録は、鷹野 (1935) より詳細であり (付録)、えびの高原での火山活動を考察する上で重要な意味を持つ (Table 3)。なお、和暦から西暦への変換は早川・他 (2005) の「換暦」 (<http://maechan.net/kanreki/>) を用い、年号の表記方法もそれに従った。

その冒頭には、明和五年正月二十六日 (1768 年 3 月 14

日) に韓国岳西麓、賽の川原付近で流れ二丁ばかり横五十間の震火が生じたとされる。この記述は郷土史の編纂者が書いたと見られる。流れ二丁ばかり横五十間の現象を、実際この日に確かめたかは不明である。次に、「此度霧島山震火に付火鎮めの儀・・ (中略) ・・吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候。右の場所は飯野の山腹にて、流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や、別して震動仕り候由承り及び申候。 (以下、略) ・・ (子二月二三日)」とあり、本田出羽守が鎮火の儀を仰せつかる場面に噴火の様子が詳しく記されている。この中で、流れ二丁ばかり横五十間の記述は、明らかに地形変化の大きさを示していると考えられる。この他、「出羽守罷り越候時分、加久藤より見分し候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強相見え候。然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候」との記述もある。出羽守が到着したのは二月二七日 (4 月 14 日) とされ、噴火発生後も 1 ヶ月間は噴煙を勢いよく上げていたと読み取ることができる。三月三・四日 (4 月 19・20 日) 頃には鎮

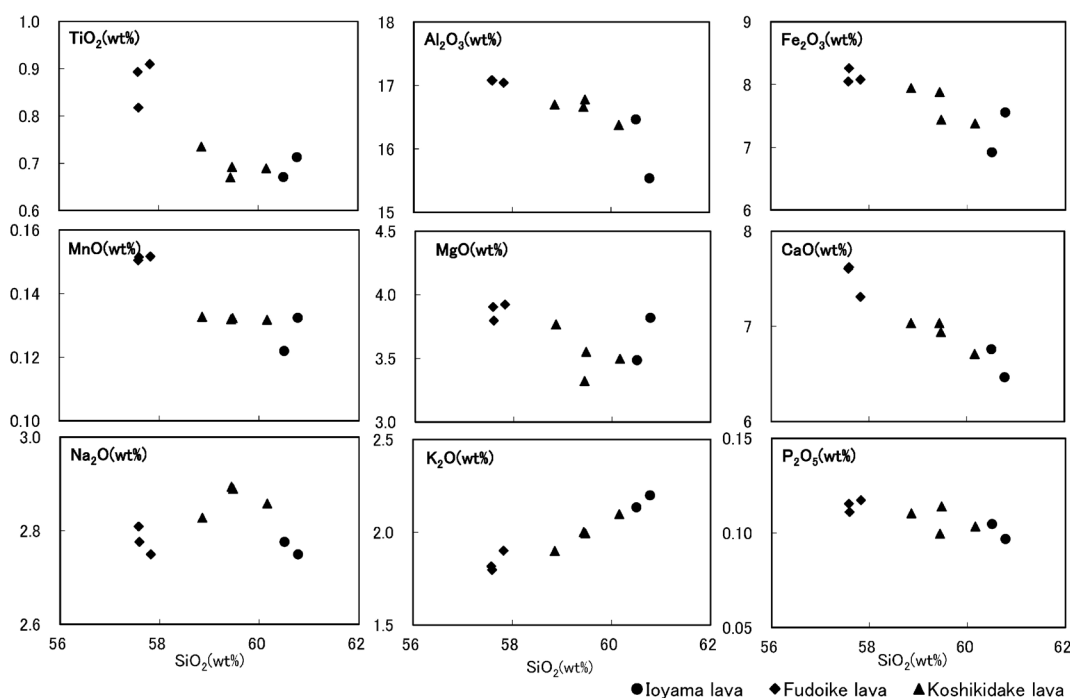


Fig. 8. Whole-rock major chemical components of volcanic materials from Ebinokogen volcanic area and Koshikidake volcano.

火に向かっており、出羽守が去った三月八日(4月24日)にはほとんど鎮火していた。

この明和五年の噴火記録がえびの高原周辺の活動であったことは確からしく、「此の震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り・・・」の掛り候の記述から、降灰が北西域に及んだことが示唆される (Table 3)。

最新の記録としては、明治30年3月に「韓国岳で噴火」と宮崎県西諸県郡飯野町役場(1966)、えびの市郷土史編さん委員会(1998)に記されている。沢村・松井(1957)は、小田(1922)の記述をもとに、明治30年代に韓国岳北馬蹄形地形の縁で崩壊が生じ泥流が流下したとし、馬蹄形地形内に小火山口の地形が見られると記述している。

8. 考 察

8-1 テフラ・溶岩の噴出位置・年代

調査地域では小林軽石(Kr-Kb: 16.7 cal ka BP)以降で最古のテフラは環野Bテフラ(TmB)である。TmBは大幡山東麓で層厚が数mになることより、本地域より東方の火山を起源とした可能性がある。TmBの分布は明らかにできておらず、調査地域外の東方の火山を含めて詳査し噴出源を明らかにする必要がある。TmB直下の

土壌の年代は約13.5 cal ka BPであり (Table 1)、TmBに挟在するSz-S(P14)の年代(12.8 cal ka BP: 奥野, 2002)と矛盾しない。

不動池-環野Aテフラ(Fd-TmA)は、不動池に向かい層厚を増す (Fig. 9e)。また、Fd-TmAと不動池溶岩は、古高千穂火山起源のOtk-UsA-L直下の同じ層準に存在し、かつともにえびの高原周辺の他の噴出物には認められないかんらん石斑晶を含むという記載岩石学的な特徴が類似する。それゆえFd-TmAは、不動池溶岩噴出時のテフラと考えられる。井村・小林(2001)は、不動池溶岩の噴出をK-Ah噴出前後と推定したが、本研究によってOtk-UsA-Lより古いことが判明した。地点5の東方では、Fd-TmA直下に10.4 cal ka BP (奥野, 2002)の瀬田尾軽石 (StP: 井ノ上, 1988) が、また直上には薄い風化火山灰を挟み7.6 cal ka BP (奥野, 2002)のOtk-UsA-Lが存在する (田島・他, 2013aの地点3)。暦年較正值よりFd-TmAの噴火年代は約9.0 cal ka BPと推定されるが (Fig. 10)、層位的にはOtk-UsA-Lに近いことから、実際にはそれよりやや若い年代かもしれない。不動池溶岩の噴出源付近には、不動池火口と不動池南火口がある (Figs. 2 and 3a)。不動池火口は、後述するようにFd-TmA噴火時に原型が形成されたが、不動池南火口はFd-TmA噴火時に形成されたか特定できなかった。

Table 3. Episode of 1768 AD eruption in Ebinokogen.

