

報 告  
 Technical Report

南伊豆差田石灰岩の Sr 同位体年代および含有される玄武岩礫の起源  
 – 伊豆半島地史に関する新知見 (その 2)

八木 正彦<sup>\*,†</sup>・松丸 国照<sup>\*\*</sup>

(Received September 16, 2021 ; accepted April 28, 2022)

**Strontium isotopic age and the origin of including basalt pebbles  
 of the Sashida Limestone in south Izu region, Japan.  
 – New knowledge about the geohistory of the Izu Peninsula (Part 2)**

Masahiko Yagi and Kuniteru Matsumaru

**Abstract :** In the previous paper, the geological ages of the Late Cretaceous, Paleocene, late Middle to Late Eocene, Oligocene and early Early Miocene were confirmed at the first time, based on the occurrences of both the age diagnostic larger foraminifera and associated planktonic foraminifera, from the Sashida Limestone included basalt pebbles, Sashida, Kamo-Gun, south Izu Peninsula. Therefore, the Sashida Limestone was made up of clastic carbonate rocks of various ages in essence as well as in outward form. In this paper, the age determination by the microfossil of larger and planktonic foraminifera was re-investigated by the Sr isotopic age determination from the same microfossil sample materials of the Sashida Limestone in order to get the age security. As a result, the ages from 69.3 to 71.8 Ma (Late Cretaceous; Maastrichtian) and 28.8 to 33.3 Ma (Early Oligocene ; Rupelian) were determined and supported the ages of foraminifera partial. While, analysis of chemical composition of the basalt pebbles was investigated in order to estimate the original generation tectonics. As a result, the basalt pebbles showed a unique composition of high magnesium and high alkali, similar to basalts of the lower Yugashima Group and were assigned to the alkali basalt series, which were thought to have emerged in the very early stage of the Shikoku Basin spreading. The antecedent of the Izu Peninsula was defined as the Izu landmass from the previous paper, which was inferred the lateral mobility toward east from the spreading, and the last, bordered on the north by the Honshu.

**Keywords :** Sashida Limestone, Izu Peninsula, Late Cretaceous, Early Oligocene, Sr isotope age, alkali basalt series, Izu landmass, Shikoku Basin spreading

1. はじめに

伊豆半島が位置するフィリピン海プレート北東端を取り巻く地域には、未解決の地史的課題が多い。静岡県牧之原市相良油田の根源岩として重要な瀬戸川層群を形成した古第三紀堆積盆の分布や発達様式は、日本列島形成史のみならず石油地質学的にも解明すべき課題となっている。

鮫島ほか (1968) は、西伊豆の温泉井で得られた地下地質の一部が瀬戸川層群に対される可能性を指摘するなど、伊豆半島において中新世よりも古い時代の地層の有無につ

いて従来から議論があった。これを受けて、伊豆半島には今まで明らかにされていた前期中新世後半 (Burdigalian, N7) から、後期中新世後半 (Tortonian ~ Messinian, N17 ~ N18) あるいは前期鮮新世 (Zanclean, N19) 以外にも、後期白亜紀 (Maastrichtian, Letter Stage ms1 ; KS30), 古第三紀暁新世 (Selandian ~ Thanetian, Letter stage a0 ~ a1 ; P3 ~ P5), 中期始新世末 (Bartonian, Letter Stage a3 uppermost ; P15) から後期始新世 (Priabonian, Letter Stage b ; P15 ~ P17), 前期漸新世前半 (Rupelian, Letter Stage c ~ d ; P19 ~ P20) から前期中新世前半 (Aquitainian ~ Burdigalian, Letter Stage e5 ; N4 ~ N6) の岩石の存在が著者らの有孔虫微化石の解析によって初めて確認された (前稿である、松丸・八木, 南伊豆差田石灰岩の微化石生層序年代 – 伊豆半島地史に関する新知見 (その 1), 以後“松丸・八木, 前稿”と省略)。これまでに伊豆半島周辺の房総半島嶺岡

\* 石油資源開発株式会社 技術本部技術研究所 Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., Research Center

\*\* 埼玉大学名誉教授 Professor Emeritus of Saitama University

† Corresponding author : E-Mail : M. Yagi, masahiko.yagi@japex.co.jp

帯、三浦半島葉山帯 (青木, 1925)、静岡県安倍川西方瀬戸川帯 (赤石山地地質研究グループ, 1961; 荒井・石田, 1987) において新第三紀初期、古第三紀、白亜紀後期を示す岩石が存在することが確認されていたが、伊豆半島でもこれらが見いだされたことになる。

Honza and Fujioka (2004) は、海底地震探鉱などの地球物理学的データに基づき、白亜紀後期から現在に至る東南アジアから日本にかけてのプレートの動きについて言及した。それによると、背弧海盆の形成とその広がり原動力は沈み込みシステムにあり、これが水平方向の張力をもたらす。こうして白亜紀後期に赤道付近にあった大東海嶺が現在の位置にあることを示した。

さらに、Tani *et al.* (2012) は、フィリピン海プレートの地殻構造を調査するために、奄美海台、大東海嶺および沖大東島でリッジ上の火成岩を採取して U-Pb 年代測定を行ったところ、ジュラ紀～白亜紀後期の年代が得られたとし、フィリピン海プレートの一部が、古い、おそらく大陸の地殻で構成されていることを示した。以上の事実とその見解は、フィリピン海プレートの一部には厚い大陸地殻があり、それらは、かつて東南アジアにて赤道付近に存在していたことを示唆する。伊豆半島における古い時代の微化石の発見は、その見解を後押しするものである。

差田石灰岩において、白亜紀後期まで遡るさまざまな地質時代の微化石が確認された地質学的背景として、本石灰岩が外洋の火山島に見られる礁からその前縁の環境、あるいは崖錐性環境下で形成されたことが挙げられ、プレートテクトニクスに係る火山島の移動に伴い、石灰岩が成長、侵食を繰り返したと推定される。その結果、差田石灰岩中にはさまざまな地質時代のイントラクラストが包有されたと推察される。

本論でも、前回の著者ら (松丸・八木, 前稿) と同じ試料を用いて Sr 同位体比を分析し、差田石灰岩の微化石による地質年代を検証した。さらに、差田石灰岩のイントラクラストには玄武岩礫も含まれることから、これらの玄武岩礫の岩石学的検討を行い、玄武岩噴出場のテクトニックセッティングの推定を試みた。その結果を以下に報告する。

## 2. 地質概説

伊豆半島の新第三系は、下部～中部中新統の変質安山岩類や緑色凝灰岩類を総称した湯ヶ島層群 (田山・新野, 1931 命名) と、中部～上部中新統、さらに最上部鮮新統の粗粒火山砕屑岩およびさまざまな溶岩相を伴う白浜層群 (田山・新野, 1931 命名; 沢村ほか 1969 再定義) から構成される。両層群には層位・層序区分・分布や時代、変質時期、構造上の問題など未解決の課題が多く存在する。盛谷・沢村 (1965) は、湯ヶ島層群下位に輝石安山岩類、凝灰質砂岩、頁岩などの硬質岩体が松崎町仁科川周辺域 (一色・八重野部落間を模式地) に発達することを報告し、それを仁科層群と命名した。沢村ほか (1969) はその後の再調査から仁科層群を自ら撤回して湯ヶ島層群下部に含めた。その後、小山・新妻 (1982) が仁科層群を再提案した。

富田・門田 (2012) は、再提案された仁科層群を湯ヶ島層群に含む、とする見解を示している。微化石では、再提案された仁科層群上部またはそれを覆う上位の湯ヶ島層群の浅海性の地層から、CN4 (16.2 ~ 14.4 Ma) を示す石灰質ナノ化石が報告されている (岡田, 1987)。

