

# 琉球列島西表島のマグネシア質古銅輝石安山岩 および関連岩の微量元素

白木敬一\*・山下正樹\*・中野鉄也\*・伊藤純一\*・中村清朗\*・  
伊藤慎一郎\*・副島浩一\*・松本徂夫\*・浦野隼臣\*\*

Trace elements in the magnesian bronzite andesites  
and related rocks from Iriomote-jima, Ryukyu Islands

Keiichi Shiraki\*, Masaki Yamashita\*, Tetsuya Nakano\*,  
Jun'ichi Ito\*, Seiro Nakamura\*, Shin'ichiro Ito\*, Koichi Soejima\*,  
Yukio Matsumoto\* and Hayaomi Urano\*\*

## 1. はじめに

西表島の始新世とされる由布火山岩類 (Saito et al., 1973) には、古銅輝石・斜長石を斑晶にもち高マグネシア安山岩 (HMA) 組成を示すマグネシア質古銅輝石安山岩が存在する (松本, 1964; Tiba and Saito, 1974; 白木ほか, 1989; 新城ほか, 1991; 白木ほか, 1997)。この岩石は、古銅輝石・ピジョン輝石・低カルシウム普通輝石・普通輝石の順に晶出する特異な輝石晶出経路をもつ (Shiraki and Matsumoto, 1988) のみならず、微量元素組成においても他の多くの HMA とは異なる特異な性質をもっている。また、古銅輝石安山岩以外の由布火山岩類も極めて特徴ある微量元素組成を示すので、併せて報告しその成因を議論する。

なお古銅輝石 (bronzite) は、CNMMN の輝石命名規約 (Morimoto et al., 1988) では廃棄された語であるが、火山岩、特に Ca に乏しい HMA の輝石の性質を表わすのに最も適しているので、Poldervaart (1947) に従い  $Mg\# = 100 Mg/(Mg+Fe)$  (molar) が 90~70 の斜方輝石に使用する。古銅輝石は火山岩の斑晶として存在することは比較的稀である。しかし沈み込み帯に位置し、HMA を多産する日本列島には多く、サヌ

カイト (Weinschenk, 1890)・ボニナイト (Petersen, 1891) は古銅輝石を特徴的に含むことによって命名された。日本列島以外では、メキシコ Paricutin 火山の噴出物に  $Mg\# 80$  の古銅輝石が存在し、これはまた斜長石斑晶を欠くことからボニナイト・サヌカイトとの類似性が指摘された (Wilcox, 1954)。他ではスコットランド Sidlaw Hills の旧赤砂岩火山岩類の HMA から、 $Mg\# 88.3$  の古銅輝石が報告されている (Gandy, 1975; Thirlwall, 1983)。

## 2. 地質概要

由布火山岩類の分布する西表島北東部の地質略図を図 1 に示す。本地域には下位から石垣層群トムル層 (八重山変成岩類)、宮良層群宮良川層 (宮良層)、野底層 (由布火山岩類)、八重山層群西表層が存在する (加藤・中川, 1985)。

トムル層は本地域の基盤をなし、野原周辺とその東方のウ離島に分布する。塩基性片岩、泥質片岩、珪質片岩、変はんれい岩からなり、西村ほか (1983) によると、塩基性岩にパンペリー石-藍閃石の組合せを特徴とする II 帯に属する。高圧型変成岩からなるトムル層は、160~240Ma の変成年代を示し、西南日本内帯の三郡変成岩 (周防変成岩) に対比されている (磯崎・西村, 1989)。

宮良層 (宮良川層) は Saito et al. (1973) によって西表島で初めて認められた。荒木・中川

\* 理学部 化学・地球科学科 Faculty of Science

\*\* 愛知教育大学 Aichi University of Education

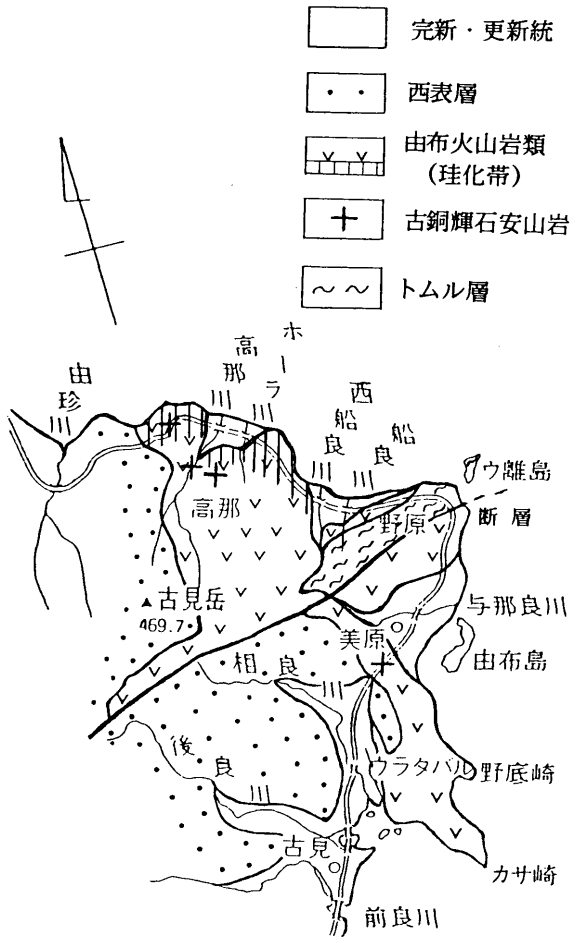


図1. 西表島北東部の地質略図 (Saito et al., 1973; 加藤・中川, 1985).