明和五年 (1768年)	噴火及び災害現象
正月二十六日 (3月14日)	編纂者による噴火概要の記述があり、その中に「正月二十六日に犀の川原付近で噴火」と日付が記されているが、原文は不明である。
二月十三日 (3月31日)	出羽守は3月31日に、「此度霧島山震火に付火鎮めの儀、何様へ仰せ附けられ然る可きや、吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候。右の場所は飯野の山腹にて、流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や、別して震動仕り候由承り及び申候」と霧島山の飯野の山腹(えびの高原)で噴火が生じ、流れ二丁(約220m)、横五十間(約90m)の地形変化が生じたと報告している。
二月二十五日 (4月12日)	本田出羽守出立
二月二十七日 (4月14日)	この日に本田出羽守飯野へ到着する。「出羽守罷り越候時分、加久藤より見分し候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強相見え候」より到着した頃は噴煙の勢いが強かった。また、「出羽守飯野罷り越候節は、加久藤にて役々の話に、此の震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り」との記録より加久藤の三村では噴火によって降灰が生じていたと推定される。また、火山灰が溝に流れ込み田畑に影響した。
二月二十九日 (4月16日)	この日より劔大明神社頭に三檀行事が執り行われており、噴火は続いていたと考えられる。
三月三・四日 (4月19・20日)	「然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候」より4月19・20日頃には、噴火の勢いは衰えていた。
三月六日 (4月22日)	「三月六日結願成就」との記述より、この日には表面上の噴火はほぼ衰えた。
	「出羽守罷り帰り候節の話には、震火も此の内と格別に縮まり、水も清く候故、仕付け等支えも之れ有る間敷くと申す事にて候」の記録は記述位置より、4月22日～24日の間と考えられる。噴火は衰え、加久藤に流れ込む水も澄んでいた。ただし、加久藤での田への影響は残り、「灰の沈み候は厚さ一寸余溜まり之れ有り候故、田地に種子を蒔き候ても、硫黄・灰氣にてかみきりて生じかね候故、外村の田地を借り候て種子を打ち蒔き候」と外の村の田を借りて種蒔きを行ったとされる。
三月八日 (4月24日)	出羽守が飯野出立。

The date of the Japanese calendar is converted to date of the Christian Era using “Kanreki” website (<http://maechan.net/kanreki/>) shown by Hayakawa et al. (2005). Chinese numerals show dates of the Japanese calendar, Arabic numerals show dates of the Christian Era. The record of 1768 AD eruption episode was archived by MiyazakikenNishimorokatagun-linomachiyaakuba (1966).

Otk-UsA の堆積後、えびのキャンプ場テフラ (Ec) が堆積した。Ec は、韓国岳と大浪池の鞍部に向かい層厚が増すことから、本地域より東～南東方にある火山が給源と考えられる。Ec 直下の土壌年代は、 2σ の暦年較正值で 6555–6409 cal y BP であり、Ec の噴火年代を 6.5 cal ka BP 頃と推定した (Fig. 10)。給源の候補としては、近い時期に活動的であった高千穂峰火山 (皇子スコリア) か、中岳火山もしくは新燃岳火山 (田島・他, 2013a) が挙げられるが、特定に至っていない。

韓国岳北-えびの D テフラ (Kn-EbD) は韓国岳登山道の標高 1300–1400 m 付近で巨大な火山岩塊を多数含み、韓国岳 B 火口に隣接する韓国岳北火口 (馬蹄形地形) 付近が噴出源と推定される (Fig. 9d)。Kn-EbD は、2 回の異なる噴火活動で生じたと考えられるが、ユニット間にわずかな風化部が認められるだけであり、比較的短期間に噴出したものと考えられる。噴火年代は、地点 2 の Kn-EbD テフラ中に含まれる炭化木片の 2σ の暦年較正值 (4424–4153 cal y BP) から、4.3 cal ka BP と推定した (Fig.

10)。

不動池-えびの C テフラ (Fd-EbC) は、層厚分布 (Fig. 9c) および変質した火山岩片を含む堆積物の特徴から、不動池火口周辺にタフリング状の地形を作る堆積物に対比される。タフリング中にアグルチネート岩塊を含むことより、不動池火口は Kn-EbD 噴火時に生じた岩屑なだれ堆積物 (KrDa) で埋められたが、Fd-EbC 噴火で再度明瞭な火口地形が出現し、噴火直後にラハールも発生した。Fd-EbC の噴火年代は、地点 1 付近の Fd-EbC 直下の黒色土壌の年代 (1731–1514 cal y BP, 93.7%) より、1.6 cal ka BP 頃と推定した (Fig. 10)。

硫黄山-えびの B テフラ (Io-EbB) の等層厚線図は、硫黄山を中心とした同心円状の分布を示す (Fig. 9b)。そのため Io-EbB は、硫黄山形成に伴うテフラと考えられる。Io-EbB の下部に含まれる炭化木片から cal AD 1482–1669 (90.3%)、テフラの中央部の 1 試料 (炭化木片) から cal AD 1470–1655 (94.5%) の暦年較正值を得たが、別試料からはややばらつきのある 2σ 値 (cal AD 1520–1593,

