

霧島火山の地質

井村隆介*

地質調査所環境地質部

(1994年7月1日受理)

Geology of Kirishima Volcano

Ryusuke IMURA*

Geological Survey of Japan

(Received July 1, 1994)

Abstract

Kirishima Volcano is a Quaternary composite volcano situated in southern Kyushu, Japan. It occupies an area of about 20 km x 30 km elongated in the northwest to southeast direction and contains more than 20 eruptive centers which have been repeatedly active.

Basement rocks of Kirishima Volcano are Cretaceous to Paleogene sedimentary rocks (Shimanto Supergroup) and early to middle Pleistocene volcanic rocks. During the middle Pleistocene, at least three voluminous ignimbrites (the Kobayashi, Shimokado and Kakuto Ignimbrites) erupted from Kobayashi and Kakuto calderas situated to the north of Kirishima Volcano. The volcanic edifice, formed after the eruption of the Kakuto Ignimbrite (*ca.* 300 ka), is called Kirishima Volcano.

According to an intercalated dormant period, the activity of Kirishima Volcano can be divided into older and younger periods. The older activity started soon after the eruption of Kakuto Ignimbrite and produced several small stratocones (older volcano group) overlying the basements. These stratocones formed the main frame of the present-day Kirishima Volcano. After a few tens of thousands years of dormant period, the younger activity began at about 100 ka and has continued until the present. Many small stratocones, maars and lava flows (younger volcano group) were formed by this activity.

Since A. D. 742, more than 60 eruptions have been documented. They occurred mainly at Ohachi and Shinmoedake volcanoes but one exception is Ioyama which issued a small lava flow in 1768. The activities of Ohachi in 788 and Shinmoedake in 1716-17 were powerful eruptions which caused great damage to the people living at eastern foot of Kirishima Volcano.

During the younger activity group, the long-term magma discharge rate equals the average for Quaternary volcanoes in Japan. This activity contains two cycles of systematic change in the eruptive style, relatively effusive to more explosive, with an intercalated dormant period.

* 地質調査所環境地質部。〒305 つくば市東 1-1-3

* Geological Survey of Japan. Higashi 1-1-3, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

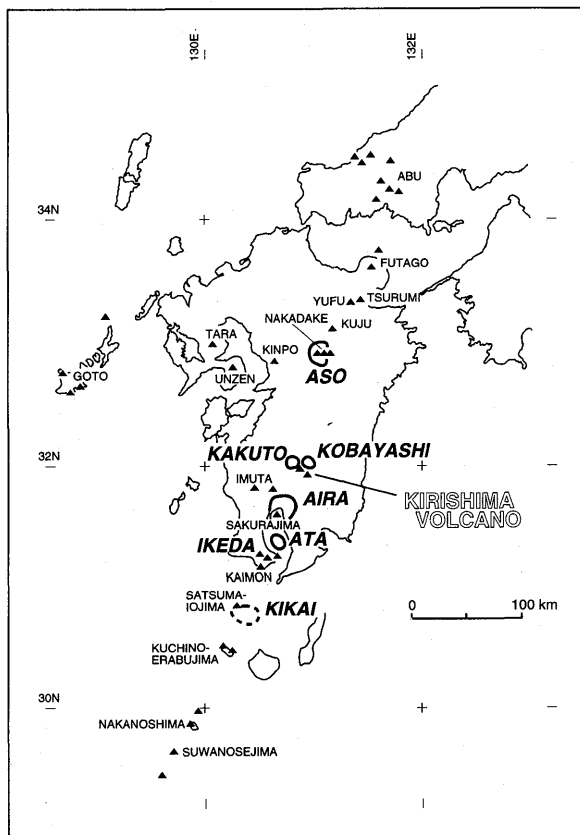


Fig. 1. Index map of Kirishima Volcano. Solid triangles are Quaternary volcanoes. Thick solid lines show outlines of calderas with names in italics (modified from Aramaki *et al.*, 1981).

1. はじめに

霧島火山は九州南部、鹿児島・宮崎両県の県境に位置する第四紀の複成火山である。本火山は西南日本の火山フロント（杉村，1959）に位置し（Fig. 1），歴史時代の噴火記録も数多く残っている活火山である。

霧島火山の地質についてはじめて詳細な記載を行ったのは小田（1921）である。その後、沢村・松井（1957）の5万分の1地質図「霧島山」によって総括がなされた。1968年のえびの地震以後、加久藤カルデラと霧島火山の関連について地質学的な面からも多くの研究が行われた（たとえば荒牧，1968；太田・沢村，1971）。また、地熱開発の面から考察した本火山の地下構造の研究も種子田（1977）や新エネルギー総合開発機構（1983）などによってなされている。霧島火山の岩石の研究は進野（1966），倉沢（1986），中田（1986）などによって進められ、本火山のマグマの生成・進化の過程が議論されている。一方、霧島火山東方に分布するテフラ層序に関する研究も数多く行われ（たとえば桑野ほか，1959；遠藤，1963；郷原，1963；宮地，1965；成瀬，1966；長岡，1984），広域テフラや霧島火山起源のテフラが多く記載されてきた。また、テフロクロノロジーの手法を用いた霧島火山の形成・発達史の研究も遠藤・小林ローム研究グルー

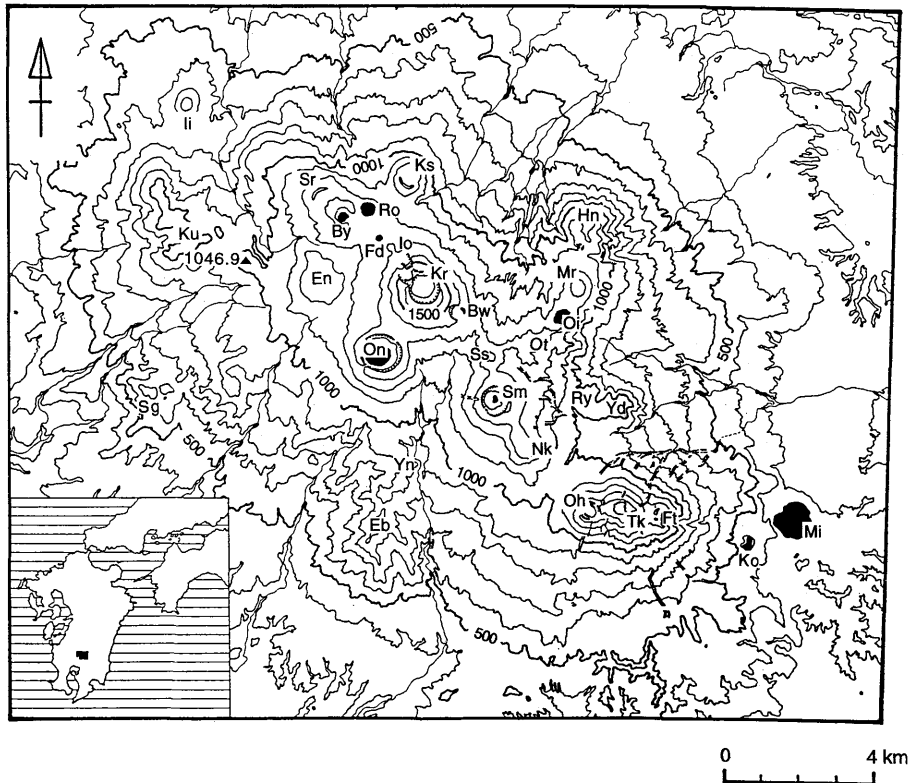


Fig. 2. Topographic map of Kirishima Volcano. Contour interval is 100 meters. Ii: Iimoriyama, Ku: Kurinodake, Sg: Sagariyama, Sr: Shiratoriyama, By: Byakushii-ke, Ro: Rokkannonmiike, Fd: Fudoike, Io: Ioyama, En: Ebinodake, Ks: Koshikidake, Kr: Karakunidake, Bw: Biwaike, Ss: Shishigodake, On: Onamiike, Sm: Shinmoedake, Nk: Nakadake, Ot: Ohatayama, Oi: Ohataike, Mr: Maruo-kayama, Hn: Hinamoridake, Ry: Ryuodake, Yd: Yadake, Oh: Ohachi, Tk: Takachihonmine, Ft: Futagoishi, Ko: Koike, Mi: Miike, Yn: Yunotanidake, Eb: Eboshidake.

プ (1969) をはじめとして、中村 (1987)、井ノ上 (1988)、IMURA (1992) などによってなされ、最近数万年間の噴火史が明らかにされている。霧島火山の歴史時代の噴火についてもその記録と堆積物を対応づけて、新燃岳しんもえだけおよび御鉢火山おぼちの最近の噴火の特徴が明らかにされつつある (井村・小林, 1991; 筒井・小林, 1992)。

本報では、上記したようなこれまでの研究成果と筆者によって新たに得られた知見をもとに、本火山の地質および噴火史について述べる。

2. 地 形

霧島火山の北側には、その基盤岩からなる急崖でかまれた、加久藤盆地ならびに小林盆地がある。これら2つの盆地は、その地形や重力異常分布から、いずれもカルデラ (加久藤カルデラ: 有田, 1957a, b および小林カルデラ: 田島・荒牧, 1980) であると考えられているが、両カルデラの南縁は本火山におおわれているために明瞭ではない。

霧島火山は北西—南東方向に長く (約 30km)、北東—南西方向に短い (約 20km)、

ほぼ楕円形をした地域を占め、その中に20以上の小さな火山体や火口が認められる (Fig. 2)。噴火中心は北西—南東方向の配列が顕著であるが、これらと直行するように北東—南西方向に並ぶ傾向も見られる。このような火山の配列は、霧島火山周辺の地殻応力場を反映しているものと考えられている (高橋, 1992)。一方、霧島火山南西部の二子石^{ふたごいし}、高千穂峰、御鉢には東西性のフィッシャーが認められる (九州活構造研究会, 1989) ほか、霧島火山の中央部に位置するえびの岳^{えびのだけ}、韓国岳や大浪池には火口のほぼ中央を通過して山体を北東—南西方向に切る断層が見られる。これらの方向は、本火山東麓の高原町付近 (東西) や北西部の大霧地域 (北東—南西) に発生する小規模な構造性地震の並ぶ方向にほぼ一致する。