(1978)によると、与那良川上流のごく小範囲に露出し、ほぼ水平で層厚は20m余である。下部はトムル層に不整合に重なる変成岩礫を主とする礫岩層、上部は黒色緻密な石灰岩からなり、始新世後期の大型有孔虫化石を産する。

Saito et al. (1973)は西表島北東部で、Hanzawa (1935)のYaeyama Coal-bearing Beds下部の火山岩類が上部の地層と不整合関係にあることを認め、由布火山岩類と命名した。由布火山岩類は高那・古見岳東麓・美原・カサ崎付近に分布し、凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・溶岩・岩脈からなり、層厚は約250mとされる。トムル層を著しい不整合関係で覆っているが、宮良層との接触部は直接見るできない(荒木・中川, 1978)。一方、石垣島では同様な火山岩層は野底層と名づけられている(Foster, 1965)。白尾ほか(1976)は野底層が下位の上部始新統宮良層

(宮良川層)と整合関係にあることを明らかにした。西表島の由布火山岩類(野底層)は、おもに複輝石安山岩からなり、古銅輝石安山岩・玄武岩・デイサイト・流紋岩を含む。これらはしばしば変質を受けプロピライト・変質安山岩・珪化岩になっている(松本, 1983)。また西表島東方3kmの小浜島西端、細崎周辺にも同様な複輝石安山岩が分布する。Tiba and Saito (1974)によると、由布火山岩類は初め安山岩質、次いで流紋岩質の火山砕屑岩と溶岩の活動があり、最後に古銅輝石玄武岩(古銅輝石安山岩)の岩脈が生じた。

Yaeyama Coal-bearing Bedsの上部は八重山層群と呼ばれる(松本, 1964)。荒木・中川(1978)は西表島に分布する八重山層群を西表層と名づけた。西表層は礫岩・砂岩・シルト岩からなり、石炭・石灰砂岩を伴い、下部中新統とされる。島のほぼ全域にわたって分布し、層厚は700m余に達する。高那周辺で由布火山岩類の上を不整合に覆う本層の基底礫岩には、径1~20cmのチャートの球形円礫が多く、由布火山岩類の礫はほとんど見られない。

### 3. 由布火山岩類の産状

松本(1964)によって発見された古見集落の北2700mの地点(美原南)の古銅輝石安山岩は従来、転石だけが知られていたが、道路沿いの切割の凝灰角礫岩中に礫として見いだされた。本露頭は古見から美原にいたる道路の頂部にあり、東側には約100mにわたりN80°E, 10°Sの凝灰角礫岩層が見られる(図2)。礫の大部分は黒色に風化してぼろぼろになり岩質も定かでない径20cm以下の



図2. 古見集落北2700m地点(美原南)の凝灰角礫岩層

ものであるが、道路より5 m上で径20cm、1 m上で径30cmの古銅輝石安山岩角礫を採取した。いずれも土壌化した赤褐色基質中に埋もれた状態で産する。さらに道路を隔てた西側の崖の途上、道路より約15m上において、厚さ50cmのほぼ水平な層として、風化して崩れやすい斜長石斑状安山岩の礫とともに、径5～20cmの硬い古銅輝石安山岩角礫が集中しているのを見出した。古銅輝石安山岩角礫は表面の0.5～3 cmほどが黄褐色に風化しているが、内部は灰黒色緻密で非常に硬い。周辺の古銅輝石安山岩の転石も同様な形態を示すので、これらはこの凝灰角礫岩層からもたらされたものと思われる。

由布火山岩類分布地域の北西端、高那川河口近くの古銅輝石安山岩は溶岩流をつくることが明らかになった。高那橋西では厚さ3～5 mの古銅輝石安山岩溶岩が、白く珪化した凝灰角礫岩層の上を覆う(図3)。この溶岩流は白く珪化あるいは炭酸塩化していることが多いが、希に灰黒色緻密で硬い部分もある。また部分的に角礫化する。その走向傾斜はN70° W, 5-30° Sである。さらにその南約150mの道路より10m上で、厚さ2 m以上の古銅輝石安山岩溶岩層を見出した。これは珪化した部分が比較的少なく、同様に黒色緻密で非常に硬い。



図3. 高那橋西の古銅輝石安山岩溶岩流

高那川河床や右岸の放牧地(高那牧場)にも古銅輝石安山岩の礫が見い出される。高那牧場では散在する転石の大部分は西表層の礫岩・砂岩であるが、径1 m以下の火山岩の礫も存在する。珪化岩・複輝石安山岩が多いが、古銅輝石安山岩も見

られ、さらに1個ではあるが玄武岩礫を採取した。

由布火山岩類の大部分を占める複輝石安山岩は、カサ崎から高那川西の海岸まで広く分布する。特に与那良川北から野原にいたる海岸一帯は、複輝石安山岩の溶岩流と火山角礫岩からなる。小浜島の細崎で野底層に対比される細崎層(篠田・木崎, 1976)の角礫凝灰岩を貫く岩床状岩体は対岸と同様な複輝石安山岩である。