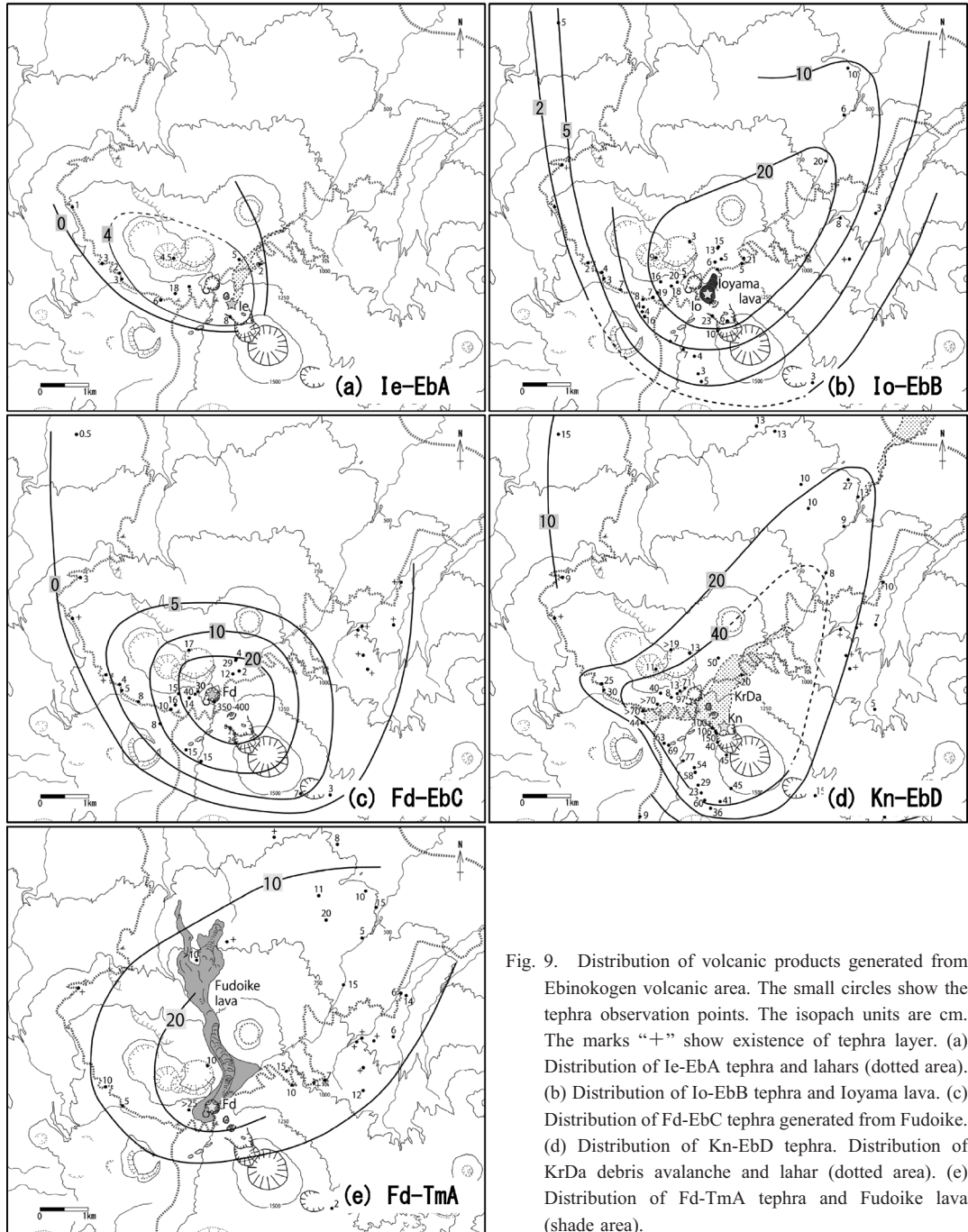


Fig. 9. Distribution of volcanic products generated from Ebinokogen volcanic area. The small circles show the tephra observation points. The isopach units are cm. The marks “+” show existence of tephra layer. (a) Distribution of Ie-EbA tephra and lahars (dotted area). (b) Distribution of Io-EbB tephra and Ioyama lava. (c) Distribution of Fd-EbC tephra generated from Fudoike. (d) Distribution of Kn-EbD tephra. Distribution of KrDa debris avalanche and lahar (dotted area). (e) Distribution of Fd-TmA tephra and Fudoike lava (shade area).

1619–1685, 1732–1808, 1928–1955) も得られた。いずれの試料も確率の高い暦年較正值は、ほぼ 16～17 世紀を示し、Io-EbB の噴火年代を 16～17 世紀と推定した (Fig. 10)。Io-EbB の噴火、硫黄山の誕生年代は、従来考えられていた 1768 年より、200 年ほど古い時代となった。

硫黄山東-えびの A テフラ (Ie-EbA) は本地域では最新の噴出物である。地点 3 および地点 1 付近の Ie-EbA 直下の土壌より得られた年代には幅があるが (Table 1)、およそ 16～18 世紀に発生したとみなして問題ないであろう。

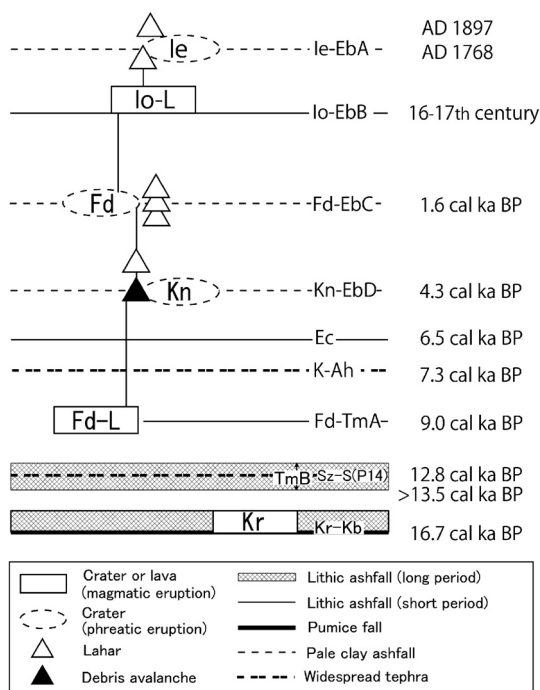


Fig. 10. Summary of eruption history around Ebinokogen volcanic area after 15 ka. Fd: Fudoike crater, Ie: Ioyama east crater, Io: Ioyama crater, Kn: Karakunidade north amphitheater and crater, Kr: Karakunidade crater, Fd-L: Fudoike lava, Io-L: Ioyama lava.

