

ISSN 1346-4272  
CODEN : CCKHA7

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 5/6 2011



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



平成23年

論文

Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam

Shunso Ishihara, Hideo Hirano, Mihoko Hoshino, Pham Ngoc Can, Pham Thi Dung, and Tuan-Anh Tran  
..... 197

物理定数から見た白亜紀—古第三紀花崗岩類— その4. 西南日本内帯

金谷 弘・大熊茂雄 ..... 211

K-Ar ages of adularia at the Koryu epithermal Au-Ag deposit, Hokkaido in Japan

Toru Shimizu ..... 235

1946年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動

梅田康弘・板場智史 ..... 243

---

表紙の写真

北部ベトナムのシンクエン銅鉱山付近の断層帯風景

北部ベトナムには回収可能な量の磁鉄鉱・金を含む貴重なシンクエン銅鉱床がある。2006年の開山であるから、オープンピット採掘、鉱石などの搬送にはベルトコンベアを多用し、この写真でわかるように明るい近代的な鉱山である。鉱床は、インド大陸の北上とユーラシア大陸との衝突によって生じた北西系の大断層、レッドリバー断層群内の苦鉄質火成変成岩類に、ほぼ垂直に胚胎する黄銅鉱 - 磁鉄鉱 - 褐簾石レンズ鉱体から構成される。写真右下の川はレッドリバーの支流の一つ。断層群は写真の山麓を左右に走っている。2009年秋撮影。

(写真・文：石原舜三)

Cover page

Fault scarf of the Red River Fault at the Sin Quyen mine area, northern Vietnam

The Sin Quyen copper deposits, opened in 2006, are located at the fault scarf of the Red River Fault in the northern Vietnam, which runs from right to left in this picture. The ores are open pitted and transported mostly by belt conveyor system, and chalcopyrite, magnetite and gold are extracted. The ores containing abundant allanite occur as lens shape in mafic metamorphic rocks intruded by granitic dikes. Photographed in autumn 2008.

(Photograph and Caption by Shunso Ishihara)

## Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam

Shunso Ishihara<sup>1,\*</sup>, Hideo Hirano<sup>1</sup>, Mihoko Hoshino<sup>1</sup>,  
Pham Ngoc Can<sup>2</sup>, Pham Thi Dung<sup>2</sup>, and Tuan-Anh Tran<sup>2</sup>

Shunso Ishihara, Hideo Hirano, Mihoko Hoshino, Pham Ngoc Can, Pham Thi Dung, and Tuan-Anh Tran (2011) Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62 (5/6), p. 197- 209, 6 figs, 2 tables, 2 plates.

**Abstract:** Selected ores from the Sin Quyen allanite-rich Au-bearing chalcopyrite-magnetite deposits were studied microscopically and chemically. The ore minerals tend to occur along the NW-SE-trending sheared zone of altered host rocks; yet the ore minerals show no stress effect, implying the mineralization later than the regional shearing. The ore minerals occur associated with the metasomatic minerals consisting mainly of clinopyroxene, hastingsite, allanite, epidote, biotite, titanite, carbonate minerals and rarely quartz. Allanites containing almost all of the rare earth element (REE) components of the ores occur in disseminated manner and are euhedral to subhedral. The mineral is an early crystallized mineral replaced by magnetite and chalcopyrite. The allanite contains around 16 wt.% REE and is low in mafic components having chemical composition of Mn-poor type, which tends to occur in the magnetite-series granitic rocks in Japan. The REE components could have been derived from an oxidized alkaline granitic activity of mid-Tertiary. Both chalcopyrite and magnetite are well separated by the mineral dressing, and all the allanites moved to the tailings. Therefore, the tailing pond turns out to be an excellent LREE reservoir in future.

**Keywords:** Sin Quyen, allanite, chalcopyrite, hastingsite, magnetite series

### 1. Introduction

Au-bearing chalcopyrite-magnetite deposits of the Sin Quyen mine in North Vietnam are a new modern mine open-pitted since 2006. The ore deposits, hosted by altered amphibolite and biotite gneisses within highly deformed and metamorphosed sediments of the Proterozoic Sin Quyen Formation, were formed in a wide fault zone of the Song Hong (Red River) Fault (Figs. 1 and 2), which acted as a channel for pre-mineralization magmatic and post-mineralization hydrothermal activities (McLean, 2001).

Au-bearing chalcopyrite-magnetite deposits occur in lens shape with clinopyroxene, hastingsite, allanite, epidote, biotite, titanite and some quartz in altered parts of the amphibolite intrusion and gneisses of the Sin Quyen Formation with some granitic dikes (Fig. 3). Similar mineralizations are observed in and around the Sin Quyen Formation along the NW-SE fault zone; namely the major ones of Vi Kem, Nam Chac, Suoi Thau and Ban Vuoc (Fig. 2), and more than 10 mineral localities,

besides Sin Quyen mine (Bui *et al.*, 2004).

The Sin Quyen mine is composed of the largest base-metal deposits rich in allanite of hydrothermal origin in North Vietnam (Fig. 1). For the confirmed ore reserves, two sources are available: one by ESCAP (1990), while the other by McLean (2001), as follows:

ESCAP (1990): 551,000 tons Cu, with the cut-off grade of 0.3% Cu and the minimum width of the ore bodies 1 m. Besides, the following economic components are contained: 334,000 tons REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 843,000 tons S, 34.7 tons Au and 25.3 tons Ag.

McLean (2001): 480,000 tons Cu from 52,800,000 tons ore with the average grade of 0.91 % Cu and the cut-off grade of 0.5% Cu. Besides, REE ores (Ce, La, Pr, Nd) of 370,000 tons containing an average of 0.7 % REE; magnetite ores of 2,850,000 tons with the average Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> grade of 5.4%, and 23.2 tons gold from the average grade of 0.44 g/t Au.

The ore deposits are unique containing abundantly REE, which is rather unusual in base metal ore deposits (Giere, 1996). REE-rich lead-zinc deposit is also

<sup>1</sup>AIST, Geological Survey of Japan

<sup>2</sup>Institute of Geological Sciences, Vietnamese Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

\* Corresponding author: S. ISHIHARA, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: s-ishihara@aist.go.jp

known at the Na Son mine near Ha Giang of the northernmost Vietnam (Fig. 1, Ishihara *et al.*, 2009). Therefore, it is a common feature of the North Vietnam to have REE minerals in the base metal ore deposits, and it is our interest to describe mode of occurrence of the REE-minerals in base metal deposits and its migration during the ore processing.

The senior author had an opportunity to visit the Sin Quyen mine and collected representative ores from the open pit in 2009. This paper describes briefly petrography and chemistry of these interesting base metal ores, and the ore geneses are considered. The tailings of these ores were also analyzed chemically, in order to know migration of the REE minerals during the ore dressing.

## 2. Geological background

Geological background of North Vietnam is briefly given in RIGMR (2006) and Ishihara *et al.* (2009). The Sin Quyen ore deposits occur along the NW-SE trending Sin Quyen Fault, which is a part of the Red River Fault zone. The rock constituents around the ore deposits are divided into, from the southwest to the northeast, the Proterozoic Lung Po Formation and Sin Quyen Formation, and Phanerozoic (Cambro-Ordovician) sediments (Fig. 2). These rocks are intruded by two large granitic units of the Po Sen (751-760 Ma U-Pb, SHRIMP) and Muong Hum intrusive bodies (Bui *et al.*, 2004), and small unit of the Dien Bien Phu intrusion (McLean, 2001).

The Proterozoic metamorphic rocks with an amphibolite metamorphic grade are divided into the oldest unit of the Lung Po formation and conformable upper unit of the Sin Quyen Formation (Fig. 2). The Sin Quyen Formation consists of biotite-muscovite-graphite-quartz gneisses in the lower unit and graphite-poor felsic gneisses in the upper unit. The schistosity tends to trend in NW-SE direction and dip generally toward NE direction. Many mafic and felsic dikes or sheets, called amphibolite or leucogranite, both have unknown ages in the strict sense, are intruded into the Sin Quyen Formation (Fig. 3). The Sin Quyen Formation is conformably overlain by the Cambro-Ordovician sediments around its northeastern margin (Fig. 2).

Intrusive rocks of the Sin Quyen mine area vary in age from Proterozoic (1,700 Ma, Bui *et al.*, 2004) to Phanerozoic. The Proterozoic rocks are composed of small bodies of altered amphibolites, with amphibole (66 vol.%), plagioclase (19 vol.%), biotite (6 vol.%) and accessory titanite, epidote, apatite, chlorite, calcite and sericite. These altered amphibolites are intimately associated with the chalcopyrite-magnetite mineralization of especially high-grade ore zones (Fig. 3). The granites also occur as dikes or lenses, which contain enclaves of amphibolite and biotite gneiss. The granites are said rich in plagioclase (McLean, 2001); therefore, these Proterozoic mafic and granitic rocks turn out to belong to a juvenile-type of magmatism, although the Proterozoic age has to be reconfirmed by precise age dating.

Younger granitoids, called Dien Bien Phu Complex,

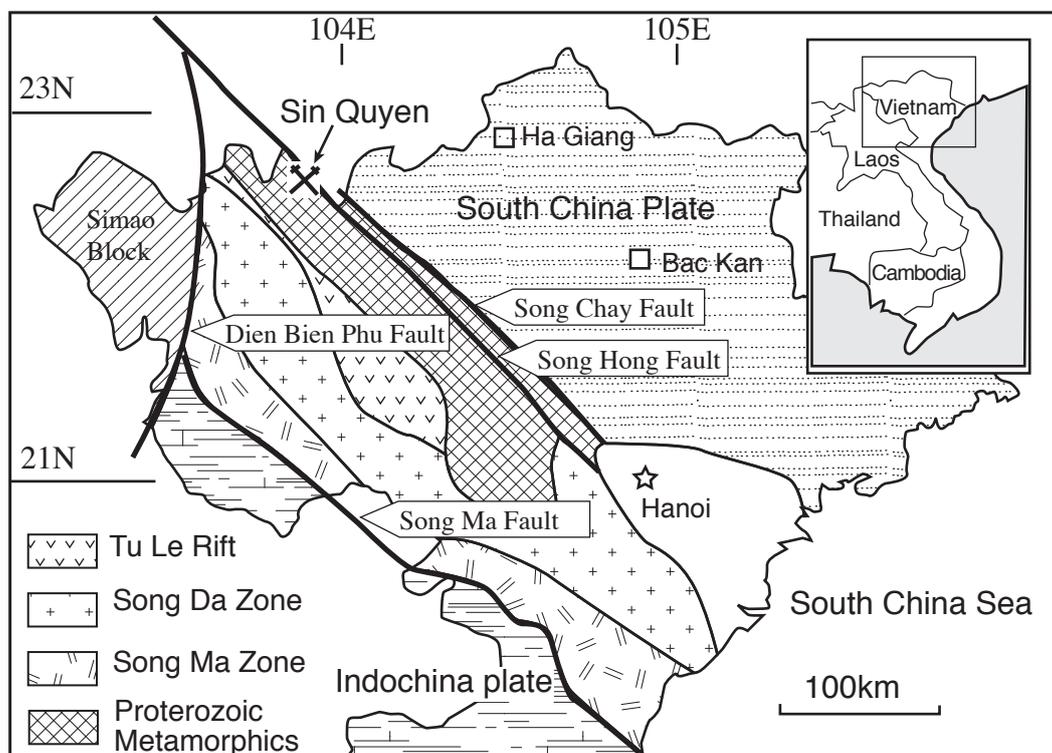


Fig. 1 Tectonic setting of the northernmost Vietnam and location of the Sin Quyen deposit. Modified from Ishihara *et al.* (2009).

which occur in small stock-size bodies in NW-SE direction (Fig. 2), have been assigned to Permian in age. McLean (2001) reported a petrographic character of plagiogranite containing much plagioclase (63 vol.%), besides quartz (26 vol.%) and biotite (6 vol.%). Therefore, all the intrusive rocks of the Sin Quyen mine area are said products of a juvenile-type of magmatism. Leucogranite we observed in the open pit, however, is a normal leucogranite containing abundant K-feldspar and the bulk contents of 4.09 % K, 2.32 % Na and 0.71 % Ca (Table 1). Age of the granitic rocks may be variable, and more age determination is needed on these intrusive rocks.

Toward west of the Sin Quyen mine, Bui *et al.* (2004) described two large intrusive bodies of the Po Sen calc-alkaline granitoids and Muong Hum alkaline granitoids, and Cambro-Ordovician ages are given for them (Fig. 2). However, the latest Precambrian age of 751 Ma (U-Pb, SHRIMP) was given to the Po Sen pluton, and Paleogene K-Ar ages of 30-36 Ma were given to mica minerals from the Muong Hum alkaline pluton (Hayashi *et al.*, 2009). Therefore, systematic re-examination of their intrusion ages is necessary for the granitoids of the whole region.

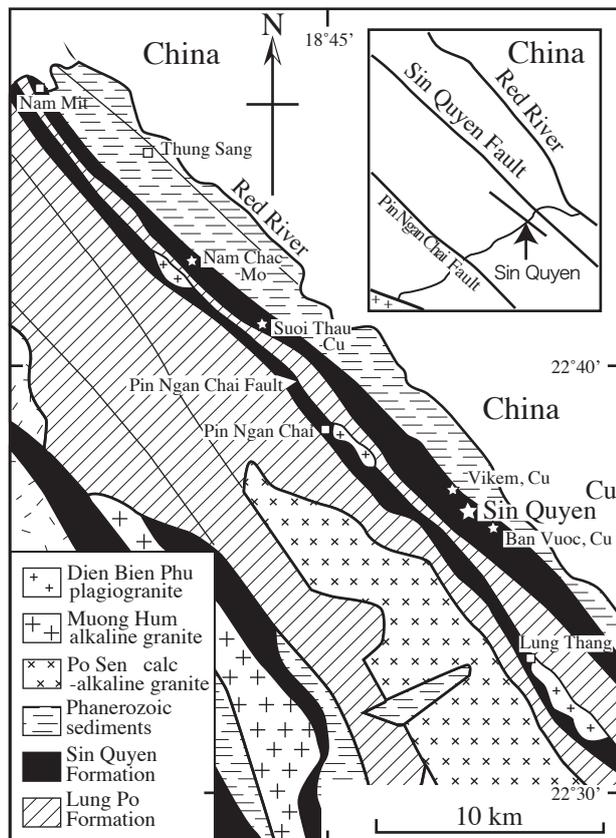


Fig. 2 Geological map of the Sin Quyen mine area. Modified from McLean (2001) and Bui *et al.* (2004). Star indicates copper deposits and occurrence.

### 3. Field and microscopic studies

Representative ores and granitic dike were observed at 64 mL of the East pit of the Sin Quyen mine, and a part of the collected samples are shown in Plate I. The granite appears to be dike in form and seems of pre-mineralization stage, but is not generally mineralized (Plate IA). The main ore minerals of magnetite and chalcopyrite tend to occur with green silicates composed of pyroxene-amphibole and allanite-epidote group minerals, besides original felsic host gneisses (Plate IB, C, D). The magnetite and sulfides are locally very abundant (Plate IE, F).

#### 3.1 Leucogranite

This leucogranite is fine to medium grained (Plate IA), but shows a heterogeneous recrystalline texture under the microscope (Plate IIA). This rock seems to be once crushed by regional shearing, then recrystallized. The leucogranite is weakly porphyritic having the phenocrysts of K-feldspar up to 5 mm and albite up to 1.5 mm in diameter, filled with fine aggregates of quartz, albite, K-feldspar and biotite. The phenocrystic K-feldspar shows generally microcline texture, clean-looking

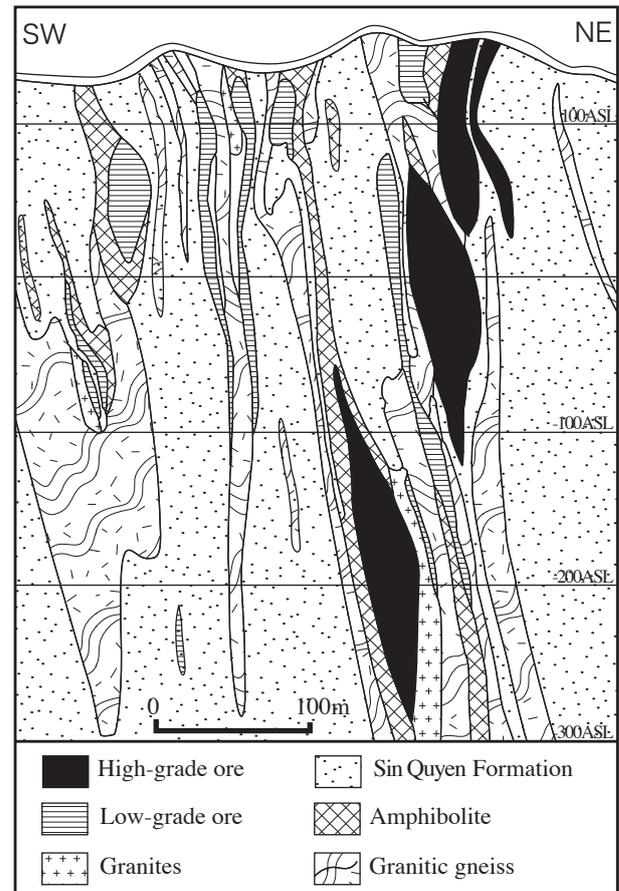


Fig. 3 Northeast-southwest profile of the Sin Quyen ore deposit (after McLean, 2001).

Table 1 Chemical compositions of the ores and tailings of the Sin Quyen mine, North Vietnam. Cpx: clinopyroxene, Mt: magnetite.

Analyte Symbol	LRREE	HRREE+Y	Fe	Mn	Mg	Cu	As	Zn	Ga	Cd	Co	Ni	Al	Ca	Na	K	Rb	Pb	Sr	Ba
Unit Symbol	ppm	ppm	%	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0	0	0.01	1	0.01	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.5	0.01	0.01	0.001	0.01	0.2	1	0.2	1
57 Cu concentrates	1587	28	28.9	201	0.17	209000	<0.1	727	4	6.0	320	142	0.81	0.51	0.22	0.20	17	107	22.5	7
56 Fe concentrates	3887	40	67.7	311	0.14	476	3	33	32	0.2	33	21	1.05	0.49	0.29	0.23	19	66	29.8	52
3035 Fine granite	166	26	1.2	327	0.13	12.9	1	36	21	0.2	15	2	8.07	0.71	2.32	4.09	132	19	175	1100
20 Magnetite ore	17088	160	39.4	1020	0.70	3900	18	79	34	0.2	108	51	4.28	5.29	0.89	0.60	15	45	66.2	40
3031 Mt-cp ore	54978	484	29.5	338	0.26	27600	12	98	30	0.8	61	35	4.45	2.76	1.29	0.30	27	18	154	27
41 Cp-Mt ore	34410	284	25.2	1170	0.87	9110	88	247	36	1.8	71	32	6.84	6.07	1.58	1.24	102	48	143	217
19 High-grade Cu ores	8579	159	19.4	875	1.15	42300	7	235	35	1.3	141	35	5.68	3.98	1.35	1.72	118	69	125	35
42 Cp skarn ore	7869	177	21.8	1900	1.04	11300	<0.1	154	23	0.7	120	69	4.33	11.50	1.00	0.28	7	52	106	25
21 Cp skarn ore	7158	119	15.0	1680	0.82	14900	24	164	39	0.8	45	15	9.08	11.80	2.51	0.41	9	50	218	56
39 Cp-Mt green ore	2833	65	20.1	927	1.85	17600	16	156	23	0.7	52	24	7.32	3.92	1.54	3.17	183	79	201	127
40 Cp-mt green rock ore	2650	78	17.1	628	0.99	13900	19	86	29	0.5	42	15	7.92	2.78	3.64	1.64	125	50	211	245
3034 Cp green rock ore	1764	111	11.6	1220	1.26	8160	<0.1	63	21	0.4	76	31	5.77	7.02	0.24	0.23	6	20	238	23
55 Cp-epidote skarn	8463	149	13.1	921	1.41	1100	68	1950	27	17.8	49	32	8.11	4.32	2.80	1.70	117	328	213	380
3036 Epidote skarn	13	17	15.5	4360	2.49	113	<0.1	139	14	0.4	17	14	1.82	9.13	0.30	0.38	11	59	11.6	86
Average of the ores	13255	164	21	1367	1	13635	32	306	28	2	71	32	6	6	2	1	65	74	153	115
83 Tailing	6664	113	12.2	872	1.38	235	11	49	23	<0.1	35	22	6.51	3.60	2.43	1.71	110	15	180	308
84 Tailing	6971	118	11.3	834	1.24	234	10	59	23	<0.1	28	17	6.70	3.56	2.54	1.38	75	16	174	266
85 Tailing	6955	117	11.2	879	1.28	194	3	46	22	<0.1	31	19	6.85	3.71	2.46	1.71	98	12	178	296
86 Tailing	7333	118	11.1	856	1.24	207	4	45	22	<0.1	31	19	6.63	3.82	2.56	1.68	98	16	183	305
87 Tailing	6471	114	11.8	899	1.36	202	7	53	24	<0.1	34	21	7.02	3.48	2.42	1.81	106	18	169	304
88 Tailing	7636	125	12.2	901	1.29	233	<0.1	47	22	<0.1	33	20	6.91	4.01	2.60	1.81	103	13	193	314
89 Tailing	5505	91	11.1	878	1.05	203	7	42	22	<0.1	31	19	4.17	3.66	2.23	1.43	55	11	169	259
90 Tailing	5012	91	10.3	840	1.09	191	5	64	22	<0.1	26	15	5.28	3.38	2.40	1.50	63	11	167	270
91 Tailing	5957	97	10.8	837	1.25	170	6	55	24	<0.1	31	20	6.12	3.38	2.38	1.73	112	11	171	312
92 Tailing	7077	116	12.3	843	1.27	235	2	44	22	<0.1	33	20	6.49	3.77	2.37	1.73	102	11	176	296
93 Tailing	7114	120	11.7	851	1.25	267	3	64	21	<0.1	30	18	6.68	3.81	2.47	1.68	92	14	177	285
94 Tailing	6692	116	11.7	865	1.27	238	5	56	22	0.2	31	18	6.76	3.67	2.37	1.70	91	19	168	281
95 Tailing	7114	121	13.1	943	1.34	275	<0.1	59	23	0.2	35	21	7.04	3.86	2.53	1.75	99	19	181	301
96 Tailing	6396	110	11.9	882	1.29	187	3	54	23	<0.1	33	22	7.23	3.72	2.48	1.92	114	17	181	321
97 Tailing	6708	114	12.8	894	1.41	290	4	53	25	<0.1	33	21	7.30	3.72	2.87	1.83	109	21	194	313
98 Tailing	6955	119	13.1	913	1.42	230	6	62	23	<0.1	32	20	7.29	3.73	2.63	1.71	97	24	176	298
99 Tailing	7090	120	12.9	900	1.39	250	4	52	23	<0.1	31	20	6.85	3.99	2.61	1.73	99	24	188	288
100 Tailing	2509	45	10.8	785	0.99	200	3	48	21	<0.1	27	17	2.70	2.99	2.31	1.46	26	18	146	268
Average of the tailings	6453	109	12	871	1	225	5	53	22	0	31	19	6	4	2	2	92	16	176	294

Table 1 Continued.

Analyte Symbol	S	In	Bi	Ag	Sb	Se	Li	Be	V	Cr	Cs	Ge	Zr	Hf	Nb	Ta	Te	Sn	W	Mo	Th	U
Unit Symbol	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.1	0.02	0.05	0.1	0.1	0.5	0.1	1	0.5	0.05	0.1	1	0.1	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.1	0.1	0.1
57 Cu concentrates	n.d.	3.8	8.0	10.1	2.3	10.3	2.6	0.9	18	25.2	1.52	0.5	8	0.2	8.9	<0.1	10.3	61	<0.1	11.3	5.8	26.4
56 Fe concentrates	n.d.	0.1	2.4	0.21	2.4	1.1	2.8	0.6	308	96.8	1.38	2	10	0.3	10.3	<0.1	0.1	10	<0.1	7.2	8.8	50.7
3035 Fine granite	n.d.	<0.1	0.1	<0.05	<0.1	0.7	6.1	1.5	<1	29.8	1.43	1.1	3	<0.1	5.1	0.2	0.1	3	25.0	<0.1	11.9	2.1
20 Magnetite ore	n.d.	0.6	1.1	0.19	0.5	2.3	6.4	6.1	242	70.3	1.83	3.5	7	0.4	15.8	<0.1	2.1	52	20.5	0.4	58.0	36.3
3031 Mt-cp ore	3.39	0.4	2.6	0.95	0.2	5.9	5.5	1.3	218	29.2	2.14	13.3	22	0.6	12.1	0.2	2.8	25	8.0	0.7	90.0	28.5
41 Cp-Mt ore	n.d.	0.7	0.1	0.38	0.7	3.7	15.1	6.9	200	70.0	11.30	7.8	14	0.5	37.9	<0.1	1.1	55	<0.1	1.2	90.0	29.1
19 High-grade Cu ores	n.d.	1.6	1.8	2.10	0.7	3.4	17.9	7.7	142	119.0	5.72	2.5	8	0.3	10.4	<0.1	0.2	75	28.1	1.1	46.7	70.1
42 Cp skarn ore	n.d.	1.1	0.4	0.34	0.5	3.6	3.7	5.2	113	47.8	0.22	1.9	16	0.8	42.7	<0.1	0.5	62	<0.1	1.5	26.8	55.4
21 Cp skarn ore	n.d.	1.4	0.1	0.37	0.6	2.1	4.0	5.8	91	19.8	0.26	2.3	17	0.7	58.7	1.4	1.1	124	16.4	0.9	26.9	39.6
39 Cp-Mt green ore	n.d.	0.3	0.9	0.98	4.3	1.6	38.2	4.0	137	101.0	6.24	1.5	27	0.6	10.7	<0.1	0.3	20	<0.1	54.8	14.7	35.6
40 Cp-mt green rock ore	n.d.	0.4	0.3	0.61	0.9	1.5	22.8	3.7	86	44.3	6.58	1.0	16	0.5	23.2	0.6	1.1	36	<0.1	1.5	20.3	81.8
3034 Cp green rock ore	3.12	0.4	0.5	0.29	0.2	2.7	3.2	6.9	97	63.0	0.13	2.1	17	0.7	64.7	0.5	0.7	19	30.5	0.8	11.0	17.8
55 Cp-epidote skarn	n.d.	0.7	2.2	2.23	38.8	2.0	23.4	4.4	122	59.5	5.98	2.7	85	2.3	42.4	0.2	0.5	29	<0.1	37.5	26.1	71.0
3036 Epidote skarn	0.03	0.4	1.5	0.14	<0.1	1.1	3.9	9.0	63	13.3	1.00	0.7	15	0.5	9.1	0.2	0.3	87	14.1	0.3	2.2	2.9
Average of the ores	2	1	1	1	5	3	13	6	137	58	4	4	22	1	30	1	1	53	20	9	38	43
83 Tailing	0.79	0.2	1.0	<0.05	0.1	1.8	18.7	4.0	78	48.0	5.07	2.0	11	0.3	52.0	1.0	0.6	32	1.5	0.2	17.2	65.1
84 Tailing	0.71	0.2	0.8	<0.05	<0.1	1.9	13.6	3.8	64	44.1	3.77	1.7	9	0.4	47.0	0.9	0.4	31	0.7	0.5	18.1	52.9
85 Tailing	0.71	0.2	0.6	<0.05	<0.1	1.8	16.0	3.8	69	41.5	4.68	1.7	9	0.4	49.2	1.0	0.5	32	0.9	0.1	18.8	63.6
86 Tailing	0.72	0.2	0.8	<0.05	<0.1	1.9	16.1	4.0	69	43.2	4.49	1.9	9	0.3	47.2	0.9	0.4	32	0.8	0.2	18.6	66.0
87 Tailing	0.79	0.2	0.7	<0.05	<0.1	1.7	17.4	3.5	67	47.6	5.34	1.8	10	0.3	51.3	1.0	0.4	32	1.2	0.3	18.0	63.4
88 Tailing	0.75	0.3	0.6	<0.05	<0.1	2.3	17.6	4.0	77	45.2	4.84	2.0	9	0.4	49.0	1.0	0.4	33	0.8	0.3	19.3	72.1
89 Tailing	0.71	0.2	0.5	<0.05	<0.1	2.2	14.4	3.5	71	38.0	3.52	2.8	10	0.3	48.8	1.0	0.3	34	0.7	0.2	11.3	58.6
90 Tailing	0.64	0.2	0.5	<0.05	0.1	1.6	15.9	3.6	65	48.0	3.87	2.8	8	0.3	44.2	0.9	0.3	30	0.8	0.2	11.5	53.3
91 Tailing	n.d.	0.2	0.6	<0.05	<0.1	1.7	18.5	3.6	75	48.2	5.34	1.4	10	0.3	50.6	1.0	0.5	30	1.0	0.2	15.2	57.5
92 Tailing	n.d.	0.2	0.6	<0.05	<0.1	2.3	17.3	4.0	75	48.2	4.68	1.6	10	0.3	47.7	0.9	0.4	31	1.5	0.2	17.9	56.7
93 Tailing	0.63	0.2	1.6	<0.05	<0.1	2.6	15.6	3.6	72	42.2	4.15	1.8	9	0.3	47.3	1.0	0.4	30	0.8	0.2	18.4	54.9
94 Tailing	0.71	0.2	0.7	<0.05	<0.1	1.7	15.1	3.4	72	44.7	4.45	2.0	10	0.3	51.7	1.0	0.4	37	0.9	0.1	18.0	57.5
95 Tailing	0.70	0.3	0.8	<0.05	<0.1	2.1	16.9	3.9	74	45.8	4.54	2.1	9	0.3	56.2	1.1	0.4	32	1.2	0.9	19.0	59.8
96 Tailing	0.69	0.2	0.5	<0.05	<0.1	2.0	19.2	4.0	77	48.3	5.48	2.3	11	0.4	49.7	1.0	0.4	30	1.4	0.2	17.4	60.5
97 Tailing	0.67	0.2	0.5	<0.05	<0.1	2.0	18.7	4.1	79	48.7	4.81	2.0	10	0.3	53.8	1.0	0.3	32	1.0	0.2	17.2	56.6
98 Tailing	0.64	0.3	1.2	<0.05	<0.1	1.7	16.7	3.7	76	47.8	4.78	2.1	9	0.3	50.2	1.0	0.6	33	0.8	0.2	19.1	57.6
99 Tailing	0.69	0.2	0.5	<0.05	<0.1	2.6	17.0	4.0	74	47.5	4.50	2.1	9	0.3	48.3	0.9	0.4	33	0.8	0.2	17.9	63.4
100 Tailing	0.57	0.2	0.7	0.16	<0.1	1.2	14.9	3.0	63	39.8	3.15	2.8	7	0.3	44.2	1.0	0.4	27	1.2	0.1	2.5	38.2
Average of the tailings	1	0	1	0	0	2	17	4	72	45	5	2	9	0	49	1	0	32	1	0	16	59

with no clay minerals, but contains inclusions of albite and quartz. Albite in the groundmass is not clean, containing minute sericite and clay minerals. Quartz shows a myrmekitic intergrowth with albite in some places.

Among minor minerals, garnet is subhedral to euhedral and surrounded by albite, biotite and quartz. The garnet contains grains of deformed biotite and quartz within the crystals. Therefore, the garnet is considered formed during the recrystallization stage after regional shearing. Few grains of allanite, 0.1 to 0.2 mm in length, occur as reddish brown columnar crystals. The other accessory minerals are apatite, monazite, rutile (?), iron sulfides, calcite and magnetite. Magnetite is very small amount occurring as a massive form or needle-shaped crystals along cracks, which could be formed in the later hydrothermal stage.

### 3.2 Banded ores

The ores are often banded by felsic zone composed of detrital and recrystallized quartz and feldspars, and dark greenish zone containing pyroxene, amphibole, biotite and allanite-epidote (e. g., Plate IIB). The color becomes blackish, when magnetite is abundant. Epidote without ore minerals shows clean yellowish green color (Plate IC). One of such rocks of No. 3034 is composed of alternation of epidote (50 vol.%) and quartz (30 vol.%), together with amphibole (10 vol.%), allanite (5 vol.%), titanite (5 vol.%), apatite (2 vol. %) and calcite (1 vol.%) under the microscope. Epidote is yellowish green and granular in shape having grain size of 0.05 to 0.1 mm. Titanite is wedge-shaped and less than 0.15 mm in size. Quartz is anhedral and less than 0.5 mm in size, showing wavy extinction weakly. Apatite tends to occur in quartz-rich part of the rock.

The sample No. 3036 is massive pyroxene rock, composed mainly of clinopyroxene, which is partly replaced by bluish green amphibole. The clinopyroxene is less than 5 mm in size and has distinct cleavages in three directions. The color is partly yellowish green along the cleavages. The optic angle is large as  $2V(+)=70^\circ$ , indicating possibility of aegirine-augite. Amphibole has needle to columnar shape of subhedral crystals with the color of bluish green ( $Z'$ ) and yellow ( $X'$ ), which is supposed to be hastingsite. Secondary carbonate is fairly abundant, while quartz is minor mineral.

### 3.3 Massive ores

The massive ores are generally dark colored and high-grade compared with the banded ores, and occur in green banded rocks, composed of hastingsite (up to 50 vol.%), biotite (30 vol.%), allanite (10 vol.%), epidote (5 vol.%), magnetite (5 vol.%) and chalcopyrite (3 vol.%). Biotite occurs in fine grained platy crystals and has  $Z$ -color of greenish brown. Allanite is often

twinned and zoned with distinct pleochroism (Plate IIB). The pleochroism is reddish brown to greenish yellow in the core but pale yellow at the rim. Biotite next to the allanite has a weak radioactive halo.

Magnetite is 0.5 to 2.0 mm in size and subhedral to anhedral and occurs associated with allanite (Plates IIB, E). Magnetite contains inclusions of biotite and allanite, so that it is crystallized later than these silicates. No later hematitization is observed over margin and cleavage of the magnetite crystals. Chalcopyrite is 0.2 to 1.0 mm in size and anhedral, filling among the earlier crystallized minerals of allanite, magnetite and pyrrhotite (Plate IIE, F).

## 4. Chemical characteristics

Eleven selected ores, two concentrates (Nos. 56, 57), eighteen tailings (Nos. 83-100) and one leucogranite (No. 3035) were analyzed by ICP-MS after a complete digestion with HF, HClO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub> and HCl, except for F, which was analyzed by SIE (Specific Ion Electrode) method. Sulfur was analyzed by infrared method. All the analyses were performed at the Activation Laboratories, Ancaster, Canada. The results are shown in Table 1. Both the ores and tailings are quite different from those of base metal deposits occurring in the sedimentary terrain of North Vietnam reported by Ishihara *et al.* (2010a, b), which are poor in copper, but rich in zinc and lead.

### 4.1 General remarks

The studied ores contain 11.6 to 39.4 wt.% Fe. Referring their magnetic susceptibility values measured by a portable device, the Fe contents higher than 15 wt.% Fe appear to have both oxide and silicate iron, which are typically shown by the high-grade Cu and REE ores in Table 1. The highest value of 39.4 wt.% Fe was obtained from magnetite-allanite (1.7 wt.% REE) ore (No. 20, Table 1). The Cu contents generally vary from 0.1 to 4.2 wt.%, and Pb-Zn contents are very low, less than a few hundreds ppm. Total REE+Y contents range from 0.2 to 6 wt.% (Table 1), and the LREE/HREE+Y ratios vary from 16 to 121, except for the epidote-dominant rock (No. 3036) of 0.8. The leucogranite is not high in the REE content and has 6.4 LREE/HREE+Y ratio.

Among minor elements, U contents are as high as 18-82 ppm and Th contents are low relative to the U contents. Thus, the U/Th ratios are much higher than 0.25 of common granitoids (e.g., Ishihara *et al.*, 1969). Tin and tungsten contents of the ores are relatively high in the chalcopyrite-magnetite ores, as 19-124 ppm Sn and <0.1-30.5 ppm W. Mo is sporadically high up to 55 ppm Mo. Indium contents are very low (<1.6 ppm In), unlike lead-zinc deposits of North Vietnam (Ishihara *et al.*, 2010a, b).