西伊豆松崎町の深井戸の温泉ボーリングから地下 500 m 以深に、粗粒玄武岩や輝緑岩の貫入を受けた石灰質黒色頁岩が発見されている (鮫島ほか, 1968)。この石灰質頁岩は、広義の湯ヶ島層群に不整合で覆われるために、時代判定の証拠はないが、古第三系瀬戸川層群と見なされた (鮫島ほか, 1968)。この瀬戸川層群は、相良油田の根源岩層準でもある (加藤ほか, 2009)。

伊豆半島および小笠原諸島とその北方延長帯、さらに日本列島との衝突帯を取り巻く地域の火山岩岩石学研究は数多い (Kuno, 1966; 高橋, 1989; Taylor, 1992; Hochstaedter *et al.*, 2001; 石塚ほか, 2015; 高橋ほか, 2016, など)。高橋 (1989) は、松崎町仁科川周辺域の湯ヶ島層群下位の苦鉄質火山岩類の組成を研究し、これらは MgO とアルカリに富んだ特異な化学組成を持ち、噴出テクトニクス場として背弧海盆拡大部から離れた海盆底噴出物の特徴を持つとした。一方、湯ヶ島層群以降の火山岩は、低アルカリソレアイトないし高アルミナ系列で低～中間 K 系列に属し、島弧火山フロント付近で噴出した岩石であり、両者は区別できるとした。Kuno (1966) はインドネシアやカムチャッカから本邦北東部などの環太平洋横断面で玄武岩質マグマ組成を検討し、海洋側 (フロント側) のアルカリに乏しく珪酸質なソレアイトから、大陸側 (背弧側) のアルカリに富む珪酸に乏しいアルカリかんらん石玄武岩へと継続的に変化することを論じた。これらの根源マグマの深度については海洋側から大陸側へ 100 km から 250 km 以上まで変化し、大陸側では地殻の厚さが増すことを言及した。Kuno (1966) に従えば、高橋 (1989) による湯ヶ島層群下位の火山岩は大陸側の要素を示し、湯ヶ島層群以降の火山岩はより島弧フロント (海洋側) の組成を示すことになる。

新潟県直江津から南部フォッサマグナの伊豆半島下田までの東経約 139 度線での爆破地震動研究グループが解析した地殻構造モデルから、南部フォッサマグナの地殻の厚さは 28 ~ 35 km (Hotta *et al.*, 1964) とされる。それに重力データを加えて重力分布に調和した地殻断面モデルでは、伊豆下田でのモホ面までの地殻の厚さは、34 km (A 案) および 32 km (B 案) と解釈され (松田, 1968)、下部湯ヶ島層群を含むモホ面までの厚さは、32 ~ 34 km と厚い。前回の著者らの研究で明らかのように、伊豆半島が本州に接続する前の白亜紀後期から中新世前期の期間は、外洋での礁性から崖錐性環境の場で石灰岩が形成されており、その期間の伊豆半島の前身は大陸の要素を有した地塊 (伊豆地塊, Izu landmass) として存在していたと推察された (松丸・八木, 前稿)。

Tatsumi *et al.* (2016) によると、伊豆半島からグアム島まで 2800 km の伊豆・小笠原・マリアナ弧 (IBM) の進化について、15–25Ma の四国海盆が開くことで起こっ

た背弧リフト活動によって、IBMが九州パラオ海嶺から分離して東進し、そこに海洋リソスフェアを形成したことを論じている。また、現在、四国海盆は西南日本弧の下に沈み込んでいるとされ、特に50 Ma以降、現在の日本列島の形成に大きな影響力を及ぼしたことも言及した。この間に起こった出来事として、前回の著者らの研究で明らかとなった白亜紀後期から中新世前期までの期間の伊豆半島前身である伊豆地塊の古地理的位置とその後の移動軌跡は重要な研究課題である。

### 3. 研究試料と研究手法

南伊豆差田石灰岩(鮫島・松井, 1960)の露頭(Matsumaru, 1972)の差田石灰岩試料と同一地点: 静岡県賀茂郡南伊豆町入間は青野川水系の河川工事で不明だが、付近の河道には現在も石灰岩巨礫が数点存在し、そのうち玄武岩礫を含む石灰岩巨礫の転石を採取し、研究室で多数の岩石片に分割して試料(Sample 1)とした(松丸・八木, 前稿, Loc.1, Fig. 1)。さらに、付近の若宮神社前の土地改良地域の土砂(ほぼ現地性)(松丸・八木, 前稿, Loc.2, Fig.1)から大~中礫サイズの計3個の石灰岩試料(Sample 2)を入手した。こども露頭は土砂に覆われるため不明だがSample 1地点付近と同様に狩野(1983)の白浜層群一色凝灰岩分布域に相当する(松丸・八木, 前稿, Fig. 1)。これら2地点からの岩石試料が研究試料で、前回の著者ら(松丸・八木, 前稿)の有孔虫化石のそれらと同じである。

Sample 1は、いずれの岩片も大型有孔虫(破砕片が多い)、サンゴ、紅藻類、コケムシ、ウニ、二枚貝や、浮遊性有孔虫(一部破損)などさまざまな化石に富む、グレインストーン/ラドストーン(一部フロートストーン)の白色生砕性石灰岩である(松丸・八木, 前稿, Fig. 2)。この石灰岩には大小さまざまな石灰岩のイントラクラストが含有されるほか、珪質堆積物起源の細岩片も見られる。全体的に非常にカオティックな岩相が特徴的である。同時に、細礫~中礫サイズの玄武岩垂円~円礫を多数含有する(松丸・八木, 前稿, Fig. 2-a1)。以上の産状から、差田石灰岩は火山島周辺の比較的高エネルギーな礁環境前縁のエプロン(apron)から崖錐ないし海底斜面での環境で堆積したことが示唆される。

一方、Sample 2は塊状で均質な淡灰色石灰泥岩からなり、肉眼観察で化石片や岩片などはほとんど認められないが、一方で多数のフラクチャーを有することから固結後、破砕作用を受けたと考えられる(松丸・八木, 前稿, Fig. 2-b1)。鏡下では生物骨格として極僅かに浮遊性有孔虫を含み、また石英の微粒子を数%程度含む(松丸・八木, 前稿, Fig. 2-b2)。堆積場としては、Sample 1に比較して崖錐性環境下よりもやや深い海底斜面での堆積環境が示唆される。

Sr同位体組成の検討にあたって、Samples 1に含まれる有孔虫化石鑑定で用いた残りの試料のうち、混ざり物を避けるため比較的大き目のイントラクラスト石灰岩を取り分けて、そのうち2試料を分析に供した。Samples 2につい

ては、どれも細粒で見かけ上均質な石灰泥岩であるがフラクチャーや細脈の部分避けるようにして無作為に3試料を取り分けて分析に供した。Sample 1の石灰岩に含まれる中礫サイズの玄武岩礫の分析にあたっては、周りの石灰岩が混じらないように取り分けた。そのうち3試料について岩石薄片を作成し、岩石名を決定するとともに変質の程度についても検討を行った。さらに化学組成を分析、検討することによって、火山噴出場のテクトニクスの推定を行った。

### 4. 石灰岩のSr同位体組成

#### 4.1 分析手法と結果

前述のSample 1の2試料(Sp1-1, Sp1-2)およびSample 2の3試料(Sp2-1, Sp2-2, Sp2-3)、計5試料の石灰岩につき、Sr同位体組成分析を行った。

試料は鉄鉢にて粗砕き後、脈などの不純物を取り除いた。その後、メノウ乳鉢で粉末試料とし、最終的に四分法にて分析試料を取り分けた。ちなみに著者らの前回の有孔虫化石の研究(松丸・八木, 前稿)から、試料Sp1-1とSp1-2には*Eulepidina ehippioides*, *E. dilatata*, *Spiroclipeus margaritatus*, *Sphaerogypsina globulus*, *Victoriella conoidea*, *Globigerina tripartita*, *Globoquadrina sellii*, *Globotruberolita angulisuturalis* および *Globigerina ciperensis* などが同定されている。さらに試料Sp2-1には、浮遊性有孔虫化石 *Globotruncana* ex gr. *G. linneiana* の産出が確認されている(松丸・八木, 前稿)。

