

室戸ユネスコ世界ジオパークのジオサイトにおける室戸半島層群佐喜浜メランジュ中に含まれる塩基性火成岩類について

高橋 唯¹・荒川 洋二²・中村 有吾¹・新村 太郎³

Basic igneous rocks from the geosites of the Muroto UNESCO Global Geopark belonging to the Sakihama Mélange of the Murotohanto Group

Yui TAKAHASHI¹, Yôji ARAKAWA², Yûgo NAKAMURA¹,
Tarô SHINMURA³

¹ 室戸ジオパーク推進協議会（〒 781-7101 高知室戸市室戸岬町 1810-2）

² 筑波大学大学院 生命環境科学研究科 地球進化科学専攻
（〒 305-8572 茨城県つくば市 天王台 1-1-1）

³ 熊本学園大学 経済学部（〒 862-8680 熊本市大江 2-5-1）

1. はじめに

四万十帯は関東から琉球弧にかけて、西南日本の太平洋側に南海トラフと平行に分布している最も新しい付加体である。四万十帯は主に陸源性の海溝充填堆積物からなるが（Taira et al., 1982）、一方で異地性のブロックを含むメランジュを伴うことが知られている（e.g. Suzuki and Hada, 1979； Taira et al., 1988）。メランジュとはブロックインマトリックス組織を持つ成因を問わない混在岩に対して用いられており（Crown, 1985）、四万十帯のメランジュは一般的には泥質岩を基質として、緑色岩類やチャート、多色頁岩、珪質頁岩をブロックとして含む岩相である（平ほか, 1980a, b）。これらの異地性ブロックのうち緑色岩の多くは、化学組成上の特徴から、沈み込み帯から遠く離れた海嶺や海山起源であると解釈されている（Sugisaki et al., 1979； Suzuki and Hada, 1979； Taira et al., 1988）。そして、遠洋域で形成された緑色岩が海洋プレートの移動に伴って海溝域で崩壊し、アンダープレートの結果によって陸側に付加する過程で陸源の泥質岩と混在化したと考えられている。より詳しく述べると、付加体先端部ではデコルマは陸源性堆積物中に発達しているので引き剥がし付加作用では海洋物質の付加は起こらないため、玄武岩やチャートなどの海洋物質の付加には、デュプレックス構造形成によるデコルマがより深部に発達するような海洋物質の底付け付加が提案されている（橋本, 2012）。一方で、四万十帯を構成する陸源性碎屑岩中に噴出、貫入している現地性の玄武岩が存在している例も知られている（e.g. 君波ほか, 1992；

君波・宮下, 1992)。君波ほか (1992)、君波・宮下 (1992) は、HFS 元素や遷移金属元素組成を用いた判別図から、これらを MORB (mid-ocean ridge basalt) と判定した。この緑色岩が陸源性碎屑物と共存することから、緑色岩は海嶺が海溝部に沈み込む際に海溝域で活動した海嶺を起源とする玄武岩であると判断し、海嶺衝突の“化石”とされた (君波ほか, 1993)。

高知県の東部、室戸半島に位置する室戸市は四万十帯南帯に含まれ、室戸市の北部には室戸半島層群、南部には菜生層群が分布している (図1)。これらの層群中にはメラングジュ