霧島火山には、大浪池、韓国岳、新燃岳、御鉢など、山体の大きさに対して火口径の大きい火山体が多く見られる。このような地形は爆発的な噴火様式によって形成されたと考えられる。また、火口湖が多く見られることも霧島火山の特徴である。

火山麓扇状地の発達は、南西～西部で悪く、北～東部でよい。これは約25ka (注1) に始良カルデラから噴出した入戸火砕流によって南西～西部の扇状地がおおわれてしまったためである。夷守岳^{ひなもりだけ}の北麓および韓国岳北西の硫黄山付近には山体崩壊による流れ山地形が顕著に見られる。

3. 霧島火山の地質

霧島火山の地質図、断面図、火山層序および発達史を示すブロックダイアグラムをそれぞれ Fig. 3, 4, 5, 6 に示す。

3.1 基盤岩

今日見られる霧島火山の直接の基盤岩は、いわゆる四万十累層群北帯に属する堆積岩類および更新世前～中期の火山岩類 (加久藤火山岩類: 山本, 1960) であるが、霧島火山の地下には肥薩火山岩類や霧島溶結凝灰岩などの岩石も分布していることが地熱開発のためのボーリングで確かめられている (TAGUCHI *et al.*, 1981)。

霧島火山の北西域には、肥薩火山岩類と呼ばれる中新世～前期更新世の火山岩が広く分布しており (山本, 1960)、霧島火山北西部の地下にもこれに対比される火山岩の存在が推定されている (Fig. 4: TAGUCHI *et al.*, 1981)。肥薩火山岩類を噴出した火成活動は時代とともに西から東 (現在の火山フロント側) に向かってその中心が移動したと考えられている (浦島・池田, 1987) が、霧島火山周辺に分布する肥薩火山岩類からは3Maあるいは2Ma程度の放射年代値が数多く報告されていることから (林・渡辺, 1987)、霧島地域における火山活動の開始時期もこの頃であると推定される。

霧島火山地域で行われたボーリングでは、これまでのところ地表で確認されていない溶結凝灰岩 (霧島溶結凝灰岩: 田口ほか, 1979) が現海水準下数100m付近に広く分布することが明らかにされている (Fig. 4: TAGUCHI *et al.*, 1981)。この溶結凝灰岩の上面の出現深度は霧島火山の中央部に近づくほど深くなることから、霧島火山の地下に存在する陥没構造は、本火山中央部の韓国岳付近でもっとも著しいと考えられている (田口・林, 1982)。霧島溶結凝灰岩からは、 1.53 ± 0.25 Maのフィッシュトラック年代が報告されている (田口ほか, 1980)。この溶結凝灰岩の噴出源は不明であるが、人吉盆地から鹿児島湾へとつづく、鹿児島地溝 (露木, 1969) 形成の最初期の噴出物と推定されている (露木, 1992)。

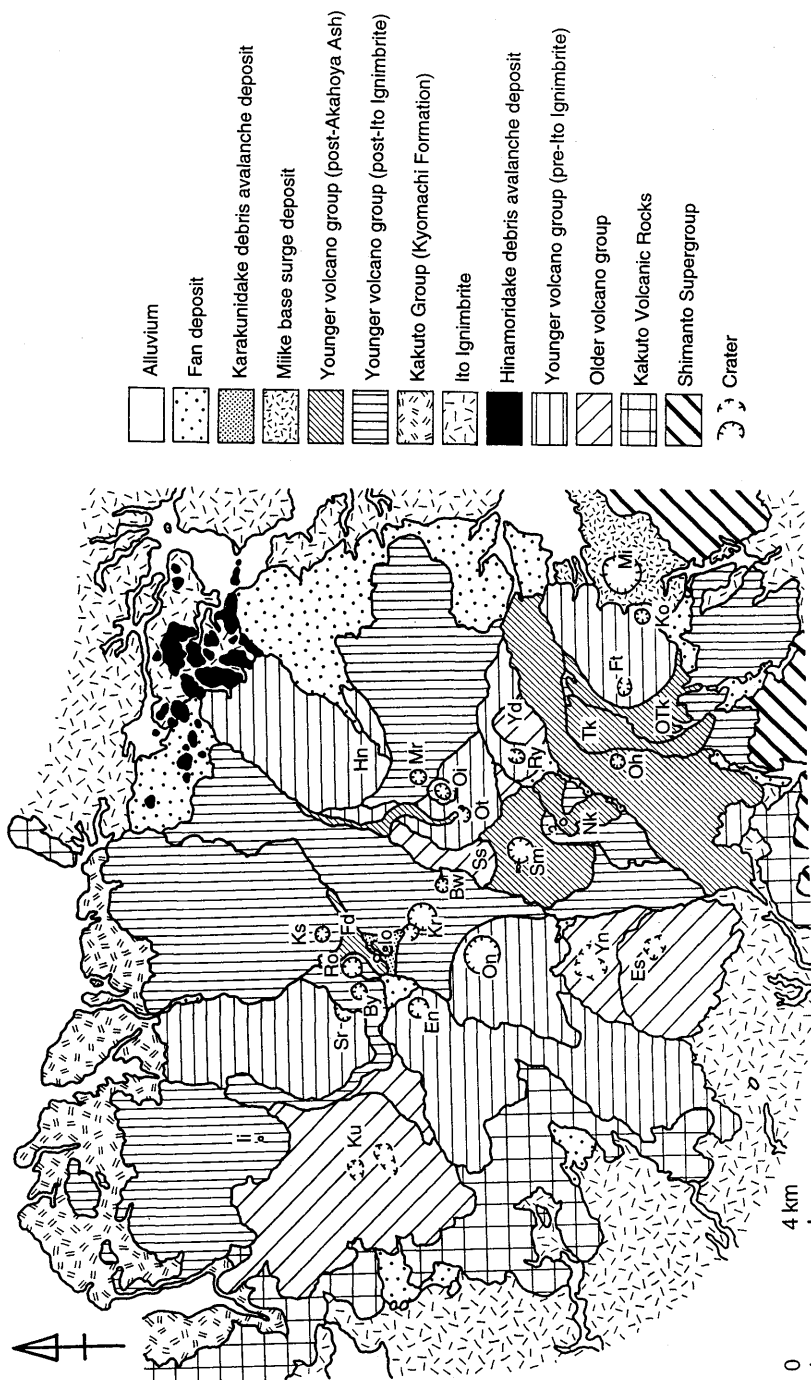


Fig. 3. Geological map of Kirishima Volcano. Abbreviations are shown in Fig.5 (after Imura, 1992).

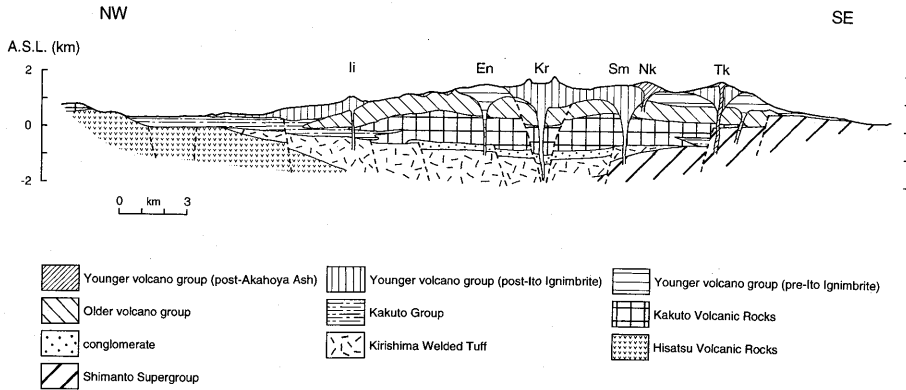


Fig. 4. Geological cross section of Kirishima Volcano. Abbreviations are shown in Fig. 5 (modified from Taguchi *et al.*, 1981).