Sr同位体分析は、名古屋大学の浅原良浩准教授に分析を依頼した。前処理につき石灰岩の粉末試料15~30 mgをPP製遠沈管にはかり取り、10%酢酸2 mlを加えて時々振り混ぜながら3時間反応させた。遠心分離後、上澄み液をテフロンピーカーに移した。最初にはかり取った試料の重量と酢酸での溶出後の残渣の重量の差からカルサイトの含有量を計算した。今回分析に使用したカルサイト成分(酢酸溶出成分)は数10 mgであることから、カルサイト中のSr濃度を数100 ppm~1000 ppmと仮定すると、試料のSr量は数 $\mu\text{g}$ ~数10 $\mu\text{g}$ と見積もられる。その後、上澄み液をホットプレート上で乾固した後、酢酸を除くため濃硝酸を0.2~0.3 ml加えて蒸発・乾固を2回繰り返した。それを2.4 M-HCl 3 mlに溶かして遠心分離し、陽イオン交換樹脂カラムに通すことでSrフラクションを分離・回収した。次にこれをホットプレート上で乾固した後、硝酸態にするため濃硝酸を2滴加え蒸発・乾固を2回繰り返した。最後に数10 $\mu\text{l}$ ~数100 $\mu\text{l}$ の超純水を加えてSr濃度200 ppm程度のSr試料溶液を調整した。

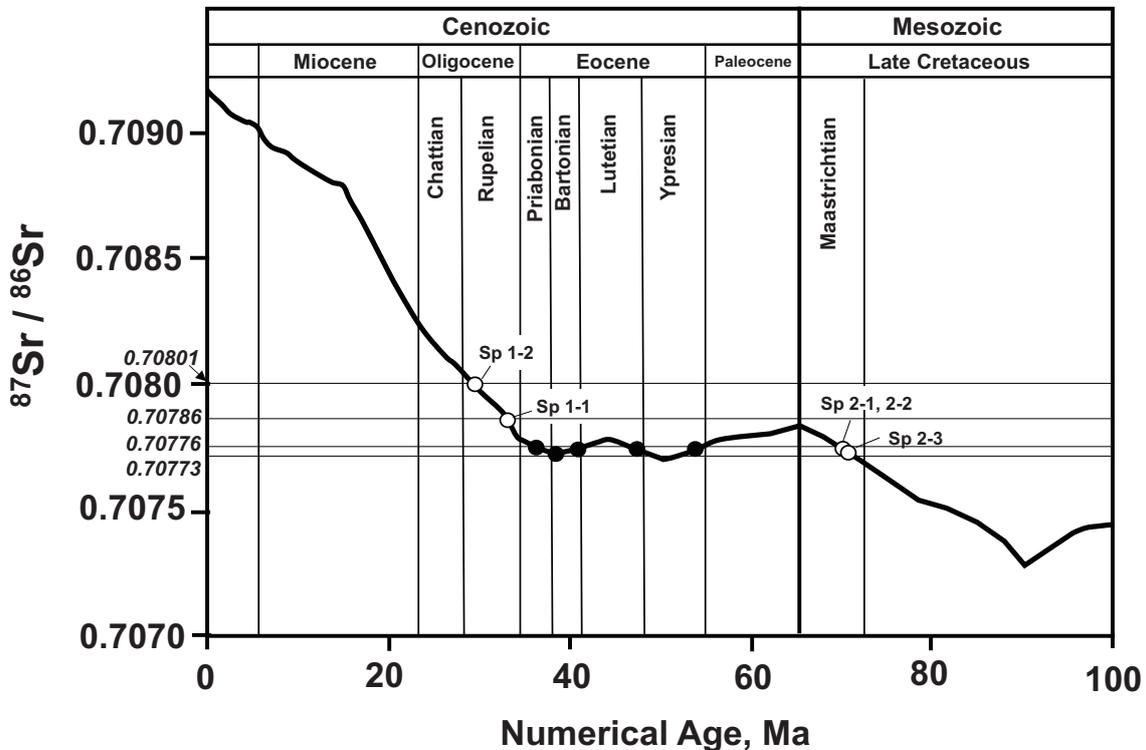
Sr同位体組成( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )の測定には、名古屋大学大学院環境学研究科の表面電離型磁場型質量分析計VG Sector54-30を用いた。分離したSrを含む溶液をTaフィラメントに塗布して分析を行った。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ で規格化した。試料測定の前後に測定した標準試薬NIST-SRM987の繰り返し測定の結果を用いて補正を行った。Table 1にSr同位体組成分析結果を示す。

**Table 1** Sr isotopic ratios and corresponding numerical ages of calcite fractions in the Sashida Limestone. \*<sup>1</sup>Data of samples are compared with the data of McArthur and Howarth (2004). Specifically, since the data of McArthur and Howarth (2004) has the NIST-SRM value standardized to 0.710248, the isotopic compositions are obtained after correcting with the measured value of NIST-SRM987. Plankton zone and Letter Stage (Matsumaru and Yagi, 2022, preceding paper, Fig. 4) estimated from numerical age are shown.

ID	Sample	Rock Facies	Fraction (wt%)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr measured	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr corrected* <sup>1</sup>	age1 (Ma)	Plankton Zones	Letter Stage	Epoch and Stage	
Sp 1-1	YAG2018032103	rudstone/grainstone	calcite (97.9)	0.707858 +/- 0.000013	0.707853	32.88–33.31	P18	c	Early Oligocene	Rupelian
Sp 1-2	YAG2018032104	rudstone/grainstone	calcite (94.4)	0.708015 +/- 0.000011	0.708010	28.84–29.34	P21a	d	Early Oligocene	Rupelian
Sp 2-1	YAG2018032101	mudstone (calclutite)	calcite (95.6)	0.707760 +/- 0.000013	0.707755	35.15–37.01	P15	b	Late Eocene	Priabonian
Sp 2-2	YAG2018032102	mudstone (calclutite)	calcite (91.3)	0.707761 +/- 0.000011	0.707756	35.09–36.94	P15	b	Late Eocene	Priabonian
Sp 2-3	YAG2017032903	mudstone (calclutite)	calcite (95.5)	0.707732 +/- 0.000014	0.707725	37.10–38.70	P15	a3	Middle Eocene	Bartonian

ID	age2 (Ma)	Plankton Zones	Letter Stage	Epoch and stage		age3 (Ma)	Plankton Zones	Letter Stage	Epoch and stage	
Sp 1-1										
Sp 1-2										
Sp 2-1	40.81–42.88	P12	a3	Middle Eocene	Lutetian-Bartonian	45.62–47.61	P9	a2	Middle Eocene	Lutesian
Sp 2-2	40.90–42.96	P12	a3	Middle Eocene	Lutetian-Bartonian	45.52–47.55	P9	a2	Middle Eocene	Lutesian
Sp 2-3	47.81–50.45	P9	a2	Early Eocene	Ypresian	50.67–53.75	P6-8	a2	Early Eocene	Ypresian

ID	age4 (Ma)	Plankton Zones	Letter Stage	Epoch and stage		age5 (Ma)	Plankton Zones	Letter Stage	Epoch and stage	
Sp 1-1										
Sp 1-2										
Sp 2-1	53.96–55.74	P5	a2	Early Eocene	Ypresian	69.37–70.50	KS31	ms2-3	Late Cretaceous	Maast-richtian
Sp 2-2	54.04–55.79	P5	a2	Early Eocene	Ypresian	69.33–70.45	KS31	ms2-3	Late Cretaceous	Maast-richtian
Sp 2-3						70.65–71.79	KS31	ms2-3	Late Cretaceous	Maast-richtian



**Fig. 1** Sr isotopic compositions of Sashida Limestone are plotted on the variation curve of <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr through the time from Late Cretaceous to Quaternary drawn by McArthur and Howarth (2004). The sample ID corresponds to that in Table 1. Open circle: estimated age, closed circle: another possible ages, *i.e.* Sp 2-1, 2-2 and 2-3 show some possible ages similarly in the Eocene (shown by closed circle). They are, however, estimated to be the Maastrichtian based on occurrence of Maastrichtian *Globotruncana* foraminiferal species.

