宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義

A newly discovered Pleistocene volcano in Miho Bay, along the axial zone of the Shinji Rift System, Southwest Japan

Abstract

沢田順弘* 徳岡隆夫†
山内靖喜* 三瓶良和* 西村清和**

Yoshihiro Sawada, Takao Tokuoka*,
Seiki Yamauchi*, Yoshiaki Sampei*
and Kiyokazu Nishimura***

2001年2月13日受付.

2001年4月4日受理.

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Faculty of Science
and Engineering, Shimane University, Matsue
690-8504, Japan

** 産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門
Marine Geology Department, Geological
Survey of Japan, Higashi 1-1-1, Tsukuba 305-
8567, Japan

† 現所属: 徳岡汽水環境研究所
The Tokuoka Laboratory for Study of
Brackish Water Environments, Hizu-cho 34-1,
Matsue 690-0863, Japan

The Shinji Rift System forms a half graben more than 160 km long at least reaching Tottori offshore. A hitherto unknown Pleistocene andesitic volcano has been discovered recently in Miho Bay, along the axial zone of the Shinji Rift System. The volcanic edifice has a dome-like shape approximately 500 m in diameter, and the summit lies 26 m below the present sea level. K-Ar whole rock and zircon fission track ages are 0.9 ± 0.3 Ma and 0.16 ± 0.04 Ma, respectively.

The andesite is extremely peraluminous with $Al_2O_3 = 22.8 - 18.6$ wt% and $SiO_2 = 60 - 61$ wt%, and up to 13 wt% normative corundum. It has a diverse mineral assemblage. Phenocrysts are Cr-bronzite-hypersthene, Cr-diopside-augite and plagioclase with a wide compositional range. Orthopyroxene, clinopyroxene, pigeonite, hornblende, plagioclase, quartz, alkali feldspar, Cr-spinel, magnetite, ilmenite, hemoilmenite, zircon, apatite, silica minerals, an unknown Al-Mg material and glass occur as groundmass constituents and inclusions in phenocrysts. There are two kinds of opacite phenocrysts consisting of F-phlogopite (up to 6.6 wt% F), hypersthene, augite, plagioclase, quartz, spinel, Fe-Ti oxides, cummingtonite and actinolite.

We infer that the volcano originally formed on land in the glacial stage, and was then eroded and drowned by transgression. This new edifice and several other Pliocene and Pleistocene eruptive centers are aligned along the axial zone of the Shinji Rift System, indicating presence of a deep fracture zone originally formed by rifting related to opening of the Japan Sea.

Key words: Pleistocene volcano, peraluminous andesite, rift system, Southwest Japan, fracture zone, Japan Sea opening

はじめに

宍道湖の北側, 東西に伸びる島根半島を構成する新第三系には東西方向の断層や褶曲構造が見られるのに対し, 宍道湖南岸の同時代の地層があまり変形を受けていないことから, 古くから注目されており, Otuka (1939) はそれを宍道褶曲帯と呼んだ. 褶曲構造は漸新世から中新世初期にかけて形成されたとする考え (Tomita, 1938; Otuka, 1939; 大塚, 1952 など) に対し, 多井 (1973) は島根半島の地質を基にして, 中新世末頃までに形成されたとした. さらに, 山陰東部から北陸地域沖の日本海での物理探査結果から, 宍道褶曲帯は島根半島から鳥取沖までの約 100 km にわたって続く長大な構造系列であり, 2 条の主要な背斜系列からなるとされている (田中・小草, 1981). 宍道湖から中海にかけての低地帯は北側の地塁状の隆起部である島根半島に対し, 地溝状の凹地であることから, 藤岡編「最新地理学辞典」(1979) では日本列

島の代表的な地溝帯として, 「宍道地溝帯」の名で紹介している. この論文で触れるように, 宍道褶曲帯は地溝帯としての性格を備えていることから, ここでは「宍道地溝帯」として定義し, 使用する.

宍道湖から中海にかけては前期中新世以降の地層が厚く埋積しており, 地溝帯軸部においては中新統の基底は約 -1,500 m, ないしそれ以深と見積もられている (山内・岩田, 1998). 宍道地溝帯は幅約 6-10 km であり, 前・中期中新世の火山岩類, 中新-鮮新世境界の和久羅山 (高山), 後期更新世の大根島 (Morris et al., 1999) などに見られるような火山活動が断続的に起こっている (第1図). 鳥取県西部の美保湾には海底からの比高差が数 m 前後の地形的高まりがいくつか認められる. その地形的高まりの一つであるシゲグリ岩礁において, ダイバーによって採取された現地性の岩石について顕微鏡記載, 構成鉱物やガラスの組成分析, 全岩化学組成分析および放射年代測定を行った. その結果, シゲグリ岩礁

第1図. 山陰中央部、宍道地溝帯、およびその周辺地域における中新世以降の火山岩類の分布とシゲグリ岩礁の位置を示す図。①～④は掘削地点（本文参照）。地質図は新編島根県地質図編集委員会（1996）と農水省中国四国農政局計画部（1981）から作成。年代の引用については本文参照。美保湾中の+印は岩礁の位置を示す。網かけ部分は宍道地溝帯における鮮新世-更新世火山の集中域を示す。

を構成する岩石は鶏卵大の岩石中に多種多様な鉱物を含む極めて特異なパーアルミナスな安山岩であることや、全岩 K-Ar 年代とジルコンのフィッション・トラック年代（以後、FT 年代と略す）は更新世の年代を示していることが判明した。本論文では、まず従来、曖昧に使用されてきた「宍道地溝帯」を定義した上で、今回測定された放射年代と安山岩の諸特徴を報告し、周辺の火山岩類と比較検討するとともに、火山活動の場とその地質学的位置付けについて考察する。

地形・地質概略と宍道地溝帯の定義

宍道地溝帯はほぼ東西に延びる地溝帯で、北には地壘状の島根半島があり、南はなだらかな丘陵部で、中新世を通じて形成された地溝帯と考えられている（例えば山内・吉谷, 1992）。^{ひかわ}斐川平野の地下構造は掘削や物理探査によって推定されている。神西湖における掘削（第1図の①）では、-1,400 m で下部中新統の波多層が推定されている（通商産業省, 1970；鹿野ほか, 1991）。近年の掘削では、松江温泉下（②）において-1,300 m で中期中新世成相寺層が推定され、また弓ヶ浜半島北東部竹内団地下（③）では-1,500 m で中期中新世牛切層が推定されている（山内・岩田, 1998）。すなわち、宍道湖から中海にかけての低地帯には、厚さ 1,300-1,500 m 以上の中新統が埋積していると考えてよい。大社町と神西湖の間で地震探査が行なわれた（通商産業省, 1970）が、^{しんざいこ}斐川平野側が島根半島に対して落ち込んだ、落差 1,000 m に及ぶ東西性の高角逆断層が推定された（第1, 2図）。また中新統の基底は-2500 m に達すると推定された。