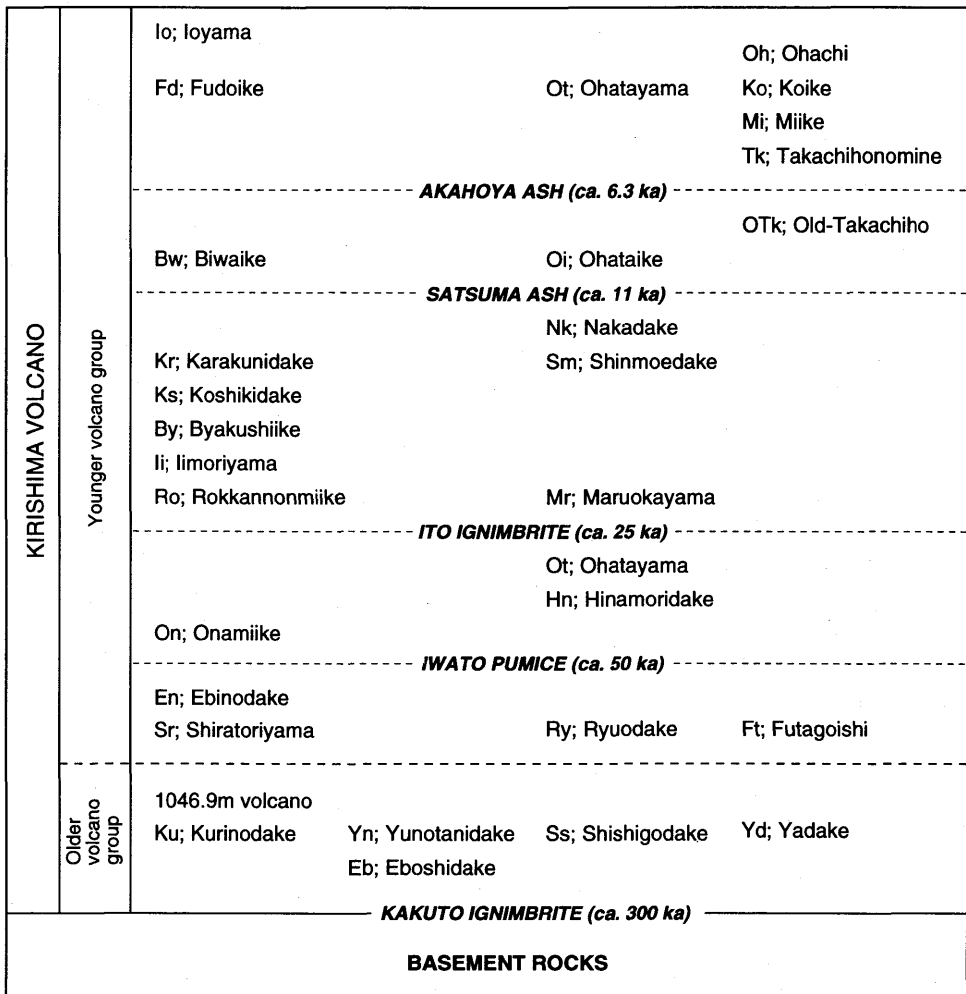


Fig. 5. Volcanic stratigraphy of Kirishima Volcano.

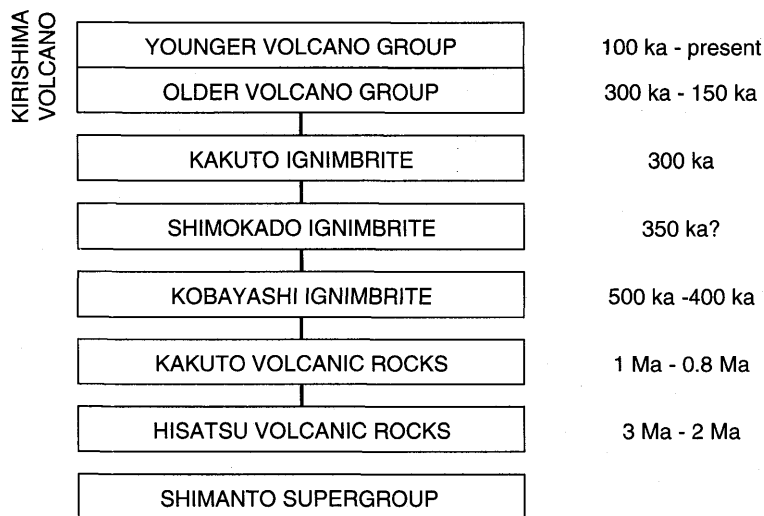


Fig. 6. Block diagram showing the geologic history of the Kirishima area.

霧島溶結凝灰岩の上位には、沢村・松井 (1957) によって^{きがり}佐賀利安山岩、永池安山岩、牧園安山岩などと呼ばれた火山岩類と、それと指交関係にある堆積岩類が認められている (Fig. 4: TAGUCHI *et al.*, 1981). 荒牧 (1968) は、これらの火山岩類を加久藤カルデラの外縁を構成する加久藤火山岩類 (山本, 1960) に対比し、霧島火山の基盤を構成するものと考えた。本報ではこれにしたがい、霧島火山の基盤を構成する火山岩類で、噴出中心が明らかに現在の霧島火山から外れているものや、ほとんど火山としての地形を残していないものを加久藤火山岩類とした。加久藤火山岩類の噴出年代としては、田口ほか (1979) によって 0.9~0.79Ma のフィッシュントラック年代が報告されている。一方、加久藤火山岩類と指交関係にある堆積岩類は、鹿児島地溝の形成にともなって生じた堆積盆に堆積した湖成層で、一括して加久藤層群と呼ばれる (小林ほか, 1987)。加久藤盆地内のボーリング結果から、この湖成層は少なくとも 400m 以上の厚さがあることが確かめられている (荒牧, 1968)。現在加久藤盆地内で見られる加久藤層群の大部分は、京町層と呼ばれる入戸火砕流の水中堆積物である (荒牧, 1968) が、その下位には阿蘇-4、阿多などの入戸火砕流よりも古い火砕流の水中堆積物があることが明らかにされている (小林ほか, 1987)。この古加久藤湖 (荒牧, 1968) は、入戸火砕流の流入直後に干上がったと考えられている (太田・沢村, 1971)。

霧島火山周辺には、その分布から加久藤あるいは小林カルデラから噴出したと考えられる大規模火砕流堆積物が少なくとも 3 枚認められる。それらは下位より、小林火砕流 (田島・荒牧, 1980)、下門火砕流 (大木・早坂, 1970)、加久藤火砕流 (荒牧, 1969) と呼ばれる。小林火砕流および加久藤火砕流は、それと同時の火山灰の広域対比の研究から、500 ないし 400ka と 300ka 頃にそれぞれ噴出したと考えられている (町田・新井, 1992)。これらの火砕流を含む中期更新世の噴火活動によって加久藤および小林カルデラが完成したと考えられる。

3.2 霧島火山

現在見られる霧島火山の活動がいつ頃はじめたのか、あるいは、いつ以降の活動を霧島火山と呼ぶのかに対しての定説はないが、九州活構造研究会 (1989) は加久藤火砕流の直上に見られるテフラを霧島火山の最古期のテフラと考え、IMURA (1992) は加久藤火砕流の噴出 (約 300ka : 町田・新井, 1992) 以後に形成された火山体に対して霧島火山の名称を用いている。本報も加久藤火砕流噴出以降にこの地域で起こった火山活動によって形成された火山体を霧島火山と定義する (Fig. 6)。

霧島火山を構成する火山体は、その火山地形の保存状況と浸食の程度によって、古期霧島火山と新期霧島火山の2つのグループに大きく分けることができる。古期霧島火山の火山体は、明瞭な火口跡が見られないほど浸食されているのに対し、新規の火山体はいずれも火山地形をよくとどめている。浸食状況が両者の中間的な火山体が見られないことから、古期霧島火山と新期霧島火山の活動の間には、火山活動の時間的ギャップがあったものと推定される。

3.2.1 古期霧島火山

古期霧島火山の活動によって、烏帽子岳、栗野岳、湯之谷岳、獅子戸岳^{ししごどけ}、矢岳や栗野岳南東の1046.9mの無名山などの火山体が形成された。沢村・松井 (1957) は、この活動によって広大な楯状火山が形成され、その上に栗野岳等が寄生火山として生じたとした。しかし、その後の調査によって沢村・松井 (1957) が楯状火山の一部とした山麓に見られる溶岩のほとんどは新期の火山活動による溶岩流であることが明らかになり、また、寄生火山とされた火山も新期の火山と同規模の火山体を形成していることから、古期霧島火山も現在の霧島火山と同様に複数の活動中心をもつ複成火山であったと考えられる。古期に属する火山体は主として霧島火山の北西～南部に位置しているが、獅子戸岳や矢岳のように霧島火山のほぼ中央や東部に位置しているものもあり、現在見られないまでも新期の霧島火山の下には多くの古期火山体が隠されている可能性が高い (たとえば新燃岳東方1.5kmにある高まり)。

古期霧島火山の活動開始時期は先にも述べたように、約300kaと考えることができる。一方、古期霧島火山のなかでは比較的火山地形をよく残し、もっとも若い時代に活動したと考えられる栗野岳の溶岩について150ka (田口ほか, 1979) のフィッシュントラック年代が得られていることから、古期の火山活動は300kaから少なくとも150ka頃までは続いていたと推定される。

古期の火山体を作る岩石は、大部分がシソ輝石・普通輝石安山岩からなり、カンラン石斑晶を含むことが多い。基盤岩である加久藤火山岩類と斑晶鉱物組み合わせ上の差異は見られない。

3.2.2 新期霧島火山

新期霧島火山の活動は、後述する霧島火山起源のテフラ層序から判断すると、約100kaにはじまり現在に続いているものと推定される。新期の火山活動は、第1級の広域テフラである。入戸火砕流 (25ka) およびアカホヤ火山灰 (6.3ka : 町田・新井, 1978) によって便宜上三分されることが多い (たとえば露木ほか, 1980)。この区分は霧島火山の活動を本質的に分けるものではなく、また他の指標テフラによってさらに細かい区分も可能である (Fig. 5) が、入戸火砕流およびアカホヤ火山灰は、本地域においてきわめて明瞭な鍵層となっているので、ここではこれにしたがって新期霧島火山を

三分した (Fig. 3) .