Sr 同位体組成は、Sample 1 からの 2 試料が 0.70786, 0.70802 であり、Sample 2 からの試料よりも高い値を示した。Sample 2 の試料 Sp2-1, Sp2-2 は 0.70776 で同じ値を示し、試料 Sp2-3 はそれらよりもやや低い 0.70773 であった (Table 1)。差田石灰岩を挟在するとされる白浜層群一色凝灰岩層の年代は後期中新世 (Messinian) 相当である (狩野, 1983)。その当時の海水の Sr 同位体組成が 0.70896 ~ 0.70902 であるから、差田石灰岩の値は上記のようにいずれも低い。

#### 4.2 Sr 同位体組成の考察

Sample 1, 2 の各試料とも、化石が普通に、あるいはまれに見られるが再結晶などは見られない (松丸・八木, 前稿, Fig. 2-a2, 2-b2)。したがって堆積後に Sr 同位体組成を変化させるような熱的変質作用の影響は受けていない。上述のように、伊豆半島前身の地塊が本州に接続するまでの期間は、閉鎖的海域に位置するのではなく、陸水の影響も少ない外洋環境に存在していたと推察される。このことから Sr 同位体組成を McArthur and Howarth (2004) の Sr 同位体組成変動曲線に照合して石灰岩の堆積年代を推定することが可能である (Fig. 1)。

McArthur and Howarth (2004) の Sr 同位体組成変動曲線では、漸新世の始まり以降、Sr 同位体組成が一義的に上昇することから、Sample 1 の 2 試料について、Sp1-1 は 32.9 ~ 33.3 Ma を示し、Sp1-2 は 28.8 ~ 29.3 Ma を示して、前期漸新世 (Rupelian) の年代となる (Table 1, Fig. 1)。その年代は Sample 1 において同定されている著者らの有孔虫化石のうち *Eulepidina ephippioides*, *E. dilatata*, *Spirocyclus margaritatus*, *Sphaerogypsina globulus*, *Victoriella conoidea*, *Globigerina tripartita*, *Globoquadrina sellii*, *Globotruncobotalita angulisuturalis* および *Globigerina ciperoensis* の生存期間内に相当する (松丸・八木, 前稿)。Sample 1 には他の時代の異なる有孔虫も産出することから、岩片としてさまざまな時代のイントラクラストも存在すると見なされるが、それらが試料全体に占める割合は低く、試料調整法からしても Sr 同位体組成に及ぼす影響は低いと考えられる。

一方、Sample 2 は 3 試料とも、Sr 同位体組成は分析結果から 0.70776 から 0.70773 であり、Sr 同位体組成変動曲線に照合すると始新世 (Eocene) の中で 5 箇所年代を、さらに後期白亜紀 (Maastrichtian) の年代も含め複数の年代を取り得る (Table 1, Fig. 1)。これは、地質時代とともに変動曲線が、漸新世以降一義的に上昇する直前の細かくオーバーターンを繰り返すところに、Sample 2 の Sr 同位体組成が各々照合されることが原因である (Fig. 1)。Sample 2 の 2 試料 (Sp2-1, Sp2-2) では、Sr 同位体組成がほぼ同じで、複数の年代のうち一番若い年代をとれば、35.1 ~ 37.0 Ma の後期始新世 (Priabonian) となる (Table 1, Fig. 1)。その他に 40.8 ~ 43.0 Ma, 45.5 ~ 47.6 Ma, 54.0 ~ 55.8 Ma の中期始新世から前期始新世 (Bartonian, Lutetian and Ypresian) の年代を取り得る (Table 1, Fig. 1)。しかしながら、差田石灰岩で確認されているこの間の時代を示す有孔虫は *Biplanispira* sp., *Globigerina tripartita* 以外発見さ

れていない (松丸・八木, 前稿)。試料 Sp2-3 を合わせると、Sample 2 では全ての試料で 69.3 ~ 71.8 Ma の後期白亜紀 (Maastrichtian) の時代を示す (Table 1, Fig. 1)。上述のように Sample 2 からは唯一後期白亜紀 (Maastrichtian) の浮遊性有孔虫化石 *Globotruncana* ex gr. *G. linneiana* が産出する (松丸・八木, 前稿)。したがって、Sample 2 から求められた複数年代のうち、白亜紀後期の 69.3 ~ 71.8 Ma が、堆積年代として最も妥当であると解釈される。

## 5. 石灰岩に取り込まれた玄武岩礫の岩石学

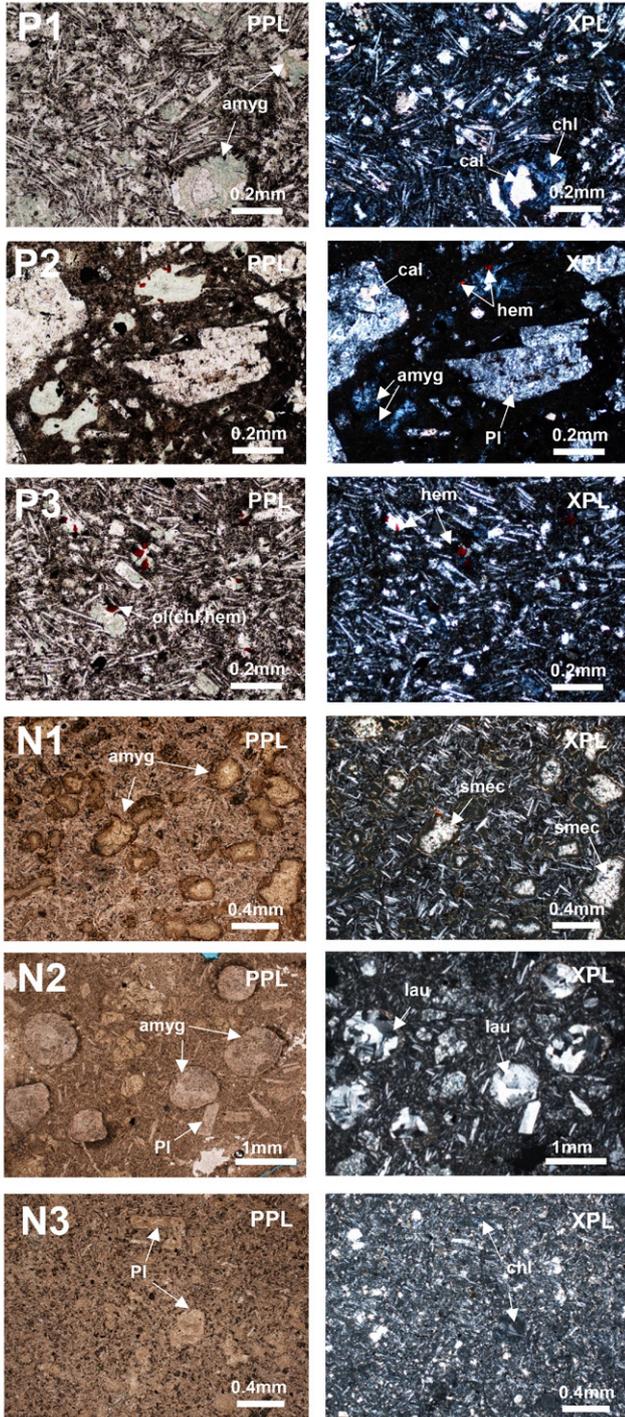
### 5.1 岩石記載

Sample 1 のカオティックな石灰岩には、中礫サイズ、垂円~円礫の玄武岩礫が多数含まれる。礫にはまた、同質なスコリアラピリーストーンも含まれる。これらの多くは、かんらん石普通輝石玄武岩からなる。分析に供した玄武岩礫 (P1 ~ P3) の顕微鏡写真を Fig. 2 に示す。これらの特徴として斜長石斑晶は長径 0.2 ~ 1.0 mm, 一部に集斑状組織を呈す。全般に曹長石化が進むのと同時に、一部方解石や緑泥石によって交代される。普通輝石斑晶は長径 0.3 ~ 0.5 mm。緑泥石に置換される輝石も多い。かんらん石斑晶は長径 0.3 ~ 0.5 mm, 鉄鉱物および緑泥石、一部では方解石によって置換される。石基や変質した斑晶の一部に赤鉄鉱が普通にみられるが、これはかんらん石がイデイングス石に変質したものと考えられる。石基はインターグラニューラー組織を示し、細粒な輝石、鉄鉱物などが針状の斜長石の粒間を埋める。本玄武岩礫 (P1 ~ P2) は、径 0.2 ~ 1.0 mm の気泡群を緑泥石が埋める杏仁状構造を示すことも特徴の 1 つである (Fig. 2)。