西船良川から西の由布火山岩類は珪化作用を受けたものが多い。流紋岩との識別は鏡下のみならず主成分組成の比較だけでは困難である。

#### 4. 由布火山岩類の年代

古銅輝石安山岩3試料をTeledyne Isotopes社に依頼して全岩K-Ar年代を測定した。結果は美原南の露頭から採取した古銅輝石安山岩 $22.5 \pm 1.1$ Ma, 同転石 $18.0 \pm 0.9$ Ma, 高那古銅輝石安山岩 $12.3 \pm 1.0$ Maであった。新城ほか(1991)による美原HMAのK-Ar年代も $13.1 \pm 1.1$ Maを示すので、測定した中で最も古い年代でも中新世前期前半(Aquitaniian; Harland et al., 1990)に相当し、始新世の年代は得られなかった。

#### 5. 由布火山岩類の記載

古銅輝石安山岩は斑晶として古銅輝石と斜長石をもつ。古銅輝石斑晶は長径3 mmに達し、縁にしばしば単斜輝石が生じている。斜長石を包有することもある。モード量で6～14%を占める。美原のものは高那のものに比べ一般に、古銅輝石の量が少なく細粒である。斜長石斑晶も長径3 mmに達する。古銅輝石を包有することもある。古銅輝石より量的に少なく、3～6%を占める。石基は間粒状組織を示し、0.5mm以下の斜長石(40～55%)、単斜輝石(25～30%)、斜方輝石(～5%)および不透明鉱物(～4%)からなる。

複輝石安山岩は肉眼でも4 mmに達する斜長石斑晶が認められ、モード量は時に20%を越える。他に斑晶として単斜輝石と斜方輝石が存在するが、斜長石に比べ小さく(<2 mm)、量的にも少ない(<10%)。一般に単斜輝石が斜方輝石より多い。石基は0.5mm以下の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物およびガラスからなる。

珪化岩は石英および珪酸鋳物が著しく多い。また炭酸塩鋳物も認められる。苦鉄質鋳物は緑泥石・粘土鋳物などに完全に変質している。少量のアルカリ長石が見られる。碎片状の石英の存在する凝灰岩起源のものもある。

## 6. 由布火山岩類の組成

由布火山岩類および関連する火山岩の蛍光X線分析値を Table 1 に示す。主成分および微量元素の分析は永尾ほか (1997) に従い、主成分元素のみの分析は角縁ほか (1989) によった。由布火山岩類は変質による含水鋳物・炭酸塩鋳物を含む

Table 1. X-ray fluorescence analyses of bronzite andesites and related rocks from Iriomote-jima

	Bronzite andesite									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> %	54.45	55.23	54.80	55.52	54.84	54.65	54.07	54.81	54.21	54.15
TiO <sub>2</sub>	1.38	1.38	1.44	1.42	1.33	1.34	1.33	1.39	1.35	1.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	15.00	14.86	15.32	14.41	14.58	14.35	14.71	14.13	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.23	10.26	10.32	9.12	9.85	9.95	10.07	10.31	10.40	10.33
MnO	0.22	0.15	0.13	0.16	0.35	0.30	0.33	0.31	0.16	0.17
MgO	6.68	6.73	6.70	6.36	7.60	7.57	7.49	6.94	7.32	7.70
CaO	8.40	8.53	8.37	8.48	8.50	8.31	8.33	8.34	8.00	7.89
Na <sub>2</sub> O	2.48	2.46	2.46	2.61	2.21	2.43	2.36	2.47	2.50	2.35
K <sub>2</sub> O	0.28	0.29	0.21	0.21	0.29	0.24	0.22	0.26	0.33	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13
Total	98.71	100.17	99.42	99.33	99.51	99.50	98.67	99.66	98.53	98.30
SiO <sub>2</sub> %	55.16	55.14	55.12	55.89	55.11	54.92	54.80	55.00	55.02	55.09
TiO <sub>2</sub>	1.40	1.38	1.45	1.43	1.34	1.35	1.35	1.39	1.37	1.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.97	14.95	15.42	14.48	14.65	14.54	14.76	14.34	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.36	10.24	10.38	9.18	9.90	10.00	10.21	10.35	10.56	10.51
MnO	0.22	0.15	0.13	0.16	0.35	0.30	0.33	0.31	0.16	0.17
MgO	6.77	6.72	6.74	6.40	7.64	7.61	7.59	6.96	7.43	7.83
CaO	8.51	8.52	8.42	8.54	8.54	8.35	8.44	8.37	8.12	8.03
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.46	2.47	2.63	2.22	2.44	2.39	2.48	2.54	2.39
K <sub>2</sub> O	0.28	0.29	0.21	0.21	0.29	0.24	0.22	0.26	0.33	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13
Cr ppm	248	499			354				345	323
Ni	170	211			188				224	213
V	144	142			174				130	122
Rb	8.0	5.2			9.1				9.2	9.7
Ba	31.3	42.8			<1				16.6	17.1
Sr	203	208			194				188	190
Nb	6.3	8.2			6.9				7.6	6.9
Zr	93.2	94.6			85.2				90.9	88.9
Y	22.6	22.7			19.1				21.2	23.0
Cu	63.1	66.1			66.9				69.9	65.6
Zn	92.7	89.1			92.7				494	477
Ga	19.3	19.8			19.1				18.6	19.0