新期霧島火山を構成する岩石は、大部分がカンラン石を含むシソ輝石・普通輝石安山岩であるが、夷守岳、御鉢を構成する一部の溶岩流にはカンラン石玄武岩が認められる。また、御池から噴出した軽石は、ホルンブレンドの斑晶を特徴的に含む。

(a) 入戸火砕流以前の新期霧島火山

入戸火砕流以前の火山活動は、霧島火山のほぼ全域に分散して認められ、これらの活動によって白鳥山、えびの岳、龍王岳、二子石、大浪池、夷守岳、大幡山などの火山体が形成された。このうち大浪池は、主山体とも言える溶岩を主体とした小型の成層火山とそれをおおって形成された火砕丘で構成されている。大浪池主山体を構成する溶岩と火砕丘形成に関与した降下軽石層（イワオコシ軽石）の間には数 10cm の火山性風成塵 (volcanic loess) が認められることから、両者の活動の間には休止期があったものと考えられる。また、夷守岳は約 35ka に大規模な山体崩壊を起しており (IMURA, 1992)、その崩壊堆積物は夷守岳の北麓に流れ山を作って広く分布している。現在見られる夷守岳は、その後の活動によって再生されたものである。この時期に形成された火山体には、溶岩末端崖などの大きな火山地形は比較的良好に残されているが、溶岩じわ等の微地形は明瞭ではない。

(b) アカホヤ火山灰以前の新期霧島火山

アカホヤ火山灰以前の火山活動によって、丸岡山、飯盛山、^{こしきだけ}甑岳、^{びやくしいげ}韓国岳、新燃岳、中岳、古高千穂 (井ノ上, 1988) などの小型の成層火山や白紫池の溶岩流のほか、六観音御池、琵琶池、大幡池などのマールが形成された。これらは北西—南東方向に並ぶ傾向が著しく、霧島火山全体の伸張方向を決定している。飯盛山の北側には溶岩じわなどの微地形をよく残した溶岩流が広く分布しているが、その末端部では加久藤層群が局所的に変形していることが知られている (伊田・篠山, 1951)。この変形は、入戸火砕流の水中堆積物である加久藤層群京町層の堆積直後に飯盛山の活動があり、未固結かつ水に飽和した堆積物の上に溶岩が載ったためにその荷重で生じたものと考えられている (荒牧, 1968)。韓国岳と新燃岳は、先に述べた大浪池同様、いずれも主として溶岩からなる小型の成層火山とその上に載る火砕丘で構成されている。韓国岳と大浪池が山体斜面の傾斜等を含めて比較的良好な山容をしているのに対し、新燃岳の地形は扁平で前二者とは大きく異なる。これは韓国岳や大浪池の火砕丘が溶結した降下火砕物 (アグルチネイト) で構成されているのに対し、新燃岳の火砕丘は主に非溶結の火砕流やベースサージ堆積物で構成されているためと考えられる。

(c) アカホヤ火山灰以降の新期霧島火山

アカホヤ火山灰以降の新期霧島火山の活動は、本火山南東部に集中しており、そこでは高千穂峰および御鉢の両成層火山や御池、小池のマールが短時間の間に形成された。一方、霧島火山の中央部では、新たな成層火山を作るような活動はなく、新燃岳の爆発的な噴火をのぞけば、不動池、大幡山、硫黄山の単成の溶岩流や中岳山頂部の溶岩の噴出があったにすぎない。

4. 霧島火山の噴火史

霧島火山周辺には、Fig. 7 に示したような、霧島火山起源のテフラおよび近隣火山からもたらされたテフラが多く認められる。霧島火山の噴火史は、これらの層序・分布・

特徴と各火山体との関係を調査することによって知ることができる。以下にテフロクロノロジーの手法を用いて明らかになった霧島火山の噴火史について述べる。霧島火山周辺に分布するテフラの層序を Table 1 に、確認された霧島火山起源のテフラの諸性質を Table 2 に示す。

4.1 古期霧島火山の噴火史

これまでに報告されている霧島火山起源のもっとも古いテフラは、加久藤火砕流の直上に載る堀切Iスコリア（九州活構造研究会，1989）であるが、その噴出地点や規模については不明である。九州活構造研究会（1989）は、その上位にも数枚の軽石・スコリア層を報告し（堀切II-V軽石・スコリア）、これらを霧島火山の最古期の活動によるものと推定している。筆者の調査によっても、加久藤火砕流の上位にその粒径（岩片の最大粒径2cm）から古期霧島火山に起源を持つと考えられるテフラが2枚確認された（Fig. 7の12）が、噴出地点、規模、噴火の特徴などについては不明である。とはいえ、古期霧島火山の活動が加久藤火砕流の噴出直後からはじまり、その後断続的に続いたことは明らかであり、これらの噴火活動によって烏帽子岳や獅子戸岳等の古期の火山体が形成されたと推定される。

霧島火山東方の宮崎平野において、長岡（1984）は阿多火山灰の直下の顕著なクラックの発達した埋没土層を境として霧島火山のテフラを古期テフラ群と新期テフラ群に区分している。古期火山のなかでは新しいと考えられる栗野岳溶岩の年代（150ka）と阿多火山灰の年代（105ka：町田・新井，1992）から判断すると、これらはそれぞれ古期霧島火山と新期霧島火山のテフラに対応するものと考えられる。長岡（1984）の指摘したクラックの発達した埋没土層は、両者の間の休止期を示すものと推定される。

4.2 新期霧島火山の噴火史

新期霧島火山の活動によって噴出したと考えられるテフラのうち、最下位に見られるのは二反野にたんのスコリアIII（Fig. 7の12）である。露出が限られるためにこのスコリア層の噴出地点は不明であるが、阿多火山灰（105ka）と鬼界一葛原火山灰（95ka：町田・新井，1992）のほぼ中央部に見いだされることから、その年代は約100kaと推定される。

霧島火山東方の宮崎平野では阿多火山灰以降、岩戸軽石（50ka：長岡，1984）までの間に、厚さが10cm以上あるような顕著な霧島火山起源のテフラは認められない。このことから長岡（1984）は、105（原文では90）～50kaの新期霧島火山の活動は小規模で散発的なものであったと考えている。しかし、Fig. 5に示したように、白鳥山、龍王岳、二子石、えびの岳の溶岩の上には岩戸軽石が認められることから、霧島火山内ではこの期間にも火山体を形成するような活動が続いていたものと考えられる。噴出地点の特定はできないが、二反野スコリアIII～Vや綾軽石（長岡，1984）はそのような活動にともなうテフラであると推定される。

内山軽石（長岡，1984）から夷守岳褐色スコリアIIにいたる48～30kaの霧島火山は、次々と爆発的な噴火を繰り返していた。このうち、約45kaに大浪池から噴出したイワオコシ軽石（遠藤ほか，1962）は、黄色の軽石層と青灰色の火山砂層の互層からなり、プリニー式噴火とストロンボリあるいはブルカノ式噴火の繰り返しによる一連の降下堆積物であると考えられる。このイワオコシ軽石は大浪池南麓で火砕流堆積物を介在するようになる。このときの噴火によってアグルチネイトからなる大浪池上部の火砕丘が形成されたものと考えられる。一方、アワオコシスコリア（長岡，1984）、本町スコ

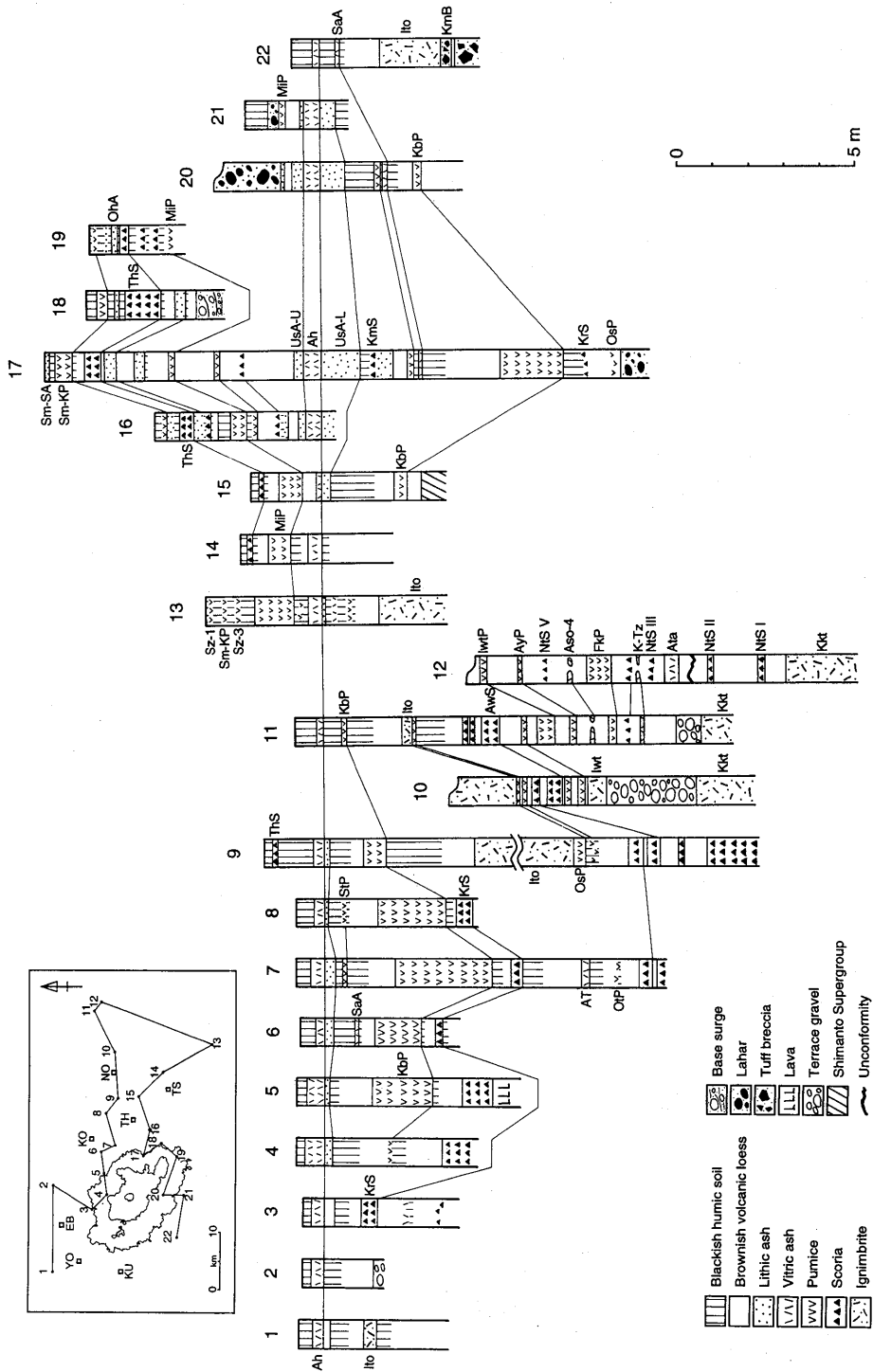


Fig. 7. Representative columnar sections for the tephra layers around Kirishima Volcano. Abbreviations are as in Table 1. Open squares are cities and/or towns, KU : Kurino, YO : Yoshimatsu, EB : Ebino, KO : Kobayashi, TH : Takaharu, TS : Takasaki and NO : Nojiri.