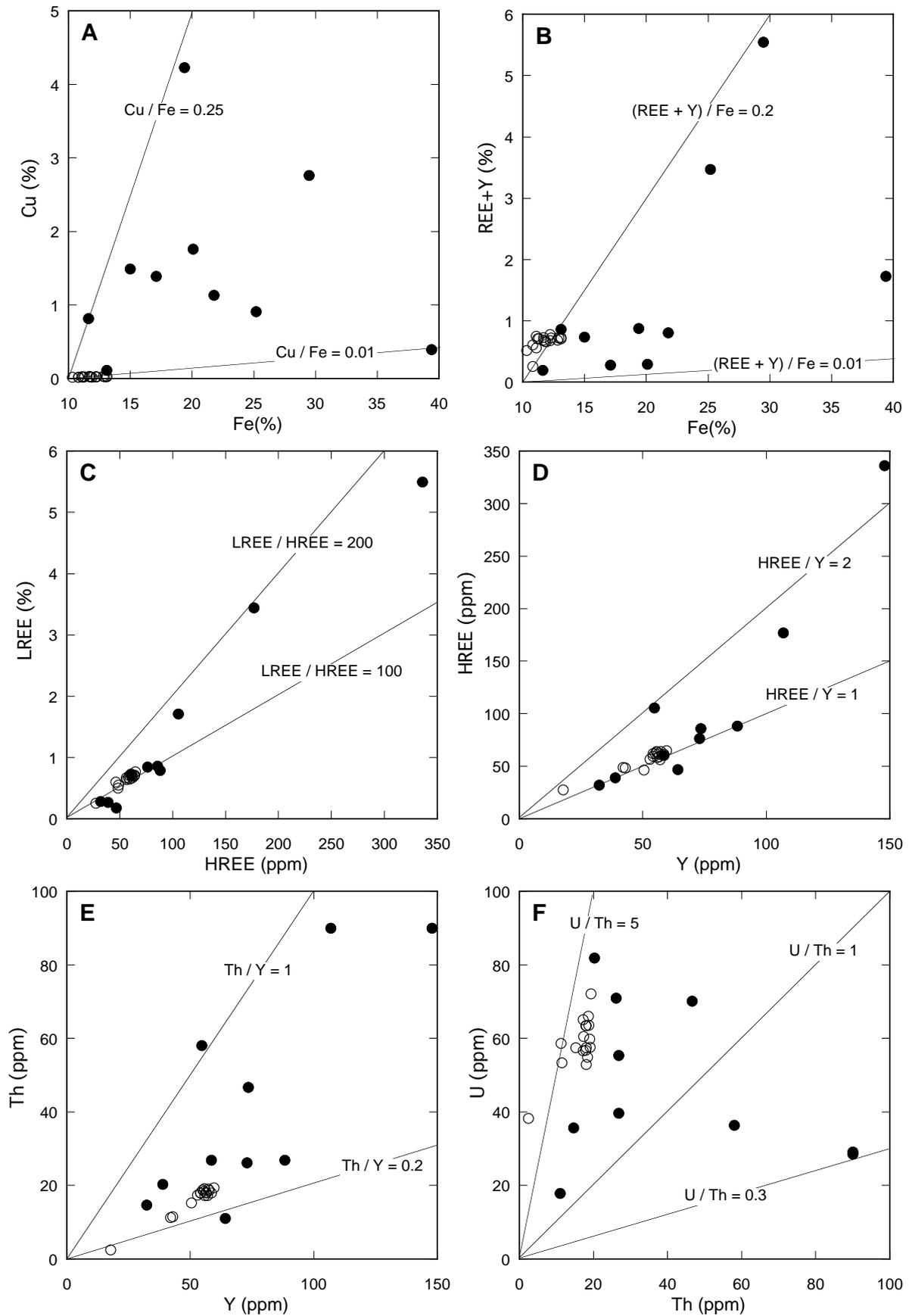


Fig. 4 Binary diagrams of selected components of the Sin Quyen ore deposits. ●: Ores, ○: Tailings.

#### 4.2 Binary diagrams

Binary diagrams of the major ore components are shown in Fig. 4. Cu and Fe ratio varies from 0.01 to 0.25 in the ores, but very low in the tailing (Fig. 4A). The Cu contents of the tailings decrease to the 290-170 ppm level (Table 1), implying that chalcopyrite was well separated out by the flotation into the copper concentrates. The other chalcophile elements, such as arsenic, zinc, cadmium, cobalt, indium, bismuth, silver, antimony and molybdenum (Table 1), are also moved together with the copper sulfides. Therefore, sulfur contents of the tailings are only around 0.57-0.79 % S (Table 1).

REE+Y contents are briefly correlated with Fe content in the ores, with the (REE+Y)/ratio from 0.01 to 0.2 (Fig. 4B), implying that both the components were derived from the same ore solution. A large difference of these two diagrams is seen on the tailings. The tailing samples decrease in Fe contents to around 10-13 wt.% Fe, implying the magnetite and chalcopyrite have been separated out (Fig. 4A). Yet, those of REE+Y contents, which are various amounts in the ores but being at 7,000-8,000 ppm level in the tailings (Fig. 4B), indicating that almost all of the REE-holding allanites have been moved to the tailings.

Good positive correlations have been observed between LREE and HREE with their ratio 200 or less (Fig. 4C). Positive correlation between HREE and Y is also good with their ratio around 1-2 (Fig. 4D), reflecting their geochemical affinities. A positive correlation is less distinct between Th vs. Y diagram (Fig. 4E). The

Th/Y ratio varies between 0.2 and 1 (Fig. 4E). Uranium is enriched in the Sin Quyen ores and has U/Th ratio over 1 (Fig. 4F), which is much higher than the granitoid value of 0.25 (Ishihara *et al.*, 1969). This high U/Th ratio implies that thorium was not but uranium was enriched in the ore deposits by the Cu-Fe mineralizations.

#### 4.3 REE patterns

REE patterns of the chalcopyrite-magnetite ores with different REE contents of 5.5, 3.5, 1.7, 0.9 and 0.003 wt.% REE+Y are shown in Fig. 5. These patterns are similar each other, implying that the patterns reflect contents and compositions of the contained allanites. The whole patterns are similar to that of the leucogranite (No. 3035), which has a weak Eu anomaly. In details, the highest REE + Y grade ore of No.3031, shows a sudden increase of Lu, which is somewhat similar to the REE pattern of the epidote rock (No. 3036, not shown here).

Low REE+Y grade ores tend to have increased amounts of HREE (e.g., No. 19), which may be due to presence of epidote. REE contents of this mineral are very low, but within the lowest range, its REE contents increase toward the heaviest REE side. Epidote is known generally to have HREE-rich character and in the case of one occurring in the Vierkisest granodiorite, slight positive Eu-anomalies are observed (Giere and Sorensen, 2004).

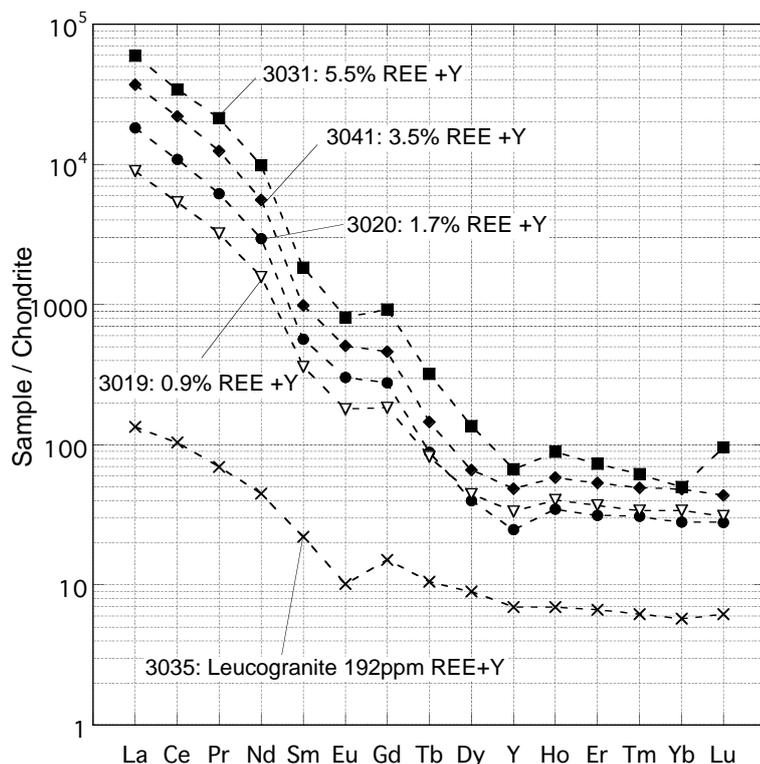


Fig. 5 REE patterns of the ores and leucogranite of the Sin Quyen deposits.

## 5. Chemical composition of allanite

Selected allanites were analyzed by a JEOL JXA-8900 electron microprobe equipped with five wavelength-dispersive spectrometers (WDS), at AIST. Allanites and their epidote rims are analyzed on the two samples of Nos. 3034 and 3039, and the results are shown in Table 2. Epidote similar to the rim epidote occurs to fill allanite crystals as aggregates; thus these were formed later than the allanite crystallization by increasing of oxygen fugacity of the ore solution.

Compared with the allanites in granitoid from Nakano, a type locality of the magnetite-series granitoids in the eastern Shimane Pref. (Hoshino *et al.*, 2007), the studied allanite of No. 3039 is higher in the contents of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO, but lower in those of TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO and  $\Sigma$ REE. Thus, the studied allanites are depleted in “mafic” components. Among the REE, the allanites are slightly enriched in LREE of La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, but depleted in the other REE of Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

The epidote rim is very thin, less than 0.01 mm in width (Plate IIB, C). As compared with the host allanite, the rim epidotes are richer in SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MnO, and depleted in FeO, TiO<sub>2</sub>, MgO and  $\Sigma$ REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. This compositional change must have occurred just before the magnetite and chalcopyrite mineralizations for the mode of occurrence by change of the hydrothermal fluid composition.

Allanite with the idealized formula (Ca<sup>2+</sup>, REE<sup>3+</sup>)<sub>2</sub>(Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>)<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH), is related to epidote by the coupled substitution of REE<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>  $\Leftrightarrow$  Ca<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>. There-

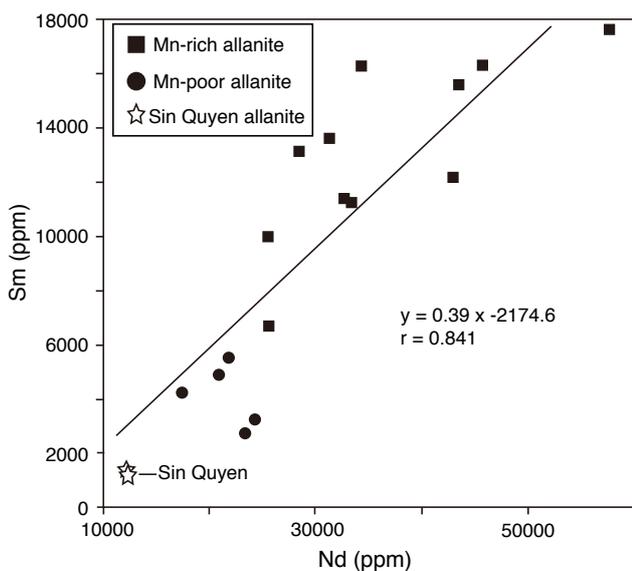


Fig. 6 The Sin Quyen allanite plotted against Sm vs. Nd diagram of the allanites from two types of granitoids in Japan (after Hoshino *et al.*, 2007).

Table 2 Average chemical compositions of allanites and associated epidotes occurring in chalcopyrite-magnetite ores (Nos. 3034, 3039).

	No.3039		No.3034	
	Allanite(n=21)	Allanite(n=30)	Epidote(n=4)	
SiO <sub>2</sub>	34.99	35.22	39.03	
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.54	0.22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.40	18.83	23.63	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.76	5.20	11.28	
FeO	10.81	8.71	1.24	
MnO	0.12	0.08	0.22	
MgO	0.66	0.22	0.02	
CaO	13.48	15.37	23.49	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.80	5.42	0.16	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.16	8.70	0.38	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.58	0.02	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46	1.47	0.13	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.15	0.03	
$\Sigma$ REE	17.35	16.32	0.72	
Total	100.13	100.49	99.85	

Analyst: M. Hoshino.

\*Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> of the present allanite and epidote samples was calculated based on 8 cations and 12.5 atoms of oxygen.

fore, the rim epidote decreases from 16.32 % to 0.72 % in the total REE contents and from 8.71 to 1.24 % in the FeO contents. On the other hand, the rim epidote increases from 15.37 % to 23.49 % in the CaO contents and 5.20 % to 11.28 % in the Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content. Alumina content of the epidote increases from 18.83 % to 23.63 % to compensate decreasing of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content.

Hoshino *et al.* (2007) studied allanites occurring in the main granitic bodies and related pegmatites in Japan, and found two groups of the allanite rich in manganese (more than 0.14 atoms per formula unit, apfu) or poor (less than 0.14 apfu) in manganese, which generally correspond to the ilmenite-series or magnetite-series granitic magmatism (Fig. 6). The magnetite-series allanites are also different in having higher TiO<sub>2</sub> and MgO contents, and LREE-dominant REE patterns. The granite classification is essentially made by difference of oxygen fugacity of the granitic magmas (Ishihara, 1977). The studied allanites have the magnetite-series characteristics, indicating that the mineralizations occurred with metasomatic fluids derived from an oxidized source magma. This character continued to the later hydrothermal stage and precipitated magnetite in the ore deposits.

## 6. Some genetic consideration

From the alignment of many chalcopyrite-magnetite deposits along northwesterly metamorphic zones (Fig. 2), it is obvious that the mineralization is controlled by shearing related to the Red River Fault, which is the southeastern part of the Ailao Shan-Red River tectonic element (Tapponnier *et al.*, 1990). The oldest host rocks are Proterozoic in age, but the youngest rocks may be

mid-Tertiary in age, because monazite and xenotime of some leucogranites were reported to have U-Pb age of 22 and 24 Ma and that of zircon of 30 and 34 Ma (Tapponnier *et al.*, 1990). The ore minerals observed in this study show no stress effect on the texture and seem to be crystallized after the regional shearing. Thus, the mineralization is considered to have occurred during a mid-Tertiary time.

REE-mineralizations are seen commonly with carbonatite and/or alkaline A-type granitoids. As mentioned previously, the Muong Hum intrusion is composed of alkaline granites of Paleogene age. If branch of similar granite intrudes along the Red River Fault, it could be one candidate of the source rock for the Sin Quyen deposit. We need further detailed study for petrology and age dating for the leucogranite dikes occurring in the Sin Quyen deposit area.

### 7. Conclusions

- (1) The magnetite and chalcopyrite ores of the Sin Quyen deposits occur with metasomatite consisting of pyroxene, hastingsite, allanite, epidote, biotite, titanite and latest-stage carbonates.
- (2) Both allanite and ore minerals show no stress effect; the mineralizations appear to be much later than the deformation of the host rocks, possibly related to magnetite-series granitic magmatism of alkaline affinity during a Paleogene time.
- (3) The chalcopyrite-magnetite ores have LREE-enriched character, because allanite is the main REE mineral. Allanite is euhedral and epidotized at the rim, and is an early crystallized mineral replaced by magnetite and chalcopyrite.
- (4) The studied allanites are depleted in “mafic” components, and could be compared with allanites in the magnetite-series granite.
- (5) The allanites have chemical composition of Mn-poor type of Hoshino *et al.* (2007), indicating that the mineral crystallized from metasomatic fluids liberated from an oxidized magmatic activity.
- (6) Both chalcopyrite and magnetite are well separated by the mineral dressing, and all the allanites moved to tailings. Therefore, the tailing pond turns out to be an excellent LREE reservoir in future.

**Acknowledgements:** We thank the Sin Quyen mine staff who guided us to the open pit. Careful reading and valuable comments given to the original manuscript by Takayuki SAWAKI is greatly acknowledged.

### References

Bui, P-M., Nguyen, V-H., Phan, V-K., and Tran, D-T. (2004) Geology and mineral resources of Kim Binh-Lao Cai sheet. Scale 1:200,000. Dept. Geol. Minerals, Viet Nam., Hanoi, 154 p.  
 ESCAP (1990) Atlas of mineral resources of the

ESCAP region, vol. 6, Viet Nam. Explanatory Brochure and maps, 124 p.  
 Giere, R. (1996) Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. In Jones, A. P., Wall, F. and Williams, C. T. ed. Rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits. Chapman & Hall, 105-150.  
 Giere, R. and Sorensen, S. (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Rev. Miner. Geochem.*, **56**, 431-493.  
 Hayashi, T., Machida, S., Fukasawa, H., Takahashi, K., Nguyen, B. M., Ninh, Q. T., Tran, V.M. and Nguyen D. T. (2009) Age of carbonatite and alkaline magmatism in North Vietnam and its rare earth mineralization. Abstract with Programs, 59th Annual Mtg. Soc Reosorce Geol., p.21  
 Hoshino, M., Kimata, M., Arakawa, Y., Shimizu, M., Nishida, N. and Nakai, S. (2007) Allanite-(Ce) as an indicator of the origin of granitic rocks in Japan: Importance of Sr-Nd isotopic and chemical composition. *Canadian Mineral.*, **43**, 1329-1336.  
 Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.  
 Ishihara, S., Urabe, T. and Vo Tien Dung (2009) Preliminary note on indium contents of lead-zinc ores in the northern Vietnam. *Shigen-Chishitsu*, **59**, 23-28 (in Japanese with English abstract).  
 Ishihara, S., Sekine, S., Mochizuki, T. and Oba, K. (1969) Contents of uranium and thorium in granitic rocks and their petrogenetic significance. Rept. Geol. Surv. Japan, no.232, 179-220 (in Japanese with English abstract).  
 Ishihara, S., Tran, T-A., Watanabe, Y. and Tran T-H. (2010a) Chemical characteristics of lead-zinc ores from North Vietnam, with a special attention to the indium content. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **61**, 307-323.  
 Ishihara, S., Dung, P., Can, P-N. and Tran, T-A. (2010b) Chemical characteristics of Pb-Zn ores and their tailings in the northern Vietnam. *Shigen-Chishitsu*, **60**, 93-102 (in Japanese with English abstract).  
 McLean, R. N. (2001) The Sin Quyen iron oxide-copper-gold-rare earth oxide mineralization of North Vietnam. In T.M. Porter ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective. Vol. 2, 293-301, PGC Publishing, Adelaide.  
 RIGMR (Research Institute of Geology & Mineral Resource) (2006) Mineral Resource map of Vietnam. Scale 1/1,000,000, Dept. Geol. & Minerals. Ministry of Geology, Hanoi.  
 Sakai, C., Tono, T. and Enami, M. (1984) REE-bearing epidote from Sanbagawa pelitic schists, central Shikoku, Japan. *Geochem. Jour.*, **18**, 45-53.  
 Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P. H., Schuärer, U., Zhong, D., Wu, H., Liu, X., Ji, S., Zhang, L. and Zhong, J. (1990) The Ailao Shan/Red

River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear  
between Indochina and South China. *Nature*, **343**,  
431-437.

Received December 22, 2010  
Accepted March 11, 2011

## 北部ベトナム, Sin Quyen 鉱山の褐簾石に富む銅 - 磁鉄鉱鉱床の予察的研究

石原舜三・平野英雄・星野美保子・

Pham Ngoc Can・Pham Thi Dung・Tuan-Anh Tran

### 要 旨

Sin Quyen 鉱山の褐簾石に富む合金黄銅鉱 - 磁鉄鉱鉱床の代表的鉱石について顕微鏡観察と化学的性質を予察的に調べた。鉱床は母岩の北西 - 南東系片理面に規制されて胚胎する縞状鉱として産出するが、主鉱石鉱物である磁鉄鉱・黄銅鉱は塊状～鉱染状に産出し鉱物粒は変形を受けていない。鉱化作用は広域的な変形運動後の恐らく古第三紀に生成したものと考えられる。随伴変質鉱物は、輝石・角閃石類・褐簾石・緑簾石・黒雲母・チタン石・方解石・少量の石英からなり、褐簾石は軽希土類に富み 16 Wt.% に達する希土類元素を含む。褐簾石は自形、早期晶出相の一つで、磁鉄鉱と黄銅鉱に交代される。この褐簾石は化学組成上、Mn に乏しい性格を持ち、これは日本の花崗岩地帯では磁鉄鉱系花崗岩類の褐簾石に見出されるものであるから、Sin Quyen 鉱床も REE に富む酸化的なアルカリ花崗岩質マグマ活動で生成した可能性が高い。この点は鉱床が磁鉄鉱に富むこととも整合的である。磁鉄鉱と黄銅鉱とは磁力選鉱・浮遊選鉱で完全に回収されおり、褐簾石は全てテーリング（選鉱廃石）に移動している。従ってテーリングの REE 含有量は高く、テーリング場は将来の軽希土類資源貯蔵場と考えることも可能である。

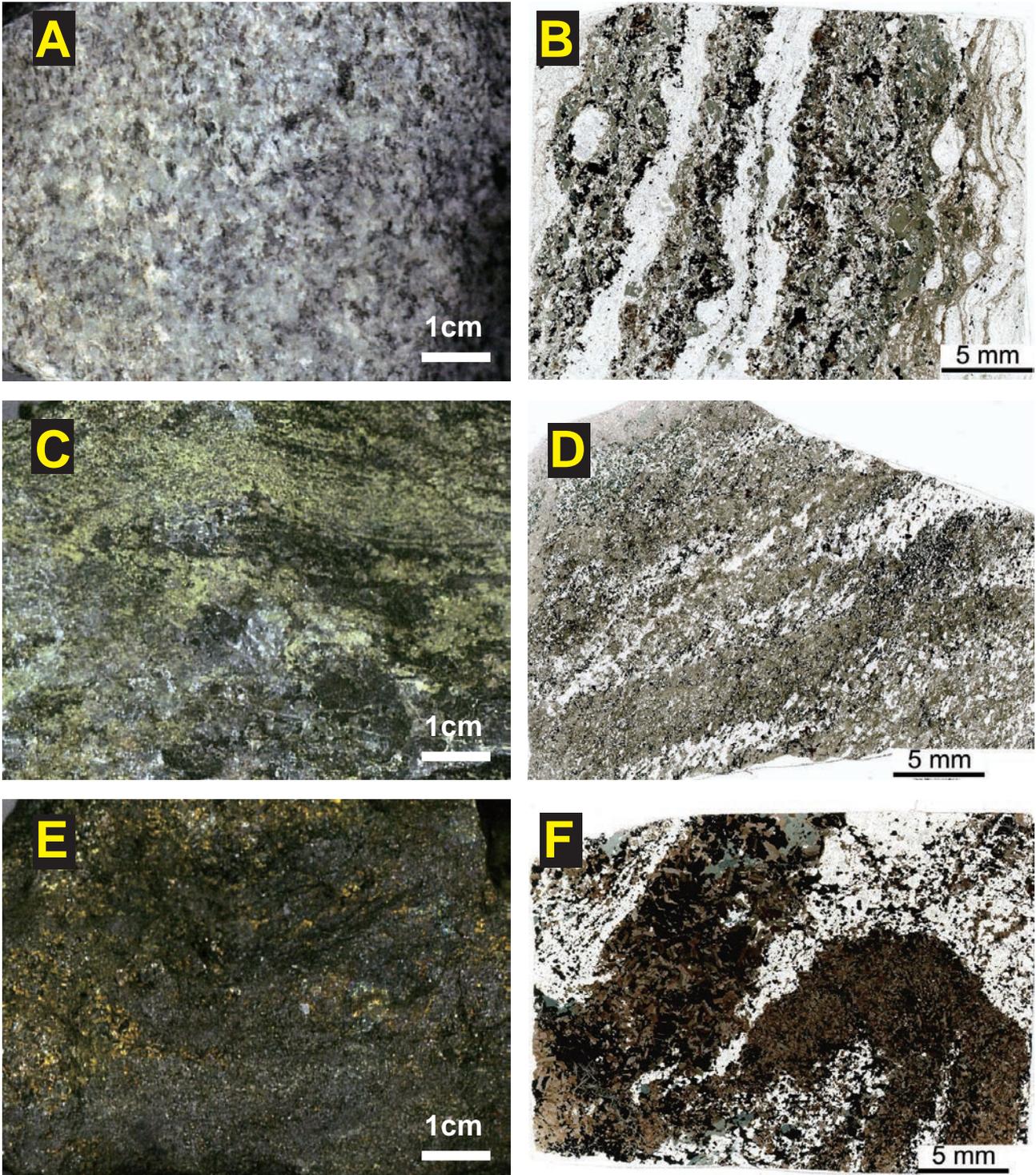


Plate I Studied granite and ores and their thin sections from the Sin Quyen ore deposits.

- A: Outlook of the leucogranite, No. 3035.
- B: Thin section of banded allanite-rich ore, No. 3039.
- C: Epidote-rich ore of No. 3034.
- D: Thin section of No. 3034.
- E: Chalcopyrite-magnetite-rich ore of No. 3031.
- F: Thin section of No. 3031.

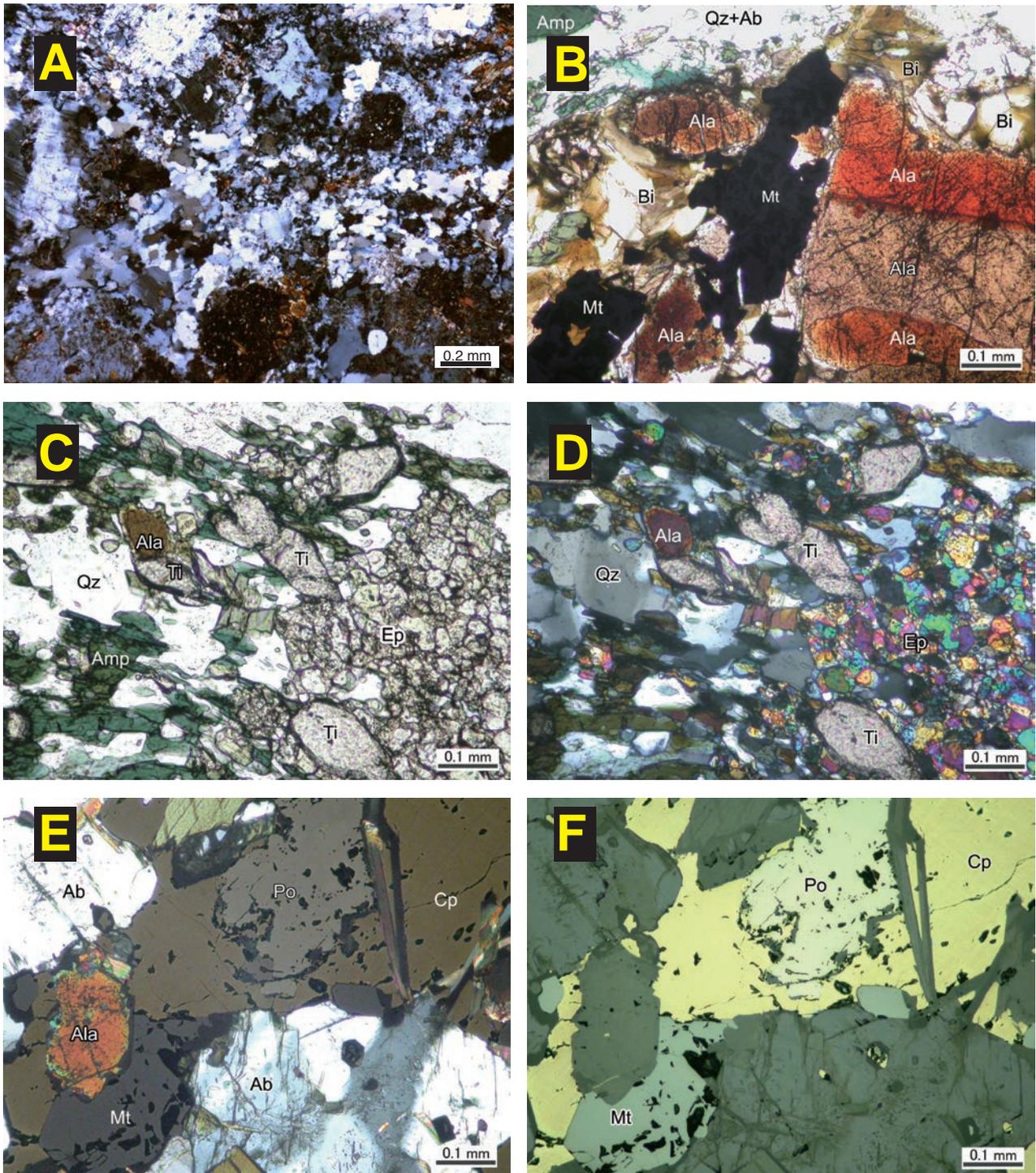


Plate II Thin and polished sections of rock and ores from the Sin Quyen ore deposits.  
 A: Recrystallized leucogranite, possibly after shearing. No. 3035. Crossed nicols.  
 B: Allanite (Ala) with different orientations occurring together with magnetite (Mt) biotite (Bi), amphibole (Amp), quartz (Qz) and albite (Ab). No. 3039. One nicol.  
 C: Epidote (Ep) occurring together with titanite (Ti), amphibole (Amp) and a little allanite (Ala). No. 3034 (one nicol).  
 D: Crossed nicols.  
 E: Pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) and magnetite (Mt) occurring with albite (Ab). Crossed nicols. No. 3031. Crossed nicols.  
 F: Polished surface under one nicol.  
 Abbreviation: Ab, albite; Ala, allanite; Amp, amphibole; Bi, biotite; Cp, chalcopyrite; Ep, epidote; Mt, magnetite; Qz, quartz; Po, pyrrhotite; Ti, titanite.

## 物理定数から見た白亜紀—古第三紀花崗岩類— その 4. 西南日本内帯

金谷 弘<sup>1,\*</sup>・大熊茂雄<sup>1</sup>

Hiroshi Kanaya and Shigeo Okuma (2011) Physical properties of Cretaceous to Paleogene granitic rocks in Japan: Part 4. A case of the inner zone of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(5/6), p. 000-000, 9 figs, 1 table.

**Abstract:** About 1500 granitic rocks exposed in the inner zone of Southwest Japan were collected and measured on their physical properties such as density, porosity, magnetic susceptibility and Natural Remanent Magnetization (NRM). The results were classified in seven areas (Hokuriku, Chubu, east Kinki, west Kinki, east Chugoku, central Chugoku and north Kyushu) and their geologic time (late Cretaceous:  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , Paleogene:  $PG_1$ ,  $PG_2$ , Neogene:  $N_1$ ,  $N_3$ ) and compared with the same geologic time between each area.

### 1. Density

The mean density of  $K_{1-2}$  (older Ryoke) of the Chubu area, east Kinki area, and  $K_2$  of the north Kyushu ranges 2.72~2.74 ( $g/cm^3=10^3kg/m^3$ ) and that of the  $PG_1$  of the Hokuriku area,  $PG_2$  of the central Chugoku area shows 2.62.

### 2. Porosity

The mean porosity shows 0.45% in the east Kinki area  $K_2$  (younger Ryoke) and 1.27%,  $PG_2$  of the central Chugoku area with the mode of 0.22 to 0.79%. Rock density is inversely proportional to its porosity.

### 3. Magnetic susceptibility

Magnetic susceptibilities of  $K_{1-2}$  (older Ryoke) and  $K_2$  (younger Ryoke) in the Chubu area and  $K_{1-2}$  and  $K_2$  in the east Kinki area show lower value of  $10^{-4}$ . Magnetic susceptibilities of the  $K_2$  in the Hokuriku area, west Kinki area and central Chugoku area show from  $10^{-4}$  to  $10^{-3}$ . In addition, those of  $K_2$  of the east Chugoku area and north Kyushu area (west part) contain small amount of  $10^{-2}$  order. Most of Paleogene  $PG_1$ ,  $PG_2$  samples show relatively strong magnetic susceptibilities of  $10^{-3}$  and  $10^{-2}$  but some show weak susceptibility of  $10^{-4}$ .

### 4. Density and magnetic susceptibility

Considering the basicity of rocks, measured results are classified by Kanaya and Okuma (2010) into four groups, paramagnetic, low magnetic, medium magnetic and high magnetic. Accepting this classification, granitic rocks  $K_{1-2}$  and  $K_2$  of the Chubu and east Kinki areas are defined as paramagnetic to low magnetic zone,  $K_2$  of the Hokuriku area, west Kinki area and central Chugoku area contain paramagnetic to medium magnetic samples and  $K_2$  of east Chugoku area contains paramagnetic to medium samples and small amount of high magnetic samples.

### 5. Natural Remanent Magnetization (NRM)

No relationship between the density and NRM is observed but there is a correlation between the magnetic susceptibility and NRM. Königsberger ratio ( $Qn$ ) of about 90 percent rock samples shows less than 0.4.

These results are summarized in Table 1 (physical properties of Cretaceous to Paleogene granitic rocks in the inner zone of Southwest Japan).

**Keywords:** density, porosity, magnetic properties, granitic rocks, the inner zone of Southwest Japan.

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

\* Corresponding author: H. KANAYA, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: h.kanaya@aist.go.jp

要旨

西南日本内帯の花崗岩類の密度、孔隙率、磁化率の測定を行った。

密度についてみると、中部地域、東近畿地域の  $K_{1-2}$  (古期領家) および北九州地域の  $K_2$  (新期領家) の平均密度が  $2.72 \sim 2.74$  ( $\text{g}/\text{cm}^3 = 10^3 \text{kg}/\text{m}^3$  以下同様) と最も大きく、北陸地域の古第三紀 (暁新世) 及び中央中国地域の古第三紀 (始新世) 花崗岩が 2.62 で最も小さい。

孔隙率についてみると、平均孔隙率は東近畿地域 (新期領家) が 0.45% で最も低く中央中国地域、古第三紀 (始新世) の 1.27% で最も大きい。その最頻値はほぼ 0.22 から 0.79% であっておおざっぱにみて平均密度に逆比例している。

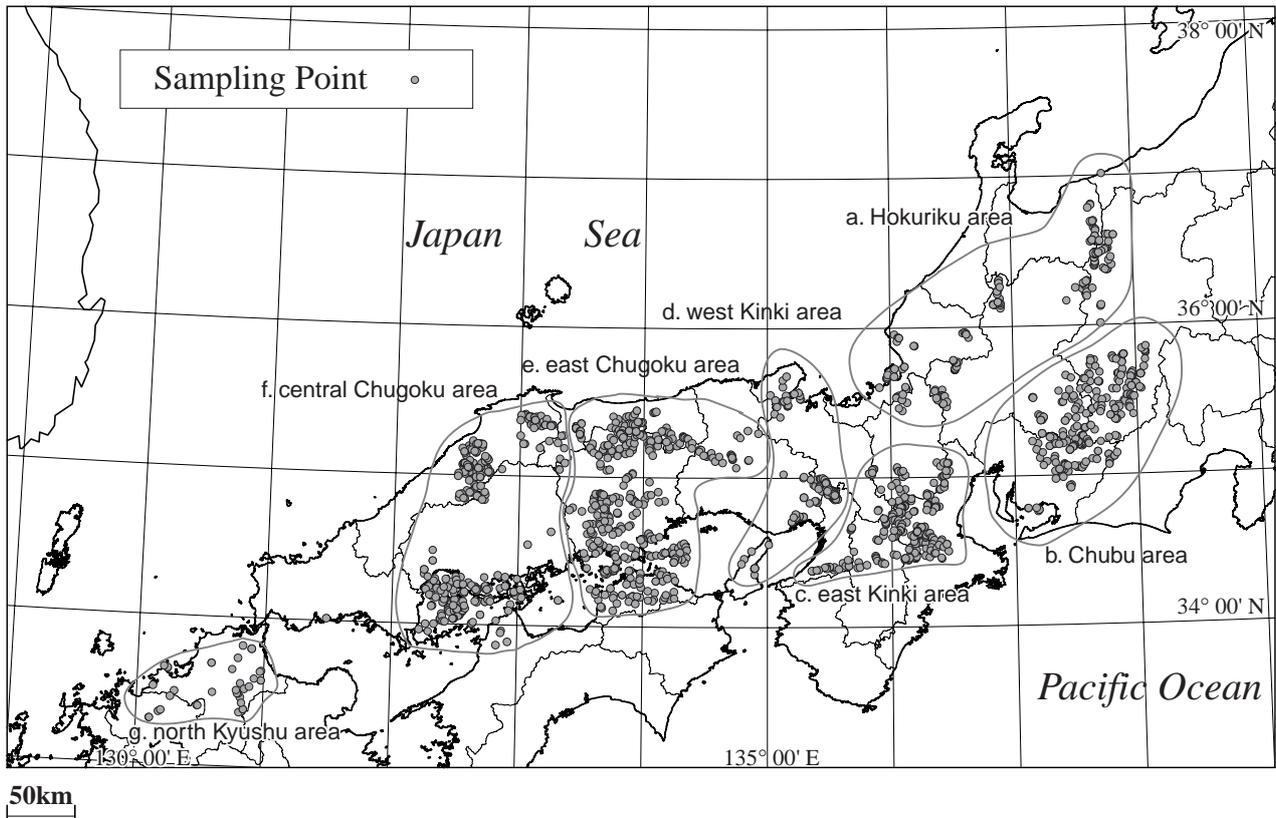
磁化率についてみると白亜紀後期に分類される試料 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ) は中部地域、東近畿地域そして中央中国地域では  $10^{-4}$  (SI 単位, 以下同様) 前半の試料が非常に多く、北陸地域、西近畿地域では  $10^{-3}$  前半の試料が加わる。東中国地域と北九州西部地域は更に  $10^{-2}$  を示す試料がある程度存在する。古第三紀に分類される試料 ( $PG_1$ ,  $PG_2$ ) は  $10^{-4}$  の試料が一部存在するものの、 $10^{-3}$  の試料に加え  $10^{-2}$  の強度を示す試料が主流を占める。

残留磁化と密度の相関は全く見られないが、残留磁化と磁化率の相関 ( $Q_n$  比) は時代区分に関係なく 0.2 ~ 0.3 付近に見られる。これは火山岩に比べ花崗岩の強磁性鉱物の磁区構造がかなり大きいことを意味しているものと考えられる。

1. はじめに

本研究は、日本列島を構成する基盤深成岩類の中で花崗岩類を対象にそれらが共通してもつ性質や、各時代、地域が持つ特有の性質を明確にし、岩石の成因や地質構造の解析、災害予知など各方面に必要な基礎資料を提供する事を目標に取りまとめを行っている。今回は西南日本内帯を対象に、これらを北陸地域 (北アルプス・白川地区)、中部地域、東近畿地域、西近畿地域、東中国地域、中部中国地域そして北九州地域 (第1図) に分けて記載した。

今回用いた時代区分は 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 (地質調査所, 1992) である。それによれば深成岩類を表す記号として中生代白亜紀前期 ( $K_1$ )、同後期 ( $K_2$ ; 新期領家) 両者の中間を ( $K_{1-2}$ ; 古期領家), 新生代古第三紀暁新世 ( $PG_1$ ), 始新世 ( $PG_2$ ), 漸新世 ( $PG_3$ ), 新



第1図 研究対象地域と岩石採取地点。

a : 北陸地域, b : 中部地域, c : 東近畿地域, d : 西近畿地域, e : 東中国地域, f : 中央中国地域, g : 北九州地域。

Fig. 1 Sampling sites in the inner zone of Southwest Japan.

a: Hokuriku area, b: Chubu area, c: east Kinki area, d: west Kinki area, e: east Chugoku area, f: central Chugoku area, g: north Kyushu area.

