

始良カルデラ周縁部に分布する火山岩の K-Ar 年代測定 —— 爆発的な始良火砕噴火以前の火山活動史 ——

周藤正史・宇都浩三*・味喜大介・石原和弘・巽 好幸**

*地質調査所地殻化学部

**京都大学大学院理学研究科地球熱学研究施設

要 旨

始良カルデラにおいて2万5千年前に起こった、爆発的な始良火砕噴火に至るまでの火山活動を K-Ar 年代測定法により調べた。始良カルデラ縁に分布する火山岩 32 試料の K-Ar 年代値によると、(1) 3~1 Ma にカルデラ南北縁で安山岩質、(2) 1~0.4 Ma に北西縁で玄武岩~流紋岩質、(3) 0.4~0.1 Ma に南西縁で玄武岩~流紋岩質、(4) 0.1~0.025 Ma に北縁で安山岩質、及び南北縁ではほぼ同時期に流紋岩質の活動が起こった。始良カルデラ直下において現在存在が推定される流紋岩質マグマ溜まりは、(4) の時期には既に存在していたのかもしれない。

キーワード：始良カルデラ、K-Ar 年代測定、火山活動史、爆発的噴火、マグマ溜まり

1. はじめに

始良カルデラは、鹿児島湾最奥部にある約 20 km 四方の大きさの陥没地形であり (Matumoto, 1943)、約 2 万 5 千年前 (池田ら, 1995; Okuno, 1997) に起こった総噴出量約 400 km³ の一連の始良火砕噴火 (大隅降下軽石・妻屋火砕流・亀割坂角礫岩・入戸火砕流堆積物の噴出) の給源である (Aramaki, 1984)。

これまで始良カルデラの地質学的研究や同位体地球化学的研究が、主に大規模火砕流及びカルデラ地形の形成過程の理解を目的として行われてきた。始良カルデラ周縁部の火山地質層序については、荒牧 (1969)、長谷ら (1987)、小林・岩松 (1980)、小林ら (1977)、大木・早坂 (1970)、大塚・西井上 (1980)、宇都ら (1997a)、山口 (1975) などにより、また、大隅降下軽石や入戸火砕流中の本質火砕物の同位体地球化学的研究については、Arakawa et al. (1998)、津久井・荒牧 (1990) などにより報告されている。しかしながら、始良火砕噴火のような爆発的大規模火砕流の発生機構を詳しく解明する

ためには、その発生までの火山活動史や、その噴出マグマの岩石学的地球化学的特徴の変遷を明らかにすることが必要である。

これまで始良火砕噴火に至る火山活動史については、Nagaoka (1988)、長岡ら (1997) によるテフクロノロジーにより、0.5 Ma から 0.1 Ma の火山活動静穏期の後に、プリニー式噴火を主体とする中・小規模の爆発的火山活動が再開し、始良火砕噴火まで繰り返されたことが示唆されている。また、K-Ar 法によって始良火砕噴火に至る火山活動史を定量的に明らかにしようとする研究もなされてきた (Inoue, 1994 ms; Inoue et al., 1994; Kaneoka and Suzuki, 1970; Kaneoka et al., 1984; 新エネルギー総合開発機構, 1987; 巽・井上, 1993; 内海・宇都, 1997)。しかしこれまでの放射年代測定法による年代値は、特に数万年から数十万年の範囲においては十分な精度で得られていなかった。しかしながら、本地域のように、短期間のうちに大規模な火砕流を噴出するような巨大噴火の発生機構を理解するためには、系統的高精度の放射年代値に基づく詳細な火山地

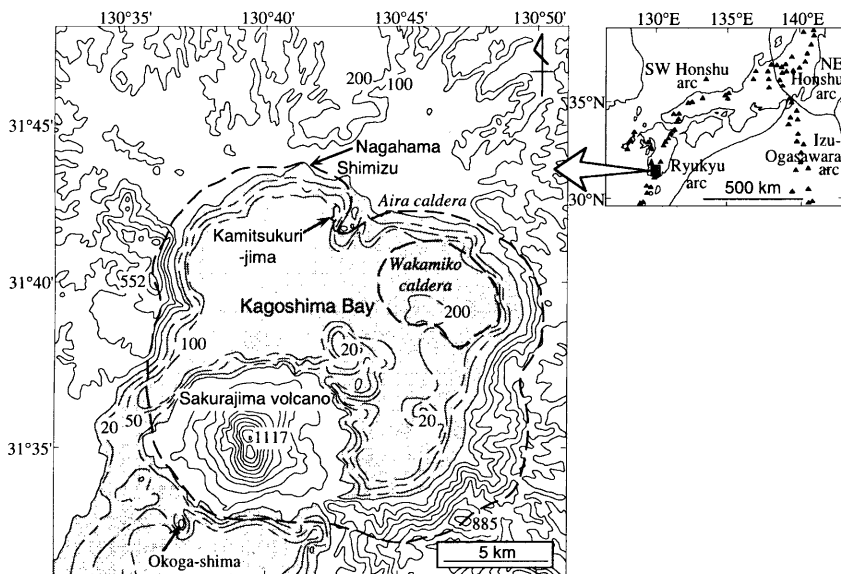


Fig. 1. Topographic map of the Aira caldera area (left) and the location of the Aira caldera in Japan islands (right). The lines of altitude in the topographic map are drawn every 100 m. The broken lines indicate the rims of Aira caldera (Uto et al., 1997a) and Wakamiko caldera (Aramaki, 1984). Triangles and thin lines in the right map indicate Quaternary volcanoes and plate boundaries, respectively.

質を確立することが必要不可欠である。

本研究では、始良カルデラ地域においてこれまで十分な精度の年代値が得られていなかった、始良火砕噴火による一連の噴出物よりも下位と考えられる溶岩流試料を主として採取し、感度法によって K-Ar 年代を決定することを試みた。さらに、得られた年代値と従来の文献の年代値から、始良カルデラ地域における始良火砕噴火以前の火山活動の時間変遷と、それらの示す特徴を検討した。本報告中では始良火砕噴火以前の火山活動のことを、先カルデラ火山活動として扱っている。なお、本研究の一部は、周藤ら (2000) で既に公表した。

2. 始良カルデラ地域の地形、火山地質と採取試料

2.1 地形の概要

始良カルデラは、鹿児島湾の最奥部に位置する陥没地形である (Fig. 1)。その西及び東側では標高 500 m 以上のカルデラ壁が見られる (Fig. 1)。北側では、標高 200 m 以下の平坦な台地や開析された山体が多く、カルデラ壁は陸上では北側中央部の永

浜から清水にかけてわずかに、また海水面下では深度 100 m 程度までの急斜面として見られる (Fig. 1)。カルデラの南縁には標高 1117 m の安山岩質成層火山である桜島火山が存在する。海水面下のカルデラ底部の地形は、中央に南北方向に見られる尾根状の地形と北東側の新鮮なすり鉢状の地形 (若尊カルデラ; Aramaki, 1984) を除くと、深さ 100~150 m の平坦な底面である。始良カルデラ縁 (宇都ら, 1997a) 及び若尊カルデラ縁 (Aramaki, 1984) は、Fig. 1 に示されるように推定されている。

2.2 火山地質の概要

始良カルデラ周縁部の地質は宇都ら (1997a) にまとめられており、その概要を以下に示す (Fig. 2)。本地域の基盤岩は後期白亜紀の四万十累層群であり、カルデラ南東側では、標高約 1200 m の高隈山地頂上にまで分布する。高隈山地の四万十累層群の一部には、中期中新世の花崗岩類が貫入している。薩摩半島北部では、四万十累層群を覆って鹿児島湾奥から川内方面へ北西-南東方向に北薩火山岩類が分布する。これらの活動時期は、古期 (鮮新世前期)・中

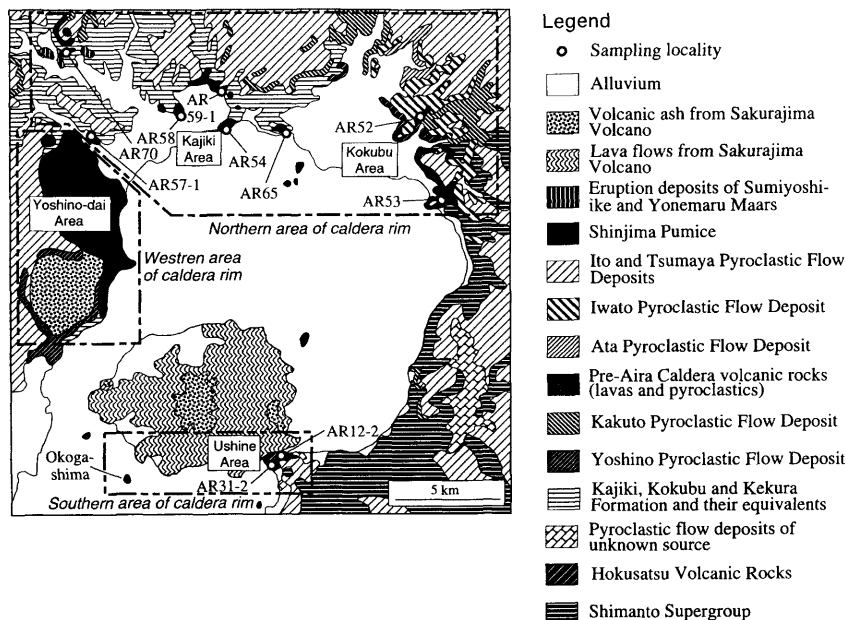


Fig. 2. Geologic map of the Aira caldera area summarized from the 1:200,000 map, "Kagoshima" (Uto et al., 1997a). Sampling localities (closed circles) and sample names are also indicated.

期（鮮新世後期）・新期（更新世前期）に区分される。宇都ら（1997b）は、北薩火山岩類が鹿児島湾奥から北西方向に延びるハーフグラベンを埋積しているため、北薩火山岩類を生じる活動が、ハーフグラベン形成と密接に関連している可能性を指摘した。

第四紀の新期北薩火山岩類の活動以降、火山活動は第四紀火山フロント近傍にほぼ固定され、約80万年以降には現在の始良カルデラ縁沿いに、玄武岩から流紋岩までの幅広い化学組成の先始良カルデラ火山岩類が噴出した（宇都ら，1997b）。ここでは先始良カルデラ火山岩類は、始良カルデラ起源の岩戸火砕流や始良火砕噴火堆積物より下位とされる、溶岩流及び火砕物からなる火山岩類として一括されている（宇都ら，1997a）。本地域にはさらに、加久藤・阿多火砕流堆積物や更新世の湖成・海成層が堆積した。その後、小規模な岩戸火砕流の噴出に続いて、約2万5千年前に一連の始良火砕噴火が起き、大量の火砕流堆積物がカルデラ周囲を埋積した。始良火砕噴火堆積物の上位には、後カルデラ火山の桜島火山などからの軽石層・火山灰層や沖積層が覆う。最近の ^{14}C 年代測定結果（Okuno, 1997）は、桜島火山

の活動が始良火砕噴火後間もなく2万3千年前頃には開始したことを示唆する。現在の始良カルデラの測地学的・地震学的データからは、始良カルデラ中央部直下10 km、及び桜島直下の2~6 kmにおいてマグマ溜まりの存在が推定されている（例えば、Ishihara, 1990）。