この期間で、霧島火山の北西側での噴火活動を示唆する記録としては、明治30年代の崩壊発生あるいは明治30年3月(1897年)の韓国岳噴火の記述と、明和五年(1768年)の噴火記録がある。まず始めに、明治30年代の記録を検討する。沢村・松井(1957)は、小田(1922)の7pに記された「尚ホ此孔北方ニハ廿有餘年前起リシ山崩壊斷崖アリ此所ニ岩石露出ス」の記録に着目し、明治30年代に崩壊が生じたとした。一方、宮崎県西諸県郡飯野町役場(1966)については、年表に韓国岳噴火と記述されるのみであり出典は不明である。この時代、御鉢の噴火が多数記録されているにも関わらず、韓国岳付近で噴火があったとの記録は見あたらない(大森, 1918; 安井・長友, 1961; 筒井・他, 2005)ため、宮崎県西諸県郡飯野町役場(1966)の記録は疑わしいと考えざるをえない。そのため明治30年代に発生した異常現象は、韓国岳周辺で生じた小規模な崩壊であった可能性が高い。

次に、宮崎県西諸県郡飯野町役場(1966)に記録された明和五年(1768年)噴火の記録について検討する。1768年噴火の地形変化を「流れ二丁ばかり横五十間も御座る」と記述している(Table 3)。現代の単位に換算する

と流れ(長さ)が約220 m、横(幅)が約90 mとなる。この記録に該当する地域にある硫黄山は、前述のように16~17世紀の噴火で誕生した火山であり、それより新しい火山地形は硫黄山東火口のみである。Ie-EbAの分布(Fig. 9a)は、この火口から北西方向に広がっており、加久藤の村(現えびの市)に影響が及んだとする古記録(Table 3)とも整合する。硫黄山東火口の径(長さ約200 m、幅約100 m)と古記録の記述もほぼ整合している。それゆえ、1768年の噴火は硫黄山東火口で発生し、Ie-EbAを噴出したものと推定される(Fig. 10)。

8-2 噴火様式・規模

えびの高原を起源とするテフラの噴火様式は水蒸気噴火が多いが、マグマ噴火も発生した。本地域に見られる粗粒~細粒の同質な火山灰堆積物はブルカノ式噴火もしくは灰主体のマグマ噴火によるものと考えられる。ブルカノ式噴火では、本質及び類質岩片からなる緻密な岩塊・火山灰主体の堆積物を生じると考えられている(例えば、小林, 1986a)。本質火砕物は角礫状であり、発泡度が低~中程度のブロック~火山灰からなり、発泡度の高い本質火砕物が見られないことも特徴である(Morrissey and Mastin, 2000)。また、現在の桜島のように長期間続く活動では、等層厚線は同心円状の分布を示す(小林, 1986a)。これに対して水蒸気噴火の堆積物は、変質や変質鉱物の付着が見られるやや丸みを帯びた類質岩片から構成され、本質火砕物は含まれない。

TmBの噴火は、マグマ噴火であることは確かであるが、給源・分布等は不明である。その噴火活動は、500年以上継続していたことが明らかになった(Fig. 10)。このような長期間の断続的な活動はOtk-UsAテフラを堆積させた古高千穂火山の活動(井ノ上, 1988)以外に知られていない。TmBテフラの発見により、霧島火山では長期に渡り火山灰を放出する噴火様式が、稀なものではないことが明確となった。

Fd-TmAは、不動池から北東に伸びた同心円に近い楕円形状の分布を示す(Fig. 9e)。Fd-TmA中には、黒色で発泡度が低い角礫状の本質岩片が卓越し、本質と推定される褐色ガラスが混在する。また、火口から4.5 km離れた地点5においては長径数mm~10 mmの角礫岩片が認められる。これらの特徴より、この噴火ではブルカノ式噴火が主体であったと推定される。なおこの活動時には、不動池溶岩が流出した(Fig. 10)。不動池溶岩の体積はその分布と層厚をもとに $33.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、Fd-TmAの見かけ体積は $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される(Table 4)。

Kn-EbDは上下2層に識別される。下部層は、本質岩片を含まない細粒の火山灰が主体であり、水蒸気噴火によるテフラと考えられる。上部層の噴火初期には、水蒸

Table 4. Summarized volcanic ejecta around Ebinokogen volcanic area.

Name of tephra	Tephra Volume* [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	Crater name	Age	Character of eruption	Lava	Lava Volume [$\times 10^6 \text{ m}^3$]	Other phenomenon
Ioyama east-EbinoA (Ie-EbA)	2.4	Ie	AD 1768	Phreatic			Lahar
Ioyama-EbinoB (Io-EbB)	27 (16)	Io	16-17 th century	Magmatic with Vulcanian	Ioyama lava	3.9	
Fudoike-EbinoC (Fd-EbC)	9	Fd	1.6 cal ka BP	Phreatic or phreato magmatic			Lahar
Karakunidade north-EbinoD (Kn-EbD)	58	Kn	4.3 cal ka BP	Phreatic and phreato magmatic			Lahar, Debris avalanche
Ebino campground (Ec)			6.5 cal ka BP	Magmatic			
Fudoike-TamakinoA (Fd-TmA)	40 (24)	Fd	9.0 cal ka BP	Magmatic with Vulcanian	Fudoike lava	33.0	
TamakinoB (TmB)			>13.5 cal ka BP	Magmatic			

* Volume is estimated by Hayakawa (1985) equation. The numbers within parentheses show dense rock equivalent (DRE) volume considering 1.5 t/m^3 as the bulk tephra density.