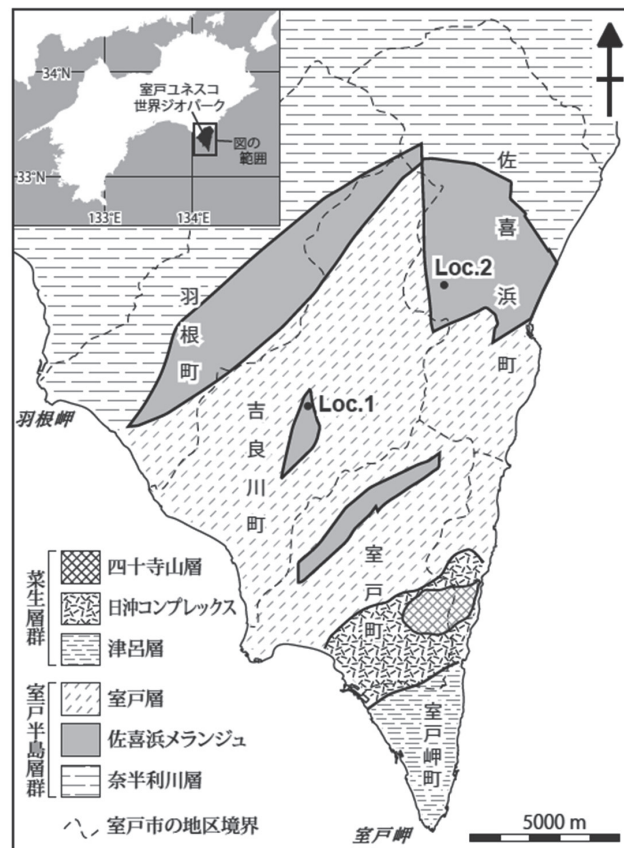


図1 玄武岩及び斑レイ岩の試料採取地 (平ほか, 1980b に基づいて作成)

Loc.1, 斑レイ岩; Loc.2, 玄武岩の採取地

が見られ、室戸半島層群には佐喜浜メラングジュ、菜生層群には日沖コンプレックスが含まれている。これらは四万十帯南帯の中でも最も新しい時代のメラングジュである。溝口ほか (2009) は日沖コンプレックスと四十寺山層との境界付近の火山岩や火山角礫岩、そして日沖コンプレックス中に貫入しているドレライトの岩石学的研究から、沈み込んだ活動的海嶺から付加体にマグマが供給されたことによりドレライトが形成され、火山岩類は MORB マグマによる付加体の同化作用及び分別結晶作用に由来し、海嶺の沈み込みに関連した海溝近傍における火成活動の影響であるとしている。その一方で、佐喜浜メラングジュにも玄武岩やハンレイ岩といった塩基性火成岩類が含まれているが、その起源については詳しく調べられていない。そこで本研究では、佐喜浜メラングジュ中に含まれる玄武岩及びハンレイ岩の薄片

観察や化学組成からその起源について議論を行う。

2. 地質概略

室戸半島層群は下位より大山岬層、奈半利川層、佐喜浜メランジュ、室戸層よりなる（表1；平ほか，1980b）。大山岬層は砂岩、頁岩、礫岩などからなり、礫岩中には結晶片岩が含まれる。奈半利川層は砂岩泥岩互層を主とした単調な岩相を示し、放散虫化石から中 - 上部始新統に対比されている。室戸層は砂岩泥岩互層からなりスランプ褶曲層が著しい。室戸層は佐喜浜メランジュと断層で接し、放散虫化石から上部始新統 - 下部漸新統に対比されると考えられている。

表1 室戸市に分布する層群・層の区分（平ほか，1980b に基づいて作成）

	層群・層の区分	地質年代
菜 生 層 群	四十寺山層	前期中新世 ～
	日沖コンプレックス	
	津呂層	後期漸新世
室 戸 半 島 層 群	室戸層	前期漸新世 ～ 始新世
	佐喜浜メランジュ	
	奈半利川層	
	大山岬層	