Fig. 2 には、差田石灰岩中の玄武岩礫に加えて、以降の考察における比較対象試料とした仁科川周辺域に確認された湯ヶ島層群下部相当の玄武岩類 3 試料 (N1 ~ N3) の顕微鏡写真も示した。堀坂の玄武岩 (N1) は、径 0.2 ~ 0.4 mm の気泡に富み、石基は微細長石の間を細粒な輝石と鉄鉱物が埋めるインターグラニューラー組織を示す。気泡は主にスメクタイトが埋めて杏仁状構造を示す。一色の枕状玄武岩 (N2) は、径 0.5 ~ 1 mm の気泡に富み、石基はインターグラニューラーからインターサタル組織を示す。斜長石斑晶は長径 0.5 ~ 0.8 mm で、一部曹長石化する。気泡はリムを粘土鉱物、内部を濁沸石が埋めている。一色の玄武岩脈 (N3) は、石基を長径 0.1 mm 以下の針状の斜長石や、細粒な輝石や鉄鉱物が埋めるインターグラニューラーからインターサタル組織を示す。斜長石斑晶は長径 0.2 ~ 0.5 mm で一部曹長石や緑泥石に交代される (Fig. 2)。

### 5.2 主成分化学組成

差田石灰岩に取り込まれた玄武岩礫の対比と噴出場のテクトニクスを推定するため、玄武岩 6 試料の主成分化学組成の分析を行った。試料は前述の、差田石灰岩に取り込まれた玄武岩礫 3 試料 (P1 ~ P3) および比較試料の仁科川周辺域に確認された湯ヶ島層群下部相当の玄武岩類 3 試料 (N1 ~ N3) である (Table 2)。これらに対して蛍光 X 線分析法による化学組成分析を実施した。試料は、岩石を鉄



**Fig. 2** Photomicrographs of basalts measured in the study. P1-3, intracrust basalt pebbles in Sashida Limestone. N1-3, basalts collected from the area around Nishina River. N1: basalt volcanic breccia beside the Horisaka forest road (34°47'16"N., 138°27'50"E.). N2: pillow basalt beside the Dai-syo-zan road of Isshiki (34°47'28"N., 138°48'24"E.). N3: basalt dyke beside the Daisho-zan road of Isshiki (Loc. 34°47'28" N., 138°48'23"E.). Abbreviations: PPL: plane polarized light; XPL: crossed polarized light; amyg: amygdule; chl: chlorite; cal: calcite; hem: hematite; ol: olivine; pl: plagioclase; smec: smectite; lau: laumontite.

鉢で数 mm 角に粗砕きした後、実体顕微鏡下でアミグダールや脈が含まれない部分をピックアップして粉末試料を作製し、ガラスビード法にて蛍光X線分析を行った。

全岩主成分分析結果を Table 2 に示す。Table 2 には今回新たに分析した玄武岩 6 試料 (P1 ~ 3 および N1 ~ 3) に加え、更なる比較材料とした白浜層群の玄武岩 3 点 (S1 ~ S4 は沢村ほか, 1970; 角, 1958 による) の組成も示した。なお、玄武岩試料は、アミグダールや脈などが含まれないよう細心の注意を払い分析に供した。しかし前述したとおり、これら 6 試料には斜長石の曹長石化や有色鉱物の緑泥石化や方解石への交代などが見られることから、変質による元素移動が懸念された。そこで、Miyashiro (1975) のアルカリ移動判定図 (Fig. 3) によって変質の程度を検討した。その結果、今回分析した計 6 試料のほとんどは、Fig. 2 の曲線 L-L' よりもアルカリ総量および  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比が低い側にプロットされることから、変質による大きな成分移動はなかったと解釈できる。

以上を前提に、分析値に基づき Fig. 4 にアルカリ-シリカプロットを、Fig. 5 に  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$  ダイアグラム ( $\text{FeO}^*$ : 全鉄としての  $\text{FeO}$ , 以下同じ), そして Fig. 6 に  $\text{TiO}_2$  と  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  との関係を示す。さらに、地球化学判別図の 1 つである  $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$  ダイアグラム (Mullen, 1983) を Fig. 7 に示す。

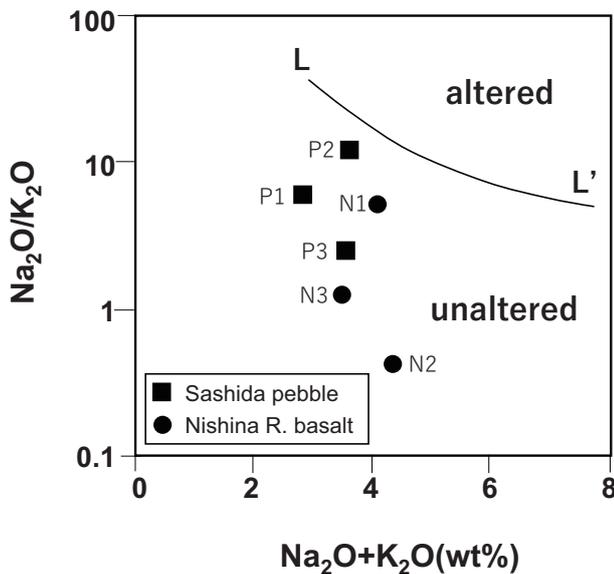
Fig. 4 で、無水で 100% に規格化した値を使用すると、玄武岩礫はアルカリ岩 (P2, P3) と低アルカリソレライト (P1) にプロットされる。仁科川周辺域の玄武岩はアルカリ岩 (N2, N3) から高アルミン玄武岩境界 (N1) にプロットされる。P1 を除いて、高アルカリ組成を有することに関して玄武岩礫と仁科川周辺域の玄武岩は類似性を有する。同様に Table 2 から、P1 を除いて玄武岩礫と仁科川周辺域の玄武岩は、低  $\text{SiO}_2$  および高  $\text{MgO}$  であることが特徴で、特に P2, P3, N2 および N3 は、 $\text{SiO}_2$  が 45.43 ~ 46.75 wt%,  $\text{MgO}$  が 13.30 ~ 16.28 wt%, 総アルカリ量が 3 wt% 以上であることから、Le Bas (2000) の分類上ピクライトに属する。一方、白浜層群の玄武岩 (S1 ~ 4) は、4 点とも低アルカリソレライト領域に入り (Fig. 2), さらに Table 2 からは、 $\text{MgO}$  は 2.52 ~ 6.40 wt% と玄武岩礫や仁科川周辺域玄武岩のそれに比して明らかに低い。