1: Clast in a tuff-breccia bed, road-cut on hill-top south of Mihara. 2: Pebble possibly derived from the tuff-breccia bed. 3: Another pebble, ditto. 4: Pebble on hill-side, south of Mihara. 5: Brecciated lava, road-cut west of Takana bridge. 6: Breccia in tuff-breccia, ditto. 7: Another breccia, ditto. 8: Pebble on right bank of Takana river. 9: Andesite cobble on pasture south of Takana. 10: Another andesite cobble, ditto. 11: Basalt cobble, ditto. 12: Brecciated lava, south of Nobaru. 13: Brecciated lava, 1.5 km north of Yonara river. 14: Brecciated lava, 1 km north of Yonara river. 15: Breccia in tuff breccia, coastal cliff north of Takana river. 16: Dike, road-cut 1 km north of Yonara river. 17: Andesite sheet, Koma-zaki, Kohama-jima. 18: Ditto. 19: Ditto. 20: Breccia, west of Nishi-honera river. 21: Breccia, south of Houra river. 22: Breccia, coastal cliff east of Takana river. 23: Breccia, same site as No. 15. 24: Breccia, 300 m west of site 23. Miyara andesite: dike, north of Miyara village. Okinawa Trough: average of 4 basalts (Ishizuka et al., 1990). Setouchi HMA: average of 34 HMAs (>6% MgO) from western Setonaikai (Shiraki et al., 1991).

Table 1. continued

	Basalt		Two-pyroxene andesite				Kohamajima andesite		
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub> %	48.49	58.24	52.90	60.62	56.87	60.70	54.10	54.74	54.57
TiO <sub>2</sub>	2.29	0.81	1.00	0.86	0.82	0.91	1.05	1.04	0.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.50	16.26	16.57	15.84	17.19	16.33	17.94	17.92	16.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.57	7.82	9.18	6.56	7.33	6.89	7.77	8.20	9.30
MnO	0.25	0.15	0.19	0.11	0.13	0.10	0.19	0.17	0.16
MgO	5.64	3.78	3.63	3.33	3.36	3.83	4.33	4.43	5.38
CaO	9.71	8.61	8.83	7.01	7.92	6.31	9.62	9.39	9.01
Na <sub>2</sub> O	2.37	2.61	2.63	3.07	3.30	2.44	2.50	2.57	2.35
K <sub>2</sub> O	0.03	0.78	1.25	0.84	0.58	1.66	0.41	0.45	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.15	0.14	0.20	0.14	0.18	0.16	0.18	0.18
Total	96.10	99.21	96.32	98.44	97.64	99.35	98.07	99.09	98.90
SiO <sub>2</sub> %	50.46	58.70	54.92	61.58	58.24	61.10	55.16	55.24	55.18
TiO <sub>2</sub>	2.38	0.82	1.04	0.87	0.84	0.92	1.07	1.05	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.01	16.39	17.20	16.09	17.61	16.44	18.29	18.08	16.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.16	7.88	9.53	6.66	7.51	6.94	7.92	8.28	9.40
MnO	0.26	0.15	0.20	0.11	0.13	0.10	0.19	0.17	0.16
MgO	5.87	3.81	3.77	3.38	3.44	3.86	4.42	4.47	5.44
CaO	10.10	8.68	9.17	7.12	8.11	6.35	9.81	9.48	9.11
Na <sub>2</sub> O	2.47	2.63	2.73	3.12	3.38	2.46	2.55	2.59	2.38
K <sub>2</sub> O	0.03	0.79	1.30	0.85	0.59	1.67	0.42	0.45	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.15	0.15	0.20	0.14	0.18	0.16	0.18	0.18
Cr ppm	147	65.7	52.6	101			63.1	220	343
Ni	48.5	19.0	13.8	18.6			15.1	42.6	56.6
V	455	210	253	175			252	251	247
Rb	2.8	54.4	39.3	45.2			18.1	18.2	18.2
Ba	2.1	433	182	412			228	210	155
Sr	55.2	578	327	572			448	422	520
Nb	7.8	6.9	1.9	11.5			6.8	7.9	7.0
Zr	176	116	114	172			113	111	104
Y	69.8	27.9	28.4	30.9			28.7	27.8	26.5
Cu	48.3	28.3	24.6	23.8			28.7	32.1	18.8
Zn	121	73.3	83.2	73.1			97.0	85.7	87.5
Ga	18.6	18.1	18.5	18.9			21.3	20.3	18.1

ため主成分元素の総計が一般に100%より少ない。しかし希にFeOが溶融過程でFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>となるため100%を越えることがある。中段は100%に換算したものである。

古銅輝石安山岩は、SiO<sub>2</sub>が54.8~55.9%と安山岩の範囲内にあるのに対し、MgOは6.4~7.8%と玄武岩に相当する値をもつ高マグネシア安山岩(HMA)である。玄武岩としたものはSiO<sub>2</sub>は50.5%であるが、Fe/Mgが著しく高く分化が進んでいる。西表島の複輝石安山岩はSiO<sub>2</sub>54.9~61.6%、MgO3.4~3.9%を示し平均的な安山岩であるが、小浜島細崎のものはMgOがやや高い。複輝石安山岩は古銅輝石安山岩に比べ、

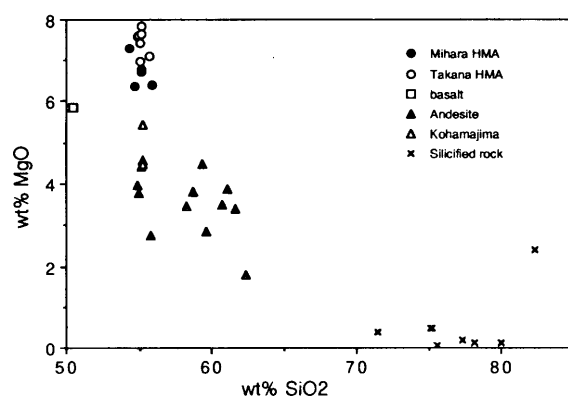


Fig. 4. MgO-SiO<sub>2</sub> relations for the Yubu volcanic rocks from Iriomote-jima and Kohama-jima. Data are from Table 1 and Matsumoto (1964), Tiba and Saito (1974) and Shiraki et al. (1989).