室戸市佐喜浜町付近では剪断の強い黒色泥質岩基質中に玄武岩類や多色珪質シルト岩、砂岩の小岩片が混在した岩相を示し、佐喜浜メランジュと命名されている（平ほか，1980b）。この泥質基質中から得られた放散虫化石から年代は始新世中 - 後期であるとされる。佐喜浜メランジュとよく似た岩相は室戸市内において羽根町の羽根川沿い、吉良川町釣の口、元の奥郷 - 池山池付近にも分布しており、佐喜浜メランジュとされている（図1）。佐喜浜町の特
に佐喜浜川と唐の谷川周辺には、およそ1km × 2kmの巨大な玄武岩体もあることが知られ、玄武岩体は側方に追跡できる flow unit として存在しておらず、連続性の無い孤立した大小様々なブロックとして存在している。玄武岩は暗赤色 - 緑色の塊状溶岩、枕状溶岩などからなり、一部灰白色の石灰岩を含むものもある。玄武岩のピローの垂れ下がりに基づいた上下判定も、北上位と南上位の両方が見られ、このような産状から玄武岩体は外来の異地性岩体である可能性が指摘されている（平ほか，1980b）。吉良川町釣の口の佐喜浜メランジュ中には優白色や変質が進んだやや緑色を呈する斑レイ岩の小岩体が見られるが、露頭が不良で周囲との関係は判然としない。

室戸市は室戸ユネスコ世界ジオパーク（以下、室戸ジオパークとする）として認定されている地域であり、佐喜浜町に分布する玄武岩が形作る滝（ジオサイト「唐谷の滝」；図2a）及び、吉良川町釣の口に分布するメランジュ（ジオサイト「佐喜浜メランジュと斑レイ岩体」；図2b）は室戸ジオパークの重要なサイトになっている（室戸ジオパーク推進協議会，2019）。

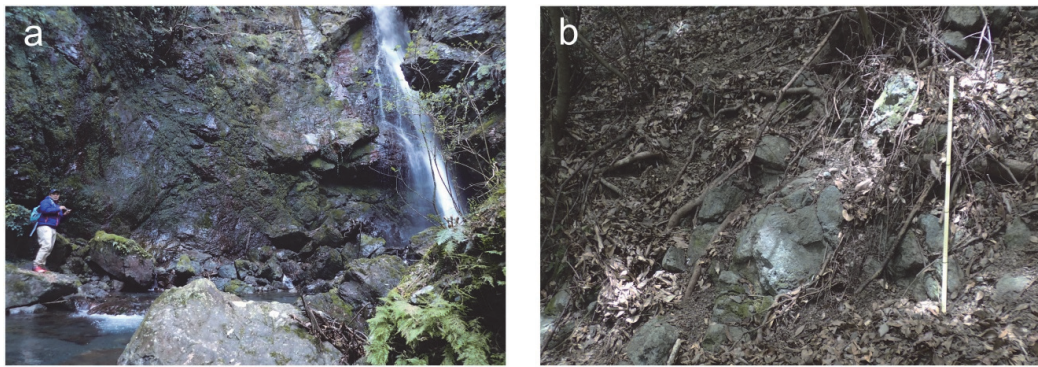


図2 玄武岩及びハンレイ岩の試料採取地の露頭写真

a, 玄武岩の採取地 (Loc.2, ジオサイト「唐谷の滝」)； b, 斑レイ岩の採取地 (Loc.1, ジオサイト「佐喜浜メランジュとハンレイ岩体」)

3. 手法論

本研究で用いた佐喜浜メランジュ中に含まれる玄武岩及び斑レイ岩は、サイト保全の観点から、各ジオサイト「唐谷の滝」(Loc. 2: 北緯 33° 24′ 25″、東経 134° 10′ 46″；図 2a) 及び「佐喜浜メランジュと斑レイ岩体」(Loc. 1: 北緯 33° 22′ 15″、東経 134° 07′ 50″；図 2b) において転石を採取し、それを本研究に用いた。採取した試料は薄片を作って観察を行った（図 3）。また、試料はかなりの変質を被っているため転石の中で比較的な新鮮な部分を選び、主成分及び微量成分分析を行った。各種元素濃度の分析は、Activation Laboratories Ltd. (Canada) に依頼し、誘導結合型プラズマ発光分光分析装置 (ICP - OES)、あるいは誘導結合型プラズマ発光質量分析装置 (ICP-MS) を用いて実施した。これらの分析には複数の国際的な標準岩石試料を用いて実施した。玄武岩と斑レイ岩の分析結果を表 2 に示す。そして、この結果に基づいて岩石判別ソフトから化学組成図とテクトニック判別図の作成を行った。これらは図 46 に示す。