生代新第三紀を ( $N_1$ ,  $N_2$ ,  $N_3$ ) として表現している. これらをもとに今回扱った岩石試料の年代は  $K_{1-2}$  から  $K_2$ ,  $PG_1$ ,  $PG_2$  そして  $N_1$ ,  $N_3$  に到る. この区分によれば従来の領家帯・山陽帯は主として  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , 同じく山陰帯は  $PG_1$ ,  $PG_2$ , それに岐阜・福井県に  $N_1$ , 北アルプスに  $N_3$  が見られる.  $N_1$ ,  $N_3$  に関しては甲府・丹沢・西南日本外帯など新第三紀花崗岩類 ( $N_2$ ,  $N_3$ ) などが存在するので, 稿を改めることとし, ここでは簡単な記載にとどめる.

これまで, 西南日本内帯に露出する花崗岩類は白亜紀から古代三紀に至る岩石が, 南から北に向かって領家帯・山陽帯そして山陰帯と東西に帯状構造を示すような形で記載されてきた. しかしこれらは村上 (1979) や飯泉ほか (1985) にも指摘されているように, これら帯間の境界は全域を通じて必ずしも明瞭なものではなく, それらが持つ諸種性質による区分と同位体年代などによる区分が必ずしも一致しておらず問題もある. しかしこれらは大局的に共通した地質学的・岩石学的特徴を持っていることも事実であって, 木野崎 (1953) による鉱床学的見地から領家帯以北に分布する貫入岩類を広島花崗岩区と山陰花崗岩区に区分して以来, この区分は多くの人達に受け継がれ利用されてきている. 今回は西南日本のこれら花崗岩類が持つ物理的諸性質を地質年代による区分を基に物理定数で再考察した. 参考にしたのは前述の 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 (地質調査所, 1992) およびその後出版された同位体年代と地質図である. 日本の花崗岩類の同位体年代はこれまで  $K - Ar$  法による結果が多いが,  $K - Ar$  法による欠点は, 比較的低温においてもアルゴンガスが鉱物から失われ  $300^{\circ}C$  以下に冷却された後の年代を示しているに過ぎないと考えられるものもあり信頼度は高くない. しかし 20 万分の 1 地質図幅「豊橋および伊良湖岬」(牧本ほか, 2004) は放射年代値を CHIME (モナザイト) 法で測定したものを集約し, 現時点では最も信頼度が高いと考えられるが, 同種のもののはこれ以外になく,  $Rb - Sr$  法による値も含めて全体像を考察した. 従って今後, CHIME 法による年代値が増えればある程度の見直しが必要となる可能性が残る. 今回対象とした地域は中央構造線西側, 富山・長野県, 北アルプス地域から福岡県北九州市に至る地域であるが広島県下の一部地域, 愛媛県高縄半島の試料数が少なく, かつ山口県下の試料を欠いているのでこれら周辺地域の結果は参考値として見て頂きたい. また西南日本内帯最東端と考えられる足尾帯 (金谷・大熊, 2010) の一部にも山陽帯の特徴の一部に共通した性質が見られるのでこれら結果についても記載した.

## 2. 研究の概要

西南日本内帯にみられる地質学的・鉱床学的研究の歴史は非常に古くその報告も膨大な数にのぼる. 他方, 地

球物理的手法によるものとしては, 重力探査, 地震探査, 空中磁気探査, 電磁探査などがあるが系統的に兩者をつなぐ研究は少ししか行われて来ていない. そのため日本列島の露出面積の約 12% を占める基盤花崗岩類に着目し, 日本列島全体の物理定数 (岩石密度, 孔隙率, 磁化率, 残留磁化そして弾性波速度など) を同一精度で求め, それらの関係を明確にし, 成因などに関する新知見を得ることを目標にした. またこれら結果は当然重力探査や磁気探査の構造解釈の一助になる事が考えられる. 今回は磁化率の強さを参考とした山陽帯, 山陰帯 (金谷・石原, 1973) の結果を地質年代を基に再考察した. ここで使用した岩石試料およびその詳細については, 産業技術総合研究所の RIO-DB (研究情報公開データベースの一貫として web サイト <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/pb-rock21/index.html>) からダウンロードが可能である.

今回使用した地質図は 100 万分の 1 日本地質図第 3 版, 地質調査所 (1992), 20 万分の 1 地質図幅; 日光 (山元ほか, 2000), 富山 (原山ほか, 1996), 高山 (山田ほか, 1989), 金沢 (鹿野ほか, 1999), 飯田 (山田ほか, 1990), 豊橋及び伊良湖岬 (牧本ほか, 2004), 岐阜 (脇田ほか, 1992), 宮津 (黒田, 1968), 京都及大阪 (河田ほか, 1986), 和歌山 (栗本ほか, 1998), 鳥取 (上村ほか, 1974), 姫路 (猪木, 1981), 徳島 (牧本ほか, 1995), 松江及び大社 (坂本ほか, 1982), 高梁 (寺岡ほか, 1996), 岡山及丸亀 (松浦ほか, 2002), 浜田 (鹿野ほか, 1988), 広島 (山田ほか, 1986), 福岡 (久保ほか, 1993). つぎに 5 万分の 1 地質図幅; 立山 (原山ほか, 2000), 大町 (加藤ほか, 1989), 槍ヶ岳 (原山ほか, 1991), 信濃池田 (加藤・佐藤, 1983), 敦賀 (栗本ほか, 1999), 近江八幡 (吉田ほか, 2003), 呉 (東元ほか, 1985), 厳島 (松浦ほか, 1999) である. その他 30 万分の 1 東中国花崗岩地域地質図 (笹田ほか, 1979) も参考にした.

## 3. 試料および測定方法

### 3.1 測定試料

露頭より採取した数 kg の岩石塊より磁化率, 残留磁化そして密度測定用に円筒カッターを用いて円柱試料を切り出し, これを一定の長さで切って円筒試料を作成した. 円筒試料の大きさは直径, 長さともに 25.4 (または 25.0) mm である. この円筒試料数個を測定し, その平均値を用いた. 円筒試料の大きさは帯磁率計 (磁化率計) およびスピナー磁力計の試料ホルダーの形状による.

### 3.2 測定器および測定方法

密度測定は試料の 3 つの状態を秤量する 1. 強制湿潤状態における水中重量, 2. これを空気中に取り出し試料表面に付着している水をふき取り空中重量, 3. 強制乾燥状態における空中重量である. 秤量は上皿天秤の下部

第1表 西南日本内帯に露出する白亜紀・古第三紀花崗岩類の物理定数のとりまとめ.

Table 1 Physical properties of Cretaceous to Paleogene granitic rocks in the inner zone of Southwest Japan.

	地質年代 (geologic time)			試料数	密度変化範囲	平均密度	最頻値	平均孔隙率	最頻値	磁化率最頻値	Qn比	
				sample n	density variation range	mean density (10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup> )	mode	mean porosity (%)	mode	magnetic susceptibility (x10 <sup>-5</sup> ) SI	Qn ratio	
北陸地域 Hokuriku area	K <sub>2</sub>	PG <sub>1</sub>		54	2.58-2.82	2.65	2.60 2.66	0.83	0.43	20	< 0.4	
				52	2.58-2.72	2.62	2.59 2.65	0.95	0.55 1.00	20 660 1430	< 0.4	
			N <sub>1</sub>	21	2.62-2.77	2.70	2.72	0.99	0.58	2550	< 0.4	
			N <sub>3</sub>	39	2.59-2.94	2.67	2.62 2.67	1.08	0.95	870 1570	< 0.4	
中部地域 Chubu area	K <sub>1-2</sub>			62	2.60-2.87	2.72	2.68 2.75	0.67	0.42	20	< 0.4	
	K <sub>2</sub>			176	2.58-2.90	2.67	2.65	0.83	0.44 0.78	15	< 0.4	
東近畿地域 east Kinki area	K <sub>1-2</sub>			56	2.63-2.93	2.74	2.65 2.78	0.45	0.30	30	< 0.4	
	K <sub>2</sub>			169	2.57-3.03	2.67	2.60 2.65	0.62	0.46	13	< 0.4	
西近畿地域 west Kinki area	K <sub>1-2</sub>			150	2.57-2.88	2.68	2.60 2.65 2.77	0.82	0.22 0.61?	13 109 322	< 0.4	
							2.64		0.49	0.35	600 1560	< 0.4
			PG <sub>1</sub>		21	2.60-2.88	2.66	2.64	0.49	0.35	600 1560	< 0.4
東中国地域 east Chugoku area	K <sub>2</sub>	PG <sub>1</sub>		239	2.57-3.03	2.66	2.62	0.80	0.59	15 1810	< 0.4	
				84	2.58-2.88	2.65	2.60 2.65	0.89	0.39 0.79	590 1020 2800	< 0.4	
				14	2.56-2.79	2.62	2.60	1.32	780 1350	< 0.4		
中央中国地域 central Chugoku area	K <sub>1-2</sub>			4	2.56-2.91	2.65	2.61	1.10	0.58	10	< 0.4	
				152			2.56-2.95				2.66	2.58 2.67
			PG <sub>1</sub>		74	2.55-2.85	2.62	2.57 2.63	1.27	0.79 1.82	8 163 1180 2570	< 0.4
北九州地域 north Kyushu area	K <sub>2</sub>			42	2.59-3.10	2.73	2.70	0.62	0.38	30 1590	< 0.4	
合計 (total)				1535								

フックにケージを吊るし試料を乗せ水中重量を、ついで空中に取り出し表面水を短時間でふき取り空中重量を測定する。この際使用した水は水道水を活性炭とイオン交換樹脂を通したものをを用いた。強制湿潤状態は水につけた試料を真空槽中で減圧し、一定時間その状態を確保することで可能であり、乾燥重量の測定は強制乾燥状態(またはそれと類似の状態)が必要であるが、この測定では試料中の自然残留磁化(NRM)の消滅や試料の変形を恐れ熱を加えることを避けた。このため測定試料を特殊空調室に長期間放置する、真空槽中に長時間放置するなどの方法を取った。

磁化率測定はBison3101型帯磁率計(Bison社, 米国)

およびMS2 (MS2B)型帯磁率計(Bartington社, 英国)を用い双方で測定を行い、それぞれの平均値で確認を行った。測定値の再現性は非常に良好である。残留磁化測定はスピナー磁力計“SMD88”型(夏原技研, 日本国)を使用した。またこれら値はSIにて表示した。残留磁化測定に用いた“SMD88”型スピナー磁力計は、X, Y, Z軸方向それぞれ4回(6スピン)スタック回数35回の時、全磁力のバラツキ(1σ)が50%を示す時の値はおおよそ3x10<sup>-3</sup> (x10<sup>-6</sup>Am<sup>2</sup>)で単位体積あたり2.3x10<sup>-4</sup> (A/m)であり、花崗岩の弱い試料の測定には必ずしも十分な感度ではない。磁化率は無名数、磁化はA/m表示である。

#### 4. 測定結果

測定結果を表示するのに花崗岩類の分化指数として密度(乾燥密度,  $\rho_d$ )を横軸に使用した. 花崗岩類を表示する場合, 通常  $\text{SiO}_2$  や DI (Differentiation Index) 等が使用される場合が多い.  $\text{SiO}_2$  の変化は一般に 40 ~ 77% (重量比) 程度でありこれが 0.1% 程度の精度をもつとすると密度の変化範囲は 2.58 ~ 3.10 で密度測定の精度は当報告では 0.002 程度が確保されているので精度的には問題はないものと考えられる. 今回検討地域の 1 つ, 中部地域の元素 ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (全鉄)) と密度の関係 (第 2 図 a および b) を表示した. 1 次式 ( $y=ax+b$ ) で近似したが, 両元素とも係数, 定数ともに北上山地 (金谷・大熊, 2003), 阿武隈山地 (金谷・大熊, 2007) の結果と大差なく花崗岩類のこれら元素は密度と密接な関係にあることが認められる.

次に, 第 1 図の地域区分と時代区分 (白亜紀後期, 古第三紀そして新第三紀) に従い岩石を分類すると a. 北陸地域 (北アルプス, 白川地区) ( $K_2$ ,  $PG_1$ ,  $N_1$ ,  $N_3$ ), b. 中部地域 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ), c. 東近畿地域 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ), d. 西近畿地域 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ,  $PG_1$ ), e. 東中国地域 ( $K_2$ ,  $PG_1$ ,  $PG_2$ ), f. 中央中国地域 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ,  $PG_1$ ,  $PG_2$ ), g. 北九州地域 ( $K_2$ ) (第 1 表) である.

##### 4.1 密度

これら 7 地域の  $K_{1-2}$ ,  $K_2$  (白亜紀後期) の密度のヒストグラムを示す (第 3 図 a ~ i).

北陸地域の  $K_2$  に分類される花崗岩の乾燥密度 ( $\rho_d$ ) の平均値 ( $\rho_{av}$ ) は 2.65 でその最頻値は 2.60 と 2.66 にみられる. これらの岩石の多くは 5 万分の 1 地質図「大町」(加藤ほか, 1989) に記載されている有明花崗岩である. 中部地域にみられる  $K_{1-2}$  (古期領家) の平均値は 2.72 でその最頻値は 2.68 と 2.75 に見られる. 同様に  $K_2$  (新期

領家) の平均値は 2.67 でその最頻値は 2.65 である.

東近畿地域の  $K_{1-2}$  の平均値は 2.74 であってその最頻値は 2.65 と 2.76 に見られる. 同様に  $K_2$  の平均値は 2.68 で最頻値は 2.60 と 2.65 にみられる.

西近畿地域の  $K_{1-2}$  の試料は, 淡路島に数個存在するものの数が少ないためこれを省略した.  $K_2$  の平均は 2.68 その最頻値は 2.60, 2.65 そして 2.77 である.

東中国地域にみられる  $K_2$  の平均は 2.66, 最頻値は 2.62 である.

中央中国地域に見られる  $K_2$  の平均値は 2.65 で, その最頻値は 2.61 である.

北九州地域に見られる  $K_2$  は平均値 2.73, 最頻値は 2.70 であった.

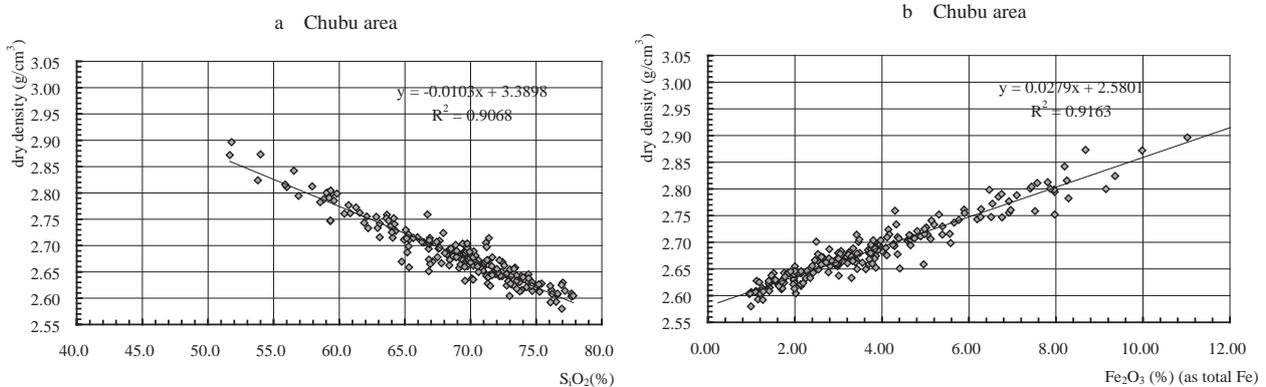
次に新生代古第三紀に分類される  $PG_1$ ,  $PG_2$  (第 3 図 j ~ o) についてみると, 北陸地域の  $PG_1$  は岐阜県白川村から富山県上平村, 利賀村に到る白川谷付近に分布する古第三紀花崗岩類に琵琶湖北部から若狭湾にかけて分布する江若花崗岩を含む. これらの平均密度は 2.62 で最頻値は 2.59 と 2.65 である.

西近畿地域における  $PG_1$  は宮津花崗岩のみであり平均密度 2.66, 最頻値 2.64 である.

次に東中国地域には  $PG_1$ ,  $PG_2$  がみられ,  $PG_1$  の平均密度 2.66, 最頻値 2.60, 2.65,  $PG_2$  はそれぞれ 2.62, 2.60 である.

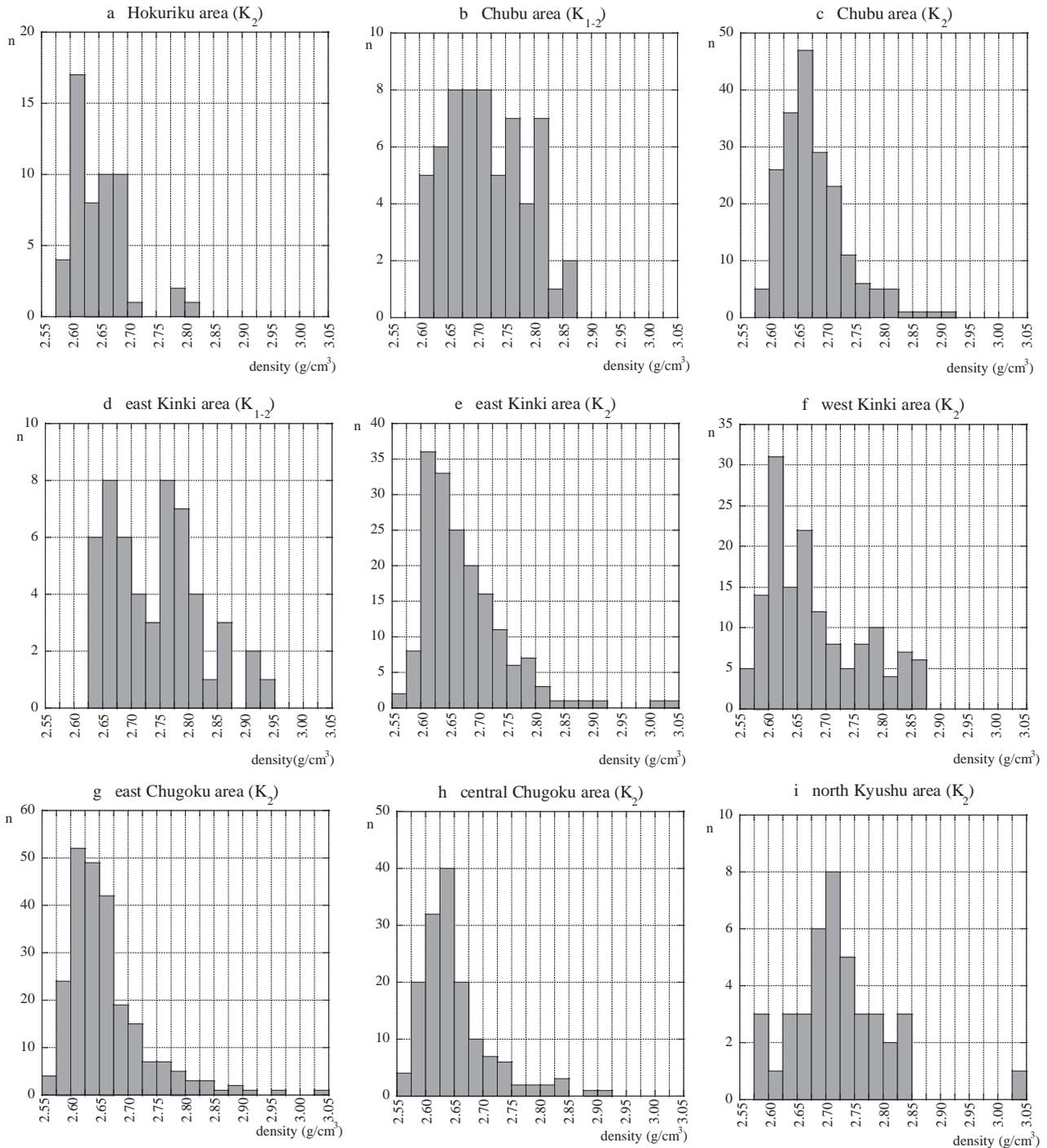
中央中国地域にも  $PG_1$ ,  $PG_2$  があり  $PG_1$  の平均密度 2.66, 最頻値 2.58, 2.67 であり,  $PG_2$  の平均密度は 2.62 最頻値は 2.57, 2.63 である.

このほか北陸地域には新生代新第三紀花崗岩類 (第 3 図 p, q) の  $N_1$ ,  $N_3$  は, それぞれ  $N_1$  の平均密度 2.70, 最頻値 2.72 で,  $N_3$  の平均密度 2.67, 最頻値 2.62, 2.67 がみられる.



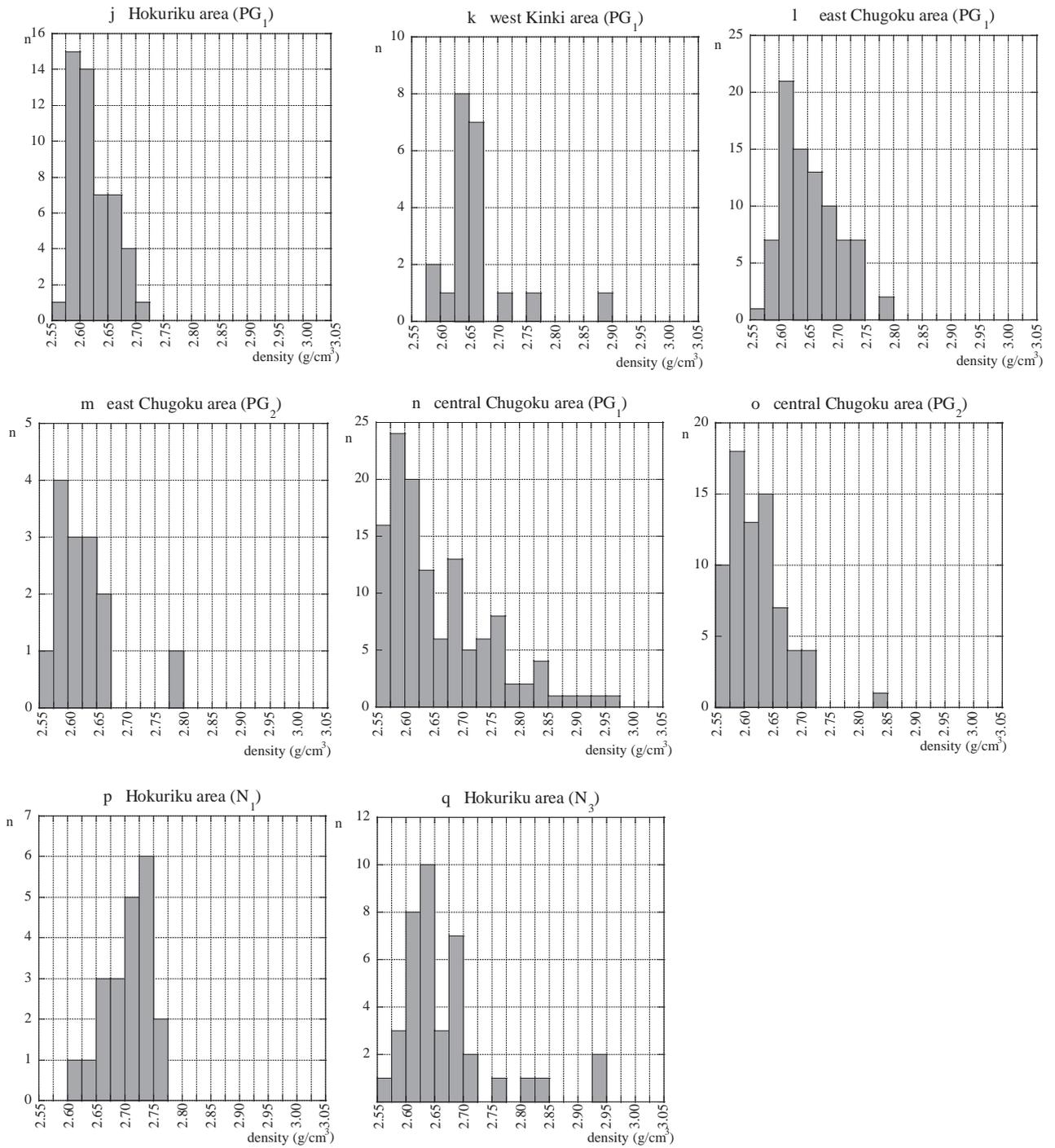
第 2 図 中部地域の密度と化学元素 ( $\text{SiO}_2$  および  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (全鉄)) の対比図.

Fig. 2 Relationship between density and chemical elements ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  as total Fe) in Chubu area.



第3図 各地域でみられる密度の頻度分布図 (白亜紀後期  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , 古第三紀  $PG_1$ ,  $PG_2$ , 新第三紀  $N_1$ ,  $N_3$ ). A:北陸地域  $K_2$ , b:中部地域  $K_{1-2}$ , c:中部地域  $K_2$ , d:東近畿地域  $K_{1-2}$ , e:東近畿地域  $K_2$ , f:西近畿地域  $K_2$ , g:東中国地域  $K_2$ , h:中央中国地域  $K_2$ , i:北九州地域  $K_2$ , j:北陸地域  $PG_1$ , k:西近畿地域  $PG_1$ , l:東中国地域  $PG_1$ , m:東中国地域  $PG_2$ , n:中央中国地域  $PG_1$ , o:中央中国地域  $PG_2$ , p:北陸地域  $N_1$ , q:北陸地域  $N_3$ .

Fig.3 Histogram of density distribution of each area (Late-Cretaceous:  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , Paleogene:  $PG_1$ ,  $PG_2$ , Neogene:  $N_1$ ,  $N_3$ ). a: Hokuriku area  $K_2$ , b: Chubu area  $K_{1-2}$ , c: Chubu area  $K_2$ , d: east Kinki area  $K_{1-2}$ , e: east Kinki area  $K_2$ , f: west Kinki area  $K_2$ , g: east Chugoku area  $K_2$ , h: central Chugoku area  $K_2$ , i: north Kyushu area  $K_2$ , j: Hokuriku area  $PG_1$ , k: west Kinki area  $PG_1$ , l: east Chugoku area  $PG_1$ , m: east Chugoku area  $PG_2$ , n: central Chugoku area  $PG_1$ , o: central Chugoku area  $PG_2$ , p: Hokuriku area  $N_1$ , q: Hokuriku area  $N_3$ .



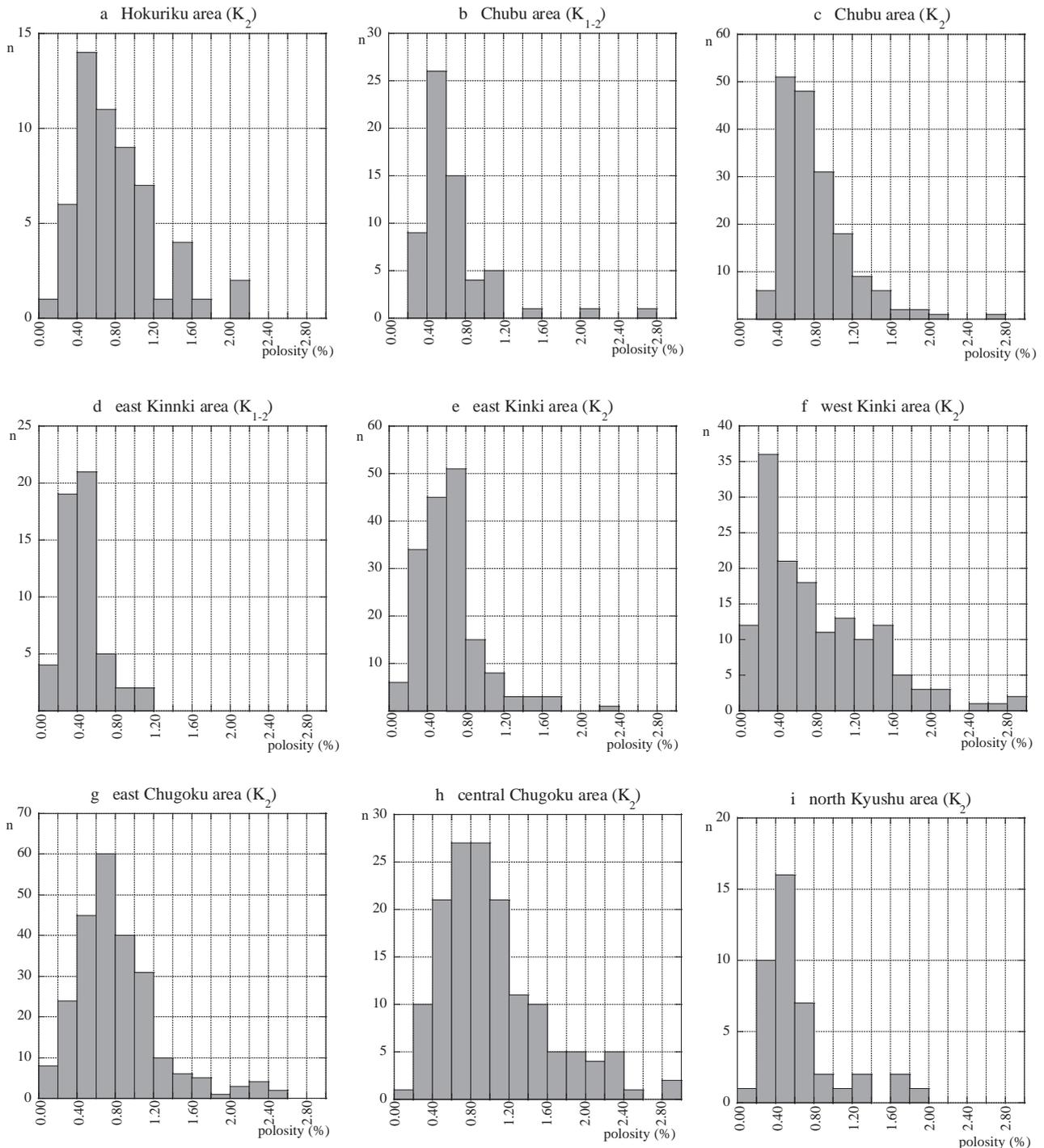
第3図 続き.

Fig.3 Continued.

4.2 孔隙率

$K_{1-2}$ ,  $K_2$  の孔隙率については密度と同様 (第4図 a ~ q) で, その平均値でみると東近畿地域は  $K_{1-2}$  が 0.45% でもっとも低く, ついで東近畿地域の  $K_2$  及び北九州地域の 0.62%, 中部地域  $K_{1-2}$  の 0.67%, 東中国地域の 0.80%, 西近畿地域の  $K_2$  の 0.82%, 中部地域及び北陸地域  $K_2$  の 0.83%, 中央中国地域の  $K_2$  の 1.10% となっている. こ

れらを孔隙率の最頻値でみると, 西近畿地域の 0.22% が最も低く, 東中国地域の 0.59% で最も高い.  $PG_1$ ,  $PG_2$  は西近畿地域の 0.49% が最も低く東中国地域の  $PG_2$  で最も高い. 孔隙率は測定した岩石の風化・変質の進行状況と優白質・優黒質の割合を示すもので, 岩石密度の最頻値の低い値を示す地域ほど高い孔隙率がみられる. これらはまとめの項でさらなる検討を行う.



第4図 各地域で見られる孔隙率の頻度分布 (記号の区分は第3図参照).

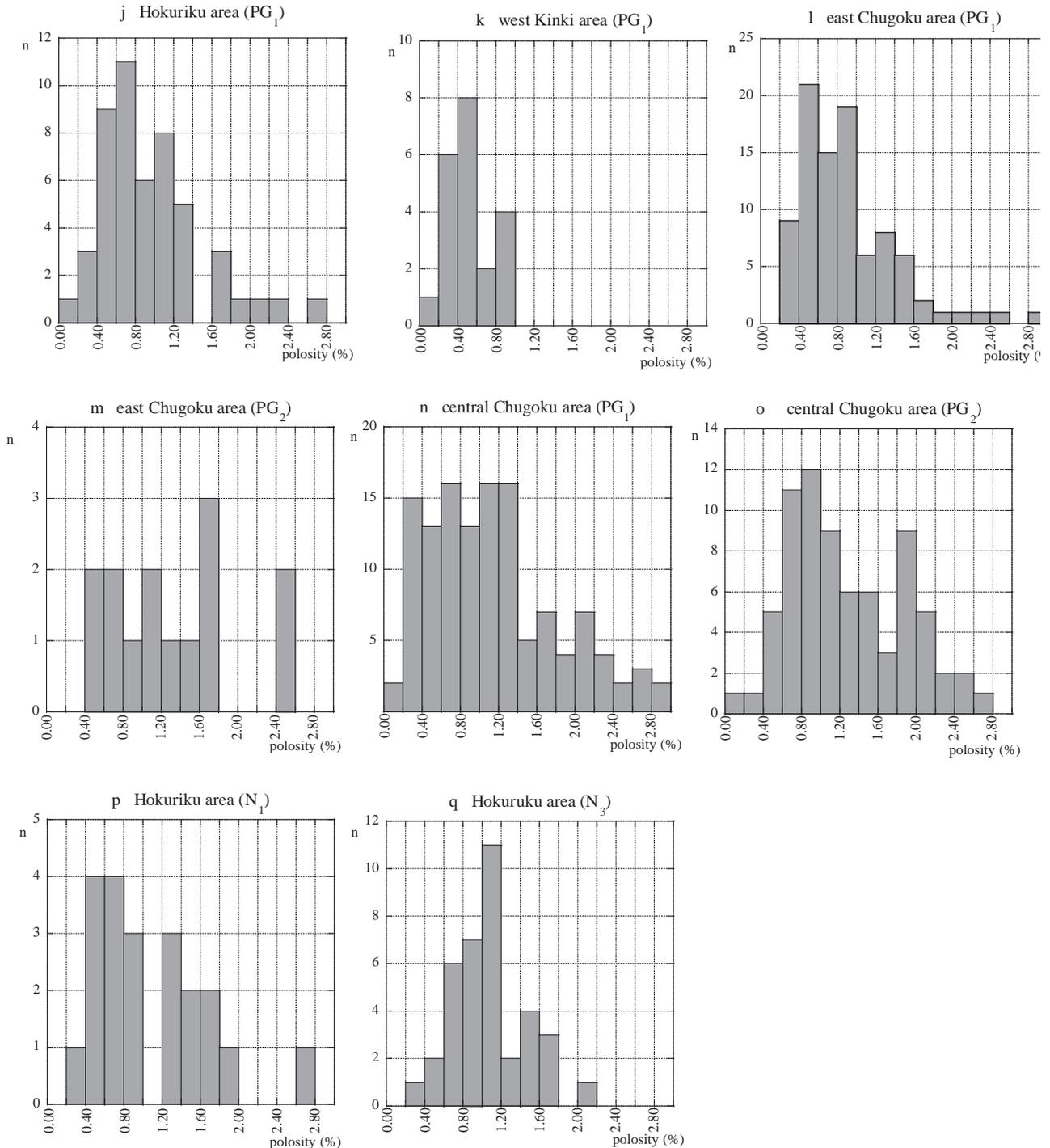
Fig.4 Histogram of porosity distribution of each area. See also Fig.3.

### 4.3 磁化率

磁化率の大きさのみで各地域をみると (第5図 a ~ q), 白亜紀後期に分類 ( $K_{1-2}$ ,  $K_2$ ) される花崗岩類は東中国地域および北九州地域西部を除き  $1 \times 10^{-2}$  を越す値を示すものは見られず大半の試料は  $1 \sim 3 \times 10^{-4}$  の弱い値を示す. 北陸地域, 西近畿地域の試料はこれに  $10^{-3}$  オーダーの試料がある程度加わり, 東中国地域及び北九州地域西部は  $1 \sim 2 \times 10^{-2}$  の高い値を示す試料がさらに加わる.