Table 1. continued

	Silicified rock					Miyara andesite		Okinawa Trough	Setouchi HMA
	20	21	22	23	24				
SiO <sub>2</sub> %	74.76	74.22	76.20	76.36	78.46	59.85	60.07		
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.28	0.61	0.59	0.52	0.70	0.71		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.36	14.25	9.86	9.51	8.42	16.84	17.31		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.78	4.04	3.65	3.59	5.54	5.65		
MnO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.10	0.10		
MgO	0.49	0.48	0.18	0.12	0.14	3.43	3.63		
CaO	0.16	0.16	0.02	0.02	0.02	7.16	7.15		
Na <sub>2</sub> O	5.10	5.06	0.14	0.13	0.12	3.33	3.13		
K <sub>2</sub> O	3.47	3.44	7.51	7.32	6.74	0.89	0.84		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.14	0.13		
Total	99.51	98.69	98.60	97.74	98.06	97.98	98.72		
SiO <sub>2</sub> %	75.13	75.21	77.28	78.13	80.01	61.09	60.85	49.85	56.95
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.28	0.62	0.60	0.53	0.71	0.72	0.98	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	14.44	10.00	9.73	8.59	17.19	17.53	16.24	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.79	4.10	3.73	3.66	5.65	5.72	9.91	7.66
MnO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.10	0.10	0.16	0.13
MgO	0.49	0.49	0.18	0.12	0.14	3.50	3.68	8.11	8.96
CaO	0.16	0.16	0.02	0.02	0.02	7.30	7.24	11.86	7.01
Na <sub>2</sub> O	5.13	5.13	0.14	0.13	0.12	3.40	3.17	2.27	2.73
K <sub>2</sub> O	3.49	3.49	7.62	7.49	6.87	0.91	0.85	0.45	1.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.14	0.13	0.17	0.15
Cr ppm			226	105	161	32.3		228	560
Ni			49.6	25.2	36.6	11.9		71.9	203
V			85.4	69.5	55.5	114		264	156
Rb			145	146	138	62.2		8.6	67.2
Ba			1310	1420	1210	218		79.2	328
Sr			53.8	54.1	47.7	283		250	269
Nb			5.8	5.7	6.0	5.2		2.7	5.9
Zr			103	110	105	133		63.4	114
Y			14.2	13.3	11.2	20.9		22.8	19.2
Cu			101	150	219	18.2			
Zn			71.9	107	20.5	57.6			78.6
Ga			6.5	5.5	5.4	16.8			

SiO<sub>2</sub> の等しいものでも MgO が低い (Fig. 4)。珪化岩は主成分元素組成においては流紋岩と区別できない。しかし Nos.22~24 の Na<sub>2</sub>O 及び CaO は流紋岩としても低すぎ、変質によりこれらの元素は除去されたのであろう。

コンパチブル元素のうち Cr・Ni は、マグマから晶出する苦鉄質鉱物に入り易く分化が進むにつれ急激に減少する (e.g., Shiraki, 1978; Turekian, 1978)。古銅輝石安山岩はその高 MgO 量を反映して Cr と Ni も玄武岩と同等な高い値を示す。多くの玄武岩および HMA では Cr はおもにスピネル中に含まれている (e.g. Shiraki, 1997)。しかし古銅輝石安山岩のクロムスピネルは完全に

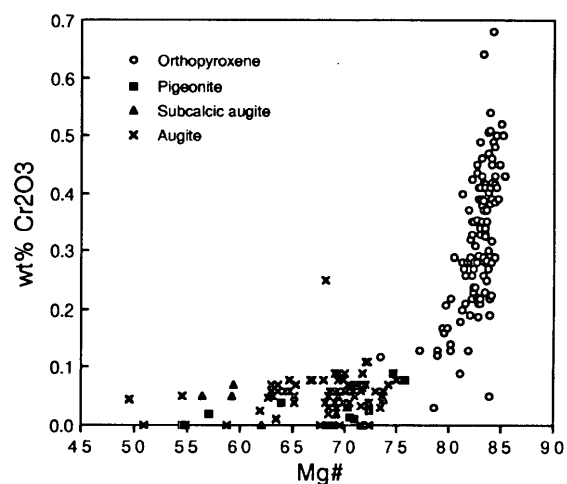


Fig. 5. Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Mg# relations for pyroxene in bronzite andesites from Iriomote-jima.