ブーゲー重力異常では島根半島側は相対的に高い重力値（50-60 m gal）を示すのに対し、宍道湖から中海にかけての

低地帯は 11-20 m gal で、両者の間に 50 m gal 近い差がある（新編島根県地質図編集委員会, 1996）。これらの資料は島根半島と南部の丘陵部の間の地帯は相対的に沈降し、周囲より相対的に低密度の地層が埋積していることを示している。このブロック状に落ち込んでいる部分の幅は約 6-10 km である。

ここで宍道地溝帯を以下のように定義する。

1) 範囲：斐川平野-宍道湖-中海-弓ヶ浜を結ぶ低地帯（長さ約 60 km）、およびその東方延長約 100 km、鳥取県の日本海の海岸からその沖合の幅最大約 20 km の海域（第3図参照）。幅は斐川平野では約 5 km であるが、中海では約 13 km である。海域では幅は第3図で示したように Line-F では 13 km、Line-D では 18 km（ただし、幅は地溝部と地壘部を含めた宍道褶曲帯全体では約 37 km）（田中・小草, 1981）である。

2) 活動時期：大社衝上断層（多井, 1973）を境にして下部中新統の層厚が北側の 600-700 m から南側の 1,200-2,000 m へと急変する（通商産業省, 1970）ことから、南側の盆地の形成は少なくとも中期中新世に遡る。変形運動は中期中新世には始まり、松江累層形成期の初期には著しくなり、末期中新世の和久羅山安山岩噴出時には完了していた（多井, 1973；山内ほか, 1980；鹿野・吉田, 1985）。島根半島やその南限にみられる逆断層の形成は後期中新世における N-S～NNW-SSE 方向の最大水平圧縮応力条件下で形成されたと推定されている（小林, 1979；鹿野・吉田, 1985）。しかし、断層運動は第四紀まで継続している。

3) 構造的特徴：北の島根半島との間には高角な断層で境され、大社断層と宍道断層は逆断層（通商産業省, 1970；鹿野

第2図. 神西湖から大杜にかけての地震波探査の解析結果（通商産業省，1970）。断面線は第1図の①-②に示した。H：波多層とその相当層，Kw：川合層とその相当層，K：久利層とその相当層，O：大森層とその相当層，F：古江層。

第3図. 鳥取県沖の音響探査による地下構造の推定（田中・小草，1981）。田中・小草（1981）による宍道褶曲帯のうち，地溝帯のところを宍道地溝帯と呼ぶ。

ほか，1991，1994）である（第2図）が，宍道断層から派生した断層には正断層がある（鹿野・吉田，1985）。南の中国山地北縁との境界には小規模な断層はあるものの大規模なものではなく，新第三系の層厚は北に向かって急激に増加し，その境界部は基本的には撓曲である（鹿野ほか，1991，1994）。すなわち宍道地溝帯は half graben（半地溝帯）である。このような半地溝帯は鳥取の沖合の日本海底まで少なくとも 100 km 以上にわたって続く（田中・小草，1981）（第3図）。

宍道地溝帯における火山活動とシゲグリ岩礁

宍道地溝帯の北側，島根半島では前期中新世から中期中新世にかけての多種多様な火山岩類が分布している（山内ほか，1980；Kano，1991；Kano et al.，1993；Miyake，1994 など）。島根半島の南側の宍道地溝帯に沿っては，時期的にも，また岩質の上でも山陰地方の他の地域では見られない火山活動が起こっている。すなわち，出雲市西方に分布する神西層

第4図. ユニブームによるシゲグリ岩礁周辺の断面図（下図）とその解釈（上図）.

のアルカリ玄武岩（全岩 K-Ar 年代： 13.2 ± 0.3 Ma；高安・沢田，1989），松江累層のアルカリ玄武岩（全岩 K-Ar 年代： $10.8-11.2 \pm 0.6$ Ma；Morris et al., 1990），和久羅山のデイサイト（全岩 K-Ar 年代： 4.98 ± 0.25 Ma；Morris et al., 1990），大根島と江島のアルカリ・カンラン石玄武岩（全岩 K-Ar 年代：約 200 ky BP；Morris et al., 1999）の活動である（第1図）.

美保湾にはここで報告したシゲグリ岩礁の他，ワダグリ，黒瀬などの岩礁が存在し，それらは穴道湖から中海にかけての低地帯の中軸部に相当する位置に帯状に配列する（第1図）. 海上保安庁（1992）によればシゲグリ岩礁は東経 $133^{\circ}21.1'$ ，北緯 $35^{\circ}31.8'$ ，島根半島の東端，地蔵埼から南南東 4.4 km に位置する. 水深 26 m の海底にある，頂部の水深が 19 m の岩礁である. 第4図にユニブームによるシゲグリ岩礁付近の探査結果を示したが，岩礁は直径が約 500 m，海底からの比高差約 7 m の緩やかなドーム状ないし円錐台状の地形を示し，また海底下の山麓に堆積物が高角でアバットしている.

シゲグリ安山岩

岩石試料はダイバーにより採取され，それらはピックハンマーとタガネを用いて，岩盤から直接採取されたものと，岩盤周辺の円～亜円礫である（第5図）. 採取された岩塊は 30 個，大きさは最大で 28 cm である. シゲグリ岩礁およびその周辺の岩石には SiO_2 が 57-60 wt%（揮発性物質を除いた値：60-61wt%）の安山岩と 62-64wt% のデイサイトの少なくとも 2 種類が認められる. 岩石試料のうち 28 個が安山岩であり，シゲグリ岩礁の北端，中央および南端のいずれにも見られ，岩盤をなしている他，円礫または亜円礫状のものもある

第5図. ダイバーによって撮影されたシゲグリ岩礁と岩石採取の様子（A～C）. 写真 B には岩盤に層状の構造が認められる. 写真 D は採取された岩石で，An-1 は岩盤から直接採取された安山岩岩塊，An-2 は岩礁に散在している安山岩礫（写真 C の下方に見られる様なもの），Da はデイサイトの円礫で安山岩と異なり気泡の跡が多い.