2.3 始良火砕噴火以前の火山岩と採取試料

始良火砕噴火以前の火山岩は、カルデラ北縁（加治木地域、国分地域）、南縁（牛根地域、沖小島）、西縁（吉野台地域）部に分布し、カルデラ東縁部にはほとんど分布しない（Fig. 2）。このうち、南縁の沖小島のボーリングコアの流紋岩のK-Ar年代値は巽・井上（1993）により報告されている。本報告では、カルデラ北縁の加治木地域と国分地域、南縁の牛根地域、及び西縁の吉野台地域に分布する、始良火砕噴火以前の主として溶岩流試料のK-Ar年代測定を行った結果、及び始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動の時間変遷について報告する。以下にカルデラ北縁（加治木地域、国分地域）、南縁（牛根地域）、西縁（吉野台地域）部各地域の火山地質の概要と試料採取地点との関係をまとめる。詳細な試料採取地

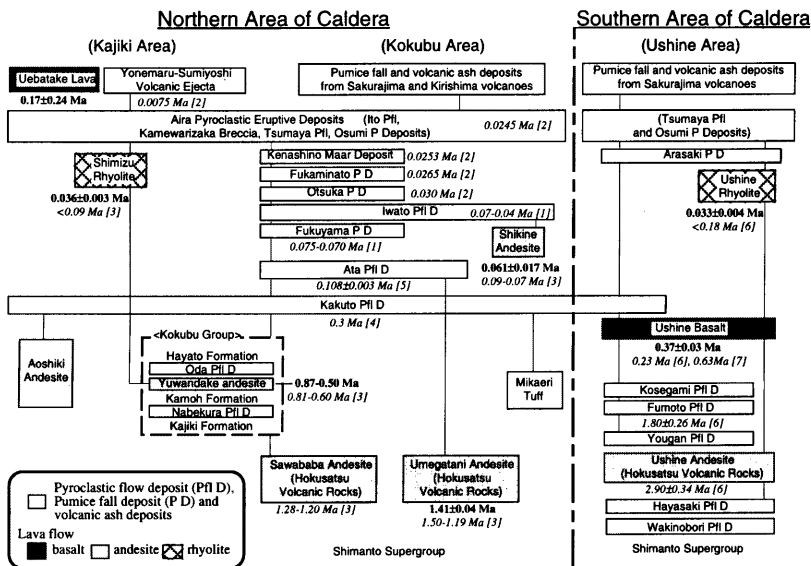


Fig. 3. Block diagrams showing the volcanic history of northern (Kajiki and Kokubu) and southern (Ushine) areas of Aira caldera. The ages (bold) are from this study and those (italic) are from the literatures. The blocks whose stratigraphical relations are geologically observed are connected by thin lines. References: [1] Nagaoka et al., 1997, [2] Okuno, 1997, [3] New Energy and Industrial Technology Development Organization, 1987, [4] Machida and Arai, 1992 [5] Matsumoto and Ui, 1997, [6] Kaneoka et al., 1984, [7] Inoue, 1994 ms.

点については付録 1, 2 に示した。

(1) カルデラ北縁部 (加治木地域, 国分地域)

この地域の火山層序は、荒牧 (1969)、長谷ら (1987)、Nagaoka (1988)、長岡ら (1997)、長岡ら (1999)、大塚・西井上 (1980)、新エネルギー総合開発機構 (1987)、宇都ら (1997a) により明らかにされている (Fig. 3)。本地域では、基盤の四万十累層群の上位に、宇都ら (1997a) の新期北薩火山岩類に属する、梅ヶ谷安山岩 (新エネルギー総合開発機構, 1987) 及び沢馬場安山岩 (大塚・西井上, 1980) がのる。

カルデラ北西方向の加治木地域では、新期北薩火山岩類を国分層群が覆う。国分層群は、淡水性及び海成の堆積層 (加治木、蒲生、隼人層) とその中に挟在する小田、鍋倉火砕流、及び堆積層と互層あるいは貫入関係にある湯湾岳安山岩より構成される (大塚・西井上, 1980)。国分層群の上位には、0.3 Ma の加久藤カルデラ起源の加久藤火砕流堆積物に対比される (町田・新井, 1992) 地久里火砕流が存在

する (大塚・西井上, 1980)。カルデラ縁から北西方向に約 5 km 内陸部では、青敷安山岩が加久藤火砕流 (地久里火砕流) 堆積物に覆われている (大塚・西井上, 1980)。またさらに、国分層群の上位には、清水流紋岩が加治木地域から隼人町までのカルデラ縁沿いに点在する (大塚・西井上, 1980)。これらの噴出の後、大隅降下軽石から入戸火砕流までの一連の始良火砕噴火による噴出物が広範囲に堆積した。青敷安山岩の周辺では、後カルデラ火山活動の米丸・住吉池マール (森脇ら, 1986; 小野, 1973) の形成 (7.5 ka; Okuno, 1997) が続いた。

カルデラ北東方向の国分地域では、新期北薩火山岩類の梅ヶ谷安山岩と見帰凝灰岩の上位に加久藤火砕流堆積物が存在し、これを 0.108±0.003 Ma (松本・宇井, 1997) の阿多火砕流堆積物が覆う (荒牧, 1969)。阿多火砕流の噴出後には、噴出量が 10 km³ 程度以下の、比較的小規模な福山降下軽石、岩戸火砕流、大塚降下軽石、深港降下軽石、毛梨野降下火山灰が噴出した (Nagaoka, 1988; 長岡ら, 1997; Okuno, 1997)。また、岩戸火砕流の噴出前には数根

安山岩（新エネルギー総合開発機構，1987）が噴出した。これらの上位にさらに、始良火砕噴火による噴出物、桜島・霧島火山起源の降下軽石・火山灰が覆う。

今回、カルデラ北縁部における始良火砕噴火以前の溶岩流試料として、加治木地域から湯湾岳安山岩（へんこやま）を片子山（AR57-1）、湯湾岳（AR58）及び城（じょう）（AR59-1）から、また清水流紋岩を、黒川山（AR54）及び隼人町永浜の台地（AR65）から採取した（Fig. 2；付録）。また、北西部の青敷周辺の火山岩のうち、大塚・西井上（1980）では青敷安山岩に含まれるとされるが、長谷ら（1987）では始良火砕噴火より後であるとされる上畑溶岩の岩石試料（AR70）も採取した（Fig. 2；付録）。国分地域からは溶岩流試料として、梅ヶ谷安山岩（AR52）と敷根安山岩（AR53）を採取した（Fig. 2；付録）。

(2) カルデラ南縁部（牛根地域）

この地域の火山層序は、小林ら（1977）、小林・岩松（1980）により明らかにされている（Fig. 3）。本地域では、基盤岩の四万十累層群の上位に多くの火砕流堆積物（脇登、早崎、溶岩、麓、居世神、加久藤）、及びそれらと挟んで下位から牛根安山岩、牛根玄武岩、牛根流紋岩が存在する。2.90±0.34 Ma（Kaneoka et al., 1984）の牛根安山岩は、中期北薩火山岩類に含まれる（宇都ら，1997a）。麓火砕流堆積物からは、1.80±0.26 Ma（Kaneoka et al., 1984）の K-Ar 年代値が報告されている。牛根流紋岩の上位にはさらに、深港降下軽石堆積物（長岡ら，1999）、始良火砕噴火の噴出物である大隈降下軽石及び妻屋火砕流堆積物、桜島起源火山灰堆積物が覆う。

今回、牛根地域からは始良火砕噴火以前の溶岩流試料として、牛根玄武岩（AR12-2）と牛根流紋岩（AR31-2）を採取した（Fig. 2；付録）。

(3) カルデラ西縁部（吉野台地域）

吉野台地域は、鹿児島湾に面する海拔 600 m 近く

の急崖とその西側の山地からなる北部、及び南西に傾斜する緩斜面の台地をつくる南部からなる地域である（Photo 1）。始良カルデラ西縁部の地質は、これまで大木・早坂（1970）、早坂・大木（1971）、山口（1975）、小林ら（1977）、Inoue et al.（1994）などで報告されている。山口（1975）、大木・早坂（1970）、Inoue et al.（1994）、及び本研究に基づいた本地域の地質図を Fig. 4 に示す。基盤岩の四万十累層群は、鹿児島市南西方では地表に見られる（宇都ら，1997a）が、早坂・大木（1971）の鹿児島市地域のボーリング資料によれば鹿児島湾岸に向かってその上面の高度を下げ、吉野台地域南縁の磯付近では -450 m 以深まで下がる。この基盤岩は、桜島西岸の袴腰のボーリングコアでは -800 m の深度にも見られず（荒牧，1977）、荒牧（1977）はこれを鹿児島湾西岸の正断層群により基盤岩が落ち込んでいるためとした。また、三船で地表に分布する三船流紋岩（大木・早坂，1970）は、早坂・大木（1971）のボーリング資料によると花倉においては -300 m 以深に存在する。三船流紋岩の K-Ar 年代値は、0.77±0.02 Ma と報告されている（兼岡・小嶋，1970）。

吉野台地域の地表地質は、早坂・大木（1971）のボーリング資料では特に東側のカルデラ壁において、断層により水平方向に火山岩の岩質が不連続に変化する場合がしばしば見られる（山口，1975）。このため以下に、地表で見られる始良火砕噴火以前の火山岩類の地質層序を、南北方向に (a) 花倉～竜ヶ水、(b) 大崎鼻、(c) 平松～脇元の 3 地域に分けて示す。

(a) 花倉～竜ヶ水

三船流紋岩は、三船において地表 60 m から -500 m 付近にまで、花倉においては -300 m 以深に分布し、吉野台地域に露出する溶岩流の中では最も下位に存在するものの一つである（Fig. 4；大木・早坂，1970；早坂・大木，1971）。また、山口（1975）の粗面安山岩・斜長流紋岩に相当する。三船の北方、竜ヶ水地区では、海面から地表 100～220 m まで竜ヶ



Photo 1. A view of Yoshino-dai area from Yunohira View Point, Sakurajima volcano.

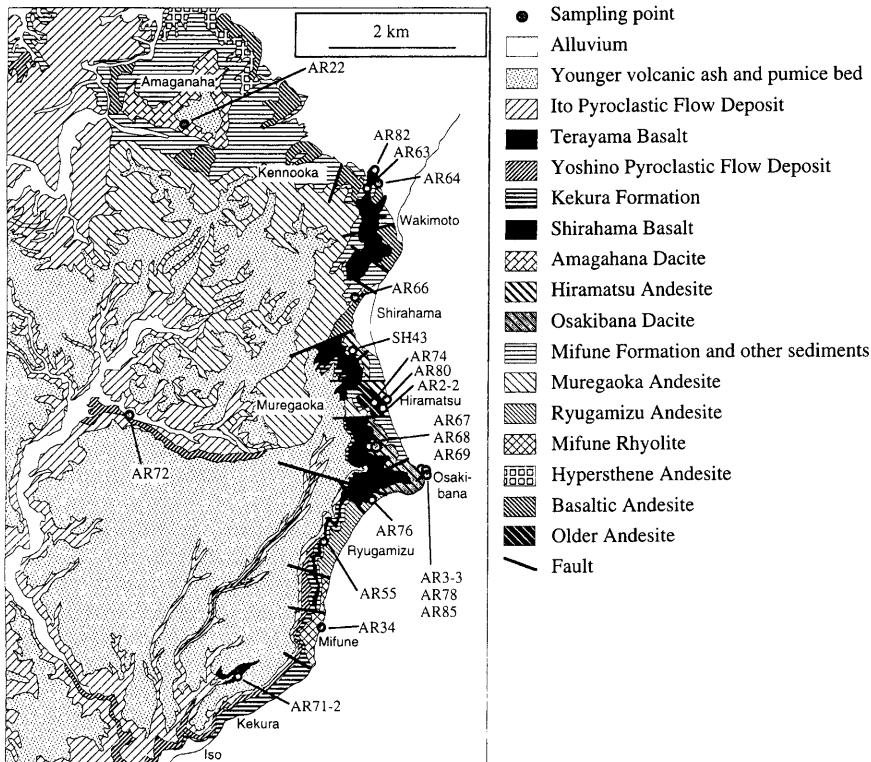


Fig. 4. Geologic map of the Yoshino-dai area based on Yamaguchi (1975), Oki and Hayasaka (1970) and Inoue et al. (1994). Sampling localities (closed circles) and sample names are also indicated.