4. 薄片の顕微鏡観察結果

斑レイ岩の偏光顕微鏡写真は、図 3a, b に示す。元の斑レイ岩の組織（形状）はある程度保存されているが、斜長石の一部が残されているのみで、それ以外の多くは、粘土鉱物やカルサイトなどに変質している（図 3a）。また、元の有色鉱物である輝石あるいは角閃石が変質により、緑泥石などに置き換わっているものと推察される（図 2b）。その周囲のモノクロ柱状結晶も変質により生成されたものであると思われる。両斑レイ岩試料にカルサイトの集合体、あるいはカルサイト脈が存在することは、周辺に存在する石灰岩などからの変質によりもたらされたものと思われる。

表 2 玄武岩及び斑レイ岩における主要及び微量元素の分析結果

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01
Analysis Metho	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
BAS-1	45.87	15.23	13.73	0.106	1.88	9.48	5.37	0.13	0.903	0.34	5.31	98.34
BAS-2	47.46	16.94	16.73	0.128	2.7	4.09	1.5	6.83	0.897	0.18	3.01	100.5
GAB-1	43.69	12.94	8.29	0.407	10.58	8.94	2.66	0.04	0.601	0.08	12.05	100.3
GAB-2	49.33	16.38	6.58	0.239	9.02	3.92	4.5	0.31	0.645	0.11	7.55	98.57

	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Ta	Th	U	Pb
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	5	20	20	10	30	1	2	0.5	1	0.2	0.1	2	0.01	0.05	0.01	0.1
Analysis Metho	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	TD-MS
BAS-1	252	510	270	70	180	2	174	28.2	55	7.6	0.1	89	0.46	0.71	0.57	0.9
BAS-2	307	330	220	60	160	98	716	18.6	62	7.6	2.4	1516	0.44	0.8	0.65	2
GAB-1	170	370	260	150	110	1	123	11.2	63	2.8	1.2	80	0.19	0.3	0.12	6.7
GAB-2	169	180	160	140	80	6	388	11.4	57	2.8	2.2	552	0.2	0.28	0.08	3

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002	0.1
Analysis Metho	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
	8.33	13	1.99	9.45	2.67	1.08	3.78	0.67	4.51	0.98	2.83	0.394	2.75	0.415	1.6
	12.9	16.4	3.06	13.3	3.6	1.44	4.16	0.7	4	0.78	2.14	0.301	1.98	0.288	1.5
	2.81	6.99	1.02	4.98	1.55	0.612	1.88	0.34	2.22	0.44	1.26	0.172	1.12	0.154	1.7
	2.93	7.04	1.05	5.18	1.57	0.496	1.99	0.34	2.17	0.42	1.2	0.168	1.01	0.138	1.6