気噴火に伴い山体崩壊が発生した。岩屑なだれ堆積物は、多数のアグルチネート岩塊を含んでおり、韓国岳斜面が崩壊したものと考えられる（露木・他，1980）。Kn-EbD の上部層の主体は、火口から北東方向に分布するが、西北西方向の分布域では谷に沿って厚くなる傾向が認められる（Fig. 9d）。岩屑なだれの発生に伴い地形に沿って流下する火砕物密度流（サージあるいはブラスト）が発生した可能性があるが、今のところ明確な証拠は得られていない。なお、上部層の上部には変質物質のほか、本質物質と推定される角礫状で発泡度の低い新鮮な溶岩片や黒色ガラスの小片が見られる。それゆえ Kn-EbD 噴火の末期にはマグマ物質がわずかに関与していたと推定される。本テフラ層の見かけ体積は $58 \times 10^6 \text{ m}^3$ （Table 4）であり、水蒸気噴火としては規模の大きなものであった。

Fd-EbC は、ほとんどが変質した岩片からなり、短期間の水蒸気噴火によって生じたと推定される。ただし、鏡下では僅かに新鮮で鋭利な破断面を有する淡黄色の火山ガラスが見られることから、この噴火でもわずかながらマグマが関与したと考えられる。不動池の火口を縁取るタフリングは、変質した火山岩塊～火山灰からなり、激しい水蒸気噴火で形成された火山地形である。Fd-EbC の見かけ体積は $9.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される（Table 4）。

Io-EbB は、マグマ噴火によって形成された。硫黄山の西側斜面には、数 m 大の巨大な火山岩塊が点在する。

巨大岩塊の内部は発泡していないが、その表面には放射状の冷却節理が発達しており、ジョイントッド・ブロック（jointed block）と推定される。このような大型で放射状の冷却節理が発達したブロックは、口永良部島・新岳の 1966 年の爆発的噴火で放出された巨大安山岩岩塊が知られている（下司・小林，2006）。また、火口から 3 km ほど離れたキャンプ場や六観音御池付近では、直径が 20 cm 以上の硫黄山溶岩と同質岩塊が土壤中にサグを形成している。これらのことから、硫黄山形成時には爆発的なブルカノ式噴火が伴っていたと推定される。Io-EbB は、硫黄山を中心に北東方向に伸びた同心円状の分布となり（Fig. 9b）、複数の薄い火山灰で形成されていることから、短期間ではあるが断続的な噴火が発生したと考えられる。Io-EbB の見かけ体積は $27 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、硫黄山溶岩の体積は $3.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ と計算される（Table 4）。硫黄山の形成時には、溶岩よりテフラの噴出量の方が多かった。

Ie-EbA は、変質を被った岩片～粘土のみからなり、水蒸気噴火によるテフラと推定される。Ie-EbA の分布は硫黄山の南、韓国岳の登山道沿いから北西方向に限られる（Fig. 9a）。Ie-EbA の活動は古記録との照合から 40 日程続いたと考えられる。新燃岳で近年発生した水蒸気噴火は、短時間で活動を終える噴火が多い（及川・他，2012）。しかし、有珠山 2000 年噴火のように、マグマが地下浅部

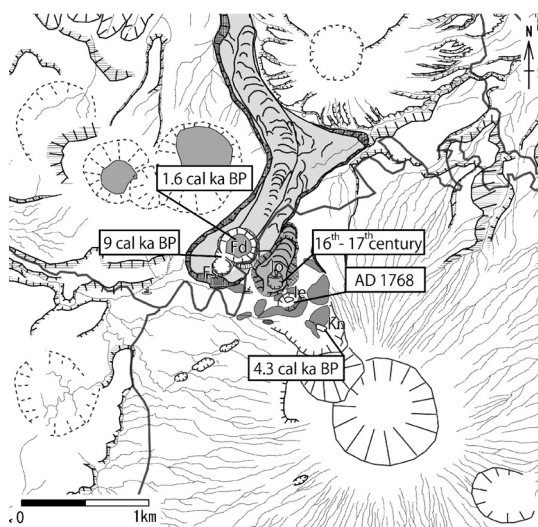


Fig. 11. Vent migration in Ebinokogen volcanic area after 10 ka. Fd: Fudoike crater, Fs: Fudoike south crater, Ie: Ioyama east crater, Io: Ioyama crater, Kn: Karakunidade north crater. Legends for topographic features are shown in Fig. 2.

まで上昇して長期間マグマ水蒸気噴火が継続する例が知られており（山里・他, 2002; 宇井・他, 2002）, えびの高原の Ie-EbA の水蒸気噴火もそれに類似したメカニズムの噴火であったかもしれない。また, Ie-EbA 直下にラハール堆積物が存在することから, 噴火に先行する形でラハールが石氷川の枝沢に沿って流下した。Ie-EbA の見かけ体積量は $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される (Table 4)。

硫黄山形成後には噴気活動が静穏化し, その間に樹木が繁茂したが（小田, 1922）, 明治 30 年頃には, 溶融硫黄を噴出するなど噴気活動の活発化によって再び禿げ山になった。その後 1990 年頃までは噴気活動が盛んであったが, それ以降表面活動はほぼ停止した状態が続いている。硫黄山の斜面には, 今でも立ち枯れた樹木の根元が存在する。

8-3 えびの高原周辺の地形発達史と活動の特徴

韓国岳と六観音御池の中間域では, Fd-TmA・不動池溶岩 (9.0 cal ka BP) の噴火から断続的に噴火活動が生じており, 一定の範囲のまとまった火山活動と考えられる。そこで, 本論では不動池溶岩・Fd-TmA 以後の活動によって形成された小火口・溶岩群をえびの高原周辺の火山と呼ぶ。8-2 に示したように, えびの高原周辺では, Fd-TmA・不動池溶岩, Io-EbB・硫黄山溶岩のマグマ噴火, Kn-EbD, Fd-EbC, Ie-EbA の水蒸気噴火が生じており, 全体としては水蒸気噴火が優勢となっている。また, 8-1 で議論したように, 主な活動毎に噴火火口の位置を変え