Fig. 5 の  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^*-\text{MgO}$  ダイアグラムでは、P1 を除く玄武岩礫および仁科川周辺域の玄武岩は、カルクアルカリ系列からソレライト系列にプロットされるのに対して、白浜層群の玄武岩は、分化に沿って鉄が濃集するソレライト系列である。Fig. 6 の  $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ダイアグラムでは、玄武岩礫 (P1 ~ 3) は全て周藤 (1988) の背弧海盆玄武岩 (BABB: back-arc basin basalt) および MORB 領域にプロットされ、高  $\text{MgO}$  が特徴ゆえに、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  は 1.0 前後で未分化である。仁科川周辺域の玄武岩 (N1 ~ N3) は、 $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1.0$  であり未分化で、玄武岩礫とほぼ同じ領域に入る。これに対して白浜層群の玄武岩 (S1 ~ S4) は  $\text{TiO}_2$  量に変化しないまま、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  が 1.4 以上で明瞭な分化傾向が見られ、周藤 (1988) の区分では

**Table 2** Comparison of chemical composition results of intraclast basalts in Sashida Limestone (sample 1) with other results. For details on P1-3 and N1-3 basalts measured in the study, see in Figure 2. The referred rock samples on basalt S1-4 are from Shirahama Group. S1 and S2 are 1A and 2A basalt dikes in Sawamura *et al.*, (1969). S3, Aoichi Basalt and S4, Suzaki Andesite are based on Sumi (1958).  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ : total iron as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Sample ID	P1	P2	P3	N1	N2	N3	S1	S2	S3	S4
Status or Formation	Pebble in Sashida Limestone	Pebble in Sashida Limestone	Pebble in Sashida Limestone	Nishina River Area	Nishina River Area	Nishina River Area	Shirahama Group	Shirahama Group	Shirahama Group	Shirahama Group
Rock Name	basaltic andesite	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basaltic andesite
$\text{SiO}_2$	55.42	46.75	46.34	50.71	46.29	45.43	50.23	49.49	48.48	54.97
$\text{TiO}_2$	0.89	0.85	0.92	0.77	0.99	0.77	0.93	0.93	0.95	0.88
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.68	16.99	18.39	17.79	15.22	19.67	17.59	20.39	17.94	20.21
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	11.26	12.57	11.05	10.69	10.79	10.60	9.80	9.58	9.69	7.50
MnO	0.11	0.15	0.12	0.21	0.21	0.29	0.27	0.14	0.14	0.14
MgO	9.34	13.30	13.67	11.59	16.28	13.65	5.84	4.00	6.40	2.52
CaO	4.62	4.93	4.90	3.29	5.29	5.49	10.28	10.28	10.83	8.89
$\text{Na}_2\text{O}$	2.44	3.36	2.60	3.46	1.35	2.01	2.13	1.99	2.33	2.72
$\text{K}_2\text{O}$	0.40	0.27	1.02	0.65	3.05	1.54	0.27	0.43	0.08	0.76
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.37	0.34	0.58	0.63	0.20	0.22	0.06	0.19	0.15	0.22
$\text{H}_2\text{O}^+$	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.12	1.03	1.68	1.16
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.06	0.07	0.08	0.22	0.33	0.33	1.25	1.72	1.80	0.20

n.a: not analysis



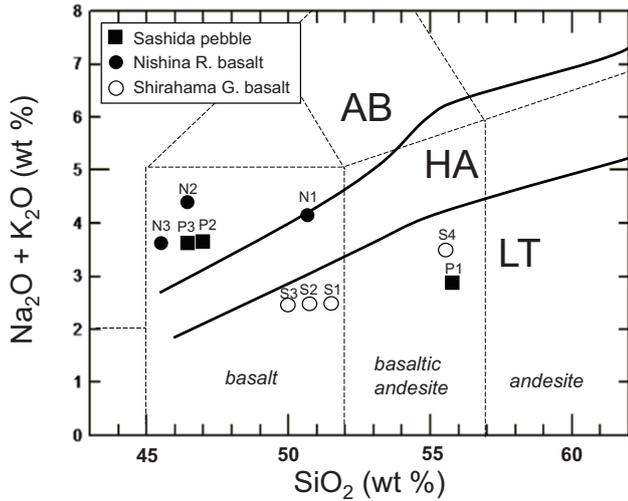
**Fig 3**  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  plot for 6 samples of basalt used for the analysis, which were used for a judgment of degree of alteration. The L-L' curve represents the approximate boundary between altered and unaltered volcanic rocks (*i.e.* upper limit of  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  of chemical composition for fresh volcanic rocks after Miyashiro, 1975). Analysis number of P1, P2, P3, N1, N2 and N3 referred by Table 2 are all plotted on the region of unaltered in the figure. R: river.

島弧ソレアイト (IAT: Island-arc tholeiite) の領域に入る。Fig. 7 の  $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$  ダイアグラムでは、玄武岩礫 (P1 ~ 3) および仁科川周辺域の玄武岩 (N1 ~ 3) で、MORB 領域にプロットされる試料はない。これらを詳細に見ると、玄武岩礫 (P1 ~ 3) および仁科川周辺域の玄武岩の N1 はカルクアルカリ玄武岩 (CAB: Calc-alkali basalt) および海洋島アルカリ玄武岩 (OIA: Oceanic island alkali basalt) の境界領域にプロットされる。一方、仁科川周辺域でも N2 および N3 は、相対的に Mn に富み、CAB と IAT の境界付近に落ちる。中村ほか (1999) は、海底に噴出し、その後緑泥石化を受けた玄武岩の化学成分移動につき、Mn, Zn, Cu などの重金属元素の付加が特徴的に認められるとしているが、仁科川周辺域の N2, N3 は、N1 と比較してやや変質が進んでいることから (Fig. 2), Mn の付加があったことが示唆される。これに対し、白浜層群の玄武岩 (S1 ~ 4) は、S1 を除きほとんどが島弧ソレアイトの領域 (Fig. 7) であった。Fig. 6 と同様に Fig. 7 でも、Ti 量比に関して白浜層群の玄武岩 (S1 ~ 4) は、差田石灰岩中の玄武岩礫 (P1 ~ 3) および仁科川周辺域の玄武岩 (N1 ~ 3) に比較して、同じか高くなっている。

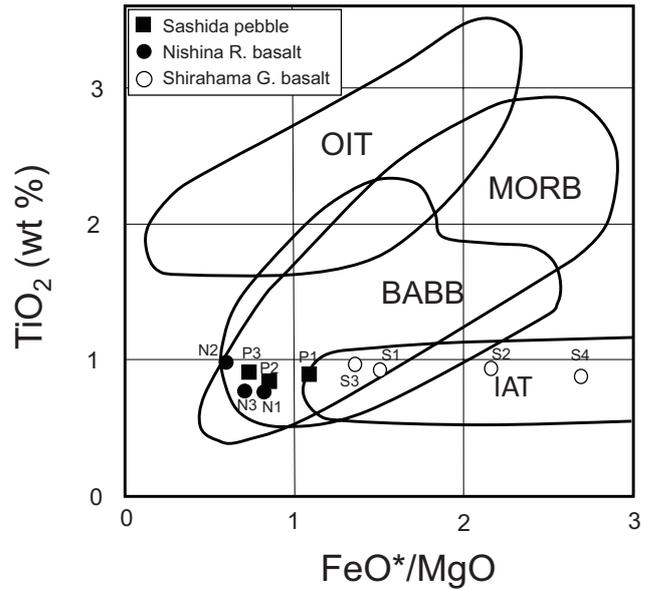
以上のことから差田石灰岩中の玄武岩礫 (P1 ~ 3) と仁科川周辺域の玄武岩 (N1 ~ 3) には組成の類似性が見いだせ、これらと白浜層群の玄武岩 (S1 ~ 4) とには、組成の違いから噴出場のテクトニクスが異なることが示された。