水安山岩が分布する（大木・早坂，1970；Fig. 4）。三船流紋岩と竜ヶ水安山岩は本地域の最下層を構成するが，それらの層位関係は分かっていない（大木・早坂，1970；山口，1975）。竜ヶ水安山岩はさらに北方において，大崎鼻を構成する大崎鼻安山岩に被われるとされる（大木・早坂，1970）。しかし山口（1975）では，竜ヶ水安山岩に相当する斑状安山岩は，大崎鼻を構成する上部緻密安山岩と断層で接するとされ，またその断層によって北方の吉野山地の山体を構成する斑状安山岩の一部が下方へ転移したと考えられた。

三船流紋岩の北半分と竜ヶ水安山岩の上位は，軽石質角礫凝灰岩，凝灰質砂及びシルト層からなる三船層が被っている（大木・早坂，1970）。この凝灰岩・礫岩層は吉野台の北側にまで広く分布し（山口，

1975），白浜玄武岩に被われる（大木・早坂，1970；山口，1975）。白浜玄武岩は山口（1937；1975）の下部玄武岩に相当し（大木・早坂，1970），三船から吉野台北部の脇元まで分布する最大層厚 250 m，最多 4 層からなる玄武岩質溶岩流である（山口，1975）。花倉～竜ヶ水においては，海拔 50 m から 150 m の間に最大 80 m の層厚で存在する。

白浜玄武岩の上位には，火砕岩（業灰角礫岩，角礫凝灰岩）・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩からなる花倉層，吉野火砕流が順に被う（大木・早坂，1970）。吉野火砕流はさらに上位に，寺山玄武岩（山口（1975）の上部玄武岩），坂元軽石流（入戸火砕流に相当する；Inoue et al., 1994），新期火山灰および軽石層の順に被われる（大木・早坂，1970）。

今回，本地域からは，三船流紋岩（AR34），竜ヶ

水安山岩 (AR76), 白浜玄武岩 (AR55), 吉野火砕流 (AR72), 寺山玄武岩 (AR71-2) から岩石試料を採取した (Fig. 4; 付録)。

(b) 大崎鼻

大崎鼻では, 山口 (1975) により玄武安山岩の一種の上部緻密安山岩, 大木・早坂 (1970) により大崎鼻安山岩と呼ばれる安山岩が, 海面から海拔 200 m 程度まで分布する。その上位には白浜玄武岩が被っている。大崎鼻の先端では, 白浜玄武岩の岩脈が大崎鼻安山岩に貫入する。なお, 大木・早坂 (1970) は大崎鼻安山岩は, 海面から海拔 350 m まで分布し, 花倉層を挟んでその上位には寺山玄武岩が現在の寺山公園となる丘を形成し分布する, としている一方, 山口 (1975) は, 寺山玄武岩に相当する上部玄武岩については花倉付近にのみ分布するとしている。寺山公園において採取された寺山玄武岩の転石の K-Ar 年代値は, 後述するように Inoue et al. (1994), 内海・宇都 (1997) により報告されている。また Inoue et al. (1994) は, 大崎鼻先端の海岸に分布する大崎鼻安山岩の化学分析を行い, その結果から地層名を大崎鼻デイサイトと改称した。

今回, 本地域の試料採取の際, 大崎鼻の海拔 200 m 程度の石切り場において, 凝灰岩層を挟む玄武岩質溶岩流を 3 枚発見した (Photo 2)。本地域からは, その白浜玄武岩と考えられる玄武岩質溶岩流からの転石 (AR68, AR69), 白浜玄武岩の岩脈 (AR85), 大崎鼻デイサイト (AR3-3, AR67, AR78) から岩石試料を採取した (Fig. 4; 付録)。

(c) 平松～脇元

鹿児島湾に面する平松～脇元間のカルデラ壁の地質層序は, 下位から, まず安山岩類が, 礫岩・砂岩・頁岩及び凝灰岩からなる堆積岩類を挟んで分布する。山口 (1975) は, 堆積岩類より下位を古期安山岩とし, 上位を玄武安山岩と斑状安山岩 (大木・早坂 (1970) の牟礼ヶ岡安山岩に相当) に分けた。安山岩類の上位には, 三船層, 白浜玄武岩, 花倉層, 最上層の新期火山灰および軽石層が順に被う。白浜玄武岩は, カルデラ壁の西側の, 主に牟礼ヶ岡安山岩からなる吉野山地の山体によりかかるように溶岩流が流れた産状を示す (山口, 1975)。大崎鼻北方から平松周辺にかけては白浜玄武岩の岩脈が, 堆積岩類, 安山岩類を数本貫いている (山口, 1975)。花倉層は白浜付近以南に分布する。

大木・早坂 (1970) は平松玄武岩を, 平松を中心に南北 1.5 km に渡って海拔 200 m まで分布するとしたが, この分布は山口 (1975) の古期安山岩及び

Shirahama basalt

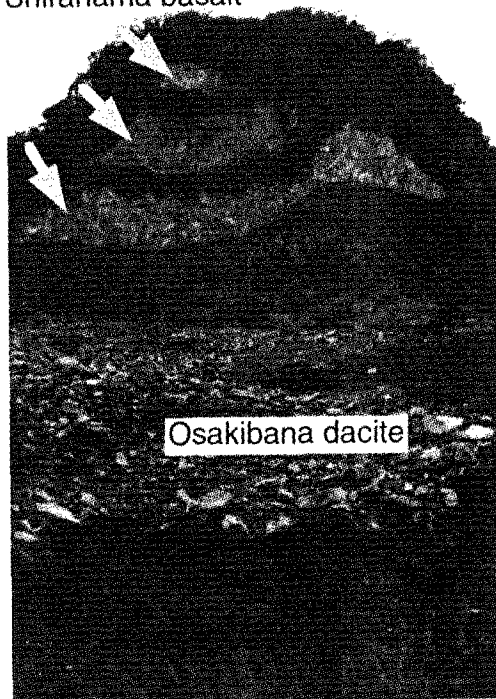


Photo 2. Three lava flows (thickness: about 10 meters each) of Shirahama basalt overlie the lava flow of Osakibana dacite at a height of 200 meters in Osakibana.

玄武安山岩の一部にあたる。Inoue et al. (1994) は, 白浜南西の谷で平松玄武岩を採取し, それらの安山岩質な化学組成と K-Ar 年代値 0.50 ± 0.03 Ma を報告して平松安山岩と改称した。またこの年代値は, 牟礼ヶ岡安山岩の K-Ar 年代値 0.80 ± 0.02 Ma (Inoue et al., 1994), 0.86 ± 0.03 Ma (内海・宇都, 1997) より有意に若く, 牟礼ヶ岡安山岩より下位の古期安山岩, 玄武安山岩とは異なる別の安山岩と考えられる。

カルデラ壁の西側は, 主に牟礼ヶ岡安山岩からなる標高 552 m の牟礼ヶ岡, 579 m の赤崩などを頂上とする吉野山地となっている。その北側では牟礼ヶ岡安山岩の下位に玄武安山岩が見られ, Inoue et al. (1994) はそのうち剣ノ岡から採取した火山岩の化学組成と K-Ar 年代値 0.81 ± 0.05 Ma を報告し, 剣ノ岡安山岩と命名した。また吉野山地の北西隅の天ヶ鼻地区では, 牟礼ヶ岡安山岩の上位に天ヶ鼻デイサイトが分布する (Inoue et al., 1994)。

今回, 本地域からは, 最下層の安山岩類のうち古期安山岩 (AR2-2, AR74) と牟礼ヶ岡安山岩 (AR66) から, また天ヶ鼻デイサイト (AR22), 白浜玄武岩 (AR63, AR64, AR82), 白浜玄武岩脈 (AR80) から岩石試料を採取した (Fig. 4; 付録)。また, Inoue

et al. (1994) の平松安山岩試料 (SH43) の, K-Ar 年代の再測定も行った。

3. K-Ar 年代測定

K-Ar 年代測定は京都大学の K-Ar 年代測定システムを用いて行った。京都大学のアルゴン分析システムは、100 万年以下の若い火山岩の精確な K-Ar 年代測定に適当な、 ^{38}Ar スパイクを用いない感度法を採用している。この方法では、歴史溶岩のアルゴン同位体比が大気アルゴン同位体比からの質量分別直線上に分布する (Kaneoka, 1980; 松本ら, 1989) ことを利用して、年代を得た試料の $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比の正確な測定結果を用い、質量分別補正を行って従来の同位体希釈法よりもより正確な初生 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比及び放射起源 ^{40}Ar 量を得ることができる (高岡ら, 1989; Matsumoto et al., 1989; Matsumoto and Kobayashi, 1995)。測定試料の調製方法及び K-Ar 年代測定方法の手順を以下に示す。

まず採取した岩石試料の新鮮な部分 80 g 程度を粉砕し、32~60 メッシュに揃えた。その後斑晶のかんらん石、斜長石、石英などからのエクセスアルゴン混入の可能性 (高岡, 1989) を抑えるため、アイソダイナミックセパレーターを用いてこれらを除去して石基濃集物とし、測定試料とした。 K_2O 分析にはそれらをさらにめのう乳鉢を用いて細粉化したものを用いた。

アルゴン分析システムの概要は Sudo et al. (1996) にまとめられている。アルゴンの定量と同位体比測定には、希ガス用質量分析計 VG3600 を用いている。未知試料の測定結果の比較に用いる標準大気試料中の ^{40}Ar 量の定量には、放射起源 ^{40}Ar 含有量既知の標準鉱物試料、SORI93 biotite (Sudo et al., 1998a) を用いた。得られた年代値の誤差は、全て 1 シグマレベルで示した。

カリウムの定量は、リチウム内部標準を用いた炎光光度法により行った。測定には京都大学のアサヒ理化製作所製炎光光度計 FP-33D を用い、空気・プロパンフレームによって行った。測定溶液試料の調製及び測定手順は、岩石粉末試料の融解にテフロンピーカーを用いたこと以外は松本 (1989) に従って行った。

なお、今回の試料の測定期間中に、アルゴン及びカリウム分析システムの確認のため、地質調査所において 0.75 ± 0.02 Ma の年代値が得られている五島列島小値賀島の玄武岩 (Sudo et al., 1998b) のアルゴン分析、及び地質調査所の地球化学標準試料、JB-3, JA-2, JR-1 のカリウム分析を並行して行った。

それらの測定結果は、それぞれ、Sudo et al.