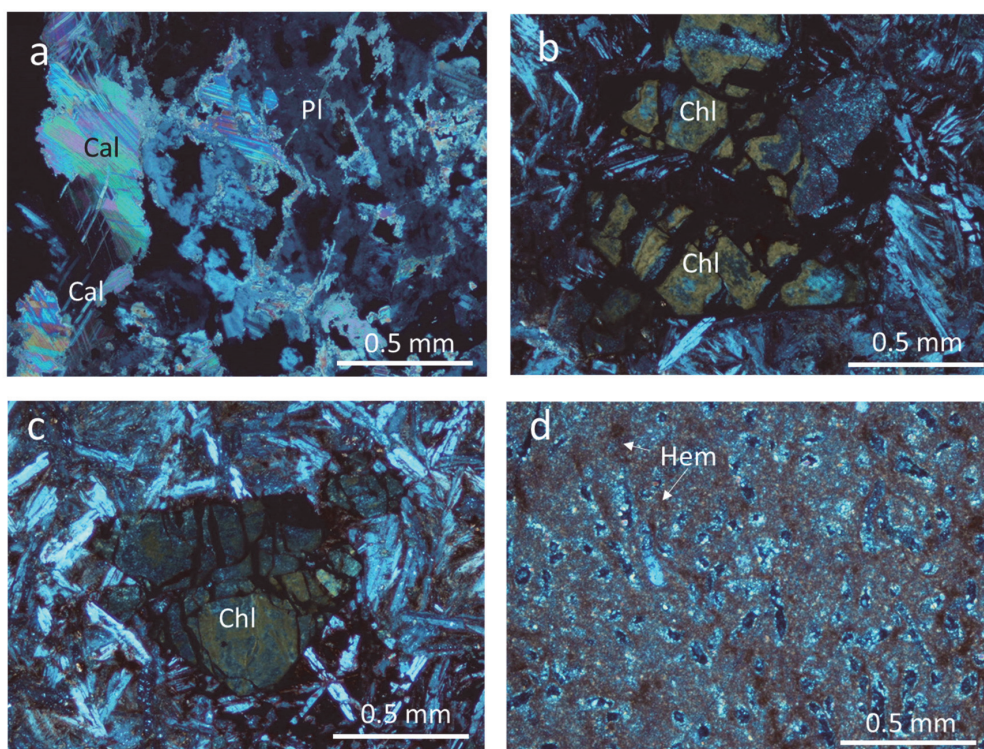


図 3 薄片の偏光顕微鏡写真

a, b, 斑レイ岩；c, d, 玄武岩。Cal, 方解石；Chl, 緑泥石；Hem, 赤鉄鉱；Pl, 斜長石。

一方、玄武岩は斑レイ岩以上に変質が著しく、元の斑状組織（外形）が認められるのみである（図 3c）。おそらく斑晶であった、カンラン石あるいは輝石が変質し、緑泥石等に変質したものと推測される（図 3c）。また図 3d は、無斑晶であった玄武岩の変質したもので、赤褐色部は細粒の赤鉄鉱の集合体であろう。

両試料共に、かなり変質が進んでおり、斑レイ岩、玄武岩共に変質は風化によるものだけ

なく、それ以前の熱水変質、あるいは水（流体）が関与した変質であった可能性がある。

5. 塩基性火成岩の化学組成について

玄武岩、斑レイ岩は共に SiO_2 (wt.%) が低く (< 49%)、おそらくピクライト質玄武岩、あるいは沈積結晶（カンラン石など）を多く含む、斑レイ岩に相当するものであった可能性が高い。しかしながら、全岩化学組成の分析結果は、LOI (loss of ignition) が4試料で大方高く、陸上での風化変質の影響は否定できないが、これらの岩石が海洋プレート移動の過程、あるいはプレートの沈み込みや付加作用時に変質作用を受けた結果であると考えられる。特にアルカリ元素等を始め、主要元素・微量元素に関して移動しやすい元素の変化があったことは確かであり（特に玄武岩）、岩石本来の持つ元素濃度を示していない可能性があるが、玄武岩、斑レイ岩ともに、変質した海洋プレートの一部（あるいは海洋島の玄武岩）を示している可能性はある。

そこで、元素濃度に関して、変質の影響が大きくはなかったと推定される元素（特に流体などにより移動し難い不適合元素）を用いた岩石の区分を試みた（図4）。 $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$