Table 1. Stratigraphy of tephra layers around Kirishima Volcano.

Tephra	Age
Shinmoedake-Showa afa (Sm-SA)* ¹ <i>Sakurajima-Taisho pfa (Sz-1)</i>	(A.D. 1914)* ¹⁰
Shinmoedake-Bunka pfa (Sm-BP)* ¹ Shinmoedake-Meiwa pfa (Sm-MP)* ¹ Shinmoedake-Kyoho pfa (Sm-KP)* ¹	
<i>Sakurajima-Bunmei pfa (Sz-3)</i>	(A.D. 1471)* ¹⁰
Ohachi afa (OhA)* ² Takaharu sfa (ThS)* ³ Miyasugi afa (MsA)* ² Katazoe sfa (KzS)* ² Miike pfa (MiP)* ⁴ Maeyama pfa (MyP)* ² Oji sfa (OjS)* ² Mochiharu afa (MhA)* ² Ushinosune afa upper (UsA-U)* ²	
<i>Akahoya afa (Ah)</i>	(ca. 6.3 ka)* ¹¹
Ushinosune afa lower (UsA-L)* ² Kamamuta sfa (KmS)* ⁵ Setao pfa (StP)* ²	
<i>Satsuma afa (SaA)</i>	(ca. 11 ka)* ¹⁰
Kobayashi pfa (KbP)* ⁶ Karakunidade sfa (KrS)* ⁷	
<i>Aira-Tn afa (AT)</i>	(ca. 25 ka)
<i>Ito Ig. (Ito)</i>	(ca. 25 ka)
<i>Kamewarizaka breccia (KmB)</i>	(ca. 25 ka)
<i>Osumi pfa (OsP)</i>	(ca. 25 ka)
<i>Otsuka pfa (OtP)</i>	
Hinamoridake reddish blown sfa II (HrbS II) Hinamoridake reddish blown sfa I (HrbS I) Honmachi sfa II (HnS II)* ⁸ Honmachi sfa I (HnS I)* ⁸ Awaokoshi sfa (AwS)* ⁹ Nakamachi pfa (NkP)* ⁸ Iwaokosi pfa (IwP)* ⁹ Uchiyama pfa (UcP)* ⁸	
<i>Iwato Ig. (Iwt)</i>	(ca. 50 ka)* ⁸
<i>Iwato pfa (IwtP)</i>	(ca. 50 ka)* ⁸
Aya pfa (AyP)* ⁸ Nitanno sfa V (NtS V)	
<i>Aso-4 afa (Aso-4)</i>	(ca. 90 ka)* ¹⁰
<i>Fukuyama pfa (FkP)</i>	
Nitanno sfa IV (NtS IV)	
<i>Kikai-Tozurahara afa (K-Tz)</i>	(ca. 95 ka)* ¹⁰
Nitanno sfa III (NtS III)	
<i>Ata afa (Ata)</i>	(ca. 105 ka)* ¹⁰
Nitanno sfa II (NtS II) Nitanno sfa I (NtS I)	
<i>Kakuto Ig. (Kkt)</i>	(ca. 300 ka)* ¹⁰

Abbreviations are used as follows: afa: ash fall deposit, pfa: pumice fall deposit, sfa: scoria fall deposit and Ig.: ignimbrite. Tephra names in italics were not derived from Kirishima Volcano. References are *¹: Imura and Kobayashi (1991), *²: Inoue (1988), *³: Endo and Kobayashi Loam Research Group (1969), *⁴: Sawamura and Matsui (1957), *⁵: Imura (1992), *⁶: Ida *et al.* (1956), *⁷: Imura and Kobayashi (1987), *⁸: Nagaoka (1984), *⁹: Endo *et al.* (1962), *¹⁰: Machida and Arai (1992) and *¹¹: Machida and Arai (1978).

Table 2. List of tephra layers from Kirishima Volcano.

Tephra	Source volcano	Correlations	Age (ka) & (Dating method)	Distribution	Mineral composition	Bulk volume (km ³)	Type of eruption	V.E.I. ¹⁾	Remarks
Shimodaake-Showa afa (Sm-SA) ¹⁾	Shimodaake		A.D. 1959 (H) ²⁾	NE	nonjuvenile	0.003 ³⁾	ph	2 ⁴⁾	Associated with pfl & bsg
Shimodaake-Bunka pfa (Sm-BP) ¹⁾	Shimodaake		A.D. 1822 (H) ²⁾	E	opx, cpx	0.005 ³⁾	ph-sp	2 ⁴⁾	Associated with pfl & bsg
Shimodaake-Mewa pfa (Sm-MP) ¹⁾	Shimodaake	Shimodaake lapilli ¹⁾	A.D. 1771-1772 (H) ²⁾	E	opx, cpx	0.006 ³⁾	ph-sp	2 ⁴⁾	Associated with pfl
Shimodaake-Kyoho pfa (Sm-KP) ¹⁾	Shimodaake	Shimodaake pumice ¹⁾	A.D. 1716-1717 (H) ²⁾	SE, >8km	opx, cpx	0.21 ³⁾	ph-sp	4 ⁴⁾	Associated with pfl
Ohachi afa (OHA) ¹⁾	Ohachi		9 C.-17 C. (H, S) ¹⁾	conc.		0.022 ³⁾	v	2 ⁴⁾	
Takaharu sfa (THS) ¹⁾	Ohachi		A.D. 788 (H) ²⁾	E, NE, >10km	opx, cpx, (ol)	0.28 ³⁾	v	4 ⁴⁾	Associated with pfl
Miyasugi afa (MSA) ¹⁾	Ohachi		A.D. 742? (C) ¹⁾	NNE, SE		0.051 ³⁾	sp	3 ⁴⁾	
Katazoe sfa (KZS) ¹⁾	Ohachi		2 (S) ³⁾	E	opx, cpx	0.037 ³⁾	sp & v	3 ⁴⁾	
Milke pfa (MIP) ¹⁾	Milke		3 (A) ¹⁰⁾	SE, >30km	opx, cpx, ho	3.1 ³⁾	p or pp	5 ⁴⁾	Associated with bsg
Macyama pfa (MYP) ¹⁾	Shimodaake		4 (S) ³⁾	E	opx, cpx	0.046 ³⁾	p or sp	3 ⁴⁾	
Oji sfa (OS) ¹⁾	Takachihonome		4.5 (S) ¹⁾	ENE, SE	opx, cpx	0.027 ³⁾	sp or s	3 ⁴⁾	
Mochiharu afa (MhA) ¹⁾	Takachihonome		5 (S) ¹⁾	E, S	opx, cpx	0.020 ³⁾	v	3 ⁴⁾	
Ushinosune afa (USA) ¹⁾	Old-Takachiho ¹⁾	Gi-Ushi loam ¹⁾	6-6.5 (S) ¹⁾	conc.		1.2 ³⁾	v	3 ⁴⁾	Divided into upper and lower by Akahoya Ash
Kamanuta sfa II (Kms II) ¹⁾	Old-Takachiho ¹⁾	Ushinosune loam ¹⁾	7 (S) ³⁾	5	opx, cpx	0.012 ³⁾	sp	3 ⁴⁾	
Setao pfa (SFP) ¹⁾	Shimodaake	Uramuta sfa ¹⁾	9 (C) ¹⁾	NE	opx, cpx	0.067 ³⁾	p & v	3 ⁴⁾	
Kobayashi pfa (Kbp) ¹⁾	Karakumidake	Gi-Kobayashi pfa ¹⁾	15 (S) ¹⁾	ENE, >60km	opx, cpx	2.1 ³⁾	p & v	5 ⁴⁾	Associated with pfl
Karakumidake sfa (KCS) ¹⁾	Karakumidake	Ks-h ¹⁾	18 (S) ¹⁾	NE, NWN	opx, cpx	0.47 ³⁾	sp & v	4 ⁴⁾	
Hinamoriwake reddish blown sfa II (Hrbs II)	Hinamoriwake	limoriyama sfa ¹⁾	33 (S)	ENE	opx, cpx, (ol)	n.d.	sp	4	Newly named
Hinamoriwake reddish blown sfa I (Hrbs I)	Hinamoriwake	reddish brown sfa ¹⁾	35 (S)	ENE	opx, cpx, (ol)	n.d.	sp	4	Newly named
Honmachi sfa II (Hns II) ¹⁾	Old-Hinamori?	Honmachi sfa III ¹⁾	36 (S)	ENE	opx, cpx, (ol)	n.d.	sp	4	
Honmachi sfa I (Hns I) ¹⁾	Old-Hinamori?	Awaokoshi sfa ¹⁾	37 (S)	ENE	opx, cpx, (ol)	n.d.	sp	4	
Awaokoshi sfa (Aws) ¹⁾	Old-Hinamori	Awaokoshi sfa ¹⁾	38 (S)	ENE	opx, cpx, (ol)	n.d.	p or sp	5	
Nakamachi pfa (NKP) ¹⁾	?	Awaokoshi sfa ¹⁾	42 (S)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	
Iwaokosi pfa (Iwp) ¹⁾	Onamiike		45 (S)	ENE, >60km	opx, cpx	n.d.	p & v	5	Associated with pfl
Uchiyama pfa (Ucp) ¹⁾	?	Nojiri sfa ¹⁾	48 (S)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	
Aya pfa (Ayp) ¹⁾	?	Takasakishinden sfa ¹⁾	60 (S) ¹⁾	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	
Nitanno sfa V (Nns V)	?		75 (S)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	Newly named
Nitanno sfa IV (Nns IV)	?		93 (S)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	Newly named
Nitanno sfa III (Nns III)	?		100 (S)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	Newly named
Nitanno sfa II (Nns II)	?	Kamanuta sfa II ¹⁾	Bellow Ata Ash (105 ¹⁾)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	Newly named
Nitanno sfa I (Nns I)	?	Kamanuta sfa I ¹⁾	Bellow Ata Ash (105 ¹⁾)	ENE	opx, cpx	n.d.	sp	4	Newly named