### 5.3 岩石学的考察

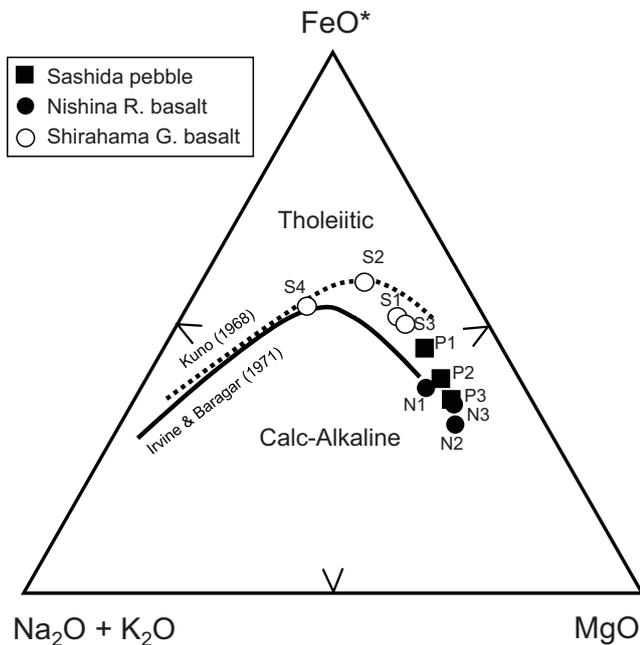
Sample 1 の差田石灰岩は狩野 (1983) の先行研究では白浜層群の火山砕屑岩に存在したとされるが、今回の結果で



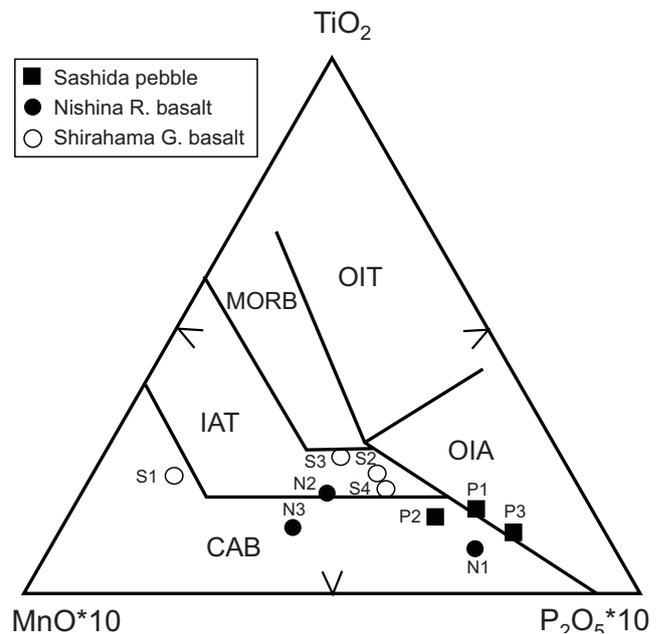
**Fig. 4** Chemical compositions of basalt pebbles with the other basalts in south Izu region are plotted on total alkalis-silica diagram (Kuno, 1966). The fields of “low alkali tholeiitic basalt” (LT), “high-alumina basalt” (HA), and “alkali basalt” (AB) series for eastern Asia are divided. The boundary of TAS diagram (Le Maitre *et al.*, 2002) is also drawn. The compositions are compared to normalization without water. The sample ID corresponds to that in Table 2. R.: River, G.: Group.



**Fig. 6** Data of  $TiO_2$  versus  $FeO^*/MgO$  are plotted for basalt pebbles and the other basalts in south Izu region.  $FeO^*$ : Total iron as  $FeO^*$ . OIT: oceanic island tholeiite. MORB: mid-ocean ridge basalt. BABB: back-arc basin basalt. IAT: island-arc tholeiite. Each area of basalt compositions are those by Shuto (1988). The sample ID corresponds to that in Table 2.



**Fig. 5** Chemical compositions of the basalts in south Izu region in  $Na_2O+K_2O-FeO^*-MgO$  diagram. The boundary between tholeiitic series and calc-alkali series are shown by Kuno (1966) and Irvine and Baragar (1971).  $FeO^*$ : total iron as  $FeO$ . The sample ID corresponds to that in Table 2.



**Fig. 7** Discrimination diagram of  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  (Mullen, 1983) is shown for basalt pebbles and other basalts in south Izu region. OIT, MORB and IAT (see Fig. 6). OIA: oceanic island alkali basalt. CAB: island-arc calc-alkaline basalt. The sample IDs of Table 2 are shown for each plot.

は、その石灰岩が取り込んでいる玄武岩礫は、白浜火山岩活動期の分化した島弧玄武岩ではなく、比較的未分化な背弧的要素を有した玄武岩である。伊豆半島で現在最も古いとされる仁科川周辺地域の苦鉄質火山岩組成（高橋，1989）に、高 MgO で概してアルカリに富む特異な組成を有する点で一致する。日本海拡大に関連して、背弧海盆での火山活動、つまり拡大軸変遷過程において、始めにアセノスフェアの上昇によって、残存したであろう地殻下部の影響を本源マグマが受けてアルカリ岩質な玄武岩が出現し、その後、地殻の薄化に伴いさらに未分化な低アルカリソレアイトが活動するため組成が変化することが報告されている（八木ほか，2001）。伊豆半島では差田石灰岩の玄武岩礫および仁科川周辺地域の玄武岩以外、このような未分化組成を有する火山岩は知られていない。したがって、これらの玄武岩は、四国-パレスベラ海盆拡大に関係した火山活動によって生じた可能性がある。この時期はまた、海盆拡大に伴う海底火山活動以外、伊豆弧全体として火山活動は不活発とされている（石塚ほか，2015）。日本海拡大を例にとれば、その背弧海盆活動初期には、未分化でかつ高アルカリ組成の玄武岩も出現する（八木ほか，2001）。Taylor（1992）は四国-パレスベラ海盆拡大開始を 23 Ma 前後としたが、その時代に伊豆半島前身の地塊は、比較的厚い地殻の要素を持ちつつ、拡大軸の亀裂のそばに位置したことが推定される。その後、伊豆半島前身の地塊は四国-パレスベラ海盆の拡大に伴い東方に移動して（石塚ほか，2015）、白浜層群堆積の時代には伊豆弧フロントでの島弧火山活動に移行したことが考えられる。

なお、今回検討した差田石灰岩の礫や仁科川流域に分布する玄武岩については、いまだ全岩主成分化学組成の検討に留まっているが、更なる玄武岩噴出場のテクトニクス解明には微量成分組成や Pb 同位体組成などによる検討が必要であり、それらと周辺のデータを合わせることによって伊豆半島前身の地塊の更なる古地理の位置などが推定されよう。

## 6. ま と め

松丸・八木（前稿）の有孔虫化石による地質年代を検証するために有孔虫化石と同一の石灰岩試料からの Sr 同位体年代測定を行った。Sample 2 の試料においては、後期白亜紀（Maastrichtian）を示す *Globotruncana ex gr. G. linneiana* が産出しているが（松丸・八木，前稿）、Sr 同位体年代測定からも後期白亜紀（Maastrichtian）を示す 69.3 ~ 71.8 Ma の年代が得られた（Table 1, Fig. 1）。また、Sample 1 の試料においても、前期漸新世前半（Rupelian）を示す *Eulepidina dilatata*, *E. ephippioides*, *Spiroclpeus margaritatus*, *Sphaerogypsina globulus*, *Victoriella conoidea*, *Globigerina tripartita*, *Globoquadrina sellii*, *Globigerina ciperoensis*, *Globotruborotalita angulisuturalis* が産出しており（松丸・八木，前稿）、Sr 同位体年代測定からも前期漸新世前半（Rupelian）を示す 28.8 ~ 33.3 Ma の年代が得られた（Table 1, Fig. 1）。その結果、有孔虫化石による時代決定と整合的であること

が明らかとなった。

差田石灰岩は、前期中新世後半（Burdigalian, Letter Stage f1 lower ; N7）から、後期中新世後半（Tortonian ~ Messinian, f3; N17 ~ N18）あるいは前期鮮新世（Zanclean, Letter Stage g; N19）の化石も含有することから（松丸・八木，前稿）、それより古いさまざまな時代の石灰岩（イントラクラスト）やリワークした微化石を包有しつつ、最終的に後期中新世後半から前期鮮新世の時期までに形成されたと考えられる。一方、差田石灰岩中の玄武岩（同様にイントラクラスト）の時代は、今回石灰岩から明らかにされたこの時代に相当するのかが明確ではない。