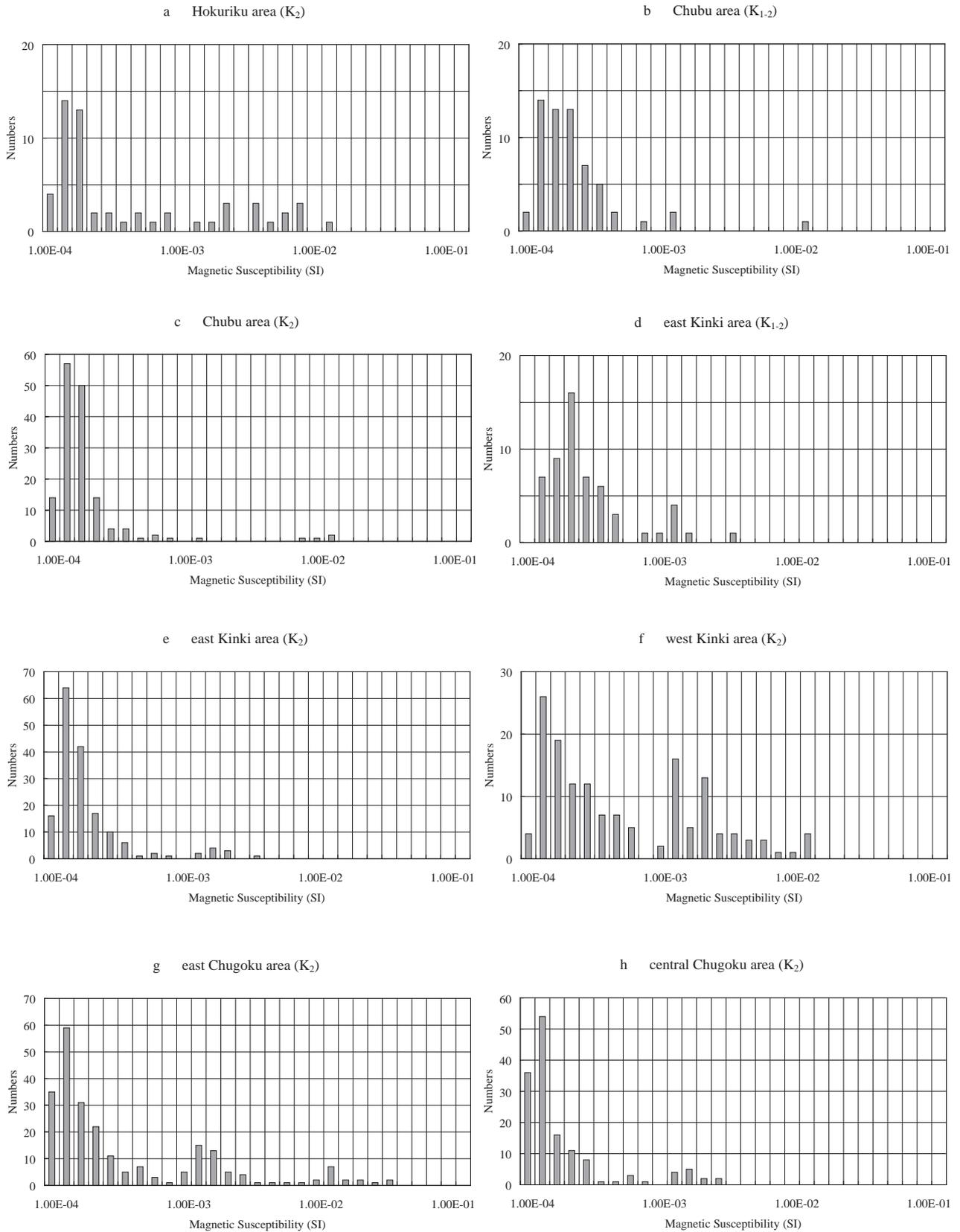
古第三紀に分類される花崗岩類 ( $PG_1$ ,  $PG_2$ ) は少量の  $10^{-4}$  の試料が入るものの,  $10^{-3}$  に加え  $10^{-2}$  オーダーの強度を有する試料の割合が非常に多い.

次に新第三紀に分類される花崗岩類 ( $N_1$ ,  $N_3$ ) は  $10^{-4}$  の試料はほとんど見当たらず  $10^{-2}$  の試料が大半を占める.



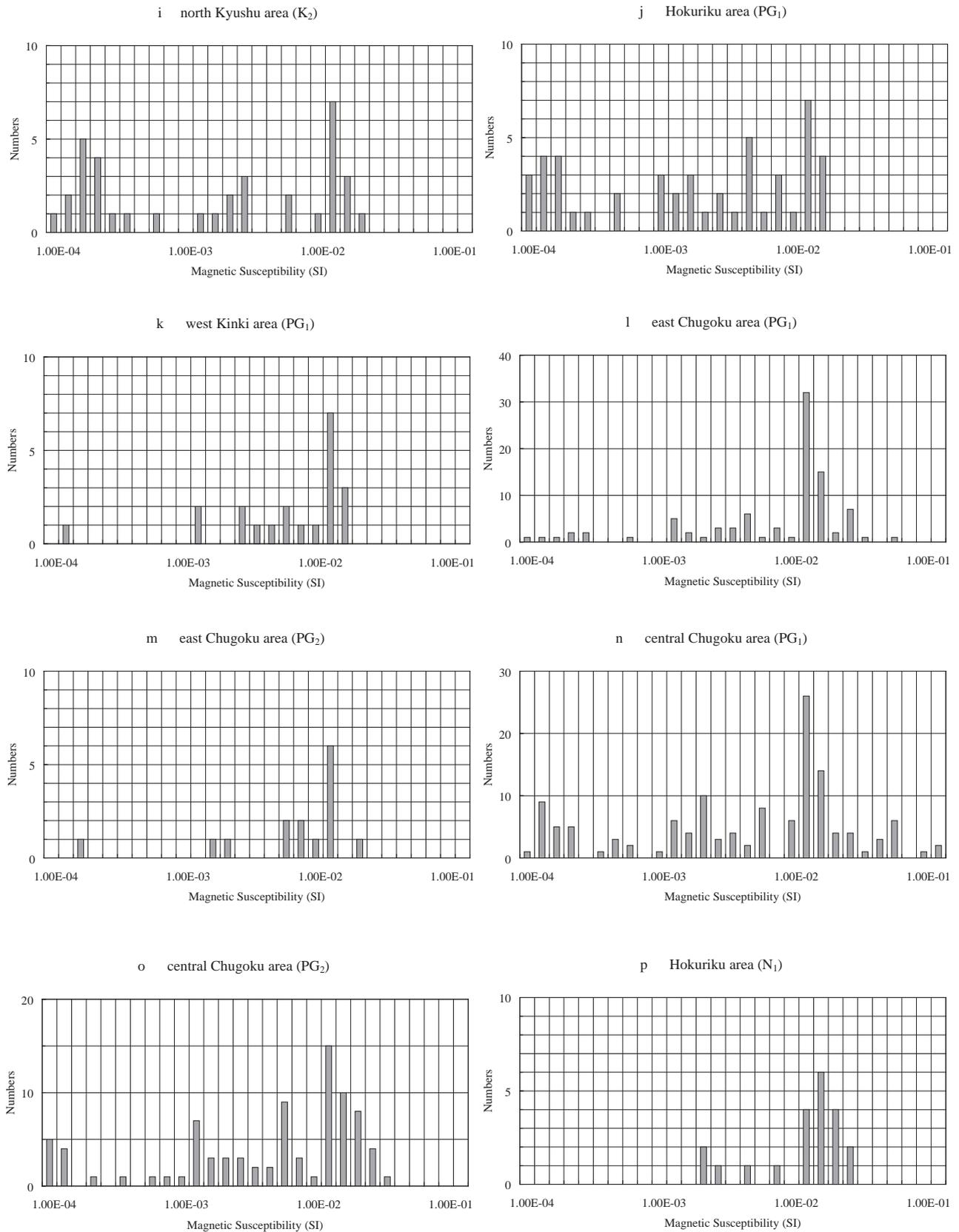
第4図 続き.

Fig.4 Continued.

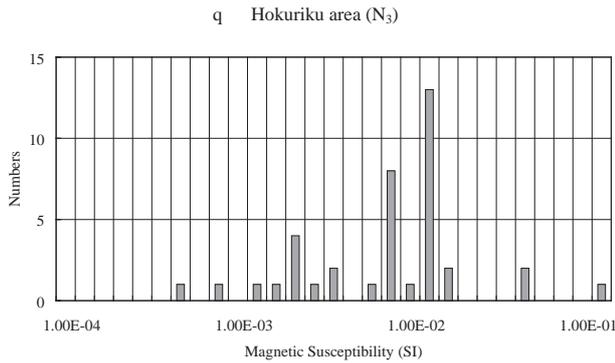


第5図 各地域でみられる磁化率の頻度分布 (記号の区分は第3図参照)。

Fig.5 Histogram of magnetic susceptibility distribution of each area. See also Fig.3.



第5図 続き.  
Fig.5 Continued.



第5図 続き。  
Fig.5 Continued.

#### 4.4 磁化率と密度の対比

磁化率と密度を対比 (第6図 a ~ k) した。これは岩石の磁化率の大きさが分化指数に相関を示すためである。密度が SiO<sub>2</sub> や Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (全鉄) に相関することはすでに述べた (金谷・大熊 2003, 2007) ところであるが、このことは花崗岩質岩においては、斑レイ岩から狭義の花崗岩までの鉄含有量は 13 - 14% から 0.6 - 0.8% (全鉄) の変化に対し磁化率が 10 - 15 倍程度の変化を示すことによる。鉄鉱物は塩基性岩においては常磁性の有色 (鉄) 鉱物がより多く含まれるため、鉄含有量に対し強磁性鉱物の割合が酸性岩に比べて低く、日本列島に見られる花崗岩質岩は密度が 2.60 から 2.95 の変化に対し磁化率 10 - 100 (x10<sup>-5</sup>) および 2000 - 20000 (x10<sup>-5</sup>) の 2 直線間 (片対数で表示) に大半の試料が含まれる (アダカイト質岩の一部が外れる) 事による。

本項目では上記の観点からこれらを多少細分化し「金谷・大熊 (2010)」同様、密度 2.60 ~ 2.95 の変化に対し磁化率 30 ~ 300, 60 ~ 600, 600 ~ 6000 (x10<sup>-5</sup>) の 3 本の区分線 (第6図) を加えて密度 2.60 のとき磁化率 30 以下 (常磁性), 30 ~ 60 (弱磁性), 60 ~ 600 (中磁性), 600 ~ 2000 (強磁性), 2000 以上 (アダカイト質, 強磁性) と名付け記載した。本報告でもこの分類に従う。白亜紀後期花崗岩 (K<sub>1-2</sub>, K<sub>2</sub>) に見られる磁化率は、東中国地域と北九州地域西部 (小倉-田川断層帯西部) を除く 5 地域では原則として 600 (密度 2.60) を超える強度 (強磁性) をもつものは殆どなく中磁性を示すものももっとも多い。中磁性を示す花崗岩は、北陸地域においては有明花崗岩体の一部、東近畿地域は野州花崗岩体、西近畿地域では茨木花崗岩体、東中国地域 (岡山南部) においては黒雲母花崗岩 (I 型, 濡木ほか, 1979; 日本地質学会, 2009) に多く見られ、同時に瀬戸内海の香川県, 本島, 豊島そして小豆島の一部にもみられる。中央中国でも呉花崗岩他 (厳島他) の一部にもあり、斜長石中に二次的な白雲母を生じたり、有色鉱物の変質に伴って鉄酸化物 (magnetite) を生じるなど、マグマ固結後の 2 次的な熱水変質を蒙っていると考えられる岩石の一部に中磁性を

示す試料が見られる。それ以外では弱磁性・常磁性で特に中部地域及び東近畿地域では殆どの試料が常磁性を示す。強磁性を示す花崗岩は中部地域ではアダカイト質花崗岩 (日曾利花崗岩) があるが、東中国地域では花崗岩を 7 種類に分類 (濡木ほか, 1979) し I ~ IV 型花崗岩または細粒花崗岩に貫かれる中-塩基性岩 (ホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩を主体とし斜方輝石や普通輝石を含むトータル岩, 石英閃緑岩, 石英モンゾ閃緑岩などをとるもの (日本地質学会, 2009) や、白亜紀後期花崗岩類の各岩型 Kgb, Kgd, Kfg (寺岡ほか, 1996) の一部にも強磁性を示すものが多く見られる。前者は田結庄 (1982) や高木 (1993) による Fe ~ Ti 酸化鉱物の報告にもあるように磁鉄鉱または磁鉄鉱・チタン鉄鉱比が高い値を示す岩石である。そして北九州地域西部では強磁性花崗岩に属する岩石がいくつか見られる。

古第三紀花崗岩は北陸地域 (PG<sub>1</sub>) においては強磁性, 弱磁性・常磁性がほぼ同数で中磁性示す岩石が一部みられる。本報告で北陸地域に含めた琵琶湖北岸から若狭湾にいたる江若花崗岩は PG<sub>1</sub> に分類されているが、岩体を構成する粗粒黒雲母花崗岩と中粒黒雲母花崗岩は全て常磁性・弱磁性花崗岩で細粒斑状黒雲母花崗岩のみ中磁性花崗岩に分類される。西近畿地域 (PG<sub>1</sub>, 宮津花崗岩) は強磁性, 中磁性ほぼ同数である。東中国地域 (PG<sub>1</sub>, PG<sub>2</sub>) においては強磁性花崗岩が最も多く、ついで中磁性, 弱磁性・常磁性花崗岩も僅かであるが認められる。中部中国地域 (PG<sub>1</sub>, PG<sub>2</sub>) は強磁性花崗岩が圧倒的に多くついで中磁性, 弱磁性・常磁性も一部みられる。

新第三紀花崗岩類 N<sub>1</sub>, N<sub>3</sub> は西南日本内帯では、北陸地域にのみ存在し、N<sub>1</sub> (能郷白山岩体ほか) は強磁性花崗岩が大半で、N<sub>3</sub> (滝谷花崗岩, 黒部川花崗岩) は強磁性花崗岩約 65%, 中磁性花崗岩 35% である。

#### 4.5 残留磁化

磁化率同様、密度と自然残留磁化 (NRM) の対比図 (第7図 a ~ k) を作成した。

K<sub>1-2</sub>, K<sub>2</sub> については密度の増加と共にやや右肩上がりに見うけられる地域も見られるが、かなり漠然としており相関があるとは言えない。PG<sub>1</sub>, PG<sub>2</sub>, N<sub>1</sub> そして N<sub>2</sub> は K<sub>1-2</sub>, K<sub>2</sub> よりも多少明確になるもののやはり相関があるとは断定できない。

#### 4.6 Qn 比 (Königsberger ratio)

自然残留磁化 (NRM) と現在の地球磁場による誘導磁場 ( $\kappa H$ ,  $\kappa$  は磁化率,  $H$  は現在の地球磁場の強さ) の比 Qn の頻度分布図 (第8図 a ~ q, 階級値は 0.2) を示す。K<sub>2</sub> の西近畿地域を除き地質年代に関係なく殆どが 0.4 以下の値を示す。西近畿地域も 0.4 以下が多い。しかし全体の約 25% が Qn 比 2.0 を超えている。

Qn 比に関連して磁化率と残留磁化の対比図 (第9図

a ~ k) を示す. 多少のパラッキが認められる地域はあるものの両者は明らかな正の相関を示す.

## 5. 考察と解釈

今回考察を行った西南日本内帯は白亜紀後期, 古第三紀そして新第三紀に到る花崗岩質岩類であって, 絶対年代でおよそ1億年より170万年に到る. これらを白亜紀後期, 古第三紀そして新第三紀に分けて考察すると白亜紀後期の  $K_{1-2}$  (古期領家) は主として今回分類の中部地域と東近畿地域に存在 (西近畿地域の淡路島にも少量) し,  $K_2$  (新期領家) はそれ以外の5地域を含めた全地域に存在する. これらを平均密度でみると, 中部・東近畿地域の  $K_{1-2}$  は2.72, 2.74 に対し,  $K_2$  は2.65 の北陸・中央中国地域から2.68 の東近畿・西近畿地域に到る狭い範囲に集中している (北九州地域は2.73). これらを最頻値で見ると  $K_{1-2}$  は  $K_2$  より高い最頻値をもつことから  $K_{1-2}$  は密度の大きい岩石の占める割合がより多いためと考えられる.

つぎに古第三紀の  $PG_1$  をみると北陸地域の2.62, 西近畿・東中国・中央中国地域の平均値はいずれも2.66で, 北陸地域是最頻値の低いものの割合が多いことによるものではないかと考えられる.  $PG_2$  は中国地方にしか存在せず平均密度は2.62であるが, これはその岩石記載 (文象斑岩, 文象質花崗岩, 細粒花崗岩など浅成の岩相で特徴づけられる) からみて, その岩質によるものと考えられる.

同様に孔隙率についてみるとその平均値は東近畿地域の  $K_{1-2}$  の0.45% から中央中国地域の  $PG_2$  の1.27% に到る. 日本の白亜紀後期花崗岩類についての密度と孔隙率の対比図を作成すると,  $y=a/(x-b)$  ( $y$ :孔隙率,  $x$ :密度,  $a, b$ :定数) の関係が見られ  $a, b$  は地域により多少異なる値 (地域の特徴, 風化, 変質等の影響などを受ける) を示す. 孔隙率は岩質により異なり, 密度が2.60の時孔隙率はおおよそ1.3%, 2.65の時0.7%, 2.70のとき0.55%, 2.80の時0.38%程度の数値を示す. これらを元に西南日本の平均密度と平均孔隙率をみると大局的には比例関係が見受けられる. しかしこれらはそれらが持つ最頻値や試料全体の風化・変質の程度やその割合もある程度反映しているものと考えられる.

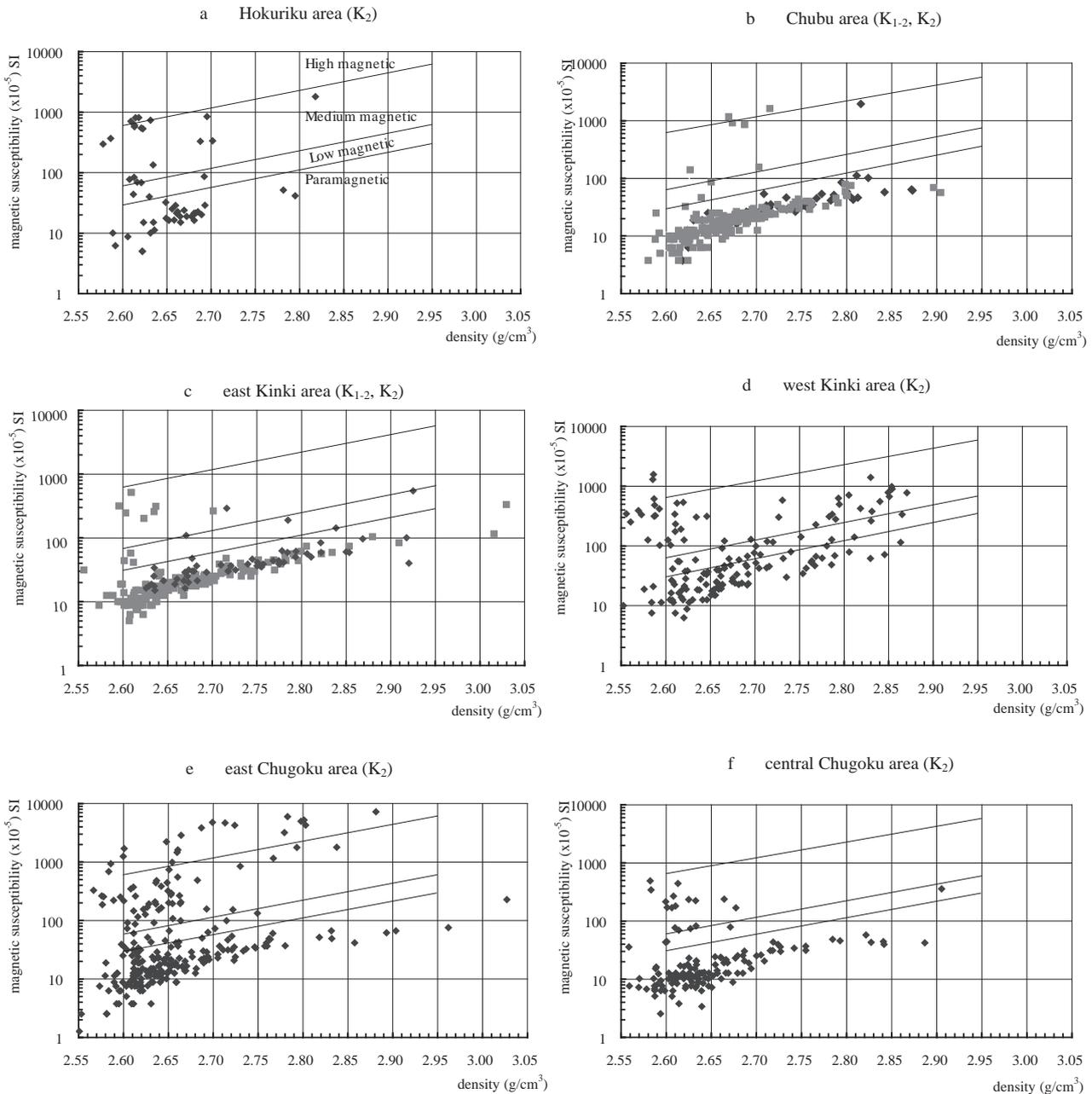
つぎに磁化率についてみると白亜紀後期の  $K_{1-2}$ ,  $K_2$  は一般に低く, アダカイト質岩を除くと  $10 \sim 30 \times 10^{-5}$  で高いものは見られない. しかし東中国地域の  $K_2$  は低いものの他に, 高い磁化率示すものが8%強含まれる. また, 北九州地域の花崗岩類も小倉—田川断層帯より西部のものに高い磁化率を示す岩石が多い. 同様に古第三紀花崗岩類の  $PG_1$ ,  $PG_2$  についてみると, 北陸地域では常磁性的なもの他にやや高い値を示すものが見られる. 西近畿地域も同様である, 東中国地域・中央中国地域はかなり高い所にピークが見られる. 北陸地域の新第三紀花崗

岩類  $N_1$ ,  $N_2$  は非常に高いピークがみられる.

磁化率と密度について  $K_{1-2}$ ,  $K_2$  をみると, 北陸地域の  $K_2$  は常磁性の試料が多く弱磁性のものは数が少なく, 中磁性の試料が全体のおおよそ30%を占める. 中部地方の  $K_{1-2}$ ,  $K_2$  は大半の試料が常磁性であるが数個強磁性に入る試料 (アダカイト質岩, 前述) が見られる. 東近畿地域にみられる  $K_{1-2}$ ,  $K_2$  は多くが常磁性花崗岩であるが中磁性花崗岩も一部に見られる. 西近畿地域に見られる  $K_2$  は常磁性・弱磁性共に多く中磁性花崗岩もそれなりの数が見られる. 東中国地域の  $K_2$  は常磁性花崗岩が多く, 弱磁性もある程度認められるが, 密度の低い (2.67以下) 約20%の試料に中磁性が, また約8%の試料に強磁性の岩石が認められる. 前回報告の足尾帯南部の中磁性花崗岩は, 20万分の1地質図「日光」(山元ほか, 2000) にみられる分類凡例が後期白亜紀—前期古第三紀になっている事, 及び中磁性を示す花崗岩の分布が群馬県利根郡武尊山周辺, 群馬県水上町, 奥利根湖周辺に限られる事などから今回の分類基準の  $K_2$  に該当しない可能性があり, 山陽帯に見られる特徴とは異なるものではないかと考えられる. 東中国地域の強磁性花崗岩の一部については既に報告 (高木, 1993) があるが, これら強磁性花崗岩に分類される岩石はその割合は異なるものの, 東中国の山陽帯に属するいくつかの岩型に見られる. 中央中国地域の  $K_2$  は常磁性花崗岩がかなり多くまた, 12%前後の試料が中磁性を示す. 北九州地域は小倉—田川断層帯東側の  $K_2$  は常磁性を示すものが多いが西側の多くは強磁性花崗岩である. これらについては, 既に詳細な報告 (石原ほか, 1979) がある.

つぎに  $PG_1$ ,  $PG_2$  について考察すると, 北陸地域の  $PG_1$  は常磁性・弱磁性, 中磁性, 強磁性を示すものの割合はそれぞれ1/3ずつで強磁性を示す試料は主として白川谷に露出する試料 (白川花崗岩) であり, 琵琶湖, 若狭湾付近にみられる江若花崗岩については強磁性を示すものではなく常磁性・弱磁性及び中磁性を示すものがほぼ同数である. 西近畿地域 (宮津花崗岩) は強磁性, 中磁性を示し, 前者の割合が多い. 東中国地域の  $PG_1$  は強磁性を示すもの73%, 中磁性を示すもの18%, 弱磁性・常磁性を示すもの9%である.  $PG_2$  は強磁性, 中磁性で, 前者が約80%である. 中央中国地域の  $PG_1$  は強磁性・中磁性そして常磁性・弱磁性の割合は60%・25%そして15%であり,  $PG_2$  のそれは58%, 32%そして10%である. 新第三紀に分類される  $N_1$  は能郷白山岩体他で殆どが強磁性花崗岩であり,  $N_3$  に分類される黒部川・滝谷花崗岩は2/3が強磁性, 1/3が中磁性である.

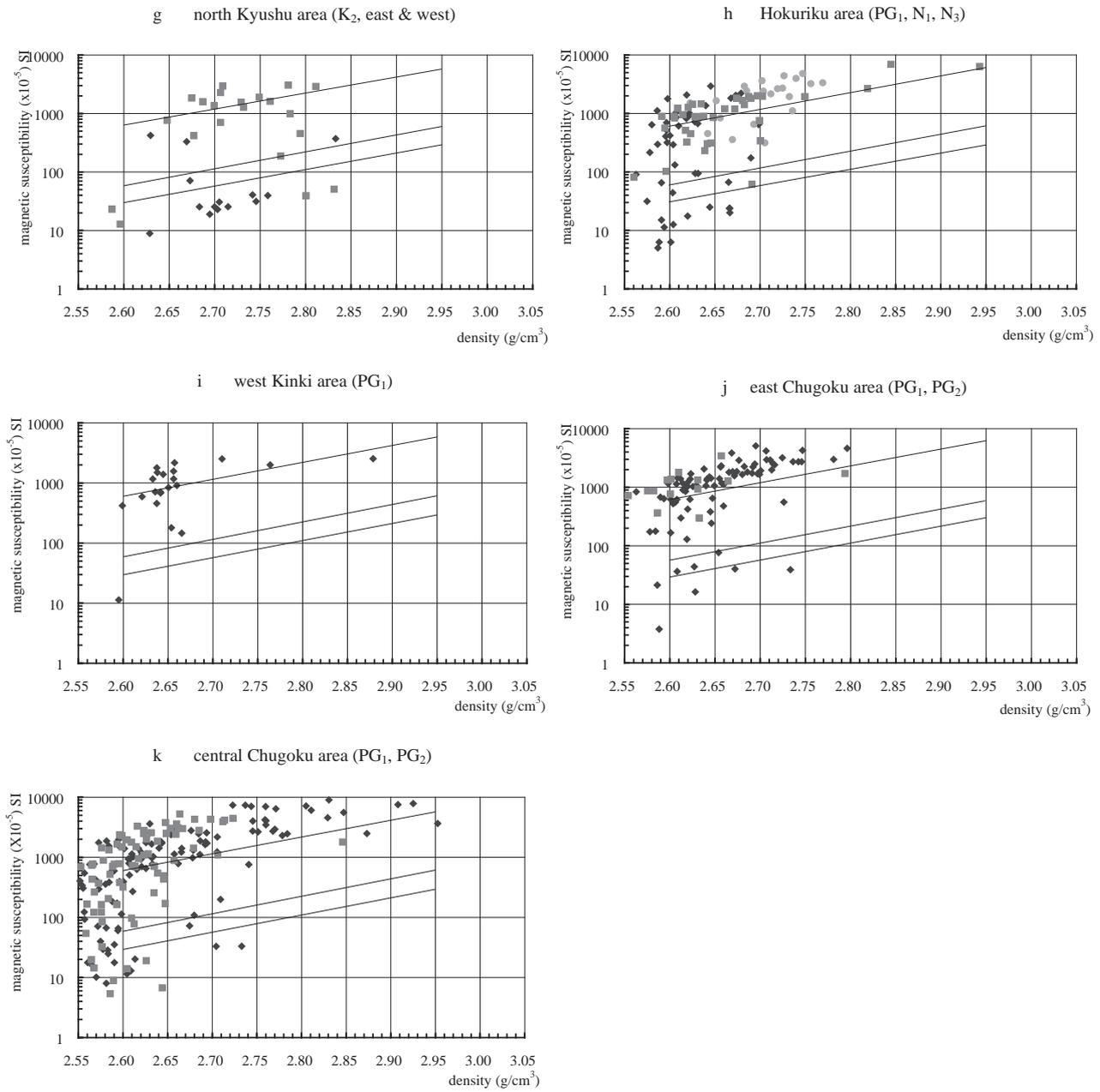
残留磁化についてみると密度との相関は見られない.  $Q_n$  比は地域に関係なく0.4以下を示す. 一部地域の試料には雷の影響を受けたと見られる  $Q_n$  比の高いものが認められる.



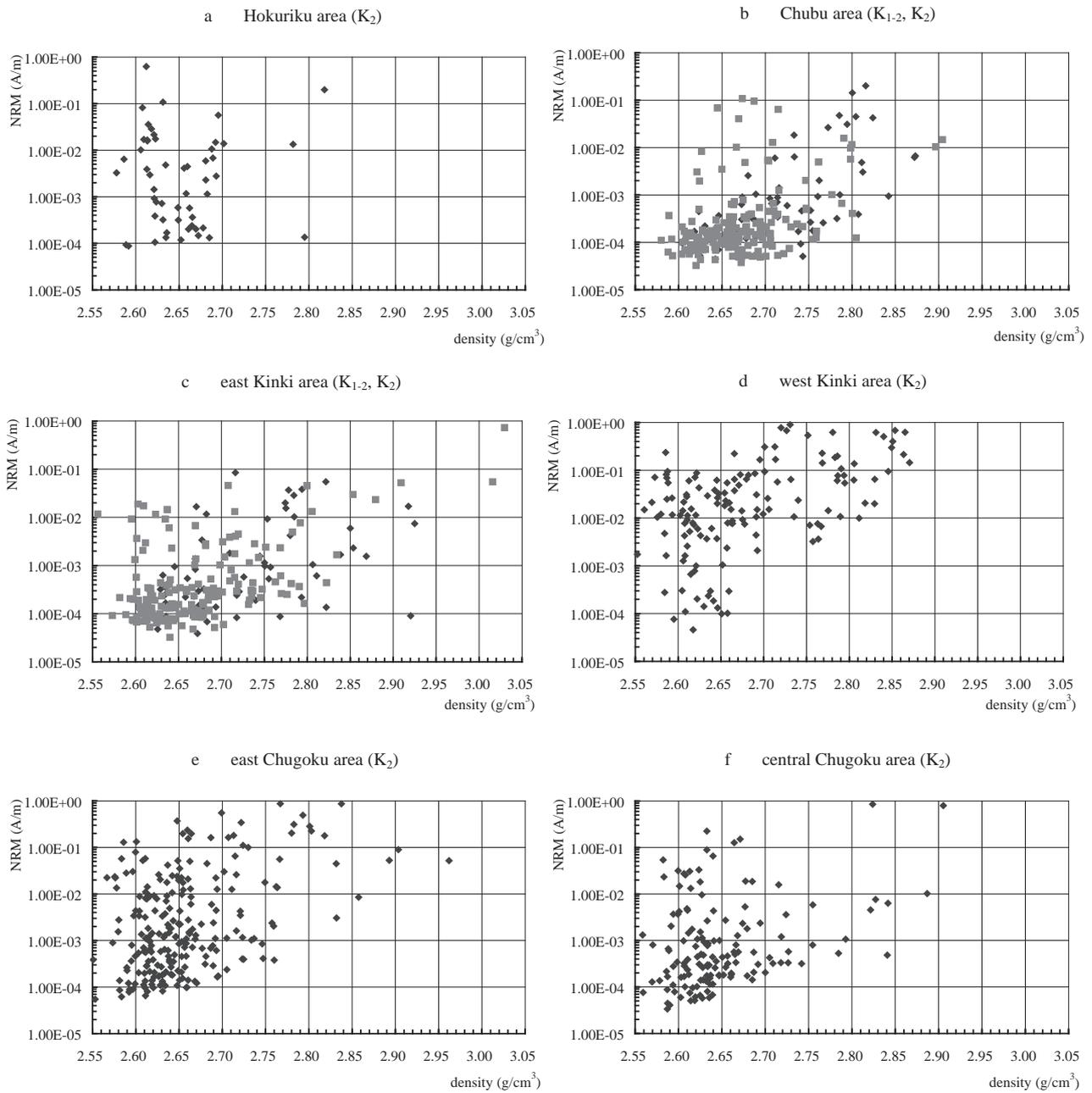
第6図 密度と磁化率の対比図 (白亜紀後期  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , 古第三紀  $PG_1$ ,  $PG_2$ , 新第三紀  $N_1$ ,  $N_3$ ). a:北陸地域 ◆: $K_2$ , b:中部地域 ◆: $K_{1-2}$ , ■: $K_2$ , c:東近畿地域 ◆: $K_{1-2}$ , ■: $K_2$ , d:西近畿地域 ◆: $K_2$ , e:東中国地域 ◆: $K_2$ , f:中央中国地域 ◆: $K_2$ , g:北九州地域 東◆: $K_2$ , 西■: $K_2$ , h:北陸地域 ◆: $PG_1$ , ●: $N_1$ , ■: $N_3$ , i:西近畿地域 ◆: $PG_1$ , j:東中国地域 ◆: $PG_1$ , ■: $PG_2$ , k:中央中国地域 ◆: $PG_1$ , ■: $PG_2$ . 三本の直線は a:常磁性・弱磁性, b;中磁性そして c;強磁性の区分線をあらわす.

Fig.6 Relationship between density and magnetic susceptibility. Three straight lines indicate the boundary of a; paleomagnetic, lower magnetic, b; medium magnetic and c; high magnetic zones.

(Late Cretaceous:  $K_{1-2}$ ,  $K_2$ , Paleogene: $PG_1$ ,  $PG_2$ , Neogene:  $N_1$ ,  $N_3$ ), a: Hokuriku area ◆: $K_2$ , b: Chubu area ◆: $K_{1-2}$ , ■: $K_2$ , c: east Kinki area ◆: $K_{1-2}$ , ■: $K_2$ , d: west Kinki area ◆: $K_2$ , e: east Chugoku area ◆: $K_2$ , f: central Chugoku area ◆: $K_2$ , g: north Kyushu area, east ◆: $K_2$ , west ■: $K_2$ , h: Hokuriku area ◆: $PG_1$ , ●: $N_1$ , ■: $N_3$ , i: west Kinki area ◆: $PG_1$ , j: east Chugoku area ◆: $PG_1$ , ■: $PG_2$ , k: central Chugoku area ◆: $PG_1$ , ■: $PG_2$ .