Abbreviations are used as follows: pfa, pumice fall deposit, sfa, scoria fall deposit, pfl, pyroclastic flow deposit, bsg, base surge deposit, (H): historical record, (A): archeology, (C): radiocarbon, (S): stratigraphic relation, opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, ol: olivine, ph: phreatic eruption, sr: sub-plinian eruption, v: volcanic eruption, p: plinian eruption, pp: phreato-plinian eruption, s: strombolian eruption, n.d.: not determined. The method to calculate the volume is described by Hayakawa (1985). References are ¹⁾: Simkin *et al.* (1981), ²⁾: Imura and Kobayashi (1991), ³⁾: Imura (1992), ⁴⁾: Nakamura (1987), ⁵⁾: Inoue (1986), ⁶⁾: Tsutsui and Kobayashi (1992), ⁷⁾: Endo and Kobayashi Loan Research Group (1969), ⁸⁾: Imura and Koga (1992), ⁹⁾: Sawamura and Matsui (1957), ¹⁰⁾: Kuwano *et al.* (1959), ¹¹⁾: Ida *et al.* (1956), ¹²⁾: Miyasugi (1965), ¹³⁾: Imura and Kobayashi (1987), ¹⁴⁾: Endo (1984), ¹⁵⁾: Nagaoka (1984), ¹⁶⁾: Machida and Arai (1992).

リア I・II (長岡, 1984), 夷守岳褐色スコリア I・II は, その分布からいずれも夷守岳に起源をもとめられるスコリア層である。これらのスコリア層はそれぞれ数 cm 程度の薄い火山性風成塵を介して堆積していることから, 短い時間間隙をおいて次々と噴火が起こったと推定される。夷守岳北麓に分布する岩なだれ堆積物の上には, 本町スコリア II 以前のテフラは見られず, 泥流堆積物をはさんで夷守岳褐色スコリア I が載っている。このことは, アワオコシスコリア, 本町スコリア I・II は山体崩壊以前の夷守岳の活動に, 夷守岳褐色スコリア I・II は山体崩壊後の夷守岳の活動にともなって噴出したことを示している。また, 岩なだれ堆積物とその上に載る夷守岳褐色スコリア I のあいだに腐植層がまったく認められないことから, 山体崩壊に引き続いて夷守岳褐色スコリア I を噴出した活動が起こったと考えられる。山体崩壊の原因については不明であるが, 以上のことから判断すると, 夷守岳褐色スコリア I を噴出したマグマが山体崩壊に關与していた可能性もある。

その後, 入戸火砕流噴出までの間 (約 30~25ka) に, 霧島火山起源の顕著なテフラは見いだせない。霧島火山から 10km 以内の地域でも入戸火砕流の下位には数 10cm 程度の明瞭な腐植層が発達することから, 入戸火砕流噴出直前の霧島火山はしばらく (おそらく数 1000 年程度) 静穏な状態にあったものと考えられる。

入戸火砕流以降, 韓国岳スコリアの間 (25~18ka) にも霧島火山起源のテフラは知られていない。しかし, 飯盛山溶岩先端部に見られる加久藤層群の変形に示されるように, 霧島火山内では入戸火砕流の直後から活発な火山活動があったと考えられ, 丸岡山, 飯盛山などの火山体の形成や白紫池, 六観音御池の活動が次々と起こったと推定される。約 18ka には, 現在の韓国岳付近で噴火が起こり, 韓国岳スコリアを噴出した。このスコリア層は韓国岳北麓で韓国岳の溶岩と互層するようになることから, この活動によって現在の韓国岳の位置には小型の成層火山 (古韓国岳) が形成されたと考えられる (井村・小林, 1987)。また, この活動と前後して甌岳および新燃岳が形成された。およそ 15ka には, 韓国岳で小林軽石 (伊田ほか, 1956) を噴出する活動が始まった。この軽石層は先に述べたイワオコシ軽石と同様に黄色の軽石層と青灰色の火山砂層の互層からなり, プリニー式噴火とストロンボリあるいはブルカノ式噴火を繰り返した, 一回の噴火エピソードによる降下堆積物であると考えられる。小林軽石は韓国岳山体斜面において数枚の火砕流堆積物を介在するが, 一部の火砕流堆積物は現在の韓国岳火砕丘近傍まで追跡できることから, この噴火エピソードによってアグルチネイトからなる韓国岳火砕丘が形成されたと推定される。その後, 新燃岳の南東山腹に主として溶岩流からなる中岳の山体が形成された。

これらの活動の後, 15ka から 7ka の間は, 約 9ka (井村・古賀, 1992) に新燃岳で起こった瀬田尾軽石 (井ノ上, 1988) の噴火を除けば, 比較的静穏な状況が続いていたと推定されている (IMURA, 1992)。

約 7ka 以降, 霧島火山南西部の高千穂複合火山 (井ノ上, 1987) での噴火が顕著となり, 古高千穂, 高千穂峰, 御鉢の成層火山が次々と形成され, 多量のテフラを噴出した。このうち, 牛のすね火山灰は古高千穂がその成長過程で噴出したものであり (小林, 1986), 長期にわたる断続的噴火による堆積物である (IMURA, 1993)。鬼界カルデラから噴出したアカホヤ火山灰 (6.3ka) は, 牛のすね火山灰を上下に分けるようにはさまる。約 3ka には二子石の東麓で霧島火山の活動史中最大 (3.1km³) のプリニー式

噴火が起き、御池軽石（沢村・松井，1957）を噴出して、御池マールを形成した。御池の周辺ではベースサージ堆積物が認められる（金子ほか，1985）。一方、霧島火山の中央部では、この頃に不動池および大幡山の単成の溶岩流や中岳山頂部の溶岩が噴出したと考えられる。

5. 歴史時代の噴火

霧島火山には742年（天平14年）以来、60をこえる噴火記録が残されている。16世紀以前の記録で噴火地点を明記したものは少ないが、その被害のおよんでいる地域や噴火活動の継続性などから判断すると、噴火地点不明の記録の大部分は御鉢の噴火を示すものと考えられる。したがって、霧島火山における有史時代の噴火のほとんどは御鉢および新燃岳で起こっていると言える。ただし、1768年には韓国岳北西麓で硫黄山が形成されている。これらの噴火の大部分は、比較的小規模なものであったが、788年（延暦7年）の御鉢の噴火と新燃岳の1716-17年（享保1-2年）の噴火はそれぞれの火山体の地形を一変させるほどの規模であった。

5.1 御鉢の歴史時代の噴火

堆積物と記録の対応から判断すると、御鉢の噴火をさす最古の記録は788年のものであるが、井村・古賀（1992）は噴出物の層位と放射年代値から、742年の噴火記録が御鉢北麓の溶岩を流出した活動を示している可能性を指摘している。788年の噴火については「七月己酉太宰府言、去三月四日戌時、當大隅國贈於郡曾乃峯上火炎大熾、響如雷動、及亥時火光稍止、唯見黒煙、然後雨沙、峯下五六里沙石委積可二尺其色黒焉（続日本紀）」（震災予防調査会，1918）と記述があるだけで、噴火の詳しい推移については不明である。しかし、少なくとも付近一帯に黒い石が厚さ二尺（60cm）程度降り積もったことがわかる。この「黒い石」が高原スコリア（井ノ上，1988）で、現在でも御鉢の東方5~6kmのところでは50cm程度の層厚をもって見られる。このスコリア層には少なくとも5枚のフォールユニットが認められ、噴火は断続的に数回起こったものと考えられる。記録中に溶岩流出を示唆する記述はないが、井ノ上（1988）は御鉢火口縁から西へ流下している溶岩流の一部が高原スコリアを載せていないことから、この溶岩の一部は788年の噴火で流出したものと推定している。また、御鉢の北麓および南麓では高原スコリアと同時の火砕流堆積物も認められ、この噴火は霧島火山の歴史時代の噴火では最大のものであったと考えられている（IMURA，1992）。

御鉢はこの後も噴火を繰り返し、付近の神社仏閣が焼失したり、人的被害が生じたりしている。御鉢火山灰（井ノ上，1988）は、御鉢のこのような活動による噴出物である。御鉢火山灰は腐植層をはさんで少なくとも5枚の火山砂層で構成されるが、筒井・小林（1992）はこの5枚の火山砂層を噴火記録と対応させ、それぞれ9世紀、10世紀、12世紀、13世紀、16-17世紀の噴出物であると推定した。

5.2 新燃岳の歴史時代の噴火

新燃岳は御鉢とともに多くの噴火記録を持つが、新燃岳斜面の1716年噴出物の下位にはいずれの地点においても明瞭な腐植層が認められることから、1716年に噴火する以前は静穏な状態にあったと考えられる。井村・小林（1991）は、新燃岳周辺の堆積物の調査から、1716年以降4回の噴火エピソードを認識し、噴火記録と照合して、それぞれ1716-17（享保1-2年）年、1771-72年（明和8-安永1年）、1822年（文政4年）

Table 3. Eruptive mass and magma discharge rate of Kirishima Volcano during the past 25000 years (modified from Imura, 1992).