てきた (Fig. 11)。

えびの高原周辺では, 地下 100 m~1000 m に $3 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の低比抵抗層が分布し, 地下水の存在が示唆される（鍵山・他, 1994; 歌田・他, 1994）。このような地下構造が長期的に継続して存在しているとすれば, Kn-EbD, Fd-EbC の様なマグマの関与が示唆される水蒸気噴火や Ie-EbA のような継続時間の長い水蒸気噴火は, この深度近くに達したマグマと地下水が接触することによって生じたと考えることができる。一方, Fd-TmA・不動池溶岩, Io-EbB・硫黄山溶岩の活動では, マグマが帯水層を抜け上昇した。マグマが地表に達する活動が卓越する新燃岳に比べ（田島・他, 2013a）, えびの高原では爆発的な水蒸気噴火の発生が活動の特徴と言える。この様に 9.0 cal ka BP 以後, えびの高原では, 小規模なマグマ噴火や爆発的な水蒸気噴火が何度も生じ, それらは活動毎に火口の位置を変えた (Fig. 11)。この長期的な活動の傾向が, 溶岩岩体や火口湖が点在するえびの高原の独特な火山地形を形成した。小溶岩・火口群からなる火山域は, 大幡池・大幡山付近にも見られ, 霧島火山における長期の火山活動によって作られる地形形態の一つと考えられる。

9. ま と め

韓国岳の形成後, えびの高原では 13.5 cal ka BP から環野 B テフラが堆積した。えびの高原の噴火活動による堆積物は, 9.0 cal ka BP の不動池・環野 A テフラ・不動池溶岩, 4.3 cal ka BP の韓国岳北-えびの D テフラ・韓国岳岩屑なだれ, 1.6 cal ka BP の不動池-えびの C テフラ, 16~17 世紀の硫黄山-えびの B テフラ・硫黄山溶岩, 1768 年の硫黄山東-えびの A テフラである。えびの高原では韓国岳形成後, 断続的に噴火活動が生じ, 歴史時代にも複数回活動があったことが明らかになった。また, これらの噴火は主な活動毎に火口位置が変わるという特徴も明らかになった。また, 露木・他 (1980) が示した発生時期不明の山体崩壊は, 韓国岳北-えびの D テフラの水蒸気噴火に伴っていた。本研究によってえびの高原周辺では歴史時代を含め頻繁に噴火が発生していることが明らかになり, 将来再び活動的になる可能性は十分あると考えられる。

謝 辞

本研究を行うに当っては, 岩手県立大学の伊藤英之氏, ダイヤコンサルタント(株)の筒井正明氏, 雲仙復興記念館の長井大輔氏, (株)パスコの本田 健氏との議論が有益であった。現地調査や数値地図について, 国土交通省宮崎河川国道事務所, (財)砂防・地すべり技術センター, 日本工営(株)の諸氏にお世話になった。えびの市には,

飯野町郷土史の転載を許可していただいた。査読者の宮縁育夫氏と及川輝樹氏、編集担当の前野 深氏には有益なコメントを頂き、本論は改善された。また、東京大学地震研究所、日本大学には検鏡のため施設をお借りした。年代測定の一部はパレオ・ラボ社の『災害履歴解明のための研究助成』を使用させて頂いた。これらの方々には厚く御礼申し上げます。

引用文献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- えびの市郷土史編さん委員会 (1998) えびの市史 下巻. 739 p.
- 遠藤 尚・小林ローム研究グループ (1969) 火山灰層による霧島熔岩類の編年 (試論). 霧島山総合調査報告書, 宮崎県, 13-30.
- 福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, **34**, 135-149.
- 下司信夫・小林哲夫 (2006) 鹿児島県口之永良部島火山最近約 3 万年間の噴火活動. 火山, **51**, 1-20.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- 早川由紀夫・小山真人・前嶋美紀 (2005) 史料に書かれた日付の西暦換算と表記法. 月刊地球, **27**, 848-852.
- Imura, R. (1992) Eruptive history of the Kirishima volcano during the past 22,000 years. *Geogr. Rep. Tokyo metropol. Univ.*, **27**, 73-91.
- 井村隆介 (1994) 霧島火山の地質. 震研彙報, **69**, 189-209.
- 井村隆介 (1996) 霧島火山東麓にみられる霧島火山最近 7,000 年間のテフラ. 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編「第四紀露頭集—日本のテフラ」, 日本第四紀学会, 305.
- 井村隆介・小林哲夫 (2001) 霧島火山地質図 (5 万分の 1). 火山地質図 11, 地質調査所.
- 井ノ上幸造 (1988) 霧島火山群高千穂複合火山の噴火活動史. 岩鉱, **83**, 26-41.
- Inoue, K. (1993) Across-arc mineralogical and geochemical variations in Kirishima Volcano Group and its implication in the genesis of the volcanism of the Ryukyu arc (I). *Jour. Hiroshima Univ.*, **C**, **9**, 735-798.
- 鍵山恒臣・山口 勝・増谷文雄・歌田久司 (1994) 霧島火山群・硫黄山周辺の VLF, ELF-MT 測定. 地震研究所彙報, **69**, 211-239.
- 鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田均・筒井智樹・増谷文雄 (1997) 霧島火山群の構造とマグマ供給系. 火山, **42**, S157-S165.
- 鍵山恒臣・歌田久司・上嶋 誠・増谷文雄・神田 径・田中良和・増田秀晴・村上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武 毅・茂木 透・綱田和宏・大志万直人・三品正明 (1996) 霧島火山群中南部の比抵抗構造. 火山, **41**, 215-225.
- 木野義人・太田良平 (1976) 野尻地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 45p.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okumura, M., Takemura, K., Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995) AMS ^{14}C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, **37**, 371-378.
- 小林哲夫 (1986a) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号, No. 1, 1-12.
- 小林哲夫 (1986b) 桜島火山の形成史と火砕流. 火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等) の特質と災害 (文部省科学研究費自然災害特別研究報告書, 代表者: 荒牧重雄), 137-163.
- 小林哲夫 (1989) 霧島山. 荒牧重雄・白尾元理・長岡正利編「理科年表読本: 空からみる日本の火山」, 202-205, 丸善, 東京.
- Kobayashi, T., Aramaki, S., Watanabe, T. and Kamada, M. (1981) Kirihima Volcano. In IAVCEI symposium field excursion guide to Sakurajima, Kirishima and Aso Volcanoes, Volcanol. Soc. Japan, 18-32.
- 国土地理院 (1999) 1:30,000 火山土地条件図 霧島山. 1-14.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 宮崎県土木部 (2006) 宮崎県における災害文化の伝承. 日本工営(株) 編集, 72p.
- 宮崎県西諸県郡飯野町役場 (1966) 飯野町郷土史. 886p.
- Morrissey, M. M. and Mastin, L. (2000) Vulcanian eruptions. In *Encyclopedia of volcanoes* (Sigurdsson, H. ed.), 463-476, Academic Press, San Diego.
- 森脇 広 (1994) 桜島テフラ—層序・分布と細粒火山灰層の層位—. 鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究 (平成 4・5 年度科学研究費補助金 (一般研究 C) 研究成果報告書, 研究代表者: 森脇 広), 1-20.
- Nagaoka, S. and Okuno, M. (2011) Tephrochronology and eruptive history of Kirishima volcano in outhern Japan. *Quaternary International*, **246**, 260-269.
- 長岡信治・新井房夫・檀原 徹 (2010) 宮崎平野に分布するテフラから推定される過去 60 万年間の霧島火山の爆発的噴火史. 地学雑誌, **119**, 121-152.
- 成瀬 洋 (1966) 霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研彙報, **66**, 15-33.
- 小田亮平 (1922) 霧島火山地域地質調査報文. 震災予防調査会報告, **96**, 1-58.
- 及川輝樹・筒井正明・大學康宏・伊藤順一 (2012) 文献史料に基づく江戸期における霧島火山新燃岳の噴火活動. 火山, **57**, 199-218.
- 奥野 充 (1997) 埋没土壌の ^{14}C 年代から知るテフラの噴火年代—有効性と問題点—. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **8**, 45-50.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 奥野 充 (2011) 地質調査による高分解能なテフラ層序学・年代学の構築. 地質雑, **117**, 654-662.
- 大森房吉 (1918) 霧島山噴火. 日本噴火志 (上編), 震災