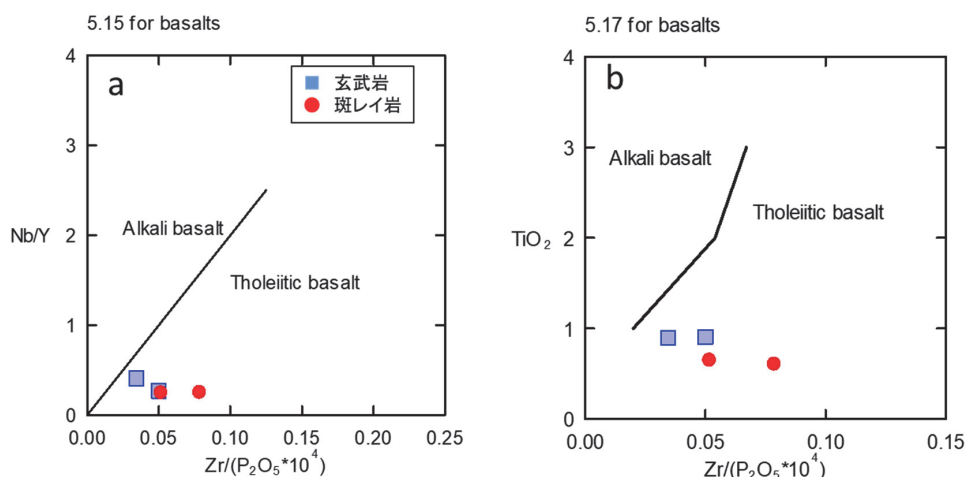


図4 玄武岩、斑レイ岩試料の全岩化学分析結果に基づく岩石区分

a, Floyd and Winchester (1975) ; b, Winchester and Floyd (1976)

– Nb/Y 図 (Floyd and Winchester, 1975)、および $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ – TiO_2 図 (Winchester and Floyd, 1976) では、玄武岩および斑レイ岩共に、ソレアイト系列の玄武岩組成領域にプロットされる。次に、コンドライトで規格化した希土類元素図 (REE 図 5a)、および通常使用されている不適合元素スパイダー図に両方の岩石4試料を表してみた (図 5b)。希土類元素図からは、比較的直線的で滑らかな分布を示す結果が得られた。この結果は、希土類元素に関して何らかの変質の影響はあると考えられるが、他の元素に比較し、岩石の本来の元素組成を示している可能性が高いと判断される。この図からは、軽希土類元素にやや富んだ右下がりの元素パターンが確認でき、玄武岩では希土類元素濃度が斑レイ岩に比べ高いが、両岩石でほぼ平行なパターンが読み取れる。この類似（平行）な希土類元素パターンは、玄武岩、斑レイ岩の起源に関する類似性を示していると言える。玄武岩試料における Ce の負異常は、おそらく変質の過程で、海水が関与した可能性を示している。また Eu の負異常、

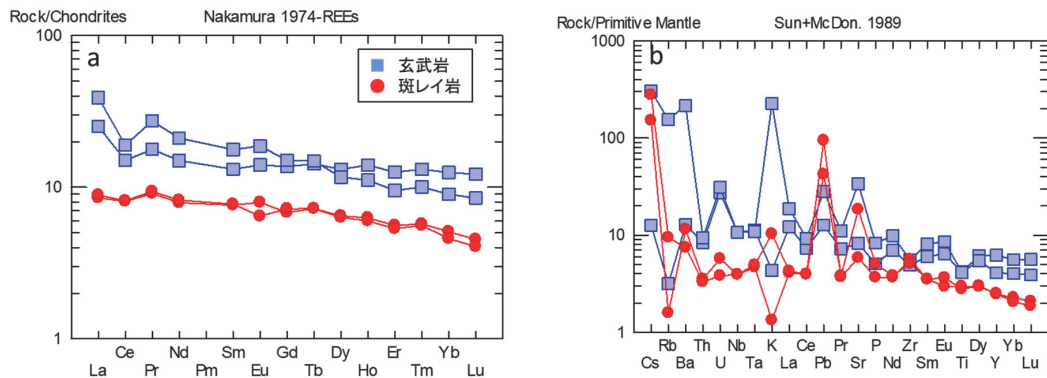


図5 玄武岩、斑レイ岩試料の希土類元素図、および不適合元素のスパイダー図
データの補正は、a, Nakamura (1974)、b, Sun and McDonough (1989) による。