マグマと反応して消滅し、Fig. 5 に示すように、そのCrの大部分は早期に晶出したMg#80以上の古銅輝石中に存在する。後期に晶出したFe/Mgの高い輝石は、同じ岩石中に含まれているものでも、Crが著しく低い。同様にして、Fe/Mgの高い玄武岩No. 11は、全岩のCr・Ni量が古銅輝石安山岩より低い。西表島の複輝石安山岩は、苦鉄質安山岩に等しいCr・Ni量を示すが、小浜島安山岩Nos.18, 19のCr量は玄武岩およびHMAに匹敵するほど高い。

マグマから結晶分化作用で生じる流紋岩のCr含有量は普通10ppm以下である(Shiraki, 1978)。しかし珪化岩のCr量はHMA～苦鉄質安山岩に相当するほど高く、結晶分化作用によって生じた流紋岩と異なる。珪化岩は古銅輝石安山岩および複輝石安山岩から珪化作用によって生じたものをかなりの割合で含むようにみえる。

バナジウムは磁鉄鉱に入り易くFeと正の相関を示す(e.g., Landergrén, 1974)。鉄に最も富む玄武岩No.11のV含有量が455ppmと最も高いのはこの関係と一致する。

Fig. 6 にインコンパチブル元素について、西表島火山岩と沖縄トラフ玄武岩・硫黄島玄武岩・瀬戸内HMAの中央海嶺玄武岩(MORB)規格化パターンを示す。インコンパチブル元素のうちLarge Ion Lithophile Element (LILE)であるKは、古銅輝石安山岩がむしろ低く、複輝石安山岩のほうが高い。これは変質などによる2次的なものでなく、斜長石晶出時すでにK含有量に差のあったことがFig. 7によって示される。同様にLILEに属するRb・Ba・Srも古銅輝石安山岩が低い。特に古銅輝石安山岩のBaはMORBに相当するほど低い。珪化岩の1000ppmを越える高いBa量は珪化作用に伴って付加されたものであろう。古銅輝石安山岩はLILEにおいて、瀬戸内HMAはもちろん沖縄トラフ玄武岩や硫黄島玄武岩よりも低いことが注意される。

High Field Strength Element (HFSE)であるTi・P・Nb・Zr・Yについては、西表島古銅輝石安山岩は琉球弧の現世の玄武岩(中田, 1986; 氏家ほか, 1986; 1989)や沖縄トラフ玄武岩に比べ一般にやや高く、枯渇した起源マントル

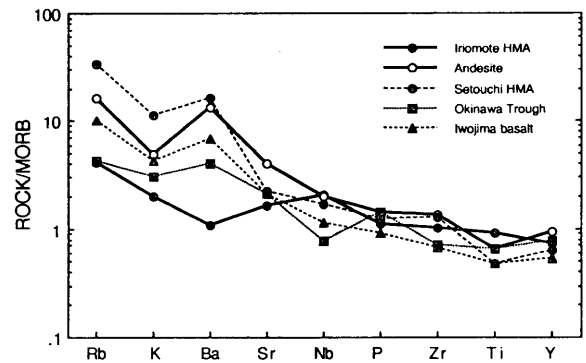


Fig. 6. MORB-normalized incompatible element patterns for Iriomote HMA, andesites from Iriomote-jima and Kohama-jima, Nishi-Setouchi HMA (Shiraki et al., 1991), Okinawa Trough basalt (Ishizuka et al., 1990) and Satsuma-Iojima basalt (Nakada, 1986). MORB normalization values are from Pearce (1983).

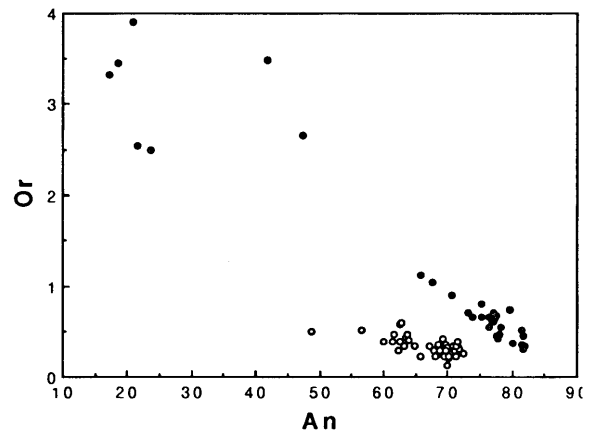


Fig. 7. Or-An relations for plagioclase in bron-zite andesites (open circles) and two-pyroxene andesites (closed circles) from Iriomote-jima and Kohama-jima.

からつくられたとはいえない。これは古銅輝石安山岩がLILEにおいて著しく乏しいことと対照的である。複輝石安山岩は古銅輝石安山岩よりP・Zr・Yが高く、Tiが低い。珪化岩はZrを除くHFSEが古銅輝石安山岩より低い。

火成岩のCu含有量は苦鉄質岩の40~100ppmから珪長質岩の<20ppmに減少する(Wedepohl, 1974)。古銅輝石安山岩のCu量63.1~69.9ppmは平均的な苦鉄質岩の値であり、複輝石安山岩の18.8~32.1ppmも安山岩の値を大きく外れない。しかし珪化岩の値101~219ppmは変質に伴うCuの付加を示すのであろう。

珪化岩には黄鉄鉱の見られることがあり、高那橋南で1993年当時、ボーリングによって少し硫化水素臭のある30~35℃の温泉を掘り当てたことがある。

亜鉛は苦鉄質岩に80~120ppm、安山岩に70ppm、珪長質岩に20~50ppm程度含まれる(Wedepohl, 1972)。美原および高那の露頭から得られた古銅輝石安山岩は89.1~92.7ppmと苦鉄質岩平均値に近いZnをもつが、高那牧場の転石2個は477・494ppmと高く、Znの付加があったことを示す。複輝石安山岩のZn含有量は73.1~97.0ppmとほぼ一定の値を示す一方、珪化岩では20.5~101ppmと大きく変動する。