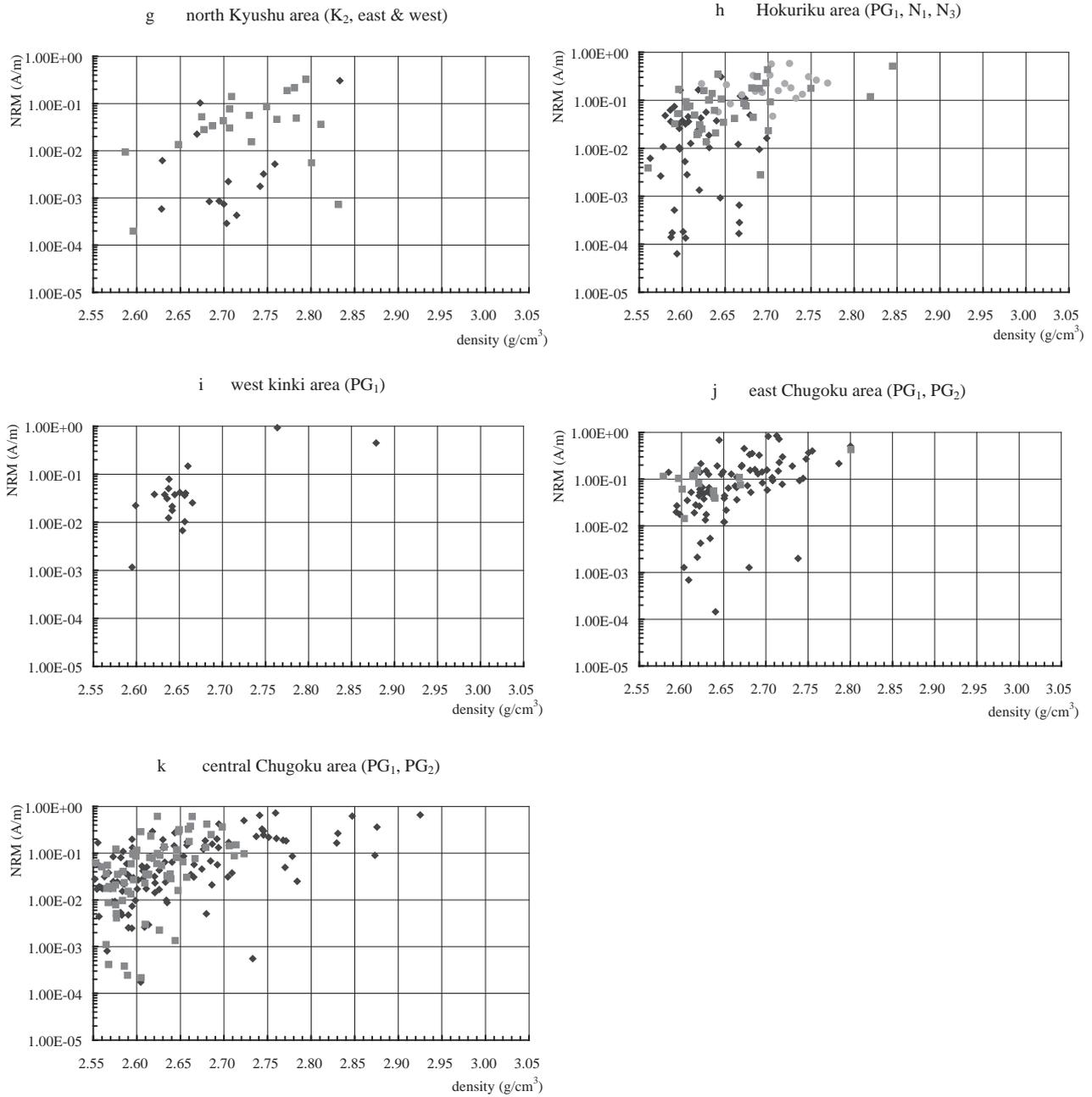
第6図 続き.  
Fig.6 Continued.



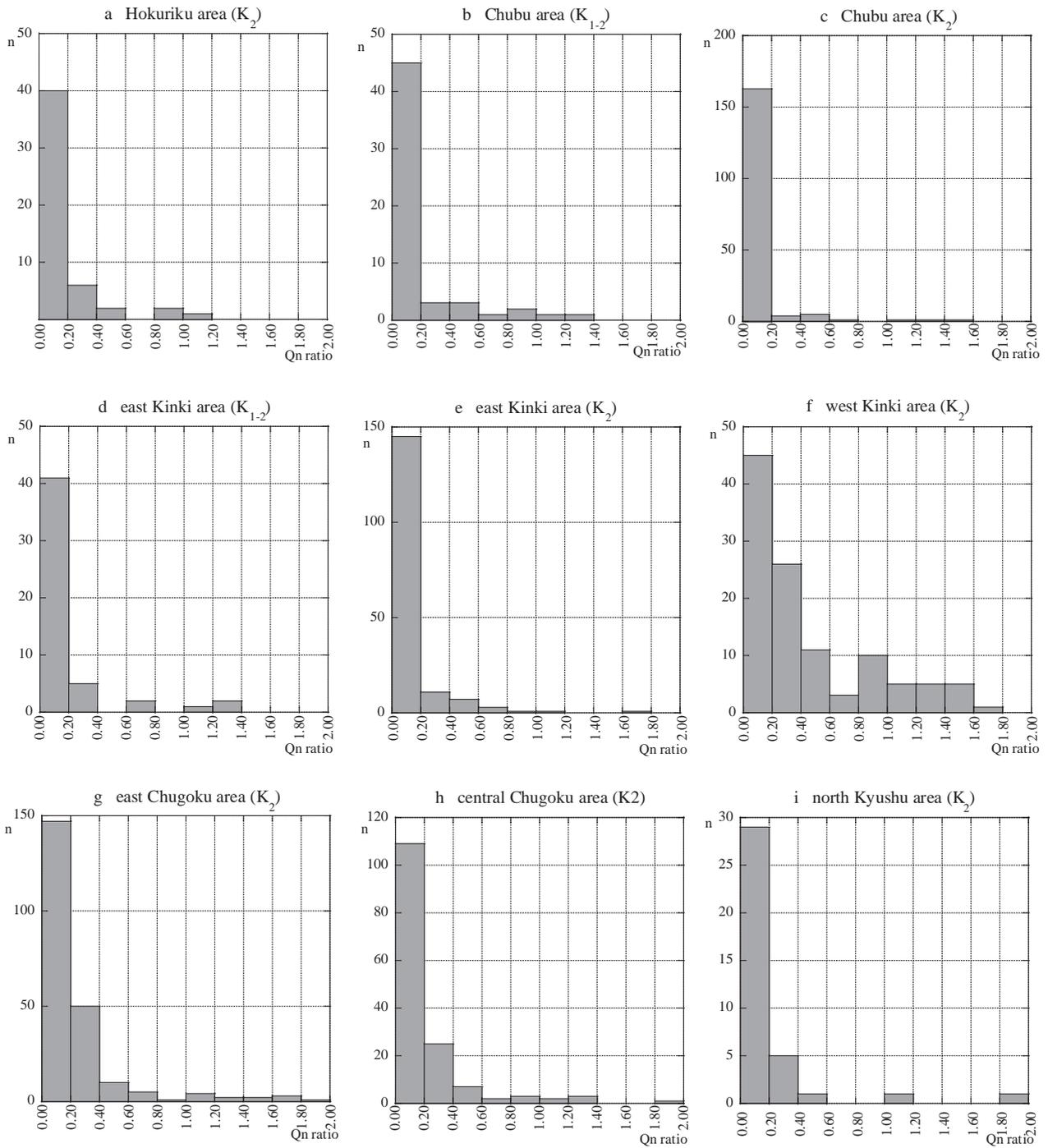
第7図 密度と残留磁化の対比図。

a : 北陸地域 K<sub>2</sub>, b : 中部地域 K<sub>1-2</sub>, K<sub>2</sub>, c : 東近畿地域 K<sub>1-2</sub>, K<sub>2</sub>, d : 西近畿地域 K<sub>2</sub>, e : 東中国地域 K<sub>2</sub>, f : 中部中国地域 K<sub>2</sub>, g : 北九州地域 K<sub>2</sub>, h : 北陸地域 PG<sub>1</sub>, N<sub>1</sub>, N<sub>3</sub>, i : 西近畿地域 PG<sub>1</sub>, j : 東中国地域 PG<sub>1</sub>, PG<sub>2</sub>, k : 中央中国地域 PG<sub>1</sub>, PG<sub>2</sub> (記号の区分は第6図参照)。

Fig.7 Relationship between density and NRM. See also Fig.6.

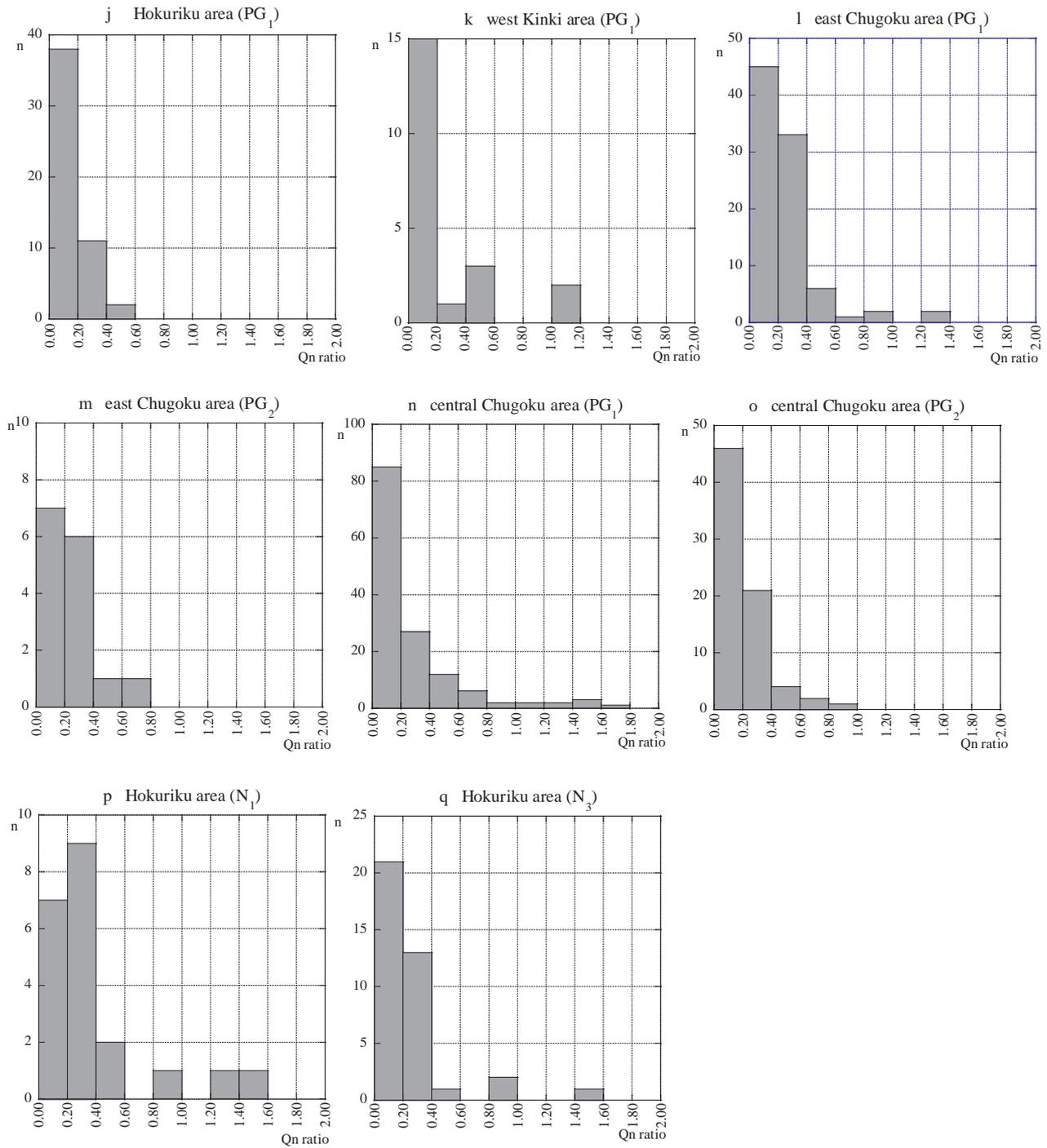


第7図 続き.  
Fig.7 Continued.



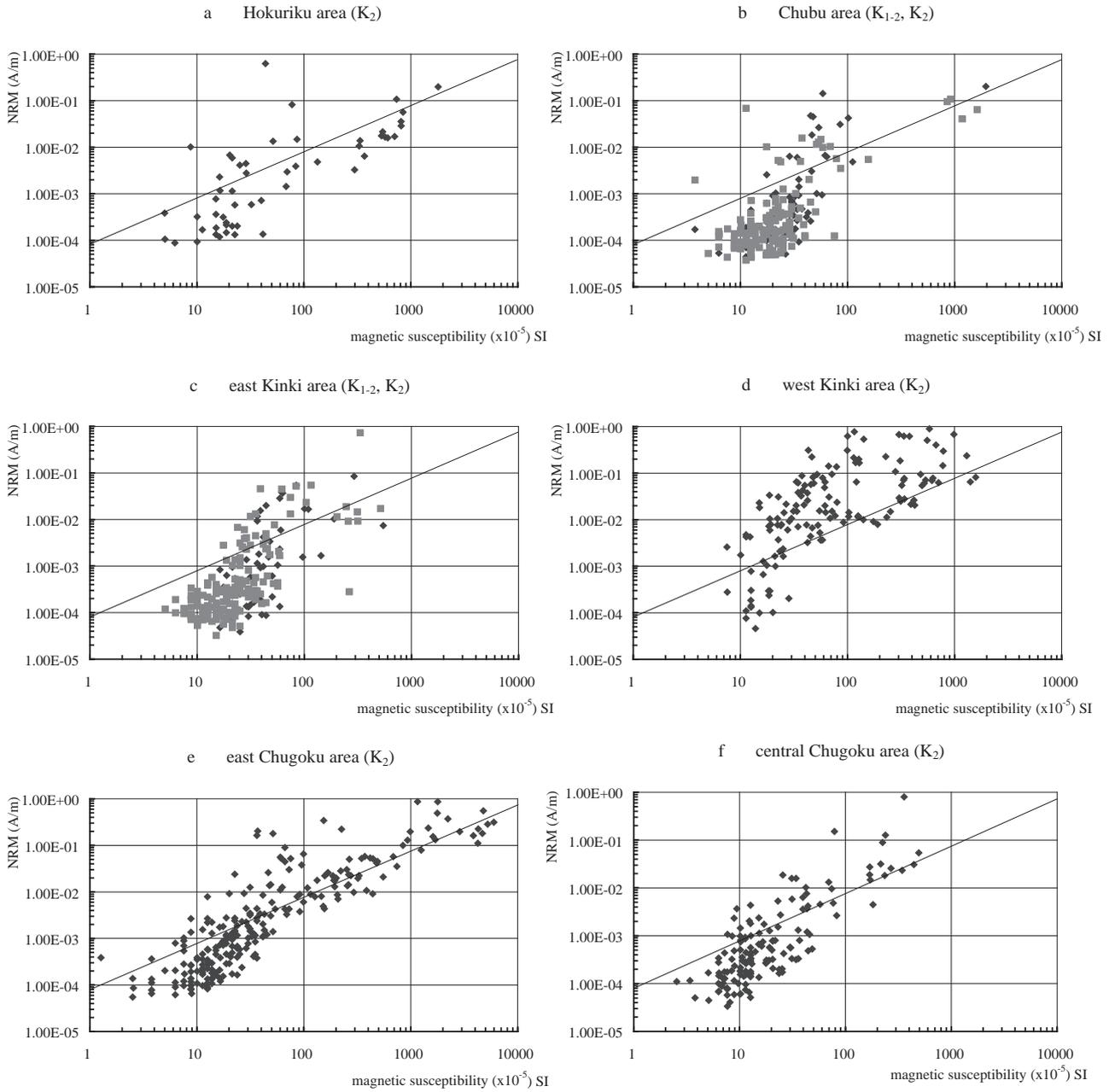
第8図 各地域の  $Qn$  比の頻度分布 (記号の区分は第3図参照).

Fig.8 Histogram of  $Qn$  ratio distribution of each area. See also Fig.3.



第8図 続き.

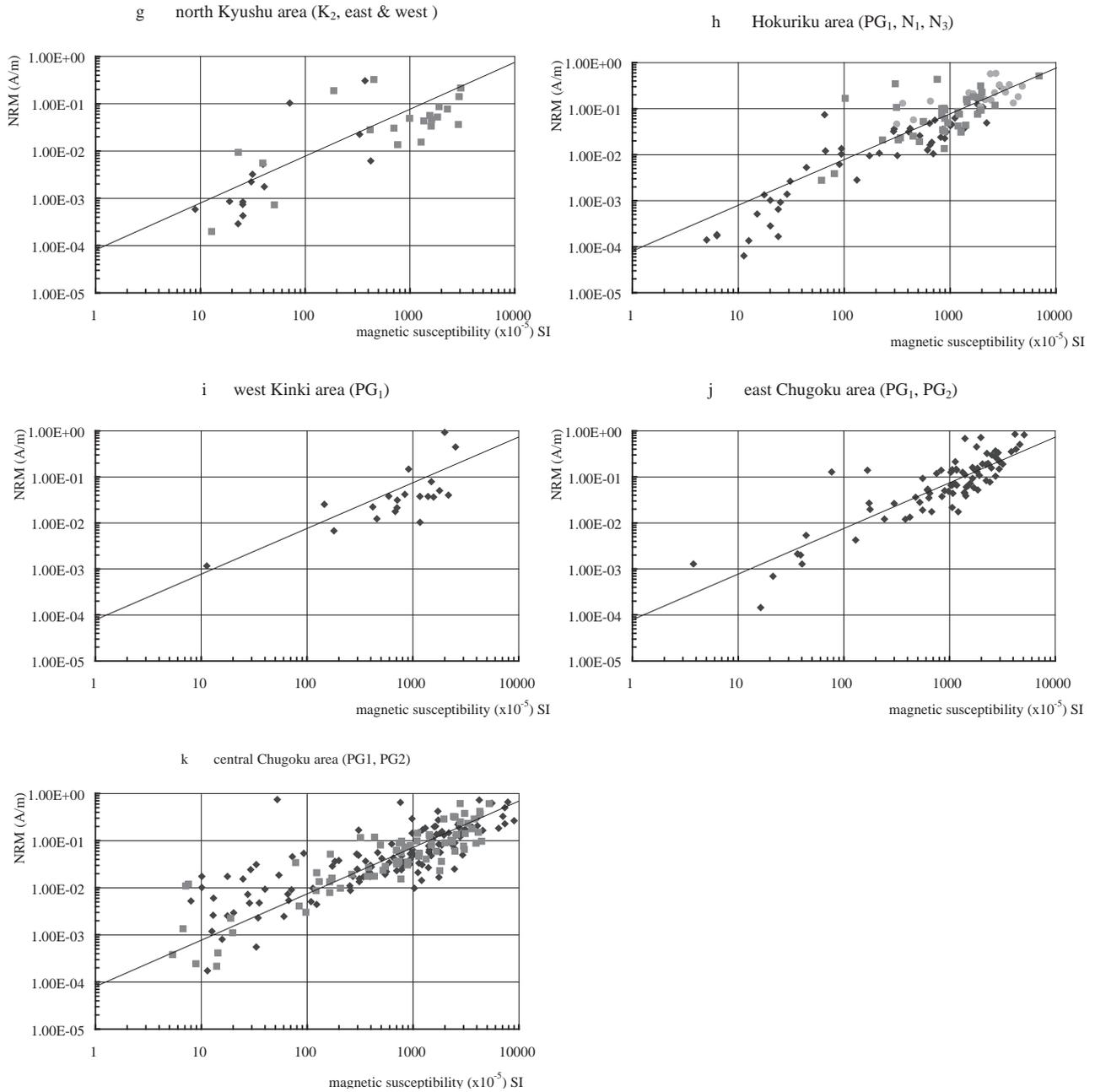
Fig.8 Continued.



第9図 磁化率と残留磁化の対比図.

a : 北陸地域  $K_2$ , b : 中部地域  $K_{1-2}, K_2$ , c : 東近畿地域  $K_{1-2}, K_2$ , d : 西近畿地域  $K_2$ , e : 東中国地域  $K_2$ , f : 中央中国地域  $K_2$ , g : 北九州地域  $K_2$ , h : 北陸地域  $PG_1, N_1, N_3$ , i : 西近畿地域  $PG_1$ , j : 東中国地域  $PG_1, PG_2$ , k : 中央中国地域  $PG_1, PG_2$  (記号の区分は第6図参照). 図中の実線は  $Q_n=0.2$  を表す. (記号の区分は第6図参照)

Fig.9 Relationship between magnetic susceptibility and NRM. Solid lines show  $Q_n=0.2$ . See also Fig.6.



第9図 続き.

Fig.9 Continued.

## 6. まとめと結論

西南日本内帯を7地域に分け地質年代を基にこれを観察した。これらの結果以下の事が確認された。

1. 密度の平均値は白亜紀後期、中部地域・東近畿地域の  $K_{1-2}$  (古期領家) と北九州地域  $K_2$  (新时期領家) が、2.72 ~ 2.74 と最も大きく、北陸地域、中央中国地域の  $PG_1$ 、 $PG_2$  (古第三紀) の 2.62 で最も小さい。

2. 孔隙率は大局的に見て各地域の平均密度 (最頻値) の大きさに逆比例している。また密度が 2.80 ~ 2.60 (斑レイ岩~狭義の花崗岩) まで変化した時の孔隙率の変化はおおよそ 0.38 ~ 1.4% で、その差はほぼ 1% 見られる。これは両岩石の構成鉱物の違い、つまり石英とカリ長石の量比が完全に異なることから、冷却時の石英の相変化 ( $\alpha - \beta$ ) や、鏡下でみられる石英・カリ長石の割れ目の存在などからも説明される。

3. 岩質を考慮して分けたその岩石のもつ磁化率の大きさにより強磁性、中磁性、弱磁性・常磁性に分類した時、強磁性を示す岩石の多い区域、少ない区域に分類することができる。

強磁性を示す地域は強磁性を示す岩石試料の割合が圧倒的に多いことを示すもので中磁性、弱磁性・常磁性の岩石試料もある割合で含まれ、地質年代や地域によってその割合は異なる。

これらを地質年代で分けてみると、白亜紀後期に分類される岩石のうち  $K_{1-2}$  に分類される北陸地域、中部地域、東近畿地域、西近畿地域、中央中国地域の花崗岩は主として a. 常磁性・弱磁性で構成され、 $K_2$  に分類される花崗岩は b. 常磁性・弱磁性、中磁性に分類され、古第三紀に分類される岩石 ( $PG_1$ 、 $PG_2$ ) は主として c. 中磁性、強磁性花崗岩で構成される3種に分けられる。これら岩石はこれまで、それぞれの岩石学的特徴や絶対年代などから領家帯、山陽帯そして山陰帯などと名付けられ使用されてきた。しかし各帯の境界は必ずしも明瞭でないところもあり、これまでも報告されているように磁気的に見ても、東中国地域において  $K_2$  に分類される花崗岩のいくつかに強磁性を示す岩石が見受けられ、また  $K_2$  に分類されてきた山陽帯に密度 2.58 ~ 2.66 の低密度 ( $SiO_2=77 - 70\%$ ) の部分に中磁性を示す岩石がいくつか存在する。これはこれら地域の密度と主成分元素 ( $SiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ ) の相関々係はそうでない地域の結果と比較して係数がやや異なる事実とも合わせ今後検討されるべき問題と考えられる。

4. 残留磁化と相関が認められるのは磁化率であって、その  $Q_n$  比 (Königsberger ratio) は地域によらず 0.4 以下である。このため磁気探査を行った時、誘導磁化への影響は非常に小さい。

謝辞：本研究を進めるにあたり中央中国地域 (浜田・広島南北断面) および北九州地域の岩石試料の提供を受け、現地における地質情報や鏡下観察結果など貴重な情報の提供を頂き、かつ適切な助言をして戴いた産業技術総合研究所地質情報研究部門、松浦浩久博士には深く感謝の意を表する。

## 文献

- 地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図 第 3 版。  
 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教 (1991) 「槍ヶ岳地域の地質」。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所。  
 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「富山」、地質調査所。  
 原山 智・高橋 浩・中野 俊・菊谷愛彦・駒澤正夫 (2000) 「立山地域の地質」。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所。  
 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄 (1985) 「呉地域の地質」。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所。  
 飯泉 茂・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜 (1985) 中国・四国地方の白亜紀~古第三紀火成活動一火成岩類の対比を中心として一。地球科学, **39**, 372 - 384。  
 猪木幸雄 (1981) 20 万分の 1 地質図幅「姫路」、地質調査所。  
 石原舜三・唐木田芳文・佐藤興平 (1979) 北九州一西中国地域の磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布一特に小倉一田川断層帯の再評価一。地質雑, **85**, 47 - 50。  
 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化。岩鉱, **68**, 211-224。  
 金谷 弘・大熊茂雄 (2003) 物理定数から見た白亜紀一古第三紀花崗岩類一その 1. 東北地方北部。地調研報, **54**, 303 - 313。  
 金谷 弘・大熊茂雄 (2007) 物理定数から見た白亜紀一古第三紀花崗岩類一その 2. 東北地方南部。地調研報, **58**, 239 - 252。  
 金谷 弘・大熊茂雄 (2010) 物理定数から見た白亜紀一古第三紀花崗岩類一その 3. 足尾帯 (関東地方北部)。地調研報, **61**, 1 - 15。  
 鹿野和彦・松浦浩久・服部 仁・山田直利・東元定雄・広島俊男・須田芳朗・駒澤正夫 (1988) 20 万分の 1 地質図幅「浜田」、地質調査所。  
 鹿野和彦・原山 智・山本博文・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1999) 20 万分の 1 地質図幅「金沢」、地質調査所。  
 加藤碩一・佐藤岱生 (1983) 「信濃池田地域の地質」。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)、地質調査所。

- 加藤硯一・佐藤岱生 (1989) 「大町地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎 (1986) 20 万分の 1 地質図幅「京都及大阪」, 地質調査所.
- 木野崎吉郎 (1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広大地研報, **3**, 61 - 76.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 浩・星住英雄・鎌田耕太郎・広島俊男 (1993) 20 万分の 1 地質図幅「福岡」, 地質調査所.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋祐平・駒澤正夫 (1998) 20 万分の 1 地質図幅「和歌山」, 地質調査所.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓 (1999) 「敦賀地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 黒田和男 (1968) 20 万分の 1 地質図幅「宮津」, 地質調査所.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斉藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・駒澤正夫・広島俊男 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「岡山及び丸亀」, 地質調査所.
- 松浦浩久・豊 遙秋・佃 栄吉 (1999) 「巖島地域の地質」地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 牧本 博・利光誠一・高橋 浩・水野清秀・駒澤正夫・志知龍一 (1995) 20 万分の 1 地質図幅「徳島」, 地質調査所.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」, 地質調査総合センター.
- 村上允英 (1979) 東中国における後期中生代～古第三紀酸性岩類の南北変化の概要. 地質学論集, **17**, 3 - 18.
- 日本地質学会編, 日本地方地質誌 6 中国地方 (2009), p.296 - 299, 朝倉書店.
- 濡木輝一・浅見正雄・光野千春 (1979) 岡山県中・南部の花崗岩類. 地質学論集, **17**, 35 - 46.
- 坂本 亨・山田直利・須田芳郎 (1982) 20 万分の 1 地質図幅「松江及び大社」, 地質調査所.
- 笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫 (1979) 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類, 地質学論集, **17**, 19 - 35.
- 田結庄良昭 (1982) 東中国および近畿地域の後期中生代～古第三紀花崗岩類中の Fe - Ti 酸化鉱物. 岩鉱, **77**, 387 - 402.
- 高木哲一 (1993) 磁鉄鉱系列 / チタン鉄鉱系列花崗岩質マグマの酸化還元状態の推移—中国地方中部～東部の例—. 岩鉱, **88**, 165 - 178.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅治・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「高梁」, 地質調査所.
- 上村不二男・坂本 亨・山田直利 (1974) 20 万分の 1 地質図幅「鳥取」, 地質調査所.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫 (1992) 20 万分の 1 地質図幅「岐阜」, 地質調査所.
- 山田直利・東元定雄・水野清秀・広島俊男・須田芳郎 (1986) 20 万分の 1 地質図幅「広島」, 地質調査所.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤硯一・広島俊男・駒澤正夫 (1989) 20 万分の 1 地質図幅「高山」, 地質調査所.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒澤正夫 (1990) 20 万分の 1 地質図幅「飯田」, 地質調査所.
- 山元孝広・滝沢文教・高橋 浩・久保和也・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2000) 20 万分の 1 地質図幅「日光」, 地質調査所.
- 吉田史郎・西岡芳晴・木村克巳・長森英明 (2003) 「近江八幡地域の地質」, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査総合センター.

( 受付 : 2010 年 9 月 8 日 ; 受理 : 2011 年 3 月 11 日 )

## K-Ar ages of adularia at the Koryu epithermal Au-Ag deposit, Hokkaido in Japan

Toru Shimizu<sup>1, \*</sup>

Toru Shimizu(2011) K-Ar ages of adularia at the Koryu epithermal Au-Ag deposit, Hokkaido in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62 (5/6), p. 235- 241, 4 figs, 1 table.

**Abstract:** Four new K-Ar ages of adularia at the Koryu Au-Ag epithermal vein deposit along with the mineralization stages were determined. One age is 1.4 Ma for the first mineralization stage and the other three ages are 1.19-1.10 Ma for the most economically important Au-Ag mineralization stage. Combined with published data of K-Ar ages, mineral description, and fluid inclusion study, the results suggest that the hydrothermal activities waxed and waned, forming ore veins with ten mineralization stages for 0.55 million years in the Koryu deposit.

**Keywords:** K-Ar age, epithermal Au-Ag deposit, Koryu, mineralization stages, adularia, duration of mineralization

### 1. Introduction

The K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of adularia (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) are useful to constrain the duration of mineralization and the timing of gold and silver precipitation in the epithermal Au-Ag vein deposits because adularia repeatedly occurs during vein formation and is commonly associated with gold and silver minerals (e.g., Sekine *et al.*, 2002; Leavitt *et al.*, 2004; Sanematsu *et al.*, 2006; Hames *et al.*, 2009). Several K-Ar age studies have been conducted on adularia and sericite at the Koryu Au-Ag epithermal deposit (Sugaki and Isobe, 1985; Shimizu and Matsueda, 1993; Fujikawa *et al.*, 1995). They showed that the ages varied between 1.2 and 0.85 Ma among different veins. This paper reports four new K-Ar ages of adularia: one from the first mineralizing band and three from the most prominent gold- and silver-mineralizing band. Combined with the previous age data and mineralogical data (i.e., mineral paragenesis and zoning, Shimizu *et al.*, 1998), this paper clarifies the timing of the most important Au-Ag precipitation and duration of vein mineralization at the Koryu deposit.

### 2. Ore deposit and mineralogy

The Koryu Au-Ag deposit occurs within alternating mudstone and siltstone of Miocene (Hasegawa *et al.*, 1987) and consists of eight major ore veins (Fig. 1). The veins strike approximately east-west and dip steeply. The deposit was discovered in 1899 and recently produced about 3000 tons of ore per year with

a grade of 40 g Au/t (Shimizu *et al.*, 1998). The mine was exploited over a lateral extent of up to 1 km and to depths of 180 m until the mine was closed in 2006.

Mineralogy at major ore veins Nos. 1, 2 and 3 was intensively investigated by Sugaki *et al.* (1984), Shimizu and Matsueda (1993), Ono and Sato (1994) and Shimizu *et al.* (1998). These studies showed that the ore minerals occurred in black-colored gold and silver-rich bands (“ginguro”), as massive black ore with clay minerals, as disseminations in quartz, and as euhedral crystals in quartz vugs. The common ore minerals are pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, electrum, acanthite-aguilarite, polybasite-pearceite and pyrargyrite-proustite. Gangue minerals mainly consist of quartz with lesser amounts of adularia, manganocalcite, johannsenite, smectite, sericite, interstratified chlorite-smectite, vermiculite-biotite, and a kaolin mineral.

### 3. Mineral paragenesis, zoning and distribution of adularia

The mineral paragenesis, zoning and distribution of adularia in Nos. 2 and 3 veins were investigated in detail by Shimizu *et al.* (1998) and summarized as follows. Figure 2 shows a mineral paragenesis compiled from mineralogical data at Locs. A, B and D in Figure 1. The mineralization is divided into two epochs: the earlier and later based on the cross-cutting relationships between the veins. The earlier and later epochs are divided into three stages (E-I~III) and seven stages (L-I-VII), respectively. Each stage is further divided into several substages according to the mineral assemblage

<sup>1</sup>AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation

\* Corresponding author: T. Shimizu, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567, Japan. E-mail: t.shimizu@aist.go.jp

and growth textures of minerals.

The mineral assemblage for the earlier mineralization stages is quartz, adularia, and manganocalcite with small amounts of ore minerals whereas that for the later mineralization stages is quartz, adularia, interstratified chlorite/smectite and large amounts of ore minerals. The earlier mineralization occurs only at No. 2 vein whereas the later occurs both at Nos. 2 and 3 veins: stages L-I to VII at No. 3 vein and stages L-III, VI and VII at No. 2 vein. The Au-Ag ore forming episodes are stages E-II and L-I, III, IV, and V. The stage L-III band is the largest and richest zone of Au-Ag mineralization; abundant gold and silver minerals (e.g., electrum) precipitated in the stage III band at bonanzas 1 and 2 (Fig. 1) where the vein is thickest (~2 m). The stage L-III band is seen in many outcrops between Nos. 2 and 3 veins.

Adularia is identified in a number of stages and sub-stages: E-I, E-II-a, b, L-I-a, b, c, L-II, L-III-c, e, g, i, L-VI-a, and L-VII (Fig. 2). The mineral generally occurs

as rhombic crystals in these stages except for columnar crystals in substage L-III-i. On an ore deposit scale, large amounts of gold and silver minerals are present in stage L-III band that contained abundant adularia. However, on a hand specimen to microscopic scale, gold and silver minerals coexist with clay minerals and quartz in the bands that alternately occur with adularia-quartz bands.

#### 4. Sample descriptions

Four samples for K-Ar dating were collected from veins in different locations. One of the stage E-I (Fig. 3a) was from an outer band of the No. 2 vein that was approximately 5 mm in thickness adjacent to host rocks at Loc. A. The band was clearly older than the inner bands in the outcrop, hand specimen, and thin section. Ore minerals were not seen in the hand specimen but small amounts of pyrite, sphalerite and galena coexist with adularia and manganocalcite in thin sections (Shi-

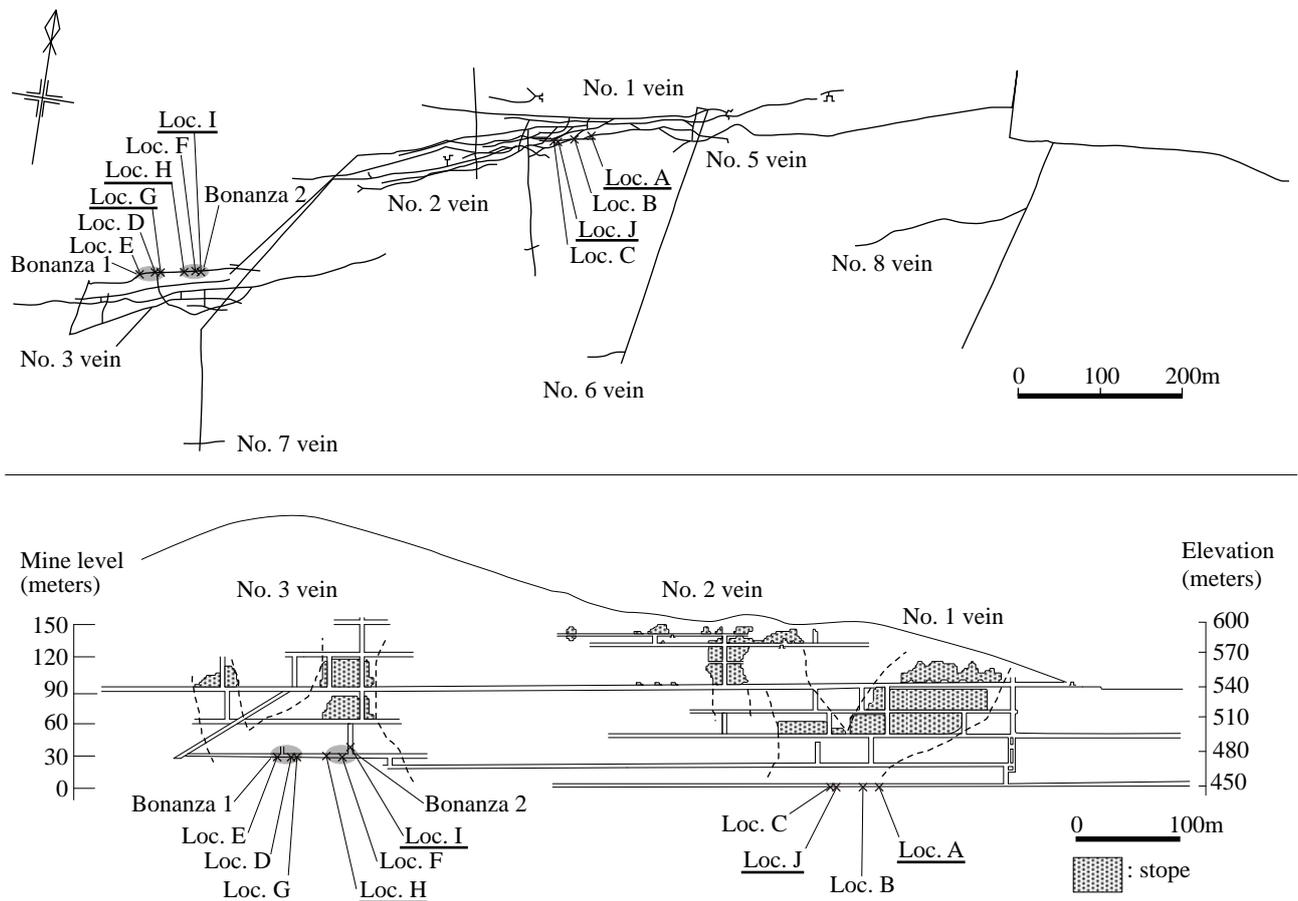


Fig. 1 Exploration adits of Koryu mine (above) and generalized longitudinal projection onto a vertical plane of the Nos. 1, 2 and 3 veins (below). Modified after Shimizu *et al.* (1998). The characteristics (strike, dip, length, width) of each vein are as follows; No. 1 vein: N80-90°W, 65-85°S, 550 m, 0.3-1.5 m, No. 2 vein: N75-80°E, 70-80°N, 400 m, 0.1-0.4 m and No. 3 vein: N80°E-N80°W, 70-88°N, 450 m, 0.2-2.0 m. Locations (Loc.) A to F correspond to those for mineralogical, fluid inclusion and stable isotopic studies by Shimizu *et al.* (1998). Samples for K-Ar age determination in the present study were obtained from underlined locations A, H, I and J that correspond to those in Table 1. Dotted lines enclose the high Au-Ag grade zone. Oval shaded areas in No. 3 vein are bonanzas that were mineralogically studied in detail by Shimizu *et al.* (1998).

mizu *et al.*, 1998). Two of the stage L-III (Figs. 3b and c) were collected from inner portions of the No. 3 vein at Locs. H and I. One (Fig. 3d) was a float at Loc. J, No. 2 vein. In the latter three samples, an adularia band (~1 cm in maximum thickness) commonly alternated with a ginguro band.