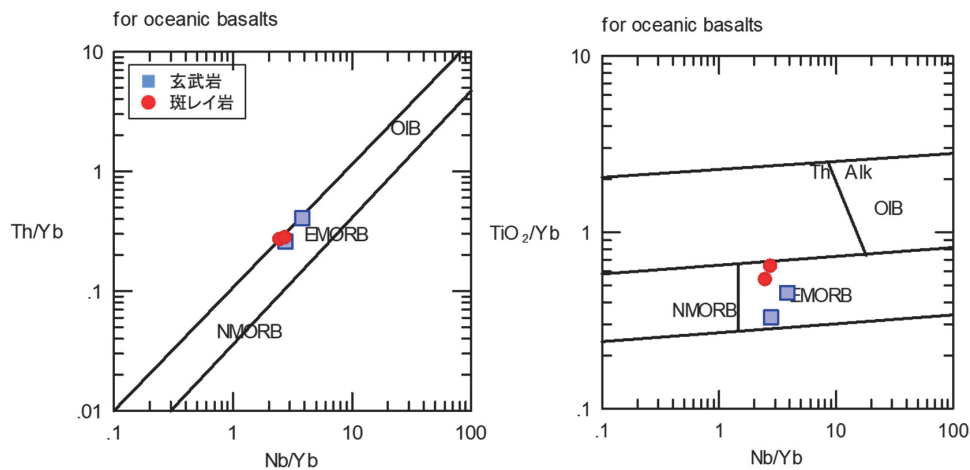


図6 玄武岩、斑レイ岩試料の全岩化学分析結果に基づく海洋性玄武岩のテクトニック区分
図 (Pearce, 2008)

あるいは正異常の欠如は、元のマグマにおいて斜長石の分別、あるいは濃集がなかったことを示している。不適合元素図（スパイダー図）は、アルカリ元素を始め、いくつかの元素でデータの大きなばらつきが確認できる（Cs, Rb, Ba, U, K, Pb, Sr）。これらは、おそらく海水の混入による海洋プレート上での変質、あるいはプレート沈み込み時の変質、さらには付加体に混入時のいずれかの変質の過程での元素の移動によるもの、と推測される。斑レイ岩において Ta, Nb の負の異常が見られないことは、これらが、沈み込み帯で発生するマグマ（島弧マグマ）から形成されたものでないことを示しており、これは他の判別図などのプロットとも一致する。

また、変質の影響等が少ないと考えられる元素を用いたテクトニック判別図（Nb/Yb-Th/Yb 図、および Nb/Yb-TiO₂/Yb 図）（Pearce et al., 2008）からは、玄武岩、斑レイ岩共に EMORB（不適合元素に富んだ海嶺玄武岩）の領域に入り、OIB の領域ではないことは、海洋島起源の玄武岩の可能性は低いことを示唆している。特に、本メランジュにおける斑レイ岩（ブロック）の存在は EMORB の可能性を強く示唆し、先に述べた希土類元素図等と矛盾はしない。

6. おわりに

上記のような結果から、かなりの変質を被っているものの、検討を行った玄武岩及び斑レイ岩が大洋底で形成された海洋地殻を構成するものであると示唆された。泥質マトリックス中から始新世を示す放射虫化石が産出しているため (平ほか, 1980b)、これらの岩石が底付け付加した年代は始新世である。当時は、現在のようにフィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込んでいたのではなく、太平洋プレートがユーラシアプレートに沈み込んでいた時代であった (Senton et al., 2012)。そのため、変質は進んでいるものの、佐喜浜メランジュ中の塩基性火成岩体は太平洋プレートの地殻を構成していた火成岩が起源となったと推測される。佐喜浜町に分布するメランジュ中には大きな玄武岩体も含まれていることに加えて、海洋地殻の下部を構成する斑レイ岩までも付加していることから、当時の太平洋プレート沈み込みによる底付け付加の規模が大きかった可能性が考えられる。今後、当該メランジュ中の類似の岩石を精査することで、佐喜浜メランジュの形成プロセスをより明確にでき、また他の同時代のメランジュとの比較検討も可能となると考えられる。