(1998b), 及び松本 (1989), Terashima et al. (1994) の文献値と誤差範囲内で一致した。詳しくは、周藤ら (2000) に示されている。カリウム分析において、JB-3, JA-2, JR-1 の繰り返しの相対標準偏差は約 1% であったため、K-Ar 年代値の誤差計算に用いる K_2O の相対誤差 σ_k (Sudo et al., 1996) には 1% を採用した。

本報告の付録 1 に、カルデラ西縁部 (吉野台地域) の K-Ar 年代測定試料の試料名・地層名・採取地点・岩石名・斑晶などの記載を示した。カルデラ北縁部 (加治木, 国分地域), 南縁部 (牛根地域) のものは周藤ら (2000) に示したので省略した。

4. 測定結果と地質学的意義

4.1 カルデラ北縁部 (加治木, 国分地域) 及び南縁部 (牛根地域)

カルデラ北縁部地域 (加治木, 国分地域) 及び南縁部 (牛根地域) の K-Ar 年代測定の結果は、周藤ら (2000) で詳しく示した。ここでは周藤ら (2000) の、本地域の試料の年代測定結果の概要 (Table 1; Fig. 3) と、推定される火山活動史について示す。

カルデラ北縁部加治木地域では、湯湾岳安山岩からは、 0.87 ± 0.07 Ma (AR57-1; 片子山), 0.67 ± 0.10 Ma (AR58; 城), 0.50 ± 0.06 Ma (AR59-1; 湯湾岳), 清水流紋岩からは、 0.036 ± 0.003 Ma (AR54G; 黒川山, 石基濃集試料), 0.04 ± 0.01 Ma (AR54; 黒川山, 全岩試料), 0.035 ± 0.002 Ma (AR65; 隼人町永浜), 上畑溶岩からは、 0.17 ± 0.24 Ma (AR70) の計 7 個の K-Ar 年代値が得られた (Table 1; Fig. 3)。上記の年代値は、新エネルギー総合開発機構 (1987) による、大部分が $0.81 \sim 0.60$ Ma の範囲に入るとされる湯湾岳安山岩、及び隼人町永浜において <0.9 Ma, カルデラ北縁沿いの神造島 (辺田小島, 弁天島, 沖小島の 3 島からなる) において 0.06 ± 0.02 Ma, 0.05 ± 0.01 Ma の K-Ar 年代値が報告されている清水流紋岩の年代値と調和的であった。上畑溶岩については、低い K_2O 濃度及び高い大気混入率のため、今回は精度の良い年代値が得られなかった。露頭近くに 7.5 ka (長岡ら, 1997; Okuno, 1997) に噴出した米丸, 住吉池の噴出物が堆積しており、これらと同時期の噴出物である可能性があるが、今回はこの可能性を検討できない。以上の年代測定結果から、カルデラ北縁部加治木地域の先カルデラ火山活動は、 $0.9 \sim 0.5$ Ma の間に安山岩質溶岩流の活動が散発的に継続した後、 $0.04 \sim 0.03$ Ma に流紋岩質溶岩流が現在のカルデラ

Table 1. K-Ar dating results of the volcanic rocks in the Kajiki, Kokubu and Ushine areas.

Lab. ID	Sample ID	Lava Unit ID	Weight (g)	K, O (%)	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	^{40}Ar rad. ($10^4 \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$)	Atm. ^{40}Ar (%)	K-Ar age (Ma)
Kajiki Area										
A98014	AR70	Uebatake lava	1.5162	0.559	0.1866 $\pm$ 0.0007	296.6 $\pm$ 1.3	294.7 $\pm$ 2.4	0.306 $\pm$ 0.429	99.3	0.17 $\pm$ 0.24
A98074	AR54G	Shimizu rhyolite	2.8155	3.41	0.1884 $\pm$ 0.0013	355.4 $\pm$ 1.5	300.1 $\pm$ 4.3	0.398 $\pm$ 0.032	84.4	0.036 $\pm$ 0.003
A97024	AR54	Shimizu rhyolite	1.5087	2.90	0.1902 $\pm$ 0.0012	307.2 $\pm$ 0.6	305.5 $\pm$ 3.9	0.072 $\pm$ 0.164	99.4	0.01 $\pm$ 0.02
A97043			1.5193		0.1873 $\pm$ 0.0047	345.0 $\pm$ 2.2	296.8 $\pm$ 15.3	0.376 $\pm$ 0.121	86.0	0.04 $\pm$ 0.01
								(weighted mean)		0.04 $\pm$ 0.01
A98003	AR65	Shimizu rhyolite	1.5435	3.77	0.2031 $\pm$ 0.0090	357.9 $\pm$ 4.0	344.8 $\pm$ 29	0.423 $\pm$ 0.023*	82.6*	0.035 $\pm$ 0.002*
A97026	AR58	Yuwandake andesite	1.5127	1.76	0.1872 $\pm$ 0.0007	316.9 $\pm$ 0.6	296.3 $\pm$ 2.2	2.83 $\pm$ 0.32	93.5	0.50 $\pm$ 0.06
A97027	AR59-1	Yuwandake andesite	1.5054	2.10	0.1874 $\pm$ 0.0007	307.1 $\pm$ 0.5	297.1 $\pm$ 2.3	4.07 $\pm$ 0.96	96.7	0.60 $\pm$ 0.14
			0.5049		0.1864 $\pm$ 0.0006	304.7 $\pm$ 0.5	294.0 $\pm$ 1.9	4.88 $\pm$ 0.90	96.5	0.72 $\pm$ 0.13
								(weighted mean)		0.67 $\pm$ 0.10
A97025	AR57-1	Yuwandake andesite	1.5106	2.31	0.1855 $\pm$ 0.0006	317.3 $\pm$ 0.5	291.2 $\pm$ 1.9	6.52 $\pm$ 0.50	91.8	0.87 $\pm$ 0.07
Kokubu Area										
A97023	AR53	Shikine andesite	1.5266	1.26	0.1861 $\pm$ 0.0025	307.1 $\pm$ 1.1	293.1 $\pm$ 8.2	0.225 $\pm$ 0.134	95.4	0.055 $\pm$ 0.033
A98006			3.0510		0.1864 $\pm$ 0.0012	307.7 $\pm$ 1.0	294.0 $\pm$ 4.0	0.251 $\pm$ 0.076	95.5	0.062 $\pm$ 0.019
								(weighted mean)		0.061 $\pm$ 0.017
A97018	AR52	Umegatani andesite	1.5266	1.48	0.1815 $\pm$ 0.0055	982.2 $\pm$ 7.1	279.0 $\pm$ 18.1	6.75 $\pm$ 0.20	28.4	1.41 $\pm$ 0.04
Ushine Area										
A98073	AR31-2G	Ushine rhyolite	2.8680	3.40	0.1877 $\pm$ 0.0013	330.4 $\pm$ 1.0	297.9 $\pm$ 4.3	0.357 $\pm$ 0.049	90.2	0.033 $\pm$ 0.004
A98001	AR31-2	Ushine rhyolite	1.5088	3.07	0.1873 $\pm$ 0.0054	324.6 $\pm$ 1.0	296.8 $\pm$ 18	0.357 $\pm$ 0.227	91.4	0.04 $\pm$ 0.02
A97003	AR12-2	Ushine basalt	1.5504	0.668	0.1840 $\pm$ 0.0010	315.2 $\pm$ 0.6	286.7 $\pm$ 3.6	0.904 $\pm$ 0.115	91.0	0.42 $\pm$ 0.05
A97030			1.5124		0.1876 $\pm$ 0.0010	316.3 $\pm$ 0.5	297.6 $\pm$ 3.3	0.779 $\pm$ 0.139	94.1	0.36 $\pm$ 0.06
A98005			3.0171		0.1874 $\pm$ 0.0007	316.1 $\pm$ 0.7	297.1 $\pm$ 2.4	0.708 $\pm$ 0.095	94.0	0.33 $\pm$ 0.04
								(weighted mean)		0.37 $\pm$ 0.03

The decay constants used are $\lambda_1 = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_2 = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ and $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167\%$ (Steiger and Jäger, 1977). Errors are $\pm 1\sigma$ throughout. * The initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio is assumed to be an atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio.

縁沿いに噴出したことが示された。

カルデラ北縁部国分地域では、梅ヶ谷安山岩から、 $1.41 \pm 0.04 \text{ Ma}$ (AR52)、数根安山岩から、 $0.061 \pm 0.017 \text{ Ma}$ (AR53) の K-Ar 年代値が得られた (Table 1; Fig. 3)。新エネルギー開発機構 (1987) は、 $1.5 \sim 1.19 \text{ Ma}$ という梅ヶ谷安山岩と $0.09 \pm 0.07 \text{ Ma}$ 及び $0.07 \pm 0.04 \text{ Ma}$ という数根安山岩の年代値を報告しているが、今回得られた結果と矛盾は見られない。従来数根安山岩は、直接の被覆関係は見られないものの阿多火砕流堆積物の下位であると考えられてきた (荒牧, 1969; 新エネルギー開発機構, 1987)。しかし今回得られた年代値は $0.061 \pm 0.017 \text{ Ma}$ と誤差が小さく、数根安山岩は阿多火砕流 ($0.108 \pm 0.003 \text{ Ma}$; 松本・宇井, 1997) より最近に噴出したことが推定される。また、数根安山岩は、 $7 \sim 4$ 万年前の噴出年代 (長岡ら, 1997) が推定されている岩戸火砕流の下位層であり、岩戸火砕流の噴出年代の下限値としても矛盾がない。以上のことからカルデラ北縁部国分地域の先カルデラ火山活動は、 1.4 Ma 及び 0.06 Ma 頃の安山岩の活動と、それに引き続く珪質な岩戸火砕流 ($\text{SiO}_2 = 66 \sim 74\%$; 荒牧, 1969)、及びその前後の福山降下軽石ほか小規模な火砕物を噴出する火山活動 (長岡ら, 1997) であることが示された。

カルデラ南縁部牛根地域では、牛根玄武岩から、 $0.37 \pm 0.03 \text{ Ma}$ (AR12-2)、牛根流紋岩からは、

$0.033 \pm 0.004 \text{ Ma}$ (AR31-2G; 石基濃集試料) と $0.04 \pm 0.02 \text{ Ma}$ (AR31-2; 全岩試料) の K-Ar 年代値が得られた (Table 1; Fig. 4)。牛根玄武岩の測定は、精度を上げる目的でアルゴン分析を3回行ったが、それらの結果は良く一致した。従来の K-Ar 年代値は、牛根玄武岩から $0.63 \pm 0.27 \text{ Ma}$ (Inoue, 1994 ms), $0.23 \pm 0.11 \text{ Ma}$ (Kaneoka et al., 1984)、また牛根流紋岩の年代値は $< 0.18 \text{ Ma}$ (Kaneoka et al., 1984) と報告されていた (Fig. 3) が、今回の年代値はそれより高い精度で得られた。なお、巽・井上 (1993) において、桜島南方の沖小島のボーリングコア中の流紋岩から $0.38 \sim 0.25 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代値が得られており、またこの流紋岩が牛根流紋岩と対比される可能性が考えられていたが、今回得られた牛根流紋岩の年代値はこの可能性に対し否定である。以上のことからカルデラ南縁部牛根地域の先カルデラ火山活動は、 2.9 Ma の牛根安山岩、 1.8 Ma の麓火砕流 (Kaneoka et al., 1984)、 0.37 Ma の牛根玄武岩の噴出に続き、 $0.04 \sim 0.03 \text{ Ma}$ に牛根流紋岩を噴出する活動であることが示された。

4.2 カルデラ西縁部吉野台地域

(1) 花倉～竜ヶ水

花倉～竜ヶ水間の試料からは、 $0.80 \pm 0.02 \text{ Ma}$ (AR34; 三船流紋岩)、 $0.74 \pm 0.03 \text{ Ma}$ (AR76; 竜ヶ

Table 2. K-Ar dating results of the volcanic rocks in the Yoshino-dai area.