### 5. Procedure for K-Ar dating

Adularia was separated from the samples by hand-picking after slight crushing and carefully checked for contamination by binocular microscope examination. In order to concentrate adularia and remove coexisting manganocalcite, the sample of the stage E-I was treated

with hydrochloric acid (0.5N). All the samples were washed by distilled water and were dried in the oven at 110 °C. We prepared a few grams of each sample for K-Ar age determination. The measurements were carried out by Geological & Nuclear Sciences Ltd. and Mitsubishi Materials Co., Ltd. for stage E-I and L-III samples, respectively.

### 6. Results

Combined with previous data, the results of four K-Ar ages are listed in Table 1. The age of the stage E-I (1.4±0.1 Ma) is the oldest and the three ages of the stage L-III (1.10±0.12, 1.19±0.07 and 1.19±0.08 Ma)

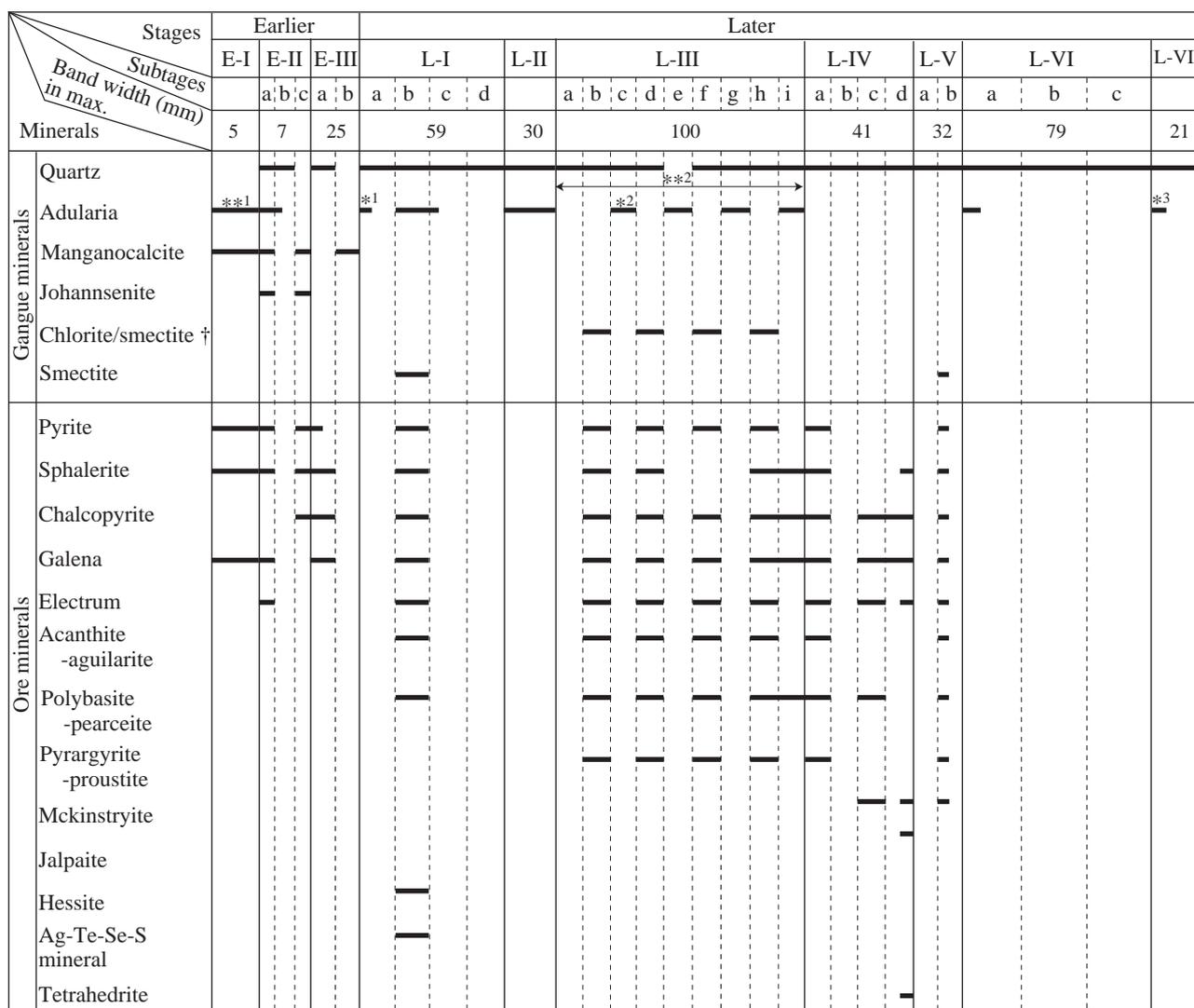


Fig. 2 Mineral paragenesis of the Koryu Au-Ag deposit after Shimizu *et al.* (1998). Mineralogical data for the stages E-I, II and III were from Loc. A in Figure 1. The data for the stages L-I to VII were from Locs. B and D in Figure 1. For the detailed difference of mineralogy among these locations, see Shimizu *et al.* (1998). The width of vertical column for stages reflects the relative ratio of maximum band width for stages in the veins. The width of column for the stages with the band width less than 50mm is equally displayed (stages E-I, II and III, L-II, V and VII). The dotted boundary in the column denotes the substage boundary. The stage (or substage) for K-Ar age dating: \*1 = 1.2±0.7 Ma, \*2 = 1.19±0.09 Ma, \*3 = 0.85±0.13 Ma (Shimizu and Matsueda, 1993), \*\*1 = 1.4±0.1 Ma (This study), \*\*2 = 1.10±0.12, 1.19±0.07 and 1.19±0.08 Ma that were obtained from unidentified substages in stage III (This study). † Interstratified minerals.

among different locations are concordant within error of analysis.

### 7. Discussion

Newly determined four ages and previously reported three ages along with the sequence of mineralization stage are between 1.4 and 0.85 Ma (Fig. 4). This range contains other ages from unidentified stages:  $1.0 \pm 0.3$  Ma for adularia at 60 mL+20 mL sublevel, No. 1 vein (Sugaki and Isobe, 1985) and  $1.09 \pm 0.20$  Ma from sericite at No. 8 vein (Fujikawa *et al.*, 1995). The data (Fig. 4) indicate that earlier mineralization started around 1.4 Ma, forming stage E-I to III bands of No. 2 vein. This was followed by later mineralization (1.2-0.85 Ma), forming stage L-I to VII bands at No. 3 veins and stage L-III, VI and VII bands at No. 2 veins. The main gold and silver mineralization (L-III) occurred from 1.19 to 1.10 Ma.

Combined with the fluid inclusion study for different mineralization stages (Shimizu *et al.*, 1998), the K-Ar ages along with the mineralization stages suggest that episodic hydrothermal activities waxed and waned, forming ten mineralization stages (E-I~III and L-I~VII) for 0.55 million years, during which time the temperature of the hydrothermal fluids was as high as 283 °C in stage E-III, but mainly around 250 °C in most stages except for stage L-VII (as low as 206 °C). Because the formation of adularia in the last stage L-VII was followed by that of quartz within the same stage (Fig. 2), the obtained age of stage L-VII adularia did not represent the ending of the mineralizing events. However, judging from the restricted distribution of the stage VII band in the center of the vein at two bonanzas in No. 3 vein (Fig. 3 in Shimizu *et al.*, 1998) and lowest formation temperature (206 °C) among the ten mineralization stages above, it is suggested that hydrothermal activi-

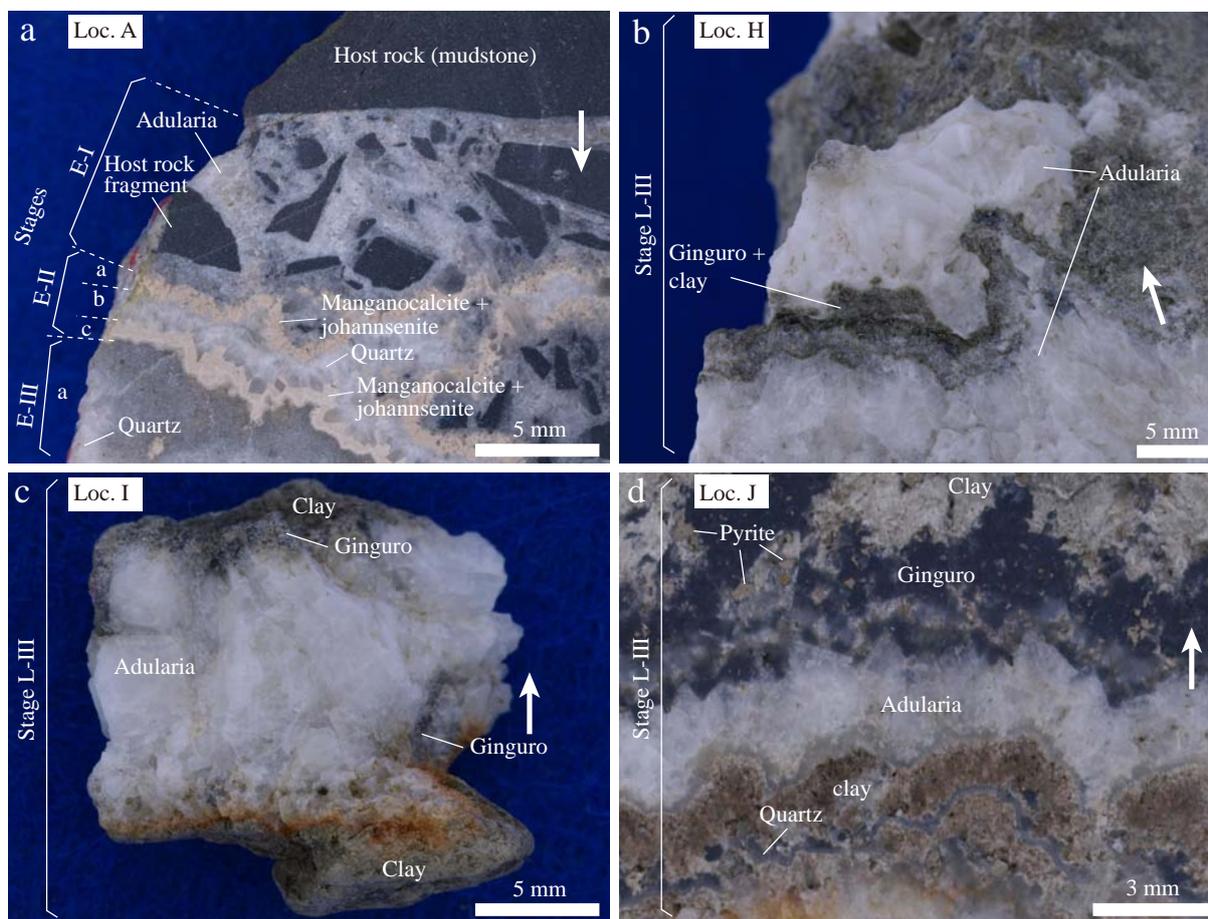


Fig. 3 Modes of occurrence of adularia for K-Ar dating in hand specimen scale at the Koryu Au-Ag deposit. A white arrow in each picture indicates the growth direction of minerals. Locs. A, H, I and J correspond to those in Figure 1. a. Sample No. Sm-940126-3 (a polished slab) from Loc. A. Adularia occurs as fine-grained crystals (<0.5 mm) within a narrow band (stage E-I) containing many fragments of mudstone. b. Sample No. Sm-900711-10 from Loc. H. Adularia with subhedral rhombic shapes occurs after ginguro and clay. The K-Ar dating was conducted for adularia on top. c. Sample No. Sm-910729-3 from Loc. I. Adularia with subhedral rhombic shape intermittently occurs with ginguro and clay. d. Sample No. Sm-9501207-1 (a polished slab) from Loc. J. Adularia band consisting of euhedral-subhedral rhombic shapes is followed by a ginguro band.

ties responsible for major mineralizations at the Koryu deposit ceased by 0.85 Ma.

The similar durations of mineralization from two other epithermal Au-Ag deposits were reported: 0.64 million years at the Hishikari deposit (Sekine *et al.*, 2002; Sanematsu *et al.*, 2005; Sanematsu *et al.*, 2006; Tohma

*et al.*, 2010) and 0.53 million years at the Cibaliung deposit, Indonesia (Harijoko *et al.*, 2004).

Table 1 K-Ar ages of adularia from Koryu Au-Ag deposit.

Stage	Locations	Sample No.	Material (XRD analyzed)	K wt%	Rad <sup>40</sup> Ar (scc/gm x 10 <sup>-5</sup> )	Rad <sup>40</sup> Ar %	Age (Ma) (Uncertainty: 1σ)	References
E-I	No.2 vein, Loc. A	Sm-940126-3	Adularia, quartz	5.98	0.030	22	1.4±0.1	b
				5.98	0.032	33		
L-I-a	No.3 vein, Loc. D	Sm-900709-6	Quartz>> adularia	0.3	0.0013	6.1	1.2±0.7	a
				0.3	0.0014	4.7		
L-III-c	No.3 vein, Loc. G	Sm-900712-19-6	Adularia	12.3	0.058	34.4	1.19±0.09	a
				12.3	0.056	30.4		
L-III	No.3 vein, Loc. H	Sm-900711-10	Adularia	10.7	0.047	16.5	1.10±0.12	b
				10.7	0.044	16.0		
L-III	No.3 vein, Loc. I	Sm-910729-3	Adularia	12.5	0.057	30.6	1.19±0.07	b
				12.6	0.061	24.4		
L-III	No.2 vein, Loc. J	Sm-9501207-1 †	Adularia	9.64	0.045	27.6	1.19±0.08	b
				9.61	0.044	23.4		
L-VII	No.3 vein, Loc. D	Sm-900404-A-1	Adularia, quartz	1.07±0.03	0.004	49.4	0.85±0.13*	a
				1.07±0.03	0.003	48.2		

Locations correspond to those in Figure 1. References: a. Shimizu and Matsueda (1993), b. This study. †: float. \*: An average value of 0.91±0.19Ma and 0.81±0.17Ma was obtained by duplicate measurements (Shimizu and Matsueda, 1993). Constants used for the age calculation are; λ<sub>β</sub> = 4.962 x 10<sup>-10</sup>/yr, λ<sub>ε</sub> = 0.581 x 10<sup>-10</sup>/yr and <sup>40</sup>K/K = 1.167 x 10<sup>-2</sup> (atom. %).

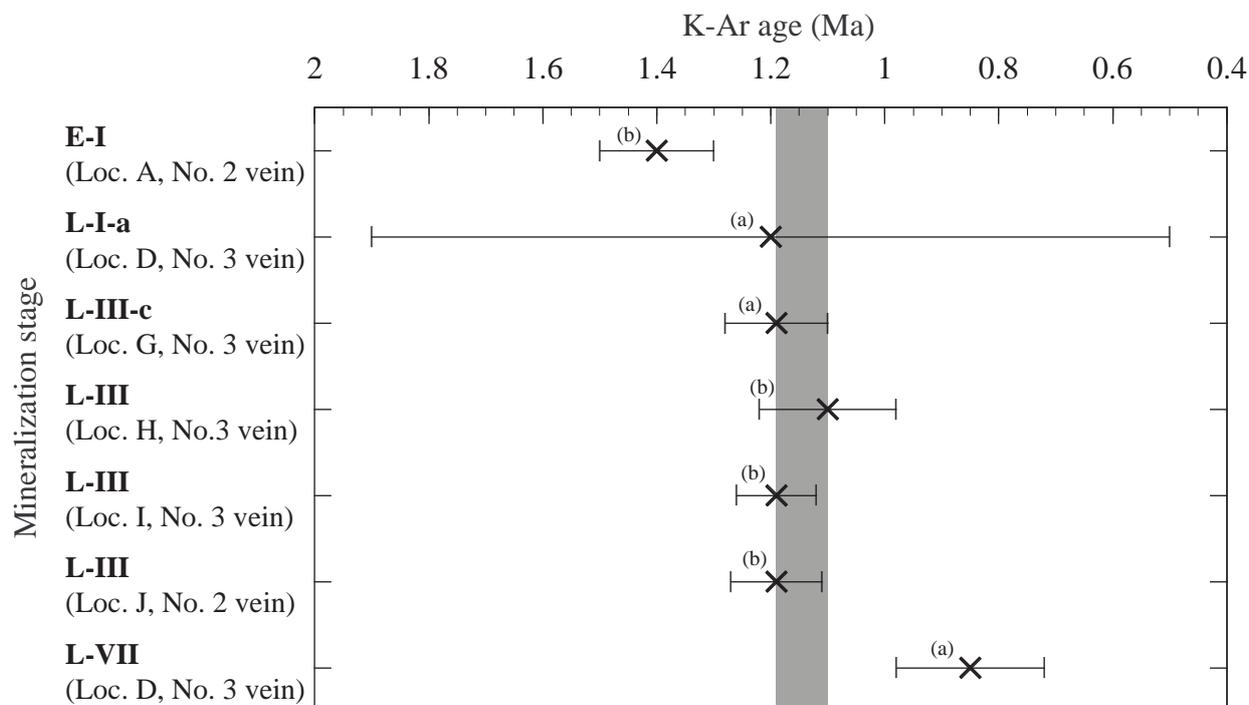


Fig. 4 The K-Ar ages of the Koryu Au-Ag deposit. The error bars extend one standard deviation. Shaded area denotes the timing of the main Au-Ag mineralization stage (L-III). References: (a) Shimizu and Matsueda (1993), (b) This study.

## 8. Conclusions

1. The K-Ar ages of adularia along with the mineral paragenesis showed that the earlier mineralization initiated at 1.4 Ma, forming stage E-I to III bands mainly composed of quartz, adularia, manganocalcite and small amounts of ore minerals. The mineralization was followed by a later mineralization, forming stages L-I to VII bands with quartz, adularia, interstratified clay minerals and large amounts of ore minerals between 1.2 and 0.85 Ma. The stage III band, the most economically important gold and silver mineralization zone, occurred in an interval of 1.19-1.10 Ma.

2. The duration of major mineralizing events at Koryu hydrothermal system is estimated to be 0.55 million years.

## Acknowledgment

I appreciate Hiroharu Matsueda (Hokkaido University) and Seiich Ibaraki (Nodatamagawa Mining Development, Inc.) for their helpful advice and discussions on the underground samplings for K-Ar age determinations. I also thank Masatsugu Ogasawara (AIST, Geological Survey of Japan) for his technical assistance for taking pictures of rock samples. The manuscript has benefited from a review by Kenzo Sanematsu (AIST, Geological Survey of Japan).

## References

Fujikawa, O., Fujikawa, M. and Ibaraki, S. (1995) Hydrothermal alteration at northern part of the Koryu mining area, Hokkaido. *Abstract of the 45<sup>th</sup> Annual Meeting of the Society of Resource Geology, Resource Geology*, **45**, 264-265 (in Japanese).  
Hames, W., Unger, D., Saunders, J. and Kamenov, G. (2009) Early Yellowstone hotspot magmatism and gold metallogeny. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **188**, 214-224.  
Harijoko, A., Sanematsu, K., Duncan, R. A., Prihatmoko, S. and Watanabe, K. (2004) Timing of the mineralization and volcanism at Cibaliung gold deposit, Western Java, Indonesia. *Resource Geology*, **54**, 187-195.  
Hasegawa, K., Shoya, Y., Oka, T. and Kurosawa, K. (1987) Geology and ore deposits of northern area of Shikotsu Lake. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, **58**, 23-29 (in Japanese with English abstract).

Leavitt, E. D., Spell, T. L., Goldstrand, P. M. and Arehart, G. B. (2004) Geochronology of the Midas low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, Elko County, Nevada. *Economic Geology*, **99**, 1665-1686.  
Ono, S. and Sato, J. (1995) Fluid inclusions in gold-silver-quartz veins from the Koryu mine, Hokkaido, Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **90**, 215-224 (in Japanese with English abstract).  
Sanematsu, K., Duncan, R. A., Imai, A. and Watanabe, K. (2005) Geochronological constraints using <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating on the mineralization of the Hishikari epithermal gold deposit, Japan. *Resource Geology*, **55**, 249-266.  
Sanematsu, K., Watanabe, K., Duncan, R. A. and Izawa, E. (2006) The history of vein formation determined by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of adularia in the Hosen-1 vein at the Hishikari epithermal gold deposit, Japan. *Economic Geology*, **101**, 685-698.  
Sekine, R., Izawa, E. and Watanabe, K. (2002) Timing of fracture formation and duration of mineralization at the Hishikari deposit, southern Kyushu, Japan. *Resource Geology*, **52**, 395-404.  
Shimizu, T. and Matsueda, H. (1993) Gold and silver mineralization at the No. 3 vein of the Koryu mine, Hokkaido: *Resource Geology Special Issue*, **15**, 435-449.  
Shimizu, T., Matsueda, H., Ishiyama, D. and Matsubaya, O. (1998) Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu mine, Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, **93**, 303-325.  
Sugaki, A. and Isobe, K. (1985) K-Ar ages of the Sanru and Koryu mines in Hokkaido, Japan: *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **80**, 537-540 (in Japanese with English abstract).  
Tohma, Y., Imai, A., Sanematsu, K., Yonezu, K., Takahashi, R., Koyama, M., Sekine, R., Duncan, R. and Watanabe, K. (2010) Characteristics and mineralization age of the Fukusen No. 1 vein, Hishikari epithermal gold deposits, southern Kyushu, Japan. *Resource Geology*, **60**, 348-358.

Received January 4, 2011

Accepted March 11, 2011

## 北海道光竜浅熱水性金銀鉱床の氷長石の K-Ar 年代

清水 徹

### 要 旨

本研究では、北海道光竜浅熱水性金銀鉱床で産出した氷長石に関し、新たに四つの K-Ar 年代値を得た。それらの値を鉱脈の鉱化ステージ区分に沿って報告する。四つの年代値のうち一つは 1.4 Ma であり、最も初期の鉱化ステージから得られた値である。一方、他の三つは 1.19 から 1.10 Ma の範囲であり、最も主要な金銀鉱化ステージから得られた値である。光竜鉱床では、熱水活動の盛衰とともに、十個の鉱化ステージからなる鉱脈が 55 万年間にわたって形成された。

## 1946 年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動

梅田康弘<sup>1,\*</sup>・板場智史<sup>1</sup>

Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba (2011) Vertical Crustal Movements along the Pacific Coast of Shikoku before the 1946 Nankai Earthquake. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(5/6), p. 243-257, 10 figs, 9 tables.

**Abstract:** The vertical crustal movement before the 1946 Nankai earthquake was obtained by the leveling of the Geographical Survey Institute(GSI). In Shikoku district, however, the leveling was carried out 7 years before the earthquake. The Hydrographic Bureau(HB) surveyed the co-seismic vertical changes and measured the difference between the measurement of last and just after the earthquake, on the bench mark of GSI or HB. The leveling data of GSI were obtained the Japanese vertical datum origin as a standard, on the contrary, the measurements of HB were obtained based on the mean sea level at each point. The error of latter values has +/-0.10m against that of GSI. The data of co-seismic vertical change have an error of +/-0.15m, because the vales were obtained by viewing of the HB staffs. In the case that the measurement value and co-seismic change are greater than above errors, it is effective to use them with the leveling data. We combined the data of GSI and HB, and obtained the vertical variation curves at 13 points in Shikoku, between 1898 and 1969. The co-seismic upheaval region has subsided in a long term before the earthquake. The co-seismic subsidence region has up heaved gradually about 15 years before the earthquake. It seems that the upheaval speed was accelerated just before the earthquake. The variation curves of vertical crustal movement in a long term will become a base when we assume a prediction curve for the next Nankai earthquake.

**Keywords:** Nankai earthquake, vertical crustal movement, Shikoku, earthquake prediction

### 要 旨

1946 年南海地震前後の地殻の上下変動は地理調査所(現在の国土地理院)の水準測量によって求められている。しかしながら、四国における水準測量は本震の前後 7 年間は行われていないため、地震直前と直後の地殻変動は不明であった。これに対し、水路局(現在の海上保安庁海洋情報部)は地震時を含む長期の上下変動量と地震時のそれとのふたつの値を求めている。前者は港湾などに設置された水路局の基本水準標や最寄りの国土地理院の水準点を利用して測定されたもので、地震前と地震後との差が測定値として求められている。後者は港湾などで目視によって得られた調査値である。地震時の上下変動量である調査値は最大で 30cm の誤差があるとされているが、変動量がそれを上回る地点では有効な値と考え、水路局の得た測定値と調査値とを地理調査所による水準測量の成果値と結合させた。その結果、四国の 13 地点において本震の前後を含む詳しい上下変動曲線を年スケールで描くことが出来た。

### 1. 本研究の背景と目的

南海トラフにおける巨大地震の再来が懸念されるなか、産業技術総合研究所では東南海、南海地震予測のための観測施設を整備しつつある。平成 18 年度から 21 年度までに東海から四国にかけて 14 観測点を設置し(小泉他, 2009)、スロースリップ(ゆっくり滑り)を捉えるなどの成果を上げつつある。東海地方や紀伊半島直下で発生したいくつかのスロースリップについては、それぞれのスリップ面の位置や形状、スリップ量などの推定を行った(北川他, 2009; Itaba *et al.*, 2010)。それらによれば、スロースリップは深さ 25km ~ 40km 付近のプレート境界で、間欠的に発生していること、移動を伴う場合があること、規模は最大でも Mw=6 程度であることなどがわかっている。

スロースリップはトラフ沿いの巨大地震に先行すると想定されており(小泉他, 2009; 大谷他, 2009; 梅田他, 2010)、高精度の観測が地震予知につながるものと期待されている。しかし実践的な地震予知となると、スロースリップの拡大進展に伴って観測される歪や地下水変化がどのくらい大きくなれば巨大地震発生に至るのか、と

<sup>1</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active fault and Earthquake Research Center)

\* Corresponding author: Y. UMEDA, Nakoji 3-11-46, Amagasaki Hyogo 661-0974, Japan. Email: umeda-y @aist.go.jp

いう目安がなければ、それぞれの時点でどのくらい本震が切迫しているのか、という判断がつかない。気象庁は、想定東海地震に関してはモデルに準拠した予測シミュレートを行っており、歪があるレベルに達すれば観測情報を、またある条件を満たせば注意情報を出す(気象庁,2003), というように地震発生に至るまでの歪の変動曲線を用意している。南海地震についても、東海地震と同様な予測シミュレートを行うためには、地殻変動の予測曲線というべきものが必要になる。

本研究では、次の南海地震に向けた予測曲線作成の際の出発モデルとして、前回の1946年南海地震前の地殻の上下変動を四国の太平洋沿岸部において可能な限り

詳しく描くことと、その空間分布を求めることを試みる。1946年南海地震前後の四国地域における地殻の上下変動は、地理調査所(現在の国土地理院)の水準測量によって求められているが、地震前の水準測量は1898年及び1930年代のはじめと終わり頃の、合わせて3回のみである。地震後も1953年まで7年間の測量成果はない。Miyabe(1955)は地震前3回の測量成果値を用いて地震直前までの変動曲線を外挿したうえで、相隣あう水準点成果値の差を取り、空間的に滑らかにするなどの工夫によって四国全域の地震前と地震時の上下変動のコンターマップを描くことに成功した。しかし、Miyabe(1955)には1930年代から本震直前までの外挿方法が明記されて

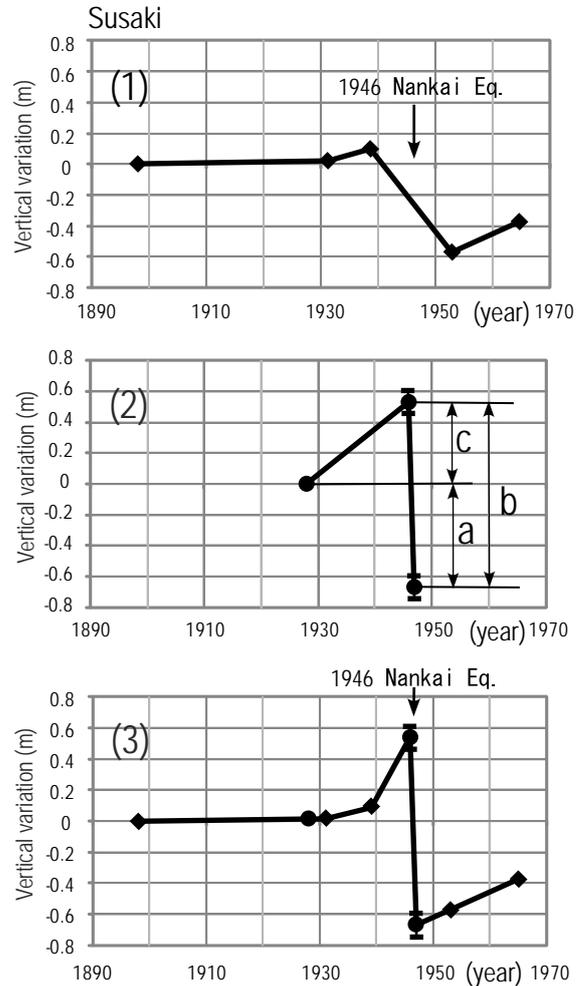
第1表 第1図の数値表。表(1),(2),(3)は第1図-(1),(2),(3)に対応している。表(2)の中の(a),(c)は第1図-(2)のそれらに対応している。表(3)は表-(1)と-(2)を結合させて得られた1898年を基準とする上下変動値。

Table.1 Numerical tables of Fig.1. Table 1-(1),(2),(3) corresponds to that in figure 1-(1),(2),(3), respectively. (a) and (c) in table(2) corresponds to that in figure 1-(2). Table(3) was obtained by combined with the results in table(1) and (2) as a zero with the value of 1898.

Table 1-(1)		
測量年	成果値(m)	成果値の差(m)
Leveling year	Leveling result (m)	Difference value (m)
1898	5.5546	0
1931	5.5715	0.0169
1939	5.652	0.0974
1953	4.9874	-0.5672
1965	5.184	-0.3706

Table 1-(2)		
測定年	測定値の差(m)	かさ上げ後の値(m)
Measurement year	Diff. of measurement (m)	Shifted value (m)
1928	0	0.015
1946	(c) 0.53	0.545
1947	(a) -0.67	-0.665

Table 1-(3)	
年	結合値(m)
Year	Combined value(m)
1898	0
1928	0.015
1931	0.0169
1939	0.0974
1946	0.545
1947	-0.665
1953	-0.5672
1965	-0.3706



第1図 須崎を例に方法を示す図。(1)地理調査所による成果値(◆), (2)水路局による測定値(a), 調査値(b)(●), (3)(1)と(2)を結合させた上下変動図。

Fig.1 A figure showing the method as an example of Susaki. (1)Leveling result by the Geographical Survey Institute (◆), (2)Measurement value(a) and survey value(b) by the Hydrographic Bureau (●), (3) Vertical variation curve combined with the results in (1)and (2)

おらず、おそらく図中目の子で曲線を描いたものと思われるが、この点に関してはやや客観性に欠ける。本研究では水路局（現在の海上保安庁海洋情報部）による本震直後の調査及び測定データにより、本震直前の変動量を決定することに成功した。このデータと地理調査所の測量成果値と結合させることによって、従来よりも詳しい上下変動曲線を描くことが出来た。

## 2. 方法

高知県須崎<sup>すさき</sup>を例にして方法を述べる。第1表- (1) に須崎市内にある地理調査所の水準標（ベンチマーク (BM)）番号 4673 の測量成果値を測量年とともに示した。1898 年の最初の成果値を零として、以降の上下変動をグラフにしたのが第1図-(1)である。1898年に続いて1931年、1939年が地震前の測量成果であり、地震後は7年後の1953年である。

須崎における地震時の変動量は水路局（1948）によって調査されている。変動量の推定方法は3-2節で詳しく述べるが、須崎では地震時に1.2m沈降したことが示されている。また水路局では海底地形の変化を把握するため、須崎など主要な港湾には基本水準標を設置し、当該港湾の平均海面を基準とした測定を行っており、測定年とともに前回の測定値との差を知ることができる。須

崎における水路局の地震前の測定は1928年、地震後は1947年であり、この18年間の測定値の差は-0.67m、つまり67cmの沈降である（表1-(2)）。18年間の沈降水量 $a(-0.67\text{m})$ と、地震時の沈降水量 $b(-1.2\text{m})$ との差 $(a-b=+0.53\text{m})$ は、第1図1-(2)に示すように須崎における18年間の隆起量と考えることが出来る。ふたつの機関によって得られた第1図-(1)と同図-(2)を重ね合わせるために、水路局の1928年の値を、地理調査所の1898年と1931年の成果値の差を内挿した値に高上げた（第1表-(2)）。ふたつの機関のデータを結合させた結果を第1図-(3)と第1表-(3)に示した。このようにして、横軸は年単位ではあるが地理調査所のみでの上下変動曲線（第1図-(1)）にくらべて、より詳しい上下変動曲線（第1図-(3)）を描くことが可能となった。なお、須崎における水路局の基本水準標（HBM）は須崎港東岸にあり、地理調査所のBM4673とは900mほど離れている（第2図）。本節における測定値は水路局の基本水準標での測定値を用いたが、基本水準標は須崎のような主要港湾にしか設置されておらず、それ以外の漁港等では最寄りの地理調査所の水準標での測定値が得られている。3-1節で述べるように、後者における測定値のほうが測定数が多いことから、以降では後者すなわち地理調査所の水準標での測定値を採用する。



第2図 須崎周辺の地図。数字付の四角印は地理調査所の、2重四角は水路局の基本水準標位置を示す。基の地図は（財）日本地図センター、25000段彩陰影画像による。

Fig.2 Map showing Susaki area. Squares with numerals and double square indicate the points of bench mark of the Geographical Survey Institute and the Hydrographic Bureau, respectively. Map quoted from the colure image map of the Japan map center.