第6図. シゲグリアン山岩の偏光顕微鏡写真。Aは sieve 組織を示すマントルをもつ自形斜長石斑晶（クロスニコール）、Bの右は自形を示すオパサイト2で、左は細粒単斜輝石反応縁をもつ石英結晶（単ニコール）。Cは自形を示すオパサイト1で初生的鉍物は角閃石と推定される（単ニコール）。

（第5図）。残り2個はデイサイトで円礫としてのみ産する（第5図）。前者をシゲグリアン山岩、後者をシゲグリアンデイサイトと呼ぶが、本論ではシゲグリアン山岩のみを扱う。

シゲグリアン山岩は新鮮なものは灰色であるが、他に淡桃色、レンガ色を呈するものもある。この山岩は斑状、塊状で、鶏卵大の試料中に以下のような多種多様な鉍物が含まれる（第1表）。粗粒結晶は石英を除いてすべて自形（第6図）であることと、斑晶の起源は多様である（例えば Nakada et al., 1994 ; Nakada and Motomura, 1999 など）ことから、それらを斑晶として記載する。斑晶は斜長石、石英、斜方輝石、Ca 単斜輝石、2 種類のオパサイトである。石基は流状組織を

第7図. 斜方輝石斑晶の X 線マイクロアナライザーによる MgK α と CrK α の面分析結果。核部はハイパーシンで、マントル部は Cr に富むブロンザイト。

示し、斜長石（＜0.1 mm）、アルカリ長石、斜方輝石（＜0.05 mm）、単斜輝石、磁鉄鉍、チタン鉄鉍、シリカ鉍物、火山ガラスを主とするが、他に少量のヘモイルメナイト、燐灰石、ジルコンを含む。斜方輝石中の包有物、オパサイトとしての分解生成物、斜長石斑晶の核部とマントル部の包有物、石英斑晶の反応縁として斜方輝石、Ca 単斜輝石、ピジョン輝石、斜長石、アルカリ長石、Cr スピネル、スピネル、アクチノ閃石、カミングトン閃石、金雲母、チタン鉄鉍、チタン磁鉄鉍、ヘモイルメナイトなど多種多様な鉍物が見られる（第1表）。

長石は斜長石からアルカリ長石まで広い組成領域を示す。斜長石斑晶は自形、一部集斑状で、最大 9 mm × 5 mm である（第6A 図）。斜長石斑晶の核部には斜長石、石英、斜方輝石、Ca 単斜輝石、sudaite-amesite 系の鉍物、Al-Mg 物質、ガラスが包有される。また、斑晶は幅 0.3 mm 程度の篩状（sieve）ないし塵状組織を示す部分によってマントルされる（マント

第1表. 鶏卵大のシゲグリア安山岩中に含まれる鉱物とその産状.

	斑晶			石基	オパサイト		斜長石の包有物		石英 反応縁	Crブロン ザイトの 包有物
	核	マントル	リム		1	2	核	マントル		
斜長石	●	●	●	●					●	
アルカリ長石				●		●				
石英	●			●			●	●		
Crブロンザイト	●	●								
ハイパーシン	●	●	●	●	●	●	●	●		
ビジョン輝石								●		
Cr透輝石	●									
普通輝石		●	●	●	●	●	●	●	●	
普通角閃石					●					
アクチノ閃石					●	●		●		
カミングトン閃石						●				
イデイングサイト						●				
F金雲母						●				
Crスピネル										●
スピネル						●				
チタン磁鉄鉱				●						
チタン鉄鉱				●						
ヘモイルメナイト				●		●				
Al-Mg鉱物							●			
ガラス							●	●		

ル部と呼ぶ). マントル部には斜長石, 石英, 斜方輝石, Ca 単斜輝石, ビジョン輝石, 角閃石類, Fe-Ti 酸化物, オパサイトが包有され, またガラス(脱ガラス)も見られる. 石基には斜長石の他, アルカリ長石も含まれる(Or成分は最大で63).

石英斑晶は粒状で, 最大粒径は4mmである. すべての石英斑晶には長石と微細な鉱物を伴い, 主に細粒Ca単斜輝石からなる幅0.2-0.3mmの反応縁が見られる(第6B図). また, 金雲母, 輝石, 角閃石からなるオパサイトやFe-Ti酸化物がまれに包有される.

斜方輝石斑晶は自形で, 最大で長軸は1.1mmである. 著しい累帯構造を示す斑晶, 中粒結晶, 微斑晶, 石基に至るまで普遍的に含まれ, 組成領域もmg値 $[100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$ が85.0から66.8の広い範囲にわたる. mg値が85-83のものはCrに富む(最大0.7wt%) (第7図). Crに富むブロンザイト中にはCrスピネルが包有される. この他, 斜方輝石は斜長石中の包有物やオパサイト中の分解生成物としても産する.

Ca単斜輝石斑晶は自形~半自形で, 最大0.5mm×0.2mmであるが, 斜方輝石に比べごく少量である. 他に斜長石斑晶中の包有物として, また, オパサイト中の分解物としても産する. ビジョン輝石は斜長石のマントル部に包有物として産し, Caに乏しい普通輝石と共生する.

オパサイトは2種類あり, これらをオパサイト-1, -2として記載する(第6B, C図). オパサイト-1は自形, 柱状で, 最大3mm×1.6mmである. これはCa単斜輝石, 斜方輝石, 斜長石, 普通角閃石, アクチノ閃石, カミングトン閃石, Fe-Ti酸化物からなる. 普通角閃石を含むことと, 柱状と菱

形の断面を示すことから角閃石の分解物と考えられる(第6C図).

オパサイト-2は自形, 柱状, 一部集斑状で, 最大10mm×8mmである. これは金雲母, Ca単斜輝石, 斜方輝石, 斜長石, 普通角閃石, アクチノ閃石, カミングトン閃石, チタン磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ヘモイルメナイト, スピネル(プレオネスト)およびマグネシオフィライトからなる(第6B図). 金雲母は最大で4.5mmで, フッ素の含有量が高く, 最大で6.6wt%も固溶する.