Lab. ID	Sample ID	Lava Unit ID	Weight (g)	K ₂ O (%)	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	Initial ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴⁰ Ar rad. (10 ⁻⁶ cm ³ STP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar age (Ma)
(1) <i>Kekura - Ryugamizu</i>										
A99042	AR71-2	Terayama basalt	1.5102	0.608	0.1870±0.0006	297.8±1.0	295.8±1.9	3.26±3.45	99.3	0.17±0.18
A99050	AR72	Yoshino plf	0.2535	2.34	0.1830±0.0028	298.7±1.5	283.6±9.2	1.30±0.80	94.9	0.17±0.10
A97021	AR55	Shirahama basalt	1.5144	0.723	0.1849±0.0006	299.0±0.5	289.5±2.1	1.40±0.31	96.8	0.60±0.13
A98002			1.5155		0.1861±0.0008	299.2±0.9	293.1±2.5	0.900±0.397 (weighted mean)	98.0	0.39±0.17
										0.55±0.11
A97029	AR76	Ryugamizu andesite	1.5066	2.36	0.1897±0.0044	701.8±3.2	304.0±14.3	5.62±0.22	43.3	0.74±0.03
A97029	AR34	Mifune rhyolite	1.5562	3.20	0.1857±0.0016	522.0±0.8	291.7±5.3	8.27±0.23	55.9	0.80±0.02
(2) <i>Osakibana</i>										
A99059	AR69	Shirahama basalt	3.0234	0.641	0.1870±0.0006	330.0±1.0	295.7±2.0	0.990±0.066	89.6	0.48±0.03
A98040	AR68	Shirahama basalt	1.5043	0.688	0.1849±0.0007	310.2±1.4	289.3±2.5	1.17±0.16	93.3	0.53±0.07
A99048	AR85	Shirahama basalt	1.5091	0.629	0.1866±0.0007	299.3±0.8	294.7±2.2	1.71±0.87	98.5	0.84±0.43
A97034	AR3-3	Osakibana dacite	1.5338	2.00	0.1893±0.0037	471.7±1.8	302.7±12.1	3.09±0.23	64.2	0.48±0.04
A99043	AR78	Osakibana dacite	1.4010	1.98	0.1886±0.0026	529.0±2.4	300.5±8.7	3.06±0.13	56.8	0.48±0.02
A98029	AR67	Osakibana dacite	1.5125	1.72	0.1832±0.0023	526.8±4.0	284.2±7.5	2.87±0.10	54.0	0.52±0.02
(3) <i>Hiramatsu - Wakimoto</i>										
A98008	AR64	Shirahama basalt	1.5047	0.598	0.1882±0.0006	302.5±0.5	299.4±1.9	0.623±0.395	99.0	0.32±0.20
A98007	AR63	Shirahama basalt	1.5116	0.479	0.1875±0.0008	302.4±1.0	297.2±2.6	0.575±0.313	98.2	0.37±0.20
A99045	AR82	Shirahama basalt	1.5095	1.15	0.1861±0.0012	331.8±0.8	293.0±3.9	1.72±0.18	88.3	0.46±0.05
A99044	AR80	Shirahama basalt	1.4986	0.432	0.1863±0.0014	314.3±0.5	293.7±2.5	0.792±0.174	93.5	0.57±0.12
A96029	SH43	Hiramatsu andesite	1.5175	1.66	0.1857±0.0012	368.3±1.8	291.9±4.0	2.55±0.15	79.2	0.48±0.03
A96036	AR22	Amagahana dacite	1.5160	1.84	0.1835±0.0004	294.1±1.5	285.3±1.9	4.72±1.29	97.0	0.79±0.22
A99049			0.3096		0.1831±0.0010	292.8±1.0	284.1±3.4	5.08±2.03 (weighted mean)	97.0	0.85±0.34
										0.81±0.18
A98004	AR66	Muregaoka andesite	1.5231	0.959	0.1869±0.0009	305.7±0.8	295.6±3.0	2.12±0.66	96.7	0.68±0.21
A97032	AR2-2	Older andesite	0.5081	2.09	0.1865±0.0007	313.6±0.5	294.1±2.2	6.31±0.72	93.8	0.94±0.11
A99053	AR74	Older andesite	0.1560	1.03	0.1879±0.0010	301.5±0.9	298.5±3.2	3.85±4.20	99.0	1.16±1.26

The decay constants used are $\lambda_p = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_s = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ and $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167\%$ (Steiger and Jäger, 1977). Errors are $\pm 1 \sigma$ throughout.

水安山岩), 0.55±0.11 Ma (AR55; 白浜玄武岩), 0.17±0.10 Ma (AR72; 吉野火砕流), 0.17±0.18 Ma (AR71-2; 寺山玄武岩) の計 5 個の K-Ar 年代値が得られた (Table 2)。三船流紋岩からは, 0.77±0.02 Ma の K-Ar 年代値が報告されている (兼岡・小嶋, 1970) が, 今回得られた年代とは誤差範囲内で一致する。

今回の結果から, この地域の最下層を構成する火山岩の三船流紋岩, 竜ヶ水安山岩は 70~80 万年前の, その上位の白浜玄武岩は 50 万年前程度の, さらに上位の吉野火砕流, 寺山玄武岩は, 最近 40 年以内の噴出年代を持つといえる。

(2) 大崎鼻

大崎鼻の試料からは, 大崎鼻デイサイトから, 0.48±0.04 Ma (AR3-3), 0.48±0.02 Ma (AR78), 0.52±0.02 Ma (AR67), 白浜玄武岩脈から, 0.84±0.43 Ma (AR85), 白浜玄武岩から, 0.48±0.03 Ma (AR69), 0.53±0.07 Ma (AR68) の計 6 個の K-Ar 年代値が得られた (Table 2)。Inoue et al. (1994) は, 大崎鼻デイサイトの K-Ar

年代値を 0.54±0.02 Ma と報告しており, 今回の結果と誤差範囲内で一致する。

今回の結果から, この地域では, 50 万年前頃到大崎鼻デイサイト, 白浜玄武岩が相次いで噴出したことが推定される。また, 今回白浜玄武岩脈から得られた K-Ar 年代値は, 誤差が大きかったものの白浜玄武岩の噴出年代との矛盾は見られない。なお, 本地域最高所の寺山公園から得られた寺山玄武岩の転石からは, これまで 0.69±0.33 Ma (Inoue et al., 1994), 0.74±0.32 Ma (内海・宇都, 1997) の K-Ar 年代値が報告されている。しかし, これらの年代値は誤差が大きく, 現時点において本地域の寺山玄武岩の活動時期, 及び下位の火山岩類の活動時期との関係については十分な議論はできない。

(3) 平松～脇元

平松～脇元間の試料からは, 古期安山岩から, 0.94±0.11 Ma (AR2-2), 1.16±1.26 Ma (AR74), 牟礼ヶ岡安山岩から, 0.68±0.21 Ma (AR66), 天ヶ鼻デイサイトから, 0.81±0.18 Ma (AR22), 白浜玄武岩から, 0.46±0.05 Ma (AR82), 0.37±0.20

Ma (AR63), 0.32 ± 0.20 Ma (AR64), 白浜玄武岩脈から、 0.57 ± 0.12 Ma (AR80), 平松安山岩から、 0.48 ± 0.03 Ma (SH43) の計 9 個の K-Ar 年代値が得られた (Table 2)。SH43 は Inoue et al. (1994) により 0.50 ± 0.03 Ma と報告されているが、今回測定された SH43 の K-Ar 年代値とは誤差範囲内で一致する。

今回の結果から、平松～脇元間の火山地質は以下のように考えられる。吉野台の北側及び吉野山地では、剣ノ岡安山岩 (0.81 ± 0.05 Ma) を牟礼ヶ岡安山岩 (0.68 ± 0.21 Ma; AR66, 0.80 ± 0.02 Ma, 0.86 ± 0.03 Ma) が被い、さらに天ヶ鼻デイサイト (0.81 ± 0.18 Ma; AR22) が被う。誤差範囲内でこれらの年代値は層序とも矛盾はなく、これらはいずれも 80 万年前後の噴出物であると考えられる。吉野台東側のカルデラ壁では、古期安山岩 (0.94 ± 0.11 Ma; AR2-2) の上位を牟礼ヶ岡安山岩が被う。その上位を、今回 0.48 ± 0.03 Ma、及び Inoue et al. (1994) により 0.50 ± 0.03 Ma が得られた平松安山岩が被い、白浜玄武岩 (0.46 ± 0.05 Ma; AR82) がさらに被う。山口 (1975) によれば、吉野台東側カルデラ壁に分布する玄武安山岩は大崎鼻から白浜方面に分布する上部緻密安山岩と、白浜から脇元間に

分布している下部玄武安山岩に分けられ、前者が後者を被う。この上部緻密安山岩は、分布として大崎鼻デイサイトや平松安山岩の試料 SH43 の採取地点を含んでおり、今回それらの K-Ar 年代値はいずれも 0.5 Ma 頃であった。下部玄武安山岩は、白浜において牟礼ヶ岡安山岩に被われるとされる一方、上部緻密安山岩と牟礼ヶ岡安山岩との層位関係は明白ではない。そこで今回、山口 (1975) の上部緻密安山岩を、大崎鼻を含む大崎鼻デイサイト、及び SH43 の採取地点を含む平松安山岩とに分けて、Fig. 4 の地質図に示した。下部玄武安山岩の噴出年代は、層位が古期安山岩と牟礼ヶ岡安山岩の間であるため 0.9～0.8 Ma 頃である可能性がある。

(4) 吉野台地域の火山活動史

以上の K-Ar 年代測定の結果、カルデラ西縁部吉野台地域の火山活動時期は、大きく分けて 1～0.8 Ma, 0.5 Ma 前後、<0.4 Ma の 3 つに分けられる；(1) 1～0.8 Ma; 古期安山岩、剣ノ岡安山岩、牟礼ヶ岡安山岩、天ヶ鼻デイサイト、竜ヶ水安山岩、三船流紋岩が噴出した。これら火山岩類の噴出により、赤崩から牟礼ヶ岡周辺を最高峰とする古い火山体が形成されたと考えられる。(2) 0.5 Ma 前後; 大崎鼻デ

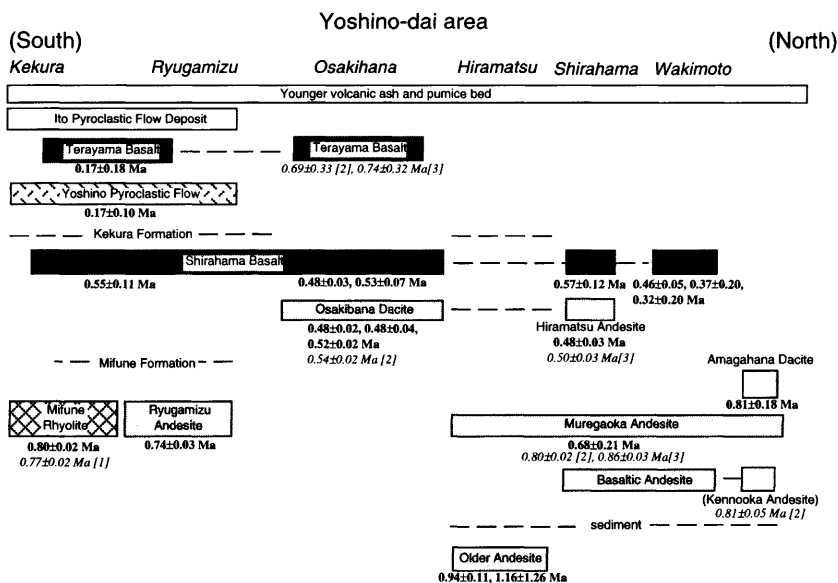


Fig. 5. Block diagrams showing the volcanic history of western (Yoshino-dai) area of Aira caldera. The ages (bold) are from this study and those (italic) are from the literatures. References: [1] Okuno, 1997, [2] Inoue et al., 1994, [3] Uchiumi and Uto, 1997 and [4] Kaneoka and Ozima, 1970.