### 3. 四国太平洋沿岸部の上下変動曲線

#### 3.1 測定値と調査値

国土地理院の測量結果は、地理調査所の時代も含めて、水準点毎に「水準点平均成果表」として公表されている(国土地理院,2009)。この表には改測年毎の水準点の標高のほか水準点の移設なども記載されている。水路局の資料は水路要報増刊号(水路局,1948)に詳しく記載されているが、同冊子は第五管区海上保安本部海洋情報部によって復刻版が出版されると共に、同情報部のホームページにも掲載されている。水路要報中の「地変及び被害編」には関東・東海から四国・九州の太平洋沿岸部における南海地震時の隆起・沈降量が地点毎に文章で記載されると共に、表(同要報中の附表No.4)にもまとめられている。これらの中から調査地点など本研究に必要な部分を第2表にまとめた。この中で「調査値」は地震時の変化を、「測定値」は前回の測定と地震後のそれとの差を、いずれもメートル単位で表している。たとえば須崎の場合、前節でも述べたように地震時に-1.2mの変化に対して、水路局の基本水準標における前回測定との差は-0.67m、地理調査所的水準標(No.4673)を利用した前回との測定差は-0.60mであることも同時に示されている。

2節でも述べたように、水路局の基本水準標は須崎や浦戸湾といった比較的大きな港湾には設置されているが、漁港などの多くは最寄りの地理調査所的水準標を利用している。後者における測定値は15か所あり、前者の7か所に比べると2倍以上あることから、本論では地理調査所的水準点での測定値を主に採用することにした。ただ水準標のない清水、古満目では基本水準標または水上岩での値を、水準標はあるが測定値の無い久礼では水上岩での値を採用した。

水路要報の中の附図「各港湾の分図」には、水路局が測定に利用した地理調査所的水準標の位置が、測定値と共に記されている。第2表の「水路局が測定した水準標番号」は、「各港湾の分図」に記された水準標の位置と、地理調査所的水準標番号とを対応付けたものである。後者については、国土地理院(2010)のホームページ「基準点・測地観測データ」の中の「基準点成果閲覧」に記載されている。水準標番号のうち津呂、久礼、上川口については附図「各港湾の分図」にその位置が記載されていないが、津呂は津路港の水準標5142を採用した。久礼、上川口については測定された水上岩・干出岩に近い水準標を採った。なお本文中の水準標は現在では水準点と呼ばれているが、ここでは水路要報の中の呼称である水準標を記述することにする。

#### 3.2 測定値と調査値の誤差、及び両者の評価

水路局の測定はそれぞれの港湾等における海面を基

準にしている。前回の測定と地震後のそれとの差が第2表の測定値であるが、気象などによる海面変化は除去できていないことから、誤差は0.1m~0.2mあると水路要報には記載されている。本論では最大誤差をプラス・マイナスに振り分け、 $\pm 0.1\text{m}$ と表記する。

四国で調査値のある28か所のうち15か所は水路局による調査、8か所が漁業会、5か所が町役場等による調査となっている。それぞれの調査方法は明記されていないが、水路要報には「おもに海岸線の海陸の境界付近における目標物等による具体的事実による信頼性のあるもののみについて採用した」とある。例えば日和佐の場合「一般に見る時従来の満潮面時の潮高の位置からして約0.2メートル程度の沈下が行われたものと思われる」とあり、おおくは岸壁における潮高面から調査値を得ている。ただ満潮面時の潮高と言っても大潮と小潮とでは大きな違いがあるので、おそらく地震の前と後のほぼ同じ潮位時の潮高を比較したものと推定される。また、日和佐のように漁業会の報告値を採用する場合も「当調査班の実地踏査および他の報告等を検討の上採録した」と水路要報に記されているように、水路局調査班が確認したうえ調査値として採用している。

須崎のようにひとつの港湾で複数の調査値が得られた場合は、それぞれの地点での調査値を記載したうえ「一般的に見る時岸壁付近の沈下量は比較的大きく約1.2メートル沈下」と判断している。須崎湾内だけでなく周辺の野見や安和(第2図)でも調査が行われ、野見では「海岸の状況からして野見岸壁付近で1.2メートルぐらい沈下し」、安和では「潮高面からして約1.2メートル程度沈下したもののようである」とあり、この地域全体が1.2m沈降したことがわかる。このようにして求められた調査値ではあるが、あくまで目視による値であることから誤差は0.1m-0.3mとしている。本論では最大誤差0.3mを、 $\pm 0.15\text{m}$ と表すことにする。

水路要報には、誤差を考慮したためか「調査値と測定値は大差ないようである」と記載されている。しかし両者には系統的に有意な違いがあるというのが筆者たちの見解である。第2表で、調査値と測定値の両方とも報告があり、前者についてはその誤差 $\pm 0.15\text{m}$ を超え、後者についてはその誤差 $\pm 0.1\text{m}$ を超える15地点について、それぞれの値を第3図に棒グラフで示した。佐喜ノ浜を除く14地点は、前回の測定との差をとった測定値より、地震時の変化を示す調査値のほうが大きい。このような系統的な差は単なる誤差ではなく、2節で述べたように前回の測定年から地震発生までの地殻の変動量を現わしていると考えべきである。すなわち地震時に沈降した地域では地震発生までは隆起しており、逆に地震時に隆起した地域ではそれまでは沈降していたと考えるべきである。佐喜ノ浜は地震前も隆起しており、地震時もさらに隆起したと考えられる。

### 3.3 水路局による前回の測定年

2節で述べた方法で長期の変動曲線を描くには、各地点の測定年を確定する必要がある。水路局による地震後の全体調査は1947年1月から5月上旬となっているが、土地の隆起・沈降や港湾の水深などは1月10日から約1ヶ月間に実施されており、ここで引用する地震後の調査や測定は後者の期間内に行われたと思われる。地震前の測定年に関しては、水路要報の附表No.3に「南海大地震における地盤変動区域中測定に使用した海図の測量年次表」に記載があり、この年次が前回の測定年である。調査地点29か所のうち海図の作成（改訂）のために測量が行われたのは14か所あり、第2表の「前回の測定年 | 水路要報」にまとめた。

水路要報の表では、佐喜ノ浜から高知までの前回の測定年は記されていないが、測定値があるので必ず前回の

測定年もわかるはずである。海上保安庁海洋情報部海の相談室では「平均水面および基本水準面一覧表」を閲覧することができた。しかし原本と思われるこの冊子には多数の付箋が付けられており、ページを見開いても元に戻すのが困難だった。幸いなことに「日本水路史 1871-1971」（海上保安庁水路部，1971）には調査報告が要領よくまとめられていた。第2表の中で「前回の測定年 | 日本水路史」は、その年に測定地名が記載されていた年である。

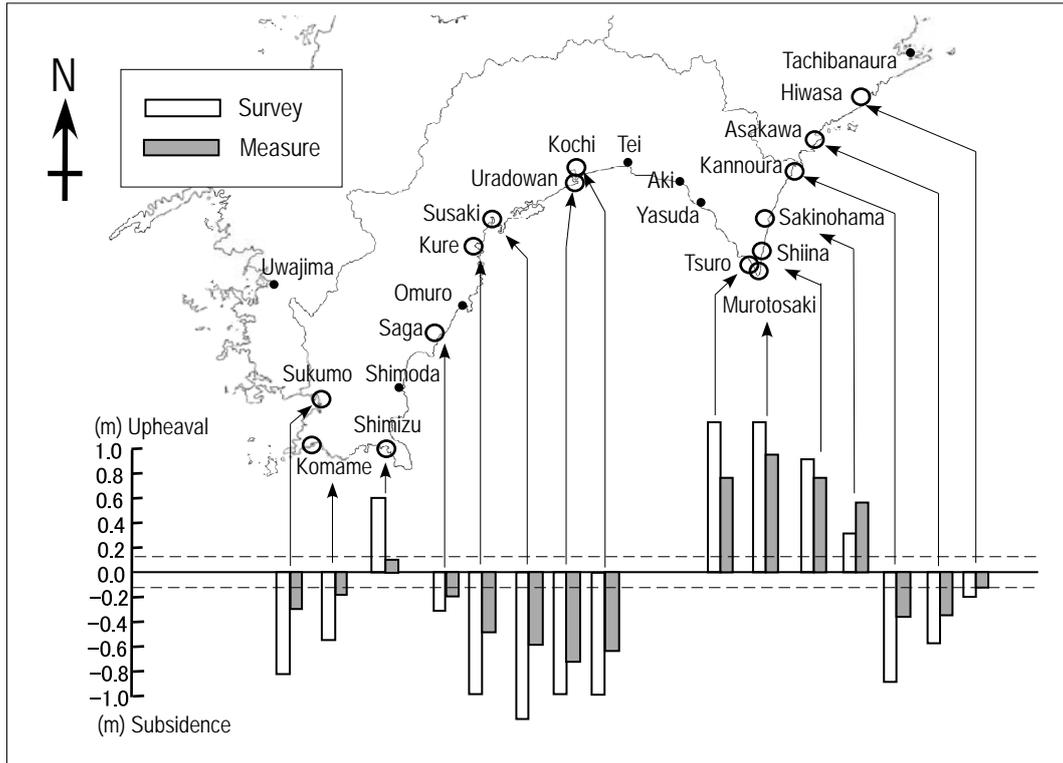
撫養から高知まで13か所のうち7か所は判明したが、残る6か所は測定年と地名の1対1の対応は無い。しかし「日本水路史 1871-1971」の169ページの表には以下の記載がある。「昭和2年(1927) | 海岸測量 | 由良至日和佐・橋浦至室戸埼(各全)・・・以下略」,「昭和3年(1928) | 海岸測量 | 室戸埼至子ノ首埼(全)・浦戸湾至高知(1/2)

第2表 各調査地点における調査値，測定値及び前回の測定年

Table.2 Survey value, measurement value and year of last measurement at each survey point.

No.	調査地名	Survey point	調査値(m) Survey value (m)	測定値 (m) Measurement value(m)			水路局が測定した水準標番号 Bench mark No. measured by Hydrographic bureau	前回の測定年 Last measurement year	
				基本水準標 Hydrographic bench mark	水上岩 / 干出岩 Rock above water / Rock which covers and uncovers	地理調査所水準標 Geographical bench mark		水路要報 Hydrographic bulletin	日本水路史 Hydrography in Japan
1	撫養	Muya	-0.1   O			-0.04	302		
2	小松島	Komatsujima	?   O		-0.2 / -0.3			1927(s2)	
3	橋浦	Tachibanaura		-0.24	-0.1			1943(s18)	1927(s2)
4	日和佐	Hiwasa	-0.2   O			-0.12	5100		1927(s2)
5	浅川	Asakawa	-0.6   F		-0.9 / -0.6	-0.36	5113	1927(s2)	
6	甲浦	Kannoura	-0.9   F	-0.44	-0.3 / -0.4	-0.38	5121	1943(s18)	
7	佐喜ノ浜	Sakinohama	0.3   F			0.53	5131		
8	椎名	Shiina	0.9   F			0.77	5136		
9	室戸埼	Murotosaki	1.2   H			0.96	5140		1928(s3)
10	津呂	Tsuro	1.2   F			0.78	* 5142		
11	安田	Yasuda	0   O			-0.27	5157		
12	手結	Tei	-0.7   F						
13	高知	Kochi	-1   O			-0.65	5003		1928(s3)
						-0.68	5004		
						-0.69	5005		
14	浦戸湾	Uradowan	-1   F	-0.72	-0.6 / -0.7			1928(s3)	1928(s3)
15	新宇佐	Shin usa	-0.9   F						
16	須崎	Susaki	-1.2   H	-0.67		-0.6	4673	1928(s3)	
17	久礼	Kure	-1   H		-0.5 / -0.5		* 4668	1928(s3)	
18	小室	Omuro	-0.9   H						
19	佐賀	Saga	-0.3   H			-0.2	4644		
20	上川口	Kamikawaguchi	-0.9   H		0		* 4641	1928(s3)	
21	下田	Shimoda	0.6   H						
22	下ノ加江	Shimonokae	0.6   H						
23	以布利	Iburi	0.6   H						
24	清水	Shimizu	0.6   H	0.1	0.2 / 0.3 / 0.4			1912(T1)	
25	古満目	Komame	-0.6   H		-0.2			1928(s3)	
26	宿毛	Sukumo	-0.9   H	-0.31			4619	1944(s19)	1936(s11)
27	宇和島	Uwajima	-0.6   H			0.06(*)	4589	1928(s3)改	
28	吉田	Yoshida	0   H		-0.2			1928(s3)改	
29	八幡浜	Yahatahama	0   H	-0.23	0			1928(s3)改	

- ・ 調査値の右の列で、Fは漁業会、Hは水路局、Oはその他町役場等による調査を示す。
- ・ 水準標番号のうち \* の水準標の位置は水路要報の附図に記載されていないため、地名または測定された水上岩 / 干出岩に最も近い水準標を採用した。
- ・ 測定年のTは大正、Sは昭和年号。改は海図改訂年を示す。



第3図 調査地点を示す地図。○印の地点では調査値と測定値を棒グラフで示す。グラフの中の細い点線は調査値の誤差 (+/-0.15m) を示す。佐喜ノ浜以外は測定値より調査値のほうが大きいことに注目。

Fig.3 A map showing the survey points. Two kinds bar at open circle(○) show the survey and measurement value, respectively. Thin dotted lines indicate the error level (+/-0.15m) of survey value. It is noticed that the survey values are greater than the measurement values, except that of Sakinohama.

第3表 前回の測定年が判明した調査及び測定地点。表中(a),(b),(c)は、第1図-(2)のそれらと同じ。

Table.3 Survey and measurement points that the last year of measurement are able to estimated. (a), (b), (c) in the table corresponds to that in figure 1-(2).

測定及び調査地点 Measure and survey point	測定値(a) 単位:m Measurement value(a) unit:m	調査値(b) 単位:m Survey value(b) unit:m	c=a-b	地理調査所 水準標番号 Geographical survey BM Number	前回の 測定年 Last year of measurement	地震までの 期間(t)年 Year untill main shock
Hiwasa	-0.12	-0.2	0.08	* 5101	1927	19
Asakawa	-0.36	-0.6	0.24	* 5112	1927	19
Kannoura	-0.38	-0.9	0.52	5121	[1927]	[19]
Sakinohama	0.53	0.3	0.23	5131	[1927]	[19]
Shiina	0.77	0.9	-0.13	5136	[1927]	[19]
Murotosaki	0.96	1.2	-0.24	5140	1928	18
Tsuro	0.78	1.2	-0.42	5142	[1928]	[18]
Kochi	-0.65	-1	0.35	5003	1928	18
Uradowan	-0.72	-1	0.28	5002	1928	18
Susaki	-0.6	-1.2	0.6	4673	1928	18
Kure	-0.5	-1	0.5	4668	[1928]	[18]
Saga	-0.2	-0.3	0.1	4644	[1928]	[18]
Shimizu	0.1	0.6	-0.5	—	1912	34
Komame	-0.2	-0.6	0.4	—	1928	18
Sukumo	-0.31	-0.9	0.59	* 4620	1936	10

\* 日和佐・浅川・宿毛の水路局測定の水準標は移転または改埋されたため、ひとつ隣の水準標での成果値を採用

・ 前回の測定年の[ ]内の年代は推定した年

…以下略」。これらを見ると1927年（昭和2年）には橋浦（たちばなうら）から室戸崎まで、四国の東海岸を測量していることから、第2表で地名の出てこなかった佐喜ノ浜や権名の前回の測量は1927年だったと推定される。1928年（昭和3年）は、室戸崎から子ノ首崎となっているが、子ノ首崎は現在の地形図にも昭和初期の地形図にも見当たらない。しかし同年には浦戸湾から高知を、また水路要報によれば浦戸湾から西のほぼ全域が1928年の測量となっていることから、室戸崎と浦戸湾の間に位置する津呂、安田、手結も1928年の測定と推定される。

第2表「前回の測定年 | 水路要報」に記載されている甲浦(1943)と宿毛(1944)は、「日本水路史 1871-1971」には当該年度の記載はない。甲浦は橋浦と室戸崎の間にあり、佐喜ノ浜や権名と同様1927年と推定した。宿毛については昭和11年（1936年）の海岸測量の記載中に「四国西岸宿毛港付近」とあるので、測定値は1936年との差と推定される。以上の資料を基に前回の測定年を第3表にまとめた。そのうちカッコ付は上述のように推定した年度である。

### 3.4 誤差及び地理調査所の水準標

測定年度、測定値 (a)、調査値 (b) の3つが分かれば、第1図-(2)に示した図を描くことができる。しかし測定値において最大0.2 m (+/-0.1m)、調査値において0.3m (+/-0.15m)は誤差とされているので、各値がそれ以下の地点は作図からは除外することにした。また当時の地理調査所の水準路線は清水、古満目を通っていなかったため、この2か所については第1図-(1)を描くことができず、この2点も除外せざるを得ない。

第2表に示した水準標は、日和佐、浅川においては1929年に、宿毛は1938年に、それぞれ移転または改埋されているため、第3表では改埋などがなされていない隣接の水準標における成果値を採用した。このことは、水路局の測定値が第2表に記載された水準標で得られた値にもかかわらず、地理調査所の成果値は第3表に示した別の水準標で得られた値ということであり、上記3地点については異なった地点の値を結合させたことになる。しかし、それぞれの水準標番号を第2表と第3表で比較すれば分かるように、いずれも隣接の水準標であり、一般に水準測量の路線距離にして2kmしか離れていない。この程度の距離であれば誤差を超える違いはないと思われる。実際、高知では隣接する3つの水準標での測定値が得られているが（第2表）、相隣り合う水準標で得られた測定値は0.03m、0.01mしか違っていない。

津呂で採用したBM5142とその周辺の水準点は1931年の測量の翌年の1932年に改埋設されている。水準点が変わった場合は、その年の測量成果値を零として、それ以降の変動曲線を描くことになる。それまでの変動曲

線と繋ぐためには欠測期間の値を何らかの方法で推定しなければならない。津呂のように1年後に測量されたような場合は、それ以前の曲線か以降の曲線を1年間外挿しても大きな誤差は生じないと考えられる。ここでは1898年-1931年の変動を1年外挿し1932年の値とし、それ以降の変動曲線と繋いだ。

### 3.5 上下変動曲線

前節までに述べたいくつかの条件を満たして、第1図-(3)に相当する図を描くことができるのは第4表に示した13個所であり、これを第4図に示した。地震時に大きく隆起した室戸岬付近の権名、室戸崎、津呂の3地点では、1930年代に一時的に隆起するものの、全体として地震前までは大きく沈降している。この沈降傾向は四国東岸の日和佐、浅川、甲浦など地震時の沈降域においても共通してみられる。佐喜ノ浜の地震時の変動は室戸岬付近の3地点と同じく隆起だが、地震前の傾向は北側の3地点、すなわち地震時の沈降域の変動曲線に似ている。ヒンジラインに近い佐喜ノ浜での上下変動の時系列は、本震前のスロースリップの空間分布を推定する際の重要な拘束条件となると思われる。高知以西の6地点においては、四国東部で見られた長期間の沈降傾向は見られない。一方1930年代初めからの隆起は、変化の小さい佐賀を除いて四国東部の浅川、甲浦によく似ている。

すべての地点に共通して見られるのは1930年代の隆起である。この隆起を示す1930年代のふたつのプロットは地理調査所の成果値であり、水準測量における累積誤差の懸念が持たれる。この点に関しては4-2節でチェックする。室戸岬の3地点と変動の小さい日和佐、佐賀を除けば、1930年初めからの隆起は1940年代には非常に大きくなっている。隆起が大きくなったことは事実だが、その速度については4-4節で改めて議論する。

本節で得られた13地点の1898年から1946年の地震直前までの累積上下変動量を地図上に示したのが第5図-(1)である。また変動が大きく進展したとみられる1939年から地震直前までの変動量を示したのが第5図-(2)である。空間分布全体を見ると、室戸岬付近など地震時の隆起域では地震前は沈降しており、逆に地震時の沈降域では地震前には隆起域となっていることがわかる。第5図-(1)の日和佐は周辺とセンスが異なるが、第4図を見てわかるように、1930年までの沈降量が、それ以降地震直前までの隆起量より大きいためである。

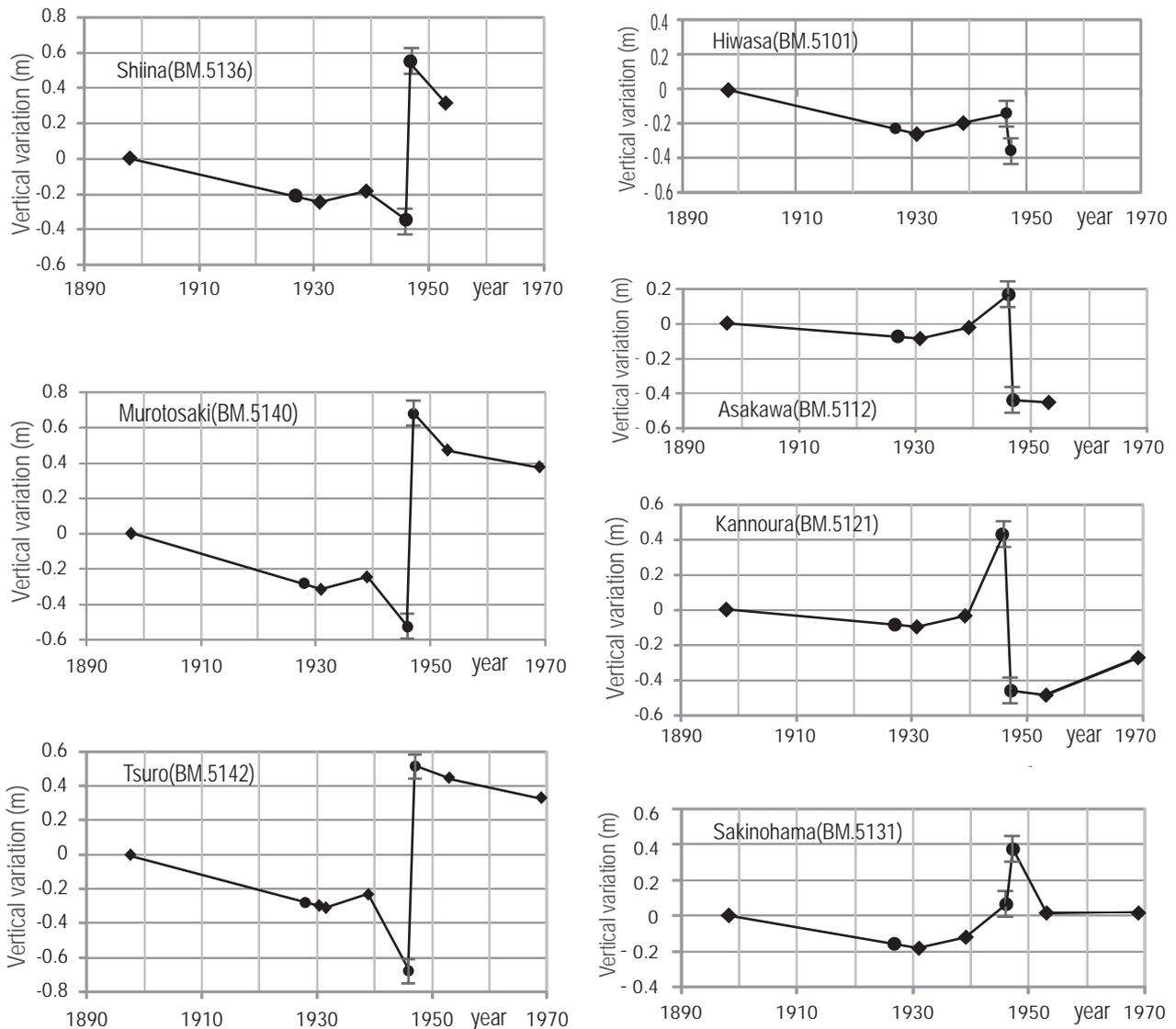
第5図の基になった数値を第5表に示した。地理調査所の成果値は小数点以下4桁まで記載されているので、第4表ではそれに習ったが、本研究ではmm以下の精度は無いので、第5表では小数点以下3桁まで表示している。以下も同様に地理調査所の成果値に関する表では小数点以下4桁まで、それ以外は小数点以下3桁までを記載している。

第4表 1898年を零とした各地点の各年の上下変動値. 第1表-(3)に対応する.

Table.4 The vertical value at each point in each year, which is assumed as a zero with the a value of 1898. The table corresponds to the table 1-(3)

year	Sukumo BM.4620	Saga BM.4644	Kure BM.4668	Susaki BM.4673	Uradowan BM.5002	Kochi BM.5003	Tsuro BM.5142	Murotosak iBM.5140	Shiina BM.5136	Sakinohama BM.5131	Kannoura BM.5121	Asakawa BM.5112	Hiwasa BM.5101
1898	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1927									-0.219	-0.1635	-0.084	-0.0758	-0.224
1928		-0.0094	0.0108	0.0154	-0.0148	-0.0185	-0.2715	-0.2813					
1931		-0.0103	0.0119	0.0169	-0.0163	-0.0203	-0.2986	-0.3094	-0.2492	-0.1861	-0.0955	-0.0863	-0.2547
1932	0.0161						* -0.3076						
1936	0.0447												
1939	0.0944	0.064	0.1069	0.0974	0.0594	0.0551	-0.2431	-0.2447	-0.1856	-0.1236	-0.0354	-0.0315	-0.1995
1946	0.592	0.0906	0.5108	0.615	0.2652	0.332	-0.6915	-0.5213	-0.349	0.0664	0.436	0.164	-0.144
1947	-0.265	-0.209	-0.489	-0.585	-0.7348	-0.668	0.5085	0.6787	0.551	0.3665	-0.464	-0.4358	-0.344
1953	-0.1801	-0.1878	-0.6403	-0.5672	-0.6349	-0.6411	0.4374	0.4802	0.3103	0.0185	-0.4806	-0.4489	
1965	0.0229	0.0244		-0.3706									
1969	-0.0962	-0.0935				-0.6258	0.3362	0.3771	1.1377	0.0135	-0.2747		

\* 津呂の1932年の値は外挿値



第4図 四国太平洋沿岸13カ所の上下変動曲線.

Fig.4 Vertical variation curves at 13 points on Pacific coast in Shikoku.

#### 4. 議論

##### 4.1 調査地点と水準標の位置

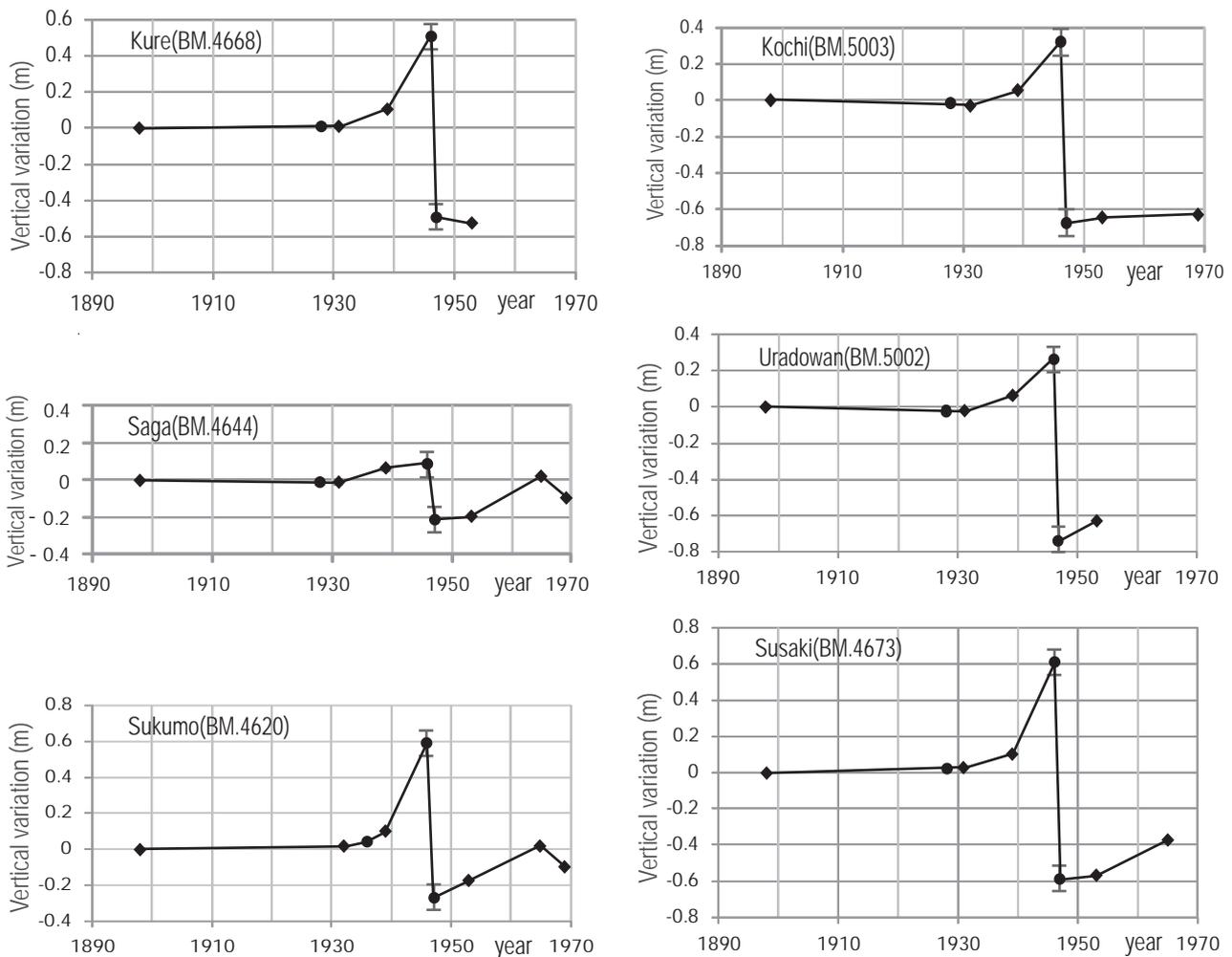
測定値を得た水準標は、第2図に示した須崎の例のように、各港湾において最も海に近いところが採用されている。しかし浦戸湾に関しては地理調査所的水準標は海からかなり離れている（第6図）。水路局による調査地は御畳瀬であり、測定値も同地の基本水準標（HBM）で得られている（第2表）。これを地理調査所的水準標の成果値と結合させるために約6.5km離れた水準標5002の値を採用した。高知の変動曲線（第4図）と比べて著しい相違はないことから、同じ変動傾向を示す地域（隆起域または沈降域）内ならば、この程度の距離があっても結果に大きな影響は及ぼさないものと思われる。

高知に関しては3つの水準標（第6図）での測定値（第2表）が水路要報に示されている。地震時の変化を示す調査値は「港の奥部の岸壁等の状況からして-1メートル」と同要報に記載されているが、この記述から調査地

点は、国分川と鏡川との合流付近（第6図で逆三角印で示した付近）と推定される。本論では調査地に最も近い水準標5003での値を採用した。第2表に記載されているように5003の測定値に対して5004,5005のそれとの差は0.03m, 0.04mしか変わらず、第4図の変動曲線に関しては充分、誤差の範囲内である。なお第6図で、逆三角印の南にある南北に長い島は、水路要報の図によれば1947年当時は干潟だったようである。

##### 4.2 地理調査所の基準点

地理調査所の成果値の誤差は、一般的に水路局による調査値の誤差（ $\pm 0.15\text{m}$ ）に比べてずっと小さいと考えられている。しかし3-5節でも触れたように、1930年代の変動は、地震時の隆起域・沈降域にかかわらず、13カ所すべてで隆起している。地理調査所的水準標における成果値は東京の日本水準原点を基準にしており、広域にわたって同じ傾向の変動があることは累積誤差の懸念が持たれる。累積誤差をチェックするためには1930年



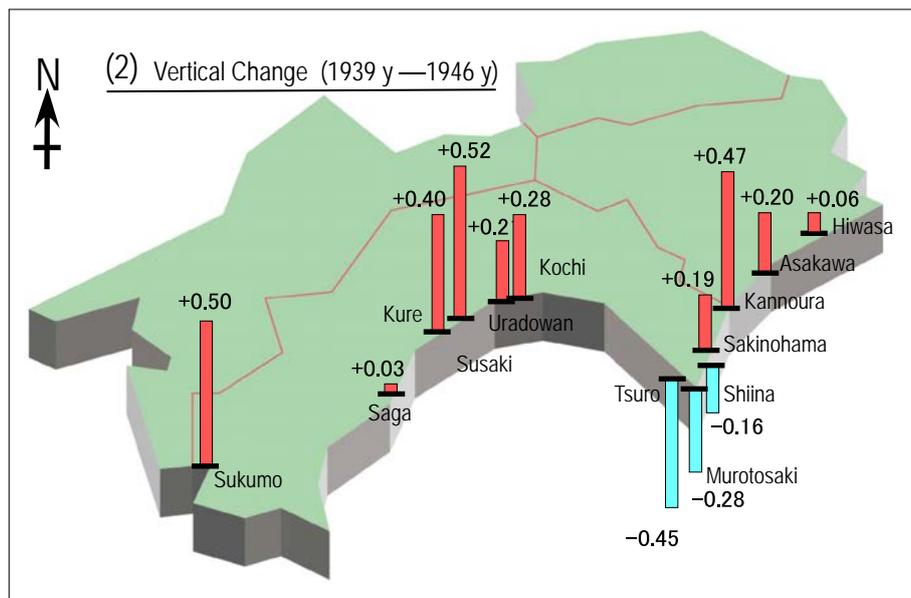
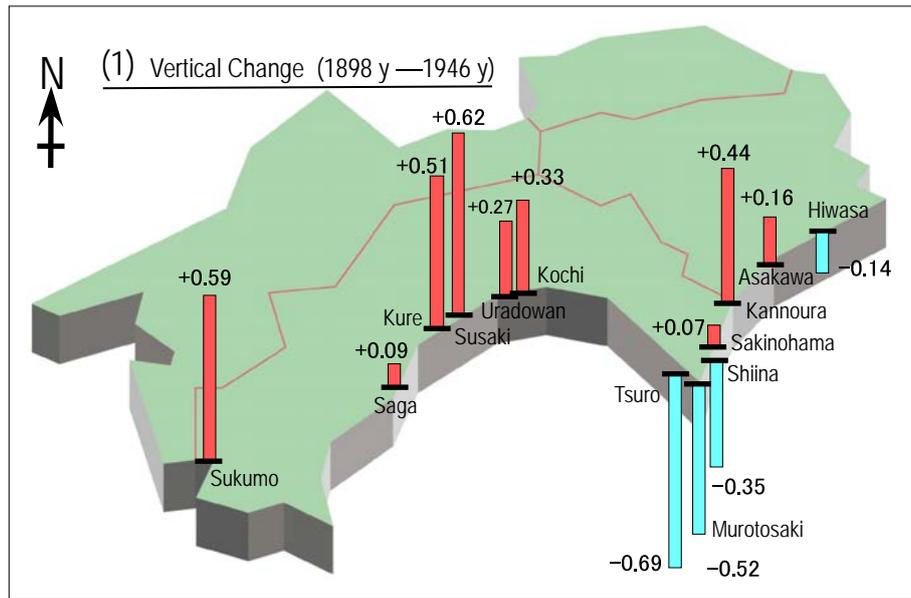
第4図 続き.

Fig.4 Continued.

第5表 1898年—1946年と1939年—1946年の各地点の上下変動値

Table.5 The values of vertical changes during (1)1898-1946 and (2)1939-1946 at each point.

	Sukumo BM.4620	Saga BM.4644	Kure BM.4668	Susaki BM.4673	Uradowan BM.5002	Kochi BM.5003	Tsuro BM.5142	Murotosak iBM.5140	Shiina BM.5136	Sakinohama BM.5131	Kannoura BM.5121	Asakawa BM.5112	Hiwasa BM.5101
Difference Value of 1898- 1946	0.592	0.09	0.511	0.615	0.265	0.332	-0.692	-0.521	-0.349	0.066	0.436	0.164	-0.144
Difference Value of 1939- 1946	0.498	0.027	0.404	0.518	0.206	0.277	-0.448	-0.277	-0.163	0.19	0.471	0.196	0.056



第5図 (1)1898年—1946年と(2)1939年—1946年の上下変動値を示す地図。

Fig.5 A map showing the values of vertical changes during (1)1898-1946 and (2)1939-1946.

代に変動のなかった地点を基準とした四国当該地域の変動を見るのが適当と考えられるが、本論では四国太平洋沿岸部の測量成果に基づいた議論をしているので、その範囲内で可能なチェックを試みる。

地震時に大きく隆起した室戸埼と、逆に大きく沈降した高知市のほぼ中間に位置し、地震時には変動しなかったとされる安芸市を基準に1930年代の上下変化を検討する。安芸市のBM5163は調査値がゼロであり、3-4節の初めに述べた条件、すなわち調査値がその誤差(+/-0.15m)を超えていないため、日本水準原点を基準とした変動曲線図(第4図)には採用していないが、第7図、第6表にそれを示した。地震時のみならず他の期間

全体を見ても安芸の変動は小さいことがわかる。第4図で1930年代の隆起が目立った椎名、室戸埼、津呂の3地点について、安芸BM 5163を基準とした変動曲線と数値表をそれぞれ第8図、第7表に示した。第4図に見られた1930年代の隆起は、第8図では横ばいになっているが、変動曲線全体としては、第4図の椎名、室戸埼、津呂のそれらによく似ている。1931年以前の沈降傾向が、同年を境にそれまでと違い、やや反転するような変動があったことは確かである。このことで上述の累積誤差の懸念を払拭したことはないが、この年代にそれまでの変動が変化したことは確かと思われる。



第6図 高知及び浦戸湾周辺の地図。数字付の四角印は地理調査所の、2重四角は水路局の基本水準標位置を示す。逆三角印は水路要報(1948)の記述から推定した調査地点。基の地図は(財)日本地図センター、25000段彩陰影画像による。

Fig.6 Map showing Kochi and Uradowan area. Squares with numerals and double square indicate the points of bench mark of the Geographical survey and the Hydrographic Bureau, respectively. A reverse triangle shows the survey point estimated from the description in the hydrographic bulletin(1948). Map quoted from the colure image map of the Japan map center.