全岩化学組成

シゲグリア岩礁から採取した安山岩ブロックについて9試料の全岩化学組成分析を行った. 結果は第2表に, またシリカーアルカリ図とハーカー図をそれぞれ第8, 9図に示した. 分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学教室設置の波長分散型蛍光X線分析装置(リガク社製 RIX2000)を用い, ガラスビード法を用いて行った. 試料と融剤の希釈率は試料:混合融剤($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 : \text{LiBO}_2 = 1 : 4$)=1:2とした. 補正計算法は主成分の補正係数は多重回帰法で求め, 微量成分に関してはピークオーバーバック法を用いた.

第2表の1~9は灼熱をしていない試料の分析値で, 10~14と15はそれぞれSG1~SG5とSG001-A1の950℃, 2時間の灼熱後の試料を用いた分析値である. 灼熱減量は明灰色のものは0.5-1.0wt%と2.1-3.9wt%の2つのグループがある. レンガ色のものはこの値が高く5.6-5.9wt%に達する. 灼熱減量が3.2~5.9wt%を示す試料には顕微鏡下で多量の粘土鉱物や炭酸塩鉱物は確認されず, またXRDでも確認さ

第8図. シゲグリアン山岩と宍道地溝帯周辺の火山岩類のシリカ-アルカリ図. 火山岩類の分類は Le Bas et al. (1986) による. アルカリ岩と非アルカリ岩の境界は Irvine and Baragar (1971) による. データソースは以下の通り [シゲグリアン山岩: 本研究; 大根島・江島の玄武岩: Morris et al. (1999), 大山の火山岩類 (Tsukui, 1985; Tamura et al., 2000), 和久羅山: Morris (1986), 沢田 (未発表資料), 松江層玄武岩: Morris (1986), 神西層玄武岩: 鹿野ほか (1998)].

れない. 金雲母は含まれているが, モード組成は 1 vol% 以下であるので, 灼熱減量の値が高いのは石基中の水を含む火山ガラスあるいはそれらの脱ガラス化した極細粒の鉱物によるものと考えられる. 灼熱減量を除いて主成分元素の総量を 100% にして計算すると SiO_2 量は 60.2~60.9 wt% の狭い範囲にある (第2表). $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ は 4.9~6.1 wt% であり, シリカ-アルカリ図では安山岩の領域にプロットされる (第8図). Al_2O_3 は 18.4~22.8 wt% であり, 安山岩としては著しく高い含有量である. 第10図に Al_2O_3 含有量を横軸にとり, 縦軸に SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MgO , P_2O_5 の含有量をとったグラフを示した. この図で明らかのように, SiO_2 量の変化が 59.8~60.8 wt% と小さいのに対し, Al_2O_3 量に対し, TiO_2 ($R^2=0.970$), Fe_2O_3 ($R^2=0.947$), K_2O ($R^2=0.969$) は負の, CaO ($R^2=0.995$), Na_2O ($R^2=0.967$) は正の, いずれも 1 次の良い相関を示す (カッコ内は相関係数を示す). 特に CaO の変化は著しく 5.7~1.6 wt% まで変化する (第9, 10図). MgO , P_2O_5 と Al_2O_3 の間には相関は見られない. ノルム組成でみるとコランダム組成が最大で 13.4 wt% 算出されるような著しくパーアルミナスな組成である (第2表). アルミナ飽和度 [$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (分子比)] も 1.5 に達するものもある (第2表).

微量元素では Cr が 58~82 ppm, Ni が 44~64 ppm 含まれ, 安山岩としては比較的高い含有量を示す. Cr に富むことは斜方輝石の Cr 含有量が高いことと調和的である. カンラン石は確認されないものの, オバサイト-2 にイデイングス石様の物質が含まれることから, Ni 量が高いのはカンラン石

の分解物が存在していることを示唆している. Nb, Y に乏しい ($\text{Nb} < 11 \text{ ppm}$; $\text{Y} < 15 \text{ ppm}$). Sr 量は 336~792 ppm の組成範囲を示し, その挙動は Ca と同様で, Al_2O_3 に対し負の相関を示す.

年代測定結果

同一試料について全岩 K-Ar 年代測定とジルコンの FT 年代測定が行われた. K-Ar 年代測定はアレグニー・テクノロジーズ・ジャパン株式会社によって行なわれた. 試料は全岩試料で, 粒度を 60~80 メッシュ ($\phi: 423\text{--}318 \mu\text{m}$) で揃え, 蒸留-脱イオン水を用い超音波洗浄した後, 磁性鉱物を取り除いたものを Ar 同位体分析用と K 定量分析用の二つのフラクションに分けた. K 定量分析には, さらにメノウ乳鉢にて微粉碎した試料が用いられた. 全岩 K-Ar 年代として $0.9 \pm 0.3 \text{ Ma}$ という結果を得た (第3表).

一方, FT 年代測定は京都フィッシュン・トラック株式会社によってジルコンを用いて行なわれ, $0.16 \pm 0.04 \text{ Ma}$ の値を得た (第3表). 本試料に含まれるジルコン結晶は, 無色, 桃色, 褐色などの複数の色調のものが混在する. また自形結晶や摩耗した結晶など形態にも違いが認められることから, 他の結晶と同様, 多様な起源 (あるいは履歴) をもつ結晶が混在すると判断される. ランダムに測定対象としたジルコンの 30 粒子は FT 計数が著しく少ないため, 見かけ上大きくばらつき, χ^2 検定に失格する. しかし, 種々の起源をもつ結晶であっても, それらは最終的には安山岩マグマに取り込まれ, 加熱された時点ですべてリセットされ, 年代的には均一

第9図. シゲグリアン山岩と宍道地溝帯周辺の火山岩類の主成分ハッカー図. データソースは第8図と同じ.