イサイト、平松安山岩、白浜玄武岩が噴出した。大崎鼻を構成する大崎鼻デイサイトは、南側の竜ヶ水安山岩、三船流紋岩、北側の古期安山岩より誤差範囲を超えて有意に年代が若く、それらより20~40万年後に噴出した貫入岩体である可能性がある。さらに引き続いて噴出した白浜玄武岩の溶岩流の分布は、三船から脇元まで南北方向6~7 kmに渡り、1~0.8 Maに形成された火山体の側面を流れたと考えられる。この溶岩流の供給源は、吉野台東側鹿児島湾内方向が推定されるが、供給源の山体は後のカルデラ形成の際に消滅したと考えられる。この白浜玄武岩の上位には水成の花倉層があり、花倉層の堆積は、50万年前以後も継続していたことが推定される。(3) <0.4 Ma; 吉野火砕流、及びそれを被う寺山玄武岩が噴出した。寺山玄武岩は、始良火砕噴火以前の玄

武岩としては最も若いものである可能性があり、本地域のマグマ活動の進化を考える上で重要なものであると考えられる。しかし現時点では、寺山玄武岩のK-Ar年代値は誤差が大きく、始良火砕噴火との関係を調べるには、今後さらに精度の良い年代値を得ることが必要である。以上をまとめた吉野台地域の火山地質のブロックダイアグラムをFig. 5に示した。

5. 考察

5.1 先カルデラ火山活動の時間変遷

先始良カルデラ火山岩(宇都ら, 1997a)は、今回年代測定を行った地域のほか、桜島から南西方向1~2 kmの沖小島にも分布する(Fig. 1; 2)。沖小島ではボーリングコアの深度約9 m, 165 m, 249 mか

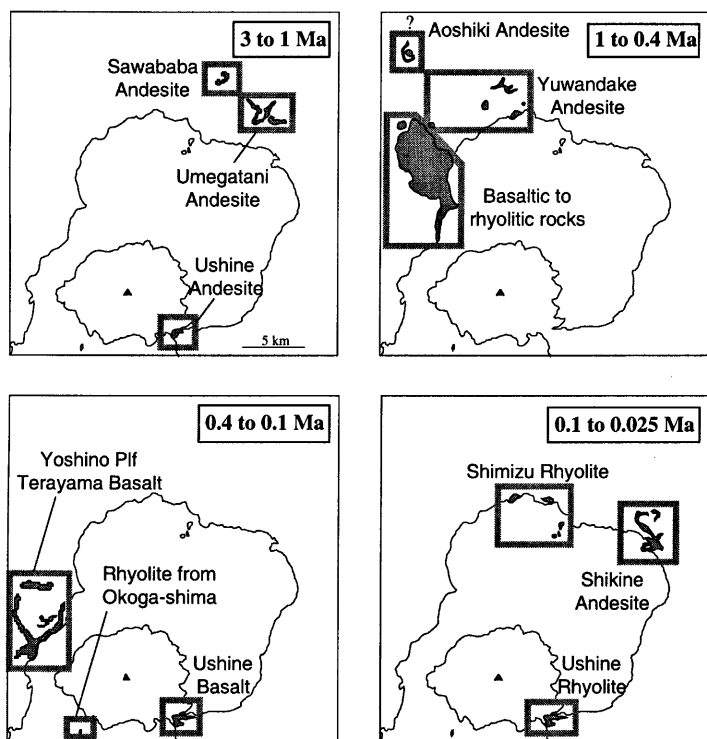


Fig. 6. Space-time distribution of the volcanism in Aira caldera area among four periods; 3 to 1 Ma, 1 to 0.4 Ma, 0.4 to 0.1 Ma and <0.1 Ma.

ら流紋岩が得られており、それらの K-Ar 年代が 0.38~0.25 Ma と報告されている (巽・井上, 1993)。今回、及び沖小島を含めたこれまでの研究から明らかになった、3 Ma 以降の溶岩流を中心とした先カルデラ火山活動の時空変遷は以下の通りである (Fig. 6)。

(1) 3~1 Ma: カルデラ南縁部牛根地域において牛根安山岩 (2.9 Ma; Kaneoka et al., 1984) が、また、カルデラ北縁部加治木から国分地域において梅ヶ谷安山岩 (1.4 Ma) や沢馬場安山岩 (1.28~1.2 Ma; 新エネルギー総合開発機構, 1987) が噴出した。

(2) 1~0.4 Ma: カルデラ西縁部吉野台地域において玄武岩・安山岩・デイサイト・流紋岩質溶岩流が噴出した。また、カルデラ北縁部加治木地域において、湯湾岳安山岩 (0.9~0.5 Ma) が噴出した。

(3) 0.4~0.1 Ma: カルデラ南縁部の牛根地域及び桜島南方沖小島において、牛根玄武岩 (0.37 Ma)、沖小島の流紋岩 (0.38~0.25 Ma; 巽・井上, 1993)、またカルデラ西縁部吉野台地域において吉野火砕流及び玄武岩質溶岩流 (<0.4 Ma) が噴出した。

(4) 0.1~0.025 Ma: カルデラ北縁部国分地域において数根安山岩 (0.06 Ma) が、また北縁部と南縁部において、清水流紋岩と牛根流紋岩 (0.04~0.03 Ma) が噴出した。さらにカルデラ北縁部では岩戸火砕流等の火砕噴火が繰り返し起こり (Nagaoka, 1988; 長岡ら, 1997)、その後の 0.025 Ma の始良火砕噴火に至った。このように始良火砕噴火の 3~1 万年前には、カルデラの北縁部・南縁部共に活発な噴火活動が見られた。長岡ら (1997) は、0.1 Ma 以降始良カルデラ地域で火山活動が活発化したとしているが、今回の年代測定結果もこのことと調和的である。

5.2 カルデラ南北端での 0.04~0.03 Ma の流紋岩の噴出

始良カルデラ北側の清水流紋岩 (AR54G; 0.036 ± 0.003 Ma) と南側の牛根流紋岩 (AR31-2; 0.033 ± 0.004 Ma) は、始良火砕噴火から約 1 万年前の 0.04~0.03 Ma の間に相次いで、約 15 km 離れたカルデラの対岸において噴出した。また、これらの流紋岩は大隈石 (Miyashiro, 1956; 森本・湊, 1949) を産出するという共通点を持つ (大迫, 1992)。このことは、非常に類似した流紋岩質マグマがカルデラの両岸において、数千年という期間内に噴出したことを示唆する。

始良カルデラでは、現在活動中の桜島火山の測地学的研究から、桜島火山が噴出するマグマは、始良カルデラ直下 10 km のマグマ溜まりから供給されていることが示唆されている (例えば、Ishihara, 1990)。

カルデラの南北両側での 0.04~0.03 Ma の流紋岩質溶岩流の噴出や、始良カルデラ北東部での 0.03~0.025 Ma の大塚・深港・毛梨野の軽石流などの爆発的噴出 (長岡ら, 1997) は、桜島火山と同様に現在のカルデラ縁周辺の範囲内で噴出している。このためこれらの噴出は、始良カルデラ直下のマグマ溜まりが 0.04 Ma 頃まで遡って存在しており、流紋岩質マグマを地表へ供給した可能性を示唆しているのかもしれない。

5.3 吉野台のカルデラ壁に見られる構造運動について

三船の南端 (山口, 1975) や花倉 (大木・早坂, 1970) では、花倉層が断層で上下方向に転位していると考えられているが、吉野台地域の白浜玄武岩の年代測定結果からこれらの断層の活動時期は 50 万年よりも若い時期であることが推定される。断層の走向はカルデラ壁の方向とは異なっており、鹿児島地溝 (露木, 1969) の活動に起因する可能性が考えられる。

6. 結論

(1) 今回の K-Ar 年代測定及び既存の研究による、3 Ma 以降の先カルデラ火山活動による溶岩流噴出の時空的変遷は以下の通りであった; 1) 3~1 Ma: カルデラ北縁及び南縁部で北薩火山岩類の安山岩質溶岩流が噴出 2) 1~0.4 Ma: カルデラ北縁部で湯湾岳安山岩、及びカルデラ西縁部で玄武岩質から流紋岩質までの溶岩流が噴出 3) 0.4~0.1 Ma: カルデラ南縁部で牛根玄武岩と沖小島の流紋岩質溶岩流、カルデラ西縁部で玄武岩と吉野火砕流が噴出 4) 0.1~0.025 Ma: カルデラ北縁部で数根安山岩及び岩戸火砕流等の火砕噴火、カルデラ北縁及び南縁部で流紋岩質溶岩流が噴出。

(2) 数根安山岩の K-Ar 年代は 0.061 ± 0.017 Ma であり、 0.108 ± 0.003 Ma に噴出した阿多火砕流よりも最近に噴出したことが明らかになった。またその年代値は、テフクロノロジーにより噴出年代として $0.07 \sim 0.04$ Ma が得られていた、数根安山岩を直接被う岩戸火砕流の噴出年代に下限値を与える。

(3) 0.04~0.03 Ma にカルデラ北縁及び南縁部で噴出した流紋岩質溶岩流は、共に大隈石を産出する。このことは、現在始良カルデラ直下で見られるマグマ溜まりが始良火砕噴火前の 0.04~0.03 Ma 頃から存在し、始良カルデラの北縁及び南縁部に共通の流紋岩質マグマを供給した可能性を示唆するが、今後より検討されるべき課題である。

今後はさらに、噴出年代が決定された玄武岩質から流紋岩質までのマグマについて岩石化学的性質から見た成因関係を調べ、マグマ溜まりの発達史を解明することが重要である。

謝 辞

理学電機工業株式会社の井上央氏には、始良カルデラの試料について多くのことを教えて頂きました。京都大学大学院理学研究科の田上高広助教授には、京都大学の微量地球物質年代測定システムを用いてK-Ar年代測定を行なうにあたり、便宜を図って頂きました。今回の研究には、京都大学防災研究所平成9年度一般共同研究9G-10（研究代表者：巽好幸）の研究費を使用しました。以上の方々に厚く感謝します。