ガリウムは火成岩の種類による含有量の変化がほとんどない。玄武岩で17ppm、花崗岩で18.5ppmの平均値が報告されている(Burton and Culkun, 1972)。西表島古銅輝石安山岩と複輝石安山岩のGa含有量はこの値よりわずかだけ高い。珪化岩のGa量5.4~6.5ppmは変質により一部のGaが除去されたことを示す。これはまたイオン半径の似ているAlの除去も伴ったようにみえる。

石垣島宮良の古銅輝石安山岩を比較のため分析した。この岩石は甘蔗畑中の10m四方ほどの範囲に高さ約5mの岩塊として突出しており、始新統宮良層中に貫入した岩脈と考えられている(加藤, 1985)。Miki et al. (1990)によって9.6±0.8MaのK-Ar年代が得られている。宮良古銅輝石安山岩は輝石斑晶が少なく、古銅輝石斑晶に富む西表島の古銅輝石安山岩とは異なる。これは化学組成に反映し、Mg・Cr・Niが減少し、Si・Al・Na及びZrとLILEが増加している。なかでも特にBaとRbの増加は著しく、西表島古銅輝石安山岩と同一マグマから導かれたようにはみえない。

## 7. 考 察

西表島由布火山岩類の古銅輝石安山岩は、SiO<sub>2</sub>とMgOに富む高マグネシア安山岩(HMA)である。たいていのHMAは水を含んだマンテルかんらん岩から生じ、水によって運ばれ易いLILEに富んでいる(e.g. Tatsumi et al.,

1986; 白木ほか, 1991; 白木, 1994)。ところが西表島HMAは、HFSEにおいては他の琉球弧玄武岩とあまり異ならないが、LILEに著しく乏しく、背弧海盆玄武岩(BABB)である沖縄トラフ玄武岩よりもやや低い。西表島HMAがLILEに乏しいことは、本岩が水の影響をあまり受けていないことを示すのかもしれない。西表島HMAでは斜長石が単斜輝石(普通輝石)より早く晶出している。水は斜長石の晶出を抑えるから、このことはまた、西表島HMAマグマが斜長石晶出時、水に乏しかったことを示している。

水に乏しい条件下においてHMAをつくるためには極めて低圧における、かんらん岩の融解(e.g. Falloon et al., 1988; Hirose and Kawamoto, 1995)、あるいは上昇してきたマグマとマンテルかんらん岩との反応(e.g. Kelemen, 1995)を必要とする。西表島HMAは、インコンパチブル元素組成において、沖縄トラフのBABBに比較的類似しており、同様なマグマがマンテル浅所においてかんらん岩と反応して生じたのかもしれない。

西表島および小浜島の複輝石安山岩も、西表島HMAとHFSE組成は類似しており、同様なマグマから導かれたとして支障はない。しかし、安山岩はLILEがHMAより高いから、LILEに富む地殻物質の関与がより大きかったものと思われる。

## 8. まとめ

1. 西表島の始新統由布火山岩類の古銅輝石安山岩は溶岩流および凝灰角礫岩中の角礫として産する。
2. 古銅輝石安山岩の全岩K-Ar年代は最も古いものでも22.5Ma(中新世前期前半)を示し、始新世の年代は得られなかった。
3. 古銅輝石安山岩はSiO<sub>2</sub>に対するMgOの高いHMAである。一方、複輝石安山岩は普通の組成の安山岩である。
4. 西表島HMAは玄武岩に相当するCr量をもつが、Crの大部分はクロムスピネルではなく、Mg#80以上の古銅輝石中に含まれる。
5. 西表島HMAは、他の多くのHMAと異



なり水と LILE に乏しく、インコンパチブル元素組成において沖縄トラフの BABB に比較的類似する。

6. BABB マグマとマントルかんらん岩との低圧下の反応はマグネシア質古銅輝石安山岩を生じ、地殻物質との反応は複輝石安山岩をつくった。

謝辞：蛍光X線分析に関しては機器分析センター永尾隆志助教授にたいへんお世話になった。野外調査では愛知教育大学学生、坂元健太郎・新谷有子・中西永理奈・三宅裕子・山田幸絵の諸氏・諸嬢の協力を得た。深く感謝する。