第6表 日本水準原点を基準とした安芸 (BM.5163) の上下変動値

Table.6 Vertical variation value at Aki(BM.5163) which referred to the Japanese vertical datum origin.

year	Combined value (m)
1898	0
1928	-0.063
1931	-0.0693
1939	0.0004
1946	-0.333
1947	-0.333
1953	-0.257
1969	-0.2178

第7表 安芸 (BM5163) を基準とした椎名, 室戸崎, 津呂の上下変動値

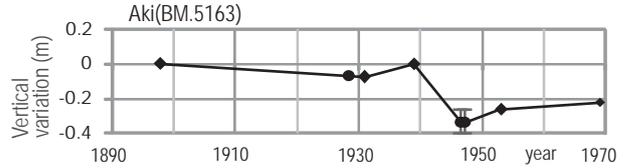
Table.7 Vertical variation value at Shiina, Murotosaki and Tsuru which assumed Aki(BM.5163) as a standard.

year	結合値(m) Combined value(m)		
	Shiina BM.5136	Murotosaki BM.5140	Tsuru BM.5142
1898	0	0	0
1928	-0.164	-0.218	-0.208
1931	-0.18	-0.2401	-0.229
1939	-0.186	-0.2451	-0.244
1946	-0.294	-0.458	-0.448
1947	0.606	0.742	0.752
1953	0.567	0.7372	0.694
1969	—	0.5949	0.554

4.3 海水面の変動

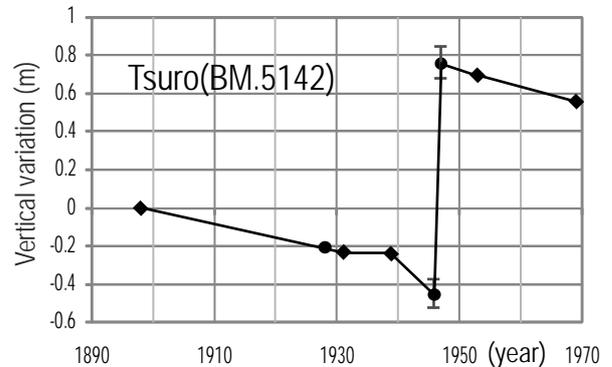
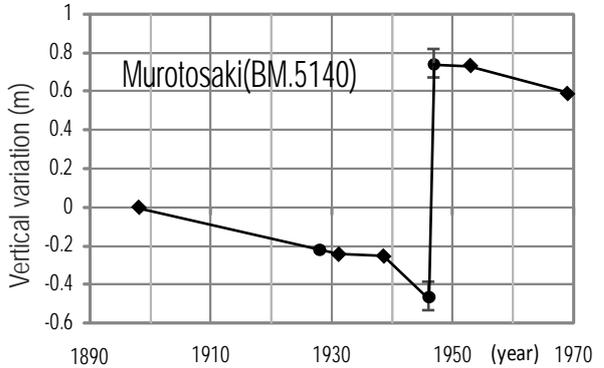
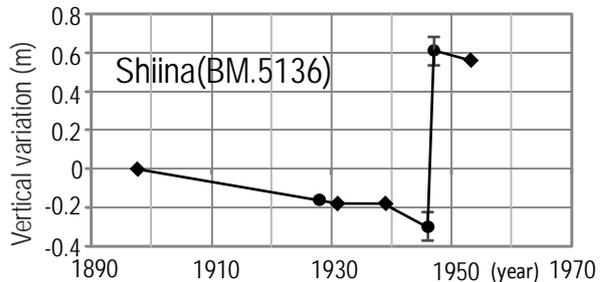
水路局の測定値は各港湾や漁港における海水面を基準としている。地理調査所の成果値は前述のように日本水準原点を基準としているが、原点は東京湾平均海面が基準となっている。2節の方法で述べたように、変動曲線は水路局が得た値を嵩上げすることによって地理調査所の成果値に結合させて描いている。この操作は水路局の測定値も東京湾平均海面を基準としたことに他ならない。調査値を成果値に乘せるための嵩上げ量は誤差の範囲内として扱ってきたが、基準を変えているという点ではデータの取扱上、大きな違いがある。

地理調査所が地震直後から安芸を基準として室戸岬周辺の変動を測量していたことにより、陸上の測量から得られた同調査所による本震直後の隆起量と、水路局による海水面を基準とした調査値や測定値から得られた室戸岬のそれとの比較ができる。地理調査所と本研究の共通、あるいは隣接する測定点は津呂、室戸崎、椎名、佐喜ノ浜及び甲浦の5か所ある。地震予知連絡会報第78巻「9-3. 中国・四国地方の地殻変動」の第4図(国土地理院,



第7図 日本水準原点を基準とした安芸 (BM.5163) の上下変動曲線

Fig.7 Vertical variation curve at Aki(BM.5163) which referred to the Japanese vertical datum origin.



第8図 安芸 (BM5163) を基準とした椎名, 室戸, 津呂の上下変動曲線

Fig.8 Vertical variation curve at Shiina, Murotosaki and Tsuru which assumed Aki(BM.5163) as a standard.

第 8 表 本研究と地理調査所による本震直後の変動値の比較. いずれも安芸 (BM.5163) を基準として得られた変動値.

Table.8 A comparison of the vertical variation value obtained by this study and Geographical Survey Institute. Each value was obtained just after the 1946 Nankai earthquake, as a standard at Aki(BM.5163).

St. / BM.No.	Tsuru		Murotosaki	Shiina		Sakinohama	Kannoura
	5142	5141	5140	5136	5137	5131	5121
This study (m)	0.75		0.74	0.61		0.42	-0.4
Geographical survey (m)		0.62	0.74		0.61	0.29	-0.21

2007 年) から読み取った地震直後の 5 か所の値と本研究でのそれを水準標番号と共に第 8 表に示した. 津呂と椎名は水準標がずれているが, 4-1 節で述べたように相隣る水準標における成果値の違いは本節での議論においても問題ないと考える.

室戸埼と椎名は同じ値を得ており, この 2 点だけを見ると海面変化の影響は受けていないばかりか, 水路局の測定値や調査値は非常に精度が高いように見える. しかしながら, 津呂と佐喜ノ浜はいずれも 0.13 m だけ本研究の隆起量が大きく, 甲浦は逆に 0.19m だけ本研究の沈降量が大きい. このように近接地点において両者の差が, 隆起または沈降のいずれか一方にずれていないことは, ずれの原因が海面変化の影響だとしても, 共通のつまり広域の海面変動ではなく, 港湾ごとの極めて局所的な海面変化に起因するものと思われる.

以上は室戸岬周辺での結果だが, 四国太平洋沿岸全域での長期間での海面変動はどのくらいあったのだろうか. 1890 年代から潮位記録が得られているのは四国の近くでは, 串本 (和歌山県串本町) と細島 (宮崎県日向市) がある. ここでは第 4 図 (第 4 表) と同じ期間について, 細島の験潮記録を海岸昇降検知センター (2010) のホームページからダウンロードし, 第 9 図, 第 9 表に示した. 水路局が得た調査値と測定値は, いずれも南海地震の翌年の 1947 年を基準としているので, 同年の海面と他の年のそれとを比較する必要がある. 前年の 1946 年の海面との差 0.078m がもっとも大きい. この差は一見南海地震の影響のように見えるが, 小林・他 (2002) が本震前後の毎時間の潮位を調べたところ, 津波の影響がなくなった本震の半日後には潮位が元に戻っていることから, 地震時の地殻の上下変動は無かったか, あったとしても数 cm 未満としている. 従って, この潮位差が本論で議論している四国の太平洋沿岸部でもあったとすれば, 変動曲線 (第 2 図, 第 4 図) において 1946 年のプロットはすべて, 0.078m だけ上方にシフトさせる必要がある.

しかしながら, もともと海面変動に関連した測定値 (a) では  $\pm 0.1\text{m}$ , 目視による調査値 (b) では  $\pm 0.15\text{m}$  の誤差を見込んでおり, 変動曲線図で 1946 年と 1947 年の

データに付した  $\pm 0.15\text{m}$  のエラーバーの範囲内に上述の 0.078m が入ること, 細島における海面との差 (0.078m) が四国の太平洋沿岸に適用できるのかどうか, 我々は判断するだけの知識を持っていない, などから本論では上述の補正はしないこととした.

測定値 (a) についても同様のことが言えるが, 1947 年の海面に対して 1927 年, 1928 年, 1936 年との水位差はそれぞれ, 0.035m, 0.008m, 0.015m である. これらの水位差は, いずれも 3-2 節で述べた水路局の測定誤差 0.1m ~ 0.2m にくらべて充分小さく, 補正の必要はないと思われる.

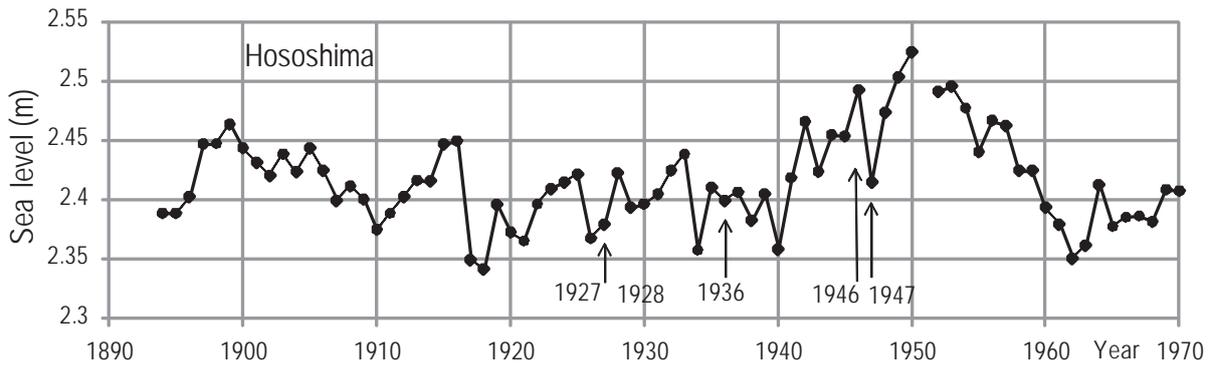
#### 4.4 上下変動の加速

長期間の上下変動曲線を描いた第 4 図では, 1939 年から 1946 年の間の変動も直線で結んであるが, その勾配はいずれも急であり, 変動速度が非常に大きいように見える. 須崎の場合, この 7 年間の隆起量は 0.518m だが, 隆起速度に換算すると 0.074m/年という大きな隆起速度になってしまう. 年間 7cm 余りも隆起すれば, 当然漁業関係者は気付くはずである. しかし実際に多くの住民が異変に気付いたのは本震の直前である.

「本震の 1 週間前に井戸水が空になった, あるいは前夜から直前にかけて海水が大きく引いた」と言う証言は, 証言集 (例えば, 高知県須崎市 (1995), 中村不二夫 (2009)) 等に多く見られる. これらの証言は, 異常な隆起が数年前から直線的に進行したというより, 第 10 図に模式的に点線で示したように直前に急激に加速して行ったことを強く示唆している. 我々の次の重要な課題は, 上下変動に関連する目撃証言を収集し, 可能な限り定量化すること. それを本論で得られた長期の変動曲線と結合させ, 直前までの上下変動曲線を完成させることである.

## 5. まとめ

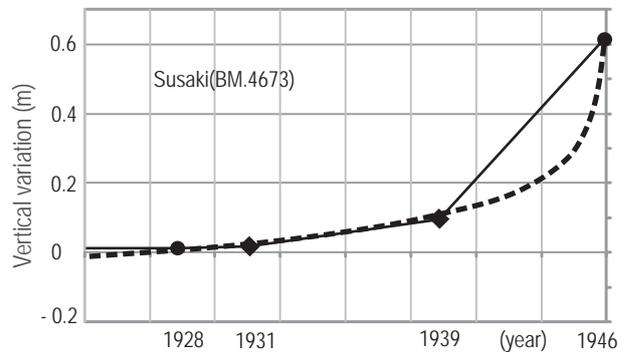
1946 年南海地震前の四国太平洋沿岸での地殻の上下変動を, 地理調査所の測量成果値と水路局の調査値及び測定値を結合させることによって求めた. 陸上における測量は南海地震の前後ともに 7 年間はなされていなかったが, 本論で提唱した方法によって本震の直前直後の



第9図 細島における潮位の経年変化  
Fig.9 Secular variation of sea level at Hososhima.

第9表 細島の潮位  
Table.9 Sea level at Hososhima.

year	sea level (m)
1898	2.448
1927	2.38
1928	2.423
1931	2.405
1932	2.425
1936	2.4
1939	2.405
1946	2.493
1947	2.415
1953	2.496
1965	2.378
1969	2.409



第10図 須崎における1928年から1946年までの上下変動曲線。直線的に変化したのではなく、点線で示したように、上下変動は直前に加速したと思われる。  
Fig.10 Vertical variation curve from 1928 to 1946 at Susaki. The vertical movement did not change linearly, but it might be accelerated just before the 1946 Nankai earthquake as shown by dotted line.

データを加えることが出来た。ただ水路局の調査値は地震時の変動量を目視によって得たものであり、最大で0.3m(+/-0.15m)の誤差がある。また地理調査所の測量成果値は日本水準原点を基準とした値であるのに対し、水路局の測定値は該当する地点での海水面を基準としている。後者を前者に結合させたことは、後者の基準点を前者の基準点に合わせたことになる。海水面の変動に関しては細島(宮崎県日向市)の驗潮記録を基にチェックしたが、調査値の誤差(+/-0.15m)および測定値の誤差(+/-0.1m)を超えるものではなかった。

上下変動の曲線図は四国太平洋沿岸の13地点で求められた。変動曲線図全体を見ると、室戸岬付近など地震時の隆起域では地震前は沈降しており、逆に地震時の沈降域では地震前には隆起域となっている。ヒンジラインに近い佐喜ノ浜の変動は興味深く、地震時は室戸岬付近の3地点と同じく隆起だが、地震以前はむしろ北側の地震時沈降域の変動に似ている。得られた変動曲線図の全地

点で見られた1930年代の隆起については日本水準原点からの累積誤差が懸念された。地震時に変動のなかった安芸を基準として描いた室戸岬の3地点の変動曲線にも同年代に変動の変化が見られ、累積誤差の量的評価はできなかったものの、この時期にそれまでと異なった変動が始まっていたことは確認できた。

室戸岬付近の3地点と、変動の小さい日和佐、佐賀を除けば、地震前に隆起速度が加速している。ただ本論で描いた図は1939年と1946年の値を単純に直線で結んでいるだけで、その直線の勾配が変動速度を表すものではない。変動が大きく加速したのは年単位ではなく、1週間前から、あるいは数日前からのようである。地震直前の地下水の異常低下や海水面の変化に関する証言を基に、1週間前から数時間前までの変動曲線を描き、本論の長期間の上下変動曲線に繋ぎたいと考えている。このようにして得られる変動曲線は、次の南海地震前の予測曲線を描く際に重要な基礎資料になると考えている。

謝辞：国土地理院情報サービス館では基準点成果閲覧など、多くの便宜をはかっていただいた。海上保安庁海洋情報部海の相談室では海図の閲覧や測定年代について多くのご教示をいただいた。第五管区海上保安本部海の相談室においても水路要報の記述などについてのご教示をいただいた。編集委員並びに査読者行谷佑一氏のコメントと指摘は文章改善に非常に有効でした。本研究を支援していただいた地震・地下水チームの小泉尚嗣チーム長はじめチームの皆様へ感謝します。

## 文 献

- Itaba, S., Koizumi, N., Matsumoto, N. and Ohtani, R. (2009) Continuous Observation of Groundwater and Crustal Deformation for Forecasting Tonankai and Nankai Earthquakes in Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **167**, 1105-1114
- 海岸昇降検知センター (2010) 日本列島沿岸の年平均潮位 (1894～) = 数値表。  
<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/center/annual.html>
- 海上保安庁水路部 (1971) 日本水路史 1871-1971. 日本水路協会発行, 97-237.
- 気象庁 (2003) 東海地震に関する新しい情報発表。  
<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tokai/20030728tokai.pdf>
- 北川有一・板場智史・武田直人・小泉尚嗣 (2009) 地殻歪観測による短期的ゆっくり滑りのモニタリング。地質ニュース, **662**, 55-59.
- 高知県須崎市 (1995) 海からの警告—南海地震・チリ地震津波録—。須崎市企画課編集, 151p.
- 小泉尚嗣・高橋誠・松本則夫・佐藤務・大谷竜・北川有一・板場智史・梅田康弘・武田直人・重松紀生・桑原保人・佐藤隆司・今西和俊・木口務・関陽児・塚本斉・山口和雄・加野直巳・住田達哉・風早康平・高橋正明・高橋浩・森川徳敏・角井朝昭・下司信夫・中島隆・中江訓・大坪誠・及川輝樹・星野真 (2009) 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備について。地質ニュース, **662**, 6-10.
- 国土地理院 (2007) 中国・四国地方の地殻変動。地震予知連絡会報, **78**, 527-532.
- 国土地理院 (2009) 水準点平均成果表。
- 国土地理院 (2010) 基準点・測地観測データ 基準点成果閲覧。<http://sokuservice1.gsi.go.jp/datums/>
- 小林昭夫・吉田明夫・真砂礼宏 (2002) 潮位記録から推定される 1946 年南海地震時およびその後の地殻変動。測地学会誌, **48**, 259-270.
- 中村不二夫 (2009) 南海地震は予知できる。高知新聞企業, 301p.
- Miyabe N. (1955) Vertical earth movement in Nankai district. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **5**, 1-14.
- 大谷竜・板場智史・北川有一・佐藤務・松本則夫・高橋誠・小泉尚嗣 (2009) 産総研地下水等総合観測網による東南海・南海地震の仮想的プレスリップの検出能力の評価。地質調査研究報告, **60**, 511-525.
- 水路局 (1948) 昭和 21 年南海大地震調査報告 (地変及び被害編)。小向良七編, 水路要報増刊号 **201**, 1-117.
- 梅田康弘・重富國宏・尾上謙介, 浅田照行・細義信・近藤和男・橋本学・木村昌三・川谷和夫・大村誠 (2010) 南海地震前の井戸水の低下について一次の南海地震の予知に向けて—。地震 ii, **63**, 1-10.

(受付: 2010 年 9 月 21 日; 受理 2011 年 3 月 11 日)

第 8 表 本研究と地理調査所による本震直後の変動値の比較. いずれも安芸 (BM.5163) を基準として得られた変動値.

Table.8 A comparison of the vertical variation value obtained by this study and Geographical Survey Institute. Each value was obtained just after the 1946 Nankai earthquake, as a standard at Aki(BM.5163).

St. / BM.No.	Tsuru		Murotosaki	Shiina		Sakinohama	Kannoura
	5142	5141	5140	5136	5137	5131	5121
This study (m)	0.75		0.74	0.61		0.42	-0.4
Geographical survey (m)		0.62	0.74		0.61	0.29	-0.21

2007 年) から読み取った地震直後の 5 か所の値と本研究でのそれを水準標番号と共に第 8 表に示した. 津呂と椎名は水準標がずれているが, 4-1 節で述べたように相隣る水準標における成果値の違いは本節での議論においても問題ないと考える.

室戸埼と椎名は同じ値を得ており, この 2 点だけを見ると海面変化の影響は受けていないばかりか, 水路局の測定値や調査値は非常に精度が高いように見える. しかしながら, 津呂と佐喜ノ浜はいずれも 0.13 m だけ本研究の隆起量が大きく, 甲浦は逆に 0.19m だけ本研究の沈降量が大きい. このように近接地点において両者の差が, 隆起または沈降のいずれか一方にずれていないことは, ずれの原因が海面変化の影響だとしても, 共通のつまり広域の海面変動ではなく, 港湾ごとの極めて局所的な海面変化に起因するものと思われる.

以上は室戸岬周辺での結果だが, 四国太平洋沿岸全域での長期間での海面変動はどのくらいあったのだろうか. 1890 年代から潮位記録が得られているのは四国の近くでは, 串本 (和歌山県串本町) と細島 (宮崎県日向市) がある. ここでは第 4 図 (第 4 表) と同じ期間について, 細島の験潮記録を海岸昇降検知センター (2010) のホームページからダウンロードし, 第 9 図, 第 9 表に示した. 水路局が得た調査値と測定値は, いずれも南海地震の翌年の 1947 年を基準としているので, 同年の海面と他の年のそれとを比較する必要がある. 前年の 1946 年の海面との差 0.078m がもっとも大きい. この差は一見南海地震の影響のように見えるが, 小林・他 (2002) が本震前後の毎時間の潮位を調べたところ, 津波の影響がなくなった本震の半日後には潮位が元に戻っていることから, 地震時の地殻の上下変動は無かったか, あったとしても数 cm 未満としている. 従って, この潮位差が本論で議論している四国の太平洋沿岸部でもあったとすれば, 変動曲線 (第 2 図, 第 4 図) において 1946 年のプロットはすべて, 0.078m だけ上方にシフトさせる必要がある.

しかしながら, もともと海面変動に関連した測定値 (a) では  $\pm 0.1\text{m}$ , 目視による調査値 (b) では  $\pm 0.15\text{m}$  の誤差を見込んでおり, 変動曲線図で 1946 年と 1947 年の

データに付した  $\pm 0.15\text{m}$  のエラーバーの範囲内に上述の 0.078m が入ること, 細島における海面との差 (0.078m) が四国の太平洋沿岸に適用できるのかどうか, 我々は判断するだけの知識を持っていない, などから本論では上述の補正はしないこととした.

測定値 (a) についても同様のことが言えるが, 1947 年の海面に対して 1927 年, 1928 年, 1936 年との水位差はそれぞれ, 0.035m, 0.008m, 0.015m である. これらの水位差は, いずれも 3-2 節で述べた水路局の測定誤差 0.1m ~ 0.2m にくらべて充分小さく, 補正の必要はないと思われる.

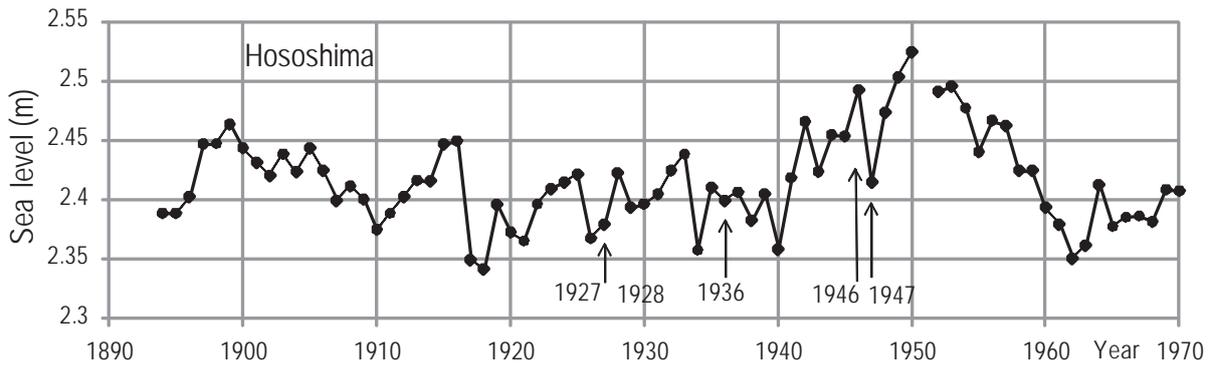
#### 4.4 上下変動の加速

長期間の上下変動曲線を描いた第 4 図では, 1939 年から 1946 年の間の変動も直線で結んであるが, その勾配はいずれも急であり, 変動速度が非常に大きいように見える. 須崎の場合, この 7 年間の隆起量は 0.518m だが, 隆起速度に換算すると 0.074m/年という大きな隆起速度になってしまう. 年間 7cm 余りも隆起すれば, 当然漁業関係者は気付くはずである. しかし実際に多くの住民が異変に気付いたのは本震の直前である.

「本震の 1 週間前に井戸水が空になった, あるいは前夜から直前にかけて海水が大きく引いた」と言う証言は, 証言集 (例えば, 高知県須崎市 (1995), 中村不二夫 (2009)) 等に多く見られる. これらの証言は, 異常な隆起が数年前から直線的に進行したというより, 第 10 図に模式的に点線で示したように直前に急激に加速して行ったことを強く示唆している. 我々の次の重要な課題は, 上下変動に関連する目撃証言を収集し, 可能な限り定量化すること. それを本論で得られた長期の変動曲線と結合させ, 直前までの上下変動曲線を完成させることである.

## 5. まとめ

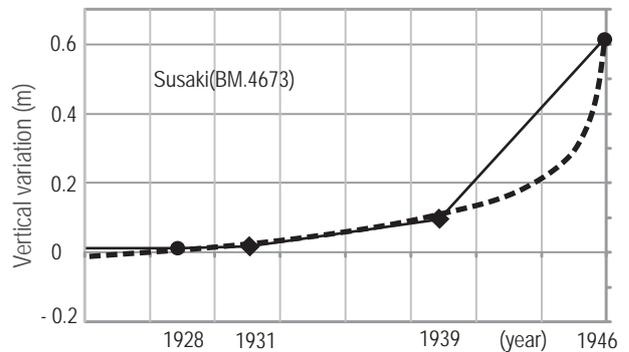
1946 年南海地震前の四国太平洋沿岸での地殻の上下変動を, 地理調査所の測量成果値と水路局の調査値及び測定値を結合させることによって求めた. 陸上における測量は南海地震の前後ともに 7 年間はなされていなかったが, 本論で提唱した方法によって本震の直前直後の



第9図 細島における潮位の経年変化  
Fig.9 Secular variation of sea level at Hososhima.

第9表 細島の潮位  
Table.9 Sea level at Hososhima.

year	sea level (m)
1898	2.448
1927	2.38
1928	2.423
1931	2.405
1932	2.425
1936	2.4
1939	2.405
1946	2.493
1947	2.415
1953	2.496
1965	2.378
1969	2.409



第10図 須崎における1928年から1946年までの上下変動曲線。直線的に変化したのではなく、点線で示したように、上下変動は直前に加速したと思われる。  
Fig.10 Vertical variation curve from 1928 to 1946 at Susaki. The vertical movement did not change linearly, but it might be accelerated just before the 1946 Nankai earthquake as shown by dotted line.

データを加えることが出来た。ただ水路局の調査値は地震時の変動量を目視によって得たものであり、最大で0.3m(+/-0.15m)の誤差がある。また地理調査所の測量成果値は日本水準原点を基準とした値であるのに対し、水路局の測定値は該当する地点での海水面を基準としている。後者を前者に結合させたことは、後者の基準点を前者の基準点に合わせたことになる。海水面の変動に関しては細島（宮崎県日向市）の驗潮記録を基にチェックしたが、調査値の誤差(+/-0.15m)および測定値の誤差(+/-0.1m)を超えるものではなかった。

上下変動の曲線図は四国太平洋沿岸の13地点で求められた。変動曲線図全体を見ると、室戸岬付近など地震時の隆起域では地震前は沈降しており、逆に地震時の沈降域では地震前には隆起域となっている。ヒンジラインに近い佐喜ノ浜の変動は興味深く、地震時は室戸岬付近の3地点と同じく隆起だが、地震以前はむしろ北側の地震時沈降域の変動に似ている。得られた変動曲線図の全地

点で見られた1930年代の隆起については日本水準原点からの累積誤差が懸念された。地震時に変動のなかった安芸を基準として描いた室戸岬の3地点の変動曲線にも同年代に変動の変化が見られ、累積誤差の量的評価はできなかったものの、この時期にそれまでと異なった変動が始まっていたことは確認できた。

室戸岬付近の3地点と、変動の小さい日和佐、佐賀を除けば、地震前に隆起速度が加速している。ただ本論で描いた図は1939年と1946年の値を単純に直線で結んでいるだけで、その直線の勾配が変動速度を表すものではない。変動が大きく加速したのは年単位ではなく、1週間前から、あるいは数日前からのようである。地震直前の地下水の異常低下や海水面の変化に関する証言を基に、1週間前から数時間前までの変動曲線を描き、本論の長期間の上下変動曲線に繋ぎたいと考えている。このようにして得られる変動曲線は、次の南海地震前の予測曲線を描く際に重要な基礎資料になると考えている。

謝辞：国土地理院情報サービス館では基準点成果閲覧など、多くの便宜をはかっていただいた。海上保安庁海洋情報部海の相談室では海図の閲覧や測定年代について多くのご教示をいただいた。第五管区海上保安本部海の相談室においても水路要報の記述などについてのご教示をいただいた。編集委員並びに査読者行谷佑一氏のコメントと指摘は文章改善に非常に有効でした。本研究を支援していただいた地震・地下水チームの小泉尚嗣チーム長はじめチームの皆様には感謝します。

## 文 献

- Itaba, S., Koizumi, N., Matsumoto, N. and Ohtani, R. (2009) Continuous Observation of Groundwater and Crustal Deformation for Forecasting Tonankai and Nankai Earthquakes in Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **167**, 1105-1114
- 海岸昇降検知センター (2010) 日本列島沿岸の年平均潮位 (1894～) = 数値表。  
<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/center/annual.html>
- 海上保安庁水路部 (1971) 日本水路史 1871-1971. 日本水路協会発行, 97-237.
- 気象庁 (2003) 東海地震に関する新しい情報発表。  
<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tokai/20030728tokai.pdf>
- 北川有一・板場智史・武田直人・小泉尚嗣 (2009) 地殻歪観測による短期的ゆっくり滑りのモニタリング。地質ニュース, **662**, 55-59.
- 高知県須崎市 (1995) 海からの警告—南海地震・チリ地震津波録—。須崎市企画課編集, 151p.
- 小泉尚嗣・高橋誠・松本則夫・佐藤務・大谷竜・北川有一・板場智史・梅田康弘・武田直人・重松紀生・桑原保人・佐藤隆司・今西和俊・木口務・関陽児・塚本斉・山口和雄・加野直巳・住田達哉・風早康平・高橋正明・高橋浩・森川徳敏・角井朝昭・下司信夫・中島隆・中江訓・大坪誠・及川輝樹・星野真 (2009) 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備について。地質ニュース, **662**, 6-10.
- 国土地理院 (2007) 中国・四国地方の地殻変動。地震予知連絡会報, **78**, 527-532.
- 国土地理院 (2009) 水準点平均成果表。
- 国土地理院 (2010) 基準点・測地観測データ 基準点成果閲覧。<http://sokuservice1.gsi.go.jp/datums/>
- 小林昭夫・吉田明夫・真砂礼宏 (2002) 潮位記録から推定される 1946 年南海地震時およびその後の地殻変動。測地学会誌, **48**, 259-270.
- 中村不二夫 (2009) 南海地震は予知できる。高知新聞企業, 301p.
- Miyabe N. (1955) Vertical earth movement in Nankai district. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **5**, 1-14.
- 大谷竜・板場智史・北川有一・佐藤務・松本則夫・高橋誠・小泉尚嗣 (2009) 産総研地下水等総合観測網による東南海・南海地震の仮想的プレスリップの検出能力の評価。地質調査研究報告, **60**, 511-525.
- 水路局 (1948) 昭和 21 年南海大地震調査報告 (地変及び被害編)。小向良七編, 水路要報増刊号 **201**, 1-117.
- 梅田康弘・重富國宏・尾上謙介, 浅田照行・細義信・近藤和男・橋本学・木村昌三・川谷和夫・大村誠 (2010) 南海地震前の井戸水の低下について一次の南海地震の予知に向けて—。地震 ii, **63**, 1-10.

(受付: 2010 年 9 月 21 日; 受理 2011 年 3 月 11 日)

地質調査総合センター研究資料集

- 516 日本空中磁気 DB による対地 1,500m 平滑面での磁気異常分布データの編集 中塚 正・大熊茂雄
- 518 地球物理データの解析処理・図化表現のためのライブラリ (3) 中塚 正
- 519 Software system for aeromagnetic data processing, grid data manipulation, and reduction and quantitative interpretation of magnetic anomaly data (2) Tadashi Nakatsuka
- 520 デジタル版仙台西部の地質案内 高橋裕平
- 521 5 万分の 1 シームレス地質図「中部・近畿地域」 脇田浩二・井川敏恵・尾崎正紀編
- 522 第 8 回水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての日台国際ワークショップ予稿集 謝 正倫・小泉尚嗣・松本則夫編
- 523 揺れる日本列島 堀川晴央・澤田結基
- 525 山口鎌次氏撮影の桜島噴火写真 川辺禎久, 中野俊
- 526 GSJ 第 16 回シンポジウム「20 万分の 1 地質図幅全国完備記念シンポジウムー全国完備後の次世代シームレス地質図を目指してー」 地質調査総合センター編
- 527 地質情報展 2010 とやま 海・山ありて富める大地 川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平
- 528 地下地質・地盤の模式柱状図モデル(暫定版)ー東京低地北部から中川低地南部地域の例ー 木村克己, 石原与四郎, 根本達也, 康 義英
- 529 地質標本館 2010 秋の特別展 イーハトープの石たちー宮沢賢治の地的世界ー 加藤禎一・青木正博・長森英明・澤田結基
- 530 新地球化学標準試料作製のための, 北海道におけるかんらん岩の採取概要報告 御子柴(氏家)真澄・中川 充・新井田清信
- 531 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of the eruptive products of the Asama volcano on 1 September 2004 Isoji Miyagi
- 532 深層地下水データベース 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純
- 533 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域(男鹿半島)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・渡辺真人
- 534 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of Hijiori volcano, NE Japan Isoji Miyagi
- 535 日本の地質図史 加藤禎一・脇田浩二・菅原義明・宮野素美子・宮崎一博
- 536 地質調査総合センター第 17 回シンポジウム「地質地盤情報の法整備を目指して」 地質調査総合センター編
- 537 5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域(新潟県)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・工藤 崇
- 538 Proceedings of the 9th Japan-Taiwan International Workshop on Hydrological and Geochemical Research for Earthquake Prediction Edited by Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Chjeng-Lun Shieh
- 539 沖積層の三次元グリッドモデルとその作成手法(概要)ー東京低地北部から中川低地南部の例ー 木村克己・石原与四郎・花島裕樹・根本達也
- 540 日本及び周辺地域の泥火山データベース 高橋正明・切田 司・大丸 純・風早康平
- 541 世界石紀行 加藤禎一・青木正博・須田郡司・芝原暁彦
- 542 桜島昭和火口の噴煙の時間的変化の観察 西来 邦章・宮城 磯治

地質調査総合センターの最新出版物

---

200万分の1地質編集図	No. 4	日本地質図第5版
20万分の1地質図幅		伊勢・静岡及び御前崎(第2版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部
5万分の1地質図幅		三峰・大洲・佐賀・宇都宮・小滝・西郷・延岡・野田・戸賀及び船川(第2版)・熱海
海外地球科学図		中央アジア地質図(1:300万) アジア地質図(1:500万)
海洋地質図	No. 70	落石岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 71	釧路沖表層堆積図(1:20万)
	No. 72	襟裳岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 73	釧路沖海底地質図(1:20万)
構造図	No. 14	全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No.15	樽前火山地質図(1:3万)
	No.16	十勝岳火山地質図(1:3万)
鉱物資源図	No. 7	南西諸島(1:50万)
特殊地質図	No. 39	千葉県清和県民の森周辺の地質図
水文環境図	No. 6	山形盆地(1:20万) CD-ROM
重力図	No. 27	岡山地域重力図(ブーゲー異常)
	No. 28	高知地域重力図(ブーゲー異常)
	S3	甲府地域重力構造図(ブーゲー異常)
空中磁気図	No. 44	岩手火山地域高分解能空中磁気異常図
	No. 45	福井平野地域高分解能空中磁気異常図
数値地質図	G-16	20万分の1 日本シームレス地質図 DVD版
	G-17	九州地質ガイド
	FR-2	燃料資源地質図「東部南海トラフ」
	GT-4	全国地熱ポテンシャルマップ
	S-1	海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」 DVD版
	S-2	海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD版
	V-3	口永良部島火山地質データベース
	P-7	有珠火山地域地球物理総合図
	G20-1	20万分の1数値地質図幅集「北海道北部」第2版
	G20-2	20万分の1数値地質図幅集「北海道南部」第2版
その他		日本の熱水系アトラス 海と陸の地球化学図

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 森下祐一  
副委員長 佐脇貴幸  
委員 大谷竜  
中江訓之  
吉川敏之  
長森英明  
鈴木淳  
片山肇  
澤井祐紀  
月村勝宏  
川邊禎久  
神宮司元治  
牧野雅彦  
松浦浩久

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査情報センター 地質情報出版室  
Tel : 029-861-3601  
E-mail :bull-gsj@m.aist.go.jp

地質調査研究報告 第62巻 第5/6号  
平成23年10月31日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター  
〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1  
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Yuichi Morishita  
Deputy Chief Editor: Takayuki Sawaki  
Editors: Ryu Ohtani  
Satoshi Nakae  
Toshiyuki Yoshikawa  
Hideaki Nagamori  
Atsushi Suzuki  
Hajime Katayama  
Yuki Sawai  
Katsuhiko Tsukimura  
Yoshihisa Kawanabe  
Jinguuji Motoharu  
Masahiko Makino  
Hirohisa Matsuura

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
Geological Survey of Japan  
Geo-information Publishing Office  
Tel: +81-29-861-3601  
E-mail: bull-gsj@m.aist.go.jp

Bulletin of the Geological Survey of Japan  
Vol.62 No.5/6 Issue October 31, 2011

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
**Geological Survey of Japan**  
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,  
Tsukuba, Ibaraki 305-8568 Japan

All rights reserved.

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 5/6 2011

## CONTENTS

- Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam  
Shunso Ishihara, Hideo Hirano, Mihoko Hoshino, Pham Ngoc Can, Pham Thi Dung, and Tuan-Anh Tran .....197
- Physical properties of Cretaceous to Paleogene granitic rocks in Japan: Part 4. A case of the inner zone of Southwest Japan  
Hiroshi Kanaya and Shigeo Okuma.....211
- K-Ar ages of adularia at the Koryu epithermal Au-Ag deposit, Hokkaido in Japan  
Toru Shimizu.....235
- Vertical Crustal Movements along the Pacific Coast of Shikoku before the 1946 Nankai Earthquake  
Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba.....243

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan

地 調 研 報  
Bull. Geol. Surv. Japan  
Vol. 62, No. 5/6, 2011