参考文献

- 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，第75巻，pp. 425-442.
- 荒牧重雄（1977）：始良カルデラの基盤と桜島火山の噴出物，第2回桜島火山の集中総合観測，pp. 105-119.
- 池田見子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫（1995）：南九州，始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化樹木の加速器質量分析法による ^{14}C 年代，第四紀研究，第34巻，pp. 377-379.
- 内海 茂・宇都浩三（1997）：20万分の1地質図幅「鹿児島」北西部の年代末詳火山岩のK-Ar年代，地調月報，第48巻，pp. 107-112.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫（1997a）：20万分の1地質図幅「鹿児島」，地質調査所。
- 宇都浩三・阪口圭一・内海茂（1997b）：鹿児島県北薩地域の新第三紀火山活動史と火山構造性地溝の形成，京都大学防災研究所共同研究集会報告集（9S-4）「古地磁気学的手法を用いた火山活動史の復元」，pp. 89-95.
- 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，鹿児島大理学部紀要（地学・生物学），第3巻，pp. 67-92.
- 大迫陽一（1992）：隼人町の大隈石（オースミライト），地質ニュース，第454巻，pp. 45.
- 大塚裕之・西井上剛資（1980）：鹿児島湾北部沿岸地域の第四系，鹿児島大理学部紀要（地学・生物学），第13巻，pp. 35-76.
- 小野晃司（1973）：住吉池マールの ^{14}C 年代，火山，第18巻，pp. 96.
- 兼岡一郎・小嶋 稔（1970）：日本の火山岩の放射性元素年代，火山，第15巻，pp. 10-21.
- 小林哲夫・岩松 暉（1980）：始良カルデラ壁南東部垂水市牛根地区の火山地質と山くずれ災害，桜島地域学術調査協議会調査研究報告，pp. 89-97.
- 小林哲夫・岩松 暉・露木利貞（1977）：始良カルデラ壁の火山地質と山くずれ災害，鹿児島大理学部紀要（地学・生物学），第10巻，pp. 53-73.
- 新エネルギー総合開発機構（1987）：昭和61年度全国地熱資源総合調査（第2次）火山性熱水対流系地域タイプ（国分地域），88 pp.
- 周藤正史・石原和弘・巽好幸（2000）：始良カルデラ地域の先カルデラ火山活動史—カルデラ北縁部加治木，国分地域及び南縁部牛根地域の溶岩流試料のK-Ar年代—，火山，第45巻，pp. 1-12.
- 高岡宣雄（1989）：百万年より若い火山岩のK-Ar年代測定における問題点，質量分析，第37巻，pp. 343-351.
- 高岡宣雄・今野幸一・大場与志男・今田 正（1989）：蔵王火山溶岩のK-Ar年代測定，地質雑，第95巻，pp. 157-170.
- 巽 好幸・井上 央（1993）：桜島・沖小島流紋岩—K-Ar年代および岩石学的特徴—，京都大学防災研究所年報，第36巻，pp. 231-236.
- 津久井雅志・荒牧重雄（1990）：始良火砕噴火のマグマ溜り，火山，第35巻，pp. 231-248.
- 長岡信治・奥野 充・鳥井真之（1997）：2万5千年前以前の始良カルデラの噴火史，月刊地球，第19巻，pp. 257-262.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫（1999）：10万～2.5万年前の始良カルデラ火山のテフロクロノロジー，日本火山学会講演予稿集，1999，No. 2，pp. 88.
- 長谷義隆・山脇真二・早坂康隆（1987）：鹿児島湾北西岸地域の第四系層序の再検討，地調研專報，第33巻，pp. 207-224.
- 早坂祥三・大木公彦（1971）：鹿児島市地域のボーリング資料にもとづく地質学的考察，鹿児島大理学部紀要（地学・生物学）第4巻，pp. 15-29.
- 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，276 pp.
- 松本哲一（1989）：K-Ar年代測定におけるカリウム定量法の改良，地調月報，第40巻，pp. 65-70.
- 松本哲一・宇井忠英（1997）：阿多火砕流堆積物のK-Ar年代，火山，第42巻，pp. 223-225.
- 松本哲一・宇都浩三・柴田賢（1989）：歴史溶岩の

- アルゴン同位体比—若い火山岩の K-Ar 年代測定における初生値補正の重要性—, 質量分析, 第 37 巻, pp. 353-363.
- 森本良平・湊 秀雄 (1949) : 鹿児島県肝属郡垂水町早崎咲花平産董青石の産出状態, 岩鉱, 第 33 巻, pp. 51-61.
- 森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章 (1986) : 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進, 地学雑, 第 95 巻, pp. 94-113.
- 山口鎌次 (1937) : 北部鹿児島湾の周縁地域特に吉野台の地質に就て, 地質雑, 第 44 巻, pp. 222-225.
- 山口鎌次 (1975) : 鹿児島湾周縁地域及び桜島火山の地質学的並びに岩石学的研究, 日本地質教育学会, 128 pp.
- 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) 鹿児島地溝内の温泉—特に温泉貯留体について, 鹿児島大理学部紀要 (地学・生物学), 第 2 巻, pp. 85-101.
- Arakawa, Y., Kurosawa, M., Takahashi, K., Kobayashi, Y., Tsukui, M. and Amakawa, H. (1998): Sr-Nd isotopic and chemical characteristics of the silicic magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption, southern Kyushu, Japan, *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, Vol. 80, pp. 179-194.
- Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago, *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 8485-8501.
- Inoue, H. (1994 ms): Generation of felsic magma with large-scale pyroclastic flows at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan, Master's Thesis, Kyoto University, 36 pp.
- Inoue, H., Itaya, T. and Tatsumi, Y. (1994): Petrography, K-Ar age, and chemistry of Yoshino-dai lavas in the Aira caldera, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 44, pp. 175-190.
- Ishihara, K. (1990): Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan, In: M. P. Ryan (ed.) *Magma transport and strage*, John Wiley and Sons Ltd., Chichester, England, pp. 335-356.
- Kaneoka, I. (1980): Rare gas isotopes and mass fractionation: An indicator of gas transport into or from a magma, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 48, pp. 284-292.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970): K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan, *J. Geol. Soc. Japan*, Vol. 76, pp. 309-313.
- Kaneoka, I., Aramaki, S., Kobayashi, T. and Oki, K. (1984): Pliocene and Pleistocene volcanism in southern Kyushu: K-Ar ages of Fumoto and Isaku pyroclastic flows and related rocks, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol. 29, pp. 59-62.
- Matsumoto, A. and Kobayashi, T. (1995): K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, Central Japan, *Chem. Geol.*, Vol. 125, pp. 123-135.
- Matsumoto, A., Uto, K. and Shibata, K. (1989): K-Ar dating by peak comparison method—New technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma—, *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol. 40, pp. 565-579.
- Matumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan, *J. Geol. Geogr.*, Vol. 19, pp. 1-57.
- Miyashiro, A. (1956): Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure, *Amer. Mineral.*, Vol. 41, pp. 104-116.
- Nagaoka, S. (1988): The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern Kyushu, Japan, *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, Vol. 23, pp. 49-122.
- Okuno, M. (1997): Accelerator mass spectrometric radiocarbon chronology during the last 30,000 years of the Aira caldera, southern Kyushu, Japan, *Summaries of Researches Using AMS at Nagoya Univ.*, Vol. 8, pp. 183-221.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 36, pp. 359-362.
- Sudo, M., Uto, K., Tatsumi, Y. and Matsui, K. (1998b): K-Ar geochronology of a Quaternary monogenetic volcano group in Ojika Jima District, Southwest Japan, *Bull. Volcanol.*, Vol. 60, pp. 171-186.
- Sudo, M., Tagami, T., Sato, K., Hasebe, N. and Nishimura, S. (1996): Calibration of a new analytical system for the K-Ar dating method and

analytical results of K-Ar age known samples, Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto Univ., Series of Geology and Mineralogy, Vol. 58, pp. 21-40.

Sudo, M., Uto, K., Anno, K., Ishizuka, O., and Uchiumi, S. (1998a): SORI 93 biotite: A new mineral standard for K-Ar dating, *Geochem. J.*, Vol. 32, pp. 49-58.

Terashima, S., Imai, N., Itoh, S., Ando, A. and Mita, N. (1994): 1993 compilation of analytical data for major elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series", *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol. 46, pp. 305-381.

付 録 1

カルデラ西縁部吉野台地域の K-Ar 年代測定試料の試料名・地層名・採取地点・岩石名・斑晶などは以下の通りである。北縁部加治木、国分地域と南縁部牛根地域の試料については周藤ら（2000）に示されている。

(1) 花倉～竜ヶ水

試料名：AR71-2

地層名：寺山玄武岩

産地・産状：鹿児島市吉野町七社，厚さ 20 m のマッシブな溶岩流

緯度・経度：130°35'24"，31°37'34"

岩石名：かんらん玄武岩

斑晶：<5 mm の斜長石，<1 mm のかんらん石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュラーな組織

試料名：AR72

地層名：吉野火砕流

産地・産状：鹿児島市川上町下花棚，吉野火砕流最下層近く，非溶結部からの径 20 cm の軽石

緯度・経度：130°34'02"，31°39'57"

岩石名：デイサイト

斑晶：斜長石，<1 mm の石英，普通輝石

石基：ほぼ完全にガラス質

試料名：AR55

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島市吉野町竜ヶ水，厚さ 10 m のマッシブな溶岩流

緯度・経度：130°36'08"，31°38'32"

岩石名：かんらん石普通輝石玄武岩

斑晶：<5 mm の斜長石，<3 mm のかんらん石，<2 mm の普通輝石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュラーな組織

試料名：AR76

地層名：竜ヶ水安山岩

産地・産状：鹿児島市吉野町大崎西の谷，幅 20 m 以上，厚さ 10 m 以上のマッシブな溶岩流

緯度・経度：130°36'41"，31°39'10"

岩石名：紫蘇輝石普通輝石安山岩

斑晶：<8 mm の斜長石，<2 mm の普通輝石，紫蘇輝石，これらの一部は変質

石基：斜長石，不透明鉱物，50 %以上のガラス，混濁している

試料名：AR34

地層名：三船流紋岩

産地・産状：鹿児島市吉野町三船の海岸，厚さ数 m 以上，球顆が発達する溶岩流

緯度・経度：130°36'18"，31°37'57"

岩石名：紫蘇輝石流紋岩

斑晶：<2 mm の石英，斜長石，紫蘇輝石

石基：ほぼ完全にガラス質

(2) 大崎鼻

試料名：AR68

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島市吉野町平松南の石切り場，玄武岩質溶岩流（白浜玄武岩）の転石

緯度・経度：130°36'44"，31°39'36"

岩石名：かんらん石普通輝石玄武岩

斑晶：<6 mm の斜長石，<5 mm の普通輝石，<4 mm のかんらん石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュラーな組織

試料名：AR69

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島市吉野町平松南の石切り場，玄武岩質溶岩流（白浜玄武岩）の転石

緯度・経度：130°36'44"，31°39'36"

岩石名：かんらん石普通輝石玄武岩

斑晶：<5 mm の斜長石，<4 mm の普通輝石，<2 mm のかんらん石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，10 %以下のガラス，
インターサータルな組織

試料名：AR85

地層名：白浜玄武岩脈

産地・産状：鹿児島市吉野町大崎鼻先端の海岸，厚さ
2 m の玄武岩岩脈

緯度・経度：130°37'19"，31°39'20"

岩石名：玄武岩

斑晶：<5 mm の斜長石，<2 mm のかんらん石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュ
ラーな組織

試料名：AR3-3

地層名：大崎鼻デイサイト

産地・産状：鹿児島市吉野町大崎鼻先端の海岸，厚さ
数 m 以上の溶岩流

緯度・経度：130°37'19"，31°39'20"

岩石名：デイサイト

斑晶：<3 mm の斜長石，<2 mm の紫蘇輝石，<1
mm の普通輝石

石基：斜長石，不透明鉱物，50 %以上のガラス

試料名：AR78

地層名：大崎鼻デイサイト

産地・産状：鹿児島市吉野町大崎鼻先端の海岸，厚さ
数 m 以上の溶岩流

緯度・経度：130°37'19"，31°39'20"

岩石名：デイサイト

斑晶：<3 mm の斜長石，<2 mm の紫蘇輝石，普通輝
石

石基：斜長石，不透明鉱物，50 %以上のガラス

試料名：AR67

地層名：大崎鼻デイサイト

産地・産状：鹿児島市吉野町平松南の石切り場，厚さ
10 m 以上のマッシュな溶岩流

緯度・経度：130°36'44"，31°39'36"