#### 参考文献

- 荒木 裕・中川久夫 (1978) 琉球列島西表島の地質。琉球列島の地質学的研究, 3, 53-60.
- Burton, J. D. and Culkin, F. (1972) Gallium. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) Handbook of Geochemistry. Springer, Berlin.
- Falloon, T. J., Green, D. H., Hatton, C. J. and Harris, K. L. (1988) Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. *J. Petrol.*, 29, 1257-1282.
- Foster, H. L. (1965) Geology of Ishigakishima, Ryukyu-retto. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 339-A, 1-119.
- Gandy, M. K. (1975) The petrology of the Lower Old Red Sandstone lavas of the eastern Sidlaw Hills, Perthshire, Scotland. *J. Petrol.*, 16, 189-211.
- Hanzawa, S. (1935) Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, II, 17, 1-61.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. (1990) A Geologic Time Scale 1989. 263 p. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Hirose, K. and Kawamoto, T. (1995) Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 463-473.
- Ishizuka, H., Kawanose, Y. and Sakai, H. (1990) Petrology and geochemistry of volcanic rocks dredged from the Okinawa Trough, an active back-arc basin. *Geochem. J.*, 24, 75-92.
- 磯崎行雄・西村祐二郎 (1989) 南琉球石垣島のジュラ紀付加コンプレックス富崎層と後期中生代のアジア東縁収束域。地質学論集, 33, 259-275.
- 角縁 進・永尾隆志・今岡照喜・松本徂夫・白木敬一 (1989) 蛍光X線分析装置による岩石中の微量元素の定量。山口大学教養部紀要 (自然科学), 23, 43-54.
- 加藤祐三 (1985) 奄美・沖縄岩石鉱物図鑑。160 p. 新星図書出版, 那覇。
- 加藤祐三・中川久夫 (1985) 西表島。木崎甲子郎 (編) 琉球弧の地質誌, 177-182. 沖縄タイムス社, 那覇。
- Landergren, S. (1974) Vanadium. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) Handbook of Geochemistry. Springer, Berlin.
- 松本徂夫 (1964) 八重山群島西表島における火山岩類。九州大学海外学術調査委員会学術報告, 2, 57-74.
- 松本徂夫 (1983) 琉球列島における新生代火山活動。地質学論集, 22, 81-91.
- Miki, M., Matsuda, T. and Otofujii, Y. (1990) Opening mode of the Okinawa Trough: paleomagnetic evidence from the South Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, 175, 335-347.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52, 535-550.
- 永尾隆志・角縁 進・白木敬一 (1997) 全自動蛍光X線分析装置 (理学/RIX3000) による岩石中の主成分および微量元素組成の定量。山口大

- 学機器分析センター報告, 5, 10-15.
- 中田節也 (1986) 九州に分布する霧島・大山両火山帯岩石の化学組成の比較研究. 火山, 31, 95-110.
- 西村祐二郎・松原 康・中村栄三 (1982) 八重山変成岩類の変成分帯と K-Ar 年代. 地質学論集, 22, 27-37.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-248. Shiva, Nantwich, UK.
- Petersen, J. (1891) Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Miyakeshima. *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, 8, 1-59.
- Poldervaart, A. (1947) The relationship of orthopyroxenes to pigeonite. *Min. Mag.*, 28, 164-172.
- Saito, Y., Tiba, T. and Miyagi, H. (1973) Geology of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Natn. Sci. Mus.*, 6, 9-22.
- 新城竜一・伴 雅雄・斎藤和男・加藤祐三 (1991) 琉球弧に産する高 Mg 安山岩および尖閣諸島の火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, 86, 323-328.
- 篠田良昭・木崎甲子郎 (1976) 八重山群島, 小浜島の地質. 琉球列島の地質学的研究, 1, 37-42.
- Shiraki, K. (1978) Chromium. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin.
- 白木敬一 (1994) ポニナイトとサヌカイトの微量元素の特徴. 山口大学機器分析センター報告, 2, 21-24.
- Shiraki, K. (1997) Geochemical behavior of chromium. *Resource Geol.*, 47, 319-330.
- Shiraki, K. and Matsumoto, Y. (1988) The pyroxene crystallization trend of a magnesian andesite from Iriomote-jima, Ryukyu Islands: a boninite analogue. *J. Geol. Soc. Japan*, 94, 387-390.
- 白木敬一・松本徃夫・副島浩一 (1989) 琉球列島西表島の高マグネシア安山岩. 白木敬一 (編) 日本の高マグネシア安山岩, 53-58.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・角縁 進・松本徃夫 (1991) 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量元素の特徴. 岩鉱, 86, 459-472.
- 白木敬一・山下正樹・中野鉄也・中村清朗・伊藤慎一郎・副島浩一・松本徃夫 (1997) 琉球列島, 西表島産高マグネシア安山岩の微量元素. 日本地質学会西日本支部会報, 111, 14-15.
- 白尾元理・土井宣夫・中川久夫 (1976) 琉球列島石垣島の地質について. 琉球列島の地質学的研究, 1, 21-23.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309.
- Thirlwall, M. F. (1983) Isotope geochemistry and origin of calc-alkaline lavas from a Caledonian continental margin volcanic arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 589-631.
- Tiba, T. and Saito, Y. (1974) A note on the volcanic rocks of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Natn. Sci. Mus.*, 7, 25-30.
- Turekian, K. K. (1978) Nickel. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin.
- 氏家 治・曾屋龍典・小野晃司 (1986) 九州南方, 鬼界カルデラ産火山岩類の主成分および Rb・Sr・Y・Zr 組成と起源. 岩鉱, 81, 105-115.
- 氏家 治・吉田武義・青木謙一郎 (1989) 九州南方, 大隅諸島近辺の火山岩類の光量子放射化分析. 核理研研究報告, 22, 104-116.
- Wedepohl, K. H. (1972) Zinc. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin.
- Wedepohl, K. H. (1974) Copper. *In* Wedepohl, K. H. (ex. ed.) *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin.

Weinschenk, E. (1890) Beiträge zur Petrographie Japans. N. Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol., B-Bd, 7, 133-151.

Wilcox, R. E. (1954) Petrology of Parícutin volcano, Mexico. U. S. Geol. Surv. Bull., 965-C, 281-353.