な試料と考えられることから、全測定粒子から年代値を算出した。

考 察

1. シゲグリアン山岩の形成年代

海上保安庁水路部(1992)はシゲグリアン岩礁を構成する岩石を下部・中部中新統(報告書中)あるいは鮮新統-更新統(基

本図中)としているが、その根拠については触れていない。

放射年代は全岩 K-Ar 年代として 0.9 ± 0.3 Ma が、またジルコンを用いた FT 年代として 0.16 ± 0.04 Ma という異なった年代値が得られた。シゲグリアン山岩中に含まれる粗粒結晶は石英を除いて自形である。また、石英には幅 0.2-0.3 mm の反応縁があり、斜長石にも幅 0.3 mm 前後の篩状組織を示すマントル部があることから、マグマが噴出直前あるいは直後

第10図. シゲグリ安山岩の Al_2O_3 と酸化物図. A は Al_2O_3 に対し正の相関を示すもので, Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O がこれにあたる. 相関係数 (R^2) は 0.95 を越える. B は Al_2O_3 に対し負の相関を示すもので, CaO , Na_2O がこれにあたる. 相関係数 (R^2) は 0.995 と 0.967 と極めて高い. C はほとんど変化しない元素で, SiO_2 , MgO , P_2O_5 がこれにあたる.

に外来結晶を取り込んだものではない. つまり, このことは K-Ar 年代が捕獲結晶のために古い値を示すのではないことを意味する. しかし, 過剰アルゴンが含まれている可能性については否定できない.

一方, ジルコンの FT 年代については次のように解釈できる. 年代測定結果の項でも述べたように, 安山岩試料中には色調や形態から起源を異にする数種のジルコン結晶が含まれている. ジルコン (FT 年代) の閉鎖温度は $250^\circ C$ 程度 (例えば Dodson and McClelland-Brown, 1985) であるので, マグ

マ中ではそれ以上には加熱されている. ただし, アニールングが完全であるかどうかが重要であるが, 石英の捕獲結晶には反応線が見られる (第6B図) ことから, 外来ジルコンも同様にアニールングされていると判断してよい. もし, アニールングが完全でないとしたら, マグマの噴出年代はここで得た年代, すなわち 0.16 ± 0.04 Ma より若い年代となる. 複雑な履歴をもつ斑晶が含まれることから過剰アルゴンが含まれているために K-Ar 年代が FT 年代より古い値を示している可能性は高い. いずれにしても今回, 美保湾のシゲグリ

第2表. シゲグリの安山岩の全岩化学組成.

(A-1)										(A-2)										(C-1)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
(wt%)										(wt%)										(wt%)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
SG-1	SG-2	SG-3	SG-4	SG-5	SG001A1	SG001B1	SG001B5	SG001B7	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明灰色	明

第3表. (A) 全岩 K-Ar 年代測定結果. 測定はアレゲニー・テクノロジー・ジャパン株式会社による. Rad. ^{40}Ar の () 内の数字は小数点以下 4 桁目を表す. (B) FT 年代測定結果. 測定は京都フィッシュン・トラック株式会社による.

A

試料名	測定物質	K (wt%)	Rad. ^{40}Ar (10^{-5} scc/gm)	Non Rad. Ar (%)	年代 (Ma)
MIHO/99-1	全岩	1.25	0.004(6)	91.4	0.9 ± 0.3
		1.25	0.004(4)	89.8	

B

試料名	測定 鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 ρ_s (Ns) (cm^{-2})	誘導核分裂飛跡 ρ_i (Ni) (cm^{-2})	χ^2 検定 P (χ^2) (%)	熱中性子線量 ρ_d (Nd) ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 $\pm 1\sigma$ (Ma)
SG-99-1	ジルコン	30	1.71×10^4 (19)	3.40×10^6 (3775)	0	8.600 (2642)	320	0.16 ± 0.04

岩礁から採取された安山岩は更新世中期から後期に噴出したものと結論づけることができ, 新たな第四紀火山が発見されたという点で意義がある.

採取された安山岩には水中に噴出したことを示すような自破碎や急冷相は認められない. 逆に高温酸化を被っていると考えられるレンガ色を示す試料もあり, またオパサイト化されているなど陸上での噴出を示唆している. シゲグリア山岩は現在, 水深 26 m の海底にある頂部の水深が 19 m の岩礁であるが, 岩体が形成されたのは K-Ar 年代の 0.9 ± 0.3 Ma を採用するとギュンツ氷期, または FT 年代の 0.16 ± 0.04 Ma を採用するとリス氷期にあたり, 海水面は現在の位置より著しく後退していたと推定される. 火山体は頂部がなだらかなドーム状ないし円錐台に近い地形を示し (第 4 図), 堆積物が山麓にアバットしている. また, 岩盤を構成する安山岩とまったく同種の安山岩が円礫~亜円礫として岩盤付近に存在すること (第 5C 図) から, シゲグリア山岩は陸上に噴出し, 火山体を形成, その後, 海進とともに, 山頂が侵食を受けるとともに, 当時の海岸付近で, あるいは河口付近で円礫~亜円礫を形成したものと推察される.

2. シゲグリア山岩の岩石学的諸特徴

(1) パーアルミナス安山岩としてのシゲグリア山岩

シゲグリア山岩は極めて特異な安山岩であり, その特徴をまとめると以下の通りである. (a) 岩石薄片あるいは少なくとも鶏卵サイズのオーダーで多種多様な鉱物を含む (第 1 表参照). (b) 全岩化学組成では著しく Al に富み, Al_2O_3 量は 22.8 wt% に達するところもある. ガラスを含んでおり, 脱ガラス化による微細な鉱物はあるものの粘土鉱物等の含水鉱物は多くは含まれない. また, 石基鉱物と同じ種類からなる幅数 mm, 長さ 2 cm 前後の結晶集合体はあるものの, 捕獲岩は認められない. 粗粒結晶で捕獲結晶の可能性のあるのは石英のみで, 他は自形の結晶である. これらのことは全岩化学組成はマグマ由来の鉱物と火山ガラスの集合体の値であることを示している.

本論文では造岩鉱物の組成の詳細や岩石成因論については触れないが, 上記で述べた諸点のみからでもこの安山岩の特

異な性質がわかる. 高アルミナ玄武岩マグマから分化によってもたらされたと考えられる高アルミナ玄武岩質安山岩が Kuno (1965) によって報告されているが, それらは $\text{SiO}_2 = 54.8\text{--}56.5$ wt% (トータルを 100% にして $55.8\text{--}57.1$ wt%) に対し, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.6\text{--}18.4$ wt% ($18.6\text{--}19.0$ wt%) であり, シゲグリア山岩と比べ SiO_2 , Al_2O_3 ともに低い値である.