- 予防調査会報告, **86**, 177-190.
- Pyle, D. M. (1999) Widely dispersed Quaternary tephra in Africa. *Global and Planetary Change*, **21**, 95-112.
- Reimer, P. J. and 27 others (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- 沢村孝之助・松井和典 (1957) 5 万分の 1 地質図「霧島山」及び解説書. 地質調査所, 58p.
- 正路徹也・山田俊雄 (1986) ランドサット MSS 画像の立体視と霧島火山の層序解析への利用. 日本地熱学会誌, **8**, 437-455.
- 鷹野周道 (1935) 霧島の研究. 宮崎県教育会西諸県郡支会, 392p.
- 田島広一・荒牧重雄 (1980) 霧島火山周辺の Bouguer 異常. 地震研究所彙報, **55**, 241-257.
- 田島靖久・林 信太郎・安田 敦・伊藤英之 (2013a) テフラ層序による霧島火山, 新燃岳の噴火活動史. 第四紀研究, **52**, 151-171.
- Tajima, Y., Tamura, K., Yamakoshi, T., Tsune, A. and Tsurumoto S. (2013b) Ellipse-approximated isopach maps for estimating ashfall volume at Sakurajima volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 291-306.
- 筒井正明・富田克利・小林哲夫 (2005) 霧島・御鉢火山における 2003 年 12 月以降の噴気活動と明治～大正時代の火山活動. 火山, **50**, 475-489.
- 露木利貞・金田良則・小林哲夫 (1980) 火山地域にみられる地盤災害とその評価 (1) 霧島火山群地域にみられる崩壊型について. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), **13**, 91-103.
- 宇井忠英・中川光弘・稲葉千秋・吉本充宏・総合観測班地質グループ (2002) 有珠山 2000 年噴火の推移. 火山, **47**, 105-117.
- 歌田久司・鍵山恒臣・霧島火山電磁気研究グループ (1994) 霧島火山の深部抵抗構造 (I). 地震研究所彙報, **69**, 241-255.
- 山里 平・宮村淳一・森 博一・碓井勇二・佐久間喜代志・渡辺精久・佐藤十一・高橋裕二・坂井孝行 (2002) 空振データから見た 2000 年有珠山の噴火活動. 火山, **47**, 255-262.
- 安井 豊・長友久雄 (1961) 霧島火山噴火史の一調査. 測候時報, **28**, 32-43.

(編集担当 前野 深)

付 録

「飯野町郷土史」は昭和 41 年 11 月 2 日発行, 編集者は旧飯野町役場であり, 1768 年噴火に関する火鎮めの祭儀の記録があり p336~339 を以下に転載する.

第九節 霧島震火鎮めの祭儀

一七六八 (明和五) 年正月二十六日, 韓国岳西麓, 賽の川原附近に, 横五十間ばかり, 流れ二町ほどにわたり,

大震火が起った. その降灰のため, 飯野・加久藤の田畑を埋没し, 溝流れを閉塞し, 大被害をこうむり, 民心頗る不安であった. そのため藩庁から祠官など十余人が飯野に出張してきて, 二月二十九日から七日間, 麓の劔大明神社で, いとも厳肅な鎮火祈願が行なわれた. この時の劔神社の神体は不動明王であり, 神仏 1 体の名残りととどめていた.

一, 寺社御奉行所より本田出羽守早々御用の由にて罷り出で候処に, 御奉行衆町田監物殿より御直に仰せ附けられ候は, 此の度び霧島山燃え之有候. 先年も震火にて人家迄もつぶれ候. これによって此の節は火鎮の法仰せ付けられ候. 右については何れ様仰せつけられて然る可きや吟味仕り, 明日四時監物殿宅に, 書き附け致し, 持参致すべき旨承知候事.

覚

此度霧島山震火に付火鎮めの儀, 何様へ仰せ附けられ然る可きや, 吟味仕り申上ぐべき旨承知仕り候. 右の場所は飯野の山腰にて, 流れ二丁ばかり横五十間も御座有るべき候や, 別して震動仕り候由承り及び申候. 修法鍊行仰せ付けらるる儀に候はば, 余事に相替え候故, 彼方に罷り越し, 飯野小林の内社頭に於て鎮火の法三檀行事一七修行仰せ付けられ度く存じ奉り候. 法儀にても決定は申上げ難く候得共, 仮令焼出候ても変災これ無き様者, 神慮を深く希い申す外御座なく候故, 右の通り仰せ付け方, 然るべきやと存じ奉り候. この段申上候.