Period	Eruptive mass (10^{12} kg)			Magma discharge rate (D.R.E., 10^8 m ³ /ky)		
	Tephra	Lava	Total	Tephra	Lava	Total
0-7 ka	4.29	3.80	8.09	2.45	2.17	4.62
7-15 ka	0.06	0.30	0.36	0.03	0.15	0.18
15-25 ka	1.44	12.16	13.60	0.58	4.86	5.44
0-25 ka (Total)	5.79	16.26	22.05	0.93	2.60	3.53

および1959年(昭和34年)の噴出物であることを示した。さらに井村・小林(1991)は、堆積物の層序と噴火記録を対応づけて、1716-17年の噴火が水蒸気爆発から水蒸気マグマ爆発、さらにマグマ噴火へと活動が以降し、ベースサージ、火砕流、泥流を繰り返し発生させるとともに、東方の広い範囲にわたって粗粒の火砕物を降らせて、周辺地域に大きな被害をもたらしたことを明らかにした。また、1771-72年、1822年の噴火も規模は小さいながら同様の経過をたどったことを示した。これらのことから、新燃岳の最近の噴火は水蒸気ないしは水蒸気マグマ爆発からマグマ爆発へと噴火様式が変化し、火砕物の降下と同時にベースサージや火砕流を繰り返し発生させ、広い範囲で泥流や火災の被害を出すという傾向があることがわかる。

新燃岳では、1959年の小噴火以降、顕著な噴火活動は見られないが、1991年末には新たな噴気が突出するなど、活発な側面をのぞかせた。新燃岳はこのように今後も噴火する可能性のきわめて高い火山であるから、噴火災害の予防・軽減のためには上記の特徴をよく理解しておく必要がある。

6. 霧島火山の活動の特徴

IMURA (1992) は、入戸火砕流(25ka)以降の新期霧島火山の活動について、以下のような特徴が認められることを示した(数値は最近のデータをもとに改訂してある)。

①霧島火山における最近25000年間の平均マグマ噴出率(3.5×10^8 m³/ky)は、日本の第四紀火山における平均値($1-0.1 \times 10^9$ m³/ky:小野, 1990)にほぼ等しい(Table 3)。

②噴出率を細かく見ると数1000年規模の静穏期(15-7ka)をはさんで、25-15kaと7ka-現在の2回の活動期が認められる(Fig. 8)。

③噴出した溶岩とテフラの比率は2つの活動期で大きく異なり、溶岩流出型の活動期から静穏期をはさんで爆発的な活動期へと移行している(Table 3)

古期霧島火山の活動についてはその活動の特徴を議論できるだけのデータがないため不明であるが、上述したような特徴は25ka以前の新期の活動にもおよそ認められる。

25ka以前の新期霧島火山の噴出物は、入戸火砕流に厚くおおわれているためにその噴出量を見積もることはきわめて困難である。しかし、25kaの前後で各山体やテフラの規模に大きな差異が見られないことから、25ka以前の新期の噴火活動によるマグマの噴出率も①と大きく異なることはないと考えられる。一方、先に述べた新期霧島火山の活動史から判断すると、48-30kaの間はイワオコシ軽石やアワオコシスコリアに代表

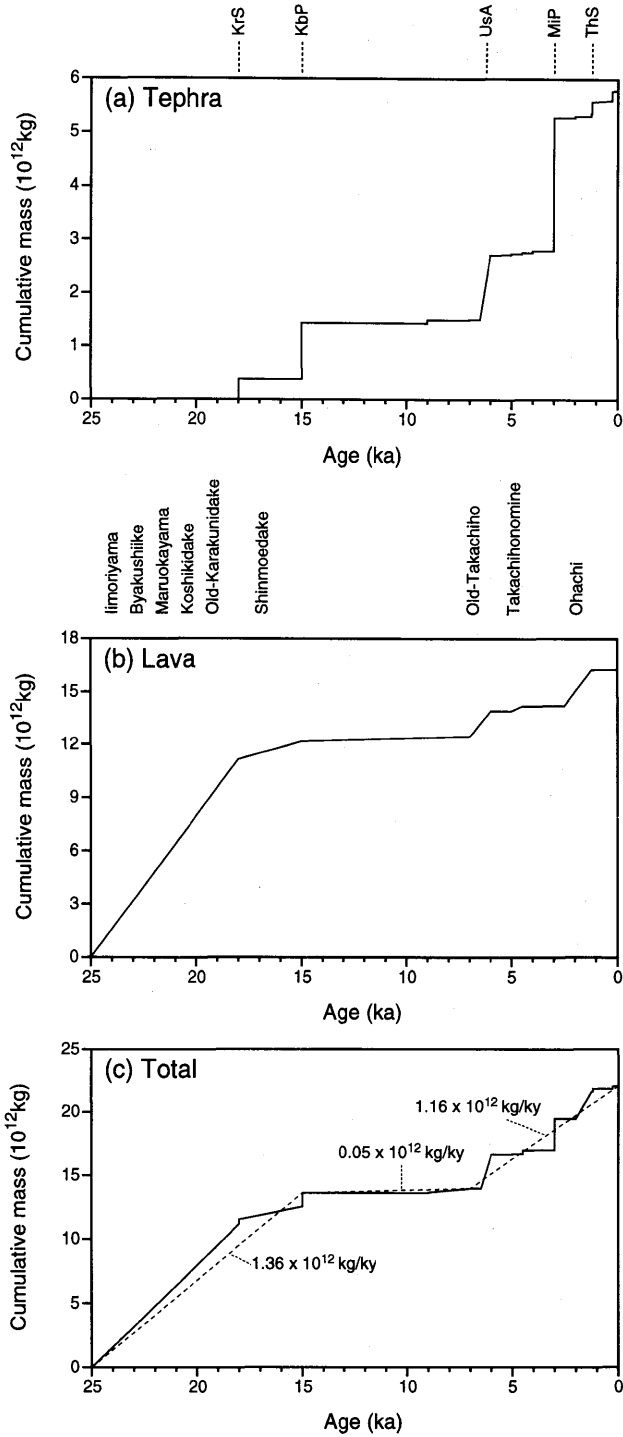


Fig. 8. Cumulative mass plotted against time for erupted materials from Kirishima Volcano during the past 25000years. Abbreviations are shown in Table 2 (modified from Imura, 1992).

されるような爆発的噴火が卓越し、それ以前はえびの岳や白鳥山の山体形成に代表されるようなテフラに乏しい溶岩流型噴火が卓越していたことがわかる。また、綾軽石(60ka)から内山軽石(48ka)までの間にテフラが見られないこと、岩戸軽石(50ka)とそれを載せる山体(白鳥山, 竜王岳, 二子石, えびの岳)の間には数10cmの火山性風成塵が見られることから、50ka頃の霧島火山は比較的静穏な状態にあったと考えられる。このように見ると、25ka以前の新期霧島火山の活動も先の②, ③に示したような溶岩流型活動期—静穏期—爆発型活動期という変遷をたどったと考えることができる。これをふまえて新期霧島火山全体を見てみると、新期の活動は明瞭な腐植層で示される休止期(30–25kaころ)をはさんで、溶岩流型活動期—静穏期—爆発型活動期という変遷を2回繰り返したとみなすことができよう。先に筆者は、入戸火砕流およびアカホヤ火山灰によって新期霧島火山の活動を便宜的に三分したが、より本質的にはこのような活動の変遷を考慮した上で本火山の区分をすべきである。

溶岩流型活動期から爆発型活動期への変化は、富士火山(町田, 1964)、箱根火山(町田・森山, 1968)、妙高火山(早津, 1985)や那須火山(鈴木, 1992)等でも認められている。ただし、その期間は10数万から数10万年の単位であり、新期霧島火山で認められたような数1000から数万年単位の変化とは大きく異なる。また、新富士火山や那須火山では溶岩流型活動期のマグマ噴出率が爆発型活動期のそれを大きく上回る(宮地, 1988; 鈴木, 1992)のに対し、少なくとも25ka以降の霧島火山では噴火様式の違いにかかわらず、両活動期のマグマ噴出率がほぼ等しい(Fig. 8)点で異なる。

大浪池、韓国岳、新燃岳など、霧島火山の中央部に位置する比較的大きな山体を持つ火山の形成史は、溶岩流型噴火による小型成層火山(主山体)の形成から、休止期をはさんで爆発的噴火による火砕丘形成という経過をたどっている。これらは、先に述べた新期霧島火山全体で見られる溶岩流型—静穏期—爆発型という活動の変遷とよく似ている。個々の火山体の形成史における噴火形態の変化と霧島火山全体で見られる噴火形態の変化の類似性がどのようなメカニズムのもとで起こっているのかに対するアイデアは今のところないが、たいへん興味深い問題である。

謝 辞

本報は筆者の鹿児島大学理学部および同大学院における研究成果をもとに、その後の知見を加えてまとめたものである。その間、たいへん多くの方々(現地あるいは室内)で御意見、御指導をいただいた。とくに鹿児島大学理学部小林哲夫助教授には終始御指導いただいた。現地調査に際しては東京大学地震研究所霧島火山観測所に数々の便宜をはかっていただいた。また、群馬大学教育学部早川由紀夫助教授、静岡大学教育学部小山真人助教授には原稿を読んでいただき、有益な助言をいただいた。東京大学地震研究所の小屋口剛博助教授、金子隆之博士には、本論の内容を改善する上でたくさんのご意見をいただいた。ここに記して深く感謝します。