石墨を含むパーアルミナスなデイサイトが幾つかの地域で報告されている (例えば Zeck, 1970, 1992; Miller, 1985) が, それらのうち Al_2O_3 がもっとも高いものは南スペインのデイサイト岩脈として産するもので, $\text{SiO}_2 = 58.3$ wt% (61.7 wt%) に対し, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.1$ (20.3) wt%, ノルムコランダム組成は 16.2 wt% である (Kanaris-Sotiriou, 1997). 強い言えばシゲグリア山岩はこれに近いものであるが, 日本列島ではこのような高アルミナ安山岩やデイサイトは報告されていない. 通常, パーアルミナスな岩石にはコランダム, スピネル, ガーネット, アルミノ珪酸塩鉱物, 堇青石等の鉱物が含まれていることが多い. しかし, シゲグリア山岩の場合, 石基のバルク組成そのものが Al に富む. X 線マイクロアナライザーを用いてビーム径を約 $30 \mu\text{m}$ にして測定した 114 ポイントの石基組成の平均値を第 2 表に示したが, $\text{SiO}_2 = 57.4$ wt% (トータルを 100 wt% として計算した値: 60.9 wt%) に対し, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.1$ wt% (21.4 wt%) と高い値を示す. 斑晶斜長石の核部は An_{50} 以上であるが, この部分の Al_2O_3 量は 25 wt% を越える. これに加えて Al に富む鉱物としては以下のようなものがある. スピネル ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 65$ wt%) が分解生成物 (オパサイト 2) に含まれており, また斜長石中に $\text{Al}_2\text{O}_3 = 30$ wt% 程度の sudoite-amesite 系の鉱物や $\text{Al}_2\text{O}_3 = 31\text{--}35$ wt%, $\text{MgO} = 37\text{--}45$ wt% の組成を示す包有物が存在するが, しかし, これらはいずれも量的には少ないものである. 石基のバルク分析は岩石薄片のごく一部に過ぎず, 分析値は予察的なものであるが, シゲグリア山岩は石基を形成したメルト組成そのものが Al に富んだものである可能性が高い. いずれにしてもこのような特異な安山岩は少なくとも日本列島の第四紀火山からは報告されていない.

(2) 周辺地域の後期新生代火山岩類との比較

第11図. 松江平野東部における比抵抗から推定される地質断面図 (B). 山内・岩田 (1998) から引用. 測線は (A) で示した. 数値の単位は $\Omega \cdot m$. $1,500 \Omega \cdot m$ 以上の高い比抵抗値を示すところは新第三系の基盤をなす花崗岩類, $8.8 \Omega \cdot m$ 以下のところは新第三系と推定される.

美保湾周辺の中・後期更新世火山としては大根島 (Morris et al., 1999) と大山 (津久井, 1984; 津久井ほか, 1985) があげられる. 今回報告したシゲグリ岩礁の安山岩の全岩主成分組成を宍道地溝帯付近の火山岩類である神西層と松江層の玄武岩類 (鹿野ほか, 1998; Morris, 1986), 和久羅山デイサイト (Morris, 1986; 沢田, 未発表資料), 大根島 (Morris et al., 1999), および大山 (Tsukui, 1985; Tamura et al., 2000) のデータとともにハーカー図としてまとめたものを第9図に示したが, この図から次の諸点が指摘できる. 大根島はアルカリ・カンラン石玄武岩からなっており, ここで報告した安山岩とはマグマ系列とは異なるものである.

シゲグリ岩礁の安山岩は大山からの流れ山の可能性を完全には否定できないことから, 大山の火山岩類と比較する. 大山の火山岩類の岩石記載は Tsukui (1985) により報告されているが, それによると SiO_2 は $63\sim66 \text{ wt}\%$ の範囲にある. シゲグリ安山岩の SiO_2 量は $60.2\sim60.9 \text{ wt}\%$ の範囲にあり, 大山の火山岩類の組成領域には含まれない. すなわち, 少なくとも現在地表に露出している大山を構成する火山岩類にはシゲグリ安山岩に類似したものは認められないことである. このような岩石学的特徴に加え, シゲグリ岩礁は直径が約 500 m という規模のドーム状～円錐台状岩礁であることや, 大山の真北の海底には流れ山の可能性のある小山状の地形はあるものの, シゲグリ岩礁から大山側には認められないことから, 大山由来の流れ山である可能性は少ない.

前述のようにシゲグリ安山岩は全岩組成や構成鉱物からみても特異なものであり, 山陰地域 (島弧と言い換えても良い) のいかなる所からも未だ報告されていない. このような複雑な諸特徴はシゲグリ安山岩マグマの起源物質の多様性, またマグマの生成, 上昇過程での複雑な履歴を反映している.

3. 地質学的位置

すでに述べたように宍道地溝帯に沿っては前期中新世以降更新世に至るまで, 断続的な火山活動が認められる. 美保湾にはシゲグリ岩礁の他, 黒瀬や和田礁 (ワダグリ) などの地形的高まりが存在する (第1図). それらが火山であるかどうかは現時点で確認はされていないが, その可能性は高い. こ

れらの火山や地形的高まりは地溝帯の中軸部に位置する所に帯状に配列している.

安山岩中にはマンタルでの生成を特徴づける Cr-ブロンザイト, Cr 透輝石, Cr スピネルが含まれることと, ビジョン輝石や Ca に乏しい普通輝石を包有する篩状組織を示すマンタル部を持った自形斜長石斑晶, 多種多様な鉱物を含む分解した自形オパサイトの存在は, マンタルから分離したマグマが別個のマグマと遭遇し, それらから晶出した結晶を分解しながらも完全には平衡に達することなく急速に上昇, 固化したことを示している. 鮮新世-更新世火山が帯状配列をすることも考え合わせると, これらの火山の分布域には深い断裂帯の存在が推定できる. さらに, このような断裂帯の存在は, 松江市街地東部 (第1, 11図) における電磁探査断面図 (山内・岩田, 1998) から読み取れる. 比抵抗値から推定される地下断面図を第11図に示したが, シゲグリ岩礁, 大根島, 和久羅山の延長上に落差 $1,000 \text{ m}$ 以上の高角な正断層によって落ち込んだ幅 $600\sim1,000 \text{ m}$ の地溝が推定されている.

定義の項でも述べたように, 宍道地溝帯は half graben (半地溝) としての性格を有する. 地溝帯の典型として認知されている東アフリカ大地溝帯においても地震波探査で明らかになった地溝帯を横切る地下構造は一般に非対称的であり, half graben であることが多い (例えば Rosendahl et al., 1986; Dunkelman et al., 1989; Einsele, 1992; Morley et al., 1992; Hendrie et al., 1994; Morley, 1999 など).