子二月十三日

本田出羽守

寺社奉行所

一, 当日出羽守事監物殿宅へ罷り出で候処, 逢わせられ候故書つけ差上候. 監物殿より承知致候は, 震火の儀は常式の人家の火事と相変り, 造化自然の燃え出で故, 急に相鎮むるものにては之れなく候へども, 先年震火の節, 田畑大分の潰れ, 怪我人多く, 人家や牛馬までもに及ぶ火災たる由, 左様これあり候ては御上にも別して御気の毒に思召され候事故, この節は御祈禱をも仰せ付られ候. たとえ十牧敷燃え上がり候を, 七・八牧にて鎮まり, 田畑牛馬の災難なきようにとの思召故, 御祈禱仰せつけられし事に候. 何ぞ震火を急に打ち消し候様にとの儀にては無之由, 分けて仰せ聞かされ候. 右についてはいよいよもつて, 飯野の出張相勤め候方然るべき由にて, 書き物うけとり置かせられ候. 且つ飯野え罷り越し相勤め候はば, 何社にて相勤め候哉と承知致したく候故, 飯野麓劔大明神社頭に於て相勤め候方然るべきやと申上候処にこれ又聞し召され置き候段承知致し候事.

一, 子二月二十二日用聞御用の由にて, 宮崎中書罷出候処に取次衆南雲順右衛門にて左の通り仰せ渡され候.

本田出羽守

右は当時飯野霧島山震火燃出し震動致し候に付鎮火し人家田地の火災を消除するため、飯野劔大明神に於て一七三日三檀行事御祈禱執行仰せ付けられ候条早々に差し越し執行致し候様申し渡すべく候。二月 寺 社 奉 行 一、幕二頭御借り物にて乗船、人馬すべて申出の通り仰せつけられ候。入具等の儀は急る事故、神主方にて取り替えを以て諸品持ち越され候事。

一、子二月二十五日出立、船に乗り御当地より行事の人数、井上左膳・井上右内兩人、極官三人賦中馬典膳・西郷典礼・中馬頼母 三人は上宦二人賦用間代守屋舎人右の通り召し列れ同二十七日飯野へ着、同二十八日、幣足を調え神前に餅を供う。

一、同二十九日より劔大明神社社頭に三檀行事執行、一日に宗源行事 三座一座に、陰陽二座宛六座十八、神道一座に、陰陽八座宛つ、一日に二十四座

一、夜御祓修行 惣社家

一七七日に宗源行事 三十八座

同十八神道行事 百五十二座

一、行法祈念のこと（祝詞）

掛けまくも畏き火の神^{かくつちのみこと}軻遇突知の命土の神埴安の命・山の神・大山祇命・水神・岡象女命・高竈稻倉魂命・保食神・祓戸大神・天神地祇八百万神・別しては霧島六所権現、当所の鎮守一之宮香取大明神・狗留孫権現・白鳥権現・金丸諏方大明神・大戸諏方大明神、加久藤には二之宮大明神、馬関田に大威徳天神、吉田に天満天神宮、小林に雛守権現・八王子権現、当社劔大明神、末社諸神を勧請奉りて、恐みも恐みも申す、事の由は飯野霧島山震火燃え出で人民甚だ愁き苦しむ事は大神達ちも知らしめすならむ。爰に今殊更に生物辛物の美膳神酒を備え、幣帛を捧げ、宗源妙行陰陽行儀三檀乎劔之社に設け、一七箇日修法練行の正儀直授祓を修し、称え辞を意え奉ることの状を平けく安けく聞し食して、大神達ちの広さ厚き御恵みを垂れ賜いて、速かに震火を鎮め、水流の濁る事なく百姓の作物五穀物を始めて、草の片葉、牛馬の蹄に至るまで障り無く、万民豊樂の神助を加わえ給えと恐

み恐みも申す。辞分けて申さく震火は自然の理と雖も大御神達の活き御心に宥だめ、万民の苦を助け給い田畑人家の妨け無く、火の災いを除き、風雨順時五穀生熟民豊かに夜も日も守護り給い幸え賜えと申す

明和五歳三月吉日

出羽守従五位下藤原親盈 敬白

一、三月六日結願成就（出羽守昼夜始終衣冠にて相勤め也）装束のまま社家中飯野の鎮守一之宮大明神え参向御祓執行、今晚劔大明神社司所にて法樂せられ、所の社家中相集り神舞執行之れ有り。

一、震火の事、出羽守罷り越候時分、加久藤より見分仕り候節は、黒煙すさまじく巻き上り、甚だ火勢強く相見え候。然る処に三月三・四日の頃より、煙引き替り薄く相見え罷り成り候。

一、出羽守飯野え罷り越候節は、加久藤にて役々の話に、此の度震火につき、加久藤の内三ヶ村に掛り候。溝流れに灰汁下り、別けて田畑の障りに相成り、当分の通りにては、三ヶ村に千五百石の痛みに相成る由話にて候。然る所に^か出羽守罷り帰り候節の話には、震火も此の内と格別に縮まり、水も清く候故、仕付け等の差支えも之れ有る間敷しくと申す事にて候。此の水道は、馬関田までも懸り通る溝にて候。此の溝は大川筋にてはなし。水上は此の度び震火の場所近くより流れ出で候小溝にて候。灰の沈み候は厚さ一寸余溜まり之れ有り候故、田地に種子を蒔き候ても、硫黄・灰氣にてかみきりて生じかね候故、外村の田地を借り候て種子を打ち蒔き候。然れども当分の通りにては、連々相納まり左様の沙汰にも及ぶまじくと土民を始め皆悦び申す事の由、話にて候事。

一、三月八日、出羽守事、飯野出立、同十三日帰宅。

一、同月十四日、寺社所へ出羽守事罷り帰り候首尾に罷り出候処に、寺社御奉行衆町田監物殿逢いなされ、委細震火の事且つ勤めの次第等聞しめされ候出羽守所々にて見分けの絵図など御目に掛け候事

劔大明神当祝

川 野 蔵 人