本研究を公表する機会を与えてくださった、東京大学地震研究所鎌山恒臣助教授に末筆ながら厚くお礼申し上げます。

文 献

荒牧重雄, 1968, 加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—, 地震研究所彙

- 報, **46**, 1325-1343.
- 荒牧重雄, 1969, 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, **75**, 425-442.
- ARAMAKI, S., FUKUYAMA, H., KAMO, K. and KAMADA, M., 1981, Sakurajima volcano. In *IAVCEI symposium field excursion guide to Sakurajima, Kirishima and Aso volcanoes*, 1-17.
- 有田忠雄, 1959a, 加久藤カルデラおよび森カルデラの発見と salic front の提唱. 火山, **1**, 70.
- 有田忠雄, 1959b, 加久藤カルデラの提唱. 地質雑, **63**, 443-444.
- 遠藤 尚, 1963, 宮崎県中部の段丘を覆う火山灰層の層序学的研究. 宮崎大学学芸学部紀要, **15-16**, 29-52.
- 遠藤 尚・杉田 剛・法元紘一・児玉三郎, 1962, 日向海岸平野を構成する段丘について, 宮崎大学学芸学部紀要, **14**, 9-28.
- 遠藤 尚・小林ローム研究グループ, 1969, 火山灰層による霧島溶岩類の編年(試論). 霧島山総合調査報告(宮崎県), 13-30.
- 郷原保真, 1963, 九州地方の tephrochronology. 第四紀研究, **3**, 123-139.
- HAYAKAWA, Y., 1985, Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- 林 正雄・渡辺公一郎, 1987, 九州の新第三紀および第四紀火成岩類の放射年代. 九州の後期新生代火山活動をめぐる諸問題, 地団研専報, **33**, 295-311.
- 早津賢二, 1985, 妙高火山群—その地質と活動史—. 第一法規, 344p.
- 伊田一善・篠山昌市, 1951, 宮崎県加久藤天然ガス地質調査報告. 地質調査所月報, **2**, 178-184.
- 伊田一善・本島公司・安国 昇, 1956, 宮崎県小林市付近天然ガス調査報告. 地質調査所報告, **168**, 1-46.
- IMURA, R., 1992, Eruptive history of the Kirishima volcano during the past 22,000 years. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **27**, 73-91.
- IMURA, R., 1993, A reconstruction of small-scale eruptions using pyroclastic deposits. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **28**, 79-112.
- 井村隆介・小林哲夫, 1987, 霧島火山韓国岳の形成史. 火山, **32**, 360-361.
- 井村隆介・小林哲夫, 1991, 霧島火山群新燃岳の最近300年間の噴火活動. 火山, **36**, 135-148.
- 井村隆介・吉賀政行, 1992, 霧島火山および入戸火砕流の¹⁴C年代. 火山, **37**, 99-102.
- 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.
- 金子弘二・大下倉靖・湊 啓輔, 1985, 霧島火山群御池軽石層のグランドサージの性質について. 宮崎大学教育学部紀要自然科学, **57**, 9-21.
- 小林哲夫, 1986, 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研委員会総合研究資料センター報告, 特別号, **1**, 桜島, 1-12.
- 小林哲夫・安東淳一・下田彰宏・溝口 健・井村隆介, 1987, 入戸火砕流の水中堆積機構. 火山, **32**, 364.
- 倉沢 一, 1986, ストロンチウム同位体比からみた日本列島弧の火山岩類の成因. 地学雑, **95**, 30-52.
- 桑野幸夫・郷原保真・松井 健, 1959, 大隅半島の地質(予報). 資源研究所彙報, **49**, 59-82.
- 九州活構造研究会, 1989, 九州の活構造. 東大出版会, 553p.
- 町田 洋, 1964, Tephrochronologyによる富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について—. 地学雑, **73**, 293-308; 337-350.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968, 大磯丘陵の tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理評, **41**, 241-257.
- 町田 洋・新井房夫, 1976, 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, **46**, 339-347.
- 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, 1992, 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 宮地六美, 1965, 宮崎県西諸県郡高原地方の火山碎屑岩類. 九州大学教養部地学研究报告, **12**, 21-31.

- 宮地直道, 1988, 新富士火山の活動史. 地質雑, **94**, 433-452.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦, 1993, 四国沖ピストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討—タンデトロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C年代—. 地質雑, **99**, 787-798.
- 長岡信治, 1984, 大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑, **93**, 1-24.
- 中田節也, 1986, 九州における霧島・大山両火山帯火山岩類の化学組成の比較研究. 火山, **31**, 95-110.
- 中村真人, 1987, 霧島火山群の活動変遷史—テフラによる噴火規模と年代推定の試み—. 九州の後期新生代火山活動をめぐる諸問題, 地団研専報, **33**, 179-188.
- 成瀬 洋, 1966, 霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研究所集報, **66**, 25-33.
- 小田亮平, 1921, 霧島火山地域地質調査報文. 震災予防調査会報告, **96**, 1-58.
- 大木公彦・早坂祥三, 1970, 鹿児島市北部地域における第四系の層序. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), **3**, 67-92.
- 小野晃司, 1990, 火山噴火の長期的予測. 火山, **34**, 特別号, S201-S214.
- 太田良平・沢村孝之助, 1971, えびの・吉松地区地震震源域付近の地質. 防災科学技術総合研究報告, **26**, 21-33.
- 沢村孝之助・松井和典, 1956, 5万分の1地質図「霧島山」および同説明書. 地質調査所. 震災予防調査会, 1918, 日本噴火誌, 上編. 震災予防調査会報告, **86**, 236p.
- SIMKIN, T., SIEBERT, L., MCCLELLAND, L., BRIDGE, D., NEWHALL, C. and LATTER, J. H., 1981, *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institution, Hutchinson Ross, 232p.
- 新エネルギー総合開発機構, 1983, 地熱開発促進調査報告書 No. 3—栗野・手洗地域—. 551-566; 573-578.
- 進野 勇, 1966, 霧島火山の岩石学的研究. 岩鉱, **56**, 56-74.
- 杉村 新, 1959, 火山岩の θ 値の地理的分布. 付: 日本の火山帯. 火山, **4**, 76-103.
- 鈴木毅彦, 1992, 那須火山のテフロクロノロジー. 火山, **37**, 251-263.
- 田口幸洋・岡口雅子・林 正雄・山崎達雄, 1979, 霧島地熱地帯および周辺の火成岩類のフィッシュトラック年代. 日本地質学会西日本支部報, **68**, 3.
- 田口幸洋・岡口雅子・山崎達雄, 1980, 地熱によるフィッシュトラック長の収縮と熱史への応用. 九州大学生産科学研究所報告, **72**, 21-26.
- TAGUCHI, S., MATSUMOTO, Y., HAYASHI, M., FUJINO, T. and YAMASAKI, T., 1981, Geothermal structure of Kirishima volcano in southern Kyushu. *Abstracts of 1981 IAVCEI symposium on arcvolcanism*. 363-364.
- 田口幸洋・林 正雄, 1982, 霧島火山の地質構造, 九州の基盤と陥没構造, **1**, 69-72.
- 田島広一・荒牧重雄, 1980, 霧島火山周辺の Bourguer 異常, 地震研究所集報, **55**, 241-257.
- 高橋正樹, 1992, 火山と割れ目—地殻応力場を指し示す火山体の構造. 科学, **62**, 777-785.
- 種子田定勝, 1977, 霧島火山の構成(地熱地帯検討の基礎). 九州大学理学部研究報告(地質), **12**, 311-319.
- 筒井正明・小林哲夫, 1992, 霧島・御鉢火山のテフロクロノロジー. 1992年度日本火山学会秋季大会講演予稿集, 114.
- 露木利貞, 1969, 九州地方における温泉の地質学的研究(第5報), 鹿児島地構内の温泉—特に温泉貯留体について—. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), **2**, 85-101.
- 露木利貞, 1992, 九州における温泉と地質—鹿児島温泉を中心として—. 露木利貞教授退官記念会, 1-103.
- 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.
- 浦島幸世・池田富男, 1987, 布計, 大口, 菱刈, 黒仁田, 花籠各鉱床の氷長石の K-Ar 年代. 鉱山地質, **37**, 205-213.
- 山本 敬, 1960, 肥薩火山区の火山地質学的並びに岩石学的研究. 90p.

注1: 入戸火砕流およびその co-ignimbrite ash である始良 Tn 火山灰の年代は、22ka (町田・新井, 1976) の年代が採用されることが多かったが、町田・新井 (1992) はこれまで得られている年代値を整理し、その年代が 21-25ka のなかに入るとした。村山ほか (1993) は始良 Tn 火山灰の降下年代として 24330 ± 225 y.B.P. の ^{14}C 年代値を報告するとともに、これを暦年代に換算するときには 2000-3000 年古く補正する必要があることを述べている。本報では以上のこと総合して、入戸火砕流の噴出年代を約 25ka とした。

要 旨

霧島火山は、九州南部に位置する第四紀の複成火山であり、歴史時代の噴火記録も多く残る活火山である。20あまりの小さな火山体と火口が北西-南東方向に長い 30km x 20km のほぼ楕円形をした地域に集中している。霧島火山の活動は、加久藤火砕流の噴出 (約 30 万年前) に引き続いて起こり、休止期をはさんで古期と新期に区分できる。古期の活動では、その基盤の上に多くの火山が形成され、現在見られる霧島火山の土台が完成した。新期の火山活動は、古期の活動後数万年の休止期をはさんで、約 10 万年前にはじまり、現在にいたっていると考えられる。新期の火山活動では、多くの小型成層火山、マール、単成の溶岩流などが生じた。霧島火山には西暦 742 年以来多くの噴火記録があるが、そのほとんどは御鉢と新燃岳で起こっている。新期霧島火山の活動を通じて、長期のマグマ噴出率は日本の第四期火山の平均に近い。しかし、詳しく見ると、活動は一様に行われてきたのではなく、溶岩流出型活動期-静穏期-爆発型活動期という変遷を休止期をはさんで 2 回繰り返していることがわかる。