差田石灰岩の含有玄武岩礫は、高 MgO、高アルカリからなるアルカリ玄武岩であり、仁科川流域で採取した湯ヶ島層群下位相当の玄武岩と対比でき、さらに比較試料の白浜層群の玄武岩（沢村ほか，1969；角，1958）の組成とは異なることが明瞭となった（Table 2, Figs. 1 ~ 5）。今回の検討で、差田石灰岩中の玄武岩礫が仁科川周辺地域のそれと類似した岩石組成を示すことから、同じ時代の玄武岩礫と考えるのが妥当であろう。この時代は、鮫島ほか（1968）の層序の前期中新世から中期中新世前半（N4-6）の火山活動が一番激しかった時期に相当すると推定される。当アルカリ玄武岩は、背弧海盆拡大初期の玄武岩の性質を示すことから、23 Ma 前後の四国-パレスベラ海盆拡大に関係した火成活動によって生じたと推定され、伊豆半島前身の地塊は、同海盆拡大の亀裂のそばに位置していたことが推定された。その後、この地塊は東方に移動して、白浜層群堆積期では白浜層群の玄武岩の分析結果（沢村ほか，1969；角，1958）に見るように、島弧ソレアイトの領域（松丸・八木，前稿，Fig. 1）に入り、伊豆・小笠原マリアナ弧（IBM）の一員として本州に接続したことが推定された。

## 謝 辞

本論文を発表するにあたり、石油資源開発株式会社にはデータの公表を許可して下さった。名古屋大学大学院環境学研究科の浅原良浩准教授には Sr 同位体分析をしていただいた。石油技術協会誌編集担当者には発表の便宜、さらに、匿名の 2 名の査読者にはコメントをいただいた。以上の各位に感謝申し上げます。

## 引 用 文 献

- 青木謙二郎，1925：三浦半島の海岸に就きて。地球，3，101-111。  
 赤石山地地質研究グループ，1961：赤石山地東麓における糸魚川-静岡構造線について（予報）。地球科学，no. 54，40-45。  
 荒井章司・石田 高，1987：山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質 他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較。岩鉱，82，336-344。  
 Hochstaedter, A., Gill, J., Peters, R., Broughton, P., Holden, P. and Taylor, B., 2001: Across - arc geochemical trends in the Izu - Bonin arc: Contributions from the subducting

- slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**(7), Paper no. 200GC000105.
- Honza, E., and Fujioka, K., 2004: Formation of arcs and back-arc basins inferred from the tectonic evolution of Southeast Asia since the Late Cretaceous. *Tectonophysics*, **384**, 23–53.
- Hotta, H., Murauchi, S., Usami, T., Shima, E., Motoya, T. and Asano, T., 1964: Crustal structure in Central Japan along Longitudinal Line 139°E as derived from explosion seismic observations. pt. 2. crustal structure. *Bull. Earthq. Inst.*, **42**, 533–541.
- Irvine, T. N. J. and Baragar, W. R. A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523–548.
- 石塚 治・小原泰彦・湯浅真人, 2015: フィリピン海の海盆形成とマグマティズム. *地学雑*, **124**, 773–786.
- 加藤 進・早稲田周・西田英毅・岩野裕継, 2009: 静岡県相良地域におけるガスの化学組成. *石技誌*, **74**(5), 37–47.
- 狩野謙一, 1983: 安山岩質海底火山の浅部構造—伊豆半島南部の新第三系白浜層群に見られる例—. *静岡大学地球科学研究報告*, **8**, 9–37.
- 小山真人・新妻信明, 1982: 伊豆半島西部, 松崎地域の古地磁気. *国立科学博物館専報*, **15**, 15–24.
- Kuno, H., 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195–222.
- Le Bas, M. J., 2000: IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.*, **41**, 1467–1470.
- Le Maitre, R. W., Streckeis, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P. and Lamere, J., 2002: Igneous rocks: A classification and glossary of terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences. *In Subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Cambridge Univ. Press*, 1–232.
- 松田時彦, 1968: フォッサマグナの南北地殻断面. *日本地質学会第 75 年秋季学術大会総合討論会資料*, 231–235.
- Matsumaru, K., 1972: A consideration of the Nephrolepidina of the Izu Peninsula, Japan. In Hoshino, M. and Aoki, H., eds., *The Izu Peninsula*, Tokai Univ., Press, 109–114.
- 松丸国照・八木正彦, 2022: 南伊豆差田石灰岩の微化石生層序年代—伊豆半島地史に関する新知見 (その 1), *石技誌*, **87**(3), 214–236.
- McArthur, J. M. and Howarth, R. J., 2004: Sr-isotope stratigraphy: the Phanerozoic <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-curve and explanatory notes. *In Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. eds., A Geological Timescale 2004*, Cambridge Univ., Press, 96–105.
- Miyashiro, A., 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, **83**, 249–281.
- 盛谷智之・沢村幸之助, 1965: 伊豆半島松崎付近の第三系. *地調月報*, **16**, 535–545.
- Mullen, E. D., 1983: MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53–63.
- 中村謙太郎・加藤泰浩・石井輝秋, 1999: インド洋中央海嶺口ドリゲス三重会合点における熱水変質玄武岩類の地球化学. *資源地質*, **49**, 15–28.
- 岡田尚武, 1987: 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古地理. *化石* no.43, 5–8.
- 鮫島輝彦・松井孝友, 1960: 静岡県賀茂郡南伊豆町差田付近の地質 (予報). *地学しずはた*, no. 23, 16–18.
- 鮫島輝彦・岩橋 徹・土隆一・伊藤通玄・黒田 直, 1968: 伊豆半島の地質に関する諸問題. *日本地質学会第 75 年秋季学術大会総合討論会資料*, 87–92.
- 沢村孝之助・角 清愛・小野晃司・盛谷智之, 1969: 下田地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 41p.
- 周藤賢治, 1988: 日本海東縁の飛島に産する中新世深海底ソレアイト型玄武岩. *岩鉱*, **83**, 257–272.
- 角 清愛, 1958: 5 万分の 1 地質図幅「神子元島」および同説明書, 地質調査所, 33p.
- 高橋正樹, 1989: マグマ活動から見たフォッサマグナ地域の 18–12 Ma 期のテクトニクス. *月刊地球*, **11**, 544–551.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一, 2016: 葉山—嶺岡帯トラバース. *地質雑*, **122**, 375–395.
- Tani, K., Ishizuka, O., Ueda, H., Shukuno, H., Hirahara, Y., Nichols, A. R., Dunkley, D. J., Horie, K., Ishikawa, A., Morishita, T. and Tatsumi, Y., 2012: Izu-Bonin Arc: Intra-oceanic from the beginning? Unraveling the crustal structure of the Mesozoic proto-Philippine Sea Plate. *Abst ID. T11B-2569, Annual Meeting AGU*.
- Tatsumi, Y., Tamura, Y., Nichols, A. R., Ishizuka, O., Takahashi, N. and Tani, K., 2016: Izu-Bonin Arc. *In: The geology of Japan*. London: Geological Society, 175–199.
- 田山利三郎・新野 弘 1931: 伊豆半島地質概報. *斉藤報恩会学報*, **13**, 1–81.
- Taylor, B., 1992: Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin- Mariana Arc. *Proc. ODP Sci. Res.*, **126**, 627–651.
- 富田 進・門田真人, 2012: 静岡県伊豆半島の中新統湯ヶ島層群中の石灰岩から熱帯性大型ソデボラ科腹足類 Strombus の化石. *瑞浪市化石博物館研究報告*, no.38, 79–82.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・吉田武義, 2001: リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化—東北本州, 前～中期中新世の秋田—山形堆積盆地における例—. *岩石鉱物科学*, **30**, 265–287.