岩石名：デイサイト

斑晶：<4 mm の斜長石，<1 mm の普通輝石

石基：斜長石，不透明鉱物，50 %以上のガラス

(3) 平松～脇元

試料名：AR64

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島県姶良郡姶良町脇元砂防ダム，崖
錐堆積物中の玄武岩質溶岩流起源の径1 m 弱の岩塊

緯度・経度：130°36'50"，31°41'48"

岩石名：普通輝石玄武岩

斑晶：<4 mm の普通輝石，<5 mm の斜長石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュ
ラーな組織

試料名：AR63

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島県姶良郡姶良町脇元白銀坂，厚さ
数 m のマッシュで集塊質構造を示す溶岩流

緯度・経度：130°36'40"，31°41'41"

岩石名：かんらん石普通輝石玄武岩

斑晶：<2 mm のかんらん石，<5 mm の普通輝石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，インターグラニュ
ラーな組織

試料名：AR82

地層名：白浜玄武岩

産地・産状：鹿児島県姶良郡姶良町脇元白銀坂入口近
く，割れ目が不規則に入った幅20 m 以上，厚さ10
m のマッシュな溶岩流

緯度・経度：130°36'47"，31°41'59"

岩石名：かんらん石普通輝石紫蘇輝石玄武岩

斑晶：<6 mm の斜長石，<3 mm の普通輝石，紫蘇輝
石，かんらん石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，10 %程度のガラス，
インターサータルな組織

試料名：SH43

地層名：平松安山岩

産地・産状：鹿児島県姶良郡姶良町白浜南西，安山岩
質溶岩流（平松安山岩）露頭前の転石

緯度・経度：130°36'32"，31°40'21"

岩石名：普通輝石安山岩

斑晶：<3 mm の斜長石，<2 mm の普通輝石

石基：斜長石，輝石，不透明鉱物，10 %程度のガラ
ス，インターサータルな組織

試料名：AR66

地層名：牟礼ヶ岡安山岩

産地・産状：鹿児島県姶良郡姶良町白浜，厚さ10 m
以上のマッシュな溶岩流

緯度・経度：130°36'35"，31°40'53"

岩石名：普通輝石安山岩

斑晶：<2 mm の斜長石，<2 mm の普通輝石

石基：斜長石，不透明鉱物，50 %以上のガラス，混濁
している

試料名: AR80

地層名: 白浜玄武岩脈

産地・産状: 鹿児島市吉野町平松北, 幅 20 m 以上,
高さ 20 m 以下の露頭, 板状節理の見られる玄武岩脈
緯度・経度: 130°36'49'', 31°40'08''

岩石名: 普通輝石玄武岩

斑晶: <8 mm の斜長石, <4 mm の普通輝石

石基: 斜長石, 輝石, 不透明鉱物, インターグラニュー
ラーな組織

試料名: AR22

地層名: 天ヶ鼻デイサイト

産地・産状: 鹿児島県始良郡始良町天ヶ鼻天ヶ花牧場
南西, 厚さ 10 m 以上のマッシブな溶岩流
緯度・経度: 130°34'45'', 31°42'23''

岩石名: 角閃石流紋岩

斑晶: <5 mm の斜長石, <2 mm の石英, <3 mm の
角閃石

石基: ほぼ完全にガラス質

試料名: AR2-2

地層名: 古期安山岩

地・産状: 鹿児島市吉野町平松神社の南, 厚さ 10 m

以上のマッシブな溶岩流

緯度・経度: 130°36'46'', 31°40'05''

岩石名: 普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶: <3 mm の斜長石, <2 mm の紫蘇輝石, 普通輝
石

石基: 斜長石, 輝石, 不透明鉱物, 10 % 程度のガラ
ス, インターサータルな組織

試料名: AR74

地層名: 古期安山岩

産地・産状: 鹿児島市吉野町平松神社西の小瀑布直下,
厚さ 50 m 以上のマッシブな溶岩流

緯度・経度: 130°36'49'', 31°40'05''

岩石名: 含かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩

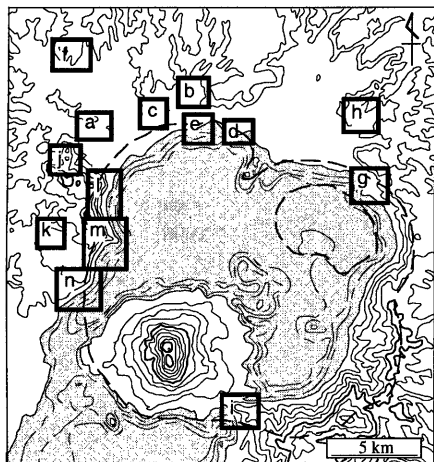
斑晶: <5 mm の斜長石, <4 mm の紫蘇輝石, <2 産
mm の普通輝石, <3 mm のかんらん石

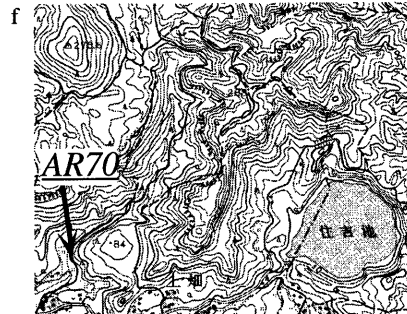
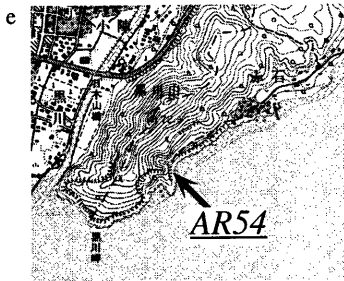
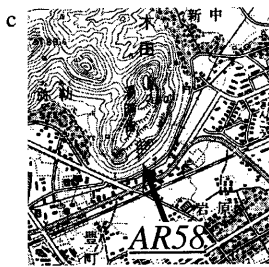
石基: 斜長石, 輝石, 不透明鉱物, 50 % 以上のガラス

付 録 2

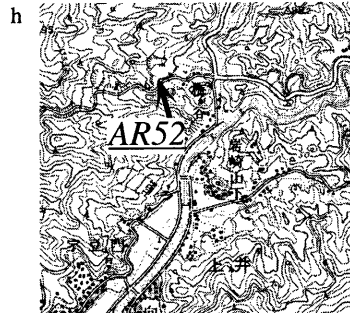
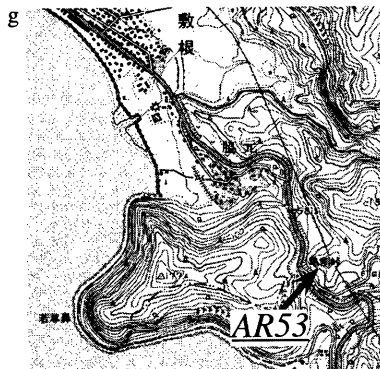
本報告で K-Ar 年代測定を行った試料の, 国土地理院
発行 1: 25,000 地形図中における採取場所を以下に示
す。

(1) Kajiki area

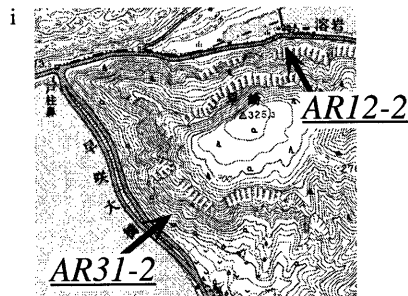




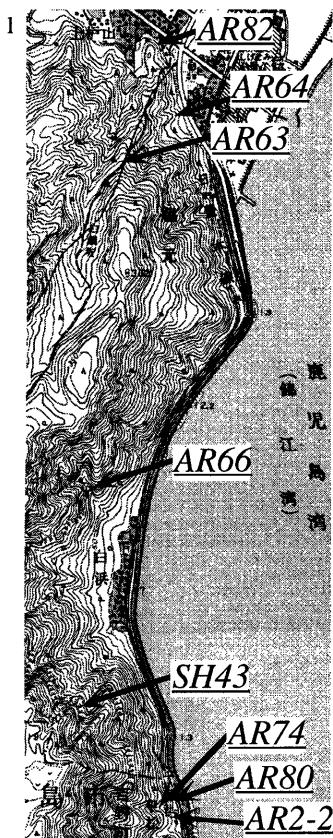
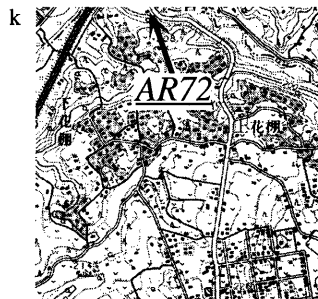
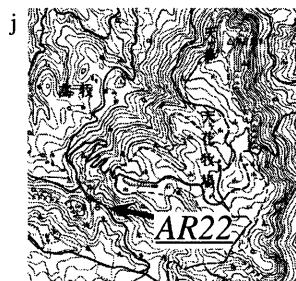
(2) Kokubu area

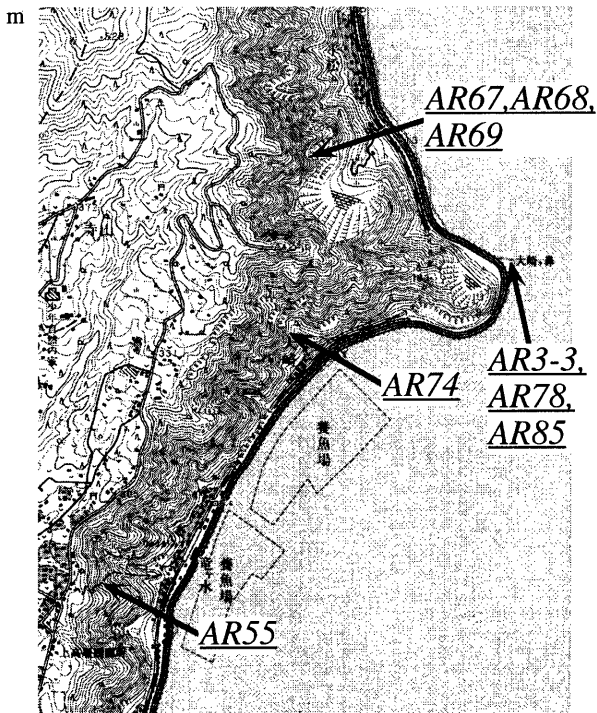


(3) Ushine area



(4) Yoshino-dai area





**K-Ar dating of volcanic rocks along the Aira caldera rim
- Volcanic history before explosive Aira pyroclastic eruption -**

Masafumi Sudo, Kozo Uto*, Daisuke Miki, Kazuhiro Ishihara and Yoshiyuki Tatsumi**

*Geochemistry Department, Geological Survey of Japan

**Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

A volcanic history before the explosive Aira pyroclastic eruption at 24.5 ka was investigated by K-Ar dating method. Thirtytwo K-Ar ages from volcanic rocks along Aira caldera show the following time-space distribution; (1) 3 to 1 Ma: andesitic lava flows (northern and southern areas of Aira caldera), (2) 1 to 0.4 Ma: basaltic to rhyolitic lava flows (northern and western area), (3) 0.4 to 0.1 Ma: basaltic to rhyolitic lava flows (southern and western area), (4) 0.1 to 0.025 Ma: andesitic lava flows (northern area) and rhyolitic lava flows having very similar ages both in northern and southern areas. The rhyolitic lava flows in the period of (4) imply that the rhyolitic magma chamber has been formed during the period.

Keywords: Aira caldera; K-Ar dating; volcanic history; explosive eruption; magma chamber