7. 謝辞

本研究を行うにあたり、サポートをして頂いた室戸ジオパーク推進協議会の事務局メンバー及び、市民の方々に感謝の意を表す。

8. 引用文献

- Cowan, D. S., 1985, Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 451-462.
- Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science letter*, 27, 211-218.
- 橋本喜孝, 2012, 紀州白亜系四万十帯美山層のメランジュ変形構造と温度圧力履歴. *地質学雑誌*, 118, 107-115.
- 石渡明, 2010, オフィオライト研究の新展開. *地学雑誌*, 119, 841-851.
- 甲藤次郎, 1980, 四万十帯化石層序学の最近の進歩. 平朝彦・田代正之 編, 四万十帯の地質学と古生物 - 甲藤次郎教授還暦記念論文集 - 299-318.
- 君波和雄・柏木庸孝・宮下純夫, 1992, 上部白亜系牟岐累層 (四国東部) 中の in-situ 緑色岩の産状とその意義. *地質雑*, 98, 867-883
- 君波和雄・宮下純夫, 1992, 上部白亜系四万十帯累層群槇峰層 (九州) 中の緑色岩の産状と化学組成. *地質雑*, 98, 391-400
- 君波和雄・宮下純夫・川端清司, 1993, 海嶺衝突とその地質的影響: 西南日本の後期白亜紀を例として. *地質学論集*, 42, 167-182
- 溝口秀治・君波和雄・今岡照喜・亀井淳志, 2009, 室戸岬地域における中新世の海溝近傍火成活動. *地質雑*, 115, 17-30
- 室戸ジオパーク推進協議会, 2019, 室戸ユネスコ世界ジオパーク - ジオトラベルブック -. 太田印刷, 室戸市. 48p.

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Pearce, A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–18.
- Senton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner M., Maus, S. and Chandler, M., 2012, Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113, 212–270.
- Sugisaki, R., Suzuki, T., Kanmera, K., Sakai, T. and Sano, H., 1979, Chemical composition of green rocks in the Shimanto Belt, southeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 185, 455–466.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.) , *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, Geological Society of London, London, pp., 315–345.
- Suzuki, T. and Hada, S., 1979, Cretaceous tectonic mélange of the Shimanto belt in Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*. 85, 467–479.
- Suzuki, T., 1988, Geochemistry of metabasalts in the Shimanto Belt. *Modern Geol.*, 12, 225–241.
- Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K., 1988, The Shimanto Belt in Shikoku, Japan-evolution of Cretaceous to Miocene accretion prism, *Modern Geol.*, 12, 5–46
- Taira, A., Okada, H., Whitaker, J. H. Mcd. and Smith, A. J., 1982, The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous-lower Miocene active margin sedimentation. In Legett, J. K., ed., *Trench-forearc geology*. Geol. Soc. Spec. Publ. no. 10, 5–26.
- 平朝彦・岡村真・甲藤次郎・田代正之・齊藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘, 1980a, 高知県四万十帯北帯（白亜系）における“メラングジュ”の岩相と時代. 平朝彦・田代正之 編, 四万十帯の地質学と古生物 - 甲藤次郎教授還暦記念論文集 -179-214.
- 平朝彦・岡村真・甲藤次郎, 1980b, 高知県四万十帯の地質とその起源. 平朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物 - 甲藤次郎教授還暦記念論文集 -319-389.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.