宍道地溝帯における主要な断層は島根半島方向, すなわち ENE-WSW である. これに対し, E-W 方向の宍道断層 (多井, 1973; 鹿野・中野, 1985; 新編島根県地質図編集委員会, 1996) や平田-松江向斜, 日野岬背斜, 斐伊川向斜 (多井, 1973) が存在する (第1図). 東アフリカ大地溝帯のケニアリフトでは主断層に対してそれと斜交する雁行状の断層群の存在が矢入 (1974) や Yairi (1975) によって初めて報告されたが, その後, このような雁行状の断層群は他のリフト系からも多数報告されており (例えば Sengor, 1995), 地溝帯の断層や褶曲を特徴づけるものと言える. すなわち, 宍道地溝帯における雁行状断層や褶曲群も地溝帯を特徴づける地質構造

の一つと考えてよい。

東アフリカ大地溝帯においてリフトフランクには大規模な火山活動があり、またフロアにはカルデラや単成火山群が存在することは良く知られたことである（例えば Williams and Macdonald, 1984 など）。松江市から大根島にかけては中期中新世、中新-鮮新世境界、更新世の火山が集中し、この相対的隆起部をバリアーとして、宍道地溝帯は西側の宍道湖と東側の美保湾に分断される。ケニアリフトにおいても、北部ではツルカナ湖とその南のスグタバレー（またはトラフ）は Barrier Volcanics の相対的隆起部によって分断される（Ochieng et al., 1988）。南部でも、ススワカルデラとウゴロゴロカルデラに挟まれたマガジ湖やナトロン湖の低地帯が存在する。すなわち、火山活動を伴う地溝帯は火山活動の集中域である相対的隆起部によって幾つかの盆地に区分されるが、このことも典型的な地溝帯がもつ特徴を宍道地溝帯がもっていると考えてよい。さらにリフトの主断層に沿った多数の構造湖や高温の温泉（例えばケニアのボゴリア湖）が存在する。すなわち、ここで述べてきた宍道地溝帯の地質構造、相対的隆起部としての島根半島、宍道湖から中海にかけての低地帯の存在、また皆生、松江、玉造等の 80℃ 以上を示す高温の温泉の存在、さらにここに報告したような山陰地方の他地域では見られない断続的、かつ長期にわたって発生する火山活動とその集中域など、すべてが地溝帯を特徴づけるものであると結論できる。

島根半島における前・中期中新世火山活動は日本海の拡大に関連して形成されたリフト帯縁辺における火山活動としてとらえられている（例えば Miyake, 1994）。今回発見されたシゲグリ岩礁の安山岩の存在は、漸新世あるいは中新世に形成された日本海の拡大に伴うリフト系の断裂帯が古傷として第四紀まで引き継がれ、それに沿って火山活動が起こっていることを示唆している。

謝 辞

地質調査所の鹿野和彦博士と秋田大学の林信太郎教授には査読段階で有益なご意見をいただいた。国立科学博物館の松原聰博士には鉱物についてご教示いただいた。茨城大学の高橋正樹教授にはパーアルミナス火成岩について討論していただいた。X線マイクロアナライザーの使用にあたっては島根大学汽水域研究センターの高安克己教授に便宜をはかっていただいた。岩石薄片は島根大学の大島由美子さんに作成していただいた。島根大学総合理工学部地球資源環境学科の井上卓彦君と吹田歩さんには試料採取の際、海底地形のデータをとっていただいた。島根大学の Barry Roser 博士には英文要旨の指導をいただいた。建設省中国地方建設局日野川工事事務所には調査に協力をいただき、また、石丸忠行氏と福家紀彦氏にはシゲグリ岩礁での岩石採取と写真撮影をしていただいた。以上の方々にお礼を述べる。この研究の一部は文部省科学研究費「爆発的噴火をする/しない珪長質マグマの比較研究（代表：沢田順弘）」を使用している。

文 献

- Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E., 1985, Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In Snelling, N.J. ed., *The Chronology of the Geological Record*, *Geol. Soc. Mem.*, no. 10, 315-325.
- Dunkelman, T.J., Rosendahl, B.R. and Karson, J.A., 1989, Structure and stratigraphy of the Turkana rift from seismic reflection data. *Jour. African Earth Sci.*, **8**, 489-510.
- Einsele, G., 1992, *Sedimentary Basins*. Springer-Verlag, 629 p.
- 藤岡謙二郎編, 1979, 最新地理学辞典. 大明堂, 622 p.
- Hendrie, D.B., Kuszniir, N.J., Morley, C.K. and Ebinger, C.J., 1994, Cenozoic extension in northern Kenya: a quantitative model of rift basin development in the Turkana region. *Tectonophy.*, **236**, 409-438.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- 海上保安庁, 1992, 5 万分の 1 海底地形図 No. 63404「美保関」.
- 海上保安庁水路部, 1992, 5 万分の 1 沿岸の海の基本図および海底地形地質調査報告「美保関」. 57 p.
- Kanaris-Sotiriou, R., 1997, Graphite-bearing peraluminous dacites from the Erlend volcanic complex, Faeroe-Shetland Basin, North Atlantic. *Mineral. Magazine*, **61**, 175-184.
- Kano, K., 1991, Volcaniclastic sedimentation in a shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura Formation, SW Japan. *Sediment. Geol.*, **74**, 309-321.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Takeuchi, K., 1993, A Miocene island-arc volcanic seamount: the Takashibiyama Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **59**, 101-119.
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史, 1998, 石見大田及び大浦地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 118 p.
- 鹿野和彦・中野 俊, 1985, 美保関地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 57 p.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋, 1994, 松江地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126 p.
- 鹿野和彦・吉田史郎, 1985, 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 28 p.
- 小林洋二, 1979, 西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広域応力場. 火山, **24**, 153-168.
- Kuno, H., 1965, Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. *Jour. Petrol.*, **6**, 302-321.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**, 745-750.
- Miller, C.F., 1985, Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Jour. Geol.*, **93**, 673-689.
- Miyake, Y., 1994, Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rift zone at the Japan Sea margin. *Geochem. Jour.*, **28**, 451-472.
- Morley, C.K., 1999, Patterns of displacement along large normal faults: Implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. *AAPG Bull.*, **83**, 613-634.
- Morley, C.K., Wescott, W.A., Stone, R.M., Harper, R.M., Wigger, S.T. and Karanja, F.M., 1992, Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *Jour. Geol. Soc. London*, **149**, 333-348.
- Morris, P.A., 1986, Geochemistry of some Miocene to Quaternary igneous rocks bordering an ensialic marginal basin - An example from eastern Shimane Prefecture and Oki Dozen Island, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, **20**, 115-133.
- Morris, P.A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S., 1990,

- Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, **4**, 125-131.
- Morris, P.A., Miyake, Y., Furuyama, K. and Puelles, P., 1999, Chronology and petrology of the Daikonjima basalt, Nakaumi Lagoon, eastern Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Mineral. Petr. Econ. Geol.*, **94**, 442-452.
- Nakada, S., Bacon, C.R. and Gartner, A.E., 1994, Origin of phenocrysts and compositional diversity in pre-Mazama rhyodacite lavas, Crater Lake, Oregon. *Jour. Petrol.*, **35**, 127-162.
- Nakada, S. and Motomura, Y., 1999, Petrology of the 1991-1995 eruption at Unzen : effusion pulsation and groundmass crystallization. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **89**, 173-196.
- 農水省中国四国農政局計画部, 1981, 鳥取県水理地質図.
- Ochieng, J.O., Wilkinson, A.F., Kagasi, J. and Kimomo, S., 1988, Geology of the Loiyangalani area. With 1 : 250,000 geological map. *Rep. Mines and Geol. Dept. Kenya*. No. 107, 53 p.
- Otuka, Y., 1939, Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Publ. Commemo. Prof. H. Yabe's 60th Birthday*, 481-519.
- 大塚彌之助, 1952, 地質構造とその研究. 明文堂, 275 p.
- Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J. and Derksen, S.J., 1986, Structural expressions of rifting : lessons from Lake Tanganyika, Africa. In Frostick, L.E. et al. eds., *Sedimentation in the African Rifts*, Geol. Soc. Spec. Publication, No. 25, 29-43.
- Sengor, A.M.C., 1995, Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. eds., *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 53-117.
- 新編島根県地質図編集委員会, 1996, 新編島根県地質図付図島根県重力異常図. 内外地図.
- 多井義郎, 1973, いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, No. 9, 137-146.
- 高安克己・沢田順弘, 1989, 出雲層群のアルカリ玄武岩の活動時期についての新知見. 小林巖雄・立石雅昭編, 古日本海—日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境の変遷—, 新潟大学理学部地質鉱物学教室, 78-79.
- Tamura, Y., Yuhara, M. and Ishii, T., 2000, Primary arc basalts from Daisen Volcano, Japan : Equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling. *Jour. Petrol.*, **41**, 431-448.
- 田中 隆・小暮欽治, 1981, 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, **87**, 725-736.
- Tomita, T., 1938, Cenozoic geology of the Huzina-Kimati District, Izumo Province, Japan - A contribution to the igneous geology of the east- Asiatic province of Cenozoic alkaline rocks. *Jour. Shanghai Inst.*, Sec. 2, **2**, 147-204.
- 津久井雅志, 1984, 大山火山の地質. 地質雑, **90**, 643-658.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介, 1985, 蒜山火山群・大山火山の K-Ar 年代. 地質雑, **91**, 279-288.
- Tsukui, M., 1985, Temporal variation in chemical composition of phenocrysts and magmatic temperature at Daisen Volcano, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **26**, 317-336.
- 通商産業省, 1970, 昭和 43 年度広域調査報告書「北島根地域」44 p.
- 矢入憲二, 1974, アフリカ大地溝帯にみられる雁行断層系. アフリカ研究, **14**, 21-46.
- Yairi, K., 1975, Geometry and mechanics of an echelon faulting with applications to the East African rift system. *Preliminary Rept. African Studies, Nagoya Univ.*, 29-38.
- 山内靖喜・岩田昭夫, 1998, 宍道低地帯東部における熱水資源評価. 応用地質, **39**, 361-371.
- 山内靖喜, 吉谷昭彦, 1992, 日本海南部およびその沿岸域における中新世の構造運動. 地質学論集, No. 37, 311-326.
- 山内靖喜, 三梨 昂, 山本洋一郎, 1980, 島根半島の中新統. 日本地質学会第 87 年総会・年会見学旅行案内書第 2 班, 39 p.
- Williams, L. A. J. and Macdonald, R., 1984, Late Quaternary caldera volcanoes of the Kenya Rift Valley. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8553-8570.
- Zeck, H.P., 1970, An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contr. Mineral. Petrol.*, **26**, 225-246.
- Zeck, H.P., 1992, Restite-melt and mafic-felsic magma mixing and mingling in an S-type dacite, Cerro del Hoyazo, southeastern Spain. *Trans. Royal Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, **83**, 139-144.

(要 旨)

沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和, 宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義. 地質雑, **107**, 392-405. (Sawada, Y., Tokuoka, T., Yamauchi, S., Sampei, Y. and Nishimura, K., A newly discovered Pleistocene volcano in Miho Bay, along the axial zone of the Shinji Rift System, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **107**, 392-405.)

宍道地溝帯は宍道湖から鳥取市沖合までの全長 160 km 以上に及ぶ半地溝で, 日本海形成時のリフト帯縁辺に相当すると推定される. この中軸部にあたる美保湾の水深 26 m の海底で, 更新世の安山岩体 (全岩 K-Ar 年代 : 0.9 ± 0.3 Ma ; ジルコンの F・T 年代 : 0.16 ± 0.04 Ma) が発見された. 岩体は直径が約 500 m の円錐台で, 氷期の海退期に陸上で形成されたと考えられる. 全岩組成は $\text{SiO}_2 = 60-61 \text{ wt}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 22.8-18.6 \text{ wt}\%$ で, 著しく Al に富む特異な火山岩である. 岩石には斑晶とその包有物や分解生成物として斜長石, Cr 古銅輝石-紫蘇輝石, Cr 透輝石-普通輝石, ピジョン輝石, 普通角閃石, アルカリ長石, 石英, チタン磁鉄鉱, チタン鉄鉱, ヘモイルメナイト, F 金雲母, カミングトン閃石, スピネルなどの多種多様な鉱物が含まれる. 宍道地溝帯中軸部の鮮新世以降の火山体は, 地溝帯に伴う深部断層帯に沿って形成されたと推定される.